

地域地質研究報告

5 万分の 1 地質図幅

金 沢(10)第 37 号

槍ヶ岳地域の地質

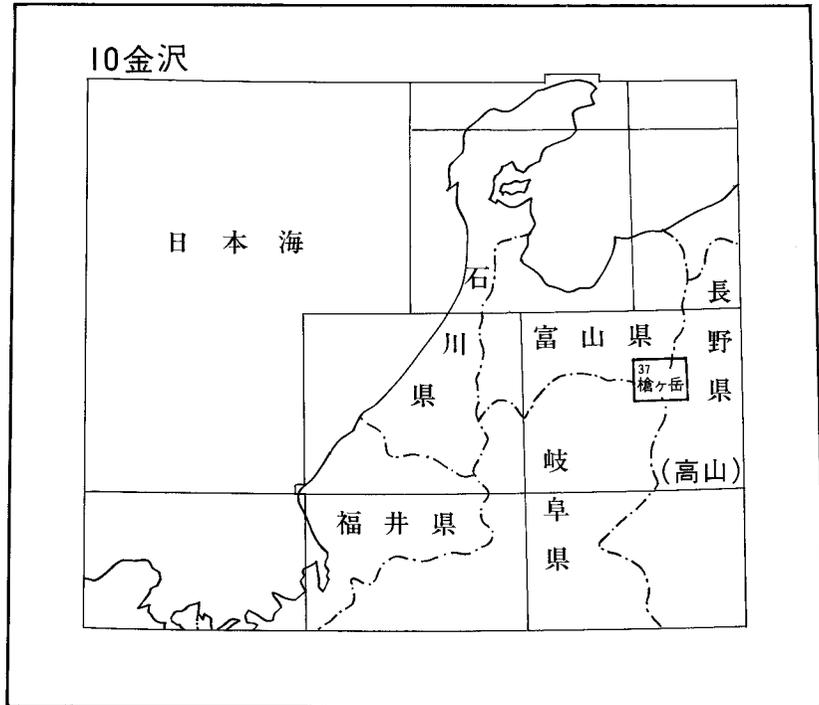
原山 智・竹内 誠・中野 俊

佐藤岱生・滝沢文教

昭和 3 年

地 質 調 査 所

位置図



() は 1 : 200,000 図幅名

目 次

I. 地 形	(原山 智)	2
I. 1 山岳地形		2
I. 2 河川地形		7
I. 3 氷河地形		10
I. 3. 1 新期氷河地形		11
I. 3. 2 旧期氷河地形		11
I. 4 地形発達史		14
II. 地質概説	(原山 智・滝沢文教・竹内 誠・中野 俊・佐藤岱生)	19
III. 宇奈月帯及び飛騨外縁帯の構成岩類	(原山 智)	27
III. 1 双六谷結晶片岩		28
III. 2 槍ヶ岳結晶片岩		28
III. 3 硫黄岳結晶片岩		30
III. 4 苦鉄質岩類		32
III. 5 古生層		32
IV. 船津花崗岩類	(原山 智)	34
IV. 1 双六片状花崗岩		34
IV. 2 三俣蓮華斑れい岩類		35
IV. 3 金木戸トーナル岩		36
IV. 4 岩井谷マイロナイト		38
IV. 5 中ノ俣花崗閃緑岩		38
IV. 6 小倉谷花崗岩		39
IV. 7 鷲羽岳花崗岩		40
V. 美濃帯中生層	(原山 智)	40
VI. 手取層群	(竹内 誠・滝沢文教・原山 智)	41
VI. 1 概要と研究史		41
VI. 2 九頭竜亜層群東坂森累層		44
VI. 2. 1 有峰頁岩部層		44
VI. 3 石徹白亜層群長棟川累層		45
VI. 3. 1 庵谷峠礫岩部層		45
VI. 3. 2 中俣乗越砂岩部層		49
VI. 4 石徹白亜層群左俣谷層		52
VI. 5 赤岩亜層群跡津川累層		52
VI. 5. 1 南俣谷礫岩部層		52

VI. 5. 2	和佐府砂岩泥岩部層	56
VI. 5. 3	薬師沢右俣礫岩部層	57
VI. 6	未区分手取層群	59
VI. 7	堆積相	60
VI. 8	手取層群にみられる接触變成作用と變質作用	61
VI. 9	地質構造	62
VII.	白亜紀前期貫入岩類 (原山 智)	64
VII. 1	黒部五郎岳閃緑岩	65
VII. 2	北ノ俣岳閃緑岩	66
VII. 3	岩脈 (I)	66
VIII.	白亜紀末期-古第三紀初期火山岩類 (原山 智)	67
VIII. 1	概要と研究史	67
VIII. 2	薬師岳流紋岩類	69
VIII. 2. 1	下部層	70
VIII. 2. 2	上部層	70
VIII. 3	笠ヶ岳流紋岩類	73
VIII. 3. 1	笠谷層	73
VIII. 3. 2	穴毛谷層	75
VIII. 4	未区分珪長質火山岩類	75
VIII. 5	花崗斑岩	76
IX.	白亜紀末期-古第三紀初期花崗岩類 (原山 智・佐藤岱生)	77
IX. 1	概要と研究史	77
IX. 2	ワリモ沢斑状花崗閃緑岩	79
IX. 3	トータル岩類	80
IX. 4	山の神斑れい岩類	80
IX. 5	ユジ沢閃緑岩	81
IX. 6	大白沢花崗岩	81
IX. 7	冷沢花崗閃緑岩	82
IX. 8	一ノ沢花崗岩	83
IX. 9	曲り沢花崗岩	83
IX. 10	西股花崗岩	83
IX. 11	有明花崗岩	84
IX. 11. 1	主岩相	86
IX. 11. 2	上部周縁相	89
IX. 12	奥黒部花崗岩	90
IX. 12. 1	主岩相	90

IX. 12. 2	包有岩濃集相	92
IX. 12. 3	上部周縁相	94
IX. 13	奥丸沢花崗岩	94
X.	穂高安山岩類 (原山 智)	95
X. 1	槍沢角礫岩層	96
X. 2	前穂高岳溶結凝灰岩層	98
XI.	古第三紀花崗岩類 (原山 智・佐藤岱生)	98
XI. 1	滝谷花崗閃緑岩	99
XI. 2	滝ノ沢花崗岩	100
XII.	新第三紀火成岩類 (佐藤岱生・原山 智)	100
XII. 1	金沢花崗閃緑岩	100
XII. 2	猿すべり文象斑岩	104
XII. 3	七倉火砕岩岩脈	104
XIII.	岩脈 (II) (原山 智・佐藤岱生)	108
XIII. 1	珪長岩	108
XIII. 2	安山岩及びデイサイト	109
XIV.	更新世火山岩類 (中野 俊・原山 智)	109
XIV. 1	概要と研究史	109
XIV. 2	縦沢岳火山岩類	110
XIV. 2. 1	奥飛驒火砕流堆積物	111
XIV. 2. 2	水鉛谷給源火道	112
XIV. 3	雲ノ平火山	114
XIV. 3. 1	岩苔小谷溶岩類	114
XIV. 3. 2	雲ノ平礫層	116
XIV. 3. 3	祖父岳下部アグルチネート	119
XIV. 3. 4	祖父岳溶岩	121
XIV. 3. 5	祖父岳上部アグルチネート	121
XIV. 3. 6	雲ノ平溶岩	121
XIV. 3. 7	雲ノ平火山の形成史	123
XIV. 4	上廊下火山岩類	124
XIV. 4. 1	スゴ沢岩脈	125
XIV. 4. 2	スゴ乗越安山岩	126
XIV. 4. 3	口元ノタル沢デイサイト	126
XIV. 4. 4	読売新道安山岩	127
XIV. 4. 5	薬師見平デイサイト	128
XIV. 5	ワリモ岳安山岩	129

XIV. 6	鷺羽池火山	130
XIV. 6. 1	赤沢溶岩	131
XIV. 6. 2	鷺羽池溶岩	131
XIV. 6. 3	鷺羽池スコリア及び爆発角礫層	132
XIV. 7	硫黄沢硫気孔群と周辺の熱水変質帯	133
XV.	更新世中期-完新世の堆積物 (原山 智・滝沢文教・中野 俊・竹内 誠)	136
XV. 1	薬師沢の礫層 (雲ノ平礫層相当) と平坦面	136
XV. 2	モレーン及びアウトウォッシュ堆積物	138
XV. 3	真川礫層	141
XV. 4	旧河床堆積物	142
XV. 5	地すべり地塊	143
XV. 6	土石流堆積物	143
XV. 7	崖錐及び沖積錐堆積物	145
XV. 8	沖積層	145
XVI.	応用地質 (原山 智)	146
XVI. 1	鉱物資源	146
XVI. 1. 1	鉄	146
XVI. 1. 2	モリブデン	147
XVI. 1. 3	硫黄	148
XVI. 1. 4	その他の鉱産物	148
XVI. 2	温泉及び地熱資源	149
XVI. 2. 1	温泉	149
XVI. 2. 2	地熱資源	151
XVI. 3	自然災害及び土地地質	151
XVI. 3. 1	自然災害	151
XVI. 3. 2	土地地質	152
XVI. 4	断層と地震活動	153
文 献		156
Abstract		166

図・表・付図・付表・図版目次

第 1 図	槍ヶ岳北鎌尾根独標 (標高 2,899 m) から望む槍ヶ岳 (標高 3,180 m)	4
第 2 図	岩苔小谷上流 (標高 2,390 m 付近) から望む薬師岳 (標高 2,926.0 m)	4
第 3 図	三俣蓮華岳西方ピーク (標高 2,661 m) から望む黒部五郎岳 (標高 2,839.6 m)	5
第 4 図	「槍ヶ岳」地域の鳥瞰図	5

第 5 図	「槍ヶ岳」地域及び日本の代表的な山岳地域における標高別の山頂数累積グラフ	6
第 6 図	黒部川上廊下における河川沿いの絶壁	8
第 7 図	黒部川上廊下の河川地形	9
第 8 図	環状砂礫（構造土）	11
第 9 図	「槍ヶ岳」地域の埋谷面図とカール及び谷氷河地形	12
第 10 図	野口五郎岳西方の馬蹄形モレーン	13
第 11 図	槍沢の U 字谷地形	14
第 12 図	「槍ヶ岳」地域西部の埋谷面図と浸食平坦面	16
第 13 図	中部地方北部における地体構造区分と「槍ヶ岳」地域の位置	19
第 14 図	「槍ヶ岳」地域の地質概略図	21
第 15 図	中部日本地域の重力異常	25
第 16 図	「槍ヶ岳」地域と周辺の極磁気図	26
第 17 図	槍ヶ岳結晶片岩の露出状況	29
第 18 図	槍ヶ岳結晶片岩の片理構造	30
第 19 図	硫黄岳結晶片岩と苦鉄質岩類の露出状況遠望	31
第 20 図	硫黄岳結晶片岩の片理構造	32
第 21 図	古生層中の海百合化石	33
第 22 図	「槍ヶ岳」地域における船津花崗岩類の岩相区分と貫入関係	35
第 23 図	金木戸トータル岩の一般的岩相	36
第 24 図	船津花崗岩類のモード組成	37
第 25 図	金木戸トータル岩中の苦鉄質包有岩濃集部	38
第 26 図	岩井谷マイロナイトの代表的岩相	39
第 27 図	薬師岳・有峰湖周辺の地質概略図	42
第 28 図	手取層群の地質柱状図	44-45
第 29 図	有峰頁岩部層の頁岩中の石灰質ノジュール	44
第 30 図	船津花崗岩類（中ノ俣花崗閃緑岩）と庵谷峠礫岩部層の不整合	46
第 31 図	庵谷峠礫岩部層の礫岩	47
第 32 図	中俣乗越砂岩部層の地質柱状図	48
第 33 図	手取層群の砂岩の鉱物組成	49
第 34 図	中俣乗越砂岩部層の砂岩にみられる堆積構造	50
第 35 図	中俣乗越砂岩部層の礫岩	51
第 36 図	南俣谷礫岩部層の礫岩	53
第 37 図	顕微鏡下での鑑定による礫岩組成	54
第 38 図	肉眼鑑定による礫岩組成	55
第 39 図	和佐府砂岩泥岩部層の地質柱状図	57
第 40 図	薬師沢右俣礫岩部層の礫岩	58

第 41 図	石灰質球状組織が溶脱して生じた砂岩中の空隙	62
第 42 図	手取層群の地質断面図	63
第 43 図	「槍ヶ岳」地域及び周辺地域における白亜紀-第三紀火成岩類の分布概略図	68
第 44 図	薬師岳流紋岩類下部層底部の凝灰岩類	71
第 45 図	薬師岳流紋岩類下部層の安山岩溶岩の産状	72
第 46 図	金木戸トータル岩を不整合に覆う笠谷層	74
第 47 図	金木戸トータル岩を捕獲する花崗斑岩	76
第 48 図	「槍ヶ岳」地域における白亜紀-新第三紀火成岩類の相互関係	78
第 49 図	大白沢花崗岩を貫き捕獲する冷沢花崗閃緑岩	82
第 50 図	有明花崗岩体の天井部遠望	85
第 51 図	「槍ヶ岳」地域における白亜紀-新第三紀深成岩類のモード組成	87
第 52 図	有明花崗岩の方形の割れ目	88
第 53 図	手取層群に貫入する奥黒部花崗岩の天井境界	91
第 54 図	奥黒部花崗岩の包有岩濃集相	92
第 55 図	奥黒部花崗岩中の二重包有岩	93
第 56 図	奥黒部花崗岩中のペグマタイト	95
第 57 図	槍沢角礫岩層中の流紋岩溶結凝灰岩(未区分珩長質火山岩類)の岩片のみからなる角礫岩	97
第 58 図	槍沢角礫岩層中の流紋岩溶結凝灰岩の岩相	97
第 59 図	奥丸沢花崗岩に貫入する滝谷花崗閃緑岩	99
第 60 図	冷沢花崗閃緑岩に貫入する金沢花崗閃緑岩(名無沢岩体)	101
第 61 図	コジ沢閃緑岩に貫入する金沢花崗閃緑岩	102
第 62 図	金沢花崗閃緑岩と冷沢花崗閃緑岩を境する断層	102
第 63 図	金沢花崗閃緑岩を貫く七倉火砕岩岩脈	105
第 64 図	金沢花崗閃緑岩の岩片を含む七倉火砕岩岩脈	106
第 65 図	猿すべり文象斑岩と七倉火砕岩岩脈の接触部	106
第 66 図	大白沢花崗岩に貫入した七倉火砕岩岩脈	107
第 67 図	北アルプス周辺における第四紀火山の分布	110
第 68 図	水鉛谷火道と周辺の地質図	113
第 69 図	雲ノ平の溶岩台地	114
第 70 図	黒部川と岩苔小谷に挟まれた尾根上の雲ノ平溶岩	115
第 71 図	雲ノ平礫層の地質柱状図	116
第 72 図	雲ノ平礫層中の代表的な礫層の層相	117
第 73 図	雲ノ平礫層中の粗粒砂層	118
第 74 図	雲ノ平溶岩の柱状節理	122
第 75 図	雲ノ平火山の形成史	123
第 76 図	奥黒部花崗岩に貫入するスゴ沢岩脈	125

第 77 図	読売新道安山岩の基底部	127
第 78 図	ワリモ岳山頂に分布するワリモ岳安山岩	129
第 79 図	鷲羽岳から望む鷲羽池火口	130
第 80 図	硫黄沢一帯の熱水変質地帯	133
第 81 図	硫黄沢硫気孔群と変質帯の分布	134
第 82 図	硫黄沢硫気孔群の活動	135
第 83 図	薬師沢の礫層と段丘状緩斜面を示す模式断面	136
第 84 図	薬師沢に分布する雲ノ平礫層の中部シルト層と挟まれる火山灰層	137
第 85 図	モレーン堆積物の露頭断面	140
第 86 図	金木戸トータル岩にアバットする真川礫層	141
第 87 図	真川礫層中に挟まる成層したシルト層	142
第 88 図	地すべり地塊の断面	144
第 89 図	土石流堆積物の露頭断面	145
第 90 図	花崗岩の割れ目から湧出する黒い硫化物に富んだ鉱泉	150
第 91 図	高瀬川湯俣温泉地獄の噴場丘	150
第 92 図	北アルプス周辺の震央分布 (1985-1989年)	155
第 1 表	「槍ヶ岳」地域の地質総括表	22
第 2 表	富山県南東部地域の手取層群層序対比表	43
第 3 表	有峰頁岩部層より産出する動物化石	45
第 4 表	薬師岳周辺の手取層群より産出した植物化石	56
第 5 表	薬師岳流紋岩類の層序	69
第 6 表	更新世火山岩類の斑晶モード組成	119
第 7 表	更新世火山岩類の全岩化学組成	120
付図 A-1	「槍ヶ岳」地域の踏査ルート	163
付表 A-1	「槍ヶ岳」地域の火成岩類の K-Ar 年代測定値	164
付表 A-2	「槍ヶ岳」地域の火成岩類の FT 年代測定値	165
第 I 図版	薬師岳東南尾根東壁にみられる手取層群と薬師岳流紋岩類の向斜構造	175
第 II 図版	球状閃緑岩 (三俣蓮華斑れい岩類)	176
第 III 図版	槍ヶ岳結晶片岩	
	1. ざくろ石黒雲母白雲母片岩 (研磨面)	177
	2. 同上 (偏光顕微鏡写真)	177
第 IV 図版	1. ざくろ石黒雲母オリゴクレス片岩 (硫黄岳結晶片岩) (偏光顕微鏡写真)	178

	2. 細粒片状角閃石黒雲母花崗岩（双六片状花崗岩）（偏光顕微鏡写真）	178
第V図版	金木戸トーナル岩（船津花崗岩類）	
	1. 中粒黒雲母角閃石トーナル岩（染色研磨面）	179
	2. 同上（偏光顕微鏡写真）	179
第VI図版	小倉谷花崗岩（船津花崗岩類）	
	1. 中粒黒雲母花崗岩（染色研磨面）	180
	2. 同上（偏光顕微鏡写真）	180
第VII図版	岩井谷マイロナイト（船津花崗岩類）	
	1. 花岡閃緑岩質眼球状マイロナイト（研磨面）	181
	2. 同上（偏光顕微鏡写真）	181
第VIII図版	北ノ俣閃緑岩・黒部五郎閃緑岩（1億年閃緑岩）（偏光顕微鏡写真）	
	1. 黒雲母普通輝石紫蘇輝石閃緑斑岩（斑状岩相，周縁相）	182
	2. 角閃石黒雲母普通輝石紫蘇輝石モンゾ閃緑岩（中粒弱斑状岩相，主岩相）	182
第IX図版	薬師岳流紋岩類（偏光顕微鏡写真）	
	1. 流紋岩溶結凝灰岩（上部層）	183
	2. 流紋岩溶岩（上部層）	183
	3. 安山岩溶岩（下部層）	183
第X図版	有明花崗岩（偏光顕微鏡写真）	
	1. 細粒等粒状黒雲母花崗岩（上部周縁相）	184
	2. 中-粗粒等粒状花崗岩（主岩相）	184
第XI図版	奥黒部花崗岩（上部周縁相）	
	1. 斑状角閃石含有黒雲母花崗岩（研磨面）	185
	2. 同上（偏光顕微鏡写真）	185
第XII図版	奥黒部花崗岩（主岩相）	
	1. 弱斑状中粒角閃石黒雲母花崗岩（研磨面）	186
	2. 同上（偏光顕微鏡写真）	186
第XIII図版	金沢花崗閃緑岩（名無沢岩体）	
	1. 細粒輝石含有角閃石黒雲母花崗閃緑岩（研磨面）	187
	2. 同上（偏光顕微鏡写真）	187
第XIV図版	更新世火山岩類（偏光顕微鏡写真）	
	1. 普通輝石含有かんらん石玄武岩（岩苔小谷溶岩類，雲ノ平火山）	188
	2. 紫蘇輝石普通輝石石英黒雲母角閃石デイサイト（祖父岳溶岩，雲ノ平火山）	188
第XV図版	更新世火山岩類（偏光顕微鏡写真）	
	1. 黒雲母石英かんらん石紫蘇輝石普通輝石角閃石安山岩（雲ノ平溶岩，雲ノ平火山）	189
	2. 黒雲母かんらん石石英含有角閃石普通輝石紫蘇輝石安山岩 （スゴ乗越安山岩，上廊下火山岩類）	189

第XVI図版 更新世火山岩類（偏光顕微鏡写真）

1. かんらん石石英含有角閃石黒雲母普通輝石紫蘇輝石安山岩
（読売新道安山岩，上廊下火山岩類）……………190
2. 普通輝石含有石英紫蘇輝石角閃石黒雲母デイサイト（薬師見平デイサイト，
上廊下火山岩類）……………190

槍ヶ岳地域の地質

原山 智*・竹内 誠*・中野 俊*
佐藤岱生**・滝沢文教***

「槍ヶ岳」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行われたもので、現地調査は昭和62年度から平成元年度までの3年間実施した。

地質踏査ルート 本図幅地域はすべて峻険な山岳地帯に当たっており、車両の通行可能な道路はわずかに高瀬川縦谷部の途中まで通ずる東京電力榑管理の道と北西端をかすめる真川沿いの工事用道路だけである。このため調査域までの移動と採取試料の運搬はほとんど徒歩によっている。上述の悪条件に加え、調査は気象条件に大きく左右され、大部分の地域で調査可能な期間はほぼ5月から10月(梅雨の期間を除く)の間に限定される。更に湯俣川上流部、金木戸川、黒部川奥/廊下・上廊下などの溪谷沿いの調査は、融雪水の減衰する8月下旬から10月上旬の渇水期のわずかな期間に限られた。

こうした状況のもと3年間にわたって行われた地質調査は、すべての地域において十分な踏査密度を有しているとは言いがたいが、踏査すれば発見が続出する本地域のような調査処女地では踏査ルートそのものが今後への重要な情報となり得るので、巻末に踏査ルートを示した(付図A-1)。地質図の読図や、今後の調査の際の参考とされたい。踏査ルートは登山道のほか、主要な稜線や河川沿いはほぼ網羅しているものの、本図幅地域ははまだ“探検”の時代にあるといえよう。

手取層群や火山岩類など層序区分を要する地質体では踏査密度が高く、逆に花崗岩類の分布域では踏査密度が低い傾向がある。踏査密度の低い金木戸川流域、東沢谷流域、高瀬川縦谷部西斜面はこうした比較的単調で岩相変化に乏しい花崗岩類の分布域であるが、支沢の転石は可能な限りチェックしており、安山岩などの脈岩類を除き異質な転石は見いだしていないので、おそらくこれらの地域に分布面積の広い地質体の見落としはないであろう。野外調査における残された課題としては、岩井谷・水鉛谷・金木戸川上流・ワリモ沢で見いだした結晶質石灰岩(転石)の露頭の所在地とその地質的意義の追求や、槍ヶ岳礫岩層の内部層序確立などが挙げられる。

調査・研究の分担 調査・研究の分担は各章ごとに担当者の氏名を明記した。なお本報告全体のとりまとめと調整は原山が行った。複数の担当者が調査・研究に従事した手取層群、白亜紀末期-古第三紀初期花崗岩類、古第三紀花崗岩類、新第三紀火成岩類、更新世火山岩類及び更新世中期-完新世の堆積物での分担内容を以下に記す。

手取層群では主たる分布域の野外調査、執筆及び章全体のとりまとめを竹内と滝沢が協力して行い、原山が左俣谷層など東部の小分布域の調査と執筆を受け持った。また礫組成や検鏡などの室内作業は主として竹内が行った。

* 地質部 **地質情報センター ***近畿・中部地域地質センター

Keywords : areal geology, geologic map, 1 : 50, 000, Yarigatake, Toyama, Nagano, Gifu, Japan Alps, Unazuki Zone, Hida Marginal Belt, Mino Terrane, Permian, Jurassic, Cretaceous, Paleogene, Neogene, Quaternary, Funatsu Granitic Rocks, Tetori Group, Ariake Granite, Okukurobe Granite, Hotaka Andesite, Kanazawa Granodiorite, Kasagatake Rhyolites, Yakushidake Rhyolites, Momisawadake Volcanic Rocks, Kumonotaira Volcano, Washibaika Volcano, Kaminoroka Volcanic Rocks, moraine, granitoid, gabbro, mylonite, crystalline schist, tuff, lava, welded tuff, andesite, rhyolite, porphyry, glacial landform, mineral deposit, hot spring, K-Ar age, fission track age, chemical composition, modal analysis, cauldron.

白亜紀末期-古第三紀初期花崗岩類、古第三紀花崗岩類及び新第三紀火成岩類の野外調査及び執筆は、本図幅東部を南北に走る高瀬川断層を境に、西側を原山が、東側を佐藤が分担し、章全体の調整は原山が行った。モード分析や年代測定試料の分離・調製などの室内作業は、主として原山が行った。

更新世火山岩類では、雲ノ平火山とワリモ岳安山岩及び鷲羽池火山を主に中野が、上廊下火山岩類を原山と中野が、横沢岳火山岩類を原山が担当し、それぞれ調査・執筆を行った。なお全岩化学組成分析とモード分析は中野が行い、年代測定試料の調製は原山が行った。

更新世中期-完新世の堆積物では、真川礫層と薬師沢の礫層を滝沢が、モレーン及びアウトウォッシュ堆積物の一部を中野が、土石流堆積物の一部を竹内が、そのほかの部分で原山が分担した。

地質概説及び地質図面のとりまとめは、各分担者の原稿を基に原山と竹内が行った。

謝辞 本研究を始めるに当たり、秋田大学鉱山学部丸山孝彦教授及び応用地質株式会社勝間秀樹氏には高瀬川東方の花崗岩類についての調査資料を見せていただき、調査方針を立てる上で極めて有益であった。元愛媛大学理学部教授の松尾秀邦氏及び福井県立博物館の東洋一氏には手取層群の植物化石の鑑定をしていただいた。

現地での調査・研究に際しては、長野営林局大町営林署及び松本営林署、名古屋営林支局神岡営林署及び富山営林署、安曇村役場、豊科警察署、関西電力株式会社、東京電力株式会社の関係各位から多大の便宜・協力を頂いた。国立公園特別保護地区内の地質調査については、中部山岳国立公園管理事務所から便宜を図っていただいた。一部採取試料の運搬には三俣山荘、太郎平小屋、薬師沢小屋及び奥黒部ヒュッテの方々に協力していただいた。以上の方々に心より御礼申し上げる。

所内では、地形関係について近畿・中部地域地質センターの寒川 旭技官に、磁気異常図については地殻物理部大久保泰邦技官に各々有益な助言並びに資料の提供を受けた。蛍光X線分析に関しては地質部服部 仁技官及び巖谷敏光技官に御世話になった。また地形鳥瞰図(第4図)は情報解析課野呂春文技官に作成していただいた。

本研究に使用した薄片は、北海道支所渡辺真治氏(元所員)・佐藤卓見技官、地質標本館宮本昭正・安部正治・佐藤芳治・野神貴嗣及び大和田 朗の各技官の製作によるものである。

I. 地 形

(原山 智)

「槍ヶ岳」地域は、北アルプス(飛騨山脈)の中央部やや南よりに位置し、北緯 $36^{\circ}20' - 36^{\circ}30'$ 、東経 $137^{\circ}03' - 137^{\circ}45'$ の範囲を含む。

本図幅地域の地形を決定した地質現象は、① 第四紀に至って急激な隆起を起こした北アルプスの隆起軸部に位置していたこと ② 隆起軸に沿って火山活動が生じたこと ③ 更新世末に氷河期が到来し山岳氷河が形成されたことの三点に要約される。①から③の作用が重複した結果、本図幅地域には、浸食地形・火山地形・氷河地形とさまざまな地形が発達している。

I. 1 山 岳 地 形

本図幅地域は、全域が山岳地帯である。標高は北東端の葛温泉沿いの一部を除き1,000 m以上であ

り、高峰として北アルプス第2位、本邦第5位の槍ヶ岳 (3,180 m : 第1図) をはじめ、2,900 m 台では水晶岳 (2,986 m) ・薬師岳 (2,926.0 m : 第2図) ・野口五郎岳 (2,924.3 m) ・鷲羽岳 (2,924.2 m) ・大天井岳 (2,922.1 m) ・北薬師岳 (2,900 m) の6座、2,800 m 台の山頂 (2万5千分の1地形図に名称が表記されているもの、以下山頂の定義は同じ) としてはワリモ岳 (2,888 m) ・赤牛岳 (2,864.2 m) ・真砂岳 (2,862 m) ・黒部五郎岳 (2,839.6 m : 第3図) など10座がある (第4図)。

更に2,500 m 以上の山頂は実に35峰を数えるが、この数は5万分の1地形図の区画内では最高で、同じ北アルプスの「立山」(29峰)「上高地」(21峰)、南アルプスの「大河原」(22峰)を大きく引き離している。御嶽山・乗鞍岳を除く狭義の北アルプスには、2,500 m を超える山頂が99峰 (ちなみに日本全国では227峰) あるので、その3分の1以上を本図幅地域で占めることになる (国土地理院測図部、1989に基づいて算出、第5図)。

北アルプスにおける主な山稜 (主稜線) は2列、場所によっては3列あり、いずれも高峰を連ね、大局的には南北方向に配列・並走している。北アルプスとは異なり、南アルプスや中央アルプスでは山稜が分岐しても高度が維持されないため、結果として高峰を連ねる主稜線はほぼ1列で示すことができる。

「槍ヶ岳」地域内に高峰が多いのは、北アルプスの主稜線のほとんどが本図幅地域内から分岐・派生していること、更に後述する氷食作用により多数のピークが生じたためといえる。

主稜線の分岐点 (連結地点) としては槍ヶ岳、三俣蓮華岳 (2,841.2 m)、大天井岳があり、樺沢岳 (2,755 m) や水晶小屋付近からも長大な山稜が派生する。

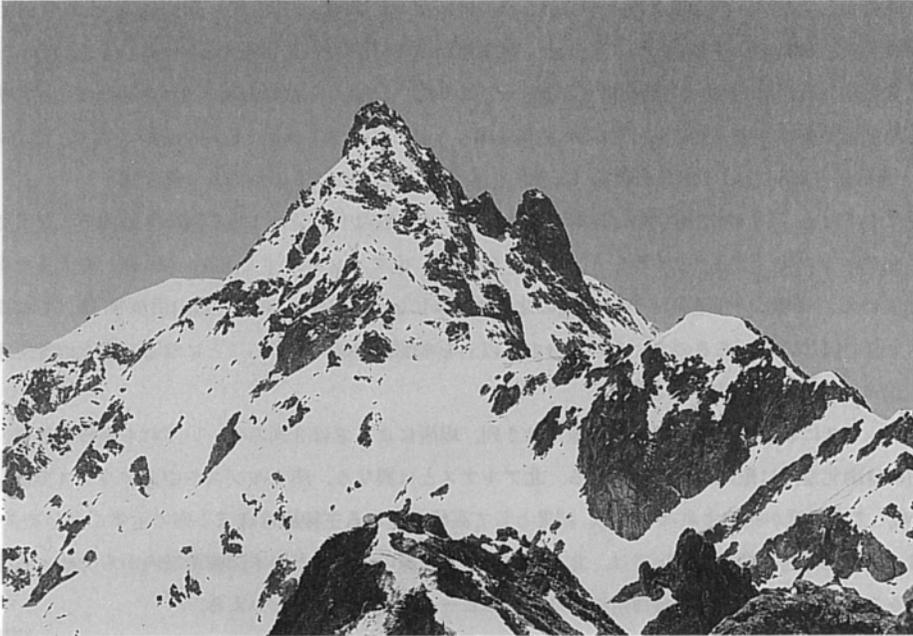
三俣蓮華岳から西に派生した山稜は、黒部五郎岳、北ノ俣岳 (2,661.2 m)、太郎山 (2,372.8 m) と弧を描いて薬師岳に至り、その後山稜は北北東に走って「立山」地域内の立山・劔岳に連なっている。

同じく三俣蓮華岳から北東に派生した尾根は、水晶小屋付近に至って北に水晶岳 (黒岳) ・赤牛岳に連なる山稜を派生し、北東にいわゆる裏銀座コースを進んで野口五郎岳・三ッ岳 (2,844.6 m) と続き、更に北の鳥帽子岳 (2,628 m) ・南沢岳 (2,625.3 m) を経て「立山」地域内の針ノ木岳や、後立山連峰の鹿島槍ヶ岳・白馬岳に連なる。

三俣蓮華岳から南方に分岐した山稜は、双六岳 (2,860.3 m) を経て東に屈曲し、樺沢岳に至って南西の「上高地」地域内、抜戸岳・笠ヶ岳に連なる山稜を派生する。南東に走る主稜線は西鎌尾根を経て槍ヶ岳に至り、ここで南に槍・穂高連峰を分岐し、更に東鎌尾根を経て西岳、北東に屈曲して大天井岳に至る。ここで主稜線はいわゆる表銀座コースと呼ばれる山稜 (常念山脈とも呼ばれる) に連結し、北は燕岳 (2,762.9 m) ・餓鬼岳 (2,647.2 m) に、南は横通岳 (2,767.0 m) を経て「上高地」地域内の常念岳・蝶ヶ岳に連なる。

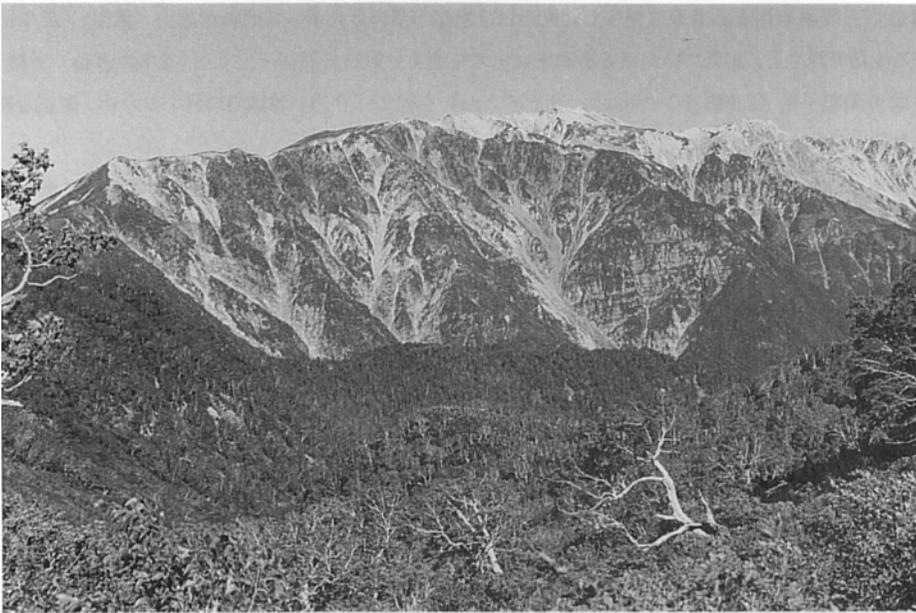
山稜部の地形は地質条件をよく反映した組織地形を示し、マサ化しやすい粗粒深成岩類や層理面など節理密度の高い手取層群分布域ではなだらかな地形が、緻密で堅硬な古期 (白亜紀末期-古第三紀) 火山岩類・ホルンフェルス及び細粒深成岩類分布域では急峻な尖峰群が発達することが多い。

なだらかな山稜部は、手取層群や船津花崗岩類の分布する黒部五郎岳から薬師岳に至る間で典型的な発達をし、稜線部のほか周辺にも赤木平・太郎兵衛平・薬師平などの小起伏面が認められる。また粗粒花崗岩類の露出する野口五郎岳以北の稜線や、燕岳から大天井岳を経て横通岳に至る稜線の多くの部分ではマサ化が進行しており、独特の丸味を帯びた地形を示す。こうしたなだらかな稜線部にはしばしば



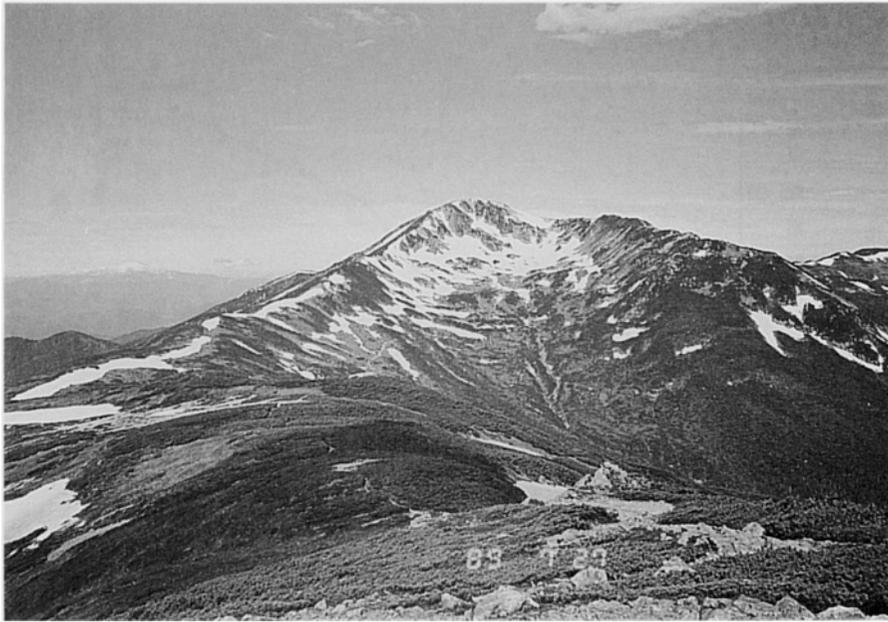
第1図 槍ヶ岳北鎌尾根独標（標高 2,899m）から望む槍ヶ岳（標高 3,180m）

槍ヶ岳は北アルプス第2位、本邦第5位の高峰であり、そのホルン（尖峰）状の山容は北アルプスのシンボリックな存在である。主峰の右手には孫槍・小槍のピークが連なる。四方を氷食谷に取り囲まれた槍ヶ岳は、東西南北に鎌尾根と称されるアレト（氷食山稜）状の山稜を派生している。写真中央手前の露頭は古第三紀の角礫岩・火砕岩（槍沢角礫岩層）からなる（平成元年6月3日撮影）

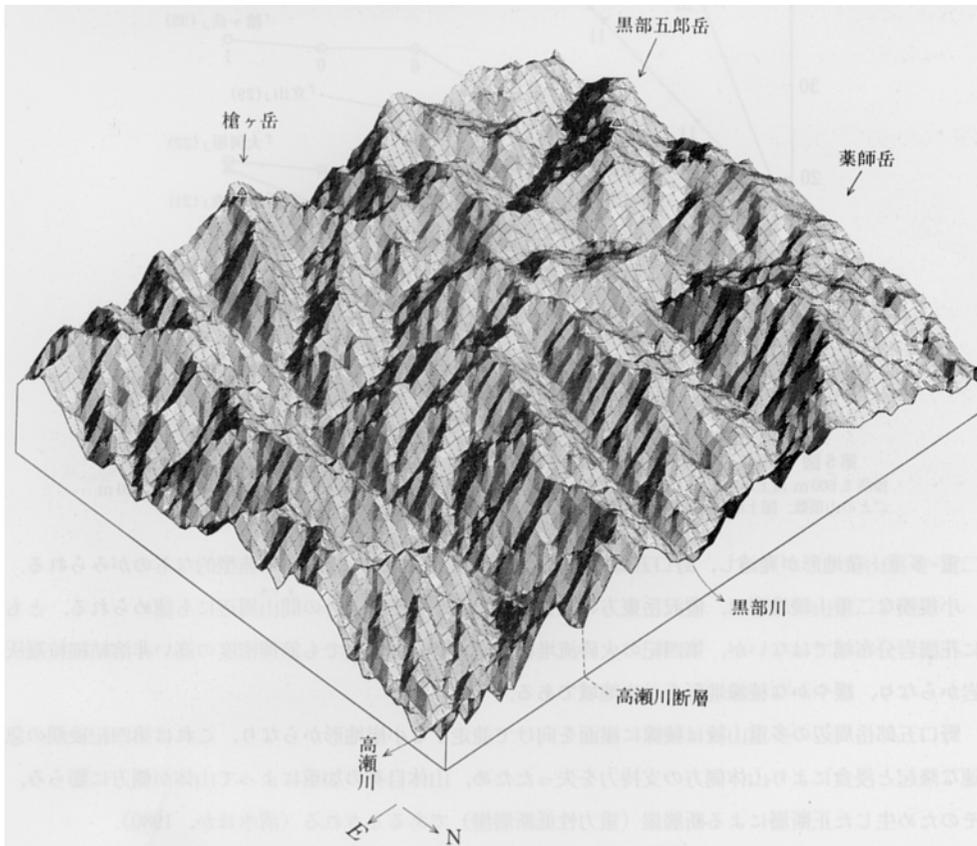


第2図 岩苔小谷上流（標高 2,390m 付近）から望む薬師岳（標高 2,926.0m）

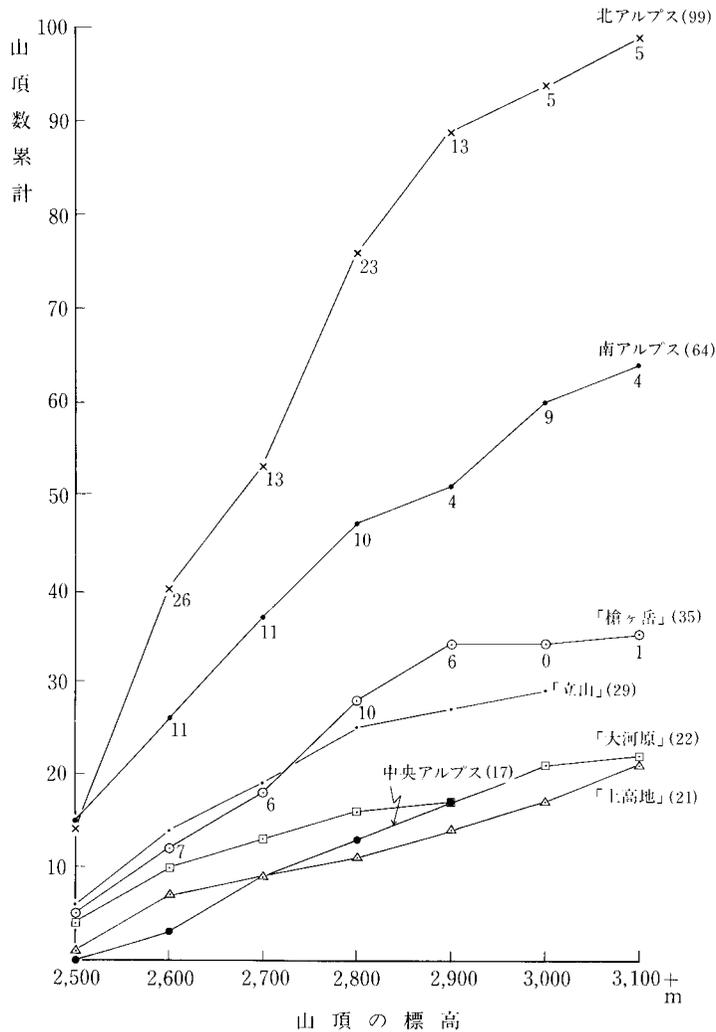
薬師岳の南北に連なる稜線は顕著な定高性を示し、ピーク間のギャップが少ない。稜線東側には明瞭なカール地形が発達する。中腹の層状構造を示す部分は手取層群露出域。手取層群の上位には薬師岳流紋岩類が不整合に重なる（第1図版参照）



第3図 三俣蓮華岳西方ピーク（標高 2,661m）から望む黒部五郎岳（標高 2,839.6m）
写真中央の凹地形は黒部五郎カール



第4図 「檜ヶ岳」地域の鳥瞰図
北東から南西を望む。高瀬川縦谷部の断層線谷地形が明瞭に示されている。
水平距離：垂直距離=1：2。国土地理院の500mメッシュ標高データに基づき野呂春文技官作成



第5図 「槍ヶ岳」地域及び日本の代表的な山岳地域における標高別の山頂数累積グラフ
 標高2,500m以上の山頂を対象とする。グラフ中の数字は、2,500m台から3,100m台までの範囲での100m
 ごとの山頂数。国土地理院測図部（1989）の山岳標高データに基づいて作成

二重-多重山稜地形が発達し、野口五郎岳-南沢岳間や赤牛岳北側の稜線では典型的なものがみられる。

小規模な二重山稜地形は、縦沢岳東方の硫黄乗越周辺や薬師岳北方の間山周辺にも認められる。ともに花崗岩分布域ではないが、第四紀の火砕流堆積物や古期火山岩類でも節理密度の高い非溶結細粒凝灰岩からなり、緩やかな稜線地形を示す地域である。

野口五郎岳周辺の多重山稜は稜線に崖面を向けて並走する小崖地形からなり、これは第四紀後期の急速な隆起と浸食により山体側方の支持力を失ったため、山体自身の加重によって山体が側方に膨らみ、そのため生じた正断層による断層崖（重力性低断層崖）であるとされる（清水ほか，1980）。

同じ花崗岩分布域でも鳥帽子岳山頂、餓鬼岳-唐沢岳周辺や大天井岳山頂部など岩峰・岩稜をなす部分には斑状岩相及びアプライトや閃緑岩捕獲岩体などマサ化しにくい岩石が露出していることが多い。

急峻な山稜部は、古期火山岩類の分布する槍ヶ岳や薬師岳周辺、細粒深成岩・ホルンフェルスや古期火山岩の残存するワリモ岳・水晶岳から真砂岳にかけての帯に発達する。上記地域の東面や北面にはしばしば保存の良いカルド地形が認められる。これは差別浸食により周囲より標高が高かったため山岳氷河が発達し、更に氷食のためいっそう急峻な地形が形成され、なおかつその地形がよく保存されるといふ岩質と氷食との相互作用があったためであろう。粗粒花崗岩分布域であるにもかかわらず急峻な地形を示すのは硫黄尾根周辺で、これは第四紀の火山活動に伴う熱水変質作用や硫気活動のために植生の発育が妨げられ、激しい浸食作用を急激に受けたためである。

このほか、雲ノ平周辺・鷲羽岳・薬師見平周辺・スゴ乗越小屋周辺などの第四紀火山岩分布域にはさまざまな程度に開析された溶岩台地などの火山地形が残存している（第XIV章参照）。

I. 2 河川地形

本図幅地域の河川はすべて日本海に注いでいるが、流域面積の順に高瀬川・黒部川・^{かなきど}金木戸川・^ま真川・^{なかぶさ}中房川・^{あずさ}蒲田川・^ち梓川（槍沢）に区分され、いずれもその上流から最上流部に当たる。このほか乳川や烏川の源流部が本図幅地域東部にかかっている。高瀬川・中房川・乳川・烏川は、流下して犀川となる信濃川水系の河川である。金木戸川・蒲田川は高原川の支流、神通川水系の河川であり、真川は常願寺川水系に属する。

