

地域地質研究報告

5万分の1地質図幅

金沢(10)第25号

NJ-53-5-4

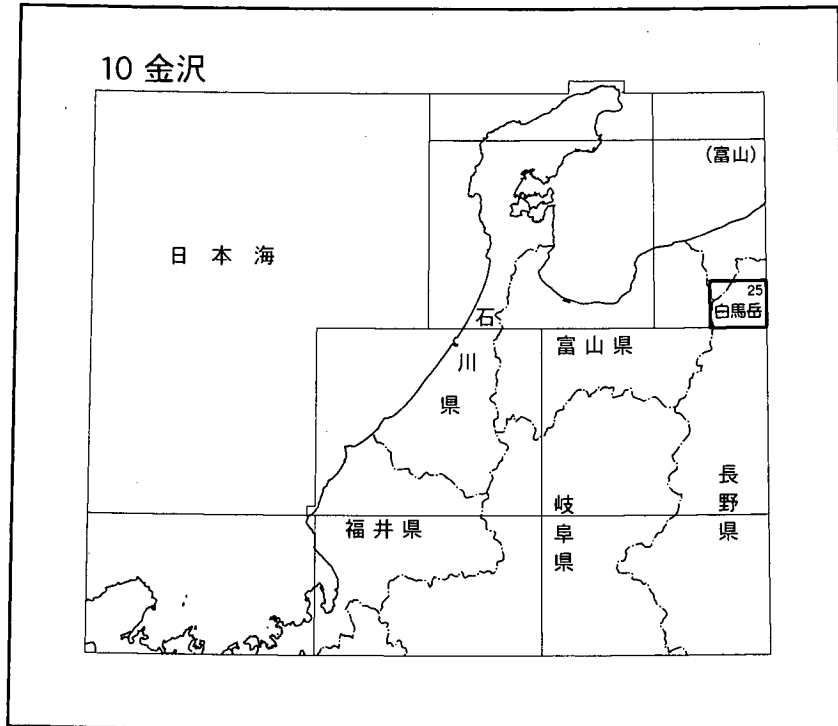
白馬岳地域の地質

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

平成14年

独立行政法人 産業技術総合研究所
地質調査総合センター

位置図



() は 1:200,000 図幅名

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

10-18 泊 Tomari NJ-53-5-7 (未刊行, unpublished)	10-19 小滝 Kotaki NJ-53-5-3 (未刊行, unpublished)	7-72 妙高山 Myōkōsan NJ-54-35-15 (未刊行, unpublished)
10-24 黒部 Kurobe NJ-53-5-8 (未刊行, unpublished)	白馬岳 (Shiroumadake) 1:75,000 (1937)	10-25 7-84 戸隠 Togakushi NJ-54-35-16 (未刊行, unpublished)
10-30 立山 Tateyama NJ-53-6-5 (2000)	10-31 大町 Ōmachi NJ-53-6-1 (1989)	7-96 長野 Nagano NJ-54-36-13 (1986)

白馬岳地域の地質

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*****

地質調査総合センター（旧地質調査所）は、1882年の創立以来、わが国の国土の地球科学的実態を示すため、さまざまな縮尺の地質図を出版してきた。それらのうち5万分の1地質図幅は基礎的な地質情報を網羅した基本地質図である。1955年以降は1:75,000の縮尺を1:50,000に改め、現在に至っている。

1978年、地震予知連絡会は近い将来地震の起こる可能性が他より高いと考えられる地域として、全国8地域を選定して、特定観測地域とし、早急な5万分の1地質図幅の作成を要請した。これを受けて、特定地質図幅の研究が昭和54年に開始され、現在第5次計画を遂行している。

「白馬岳」地域の調査研究は、地震予知のための特定観測地域の地質図幅作成計画の一環として平成9年から11年に行われ、平成12年には若干の補備調査が行われた。調査・執筆にあたっては、西半分（後立山地域）の中・古生界や火成岩類を竹内が、第四紀の白馬大池火山を中野が、東半部（小谷山地）の新第三系を吉川と長森が、全域に分布する第四紀の堆積物を荻谷が、活構造を荻谷と奥村が、水文地質を田口が担当した。本報告全体の調整ととりまとめは中野が行った。

本研究にあたり多くの方々のご協力を得た。特に、以下の関係機関、関係者には格別のご協力をいただいた。記して感謝する（敬称略）。

現地調査、資料の収集など（関係機関）：環境庁自然保護局中部地区自然保護事務所、松本森林管理署大町森林管理センター、白馬村役場、小谷村役場、新潟県環境生活部環境企画課、長野県長野保健所及び大町保健所、中部電力株式会社、株式会社白馬館、明治コンサルタント株式会社長野支店。

現地調査・討論、未公表資料提供、資料の収集など（個人）：若林邦彦（白馬山荘）、田原善一（白馬岳蓮華温泉ロッジ）、中川恵市（唐松岳頂上山荘）、小嶋 智（岐阜大学）、岩田修二（東京都立大学）、長谷川裕彦（明治大学）、福井幸太郎（東京都立大学大学院生）、松岡憲知（筑波大学）、池田 敦（筑波大学大学院生）、坂本勝一（駒沢大学大学院生、当時）、佐藤竹子（埼玉県在住）、熊野重則（白馬村在住）、石原綾子（白馬村在住）。

岩石薄片の製作：奥語節生（名古屋大学）、野神貴嗣・大和田 朗・佐藤卓見（産業技術総合研究所）。

蛍光X線分析：巖谷敏光（産業技術総合研究所）。

（平成13年稿）

所 属

- * 地球科学情報研究部門
- ** 名古屋大学大学院
- *** 千葉大学大学院
- **** 広島大学大学院
- ***** 地圏資源環境研究部門

Keywords: areal geology, geological map, 1:50,000, Shiroumadake, Japan Alps, Hida Mountain Range, Hida Marginal Belt, Fossa Magna, Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line, Kamishiro Fault, Mochigyo Fault, Otari Fault, Himekawa Fault, Hikage Syncline, active fault, gravitational fault, Paleozoic, Jurassic, Cretaceous, Miocene, Pliocene, Quaternary, Shirouma, Hakuba, Otari, Kinasa, Itoigawa, Himekawa, Oodokorogawa, Happo, Tsugaiké, Norikura, ultramafic rocks, Renge Metamorphic Rocks, Tsugaiké Complex, Oyasawa Complex, Shiroumadake Formation, Kuruma Group, Ariake Granite, Ishizaka Rhyolite, felsite, Daikokudake Granodiorite, Korengayama Granodiorite, Iwatakeyama Welded Tuff, Nishikyo Formation, Ronji Formation, Yanagisawa Formation, Togakushiyama Formation, Tanokashira Formation, Hikage Formation, Uchu Formation, Hosogai Formation, Iwatoyama Formation, Shirouma-Oike Volcano, till, Hiedayama Debris Avalanche Deposit, landslide

目 次

I. 地 形	1
II. 地質概説	5
III. 古生界	9
III. 1 研究史と概要	9
III. 1. 1 研究史	9
III. 1. 2 概 要	9
III. 2 超苦鉄質岩	11
III. 3 変成岩類	11
III. 3. 1 角閃岩	11
III. 3. 2 蓮華変成岩類	11
III. 4 樽池コンプレックス	13
III. 5 親沢コンプレックス	14
III. 6 白馬岳層	15
III. 7 斑れい岩	18
III. 8 古生界の地質構造	20
IV. ジュラ系	22
IV. 1 研究史と概要	22
IV. 1. 1 研究史	22
IV. 1. 2 概 要	23
IV. 2 来馬層群	23
IV. 2. 1 蒲原沢層	23
IV. 2. 2 大所川層	23
IV. 2. 3 ヨシナ沢層	23
IV. 3 白馬沢層	25
IV. 4 未区分中生界	25
V. 後期白亜紀 - 古第三紀初期の火成岩類	28
V. 1 研究史と概要	28
V. 2 有明花崗岩	29
V. 3 石坂流紋岩	29
VI. 新第三紀の貫入岩類	31
VI. 1 研究史と概要	31
VI. 2 珪長岩	31
VI. 3 唐松沢閃緑岩	31
VI. 4 貫入岩(I)	33
VI. 5 乗鞍沢閃緑岩	33
VI. 6 大黒岳花崗閃緑岩	34
VI. 7 小蓮華山花崗閃緑岩	35
VI. 8 貫入岩(II)	36
VII. 新第三系	38
VII. 1 研究史と概要	38
VII. 1. 1 研究史	38
VII. 1. 2 概 要	38
VII. 2 持京断層以東地域	39

VII. 2. 1	西京層	39
VII. 2. 2	論地層	40
VII. 2. 3	権田層	40
VII. 2. 4	高府層	40
VII. 3	日影向斜地域	41
VII. 3. 1	柳沢層	41
VII. 3. 2	戸隠山居	42
VII. 3. 3	田ノ頭層	42
VII. 3. 4	日影層	44
VII. 4	小谷断層以西地域	45
VII. 4. 1	前沢層	45
VII. 4. 2	雨中層	46
VII. 4. 3	細貝層	46
VII. 4. 4	岩戸山層	47
VII. 5	神城断層以西地域	49
VII. 5. 1	爺ヶ岳火山岩類	49
VII. 5. 1	岩葦山溶結凝灰岩	51
VII. 6	各地域の対比	51
VII. 7	新第三系の地質構造	54
VII. 7. 1	断層	54
VII. 7. 2	褶曲	54
VIII.	白馬大池火山噴出物	55
VIII. 1	研究史と概要	55
VIII. 1. 1	研究史	55
VIII. 1. 2	概要	55
VIII. 2	稗田山下部溶岩	58
VIII. 3	稗田山上部溶岩	59
VIII. 4	乗鞍沢溶岩	59
VIII. 5	蒲原山溶岩	60
VIII. 6	乗鞍岳溶岩	61
VIII. 7	籠岳溶岩	61
VIII. 8	風吹岳溶岩	62
VIII. 9	風吹岳火砕流堆積物	64
VIII. 10	白馬大池火山の岩石	66
IX.	更新世 - 完新世の堆積物	69
IX. 1	氷河堆積物	69
IX. 2	岩岳湖成堆積物	71
IX. 3	河成段丘堆積物	71
IX. 3. 1	高位河成段丘堆積物	71
IX. 3. 2	中位河成段丘堆積物	72
IX. 3. 3	低位河成段丘堆積物	72
IX. 3. 4	最低位河成段丘堆積物	72
IX. 4	崖錐堆積物及び沖積錐堆積物	73
IX. 5	湿原及び池塘堆積物	73
IX. 6	1911年稗田山崩壊堆積物	74
IX. 7	周氷河性堆積物	74

IX. 8 地すべり堆積物	75
IX. 9 現河床堆積物	77
X. 活断層及び地震活動	78
X. 1 活断層及び地震活動	78
X. 2 重力性断層（線状凹地）	79
XI. 地下資源	81
XI. 1 金属鉱床	81
XI. 2 非金属鉱床	82
XII. 水文地質	83
XII. 1 北城平の地下水	83
XII. 2 樽池高原の地下水	86
XII. 3 温鉱泉	89
XIII. 自然災害	93
文 献	94
Abstract	101

図・表 目 次

第1図 「白馬岳」地域とその周辺の地形	1
第2図 姫川東方の山地（小谷山地）	2
第3図 東方から見た北城盆地と飛騨山脈	3
第4図 白馬岳付近の非対称山稜	3
第5図 「白馬岳」地域の地質概略図	5
第6図 「白馬岳」地域の地質総括図	6
第7図 「白馬岳」地域一帯の先白亜系概略図	10
第8図 超苦鉄質岩及び変成岩類の産状と岩相	12
第9図 樽池コンプレックスの産状を示すルートマップ	13
第10図 樽池コンプレックスの構成岩の産状と岩相	14
第11図 樽池コンプレックスのメラングジュ中の苦鉄質岩岩塊	15
第12図 親沢コンプレックスの粘板岩の偏光顕微鏡写真	15
第13図 白馬岳層の地質柱状図	16
第14図 白馬岳層の珪長質凝灰岩・凝灰角礫岩及び玄武岩の産状と岩相	17
第15図 白馬岳層の玄武岩及び斑れい岩の産状を示すルートマップ	18
第16図 白馬岳層の珪質凝灰岩、砂岩・頁岩互層、石灰岩の産状と岩相	19
第17図 斑れい岩の産状と岩相	20
第18図 来馬地域の来馬層群の層序対比	22
第19図 来馬地域と犬ヶ岳地域の来馬層群の層序対比	22
第20図 来馬層群及びその相当層の分布	24
第21図 来馬層群の産状を示す土沢上流のルートマップ	25
第22図 蒲原沢層の産状と岩相	26
第23図 ヨシナ沢層の産状と岩相	27
第24図 餓鬼谷支流に分布する未区分中生界の産状と岩相	27
第25図 「白馬岳」地域の白亜紀 - 新第三紀火成岩類の相互関係	28
第26図 有明花崗岩の岩相	29
第27図 石坂流紋岩の岩相	29
第28図 珪長岩と安山岩岩脈の産状と岩相	32

第29図	唐松沢閃緑岩と乗鞍沢閃緑岩の岩相	33
第30図	唐松岳付近の火成岩の産状を示すルートマップ	34
第31図	大黒岳花崗閃緑岩の岩相	35
第32図	小蓮華山付近の火成岩の産状を示すルートマップ	36
第33図	小蓮華山花崗閃緑岩主岩相の岩相	37
第34図	「白馬岳」地域の第三系の分布概略と地質帯区分	39
第35図	西京層の泥岩	40
第36図	論地層の岩相	41
第37図	柳沢層の岩相	43
第38図	戸隠山層の安山岩火山角礫岩	44
第39図	田ノ頭層の砂質泥岩	44
第40図	日影層の岩相	45
第41図	前沢層の岩相	46
第42図	雨中層の岩相	47
第43図	細貝層の岩相	47
第44図	岩戸山層の安山岩	48
第45図	爺ヶ岳火山岩類の産状と岩相	50
第46図	岩葦山溶結凝灰岩	51
第47図	「白馬岳」地域の第三系の対比	52
第48図	持京断層以東地域の第三系の層序対比	52
第49図	日影向斜地域の第三系の層序対比	52
第50図	小谷断層以西地域の第三系の層序対比	53
第51図	乗鞍火山列周辺の第四紀火山の分布	55
第52図	柵山（1980）による白馬大池火山の地質図	56
第53図	白馬大池火山の地質図	57
第54図	白馬大池火山噴出物の層序関係とK-Ar年代値	58
第55図	風吹岳周辺の爆裂火口群	58
第56図	稗田山直下に露出する稗田山下部溶岩の成層構造	59
第57図	稗田山北東に露出する稗田山上部溶岩の成層構造	60
第58図	乗鞍沢溶岩の塊状部	60
第59図	乗鞍沢溶岩最下部の変質した火砕岩	60
第60図	簸岳より見た蒲原山	61
第61図	白馬村中心部から見た乗鞍岳と天狗原	61
第62図	乗鞍岳と白馬大池	62
第63図	乗鞍岳溶岩の塊状部	62
第64図	簸岳溶岩に見られるデイサイトと安山岩の縞模様	62
第65図	東方より見た風吹岳溶岩ドームと外輪山	63
第66図	西方上空から見た風吹岳溶岩ドーム	63
第67図	風吹岳溶岩ドームと風吹大池	64
第68図	風吹岳付近の地形分類図	65
第69図	風吹岳溶岩ドームの概念的地形図と断面図	66
第70図	風吹岳火砕流堆積物の成層構造	66
第71図	白馬大池火山噴出物の化学分析試料採取地点	68
第72図	氷河堆積物が発達する松川・北股入	69
第73図	北股入の氷河堆積物とその堆積・変形構造	70
第74図	樽池自然園東の神ノ田圃湿原	73

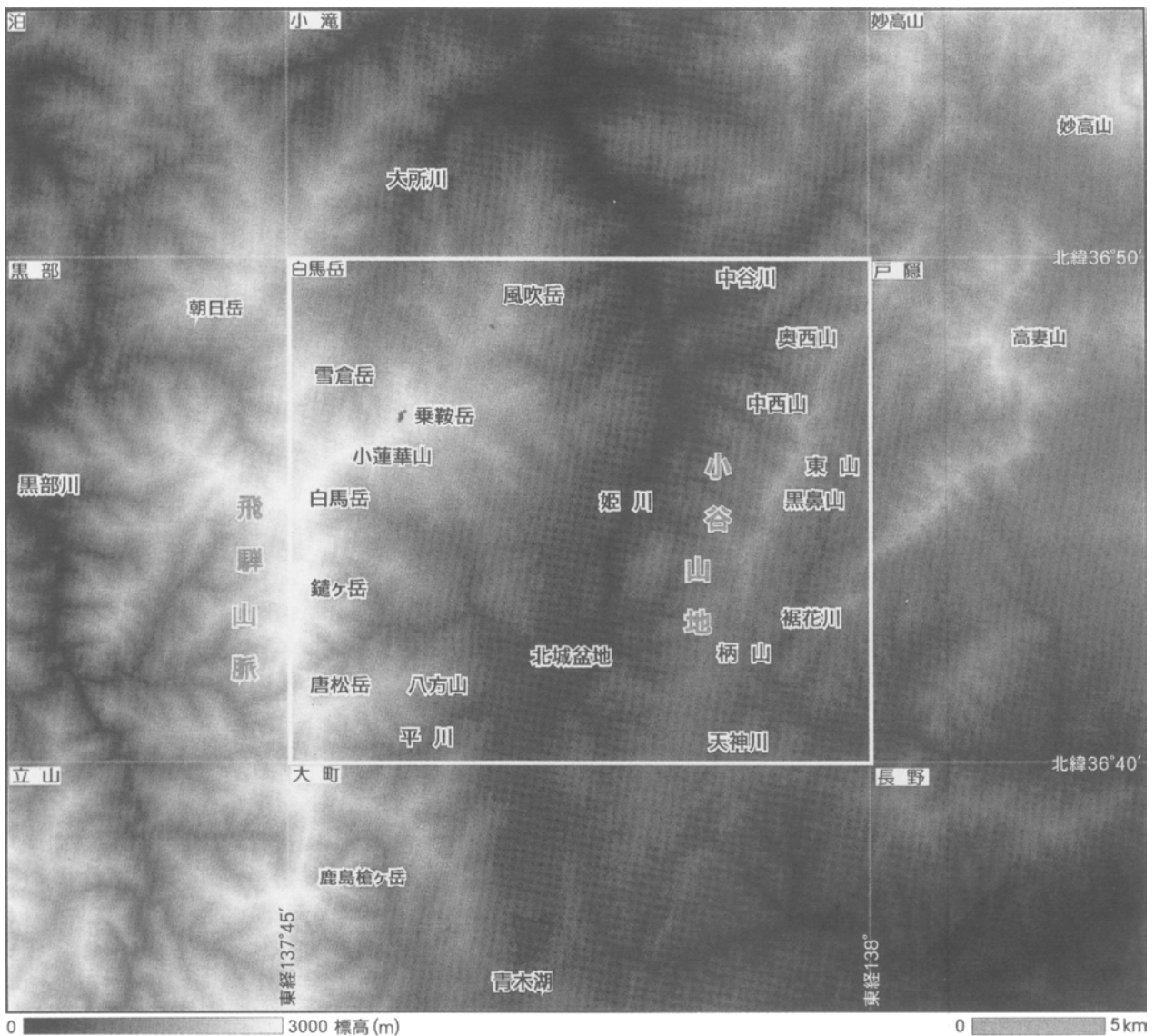
第75図	1911年稗田山崩壊堆積物	74
第76図	鉢ヶ岳から雪倉岳に至る飛騨山脈の主稜線	75
第77図	杓子岳北側圈谷の岩塊集積地形	76
第78図	岩葦山南方のどんぐり地区の地すべり地形	77
第79図	「白馬岳」地域及び隣接地域の活断層と震央の分布	79
第80図	重力性断層で生じた線状凹地（二重山稜）	80
第81図	白馬鉦山の坑口	81
第82図	北城平における1998年8月の地下水面図	85
第83図	北城平，断面線に沿う地下水面形状	85
第84図	北城平における湧水量の経年変動	86
第85図	北城平における湧水温の経年変動	86
第86図	北城平における水質パターン	87
第87図	北城平における水質トリリニヤダイアグラム	88
第88図	樽池高原の被圧地下水水頭分布図	90
第89図	「白馬岳」地域の温鉱泉分布図と河川水採水位置	91
第1表	斑れい岩の K-Ar 年代値	21
第2表	小蓮華山花崗閃緑岩の K-Ar 年代値	37
第3表	白馬大池火山噴出物の斑晶モード組成	66
第4表	白馬大池火山噴出物の全岩主成分化学組成	67
第5表	「白馬岳」地域の地下水測水表	84
第6表	地下水，河川水の水質	87
第7表	「白馬岳」地域の温鉱泉水質分析表	91
Fig. 1	Summary of geology in the Shiroumadake district	102
Fig. 2	Correlation of the formations of Neogene system	104

I. 地 形

(荏谷愛彦・奥村晃史)

「白馬岳」地域は北緯36度40分 - 50分（ただし日本測地系；世界測地系では北緯36度40分11.1秒 - 北緯36度50分11.0秒），東経137度45分-138度00分（同；東経137度44分48.9秒-東経137度59分48.8秒）の，東西約22km，南北約18.5kmの範囲に含まれる．行政上は大半が長野県（小谷村・白馬村・鬼無里村・小川村）に属するが，北西隅の一部は新潟県（糸魚川市）に，西縁のごく狭い範囲は富山県（朝日町・宇奈月町）に含まれる．

本地域の自然環境は大起伏かつ急峻な山地の存在と，多雨・多雪気候で特徴づけられる（第1図）．本地域の中央部を姫川がほぼ北に向かって流下しており，その東西両側で地形の様相は異なる．姫川の東側には，主稜線が北北東-南南西方向の，褶曲した新第三系堆積岩類からなる山地が存在する（第2図）．北から奥西山（1,616m），中西山（1,740m），東山（1,849m），黒鼻山（1,800m）及び柄山（1,339m）が連なるこの山地



第1図 「白馬岳」地域とその周辺の地形
 国土地理院数値地図50mメッシュ（標高）にもとづき作成．中央の白枠が「白馬岳」地域の範囲．図中の緯経は日本測地系のもの．



第2図 姫川東方の山地（小谷山地）

主稜線付近にはアバランチ・シュート（雪崩道）や筋状地形（融雪水流溝）が発達する。遠景左手の山岳は高妻山（「戸隠」地域）。鍾温泉付近から撮影。

は、しばしば小谷山地と称される（例えば、平林，1993）。この山地では大小の地すべり地形や崩壊地形が発達する。それらの中には滑動中，または最近滑動したものも多く，土砂災害が頻発している。地すべり及び崩壊の素因として砂岩・泥岩を主とする新第三系堆積岩類の岩質と，それらの褶曲（地質構造）が重要である。また誘因は主に集中降雨や融雪水と考えられているが，糸魚川 - 静岡構造線活断層系などに起因する強震動も無視できないであろう。裸岩急斜面上には，なだれで形成されるアバランチ・シュート（雪崩道）や，筋状地形（融雪水流溝）がしばしば見られる。しかし，これらの山々が最新の氷期（後期更新世）に広く氷河・周氷河作用を受けた証拠はまだ発見されていない。また，この山地の東側には姫川と流域を異にする裾花川と天神川が北北東-南南西方向の谷中を流れており，両者に沿って更新世・完新世河成段丘面が分布する。これらの段丘は基本的に浸食性で，厚い段丘堆積物は認められない。また姫川以東では山間盆地や沖積低地の発達が悪い。

姫川の西側には中・古生界，白亜紀 - 新第三紀火成岩類及び新第三系からなる飛騨山脈（北アルプス）の主脈（後立山連峰の北部）と，第四紀開析火山が存在する（第3図）。飛騨山脈の主脈上には，北から雪倉岳（2,611m），白馬岳（2,932m），鍾ヶ岳（2,903m）及び

唐松岳（2,696m）がほぼ南北方向に連なる。これらの山頂を連ねた主稜線は所々で顕著な非対称山稜を呈する（第4図）。この非対称地形の発達には，糸魚川 - 静岡構造線以西での鮮新世末以降の飛騨山脈の隆起が関係していると見られるが，数万年程度の時間尺度でとらえる場合は東西両斜面における微気候と，それによる地形形成作用の違いが重要と考えられる。すなわち，主稜線西側の平滑緩斜面は主に現在及び過去の周氷河（凍結融解）作用で，また東側の急斜面は過去の氷河作用と，現在及び過去の雪の浸食作用で形成されてきたものと考えられる（Iwata, 1983）。実際，主稜線直下の東側急斜面には最新氷期に形成された圏谷（カール）や残雪凹地が存在し，それらを源とする松川や大所川の上流部には氷食谷が発達する。また白馬岳北方の三国境付近から北東に向かって，小蓮華山を含むやや大きな支稜が派生しており，その延長上には第四紀火山の白馬大池火山（乗鞍岳や風吹岳など）が存在する。この火山は地すべり及び崩壊や，流水による激しい浸食を受けているが，不明瞭ながらも数条の溶岩流地形や小規模な火砕流堆積面も認められる。更に，本地域内の飛騨山脈のほぼ全域で大規模な地すべり及び崩壊が発達する。小谷山地の地すべり及び崩壊と同様に，それらの多くも滑動中，または最近まで滑動していたと見られ，たびたび土砂災害をおこして



第 3 図 東方から見た北城盆地と飛騨山脈（後立山連峰北部）白馬村蕨平南から撮影.



第 4 図 白馬岳付近の非対称山稜

右手は冬季季節風が吹きつける風衝性の周氷河岩屑斜面である。左手は雪庇の発達する裸岩急斜面で、流水浸食や崩壊、雪食のために開析されつつある。遠景左手の最も高い山頂が白馬岳。小蓮華山付近で撮影。

いる。

姫川は本地域の中央部から北部にかけて、やや狭い峡谷を形成する。しかし南半では、更新世・完新世の複数の河成段丘が発達する山間盆地（通称、北城盆地^{ほくじょう}）床を流れる（第1図）。河成段丘のなかには、氷河の前面で形成された融氷水流（アウトウォッシュ）段丘としての性格をもつものもある。また飛騨山脈や乗鞍岳と姫川の主谷に挟まれた落倉や梅池^{むらび}、蕨平の周辺には、厚い火山泥流堆積物（ラハール）からなる中期更新世以降の河成段丘も展開する。

本地域の変動地形は、飛騨山脈の東縁と小谷山地の西縁の間を姫川に沿うように分布する。本地域中部の蕨平^{ちくに}（千国）付近から大出^{おおいで}や飯森をへて、青木湖付近（「大町地域」：加藤ほか、1989）まで、糸魚川 - 静岡構造線活断層系^{かみしろ}神城断層（東側隆起の活断層）の活動に伴う低断

層崖が通過する。神城断層では、東側隆起を示す明瞭な断層変位地形が分布する。また、神城断層に併走する複数の撓曲崖や断層崖が本地域の南部に認められる。それらの一部は、八方付近から落倉付近に認められる西側隆起の低断層崖や撓曲崖である。またこれらとは別に、飛騨山脈の主稜線部を中心に、多数の線状凹地（重力性断層）が発達する。

上述のように、糸魚川 - 静岡構造線活断層系北部の神城断層は断層東側の山地を隆起させる一方、飛騨山脈側を沈降させている。飛騨山脈は第四紀に隆起が継続して形成されたが、神城断層の変位からは隆起を説明することはできない。なお、本地域を含む飛騨山脈全般の新生代の隆起問題と、本地域の地形発達に深く関係する第四紀環境変遷・気候変動については、原山ほか（2000）の概説も参照されたい。

II. 地質概説

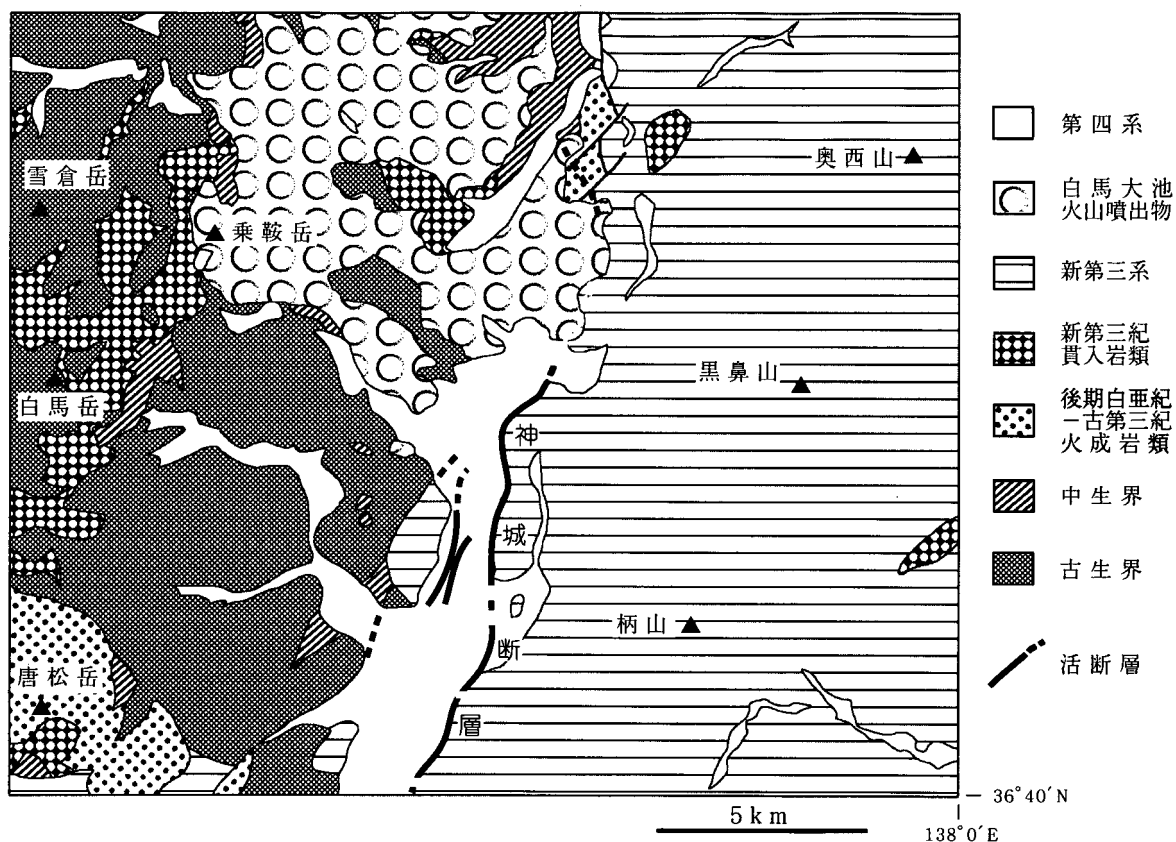
(中野 俊・竹内 誠・吉川敏之・長森英明・荻谷愛彦)

「白馬岳」地域は、地体構造区分上では糸魚川 - 静岡構造線を挟んで西側が飛騨外縁帯、東側がフォッサマグナ地域にあたる。糸魚川 - 静岡構造線は、地域内中央をほぼ南北に走っている、活断層である神城断層を含む断層群である。本地域の地質概略図を第 5 図に、地質総括図を第 6 図に示す。飛騨外縁帯には、古生界・中生界・後期白亜紀-古第三紀火成岩類・新第三紀貫入岩類及び白馬大池火山噴出物が、フォッサマグナ地域には主に新第三系が分布している。第四系は、南部の平川・松川の扇状地を中心とした盆地を形成するほか、全域の溪谷沿いに分布している。フォッサマグナ地域全域及び飛騨外縁帯北部には地すべり及び崩壊堆積物が随所に分布し、また、飛騨外縁帯には氷河性の堆積物が認められる。

飛騨外縁帯の古生界は超苦鉄質岩・変成岩類・梅池コンプレックス・親沢コンプレックス・白馬岳層及び斑れい岩からなる。

超苦鉄質岩はほとんどが蛇紋岩化しており、剪断変形を受けてレンズ状になっている部分が多い。中生代から新生代の貫入岩による接触変成作用により透輝石・トレモラ閃石・滑石などが形成されている部分もある。超苦鉄質岩の形成年代は明らかではない。超苦鉄質岩は大部分は高角度断層で他の地質体と接しているが、二畳系白馬岳層の構造的上位に低角断層で接し、ナップ構造をなしている部分もある。

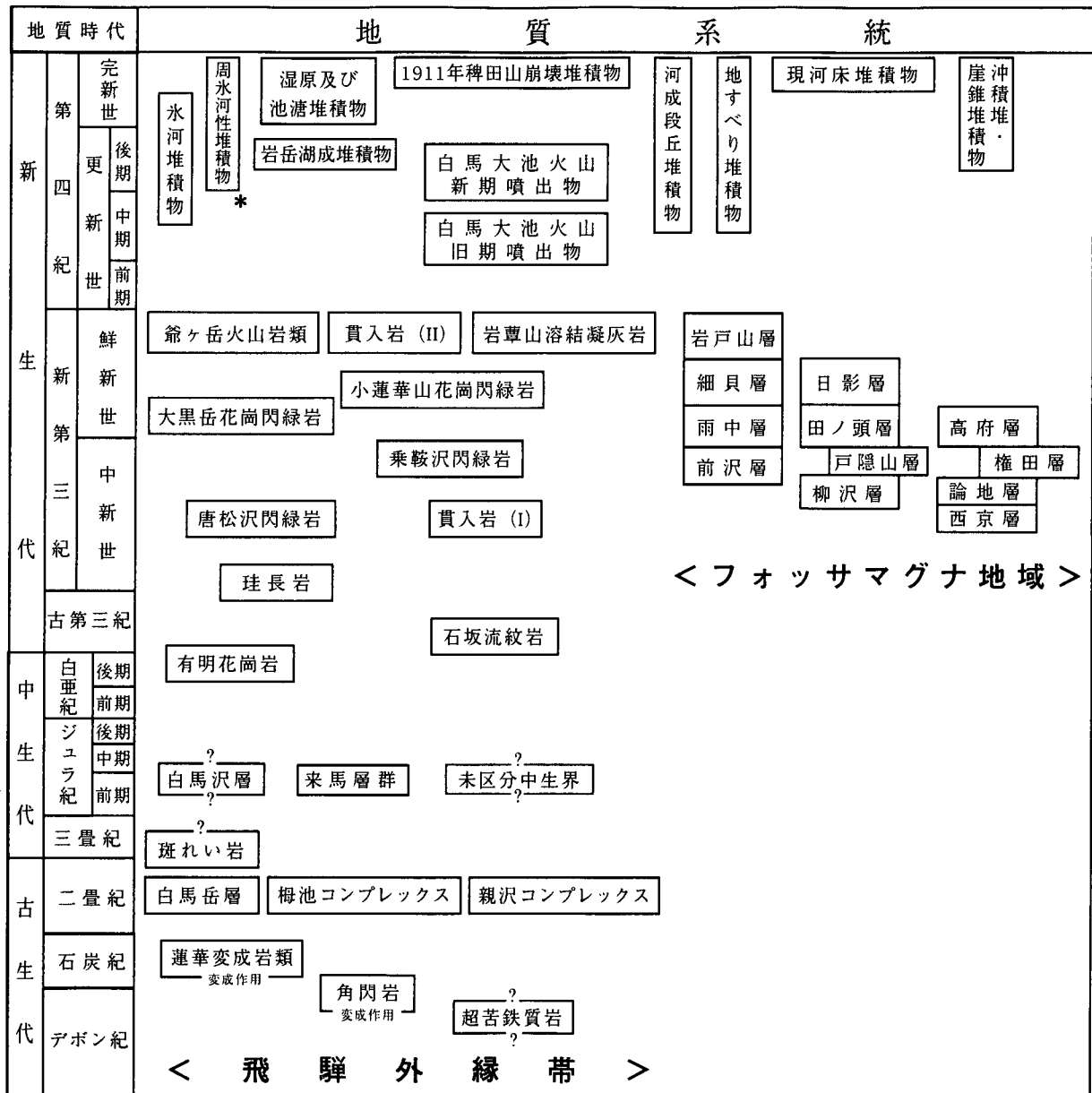
変成岩類は角閃岩と蓮華変成岩類からなる。角閃岩はクリノゾイサイト・角閃石¹・アルバイトからなり片理の弱いものから強いものまでである。角閃岩は蛇紋岩中に外



第 5 図 「白馬岳」地域の地質概略図

活断層である神城断層を含む、本地域中央部を南北に走る断層群が糸魚川 - 静岡構造線。緯経は日本測地系による。

¹ 以下、普通角閃石 (ホルンブレンド) を単に角閃石と呼ぶ。



* 地質図では省略

第6図 「白馬岳」地域の地質総括図

来岩体として取り込まれて産する。後期デボン紀の放射年代が報告されている。蓮華変成岩類は泥岩・砂岩や塩基性岩を原岩とし、細粒のものと粗粒のものが存在する。藍閃石片岩を伴い高圧低温型変成岩である。蓮華変成岩類は超苦鉄質岩と高角度断層で接したり、超苦鉄質岩の構造的上位に断層で接する。蓮華変成岩類からは石炭紀の放射年代が報告されている。

梅池コンプレックスは珪長質凝灰岩・頁岩互層及び緑色岩を主とし、これらを基質とし石灰岩・斑れい岩・砂岩・凝灰岩などをブロックとして含むメランジュを伴う。全体として剪断変形が強く、変成岩類の構造的上位に断層で重なる。年代に関するデータは得られていないが、岩相からは北隣「小滝」地域に分布する二疊系の小

滝オリストストローム（宇次原，1985）に対比される。

親沢コンプレックスは粘板岩を主とし、凝灰質粘板岩や砂岩を伴う剪断変形を強く被った地層である。他の古生界とは高角度断層で接する。年代に関するデータは得られていないが、変形度の相違はあるものの、岩相の組合せから姫川層群（宇次原，1985）に相当するものと推定される。

白馬岳層は珪長質凝灰岩や凝灰角礫岩を主とし、玄武岩や珪質凝灰岩・砂岩・泥岩などを伴う二疊紀浅海成層である。下部は珪長質火砕岩からなり、その上部に枕状溶岩を伴う玄武岩の噴出が見られる。中部は砂岩と頁岩からなる。上部は珪長質凝灰岩や凝灰角礫岩を主とするが石灰岩角礫をしばしば伴うことが特徴である。上部に

も玄武岩の噴出がある。珪質凝灰岩は中・上部に挟まれる。

斑れい岩は中・細粒の角閃石はんれい岩で、少なくとも白馬岳層への貫入が確認できる。新期の接触変成作用を被っており、貫入時期を示すデータを得ることができなかった。

中生界は、^{くるま}来馬層群・白馬沢層及び未区分中生界からなる。**来馬層群**は浅海域から汽水域で堆積した下部ジュラ系である。本地域を含む来馬層群分布域の東半分の地域では下位より、^{がまはらざわ}蒲原沢層・^{おおどころがわ}大所川層・ヨシナ沢層に区分される。本地域では分布がわずかで、しかも断層が発達しているため、それぞれの層は断層で接する 경우가多い。超苦鉄質岩や古生界を不整合に覆うとされているが、本地域では確認できない。蒲原沢層は下部に礫岩が発達し、上部へ細粒化する岩相変化を示す。大所川層は下部が礫岩を伴う砂岩層で、上位に向かって砂質頁岩へと細粒化する岩相変化を示す。ヨシナ沢層は砂岩・頁岩・炭質頁岩の小さなサイクルの繰り返しからなり、大きな堆積サイクルは見られない。このほかに、本地域の西半分地域に断片的に、中生界と推定される地層が古生界と断層で接して分布する。従来未確認だった分布域が数箇所確認された。これらは分布が断片的でかつ化石を産しないことから層序の対比が困難なため**未区分中生界**とした。このうち白馬沢付近に分布するものは分布がやや広いことと岩相が他とやや異なることから**白馬沢層**とした。

白亜紀後期 - 古第三紀の火成岩類は^{ありあけ}有明花崗岩と石坂流紋岩からなる。**有明花崗岩**は本地域から南方へ広くパソリス状に分布する貫入岩で、主として黒雲母花崗岩からなるが、周縁部では黒雲母花崗斑岩となる。有明花崗岩からは62.3 Maの黒雲母 K-Ar 年代が報告されており(加藤・佐藤, 1983)、白亜紀末 - 古第三紀初頭に貫入したものとされている。石坂流紋岩は本地域北部から北方へ糸魚川 - 静岡構造線沿いに分布する流紋岩質溶結凝灰岩を主とする地層である。古第三紀前半の活動とされている。

新第三紀の貫入岩類は珪長岩・唐松沢閃緑岩・貫入岩 (I)・乗鞍沢閃緑岩・大黒岳花崗閃緑岩・小蓮華山花崗閃緑岩及び貫入岩 (II) からなる。

珪長岩は1 - 2 kmの幅で地域西部の山脈地域に南北に貫入し、付随して小規模な岩脈として産する。岩脈として産するものには石英斑岩・アブライト・優白質閃緑岩などがある。珪長岩からは22.2 Maの全岩 K-Ar 年代が報告されており(内海ほか, 1995)、中新世に活動したものである。

唐松沢閃緑岩と貫入岩 (I)はNE-SW方向に貫入し

た岩脈として産し、単斜輝石と角閃石を含む完晶質の貫入岩で、唐松沢閃緑岩は中・細粒、貫入岩 (I)は細粒である。これらは珪長岩に貫入し、大黒岳花崗閃緑岩によって接触変成を被っているため、中新世に活動したものである。

乗鞍沢閃緑岩は唐松沢閃緑岩より優黒質の単斜輝石・斜方輝石・黒雲母を含む閃緑岩で、小岩体として産する。近接する珪長岩や貫入岩 (I)に變成・変質作用を与えているが、詳細は不明である。

大黒岳花崗閃緑岩と小蓮華山花崗閃緑岩は鮮新世火成岩類である。大黒岳花崗閃緑岩は直径1 km程度の小岩体をなし、小蓮華山花崗閃緑岩はNE-SW方向に6 km、幅1 kmで細長い岩体をなす。ともに斑状花崗閃緑岩から花崗閃緑斑岩の岩相変化を呈する浅所貫入岩である。

貫入岩 (II)は安山岩 - ひん岩岩脈、流紋岩溶結凝灰岩からなる火砕岩岩脈などからなる。これらは鮮新統や鮮新世の小蓮華山花崗閃緑岩に貫入している。

新第三系の地層はフォッサマグナ地域に広く分布している。また、糸魚川 - 静岡構造線以西にも、火山岩がわずかに点在して分布する。フォッサマグナ地域の地層は、北北東 - 南南西方向の軸を持つ褶曲構造や断層によりいくつかの堆積盆にブロック化している。「白馬岳」地域でも、^{もちぎょう}持京断層、^{おたり}小谷断層、^{かみしろ}神城断層により、新第三系は大きく4つの地域に分けられ、それぞれの中で層序が立てられている。いずれの地域の地層も、大局的には一連の上方粗粒化を示し、岩相の共通性が認められるが、一方で堆積盆ごとの特異性も少なくない。各地域間の層序対比は各論に示す(第七章)。

持京断層^{にしきょう}以東地域は、下位より西京層、^{ろんじ}論地層、^{ごんだ}権田層、高府層に区分される。これらの地層は、持京断層にほぼ平行する背斜構造をなし(西京背斜)、いずれの地層とも整合に累重する。**西京層**は主に塊状泥岩からなり、まれに細粒 - 中粒砂岩及び砂岩泥岩互層を伴う。**論地層**は主に砂岩泥岩互層を伴う砂質泥岩と厚層理中 - 粗粒砂岩からなる。**権田層**は主に砂岩からなる。高府層は塊状の砂質泥岩からなり、まれに砂岩泥岩互層を伴う。

持京断層と小谷断層に挟まれた地域は、下位より柳沢層、戸隠山層、田ノ頭層、日影層に区分される。これらの地層は鬼無里村日影を通る北北東 - 南南西の軸をもつ向斜構造(日影向斜)をなしている。各地層は大きな堆積間隙なく累重するが、田ノ頭層は戸隠山層に一部オンラップしていると考えられる。**柳沢層**は主に砂質泥岩と中 - 粗粒砂岩との互層からなり、塊状暗灰色砂質泥岩、厚層理中 - 粗粒砂岩を挟在する。**戸隠山層**は変質の進んだ厚い塊状安山岩溶岩及び火山角礫岩 - 凝灰角礫岩からなる。形成当時は地形的な高所をなしていたものと考えられる。田ノ頭層は砂質泥岩からなり、砂岩を伴う。下部に安山岩凝灰質中 - 粗粒砂岩を挟在する。しばしば珪

長質凝灰岩を狭在し、また海棲動物化石を産する。日影層は下部の中 - 粗粒砂岩及び上部の礫岩 - 中粒砂岩からなり、珪長質凝灰岩を狭在する。

小谷断層と神城断層に挟まれた地域は、下位より前沢層、雨中層、細貝層、岩戸山層に区分される。これらの地層は複向斜構造（奉納向斜・岩戸山向斜）をなしており、いずれも整合に重なる。前沢層は主に砂質泥岩細粒砂岩互層、砂質泥岩からなり、中 - 粗粒砂岩を挟在する。ときに海棲動物化石を産する。雨中層は一般に塊状の砂質泥岩 - 泥質砂岩からなり、中粒砂岩を挟在する。しばしば海棲動物化石、生痕化石を産する。細貝層は中 - 粗粒砂岩、礫岩からなり、砂質泥岩、珪長質凝灰岩を狭在する。岩戸山層は安山岩溶岩及び貫入岩と同質の火砕岩からなり、礫岩、凝灰質砂岩、珪長質凝灰岩、泥岩を挟在する

神城断層以西地域には、爺ヶ岳火山岩類及び岩葦山溶結凝灰岩が分布している。相互の関係は観察できないが、いずれも火山噴出物からなる。爺ヶ岳火山岩類には安山岩溶岩、流紋岩溶結凝灰岩、流紋岩溶岩、黒雲母角閃石流紋岩凝灰岩の4つの岩相が認められる。岩葦山溶結凝灰岩は黒雲母デイサイト凝灰岩からなり、多くは溶結している。

白馬大池火山噴出物は更新世に活動した白馬大池火山の噴出物であり、本地域の北西部に分布する。これは、旧期噴出物と新期噴出物に大別される。前者は約80万 - 50万年前（前期更新世の末期 - 中期更新世の前期）の噴出物、後者は20万年前よりも新しい時代（中期更新世の後期 - 後期更新世）の噴出物である。また、風吹岳周辺にのみ多数の小爆裂火口が認められる。これらの爆裂火口群の正確な活動時代は不明であるが、後期更新世の末期であるか、あるいは完新世初頭にかかる可能性がある。

白馬大池火山旧期噴出物は下位より稗田山下部溶岩・稗田山上部溶岩・乗鞍沢溶岩・蒲原山溶岩に区分される。旧期噴出物に関しては山体の開析が著しく、もとの山体を復元することが困難であり、また、噴出中心も不明である。一部は未確定であるが、旧期噴出物のうちの下位（稗田山上部・下部溶岩）は80 - 70万年前、上位の乗鞍沢溶岩と蒲原山溶岩は60 - 50万年前であり、その間に休止期があった可能性がある。

白馬大池火山新期噴出物は下位より乗鞍岳溶岩・箆岳溶岩・風吹岳溶岩・風吹岳火砕流堆積物に区分される。乗鞍岳溶岩は正確な噴出中心は不明であるが、現在

の乗鞍岳からさほど遠くない地点から噴出したと推定される。箆岳溶岩は、北東に開いた直径約2 kmの馬蹄形カルデラの外輪山を構成し、その内側に分布する風吹岳溶岩・火砕流堆積物は溶岩ドーム及びその形成・崩壊に伴う堆積物である。これらの噴出地点はいずれも現在の風吹岳を中心とする地点である。乗鞍岳溶岩は約17万年前、箆岳溶岩は約7万年前であり、両者の間には約10万年間の休止期があった可能性がある。

更新世から完新世の堆積物（白馬大池火山噴出物を除く）は、氷河堆積物、岩岳湖成堆積物、河成段丘堆積物、崖錐堆積物、沖積錐堆積物、湿原及び池塘堆積物、1911年稗田山崩壊堆積物、及び現河床堆積物などからなる。氷河堆積物は飛騨山脈において第四紀に反復した氷河作用に関連するもので、一部はモレーン（堆石堤）を構成する。氷河堆積物の一部については、放射年代測定やテフクロノロジーによって形成年代観が具体的に示されてきた。岩岳湖成堆積物は後期更新世の海洋酸素同位体比ステージ MIS 3 ないし 4 (Bassinot *et al.*, 1994) に形成された湖沼堆積物で、岩葦山西方に狭小に分布する。周氷河性の堆積物も飛騨山脈上に分布している。河成段丘堆積物は分布高度や他の地形面との層序関係から、高位、中位、低位及び最低位に区分される。高位河成段丘堆積物は後期更新世の初頭かそれ以前に、最低位河成段丘堆積物はおおむね完新世に堆積したと考えられる。これらは主要な河川沿いに断片的に分布する。崖錐堆積物は崩壊斜面や裸岩壁の下方に分布する重力落下・転動性の岩屑堆積物である。また沖積錐堆積物は小谷の出口などに分布する土石流運搬性の岩屑堆積物である。いずれも全域に分布し、その多くは後期更新世以降に形成されたものと考えられる。湿原及び池塘堆積物は排水の悪い緩斜面上や地すべり土塊上に生じた湿原、または池塘の堆積物で、泥炭や黒泥（有機質シルト）を主とする。その多くは完新世に堆積したと見られる。1911年稗田山崩壊堆積物は浦川に沿って分布する岩屑流堆積物で、1911 - 1912（明治44 - 45）年に稗田山の北側で生じた大規模崩壊に起因する。このほか、本地域には糸魚川 - 静岡構造線活断層系神城断層と、それに平行する数条の活断層が認められる。特に神城断層は、最近約1万年間に平均1,100 - 2,400年間隔で活動してきた。また、山体の急速な隆起や氷河の消滅、河川の急速な下刻による山腹斜面の荷重除去で形成された重力性断層が全域に認められる。更に、地すべり堆積物も全域に分布する。

III. 古 生 界

(竹内 誠)

III. 1 研究史と概要

III. 1. 1 研究史

飛驒山地は地体構造区分上、飛驒変成岩が分布する飛驒帯、宇奈月変成岩が分布する宇奈月帯及び古生界・結晶片岩・蛇紋岩が分布する飛驒外縁帯からなる(Hiroi, 1981). 飛驒外縁帯のうち、青海から白馬岳にかけての地域は、古生界・結晶片岩・蛇紋岩が最も広く分布する(第7図).

「白馬岳」地域は、地形が急峻なため地質学的報告は極めて少ない。石井(1937)は7.5万分の1地質図幅「白馬嶽」において、この地域の地質を総合的に初めて報告したが、古生界については二疊系及び石炭系とし、十分な区分はなされていなかった。榎山(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。

Banno(1958)は青海地域にて藍閃石片岩を記載し、泥質変成岩の鉱物組合せによって変成分帯を行った。その後、伊藤(1966)は白馬岳北方の朝日岳地域の弱変成岩類を調査し、変成分帯を行った。松久(1968)は八方尾根地域の超苦鉄質岩体の岩石学的研究を行い、かんらん岩の詳細な記載を行った。加納(1975)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悪く、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。相馬ほか(1976)は朝日岳から白馬岳地域を調査し、白馬岳地域には中性-酸性火山砕屑岩やグレイワッケが多く、朝日岳地域には塩基性岩や泥質岩が多いことを明らかにし、白馬岳地域の地層が朝日岳地域の地層の上位層準と考えた。

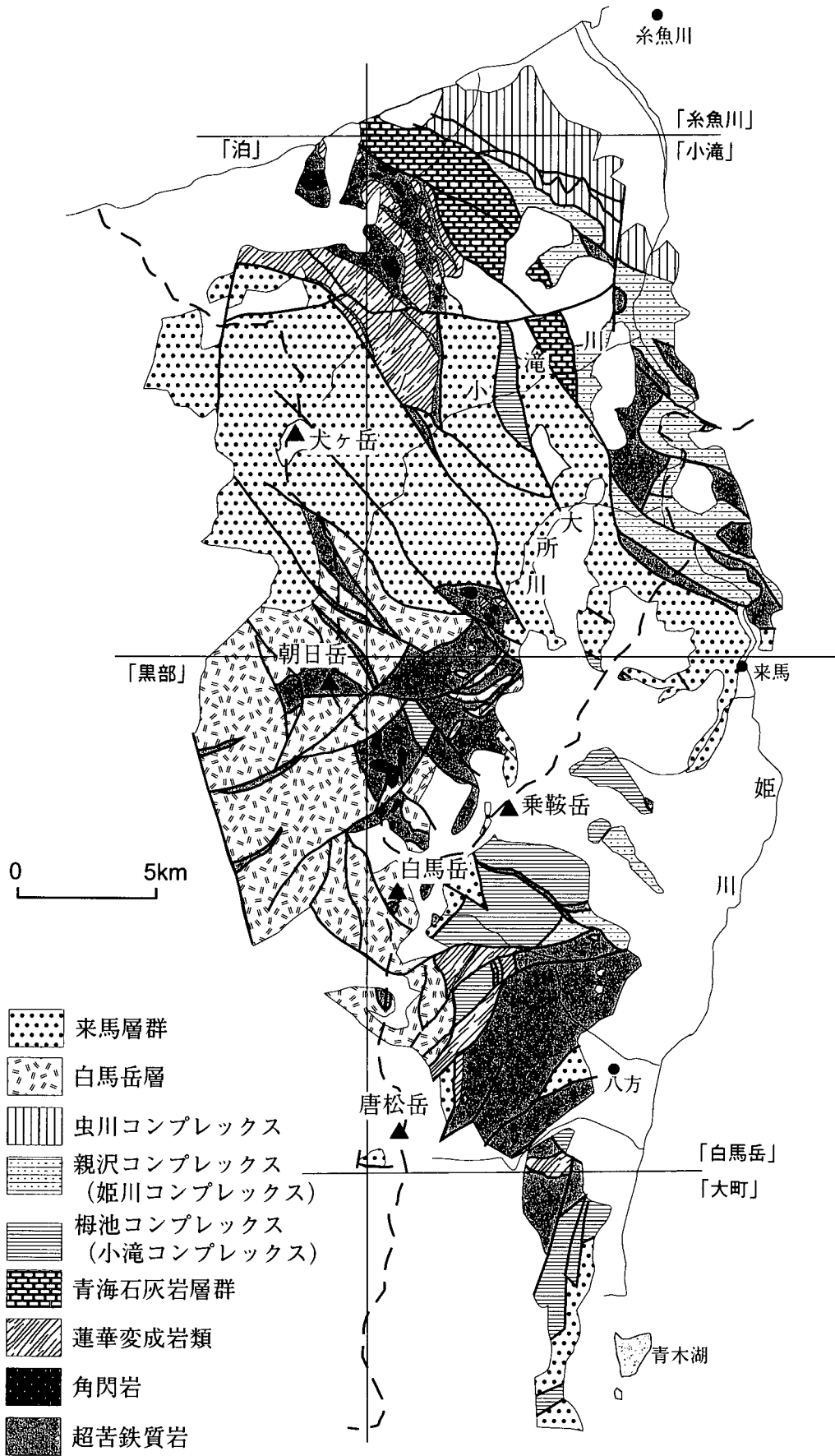
堆積岩のうち、時代がわかっているのは青海石灰岩層群が紡錘虫化石などにより二疊-石炭系(長谷川ほか, 1969など)とされ、また産地や種名は不明だが白馬岳付近より石炭紀のサンゴ化石を産するとされているのみで(Minato, 1975), その他の地層は時代未詳だった。その後、青海地域において、古生界の砕屑岩相より二疊紀放射虫化石が報告され(田沢ほか, 1984; 宇次原, 1985), 小松ほか(1985)やKomatsu(1990)によって、この地域は、①中期二疊紀堆積岩及び変成オフィオライト、②中期二疊紀カオティック堆積岩、③青海石灰岩及び周辺オリストストローム、④高圧型結晶片岩及び変成オフィオライトのブロックを含む蛇紋岩メランジュ、⑤変成オフィオライト及び酸性火山岩ブロックを含むカオティックな堆積岩(白馬岳メランジュ)に区分された。

青海地域では松本(1980)、蓮華地域では中水(1980, 1981)によって、結晶片岩・変斑れい岩などが蛇紋岩中にテクトニックブロックとして含まれる蛇紋岩メランジュの産状が報告され、中水ほか(1989)はこれらの変成岩類の岩石学的性質を記載している。これら変成岩類の放射年代は、泥質片岩中の白雲母のK-Ar年代が約300 Maを示し(Shibata and Nozawa, 1968; Shibata and Ito, 1978; 柴田ほか, 1979), 同様な年代の変成岩は中国地方や北九州に産することから三郡-蓮華帯(Nishimura, 1990; Nakajima, 1997), 蓮華帯(Isozaki, 1996; Nishimura, 1998), 蓮華変成帯(Tsujimori and Itaya, 1999)などと1つの地質帯として認識されてきた。しかしこれらの区分には地質構造発達史の異なる大江山オフィオライトが含まれていることから、辻森ほか(2000)は古生代後期の低温高圧結晶片岩を蓮華変成帯と呼んだ。

滝沢ほか(1995)は白馬岳メランジュとされている白馬岳西方のチャートから中期二疊紀放射虫化石を初めて報告した。しかしながら、滝沢ほか(1995)も指摘しているように、白馬岳地域では④の蛇紋岩メランジュと⑤の白馬岳メランジュの分布が錯綜しており、その境界は明確でないままであるだけでなく、白馬岳メランジュとされている地層の特徴も十分には明らかにされていない状態であった。竹内(1998)と竹内ほか(2001)は、白馬岳メランジュとされていた地質体は火砕岩を主とする整然層であり、その構造的上位に蛇紋岩メランジュや二疊紀堆積岩コンプレックスがスラストで重なることを明らかにした。

III. 1. 2 概要

本地域の古生界は、角閃岩のブロックを含む蛇紋岩メランジュ、八方尾根付近に大規模に分布する蛇紋岩及びその西縁に分布する蓮華変成岩類、珪長質凝灰岩・頁岩互層を主とし緑色岩や輝石斑れい岩などの岩塊を伴い全体的に剪断変形を受けている梅池コンプレックス(新称)、強い剪断を受けた粘板岩を主とする親沢コンプレックス(新称)、珪長質凝灰岩や凝灰角礫岩を主とする二疊系白馬岳層(竹内ほか, 2001)からなる。白馬岳層の上に蛇紋岩メランジュがスラストを介して重なり、梅池コンプレックスは八方尾根地域の蓮華変成岩類の上にスラストを介して重なる。斑れい岩が白馬岳層に貫入している。



第7図 「白馬岳」地域一帯の先白亜系概略図

III. 2 超苦鉄質岩 (U)

分布 本地域には蛇紋岩化した超苦鉄質岩が大きく2地域に分かれて分布しており、1つは八方尾根を中心に小日向山東方から岩葦山付近に、もう一方は小蓮華山より北方に分布する。また断層に沿って小規模に分布するものもある。直接衝上断層で接する露頭は確認できないが、雪倉岳、小蓮華山北西方では標高が高い位置に蛇紋岩が分布し、低い位置に白馬岳層が分布することから両者は衝上断層で重なると考えられる。

岩相 超苦鉄質岩は剪断変形を受け、大抵レンズ状に破砕されている(第8図A)が、松川の南股入上流の無名沢下流、平川上流の八方沢などでは塊状である(第8図B)。超苦鉄質岩は一般的に濃緑色であるが、風化面では褐色や黄緑色を呈する部分もある。岩葦山から八方尾根地域の超苦鉄質岩は岩体の西縁部に結晶片岩岩体を伴うが、それ以外には異質岩体を全く含まない。一方本地域北西部の鉢ヶ岳から雪倉岳付近では角閃岩の岩塊を、大所川流域付近では古生界の岩塊を含む。

超苦鉄質岩は岩葦山から八方尾根地域において比較的新鮮なかんらん石が残存しているが、ほとんど蛇紋岩化していたり、変成作用によって透輝石・トレモラ閃石・滑石などが形成されている。山崎(1980)、中水ほか(1989)では、岩葦山から松川の南股入地域で西側の構造的上位側で透輝石が存在するI帯、東側の構造的下位で透輝石が存在せずトレモラ閃石が存在するII帯に分帯し、東側ほど高温条件の広域変成作用を被っているとした。また八方尾根地域の有明花崗岩近傍では、滑石が形成されている滑石帯を認識し、東側より高温条件での形成を示しているので、滑石帯は有明花崗岩による接触変成作用によるものとした。滑石の形成は鉢ヶ岳から雪倉岳付近、大雪渓付近においても認められる。雪倉岳北方では透輝石を含む。

地質年代 超苦鉄質岩の年代に関する試料は今までに得られていない。時代未詳としておく。

III. 3 変成岩類 (Mg, Mh, MI)

III. 3. 1 角閃岩 (Mg)

分布 鉢ヶ岳東方から北方、雪倉岳東方から北方にかけての地域に分布する。

産状 超苦鉄質岩中に長径数mから200mの岩体として含まれて産する。

岩相 角閃岩は角閃石²・ゾイサイト及び又はクリノゾイサイト・アルバイトを主とし、プレーナイト・チタン石を含む。鉱物の弱い定向配列のあるものから縞状の

片理面を形成しているものまで存在する。雪倉岳頂上付近のものは後者に属するものが分布する(第8図C, D)。

地質年代 本地域の岩体からは年代は得られていないが、「小滝」地域の太所川流域の蛇紋岩メランジュ中の角閃岩の角閃石からK-Ar年代 370 ± 12 Maが報告されている(柴田, 1981)。また青海地域のザクロ石角閃岩から442 Maの黒雲母K-Ar年代(松本ほか, 1981)が、変斑れい岩から 336 ± 13 Maの角閃石K-Ar年代(柴田, 1981)が報告されている。岩相の類似性より、本地域の角閃岩の年代は柴田(1981)の角閃岩の年代 370 ± 12 Maが妥当と考えられ、後期デボン紀を示す。

III. 3. 2 蓮華変成岩類 (Mh, MI)

分布 ^{おびな}小日向山付近から松川南股入、唐松沢下流部から無名沢、白馬47スキー場にかけて分布する。蛇紋岩中の岩塊として、瀬戸川の標高1,500 mと1,150 m付近に分布する。

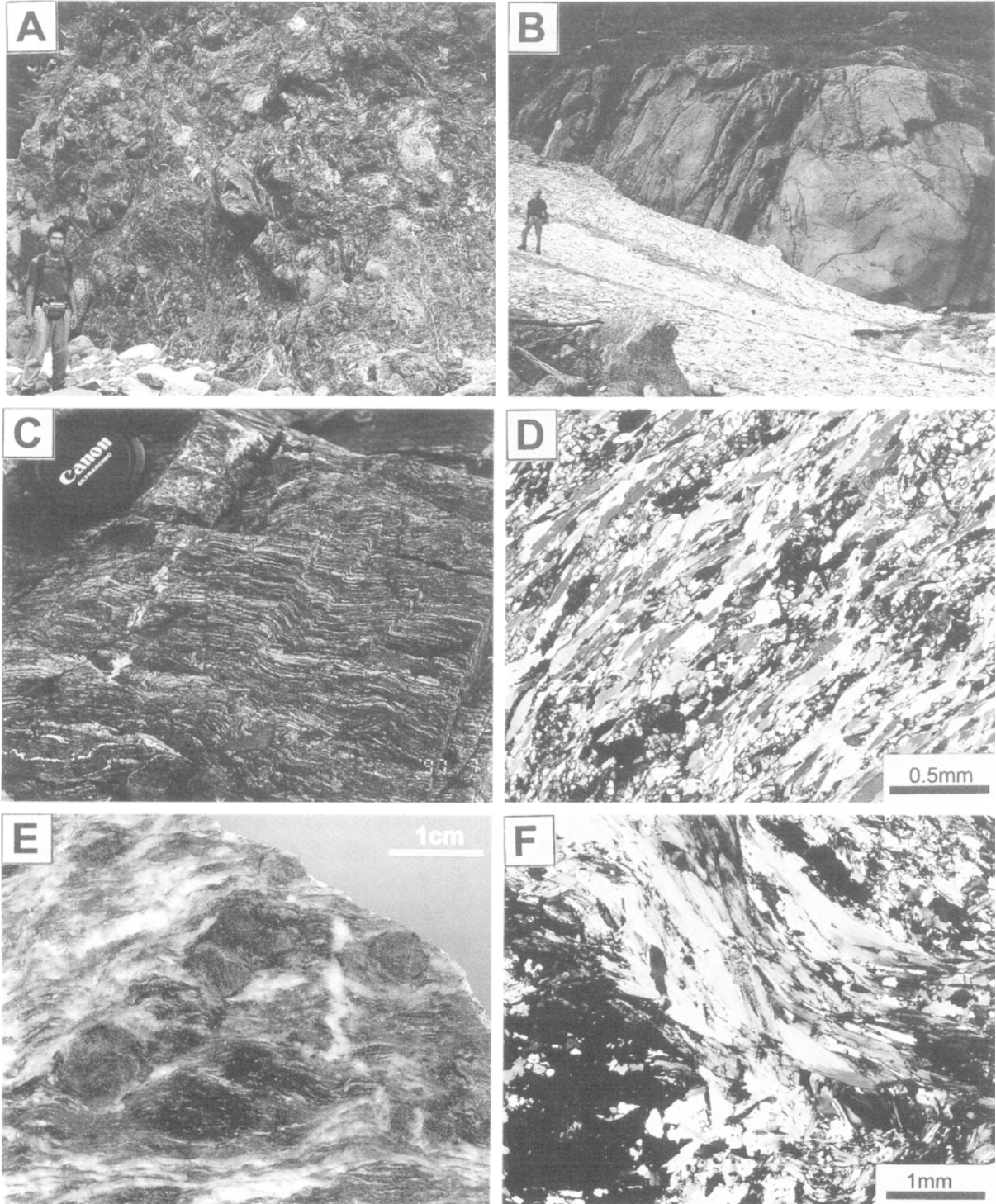
産状 蓮華変成岩類は蛇紋岩の上位に衝上断層で重なり、構造的上位の梅池コンプレックスと衝上断層で重なりと考えられる。小日向山東斜面では蛇紋岩の構造的上位に蓮華変成岩類が分布し、その構造的上位に梅池コンプレックスの緑色岩が分布する。より新期に活動した高角度断層で有明花崗岩・中生界・珪長岩などとも接する。蓮華変成岩類は粗粒の結晶片岩と細粒の結晶片岩がそれぞれ層厚200 - 500 mのシート状をなし、断層で重なる。その境界には数10 cmから数mの剪断された蛇紋岩を挟む。

岩相 結晶片岩は泥質片岩と塩基性片岩からなり、1 mm程度のアルバイトの斑状変晶が形成されている粗粒なもの(Mh)と再結晶が弱い細粒のもの(MI)がある。多くは泥質片岩であるが、塩基性片岩が幅数m以下で挟まれる。結晶片岩は片理が発達しており、また不規則な軸面をもつ褶曲が頻りに認められる。

泥質片岩は黒色を呈し、主として白雲母・緑泥石・アルバイト・石英からなり、ザクロ石・スティルプノメン・エピドートを含む場合がある。長走沢では直径1 cm程度のザクロ石を含む泥質片岩の転石があった(第8図E, F)。塩基性片岩は緑色から淡緑色を呈し、主として緑泥石・アクチノ閃石・エピドート・アルバイト・石英からなる。小日向山山頂南東では、梅池コンプレックスに断層で挟まれて、藍閃石片岩が産する。この藍閃石片岩は塊状で暗緑色を呈し、藍閃石を主とし、白雲母・緑泥石・エピドートを伴う。片理は未発達で塊状である。小松(1979)、山崎(1980)、茅原・中水(1981)は、小日向山北方や西方の登山道脇などに藍閃石片岩を見出している。これらの結晶片岩の岩石学的特徴は中水ほか(1989)に詳細に記載されている。

長走沢上流部、南股入上流の唐松沢から無名沢に分布

² 以下、普通角閃石を単に角閃石と呼ぶ。



第8図 超苦鉄質岩及び変成岩類の産状と岩相

- A : 剪断変形をうけ破碎された蛇紋岩. 瀬戸川の標高1,250 m 付近.
 B : 塊状蛇紋岩. 南股入上流, 無名沢と唐松沢の出会い付近.
 C : 蛇紋岩中に産するゾイサイト角閃岩岩塊 (Mg). 雪倉岳頂上.
 D : C の偏光顕微鏡写真 (直交ポーラー). クリノゾイサイトと角閃石を主とする.
 E : 粗粒含ザクロ石結晶片岩 (Mh). 北股入上流の長走沢にて採取した転石.
 F : E の偏光顕微鏡写真 (直交ポーラー).

