

地域地質研究報告
5万分の1地質図幅
金沢(10)第18号
NJ-53-5-6・7

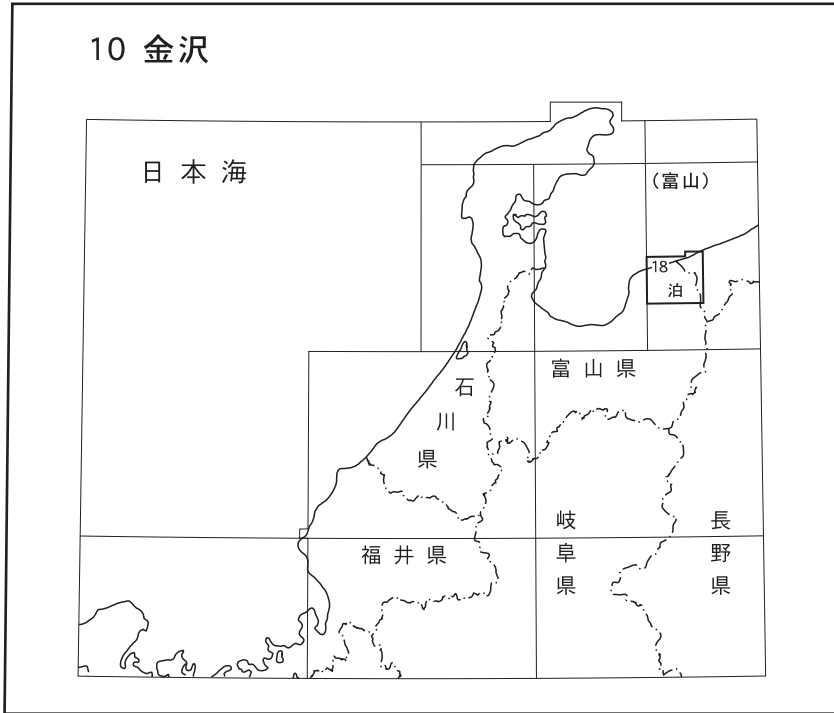
泊地域の地質

竹内 誠・古川竜太・長森英明・及川輝樹

平成 29 年

国立研究開発法人 産業技術総合研究所
地質調査総合センター

位置図



() は1:200,000図幅名

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

糸魚川 Itoigawa 1:75,000 (1936)

		10-14 糸魚川 Itoigawa NJ-53-5-2 (未刊行, unpublished)
10-17 三日市 Mikkaichi NJ-53-5-11 (1967)	10-18 泊 Tomari NJ-53-5-6・7 (2017)	10-19 小滝 Kotaki NJ-53-5-3 (2010)
10-23 魚津 Uozu NJ-53-5-12 (1972)	10-24 黒部 Kurobe NJ-53-5-8 (未刊行, unpublished)	10-25 白馬岳 Shirouma Dake NJ-53-5-4 (2002)

泊地域の地質

竹内 誠*・古川竜太**・長森英明***・及川輝樹**

地質調査総合センターは明治15年(1882年)にその前身の地質調査所が創設されて以来、国土の地球科学的実態を解明するための調査研究を行い、様々な縮尺の地質図を作成、出版してきた。その中で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の一つであり、基本的な地質情報が網羅されている。泊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われたものである。

泊地域の地質図幅の作成は、平成22～25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、後期白亜紀深成岩及び岩脈を、古川が後期白亜紀から鮮新世の火山岩類を、長森が中新世から前期更新世の堆積岩類を、及川が中期更新世以降の堆積岩、段丘堆積物や低地堆積物を、それぞれ担当した。地形、更新統から完新統の堆積物、地質構造及び応用地質については、竹内、古川、長森、及川が共同で担当し、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竹内が行った。岩石薄片は、大和田 朗、佐藤卓見、福田和幸、平林恵理(地質標本館)の製作による。

本調査及び研究を行うに際し、以下の方々に多大なるご協力をいただいた。名古屋大学の常盤哲也博士(現在、信州大学理学部)、横田秀晴氏(現在、国立研究開発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)、川原健太郎氏(現在、愛知県建設部)、橋本昌美氏(現在、名古屋市教員)、大川真弘氏(現在、三菱マテリアルテクノ株式会社)及び鈴木あゆ美氏(現在、応用地質株式会社)には現地調査にて協力していただいた。電源開発株式会社の熊崎直樹氏には北又谷の来馬層群のデータと試料を提供していただいた。また岐阜県立博物館の久保貴志氏(現在、黒部市吉田科学館)には現地にて来馬層群の化石について鑑定及びご教示いただいた。名古屋大学奥語節生氏には岩石薄片の製作に協力いただいた。ジルコンのU-Pb年代測定に際し、名古屋大学の山本鋼志教授、富山大学の高地吉一氏、東京大学地震研究所折橋裕二博士にご協力やご助言をいただいた。専修大学の荻谷愛彦教授には飛騨山脈地域の氷河堆積物及び地すべり堆積物に関してご助言をいただいた。また、名古屋大学のSimon Wallis教授には変成鉱物の鑑定においてご協力をいただいた。糸魚川市フォッサマグナミュージアムの竹之内 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いた。独立行政法人鉄道建設・運輸施設整備支援機構の上野 光氏には資料の閲覧に便宜を図っていただいた。朝日町役場には、道路の通行許可をいただいた。以上の方々に深く御礼申し上げます。

(平成28年度稿)

所 属

* 名古屋大学(平成23～28年度客員研究員)

** 活断層・火山研究部門

*** 地質情報研究部門

Keywords : areal geology, geological map, 1:50,000, Tomari, Renge Metamorphic Rocks, Unazuki Metamorphic Rocks, Hida Granitic Rocks, Kuruma Group, Cambrian, Ordovician, Carboniferous, Permian, Triassic, Jurassic, Cretaceous, Paleogene, Neogene, Miocene, Pliocene, Quaternary, Pleistocene, Holocene, terrace deposits, active fault, Kurobegawa fan delta

目 次

第1章 地 形	1
1. 1 地形概説	1
1. 2 山 地	1
1. 3 平地及び段丘	2
1. 3. 1 高位段丘	4
1. 3. 2 中位段丘	4
1. 3. 3 低位段丘	5
1. 4 海底地形	5
第2章 地質概説	6
2. 1 先ジュラ系	6
2. 2 ジュラ系－古第三系	6
2. 3 白亜紀－更新世貫入岩類	6
2. 4 新第三系－下部更新統	6
2. 5 中部更新統－完新統	8
第3章 超苦鉄質岩及び角閃岩, 蓮華変成岩類	10
3. 1 研究史及び概要	10
3. 2 超苦鉄質岩	10
3. 3 角閃岩	11
3. 4 蓮華変成岩類	11
第4章 ペルム紀付加コンプレックス	15
4. 1 研究史及び概要	15
4. 2 青海コンプレックス	15
第5章 ペルム紀正常層	17
5. 1 研究史及び概要	17
5. 2 白馬岳層	17
5. 3 小滝層	18
第6章 宇奈月変成岩類	20
第7章 飛驒花崗岩類	25
7. 1 研究史及び概要	25
7. 2 飛驒古期花崗岩類	26
7. 2. 1 音谷斑れい岩	26
7. 2. 2 宇奈月花崗岩	28
7. 2. 3 舟川花崗岩	28
7. 2. 4 負釣山花崗岩	28
7. 2. 5 烏帽子山マイロナイト	28
7. 3 飛驒新期花崗岩類	31
7. 3. 1 弥太蔵谷石英閃緑岩	31

第8章 下部ジュラ系来馬層群	32
8.1 研究史及び概要	32
8.2 漏斗谷層	34
8.3 北又谷層	34
8.4 似虎谷層	36
8.5 寺谷層	39
8.6 楯谷層	40
8.7 大滝谷層	40
第9章 白亜系	47
9.1 研究史及び概要	47
9.2 手取層群	49
9.2.1 水上谷層	49
9.2.2 黒菱山層	50
9.3 尻高山層及び内山層	51
9.3.1 尻高山層	51
9.3.2 内山層	52
9.4 親不知層	54
第10章 白亜紀－更新世貫入岩類	57
10.1 研究史及び概要	57
10.2 貫入岩 (I)	58
10.3 北又谷花崗閃緑岩	60
10.4 貫入岩 (II)	60
10.5 貫入岩 (III)	61
第11章 古第三系火山岩	66
11.1 研究史及び概要	66
11.2 烏帽子山層	66
第12章 新第三系－下部更新統	68
12.1 研究史及び概要	68
12.2 雁蔵層	69
12.3 福平層	72
12.4 坪野層	72
12.5 羽入層	74
12.6 笹川層	74
12.7 積泉寺層	76
12.8 最禪層	78
12.9 高畠層	79
12.10 室田層	81
12.10.1 室田層 (Mr)	81
12.10.2 笠破軽石質テフラ (Ksp)	83
12.11 横尾層	85

12.12 宮崎層	86
12.13 未区分層	86
第13章 中部更新統 – 完新統	88
13.1 研究史及び概要	88
13.2 段丘堆積物	89
13.2.1 十二貫野面構成層	89
13.2.2 棚山面構成層	89
13.2.3 城山面構成層	91
13.2.4 音澤面構成層	92
13.2.5 船見野面構成層	92
13.2.6 境面構成層	92
13.2.7 浦山面構成層	92
13.2.8 未区分段丘堆積物	92
13.3 現河床及び氾濫原堆積物	93
13.4 崖錐堆積物	93
13.5 地すべり及び崩壊堆積物、及び堰止め湖堆積物	93
13.6 海岸低地堆積物	93
13.7 海浜及び砂丘堆積物	93
13.8 人工改変地	95
第14章 地質構造	96
14.1 山地の地質構造	96
14.2 断層	97
第15章 応用地質	102
15.1 金鉱床	102
15.2 採石・採土	103
15.3 トラバーチン	104
15.4 地下水	104
15.5 温泉及び鉱泉	105
15.6 地質災害	105
文献	107
Abstract	118

図・表目次

第1. 1図 泊地域及びその周辺地域の地形斜度陰影図	1
第1. 2図 山地地域の地形	2
第1. 3図 平地及び段丘の地形	3
第1. 4図 段丘面区分図	4
第2. 1図 泊地域の地質総括図	7
第2. 2図 泊地域の地質概略図	8

第 2. 3 図	泊地域及びその周辺地域の中・古生界地質概略図	9
第 3. 1 図	超苦鉄質岩, 角閃岩及び蓮華変成岩類の岩相	11
第 3. 2 図	角閃岩の薄片の偏光顕微鏡写真	12
第 3. 3 図	蓮華変成岩類の鉱物組み合わせ分布図	12
第 3. 4 図	蓮華変成岩類エクロジャイトユニットの偏光顕微鏡写真	13
第 3. 5 図	蓮華変成岩類非エクロジャイトユニットの偏光顕微鏡写真	14
第 4. 1 図	青海石灰岩の層序	15
第 5. 1 図	白馬岳層に貫入する斑れい岩	18
第 5. 2 図	小滝層の岩相	19
第 6. 1 図	宇奈月変成岩類の分布と変成相	21
第 6. 2 図	石灰質変成岩	21
第 6. 3 図	宇奈月変成岩, 飛驒古期花崗岩類及び飛驒新期花崗岩類の産状を示すルートマップ	22
第 6. 4 図	宇奈月変成岩類の岩相	23
第 6. 5 図	宇奈月変成岩類の薄片の偏光顕微鏡写真	24
第 7. 1 図	飛驒花崗岩類の相互関係と放射年代	26
第 7. 2 図	宇奈月花崗岩及び音谷斑れい岩の岩相	27
第 7. 3 図	負釣山花崗岩及び舟川花崗岩の岩相	29
第 7. 4 図	烏帽子山マイロナイトの岩相と薄片の偏光顕微鏡写真	30
第 7. 5 図	弥太蔵谷石英閃緑岩の産状と岩相	30
第 8. 1 図	来馬層群の分布	33
第 8. 2 図	来馬層群の層序対比	34
第 8. 3 図	来馬層群の柱状図	35
第 8. 4 図	来馬層群漏斗谷層の産状	36
第 8. 5 図	漏斗谷層の岩相	37
第 8. 6 図	北又谷層の岩相	37
第 8. 7 図	似虎谷層の岩相	38
第 8. 8 図	アイサワ谷部層の岩相	39
第 8. 9 図	寺谷層の岩相	40
第 8. 10 図	楯谷層の岩相	41
第 8. 11 図	楯谷層の岩相	41
第 8. 12 図	大滝谷の大滝谷層下部層と上部層の産状を示すルートマップ	42
第 8. 13 図	大滝谷層粗粒岩の岩相	43
第 8. 14 図	境川上流部の大滝谷層上部層の産状を示すルートマップ	44
第 8. 15 図	大滝谷層上部層の岩相を示す柱状図	44
第 8. 16 図	大滝谷層細粒岩の岩相	45
第 8. 17 図	大滝谷層の岩相	46
第 8. 18 図	白鳥山付近のジュラ系と白亜系の分布と区分の変遷	46
第 9. 1 図	泊地域及びその周辺地域の白亜系分布	47
第 9. 2 図	白亜系層序対比	48
第 9. 3 図	白亜系柱状図	49

第 9. 4 図	楯谷における手取層群基底部の産状を示すルートマップ	50
第 9. 5 図	手取層群の岩相	51
第 9. 6 図	境川における手取層群基底部の産状を示すルートマップ	52
第 9. 7 図	尻高山層及び内山層の岩相	53
第 9. 8 図	内山層模式地のルートマップ	54
第 9. 9 図	親不知層の産状	55
第 9.10 図	親不知層火山岩の全岩化学組成	56
第 10. 1 図	泊地域の貫入岩類の相互関係と周辺地域との比較	57
第 10. 2 図	泊地域及びその周辺地域の貫入岩類の分布	58
第 10. 3 図	貫入岩 (I), 白亜紀ざくろ石含有黒雲母デイサイトの岩相と偏光顕微鏡写真	59
第 10. 4 図	北又谷花崗閃緑岩の岩相と偏光顕微鏡写真	60
第 10. 5 図	貫入岩 (II) (流紋岩) の岩相と薄片の偏光顕微鏡写真	61
第 10. 6 図	荒戸谷における貫入岩 (III) の産状を示すルートマップ	62
第 10. 7 図	貫入岩 (III) の荒戸谷岩体の岩相	63
第 10. 8 図	相又谷における貫入岩 (II) と (III) の産状を示すルートマップ	64
第 10. 9 図	貫入岩 (III) の安山岩脈の岩相	64
第 10.10 図	貫入岩 (III) の安山岩脈の偏光顕微鏡写真	65
第 11. 1 図	烏帽子山層の産状	67
第 12. 1 図	黒部川右岸地域の層序比較	68
第 12. 2 図	泊地域の中新統 - 下部更新統の層序概略図	69
第 12. 3 図	泊地域の新生界地質分布概略図	70
第 12. 4 図	雁蔵層の溶岩及び凝灰角礫岩	71
第 12. 5 図	福平層の岩相	73
第 12. 6 図	羽入層の岩相	75
第 12. 7 図	笹川層の岩相	76
第 12. 8 図	笹川層最下部流紋岩の岩相	76
第 12. 9 図	笹川層中部流紋岩の岩相	77
第 12.10 図	釈泉寺層の岩相	78
第 12.11 図	最禪層の岩相	79
第 12.12 図	最禪層の流紋岩	79
第 12.13 図	高島層の岩相	80
第 12.14 図	高島層の流紋岩	81
第 12.15 図	室田層の岩相	82
第 12.16 図	笠破軽石質テフラの露頭位置図	83
第 12.17 図	笠破軽石質テフラの岩相	84
第 12.18 図	横尾層の岩相	85
第 12.19 図	宮崎層の露出状況	87
第 12.20 図	未区分層の岩相	87
第 13. 1 図	地すべり地形分布図	88
第 13. 2 図	段丘堆積物	90

第 13. 3 図	棚山面構成層を被覆する風化火山灰質土壌の柱状図	91
第 13. 4 図	崩壊堆積物及び堰止め湖堆積物の産状	94
第 13. 5 図	崩壊堆積物及び堰止め湖堆積物の産状を示すルートマップ	95
第 14. 1 図	来馬層群の転倒褶曲構造ルートマップ	96
第 14. 2 図	来馬層群中の転倒褶曲露頭	97
第 14. 3 図	碎屑岩脈の産状	98
第 14. 4 図	花崗岩に発達するカタクレーサイト	99
第 14. 5 図	小川沿いの断層帯のルートマップ	99
第 14. 6 図	小川沿いの断層岩と角礫岩露頭	100
第 14. 7 図	下立断層の断層破碎帯	100
第 14. 8 図	断層露頭	101
第 14. 9 図	未固結堆積物を切る断層	101
第 15. 1 図	橋立金山坑口及び精錬所跡位置図	102
第 15. 2 図	橋立金山坑口及び精錬所跡	103
第 15. 3 図	トラバーチン転石位置図	104
第 15. 4 図	トラバーチン転石	104
第 15. 5 図	黒部川扇状地性三角州の扇端付近における湧水	105
第 9. 1 表	親不知層のフィッション・トラック及びウラン鉛年代	56
第 11. 1 表	烏帽子山層のフィッション・トラック及びウラン鉛年代	67
第 12. 1 表	新第三系のフィッション・トラック年代測定結果	73
第 13. 1 表	クリプトテフラの分析結果	91
付図	ルートマップの位置図	116
附表	全岩化学組成分析結果及び試料採取地点一覧	117
Fig.1	Geological summary of the Tomari District	121

第1章 地 形

(及川輝樹・竹内 誠・古川竜太)

1.1 地形概説

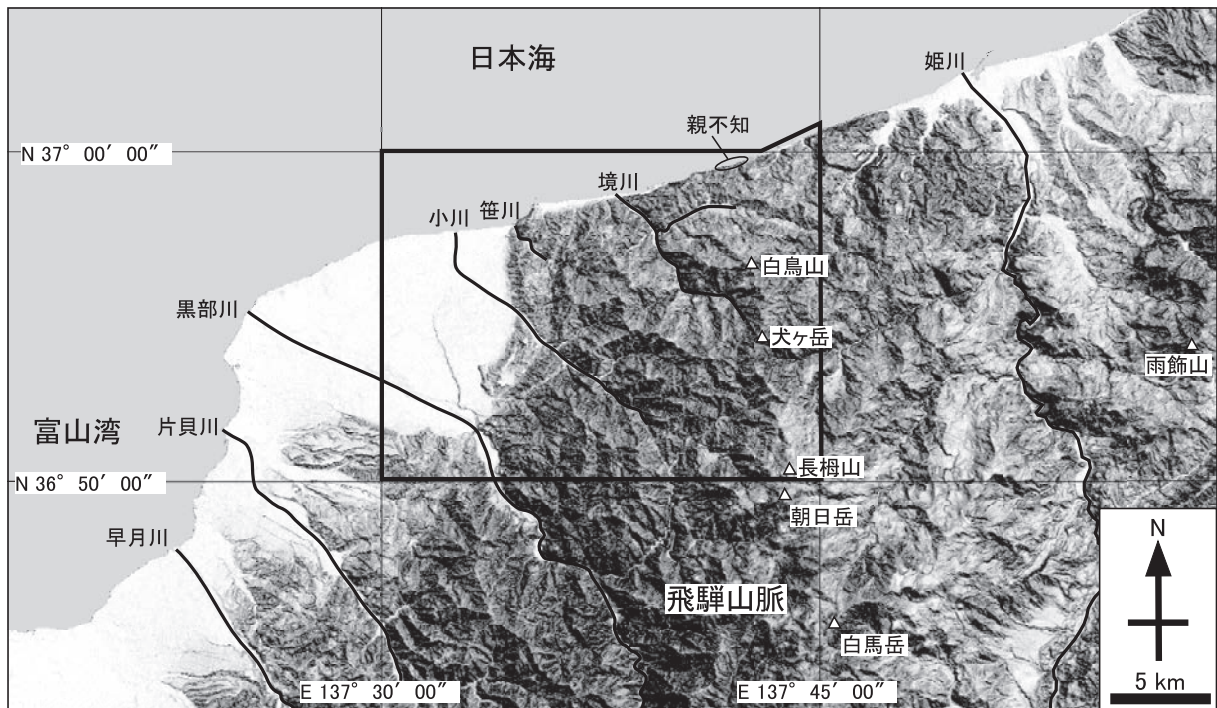
泊地域は、富山県東部から新潟県西部に位置し、北緯36° 50' 10.9"から北緯37° 00' 10.9"、東経137° 29' 48.8"から東経137° 44' 48.8"（いずれもJGD2000）の範囲とその北東に接続する陸地部分を含む地域である（第1.1図）。本地域には、新潟県糸魚川市、富山県朝日町、入善町、黒部市が含まれる。

本地域は、山地が約3分の2、平地が約6分の1、日本海に属する海域が約6分の1の面積をしめる。山地は、飛騨山脈北部を構成するものであり、白馬岳から北に伸びる飛騨山脈主稜上の頂の一つ、長梅山（標高2,267 m）を本地域の最高点とする。本地域内は海岸を含むので、起伏が大きい地域である。平地は、本地域西部をしめる黒部川と小川によって形成された扇状地性三角州（臨海扇状地、ファンデルタ：fan delta）と、親不知以西の山

麓に東西に延びる狭い海岸低地にわけられる。海岸線は、平地が直接海に接する部分は海浜を形成しているが、糸魚川市市振より東方の海岸線は山地が直接海に接して、親不知などの海岸線を形成している。親不知周辺は国道、高速道路、鉄道（新幹線を含む）などの東西を結ぶ重要な交通路が通っている。急峻な山地が直接海岸線をつくっているため、それらはすべて長大なトンネルとなっている。本地域内の主な河川は、黒部川、小川、境川でありいずれも飛騨山脈を集水域とする。扇状地性三角州と河川周辺には段丘地形が認められる。

1.2 山 地

本地域の東部は、飛騨山脈の北端に位置し、白馬岳から朝日岳に連なる主稜線が南から北に延長しており、長梅山、犬ヶ岳（標高1,593 m）、白鳥山（標高1,286.9 m）



第1.1図 泊地域及びその周辺地域の地形斜度陰影図

色が濃くなるほど斜度と起伏が大きく、山地はより黒色に平地は白色に表される。図中の黒枠内が泊地域の範囲。黒枠の正確な位置は、世界測地系で左上角が北緯37° 00' 10.9"、東経137° 29' 48.8"から右下角が北緯36° 50' 10.9"、東経137° 44' 48.8"である。国土地理院の基盤地図情報（数値標高モデル）10mメッシュ（標高）を使用してカシミール3Dにて描画。陰影をつくる光線は北東から当てた。図中の緯度経度は、JGD2000に基づく。

などを経て、日本海に達している。日本海沿いは、急崖となっており、親不知、子不知として有名である（第1.2図A）。この主稜線沿いは、中生界の堆積岩類が分布しており、特に下部ジュラ系来馬層群が広く分布している。親不知を含む日本海沿いは、下部-上部白亜系親不知層の火山岩類が分布する。一方、山地の西縁部は主に新第三紀から第四紀の堆積岩からなる。

本地域南東部の東俣沢や恵振谷、北東部の境川上流部や白鳥山北斜面、尻高山周辺などには、地すべり地形が多く見られる（第13章参照）。これらの多くは、下方に開いた馬蹄形の滑落崖と移動体によるやや緩傾斜部分からなる。これらは主に中生界堆積岩類の地すべりによるものである。一方、長梅山周辺の尾根や斜面では、谷向き低崖、尾根向き低崖、線状凹地などの地すべり地形が発達する（古谷，1982；佐藤・苺谷，2014）。

本地域の中央部を南東から北西に流れる小川は、小川断層にそって形成された直線状の谷に沿っている。小川温泉付近では断層は細かく分岐し、直線状の谷地形は不明瞭になるが、小川ダムの下流部と小川の上流部から北又小屋にかけては、直線状の谷地形が認められる（第1.2図B）。また、上路川沿いと水上谷も断層沿いに侵食されて形成された谷地形である。

山地地域は飛騨山脈の急速な隆起と強力な下方浸食により、全体として急峻な地形をなしている。そのような

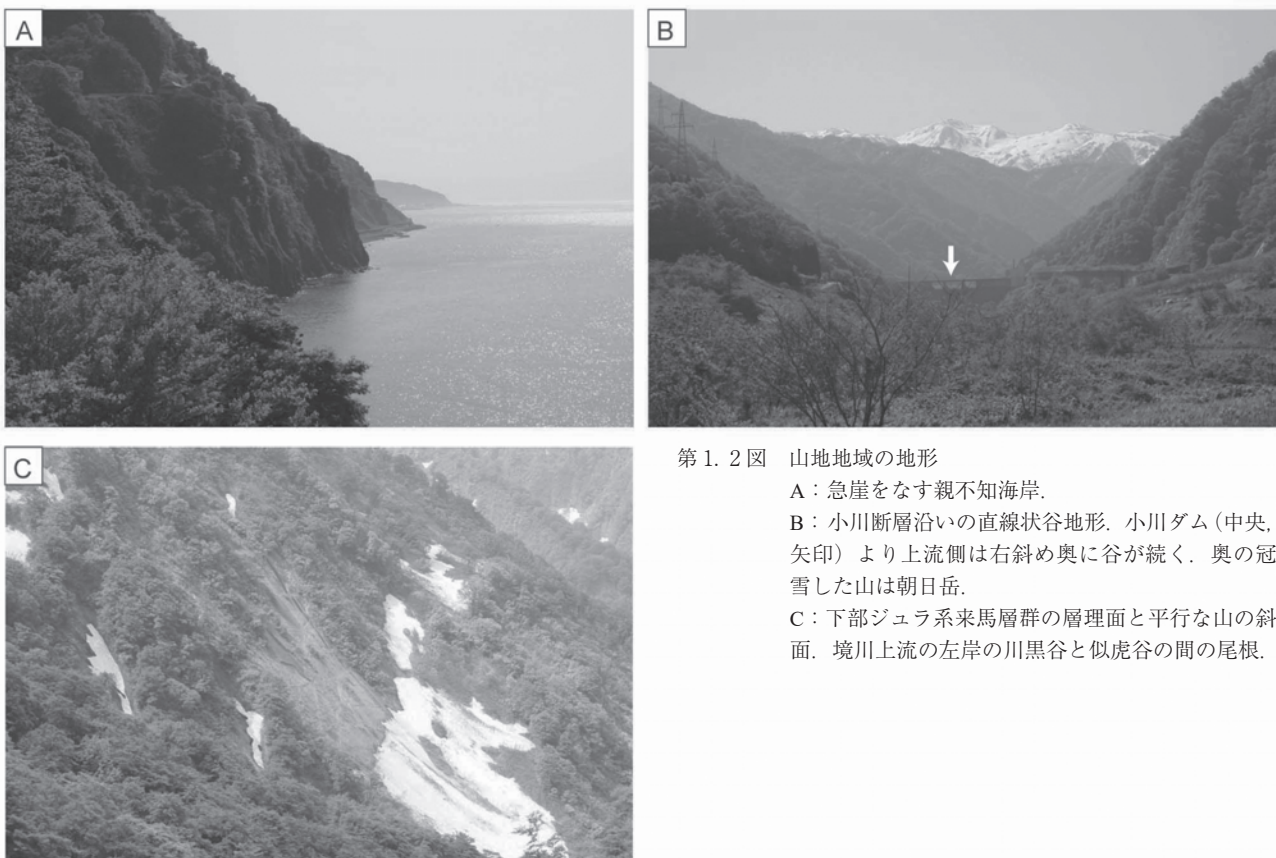
山地の中で、白鳥山北斜面と南斜面及び、その南側の境川の南側の斜面では、北側斜面が南側斜面より緩やかな傾斜を示す。これは、下部ジュラ系来馬層群の層理面が概して北傾斜をなし、北斜面では流れ盤（第1.2図C）、南斜面では受け盤となり、このような斜面の傾斜の相違をつくりだしたと考えられる。

1.3 平地及び段丘

本地域には、西部に現河川によって形成された扇状地性三角州がつくる広い平地（第1.3図A、B）とその東側に小規模で南北の幅が狭い海岸低地が広がる。

海岸低地は、朝日町宮崎から糸魚川市市振にかけて東西に約6.6 kmに南北に最大約400 mの幅で広がっている（第1.3図E）。朝日町宮崎からその東の境川河口の間にかけては、東西に延びる海岸線沿いに一系列の浜堤地形が発達し、それより南側の山側は、後背湿地が広がる。

扇状地性三角州は、本地域の西側に広がり、平地の大部分をしめる。地形的に現在の小川を境に、西部が黒部川により形成されたもの、東部が小川により形成されたものにわけられる。大部分は黒部川が形成した扇状地性三角州であり、それは黒部市愛本橋付近（黒部川の河床の標高約125 m）を扇頂として約10%の傾斜で海側に広がり海岸線を形成している。その周囲には隆起扇状地



第1.2図 山地地域の地形

A：急崖をなす親不知海岸。

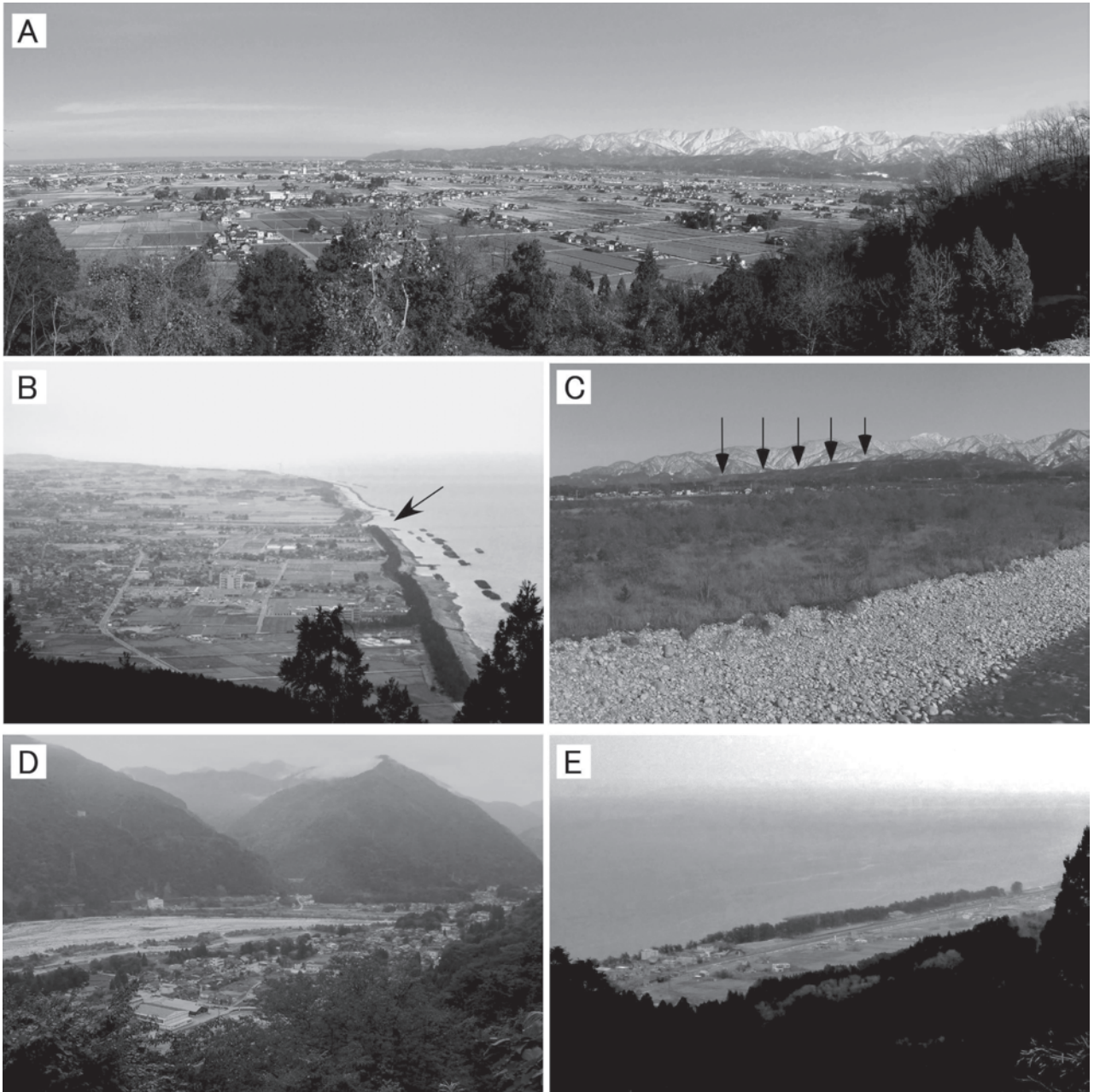
B：小川断層沿いの直線状谷地形。小川ダム（中央、矢印）より上流側は右斜め奥に谷が続く。奥の冠雪した山は朝日岳。

C：下部ジュラ系来馬層群の層理面と平行な山の斜面。境川上流の左岸の川黒谷と似虎谷の間の尾根。

となって段丘化したものが認められる（第 1. 3 図 C）。

黒部川扇状地性三角州上には集落をのせる微高地が認められ、それらを基準とした地形分類図がいくつか描かれ、現生の扇状地性三角州上を分流して流れる旧河道が図示されている（吉川，1952；藤井，1965；深井，1966；式，1969；榎根・山本，1971）。歴史記録からも、少なくとも 19 世紀の文政年間頃まで黒部川は複数に分

流して流れていたことが明らかである（国土交通省北陸地方整備局・国土交通省国土地理院，2006）。なお、本地域内の微高地とそれ以外の扇状地性三角州はいずれも礫層で構成されており、地質の差はない。また、前述の地形区分図に示された旧河道の位置は、いずれの図も程度の差はあるが異なる。そのため、黒部川の歴史時代の各時代における正確な河道の位置を復元することは難し



第 1. 3 図 平地及び段丘の地形

A：黒部川がつくる扇状地性三角州。人家が点在する平地が現成の扇状地性三角州部分。南側（黒部市栗寺北東付近）から北を望む。B：黒部川扇状地性三角州の扇端部分。右側の海は日本海。小川の河口を矢印で示す。朝日町城山付近から西を望む。C：棚山面（矢印）。黒部川にかかる新川黒部橋から望む。D：黒部川がつくる谷底平野。黒部市宇奈月町内山付近の山腹から東を望む。E：朝日町宮崎から境にかけて発達する海岸低地。朝日町城山付近から東を望む。

い。

その他、境川及び笹川の下流沿い、朝日町上朝日橋より上流の小川沿い及び愛本橋より上流の黒部川沿いには現河川により形成された小規模な谷底平野が広がっている（第 1. 3 図 D）。

段丘地形は、扇状地性三角州が隆起扇状地となって段丘化したものももっとも広い面積をしめる。その他、北部の海岸付近と笹川沿い、愛本橋より上流の黒部川流域にも小規模な段丘地形が認められる。黒部川流域の段丘については、愛本橋付近の狭窄部を境に上流側は峡谷状となり、地形面の連続が悪くなる。段丘は、北部の海岸付近ものは中位段丘の城山面、低位段丘の境面、西部の黒部川流域のものは、高位段丘の十二貫野面、中位段丘の棚山面、音澤面、低位段丘の船見野面、浦山面に区分される。黒部川流域の同一の段丘面の高度は、いずれも、南北方向では南が高く北が低く、東西方向では東が高く西が低い傾向があり、現在の山地の標高変化や新第三系の地層傾斜方向と調和的である。以下に、各段丘地形の分布や性質をのべる。構成層とその被覆層（風成堆積物）の記載と形成年代は、第 13. 2 章を参照されたい。

1. 3. 1 高位段丘

十二貫野面

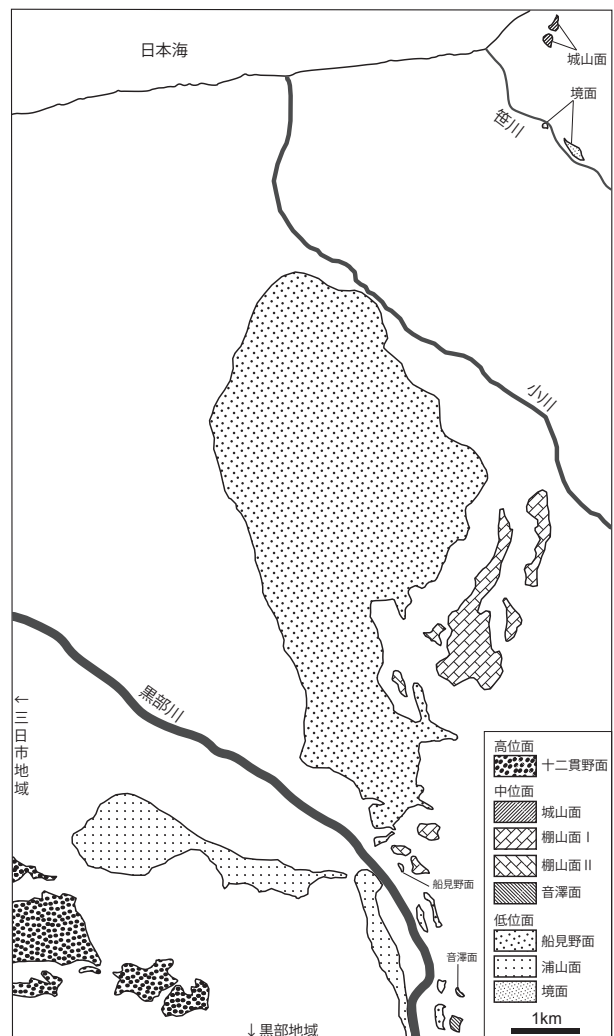
本地域南西部の黒部川左岸側の尾根上に分布する堆積段丘の段丘面（第 1. 4 図）。本地域では、標高約 420 m から西に向かって標高を約 240 m まで下げる地形面として認められる。主に東隣の三日市地域に分布する十二貫野を構成する地形面に連続する。なお、十二貫野は、黒部川と布施川間の平坦な台地上の尾根に位置する本野、石田野、枕野、鏡野、窪野、阿古屋野、吾妻野、柳沢、別所、中山、大谷、栗寺などの地域の総称である。本地域内の十二貫野面は、川田（1943）の第 I 段丘面の一部、深井（1956）の十二貫野隆起扇状地、藤井（1992）の高位段丘の一部（十二貫野面）、小池・町田（2001）の fT_{6-7} 面、中村（2005）の I 面、松浦ほか（2007）の H1、H2 面に相当する。山縣ほか（2001）や松浦ほか（2007）の指摘のように、高度分布や地形面の斜度から複数の地形面に细分される可能性が高いが、本図幅では一括して扱う。本段丘は開析が進んでいるため、尾根上のみ平坦な地形面が残されている。形成年代は諸説あるが（吉山・柳田、1995；山縣ほか、2001；中村、2005；松浦ほか、2007）、いずれも MIS（酸素同位体ステージ）5 以前に形成された段丘面と考えられている。より下位の段丘面の形成年代からも、MIS5 以前であることは確実である。

1. 3. 2 中位段丘

棚山面

黒部川右岸側の山地沿いの朝日町棚山周辺と、黒部川

沿いに分布する段丘面（第 1. 2 図 C；第 1. 4 図）。川田（1943）の第 I 段丘面の一部、榎根・山本（1971）の棚山面、藤井（1992）の高位段丘の一部（棚山面）、小池・町田（2001）の $fT_{7,9}$ 面に相当する。棚山周辺では開析谷の発達による浸食をうけているが、原面はよく保存されている。堆積段丘がつくる高位の棚山面 I と浸食段丘面である低位の棚山面 II に细分される。棚山面 I のほうが残存する地形面は広くそれを構成する礫層も厚い（第 13 章参照）。棚山面 II は、I の分布域に隣接する地域に I からの比高にして 50 m ほど低い面であり、それを構成する礫層も薄い（第 13 章参照）。そのため、棚山面 II は、棚山面 I が浸食されて形成された浸食段丘がつくる地形面と考えられる。棚山周辺の棚山面 I は、標高約 250 ~ 310 m の高度をなし、南側が高く北側が低い傾向をなす。黒部川沿いの棚山面 I は愛本橋付近の黒部川右岸に標高約 350 m の高度をもって分布する。棚山面 II は



第 1. 4 図 段丘面区分図

地形面のみ示しているため、地質図の礫層の分布と異なることに注意。

朝日町棚山の西、朝日町船見城址館、愛本橋付近の黒部川右岸に分布し、それぞれ標高約 260～270 m、240～250 m、290～300 m の高度をもつ。棚山面Ⅰは、段丘構成層の層厚や被覆層の層序により、MIS5e 以降の MIS5 の前半に離水し段丘化したと考えられる。そうであると、棚山面Ⅱは MIS5 の後半に離水した可能性が高い。

音澤面

愛本橋から黒部市宇奈月町音澤にかけての黒部川右岸の山腹に分布する（第 1.4 図）。標高約 290～240 m にかけて南から北に高度を下げながら、所々に平坦面を形成している。段丘化の年代は不明であるが、上下の地形面との関係から、MIS5～4 の間と考えられる。

城山面

朝日町宮崎の街の南側にある朝日城址がある城山（標高 248.8 m）の北側に分布する地形面（第 1.4 図）。標高 180～190 m の城山面Ⅰと標高 140～160 m に分布する城山面Ⅱに細分される。小池・町田（2001）の mT 面にあたる。段丘構成層の被覆層の層厚から MIS5 以降に離水し段丘化したと推定した。

1.3.3 低位段丘

船見野面

愛本橋より下流の黒部川右岸側に標高約 180 m から北方に標高約 30 m まで高度を下げつつ分布する地形面（第 1.4 図）。川田（1943）の第Ⅱ段丘面、榎根・山本（1971）の船見野面、藤井（1992）の低位段丘のⅠ面（船見野面）、小池・町田（2001）の fT_3 面、中村（2005）のⅥ面、松浦ほか（2007）の LL1 面に対応する。渡辺（1929）以来、典型的な隆起扇状地形と考えられている。南側から北側にかけて下位の現成扇状地性三角州を形成する地形面との比高が減少し、北端は現成扇状地性三角州のつくる地形面に没するような形態をなす。黒部市音澤の黒部川右岸側の標高約 210 m に分布する平坦面も、現河床からの比高などから高度から船見野面に対比した。地形面構成層の被覆層の層序と段丘面の形状から、MIS3 に形成され、MIS2 に至る海退期に離水し段丘化したと考えられる。

浦山面

愛本橋より下流の黒部川左岸の東から西方に標高約 140 m から標高約 100 m にかけて高度を下げつつ分布する（第 1.4 図）。川田（1943）の第Ⅱ段丘、榎根・山本（1971）の浦山面、藤井（1992）の低位段丘のⅡ面（下

立面）、小池・町田（2001）の fT_2 面、中村（2005）Ⅶ面、松浦ほか（2007）の最低位段丘面群に相当する。西側にかけて下位の現成扇状地性三角州を形成する地形面との比高が減少し、西端は現成扇状地性三角州のつくる地形面に没するような形態をなす。愛本橋より上流では、下流側（北側）が標高約 140 m、上流側（南側）が標高約 180 m の高度を持つ連続性の良い地形面として黒部川右岸側に主に発達する（第 1.4 図）。黒部川左岸側段丘化の年代は不明であるが、段丘構成層上にほとんど被覆層をのせないことから、完新世に離水したと考えられる。

境面

朝日町宮崎や境の南側、山地との境付近に標高約 10～20 m の高度に分布する（第 1.4 図）。山側は小規模な沖積錘に覆われていることが多い。朝日町泊、宮崎間の山地を流れる笹川沿いにも現河床から比高が約 10 m の小規模な段丘が認められる。海岸沿いの地域の境面とほぼ同じ高度に分布することから境面に対比した。段丘化の年代は不明であるが、段丘構成層上にほとんど被覆層をのせないことから、完新世に離水したと考えられる。

1.4 海底地形

本地域の海底部分は、大局的に富山湾底から富山舟状海盆（富山トラフ）に延びる低地に向かって下る急斜面であり、比高は 1,000 m 以上に達する。いわゆる陸棚地形の発達が悪く、最大でも海岸線から沖合 2 km の幅、水深 30 m までの範囲でしかない。陸上の海岸付近の地形は、飛騨山脈の北端が直接海に達し海岸を形成している親不知周辺と、その西側の海岸低地や扇状地性三角州が海岸線をつくる地域と大きく異なるが、それぞれの沖合の海底地形は、著しく異ならず沖合に傾く急傾斜面をなす。本地域内の急斜面には顕著な海底谷などは刻まれておらず、海岸線にほぼ平行に北向き急斜面が連続する。しかし、朝日町宮崎の沖合は北東－南西方向に延びる尾根状の地形の高まりが存在し、尾根上に岩礁である沖ノ島、中ノ島、辺ノ島が形成されている。これはさらに沖合の親不知海脚からのびる地形的な高まりの延長部にあたり、その西端には東側上昇の逆断層の存在が指摘され、高まりも断層関連褶曲により形成されたと考えられている（岡村、2013）。この親不知海脚の延長部を境に、陸上の地形も東側の山地が卓越する部分と、西側の平地に分かれる。

第2章 地質概説

(竹内 誠・古川竜太・長森英明・及川輝樹)

5万分の1地質図幅泊地域は、西南日本内帯の飛驒帯、飛驒外縁帯、大江山帯、蓮華帯、秋吉帯を構成する岩石が基盤として存在する。これらを海成から陸成の下部ジュラ系や下部白亜系が不整合に覆い、下部白亜系から古第三系火山岩類が不整合に覆う。また、これらには前期白亜紀から第四紀の火成岩が岩床や岩脈として貫入している。これらの地質が分布する地域は山岳地域となっている。本地域の西部には、黒部川による扇状地性三角州が形成されており、扇状地性三角州と山岳地域の境界付近には、中新統から下部更新統と中部更新統から完新統が分布する。山岳地域には地すべり堆積物、崩壊堆積物、堰止め湖堆積物などが分布する。また、海岸付近では海浜堆積物や砂丘堆積物が分布する。

第2.1図に地質総括図を、第2.2図に地質概略図を示す。

なお、飛驒帯など地質に関する表記には命名時に使用されていた「飛驒」を、飛驒山脈など地名表記には現在地形図に使用されている漢字の使用を基準とし、「飛驒」を使用した。

2.1 先ジュラ系

西南日本内帯の構成要素の内、本地域には飛驒帯、飛驒外縁帯、大江山帯、蓮華帯、秋吉帯の構成岩類が分布する(第2.3図)。

飛驒帯は、ペルム紀末から三畳紀の飛驒変成作用によって形成された飛驒片麻岩と三畳紀のマイロナイト化を被っている飛驒古期花崗岩類、マイロナイト化を被っていないジュラ紀の飛驒新期花崗岩類からなる(Takahashi *et al.*, 2010)。また、上部石炭系を原岩とする宇奈月変成岩類も飛驒変成作用によって形成されたとされている(桐座・金子, 2001)ため、飛驒帯構成岩類とした。飛驒外縁帯には、本地域南東部にペルム系正常層の白馬岳層が分布し、北東部にペルム系正常層の小滝層がわずかに分布する。大江山帯の超苦鉄質岩と角閃岩及び蓮華帯の蓮華変成岩類は、本地域南東部と北東部に分布する。秋吉帯は本地域北東端にのみ認められ、石炭系からペルム系青海石灰岩からなる青海コンプレックス(長森ほか, 2010)が分布する。

2.2 ジュラ系-古第三系

下部ジュラ系来馬層群は浅海成から陸成層で、蓮華変成岩や超苦鉄質岩を不整合に覆う。下位より漏斗谷層、北又谷層、似虎谷層、寺谷層、楯谷層、大滝谷層に区分される。下部白亜系手取層群は陸成層からなり、下位より水上谷層、黒菱山層に区分され、来馬層群を不整合に覆う。下部から上部白亜系は、その下部は碎屑岩を主とする尻高山層と内山層からなり、上部は安山岩質火山碎屑岩や溶岩からなる親不知層からなる。下部から上部白亜系は飛驒帯、蓮華帯・大江山帯、飛驒外縁帯地域に広く分布し、これらの地帯の先白亜系を不整合に覆う。古第三系の烏帽子山層は珪長質火山碎屑岩からなり、親不知層を不整合に覆う。

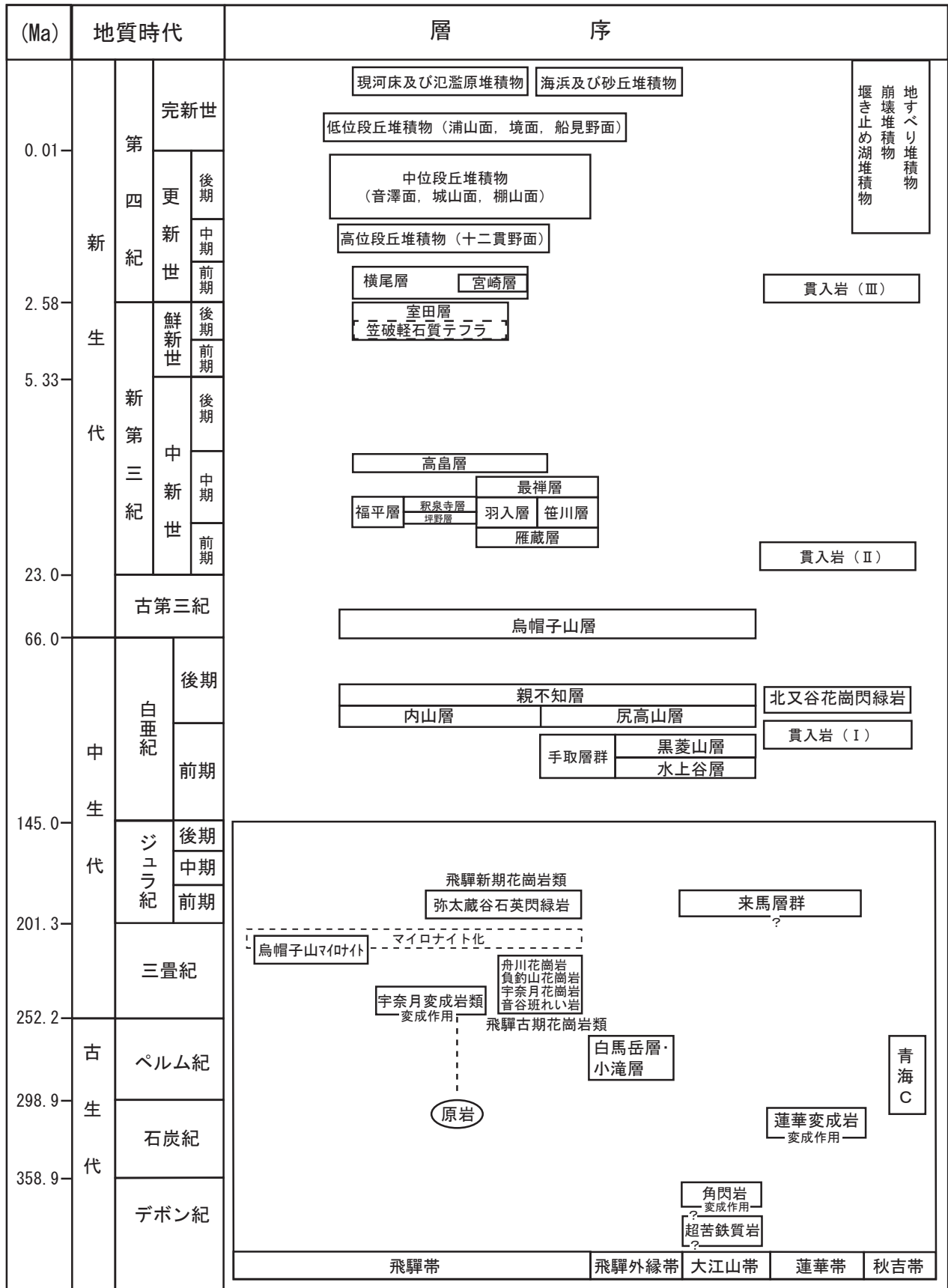
2.3 白亜紀-更新世貫入岩類

本地域の白亜紀以降の貫入岩類は、水上谷や境川付近に分布する貫入岩(I)とした前期白亜紀のざくろ石含有デイサイト岩脈が最も古い。また、北又谷流域に分布する後期白亜紀の北又谷花崗閃緑岩が最も大きな貫入岩体として分布する。相又谷から小川ダム付近、及び北又小屋付近には、貫入岩(II)とした中新世の流紋岩が分布し、シル状に手取層群に貫入している。荒戸谷や相又沢、犬ヶ岳北方などでは、貫入岩(III)としたものの内、小岩体として酸性-中性の火山岩や深成岩が手取層群や来馬層群に貫入する。また安山岩岩脈が先新生界分布域全体に主に北西-南東方向岩脈として、また来馬層群と手取層群の境界にシルとして貫入している。

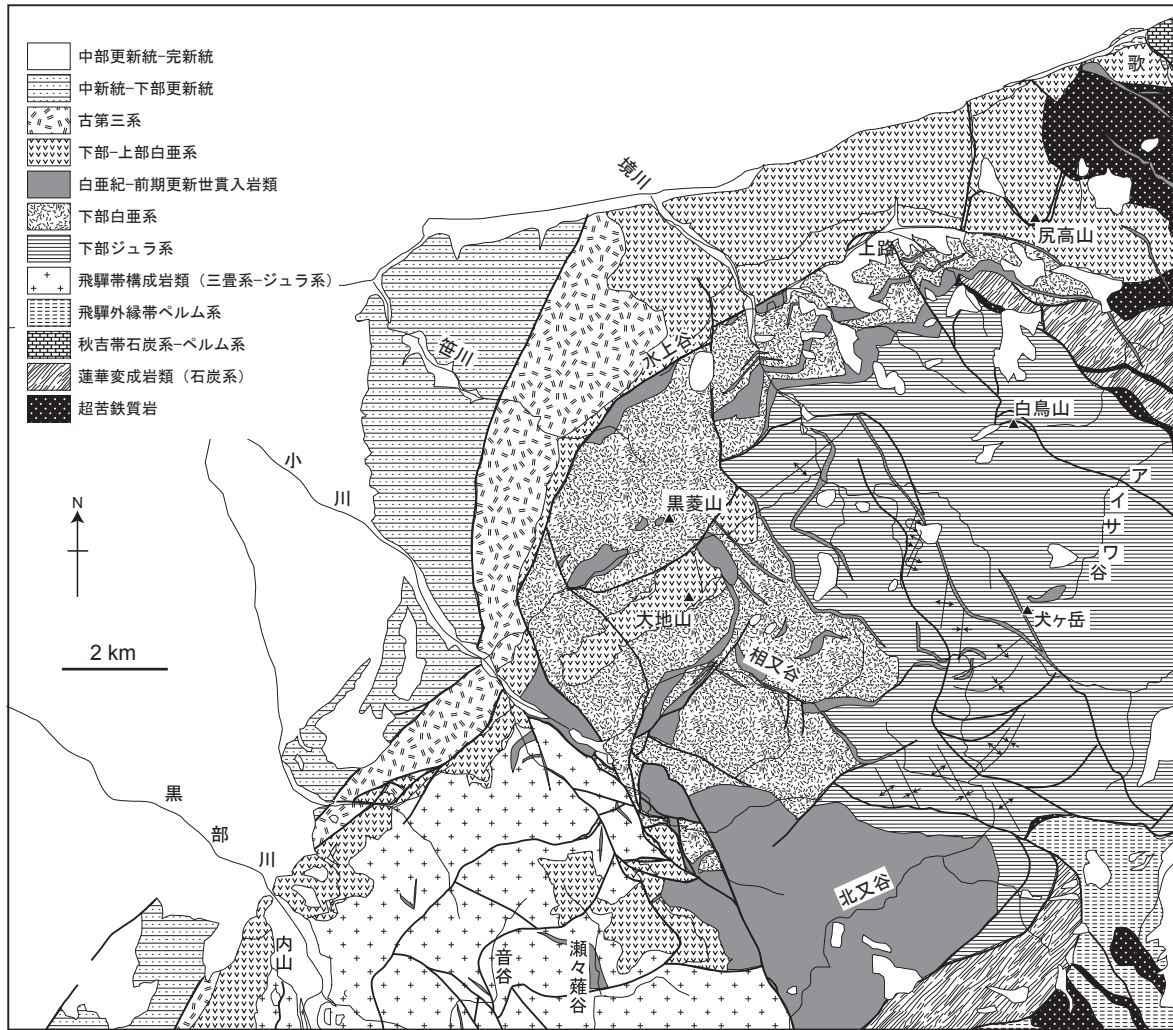
2.4 新第三系-下部更新統

本地域の新第三系から下部更新統は、南西-北東方向に帯状に分布し、黒菱山断層と扇状地性三角州(ファンデルタ)の堆積物の分布域の間に位置する。いずれも北西ないし、西北西方向へ傾斜する。

新第三系-下部更新統は、海成層の堆積岩及び火山岩



第 2. 1 図 泊地域の地質総括図



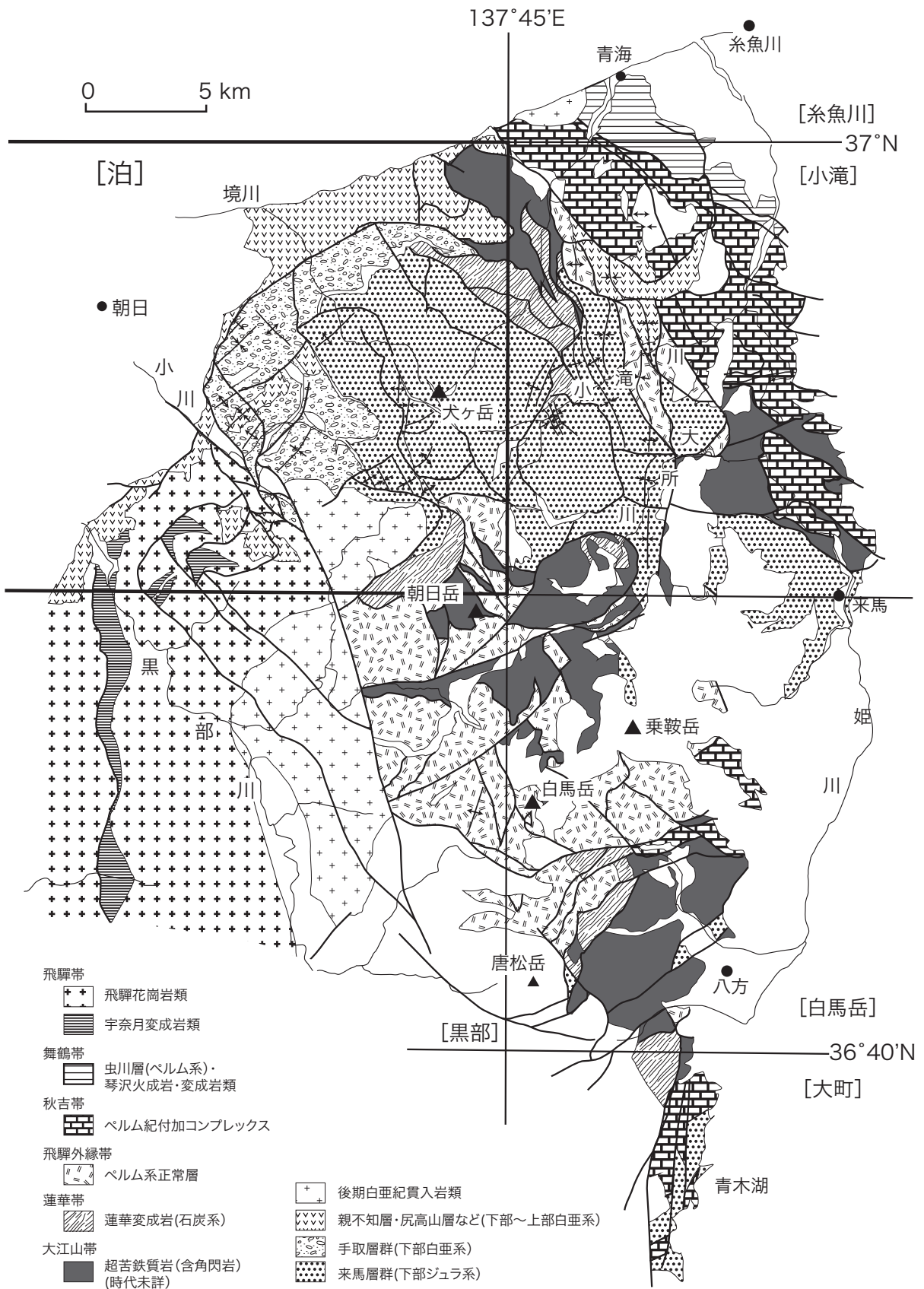
第2.2図 泊地域の地質概略図

から構成される。下部-中部中新統は、南西地域では坪野層、釈泉寺層、福平層が、中部から北東地域では雁蔵層、羽入層、笹川層、最禪層が分付する。中部中新統の高島層がこれらの下位層を不整合で覆う。鮮新統から下部更新統は、室田層、横尾層、宮崎層に区分される。室田層の下部には、笠破軽石質テフラが挟まれる。

2.5 中部更新統-完新統

中期更新世-完新世の礫層は、段丘及び平地に分布する。それらは主に本地域西部の黒部川流域と北部の海岸付近に分布する。段丘は、上位の十二貫野面、中位の城山、棚山、音澤面、低位の船見野、浦山、境面に区分さ

れる。十二貫野、棚山、音澤、船見野、浦山面は黒部川流域、城山、境面は北部の海岸沿いに分布する。各段丘面構成層は、被覆風成層中のテフラ層(K-Tz, DKP, AT)の存在や比高から、十二貫野面構成層がMIS(酸素同位体ステージ)6以前、棚山面構成層がMIS6~5前半、船見野面構成層がMIS4~3、浦山面・境面構成層は完新世に形成されたと考えられる。黒部市愛本から下流の黒部川沿いには、現在の黒部川が形成した扇状地性三角州を形成する礫層である現河床及び氾濫原堆積物が広く存在する。また、朝日町宮崎から東の、ほぼ東西に延びる海岸沿いには礫質の海浜堆積物が分布し、さらにその陸側には完新世の砂層でつくられる海岸低地堆積物が分布する。



第2.3図 泊及びその周辺地域の中・古生界地質概略図

第3章 超苦鉄質岩及び角閃岩、蓮華変成岩類

(竹内 誠)

3.1 研究史及び概要

新潟県糸魚川市の金山谷^{かなやまだに}、湯ノ谷^{ゆのたに}、上路集落^{あげろ}西方及び下新川郡朝日町の漏斗谷^{じょうごうたに}や恵振谷^{いぶりたに}には、蛇紋岩化した超苦鉄質岩中に蓮華変成岩類、角閃岩やひすい輝石岩などが岩塊として産する。

本地域の湯ノ谷から金山谷及びその東方の青海川^{おしみがわ}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) は小滝地域の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。また、泥質片岩の鉱物組み合わせから緑泥石帯、ざくろ石帯、黒雲母帯に変成分帯した。結晶片岩は、約 300 Ma を示し (Shibata and Nozawa, 1968; 梶座ほか, 2004)、西南日本の中国地方の三郡-蓮華帯の変成岩に対比されている (Nishimura, 1990)。

辻森ほか (2000) は本地域の湯ノ谷からエクロジヤイト質藍閃石片岩を見だし、Banno (1958) で示された変成分帯よりも高圧型の変成帯の存在が明らかになった。エクロジヤイト質藍閃石片岩のフェンジャイトの K-Ar 年代及び A-Ar 年代は約 340 Ma である (辻森ほか, 2001)。Tsuji-mori (2002) はこの地域の蓮華変成岩類をエクロジヤイトユニットと非エクロジヤイトユニットとに区分した。エクロジヤイトユニットは Banno (1958) の南側の緑泥石帯にあたり、非エクロジヤイトユニットは北側の緑泥石帯と黒雲母帯に相当する。エクロジヤイトユニットは、緑簾石藍閃石片岩相からエクロジヤイト相への累進変成作用を示し、さらに後退的に藍閃石片岩相を経ている (辻森ほか, 2000; Tsuji-mori, 2002)。松本ほか (2011) は、青海川沿いの非エクロジヤイトユニットは緑色片岩相から緑簾石角閃岩相を呈し、エクロジヤイトユニットと累進変成作用の性質が異なるとして EA ユニットと呼んだ。

本地域南東部に分布する変成岩類については、伊藤 (1966) や相馬ほか (1976) の研究がある。伊藤 (1966) は朝日岳から恵振谷付近の変成相を Zone I, Zone A, Zone B の3つに区分した。Zone I は弱い広域変成作用によるとされ、緑色片岩相中の石英-曹長石-白雲母-緑泥石重相とした。Zone A と Zone B は北又谷花崗閃緑岩による接触変成作用によるとし、塩基性岩では Zone A で安定な緑泥石が Zone B では消滅し、透輝石が形成

される。また、泥質岩では Zone A, B とも黒雲母の形成があるが、Zone A の高温側と Zone B ではざくろ石が出現する。

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。

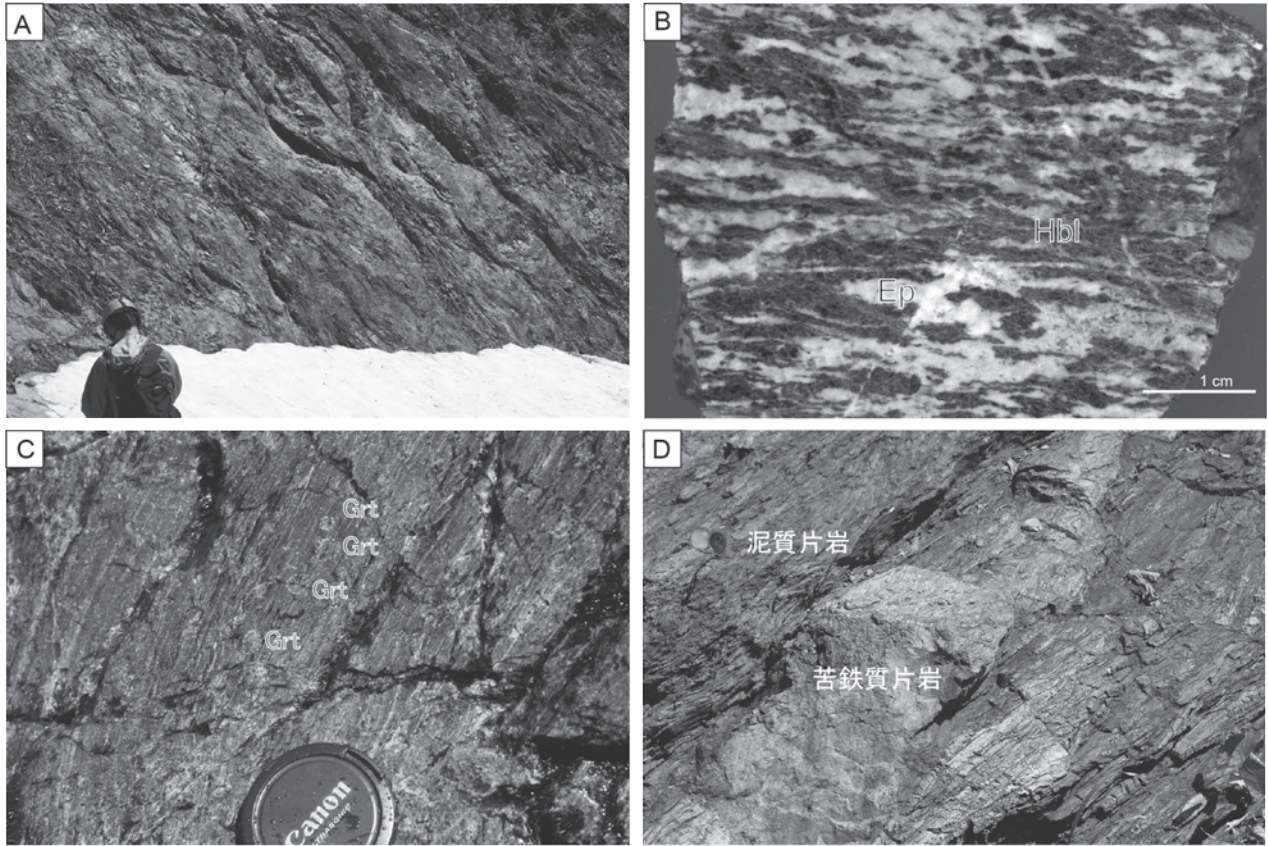
ひすい輝石は、小滝地域では河野 (1939) によって初めて報告され、青海地域では茅原 (1958) によって報告された。それぞれ、1956 年と 1957 年に国指定天然記念物とされた。ひすい輝石岩はその内部構造によって3つのタイプに区分されている (茅原, 1989)。ひすい輝石岩中のジルコンからは 519 ± 17 Ma, 512.3 ± 6.9 Ma (二次イオン質量分析装置によるジルコンの局所 U-Pb 年代測定法) の年代が得られており、沈み込み帯深部での超苦鉄質岩とアルカリ度の高い流体との交代作用の時期を示していると考えられている (茅原, 1987; 梶座ほか, 2002; Tsuji-mori *et al.*, 2005)。本地域からは、金山谷から坂田峠^{さかた}への支流に茅原 (2000) によってひすい輝石岩の産地が記されているが、詳細は不明である。本調査においてもひすい輝石岩の存在は未確認である。

3.2 超苦鉄質岩 (U)

分布 本地域北東部の歌集落から金山谷^{ながつがやま}地域、長梅山^{ながつがやま}付近に比較的まとまった分布があり、楯谷中流部^{したに}からアイサワ谷にかけて断層沿いの狭長な分布がある。

産状と岩相 歌集落から金山谷にかけての地域では、角閃岩体をわずかに含むのみで、その他の外来岩塊は含まず、ほとんど蛇紋岩からなる。楯谷中流部からアイサワ谷にかけては、北東側に蓮華変成岩、南東側に来馬層群が断層で接し、その断層沿いに蛇紋岩が分布する。この蛇紋岩は剪断変形を強く被っており、面構造が発達している (第3.1図A)。長梅山付近では、ペルム系正常層白馬岳層の構造的上位に蛇紋岩がクリップとして分布する。また北西-南東方向の高角度断層に沿って狭長な分布をする。

年代・対比 超苦鉄質岩自体からの年代値の報告はない。時代未詳である。小滝地域の超苦鉄質岩は、それに含まれるクロムスピネルの形態的特徴や約 300 Ma の高圧型結晶片岩を伴うことから、大江山帯の大江山オフィ



第 3. 1 図 超苦鉄質岩，角閃岩及び蓮華変成岩類の岩相

A：剪断変形を受けた蛇紋岩。湯ノ谷上部の林道。B：緑簾石角閃岩（060516-2），外波の南方。Ep：緑簾石，Hbl：普通角閃石。C：エクロジャイト質ざくろ石藍閃石片岩，湯ノ谷標高 520 m 付近の転石。Grt：ざくろ石。D：泥質片岩中の苦鉄質片岩（中央部），糸魚川市歌の海岸

オライトに対比されている（町・石渡，2010）。本地域の超苦鉄質岩は小滝地域の超苦鉄質岩の延長であるので，本地域の超苦鉄質岩は大江山帯の大江山オフィオライトに対比される。

3. 3 角閃岩（Oa）

分布 ^{そとのみ} 外波集落の南と金山谷中流に分布する。

産状 蛇紋岩中に長径 1,000 m の岩体として産する。

岩相 角閃岩は普通角閃石からなる濃綠色部と緑簾石又はクリノゾイサイト及びアルバイトからなる白色部からなる（第 3. 1 図 B，第 3. 2 図）。普通角閃石は定向配列をなし，弱い面構造と強い一軸伸張の線構造が見られる。普通角閃石は柱状結晶であるが，緑簾石類は柱状あるいは粒状結晶である。角閃岩が主体であるが，部分的に塊状で斑れい岩の組織が残っており，角閃岩と変斑れい岩は漸移的である（中水ほか，1989）。

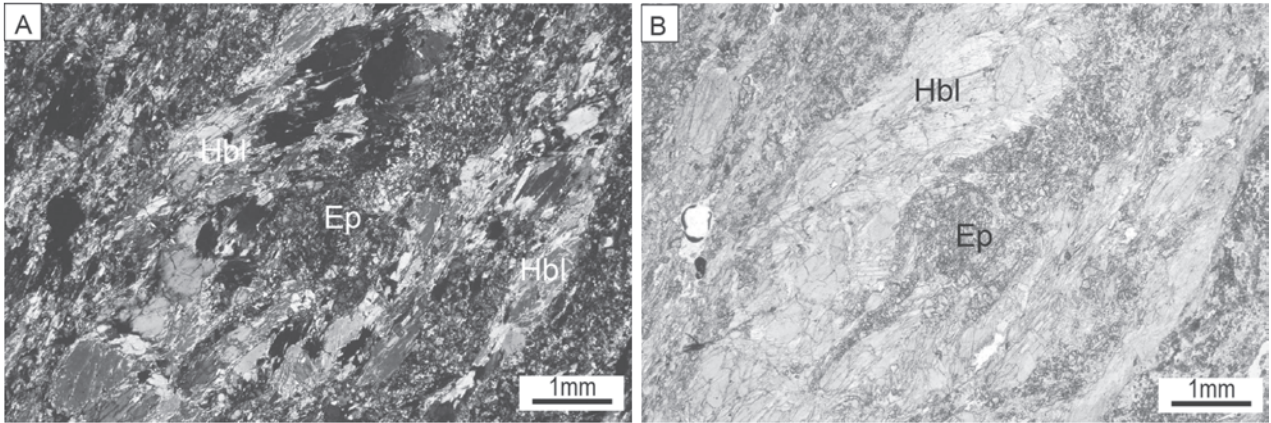
年代・対比 本地域の角閃岩からの年代は歌川のざくろ石角閃岩の転石より黒雲母 K-Ar 年代 442 Ma が報告されている（松本ほか，1981）。また，小滝地域の青海

川沿いの変斑れい岩から 336 ± 13 Ma の普通角閃石 K-Ar 年代（柴田，1981）が報告されている。近畿地方などの大江山オフィオライトは角閃岩や変斑れい岩を伴っており（Kuroda，1985），鳥取県若桜地域の角閃岩からは普通角閃石 K-Ar 年代として 469 – 444 Ma の年代が報告されている（西村・柴田，1989）。青海川地域の変斑れい岩は若桜地域の角閃岩よりかなり若い年代であるが，変成作用による年代の若返りがある可能性がある。少なくとも角閃岩の一部は大江山帯の大江山オフィオライトに含まれる角閃岩や変斑れい岩に対比されるものと考えられる。

3. 4 蓮華変成岩類（Re，Rm，Rp，Ru）

分布 金山谷中流から北西へ楯谷にかけて分布し，上路集落西の上路川北岸付近にも小分布がある。また，漏斗谷付近から恵振谷にかけて分布する。歌集落の西方の海岸に小分布がある。

産状と岩相 本地域の蓮華変成岩類は超苦鉄質岩（蛇紋岩）分布域の南東部に分布し，長径数 km，短径 1 ~



第3.2図 角閃岩の薄片の偏光顕微鏡写真

A: 緑簾石角閃岩 (060516-2), 外波の南方, 直交ポーラー. Ep: 緑簾石, Hbl: 普通角閃石. B: 同上, 単ポーラー.

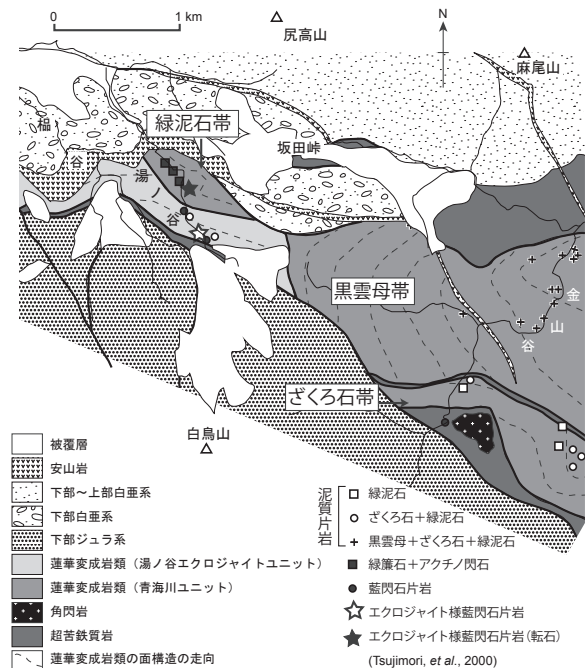
2 km のレンズ状岩体として産し, 各岩体の境界断層に沿って薄く蛇紋岩が分布している. 周辺の地質体とは全て断層で接する.

蓮華変成岩類は主として苦鉄質片岩からなり, 泥質片岩を伴う. 変成鉱物組み合わせより, エクロジヤイト (EC) ユニットと非エクロジヤイト (non-EC) ユニットに区別されている (Tsuji-mori, 2002). ここでは, エクロジヤイトユニットを湯ノ谷エクロジヤイトユニット, 非エクロジヤイトユニットを青海川ユニットと呼ぶ. 湯ノ谷エクロジヤイトユニットは, 楯谷, 湯ノ谷にかけて細長い岩体として分布し, 金山谷やアイサワ谷ではまとまった分布は認められないが, 藍閃石片岩が小岩体として分布する (辻森ほか, 2000) (第3.3図). 湯ノ谷エクロジヤイトユニットは Banno (1958) の緑泥石帯の一部にあたり, 青海川ユニットは緑泥石帯, ざくろ石帯, 黒雲母帯に区別される (松本ほか, 2011).

湯ノ谷沿いでは, 下流側に青海川ユニットの緑泥石帯, 上流側に湯ノ谷エクロジヤイトユニットに属する結晶片岩が分布する (第3.3図). 両者の境界付近より下流の標高 480 m 付近の転石として, エクロジヤイト質藍閃石片岩が見いだされている (辻森ほか, 2000). 本調査では, 標高 630 m 付近の左岸側の蛇紋岩との境界近傍にエクロジヤイト質藍閃石片岩を見いだした (第3.4図 A, B). エクロジヤイト質藍閃石片岩はざくろ石の斑状変晶と柱状のオンファス輝石が藍閃石と緑簾石からなるマトリックス中に散在する (辻森ほか, 2000). 苦鉄質岩ではざくろ石藍閃石片岩 (第3.1図 C, 第3.4図 A, B), 緑簾石藍閃石片岩, 泥質片岩ではざくろ石フェンジャイト片岩 (第3.4図 C, D) からなる. ざくろ石は濃赤色で, 径 5 mm の斑状変晶として含まれる.

青海川ユニットの黒雲母帯は金山谷付近に分布し, この岩体の南側に細長く青海川ユニットのざくろ石帯が, また, 湯ノ谷の下流側に, 青海川ユニットの緑泥石帯が分布する (第3.3図). 青海川ユニットの変成作用につ

いては, 松本ほか (2011) に詳しい. それによると, 本地域の東隣の小滝地域の青海川流域には非エクロジヤイトユニットが分布する. このユニットからは藍閃石の産出は認められず, 全体的にカリ長石が産出し, 緑色片岩相から緑簾石角閃岩相の比較的低下の高圧中間型であるとされている. 黒雲母帯の泥質片岩は, 自形から半自形の 0.1 ~ 0.5 mm のざくろ石の斑状変晶と定向配列した黒雲母, 緑泥石, 白雲母が面構造を形成している (第3.5



第3.3図 蓮華変成岩類の鉱物組み合わせ分布図

鉱物組み合わせは, 金山谷周辺は松本ほか (2011) 及び Banno (1958), 湯ノ谷は本研究による. 湯ノ谷上流部のざくろ石帯の片岩より細粒であることと鉱物組み合わせより, 緑泥石帯に属すると判断した.