高瀬川と黒部川は北アルプスの南北の山稜に平行した縦谷部と横断する横谷部に区分され、それぞれ異なった地形上の特徴を示す。

高瀬川 高瀬川の縦谷部は、北方「立山」地域内の赤沢岳付近から本図幅地域南端の西岳付近まで延長約 30 km にわたって続く高瀬川断層により規制された地形を示し（第 4 図）、南部のカラ谷出合（湯俣）から北部の不動沢に至る間の直線的で河床幅の広い谷は典型的な断層線谷である。なお高瀬川の支沢の東沢から東沢岳-燕岳間の東沢乗越を経て中房川に至る北北西-南南東の直線状河谷もまた断層線谷である。一方高瀬ダムから下流の横谷部では屈曲の多い峡谷をなしており、先行河川であると判断される。

黒部川 黒部川は、大局的にはほぼ南北の縦谷部の卓越する急流河川であるが、部分的に横谷部がみられる。本図幅地域の上廊下（上の黒ビンガ-東沢谷出合の間）もそうした一例で、上下流域よりいっそう兩岸の傾斜は急で、山脚を切断した部分では下の黒ビンガ（第 6 図 A）・上の黒ビンガ（第 6 図 B）など高度差 300 m 近い大岩壁が形成されている。なお廊下なる地名は、河川勾配は比較的小さいものの兩岸が垂直に近く、横断面が箱型をなすような河川地形（第 7 図 A）に対する呼称である。支沢は合流点で滝をかけ、不協和的合流をなすことが多い（第 7 図 B）。

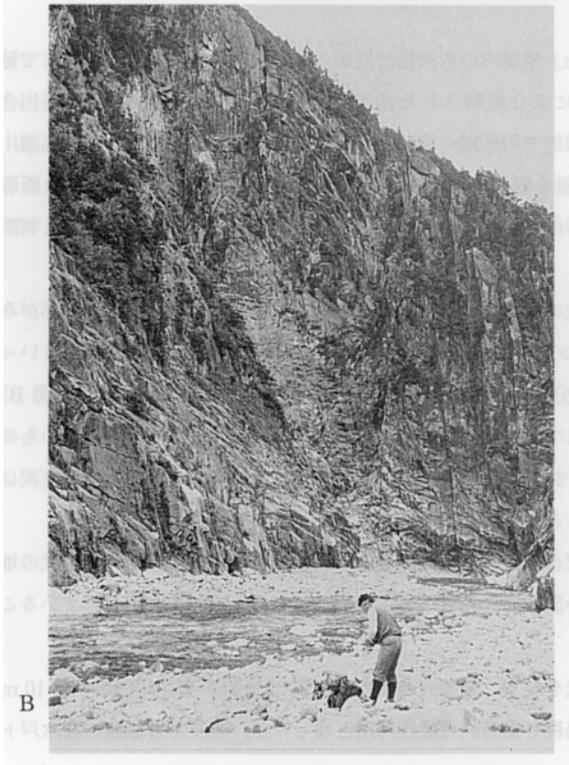
黒部川も奥ノ廊下より上流、特に薬師沢合流点より上流部では河川地形が大きく変化し、廊下状の地形はほとんど影を潜め、兩岸は傾斜の緩い開放的な谷となる。ここでは支沢も協和的合流をしていることが多い。

薬師沢は源流部の河川には珍しく蛇行状をなす。薬師沢の兩岸には弱-未固結の第四紀礫層が数 10 m の厚さで堆積しており、これを下刻する過程で薬師沢は蛇行河川となったが、現在では基盤の金木戸ト

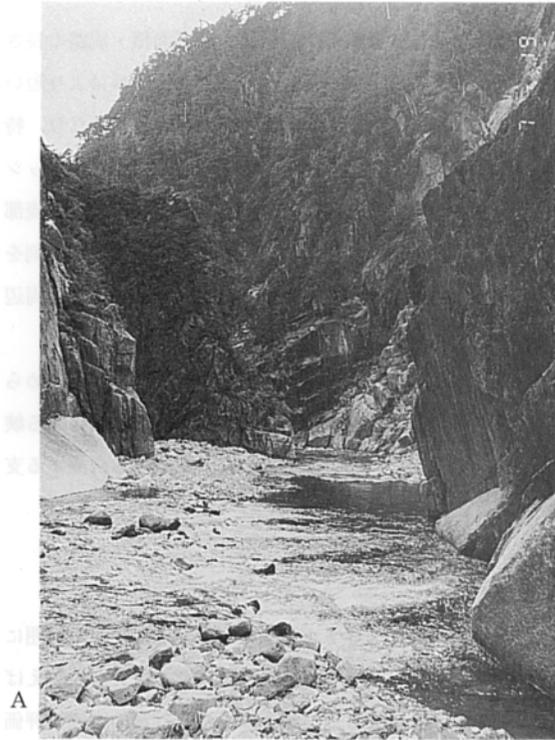


第6図 黒部川上廊下における河川沿いの絶壁
下の黒ピンガ, 上の黒ピンガともに奥黒部花
崗岩からなり, 東落ち 30°前後の節理が卓越
する

A: 下の黒ピンガ. 高度差約 320m



B: 上の黒ピンガ. 高度差約



A

第7図 黒部川上廊下の河川地形

A: 上廊下の“廊下状”地形
上の黒ビンガ直下の黒部川。廊下なる地名は、
兩岸に切り立った岩壁が続くが河川勾配はあまり
大きくない峡谷に対して用いられる。減水時の
水流は河床礫の広がる谷底を蛇行して流れる
が、一旦増水すると水位は急激に上昇し、水流
は兩岸に達する。



B

B: 不協和的合流をする黒部川
上廊下の支沢上の黒ビンガの上流
200 m の地点に左岸から合流する
支沢

一ナル岩に達し、下刻速度が鈍った状態にある。

黒部川の数ある支沢の中でも奥黒部ヒュッテ付近で合流する東沢谷は、流量・流域面積・流路の長さで最大（本図幅地域内）である。黒部川本流と比較すると、流下する落差は同じで、流路長はより短いにもかかわらず、下刻作用は顕著でない。その河谷底は広く、河川に面した山腹に滑らかに連なり、特に上流部ではU字谷地形を示す。東沢谷の河川地形の発達には谷氷河の作用（氷食やアウトウォッシュ）が大きく働いている（I.3参照）。東沢谷以外でも、本図幅地域内の河川は、その多くが最上流部でカールなどの氷食地形を有し、氷期における浸食及び堆積作用が河川の地形発達の上で重要な役割を果たしていることが多いと推定できる。東沢谷と同様なU字谷地形を示す河谷としては、槍ヶ岳周辺の槍沢・飛騨沢・千丈沢・天上沢がある。

その他の河川 廊下状の峡谷は金木戸川中流部（小倉谷出合からセンズ谷出合付近まで）にも認められ、高橋日影・日面十根^{じゆんね}・日影十根と呼ばれる、ときに高度差200mを超える岩壁帯が兩岸に迫る峡谷をなす。黒部川と同じく、金木戸川は流量の多い下刻作用の盛んな河川であり、兩岸から合流する支沢は本流に滝をかけることが多い。

I.3 氷河地形

本図幅地域にはカール・U字谷などの氷食地形やモレーン及びアウトウォッシュ堆積物が広範囲にわたって残存している。日本における氷河地形の研究は山崎（1902）以来多数行われてきたが、例えばどの地形をカールと認定するかを比べても研究者により大きく異なり、残存する氷食地形の客観的評価が難しいことを示している。

北アルプス全域の氷河地形分布図は、Kobayashi（1958）により初めて作成されたが、その研究は困難な地表踏査に基づいていた。その結果として複数回の氷河作用が確認され、それらの編年が試みられた。しかしKobayashi（1958）の認定した氷河地形のほとんどは、稜線直下に残存する新鮮な（新期の）カール地形に限定されていた。一方、五百沢（1963, 1979）は空中写真を活用し、空あるいは地上からの観察を併用する手法により氷河地形の認定を行った。空中写真判読による氷河地形調査の優れた点は、接近困難な山地を含む広範囲を短時日に同一基準で検討できる点にある（小嶺, 1984）。五百沢は樹林帯に位置するため従来気づかれなかった低位置（旧期）の氷河地形（カールやターミナルモレーン）の存在や、開析された旧期氷河地形が新鮮な氷河地形の外側や下流側に重複して分布することを明らかにした。

周氷河地形 周氷河作用が更新世後期において小起伏面などの地形形成に大きく関与していた可能性は吉川（1985）や貝塚・鎮西（1986）により指摘されているが、未だ実証的な研究は本地域において行われていない。最終氷期から後氷期にかけては本図幅地域のほとんどの地域で周氷河作用が進行したと推定されるが、その後の浸食により周氷河作用による地形や堆積物の多くが失われているであろう。黒部川源流部から真川源流部にかけて広がる小起伏面（I.4参照）の一部やスゴ沢などにみられる山腹斜面の岩屑（XV.7参照）は、周氷河作用を示す地形（寒冷ペディメント）や堆積物かもしれない。現在でも進行中の周氷河現象としては、北薬師岳周辺・北ノ俣岳・双六岳・縦沢岳などの稜線部に構造土が観察される（第8図）。



第8図 環状砂礫（構造土）
樺沢岳東方稜線（標高 2,730m）. 現在も続く周氷河作用の産物である

I. 3. 1 新期氷河地形

本図幅地域内の新鮮な氷食地形としてのカールの分布（第9図）は、薬師岳東斜面（^{きんさく}金作谷・中央・南稜カール）、黒部五郎岳（黒部五郎カール）、三俣蓮華岳東斜面及び北斜面、双六岳東斜面、槍ヶ岳周辺（飛驒沢・槍沢・千丈沢・天上沢）、水晶岳東斜面、野口五郎岳西斜面などに知られており（五百沢, 1979）、古くから多数の研究が行われてきた。こうした新鮮なカールの近傍には同時期に形成された新鮮な氷河地形が多数残存しており、ターミナルモレーンとして薬師岳金作谷カールのS字状のもの、水晶岳や野口五郎岳のカールの馬蹄形状のもの（第10図）が典型例である。またラテラルモレーンは野口五郎カールに見事なものが報告されている（小野, 1982）。このほか羊背岩が野口五郎カールに観察される。

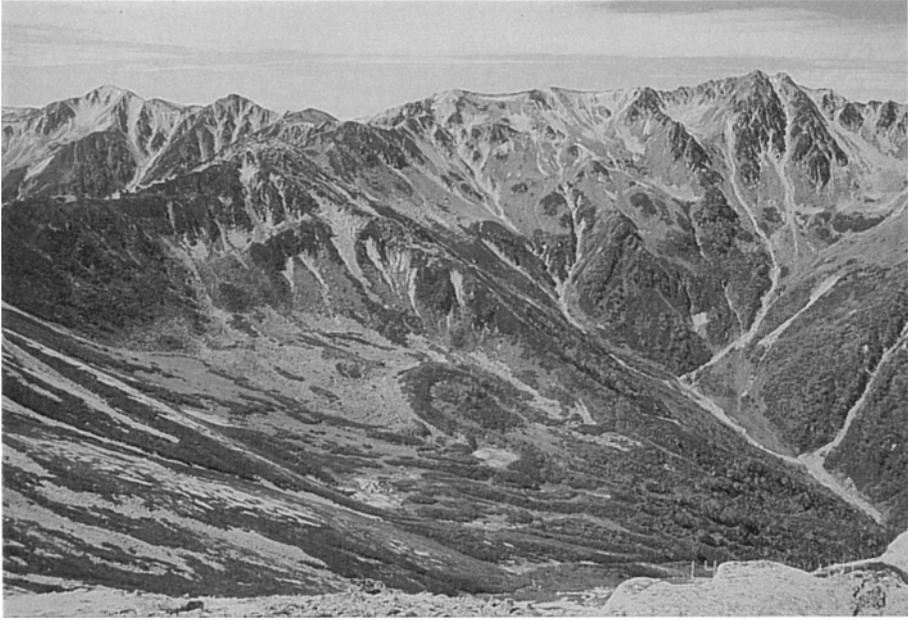
新期氷河地形は、Kobayashi (1958) の飛驒氷期（I, II）、五百沢（1979）の^{からさわ}潤沢氷期、伊藤（1982）の飛驒沢期（I, II）・槍平期に対応する時期（最終氷期後半の亜氷期）に形成された。形成時期は更に細区分可能であるが、ほぼそれらは3万年から1万年前の期間に相当する（小野, 1982；小疇, 1984）。

I. 3. 2 旧期氷河地形

旧期氷河地形はさまざまな程度に開析を受けており、地形的な特徴をかなり失いつつあるが、その分布範囲は新期の氷河地形に比べ広範囲で、より低位置に及んでおり（五百沢, 1979）、おそらく最も氷河が拡大した時期であることを示している。五百沢の示した旧期氷河地形の分布範囲には谷氷河地形と、



第9図 「槍ヶ岳」地域の理谷面図とカルル及び谷水河地形
 網部分は第四紀火山岩類の分布域. 埋谷幅500m. コンターは100m間隔



第10図 野口五郎岳西方の馬蹄形モレーン（写真中央）
野口五郎岳付近の稜線から撮影

氷帽または台地氷河による氷食地形が認められる。

谷氷河地形 谷氷河地形は理谷面図上によく表現されており（第9図）、飛驒沢、槍沢（第11図）、千丈沢、天上沢、東沢谷及び岩苔小谷上流部にみられるようにU字型断面を示すところの幅広の谷底と急な側壁の組合せ、また滑らかで屈曲の乏しい谷地形の特徴を有している。また埋谷面図上では、最上流部で大きく谷が開ける特徴的な地形が千丈沢、天上沢など谷氷河の源頭部や湯俣川上流の樅沢やワリモ沢の谷頭部などに認められる。こうした地形の分布域は、新期のカール地形が重複する地域でもあるが、新期の氷食地形を包含するより広範囲にわたっている。おそらく旧期の氷河最拡大期における氷河涵養域の氷食地形を示すものであろう。上記の堆積物は、氷食地形の分布域の広がりに対応してかなりの広範囲にわたって見いだされるが、一部を除きモレーンなどの堆積地形は明瞭でないことが多い（XV.2参照）。

今回の調査により、水晶池や高天原に分布する未固結砂礫層（XV.2参照）が、氷成堆積物であることが新たに判明した。堆積物は少なくとも2つに区分することができ、高天原から夢ノ平を経て北方の薬師見平西側の平坦面に至る標高2,100-2,000mの堆積面を示す低位置のものと、水晶池付近で標高2,300m前後のモレーン状小丘をなし更に水晶岳北西側の斜面に這い上がる分布を示す高位置のものがあり、後者の方が明らかに新しい。ただし、水晶池付近のモレーン（高位置）の背後にある水晶岳北西斜面は、底が浅く明瞭なカール地形を残しておらず、低位置・高位置両者ともに古い氷期に形成された可能性が高い。低位置の堆積物の分布域である高天原山荘付近ではいくつかの円丘や堤状地形が認められ、これらの地形はモレーンである可能性が高い。

氷帽または台地氷河地形 三俣蓮華岳から北ノ俣岳にかけての山稜付近には、赤木平周辺、黒部五郎



第 11 図 槍沢の U 字谷地形

写真内の山々は、いずれも「上高地」地域内にある。左手の山体は赤沢岳、右上部から中央上部にかけて連なる尾根は横尾尾根、定高性のある遠景の尾根は蝶ヶ岳-霞沢岳の稜線である。
東鎌尾根水俣乗越付近から撮影（平成元年 6 月 4 日）

岳北斜面、三俣山荘周辺などの小起伏面や緩斜面が認められる。五百沢（1963, 1979）は、この一帯にかなりの広範囲にわたって旧期氷河地形が分布していたことを示した。事実、ウマ沢など黒部源流に面した緩斜面には広範囲に未固結で淘汰の悪い砂礫や岩屑が分布しており、その分布形態は河川や崖錐性の堆積物としては説明困難である。黒部五郎岳北側斜面の高所など一部の小規模な新期カール地形を除くと、この一帯には明瞭なカール地形はなく、起伏の乏しい斜面が広がっている。五百沢（1963）はカール・U字谷のみを氷食地形とする考えを批判したが、こうした地形は五百沢が主張するように氷帽氷河による可能性が高い。最近では、黒部源流部一帯に氷帽氷河・台地氷河・氷冠などが存在していたことを支持する意見（小野，1982；貝塚・鎮西，1986；小疇，1987）が増えつつある。

旧期氷河地形の形成時期 本図幅地域内の旧期氷河地形の形成時期は、五百沢（1962）の横尾氷期や伊藤（1982）の滝谷期に対比でき、それらの時代は大山倉吉軽石（DKP：46,000 年前）降下前の約 5 万年前頃とされている（小野，1982；小疇，1984）。

I. 4 地形発達史

北アルプス地域は第四紀に入って急速な隆起をしたと考えられており、第四紀地殻変動研究グループ（1968）によればその隆起量は最大で 1,700 m に及ぶとされるが、その算定にはいくつかの未確定な要素がある。北アルプスにおける山頂の定高性や緩やかな山稜を、隆起前の準平原の名残とする考えは

小林 (1953, 1955) や深井 (1960) によって述べられているが、浸食小起伏面の対比や形成時代を決める証拠に乏しいことが、北アルプスの地形発達史を組み立てる上での障害となってきた。

浸食小起伏面の分布 山岳地形の項 (I. 1) で述べたように、本図幅地域西部の北ノ俣岳周辺には、北アルプスでは特異な小起伏面が残存しており、深井 (1960) は北アルプス浸食面 (群) と呼んでいる。

本図幅地域内の小起伏面の分布を明らかにするため第 12 図には河川沿いの急斜面と、山稜部における急斜面の発達する範囲を示した。また雲ノ平火山 (雲ノ平礫層) の推定基底面も併せて示した。それぞれの急斜面は小嶮 (1982) の B 型 (一部 A 型を含む) 及び C 型の岩壁分布域に相当している。A 型は谷頭浸食により、B 型は川や氷河による下刻・側刻により、C 型は氷食・雪食によりそれぞれ形成されたと考えられている (小嶮, 1982)。河川沿いの急斜面の発達する範囲は、谷氷河による氷食地形 (水俣川や東沢谷など) を除けば、現河川の浸食作用が盛んに行われている範囲と解釈できる。

第 12 図で注目されるのは黒部川の源流域から太郎山を経て西隣「有峰湖」地域に連なる広大な範囲に、明瞭な平坦面以外にも現河川による浸食作用の顕著でない緩やかな小起伏面が広がっていることである。このことは、下流から始まって上流側に進行する河川の浸食・下刻作用がまだ黒部川源流部にまで及んでいないことを示す。明瞭な平坦面の多くが最近では氷幅氷河や台地氷河などによる氷食地形と考えられており (五百沢, 1979 など)、また一部は周氷河気候による緩斜面化作用が働いていると予想されている。したがってここではより広範囲にわたって広がる小起伏面を、氷期前に形成された浸食小起伏面として取り上げる。

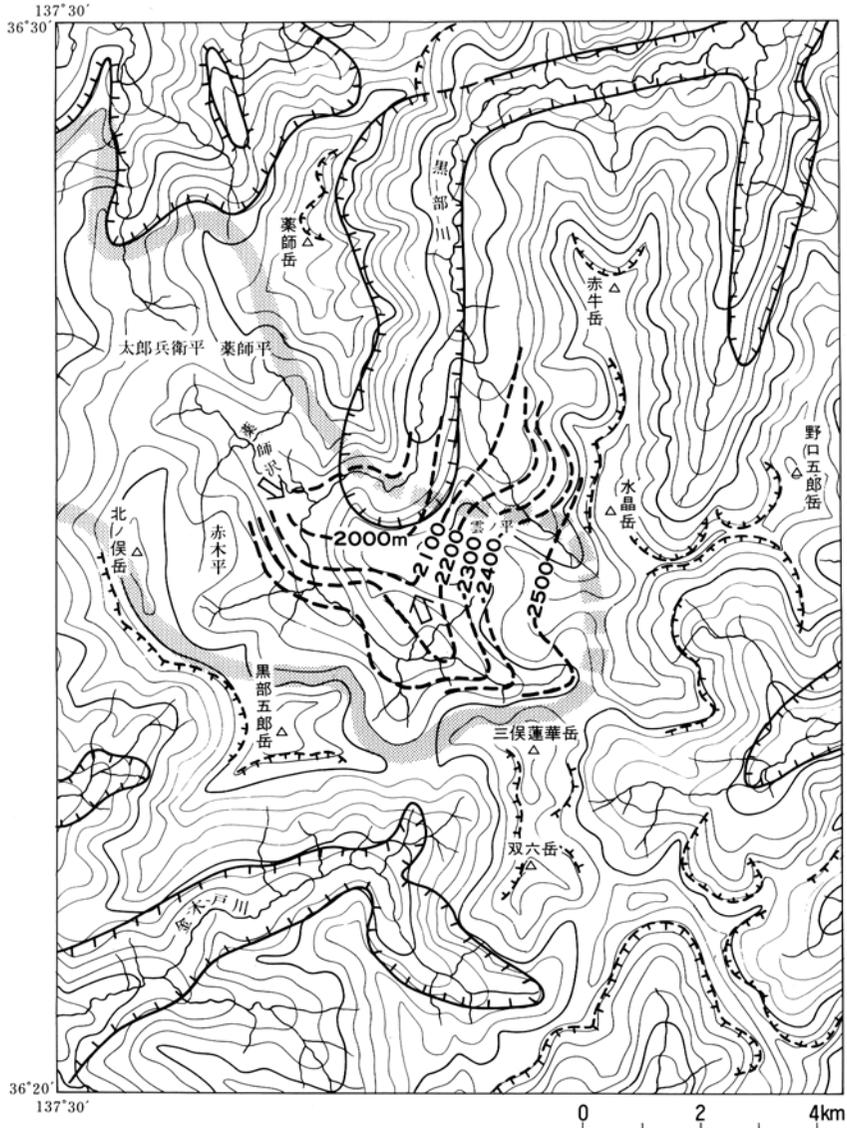
浸食小起伏面の残存理由 残存要因としては、山脈の中心に位置すること (貝塚・鎮西, 1986) のほか、更新世前期から後期にかけて生じた乗鞍火山列の活動により黒部川上流域 (特に上廊下周辺) ではしばしば火山岩類の堆積や局地的な隆起による堰止め作用が頻繁に起こり、浸食作用が源流に及ぶのを防いでいたことが挙げられる。黒部川源流部に分布する雲ノ平溶岩の下部には厚さ 200 m に達する雲ノ平礫層 (約 40 万年前, XIV. 3 雲ノ平火山参照) が堆積しており、こうした推定を裏づけている。また黒部川上流の現河川沿い (上廊下-奥ノ廊下) には、第四紀火山岩類や氷期礫層など脆弱な堆積物の分布域で新鮮な地すべり地形がいくつか残存しており、火山活動が休止した後も小規模な堰止作用が頻繁に生じていたに違いない。

浸食小起伏面の形成時期 小起伏面内に分布する雲ノ平火山の活動時期は大きく旧期成層火山体形成期 (約 100-90 万年前) と雲ノ平礫層堆積以降の新期火山活動期 (約 30 万年前以降) に区分される (中野, 1989; XIV. 3 雲ノ平火山参照)。

新期火山活動の産物である雲ノ平溶岩や祖父岳溶岩が溶岩台地地形をよく残していることから、問題としている小起伏面が、I. 3 で述べた氷食作用以外には、火山活動の後顕著な浸食作用を被っていないことが分かる。火山岩類に比べれば浸食に対して抵抗力のある船津花崗岩類や手取層群からなる小起伏面は、40 万年前の地形をかなり残していると推察される。

一方旧期成層火山体は火山体の形態をとどめず、雲ノ平礫層堆積時までに開析され、その浸食面上を雲ノ平溶岩が覆っている (中野, 1989; XIV. 3.7 参照)。

以上のことから、黒部川源流部に残る浸食小起伏面は約 90 万年前から最終氷期までの期間に形成されたといえよう。



-  黒部川源流域から西方にかけての小起伏面の分布域
-  雲ノ平礫層及び雲ノ平火山(岩苔小谷溶岩類を除く)の推定基底面の等高線
-  河川に面した急傾斜地の分布範囲
-  山陵に沿った急傾斜地
-  雲ノ平礫層の砂礫を運んだ河川の推定流向

第12図 「槍ヶ岳」地域西部の埋谷面図と浸食平坦面
埋谷幅500m, コンターは100m間隔. 破線部は雲ノ平礫層の推定基底面高度を示す

山麓部の堆積物と北アルプスの隆起運動 北アルプスの隆起時期を知るためには、後背山地の隆起を反映して供給された山麓部の堆積物の性質と堆積時期を検討する必要がある。

深井（1960）による北アルプス西北山麓の堆積物の礫径・礫種の調査に基づく、北アルプス（立山連峰）に由来する礫は呉羽山礫層（更新世中期前半）とその上位層で主体を占めるようになり、礫径は上位層ほど増加する。また鮎野ほか（1988）は、更新世中期（約 50 万年前）頃に、断層活動により現在の山地・丘陵部が上昇し、平野部が沈降する構造運動（石動変動^{いするぎ}）があったとしている。

一方、北アルプス東麓（松本盆地）の礫岩を調査した平林（1966, 1988）によれば、西方山地（北アルプス）からの礫の供給は小川期（中新世後期）に開始され、猿丸期（鮮新世末-更新世初頭）においては礫の大部分が西方山地から供給されるようになり、更新世前期末-中期初頭になると大峰面（小林・平林, 1955）上に載るいわゆる山砂利など更に粗粒な碎屑物（花崗岩の巨礫最大径 5 m）が供給されるようになる。すなわち東麓の堆積物からは、北アルプスの隆起・浸食は中新世後期には既に始まっているが、鮮新世-更新世初期を通じて隆起運動は盛んになり、更新世前期末頃からかなり急激な隆起が始まったことが読み取れる。また東麓では山砂利の堆積後、断層活動による陥没が起こり松本盆地を生じている（仁科, 1983）が、盆地内に最初に堆積した梨の木礫層中には横沢火山（XIV. 2 参照）に由来するテフラ（約 40 万年前）が挟まれる。すなわち、雲ノ平礫層は梨の木礫層に対比されることになる。

以上の北西及び東側の山麓部の堆積物から得られる北アルプスの隆起に関する資料に共通する点として、急激な隆起は更新世後期末から更新世中期初頭（70-60 万年前）にかけて開始されたこと、更新世中期（約 50 万年前）には断層活動が活発となり堆積盆地と山地との差が明瞭になっていったことが挙げられる。

また相違点としては、東側山麓では既に中期中新世末に隆起運動を反映した堆積作用が行われた点を挙げるができる。この点は松本盆地に面した北アルプス東部から南部（跡津川断層以南の地域か？）では 2 段階の隆起運動が生じたことを示すものとして注目される。東麓部に広がる大峰面（小林, 1953）は、この 2 つの隆起運動の間に形成された浸食小起伏面である。

大峰面は松本盆地北東に広く（>1,000 km²）残存しており、平坦化作用が長期にわたって働いていたことを示している。大峰面はその大規模な面積ゆえに海岸平野など海水準に近いレベルで形成されたと考えられている（酒井ほか, 1988）。おそらくその本来の規模は現分布域にとどまらず、更に西方山地まで対応する浸食面が展開していたであろう。またその形成時期（70-50 万年前）は、黒部川源流部に広がる浸食小起伏面が大峰面に対比されることを示している。

隆起量と隆起速度 黒部源流部一帯の更新世中期以降の隆起量は、雲ノ平礫層の基底面（2,000±50 m）から礫層堆積時の基底面の高度（h'）を差し引いた量（2,000-h'）m となる。形成高度 h' の見積りは困難であるが、おそらく 1,000m 以内であろう。

隆起量については、手取層群基底の高度差からも裏づけることができる。手取層群（石徹白亜層群長棟川累層）の基底面、すなわち船津花崗岩類との不整合面の出現位置は、富山平野縁辺部（第四紀における沈降域と隆起域の境で垂直変位量が極めて少ないと期待できる）に近い「八尾」地域の庵谷付近（庵谷峠礫岩部層の模式地）で標高 200 m である。それに対し西隣「有峰湖」地域の有峰湖周辺では標

高 1,200-1,400 m, 薬師沢では 2,100 m, 中俣乗越で 2,450 m, 黒部五郎岳 2,650 m, 水晶岳 2,600-2,700 m と東ほど高くなり, 庵谷との基底面の標高差は最大 2,500 m に達する. この標高差は白亜紀前期以来の隆起量の積算値とみなすことができる.

上記基底面高度のうち, 先に大峰面に対比した雲ノ平礫層の基底面の現れる薬師沢出合に近いのは, 薬師沢の標高 2,100 m であり, 庵谷との標高差は 1,900 m となる. この値は雲ノ平礫層の基底面から求めた隆起量 ($2,000-h'$) m のうち h' が小さければ手取層群堆積後の隆起量のかなりの部分を更新世中期以降の隆起でまかなっていることになり, h' が大きければ更新世中期より前の隆起量が大いことを示す.

では, 手取層群基底面から求められた 1,000 m から 2,500 m へと東方に増大する隆起量は何を意味するのであろうか. 解釈の一つは更新世中期以降の隆起量が場所ごとに異なり, 山脈中心部に向かって隆起量が増大している (更新世中期前の積算隆起量が全域で等しい) というものである, また雲ノ平礫層堆積時 (更新世中期より前) に既に標高差が存在していた (更新世中期以降の積算隆起量が全域で等しい) と考えることも可能である. 後者の場合, 雲ノ平礫層の堆積地域周辺には標高差で 1,000 m 近い山地が既に控えていたことになる. しかし, 雲ノ平礫層の層相 (礫径・円磨度など) を現河床礫 (薬師沢合流点) と比較すると, 現在の薬師沢や黒部川源流部 (標高差約 1,000 m) より起伏に乏しい後背地が推定される (XIV. 3. 2 参照). 実際の隆起量が, 両方の解釈による隆起量の間にあるのは確実に, 数 100 m 以内の起伏 (中期更新世までの隆起量差) を有する山地が, 更新世中期以降山脈中心部に向かって隆起量が増大するような隆起 (曲隆あるいは傾動) を行い, 隆起軸では最大 2,000 m を超えたと推定される.

隆起軸に位置する水晶岳付近の隆起量 (更新世中期以降) を 2,000 m と仮定すると, 隆起速度については従来の推定値 (約 1-2 mm/年) よりかなり大きくなり, $2,000 \text{ m} / 70-50 \text{ 万年} = 2.9-4.0 \text{ mm/年}$ という値になる.

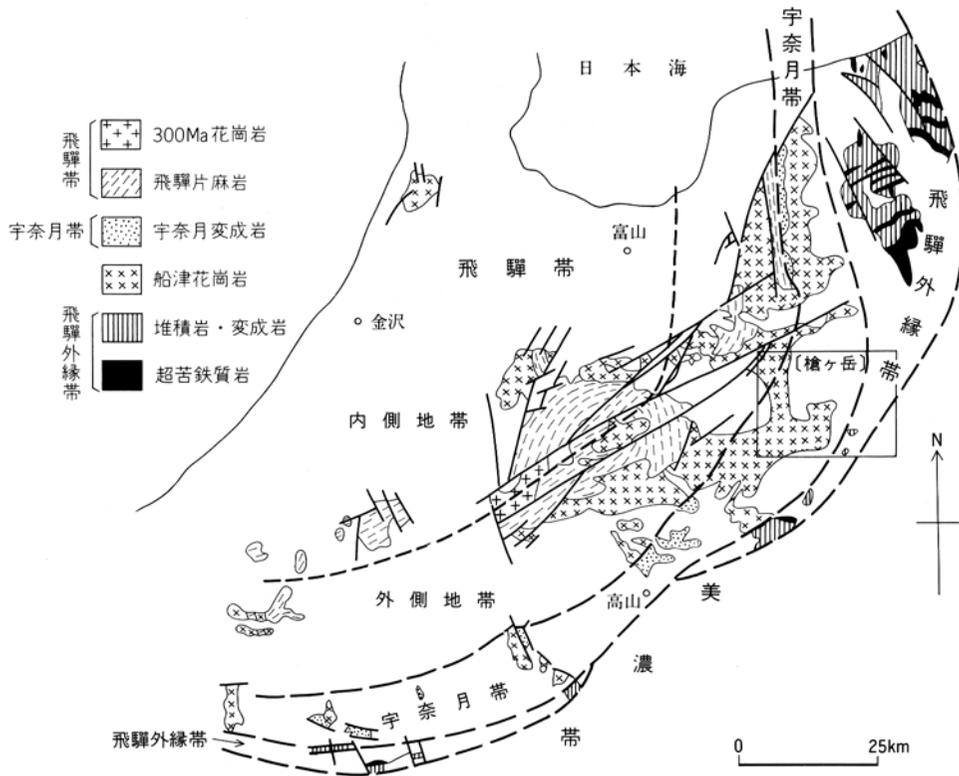
隆起運動の力学的モデル 北アルプスの激しい隆起運動の原因として二つの考えがある. 一つは東西性の水平圧縮応力が強く働く中でアイソスタシーによる力学的つりあいを保ちながら隆起を続けてきたというモデルである (河野, 1990; 山岡, 1990). 他はマントルダイアピル説である. 地震波速度の三次元解析により飛騨山地直下の 50-150 km の深さには直径 80 km に達する低速度領域 (飛騨低速度塊) の存在が知られている. このモデルでは低速度領域 (低密度領域) が, その浮力のためマントル中を上昇するために地表の隆起が生じると考える. ストークスの法則に基づいた上昇を仮定したシミュレーションによれば, 直径 80 km のダイアピルの先端が 50 km の深さに上昇すると地表は急激に隆起を始めるという (安藤・川崎, 1990 a). どちらのモデルがよいかは分からないが, 後者のモデルは重力異常の分布 (河野・古瀬, 1989) を説明するのに好都合である.

II. 地 質 概 説

(原山 智・滝沢文教・竹内 誠・中野 俊・佐藤岱生)

本図幅地域は、地体構造区分上では西南日本内帯の飛驒帯・宇奈月帯・飛驒外縁帯及び美濃帯北縁部にまたがる(第13図)。このうち飛驒帯を指示する岩石の分布は確認できなかったが、周辺地域の地質状況を考慮すると、本図幅地域の北西端部は飛驒帯に含まれるべき地帯であり、同西部-中央部は宇奈月帯、同東部は飛驒外縁帯、同南東部は美濃帯がそれぞれ占めることになる。

本図幅地域の地質は古い方から、**宇奈月帯・飛驒外縁帯の変成岩類と飛驒外縁帯の苦鉄質岩類・古生**



第13図 中部地方北部における地体構造区分と「槍ヶ岳」地域の位置
100万分の1日本地質図(山田ほか, 1982), 20万分の1地質図幅「高山」(山田ほか, 1989), Hiroi (1981)及び鈴木ほか(1989)などに基づいて編集

層、船津花崗岩類、美濃帯中生層、ジュラ紀後期-白亜紀前期の手取層群、白亜紀前期貫入岩類、白亜紀末期-古第三紀初期火山岩類・花崗岩類、穂高山岩類、古第三紀花崗岩類、新第三紀火成岩類、更新世火山岩類及び更新世中期-完新世の堆積物から構成される（第14図、第1表）。

飛驒帯とみなされる地帯は、船津花崗岩類によって占められ、同帯を特徴づける飛驒片麻岩類は見出されていない。周辺地域における飛驒片麻岩類は本図幅北西端から約3 km 北西側の和田川流域（野沢・坂本、1960）と、本図幅西隣の「有峰湖」地域（河合・野沢、1958）に広く露出している。本図幅地域北西部の岩井谷では、船津花崗岩類の分布する範囲内に、最大径1 m の結晶質石灰岩の転石が認められる。これは飛驒変成岩類の特徴である石灰質片麻岩が、岩井谷流域のどこかに分布していることを示唆する。

宇奈月帯は飛驒帯の東及び南側に位置し、石炭系を原岩とする宇奈月結晶片岩の分布域を模式地とする。模式地では250-210 Ma に藍晶石-珪線石タイプの中圧型変成作用を受けており、構造的上位に飛驒片麻岩を伴い、船津花崗岩の貫入を受けている。宇奈月帯については広義の飛驒帯に含めるという考えもある（鈴木ほか、1989）が、宇奈月帯の構造発達史的意義は現在のところ確定されていないので、本報告では独立した地帯区分として扱っておく。

本図幅地域内では、宇奈月帯とみなされる地域はほとんど船津花崗岩類によって占められる。双六谷には船津花崗岩類中の捕獲岩体として双六谷結晶片岩が露出し、これは砂-泥質岩・苦鉄質岩・石灰質岩を原岩としており、宇奈月帯のレプタイト層上部に対比されている。

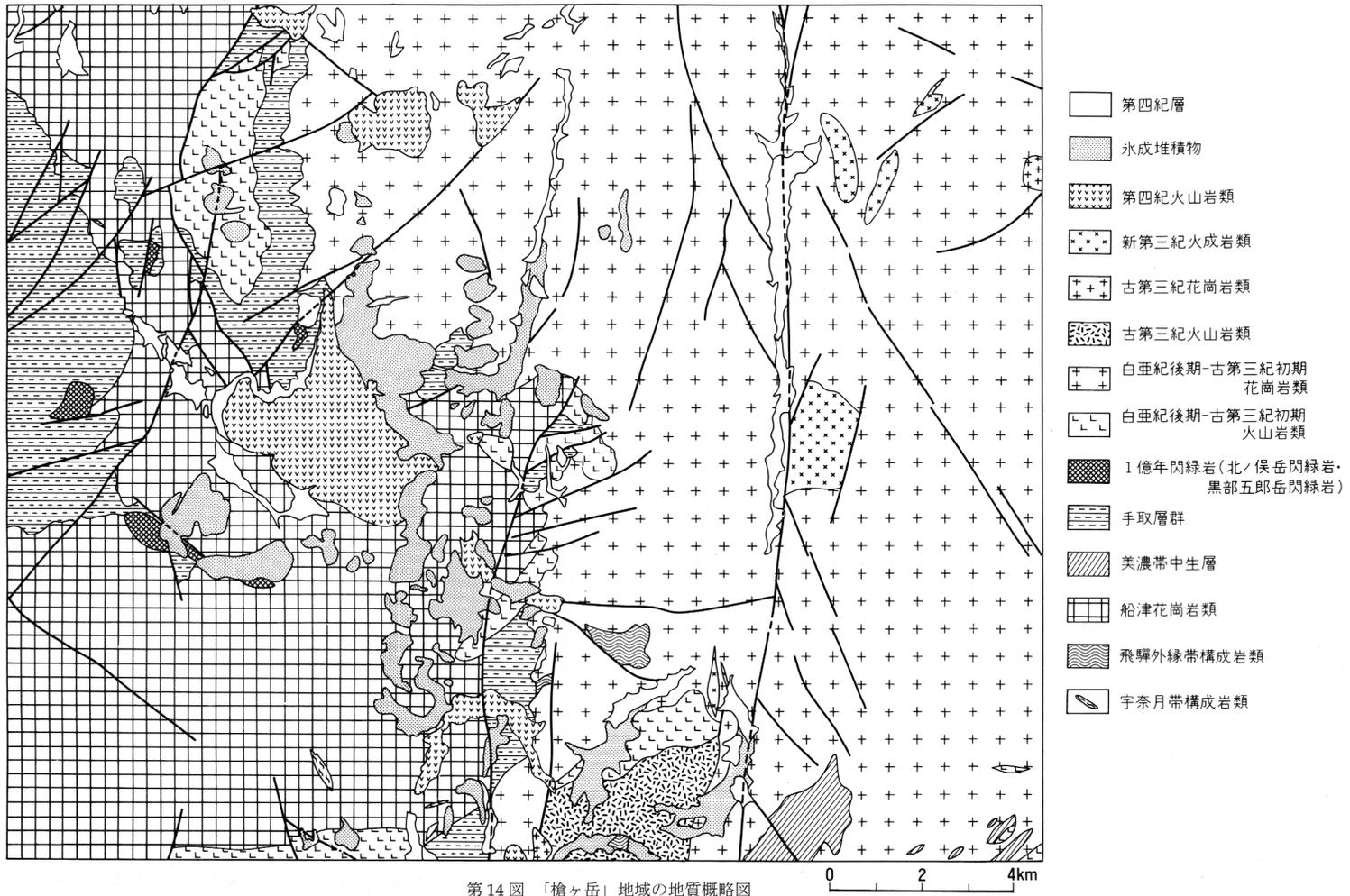
飛驒外縁帯は、北側の飛驒帯と南側的美濃帯の境界部を占める構造帯であり、初源的には古生代末期に飛驒帯に付加した地質体と考えられているが（茅原・小松、1982）、ジュラ紀中頃における褶曲・断裂作用によって地質体としての基本的構造がほぼ完成し、高圧型変成岩を含むさまざまな変成度を示す変成岩類、シルル-デボン系など中部古生界を含み石炭-二畳系を主体とする非-弱変成古生層、超苦鉄質岩などが錯綜した複雑な地質体をなしている。その分布は断続的で、新潟県西部の青海^{おうみ}地域から北アルプスの蓮華岳、八方尾根を経て、本図幅地域に至るまではほぼ北北東-南南西方向の配列を示す。更に南隣の「上高地」地域内で西方に屈曲し、高山市北方を経て檜谷・伊勢地域に至る範囲では、ほぼ東西の配列を示す（第13図）。分布の幅は青海-蓮華地域で約20 km に達するが、それ以外の地域では数 km 以内と狭小である。

本図幅地域の飛驒外縁帯は、時代未詳の変成岩類・古生層（二畳紀?）・苦鉄質岩類から構成される。このうち、変成岩類の分布は断片的で、本図幅地域南端部の槍ヶ岳と硫黄岳周辺に分布するにすぎない。本図幅地域の結晶片岩は緑色片岩相を示し、他地域の飛驒外縁帯に産する高圧型変成岩（藍閃石片岩など）は見いだされなかった。

苦鉄質岩類は、硫黄岳周辺の結晶片岩類とともに花崗岩のルーフとして産する。斑れい岩及びかんらん岩からなり、接触変成による再結晶化を受けている。

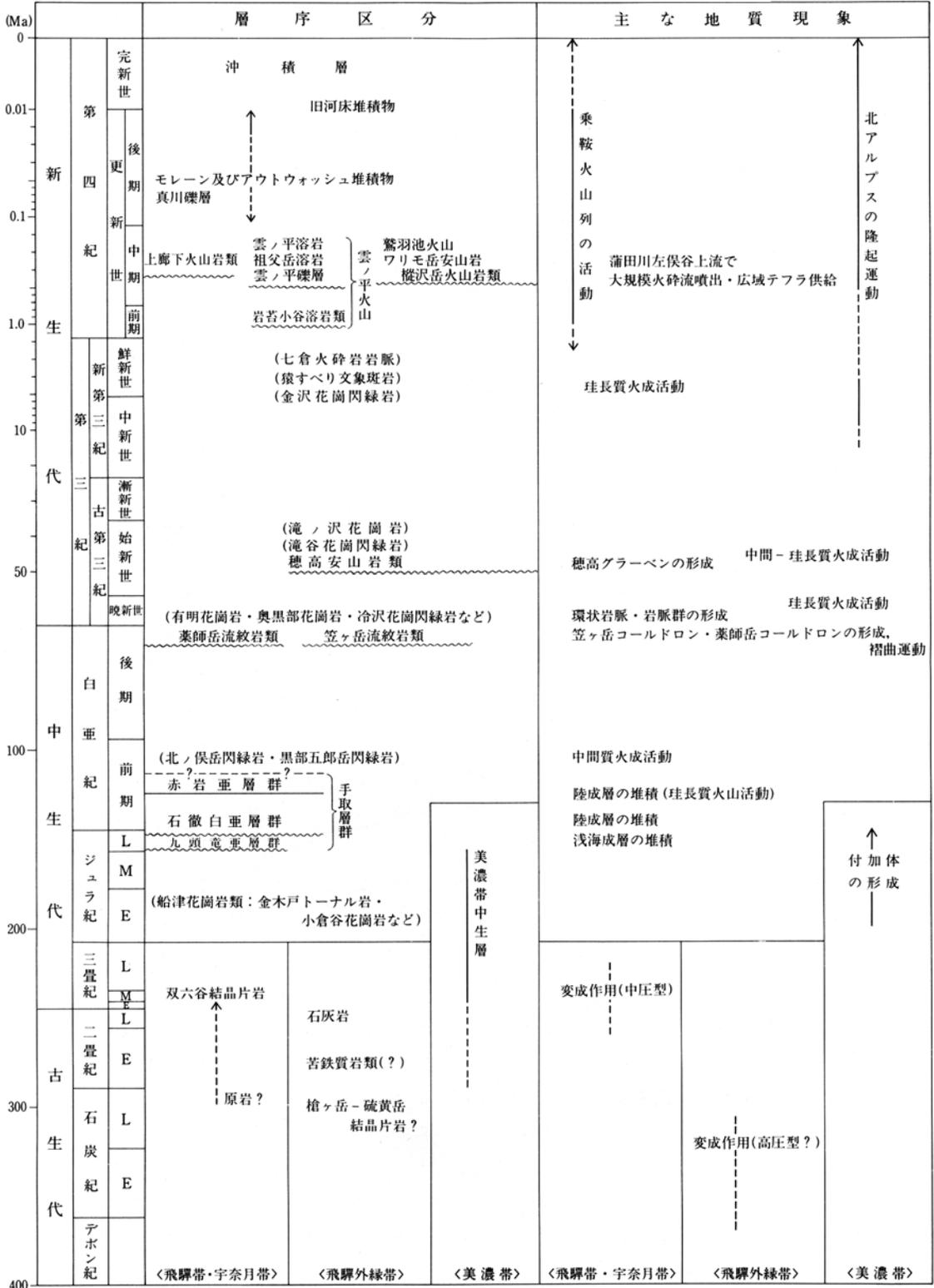
古生層は硫黄沢上流に分布し、石灰岩から構成されるが、白亜紀-古第三紀初期花崗岩類に貫入されて著しい接触変成作用を受けている。海百合のほか、やや大型の紡錘虫とみなせる保存不良の化石を含み、二畳系の可能性がある。

船津花崗岩類は、飛驒帯から宇奈月帯にかけて広く分布し、本図幅地域内西半部に広く分布する。従



第14図 「槍ヶ岳」地域の地質概略図

第1表 「槍ヶ岳」地域の地質総括表。E:前期 M:中期 L:後期 Ma=100万年。



()は貫入岩類

来岩質の上から下之本型と船津型に大別され、この順番に貫入したとされてきた。しかし、最近では貫入順序と岩質の対応関係が成り立たない例も見いだされ、野外の貫入関係の見直しが行われつつあり、2つの岩型区分については否定的な意見も出されている。従来測定された雲母・角閃石の K-Ar 年代値及び Rb-Sr 鉱物年代値は 200-140 Ma の範囲にあって 180 Ma 前後（ジュラ紀前期の末）にピークがあり、Rb-Sr 全岩アイソクロン年代の多くは 210-180 Ma の値を示す。本図幅地域内では西半部に広く分布し、斑れい岩から花崗岩までさまざまな岩相を示す。双六片状花崗岩、金木戸トータル岩など7つの岩相・岩体に区別され、このうち金木戸トータル岩が最も広く分布する。