する蓮華変成岩類は、接触変成作用を被っている。泥質片岩の優黒質層と優白質層の縞状構造は認められるが、黒雲母ホルンフェルスとなっている。有明花崗岩の近傍ではザクロ石の形成も認められる。塩基性片岩には緑色普通角閃石が形成している。また無名沢上流部約1,900 m 付近には石灰質層のホルンフェルスが分布する。10 cm 前後の石灰質層と数 cm の淡緑色層の互層で、石灰質層が数層挟まれる。石灰質ホルンフェルスは方解石・透輝石・Ca ザクロ石などからなる。

地質年代 本地域から年代は得られていない。北の「小滝」地域の太所川流域の蛇紋岩メランジュ中の泥質片岩中の白雲母から311±10 Ma の K-Ar 年代が、323±20 Ma の Rb-Sr 年代が報告されている(柴田, 1981)。また青海地域の泥質片岩の黒雲母から315 Ma の K-Ar 年代 (Shibata and Nozawa, 1968) が、白雲母から329±10 Ma の K-Ar 年代 (柴田ほか, 1979) が、362 Ma の Rb-Sr 全岩年代 (Shibata *et al.*, 1970) が報告されている。この年代は石炭紀を示している

III. 4 梅池コンプレックス (Pm, Pa, Pb, Pl)

命名 新称。

模式地 楠川の南俣沿い付近及び湯ノ入沢。

分布 楠川南俣から松川北股入の猿倉付近及び小日向山から南股入上流湯ノ入沢付近に主として分布し、平川中流矢崎山西方、親沢上流部、浦川上流の唐松沢上流部、簔岳北方及び太所川付近などに小分布がある。

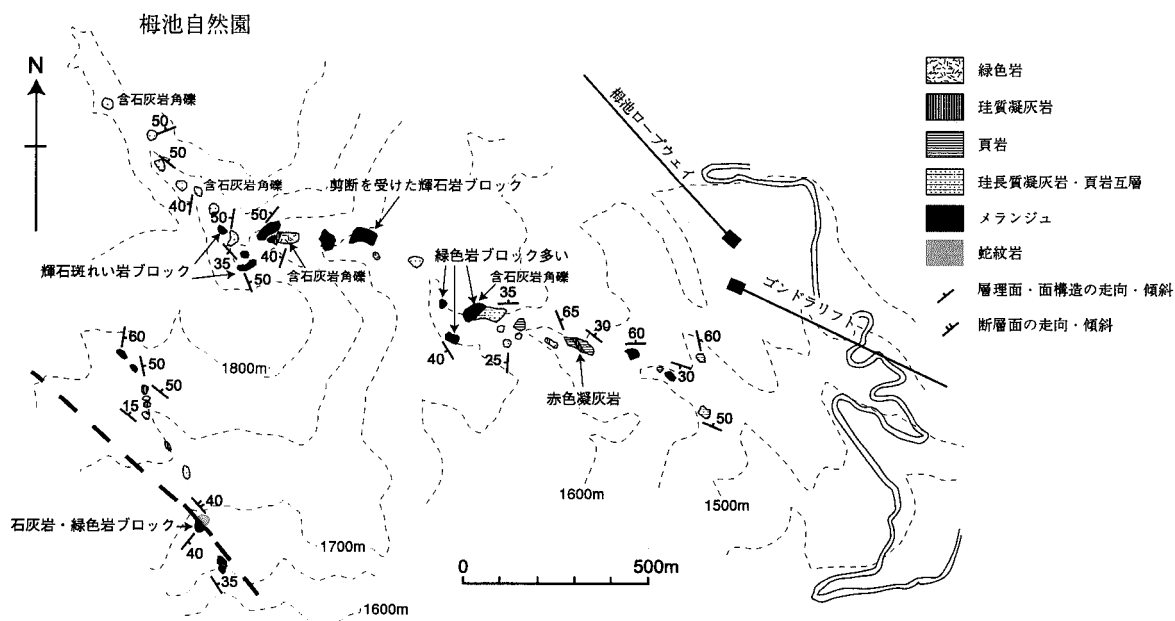
岩相 灰緑色珪長質凝灰岩・黒色頁岩互層、緑色岩を主とし、赤色凝灰岩を挟む。全体として剪断変形を受け

ており、メランジュとなっている部分もある(第9図)。全体の層序は不明である。

灰緑色珪長質凝灰岩・黒色頁岩互層 (Pa) は、1 - 50 cm 層厚の細粒で灰緑色 - 白色の珪長質 - 珪質凝灰岩と黒色の頁岩の互層で、剪断変形を受けて凝灰岩はレンズ状を呈する部分もある(第10図A)。湯ノ入沢付近では灰緑色凝灰岩と黒色頁岩の互層が分布する(第10図B)。これらの互層には数 cm - 2 m の再結晶した石灰岩角礫を含むことがある(第10図C)。石灰岩はほとんど再結晶していて、化石は認められない。湯ノ入沢では、黒色頁岩中に石灰岩角礫を多量に含む層が存在する(第3 - 4 図D)。楠川の南俣沿いにて赤色細粒の層状珪質凝灰岩を挟む。

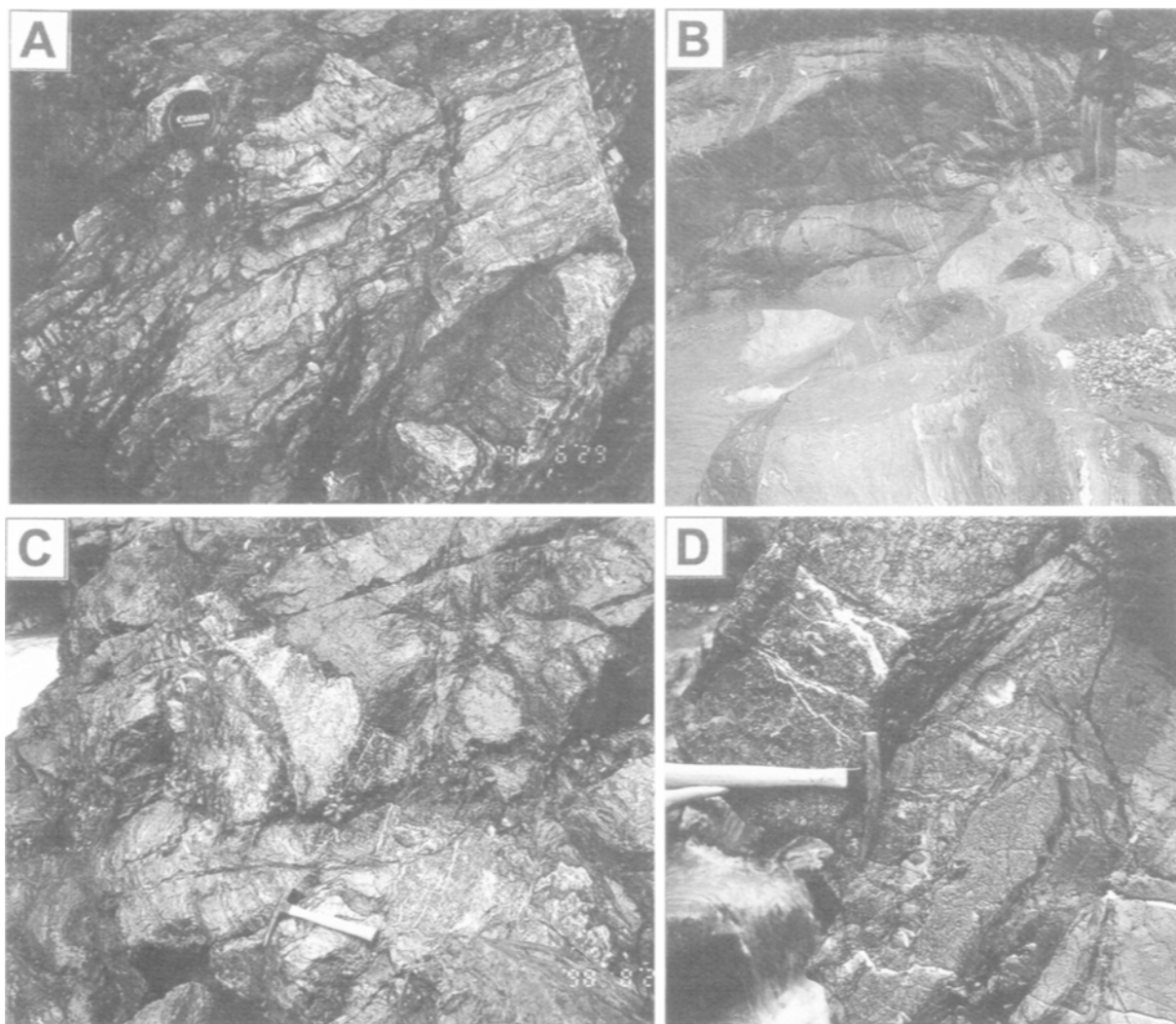
メランジュ (Pm) は剪断を受けた黒色頁岩や淡緑色凝灰岩を基質とし、数10 cm - 数10 m の緑色岩・石灰岩・輝石斑れい岩・珪質凝灰岩・輝石岩の岩塊を含む。輝石斑れい岩・輝石岩ともに剪断変形を被っており、カタクレサイト化している。輝石斑れい岩は楠川南俣のメランジュ中や松川北股入上流金山沢に分布し、劈開の発達した普通輝石とソーシユライト化した斜長石からなり、接触変成作用によりアクチノ閃石が形成されている(第11図A, B)。輝石岩は楠川南俣のメランジュ中に含まれ、粒状の普通輝石と破碎により細粒化した基質からなり、基質にはパンペリー石・リュウコキシン・セリサイトが形成されている(第11図C, D)。

緑色岩 (Pb) の比較的大きな岩塊は小日向山東方・湯ノ入沢・金山沢・長走沢などに分布し、これらは梅池コンプレックス内では構造的低位に位置する。玄武岩・ドレライト・斑れい岩・玄武岩質凝灰岩などを起源とす



第9図 梅池コンプレックスの産状を示すルートマップ

珪長質凝灰岩・頁岩互層を主とするが、一部強く剪断変形を被り、メランジュとなっている。



第10図 樽池コンプレックスの構成岩の産状と岩相

- A : 珪質頁岩・黒色頁岩互層 (Pa). 楠川の南俣に標高1,510 m で合流する支流の標高1,535 m 付近.
 B : 黒色頁岩を挟む樽池コンプレックスの緑色凝灰岩 (Pb). 湯ノ入沢の標高1,220 m 付近.
 C : 石灰岩角礫を含む樽池コンプレックスの珪質頁岩・黒色頁岩互層. 南股入上流の湯ノ入沢, 標高1,240 m 付近.
 D : 石灰岩角礫を多量に含む樽池コンプレックスの頁岩と砂岩. 南股入上流の湯ノ入沢, 標高1,290 m 付近.

る緑色岩で、多かれ少なかれ接触変成作用を受け、アクチノ閃石や黒雲母が形成されている。金山沢では塊状のドレライトや輝石斑れい岩起源の緑色岩である。輝石斑れい岩は中粒で、斜方輝石と斜長石を主とし、輝石の周囲に褐色の角閃石が形成している部分もある。斜長石は大部分ソーシユライト化しており、細粒の白雲母が形成している。また湯ノ入沢では緑灰色凝灰岩で、しばしば黒色頁岩と互層する。

石灰岩 (Pl) は本地域南部の白馬47スキー場内に分布する。黒色頁岩に挟まれて再結晶した白色塊状石灰岩が産する。石灰岩の見かけ下位には玄武岩質ラピリ凝灰岩や細粒の凝灰岩が重なる。石灰岩は層厚10 m 程度である。

地質年代・対比 樽池コンプレックスからは化石が見

出されておらず、時代は不詳である。しかし緑色岩が多いことやメランジュ様の岩相を呈することから、小滝オリストストローム (宇次原, 1985) や小滝コンプレックス (河合・竹内, 2001) に対比される。

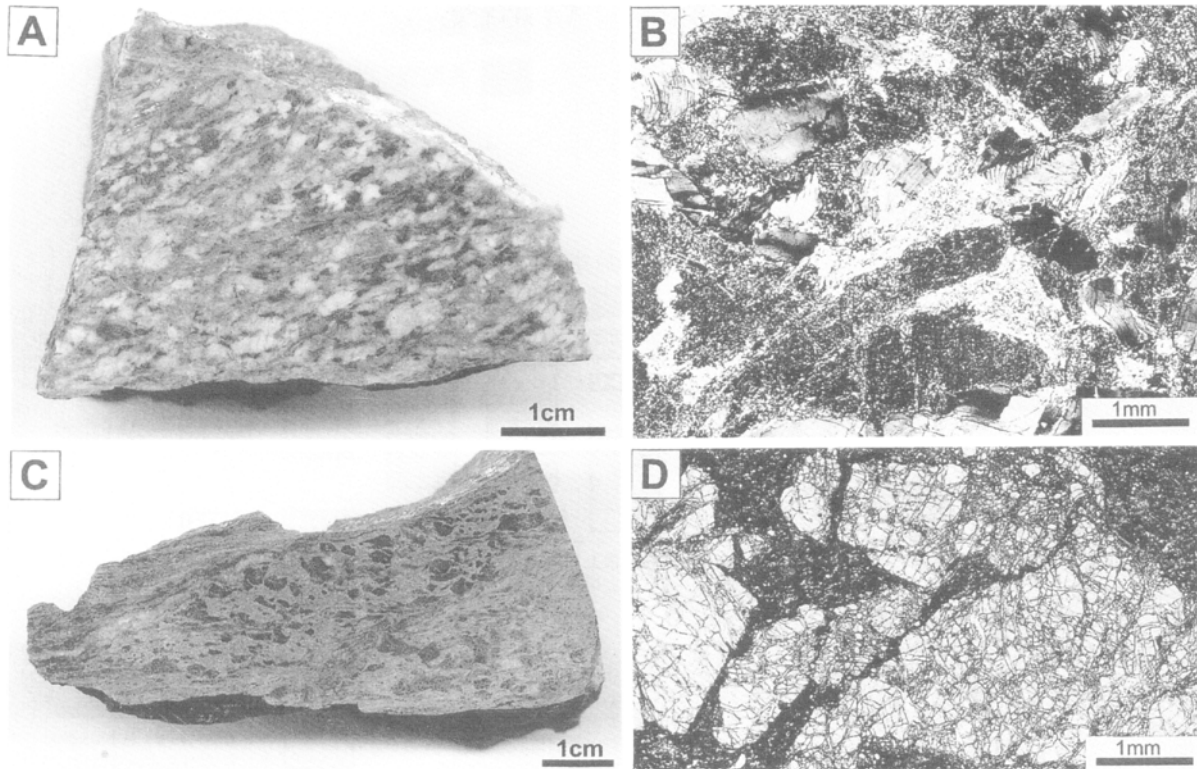
III. 5 親沢コンプレックス (Om)

命名 新称。

模式地 小谷村親沢中流部。

分布 親沢中流部、楠川中流部から松川上流赤倉沢付近に分布する。

岩相 黒色粘板岩を主とし、灰緑色凝灰質粘板岩や砂岩を挟む。剪断変形が強く、泥質岩は面構造が強く発達している。特に楠川から赤倉沢にかけての岩石は劈開が



第11図 梅池コンプレックスのメランジュ中の苦鉄質岩岩塊

A：破碎された輝石斑れい岩岩塊。楠川の南俣，標高1,740 m.

B：Aの偏光顕微鏡写真（直交ポーラー）。単斜輝石は劈開に沿って割れて，斜長石はソーシュライト化している。

C：破碎された超苦鉄質岩。輝石（暗色部）と破碎され細粒化した部分（灰色部）。楠川の南俣，標高1,690 m.

D：Cの偏光顕微鏡写真（単ポーラー）。多数の割れ目の入った輝石（白色部）と破碎部（黒色部）。

発達している（第12図）。またしばしば，これらの変形した粘板岩中に灰緑色凝灰質粘板岩や灰色砂岩がレンズ状に含まれる。灰緑色凝灰質粘板岩の一部には珪質な部分もある。楠川の標高1,200 m 付近には灰緑色の塊状砂岩が挟まれる。

地質年代・対比 親沢コンプレックスからは化石が見出されておらず，時代は不詳である。しかし変形度の相違を除けば，黒色頁岩・灰緑色砂岩・灰色砂岩・灰緑色凝灰岩などからなり，姫川沿いに分布する姫川層群（宇次原，1985）に対比されるものと思われる。

Ⅲ. 6 白馬岳層（St, M, Sa, Sc, Sl）

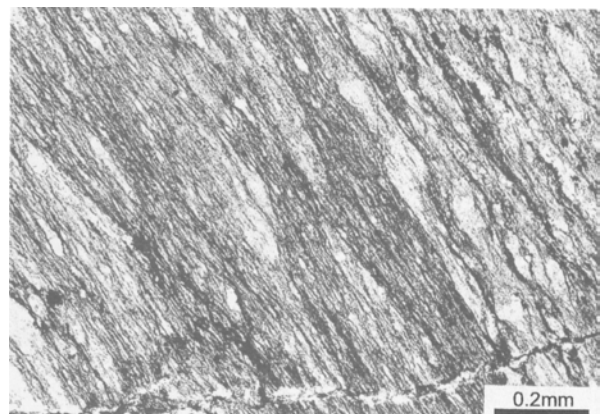
命名 竹内ほか（2001）。

模式地 旭岳から清水岳への稜線（「黒部」地域）。

分布 雪倉岳から白馬岳を経て，天狗ノ頭にかけての稜線付近とその東側斜面中腹より上，及び稜線西側の地域。

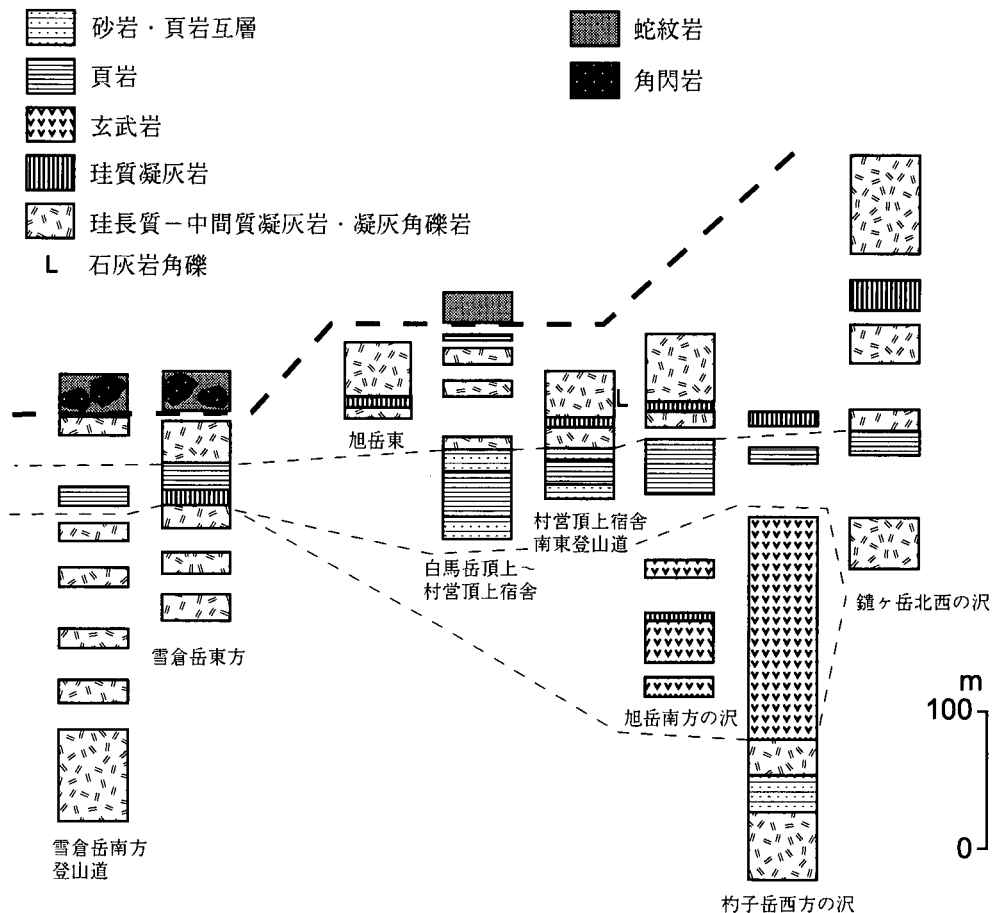
層厚 層序の上限・下限とも断層で切られているため本来の層厚は不明だが，最低500 m である。

岩相 本層は全体として珪長質火山砕屑岩を主とす



第12図 親沢コンプレックスの粘板岩の偏光顕微鏡写真（Om）北股入支流の赤倉沢西俣，標高1,095 m 付近。単ポーラー。

る。旭岳北方から杓子岳西方の中部層準付近に濃緑色玄武岩質溶岩を挟み，その直上は石質ワッケ・頁岩が重なる。更に上位には再び珪長質火山砕屑岩が重なるが，しばしば石灰岩角礫を含む（第13図）。また上位層準付近には黒色 - 濃赤紫色玄武岩溶岩が挟在する。全体的に緑



第13図 白馬岳層の地質柱状図

色片岩相程度の接触変成作用を被っている。

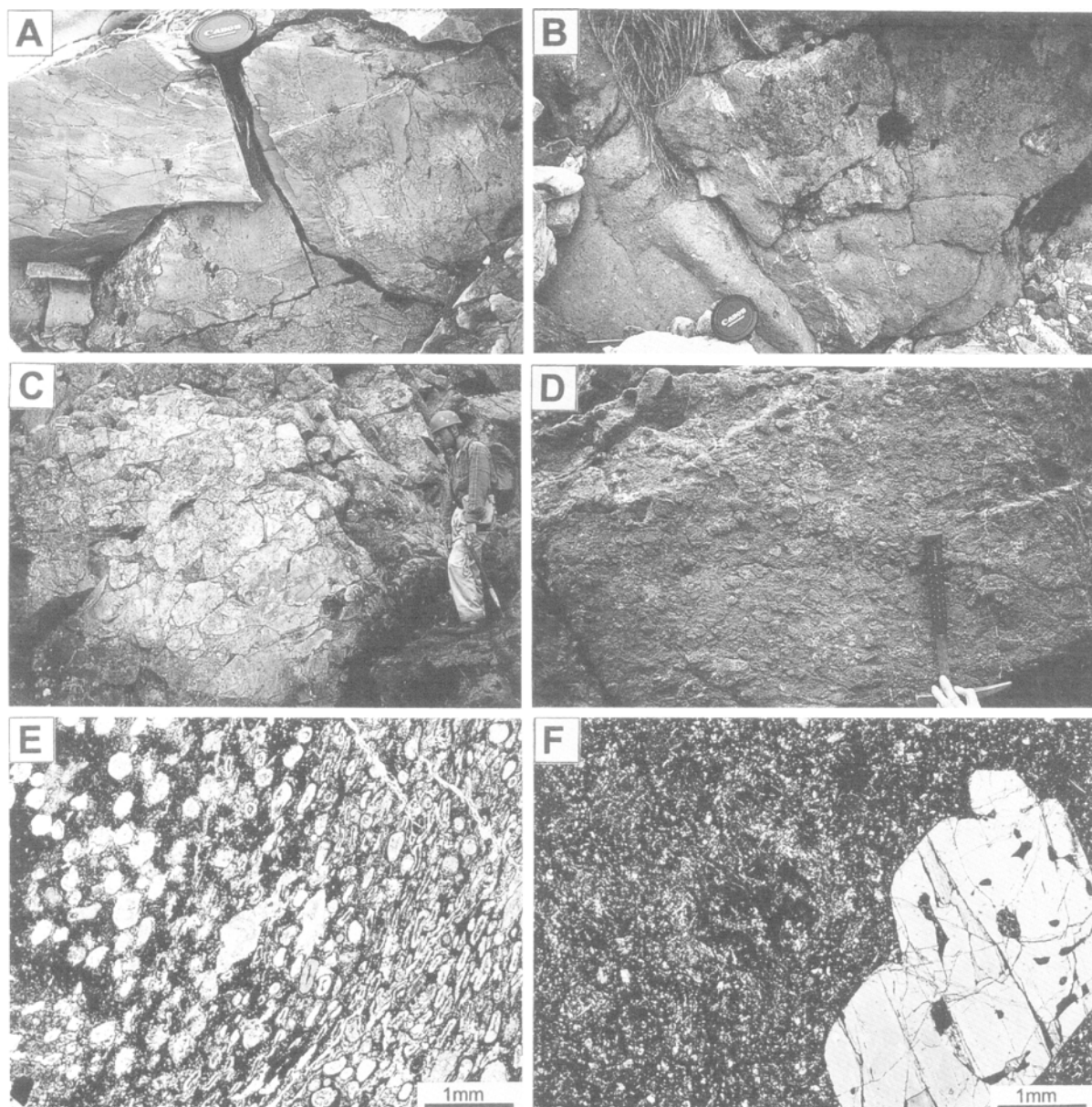
珪長質火山砕屑岩 (St) は、灰緑色を呈し、最大10 cm の角礫を含む凝灰角礫岩から細粒の凝灰岩である (第14 図 A, B)。全体的に厚層理の層状をなし、層理面は不明瞭な部分が多いが、葉理が認められる部分もある。凝灰角礫岩の基質の凝灰岩や中 - 粗粒の凝灰岩は岩片質凝灰岩で、斜長石を含むが、一次的生成物の有色鉱物は含まれない。岩片は珪長質火山岩である。松川南股上流にあたる湯ノ入沢では、六左エ門滝の上流右岸からの転石に火山豆石を含む岩片質凝灰岩を見出した。火山豆石のほか、斜長石・石英・珪長質火山岩片が含まれる。火山豆石は珪長質火山岩片・石英・斜長石などの粒子をコアとし、そのまわりに細粒物質が同心円状の組織を作って取り巻いている。

玄武岩溶岩 (M) は濃緑色のものと黒色 - 濃赤紫色のものが区別できる。濃緑色玄武岩溶岩は塊状あるいは枕状である。西隣「黒部」地域の旭岳南側の沢や杓子岳北西の沢には枕状溶岩が分布し、枕状部分の長径は約70 cm、短径は約30 cm である (第14 図 C)。枕状溶岩にはピロブレッチャを伴う (第14 図 D)。枕状溶岩やピロブレッチャの玄武岩は発泡したのも見られる (第

14 図 E)。玄武岩は有色鉱物の斑晶は少なく、1 mm 以下の細粒の斜長石の斑晶が含まれ、インターサタル組織を示す。まれに普通輝石を含むものもある (第14 図 F)。黒色 - 濃赤紫色の玄武岩溶岩は塊状 - 枕状で村営頂上宿舎付近や杓子岳南西などに分布する。頂上宿舎西方では濃赤紫色玄武岩岩脈が珪長質凝灰岩層に貫入している (第15 図)。濃赤紫色玄武岩は 1 - 10 mm の斜長石斑晶を多く含む。

珪質凝灰岩 (Sa) は 1 mm 程度の薄い泥岩を挟む層厚 2 - 10 cm の層状で、灰色・灰赤色である (第16 図 A, B)。従来チャートと呼ばれていたものであるが、斜長石や石英の結晶を含むことがあり (第16 図 C)、これらを珪質凝灰岩とした。西隣「黒部」地域の旭岳と清水岳の中間地点に分布する珪質凝灰岩は上位に灰緑色珪長質凝灰岩へと漸移する。雪倉岳北東の沢では、上位は頁岩に下位は灰緑色珪長質凝灰岩と互層し、次第に下位へ珪長質凝灰角礫岩に漸移する。最大層厚は約80 m である。

砂岩及び頁岩 (Sc) は互層をなす場合が多い (第16 図 D)。砂岩は層厚10 cm 程度で、頁岩はそれより厚い。砂岩は中粒 - 細粒の石質ワッケで、安山岩岩片や斜長石からなる。白馬岳山頂付近、杓子岳と白馬鐘ヶ岳のコル、



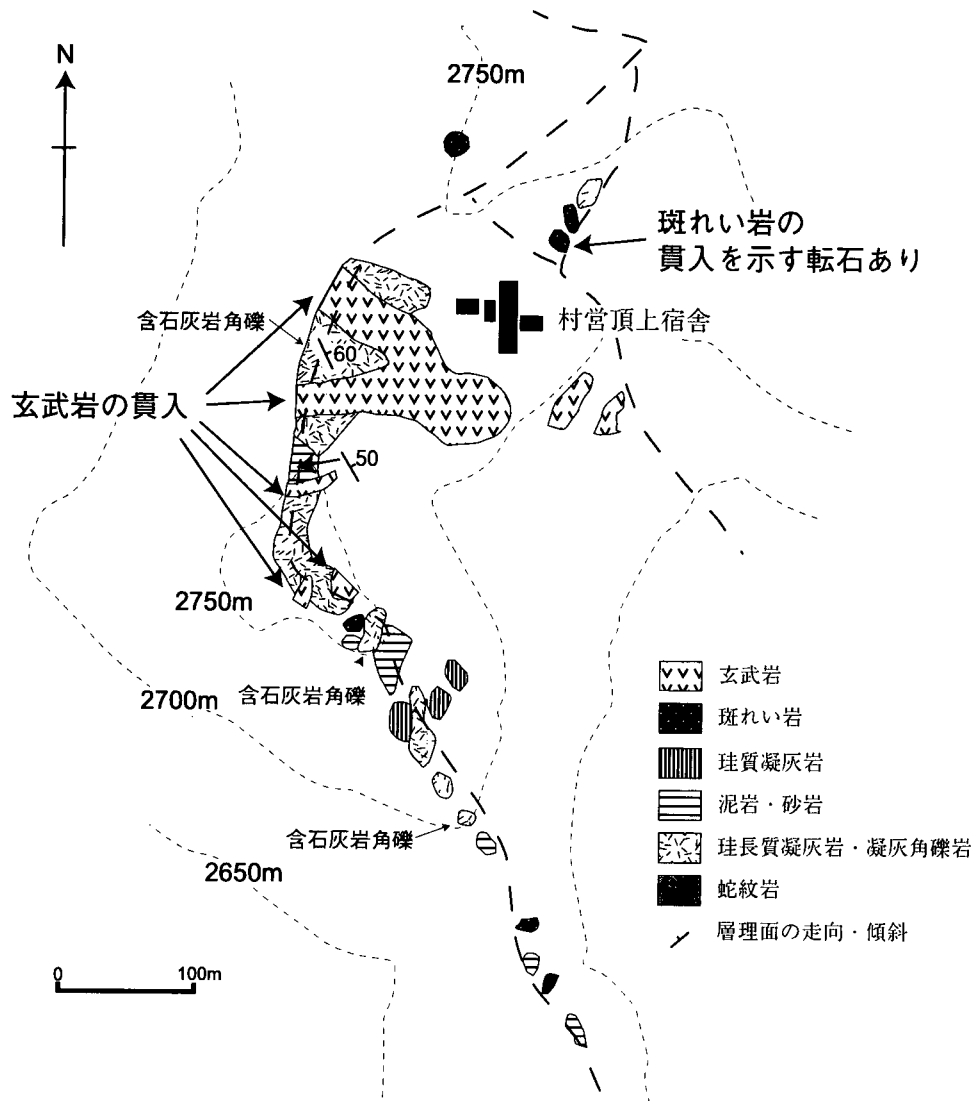
第14図 白馬岳層の珪長質凝灰岩・凝灰角礫岩 (St) 及び玄武岩 (M) の産状と岩相

- A : 細粒珪長質凝灰岩。村営頂上宿舎南西の沢，標高2,490 m 付近。
 B : 凝灰角礫岩。村営頂上宿舎南西の沢と鑓ヶ岳北西の沢の出会い付近（「黒部」地域内）。
 C : 枕状玄武岩溶岩 (M)。村営頂上宿舎の西方で旭岳南の沢，標高2,450 m 付近（「黒部」地域内）。
 D : ピロープレッチャ。村営頂上宿舎から杓子岳への稜線の最低鞍部から西に延びる沢，標高2,570 m 付近の左岸。
 E : D のピロープレッチャ中の角礫の偏光顕微鏡写真（単ポーラー）。多数の杏仁状組織が認められ，角礫周縁部では変形している。
 F : E と同じ沢，標高2,580 m 付近の右岸に産する玄武岩の偏光顕微鏡写真（直交ポーラー）。斑晶は単斜輝石。

村営頂上宿舎の西側の沢などに分布する。

石灰岩 (SI) は灰緑色 - 緑色凝灰岩に伴った岩塊や角礫として産する。白馬鑓ヶ岳北には東西600 m，南北100 m の石灰岩岩塊が分布する（第16図 E, F）。南側は黒色頁岩，北側は緑色玄武岩質溶岩を伴い，蛇紋岩を挟んで砂岩・頁岩互層と接する。石灰岩は灰白色で，結晶

質である。石灰岩角礫として産するものは，灰緑色 - 緑色の珪長質 - 苦鉄質凝灰角礫岩中に 1 - 20 cm の角礫として含まれる。石灰岩角礫はほとんど再結晶し，結晶質である。凝灰角礫岩中の角礫として，白色の珪長岩・灰緑色の安山岩角礫も含まれる。石灰岩角礫は，杓子岳から頂上宿舎への稜線沿い，大雪溪上部左岸などに分布す



第15図 白馬岳層の玄武岩及び斑れい岩の産状を示すルートマップ
 斑れい岩と玄武岩は珪長質凝灰岩・凝灰角礫岩に貫入している。太点線は登山道。

る。

地質年代・対比 滝沢ほか (1995) は、「黒部」地域の旭岳西方の白馬岳層珪質凝灰岩 (滝沢ほか (1995) では、かば色チャートと呼んでいる) から *Albaillella asymmetrica*, *Pseudoalbaillella scarprata*, *Pseudoalbaillella* sp. を報告し、前期二畳紀と中期二畳紀の境界付近の年代を示すとしている。竹内ほか (2001) は鐘ヶ岳頂上北側稜線上の石灰岩岩体と珪長岩の間に産する黒色頁岩・灰色珪長質凝灰岩互層の灰色珪長質凝灰岩と黒色頁岩から、*Follicucullus porrectus*, *Fo.* sp. などを報告し、*Follicucullus porrectus* は Ishiga (1990) による *Fo. monacanthus Assemblage Zone* から *Neoalbaillella ornithoformis Assemblage Zone* にかけて産出し、中期二畳紀の後期から後期二畳紀の年代とした。また Minato (1975) では白馬岳より中期 - 後期石炭紀のサンゴ化石が産すると記載されているが、産地や種名などは不明である。おそらく白馬

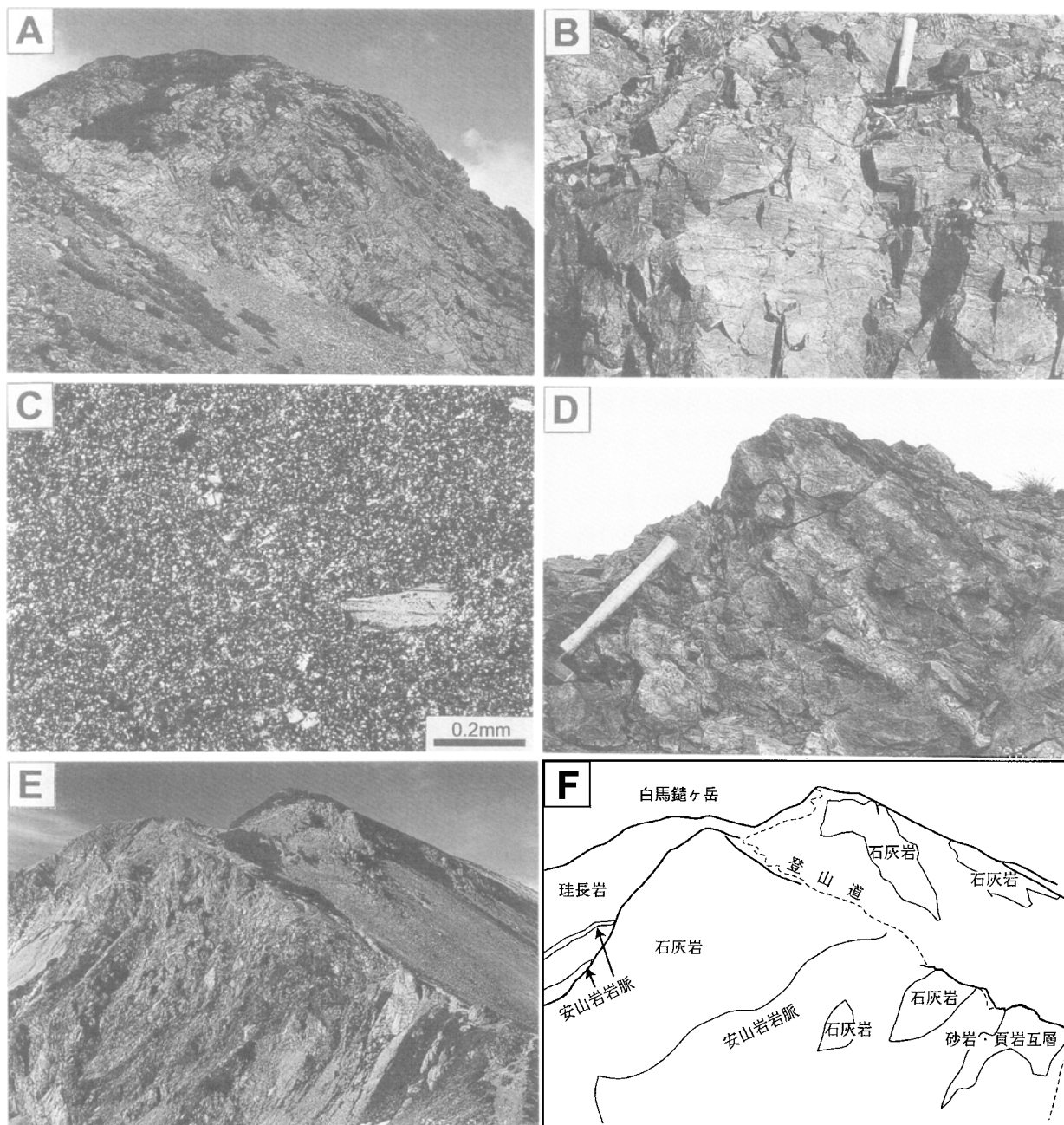
鐘ヶ岳の石灰岩から採取されたと推測されるが、白馬鐘ヶ岳の石灰岩岩体は周囲が断層で境され、まわりの地層との関係が明らかでない。小岩塊や角礫と同様に白馬岳層堆積時に角礫として堆積したものか、又は構造的に取り込まれたものかは明らかでないが、少なくとも白馬岳層はすべて二畳系とみなすのがよいと考える。

従来、白馬岳周辺の地層は白馬岳オリストストローム (高野・小松, 1984) や白馬岳メランジュ (Komatsu, 1990) と呼ばれていたが、白馬岳層は二畳紀の整然層である。

III. 7 斑れい岩 (G)

模式地 「黒部」地域、旭岳西方の稜線2,640 - 2,710 m 付近。

分布 旭岳西方の稜線2,640 - 2,710 m 付近、頂上宿



第16図 白馬岳層の珪質凝灰岩 (Sa), 砂岩・頁岩互層 (Sc), 石灰岩 (Sl) の産状と岩相

- A : 層状珪質凝灰岩. 白馬山荘西方の旭岳と清水岳の中間付近 (「黒部」地域内).
 B : 薄い頁岩を挟む層状珪質凝灰岩. 雪倉岳北東の沢の標高2,400 m 付近.
 C : 珪質凝灰岩の偏光顕微鏡写真. 斜長石の結晶片を含む. 細粒部は石英, 斜長石, セリサイトなどからなる. 白馬山荘北西の沢の源流部, 標高2,640 m 付近. 直交ポーラー.
 D : 砂岩・頁岩互層. 白馬岳頂上付近.
 E : 石灰岩. 杓子岳南から鑪ヶ岳方面を望む.
 F : E における地質分布を示すスケッチ.

舎南西の沢2,400 - 2,420 m 付近, 頂上宿舎北の稜線付近, 頂上宿舎南の稜線2,680 - 2,690 m 付近, 鑪ヶ岳南方稜線, 白馬山荘付近に分布する.

岩相 中粒 - 細粒角閃石斑れい岩 (第17図 A, C) で, 角閃石のコアに単斜輝石が認められるものもある. 斑れ

い岩には脆性破壊によるシアバンドが発達している部分もある (第17図 B). 全体として緑色片岩相程度の接触変成作用を受けており, 細粒の針状アクチノ閃石が形成されている. シアバンドも再結晶している. 頂上宿舎北の稜線に向かう登山道沿いの斑れい岩は斜長石がソー

シュライト化している (第17図 D).

地質関係 白馬岳層に貫入する露頭のみ認められた。「黒部」地域の清水岳東の沢2,430 m 及び2,510 m 付近では珪長質凝灰岩中に幅20 cm 程度の岩脈として細粒斑れい岩が貫入している。また村営頂上宿舎北の稜線に向かう登山道付近には、珪長質凝灰岩に中粒斑れい岩が貫入した転石が多数見られる (第17図 A)。更に旭岳西方では東西幅約300 m の分布があるが、西ほど細粒の斑れい岩が分布し、珪長質凝灰岩の数 cm の捕獲岩を含むものも認められた。

鐘ヶ岳南方稜線に分布する2岩体のうち、北側のものは珪長岩中に捕獲岩状に産し、南側のものは蛇紋岩分布域の中に産する。また白馬山荘の北側には剪断変形を受けた蛇紋岩中に3 m 程度の斑れい岩がブロックとして産する。

地質年代・対比 竹内ほか (2001) は、斑れい岩中の角閃石の K-Ar 年代を報告した。それらは旭岳西方の細粒斑れい岩より 43.1 ± 2.2 Ma, 頂上宿舎北の登山道の中粒斑れい岩転石より 94.0 ± 4.7 Ma, 鐘ヶ岳南の中粒斑れい岩より 15.0 ± 2.4 Ma である (第1表)。珪長岩や

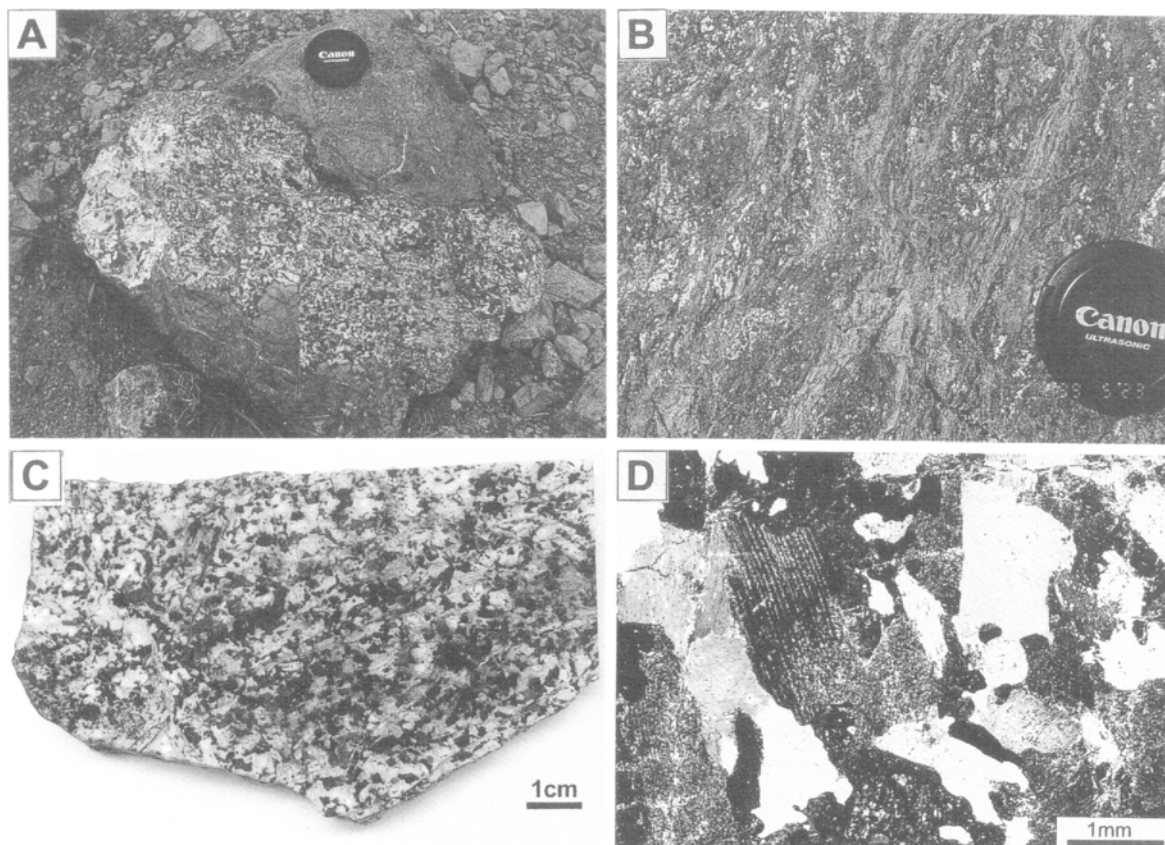
花崗岩類の接触変成作用の影響で年代の若返りが認められ、しかも場所によってその程度が異なると考えられる。

本斑れい岩は、高野・小松 (1984) にてオリストストローム中の変斑れい岩ブロックとされたものに相当する。

飛騨外縁帯では、「高山」地域で約250 Ma の年代を示す角閃石斑れい岩が石炭系荒城川層に貫入し (Adachi and Shibata, 1991), また青海地域の二畳系虫川コンプレックスでは約160 Ma の角閃石斑れい岩が貫入している (河合・竹内, 投稿中)。更に飛騨帯では約100 Ma の年代を示す閃緑岩 (原山ほか, 1991; 柴田・内海, 1995) や飛騨帯・飛騨外縁帯では約100 Ma の年代を示す安山岩類 (棚瀬ほか, 1994; 山田ほか, 2001) なども存在する。現段階ではどの時代の火成作用に対比できるか不明である。

III. 8 古生界の地質構造

本地域の古生界には、ナップ構造、ナップ構造を切る



第17図 斑れい岩 (G) の産状と岩相

- A : 白馬岳層の凝灰岩に貫入する斑れい岩。頂上宿舎北の登山道沿いの転石。
- B : 剪断された斑れい岩。旭岳西方の稜線 (「黒部」地域), 標高2,670 m 付近の転石。
- C : 斑れい岩研磨試料。角閃石 (黒色) と斜長石 (白色) からなる。頂上宿舎北の登山道沿いの転石。
- D : C の偏光顕微鏡写真 (直交ポーラー)。斜長石はソーシュライト化している。

第1表 斑れい岩の K-Ar 年代値

試料番号	産地	岩石	測定鉱物	K(%)	⁴⁰ Ar rad (10 ⁻⁸ ml/STP/g)	⁴⁰ Ar rad (%)	年代(Ma)
000828-4	旭岳西方登山道2650m地点	普通角閃石斑れい岩	普通角閃石	0.18	30	27.8	43.1±2.2
				0.18	31	34.7	
000828-7	村営頂上宿舍北東50m登山道	普通角閃石斑れい岩	普通角閃石	0.08	29	35.3	94.0±4.7
				0.08	31	35.5	
000829-5	鏈ヶ岳南方登山道2750m地点	普通角閃石斑れい岩	普通角閃石	0.23	14	12.4	15.0±2.4
				0.23	13	10.9	

⁴⁰K: $\lambda_1=4.962 \times 10^{-10}$, $\lambda_2=0.581 \times 10^{-10}$, $^{40}\text{K}/\text{K}=1.167 \times 10^{-2}\text{atom\%}$, 測定誤差は1 σ 表示

NE-SW と NW-SE 走向の断層, E-W と N-S 方向の褶曲軸をもつ褶曲, 地滑りなどが認められる。ナップ構造と褶曲は古生界のみに見られ, NE-SW と NW-SE 走向の断層は新第三系岩葦山溶結凝灰岩までが切られている。

鉢ヶ岳東方から雪倉岳周辺にかけて, 角閃岩ブロックを含む蛇紋岩が白馬岳層の構造的上位に衝上断層を介して重なり, ナップ構造をなしている。村営頂上宿舍北東, 杓子岳西方, 鏈ヶ岳南方などの稜線沿いにも蛇紋岩が分布し, その分布域は白馬岳層最上部の構造的上位に位置する。

一方, 小日向山付近では蛇紋岩の構造的上位に結晶片岩, その上位に梅池コンプレックスが重なる。小日向山東の沢では結晶片岩中に数本の断層が認められ, 幅数 10 cm の滑石化した蛇紋岩が挟まれる。断層の傾斜は 25 - 40° である。これらの断層によって粗粒の結晶片岩と細粒の結晶片岩が接する場合や同程度の結晶片岩が接する場合がある。更にその構造的上位では断層露頭は認められないが, 梅池コンプレックスの緑色岩や頁岩など

が分布する。結晶片岩との境界に近い部分では, 梅池コンプレックスの露頭と露頭の間に藍閃石片岩が分布する。

上記ナップ構造は NE-SW 方向と NW-SE 方向の高角度断層によって切られている。小蓮華山・白馬岳・鉢ヶ岳の主稜線の東側では NE-SW 方向の正断層により東側の地塊が沈降する構造が見られる。また雪倉岳・鉢ヶ岳地域では NE-SW 方向の正断層により北に傾動した構造を呈する。白馬岳から杓子岳付近では E-W 方向で東にブランチした軸をもつ褶曲が, また「黒部」地域の旭岳から清水岳付近では N-S 方向で北や南にブランチした軸をもつ褶曲が発達する。

ナップ構造形成は少なくとも珪長岩貫入以前で, 中新世以前といえる。青海地域ではこれらの地層を手取層群が覆うことから, ナップ形成時期は前期白亜紀以前であろう。また高角度断層系は岩葦山溶結凝灰岩を切り, 白馬大池火山噴出物が切られていないことから, 新第三紀末期 - 第四紀初頭に活動したといえる。

IV. ジュラ系

(竹内 誠)

IV. 1 研究史と概要

IV. 1. 1 研究史

「白馬岳」地域の北隣にあたる「小滝」地域の大所川地域や、その西隣の「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は、大塚 (1891) の20万分の1地質図幅「富山」に記されている。小林 (1927) は「泊」地域の大平川 (地形図では境川と記されている) 流域で *Dictyophyllum* を採取し、手取統より一段古いものであるとした。大石 (1931) は北小谷の来馬付近を調査し、来馬統と呼んだ。石井 (1937) の7.5万分の1地質図幅「白馬嶽」において来馬層群のおおよそ全体の分布域が初めて示された。小林ほか (1957) は初めて来馬層群の層序を明らかにし、下部ジュラ系であることを示した。

小林ほか (1957) は犬ヶ岳地域で、下位より漏斗谷層、北又谷層、似虎谷層、寺谷層、楯谷層、大滝谷層、水上谷層に区分し、来馬地域で下位より下部砂礫岩互層 (Kr 1)、含植物化石砂岩、頁岩互層 (Kr 2)、含二枚貝化石砂岩、頁岩互層 (Kr 3)、上部砂礫岩互層 (Kr 4) に区分し、岩相の側方変化が激しく、かつ犬ヶ岳地域と連続しないので2地域間の対比ができないとしている (第18図)。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。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 (第18図、第19図)。その他に来馬層群では、アンモナイト化石 (佐藤, 1956; Sato, 1992など)、二枚貝化石 (Hayami, 1961, 1990など)、植物化石 (例えば, Kimura *et al.*, 1988; Kimura and Ohana, 1990)

などの古生物学的研究が主としてなされてきた。近年、本地域内北部の土沢より恐竜の足跡化石が発見された (畠山, 1995; 小谷村恐竜化石学術調査団, 2000)。

堆積学的研究では、碎屑物組成について Chihara *et al.* (1979)、山田・滝沢 (1981)、白石 (1992)、熊崎・小嶋 (1996) などがある。山田・滝沢 (1981) や白石 (1992) は火山岩起源の碎屑物が多いこと、また白石 (1992) は凝灰岩が数層挟まれることを報告し、後背地に火成活動があったことを述べた。更に熊崎・小嶋 (1996) は碎屑性ザクロ石の化学組成から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。構造地質学的には激しく褶曲した来馬層群を不整合に白亜系が覆うことより、来馬層群堆積後に後來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)。

南隣の「大町」地域には中生界とされる木崎層 (小林・田中, 1953) が分布する。植物化石と貝化石より下部ジュラ系 (田中, 1955) や上部ジュラ系 (Kimura, 1958) などとされるが、詳細は明らかでない。加藤ほか (1989) は従来木崎層とされていた地層より二畳系神城

小林ほか (1957)	白石 (1992)	本報告	
Kr4	KrIV	ヨシナ沢層	ヨシナ沢層
Kr2-3	KrIII		
Kr1	KrII	大所沢層	大所沢層
	KrI 上部 KrI 下部	蒲原沢層	蒲原沢層

第18図 来馬地域の来馬層群の層序対比

犬ヶ岳地域		来馬地域
小林ほか (1957)	滝沢 (1988), 熊崎・小嶋 (1996)	白石 (1992)
水上谷層	Km3	手取層群
	Km2	
	Km1	
大滝谷層		大滝谷層
楯谷層	Ks2	楯谷層
	Ks1	
寺谷層		寺谷層
似虎谷層	Kn2	似虎谷層
	Kn1	
北又谷層	Kk3	北又谷層
	Kk2	
	Kk1	
漏斗谷層	Kj2	漏斗谷層
	Kj1	
		ヨシナ沢層
		大所川層
		蒲原沢層

第19図 来馬地域と犬ヶ岳地域の来馬層群の層序対比

現段階では、犬ヶ岳地域の最上部水上谷層は手取層群とする見解が多い。また岩相の側方変化が激しいため、従来犬ヶ岳地域と来馬層群の層序は対比が困難とされてきたが、白石 (1992) は堆積サイクルや凝灰岩層に着目し、両地域を対比した。

層を分離し、その他の地層を木崎層とした。

IV. 1. 2 概要

「白馬岳」地域の来馬層群は、来馬層群全体の分布域の南端に位置する(第20図)。来馬地域と蓮華温泉地域に比較的まとまった分布があり、来馬地域の層序区分が適用される。下位より蒲原沢層・大所川層・ヨシナ沢層である(第18図)。「白馬岳」地域の来馬層群については来馬地域のほかに、岩葦山南方の松川左岸(平林, 1953)、八方尾根スキー場内(山崎, 1980; 平林, 1996)、岩葦山頂上付近(白石, 1992)、梅池自然園付近(平林, 1993)などに分布する。また、八方尾根標高2,120 - 2,140 m 付近及びその北西の尾根、大黒岳西方の餓鬼谷上流、白馬沢付近などに中生界と考えられる地層の分布を見出した。これらのうち白馬沢付近に分布するものは強く接触変成作用を受け、また他の分布域のものと岩相がやや異なるため白馬沢層と命名し、その他の新分布域の地層と八方尾根スキー場内及び岩葦山周辺の地層は層序と年代が明らかでないで、未区分中生界とした。

IV. 2 来馬層群

IV. 2. 1 蒲原沢層(Kgc, Kgm)

命名 白石(1992)。

模式地 北隣「小滝」地域の新潟県と長野県境を流れる蒲原沢。

分布 土沢の北俣沢標高1,000 m 付近、梅平付近、乗鞍沢の標高1,310-1,500 m 付近。

層厚 乗鞍沢で約350 m、北俣沢で約170 m、梅平で約250 m。

層序・地質関係 本層は来馬層群の最下部を占め、下部は礫岩を主とし上方細粒化を示し、上部は砂質頁岩を主とし礫岩や凝灰岩を挟む。本地域の蒲原沢層はすべてほかの地層と断層で接する。北俣沢では不整合面は確認できず、また最下部をなす礫岩が存在しないため、西側に分布する梅池コンプレックスの剪断された頁岩あるいは蛇紋岩と断層で接すると推定される(第21図)。梅平付近では不整合面は確認できず、一部で蛇紋岩と断層で接したり、礫岩や蛇紋岩に小断層が多く存在する。乗鞍沢では礫岩の下位に蛇紋岩が分布するが、境界付近では剪断が激しく、珪長岩岩脈が貫入している。

岩相 下部の礫岩(Kgc)は細礫-大礫で角礫-亜角礫からなり、基質は少なく礫支持である(第22図A)。乗鞍沢では塊状礫岩であるが、梅平付近では礫岩と砂岩が互層をなす。礫は珪質頁岩・チャート・流紋岩・珪質凝灰岩を主とし、石質砂岩やシルト岩、水中急冷組織をもった苦鉄質な火山岩などを伴う。まれに蛇紋岩も含まれる。チャートには海綿骨針を多く含むものがある。また珪質頁岩やチャートには放射虫化石を含むものもある。

る。梅平付近では、赤色凝灰岩や赤色凝灰岩を基質とする礫岩が分布する。

上部は砂質頁岩(Kgm)を主とし、礫岩・流紋岩ガラス質凝灰岩・凝灰角礫岩を挟む。乗鞍沢では砂質頁岩は中層理を呈する部分が多く(第22図B)、数層準で中礫礫岩から砂岩・細質頁岩に至る上方細粒化を示す。礫岩は礫のインプリケーションが認められる場合がある。礫種は下部の礫岩とあまり変化がないが、珪質頁岩の角礫が目立つ。北俣沢では流紋岩ガラス質凝灰岩と砂質頁岩の中層理の互層を主とし、その上位に中礫礫岩と流紋岩角礫岩を挟む。流紋岩角礫岩は淡灰色を呈し、層厚1-2 mで、最低2層挟まれる。10 cm 位までの流紋岩あるいは流紋岩質凝灰岩の角礫からなる(第22図C)。

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

IV. 2. 2 大所川層(Kos, Kom)

命名 白石(1992)。

模式地 北隣「小滝」地域の大所川中流。

分布 土沢の北俣沢中流付近。

層厚 北俣沢で約300 m。

層序・岩相 本層と下位の蒲原沢層との関係は、本地域では珪長岩の貫入で境されるため確認できない。白石(1992)は蒲原沢層の上位に重なる1サイクルの上方細粒化を示す地層を大所川層とした。本地域の大所川層は、北俣沢に断片的に分布するのみで、詳細な層序は明らかでないが、中層理の砂岩・砂質頁岩互層(Kom)を主とし、下位はまれに細-中礫礫岩を挟む粗粒砂岩(Kos)からなる。