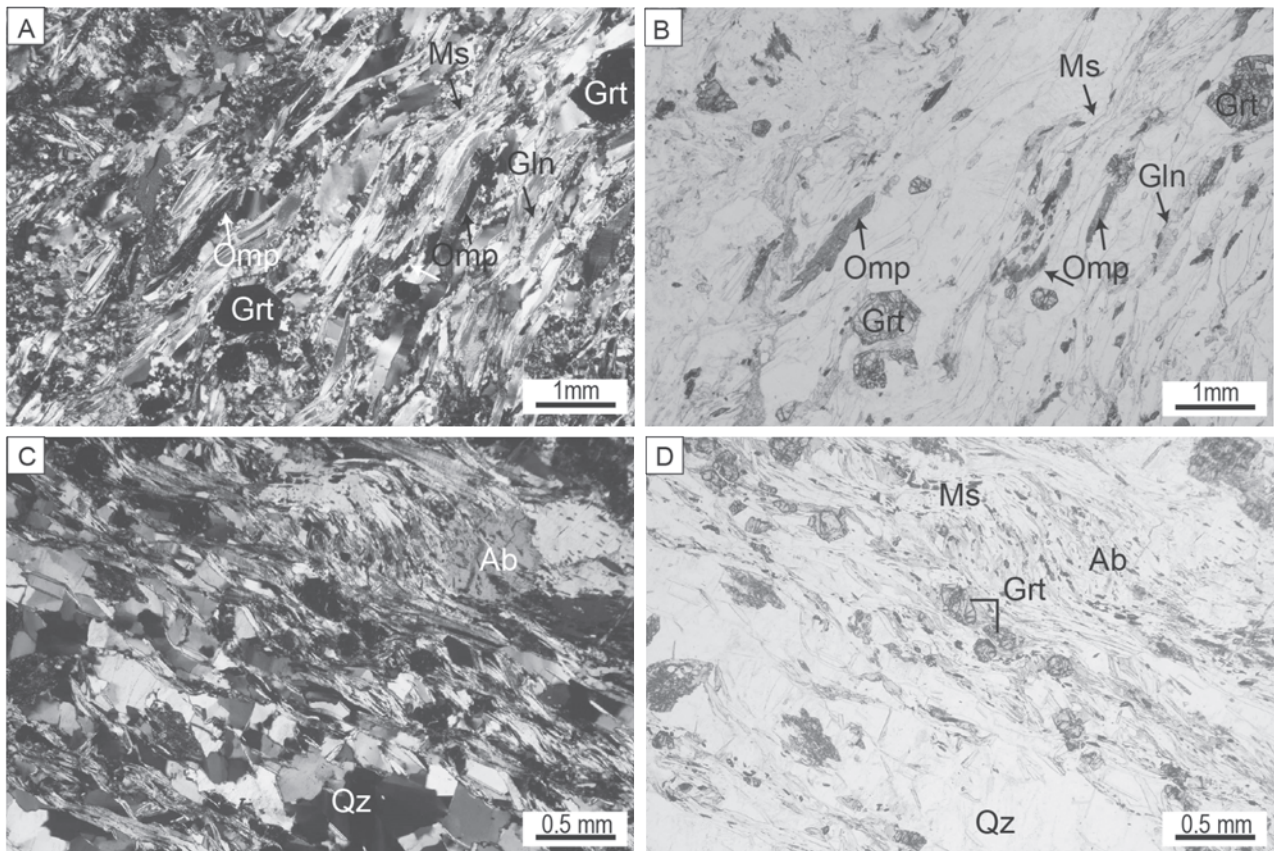
図 A, B). 湯ノ谷の緑泥石帯では、苦鉄質片岩は緑泥石、緑簾石、アルバイトを主とし、赤鉄鉱、方解石、アクチノ閃石、チタン石などを伴う (第 3.5 図 C, D). 泥質片岩は白雲母、緑泥石、石英、アルバイトからなる (第 3.5 図 E, F).

蓮華変成岩類は、この他に、上路集落の西約 500 m 地点に小分布がある。また、歌集落の西の海岸沿いに緑泥石帯に属する結晶片岩が分布する (第 3.1 図 D).

漏斗谷から恵振谷にかけて分布する蓮華変成岩類は、後期白亜紀の北又谷花崗閃緑岩の貫入により、接触変成作用を被り、初生的な変成相は不明で、未区分とした。漏斗谷周辺では、片理が発達した苦鉄質片岩や泥質片岩からなり、泥質片岩ではざくろ石、白雲母、黒雲母の形成が認められる。白雲母は定向配列をし、面構造を形成しているが、黒雲母の定向性は低く、黒雲母の形成は接触変成作用による形成の可能性が高い。従って、漏斗谷付近の変成岩はざくろ石帯に属する可能性が高い。しかし、その南西方向への分布が不明のため、変成分帯は困難なため、未区分とした。苦鉄質片岩は緑簾石、アクチ

ノ閃石、アルバイト、チタン石からなり、弱い面構造を呈する。アクチノ閃石は面構造と平行でない方向にも向いており、接触変成作用による形成の可能性が高い。朝日岳から北又小屋に下る登山道の約 1,315 m 付近の苦鉄質変成岩の転石は、角閃石片岩である。普通角閃石とアルバイトからなる弱い面構造が認められる。

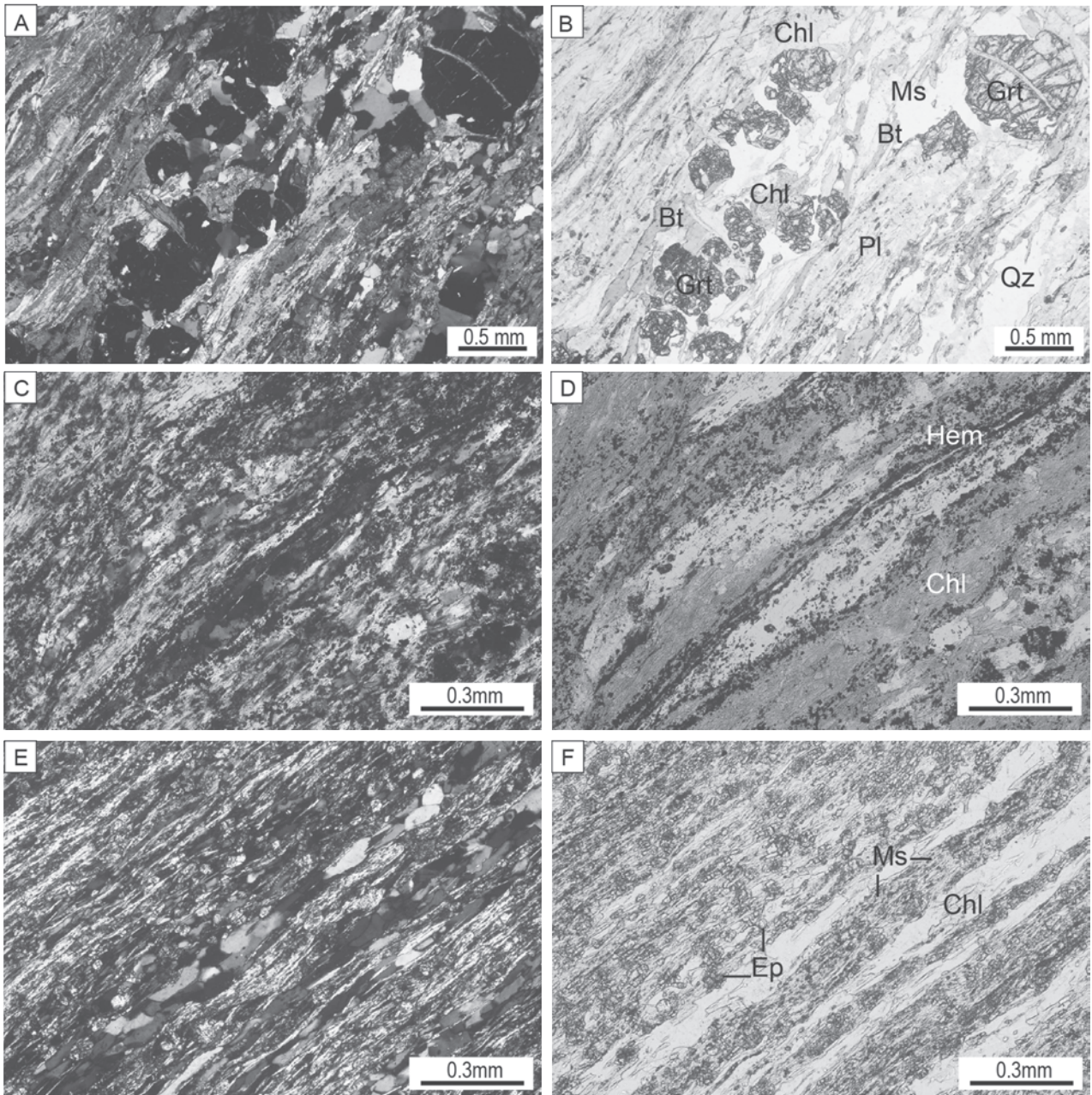
年代・対比 湯ノ谷エクロジヤイトユニットのエクロジヤイト質藍閃石片岩のフェンジャイト K-Ar 年代及び Ar-Ar 年代は、約 340 Ma である (辻森ほか, 2001)。また、楯谷の湯ノ谷エクロジヤイトユニットの結晶片岩より、 323.3 ± 8.0 Ma のフェンジャイト K-Ar 年代が報告されている (柗座ほか, 2004)。青海川ユニットの黒雲母帯では、金山谷の結晶片岩より 380.9 ± 7.7 Ma のフェンジャイト K-Ar 年代が報告されている (柗座ほか, 2004)。その他に小滝地域の青海川地域にて、泥質片岩から白雲母 K-Ar 年代として 309 Ma (Shibata and Nozawa, 1968)、青海川沿いにて、黒雲母帯の結晶片岩から 338.8 ± 6.9 Ma ~ 285.0 ± 5.9 Ma、緑泥石帯の結晶片岩から 311.8 ± 6.5 Ma ~ 262.2 ± 5.5 Ma、アイサワ谷



第 3.4 図 蓮華変成岩類エクロジヤイトユニットの偏光顕微鏡写真

A: エクロジヤイト質藍閃石片岩 (100517-9), 湯ノ谷標高 630 m 地点, 直交ポーラー. B: 同上, 単ポーラー. C: 緑泥石白雲母ざくろ石片岩 (100517-8), 湯ノ谷標高 610 m 地点, 直交ポーラー. D: 同上, 単ポーラー

Omp: オンファス輝石, Ms: 白雲母, Grt: ざくろ石, Gln: 藍閃石, Ab: アルバイト, Qz: 石英.



第 3. 5 図 蓮華変成岩非エクロジャイトユニットの偏光顕微鏡写真

- A：白雲母黒雲母ざくろ石片岩（060804-4），金山谷，直交ポーラー． B：同上，単ポーラー．
 C：緑泥石片岩（100517-1），湯ノ谷標高 380 m 地点，直交ポーラー． D：同上，単ポーラー．
 E：緑簾石緑泥石片岩（100517-3），湯ノ谷標高 420 m 地点，直交ポーラー． F：同上，単ポーラー．
 Chl：緑泥石， Bt：黒雲母， Grt：ざくろ石， Ms：白雲母， Pl：斜長石， Qz：石英 Hem：赤鉄鉱， Ep：緑簾石．

から 338.0 ± 6.9 Ma のフェンジャイト K-Ar 年代が報告されている（梶原ほか，2004）．

大江山オフィオライトと約 300 Ma の高圧型結晶片岩を合わせて，従来，三郡-蓮華帯または蓮華帯と呼ばれてきたが（Nishimura, 1990, 1998；Isozaki, 1996；

Nakajima, 1997），辻森ほか（2000）は年代や構造発達史の異なる大江山オフィオライトと蓮華変成岩類を一括して扱うのは不相当とし，約 300 Ma の高圧型結晶片岩分布地域を蓮華変成帯と呼んだ．そのため，本報告では蓮華変成岩類分布域を蓮華帯と呼ぶことにする．

第4章 ペルム紀付加コンプレックス

(竹内 誠)

4.1 研究史及び概要

糸魚川、小滝及び泊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-碎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(長森ほか, 2010)。青海コンプレックスと姫川コンプレックスは、衝上断層で接し、青海コンプレックスが構造的上位に位置するが、小滝及び糸魚川地域の田海川上流部では高角度断層で接する。本地域では、北東端にわずかに青海コンプレックスの青海石灰岩が分布するのみである。

青海石灰岩の研究は、長森ほか(2010)や竹内ほか(2015b)によると、早坂(1918)以降極めて多く、層序あるいは一般的な地質の研究(たとえば、長谷川ほか, 1969, 1982など)や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。

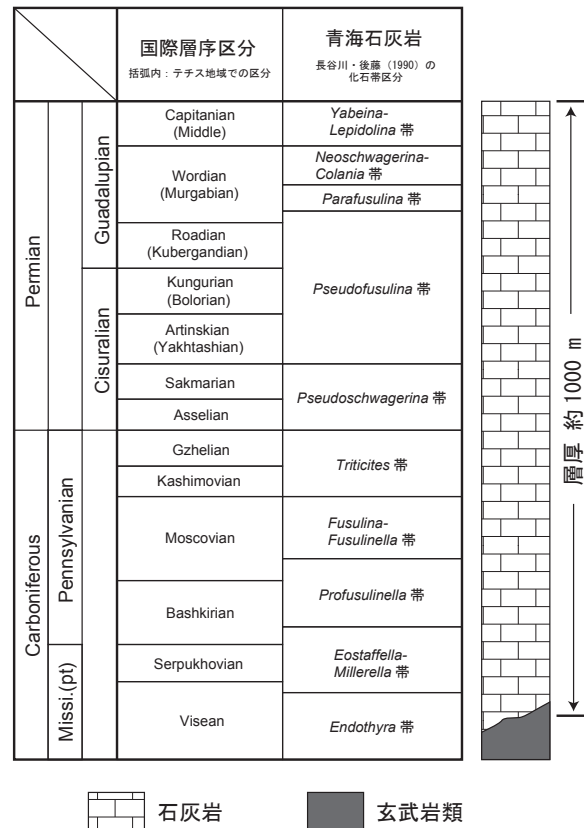
青海コンプレックスの石灰岩体は周囲の岩石や地層と断層で接した孤立した岩体であるが、下位の玄武岩類とは一部漸移関係にある。紡錘虫化石により石灰岩は層厚約1,000 m(長谷川・小松, 1988)で、*Endothyra* 帯、*Eostaffella-Millerella* 帯、*Profusulinella* 帯、*Fusulina-Fusulinella* 帯、*Triticites* 帯、*Pseudoschwagerina* 帯、*Pseudofusulina* 帯、*Parafusulina* 帯、*Neoschwagerina-Colania* 帯、*Yabeina-Lepidolina* 帯の10化石帯に分帯される(長谷川・後藤, 1990; 第4.1図)。これらの石灰岩は下部石炭系(ミシシッピ亜系)ビゼーアン階から中部ペルム系(グアダルピアン統)キャピタニアン階である。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、礁斜面の重力流堆積物、礁中核部の堆積物、背礁の砂浜-礁湖の堆積物などがみられる(中澤, 1997; Nakazawa, 2001)。

4.2 青海コンプレックス (Om)

名称・定義 「青海石灰岩」の名称は、旧青海村に分布する石灰岩に対して早坂(1921)が最初に使用した。長谷川ほか(1969)などは、この地域の石灰岩体を下位

の玄武岩類とあわせて青海石灰岩層群と命名したが、長森ほか(2010)は、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に反することから、石灰岩体に対してのみ「青海石灰岩」との名称を与え、青海石灰岩下部の玄武岩類を含めて青海コンプレックスとした。

層序・岩相及び地質構造 石灰岩体は周囲の地質と断層で接した孤立した岩体である。小滝地域では下位の玄武岩と一部漸移関係にあるが、本地域には玄武岩は分布しない。石灰岩は、岩体全体としての層厚は約1,000 m(長谷川・小松, 1988)であるが、本地域では約200~300 mの部分が分布する。本地域に分布する石灰岩は*Pseudoschwagerina* 帯及び*Pseudofusulina* 帯の部分が分布するとされている(長谷川・後藤, 1990)。石灰岩は塊状で灰-灰白色を呈する。



第4.1図 青海石灰岩の層序
長森ほか(2010)を一部修正。

長谷川・後藤（1990）らは青海石灰岩の紡錘虫生層序分帯を基に岩体内部の地質構造を推定した。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。長谷川らは数条

の断層が設定しているが、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（長森ほか、2010）。

第5章 ペルム紀正常層

(竹内 誠)

5.1 研究史及び概要

石井 (1937) は7万5千分の1地質図幅「白馬嶽」にて、白馬岳から蓮華地域の地質を総合的に初めて報告したが、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。楨山 (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地質図幅白馬岳地域 (中野ほか, 2002) の調査の過程において、白馬岳メランジュとされていた地層が火山砕屑岩を主とする正常層で、蛇紋岩は初生的にはナップとして正常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。大所川上流域の白馬岳層由来の礫岩岩塊中の石灰岩礫よりデボン紀サンゴ類が報告され、この石灰岩礫は飛驒外縁帯のデボン系に由来すると考えられた (茨木・児子, 2012)。

一方、田沢ほか (1984) 及び宇治原 (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、宇治原 (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、デボン紀のサンゴ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類似することが指摘されている (Konishi, 1956; 神谷・児子, 1996; Niko and Yamagiwa, 1998; 中澤ほか, 1998; 田沢ほか, 2002; 田沢, 2004; 茨木ほか, 2009)。

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。このようなことから長森ほか (2010) ではこれらの地層を正常層と見なし、小滝層とした。小滝層は白馬岳層と分布域が離れており、直接の層序関係は認められないが、岩相や産出する放射虫化石年代が類似することから、白馬岳層に対比されると考えられる。

5.2 白馬岳層 (St, Sa)

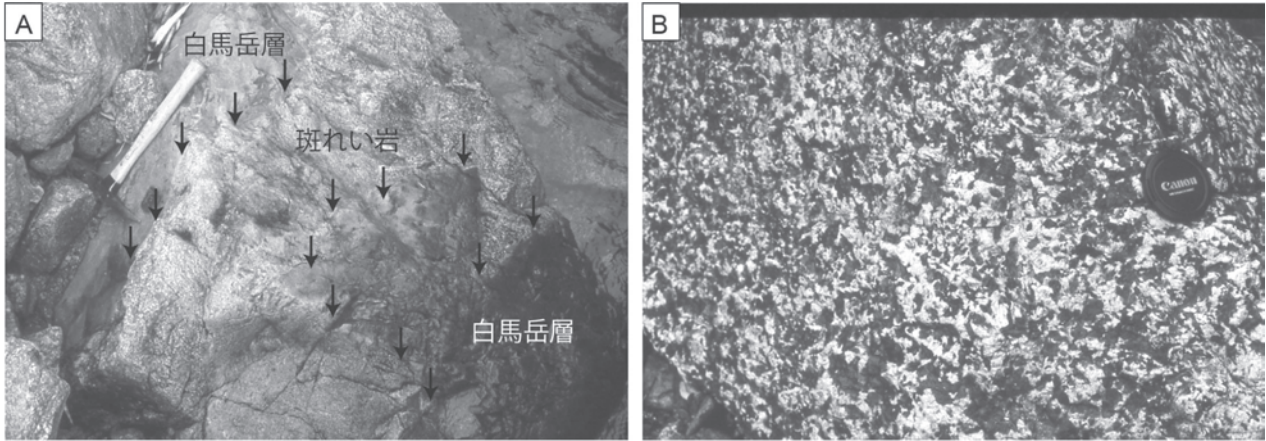
名称・定義 竹内ほか (2001) にて命名。竹内 (2002) にて詳細な記載がなされ、竹内ほか (2004) にて玄武岩の枕状溶岩を含む珪長質火砕岩からなる下部層、砂岩を挟む泥岩を主とする中部層、石灰岩角礫を含む珪長質火砕岩、珪質凝灰岩を主とする上部層に区分された。このように白馬岳地域に分布する珪長質火砕岩類を主とするペルム系正常層を白馬岳層とする。

分布 本地域の南東縁の長梅山付近に分布する。

層序・岩相 長梅山付近の本層は淡緑色を呈する細粒-中粒珪長質凝灰岩、ラピリサイズの凝灰角礫岩 (St) 及び破断された泥岩・珪長質凝灰岩互層 (Sa) からなる。凝灰岩及び凝灰質岩は長梅山の稜線とその西側山腹、泥岩・珪長質凝灰岩互層は長梅山東側の山腹に分布する。泥岩・珪長質凝灰岩互層は剪断変形により、泥岩中にレンズ状あるいは角礫状の珪長質凝灰岩が含まれる岩相を呈する。まれに泥岩中にチャート様の珪質凝灰岩層が挟まれることがある。

模式地の白馬岳地域では、全層厚は最低500mとされているが (中野ほか, 2002)、本地域の白馬岳層は、周辺の蛇紋岩と断層で接し、また露頭の露出状況が悪く、本地域における層厚は不明である。

長梅山の北約1km地点から西側を下る沢の標高1,800m付近では、白馬岳層の凝灰岩に角閃石斑れい岩が貫入した転石が認められる (第5.1図)。このような角閃石



第 5. 1 図 白馬岳層に貫入する斑れい岩

A：白馬岳層珪長質凝灰岩に貫入する角閃石斑れい岩，長梅山北方。B：角閃石斑れい岩。

斑れい岩の貫入は白馬岳地域にて報告されている（中野ほか，2002）。

化石 本地域の白馬岳層から，化石は報告されていない。白馬岳地域の珪質凝灰岩中より，中期ペルム紀の放射虫化石（滝沢ほか，1995），白馬鐘ヶ岳付近の黒色頁岩と灰色珪長質凝灰岩より中期ペルム紀の放射虫化石（竹内ほか，2001）が報告されている。また白馬岳地域の大所川上流域の本層礫岩岩塊中の石灰岩礫より前期デボン紀のサンゴ化石が報告され，石灰岩礫は飛騨外縁帯のデボン系に由来したものとされた（茨木・児子，2012）。

5. 3 小滝層 (Co)

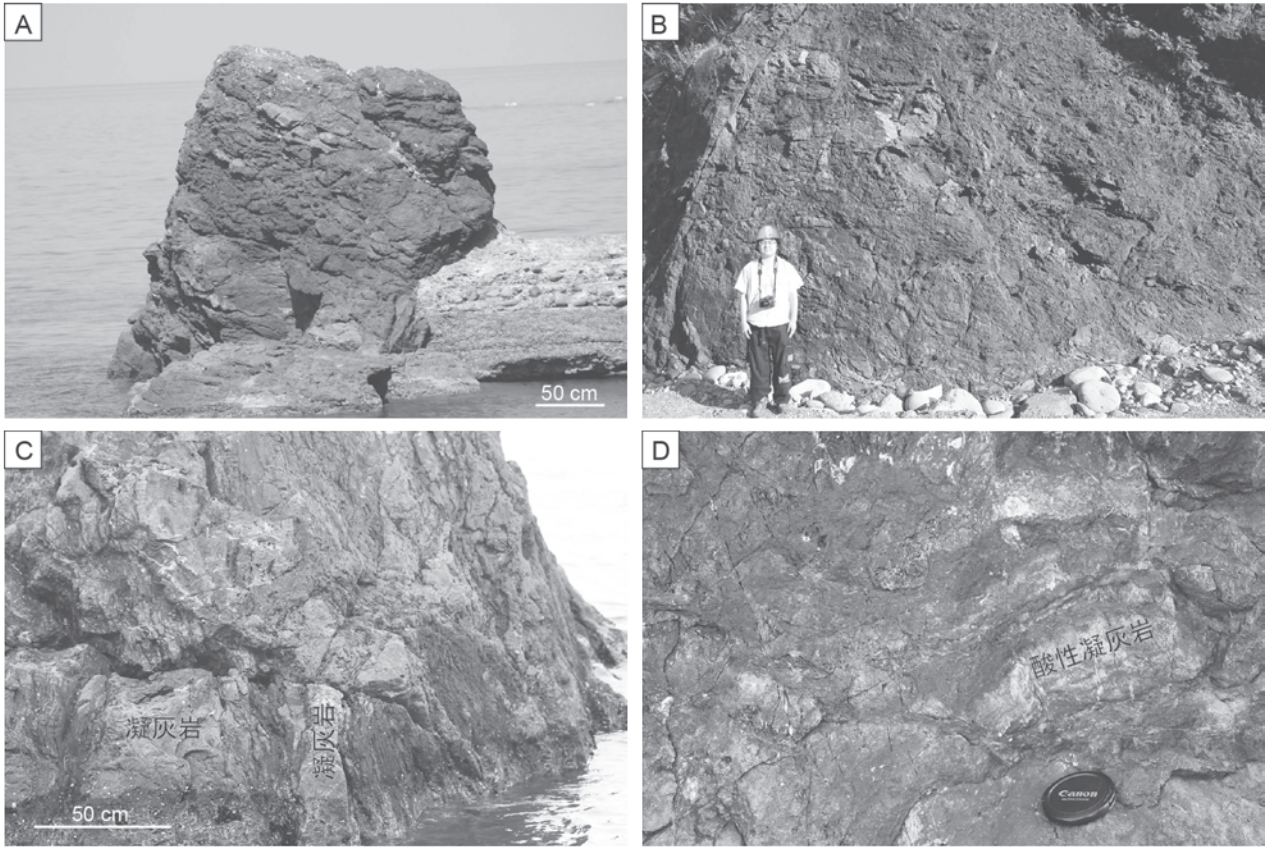
名称・定義 宇治原（1985）は小滝オリストストローム層と命名し，付加コンプレックスと位置付けたが，長森ほか（2010）は，青海石灰岩西側に分布する緑色岩，砂岩，泥岩，珪長質凝灰岩，珪質凝灰岩からなるペルム系正常層と再定義した。

分布 歌集落周辺の海岸沿いにわずかに分布する。

層序・岩相 苦鉄質火砕岩，破断された泥岩・苦鉄質火砕岩互層，泥岩・砂岩互層及び泥岩・珪長質凝灰岩互層などからなる。苦鉄質火砕岩は，緑色の玄武岩質火山

角礫岩で，10～数十 cm の玄武岩礫と細粒の玄武岩碎屑粒子からなる（第 5. 2 図 A）。一部緑色砂岩の部分もある（第 5. 2 図 B）。黒色泥岩と互層する苦鉄質火砕岩は，灰緑色の中粒～粗粒苦鉄質凝灰岩または凝灰質砂岩である（第 5. 2 図 C）。泥岩と互層する珪長質凝灰岩はやや珪質な酸性凝灰岩である（第 5. 2 図 D）。これらの岩石は少なからず剪断変形を受けており，剪断による面構造が発達したり（第 5. 2 図 A），凝灰岩がレンズ状に破断されたり（第 5. 2 図 D）している。露頭の連続性が良くないので，これらの岩相の層序関係は不明である。

化石 田沢ほか（1984）は小滝地域内の小滝川沿いの泥質岩より，*Pseudoalbaillella* aff. *Longicornis* Ishiga & Imoto, 1980 と *Pseudoalbaillella* sp. の放射虫化石を発見し，本層の堆積年代を中期ペルム紀とした。宇治原（1985）は，小滝川沿いの灰白色珪質頁岩より，*Paronaella* (?) sp., *Pseudotormentus* sp., *Nazarovispongus* (?) sp. などの放射虫化石を見だし，田沢ほか（1984）が示した時代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（田沢ほか，1984 と同一地点）とチャート（本報告でいう珪質凝灰岩）から *Follicucullus* sp. の放射虫化石を報告し，中期ペルム紀の後期としている。



第 5. 2 図 小滝層の岩相

A：玄武岩質火山砕屑岩，歌の西方の投岩． B：剪断変形を受けた緑色砂岩，歌の西方海岸． C：破断された灰緑色凝灰岩・黒色泥岩互層，歌の西方の鬼ケリ岩． D：酸性凝灰岩を挟む泥岩，歌の西方海岸．

第6章 宇奈月変成岩類

(竹内 誠)

研究史 飛驒帯に分布する変成岩の調査研究は、大塚(1891)の20万分の1地質図幅「富山」などで行われた。石井(1937)は7万5千分の1地質図幅「白馬嶽」において、宇奈月変成岩類の分布を示しているが、それらの変成岩を領家変成岩類としている。石岡(1949)は黒部川下流域より、十字石片岩の産出を報告し、Ishioka and Suwa(1954, 1956)によって詳細に記載された。またIshioka and Suwa(1954)は黒部川下流域に分布する結晶片岩類をエボシ山グループと呼んだ。この間、ひだぐるーぷ(1953)や小林(1958)などの研究報告がある。

加納(1973)は飛驒帯東部の地質をまとめ、飛驒変成岩類を片麻岩類と結晶片岩類に区分し、結晶片岩類のみをエボシ山層群とし、片麻岩類を片貝川層群とした。加納(1973)は、エボシ山層群は片貝川層群の上位に不整合にのっていた疑いがあるとしている。広井(1974)は片麻岩類と結晶片岩類の間に50 m前後のカリ長石斑状変晶圧碎片麻岩の分布を報告し、圧碎片麻岩の西側に分布する片麻岩類を黒部片麻岩類、東側の結晶片岩を宇奈月片岩類と呼んだ。しかし、広井(1978)では片貝川グループと宇奈月グループと呼んでいる。また、Hiroi *et al.*(1978)は宇奈月グループの結晶質石灰岩からコケ虫と有孔虫化石を報告し、その原岩が上部石炭系であることを報告した。さらに、片貝川グループは宇奈月グループに衝上したとし、両者を介する衝上断層をエボシ山衝上断層と命名した。広井(1980)は岩石学的研究を行い、十字石片岩が複変成作用を被っていることを明らかにし、またHiroi(1983)は変成分帯を行い、日本で初めて中圧型変成相系列を報告した。Hiroi(1981)は宇奈月結晶片岩分布域を宇奈月帯と呼び、飛驒片麻岩帯から分離した。

その後、宇奈月変成岩類と飛驒片麻岩類のジルコンのSHRIMP年代、モナザイトのU-Th-Pb EMP化学年代が報告され、これらの年代には275～240 Maのものが多い。宇奈月変成岩類に貫入する宇奈月花崗岩体は約250 MaのEMP化学年代を示す変花崗岩であり、約2.5億年をピークとする衝突型の飛驒変成作用(Hiroi, 1983)を被ったとされた(柗座ほか, 2010)。一方、飛驒片麻岩類や変花崗岩類中の閃ウラン鉱のU-Th-Pb EMP化学年代は熱水活動によるジルコンの再結晶によるとされ、その年代は約240 Maと200 Maを示し、240 Maの年代はジルコンとモナザイトの年代と一致することなどから、飛驒変成作用のピークの最終年代を示すとされている

(柗座・金子, 2001)。これらのことから、宇奈月変成岩類の原岩は石炭紀にリフト堆積物として堆積し、その後飛驒片麻岩類と共に飛驒変成作用を被ったとされた(柗座・金子, 2001; 柗座ほか, 2006; 柗座・後藤, 2006; 柗座ほか, 2010)。角閃石のK-Ar年代などの240～210 Maの年代は変成帯の上昇に伴う冷却年代と見なされている(柗座ほか, 2010)。また200～180 Maの花崗岩質マグマの貫入による接触変成作用を受けていることも明らかになっている(柗座・金子, 2001)。

概要 中圧型の変成相系列をもつ結晶片岩からなり、苦鉄質片岩、珪長質片岩、石灰質片岩からなる。黒部市宇奈月町内山の北東から南方へ連続性が良く分布するが、音谷及び舟川ダムの上流域には深成岩中の巨大な岩体として分布し、連続性は悪い。西側の岩体では、累進的な変成相分帯がなされており、最も北部でクロロイト帯、音澤付近から「黒部」図幅地域の烏帽子山付近まで十字石-黒雲母帯、その南で藍晶石-黒雲母帯、烏帽子山南方から片貝川地域にかけて珪線石帯に分帯されている(Hiroi, 1983)(第6.1図)。

宇奈月変成岩類は層理や葉理などの原岩構造が残存しており、その層序は、最下部に細粒結晶質石灰岩、泥質片岩、石英長石質片岩、塩基性片岩と砂質泥質片岩の互層が重なるとされている(広井, 1978)。本地域には、泥質片岩は少なく、石灰質片岩(結晶質石灰岩)、珪長質片岩(石英長石質片岩)、苦鉄質片岩(塩基性片岩)が主として分布する。

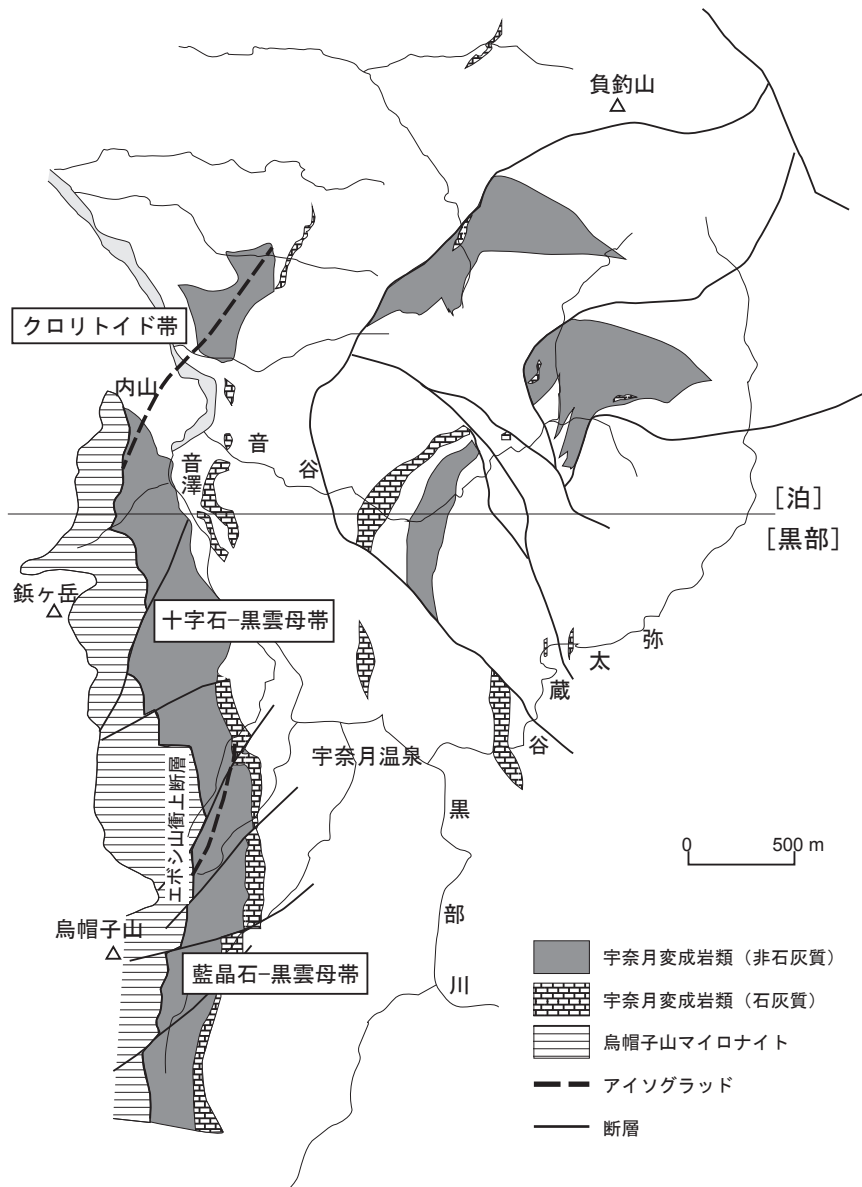
石灰質片岩(ZI)

分布 音澤から北へ黒部川の右岸、音谷流域、負釣山^{おいつるし}西方など。

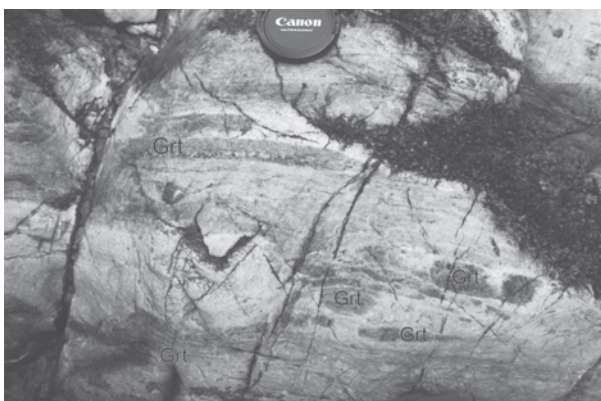
産状 苦鉄質片岩や珪長質片岩に挟まれたり、花崗岩中に捕獲岩として産する。層厚は1～20 mである。

岩相 中粒-粗粒の結晶質石灰岩として産することが多く、白色部と暗灰色部からなり、延性変形を被って、片理が発達している。5～10 cm程度の薄互層状や塊状を呈する。ほとんどが方解石からなる部分や透輝石を含む部分などがある。

まれに珪長質片岩が分布する。音谷標高400 m地点の分岐から東に入った支流の標高440 m付近では、白色の石灰質片岩中に暗赤色のざくろ石密集部がレンズ状に含まれる(第6.2図)。ざくろ石と透輝石からなる部分も認められる。この岩体の幅は約1 mである。



第 6. 1 図 宇奈月変成岩類の分布と変成相
黒部地域の変成岩分布と変成分帯のアイソグラッドは Hiroi (1981) による。



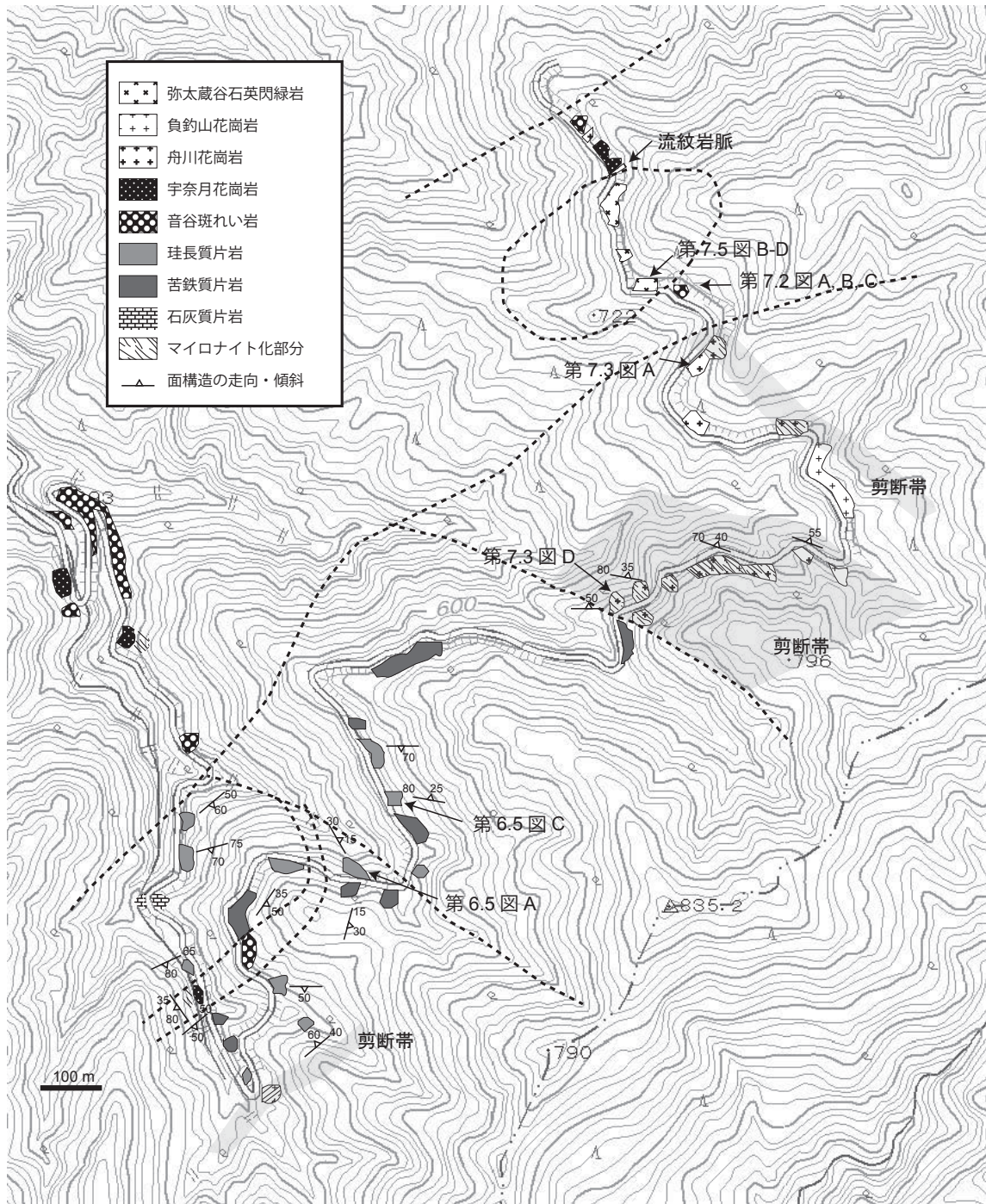
←第 6. 2 図 石灰質変成岩
音谷標高 400 m 地点の分岐から東に入った支流の標高 440 m 付近. Grt : ざくろ石

年代 宇奈月町明日の東方で、結晶質石灰岩中から、コケ虫や有孔虫 (*Climacamina* cf. *antiqua* (Brandy), *C.* spp., *Tetrataxis* sp., *Bradyina* sp.) などの後期石炭紀の化石が発見され (Hiroi et al., 1978), 宇奈月変成岩類の原岩は上部石炭系であることが明らかになっている。

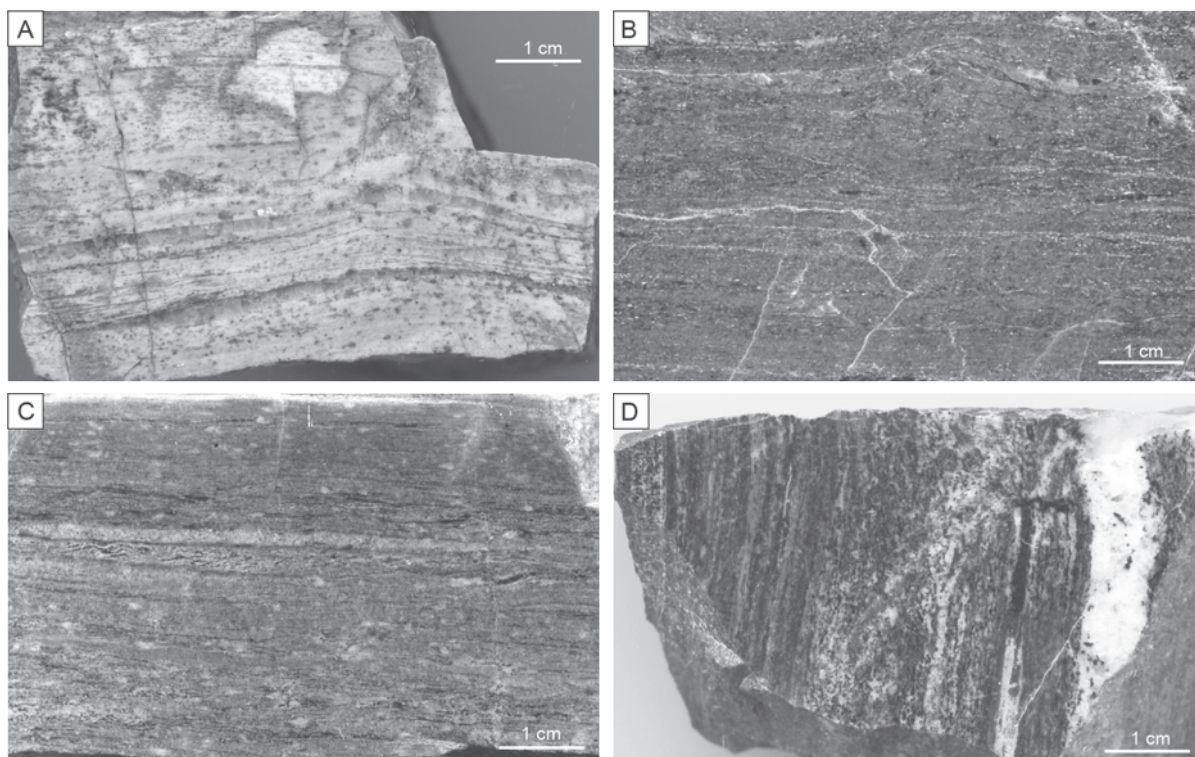
珪長質片岩 (Zf)

分布 音谷中流域, 舟川ダム南東域, 宇奈月町栗虫から内山南方。

産状 珪長質片岩は層厚数~数十 m の苦鉄質片岩を数層挟み, 全体として層厚約 500 m である。飛騨古期花崗岩類や飛騨新期花崗岩に貫入されて, これらに取り囲まれた岩体となって産する (第 6. 3 図)。



第 6. 3 図 宇奈月変成岩, 飛騨古期花崗岩類及び飛騨新期花崗岩類の産状を示すルートマップ
舟川ダム上流の林道。本図は, 国土地理院電子国土基本図を使用し, 記号などを追記した。



第 6. 4 図 宇奈月変成岩類の岩相

A:珪長質片岩 (100509-10), 負釣山西方林道. B:緑色苦鉄質片岩 (101011-1), 内山の南方の沢. C:泥質片岩 (130923-1), 負釣山西方林道. D:ヤタゾー谷石英閃緑岩中の泥質片岩捕獲岩 (100518-5), 音谷.

岩相 白色 - 淡桃色で, 片理が発達している (第 6. 4 図 A). 片理に平行に石英脈の形成も認められる. 斜長石や石英のやや大きめの結晶を含み, 基質は細粒の石英と斜長石, 白雲母からなる (第 6. 5 図 A, B). この岩石は酸性火山岩を原岩としていたと考えられ, やや大きめの結晶は残斑晶とみなされており, この岩石をレプタイトと呼んでいる (Ishioka and Suwa, 1954, 1956).

年代 音澤付近の本岩より, 212 ± 2 Ma (黒雲母 - 全岩), 227 ± 3 Ma, 234 ± 4 Ma, 240 ± 25 Ma (以上白雲母 - 全岩) の Rb-Sr 年代, 496 ± 35 Ma の全岩 Rb-Sr 年代 (山口・柳, 1968; Yamaguchi and Yanagi, 1970), 248 Ma の黒雲母 - 全岩 Rb-Sr 年代 (Shibata *et al.*, 1970) が報告されている.

苦鉄質片岩 (Zm)

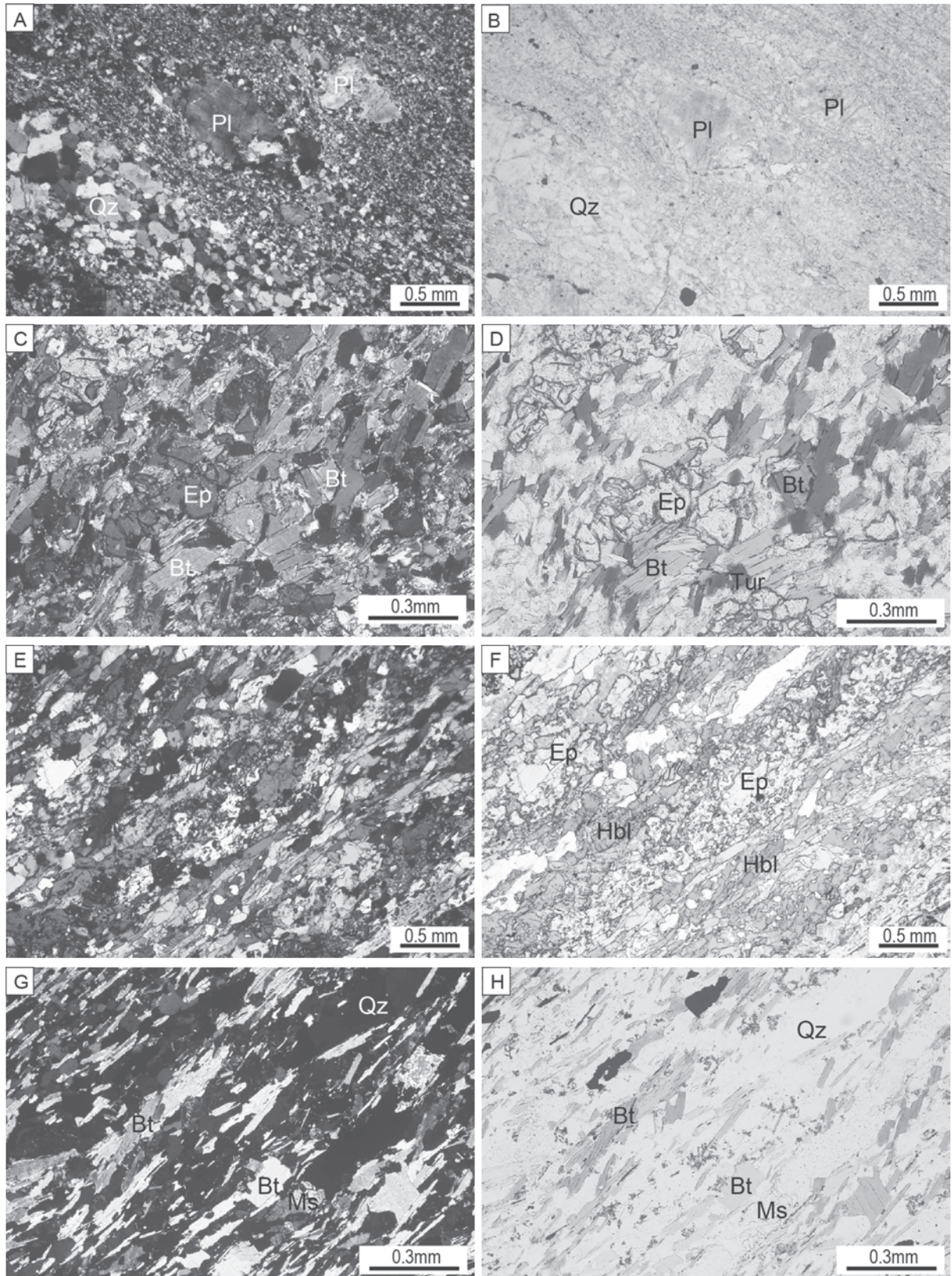
分布 音谷中流域, 舟川ダム南東域, 宇奈月町栗虫から内山南方.

産状 苦鉄質片岩は層厚数 ~ 10 m の珪長質片岩を数層挟み, 全体として層厚は約 500 m である. 飛驒古期花崗岩類や飛驒新期花崗岩に貫入されて, これらに取り囲まれた岩体となって産する.

岩相 灰緑色 - 暗緑色を呈し, 片理が発達している (第 6. 4 図 B). 苦鉄質片岩は全体として細粒で, 鉱物組み合わせは以下の通りである.

普通角閃石 + 緑簾石 ± 黒雲母 ± 白雲母 + 斜長石で, チタン石, 燐灰石, 方解石, 電気石, 不透明鉱物等を伴う (第 6. 5 図 C - F). 黒雲母は一部あるいは全部が緑泥石化しているものが認められる.

苦鉄質片岩は一部で泥質片岩を伴う (第 6. 4 図 C, 第 6. 5 図 G - H). 泥質片岩の分布は小規模なので地質図では省略した. 泥質片岩は黒色で, 黒雲母, 白雲母, 石英, 斜長石を主とし, チタン石や燐灰石を伴う. また, 泥質片岩は弥太蔵谷石英閃緑岩中の捕獲岩としても産する (第 6. 4 図 D)



第 6. 5 図 宇奈月変成岩類の薄片の偏光顕微鏡写真

A: 珪長質片岩 (100510-7), 宇奈月町中谷東方, 直交ポーラー. B: 同上, 単ポーラー. C: 緑簾石黒雲母片岩 (101011-6), 宇奈月町内山南方の沢, 直交ポーラー. D: 同上, 単ポーラー. E: 緑簾石普通角閃石片岩 (101011-5), 宇奈月町内山南方の沢, 直交ポーラー. F: 同上, 単ポーラー. Qz: 石英, Pl: 斜長石, Bt: 黒雲母, Ms: 白雲母, Ep: 緑簾石, Tur: 電気石, Hbl: 普通角閃石. G: 黒雲母片岩 (100510-8), 宇奈月町中谷東方, 直交ポーラー. H: 同上, 単ポーラー

第7章 飛驒花崗岩類

(竹内 誠)

7.1 研究史及び概要

研究史 磯見・野沢 (1957) は、飛驒帯中の船津花崗閃緑岩を、赤桃色で多くは微斜長石斑晶を伴う花崗閃緑岩からなる船津型、優黒色で、多くは角閃石結晶が発達して線構造をもつ花崗閃緑岩又は石英閃緑岩からなる下之本型に区分し、下之本型が船津型より古い活動とした。河合・野沢 (1958) は、飛驒地域の古生代末又は中生代初めの深成作用に関係して生成されたと考えられる花崗岩類を船津花崗岩類と呼んだ。また、柴田・野沢 (1984) は三畳紀 - ジュラ紀花崗岩類を総称して船津花崗岩類とした。

加納 (1990) は下之本型の大熊山花崗岩体が船津型の伊折花崗岩体に貫入することを報告し、下之本型が早期で船津型が後期という区分はできないとした。そして変形を被っているもの (前期) と非変形のもの (後期) に区分した。また、これらの中生代前期の花崗岩類を飛驒花崗岩類と呼んだ。

梶座・金子 (2001) や梶座ほか (2006) は花崗岩類から閃ウラン鉱の U-Th-Pb EMP (Electron microprobe) 化学年代を報告し、飛驒変成作用に関する約 300 ~ 220 Ma の花崗岩類を飛驒変花崗岩類、ジュラ紀の花崗岩類を飛驒花崗岩類と呼んだ。また、Takahashi *et al.* (2010) は早月川周辺に分布する花崗岩マイロナイト及び花崗岩マイロナイトに貫入する非変形花崗岩のジルコン SHRIMP 年代から、マイロナイト化は 240 ~ 191 Ma、おそらく 215 ~ 211 Ma 頃とした。これらの飛驒帯の花崗岩類について、ペルム紀 ~ 三畳紀 (250 Ma 前後) に貫入し、一部でマイロナイト化を受けている花崗岩類を飛驒古期花崗岩類、ジュラ紀の非変形花崗岩類を飛驒新期花崗岩類と呼んだ。

本地域の飛驒変花崗岩類や飛驒花崗岩類は、石井 (1937) によって、石英閃緑岩、片状花崗閃緑岩、閃雲花崗片麻岩、片状閃雲花崗岩などと呼ばれていた。Ishioaka and Suwa (1954, 1956) は宇奈月東方の深成岩類を弥太蔵谷グループと呼んだ。太田 (1961a, b) は、宇奈月周辺の地質図を示し、本地域の黒部川から東に、宇奈月花崗岩、宇奈月変斑れい岩、弥太蔵谷片麻状閃緑岩帯 (Syntexite 帯)、北又谷花崗岩が分布するとした。加納 (1973) は、Syntexite 帯の音谷上流部で宇奈月カリ長石斑状変晶片麻状花崗岩体を区分し、圧碎作用を被った岩体を示している。

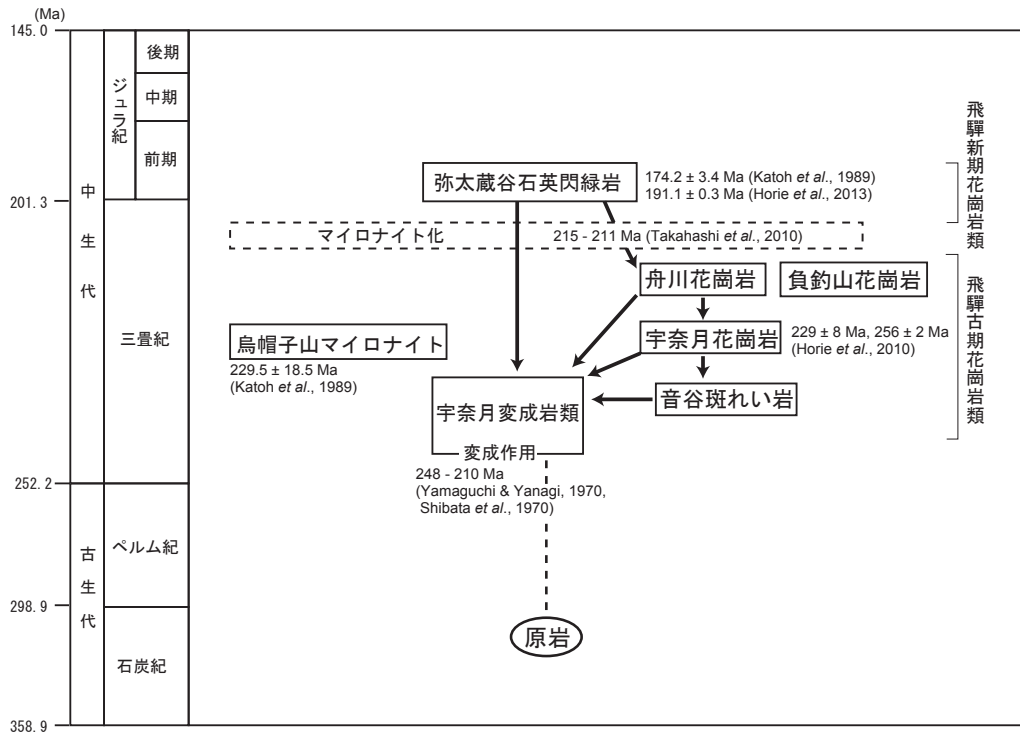
加納 (1989) は北又小屋付近の北又谷花崗岩の黒雲母 K-Ar 年代 71 Ma と 83 ± 3 Ma を報告し、飛驒花崗岩から分離し、新期の花崗岩とした。また、内海ほか (1995) はこの岩体から黒雲母 K-Ar 年代 89.0 ± 1.1 Ma、普通角閃石 K-Ar 年代 85.1 ± 1.1 Ma を報告している。

高木・原 (1994) は、太田 (1961a, b) や加納 (1973) で宇奈月花崗岩と変斑れい岩の複合岩体とされた岩体中の花崗岩質部と宇奈月付近に分布する宇奈月花崗岩の変形の相違から、両者を分離した。さらに高木・原 (1994) は、加納 (1973) で音谷上流部の宇奈月カリ長石斑状変晶片麻状花崗岩体とされた部分が烏帽子山周辺の花崗岩質片麻岩と異なることから、舟川花崗岩と命名した。高木・原 (1994) は、太田 (1961a) の Syntexite 帯を石英閃緑岩とした。高木・原 (1994) は、剪断帯の剪断センスを調べ、飛驒片麻岩類と宇奈月変成岩類の接合のあと、230 ~ 210 Ma の右横ずれのマイロナイト化 (小松ほか, 1993) を受け、さらに烏帽子山マイロナイト (Katoh *et al.*, 1989)、宇奈月結晶片岩、宇奈月花崗岩に認められる正断層の延性剪断運動がジュラ紀の花崗岩類の貫入に伴って生じたとした。

また、各種放射年代が報告され、Katoh *et al.* (1989) は Rb-Sr 鉱物年代として、烏帽子山マイロナイトから 229.5 ± 18.5 Ma、宇奈月花崗岩から 181.0 ± 1.3 Ma、弥太蔵谷石英閃緑岩から 174.2 ± 3.4 Ma を報告した。Horie *et al.* (2010) は、音澤付近の花崗岩より 229 ± 8 Ma と 256 ± 2 Ma の U-Pb 年代を報告した。また、Horie *et al.* (2013) は音谷の石英閃緑岩から 191.1 ± 0.3 Ma の U-Pb 年代を報告した。

概要 Takahashi *et al.* (2010) に従い、ペルム紀 ~ 三畳紀に貫入し、一部三畳紀のマイロナイト化を受けている深成岩類を飛驒古期花崗岩類とし、未変形のジュラ紀深成岩類を飛驒新期花崗岩類とする。飛驒古期花崗岩類で最も古いものは音谷斑れい岩で、宇奈月花崗岩が貫入している。中粒黒雲母花崗岩からなる舟川花崗岩がこれらに貫入している (第 7.1 図)。舟川花崗岩には優白質花崗岩からなる負釣山花崗岩が密接に伴っている。以上の深成岩類は局所的にマイロナイト化を受けている。エボシ山衝上断層西側にはカリ長石のポーフィロクラストが特徴的な烏帽子山マイロナイトが分布する。音谷中流、音谷上流、負釣山西方などに、飛驒花崗岩類の弥太蔵谷石英閃緑岩が小岩体として分布する。

梶座・金子 (2001) や梶座ほか (2006) は、上述のと



第7.1図 飛驒花崗岩類の相互関係と放射年代
矢印は貫入関係を示す

おり、飛驒変成作用に関係する約300～220 Maの花崗岩類を飛驒変花崗岩類、ジュラ紀の花崗岩類を飛驒花崗岩類としたが、マイロナイト化を受けている舟川花崗岩や負釣山花崗岩などは、変成作用を受けておらず、変成作用で区分することは困難と考え、Takahashi *et al.* (2010) に従い、マイロナイト化(215-211 Ma頃)を受けている飛驒古期花崗岩類と受けていない飛驒新期花崗岩類に区分した。

7.2 飛驒古期花崗岩類

7.2.1 音谷斑れい岩 (Gb) (新称)

名称・定義 黒部市の音谷付近に分布する斑れい岩で、宇奈月変斑れい岩(太田, 1961a, b)と呼んだが、これに付随する粗粒花崗岩も宇奈月花崗岩と呼んだ(太田, 1961a, b)ため、混乱を避けるために、本岩を音谷斑れい岩と命名する。

分布・貫入関係 音谷下流域の北側の山塊、舟川ダム周辺、負釣山から南西方などに分布。宇奈月変成岩類に

貫入する(加納, 1973)。

岩相 暗緑色の中粒-細粒普通角閃石斑れい岩で、一部普通角閃石の自形結晶が目立つ斑状組織(第7.2図A-C)を呈するものもある。普通角閃石の定向配列が認められるものもある(第7.2図A)。

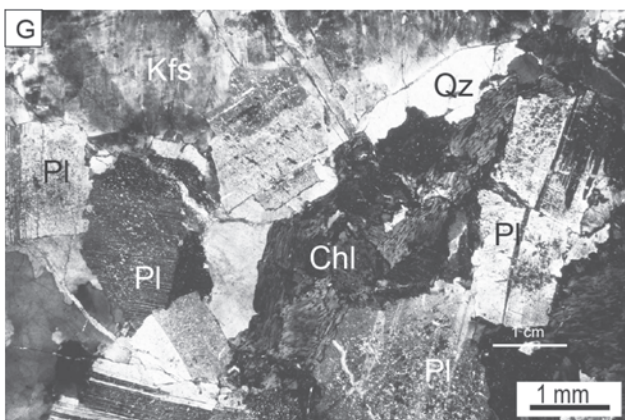
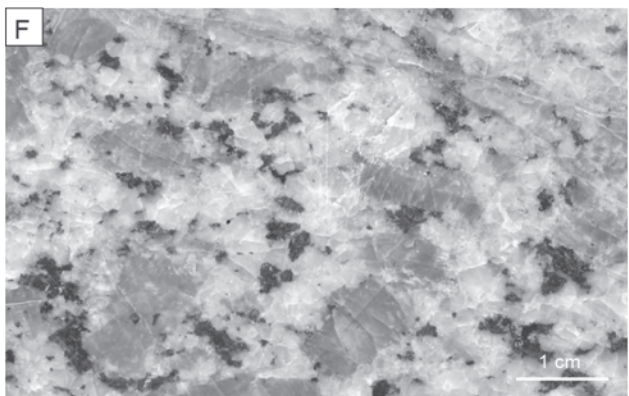
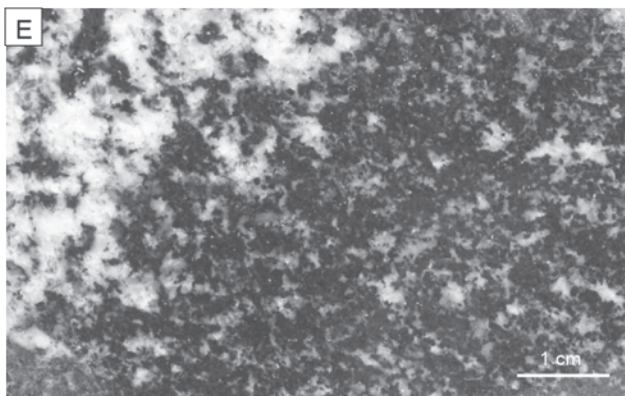
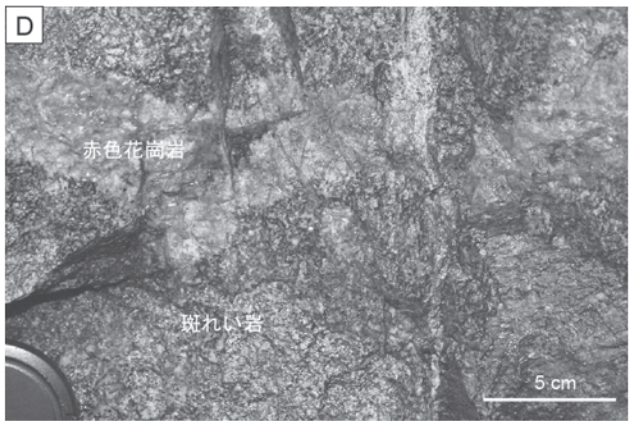
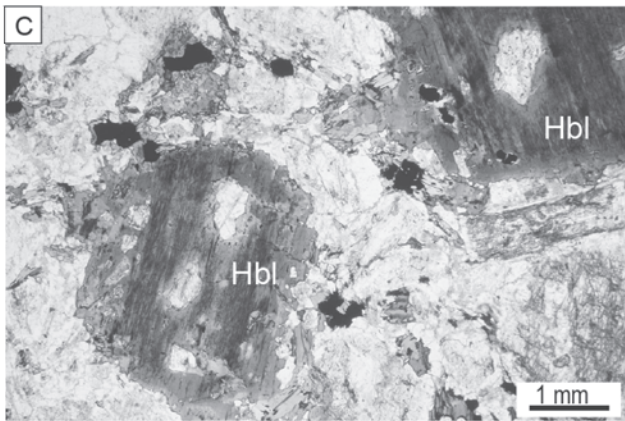
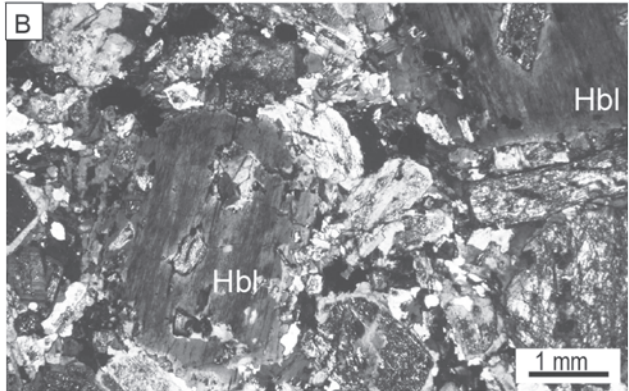
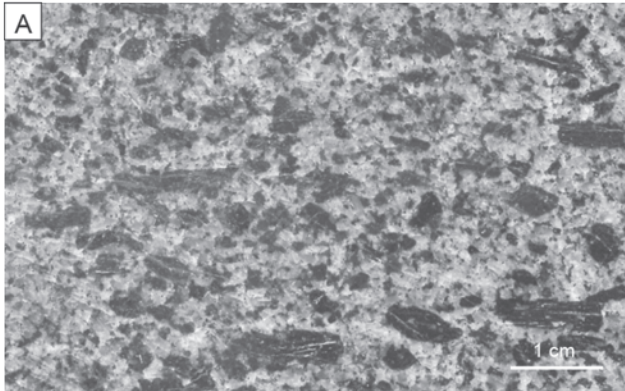
斑状の斑れい岩は、半自形の普通角閃石と半自形の斜長石を主とし、それらの間を細粒の斜長石や普通角閃石が埋めている。普通角閃石はコアが褐色普通角閃石で、リムや細粒なものは緑色普通角閃石となっている。また細粒部には緑泥石化した黒雲母を含むことがある。

一部では、普通角閃石の定向配列が見られ、弱い面構造が形成されていることがある。また普通角閃石のコアの褐色部は少なく、多くが緑色普通角閃石となっている。また斜長石には緑簾石やセリサイトが形成している。

斑れい岩には赤色や桃色の粗粒-中粒花崗岩(宇奈月花崗岩)が脈状に貫入している(第7.2図D)。花崗岩との接触部は一部漸移的になり(第7.2図E)、斑れい岩中に黒雲母、緑簾石、チタン石、燐灰石などが形成されている。

第7.2図 宇奈月花崗岩及び音谷斑れい岩の岩相→

A: 音谷斑れい岩の普通角閃石斑れい岩(100509-2), 負釣山。B: 音谷斑れい岩の普通角閃石斑れい岩(100509-2), 負釣山西方林道, 直交ポーラー。C: 同上, 単ポーラー。D: 音谷斑れい岩に貫入する宇奈月花崗岩の赤色粗粒花崗岩, 宇奈月町音谷。E: 音谷斑れい岩(右下)と宇奈月花崗岩(左上), 音谷。F: 宇奈月花崗岩(101008-4), 小川温泉南方の沢。G: 宇奈月花崗岩(101008-4), 小川温泉南方の沢, 直交ポーラー。H: 同上, 単ポーラー
Hbl: 普通角閃石, Kfs: カリ長石, Pl: 斜長石, Qz: 石英, Chl: 緑泥石。



年代・対比 現在までに年代を示すデータの報告はない。

7. 2. 2 宇奈月花崗岩 (Gm)

名称・定義 下新川郡朝日町の小川温泉付近から黒部市宇奈月付近に分布する粗粒-中粒の黒雲母花崗岩で、太田 (1961a, b) によって宇奈月花崗岩と命名された。

分布・貫入関係 音澤付近から北東に小川温泉南方まで分布する。また弥太蔵谷源流部にも分布する。音谷斑れい岩に貫入する。

岩相 粗粒-中粒の黒雲母花崗岩で、カリ長石は桃色を呈する (第7. 2図 F)。カリ長石は最大2 cmの大きさである。その他に普通角閃石花崗閃緑岩、トータル岩などが見られる。これらはマイロナイト化を受けており、強い部分は桃色のカリ長石ポーフィロクラストと黒雲母の定向配列が見られる。

緑簾石脈が形成されており、黒雲母は多くの場合緑泥石、緑簾石、リュウコキシシ、不透明鉱物に変質している (第7. 2図 G, H)。また、斜長石の内部にも緑簾石が形成されていることがある。

年代・対比 音澤付近の宇奈月花崗岩より 229 ± 8 Ma と 256 ± 2 Ma の U-Pb 年代が報告されている (Horie *et al.*, 2010)。太田 (1961a, b) は宇奈月付近の宇奈月花崗岩体と音谷斑れい岩に伴う花崗岩を同一岩体としてとらえていたが、高木・原 (1994) は宇奈月花崗岩には弱いながらもマイロナイト化が認められるが、音谷斑れい岩に伴う花崗岩には面構造が認められないとして、両者を区分した。宇奈月花崗岩は部分的にマイロナイト化を受けており、飛騨古期花崗岩類に属する。また、マイロナイト化を受けていない部分も存在することから、高木・原 (1994) のように変形度で区分する必要はない。一方、Kato *et al.* (1989) は、宇奈月花崗岩から 181.0 ± 1.3 Ma の Rb-Sr 鉱物年代を報告しているが、この年代が得られた岩体は別の岩体である可能性もある。

7. 2. 3 舟川花崗岩 (Gf)

名称・定義 高木・原 (1994) が命名。負釣山南方に分布する宇奈月花崗岩より細粒で変形構造が弱い花崗岩体を舟川花崗岩とした。

分布・貫入関係 負釣山南方から音谷流域に分布する。負釣山花崗岩と複雑に入り交じって産するが、貫入関係は不明である。宇奈月変成岩類に貫入する (高木・原, 1994)。

岩相 中粒の黒雲母花崗岩からなり (第7. 3図 A)、マイロナイト化を受け、面構造が発達する部分も見られる (第7. 3図 B)。石英、斜長石、カリ長石、黒雲母からなる。黒雲母は緑泥石化していることもある。またカリ長石は斜長石の細粒結晶を含むポイキリティック組織を示す。

年代・対比 現在までに年代を示すデータの報告はない。優白質花崗岩と密接に伴って産することと共にマイロナイト化を受けていることなどから、両者はほぼ同時期に形成されたものと推定される。

舟川花崗岩は加納 (1973) などで眼球花崗岩とされていたものだが、カリ長石のポーフィロクラストがあまり認められないことから、高木・原 (1994) は舟川花崗岩として区分した。

7. 2. 4 負釣山花崗岩 (Gr) (新称)

名称・定義 従来宇奈月花崗岩にふくまれていたものであるが、宇奈月花崗岩とは明らかに岩相が異なる。負釣山から瀬々薙谷に分布する優白質花崗岩を負釣山花崗岩とする。

分布・貫入関係 負釣山から瀬々薙谷上流部、北又小屋の西方及び宇奈月町栗虫の東方に分布する。音谷斑れい岩、宇奈月花崗岩との直接の関係は確認できていない。舟川ダムの上流の林道沿いでは、舟川花崗岩と複雑に入れ混じって産するが、直接の貫入関係は不明である。

岩相 細粒-中粒優白質花崗岩である (第7. 3図 C)。マイロナイト化を受け、面構造が発達する部分も見られる (第7. 3図 D)。

優白質花崗岩は、石英、斜長石、カリ長石からなり、白雲母を含むことがある。有色鉱物は含まない。一般的に等粒状組織を示す。同一試料中でも粒径の不均質性が認められ、中粒部と細粒部が層状に配列する (第7. 3図 C)。北又小屋西方の岩体は接触変成作用を被っており、斜長石やカリ長石は再結晶して、細粒な粒子の集合体になっている (第7. 3図 E, F)。一部斜長石のアルバイト双晶が残存しているのが観察される。

マイロナイト化を受けたものは、カリ長石の最大0.5 cmのポーフィロクラストが認められる。

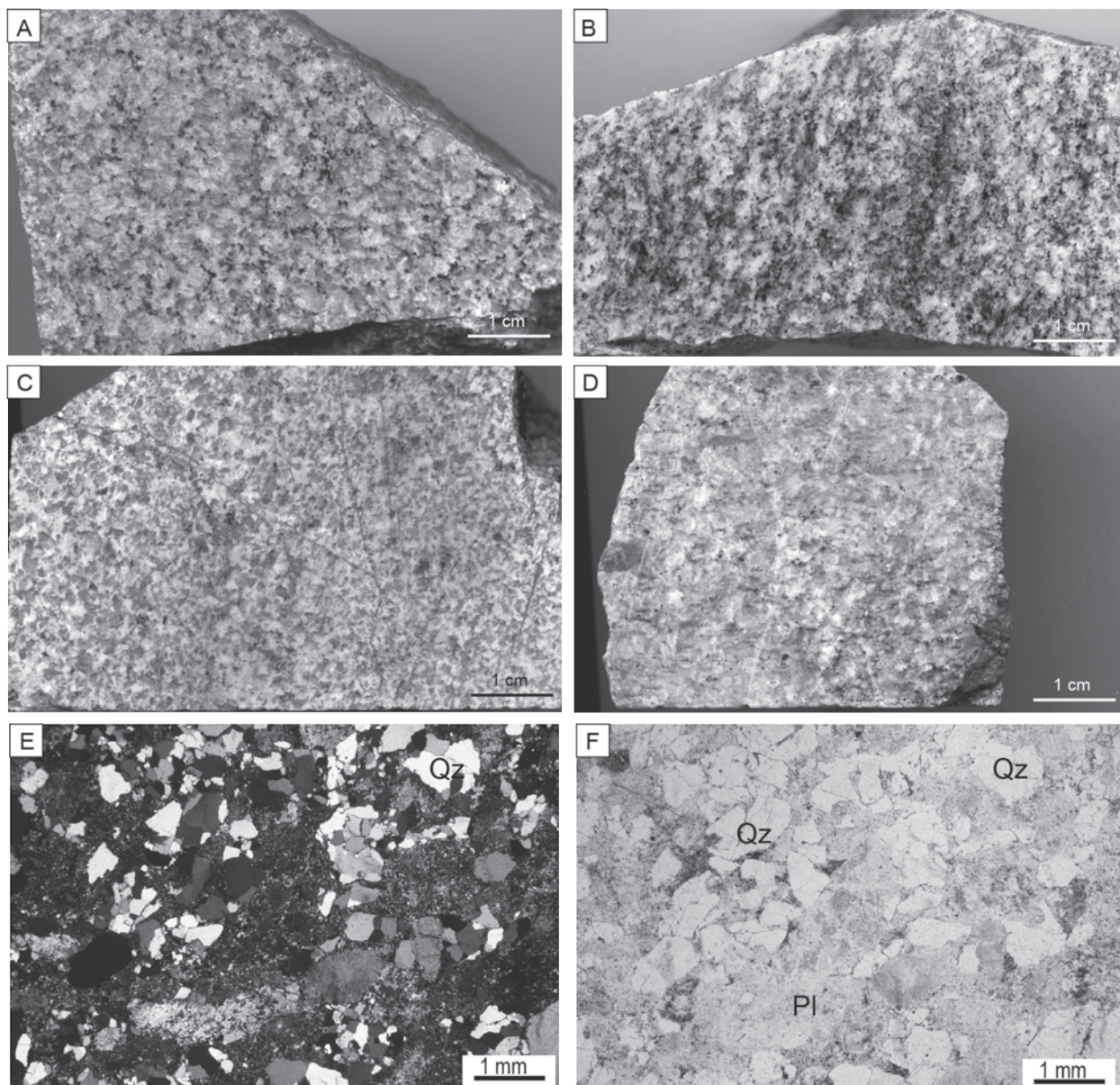
年代・対比 現在までに年代を示すデータの報告はない。これまでに本花崗岩は区分されておらず、本報告で初めて区分したものである。舟川花崗岩と密接に伴って産することと共にマイロナイト化を受けていることなどから、両者はほぼ同時期に形成されたものと推定される。

7. 2. 5 烏帽子山マイロナイト (MI)

命名・分布・貫入関係 宇奈月町内山の南方、十二貫野用水付近に分布する。本地域では宇奈月変成岩類とエボシ山衝上断層 (広井, 1978) で接する。エボシ山衝上断層より西側に分布するマイロナイトを Kato *et al.* (1989) は烏帽子山マイロナイトと呼んだ。貫入関係は不明である。

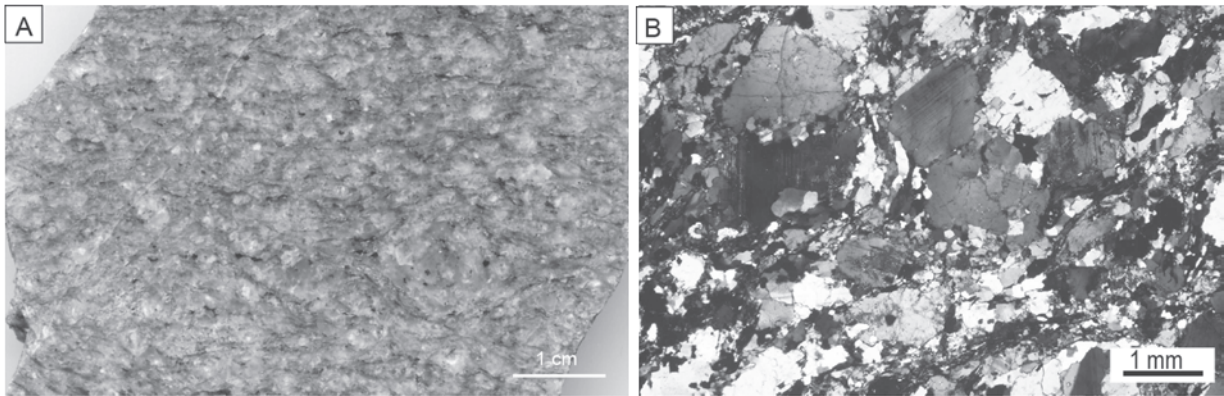
岩相 最大1 cmのカリ長石ポーフィロクラストを含む花崗岩マイロナイト (第7. 4図 A, B)。面構造が強く発達している。カリ長石は淡桃色を呈する。

年代 Kato *et al.* (1989) は Rb-Sr 鉱物年代として、



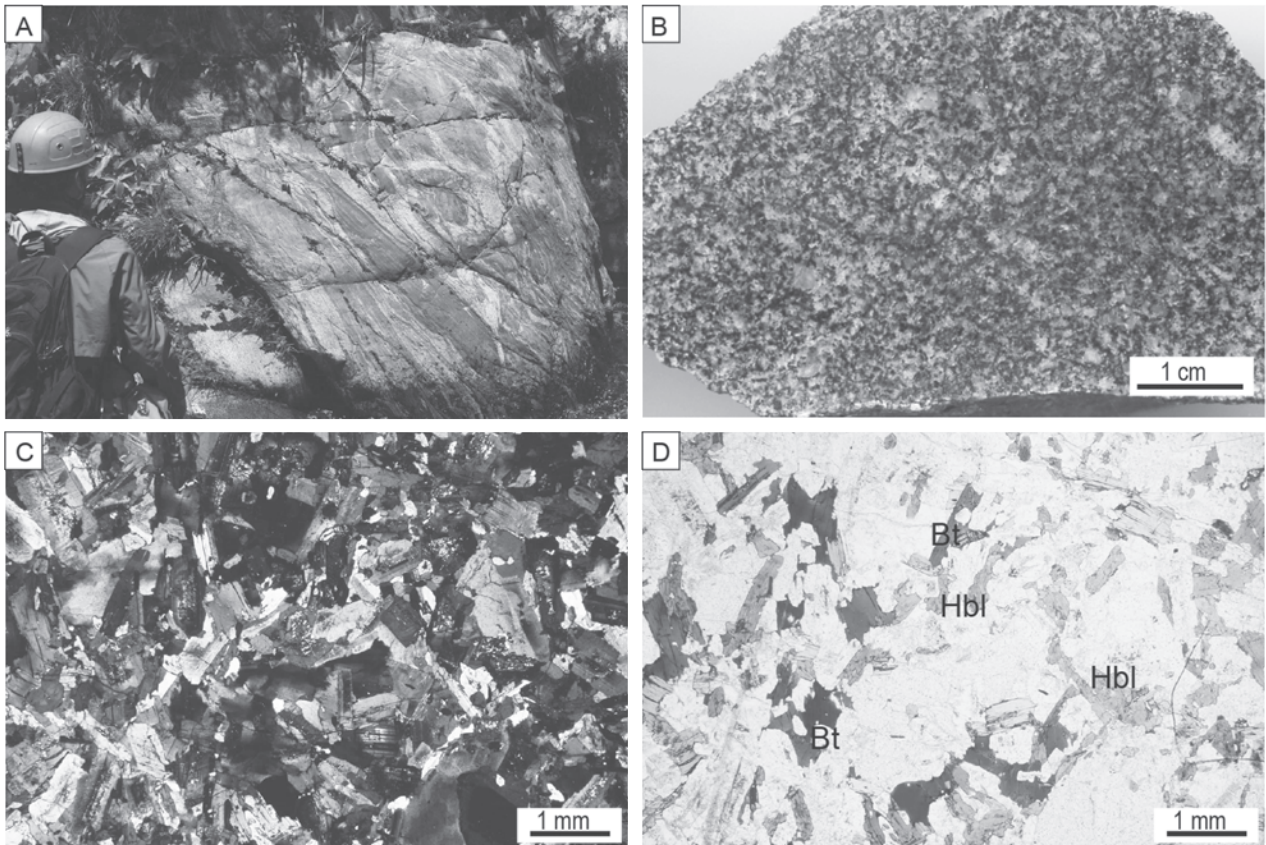
第7.3図 負釣山花崗岩及び舟川花崗岩の岩相

A：舟川花崗岩（細粒黒雲母花崗岩，100509-4），負釣山西方の林道. B：マイロナイト様舟川花崗岩（細粒黒雲母花崗岩）（101012-1），音谷. C：負釣山花崗岩（細粒優白質花崗岩）（101010-2），北又小屋北西林道沿い. D：マイロナイト様負釣山花崗岩（細粒優白質花崗岩）（100509-7），負釣山西方の林道. E：負釣山花崗岩（細粒優白質花崗岩）（101010-2），北又小屋北西林道沿い，直交ポーラー. F：同上，単ポーラー. Qz：石英，Pl：斜長石.