本図幅地域の**美濃帯中生層**は、白亜紀末期-古第三紀初期花崗岩類のルーフまたはゼノリスとして南東部に分布する。美濃帯中生層はジュラ紀中・後期の堆積岩コンプレックスであり、しばしばより古い年代のチャートや緑色岩・石灰岩などを異地性岩体として含むが、本図幅地域内の美濃帯中生層は整然とした地層をなすチャート-碎屑岩ユニットから構成される。沢渡コンプレックス (Otsuka, 1988) に対比されるであろう。

手取層群 中生代後半のジュラ紀中期後半-白亜紀前期は、飛騨帯・宇奈月帯・飛騨外縁帯の構成岩類の浸食・削剥の時期であるとともに、これらの低所には手取層群が堆積した。これらの地域に広く点在する手取層群の中で、本図幅地域のそれは東縁部に位置する。手取層群は下位より九頭竜・石徹白・赤岩の3亜層群に分けられている。

九頭竜亜層群の東坂森累層有峰頁岩部層は、ジュラ紀後期の海成層である。本図幅地域の有峰頁岩部層の分布は薬師岳南山麓部にわずかにしか分布しない。石徹白亜層群は陸成層を主体とする地層であるため、海成層のように年代が明瞭ではないが、ジュラ紀最後期 (?) - 白亜紀前期の前半とみなされている。本図幅地域の石徹白亜層群（長棟川累層）は下位より庵谷峠礫岩部層・中俣乗越砂岩部層からなる。九頭竜亜層群の有峰頁岩部層とは不整合関係である。本図幅地域の石徹白亜層群は扇状地-河川成の堆積物と推定され、他地域の同亜層群が汽水成層など、より低地の堆積物を含むのに対して、山間盆地あるいは山麓部に近い場所での堆積を示唆している。赤岩亜層群は下位層と整合で、下位より南俣谷礫岩部層・和佐府砂岩泥岩部層・薬師沢右俣礫岩部層からなり、それぞれ扇状地・蛇行河川・扇状地の堆積環境を示す。本地域の赤岩亜層群は、手取層群の模式地を含む飛騨帯中央部ないし西南部での赤岩亜層群ではほとんどみられない珪長岩を伴い、珪長質凝灰岩を多量に挟み、碎屑物に珪長質火山岩類を多量に含有する特徴を示す。赤岩亜層群もまた地質時代は明瞭でないが、白亜紀前期の後半とみなされている。

手取層群の層理面の傾斜は一般に緩く、20-40°くらいのことが多く、緩く褶曲している。かなりブロック化しており、全般的には西側への傾動を示す。断層は、南北及び北東-南西方向が卓越している。

1億年閃緑岩（黒部五郎岳及び北ノ俣閃緑岩） 手取層群中には、白亜紀前期末に閃緑岩が貫入している。この閃緑岩はほぼ 100 Ma の K-Ar 年代を示し、中部地方の白亜紀-古第三紀火成活動としては最も初期の活動である。またこの火成活動の年代は、時代未詳の手取層群上部の堆積年代及びその後の変形運動の時代を規定する上限値として重要な意味を有している。

白亜紀末期-古第三紀火成岩類 白亜紀後期末から古第三紀始新世にかけては大規模な火成活動が認められ、この時期の珪長質火成岩類は北アルプスを構成する地質の主体をなしている。このうち火山岩

類は薬師岳、笠ヶ岳、槍・穂高連峰など高所に点在する傾向がある。本図幅地域内におけるこの時期の火成活動は白亜紀末期-古第三紀初期と古第三紀（始新世）に区別される。最初の活動は約 70 Ma から 50 Ma の間に生じており、珪長質火山岩類（薬師岳流紋岩類・笠ヶ岳流紋岩類など）と花崗岩類（有明花崗岩、奥黒部花崗岩など）からなる火山-深成複合体が形成された。**白亜紀末期-古第三紀初期火山岩類**のうち薬師岳流紋岩類と笠ヶ岳流紋岩類は、厚い流紋岩質の溶結凝灰岩層と溶岩層から構成され、ともに環状断層や環状岩脈を伴うコールドロンを形成している。**白亜紀末期-古第三紀初期花崗岩類**は本図幅地域の中央部から東部のほとんどを占めている。この時期の花崗岩類は北アルプス中-南部に広く分布し、なかでも有明花崗岩と奥黒部花崗岩は本図幅地域外にも広く分布し、ともに 100 km²以上の分布面積を示すパンリス状岩体をなしている。

火成活動は始新世以降も断続的に続き、始新世には**穂高安山岩類**がグラーベン状の凹地に堆積し、滝谷花崗閃緑岩とともに複合火成岩体を形成した。古第三紀花崗岩類は本図幅地域南縁部に分布する滝谷花崗閃緑岩と本図幅地域北東部に分布する滝ノ沢花崗岩からなる。

新第三紀火成岩類 中新世末期から鮮新世初頭にかけて本図幅地域東部に金沢花崗閃緑岩が貫入した。金沢花崗閃緑岩は、黒部川中流域に広く分布する黒部川花崗閃緑岩（第XII章参照）に連なるパンリス状花崗岩体の一部をなしており、本邦では最も若い深成岩類のひとつである。鮮新世には猿すべり文象斑岩や、七倉火砕岩岩脈などの火山活動に関係した岩脈が貫入している。

更新世火山岩類 「槍ヶ岳」地域に分布する第四紀の火山及び火山岩類は、上廊下火山岩類、ワリモ岳安山岩、雲ノ平火山、鷲羽池火山及び縦沢岳火山である。放射年代測定によると、これらの火山の活動期は、雲ノ平火山の最下部（100-90 万年前）を除き、ほとんどが 40 万年より若い。これらの火山は本図幅地域西部にほぼ南北に並んで配列しており、その方向は北アルプス上の立山・焼岳・乗鞍・御嶽火山などの乗鞍火山列の延びの方向とほぼ一致している。雲ノ平火山と鷲羽池火山の一部を除くと火山の原地形の保存が非常に悪く、火山体の大部分は浸食で失われてしまっている。このため火道や岩脈として痕跡をとどめるか、あるいは溶岩流や火砕流堆積物が基盤岩からなる稜線または尾根上に一部だけ残されていることが多い。これは本図幅地域が第四紀後半において激しい隆起・削剥作用を受けたことによる。

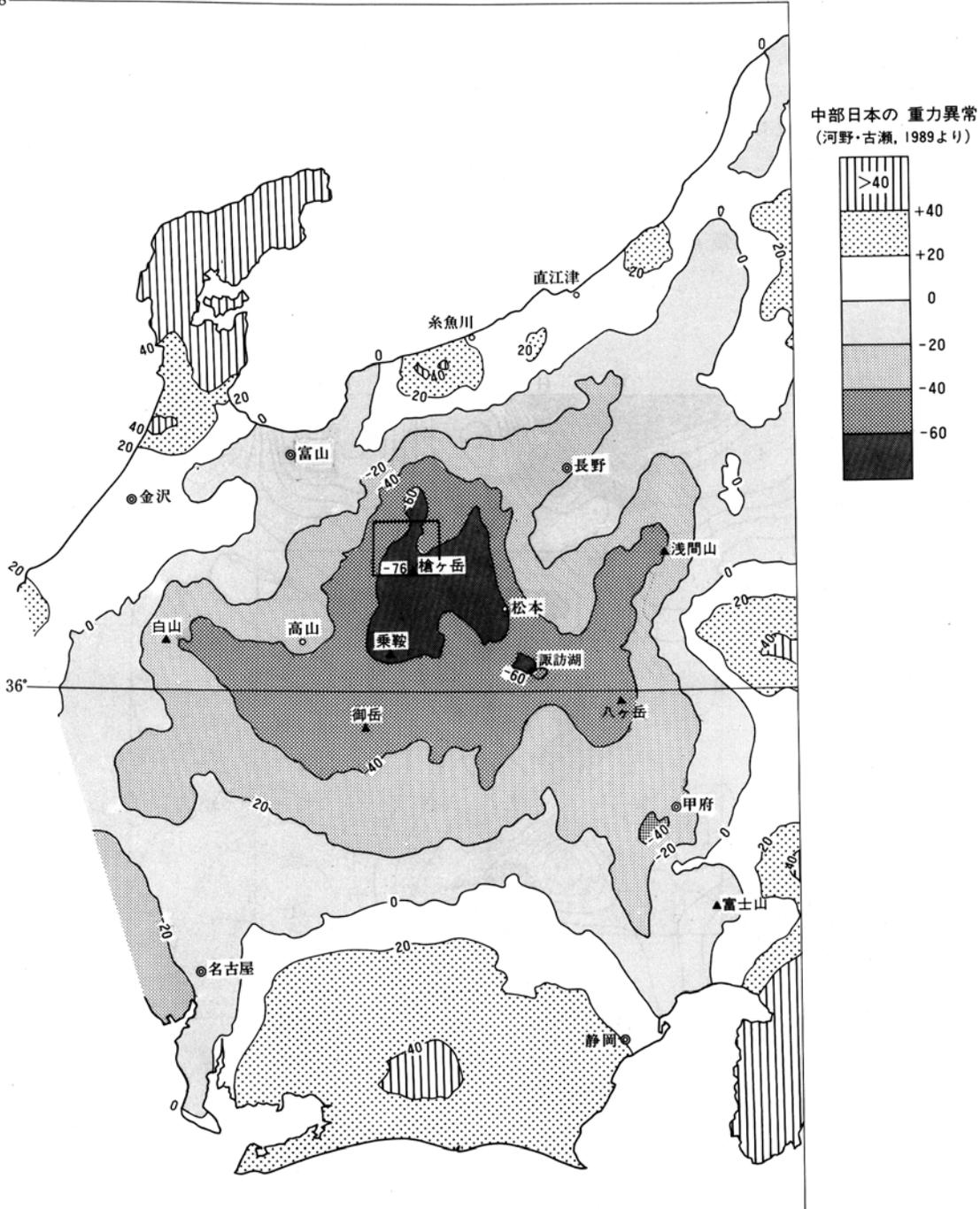
更新世中期-完新世の堆積物 上記の第四紀火山の噴出物やその二次的崩壊物の一部は河川を堰止め、一時的に湖成堆積物や砂礫層を堆積させた。黒部川上流の中期更新統の雲ノ平礫層は非常に厚く、本来浸食域であるはずの山岳地帯の高所に存在するものとしては、異質の存在である。真川沿いに分布する後期更新統の湖成堆積物も堰止めによる。

氷河成堆積物の存在も「槍ヶ岳」地域の大きな特徴であり、モレーンやアウトウォッシュ堆積物などが標高 2,000 m 以上の山腹や谷沿いに散在している。山腹では山稜の東側斜面に著しい。それらの多くはウルム氷河期に形成されたものであろう。

重力異常 飛騨山地は全域にわたって負のブーグ異常が非常に大きく、「槍ヶ岳」地域はこの負異常の中心部に位置する（第 15 図）。こうした広範囲な負のブーグ異常は、珪長質火成岩類を主体とする相対的に密度の小さい地殻がかなり厚く発達していることを示すと解釈できる。河野（1990）によれば、中部日本全体が安定大陸と同じ程度にアイソスタシー的であり、北アルプスでは地形（標高）との負の

38°

139°

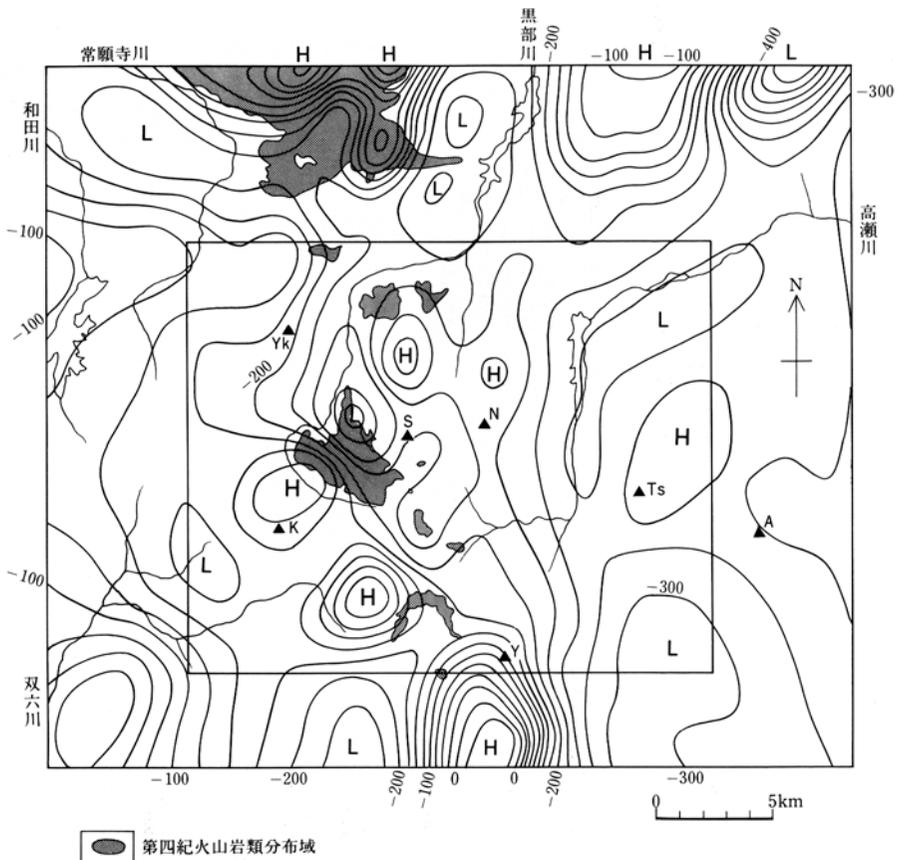


第15図 中部日本地域の重力異常

河野・古瀬 (1989) に基づき簡略化。陸域のブーグ異常のみ示す。枠内は「槍ヶ岳」地域。仮定密度は $\rho = 2.67$

相関が非常に強く現れており、局地的にもアイソスタシー的である。槍ヶ岳付近では中部日本での負の異常の最大値（-76 ミリガル）が知られている（第15図）。

磁気異常 新エネルギー総合開発機構（1983）により、20万分の1「高山」図幅地域の範囲の極磁気図が作成されている。これによれば本図幅地域は約-60から-300 ガンマの範囲にあり、双六岳南峰付近の船津花崗岩類分布域にやや顕著な高異常がある（第16図）。また弱い低異常部が横通岳付近の花崗岩分布域と、雲ノ平火山北部にある。乗鞍火山・焼岳火山など更新世中期以降の火山の多くが顕著な高異常を示すことからみて雲ノ平火山（主に更新世中期に活動）の低異常は意外な結果であるが、最下部にある岩苔小谷浴岩類（ $0.93 \pm 0.05 \text{ Ma}$ ）が逆帯磁していることの反映かも知れない。



第16図 「槍ヶ岳」地域と周辺の極磁気図

新エネルギー総合開発機構（1983）に基づき簡略化。コンター間隔は25 ガンマ，作成面高度は1,372 m（4,500 フィート）。内側の枠内は「槍ヶ岳」地域。数字はガンマ

H：正の磁気異常 L：負の磁気異常

A：有明山 Ts：燕岳 Y：槍ヶ岳 N：野口五郎岳 S：水晶岳 K：黒部五郎岳 Yk：薬師岳

III. 宇奈月帯及び飛驒外縁帯の構成岩類

(原山 智)

宇奈月帯 (Hiroi, 1981) は、富山県東部の黒部川下流 (宇奈月) から片貝川上流部にかけて南北に連なる中圧型結晶片岩 (宇奈月結晶片岩) 分布地を模式地としており、その原岩の一部は石炭系であり、飛驒片麻岩類とは変成史が異なることが明らかにされている (Hiroi *et al.*, 1978). 飛驒片麻岩類は宇奈月結晶片岩に衝上する関係にある。原岩は層状で珪質な石灰岩・泥質岩・レプタイト (珪長質火山岩起源の石英長石質岩)・砂質-泥質岩・中間質-苦鉄質岩・礫岩などからなり、珪長質火山活動のあった大陸縁辺部に堆積したものであるとされる (広井, 1978). 原岩の岩相・化石、変成作用の年代・タイプの上から宇奈月帯に対比される変成岩類は、高山北方の荒城川地域、白山近傍の牧戸地域と石徹白地域、福井県の荒島岳南方地域などに分布するとされ、本来は飛驒帯の東側から南側を取り巻いていたと考えられている (Hiroi, 1981 ; Suwa, 1990a など).

本図幅地域内では変成作用のタイプや化石の上で明らかに宇奈月帯構成岩類と判断できる岩石は見いだせなかったが、加納 (1989) は金木戸トール岩中に捕獲される双六谷結晶片岩を、岩相の上から宇奈月結晶片岩に対比している。

飛驒外縁帯は、広義の飛驒帯 (宇奈月帯を含む) と美濃帯の境界部に分布する狭小で複雑な構造帯に対する名称であり、内帯中央線 (小林, 1951)、飛驒外縁構造帯 (亀井, 1955)、飛驒構造帯 (野沢・礪見, 1956) とさまざまな名称が与えられたが、現在は飛驒外縁帯の名称が一般化している。結晶片岩・非-弱変成古生界・超苦鉄質岩などが錯綜する複雑な地帯であり、その生成は、飛驒帯が非変成の美濃帯に衝上する過程で形成されたと解釈された (野沢・礪見, 1956). その後、飛驒帯側には石炭紀後期の化石を含む宇奈月帯が識別され、一方、美濃帯は主としてジュラ紀末から白亜紀初頭に形成された付加体の分布地帯と考えられた (Otsuka, 1988 など). 飛驒外縁帯の変成岩や古生層についての知見は近年著しく増加しており、構成岩石の堆積区・変成条件・時代などが極めて多様なことから、堆積区・変成履歴の異なる複数の構造帯が圧縮されて複雑に組み合ったもの (茅原・小松, 1982 など) という解釈が一般的になりつつある。

本図幅地域の飛驒外縁帯構成岩類は、高瀬川断層以西に露出しており、時代未詳変成岩類・苦鉄質岩類・古生層に区分される。今回の調査により、槍ヶ岳北方の硫黄岳周辺では、従来知られていない結晶片岩や苦鉄質岩など飛驒外縁帯の構成岩類がかなり広範囲に分布していることが明らかとなった (原山, 1990 b).

Ⅲ. 1 双六谷結晶片岩 (Ms)

命名 新称. 加納 (1989) の記載がある.

模式地 金木戸川上流双六谷左岸, 標高 1,990m.

分布 露頭として確認できたのは模式地付近に限られるが, 周辺の支沢には本岩の転石が認められる.

層序関係 双六谷片状花崗岩中の捕獲岩として産する.

岩相 露頭では苦鉄質片岩と砂質・泥質片岩が確認され, とともに片理は発達するが剥離性に乏しい. 周辺支沢の転石には結晶質石灰岩が見いだされており, 原岩の一部には石灰質岩があるのであろう. 苦鉄質片岩では斜長石-緑色角閃石-黒雲母-緑れん石-石英, 砂質・泥質片岩では斜長石-石英-黒雲母-緑色角閃石の鉱物組合せを示すが, いずれも花崗岩の熱により再結晶した鉱物であり, グラノプラスティックな組織を示す.

構造 N25°W 垂直の片理構造を示し, 周辺の双六谷片状花崗岩の片状構造とほぼ一致する.

対比 加納 (1989) は, 岩相から宇奈月帯のレプタイト層上部に多い砂泥質片岩や苦鉄質片岩に対比できると考えた. 確実な対比のためには層状石灰岩やレプタイトなど宇奈月帯を特徴づける岩相の確認や接触変成作用以前の変成作用のタイプを明らかにする必要がある.

Ⅲ. 2 槍ヶ岳結晶片岩 (My)

命名 槍ヶ岳結晶片岩は小林 (1955) により, 北アルプス槍ヶ岳山荘周辺に分布する小岩体に対し命名された.

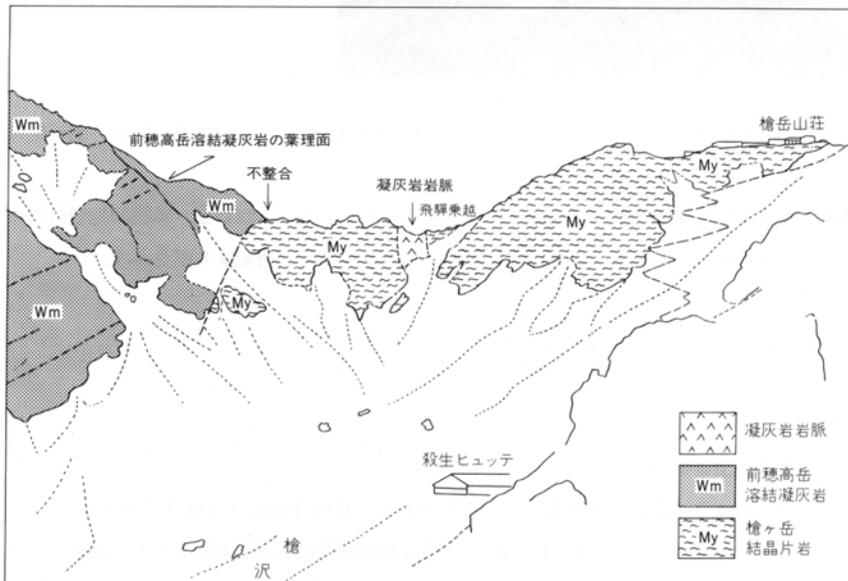
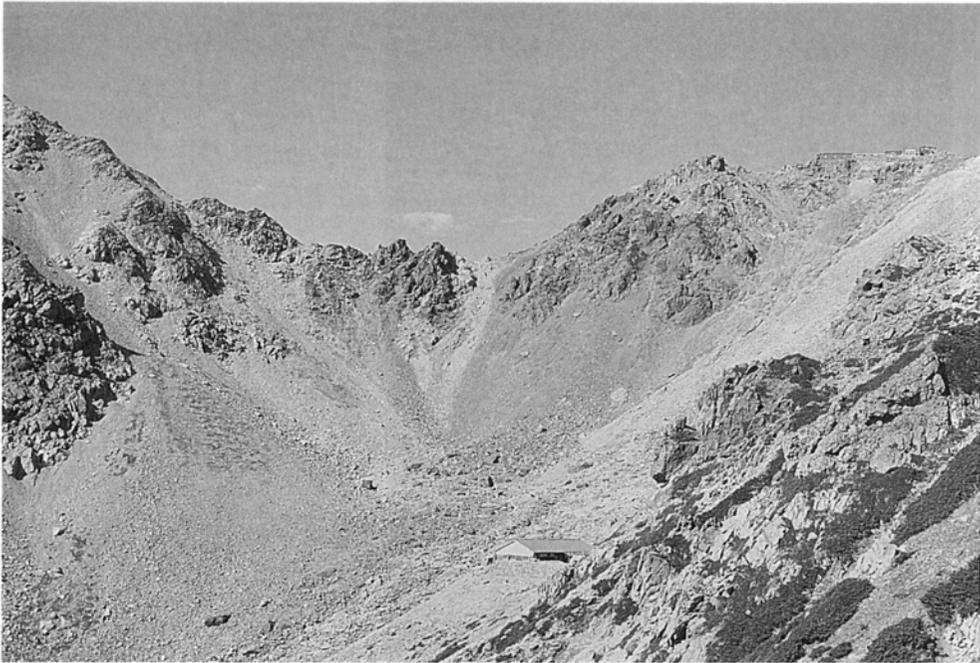
模式地 槍ヶ岳山荘南側のテント場から飛騨乗越にかけての稜線.

分布 模式地を中心に, 南北 350m, 東西 600m にわたり分布する.

層序関係 岩体の周囲は穂高安山岩類が分布しているが, 柴田・木村 (1958) はこれを安山岩あるいは石英斑岩の岩脈とし, 結晶片岩に貫入するものと考えた. しかし実際には周囲の安山岩類は地表に噴出した火砕岩を主体にしており, 結晶片岩とは不整合及び断層関係で接している. 不整合関係は飛騨乗越の南, 大喰岳側のコルにおいて観察される (第 17 図). また, 岩体の北縁は断層関係で安山岩類と接しており, 槍ヶ岳山荘の北のコルでは固結した破碎帯 (走向 N60°E-N70°W) が認められる. 安山岩中にはこれに平行な珪長岩岩脈や未固結破碎帯が観察される.

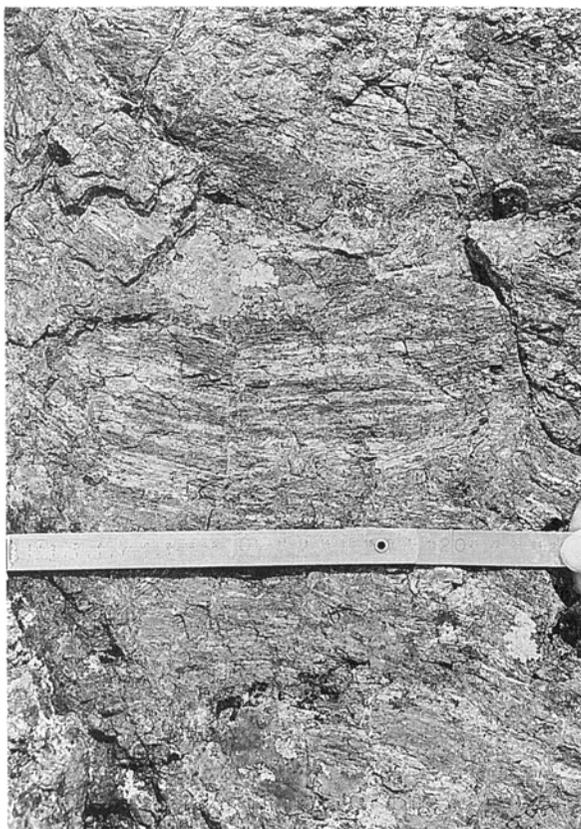
岩相 槍ヶ岳結晶片岩の大部分は苦鉄質火山岩起源の緑れん石アクチノ閃石アルバイト片岩 (第 18 図) からなるが, 槍ヶ岳山荘周辺には砂質岩起源の電気石含有ざくろ石黒雲母白雲母片岩が分布する (第 III 図版).

本岩体は蒲田結晶片岩 (Seki, 1959) と原岩構成や変成度 (緑色片岩相) が類似しており, とともに飛騨外縁帯の結晶片岩として扱われている. 二つの岩体の間の蒲田川流域 (「上高地」地域内) にも足洗谷・外ヶ谷・小鍋谷・穂高平・蒲田川右俣などに類似した結晶片岩の小岩体が分布する. これらはいずれも断片的な分布であるが, 外縁帯の配列を復元する上で重要である.



第17図 槍ヶ岳結晶片岩の露出状況

槍ヶ岳結晶片岩は穂高安山岩類（前穂高岳溶結凝灰岩層）に不整合に覆われる。飛騨乗越付近の白色部は、槍ヶ岳結晶片岩に貫入する凝灰岩岩脈、東鎌尾根（標高2,884m）から撮影



第 18 図 槍ヶ岳結晶片岩の片理構造
槍岳山荘南方の飛騨乗越（標高
3,010 m）における緑れん石アク
チノ閃石アルバイト片岩の露頭

構造 片理は破砕作用を受けているため方向が一定しないが、ほぼ走向 N45-70°W, 40-50°NE 傾斜を示す。

地質時代 直接的な層序関係からは穂高岳安山岩類より前としかいえないが、本図幅地域外の飛騨外縁帯の結晶片岩類ではいくつかの年代測定が行われており、すべて二畳紀より前を示す。

III. 3 硫黄岳結晶片岩 (Mi)

命名 原山 (1990 b) による。

模式地 硫黄岳山頂東側の崖。

分布 槍ヶ岳北方 4.3km の硫黄岳周辺に、南北 900 m × 東西 400 m にわたり分布する。

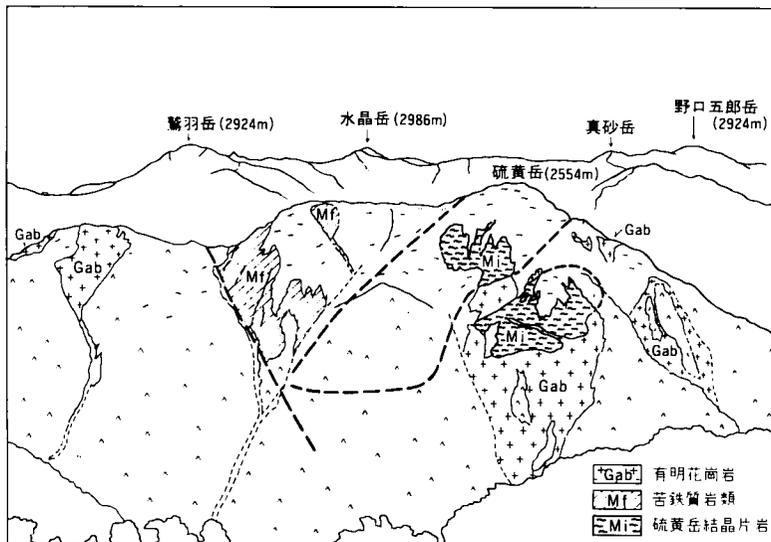
層序関係 分布形態から、苦鉄質岩類 (III. 4) とは断層関係にあると判断したが、露頭では未確認である。苦鉄質岩類とともに有明花崗岩のルーフをなす (第 19 図)。

岩相 主に砂岩・泥岩起源のざくろ石黒雲母オリゴクレス片岩 (第 20 図) からなり、苦鉄質片岩 (緑れん石オリゴクレス普通角閃石片岩) はわずかに転石でのみ確認した。鏡下では黒雲母結晶の配列に規則性がなく、片理の方向に配列しない結晶集合体として産し (第 IV 図版 1)、広域変成作用の後、

更に有明花崗岩による接触変成作用を受けたことを示す。砂質・泥質片岩では微細な黒雲母が多数生じているため、赤紫色を帯びた暗灰色を呈する。鏡下の観察では、石英・斜長石・黒雲母に富み、少量のざくろ石を含む。

構造 東西走向で、北へ35°傾斜する片理構造を示す。

対比 岩相は、槍ヶ岳結晶片岩の砂質片岩と共通する部分が多く、その北方延長であると判断できる。



第19図 硫黄岳結晶片岩と苦鉄質岩類の露出状況遠望

北鎌尾根（標高2,375m付近）から撮影（平成元年10月5日）。手前の尾根は硫黄岳-赤岳の稜線で、後方は鷲羽岳（左）から野口五郎岳（右）に至る裏銀座の稜線



第20図 硫黄岳結晶片岩の片理構造
千丈沢左岸（標高1,700m）に合流する支沢の転石（砂質及び泥質片岩）

Ⅲ. 4 苦鉄質岩類 (Mf)

模式地 硫黄岳南西500mのピーク周辺。

分布 模式地から、西方の硫黄沢東の沢にかけて分布する。

層序関係 硫黄岳結晶片岩とは断層関係にあるらしいが未確認である。有明花崗岩のルーフペンダントとして産する。

岩相 中-粗粒の斑れい岩とかんらん岩からなり層状構造がしばしば認められる。転石ではかんらん岩（熱変成）も見いだされた。いずれも著しい接触変成作用を受け、斜長石はグラノプラスチックな集合体に、苦鉄質鉱物はトレモラ閃石やかんらん石の集合体に再結晶している。かんらん岩は残存する組織から輝石に富む部分とかんらん石に富む部分が識別される。

本岩分布域の支沢の転石には片理の発達しない塊状泥質岩の黒雲母ホルンフェルスが見いだされるが露頭は未確認である。

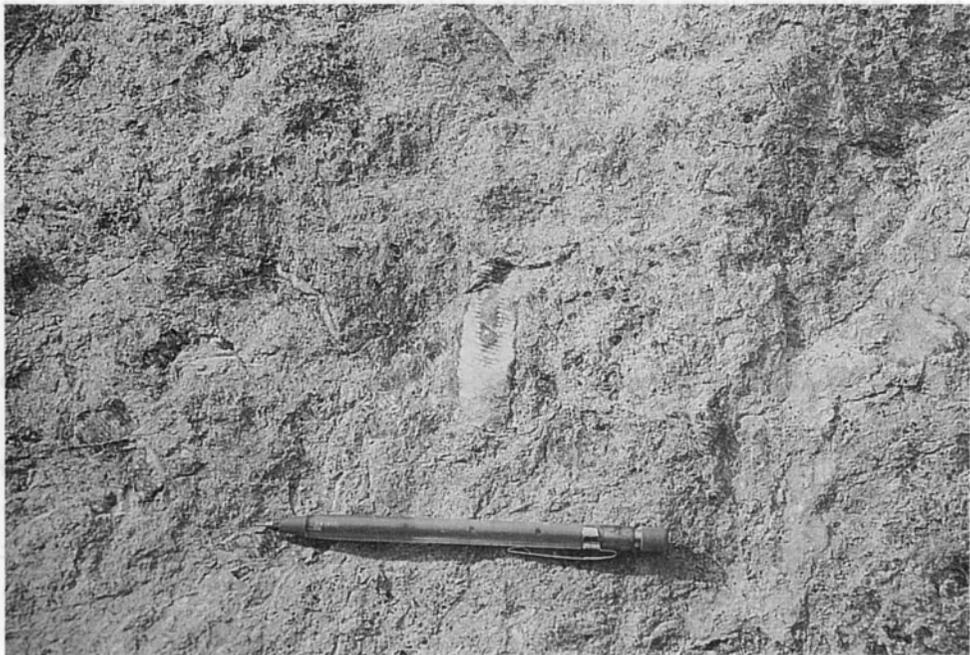
Ⅲ. 5 古生層 (Pl)

分布 赤岳の西北西600m、硫黄沢上流（左俣）の標高2,060m付近から南西に延びた150m×400mほどの小分布を示す。

層序関係 分布域西側には手取層群左俣谷層が分布するが、左俣谷層中には本層由来の石灰質岩の礫が含まれる点からみて、本層とは不整合関係にあるらしい。有明花崗岩及び奥丸沢花崗岩に貫入され接触変成作用を受けている。

岩相・層序 石灰岩を主体とし、泥質な部分がある。層理面は不明瞭であり、構造・層厚は分からない。石灰岩中には海百合を多産し（第 21 図）、他にやや大型（長径 5-7 mm）の紡錘虫（?）を含む。いずれも接触変成による再結晶化のため極めて保存が悪く詳細は不明である。再結晶著しい石灰岩中には、方解石のほか、ざくろ石・珪灰石・トレモラ閃石・かんらん石が生じている。泥質岩では緑色角閃石と黒雲母を生じている。

地質時代・対比 本層に含まれる化石が紡錘虫であるとすれば、その大型なサイズから二疊紀の可能性がある。本層は、硫黄岳結晶片岩の西方に位置していることから、美濃帯の構成員ではなく飛騨外縁帯の古生層であろう。水晶岳付近において、船津花崗岩類中に捕獲されているスカルン化した石灰質岩の帰属はよくわからないが、地質図では本層の一員として扱う。



第 21 図 古生層中の海百合化石

石灰岩中には海百合化石のほか紡錘虫（?）化石を含むが、周囲の花崗岩による熱変成のため再結晶化著しく保存状態は悪い

IV. 船津花崗岩類

(原山 智)

船津花崗岩類は、飛驒帯、宇奈月帯において三疊紀末期-ジュラ紀前期にかけて定置した一連の花崗岩類(第13図)を総括した名称であり、下之本型と船津型の岩型に大別されてきた。下之本型は船津型に先行して貫入し、石英閃緑岩・トータル岩・角閃石花崗閃緑岩からなり、船津型はより珪長質な黒雲母花崗閃緑岩・花崗岩からなるとされてきた。両岩型の区分は、最初岐阜県吉城郡の「船津」地域で行われた(磯見・野沢, 1957)が、その後岩相の類似性や K-Ar 年代値の 180 Ma 前後への集中に基づいて、船津花崗岩類の分布域全体に適用されるようになった。したがって実際には貫入ユニットではなく岩相名として用いられることが多かったといえる。しかし Rb-Sr 年代値の測定による岩型間の年代値の逆転(田中・加々美, 1987)や、それに刺激された野外における貫入関係の見直し(加納, 1989)により、必ずしも下之本型(早期)-船津型(後期)という岩相と貫入時期の対応が成り立たない例も見いだされつつあり、二つの岩型区分については再検討を要する時期にきている。

一方、船津花崗岩類という総称についても、地域により Sr 同位体組成や岩石学的性質が異なる点が指摘されつつあり(田中・丸山, 1985 a, b; Tanaka and Kagami, 1989 など)、一括呼称することの難点や、船津というローカルな名称ではなく飛驒花崗岩類と呼ぶべきであるとの提案がなされている(加納, 1989)。

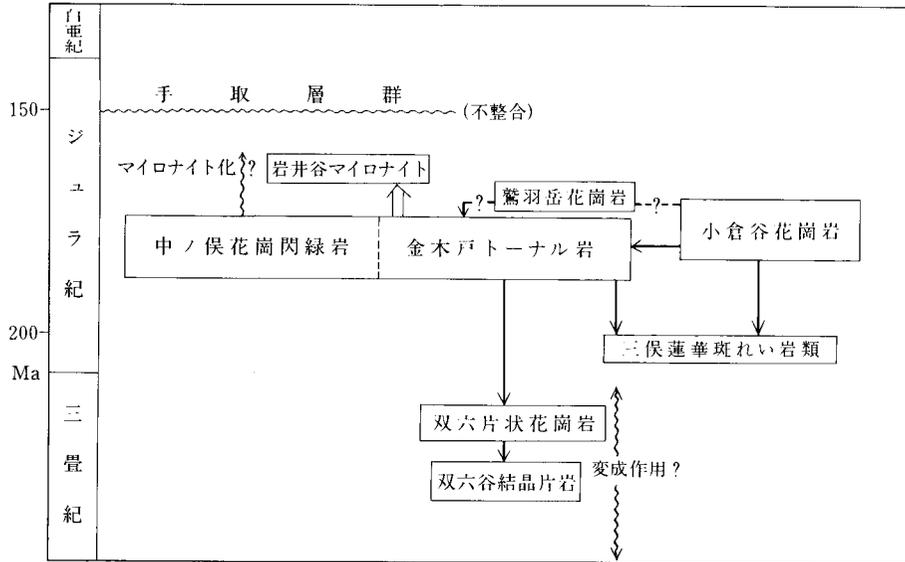
本研究報告では、とりあえず総称名としての船津花崗岩類の名称は用いることとし、岩型名としての船津型及び下之本型の名称は使用しない。

本図幅地域内では、船津花崗岩類は西半部を中心に広く分布する。本報告では貫入単元や岩石学的特徴に基づいて、双六片状花崗岩、三侯蓮華斑れい岩類、金木戸トータル岩、岩井谷マイロナイト、中ノ俣花崗閃緑岩、小倉谷花崗岩、鷲羽岳花崗岩の7つに細分した。これらは少なくとも3つの貫入時期に区分できる(第22図)。従来の岩型区分でいえば、金木戸トータル岩は典型的な下之本型であり、中ノ俣花崗閃緑岩も下之本型にはいる。岩井谷マイロナイトは、金木戸トータル岩を原岩とするマイロナイトである。また小倉谷花崗岩は典型的な船津型の、鷲羽岳花崗岩は船津型花崗岩の細粒相としての特徴をそれぞれ有する。

IV. 1 双六片状花崗岩 (Gsg)

命名 新称。

模式地 上宝村双六谷標高 2,020 m, 支沢出合付近。



第22図 「槍ヶ岳」地域における船津花崗岩類の岩相区分と貫入関係
 矢印の先は貫入・捕獲される岩体を示す。横波線は不整合、縦波線は変形・変成時期を示す。破線は漸移関係にあることを示す

分布 模式地付近から秩父平西方を経て「上高地」地域内の抜戸岳の北及び北北西に派生する尾根の上部に至る範囲に分布する。

貫入関係 双六谷結晶片岩を捕獲し、金木戸トータル岩に捕獲される。

岩相 灰白色細粒緻密なアプライト質黒雲母花崗岩から細粒角閃石黒雲母花崗岩まで漸移的に変化し、フィルム状に延びた黒雲母による明瞭だが弱い片状構造が発達する。一部では石英の斑状結晶 (3-7 mm) を含むが、再結晶により多結晶体に変化している (第IV図版2)。

構造 走向 N0-20°W でほぼ垂直の片状構造を示す。

IV. 2 三俣蓮華斑れい岩類 (Ga)

命名 新称。

模式地 三俣蓮華岳山頂付近。

分布 模式地から黒部五郎小屋にかけて分布するほか、真砂岳西方から水晶小屋にかけての稜線にも露出する。

貫入関係 金木戸トータル岩及び小倉谷花崗岩に貫入される。

岩相 模式地付近では中粒の輝石角閃石斑れい岩を主体とする。比較的岩相変化に乏しいが、模式地東方の金木戸トータル岩との接触部付近には、球状岩が露出する (第II図版)。

真砂岳西方稜線部に分布する本岩は、中-細粒の角閃石閃緑岩-斑れい岩であり、組織・岩質ともに変化に富んでいる。地質図には表現できなかったが、ここでは金木戸トータル岩中にさまざまなサイズの捕獲岩として取り込まれた産状を示す。金木戸トータル岩に近接する部分では角閃石が針状集合体をなしており、おそらく金木戸トータル岩により接触変成を受けたことを示す再結晶組織である。

IV. 3 金木戸トータル岩 (Dka)

分布 金木戸川流域，黒部川上流域，薬師岳西方，三俣蓮華岳周辺に広く分布する。

貫入関係 本図幅地域内では，三俣蓮華斑れい岩類と双六片状花崗岩に貫入し，ときに捕獲岩として含む。

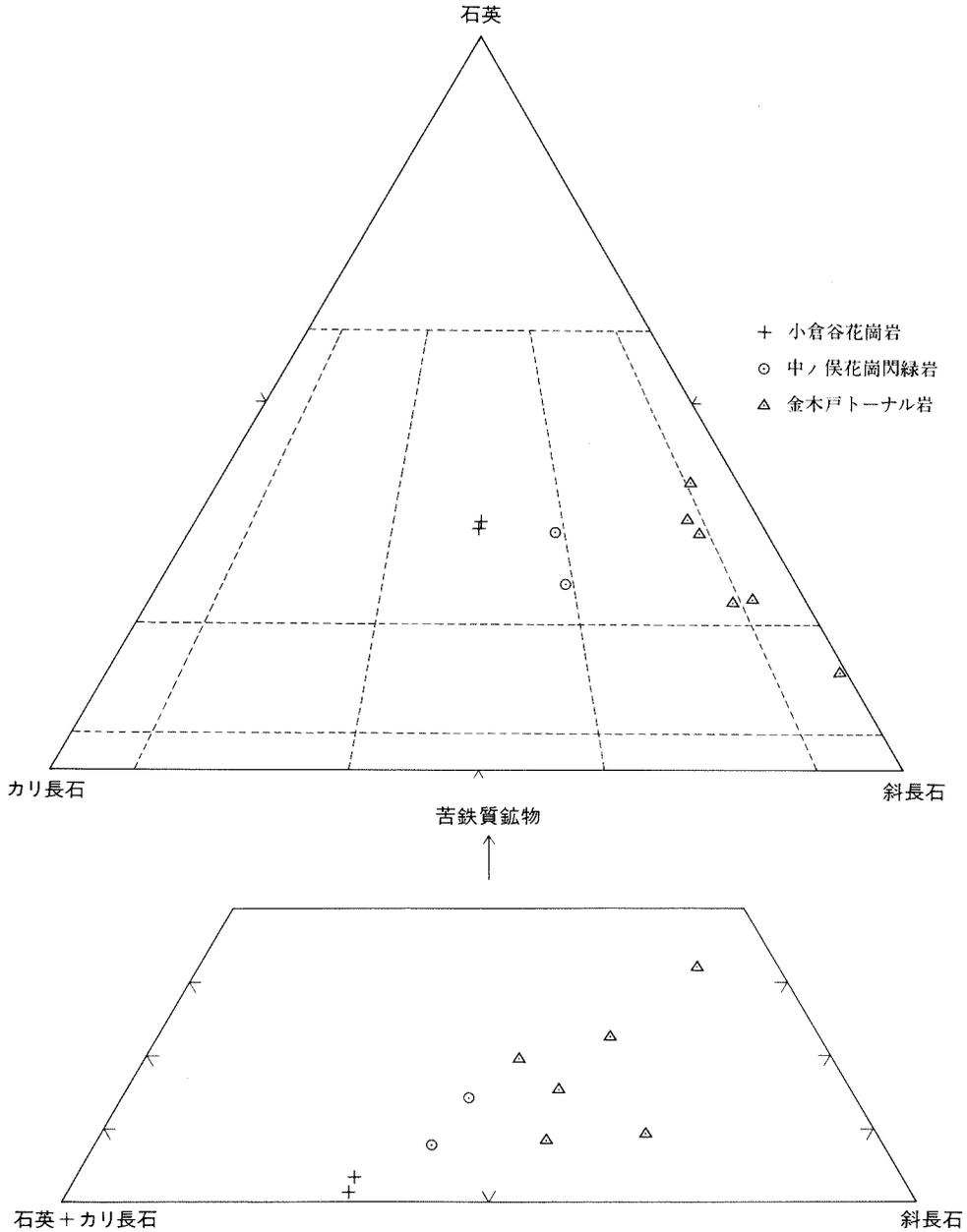
岩相 中-粗粒の黒雲母角閃石トータル岩を主体とする（第 23 図，第 24 図）が，閃緑岩から花崗閃緑岩まで主にカリ長石の含有量差による変化がある。粗粒柱状の自形角閃石（長径 5-10 mm）を含むのが本岩の特徴で，さまざまな程度に定向配列を示す（第 V 図版）。しばしば苦鉄質包有岩を含み（第 25 図），蒲田川の上流左俣谷などでは包有岩がレンズ状に延びた顕著な片状構造が発達することがある。

構造 角閃石の定向配列によるフォーリエーションは，岩井谷とスゴ谷一の谷では走向が東西系でほぼ直立したものが多く，黒部川上流から金木戸谷にかけては走向が NE-SW 方向で南西に急傾斜するものが多い。

地質時代 本岩は従来下之本型とされていた岩型の典型的な岩相に当たる。西隣「有峰湖」地域内では，有峰の試料について 174 Ma の黒雲母 K-Ar 年代（河野・植田，1966）が，双六川中流域の試料について黒雲母 177 ± 6 Ma，角閃石 181 ± 6 Ma の K-Ar 年代と 174.1 ± 7.1 Ma の Rb-Sr 鉱物年代（柴田・野沢，1984）が得られている。また本報告の中ノ俣花崗閃緑岩（「有峰湖」地域の中ノ俣川下流

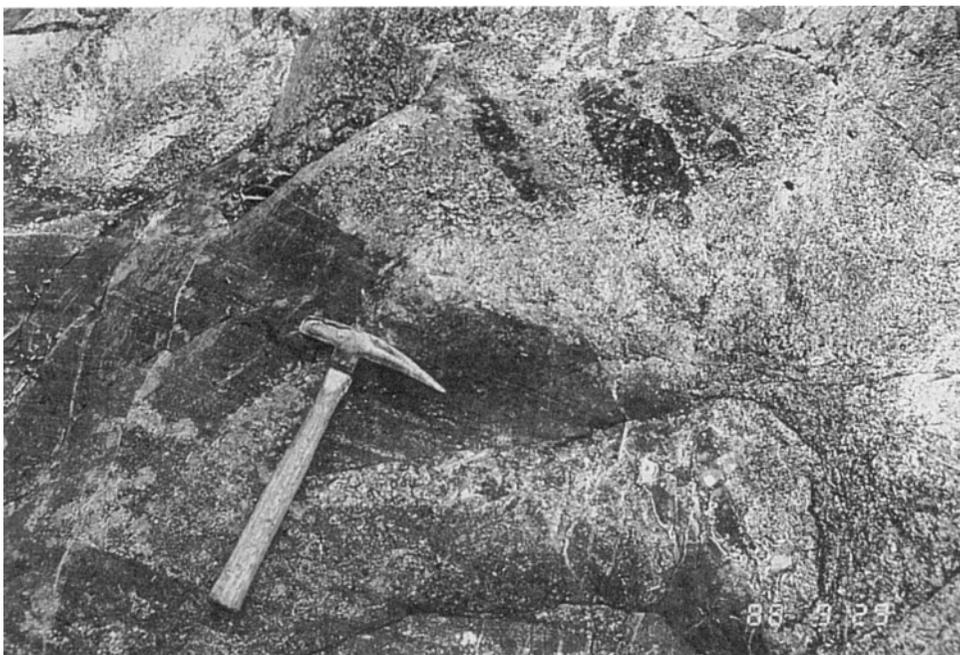


第 23 図 金木戸トータル岩の一般的岩相 真川支流岩井谷（標高 1,300m）



第 24 図 船津花崗岩類のモード組成 (上) 石英-カリ長石-斜長石図 (下) 苦鉄質鉱物-(石英+カリ長石)-斜長石図。花崗岩類のモード組成は、岩石切断面上でコバルチ亜硝酸ナトリウムによりカリ長石を染色し、3mm 方眼のメッシュを用いて、ポイントカウント法により求めた

の試料) 1 個を含む金木戸川、双六川流域の下之本型岩石の試料 13 個について 197.9 ± 15.4 Ma の全岩了インクロン年代 (柴田・野沢, 1984) が得られているが、やや誤差が大きい。柴田・野沢 (1984) は船津花崗岩類の下之本型と船津型には有意な年代差がなく、両者併せた 22 個の試料による全岩アイソクロン年代 188.8 ± 4.4 Ma が船津花崗岩類の年代値として妥当であるとしている。



第 25 図 金木戸トータル岩中の苦鉄質包有岩濃集部. 包有岩中には縞状構造が認められる. 金木戸川 (標高 1,500 m 付近)

IV. 4 岩井谷マイロナイト (Myl)

命名 新称.