地質年代・対比 本地域の本層からは化石は報告されていない。白石(1992)は大所川層を小林ほか(1957)の漏斗谷層上部から北又谷層下部に対比した。

IV. 2. 3 ヨシナ沢層(Kys, Kym)

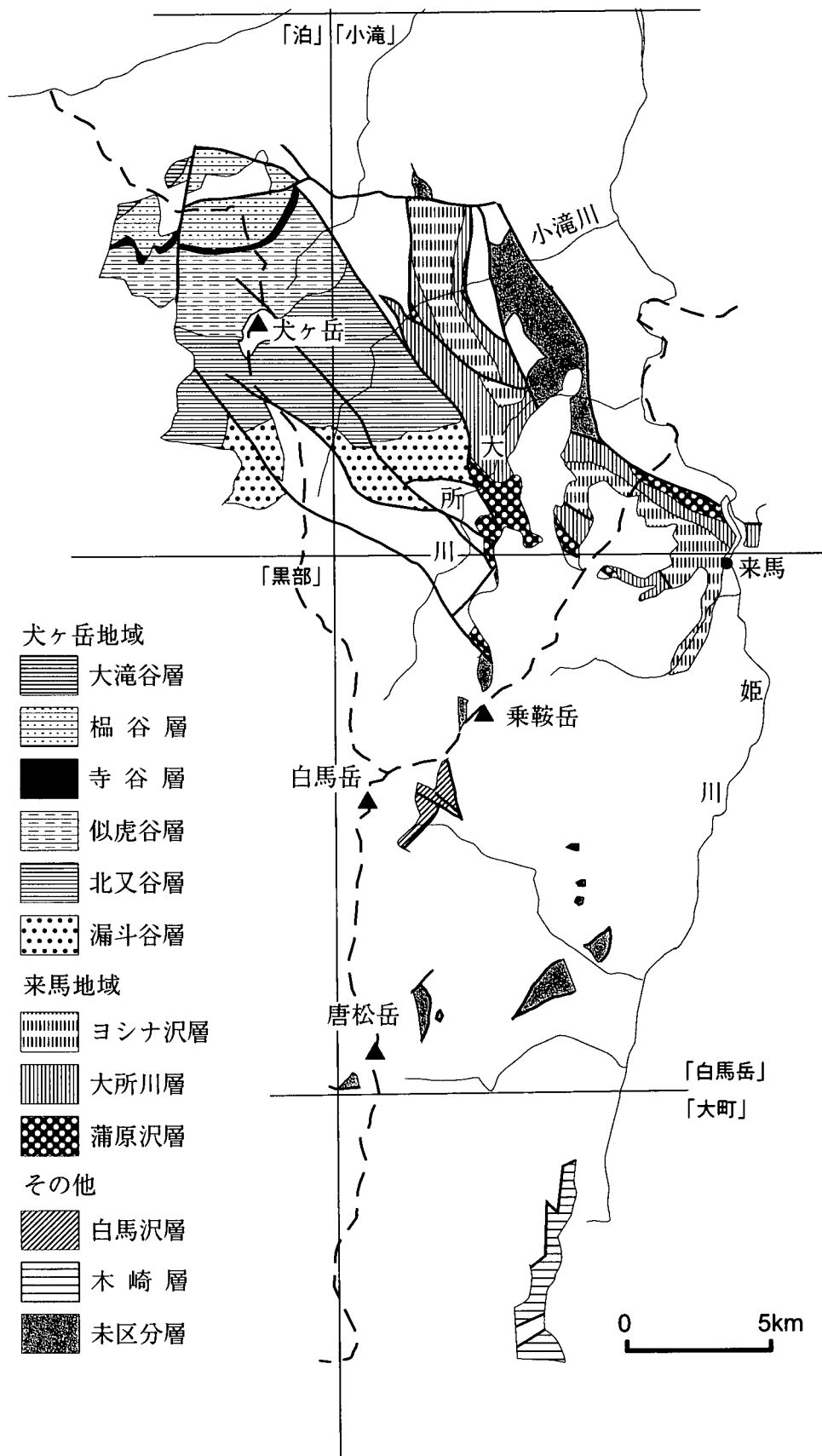
命名 白石(1992)。

模式地 北隣「小滝」地域の大所川第2発電所付近の大所川と支流のヨシナ沢。

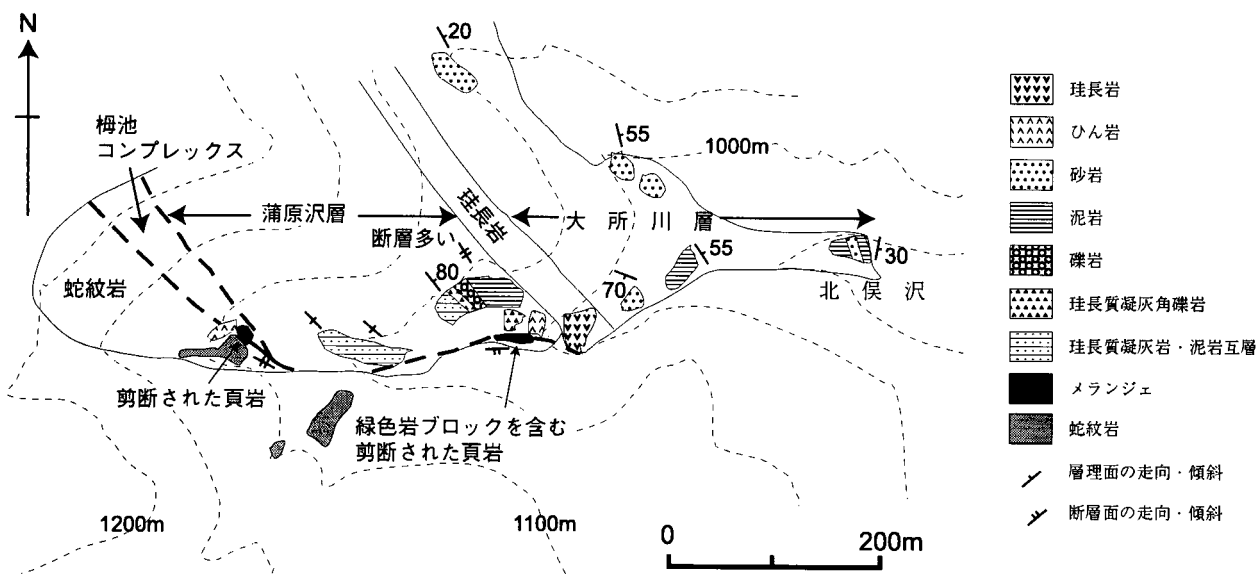
分布 土沢の北俣沢下流から土沢、来馬集落付近及び浦川沿い。

層厚 土沢で約1,000 m。

層序・岩相 本層と下位の大所川層との関係は本地域では確認できない。白石(1992)は蒲原沢層や大所川層のような上方細粒化を示さず、砂岩卓越部と頁岩卓越部



第20図 来馬層群及びその相当層の分布



第21図 来馬層群の産状を示す土沢上流のルートマップ

が繰り返す大所川層の上位の地層をヨシナ沢層とした。本地域のヨシナ沢層は、断片的に分布するのみで、詳細な層序は明らかでないが、砂岩を主とし凝灰岩を挟む下部（Kys）と砂質頁岩を主とする上部（Kym）からなる。

砂岩は厚層理で、白色を呈し一見アルコース砂岩に見えるが、酸性火山岩岩片を多く含む石質アレナイトまたは長石質アレナイトである。まれに細礫 - 中礫を含む。砂岩卓越部の上位にあたる土沢の北俣沢下流部で層厚約20 mの流紋岩ガラス質凝灰岩を挟む。ガラス質凝灰岩は極細粒 - 細粒で（第23図 C, D）、灰色を呈し、約20 cmごとに黒色の葉理が認められる。しばしばスランプ構造が見られ（第23図 B）、黒色部が角礫状になっているところもある。黒色部は炭質物からなる。

上部の頁岩は一般に砂質で黒色を呈し、しばしば薄 - 中層理の細 - 中粒砂岩を挟む。また頁岩はしばしば植物片を含む炭質頁岩を挟む（第23図 A）

地質年代・対比 本地域の本層からは、*Mytilus heranirus*, *Bakevelia otariensis*, *Cardinoides varidus*, *Corbicula kurumaensis* などの二枚貝が報告されている（小林ほか, 1957）。白石（1992）は犬ヶ岳地域の小林ほか（1957）の北又谷層の Kk 1 上部から Kk 3 下部に対比した。また畠山（1995）及び小谷村恐竜化石学術調査団（2000）は土沢中流部の標高700 m 付近の左岸にて恐竜の足跡を報告した。

IV. 3 白馬沢層 (Jm, Js)

命名 新称。
模式地 白馬沢。

分布 松川北股入支流の金山沢上流から白馬沢を経て、大雪溪中流付近。

層厚 本層の下限と上限が断層関係や貫入関係なので全層厚は不明だが、少なくとも300 m。

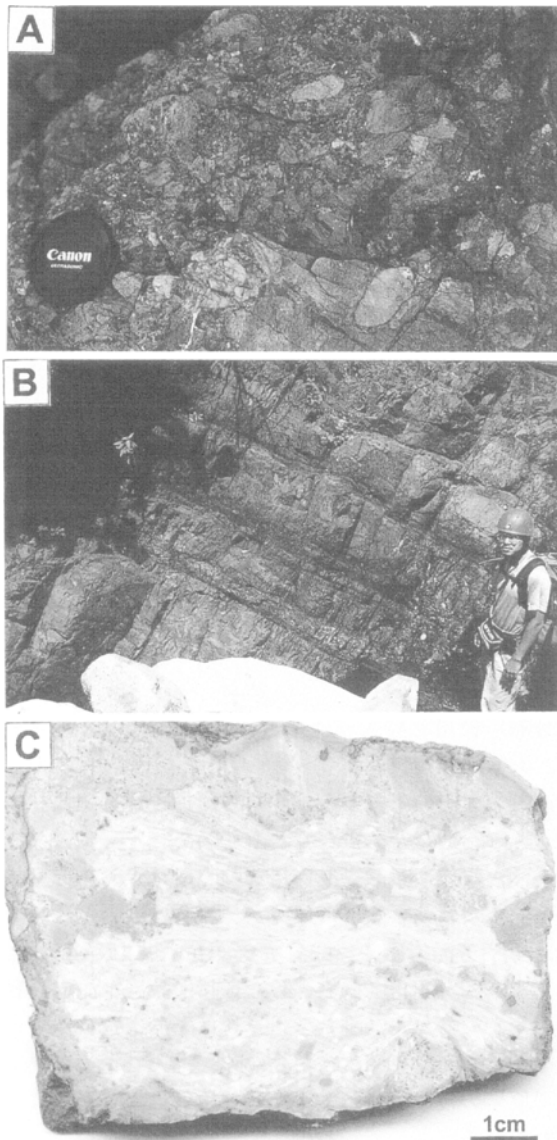
層序・岩相 接触変成作用を強く受けており、全体にホルンフェルスとなっているが、原岩は泥岩と砂岩である。塊状の泥岩ホルンフェルス (Jm) と塊状の砂岩ホルンフェルス (Js) を主とし、まれに砂岩・泥岩互層起源のホルンフェルスを挟む。見かけ上の下位に泥岩ホルンフェルスが位置する。再結晶化が進んだホルンフェルスで原岩の粒子は残っていない。黒雲母が普遍的に形成されている。

地質年代・対比 本層から化石は報告されていない。構成岩類が泥岩と砂岩であり、火砕岩や火山岩などが含まれないこと、層理は比較的保存されていることなどから、二畳系の白馬岳層や梅池コンプレックス、親沢コンプレックスとは異なる岩相を示す。来馬層群に普遍的に存在する礫岩を挟まないことや比較的塊状を呈することから、来馬層群とやや岩相を異にする。強いホルンフェルス化で詳細な対比は困難だが、ここでは白馬沢層として独立させ、中生界としておく。

IV. 4 未区分中生界 (J)

分布 乗鞍沢上流部、白馬大池西方、岩葦山頂上付近、岩葦山南方の松川左岸、八方尾根スキー場内、八方尾根標高2,120-2,140 m 付近及びその北西の尾根、大黒岳西方の餓鬼谷支流。

層序・岩相 乗鞍沢上流部では、中 - 厚層理の中 - 粗粒砂岩を主とし、礫岩を伴う。礫岩は珪長質あるいは珪



第22図 蒲原沢層の産状と岩相

- A : 礫岩 (Kgc). 中礫で垂角礫の礫岩で、珪質頁岩や珪質凝灰岩礫を主とする。乗鞍沢の標高1,350 m 付近。
 B : 中層理の砂質頁岩 (Kgm). 乗鞍沢の標高1,400 m 付近。
 C : 蒲原沢層中に挟まれる珪長質凝灰角礫岩。土沢上流北俣沢の標高1,010 m 付近 (第21図)。

質凝灰岩が多く、角礫状で細 - 中礫大である。しばしば角礫岩から砂岩への上方向細粒化が認められる。接触変成作用や熱水変質作用を被っているところがある。

白馬大池西方では、露頭は確認できていないが、登山道に多量の泥岩起源のホルンフェルスが転石として認められる。岩相では白馬沢層の泥岩ホルンフェルスに似ているが、露頭がないため未区分中生界とした。

岩葦山頂上付近には砂岩や礫岩が分布する。この分布

は白石 (1992) によって報告されており、砂岩は粗粒のワッケで、礫岩は中礫の垂円礫からなり、礫は粘板岩・チャート・石英斑岩などからなり、蛇紋岩を含まないとしている。白石 (1992) は蛇紋岩礫を含まないことから、本層は蛇紋岩を不整合に覆うのではなく、ブロック状かまたはルーフペンダント状に取り込まれているとした。今回新たに阿弥陀山南西に新しい分布を見出した。剪断を受けた蛇紋岩中に泥岩がブロック状に断層で挟まれている。

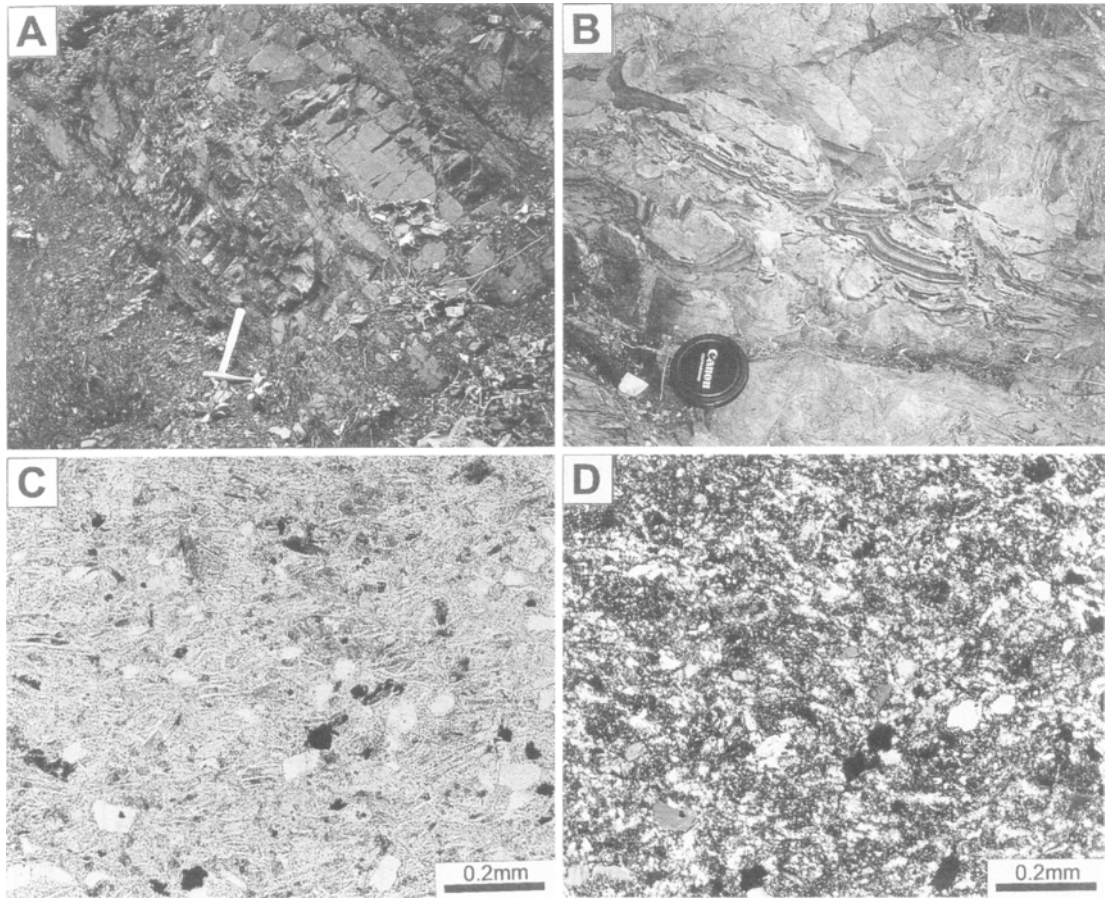
岩葦山南方の松川左岸の分布は、平林 (1953) により報告された。砂岩・頁岩の互層からなり、礫岩や炭層を挟み、*Cladophlebis* sp., *Neocalamites hoerensis*, *Nilssonia* sp., *Pityophyllum* sp. などの植物化石を産する。現在は護岸工事の結果、これらの露頭は見られなくなった。白石 (1992) は頁岩から保存は悪いが貝化石を見出し、大所川上部の貝化石と類似するとした。

八方尾根スキー場内の分布は、山崎 (1980) によって初めて報告され、平林 (1996) は分布の周縁部は蛇紋岩と断層で接することを報告した。本調査では分布の北縁で蛇紋岩と砂岩が断層で接することが確認できた。南端は不明である。塊状の砂岩を主とし、細礫礫岩を挟む凝灰質頁岩を伴う。

八方尾根登山道の標高2,120-2,140 m 付近では頁岩を主とし、細粒砂岩・頁岩互層を伴う。ホルンフェルス化している。またその西方の登山道の標高2,280 - 2,300 m 付近では泥岩起源のホルンフェルスが分布し、その北側の尾根付近に泥岩起源のホルンフェルスが広く分布する。八方池西方の無名沢の支流の本層分布域の東端部では砂岩起源のホルンフェルスが分布し、礫岩を挟む。東端部は結晶片岩や蛇紋岩と断層で接し、しばしばその断層には珪長岩を伴っている。

大黒岳西方の餓鬼谷上流では、頁岩・砂岩互層を主とし、しばしば礫岩を挟む (第24図 A)。若干接触変成作用を被っており、黒雲母を形成している部分もある。砂岩は再結晶のため本来の鉱物構成は不詳であるが、炭化した植物片をしばしば含む。礫岩は角礫-垂円礫で、細礫 - 中礫の礫岩である (第24図 B)。礫は細粒の珪長質凝灰岩や珪質凝灰岩を主とする。

地質年代・対比 松川左岸の分布域のもののみ化石を産し、平林 (1953) や白石 (1992) は来馬層群に対比している。岩葦山頂上付近や八方尾根スキー場に分布するものも来馬層群に対比しているが、年代を示す化石は報告されていない。新分布域のものも含めて、岩相は各分布域で相違があるが、それらは来馬層群に見られる岩相の範囲内である。しかしながら岩相上からだけでは手取層群の可能性も否定できない。したがって本報告ではこれらを生界とみなして、未区分中生界としておく。



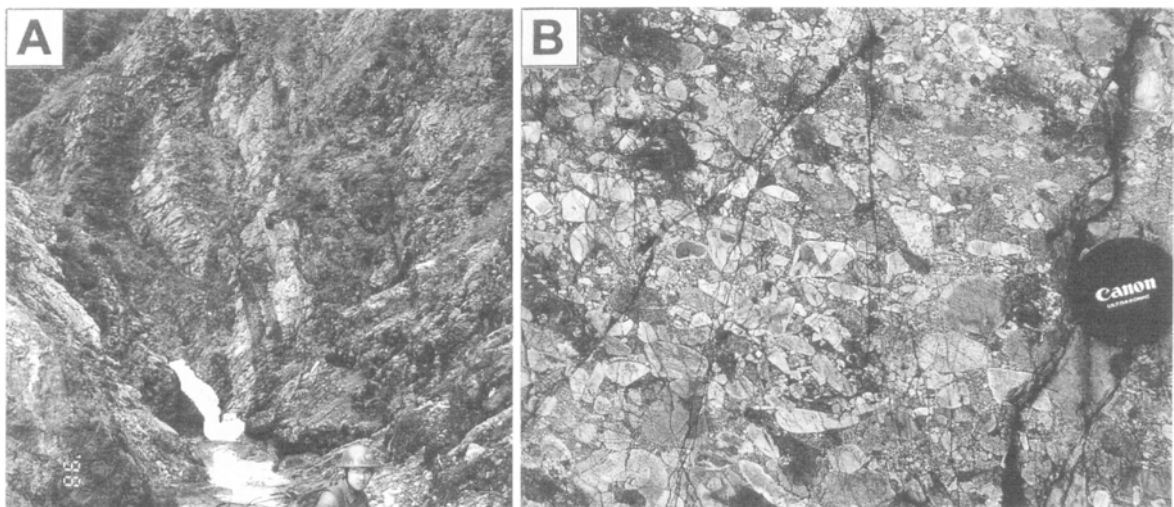
第23図 ヨシナ沢層の産状と岩相

A：炭質頁岩．土沢の標高690 m 付近の林道沿い右岸．

B：ガラス質凝灰岩層のスランプ構造．土沢上流北俣沢の標高820 m 付近右岸．

C：流紋岩質ガラス質凝灰岩の偏光顕微鏡写真（単ポーラー）．脱ハリ化したガラス片を主とし，石英粒子を含む．Bと同じ場所．

D：同（直交ポーラー）．



第24図 餓鬼谷支流に分布する未区分中生界の産状と岩相

A：砂岩・泥岩互層．今回の調査で新たに確認できた分布域の地層である．唐松山荘南西の沢，標高2,050 m 付近．

B：亜角礫の中礫からなる礫岩．唐松山荘南西の沢，標高1,950 m 付近．

V. 後期白亜紀 - 古第三紀初期の火成岩類

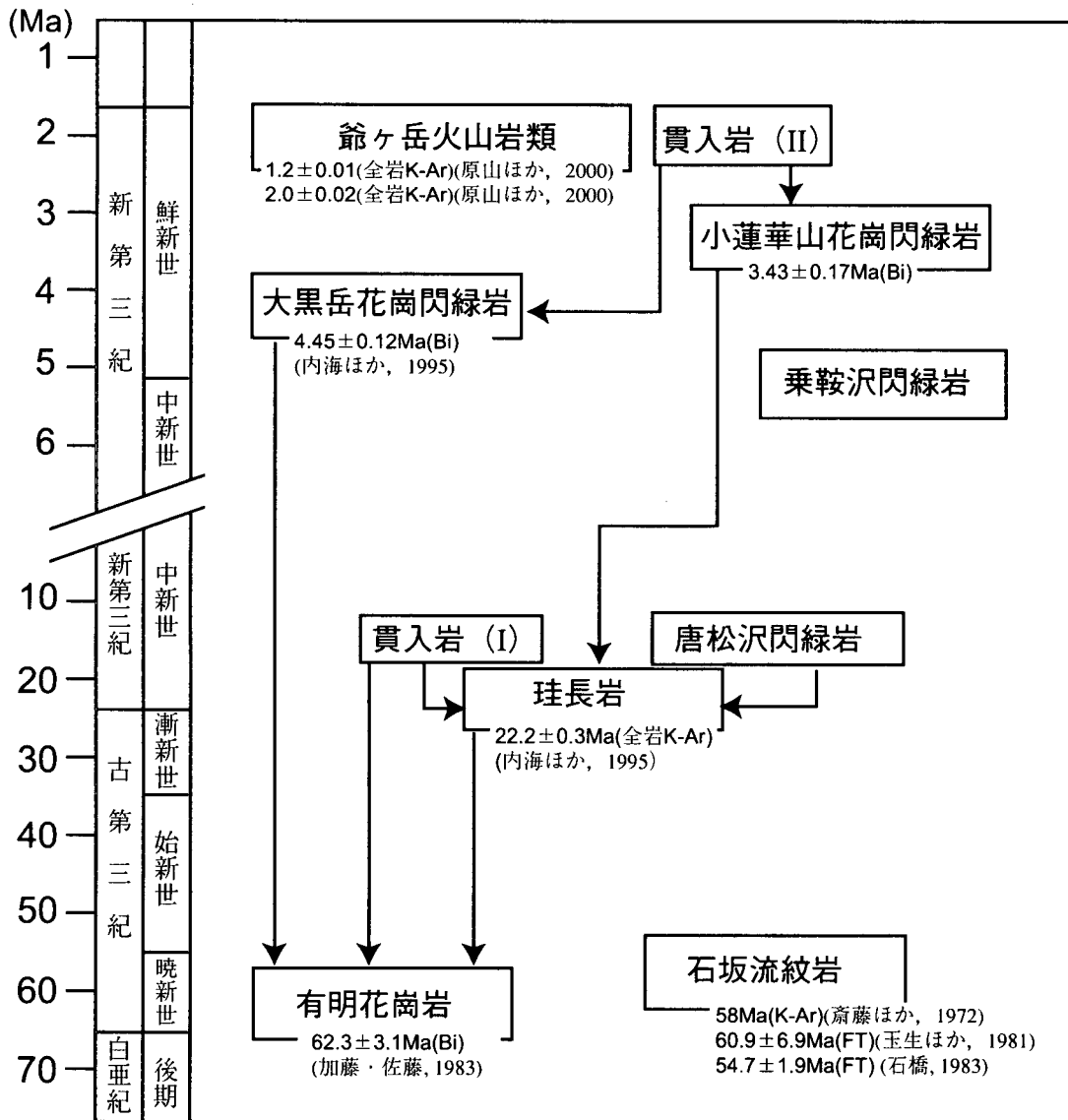
(竹内 誠)

V. 1 研究史と概要

「白馬岳」地域に分布する白亜紀後期から古第三紀の火成岩類には、有明花崗岩と石坂流紋岩がある(第25図)。南部後立山連峰一帯に分布する火成岩類は、石沢(1982)によってI期 - V期に区分され、白亜紀 - 古第三紀の火成活動とされた。I期は青木流紋岩など、II期は有明花崗岩など、III期は爺ヶ岳火山岩類と金沢花崗岩など、IV期は針ノ木 - 白沢火山岩類など、V期は白沢天

狗流紋岩である。

有明花崗岩は「立山」地域(原山ほか, 2000), 「大町」地域(加藤ほか, 1989), 「信濃池田」地域(加藤・佐藤, 1983), 「槍ヶ岳」地域(原山ほか, 1991)を含む広大な範囲に分布するパンリス状岩体で、「白馬岳」地域の有明花崗岩は、その岩体の北東部に位置する。パンリスの垂直方向に岩相変化があり(石沢, 1982; 佐藤, 1983), 中 - 粗粒等粒状の主岩相から細粒もしくは斑状で岩相変化が顕著な上部周縁相に漸移的に変化する。本



第25図 「白馬岳」地域の白亜紀 - 新第三紀火成岩類の相互関係

Bi: 黒雲母 K-Ar 年代, FT: ジルコンのフィッショントラック年代.

地域では周縁相はごく狭い範囲に限られるので、両者を区分しなかった。

姫川沿いに分布する流紋岩類は古期岩類と第三系の境界部に噴出した新第三紀の流紋岩と考えられていたが(例えば、笹倉, 1932 b; 小林, 1948など), 斎藤(1968)は58 MaのK-Ar年代を報告し, 新第三系より古い地質であることが明らかになった。富沢・北原(1967)は新第三系中土層群最下部の石坂流紋岩質溶岩としたが, 石井(1976)はその主体が流紋岩質溶結凝灰岩からなることから, これらを石坂流紋岩層と再定義した。石橋(1986)は54.7 Maのフィッシュ・トラック年代を報告した。

V. 2 有明花崗岩 (Ga)

命名 石沢(1982)による。

模式地 主岩相の模式地は「信濃池田」地域の乳川谷(標高990m)である。

分布 本地域では南西部の大黒沢付近から唐松岳・不帰嶮^{かえらずのけん} 一帯及び天狗沢にかけての地域にまとまって分布

し, 平川と八方沢合流点付近や白馬47スキー場内に小分布がある。

貫入関係 超苦鉄質岩, 白馬岳層, 未区分中生界に貫入する。貫入によって直接接する露頭は確認できなかったが, 天狗の頭付近では岩体に近づくほど白馬岳層が再結晶の程度が高くなる。

岩相 塊状均質で中 - 粗粒等粒状の黒雲母花崗岩である。桃色を呈するカリ長石を含むことが特徴である(第26図)。八方尾根上部の岩体の東側境界部付近では, 境界部から約200 m 付近で斑状角閃黒雲母花崗岩になり, 周縁部では黒雲母花崗斑岩に変化する。平川と八方沢との合流点付近に分布するものは中粒等粒状の角閃黒雲母花崗岩である。また白馬47スキー場内に分布するものは黒雲母花崗斑岩である。斜長石・カリ長石・石英の5 mm 程度の斑晶とグラフィック組織を示す細粒部からなる。

地質時代 主岩相について, 模式地において 62.3 ± 3.1 Maの黒雲母 K-Ar 年代が報告されている(加藤・佐藤, 1983)。

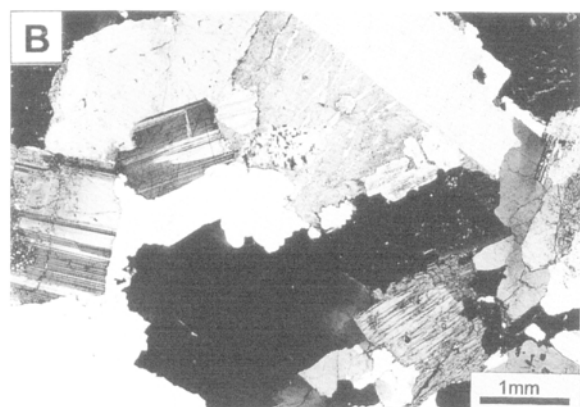
V. 3 石坂流紋岩 (Ir)

命名 富沢・北原(1967)によって新第三系中土層群の最下部の石沢流紋岩質溶岩と命名され, 石井(1976)によって石坂流紋岩層と再定義された。

分布 姫川と浦川合流点付近から石坂及び池原集落^{いけはら} 付近。

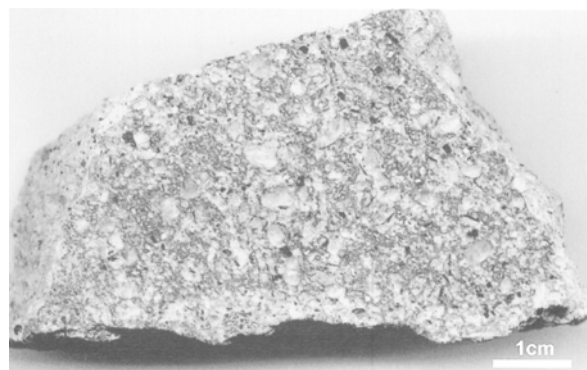
岩相 本報告では露頭状況から層序の詳細を確認できず不明なため, 層序区分を行わず石坂流紋岩として一括した。

石井(1976)によると, 石坂流紋岩層は下部より, 基底礫岩と青灰色の細粒凝灰岩, I₁層, I₂層, I₃層に区分され, I₁層は石英斑晶が多い珩長質溶結凝灰岩, I₂層は黒雲母斑晶が多い珩長質溶結凝灰岩(第27図), I₃層は



第26図 有明花崗岩 (Ga) の岩相

A: 粗粒で等粒状組織を呈する有明花崗岩。平川上流八方沢の標高1,550 m で分岐する小沢, 標高1,560 m 付近。
B: A の偏光顕微鏡写真(直交ポーラー)。



第27図 石坂流紋岩 (Ir) の岩相

石英(白色・透明)と黒雲母(黒色)結晶を含む溶結凝灰岩。姫川と浦川の出会いより姫川の上流側約750 m に架かる橋の西側の露頭から採取。

石英，斜長石，カリ長石斑晶を含み，有色鉱物をほとんど含まない珪長質溶結凝灰岩からなる．溶結凝灰岩にはしばしば数 cm 程度の扁平化した軽石片を含む． I_3 層下部には黒色ピッチストーン様溶結凝灰岩や湖成層を挟む．石井（1976）では石坂集落南方に下部の青灰色の細粒凝灰岩が分布するとなっているが，本調査では確認できなかった．

地質時代 斎藤（1968）は石井（1976）の I_2 層の試料の黒雲母の K-Ar 年代を測定し，58 Ma の年代を報告し

た．玉生ほか（1981）は I_2 層中の試料より 60.9 ± 6.9 Ma のフィッショソ・トラック年代を報告した．また詳細な試料採取地点は不明だが，石橋（1986）は石坂付近の試料より 54.7 ± 1.9 Ma，「小滝」地域のアザキリ沢の試料より 74.8 ± 2.9 Ma のフィッショソ・トラック年代を報告した．石橋（1986）は後者の年代は層位学的下位にある一本松山層より古い年代を示し，矛盾するとしている．以上より，石坂流紋岩の噴出年代は古第三紀初期である．

VI. 新第三紀の貫入岩類

(竹内 誠・吉川敏之・長森英明)

VI. 1 研究史と概要

「白馬岳」地域の新第三紀の貫入岩類は、前期中新世の珩長岩、鮮新世の大黒岳花崗閃緑岩、小蓮華山花崗閃緑岩、時代未詳ながらおそらく中新世と推定される唐松沢閃緑岩、貫入岩 (I)、後期鮮新世の爺ヶ岳火山岩類と同時に推定される貫入岩 (II) からなる。爺ヶ岳火山岩類については、次章にて扱う。

本地域の新第三紀火成岩類についての研究は少ない。内海ほか (1995) は鐘ヶ岳山頂付近の珩長岩の全岩 K-Ar 年代 22.2 ± 0.3 Ma を報告し、中新世初頭ないし古第三紀末に活動したものとした。また、内海ほか (1995) は唐松山荘付近のトーナル岩 (本報告の大黒岳花崗閃緑岩) から黒雲母の K-Ar 年代 4.45 ± 0.12 Ma を報告した。原山ほか (2000) はこのトーナル岩体を鮮新世の黒部川花崗岩の貫入に先立って活動した衛星岩体の 1 つとし、大黒岩体と呼んでいる。

小蓮華山花崗閃緑岩は石井 (1937) によって花崗斑岩とされたもので、その存在は知られていたが、詳細は不明であった。今回、黒雲母の K-Ar 年代を初めて得て、鮮新世に貫入したものとわかった。その他、唐松沢閃緑岩や乗鞍沢閃緑岩については公表された研究はなかった。

なお北部フォッサマグナの鮮新世のカルクアルカリ安山岩類 (荒倉山火砕岩、^{ひじりやま} 聖山安山岩など) には普通輝石角閃石はんれい岩または紫蘇輝石普通輝石角閃石はんれい岩ゼノリスが含まれている。また、角閃石、斜長石の巨斑晶 (megacryst) も含まれることが報告されている。これらのゼノリスは、構成鉱物の性質や Sr・Nd 同位体比から、一部は下部地殻での、大部分はより浅所での玄武岩質マグマからの沈積相と考えられている (Shimazu *et al.*, 1979; 周藤ほか, 1988)。また、カルクアルカリ安山岩は、ソレイト質の玄武岩質マグマから普通輝石・角閃石・斜長石が分離して形成されたものと考えられている (Takeshita, 1974, 1975; Shimazu *et al.*, 1979)。

VI. 2 珩長岩 (F)

分布 鐘ヶ岳から杓子岳、大雪溪を通過して白馬沢付近、鉢ヶ岳から三国境、小蓮華山を通過して小蓮華山北方付近、赤倉山から北方の唐松沢、雪倉岳付近から北東方の瀬戸川沿い。

貫入関係 白馬岳層や超苦鉄質岩、未区分中生界に貫入し、唐松沢閃緑岩や小蓮華山花崗閃緑岩に貫入されて

いる。

岩相 1-2 km の幅や厚さの岩株や岩床、数 m - 100 m の岩脈として産する。珩長岩としたものは主として優白色塊状でほとんど有色鉱物を含まない珩長岩のほか、石英斑岩・アプライト・優白質閃緑岩を含む。

珩長岩は全体として緻密な非顕晶質であるが、カリ長石・斜長石・石英などの 1 mm 程度の斑晶を含むことがある (第28図 C)。多くの場合、節理が発達しており崩れやすくなっている。唐松沢付近に分布する珩長岩は塊状で灰緑色 - 白色を呈する。灰緑色を呈するものは唐松沢下流域に多く、斜長石斑晶が多く、まれに緑泥石化した有色鉱物の斑晶も含まれる。石基はややガラス質である (第28図 A, B)。

雪倉岳北方約 1 km 付近、白馬岳南西約 1 km 付近に岩脈として産するものは、白色を呈し、石英の斑晶が目立つ石英斑岩である。また雪倉岳山頂の南側、その東側山腹、鉢ヶ岳北西の山腹などでは白色塊状で完晶質のアプライトまたは優白質閃緑岩が岩脈として産する。閃緑岩は角閃石を少量含み、脆性破壊を少し受けている。

地質時代 内海ほか (1995) は鐘ヶ岳山頂付近の珩長岩の全岩 K-Ar 年代、 22.2 ± 0.3 Ma を報告し、中新世初頭ないし古第三紀末に活動したものとした。石英斑岩、アプライト、優白質閃緑岩の年代については未詳である。

VI. 3 唐松沢閃緑岩 (Dk)

命名 新称。

分布 浦川上流の唐松沢中流、標高1,300 m 付近。NE-SW 方向に貫入した岩脈として産し、幅は約100 m である。

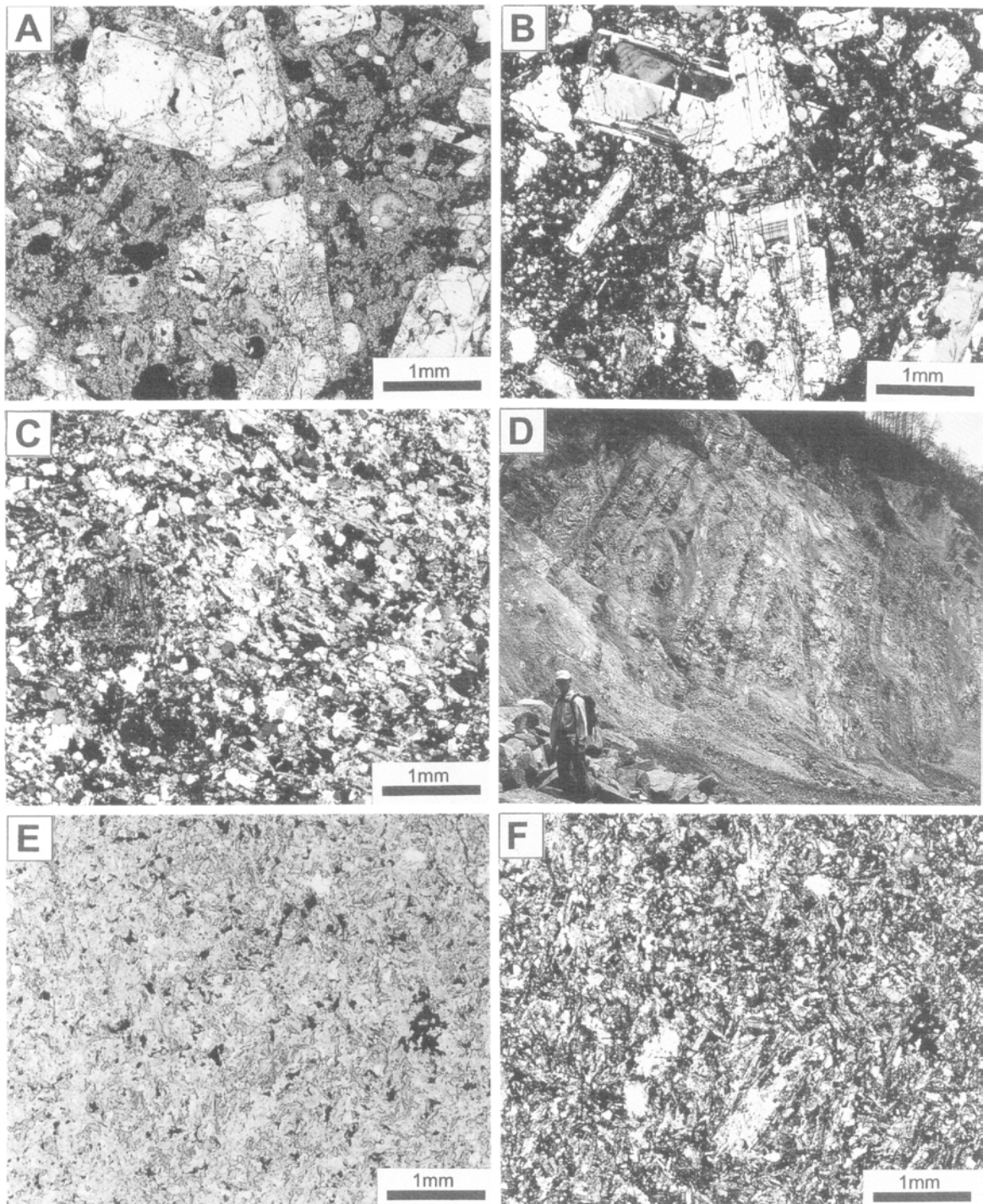
模式地 上記と同じ。

貫入関係 珩長岩に貫入している。

岩相 細 - 中粒塊状で灰色を呈し (第29図 A)、自形 - 半自形の斜長石とその間を単斜輝石と普通角閃石が埋めている (第29図 B)。単斜輝石は角閃石³に取り囲まれている場合が多く、溶食された形をなし、角閃石は青緑色の多色性を呈する。チタン石を多量に含み、燐灰石を少量含む。

地質時代 唐松沢では貫入岩 (I) と同じ方向に珩長岩に貫入していることから、貫入岩 (I) と同時期の活動と思われる。貫入岩 (I) は唐松岳地域で鮮新世の

³ 以下、普通角閃石を単に角閃石と呼ぶ。



第28図 珪長岩 (F) と安山岩岩脈 (B) の産状と岩相

- A : ややガラス質の石基をもつ珪長岩の偏光顕微鏡写真。浦川上流唐松沢、標高1,020 m 付近の右岸 (単ポーラー)。
 B : 同 (直交ポーラー)。
 C : 緻密で非顕晶質の珪長岩の偏光顕微鏡写真。白馬沢の標高1,770 m 付近の右岸の試料。
 D : 珪長岩に貫入する多数の安山岩岩脈 (B)。暗色部が安山岩岩脈。浦川上流唐松沢、標高1,250 m 付近の左岸。
 E : 安山岩岩脈の偏光顕微鏡写真。浦川上流唐松沢、標高1,210 m 付近の左岸の試料 (単ポーラー)。
 F : 同 (直交ポーラー)。

大黒岳花崗閃緑岩から接触変成を受けていることから、中新世に貫入したと考えられる。したがって、唐松沢閃緑岩を中新世に活動したものとした。

VI. 4 貫入岩 (I) (B)

分布 唐松沢中流部, 親沢下流部, 楠川から西俣, 鑓ヶ岳から唐松岳付近に集中して分布し, その他の地域にも分布する。特に唐松沢では数10 cm - 1 m の間隔で多数の岩脈が存在している (第28図 D)。

貫入関係 珩長岩, 有明花崗岩, 古生界に貫入し, 大黒岳花崗閃緑岩による接触変成を受けている。

産状・岩相 幅数10 cm - 数 m の岩脈として産する濃灰色の安山岩 - ドレライトである。岩脈は全体としてNE-SW 走向で, 北側に急傾斜して貫入しているが, 唐松岳付近では傾斜が20 - 30°とやや緩い。主として有色鉱物の斑晶がないものと単斜輝石や角閃石の斑晶を含むものがあり, ピロタキシティック組織やインターサタル組織を示す (第28図 E, F)。接触変成作用を被ったところでは, 角閃石や黒雲母が形成され, 単斜輝石の斑晶

の周辺部が緑泥石や角閃石に置換されている。特に大黒岳花崗閃緑岩や小蓮華山花崗閃緑岩周辺では再結晶が強い。

地質時代 貫入岩 (I) は珩長岩に貫入し, 唐松岳地域で鮮新世の大黒岳花崗閃緑岩から接触変成を受けていることから, 中新世に貫入したと考えられる。

VI. 5 乗鞍沢閃緑岩 (Dn)

命名 新称。

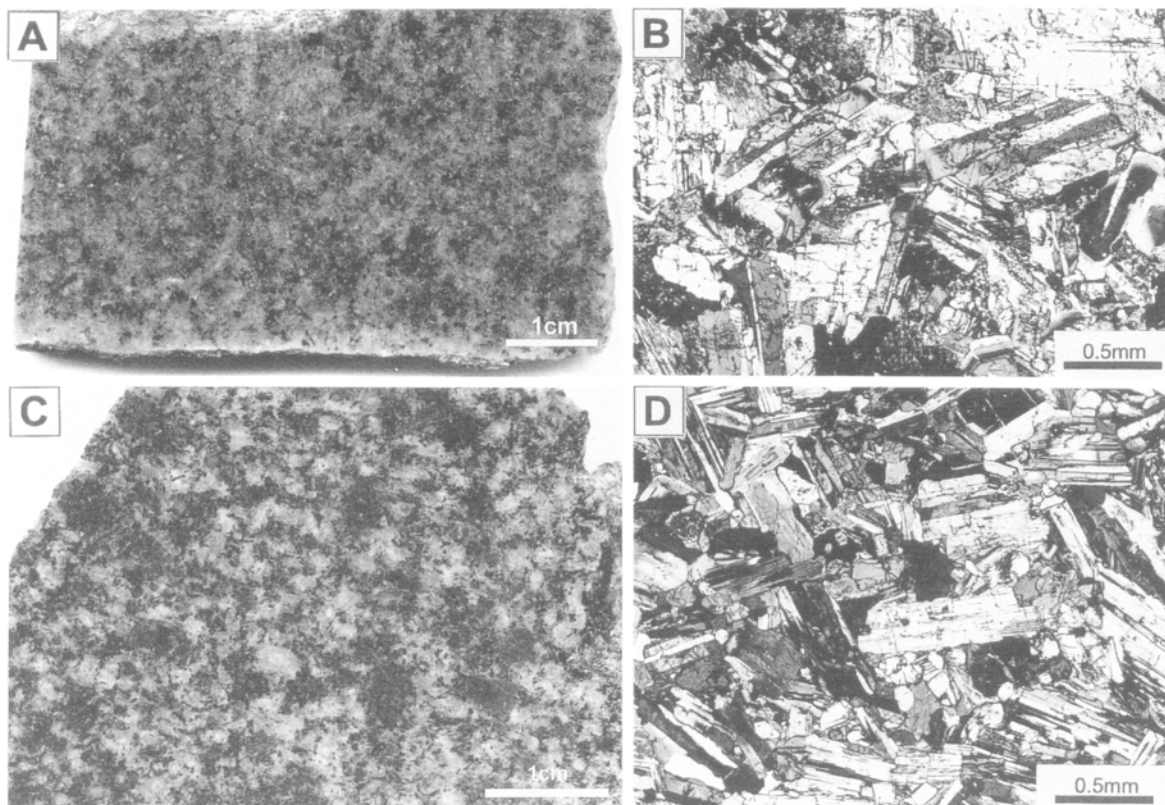
分布 乗鞍沢中流部の標高1,490 - 1,550 m 付近。

模式地 上記に同じ。

貫入関係 直接の関係は不明だが, 近接する珩長岩と貫入岩 (I) の安山岩が接触変成作用や変質作用を被っている。

産状・岩相 岩体の北側が中 - 細粒で, 南側に細粒のものが分布する。塊状完晶質でやや優黒質な閃緑岩である (第29図 C)。唐松沢閃緑岩より有色鉱物の割合が多い。有色鉱物は斜方輝石・単斜輝石・黒雲母が多く (第29図 D), 角閃石をわずかに伴う。

地質時代 詳細な年代は未詳である。小蓮華山花崗閃



第29図 唐松沢閃緑岩 (Dk) と乗鞍沢閃緑岩 (Dn) の岩相

A : 細粒の唐松沢閃緑岩。浦川上流唐松沢, 標高1,270 m 付近の左岸。

B : A の偏光顕微鏡写真 (直交ポーラー)。有色鉱物は単斜輝石と角閃石。

C : 細粒の乗鞍沢閃緑岩。大所川上流乗鞍沢, 標高1,500 m 付近の試料。

D : 乗鞍沢, 標高1,510 m 付近の乗鞍沢閃緑岩試料の偏光顕微鏡写真 (直交ポーラー)。有色鉱物は斜方輝石, 単斜輝石, 黒雲母, 角閃石。

緑岩との関係が不明なため、その前後関係が明らかでない。ここでは新第三紀としておく。

VI. 6 大黒岳花崗閃緑岩 (Gdk, Gdm)

命名 新称.

分布 大黒岳から唐松山荘及びその西方餓鬼谷付近.

模式地 主岩相は唐松山荘南西の沢. 周縁相は唐松山荘から大黒岳への稜線沿い.

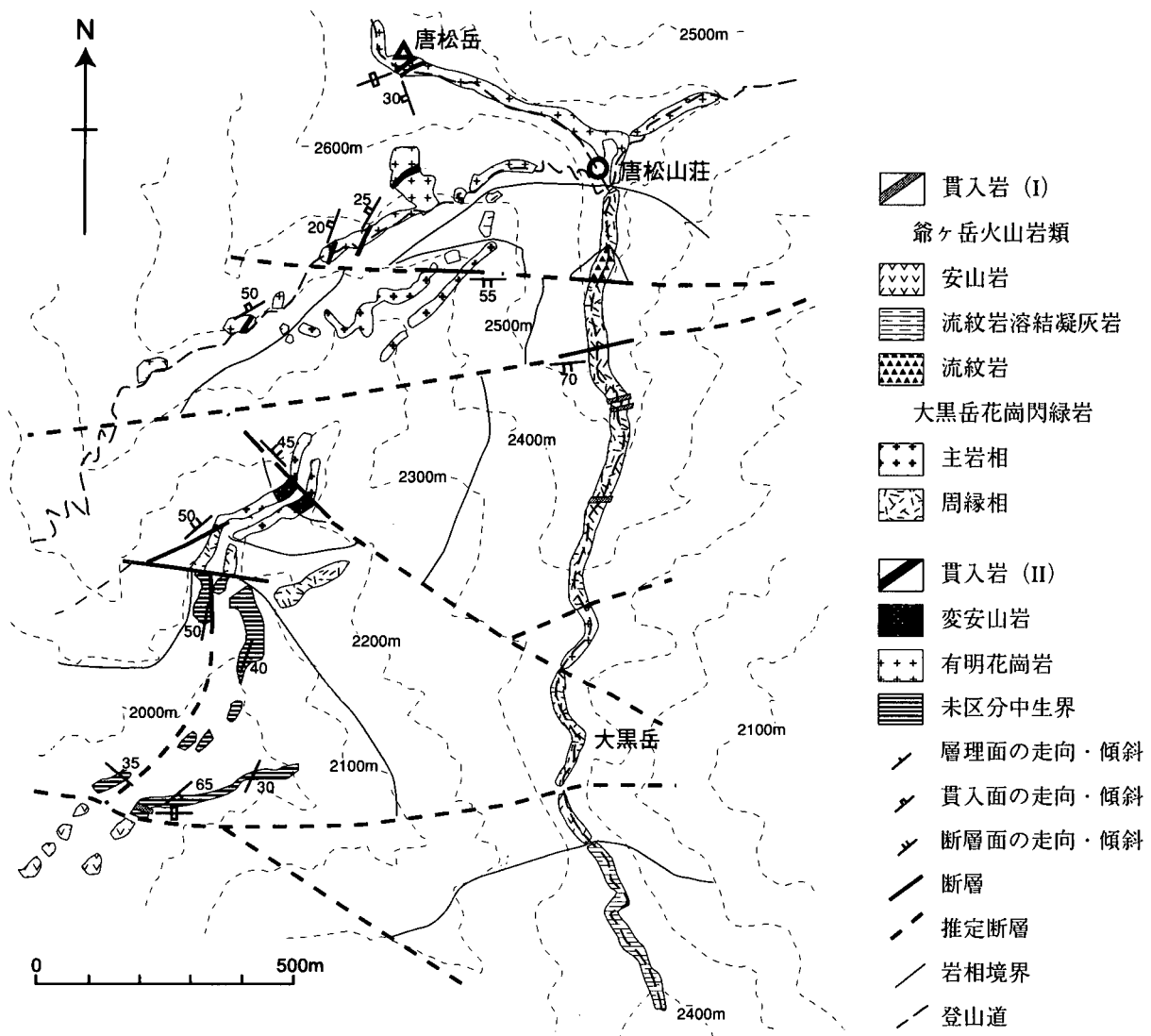
貫入関係 直接の関係は不明だが、有明花崗岩と未区分中生界に貫入していると推定される。また貫入岩 (II) によって貫入され、爺ヶ岳火山岩類の流紋岩に覆われている (第30図).

産状・岩相 本岩体は、西端は「黒部」地域との境界から約100 m 付近に南北方向に存在する断層によって有明花崗岩と接し、断層による変位があるが、東西約1.5 km, 南北約1.2 km の岩体である。唐松山荘南西の

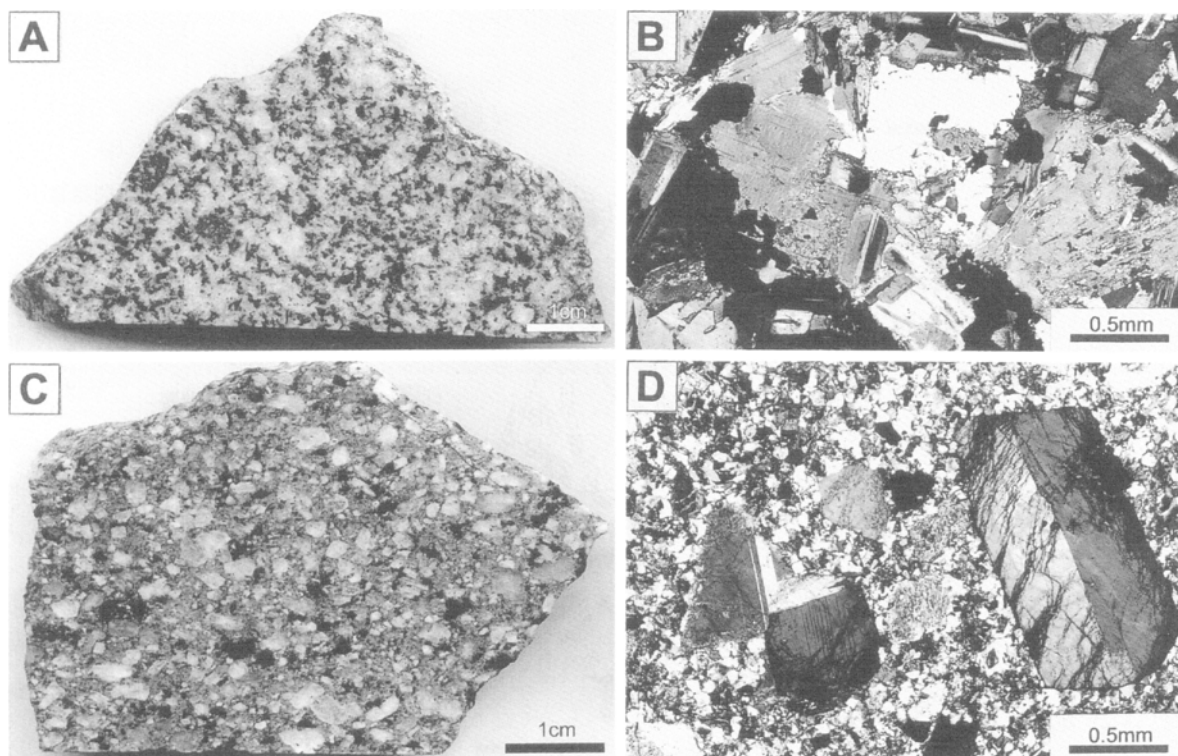
沢では主岩相 (Gdk) が分布し、標高の高い唐松山荘から大黒岳への稜線や岩体の南側では周縁相 (Gdm) が分布する。主岩相は細粒等粒状の角閃石黒雲母花崗閃緑岩からトータル岩である (第31図 A)。斜長石は半自形を示すが、角閃石や黒雲母は他形を呈する (第31図 B)。角閃石や褐色の多色性を示す黒雲母結晶の周辺などには緑色の多色性を示す微粒の黒雲母が形成されており、接触變成作用を被っている。

周縁相は斜長石と黒雲母斑晶が目立つ花崗閃緑斑岩である (第31図 C)。斜長石斑晶は2-5 mm で自形-半自形を呈する (第31図 D)。石基は淡灰色を呈し、微粒の斜長石・石英・カリ長石・黒雲母・角閃石などからなる。石基中や不透明鉱物、黒雲母の周辺には接触變成作用による微粒の緑褐色黒雲母・緑泥石・緑簾石が形成されている。

主岩相と周縁相は漸移する。唐松山荘西の沢では標高2,450 m 付近で岩相が変化し、唐松山荘から大黒岳への



第30図 唐松山荘付近の火成岩の産状を示すルートマップ



第31図 大黒岳花崗閃緑岩の岩相

- A : 主岩相 (Gdk) の細粒等粒状の角閃石黒雲母トータル岩. 唐松山荘南西の沢, 標高2,290 m 付近右岸の試料.
 B : A の偏光顕微鏡写真 (直交ポーラー).
 C : 周縁相 (Gdm) の黒雲母角閃石花崗閃緑斑岩. 斜長石と黒雲母の斑状結晶が多い. 大黒岳頂上を南へ70 m, 標高2,345 m 地点の試料.
 D : C の偏光顕微鏡写真 (直交ポーラー).

稜線では周縁相の中でも, 石基がやや粗粒になったり細粒になったり変化する. 唐松山荘南西の餓鬼谷上流標高2,100 m 付近では主岩相と周縁相は断層で接しているため, 本来の関係は不明である.

地質時代 内海ほか (1995) は唐松山荘付近のトータル岩 (本報告の大黒岳花崗閃緑岩) から黒雲母の K-Ar 年代, 4.45 ± 0.12 Ma を報告した. 原山ほか (2000) はこのトータル岩体を鮮新世の黒部川花崗岩の貫入に先立って活動した衛星岩体の1つとしている.

VI. 7 小蓮華山花崗閃緑岩 (Gko, Gkm)

命名 新称.

分布 白馬沢中 - 上流部から小蓮華山を通過して, 白馬大池西方, 天狗の庭, 蓮華温泉南方にかけて1つの岩体をなす. また, 土沢北俣沢の上流部に小分布がある.

模式地 小蓮華山頂上付近から白馬大池への稜線.

貫入関係 白馬沢層と珪長岩に貫入している.

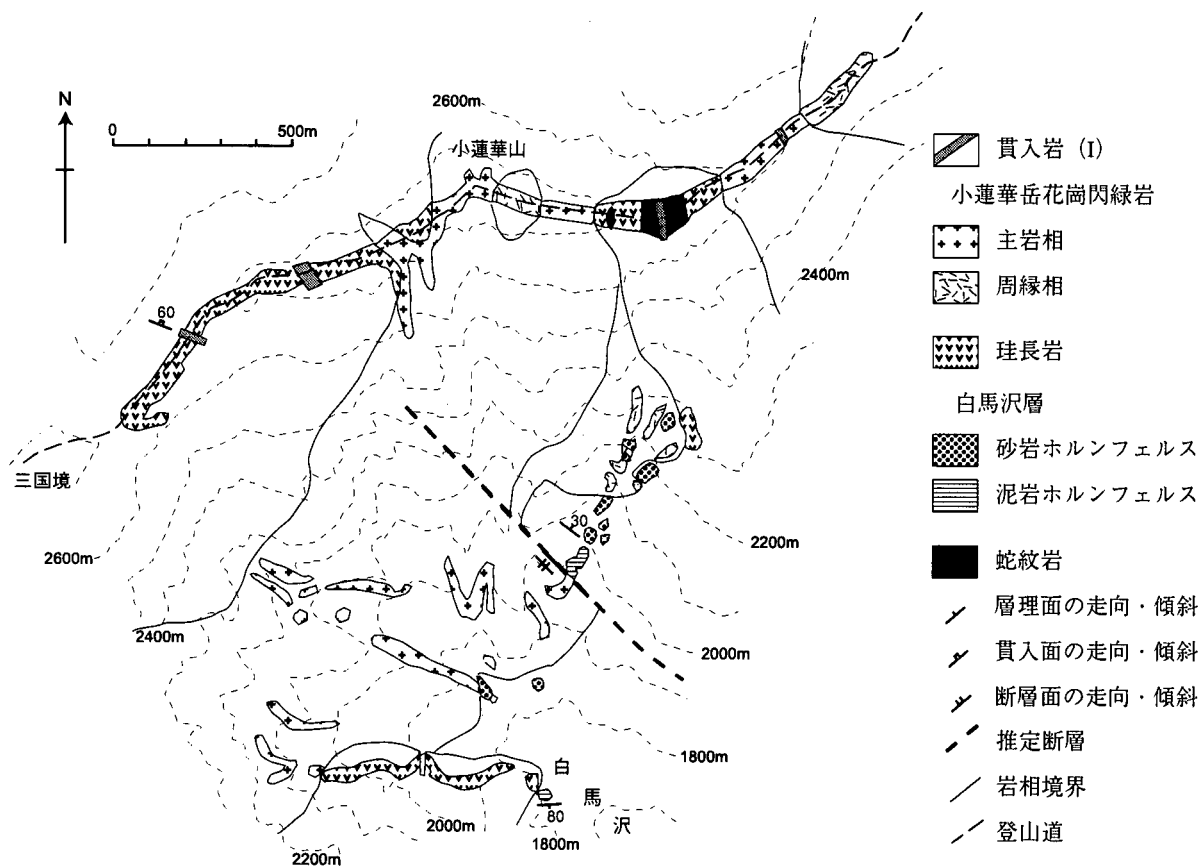
産状・岩相 本岩体は斑状角閃石黒雲母花崗閃緑岩からなる主岩相 (Gko) と黒雲母角閃石花崗閃緑斑岩からなる周縁相 (Gkm) からなる (第32図). 周縁相は標高

の高い小蓮華山から白馬大池付近の稜線や岩体の南東縁などに見られる. 両者は漸移する.

主岩相は細 - 中粒の斑状角閃石黒雲母花崗閃緑岩からトータル岩である. 大きさ2-10 mm の斜長石や黒雲母の斑状の結晶が含まれる (第33図 A). 有色鉱物は主として黒雲母で, 角閃石は少ない (第33図 B). 黒雲母や角閃石が緑泥石や緑簾石に変質していることがある. 大黒岳花崗閃緑岩より石英と黒雲母の量が多い.

周縁相は黒雲母角閃石花崗閃緑斑岩を主とし, 白馬大池南西方では角閃石デイサイト様の部分もある. 小蓮華山頂上付近のものは黒雲母は少なく, 長径3-5 mm の長柱状の角閃石斑晶を含むが, 白馬沢では角閃石はほとんど含まず黒雲母と, 斜長石, 石英の斑晶を含む (第33図 C, D). 小蓮華山東方の稜線にて, ピロタキシティック組織を呈する安山岩や黒雲母, 石英, 斜長石の斑晶を含む流紋岩の捕獲岩が認められた. これらは熱変成作用で微粒の黒雲母が形成されている.