第7.4図 烏帽子山マイロナイトの岩相と薄片の偏光顕微鏡写真

A：烏帽子山マイロナイトの研磨試料（101011-2）. 宇奈月町内山南方の十二貫野用水沿い. B：同上試料の偏光顕微鏡写真，直交ポラーラ.



第7.5図 弥太蔵谷石英閃緑岩の産状と岩相

A：泥質片岩の捕獲岩を多く含む弥太蔵谷石英閃緑岩，音谷. B：細粒普通角閃石黒雲母石英閃緑岩（100509-1），負釣山西方林道. C：細粒普通角閃石黒雲母石英閃緑岩（100509-1），負釣山西方林道，直交ポラーラ. D：同上，単ポラーラ. Bt：黒雲母，Hbl：普通角閃石.

烏帽子山マイロナイトから $229.5 \pm 18.5 \text{ Ma}$ を報告している。烏帽子山マイロナイトはマイロナイト化が弱いことから、この年代は固結年代に近いとされている（高木・原, 1994）。

7. 3 飛驒新期花崗岩類

7. 3. 1 弥太蔵谷^{やたぞうだに}石英閃緑岩 (Gy)

名称・定義 黒部市音谷に分布する多数の変成岩捕獲岩を含み、一部ミグマタイト化している中粒の石英閃緑岩である。Ishioka and Suwa (1954, 1956) は、これを弥太蔵谷グループと呼んだ。

分布・貫入関係 音谷中流部、上流部、舟川ダム東方に小岩体として分布する。宇奈月変成岩類とマイロナイト化した宇奈月花崗岩に貫入している。

岩相 中粒の普通角閃石黒雲母石英閃緑岩からなる。音谷中流域の岩体には多数の宇奈月変成岩類の捕獲岩が認められ（第 7. 5 図 A）、一部ミグマタイト化し、縞状片麻岩のように見える部分もある。音谷では、ミグマタ

イト構造を切って、優白質黒雲母花崗岩が貫入している。この優白質花崗岩はマイロナイト化を受けていないので、上述の負釣山花崗岩とは別の時代のもと考えられる。

舟川ダム東方の林道終点付近にはマイロナイト化を受けていない普通角閃石黒雲母石英閃緑岩が小岩体で分布する（第 6. 3 図, 第 7. 5 図 B-D）。音谷以外の小岩体には捕獲岩は含有されていない。

年代・対比 音谷中流の石英閃緑岩より、 $191 \pm 0.3 \text{ Ma}$ のジルコン U-Pb 年代が報告されている（Horie *et al.*, 2013）。太田（1961a）は音谷中流から上流域にかけて、弥太蔵谷片麻状閃緑岩帯（Syntexite 帯）として区分したが、加納（1973）は音谷上流の右岸地域に眼球花崗岩が分布するとした。高木・原（1994）は舟川ダム上流域で、眼球花崗岩とされたものが眼球状のカリ長石があまり認められないため、舟川花崗岩とした。本調査では、マイロナイト化を受けた舟川花崗岩が音谷上流にも分布することが判明した。従って、弥太蔵谷石英閃緑岩の分布は本地域ではごく小分布となる。

第8章 下部ジュラ系^{くるま}来馬層群

(竹内 誠)

8.1 研究史及び概要

研究史 大塚 (1891) は 20 万分の 1 地質図幅「富山」において、泊地域の犬ヶ岳地域の一部にジュラ紀層が分布することを記している。小林 (1927) は本地域の大平川 (地形図では境川と記されている) 流域で植物化石 *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) は長野県北部の北小谷の来馬付近を調査し、植物化石を記載し、来馬統と呼んだ。石井 (1937) は 7 万 5 千分の 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を初めて示した。Sato (1955) は、大石 (1931) によって来馬統と呼ばれた地層 (来馬層群) が下部ジュラ系であることをアンモナイト化石によって初めて示した。その層序は小林ほか (1955)、佐藤 (1956)、佐藤・速水 (1956) などの報告に基づいて、小林ほか (1957) によって集大成された。

小林ほか (1957) は本図幅内の犬ヶ岳地域で、下位より漏斗谷層、北又谷層、似虎谷層、寺谷層、楯谷層、大滝谷層、水上谷層に区分し、また小滝地域の来馬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) に区分した。そして来馬地域の来馬層群は犬ヶ岳地域の主要盆地からはなれた分布を示し、鍵層となるべき海成層がないので確実に対比できないとしている。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・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。長森ほか (2010) は白石 (1992) の層序を踏襲しつつも、岩相から小滝川以北にヨシナ沢層は分布せず、白石 (1992) でヨシナ沢層としたものは大所川層に対比されることを示した。一方、Chihara *et al.* (1979)、滝沢 (1980)、山田・滝沢 (1981) は犬ヶ岳地域の最上位の水上谷層は手取層群に属するとした。水上谷層の研究史は白亜系の章で述べる。

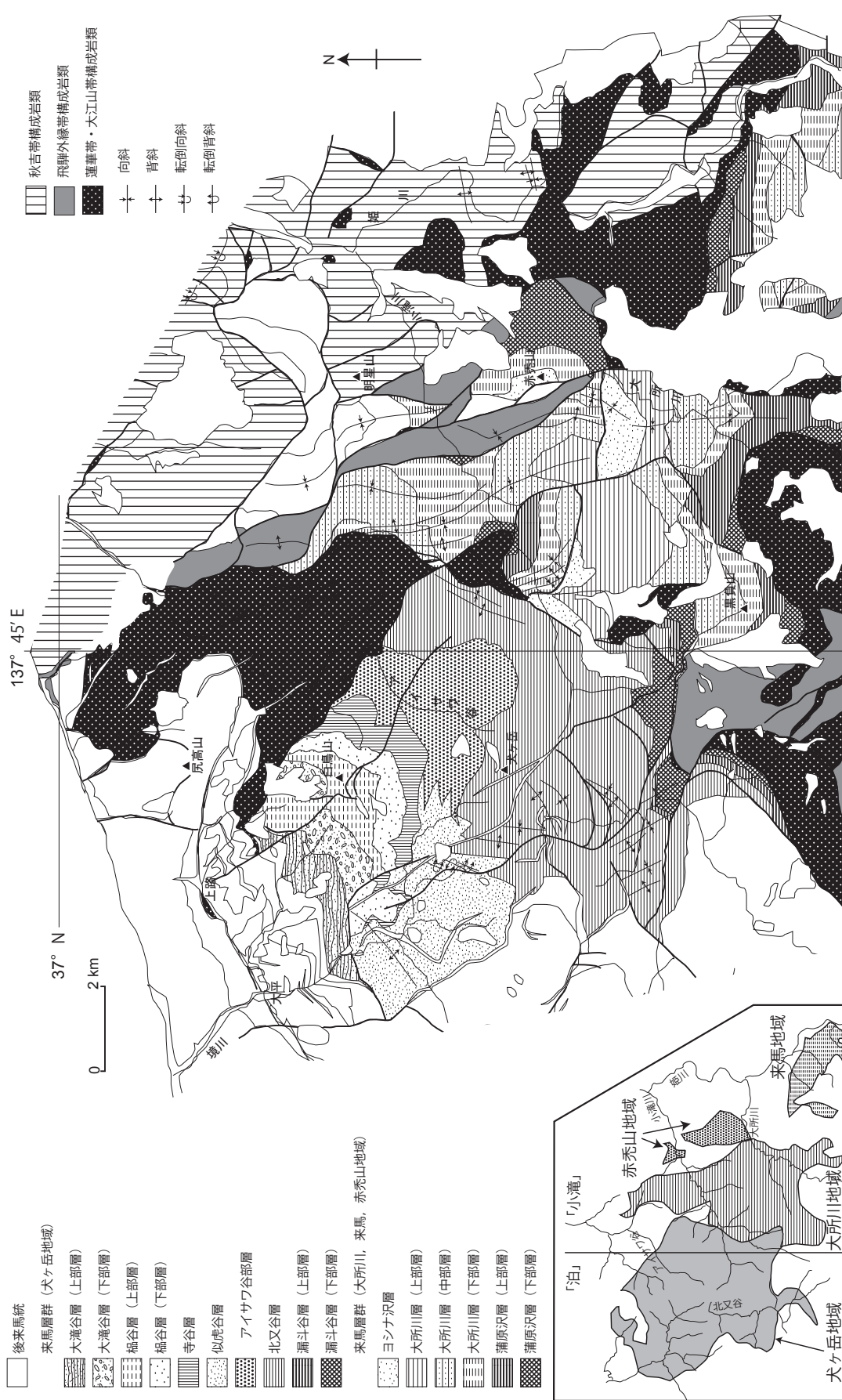
その他に来馬層群では、アンモナイト化石 (Sato, 1955; Sato, 1992 など)、ペレムナイト化石 (Iba *et al.*, 2015)、二枚貝化石 (Hayami, 1961, 1990; Goto, 1983 など)、ウミユリ類化石 (Goto, 1994)、植物化石 (例えば、Kimura *et al.*, 1988; Kimura and Ohana, 1990; 寺田, 2013 など) などの古生物学的研究がなされてきた。また、長野県小谷村土沢より恐竜の足跡化石が (畠山, 1995;

小谷村恐竜化石学術調査団, 2000)、本地域境川流域で首長竜の歯化石と腕足類化石が (谷本・大倉, 1989) 発見された。

示準化石の産出は少なく、アンモナイト化石より、大滝谷層はトアルシアン階最上部、寺谷層は上部プリンスバッキアン階 (佐藤, 1956; 小林ほか, 1957) とされ、寺谷層は下部プリンスバッキアン階に及ぶ (後藤・田崎, 1998)。また小林ほか (1957) は似虎谷層起源と推定される転石中のアンモナイト化石 (Sato, 1955) より、似虎谷層の一部が下部プリンスバッキアン階であるとしている。来馬層群の下部からは三畳紀には見られない型の二枚貝化石 *Eomiodon*, *Crenotrapezium* が多産する (Hayami, 1958) ので、ジュラ紀より古くなることはないと考えられるが詳細な堆積年代は不明である (小林ほか, 1957) とされていた。竹内ほか (2015c) は、小滝川流域に分布する蒲原沢層の凝灰質砂岩中の碎屑性ジルコンから最も若い U-Pb 年代ピークとして、187 Ma を報告し、来馬層群の最下部もプリンスバッキアン階であるとされた。

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、来馬層群に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。竹内ほか (2015c) は碎屑性ジルコンの U-Pb 年代を検討し、ペルム紀、後期トリアス紀や前期ジュラ紀の火成作用が後背地に存在したとした。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)。

概要 本地域の来馬層群は、来馬層群全体の分布域の西半分に位置する (第 8.1 図)。犬ヶ岳地域の来馬層群には、下位より漏斗谷層・北又谷層・似虎谷層・寺谷層・楯谷層・大滝谷層に区分される犬ヶ岳地域の層序区分が適用される (第 8.2 図, 第 8.3 図)。全体として北西傾斜を示し、北西側ほど上位層が分布する。北又谷から境川にかけての地域は特に褶曲が発達している。



第 8.1 図 来馬層群の分布

犬ヶ岳地域				大所川・来馬・赤赤山地域												
小林ほか(1957)		滝沢(1988) 熊崎・小嶋(1996)		本報告		小林ほか(1957)		白石(1992)		長森ほか(2010)						
水上谷層	Km3	(手取層群)	(手取層群)	大滝谷層	大滝谷層	大滝谷層	大滝谷層	大滝谷層	大滝谷層	大滝谷層	大滝谷層					
	Km2											上部層				
	Km1											下部層				
楯谷層	Ks2	楯谷層	楯谷層	楯谷層	楯谷層	楯谷層	楯谷層	楯谷層	楯谷層	楯谷層	楯谷層					
	Ks1											上部層				
寺谷層		寺谷層	寺谷層	寺谷層	寺谷層	寺谷層	寺谷層	寺谷層	寺谷層	寺谷層	寺谷層					
似虎谷層	Kn2	似虎谷層	似虎谷層	似虎谷層	似虎谷層	似虎谷層	似虎谷層	似虎谷層	似虎谷層	似虎谷層	似虎谷層					
	Kn1											アイサワ谷 部層				
北又谷層	Kk3	北又谷層	北又谷層	北又谷層	北又谷層	北又谷層	北又谷層	北又谷層	北又谷層	北又谷層	北又谷層					
	Kk2											Kr4	ヨシナ沢層	Kr IV	大所川層	上部
	Kk1											Kr2-3	大所川層	Kr III		
漏斗谷層	Kj2	漏斗谷層	漏斗谷層	漏斗谷層	漏斗谷層	漏斗谷層	漏斗谷層	漏斗谷層	漏斗谷層	漏斗谷層	漏斗谷層					
	Kj1											Kr1	蒲原沢層	Kr I	上部	下部

第 8. 2 図 来馬層群の層序対比

8. 2 漏斗谷層 (Kjl, Kju)

命名 佐藤・速水(1956)にて提唱され, 小林ほか(1957)にて詳細に記載された。

模式地 漏斗谷中流(小林ほか, 1957)。

分布 本地域南東部の黒岩山付近, 北又谷標高 1,000 m 付近及び漏斗谷標高 1,300 m 付近。

層厚 約 300 m。

層序 不整合露頭は確認できないが, 蓮華変成岩類や蛇紋岩を不整合に覆うと推定される。漏斗谷標高 1,320 m 付近では, 漏斗谷層礫岩の下位に砂岩, さらに黒色泥岩が分布し, 約 1 m の露頭欠如で変成岩起源と考えられるカタクレーサイトが分布する(第 8. 4 図)。ここは小林ほか(1957)において十中八九不整合的な関係があると述べられたところである。

漏斗谷層は, 礫岩砂岩及び泥岩からなる下部層(Kjl)と礫岩や砂岩をまれに挟む泥岩及び珩長質凝灰岩からなる上部層(Kju)に区分される。

岩相 漏斗谷における最下部は黒色泥岩で上位に含礫砂岩へ漸移する。含礫砂岩は斜交層理をなし, 礫は亜角礫でまばらである(第 8. 5 図 A)。その上位に層厚数十 m の中礫-大礫礫岩が重なる。礫は淘汰が悪く, 角礫-亜角礫である(第 8. 5 図 B)。漏斗谷付近では北又谷花崗閃緑岩の接触変成作用を受けており, 礫種は判定し難い。その上位は礫岩から砂岩への級化構造を示す層厚数 m の粗粒岩層が泥岩中に挟まれるようになる(第 8. 5 図 C)。この礫岩は中礫-細礫礫岩が多く, 淘汰はやや

良く, 亜角礫である。泥岩は黒色泥岩で, 数十 cm ~ 1 m の層厚の層状をなし, わずかに細粒砂岩の葉理を挟むことがある。

黒岩山付近の本層は下部層に流紋岩角礫を多く含む中礫-大礫礫岩, 極粗粒-粗粒砂岩からなる。礫は亜角礫-亜円礫, 淘汰はやや悪い。上位ほど礫岩は少なくなり, 泥岩を挟むようになる。泥岩には珩長質凝灰岩がしばしば挟まれる。凝灰岩は灰緑色を呈し, 層厚数 cm ~ 2 m で(第 8. 5 図 D), 斜交葉理や平行葉理をなす部分もある。

年代と対比 本層より示準化石は報告されていない。鍵層となる凝灰岩層(YPT), 岩相と層序より, 小滝地域の来馬層群蒲原沢層に対比されている(白石, 1992)。竹内ほか(2015c)は, 小滝地域の小滝川沿いの蒲原沢層の凝灰質砂岩中の碎屑性ジルコンの U-Pb 年代を測定し, 最も若い年代ピークとして, 187 Ma を報告し, 来馬層群の最下部もプリンスバッキアン階であると示した。

8. 3 北又谷層 (Kk)

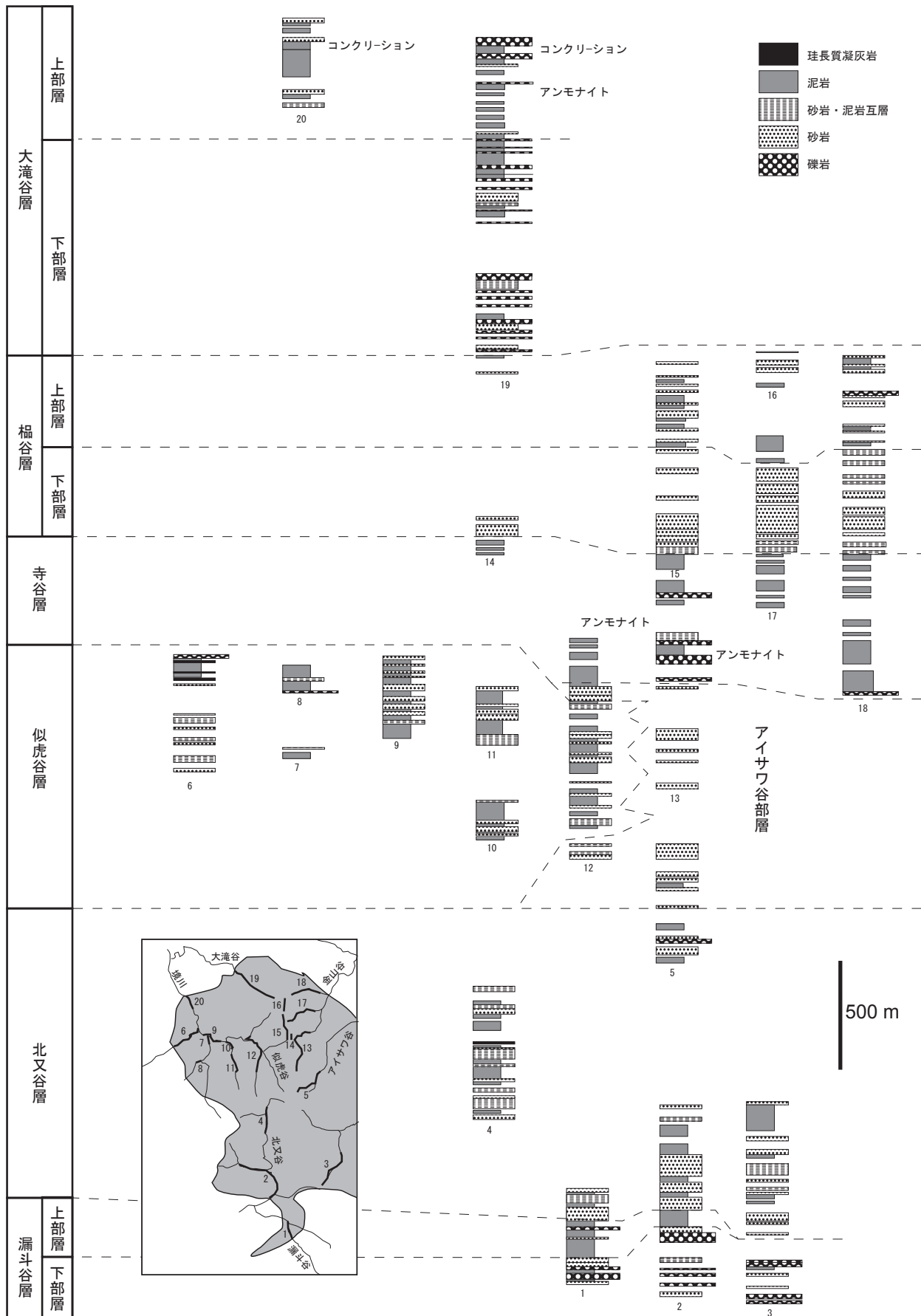
命名 佐藤・速水(1956)にて提唱され, 小林ほか(1957)にて詳細に記載された。

模式地 北又谷上流(小林ほか, 1957)。

分布 北又谷流域, 西俣沢流域, 犬ヶ岳北方及び漏斗谷中流部。

層厚 約 1,500 m。

層序 漏斗谷層に整合に重なる。主として層状黒色泥岩からなり, 砂岩を挟む。まれに礫岩, 珩長質凝灰岩を挟む。



第 8. 3 図 来馬層群の柱状図

岩相 泥岩は黒色で、数十 cm の層厚の層状をなす（第 8. 6 図 A）。泥岩にはしばしば二枚貝化石の密集層がある（第 8. 6 図 B）。泥岩は層状砂岩や砂岩泥岩互層を挟む（第 8. 6 図 C）。泥岩中には細礫礫岩を伴った層厚は約 20 m の粗粒砂岩が挟まれ、その上位には淘汰度の低い泥質砂岩と粗粒砂岩の互層が重なる。また、砂岩中に炭化植物片を含むところがある。北又谷層の中部には泥岩中にガラス質の珪長質凝灰岩、最上部には泥岩中に粗粒凝灰質砂岩、細粒灰色凝灰岩が挟まれる。ガラス質珪長質凝灰岩は、灰緑色を呈し、ほとんどが脱ガラス化した火山ガラス破片からなり、少量石英と斜長石を含む。

年代と対比 本層から示準化石は得られていない。三疊紀には見られない型の二枚貝化石 *Eomiodon* や *Crenotrapezium* が多産する（Hayami, 1958）ので、ジュラ紀より古くなることはないと考えられるが、詳細な堆積年代は不明である（小林ほか, 1957）とされていた。上述の通り、来馬層群最下部の蒲原沢層から上位の寺谷層までがプリンスバッキアン階とされたことから（竹内ほか, 2015c）、本層もプリンスバッキアン階である。

白石（1992）は、本層を小滝地域の大所川層及びヨシナ沢層に対比したが、長森ほか（2010）は岩相層序の対比から、白石（1992）の小滝川沿いに分布するヨシナ沢層が大所川層にあたりとし、また堆積サイクルの比較から北又谷層を大所川層に対比した。

8. 4 似虎谷層 (Kn, Kna)

命名 小林ほか（1955）にて提唱され、小林ほか（1957）にて詳細に記載された。似虎谷層のうち、東部のアイサワ谷上流域から菊石山と犬ヶ岳の稜線付近にかけての砂岩が卓越する部分をアイサワ谷部層 (Kna)（新称）として区分した。

模式地 似虎谷（小林ほか, 1957）。

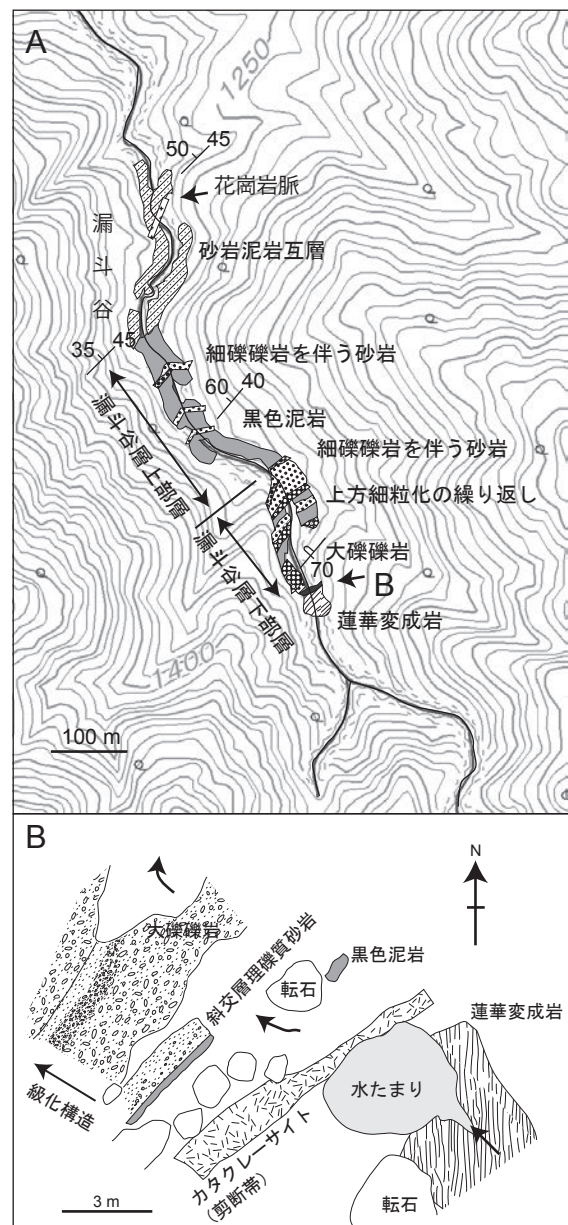
分布 本地域東部のアイサワ谷上流域と境川上流域の左岸流域。アイサワ谷部層は似虎谷層分布域の東部のみに分布する。

層厚 約 1,000 m。

層序 北又谷層に整合に重なる。泥岩を主とするが、礫岩、砂岩、砂岩泥岩互層を頻繁に挟む。犬ヶ岳頂上北側のアイサワ谷部層の出現をもって、似虎谷層とした。西部ではアイサワ谷部層が分布せず、北又谷層と似虎谷層の岩相も類似することから、正確に区分することは難しいが、アイサワ谷部層の出現する層準を走向方向に延長した層準を両者の境界とした。

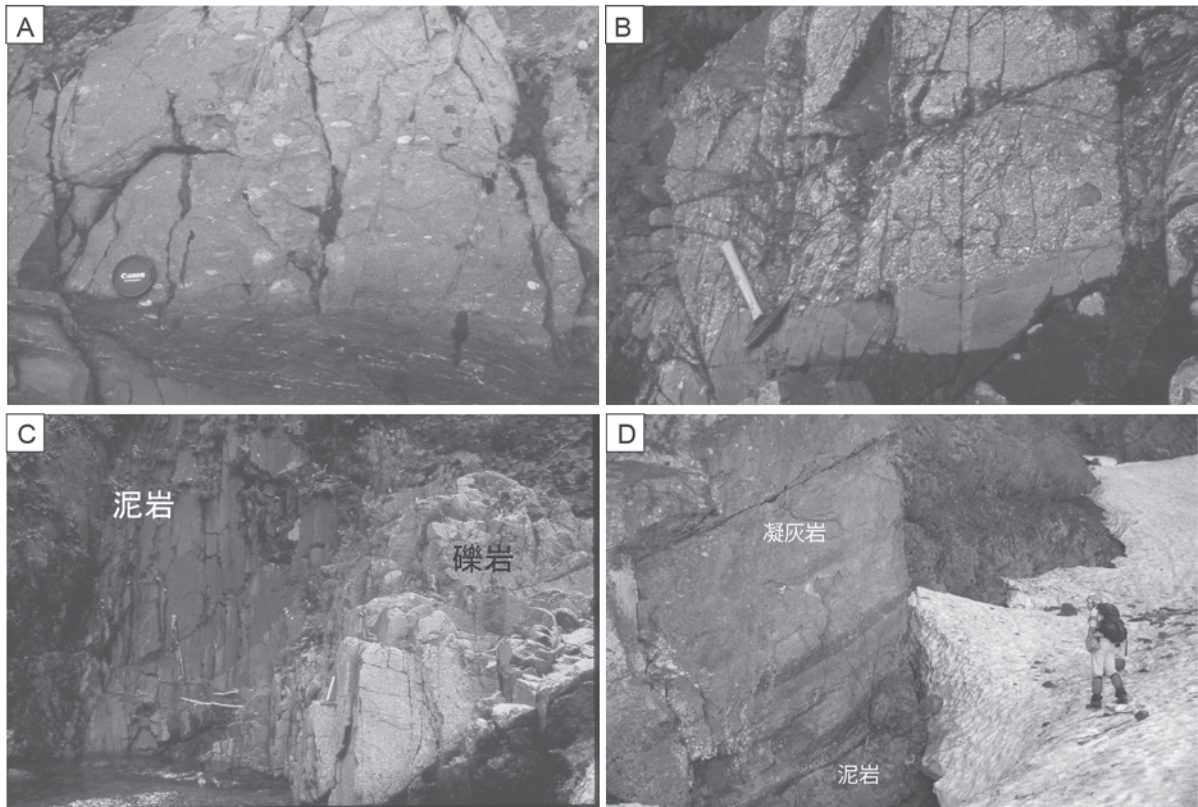
岩相 泥岩は黒色を呈し、やや砂質で、塊状または厚層理をなす。二枚貝密集層をしばしば含み、一部にカキ目 (*Bakevellia*) の化石密集層もみられる（第 8. 7 図 A）。密集層は最大層厚 1 m に達する場合がある。

砂岩泥岩互層は砂岩の層厚が 3 m ～数十 cm で、泥岩



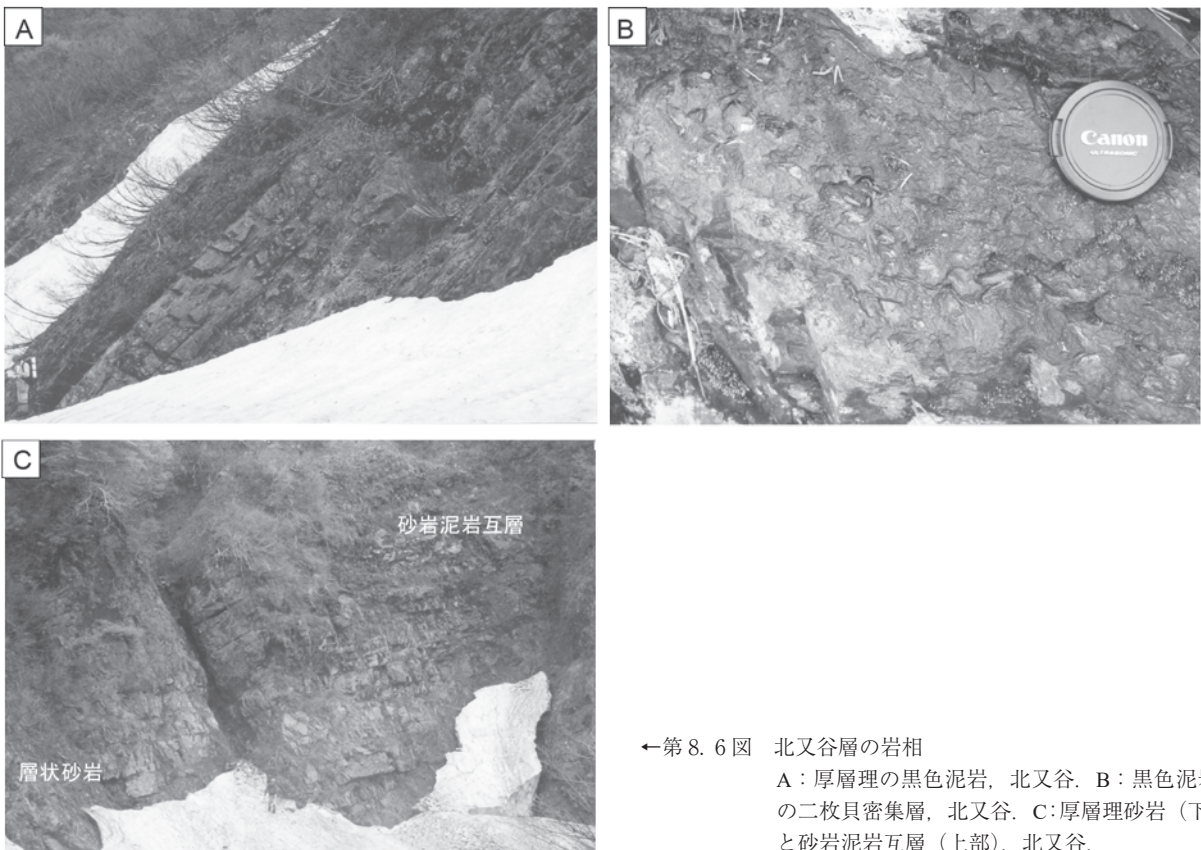
第 8. 4 図 来馬層群漏斗谷層の産状

A：漏斗谷における漏斗谷層と蓮華変成岩の産状を示すルートマップ。B：漏斗谷層最下部と蓮華変成岩の境界付近のスケッチ。矢印は沢の流れの方向を示す。本図は、国土地理院電子国土基本図を使用し、記号などを追記した。



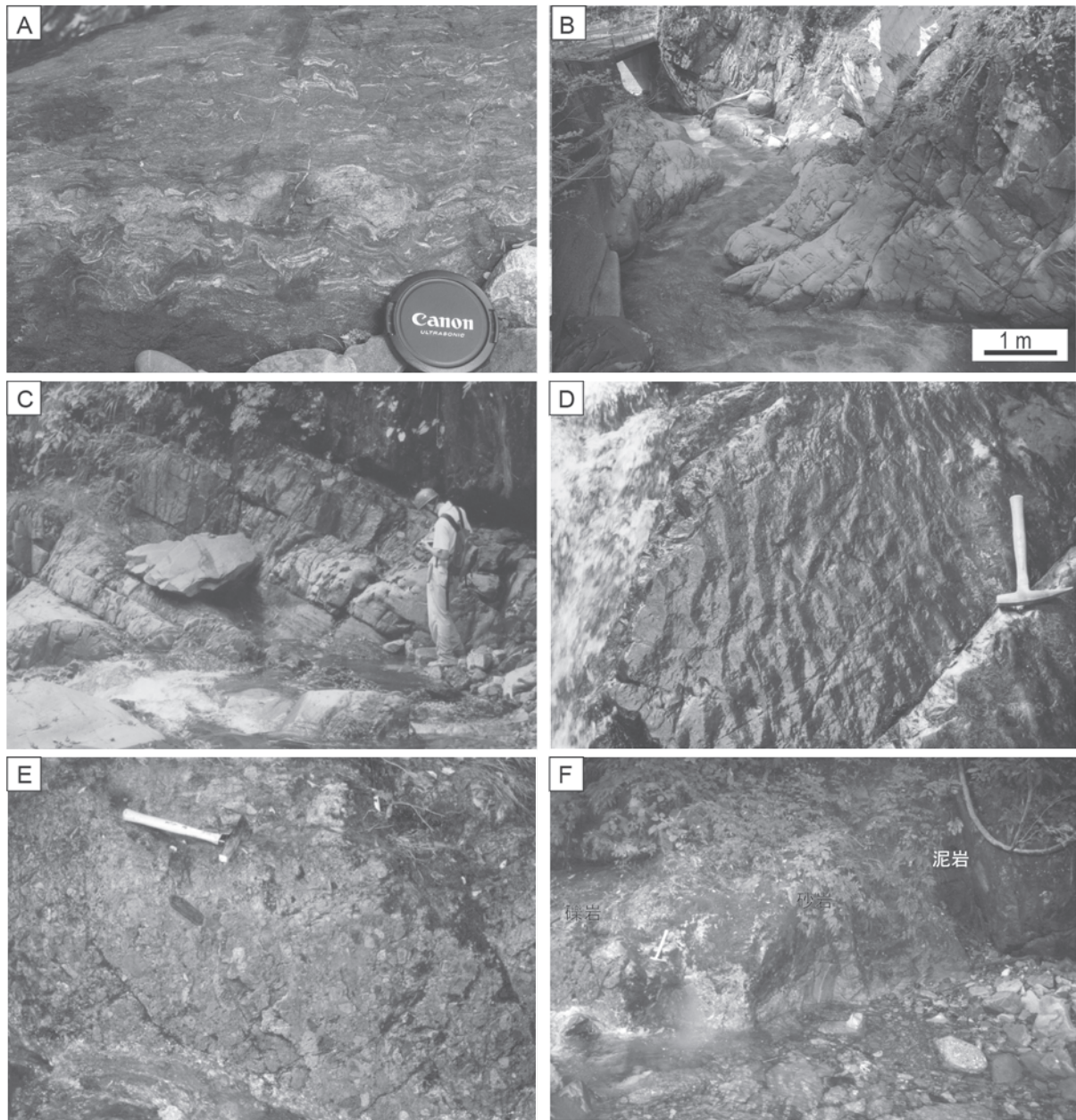
第 8. 5 図 漏斗谷層の岩相

A：漏斗谷における最下位の礫質砂岩（第 8. 4 図 B）。 B：漏斗谷下部層の礫岩，漏斗谷。 C：礫岩から泥岩への級化構造，漏斗谷。 D：灰色珪長質凝灰岩と黒色泥岩互層，黒岩山北東の沢。



←第 8. 6 図 北又谷層の岩相

A：厚層理の黒色泥岩，北又谷。 B：黒色泥岩中の二枚貝密集層，北又谷。 C：厚層理砂岩（下部）と砂岩泥岩互層（上部），北又谷。



第 8. 7 図 似虎谷層の岩相

A：黒色泥岩中のカキ目（*Bakevellia*）化石密集層，境川標高 360 m 付近。 B：厚層理砂岩，境川標高 380 m 付近。 C：砂岩泥岩互層，境川標高 450 m 付近。 D：漣痕，川黒谷標高 520 m 付近。 E：中礫礫岩，川黒谷下流。 F：礫岩泥岩互層，川黒谷下流。

は数十 cm である（第 8. 7 図 B, C）。泥岩が薄く，層状砂岩となっている部分も見られる。砂岩は厚層理の場合，塊状であるが，数十 cm 程度の中層理の場合，平行葉理が発達することがある。互層をなす泥岩あるいは砂質泥岩には二枚貝が含まれ，また生物擾乱が認められる。

泥岩に挟まれる砂岩は層厚数十 cm ～ 3 m で，中粒～粗粒で，塊状～厚層理をなす。砂岩には平行葉理や斜交葉理が認められる。砂岩中に最大 1 m の炭化した植物片を含むことがある。また川黒谷標高 520 m 付近にて漣痕

を観察した（第 8. 7 図 D）。

礫岩は中礫～大礫で円磨度はやや良く，淘汰もややよい（第 8. 7 図 E）。礫岩は上方に砂岩に漸移する 경우가多く（第 8. 7 図 F），この上部の砂岩には斜交葉理がしばしば見られる。

泥岩中に挟まれる砂岩や礫岩の下底部は削り込み構造が見られることがある。

アイサワ谷部層は，白色で厚層理砂岩～中層理をなす中粒から粗粒砂岩からなる（第 8. 8 図 A, B）。また，

砂岩は斜交層理が発達している（第8.8図C）。本部層の最下部は、極細粒砂岩や珩長質凝灰岩からなる。珩長質凝灰岩は、アイサワ谷標高1,040 m付近や犬ヶ岳北方の尾根などで確認できる。アイサワ谷部層は、犬ヶ岳から菊石山の稜線より東方に分布し、西方の似虎谷や川黒谷では似虎谷層の泥岩を主体とする地層と指交関係をなす。

年代と対比 本層から示準化石は報告されていない。小林ほか（1957）は、Sato（1955）が寺谷と境川の出合よりやや上流の転石から報告したアンモナイトが似虎谷層に由来する可能性が大きいとして、似虎谷層がプリンスバッキアン階下部であろうとしている。長森ほか（2010）は小滝地域のヨシナ沢層が似虎谷層に対比されるとしている。

8.5 寺谷層 (Kt)

命名 小林ほか（1955）にて提唱され、小林ほか（1957）にて詳細に記載された。

模式地 寺谷下流（小林ほか，1957）。

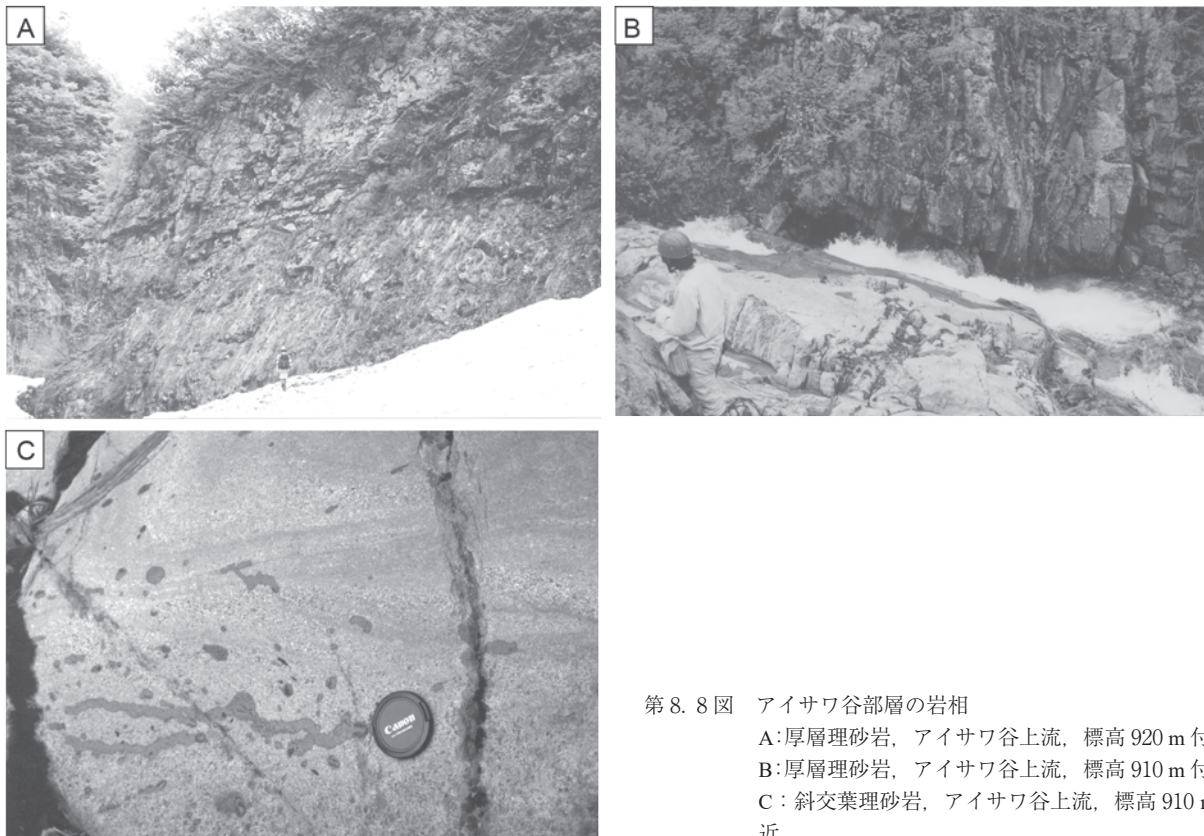
分布 金山谷上流部の白鳥山東山腹付近から、菊石山、北谷上流部、寺谷下流部などに分布。西方ほど層厚は薄くなり、滝淵付近でせん滅する。

層厚 約500 m。

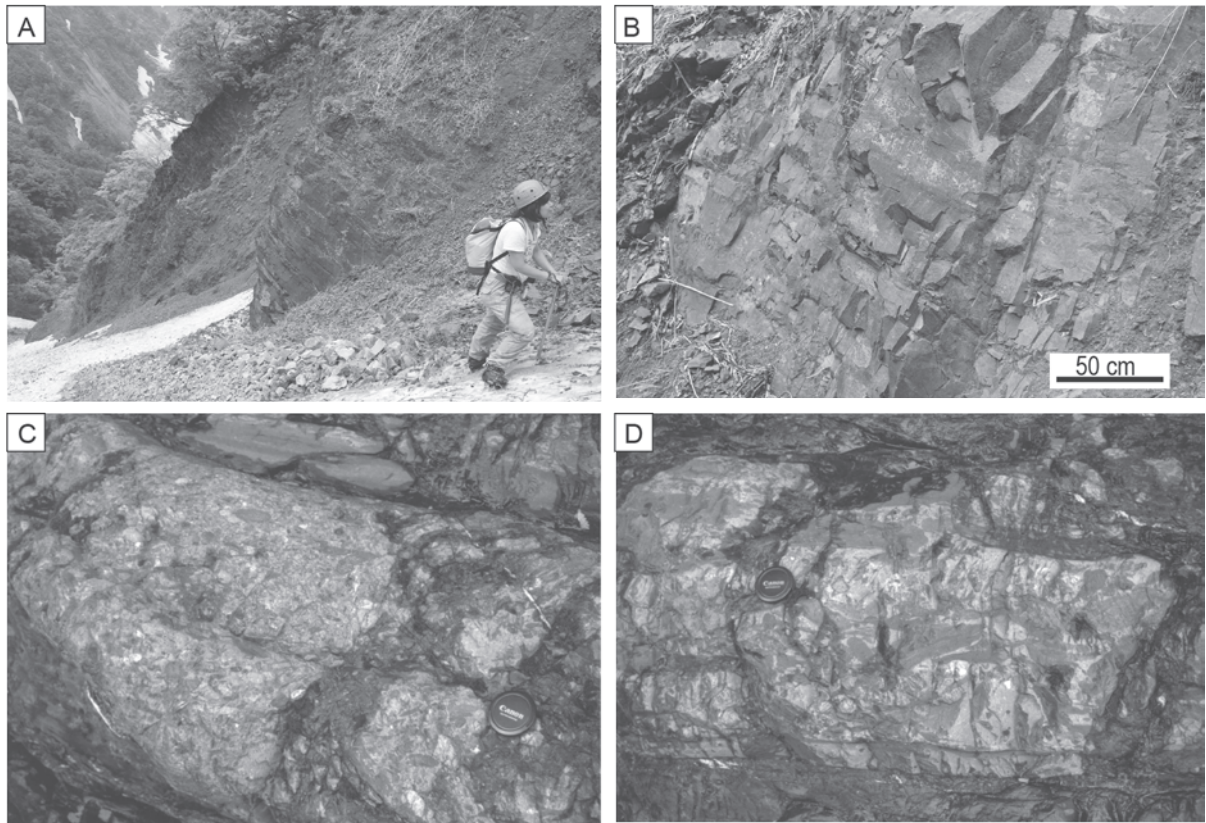
層序 似虎谷層を整合に覆い、泥岩を主とし、本層の下部ではレンズ状の礫岩を挟むことがあるが、上位ほど層状泥岩となり、砂質泥岩となる。上位の楯谷層下部の砂岩へと上方粗粒化・厚層化する。

岩相 泥岩は塊状のものと平行の薄層理から中層理（第8.9図A）を示すものがある。下位の泥岩は塊状であるが、上位の泥岩は層理をなし、泥質細粒砂岩と互層をなす部分もある（第8.9図B）。層状泥岩は単層厚10～20 cmで、平行葉理や斜交葉理が見られることが多い。また、泥岩は生物擾乱を示すことがある。下駒ヶ岳南西のガレ場では、下部ほど泥岩で、上部ほど砂岩の葉理、砂岩薄層を挟むようになり、上位の楯谷層へと上方に粗粒化している。

本層の下部には、しばしばレンズ状礫岩が泥岩中に挟まれる。この礫岩は、層厚30 cm～数mで、側方への連続性は低い。中礫で火山岩を主とする亜円礫－円礫からなり、泥岩の偽礫を含む（第8.9図C）。基質は中粒－粗粒砂岩である。無構造の礫岩である。また、長径10～20 cmの泥岩偽礫と粗粒砂岩からなる部分も認められる（第8.9図D）。泥岩中のレンズ状礫岩は、東部の金山谷、菊石山、境川上流部などに分布する。境川上流部の寺谷との出合の上流側の取水堰堤の下流側には、平行葉理や斜交葉理の発達した泥岩中に厚さ30～50 cmで長さ数mのレンズ状礫岩が含まれる。礫岩の底部



第8.8図 アイサワ谷部層の岩相
A: 厚層理砂岩, アイサワ谷上流, 標高920 m付近.
B: 厚層理砂岩, アイサワ谷上流, 標高910 m付近.
C: 斜交葉理砂岩, アイサワ谷上流, 標高910 m付近.



第 8. 9 図 寺谷層の岩相

A：層状黒色泥岩，下駒ヶ岳南西の崖，標高 1,050 m 付近。B：黒色泥岩・細粒砂岩互層，下駒ヶ岳南西の崖，標高 1,080 m 付近。C：泥岩中に挟まる角礫岩，境川上流，標高 420 m 付近。D：泥岩偽礫を多く含む砂岩，境川上流，標高 420 m 付近

には削り込みが認められる。この礫岩は斜交層理が発達し、泥岩の偽礫を多く含む。

年代 本層からは、アンモナイト化石 *Amaltheus* sp. や *Canavaria* sp. が報告され (Sato, 1955), それらは上部プリンスバッキアン階とされた。また後藤・田崎 (1998) には寺谷層から下部プリンスバッキアン階のアンモナイトが産出したと記述されているが、詳細な記載はない。

8. 6 ^{しなたに} 榎谷層 (Ksl, Ksu)

命名 佐藤・速水 (1956) にて提唱され、小林ほか (1957) にて詳細に記載された。

模式地 榎谷上流 (小林ほか, 1957)。

分布 白鳥山東山腹、白鳥山から駒ヶ岳への稜線、寺谷上流及び榎谷上流。

層厚 約 800 m。

層序 寺谷層を整合に覆う。本層下限は、寺谷層の上位に最初に砂岩層が出現した層準とした。本層下部層 (Ksl) は砂岩を主とするが (第 8. 10 図)、最下部は泥岩優勢の砂岩泥岩互層であり、その上位に砂岩優勢の砂岩泥岩互層、層状砂岩、塊状砂岩 (第 8. 11 図 A) と重

なり、寺谷層から榎谷層への上方粗粒化及び厚層化が見られる。本層上部層 (Ksu) は砂岩泥岩互層からなる。

岩相 最下部では、泥岩中に 20～50 cm の砂岩を挟み、時折、1 m の砂岩層を挟む。砂岩は中粒砂岩を主とし、中粒砂岩で層厚 1 m 程度の砂岩には級化構造が見られる (第 8. 11 図 B)。細粒砂岩には平行葉理や植物片、生痕化石が見られる。本層下部の上半部は中粒～粗粒の厚層理または塊状砂岩からなる。塊状砂岩にはまれに 10 cm 程度の貝化石が層理面に平行に並んで産する。

本層上部は砂岩泥岩互層からなり、まれに細礫を含む極粗粒砂岩を挟む。砂岩泥岩互層は泥岩優勢で、泥岩はやや砂質泥岩で、葉理が見られることもある。砂岩泥岩互層の砂岩は層厚数十 cm～5 m で、細粒から中粒砂岩である。泥岩や細粒砂岩はしばしば二枚貝化石や植物片を含む。

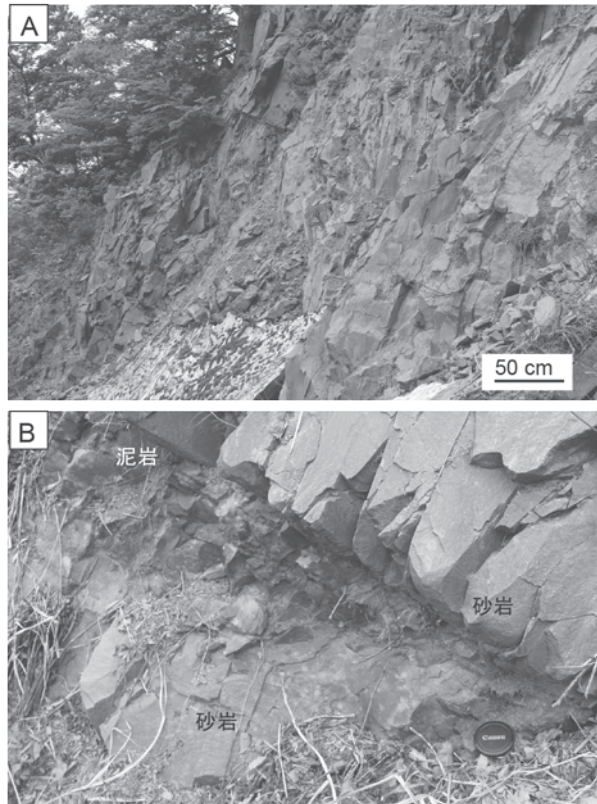
年代 本層から示準化石は報告されていない。

8. 7 大滝谷層 (Kol, Kou)

命名 佐藤・速水 (1956) にて提唱され、小林ほか (1957) にて詳細に記載された。



第 8. 10 図 楯谷層の岩相
中層理をなす層状砂岩，下駒ヶ岳南西の崖。崖の
高さは約 50 m.



第 8. 11 図 楯谷層の岩相
A：塊状砂岩，下駒ヶ岳南西の崖。B：級化構造を
示す砂岩，下駒ヶ岳南西の崖。

模式地 大滝谷中流（小林ほか，1957）。

分布 大滝谷中流から上流，境川中流，白鳥山北北東地域に分布。大滝谷上流と白鳥山北北東地域の分布は従来白亜系とされたものを来馬層群としたものである。

層厚 約 1,500 m.

層序 楯谷層を整合に覆う。本層は砂岩及び礫岩を主とする下部層（Kol）と砂岩や礫岩を含む泥岩を主とする上部層（Kou）に区分される（第 8. 3 図，第 8. 12 図）。

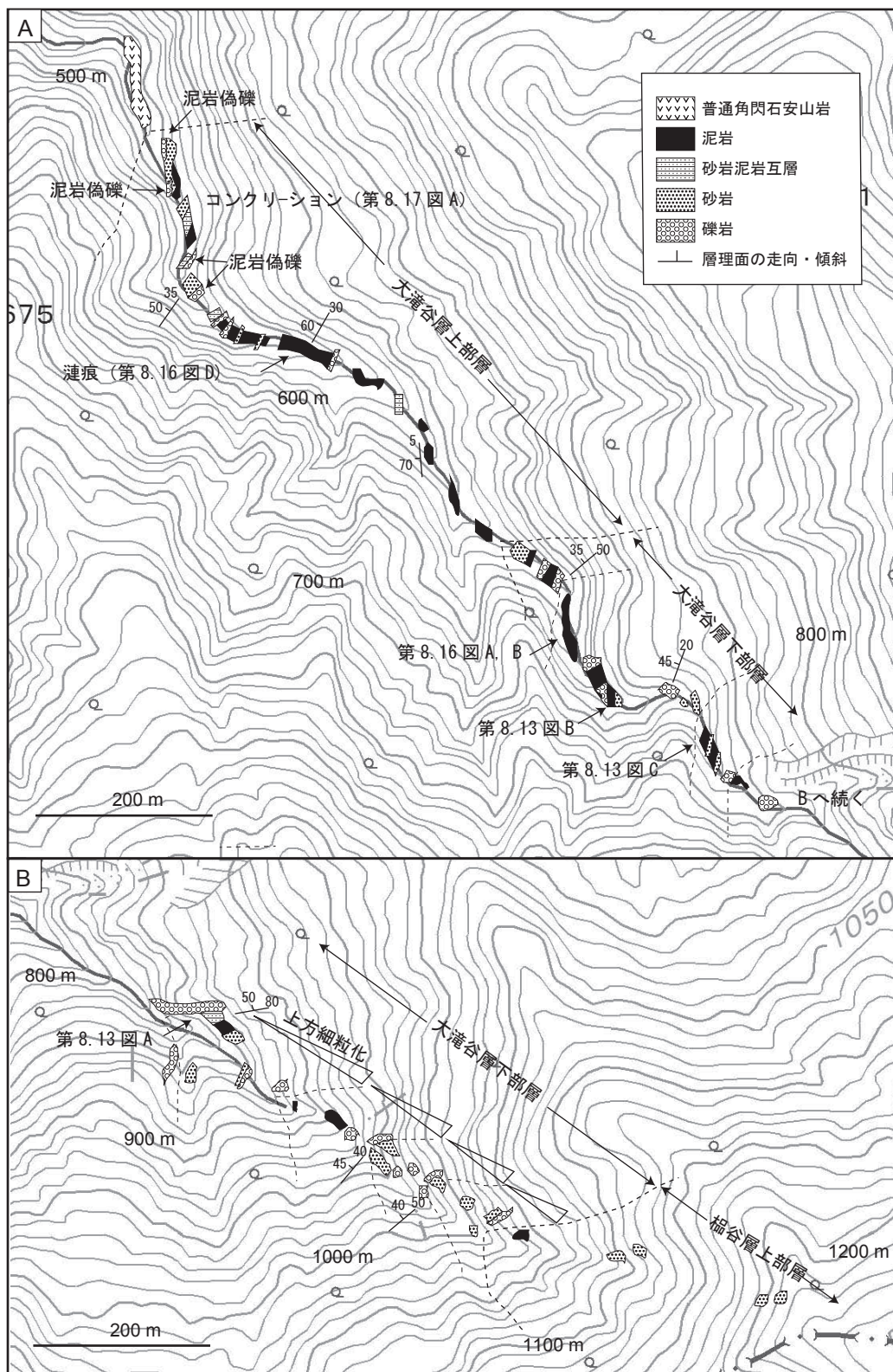
岩相 本層下部層は，礫岩から泥岩へ上方細粒化をなし，1 ユニットの厚さは 1～20 m 程度で，頻繁に繰り返して堆積している（第 8. 12 図）。礫岩は細礫－中礫礫岩で，主として基質支持だが，礫支持の部分も見られる。礫岩層の下底には下位の地層の削り込み構造が認められる（第 8. 13 図 A）。礫は円礫が多く，淘汰度はやや低い。砂岩は粗粒～細粒で，粗粒～中粒砂岩は長石質アレナイトである。泥岩は，黒色で層理をなす部分が多く，平行葉理も見られる。しばしば，層厚 1 m 以下の砂岩を挟んだり，10 cm 以下の砂岩薄層と互層したりする。

本層上部層は，泥岩を主とする。泥岩は黒色泥岩で，砂岩の薄層を挟んだり，平行葉理が発達している（第 8. 14 図，第 8. 15 図 A，第 8. 16 図 A，B）。最上部に向けて砂岩泥岩互層，砂岩，礫岩を頻繁に挟むようになる（第 8. 12 図）。上部層の礫岩は，最大 30 cm 程度の泥岩の偽礫を多く含む，淘汰度の低い基質支持中礫礫岩である（第 8. 13 図 B）。単層厚は 0.5～3 m と下部層の礫岩より薄い。また，上部層に挟まれる砂岩は下位の地層を削り込み，斜交層理をなし，細礫－中礫を含むことがある（第 8. 13 図 D，E，第 8. 14 図，第 8. 15 図 B）。上部層の泥岩中に挟まれる層状砂岩や砂岩泥岩互層の砂岩は中層理から薄層理で（第 8. 13 図 C），平行葉理が認められる。また，波状からレンズ状層理の砂岩がみられ（第 8. 16 図 C），まれに層理面に漣痕が見られることがある（第 8. 16 図 D）。

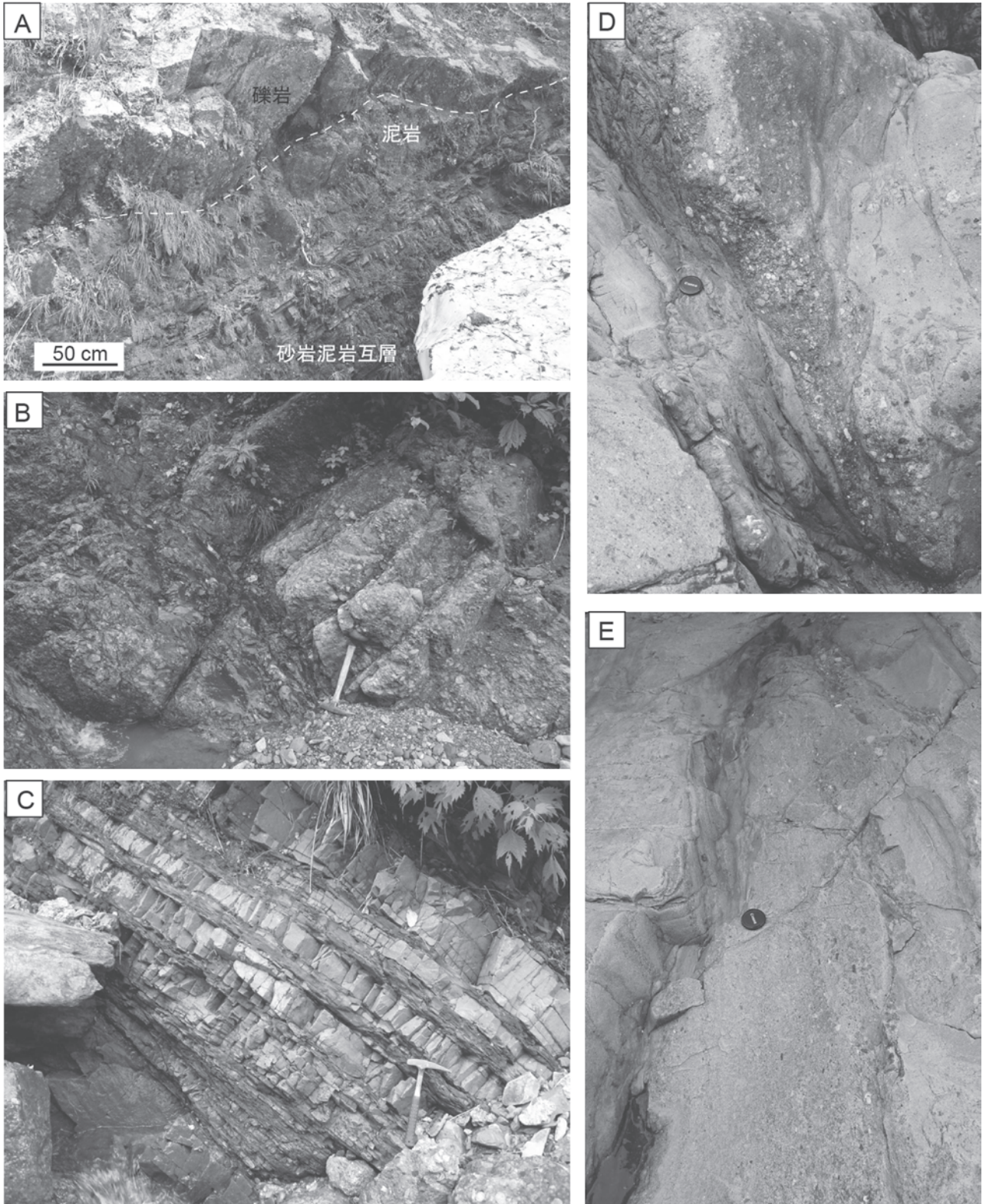
本層上部層の泥質部にはまれに石灰質コンクリーションを含む（第 8. 3 図，第 8. 12 図，第 8. 15 図，第 8. 17 図 A，B）。コンクリーションは層理面に平行に長径 20 cm～1 m の細長いレンズ状をなし（第 8. 17 図 A），二枚貝化石を含むことがある（第 8. 17 図 B）。境川中流ではカキ目の *Bakevella* の密集層がまれに見られる（第 8. 15 図 A，第 8. 17 図 C）。

境川中流には，大滝谷層最上部と考えられる淘汰の悪い砂岩が発達する部分がある（第 8. 15 図 C）。砂岩は淘汰度が低く，石英質な角礫を含む（第 8. 16 図 E）。この泥質砂岩には層理面に垂直な細長い炭質物が頻繁にみられ（第 8. 16 図 F），植物根の化石と思われる。また，最上部の砂岩には植物根の化石以外にも葉や茎の断片などの植物片を多く含むところがある。

年代と対比 大滝谷中流にて，アンモナイト化石 *Hammatoceras* sp. と *Grammoceras* sp. が報告され，上部

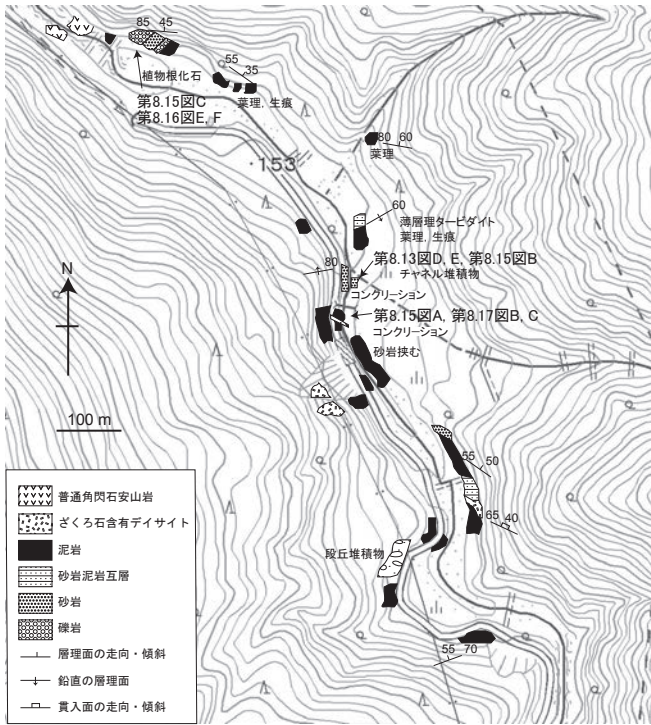


第8.12図 大滝谷の大滝谷層下部層と上部層の産状を示すルートマップ
 国土地理院電子国土基本図を使用し、記号などを追記した。

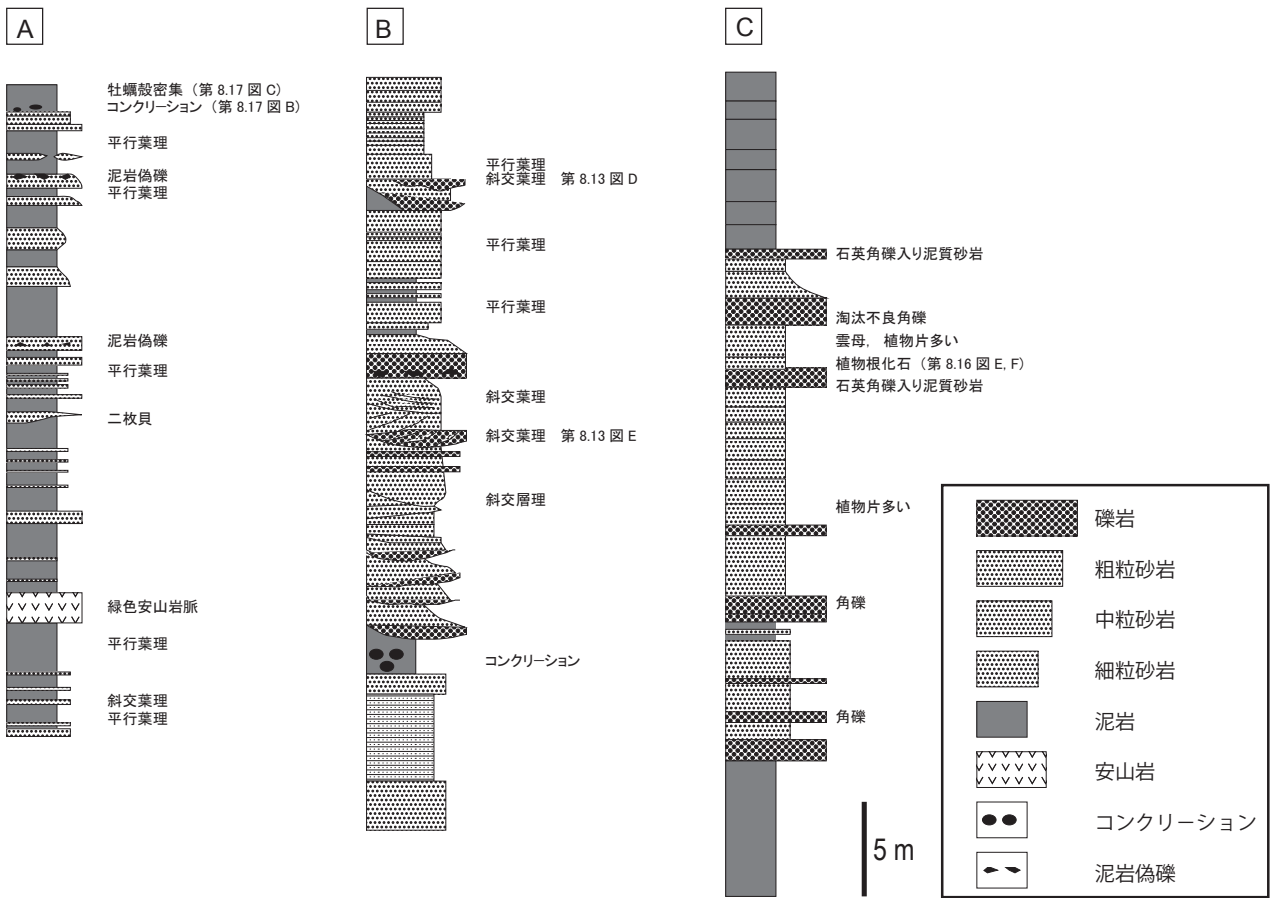


第 8. 13 図 大滝谷層粗粒岩の岩相

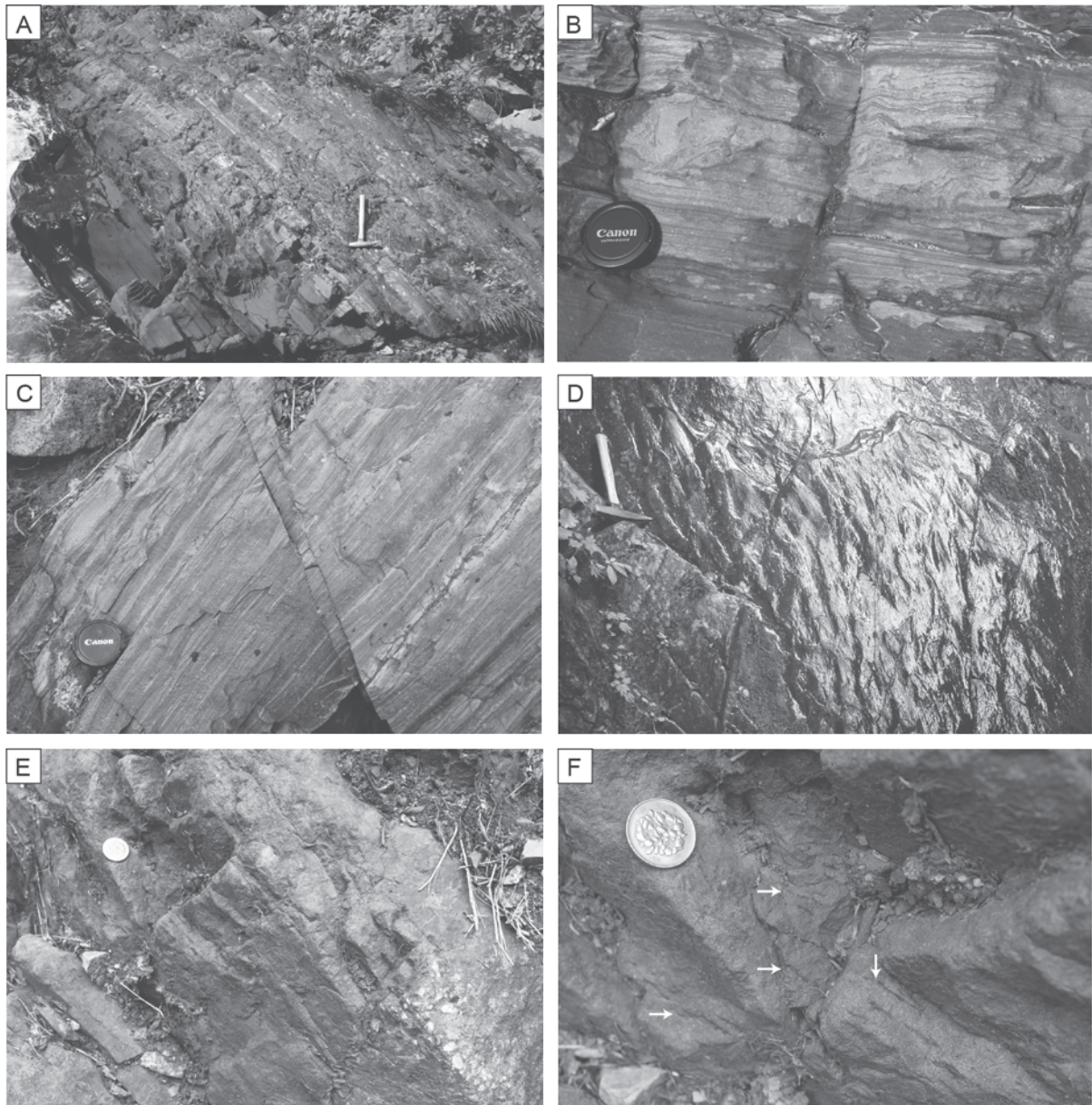
A：大滝谷層下部層の礫岩，砂岩泥岩互層，泥岩，大滝谷上流，標高 840 m 付近。B：大滝谷層下部層の泥岩中に挟まれる不淘汰礫岩，大滝谷上流，標高 680 m 付近。C：大滝谷層下部層の中層理砂岩泥岩互層，大滝谷上流，標高 720 m 付近。D：大滝層上部層の泥岩に挟まれる斜交層理礫岩砂岩，境川中流，標高 150 m 付近。E：大滝層上部層の泥岩に挟まれる斜交層理礫岩砂岩，境川中流，標高 150 m 付近。



←第 8. 14 図 境川上流部の大滝谷層上部層の産状を示すルートマップ
 国土地理院電子国土基本図を使用し、記号などを追記した。



第 8. 15 図 大滝谷層上部層の岩相を示す柱状図
 A: カキ目 (Bakevella) や石灰質コンクリーションを含む付近の細粒岩相。B: 砂岩や礫岩からなる粗粒チャンネル堆積物。
 C: 大滝谷最上部の植物根化石を含む付近の岩相。柱状図の位置は第 8. 14 図を参照。