模式地 大山町岩井谷左岸 (標高 1,280 m).

分布 模式地から南西の真川にかけて分布する.

貫入関係 金木戸トータル岩と断層で接する.

岩相 金木戸トータル岩を原岩とするマイロナイトである. マイロナイト化の程度は露頭規模でも変化する. マイロナイト化の程度が高いところでは, 黒雲母に富んだ部分がより変形・再結晶化が進行して暗色化し, 変形・再結晶しにくい長石に富んだ優白色な部分が縞状ないし眼球状に残った組織を示す (第Ⅶ図版, 第 26 図). こうした部分では片状の構造が発達し, しばしば顕著な線構造が認められる. マイロナイト化の程度が弱い部分では, 暗色部が縞状ではなくネットワーク状をなし, それ以外の部分には金木戸トータル岩の組織が残存している.

構造 模式地付近の片状構造は, N 20-30° E で西へ急傾斜するが, 真川沿いで NNW-SSW 走向で東に急傾斜する.

IV. 5 中ノ俣花崗閃緑岩 (Gdn)

命名 新称.



第 26 図 岩井谷マイロナイトの代表的岩相
優白質な部分は、より原岩の組織が残っている部分である
岩井谷（標高 1,250 m）

模式地 神岡町中ノ俣川（標高 1,900 m 付近）。

分布 黒部五郎岳付近から西方，中ノ俣川流域に分布する。

貫入関係 黒部五郎岳南東稜線で金木戸トータル岩と接する部分では明瞭な境界を示さず，漸移関係にあるらしい。

岩相 中粒の角閃石黒雲母花崗閃緑岩からなり，包有岩に乏しく，ほとんど片状構造を示さない。他形細粒の淡桃色のカリ長石を含む点と柱状角閃石に乏しい点で，金木戸トータル岩・小倉谷花崗岩の両者から識別できる。

IV. 6 小倉谷花崗岩（Gog）

命名 新称。

分布 本図幅地域内南西部の小倉谷（金木戸川支流）から板戸岳・蓮華谷を経て三俣蓮華岳西方に至る北東に延びた楔状の分布を示す。

貫入関係 金木戸川流域において，本岩は金木戸トータル岩に明瞭な境界により密着接触している。金木戸川の河床，標高 1,590 m の地点では走向 N65°E，傾斜 15-10°S の緩傾斜の接触面がみられ，

上位に金木戸トータル岩（中細粒相）、下位に小倉谷花崗岩が露出している。金木戸トータル岩をクリンカットする本岩の支脈などは観察されず、また接触部の金木戸トータル岩と本岩には鏡下においても再結晶組織などの接触変成作用の証拠は認められない。本岩と金木戸トータル岩との境界は、大局的には金木戸トータル岩中の片状構造やフォリエーションを切る分布形態を示し、塊状でフォリエーションを示さない本岩が後から定置したことを示唆しているが、少なくとも金木戸川の接触関係からは両者の間に大きな時間間隙を想定することは困難である。

岩相 中-粗粒塊状の黒雲母花崗岩である（第VI図版）。包有岩に乏しく均質で片状構造は示さない。カリ長石は特徴的な褐色味を帯びた赤桃色の色調を示す粗粒の微斜長石からなり、その三斜度は極めて高い（ ≈ 1.0 、X線回折粉末法による）。金木戸川の一部では、カリ長石と粒状の石英による弱い斑状組織を示すことがある。

地質時代 本岩は従来船津型とされてきた岩型の典型的な岩相に相当する。本図幅地域の南西端に近い金木戸川-小倉谷合流点付近（「有峰湖」地域内）の試料を含む、金木戸川、下佐谷（「船津」地域内）、高原川沿い（船津東方）の試料9個について 188.9 ± 4.4 Ma の Rb-Sr 全岩アイソクロン年代が報告されている（柴田・野沢，1984）。

IV. 7 鷲羽岳花崗岩（Gwa）

命名 新称。

模式地 鷲羽岳山頂。

分布 鷲羽岳から西方山腹にかけて分布。

貫入関係 金木戸トータル岩とは鷲羽岳山頂北側の稜線で近接するが、境界の露頭は確認していない。ただし稜線上における両者の岩相差は明瞭であり、漸移関係ではなかろう。周辺の金木戸トータル岩には片状構造がしばしば発達するが、本岩には片状構造は全く観察されないことから、おそらく本岩が金木戸トータル岩に貫入するのである。

岩相 中-細粒で塊状優白質の黒雲母花崗岩からなり、少量のカリ長石斑状結晶（長径 6-12 mm）を含む。

V. 美濃帯中生層

（原山 智）

分布 赤岩岳・西岳から二ノ俣谷にかけてまとまった分布を示すほか、横通岳周辺に小分布を示す。

層序関係 いずれも周囲を白亜紀末期-古第三紀初期花崗岩類により貫入されており、捕獲岩塊また

はルーフペンダントとしての産状を示す。

岩相 砂岩を主体とし泥岩及びチャートを伴う。少なくとも露頭規模では、整然と成層した地層である。花崗岩類による接触変成のため全域にわたって黒雲母ホルンフェルスや堇青石ホルンフェルスとなっている。また赤岩岳や二ノ俣谷では、多数の花崗岩岩脈が層間に沿って貫入したことにより、注入片麻岩様の岩相を示す。

対比 分布位置と岩相から判断して、沢渡コンプレックス (Otsuka, 1988) に対比されよう。

VI. 手 取 層 群

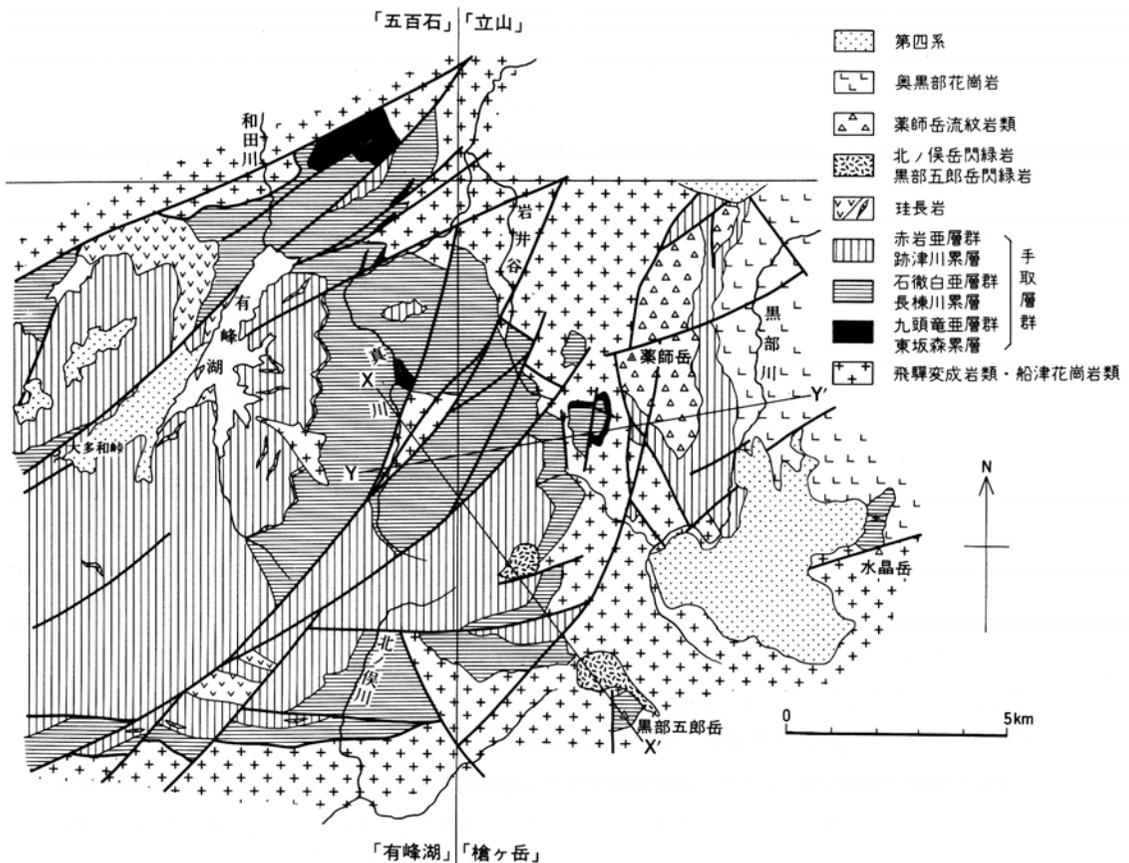
(竹内 誠・滝沢文教・原山 智)

VI. 1 概要と研究史

本図幅地域内の手取層群は、西方の「有峰湖」(旧称「東茂住」)地域に広く分布している手取層群と連続し、その東端をなしている(第27図)。手取層群は下位より、ジュラ紀後期の海成層、ジュラ紀最後期(?)-白亜紀前期前半の陸成層、及び白亜紀前期後半の陸成層に区分される。

薬師岳地域は急峻な地形のため、詳細な層序などの報告はない。この地域に中生層(手取層群)が存在することを最初に報告したのは、加藤(1914)である。有峰付近における、砂岩・礫岩からなる地層の分布と植物化石の産出を報告している。野田・佐藤(1920)は、20万分の1地質図を示し、太郎山から北ノ俣岳(上ノ岳)にかけて、花崗岩を不整合に覆う手取層群の分布を明らかにした。柴田・原(1954)は、黒部五郎岳のカル壁で金木戸トータル岩と手取層群との不整合関係がみられることを報告した。平山ほか(1955)は北アルプス地域を広域的に調査し、多くの地点から手取層群の分布を報告するとともに閃緑岩質礫を含む基底礫岩のほかに、花崗岩・石英斑岩・チャート・砂岩などを含む礫岩を報告した。前田(1958a)は北ノ俣岳付近を調査し、北ノ俣岳西方の折立峠礫岩層が分布し、北ノ俣川では基盤岩と断層関係であるとした。

手取層群に関する層序学的研究は、本地域の近接区域では、長棟川地域・有峰湖地域・常願寺川地域でなされている(第2表)。前田・武南(1957a)、Takenami and Maeda(1959)は折立峠礫岩層と横岳頁岩砂岩互層を区別し、石徹白亜層群に属するとし、前田・武南(1957b)は礫径分布などから堆積環境を解析した。河合・野沢(1958)は、珪長岩の噴出を境として、下位(長棟川累層)を庵谷峠礫岩層と猪谷互層、上位(跡津川累層)を南俣谷礫岩層と和佐府互層に区分し、それぞれ、石徹白亜層群と赤岩亜層群に対比した。一方、前田(1956)は常願寺川流域において、下位より、常願寺川礫岩砂岩互層・志鷹谷凝灰岩頁岩砂岩互層・長尾山礫岩砂岩互層・白岩川凝灰岩頁岩砂岩互層に区分し、赤岩亜層群相当層(後に前田(1961)で石徹白・赤岩両亜層群相当に修正)に対比した。山田(1988)によれば、Okamoto(1985)は、礫種構成の特徴から有峰湖地域のものに対比を行い、常願寺川地域の手取層



第27図 薬師岳・有峰湖周辺の地質概略図。X-X', Y-Y'は、第42図の断面図の位置

群も河合・野沢 (1958) の層序が適用でき、庵谷峠礫岩層から和佐府互層、そして更に上位に、長尾山礫岩砂岩互層・白岩川凝灰岩頁岩砂岩互層が重なるとした。

これらに対して、大村 (1973) は有峰湖東岸の跡津川累層中から有峰植物群 (Omura, 1974) を発見し、この植物群は *Onychiopsis Series* (Oishi, 1940) に当たるが、明らかに手取植物群と異なることから、従来の石徹白・赤岩両亜層群から独立させ有峰層群と命名した。そして従来の河合・野沢 (1958) の珪長岩・南俣谷礫岩層・和佐府互層を、それぞれ有峰酸性岩類・有峰東谷層・有峰西谷層とし、三者が同時異相であるとした。

このような新事実の発見に伴い、手取層群の再定義が、松尾・大村 (1966)、大村 (1973)、宇井 (1981) によってなされてきた (第2表)。本報告では化石の産出が乏しく、詳しい年代の検討が困難なため、手取層群の区分はおおむね河合・野沢 (1958) に従い、上部ジュラ系-下部白亜系を手取層群とした。しかし、赤岩亜層群とした地層は、大村 (1973) が示したように珪長質火山活動による堆積物を多く含み、明らかに手取川地域などの赤岩亜層群とは性質を異にする。

本地域の手取層群は、下位より、九頭竜亜層群東坂森累層の有峰頁岩部層、石徹白亜層群長棟川累層の庵谷峠礫岩部層と中俣乗越砂岩部層、赤岩亜層群跡津川累層の南俣谷礫岩部層、和佐府砂岩泥岩部層

第2表 富山県南東部地域の手取層群層序対比表
大村(1973)の欄の斜線は同時異相を表す

常願寺川地域				有峰湖周辺地域																					
前田(1958, 1961)		Okamoto(1985)		前田・武南(1957a)			河合・野沢(1958)			大村(1973)			宇井(1981)			本報告									
手 取 層 群	赤岩亜層群	白岩川凝灰岩頁岩砂岩互層	手 取 層 群	赤岩亜層群	白岩川凝灰岩頁岩砂岩互層																				
		長尾山礫岩砂岩互層		赤岩亜層群	長尾山礫岩砂岩互層																				
		志鷹谷凝灰岩頁岩砂岩互層		赤岩亜層群	和佐府互層																				
	石徹白亜層群	常願寺川礫岩砂岩互層	石徹白亜層群	南俣谷礫岩層	手 取 層 群	石徹白亜層群	横岳頁岩砂岩互層	赤岩亜層群	跡津川累層	和佐府互層	南俣谷礫岩層	有峰層群	有峰西谷層	有峰東谷層	有峰酸性岩類	手 取 層 群	跡津川層群	和佐府互層	南俣谷礫岩層	有峰酸性火山岩類	手 取 層 群	赤岩亜層群	跡津川累層	薬師沢右俣礫岩部層	
	猪谷互層	折立峠礫岩層	石徹白亜層群	長椋川累層																					猪谷互層
			庵谷峠礫岩層																						
				手 取 層 群	九頭電亜層群	有峰頁岩層	赤岩亜層群	東坂森累層	有峰頁岩層	真川砂岩礫岩層	九頭電亜層群	東坂森層群	有峰頁岩層	真川砂岩礫岩層	手 取 層 群	東坂森層群	有峰頁岩層	真川砂岩礫岩層	九頭電亜層群	東坂森累層	有峰頁岩部層				
			真川砂岩礫岩層																						

及び薬師沢右俣礫岩部層に区分できる(第28図, 第2表)。また, 硫黄沢, 蒲田川左俣谷付近に分布するものを石徹白亜層群左俣谷層とし, 雲ノ平北東斜面・真砂岳・温泉沢付近にわずかに分布する地層は, 未区分手取層群とした。

VI. 2 九頭竜亜層群東坂森累層

VI. 2. 1 有峰頁岩部層 (As)

分布・定義 薬師平東側斜面の上部及び西側の岩井谷支流上流部に分布する。金木戸トータル岩を不整合に覆う砂岩とその上位の頁岩が優勢な頁岩砂岩互層からなる。

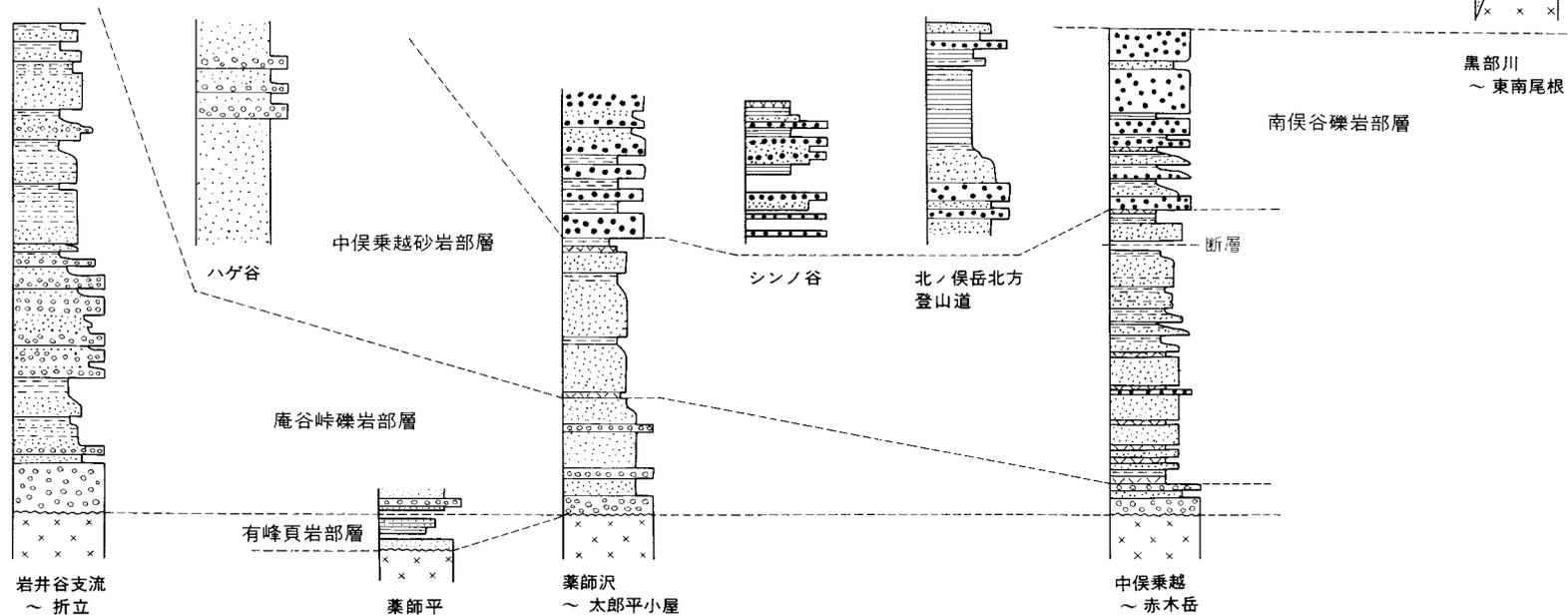
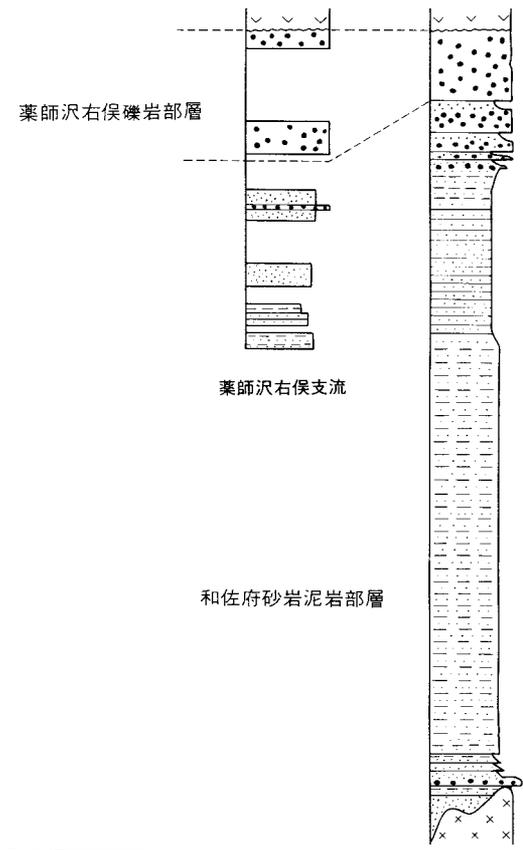
層序・岩相 薬師平南方のコルの東側の薬師沢右俣水系の沢 2,380 m 地点及び同西側の薬師沢水系の沢 2,380 m 地点, 及び薬師平西側の岩井谷水系の沢 2,380 m 付近では, 金木戸トータル岩と本層の粗粒-極粗粒砂岩との不整合がみられる。砂岩は, 灰白色-灰色で, 淘汰の悪い極粗粒砂岩である。細礫大の斜長石粒や, 中礫サイズの花崗岩・珪長質火山岩の亜円礫をしばしば含む。頁岩の偽角礫を含むこともある。薬師平西側の沢にみられるものは, より泥質で, 緑泥石化した黒雲母を多数含む。

この砂岩の上位には頁岩が優勢な頁岩砂岩互層が重なる。薬師平東側の小沢では, 淘汰の悪い極粗粒砂岩と黒色頁岩の互層がみられる。砂岩の単層厚は約 30 cm である。頁岩から植物化石を産する。薬師平西側の沢に分布する黒色頁岩中には灰白色で, 最大長径 5 cm の不規則な形をした石灰質ノジュールが含まれる(第29図)。



第29図 有峰頁岩部層の頁岩中の石灰質ノジュール 薬師平北西方岩井谷源流部 2,400m 地点

200 m
100
0



第28図 手取層群の地質柱状図

本層の層厚は、薬師平西方で最も厚く約 50m, 薬師平東側で約 30m である。

対比・時代 本層頁岩中に、石灰質ノジュールを含み、前田・武南 (1957 a) が報告した九頭竜亜層群有峰頁岩層に岩相がよく似る。薬師平地域において、本層は明らかに庵谷峠礫岩部層の礫岩や砂岩の下位に位置するが、直接両者が接する露頭はなく関係は分からない。「有峰湖」地域内の有峰湖周辺では不整合関係である。

薬師平付近の登山道 2,515 m 地点の東側の小沢の頁岩よりシダ植物 *Onychiopsis elongata* (Geyler) を産する。「有峰湖」地域内の真川流域の有峰頁岩層から *Kranaosphinctes* sp. や *Perisphinctes* spp. などのアンモナイトや三角貝などの海棲動物化石が報告されており (第 3 表), 有峰頁岩層の地質時代はジュラ紀後期とされている (前田・武南, 1957 a). 河合・野沢 (1958) は、有峰頁岩層を層相の類似性から、*Dichotomosphinctes kiritaniensis* Sato (MS) などのアンモナイトが報告されている富山県中南部の桐谷層牛負砂岩頁岩層 (今村, 1933) に対比し、ジュラ紀後期の後半とした。本層から動物化石は得られていないが、岩相より上部ジュラ系有峰頁岩層に対比される。

VI. 3 石徹白亜層群長棟川累層

VI. 3. 1 庵谷峠礫岩部層 (Is, Ic)

分布・定義 本図幅地域北西部から岩井谷上流部・薬師平・薬師岳西方の尾根・薬師沢上流部から北ノ俣岳東側斜面・中俣乗越・中ノ俣川上流部及び黒部五郎岳付近に分布する。

庵谷峠礫岩 (今村, 1933) は、石徹白亜層群の基底礫岩を指すが、本図幅北西部域では、基底以外にも同種の礫岩が分布することが明らかになったので、基底礫岩層とその上位の同種の礫岩を含む砂岩層

第 3 表 有峰頁岩部層より産出する動物化石 (前田・武南, 1957 a)

種 名	産 地	有 峰	小坂森谷	真 川
<i>Perisphinctes</i> spp.		×		×
<i>Kranaosphinctes</i> sp.			×	
Belemnite		×	×	×
<i>Vaugonia</i> sp.		×	×	
<i>Myophorella</i> (<i>Promyophorella</i>) A sp.				×
<i>Myophorella</i> (<i>Promyophorella</i>) B sp.				×
<i>Myophorella</i> (<i>Promyophorella</i>) C sp.				×
<i>Camptonectes</i> sp.		×		×
<i>Nucula</i> sp.		×		×
<i>Nuculana</i> sp.		×		×
<i>Inoceramus</i> sp.				×
<i>Posidonomya</i> sp.		×		×
<i>Pinna</i> sp.				×
<i>Lima</i> sp.		×		×
<i>Nerinea</i> sp.		×		×

を庵谷峠礫岩部層とし、地質図では、Ic（礫岩）とIs（砂岩）に区分した。本層上部の砂岩の卓越する層準は、猪谷互層（河合・野沢，1958）に相当する岩相を含むが、岩相変化が激しく境界設定が困難なため、庵谷峠礫岩部層に含めた。

層序関係 船津花崗岩類の金木戸トータル岩と本礫岩の不整合が、岩井谷上流部 2,130 m 付近、薬師沢上流から薬師峠南方の沢 2,090 m と 2,130 m 付近、薬師沢左俣 2,160 m 地点で合流する支流の 2,170 m 付近で見られる。また岩井谷支流（本図幅北西縁部）標高 1,680 m 付近では、金木戸トータル岩の片麻状角閃石閃緑岩とこの閃緑岩に酷似する閃緑岩礫を主体とする礫岩の不整合がみられる。薬師平では、本層の礫岩や砂岩が有峰頁岩部層の上位に位置しているが、両者の直接の関係はみられない。しかし隣接地域の知見から不整合と判断される。薬師岳西方の尾根では、礫岩と砂岩からなる本層が層厚約 70 m で分布し、金木戸トータル岩と礫岩の不整合が鳶谷上流部 2,400 m 付近で見られる。中ノ俣川上流部 2,090 m 付近では、金木戸トータル岩と礫岩の不整合が、また、その下流 2,020 m と 1,760 m 付近では、断層沿いの礫岩の小分布がみられる。黒部五郎岳付近では、カール壁及び北西の登山道 2,540-2,570 m 付近に礫岩が分布し、柴田・原（1954）が報告したように、カール壁から黒部五郎岳頂上付近にかけて中ノ俣花崗閃緑岩との不整合がみられる（第 30 図）。

層序・岩相 本層は礫岩・砂岩・シルト岩からなる。

岩井谷中流部から折立ヒュッテ付近（「有峰湖」地域内）に分布する本層は、礫岩・砂岩・シルト岩からなる上方細粒化の堆積サイクルが 2 サイクルみられ（第 28 図）、層厚は 550 m になる。岩井谷上



第 30 図 船津花崗岩類（中ノ俣花崗閃緑岩）と庵谷峠礫岩部層の不整合
黒部五郎岳のカール壁にみられる不整合。白線より左側は中ノ俣花崗閃緑岩で、右側の下部の塊状に見える部分が庵谷峠礫岩部層の礫岩と砂岩、上部は中ノ俣乗越砂岩部層の砂岩と礫岩

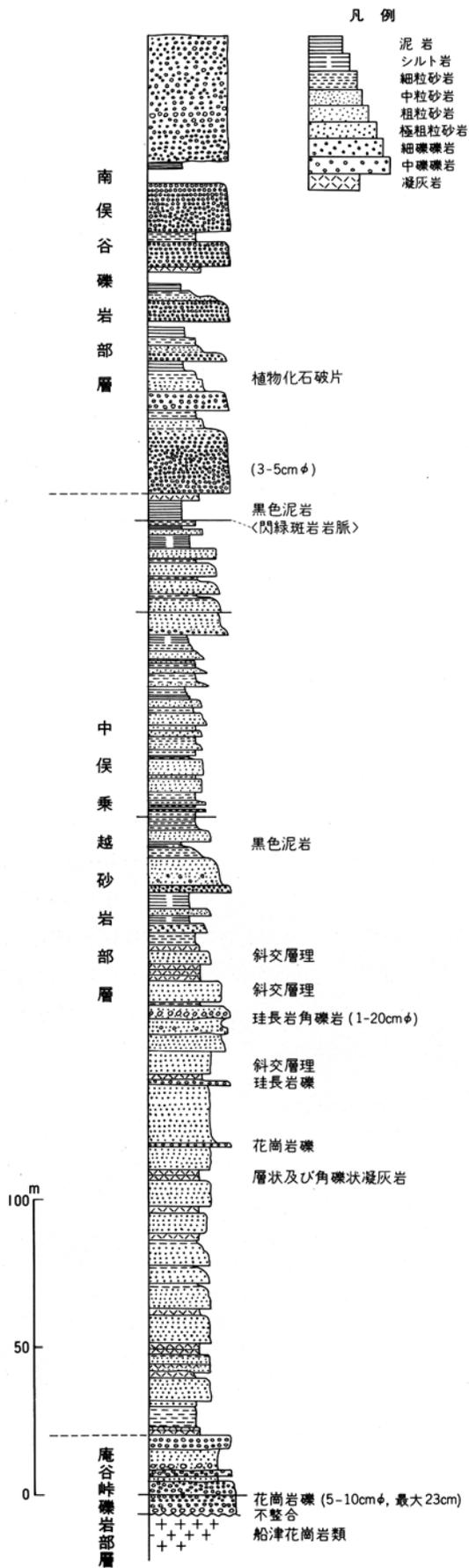
流部から北ノ俣岳北東部にかけて分布する本層は、基底部の礫岩及びその上位に薄い礫岩を数枚挟む砂岩からなり、層厚は南方へ減じ、100-200 m である。中俣乗越では、上部に薄い砂岩を挟む礫岩で層厚は 35 m である。中俣乗越西方の中ノ俣川上流部及び赤木岳南西方の北ノ俣川支流上流部では、基底部は層厚約 100 m の礫岩からなりその上位は礫岩を数枚挟む砂岩シルト岩互層（猪谷互層に相当）となる。赤木岳南西部の本層は西方ほど層厚を増し、本図幅西縁部で約 450 m となる。黒部五郎岳では砂岩を挟む礫岩からなり、層厚は約 20 m である。

礫岩は、北西部で礫径が大きく、大礫-巨礫からなり、最大 70 cm で（第 31 図）、南東部ほど小さくなり、中俣乗越や黒部五郎岳付近では、中礫-大礫となる。礫種は、ほぼ全域で花崗岩類を主体とし、マイロナイト類・変成岩・火山岩及び堆積岩を含む（第 38 図の C）。花崗岩類は、花崗閃緑岩・アダメロ岩・アブライト・花崗岩で、局所的に片麻状閃緑岩を含む。マイロナイト類は、P-マイロナイト（porphyroclastic mylonite）・F-マイロナイト（flinty mylonite）（高木，1982）・眼球片麻岩・片麻状アブライト、変成岩は、角閃石（？）片麻岩と緑色片岩、火山岩は、流紋岩・安山岩・文象斑岩・花崗斑岩、堆積岩は粗粒砂岩からなる。北西部の岩井谷 1,565 m 地点で合流する支流の 1,680 m 付近でみられる基底部の礫岩層は、付近の基盤を反映し、角閃石閃緑岩礫が多く、その上流の 1,750 m 付近から上流にみられる礫岩層は、アダメロ岩礫を主体とし、層準による礫種の相違が認められる。これら礫岩の基質は、極粗粒砂岩で、黄白色-灰緑色を呈する。

砂岩は、黄白色-灰緑色を呈し、中粒-極粗粒で、細礫を含むこともあり、塊状である。砂岩には平行葉理ときに斜交層理が認められ、平板状の節理を特徴とする。砂岩は長石質アレナイトで、10% 前後



第 31 図 庵谷峠礫岩部層の礫岩 薬師沢右岸（標高 2,070 m 付近）



第 32 図 中俣乗越砂岩部層の地質柱状図
中俣乗越から赤木岳に至るルート

の珩長質火山岩類の岩片を含む。碎屑性の重鉱物は少なく、褐色の電気石・ジルコン・白雲母を少量含む。砂岩が緑色を呈するのは、二次的に緑れん石や緑泥石が形成されているためである (VI. 8 参照)。

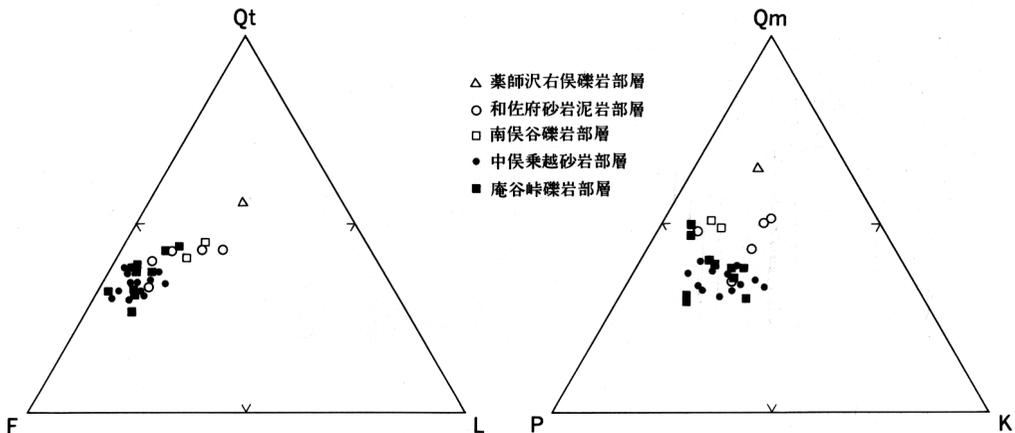
対比・年代 本地域からは、時代決定に有効な化石は得られていないが、前田・武南 (1957 a) 及び河合・野沢 (1958) は西隣地域の庵谷峠礫岩部層相当層より、*Xenoxylon latiporosum* (Cramer) ・ *Onychiopsis elongata* (Geyler) ・ *Podozamites reinii* (Geyler) などいわゆる手取植物群に特徴的化石を報告し、石徹白亜層群に対比した。本層は岩相から河合・野沢 (1958) の石徹白亜層群の庵谷峠礫岩層と猪谷互層の一部に対比される。また、前田・武南 (1957 a) の折立峠礫岩層は庵谷峠礫岩部層から南俣谷礫岩部層までを含んでいる。

石徹白亜層群は陸成層のため詳しい時代を指標する化石は産しないが、Kimura (1975 a) は、手取川地域の石徹白亜層群より産出する植物化石を尾口植物群とし、同層より産出する汽水棲二枚貝化石などから、ほぼネオコミアン (Neocomian) 前期に対比している (Kimura, 1975b)。また、ジュラ紀後期から白亜紀前期に及ぶとする考え (松尾・大村, 1966 ; 松本, 1967)、主として白亜紀前期の前半だが、下限がジュラ紀後期のチトニアン (Tithonian) まで下がる可能性があるとする考え (Kawai, 1961) などもある。

VI. 3. 2 中俣乗越砂岩部層 (新称) (Na, Ns, Nc)

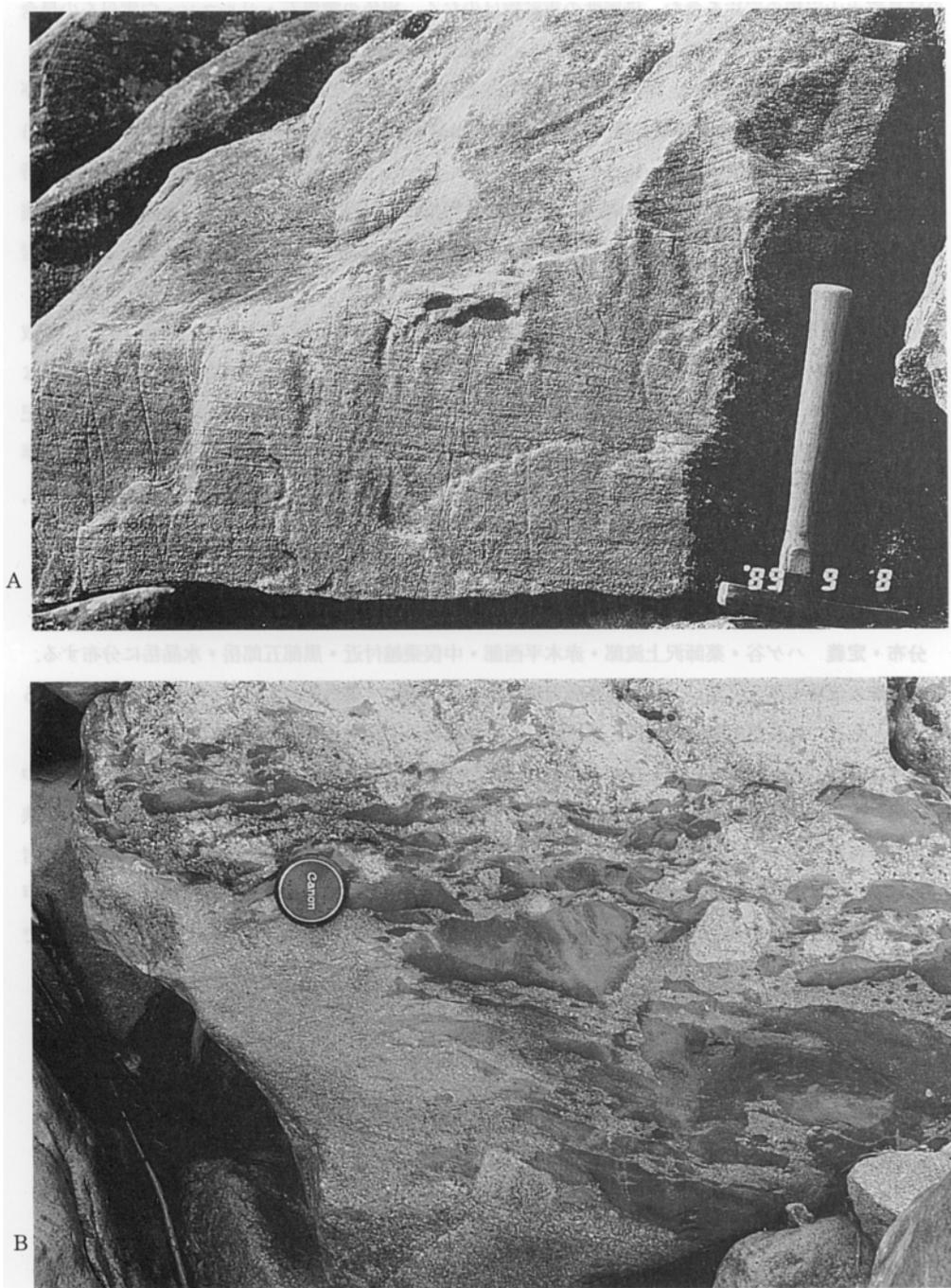
分布・定義 ハゲ谷・薬師沢上流部・赤木平西部・中俣乗越付近・黒部五郎岳・水晶岳に分布する。庵谷峠礫岩部層を整合に覆い、優白質花崗岩礫を多く含む礫岩・優白色砂岩・シルト岩・泥岩からなる地層で、数枚の珩長質凝灰岩を挟む。模式地は、中俣乗越から赤木岳に至る稜線沿いである。

層序・岩相 主として砂岩からなり、ハゲ谷・黒部五郎岳・水晶岳では、厚い礫岩層を伴う。また中俣乗越付近の本層の上半部は、泥岩、シルト岩と砂岩の互層が分布する (第 32 図)。珩長質凝灰岩を挟むことが特徴である。一般に庵谷峠礫岩部層と整合関係にあり、中俣乗越では、庵谷峠礫岩部層の砂岩を本層最下部の珩長質凝灰岩が整合に覆う (第 32 図)。ハゲ谷 1,700 m 付近では極粗粒砂岩が金木戸トール岩に直接アバットしている。全層厚はハゲ谷、中俣乗越付近ともに 300 m で、黒部五郎岳で



第 33 図 手取層群の砂岩の鉱物組成

Qt : 単結晶石英+多結晶石英, F : 長石, L : 岩片, Qm : 単結晶石英, P : 斜長石, K : カリ長石



ふ十赤谷コ巻巻水・巻巻五巻黒・五竹巻巻巻中・巻巻平木巻・巻巻土列巻巻・谷々ハ 巻巻・赤巻

第 34 図 中俣乗越砂岩部層の砂岩にみられる堆積構造
 A : 斜交層理 (中俣乗越より赤木岳へ至る登山道 2,550m 付近の南側斜面)
 B : 黒色凝灰質岩の同時浸食礫を含む礫岩 (葉師沢左俣の転石)

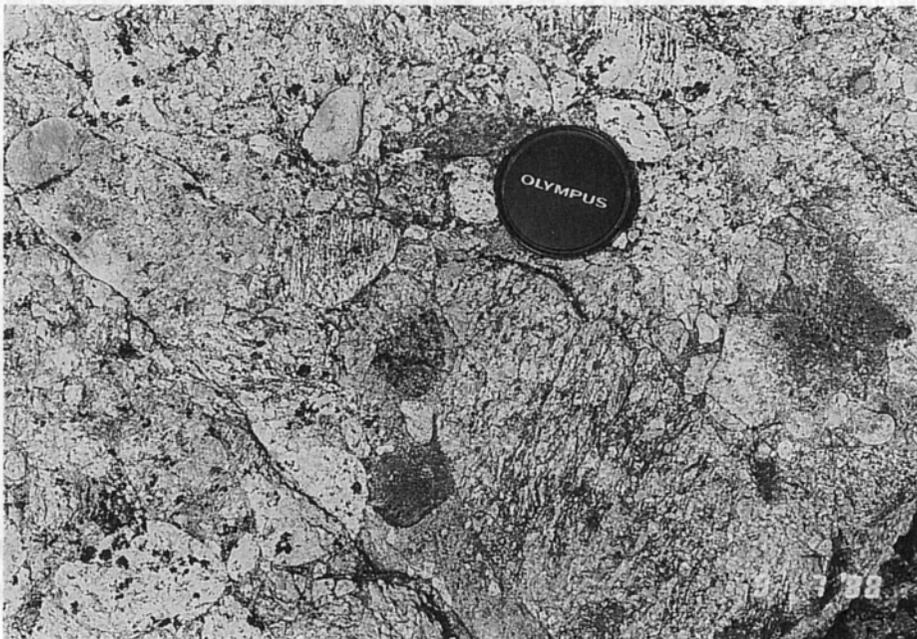
140mである。

砂岩 (Ns) はハゲ谷では塊状，中俣乗越付近では層状で，単層厚 0.5-15 m，白色-灰緑色で粗粒-極粗粒，一部細粒-粗粒の長石質アテナイトである (第 33 図)。砂岩の鉱物組成では，庵谷峠礫岩部層中の砂岩と区別し難い。赤木岳周辺や黒部五郎岳・水晶岳付近では斜交層理がしばしば認められ (第 34 図 A)，また黒色の凝灰質泥岩-シルト岩の角礫状偽礫を含むことがある (第 34 図 B)。

礫岩 (Nc) は，ハゲ谷では，中礫-大礫サイズの円礫のアプライト礫のみからなり，基質は白色-灰緑色の極粗粒砂岩である。礫と基質の岩質が大変似ていて区別しがたく，花崗岩と見間違えやすい部分もみられる。黒部五郎岳付近では，中礫サイズの円礫で，アプライト・片麻状アプライト・珪長質火山岩礫からなる (第 35 図)。水晶岳付近では，中礫サイズの亜円礫で，アプライト・片麻状アプライト礫からなり黒色-赤みがかった黒色の凝灰質泥岩の亜角礫-角礫を伴う。

中俣乗越から赤木岳に至る登山道に分布する本層の上部には黒色泥岩をまれに挟む，シルト-細粒砂岩と中-極粗粒砂岩の互層 (Na) がみられる。互層の細粒部は接触変成作用によって赤みがかった黒色で，粗粒部は白色-灰緑色を呈する。

珪長質凝灰岩は，薬師沢最上流部，中俣乗越付近で砂岩に挟まれて分布する。太郎山南方で源を発する薬師沢上流の沢の 2,130 m 付近では，庵谷峠礫岩部層の細-中粒砂岩層の上位に，整合に 5-30 cm の厚さで成層した全層厚 250 cm の灰白色の層状珪長質凝灰岩が整合で重なり，更に上位には，本層の白色塊状極粗粒砂岩が整合に重なっているのがみられる。また，中俣乗越付近の本層には，数枚の凝灰岩が砂岩に挟まれて存在する。白色-灰色を呈し，細粒で淘汰がよい。この地域は接触変成作用を被り，



第 35 図 中俣乗越砂岩部層の礫岩
アプライト，マイロナイトなどの礫が見える (黒部五郎岳南西斜面 2,800m 付近)