地質時代 白馬沢上流部の白馬岳山頂東に至る沢の標高2,060 m 付近の斑状黒雲母トータル岩の黒雲母の K-Ar 年代を測定し, 3.43 ± 0.17 Ma を得た (第2表). したがって, 本岩体は大黒岳花崗閃緑岩の貫入よりやや遅



第32図 小蓮華山付近の火成岩の産状を示すルートマップ

い時期に鮮新世に貫入したものである。

VI. 8 貫入岩 (II) (A, P, R)

中期中新世以降の地層に貫入する火成岩を貫入岩 (II) とする。これらには、安山岩 - ひん岩 (A), 単斜輝石斜方輝石角閃石ひん岩 - 安山岩 (P), 流紋岩溶結凝灰岩 (R) がある。なお、岩戸山 - 高戸山周辺に広く分布している安山岩はしばしば貫入岩体をなすが、これらは溶岩に移化したり、ペペライトの産状を呈するなどごく浅所に貫入した証拠が認められる。また、岩質的にも周りの溶岩及び凝灰角礫岩と同じなので、新第三系のそれぞれの累層に含めた。

分布 安山岩 - ひん岩としたものは、本地域の東半部の新第三系分布域に多く、西半部の唐松山荘から大黒岳への稜線、小蓮華山東方の稜線にまれに分布する。単斜輝石斜方輝石角閃石ひん岩 - 安山岩は姫川沿いの立山に分布する。流紋岩溶結凝灰岩としたものは、小蓮華山頂上より西方へ約700mと1,000mの稜線に分布する。

貫入関係 新第三系分布域の貫入岩は一般に周りの地層の構造と調和的で、岩床の形態に近いものが多い。これは、貫入岩形成時にこの地域が圧縮応力場に置かれていたことを示すものと考えられる。

産状・岩相 鬼無里村濁川流域では、安山岩 - ひん岩の岩床及び岩脈が多数分布している。一部は苦鉄質鉱物 (角閃石) 斑晶が著しく粗粒で、ときには長径 2 cm 以上に達する。このような特徴は、「小滝」地域内の雨飾山貫入岩類 (鈴木ほか, 1985) に共通し、同時期の活動による岩脈である可能性がある。

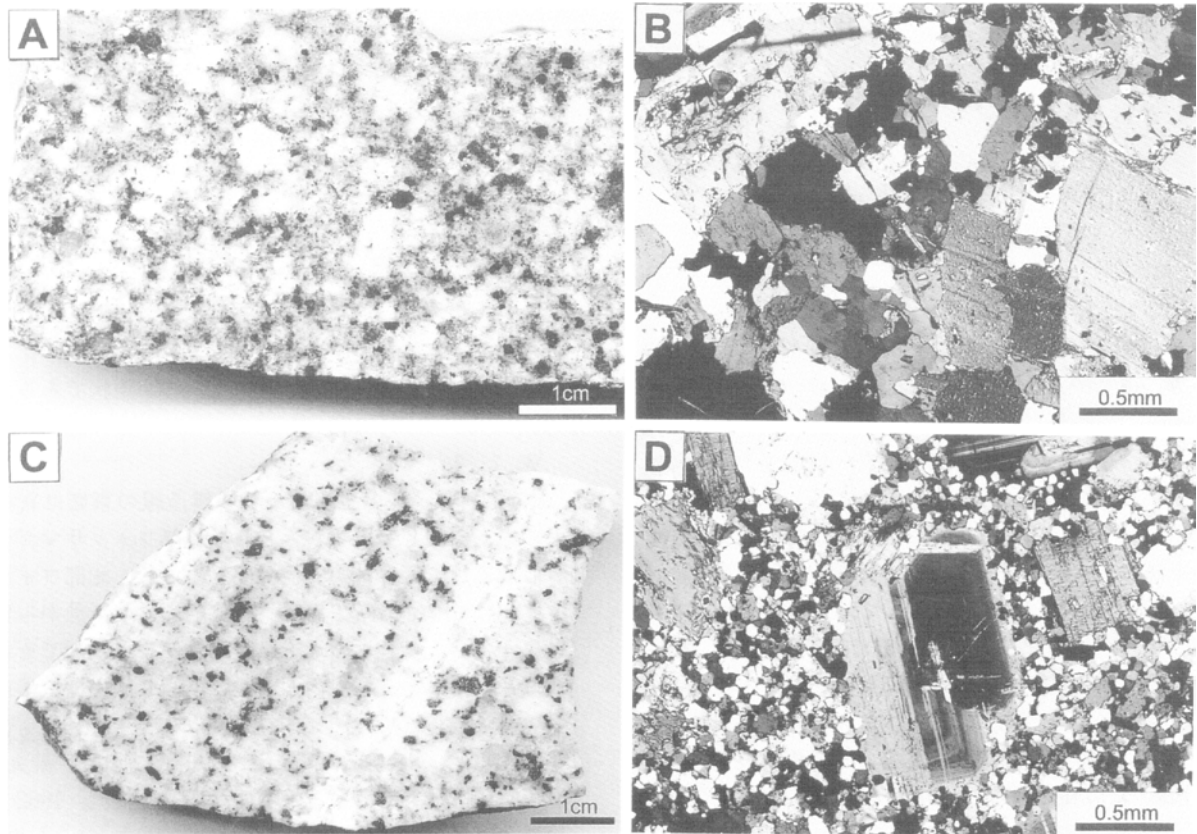
小谷村奉納集落北東の土谷川左岸側の沢には、砂岩泥岩互層に貫入する安山岩 - ひん岩の岩脈 - 岩床が見られる。斜長石、輝石 (変質) の斑晶に富み、多くは母岩の構造とほぼ調和的に貫入している。その北東、硫黄沢では安山岩 - ひん岩に伴って奉納温泉の泉源となる温泉が湧出しており、変質が進んでいる。

小谷村中谷川や日道沢には斑晶に乏しい安山岩岩脈 - 岩床が認められる。塊状で、板状節理が発達し、一部は発泡がよい。鏡下では変質したかんらん石が認められる。

小谷村中屋敷には斜方輝石単斜輝石安山岩の岩床 (一岩脈) があり、前沢層の極細粒砂岩に貫入している。発泡は不良で、不規則な板状及び柱状節理が観察される。

鬼無里村一夜山には斜方輝石単斜輝石安山岩 - ひん岩の貫入岩が分布している。粗粒な斜長石・単斜輝石・斜方輝石の斑晶に富み、一般に変質が著しい。

小谷村立山には角閃石単斜輝石斜方輝石安山岩 - ひん岩が分布する。周りの地層との関係は観察できないが、



第33図 小蓮華山花崗閃緑岩主岩相の岩相
 A：主岩相（Gko）の斑状角閃石黒雲母花崗閃緑岩。白馬沢から白馬岳頂上へ至る沢、標高2,060 m 地点の試料。
 B：A の偏光顕微鏡写真（直交ポーラー）。
 C：周縁相（Gkm）の黒雲母花崗閃緑斑岩の岩相。白馬沢から小蓮華山の東へ至る沢、標高 2,130 m 地点の試料。
 D：C の偏光顕微鏡写真（直交ポーラー）。斑状結晶は黒雲母と斜長石、石英。

第 2 表 小蓮華山花崗閃緑岩の K-Ar 年代値

試料番号	産地	岩石	測定鉱物	K(%)	$^{40}\text{Ar rad}$ (10^{-8}ml/STP/g)	$^{40}\text{Ar rad}$ (%)	年代(Ma)
960725-2	白馬沢2,060m地点	黒雲母トータル岩	黒雲母	7.17	96	44.8	3.43±0.17
				7.20	96	48.5	

^{40}K : $\lambda_p 4.962 \times 10^{-10}$, $\lambda_s 0.581 \times 10^{-10}$, $^{40}\text{K/K} = 1.167 \times 10^{-2} \text{atom\%}$, 測定誤差は1 σ 表示

粗粒かつ均質な岩相から判断して貫入岩と思われる。

唐松山荘南方では角閃石安山岩岩脈が大黒岳花崗閃緑岩に貫入している。1 - 5 mm の黒色角閃石と白色斜長石斑晶と緑灰色石基からなる。鏡下では角閃石斑晶は褐色の多色性を示す。石基は細粒の角閃石と斜長石からなるが、角閃石は淡緑色と淡黄色の多色性を呈する。その他に緑簾石を含む。

三国境から小蓮華山への尾根道に、流紋岩溶結凝灰岩からなる火砕岩岩脈が2本見出された。三国境より小蓮華山方面へ約600 m の褐色変質帯中に幅20 cm の1 mm 程度の岩片を含む黄土色の細粒凝灰岩質岩脈と、約1 km 付近の珪長岩中に極粗粒淡灰色凝灰岩岩脈が貫入し

ている。前者は細粒の酸性凝灰岩・流紋岩・珪長岩などの岩片を多く含む、後者は石英・斜長石・カリ長石・黒雲母の結晶片を多く含む。結晶片は角張っており、石英粒子には湾入構造も見られる。後者の基質には弱い流理構造が認められる。

以上の唐松山荘南と小蓮華山付近の岩脈は熱変成作用を受けていない。また角閃石安山岩は餓鬼谷に分布する爺ヶ岳火山岩類の安山岩、黒雲母デイサイトは八方沢下流に分布する安山岩凝灰岩、流紋岩質火砕岩は鉢ヶ岳北方に分布する流紋岩溶結凝灰岩とそれぞれ岩相が類似している。したがって、これらの活動と密接に関係する岩脈と考えた。

Ⅶ. 新 第 三 系

(吉川敏之・長森英明・竹内 誠)

Ⅶ. 1 研究史と概要

Ⅶ. 1. 1 研究史

日本の地質学の黎明期にドイツ人地質学者 E. ナウマンがフォッサマグナ (Fossa Magna) の概念を公表 (Naumann, 1887) して以来, 北部フォッサマグナ地域の地質は多数の研究者により調査・研究されてきた。「白馬岳」地域を含む北部フォッサマグナ地域における研究については, 赤羽 (1979) がそれまでの研究とその発展を詳しくまとめている。

「白馬岳」地域を含むフォッサマグナ地域の地質の概要は, 本間 (1931) によって初めて公表された。また, 地質図幅では7.5万分の1「白馬嶽」が刊行されている (石井, 1937)。その後, 1950年代に入ると地下資源の探査を目的に長野県資源調査研究会として再び地質調査が活発に行われた。その精力的な野外調査の成果は学会誌と同会の報告書に相次いで報告されている (富沢, 1953; 井島・遠藤, 1955 a, b; 亀井, 1955; 小林, 1955 など)。更に姫川団体研究グループ (1958) の層序区分などにより, 各地域のより詳細な層序関係が明らかになったが, 一面, 各地域ごとに地層名が乱立する結果ともなった。

1960年代以降も未調査地域を中心にした地質調査報告が相次ぎ, 北部フォッサマグナ地域各地の層序は1970年代までにはほぼ出そろったといえる (富沢・北原, 1967; 田中ほか, 1971; 柴田ほか, 1976; 矢野・村山, 1976; Akahane, 1978など)。また, 化石 (田中, 1973) や火山岩の岩石化学 (竹下ほか, 1960) の研究も進行し, 北部フォッサマグナ地域全体に渡る層序対比と構造発達史が論じられるまでになった (Saito, 1961, 1962, 1963; 北部フォッサ・マグナ研究グループ, 1976; 斎藤, 1977; 赤羽, 1979など)。

1980年代に入ると, 本地域周辺での研究報告はやや沈静化する。そのような中で, 加藤ほか (1989) など地質調査所の5万分の1地質図幅の調査が進められた。また, 北部フォッサマグナ西縁部は小坂ほか (1979), 小坂 (1980) などにより研究が進められ, 小坂 (1991) により総括されている。

1990年代にはシーケンス層序学の発展とともに, 西村・保柳 (1992), 渡辺ほか (1995) などの堆積学的な研究がなされた。更に, 青木・黒川 (1996) は, 広域火山灰層の対比を試みている。

「白馬岳」地域は北部フォッサマグナ地域の中でも全

般に地形が険しく, また地質体も断層により分断されている。そのためか, 本地域を広くカバーするような総括的な調査報告は, 近年では小谷村誌, 白馬村誌として報告された平林 (1993, 1996) のみである。また, 化石や岩石化学的研究も他地域より少ないのが現状である。

Ⅶ. 1. 2 概要

「白馬岳」地域の糸魚川 - 静岡構造線の東側は新第三系の海成ないし陸成層が分布し, 北部フォッサマグナと呼ばれる地質区分帯の北西縁部を占める。北部フォッサマグナに分布する新生界は, 時代的には中新世から更新世にかかる。これらの地層は新潟及び長野県内でそれぞれ標準層序が組まれている。長野県側では主に松本市と長野市を結ぶ地域で標準層序が生まれ, 下位より守屋層, 内村層, 別所層^{べつしょ}, 青木層, 小川層, 柵層^{しがらみ}, 猿丸層^{ざるまる}, 豊野層に区分されている (本間, 1931; 富沢, 1962; 北部フォッサ・マグナ研究グループ, 1976など)。しかし, これらの層序は, 年代資料が乏しい上, 岩相変化が激しいことから, 断層に区切られた堆積盆を対比する上で問題がある。新潟県で区分されている標準層序は, 下位より津川層^{なまたに}, 七谷層^{てらどまり}, 寺泊層^{しいや}, 椎谷層, 西山層, 魚沼層に区分されているが, 長野県側の標準層序との正確な対比は十分ではない。

本地域に分布する地層は, 大局的には上方に向かって堆積物が粗粒化し, 堆積環境が海域環境から陸域環境へと変化していく一連の海退シーケンスをなしている。これらの地層は, 標準層序の青木層, 小川層, 柵層, 猿丸層に相当するが, このうち前3者の区分には不明確な部分がある。本間 (1931) は, これら3層を基底礫岩及び火山活動により区分し, 更に小川層は狭在する礫岩で上下に2分した。現在では, 北部フォッサ・マグナ研究グループ (1976) によって再定義された標準層序が用いられることが多い。その定義によれば, 模式地を含む上部小川層は柵層の下部に含まれている。

一般に, 北部フォッサマグナの地層には, 北北東 - 南南西方向の軸を持つ褶曲構造や同じ方向の断層が多く, 断層に沿う地層はしばしば直立に近い急傾斜を示す。また, これらの褶曲及び断層運動は堆積盆の形成と密接に関わり, 断層により隔てられた堆積盆間の岩相には共通性とともに独自の特徴があることが多い。本地域も例外ではなく, 新第三系は変位のやや大きな幾つかの断層によって連続を断たれている。従来これらの断層に挟まれた地質帯ごとに地層区分が行われてきた。その岩相は,

主に泥岩及び砂岩、礫岩、火山噴出物からなり、地質帯を越えて対比が可能である。ただし、その地質帯相互の対比は十分に練られておらず、また地層名も統一されていない。特に、タービダイトや泥岩を主体とする地層の区分は、各堆積盆ごとに主体相が少しずつ異なり、また研究者ごとに区分基準が一致しないことも多い。将来的には北部フォッサマグナ地域で統一した地層区分が確立され、断層を越えてその区分が適用されるべきである。しかし、それには地層の年代や層相変化などの解明されるべき課題が多く残されており、まだ時間がかかるものと思われる。したがって、本報告では、従来使用される機会の多かった標準層序は用いず、断層に隔てられた各地質帯ごとに地質区分を行い、それら地質区分の対比を示す方法で記載することにする（第34図）。

本地域では、新第三系は断層及び第四系により分布を断たれた4つの地質帯に区分される。すなわち、東方より持京断層以東地域、日影向斜地域、小谷断層以西地域、神城断層以西地域である。これらは一般に東側が西側へ衝上した逆断層 - 左横ずれ断層により背斜部を断たれ、各地質帯内では向斜構造をなしている。以下には、東側より各地域ごとに岩相と地層区分を述べ、最後に各地域の地層区分の対比を示す。

なお、本調査地域では1995年に集中豪雨による激甚災害があり、調査時期がその復旧時期と重なってしまった。このため、特に本域の北東部に位置する土谷川の支

流では不安定な岩屑堆積物に阻まれ、沢の上流部の調査が十分にできなかった。この地域及び地形の険しい白馬 - 鬼無里村境の山地地域は、調査精度の低い地域があることをお断りしておく。

VII. 2 持京断層以東地域

持京断層以東の地域の地層は、下位より西京層、論地層、権田層、高府層に区分される。本地域に分布するのはそのごく一部で、隣接する「大町」、「長野」、「戸隠」の各地域に広く分布する。一般に北北東 - 南南西走向で東傾斜を示す。持京断層に近い位置に、断層と同じ方向に延びる軸を持つ背斜構造（西京背斜）がある。

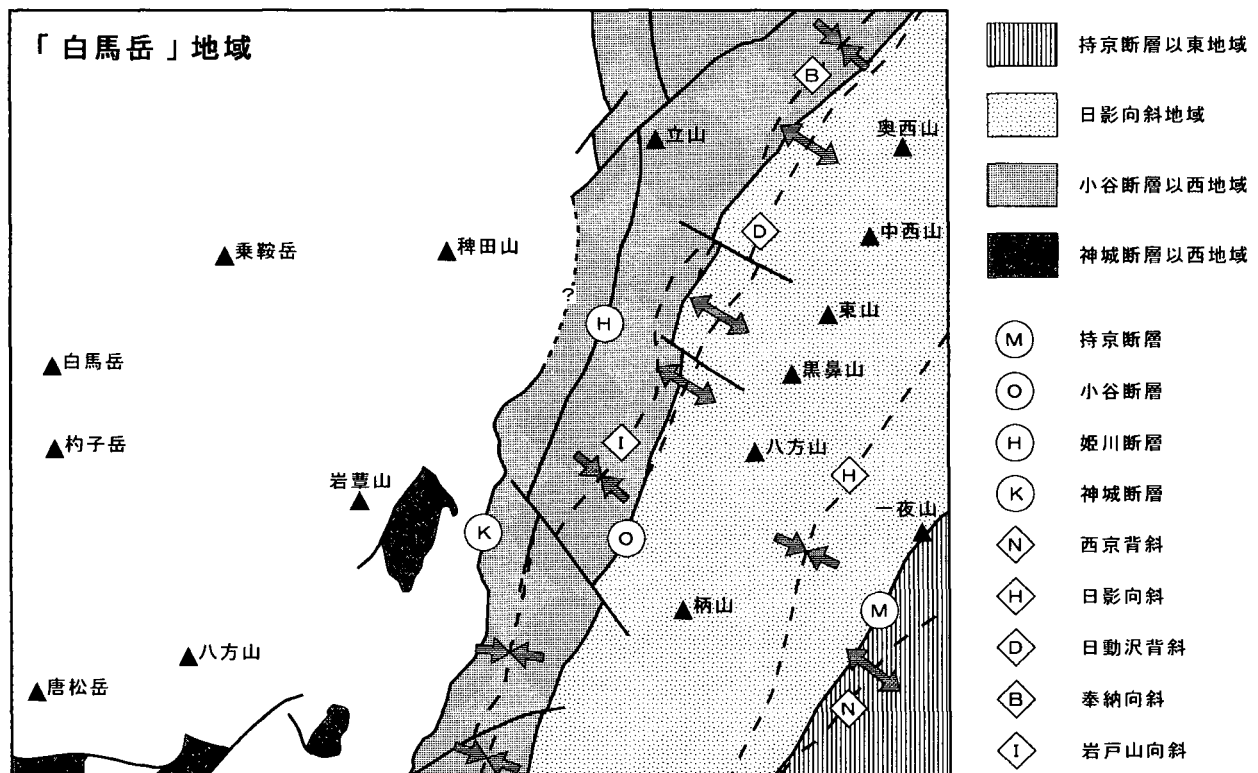
VII. 2. 1 西京層 (Nm)

命名 富沢 (1953) の西京泥岩層を再定義。

模式地 本層は上水内郡鬼無里村西京付近を模式地として設定されたが、現在の露出はよくない。「大町」地域内の小川村持京東方の林道沿いにおける露出がよい。本地域内では、深谷沢にて最も露出する。

層序関係 本地域内では、西京背斜の軸部に分布するため下限は不明である。上位は論地層に整合に覆われる。

分布・層厚 本地域内では、西京背斜に沿って北東 - 南西方向に細長く分布する。破砕及び逆転構造などが発



第34図 「白馬岳」地域の第三系の分布概略と地質帯区分

達することから正確な層厚を把握することは困難であるが、最も発達する鬼無里村西京で250 m 以上確認される。

岩相 主に塊状泥岩からなり、まれに細粒 - 中粒砂岩及び砂岩泥岩互層を伴う。塊状泥岩は灰色 - 淡灰色を呈し、風化して細片化しやすい(第35図)。細粒 - 中粒砂岩は10 cm - 1.5 m 単位の成層構造を示し、底面にソールマークが発達することがある。砂岩泥岩互層の砂岩には平行層理が発達し、しばしば植物化石の極微細な破片が配列する。西京背斜の南東翼の軸部に近いところでは、地層の逆転が見られる。少量の油徴が確認されている(富沢, 1953)。

地質時代 本地域における化石の産出は極めて乏しい。正谷・市村(1970)は、本層の有孔虫層序帯を *Dorothia* sp. - *Haplophragmoides* sp. *Zonule* とし、青木層の最上部に対比している。なお、これまでに放射年代値は報告されていない。

Ⅶ. 2. 2 論地層 (Rs, Rm)

命名 鈴木(1938)の論地頁岩層を再定義。

模式地 「長野」地域内に位置する長野市論地。本地域内では、裾花川及び深谷沢流域で模式的に露出する。

層序関係 下位の西京層を整合に覆う。上位は権田層に整合に覆われる。

分布・層厚 本地域内では、南東部に位置する西京背斜の両翼に分布し、北東 - 南西方向に広がる。北西端は持京断層によって区切られる。層厚は約1,100 m である。

岩相 本層は主に砂岩泥岩互層を伴う砂質泥岩と厚層理中 - 粗粒砂岩からなり(第36図)、両者の岩相は繰り返して分布している。北東に向かってしだいに砂質泥岩が卓越し、細粒化する傾向がある。岩相的に対比される後述の柳沢層と比較すると、岩質はほぼ同じであるが、本層は砂岩の比率が高く、全体としてやや粗粒である。



第35図 西京層の泥岩(鬼無里村桃木沢)

砂質泥岩は暗灰色 - 灰色を呈し、風化して細片化していることが多い。砂質泥岩と泥岩の数 cm 間隔の互層が普通に見られる。その砂質泥岩には数 cm の楕円形のノジュールが見られる。砂岩泥岩互層の砂岩には平行層理が発達し、しばしば植物化石の極微細な破片が配列する。泥岩にはコンボルト葉理が見られることがある。まれにスランプ構造が認められる。

中 - 粗粒砂岩は青灰白色 - 灰色を呈し、塊状ないし10 cm - 1.5 m 程度の間隔で成層する。まれに級化構造を示す。塊状泥岩はしばしば厚層となる。ときにやや偏平な円礫を混じえる礫岩層や、泥岩の偽礫を含む。ときにコンボルト葉理が発達する。また、しばしばソールマークが認められる。

本層最下部には軽石質凝灰岩を挟む。この凝灰岩は断続的に連続する。

地質時代・対比 本層は富沢(1953)の矢萩層・十二平層、千地(1955)の千見層・境ノ宮層に相当する。泥岩相と砂岩相の繰り返しであることと、南西から北東にかけて細粒化することから、各層の境界は不明確になる。このため、本論では上述の各層を一括して論地層とした。なお、本地域からは時代決定に有効な化石の産出、放射年代値は報告されていない。

Ⅶ. 2. 3 権田層 (Gs)

命名 田中(1955)の権田砂岩礫岩層を再定義。

模式地 南隣「大町」地域内の信州新町権田付近(田中, 1955)。

層序関係 下位の論地層を整合に覆う。上位は高府層に整合に覆われる。

分布・層厚 「大町」地域内では高府向斜の軸部に厚く分布するが、本地域内では、地域南東端部にわずかに分布するにすぎない。層厚は20 m 以下で、北東方へ尖減する。

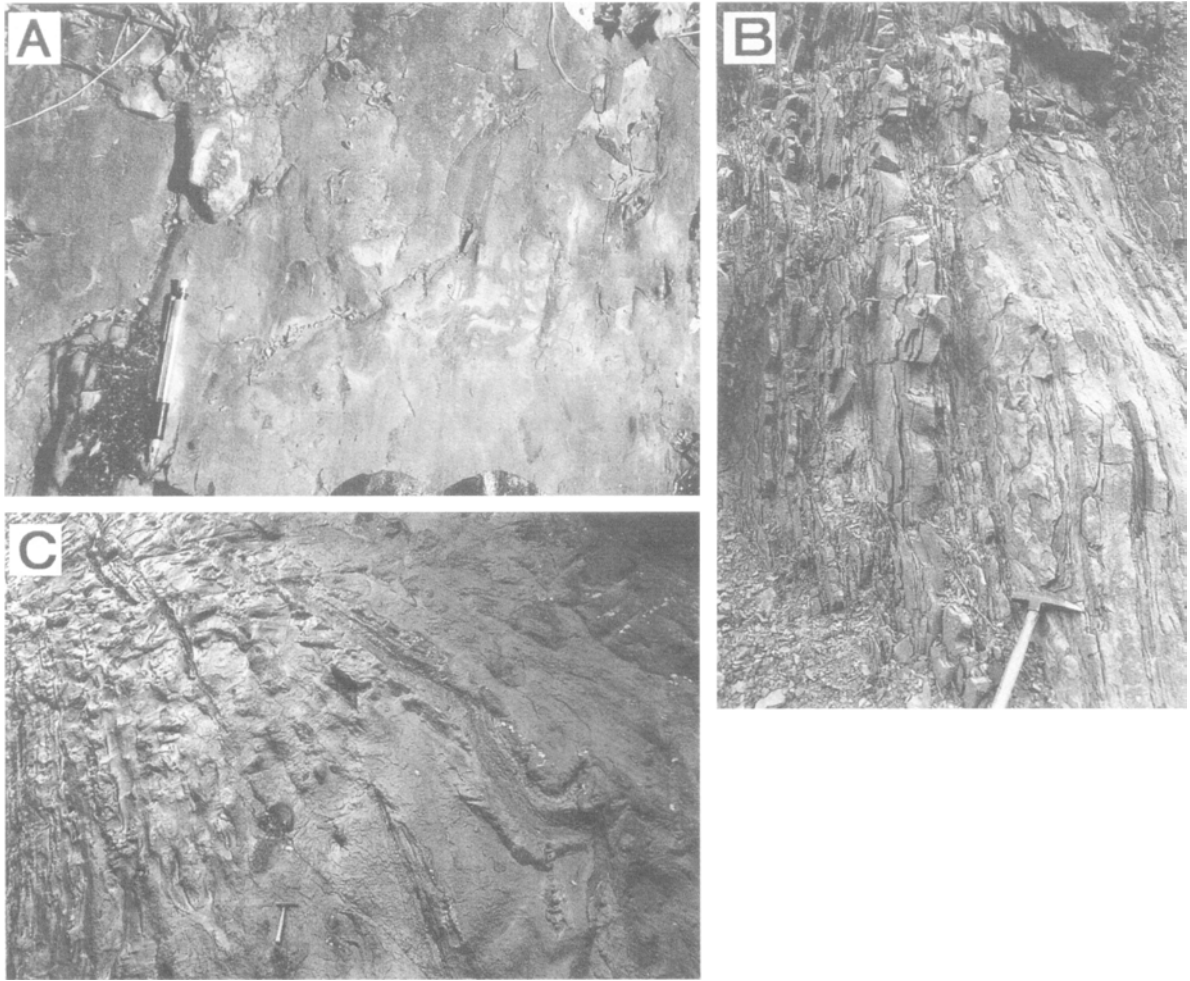
岩相 本層は主に砂岩からなり、礫岩を伴う。本地域内における本層は、「大町」地域から連続する延長部がわずかに分布する。露頭は確認していない。「大町」地域北端の小川村李平では、中 - 粗粒砂岩を主とする。礫岩、砂質泥岩を挟在し、互層状を呈することがあり、その単位層厚は数10 cm である。礫岩の礫は径4 cm 以下の円 - 亜円礫で、礫種は砂岩やチャートなど基盤岩からなる。砂岩にも円 - 亜円礫が含まれることがある。

地質時代 本地域からは時代決定に有効な化石の産出、放射年代値は報告されていない。

Ⅶ. 2. 4 高府層 (Tkm)

命名 千地(1955)及び田中(1955)の高府泥岩層を再定義。

模式地 南隣「大町」地域内の小川村高府から坂之瀬に至る土尻川沿い(千地, 1955)。



第36図 論地層の岩相

A：砂質泥岩．ほぼ塊状を呈する．（鬼無里村，深谷沢）．

B：砂岩泥岩互層（鬼無里村西京南東方）．

C：中・粗粒砂岩のコンボルト葉理（鬼無里村松島）．

層序関係 本地域内では下位の権田層を整合に覆うが、「大町」地域内では権田層と指交関係にある．一部では権田層を欠いて論地層を直接覆う．

分布・層厚 本地域内では，南東端部にわずかに分布する．層厚は260 m 以上である．

岩相 本層は塊状の砂質泥岩からなり，まれに砂岩泥岩互層を伴う．砂質泥岩は暗灰 - 青灰色，ときに灰緑褐色を呈し，不明瞭な層理面が見られることがある．

地質時代 本地域からは時代決定に有効な化石の産出，放射年代値は報告されていない．

VII. 3 日影向斜地域

西を小谷断層，東を持京断層という北北東 - 南南西方向の断層に限られた地域である．断層とほぼ平行した方向の軸をもつ向斜構造をなしており，この向斜は日影向斜と呼ばれる．断層で切られるため下限は不明である．

また，向斜構造の西翼側が広く露出し，両翼の層厚を比べた場合，西翼側の方が厚い．

日影向斜地域の地層は，下位より柳沢層，戸隠山層，田ノ頭層，日影層に区分される．岩相から見た場合，下部の砂質泥岩と中・粗粒砂岩の互層から始まって，中・粗粒砂岩を挟在する砂質泥岩，砂質泥岩を挟在する砂岩，塊状 - 厚成層砂岩，更に礫岩へと上方粗粒化相をなし，これらの地層は整合一連の海退堆積物とみなすことができる．ただし，北部地域では，中部層準に安山岩火山岩類が厚く挟在する．また，この他に薄い珪長質凝灰岩層が挟在することがある．

VII. 3. 1 柳沢層 (Ya, Ym, Ys, Yt)

命名 千地 (1955) の柳沢砂岩・泥岩互層，井島・遠藤 (1955 a) の柳沢砂岩頁岩互層を再定義．

模式地 白馬村と鬼無里村の境界に位置する柳沢峠付近．

層序関係 本層は日影向斜地域での最下部を占める。従来の部層区分、他地域との対比については、後述の対比の項に示す。

分布・層厚 日影向斜地域の最下部層として、本地域内に南北に広く分布する。下限は不明であるが、層厚は西翼の柄山付近で約2,000 m、東翼の鬼無里村西京付近で約600 mである。

岩相 本層は、主に砂質泥岩と中 - 粗粒砂岩との互層からなり、ときに塊状暗灰色砂質泥岩や厚層理中 - 粗粒砂岩を挟在する（第37図）。まれに安山岩凝灰質中 - 粗粒砂岩、珪長質凝灰岩、礫岩を挟在する。

本層の主体をなす砂質泥岩と中 - 粗粒砂岩の互層は、単位層厚10-80 cm程度で、下部よりも上部ほど細粒 - 中粒砂岩優勢となる傾向がある。砂質泥岩は暗灰色を呈し、風化により細片化しやすい。中 - 粗粒砂岩は淡青灰 - 灰褐 - 灰緑色を呈し、基底面にソールマークが見られることがある。

塊状の砂質泥岩は、主に下部の層準に挟在し、不明瞭な成層構造が認められることもある。姫川支流菅沢での観察では下部ほど粗粒で、上部では細粒になる傾向がある。

厚層理中 - 粗粒砂岩は、約1 - 2 mの成層構造を示し、基底部に泥岩浸食礫を含むことがある。ときに海棲貝化石を含む。物見山 - 柄山 - 東山の稜線は、ほぼこの岩相からなる。

安山岩凝灰質中 - 粗粒砂岩は柳沢層上部に挟在し、暗緑褐色を呈し数10 cm - 15 m程度の成層を示す。全体の層厚は最大でも30 m以下である。粒子の円磨度は低く、淘汰はやや悪い。天神川支流の柳沢より南方に認められ、同時異相の戸隠山層の安山岩類を起源とするものと考えられる。

珪長質凝灰岩は層厚60 cm以下で、天神川支流の柳沢ではほぼ塊状の砂質泥岩に3層挟在しているのが認められた。

礫岩はごくまれに砂岩、砂質泥岩に挟在して産する。基質支持で、礫径は一般に15 cm以下、ときに40 cm大に及び、円磨度はよい。礫種は新第三系より下位の基盤岩類からなる。姫川支流、峰方沢に合流する日向沢では、海棲軟体動物化石片 (*Mizuhopecten* sp.) を含んでいる。

柳沢層にはときにスランプ構造が発達し、本層下部と最上部のスランプ層準は側方へ数 kmにわたって連続している。

地質時代 正谷・市村 (1970) は、土谷川下流に合流する日道沢の本層より産する有孔虫化石を調べ、*Dorothia* sp. - *Haplophragmoides* sp. *Zonule* に区分している。また、この群集のほか *Martinottiella communis* が多いこと、下部には *Haplophragmoides* sp., *Epistominella* sp. が含まれ、別所層の群集に近いことを指摘して

いる。ただし、詳しい試料の記載はない。

VII. 3. 2 戸隠山層 (Tv)

命名 八木 (1955) の戸隠集塊岩層を再定義。

模式地 東隣「戸隠」地域内の戸隠村奥社から八方院に至る登山道沿い。

層序関係 本層は柳沢層及び田ノ頭層と指交関係にある。

分布・層厚 本層は日影向斜両翼に分布し、本地域では東山付近で最も層厚が厚く、約900 mに及ぶが、側方へは急速に薄くなる。分布の南限では、天神川支流の八方沢では塊状溶岩が認められ、その南方の落合沢では角礫岩状の溶岩が認められる。それより南部の地域では、柳沢層の中 - 粗粒砂岩主体の互層に挟在している安山岩凝灰質砂岩が、安山岩火山岩の末端相に相当すると考えられる。日影向斜東翼部の安山岩類は、「戸隠」地域の厚い安山岩類に連続している。その南限は鬼無里村川浦東方付近で、裾花川及び天神川には露出しない。ただし、より南方の神地沢には変質の著しい安山岩溶岩と火砕岩が孤立して小規模に分布している。

岩相 本層は厚い安山岩質の火山岩からなる。火山岩は変質が進み、産状の保存もよくないが、塊状の安山岩と火山角礫岩 - 凝灰角礫岩が見られ、多くは溶岩噴出時の形成物と推定される。火山角礫岩 - 凝灰角礫岩の岩塊には、しばしば急冷縁が認められ (第38図)、水中噴出を示唆する。斑晶鉱物には一般に斜長石・単斜輝石・斜方輝石・鉄チタン酸化物を含み、かんらん石または角閃石を伴うことがある。

なお、日影向斜両翼に分布する安山岩類は、向斜内部では上位層に覆われているものの岩質及び挟在する層準とも同じであり、実際には連続していると考えられる。竹内ほか (1993) によれば、東隣「戸隠」地域内の向斜軸部に顕著な正の重力異常が存在する。本層の安山岩を形成した火山体の中心が、この付近である可能性もある。

地質時代 本地域からは時代決定に有効な化石の産出や、放射年代値は報告されていない。「長野」及び「戸隠」地域内で本層に対比される荒倉山火砕岩層 (矢野・村山, 1976) からは、全岩 K-Ar 年代値で 4.1 ± 0.2 Ma (加藤, 1989), 4.6 ± 0.2 Ma と 4.7 ± 0.2 Ma (天野・唐沢, 1993) が報告されている。したがって、本層の形成年代は前期鮮新世と考えられる。

VII. 3. 3 田ノ頭層 (Tm, Tt)

命名 千地 (1955) の田ノ頭泥岩層、井島・遠藤 (1955 a) の田ノ頭頁岩層を再定義。

模式地 上水内郡鬼無里村田之頭。

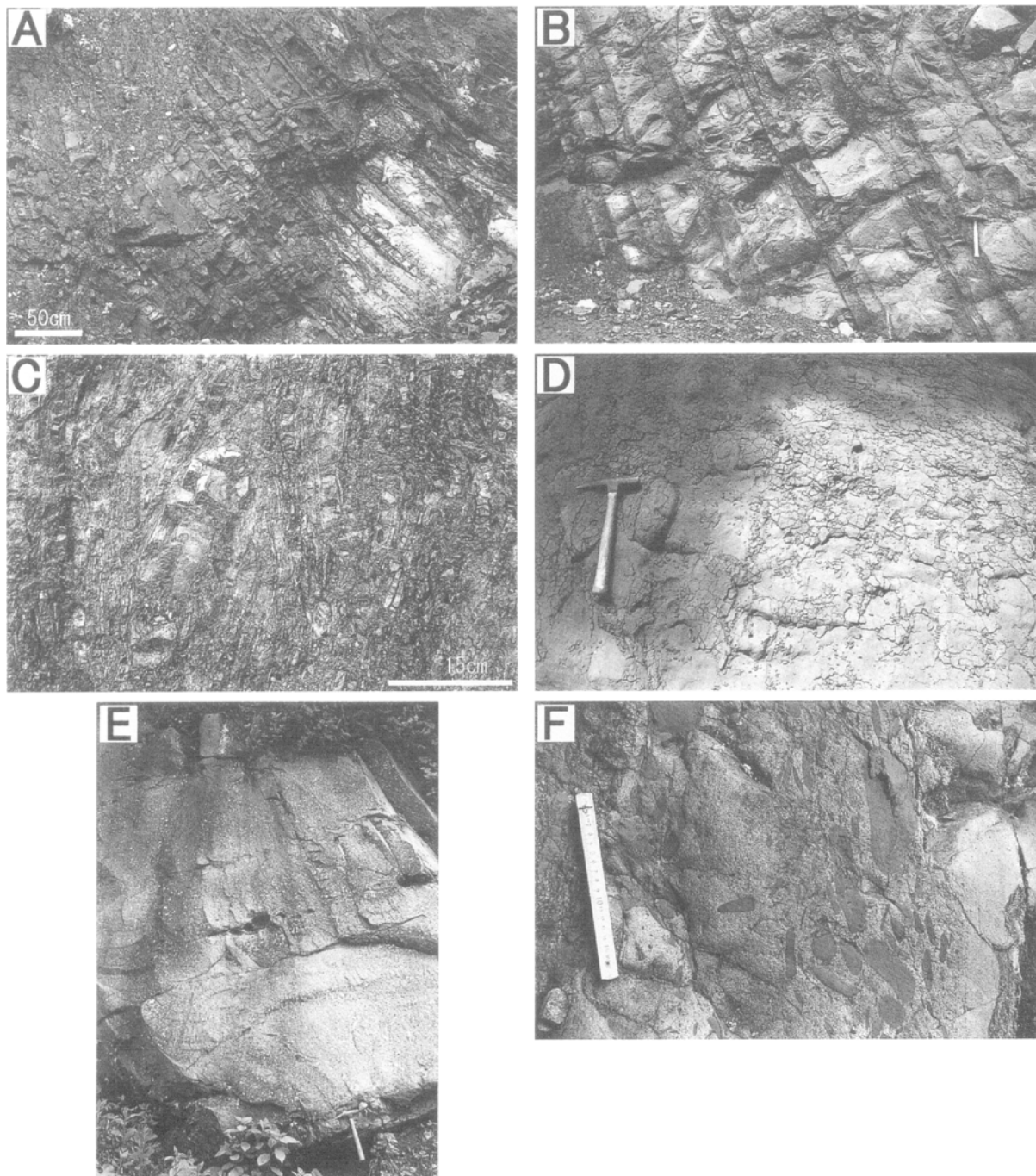
層序関係 下位の柳沢層、戸隠山層を整合に覆う。本地域北東部では、分布状況から判断して戸隠山層分布域では層厚が薄くなっている (オンラップしている) と考

えられる。

分布・層厚 日影向斜両翼に南北に長く分布する。層厚は西翼の鬼無里村落合付近が最大で、約 390 m である。一方、東翼は西翼より層厚がうすく、同村土倉付近

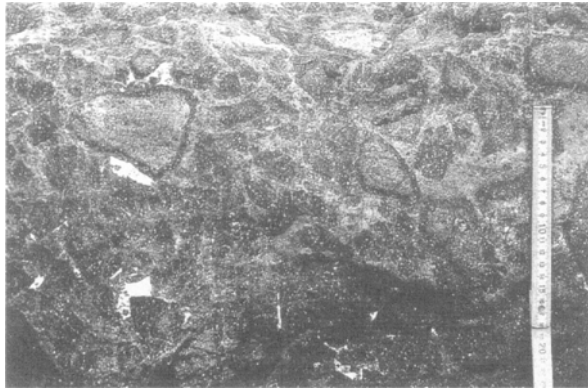
では約 220 m である。

岩相 本層は、ほぼ塊状ないし数 10 cm の成層構造を示す砂質泥岩（第39図）または泥岩優勢の砂岩泥岩互層からなり、下部にレンズ状に安山岩凝灰質中 - 粗粒砂岩



第37図 柳沢層の岩相

- A : 泥岩 - 細粒砂岩互層。暗色部が泥岩，明色部が砂岩（小谷村，東山林道）。
- B : 中粒砂岩 - 砂質泥岩互層。明色部が砂岩，暗色部が泥岩（鬼無里村柳沢）。
- C : 泥岩細粒砂岩互層のスランブ相。砂岩がブロック化している（小谷村，小谷 - 白馬林道）。
- D : 極細粒砂岩。ほぼ塊状を呈する（白馬村中込東方）。
- E : 塊状砂岩（白馬村青鬼北東方）。
- F : 砂岩中の泥岩浸食礫（白馬村柳沢峠北西方）。



第38図 戸隠山層の安山岩火山角礫岩（転石）
岩塊には急冷縁が認められる（小谷村真木，猿倉沢）。



第39図 田ノ頭層の砂質泥岩
弱い成層構造を呈する（鬼無里村，濁川）。

(Tt) を挟在する。また、しばしば珪長質凝灰岩を挟在する。まれに石灰質の玄能石を産出する。大きさは 10 cm 未満で、両錐形で細長い。

砂質泥岩は暗（青）灰 - 黒灰色を呈し、塊状ないし不明瞭な層理が見られる。厚さ数 cm から数 10 cm の砂岩を挟む。ときに異地性の海棲軟体動物化石を産する。ごくまれに現地性に近いと推定される *Buccinidae* (エゾバ

イ科) の化石が産する。本層は風化により細片化しやすく、上下の地層に比べて相対的に軟質なことから、その分布域は天神川流域や鬼無里村落合付近の谷地形、奥裾花自然園からカラキ沢、小佐出沢上流部の緩地形部を構成している。

安山岩凝灰質中 - 粗粒砂岩 (Tt) は暗緑褐 - 暗青灰褐色を呈し、ほぼ塊状または不明瞭な層理面を示す。しばしば異地性と考えられる貝化石を産する。柳沢層の安山岩凝灰質中 - 粗粒砂岩よりは粒子の円磨度はやや高く、淘汰もややよい。戸隠山層の直上の層準に分布しており、戸隠山層安山岩類起源の碎屑物と考えられる。

珪長質凝灰岩は一般に層厚 1 - 2 m 程度で、側方へ比較的よく連続する。また、層厚 10 cm 程度の薄い層も認められる。やや円磨した軽石片、結晶片、ガラスからなり、その岩相や層厚は側方にやや変化することから、再堆積したものが多いと考えられる。南隣「大町」地域の一ノ坂から南方には層理の発達した珪長質凝灰岩が挟在し（千地，1955）、一ノ坂タフと呼ばれている（姫川団体研究グループ，1958）。

Ⅶ. 3. 4 日影層 (Hks, Hkc)

命名 千地 (1955) の日影砂岩・礫岩層、井島・遠藤 (1955 a) の日影凝灰質砂岩礫岩層を再定義。

模式地 鬼無里村日影。

層序関係 下位の田ノ頭層を整合に覆う。

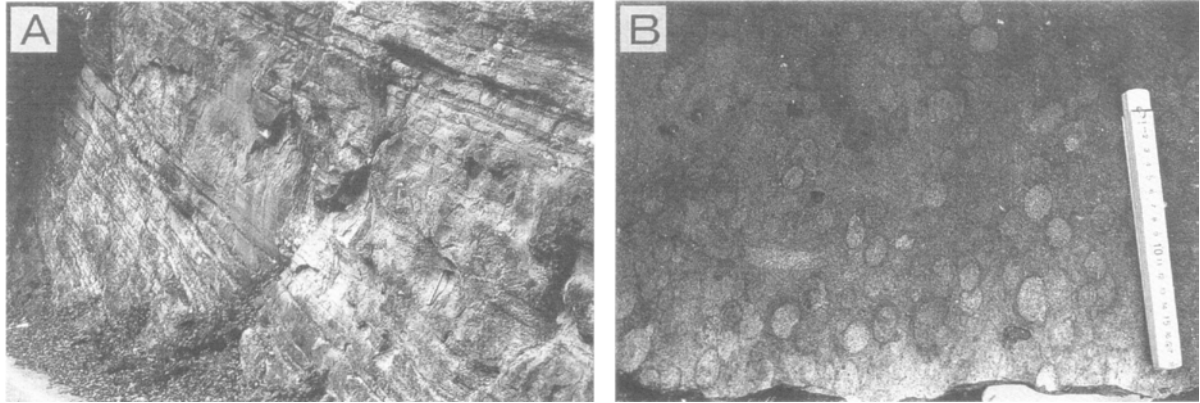
分布・層厚 日影向斜軸部に、南北に長く分布する。層厚は 480 m 以上で、本地域では北部ほど厚い。

岩相 本層は下部の細 - 中粒砂岩及び上部の礫岩 - 中粒砂岩からなり、珪長質凝灰岩を挟在する (第40図)。

細 - 中粒砂岩は通常数 m オーダーの成層構造をなし、厚さ数 10 cm 以下の砂質泥岩を挟在する。トラフ型斜交葉理、カレントリップル、ウェーブリップル、ハンモック状斜交層理が見られる。ハンモック状斜交層理の見られる砂岩には、泥の偽礫が葉理に沿って配列することや泥岩の薄層が挟まれることが多い。また、*Ophiomorpha*、*Rosselia* などの生痕化石が著しく密集して産することがある。まれにフレーム構造が見られる。蜂の巣状風化を示すことがある。

礫岩 - 中粒砂岩は本層上部を占め、厚さ数 m の成層構造を呈する。下部の砂岩とは比較的明瞭な岩相境界で分けられる。礫岩は基質支持で、礫種は基盤岩 (中 - 古生界) のチャート、砂岩、頁岩、花崗岩などからなり、下位の戸隠山層の安山岩火山岩の礫はほとんど含まれない。レンズ状の砂岩を挟む。数 m 幅のチャンネル構造が見られる。

珪長質凝灰岩は通常は層厚 1 - 1.5 m で、ときに 5 m 厚に及ぶことがある。田ノ頭層の珪長質凝灰岩と同様に側方へ比較的よく連続するが、岩相や層厚の側方変化も目立つことから、再堆積したものが多いと考えられる。



第40図 日影層の岩相

A：砂質泥岩を狭在する中粒砂岩（鬼無里村落合）。

B：中 - 粗粒砂岩層理面に見られる生痕（鬼無里村，神地川支流）。

一般に葉理を呈し、やや円磨した軽石片、結晶片、ガラスからなる。

地質時代 本地域からは時代決定に有効な化石の産出、放射年代値は報告されていない。

VI. 4 小谷断層以西地域

小谷断層より西部に分布する地層は、姫川に沿う姫川断層により分布を断たれているが、地層としての共通性が大きいので一括して記述する。

小谷断層以西の地域の地質に関する層序区分は、やや混乱している（例えば、正谷・市村，1970）。その理由としては、この地域には地すべり地が多く、岩盤の露出があまりよくないこと、また糸魚川 - 静岡構造線近傍で、地層の擾乱・破砕が進んでいることなどがあげられる。

この地域のうち、糸魚川 - 静岡構造線と小谷断層に挟まれた南北に長い地域は、小坂（1980）によって大峰帯と呼ばれた。ただし、一般に「大峰帯」といったときにその北限をどこに置くのかは明確でない。本地域内の大峰帯の地層は、幾つかの断層によりブロック化した地塊の中に分布するとされており、それぞれの地塊ごとに異なる名称がつけられてきた（姫川団体研究グループ，1958；田中ほか，1971；小坂ほか，1979 など）。また、大峰帯の中でも本地域の地層は、姫川沿いを南北に走る姫川断層により更に2分されており、従来の多くの研究が姫川断層を境に別の層序区分を設けていた。全体を通した層序区分が試みられるようになったのは、まだ最近のことである。加藤ほか（1989）は、南隣「大町」地域の地層区分で下位的美麻累層とそれを貫くあるいは不整合に覆う太郎山安山岩、上位の大峰累層に区分し、更に部層を区分した。一方、小坂（1991）は大峰帯の層序を大きく下位の^{おおみね}小谷累層と上位の大峰累層に2分し、更に

それぞれを3部層に区分した。

本報告では、北限の不明確な大峰帯という呼称はなるべく使わないことにし、地層区分もなるべく簡略化して、下位より前沢層、^{うちゅう}雨中層、細貝層、岩戸山層とする。また、本地域北部では、新潟県側と長野県側とで別々の地層区分を用いてきたこともあり、従来の地層区分を整理するのは簡単ではない。これらの詳細は、対比の項に示す。岩相は日影向斜地域と同様、ほぼ一連の上方粗粒化相をなし、これらの地層は海退堆積物とみなすことができる。ただし、最上部に厚い安山岩火山岩類がある。

この地域の地層は大局的には複向斜構造をなしている。一般に、本地域北端部の向斜は^{ぶのう}奉納向斜と呼ばれ、南部の複向斜は岩戸山向斜と呼ばれている。

VII. 4. 1 前沢層 (Ma, Mm, Ms)

命名 斎藤ほか（1972）。

模式地 北隣「小滝」地域内の横川とその支流の前沢合流点付近（斎藤ほか，1972）。

層序関係 本地域内では小谷断層以西地域の最下部をなす。

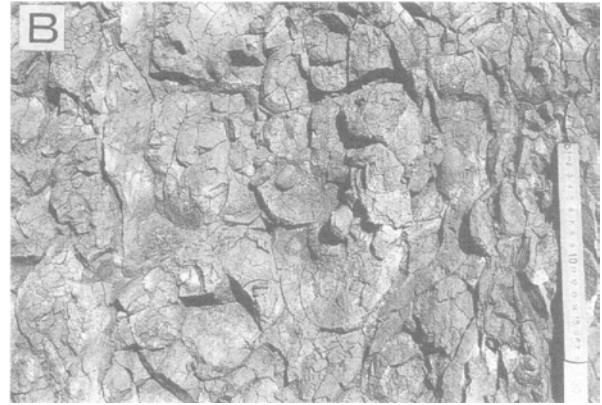
分布・層厚 本地域北端部に分布する。層厚は600 m以上である。

岩相 本層は主に砂質泥岩細粒砂岩互層、砂質泥岩からなり、中 - 粗粒砂岩を狭在する（第41図）。

砂質泥岩細粒砂岩互層は、本地域では前沢層の下部を占める。5-20 cm 程度の単位層厚をもち、数 cm 大のノジュールを含む。

砂質泥岩は本地域では前沢層の上部を占める。淡灰 - 暗灰 - 灰褐色を呈し、一般に淘汰はやや悪い。しばしば4 cm 大以下のノジュールを含む。

中 - 粗粒砂岩は淡青灰 - 淡灰褐色を呈し、淘汰は一般により。本層最上部にはやや厚く分布する。甲殻類や海



第41図 前沢層の岩相

A：極細粒 - 細粒砂岩．偏平な形状のノジュールを含む（小谷村宮ノ上）．
 B：細粒砂岩．ほぼ塊状で，風化しやすい（小谷村中土真木，「小滝」地域）．

棲軟体動物化石を含むことがある．

化石 斎藤ほか（1972）は，本層下部より *Laevicardium angustum*, *Mercenaria y-iizukai*, *Panomya simotomensis*, *Dosinia kaneharai* などを，また上部の中粒砂岩より *Anadara amicula*, *Glycymeris* cf. *yamasakii*, *Kotorapecten* cf. *tryblium*, *Serripes makiyamai nigamiensis*, *Trophonopsis solitarius*, *Chlamys* sp., *Cardium* sp., *Thracia* sp. などの軟体動物化石を報告している．本調査では小谷村耳尾沢支流の本層と推定される砂岩の転石より，密集した *Anadara amicula* が認められた．

地質時代 柿崎ほか（1992）は，本層（彼らの真川層）中にレンズ状に挟在する凝灰岩から， 7.89 ± 0.30 Ma のフィッション・トラック年代を報告している．ただし，測定試料に関する詳しい記載はない．また，米谷ほか（1986）は北隣「小滝」地域内の大猪沢の本層から *Globorotalia rikuchuensis*, *Globorotalia siakensis* を報告し，Blow（1969）の N14 に相当するとしている．

Ⅶ. 4. 2 雨中層 (Um, Us)

命名 小林（1950）の雨中砂岩泥岩層を再定義．

模式地 小谷村和平から東親沢付近の姫川両岸（姫川団体研究グループ，1958）．

層序関係 本地域では下位の前沢層とは断層で接する．

分布・層厚 主に中谷川から南方に，土谷川下流域，雨中にかけて分布する．層厚は約1,100 m である．

岩相 本層は一般に塊状の砂質泥岩 - 泥質砂岩からなり，中粒砂岩を狭在する．ときに海棲軟体動物，十脚甲殻類，哺乳類，棘皮動物などの化石や *Ophiomolpha* などの生痕化石を産する（第42図）．また，まれに礫岩をレンズ状に狭在することがある．

砂質泥岩 - 泥質砂岩はふつう暗灰 - 暗青灰色ときに灰緑色を呈し，一般にノジュールを含む．一般にほぼ塊状

を呈するが，ほぼ平行の葉理があることや細粒砂岩と互層することもある．最上部ではときに凝灰質になることがある．

中粒砂岩は青灰 - 灰褐色を呈し，淘汰はよい．ほぼ塊状または1 - 2 m 程度の成層構造を示す．

化石 軟体動物化石として，姫川団体研究グループ（1958）は *Acila divaricata*, *Glycymeris yamasakii*, *Lucinoma annulata*, *Mercenaria yokoyamai*, *Spisula polynyma alaskana*, *Panope japonica* などを，長森・畠山（2000）は軟体動物化石の *Fontipecten* sp. を，十脚甲殻類化石として Sakumoto and Nagamon（2001）は *Cance (Metacarcinus) minutoserratus* を，棘皮動物として姫川団体研究グループ（1958）は *Linthia nipponica* をそれぞれ報告している．このほか，本報告では軟体動物化石の *Conchocele bisecta*, *Anadara amicula* の産出を確認した．

Ⅶ. 4. 3 細貝層 (Hs, Hc, Ht)

命名 小林（1950）の細貝砂岩礫岩層を再定義．

模式地 小谷村東親沢（姫川団体研究グループ，1958）．

層序関係 下位の雨中層を整合に覆う．雨中層と細貝層の境界は，研究者によって必ずしも一致しないが，本報告では最初の礫岩の出現をもって細貝層の基底とした．

分布・層厚 奉納向斜及び岩戸山向斜の軸部に分布する．層厚は最大約1,000 m である．

岩相 本層は中 - 粗粒砂岩，礫岩からなり，砂質泥岩，珪長質凝灰岩を狭在する（第43図）．

中 - 粗粒砂岩は主に本層最下部に見られ，上方に礫岩へと移化する．両者の境界付近では礫岩と互層し，単位層厚は0.3 - 1.2 m 程度で，不明瞭なトラフ状の斜交層理を示す．砂岩は通常淘汰やや不良で，細 - 中礫を含むことが多い．礫岩の礫は径12 cm 以下が多く，礫種は



第42図 雨中層の岩相

A：細粒 - 極細粒砂岩。風化しやすく、層理に斜交する節理が発達している（小谷付千国）。

B：貝化石。二枚貝の殻が層理に沿って配列している（小谷村千国）。



第43図 細貝層の岩相

A：礫岩。ほぼ塊状を呈する（小谷村，東親沢）。

B：黒雲母デイサイト溶結凝灰岩。柱状節理を呈する（小谷村，松沢）。

チャートなど基盤岩起源の岩石種からなる。円磨度はよく、中でも偏平な礫が目立つこともある。通常は基質支持である。

礫岩は本層の主体を占め、下部では細 - 中粒砂岩を挟在するが、上部では不明瞭な成層構造を示すかほぼ塊状である。礫径は層準や地域によりばらつくが、おおむね 15-30 cm 以下で、一般に円磨度はよい。礫種は花崗岩、片麻岩、溶結凝灰岩など基盤岩起源の岩石種が多いほか、新第三系起源の岩石種も含まれる。通常は基質支持、ときに礫支持となる。なお、大峰帯の礫岩については、小坂（1980）が広範囲に渡る解析を行っている。

珪長質凝灰岩は、黒雲母デイサイト及び黒雲母斜方輝石デイサイト凝灰岩からなり、一部は溶結している。後述の岩戸山層の珪長質凝灰岩と岩相・岩質は共通である。小坂ほか（1979）は、岩戸山付近の本層中に 3 層の火山灰鍵層を認定し、下位より Ht 1, Ht 2, Ht 3 と呼んだ。これらは上位ほど層厚が厚くなる傾向があり、

Ht 3 は斜方輝石黒雲母デイサイト凝灰岩で（長橋，1998）、上位を岩戸山層の安山岩に覆われている（姫川団体研究グループ，1958）。

化石 姫川団体研究グループ（1958）は本層から軟体動物として *Ostrea*, *Trapezium*, 植物化石として *Metasequoia* の産出を報告している。

地質時代 秋山ほか（2000）は、Ht 3 から 2.0 ± 0.2 Ma のフィッション・トラック年代値を報告している。

Ⅶ. 4. 4 岩戸山層 (Iv, Ia, Ic, It)

命名 姫川団体研究グループ（1958）の岩戸山 T・B 溶岩部層を再定義。

模式地 姫川支流^{あおに}青鬼沢及び^{すげ}菅沢（姫川団体研究グループ，1958）。

層序関係 細貝層と一部指交関係にあるが、全体としては整合に覆う。また、本地域では最上位にあたるが、南隣「大町」地域内で上位の大峰累層に不整合に覆われ

る(加藤ほか, 1989).

分布・層厚 岩戸山向斜の軸部及び姫川断層より西側の地域に分布する. 層厚は白馬村青鬼付近で約 600 m である.

岩相 本層は安山岩溶岩及び貫入岩と同質の火砕岩からなり, 礫岩, 凝灰質砂岩, 珩長質凝灰岩, 泥岩を挟在する(第44図).

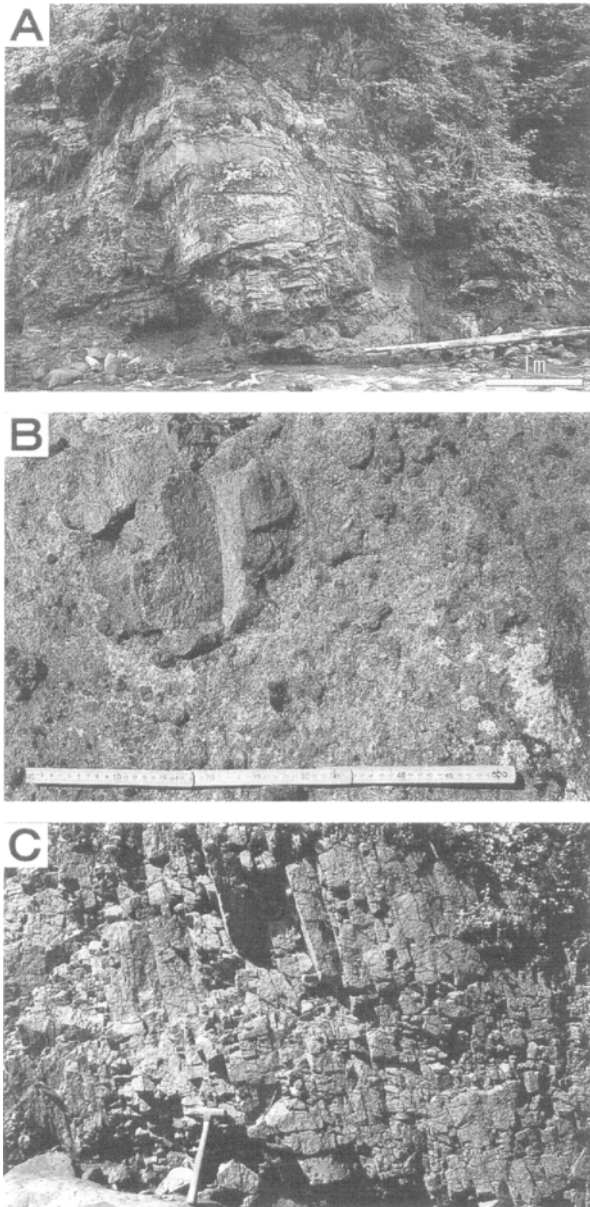
安山岩類は本層下部の大部分を占めるが, 上部に向かってその比率は減少する. 単斜輝石斜方輝石安山岩を主とし, かんらん石単斜輝石斜方輝石安山岩を伴う. 岩

戸山付近では, かんらん石を含む安山岩は本層下部に挟在する. 溶岩及び貫入岩は塊状部と破碎された火山角礫岩 - 凝灰角礫岩からなり, ときに水冷破碎構造やペペライトが認められる. また, 珩長質凝灰質砂岩・礫岩と指交しているなど, 水域あるいは水域に近い場所での活動であったことが推定される. 海域の存在を示す証拠は得られていないことから, 湖沼のような水域が存在した可能性がある. 地域的には, 楠川沿い及び青鬼東方では主に塊状溶岩と凝灰角礫岩 - 火山角礫岩が互層状に重なっている. また, 白馬村蕨平周辺を中心とした姫川東岸部では凝灰角礫岩や火山礫岩が主体で, まれに珩長質凝灰岩を狭在する. 一方, 青鬼南西方, 高戸山周辺, 南方西方ではこれらの安山岩のかかなりの部分は貫入岩としての産状を示し, 指交・挟在する堆積岩の成層構造が著しく乱されていることもある. このような岩相変化や断層及び貫入岩による地層の擾乱のため, 岩戸山より南の地域の構造はわかりづらい. 走向傾斜の傾向や岩相対比から見て, 大局的には南北方向の軸をもつ複向斜構造と推定される. 白馬村南方 - 花園地域では, 地層は著しく急傾斜で, 狭い範囲で背斜向斜の繰り返す構造になっている.

平倉山周辺では, 数種類の岩質の安山岩類が大局的には東傾斜で重なっている. それらは, 下位より変質無斑晶安山岩, 変質輝石安山岩, かんらん石単斜輝石斜方輝石安山岩, 無斑晶安山岩で, 最も東側の最上位に変質著しい溶結凝灰岩が重なる. 溶結凝灰岩と, より東方の地層との間には清水山地すべり地があり, 地表では両者の関係は観察できず, 対比に関して問題がある(後述する対比の項参照). ただし, 地質構造が大きく斜交しており, 本報告では両者の間に断層を推定した.

礫岩, 凝灰質砂岩, 泥岩は本層の中でも相対的に上位の層準に認められる. 多くの場合, 数 10 cm - 3 m 程度の互層をなし, しばしば珩長質凝灰岩を挟在する. 礫岩は通常, 礫径 20 cm 以下ときに 1 m の亜円礫を主とし, 基質支持ときに礫支持である. 礫種は珩長質溶結凝灰岩, チャートなど基盤岩起源の岩石種が多く, 岩戸山層の安山岩を含む. 凝灰質砂岩, 泥岩は淘汰やや不良で, 青灰色を呈する. 炭質物を含むことがある.