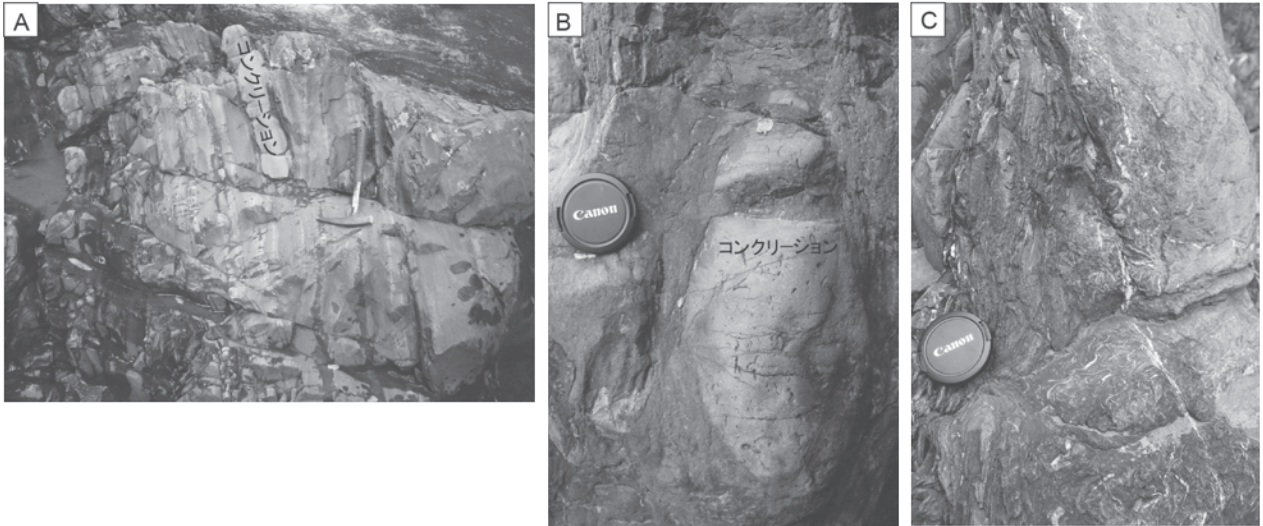
第 8. 16 図 大滝谷層細粒岩の岩相

A：大滝層下部層の葉理の発達した細粒砂岩を挟む黒色泥岩。大滝谷上流，標高 650 m 付近。 B：A の葉理の発達した細粒砂岩。 C：大滝層上部層の波状からレンズ状層理を示す砂岩，大滝谷の標高 325 m 付近より南側に分岐する支流の標高 500 m 付近。 D：大滝層上部層の砂質泥岩に見られる漣痕，大滝谷中流，標高 550 m 付近。 E：大滝谷層最上部の不淘汰な角礫岩と砂岩，境川中流，標高 130 m 付近。 F：E の中央部の拡大。 黒色の植物根の痕跡（矢印）。

トアルシアン階とされた (Sato, 1955)。

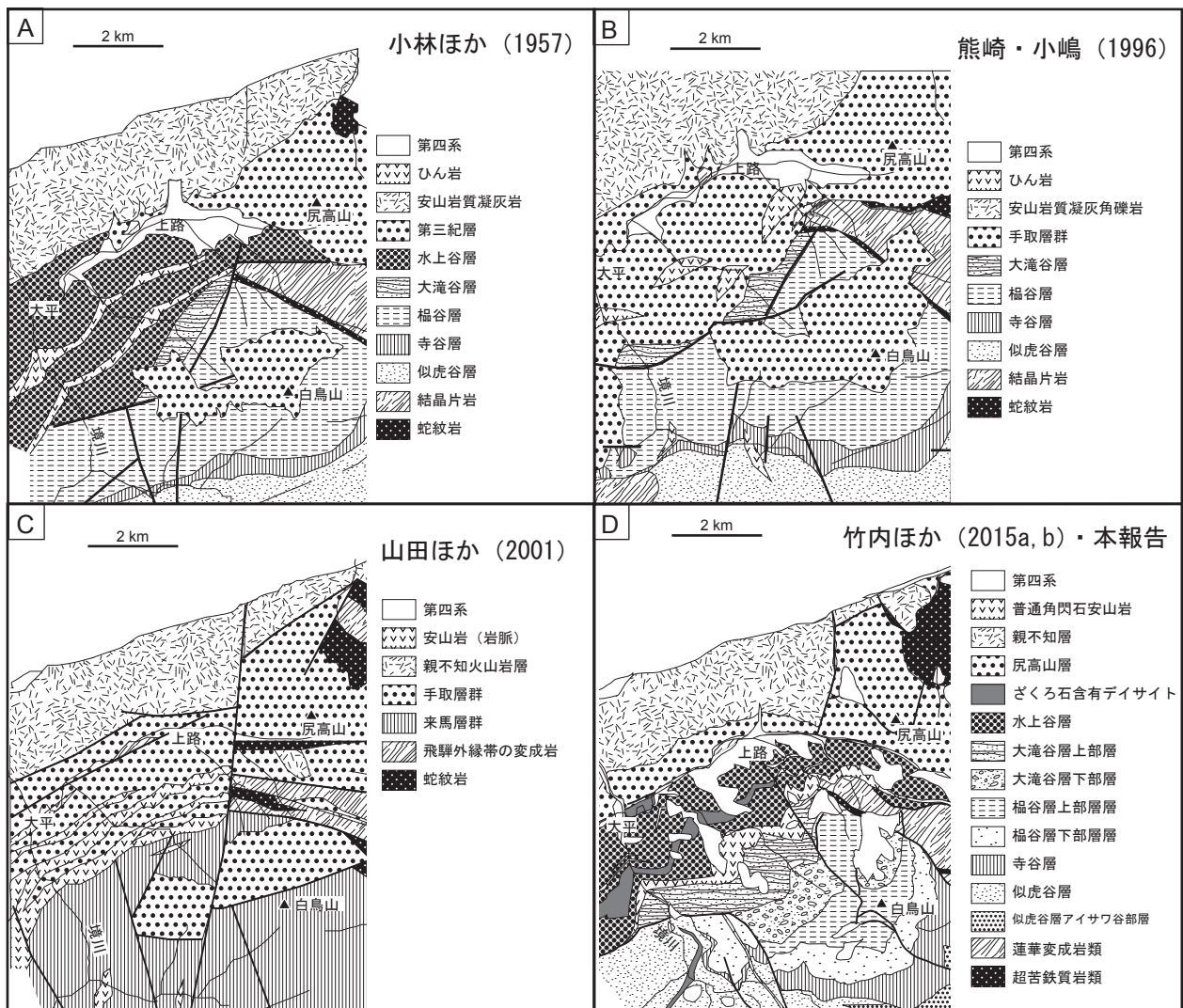
本調査にて本層下部層の砂岩と礫岩を主とする地層の存在が明らかになった。小林ほか (1957) では大滝谷上流部には“第三紀層”が分布することになっていたが(第

8. 18 図 A)，そこには楯谷層と整合に重なる砂岩・礫岩層が分布し，大滝谷層に属するとした。同様な礫岩は白鳥山北部にも分布し，これも大滝谷層下部層とした(第 8. 18 図 D)。



第 8. 17 図 大滝谷層の岩相

A：大滝谷層上部層の石灰質コンクリーションを含む葉理の発達した泥岩，大滝谷中粒，標高 510 m 付近．B：大滝谷層上部層の二枚貝化石を含む破断した砂岩，境川中流，標高 130 m 付近．C：大滝谷層上部層のカキ目（*Bakevella*）化石密集層，境川中流，標高 130 m 付近．



第 8. 18 図 白鳥山付近のジュラ系と白亜系の分布と区分の変遷

第9章 白亜系

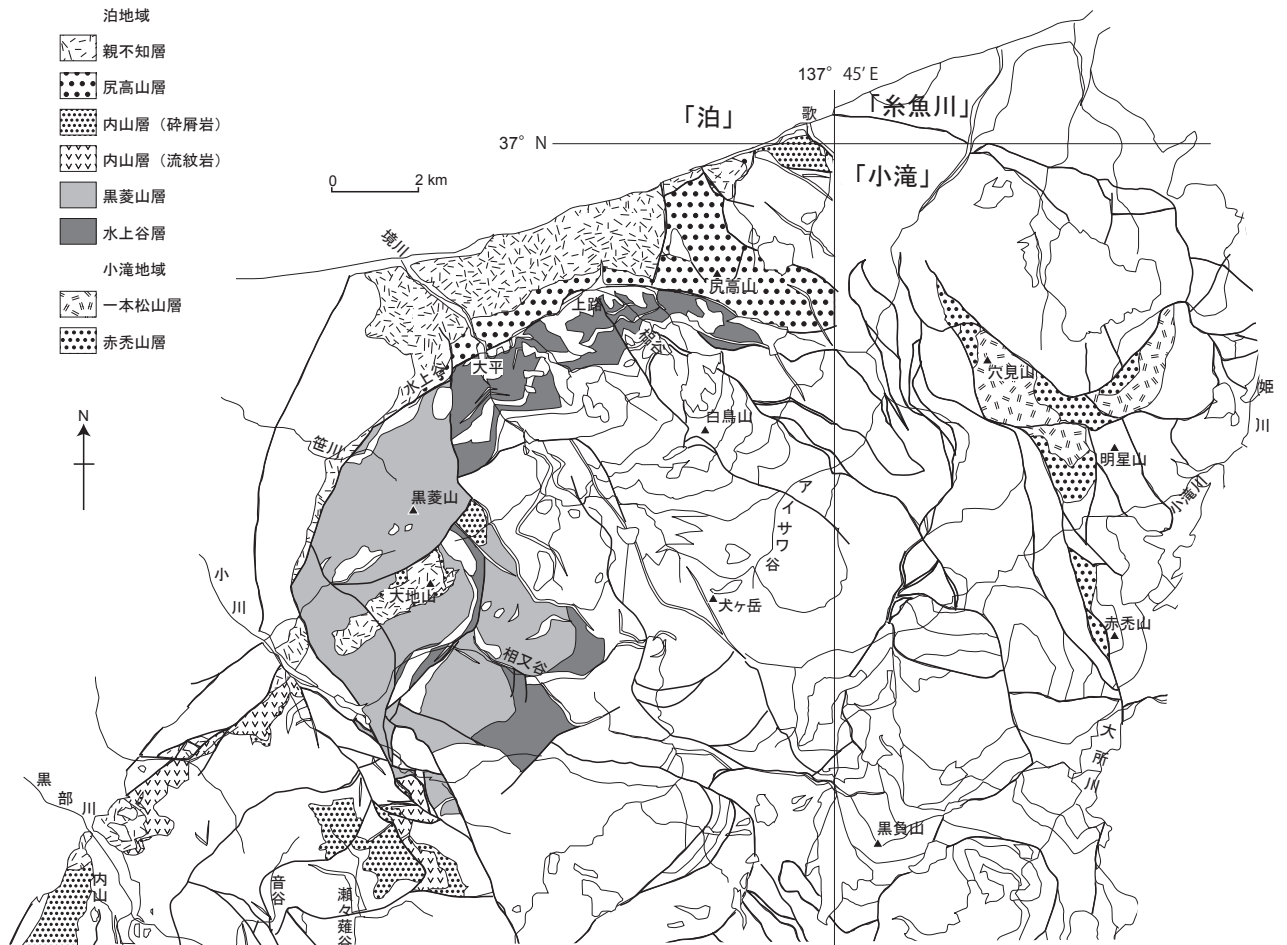
(竹内 誠・古川竜太)

9.1 研究史及び概要

研究史 本地域の白亜系（第9.1図）については、石井（1937）が7万5千分の1地質図幅「白馬嶽」にて、ジュラ系と第三系に区分した（第9.2図）。その後、茅原（1955）は第三系とされていた地層を下位の上路礫岩と上位の親不知火山岩層に区分し、これらの地層を富山県南東部に分布する太美山層群の下部に対比した。小林ほか（1957）は、石井（1937）によってジュラ系とされていた地層のうち最上位の礫岩層を黒菱山礫岩とし、下部ジュラ系来馬層群とは部分的な不整合はあるが、全て傾斜不整合かどうかはわからないとしている。Kawai（1961）は小林ほか（1957）の第三紀層と黒菱山礫岩を

初めて手取層群石徹白亜層群に対比した。一方、吉村・足立（1976）は、小林ほか（1957）の第三紀層と安山岩質凝灰岩層をそれぞれ尻高山砂岩礫岩層と親不知火山岩層と命名し、前者を手取層群に、後者とその上位の笹川溶結凝灰岩層を太美山層群に対比した。

小林ほか（1957）によって、来馬層群最上位とされた水上谷層に対し（第8.18図A）、Chihara *et al.*（1979）や滝沢（1984）は尻高山層や黒菱山層と岩相や地質構造が類似しているとし、水上谷層を手取層群に含めた。また、本地域内には点々と陸成層が分布し、手取層群に対比される白鳥山層（滝沢，1984）や太美山層群あるいは親不知層に対比される荒戸谷層（滝沢，1980；北村・山田，1990）などが報告された。



第9.1図 泊地域及びその周辺の白亜系分布

黒菱山層(黒菱山礫岩)の層序区分はなされていなかったが、北村・山田(1990)は下位より下部層、小川酸性火山岩類、上部層に区分し、水上谷層は黒菱山層上部層に対比されるとし、これらの地層を手取層群に対比した。しかしながら、滝沢(1998)は、小川酸性火山岩類は太美山層群に対応する貫入岩であるとみなし、粗粒アルコース砂岩を主とするA群と礫岩シルト岩互層(下半部)及び礫質アルコース砂岩(上半部)を主体とするB群とに区分した。A群は従来の水上谷層と尻高山層、B群は黒菱山層と白鳥山層に相当し、滝沢(1998)は、前者を石徹白亜層群、後者を赤岩層群に対比した。

富田ほか(2006)は水上谷層及び黒菱山層分布域全体を調査し、砕屑物組成、堆積相、層序を検討し、下位の礫岩、砂岩、泥岩からなる水上谷層と上位の礫岩、砂岩からなる黒菱山層に区分し、両者は整合とした上で手取層群に対比した。さらに、富山県南東部の手取層群と岩相及び砕屑物組成の変化の類似性に着目し、水上谷層を南 俣谷礫岩部層(原山ほか, 1991)、黒菱山層下部を薬師沢右俣礫岩部層(原山ほか, 1991)に対比した(富田ほか, 2007)。

本地域の地層は多くが陸成層であり、これまでの地層区分や対比は岩相によるものがほとんどで、古生物学的または年代学的なデータはなかった。しかし、松川ほか(2014)は、富山県南東部の槍ヶ岳及び東茂住地域内に分布する陸成層の凝灰質砂岩中のジルコンのフィッシュトラック年代より、これらの堆積年代はアプチアン期-アルビアン期以降で、手取層群とは異なるとし、新たに神通層群を定義した。一方、本地域では、竹内ほか(2015a)が水上谷層下部の凝灰質砂岩中の砕屑性ジルコンより123 Ma、また黒菱山層に貫入するざくろ石含有デイスイト中のジルコンから109 MaのU-Pb年代($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年代で作製した相対確率分布図の最も若いピーク年代)を報告し、これらの地層をアプチアン階とし、福井県九頭竜川地域の手取層群最上部の地層と対比した(第8.18図D)。また、水上谷層に含められていた上路川北側に分布する地層を尻高山層に含め、さらに小川より南西に分布する陸成層を内山層と命名し、これらの地層から砕屑性ジルコンのU-Pb年代の最も若い年代、110 Maのコンコーディア年代が得られたことや親不知層との層序関係より、尻高山層と内山層は110 Ma以降

石井(1937)		茅原(1955)		小林ほか(1957)		Kawai(1961)		吉村・足立(1976)		Chihara et al.(1979)		
第三系	太美山層(下)	親不知火山岩層	?	安山岩質凝灰岩	?	Itoshiro Subgroup	Tetori Group	太美山層群	笹川溶結凝灰岩層	Futomiya Group	Oyashirazu Volcanic Fm.	
		上路礫岩層		第三紀層				親不知火山岩層	手取層群			尻高山砂岩礫岩層
				黒菱山礫岩				黒菱山礫岩・上路礫岩	末馬層群		Mizukamidani Fm.	
ジュラ系				水上谷層								
				大滝谷層								
				楯谷層								
				寺谷層								
				似虎谷層								
				北又谷層								
				漏斗谷層								
滝沢(1980)		滝沢(1984)		北村・山田(1990)		滝沢(1998)		富田ほか(2006)		竹内ほか(2015a)・本報告		
	荒戸谷層	親不知火山岩類	?	親不知火山岩類・荒砥谷層	?	Bグループ(赤岩層群) 黒菱山層・白鳥山層	手取層群	手取層群	親不知火山岩類	手取層群	親不知層	
手取層群	尻高山層・白鳥山層			黒菱山層(上部)・水上谷層 小川酸性火山岩類 黒菱山層(下部)					黒菱山層		尻高山層・内山層	
	黒菱山層・水上谷層			黒菱山層(下部)					Aグループ(石徹白亜層群) 水上谷層・尻高山層		水上谷層	黒菱山層
末馬層群		手取層群	末馬層群	大滝谷層							大滝谷層	
				楯谷層					楯谷層			
				寺谷層					寺谷層			
				似虎谷層					似虎谷層			
				北又谷層					北又谷層			
				漏斗谷層					漏斗谷層			

第9.2図 白亜系層序対比

の堆積層と判断し、手取層群より若い地層とした。竹内ほか（2015b）は本地域の手取層群と槍ヶ岳及び東茂住地域内の神通層群の対比に関して、ジルコンのフィッシュオントラック年代と U-Pb 年代の閉鎖温度の違いがあることから、U-Pb 年代での比較をする必要性を述べている。

概要 本地域の陸成白亜系は、下部白亜系手取層群及び下部-上部白亜系内山層、尻高山層、親不知層からなる（第 9.3 図）。手取層群は下位の北上谷層と上位の黒菱山層に区分される。下部-上部白亜系内山層と尻高山層は同時異相で、手取層群及びそれ以前の地層や岩石を不整合に覆う。さらに内山層と尻高山層は上位の親不知層に整合に覆われる。

9.2 手取層群

9.2.1 水上谷層 (Mz)

命名 小林ほか（1955）にて提唱され、小林ほか（1957）にて詳細に記載された。竹内ほか（2015a）によって再定義された。

模式地：水上谷（小林ほか，1957）。

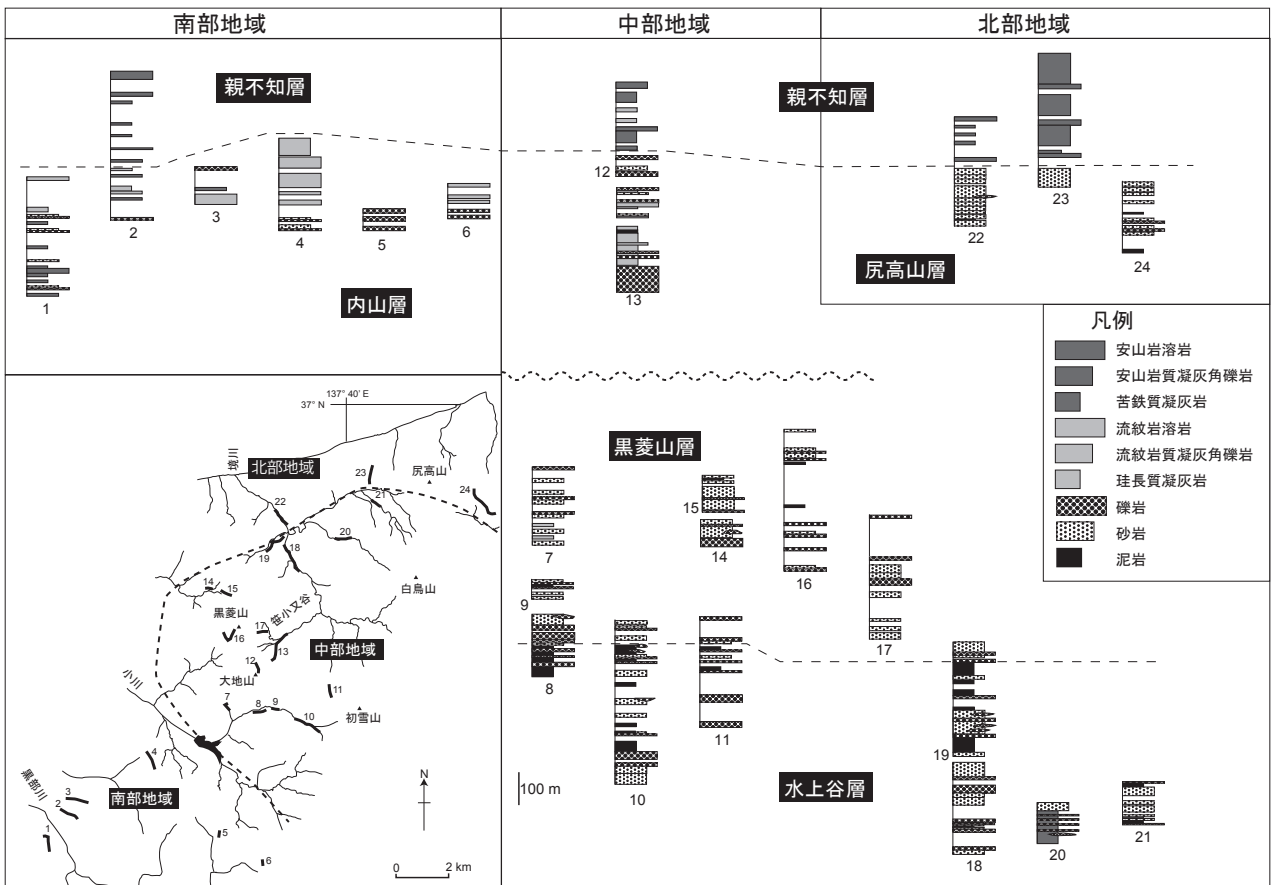
分布 上路川と水上谷中流の南側地域、相又谷源流域

と中流域、及び笹小俣谷上流域。

層厚 580 m.

層序 下部ジュラ系来馬層群を傾斜不整合で覆うと見なされるが、不整合露頭は認められていない。上路川及び水上谷の南側地域では、本層下位は安山岩岩脈に貫入されており、来馬層群との層序関係は不明である。

岩相 本層下部は凝灰質泥岩、凝灰質砂岩、砂岩、礫岩からなり、凝灰質泥岩と凝灰質砂岩はしばしば赤紫色や淡緑色を呈する（竹内ほか，2015a）。本層下部は楯谷下流、大滝谷標高 300～450 m 付近及び境川中流域にて観察できる。楯谷下流では、安山岩岩脈に挟まれた 50 m 区間に、淡緑色凝灰質砂岩と凝灰岩の互層が分布する（第 9.4 図，第 9.5 図 A）。凝灰質砂岩及び凝灰岩の単層厚は 50 cm～1 m である。大滝谷の標高 300～450 m 付近では、礫岩・砂岩と淡緑色凝灰質泥岩の互層が分布し（第 9.5 図 B）、礫岩には白色の流紋岩礫が卓越しており、緑色凝灰質泥岩の偽礫を多く含む。礫岩は斜交層理を示し、細礫-中礫、垂角礫で、淘汰はあまりよくない。境川中流域では層厚数十 cm～1 m の細礫-中礫礫岩と凝灰質砂岩の互層が分布し、凝灰質砂岩の一部は赤紫色や淡緑色を呈する。礫岩は安山岩、花崗岩、流紋岩礫を多く含む（竹内ほか，2015b）。



第 9.3 図 白亜系柱状図

本層中部は黒色泥岩、砂岩、礫岩からなり、しばしば上方細粒化が認められる（竹内ほか、2015a）。砂岩や礫岩には斜交層理が発達し、下位の地層の削り込みも認められる。砂岩は厚層理-塊状で、アルコース質である。しばしば炭化した植物片を含む（第9.4図）。

上部は、礫岩や砂岩を挟む泥岩を主体とする（竹内ほか、2015a）。礫岩は上方細粒化を示し、細礫-中礫で、淘汰はあまりよくない。礫種は、チャート、泥岩、オーソコツァイト、安山岩、流紋岩などからなる（竹内ほか、2015b）。上部の層状砂岩は、主に相又谷（第9.5図C）や水上谷沿いの林道沿い（第9.5図D）に分布し、淘汰が悪く、泥質砂岩である。泥岩中に暗緑色細粒凝灰岩を挟む。

年代と対比 本層から示準化石は報告されていない。本層は、小林ほか（1957）では下部ジュラ系来馬層群の最上位層とされていた。Chihara *et al.* (1979)、滝沢(1984)、熊崎・小嶋（1996）や山田ほか（2001）は水上谷層を地質構造などから手取層群に対比した（第8.18図）。しかしながら、それらは岩相による類似性による対比であり、年代的な証拠は示されていない。一方、後藤（1986）は楯谷の本層砂岩から、手取層群に特徴的なシダ植物化石 *Onychiopsis elongata* (Geyler) Yokoyama を報告した。

竹内ほか（2015a）は、境川沿いと楯谷に分布する本層下部（第9.4図、第9.6図）の凝灰質砂岩や砂岩中の碎屑性ジルコンのU-Pb年代を報告し、123 Ma以降の堆積であることを示した。また、水上谷層と黒菱山層に貫入するざくろ石含有デイサイト中のジルコンから109 MaのU-Pb年代を報告し、水上谷層と黒菱山層を下部白亜系アプチアン階とし、福井県九頭竜川地域の手取層群最上部の地層と対比した。

9.2.2 黒菱山層 (Kb)

命名 小林ほか（1957）が黒菱山礫岩と命名。Chihara *et al.* (1979)にてKurobishiyama Formation（黒菱山層）と呼ばれた。竹内ほか（2015a）にて再定義された。

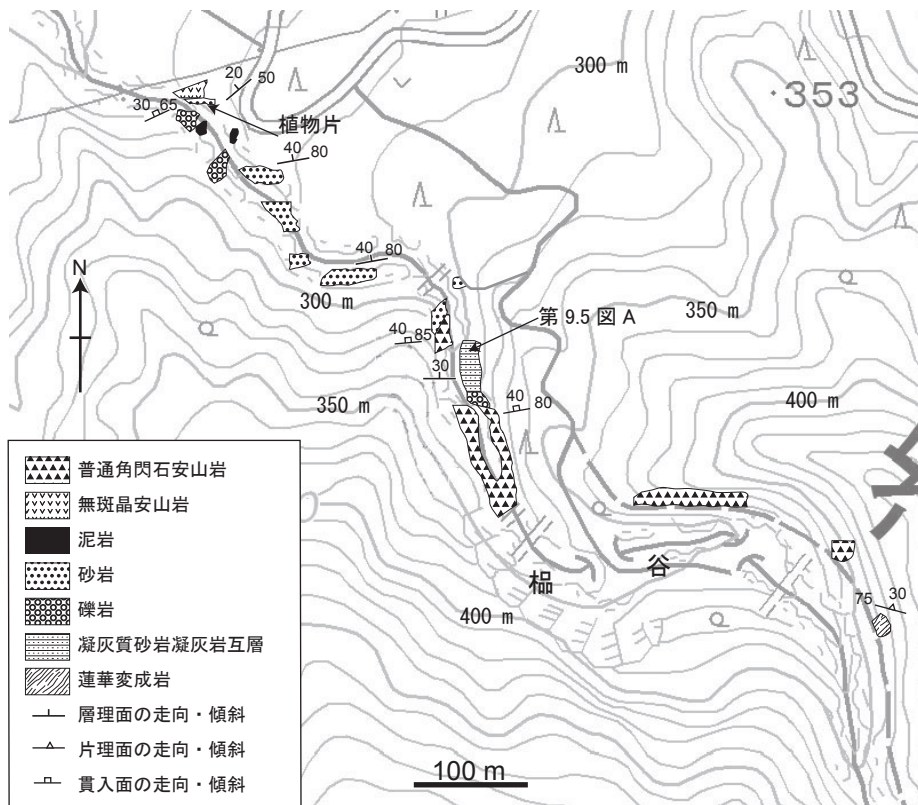
模式地 相又谷。

分布 黒菱山周辺、相又谷及び小川ダムの上流地域。

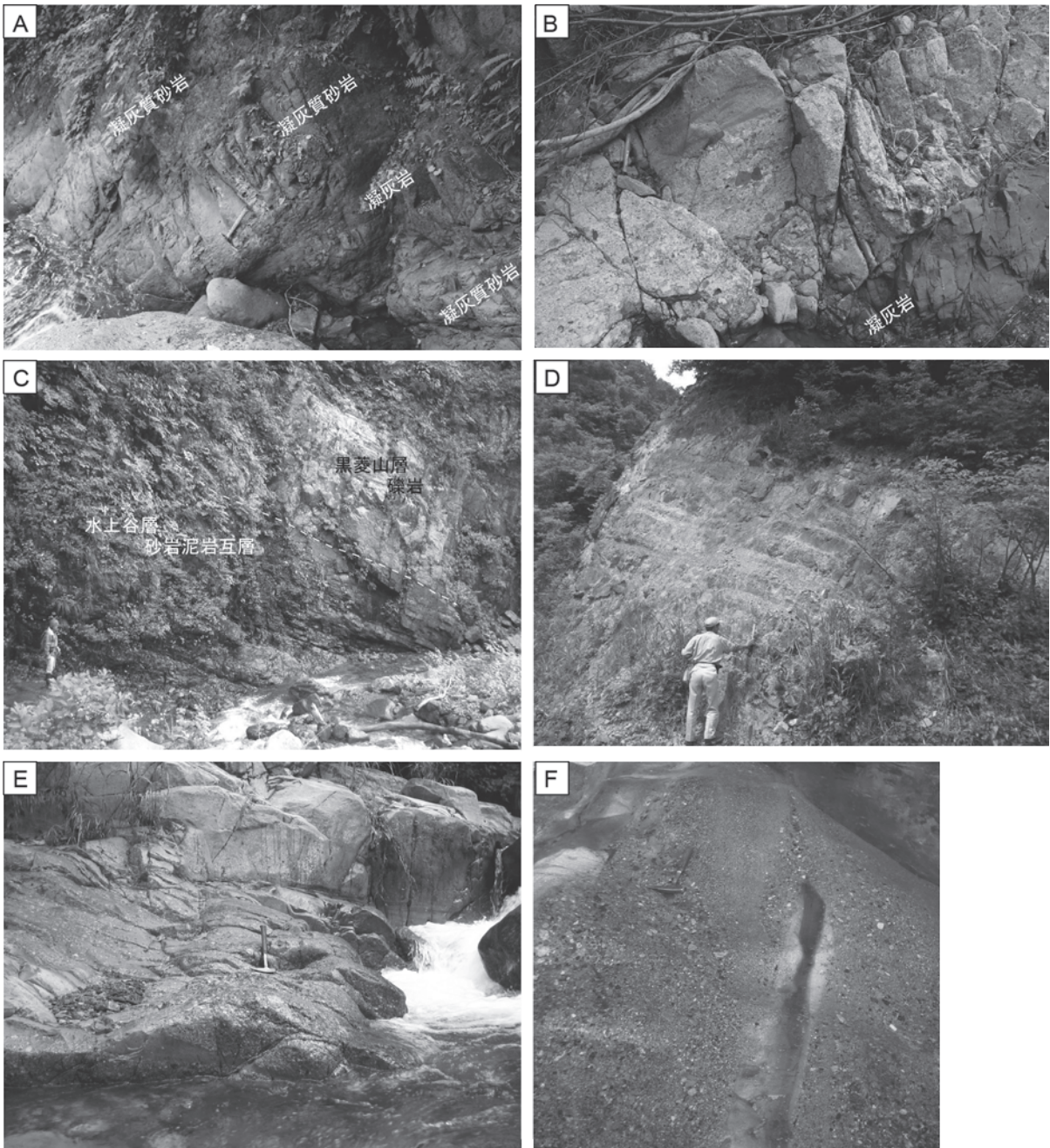
層厚 630 m。

層序 水上谷層を整合に覆う。

岩相 細礫-中礫礫岩と中粒-極粗粒砂岩を主とし、細粒砂岩-泥岩を挟む。砂岩や礫岩は10 m以上の厚層理-数十 cmの中層理を呈し、しばしば斜交層理を呈する（第9.5図E, F）。また上方細粒化を示す部分が多く、細粒部は細粒砂岩-泥岩からなり、斜交層理が発達する部分が多い。礫岩の礫は円磨度及び淘汰度共に高く、礫



第9.4図 楯谷における手取層群基底部の産状を示すルートマップ
国土地理院電子国土基本図を使用し、記号などを追記した。



第 9. 5 図 手取層群の岩相

A：水上谷層下部の凝灰質砂岩・凝灰岩互層，楯谷，標高 310 m 付近。B：水上谷層下部の斜交層理の発達した礫岩・砂岩と灰緑色凝灰質泥岩，大滝谷，標高 325 m 付近。露頭左上側にハンマー。C：水上谷層最上部の砂岩泥岩互層と黒菱山層最下部の礫岩，相又谷，標高 680 m 付近。D：水上谷層上部の層状砂岩，大平南西の林道沿い。E：黒菱山層の斜交層理の発達した砂岩・礫岩，相又谷，標高 520 m 付近。F：黒菱山層の斜交層理の発達した砂岩・礫岩，相又谷，標高 535 m 付近。

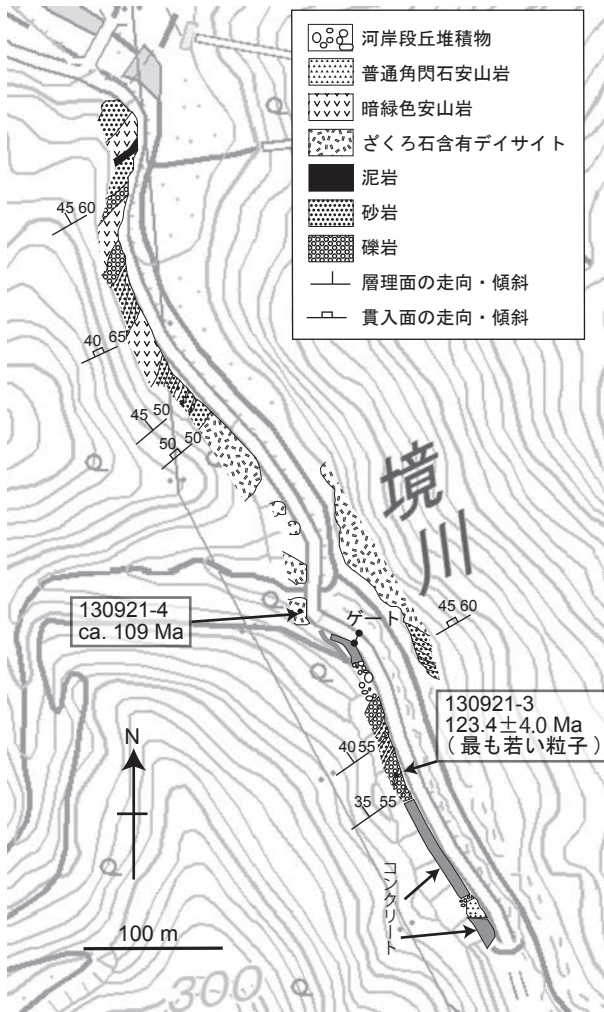
種はチャート，花崗岩，流紋岩，砂岩（オーソコーツァイトを含む）を主とする（竹内ほか，2015b）。

年代 本層から示準化石及び U-Pb 年代などは報告されていない。下位の水上谷層がアプチアン階であり，かつ本層も 109 Ma を示すざくろ石含有デイサイトに貫入されることから，本層もアプチアン階である（竹内ほか，2015a）。

9. 3 ^{しりたかやま} 尻高山層及び ^{うちやま} 内山層

9. 3. 1 尻高山層 (Srl, Sru)

命名 吉村・足立 (1976) が尻高山砂岩礫岩層と命名し，Chihara *et al.* (1979) にて Shiritakayama Formation (尻高山層) とされた。竹内ほか (2015a) にて再定義された。



第9.6図 境川における手取層群基底部の産状を示すルートマップ (竹内ほか, 2015b)
 国土地理院電子国土基本図を使用し, 記号などを追記した。

模式地: 尻高山周辺。

分布 本地域北東部の麻尾山^{あさおやま}, 尻高山付近から上路川北側の地域に分布する。

層厚 200 m。

層序 下位層との層序関係は確認できていないが, 超苦鉄質岩地帯に分布するため, 超苦鉄質岩を不整合に覆うと推定される。礫岩優勢な下部層 (Srl) と砂岩優勢な上部層 (Sru) に区分される。

岩相 尻高山の東部及び南部では下部層が分布する。下部層は砂岩・泥岩を挟む礫岩からなる。礫岩は細礫-中礫の円礫礫岩で, 極粗粒-粗粒の砂岩を伴う。礫岩には斜交層理が認められる。

本層上部層は, 境川沿いの右岸の採石場跡でよく観察される。そこでは, 層厚約5mで粗粒砂岩から泥岩への上方細粒化する地層の積み重なりが認められ(酒井ほか, 2012) (第9.7図A), 各単層の基底部には細礫-中礫

礫岩を伴う場合がある(第9.7図B)。礫種は, チャート, オースコートライト, 珪質凝灰岩, 泥岩, 砂岩などからなる(酒井ほか, 2012)。オースコートライトの円磨度は高いが, チャート, 砂岩, 泥岩礫の円磨度はやや低い。砂岩はアルコース質で, 平行葉理が発達している(第9.7図C)。

年代と対比 本層から示準化石は報告されていない。後藤(1986)は境川沿い砂岩の本層から, 手取層群に特徴的なシダ植物 *Onychiopsis elongata* (Geyler) Yokoyama を報告した。

竹内ほか(2015a)は麻尾山南方の林道沿いの砂岩と境川沿い左岸の砂岩中の碎屑性ジルコンのU-Pb年代を報告し, その内麻尾山南方の1試料より, 最も若い年代110 Maのジルコンを含むことが明らかになった。このことや上位の親不知層に整合に覆われることから, 尻高山層は, 手取層群とは別の下部白亜系-上部白亜系とされた(竹内ほか, 2015a)。

9.3.2 内山層 (Uc, Ur)

命名 竹内ほか(2015a)は, 本地域中央部から南部にかけて分布する安山岩及び流紋岩質火砕岩や溶岩を挟む砂岩, 礫岩からなる下部白亜系-上部白亜系を内山層と呼び, 定義した。

模式地 宇奈月町内山西方の十二貫野用水沿い(第9.8図)。

分布 宇奈月町内山の西方, 宇奈月町中谷から小川ダム付近, 小川温泉南方, 大地山^{おおちやま}周辺及び笹小股谷中流部。

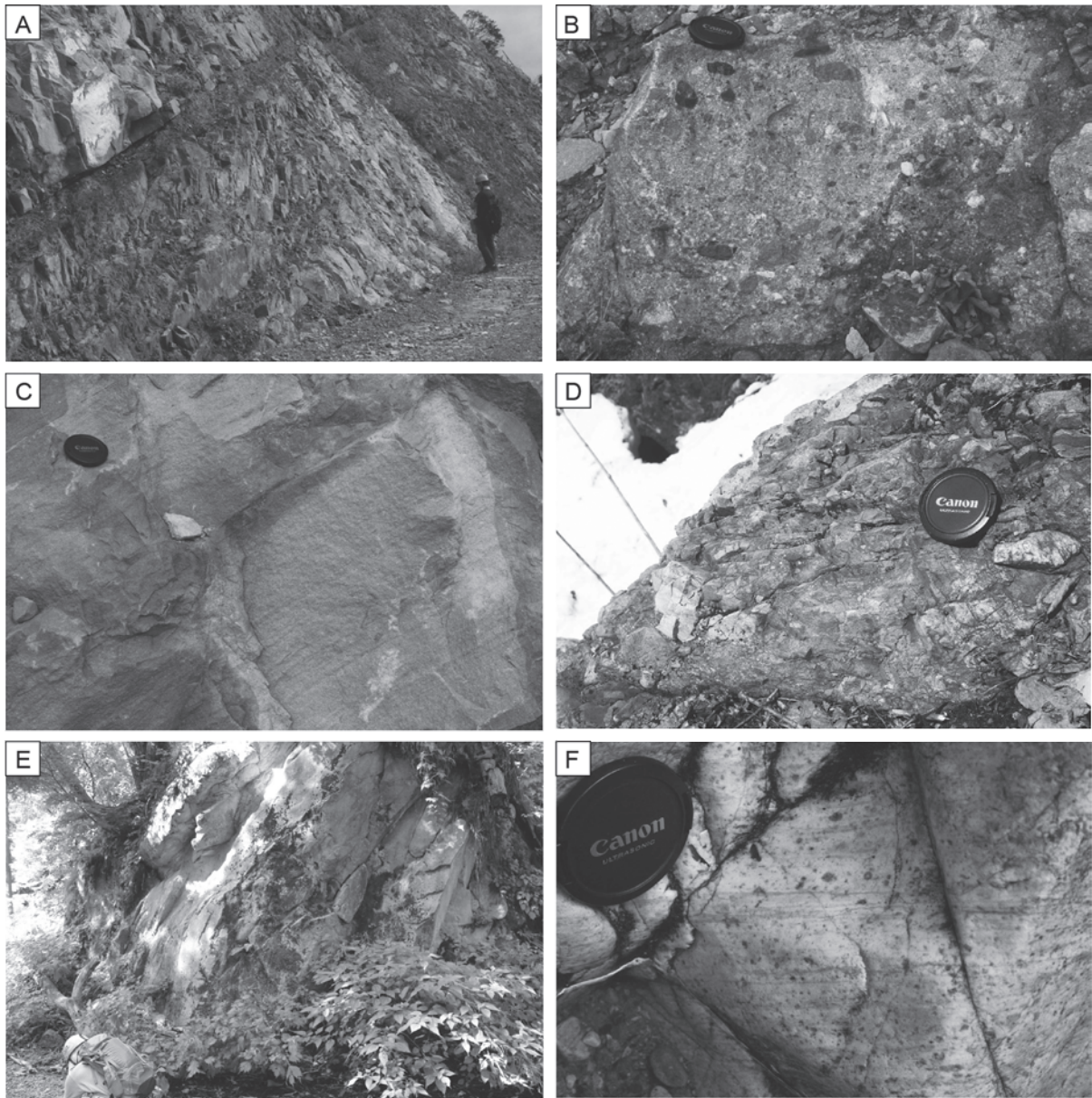
層厚 大地山付近で最大500 m, 小川温泉南方付近で360 m (竹内ほか, 2015a)。

層序 小川より南西部では飛騨帯構成岩類を不整合に覆い, 大地山及び笹小股谷では露頭で直接確認はされていないが, 黒菱山層を不整合に覆うとされる(竹内ほか, 2015a)。内山層は, 下部は礫岩, 上部は安山岩や流紋岩の溶岩や火山砕屑岩からなり, 砂岩を伴う。笹小股谷, 小川温泉南方及び中谷から小川ダム付近では, 基底礫岩を伴い, その上位に流紋岩溶岩, 流紋岩角礫岩を伴う。また, 大地山や内山付近では, 基底礫岩は認められず, 礫岩, 安山岩質及び流紋岩質火山砕屑岩からなる。

岩相 本層の基底礫岩を含む下部の礫岩は, 円磨度が高い大礫-中礫礫岩であるが, 基底付近では流紋岩角礫をしばしば含む。流紋岩質火砕岩は全体として白色粗粒凝灰岩で, 安山岩は溶岩や凝灰岩礫岩を主とする。

模式地付近では, 安山岩溶岩, 安山岩質火山角礫岩, 凝灰岩礫岩, 凝灰岩を主とし, 細礫から中礫を伴う粗粒砂岩を挟む。砂岩はアルコース質であるが, 上部ほど砂岩は白色中粒凝灰質砂岩(第9.7図E)になり, 赤紫色安山岩溶岩を挟む。これらの溶岩や火山砕屑岩類は層厚5~20 mである。

笹小股谷標高440 m付近の発電用水取水口付近では,



第9.7図 尻高山層及び内山層の岩相

A: 尻高山層の礫岩から泥岩への級化構造, 大平の北方. B: Aの下部の淘汰不良の礫岩. C: Aの上部の平行葉理の発達した砂岩. D: 内山層下部の角礫岩, 越道峠西方約1 kmの沢. E: 白色粗粒凝灰質砂岩, 宇奈月町内山の西方の十二貫野用水沿い. F: 流理構造の発達した内山層の流紋岩, 小川温泉の東方約1 km付近から南に分岐する沢の標高420 m付近.

本層最下部と考えられる大礫礫岩が分布する。礫の淘汰度は低く、亜円礫である。礫は、白色流紋岩、安山岩、花崗岩の大礫を主とし、砂岩、凝灰岩、結晶片岩礫をわずかに伴う（竹内ほか, 2015a）。この上位は流紋岩質凝灰岩が厚く重なり、流紋岩凝灰角礫岩や黒色泥岩を挟む（第9.3図）。

小川温泉南方や負釣山北西方では、基底礫岩として、円磨度の高い中礫礫岩や流紋岩角礫を多く含む大礫礫岩（第9.7図D）などが分布する。これらの上位には流紋岩角礫岩が重なるが、小川温泉南方の沢では、流理構造

の認められる流紋岩溶岩（第9.7図F）が分布する。この流紋岩溶岩は側方に流紋岩角礫岩に漸移する。

年代と対比 本層から示準化石の報告はない。竹内ほか（2015a）は模式地付近の赤紫色凝灰質砂岩中の碎屑性ジルコンから、最も若いU-Pb年代値として約110 Maを報告し、また上位の親不知層に整合に覆われることから、内山層を手取層群とは別の地層とし、下部白亜系—上部白亜系とした。さらに尻高山層とは同時異相と考えた。

9.4 親不知層 (Oy)

命名 茅原 (1955) は親不知地域の安山岩火山碎屑岩に対して親不知火山岩層と命名し、太美山層群下部相当とした。吉村・足立 (1976) は親不知火山岩層中に流紋岩質溶岩及び火山碎屑岩があることを発見した。山田ほか (2001) は親不知火山岩層から 89.7 ± 4.5 Ma, 96.6 ± 4.8 Ma の K-Ar 年代を報告した。本稿ではこれらの先行研究を踏まえて、累層名として親不知層と表記する。

分布 外波川左岸から金剛川にかけて西北西に帯状分布する。水上谷から笹川上流、小川にかけて狭小に連続する。黒部川愛本の両岸にまとまった分布がある。

層厚 境川沿いで 1,100 m 以上、笹川上流で約 300 m、小川右岸で約 300 m、黒部川右岸で約 600 m。

層序 上路川右岸地域では親不知層の安山岩凝灰角礫岩が尻高山層の優白質砂岩を覆い、一部指交する。笹川上流では安山岩凝灰角礫岩が黒菱山層砂岩を覆う。黒部川愛本周辺では無斑晶質デイサイト溶岩が内山層を整合に覆う。

岩相 玄武岩質安山岩、ざくろ石デイサイト、無斑晶質安山岩-デイサイトの 3 タイプの火山岩からなる。玄武岩質安山岩は凝灰角礫岩を主岩相として、色調の異なる玄武岩質安山岩溶岩火山礫-岩塊を含み、強固結して暗灰色-赤灰色の基質を持つ (第 9.9 図 A)。親不知海岸、境川流域の広い範囲に分布する。卓越する溶岩火山礫はかんらん石含有斜方輝石単斜輝石安山岩で、かんらん石の含有量は変化する。稀に普通角閃石を含むことがある。石基は *pilo-taxitic* 組織である (第 9.9 図 B)。卓越する火山礫の主成分化学組成は $\text{SiO}_2=50 \sim 56\%$ である (第 9.10 図)。ざくろ石デイサイトは玄武岩質安山岩を覆う弱溶結の火山礫凝灰岩で、境川海沢林道、親不知旧国道沿い (「砥如矢如」の刻印がある岩) などに散点的に分布する (第 9.9 図 C)。本質火山礫はざくろ石普通角閃石含有黒雲母デイサイトであるが (第 9.9 図 D)、主成分化学組成を分析できる粗粒な本質岩塊は得られていない。中生界黒菱山層及び親不知層玄武岩質安山岩に貫入するざくろ石デイサイト (荒戸谷、道不帰沢、下り谷、笹川大俣谷上流) は $\text{SiO}_2=63 \sim 66\%$ であることから、デイサイトとして扱う (第 9.10 図)。無斑晶質安山岩



第 9.8 図 内山層模式地のルートマップ
国土地理院電子国土基本図を使用し、記号などを追記した。

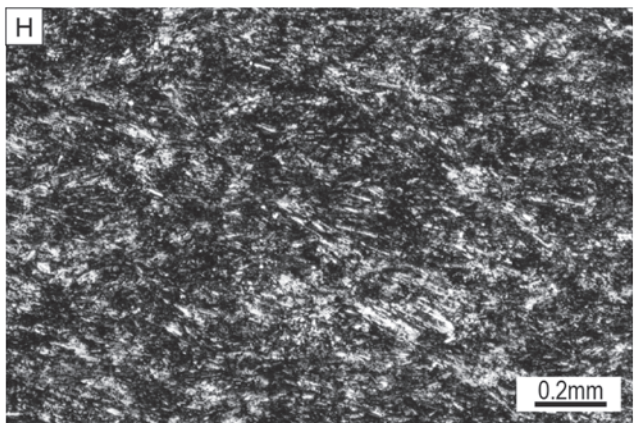
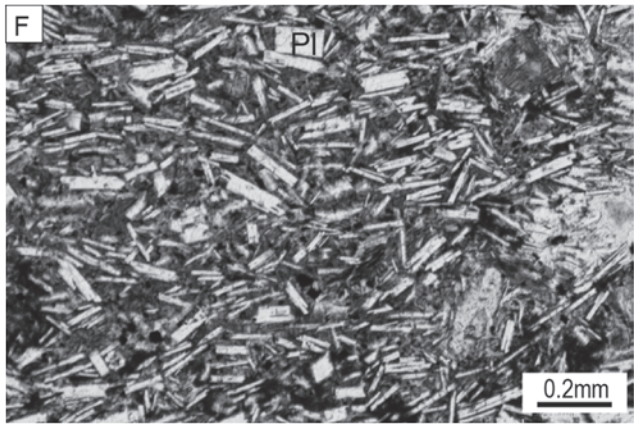
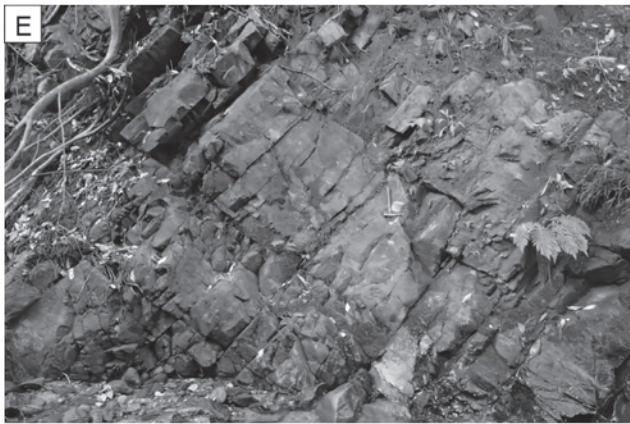
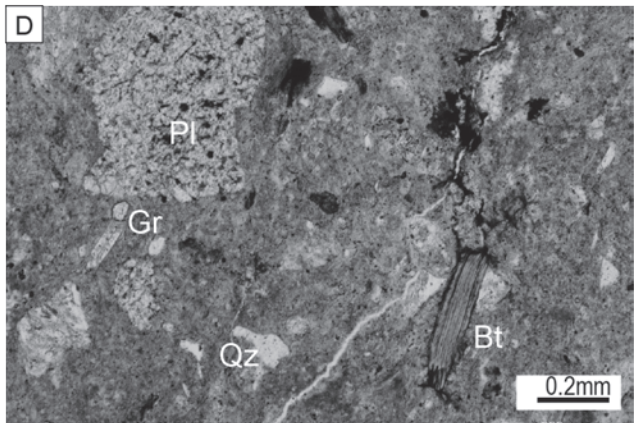
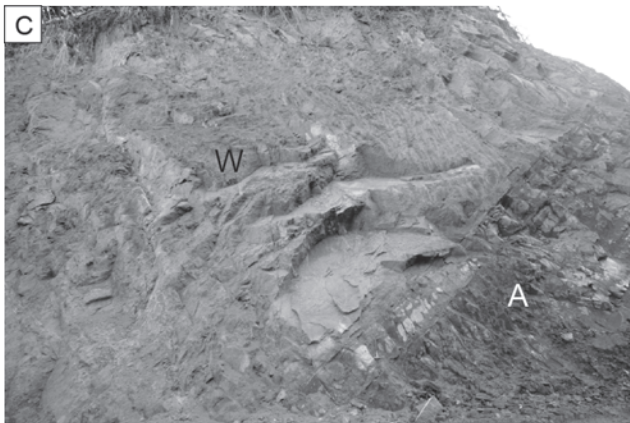
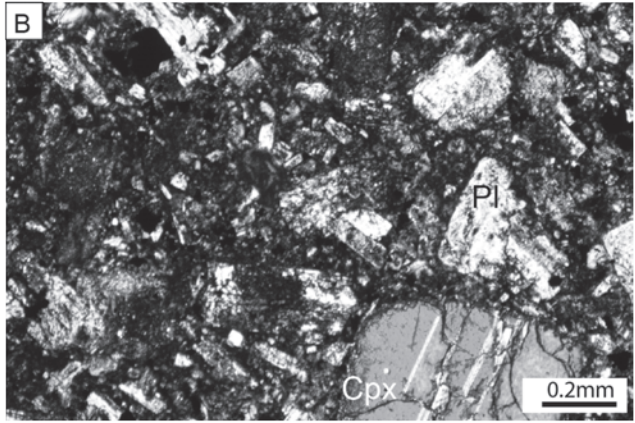
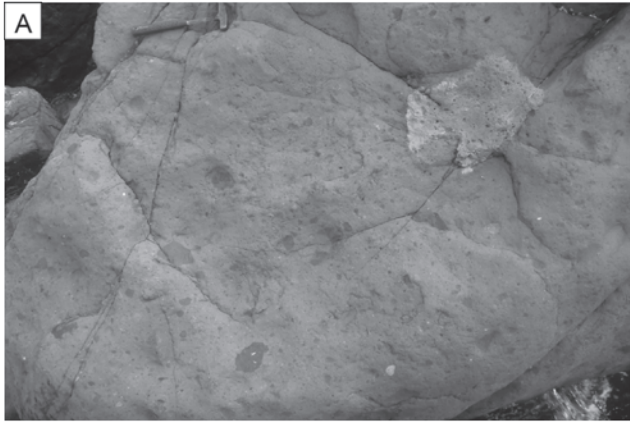
- デイサイトは金剛川沿いで、玄武岩質安山岩の上位側に現われるが、ざくろ石デイサイトとの上下関係は不明である。塊状の溶岩が主体でしばしば流理が発達する。同質の火山角礫岩を伴う。岩石学的特徴は金剛川周辺と黒部川周辺で異なる。金剛川周辺は $\text{SiO}_2=56 \sim 60\%$ の無斑晶質安山岩である。石基は *hyalo-pilitic* でガラスが保存されている (第 9.9 図 F)。黒部川愛本付近では $\text{SiO}_2=65 \sim 70\%$ の無斑晶質デイサイトで、石基は *pilo-taxitic* 組織を示す (第 9.9 図 G, H)。

親不知層の分布域は日本海に沿う鉄道や高規格道路のトンネルが集中しており、工事記録から親不知層の安山岩及び流紋岩 (デイサイト) に断層粘土を伴う破碎帯が複数あることが判明している (早坂ほか, 1999)。

年代と対比 ざくろ石デイサイト溶結火山礫凝灰岩 (地質図採取地点 1) についてフィッシュン・トラック

第 9.9 図 親不知層の産状→

A: 塊状で強固結の凝灰角礫岩。多源岩種からなり、緑灰色の単斜輝石玄武岩質安山岩が最も多い。ハンマー長 34 cm。親不知海岸 (N36° 59' 36.34", E137° 41' 40.33")。B: 凝灰角礫岩の顕微鏡写真 (直交ニコル)。風波川河口 (N36° 59' 41.4", N137° 42' 05.4")。C: ざくろ石含有デイサイト弱溶結火山礫凝灰岩 (W) と玄武岩質安山岩凝灰角礫岩 (A) のコンタクト (走向傾斜 N74° E58° N)。境川海沢林道 (N36° 58' 44.5", E137° 39' 09.3")。D: C の溶結火山礫凝灰岩基質部分の顕微鏡写真 (単ニコル)。Pl: 斜長石, Gr: ざくろ石, Qz: 石英, Bt: 黒雲母。E: 無斑晶質安山岩溶岩。金剛川 (N36° 58' 28.3", E137° 37' 46.7")。F: E の顕微鏡写真 (直交ニコル)。G: 無斑晶質デイサイト。黒部川愛本橋上流側 (N36° 51' 37.8", E137° 33' 16.3")。H: G の顕微鏡写真 (直交ニコル)。

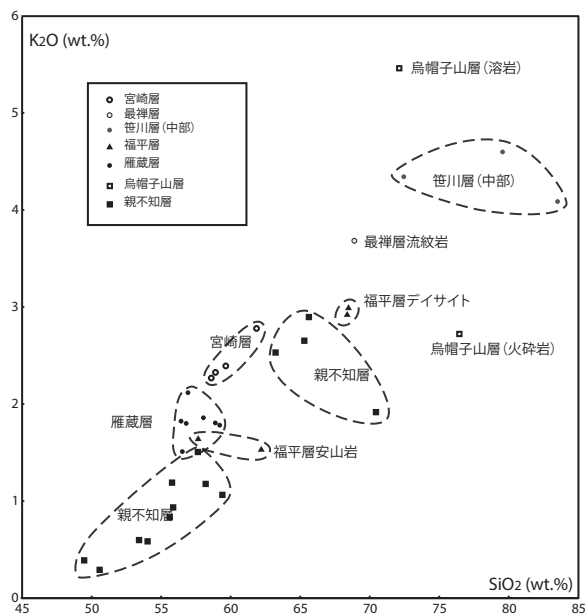


第9.1表 親不知層のフィッシュントラック及びウラン-鉛年代

地層名	岩石名	採集場所	地質図 地点番号	含有結晶量	測定方法	測定Zr結 晶数	自発核分裂飛跡		U総計数		Uスタンダード計量 相関係数		χ ² 検定	ウラン 濃度	フィッシュント ラック年代	ウラン 濃度	Age±1σ(Ma)	コンコードラント 粒子全粒子	²⁰⁶ Pb / ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb / ²³⁵ U
							ρ _z (cm ⁻²)	N _s	ρ _u (cm ⁻²)	N _u	ρ _{out} ($\times 10^6$ cm ⁻²)	N _{out}								
親不知層	溶結火山礫凝灰岩 (ざくろ石含有デイサイト)	茶臼川市中飯塚川海 浜林道	1	1000	0.5kg	内部面	30	1.66×10 ⁷	12180	2.28×10 ⁶	167222	679	333	0.635	0	320	83.8±5.3	28/30	109.2±0.8	111.4±2.1

測定：京都フィッシュントラック法。N_s：自発、線量ガラスそれぞれの総フィッシュントラック数。ρ_z、ρ_u：自発、線量ガラスそれぞれの総フィッシュントラック密度。r：ρ_zとρ_uフィッシュントラック密度の相関係数。Pr(χ²)：χ²値の自由度(n-1)のχ²分布における上側確率。²⁰⁷Pbの全線量定数：1.55125×10⁻¹⁰yr⁻¹。測定鉱物：ジルコン。標準試料：Nancy91500。

及びU-Pb年代測定を実施した。試料から抽出されたジルコン結晶は色調や晶癖が均質な自形結晶が主体であるが、包有物や累帯構造も観察された。粒子毎の年代のばらつきは累帯構造などの異方性に起因すると考えて、全測定粒子の加重平均は83.8 ± 5.3 Ma (1σ) となった(第9.1表)。しかしながらフィッシュン・トラック長の短い物を含むことから、試料が冷却後再加熱を被り、若い年代となっている可能性もある。一方、同一結晶を対象としたU-Pb年代測定では28粒子が115-105 Maの範囲にあり、2粒子は199-189 Maとなった。後2粒子を除いた28粒子の加重平均は、109.2 ± 0.8 (2σ) Maとなり、ジルコン結晶の晶出年代を示していると解釈できる。以上からざくろ石デイサイトの噴出冷却年代はU-Pb年代とフィッシュン・トラック年代をそれぞれ下限と上限として、109-84 Maの間である。山田ほか(2001)は金剛川の無斑晶質安山岩から89.7 ± 4.5 Ma、境川のかんらん石単斜輝石斜方輝石安山岩から96.6 ± 4.8 Maの全岩K-Ar年代を報告した。ざくろ石デイサイトは境川の安山岩より上位であることを考慮すると、ざくろ石デイサイトの噴出年代は90-84 Maに限定される。



第9.10図 親不知層火山岩の全岩化学組成
横軸 SiO₂、縦軸 K₂O、各重量パーセント(主成分9元素の総和を100%に規格化した値)。産業技術総合研究所の蛍光エックス線分析装置PW1404で測定。

第 10 章 白亜紀－更新世貫入岩類

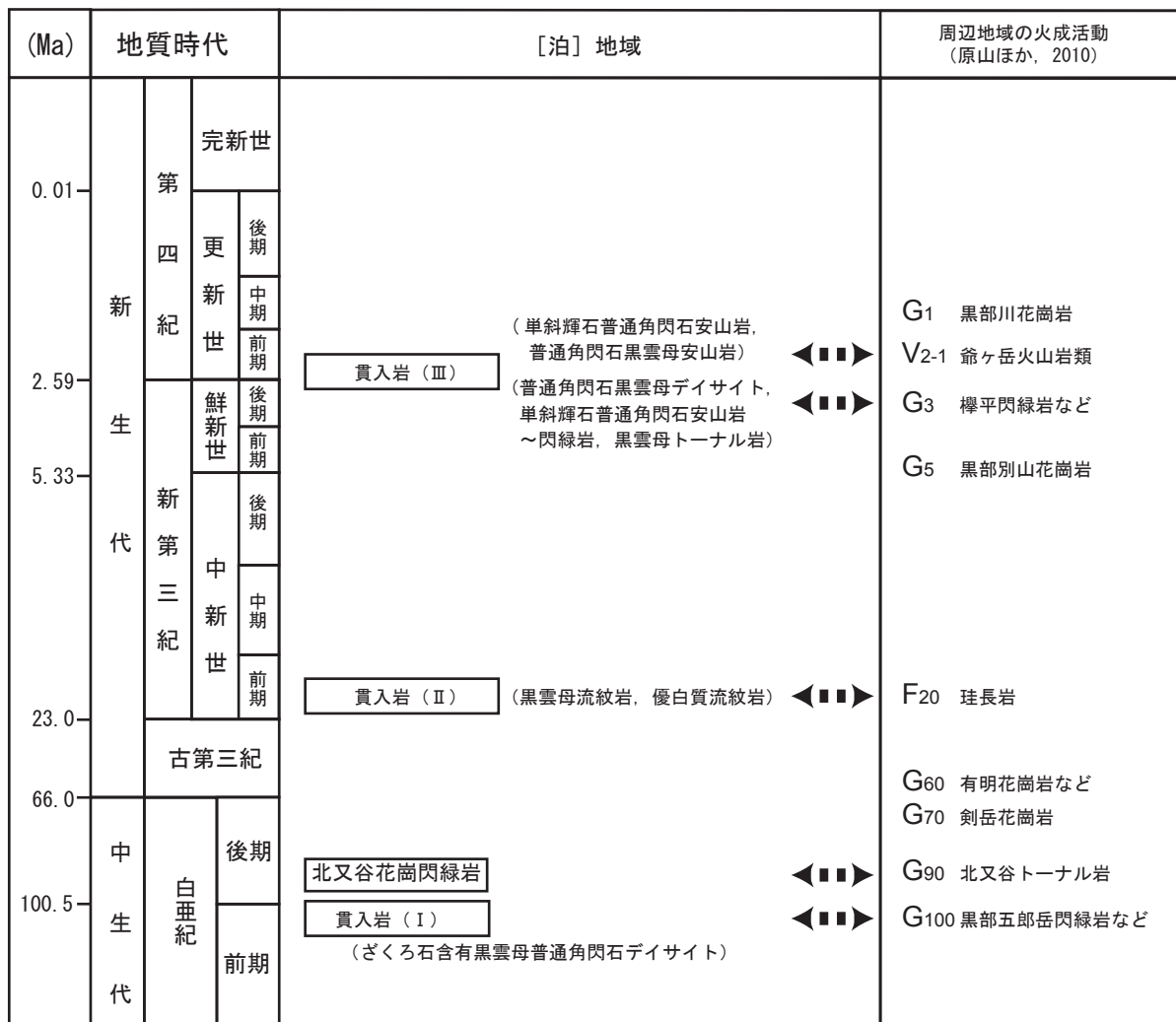
(竹内 誠)

10. 1 研究史及び概要

白亜紀以降の貫入岩類は、前期白亜紀の貫入岩 (I)、後期白亜紀の北又谷花崗閃緑岩、前期中新世の貫入岩 (II)、前期更新世の貫入岩 (III) がある。貫入岩 (I) はざくろ石含有黒雲母普通角閃石デイサイト、貫入岩 (II) は黒雲母流紋岩や優白質流紋岩、貫入岩 (III) は数種類の安山岩や閃緑岩からなる複合岩体をなす (第 10. 1 図)。原山ほか (2010) は黒部川流域の火成岩類を年代別に区分し、貫入岩 (I) は G₁₀₀、北又谷花崗閃緑

岩は G₉₀、貫入岩 (II) は F₂₀、貫入岩 (III) は G₃、V₂₋₁ に対比される (第 10. 1 図)。

北又谷花崗閃緑岩は、Suwa (1966) によって白亜紀の北又谷トータル岩とされ、黒部川流域に広く分布する岩体とされ、現在の黒部川花崗閃緑岩も含んでいる。黒部川峡谷鉄道の猫又駅付近の試料より、88 ± 9 Ma の黒雲母 K-Ar 年代が報告された (野沢, 1970)。内海ほか (1995) は北又小屋付近の試料より、89.0 ± 0.9 Ma の黒雲母 K-Ar 年代、85.1 ± 1.1 Ma の角閃石 K-Ar 年代が報告された。また、内海ほか (1995) や原山ほか (1996)



第 10. 1 図 泊地域の貫入岩類の相互関係と周辺地域との比較

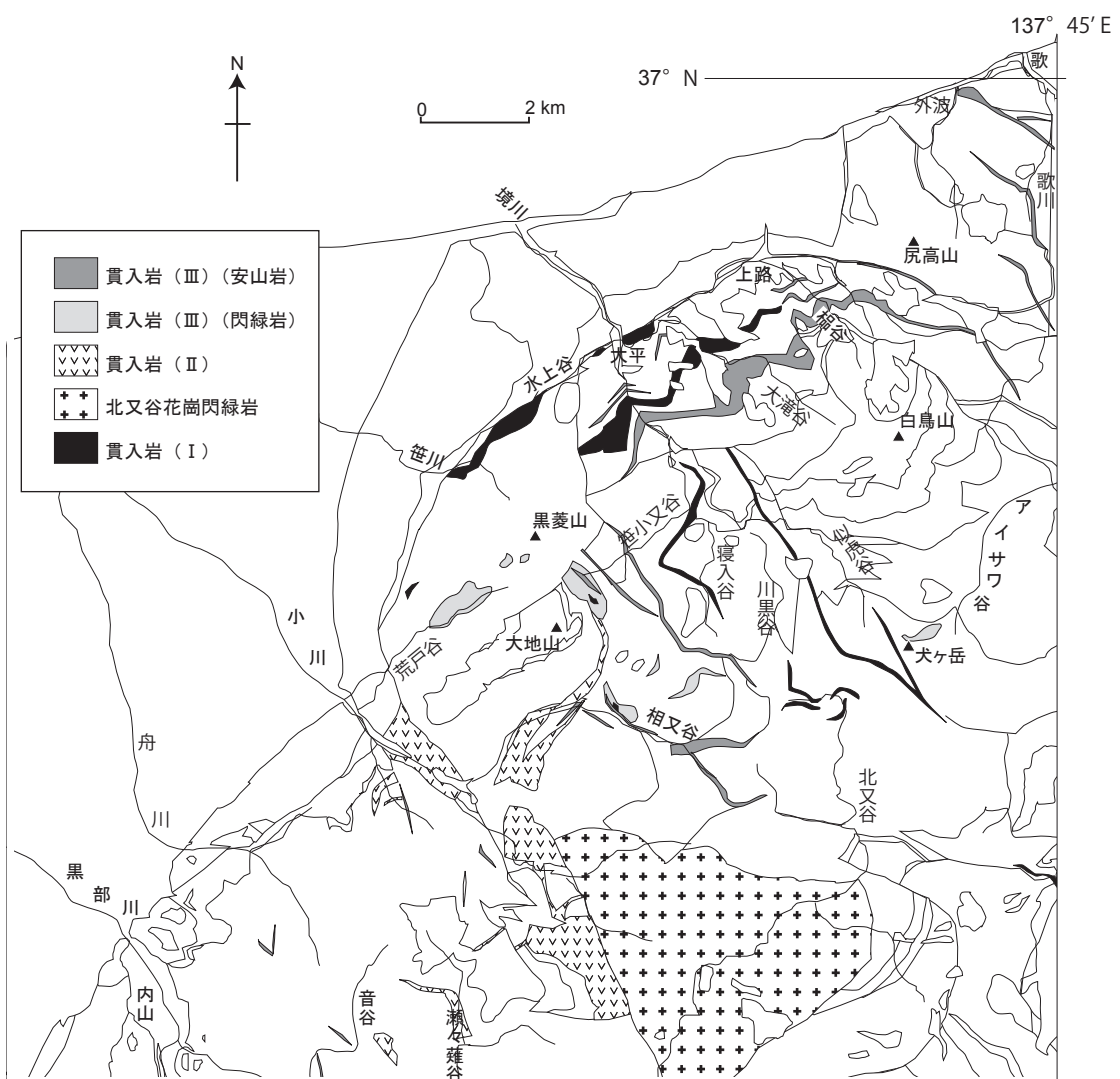
では黒部川花崗閃緑岩が分離され、北半分を北又谷トータル岩とした。山田ほか（2001）は角閃石黒雲母花崗閃緑岩やトータル岩からなるとして北又谷花崗閃緑岩と呼んだ。

その他の貫入岩は安山岩やひん岩、珪長岩とされており詳細な記載はなかった。石橋（1986）は境川沿いにざくろ石ひん岩を見だし、 62.2 ± 3.5 Maのジルコンフィッション・トラック年代を報告した。しかし、竹内ほか（2015a）はこの岩石より、約109 MaのジルコンU-Pb年代を報告し、石橋（1986）が報告したフィッション・トラック年代はより新期の熱イベントによる年代の若返りの影響とした。また、山田ほか（2001）は境川沿いに産する安山岩岩脈より、K-Ar全岩年代 42.8 ± 2.1 Maを報告しているが、岩石中のカリ長石や黒雲母がかなり変質しているため、変質年代の可能性があるととして、参考値としている。

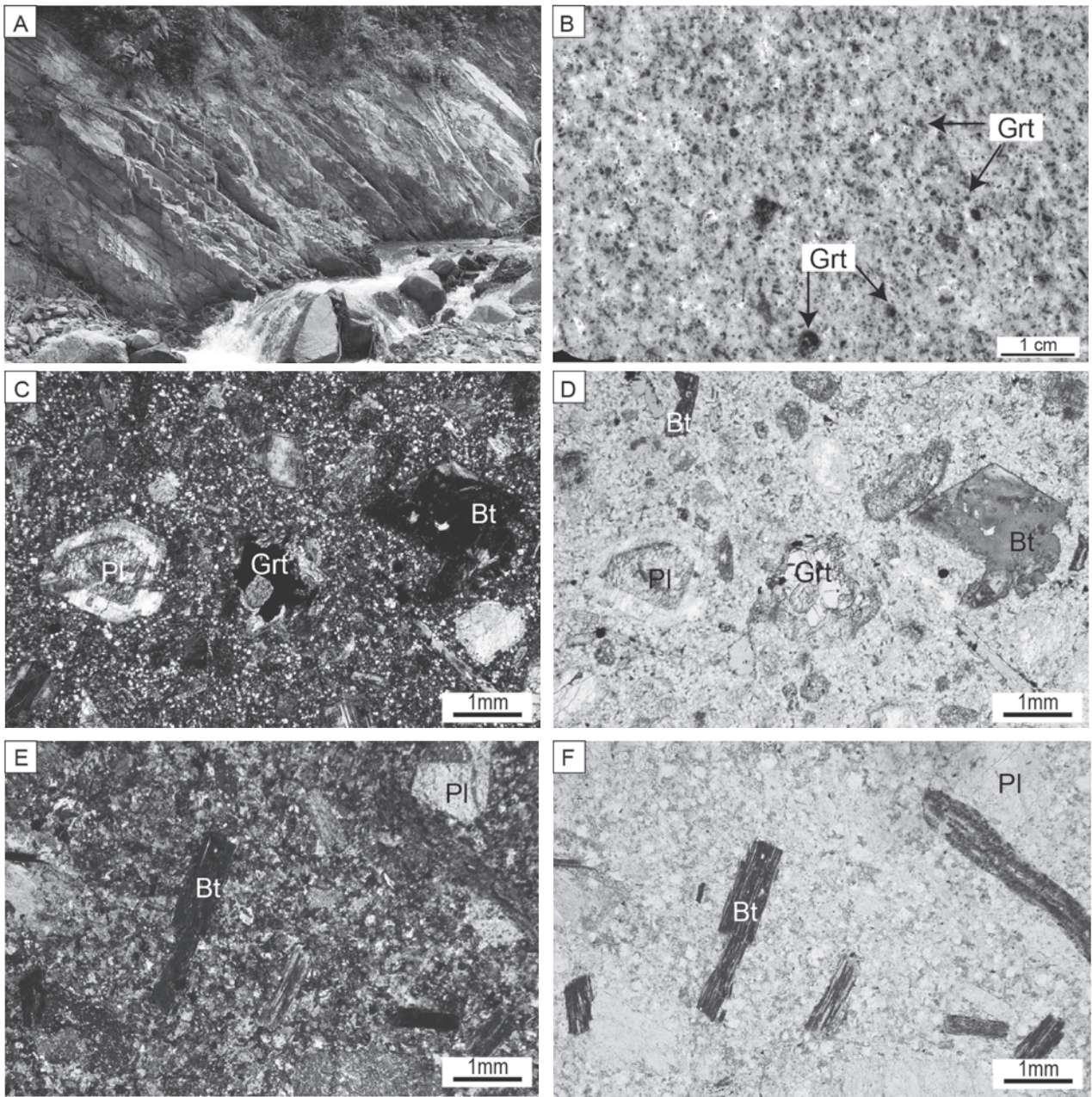
10.2 貫入岩（I）（Dg）

分布 上路集落付近から笹川上流地域にかけて、北東-南西方向に、また境川中流域の滝淵付近から犬ヶ岳付近にかけて、北西-南東方向に分布する（第10.2図）。相又谷中流や大地山北東では貫入岩（Ⅲ）に付随して小規模な分布が見られる。

岩相 ざくろ石含有黒雲母普通角閃石デイサイトからなる。デイサイトは淡緑色を呈し、黒雲母、普通角閃石、斜長石、ざくろ石を斑晶として含む（第10.3図A-D）。斜長石、黒雲母、普通角閃石の斑晶は約1 mmで、ざくろ石斑晶は最大で1 cm程度である。北東-南西方向に分布する岩脈ではざくろ石斑晶が目立つ。北西-南東方向の岩脈として産するデイサイトは肉眼ではほとんどざくろ石は確認できないが、顕微鏡で確認できるサイズのもを少量含む。黒雲母や普通角閃石は自形であるが、



第10.2図 泊地域の貫入岩類の相互関係と周辺地域との比較



第 10. 3 図 貫入岩 (I), 白亜紀ざくろ石含有黒雲母デイサイトの岩相と偏光顕微鏡写真

A : 節理の発達したざくろ石含有黒雲母デイサイト, 大滝谷, 標高 250 m.

B : ざくろ石含有黒雲母デイサイトの研磨試料 (120607-X), 大滝谷, 標高 250 m 付近.

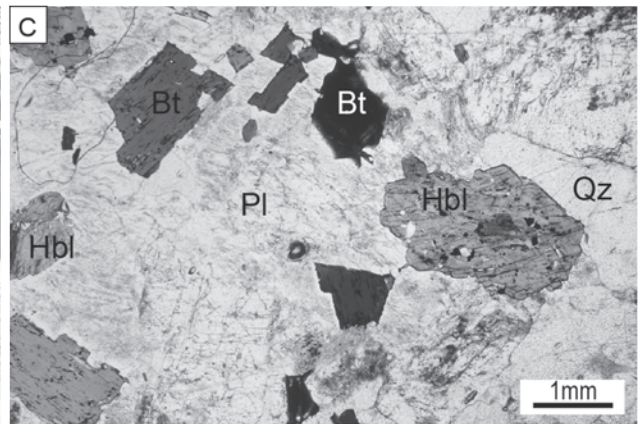
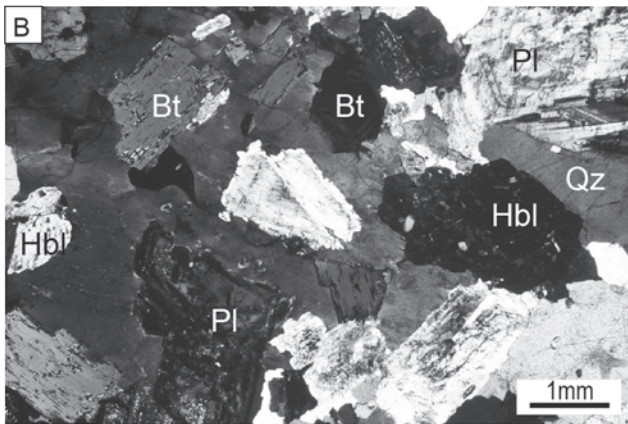
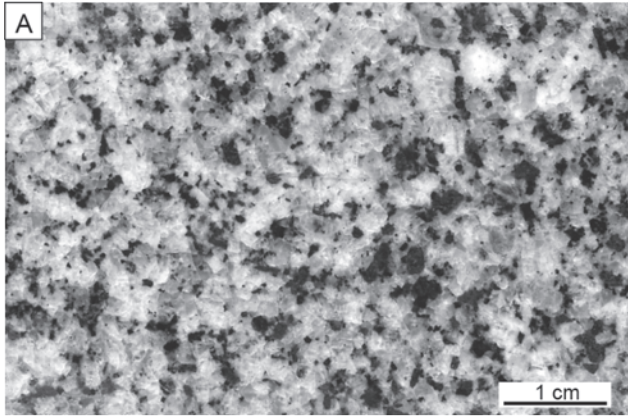
C : ざくろ石含有黒雲母デイサイト (050831-1), 林道大平線入口ゲート付近, 直交ポーラー.

D : 同上, 単ポーラー.

E : ざくろ石含有黒雲母デイサイト (110519-5), 滝淵, 直交ポーラー.