再結晶しているため、鏡下においても岩石の鑑定が難しく、凝灰岩としたものの一部はホルンフェルス化したシルト岩の可能性もある。赤木岳南方の登山道 2,570 m 付近には、黒色泥岩と上位の南俣谷礫岩部層の礫岩に整合に挟まれて、1 mm 以下の球顆組織が認められる層厚約 10 m の黒色凝灰岩がみられる。

対比・年代 本層から化石は得られていない。本層は庵谷峠礫岩部層と整合または同時異相の関係にあり、かついづれも花崗岩質起源の碎屑物で構成され、庵谷峠礫岩部層と異なる亜層群に区別されるほど岩相の異なるものでなく、石徹白亜層群に含まれるものである。隣接地域において本層に対比される地層は、従来、層序学的に識別されておらず、おそらく^{いのたに}猪谷互層（河合・野沢，1958）の同時異相であろう。

VI. 4 石徹白亜層群左俣谷層 (Th)

分布・定義 原山（1990 a）により命名。模式地は槍ヶ岳西方の蒲田川左俣谷-水鉛谷合流点。左俣谷層は、湯俣川上流の硫黄沢から南隣の「上高地」地域内の左俣谷上流にかけて分布する。

層序・岩相 蒲田川左俣谷では、西側に分布する船津花崗岩類と断層関係にあると推定される。硫黄沢では飛騨外縁帯古生層（石灰岩）と隣接するが、関係は不明である。ただし、本累層中には同質の石灰岩が礫として含まれているので、地質図では不整合関係を想定して境界を引いてある。層厚は硫黄沢では見掛け上 1,500 m を超える。蒲田川左俣谷での層厚は、約 800 m である。

蒲田川左俣谷では中-粗粒塊状砂岩を主体とし、砂岩泥岩互層や礫岩層を挟有する。泥岩中には植物化石が含まれる。礫岩中には砂岩・泥岩のほか花崗岩・アプライト・花崗斑岩などの火成岩礫が含まれる。硫黄沢では下部で砂岩泥岩互層が、上部で砂岩及び含礫砂岩が卓越する。砂岩・含礫砂岩はやや緑色を帯び、苦鉄質火山岩や閃緑岩類（船津花崗岩類）のほかまれに石灰岩の破片が含まれている。

対比・年代 左俣谷層中の植物化石（シダ類）は、石徹白亜層群（白亜紀前期？）に含まれる植物化石群に類似している（故河合正虎氏談話）とのことであるが、詳細は不明である。

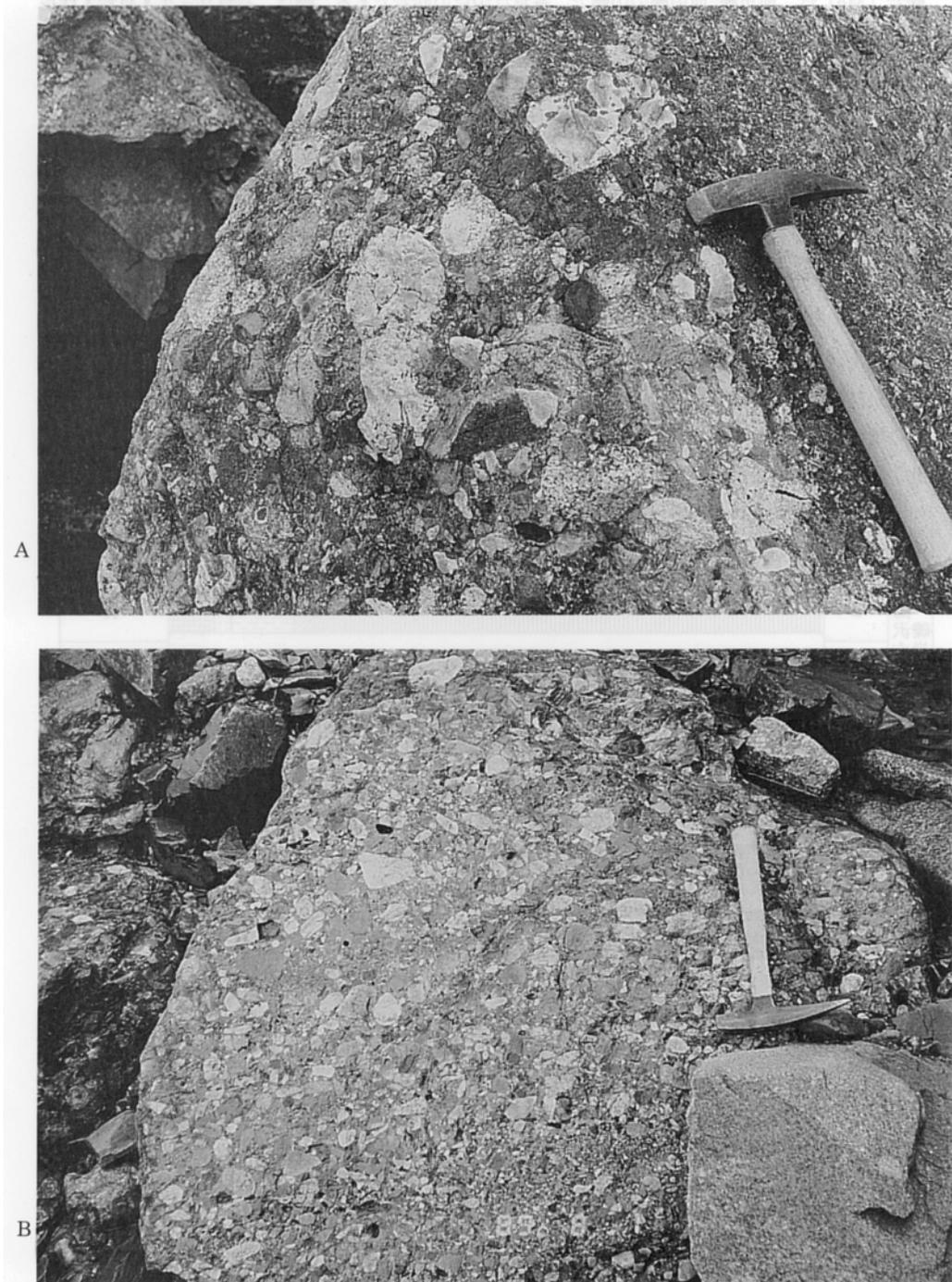
石徹白亜層群長棟川累層との関係は、分布地が離れており、不明であるが、蒲田川左俣谷の本層は、岩相及び礫の細成から判断すると、長棟川累層に対比される可能性が大きい。一方、硫黄沢の本層は、岩相、碎屑物の組成ともに特異で、対比される地層はみられない。

VI. 5 赤岩亜層群跡津川累層

VI. 5. 1 南俣谷礫岩部層 (Mm, Mc)

分布・定義 太郎山から赤木岳にかけての稜線付近及びその西側斜面に分布する。中俣乗越砂岩部層に整合（一部不整合？）で、珪長質火山岩類の亜角礫を含む礫岩・砂岩・シルト岩・泥岩からなり、珪長質凝灰岩や珪長質火山岩を挟む地層である。

層序・岩相 本層は珪長質火山岩礫を有することで特徴づけられる（第 36 図）。しばしば黒色泥岩・シルト岩・砂岩を挟み、側方への岩相変化が激しい。層厚は 200 m である。



第 36 図 南俣谷礫岩部層の礫岩

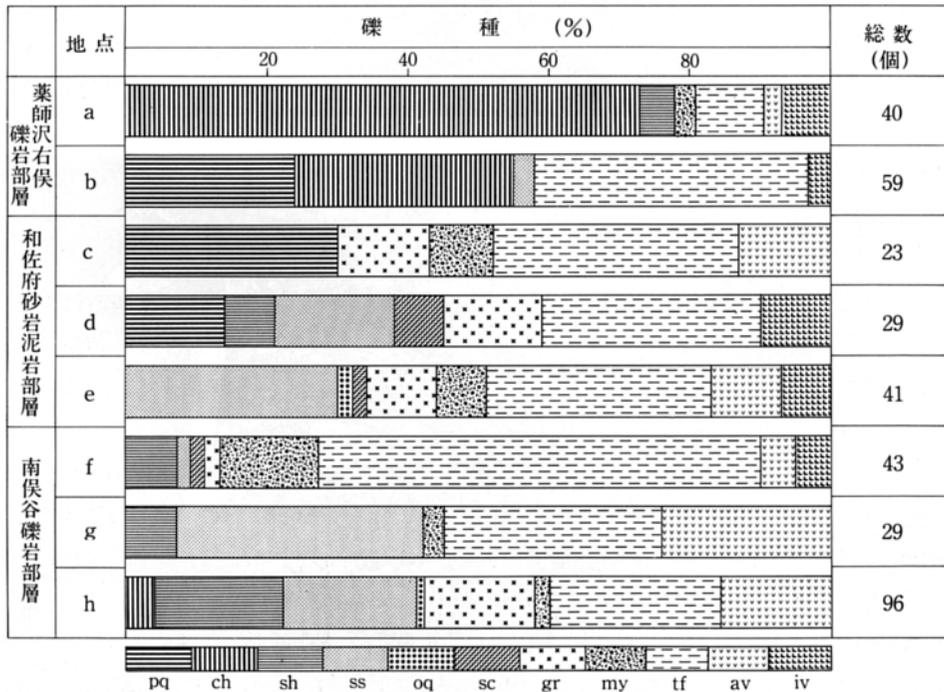
A : 構成礫の大部分が珪長岩、凝灰岩からなる礫岩 (太郎平小屋付近)

B : 珪長質火山岩類のほか砂岩・泥岩礫を比較的多く含む礫岩 (シンノ谷の南隣の沢, 転石)

礫岩 (Mc) は、垂角礫-歪円礫の中礫で、基質は中粒の砂岩である。礫は、石質ワッケ・頁岩・珪長質凝灰岩・珪長質火山岩・マイロナイト・安山岩などである (第 37 図の f-h, 第 38 図の A と B)。このほか少量ながらオーソコーツァイト礫が含まれる。太郎山付近の礫岩中の黒色頁岩礫より、*Follicucillus* sp. など二畳紀放射散虫化石が得られている (竹内ほか, 投稿中)。北ノ俣岳北方に分布する礫岩は、中礫サイズの垂角礫の珪長質火山岩や凝灰岩が大部分を占め (第 36 図 A), 同様な礫岩はシンノ谷南隣の沢にも転石で認められた (第 36 図 B)。また、この沢の 2,360 m 地点では、本層ではまれであるが、基質の少ない花崗岩礫ばかりからなる礫岩がみられた。赤木岳や北ノ俣岳付近では接触変成作用を被っているため、頁岩・凝灰岩・砂岩などの礫や基質の砂岩は赤みがかった黒-濃灰色を呈し、風化面では、白-灰色を呈する。

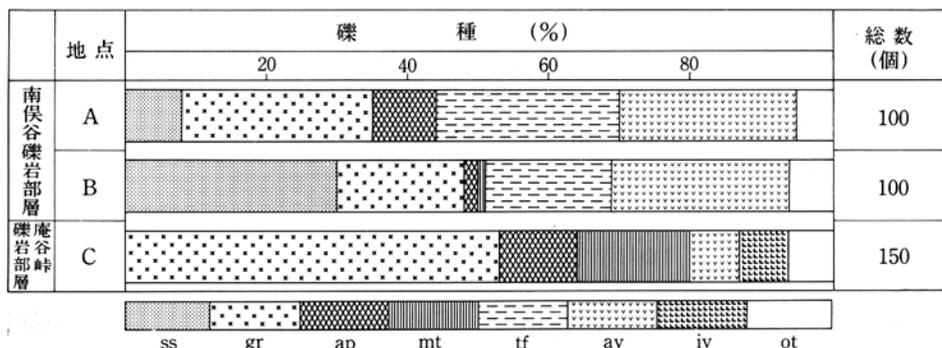
泥岩やシルト岩 (Mm) は北ノ俣岳から太郎山にかけての地域に分布する。北ノ俣岳付近では、礫岩と砂岩の互層の上位に礫岩を挟むシルト岩が分布する。シルト岩には、葉理・フレーム構造・級化層理などの堆積構造がみられる。接触変成作用を被っているため、赤みがかった灰色-濃灰緑色を呈する。

北ノ俣岳北方から太郎山にかけての地域には、礫岩中に泥岩やシルト岩がしばしば挟まれ、北東及び



第 37 図 顕微鏡下での鑑定による礫岩組成

- a: 薬師岳東南尾根 2,650.7 m 三角点の東側斜面 (標高 2,450 m 付近)
 - b: 間山北東の登山道 (標高 2,550 m 地点)
 - c: 間山北方の沢 (標高 2,250 m 地点)
 - d: 黒部川の薬師沢小屋下流約 2 km 地点の左岸
 - e: 薬師沢小屋下流約 1 km 地点で黒部川に北より合流する沢の 1,930 m 地点で北東より合流する沢 (標高 1,950 m 地点)
 - f: 薬師沢より太郎平小屋に至る登山道 (標高 2,330 m 付近)
 - g: 赤木岳南東方約 500 m 地点の登山道
 - h: 「有峰湖」地域内、有峰湖東岸林道
- pq: 多結晶石英岩, ch: チャート, sh: 頁岩, ss: 砂岩, oq: オーソコーツァイト, sc: 片岩, gr: 花崗岩 (含アブライト), my: マイロナイト, tf: 凝灰岩, av: 珪長質火山岩, iv: 中間質火山岩



第 38 図 肉眼鑑定による礫岩組成

- A : 「有峰湖」地域内、折立より太郎平小屋へ至る登山道 (標高 1,670 m 付近)
 B : 太郎平小屋南方約 200 m 付近
 C : 薬師沢七流の河床 (標高 2,065 m 付近)
 ss : 砂岩, gr : 花崗岩類, ap : アプライト, mt : 変成岩及びマイロナイト, tf : 凝灰岩.
 av : 珪長質火山岩, iv : 中間質火山岩, ot : その他

南西方向に頻繁に礫岩を挟むようになり、礫岩との互層となる (第 28 図)。層厚は北ノ俣岳から太郎山の稜線沿いで最大で 120 m である。シンノ谷及びその両隣の沢では、層厚数 m の凝灰質泥岩層がみられ、その下部は灰緑色の凝灰岩、上部は黒色泥岩で、両者は漸移している。同沢では層厚数 m の灰緑色中粒凝灰質砂岩が礫岩に挟まれて分布する。

太郎平小屋東方の斜面の崖では、本層の最下部が露出し、中俣乗越砂岩部層の砂岩の上位に、凝灰質シルト岩や葉理の発達した黒色凝灰岩を挟む泥岩と細粒砂岩の互層が重なり、その上位に礫岩が重なる露頭がみられる。

対比・年代 本層から時代決定に有効な化石は得られていないが、太郎山南方や神岡新道では、*Onychiopsis elongata* などの植物化石が得られた (第 4 表)。岩相と分布の連続性から、河合・野沢 (1958) の南俣谷礫岩層あるいは大村 (1973) の有峰東谷層に対比される。西隣の「有峰湖」地域にて、河合・野沢 (1958) は珪長岩の噴出後、南俣谷礫岩層・和佐府互層が順次堆積したとしたのに対し、大村 (1973) は、これらをそれぞれ有峰酸性岩類・有峰東谷層・有峰西谷層と呼び、同時異相であるとした。本図幅内では、礫岩層中に小規模な珪長質火山岩類の分布がみられるが、南俣谷礫岩部層 (有峰東谷層相当) と和佐府砂岩泥岩部層 (有峰西谷層相当) は同時異相という積極的証拠は認められず、むしろ上下方向に漸移する。

凝灰岩を挟む地層は、石川県南東部手取川地域や福井県東部九頭竜川地域では、北谷砂岩頁岩凝灰岩互層 (前田, 1958 b)、智那洞谷凝灰岩頁岩砂岩互層 (前田, 1957 a)、大山層 (前田, 1957 b) などに存在する。しかし、これらの凝灰岩は赤色や緑色を呈し、岩相から判断すると、本報告の周辺地域に分布する手取層群では、雨俣谷礫岩部層より上位の長尾山礫岩砂岩互層や白岩川凝灰岩頁岩砂岩互層に対比される可能性が大きい。一方、本地域に認められるような赤岩亜層群下部の火山活動は、富山県北東部黒菱山地域にも認められ (北村・山田, 1990)、手取層群全体からみると、東部地域の特徴となる。

南俣谷礫岩部層は長尾山礫岩砂岩互層より下位で、石徹白亜層群より上位のため、おそらくネオコミアン (Neocomian) 後期であろう。

第4表 薬師岳周辺の手取層群より産出した植物化石（松尾秀邦博士の鑑定による）

化石産地 種名	有峰頁岩部層		南俣谷礫岩部層			和佐府砂岩 泥岩部層
	薬師平	薬師平西方	太郎山南方	北ノ俣岳南方	神岡新道	薬師沢小屋北東
	890911-1	890730-2	890801-21 Yr-16	890805-1	Yr-113	Yr-89
<i>Onychiopsis elongata</i>	○		○		○	
<i>Onychiopsis</i> sp.			○			
<i>Sphenopteris</i> ? sp.		○				
<i>Cladophlebis</i> sp.		○				
<i>Cladophlebis</i> sp. ?		○				
<i>Nilssonia orientalis</i>					○	
<i>Nilssonia</i> sp. ?					○	
<i>Ginkgodium</i> sp.					○	
<i>Ginkgodium</i> ? sp.		○			○	
<i>Podozamites</i> ? sp.			○	○	○	○
シダ植物	○					

VI. 5. 2 和佐府砂岩泥岩部層 (Ws, Wc)

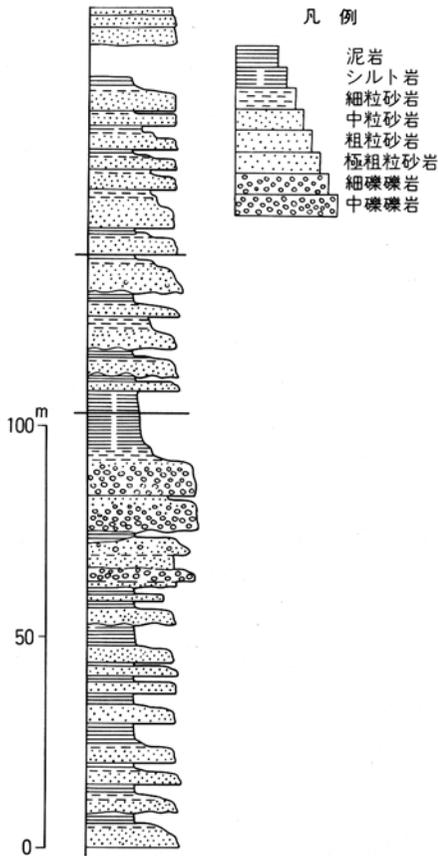
分布・定義 薬師沢小屋の下流約1 km 地点付近から立石奇岩南方までの黒部川沿い、薬師岳東側斜面中腹、薬師沢右俣上流部、間山の東側及び北側斜面に分布する。また太郎山南西付近に小分布がある。薬師岳東南尾根の東側斜面は、急傾斜のため植生が少なく、連続性のよい見事な砂岩・泥岩の互層がみられる（第I図版）。

上方細粒化が認められる砂岩と泥岩-シルト岩の互層 (Ws) を主体とし、礫岩を挟む。薬師岳東方から間山付近の本層上部には礫岩 (Wc) が卓越している。南俣谷礫岩部層を整合に覆う。

層序・岩相 太郎山南西付近では、南俣谷礫岩部層のシルト岩を本層の細礫を含む粗粒砂岩が整合関係で覆う。黒部川流域の本層と太郎山南西付近の本層との関係が不明なので全層序は分からないが、太郎山南西付近の本層が最下部をなすものである。

黒部川流域の本層は、西側は黒部川から薬師岳西方へ続く断層によって切られ、また東側は奥黒部花崗岩の貫入により下位層との関係は不明である。下部は粗粒砂岩から泥岩の上方細粒化を示す小堆積サイクルの累重が優勢で、上部ほど礫岩を頻りに挟み泥岩やシルト岩は少なくなる。また礫岩の礫の組成は、下位の南俣谷礫岩部層と上位の薬師沢右俣礫岩部層の中間的組成を示す（第37図）。薬師岳東南尾根東側斜面で層厚は750mである。

黒部川奥ノ廊下付近では、粗粒砂岩-シルト岩の上方細粒化型の小堆積サイクルの累重が主体をなし、



第 39 図 和佐府砂岩泥岩部層の地質柱状図
薬師沢小屋より黒部川下流約 2km 地点、
B 沢と C 沢の間の左岸

の中礫以下の角礫からなる礫岩や淘汰の悪い極粗粒長石質アレナイトが分布している。これらの岩相は不整合面直上の崖錐性堆積物の特徴を有しており、この部分では本来金木戸トール岩を本層が不整合に覆っていたと推察される。

薬師沢右俣の 2,145 m 地点から北北東へ分かれる沢の上には、中礫をまばらに含む砂岩が、下部には単層厚が 5-50 m の泥岩-シルト岩と砂岩の互層が発達していて、シルト岩からは植物破片の化石を産する。

対比・時代 時代決定に有効な化石は得られていない。また、黒部川地域の本層と太郎山南西付近の本層の関係が不明で全層厚は明らかではないが、岩相から判断して河合・野沢 (1958) の和佐府互層に対比され、南俣谷礫岩部層の上位に整合に重なる。和佐府砂岩泥岩部層は、西隣地域の和佐府互層と比べて厚層で、より粗粒の堆積岩相を示す。

VI. 5. 3 薬師沢右俣礫岩部層 (新称) (Yc)

分布・定義 間山周辺・薬師岳東南尾根・薬師沢右俣上流部及び下流部に分布する。チャート礫を多く含む礫岩からなり、一部砂岩を挟む。模式地は薬師沢右俣 2,160 m 地点で北から合流する沢の 2,300

中礫サイズの亜角礫からなる礫岩が挟まれる (第 39 図)。この小堆積サイクルは 1-15 m の厚さである。砂岩には斜交層理が認められる。接触変成作用を被っているため、白色-赤みがかった黒色、灰緑色-濃灰緑色を呈する。砂岩は石徹白亜層群の砂岩と類似しているが、わずかに石英が多い長石質アレナイトである (第 33 図)。礫岩は、石質ワッケ・珩長質火山岩類・花崗岩を主体とし、安山岩・片岩・オーソコーツァイトなどを含む (第 37 図の d-e)。

本層上部では砂岩・礫岩が卓越していて、東南尾根より立石奇岩付近で黒部川に合流するスダレ沢上部にみられる本層上部の礫岩は砂岩礫を主体とし、花崗岩や珩長質火山岩の礫を伴い、中礫サイズの亜角礫が多い。この礫岩は泥岩・シルト岩及び砂岩の同時浸食礫を多量に含む。また間山北方では、中礫礫岩から細粒砂岩の上方細粒化を示す小堆積サイクルが発達しており、1 サイクルは 3-10 m の厚さである。礫は珩長質火山岩・珩長質凝灰岩・再結晶チャート・花崗岩からなる (第 37 図の c)。

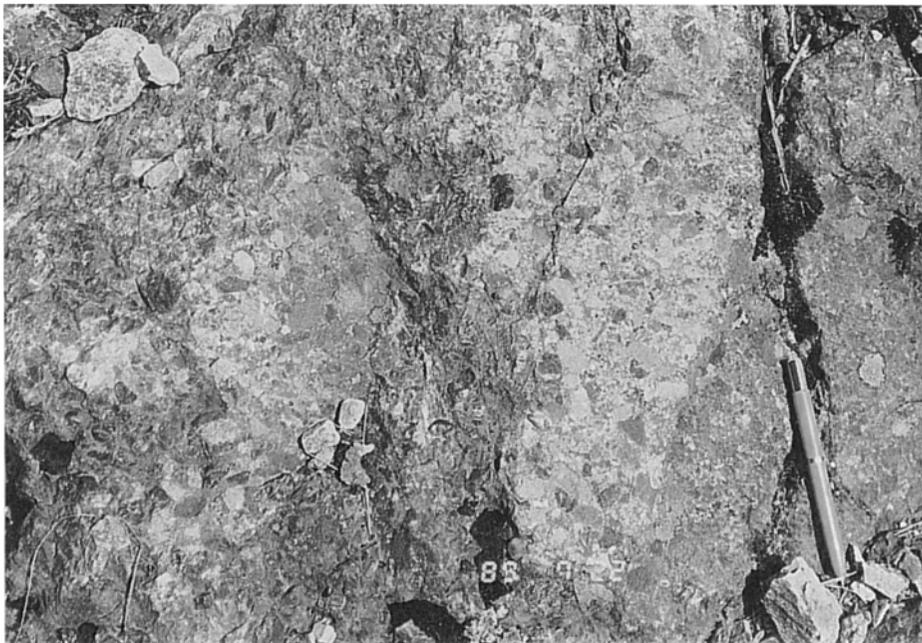
薬師沢より黒部川の下流約 1 km 付近から北西へ延びる断層沿いの沢の 2,010 m と 2,070 m 付近の左岸には閃緑岩・花崗斑岩・細粒砂岩・シルト岩

m 付近である。

層序・岩相 間山周辺や薬師岳東南尾根付近に分布する本層は、下位は和佐府砂岩泥岩部層を整合に覆い、上位は薬師岳流紋岩類に不整合に覆われる。また、薬師沢右俣に分布する本層は金木戸トータル岩を直接不整合に覆う。前者は接触変成作用を被っているため地層は堅固である。後者は非変成で固結度はやや低い。層厚は、薬師沢右俣の 2,145 m 地点で北北東より合流する支流で最も厚く 140 m で、東南尾根の 2,650.7 m の三角点付近で 75 m である（第 28 図）。

薬師岳東南尾根の 2650.7 m の三角点の東側斜面では、2,400 m 付近で和佐府砂岩泥岩部層の上位に礫岩と砂岩の互層がみられ、更に 2,430-2,450 m にかけて塊状礫岩が重なる（第 I 図版）。単層内では上方細粒化を示すが、地層は全体として上方粗粒化を示す。薬師沢右俣支流の模式地では、塊状礫岩である。

礫岩は、角礫から歪円礫の中礫からなり、灰色チャート・珪長質凝灰岩・流紋岩礫を主として含み、オーソコーツァイト・頁岩・石質ワッケ・マイロナイト・安山岩・暗赤褐色チャート・再結晶したチャートと思われる多結晶石英礫を伴う（第 37 図の a-b, 第 40 図）。基質は、火山岩片を多く含む石質ワッケである。竹内ほか（投稿中）によると、薬師沢右俣上流部の礫岩中のチャート礫より、*Triassocampe deweveri* (Nakaseko & Nishimura) など三畳紀中期後半の放散虫化石が得られている。また礫種は不明だが *Follicucullus scholasticus morphotype I* Ishiga など二畳紀中期後半-二畳紀後期前半の放散虫化石が得られている。薬師岳東南尾根付近の本層礫岩からは、*Hsuum* sp. などジュラ紀放散虫化石が得られている。本層中に挟まれる砂岩中には、他層では認められなかった粗粒のざくろ石粒



第 40 図 薬師沢右俣礫岩部層の礫岩
薬師岳東南尾根 2,650.7m 三角点の東側斜面（標高 2,450m）

が認められることがある。

対比と時代 本層より地層の堆積年代を示す化石は得られていない。西方隣接地域には対比される地層はない。北西隣の「五百石」地域内の常願寺川流域において、前田（1956）は、下位より、常願寺川礫岩砂岩互層・志鷹谷凝灰岩頁岩砂岩互層・長尾山礫岩砂岩互層・白岩川凝灰岩頁岩砂岩互層からなる層序を設定し、長尾山礫岩砂岩互層に灰色及び赤色チャート・ホルンフェルス・砂岩・石英斑岩・粘板岩などの中礫からなる礫岩を記載した。また山田（1988）によると Okamoto（1985）は、常願寺川礫岩砂岩互層と志鷹谷凝灰岩頁岩砂岩互層の部分を河合・野沢（1958）の庵谷峠礫岩層、猪谷互層と南俣谷礫岩層、和佐府互層に対比しているので、長尾山礫岩砂岩互層は和佐府互層の上位の地層に当たる。以上より、葉師沢右俣礫岩部層は、長尾山礫岩砂岩互層に対比される（第2表）。

前田（1956）は白岩川凝灰岩頁岩砂岩互層からは時代決定に有効な化石は報告していないが、岩相から、この地層を手取川地域の北谷砂岩頁岩凝灰岩互層、関門層群下関亜層群（松本ほか、1950）などに対比し、下部白亜系上部とみなしている。

また Kimura（1975 a）は、北谷砂岩頁岩凝灰岩互層下部より産する北谷動物群が関門層群脇野亜層群（ネオコミアン後期）のものに似ること、北谷砂岩頁岩凝灰岩互層上部の凝灰岩層が下関亜層群の岩相に似ることから、これらの赤色凝灰岩層を含む手取層群最上部の地層をアプチアン（Aptian）であろうとした。また、前述（VI. 5. 1）のように赤岩亜層群の堆積年代の上限がアプチアンと考えられるので、これらを総合的に判断すると、本層はネオコミアン後期の後半からアプチアンに相当するものである。

VI. 6 未区分手取層群（Tu）

湯俣川上流のワリモ沢流域温泉沢、雲ノ平北東斜面では、砂岩を主体とし、層相から手取層群と判断される堆積岩類の小分布が見いだされる。ここでは断層による分断化と接触変成のため他地域との対比は困難であり、一括して未区分手取層群とする。なお温泉沢上流（標高 2,400 m 付近）で奥黒部花崗岩中の捕獲岩塊として産する手取層群もこれに含める。

分布 真砂岳-水晶小屋間の稜線からワリモ沢に流下する支沢のうち、南真砂岳よりの沢上流（標高 2,300 m 付近）とその西側の沢源頭（標高 2,600 m 付近）にややまとまった分布を示す。このほかワリモ沢本流（標高 2,160 m）と真砂岳南南東の稜線（標高 2,700 m）にもわずかに露出する。また、温泉沢より水晶岳に至る登山道の 2,300-2,350 m 付近及びその西側の沢、雲ノ平北東斜面の岩苔小谷の標高 2,245 m で南より合流する小沢（標高 2,300 m 付近）にそれぞれ小分布がある。

層序関係 ワリモ沢流域では船津花崗岩類とは未固結破砕帯を伴う北東南西方向の断層で接する。ワリモ沢斑状花崗閃緑岩と有明花崗岩に貫入され、特に後者による接触変成が顕著である。温泉沢では、西側を未区分珪長岩岩脈に、その他を奥黒部花崗岩に貫入されている。雲ノ平北東斜面では直接の関係は不明だが、おそらく南側は船津花崗岩類と東西方向の断層で接し、他は奥黒部花崗岩に貫入されているものと推察される。

岩相 砂岩を主体とし、礫岩を挟む。礫岩は泥岩・砂岩・珪長岩などの円礫（径 1-5cm）を含む。

いずれも黒雲母ホルンフェルスとなっている。礫種からみると、南俣谷礫岩部層の一部に対比される可能性がある。

VI. 7 堆積相

本図幅地域の手取層群は、顕著な礫岩と豊富な植物化石の産出によって特徴づけられ、有峰頁岩部層以外は陸成層と判断できる。

石徹白亜層群に属する庵谷峠礫岩部層は、礫径が最大 1 m に及び、数 10 cm 大の巨礫を多量に含む礫支持の礫岩と長石質アレナイトからなり、主に金木戸トータル岩を基盤とする山麓部に発達した扇状地堆積物であろう。礫の大きさや淘汰度から判断して北西側が供給源に近く、扇状地が南東方に広がっていたと推定される。庵谷峠礫岩部層の上部は厚層理砂岩や上方粗粒化型堆積サイクルを示す砂岩泥岩互層からなるので、扇状地外縁部から蛇行型河川での堆積を示唆する。

中俣乗越砂岩部層は、塊状の粗粒砂岩を主体とし、少量の礫岩とシルト岩を伴う。本層は泥質岩の少ないことから、ある程度勾配のある扇状地外縁部（outer fan）における stream flood に由来すると判断される。上部に向かって、泥質岩の量を増し、砂岩の粒度を減ずること（第 32 図）から、堆積場は扇状地から徐々に沖積低平地に移行していったと考える。

南俣谷礫岩部層は、円磨度の低い珪長質火山岩礫を多量に含有する礫支持の中礫礫岩から主に構成され、側方への変化が著しい。泥岩-シルト岩の厚層や礫岩とシルト岩の互層が本部層中部に発達する。礫岩主体の部分は扇状地中部（mid fan）、泥質岩厚層は扇状地と扇状地の間の山麓部に存在したであろう凹地（inter fan）に起源したと考えられ、礫岩シルト岩互層は、礫が比較的大きく淘汰不良などの特徴から、扇状地中部の側方部の堆積物であろう。

和佐府砂岩泥岩部層は、粗粒砂岩に始まり、上方に中粒、細粒砂岩を経て泥岩に至る上方細粒化型の小堆積サイクルの累重からなる（第 39 図）。この小堆積サイクルは 1-15 m の厚さで、泥質岩の量はほぼ半分を占め、蛇行型河川における流路の側方移動に起因する河川-氾濫原堆積物と推察できる。すなわち、砂岩は蛇行型河川の流路埋積及び蛇行河川の内側に形成される突州（point bar）の堆積物であり、泥質岩は氾濫原の堆積物と考えられる。和佐府砂岩泥岩部層は、河川勾配が最も緩くなった沖積平野下での堆積を示唆する。

薬師沢右俣礫岩部層は、南俣谷礫岩部層によく似るが、礫の円磨度と淘汰度がやや良好になっている。泥質岩の挟みがなく、火山活動が減衰した時期の扇状地中部（mid fan）の堆積物が想定できる。

以上に概観したように、本図幅地域の手取層群は、大部分、扇状地ないし沖積低地の河川の堆積物と考えられ、斜交層理からの西→東の古流向を示す資料（竹内・滝沢、準備中）や層相の側方変化の状況からみて、西から東への河川流と側方から進出した扇状地が支配的であったとみなされる。西側には直接的には基盤岩が露出していないので、後背山地は、おそらく、本図幅地域の南西または北西部に求めるのが妥当と考える。

VI. 8 手取層群にみられる接触変成作用と変質作用

手取層群は、北ノ俣岳閃緑岩と黒部五郎岳閃緑岩及び奥黒部花崗岩の貫入による接触変成作用を被っている。また、間山周辺では熱水変質による珪化作用が、ハゲ谷や岩井谷支流では緑色鉱物の形成がみられる。

接触変成作用は強いところで泥質岩に黒雲母が形成され、局部的にざくろ石が形成されている。凝灰岩及び凝灰質砂岩などは、青緑色普通角閃石やアクチノ閃石が形成されている。またしばしば青色の多色性を示す電気石の形成あるいは褐色碎屑性電気石のまわりに青色電気石の成長したものがみられる。

雲母の形成がみられるのは、間山から黒部川の薬師岳東側、太郎山南方から北ノ俣岳・赤木岳及び中俣乗越にかけての地域、黒部五郎岳周辺・水晶岳周辺・硫黄沢周辺地域で、頁岩-細粒砂岩は赤みがかった黒色を呈する。中粒-粗粒砂岩は一般的には白色であるが、灰緑色-濃緑色を呈するものもある。

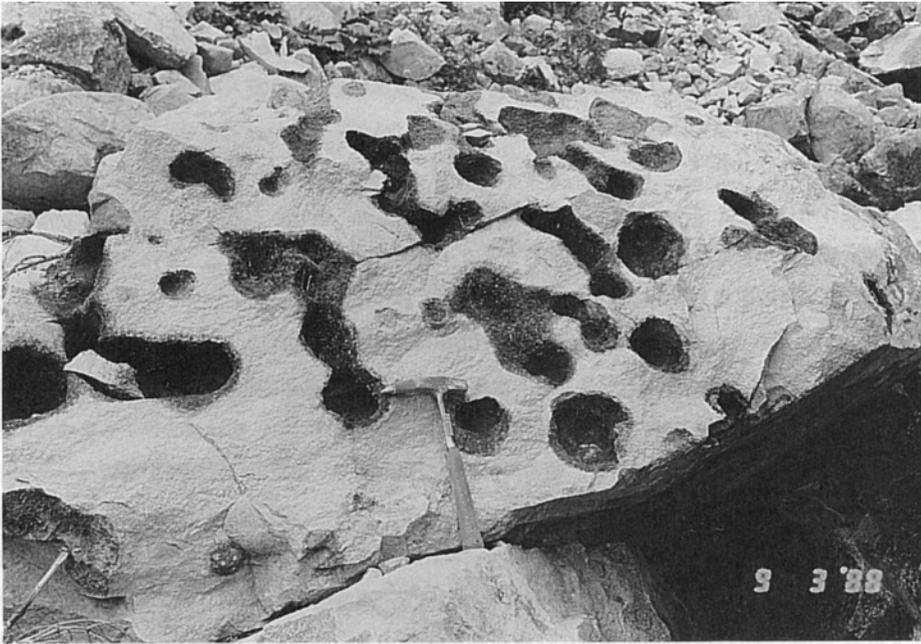
最も強く変成作用を被っているのは、硫黄沢付近の左俣谷層で、泥質岩には細粒の濃褐色の黒雲母が形成されており、灰緑色の凝灰質砂岩には、針状のアクチノ閃石や緑泥石の形成がみられる。酸化緑泥石・緑れん石・不透明鉱物などを含むことがある。間山周辺から薬師岳東側もまた強く変成作用を被った地域であり、泥質岩には細粒の黒雲母が形成されていて、東南尾根より立石奇岩で黒部川に合流するスタレ沢の 2,040 m 付近の砂岩の基質には最大 0.3 mm の半自形のざくろ石が形成されている。砂岩には緑色がかった褐色の多色性を示す黒雲母（酸化緑泥石の可能性もある）やセリサイト・緑泥石が形成されている。

間山周辺では熱水変質を受けており、薬師岳より北方の東側山腹は赤色化している。間山付近の礫岩には鉱物の溶脱による 0.5-1 mm の穴がみられる。

水晶岳・黒部五郎岳・赤木岳から太郎山南方にかけても、泥質岩に微粒の黒雲母やセリサイトが形成されている。北ノ俣岳付近に分布する斑れい岩岩体の北側近くの極粗粒砂岩には、青緑色普通角閃石の形成がみられ、それらは縞状構造をつくっている。また、中俣乗越付近の白色粗粒砂岩の一部には、珪長質火山岩・斜長石・カリ長石粒子に、放射状に成長した青色の多色性を示す電気石がみられる。

太郎平小屋周辺・ハゲ谷・岩井谷 1,615 m 地点で南西から合流する沢の流域などでは変成作用は弱く、微粒の褐色がかった緑色黒雲母やセリサイトが形成されている程度である。しばしば灰緑色-緑色の砂岩や礫岩があり、これらには、緑泥石や緑れん石の形成がみられる。岩井谷支流の砂岩には、碎屑性黒雲母中に青色の多色性を示す電気石が形成されている。

ハゲ谷や岩井谷支流では砂岩にまれに 3-15 cm の緑色の鉱物からなる球状組織がみられる。おそらく変質作用によるものと推察される。緑色鉱物の濃集している部分は酸化緑泥石と緑れん石・ぶどう石からなる。その他の部分にもまばらにこれらの鉱物が存在する。また一部の球状の内部は灰色石灰質であり、砂岩の基質や粒子の一部は方解石に置換されている。更に、球状内部が溶脱し、空洞になっている砂岩もみられる（第 41 図）。

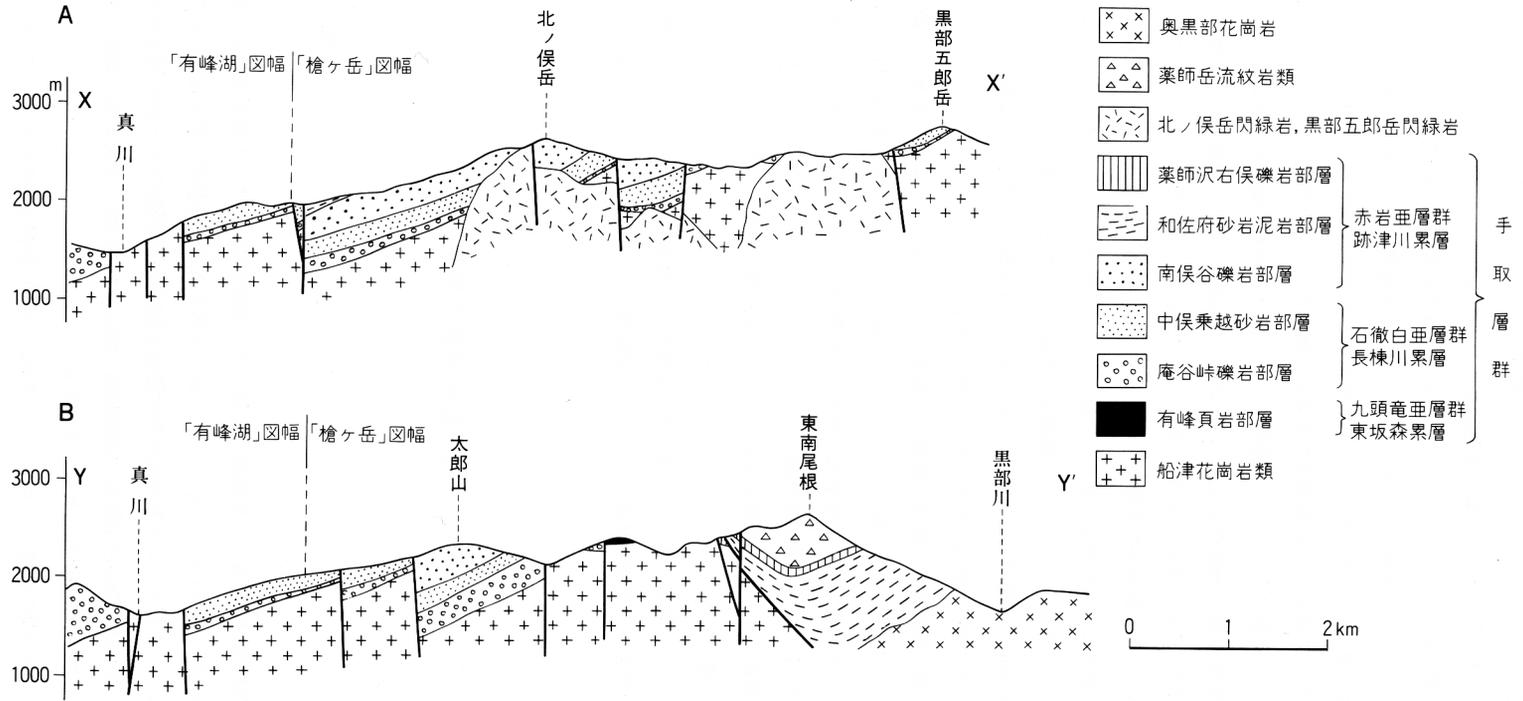


第 41 図 石灰質球状組織が溶脱して生じた砂岩中の空隙
方解石からなる球状体の内部が溶脱し、空洞になっている。詳細は本文参照。
ハゲ谷 (標高 1,940m 付近)

VI. 9 地質構造

本図幅地域の手取層群は多くの断層によって寸断され、ブロック化している。また、あまり強くはないが褶曲している。本図幅地域北西部に分布する手取層群を分布形態から二分してそれぞれの特徴を考察してみる。一方は薬師峠から太郎山・北ノ俣岳を経て黒部五郎岳に至る稜線沿いに露出する手取層群であり、他方は薬師岳東麓-東南尾根の同層群である。前者の地質断面図を第 42 図 A, 前者と後者の双方を横断する断面図を第 42 図 B に示す。

既述のように、本図幅地域の手取層群は西隣有峰湖地域に広く分布する手取層群と連続し、その東縁部の位置を占める。本図幅地域の手取層群の分布上の特徴は、高低差の大きいことであり、例えば石徹白亜層群の基底部は、標高差 1,000 m 近い高度差を示している。太郎山から北ノ俣岳を経て黒部五郎岳に至る手取層群をみると、岩井谷では庵谷礫岩部層の基底は標高 1,680 m にあり、南東に向かって基底高度が高くなって、中俣乗越で 2,455 m、黒部五郎岳では 2,600 m である。折立(「有峰湖」内)と黒部五郎岳では、約 1,200 m の高度差を生じている。堆積相の項で述べてあるように、この地域の手取層群は西から東に向かって広がる扇状地-河川堆積物であったと推定されることから、手取層群の基底が堆積当時または南側で高い部位にあったことは考えられない。したがって、上記のような庵谷峠礫岩部層の分布高度差は、堆積後における構造運動によってもたらされたことは確実である。この構造運動は東方の隆起による西側への傾動運動であり、東ないし南東に急傾斜する正断層群の活動を伴っ



第42図 手取層群の地質断面図
X-X', Y-Y' の位置は第27図に示した

たであろう（第 42 図）。地形の章で概述のように、薬師岳から北ノ俣岳-黒部五郎岳にかけての山稜は、山体が丸みを帯び浸食の若返りによる幼年期地形を示している。このことは、薬師岳-黒部五郎岳の山稜の隆起がかなり新期であることを示している。上に述べた手取層群の分布高度から推定される西側への傾動運動の時期及びこれに関連したであろう NE 方向の断層群の形成時期は比較的若い時期（第四紀）であった可能性が高い。北ノ俣岳を中心として分布する手取層群の構造は、大局的には NNE-SSW の走向で、 $10-40^{\circ}$ 西方に傾斜する同斜構造であるが、東西方向の緩い褶曲によってうねっている。一方、薬師岳東南部から東麓にかけての手取層群は、NNW 方向の褶曲軸の向斜構造を形成している。すなわち、薬師岳東南尾根の南側では走向 $N30-40^{\circ}W$ で北東へ $25-70^{\circ}$ 傾斜し、向斜軸の北東側では走向 $N20^{\circ}W$ から $N25^{\circ}E$ まで変化するが、ほぼ N-S で西に $20-35^{\circ}$ 傾斜している。この向斜軸は東南尾根西側の NNW 方向の断層及び薬師岳西から北西に延びる NNE 方向の断層の東側近傍に沿っており、薬師岳流紋岩類もこの向斜構造と調和した緩やかな向斜構造を有している。このことは薬師岳流紋岩類噴出後、これらの断層に伴ってこの向斜構造が形成されたことを示唆している。このような地質構造をなす薬師岳地域の手取層群と北ノ俣岳を中心とする手取層群との間には、基盤の金木戸トータル岩類の南北方向に延びた背斜状隆起が考えられる（第 42B 図）。

本図幅地域より西側の飛騨帯では跡津川断層（活断層）と平行な ENE 方向の断層が卓越しており、黒部川より東側の主に白亜紀花崗岩類の広く分布する地域では、N-S 方向の断層が目だつ存在となっている（山田ほか、1989 など）。本図幅地域北西部の手取層群分布地域は、それぞれの断層系が発達する 2 地域の間接地帯に相当する。薬師岳南麓から北ノ俣岳にかけての手取層群及び金木戸トータル岩中には、N-S 方向（垂直性）の断層が数本認められるが、変位量や規模の不明なことが多い。それらの破碎帯は $0.5-2\text{m}$ の幅である。