珩長質凝灰岩は, 黒雲母デイサイト及び黒雲母斜方輝石デイサイト凝灰岩からなり, 一部は溶結している. 下位の細貝層の珩長質凝灰岩と岩相・岩質的に共通で, 全体を通じてみた場合, 本地域では南部ほど層厚が大きく, 枚数も多い傾向がある. 長橋(1998)は大峰累層(小坂, 1991)の中 - 上部に 19 層の火砕岩層を認定し, それぞれに名前をつけた. 長橋(1998)の記載によれば, これらには黒雲母に富むもの, 斜方輝石に富むもの, 黒雲母及び斜方輝石に富むもの, 角閃石・斜方輝石に富むものが存在する. ただし, 長橋(1998)の調査範囲の大部分は「大町」及び「信濃池田」地域である. 本地域内の凝灰岩では, 地域南端の峰方に分布する凝灰岩



第44図 岩戸山層の安山岩

- A: 凝灰角礫岩を覆う安山岩塊状溶岩(白馬村, 楠川).
- B: 安山岩火山角礫岩(白馬村青鬼).
- C: 安山岩貫入岩(?). 板状の節理が発達する(白馬村, 青鬼沢).

が、加藤ほか(1989)の美麻累層堀之内部層、長橋1998)の小谷累層三日市場溶結凝灰岩層に対比される。

地質時代 加藤ほか(1989)によれば、「大町」地域内の太郎山安山岩の全岩 K-Ar 年代として、 2.1 ± 0.5 Ma が得られている。また、山田ほか(1985)によれば大峰累層上部層(小坂, 1991)の溶結凝灰岩の全岩 K-Ar 年代として 2.0 ± 0.2 Ma, 2.4 ± 0.2 Ma (山田ほか, 1985) が、フィッション・トラック年代として 1.7 ± 0.2 Ma (秋山ほか, 2000) が報告されている。なお、加藤ほか(1989)では大峰累層を鮮新統としていたが、その後の研究では大峰累層中の溶結凝灰岩は更新統に対比されている(長橋ほか, 2000)。

Ⅶ. 5 神城断層以西地域

神城断層以西の新第三系は爺ヶ岳火山岩類及び岩葺山溶結凝灰岩である。これらはいずれも火山噴出物からなり、それぞれ離れた地域に分布している。

Ⅶ. 5. 1 爺ヶ岳火山岩類 (Ja, Jw, Jr, Jt)

爺ヶ岳火山岩類は、主として後立山連峰の針ノ木岳から爺ヶ岳、及び五竜岳(「立山」地域及び「大町」地域)にかけて分布する。

石沢(1982)は鹿島槍ヶ岳から烏帽子岳地域を調査研究し、ⅠからⅤ期の5つの活動期に区分し、白亜紀-古第三紀の火成活動とした。すなわち、Ⅰ期は青木流紋岩など、Ⅱ期は有明花崗岩など、Ⅲ期は爺ヶ岳火山岩類と金沢花崗岩など、Ⅳ期は針ノ木-白沢火山岩類など、Ⅴ期は白沢天狗流紋岩で、金沢花崗岩は、爺ヶ岳火山岩類に貫入し、Ⅳ期の針ノ木-白沢火山岩類に不整合に覆われるとした。

加藤ほか(1989)は、金沢花崗岩を不整合に覆うⅣ期火山岩を認めず、Ⅳ期の針ノ木-白沢火山岩類を金沢花崗岩貫入以前の火山岩とそれ以後の白沢凝灰角礫岩・白沢天狗流紋岩とに区分した。白沢凝灰角礫岩・白沢天狗流紋岩については FT 年代値 (2.2 ± 0.3 Ma) により新第三紀末の活動とした。

原山ほか(2000)では、黒部川花崗岩(金沢花崗岩)やその衛星岩体と石沢(1982)のⅡ期・Ⅲ期の火成岩類を中新世末期から鮮新世にかけて生じた一連の火山-深成岩活動の産物と判断し、鮮新世火成岩類とした。

命名 石沢(1982)の爺ヶ岳火山岩類を原山ほか(2000)が再定義。

模式地 平川上流の八方沢下流及び餓鬼谷上流部。

分布 本地域南西部の餓鬼谷上流部から大黒岳付近、及び八方沢下流から「大町」地域の遠見沢や白岳沢。また唐松山荘の南の尾根付近に小分布がある。

層序関係 本地域で層序関係がわかる露頭はないが、安山岩溶岩の見かけ上上位に流紋岩溶結凝灰岩が分布

し、流紋岩溶岩の見かけ上の上位に黒雲母角閃石流紋岩凝灰岩が分布する。大黒岳南方に分布する安山岩は若干熱変成作用を受けているが、熱源については特定できない。「大町」地域では本岩類が有明花崗岩を不整合に覆う露頭が報告されている(加藤ほか, 1989)。

岩相 本岩類は、安山岩溶岩 (Ja), 流紋岩溶結凝灰岩 (Jw), 流紋岩溶岩 (Jr), 黒雲母角閃石流紋岩凝灰岩 (Jt) からなる。

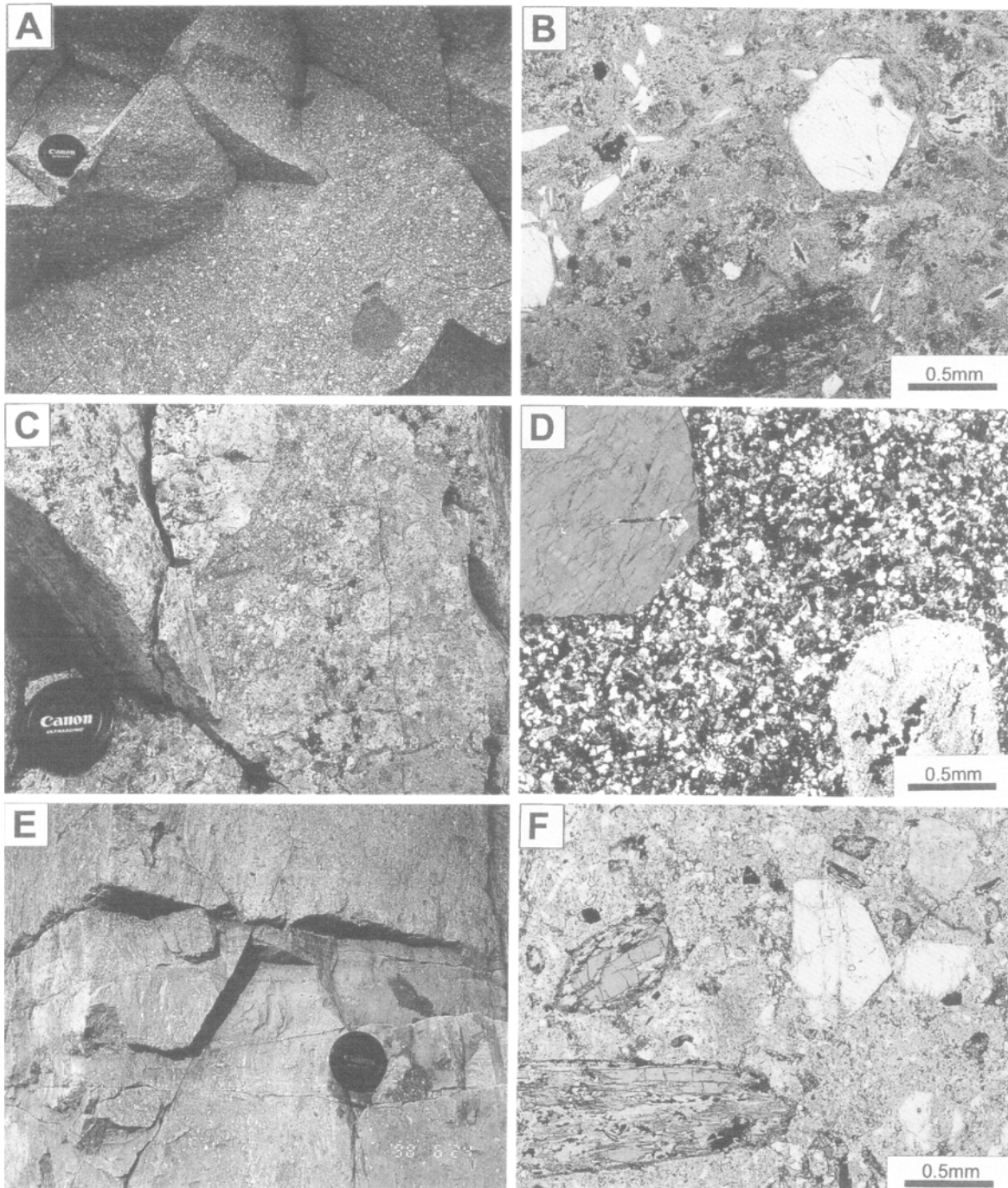
安山岩溶岩は餓鬼谷上流部及び大黒岳南方に分布し、餓鬼谷では斜長石の斑晶を多く含み(第45図 A), 石基は斜長石と少量の角閃石・白雲母、極少量の石英からなる。やや完晶質で微文象構造を呈する部分も多い。角閃石は緑泥石・緑簾石・鉄チタン酸化物に置換されている。斜長石斑晶は一般に 5 mm 程度であるが、最大で 3 cm 程度のものも含まれる。また、しばしば 3 - 10 cm の優黒質包有物が認められる。大黒岳南方のものは斜長石斑晶とピロタキシティック組織を呈する石基からなり、接触変成作用による黒雲母が形成されている。

流紋岩溶結凝灰岩は大黒岳南方と鉢ヶ岳に分布し、白色から灰白色を呈し、ユータキシティック構造が発達する。石英・斜長石の結晶片を含む(第45図 B)。斜長石はソーシュライト化している。

流紋岩溶岩は本地域では平川上流部に分布し、白色から淡赤白色を呈し、塊状均質な岩相が多いが、唐松山荘南の稜線では自破碎構造を示す岩相(第45図 C)も見られる。一般に石英・斜長石・白雲母からなる細粒の完晶質で斑晶は乏しいが、わずかに石英や斜長石の斑晶が含まれる部分もある(第45図 D)。

黒雲母角閃石流紋岩凝灰岩は八方沢下流や遠見沢下流に分布する。八方沢では成層構造が発達し、斑晶に富む層と乏しい層が互層する(第45図 E)。結晶片は石英・斜長石・黒雲母・角閃石からなり、黒雲母と角閃石の周縁部は緑泥石化している(第45図 F)。基質は弱く溶結している。遠見沢では灰色から灰緑色を呈し、粗粒から極粗粒の凝灰岩で、中礫を含む部分がある。石英・斜長石・黒雲母・角閃石の結晶片を多く含み、黒雲母や角閃石の周縁部は緑泥石化しているが、斜長石は新鮮なものが多い。非溶結である。

地質時代・対比 爺ヶ岳火山岩類の時代について、石沢(1982)と加藤ほか(1989)は共に古第三紀としている。しかしながら、原山ほか(2000)は、加藤ほか(1989)が爺ヶ岳火山岩類が古第三系とした根拠となる北俣溶結凝灰岩(爺ヶ岳火山岩類の一員)に熱変成を与えていたとした大川沢花崗岩は古第三紀(57 Ma)の年代を示す大川沢花崗岩とはあまりにも岩相が異なり、検討を要するとしている。また原山ほか(2000)は安山岩溶岩の石基の K-Ar 年代を測定し、 $2.0 - 1.2$ Ma の年代を報告したが、白沢天狗流紋岩の年代 ($2.2 - 1.4$ Ma) と差がなく、今後の検討が必要とし、鮮新世の火成岩と位置づけ



第45図 爺ヶ岳火山岩類の産状と岩相

- A : 角閃石安山岩 (Ja) の岩相. 斜長石斑晶 (白色) が目立ち, また暗色包有物が認められる. 唐松山荘南西の沢と餓鬼谷の出会い付近 (「黒部」地域内).
- B : 流紋岩溶結凝灰岩 (JW) の偏光顕微鏡写真 (単ポーラー). 角張った石英結晶 (白色) とガラス質の基質. 大黒岳頂上を南へ350 m, 標高2,355 m 地点の試料.
- C : 流紋岩自破碎溶岩 (Jr) の岩相. 唐松山荘の南約150 m 付近.
- D : 流紋岩 (Jr) の偏光顕微鏡写真. 斑晶は石英と斜長石で, 石基は石英, 斜長石, 白雲母の細粒結晶からなる. 平川の上流, 標高1,045 m で南から合流する沢との出会い付近の試料 (直交ポーラー).
- E : 黒雲母普通角閃石流紋岩溶結凝灰岩 (Jt). 結晶片の少ない細粒の凝灰岩 (写真下部) と斜長石の結晶 (白色) を多く含む粗粒凝灰岩 (写真上部). 平川上流八方沢, 標高1,080 m 付近.
- F : 黒雲母普通角閃石流紋岩溶結凝灰岩 (Jt) の偏光顕微鏡写真. 斑晶は石英, 斜長石, 黒雲母, 角閃石からなり, 黒雲母や角閃石は緑泥石化している. 平川の上流, 標高1,045 m で南から合流する沢の標高1,115 m 付近の右岸の試料 (単ポーラー).

た。

本地域の爺ヶ岳火山岩類から放射年代は得られていないが、爺ヶ岳安山岩と類似する貫入岩（Ⅱ）の角閃石安山岩が大黒岳花崗閃緑岩に貫入する。大黒岳花崗閃緑岩は 4.45 ± 0.12 Ma の年代（内海ほか，1995）を示すことから、鮮新世以降である。年代の上限については不明であるが、原山ほか（2000）にしたがい、爺ヶ岳火山岩類の年代を鮮新世とする。また、鉢ヶ岳北方の流紋岩溶結凝灰岩の年代は、類似する岩相の流紋岩火砕岩岩脈（貫入岩（Ⅱ））が小蓮華山西方で鉢ヶ岳方向に向かって珪長岩に貫入し、かつ珪長岩は小蓮華山花崗閃緑岩の熱変成を被っているのに火砕岩岩脈は未変成であることから、鉢ヶ岳北方の流紋岩溶結凝灰岩も鮮新世の活動とした。より若い時代のものである可能性もあるが、岩葦山溶結凝灰岩よりはるかに固結度は高い。

Ⅶ. 5. 2 岩葦山溶結凝灰岩 (Iw)

命名 平林（1996）の北城累層岩岳山溶結凝灰岩層を再定義。ただし、詳しい記載はない。

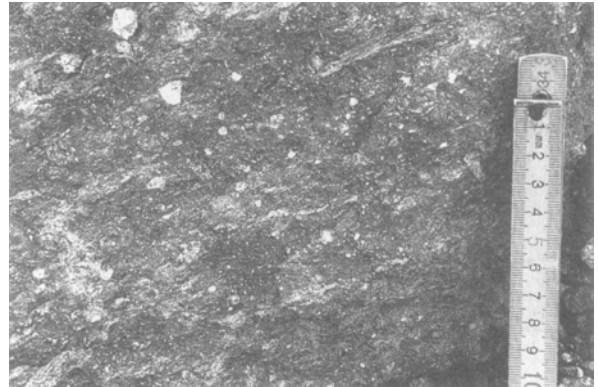
模式地 岩葦山東方の林道沿い。

層序関係 先新第三系の基盤と断層により接するか、または不整合に覆う。平林（1953）は、岩葦山南端の松川河岸で本層が来馬層を不整合に覆うとしているが、これは地すべりブロックでの観察であり、実際の不整合面の位置はより高位にある。他の新第三系の分布とは、第四紀の地層により隔てられている。構造的には東側に分布する新第三系と調和的であるが、両者の間には活断層である神城断層が存在するなど、地質構造的に一連であるとは断定できない。なお、平林（1996）によれば、岩葦山南方、松川沿いのポーリング（塩の道温泉倉下の湯の源泉）では、来馬層や蛇紋岩の下に岩葦山溶結凝灰岩が存在するらしいが、このような関係は野外では観察されていない。

分布・層厚 白馬盆地西側の岩葦山及び矢崎山に分布する。岩葦山では東斜面に地形の傾斜と調和的に東傾斜を示して分布し、層厚は280 m 以上である。矢崎山では北東方へ伸びる尾根を中心に分布し、東へ傾斜している。層厚は300 m 以上である。

岩相 黒雲母デイサイト凝灰岩からなる。紫灰 - 暗紫褐色ときに黒褐色を呈し、多くは溶結している（第46図）。強溶結部には柱状節理が発達する。結晶片に斜長石・黒雲母・鉄チタン酸化物を含み、肉眼でも黒雲母が目立つ。変質した溶結凝灰岩・デイサイト・軽石などの岩片を含み、普通は2.5 cm 大以下であるが、矢崎山では3 - 7 cm 大の粗粒な岩片を多く含む。

なお、同様の溶結凝灰岩は岩戸山層の上部に認められ、安山岩溶岩や礫岩と互層している。他地域との対比では、岩質の類似性及び層厚が大きいという特徴から「大町」地域内の白馬村堀之内付近に分布する美麻累層



第46図 岩葦山溶結凝灰岩

伸長したレンズが目立つ黒雲母デイサイト溶結凝灰岩の強溶結相（白馬村，岩葦山南東）。

堀之内部層（加藤ほか，1989）あるいは小谷累層三日市場溶結凝灰岩層（長橋，1998）に相当すると思われる。

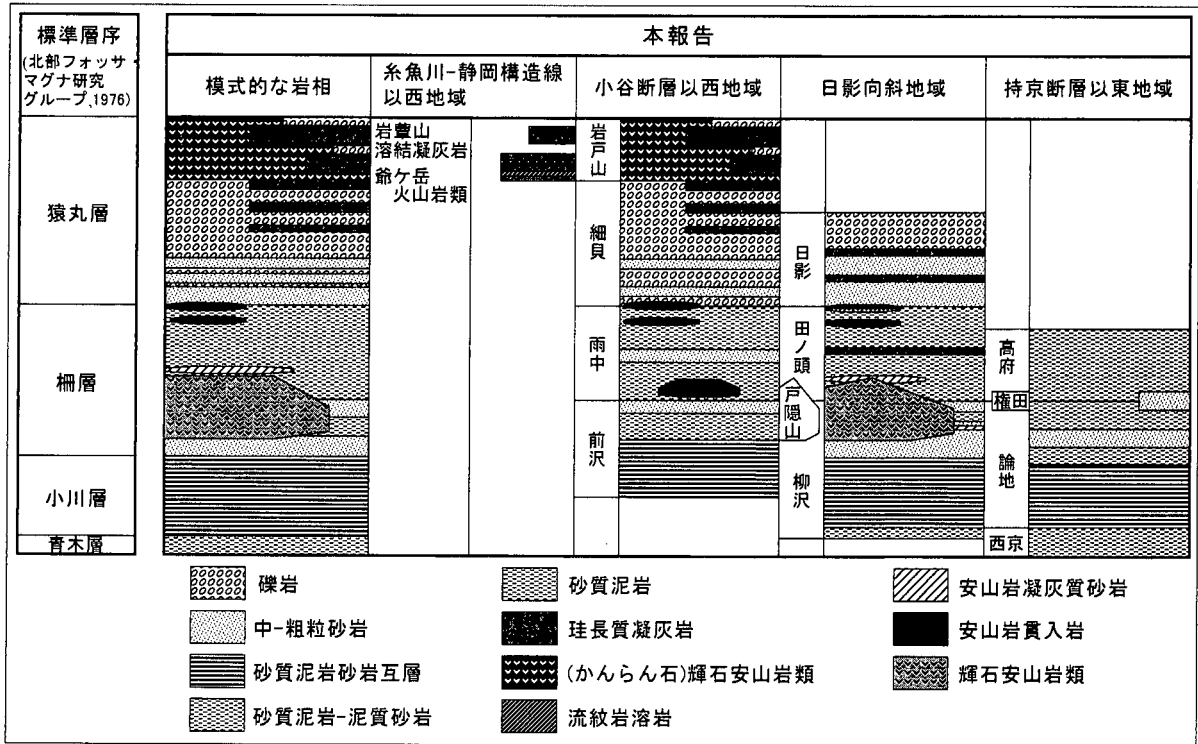
Ⅶ. 6 各地域の対比

「白馬岳」地域内の新第三系は、古くから研究が行われていたこと、地質の複雑さを反映して比較的限られた地域での調査報告が多いことなどの理由で、さまざまな層序区分がなされてきた。これらはそれぞれの調査範囲では合理的でも、5万分の1スケールの区分に適切でないことも少なくない。更に、本地域外の新第三系との対比も、従来から多くの研究者により試みられてきた。しかし、これも依然として意見の相違が残されている。

本報告では、広域に連続して認められる岩相を基準にした地質区分を行った。本報告の地質帯を越えた層序対比を第47図に示す。また、本報告と過去の研究の区分との対比を各地質帯ごとに図に示す（第48、49及び50図）。将来的には各地質帯内での時間軸の設定と、岩相変化の解明に基づいた広域的な対比が確立されることが望まれる。

以下にはこれまでの層序区分との対比のうえで、本報告の区分で解決されなかった問題点を述べる。

小谷断層を挟んで西側と東側との対比は、本報告で岩戸山層とした安山岩類の位置づけにより、2つの説に分かれてきた。すなわち、これを戸隠山層に対比する説（赤羽，1979；小坂ほか，1979など）と、より上位の猿丸層または豊野層の堆積時期に相当する火山岩とする説（姫川団体研究グループ，1958；田中ほか，1971など）である。本報告では細貝層の珪長質凝灰岩（Ht 3）及び太郎山安山岩の放射年代値（加藤ほか，1989；秋山ほか，2000）を考慮して、猿丸層相当に対比している。加えて、これらの放射年代報告では細貝層と岩戸山層の年代が重なっており、両層が同時異相の可能性もある。両層には多くの珪長質凝灰岩が挟在するが、その岩相・岩質はほぼ共通しているほか、細貝層の Ht 3 と峰方西方



第47図 「白馬岳」地域の第三系の対比

本報告	富沢(1953)	千地(1955)	矢野・村山(1976)	加藤ほか(1989)
高府層 権田	町砂質泥岩層	高府泥岩層	柵層 高府泥岩層 権田礫岩 砂岩層	柵層 高府部層 権田部層
論地層	十二平砂岩泥岩互層 矢萩砂岩層	境の宮泥岩砂岩互層 千見砂岩・礫岩・泥岩互層	小川層 青木層 境ノ宮砂岩泥岩層 千見砂岩泥岩層	小川層 論地部層 上部 下部
西京層	西京泥岩層		西京泥岩層	青木層 西京部層

第48図 持京断層以東地域の第三系の層序対比

本報告	千地(1955)	井島・遠藤 (1955a)	井島・遠藤 (1955b)	姫川団体研究グループ (1958)	田中ほか(1971)	柴田ほか(1976)	加藤ほか(1989)
日影層	日影砂岩・礫岩層	日影凝灰質砂岩 礫岩層	日影凝灰質砂岩 礫岩層	今崩砂岩礫岩部層	今崩砂岩礫岩層	日影砂岩礫岩層	猿丸層 日影部層
田ノ頭層 戸隠山層	田ノ頭泥岩層	田ノ頭頁岩層	鉾泉沢泥岩層 東山集塊岩層 奥西山砂岩頁岩互層	鬼無里泉層 李平礫岩泥岩部層	東山凝灰 角礫岩層 李平礫岩 砂岩層	あづめ沢 礫岩砂岩層 戸隠 火砕岩層 井戸入沢 砂岩泥岩層	田ノ頭部層 権田層 井戸入沢部層 平床沢部層
柳沢層	柳沢砂岩・泥岩互層	柳沢砂質頁岩互層 入ノ平砂岩層 中込頁岩層	横根沢砂岩頁岩互層 中込頁岩層	夫婦岩砂岩泥岩部層	夫婦岩砂岩泥岩層	平床沢砂岩泥岩層 柳沢砂岩泥岩層 西京泥岩層	小川層 柳沢部層

第49図 日影向斜地域の第三系の層序対比

本報告	姫川団体研究グループ (1958)			
岩戸山層	小谷累層	通T・B溶岩部層	大峰累層	大穴山礫岩部層
		立ノ間タフ質泥岩部層		日野礫岩・砂岩部層
		岩戸山T・B溶岩部層		社タフ・礫岩部層
細貝層	美麻累層	細貝タフ・礫岩部層	新行タフ礫岩部層	
			峠砂質泥岩部層	
			南谷地タフ・礫岩部層	
雨中層		雨中砂岩・泥岩・礫岩部層		

本報告	田中ほか(1971)					
岩戸山層	北城累層	岩戸山凝灰岩礫岩溶岩層	通凝灰岩礫岩溶岩層	川内累層	浅間山凝灰岩礫岩溶岩層	美麻累層
			立ノ間凝灰岩質泥岩層		千国火山礫岩層	
細貝層	南小谷累層	細貝凝灰岩礫岩層(上部)	高戸山凝灰岩礫岩溶岩層	平倉山凝灰岩礫岩層	新行凝灰岩礫岩層	
		細貝凝灰岩礫岩層(下部)	矢崎山凝灰岩溶岩層		峠砂質泥岩層	
雨中層	中土累層	六合泥岩砂岩層	雨中砂岩泥岩層		南谷地凝灰岩礫岩層	
		長崎砂岩泥岩層				
前沢層		小谷温泉泥岩層				

本報告	小坂ほか(1979)					小坂・新井(1982)	
岩戸山層	南小谷累層	岩戸山凝灰岩礫岩溶岩層	川内累層	浅間山凝灰岩礫岩溶岩層	北城累層	郷尺窪火山礫岩凝灰岩層	戸隠火砕岩層
				千国火山礫岩凝灰岩礫岩層		通凝灰岩礫岩溶岩層	
						立ノ間凝灰岩礫岩層	
細貝層		細貝凝灰岩礫岩層				菅凝灰岩層	兔無里累層
雨中層		雨中砂岩泥岩層					

本報告	加藤ほか(1989)	小坂(1991)	
岩戸山層	太郎山安山岩	大塚峰層	下部層(幸田層)
	和知場部層	小谷累層	上部層 (岩戸山層・川内層・北城層)
	堀之内部層		
細貝層			中部層 (細貝層・日野層・大穴山層)
雨中層			下部層(雨中層)

本報告	富沢・北原 (1967)	斎藤ほか(1972)	Akahane(1978)
岩戸山層			曲師谷累層
細貝層	奉納砂岩礫岩層	奉納層	乙見山累層
雨中層	長崎砂岩泥岩層	戸沢層	真川累層
前沢層	平倉山凝灰岩礫岩層	前沢層	小谷温泉累層
	白井沢凝灰岩礫岩層	横川層	天狗原山累層
	石坂流紋岩質溶岩		金山累層

第50図 小谷断層以西地域の第三系の層序対比

に分布する岩戸山層の珪長質凝灰岩はよく似ている。しかし、岩戸山層分布域では地質構造が複雑であるうえ、露出の悪い地域が多く野外での証拠に乏しいことから、本報告では従来からの区分にしたがい、別の地層とし

た。ここでは、将来的に確度の高い年代値データが得られた場合、細貝層・岩戸山層の区分が見直される可能性があることを指摘するにとどめる。

小谷村平倉山付近の安山岩（玄武岩）は、断層によ

りブロック化した区画内に分布する。この火山岩類については、富沢・北原（1967）及び斎藤ほか（1972）は、北隣「小滝」地域内の横川層に対比される新第三系最下部の地層と推定した。一方、田中ほか（1971）は本地域ではほぼ最上部に相当する岩戸山や高戸山の安山岩に対比した。本報告の調査では、野外において両者の関係を決定できる直接の証拠は得られなかったが、安山岩の岩質が類似していること、珪長質溶結凝灰岩を伴うなど岩相的に共通していることなどの理由で、田中ほか（1971）と同様に上部の地層（岩戸山層相当）と判断した。

このほか、測定試料に関する詳しい記載はないが、立石ほか（1992）が中谷川下流の白岩付近に分布する珪長質溶結凝灰岩から $17.55 \pm 0.68 \text{ Ma}$ のフィッシュン・トラック年代を報告している。この年代値は周辺の地層の推定年代と比較しても際立って古く、フォッサマグナ地域では、諏訪湖南方の守屋層に対比される年代である。

Ⅶ. 7 新第三系の地質構造

Ⅶ. 7. 1 断層

小谷断層（笹倉，1932 a）

本地域では南部の白馬村峰方から北方へ菅入、小谷村真木、奉納を経て土谷川沿いに連続する、南北から北北東 - 南南西方向の断層。姫川団体研究グループ（1958）は本断層を西落ちの衝上性の断層としている。加藤ほか（1989）によれば、本断層は西落ちと推定され、2,000 m 近い変位をもつと思われる。また、加藤ほか（1989）の大峰累層を変位させるが、大峰面群を變形させていない。本地域では、この断層の近傍には、しばしば安山岩 - ひん岩の岩脈や岩床が貫入している。

持京断層（千地，1955）

本地域南東部に新第三系を切って北東 - 南西方向に連続する断層。「大町」地域内の美麻村万中から小川村持京を経て、本地域の鬼無里村西京、一夜山南方へと連続する。小林（1955）の万中断層に相当。推定される断層位置を挟んで東西の傾斜が異なり、裾花川を横切ると推定される付近では、地層の層厚及び傾斜が乱れている。また、千地（1955）、井島・遠藤（1955 a）によると、断層推定位置に著しいガス徴・油徴が認められることがある。岩相の対比から西落ちと推定される。柴田ほか（1976）によれば、一夜山南方で消滅する。

姫川断層（小林，1950）

本地域中央部を、ほぼ姫川の流路に沿って南北に連続する断層。Kato（1992）によれば、姫川断層は最初は正断層として形成されたが、やがて逆断層に変位のセンスを変えたとされる。

青鬼断層（姫川団体研究グループ，1958）

岩戸山南方で全体の構造を切る横断断層。白馬村青鬼を通り、北西 - 南東方向に連続する。断層面はほぼ垂直に近いと推定される。

幸田断層（姫川団体研究グループ，1958）

白馬村南方（旧幸田）付近を通り、全体の構造を切る横断断層。峰方沢ではこれを境に岩相及び地質構造が大きく変わるために推定した。

Ⅶ. 7. 2 褶曲

本地域の新第三系の褶曲構造は、北北東 - 南南西方向の軸を持つものが多く、大きな断層と同じ方向を示す。一般に背斜部を断層で断たれており、向斜構造が繰り返している。

西京背斜（井島・遠藤，1955 a）

富沢（1953）の西京一上楠川背斜に由来。鬼無里村西京を通り、北西 - 南東方向へ連続する背斜で、南限は「大町」地域内で持京断層に断たれる。

日影向斜（井島・遠藤，1955 a, b）

鬼無里村日影を通り、北北東 - 南南西方向に連続する向斜で、北東側には「戸隠」地域内へ連続し、第四紀火山に覆われて途絶えている。南西側へは「大町」地域内の美麻村万中付近で消滅する。

日道沢背斜（立石ほか，1992）

井島・遠藤（1955）のヒド沢背斜に相当する。小谷断層の東側に断層に平行して発達する背斜で、柳沢層を褶曲させる。軸部付近にはしばしば安山岩貫入岩が見られる。南端部は岩戸山東方付近で小谷断層に断たれる。

奉納向斜（田中ほか，1971）

本地域北東部で小谷断層に平行して北東 - 南西方向に連続する向斜で、小谷村奉納付近で小谷断層に断たれる。ただし、更に南方へは岩戸山向斜に連続していると考えられる。井島・遠藤（1955 b）は両者をあわせて平野向斜と呼んでいる。北東側には北東隣「妙高山」地域内へ連続し、第四紀火山に覆われて消滅する。

岩戸山向斜（姫川団体研究グループ，1958）

本地域内で岩戸山から北方へ日道沢付近まで連続する向斜で、北限、南限とも断層に断たれるが、北方へは奉納向斜と連続すると考えられる。青鬼断層より南方への延長部ははっきりしないが、塩島東方に伏在し、高戸山西方及び峰方西方にある向斜へと続いていると考えられる。

上記のほか、柴田ほか（1976）は本地域南端地域の柳沢層中に背斜構造を示し、熊ノ入背斜と名付けている。本地域の調査では、南隣「大町」地域内では西傾斜を確認できたが、本地域内では未確認である。

VIII. 白馬大池火山噴出物

(中野 俊)

白馬大池火山は北アルプス（飛騨山脈）北部に位置する第四紀に活動した火山である（第51図）。北アルプス上には、立山火山、^{わしぼ}驚羽・^{くものたいら}雲ノ平火山、焼岳火山、乗鞍火山など、総称して乗鞍火山列と呼ばれる安山岩質の複成火山がいくつか点在する。白馬大池火山を地理的に見ると、北アルプス上に南北配列する乗鞍火山列よりも東方にずれ、妙高火山群に近い位置にあるが、一般には乗鞍火山列に含めて扱われる。これは、岩石学的特徴が乗鞍火山列のものと共通することにもよる。

VIII. 1 研究史と概要

VIII. 1. 1 研究史

活動的な火山でないためか、白馬大池火山の存在が知られるのは乗鞍火山列のほかの火山よりも遅れたらしい。白馬大池火山が学術文献に登場するのは Koto (1916) が最初であろうか。そこでは、蓮華温泉の東に位置する“蓮華火山”として登場する。その後、火山体が初めて細分されるのは地質調査所発行の7.5万分の1地質図（石井，1937）による。ここでは白馬大池火山は、下位より“両輝石安山岩”，“含角閃両輝石安山岩流

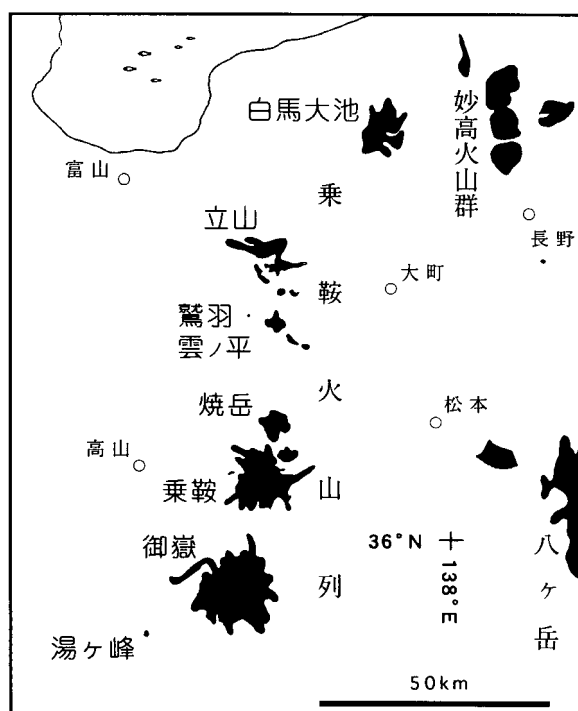
及び火山礫”，“含角閃両輝石安山岩”の3つに区分された。これにより、ほぼ白馬大池火山噴出物の分布域が示された。その後約40年間、この火山に関する詳細な研究は公表されなかった。白馬大池火山の詳細が明らかになるのは、柵山雅則による一連の研究である。彼の研究は、詳細な層序区分（柵山，1980）のみでなく、岩石学的研究（Sakuyama, 1978, 1979）に発展した。この研究は、白馬大池火山の岩石がマグマの混合によって形成されたものであることを明確に示し、その後、日本の多くの火山で相次いで明らかにされた、カルクアルカリ安山岩のマグマ混合現象の研究の先駆けとなった。

柵山（1980）は白馬大池火山噴出物を1期，2期，3期と区分し、このうち1期と2期を合わせて旧期噴出物，3期を新期噴出物とした。旧期は6つ，新期は4つの層序単位に細分された（第52図）。これらの活動年代が明らかになるのは、柵山（1980）の層序区分に基づいて採取された試料の K-Ar 年代測定による。清水ほか（1988）は旧期噴出物から3個，及川ほか（2001）は旧期噴出物から3個，新期噴出物から2個の年代値を測定した。これらによって、白馬大池火山の活動時期がほぼ明らかになった。

白馬大池火山の全岩主成分化学組成は Sakuyama (1978) により4試料について報告されているのみである。このうち3試料については Nakano *et al.* (1987) により中性子放射化分析による微量元素組成が報告された。また、Notsu *et al.* (1987) により、1試料についてのストロンチウム同位体比が報告されている。

VIII. 1. 2 概要

白馬大池火山噴出物の大部分は「白馬岳」地域北西部に分布し、一部は北隣「小滝」地域南西部にかかる。両地域にまたがる白馬大池火山全域の地質図を第53図に、層序関係を第54図に示す。白馬大池火山は旧期噴出物と新期噴出物に大別される。前者は80万 - 50万年前の噴出物，後者は20万年前よりも新しい時代の噴出物である。旧期噴出物は下位より稗田山下部溶岩・稗田山上部溶岩・乗鞍沢溶岩・蒲原山溶岩に区分される。新期噴出物は、乗鞍岳溶岩・^{ひだやま}飯岳溶岩・^{がまはらやま}風吹岳溶岩・風吹岳火砕流堆積物に区分される。本報告における区分は、新期噴出物に関しては柵山（1980）とほぼ同じであるが、旧期噴出物に関しては大きく異なっている。このため、地層名（溶岩名）については本報告では新称を用いるか、あるいは同一の名称の場合でも再定義している。白馬大池火



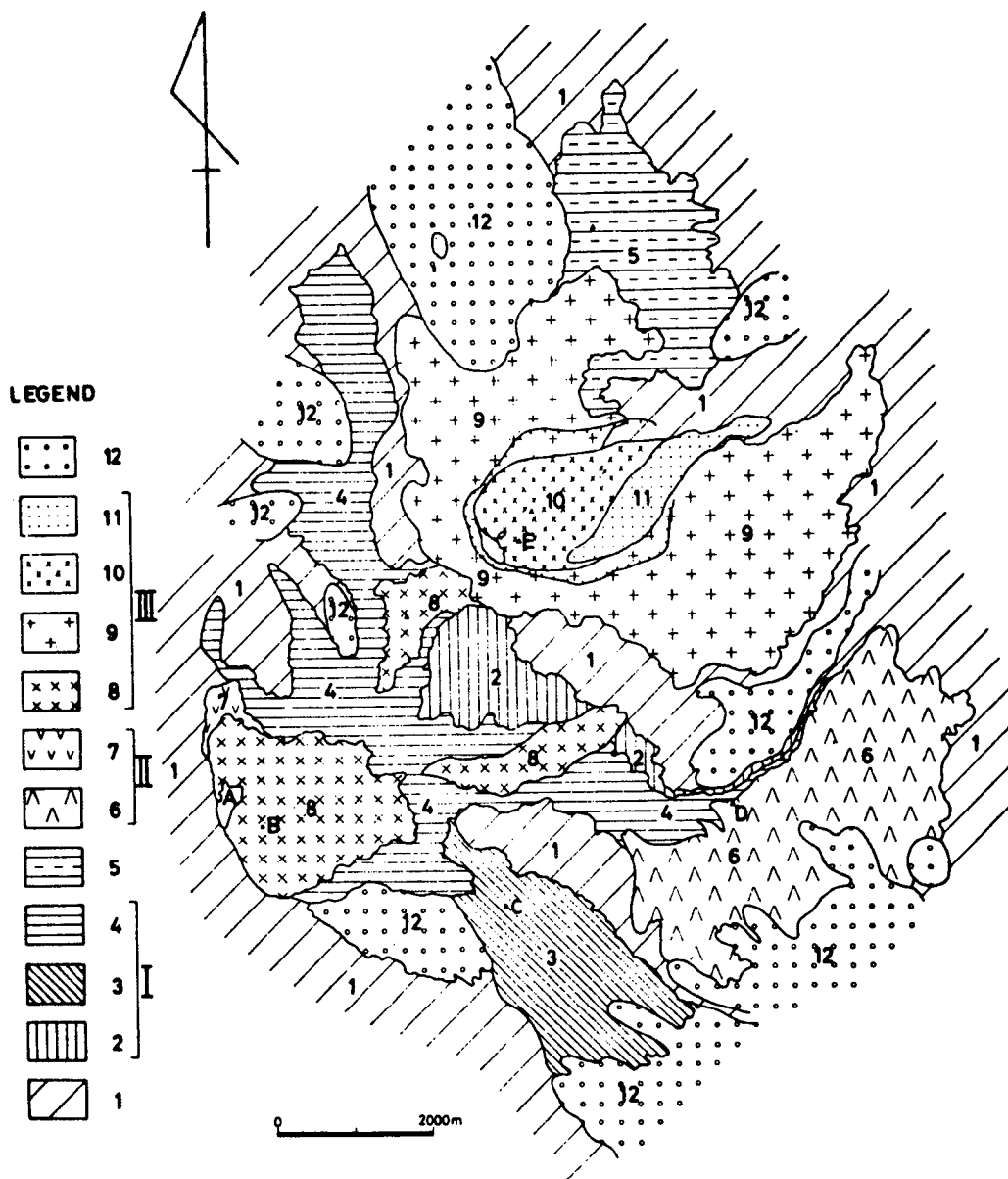
第51図 乗鞍火山列周辺の第四紀火山の分布

山噴出物の体積は、現存するもので約9.2km³、浸食で失われた部分を復元しても15 km³以下と見積もられている(柵山, 1980).

旧期噴出物に関しては山体の開析が著しく、もとの山体を復元することが困難であり、また、噴出地点もまったく不明である。一部は年代値が報告されていないので不確定ではあるが、旧期噴出物のうちの東部に分布する稗田山上部・下部溶岩は80 - 70万年前、ほぼ全域に広く

分布する乗鞍沢溶岩と北部に分布する蒲原山溶岩は60 - 50万年前であり、その間に休止期が挟まる可能性がある。

新期噴出物は、南西部を中心に分布する乗鞍岳溶岩については正確な噴出地点は不明であるが、現在の乗鞍岳からさほど遠くない地点から噴出したと推定される。やや北に分布する麓岳溶岩は、北東に開いた直径約2 kmの馬蹄形カルデラの外輪山を構成し、その内側に分布す



第52図 柵山(1980)による白馬大池火山の地質図

風吹岳の周囲を囲むケバ付きの線はカルデラを表す。

I, 1期噴出物; II, 2期噴出物; III, 3期噴出物. 1期と2期を合わせて旧期噴出物.

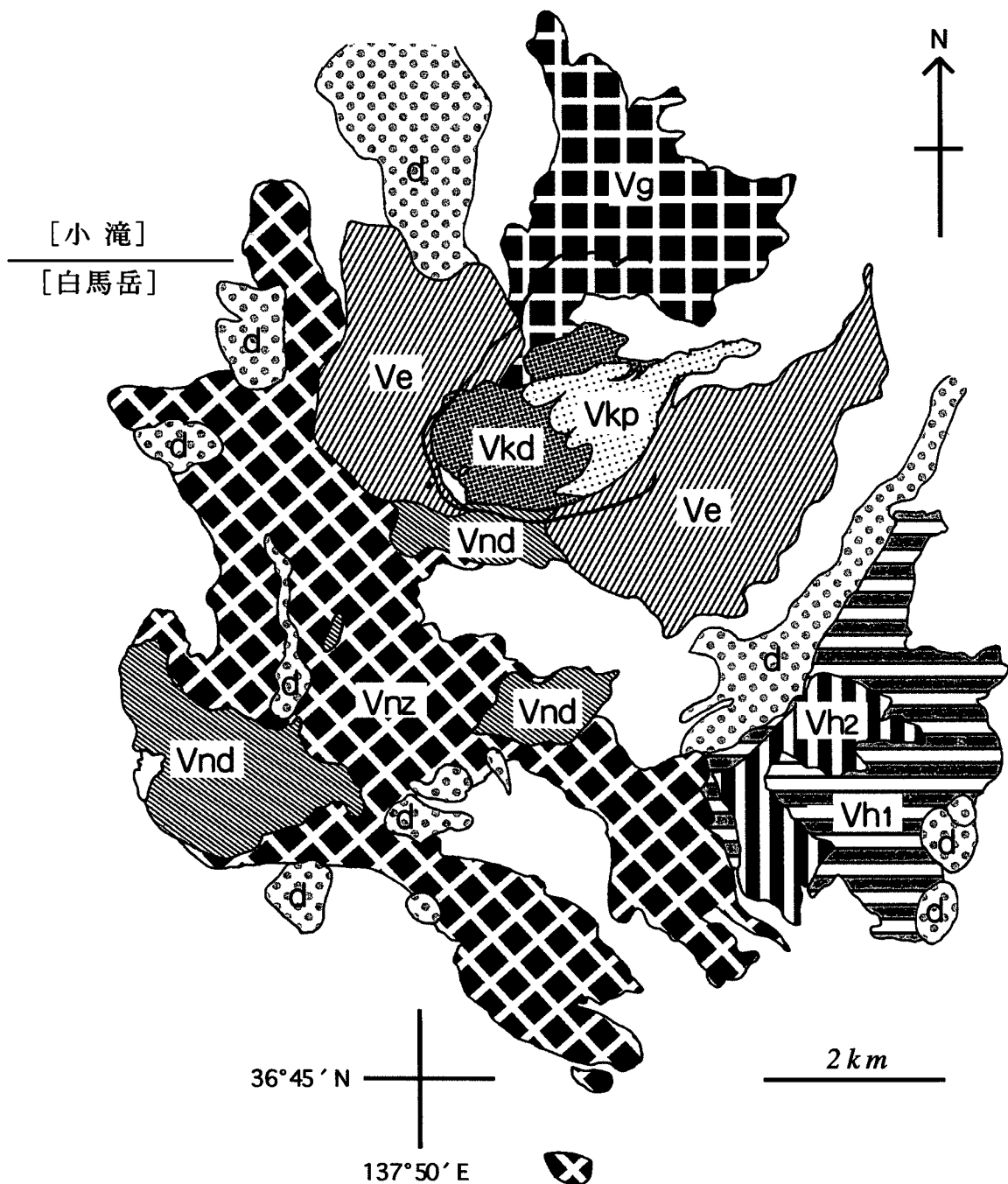
1, 基盤岩類; 2, 抜平沢溶岩類; 3, 鶴峰溶岩類; 4, 梅平溶岩類; 5, 一難場山溶岩類; 6, 稗田山溶岩類; 7, 乗鞍岳下溶岩; 8, 乗鞍岳溶岩; 9, 風吹岳外輪山溶岩類; 10, 風吹岳中央火口丘溶岩; 11, 風吹岳火砕流堆積物; 12, 扇状地・土石流・地すべり堆積物.

A, 白馬大池; B, 乗鞍岳; C, 鶴峰; D, 稗田山; E, 風吹岳.

る風吹岳溶岩・火砕流堆積物は溶岩ドーム及びその形成・崩壊に伴うと考えられる堆積物である。これらの噴出地点は現在の風吹岳を中心とする地点である。乗鞍岳溶岩は約17万年前、簔岳溶岩は約7万年前の活動であり、両者の間には約10万年の休止期が存在した可能性がある。両者の推定噴出位置はほぼ南西 - 北東に並んでおり、この方向は立山火山 - 白馬大池火山を結ぶ方向とほぼ一致している。

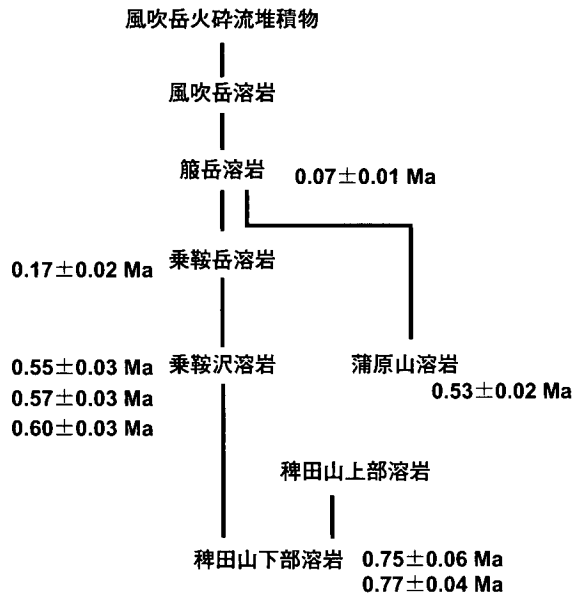
白馬大池火山では、風吹岳周辺にのみ多数の小爆裂火

口が認められる（第55図）。風吹岳溶岩ドーム上には山頂部の火口のほか、東西方向に配列した火口群がある。小敷池もその一部である。また、風吹岳西方には科鉢池のほか、ほぼ南北方向に伸びた割れ目火口と推定される火口群がある。これらは空中写真で見ると溶岩ドーム周辺の円形に近い火口群よりも火口地形としては新鮮に見え、おそらくより新しい時代に活動したものであろう。これらの正確な活動時代は不明であるが、後期更新世の末期であるか、あるいは完新世にかかる可能性がある。



第53図 白馬大池火山の地質図

記号は地質図と同じ。ただし、dは崩壊堆積物の一部のみを示した。



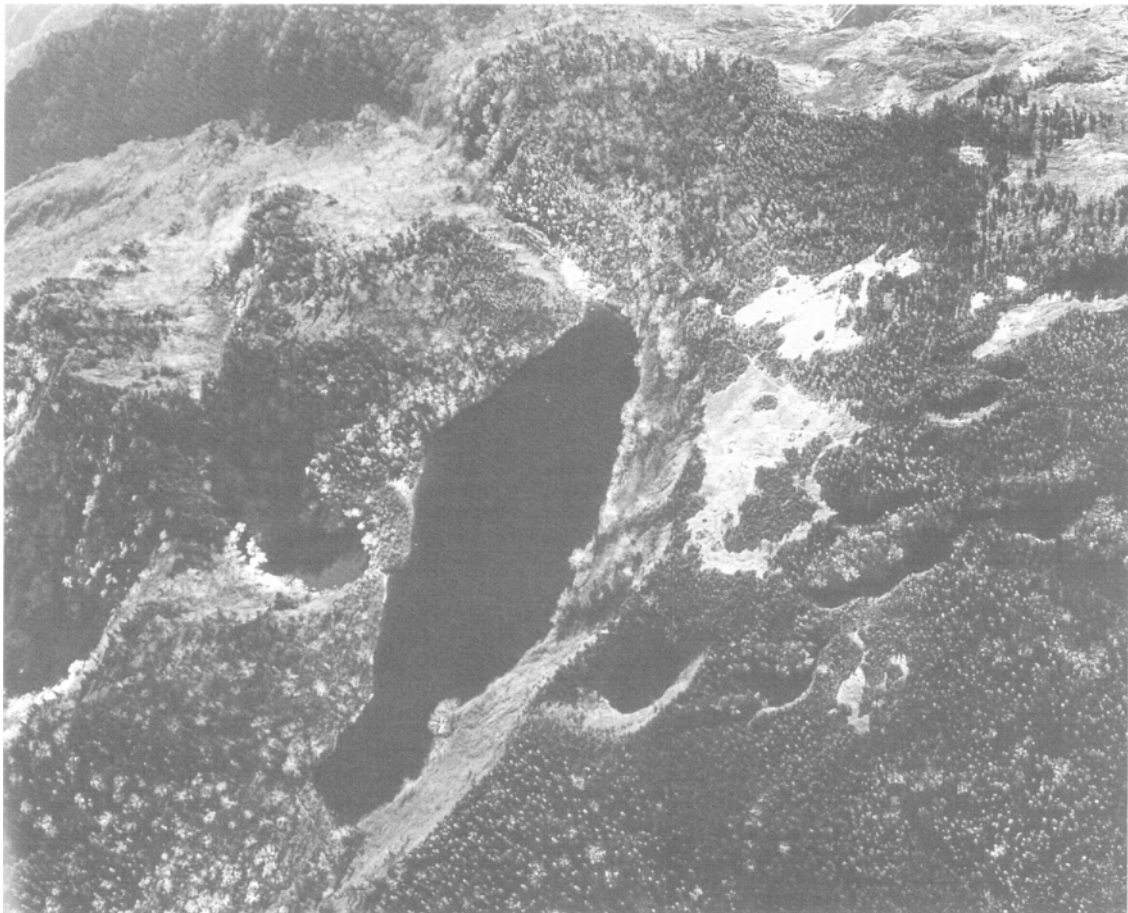
第54図 白馬大池火山噴出物の層序関係と K-Ar 年代値
 年代値は清水ほか (1988), 及川ほか (2001) による
 (Ma=100万年).

VIII. 2 稗田山下部溶岩 (Vh₁)

稗田山からその東方にかけて分布する安山岩質の溶岩・火砕岩である。柵山 (1980) の^{ぬげひら}抜平沢溶岩類・梅平溶岩類・稗田山溶岩類の一部に相当する。

稗田山北 - 北東の崩落壁に好露出があり、層厚最大は 300 m 近くに達する。稗田山直下では溶岩・火砕岩の互層であり、1 枚の溶岩の厚さは通常 5 m 以下で、少なくとも 5 枚の塊状溶岩層が認められるが (第56図)、実際は10枚以上の溶岩から構成されると推定される。この周辺の岩石は変質を被っており、緻密で濃緑色がかった黒色を呈する。稗田山から東方に離れると 1 枚の溶岩の厚さが増大する傾向にあり、岩石の変質は認められなくなる。金山沢にかかる金谷橋東方では 1 枚の厚さは最大 30 m に達する。また、稗田山南東の^{ひじくら}土倉では層厚 10 m 以上の塊状溶岩部の露頭があるが、まったく未変質で、板状節理の発達が見られる。

本溶岩からは清水ほか (1988) により $0.77 \pm 0.04 \text{ Ma}$,



第55図 風吹岳周辺の爆裂火口群

中央が外輪山と溶岩ドームの間に堰止めによりできた風吹大池。その左に小敷池、右に科鉢池。その左に伸張した小規模の火口が多数見える。北西上空より撮影。



第56図 稗田山直下に露出する稗田山下部溶岩の成層構造
ほぼ水平に成層している。北側から撮影。

及川ほか(2001)により 0.75 ± 0.06 Maの2個のK-Ar年代値が報告されており、本溶岩の噴出年代は80 - 70万年前と推定される。岩質はかんらん石紫蘇輝石普通輝石安山岩及び紫蘇輝石普通輝石安山岩である。斑晶かんらん石を含む岩石は稗田山付近に認められるが、かんらん石はほぼ完全に粘土鉱物に置換されている。

VIII. 3 稗田山上部溶岩 (Vh₂)

稗田山からその東方にかけて分布する安山岩質の溶岩・火砕岩である。稗田山下部溶岩を覆う。柵山(1980)の稗田山溶岩類の一部に相当する。

本溶岩は、稗田山北東方では層厚200 m以上に達する。稗田山山頂の東方約400 - 500 m地点付近、あるいは稗田山北東方の崩落崖(第57図)では、1箇所の露頭で少なくとも4枚の溶岩塊状部とその間に挟まる火砕物が確認されたが、実際は10枚以上の溶岩流から構成されると推定される。これらは全体として明らかな東傾斜を示しており、噴出地点は稗田山よりも西方であると推定される。

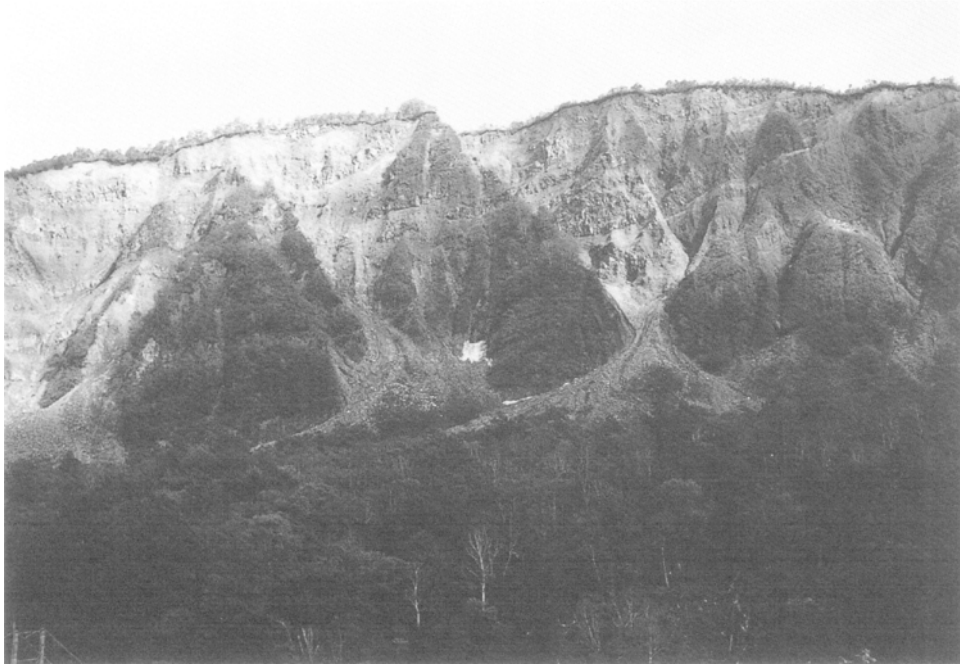
本溶岩からは放射年代値は報告されておらず、下位の稗田山下部溶岩との時間間隙は不明である。岩質はかんらん石角閃石含有紫蘇輝石普通輝石安山岩である。白馬大池火山においては、新期噴出物は多量の角閃石を含み、それに対し旧期噴出物(本溶岩をのぞく)はまったく含まないという特徴がある。本溶岩は少量の角閃石を含み、両者の中間的な性質を持つ。このことのみから判

断すると、白馬大池火山噴出物を新旧2つに区分した場合は、本溶岩は新期の可能性も否定できないが、本報告では旧期噴出物として扱った。

VIII. 4 乗鞍沢溶岩 (Vnz)

梅平北方から阿弥陀山南東にかけて、乗鞍沢付近を中心とした広い範囲に分布する安山岩質の溶岩・火砕岩である。稗田山付近で稗田山下部溶岩を不整合に覆うと推定されるが、露頭では確認していない。柵山(1980)のひよどりみね鶴峰溶岩類及び梅平溶岩類を合わせたものにほぼ相当し、抜平沢溶岩類の一部も含む。

乗鞍沢源頭部では5枚以上の安山岩溶岩からなり、全層厚は250 m以上に達する。標高2,100 m付近にはほぼ水平に堆積した厚さ約15 mの砂礫層が挟まる。溶岩塊状部には板状節理がしばしば発達する(第58図)。ふりこ振子沢の標高1,550 mより下流には、著しく変質した凝灰角礫岩が分布する(第59図)。原山ほか(1996)はこの火砕岩を古第三紀の親不知火山岩類としているが、地質図に分布が示されるのみで、なぜ古第三系としたのか、その根拠や引用文献は示されていない。また、糸魚川市おやしろ親不知海岸に露出する親不知火山岩類とは、この凝灰角礫岩は明らかに岩相が異なる。このことから、凝灰角礫岩を古第三系と区分する理由はなく、本報告では第四紀火山岩の強変質部であると判断した。また、フスブリ山南西の沢や唐松沢上流部では塊状溶岩が著しい熱水変質を被っている。乗鞍岳以北の本溶岩は、著しい変質が認



第57図 稗田山北東に露出する稗田山上部溶岩の成層構造
左下がりの成層構造が見られる。北西側から撮影。



第58図 乗鞍沢溶岩の塊状部（乗鞍沢源頭部）
滝の高さ約20 m.