F : 同上, 単ポーラー

Grt : ざくろ石, Pl : 斜長石, Bt : 黒雲母



第 10. 4 図 北又谷花崗閃緑岩の岩相と偏光顕微鏡写真

A：北又谷花崗閃緑岩の研磨試料（100515-5）、小川の尾安谷出合付近。 B：上記試料の偏光顕微鏡写真，直交ポーラー。 C：同上，単ポーラー。 Bt：黒雲母，Hbl：普通角閃石，Pl：斜長石，Qz：石英

緑泥石化している部分も多い（第 10. 3 図 E, F）。特に普通角閃石はほとんど緑泥石化している。石基は斜長石、石英、普通角閃石などからなる。

相又谷及び大地山北東に産する小岩体は、より新期の火成作用に伴う珪化作用を被っており、岩石は全体として白色であるが、1 mm 程度の赤色のざくろ石斑晶が含まれる。

貫入関係 大滝谷標高 440 m 付近や境川中流部では、手取層群水上谷層に貫入するのが確認できる。また、笹川上流の林道沿いでは、手取層群黒菱山層に貫入するのが確認できる。北西－南東方向の岩脈はすべて来馬層群に貫入している。

北東－南西方向の岩脈は、北に 40° 程度傾斜しており、岩脈の幅は最大約 250 m である。

年代 竹内ほか（2015a）は境川中流の岩脈より、109 Ma のジルコン U-Pb 年代を報告した。

10. 3 北又谷花崗閃緑岩 (Gk)

命名 Suwa（1966）は北又谷トータル岩とした。

分布 泊地域では、北又谷中流域から、定倉山^{さだくらやま}付近、小川温泉東方などに分布する。

岩相 中粒の普通角閃石黒雲母花崗閃緑岩からなる（第 10. 4 図 A）。黒雲母と普通角閃石は自形－半自形を

呈する（第 10. 4 図 B, C）。

変成作用 北又谷花崗閃緑岩の貫入に伴う接触変成作用は、本岩体の北側、東側及び南東側に見られ、南西側は断層により、未変成の地質体と接している。北部では、手取層群と来馬層群に貫入し、変成作用による黒雲母の形成は北又谷約 1 km、東側は漏斗谷の来馬層群と蓮華変成岩に及んでいる。

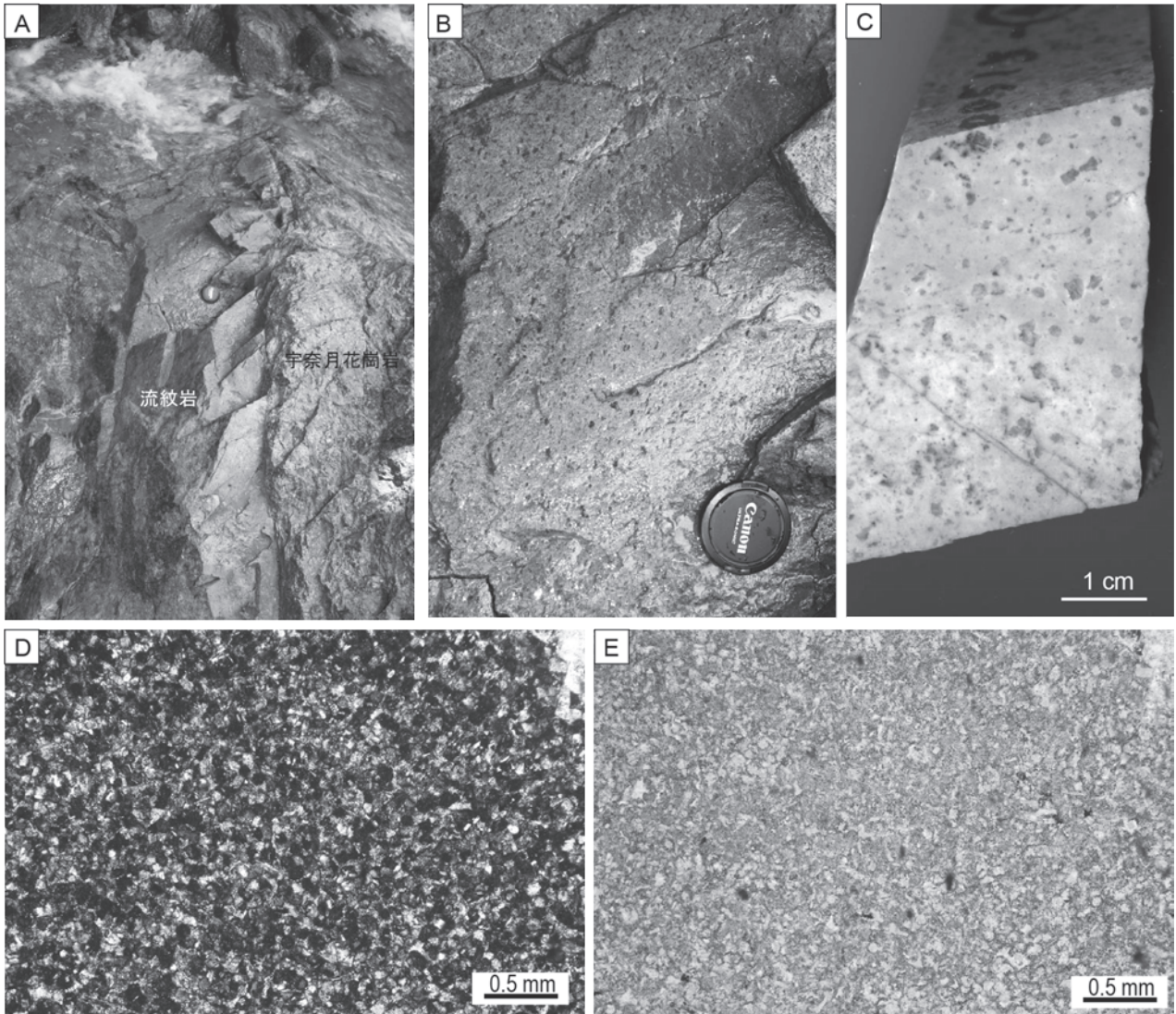
年代 野沢（1970）は黒部地域の黒部川峡谷鉄道^{ねこ}の猫又駅^{また}付近の試料より、 88 ± 9 Ma の黒雲母 K-Ar 年代を報告し、内海ほか（1995）は北又小屋^{きたまた}付近の試料より、 89.0 ± 0.9 Ma の黒雲母 K-Ar 年代、 85.1 ± 1.1 Ma の角閃石 K-Ar 年代を報告した。後期白亜紀の年代を示す。

10. 4 貫入岩 (II) (F)

分布 小川ダム下流から小川沿いに南東へ北又小屋北西まで分布する。また大地山^{せせなぎだに}東方から相又谷中流、小川にかけて分布する。小岩体が瀬々^{せせ}雑谷^{なぐだに}周辺に分布する。

岩相 白色緻密な石基と 1 mm 程度大きさの平板状灰緑色の白雲母や短柱状の斜長石、球状の石英などの斑晶が認められる流紋岩である（第 10. 5 図 B, C）。石基は多くの斜長石と石英の微粒結晶からなる（第 10. 5 図 D, E）。

貫入関係 相又谷沿いの林道などでは、手取層群に貫



第 10. 5 図 貫入岩 (Ⅱ) (流紋岩) の岩相と薄片の偏光顕微鏡写真

A : 粗粒花崗岩に貫入する流紋岩, 小川ダムの南西の沢. B : 上記流紋岩の拡大. C : 流紋岩 (100515-4) の研磨試料, 小川温泉東方の林道沿い. D : 上記試料の偏光顕微鏡写真, 直交ポーラー. E : 同上, 単ポーラー.

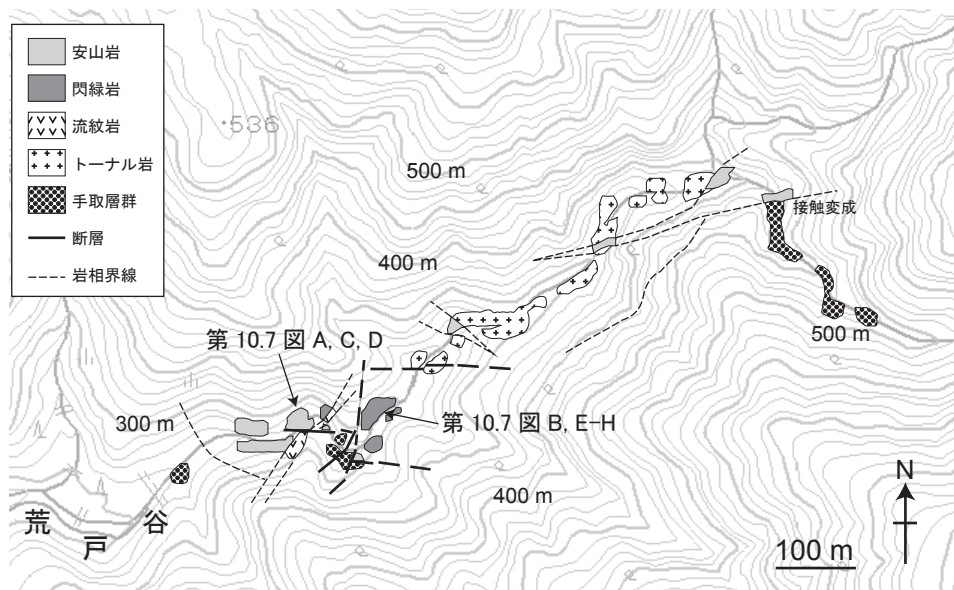
入している. 幅は約 100 m 以内で, 数枚に分岐している. 手取層群中ではシル状に貫入しているように分布する. 小川ダムの南西の谷では粗粒花崗岩に貫入する. 幅は約 40 cm である (第 10. 5 図 A).

年代 本地域より年代は得られていない. 類似する流紋岩類は白馬岳周辺に大規模に分布し, 白馬鑓ヶ岳付近の珪長岩から, 22.2 ± 0.3 Ma の K-Ar 全岩年代が報告されている (内海ほか, 1995). 本地域の貫入岩 (Ⅱ) は山田ほか (2001) においても珪長岩と称されており, 白馬岳地域の珪長岩と類似した岩相を示す. 手取層群堆積時より後の活動であることも, 珪長岩の年代と矛盾しない. ここでは, 白馬岳地域の珪長岩に対比できるものとする.

10. 5 貫入岩 (Ⅲ) (Ap, Ah)

分布 岩脈 (Ⅲ) には複数の貫入時期の岩体が含まれている. 最大 1 km 程度の岩体をなす安山岩 - 閃緑岩及びデイサイト - トーナル岩 (Ap) と安山岩岩脈 (Ah) からなる. 前者 (Ap) の安山岩 - 閃緑岩は, 大地山周辺の荒戸谷中流, 黒菱山南方, 大地山北東, 相又谷中流, 初雪山北西尾根, 及び犬ヶ岳北東に, デイサイト - トーナル岩は荒戸谷中流, 黒菱山南方, 相又谷中流に分布する. 安山岩岩脈 (Ah) は本地域全域に北西 - 南東方向及び北東 - 南東方向の断層に沿って貫入している.

岩相 Ap は, 岩相変化が激しく, 普通角閃石黒雲母デイサイト - 黒雲母トーナル岩と単斜輝石普通角閃石安山岩 - 閃緑岩からなる. また, 極めてまれで小規模だが,



第10.6図 荒戸谷における貫入岩(Ⅲ)の産状を示すルートマップ
 国土地理院電子国土基本図を使用し、記号などを追記した。

流紋岩岩脈がこれらの岩石に貫入している。

荒戸谷では、黒雲母トーナル岩、単斜輝石普通角閃石安山岩-黒雲母含有単斜輝石普通角閃石閃緑岩が分布する(第10.6図)。後者は、荒戸谷の標高270m付近から300m付近に分布し、下流側では斑晶が少ない単斜輝石普通角閃石黒色安山岩(第10.7図A)であるが、上流側では黒雲母含有単斜輝石普通角閃石閃緑岩(第10.7図B)となる(第10.6図)。両者の直接の関係は不明であるが、漸移しているものと考えられる。荒戸谷の標高285m付近では捕獲岩を含む黒雲母デイサイトがわずかに分布し、流紋岩に貫入される。

単斜輝石普通角閃石黒色安山岩は(第10.7図C, D)、1mm程度の普通角閃石と斜長石の自形の斑晶を含み、石基は斜長石や単斜輝石、不透明鉱物などからなる。普通角閃石斑晶のリムはオパサイト化している。またやや小さい普通角閃石斑晶は緑泥石とアクチノ閃石に置換されていることが多い。緑簾石と緑泥石脈が見られ、一部石基にも緑簾石や緑泥石が形成されている。また、斜長石はセリサイト化したものもある。

黒雲母含有単斜輝石普通角閃石閃緑岩は(第10.7図E-H)、約1mmの単斜輝石と斜長石からなる完晶質の細粒閃緑岩である。単斜輝石は普通角閃石によって取り囲まれていることが多い。普通角閃石の多くはアクチノ

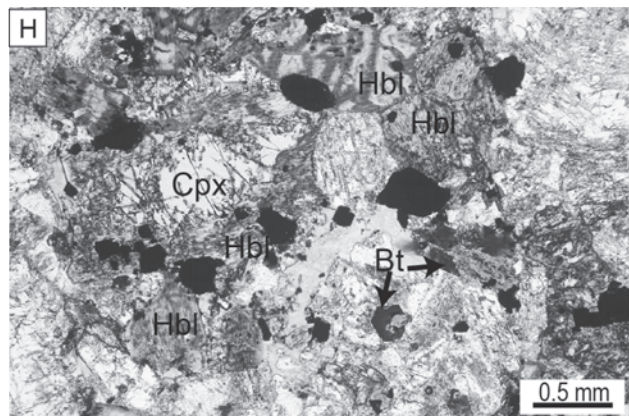
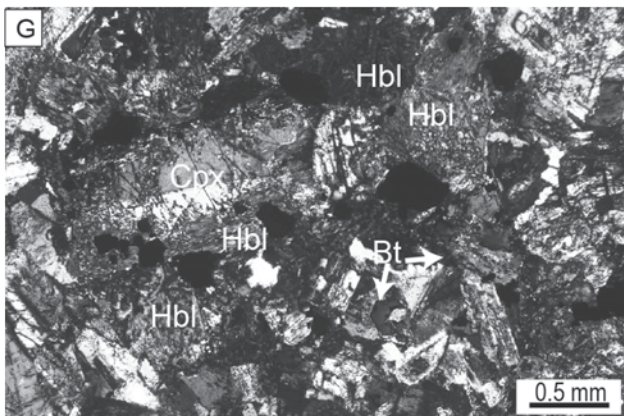
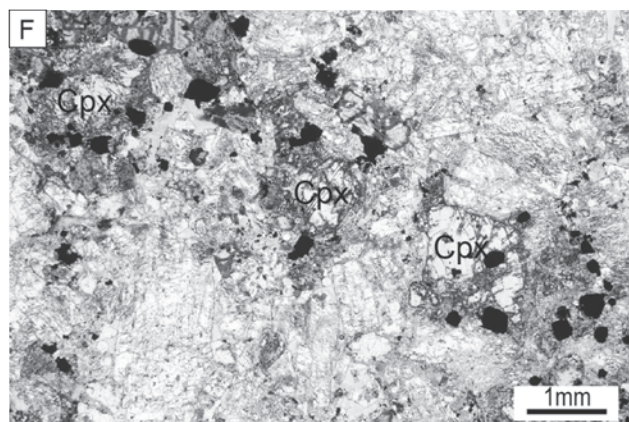
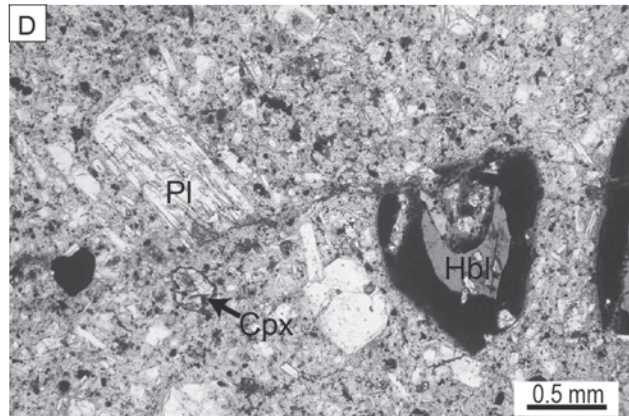
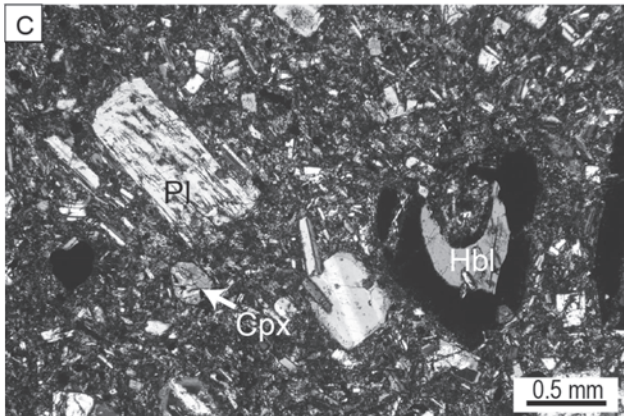
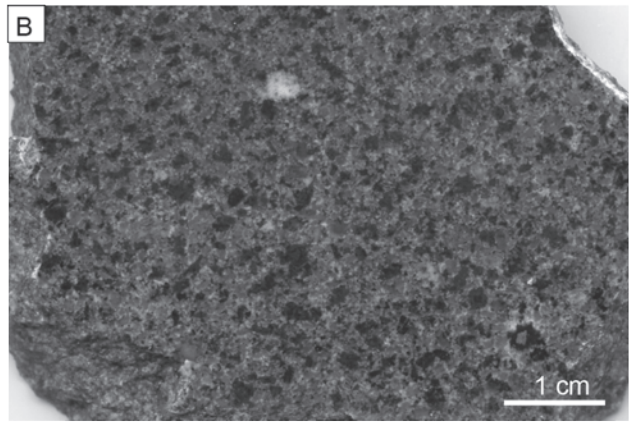
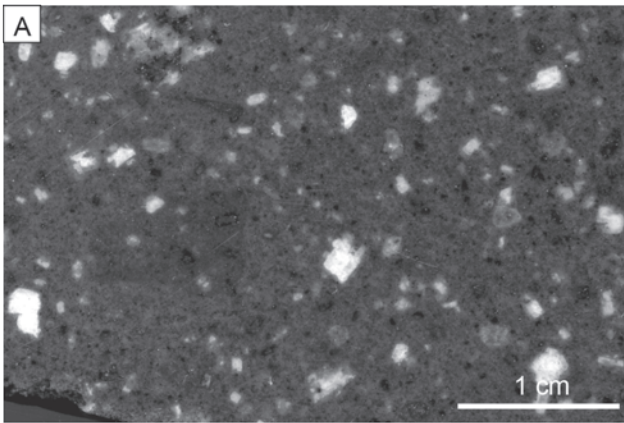
閃石と緑泥石に置換されている。

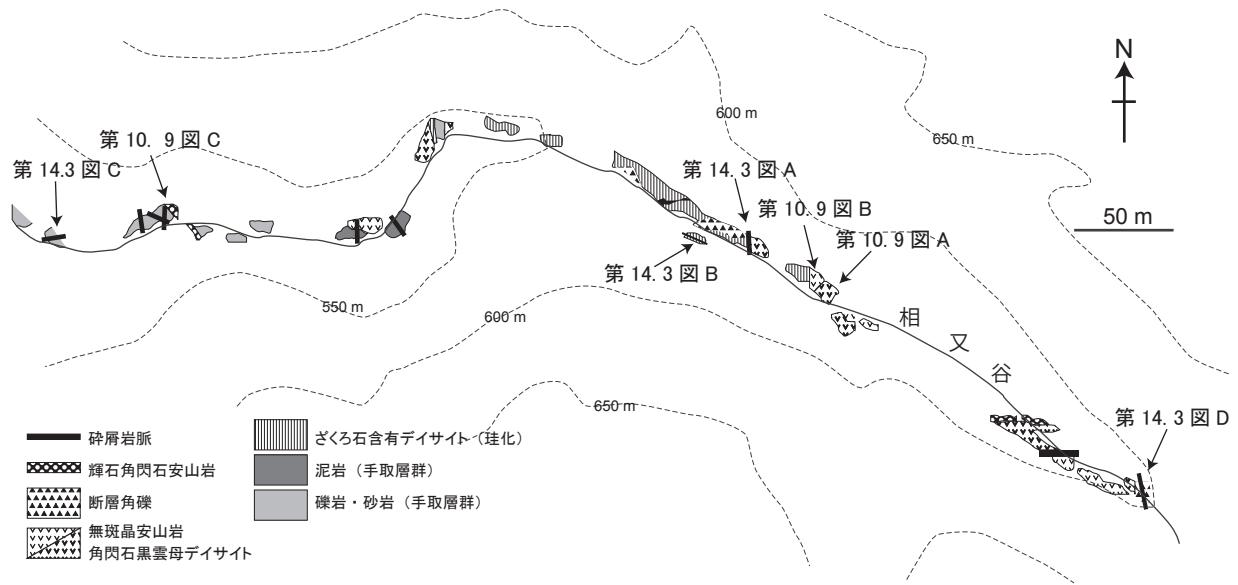
普通角閃石黒雲母デイサイトは相又谷に(第10.8図)、黒雲母トーナル岩は荒戸谷に典型的に分布する。普通角閃石黒雲母デイサイトは、2~3mmの普通角閃石、黒雲母と斜長石の斑晶を含む、淡灰色のデイサイトである。しばしば、約1mまでの捕獲岩を含む(第10.9図A)。捕獲岩は円磨されており、デイサイトより優黒質である。一部、自破碎構造と考えられる角礫状の部分が見られる(第10.9図B)。普通角閃石、黒雲母や斜長石斑晶は自形をなすが、普通角閃石斑晶は多くの場合、緑泥石と方解石に置換されている(第10.10図A, B)。石基は斜長石、石英、不透明鉱物などからなる。黒雲母トーナル岩は細粒等粒状のトーナル岩からなり、やや優黒質である。

安山岩岩脈(Ah)は二種類の安山岩からなる。単斜輝石含有普通角閃石安山岩(第10.9図C, D、第10.10図C, D)と無斑晶質安山岩(第10.10図E, F)である。単斜輝石含有普通角閃石安山岩は、約5mmまでの普通角閃石と斜長石斑晶が目立ち、淡灰緑色の緻密な石基からなる。岩脈には斑晶がほとんど見られない濃緑色の急冷周縁相が見られる。岩脈の幅が1m未満の場合は全体が濃緑色で斑晶が少ない安山岩となる。無斑晶質安山岩は黒色を呈し、斜長石を主体とし粒間は緑泥石

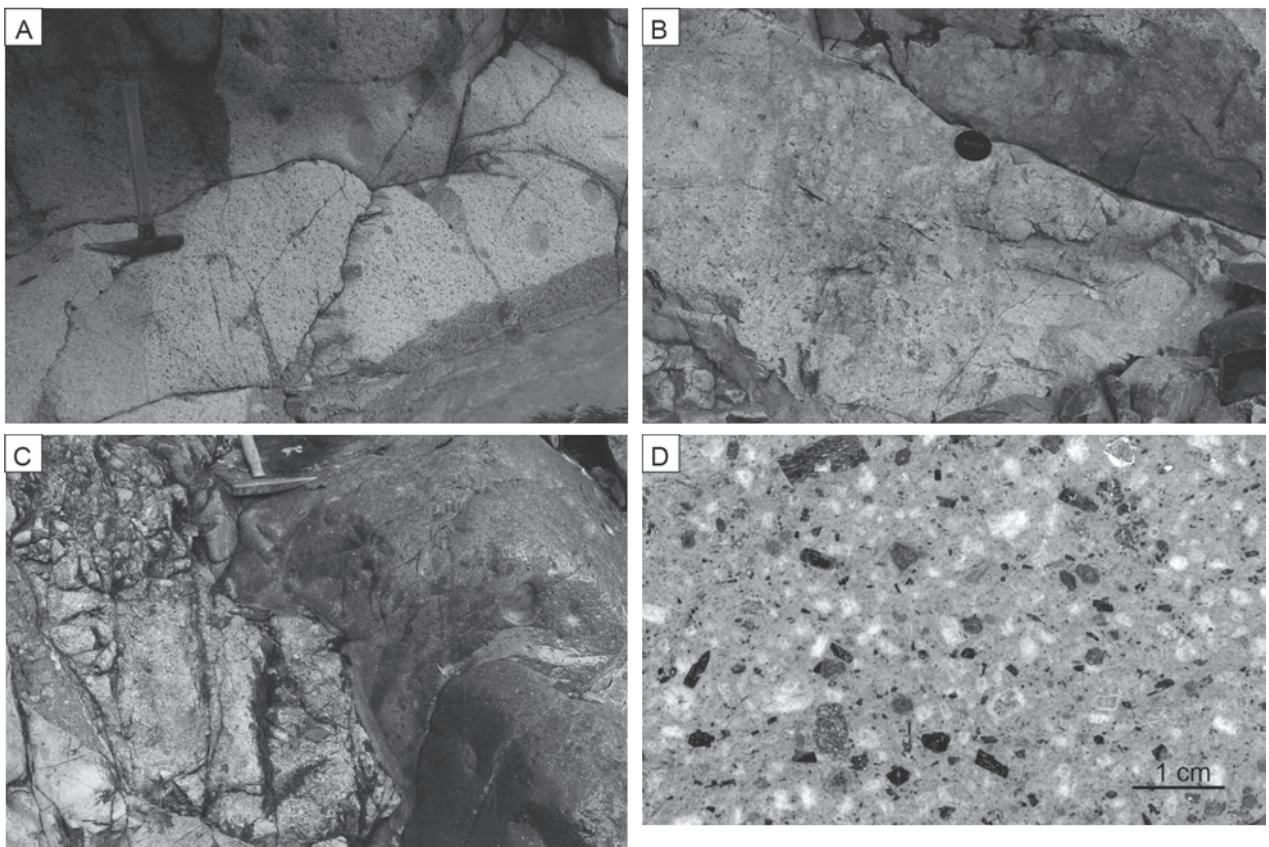
第10.7図 貫入岩(Ⅲ)の荒戸谷岩体の岩相→

A: 単斜輝石普通角閃石安山岩 (050602-1), 荒戸谷. B: 単斜輝石普通角閃石閃緑岩 (050602-3), 荒戸谷. C: 単斜輝石普通角閃石安山岩 (050602-1), 荒戸谷, 直交ポーラー. D: 同上, 単ポーラー. E: 単斜輝石普通角閃石閃緑岩 (050602-3), 荒戸谷, 直交ポーラー. F: 同上, 単ポーラー. G: 同上拡大 (050602-3), 荒戸谷, 直交ポーラー. H: 同上, 単ポーラー.
 Pl: 斜長石, Cpx: 単斜輝石, Hbl: 普通角閃石, Bt: 黒雲母



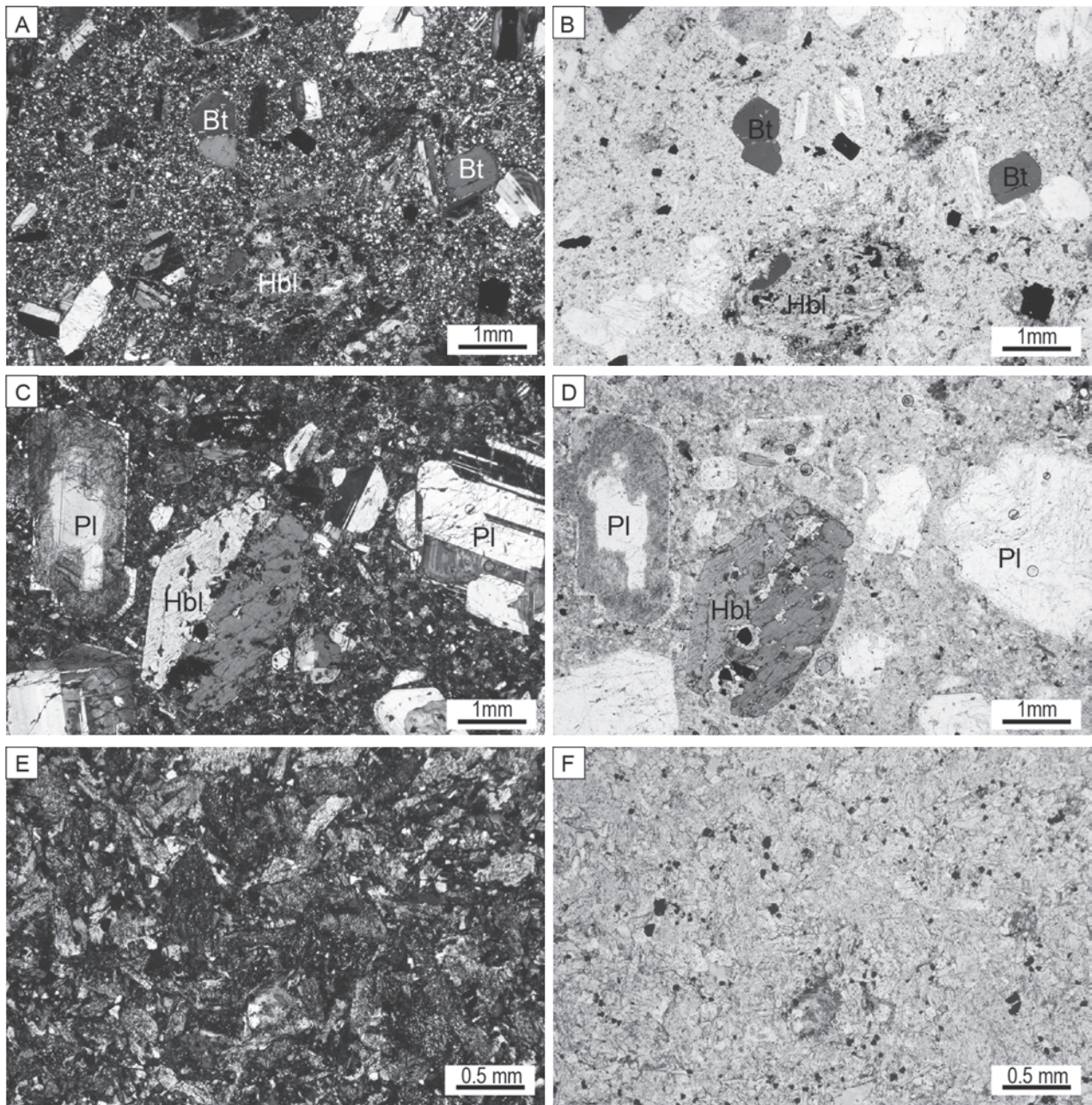


第 10.8 図 相又谷における貫入岩 (Ⅱ) と (Ⅲ) の産状を示すルートマップ



第 10.9 図 貫入岩 (Ⅲ) の安山岩脈の岩相

A: 多量の捕獲岩を含む普通角閃石黒雲母デイサイト, 相又谷, 標高 550 m 付近. B: 普通角閃石黒雲母デイサイトの自破碎構造, 相又谷, 標高 570 m 付近. C: 単斜輝石含有普通角閃石安山岩の周縁相. 左側は破碎された手取層群の砂岩, 相又谷, 標高 525 m 付近. D: 単斜輝石含有普通角閃石安山岩 (050531-3), 相又谷の標高 500 m



第10. 10図 貫入岩(Ⅲ)の安山岩脈の偏光顕微鏡写真

A: 普通角閃石黒雲母デイサイト (101014-1), 相又谷, 標高 565 m 付近, 直交ポーラー. B: 同上, 単ポーラー C: 単斜輝石含有普通角閃石安山岩 (050531-3), 相又谷の標高 500 m 付近の南斜面の林道, 直交ポーラー. D: 同上, 単ポーラー. E: 無斑晶安山岩 (050530-10), 境川, 直交ポーラー. F: 同上, 単ポーラー.
Pl: 斜長石, Hbl: 普通角閃石, Bt: 黒雲母

に充填されている (第 10. 10 図 E, F).

貫入関係 Ap の単斜輝石普通角閃石安山岩-閃緑岩と黒雲母トータル岩が他の岩石に貫入して接している露頭は確認できていないが, 分布より, 手取層群に貫入していると考えられる. 普通角閃石黒雲母デイサイトは相又谷にて, 貫入岩(Ⅱ)の中新世流紋岩に貫入し, 単斜

輝石含有普通角閃石安山岩によって貫入されている.

年代 貫入岩(Ⅲ)から詳細な年代値の報告はない. 相又谷の普通角閃石黒雲母デイサイトが中新世流紋岩に貫入すること, いずれの岩体も削剥を受けて断面が露出していることから, 貫入岩(Ⅲ)の活動時期は中新世以降, 更新世以前と推定される.

第 11 章 古第三系火山岩

(古川竜太)

11. 1 研究史及び概要

研究史 泊地域の古第三系は市村 (1935), 石井 (1937) により下位の白亜系火山岩と併せて「第三系」の珪長質火山岩と認識されていた。藤井 (1959) は火山岩のうち、溶結凝灰岩を主体とする部分を烏帽子山ネバダイト質層として、富山県南西部に発達する太美山層群 (池邊, 1950) に対比した。石橋 (1986), 山田ほか (2001) らの放射年代測定によって、溶結凝灰岩が古第三系であることが明確になった。

概要 泊地域の古第三系は、烏帽子山層のみである。溶結した火山礫凝灰岩を主体としており、溶結度や火山礫の種類などは変化がある。陸上で堆積した流紋岩大規模火砕流堆積物とそれに付随する岩相と解釈される。一部で溶岩を伴う。下位の白亜系とは不整合関係である。富山県南部の太美山層群の一部、長野県北西部 - 新潟県西部の石坂層 (石坂流紋岩) に対比される。

11. 2 烏帽子山層 (W)

命名 藤井 (1959) を再定義する。藤井 (1959) は烏帽子山ネバダイト質層として、太美山層群相当層の一部とした。吉村・足立 (1976) は同じ地質体を笹川溶結凝灰岩と呼んだ。「笹川層」は市村 (1935) が隣接する中新統堆積岩に対して既に使用していることから、藤井 (1959) の地層名を踏襲する。溶岩も含めた累層として烏帽子山層とする。

模式地 朝日町笹川上流 (藤井, 1959)。

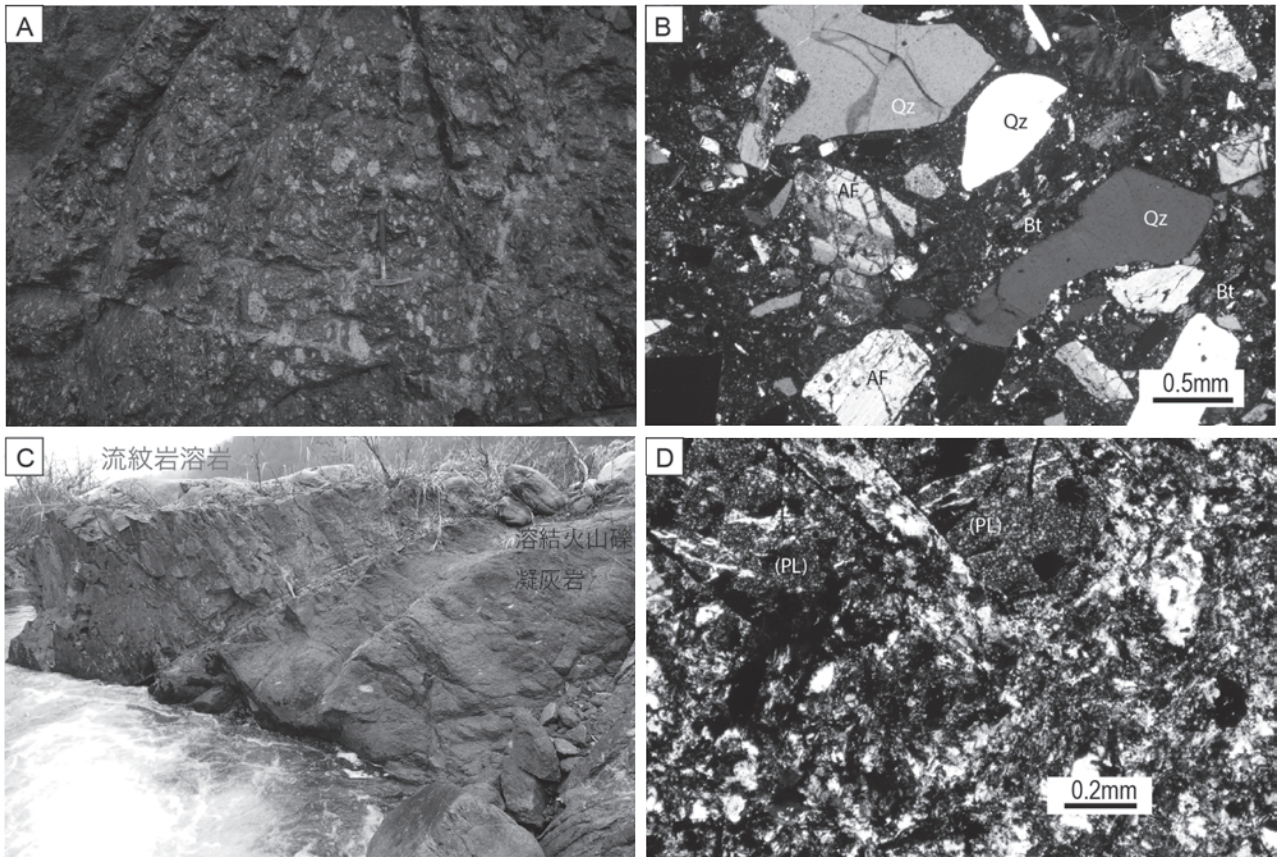
分布 金剛川左岸から舟川上流南西にかけて北東 - 南西方向に帯状分布する。黒部川左岸、下立の南方にも断続的に分布する。境川右岸の親不知層分布域では尾根上に石英を含む溶結凝灰岩の礫が点在しており、烏帽子山層の浸食残丘と思われる。

層厚 笹川沿いで約 900 m, 小川沿いで約 500 m, 黒部川左岸、仁王堂川上流で約 300 m。

層序 本層は笹川上流域で親不知層安山岩を直接覆う。山田ほか (2001) では東方の水上谷林道沿いでは基底に緑灰質凝灰質礫岩を伴い、不整合関係とされている。小川右岸の荒戸谷では親不知層を不整合に覆い、黒菱山層と断層で接する。小川左岸の下り谷では親不知層、内山層と断層を介して接する。下り谷の断層は顕著な破碎帯を伴い、断層地形が明瞭である。

岩相 溶結火山礫凝灰岩が主岩相で、その溶結度、火山礫と石質岩片の含有量は多様である。一般に褐灰色 - 帯赤褐灰色を呈し、柱状節理は不明瞭である (第 11. 1 図 A)。分布域全般で北西に約 20 ~ 50° 傾斜した同斜構造を示す。偏平なレンズ状本質火山礫 - 火山岩塊を多く含み、同質な基質に支持される。少量の石質岩片を含む。本質レンズ状火山礫は斑晶として最大 5 mm 程度の粗粒な石英、斜長石、カリ長石を多量に含み、黒雲母と角閃石を様々な量比で含む (第 11. 1 図 B)。石基は脱ガラス化していることが多い。石英と斜長石は湾入構造を呈し、楕円形の珪長岩質包有物を多く含む。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。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粒子からなり、脱ガラス化して珪長岩組織を示すものが多い。ガラス質な基質が残存する部分では発泡組織を持つガラス片が変形結着した溶結組織が顕著である。小川河床では溶結凝灰岩中に挟在する流紋岩溶岩が厚さ 8 m にわたって挟在する (第 11. 1 図 C)。溶岩は下位の溶結凝灰岩とシャープな境界を持ち、下面付近は流理が発達する。溶岩の中心部は伸張した気泡を少量含むが、流理は見られない。斑晶は斜長石のみで珪長岩質石基である (第 11. 1 図 D)。

年代と対比 地質図地点 2 から採取した本層の溶結火山礫凝灰岩を粉碎して、本質火山礫のみを抽出して、放射年代測定を行った。試料から抽出したジルコン結晶は色調や晶癖が均質で、十分な個数が得られている。30 粒子の加重平均値は 54.3 ± 3.4 (1σ) Ma となった (第 11. 1 表)。しかしながらフィッション・トラック長が短い物が存在していることから、試料が冷却後再加熱を被っている、年代が若く出ている可能性もある。一方、同一結晶を対象とした U-Pb 年代測定では粒子毎の年代は比較的狭い範囲に集中して、 65.6 ± 0.48 (2σ) Ma という値が得られた。本試料は流紋岩マグマの活動であり、その温度がジルコン結晶における U-Pb 系の閉鎖温度より低温である可能性がある。以上から烏帽子山層の年代は U-Pb 年代とフィッション・トラック年代をそれぞれ下限と上限として、66 ~ 54 Ma の間である。石橋 (1986) は笹川沿いの溶結凝灰岩から 54.7 ± 1.9 Ma のフィッション・トラック年代を報告している。原山 (2006) は現在普遍的な壊変定数を用いれば、その年代は 1 ~ 2 M.y. 古くなる可能性を指摘しており、今回のフィッショ



第 11. 1 図 烏帽子山層の産状

A：溶結火山礫凝灰岩。最大長径 20 cm の扁平化した軽石レンズを多量に含む。ハンマー長さ 34 cm。南保富士林道 (N36° 55' 28. 5", E137° 36' 3. 4")。B：A の顕微鏡写真 (直交ニコル)。Qz：斑晶石英, B t：黒雲母, AF：アルカリ長石 C：赤灰色溶結火山礫凝灰岩を覆う褐色流紋岩溶岩。溶岩基底のハンマー長さ 27 cm。基底部 10 cm には縞状組織が発達する。小川河床 (N36° 54' 05. 3", E137° 35' 44. 4")。D：C の顕微鏡写真 (直交ニコル)。(PL) は斜長石斑晶が細粒石英に置換された骸晶。

第 11. 1 表 烏帽子山層のフィッシュントラック及びウラン-鉛年代

地層名	岩石名	採集場所	地質図 地点番号	含有結晶量	測定方法	測定ジルコ ン結晶数	自発核分裂飛跡		U 総計数		U スタンダード計数		相関係数	χ^2 検定	ウラン 濃度 (ppm)	フィッシュント ラック年代 Age±1 σ (Ma)	フィッシュント コンコールド 率 (全粒子)	^{206}Pb / ^{238}U	^{207}Pb / ^{235}U
							$\rho_f(\text{cm}^{-2})$	N_f	$\rho_u(\text{cm}^{-2})$	N_u	$\rho_{\text{std}}(\times 10^6/\text{cm}^{-2})$	N_{std}							
烏帽子山層	溶結火山礫凝灰岩 (石英黒雲母流紋岩)	朝日町南保林道	2	10 ⁴ 0. 5kg	内部面	30	6. 56×10 ⁶	6407	1. 43×10 ⁸	140078	698. 8	343	0. 651	0	190	54. 3±3. 4	30/30	65. 6±0. 48	66. 1±1. 71

測定：京都フィッシュントラック(株)。N_f：自発、線量ガラスそれぞれの総フィッシュントラック数、 ρ_f 、 ρ_u ：自発、線量ガラスそれぞれの総フィッシュントラック密度、 r ： ρ_u と ρ_f フィッシュントラック密度の相関係数、 $P(\chi^2)$ ： χ^2 値の自由度 (n-1) の χ^2 分布における上側確率、 ^{206}Pb の全線量定数：1. 55125 × 10¹⁰yr⁻¹、測定鉱物：ジルコ、標準試料：Nancy91500。

ン・トラック年代測定結果とは整合的である。

これまで長野-新潟県境西部の石坂層については、フィッシュン・トラック年代及び K-Ar 年代で 58 ~ 54 Ma の値が得られている (石橋, 1986 など)。一方、富山県南東部の太美山層群は岩相が類似しており (角・野沢, 1973), 黒雲母の K-Ar 年代として, 66. 7 ~ 66. 2 ± 1. 5 Ma が得られている (金子, 2001)。富山県南東部の太

美山層群と泊地域の烏帽子山層が同時期である必然性はないが、長野-新潟県境西部の年代観 (58 ~ 54 Ma) からは外れる可能性がある。こうした広い分布を持つ溶結凝灰岩類は、噴火直後は飛驒山脈北部から富山県南東部を広く覆っていたものの、鮮新世以降の隆起などによって現在の狭長な分布が残されたと解釈されている (原山, 2006)

第12章 新第三系 – 下部更新統

(長森英明・古川竜太)

12.1 研究史及び概要

富山県の新生界層序の研究は横山(1930)にはじまり、多くの研究が行われてきた。富山県に分布する新第三系は、富山県の中央に位置する八尾地域一帯が模式的とされ、下位より楡原層、岩稲層、黒瀬谷層、東別所層、天狗山層、音川層、三田層に区分される(鮎野ほか, 1961; 坂本, 1966; 相馬, 1982, 早川・竹村, 1987; 富山県, 1992など)。これらの新生界は、いくつかの層群に括られている。それらの名称は、藤田・中川(1948)による岩稲、八尾、南蟹谷、音川の各層群の提唱に始まり、多くの研究者によって再定義や新称の提案がなされてきた。主な層群名の提唱例として、先に述べた藤田・中川(1948)のほか、池邊(1949)の加越累層群(岩稲層群、余川層群)、坂本ほか(1959)の北陸層群、富山層群、早川・竹村(1987)の八尾層群、砺波層群などがある。ただし、同一名称の層群名が用いられていても、含まれる地層や定義が異なっている例が多く、層群区分の見解は多様である。ただし、最近の研究例では、早川・竹村(1987)の区分が用いられていることが多い(柳沢, 1999; 金子, 2001など)。

富山県下に分布する新生界層序の多くは、八尾地域一帯の層序単元名を用い、それぞれに多くの部層を設定する研究例が多い(横山, 1930; 坂本 1966など)。富山県の新第三系は珪藻や浮遊性有孔虫などの微化石層序(Ikebe *et al.*, 1972; 千地・池辺, 1973; 谷村, 1979; Hasegawa and Takahashi, 1992; 佐藤ほか, 1991; 柳沢, 1999; 佐藤ほか, 2010など)、古磁気層序(Itoh, 1986, 1988; 伊藤・早川, 1988, 1989; 伊藤・渡辺, 2000; 岩城・伊藤, 2000など)、テフラ層序(田村・山崎, 2004; 田村ほか, 2005など)、K-Ar年代(柴田, 1973; 石油公団, 1985; 金子, 2001など)やフィッション・トラック年代(早川, 1983; 早川・壇原, 1986; 角井, 1986など)により、それぞれ詳細な層序が明らかにされている。しかしながら、年代層序間の比較を試みると、年代が一致しないことも指摘されている(柳沢, 1999; 金子, 2001; 伊藤・渡辺, 2006)。

泊地域の新生界の研究は、八尾地域一帯の膨大な報告に比べて少ない。本地域における層序の研究は、市村(1935)にはじまり、基本的な層序が、市村(1935)、藤井(1959)、伊藤(1985)によって提案されている(第12.1図)。本地域を含む広域な地質図としては、原山は

か(1996)の20万分の1、富山県(1970)の15万分の1、藤井ほか(1992)の10万分の1、石井(1937)の7万5千分の1、富山県・工業技術院地質調査所名古屋出張所編(1967)及び富山県(1987)の5万分の1などがある。化石は、大桑-万願寺動物群に対比される軟体動物(市村, 1935)、珪藻(伊藤, 1985; 伊藤・渡辺, 1988)、有孔虫(千地, 1961)、ウミガメ上科や東柱目などの脊椎動物(藤井・森, 1961, 1964; Shikama, 1966)などの報告がある。岩城・伊藤(2000)は地磁気層序と平均偏角の検討から、魚津地域(本地域西隣)では岩稲層や八尾層の形成以降にユーラシア大陸に対する時計回り回転を被っているとした。

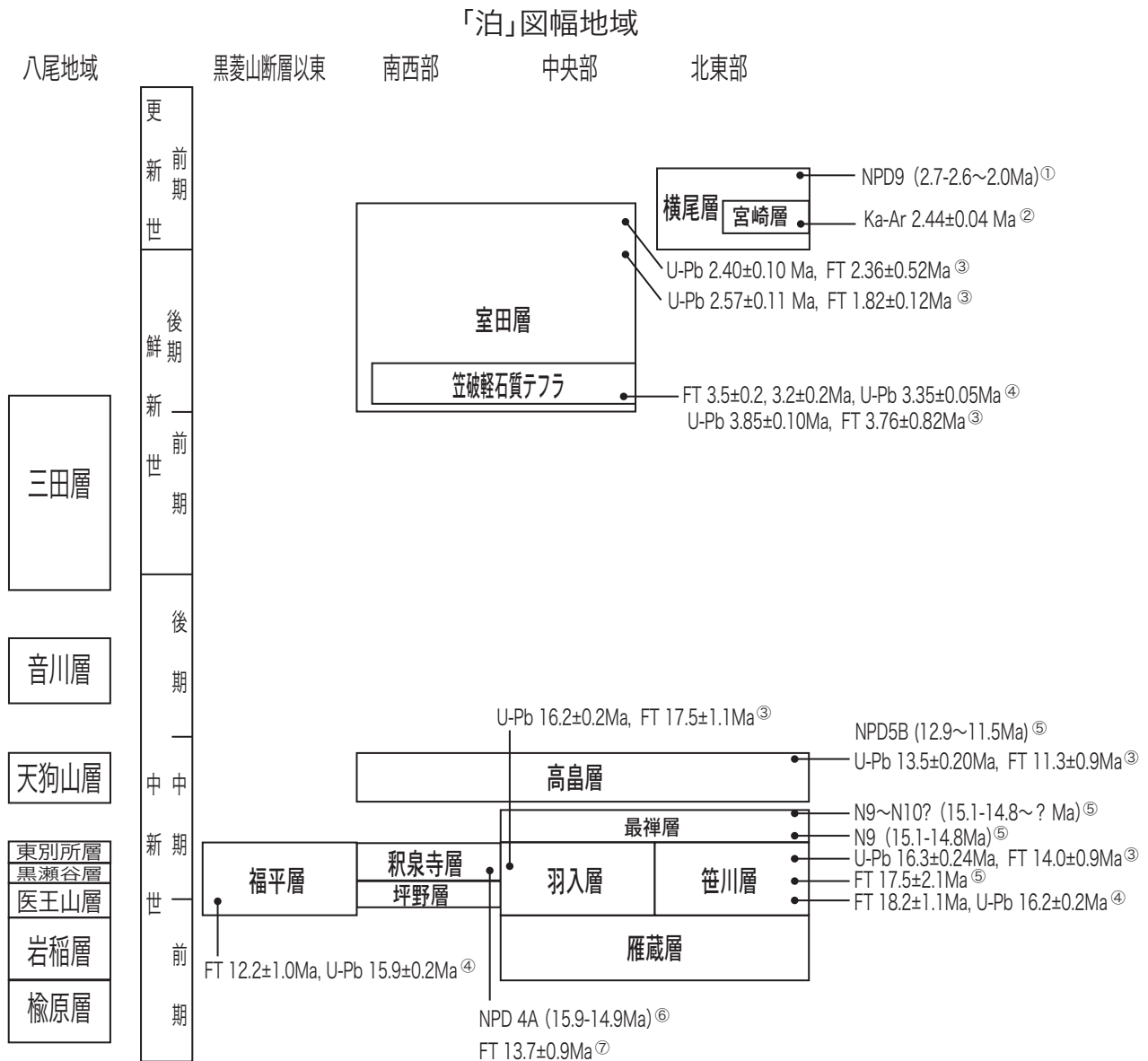
本地域の新第三系-下部更新統は海成層であり、南西-北東方向に延びる黒菱山断層と扇状地性三角州(ファンデルタ)の堆積物からなる平野部に挟まれ、帯状に分布し、いずれも北西ないし、西北西方向へ傾斜する。下部-中部中新統は、南西地域では坪野層、釈泉寺層、福平層が、中部から北東地域では雁蔵層、羽入層、笹川層、最禪層が分布する。中部中新統の高島層がこれらの下位層を不整合または整合で覆う。鮮新統から下部更新統は、室田層、横尾層、宮崎層に区分される。室田層の下部には、笠破軽石質テフラが挟まれる。

本論では、本地域の新生界は八尾地域一帯の模式層序との年代的な対比が十分でないため、各層の層序単元を層(Formation)に統一した。本地域の新生界の層序表を第12.2図に、地質分布概略図を第12.3図に示す。

市村(1935)	藤井(1959)	伊藤(1985)	本報告
泊層群	泊層	横尾砂質泥岩層	横尾層
		高島砂岩層	
笹川層群	余川層群	宮崎安山岩質集塊岩層	宮崎層
		最禪シルト岩層	山合川層
雁蔵基底礫岩 複輝石安山岩	雁蔵層群	最禪累層	最禪層
		笹川累層	
		羽入累層	羽入層 笹川層
		雁蔵累層	雁蔵層

第12.1図 黒部川右岸地域の層序比較

黒部川右岸地域で報告された層序の比較を、記載及び地質図を元に行った。なお、各の地質図と層序概念が異なっているため、厳格な比較はできない。



第 12. 2 図 泊地域の中新統 - 下部更新統の層序概略図

各年代値が報告された地層を黒丸印で示す。①：伊藤・渡辺 (1988)，②：西来ほか (2014)，③：Itoh *et al.* (2016)，④：本報告，福平層の年代値は黒部地域内の値，⑤：伊藤 (1985)，⑥：伊藤ほか (1994)，魚津地域内のデータ，⑦：伊藤・渡辺 (2006)。珪藻化石層序のコード番号及び年代値は Yanagisawa and Akiba (1998) に従った。八尾地域の層序は、藤井ほか (1992) に従った。

12. 2 雁蔵層 (Gn)

命名 市村 (1935) の雁蔵基底礫岩に基づく。藤井 (1959) によって層序単元が変更され、雁蔵累層とされた。本報告では雁蔵層とする。

模式地 朝日町雁蔵東方の笹川河床 (藤井, 1959)。

層序 下位の烏帽子山層と黒菱山断層を介して接するとされるが (藤井, 1959 など)、明瞭な露頭はない。

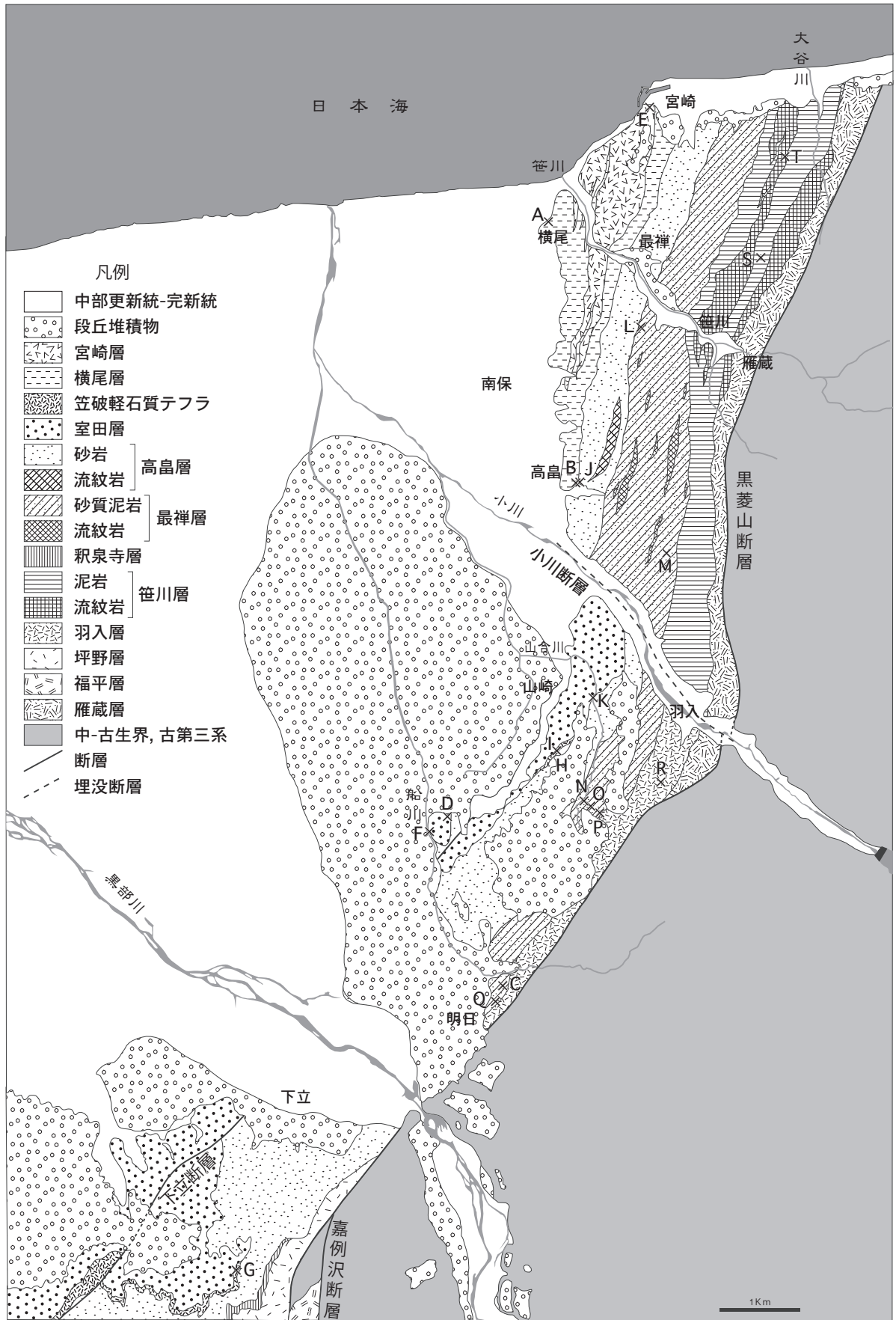
層序比較 市村 (1935) の雁蔵基底礫岩 (複輝石安山

岩)、石井 (1937) の玻璃質集塊安山岩の一部にほぼ相当する。藤井 (1959) はこれを雁蔵累層と再定義したが、伊藤 (1985) はさらに雁蔵累層と羽入累層に区分した。本報告では伊藤 (1985) の雁蔵累層を新たな調査結果に基づいて改訂したものを雁蔵層とする。

分布 大谷川上流から笹川上流、七重谷川、小川左岸の羽入集落南方にかけて北東 - 南西方向に帯状に分布する。

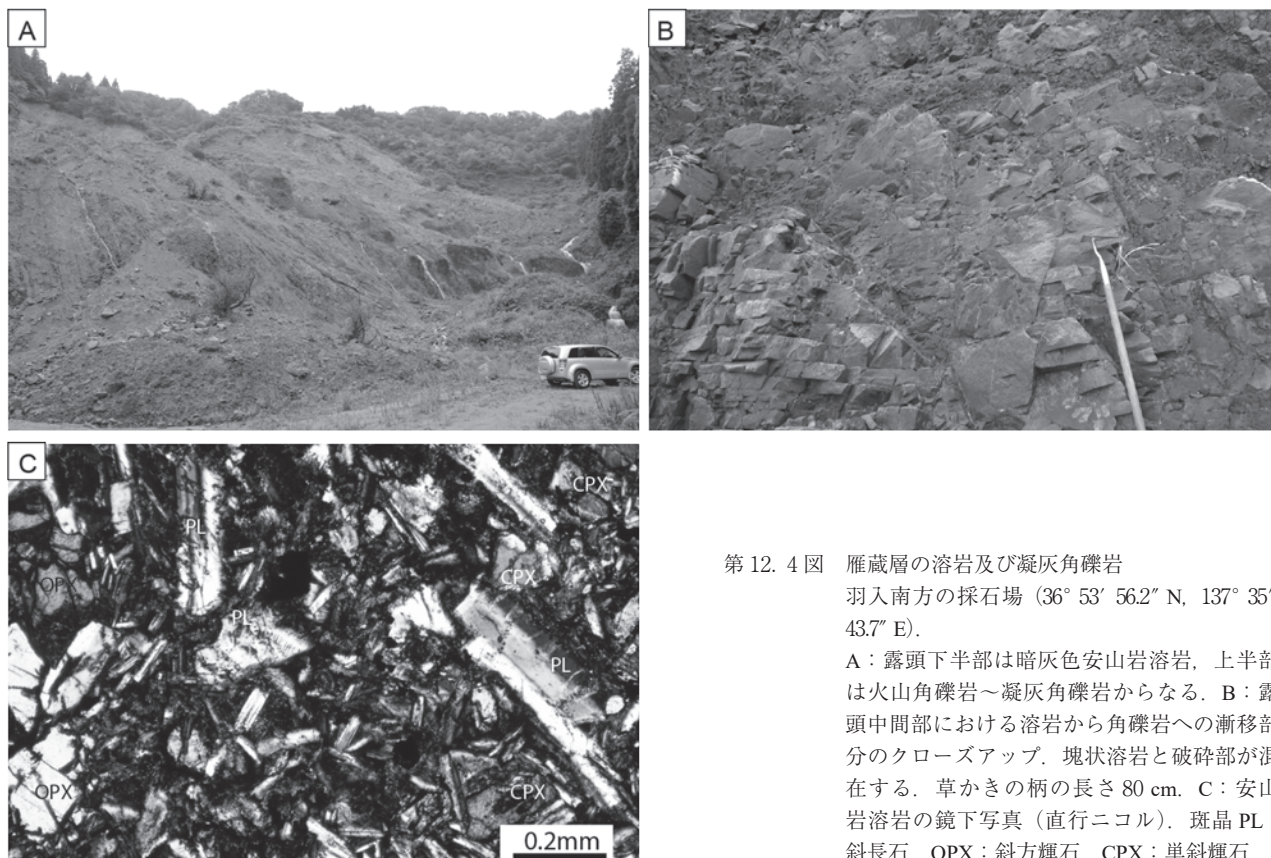
層厚 笹川上流で 180 m, 羽入で 300 m 以上。

岩相 暗灰色安山岩溶岩の単源岩種からなる火山角礫



岩及び凝灰角礫岩を主岩相とする。北方の大谷川では火山礫凝灰岩と凝灰質砂岩に移化する。火山礫凝灰岩は多源岩種からなり、酸化度の異なる安山岩溶岩岩片を主体とする。羽入南方の採石場と蛭谷^{びるだん}では安山岩溶岩が露出する。羽入南方の採石場では厚さ 10 m 以上の塊状溶岩と同質な凝灰角礫岩が露出する（第 12. 4 図）。

岩石記載 雁蔵層を構成する安山岩は単斜輝石，斜方輝石，斜長石を主な斑晶として含み，普通角閃石及びびかんらん石が稀に含まれる。石基はハイアロオフィテックからインターグラニューラーまで変化に富む。全岩化学組成では $\text{SiO}_2=55 \sim 58\text{wt.}\%$ の玄武岩質安山岩の範囲にある（第 9. 10 図）。



第 12. 4 図 雁蔵層の溶岩及び凝灰角礫岩
羽入南方の採石場 (36° 53' 56.2" N, 137° 35' 43.7" E).
A: 露頭下半部は暗灰色安山岩溶岩，上半部は火山角礫岩～凝灰角礫岩からなる。B: 露頭中間部における溶岩から角礫岩への漸移部分のクローズアップ。塊状溶岩と破碎部が混在する。草かきの柄の長さ 80 cm。C: 安山岩溶岩の鏡下写真（直行ニコル）。斑晶 PL: 斜長石，OPX: 斜方輝石，CPX: 単斜輝石。

←第 12. 3 図 泊地域の新生界地質分布概略図

走向傾斜は省略した。既報の年代値及び主要な化石産地，本報告の年代値の試料採集地点を，×印で示した。

A: 横尾層, *Denticulopsis seminae* var. *fossilis* 帯 (珪藻化石, 2.7–2.6 から 2.0 Ma, 伊藤・渡辺, 1988) B: 横尾層, *D. seminae* var. *fossilis* 帯 (珪藻化石, 2.7–2.6 から 2.0 Ma, 伊藤・渡辺, 1988) C: 未区分層, 2.3 ± 0.3 Ma (ジルコン, LA-ICP-MS-FT), 2.33 ± 0.04 Ma (ジルコン, U-Pb) (本報告) D: 室田層, 凝灰岩, ジルコン U-Pb 2.40 ± 0.10 Ma, ジルコン FT 2.36 ± 0.52 Ma (Itoh *et al.*, 2016) E: 宮崎層, 2.44 ± 0.04 Ma (K-Ar, 西来ほか, 2014) F: 室田層, 凝灰岩, ジルコン U-Pb 2.57 ± 0.11 Ma, ジルコン FT 1.82 ± 0.12 Ma (Itoh *et al.*, 2016) G: 笠破軽石質テフラ, 3.2 ± 0.2 Ma (ジルコン, LA-ICP-MS-FT), 3.35 ± 0.05 Ma (ジルコン, U-Pb) (本報告) H: 笠破軽石質テフラ, 3.5 ± 0.3 Ma (ジルコン, LA-ICP-MS-FT) (本報告) I: 笠破軽石質テフラ, ジルコン U-Pb 3.85 ± 0.10 Ma, ジルコン FT 3.76 ± 0.82 Ma (Itoh *et al.*, 2016) J: 高島層, Barron (1980) の *D.hustedtii* – *D.lauta* zone の b subzone (珪藻化石, 12.9–12.4 Ma, 伊藤, 1985) K: 高島層, ジルコン U-Pb 13.5 ± 0.20 Ma ジルコン FT 11.3 ± 0.9 Ma (Itoh *et al.*, 2016) L: 最禪層, Blow (1969) N.9–N.10? (浮遊性有孔虫化石, 15.1–14.8 ~ ? Ma, 伊藤, 1985) M: 最禪層, Blow (1969) N.9–N.10? (浮遊性有孔虫化石, 15.1–14.8 ~ ? Ma, 伊藤, 1985) N: 最禪層, Blow (1969) N.9–N.10? (浮遊性有孔虫化石, 15.1–14.8 ~ ? Ma, 伊藤, 1985) O: 最禪層, Blow (1969) N.9 (浮遊性有孔虫化石, 15.1–14.8 Ma, 伊藤, 1985) P: 最禪層, Blow (1969) N.9 (浮遊性有孔虫化石, 15.1–14.8 Ma, 伊藤, 1985) Q: 最禪層, *Paleopaardoxia tanabei* 産出地点 (宇奈月町史追録編纂委員会, 1989) R: 羽入層, ジルコン U-Pb 16.2 ± 0.2 Ma, ジルコン FT 17.5 ± 1.1 Ma (Itoh *et al.*, 2016) S: 笹川層, 凝灰岩, 17.5 ± 2.1 Ma F.T. (伊藤, 1985) T: 笹川層, 流紋岩, 18.2 ± 1.1 Ma (LA-ICP-MS-FT), 16.2 ± 0.2 Ma (U-Pb) (本報告)

年代及び対比 本層から独立に年代は得られていないが、上位の笹川層の流紋岩から前期中新世を示すフィッシュン・トラック年代値 (18 ~ 16 Ma) が得られていること (第 12. 6 節参照) から、雁蔵層は前期中新世となる。

12. 3 福平層 (Fk)

命名 今村ほか (1951) により命名された。

模式地 魚津地域の布施川上流及び田初川 (今村ほか, 1951)。

分布 本地域では南端の黒菱山断層と嘉例沢断層に挟まれた狭い範囲に分布し、南東傾斜を示す。南西隣の黒部地域の嘉例沢周辺から南西に帯状に分布し、特に魚津地域の片貝川黒谷から魚津市大熊の角川ダム付近にかけて広く分布する (角・野沢, 1973)。

層序 本地域では下位の烏帽子山層に隣接するが、直接の関係は確認できない。

層序比較 本地域南隣、黒部市布施川付近に分布する火山岩類を今村ほか (1951) が福平層として定義した。角・野沢 (1973) はこれを八尾層の一部として扱い、福平凝灰角礫岩火山円礫岩部層と再定義した。金子 (2001) は同部層を再検討して 7 部層に岩相区分し、それらをまとめて福平層として再定義した。本地域内には金子 (2001) の福平層のうち、角川安山岩部層の北方延長が分布すると思われるが、対比が明確でない。このため本報告では金子 (2001) の定義による部層区分は行わない。

層厚 黒部地域の田初川で 300 m 以上。魚津地域の片貝川と早月川の間で 500 m 以上 (角・野沢, 1973)。

岩相 本地域内における良好な露頭が乏しいため、隣接する黒部地域での田初川沿いの岩相について記述する。田初川沿いに安山岩-デイサイト溶岩及び同質な火山角礫岩が分布する (第 12. 5 図 A)。田初川上流では含礫凝灰質砂岩に整合に覆われる。この砂岩は金子 (2001) の坪野凝灰質砂岩に対比される。嘉例沢の西方では安山岩の見かけ上位側に軽石を主体とする火山礫凝灰岩及び細粒物に乏しいラピリスストーンが分布する。厚さ 50 m 以上で不明瞭な成層構造を示す (第 12. 5 図 B)。軽石は明褐色を呈するが、内部は灰色で発泡の悪いスコリア状の火山礫を含み、異質岩片を多量に含むことがある。

岩石記載 無斑晶質-斜長石斑晶に富むものまで変化を示し、変質していないものは暗灰色で、斑晶に斜長石と少量の単斜輝石及びかんらん石を含むことがある。石基はピロタキシティック組織を示す。全岩化学組成では $\text{SiO}_2=58 \sim 68\%$ の安山岩と 68% 前後のデイサイトに分かれる (第 9. 10 図)。

年代及び対比 黒部地域の田初川沿いの本層デイサイト溶岩の年代測定を行った。ジルコンのフィッシュン・トラック年代 (結晶内部面) では $12.2 \pm 1.0 \text{ Ma}$ 、U-Pb

法では $15.9 \pm 0.2 \text{ Ma}$ の年代が得られた (第 12. 1 表)。U-Pb 年代は測定対象のジルコン結晶の生成年代を示し、フィッシュン・トラック年代は噴出年代または噴出後に変質や周辺の火成活動による再加熱後の冷却年代を示していると解釈できる。よって福平層の噴出年代はおよそ 16 ~ 12 Ma の範囲である。本報告の福平層は岩相から金子 (2001) の福平層角川安山岩部層に相当し、その K-Ar 年代は 15.3 ~ 12.2 Ma と報告されている。金子 (2001) は珪藻化石分帯 (柳沢, 1999 など) と古地磁気層序 (伊藤・渡辺, 2000 など) との食い違いを指摘しているが、今回のフィッシュン・トラック年代は K-Ar 年代測定に基づく年代観を支持している。

12. 4 坪野層 (Ts)

命名 本層の名称は、角・野沢 (1973) が八尾累層の部層とした坪野凝灰質砂岩層に基づく。本報告では層序単元を変更し、坪野層とする。

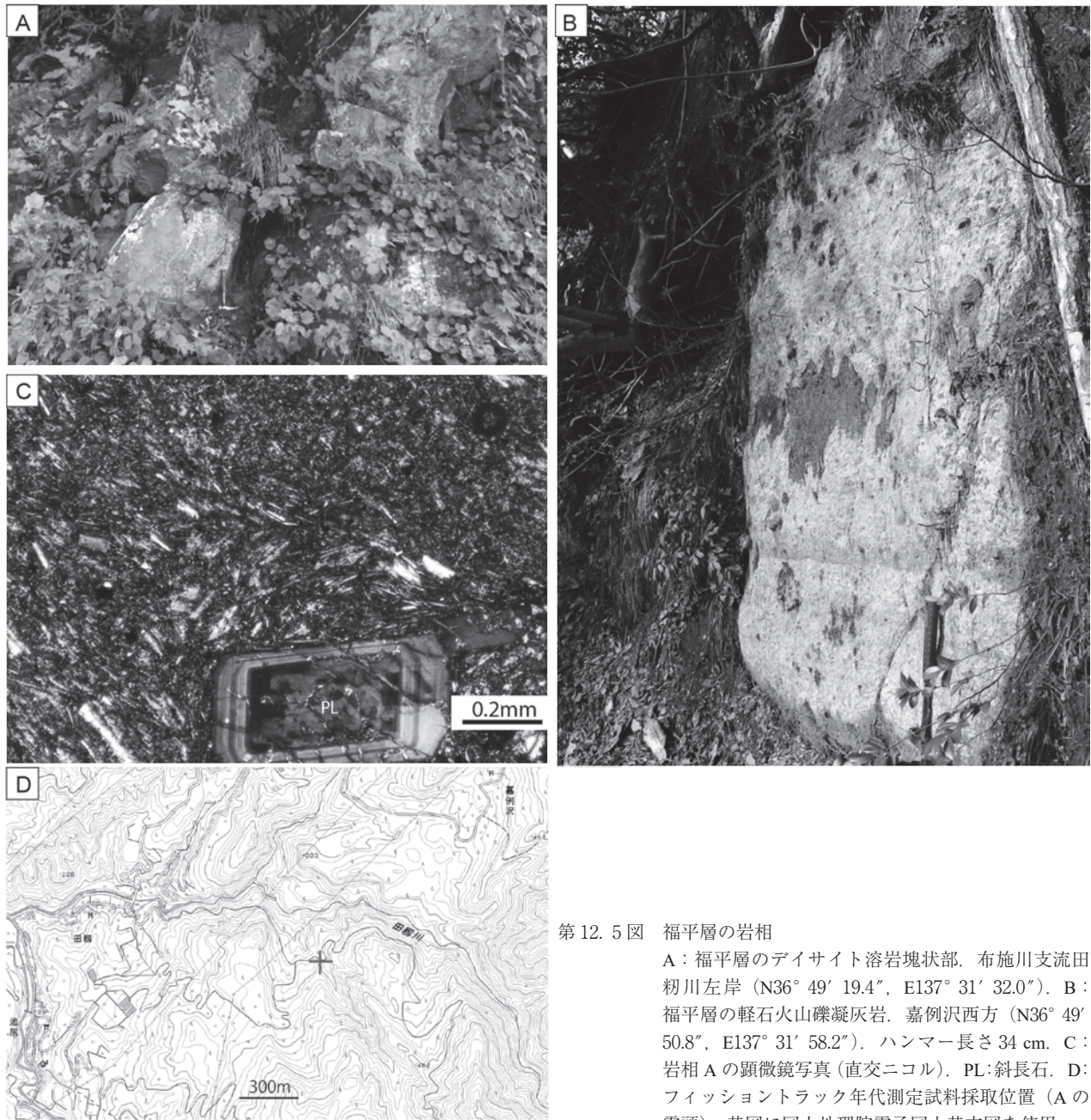
模式地 魚津地域に位置する魚津市坪野南方の谷から、その南西方の魚津市宇都呂へかけての間 (角・野沢, 1973)。

層序 本地域では、本層の下限の分布が黒菱山断層に切られているために下位との関係は不詳である。金子 (2001) によれば、魚津地域において、本層は福平層の部層である護摩道凝灰角礫岩部層、小菅沼火山角礫岩部層及び角川安山岩部層を整合で覆う。

層序比較 富山県内の新生界において“坪野”という地名を含む地層名は、藤田・中川 (1948) が命名した南蟹谷層群坪野層と角・野沢 (1973) が設定した八尾累層の部層である坪野凝灰質砂岩層の 2 つの異なる層準の地層に対して用いられている。命名の先取性の観点からすると藤田・中川 (1948) の坪野層が有効となる。ところが、藤田・中川 (1948) は層序のみを報告したに過ぎず、地質図による分布の図示や記載がなく、その詳細が明らかでない。藤田・中川 (1948) の坪野層の名称を用いて地質図として最初に公表されたのは、早川・竹村 (1987) の音川累層坪野シルト岩部層である。しかし、早川・竹村 (1987) の坪野シルト岩部層に該当する地層は、分布や岩相から判断して、すでに坂本・野沢 (1960) により音川層の部層、青井谷泥岩層として記載がなされている。よって、藤田・中川 (1948) の地層名に基づいた早川・竹村 (1987) の坪野シルト岩部層の地層名は、坂本・野沢 (1960) の青井谷泥岩 (部) 層とすることが適切である。以上のことから、本報告では、藤田・中川 (1948) の“坪野層”を無効と判断し、角・野沢 (1973) が命名した坪野凝灰質砂岩層に対して坪野層の名称を用いる。

本層は、今村ほか (1951) の池尻層の下部と新村層下部の一部に相当する (角・野沢, 1973)。

分布 本層は魚津、黒部及び本地域にまたがって帯状に分布する (今村ほか, 1951; 角・野沢, 1973)。本層



第 12. 5 図 福平層の岩相

A：福平層のデイサイトの溶岩塊状部。布施川支流田
 初川左岸 (N36° 49′ 19.4″, E137° 31′ 32.0″)。B：
 福平層の軽石火山礫凝灰岩。嘉例沢西方 (N36° 49′
 50.8″, E137° 31′ 58.2″)。ハンマー長さ 34 cm。C：
 岩相 A の顕微鏡写真 (直交ニコル)。PL:斜長石。D：
 フィッシュントラック年代測定試料採取位置 (A の
 露頭)。基図に国土地理院電子国土基本図を使用。

第 12. 1 表 新第三系のフィッシュントラック年代及びウラン-鉛年代測定結果

地層名	岩石名	採集場所	地質図 地点番号	含有結晶 量	測定方法	測定ジルコ ン結晶数	自発核分裂飛跡		U総計数		Uスタンダード計数		相関係数	χ ² 検定	ウラン 濃度 (ppm)	フィッシュント ラック年代 Age±1σ(Ma)	コンコードラント 核子/全核子	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	
							ρ _s (cm ⁻²)	N _s	ρ _a (cm ⁻²)	N _a	N _{std}	N _{std}						r	Pt(χ ²)(%)
末区分更新統	軽石質火山砕屑岩	宇奈月町明日	8		外部面	18	3.46×10 ⁵	89	5.84×10 ⁸	150148	940.2	29523	0.482	31	590	2.3±0.3	18/30	2.33±0.04	
笠破軽石質テフラ	軽石質火山砕屑岩	宇奈月町下立	6		ED2	29	3.74×10 ⁵	407	7.07×10 ⁸	769670	1441	453	0.767	19	460	3.2±0.2	29/30	3.35±0.05	
笠破軽石質テフラ	軽石質火山砕屑岩	朝日町小在池	5		外部面	30	3.64×10 ⁵	321	6.38×10 ⁸	562398	1439	452	0.393	34	420	3.5±0.3	-	-	
笹川層	流紋岩火山角礫岩	鳥帽子山林道新線	4	5000粒 /0.30kg	内部面	30	1.35×10 ⁶	961	2.22×10 ⁹	157937	1376	432	0.901	0	150	18.2±1.1	28/30	16.2±0.2 17.5±0.7	
福平層	デイサイト溶岩	田初川左岸林道	黒部4幅内	200個 /0.30kg	内部面	23	1.90×10 ⁷	1586	1.61×10 ⁹	133315	48	452.6	0.626	0	3160	12.2±1.0	23/23	15.9±0.21 17.1±0.76	

測定：京都フィッシュントラック(株)。N_s：自発、線量ガラスそれぞれの総フィッシュントラック数。ρ_s、ρ_a：自発、線量ガラスそれぞれの総フィッシュントラック密度。r：ρ_sとρ_aフィッシュントラック密度の相関係数。Pr(χ²)：χ²値の自由度 (n-1) のχ²分布における上側確率。²³⁸Uの全壊変定数：1.55125 x 10⁻¹⁰yr⁻¹。測定鉱物：ジルコン。標準試料：Nancy91500。

の分布の北東端が、本地域の南西部において小規模に分布する。本地域では、本層の下位層準の分布が黒菱山断層によって切られている。

層厚 模式地を含む魚津地域における本層の層厚は、最大 70 m 前後である（角・野沢, 1973）。本地域における本層の層厚は、120 m 以上である。

岩相 本層は主に塊状の砂岩及び凝灰質砂岩から構成される。砂岩は塊状で、層理がほとんど認められず、その粒度は主に細粒－中粒である。細かな植物の化石片が良く混在する。凝灰質砂岩は最上部に認められ、軽石を多く含む。