水晶岳や樺沢岳などの山稜部の高所に点在する手取層群は、堆積当時は北ノ俣岳及び有峰湖地域の手取層群と一連のものであった可能性が高い。それらが稜線部にのみ残存していることは北アルプスの隆起運動の結果である。

VII. 白亜紀前期貫入岩類

（原山 智）

本図幅地域には船津花崗岩類及び手取層群中に貫入する閃緑岩類があり、1 億年をわずかに超える年代を示す（原山、1990 b；第 43 図，付表 A-1）。1 億年を超える白亜紀前期の貫入岩類は西南日本内帯全体を通じても少なく、まとまった分布は九州や中国地方西部及び近畿地方の一部に限られている。中部地方では岐阜県-福井県県境の白山周辺に閃緑岩類（原山ほか、1985；富岡ほか、1987）や安山岩類（棚瀬ほか、1989）などの小分布が知られているにすぎない。

火成活動史の上での本岩類の位置づけについての詳細は今後の研究を待たねばならないが、少なくとも

も以下の2つの点で重要である。一つは白亜紀後期の大規模な珪長質火成活動に先行する時期の火成活動であり、多量の珪長質マグマを生じる直前の上部マントルから地殻深部の状態を反映している可能性があること、もう一つは少なくとも白亜紀初頭まで続いた美濃帯の付加（おそらく手取層群下半部の堆積とほぼ同時期に起こった）とそれに伴う変形の終了時期を示す火成活動であり、安定化した直後の西南日本内帯の応力場を反映する火成活動であることである。

本図幅地域内には黒部五郎岳と北ノ俣岳周辺に岩株状岩体があるほか、同時期の岩脈・岩床が手取層群及び船津花崗岩類中に貫入している。二つの岩株状岩体（北ノ俣岳閃緑岩と黒部五郎岳閃緑岩）を構成する岩石は岩相・岩質的に類似しており、いずれもカリ長石にやや富んだ石英モンゾニ質の閃緑岩からなり、岩体中心部を除いて明瞭な斑状組織を示す（第Ⅷ図版）。岩株状岩体周辺の手取層群・船津花崗岩類に接触変成作用が確認されるほか、二つの岩株状岩体の間（岩体間の距離は2.1 km）にある赤木岳稜線部の手取層群にも一部ホルンフェルス化した泥質岩が認められるので、両岩体は地下で連結した一つの岩体であるかも知れない。北ノ俣岳閃緑岩と手取層群との境界面は一部岩体の外側に向かって緩く傾斜しており、また両岩体とも周縁（斑状）相の岩体に占める割合が多いことなどから、現在の削剥レベルは岩体の頂部付近に達したばかりの状態にあると予想される。

Ⅶ. 1 黒部五郎岳閃緑岩 (Dkg)

命名 新称。

模式地 黒部五郎岳北西稜線，標高 2,520 m。

分布 中俣乗越から黒部五郎小屋西方にかけて西北西-東南東に延びた，長軸約 3.5 km 幅 200-500 m の岩株として分布する。

貫入関係 船津花崗岩類・手取層群に貫入し，接触変成作用（黒雲母ホルンフェルス化や再結晶）を与える。

岩相 一般に黒雲母角閃石普通輝石紫蘇輝石石英モンゾ閃緑岩からなり（第 51 図），岩体の中心部では中粒弱斑状を，周縁部では明瞭な斑状組織を示す（第Ⅷ図版）。岩体の南東縁，黒部五郎小屋西方では黒雲母角閃石石英閃緑岩からなるが，この岩相は岩体の一部を占めるにすぎない。新鮮な岩石では斜長石が暗色で，優黒質な印象を与えるが，色指数は 20-30 で見掛けの印象ほど高くはない。斜長石の定向配列による流理構造がしばしば観察されるほか，有色鉱物の濃集による層状構造が一部で観察される。

地質時代 弱斑状岩相中のカリ長石と，角閃石閃緑岩中の角閃石について K-Ar 年代測定を行い， $106 \pm 5 \text{ Ma}$ と $102 \pm 2 \text{ Ma}$ の結果を得た（付表 A-1 の No. ①，②）。

岩石記載 黒雲母角閃石普通輝石紫蘇輝石石英モンゾ閃緑岩 (GSJ R56965/YH8)：黒部五郎岳北西 1,350 m 中ノ俣川源頭部（標高 2,310 m）。K-Ar 年代測定試料（付表 A-1 の No. ①）。第Ⅷ図版 2。

〔構成鉱物〕斜長石 (53容量%) > 紫蘇輝石 (13%) ≒ 普通輝石 (12%) ≒ カリ長石 (10%) > 石英 (5%)
≒ 角閃石 (4%) > 黒雲母 (2%) > 不透明鉱物 (1%)。色指数 32。

〔副成分鉱物〕アパタイト・ジルコン。

主岩相をなす中粒弱斑状岩相。斑状結晶として斜長石・紫蘇輝石・普通輝石を含み、これらの粒間を文象組織を示すカリ長石・石英が充填する。角閃石は輝石の反応縁として産し、淡緑色の軸色 (Z) を示す。黒雲母 (粒径 0.1-0.5 mm) は輝石及び不透明鉱物の周囲を取り巻く産状を示し、軸色 (Y = Z) は褐色を示す。斜長石斑状結晶は半自形-自形を示す柱状の結晶 (長径 1-5 mm) をなし、ラブラドライト-アンデシン組成で、弱い反復累帯構造を示す。紫蘇輝石斑状結晶 (長径 0.5-6 mm) は長柱状半自形をなし、(100) に Ca 輝石の離溶ラメラを有する。普通輝石斑状結晶 (長径 0.5-3 mm) は他形粒状で斜長石・アパタイトをしばしば包有する。(001) に離溶ラメラを有する。粒間のカリ長石はわずかに粘土鉱物を生じているが、一般に清澄で、鏡下ではパーサイト構造を示さない一相からなる。黒雲母中のジルコンはハローを与えている。

輝石含有黒雲母角閃石石英閃緑岩 (GSJ R56967/YH327) : 黒部五郎小屋西 700 m (標高 2,470m)。K-Ar 年代測定試料 (付表 A-1 の No.②)

〔構成鉱物〕斜長石 (49容量%) > 角閃石 (35%) > 黒雲母 (8%) ≒ 石英 (7%) > カリ長石 (1% >) ≒ 紫蘇輝石 (1% >) 普通輝石 (1% >) ≒ 不透明鉱物 (1% >)。色指数 44。

〔副成分鉱物〕アパタイト。

岩体の南東部にのみ露出する岩相。中粒でほぼ等粒状を示すが、やや粒度の粗い柱状角閃石 (長径 4-8 mm) を含む。角閃石は自形-半自形結晶をなし、緑褐色の軸色 (Z) を示す。弱い累帯構造を示し、周縁では淡緑色の軸色を呈する。コア部分にはレリック状の融食形を示す普通輝石・紫蘇輝石がまれに見いだされる。斜長石は長径 1 mm 以下の半自形結晶をなし、明瞭な累帯構造を示す。角閃石・斜長石の粒間には少量の石英・カリ長石が見いだされる。黒雲母は他形結晶として角閃石の周囲と角閃石・斜長石の粒間に産するが、ほとんど緑泥石化している。不透明鉱物は極めて少ない。

VII. 2 北ノ俣岳閃緑岩 (Dkm)

命名 新称。

模式地 北ノ俣岳北方稜線上、神岡新道分岐点。

分布 模式地付近からやや北東側に延びた楕円形の分布を示す岩株。

貫入関係 手取層群に貫入し、貫入面から約 500 m の範囲に黒雲母ホルンフェルス化や再結晶作用を及ぼしている。

岩相 一般に黒雲母紫蘇輝石角閃石普通輝石石英モンゾ閃緑岩からなり、岩体の内部では中粒弱斑状を、周縁部では明瞭な斑状組織を示す (第Ⅷ図版)。

地質時代 岩相や産状が黒部五郎岳閃緑岩と類似しており、おそらくそれと同時期の火成活動の産物である。

VII. 3 岩脈 (I) (Dp)

定義 手取層群に貫入し、白亜紀-古第三紀花崗岩類に貫入されるか接触変成を与えられている岩脈

・岩床またはこれらと同時期の岩脈群を岩脈（I）と呼ぶ。

分布 黒部川奥ノ廊下沿い（薬師沢小屋-立石間の手取層群分布域）に分布するほか、薬師平から北ノ俣岳周辺や蒲田川左俣谷の水鉛谷合流点付近にも小岩体が露出する。

貫入関係 手取層群及び船津花崗岩類中に岩脈・岩床・小岩株として貫入する。

岩相 輝石・斜長石斑晶を含む閃緑斑岩や細粒閃緑岩からなるが、構成鉱物は斜長石の一部を除いて変質していることが多い。黒部川奥ノ廊下沿いの岩床では奥黒部花崗岩による接触変成作用を受け、アクチノ閃石・黒雲母を生じている。

地質時代 白亜紀末期-古第三紀初期花崗岩類に貫入される点と岩質の類似性から、おそらく北ノ俣岳や黒部五郎岳閃緑岩と同時期の火成活動であるう。

VIII. 白亜紀末期-古第三紀初期火山岩類

（原山 智）

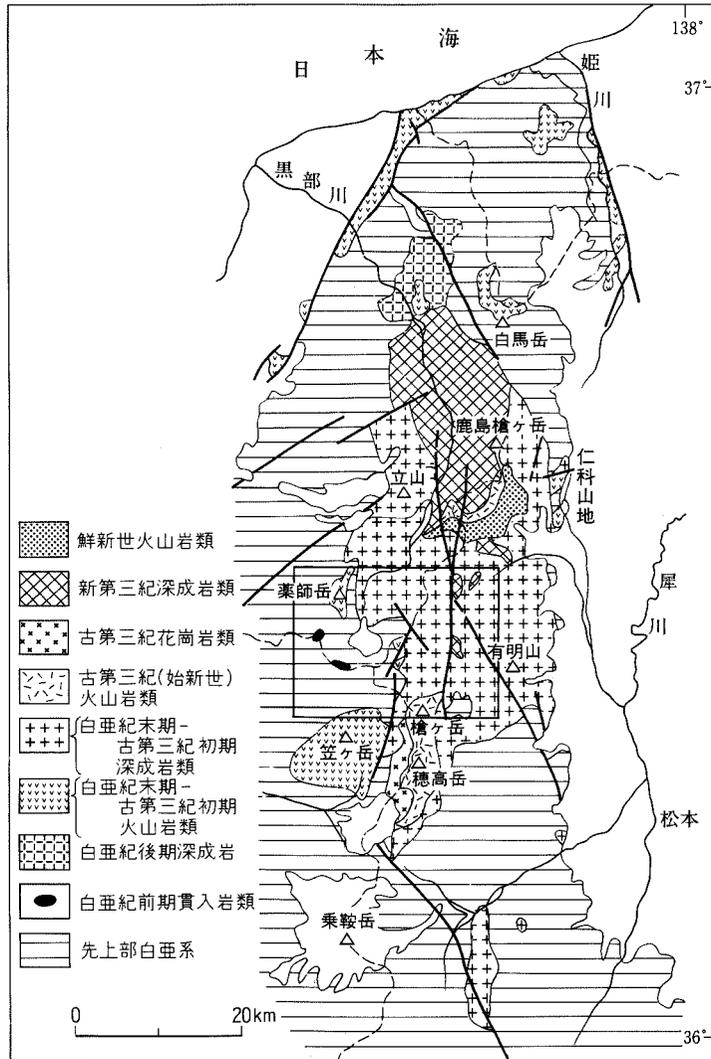
VIII. 1 概要と研究史

北アルプス地域における白亜紀-古第三紀初期の珪長質火山岩類のまとまった分布域は、本図幅地域の薬師岳流紋岩類や「上高地」地域内の笠ヶ岳流紋岩類など地形的高所に限られている。しかし小規模な分布（「大町」地域内の木崎流紋岩類など）は広範囲にわたり、ほぼ同時期に貫入した花崗岩類（第43図）の分布域の各地に確認される。時空間を共有するこれら火山岩類と花崗岩類は岩石学的性質も類似しており、火山深成複合体をなしていたと推定されている（原山ほか，1985）。北アルプス地域は、第四紀において最大で2,000 mを超える隆起をしており（I. 4参照）、この間の膨大な浸食量を考慮すれば花崗岩類の上位にはルーフとしてかなり広範囲にわたって珪長質火山岩が分布していた可能性が高い。

平林（1966，1988）によれば、北部フォッサマグナ地域の上部中新統から更新統には溶結凝灰岩を主体とする珪長質火山岩類が礫として多量に含まれ、これらの礫はすぐ西側の北アルプスを起源としていると推定されている。こうした多量の礫の存在も、かつて北アルプスに広範囲にわたって白亜紀-古第三紀火山岩類が分布していたことを示唆している。

本図幅地域内の白亜紀-古第三紀火山岩類としては、薬師岳を中心に約7 km²の分布面積を示す薬師岳流紋岩類のほか、主たる分布域を「上高地」地域内に持つ笠ヶ岳流紋岩類の北縁部が秩父平付近に露出する。また横通岳南東、槍ヶ岳北鎌尾根、真砂岳周辺にもほぼ同時期の火山岩類の小分布が確認された。

笠ヶ岳流紋岩類には二重のコールドロン構造が確認されている（原山，1989，1990a）。また今回の



第 43 図 「槍ヶ岳」地域及び周辺地域における白亜紀-第三紀火成岩類の分布概略図
 枠内は「槍ヶ岳」地域

調査・研究により、薬師岳流紋岩類も弧状の断層によって周囲の基盤岩類と画される、コールドロン構造を有することが判明した。コールドロン内では火山性陥没のため周囲より厚く（深く）火山岩類が堆積し、溶結作用や加重による圧密化が進行しやすい条件下におかれ、より堅硬で浸食に抵抗性を示す岩石が形成される。現在の北アルプスの浸食レベルは、これら火山岩類より深处に貫入した花崗岩類が広範囲にわたって露出する状態にあるが、コールドロン内の火山岩が残存する要因は陥没のため周囲より深部に定置したことと、浸食に対する抵抗力の大きいことに求められるであろう。

VIII. 2 薬師岳流紋岩類

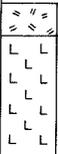
薬師岳を中心に、間山から東南尾根にかけての稜線部に南北 5.5 km、東西 2 km の分布を示す珪長質火山岩類を薬師岳流紋岩類と呼ぶ。

分布域の西縁を弧状断層によって区切られ、船津花崗岩類と接する。また東側では手取層群を不整合に覆い、更に一部は奥黒部花崗岩によって接触変成作用を受けている。

薬師岳コールドロン 弧状断層はコールドロン構造（薬師岳コールドロン）の西縁を画するもので、薬師岳流紋岩類と船津花崗岩類（金木戸トータル岩）との境界をなすほか、手取層群と船津花崗岩類との境界として、スゴ乗越小屋西方から北薬師岳西方、薬師岳小屋を経て、黒部川支沢 A 沢付近まで追跡される。弧状断層の東方への延長は明瞭ではないが、手取層群と船津花崗岩類の境をなす水晶岳周辺の断層に続き、更に弧状断層の曲率を考慮すると三ツ岳方面に延びていたらしい。弧状断層によって推定したコールドロンの直径はおよそ 10 km となり、その中心は赤牛岳付近にある。また弧状断層によって囲まれた範囲にはほぼ限定されて奥黒部花崗岩が貫入しており、薬師岳コールドロンは火山-深成複合体の上部（浅所）構造の可能性がある。

弧状断層沿いの基盤岩には固結した破碎構造が認められ、コールドロンの縁に接する火山岩類には弧状断層に沿った褶曲軸を持つ向斜構造が確認された。弧状断層沿いの火山岩類には顕著な破碎構造は認められない。またコールドロンの縁に沿って貫入した安山岩脈が北薬師岳西方に露出するが、この岩脈

第5表 薬師岳流紋岩類の層序

模式層序・略号		最大層厚	岩 質	構 成 岩 石 ・ 特 徴
	Wy	65m	流紋岩	溶結凝灰岩：結晶片多(50vol.%±)
	Ry			
	Wy	270m	流紋岩	溶結凝灰岩：結晶片多(50vol.%±)
	Ry			
	Ay	100m	安山岩	溶 岩
	Ty	300m	流紋岩	軽石質凝灰岩
	Ay	100m	安山岩	溶 岩
	Ty	50m	流紋岩	成層凝灰岩・石質凝灰岩・角礫岩

は固結破碎組織を示す基盤（金木戸トータル岩）に密着しており、ともに奥黒部花崗岩による接触変成作用を受けている。

層序 非溶結凝灰岩を主体とし安山岩を伴う下部層と、溶結凝灰岩と溶岩を主体にする上部層に区分される（第5表）。

地質時代 本岩類の活動時期は、上部ジュラ-下部白亜系の手取層群堆積後で、奥黒部花崗岩の貫入（放射年代値は 63Ma 及び 59Ma）以前と限定されるが、年代測定値はない。

Ⅷ. 2. 1 下部層 (Ty, Ay)

定義 薬師岳流紋岩類の下半部を占め、非溶結凝灰岩 (Ty) を主体とする部分を下部層とする。

模式地 黒部川左岸。

分布 間山から薬師岳を経て東南尾根に至る稜線の東及び西側山腹のうち、標高約 2,700 m 以下の部分に分布する。

層序関係 手取層群を不整合に覆う。

層厚 東南尾根の東斜面で約 400m。

岩相・層序 スダレ沢標高 2,350 m 地点の露岩では、手取層群を覆う赤色チャート礫含有角礫岩（層厚 10m）、灰白色成層ガラス質凝灰岩（層厚 2 m）、石質凝灰岩（層厚 1.6 m）、成層結晶凝灰岩（層厚 10 m）の順に重なるのが観察され（第 44 図）、更に上部には軽石質凝灰岩が続く。薬師沢右俣上部の薬師岳東南尾根側の支沢では、本層の基底部に赤紫色化した角礫岩層が確認される。

間山周辺と北薬師岳に至る稜線の北側には灰白色細粒ガラス質凝灰岩が卓越し、手取層群を直接不整合に覆う。

東南尾根付近の、本層上部の軽石質凝灰岩中には、少なくとも 2 枚の安山岩溶岩 (Ay) が挟まる。2 枚の安山岩溶岩はそれぞれ最大層厚 100 m で、南東部で厚く西及び北に向かって薄くなり尖滅する。暗緑色でしばしば細粒拍子木状斜長石の定向配列が観察される輝石安山岩（第IX図版3）で、自破碎構造を示す部分が多い。自破碎した岩片の一部には急冷周縁相が確認できることがある（第 45 図）。

構造 弧状断層の近傍では東へ 40-70° 傾斜し、そこから東方に離れると、西に 20-30° の緩傾斜を示す傾向があり、北西から北に 20-30° ブランジした向斜構造が推定できる。

Ⅷ. 2. 2 上部層 (Ry, Wy)

定義 薬師岳流紋岩類の上半部を占め、流紋岩溶結凝灰岩と流紋岩溶岩が主体をなす部分を上部層とする。

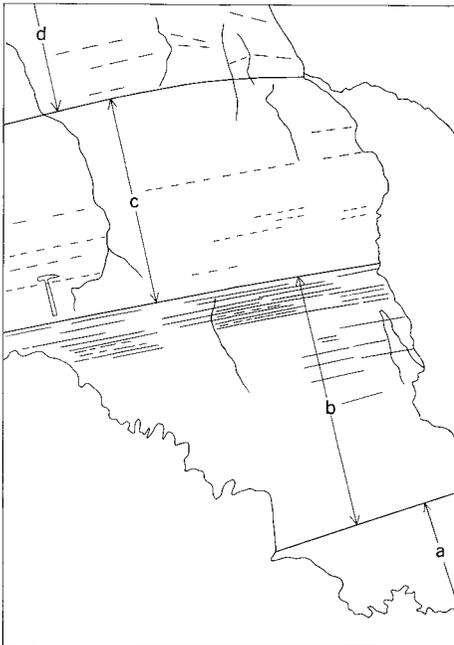
模式地 薬師岳東南尾根。

分布 模式地のほか、薬師岳から北薬師岳北方にかけての稜線部に分布する。

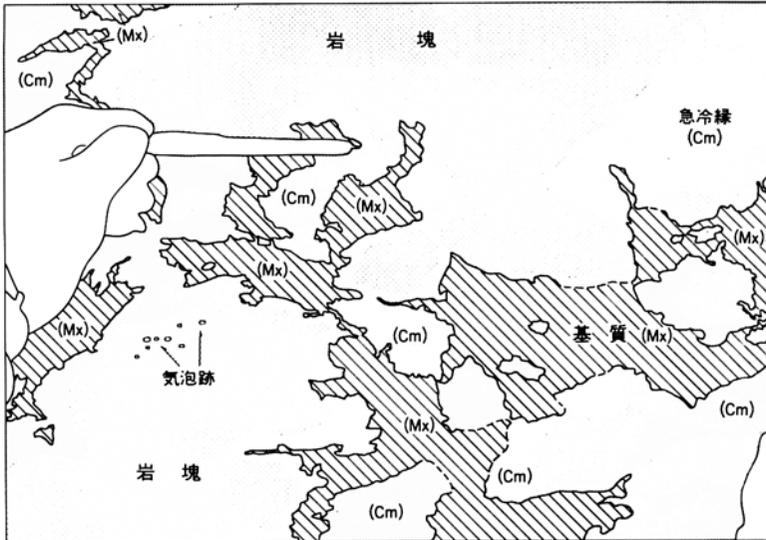
層序関係 下部層に整合に重なる。

層厚 東南尾根から薬師岳にかけての積算層厚は約 600m。

岩相・層序 溶結凝灰岩 (Wy) 2 層と溶岩 (Ry) 2 層から構成される。薬師岳の北側では、本層の最下部に流紋岩溶岩（最大層厚 70 m）があり、下部層を覆うが連続性に乏しい。東南尾根では溶岩を



第 44 図 薬師岳流紋岩類下部層底部の凝灰岩類
凝灰岩の成層構造は緩傾斜を示す。スダレ沢
(標高 2,350m)
a : 赤色チャート礫含有角礫岩 (層厚 10m),
b : 灰白色成層凝灰岩 (層厚 2 m), c : 灰褐色
石質凝灰岩 (層厚 1.6 m). d : 緑灰色成層結晶
凝灰岩 (層厚 10m)



第 45 図 薬師岳流紋岩類下部層の安山岩溶岩の産状
 岩塊には急冷縁が認められる。基質 (Mx) は淡緑色を示し、岩塊の急冷縁 (Cm) は暗緑灰色で内部は灰色を示す。岩塊内部には気泡の痕跡が認められる。写真右上の白色部は炭酸塩鉱物の皮膜。東南尾根 2,650.7 m 三角点の東側斜面 (標高 2,530 m)

欠いて流紋岩溶結凝灰岩（層厚 280 m）（第IX図版 1）が下部層を直接覆う。北薬師岳一帯に分布する溶結凝灰岩もこのユニットに対比される。溶結凝灰岩の上位には溶岩（層厚 250 m）（第IX図版 2）が重なり、更に上位に薬師岳山頂付近に露出する溶結凝灰岩（層厚 60m 以上）が重なる。

構造 下部層とともに弧状断層に沿った向斜構造を示す。

VIII. 3 笠ヶ岳流紋岩類

笠ヶ岳流紋岩類は後続する火成活動のために岩体東部が失われているが、その本来の形態はやや東西に伸びた楕円形のコールドロン（笠ヶ岳コールドロン）であった（原山，1989）。現在残存するコールドロンの西半分では、基盤岩との境界部にほぼ例外なく花崗斑岩-斑状花崗閃緑岩の環状岩脈が貫入する。

笠ヶ岳コールドロンは少なくとも 3 回の陥没によってできた複合陥没体である。火山活動は大きく三つの時期に区分され、それぞれ中尾層、笠谷層、穴毛谷層及び笠ヶ岳山頂溶結凝灰岩層を堆積した（原山，1990 a）。陥没はいずれもこれら火山活動期の途中あるいは終了直後に生じており、岩体の南→西→北東へと時計回りにその場所を変えている。

本図幅地域にはこのうち第 2 期直後と第 3 期途中に生じた陥没盆の北縁が重複して現れており、二重のコールドロン構造を示す。縁に沿って貫入した環状岩脈の内側（南側）には笠谷層と穴毛谷層が分布する。

VII 3. 1 笠谷層 (Tk, Rk)

命名 原山（1990a）による。

模式地 「上高地」地域内の笠谷及びクリヤ谷沿い

分布 笠ヶ岳コールドロンの西部を中心に広く分布する。本図幅地域内の本層は、分布域の北縁部に位置しており、打込谷流域に分布する。

層序関係 カタクラサイト化した金木戸トータル岩を不整合に覆う（第 46 図）。

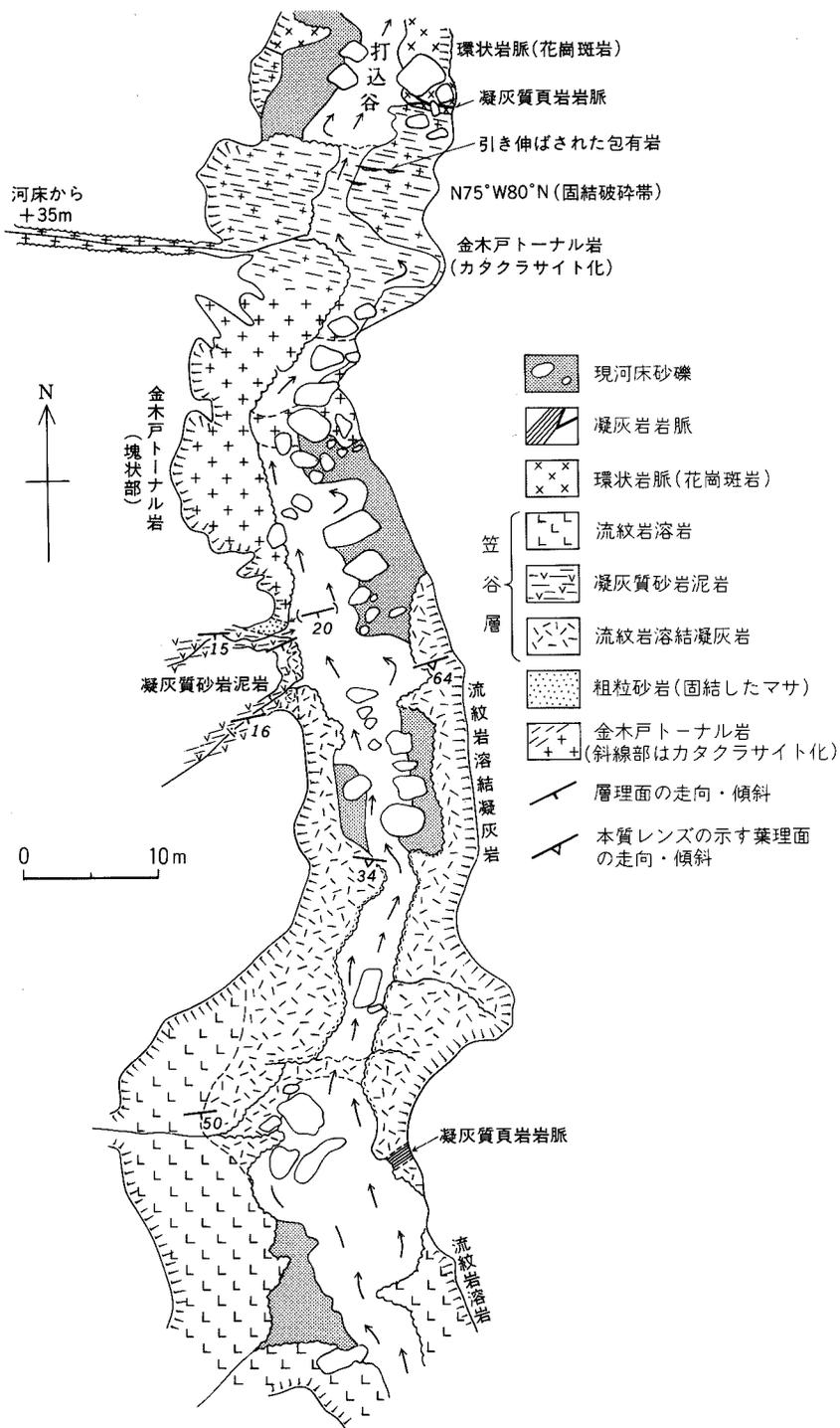
岩相 本図幅地域内の笠谷層は、下部の凝灰岩（Tk）と上部の溶岩（Rk）に区分される。

凝灰岩は、流紋岩溶結凝灰岩・凝灰質砂岩・凝灰質泥岩からなる。

溶岩はいずれも斜長石・石英・カリ長石・黒雲母斑晶をわずかに含む、斑晶に乏しい流紋岩からなる。溶岩は新鮮な部分では暗灰色であるが、変質・風化により紫灰色・灰色などさまざまな色調を示す。また組織も変化に富み、均質塊状のもの、流理構造の顕著なもの、球顆構造を示すもの、自破碎組織を示すものなど多様である。一般に極めて堅硬・緻密であり、浸食に対する抵抗性が大きい。

構造 層理面や火砕岩中の本質レンズの示す葉理面は 15° から 35° 前後の南傾斜を示す。

地質時代 笠谷層の溶岩の Rb-Sr 全岩アイソクロン年代は約 63 Ma を示す（原山・白波瀬，未公表）。



第46図 金木戸トール岩を不整合に覆う笠谷層
金木戸川支流の打込谷 (標高1,840-1,880m)

Ⅷ. 3. 2 穴毛谷層 (Wa, Ta, Ba)

命名 Harayama (1978) による.

模式地 「上高地」地域の穴毛谷流域.

分布 本層の分布は、笠ヶ岳コールドロン内に限定される。本図幅地域は、コールドロン北縁に位置し、秩父平周辺にのみ分布する。

層序関係 秩父平西方の打込谷支沢上流では、金木戸トータル岩を不整合に覆う。

層厚 本図幅地域の穴毛谷層の層厚は、秩父平東方で 700 m 以上、西方で約 200 m と著しく変化する。

層序 本図幅地域内では、凝灰岩層 (Ta) は環状岩脈に沿って露出し、角礫岩層 (Ba) と溶結凝灰岩層 (Wa) は基盤の船津花崗岩類の上に不整合関係で重なっている。秩父平西方では極めて淘汰の悪い角礫岩 (Ba) が 2 層準にわたって挟有されている。

岩相 角礫岩は、2 層準ともほとんど船津花崗岩類の角礫からなる岩相が卓越するが、上位の層準では一部に手取層群に由来すると推定される砂岩・アブライト・珪長質火山岩などさまざまな岩種の円礫を含む礫岩や砂岩層を挟む。

溶結凝灰岩層 (Wa) は、結晶片に富んだ黒雲母輝石角閃石流紋岩組成のもので、粗粒 (0.5-2 cm) の斑晶を含んだ花崗斑岩的な岩相を示す本質レンズ (長径数 cm-40 cm) を含むことが特徴である。本質レンズ中の石基には、軽石が偏平化した縞状組織がしばしば観察される。径数 cm 前後の流紋岩溶岩・船津花崗岩類などからなる石質岩片を少量含む。凝灰岩 (Ta) は、非-弱溶結の流紋岩凝灰岩からなり、2mm 以下の細粒結晶片に富む。

構造 層理面や火砕岩中の本質レンズの示す葉理面は、環状岩脈沿いやコールドロンを横切る新期の断層沿いを除いて 20° 以下の緩傾斜を示す。

地質時代 本図幅地域に分布する溶結凝灰岩層 (Wa) 中のジルコンのフィッション・トラック年代 (以下 FT 年代と略す) は 63.1±1.2 Ma, アルカリ長石の K-Ar 年代はやや新しく 56.3±2.8 Ma を示す (原山, 1990 a; 付表 A-1 の No. ③, 付表 A-2 の No. ④)。上位層である笠ヶ岳山頂溶結凝灰岩層の K-Ar 年代値 64.6±3.2 Ma (サニディン: 原山, 1990 a) を考え併せると、本層の堆積年代は白亜紀と古第三紀の境界付近の時代と判断できる。

Ⅷ. 4 未区分珪長質火山岩類 (Vu)

本図幅地域内には、薬師岳流紋岩類と笠ヶ岳流紋岩類のほかに、3 か所にわたって白亜紀-古第三紀火山岩類が分布する。これらはいずれも小分布のうえ、花崗岩類による接触変成作用が著しく、層序区分は困難のため一括して未区分珪長質火山岩類として扱う。

分布 横通岳東南東 1-2 km の一ノ沢上流部、北鎌尾根の北部、南真砂岳から真砂岳西方にかけての稜線部の 3 か所。それぞれを一ノ沢岩体、北鎌岩体、真砂岳岩体と呼ぶことにする。

層序関係 一ノ沢岩体は、西股花崗岩中に取り込まれた長径数 cm から最大 1.5 km のレンズ状を示す捕獲岩体群であり、隣接する「上高地」地域と「信濃池田」地域内にかけて、長径 100 m 以上の

小岩体が少なくとも6つ確認される(佐藤, 1983; 原山, 1990 a). 美濃帯中生層とともに一つの捕獲岩体をなすこともあり, おそらく本来は美濃帯中生層と不整合関係にあったと判断できる。**北鎌岩体**は有明花崗岩に貫入され, 槍沢角礫岩層に高角の不整合関係で覆われる。**真砂岳岩体**は, 手取層群及びワリモ沢斑状花崗閃緑岩とともに有明花崗岩のルーフをなしている。手取層群を不整合に覆い, ワリモ沢斑状花崗閃緑岩に貫入される。

岩相 **一ノ沢岩体**は流紋岩溶結凝灰岩と花崗斑岩からなり, とともに西股花崗岩による接触変成のため再結晶化著しく, 苦鉄質鉱物は黒雲母の集合体になっている。

北鎌岩体は流紋岩溶結凝灰岩が主体をなし, ごく一部でガラス質凝灰岩を挟む。粗粒な結晶破片に富む黒雲母角閃石流紋岩溶結凝灰岩からなり, 岩相的には笠ヶ岳流紋岩類の穴毛谷層の溶結凝灰岩に対比される。接触変成を受け有色鉱物は黒雲母・アクチノ閃石の集合体をなす部分が多い。

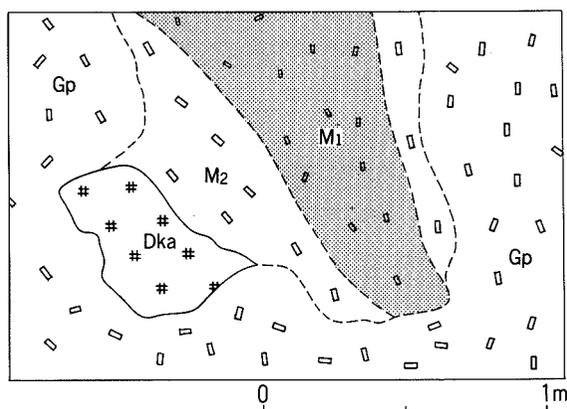
真砂岳岩体の主体は火山礫凝灰岩と軽石凝灰岩であり, 非溶結の凝灰岩が多くを占める。石質岩片として船津花崗岩類(苦鉄質岩類, 最大径1m)や砂岩などを含む。

VIII. 5 花崗斑岩 (Gp)

本図幅地域の花崗斑岩は, 産状により以下に示す①-③に区分される。

① 薬師岳流紋岩類分布域とその近傍に露出するもので, 岩脈として薬師岳流紋岩類のほか薬師沢右俣付近で金木戸トータル岩を, 黒部川奥ノ廊下では岩床として手取層群に貫入する。灰白色で, ときに桃色または緑色を帯びた細粒石基中にアルカリ長石・石英・斜長石粗粒斑晶(長径5-20mm)を含む典型的な斑状組織を示す。奥ノ廊下では金木戸トータル岩の捕獲岩塊と苦鉄質包有岩を含み, 捕獲岩塊の周囲では暗色緻密な石基からなる急冷周縁相が観察される(第47図)。

② 黒部川支流赤木沢から中ノ俣川流域を経て, 西隣「有峰湖」地域内の北ノ俣谷に至る北東-南西の地域(2km×8km)に集中して露出する岩脈群で, **赤木沢岩脈群**と呼ぶ。金木戸トータル岩・中ノ俣



第47図 金木戸トータル岩を捕獲する花崗斑岩 黒部川A沢合流点下流右岸(標高1,890m)
花崗斑岩の周縁相(M1, M2)が金木戸トータル岩(Dka)を取り込み, 更に両者を花崗斑岩の主岩相(Gp)が取り込んでいる。M1: 斑晶に乏しく石基が暗灰色を示す周縁相, M2: M1より斑晶に富み石基が灰色を示す周縁相

花崗閃緑岩・手取層群に貫入する。

灰色-緑灰色緻密な石基中に石英・アルカリ長石・斜長石の粗粒斑晶を含む花崗斑岩-石英斑岩からなり、有色鉱物として黒雲母・輝石・角閃石を含む。赤木沢では、本岩の露出地の多くが滑滝をなすが、これは本岩が塊状で堅硬かつ節理密度が低く浸食に対する抵抗力が大きいためである。

③ 本図幅地域の南縁部、秩父平付近で東西系の岩脈をなし、笠ヶ岳流紋岩類の環状岩脈の一部を構成している。双六片状花崗岩・金木戸トータル岩・小倉谷花崗岩・笠ヶ岳流紋岩類に貫入する。岩脈幅は400 m から10 m で膨縮が著しいが、ほぼ例外なく笠ヶ岳コールドロン（原山，1989）の北縁（環状断層）に沿って貫入している。

灰色-緑灰色細粒緻密な石基中に石英・斜長石・アルカリ長石の粗粒斑晶（5-30 mm）を含む黒雲母輝石花崗斑岩からなる。

IX. 白亜紀末期-古第三紀初期花崗岩類

（原山 智・佐藤岱生）

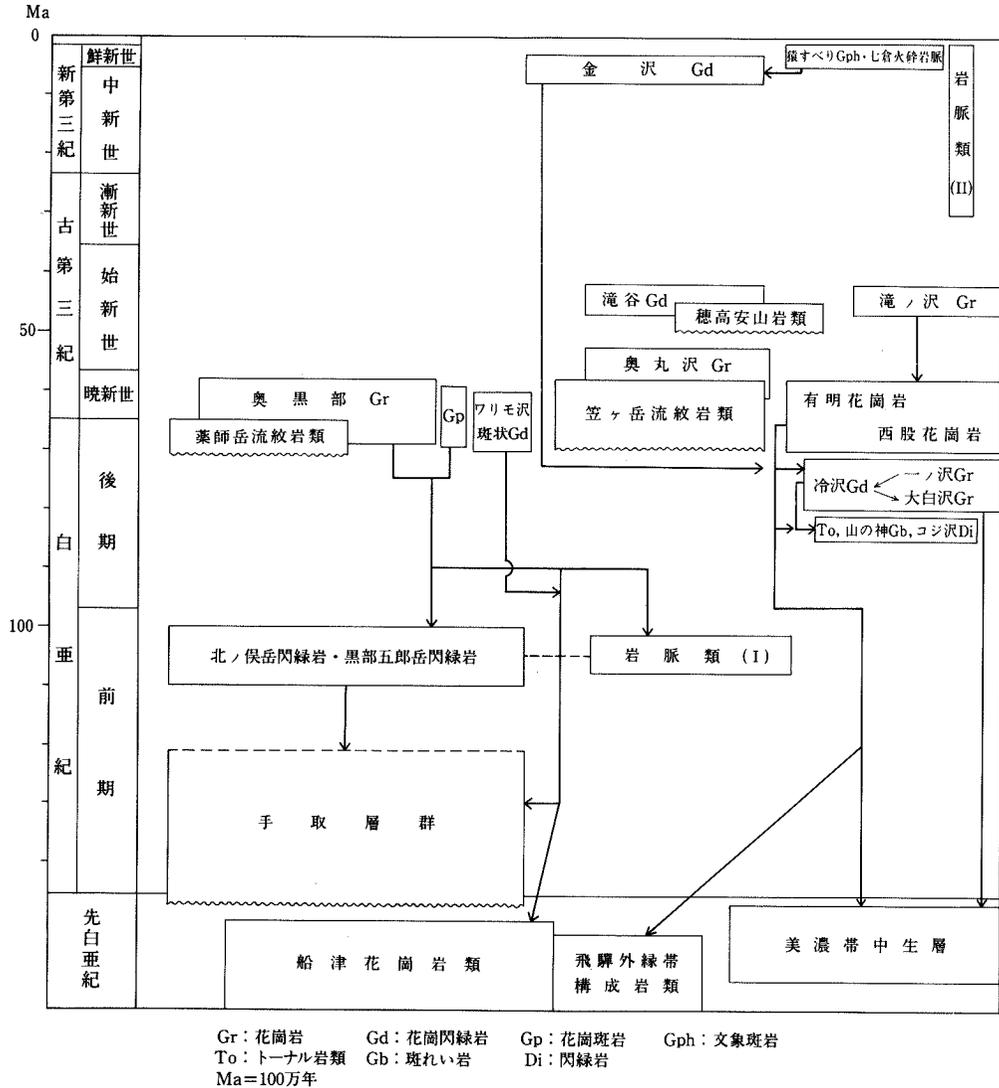
IX. 1 概要と研究史

本図幅地域は北アルプスでも白亜紀末期-古第三紀初期花崗岩類が最も広く分布する地域であり（第43図）、西岳から餓鬼岳に至る稜線の東側、高瀬川流域、高天原以北の黒部川流域のほとんどを本花崗岩類が占めている（第13図）。

研究史 本図幅地域における花崗岩類を主たる対象とした研究としては、初期には主に登山道沿いの調査に基づいた、柴田・原（1954）、平山ほか（1955）、平林（1965, 1971）による概括的な報告がある。その後は、貫入単位である岩体を厳密に識別することを基礎においた研究（勝間，1978；Asakawa and Yamada, 1980；石沢，1982；佐藤，1983など）が行われ、その結果火成活動の活動期が複数に区分された。更にこれらの成果と年代測定資料（河野・植田，1966；加藤・佐藤，1983など）とを併せて、北アルプス全域にわたる広域的な火成活動期区分・対比を行う試み（原山ほか，1985；原山，1988；原山・小井土，1988）も行われている。このほか本図幅地域の花崗岩類に関する解説あるいは総合的な資料が平林（1984）、原山（1988）、石沢（1988）、佐藤（1988）により報告されており、また編纂された地質図としては、平林（1971, 1984）、杉山ほか（1976）、山田ほか（1989）によるものがある。

概要 本図幅地域内の白亜紀末期-古第三紀初期花崗岩類は、高瀬川縦谷部沿いに南北に走る高瀬川断層を境に花崗岩体の構成がかなり異なり、便宜上、高瀬川断層の東西に分けて概要を述べる。

高瀬川断層の西側では、ワリモ沢斑状花崗閃緑岩、有明花崗岩、奥黒部花崗岩、奥丸沢花崗岩の順序で貫入している（第48図）。またここでは貫入関係が分からない岩体として一ノ沢花崗岩がある。これ



第 48 図 「槍ヶ岳」 地域における白亜紀-新第三紀火成岩類の相互関係
 矢印の先は貫入あるいは捕獲される岩体を示し、横波線は不整合関係を示す

ら花崗岩体の分布域の大半を占めるのは、奥黒部花崗岩と有明花崗岩であり、前者は三ッ岳から北方の黒部川流域一帯に約 130 km² の分布面積を、後者は三ッ岳南方から槍ヶ岳北方にかけて約 80 km² の分布面積を示す (第 43 図)。

高瀬川断層の東側の深成岩類は白亜紀末から新第三紀にかけて貫入した多数の岩体から構成され、岩相変化に富んでいる。ここでは底盤状岩体をなす有明花崗岩が主体をなし、加藤・佐藤 (1983) が行ったように有明花崗岩との貫入関係により大きく 3 期の活動に区分できる (第 48 図)。

第 1 期の活動の産物は有明花崗岩に貫入 (クリーンカット) されたり、あるいは捕獲される深成岩類であり、トータル岩類・山の神斑れい岩類・大白沢花崗岩・冷沢花崗閃綠岩・一ノ沢花崗岩・曲り沢花崗岩から構成される。このほか後続する金沢花崗閃綠岩中の捕獲岩として産するコジ沢閃綠岩も第 1 期

として扱うことにする。第1期の深成岩類相互の関係は第48図に示したが、捕獲岩体としてのみ産するトーナール岩類・山の神斑れい岩類・曲り沢花崗岩・コジ沢閃緑岩の相互関係は不明である。

第2期の深成岩類は主に有明花崗岩からなるが、加藤・佐藤(1983)に従い有明花崗岩に貫入される西股花崗岩も含めることにする。ともに東隣の「信濃池田」地域内に広く分布する岩体である。

第3期の深成岩類は有明花崗岩に貫入する岩体であり、滝ノ沢花崗岩・金沢花崗閃緑岩がこれに当たる。第3期の花崗岩類は後述するように始新世以降に貫入した可能性が高く、XI章及びXII章で記述する。

地質時代 本図幅地域の花崗岩類に関連する近接地域の放射年代値のうち、若返りなど2次的影響を受けていないと判断できる資料としては、一ノ沢花崗岩に対比される奥又白花崗岩についての約59 Maの黒雲母 K-Ar 年代(原山, 1990 a), 有明花崗岩についての約62 Maと西股花崗岩についての約65 Maの黒雲母 K-Ar 年代(加藤・佐藤, 1983)が報告されている。また奥丸沢花崗岩については約54 Maと53 Maの全岩及び内部アイソクロン年代がある(原山・白波瀬, 未公表)。今回新たに奥黒部花崗岩について約64 Maと59 Maの黒雲母年代を得た(付表 A-1)。奥丸沢花崗岩を除き、白亜紀-古第三紀境界付近の値を示すが、いずれも閉鎖温度の低い黒雲母(300±50°C, Dodson and McClelland-Brown, 1985)の K-Ar 年代値であるため厳密に定置年代を推定することは困難である。ただし第1期の一ノ沢花崗岩(奥又白花崗岩)から第2期の有明花崗岩や奥黒部花崗岩が65-59 Maの比較的狭い年代値幅の中におさまることから、各岩体における冷却速度に大差がないとすれば、これら花崗岩は白亜紀末期から古第三紀暁新世にかけて連続的に定置した可能性が高い。

VIII章で記述した白亜紀末期-古第三紀初期火山岩類は、上記花崗岩類と時空間を共有する火山-深成複合体を形成しており、岩石学的にも同一ステージの火成活動と考えられている(原山ほか, 1985)。このうち、笠ヶ岳流紋岩類の最上部層と環状岩脈については Rb-Sr 法(全岩了イソクロン, 内部アイソクロン), K-Ar 法(サニディン, 角閃石), FT 法(ジルコン)による手法・試料間の年代値のクロスチェックが行われており、いずれも68-57 Maの年代値幅の中におさまっている(原山, 1990 a 及び未公表資料)。こうしたデータは、本図幅地域の花崗岩類の主体が白亜紀末期から古第三紀暁新世にかけて火山活動と複合した活動をしたことを示しているといえよう。なお奥丸沢花崗岩については上記花崗岩類よりやや遅れて始新世初頭に定置したとみなせる。