第59図 乗鞍沢溶岩最下部の変質した火砕岩（振子沢）

められない部分でも緻密で濃緑色がかった黒色を呈し、顕微鏡下では粘土鉱物化が認められる。本溶岩分布域のうち、鶴峰周辺より南東部では未変質の安山岩溶岩が広く分布し、しばしば板状節理の発達ที่著しい。梅池から梅池高原スキー場上部に至る林道沿いに板状節理の著しい溶岩の好露頭が連続する。また、阿弥陀山南東、楠川沿いに板状節理の発達した塊状溶岩が分布する。この孤立した小岩体も、岩質から本溶岩の一部であると判断した。

本溶岩からは清水ほか（1988）により $0.57 \pm 0.03 \text{ Ma}$ 、 $0.55 \pm 0.03 \text{ Ma}$ 、及川ほか（2001）により $0.60 \pm 0.03 \text{ Ma}$ の3個の K-Ar 年代値が報告されており、本溶岩の噴出

年代は60 - 55万年前であると推定される。岩質はかんらん石紫蘇輝石普通輝石安山岩及び紫蘇輝石普通輝石安山岩である。かんらん石を含む岩石は唐松沢源頭部から鶴峰以南、更に最北部の梅平北方に認められる。

VIII. 5 蒲原山溶岩 (Vg)

^{つんざわ}土沢上流北俣沢の北、「小滝」地域の蒲原山付近（第60図）を中心に分布する安山岩質の溶岩・火砕岩である。柵山（1980）の一難場山溶岩類にほぼ相当する。

柵山（1980）の一難場山溶岩類は^{いちなんば}転石のみで分布を推定していたが、本報告の清原山溶岩は、「白馬岳」地域

内では北俣沢上流部で、「小滝」地域内では蒲原沢や前沢などで溶岩露頭を確認している。紙すき山牧場のある緩斜面から前沢にかけては本溶岩分布域には崩壊堆積物が分布している。前沢の上流部では全層厚200 m以上の安山岩溶岩（複数枚）が確認できた。地形的に判断すると、北俣沢では全層厚は300 m以上に達すると推定される。

本溶岩からは及川ほか（2001）により 0.53 ± 0.02 MaのK-Ar年代値が報告されており、乗鞍沢溶岩とほぼ同時期あるいは直後の噴出物であると推定される。岩質は紫蘇輝石普通輝石安山岩及びかんらん石含有紫蘇輝石普通輝石安山岩である。かんらん石斑晶を欠く安山岩は、前沢や北俣沢にて本溶岩の下部を構成している。

VIII. 6 乗鞍岳溶岩 (Vnd)

乗鞍岳付近に分布する安山岩質の溶岩・火砕岩である。乗鞍沢溶岩を覆う。柵山（1980）の乗鞍岳溶岩にほぼ相当する。同質の溶岩は乗鞍岳東方の山ノ神付近、フスブリ山東方に分布する。フスブリ山南方の小分布は転石により判断した。

本溶岩は乗鞍岳付近（第61図）で最大層厚は300 m以上に達する。乗鞍岳付近では、北東 - 南西ないし北北東 - 南南西の断層が本溶岩を変位させている（第62図）。本溶岩塊状部の好露頭は乗鞍沢源頭部に見られ（第63図）、少なくとも2枚以上の溶岩が認められる。その下位には厚さ50 mに達する固結した火山角礫岩が認められることがある。また、蓮華温泉から白馬大池に至る登山道沿いでも、板状節理の発達した本溶岩が見られる。なお、乗鞍岳付近や天狗原の平坦面では本溶岩の表層部は粗鬆な岩塊群に覆われており、多量の同源捕獲岩に富むことが多い。

本溶岩からは及川ほか（2001）により 0.17 ± 0.02 MaのK-Ar年代値が報告されており、本溶岩の噴出年代は

20 - 15万年前である。岩質は黒雲母石英かんらん石紫蘇輝石普通輝石角閃石安山岩である。

VIII. 7 簷岳溶岩 (Ve)

簷岳付近及び風吹岳を挟んでその東方に分布するデイサイト質及び安山岩質の溶岩・火砕岩である。風吹大池周辺で乗鞍沢溶岩を覆うと推定されるが、露頭では確認していない。柵山（1980）の風吹岳外輪山溶岩類にほぼ相当する。

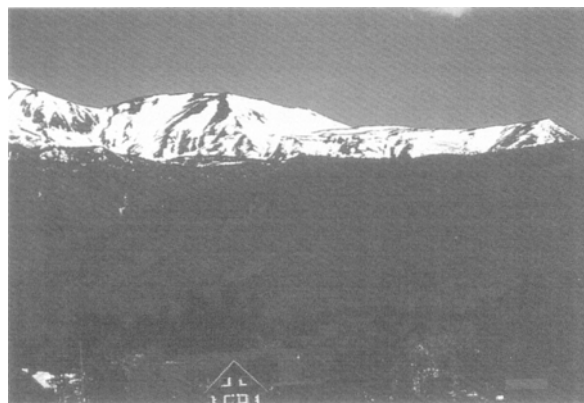
本溶岩分布域のうちの西部では、簷岳の北から西にかけて好露頭が見られる。しばしば流理構造が発達した粗鬆な白色ないし淡灰色のデイサイト溶岩であることが多いが、青灰色の安山岩が見られることがある。両者が縞模様をなし、複合溶岩であることが露頭で確認された（第64図）。全層厚は200 mに達する。本溶岩が構成する簷岳北方の大規模な崩落崖では成層構造は確認されず、複数枚の溶岩流であるかどうかは確認できていないが、簷岳東崖の上部では不明瞭ながらも成層構造が認められる（第65図）。簷岳北方の崩落崖の北には大規模な崩壊堆積物が分布し、「小滝」地域内の白池北西方のウド川右岸に崩壊堆積物の好露頭がある。柵山（1980）によると、溶結した火砕流堆積物がウド沢に分布するというが、確認できなかった。これは、本溶岩の下部クリンカーの一部を誤認した可能性がある。

本溶岩分布域のうちの東部では、士沢上流南俣沢や唐松沢左岸上部に好露頭が見られる。南俣沢では層厚50 m以上の塊状溶岩が確認でき、大規模な崩落崖が発達している。北野北方や、北野から南西方向に延びる唐松沢左岸上部に至る林道付近など、広い範囲が本溶岩からなる地すべり地形となっている。全層厚を確認できる露頭はないが、200 m以上に達すると推定される。

本溶岩からは及川ほか（2001）により 0.07 ± 0.01 MaのK-Ar年代値が報告されており、本溶岩の噴出年代は



第60図 簷岳より見た蒲原山
後方は雨飾山。



第61図 白馬村中心部から見た乗鞍岳（左）と天狗原（右）。
乗鞍岳には鶏の雪形が見える（5月下旬）。



第62図 乗鞍岳と白馬大池
白馬大池から写真上方向に延びた2本の断層崖が見える。南西上空より撮影。白馬大池より手前は基盤岩類から構成される。



第63図 乗鞍岳溶岩の塊状部 (乗鞍沢源頭)



第64図 簗岳溶岩に見られるデイサイトと安山岩の縞模様
白色部がデイサイト、濃色部が安山岩。「小滝」地域内、ウド川の支流。

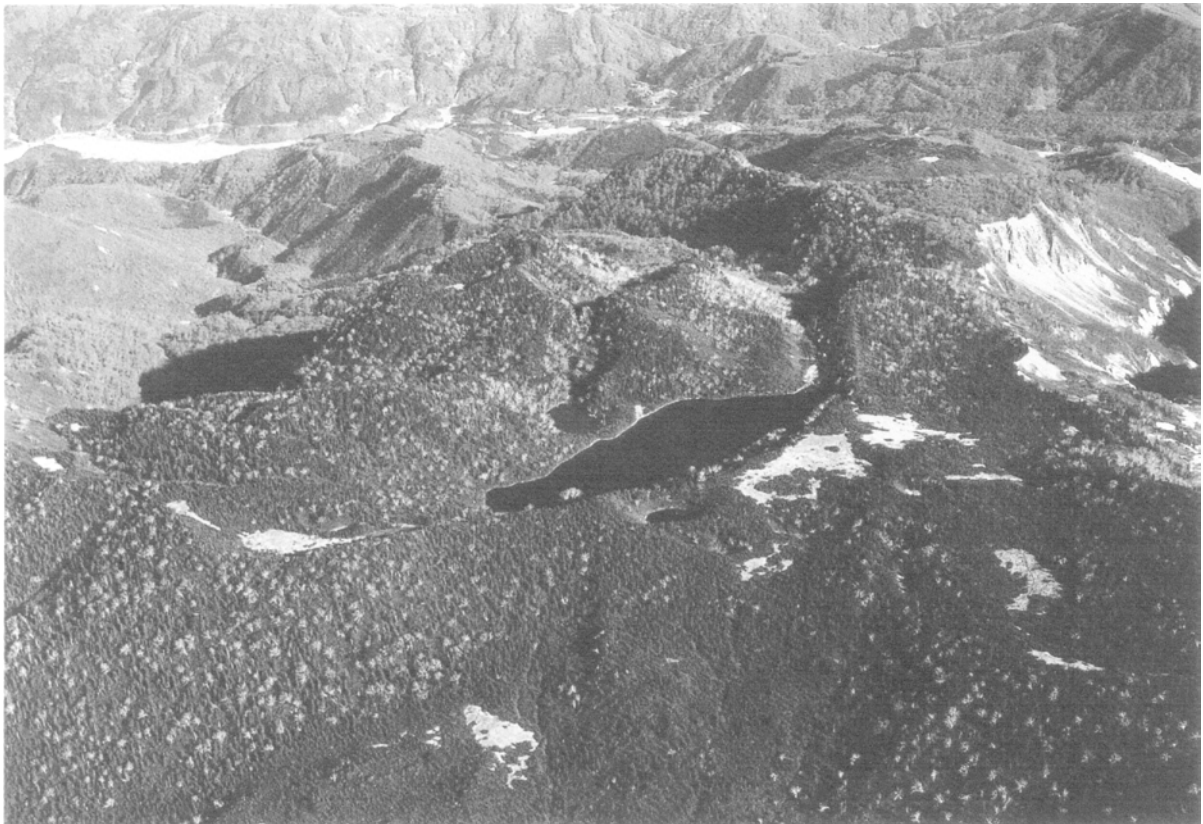
8 - 6 万年前であると推定される。岩質は (かんらん石) 普通輝石石英黒雲母角閃石デイサイトを主体とし、一部は紫蘇輝石普通輝石角閃石石英黒雲母かんらん石安山岩である。

VIII. 8 風吹岳溶岩 (Vkd)

風吹岳を中心とする溶岩ドームを構成する安山岩質の溶岩である (第66図)。簗岳溶岩が構成する山体に形成された、東に開いた直径約 2 km の馬蹄形カルデラ (崩壊地形) の内部に分布する。本溶岩は柵山 (1980) の風



第65図 東方より見た風吹岳溶岩ドームと外輪山
中央やや左が溶岩ドーム。その手前の尾根、更に溶岩ドームの右奥の崖が簗岳溶岩から構成される。



第66図 西方上空から見た風吹岳溶岩ドーム
簗岳溶岩から構成される外輪山とその内側に成長した溶岩ドーム。その間に風吹大池がある。写真右端は唐松沢。

吹岳中央火口丘溶岩にほぼ相当する。

風吹岳溶岩ドームの頂部には3つのピーク（第67図；岩菅山，横前倉山，風吹岳）があるが，3個の溶岩ドームが複合したものではない。岩菅山の東斜面は円弧状の急崖になっており，溶岩ドームが東傾斜のカルデラ底に形成されたため，溶岩ドームの成長時またはその直後に溶岩ドームの一部が東にずれ落ちたと推定されている（第68及び69図；柵山，1980，1984）。このためにまず横前倉山が分離し，更にその後の小敷池爆裂火口^{こじき}などの形成で岩菅山と風吹岳が分離した山体となった。この溶岩ドームの山頂付近には複数の爆裂火口が存在しているが，ずれ落ちた断層沿いにも爆裂火口が形成されている。溶岩ドームの最大比高は200 m 程度である。土沢上流北俣沢の左俣，標高1,050 m 付近から上流，更に標高1,200 m 付近から北へ続く崖では固結度のよい安山岩質の火山角礫岩が露出する。この部分を含む簔岳^{こじき}東方に示した本溶岩分布域も，ずれ落ちたブロックであると推定した。

この溶岩ドームの形成に関係する放射年代値は報告されていないが，8 - 6 万年前の簔岳溶岩の噴出以降である。岩質は（かんらん石含有）石英紫蘇輝石普通輝石黒雲母角閃石安山岩である。

VIII. 9 風吹岳火砕流堆積物 (Vkp)

風吹岳東方に分布する安山岩・デイサイト質の火砕流及びその二次堆積物である。簔岳溶岩を覆う。風吹岳溶

岩との直接の関係は確認していないが，おそらく一部は指交関係にあると推定される。柵山（1980）の風吹岳火砕流堆積物にほぼ相当する。

本堆積物は，土沢上流北俣沢右岸に好露出があり，層厚は50 m 以上である。ほぼ水平な成層構造が顕著に認められる（第70図）。堆積物中には冷却節理を持つ多数のデイサイト岩塊が含まれ，最大径は3 m に達し，基質はややしまった同質の粗粒ないし中粒砂から構成される。このデイサイト岩塊は簔岳溶岩に類似した岩質である。このような岩塊の濃集部と岩塊に乏しい粗粒砂層が互層し，成層構造を構成している。冷却節理を持つデイサイト岩塊が卓越することから，本堆積物の一部は溶岩ドーム成長時に発生した火砕流（ブロック・アンド・アッシュ・フロー）堆積物であると推定される。また一部は火砕流堆積物が二次的に移動した堆積物であると推定される。しかしながら，本堆積物に含まれるデイサイト岩塊と同岩質の溶岩ドームは確認できていない。簔岳溶岩の崩壊物である可能性は否定できないが，デイサイト岩塊が冷却節理を持つことから火砕流中の本質物質であると判断し，ここでは火砕流堆積物として扱う。また，北俣沢と南俣沢の間に挟まれる尾根上の登山道沿いでは，割れ目の発達した大きさ10 m 近い安山岩岩塊も認められる。これはデイサイト質の火砕流より一見上位の層準であり，この岩塊の岩質は風吹岳溶岩と類似する。これについては露頭に乏しく，溶岩ドームからの二次的な転動堆積物であるのか，火砕流堆積物中の岩塊であるのかは確認できない。本報告では，下位のデイサイ



第67図 風吹岳溶岩ドームと風吹大池
右から風吹岳，横前倉岳，岩菅山。横前倉岳の手前に小敷池がある。

ト岩塊が卓越する部分と上位の安山岩岩塊を含む部分を
一括して風吹岳火砕流堆積物とする。

本火砕流堆積物の噴出年代に関する放射年代値は報告
されていないが、風吹岳溶岩と同時期あるいはその直後

であると推定される。岩質は普通輝石紫蘇輝石黒雲母石
英角閃石デイサイト及びかんらん石石英紫蘇輝石普通輝
石黒雲母角閃石安山岩である。



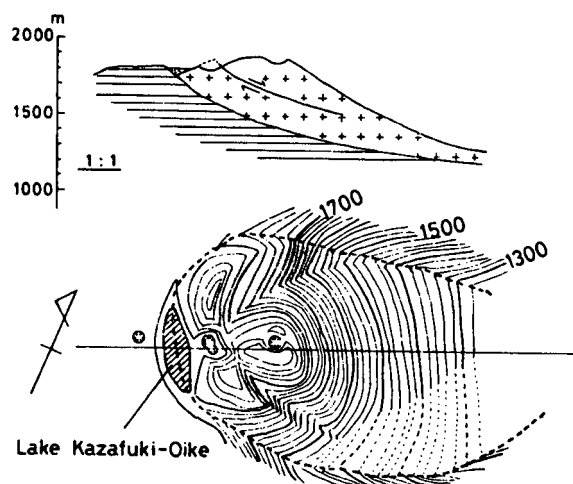
第68図 風吹岳付近の地形分類図 (柵山, 1984)

A・B・C, 溶岩流; D, 溶岩ドーム; E・F, 爆裂火口; G, 岩菅山。

岩菅山の東斜面に急崖があり、それに沿って山頂部(東側)が東にずれ落ちている。
岩菅山の南西側にも多数の小爆裂火口がある。

VIII. 10 白馬大池火山の岩石

白馬大池火山では安山岩が卓越し、少量のデイサイトを伴う。第3表に10試料の斑晶鉱物の含有量（モード組成）を示した。全体として斜長石斑晶が卓越し、全容量の16 - 34%を占める。23試料の全岩主成分化学組成を第4表に示した。これらの試料の採取地点を第71図に示した。旧期噴出物のSiO₂含有量は55.1 - 60.7%，新期噴



第69図 風吹岳溶岩ドームの概念的地形図と断面図（柵山, 1980）

太点線で囲まれた部分が風吹岳溶岩の分布域。ずれ落ちた斜面（断面図で矢印の位置）に沿って山頂部を約15度、左回転を加えながら約200m西へ戻すと地形が滑らかにつながる。断面図で横線部は簾岳溶岩、+を付した部分が溶岩ドームを表す。数字は標高。

出物では57.1-64.8%である。そのほかこれまでに、Sakuyama (1979)により7試料の斑晶モード組成が、Sakuyama (1978)により4試料の全岩主成分化学組成が報告されている。

旧期噴出物に関しては、マフィック斑晶については紫蘇輝石・普通輝石が卓越する安山岩であり、少量のかんらん石が含まれることも多い。例外的に稗田山上部溶岩には少量の角閃石が含まれるが、この溶岩に関してはすでに記したように、新旧の区分に関しては確実なものではない。それに対し新期噴出物の安山岩は、紫蘇輝石・普通輝石・かんらん石のほか、角閃石・黒雲母・石英も含み、複雑な斑晶組合せを持った岩石である。デイサイトは、角閃石・黒雲母や石英に富み、時にかんらん石も含むガラス質の岩石である。



第70図 風吹岳火砕流堆積物の成層構造
流下方向は右から左。土沢上流北俣沢の右岸。

第3表 白馬大池火山噴出物の斑晶モード組成

	Vh1 R76345	Vh2 R76348	Vnz R76350	Vnz R76353	Vg R76355	Vnd R76357	Ve R76361	Ve R76362	Vkd R76365	Vkp R76366
斑 晶 (vol.%)										
斜 長 石	33.4	25.2	29.9	29.0	24.2	24.8	25.9	16.9	25.3	21.2
かんらん石		<0.1		1.1	0.3	1.1	0.4	4.8	<0.1	
紫 蘇 輝 石	4.2	3.0	1.6	3.6	1.3	0.5		0.2	0.4	1.2
普 通 輝 石	7.3	4.0	5.6	6.6	5.1	1.2	1.2	2.7	0.9	0.7
角 閃 石		0.3				3.2	6.4	2.7	4.8	8.0
黒 雲 母						<0.1	4.4	2.9	1.2	1.2
石 英						0.2	3.9	2.8	0.4	1.5
Fe-Ti 鉱物	1.8	0.8	2.1	1.3	1.7	1.2	0.6	0.5	1.2	1.5
石 基	53.3	66.7	60.8	58.4	67.4	67.8	57.2	66.5	65.8	64.7

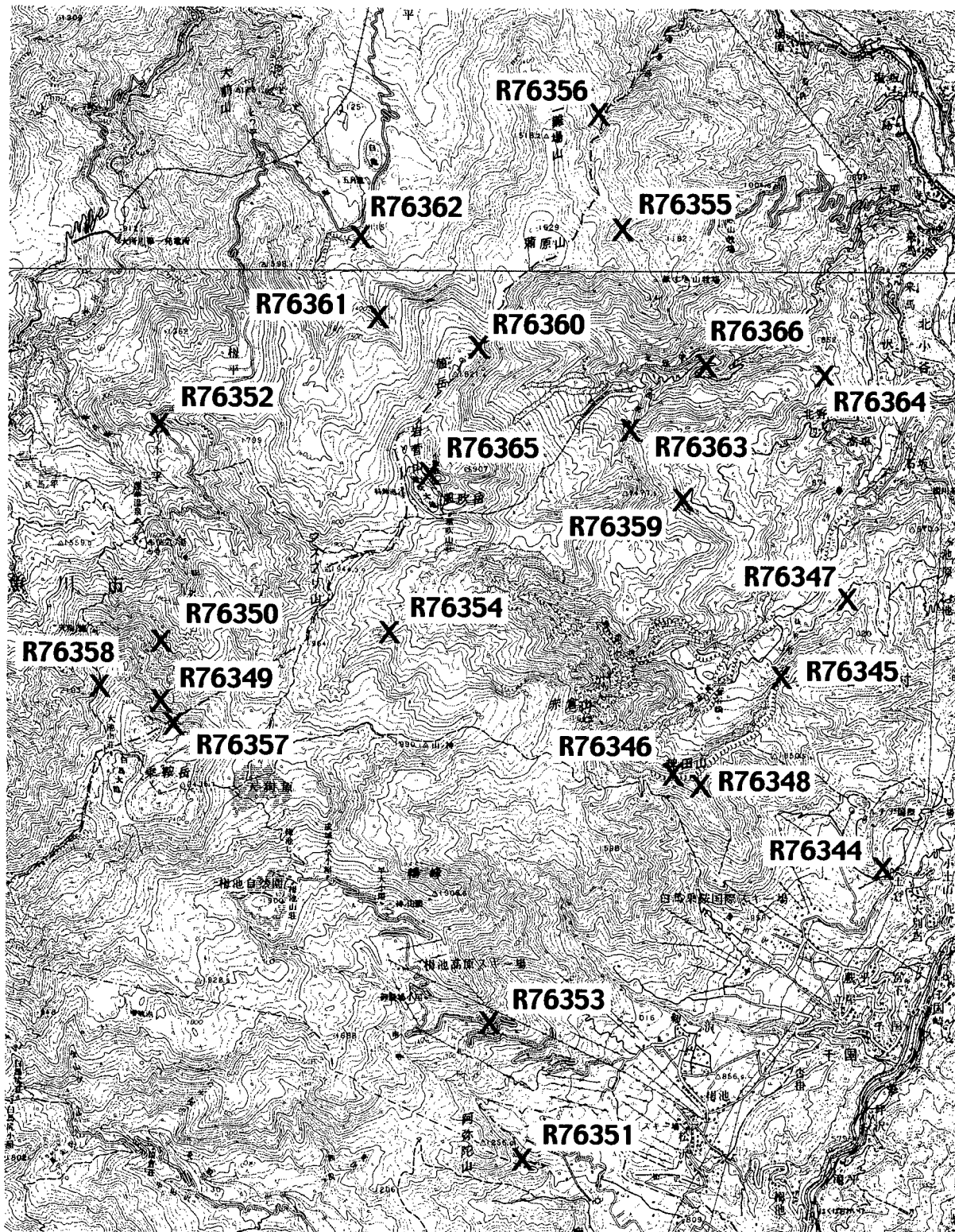
Sakuyama (1978, 1979) は斑晶鉱物の EPMA による詳細な分析を行った。詳細な分析データはこれらの論文に掲載されている。それによると、非平衡な斑晶組合せが出現し（例えば、同一のマグマ中に平衡には存在し得ないかんらん石と石英の共存）、バイモーダルな組成分布（斑晶中心部の組成の分布が 2 つのピークを持つヒスト

グラムになる）を示したり、逆累帯構造を持つ（例えば、斑晶中心部より周縁部がマグネシウムに富む）マフィック鉱物が存在したりする。これらのことは、白馬大池火山の岩石が玄武岩マグマとデイサイトマグマの混合により生成された証拠であると考えられている。

第 4 表 白馬大池火山噴出物の全岩主成分化学組成

試料採取地点は第 71 図に示した。R 番号は地質標本館登録番号。

岩体名	試料番号	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
Vh1	R76344	60.74	0.75	17.68	7.22	0.13	2.01	5.33	3.35	2.55	0.24
Vh1	R76345	55.84	0.94	18.14	9.45	0.18	3.08	7.05	3.25	1.76	0.31
Vh1	R76346	55.15	1.03	18.76	9.09	0.16	3.35	7.28	3.09	1.77	0.32
Vh1	R76347	55.54	0.78	21.35	6.77	0.13	1.55	8.36	3.45	1.73	0.33
Vh2	R76348	58.07	0.86	18.33	7.98	0.13	2.79	6.47	2.97	2.12	0.27
Vnz	R76349	57.01	0.88	17.93	8.38	0.14	3.45	6.98	2.81	2.19	0.23
Vnz	R76350	57.94	0.80	17.70	7.87	0.14	3.25	6.88	2.85	2.36	0.22
Vnz	R76351	55.90	1.03	18.01	9.19	0.16	3.61	7.03	2.90	1.93	0.24
Vnz	R76352	56.41	0.93	17.77	9.30	0.21	3.18	7.02	2.97	1.98	0.24
Vnz	R76353	55.25	1.04	17.99	9.40	0.16	3.72	7.45	2.90	1.84	0.24
Vnz	R76354	57.48	0.95	17.94	8.25	0.14	3.29	6.73	2.87	2.13	0.22
Vg	R76355	57.99	0.89	17.77	8.14	0.14	2.94	6.48	3.11	2.30	0.23
Vg	R76356	59.00	0.79	17.61	7.38	0.13	3.04	6.44	2.86	2.54	0.20
Vnd	R76357	57.58	0.71	18.07	7.86	0.15	3.40	7.05	2.81	2.14	0.24
Vnd	R76358	56.67	0.78	17.62	8.09	0.15	4.01	7.21	2.85	2.40	0.23
Ve	R76359	59.44	0.78	16.92	7.57	0.14	3.01	6.29	3.03	2.57	0.24
Ve	R76360	64.81	0.60	16.39	5.39	0.11	1.89	4.65	3.23	2.77	0.14
Ve	R76361	62.18	0.68	16.84	6.28	0.12	2.91	5.12	3.03	2.63	0.19
Ve	R76362	59.11	0.72	16.19	7.56	0.14	4.43	6.60	2.80	2.25	0.20
Ve	R76363	63.14	0.71	16.41	6.31	0.13	2.27	4.77	3.09	2.95	0.22
Ve	R76364	57.06	0.77	17.70	8.10	0.15	3.76	7.36	2.78	2.08	0.25
Vkd	R76365	58.00	0.84	17.58	8.19	0.15	3.18	6.80	2.92	2.12	0.23
Vkp	R76366	61.20	0.73	16.95	6.74	0.13	2.59	5.82	3.15	2.46	0.21



第71図 白马大池火山噴出物の化学分析試料採取地点
 R 番号は地質標本館登録番号。国土地理院発行、5万分の1地形図「白马岳」及び「小滝」を使用。

IX. 更新世 - 完新世の堆積物

(荏谷愛彦)

¹⁴C 年と暦年 放射性炭素 (¹⁴C) 法は約 6 万年前以降の有機物の年代測定に多用されるが、いくつかの理由のため ¹⁴C 年と暦年は必ずしも一致しないことが知られている (Bowman, 1998). 原山ほか (2000) は「立山」地域の地質研究報告において、既存資料中の ¹⁴C 年についても暦年較正を行い、論述を進めた。しかし本報告では、既存資料の数値を用いる場合は、原則としてそこに示された未較正の ¹⁴C 年、または較正暦年 (cal y BP) の概数を示すことにした。試料の状態や測定法、半減期、同位体分別補正、暦年較正の詳細は原資料をあたっていただきたい。また必要に応じ、原山ほか (2000) が例示した計算プログラムやインターネット・サイトを参照していただきたい。なお、¹⁴C 法以外で測定または推定された年代は、次の表記により区別するよう努めた (FT : フィッション・トラック法, IRSL : 赤外線励起ル

ミネセンス法, KA : K-Ar 法, MIS : 海洋酸素同位体比層序法, ST : 土壌などの層位法, TL : 熱ルミネセンス法, U : ウラン系列法)。なお、以下で使用する MIS (海洋酸素同位体比ステージ) は主として Bassinot *et al.* (1994) に基づく。

IX. 1 氷河堆積物 (g)

研究史 日本で初めて氷河地形が学術的に記載されたのは、「白馬岳」地域内の松川流域にある北股入大雪渓である (山崎, 1902 ; 第72図)。その後、多くの研究により、本地域とその周辺の氷河地形・堆積物が取り上げられてきた (例えば、本田, 1937 ; Kobayashi, 1958 ; 五百沢, 1963, 1966, 1979 ; 小疇ほか, 1974 ; 小疇・岡沢, 1976, 1977 ; 伊藤・清水, 1987)。特に、五百沢 (1963,



第72図 氷河堆積物が発達する松川・北股入

主要な山頂は左手より、鑓ヶ岳、杓子岳、白馬岳及び小蓮華山。白馬岳左下方の谷が大雪渓。中央から手前へのびる谷が北股入で、谷中の広い平坦面は岩岳期 (小疇ほか, 1974) のグラウンド・モレーンやアウト・ウォッシュ段丘である。二股付近上空から撮影。

1966, 1979) は飛騨山脈全域を対象に系統的な空中写真判読を行い、分布高度や開析度が異なる新旧の氷河地形及び氷河堆積物の存在を明らかにした。また小疇ほか(1974) や小疇・岡沢(1976, 1977) は松川流域を中心に本地域の氷河地形・堆積物を詳査し、北股入で5回の氷河前進(古い順に葎原期, 岩岳期, 金山沢期, 赤倉沢期及び白馬沢期)があったことを明らかにした。最近では、氷河堆積物の詳細な層相記載やそれにもとづく堆積環境の推定、新たな年代測定法を援用した氷河作用の編年が本地域で試みられ始めており、新たな成果が提出されつつある。これについては、後に紹介する。

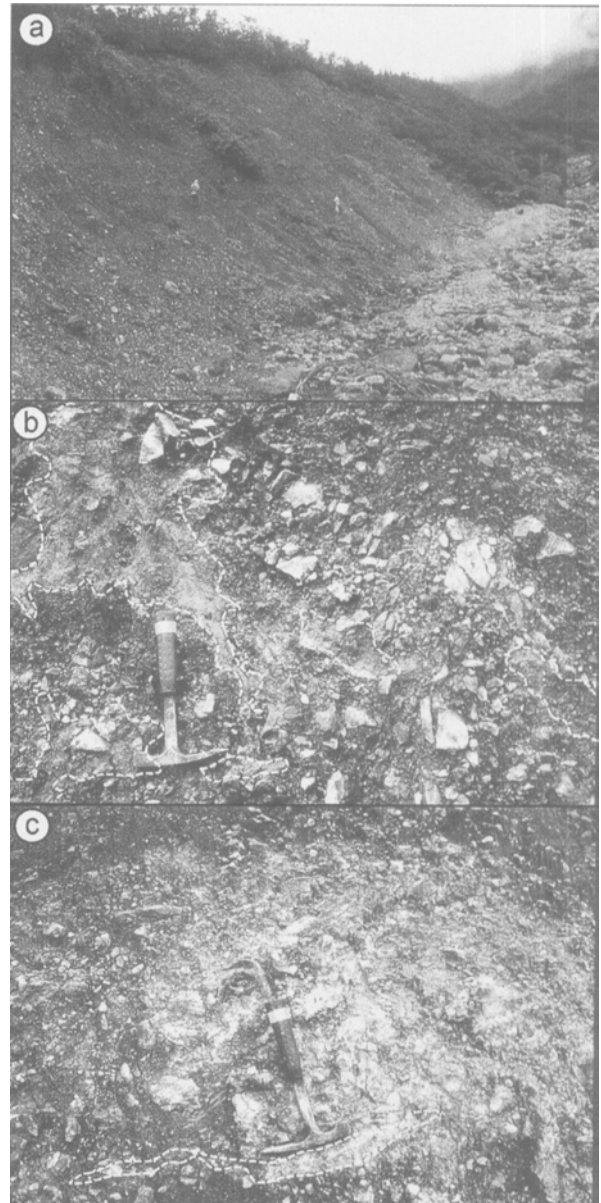
分布・層相 氷河堆積物がよく認められるのは、松川上流の北股入と、大所川支流の瀬戸川・白高地沢の上流域である。また、罫温泉の周辺や八方山の南斜面、梅池自然園から親ノ原スキー場にかけての楠川南俣。北俣沿いにも氷河堆積物が存在する。上述のように、特に北股入では詳しい調査が行われ、分布高度の相違や下流側の河成段丘面との連続性から5回の氷河前進期が認定されている(第72図)。

本地域で観察される氷河堆積物は、上流山地の基盤岩石に由来する角礫・亜角礫(巨礫-小礫)を含んだ無層理かつコンパクトな基質支持の砂礫層からなる。淘汰はかなり悪い。基質は粗粒砂ないし粘土サイズに及び、新鮮な露頭面では青灰色や灰白色を呈することが多い。層厚は数mから40m以上に達する(例えば、小疇ほか, 1974; 荻谷, 2000)。

条件が良好な露頭で詳細に観察すると、砂礫層の固結度や礫の円磨度の上下方向への変化や、クロスラミナの部分的な発達が生じ、しばしば認められる。また明瞭な小剪断面が砂礫層中に生じ、氷河が流動したと推定される方向に比較的大きな鉱物粒や岩屑が脈状に引き延ばされている状態も確認される。こうした堆積・変形構造は大陸氷床の氷河堆積物やその前面の融氷水流(アウトウォッシュ)堆積物中から報告されており、それぞれの特徴にもとづき氷河上ティル、氷河底ティル及び融氷水流堆積物に大別される(例えば、Lowe and Walker, 1997)。特に氷河上ティルと氷河底ティルは、各々の主要形成プロセスに応じ、更に細分されることがある(例えば、Benn and Evans, 1998)。日本でも、日高山脈においてこの種の研究がようやく端緒についた(岩崎ほか, 2000 a, b)。一方、本地域では堆積・変形構造の丹念な記載やそれを基礎とする氷河底環境の復元は本格化していない。しかし、こうした特徴を持つ氷河堆積物は北股入支流の赤倉沢西俣。東俣出合付近や、長走沢右岸の標高1,450-1,500m付近で確認されており(長谷川裕彦・荻谷愛彦・渡邊賢, 未発表資料)、今後の調査が待たれる(第73図)。

地質年代 本地域では、氷河堆積物やそれを覆う湖沼堆積物(次項参照)中の木片の¹⁴C年代を通じて、氷河

作用の年代が推定されてきた(清水ほか, 1974; 小疇ほか, 1974)。また広域テフラを使った氷河堆積物のテフロクロノロジーも行われた(町田・新井, 1979; 伊藤・



第73図 北股入の氷河堆積物とその堆積・変形構造

(a) 長走沢右岸、標高1,450-1,500m付近の露頭全景。この段丘状の地形は岩岳期のグラウンド・モレーンと考えられている(小疇ほか, 1974)。(b) 長走沢右岸、標高1,450-1,500mにおける氷河堆積物の近接写真。シルトや礫のパッチが複雑にいまじる(破線で囲った部分は細粒物質に富む)。また右手にジグソー・パズル状に破碎した礫が見える。左手が下流側。(c) 赤倉沢東俣・西俣出合右岸の氷河堆積物の近接写真。小疇ほか(1974)は、この露頭付近の南北方向の堤状地形を赤倉沢期のターミナル・モレーンとしている。粘土の濃集部分(破線で囲った部分)がハンマーの刃先の方向に引き延ばされている。左手が下流側。

清水, 1987). このうち, 北股入では古い方から 3 回の氷河前進期 (葎原期, 岩岳期及び赤倉沢期) の氷河堆積物, またはそれに関連する湖沼堆積物について, $18,790 \pm 210$ ^{14}C y BP から $37,570 \pm 2,060$ ^{14}C y BP の範囲内で複数の ^{14}C 年代が報告されていた (清水ほか, 1974). しかし葎原期の氷河堆積物が広域テフラ阿蘇 4 (Aso-4, 89,000 - 84,000 KA・MIS y BP; 町田ほか, 1985; Machida, 1999) に覆われることが実証され (伊藤・清水, 1987), この氷河作用が MIS 5b 以前となることが確実となった. 最近, 近藤ほか (2001) は葎原期の氷河堆積物から約 90,000 IRSL y BP を得た. また岩岳期の氷河堆積物は大山倉吉テフラ (DKP, 55,000 - 43,000 U・ST y BP; 町田・新井, 1979, 1992; Machida, 1999) を含むローム質土層に覆われることも確認された (町田・新井, 1979). これにより, 岩岳期の氷河作用が MIS 3 の初期か, それ以前となることが確実となった. 更に最近では, 加速器質量分析計 (AMS) を用いた ^{14}C 年代測定や, IRSL 法による年代測定が北股入各地で採取された試料について行われた (荻谷, 2000 及び未発表資料; 近藤ほか, 2000, 2001). この結果, 岩岳期と赤倉沢期とも, 約 50,000 ^{14}C y BP 以前ないし 60,000 IRSL y BP 程度である可能性が示唆された. 一方, 大所川流域の氷河堆積物については具体的な年代観が示されてこなかったが, 赤倉沢期に対比される瀬戸川期 (小疇・岡沢, 1976, 1977) の氷河堆積物を覆うローム質土層から広域テフラ始良 Tn (AT, 24,500 - 27,000 cal y BP; 町田・新井, 1976, 1992; Machida, 1999) が発見され, この氷河作用が MIS 3 か, それ以前であることが確実となった (荻谷, 2000).

以上のように, 今後の研究進展によっては, 本地域の氷河堆積物の年代観が改められる可能性がある. 本報告ではこうした事情を考慮し, 氷河堆積物の時代区分をしなかった.

IX. 2 岩岳湖成堆積物 (gl)

命名 新称.

分布 葎原付近の北股入左岸に局所的に分布する. 堆積物は標高 1,045 - 1,050 m 付近に見られ, その上面は標高 1,050 m 前後の平坦面をなす (小疇ほか, 1974). 本堆積物は, この平坦面を刻む北股入左岸の支流の最上部でよく観察できる.

層相 層相の違いから上部層と下部層に分けられる. 上部層 (層厚 1.6 m) は多量の木片まじり泥炭・シルト互層である. この泥炭・シルト互層は扁平に圧密変形を受けた多量の枝の破片や, マツ科針葉樹の球果を産する. 下部層 (層厚 0.5 m) は蛇紋岩礫を含む青灰色粘土層である. その下半部は無層理であるが, 上半部には厚さ 1 mm ないし数 mm の平行葉理が発達し, 氷縞に似

る. 下部層は前述の岩岳期氷河堆積物を不整合に覆う.

以上の特徴から, 本層は上部層・下部層とも比較的穏やかな湖水域で堆積したと判断される. 小疇ほか (1974) や小疇 (1993 a) は, 本堆積物を岩岳期のモレーン列の一部が崩壊することにより列間の低地に形成された湖沼の堆積物, またはモレーン先端背後の排水不良地の堆積物と判断している.

地質年代 泥炭・シルト互層中の針葉樹の球果 2 個について AMS ^{14}C 年代測定が行われ, $>50,000$ ^{14}C y BP と $48,300$ ^{14}C y BP が得られた (荻谷, 2000). また年代測定試料と別に採取した針葉樹の球果 2 個は, 顕微鏡観察の結果, いずれもトウヒ属 (*Picea* sp.) に同定された (荻谷, 2000). このことは, 湖沼の流域が樹木限界高度以下の植生帯に含まれていたことを示唆する. なお, 小疇ほか (1974) は上部の泥炭・シルト互層中の木片から $18,790 \pm 210$ ^{14}C BP を得たが, 上述のような湖沼の成因や最近の ^{14}C 年代を考慮すると, 岩岳期の氷河堆積物と本堆積物の間に長い形成時間差が存在したとは考えにくい.

IX. 3 河成段丘堆積物 (t1, t2, t3, t4)

本地域における河成段丘堆積物及び河成段丘面については, 川田 (1942) や小林 (1955), 小疇ほか (1974), 山崎 (1979), 下川ほか (1995) らが記載してきた. 本研究ではこれらを参考にしつつ, 改めて空中写真判読と現地調査を行い, 河成段丘堆積物とそれらを作る地形を 4 つに区分した.

IX. 3. 1 高位河成段丘堆積物 (t1)

分布 切久保から落倉, 梅池, 沓掛, 蕨平及び宮ノ下にかけて, 楠川, 松沢及び親沢の両岸に広く分布する. また塩島東方の城山や, 新田東方の小丘の頂部一帯のほか, 姫川右岸の青鬼や野平, 飯森付近にも断片的に分布する.

層相 楠川, 松沢及び親沢の本堆積物については, 小疇ほか (1974) と小疇 (1993 b) が親ノ原の泥流堆積物と記載したものの一部にあたると思われる. 本研究では, 層相や分布高度の相違から, 本堆積物を下部層と上部層に区分した (地質図では一括).

下部層は千国や立屋南方の親沢河床や谷壁に露出する. この付近では安山岩溶岩の亜円礫 (巨礫) を含む褐色の基質支持または礫支持の砂礫層 (層厚 6 - 10 m またはそれ以上) と, その上位の泥炭・シルト互層 (層厚 1.5 m 以上) が観察される. 泥炭・シルト互層には著しい圧密変形を受けた材化石が含まれるが, 泥炭層を構成する植物遺体の分解は全般的によい. この泥炭・シルト互層に類する湖沼性の細粒堆積物は楠川や松沢沿いでも発見されている (小疇ほか, 1974). しかしそれらが親

沢で観察されたものと対比可能かどうかは確認されていない。また上部層は親沢の両岸谷壁に連続的に露出し、特に梅池と白馬乗鞍国際スキー場を結ぶ道路（地質図基図の地形図には未表示）の千国大橋付近でよく観察できる。この付近では河床から約20 m 上方まで、安山岩溶岩及び粘板岩の亜角礫・亜円礫（最大直径 1 m）を含む青灰色 - 褐色の基質支持の砂礫層が認められる。礫の一部は風化している。基質は粗粒砂及びシルトで、よく固結している。なお、千国大橋付近では、この上位に別の砂礫層が載るが、これは中位河成段丘堆積物（後述）と考えられる。

塩島や新田、青鬼、野平などで観察される本堆積物（礫支持）は、円磨された巨礫 - 中礫と、それらを支持する砂・シルト質の基質からなる。層厚は10-30 m、またはそれ以上である。礫は上流域の基盤地質を反映して多様であり、一部の露頭ではハンマーで容易に破壊できる程度まで風化している。青鬼における本層は、角礫・亜角礫と、粗粒砂ないしシルトの基質からなる比較的厚い（5 - 30 m、またはそれ以上）支流的の砂礫層（礫支持）に被覆される。しかし地質図ではそれらの多くを省略し、下位の高位河成段丘堆積物を示した。

地質年代 小疇ほか（1974）によると、楠川、松沢及び親沢の両岸に見られる本堆積物上部層は、立山 D テフラ（Tt-D；110,000 ST y BP；中谷，1972；町田・新井，1992；Machida，1999；町田・鈴木，2000）に覆われる。したがって上部層は最終間氷期あるいはそれ以前に生じたと判断される。一方、下部層の年代を直接示す資料は得られていない。しかし白馬乗鞍国際スキー場東方の標高900 m 前後の緩斜面上に残存する類似の砂礫層（地質図では未表示）は大町 APm テフラ群（APm；400,000 - 330,000 ST y BP；中谷，1972，鈴木・早川，1990，町田・鈴木，2000）に覆われる（小疇ほか，1974）。今のところ明確な証拠はないが、この砂礫層と高位河成段丘堆積物下部層が対比可能とすれば、その形成期は中期更新世（MIS 11-10）までさかのぼる。

Ⅸ. 3. 2 中位河成段丘堆積物 (t2)

分布 二股から八方まで、北股入と松川の右岸に認められる。また梅池とその周辺や、姫川右岸の野平や真木の周辺、裾花川兩岸（東京 - 松原付近）^{ひがしきょう}、及び姫川右岸の山地内に分布する。

層相 円磨された巨礫 - 細礫からなる礫支持の砂礫層である。基質は砂・シルト質である。層厚は 5 - 100 m である。礫は上流域の基盤地質を反映し、多様である。礫と基質の一部は風化している。二股や野平では、本堆積物は層厚約 1 m の風成ローム質土層に被覆される。

地質年代 二股から八方にかけて分布する本層は、松川 I 面（小疇ほか，1974）とよばれる顕著な堆積段丘をなす。その堆積面は北股入に存在する岩岳期のターミナ

ル・モレーンに連続するとされる（小疇ほか，1974）。上述のように岩岳期の年代はまだ完全には決定づけられていないが、この指摘どおりとすれば本堆積物は MIS 3，またはそれ以前となる。一方、町田（1979）は本堆積物を覆うローム質土層の下部に AT 由来の火山ガラス片が多量に含まれることをあげ、岩岳期より新しいと考えた。しかし最近の AT の年代観から見ると、本層は MIS 3 以前に形成されたと考えられる。

Ⅸ. 3. 3 低位河成段丘堆積物 (t3)

分布 北股入の両岸や、松川左岸の西山から新田付近にかけて分布する。また松沢の上・中流部にややまとまって分布する。これら以外にも、本地域全体を通じて、主要な河川沿いに狭小かつ断片的に分布する。

層相 円磨された巨礫 - 細礫からなる礫支持の砂礫層である。基質は砂・シルト質であることが多い。層厚は 5 - 30 m である。礫は上流域の基盤地質を反映し、多様である。礫と基質はほとんど風化していない。また姫川と平川の合流点付近から大出にかけて、姫川右岸にも本堆積物が存在する。それらは砂礫層の間に層厚 1 m 以上の泥炭層を数層挟在することがある。

地質年代 ほとんどの地点において、本層は層厚 1 m 未満の薄い腐植質土層に覆われるだけで、風成ローム質土層の被覆は認められない。次に述べる最低位河成段丘堆積物が完新世に生じたことは確実なので、本層は MIS 3 - 2 に堆積したと考えられる。

Ⅸ. 3. 4 最低位河成段丘堆積物 (t4)

分布 神城から森上にかけて、いわゆる北城盆地に広く分布する。それ以外の地域でも、現河床に沿って分布する。

層相 円磨された大礫 - 細礫からなる礫支持の砂礫層である。基質は砂・シルト質である。層厚は 1 - 10 m、またはそれ以上である。礫・基質とも未風化である。

地質年代 本堆積物は層厚 1 m 未満の薄い腐植質土層に覆われるだけで、風成ローム質土層の被覆は認められない。大出では、東上りの低活断層崖（神城断層；後述）の形成に伴って最低位河成段丘面上に湿地が生じ、その堆積物が本堆積物を覆う。湿地性堆積物の基底付近から得られた木片の年代は $2,000 \pm 130$ ¹⁴C y BP である（山崎，1979）。また白高地沢左岸の標高1,350 m 付近に分布する本堆積物中の腐植質シルトの年代は 3,250 - 2,860 cal y BP（荻谷，2000）である。一方、姫川第二ダムより下流の姫川沿いに分布する本堆積物の一部は、ダム築造に伴う流送土砂量の減少のため1933（昭和 8）年以降に生じたものである（平林，1971；町田，1979）。このように、本堆積物の年代は場所ごとに相違があるが、いずれも完新世である。

IX. 4 崖錐堆積物及び沖積錐堆積物 (tl, af)

崖錐と沖積錐はしばしば同義に使われるが、分布位置、地形、構成物質及び堆積作用は異なる。

崖錐は急崖や急傾斜な裸岩斜面の直下に生じる岩屑堆積地形である。本地域では淘汰のよい大礫 - 巨礫大の角礫からなり、基質を欠くことが多い。層厚は数 m 以上である。重力による岩屑の落下や、転動、乾燥岩屑流、土石流が形成に重要とされる (町田貞, 1984 ; Jackson ed., 1997)。鍾温泉西方のように、圍谷・氷食谷内の崖錐堆積物は氷河堆積物を覆うことから、晩氷期ないし完新世の解氷後に生じたと推定される。また、それ以外の場所では、地震動や凍結破碎に起因する岩壁の破壊が堆積にあずかってきたと考えられる。

沖積錐は河床勾配が減じる山地内の小谷の出口付近や谷底に生じる急傾斜な扇状地状の地形である。本地域においては水流運搬された未固結物質からなり、それらは背後の谷や斜面の基盤岩に由来する亜角礫・亜円礫 (細礫以上) と、それらを支持する砂やシルトからなる。淘汰は通常よくない。層厚は数 m から 20 m 以内のものが多い。本地域に分布する沖積錐堆積物の多くは完新世初頭以降に生じたと見られるが、具体的年代資料は乏し

い。

IX. 5 湿原及び池塘堆積物 (pt)

分布 湿原や池塘は溶岩流上面や残雪凹地底、線状凹地底、地すべり土塊上の凹地など、排水が不良な斜面上に成立する。本地域では、風吹岳や乗鞍岳の周辺、及び兵馬ノ平や奥西山東方の奥裾花自然園に好例が見られる (第74図)。

層相 泥炭、または泥炭中の植物遺体がほぼ完全に分解した黒泥を主とする。全層厚は場所により異なり、1 m 未満から 5 m 以上に及ぶ。また泥炭層や黒泥層中には、周囲の斜面の地すべり及び崩壊によって流入した砂礫層や、降下テフラが介在することがある (例えば、相馬, 1988)。

地質年代 従来の研究 (小泉, 1982 ; 相馬, 1988) によると、本地域の湿原及び池塘堆積物の多くは完新世初頭から中期以降に生じたと見られる。例えば、相馬 (1988) は成城大学小屋付近の湿原や神の田圃湿原において、厚さ約 2 m の湿原堆積物の基底付近から広域テフラ鬼界アカホヤ (K-Ah, ; 7,300 cal y BP ; 町田・新井, 1978, 1992 ; Machida, 1999) を発見している。湿原及び池塘堆積物の生成開始が完新世初頭以降となる背景に



第74図 梅池自然園東の神ノ田圃湿原
地すべり土塊上に生じた。

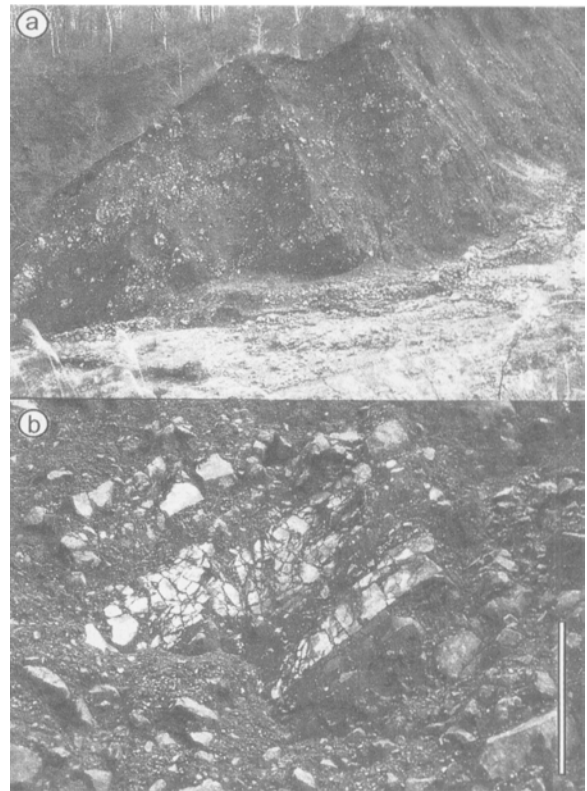
は、気候温暖化や降水量増加が重要だったとの見解がある（小泉，1982）．一方，線状凹地や地すべり土塊上の凹地のように，グローバルな気候変化と直接関係しない局地的斜面変動に伴う湿原及び池塘堆積物も分布する．しかしそれらの編年はほとんど進んでいない．

IX. 6 1911年稗田山崩壊堆積物（dh）

分布 浦川の右岸，及びその支流である金山沢に沿って分布する（例えば，青木ほか，1986）．本堆積物は1911（明治44）年8月9日に稗田山北斜面が崩壊し，岩屑流となって浦川を移動・埋積して生じた（横山，1912；町田，1964）．また1912年4月26日と同年5月4日にも崩壊が再発した．本堆積物は崩壊発生地点から約5 - 6 km下流の姫川合流点まで達し，そこに高さ60 - 65 mの天然ダムを形成して姫川を堰き止めた．この結果，姫川に沿って下里瀬付近まで長さ約4 kmの湖水（通称，長瀬湖）が形成され，沿岸の家屋や耕地が浸水した．この天然ダムはただちに人工開削されたが，この排水や浦川から供給される大量の土砂が姫川・浦川合流点直下の来馬集落にもたらされ，甚大な被害を招いた．また唐松沢も本堆積物で一時的に堰き止められ，最低位河成段丘堆積物がのちに生じた．

成因 一連の崩壊にとって，白馬大池火山の活動に伴う基盤地質の変質・脆弱化が素因だったことは確かと思われる．一方，崩壊の誘因は十分明らかになっていないが，初回の事件の4 - 5日前に集中的な降雨が本地域で生じており，その影響が大きかったと見られている（町田，1964）．また後発の崩壊は融雪期に生じており，融雪水の供給による地下水圧の上昇が想定されている．

層相 白馬大池火山噴出物起源の安山岩溶岩の角礫を主とする無層理な基質支持の砂礫層である．淘汰は非常に悪い．基質は砂 - シルト質である．全般に脆弱であるが，基質に富む部分では部分的に硬化していることもある．礫径は最大数 m に達し，ジグソー・パズル状に自破碎した粒径数 m 以上の安山岩の巨大岩塊も含まれる（第75図）．層厚はところにより100 m に達し，平均値でも50 m 程度はであると推定される．本堆積物の堆積量は $1.5 \times 10^8 \text{ m}^3$ と見積もられている（町田，1964）．また本堆積物は浦川右岸に幅の狭い急傾斜な段丘面を形成し，面上には比高数 m 程度のハンモック状の不規則な凹凸地形が認められる．なお，崩壊の運動性を評価する指標として，見かけの摩擦係数（ H/L ：崩壊斜面頂部と崩壊堆積物末端との高度差と水平距離の比）が用いられることがあり，1911年稗田山崩壊の場合は $H=1.0 \text{ km}$ ， $L=7 \text{ km}$ ， $H/L=0.14$ が報告されている（町田，1984）．



第75図 1911年稗田山崩壊堆積物

(a) 金谷橋上流右岸の露頭．露頭の全高は20 - 30 m．全体に淘汰の悪い砂礫層からなるが，礫の密集する層準が複数認められる．(b) ジグソー・パズル構造の自破碎礫が認められる．スケールは約15 cm．浦川右岸の標高約730 m 地点．

IX. 7 周氷河性堆積物（地質図では省略）

周氷河性堆積物は稜線の周辺や残雪凹地内，圏谷内に広く分布し，本地域の景観を特徴づける．このため，それらを対象とする多くの周氷河地質学・地形学的研究が行われてきた（例えば，小林，1956；小嶋ほか，1974；高山地形研究グループ，1978；小泉，1979，1995；相馬ほか，1979；岩田，1980；Iwata，1983）．しかし基盤地質を示すために地質図では省略した．ここでは，本地域で最近得られた知見を簡単に紹介する．なお，周氷河の定義は Ballantyne and Harris (1994) や French (1996) を，本地域に隣接する「立山」地域での周氷河性堆積物の岩相及び年代については原山ほか（2000）を参照されたい．

本地域の周氷河性堆積物の多くは最新氷期の極相期から晩氷期に形成され，のちに化石化した．それらの中には，薄い土壌に覆われているものがある．一方，強風にさらされる稜線付近や，消雪が遅い残雪凹地内を中心に，完新世にも周氷河堆積物が形成された（あるいは形

成中の場所がある(第4図)。最近、黒田ほか(2001)は鉢ヶ岳の現成周氷河・残雪斜面において土壌調査を行い、層厚約1mの表層物質に1-3層の明瞭な埋没腐植土層が存在することを見いだした(第76図)。この埋没腐植土層は、その上下を層厚0.1-0.3mの岩屑層に挟まれており、斜面安定(岩屑非供給)期と不安定(岩屑供給)期が交互に存在したことを示す。埋没腐植土層の¹⁴C年から、斜面安定期は約5,600 cal y BP、約4,000 cal y BP、約2,700 cal y BP及び約1,000 cal y BP前後に現れ、逆にこれらの前後に岩屑供給期が存在したことが判明した。

地温測定や物理的地下探査の結果から、飛騨山脈北部の内蔵助^{くらのかげ}圏谷底(「立山」地域)の岩塊集積地形の一部は、その内部に永久凍土を有する岩石氷河であることが最近確認された(福井・岩田, 2000)。これと類似する岩塊集積地形が杓子岳北側の圏谷底や、白馬岳北西側の小規模谷頭凹地底に存在する(第77図)。それらの外観は崖錐に似るが、表面に“うね”状の微起伏をもつ点で特異である。また周辺の状況から見て、高山土石流などの流水の作用で形成された可能性も低い。最近の調査によると、杓子岳北側圏谷の岩塊集積地形は永久凍土を内包する岩石氷河の可能性が高いという(福井幸太郎・池

田 敦・松岡憲知, 2001年5月23日私信)。岩塊の流動が今後確認されれば、岩石氷河の決定的証拠になろう。なお、福井(2001年1月26日私信)は上記の調査成果を踏まえ、飛騨山脈北部における現在の山岳永久凍土の分布下限高度を2,600-2,700mと推定している。

IX. 8 地すべり堆積物(地質図では地形の輪郭のみ図示)

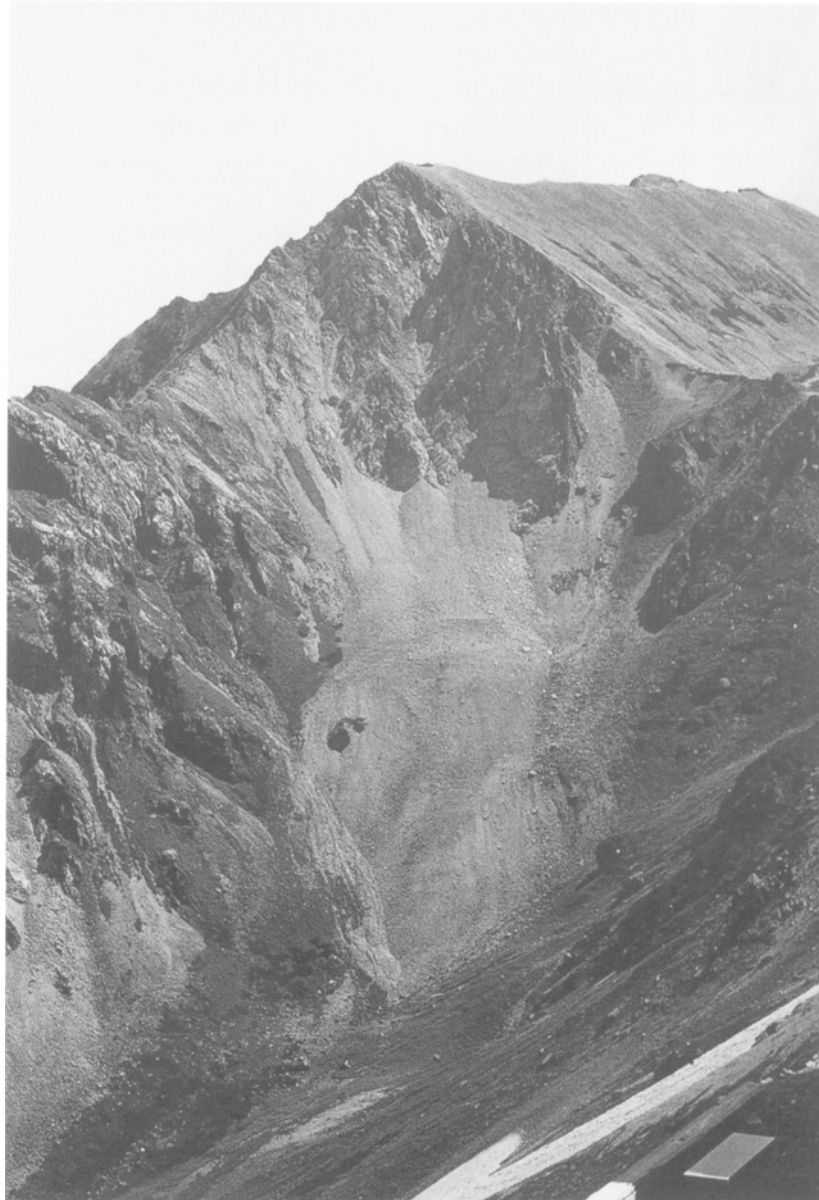
本地域では、規模の大小を問わず地すべり及び崩壊が随所に発達する(第78図)。とりわけ、地すべりについては小林(1955)、地質部応用地質課(1956)、望月(1971)、平林ほか(1985)及び石井(1998)らにより分布や活動性が明らかにされてきた。また最近、清水ほか(2000)による系統的な地すべり地形分布調査の結果が地図化された。本研究でも空中写真判読と現地調査を独自に行い、清水ほか(2000)とほぼ同じ結果を得た。ただし、本研究では基盤地質の分布を示すために、地すべりの移動体の地形輪郭のみを淡緑色線で地質図に示した。また地すべり移動域上部の滑落崖の形態が明瞭な場合は、それらも同様に図示した。

地質図との対照から、本地域の地すべりは中・古生界



第76図 鉢ヶ岳から雪倉岳に至る飛騨山脈の主稜線

手前左手の小さな池が長池。その右手の植被を欠く山頂が鉢ヶ岳。右手の線状凹地の発達する山体が雪倉岳。遠景正面は朝日岳(「黒部」地域)。



第77図 杓子岳北側圏谷の岩塊集積地形
永久凍土を内包する岩石氷河の疑いがもたれている。

や火山噴出物，新第三系堆積岩類の分布域に多発していることが理解される．特に，変質風化作用を受けた火山岩が分布する乗鞍岳及び風吹岳の周辺や，向斜・背斜構造の発達した堆積岩類が分布する姫川両岸に大規模な地すべりが発達する．こうした事実は，地すべりの発生・発達の素因として地質構造が直接・間接的に影響を及ぼしていることを示唆する．また地すべりの誘因として，大起伏山地の存在や多雨・多雪な気候条件のほか，後述する糸魚川 - 静岡構造線活断層系神城断層などの古地震活動をあげることができる．更に，従来あまり議論されてこなかったものに，未固結な氷河堆積物の地すべりがある（石井，1998）．本地域では大所川上流部や北投入の氷河堆積物分布域でそのような例が見うけられる．一

般に，氷河堆積物は基質に粘土分を多く含むので，地すべり滑動が起こりやすいと考えられる．なお，後述する線状凹地（重力性断層）は，稜線や等高線の伸長方向に平行する長さ数 m - 数100 m の開口割れ目として大規模地すべりの上方に現れることがあり，地すべり発生の前兆と見ることができる（八木，1996）．

本地域では梅雨期や融雪期を中心に地すべり活動が生じており，土砂災害が絶えない．最近の顕著な例として，清水山地すべり（1960 - 1961年，1981年）や，1995年7月11 - 12日の集中降雨を契機とした本地域全域での地すべり及び崩壊，土石流による災害がある．一方，地質時代の地すべり活動については理解が十分及んでいない．しかし大所川上流部の地すべり堆積物や，地すべり



第78図 岩葦山南方のどんぐり地区の地すべり地形（写真中央部）
西方より撮影。

による堰き止めで生じた湖沼堆積物から更新世及び完新世を示す複数の ^{14}C 年代が最近得られるようになり、兵馬ノ平の地すべり堆積物からは滑動による変形を受けたATも発見された（石井，1998；荻谷，2000）。本地域の地すべり活動は、完新世だけでなく更新世にも生じていたことが明らかになりつつある。

IX. 9 現河床堆積物 (a)

現河床堆積物は、上流域に露出する基盤岩や河成段丘堆積物、氷河堆積物、崖錐堆積物などを起源とする碎屑

物からなる。河床勾配が減じたり、峡谷が部分的にポケット状に広がったりするなど、堆積を促す条件があれば急峻な山間部でも現河床堆積物が認められる。

本地域では、浦川の合流点から来馬付近にかけての姫川や、松川北股入・南股入、平川に多量の現河床堆積物が存在する。来馬付近のものは、主に浦川上流部の現成崩壊地や1911年稗田山崩壊堆積物の二次崩壊斜面から供給されたものである。また北股入・南股入や平川の本堆積物は、上流部の急峻かつ脆弱な裸岩壁や崩壊地のほか、流域の広い範囲に分布する氷河堆積物や地すべり堆積物が岩屑の供給源となっている。

X. 活断層及び地震活動

(荻谷愛彦・奥村晃史)

X. 1 活断層及び地震活動

活断層 「白馬岳」地域には、糸魚川 - 静岡構造線活断層系北端部を構成する神城断層と、それに付随する連続性に乏しい活断層が分布する。それらの分布や活動様式は、小疇ほか (1974)、山崎 (1979)、活断層研究会編 (1980, 1991)、仁科ほか (1985)、宇根 (1985)、柏木 (1987, 1988)、下川・山崎 (1987)、下川ほか (1995)、東郷ほか (1996) 及び澤ほか (1999) が記載してきた。また本研究でも、空中写真判読と現地調査を独自に行った。これらの研究ごとに活断層の存否や位置をめぐる多少の見解の相違はあるが、神城断層と、これに平行する切久保断層 (山崎, 1979; 活断層研究会編, 1991) 及び八方 (東縁) 断層 (活断層研究会編, 1991) の存在と位置については、意見がおおむね一致する。

神城断層は青木湖 (「大町」地域) 付近から杓掛付近に達する全長約15 km の東側隆起の逆断層である。本地域では飯森から新田にかけて変位地形が断片的に認められ、落倉や梅池周辺では高位河成段丘面と岩戸山層からなる浅間山との境界に沿って神城断層が存在すると見られる。これらの区間では最低位河成段丘面上に約1 - 3 m、低位河成段丘面上に約2 - 5 m の垂直変位をともなう低断層崖を形成する (山崎, 1979; 東郷ほか, 1996)。地形学・地質学的に算出された神城断層の年平均上下変位速度は2 - 4 mm である (山崎, 1979; 下川・山崎, 1987; 活断層研究会編, 1991; 今泉ほか, 1997)。また最近、飯森の南方約2 km に位置する白馬村堀之内 (「大町」地域) において、神城断層の地層採取調査 (今泉ほか, 1997) やトレンチ発掘調査 (奥村ほか, 1998) が行われた。特にトレンチ調査では6,738 cal y BP 以降に4回のイベントが認識され、最近3回の古地震の平均再来間隔は1,258 - 1,510年、最新活動時期は紀元5世紀以降、西暦841年以前と推定された (奥村ほか, 1998; Okumura, 2001)。最新活動以降の経過時間 (1,160年) は平均再来間隔の下限に近い。松田 (1998) や Okumura (2001) は、この神城断層の活動履歴と、「大町」地域以南の糸魚川 - 静岡構造線活断層系活動履歴をもとに、糸魚川 - 静岡構造線活断層系北部と中部の一部または全部が近い将来活動する可能性を指摘している。

切久保断層は西山から切久保まで認定される長さ約1.5 km の東側隆起の活断層である。また、これと平行する長さ約3 km の西側隆起の活断層が西山から落倉にかけて認められる。これら2条の断層は切久保付近に浅

い溝状の地形を形成するほか、切久保付近の中位河成段丘面上に6 m、落倉付近の高位河成段丘面上に8 - 10 m の垂直変位を伴う低断層崖や撓曲崖を生じている (山崎, 1979)。本断層の年平均上下変位速度は0.02 - 0.3 mm である。

八方断層は、八方尾根スキー場の (長野オリンピック) ジャンプ台付近から八方に至る全長約0.7 km の西側隆起の活断層である。活断層研究会編 (1991) は本断層を八方東縁断層としたが、八方の西側を通過することを考慮し、本報告では八方断層と呼ぶ。本断層は、八方付近の中位河成段丘面上に30 - 40 m の垂直変位を伴う撓曲崖を形成する (小疇ほか, 1974; 山崎, 1979; 活断層研究会編, 1991)。本断層の年平均上下変位速度は0.1 - 2 mm である。この活動度から見て、本断層は地質図に示した範囲より更に南方または北方に延長すると見られるが、野外での情報に乏しく、実態は明らかでない。なお、落倉西方の高位河成段丘面上にも5 - 7 m の垂直変位を伴う撓曲崖が形成されている。しかし野外での情報に乏しく、詳細は不明である。

ところで、池原及び池原下付近には、活断層研究会編 (1991) や下川ほか (1995) によって活断層の疑いのあるリニアメントの存在が指摘された。本研究でも、このトレースに沿って一部の尾根が左横ずれ屈曲していることを確認した。しかし、この地域一帯が地すべり堆積物によって被覆されるためトレース自体がかなり不連続的で、断層露頭も未確認である。本研究では、このリニアメントを推定活断層としたが、今後の調査が必要である。一方、雪倉岳断層、白馬乗鞍岳断層、鉢ヶ岳西斜面断層及び天狗岳西斜面断層 (上本, 1978; 活断層研究会編, 1991) については、火山体や氷食山地における大規模地すべり及び崩壊に因む重力性断層の疑いが強いと判断して、活断層としなかった。

歴史地震 本地域で発生した歴史地震のうち、人的被害や山地土砂災害をもたらした顕著な例 (宇佐美, 1996) を以下にあげる。歴史史料との対比がなされている最古のものは、1714年4月28日 (正徳四年三月十五日) に八方付近を震央として生じた $M \approx 6 \frac{1}{4}$ の地震がある。この地震では本地域の各所で崩壊が発生し、死者や建造物倒壊が生じたとされる。特に堀之内 (「大町」地域) では48戸の家屋が潰れ、14名が死亡した記録が残されている。ただし、この地震で神城断層沿いに変位が現れたとの報告はなく、推定される地震の規模から見ても地表変位を発生させる地震の経験的な最小マグニチュー

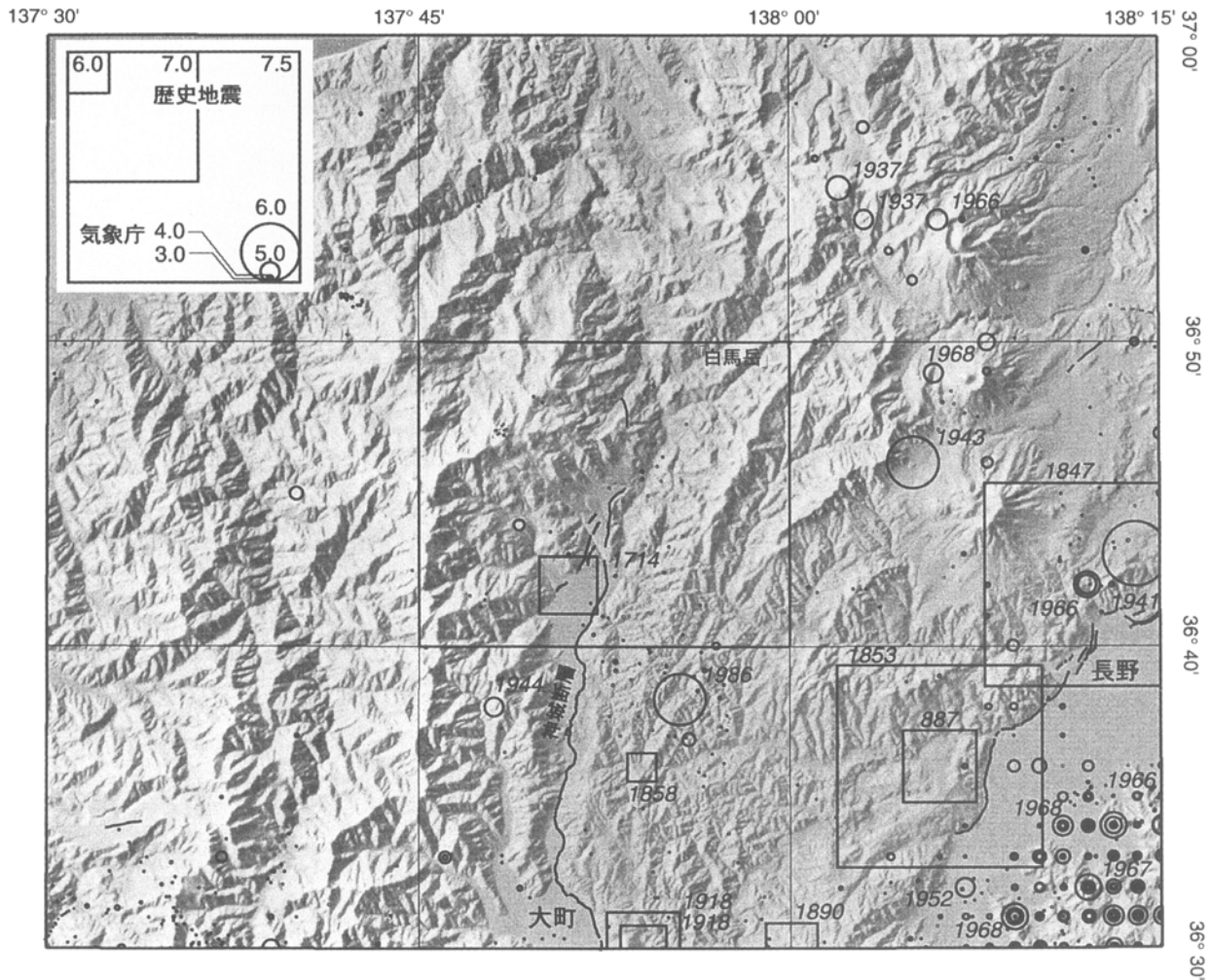
ド ($M=6.5$; 活断層研究会, 1991) と同等か, それより小さい. したがって1714年に神城断層で顕著な地表変位を伴うような地震活動があったとは考えにくい. 神城断層の最新活動は841年または762年と推定されている (松田, 1998; 奥村ほか, 1998). また1858年4月23日 (安政五年三月十日) には, 本地域に近接する美麻村千見付近 (「大町」地域) を震央とする $M=5.7 \pm 0.2$ の地震が発生し, 飯森や深空で建物の倒壊が生じた. 更に, 1986 (昭和61) 年12月30日に小川村野田付近 (「大町」地域) を震央とする $M=5.9$ の地震が発生し, 本地域でも建造物の破損などが生じた (仁科, 1991). 佃 (1996) は, この1986年の地震に加えて, 1714年の地震や微小地震活動の変化から, 白馬村の神城断層付近で近い将来に顕著な地震が発生する可能性を指摘している.