化石 本地域内から産出する化石は、同定不能な軟体動物化石や植物の細片のみが確認された。魚津地域では、*Amusium* sp., *Kotorapecten kagamianus* などの軟体動物化石が産出する（今村ほか, 1951）。

年代及び対比 本地域から年代を示す化石等の報告はない。金子（2001）の珪藻化石層序に基づく解釈によれば、本層を整合で覆う積泉寺層の堆積開始年代は約 15.7 Ma とされる。このことから、坪野層は、中新世の前期－中期にかけて堆積したと推定される。

12.5 羽入層 (Hn)

命名 伊藤（1985）により命名された羽入累層に基づく。本報告では羽入層と表記する。雁蔵層を覆う凝灰質砂岩層として本層を再定義する。本報告では、伊藤（1985）の羽入層のうち北部に分布する流紋岩類は笹川層に含めた。

模式地 朝日町羽入から棚山に至る林道沿い（伊藤, 1985）。

層序 伊藤（1985）は本層の基底部に雁蔵層の安山岩の巨礫を含むことから、本層が雁蔵層を不整合で覆うとした。しかし、雁蔵層の年代が不詳なため、不整合の詳細は不明である。朝日町棚山から宇奈月町明日付近において、本層の下限は黒菱山断層に切られる。

定義及び層序比較 羽入層は、雁蔵層と最禪層の間の層準に位置し、凝灰質砂岩からなる地層と再定義する。

本層は、伊藤（1985）の羽入層の一部、藤井（1959）の笹川累層に含まれる珪長質凝灰岩層の一部に相当する。なお、伊藤（1985）は、羽入層を新設するにあたり、藤井（1959）の雁蔵層の上部を羽入層とした。しかし、藤井（1959）は雁蔵層の上部を礫岩層と記載しているため、羽入層の岩相と一致せず、むしろ伊藤（1985）が記載した羽入層の特徴は、藤井（1959）の笹川累層最下部の珪長質凝灰岩層と類似する。

分布 本層は、朝日町蛭谷から宇奈月町明日までの地域に北東－南西方向に細長く帯状に分布する。

層厚 約 250 m。

岩相 主に塊状の凝灰質砂岩からなる。砂岩は、細粒

－粗粒の粒度を示し、明灰色を呈する。風化すると、黄白色となる。まれに泥質砂岩層の薄層を挟む。全体的に淘汰は良い（第 12.6 図 A）。砂粒には、石英、黒雲母及び長石類が良く入る。一部に生痕化石を伴う泥質砂岩が認められる（第 12.6 図 C）。まれに円磨された小礫が散在的に混入している。植物細片が点在して産出する。基底に近い層準には、流紋岩の角礫を多く含む不淘汰な粗粒砂岩が認められる（第 12.6 図 D）。

化石 生痕化石及び材化石の破片が産出する。材化石には、*Teredinidae*（フナクイムシ科）の棲管化石が認められた（第 12.6 図 B）。それ以外の化石は認められていない。

年代及び対比 Itoh *et al.* (2016) は本層の軽石ブロック中に含まれるジルコンの U-Pb 年代として 16.2 ± 0.2 Ma、ジルコンのフィッシュン・トラック年代として 17.5 ± 1.1 Ma の値を報告した。この年代値が得られた層準は、羽入層の中部層準にあたる。このことから、本層の堆積年代は、前期中新世であり、中期中新世にまたがる可能性がある。また、堆積年代は笹川層と対比され、同時異相の関係にあると考えられる。

12.6 笹川層 (Ss, Sr)

命名 市村（1935）によって命名された。

模式地 伊藤（1985）によって朝日町笹川河床及び河岸に模式地が設定されたが、本報告の調査時には護岸構造物により露頭はほぼ消滅している。

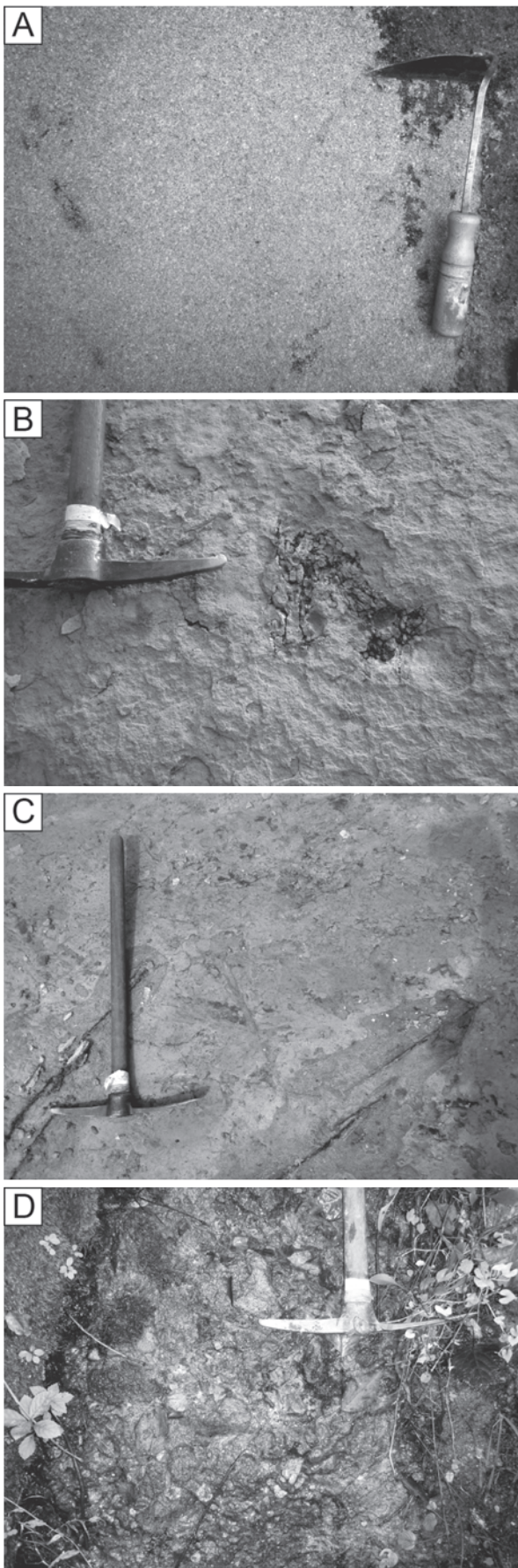
層序 本層と雁蔵層との層序関係は、藤井（1959）は整合、伊藤（1985）は断層で接しているとした。下位の雁蔵層と接する露頭を確認できなかったため、層序関係は不詳であるが、構造や層厚の変化が見られないことから、整合の可能性が高い。本層と羽入層は同時異相の関係であると推測される。流紋岩 (Sr) は最下部及び中部層準に挟有される。

定義及び層序比較 笹川層は、雁蔵層と最禪層の間の層準に位置し、主に塊状の泥岩及び流紋岩からなる地層として再定義する。

市村（1935）は本層及び“泊累層”を一括して泊層群とし、地質図では泊層群の分布域をまとめて図示した。このため、市村（1935）の定義による笹川層の分布詳細は不明である。小川以北に分布する藤井（1959）の“笹川累層”の下部を、本報告では笹川層とした。藤井（1959）及び伊藤（1985）の小川左岸域に分布する笹川層は、凝灰質砂岩が分布することから本報告では羽入層とした。

分布 本層は、本地域の北東端に位置する境鉾泉付近から朝日町蛭谷にかけて分布する。流紋岩 (Sr) は、本層の最下部と中部層準に挟まれる。

層厚 模式地の笹川の北東域で最も厚く、最大層厚は約 550 m である。



←第12.6図 羽入層の岩相

A: 淘汰の良い砂岩. スケールの草かき鎌のグリップ長は11 cm. 朝日町羽入(36° 53' 43.7" N, 137° 35' 9.3" E). B: *Teredinidae* (フナクイムシ科) の棲管化石を伴う材化石. スケールの魚沼ハンマーの鶴部の長さは12 cm. 朝日町羽入(36° 53' 43.2" N, 137° 35' 12.1" E). C: 生痕化石を含む不淘汰砂岩. スケールの魚沼ハンマーのハ柄の長さは60 cm. 朝日町羽入(36° 53' 43.2" N, 137° 35' 12.1" E). D: 含礫粗粒砂岩. スケールの魚沼ハンマーのハンマーヘッド長は32 cm. 入善町舟見(36° 52' 42.2" N, 137° 34' 16.9" E)

岩相 本層は、主に灰色–暗灰色の塊状泥岩 (Ss) と流紋岩 (Sr) からなる。

塊状泥岩 (Ss) の大半は砂粒粒子をあまり含まない。しかし、分布の南部域では少々砂質となり、希に層理や葉理が認められ、植物の細かな破片がよく混入する (第12.7図)。希に直径10 cm以下の石灰質ノジュールが認められる。模式地の岩相は硬質の劈開を有するシルト岩が認められるとされるが (藤井, 1959)、他の地域では硬質ではない。

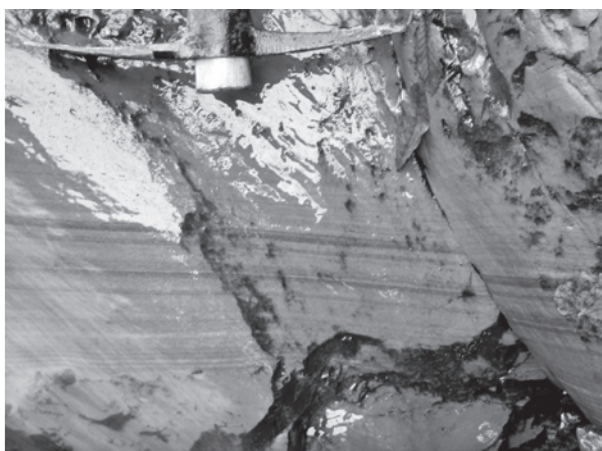
最下部に認められる流紋岩 (Sr) は軽石質火山礫凝灰岩を主体として、北方の大谷川付近で薄化する (第12.8図)。中部層準の流紋岩は七重谷川沿いで塊状溶岩、笹川沿いでは多源岩種からなる火山円礫岩、烏帽子山林道沿いでは火山角礫岩及び軽石質凝灰角礫岩からなる (第12.9図)。

岩石記載 七重谷川沿いの流紋岩溶岩は石英斑晶を少量含み、石基は珩長岩質で微細な斜長石と石英と不透明鉱物からなる。全岩化学組成では $\text{SiO}_2=72 \sim 82\text{wt.}\%$ まで幅広い組成を示すが、 $\text{SiO}_2=78\%$ 以上のものは珩化作用を受けて組成が改変されている可能性がある (第9.10図)。

化石 本層から大型化石の報告はない。有孔虫などの微化石が産出するとされる (伊藤, 1985)。

年代及び対比 本層の中部層準の流紋岩の流紋岩軽石質火山礫凝灰岩からジルコン結晶のフィッショントラック年代として $18.2 \pm 1.1 \text{ Ma}$ (1σ)、U-Pb年代として $16.2 \pm 0.2 \text{ Ma}$ (2σ) を得た (第12.1表)。試料は単一の軽石質岩塊で異質な岩石は混入していない。フィッショントラック年代は測定粒子毎の年代が37~6 Maの範囲に広がっているが、多くは28~12 Maの間にある。年代範囲が広い原因としては粒子内部の累帯構造やウラン濃度の異方性などが原因として考えられる。一方U-Pb年代は ^{238}U - ^{206}Pb 系で誤差の少ない結果が得られており、多くの粒子が16 Ma付近に集中する。今回得られたフィッショントラック年代とU-Pb年代は 2σ の範囲で重複しており、流紋岩の噴出冷却年代の確率分布を示していると考えられる。伊藤 (1985) は前述

の流紋岩より下位側にある笹川層泥岩中の凝灰岩から 17.5 ± 2.1 Ma のフィッション・トラック年代を報告した（試料採取地点は第 12. 3 図の S 地点）。また Itoh *et al.* (2016) は笹川層中部層の流紋岩試料からジルコンのフィッション・トラック年代として 14.0 ± 0.9 Ma, U-Pb 年代として 16.3 ± 0.24 Ma を報告している。U-Pb 年代は非常に近い値を取っているが、フィッション・トラック年代は分散しており、流紋岩が噴出した後に、ジルコン結晶が複雑な冷却過程を経ている可能性を示す。こうした年代値から判断して、笹川層は前期中新世末から中期中新世にかけて堆積したと推定される。



第 12. 7 図 笹川層の岩相
一般的な笹川層の岩相は塊状泥岩であるが、本写真のように明瞭なラミナが認められることがある。写真のラミナの黒色部には、植物片が濃集する。スケールの魚沼ハンマーのハンマーヘッド長は 32 cm。朝日町池ノ原北東の沢 ($36^{\circ} 55' 58.1''$ N, $137^{\circ} 35' 28.5''$ E)

12. 7 ^{しゃくせんじ} 釈泉寺層 (Sh)

命名 本層の名称は、野沢・坂本 (1960) によって命名された八尾累層の部層である釈泉寺泥岩層に基づく。本報告では層序単元を変更し、釈泉寺層とする。

模式地 野沢・坂本 (1960) は模式地を設定していないが、魚津地域内、中新川郡上市町釈泉寺の上市川沿岸で最もよく観察されるとしている。

層序 下位の坪野層を整合で覆う。

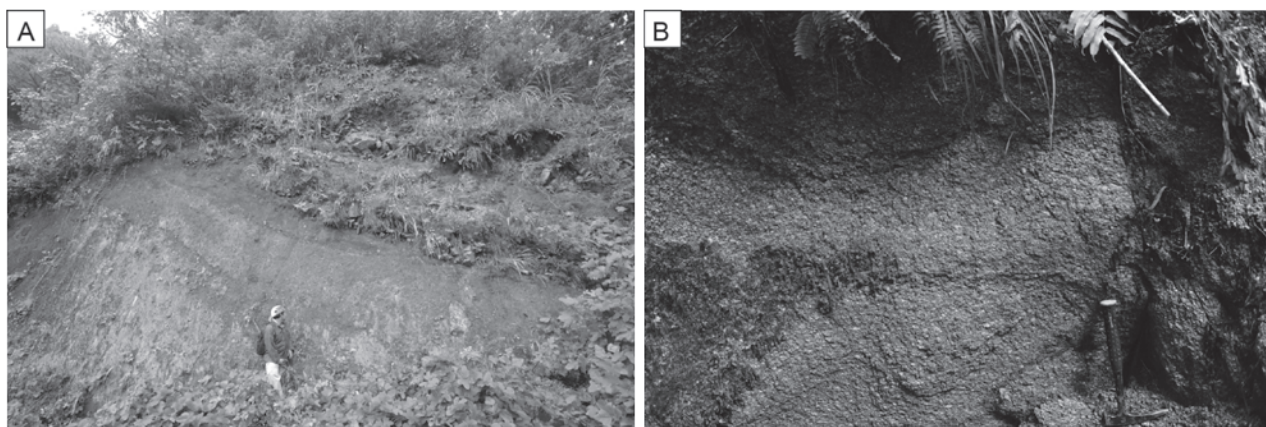
層序比較 今村ほか (1951) の新村層・東城層両層の下半部に相当する。野沢・坂本 (1960) 及び角・野沢 (1973) は、本層を八尾累層の部層とした。金子 (2001) は東別所層の釈泉寺泥岩部層とした。

分布 本層は、泊、黒部、魚津、五百石及び八尾地域にまたがり、北北東-南南西の方向に分布する（今村ほか, 1951; 野沢・坂本, 1960; 角・野沢, 1973; 金子, 2001）。泊地域における本層は、南西部において南西-北東方向に分布し、分布の北東端において尖滅する。

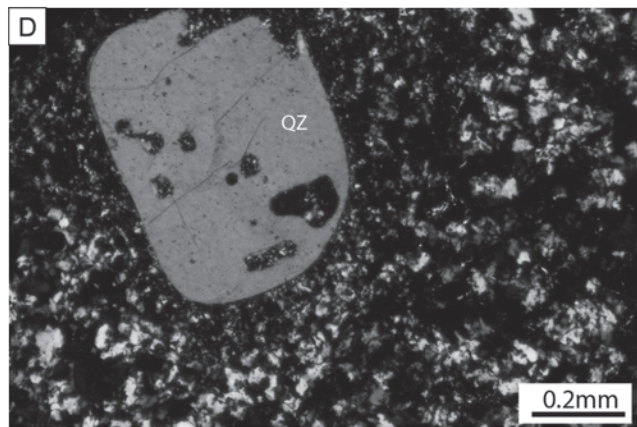
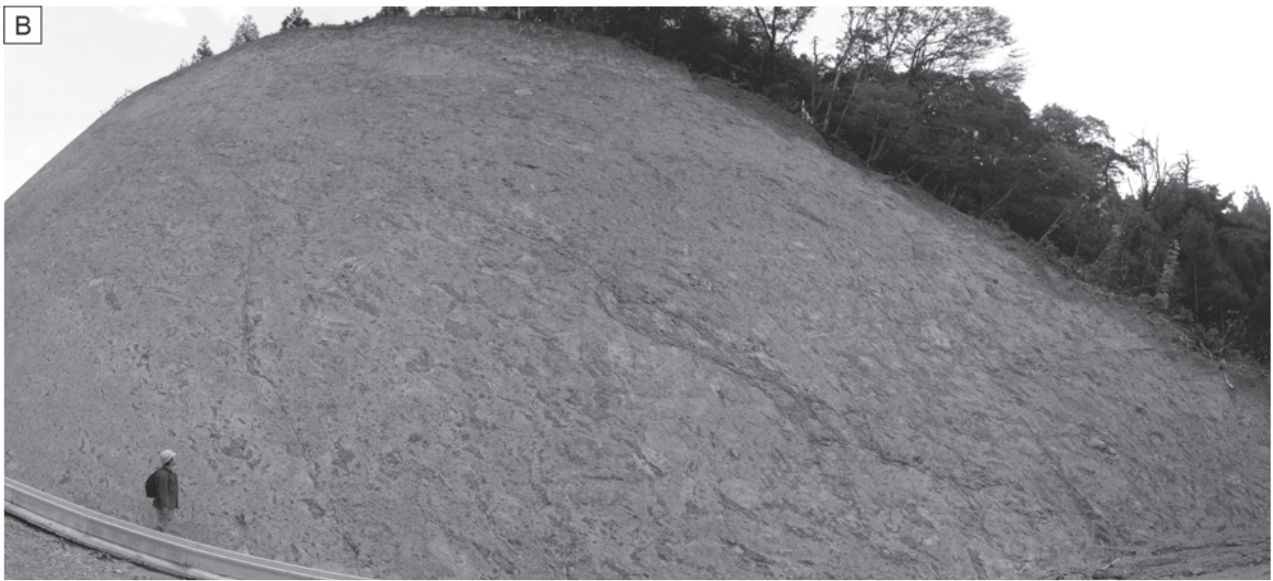
層厚 魚津地域の上市川において最大 200 数十 m である（角・野沢, 1973）。泊地域内では最大約 70 m である。

岩相 本層は主に明灰色の砂質泥岩から構成される。不明瞭な生物擾乱を良く受けており、塊状で層理はほとんど認められない（第 12. 10 図）。希に、泥質細粒砂岩や中粒砂岩の薄層を挟む。細かな植物化石片が良く含まれ、泥岩中に散在している。

化石 本地域内では、同定不能な軟体動物や植物の細片が産出する。金子 (2001) は *Portlandia* sp., *Lucinoma* sp., *Macoma* sp. などの軟体動物化石の産出を報告している。

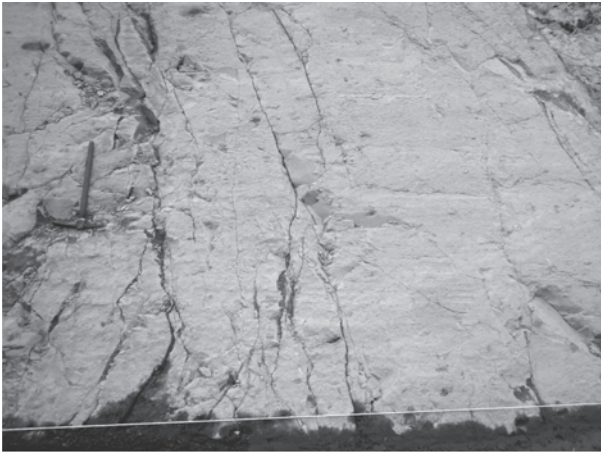


第 12. 8 図 笹川層最下部流紋岩の岩相
A：分級の良い軽石質火山礫岩。雑多な火山礫を含む火山礫凝灰岩を覆い、流紋岩溶岩主体の凝灰角礫岩に覆われる。烏帽子山林道支線 ($36^{\circ} 57' 31.5''$ N, $137^{\circ} 36' 19.1''$ E)。B：下位の流紋岩軽石質火山礫凝灰岩。雁蔵南東の沢 ($36^{\circ} 56' 37.1''$ N, $137^{\circ} 35' 49.4''$ E)。



第 12. 9 図 笹川層中部流紋岩の岩相

A：流紋岩凝灰岩及び凝灰質砂岩の成層構造が発達する（3枚の写真を貼合）。脱水に伴う変形が著しい。烏帽子山林道支線工事現場（N36° 57' 56.6″，E137° 36' 18.8″）。B：流紋岩軽石質火山角礫岩。岩相 A から連続して上位側に現われる。C：岩相 B の近接写真。低発泡度で緑白色の火山礫－火山岩塊中に 10 cm 以上に伸張して発泡度が高い燈赤褐色化した軽石岩塊（fiamme）が含まれる。D：軽石岩塊の顕微鏡写真（直交ニコル）。QZ：石英。



第 12. 10 図 積泉寺層の岩相
塊状の明灰色泥岩。スケールの魚沼ハンマーの柄の長さは 60 cm。黒部市田初（黒部地域，36° 50′ 01.8″ N，137° 31′ 25.6″ E）

年代及び対比 本地域において，年代に関する報告はない。伊藤ほか（1994）は魚津地域に分布する積泉寺層から，Koizumi（1985）の *Denticulopsis lauta* 帯（NPD4A，15.9–14.9 Ma，Yanagisawa and Akiba，1998）の中部から下部に対比される珪藻化石を報告している。積泉寺層の磁化極性は逆帯磁を示し，古磁気層序は，Berggren *et al.*（1995）の Chron C5BR（16.014–15.155 Ma）に対比されている（伊藤ほか，1999；岩城・伊藤，2000）。金子（2001）の珪藻化石層序に基づく解釈によれば，積泉寺層の堆積開始年代は約 15.7 Ma とされる。これらの結果から，積泉寺層は，八尾地域の東別所層に対比されている（岩城・伊藤，2000）。

このほか，伊藤・渡辺（2006）は，魚津地域に分布する積泉寺層に挟まれる凝灰岩層に含まれるジルコンのフィッシュン・トラック年代として， 13.7 ± 0.9 Ma という値を報告した。伊藤・渡辺（2006）の指摘にあるように，積泉寺層の珪藻化石層序年代に対して，フィッシュン・トラック年代はかなり若い値である。

12. 8 最禪層 (Sz, Szr)

命名 藤井（1959）が“泊累層”の部層として命名した最禪シルト岩層にちなむ。伊藤（1985）によって層序単元が変更され，最禪累層とされた。本報告では，最禪層と表記する。

模式地 朝日町最禪の笹川河床（藤井，1959）。なお，本報告の調査時には笹川の護岸構造物により，河床における露出は僅かであった。

層序 笹川層及び羽入層を整合で覆う。流紋岩（Szr）は砂質泥岩中に挟在する。

定義及び層序比較 最禪層は，羽入層・笹川層と高島層の間の層準に位置し，主に塊状の砂質泥岩からなり，

流紋岩を伴う地層として再定義する。

本報告の最禪層が従来の研究と大きく異なる（第 12. 1 図）ため，以下に差異を整理する。

小川右岸地域における最禪層は，藤井（1959）の“笹川累層”上部に，伊藤（1985）の“笹川累層”の上部及び“最禪累層”に相当する。なお，藤井（1959）の“最禪累層”の分布域は砂岩からなるため，高島層に区分される。宮崎層の一部と解釈されていた朝日町池ノ原付近に分布する火山岩（藤井，1959；伊藤，1985）は，流紋岩の表層を覆う雁蔵層起源の地すべり岩塊である。

小川左岸地域における最禪層は，藤井（1959）の“笹川層”，伊藤（1985）の“笹川層”上部，“最禪累層”及び“山合川累層”に相当する。このほか，黒部市宇奈月町明日に分布する中新統は，藤井・森（1961）によって“南保シルト岩層”の名称が用いられているが，本報告では最禪層に含めた。なお，“南保シルト岩層”は，藤井（1959）によって泊累層の部層として記述されているが，層序表及び地質図に示されておらず，かつ記載もなされていない。

分布 本層は，越中宮崎駅から宇奈月町明日付近までの地域に帯状に分布する。本地域南西の黒部川左岸域では削剥されて，最禪層は欠如している。流紋岩（Szr）は笹川と小川に挟まれた地域にレンズ状に現われる。池ノ原西方の林道切割では約 50 m。朝日町池ノ原北東の尾根では 100 m 以上。

層厚 本層の層厚は小川右岸の朝日町石谷付近で最も厚く，最大約 550 m である。

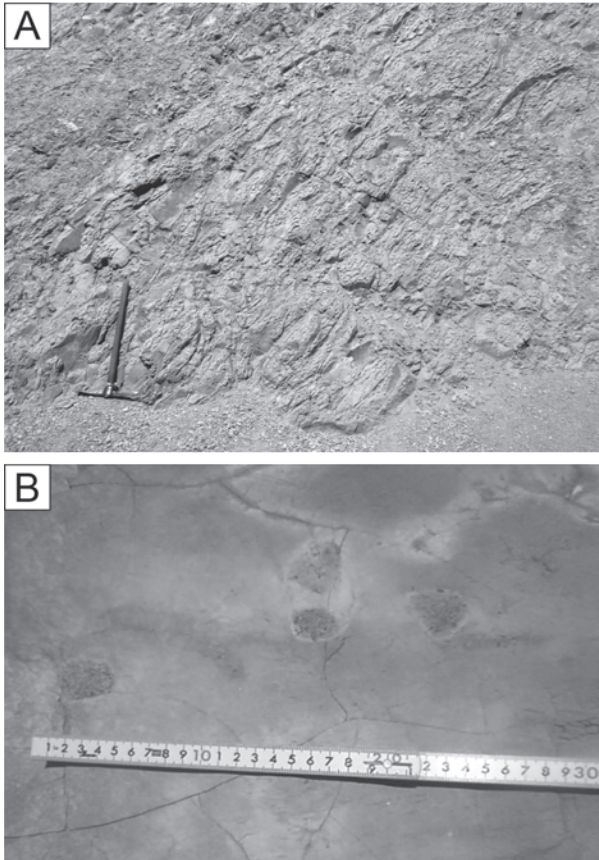
岩相 本層は，砂質泥岩（Sz）及び流紋岩（Szr）から構成される。

砂質泥岩（Sz）は，塊状の灰色－明灰色の砂質泥岩から構成される（第 12. 11 図 A）。風化色は黄土色ないし褐色を呈する。希に連続性の悪い砂岩の薄層を挟む。植物細片の化石が散在して産出する。全体的に生物擾乱を受けている。朝日町石谷付近より南の地域では，粒子が少々粗くなり，泥質細粒砂岩が多く認められる。この他，笹川河床において，玄能石が認められた（第 12. 11 図 B）。

流紋岩（Szr）の岩相は変化に富む。朝日町池ノ原西方の林道切割では流理の発達した流紋岩溶岩の岩塊からなる塊状の火山角礫岩である。朝日町池ノ原の北東では成層した流紋岩質凝灰岩が尾根を構成している（第 12. 12 図）。尾根の上面には雁蔵層起源と思われる安山岩火砕岩の巨礫が散在し，最大直径は 3 m に達する。

岩石記載 池ノ原西方の林道沿いに発達する流紋岩火山角礫岩の本質物は無斑晶でガラス基流晶質の石基組織が発達する。主成分化学組成は $\text{SiO}_2=69\%$ でデイサイトに近い（第 9. 10 図）。

化石 山合川沿いにおいて，保存の悪い軟体動物の *Yoldia* sp. や *Acila* sp. の化石を数個体確認した。朝日町笹川付近において *Yoldia japonica*，棘皮動物（ウニ類）



第 12. 11 図 最禪層の岩相
 A：塊状砂質泥岩。スケールの魚沼ハンマーの柄の長さは 60 cm。朝日町宮崎 (36° 58′ 04.3″ N, 137° 35′ 48.9″ E)。B：明灰色塊状砂質泥岩中の玄能石の産状。スケールの上側にある濃い部分が玄能石。朝日町北角地の笹川河床 (36° 56′ 56.3″ N, 137° 35′ 24.1″ E)

の化石が産出する (藤井, 1959)。

黒部市宇奈月町明日において黒部川扇状地の土地改良を目的として行われた流水客土の工事の際に洗い出されたノジュールより、脊椎動物としてウミガメ上科の *Syllomus aegyptiacus* (和名：クロベガメ) 及び束柱目の *Paleoparadoxia tanabei* が産出している (藤井・森, 1961, 1964; Shikama, 1966; Weems, 1974; 長谷川ほか, 2005)。この他、同じ産地より、軟体動物の *Buccinum* sp., *Portlandia* sp., *Ostrea gravitesta*, *Conus* sp., *Aturia minoensis* が産出している (藤井・森, 1961)。これらの化石の産地は、第 12. 3 図の Q 地点に位置する。

年代及び対比 伊藤 (1985) は、本報告の最禪層に相当する地層から浮遊性有孔虫化石を検出し、第 12. 3 図の P 地点より Blow (1969) の N.9 下部、同図の O 地点より N.9、さらに同図の M, N 及び L 地点では N.10 にかかる可能性を示唆した。犬塚 (2004) によれば、*Paleoparadoxia tanabei* は中期中新世初期の 16.5 ~ 14 Ma 頃に生息していたとされる。これらのことから、最禪層は中期中新世の堆積物である。

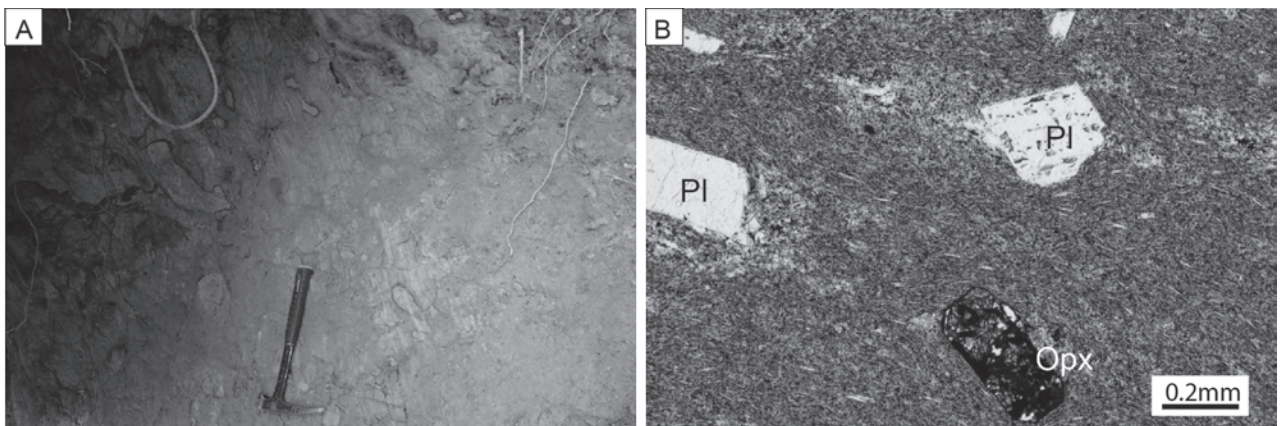
12. 9 高島層 (Tk, Tr)

命名 藤井 (1959) が“泊累層”の部層として命名した高島砂岩層にちなむ。伊藤 (1985) によって層序単元が変更され、高島累層とされた。本報告では、高島層と表記する。

模式地 朝日町高島 - 池ノ原間の道路沿い (藤井, 1959)。

層序 本層は、坪野層、釈泉寺層及び最禪層を不整合で覆う。

定義及び層序比較 本報告の高島層は、坪野層、釈泉寺層及び最禪層を不整合で覆い、室田層及び横尾層に不



第 12. 12 図 最禪層流紋岩の岩相
 A：成層した流紋岩質凝灰岩。垂直に近い層理面を持つ。朝日町池ノ原北東の尾根南面 (36° 55′ 53.7″ N, 137° 35′ 19.9″ E)。B：本質岩塊の顕微鏡写真 (単ニコル)。Pl：斜長石, Opx：斜方輝石。

整合で覆われる，主に塊状砂岩からなる地層として再定義する。

従来の研究（藤井，1959；伊藤，1985）では，高畠層は宮崎層の上位に位置づけられていた。しかし，中新統とされていた宮崎層の模式地から第四紀を示す年代が報告されていること（12. 12 節参照），宮崎層の一部と解釈されていた朝日町池ノ原付近に分布する火山岩が流紋岩であることが判明したことから，高畠層の層序学的な解釈は大幅に変更される。すなわち，宮崎層は高畠層よりも上位であり，池ノ原付近の火山岩は高畠層の下位の最禪層に挟在することが明らかになった（第 12. 1, 12. 3 図）。本報告の高畠層は，藤井（1959）の“高畠砂岩層”の上部を横尾層に編入して再区分した。このほか，藤井（1959）の“最禪累層”の下部は，塊状砂岩が分布していることから，本報告では高畠層に含めた。

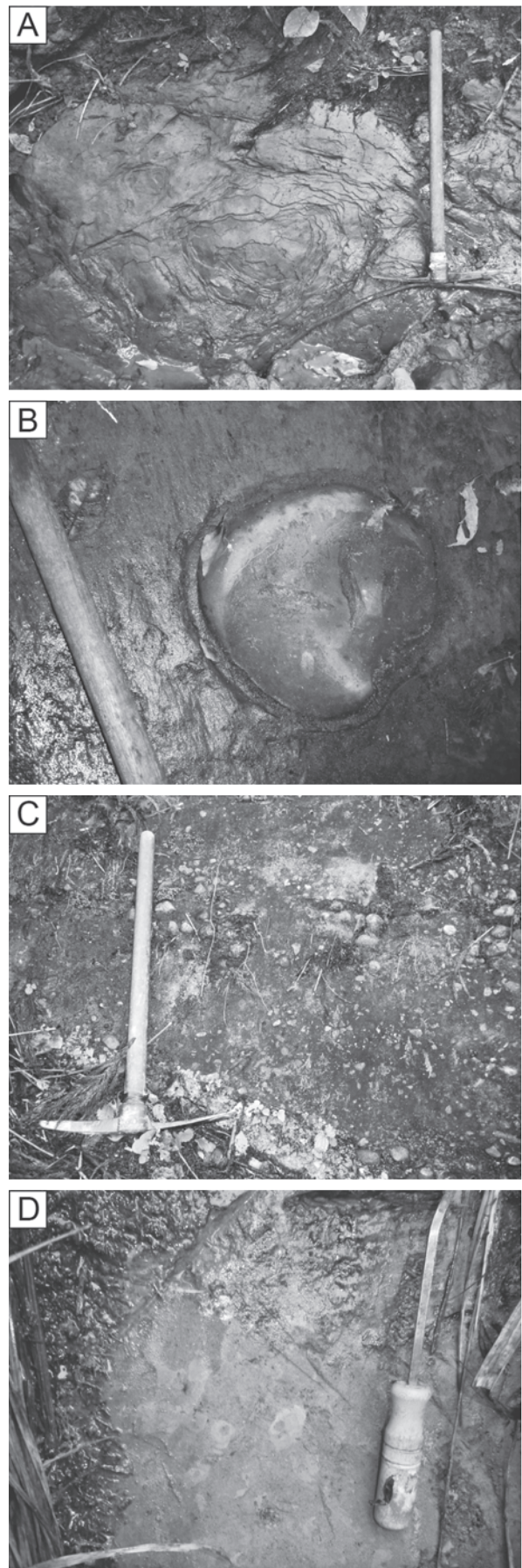
このほか，富山県（1987）の“横尾層”のうち黒部川の左岸側に分布するものは，本報告の高畠層に相当する。

分布 北東側の朝日町宮崎付近から南西側の宇奈月町下立付近まで分布する。流紋岩（Tr）は高畠北東の矢ノ谷上流で最も厚く，南北には連続せず，レンズ状に挟在すると思われる。

層厚 約 380 m。流紋岩（Tr）の最大層厚は 120 m である。

岩相 本層は，主に塊状砂岩（Tk）及び流紋岩（Tr）から構成される。

塊状砂岩（Tk）は，主に細粒－中粒の粒度からなり，強い生物擾乱を受けて層理が認められないことが多く，淘汰は良くない。風化を受けていない新鮮な露頭では，灰色を呈する。風化を受けると，黄土色を呈し，タマネギ状風化構造をなす（第 12. 13 図 A）。砂岩はしばしば泥質となる。直径 1 m 以下の石灰質ノジュールが点在することがある（第 12. 13 図 B）。材化石細片，軟体動物化石の破片，軽石などが散在して産出する。砂岩の粒度分布の傾向は，北東部は細粒砂岩を主体とし，南西部では中粒砂岩が多く，相対的に分布の南西側に向かって粗粒となる。また，南西側に分布する砂岩にはしばしば円



第 12. 13 図 高畠層の岩相→

A：塊状砂岩に認められるタマネギ状風化。スケールの魚沼ハンマーの柄の長さは 60 cm。朝日町城山の西（36° 57′ 40.1″ N, 137° 35′ 25.6″ E）。B：灰色塊状細粒砂岩中の石灰質ノジュール。中央部に骨片化石がある。スケールの棒の幅は 3 cm。朝日町羽生の北西（36° 54′ 31.5″ N, 137° 35′ 02.7″ E）。C：円礫層。スケールの魚沼ハンマーの柄の長さは 60 cm。宇奈月町下立（36° 50′ 45.8″ N, 137° 31′ 59.6″ E）。D：生痕化石を伴う塊状細粒砂岩。スケールの草かき鎌のグリッブ長は 11 cm。朝日町山合川沿い（36° 54′ 19.9″ N, 137° 34′ 40.8″ E）

磨を受けた小礫からなるレンズ状の礫層が挟まれる（第12.13図C）. 希に大型の生痕化石が認められる（第12.13図D）. 本層の最上部から、海緑石を含む砂岩層が認められている（伊藤, 1985）. 希に軽石質火山砕屑岩の薄層を挟む.

流紋岩（Tr）は、矢ノ谷上流の流紋岩は軽石質火山礫凝灰岩で、場所により流紋岩溶岩の円礫を多量に含む（第12.14図）.

化石 朝日町最禪の北側の林道沿いで、保存の悪い軟体動物、棘皮動物、海綿類の骨針の化石が確認された. 本層の最上部より珪藻化石が産出する（伊藤, 1985）.

年代及び対比 藤井（1959）は八尾地域の富山市婦中町音川地区を模式地とする音川層（藤田・中川, 1948；榎山・池邊, 1948, 1949；津田・千地, 1950；池辺・中世古, 1955；坂本・野沢, 1960など）に対比した. 音川層は、当初年代的な根拠が不詳なものの後期中新世から前期鮮新世の堆積物とされていた（早川, 1983）. しかしその後、早川・竹村（1987）によって音川層中に不整合の存在が明らかになったことから、従来音川層とされていた地層は、下位より天狗山（累）層、音川（累）層、三田（累）層に細分され、再定義された. 早川・竹村（1987）の見解によれば、再定義された音川層は上部中新統である. なお、田村・山崎（2004）は、OT3凝灰岩層（早川・竹村, 1987）を広域対比し、OT3凝灰岩層が挟まれる音川層上部の堆積年代を3.7 Maより新しいとした. ただし、OT3凝灰岩層は、音川層ではなく、その上位の三田層に狭在しているとされる（清水・藤井, 1995；天野, 2003；天野ほか, 2008；後藤ほか, 2014）.

伊藤（1985）は、泊地域の小川右岸側に分布する高島層最上部（第12.3図のJ地点）からKoizumi（1985）の *Denticulopsis praedimorpha* 帯（NPD5B；12.9–11.5



第12.14図 高島層の流紋岩
軽石質火山礫凝灰岩で緻密な流紋岩溶岩円礫を含む. 高島矢ノ谷（36° 56′ 1.33″ N, 137° 34′ 48.18″ E）.

Ma, Yanagisawa and Akiba, 1998）に対比される珪藻化石群集を認め、早川（1983）の“下部音川層”（早川・竹村（1987）の天狗山層に相当する）の最下部に相当する層準は存在する可能性があるが、“上部音川層”（早川, 1983；早川・竹村（1987）の音川層に相当する）に相当する層準は分布しないと判断した. このことから、早川・竹村（1987）の定義による音川層は本地域中部・北部には分布しないと考えられている（伊藤, 1985）. その後、Itoh *et al.*（2016）は山合川に分布する高島層に挟まれる凝灰岩薄層に含まれるジルコンのU-Pb年代として13.5 ± 0.20 Ma, ジルコンのフィッシュン・トラック年代として11.3 ± 0.9 Maの値を報告した（第12.3図のK地点）. この年代値は、天狗山層の堆積年代に相当し、伊藤（1985）の対比の見解を支持している.

高島層を天狗山層に対比すると、地層の分布に問題が残される. 本報告の高島層の分布を模式地から南西方向に追跡すると、魚津地域において音川層の分布域に連続しており（角・野沢, 1973, 金子, 2001）, 層序に矛盾が生じている. 角・野沢（1973）の“音川層”は、細分される前の旧来の層序区分に基づいているため、早川・竹村（1987）の定義に沿った区分はなされていない. 魚津地域における音川層の下位層の下部中新統積泉寺層との関係は、南部では不整合、中央・北部では整合とされる（角・野沢, 1973）. なお、音川層下底の基底礫岩を伴う不整合は、魚津地域の南部から五百石及び八尾地域にかけて認められている（坂本・野沢, 1960；野沢・坂本, 1960；角・野沢, 1973）. 一方、本地域において高島層の基底には礫岩層は認められない. 現時点において、高島層と音川層の境界を明確に判断する露頭や年代値などの証拠はないものの、上記の不整合の存在の有無から、角・野沢（1973）の音川層のうち魚津地域の北部は高島層であり、早川・竹村（1987）の天狗山層に対比される. 魚津地域における音川層は、南部から中央部にかけて分布することが予測される.

ところで、日本海側の隠岐の島の久見層上部、能登半島の南志見層下部、男鹿半島の西黒沢層最上部などの中期中新世の13 Ma前後の堆積物に海緑石が認められている（林ほか, 2011）. 高島層最上部の海緑石の産出層準は、日本海の広域に見られるこれらの海緑石濃集層の年代とは調和的であり、対比されうる.

以上のことから、高島層は中部中新統と推定され、八尾地域一帯の天狗山層に対比されると考えられる.

12.10 ^{むろだ}室田層（Mr, Ksp）

12.10.1 ^{むろだ}室田層（Mr）

命名 今村ほか（1951）により命名.

模式地 魚津地域内の魚津市（旧松倉村）室田（今村ほか, 1951）.

層序 本層は、下位の高畠層を傾斜不整合で覆う。本層最下部に笠破^{かさやぶり}軽石質テフラが狭在する。今村ほか(1951)によると、室田層は上位の礫層に浸食され、南西から北東に向かってその浸食量が大きくなるとされる。

層序比較 本地域に分布する室田層は、伊藤(1985)の“山崎礫層”、宇井ほか(1987)の“呉羽山礫層”の一部に相当する。

分布 本層は、主に模式地を含む魚津地域に分布する。本地域における室田層は、南西端から朝日町岩崎付近の丘陵地域に分布する。分布の北端は、小川断層に接する。

層厚 本層は魚津地域の模式地付近において最も厚く、350 m 以上である。本地域において、約 250 m。

岩相 主に固結度の低い不淘汰な礫岩から構成される(第 12. 15 図 A)。礫は円礫を主体とし、亜円礫から亜角礫を伴う。主に礫支持であり、基質支持は少ない。礫岩層に明瞭な層理は認められず、堆積構造はほとんど認められない。礫種は、流紋岩、安山岩、花崗岩、硬質泥岩、硬質砂岩、凝灰質砂岩、片岩類が認められる。これらの内、烏帽子山層起源と推定される流紋岩が圧倒的に多く、次に安山岩や花崗岩が多い。その他の礫は希に産出する。礫径は 50 cm 以下が多く、最大約 1.5 m に達する。基質は不淘汰な粗粒砂-細礫からなり、泥粒子はあまり含まれない。風化により礫は脆く、くだけやすい。まれに厚さ 1 m 未満の連続性の悪い不淘汰な泥質砂岩を挟む(第 12. 15 図 C, D)。この泥質砂岩にはまれに *Rosseria isp.* などの生痕化石が認められることから、本層は海成層と推定される。

室田層最下部に挟まれる笠破軽石質テフラ(Ksp)の数 10 m 上位には、凝灰角礫岩層を挟む。凝灰角礫岩層は厚さが 3 m 以上で、安山岩の角礫を多く含む。円礫も認められる。凝灰角礫岩層の上位には安山岩の円礫岩層(第 12. 15 図 B)が載る。

魚津地域では、凝灰質砂岩、安山岩質火山円礫岩、凝灰質含礫砂岩など多様性のある岩相から構成される(角・



第 12. 15 図 室田層の岩相

A: 不淘汰な礫岩層。風化により礫は脆い。スケールの魚沼ハンマーの柄の長さは 60 cm。黒部市宇奈月町浦山南方 (36° 50' 36.9" N, 137° 31' 33.1" E)。B: 安山岩礫からなる円礫岩層。スケールの魚沼ハンマーの柄の長さは 60 cm。宇奈月町浦山南方 (36° 50' 13.9" N, 137° 31' 12.7" E)。C: 不淘汰な泥質砂岩層。スケールの魚沼ハンマーの柄の長さは 60 cm。宇奈月町浦山南方 (36° 50' 55.7" N, 137° 31' 11.3" E)。D: 不淘汰な泥質砂岩層。礫岩中に不明瞭な層理が認められる。連続性の悪い砂岩層が挟まれる。スケールの魚沼ハンマーの柄の長さは 60 cm。朝日町花房の採石場 (36° 53' 28.7" N, 137° 33' 27.8" E)。

野沢, 1973).

化石 本地域では, 材化石片や生痕化石の *Rosseria* isp. 以外は産出していない. 魚津地域の本層から, 海綿骨針の化石の報告がある (角・野沢, 1973).

年代及び対比 富山県の平野縁辺部の丘陵地に分布する傾動した扇状地性の礫層の多くは, 今村 (1932) の“呉羽山礫層”に対比されてきた (藤井・坂本, 1961; 坂本, 1966 など). 本地域においても, 本報告で室田層とした黒部川左岸側に分布する礫岩層が, 富山県 (1987) によって“呉羽山礫層”に区分されている. “呉羽山礫層”は従来中部更新統とされていたが, 狭在する広域テフラの検討により, 中部更新統だけではなく鮮新統最上部の層準が存在することが明らかにされている (田村・山崎, 2004). また, 室田層は魚津地域において呉羽山礫層に不整合で覆われており, 呉羽山礫層より古い含礫堆積物である (角・野沢, 1973). 室田層の中部層準に挟まれると推定される室田凝灰岩の堆積年代は約 3.5 Ma とされている (渡辺, 2002; 田村・山崎, 2005; 田村, 2005). また, 今回あらたに室田層最下部に挟まれる笠破軽石質テフラのフィッション・トラック年代から, 後期鮮新世を示す値が得られた (後述). このほか, Itoh

et al. (2016) は朝日町花房の採石場付近の 2 地点において, 室田層の凝灰岩の年代を報告した. すなわち, 第 12. 3 図 F 地点から, ジルコンの U-Pb 年代として 2.57 ± 0.11 Ma, ジルコンのフィッション・トラック年代として 1.82 ± 0.12 Ma, 12. 3 図 D 地点から, 年代値をジルコンの U-Pb 年代として, 2.4 ± 0.10 Ma, フィッション・トラック年代として 2.36 ± 0.52 Ma の値が報告された. Itoh *et al.* (2016) による年代値から室田層の上部は横尾層下部と同時異相関係と考えられる. 以上のことから, 室田層の堆積時代は鮮新世後期から前期更新世である.

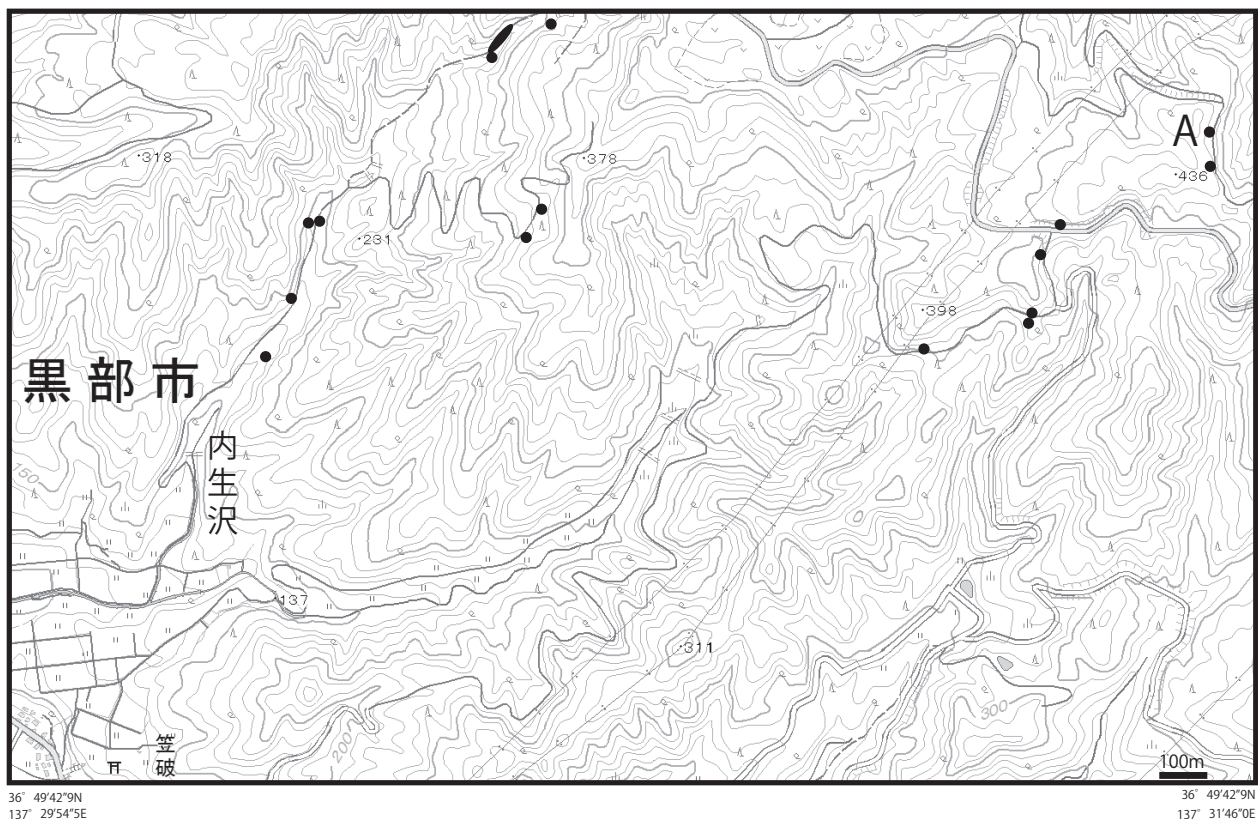
12. 10. 2 笠破^{かきやぶり}軽石質テフラ (Ksp)

命名 新称.

模式地 黒部市笠破の北側の内生沢 (第 12. 16 図).

層序 笠破軽石質テフラは, 室田層の最下部に挟在する. 室田層基底の厚さ数 m 以下の礫層の上に本火山砕屑岩が認められる.

層序比較 今村ほか (1951) は, 魚津地域の角川沿いのルートにおいて, 室田層中に 6 枚の凝灰岩 (一部凝灰角礫岩) 層を認めている. 室田層の最下部に挟まれる笠破軽石質テフラは, 今村ほか (1951) が報告した凝灰岩



第 12. 16 図 笠破軽石質テフラの露頭位置図

軽石質テフラの露頭位置を黒で塗色した. 黒部市笠破の北に位置する内生沢を笠破軽石質テフラの模式ルートとする. A 地点においてフィッショントラック年代試料を採取した. 笠破軽石質テフラは本図で示した露頭以外に, 朝日町越の南東の林道沿いに露出する. 本図は, 国土地理院電子国土基本図を使用し, 記号などを追記した.

のうち、室田層最下部の第I層 (Ip) に相当すると推測される。室田層に挟まれる火山碎屑岩層の内、これまでに記載されたものとして室田凝灰岩 (田村, 2005) がある。田村 (2005) による模式柱状図と室田層の分布域に示された露頭位置から判断すると、室田凝灰岩は室田層の中部層準に狭在されると推測されるが、その層序的な位置づけの詳細は不明確である。室田凝灰岩は、今村ほか (1951) や角・野沢 (1973) が室田層の中部層準で認めている軽石質凝灰岩層の内の1つの層準に相当する可能性が高い。笠破軽石質テフラは、室田層の最下部層準に挟まれるため、室田凝灰岩とは別の火山碎屑岩であると判断される。今村ほか (1951) が記述した室田層中の6枚の凝灰岩は詳細な記載がなされていないため、今後室田層中の火山碎屑物層序の確立が待たれる。

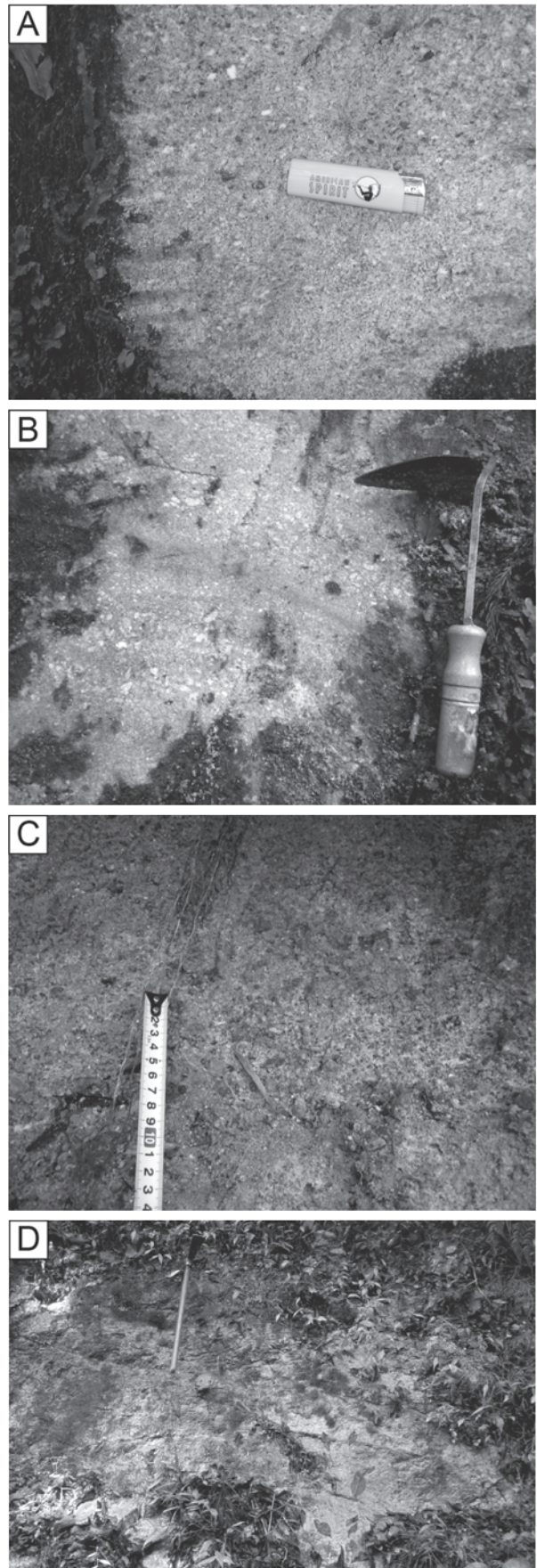
分布 本層は、本地域の南西部、朝日町越の南東付近に分布する。笠破軽石質テフラと同一のものと推定される。室田層最下部に挟まれる第I層 (Ip) は、魚津地域の大岩川まで分布が認められている (今村ほか, 1951)。宇奈月町浦山南方の下立断層に伴う破碎帯では、高畠層の砂岩、室田層の礫岩と共に本層が混在して認められる。

層厚 層厚は最大約60 m。

岩相 本テフラは、主に軽石を主体とする。全体的な特徴として、軽石、岩片、長石、石英、黒雲母、ジルコン、磁鉄鉱が含まれる。岩片は、灰色、赤色、桃色、黒色、白色など多彩な色を示し、角礫状で摩滅を受けていない。含まれる結晶は少なく、殆どが長石と黒雲母からなる。層準により岩相の変化が認められるが、全体を観察できる露頭が無いため、下部と上部に分けて記述する。

下部は、主に軽石質の凝灰岩からなり、径5 cm以下の軽石を多く含む (第12.17図A, B)。岩片を多く含み、最大5 mmの大きさを持つ。厚さ数十 cm単位の単層が重なり、岩相変化が大きく、軽石や軽石の含有量が変化することが多い (第12.17図C)。軽石及び岩片は角礫状であり、摩滅は受けない。平行葉理が認められることがある (第12.17図B)。

上部は、主に塊状の細-粗粒凝灰岩から構成される (第12.17図D)。粒子は碎けて細粒となった軽石片を主体



第12.17図 笠破軽石質テフラの岩相→

A: 軽石質凝灰岩。軽石及び岩片を含む。スケールのライターの長さは8.5 cm。黒部市三ヶ山 (36° 50' 35.2" N, 137° 30' 37.2" E)。B: 軽石質凝灰岩。平行葉理が認められる。スケールの草かき鎌のグリップ長は11 cm。朝日町山崎 (36° 53' 59.2" N, 137° 34' 23.4" E)。C: 岩片濃集層。黒部市田畑 (36° 50' 16.7" N, 137° 31' 26.2" E)。D: 細粒凝灰岩。スケールの魚沼ハンマーの柄の長さは60 cm。黒部市三ヶ山 (36° 50' 19.6" N, 137° 30' 20.1" E)。

に構成される。黒雲母、岩片などがごく少量含まれる。径 2 mm 以上の軽石は僅かに認められる。

対比及び年代 笠破軽石質テフラのジルコンのフィッシュ・トラック年代として、朝日町越（地質図地点番号 4, 第 12. 3 図の H 地点）において 3.5 ± 0.3 Ma (LA-ICP-MS-FT 法), 黒部市宇奈月町下立（地質図地点番号 5, 第 12. 3 図の G 地点）において、 3.2 ± 0.2 Ma (LA-ICP-MS-FT 法), ジルコンの U-Pb 年代として 3.35 ± 0.05 Ma の値が得られた（第 12. 1 表）。D 地点と E 地点の年代値が完全に一致はしなかったものの、誤差の範囲で一致する。Itoh *et al.* (2016) は本報告の第 12. 3 図の H 地点と同じ地点と見られる I 地点から、含軽石細粒凝灰岩に含まれるジルコンの U-Pb 年代として、 3.85 ± 0.10 Ma, ジルコンのフィッシュ・トラック年代として 3.76 ± 0.82 Ma の値を報告した。しかし、上記の本報告の年代よりも古い値を示す。

笠破軽石質テフラの上位層準に位置すると推定される室田凝灰岩は、知多半島に分布する佐布里火山灰層（糸魚川, 1971）に対比されている（田村, 2005）。なお、佐布里火山灰層は、新潟県に分布する板山凝灰岩層、西山ミガキ砂火山灰層、綱子凝灰岩層、一之沢パミス質火山灰層、能登半島に分布する YT3 火山灰層に広域対比されている（黒川ほか, 1998）。これらのテフラ層のうち、海成層の藪田層基底にある YT3 火山灰層の年代は、珪藻化石層序、古磁気層序などの検討から約 3.5 Ma とされている（渡辺, 2002）。

12. 11 横尾層 (Yk)

命名 藤井 (1959) によって泊累層の部層として命名された横尾砂質泥岩層にちなむ。本報告では、本層を層 (Formation) として扱う。

模式地 藤井 (1959) の定義による横尾層の模式地は朝日町横尾である。本報告では、横尾層の定義を大幅に変更したため、模式地を朝日町高島から池ノ原に至る林道沿いに再設定する。

層序 中新統の高島層を不整合で覆う。本層の中部層準は、宮崎層と指交関係にある。上限は不明である。

定義及び層序比較 横尾層は、高島層を不整合で覆い、下部更新統の主に塊状砂質泥岩からなる地層として再定義する。

藤井 (1959) は朝日町横尾付近に分布する砂質泥岩に対して“横尾砂質泥岩層”を設定した。その後、伊藤 (1985)、伊藤・渡辺 (1988) は朝日町横尾から高島にかけて南北方向に分布し、中新統の高島層を不整合で覆う地層を“横尾累層”とした。しかしその後、これまで中新統と推定されていた宮崎層（藤井, 1959; 伊藤, 1985 など）の K-Ar 年代が第四紀の 2.44 ± 0.04 Ma の年代値を持つことが明らかになった（西来ほか, 2014）。この

ことから層序の再検討を行った結果、本報告の横尾層は、藤井 (1959) の“横尾砂質泥岩層”及び伊藤 (1985) の“横尾累層”を包有し、下底は宮崎層よりも下位に位置づけられる。市村 (1935) の“泊層”の上部に相当する。なお、市村 (1935) の地質図では、“笹川層”と“泊層”を合わせた“泊層群”をまとめて図示してあるため、具体的な比較はできない。

分布 本層は、小川の右岸側の丘陵の縁に沿って分布する。

層厚 300 m 以上。

岩相 分布域の全域で露頭が乏しいため、岩相分布などの詳細は不明であるが、本層は主に砂質泥岩、泥質砂岩及び細粒砂岩から構成される（第 12. 18 図）。いずれの岩相も生物擾乱が発達し、塊状である。本層の泥岩及び砂岩は高島層のものと比較して軟質である。

化石 市村 (1935) は、棘皮動物、軟体動物の化石を報告している。その中で、軟体動物化石は新潟県佐渡島の沢根層や石川県の大桑層から産出する軟体動物化石との共通性を指摘しており、大桑・万願寺動物群 (Otuka, 1936, 1939) に比較されることを示唆している。なお、本報告の調査時には、市村 (1935) の図示した化石産地は消滅しており、化石の産出は確認できなかった。

年代及び対比 伊藤・渡辺 (1988) は、本層から Koizumi (1985) の *Denticulopsis seminae* var. *fossilis* 帯にあたる珪藻化石群集を報告した（第 12. 3 図の A, B 地点）。同帯は Yanagisawa and Akiba (1998) の *Neodenticula koizumii* 帯 (NPD9; 2.7–2.6 から 2.0 Ma) に相当する。このほか、横尾層下部に挟まれる宮崎層下部の K-Ar 年代として、 2.44 ± 0.04 Ma の値が得られている（西来ほか, 2014）。これらの年代値から、本層の堆積時代は、前期更新世となる。



第 12. 18 図 横尾層の岩相
塊状泥質砂岩。生物擾乱を受ける。スケールの魚沼ハンマーの柄の長さは 60 cm。朝日町最禅笹川沿い (36° 57' 25.3" N, 137° 34' 40.1" E)。

12. 12 宮崎層 (Mv, Mc)

命名 藤井 (1959) が泊累層の部層として命名した宮崎安山岩質集塊岩層にちなむ。伊藤 (1985) によって層序単元が変更され、宮崎累層とされた。本報告では宮崎層と表記する。

模式地 朝日町宮崎鹿島神社裏の旧海食崖 (藤井, 1959)。

分布 宮崎神社から城山にかけての山地を構成し、南に向かって層厚を減じ、馬鬣山西面の小更谷より南で尖滅する。

層序 馬鬣山小更谷沿いでは横尾層の泥質砂岩に上下を挟まれる。またその南側では尖滅していることから横尾層と指交関係である。宮崎鹿島神社から城山に至る尾根及び笹川左岸の横尾東側の尾根上には段丘礫層が載る。

層序比較 藤井 (1959) が泊累層宮崎安山岩質集塊岩層とした。伊藤 (1985) は分布を改めて宮崎累層と再定義し、年代を中期中新世とした。原山ほか (1996) では中期中新世の音川層に対比している。

層厚 宮崎神社から城山にかけての地域では層厚が約 500 m と最も厚く、南に向かって層厚を減じ、笹川沿いでは約 250 m である。

岩相 本層は、暗灰黒色の安山岩溶岩及び同源岩種の安山岩溶岩岩塊からなる火山角礫岩を主体とする。宮崎鹿島神社裏の海食崖では緻密な暗灰色溶岩と、部分的に破碎した火山角礫岩が露出する (第 12. 19 図 A)。上位側では多源岩種の溶岩角礫からなる火山角礫岩から凝灰角礫岩でしばしば円礫を多量に含む岩相に移行する (第 12. 19 図 B)。宮崎港の沖合の岩礁 (辺ノ島, 中ノ島, 沖ノ島) は本層の北方延長であり (第 12. 19 図 C)、海底下で親不知海脚となっている (海上保安庁, 1992)。

岩石記載 宮崎鹿島神社の溶岩は角閃石含有斜方輝石単斜輝石安山岩である (第 12. 19 図 C)。斑晶として、斜長石 (長径 2.3mm 以下)、斜方輝石 (長径 2mm 以下)、単斜輝石 (長径 0.5mm 以下)、不透明鉱物 (長径 1.2mm 以下) を含み、まれに角閃石 (長径 1.1mm 以下) も含まれる。粗粒な斜方輝石、角閃石は変質して粘土鉱物に置換しているものが認められる。石基は細粒完晶質で、長径 10 μ m 以下の針状ないし短柱状斜長石と不透明鉱物、少量の斜方輝石からなる。宮崎層中の火山岩本質物は $\text{SiO}_2=58-62\text{wt.}\%$ の安山岩で高カリウム系列 (Gill,

1981) の範囲にある (第 9. 10 図)。

年代及び対比 宮崎層の模式地である宮崎鹿島神社の溶岩 (第 12. 3 図の E 地点) の K-Ar 年代は 2.46 ± 0.07 Ma 及び 2.43 ± 0.05 Ma (重み付き平均年代: 2.44 ± 0.04 Ma) である (西来ほか, 2014)。宮崎層はこれまで中期中新統とされてきたが (伊藤, 1985)、この年代値によって横尾層と同時異相の関係にあることが明らかとなった。

12. 13 未区分層

命名 本層は、地域内に類似の岩相が認められない。このため、本層は層 (Formation) として区分すべきであるが、地層としての分布・層厚・層序関係などが不明なため未区分層として扱う。

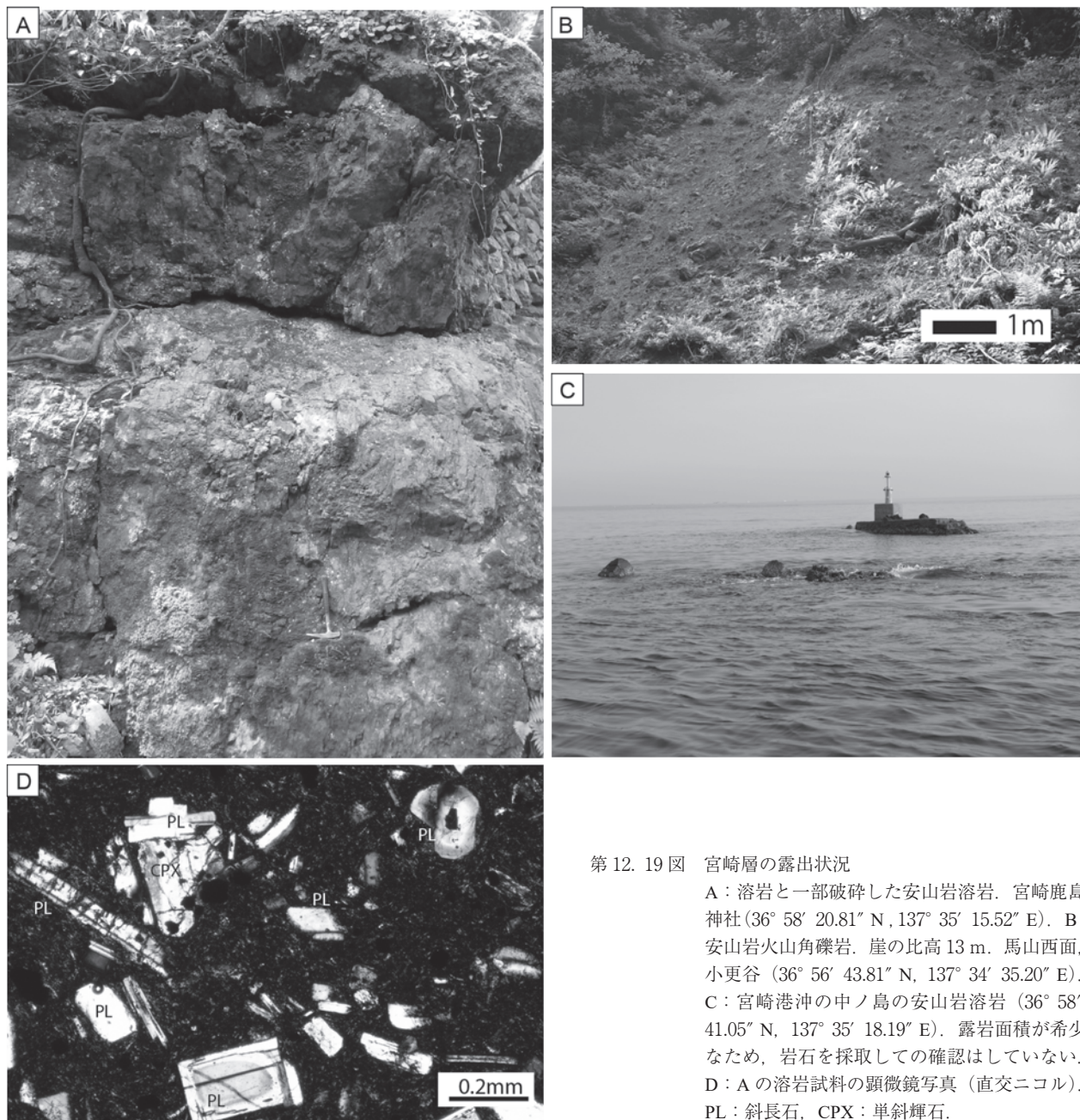
分布 宇奈月町明日の丘陵に、礫層及び軽石質火山砕屑岩層からなる露頭が 1ヶ所のみ認められる (地質図地点番号 6, 第 12. 3 図の C 地点)。露頭周辺には同様の岩相を示す露頭はなく、地質体としての広がり不明なため地質図には図示しない。堆積面の走向傾斜は $\text{N}30^\circ \text{W}$, 40°N を示す。

層厚 露頭全体の層厚は約 10 m である。露頭の上部和下部は、直径 1 m 以下の角礫からなる礫層からなる。露頭の中部に、厚さ 3.5 m の軽石質火山砕屑岩層が挟まれる。

層序 本層の示す走向傾斜及び位置が、露頭が位置する丘陵を構成する羽入層及び最禪層の分布と不調和であるため、これらを不整合で覆うと推定される。

岩相 露頭の上部和下部は、直径 1 m 以下の角礫からなる不淘汰な礫層からなる。露頭の中部に、厚さ 3.5 m の軽石質火山砕屑岩層が挟まれる (第 12. 20 図)。軽石は径 4 cm 以下で、多くは角礫状であるが、上部に円磨されたものが認められる。結晶はまれで、僅かに黒雲母を含む。塊状で、分級や葉理などは認められない。

年代及び対比 軽石質火山砕屑岩層のジルコンのフィッション・トラック年代として 2.3 ± 0.3 Ma (LA-ICP-MS-FT 法)、ジルコンの U-Pb 年代として 2.33 ± 0.04 Ma が得られた (第 12. 1 表)。この軽石質火山砕屑岩層が示す年代値から、本層の堆積時期は横尾層及び室田層に対比される。しかし、砂質泥岩からなる横尾層は、本層とは岩相が異なり、軽石質火山砕屑岩層の産出報告はない。また、室田層の礫岩層は主に円礫から構成されるため、本層とは岩相が異なる。



第 12. 19 図 宮崎層の露出状況

A：溶岩と一部破碎した安山岩溶岩. 宮崎鹿島神社 (36° 58′ 20.81″ N, 137° 35′ 15.52″ E). B：安山岩火山角礫岩. 崖の比高 13 m. 馬山西面, 小更谷 (36° 56′ 43.81″ N, 137° 34′ 35.20″ E). C：宮崎港沖の中ノ島の安山岩溶岩 (36° 58′ 41.05″ N, 137° 35′ 18.19″ E). 露岩面積が希少なため, 岩石を採取しての確認はしていない. D：A の溶岩試料の顕微鏡写真 (直交ニコル). PL：斜長石, CPX：単斜輝石.



←第 12. 20 図 未区分層の岩相

露頭下部の礫岩層と中部の軽石質火山碎屑岩層. スケールの魚沼ハンマーの柄の長さは 60 cm. 宇奈月町土山 (36° 54′ 19.9″ N, 137° 34′ 40.8″ E)

(及川輝樹・竹内 誠)

13.1 研究史及び概要

研究史 山崎 (1902) が日本で初めて氷河地形について、白馬岳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; 荻谷, 2000 など). 小疇・岡沢 (1976, 1977) や小疇 (1984) は白馬岳や小滝地域の大所川流域の氷河地形・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 800 m に達していたとした. 荻谷 (2000) は、白馬岳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 1,200 m 以下に氷河が進出することはなかったとしている.

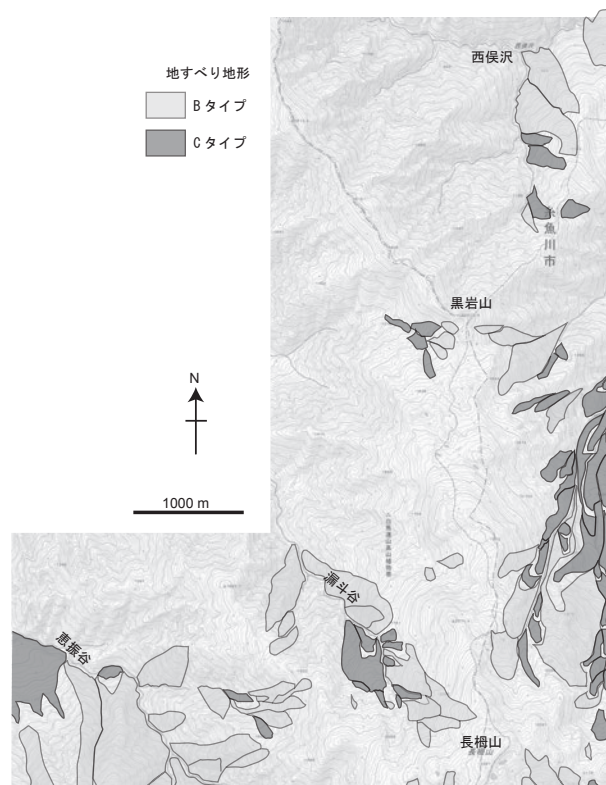
一方、佐藤・荻谷 (2005) は、空中写真判読や ¹⁴C 年代などをもとに、従来氷河地形とされたものの中に、地すべり地形が含まれることを指摘し、本地域の南東部を含む飛騨山脈地域の地すべり地形学図 (佐藤・荻谷, 2014) をまとめた (第 13.1 図). これにより、従来氷河地形とされたものが地すべり地形と修正された. その他に地すべり堆積物、崩壊堆積物、堰き止め湖堆積物に関する研究はない.

段丘堆積物及び平地を形成する堆積物 (現河床及び氾濫原堆積物、海岸低地堆積物) の研究史は以下のとおりである. 黒部川流域の現河床及び氾濫原堆積物及びそれらの周囲に分布する段丘堆積物とその被覆層については、地形・地質学的研究は数多くなされている. 古くは、渡辺 (1929) による黒部川周辺の隆起扇状地 (三角州) の存在の指摘や、川田 (1943) や深井 (1956) による段丘面の区分とその構成層の記載があげられる. その後、藤井 (1965)、榎根・山本 (1971)、神嶋ほか (1989)、藤井 (1992)、藤井・奈須 (1988)、小池・町田 (2001)、中村 (2005)、松浦ほか (2007)、及川・古澤 (2014) などの研究により、現河床及び氾濫原堆積物及び段丘面の層相や分布、形成年代、段丘構成層を被覆する風成層中のテフラの記載が行われた. テフラに関しては、神嶋ほか (1989)、小池・町田 (2001)、中村 (2005)、松浦ほか (2007)、及川・古澤 (2014) などにより、始良 Tn 火山灰 (AT)、大山倉吉軽石 (DKP)、阿蘇 4 火山灰 (Aso-4)、鬼界葛原火山灰 (K-Tz) などの広域テフラが、主に肉眼では観察できないクリプトテフラ

(cryptotephra) として被覆層中に発見され、各面の形成時期が詳しくわかるようになってきた. なお、テフラの名称は、特に断りが無いかぎり町田・新井 (2003) に従う. 本地域が含まれる富山県内では、しばしば、AT は火山ガラス、DKP は角閃石及び斜方輝石、K-Tz は石英、Aso-4 は斜方輝石及び角閃石の濃集層として認識され、それぞれの屈折率とあわせて各広域テフラと対比されている (神嶋ほか, 1989; 中村, 2005; 松浦ほか, 2007; 及川・古澤, 2014). また DKP 降灰層準の土層の帯磁率がその前後に比べて高くなる傾向も認められている (中村, 2005; 松浦ほか, 2007).

宮崎～市振間の小規模な海浜平野を構成する海岸低地堆積物及びその周辺の段丘構成層の研究はほとんど行われておらず、朝日町 (1984) や小池・町田 (2001) により面区分が行われている程度である. いずれの研究も構成層の記載は乏しい.

概要 本地域における中部更新統～完新統は、平地を



第 13.1 図 地すべり地形分布図
佐藤・荻谷 (2014) を元に国土地理院電子国土基本図を使用し、記号などを追記した.