IX. 2 ワリモ沢斑状花崗閃緑岩 (Pgw)

命名 新称。

模式地 水晶小屋南西のワリモ沢上流部(標高2,200m)。

分布 湯俣川上流のモミ沢から赤沢にかけて分布する岩体(モミ沢岩体)、ワリモ沢最上流部から東沢乗越にかけて分布する岩体(ワリモ沢岩体)、南真砂岳からその西方にかけて分布する岩体(南真砂岳岩体)の3岩体があり、いずれも岩株状の形態を示す。

貫入関係 船津花崗岩類, 手取層群, 未区分火山岩類に貫入する。モミ沢岩体やワリモ沢岩体の西側の金木戸トーナール岩は境界から約200 mの範囲で再結晶作用を受け、黒雲母・アクチノ閃石を生じている。モミ沢岩体東側の手取層群と南真砂岩体周辺の手取層群及び未区分火山岩は接触変成しているも

の、後続する有明花崗岩が近接しているため、本岩による接触変成作用を識別することは困難である。

岩相 斑状輝石角閃石黒雲母花崗閃緑岩が主体をなすが、東沢乗越や南真砂岳山頂周辺などの岩体周縁や上部では細粒石基を含む花崗斑岩に岩相変化する。

斑状結晶としては径 5mm から 20mm の斜長石・石英・カリ長石を含む。

IX. 3 トーナル岩類 (To)

模式地 本図幅地域南東部の東天井岳周辺。

分布 本図幅地域南東端部の横通岳東方、東天井岳付近、大天井岳山頂部、二ノ俣谷支流などに分布する。

産状 冷沢花崗閃緑岩・有明花崗岩・西股花崗岩などの捕獲岩として産する。大きな岩体では多数のアプライト脈が貫入していることが多い。

岩相 暗灰色、細粒-中粒角閃石黒雲母トーナル岩が主体を占め、一部はより苦鉄質な閃緑岩からなる。花崗岩中のいわゆる暗色包有岩に似た外観を呈する。

IX. 4 山の神斑れい岩類 (Yg)

命名 新称。石沢 (1982) は唐沢及び不動沢に分布する石英閃緑岩 (本報告での金沢花崗閃緑岩の一岩相) とともに山の神塩基性貫入岩類と呼んだ。七倉ダム湛水尻付近の斑れい岩は金沢花崗閃緑岩中の捕獲岩塊であり、石沢の第三期火成岩には所属しないと判断したので、本報告では独立命名する。なお平林 (1965) は本岩を石英角閃石斑れい岩と呼び葛型花崗岩 (本報告の大白沢花崗岩及び冷沢花崗閃緑岩) 中の捕獲岩としている。

模式地 本図幅地域北東の七倉ダム貯水池左岸、湛水尻の堰堤の東方 200m。

分布 ほとんど模式地周辺に限定され、北北東-南南西に延びたレンズ状の形態を示す。かつて高瀬川左岸の道路沿いにあった好露出地点は七倉ダム貯水池に水没してしまった。

産状 金沢花崗閃緑岩中の捕獲岩体である。周辺の大白沢花崗岩とともに金沢花崗閃緑岩中に捕獲されるが、大白沢花崗岩との関係は不明である。本岩に接する金沢花崗閃緑岩側には閃緑岩や大白沢花崗岩の捕獲岩の多い部分があり高瀬川汚染帯と呼ばれている (平林, 1965)。

岩相 岩体中央部では暗緑灰色の中-粗粒の角閃石斑れい岩からなる。岩体周辺に向かって有色鉱物の量が減少し閃緑岩質になるとともに、粒度や組織が露頭規模で変化するようになる。岩体全域にわたり、さまざまな程度に破碎及びマイロナイト化されている。岩体中心部の粗粒で塊状の岩相では、ポイキリティックに斜長石を含む、1-2 cm 径の角閃石結晶が多数含まれ、劈開面での反射光沢が観察できる。

粗粒岩相の鏡下での観察によれば、8割が斜長石、ついで粗粒の角閃石から構成され、少量の黒雲母と副成分鉱物として不透明鉱物 (おそらく磁鉄鉱)、緑泥石などがある。斜長石は長径 1-4 mm でずんぐりして、アルバイト双晶が発達している。角閃石は粒間充填状で淡緑色-淡褐色であり、ポイキリテ

イックに斜長石・不透明鉱物を、まれに輝石・かんらん石を含む。黒雲母は細粒で角閃石の周縁部や斜長石の割れ目を埋めている。

構造 マイロナイト化に伴う片状構造は、周囲の大白沢花崗岩と同じく北東-南西の走向を示す。

IX. 5 コジ沢閃緑岩 (Dk)

命名 新称。

模式地 高瀬川支流コジ沢標高 1,450-1,570m 付近。

分布 模式地付近に限られた小分布 (400m×300m) をなす。

産状 金沢花岡閃緑岩中の捕獲岩体である。

岩相 中粒の黒雲母角閃石輝石石英モンゾ閃緑岩である。新鮮な岩石ではしばしば斜長石が暗色を示し、かなり優黒質な印象を与える。有色鉱物の濃集による層状構造が発達する (第 61 図)。

石英に比べて斜長石が非常に多い。カリ長石はわずかで、鏡下では間隙充填状の産状を示す。苦鉄質鉱物として、単斜輝石・斜方輝石・角閃石・黒雲母を含む。黒雲母は緑褐色である。輝石は角閃石のコアに虫喰い状の形態の結晶として包有されており、角閃石による置換が行われていることを示す。輝石の周囲には淡色の軸色を示す角閃石 (トレモラ閃石-アクチノ閃石) が取り囲み、その外側には緑色ないし緑褐色の軸色を示す角閃石が取り巻く。輝石が置換し尽くされ、緑色角閃石のコア部にわずかに淡色角閃石のみが残存している部分も認められる。淡色角閃石を取り囲む緑色角閃石中には微細なラメラ組織が普遍的に観察される。副成分鉱物として不透明鉱物・燐灰石・緑泥石を含む。

構造 模式地では N45° W80°SW の層状構造を示す。

IX. 6 大白沢花崗岩 (Go)

命名 佐藤 (1983)、加藤・佐藤 (1983) による。柴田・原 (1954) は、本岩を冷沢花崗閃緑岩とともに飛驒の下之本型花崗岩に対比した。平林 (1965) 及び石沢 (1982) は、本岩と冷沢花崗閃緑岩を併せて葛型花崗岩と呼んだ。

模式地 本図幅地域北東端の大白沢。

分布 本図幅地域東北部の葛温泉付近、高瀬川横谷部を主体とし、東沢下流などに分布する。

貫入関係 本岩の被貫入岩は見いだされていない。冷沢花崗閃緑岩・有明花崗岩・滝ノ沢花崗閃緑岩・金沢花崗閃緑岩に貫入される。

岩相 乳濁した灰白色の粗粒黒雲母花崗岩で、石英の量が多いことが特徴である。弱い片状構造を呈することがある。石英は粒状集合体を形成している。径 1 cm 前後の灰色の斑状カリ長石を含むことがある。黒雲母は単独の六角板状で、C 軸方向にやや厚い。

構造 片状構造は、北東-南西の走向を示す。

地質時代 模式地の試料について 13.2±0.7 Ma の黒雲母 K-Ar 年代値が報告されている (加藤・佐藤, 1983; 付表 A-1 の No. ⑤) が、これは明らかに若返りを受けた年代値である。

IX. 7 冷沢花崗閃緑岩 (Gts)

命名 佐藤 (1983), 加藤・佐藤 (1983) による.

模式地 東隣「信濃池田」地域の中房川支流冷沢

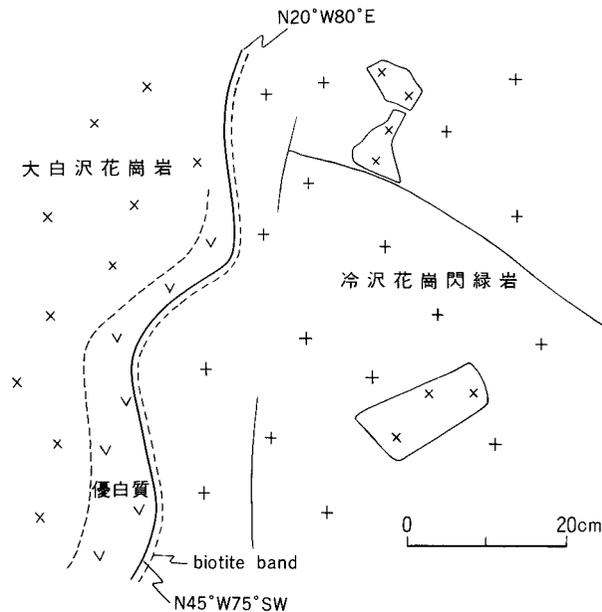
分布 滝ノ沢, 燕岳山頂部, 高瀬ダム, ワサビ沢, 川九里沢, 中東沢上流から喜作新道にかけて分布する.

岩相 灰白色の粗粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩で, カリ長石の斑状結晶を含む. 一般的な岩相は, 有色鉱物の網目状の配列によって特徴づけられるが, 有色鉱物の量が増加するとともに片状構造が強くなる. 滝ノ沢入口では強い片状構造を持ち, カリ長石は眼球状を示す.

貫入関係 本図幅地域東北部の七倉沢標高 1,120 m 付近の堰堤左岸, 及び七倉沢標高 1,200 m の二股下流で大白沢花崗岩に貫入し, これを捕獲している (第 49 図).

構造 勝間 (1978) 及び石沢 (1982) によれば, 片状構造の走向は高瀬川東岸の名無沢付近を境に, 南側では北西-南東が, 北側では北東-南西方向が卓越する.

地質時代 葛温泉南西, 滝ノ沢合流点の試料について 4.7 ± 0.2 Ma の黒雲母 K-Ar 年代が測定されている (付表 A-1 の No. ⑥) が, 明らかに定置年代より若返っており, 熱源として火成岩類の伏在が予想されている (加藤・佐藤, 1983). 高瀬川横谷部左岸の標高 1,100 m 地点の試料についても 3.5 ± 0.9 Ma の若い全岩 K-Ar 年代値が報告されている (緒方ほか, 1983; 付表 A-1 の No. ⑦).



第 49 図 大白沢花崗岩を貫き捕獲する冷沢花崗閃緑岩
 大白沢花崗岩は接触部から幅 10cm ほどが熱変成を受けて優白質になっている. 七倉沢左岸 (標高 1,120 m) 堰堤上流

IX. 8 一ノ沢花崗岩 (Gi)

命名 佐藤 (1983), 加藤・佐藤 (1983) による. 原山 (1990 a) の「上高地」地域での奥又白花崗岩に対比される.

模式地 「松本」地域北西端の鳥川一ノ沢上流部.

分布 本図幅地域南東部の一ノ俣谷, ニノ俣谷及び水俣乗越付近に分布する.

岩相 灰白色中粒の黒雲母花崗岩が主体をなすが, 一部には細粒アブライト質花崗岩の部分がある.

貫入関係 美濃帯中生層中に貫入し, これに接触変成を与えている. 西股花崗岩・有明花崗岩による接触変成作用を受け, ざくろ石・白雲母を生じている.

地質時代 南隣「上高地」地域内の一ノ俣谷の試料 (奥又白花崗岩) について, 59.3 ± 3.0 Ma の黒雲母 K-Ar 年代値が得られている (原山, 1990 a).

IX. 9 曲り沢花崗岩 (Gm)

命名 佐藤 (1983), 加藤・佐藤 (1983) による. 「信濃池田」地域の曲り沢にちなむ.

模式地 東隣の「信濃池田」地域, 中房川とその支流の曲り沢の合流部.

分布 本図幅地域東部の中房温泉付近.

貫入関係 有明花崗岩中の捕獲岩体である.

岩相 灰色細粒の黒雲母花崗岩で, 細粒のためにやや暗色を呈するが, カリ長石がかなり含まれる.

IX. 10 西股花崗岩 (Gn)

命名 佐藤 (1983), 加藤・佐藤 (1983) による. 中房川支流の西股にちなむ.

模式地 「信濃池田」地域内, 一ノ沢枝沢標高 1,700m.

分布 本図幅地域南東部の横通岳・東天井岳付近及びその東側に分布する.

貫入関係 本岩は美濃帯の中生層・未区分珩長質火山岩類・トータル岩などのブロックを捕獲し, これに接触変成を与えている. 横通岳東方で長径 20 cm ほどの冷沢花崗閃緑岩を捕獲している (加藤・佐藤, 1983).

岩相 灰色中粒の角閃石黒雲母花崗岩で, 粒状をなす石英の斑状結晶を含む. 粒状の石英を含む点で, 「大町」地域, 仁科山地の青木花崗岩 (加藤ほか, 1989) に似ている. 有色鉱物は細粒で, 黒雲母が主体をなし, 少量の角閃石を含む.

地質時代 模式地の試料について 65.0 ± 3.0 Ma の黒雲母 K-Ar 年代値が報告されている (加藤・佐藤, 1983).

IX. 11 有明花崗岩 (Gab, Gaa)

命名 石沢 (1982) による.

概要 有明花崗岩は、東隣の「信濃池田」地域 (加藤・佐藤, 1983), 北東隣の「大町」地域 (加藤ほか, 1989) を含む広い地域に分布し、北アルプスの白亜紀-古第三紀花崗岩類の中で最も広い分布面積を持つバソリス状 (東西 18-10 km×南北 40 km) の花崗岩体である.

分布 本図幅地域内では高瀬川断層を挟む東と西の地域に分かれて分布している. 高瀬川断層の東側での有明花崗岩の分布は、大天井岳-唐沢岳の稜線付近を西限として、そこから東隣の「信濃池田」地域にまで連なる広大な分布を示し、本図幅地域内の部分はその西部に当たる. 高瀬川断層西側では断層に接して分布するが、後続する奥黒部花崗岩の貫入により二つの分布域に分断されている、一つは濁沢から不動沢にかけて露出する小分布である. 残りの一つは高嵐山-野口五郎岳-赤岳-天上沢を結んだ範囲にまとまった分布を示すもので、ここではルーフ及びルーフペンダントがよく残存している.

研究史と岩相区分 平林 (1965) は、本岩に相当する花崗岩を北葛型花崗岩及び笹平型花崗岩と呼んだ. 石沢 (1982) は、貫入・被貫入関係に基づいて本岩をバソリス状岩体として識別・命名し、更に粗粒弱斑状-粒状の主岩相 (B タイプ) と細-中粒など粒状の岩相 (A タイプ) の 2 つに細分した. A タイプはルーフ直下や分布域の高所に位置することなどからマグマ溜り上部を示す岩相と解釈された. 加藤・佐藤 (1983) は石沢 (1982) とほぼ同時期に研究を行い、「信濃池田」地域の有明山にちなんで有明花崗岩類と呼んだ. 加藤・佐藤 (1983) は、本花崗岩を A 型・B 型・C 型の 3 つの岩相に分けた. A 型は主として地形的高所に分布する中粒黒雲母花崗岩, B 型は一部で角閃石を含む黒雲母花崗岩で主岩相をなし, C 型は細粒でときに斑状組織を示す黒雲母花崗岩からなり岩体東縁部の周縁相をなすとされている.

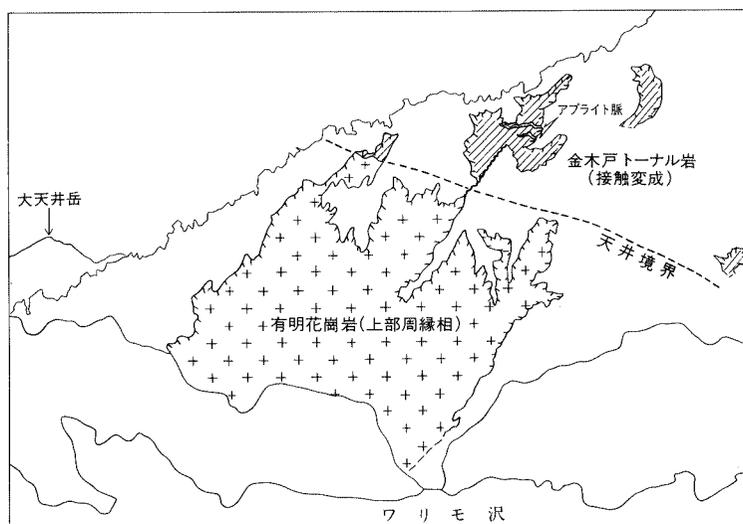
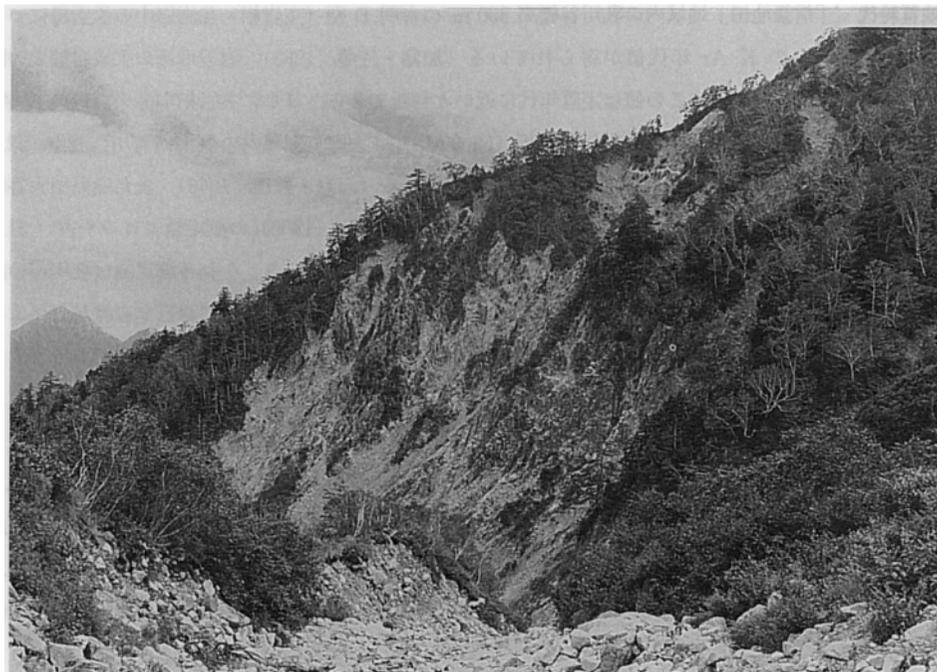
本報告では有明花崗岩を主岩相と上部周縁相の 2 つの岩相に分けることにする. 主岩相は前出の B タイプ及び有明 B 型花崗岩に、上部周縁相は A タイプ及び有明 A 型花崗岩にほぼ相当する.

岩相相互の関係 湯俣川上流の硫黄沢やワリモ沢、野口五郎岳-南真砂岳付近には、有明花崗岩とルーフをなす岩石との貫入接触部が露出しており、接触部から上部周縁相を経て主岩相に至る、岩体上部の岩相変化を観察することができる. ルーフを構成する岩石は飛騨外縁帯構成岩類 (結晶片岩・苦鉄質岩類・石灰岩)、金木戸トータル岩、手取層群、ワリモ沢斑状花崗閃緑岩、未区分珩長質火山岩類であり、有明花崗岩との接触面は多くの場合西または北に緩く (30°以下) 傾斜している (第 50 図). 上部周縁相は接触面の直下に 100-300 m の厚さで連続し、中-細粒花崗岩 (第 X 図版)・アプライト質岩・斑状岩から構成され岩相変化に富んでいる. また頻繁にアプライト-ペグマタイト脈や晶洞を伴う. 主岩相は対照的に極めて均質な中-粗粒黒雲母花崗岩 (第 X 図版) から構成され、アプライト-ペグマタイト脈に乏しい. 上部周縁相から主岩相への変化は高度差にして 10-20 m 範囲内で生じており、場俣川上流部や野口五郎岳周辺では貫入関係や接触変成作用は確認されず、漸移関係にあると判断した.

高瀬川断層の東側、牛首山南方の貧乏沢及び唐沢岳西側では冷沢花崗閃緑岩などの母岩に沿って細粒な岩相が露出し、見掛け上岩体側面の周縁相的な産状を示すが、おそらくこれはルーフとの接触面その

ものが西側に傾斜しているためである。大天井岳-東沢岳-餓鬼岳の稜線部ではルーフは分布せず，地形的高所に上部周縁相が露出するが，その分布はつながらず，まとまった面積を占めない．ここでは両岩相の境界付近の変化について詳細な観察の可能な露頭を見いだせなかった。

本図幅地域の東部から「信濃池田」地域にかけての地域では，主岩相（有明 B 型花崗岩）が上部周縁相（有明 A 型花崗岩）を貫く例が数か所で見いだされるが，逆の例もある（佐藤，1983；加藤・佐



第 50 図 有明花崗岩体の天井部遠望

湯俣川支流ワリモ沢左岸。正面露頭の基部は標高 2,100m で，花崗岩の天井境界は約 150m 上方にある

藤, 1983). 岩相間の接触変成作用は認められていない。

加藤・佐藤 (1983) は有明花崗岩の A, B, C 型岩相間には貫入の時間間隙はなかったと推定している。本図幅地域内での上部周縁相と主岩相の関係や産状も、両者の間に有意な時間差がなく、同一マグマ溜り内における重力方向での累帯が生じていたことを示している。石沢 (1982) が推定したように、上部周縁相 (A タイプ) はマグマ溜り最上部の揮発性成分の濃集した部分を示すのである。

地質時代 「信濃池田」地域内の乳川谷標高 990 m の有明 B 型 (主岩相) 花崗岩中の黒雲母について 62.3 ± 3.1 Ma の K-Ar 年代値が得られている (加藤・佐藤, 1983)。周辺地域の火成岩類との関係から、古第三紀初頭を示すこの値は定置年代に近いと判断できる。ほかに主岩相中の黒雲母の K-Ar 年代として、「信濃池田」地域内の中房川信濃坂 (55.3 Ma), 「大町」地域内の高瀬川籠川合流点 (52.2 Ma) 及び鹿島川大谷原 (42 Ma) の測定値が報告されている (河野・植田, 1966)。また鹿島川大谷原の試料については加藤ほか (1989) により再検討され、河野・植田 (1966) の測定値よりやや古い 51.4 ± 1.5 Ma の黒雲母 K-Ar 年代値 (測定 2 回の平均値) が得られている。これら測定値は乳川谷の試料の測定値に比べ、いずれもより若い値を示すが、近接して露出する金沢花崗閃緑岩や岩脈などによる若返り作用を受けている可能性が強く、試料の熱履歴の検討や試料そのものの吟味が必要である。

IX. 11. 1 主岩相 (Gab)

模式地 「信濃池田」地域内の乳川谷, 標高 990 m (加藤・佐藤, 1983 の年代測定試料採取地点)。

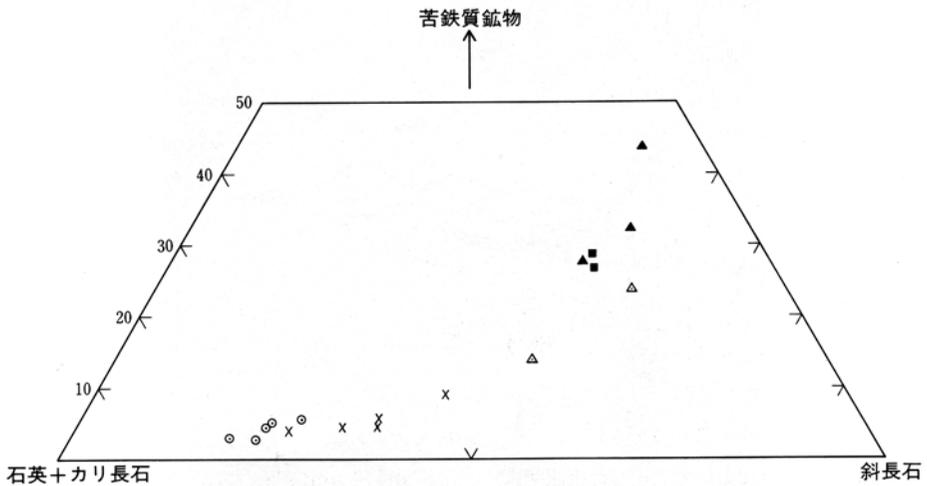
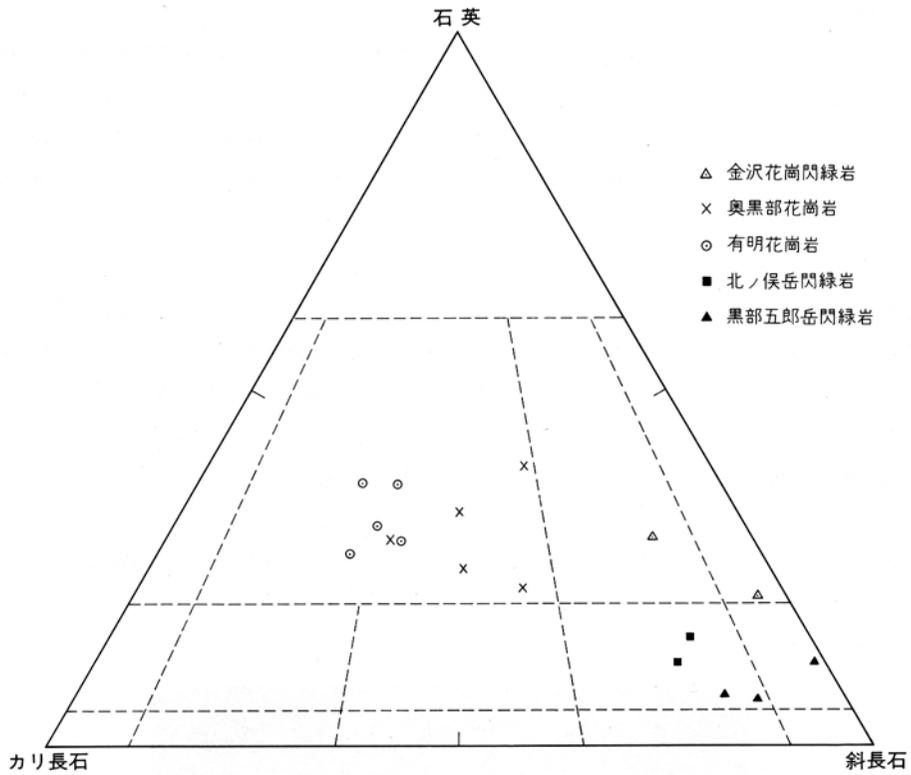
分布 高瀬川断層以東では、唐沢岳から餓鬼岳・東沢岳を経て大天井岳に至る稜線付近より東方に広く分布し、一部の稜線高所を除く東沢上流部、中房川流域などほとんどの範囲を本岩相が占めている。高瀬川断層以西では、ブナ立尾根下部から濁沢を経て不動沢に至る範囲と、湯俣岳や高嵐山周辺、湯俣川・水俣川流域などに分布する。

貫入関係 葛温泉付近の小白沢が合流する高瀬川河床で、本岩相が小白沢花崗岩を岩脈状に貫いている (加藤・佐藤, 1983 の第 15 図)。東沢支流の一ノ沢標高 2,040 m 付近でも、幅 50 cm ほどのペグマタイトを介して小白沢花崗岩を貫いている。また本岩相は、藤山荘から大天井岳に至る稜線上では冷沢花崗閃緑岩をブロックとして捕獲している。東隣の「信濃池田」地域では、冷沢花崗閃緑岩及び曲り沢花崗岩を貫いている (加藤・佐藤, 1983)。

岩相 岩相変化に乏しい粗粒黒雲母花崗岩 (第 X 図版 2) からなり、一部で角閃石を含有する。桃色を示すカリ長石を含むことで特徴づけられるが、カリ長石は一部で白色ないし灰白色を示すこともある。石英は楕円形を示し、カリ長石はしばしば斑状を呈する。黒雲母はクロット状をなすものが多く、その一部はコアに虫喰い状の角閃石が残存し、それを置換した産状を示す。本岩のモードは花崗岩組成を示し、ややカリ長石に富んだものが多い (第 51 図)。色指数は 3-6。

大型標本及び野外において測定した帯磁率は、 $3-10 \times 10^{-3}$ SI unit の範囲にある。

産状 主岩相は、一部の沢沿いの露頭を除いてマサ化など機械的風化を受け脆弱化していることが多く、一般に新鮮な試料を採取することは困難である。機械的風化は粗粒岩相で特に著しい。寒暖差が大きい山岳地帯の気候のもとでは構成鉱物ごとの膨張率の差が粒界に歪として蓄積され、特に粗粒な結晶集合体からなる本岩相ではその効果が大きく作用する。更に粒界に沿っての離脱は雨水の浸入を起こし、



第 51 図「槍ヶ岳」地域における白亜紀-新第三紀深成岩類のモード組成

(上) 石英-カリ長石-斜長石図

(下) 苦鉄質鉱物-(石英+カリ長石)-斜長石図

花崗岩類のモード組成は、岩石切断面上でコバルチ亜硝酸ナトリウムによりカリ長石を染色し、3 mm 方眼のメッシュを用いて、ポイントカウント法により求めた。ただし細粒な金沢花崗閃緑岩と閃緑岩類のモードは偏光顕微鏡下でのポイントカウント法による

凍結破碎を招くことになる。

本図幅地域北東部の七倉沢上流では、方形の割れ目に沿って破碎物が充填されなおかつ全体が固結した特異な産状が観察される（第 52 図）。隣合う破片同志の変位量がほとんどないため、これがかつて活動した断層の固結破碎帯として解釈することは困難である。北側には隣接して火砕岩脈（加藤ほか、1989 の白沢天狗流紋岩の黒色で強溶結の岩相）が分布しており、その噴出に伴う破碎作用と考えることも可能である。

構造 斑状カリ長石、石英、有色鉱物の定向配列による極めて弱い葉理構造（フォリエーション）や有色鉱物の濃集した層状構造が観察されることがある。ただし、これら構造の測定は露頭条件に大きく左右され、分布域のほとんどで風化・マサ化の進行しつつある本図幅地域内では信頼できる測定例が少なく、傾向を論じられない。「信濃池田」地域では南北性の走向を示す葉理構造が多いとされている（加藤・佐藤，1983）。

岩石記載 中-粗粒等粒状花崗岩（主岩相）（GSJ R56972/YH221）：湯俣川左岸（標高 1,610 m）。第 X 図版。

〔構成鉱物〕 カリ長石（40容量%）>石英（27%）≒斜長石（27%）>黒雲母（6%）>不透明鉱物（1%>）。
色指数 6。

〔副成分鉱物〕 褐れん石・アパタイト・ジルコン。



第 52 図 有明花崗岩の方形の割れ目
割れ目は破碎物で埋まっており、破碎物は固結している。七倉沢（標高 1,300m）

桃色を帯びた粗粒カリ長石（径 8-15 mm）を含み、黒雲母も粗粒（径 3-7 mm）でクロット状をなす。カリ長石は、レンズ状を示す Na 長石の不規則配列によるパーサイト構造と典型的な格子状双晶を示す。斜長石はオリゴクレーン組成で、極めて弱い累帯構造を示し、コア部ではセリサイトを生じている。黒雲母はやや緑色を帯びた暗褐色の軸色（Y=Z）を示し、かなりの部分が緑泥石化している。石英中には白雲母が包有されていることがある。

IX. 11 2 上部周縁相 (Gaa)

模式地 ワリモ沢上流，標高 2,100m 付近。

分布 高瀬川断層の東側では、餓鬼岳、東沢岳、大天井岳山頂部付近などの稜線高所に分布する。唐沢岳と貧乏沢では岩体の西縁に沿って本岩相が露出する。乳川上流の中沢付近や糠川上流の南中川谷では、標高のやや低い部分にも見いだされた。

高瀬川断層の西側では野口五郎岳、南真砂岳周辺、ワリモ沢上流、硫黄沢、赤岳周辺に露出する。いずれもルーフ直下やその近傍に分布し、ルーフとの明瞭な近接関係が認められる。

貫入関係 西股花崗岩との関係が東天井岳と大天井岳の鞍部の転石で観察された。本岩相は西股花崗岩を貫いており、貫入接触面から 3 cm 幅ほどの範囲では、石英・長石がより細粒で、黒雲母が単独結晶ではなくクロット状を呈する周縁相が認められる。東隣の「信濃池田」地域では、冷沢花崗閃緑岩を貫いている（加藤・佐藤，1983）。

岩相 中-細粒黒雲母花崗岩（第 X 図版）・アプライト質花崗岩・斑状花崗岩-花崗斑岩から構成され、岩相変化に富んでいる。岩相変化は数 m 四方規模の露頭でも観察されることがある。また頻繁にアプライト-ペグマタイト脈や微晶洞（ミアロリティックキャビティ）を伴う。中-細粒黒雲母花崗岩は桃色のカリ長石に富み、石英は細粒で粒状の結晶の集合体をなし、黒雲母は単独結晶をなすことが多い。

ペグマタイト脈は、通常アプライトとの複合脈をなし、一部に晶洞を伴う。晶洞及びその近傍には、水晶・カリ長石・黒雲母・アルパイトのほか、ときに鉄かんらん石・褐れん石・輝水鉛鉱が産出する。このうち鉄かんらん石（最大で 10 cm×7 cm）は長石・石英・雲母以外では最も多産するが、一部またはほとんどが黒雲母と磁鉄鉱の集合体に置換されていることが多い。

構造 黒雲母の濃集による連続性に乏しい層状構造が観察されることがあり、40°以下の緩傾斜を示すものが多い。

岩石記載 細粒等粒状黒雲母花崗岩（上部周縁相）（GSJ R56971/YH168）：湯俣川ワリモ沢（標高 2,100m）。第 X 図版。

〔構成鉱物〕カリ長石（48容量%）>石英（26%）>斜長石（23%）>黒雲母（3%）>不透明鉱物（1%>），色指数 3。

〔副成分鉱物〕ジルコン・モナズ石。

細粒等粒状で、黒雲母は単独結晶をなす。カリ長石はレンズ状を示す Na 長石の配列によるパーサイト構造と格子状双晶を示す。斜長石はオリゴクレーン組成で、ほとんど累帯構造を示さず、一部セリサイトを生じている。黒雲母は緑色を帯びた褐色の軸色（Y=Z）を示し、一部緑泥石化している。

IX. 12 奥黒部花崗岩 (Gok, Goe, Goa)

命名・定義 新称. 黒部川上廊下, 東沢谷流域, 三ッ岳-烏帽子岳付近にかけて広く分布する白亜紀最末期-古第三紀初頭の花崗岩質岩である. 予察的調査によれば, 北隣「立山」地域の黒部第四ダム堰堤付近までの広がりを示すバソリス状岩体である.

本岩は重力方向に岩相分化した累帯深成岩体であり, 大きく主岩相(角閃石黒雲母花崗岩)と上部周縁相(アプライト質花崗岩及び斑状花崗岩)に区分できる. 更に上部周縁相の一部には苦鉄質包有岩に富んだ岩相(包有岩濃集相)がある. 黒部川上の黒ビンガ-立石間では, 本岩が緩傾斜な境界面でルーフをなす手取層群に貫入しており(第53図A, B), ルーフ-上部周縁相-主岩相の模式的な関係を観察することができる.

石沢(1982)の烏帽子岳花崗岩は, 本岩の一部に相当する.

IX. 12. 1 主岩相 (Gok)

模式地 東沢谷下流一帯.

分布 黒部川金作谷合出から下流部, 東沢谷一帯, 温泉沢中流部, ブナ立尾根及び不動沢から南沢岳にかけて分布する.

岩相 カリ長石・斜長石の斑状結晶を含む弱斑状中粒の角閃石黒雲母花崗岩(第VII図版). 暗色包有岩には乏しく, ペグマタイトやアプライトをほとんど含まない. しばしば野外では有明花崗岩主岩相との識別が困難なときがあるが, やや有色鉱物(1 mm以下の細粒のものから数 mmに至る粗粒のものまで粒径に幅がある)に富み, 普遍的に少量の角閃石を含み, さまざまな程度に斑状組織を示す点で区別できる. 有色鉱物の粒径に幅があるのは, 斑状結晶として晶出した粗粒の結晶と, 基質部(石基部)を構成する細粒の結晶の両者が含まれるためである. 本岩のモードは花崗岩組成を示し, やや斜長石に富んだものが多い(第51図). 色指数は4-10.

大型標本及び野外において測定した帯磁率は, 有明花崗岩に比べやや高い($5-19 \times 10^{-3}$ SI unit).

地質時代 東沢谷下流で採取した試料中の黒雲母について 59.1 ± 1.3 Ma の K-Ar 年代値を得た(付表 A-1 の No. ⑨).

岩石記載 弱斑状中-粗粒角閃石黒雲母花崗岩(GSJ R56973/YH347): 東沢谷下流(標高 1,510 m). K-Ar 年代測定試料(付表 A-1 の No. ⑨).

[構成鉱物] 斜長石・カリ長石・石英・黒雲母・角閃石・不透明鉱物. 色指数 9.

[副成分鉱物] スフェーン・褐れん石・アパタイト・ジルコン.

斑状結晶として他形を示す斜長石(3-10 mm 径)・石英(3-10 mm 径)とやや桃色を帯びたカリ長石(3-15 mm 径)・黒雲母(1-3 mm 径)・角閃石(2-5 mm 径)・不透明鉱物を相当量含み, これらの粒間には径 2 mm 以下の半自形-他形の斜長石・石英・カリ長石・黒雲母が充填する. 斑状斜長石はオリゴクレス組成で, 弱い反復累帯構造を示し, コアにはセリサイトを生じていることが多い. カリ長石は糸状あるいは棒状の Na 長石によるパーサイト構造を示し, わずかに粘土鉱物を生じている.

弱斑状中粒角閃石黒雲母花崗岩(GSJ R56974/YH239): 黒部川上廊下, 口元ノタル沢合



A



B

第 53 図 手取層群に貫入する奥黒部花崗岩の天井境界
A : 黒部川奥・廊下右岸 (標高 1,780 m)
B : 黒部川左岸支流スタレ沢 (標高 1,855 m)

上流左岸（標高 1,545m）. 第Ⅶ図版.

〔構成鉱物〕斜長石・カリ長石・石英・黒雲母・角閃石・不透明鉱物. 色指数 5.

〔副成分鉱物〕褐れん石・アパタイト・ジルコン.

東沢谷の試料と類似した岩相を示すが、斑状結晶の粒間の鉱物がやや粗粒であり、より等粒状に近い組織を示す。また角閃石にやや乏しい。カリ長石は粘土化した部分にほぼ限定されて Na 長石が生じており、新鮮な部分は鏡下で一相を示す。

IX. 12. 2 包有岩濃集相 (Goe)

模式地 黒部川岩苔小谷下流部から立石にかけての一带.

分布 模式地のほか、黒部川本流の金作谷出合から赤牛沢出合下流にかけての地域と赤牛沢及び薬師見平南方の沢沿いに露出する。

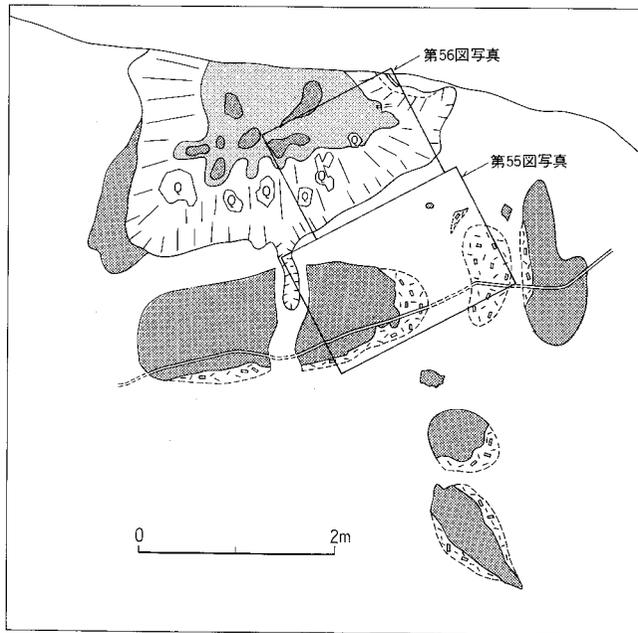
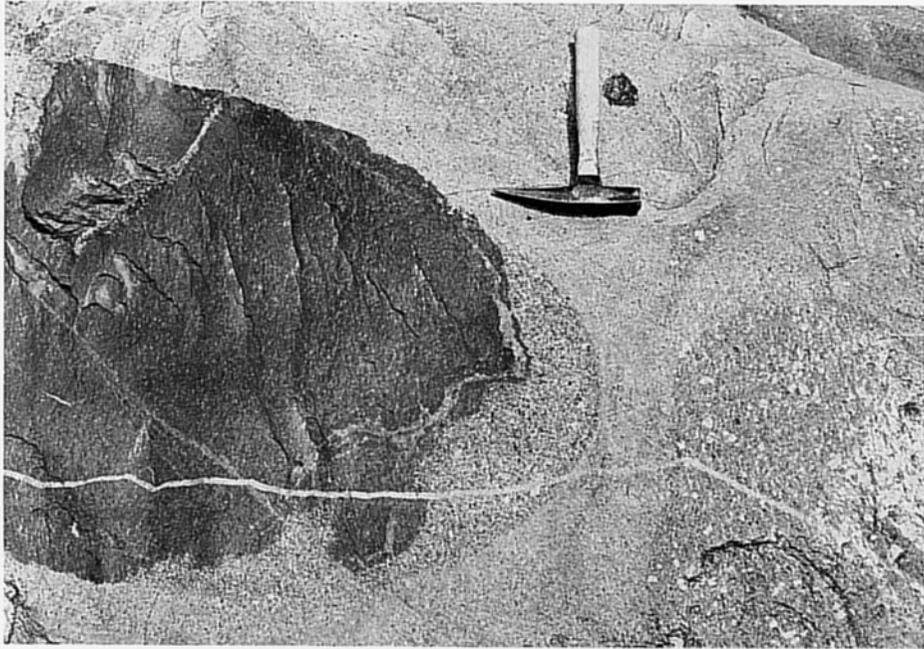
貫入関係 他の岩体との貫入関係は認めていない。包有岩濃集相は上部周縁相の一部をなすものであるが、包有岩の濃集部から一般の上部周縁相への移り変わりはかなり明瞭であり、通常数 m の範囲で包有岩の量が急減する。

岩相 アプライト質花崗岩や細粒斑状花崗岩基質中に数 cm から数 10 cm 径で通常丸みを帯びた楕円形の断面を示す暗色苦鉄質岩と斑状花崗岩の包有岩が濃集する（第 54, 55 図）。包有岩の一部には母岩の同化作用により不定形で不明瞭な境界を示すものがあり、また明らかに曲面の一部が切断された形態を示すものも少量見いだされる。

包有岩の母岩に占める割合は、10% 程度から 50% 以上までさまざまであり、同一露頭内でも変化する。



第 54 図 奥黒部花崗岩の包有岩濃集相
黒部川金作谷合流点左岸（標高 1,655m）



- | | | | | |
|---|--------------|-------|---|------------------|
|  | 斑状花崗岩 | } 包有岩 |  | ペグマタイト(Qは粗粒石英結晶) |
|  | 苦鉄質岩 | |  | アプライト質花崗岩 |
|  | 混成作用を受けた苦鉄質岩 | | | |

第 55 図 奥黒部花崗岩中の二重包有岩

包有岩は円-楕円形の断面を示す。核部に不定形を示す暗色苦鉄質岩があり、その周囲を斑状花崗岩が取り囲む。包有岩の母岩は細粒花崗岩(奥黒部花崗岩上部周縁相)。アプライト及びペグマタイト脈は、包有岩と母岩の両者に貫入する。スケッチ中の四角枠は写真の範囲を示す
黒部川支流赤牛沢(標高 1,790m)

る。赤牛沢では、斑状花崗岩によって包有岩の周縁部が被覆された二重包有岩 (double enclave) が見いだされた (第 55 図 A, B)。包有岩はアプライト脈・ペグマタイト脈によりクリーンカットされ、しばしば破断分離している。また暗色包有岩を核に周りをペグマタイトが取り巻いている例がある (第 56 図)。

構造 露頭断面において、多くの場合包有岩の長軸は定向配列を示す。ほとんどの配列面は緩傾斜であり、東または西に $10\text{--}30^\circ$ を示す。

IX. 12. 3 上部周縁相 (Goa)

模式地 赤牛沢下流部 (標高 1,725–1,950 m) は滑滝状となっているためほぼ全面露頭に近く、アプライト質花崗岩からさまざまな程度に斑状組織を示す中-細粒花崗岩までの岩相変化を観察することができる。ここでは包有岩濃集相との移り変わりも併せて観察可能である。

分布 一般に主岩相より標高の高い部分に露出する。薬師岳東方では、手取層群との貫入面の直下、高度差にして 200–300 m の範囲に分布し、赤牛岳付近や烏帽子岳-三ッ岳周辺では稜線に近い高所に限定されて分布する。薬師見平の南方、赤牛岳北西尾根から黒部川にかけては広範囲に露出するが、これは上部周縁相と主岩相の境界がほぼ山腹の傾斜面に一致しているためである。

貫入関係 金木戸トータル岩・手取層群・有明花崗岩に貫入する。

岩相 アプライト質花崗岩及び中-細粒斑状花崗岩 (第 XI 図版) からなり同一露頭内でも漸移し合う関係を示す。

地質時代 黒部川立石において採取した細粒斑状花崗岩中の黒雲母について 63.6 ± 3.2 Ma の K-Ar 年代を得た (付表 A-1 の No. ⑧)。

岩石記載 細粒斑状角閃石含有黒雲母花崗岩 (GSJ R56975/YH260) : 黒部川立石, 岩苔小谷出合 (標高 1,730m)。K-Ar 年代測定試料 (付表 A-1 の No. ⑧)。第 XI 図版。

[構成鉱物] 石英・斜長石・カリ長石・黒雲母・角閃石・不透明鉱物。色指数 6。

[副成分鉱物] アパタイト・ジルコン・褐れん石。

斑状結晶は少量で、半自形の斜長石 (3–10 mm 径)・石英 (3–10 mm 径), わずかに桃色を帯びた他形のカリ長石 (3–15 mm 径), 他形の黒雲母と少量の角閃石・不透明鉱物を含み, それらの基質は径 0.1–2 mm の細粒で半自形-他形をなすカリ長石・斜長石・石英・黒雲母で構成される。斑状斜長石はオリゴクレーヌ-アンデシン組成で, コアでパッチ状累帯構造, リムで正累帯構造を示す。黒雲母は他形でしばしばクロット状の集合体をなす。角閃石は緑色の軸色 (Z) を示し, その多くは斜長石に包有されて産する。

IX. 13 奥丸沢花崗岩 (Gom)

命名 原山 (1975a) による。

模式地 「上高地」地域内の奥丸沢上流及び水鉛谷。

分布 水鉛谷・硫黄沢上流に分布する。北北東-南南西方向に延びた岩体であるが, 周囲の母岩とは



第 56 図 奥黒部花崗岩中のペグマタイト
暗色苦鉄質岩を核に長石・石英が成長しており、櫛の歯状組織を示す。第 55 図と同地点

断層で接している部分が多く、更に後の時代の火成岩の貫入されているため、初生的な形態ではない。

貫入関係 本岩は石徹白亜層群左俣谷層に貫入する。有明花崗岩とは断層で接し貫入関係は不明である。水鉛谷上流では槍沢角礫岩層に不整合に覆われるほか、滝谷花崗閃緑岩に貫入される（第 59 図）。

岩相 中-細粒の黒雲母花崗岩を主体としているが、岩相変化に富み、花崗斑岩・アプライト質花崗岩から粗粒花崗岩まで変化する。本岩はほぼ全域にわたって鉍化作用・熱水変質を受けており、輝水鉛鉍や黄鉄鉍の鉍染が認められる。モードは石英・カリ長石がほぼ等量で、斜長石の割合は石英・カリ長石の各々よりわずかに多いものからかなり少ないものまで変化する（第 51 図）。

時代 Rb-Sr 法による全岩アイソクロン年代と全岩-鉍物アイソクロン年代はそれぞれ約 53 Ma と 54 Ma を示す（原山・白波瀬，未公表）。

X. 穂高安山岩類

（原山 智）

定義 穂高安山岩類は安山岩-デイサイト質の溶結凝灰岩を主体とする古第三紀火山岩類であり（原山，1975b），白亜紀末期-古第三紀初期花崗岩類を不整合に覆い，始新世の滝谷花崗閃緑岩に貫入される。

地質時代 本岩類の形成時期は始新世初期の 50 Ma 前後と推定され、滝谷花崗閃緑岩 (46 Ma) とともに火山深成複合体をなしている (原山, 1989, 1990a).