本地域と, その周辺における小さな地震 ($M=2$) ま

で含む震央分布を第79図に示した. 本地域東半で小さな地震が生じているが, 周辺地域に比べ高頻度かつ大規模というわけではない.

X. 2 重力性断層 (線状凹地)

本地域の稜線周辺には, 尾根の走向にほぼ平行する長さ数100 m 以下の浅い凹地が分布することがある (第80図). 一般に, 凹地底と周囲の斜面頂部との比高は数10 m 以下で, 凹地の平面形は直線か緩い弧状を示す. こうした地形は二重 (多重) 山稜や船窪と呼ばれてきた. また山腹斜面上にも山側を向いた長さ数100 m 以下の直線ないし弧状の低崖 (比高数 m 以下) が分布し, 山腹斜面との間に小凹地が分布することがある. いずれも線的な凹地で特徴づけられるので, 分布位置を問わず



第79図 「白马岳」地域及び隣接地域の活断層と震央の分布

隣接地域の活断層は下川ほか (1995) と200万分の1活断層図編纂ワーキンググループ (2000) をもとにした. 震央は石川・中村 (1996) に収録された気象庁震源データ (円で表示: 1926 - 1996年), 及び宇佐美 (1996) の1918年以前の主要な被害地震をプロットした. 陰影地形図は国土地理院発行数値地図50 m メッシュ (標高) から作成した. 図中の緯経は日本測地系のもの.



第80図 重力性断層で生じた線状凹地（二重山稜）
三国境付近から小蓮華山方面を望む。

線状凹地と呼ばれることも多い（八木，1996）。

高山に生じる線状凹地の要因の一つに重力性断層がある。重力性断層は山体の急速な隆起や解氷，河川の下刻によって山腹の荷重解放が促され，山体が自重沈下することで生じる正断層と考えられる（清水ほか，1980）。重力性断層は広域的な地殻応力場に直接支配されない点で，活断層と性質が異なる。また線状凹地は地すべりの発生初期や，堆積・変成岩類分布域において地質構造に支配されて発生する層（岩）すべり，節理の発達した基盤岩のトップリング，岩質の浸食抵抗性の差でも形成される（八木，1996）。それゆえ，線状凹地をすべて重力性断層に結びつけることはできず，識別は容易でない。本報告では，野外調査と空中写真判読で判別された線状

凹地をすべて重力性断層として地質図に図示してある。

本地域における重力性断層（線状凹地）の分布には明瞭な偏在性が認められる。分布密度が特に高いのは，八方山から唐松岳に至る稜線（八方尾根）の周辺，天狗ノ頭から雪倉岳に至る飛騨山脈の主稜線の周辺，小蓮華山から稗田山に至る稜線の周辺，樽池自然園の周辺及び小日向山の周辺である。その多くは最新氷期または完新世の周氷河性平滑斜面を切っており，後期更新世以降の活動がうかがえる。しかし，それらがいつ，どのような動きをしたのか，また今後も活動するのかといった点は十分解明されていない。

XI. 地下資源

(中野 俊)

XI. 1 金属鉱床

「白馬岳」地域には稼行中の金属鉱山はない。かつては小規模に試掘ないし採掘されていた金属鉱床としては、蓮華鉱山と白馬鉱山がある。

蓮華鉱山

本地域西部、雪倉岳の東側（蓮華温泉と白馬岳の間）にあった銀、鉛、亜鉛の鉱山である。蓮華（蓮花）銀山、大所銀山とも呼ばれる。一部は雪倉銀山ともいわれたらしい。16世紀に発見されたといわれる。積雪が多く、交通の便も悪かったため、何度も休山を繰り返した。明治時代の晩期まで何度も試掘された記録がある。

地質調査所編（1956）によれば、鉱脈は幅1-4mで数10条、主な露頭は15箇所あるという。鉱石は方鉛鉱と閃亜鉛鉱、品位は鉛が最高11.3%、銀は1トンあたり最高532グラムであった。そのほか、亜鉛6.6%、銅0.2%である。

蓮華温泉から雪倉岳東斜面を通り三国境へ向かう登山道は鉱山道と呼ばれる。標高2,150m付近の登山道及びその周辺には整地された場所があり、建物の遺構、鉱津、鉱石が確認できる（塩谷製錬所跡地）。地質図に示した鉱山位置はこの製錬所跡地である。また、その周辺の沢沿いには、坑口跡と思われる丸太の散在した場所が何箇所か確認できた。

蓮華温泉の南東に、“千国揚尾根”^{ちくにあげ}と呼ばれる尾根がある。小谷村千国から稗田山の南を通過し山ノ神を経て、千国揚尾根のフスブリ山の南（“千国揚”）から蓮華温泉へ下る道があり、かつては蓮華温泉や蓮華鉱山まで物資が運搬され、人夫が通行していた。千国から山ノ神までの登山道の一部が大きくジグザグとなっていたり広い幅を持つのは、かつて牛馬が通行していた名残であるという。

白馬鉱山

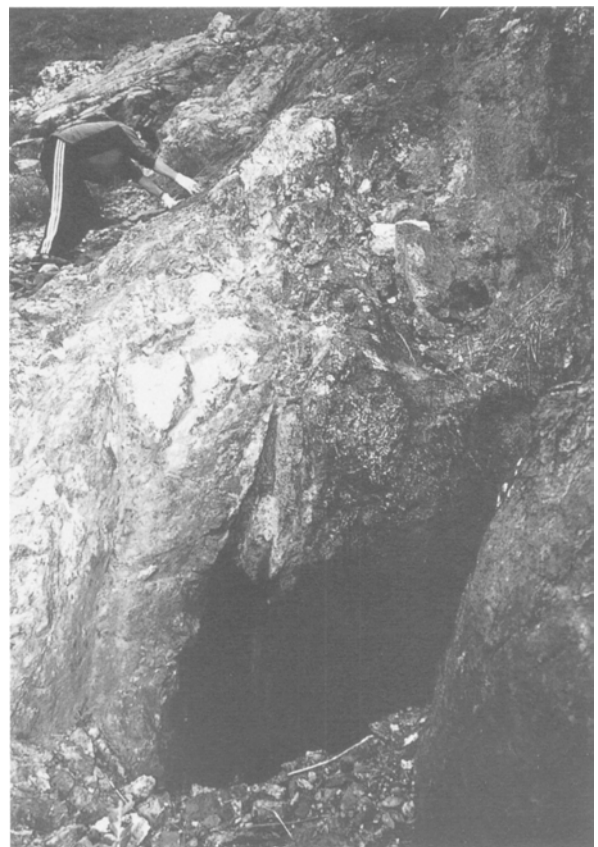
本地域西部、白馬岳東の大雪溪左岸にあった銅鉱山である。1901（明治34）年頃から試掘されたが、1907（明治40）年に放棄された。その後、1952（昭和27）年に再び試掘願が提出されたが地元の同意が得られず、1954（昭和29）年に断念している（中島、1986；長沢、1986）。現在、白馬大雪溪の支流に三号雪溪と呼ばれる名称があるが、これは3番目の坑口（第81図）があったことから使われた名称である。

平林（1955, 1996）によれば、3箇所には鉱脈の露頭があり、銅の品位は16-20%、幅0.9mと1.2mの2条の鉱脈があった。黄銅鉱を主体とし、藍銅鉱を伴う。また、大雪溪の右岸にも、N50°W、80°SWの焼けが数条認められる。

そのほか、稼行対象ではないが鉱物資源についての記述がいくつかあるので、主なものを列挙しておく。なお、平林（1996）及び原山ほか（1996）には松川上流白馬沢の左岸に鉱産地（銅・亜鉛）が示されるが、これについての詳細は不明である。

一夜山西側山腹の安山岩脈中に少量の硫化鉄鉱（井島・遠藤、1955b）。

松川の北股入や南股入で銀の鉱脈があったらしいが詳細は不明（長沢、1986）。



第81図 白馬鉱山の坑口

大雪溪に面した急斜面の上部に坑口（第3坑口？）があり、その下部には鉱石が散在している。

楠川下流の右岸に黄銅鉱の鉱染（平林，1955，1996）．
八方山付近や平川流域の蛇紋岩中に珪ニッケル鉱の鉱染
（平林，1955，1996）．

小蓮華山西方の主稜線付近に孔雀石を伴う最大3 m 幅の
褐鉄鉱の鉱脈が3条（平林，1955，1996）．なお，ここ
は第2次世界大戦中に採掘され，山頂の北（約250 m）
に釜跡（製鉄釜？）があったと平林（1993）が記述して
いる．

なお，本地域内ではないが，大黒岳西方，「黒部」地
域内の餓鬼谷沿いに大黒銅山と呼ばれる，黄銅鉱を中心
に採掘していた銅山があった．これは1906（明治39）年
に発見され一時はさかんに稼行されたが，資源が枯渇し
1918（大正7）年に閉山した（長沢，1986）．唐松岳から
祖母谷温泉に至る登山道沿いに製錬所跡地があり，大
量の鉱滓が残されている．餓鬼谷沿いには多くの坑口が
見られる．ここで製錬されたものは，本地域内の八方尾
根を経由して運び出されていたという．

XI. 2 非金属鉱床

「白馬岳」地域には稼行中の非金属鉱山はない．かつ
て，石炭が採掘されていた記録がある．そのほか，千国
付近で採取された安山岩岩塊が小谷石と呼ばれ，石材と

して利用されていたことがある．

中生界の来馬層群中には0.1-2.1 m 幅の炭層が挟在
しており，良質の無煙炭として採炭されていたことがあ
る（亀井，1955；平林，1993）．北隣「小滝」地域南端
の来馬集落には光明炭坑（あるいは土沢炭坑）があり，
1935（昭和10）-1941（昭和16）年に稼行していた．現
在でも坑口が確認できる．「白馬岳」地域内では，来馬
集落南方の浦川中流に10層以上の炭層があり，北安炭坑
（石坂集落西側）と三恵炭坑（浦川北岸）においてかつ
て採炭されていたというが，正確な位置は不明であるの
で地質図には示していない．

新第三系の地層からはしばしば油徴・ガス徴が認めら
れる．物見山西側に油徴，鬼無里村西京集落内に油徴・
ガス徴がある（井島・遠藤，1955 a）．西京では，メタン
ガスを主成分とする可燃性ガスを産し，一時は手堀井に
て採取していた．姫川支流の横根沢，土谷川流域の日道
沢や熊沢などでも，わずかながら油徴が認められている
（井島・遠藤，1955 b）

なお，本地域内ではないが，白馬鍾ヶ岳西方，「黒部」
地域には“朱殿坊”と呼ばれた硫黄の産地があった（祖
母谷上流硫黄沢の源頭部？）．硫黄は，本地域内の白馬
鍾ヶ岳南から鍾温泉を経由して運び出されていたという
（長沢，1986）．硫黄沢の硫黄については大塚（1891）に
も記述がある．

XII. 水 文 地 質

(田口雄作)

「白馬岳」地域の緩傾斜地は、姫川上流部に位置する「神城平」(神城盆地)の北部と「北城平」(北城盆地)、及び乗鞍岳の山麓部に広がる「梅池高原」だけである。地形的に概観すれば、前者は扇状地で、後者は火山山麓緩傾斜地である。本地域の水文地質に関する従来の記載は、あまり多いとはいえない。

白馬村内の湧泉分布について、田中(1989)は、優に100箇所を数える湧泉があると記述しており、それらの概要を地区ごとに記載し、そのうちの73箇所の大きな分布図を作成した。それらの湧泉のうち、本地域内に分布するものは約35箇所であり、その半分ほどは東山と称する小谷山地域の湧泉である。山地域の湧泉は、天候に左右され、湧水量が安定しないものが多いという。佐藤(1996)は、白馬村内の河川及び北城平の湧泉の流況や水質について、経時的な変化を含めて概説している。坂本(1998)は、北城平の湧泉について、その分布と水質的特徴について、概略を記載している。また、坂本(1999)は、1995年9月から1998年11月までの3年余の期間にわたるほぼ毎月1回の定期的観測調査から、神城平と北城平の湧泉の涵養域、地下水流動、湧出の特徴、湧水量と水質について詳述している。

本報告では、小谷山地域の地下水は資源として極めて局所的であるので取り扱わないことにし、前述の緩傾斜地である「神城平」の北部と「北城平」、及び「梅池高原」の地下水についてのみ記述することにする。

XII. 1 北城平の地下水

扇状地の地下水と湧泉

北城平は、松川、平川及び犬川(「大町」地域北端)によって形成された扇状地の集合体である。本地域における不圧地下水の流動を把握するため、1998年8月に測水調査を実施した結果を第5表に示す。扇状地には現存する井戸が少なく、第82図のように作成された地下水面図は正確さに欠ける憾みはあるが、本地域における不圧地下水の流動の実態をほぼ示していると考えられる。

地下水面図の形状から推して、本地域の地下水流動系は(1)松川左岸段丘系、(2)松川系及び(3)平川系に大別することができる。松川扇状地と平川扇状地に挟まれる大橋川は、地下水から川へ流出涵養されている排水河川としての役割を果たしていると考えられる。

松川左岸段丘系地下水は、岩山麓の緩傾斜地や松川の段丘から松川河床に向かって流動するもので、標高

680 m以下で地表面に流出する。

松川系地下水は、その地下水面の形状から判断すると松川そのものではなく、「松川の二股地籍右岸から分流して、JR白馬駅北を流下し姫川に合流する全長4.8 kmの農業用水路である(佐藤, 1996)」木流川の河川水の伏没により涵養されていると考えられる。標高690 m以下の姫川沿いの地域で地表に流出し、湧泉を形成する。特に、大出(第82図中 No. 5)やその約500 m南に位置する小街道、大出の柳林(第82図中 No. 6)における湧水量は非常に多い。小街道ではこの湧水を養魚用水として利用している。

平川系地下水は、平川扇状地の扇頂部を扇の要にするような同心円状の地下水面形状を示し、北流する姫川本流や大橋川へ流出する。標高720 m以下の姫川沿いの地域では、南北方向の列状に湧泉帯を形成する。この湧泉帯を構成する10を超える湧泉の大部分は冬の渇水期に湧出を停止する間断湧泉であり、昔あったワサビ田(田中, 1989)は今では絶滅している。

第82図のA-A'線に沿って地表面と地下水面の関係を断面図に示すと、第83図ようになる。扇頂部で伏没した地下水は、下に凸の曲線を描くように徐々に水位を下げ、扇央部でもっとも深く、地表から約30 mを記録する。その後扇端部に向かうにつれて徐々に地下水面が浅くなり、標高690 m付近で地表に湧出し、湧水となる。

湧水量の年変動

北城平の松川、平川、犬川の各扇状地扇端部には、湧泉が形成されている。坂本(1999)は、北城平の湧水の平均湧出量は1日当たり約10m³で、その73%は松川扇状地扇端から、25%は平川扇状地扇端から、残りのわずか2%が犬川扇状地扇端から湧出していると計算した。しかし、各湧泉からの湧水量は常に一定というわけではなく、季節的に大きく変動している。各湧泉からの平均湧出量を100%とし、相対的な湧出量の経年変化を第84図に示す。大橋川に沿うNo. 4より北側に位置する湧泉の湧出量は、冬の渇水期でも涸渇することはほとんどなく、通年比較的安定している。これに対し、平川及び犬川扇状地扇端部の湧泉は、豊水期に相当する融雪の影響が出る4月から5月にかけて、及び梅雨の影響が出る7月から8月にかけては、平均の2倍程度の湧出量があるが、毎年10月前後から3月末頃までの渇水期には涸渇する。これらの変動は、降水量や河川及び灌漑用水路の流量の多寡にも大きく影響され、年により極大極小の

第5表 「白馬岳」地域の地下水測水表（1998年8月調査）

番号	住所	1998年8月8-11日調査				備考
		地盤標高(m)	水面深度(m)	湛水深(m)	地下水面標高(m)	
1	白馬村切久保	725			725	湧水（白馬村水道水源）
2	切久保	755			755	湧水
3	切久保	750			750	湧水
4	白馬町	690			690	湧水
5	大出	689			689	湧水
6	柳林	684			684	湧水
7	城山	670			670	湧水
8	塩島	676			676	湧水
9	森上	679			679	湧水
10	森上	675			675	湧水
11	船山	697	自噴		697	自噴井
12	船山	697			697	湧水
13	深空	703			703	湧水
14	深空	702			702	湧水
15	深空	705			705	湧水
16	中島	713			713	湧水
17	深空	700			700	湧水
18	落倉	816			816	湧水
19	八方	747			747	湧水
20	源太郎	835			未測定	地下水（白馬村水道水源）
21	森上	682	2.755	15.245	679	
22	森上	704	16.63		687	
23	白馬町	698	10.93	35.07	687	
24	白馬町	697	6.105		691	
25	白馬町	701	6.48	33.52	695	
26	八方口	705	12.51		692	
27	瑞穂	740	21.97		718	
28	瑞穂	730	14.19	35.81	716	
29	コラント	790	11.9		778	
30	コラント	745	27.98		717	
31	八方	741	24.83		716	
32	八方口	710	17.3		693	
33	深空	714	10.81		703	
34	飯森	717	3.75		713	
35	中島	713	自噴		713	自噴井
36	南方	820			820	湧水

出現時期に多少のずれが生じている。

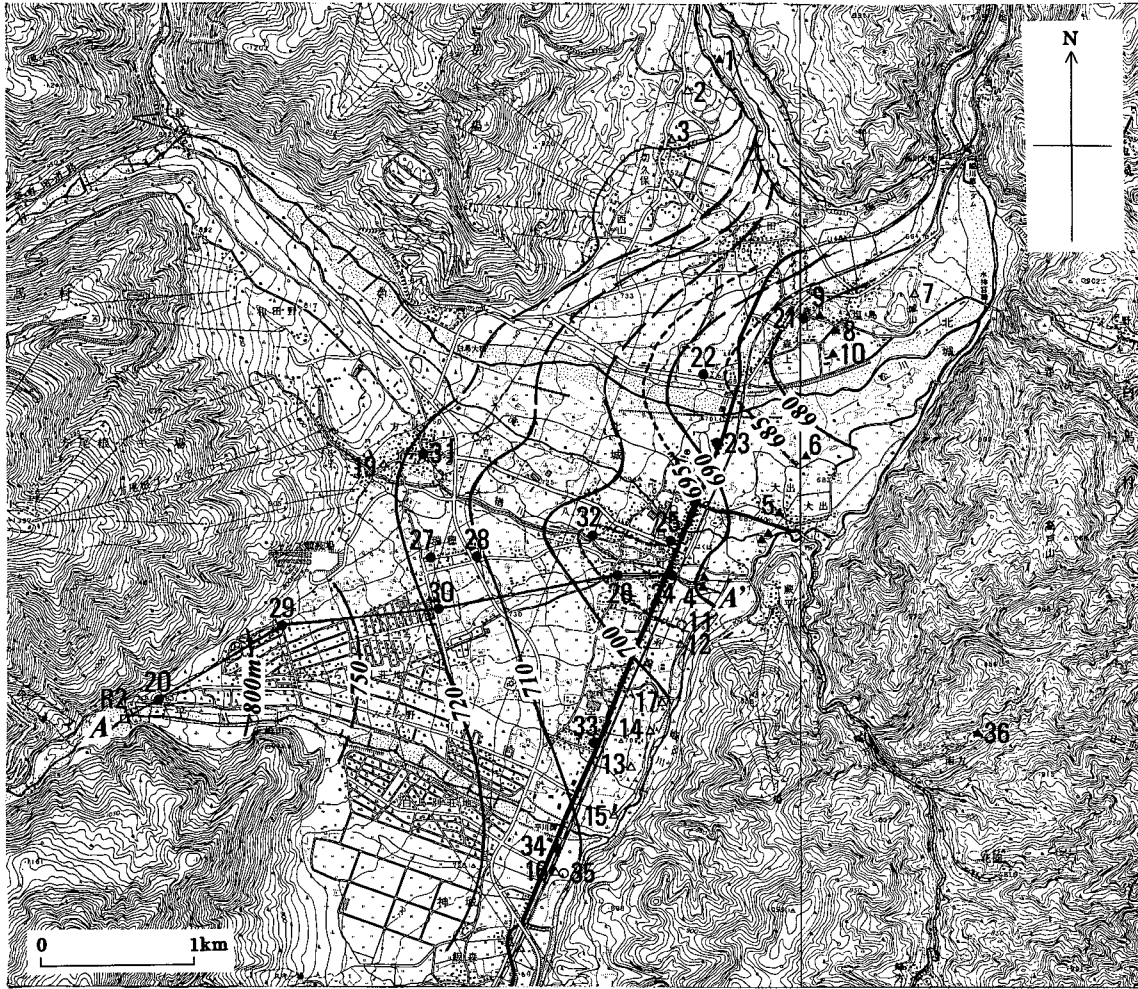
湧水温の年変動

湧水の温度には気温の影響が見られるが、実際に測定して見ると、それは気温の変化を直に反映しているわけではないことが分かる。第85図に表したように、湧出量の多い湧泉の湧水温は、冬季に8℃台の最低値を、夏季に10℃台の最高値をそれぞれ記録し、年間の水温変動は約2℃と比較的安定している。松川の水温の最低値、最高値との位相のずれは、1-2箇月と観測されている(坂本, 1999)。湧出量の少ない湧泉の湧水温の年変動は

気温の影響をより強く受け、6℃前後から14℃前後と大きく現れるが、気温のそれに比べれば遙かに小さい。第85図をもとに本地域の湧水温の年平均値を試算すると、ほぼ10℃と計算される。

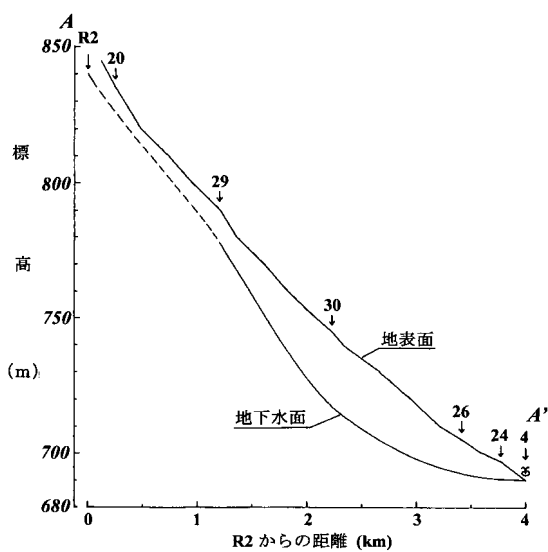
不圧地下水及び湧水の水質

1998年8月に実施した測水調査の際に、主だった湧水や地下水を採取し、水質分析を実施した。結果を第6表に示す。第86図の水質パターンで示したように、北城平の不圧地下水及び湧水の水質は大体が重碳酸マグネシウム(Mg-HCO₃)型であり、不圧地下水と湧水の間の違



第82図 北城平における1998年8月の地下水面図

黒丸は不圧地下水観測点，白丸は被圧地下水観測点，黒三角は不断湧泉，白三角は間断湧泉をそれぞれ示す。
A-A'は断面線。

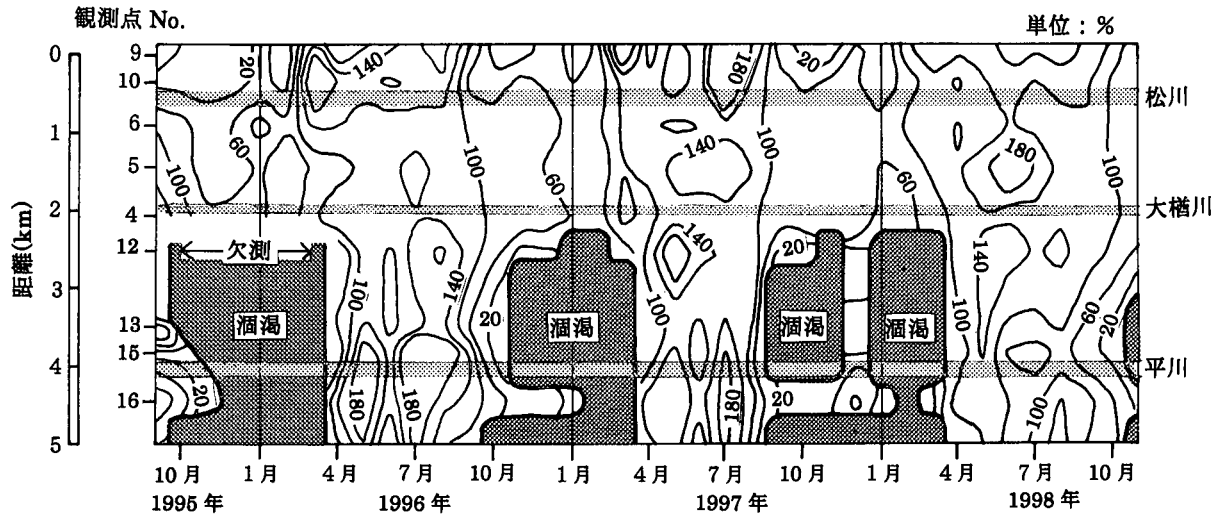


第83図 北城平，断面線（A-A'）に沿う地下水面形状（1998年8月）
断面線は第82図参照。

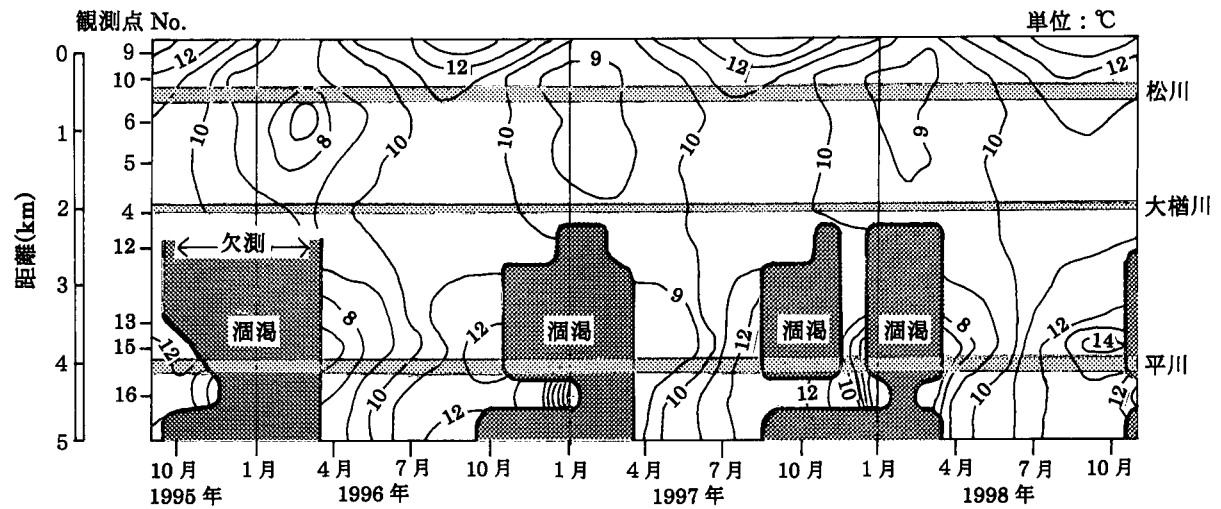
いはほとんど認められない。したがって、第87図のようなトリリニヤダイアグラムでは、第Ⅱ象限のアルカリ土類重碳酸塩区に固まってプロットされる。

No. 10の湧水の水質は、他のそれらと比較して明らかにナトリウム、カルシウム、重碳酸、塩化物の各イオン濃度が高く、地表からの汚染が顕著に現れている。白馬村塩島及び森上地区の No. 8 - 10及び不圧地下水の No. 21、及び白馬村大出から深空にかけての湧泉群には、2.5 mg/l 以上の硝酸イオンが検出されており、農業活動に伴う汚染が顕在化してきている。

段丘下の No. 1 及び No. 3 の湧水の水質は、重碳酸ナトリウム (Na-HCO_3) 型を示しており、北城平の湧水とは明らかに水質を異にする。これに対し、No. 2 の湧水は重碳酸カルシウム (Ca-HCO_3) 型を示し、北城平や段丘下の湧水とも異なる水質である。このタイプの水は降水が直接浸透、流出した“新しい水”と考えられる。本地域の山間部に湧出する湧水はほとんどこのタイプの水質と考えられ、湧出水量の少ない湧泉は雨の少ない時



第84図 北城平における湧水量の経年変動（坂本，1999を一部改変）



第85図 北城平における湧水温の経年変動（坂本，1999を一部改変）

期には涸渇し、「水は天から貰い水」していたといわれている（田中，1989）。このタイプには、No. 36の湧水や松川などの河川水（R1）も含まれる。

被圧地下水

北城平の平川扇状地の扇端部には、地表から50 - 60 mの深度に局所的な被圧帯水層が存在する。第82図のNo. 11及びNo. 35はこの被圧帯水層にスクリーンを持つ井戸で、豊水期（夏季）には自噴するが、渇水期（冬季）には自噴を停止する。この事実から、本地域の被圧地下水は水量的にはほとんど期待できない。

被圧地下水の水質

平川扇状地の扇端部に位置するNo. 11の自噴水の水質は、本地域の大部分の湧水と同様に重炭酸マグネシウム

(Mg-HCO₃)型を示している。これに対し、No. 35は、No. 11の水質パターンからマグネシウムイオンが減少し、ナトリウムイオンと重炭酸イオンが増加する重炭酸ナトリウム-マグネシウム (Na-Mg-HCO₃)型を示す（第86及び87図）。これは、重炭酸マグネシウム型の水が加圧層中の粘土鉱物のナトリウムに置換され、水質的に進化した結果ではないかと考えられる。したがって、この事実から、No. 35の地下水の滞留時間はNo. 11のそれに比べて長い可能性があると考えられる。

XII. 2 梅池高原の地下水

湧泉

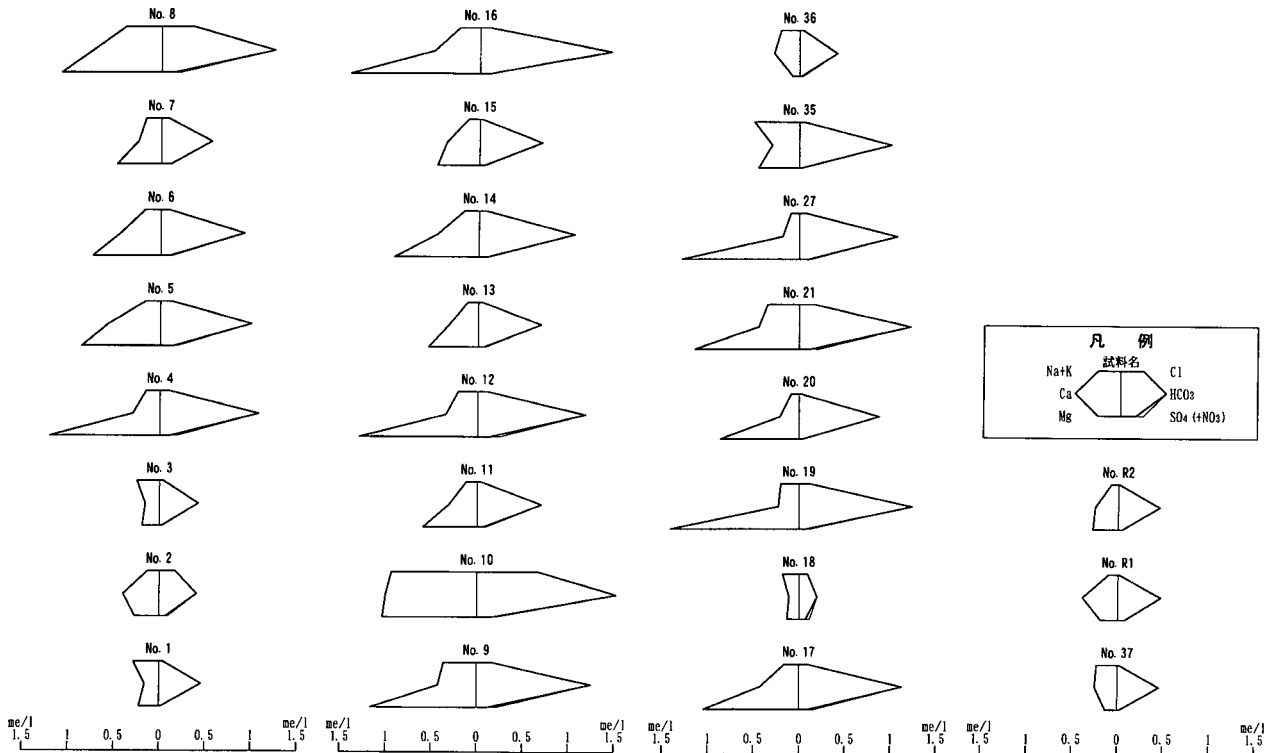
乗鞍岳東麓の梅池高原には多くの湧水があるが、記載例がなく詳細は不明である。第88図に示したNo. 18の湧

第6表 地下水、河川水の水質（1998年8月調査）

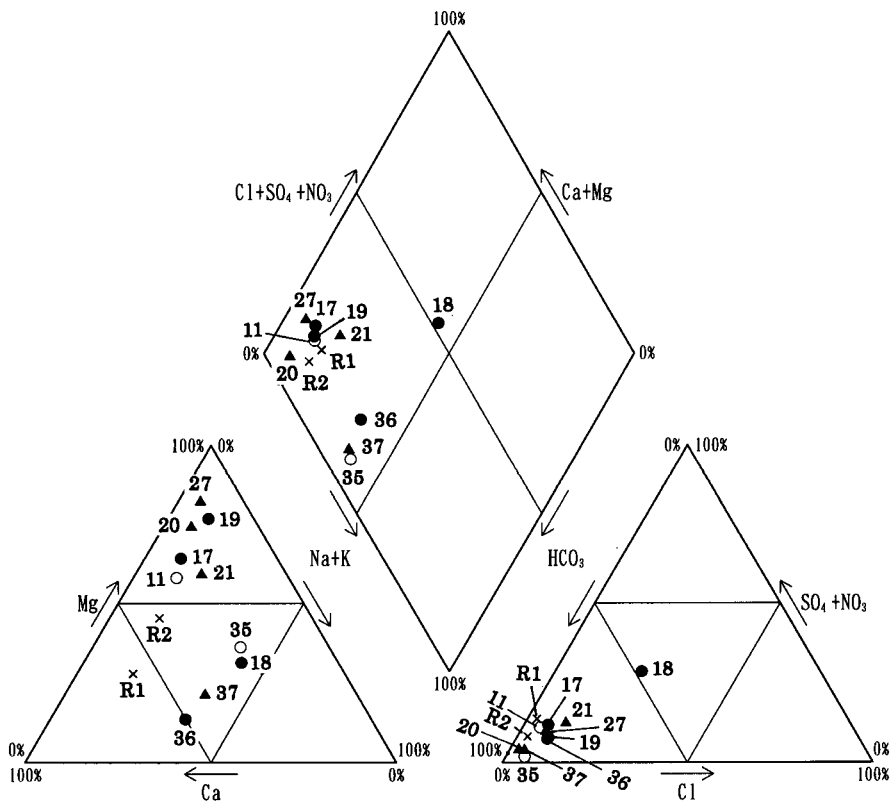
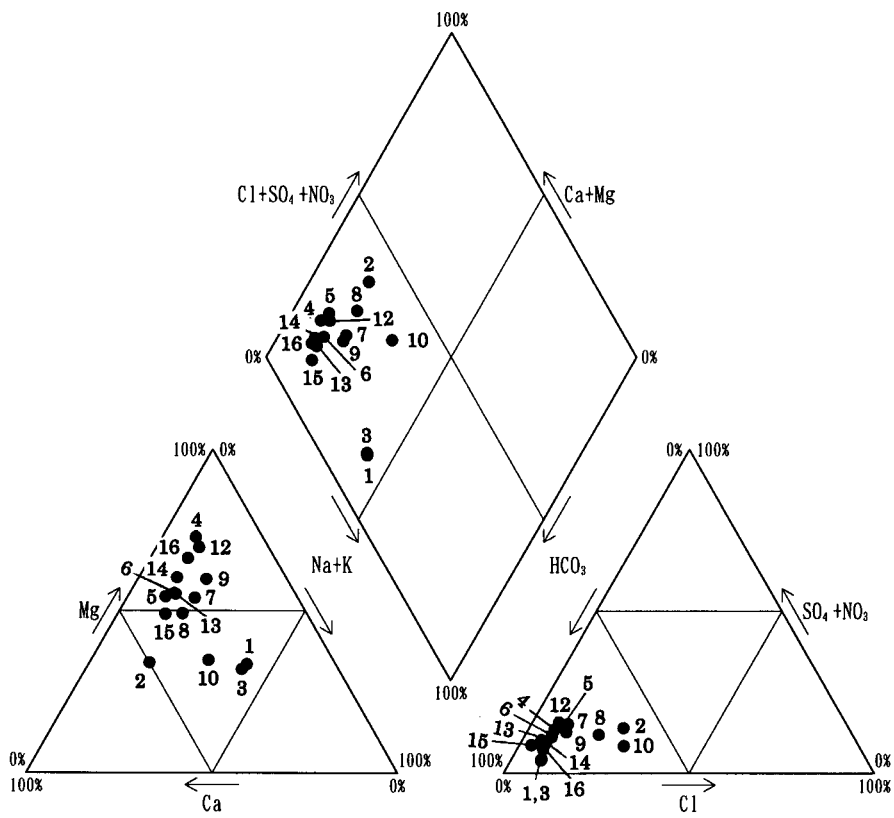
(分析者：田口雄作)

番号	導電率 EC (mS/m)	水温 Tw (°C)	pH	RpH	アルカリ度 CaCO ₃ (mg/l)	塩化物 イオン Cl ⁻ (mg/l)	硫酸 イオン SO ₄ ²⁻ (mg/l)	硝酸 イオン NO ₃ ⁻ (mg/l)	弗化物 イオン F ⁻ (mg/l)	磷酸 イオン PO ₄ ³⁻ (mg/l)	臭化物 イオン Br ⁻ (mg/l)	ナトリウム イオン Na ⁺ (mg/l)	カリウム イオン K ⁺ (mg/l)	カルシウム イオン Ca ²⁺ (mg/l)	マグネシウム イオン Mg ²⁺ (mg/l)	マンガン イオン Mn ²⁺ (mg/l)	全鉄 total-Fe (mg/l)	アンモニウム イオン NH ₄ ⁺ (mg/l)	珪酸 SiO ₂ (mg/l)
1	5.86	10.3	7.9	8.0	28	1.5	1.0	ND				5.1	2.4	3.2	2.7	0.14	0.27	ND	20.7
2	8.24	13.4	6.7	6.7	25	6.1	3.3	1.5				2.2	1.3	8.0	3.3	0.13	0.27	ND	7.0
3	5.59	11.5	7.3	7.3	26	1.4	1.0	ND				4.5	2.1	3.1	2.3	0.13	0.25	ND	22.4
4	15.90	10.2	7.4	7.5	66	3.4	5.0	4.7				2.6	1.5	6.0	14.7	0.14	0.29	ND	15.4
5	15.80	10.8	7.4	7.6	61	4.4	6.9	2.6				2.5	2.1	11.3	10.5	0.15	0.27	ND	13.7
6	13.40	10.6	7.2	7.3	56	3.0	4.7	1.7				2.9	1.7	8.8	9.1	0.15	0.24	ND	12.6
7	8.84	10.4	7.7	7.7	34	2.6	5.1	0.3				2.9	1.5	5.0	5.9	0.14	0.25	ND	17.3
8	22.30	10.5	7.5	7.7	76	12.8	6.8	4.5				7.5	2.4	14.9	13.3	0.29	0.48	ND	13.7
9	19.00	12.8	7.5	8.0	76	6.1	5.2	5.9				6.7	2.7	8.5	14.2	0.27	0.49	ND	18.5
10	30.40	11.7	7.3	8.2	93	24.1	7.2	3.0				19.7	3.2	20.1	12.6	0.28	0.51	ND	15.0
11	9.87	9.6	8.3	8.2	43	1.4	2.9	1.9				2.1	1.1	6.2	7.2	0.11	0.24	ND	9.8
12	17.50	10.4	7.6	7.8	72	3.9	6.3	6.5				3.8	2.0	7.0	15.8	0.21	0.48	ND	15.4
13	9.47	11.9	7.7	7.6	42	1.5	3.0	1.2				2.0	1.2	6.4	6.6	0.11	0.26	ND	9.9
14	15.00	10.3	7.3	7.4	64	3.0	4.4	1.5				2.7	1.6	9.1	11.3	0.09	0.29	ND	13.3
15	9.08	11.4	7.6	8.0	42	0.9	2.5	0.9				2.2	1.0	7.2	5.6	0.12	0.24	ND	10.3
16	20.00	12.0	7.0	7.6	88	4.2	5.5	0.6				3.6	2.4	10.0	17.2	0.23	0.46	ND	17.3
17	15.90	11.0	6.6	7.7	69	3.2	4.6	4.1				2.7	1.6	8.5	12.7	0.12	0.27	ND	13.7
18	4.53	14.7	6.5	6.9	12	3.4	3.4	2.8				3.4	1.2	2.2	1.6	0.14	0.34	ND	6.0
19	17.30	12.9	7.6	8.2	76	4.5	3.6	2.5				3.8	1.4	4.5	17.1	0.25	0.52	ND	13.9
20	11.10	12.2	7.4	8.2	54	0.8	1.5	0.6				1.5	0.8	4.2	10.5	0.13	0.27	ND	11.7
21	18.90	11.3	7.4	8.2	75	6.2	5.5	5.5				6.5	2.3	8.8	13.9	0.27	0.51	ND	15.8
27	15.30	15.2	7.6	7.9	66	3.1	4.9	1.8				1.7	0.7	3.6	15.6	0.13	0.27	ND	15.6
35	13.20	-	-	-	62	2.0	0.7	0.3	0.22	ND	ND	8.9	4.0	5.9	5.4	0.24	1.42	-	-
36	6.07	9.7	7.3	7.2	25.6	1.5	0.9	1.1	ND	ND	ND	3.0	2.7	5.5	0.9	0.10	-	-	29.0
37	5.96	10.7	7.2	7.4	28	0.7	1.0	ND				3.6	2.9	5.0	1.6	0.13	0.28	ND	26.4
R1	6.66	14.4	7.3	7.4	29	0.5	3.6	0.1				1.6	1.3	7.8	2.3	0.13	0.25	ND	4.5
R2	6.13	14.4	7.9	7.9	28	0.5	2.0	ND				1.5	0.7	5.1	3.4	0.14	0.28	ND	7.2

(注) ND：不検出，R1：松川，R2：平川。本表のうち，No.35は1997年12月調査，No.36は1995年11月調査。



第86図 北城平における水質パターン
番号は第82図と同様。



第87図 北城平における水質トリリニヤダイアグラム

黒丸は湧水，白丸は被圧地下水，黒三角は不圧地下水，×印は河川水をそれぞれ示す．番号は第82図と同様．

泉は小谷村落倉^{おちくら}に湧出し湿地帯を形成するが、湧出量が少なく、硝酸イオンが 2.5 mg/l を超え、人間活動に伴う汚染が見られている。

被圧地下水

冬期間のスキーや夏の避暑地としての観光開発が盛んな梅池高原において、飲料水確保を目的とする深さ 30 - 200 m の水井戸が1970年代前半から1990年代にかけて10数本掘られた。主要な帯水層は深さ約 30 - 50 m に存在する玉石混じりの砂礫層で、大部分の井戸はこの帯水層にスクリーンを切っている。深度100 m を超えると凝灰角礫岩や溶岩となり、裂隙水が主体の帯水層である。

試みに、掘削時期や帯水層も違うこれら10数本の水井戸の自然水位をもとに、水位水頭の等値線図を描いてみると第88図のようになる。図から明らかなように、梅池高原の被圧地下水は北西から南東方向へ流動していると思われる。

第86及び87図に示すように、No. 37の水井戸から採取した地下水の水質は重炭酸カルシウム (Ca-HCO₃) 型を示し、乗鞍岳東麓部に降った“新しい雨”によって涵養された地下水であることを示唆している。

XII. 3 温 鉱 泉

「白馬岳」地域内に分布する温鉱泉の位置を第89図に示す。本地域内では、古くから温鉱泉が点在する（掛川、1996）。また、1990年代に入ってから温泉開発ブームによって、1,000 m を超す深度の井戸が各地で掘られた。その結果、それらのいくつかは十分な^{たて}水量を確保できず失敗に終わったが、梅池高原、立の間及び北城平では、5本の新しい温泉井戸の掘削に成功した（第89図の H 6 - 10）。本地域内の温鉱泉の中には、源泉の位置ではなく、引湯して別の場所で温鉱泉浴場として営業しているものが多い。したがって、本報告では混乱を避けるため、源泉の位置に温泉記号を記し、営業地にはそれを記さないことにする。以下に、公的機関による水質分析結果（第7表）をもとに本地域内の温鉱泉について概略を記述する。このほかに、小谷村、岩菅山の北東山麓にあたる北俣沢のガリ（クセエ沢、標高約 1,200 m 付近）に多量の湯の華を伴う低温の温泉露頭が存在する。また、鍾ヶ岳南方、天狗山荘の東方斜面上には噴気が確認された。これらについての詳細は不明である。そのほか、角（1975）・阿部ほか（1978）・金原（1992）・内川（1994）や保健所の資料などから、小谷村の沖・坪山・宮ノ下・来馬、白馬村の落倉・塩島・城山等にも温鉱泉の記録や兆候はあるが、温泉露頭や井戸が現存しないので本報告では記述の対象外とした。

(1) 白馬鍾温泉（第89図の H 1）白馬鍾ヶ岳の東南東中腹、標高 2,050 m 付近に湧出する含硫黄 - マグネシウ

ム・カルシウム - 炭酸水素塩温泉で、泉温は45.6℃である。わが国の標高の高い地点に湧出する温泉の1つとして有名であり、単に鍾温泉とも呼ばれる。その存在は古くより知られていたが、1890年代後半頃から夏季のみ的小屋掛けの湯治場として利用され始めた。1922年に登山道が開かれて以来、登山客の利用が多くなった。現在でも夏季のみ的小屋で、露天風呂が設けられている。

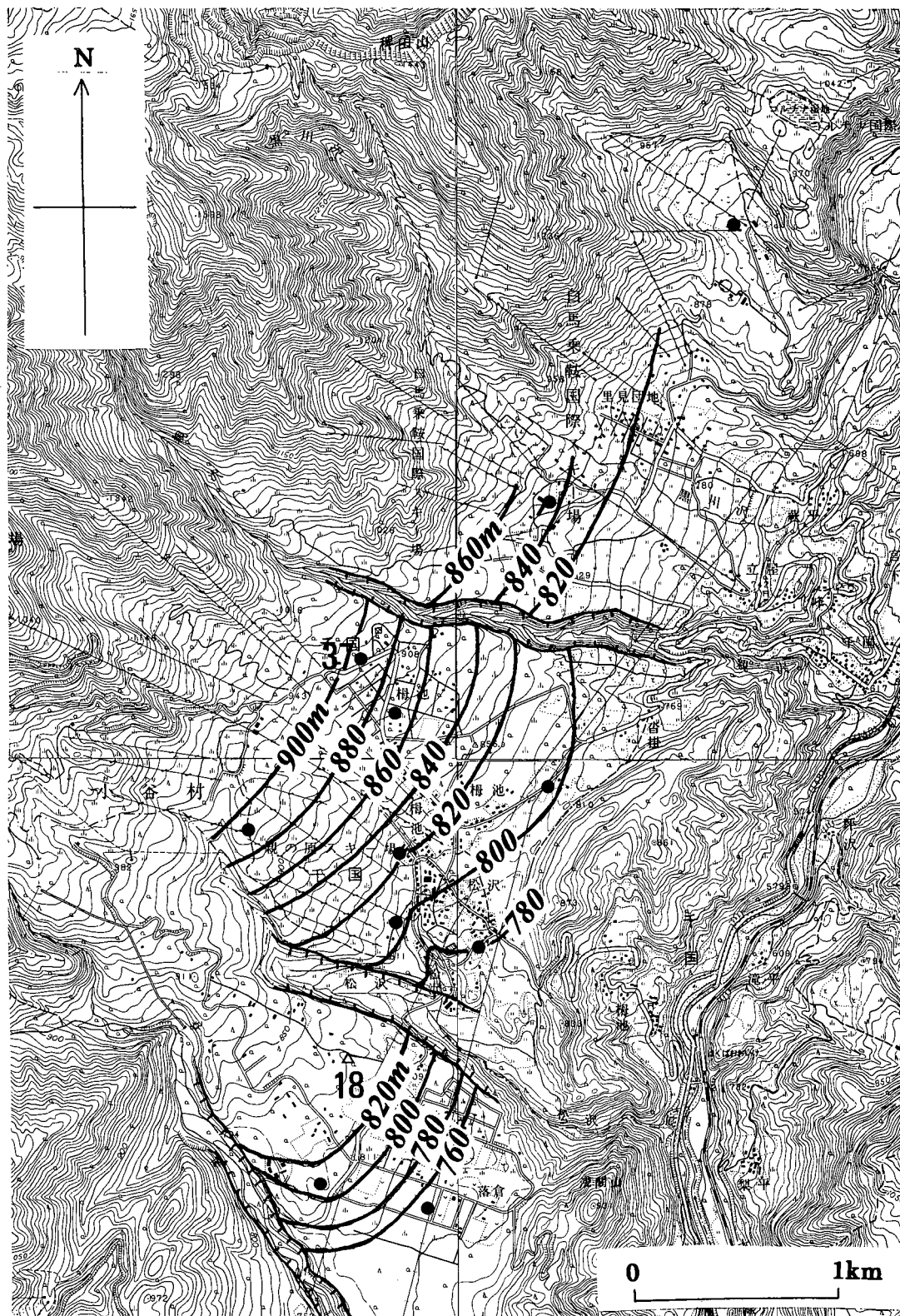
(2) 八方温泉（第89図の H 2 - 4）松川上流二股から南股入の谷を約 2 km 上流方向へ上った場所に位置する、1983年以降に500-600 m の深度で掘削された3本の源泉。泉温は1号井の48.4℃から3号井の55.0℃の範囲である。泉質はアルカリ性単純泉で、水素イオン濃度 (pH) は3本ともに10.9と高い。ほとんど無色透明であるが、微硫黄味を有する。1980年代後半から、二股、八方や八方口までの引湯工事が行われ、現在では、公共施設のほか、これらの集落の家庭でも温泉を楽しむことが可能となっている。

(3) 下里瀬温泉（第89図の H 5）姫川に沿う小谷村下里瀬^{くだりせ}に掘削された井戸で自噴する。泉温は31.8℃、水素イオン濃度は7.2である。泉質は、ナトリウム - 炭酸水素塩・塩化物温泉である。無色透明であるが、弱鉄味を有する。小谷村の保養センターとして利用されている。

(4) 奉納温泉（第89図の H 11）小谷村^{ぶのう}奉納地籍に位置し、姫川右支流土谷川上流約 7 km に湧出する温泉。泉温は31.2℃、水素イオン濃度は6.6である。泉質は、ナトリウム - 塩化物・炭酸水素塩温泉である。源泉の位置から約2.5 km 下流に引湯して利用している。明治時代に、地元の人が炭焼きの時に掘建小屋を建てて入浴したのが始まりと伝えられている。蒸発残留物は8,616 mg/l と非常に高い値を示し、カルサイトのスケールが著しい。

(5) 奥裾花温泉（第89図の H 12）裾花川支流天神川の左支流柳沢の最上流部、鬼無里村日影に湧出する単純硫黄冷鉱泉。泉温は11.4℃と低く、水素イオン濃度は8.1とアルカリ性を示す。成分的にはナトリウム - 炭酸水素塩型であり、鉱泉水は無色透明で硫化水素臭を有する。約 2 km 下流の国民宿舎に引湯し、浴用として利用されている。

(6) 蓮華温泉（第89図の H 13 - 16）新潟県糸魚川市に属し、乗鞍岳北腹の標高1,475 m 付近に湧出する温泉群の総称。江戸時代に開発され、古くから蓮華七湯と称されているが、現在では総湯、三国一ノ湯、薬師ノ湯、仙氣ノ湯、黄金ノ湯の5場だけとなっている。このうち、給湯は表流水を付近の地熱で暖めただけで、温泉法にいう温泉には該当しないので、ここでは取り扱わない。その他の4場は、比較的狭い範囲で自然湧出しているにもかかわらず、泉温や泉質に違いが見られる。1998年8月に実施した現地調査では、三国一ノ湯は泉温24.9℃、水



第88図 梅池高原の被圧地下水水頭分布図
 黒丸は深井戸の位置，白三角は間断湧泉を示す。番号は第6表参照。



第89図 「白馬岳」地域の温鉱泉分布図と河川水採水位置
 黒丸は温鉱泉の源泉位置，白四角は河川水採水位置を示す。

第7表 「白馬岳」地域の温鉱泉水質分析表

番号 源泉名	H1 白馬驛	H2 八方1号	H3 八方2号	H4 八方3号	H5 下里瀬	H6 塩の道	H7 若葉	H8 白馬姫川	H9 梅池	H10 梅池の湯	H11 泰納	H12 奥姫花	H13 三國一ノ湯	H14 薬師ノ湯	H15 仙気ノ湯	H16 黄金ノ湯
温度 (°C)	45.6	48.4	52.7	55.0	31.8	48.1	57.5	50.4	48.6	44.2	31.2	11.4	30.0	59.0	71.0	45.0
水素イオン濃度(pH)	6.8	10.9	10.9	10.9	7.2	7.1	7.45	7.3	7.3	7.6	6.58	8.1	2.9	2.2	2.6	6.9
水素イオン H ⁺	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.79	3.29	0.98	-
ナトリウムイオン Na ⁺	32.4	66.1	56.3	53.6	639.0	4,317.0	282.4	695.2	138.4	41.5	2,754.0	31.1	18.9	28.4	23.9	28.7
カリウムイオン K ⁺	12.8	5.6	5.3	5.7	19.4	217.9	8.7	84.8	5.4	2.4	72.5	0.71	1.1	1.4	0.9	1.1
カルシウムイオン Ca ²⁺	123.8	13.5	17.1	15.1	10.1	152.6	14.4	142.9	7.4	19.2	179.7	11.9	121.4	92.9	50.0	42.9
マグネシウムイオン Mg ²⁺	122.2	0.8	tr.	0.2	19.4	441.8	9.6	42.4	2.9	4.7	36.5	3.66	24.03	21.8	20.8	52.4
塩化物イオン Cl ⁻	93.5	17.2	14.1	1.6	250.0	5,564.0	20.9	1,366.0	6.6	0.5	3,232.0	1.3	9.2	5.3	2.3	9.2
硫酸イオン SO ₄ ²⁻	149.3	1.2	1.6	1.9	24.4	10.5	21.5	0.6	16.1	9.7	1.9	9.5	492.1	414.9	285.6	148.1
炭酸水素イオン HCO ₃ ⁻	740.4	-	-	-	1,430.0	5,317.0	799.3	286.8	383.2	187.0	2,787.0	125.1	-	-	-	279.08
炭酸イオン CO ₃ ²⁻	-	10.2	9.1	12.1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
弗化物イオン F ⁻	0.1	0.02	0.01	tr.	0.8	0.1	0.2	1.2	0.6	0.2	1.0	0.097	-	-	-	-
硫化水素イオン HS ⁻	5.5	0.13	0.16	0.16	-	-	-	-	0.06	-	-	2.74	-	-	-	-
水酸イオン OH ⁻	-	48.0	45.2	44.9	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
メタケイ酸 H ₂ SiO ₄	134.3	-	-	-	167.7	95.9	78.7	136.5	46.2	43.6	95.6	15.9	168.0	154.0	98.0	196.0
メタホウ酸 HBO ₃	4.8	-	-	-	49.9	868.3	13.4	36.2	5.4	0.6	385.4	0.15	1.1	2.1	1.6	1.8
メタ亜硫酸 HAsO ₃	-	-	-	-	-	-	0.005以下	-	-	-	-	-	-	-	-	-
遊離硫化水素 H ₂ S	9.9	tr.	tr.	tr.	-	-	-	-	0.04	-	-	0.246	-	-	-	-
遊離二酸化炭素 CO ₂	285.7	-	-	-	90.2	384.3	110.0	23.9	17.2	8.0	884.5	1.1	350.3	-	-	599.14
泉質	①	②	②	②	③	④	⑤	⑥	⑦	⑦	④	⑧	⑨	⑨	⑨	⑩
分析年月	1987.10	1991.7	1991.7	1991.7	1991.11	1994.2	1994.9	1995.8	1996.11	1997.1	1989.6	1986.10	1969.2	1969.2	1969.2	1969.2
分析者	薬劑師会	薬劑師会	薬劑師会	薬劑師会	衛公研	薬劑師会	中央温研	薬劑師会	薬劑師会	薬劑師会	薬劑師会	衛公研	新潟衛研	新潟衛研	新潟衛研	新潟衛研

(注1) 単位は温度とpH以外は、すべてmg/l。表中の-は記載なし、tr.は痕跡を示す。

(注2) 泉質の①：含硫黄-マグネシウム-カルシウム-炭酸水素塩温泉。②：アルカリ性単純温泉。③：ナトリウム-炭酸水素塩-塩化物温泉。④：ナトリウム-塩化物-炭酸水素塩温泉。⑤：ナトリウム-炭酸水素塩温泉。⑥：ナトリウム-塩化物温泉。⑦：単純温泉。⑧：単純硫黄冷鉱泉。⑨：カルシウム-硫酸塩温泉。⑩：マグネシウム-炭酸水素塩温泉。

(注3) 分析者の薬劑師会：長野県薬劑師会，衛公研：長野県衛生公営研究所，中央温研：中央温泉研究所，新潟衛研：新潟県衛生研究所。

素イオン濃度 (pH) 2.6, 導電率 (EC) 186mSm^{-1} , 薬師ノ湯は泉温 32.5°C , pH 2.3, EC 249mSm^{-1} , 仙気ノ湯は泉温 54.6°C , pH 6.2, EC 38.5mSm^{-1} , 黄金ノ湯は泉温 43.5°C , pH 7.1, EC 159mSm^{-1} であった。これらの値と第7表の新潟県衛生研究所のそれとを比較して見ると, 多少の違いはある程度やむを得ないと思われるが, 薬師ノ湯の泉温, 仙気ノ湯の泉温及び pH 値に極端な違いが見られる。泉質は第7表によれば, 三国一ノ湯・仙気ノ湯・薬師ノ湯はカルシウム - 硫酸塩泉, 黄金ノ湯はマグネシウム - 炭酸水素塩泉である。