形成する現河床及び氾濫原堆積物及び海岸低地堆積物、海浜及び砂丘堆積物、それらの周囲に分布する段丘堆積物、山地内に分布する地すべり及び崩壊性堆積物とそれらが河川を堰き止めて形成された堰き止め湖堆積物によって構成される。段丘堆積物は中期更新世～完新世、地すべり堆積物、崩壊堆積物、堰き止め湖堆積物は後期更新世～完新世に、現河床及び氾濫原堆積物、海岸低地堆積物、海浜及び砂丘堆積物は完新世に形成された。

13. 2 段丘堆積物

本地域の段丘堆積物は、主に黒部川流域に分布するものと、朝日町宮崎～糸魚川市市振間の小規模な海浜平野の周辺及びその背後の山地に分布するものに分けられる。

黒部川流域の段丘堆積物は、古い方から順に十二貫野面構成層、棚山面構成層、音澤面構成層、船見野面構成層、浦山面構成層とそれらを被覆する風成層（いわゆるローム層）によって構成される。十二貫野面構成層は高位面を、浦山面構成層及び音澤面構成層は中位面を、船見野面構成層及び浦山面構成層は低位面をそれぞれ形成する。なお、各段丘の形成（離水）年代は、構成層（主に礫層で構成）の層厚や段丘面の性質などを基に扇状地性三角州の堆積モデル（Muto and Blum, 1989；武藤, 1990）に従って推定した。すなわち、扇状地性三角州（臨海扇状地、ファンデルタ）は、海退期に開析をうけ、海進期に埋積するといったサイクルを繰り返すことを基礎に、扇状地成の厚い礫層の堆積は海進期にあたり、それら礫層は海退期に離水して段丘化したと考え整理した。実際、現在の黒部川がつくる扇状地性三角州は最終氷期の最寒冷期（MIS2）に形成された開析谷を埋めるように、その後の完新世の海進期に発達したと考えられている（例えば、樫根・山本, 1971；藤井・奈須, 1988；藤井, 1992 など）。さらに、被覆土層中の以下の降下テフラを指標にして各面の形成年代を推定した。各テフラの降下年代は、AT を約 3 万年前（Smith *et al.*, 2013）、DKP を約 6 万年前（入谷ほか, 2005；長橋ほか, 2007）、Aso-4 を約 9 万年前（松本ほか, 1991；青木ほか, 2008）、K-Tz を約 9.5 万年前（青木ほか, 2008）としている。

宮崎～市振間の海浜平野周辺の段丘堆積物は、古い方から順に城山面構成層、境面構成層に区分される。城山面構成層が中位面を、境面構成層が低位面を形成する。地質図では、被覆する風成層も段丘面構成層に含めて示している。

13. 2. 1 十二貫野面構成層（Hj）

分布 本地域南西部に位置する十二貫野面（第 1 章参照）を構成する礫層であり、本地域の南西部の山稜に分布する。松浦ほか（2007）では、本地域の十二貫野面を

分布高度などから高位の H1 面とそれより低位の H2 面に細分しているが、それらを構成する礫層は連続して分布し、被覆層の厚さや岩相も似通っているため、地質図上で両者を区別することはできなかった。そのため、両者を合わせて記載している。

層厚 本地域での最大層厚は約 100 m。下位の室田層の礫層と岩相が類似しているため、明瞭な境界が認められる地点は発見できなかったが、礫層の固結度や地形面からの連続性から層厚を推定した。

岩相 礫層で構成される。礫層は、中～巨礫の円礫で構成され、多くの場所では大礫サイズ以上の礫で構成されている（第 13. 2 図 A）。礫支持の礫層を主とし、露出が良い場所では礫のインプリケーションや不明瞭に成層している所が認められるが、その他の明瞭な堆積構造は観察できなかった。礫は部分的に強く風化している場合も認められ、特に花崗岩類などの結晶質な深成岩はいわゆる“くさり礫”となっていることがある。構成礫種は、火山岩及び火山砕屑岩（安山岩からデイサイト質の火山岩・溶結凝灰岩が主で流紋岩類を含む）が 6～7 割程度と主体をなし、ついで花崗岩類などの深成岩が多いが、その割合は 3 割程度である。花崗岩類などの深成岩が含まれる割合は、下位の室田層の礫層より多いが、より新しい上位の段丘礫層よりは少ない。

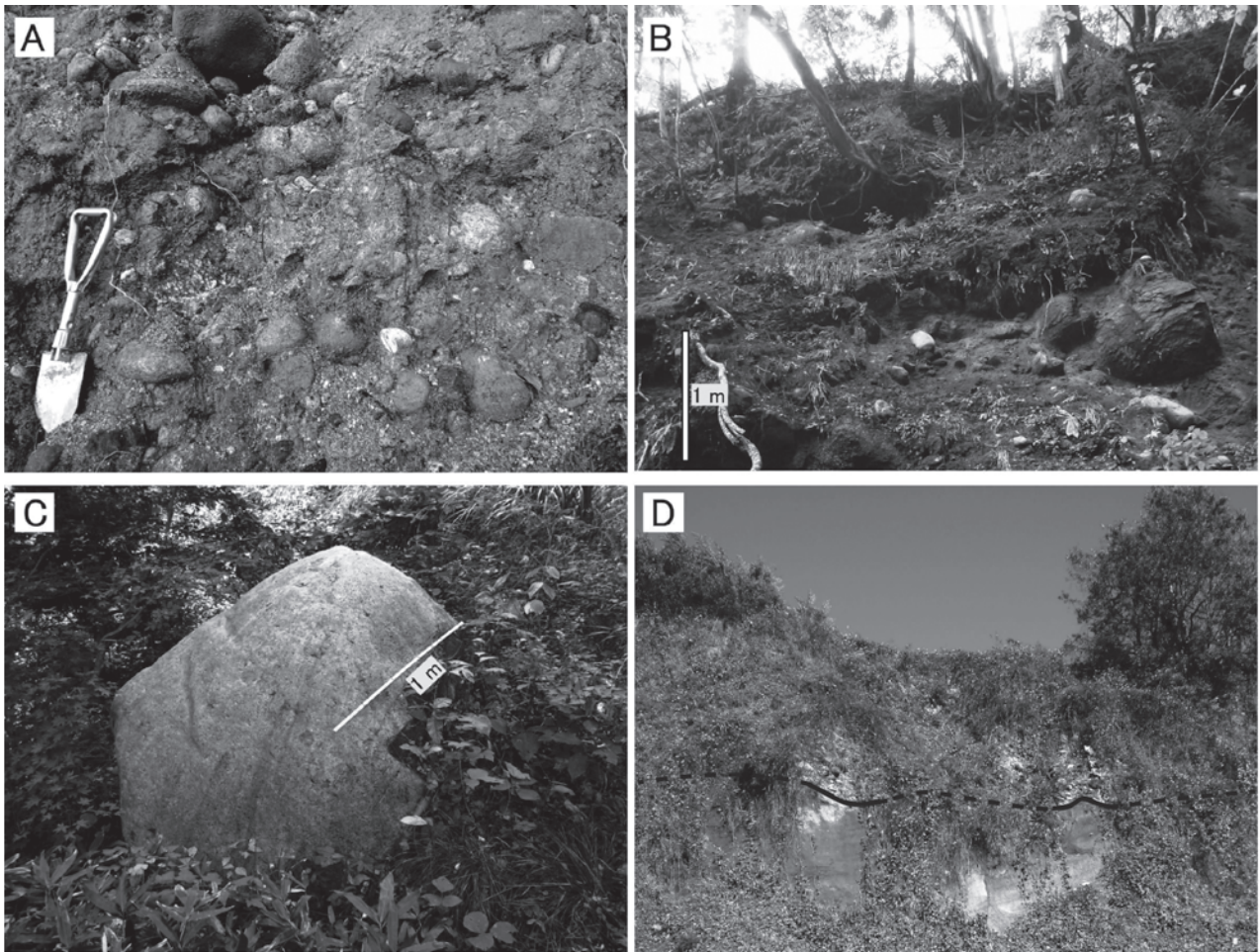
層位及び年代 本段丘面を構成する礫層を約 3～5 m 厚の風化火山灰質土層（ローム層）が覆う。風化火山灰質土層の下部は赤～灰色で上部の約 1～2 m ほどは褐色を示すことが多い。この風化火山灰質土層から、DKP, Aso-4, K-Tz, U-1 などのクリプトテフラが発見されている（松浦ほか, 2007）。なお、U-1 は松浦ほか（2007）ではじめて認識されたテフラであり、他のテフラの年代から推定した土層の堆積速度を基に降下年代は約 12～14 万年前であると推定された。松浦ほか（2007）は、風化火山灰質土層中のクリプトテフラの層位から、本地域の十二貫野面（松浦ほか, 2007 の H2 面）の形成年代を約 30 万年前と推定した。また、十二貫野面は、約 30～20 万年前に形成された複数の面を含むと考えた。

13. 2. 2 棚山面構成層（Mt）

分布 朝日町棚山地域に典型的に認められる棚山面（第 1 章参照）を構成する礫層。現河床からの比高や層厚などから同時代に形成されたと推定される黒部市音澤西方の標高 300～400 m 及び東方の 300 m 付近に分布する礫層もこれに含めている。地形面は、高位の棚山面 I と低位の棚山面 II に細分される。

層厚 約 20～100 m。棚山面 I を構成する礫層は、隣接する棚山面 II と礫層の下底の高度は同じだが面の高度が異なることから、棚山面 II を構成する礫層より層厚が厚い。

岩相 礫層で構成される。中～巨礫の円礫で構成され



第 13. 2 図 段丘堆積物

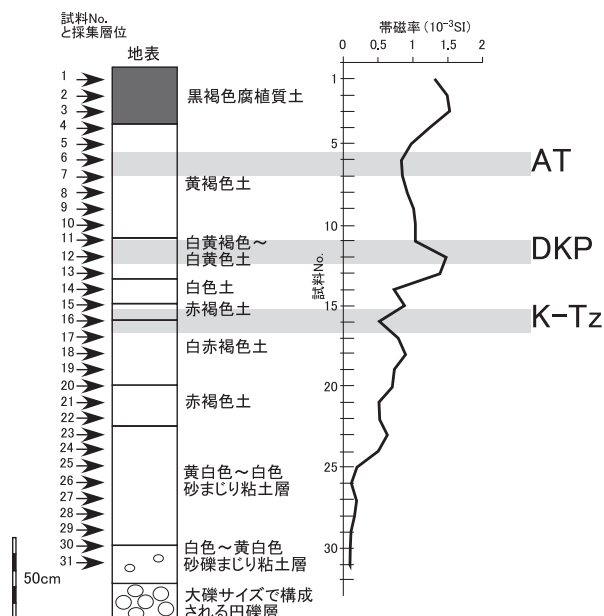
A：十二貫野面構成層（黒部市栗寺北東）。B：棚山面構成層（黒部市宇奈月町音澤西方）。C：黒部市宇奈月町音澤西方に露出する棚山面構成層の溶結凝灰岩の巨礫。D：船見野面構成層（黒部市中ノ口緑地公園）。段丘崖の上部 10 m 程が船見野面構成層で構成される。下位は高島層の砂岩。

る礫層で、多くの場所では大礫サイズ以上の礫で構成されている。礫支持の礫層を主とし、露出が良い場所では礫のインプリケーションなどが認められるが、その他の明瞭な堆積構造は認められない。構成礫種は、花崗岩類などの深成岩が主で、全体の 5～6 割程度の割合をしめる。その他は片麻岩などの変成岩類、珪長岩や石英斑岩や溶結凝灰岩、砂岩、泥岩などによって構成される。礫は上位の十二貫野構成層にくらべて風化の程度は弱く、くさり礫状のものはほとんど認められない。

黒部市音澤西方の標高 300～400 m に分布する礫層は、地形面を形成しないが、大～巨礫サイズの円礫で構成される礫層が分布し、その中にはメートル大の長径を持つ巨礫も認められる（第 13. 2 図 B, C）。

層位及び年代 棚山面 I を構成する礫層の上に約 2.5～3.7 m 厚の風化火山灰質土層（ローム層）が覆う。棚山で確認できた風化火山灰質土層の最大層厚は約 3.7 m で、下部の約 95 cm は細～中礫サイズの円礫及び砂を含

む黄白～白色の泥質な土層で、その上の約 90 cm が赤～赤白色ないし赤褐色の泥質な土層、さらに上部は、約 1.5 m は黄褐～暗黄褐色の泥質な土層となり、表層の約 30 cm は黒褐色の腐植が濃集した土層となる（第 13. 3 図）。下部 95 cm の礫混じりの部分は円礫や砂質分に富むことから洪水堆積物（いわゆるフラッドローム層）と解釈され、それより上部が風成堆積物と考えられる。上部の風成層と判断される部分には、AT, DKP, K-Tz などのクリプトテフラを確認した（第 13. 3 図, 第 13. 1 表, 及川・古澤, 2014）。風成層の下底は K-Tz 降灰層準と推定される層位から 1 m ほどから下位にあたること、降灰年代が約 14～12 万年前と推定される U-1 テフラ（松浦ほか, 2007）が含まれないこと、面を構成する礫層は厚く本段丘は堆積段丘として形成されたと考えられることなどから、棚山面 I を構成する礫層は MIS5 前半の温暖期、おそらく MIS5e（最終間氷期）までに形成され、その後の寒冷化に向かい離水し段丘化したと考えられる。



第 13. 3 図 棚山面 I 構成層を被覆する風化火山灰質土壌の柱

状図 (朝日町棚山; E137° 34' 9", N36° 53' 15")

帯磁率ならびにクリプトテフラ検出用の試料の採集層位と推定したテフラ降灰層準も合わせて示す。クリプトテフラ検出用の試料および帯磁率の測定は、地表面から 10cm 毎に採取・測定を行った。帯磁率は Geofyzika 社製 KAPPAMETER KT-6 で測定。

棚山面 II を被覆する土層は、良好な露頭が発見できなかったが、礫層の上に約 3 ~ 1.5 m ほどの厚さで重なっているのを確認した。棚山面 I と II が隣接している地域では、棚山面 I を形成した礫層を浸食して棚山面 II が形成されていることから、MIS5e 以降の寒冷化に伴う海水準低下に伴い棚山面 I を浸食してつくられた段丘面が棚山面 II であると考えた。正確な地形面の形成年代は情報に乏しく不明だが、棚山面 I との比高が 50 m ほどであることを考慮すると MIS5 の後半に形成された可能性が考えられる。

13. 2. 3 城山面構成層 (Ms)

分布 中世の朝日山城址がある朝日町城山の北に分布する城山面を構成する礫層。地形面は標高 180 ~ 190 m (城山面 I) と標高 140 ~ 160 m (城山面 II) の高度の異なる 2 つの地形面に細分されるが、面を構成する礫層は連続しておりまた分布も狭いことから地質図では一括した。

層厚 5 m 以下。

岩相 礫層で構成される。礫層は、中 - 大礫の亜円から円礫で構成される。構成礫種は、安山岩溶岩ないし火砕岩が主で砂岩や礫岩も認められる。

層位及び年代 本面構成礫層を覆う風化火山灰質土層は、城山面 I, II とも約 2 m 以下である。露出条件が悪く挟在するテフラの検討などは行えなかったため、正確な段丘形成年代は不明である。しかし、被覆層の厚さは黒部川流域の棚山面のものと同程度であるため、MIS5 に形成された段丘面である可能性が指摘される。

第 13. 1 表 クリプトテフラの分析結果

試料採集層位は第 13. 3 図に示す。テフラの略称は町田・新井 (2003) に従う。火山ガラス、重鉱物、石英の値は、試料の 1/8-1/16mm の 3000 粒子中に含まれる数である。屈折率は斜方輝石では γ 、角閃石では n_2 の値。

試料名	火山ガラスの形態別含有量(/3000粒子)			重鉱物の含有量(/3000粒子)			β 石英 (/3000粒子)	特記鉱物	斜方輝石 (Opx) の屈折率	角閃石 (Gho) の屈折率	火山ガラスの屈折率	解釈されたテフラのおよその降灰層準
	Bw	Pm	O	Opx	GHo	Cum						
1	515	0	0	12	67	0	0	Cum微量含む, DKPタイプOpx含む			1.497-1.501	
2	500	0	0	11	61	0	0	DKPタイプOpx含む				
3	615	0	0	19	141	0	0	DKPタイプOpx含む				
4	598	0	3	15	137	0	0	DKPタイプOpx含む				
5	806	0	0	42	188	0	0	DKPタイプOpx含む				
6	1154	0	0	40	223	0	0	DKPタイプOpx含む			1.497-1.500	AT
7	810	0	0	28	217	0	0	DKPタイプOpx含む				
8	622	0	0	43	238	0	0	DKPタイプOpx含む				
9	50	0	0	38	240	0	0	DKPタイプOpx含む			1.497-1.501	
10	24	0	0	108	583	0	0	DKPタイプOpx含む				
11	2	0	0	152	777	0	0.2	DKPタイプOpx含む	1.7032-1.7073	1.6789-1.6819		DKP
12	1	0	0	102	608	0	1.2					
13	0.5	0	0	72	363	0	1					
14	0.5	0	0	23	53	0	4.3					
15	0.5	0	0	25	94	0	10	glass付着石英含む				
16	0.7	0	0	4	12	0	31	Aso-4タイプのGho含む				K-Tz
17	0.8	0	0	7	8	0	16					
18	0.7	0	0	0	10	0	6.5					
19	0	0	0	0	1.2	0	0.4					
20	0	0	0	0	0.8	0	0					
21	0	0	0	0	0.5	0	0					
22	0	0	0	0	0.3	0	0					
23	0	0	0	0	0.5	0	0					

Bw: バブルウォールタイプ
Pm: パミスタタイプ
O: 低発泡タイプ

Opx: 斜方輝石
GHo: 緑色普通角閃石
Cum: カミングトン閃石

13. 2. 4 音澤面構成層 (Mo)

分布 黒部市音澤の東の標高 290 m 前後の平坦面を典型とする音澤面 (第 1 章参照) を構成する礫層。

層厚 約 40 m 以下。

岩相 礫層で構成される。礫層は、中～巨礫の円礫で構成され、多くの場所では大礫サイズ以上の礫で構成されている。礫支持の礫層を主とする。構成礫層の露出状況が悪いため、明瞭な堆積構造などは確認できていない。構成礫種は、花崗岩類などの深成岩が主で、全体の 6～7 割程度の割合をしめる。その他は片麻岩などの変成岩類、珪長岩や石英斑岩などの珪長質岩や溶結凝灰岩、砂岩、泥岩などによって構成される。礫はほとんど風化していない。

層位及び年代 露出に乏しく被覆層の詳細は明らかでない。音澤では層厚 1 m 褐色の細～中礫まじりの風化火山灰質土層に覆われる。上下の段丘面の形成時期から、MIS5～4 の間のいずれかに堆積し段丘化した礫層と考えられる。

13. 2. 5 船見野面構成層 (Lf)

分布 黒部川右岸の朝日町船見の集落をのせる面を典型とする船見野面 (第 1 章参照) を構成する礫層。分布高度から、音澤東の標高約 230 m の平坦面を構成する礫層も本面構成層に含めた。

層厚 25 m 以下。層厚は比較的薄い。本段丘面上で掘られたボーリングからは、段丘面構成層の厚さは約 25 m ほどである (榎根・山本, 1971)。愛本橋北方の中ノ口緑地公園付近の段丘崖では約 10 m の層厚で露出する。音澤東の標高約 230 m の平坦面を構成する礫層は数 m 以下の厚さで、薄くベニア状に基盤の上に分布する。

岩相 礫層で構成される。礫層は、大～巨礫の円礫で構成される。大礫サイズ以上の礫で構成されている。構成礫種は、花崗岩類を主体とする深成岩類が 7～8 割をしめ、その他、片麻岩などの変成岩類、珪長岩や石英斑岩などの珪長質岩や溶結凝灰岩、安山岩火山岩、砂岩、泥岩などによって構成される。構成礫種の割合種類は現在の黒部川が運ぶものとかわらない。中ノ口緑地公園付近の段丘崖では高阜層の砂岩を直接本礫層が覆っている (第 13. 2 図 D)。本構成礫層の下位に 3～11 m 厚の砂層を挟む (榎根・山本, 1971)。分布の北端付近では、さらにその砂層の下位、深度約 35 m 以深に基盤の砂岩層が分布している (榎根・山本, 1971)。その砂岩層は、分布位置からおそらく横尾層と推定される。

層位及び年代 本面構成層を覆う風化火山灰質土層は 1 m ほどであり、その下底付近に AT が含まれることが報告されている (小池・町田, 2001; 松浦ほか, 2007)。DKP が認められないこととあわせると、本面構成層は、約 3 万年前より少し前に離水したと考えられる。そのため MIS4 から 3 にかけての海進期に形成され、MIS3 か

ら 2 にかけての海退期に段丘化したと判断される。本段丘面上の被覆層中には、縄文時代以降の遺跡が多数認められ、一番古いものは縄文草創期の柳田遺跡 (朝日町大家庄字柳田) である (宇奈月町, 2005)。

13. 2. 6 境面構成層 (Ls)

分布 朝日町宮崎から境にかけての山際に典型的に分布する境面 (第 1 章参照) を構成する礫層。笹川沿いの現河床からの比高 10 m ほどの段丘を構成する礫層も含んでいる。

層厚 下底が観察されていないので不明であるが、段丘の比高と同じ 10 m ほどの層厚をもつものが多いと推定される。

岩相 礫層で構成される。礫層は、中～大礫の亜円から円礫で構成される。構成礫種は、流域や後背地の地質に応じて様々である。主に鮮新世から中新世の堆積岩や火山岩・火砕岩で構成された礫からなる。

層位及び年代 本面構成層を覆う風化火山灰質土層はほとんど認められないため、完新世に離水し段丘化した礫層と考えられる。被覆層中から縄文中期以降の遺跡が見つまっている (宇奈月町, 2005) ため、それ以前に離水した段丘面であることは確実である。

13. 2. 7 浦山面構成層 (Lu)

分布 黒部市浦山周辺で典型的に認められる下立浦山面 (第 1 章参照) を構成する礫層。

層厚 愛本橋より下側では 10 m 以上。下底が認められていないので、正確な厚さは不明だが現河床と段丘面の比高以上の層厚があることは確実なので、比高以上の厚さとした。一方、愛本橋より上流では、本面構成礫層の厚さは 1～2 m 程度で、基盤の上に薄くベニア状に分布するに過ぎない。

岩相 礫層で構成される。礫層は、大～巨礫の円礫で構成される。主に大礫サイズ以上の礫で構成される。構成礫種は、花崗岩類を主体とする深成岩類が 7～8 割をしめ、その他、片麻岩などの変成岩類、珪長岩や石英斑岩などの珪長質岩や溶結凝灰岩、安山岩火山岩、砂岩、泥岩なども含まれる。構成礫種の割合種類は現在の黒部川が運ぶものと変わらない。

層位及び年代 本面構成層を覆う風化火山灰質土層はほとんど認められない。このことから正確な形成時期は不明だが、完新世に形成されたものと判断した。本段丘面上の被覆層には、縄文時代中期以降の遺跡が認められる (宇奈月町, 2005) ため、それ以前に離水した段丘面であることは確実である。

13. 2. 8 未区分段丘堆積物 (t)

分布 北又谷中流域の北又小屋付近、その上流の北又谷と恵振谷合流点付近から恵振谷にかけて、白鳥山北側

の楯谷中流や大滝谷下流の西側の沢などに小規模に分布している。

岩相 礫層で構成される。礫層は、大～巨礫の円礫で構成される。礫種はその上流の水系に分布する岩石の礫で、北又小屋付近では花崗岩、楯谷では砂岩が卓越する。

対比 泊地域西部の段丘堆積物が分布する地域と離れており、また、周辺に段丘堆積物が分布しないため、対比が困難である。また、段丘堆積物の年代報告もなく、形成年代は不明である。よって、未区分段丘堆積物とした。

13.3 現河床及び氾濫原堆積物 (a)

現河床及び氾濫原堆積物は、本地域の平地を構成する堆積物の大部分を占め、とりわけ黒部川扇状地性三角州の地形をつくるものが最も広い面積を占める。その他、境川、笹川の中～下流域、小川の上朝日橋からの上流には小規模な谷底平野が発達し、それらの地形を構成する堆積物も本堆積物にまとめてある。いずれも主に大～巨礫サイズの円礫で構成される礫層である。構成礫種は、後背地の地質を反映して様々なものが認められるが、黒部川扇状地性三角州を形成するものは、花崗岩類などの深成岩が主である。

層厚などの情報は乏しいが、現成の黒部川扇状地性三角州を構成するものについては、ボーリングデータや陸域、海域の地形から推定が行われている（藤井、1965；榎根・山本、1971；藤井・奈須、1988；藤井、1992）。藤井（1965；1992）では、MIS2（最終氷期の最寒冷期）以降の礫層の厚さを、黒部市生地付近で100 m程度、その他の海岸線付近では50 m前後と推定した。榎根・山本（1971）では、現生の黒部川扇状地性三角州を構成する礫層は、黒部市生地付近で一番厚く200 m程度で、その他の海岸線付近では150～180 mほどの厚さであり、扇頂の愛本橋付近で30 mほどの厚さと推定した。なお、黒部川が形成する扇状地性三角州の上面には縄文時代中期以降の遺跡が存在する（宇奈月町、2005）。そのため、それまでには現在と同じ地形面を作る扇状地性三角州が形成されていたと考えられる。

13.4 崖錐堆積物 (tl)

山地が平野や谷底低地に接する部分などの急斜面が緩斜面に変化する部分に認められる背後の山地斜面より緩やかな部分や、小沢の出口に発達する沖積錘を構成する不淘汰な礫層を崖錐堆積物とした。崖錐を構成する礫層の礫種は、後背地を反映したもので様々である。

13.5 地すべり及び崩壊堆積物 (ls)、堰止め湖堆積物 (ld)

分布及び層相 地すべり地形及び地すべり移動体・堆積物は、主に南東部の小滝川源流部の東俣沢源流部、恵振谷、漏斗谷などと白鳥山北斜面、境川流域などに分布する。大部分は空中写真の地形判読により、地すべり移動体ごとに界線で区分し、その分布を示した。

東俣沢源流部の地すべり堆積物は（佐藤・苅谷、2014）、従来氷河堆積物（小疇・岡沢、1976）とされていたものである（第13.4図A）。これらの堆積物は初源的には氷河堆積物として形成された可能性はあるが、現在は地すべりにより、変形や変位した地すべり堆積物となっている。また、黒岩山から北東の中俣山（小滝地域）へ延びる尾根上にも不淘汰な巨礫を含む角礫層が分布する。礫は白馬岳層を起源とする珪長質火砕岩類である。これらも初源的には氷河堆積物や周氷河堆積物として形成された可能性はあるが、現在は地すべり堆積物となっている。

大滝谷の標高300～400 mに分布する地すべり堆積物は地すべりによる堰止め湖堆積物を伴う（第13.5図）。標高300 m付近には地すべりの移動体が分布し、上面は比較的凹凸が少ない平面となっている（第13.4図B）。最下流部は手取層群の濃緑色凝灰質泥岩・礫岩互層が崩壊したもので、数十 cmの岩塊状に破断されているが（第13.4図C）、層理面が若干残っている部分も認められる。

標高320 mの右岸側の谷底から10 mほどの高さには、手取層群を不整合に厚さ2 mの砂層が覆っている。また、標高335 m付近から355 m付近にはシルトと砂からなる堰止め湖堆積物が分布する（第13.4図D）。木片は若干黒くなっている程度で、炭化の程度は極めて低い。シルト層には木片や植物片濃集層などがみられる。またシルト層には生痕化石も見られる（第13.4図E）。

標高320 mより上流部では礫径50 cm以下の角礫層が分布し、下流部では層理は発達せず淘汰が悪い塊状を呈する（第13.4図F）が、上流部では若干の粒度変化を伴う層理が観察される。これらの地層は堰止め湖堆積物のシルト層を不整合に覆う。

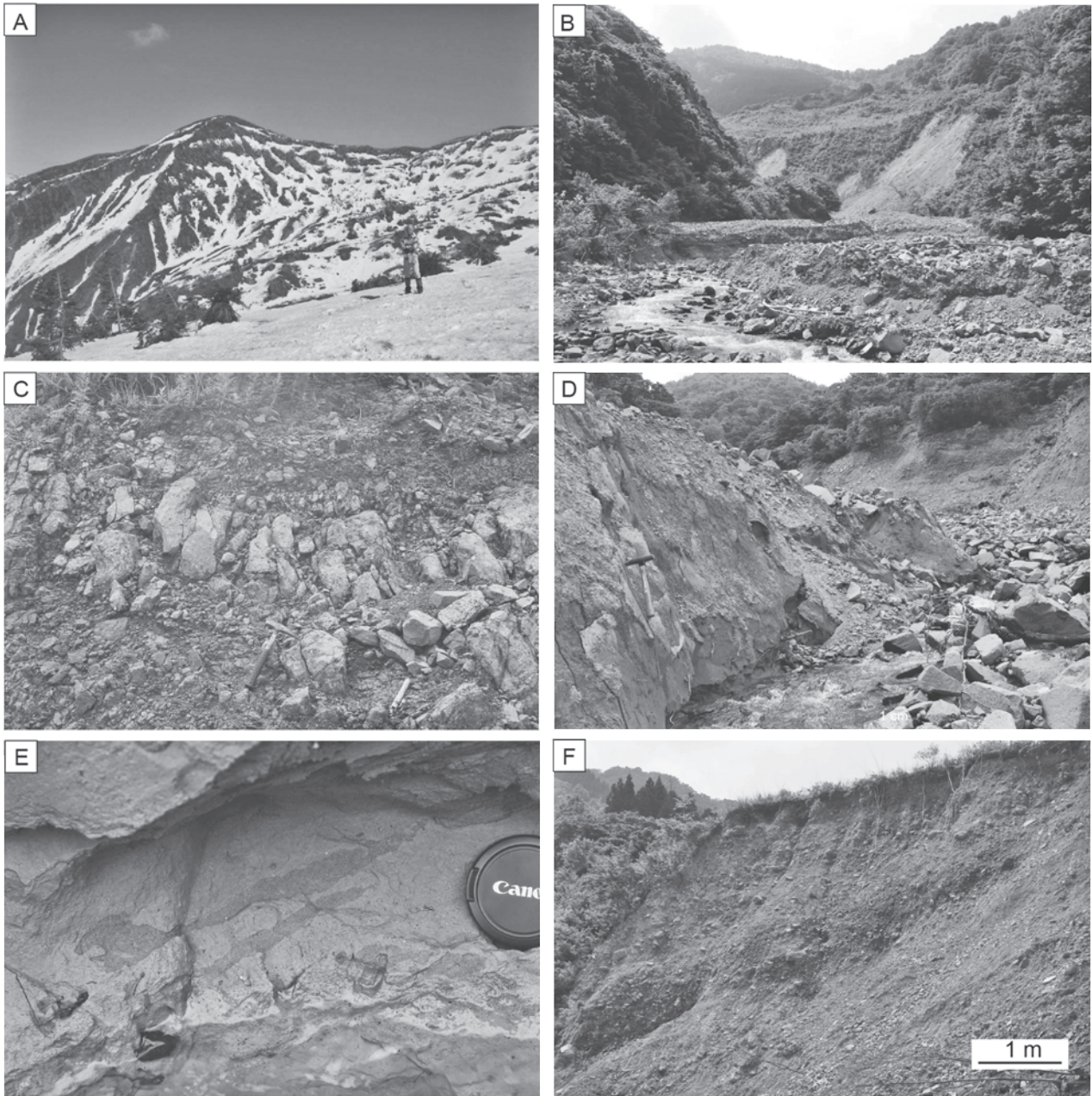
堆積年代を示すデータは得られていない。

13.6 海岸低地堆積物 (c)

朝日町宮崎から糸魚川市市振^{いちぶり}にかけての小規模な海岸低地を構成する堆積物。この海岸低地は、北側海側に東西に一系列の浜堤が認められ、それより内側の後背湿地にあたる部分の堆積物を海岸低地堆積物として地質図に示している。表層は主に砂によって構成されている。層厚は、下限が確認できていないので不明である。

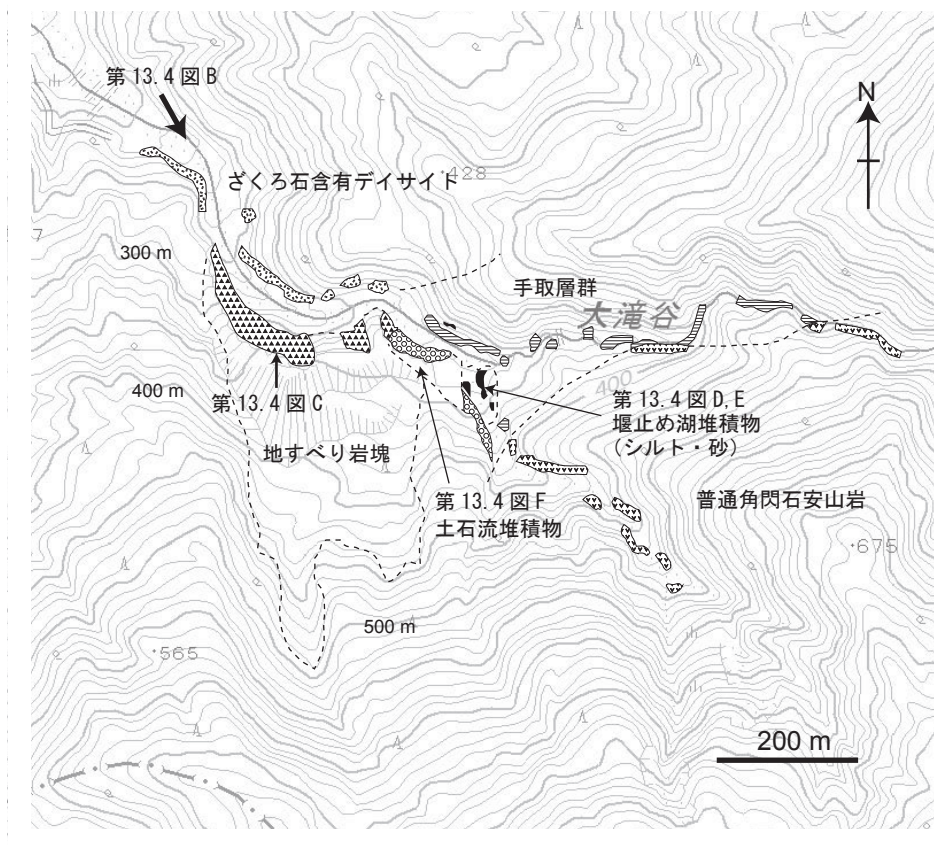
13.7 海浜及び砂丘堆積物 (b)

海岸の前浜とその陸側に分布する浜堤を構成するもの



第 13. 4 図 崩壊堆積物及び堰止め湖堆積物の産状

A：東俣沢源流部の崩壊堆積物（人物の後方付近）。B：崩壊堆積物がつくる上部平坦面。写真中程奥。大滝谷標高 300 m 付近。C：崩壊堆積物中の多くの割れ目が入った手取層群の礫岩からなる岩塊，大滝谷標高 300 m 付近。D：木片を含むシルトからなる堰止め湖堆積物（手前）と上位の礫層（右奥），大滝谷標高 350 m 付近。E：D のシルト層の拡大。生痕がみられる。F：D の礫層の拡大。



第 13. 5 図 崩壊堆積物及び堰止め湖堆積物の産状を示すルートマップ
 本図は、国土地理院電子国土基本図を使用し、記号などを追記した。

を一括し区分した。本地域の海浜の海際は、ほとんど礫浜によって形成されているが、その陸側にわずかに砂浜が認められることがある。また、朝日町宮崎から朝日町境にかけては、東西に一系列の浜堤が認められ、砂及び礫によって構成される。また、黒部川の扇状地性三角州上の海岸の一部には砂丘が存在し、1940年代までは小規模なものが確認できたが、現在は海岸浸食とその防止工事のためほとんど失われた（入善町誌編さん委員会、1967；奥田、1970）。現在、本地域内に地質図に示せる大きさのものは残っていない。

13. 8 人工改変地 (d)

本地域北部に位置する、漁港（宮崎、市振）や北陸自動車道の越中境^{えっちゅうさかい}パーキングエリアの範囲は、地質図に示せる程度の広さで埋め立てなどが行われているため、人工改変地として図示した。

第14章 地質構造

(竹内 誠・長森英明・及川輝樹・古川竜太)

14.1 山地の地質構造

本地域の地質は、数回の地殻変動を被っており、その一つ一つの変動の変形を解析することは大変困難である。特に、古い時代の変形は新しい変形によって改変され、消滅あるいは認識しにくくなっている。

本地域で、地質構造の最も大きな相違が見られるのは、小川沿いに北又小屋から小川ダム（小川断層、後述）、笹川中流、水上谷、上路を通過して金山谷につながる断層で囲まれるブロック、北又小屋から小川ダム下流への断層（小川断層）と愛本付近を通る北東-南西方向の断層（黒菱山断層の東側の断層）に囲まれるブロック、及び愛本から北北東へ南保富士西方、烏帽子山西方を通り日本海に抜ける断層（黒菱山断層、後述）の東側地域で前二者の部分をのぞいたブロックの3つのブロックに分けられる。

小川温泉北東側のブロックは蓮華変成岩と飛騨外縁帯の古生界を基盤とし、来馬層群や手取層群などが広く分布するが、小川温泉南西側のブロックは飛騨花崗岩類や宇奈月変成岩類を基盤とし、中生界の堆積は内山層が最初である。また、3つめのブロックは北東部で蓮華変成岩や超苦鉄質岩を基盤とし、尻高山層や親不知層が堆積するが、南西部では基盤岩は中生界や新生界に覆われ不明である。小川沿いの断層群をはじめとして、北西-南東方向の断層が卓越し、またそれに伴った北東-南西方向の褶曲軸をもった褶曲が発達する。

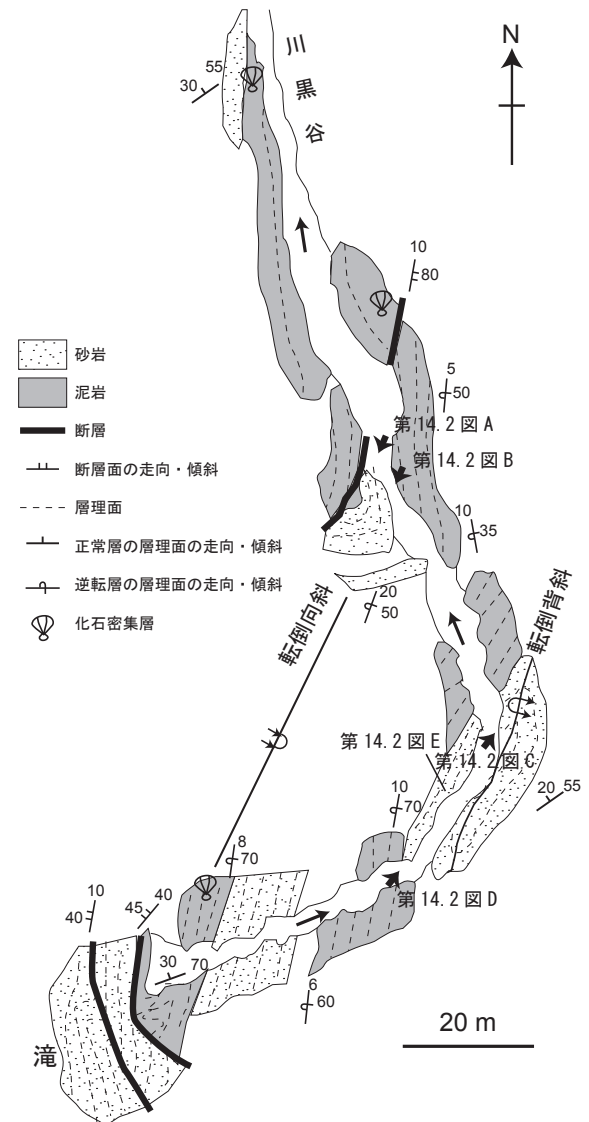
北西-南東方向の歪みが集中し、断層帯となっているところは数カ所見られ、最大の小川沿いの他に、音谷中流域、黒岩山南方から北又谷を通過して相又谷地域、北又谷上流部辛川黒谷地域、及び白鳥山より北東部である。

川黒谷地域では幅約1 kmの褶曲帯をなし、転倒褶曲が発達し、逆転層もしばしば分布する（第14.1図、第14.2図）。褶曲軸面は北東-南西走向で南に10~20度程度で傾斜し、北フェルゲンツを示す。褶曲軸はほとんど水平である。褶曲の分布パターンは左横ずれ成分があることを示している。

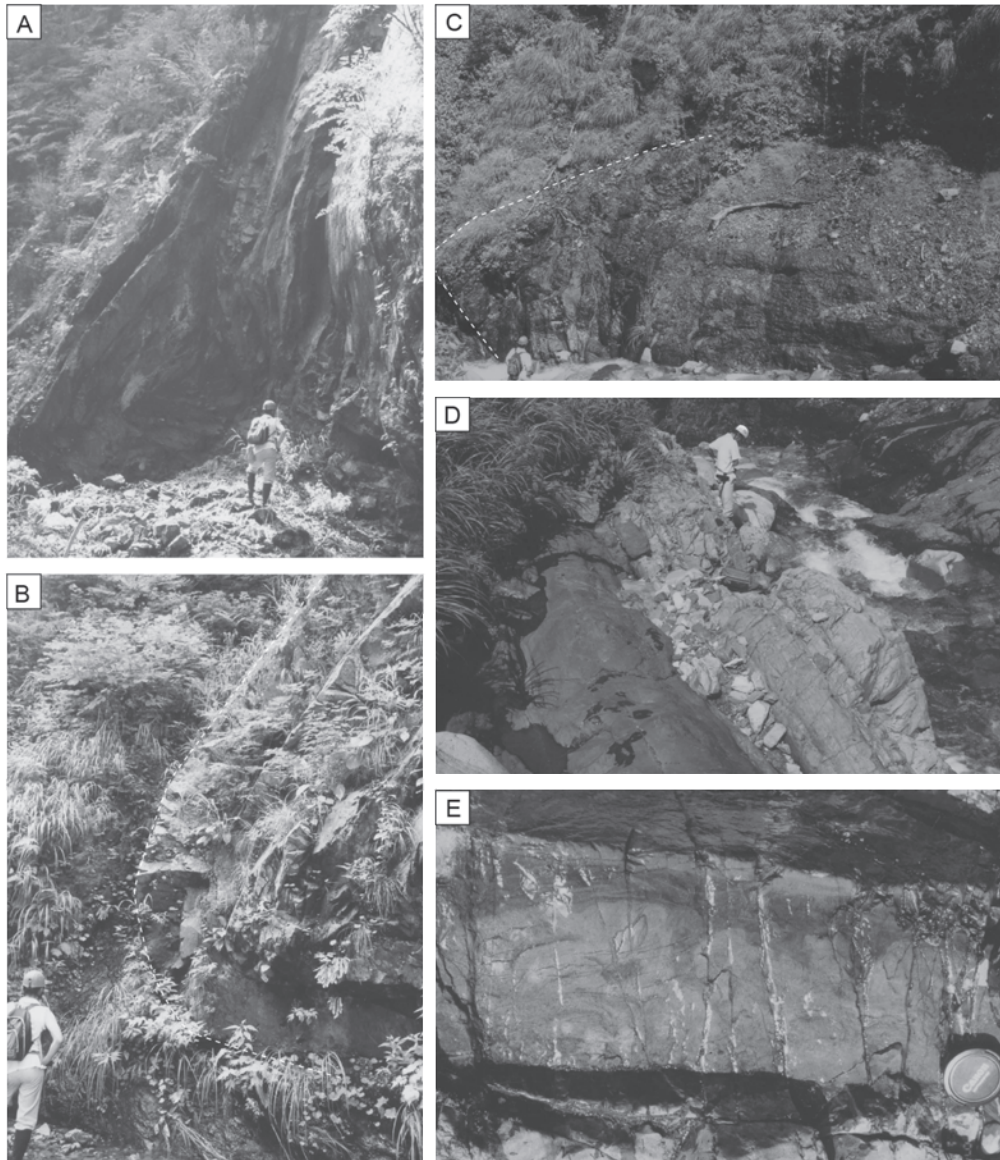
相又谷では、手取層群や貫入岩類が分布し、それらの一部はカタクレサイト化し、また碎屑岩岩脈が貫入することから、これらの変形史をまとめることができる。既述のように、ざくろ石含有デイサイトが手取層群に貫入し、普通角閃石黒雲母デイサイトがざくろ石含有デイサイトに貫入している。普通角閃石黒雲母デイサイトと

ざくろ石含有デイサイトはカタクレサイト化と珪化作用を被っている。このあとに碎屑岩岩脈が貫入している（第14.3図）。碎屑岩岩脈は手取層群、ざくろ石含有デイサイト、普通角閃石黒雲母デイサイトに貫入し、幅は10~80 cmである。

碎屑岩岩脈は、構成礫の種類などから区別でき、手取層群起源の角礫を主とし、基質が少ないタイプ（第14.3図C）、ほとんどが珪化したデイサイト角礫からな



第14.1図 来馬層群の転倒褶曲構造ルートマップ



第 14. 2 図 来馬層群中の転倒褶曲露頭

A：転倒褶曲（向斜），B：A の左側の軸部の拡大，C：転倒褶曲（背斜），D：C の西翼の逆転層，E：D の一部の拡大，逆転した荷重痕。露頭位置は第 14. 1 図に示した。

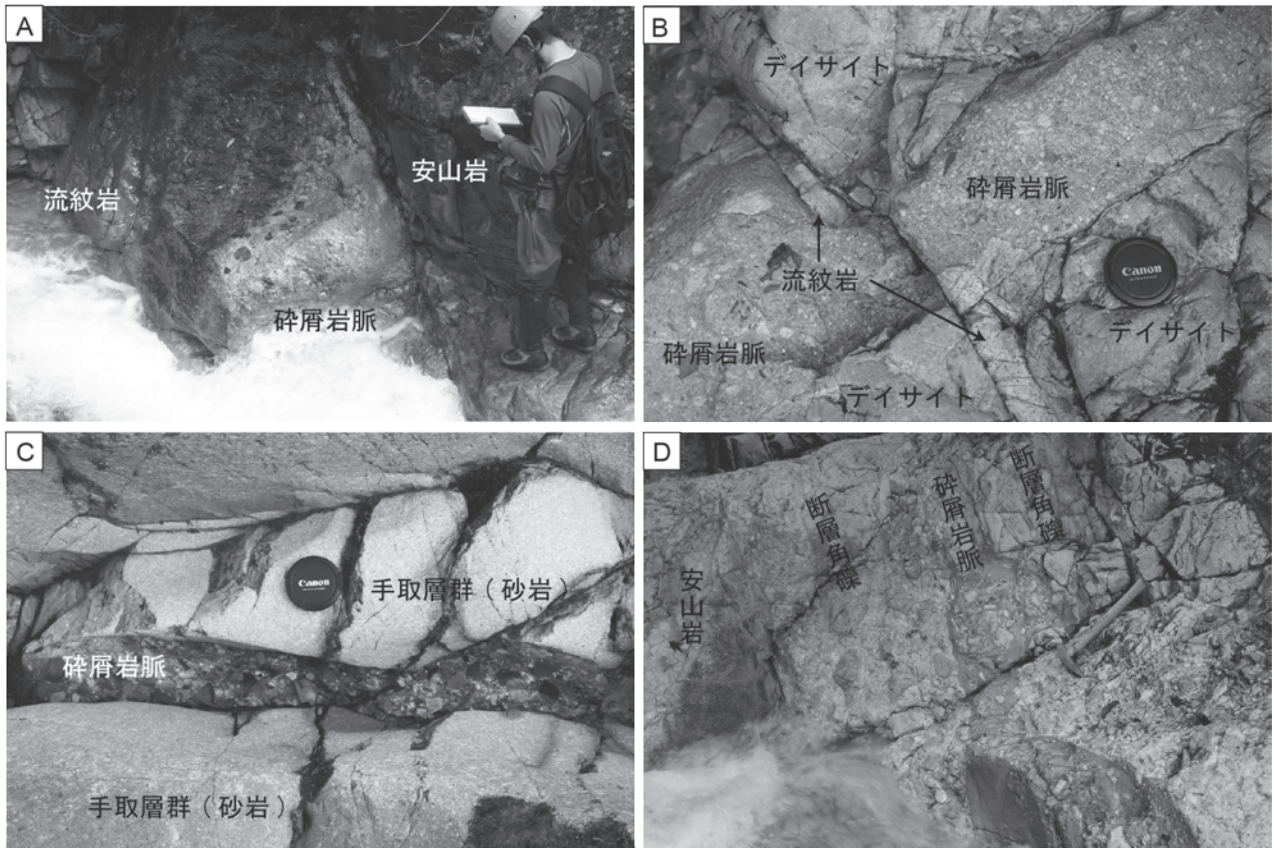
り，基質が少ないタイプ（第 14. 3 図 A, B），流紋岩または珪化したデイサイト角礫を含み，細粒の凝灰質基質が多いタイプ（第 14. 3 図 D）などからなる。碎屑岩岩脈は濃緑色の単斜輝石含有普通角閃石安山岩に貫入される。

14. 2 断 層

本地域は，飛騨山脈が直接海に接している地域であり，海岸部から起伏に富む山地へと急激に変化するため，その境界には黒菱山断層（辻村，1926；竹村，1983）や親不知断層（竹村，1983）などの山地側が上昇する変位を持つ活断層の存在が指摘されてきた。しかしこれらの断

層は，本調査においては明確に第四系を変位させた証拠や変動地形などは発見できなかった。また，国土地理院発行の都市圏活断層「泊」（今泉ほか，2003）にも，これら活断層は図示されていない。さらに，黒菱山断層は，最近の地下構造探査（東京大学地震研究所，2013）でも第四紀に繰り返し活動した証拠は確認されていない。そのため，これらの断層を本報告では活断層としていない。以下，活断層である魚津断層の他，本地域の主要な断層である，黒菱山断層，嘉例沢断層，小川断層，下立断層について説明する。

魚津断層 本地域の活断層は，藤井・竹村（1979）で命名された不動堂断層が古くから認識されている。池田ほか（2002）は，この不動堂断層を北端とし，北東-南



第 14. 3 図 碎屑岩脈の産状

A：最大幅約 1 m の碎屑岩脈，相又谷標高 565 m 付近。B：流紋岩とそれに貫入した流紋岩脈を貫く碎屑岩脈，相又谷標高 560 m 付近。C：手取層群を貫く碎屑岩脈，相又谷標高 510 m 付近。D：安山中に発達した断層角礫岩に貫入した碎屑岩脈，相又谷標高 600 m 付近

西方向に走向で約 35 km の長さにおいて連続的に連なる南東傾斜の逆断層群を魚津断層（魚津断層帯）と命名した。その後、魚津断層を対象として、中田・今泉（2002）、今泉ほか（2003）、東郷ほか（2003）、中村・金（2004）、中村（2005, 2007）、松浦ほか（2006）、松浦ほか（2007）などの複数の研究が行われている。本図幅では今泉ほか（2003）に従い、複数の研究者が活断層の存在を認めている魚津断層のみを活断層として地質図上に示した。なお、本地域中の魚津断層は、不動堂断層のみで構成される。魚津断層全体の第四紀後半の上下方向の変位速度は、0.2～0.9 mm/年（中村，2005）、ないし 0.24～0.44 mm/年（松浦ほか，2007）とされる。本地域内では、約 3 万年前に形成された船見野面を上下に 2～3 m 変位させている（池田ほか，2002）。このように魚津断層は比較的大きな変位速度を持つ活動的な断層とされているが、最近の地下構造探査に基づくと、地下の地質構造を大きく変位させていないことが明らかとなった（東京大学地震研究所，2013；石山ほか，2014）。その地下構造探査の結果によると、基盤の地質構造を大きく変位させている活断層は海岸付近の地下に想定されることから、魚津断層はその二次的な断層である可能性が指摘されている

（東京大学地震研究所，2013）。

黒菱山断層 辻村（1926）によって命名された。本断層は、北東端の朝日町境から南東端の魚津市東城まで延び、総延長約 20 km 以上に達する（活断層研究会，1991；富山県，1992）。本地域南端において黒菱山断層の東側に認められる嘉例沢断層は、福平層と烏帽子山層の分布を規制しており、黒菱山断層の派生断層と推定される。本地域における明確な断層露頭は、調査時に確認することはできなかった。しかし、新生界の分布境界は黒菱山断層と斜交していることから、断層の存在は強く支持される。ただし、小川以北では新生界の分布境界と黒菱山断層は斜交しない。なお、境から舟見まで認められる明瞭な崖は、断層崖と見なす見解（藤井，1959 など）と、差別浸食によって形成された見解（市村，1935）がある。黒菱山断層の断層面の傾斜は、藤井（1959）、富山県（1987）、竹内（2010）などは西傾斜の高角断層、町田ほか編（2006）は東傾斜の逆断層とし、見解が分かれるものの、断層の南東側が隆起したとする点で一致する。入善町舟見における、黒菱山断層から北西側に 500 m 離れた地点のボーリング資料では、表層より 330 m の深度で中新統と烏帽子山層相当層の境界がある（藤井ほ

か、1986). その境界が黒菱山断層であるならば、黒菱山断層は北西傾斜と判断される。藤井ほか(1986)のボーリング資料の他に明確な証拠はないため、本報告では本断層を西傾斜と判断する。

竹村(1983)は、黒菱山断層が“呉羽山礫層”及び高位段丘礫層を切る露頭が存在するとしたが、本調査時には未確認である。本断層の活動履歴は不明瞭である。

嘉例沢断層 本断層は、小幡・野崎(2002a)により黒部地域の黒部市嘉例沢付近の露頭で発見された断層に対して命名された。また、富山県(1992)により、活断層リニアメントとして図示されたものである。なお、断層露頭における断層面の条線や古土壌の赤色土壌の取り込み状況などから、本断層を左横ずれの活断層とする見解もある(小幡・野崎, 2002a, b; 野崎, 2013, 2015)。黒菱山断層の東側に位置し、本地域で黒菱山断層へ収斂する。

小川断層 市村(1935)によって命名された。竹村(1980)は小川断層が小川沿いから越道峠、黒雞川北又谷、横山、猫又山西部を通り不帰岳東部に至るとしている。本地域の北西端では沖積層に覆われて伏在しており、北西への延長は不明である。尾根や谷筋の地形状況から、左横ずれの可能性が示唆されている(竹村, 1980)。上部鮮新統の室田層が小川断層の南東域のみに分布することから、後期鮮新世に小川断層の北西側が相対的に隆起し、断層の南東側のみに室田層の堆積場が形成されたと推定される。一方、小川断層の南西地域では中新統の高畠層を室田層が傾斜不整合で覆うことから、地域全体の隆起活動が想定される。竹村(1980)は本断層を確実度の高い活断層としている。しかし、活動履歴を特定する露頭はこれまでに報告されていない。

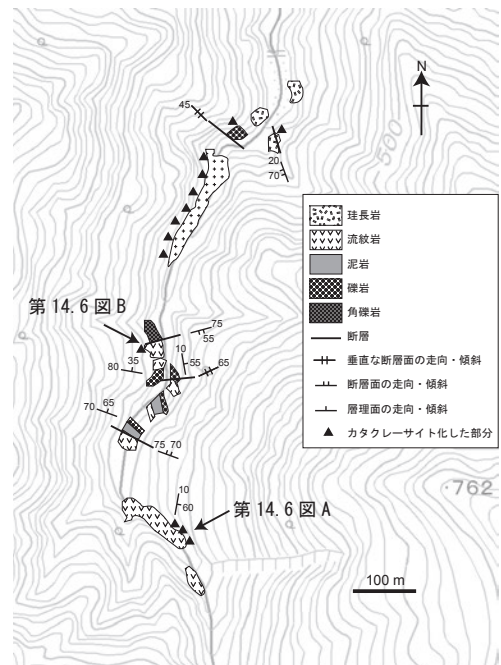
小川沿いの飛驒花崗岩中にカタクレーサイトが見られる(第14.4図)。カタクレーサイトは北西-南東方向の面構造をもち、小川温泉南東の沢の標高370m付近、小川温泉南方の沢の標高300m付近及び小川ダム南西の沢などに分布する。ほぼ現在の小川に平行に分布する。

小川断層を含む小川沿いの断層群には、しばしば断層に付随して礫岩が分布する(第14.5図、第14.6図)。小川温泉南東の沢では、内山層流紋岩がカタクレーサイト化し、一部泥質砂岩基質の角礫岩(第14.6図B)、泥岩、細粒礫岩と断層で接する。これらの堆積岩層の層厚は約15mである。角礫岩の多くは流紋岩であるが、チャート礫も含む。また、小川温泉南の沢では、飛驒花崗岩類の粗粒黒雲母花崗岩がカタクレーサイト化し、角礫岩と断層で接する(第14.6図C)。角礫岩の礫は亜角礫で、流紋岩、礫岩、粗粒花崗岩などの礫からなり、基質は粗粒石英や長石類からなる(第14.6図D)。

下立断層 新称。本地域南西端から朝日町花房の採石場で確認され、南西-北東方向に延びる。角・野沢(1973)は本地域の南西隣の魚津地域で鮮新統に変位を与え、更

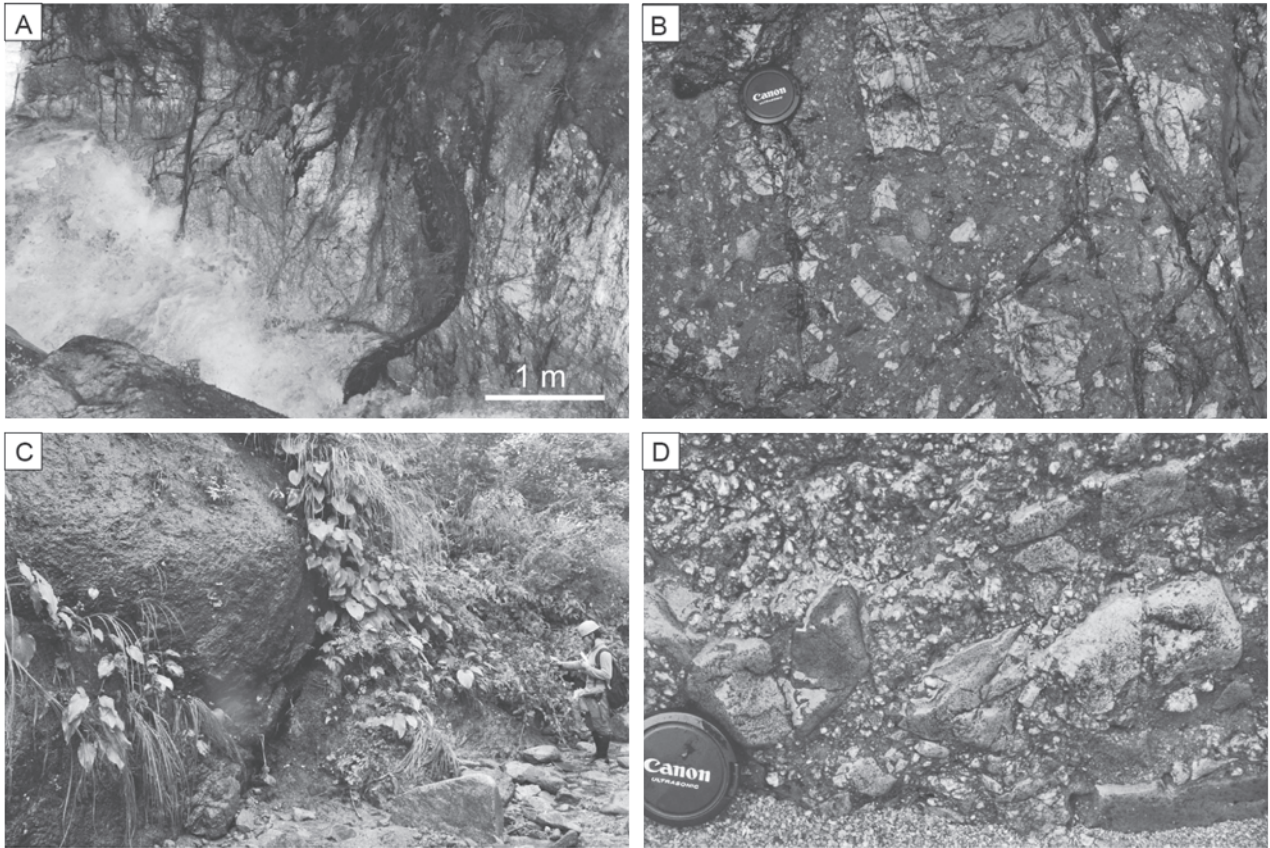


第14.4図 花崗岩に発達するカタクレーサイト
小川ダム下流標高150m付近より南に分岐する支流の標高230m付近。



第14.5図 小川沿いの断層帯のルートマップ
国土地理院電子国土基本図を使用し、記号などを追記した。

新統に被覆される多くの断層を認めた。それらの断層の内、魚津市釈迦堂から小菅沼付近に延びる断層は、北西側落ちの断層であり、下立断層と連続する可能性が高い。高畠層と室田層の境界を基準にして判断すると、相対的な垂直落差は最大約60mである。断層面は高角で、北西方向に傾くと推定される。水平変異量は不明である。断層に沿って最大幅250mほどの破碎帯を伴う。破碎帯における構造は複雑に変化し、高畠層及び室田層が混在する(第14.7図)。本断層の十二貫野面構成礫層に対する変位は認められない。このことから、室田層堆積以



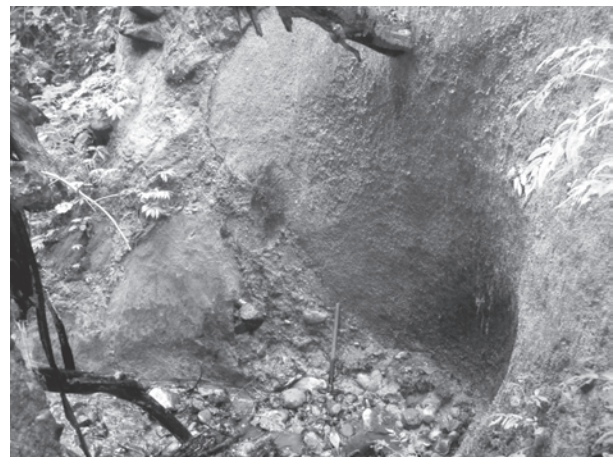
第 14. 6 図 小川沿いの断層岩と角礫岩露頭
露頭位置は第 10. 8 図を参照.

A: 断層角礫化した流紋岩, 小川温泉南東の沢, 標高 475 m 地点. B: 流紋岩角礫を多量に含む碎屑岩脈, 小川温泉南東の沢, 標高 405 m 地点. C: 花崗岩中に産する碎屑岩脈?, 小川温泉南の沢, 標高 310 m で西に分岐する支沢の標高 370 m 地点, 写真右側が西. D: C の右側 (西側) の角礫岩の拡大.

降から十二貫野面構成礫層堆積までの間, すなわち後期鮮新世から中期更新世にかけてのいずれかの時期に本断層は活動したと推定される.

その他の断層 本地域には北西-南東方向及びそれと共役系の北東-南東方向の高角度断層が発達する. 飛騨花崗岩類や宇奈月変成岩類が分布する地域では, 小川沿いと音谷中流域の北西-南東方向の 2 列の断層帯とそれらと共役系の北東-南西方向の断層によって, いくつかブロック化され, それぞれのブロックを境する北東-南西方向の断層は北西-南東方向の左横ずれ成分により, 引きずり褶曲が見られる. これらの断層に伴う断層岩は未固結で, 断層角礫や断層ガウジからなり, 破碎帯は数十 cm ~ 1 m ほどである (第 14. 8 図).

相又谷沿いの林道の標高 500 m 付近には崖錐堆積物中に断層が見られる (第 14. 9 図). 未固結の淘汰不良角礫層中に 3 つの面をもった断層が見られる (第 14. 9 図 B). 中央部分は黒色泥岩礫が多いが, 他の部分は砂岩礫が多い. 断層面はほぼ南北で, 垂直である. 断層面付近には幅約 2 cm のガウジが存在する.



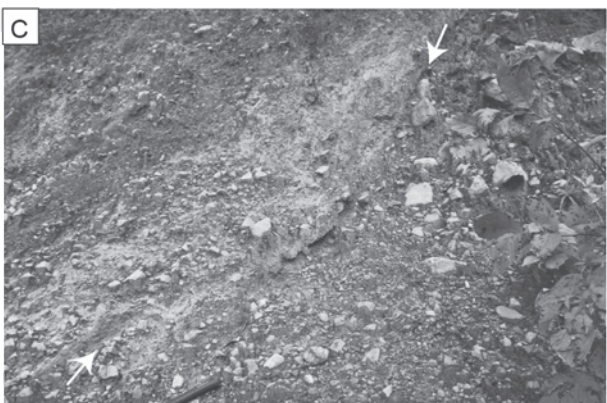
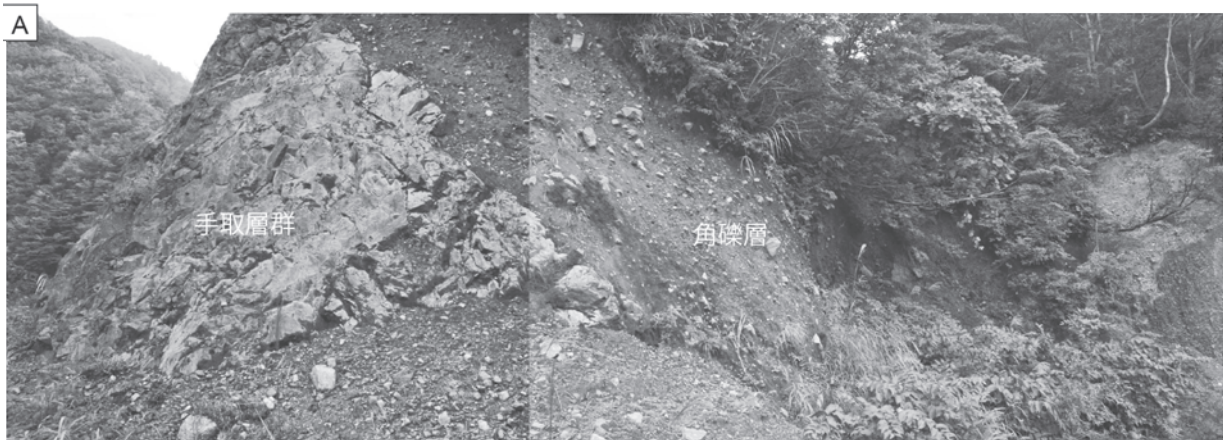
第 14. 7 図 下立断層の断層破碎帯

高島層の砂岩と室田層の礫岩が複雑に混在する. スケールの魚沼ハンマーの柄の長さは 60 cm. 宇奈月町浦山の南の沢 (36° 51' 19.7" N, 137° 31' 22.6" E)



第 14. 8 図 断層露頭

A: 破碎帯を伴った断層, 音谷の標高 400 m 付近で東に分岐する支沢の標高 560 m 付近. 東向きの露頭. 断層面は左側で $N50^{\circ} E70^{\circ} N$, 右側で $EW60^{\circ} S$. B: 断層角礫 (A の中央部の拡大). C: 断層ガウジ (A の右側の拡大).



第 14. 9 図 未固結堆積物を切る断層

A: 手取層群泥岩を覆う角礫層, 相又谷標高 450 m 付近の左岸の林道 (標高 500 m) 付近. 東に向かって撮影. B: 未固結角礫層を切る断層, A の右端付近. C: B の断層付近の拡大.

第15章 応用地質

(竹内 誠・長森英明・及川輝樹)

15.1 金 鉱 床

歴史 本地域の金鉱床としては、橋立金山がある。橋立金山については、青海町役場編（1966）や小野（2009）に詳細にまとめられているので、それをもとに記述する。

橋立金山は古くは麻尾谷金山、長尻谷金山などと呼ばれた時代もあり、鎌倉時代に試掘され、戦国時代には上杉氏が盛んに採掘したとある。江戸時代の天保年間には、新潟県の蓮華銀山の開発とともに、橋立金山も試掘され、天保14（1843）年には幕府代官の支配となった。しかし、安政3（1856）年には試掘が中止された。

明治中期には試掘が再開され、狸堀にて金鉱石が採取された。最盛期には鉱夫は約1000人いた。明治31年には15貫147匁の産出があり、明治35年には最高55貫625匁の産出があった。しかし、坑道への出水などから生産量は減少し、昭和37年頃まで採掘あとのズリ処理が行われた程度で完全に廃坑になった。

鉱山概要 橋立金山の金鉱床は、含銅硫化鉄鉱や熱水型の含金石英脈型であり、主に蓮華変成岩中の石英脈に胚胎している（第15.1図）。

橋立金山の元山は金山谷標高470m付近で西側に分岐

する支流（長尻沢）左岸の標高600～700m付近に位置する。鉱床は本鉱脈と新鉱脈があり、本鉱脈は東西走向で北傾斜、新鉱脈は南北走向で東傾斜である。本鉱脈は脈幅が5～30cmで、金含有量は鉱石1トン当たり20～50gである。運搬のために斜抗が南から北へ傾斜して掘られ、排水のための通洞抗が掘られたが、完成しなかったため、斜抗の下部は水没したままになっている。

本抗とは別に金山谷沿いの水平道沿いには3カ所小さな坑道が分布している（第15.2図B-E）。坑道の奥行きは約10mである。

周辺には安富貴谷三宝館鉱山、相沢鉱山、三保倉鉱山、庄平鉱山、橋立坂前鉱山、上路深井鉱山などと呼ばれた小規模の鉱山が点在したようである。

精錬 採掘された鉱石は、本抗口北の尾根まで運搬され、そこから索道で北の金山谷の標高270mで西に分岐する支流（阿曾谷）におろし、精錬を行った。精錬所跡は現在も平坦な地形を残し、案内の看板が立っている（第15.2図A）。長尻谷から金山谷沿いにはほぼ水平に用水が引かれ（第15.2図F）、精錬所跡地付近で水力発電を行っていた。



第15.1図 橋立金山坑口及び精錬所跡位置図

鉱脈、本抗口及び通洞抗口の位置は、小野（2009）による。国土地理院電子国土基本図を使用し、記号などを追記した。



第 15. 2 図 橋立金山坑口及び精錬所跡

A：精錬所跡，B：東側坑口，C：東側坑内部，D：中央坑内部，E：西側坑内部，F：作業道と側溝。

15. 2 採石・採土

採石 土木施工や建設物のコンクリート骨材として、大平の北約 300 m，大平の東約 500 m，大平の南約 1 km，羽入の南東約 500 m 及び羽入の南東約 750 m 付近に採石場あるいは採石場跡がある。

大平の東約 500 m と大平の南約 1 km では、前期白亜紀のざくろ石含有デイサイトを採石しており、大平の東約 500 m の採石場ではほぼ採取し尽くし、現在は閉鎖さ

れているが、南約 1 km の採石場では現在時々稼働している。また、大平の北約 300 m の境川右岸では、前期－後期白亜紀の尻高山層の砂岩を採石した跡がある。大規模に採取した形跡は認められず、現在は閉鎖されている。羽入の南東約 500 m では中新世の雁蔵層の安山岩類、羽入の南東約 750 m では前期－後期白亜紀の内山層の流紋岩質溶結凝灰岩を採取していたが、現在は共に閉鎖している。朝日町花房の南、同町山崎の東の採石場では鮮新統の室田層を採石している。

本地域において、朝日町南保、黒部市宇奈月町土山及

おりたて
び下立のローム層などが流水客土の母材として利用された（籠瀬，1957，1962など）。流水客土とは、扇頂部付近で客土母材を水に懸濁させて水路等を用いて水田に流入させる土地改良事業である。昭和26年度から35年度にかけて黒部川及び小川扇状地における水田の保水性向上を目的として実施された。

宇奈月町内山付近の宇奈月変成岩類中の石灰質片岩を砕石していたことがある（市村，1935）。

15.3 トラバーチン

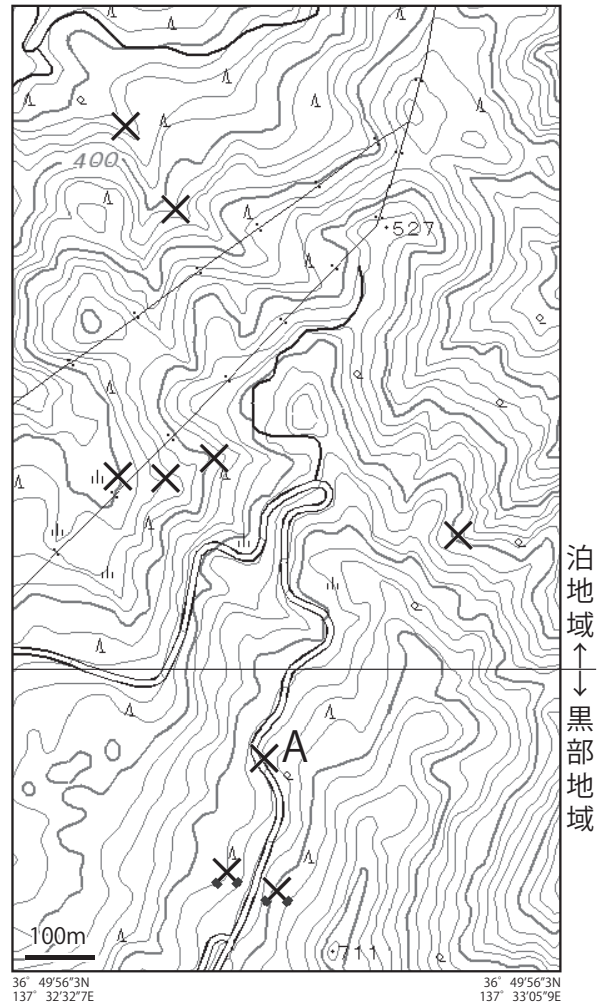
黒部市宇奈月町下立より産出した石灰岩が国会議事堂の石材として用いられ，“オニックス・マーブル”と呼称されている（工藤ほか，1999；乾・北原，2009）。いずれの文献も，“オニックス・マーブル”の産地は下立としており，詳細な産地は不詳であった。そこで現地において聞き取り調査をしたところ，国会議事堂の石材として採掘された石灰岩の産地は本地域内ではなく，南隣の黒部地域に位置することが判明した（第15.3図）。なお，産地の岩体は規模が小さかったことから，その後の大がかりな採掘はされておらず，石碑などの小型の構造物のみに利用されている（下坂，1988）。

この石灰岩は，新第三紀の沈殿性石灰岩（トラバーチン）とされる（臨時議院建築局編纂，1921；乾・北原，2009）。トラバーチンの転石（第15.4図）が認められる範囲（第15.3図）は，白亜系の内山層や親不知層の分布域であるため，形成された時代については検討の余地がある。

本地域内では，露頭としては確認できなかったものの，転石の量が少ないことと分布頻度が低いことから，小規模な岩体が存在すると推定される。

15.4 地下水

本地域に分布する黒部川扇状地性三角州の地下には豊富な地下水が存在することが知られており，本地域外になるが黒部川河口付近の扇端では自噴する井戸が数多く存在し，利用されている（第15.5図A）。本地域においても海岸付近で自噴する地下水のため，「沢杉」とよばれる天然の杉林が形成されていた。しかし，耕地整理などで失われ，現在は隣接する三日市地域の入善町吉原に国指定天然記念物「杉沢の沢スギ」としてとして保護されているのみである（第15.5図B）。扇状地性三角



第15.3図 トラバーチン転石位置図

黒部市嘉例沢から嘉例沢森林公園に至る林道付近の地形図。トラバーチンの転石を確認した地点を×印で示す。A地点は，露頭の可能性が高い。国会議事堂に用いるために採掘した場所は，休鉱山の印で示す。国土地理院電子国土基本図を使用し，記号などを追記した。



第15.4図 トラバーチン転石→

層状構造が認められるトラバーチンの転石。スケールの魚沼ハンマーはヘッド長32cm。宇奈月町下立南の沢（36° 50' 38.2" N, 137° 32' 39.7" E）。

州内の地下水位面は比較的高く、島野ほか（1992）によると、最も低いところでも地下 20 m ほどの深度であり、多くの場所でそれより浅い。大局的な傾向としては、黒部川にむかって地下水位が高くなる傾向が認められる。地下水の涵養源は、主に黒部川の河川水であることが榎根・山本（1971）、水谷ほか（2001）などで指摘されている。1940 年代以降、1991 年までの地下水位面高度を比べると若い年代のほうが水面高度は低くなっており、地下水の減少が認められる（島野ほか、1992）。この減少傾向は現在も進行中で、最近の減少の理由は、水田面積の減少の影響が可能性の一つとしてあげられている（手計、2010）。

15.5 温泉及び鉱泉

本地域の温泉は、朝日町の小川温泉元湯が最も古く、約 400 年前に開湯されたとされている。泉質はナトリウム炭酸水素塩・塩化物泉で、源泉温度は 68℃、毎分 420 リットルの湧出量である。

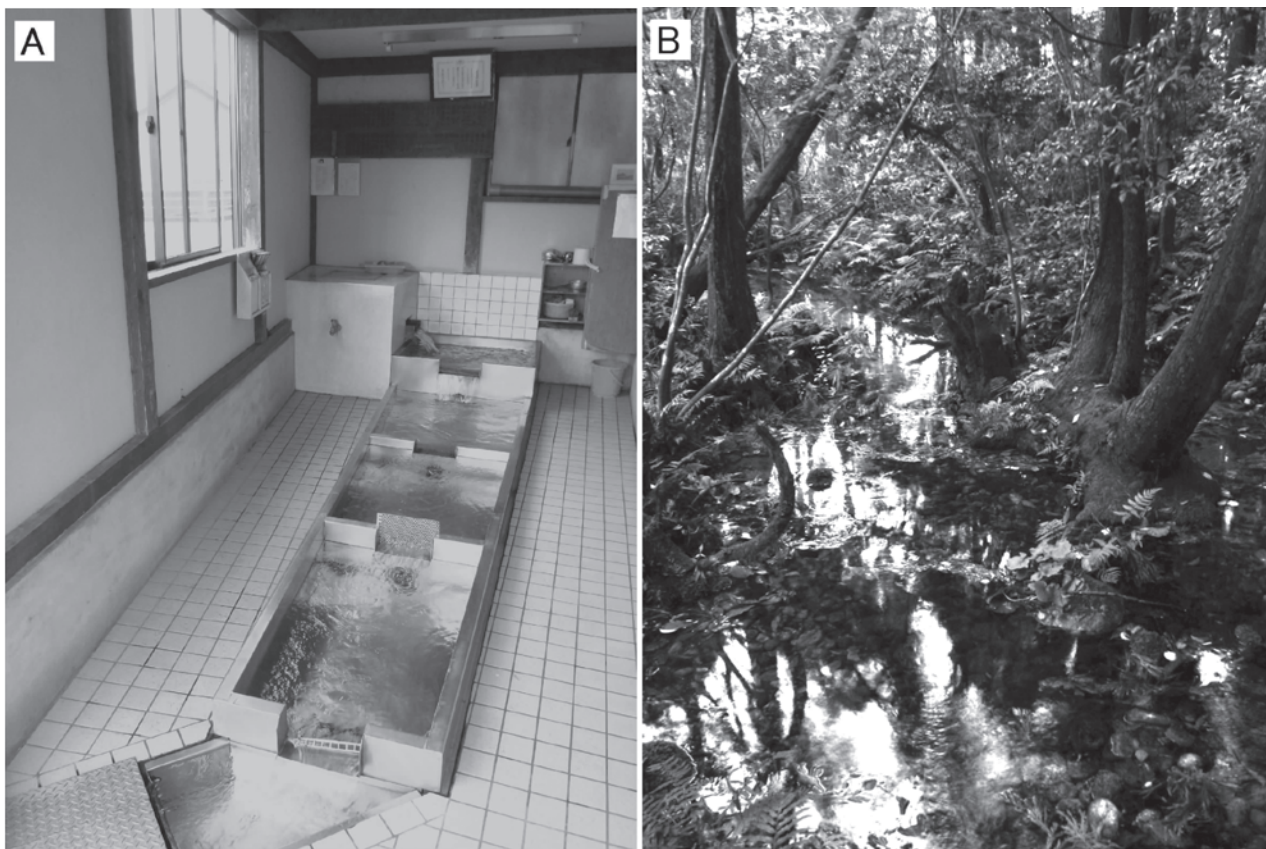
朝日町の境鉱泉は重炭酸鉄泉、さざなみ温泉みずしま

（旧さざ波温泉地中海）は弱アルカリ単純泉、たから温泉は塩化物泉、入善町の舟見・明日温泉はナトリウム炭酸水素塩・塩化物泉で（金原、1992）、バーデン明日として営業中である。

15.6 地質災害

本地域で近年発生した地質災害は、海岸浸食と地すべりがあげられる。

海岸浸食は、海岸の海浜部分で認められる。黒部川が形成する扇状地性三角州の海岸線は、黒部川河口より東側で顕著な海岸浸食が認められ、様々な防止策が行われている（奥田、1970；芝野ほか、1977；芝野・前野、1981 など）。本地域の海岸付近には、東から西への沿岸流が発達するため、人工物が海岸に建設されるとその東側の海岸で堆積作用が進み、西側では逆に浸食作用が強くなる。宮崎港（朝日町宮崎）や市振港（糸魚川市市振）が建設された際、そのような状況が観察されている（土屋ほか、1981；藤井・丸山、1984；藤井、1991；藤井、1992）。特に、1980 年から頻発した北陸線（現えちごト



第 15.5 図 黒部川扇状地性三角州の扇端付近の湧水

A：黒部市生地（三日市地域内）の「弘法の清水」。自噴水を利用した共同洗い場。B：杉沢の沢スギ指定地内にある湧水（入善町吉原、三日市地域）。

キメキ鉄道・あいの風とやま鉄道)市振駅周辺での海岸浸食や線路への越波による鉄道の不通は、市振港の建造によるものと考えられている(土屋ほか, 1981; 藤井・丸山, 1984; 藤井, 1991; 藤井, 1992).