(7) 塩の道温泉 (第89図の H 6) 白馬村, 松川に架かる白馬大橋北詰 (八方集落の北) の河川敷に $1,000\text{m}$ の深さの井戸が1993年に掘削され, 掘削時は水溶性天然ガスを伴い, 地上 20m の高さまで自噴した。泉温は 48.1°C , pH 7.1 で微黄白濁を呈し, 強塩味・微鉄味を有する (1994年2月10日, 長野県薬剤師会調査)。泉質は, ナトリウム - 塩化物・炭酸水素塩温泉である。第7表に示したように, 本温泉水に溶存するナトリウム, カリウム, マグネシウム, 塩化物, 炭酸水素の各イオン濃度及びメタホウ酸濃度は, 本地域内に分布するいずれの温泉水のそれらよりも高い特徴を有する。

(8) 白馬姫川温泉 (第89図の H 8) 白馬村, 北城平から北流する姫川に沿う立の間と称する狭窄部に, 1995年に掘削された深度 706m の温泉井戸である。泉温は 50.4°C , pH 7.3 で, 微黄白濁を呈し, 塩味・微鉄味を有する (1995年8月18日, 長野県薬剤師会調査)。泉質

は, 陽イオンではナトリウムイオンが全体の約70%を, 陰イオンでは塩化物イオンが約90%を占め, 典型的なナトリウム - 塩化物温泉である。

(9) 若栗温泉 (第89図の H 7) 小谷村, 乗鞍岳東麓の緩傾斜地に, 1994年に掘削された深さ $1,100\text{m}$ の温泉井戸である。泉温は 57.5°C , pH は 7.45 で微黄色を呈し, ほとんど透明・微塩味で, 無臭である (1994年8月25日, 中央温泉研究所調査)。泉質は, 陽イオンの約87%がナトリウムイオン, 陰イオンの約92%が炭酸水素イオンで, 典型的なナトリウム - 炭酸水素塩温泉である。

(10) 梅池温泉 (第89図の H 9) 小谷村梅池高原に, 1996年に掘削された深さ $1,200\text{m}$ の温泉井戸である。泉温は 48.6°C , pH は 7.3 で, ほとんど無色透明, 微鉄味を有する (1996年10月25日, 長野県薬剤師会調査)。泉質は, 陽イオンの約90%がナトリウムイオン, 陰イオンの約92%が炭酸水素イオンで, 成分的にはナトリウム - 炭酸水素塩温泉であるが, 溶存物質濃度が低いいため単純温泉に分類される。

(11) 梅池の湯 (第89図の H 10) 小谷村梅池高原に, 1996年に掘削された深さ $1,600\text{m}$ の温泉井戸である。泉温は 44.2°C , pH 7.6 で, ほとんど無色透明で, 微鉄味を有する (1996年12月19日, 長野県薬剤師会調査)。泉質は, 陽イオンの約55%がナトリウムイオン, 陰イオンの約93%が炭酸水素イオンであり, 成分的にはナトリウム - 炭酸水素塩温泉であるが, 梅池温泉同様, 溶存成分濃度が低いいため単純温泉に分類される。

XIII. 自然災害

(荻谷愛彦)

「白馬岳」地域では地すべりや土石流、洪水などによる土砂災害が有史以来頻発している。これは、本地域が日本有数の多雨・多雪気候下におかれていることと、褶曲した新第三系堆積岩類や変質した火山砕屑物に富む地質条件に起因する。先にあげた、稗田山や清水山のほかにも大規模な災害が各地で発生しており、枚挙にいとまがない（例えば、平林，1993；国土交通省北陸地方整備局松本砂防工事事務所及び長野県土木部姫川砂防事務所のホームページ参照：<http://www.hrr.mlit.go.jp/matumoto/>，<http://www.avis.ne.jp/~himesabo/>）。

例えば，1939（昭和14）年4月21日には，小谷村（旧南小谷村）坪ノ沢付近の姫川右岸通称「風張山」で地すべりが発生し，姫川を堰き止めた。この結果，上流側約1.5 km まで湖水が生じ，国鉄（現JR）大糸線の道床が冠水した。また1971（昭和46）年7月16日には小谷村小土山こづちやま付近で地すべりが発生して姫川を堰き止めた。この結果，月岡や泥崎など，大糸線南小谷駅付近の低地が

浸水した。小土山は1902（明治35）年7月15日にも地すべり崩壊を起こしている。更に，梅雨前線の活発化により，1995（平成8）年7月11 - 12日に本地域で生じた集中降雨は，各地に土砂災害を引き起こした。長野県土木部（1995）の集計によると，長野県北部から新潟県南西部一帯で生じた土石流は99箇所，地すべり発生は125箇所，崖くずれは26箇所である。JR大糸線も各所で寸断され，復旧は災害発生から2年以上経過した1997年11月であった。この集中的な降雨は白馬岳付近にも生じ，村営頂上小屋における上記2日間（48時間）の積算降水量は約800 mm に達した（長野県土木部，1995）。この結果，北股入大雪溪最上部の通称葱平付近の圏谷と杓子岳北側圏谷の合流点付近で氷河堆積物が崩壊し，約 $2.5 \times 10^4 \text{ m}^3$ の土石が谷底の残雪上に供給された（石井・小疇，1999）。このほか，松川や平川も1931（昭和6）年7月及び1946（昭和21）年6月，1959（昭和34）年7月に大規模な洪水土砂流出を引き起こしている。

文 献

- 阿部修治・酒井 均・飯島南海夫 (1978) 長野県姫川流域の諸温泉の研究. 温泉科学, vol. 29, p. 58-67.
- Adachi, M. and Shibata, K. (1991) A 254-Ma-old metagabbro intruding the Amkigawa Formation from the Circum-Hida terrane, central Japan. *Jour. Earth Sci. Nagoya Univ.*, vol. 38, p. 39-48.
- Akahane, S. (1978) Outline of the Neogene system in the vicinity of Sasagamine-Otari Spa in the northern part of the Fossa Magna, Central Japan. *Bull. Inst. Nature Educ., Shiga Heights, Shinshu Univ.*, no. 17, p. 55-65.
- 赤羽貞幸 (1979) 北部フォッサ・マグナ地域における後期新生代の地質構造発達史 (I). 信州大学志賀自然教育研究施設研究業績, no. 18, p. 1-23.
- 秋山雅子・輿水達司・小坂共栄 (2000) 北部フォッサマグナ西縁部, 大峰帯に分布する火砕流堆積物の放射年代および層序 (演旨). 日本地質学会第107年学術大会講演要旨, p. 69.
- 天野和孝・唐沢 茂 (1993) 長野県北部に分布する鮮新統荻久保層の貝化石群の古環境. 地学雑, vol. 102, p. 572-582.
- 青木 滋・佐藤 修・藤田至則・茅原一也・霜鳥重雄・早川嘉一・仲川隆夫・鈴木幸治・池田伸俊・五日市好則・田中大輔・白田卓広・根本英典・丸山浩一郎 (1986) 姫川水系浦川流域における斜面崩壊と土石流について—その 5—. 新潟大学災害研究所年報, vol. 8, p. 1-34.
- 青木豊樹・黒川勝己 (1996) 新潟県西頸城地域の鮮新統～下部更新統の火山灰層とその対比. 地球科学, vol. 50, p. 341-361.
- Ballantyne, C. K. and Harris, C. (1994) *The Periglaciation of Great Britain*. Cambridge Univ. Press, Cambridge, 330 p.
- Banno, S. (1958) Glaucophane schists and associated rocks in the Omi district, Niigata Prefecture, Japan. *Japanese Jour. Geol. Geogr.*, vol. 29, p. 29-44.
- Bassinot, F. C., Labeyrie, L. D., Vincent, E., Quidelleur, X., Shackleton, N. J. and Lancelot, Y. (1994) The astronomical theory of climate and the age of the Brunhes-Matsuyama magnetic reversal. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 126, p. 91-108.
- Benn, D. I. and Evans, D. J. A. (1998) *Glaciers and glaciation*. Arnold, London, 734 p.
- Bowman, S.・北川浩之訳 (1998) 大英博物館双書 古代を解き明かす③ 年代測定. 学藝書林, 東京, 120 p.
- Blow, W. H. (1969) Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. In Bronnimann, P. and Renz, H. H. eds., *Proceedings of the First International Conference on Planktonic Microfossils, Geneva, 1967*, no. 1, p. 199-422.
- 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.
- 茅原一也・中水 勝 (1981) 青海 - 蓮華帯松川上流猿倉～鐘ヶ岳地域の岩石と構造 (予報). 総合研究「飛騨外縁帯」研究報告, no. 2, p. 29-41.
- 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-Renge tectonic belt. *Sci. Rept. Niigata Univ., ser. E*, no. 5, p. 1-61.
- 千地万造 (1955) 上水内郡土尻川上流地域の地質. 地質調査報告書 (長野県資源調査研究会編), p. 59-67.
- 地質部応用地質課 (1956) 姫川流域 (新潟県・長野県) 応用地質調査報告. 地調月報, vol. 7, p. 291-334.
- 地質調査所 (編) (1956) 日本鉱産誌 BI-b, 主として金属原料となる鉱石—銅・鉛・亜鉛—. 地質調査所, 261p. +395p.
- French, H. M. (1996) *The Periglacial environment* (2nd ed.). Longman, London, 341 p.
- 福井幸太郎・岩田修二 (2000) 立山, 内蔵助カールでの永久凍土の発見. 雪氷, vol. 62, p. 23-28.
- 原山 智・竹内 誠・中野 俊・佐藤啓生・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 浩・中野 俊・苅谷愛彦・駒澤正夫 (2000) 立山地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 218 p.
- 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. 日本地質学会館76年学術大会見学旅行案内書, 日本地質学会, p. 1-23.
- 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.
- 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.
- 姫川団体研究グループ (1958) 糸魚川 - 静岡線北部にそう地帯の第三紀層. 地質雑, vol. 64, p. 431-444.
- 平林照雄 (1953) 来馬統および大峰型石英安山岩の新分布地. 地質雑, vol. 59, p. 64.
- 平林照雄 (1955) 白馬岳附近の地質. 地質調査報告書 (長野県資源調査研究会編), p. 249-262.
- 平林照雄 (1971) 第1編 地形地質. 北安曇誌 (北安曇誌編纂

- 委員会編), p. 25-250.
- 平林照雄 (1993) 小谷村の地形地質. 小谷村誌 自然編 (小谷村誌編纂委員会編), p. 3-201.
- 平林照雄 (1996) 地形・地質. 「白馬の歩み」(白馬村誌), 第1巻 自然環境編 (「白馬の歩み」編纂委員会編), 白馬村, p. 1-159.
- 平林照雄・宮沢洋介・太田勝一・吉原恒夫・肥田博行 (1985) 長野県姫川中流域の地すべり地形について. 地すべり, vol. 22, p. 1-10.
- 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.
- 北部フォッサ・マグナ研究グループ (1976) 北部フォッサ・マグナ中央部の新第三系の堆積盆. 地質学論集, no. 13, p. 117-131.
- 本田武夫 (1937) 白馬岳付近の高山地形. 地理学評論, vol. 13, p. 804-821, p. 882-899.
- 本間不二男 (1931) 信濃中部地質誌, 古今書院, 331 p.
- 今泉俊文・原口 強・中田 高・奥村晃史・東郷正美・池田安隆・佐藤比呂志・島崎邦彦・宮内崇裕・柳 博美・石丸恒存 (1997) 地層抜き取り調査とボーリング調査による糸静線活断層系・神城断層のスリップレートの検討. 活断層研究, vol. 16, p. 35-43.
- 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.
- 五百沢智也 (1966) 日本の氷河地形. 地理, vol. 11-3, p. 24-30.
- 五百沢智也 (1979) 鳥瞰図譜日本アルプス. 講談社, 東京, 190 p.
- 石橋英一 (1986) 後期白亜紀～古第三紀火山岩類の層序およびフィッション・トラック年代 - 新潟県姫川下流域を例として -. 地球科学, vol. 40, p. 1-17.
- Ishiga, H. (1990) Paleozoic radiolarians. 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. 285-295.
- 石井清彦 (1937) 7万5千分の1地質図幅「白馬嶽」及び同地質説明書, 地質調査所, 78 p.
- 石井久夫 (1976) 長野県, 姫川中流域の石坂流紋岩層と糸魚川 - 静岡構造線. 大阪自然史博物館報, no. 30, p. 49-60.
- 石井正樹 (1998) 大所川流域の地すべり地形と地形発達史. 日本地理学会予稿集, vol. 53, p. 110-111.
- 石井正樹・小疇 尚 (1999) 1995年7月豪雨によって白馬大雪渓上流で起きた堆石堤の崩壊. 地学雑, vol. 108, p. 629-637.
- 石川有三・中村浩二 (1996) SEIS-PC for Windows version 1.24 (無償ソフトウェア: ftp.eri.u-tokyo.ac.jp).
- 井島信五郎・遠藤昭二 (1955 a) 上水内郡鬼無里村, 小川村及び北安曇郡北城村に亘る地域の地質. 地質調査報告書 (長野県資源調査研究会編), p. 47-57.
- 井島信五郎・遠藤昭二 (1955 b) 裾花川上流地域の地質. 地質調査報告書 (長野県資源調査研究会編), p. 77-93.
- 石沢一吉 (1982) 北アルプス鹿島槍ヶ岳 - 烏帽子岳付近の火成岩類の地質. 地質雑, vol. 88, p. 215-230.
- Isozaki, Y. (1996) Anatomy and genesis of a subductin-related orogen: 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. 地質雑, vol. 72, p. 287-297.
- 伊藤真人・清水文健 (1987) 北アルプス, 白馬岳東方, 松川北股入のモレーンを覆う示標テフラ層の発見とその意義. 地学雑, vol. 96, p. 112-120.
- 岩崎正吾・平川一臣・澤柿教伸 (2000 a) 日高山脈エサオマントッタベツ川流域における第四紀後期の氷河作用とその編年. 地学雑, vol. 109, p. 37-55.
- 岩崎正吾・平川一臣・澤柿教伸 (2000 b) 日高山脈トッタベツ川源流域における第四紀後期の氷河作用とその編年. 地理学評論, vol. 73A, p. 498-522.
- 岩田修二 (1980) 白馬岳の砂礫斜面に働く地形形成作用—移動様式とその強度—. 地学雑, vol. 89, p. 1-17.
- Iwata, S. (1983) Physiographic conditions for the rubble slope formation on Mt. Shirouma-dake, the Japan Alps. *Geogr. Rep. Tokyo Metropol. Univ.*, vol. 18, p. 1-52.
- Jackson, J. A. ed (1997) *Glossary of Geology* fourth ed. Am. Geol. Inst., Virginia, 769 p.
- 掛川一夫 (1996) 温泉. 「白馬の歩み」(白馬村誌), 第1巻 自然環境編 (「白馬の歩み」編纂委員会編), 白馬村, p. 318-327.
- 柿崎 聡・東 將士・立石雅昭 (1992) 北部フォッサマグナ小谷 - 笹ヶ峰地域の第三系堆積岩類の後背地と堆積盆地. 地質学論集, no. 38, p. 191-204.
- 亀井節夫 (1955) 姫川中流地方 (北安曇郡北小谷村・中土村附近) の地質. 地質調査報告書 (長野県資源調査研究会編), p. 231-236.
- 加納 隆 (1985) 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.
- 苅谷愛彦 (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.
- 柏木修一 (1987) 北部フォッサマグナ, 仁科三湖周辺の活断層. 日本地理学会予稿集, vol. 32, p. 138-139.
- 柏木修一 (1988) 北部フォッサマグナ, 神城断層の活動と古神城湖の消滅. 日本地理学会予稿集, vol. 33, p. 6-7.
- 加藤碩一 (1989) 西頸城 - 大峰傾動地塊周縁の地質構造 (演旨). 日本地質学会第96年学術大会講演要旨, p. 403.
- Kato, H. (1992) FOSSA MAGNA — a masked border region separating southwest and northeast Japan. *Bull. Geol.*

- Surv. Japan*, vol. 43, p. 1-30.
- 活断層研究会編 (1980) 日本の活断層分布図と資料. 東京大学出版会, 東京, 363 p.
- 活断層研究会編 (1991) [新編] 日本の活断層分布図と資料. 東京大学出版会, 東京, 437 p.
- 加藤碩一・佐藤岱生 (1983) 信濃池田地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1図幅), 地質調査所, 93 p.
- 加藤碩一・佐藤岱生・三村弘二・滝沢文教 (1989) 大町地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 111 p.
- 川田三郎 (1942) 姫川支流松川の河岸段丘. 地理学評論, vol. 18, p. 258-263.
- 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. 大阪微化石研究会誌, 特別号, no. 12, p. 23-32.
- 河合政岐・竹内 誠 (投稿中) 青海地域のペルム紀堆積岩コンプレックスの年代・層序. 地質雑.
- Kimura, T. (1958) Mesozoic plants from the Kizaki district, Nagano Prefecture, Japan. *Jubil. Pibl. Commemo. Prof. H. Fujimoto sixtieth birthday*, p. 135-138.
- Kimura, T. and Ohana, T. (1990) Triassic-Jurassic plants in Japan. In Ichikawa, K., Mizutani, S., Hara, L., 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. 地質調査所, 394 p.
- 小疇 尚 (1993 a) 長野県, 白馬岳松川北股入の氷河堆積物. 東日本における後期更新世以降の古環境と地形発達史の研究—¹⁴C年代測定データとその意義—. 明治大学人文科学研究所紀要, vol. 33, p. 111-114.
- 小疇 尚 (1993 b) 長野県, 親の原の泥流堆積物. 東日本における後期更新世以降の古環境と地形発達史の研究—¹⁴C年代測定データとその意義—. 明治大学人文科学研究所紀要, vol. 33, p. 115.
- 小疇 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.
- 小疇 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.
- 小疇 尚・杉原重夫・清水文健・宇都宮陽二郎・岩田修二・岡沢修一 (1974) 白馬岳の地形学的研究. 駿台史学, vol. 35, p. 1-86.
- 小林国夫 (1948) 姫川中流に於ける糸魚川・静岡地質構造線. 地質雑, vol. 54, p. 171.
- 小林国夫 (1950) 姫川上流地方の地質構造. 地質雑, vol. 56, p. 302.
- 小林国夫 (1955) 姫川流域の地質. 地質調査報告書 (長野県資源調査研究会編), p. 219-230.
- 小林国夫 (1956) 日本アルプスの非対称山稜. 地理学評論, vol. 29, p. 484-492.
- Kobayashi, K. (1958) Quaternary glaciation of the Japan Alps. *Jour. Fac. Lib. Arts and Sci., Shinshu Univ.*, vol. 8, p. 13-67.
- 小林国夫・田中邦雄 (1953) 長野県の中生代層. 長野県の地学 2, 長野県地学会, p. 159-169.
- 小林貞一 (1927) 手取統について. 地質雑, vol. 34, p. 59-65.
- 小林貞一・小西健二・佐藤 正・速水 格・徳山 明 (1957) 来馬層群 (ジュラ系下部). 地質雑, vol. 63, p. 182-194.
- 小泉武栄 (1979) 高山の寒冷気候下における岩屑の生産・移動と植物群落. II. 北アルプス北部鉢ヶ岳付近における蛇紋岩強風地の植物群落. 日本生態学会誌, vol. 29, p. 281-287.
- 小泉武栄 (1982) 化石周氷河斜面, 雪食凹地ならびに山地貧養泥炭地の形成からみた晩氷期以降の多雪化について. 第四紀研究, vol. 21, p. 245-253.
- 小泉武栄 (1995) 白馬岳高山帯「節理岩」における植生遷移と斜面発達. 地学雑, vol. 104, p. 503-514.
- 小松正幸 (1979) 八方尾根から藍閃石片岩の発見 (要旨). 岩鉱, vol. 74, p. 151-152.
- Komatsu, M. (1990) Hida "Gaiken" Belt and Joetsu Belt. In Ichikawa, K., Mizutani, S., Hara, L., Hada, S. and Yao, A. eds., *Pre-Cretaceous terranes of Japan*, Osaka City University, Publication of IGCP Project 224, p. 25-40.
- 小松正幸・宇次原雅之・茅原一也 (1985) 北部フォッサマグナ周辺の基盤構造. 新潟大学理学部地質鉱物学教室研究報告, no. 5, p. 133-148.
- 近藤玲介・塚本すみ子・岩田修二 (2000) 氷成堆積物のルミネッセンス年代測定. 地球惑星科学関連学会2000年合同大会予稿集 (CD-ROM), Qa-P005.
- 近藤玲介・塚本すみ子・岩田修二 (2001) 飛騨山脈における氷成堆積物のルミネッセンス年代測定. 地球惑星科学関連学会2001年合同大会予稿集 (CD-ROM), Qm-006.
- 小坂共栄 (1980) 大峰帯の礫岩. 信州大学理学部紀要, vol. 15, p. 31-46.
- 小坂共栄 (1991) 大峰帯の地質とそのフォッサマグナ発達史における意義. 信州大学理学部紀要, vol. 26, p. 75-140.
- 小坂共栄・鬼頭一博・新井健司 (1979) 北部フォッサ・マグナ西縁部の第三系～第四系 (1) —長野県姫川中流地域の第三系～第四系の層序と構造—. 地質学論集, no. 16, p. 169-182.
- Koto, B. (1916) On the volcanoes of Japan IV. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 23, p. 77-94.
- 高山地形研究グループ (1978) 白馬岳高山帯の地形と植生. 東京, 163 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. 地質雑, vol. 102, p. 285-302.
- 黒田真二郎・岩田修二・苅谷愛彦 (2001) 表層堆積物の断面構造から推定した白馬岳高山帯における周水河砂礫斜面の形態変化. 日本地理学会発表要旨集, vol. 59, p. 92.
- Lowe, J. J. and Walker, M. J. C. (1997) *Reconstructing Quaternary environments*, (2nd ed.), Longman, Essex, 446 p.
- 町田 洋 (1964) 姫川流域の一溪流の荒廃とその下流部に与える影響. 地理学評論, vol. 37, p. 1-11.
- 町田 洋 (1979) 信濃川上流と姫川の自然と歴史. 松本砂防のあゆみ—信濃川上流直轄砂防百年史—, 建設省松本砂防工事事務所, p. 1-77.
- 町田 洋 (1984) 巨大崩壊, 岩屑流と河床変動. 地形, vol. 5, p. 155-188.
- 町田 洋・新井房夫 (1976) 広域に分布する火山灰—始良 Tn 火山灰の発見とその意義. 科学, vol. 46, p. 339-347.
- 町田 洋・新井房夫 (1978) 南九州鬼界カルデラから噴出した広域テフラ—アカホヤ火山灰. 第四紀研究, vol. 17, p. 143-163.
- 町田 洋・新井房夫 (1979) 大山倉吉軽石層—分布の広域性と第四紀研究編年上の意義—. 地学雑, vol. 88, p. 33-50.
- 町田 洋・新井房夫 (1992) 火山灰アトラス [日本列島とその周辺], 東京大学出版会, 東京, 276 p.
- Machida, H. (1999) Quaternary widespread tephra catalog in and around Japan: Recent progress. *Quat. Res. (Japan)*, vol. 38, p. 194-201.
- 町田 洋・鈴木毅彦 (2000) 地形地質の編年. 日本の地形 4 関東・伊豆小笠原 (貝塚爽平・小池一之・遠藤邦彦・山崎晴雄・鈴木毅彦編), 東京大学出版会, p. 22-36.
- 町田 洋・新井房夫・百瀬 貢 (1985) 阿蘇 4 火山灰—分布の広域性と後期更新世示標層としての意義—. 火山, vol. 30, p. 49-70.
- 町田 貞 (1984) 地形学. 大明堂, 東京, 404 p.
- 松田時彦 (1998) 活断層からの長期地震予測の現状. 地震, vol. 50, 別冊, p. 23-33.
- 米谷盛寿郎・一ノ関鉄郎・栗田裕司・加藤邦弘・武富 浩・木幡信弘 (1986) 北部フォッサマグナ西頸城—小谷・姫川地域に分布する新第三系の有孔虫化石層序と新潟標準層序との対比について. 石油技協誌, vol. 51, p. 346.
- 横山次郎 (1950) 日本地方地質誌中部地方. 朝倉書店, 233 p.
- 正谷 清・市村隆三 (1970) フォッサマグナ地域北部の石油地質. 石油技協誌. vol. 35, p. 1-12.
- 松久幸敬 (1968) 長野県八方尾根地域の超塩基性岩体. 岩鉱, vol. 59, p. 195-205.
- 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・植田良夫・中村栄三・丸山茂徳 (1981) 飛騨外縁帯 青海地域の黒雲母・アクチノ閃石岩とザクロ石角閃岩の K-Ar 年代. 総合研究「飛騨外縁帯」研究報告, no. 2, p. 57-61.
- Minato, M. (1975) Japanese Paleozoic corals. *Jour Geol. Soc. Japan*, vol. 81, p. 103-126.
- 望月巧一 (1971) 長野県北部犀川, 姫川沿川山地の地すべり (3) —姫川沿川山地の地すべり. 地すべり, vol. 8, p. 29-38.
- 長橋良隆 (1998) 中部日本, 大峰地域の鮮新世火砕流堆積物—層序・記載岩石学的特徴—. 地質雑, vol. 104, p. 184-198.
- 長橋良隆・里口保文・吉川周作 (2000) 本州中央部における鮮新 - 更新世の火砕流堆積物と広域火山灰層との対比および層位噴出年代. 地質雑, vol. 106, p. 51-69.
- 長森英明・畠山幸司 (2000) 長野県北部大峰層群面中層産の Pectinidae. 日本古生物学会年会講演予稿集, p. 147.
- 長野県土木部 (1995) 長野県北部 7. 11~12 梅雨前線豪雨災害. 37 p.
- 長沢 武 (1986) 北アルプス連峰—その歴史と民俗. 郷土出版社, 松本, 290 p.
- 中島正文 (1986) 北アルプスの史的研究. 桂書房, 富山, 593 p.
- Nakajima, T. (1997) Regional metamorphic belts of the Japanese Islands. *The Island Arc*, vol. 6, p. 69-90.
- 中水 勝 (1980) 蓮華地域における蛇紋岩と変成岩ブロックの構造的関係と変成作用. 総合研究「飛騨外縁帯」研究報告, no. 1, p. 22-28.
- 中水 勝 (1981) 青海 - 蓮華帯, 蓮華メランジの構成メンバー. 総合研究「飛騨外縁帯」研究報告, no. 2, p. 12-27.
- 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, no. 33, p. 21-35.
- Nakano, S., Fukuoka, T. and Aramaki, S. (1987) Trace element abundances in the Quaternary volcanic rocks of the Norikura volcanic chain, central Honshu, Japan. *Geochem. Jour*, vol. 21, p. 159-172.
- 中谷 進 (1972) 大町テフラ層とテフロクロノロジー. 第四紀研究, vol. 11, p. 305-371.
- Naumann, E. (1887) Die japanische Inselwelt, eine geographisch-geologische Skizze. *Mitth. der kais. koenig. Geogr. Ges. Wien*, vol. 31, p. 129-138.
- 200 万分の 1 活断層図編纂ワーキンググループ (2000) 「200 万分の 1 日本列島活断層図」—過去数十年間の断層活動の特徴—. 活断層研究, vol. 19, p. 3-12.
- 西村瑞恵・保柳康一 (1992) 陸棚斜面 - 陸棚 - 沿岸の堆積システムの変遷と相対的海水準変動—北部フォッサマグナ地域中新統青木層・小川層のシーケンス層序学—. 地質雑, vol. 98, p. 337-354.
- 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, p. 129-140.
- 仁科良夫 (1991). 1986年長野県北部地震の震央付近における被害分布. *地球科学*, vol. 45, p. 233-244.
- 仁科良夫・松島信幸・赤羽貞幸・小坂共栄 (1985) 長野県の活断層—活断層分布図と資料—. 信州大学理学部紀要, vol. 20, p. 171-198.
- Notsu, K., Aramaki, S., Oshima, O. and Kobayashi, T. (1987) Two overlapping plates subducting beneath central Japan as revealed by strontium isotope data. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, vol. 32, p. 195-207.
- 及川輝樹・原山 智・梅田浩司 (2001) 白馬大池火山の K-Ar 年代. *火山*, vol. 46, p. 21-25.
- 大石三郎 (1931) 信濃国北小谷中生代植物化石層について. *地質雑*, vol. 38, p. 45-50.
- 奥村晃史・井村隆介・今泉俊文・澤 祥・東郷正美・水野清秀・苅谷愛彦・斉藤英二 (1998) 糸魚川 - 静岡構造線活断層系北部の最近の断層活動. *地震*, vol. 50, 別冊, p. 35-51.
- Okumura, K. (2001) Paleoseismology of the Itoigawa-Shizuoka tectonic line in central Japan. *Jour. Seismology*, vol. 5, p. 411-431.
- 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.
- Saito, Y. (1961) Geology of the Northern Fossa Magna (Part 1). *Jour. Fac. Ed. Shinshu Univ.*, no. 11, p. 179-200.
- Saito, Y. (1962) Geology of the Northern Fossa Magna (Part 3). *Jour. Fac. Ed. Shinshu Univ.*, no. 13, p. 23-54.
- Saito, Y. (1963) Geology of the Northern Fossa Magna (Part 4). *Jour. Fac. Ed. Shinshu Univ.*, no. 14, p. 123-142.
- 斎藤 豊 (1968) 長野地域の新第三系に関する 2, 3 の新事実. 日本地質学会第75年秋季学術大会総合討論会資料, フォッサ・マグナ, p. 15-20.
- 斎藤 豊 (1977) 北部フォッサ・マグナ研究グループの論文「北部フォッサ・マグナ中央部の新第三系の堆積盆」に対する批判. 信州大学教育学部紀要, no. 37, p. 147-162.
- 斎藤 豊・宮下 忠・堀内 義・堀内信雄・今井文明・赤羽貞幸・市野史明 (1972) 糸魚川 - 静岡構造線にそって姫川中流地域の地質概観. 岩井淳一教授記念論文集, p. 403-410.
- 坂本勝一 (1998) 長野県白馬村における湧水分布とその特徴. 駒澤大学大学院地理学研究, no. 26, p. 7-25.
- 坂本勝一 (1999) 白馬盆地における湧水の水文学的研究. 駒澤大学大学院人文科学研究科地理学専攻修士論文, 37 p.
- Sakumoto, T. and Nagamori, H. (2001) A cancrid crab, *Cancer (Metacarcinus) minutoserratus* Nagao, 1940 from the Miocene Uchu Member, Otari Formation of Nagano Prefecture, central Japan. *Sci. Rep., Niigata Univ., Ser. E (Geology)*, no. 16, p. 95-101.
- Sakuyama, M. (1978) Petrographic evidence of magma mixing in Shirouma-Oike Volcano, Japan. *Bull. Volcanol.*, vol. 41, p. 501-512.
- Sakuyama, M. (1979) Evidence of magma mixing: petrological study of Shirouma-Oike calc-alkaline andesite volcano, Japan. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, vol. 5, p. 179-208.
- 柵山雅則 (1980) 白馬大池火山の地質. *地質雑*, vol. 86, p. 265-274.
- 柵山雅則 (1984) 白馬大池火山の風吹岳溶岩円頂丘. 空中写真による日本の火山地形 (日本火山学会編), 東京大学出版会, p. 54-55.
- 笹倉正夫 (1932 a) 姫川上流沿岸の地質概観 (一), (二). *地球*, vol. 17, p. 33-34, p. 85-100.
- 笹倉正夫 (1932 b) 姫川中, 下流沿岸の地質並びに姫川溪谷の地質構造的意義. *地球*, vol. 17, p. 405-420.
- 佐藤岱生 (1983) 餓鬼岳 - 常念岳 - 有明山地域の花崗岩類. *MAGMA*, no. 67, p. 37-44.
- 佐藤 正 (1956) 菊石化石による日本下部ジュラ系の対比. *地質雑*, vol. 62, p. 490-503.
- Sato, T. (1992) Southeast Asia and Japan. In Westermann, G. E. G., ed., *The Jurassic of the Circum-Pacific*. Cambridge Univ. Press, 194-213.
- 佐藤竹子 (1996) 白馬村の陸水. 「白馬の歩み」(白馬材誌), 第1巻自然環境編 (「白馬の歩み」編纂委員会編), 白馬村, p. 269-317.
- 澤 祥・東郷正美・今泉俊文・池田安隆・松多信尚 (1999) 1:25,000 都市圏活断層図「白馬岳」, 国土地理院技術資料 D・1-No. 368.
- 下川浩一・山崎晴雄 (1987) 古神城湖堆積物からみた断層運動. 日本第四紀学会講演要旨集, vol. 17, p. 92-93.
- 下川浩一・水野清秀・井村隆介・奥村晃史・杉山雄一・山崎晴雄 (1995) 糸魚川 - 静岡構造線活断層系ストリップマップ. *地質調査所*, 活構造図11.
- 清水文健・岡沢修一・小疇 尚 (1974) 白馬岳東面松川北股入の角礫層および泥炭層の¹⁴C年代. *地球科学*, vol. 28, p. 259-260.
- 清水文健・東郷正美・松田時彦 (1980) 日本アルプス・野口五郎岳付近における小崖地形の成因. *地理学評論*, vol. 53, p. 531-541.
- 清水文健・井口 隆・大八木規夫 (2000) 地すべり地形分布図 第11集「富山・高山」. 防災科学技術研究所研究資料, vol. 200, 12 p.
- 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 Ito, M. (1978) Isotopic ages of schist from the Asahidake-Shiroumadake area, Hida mountains. *Jour.*

- Japan. Assoc. Min. Petrol. Econ. Geol.*, vol. 73, p. 1-4.
- 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・内海 茂 (1995) K-Ar 年代測定結果—5—地質調査所未公表資料—。地調月報, vol. 46, p. 643-650.
- Shibata, K., Nozawa, T. and Wanless, R. K. (1970) Rb-Sr geochronology of the Hida metamorphic belt, Japan. *Can. Jour. Earth Sci.* vol. 7, p. 1383-1401.
- 柴田 賢・内海 茂・中川忠夫 (1979) K-Ar 年代測定結果-1. 地調月報, vol. 30, p. 675-686.
- 柴田憲一・杉山 茂・柳沢 昇 (1976) 北部フォッサ・マグナ日影向斜地域の地質。地質学論集, no. 13, p. 133-143.
- Shimazu, M., Yano, T. and Tajima, M. (1979) Gabbroic inclusions in calc-alkali andesites of the Fossa Magna region, central Japan. *Sci. Rep. Niigata Univ. ser. E*, no. 5, p. 63-85.
- 清水 智・山崎正男・板谷徹丸 (1988) 両白 - 飛騨地域に分布する鮮新 - 更新世火山岩の K-Ar 年代。岡山理科大蒜山研究所研究報告, no. 14, p. 1-36.
- 白石秀一 (1992) 姫川中流域の飛騨外縁帯—特に、ジュラ系来馬層群について—。地球科学, vol. 46, p. 1-20.
- 周藤賢治・加々美寛雄・島津光夫・矢野孝雄 (1988) 北部フォッサマグナ地域の鮮新世カルクアルカリ安山岩中に産するハンレイ岩包有物の Sr 及び Nd 同位体比による研究。岩鉱, vol. 83, p. 77-84.
- 相馬秀廣・岡沢修一・岩田修二 (1979) 白馬岳高山における砂礫の移動プロセスとそれを規定する要因。地理学評論, vol. 52, p. 562-579.
- 相馬秀廣 (1988) 湿原堆積物および高山土壌からみた北アルプス北部白馬岳周辺における斜面の安定性の変遷。奈良女子大学地理学研究報告, vol. 3, p. 73-103.
- 相馬恒雄・加納 隆・小林茂雄・水玉秀一 (1976) 後立山連峰の地質—特に蓮華変成岩について—。新潟大学理学部地質鉱物学教室研究報告, no. 4 (西田彰一教授記念論文集), p. 471-476.
- 鈴木雅彦・北脇裕士・周藤賢治・茅原一也 (1985) フォッサマグナ西北部の海川火山岩類, 海川貫入岩類および雨飾山貫入岩類。新潟大学理学部地質鉱物学教室研究報告, no. 5, p. 49-77.
- 鈴木毅彦・早川由紀夫 (1990) 中期更新世に噴出した大町 APm テフラ群の層位と年代。第四紀研究, vol. 29, p. 105-120.
- 鈴木達夫 (1938) 長野県長野油田地形及び地質図並びに同説明書。地質調査所, 46 p.
- 角 清愛 (1975) 日本温泉・鉱泉一覧。地質調査所, 134 p.
- 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.
- Takeshita, H. (1974) Petrological studies on the volcanic rocks of the northern Fossa Magna region, central Japan. *Pacific Geology*, no. 7, p. 65-95.
- Takeshita, H. (1975) Petrological studies on the volcanic rocks of the northern Fossa Magna region, central Japan (part 2). *Pacific Geology*, no. 10, p. 1-32.
- 竹下 寿・斎藤 豊・百瀬寛一 (1960) 古地磁気からみた柵果層の火山地質。地球科学, no. 49, p. 26-36.
- 竹内圭史・加藤碩一・柳沢幸夫 (1993) 20万分の1地質図幅「高田」。地質調査所。
- 竹内 誠 (1998) 飛騨外縁帯, 白馬岳地域の古生界と蛇紋岩メランジュ。日本地質学会第105年学術大会講演要旨, p. 313.
- 竹内 誠・河合政岐・野田 篤・杉本憲彦・小嶋 智・大野研也・丹羽正和・大場穂高 (2001) 飛騨外縁帯, 白馬岳地域のペルム系白馬岳層とはんれい岩の産状。日本地質学会第108年学術大会講演要旨, p. 222.
- 滝沢文教 (1980) 飛騨外縁帯北東部の中生界 (予報)。総合研究「飛騨外縁帯」研究報告, no. 1, p. 59-63.
- 滝沢文教・原山 智・桑原希世子 (1995) 飛騨外縁帯白馬岳メランジュの微化石年代。日本地質学会第102年学術大会講演要旨, p. 77.
- 玉生志郎・長谷絃和・村岡洋文 (1981) 長野県安曇郡小谷温泉周辺の石英閃緑ひん岩及び石坂流紋岩のフィッシュン・トラック年代—日本の地熱活動に関連する火成岩のフィッシュン・トラック年代(3)—。地調月報, vol. 32, p. 717-721.
- 田中邦雄 (1955) 大町地方の地質。地質調査報告書 (長野県資源調査研究会編), p. 237-240.
- 田中邦雄 (1973) 北部フォッサ・マグナ地域の軟体動物群の時代変遷について。信州大学教養部紀要, 自然科学, no. 7, p. 35-47.
- 田中邦雄・平林照雄・小谷研グループ (1971) 糸魚川 - 静岡線北部地域の地質構造。信州大学教養部紀要, 自然科学, no. 5, p. 49-71.
- 田中省三 (1989) 白馬村の湧水—その限りない恩沢—。水よ語れ—日本百名水・姫川源流— (田中欣一編), 銀河書房, p. 79-106.
- 棚瀬充史・山田直利・脇田浩二 (1994) 林谷安山岩—九頭竜川最上流部に見出された100Maのカルクアルカリ安山岩—。地質雑, vol. 100, p. 635-638.
- 立石雅昭・アデル エル ハバブ・島津光夫 (1992) 北部フォッサマグナ頸城地域の中新 - 鮮新統タービダイト砂岩の源岩。地質学論集, no. 38, p. 181-190.
- 田沢純一・相田吉昭・結城智也・大槻意四郎 (1984) 青海の“非石灰岩古生層”よりペルム紀放射状化石の発見。地球科学, vol. 38, p. 264-267.
- 富沢恒雄 (1953) 長野県北部裾花川流域の層序と地質構造。地質雑, vol. 59, p. 552-560.
- 富沢恒雄 (1962) 信州北部地方新第三系の地質学的研究。長野県地学会, p. 1-50.
- 富沢恒雄・北原 勇 (1967) 長野県北安曇郡小谷村姫川中流地

- 域の地質. 地質雑, vol. 73, p. 163-170.
- 東郷正美・池田安隆・今泉俊文・佐藤比呂志 (1996) 神城断層
両端部の断層変位地形. 活断層研究, vol. 15, p. 9-16.
- 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グジャイト質藍晶石片岩につい
て. 地質雑, vol. 106, p. 353-362.
- Tsujimori, T. and Itaya, T. (1999) Blueschist-facies metamor-
phism during Paleozoic orogeny in southwestern Japan: Phengite K-Ar ages of blueschist-facies tectonic blocks in
a serpentinite melange beneath early Paleozoic Oeyama
ophiolite. *The Island Arc*, vol. 8, p. 190-205.
- 佃 為成 (1996) 長野県白馬村の小群発地震について. 地震予
知連絡会会報, vol. 55, p. 481-484.
- 内川賀介 (1994) 温泉の開発. 「白馬の歩み」(白馬村誌), 第
4 巻 観光・登山・スキー編 (「白馬の歩み」編纂委員会
編), 白馬村, p. 47-53.
- 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.
- 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.
- 宇次原雅之 (1985) 飛騨外縁帯北東部姫川流域のペルム紀オリ
ストストロームと碎屑岩類. 総合研究「上越帯・足尾帯」
研究報告, no. 2, p. 159-168.
- 上本進二 (1978) 白馬岳北方鉢岳西斜面の新期断層地形. 第四
紀研究, vol. 17, p. 171-175.
- 宇根 寛 (1985) 長野県北西部の糸魚川・静岡構造線に沿う変
動地形. 日本第四紀学会講演要旨集, vol. 13, p. 92-93.
- 宇佐美龍夫 (1996) 新編日本被害地震総覧 [増補改訂版]. 東
京大学出版会, 東京, 493 p.
- 渡辺大輔・西村瑞恵・保柳康一 (1995) 相対的海水準変動に支
配されたファンデルタシステムの堆積シーケンス—北部
フォッサマグナ長野県地域の中新統・鮮新統一. 地質学論
集, vol. 45, p. 189-207.
- 八木健三 (1955) 戸隠山近傍の地質. 地質調査報告書 (長野県
資源調査研究会編), p. 95-101.
- 八木浩司 (1996) 地すべりの前兆現象としての二重山稜・多重
山稜. 小崖地形と変動様式. 地すべり研究の発展と未来,
大明堂, p. 1-25.
- 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. 総合研究「飛騨外
縁帯」研究報告, no. 2, p. 64-69.
- 山田直利・加藤碩一・小野晃司・岩田 修 (1985) 北アルプス
周辺地域の鮮新世・更新世珪長質火山岩類の K-Ar 年代.
地調月報, vol. 36, p. 539-549.
- 山田直利・滝沢文教・棚瀬充史・河田清雄 (2001) 親不知火山
岩層の K-Ar 年代: 富山・新潟県境地域における約100Ma
の安山岩質火山活動の証拠. 地球科学, vol. 55, p. 113-
118.
- 山崎直方 (1902) 氷河果して本邦に存在せざりしか. 地質雑,
vol. 9, p. 361-369, p. 390-398.
- 山崎晴雄 (1979) 長野県北城盆地の活断層. 日本地理学会予稿
集, vol. 17, p. 60-61.
- 山崎哲夫 (1980) 八方尾根地域の変成岩と超塩基性岩の変成作
用. 総合研究「飛騨外縁帯」研究報告, no. 1, p. 31-37.
- 矢野孝雄・村山 進 (1976) 長野県北部荒倉山周辺の層序およ
び地質構造. 地質学論集, no. 13, p. 159-173.
- 横山又次郎 (1912) 長野県下南小谷村山崩視察報告. 地学雑,
vol. 42, p. 608-620.

Geology of the Shiroumadake District

By

Shun NAKANO*, Makoto TAKEUCHI**, Toshiyuki YOSHIKAWA*, Hideaki NAGAMORI*
Yoshihiko KARIYA***, Koji OKUMURA**** and Yusaku TAGUCHI*****

(Written in 2001)

(ABSTRACT)

The Shiroumadake district is situated in central Honshu, and occupies an area between longitude 137° 45' E and 138° 00' E and between latitude 36° 40' N and 36° 50' N (137° 44'48.9" E and 137° 59'48.8" E, 36° 40'11.1" N and 36° 50'11.0" N, referred to the International Terrestrial Reference Frame, ITRF). The western half of the district is in the Hida Mountain Range (Japan Alps) and geologically belongs to the Hida Marginal Belt. Paleozoic and Mesozoic rocks, Late Cretaceous to Neogene igneous rocks, and Quaternary volcanic rocks occupy most of the western half. The eastern half of the district belongs to the Fossa Magna Region. Neogene strata are widely distributed there. Both halves are separated by the Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line including the active Kamishiro Fault. Various types of Pleistocene to Holocene deposits are distributed at fluvial plains, valley bottoms and mountain slope throughout the whole district. The geology of the district is summarized in Fig. 1.

Paleozoic

The Paleozoic rocks are composed of ultramafic rocks, metamorphic rocks (amphibolite and the Renge Metamorphic Rocks), the Tsugaike and Oyasawa Complexes, the Shiroumadake Formation and gabbro.

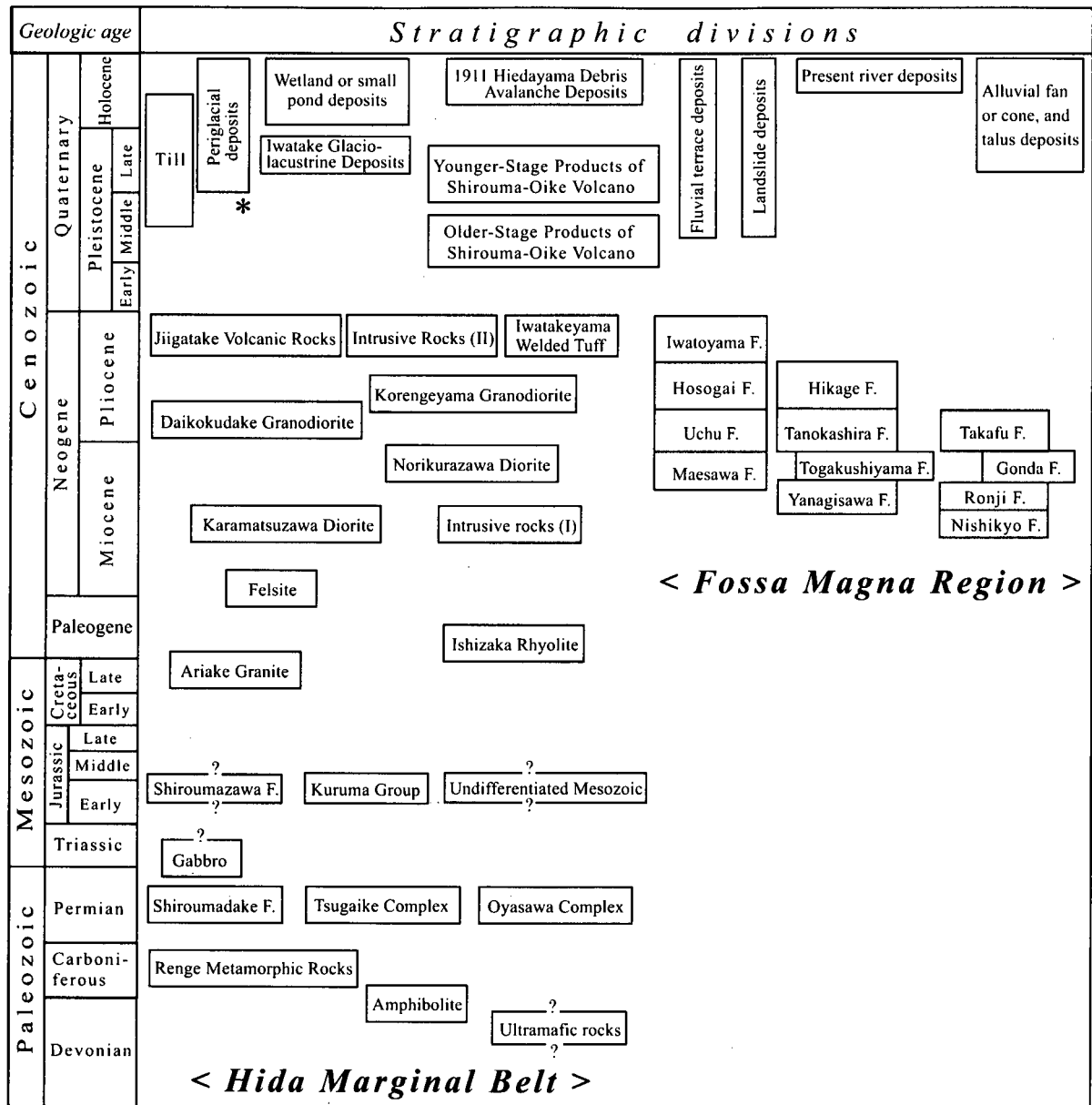
Ultramafic rocks of unknown age have been mostly serpentized and sheared. It is overlain on the Permian Shiroumadake Formation as a nappe. Diopside, tremolite and talc are formed with thermal metamorphism by the Mesozoic to Cenozoic intrusive rocks. The ultramafic rocks include many exotic blocks of amphibolite at the base of the nappe and high P/T crystalline schist (Renge Metamorphic Rocks) sheets at the top of the nappe. The K-Ar age of hornblende from amphibolites is 370 Ma, corresponding to Late Devonian, and absolute ages from crystalline schists correspond to Carboniferous.

The Tsugaike Complex is composed of alternating beds of felsic tuff and shale, greenstone with melange including blocks of limestone, gabbro and tuff. The age is unknown, but the lithology is similar to the Permian Kotaki Complex in the neighboring Kotaki district. The Tsugaike Complex overlies the Crystalline schist sheet by a thrust fault.

The Oyasawa Complex is strongly sheared and composed of slate with tuffaceous slate and sandstone. The complex is in a steeply dipping fault contact with other strata. The geological age is unknown, but the complex is correlated to the Himekawa Group which is the Permian accretionary complex in the Kotaki district based on the lithological affinity.

The Permian Shiroumadake Formation was shallow marine deposits and composed of felsic pyroclastic rocks in the lower part, shale and sandstone in the middle part and felsic pyroclastic rocks frequently including limestone breccia in the upper part. Basalt with pillow lava and bedded fine-grained siliceous tuff are intercalated in the formation. The lower limit of the stratigraphy is unknown. hornblende gabbros of unknown age intruded into the

* Institute of Geoscience
** Graduate School of Environmental Studies, Nagoya University
*** Graduate School of Science and Technology, Chiba University
**** Graduate School of Letters, Hiroshima University
***** Institute for Geo-resources and Environment



* Not shown in the geological map

F. = Formation

Fig. 1 Summary of geology in the Shiroumadake district.

Shiroumadake Formation.

Jurassic

The Lower Jurassic Kuruma Group has brackish to shallow marine deposits. The group is divided into three formations in this district: the Gamaharazawa, Odokorogawa and Yoshinazawa Formations. These formations show upward-fining sequences from conglomerate or sandstone to sandy shale or coaly shale. The group yielded late Early Jurassic ammonites in the Kotaki district. It was reported that the Kuruma Group unconformably overlies the Paleozoic rocks but all the Kuruma Group in this district are in fault contact with other strata. The Shiroumazawa Formation was produced from strong contact metamorphism. Undifferentiated Mesozoic strata are sporadically distributed in the fault contact mainly with ultramafic rocks, and they may be correlated to the Kuruma Group.

Late Cretaceous to Early Paleogene Igneous Rocks

The Late Cretaceous to Early Paleogene granitoids are widely distributed in the Hida Mountain Range. This district is the easternmost distribution of them. The granitoids and their volcanic equivalent in this area are the Ariake Granite and Ishizaka Rhyolite. The Ariake Granite intruded into Paleozoic rocks. The K-Ar age of biotite from the Ariake Granite is 62 Ma. The Ishizaka Rhyolite is composed mainly of welded tuff frequently including pumice. The Ishizaka Rhyolite unconformably overlies ultramafic rocks in the Kotaki district. The K-Ar age of biotite and fission track ages from the Ishizaka Rhyolite are 58 Ma, 61 Ma and 55 Ma, respectively, corresponding to Early Paleogene.

Neogene Intrusive Rocks

The Miocene felsite is exposed along a western ridge in the district from the north to the south. The felsite intruded into Paleozoic rocks. The K-Ar age of whole rock from felsite is 22 Ma corresponding to Early Miocene. The Karamatsuzawa Diorite and intrusive rocks (I) intruded into the felsite and older rocks as a very small stock and dikes trending NE to SW. These rocks are composed mainly of clinopyroxene, hornblende and plagioclase. These rocks are referred to Miocene intrusion because they were produced from contact metamorphism by the Pliocene Daikokudake Granodiorite.

The Norikurasawa Diorite is composed of hornblende, biotite, clinopyroxene and plagioclase and intruded into the Kuruma Group and the felsite. The diorite may have intruded in Pliocene because the intrusive rocks (I) were also produced from contact metamorphism by the diorite.

The Pliocene granitic rocks are the Daikokudake Granodiorite and Korengayama Granodiorite. The Daikokudake Granodiorite intruded into the Ariake granite and undifferentiated Mesozoic strata, and the Korengayama Granodiorite intruded into the Paleozoic rocks and felsite. Both granitic rocks are zoned from the main facies (porphyritic granodiorite and tonalite) to the marginal facies (granodiorite porphyry). The K-Ar ages of biotites from the Daikokudake Granodiorite and the Korengayama Granodiorite are 4.5 Ma and 3.4 Ma, respectively, corresponding to Early Pliocene.

The intrusive rocks (II) are very small stock of clinopyroxene-orthopyroxene-hornblende porphyrite to andesite, dikes of porphyrite-andesite and rhyolite pyroclastic rocks. These intruded into Pliocene strata or intrusive rocks.

Neogene

The Late Miocene to Pliocene sedimentary and volcanic rocks are widely distributed in the eastern half and sparsely in the western half of the district. The Neogene strata are separated by N-S to NE-SW reverse faults (Mochigyo, Otari and Kamishiro Faults) into four regions. The stratigraphy is made up for each region (Fig. 2).

In the eastern area from the Mochigyo Fault, there are four formations, namely, the Nishikyo, Ronji, Gonda and Takafu Formations in ascending order. These formations consist of anticline (Nishikyo Anticline) and each of them overlies conformably. The Nishikyo Formation is distributed around the Nishikyo Anticline, and composed of massive mudstone. The Ronji Formation mainly contains massive sandy mudstone and massive to thick-bedded sandstone. The Gonda Formation is scarcely distributed in the mapped area, but seems to be composed of sandstone based on a survey of adjacent area. The Takafu Formation is a massive sandy mudstone.

In the area between the Mochigyo and Otari Faults, there are four formations, namely, Yanagisawa, Togakushiyama, Tanokashira and Hikage Formations in ascending order. They form a syncline with a NNE-SSW axis (Hikage Syncline) and overlie conformably each other except a part of the Tanokashira Formation which onlaps the Togakushiyama Formation. The Yanagisawa Formation is composed of the alternation of sandy mudstone and sandstone, massive sandy mudstone and massive to thick-bedded sandstone including andesite tuffaceous sandstone. The Togakushiyama Formation is made of altered andesite volcanic rocks. The Tanokashira Formation consists of massive sandy mudstone including andesite tuffaceous sandstone in the lower part. Some acidic tuff beds are observed and available as key beds. Several fossils are found in this formation. The Hikage Formation consists mainly of medium- to coarse-grained sandstone and conglomerate showing upward coarsening.

In the area between the Otari and Kamishiro Faults, there are four formations, namely, Maesawa, Uchu, Hosogai

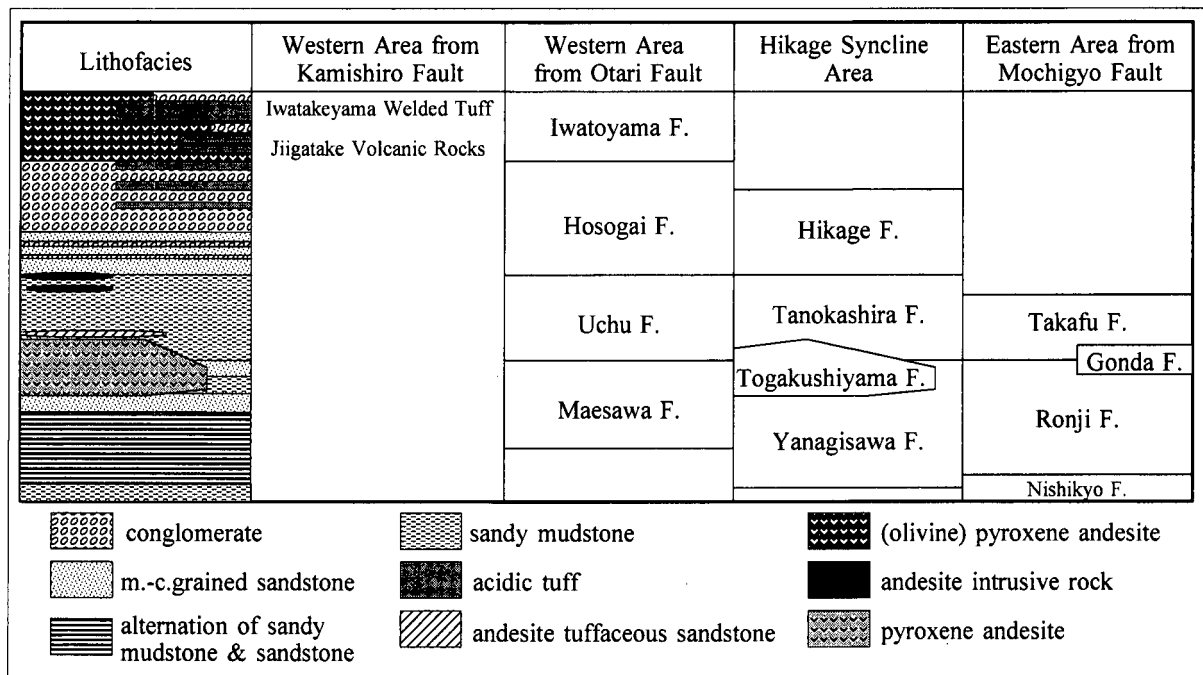


Fig. 2 Correlation of the formations of Neogene system.

and Iwatoyama Formations in ascending order. These formations show syncline or synclinorium structure and overlie conformably each other. The Maesawa Formation is composed of the alternation of sandy mudstone and sandstone, massive sandy mudstone and massive to thick-bedded sandstone. The Uchu Formation is mainly of massive sandy mudstone and muddy sandstone with massive to thick-bedded sandstone. Some fossils showing a shallow marine environment are found. The Hosogai Formation is composed of medium- to coarse-grained sandstone, which grade into conglomerate upward. Three acidic tuff beds are shown in the middle to upper part. The Iwatoyama Formation mainly consists of pyroxene andesite volcanic rocks with tuffaceous sandstone, mudstone, conglomerate and acidic tuff.

In the western area from the Kamishiro Fault, the Jiigatake Volcanic Rocks and Iwatakeyama Welded Tuff are distributed separately. The Jiigatake Volcanic Rocks include hornblende andesite lava, rhyolite lava and rhyolite welded tuff. The Iwatakeyama Welded Tuff is biotite dacite tuff showing dense to weak welding.

Products of Shirouma-Oike Volcano

The Shirouma-Oike volcano in the northwest part of the district is a Quaternary stratovolcano belonging to the Norikura volcanic chain. The volcano is largely divided into two stages. The Older-stage volcano was active from 0.8 to 0.5 Ma. It is divided into four units; the Hiedayama-Kabu Lava, Hiedayama-Jobu Lava, Norikurazawa Lava and Gamaharayama Lava in ascending order. They are largely dissected. No eruption center is recognized. They are composed of (olivine)-two-pyroxene andesite lavas and pyroclastics. The younger-stage volcano started its activity less than 0.2 Ma. It is divided into four units; the Norikuradake Lava, Ebiradake Lava, Kazafukidake Lava and Kazafukidake Pyroclastic Flow Deposits in ascending order. They are composed of andesite and dacite lavas, and pyroclastics. The andesite lavas are characterized by a complex phenocryst assemblage of plagioclase, Olivine, augite, hypersthene, hornblende, biotite, quartz and Fe-Ti oxide minerals. The dacite lavas are glassy and rich in plagioclase, hornblende, biotite and quartz phenocrysts. A horseshoe-shaped caldera with a diameter of 2 kilometers exists (Its somma is of the Ebiradake Lava). Inside the caldera, a lava dome (Kazafukidake Lava) grew and collapsed, generating pyroclastic flows (Kazafukidake Pyroclastic Flow Deposits). Several small explosion craters and fissure vents of unknown age are distributed in and around the lava dome.

Pleistocene to Holocene Deposits

The Pleistocene to Holocene deposits, except for the Quaternary volcanic ejecta, are divided into the followings: till, Iwatake Glaciolacustrine Deposits, fluvial terrace deposits, talus deposits, alluvial fan or cone deposits, wetland or small pond deposits, 1911 Hiedayama Debris Avalanche Deposits, and present river bed deposits. The till had been formed by the Quaternary glaciations in the Hida Mountain Range. Tephrostratigraphical dating as well as radiocarbon dating have revealed that the tills had been formed since MIS 6. The Iwatake Glaciolacustrine Deposits had been formed around the collapsed moraine(s) in the Iwatake Stadial during the MIS 4 or 3. The fluvial terrace deposits can be subdivided into four, t1 to t4, in accordance with the relative heights from the present river bed and morphostratigraphic relations with other geomorphic surfaces. These deposits are developed along the major river courses such as Matsukawa, Hirakawa and Himekawa. Both the talus deposits and the alluvial fan or cone deposits are distributed in the whole district. The wetland or small pond deposits, consisting chiefly of peat and muck, occur on the poorly-drained gentle slopes or landslide masses. The 1911 Hiedayama Debris Avalanche Deposits caused by the huge slope failure in 1911 and 1912 in the northern slope of Hiedayama are distributed along the Urakawa River. In addition, there are a few active faults constituting the Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line active fault system in the district. In particular, the Kamishiro Fault has generated four paleoseismic activities during the past 6,700 years with a 1,258–1,510 year interval, and the latest event happened AD762 or 841. There are many gravitational faults which may relate to the rapid uplifting of mountain bodies, deglaciations and valley incision.

執筆分担

I. 地形	荻谷愛彦・奥村晃史
II. 地質概説	中野 俊・竹内 誠・吉川敏之・長森英明 荻谷愛彦
III. 古生界	竹内 誠
IV. ジュラ系	竹内 誠
V. 後期白亜紀 - 古第三紀初期の火成岩類	竹内 誠
VI. 新第三紀の貫入岩類	竹内 誠・吉川敏之・長森英明
VII. 新第三系	吉川敏之・長森英明・竹内 誠
VIII. 白馬大池火山噴出物	中野 俊
IX. 更新世 - 完新世の堆積物	荻谷愛彦
X. 活断層及び地震活動	荻谷愛彦・奥村晃史
XI. 地下資源	中野 俊
XII. 水文地質	田口雄作
XIII. 自然災害	荻谷愛彦

文献引用例

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.

章単位での引用例

荻谷愛彦・奥村晃史 (2002) 白馬岳地域の地質, 1. 地形. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅). 産総研地質調査総合センター, p. 1-4.

Bibliographic reference

Nakano, S., Takeuchi, M., Yoshikawa, T., Nagamori, H., Kariya, Y., Okumura, K. and Taguchi, Y. (2002) *Geology of the Shiroumadake district*. Quadrangle Series, 1:50,000, Geological Survey of Japan, AIST, 105 p (in Japanese with English abstract 5 p.).

Bibliographic reference of each chapter

Kariya, Y. and Okumura, K. (2002) *Geology of the Shiroumadake district, I. Topography*. Quadrangle Series, 1:50,000, Geological Survey of Japan, AIST, p. 1-4.

地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅) 白馬岳地域の地質
平成14年 4 月25日 発行

独立行政法人 産業技術総合研究所
地質調査総合センター

〒305-8567 茨城県つくば市東 1 丁目 1-1 中央第 7
TEL 0298-61-3606

本誌掲載記事の無断転載を禁じます。