地すべり災害については、下蛇場見と玉ノ木の2つの地すべりが大規模なものである。

下蛇場見地すべりは、富山県朝日町笹川下蛇場見において、1979(昭和54)年10月の集中豪雨により発生した(国土庁土地局, 1996)。

玉ノ木地すべりは、1985年2月15日18時半頃に発生し、新潟県糸魚川市玉ノ木の国道8号線山側の北向き

斜面が崩れ、崩土が長さ115 m、幅90 mほどに広がった地すべりである(五十嵐, 1988; 藤田・高浜, 1986; 臼杵ほか, 2005)。住宅全壊5棟、半壊5棟、神社1社、寺院1院、倉庫3棟が全壊し、10人が死亡、4人が重軽傷を負った(五十嵐, 1988; 臼杵ほか, 2005)。滑落崖付近に過去に発生した地すべりによる深い正断層型亀裂が残っており、ここが浸透した地下水の集中部になっていたと考えられている(藤田・高浜, 1986)。地すべりは、発生の15日前から急激な融雪が始まったことが誘因であったと考えられている(臼杵ほか, 2005)。

文 献

- 天野和孝 (2003) 富山県における新生代新第三紀の軟体動物化石. 富山県立博物館, 化石を読む, p. 13–26.
- 天野和孝・葉室麻吹・佐藤時幸 (2008) 鮮新世における日本海への暖流の流入—富山市八尾町の三田層産軟体動物群の検討を通じて—. 地質学雑誌, vol. 114, p. 516–531.
- 青木かおり・入野智久・大場忠道 (2008) 鹿島沖海底コア MD01–2421 の後期更新世テフラ層序. 第四紀研究, vol. 47, p. 391–408.
- 朝日町 (1984) 朝日町誌 自然編. 富山県朝日町, 212 p.
- Banno, S. (1958) Glaucofane schists and associated rocks in the Omi district, Niigata Prefecture, Japan. *Japanese Jour. Geol. Geogr.*, vol. 29, p. 29–44.
- Barron, J. A. (1980) Lower Miocene to Quaternary diatom biostratigraphy of Leg 57, off northeastern Japan, Deep Sea Drilling Project, *In Scientific Party, Init. Reports. Deep Sea Drilling Project*, U.S. Govt. Printing Office, Washington D.C., vol. 56, No. 57, p. 641–685.
- Berggren, W. A., Kent, D. C., Swisher, C. C. III and Aubry, M. P. (1995) A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. *SEPM Special Publ.*, no. 54, p. 129–212.
- Blow, W. H. (1969) Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. In Bronnimann, P. and Renz, H. H. eds., *Proc. First International Conference on Planktonic Microfossils (Geneva, 1967)*, Leiden, no. 1, p. 199–421.
- 茅原一也 (1955) Green Tuff の層序火成活動および鉱床生成の関連—新潟地方. 地質学雑誌, vol. 61, p. 312.
- 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 (1987) ヒスイの科学. 新潟大理地鉱研報 茅原一也教授記念号, no. 6, 246p.
- 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—その謎と輝き—. 青海町自然史博物館, 19 p.
- 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., Shiraishi, 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-enge Tectonic Belt. *Sci. Rept. Niigata Univ., Ser. E*, no. 5, p. 1–60.
- 千地万造 (1961) 富山積成盆地新第三系の底生有孔虫による化石層序学的研究. 大阪市立博報告, no. 14, p. 1–89.
- 千地万造・池辺展生 (1973) いわゆる *Lepidocyclina* – *Miogypsina* Zone と *Miogypsina* – *Operculina* Zone の時代についての 2・3 の問題. 地質学論集, no. 8, p. 77–84.
- 藤井昭二 (1959) 富山県朝日町東部の新生代層. 富山県の地理学的研究, vol. 3, p. 121–126.
- 藤井昭二 (1965) 黒部川扇状地の形成と富山湾周辺部の埋没林について. 地球科学, vol. 78, p. 11–20.
- 藤井昭二 (1991) 立ち往生する冬の北陸線市振駅とヒスイ海岸. 土と基礎, vol. 39, p. 85–86.
- 藤井昭二 (1992) 富山平野. アーバンクボタ「北陸の丘陵と平野」, no. 31, p. 38–47.
- 藤井昭二・丸山卓哉 (1984) 宮崎—糸魚川間の漂砂と市振駅の越波現象について. 富山県地学地理学研究論集, vol. 8, p. 71–77.
- 藤井昭二・森 群平 (1961) 富山県明日の中新世堆積物. 地質学雑誌, vol. 67, p. 401.
- 藤井昭二・森 群平 (1964) 富山県明日産の中新世海亀について. 富山県地学地理学研究論集, no. 4, p. 95–97.
- 藤井昭二・奈須紀幸 (1988) 海底林. 東京大学出版会, 163 p.
- 藤井昭二・坂本 亨 (1961) 呉羽山丘陵の地質. 富山県下の第四系—その 3. 新生代の研究, no. 32, p. 797–803.
- 藤井昭二・竹村利夫 (1979) 富山堆積盆地とその周辺の活断層. 日本地理学会予稿集, No. 17, 62–63.
- 藤井昭二・粕野義夫・中川登美雄 (1992) 北陸地域における新第三系の層序対比と新第三紀古地理. 地質学論集, no. 37, p. 85–95.
- 藤井昭二・水谷義彦・高倉盛安・竹村利夫・林 隆文・藤平彬文 (1986) 富山県宇奈月町明日温泉について. 11 p.
- 藤田和夫・中川衷三 (1948) 富山県砺波地方の第三紀層. 地質学雑誌, vol. 54, p. 125.
- 藤田至則・高浜信行 (1986) 新潟県西頸城郡青海町玉ノ木地すべりの要因. 地質学論集, no. 28, p. 135–146.
- 深井三郎 (1956) 立山山麓の隆起扇状地. 地理学評論, vol. 29, p. 218–231.
- 深井三郎 (1966) 黒部川扇状地の微地形とその形成. 富山大学学術調査団「黒部川」. 古今書院, p. 121–139.
- 古谷尊彦 (1982) 姫川下流地方の地すべり分布について. 千葉大学教養部研究報告, B–15, p. 85–91.
- Gill, J. B. (1981) *Orogenic andesites and plate tectonics*. Springer-Verlag, Berlin, 391 p.
- Goto, M. (1983) Some bivalves from the Lower Jurassic Kuruma Group of central Japan. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N.S.*, no. 130, p. 79–84.
- 後藤道治 (1986) 富山県・新潟県に分布する下部ジュラ系来馬層群最上部層より植物化石 *Onychiopsis elongata* (GEYLER) YOKOYAMA の発見. 富山市科学文化センター研報, no. 9, p. 87–88.
- Goto, M. (1994) Discovery of *Seiocrinus* (an early Jurassic crinoid) from the Kuruma Group, Toyama Prefecture, central Japan. *Bull. Toyama Sci. Mus.*, vol. 17, p. 91–94.
- 後藤道治・田崎和江 (1998) 粘土鉱物から見た古環境の解析—

- 来馬層群の堆積環境 - 粘土科学, vol. 38, p. 91 - 102.
- 後藤隆嗣・那須野伸治・入月俊明・大平寛人・林 広樹 (2014) 富山県の上部鮮新統三田層における MT1 凝灰岩層のフィッシュントラック年代と古環境. 地質学雑誌, vol. 120, p. 71 - 86.
- 原山 智 (2006) 古第三紀太美山層群. 中部地方, 日本地方地質誌 4, 日本地質学会編, 朝倉書店, p. 282 - 283.
- 原山 智・竹内 誠・中野 俊・佐藤岱生・滝沢文教 (1991) 槍ヶ岳地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 190 p.
- 原山 智・滝沢文教・加藤碩一・駒澤正夫・広島俊男・須藤定久 (1996) 20 万分の 1 地質図幅「富山」, 地質調査所.
- 原山 智・高橋正明・宿輪隆太・板谷徹丸・八木公史 (2010) 黒部川沿いの高温泉と第四紀黒部川花崗岩. 地質学雑誌, vol. 116 補遺, p. 63 - 81.
- 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, p. 7 - 10.
- Hasegawa, S. and Takahashi, T. (1992) Faunal succession of benthic foraminifera in the upper Yatsuo Group of the Hokuriku district, central Japan - A temporal faunal trend during an Early-Middle Miocene transgression in Japan -. In Ishizaki, K. and Saito, T. eds., *Centenary of Japanese Micropaleontology*, Terra Scientific Publ. Com., Tokyo, p. 51 - 66.
- 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.
- 長谷川善和・平山 廉・木村敏之・高桑祐司・中島 一・群馬古生物研究会 (2005) 群馬県の富岡層群 (中期中新世) 産ウミガメ化石の骨格復原. 群馬県立自然史博物館研究報告, no. 9, p. 29 - 64.
- 畠山幸司 (1995) 長野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.
- 早川秀樹 (1983) 富山県八尾地域西部の新第三系の層序と年代. NOM (大阪微化石研究会機関誌), no. 10, p. 1 - 13.
- 早川秀樹・壇原 徹 (1986) 八尾地域黒瀬谷累層中の凝灰岩のフィッシュン・トラック年代測定. NOM (大阪微化石研究会機関誌), no. 14, p. 63 - 69.
- 早川秀樹・竹村厚司 (1987) 富山県八尾地域の新第三系. 地質学雑誌, vol. 93, p. 717 - 732.
- 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. 福岡大学理学集報, vol. 38, p. 59 - 73.
- Hayami, I. (1958) A review of the so-called Liassic "cyrenoids" in Japan (Studies on the Liassic Pelecypods in Japan 7). *Japan. Jour. Geol. Geogr.*, vol. 29, p. 11 - 27.
- 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*, Osaka City Univ., Pub. IGCP Project 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. 地質学雑誌, vol. 25, p. 304 - 310.
- 早坂一郎 (1921) 越後国青海村の石灰岩. 地学雑誌, vol. 33, p. 431 - 444.
- 早坂治敏・西 則義・坂田和幸・内山 大 (1999) 断層破砕帯の湧水を新たな水抜き工で突破 - 北陸新幹線新親不知トンネル西工区 -. トンネルと地下, vol. 30, no. 351, p. 959 - 967.
- 林 広樹・井原広一・渡辺真人・田中裕一郎 (2011) 島根県隠岐の島町の模式地における中新統久見層の複合微化石層序. 島根大学地球資源環境学研究報告, vol. 30, p. 47 - 56.
- ひだぐるーぷ (1953) ひだ変成帯団体研究. 地球科学, no. 13, p. 1 - 4.
- 広井美邦 (1974) 黒部川下流地域に分布する飛騨変成帯の地質. 金沢大教育紀要 (自然科学), no. 23, p. 105 - 112.
- 広井美邦 (1978) 飛騨変成帯宇奈月地域の地質. 地質学雑誌, vol. 84, p. 521 - 530.
- 広井美邦 (1980) 飛騨帯・宇奈月泥質片岩の岩石記載. 金沢大教育紀要 (自然科学), no. 28, p. 69 - 87.
- Hiroi, Y. (1981) Subdivision of the Hida metamorphic complex, central Japan, and its bearing on the geology of the Far East in pre-Sea of Japan time. *Tectonophysics*, vol. 76, p. 317 - 333.
- Hiroi, Y. (1983) Progressive metamorphism of the Unazuki Pelitic Schists in the Hida Terrane, Central Japan. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 82, p. 334 - 350.
- Hiroi, Y., Fuji, N. and Okimura, Y. (1978) new fossil discovery from the Hida Metamorphic Rocks in the Unazuki Area, Central Japan. *Proc. Japan Acad.*, vol. 54, Ser. B, p. 268 - 271.
- Horie, K., Yamashita, M., Hayasaka, Y., Katoh, Y., Tsutsumi, Y., Katsube, A., Hidaka, H., Kim, H. C. and Cho, M. (2010) Eoarchean-Paleoproterozoic zircon inheritance in Japanese Permo-Triassic granites (Unazuki area, Hida Metamorphic Complex): Unearthed more old crust and identifying source terranes. *Precambrian Research*, vol. 183, p. 145 - 157.
- Horie, K., Takehara, M., Suda, Y. and Hidaka, H. (2013) Potential Mesozoic reference zircon from the Unazuki plutonic complex: geochronological and geochemical characterization. *The Island Arc*, vol. 22, p. 292 - 305.
- Iba, Y., Sano, S. and Goto, M. (2015) Large belemnites were already common in the Early Jurassic - new evidence from Central Japan. *Paleont. Res.*, vol. 19, p. 21 - 25.
- 茨木洋介・兒子修司 (2012) 新潟県糸魚川市蓮華地域から産出したデボン紀サンゴ化石群. 広島大学大学院総合科学研究科紀要環境科学研究, vol. 7, p. 105 - 110.
- 茨木洋介・兒子修司・保阪龍次・田沢純一 (2009) 新潟県青海

- 地域小滝川における石灰岩転石から産出したデボン紀床板サンゴ類. 地質学雑誌, vol. 115, p. 423–426.
- 市村賢一 (1935) 富山県下新川郡三日市東南方第三紀層産出化石. 地質学雑誌, vol. 42, p. 59–73.
- 五十嵐高志 (1988) 1985年の地すべり, 斜面崩壊, 落石の被害—玉の木地区 (新潟県) の斜面崩壊による災害—. 防災科学技術研究所資料, no. 126, p. 1–44.
- 池邊展生 (1949) 富山県西部及石川県東部の第三紀層 (富山県及石川県の地質学的研究 1). 地学, p. 14–26.
- 池邊展生 (1950) 富山県高清水山地の地質—特に城端—上梨断層について—. 自然と社会, no. 5–6, p. 11–16.
- 池邊展生・中世古幸次郎 (1955) 富山積成盆地の新第三系層序の再検討. 地質学雑誌, vol. 61, p. 360.
- Ikebe, N., Takayanagi, Y., Chiji, M. and Chinzei, K. (1972) Neogene biostratigraphy and radiometric time scale of Japan – and attempt at intercontinental correlation. *Pacific Geology*, vol. 4, p. 39–78.
- 池田安隆・今泉俊文・東郷正美・平川一臣・宮内崇裕・佐藤比呂志編 (2002) 「第四紀逆断層アトラス」. 東京大学出版会, 254 p.
- 今泉俊文・東郷正美・堤 浩之・金田平太郎・中村洋介・廣内大助 (2003) 1:25,000 都市圏活断層図「泊」. 国土地理院技術資料 D・1–No. 416.
- 今村外治 (1932) 八尾第三紀層特に含有孔虫岩の分布について. 地質学雑誌, vol. 39, p. 310–312.
- 今村外治・長谷 晃・村田茂雄・吉田博直・多井義郎・中島 拓 (1951) 富山県東部魚津町・上市町付近の第三系. 広島大学地学研究報告, vol. 1, p. 15–36.
- 乾 睦子・北原 翔 (2009) 日本の建築用大理石石材と産地の現状. 地質学雑誌, vol. 115, p. I–II.
- 犬塚則久 (2004) *Paleoparadoxia* の進化—*P. tabatai* の種分化から絶滅まで—. 日本古生物学会 2004 年年会予稿集, p. 12–13.
- 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ュン・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.
- 石井清彦 (1937) 白馬嶽 7 万 5 千分の 1 地質図第 136 号地質説明書. 商工省地質調査所, 東京, 東京地学協会, 図面 1 葉, 説明書 78 p.
- 石岡孝吉 (1949) 富山県黒部川下流宇奈月附近の Staurolite と Kyanite. 地質学雑誌, vol. 55, p. 156.
- Ishioka, K. and Suwa, K. (1954) Fabric of hornblende in a schistose amphibolite from the Kurobe-gawa area, central Japan. *Jour. Earth Sci. Nagoya Univ.*, vol. 2, p. 191–199.
- Ishioka, K. and Suwa, K. (1956) Metasomatic development of staurolite schist from rhyolite in the Kurobe-gawa area, central Japan. *Jour. Earth Sci. Nagoya Univ.*, vol. 4, p. 123–140.
- 石山達也・加藤直子・佐藤比呂志・白石和也・阿部 進・武田哲也・蔵下英司 (2014) 日本海地震・津波調査プロジェクト: 富山トラフ横断海陸統合探査測線. 地球惑星連合大会 2014, SCG68–P04.
- 磯見 博・野沢 保 (1957) 5 万分の 1 地質図幅「船津」および説明書. 地質調査所, 43p.
- Isozaki, Y. (1996) Anatomy and genesis of a subduction-related orogeny: A new view of geotectonic subdivision and evolution of the Japanese Island. *The Island Arc*, vol. 5, p. 289–320.
- 伊藤正裕 (1966) 白馬岳北方朝日岳北西部の変成岩. 地質学雑誌, vol. 72, p. 287–297.
- 伊藤康人 (1985) 富山県泊地域の第三系層序と年代. NOM (大阪微化石研究会機関誌), no. 13, p. 1–12.
- Itoh, Y. (1986) Differential rotation of northeastern part of Southwest Japan: Paleomagnetism of Early to Late Miocene rocks from Yatsuo area in Chubu district. *Jour. Geomag. Geoelectr.*, vol. 38, p. 325–334.
- Itoh, Y. (1988) Differential rotation of the eastern part of Southwest Japan inferred from paleomagnetism of Cretaceous to Neogene rocks. *Jour. Geophys. Res.*, vol. 93, p. 3401–3411.
- 伊藤康人・早川秀樹 (1988) 富山県八尾地域に分布する新第三系の古磁気層序. 地質学雑誌, vol. 94, p. 515–525.
- 伊藤康人・早川秀樹 (1989) 富山県八尾地域の第三系における磁極期 C5B/C5C 境界について. 地質学雑誌, vol. 95, p. 133–136.
- 伊藤康人・渡辺真人 (1988) 古地磁気から推定した富山県東端部泊地域の回転運動. 地質学雑誌, vol. 94, p. 457–460.
- 伊藤康人・渡辺真人 (2000) 八尾地域の前期中新世地磁気層序の精密化. 地調月報, vol. 51, p. 37–45.
- 伊藤康人・渡辺真人 (2006) 魚津地域下部—中部中新統のフィッシュン・トラック年代測定. 地質調査研究報告, vol. 57, p. 57–59.
- 伊藤康人・山下 透・檀原 徹・長崎康彦・渡辺真人・荒戸裕之 (1994) 基礎誌「金沢沖」の中新世火山岩類について—背弧海盆拡大期の火成活動—. 石油技術協会誌, vol. 59, p. 509–518.
- 伊藤康人・柳沢幸夫・渡辺真人 (1999) 八尾地域に分布する新第三系の古磁気層序/珪藻化石層序. 地調月報, vol. 50, p. 215–223.
- Itoh, Y., Kusumoto, S. and Uda, T. (2016) Tanayama Terrace, A multidisciplinary study of an arc-arc collision front. LAP LAMBERT Academic Pub., Saarbrücken, 103 p.
- 糸魚川淳二 (1971) 知多半島西北部知多町付近の常滑累層, 瀬戸層群の研究 その 2. 中部地方の鮮新統および最新統. 竹原平一教授記念論文集, p. 83–98.
- 岩城啓美・伊藤康人 (2000) 富山県東部魚津地域に分布する新第三系の古磁気学的研究. 地調月報, vol. 51, p. 229–236.
- 籠瀬良明 (1957) 黒部川扇状地流水客土事業実施の要因. 地理学評論, vol. 30, p. 168–192.
- 籠瀬良明 (1962) 富山平野諸扇状地における流水客土の進行. 地理, vol. 7, p. 169–175.
- 海上保安庁 (1992) 糸魚川西部 (海底地形図). 5 万分の 1 沿

- 岸の海の基本図, 海上保安庁, 6334-3.
- 神嶋利夫・西田史朗・宇津川 徹 (1989) 富山県に分布する広域火山灰—主に DKP と AT について—. 富山県地学・地理学研究論集, vol. 9, p. 23-34.
- 神谷俊昭・児子修司 (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.
- 金子一夫 (2001) 富山県東部に分布する中新世火山岩—火山砕屑岩の層序と造構造史. 地質学雑誌, vol. 107, p. 729-748.
- 狩野彰宏・吉田 靖 (1994) 秋吉帯石炭系石灰岩の不連続的堆積. 地質学雑誌, vol. 100, p. 731-742.
- 加納 隆 (1973) 富山県東半部の飛騨変成帯の地質について (その 1) —地質構造区分, 船津期深成作用の特徴および変成岩類の岩相層序区分について—. 地質学雑誌, vol. 79, p. 407-421.
- 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.
- 加納 隆 (1989) 黒部川流域における宇奈月帯・飛騨外縁帯の南方延長—花崗岩体中のゼノリス類の分布と産状—. 地質論, no. 33, p. 11-20.
- 加納 隆 (1990) 飛騨帯の花崗岩質岩類. 鉱山地質, vol. 40, p. 397-413.
- 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.
- 粕野義夫・坂本 亨・石田志朗 (1961) 北陸東部の新第三紀地史に関する一試論. 榎山教授退官記念論文集, p. 83-96.
- Katoh, Y., Hayasaka, Y., Hara, I., Tanaka, S. and Kagami, H. (1989) Deformation style of the Unazuki schists and its implication in the tectonics of the Hida terrane. *DELPA publ.*, no. 28, p. 19-23.
- 活断層研究会 (1991) 新編日本の活断層, 分布図と資料. 東京大学出版会, 437 p.
- 川田三郎 (1943) 黒部川の河岸段丘. 地理学評論, vol. 19, p. 213-220.
- Kawai, M. (1961) Late Mesozoic crustal movements in the Hida Plateau, central Honshu, Japan. *Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ., Ser. D*, vol. 11, p. 347-380.
- 河合正虎・野沢 保 (1958) 5 万分の 1 地質図幅「東茂住」および説明書. 地質調査所, 76 p.
- 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) 本邦に於ける翡翠の新産出及び其化学的性質. 岩石鉱物鉱床学, vol. 22, p. 219-225.
- 榎根 勇・山本荘毅 (1971) 扇状地の水循環: 環境システム論序説. 古今書院, 151 p.
- 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*, Osaka City Univ., Pub. IGCP Project 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. 地質調査書, 394 p.
- 北村智明・山田一雄 (1990) 富山県朝日町黒菱山周辺の中生界層序. 日本地質学会第 97 年学術大会講演要旨, p. 144.
- 小嶋 尚 (1984) 日本に於ける氷河作用の研究. 地学雑誌, vol. 93, p. 428-435.
- 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.
- 小林英夫 (1958) 飛騨変成帯. 鈴木醇教授還暦記念論文集, p. 123-140.
- 小林貞一 (1927) 手取統に就いて. 地質学雑誌, vol. 34, p. 59-65.
- 小林貞一・飯山敏道・小西健二・佐藤 正・東大 3 年生及び森群平 (1955) 来馬層群とその基盤岩類に関する新知見. 地質学雑誌, vol. 61, p. 343.
- 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). 地質学雑誌, vol. 63, p. 182-194.
- 小池一之・町田 洋 (2001) 日本の海成段丘アトラス. 東京大学出版会, 122 p. + CD-ROM3 枚.
- Koizumi, I. (1985) Diatom biochronology for late Cenozoic northwest Pacific. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 91, p. 195-211.
- 国土庁土地局 (1996) 10 万分の 1 富山県 土地保全図. 国土庁土地局, 296 p.+1sheet.
- 国土交通省北陸地方整備局・国土交通省国土地理院 (2006) 古地理に関する調査 古地理で探る越中・加賀の変遷. 国土交通省北陸地方整備局, 122 p.+CD-ROM2 枚.
- 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. 新潟大理地鉱研究報告, no. 5, p. 133-148.
- 小松正幸・長瀬真央・内藤 耕・菅野孝美・宇次原雅之・豊島剛志 (1993) 飛騨地帯の構造とテクトニクス. 地質学論集, no. 542, p. 39-62.
- Konishi, K. (1956) *Anatolipora*, a new dasycladacean genus, and its algal associates from the Lower Carboniferous of Japan. *Quatern. Colorado Sch. Min.*, vol. 51, p. 113-127.
- 工藤 晃・大森昌衛・牛来正夫・中井 均 (1999) 新版 議事堂の石. 新日本出版社, 158 p.
- 熊崎直樹・小嶋 智 (1996) 砕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. 地質学雑誌, vol. 102, p. 285-302.
- 梶座圭太郎・後藤 篤 (2006) 宇奈月変成帯の十字石片岩. 日本地質学会編, 日本地方地質誌 4, 中部地方. 朝倉書店, p. 142-143.
- 梶座圭太郎・金子一夫 (2001) 飛騨帯東部の変成岩類と花崗岩類. 日本地質学会第 108 年学術大会見学旅行案内書, p. 137-156.
- 梶座圭太郎・中村栄三・宮島 宏・後藤 篤・小林 桂 (2002)

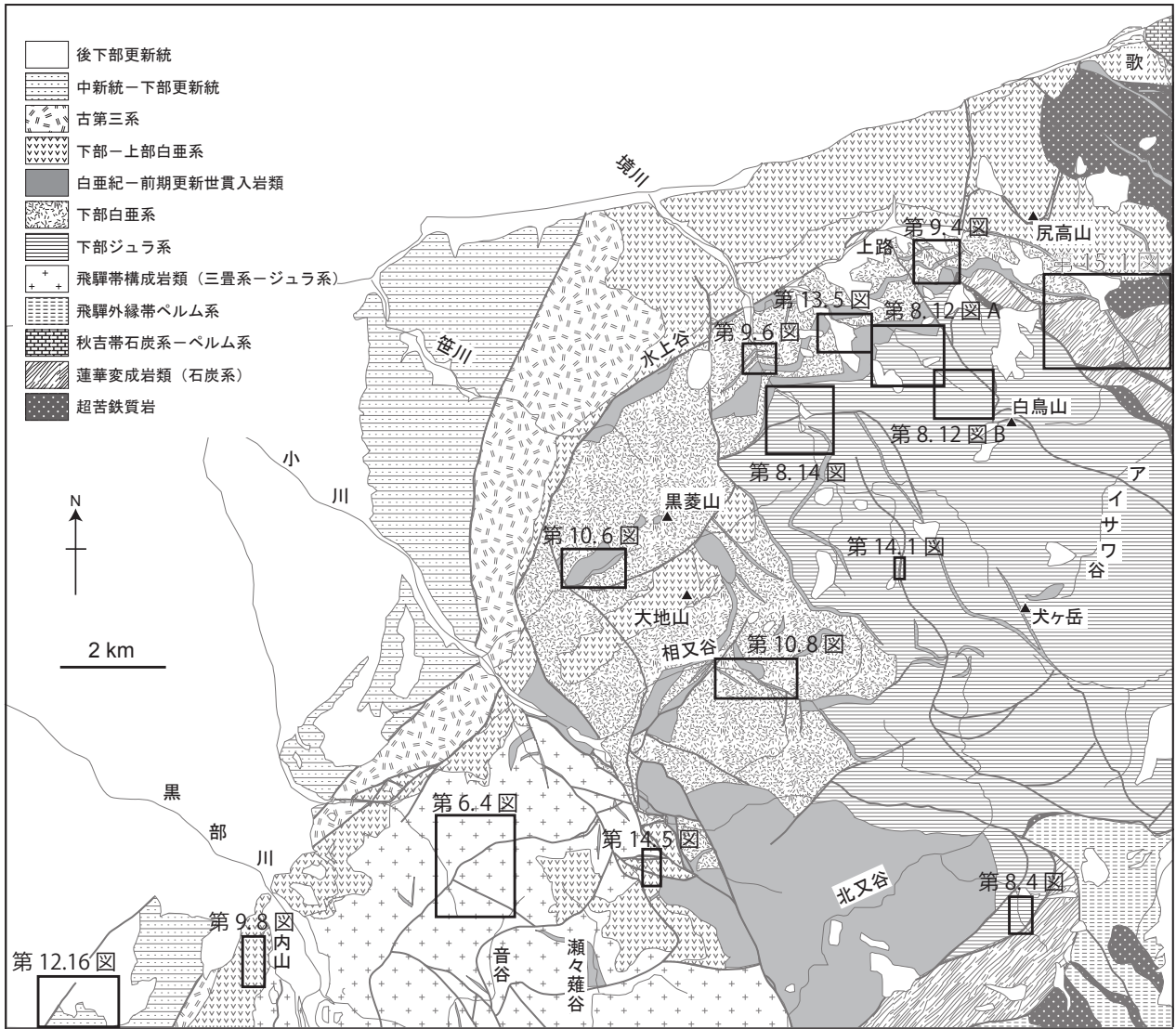
- 飛騨外縁帯糸川—青海地域の熱水作用によるヒスイ輝石岩の形成年代. 日本岩石鉱物鉱床学会学術講演会講演要旨集, p. 296.
- 梶座圭太郎・後藤 篤・板谷徹丸・横山一巳 (2004) 年代学からみた飛騨外縁帯の構造発達史: 高压変成岩類の K-Ar 年代と蛇紋岩に接触変成作用を与えた花崗岩類の U-Th-Pb EMP 化学年代からの制約. 地質学雑誌, vol. 110, p. 580-590.
- 梶座圭太郎・後藤 篤・石渡 明 (2006) 衝突型変成帯としての飛騨帯. 日本地質学会編, 日本地方地質誌 4, 中部地方. 朝倉書店, p. 140-141.
- 梶座圭太郎・清水正明・大藤 茂 (2010) 年代学から見た飛騨帯変成作用から日本海誕生を経て今日に至るまでの包括的構造発達史. 地質学雑誌, vol. 116 補遺, p. 83-101.
- Kuroda, K. (1985) Petrology of the Oeyama ophiolitic complex in the Inner Zone of Southwest Japan. *Sci. Rep. Niigata Univ., Ser. E (Geology & mineralogy)*, no. 6, p. 37-113.
- 黒川勝己・富田裕子・金子 顕 (1998) 新潟地域の板山-Nym 火山灰層, 氷見層群の Y3 火山灰層および東海層群の佐布里火山灰層の対比: 中央日本における鮮新世の広域火山灰層の検出. 地球科学, vol. 52, p. 292-300.
- 町 澄秋・石渡 明 (2010) 飛騨外縁帯, 小滝地域の超苦鉄質岩: 大江山オフィオライトかんらん岩とその変成作用について. 地質雑, vol. 116, p. 293-308.
- 町田 洋・新井房夫 (2003) 新編 火山灰アトラス. 東京大学出版会, 360 p.
- 町田 洋・松田時彦・海津正倫・小泉武栄編 (2006) 日本の地形 5, 中部. 東海大学出版会, 385 p.
- 横山次郎 (1930) 石川富山県下の第三紀層概観. 地球, vol. 14, p. 161-164.
- 横山次郎 (1950) 日本地方地質誌中部地方. 朝倉書店, 233 p.
- 横山次郎・池邊展生 (1948) 富山県西部の第三紀層層序の概括. 地質学雑誌, vol. 54, p. 126.
- 松川正樹・福井真木子・小河佑太力・田子 豪・小荒井千人・大平寛人・林 慶一 (2014) 手取層群の分布域東部 (富山・岐阜県境) の層序の再検討と神通層群 (新称) の提案. 地質学雑誌, vol. 120, p. 147-164.
- 松本謙一 (1980) 飛騨外縁帯, 青海地域の蛇紋岩メランジ. 総合研究「飛騨外縁帯」研究報告, no. 1, p. 1-14.
- 松本謙一・杉村和子・時田いずみ・梶座圭太郎・丸山茂徳 (2011) 飛騨外縁帯糸川—青海地域の地質と変成作用—日本列島地質体最古の沈み込み帯型変成作用と上昇期の加水変成作用—. 地学雑誌, vol. 120, p. 4-29.
- 松本哲一・宇都浩三・小野晃司・渡辺一徳 (1991) 阿蘇火山岩類の K-Ar 年代測定 - 火山層序との整合性と火砕流試料への適応 -. 火山学会講演予稿集, no. 2, p. 73.
- 松本謙一・杉村和子・時田いずみ・梶座圭太郎・丸山茂徳 (2011) 飛騨外縁帯糸川—青海地域の地質と変成作用—日本列島地質体最古の沈み込み帯型変成作用と上昇期の加水変成作用—. 地学雑誌, vol. 120, p. 4-29.
- 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ざくろ石角閃岩の K-Ar 年代. 総合研究「飛騨外縁帯」研究報告, no. 2, p. 57-61.
- 松浦旅人・吉岡敏和・宮脇 理一郎・横田 裕・古澤 明 (2006) 魚津断層帯の第四紀断層運動と地下地質. 活断層研究, no. 26, p. 137-150.
- 松浦旅人・吉岡敏和・古澤明 (2007) 河成段丘面を指標にした富山県東部魚津断層帯の第四紀後期活動性評価. 第四紀研究, vol. 46, p. 19-36.
- 水谷義彦・佐竹 洋・山邊綾子・宮地ひろみ・間瀬暢彦・山村嘉代子 (2001) 扇状地浅層地下水の水素および酸素同位体比. 地下水学会誌, vol. 43, p. 3-11.
- 武藤鉄司 (1990) 臨海扇状地の海水準規制. 堆積学研究会報, No. 32, p. 55-62.
- Muto, T. and Blum, P. (1989) An illustration of a sea level control model from a subsiding coastal fan system: Pleistocene Ogasayama Formation, central Japan. *Jour. Geology*, vol. 97, p. 451-463.
- 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) に挟在する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・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, 134 p.
- Nakajima, T. (1997) Regional metamorphic belts of the Japanese Islands. *The Island Arc*, vol. 6, p. 69-90.
- 中水 勝・岡田昌治・山崎哲夫・小松正幸 (1989) 飛騨外縁帯, 青海-蓮華メランジの変成岩類. 地質学論集, vol. 33, p. 21-35.
- 中村洋介 (2005) 富山平野東縁, 魚津断層の第四紀後期における平均上下変位速度. 第四紀研究, vol. 44, p. 353-370.
- 中村洋介 (2007) 埋没段丘面を考慮した魚津断層における平均上下変位速度の算出. 地球環境研究, vol. 9, p. 73-77.
- 中村洋介・金 幸隆 (2004) ローム層のボーリング掘削に基づく魚津断層帯南部の第四紀後期における上下平均変位速度. 地理学評論, vol. 77, p. 40-52.
- 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, 105 p.
- 中野 俊・西来邦章・宝田晋治・星住英夫・石塚吉浩・伊藤順一・川邊禎久・及川輝樹・古川竜太・下司信夫・石塚 治・山元孝広・岸本清行 (2013) 日本の火山 (第 3 版). 200 万分の 1 地質編集図, no. 11, 地質調査総合センター.
- 中田 高・今泉俊文 (2002) 活断層詳細デジタルマップ. 60 p. + DVD-ROM 2 枚, 東京大学出版会.
- 中澤 努 (1997) 青海石灰岩層群石炭系の堆積環境と造礁生物. 地質学雑誌, vol. 103, p. 849-868.
- 中澤 努 (1998) 青海石灰岩 - 秋吉帯海山型石灰岩の例として -. 地質ニュース, no. 531, fr. p. 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的. 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 - 新潟県青海石灰岩の石炭系を例に - . 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・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 147 回例会講演予稿集, p. 63.
- Niko, S. and Yamagiwa, N. (1998) Early Carboniferous corals from the "Omi Non-Calcareous Group", Niigata Prefecture. *Bull. Natn. Sci. Mus. Tokyo, Ser. C*, vol. 33, p. 13 - 30.
- 西来邦章・古川竜太・及川輝樹・長森英明 (2014) 富山県泊地域で発見された第四紀火山岩の K - Ar 年代. 日本地質学会第 121 年学術大会講演要旨, R3 - P - 2.
- 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*, Osaka City Univ., Pub. IGCP Project 224, p. 63 - 79.
- Nishimura, Y. (1998) Geotectonic subdivision and areal extent of the Sangun belt, Inner Zone of Southwest Japan. *Jour. Metamorphic Geol.*, vol. 16, 129 - 140.
- 西村裕二郎・柴田 賢 (1989) "三郡変成岩" の変斑れい岩質岩石の産状と K - Ar 年代. 地質学論集, no. 33, p. 343 - 357.
- 野崎 保 (2013) 富山県内で発見された二つの活断層露頭について. 日本応用地質学会研究会講演論文集, p. 93 - 94.
- 野崎 保 (2015) テクトニックな断層から転化したノンテクトニック断層. ノンテクトニック断層—識別方法と事例—, 近未来社, p. 123 - 126.
- 野沢 保 (1970) 後期白亜紀酸性岩の同位元素年令: 1970 年における総括と覚え書. 地質学雑誌, vol. 76, p. 493 - 518.
- 野沢 保・坂本 亨 (1960) 5 万分の 1 地質図幅「五百石」及び説明書. 地質調査所, 78 p.
- 入善町誌編さん委員会 (1967) 入善町誌. 入善町役場, 1313 p.
- 小幡真弓・野崎 保 (2002a) 断層それとも地すべり面? . 北陸地質調査業協会, H14 北陸技術フォーラム論文集, p. 8 - 11.
- 小幡真弓・野崎 保 (2002b) 活断層露頭とその周辺における第四紀現象 (富山県黒部市嘉例沢地内). 日本地質学会第 109 年学術大会講演要旨, p. 183.
- 大石三郎 (1931) 信濃国北小谷中生代植物化石層に就いて. 地質学雑誌, vol. 38, p. 45 - 50.
- 太田昌秀 (1961a) 宇奈月町東方の Syntexite 帯について. 地質学雑誌, vol. 67, p. 451 - 462.
- 太田昌秀 (1961b) ひだ変成帯東北部の角閃石斑礫岩. 地質学雑誌, vol. 67, p. 623 - 640.
- 及川輝樹・古澤 明 (2014) 黒部川扇状地の段丘形成時期. 日本第四紀学会講演予稿集, no. 44, p. 154.
- 岡村行信 (2013) 日本海の地形・地質調査から分かる活断層. 地震予知連会報, vol. 90, p. 530 - 536.
- 奥田新作 (1970) 富山県東部の海岸浸食. 富山県地学地理学研究論集, vol. 5, p. 59 - 66.
- 青海町役場編 (1966) 橋立金山. 青海—その生活と発展—. P. 867 - 874.
- 小野 健 (2009) 橋立金山. 早稲田大学友会第 17 回山小屋カルチャー報告書. P. 56 - 61.
- 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, 41 p.
- 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, 78 p.
- Otuka, Y. (1936) Pliocene Mollusca from Manganzi in Kotomo-mura, Akita Prefecture. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 43, p. 726 - 736.
- Otuka, Y. (1939) Mollusca from the Cainozoic system of eastern Aomori Prefecture, Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 44, p. 23 - 31.
- 臨時議員建築局編纂 (1921) 本邦産建築石材. 三菱会社出版, 281 p.
- 酒井佑輔・伊藤 剛・茨木洋介・吉野恒平・石田直人・梅津暢・中田健太郎・松本明日香・日野原達哉・松本 健・松岡 篤 (2012) 新潟県糸魚川地域の境川右岸の手取層群水上谷層の岩相と層序. 糸魚川市博物館研報, no. 3, p. 1 - 11.
- 坂本 亨 (1966) 富山積成盆地南半部の新生界とその構造発達史. 地質調査所報告, no. 213, p. 1 - 28.
- 坂本 亨・野沢 保 (1960) 5 万分の 1 地質図幅「八尾」及び説明書. 地質調査所, 77 p.
- 坂本 亨・今井 功・水野篤行・角 靖夫・井上正昭 (1959) 富山県積成盆地南縁部の新生界. 地調月報, vol. 10, p. 75 - 82.
- Sato, T. (1955) Les Ammonites 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. 地質学雑誌, 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 正・速水 格 (1956) 来馬層群の層序について. 地質学雑誌, vol. 62, p. 365.
- 佐藤 剛・荻谷愛彦 (2005) 飛騨山脈・白馬岳北部地域の地すべり地形発達. 地学雑, vol. 114, p. 58 - 67.
- 佐藤 剛・荻谷愛彦 (2014) 北部飛騨山脈の地すべり地形学図 (1:25,000). 地図, vol. 52, no. 1, 添付地図.
- 佐藤時幸・馬場 敬・大口健志・高山俊昭 (1991) 日本海側における海成下部中新統の発見と東北日本の台島期—西黒沢期における環境変動. 石油技術協会誌, vol. 56, p. 263 - 279.
- 佐藤時幸・神崎 裕・奥山貴男・千代延俊 (2010) 北陸～北日本に分布する中新統石灰質ナンノ化石層序. 秋田大学大学院工学資源研究科研究報告, no. 31, p. 37 - 45.
- 石油公団 (1985) 基礎試錐「富山」調査報告書, 60 p.
- 芝野照夫・前野欽一 (1981) 富山県下新川海岸の侵食と海岸構造物の築造について. 福井工業大学研究紀要. 第 1 部, vol. 28, p. 161 - 168.

- 芝野照夫・高橋嘉樹・土屋義人 (1977) 下新川海岸における海岸地形の変遷について. 海岸工学講演会論文集, vol. 24, p. 211–215.
- 柴田 賢 (1973) 北陸層群中の火山岩の K–Ar 年代. 地質学論集, no. 8, p. 143–149.
- 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.
- 柴田 賢・野沢 保 (1984) 船津花崗岩類の同位体年代. 岩石鉱物鉱床学会誌, vol. 79, p. 289–298.
- 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.
- Shikama, T. (1966) On some Desmostylians teeth in Japan, with stratigraphical remarks on the Keton and Izumi desmostyliids. *Bull. Nat. sci. Mus. Tokyo*, vol. 9, p. 119–170.
- 式 正英 (1969) 臨海扇状地. 地理, vol. 14, no. 9, p. 6.
- 島野安雄・辻村真貴・嶋田 純・榎根 勇・堀内清司 (1992) 黒部川扇状地における地下水の水文学的研究. 文星紀要, vol. 4, p. A17–A52.
- 清水正之・藤井昭二 (1995) 後期中新世音川動物群—音川動物群から大桑型動物群への遷移. 地球科学, vol. 49, p. 419–432.
- 下坂康哉 (1988) 5 オニックスの話. 黒部市史, 自然編, 黒部市編纂委員会, p. 50–51.
- 白石秀一 (1992) 姫川中流域の飛騨外縁帯—特に, ジュラ系来馬層群について—. 地球科学, vol. 46, p. 1–20.
- Smith, V.C., Staff, R.A., Blockley, S.P.E., Ramsey, C.B., Nakagawa, T., Mark, D.F., Takemura, K., Danhara, T. and Suigetsu (2006) Project Members (2013) Identification and correlation of visible tephra in the Lake Suigetsu SG06 sedimentary archive, Japan: chronostratigraphic markers for synchronising of east Asian / west Pacific palaeoclimatic records across the last 150ka. *Quaternary Science Reviews*, vol. 67, p. 121–137.
- 相馬惇一 (1982) E. 富山・金沢地域. 日本の石油・天然ガス資源 << 新版 >> 技術報告書, 天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会, p. 225–238.
- 相馬恒雄・加納 隆・小林茂雄・水玉秀一 (1976) 後立山連峰の地質—特に蓮華帯変成岩について—. 新潟大理地誌研究報告, no. 4 (西田彰一教授記念論文集), p. 471–476.
- 角 靖夫・野沢 保 (1973) 魚津地域の地質. 地域地質研究報告 5 万分の 1 図幅, 地質調査所, 104 p.
- 角井朝昭 (1986) 富山県八尾地域新第三系凝灰岩の Fission track 年代測定. NOM (大阪微化石研究会機関誌), no. 14, p. 51–61.
- Suwa, K. (1966) Finding of conglomerate schist from the upper Katakai river area, Toyama Prefecture, central Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 72, p. 585–591.
- 高木秀雄・原 崇 (1994) 飛騨地帯の延性剪断帯の運動像とテクトニクス. 地質学雑誌, vol. 100, p. 931–950.
- Takahashi, Y., Cho, D.L. and Kee, W.S. (2010) Timing of mylonitization in the Funatsu Shear Zone within Hida Belt of southwest Japan: Implications for correlation with the shear zones around the Ogcheon Belt in the Korean Peninsula. *Gondwana Research*, vol. 17, p. 102–115.
- 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.
- 竹村利夫 (1980) II 新たに確認または推定された活断層. 富山県地震対策基礎調査報告書, 富山県, p. 12–20.
- 竹村利夫 (1983) 富山県の活断層. 月刊地球, vol. 18, p. 431–436.
- 竹内 章 (2010) 北陸および信越地域における後期新生代の地質構造発達史. 地質学雑誌, vol. 116, p. 624–635.
- 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・大場徳高 (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. 日本地質学会第 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・大場徳高 (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. 地質学雑誌, vol. 110, p. 715–730.
- 竹内 誠・大川真弘・川原健太郎・富田 覚・横田秀晴・常盤哲也・古川竜太 (2015a) ジルコン U – Pb 年代からみた富山県北東部白亜系陸成層の再定義. 地質学雑誌, vol. 121, p. 1–17.
- 竹内 誠・竹之内 耕・常盤哲也 (2015b) 蓮華帯変成岩類と中生代陸成層. 地質学雑誌, vol. 121, p. 193–216.
- 竹内 誠・常盤哲也・高地吉一・山本鋼志・横田秀晴 (2015c) 碎屑性ジルコン U – Pb 年代から見た下部ジュラ系来馬層群の堆積年代と後背地. 日本地質学会第 122 年学術大会講演要旨, p. 67.
- 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 (1984) 飛騨外縁帯来馬層群の上限と被覆層. 日本地質学会第 91 年学術大会講演要旨, p. 202.
- 滝沢文教 (1998) 飛騨外縁帯北東部の手取層群. 日本地質学会第 105 年学術大会講演要旨, p. 38.
- 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. 日本地質学会第 102 年学術大会講演要旨, p. 77.
- 田村糸子 (2005) テフロクロノロジーに基づく中央日本の鮮新—更新世古環境復元—富山県東部呉羽山礫層の広域テフラおよび室田層の室田凝灰岩と佐布里テフラとの対比からみた飛騨山脈の隆起時期の推定—. 地学雑誌, vol. 114, p. 631–637.
- 田村糸子・山崎晴雄 (2004) 北陸層群のテフロクロノロジー—テフラ層序および広域テフラ層との対比に基づく北陸層群の堆積年代—. 地質学雑誌, vol. 110, p. 417–436.
- 田村糸子・山崎晴雄 (2005) テフラ対比に基づく飛騨山脈の隆起時期の推定—富山県東部呉羽山礫層の広域テフラ及び室

- 田層の室田凝灰岩と佐布里テフラの対比. 地球惑星科学関連学会合同大会予稿集 (CD-ROM), Q042-011.
- 田村糸子・山崎晴雄・水野清秀 (2005) 前期鮮新世 4.1 Ma 頃の広域テフラ, 境火山灰層とその相当層. 地質学雑誌, vol. 111, p. 727–736.
- 谷本正浩・大倉正敏 (1989) 富山県朝日町大平川 (来馬層群) から発見されたプレシオサウルス上科の歯の化石 (予報). 穂別博物館研報, no. 5, p. 27–32.
- 谷村好洋 (1979) 富山県八尾地域 (2). 土 隆一編, 日本の新第三系の生層序および年代層序に関する基本資料, p. 83–84.
- 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・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. 日本地質学会第 109 年学術大会見学旅行案内書, p. 27–39.
- 手計太一 (2010) 黒部川扇状地における地下水位の漸減現象に関する基礎的研究. 土木学会水工学論文集, vol. 54, p. 565–570.
- 寺田和雄 (2013) 長野県来馬地域の下部ジュラ系来馬層群からの果鱗化石 *Swedenborgia* の発見. 福井県立恐竜博物館紀要, no. 12, p. 79–85.
- 東郷正美・今泉俊文・堤 浩之・金田平太郎・中村洋介・廣内大助 (2003) 1:25,000 都市圏活断層図「魚津」. 国土地理院技術資料 D・1–No. 416.
- 東京大学地震研究所 (2013) 日本海地震・津波調査プロジェクト平成 25 年度成果報告書, 365 p.
- 富田 覚・竹内 誠・亀高正男 (2007) 富山県北東部に分布する手取層群の礫岩から産出した放射虫化石とその地質学的意義. 日本地質学会第 114 年学術大会講演要旨, p. 243.
- 富田 覚・竹内 誠・横田秀晴・常盤哲也 (2006) 飛騨外縁帯北東縁部に分布する手取層群の層序と地質構造. 日本地質学会第 113 年学術大会講演要旨, p. 179.
- 富山県 (1970) 15 万分の 1 富山県地質図および同説明書. 富山県, 127 p.
- 富山県 (1987) 土地分類基本調査「三日市・泊」, 土地分類基本調査, 5 万分の 1. 富山県農地臨務部ほ場整備課, 47 p.
- 富山県 (1992) 富山県地質図 (10 万分の 1) 及び説明書. 富山県, 201 p.
- 富山県・工業技術院地質調査所名古屋出張所編 (1967) 富山県黒東地域の天然ガス. 富山県, 31 p.
- 土屋義人・山口正隆・白井 亨・河田恵昭・芝野照夫・山下隆男 (1981) 富山県宮崎海岸の海浜過程について. 京都大学防災研究所年報 B, vol. 24, p. 433–473.
- 津田禾粒・千地萬造 (1950) 八尾付近の地質学的諸問題. 地質学雑誌, vol. 56, p. 303–304.
- Tsujimori, T. (2002) Prograde and retrograde P-T paths of the late Paleozoic glaucophane eclogite from the Renge metamorphic belt, Hida Mountains, southwest Japan. *Int. Geol. Rev.*, vol. 44, p. 797–818.
- 辻森 樹 (2004) 組成累帯クロムスピネルからみた青海蛇紋岩メラングジュを構成する蛇紋岩の起源. 地質学雑誌, 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. 地質学雑誌, vol. 106, p. 353–362.
- 辻森 樹・板谷徹丸・兵藤博信 (2001) 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 of the 取り組み. 地球惑星科学連合学会講演要旨, Gr–P007.
- Tsujimori, T., Liou, J. G., Wooden, J. and Miyamoto, T. (2005) U–Pb dating of large zircons in low-temperature jadeite from the Osayama serpentinite mélange, Southwest Japan: insights into the timing of serpentinization. *Inter. Geol. Rev.*, vol. 47, p. 1048–1057.
- 辻村太郎 (1926) 飛騨山脈の北端に於ける断層崖の一型式. 地理学評論, vol. 2, p. 679–695.
- 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.
- 宇井啓高・酒井由美・酒井英男 (1987) 呉羽山礫層に含まれる凝灰岩の T.L. 年代. 日本地質学会第 94 年学術大会講演要旨, p. 146.
- 宇治原雅之 (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.
- 宇奈月町 (2005) 宇奈月のあけぼの—縄文時代を探る—. 宇奈月町教育委員会・宇奈月町歴史民俗資料館, 45 p.
- 宇奈月町史追録編纂委員会 (1989) 追録 宇奈月町史 自然編. 宇奈月町, 222 p.
- 白杵伸浩・田中義成・水山高久 (2005) 移動距離の長い地すべりの実態. 砂防学会誌, vol. 57, p. 47–52.
- 内海 茂・原山 智・宇都浩三 (1995) 20 万分の 1 地質図幅「富山」地域・年代未詳岩石の K–Ar 年代. 地調月報, vol. 46, p. 375–381.
- 渡辺 光 (1929) 本邦隆起三角洲に関する考察. 地理学評論, vol. 5, no. 1, p. 1–15.
- 渡辺真人 (2002) 富山県氷見・灘浦地域の鮮新統の珪藻化石層序と年代層序の再検討—とくに広域火山灰層と No.3 *Globorotalia inflata* (浮遊性有孔虫) bed の年代について—. 地質学雑誌, vol. 108, p. 499–509.
- Weems, R. E. (1974) Middle Miocene sea Turtles (*Syllomus*, *Procolpochelys*, *Psephophorus*) from the Calvert Formation. *Jour. Paleontology*, vol. 48, p. 278–303.
- 山田直利・滝沢文教 (1981) 来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 100 Ma の安山岩質火山活動の証拠. 地球科学, vol. 55, p. 113 - 118.
- 山縣耕太郎・百島由希子・佐藤芳徳 (2001) 河成段丘にもとづく黒部川扇状地の地殻変動に関する検討. 季刊地理学, vol. 53, p. 205 - 205.
- 山口 勝・柳 哮 (1968) 宇奈月のいわゆるレプタイトの年代. 地質学雑誌, vol. 74, p. 9.
- Yamaguchi, M. and Yanagi, T. (1970) Geochronology of some metamorphic rocks in Japan. *Eclogae Geol. Helv.*, vol. 63, p. 371 - 388.
- 山崎直方 (1902) 氷河果たして本邦に存在せざりしか. 地質学雑誌, vol. 9, p. 361 - 369, p. 390 - 398.
- 柳沢幸夫 (1999) 富山県八尾地域の下部 - 中部中新統の珪藻化石層序. 地調月報, vol. 50, p. 139 - 165.
- Yanagisawa, Y. and Akiba, F. (1998) Revised Neogene diatom biostratigraphy for the north west Pacific around Japan, with an introduction of code numbers for selected diatom biohorizons. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 106, p. 395 - 414.
- 吉川虎雄 (1952) 黒部川扇状地の地形とその海岸浸食. 東京大学地理学研究, 2, p. 92 - 109.
- 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.
- 吉山 昭・柳田 誠 (1995) 河成地形面の比高分布からみた地殻変動. 地学雑誌, vol. 104, p. 809 - 826.



付図 ルートマップの位置図

付表 全岩化学組成分析値及び試料採取地点一覧

Formation		Oyashirazu (Basalt-andesite)										Oyashirazu (aphyric andesite)										Oyashirazu (dacite)										Eobishiyama Intrusives									
Sample	Latitude (N)	Longitude (E)	SiO ₂ (wt%)	TMR17	TMR37-2	TMR37-3	TMR79	TMR88	TMR123	TMR216	TMR96	TMR151	TMR283	TMR69	TMR166	TMR190	TMR289	TMR177	TMR13	TMR149	TMR192	TMR211																			
Latitude (N)	Longitude (E)	SiO ₂ (wt%)	TMR17	TMR37-2	TMR37-3	TMR79	TMR88	TMR123	TMR216	TMR96	TMR151	TMR283	TMR69	TMR166	TMR190	TMR289	TMR177	TMR13	TMR149	TMR192	TMR211																				
36°57'8.6"	137°28'13.8"	49.31	54.67	55.11	55.11	57.73	53.46	50.48	52.59	57.47	59.21	55.14	64.62	63.05	70.23	65.04	70.73	65.92	63.11	64.77	63.13																				
36°57'51.5"	137°38'56.1"	0.88	0.93	0.94	0.67	0.86	0.86	1.07	1.19	0.69	0.85	0.97	0.55	0.55	0.48	0.59	0.57	0.68	0.64	0.64	0.64																				
36°57'51.5"	137°38'56.1"	18.93	18.93	19.12	18.37	19.05	19.05	19.60	17.92	19.49	16.94	17.52	18.09	16.34	15.26	17.30	15.53	16.26	17.25	17.23	17.22																				
36°57'51.5"	137°38'56.1"	9.87	9.23	9.13	7.90	8.90	8.90	10.25	10.23	6.55	6.81	9.24	4.33	5.72	3.17	4.29	4.00	5.34	5.40	5.42	5.15																				
36°57'51.5"	137°38'56.1"	0.20	0.18	0.18	0.15	0.14	0.15	0.12	0.12	0.11	0.11	0.16	0.05	0.13	0.08	0.10	0.05	0.11	0.10	0.11	0.10																				
36°57'51.5"	137°38'56.1"	7.42	5.33	5.13	4.84	4.69	4.69	6.18	6.41	2.06	5.63	3.67	0.70	3.17	1.27	0.58	0.14	1.98	1.81	1.68	1.89																				
36°57'51.5"	137°38'56.1"	8.11	4.47	4.29	5.43	5.98	5.98	8.86	7.61	7.15	7.14	8.33	4.26	5.53	4.84	3.89	0.21	2.42	2.84	4.32	3.38																				
36°57'51.5"	137°38'56.1"	4.17	4.37	4.44	4.13	5.95	5.95	3.66	2.66	4.53	2.42	3.31	3.68	3.14	2.60	4.64	1.76	3.81	5.09	4.28	5.33																				
36°57'51.5"	137°38'56.1"	0.39	0.82	0.93	1.52	0.59	0.30	0.60	1.17	1.07	1.07	1.18	2.62	2.52	1.91	2.02	5.36	3.02	2.37	2.67	2.67																				
36°57'51.5"	137°38'56.1"	0.17	0.26	0.25	0.19	0.19	0.21	0.19	0.21	0.20	0.19	0.23	0.24	0.23	0.16	0.27	0.11	0.07	0.15	0.15	0.17																				
100.66	99.19	99.50	100.92	99.80	100.80	99.50	99.40	100.36	99.76	99.38	100.27	99.54	98.51	99.29	99.45	100.97	99.68	99.29	99.45	100.97	99.68																				
6.93	4.03	4.01	3.02	3.13	4.69	8.30	2.60	5.49	2.74	2.13	4.92	7.05	3.36	2.85	3.60	5.35	3.28	2.85	3.60	5.35	3.28																				
Formation		Gamzou										Sasagawa (upper)										Miyazaki																			
Sample	Latitude (N)	Longitude (E)	SiO ₂ (wt%)	TMR53	TMR53-2	TMR142	TMR155	TMR261	TMR263	TMR269	TMR222	TMR230	TMR224	TMR287	TMR7	TMR85-4	TMR255	TMR264	TMR104	TMR108	TMR109																				
Latitude (N)	Longitude (E)	SiO ₂ (wt%)	TMR53	TMR53-2	TMR142	TMR155	TMR261	TMR263	TMR269	TMR222	TMR230	TMR224	TMR287	TMR7	TMR85-4	TMR255	TMR264	TMR104	TMR108	TMR109																					
36°57'6.4"	137°26'13.8"	58.98	56.19	56.04	59.50	56.16	54.34	55.57	55.57	55.91	67.95	57.04	61.67	79.99	81.80	72.38	68.68	61.19	57.86	59.16																					
36°57'6.4"	137°26'13.8"	1.09	0.98	0.96	1.18	1.07	0.95	0.87	1.09	0.58	0.59	1.04	1.12	1.12	0.16	0.25	0.38	0.69	0.73	0.75																					
36°57'6.4"	137°26'13.8"	19.00	16.77	16.62	19.32	19.42	18.66	18.14	18.72	15.23	15.14	18.61	15.99	11.29	10.94	15.28	16.69	17.07	18.14	17.68																					
36°57'6.4"	137°26'13.8"	5.73	7.33	7.59	6.20	7.49	8.73	7.79	5.14	4.64	5.12	8.00	6.64	0.97	0.55	1.10	2.53	5.89	6.45	6.61																					
36°57'6.4"	137°26'13.8"	0.12	0.09	0.10	0.09	0.11	0.15	0.14	0.15	0.03	0.04	0.09	0.12	0.01	0.01	0.01	0.04	0.06	0.12	0.11																					
36°57'6.4"	137°26'13.8"	3.14	5.17	5.35	2.03	1.45	3.85	3.66	4.32	0.58	0.40	1.59	1.57	-0.02	0.17	0.58	0.19	2.41	2.95	2.75																					
36°57'6.4"	137°26'13.8"	6.48	7.98	7.88	5.93	8.83	7.25	8.55	7.47	3.25	3.33	7.99	5.60	0.62	0.16	0.26	3.00	5.71	7.64	6.81																					
36°57'6.4"	137°26'13.8"	4.04	3.12	3.48	4.83	3.80	2.69	2.92	3.60	4.31	4.24	3.47	4.63	4.63	4.01	4.35	5.88	4.61	3.56	3.02																					
36°57'6.4"	137°26'13.8"	1.81	1.79	1.82	1.80	1.51	2.03	2.06	2.09	2.97	2.91	1.63	1.52	4.63	4.01	4.35	3.68	2.75	2.24	2.38																					
36°57'6.4"	137°26'13.8"	0.32	0.25	0.23	0.26	0.24	0.28	0.20	0.28	0.20	0.26	0.26	0.98	0.01	0.02	0.04	0.16	0.22	0.22	0.27																					
100.68	99.66	100.07	101.12	100.06	98.93	99.90	98.76	99.92	99.72	99.84	100.60	98.01	99.10	99.95	99.55	99.37	99.85	99.37	99.55	99.67																					
3.12	1.38	1.26	2.93	5.42	2.30	0.82	3.27	2.04	3.79	2.50	1.07	3.17	1.52	0.70	1.37	0.77	0.64	0.70	1.37	0.77																					

Geology of the Tomari District

By

Makoto TAKEUCHI*, Ryuta FURUKAWA**, Hideaki NAGAMORI**
and Teruki OIKAWA**

(Written in 2016)

(ABSTRACT)

The Tomari District is a quadrangle of latitude 36°50'10.9" to 37°00'10.9" N and longitude 137°29'48.8 to 137°44'48.8" E (JGD 2000), and located at boundary territory of Niigata and Toyama Prefectures. Topography of this area is represented by steep and incised mountains facing the Sea of Japan in the northern coast. The mountains correspond to northern end of the Japan Alps. Holocene Kurobegawa fan delta occupying westernmost part of this district is one of the largest fan delta in Japan. Surrounding terrace deposits of Pleistocene to Pliocene are proxy for uplifting history of Japan Alps.

OUTLINE OF TECTONIC DIVISION

The Inner Zone of the Southwest Japan is occupied by the Hida Belt, the Hida Gaaien Belt, the Cambro-Ordovician Oeyama Belt and the Renge Belt (300 Ma high p/t metamorphic rocks), the Akiyoshi Belt (Permian accretionary complex), the Maizuru Belt (Permian island arc and back-arc basin system), the Ultra-Tamba Belt (Late Permian accretionary complex) and the Mino-Tamba Belt (Jurassic accretionary complex). They except the Hida and Hida-Gaien Belts form a piled nappe structure.

In the central Japan, the distribution of the Hida Belt cuts the piled nappe structure. The constituent rocks of those belts except the Hida Belt and the Mino Belts are distributed as tectonic blocks in the narrow zone between the Hida and Mino Belts.

The constituent rocks of the Hida Belt, the Hida-Gaien Belt, the Oeyama Belt, the Renge Belt and Akiyoshi Belt are distributed in the Tomari district (Fig. 1).

PALEOZOIC TO MESOZOIC BASEMENT ROCKS

Ultramafic rocks of unknown age in the Oeyama Belt are derived from mantle harzburgite, lherzolite and dunite, and have been highly serpentized and partly sheared. These rocks overlaid on the Permian system of the Hida-Gaien Belt with thrust and include exotic blocks of amphibolite, jadite rock, albitite, actinolite rock and the Renge Metamorphic Rocks. 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 high P / T crystalline schists which are originated from basic, pelitic and siliceous rocks. They are divided into the Yunotani eclogite and the Omigawa units.

The Shiroumadake and the Kotaki Formations of the Hida-Gaien Belt are composed of shallow marine deposits. The former formation is distributed in the southeast area in the Tomari district and the latter is in the northeast area, respectively. 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 near faults.

The Akiyoshi Belt is occupied by the two Permian accretionary complexes, the Omi Complex and the Himekawa Complex. Only the Omi Complex is distributed in the northeast area of the Tomari district, and is composed of an accreted seamount comprising the Lower Carboniferous to Middle Permian limestone on basalt.

The Hida Belt is occupied by the latest Permian to Triassic Hida Gneisses, latest Permian Hida Older Granites, Triassic Unazuki Metamorphic Rocks, and Triassic to Jurassic Hida Younger Granites. The Hida Older Granites, the Unazuki Metamorphic Rocks and

* Nagoya University (Visiting Researcher)

** Research Institute of Earthquake and Volcano Geology

*** Research Institute of Geology and Geoinformation

the Hida Younger Granites are distributed in the Tomari district. The Unazuki Metamorphic Rocks are originated from the Upper Carboniferous system and yield staurolite or chloritoid in lateritic part. The Hida Older Granites and the Unazuki Metamorphic Rocks were suffered from the Late Triassic mylonitization and intruded by the Hida Younger Granites.

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 laterally. The stratigraphy was established in two areas of Inugatake area of the Tomari district and Odokoro and Kotaki area of the Kotaki district. The Kuruma Group in the Tomari district is divided into the Jogodani, Kitamatadani, Negoya, Teradani, Shinatani and Otakidani Formations in ascending order. The lower and upper Pliensbachian and upper Toarcian ammonites were yielded from the Teradani and Otakidani Formations, respectively.

CRETACEOUS TO PALEOGENE

The Lower Cretaceous Mizukamidani and Kurobishiyama Formations of the Tetori Group, the Lower to Upper Cretaceous Shiritakayama, Uchiyama and Oyashirazu Formations and the Early Paleogene Eboshiyama Formation are distributed in the Tomari district.

The Tetori Group overlies unconformably on the Kuruma Group and is divided into the Mizukamidani Formation and the Kurobishiyama Formation in ascending order. The former is composed of conglomerate, sandstone and mudstone and the latter is composed mainly of sandstone and conglomerate. The group in this district yields no index fossil but plant fossils. Garnet-bearing dacite (Intrusion I) intruded the Tetori Group, and the U-Pb age of from the dacite is ca. 109 Ma. The youngest peak of the U-Pb age of detrital zircon from sandstone is 123 Ma. This fact indicates that the depositional age of the group is after 123 Ma before 109 Ma.

The Shiritakayama Formation overlies unconformably on the ultramafic rocks of the Oeyama Belt and the Renge Metamorphic Rocks. It is composed of lower conglomerate and upper sandstone. The Uchiyama Formation overlies unconformably on the constituent rocks of the Hida Belt and the Tetori Group, and consists of sandstone and andesite to rhyolite pyroclastic rocks and lava. The Shiritakayama Formation and the Uchiyama Formation yield no index fossil, but they include zircon grains showing the youngest U-Pb age of ca. 110 Ma.

The Oyashirazu Formation overlies conformably on the Shiritakayama Formation. It is composed chiefly of 3 lithofacies of pyroxene andesite, garnet-bearing dacite and aphyric andesite to dacite. The lowermost pyroxene andesite is composed of highly consolidated volcanoclastic materials including andesite lava, lapilli and blocks of multiple sources and / or paths. There is no signature of subaqueous chilled texture in these andesites. Aphyric andesite lavas and pyroclastics appear upper side of pyroxene andesites. Weakly welded lapilli tuff of garnet-bearing dacite also overlies pyroxene andesite volcanoclastics occasionally at Oyashirazu area. The welded garnet dacite lapilli tuff is dated at 84-109 Ma by Fission-track and U-Pb methods.

Kitamatadani Granodiorite is distributed in the southern area of the Tomari district and intruded the Kuruma Group and the Tetori Group which were suffered from contact metamorphism. The K-Ar ages from biotite and hornblende are 89.0 ± 0.9 Ma and 85.1 ± 1.1 Ma, respectively.

The Eboshiyama Formation is distributed on the Oyashirazu and pre-Oyashirazu Formations from northeast to southwest in this quadrangle. The formation is composed mainly of quartz-rich hornblende-bearing biotite rhyolite lapilli tuff and minor lava of plagioclase rhyolite. Radiometric ages of zircon derived from fiamme of welded lapilli tuff range from 55 Ma (Fission-Track) to 66 Ma (U-Pb).

CENOZOIC INTRUSIVE ROCKS

Miocene rhyolite (Intrusion II) intruded the Tetori Group as sill. The rhyolite is mostly aphyric but rarely include quartz phenocrysts. The age is unknown but 22.2 ± 0.3 Ma K-Ar age of whole rock was reported from felsite in the Shiroumadake district which are correlate to rhyolite of intrusion II.

Intrusion III are acidic to intermediate volcanic to plutonic rocks. They are small stocks, dikes and sills, and intruded Intrusion II and the older rocks. Their radiometric ages are 1-3 Ma by preliminary dating.

NEOGENE TO LOWER PLEISTOCENE

Miocene to Pliocene sedimentary and volcanic rocks appear at eastern end of Kurobegawa alluvial fan. From early Miocene to early Pleistocene there are 12 formations as follows; Miocene Ganzo, Fukuhira, Tsubono, Hanyu, Sasagawa, Syakusenji and Sazen Formations; Mio-Pliocene Takabatake and Muroda Formations; Early Pleistocene Yokoo and Miyazaki Formations in ascending order. Ganzo Formation is made of pyroxene andesite lava and volcanoclastic rocks contacting with Kurobishiyama Fault and partly overlying the Eboshiyama Formation. Fukuhira Formation is made up with andesite to dacite lava and volcanoclastics. Tsubono Formation is composed of massive sandstone and tuffaceous sandstone. Hanyu Formation is made of massive tuffaceous sandstone with occasional mud sheets, rounded pebble and plant fragments. Sasagawa Formation is made of gray massive mudstone with lenticular sheet of quartz

rhyolite lavas and pyroclasts. Juvenile pumiceous rhyolite was dated from 16 to 18 Ma by Fission-track and U-Pb methods. Shakusenji Formation is made of light-gray sandy mudstone. Sazen Formation is composed of massive sandy mudstone with intercalated rhyolite volcanoclastics. Takabatake Formation is made of massive sandstone with minor amount of rhyolite volcanoclastics. Muroda Formation unconformably overlies the Takabatake Formation and is made up with unconsolidated conglomerate with intercalating the Kasayaburi Pumiceous Tephra which is dated ca. 3.5 Ma by fission-track and U-Pb methods. Yokoo Formation is made of sand and mud intercalating with the Miyazaki Formation made of andesite lavas and volcanoclastics dated as 2.4 Ma by K-Ar analysis.

MIDDLE PLEISTOCENE TO HOLOCENE

Middle Pleistocene to Holocene gravel deposits occur at terraces and lowlands. Terrace deposits are observed mainly along the Kurobegawa in the western part of Tomari District and along the northern coast of the Tomari District. Terrace deposits are divided into the higher (Junikanno), middle (Shiroyama, Tanayama, and Otozawa), and lower (Funamino, Urayama, and Sakai), based on their surface height distribution and covering tephra layers (K-Tz, DKP, AT). The higher and middle terrace deposits formed before MIS 6 and MIS 6-5. The Funamino Terrace deposit was formed at MIS4-3. Urayama and Sakai Terrace deposits were formed at MIS 2-1.

GEOLOGICAL STRUCTURE

Geologic bodies in the Tomari District have been suffered several-times of crustal deformations from Paleozoic to recent. Major geological structure is consists of faults and tilting caused by uplifting of the Hida mountains in Quaternary. There are NE-SW trending normal faults bounding between mountain area and Kurobegawa fandelta, and NW-SE trending oblique faults in the Hida mountain area. The Lower Jurassic and Cretaceous systems are folded with NE-SW trending fold axes. The southeast area in this area has been more uplifted. Northern part of Uozu fault zone is running through the Kurobegawa fandelta.

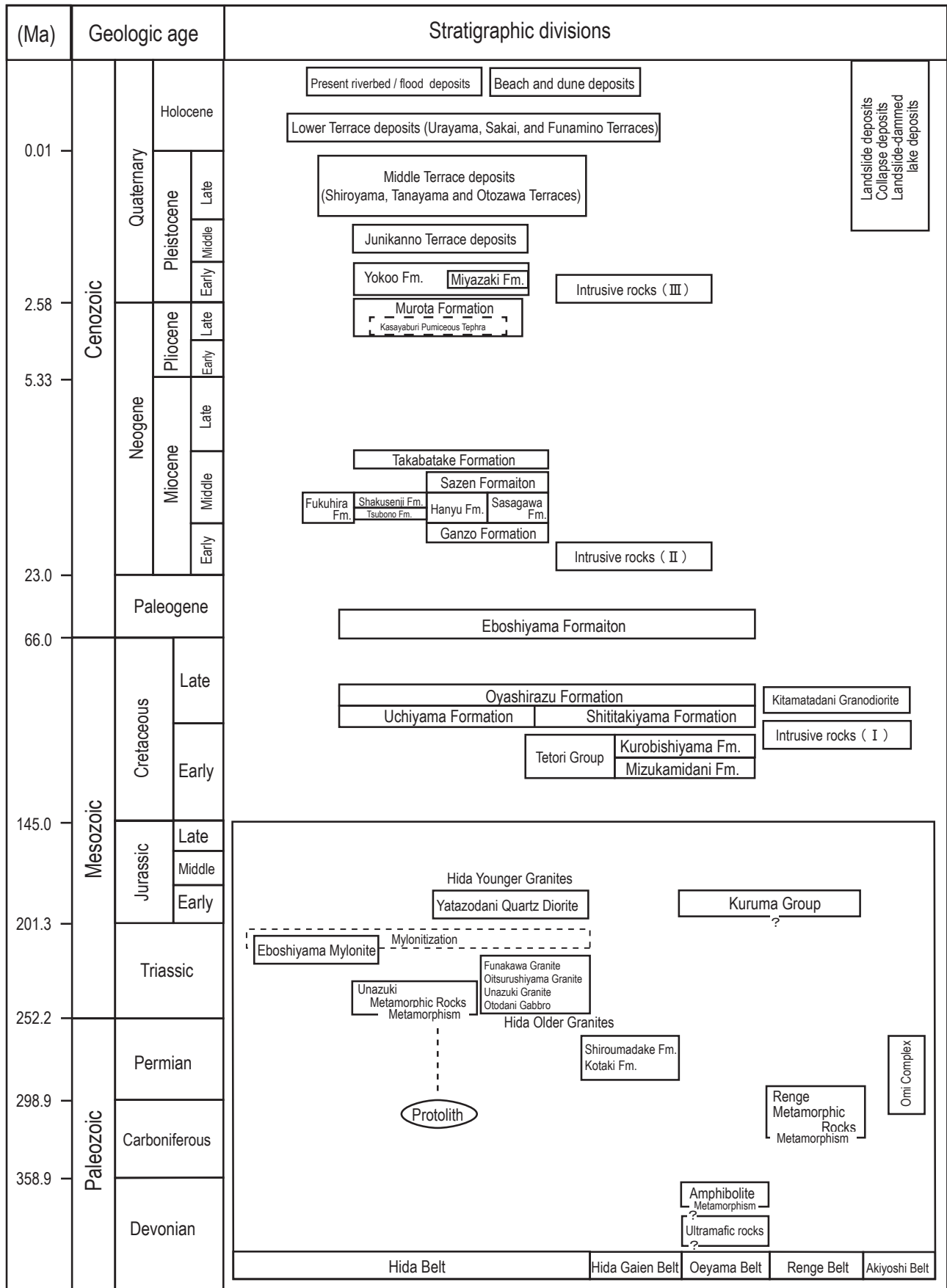


Fig.1 Geological summary of the Tomari District

執筆分担

第1章	地形	及川輝樹・竹内 誠・古川竜太
第2章	地質概説	竹内 誠・古川竜太・長森英明・及川輝樹
第3章	蓮華変成岩類, 超苦鉄質岩及び角閃岩	竹内 誠
第4章	ペルム紀付加コンプレックス	竹内 誠
第5章	ペルム紀正常層	竹内 誠
第6章	宇奈月変成岩類	竹内 誠
第7章	飛驒花崗岩類	竹内 誠
第8章	下部ジュラ系来馬層群	竹内 誠
第9章	白亜系	竹内 誠・古川竜太
第10章	白亜紀-更新世貫入岩類	竹内 誠
第11章	古第三系火山岩	古川竜太
第12章	新第三系中新統-下部更新統	長森英明・古川竜太
第13章	中部更新統-完新統	及川輝樹・竹内 誠
第14章	地質構造	竹内 誠・長森英明・及川輝樹・古川竜太
第15章	応用地質	竹内 誠・長森英明・及川輝樹
付図	ルートマップの位置図	竹内 誠
付表	全岩化学組成分析値及び試料採取地点一覧	竹内 誠

文献引用例

竹内 誠・古川竜太・長森英明・及川輝樹 (2017) 泊地域の地質. 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, 121 p.

章単位での引用例

及川輝樹・竹内 誠・古川竜太 (2017) 泊地域の地質, 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. 1-5.

Bibliographic reference

Takeuchi, M., Furukawa, R., Nagamori, H. and Oikawa, T. (2017) *Geology of the Tomari District*. Quadrangle Series, 1:50,000, Geological Survey of Japan, AIST, 121 p. (in Japanese with English abstract 4 p.).

Bibliographic reference of each chapter

Oikawa, T., Takeuchi, M. and Furukawa, R. (2017) *Geology of the Tomari District, 1. Topography*. Quadrangle Series, 1:50,000, Geological Survey of Japan, AIST, p1- 5. (in Japanese).

地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅)

泊地域の地質

平成29年8月25日発行

国立研究開発法人 産業技術総合研究所
地質調査総合センター

〒305-8567 茨城県つくば市東1-1-1 中央第7

Geology of the Tomari District. Quadrangle Series, 1:50,000

Published on August 25, 2017

Geological Survey of Japan, AIST

AIST Tsukuba Central 7, 1-1-1 Higashi, Tsukuba,
305-8567, JAPAN

印刷所 株式会社 アイネクスト

Inext Co., Ltd

裏表紙写真説明：黒部川下流部に形成された扇状地性三角州（手前）と中古生界を主とした飛騨山脈北部の山々（奥）。中央奥の冠雪した山が朝日岳，その手前の残雪が残る山々は飛騨花崗岩類からなり，山麓は段丘堆積物などの新生界からなる。

Back Cover Photo: Fandelta of Kurobegawa River (front), and the northern part of Hida Mountain Range (behind). A white higher peak in the central is the Mt. Asahi. The mountains in front of the Mt. Asahi are composed of the Hida Granitic Rocks and the Cenozoic strata including Quaternary terrace deposits.