層序・構造 穂高安山岩類は陥没の繰返しにより形成された 1,000 m 以上の落差を有するグラーベン状凹地 (穂高グラーベン) に規制されて堆積しており、堆積後も続いた陥没により向斜構造が形成されている (原山, 1989, 1990 a).

本岩類は下部、上部、最上部に 3 分される。下部は槍沢角礫岩層-千丈沢角礫岩層 (最大層厚 500 m) からなり、角礫岩のほか流紋岩質火砕岩類を挟有する。上部は前穂高岳溶結凝灰岩層 (最大層厚 1,500 m) から構成され、一部で八右衛門沢溶岩を挟有する。また最上部には南岳凝灰角礫岩層 (層厚 300 m 以上) が見いだされる。

本岩類はグラーベン内部に閃緑斑岩の岩床・岩株を伴い、グラーベンの西縁部に沿って滝谷花崗閃緑岩の貫入を受けている。

概要 本図幅地域内の穂高安山岩類の分布は南縁部の槍ヶ岳周辺に限定されており、穂高コールドロンの北縁部に当たっている。ここでは下部の槍沢角礫岩層が主体を占め、上部の前穂高岳溶結凝灰岩層の分布域北限部がわずかに露出する。

X. 1 槍沢角礫岩層 (Ya, Yt)

命名 原山 (1990 a) による。

模式地 梓川上流槍沢上流部左岸 (標高 2,600-2,700 m 付近)。

分布 模式地の他、槍ヶ岳北鎌尾根、西鎌尾根及び東鎌尾根に分布する。

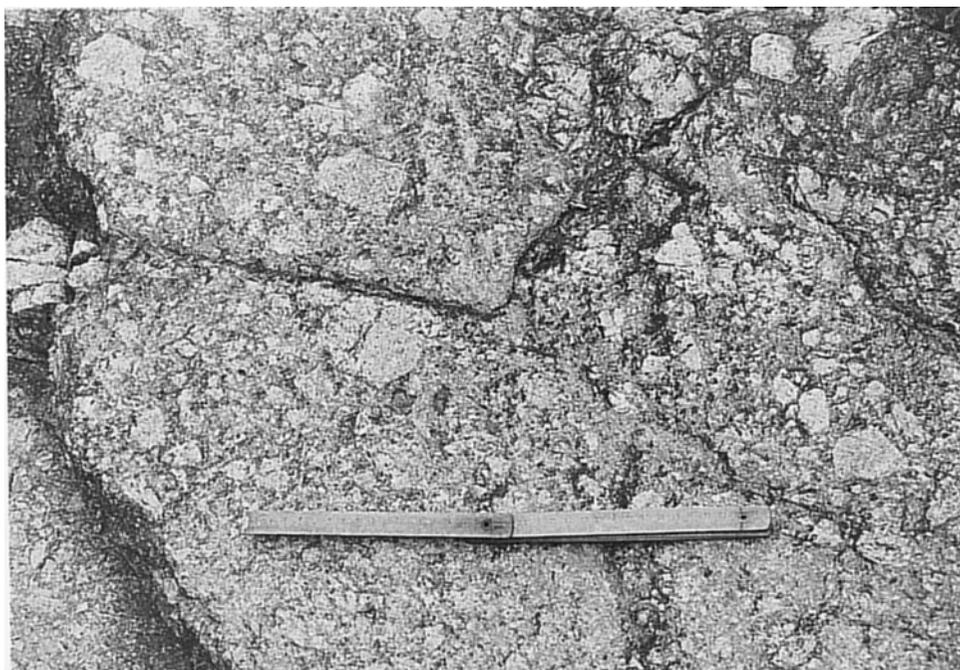
層序関係 一ノ沢花崗岩・有明花崗岩・奥丸沢花崗岩及び未区分珩長質火山岩類を不整合に覆い、これらを礫として取り込んでいる。滝谷花崗閃緑岩に貫入され接触変成を被っている。

岩相 下部は極めて淘汰が悪く、基質に乏しい塊状角礫岩層 (Ya) からなり、上部は角礫岩層中に頻繁に礫岩・砂岩・軽石質火山礫凝灰岩・凝灰角礫岩を挟有するほか、流紋岩溶結凝灰岩 (Yt) を挟有している。

角礫・岩片としては美濃帯中生層起源の砂岩・泥岩・チャートのほか、流紋岩溶結凝灰岩、流紋岩溶岩や中-粗粒黒雲母花崗岩を含むが、露頭規模では礫種はほぼ単一であることが多く、槍沢上流-飛騨沢-蒲田川左俣谷上流では溶結凝灰岩が、北鎌尾根では美濃帯起源の岩石、溶結凝灰岩あるいは溶岩がそれぞれ礫のほとんどを占めている (第 57 図)。サイズは数 cm 程度のものが多いが、50 cm を超える角礫も含まれる。本層上部に挟有される溶結凝灰岩は結晶破片に乏しく、ユータキシティック構造が顕著である (第 58 図)。

なお槍ヶ岳山頂部には、本層中の溶結凝灰岩 (Yt) の上位に安山岩溶結凝灰岩・花崗斑岩・花崗岩・流紋岩溶結凝灰岩・流紋岩溶岩などの岩片を含む凝灰角礫岩が露出している。この凝灰角礫岩は「上高地」図幅地域の南岳凝灰角礫岩層の一部に類似しており、X. 2 で述べる前穂高岳溶結凝灰岩層より上位の層準に当たる可能性もあるが、小分布のため地質図上では本層に含めた。

構造 角礫岩層内部の堆積構造はほとんど確認できず、わずかに礫径の小さい部分が層状をなす程度



第 57 図 檜沢角礫岩層中の流紋岩溶結凝灰岩（未区分珪長質火山岩類）の岩片のみからなる角礫岩
無層理で極めて淘汰が悪い。天上沢左岸支沢（独標沢）右俣転石（標高 2,290m）



第 58 図 檜沢角礫岩層中の流紋岩溶結凝灰岩の岩相
ユータキシティック構造が発達する。北鎌尾根西斜面、千丈沢支沢 D 沢（標高 2,370m）

である。流紋岩溶結凝灰岩の葉理面構造は東鎌尾根及び西鎌尾根千丈沢乗越では南北性の走向で西及び東傾斜を示し、ともにグラーベンの内側に傾斜した構造を示す。この構造は南側の「上高地」地域内で確認されたグラーベン方向に軸を有する向斜構造と調和的である。一方、北鎌尾根独標北側では東西走向で北傾斜の構造を示し、東鎌尾根及び西鎌尾根との間に構造的ギャップが推定できる。

地質時代 本層中の流紋岩溶結凝灰岩 (Yt) のジルコンについて、 1.7 ± 0.2 Ma の FT 年代値を得た (付表 A-2 の No. ⑱)。この値は地質学的に推定された年代に比べて著しく若く、なんらかの熱的影響を受けていることを示唆している。

X. 2 前穂高岳溶結凝灰岩層 (Wm)

命名 原山 (1990 a) による。

模式地 「上高地」地域内の前穂高岳北尾根一帯及び奥穂高岳から大切戸に至る稜線。

分布 本層は、「上高地」地域内の槍-穂高連峰の山稜部を中心に、南北に広く分布する。本図幅地域内の分布はその北縁部に当たり、飛騨乗越周辺と水鉛谷最上流部などに分布する。

層序関係 飛騨乗越において槍ヶ岳結晶片岩を不整合に覆う。

岩相 普通輝石・紫蘇輝石安山岩-デイサイト質で、斜長石などの結晶片に著しく富んだ (容量比 60 % 前後) 灰緑色-暗緑灰色の溶結凝灰岩からなる。石質岩片に乏しく (通常 1% 以下)、長径数 cm (最大長径 20 cm) の本質岩片を多数含む。石質岩片としては流紋岩溶岩・流紋岩溶結凝灰岩・粗粒黒雲母花崗岩・泥岩・砂岩などの数 cm 以下の角礫を含む。

本層は均質塊状で堅硬であり、風化に対する抵抗力が強いため、岩峰や岩壁を形成する。しかし、本層中には規則的な柱状-板状節理が発達するため、これに沿って剥離崩落を繰り返す性質がある。

構造 本層中の本質レンズ (偏平化した本質岩片) の示す葉理構造から、穂高グラーベンの伸長方向に平行な軸を有する向斜構造が推定されている (原山, 1989, 1990 a)。

地質時代 原山 (1990 a) により両隣「上高地」地域内の本層について 3 個の FT 年代値が報告されているが、いずれも著しく若い値 (2.819 Ma) を示す。

XI. 古第三紀花崗岩類

(原山 智・佐藤岱生)

概要 本図幅地域内と近接地域には、穂高安山岩類や爺ヶ岳火山岩類など古第三紀火山岩類に貫入する深成岩類が知られている (原山, 1975 b ; 石沢, 1982)。これら深成岩類を、石沢 (1982) は第Ⅲ期火成岩類、原山ほか (1985) はステージⅣとして位置づけた。なお上記の報告はいずれも、金沢花崗閃

緑岩を古第三紀の貫入岩体として扱っているが、本研究によりその貫入時期は中新世末から鮮新世初頭であることがほぼ確実となった。したがって本報告では金沢花崗閃緑岩を新第三紀火成岩類（第Ⅺ章）として扱い、古第三紀火山岩類と同時または直後の貫入時期を示す花崗岩類を古第三紀花崗岩類として扱う。

糸魚川-静岡線以西の中部地方では、古第三紀花崗岩類は北アルプスなど北部地域に限定されて分布するとされる（原山ほか，1985）。本図幅地域内に分布する古第三紀花崗岩類は、滝谷花崗閃緑岩及び滝ノ沢花崗岩であり、ともに本図幅地域の外に、連続する分布域や主たる分布域を有している。滝谷花崗閃緑岩は本図幅地域南縁部に、滝ノ沢花崗岩は東縁部に分布している。

XII. 1 滝谷花崗閃緑岩 (Gdt)

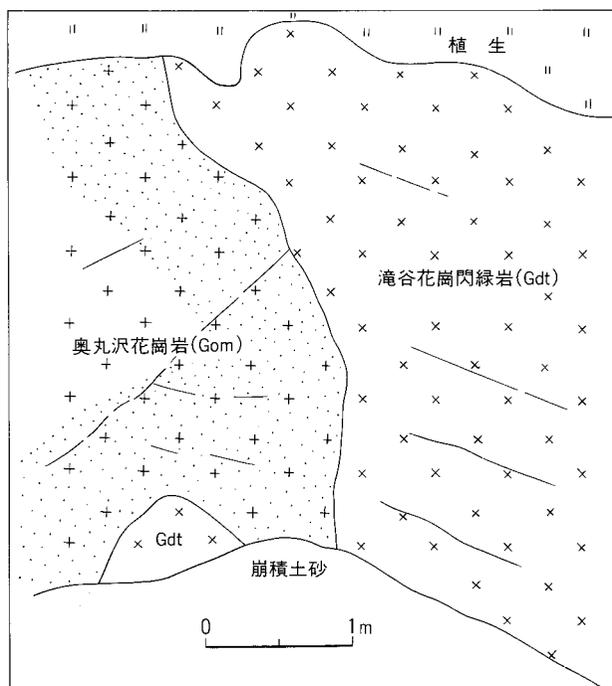
命名 原山 (1975a) による。

模式地 「上高地」地域内の蒲田川右俣谷支流の滝谷下流。

分布 本岩は、「上高地」地域内の大正池南から水鉛谷上流まで南北に 13 km，東西に 4 km 弱の細長い岩株状岩体をなす。本図幅地域内の水鉛谷の分布は、その北縁部に当たる。

貫入関係 穂高安山岩類・奥丸沢花崗岩に貫入し、接触変成を与える（第 59 図）。

岩相 岩体の上下方向に組成変化 (SiO_2 : 66-75%) を示す累帯深成岩である（原山，1990 a）が、



第 59 図 奥丸沢花崗岩に貫入する滝谷花崗閃緑岩
貫入境界から 1m 以内の奥丸沢花崗岩（打点部）には著しい再結晶組織が認められる。蒲田川左俣谷支流水鉛谷（標高 2,030m）

本図幅地域内には下部相（相対的に苦鉄質な部分）に当たる中粒弱斑状角閃石黒雲母花崗閃緑岩のみが露出する。

しばしば苦鉄質包有岩を含む。斑状結晶は、大部分斜長石・石英・角閃石からなり、極めて弱い定向配列をなすことが多い。

地質時代 Rb-Sr法による全岩アイソクロン年代は約 46 Ma を示す（原山・白波瀬，未公表）。

XI. 2 滝ノ沢花崗岩（Gt）

命名 佐藤（1983），加藤・佐藤（1983）による。

分布 本地域北東部の滝ノ沢中流部に分布する。

岩相 優白質な中粒の黒雲母花崗岩である。大白沢花崗岩・有明花崗岩など多量の花崗岩捕獲岩を含む（加藤・佐藤，1983）。

地質時代 放射年代値など本岩の貫入時期を確定する資料はないが、ここでは加藤・佐藤（1983）の第3期花崗岩類の一員として古第三紀深成岩類に位置づけておく。

XII. 新第三紀火成岩類

（佐藤岱生・原山 智）

XII. 1 金沢花崗閃緑岩（Gk）

命名・定義 平林（1965）の金沢型花崗岩を佐藤（1983）及び加藤・佐藤（1983）が再定義、平林（1965）は、本岩は SiO_2 68 wt% で花崗閃緑岩質であると述べている。石沢（1982）と加藤ほか（1989）の金沢花崗岩に同じ。

石沢（1982）は、白亜紀-古第三紀初期花崗岩類を不整合に覆う古第三紀火山岩類（石沢，1982の爺ヶ岳火山岩類）に、本岩が貫入する関係を見出し、周辺の花崗岩類より新期の火成活動に属していることを明らかにした。

模式地 東隣「信濃池田」地域の北西端、高瀬川北岸支沢（金沢）（加藤・佐藤，1983）。

分布 本岩の主たる分布域は「立山」、「黒部」、「大町」地域内にあり、扇沢及び鹿島槍ヶ岳付近から下廊下、祖母谷などの黒部川中流域にかけてパンリス状岩体（黒部川花崗閃緑岩）をなす。本図幅地域内の分布は、上記パンリス状岩体の南方に位置しており、複数の岩株または岩脈状小岩体からなる。本図幅地域内では、七倉ダム湖岸（七倉岩体）・唐沢流域（唐沢岩体）・幕岩周辺（幕岩岩体）・名無沢-コジ沢（名無沢岩体）などこ分布する。

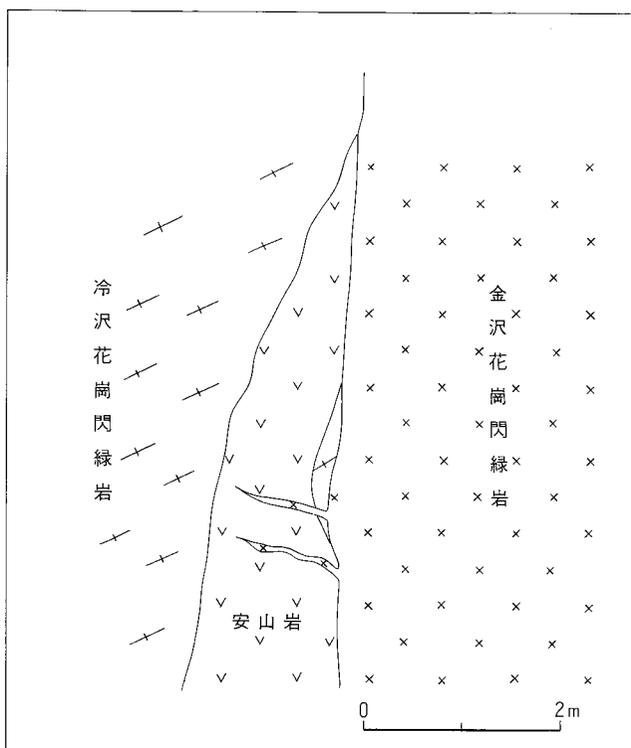
貫入関係 名無沢岩体の名無沢標高 1,400 m 付近及びその北隣の沢の標高 1,450 m 付近では、冷沢

花崗閃緑岩を貫いている（第 60 図）。コジ沢 1,570 m 付近では、コジ沢閃緑岩の層状構造をクリーンカットした貫入関係を示す（第 61 図）。コジ沢標高 1,770 m 付近では冷沢花崗閃緑岩と断層で接している（第 62 図）。断層の走向は N20°E、傾斜は 70°SE、破碎帯の幅は 2-3m である。

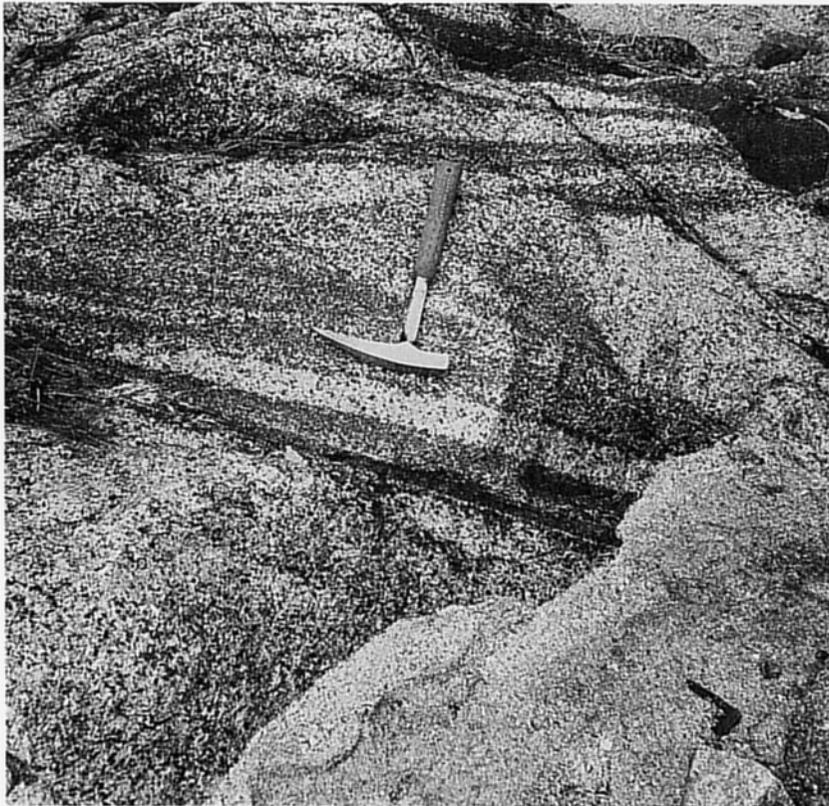
唐沢岩体の唐沢標高 1,220 m では大白沢花崗岩のブロック（30 cm×10 cm）を捕獲している。石沢（1982）によれば、七倉ダム付近の試錐試料（地下 150 m）に本岩が確認され、高瀬川横谷部に分布する葛花崗岩（本報告の大白沢花崗岩及び冷沢花崗閃緑岩）などに認められる弱い再結晶化は本岩による接触変成作用であると推定している。

岩相 一般に暗灰色細-中粒斑状の角閃石黒雲母花崗閃緑岩を主体とするが、唐沢岩体ではトータル岩が卓越する。小岩脈状に貫入している場合には、比較的優白質で、細-中粒黒雲母花崗岩となっている。「大町」地域の扇沢周辺や黒部川中流域ではしばしば苦鉄質包有岩が多量に含まれ、それが本岩（金沢花崗閃緑岩-黒部川花崗閃緑岩）の特徴の一つになっているが、本図幅地域では苦鉄質包有岩に富んだ岩相は確認されない。まれに角閃石のコアに輝石が残存していることがある。本岩のモード（唐沢岩体・名無沢岩体）は花崗閃緑岩-トータル岩組成を示し、色指数は 14-23（第 51 図）。

地質時代 コジ沢岩体（コジ沢の標高 1,570 m）の試料について 4.65 ± 0.26 Ma の角閃石 K-Ar 年代値が得られた（付表 A-1 の No. ⑩）。「信濃池田」地域内の模式地の試料についても、 4.2 ± 0.4



第 60 図 冷沢花崗閃緑岩に貫入する金沢花崗閃緑岩（名無沢岩体）
冷沢花崗閃緑岩を安山岩脈が貫入し、更に両者を金沢花崗閃緑岩がクリーンカットし、接触変成作用を与えている。高瀬川右岸名無沢（標高 1390 m）



第 61 図 コジ沢閃緑岩に貫入する金沢花崗閃緑岩
コジ沢閃緑岩は層状構造を示す。高瀬川右岸コジ沢（標高 1,510m 付近）



第 62 図 金沢花崗閃緑岩と冷沢花崗閃緑岩を境する断層
破碎帯の幅は 2-3m。破線から上流側は冷沢花崗閃緑岩、下流側は金沢花崗閃緑岩
大町市、高瀬川右岸コジ沢（標高 1,770m）

Ma の黒雲母 K-Ar 年代値が報告されている（加藤・佐藤，1983）。また本岩の分布域あるいは潜在域周辺の冷沢花崗閃緑岩の中には 4.7 ± 0.2 Ma の黒雲母 K-Ar 年代値（滝ノ沢合流点）や 3.5 ± 0.9 Ma の全岩 K-Ar 年代値（高瀬ダム北東の高瀬川左岸）が報告されている（加藤・佐藤，1983；緒方ほか，1983；付表 A-1 の No. ⑥，⑦）が，これらの年代は本岩による接触変成作用による若返りの可能性が高い。

本岩に対比される黒部川花崗閃緑岩（加納，1989の黒部川花崗岩を再定義；対比の項参照）についても多数の年代測定が行われており（緒方ほか，1983；Nishimura and Mogi，1986），角閃石について 5.7 ± 1.4 Ma，黒雲母について 5.0 ± 0.8 Ma から 1.0 ± 0.3 Ma，全岩について 4.4 ± 0.7 Ma から 0.8 ± 0.4 Ma の K-Ar 年代値が得られている（原山によって行われた 20 万分の 1 図幅「高山」の調査資料に基づく，緒方ほか，1983 の区分による G2，G3，G5 の深成岩類のほとんどが黒部川花崗閃緑岩である）。これらの年代値は現在の黒部川に沿った高温地熱帯（祖母谷下流から仙人ダム付近）の近傍では 1.5 Ma から 0.8 Ma の若い値を示し，これから離れるにしたがって 5.7 Ma から 3.7 Ma の範囲におさまるようになる。Nishimura and Mogi（1986）は G2 と G3 の全岩 K-Ar 年代値と標高には正の相関関係がある，すなわち地形的高所に古い値を示すものが多いとしている。

金沢花崗閃緑岩及び黒部川花崗閃緑岩についての以上の放射年代測定は，高瀬川縦谷部・同横谷部・黒部川中流域での相互にかなり離れた（前 2 者で 8-12 km，後 2 者で約 18 km）地点から採取された試料について行われ，測定試料も角閃石・黒雲母・全岩と閉鎖温度の異なるものが対象となっているにもかかわらず，比較的狭い年代幅（5.7-0.7 Ma）の中におさまっている。仮に黒部川花崗閃緑岩について測定された年代値が，岩体全域を含む広範囲にわたる定置年代からの大幅（例えば 50 Ma から）な若返りによるものと解釈するならば，周辺の火成岩類にも同様な若返りが広範囲に生じているはずである。ところが黒部川花崗岩体から少なくとも 5 km 以上離れると，周囲の白亜紀-古第三紀火成岩類の年代測定値（70 から 50 Ma を示す）に若返りの証拠は認められていない（例えば東沢谷出合の奥黒部花崗岩，付表 A-1 の No. ⑨）。これらの資料は，金沢花崗閃緑岩及び黒部川花崗閃緑岩が定置年代から大きく若返ってはならず，通常の冷却過程（再加熱や著しく遅い冷却でない）を経ていると考えるべきであることを示している。

閉鎖温度の高い（約 500°C）角閃石 K-Ar 年代値はコジ沢岩体で 4.65 ± 0.26 Ma，黒部川花崗閃緑岩で 5.7 ± 1.4 Ma を示しており，おそらくこれらの年代値が定置年代に最も近接している。金沢花崗閃緑岩及び黒部川花崗閃緑岩はともに中新世末から鮮新世初頭にかけて貫入定置したのであろう。

対比 加納（1974，1989）は黒部川流域に広く分布する花崗岩類を黒部川花崗岩と呼び，有明花崗岩などと同じくほぼ 50 Ma 前後の貫入とみなしている。しかし加納（1989）の黒部川花崗岩には白亜紀末期-古第三紀初期と中新世末-鮮新世初期の時代の大きく異なる 2 時期の岩体が含まれている。加納（1989）の黒部川花崗岩のうち本岩に対比されるのは白亜紀末期-古第三紀初期に貫入した岩体（本報告の奥黒部花崗岩など）を除いた，より新期（中新世以降）の部分である。本報告ではこの新期の部分を岩質をも考慮して黒部川花崗閃緑岩（再定義）とする。原山ほか（1985）の黒部-金沢花崗岩，石沢（1988）の黒部花崗岩，山田ほか（1989）の黒部川花崗岩はいずれも石沢（1982）の貫入関係に基づき，本岩と黒部川花崗閃緑岩（再定義）とを対比している。

岩石記載 (コジ沢岩体) 細粒輝石含有角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (GSJ R56977/8973102) : 高瀬川コジ沢 (標高 1,560 m). K-Ar 年代測定試料 (付表 A-1 の No. ⑩). 第 X III 図版.

[構成鉱物] 斜長石 (50容量%) > 石英 (25%) > 黒雲母 (11%) = カリ長石 (10%) > 角閃石 (3%)
> 不透明鉱物 (0.1% >). 色指数 14.

[副成分鉱物] スフェーン・褐れん石・ジルコン・アバタイト.

少量の斑状斜長石 (径 4-10 mm) を含むが, 主体は径 1-3 mm の半自形-他形斜長石・石英・黒雲母と自形-半自形の角閃石からなり, さらに上記粒子間を半自形-他形の斜長石・石英と少量の他形カリ長石が充填している. このほか不透明鉱物が少量見いだされる. 斜長石の多くがオリゴクレーヌ-アンデシン組成を示し, 反復累帯構造を示す. 角閃石は緑褐色-緑色の軸色 (Z) を示すが, コア部にまれに普通輝石がレリック状に含まれていることがあり, それを取り巻く角閃石の軸色は淡色である.

XII. 2 猿すべり文象斑岩 (Gps)

命名 石沢 (1982) による. 柴田・原 (1955) 及び平林 (1965) のアダメロ斑岩, 加藤ほか (1989) の文象斑岩に相当する.

分布 本図幅地域では七倉ダム湖岸に分布する.

貫入関係 大白沢花崗岩及び金沢花崗閃緑岩に貫入する.

岩相 白色-青灰色の緻密な輝石含有角閃石黒雲母文象斑岩である. 斜長石と黒雲母の斑晶を多数含み, 非常に細粒の斑状黒雲母花崗岩様の外観を呈する. 鏡下では, 斜長石斑晶は 1-3 mm, 集斑状をなす場合がある. 黒雲母は 0.1-0.5 mm で, クロット状をなす場合と単独で出現する場合がある. 副成分鉱物として緑泥石, 不透明鉱物 (おそらく磁鉄鉱) がある. 石基は 1 mm 程度の球顆によるグラノフィリック組織を示す.

地質時代 金沢花崗閃緑岩に貫入するので, 本研究では鮮新世の貫入と判断した.

XII. 3 七倉火砕岩岩脈 (Pn)

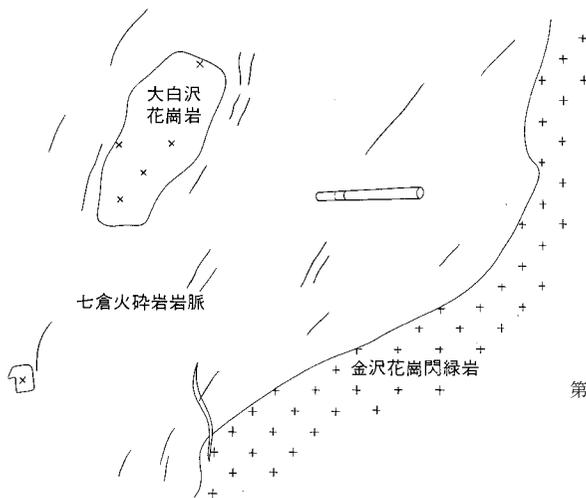
命名・定義 新称. 紫色を帯びた黒色の凝灰角礫岩及び溶結凝灰岩からなる火砕岩岩脈.

分布 高瀬川横谷部・七倉ダム湖沿岸・七倉沢左股上流 (北隣の「立山」地域) など.

貫入関係及び産状 高瀬川横谷部唐沢入口下流の堰堤右岸 (標高 1,095 m) では黒色ガラス質基質の火砕岩が大白沢花崗岩を捕獲し, 更に金沢花崗閃緑岩を貫いている (第 63 図). そのわきの崖の露頭で本岩は多量の太白沢花崗岩の円礫状の岩片を含み, 水平方向の節理が発達している. 更に上記地点から下流約 100 m の右岸では, 火砕岩が幅約 2 m の岩脈として金沢花崗閃緑岩を貫き, これを捕獲している (第 64 図). 七倉火砕岩岩脈中には, 岩片として金沢花崗閃緑岩とともにしばしばひん岩が含まれている. このひん岩は単独の岩脈としては見いだされず, おそらく火砕岩脈の活動に密接に関連している半深成岩である. 更にその下流標高 1,060 m 付近の神ノ沢合流対岸の小沢入口では, 本岩脈 (幅約 10 m) が大白沢花崗岩を貫いており, 母岩の太白沢花崗岩の岩片を捕獲している. 貫入面の走向は

N35°E, 傾斜は 45°NW であり, 貫入面から 15 cm ほどの範囲にはそれと平行な層状構造が発達している。

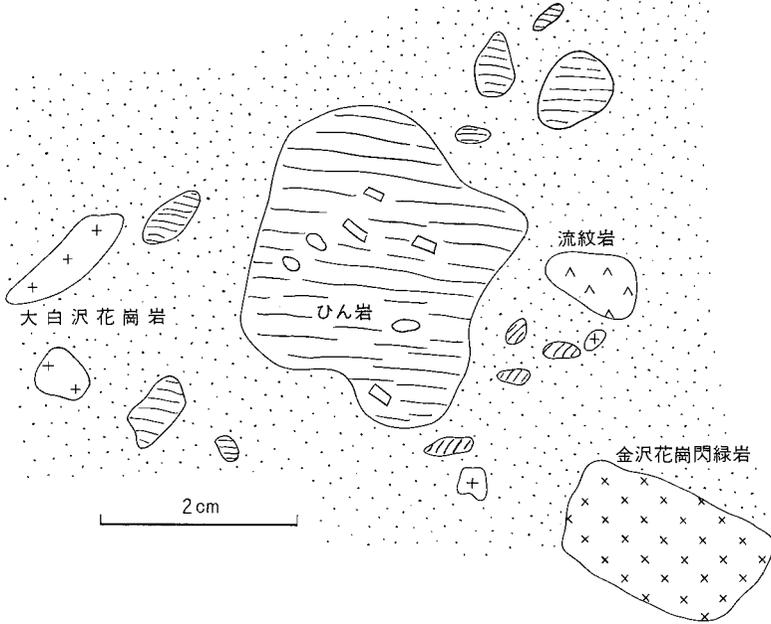
七倉ダム湖左岸では, 本岩は猿すべり文象斑岩を破碎して貫き, これを捕獲している (第 65 図)。猿すべり文象斑岩との境界から約 5 cm の部分では本岩は灰色を示し, 含まれる岩片のほとんどが文象斑岩である。岩片の形態は丸みを帯び, 一部は塑性変形した形状を示す。岩脈の更に内側では本岩は紫色を帯びた黒色を呈し, ひん岩の岩片 (1-3 mm) を多数含んでいる。流理構造は不明瞭であるが, 岩片



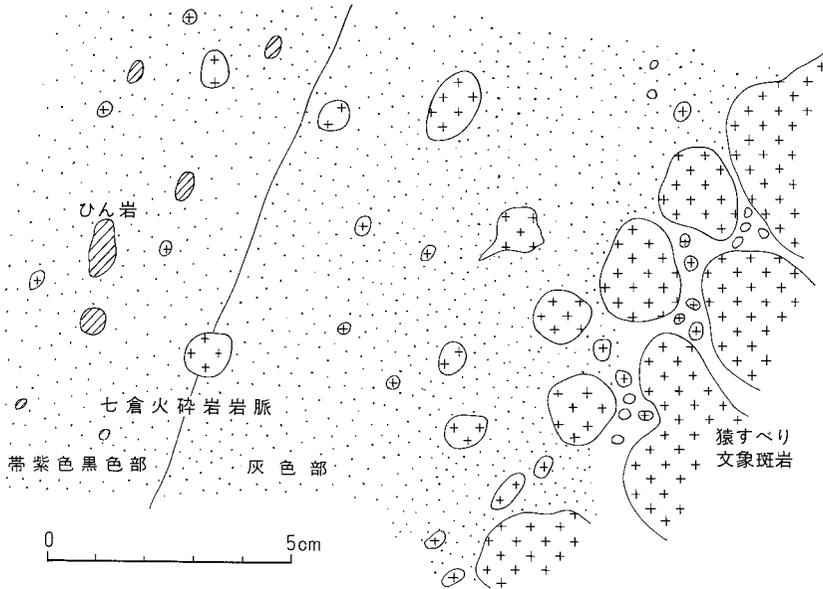
第 63 図 金沢花崗閃緑岩を貫く七倉火砕岩岩脈
大白沢花崗岩を捕獲している。捕獲岩と母岩に平行な流理構造がある。高瀬川横谷部右岸 (標高 1,095 m 付近)

は定向配列している。

七倉ダム右岸（第65図の地点の対岸）の急崖下部では、本岩は多量の本質レンズを含む溶結凝灰岩からなる。本質レンズは長径10cm前後厚さ2-3mmで、著しく扁平化している。ここでは本岩は紫



第64図 金沢花崗閃緑岩の岩片を含む七倉火砕岩岩脈
岩片はひん岩が多い。高瀬川横谷部（標高1,095m）。第63図の地点から100m下流右岸



第65図 猿すべり文象斑岩と七倉火砕岩岩脈の接触部
猿すべり文象斑岩が破碎されて七倉火砕岩岩脈に捕獲されている。灰色部は、ほとんどの破片が文象斑岩からなる（幅約5cm）、黒色部は紫色を帯びたひん岩の破片（径1-3mm）が多い。七倉ダム左岸、ダム堰堤から上流約1.5km

色を帯びた黒色を呈し、斜長石の結晶片に富み、ひん岩の岩片を含む。加藤ほか（1989）による「大町」地域の白沢天狗流紋岩の黒色で溶結の強い岩相に似ている。

山の神トンネル出口付近の、七倉ダム湖に向かう歩道沿いの転石では大白沢花崗岩を多量に含む火砕岩（火道角礫岩？）が観察される（第 66 図）。母岩は大白沢花崗岩で、花崗岩の岩片の非常に多い部分は貫入面から約 50 cm ほどである。ここでは本岩中に暗色のひん岩の岩片も含まれ、部分的ではあるが流理構造も観察される。七倉沢左股標高 1,500 m 付近では、本岩は黒色の溶結凝灰岩からなり、岩片として有明花崗岩を含む。

地質時代 本岩脈は、岩相や産状の上で白沢天狗流紋岩（石沢，1982）に類似しており、また金沢花崗閃緑岩・猿すべり文象斑岩に貫入する点で白沢天狗流紋岩の貫入関係と共通性があり、おそらく同時期の火山活動の産物（給源火道？）であろう。白沢天狗流紋岩の貫入時期は、FT 年代（ 2.2 ± 0.3 Ma, 加藤ほか，1989）、K-Ar 年代（ 1.4 ± 1.7 Ma, 加藤ほか，1987）からほぼ鮮新世末期である。

なおこの時期には東方の北部フォッサマグナ地域で火砕流堆積物（大峰累層大塩火砕流堆積物など）が多量に堆積しており（加藤ほか，1989）、それらの一部について 2.4 ± 0.2 Ma と 2.0 ± 0.2 Ma の全岩 K-Ar 年代値が得られている（山田ほか，1985）。本岩脈はこれら火砕流堆積物の給源地域の 1 つであった可能性があり、厳密な対比のために本岩脈についての年代測定や岩石学的検討が必要である。



第 66 図 大白沢花崗岩に貫入した七倉火砕岩岩脈
下方の大白沢花崗岩の岩片に富む部分の幅は約 50cm、ひん岩の岩片も多い。色は全体に灰色である。花崗岩の母岩に沿う流理構造が存在する。七倉ダム左岸山の神隧道上流側出口より約 200m 南東方

XIII. 岩 脈 (II)

(原山 智・佐藤岱生)

白亜紀末期-古第三紀初期花崗岩類及び古第三紀花崗岩類中に貫入する岩脈を岩脈 (II) として一括記述する。後述する貫入関係や接触変成の有無などから、本岩類は古第三紀から更新世にわたるさまざまな時期に貫入したと推定される。珪長岩岩脈の一部には金沢花崗閃緑岩による接触変成を被っているものもあり、その貫入時期は明らかに中新世以前にさかのぼる。手取層群中に貫入する珪長岩岩脈の一部には、おそらく白亜紀末期-古第三紀花崗岩類より古いものも含まれるが、野外での識別は困難なため便宜上岩脈類 (II) に含める。高瀬川横谷部沿いに露出する岩脈は、平林 (1965) により詳細な研究が行われている。ここでは N50°W と N50°E 方向の岩脈が卓越することが明らかにされており、岩質的に A 型から E 型の 5 種類に区分されている。このうち A 型は猿すべり文象斑岩と七倉火砕岩岩脈に、B 型は本章の珪長岩に、C 型は花崗斑岩に、D 型の一部及び E 型は本報告の安山岩及びデイサイトにはほぼ対応している。

XIII. 1 珪 長 岩 (F)

分布 手取層群及び船津花崗岩類中に貫入するグループと、白亜紀末期-古第三紀初期の花崗岩類に貫入するグループに大別される。前者は太郎兵衛平・薬師沢流域・水晶岳北方に岩脈・岩床をなして分布する。後者は北鎌尾根北部-千天出合・槍岳山荘北側・喜作新道・ブナ立尾根・不動沢・大白沢に岩脈をなして分布する。このうち北鎌尾根の岩脈は幅 250 m で延長は南北に 1.5 km の大きなものである。

岩相 一般的には灰白色-灰緑色緻密な石基中に、斜長石・石英の数 mm 以下の斑晶を少量含む。苦鉄質鉱物に乏しく、わずかに黒雲母を含むが、ほとんど緑泥石などに変質している。しばしば流理構造を示す。太郎兵衛平付近の岩脈は電気右を含み、空隙中には沸石・石英などを生じている。また石英脈や硫化鉱物などの鉱化作用がしばしば確認される。

ブナ立尾根標高 2,280 m 付近で奥黒部花崗岩中に貫入する流紋岩ないしデイサイト質の岩脈は、石基が極めて新鮮な暗灰色のガラスからなるやや特異な岩相を示し、斑晶として少量の斜長石・斜方輝石・褐色角閃石を含む。

XIII. 2 安山岩及びデイサイト (A)

分布 岩脈の幅が数 m の小規模な岩脈は各地で確認されるが、地質図上に表現できる規模の岩脈は少ない。岩脈幅が 10 m を超えるものは、太郎兵衛平周辺・スゴ谷上流・中ノ俣流域・温泉沢・硫黄沢・燕岳周辺に露出する。船津花崗岩類・手取層群・白亜紀-古第三紀花崗岩類などに貫入する。地質図には示していないが、高瀬川縦谷部東岸の名無沢では冷沢花崗閃緑岩中に貫入し、金沢花崗閃緑岩に貫入され接触変成を受けた安山岩脈がある (第 60 図)。

岩相 スゴ谷から中ノ俣谷にかけての岩脈で最も多いのは、暗緑灰色ないし暗灰色を示す塊状緻密な安山岩質のもので、斜長石の細粒斑晶が肉眼でわずかに確認される岩相を示す。温泉沢の岩脈は暗緑色緻密で、1 mm 前後の細粒斜長石斑晶を含み、石基には黒雲母を含んでいる。燕岳付近には斑状組織を示し、径数 mm の斜長石斑晶を含む岩脈が露出する。

硫黄沢から縦沢にかけて3か所に分布する岩脈はいずれも岩相的に類似しており、斑状組織の明瞭なデイサイト質岩脈である。一部に火砕岩岩脈を伴う。斑晶として径 3-5 mm の斜長石・斜方輝石・単斜輝石を多数含むほか、融食された角閃石と黒雲母を含む。石基は細粒なグラノフィリック組織を示し、普遍的に黒雲母を含む。東側には硫黄沢硫気孔群など活動中の熱水変質帯が分布しており、これらの岩脈は第四紀火山の活動に関係したものかもしれない。

XIV. 更新世火山岩類

(中野 俊・原山 智)

XIV. 1 概要と研究史

本図幅地域内には、縦沢岳火山岩類、鷲羽・雲ノ平火山 (雲ノ平火山・鷲羽池火山及びワリモ岳安山岩の総称：中野, 1989)、及び上廊下火山岩類が分布しており、更新世前期から後期まで火山活動が継続していた。これらの火山及び火山岩類は、いずれも飛騨山脈上に南北に並んで分布する第四紀火山群 (乗鞍火山列) の一員である (第 67 図)。

鷲羽・雲ノ平火山の地質に関しては加藤 (1914) 及び Koto (1916) によりその概略が報告されている。また、その岩石に関しては、石川 (1958) の岩石記載、Nakano *et al.* (1987) の微量元素、Notsu *et al.* (1989) のストロンチウム同位体比の研究がある。岩石に関する研究は、いずれも乗鞍火山列または中部日本の第四紀火山岩を対象とした広域的研究であり、鷲羽・雲ノ平火山の岩石は北隣「立山」地域内の立山火山や南隣「上高地」地域内の焼岳火山群の岩石と類似していることが指摘され

原山（1987）は、樺沢岳付近からその南方にかけて、かつて存在した火山体を樺沢岳火山と呼んだが、現存する火山岩類（奥飛驒火砕流堆積物及び水鉛谷火道）については樺沢岳火山岩類と呼ぶことにする。

XIV. 2. 1 奥飛驒火砕流堆積物 (Ok)

命名及び研究史 命名は原山（1987）による。本堆積物の分布は「上高地」地域の調査により笠谷流域にも確認され、広範な地域にわたって分布を示すことが明らかとなった。また本堆積物の給源火道（水鉛谷給源火道）が発見され、噴出流走経路が判明するとともに、松本盆地以東に広く分布する広域テフラ APm と対比されることが明らかとなった（升田，1985；原山，1987，1990 a）。本堆積物は金子（1976）の樺沢火砕流堆積物、また矢野ほか（1969）の樺沢岳石英安山岩質凝灰岩と岩坪山溶結凝灰岩を併せたものに相当する。

模式地 樺沢岳山頂周辺。

分布 西鎌尾根・樺沢岳・弓折岳稜線一帯から南西方向「上高地」地域内の蒲田川流域及び笠谷流域にかけて分布する。

本堆積物の堆積面は不明瞭で、かなり開析されている。基底面高度は、北限の樺沢岳周辺で 2,600 m の最高高度を示し、蒲田川流域で 1,760-1,400 m、笠谷流域で 1,750-1,000 m と南西方向に高度を減じ、分布西限の笠谷下流では 900 m と最低高度を示す。また「上高地」地域内の中崎西方・岩坪山西及び笠谷中流の分布にみられるように、現在の水系の方向に傾斜した基盤斜面にアバットしている。このことは、本堆積物の流下当時、既に現在の水系に近い北東-南西方向の谷地形が形成されており、当時の河川系に沿って流下した火砕流が谷埋め状に堆積したことを示す。本堆積物の現存する分布面積は約 5 km² であるが、流下当時の分布面積は 70 km² 以上で、その体積は 10 km³ を超えると推定された（原山，1990 a）。

層序関係 本堆積物は先新第三系を不整合に覆うほか、雲ノ平火山下部の雲ノ平礫層中に挟み込まれる（XIV.3.2 参照）。

層厚 残存する本堆積物の厚さは最大で 200 m 前後である。同一地域でも基盤地形の凹凸により厚さの変化が大きい。

岩相 本堆積物は灰色-暗灰色を呈する普通輝石紫蘇輝石角閃石黒雲母流紋岩-デイサイト溶結凝灰岩を主体とする。堆積物の上下方向での岩相や溶結度の強弱などの変化について詳しいことは分からない。溶結部では偏平化した軽石が本質レンズとして含まれる。一般に周囲より暗色を示すガラス質基のために基質との区別は容易で典型的なユータキシティック構造が観察される。石質岩片はどの地域でも観察されるが、量的には少ない。アプライト質花崗岩や接触変成を受けた頁岩など、いずれも径数 cm 以下のものが含まれる。

広域テフラとの対比 升田（1985）は樺沢岳付近に分布する火砕流堆積物（本稿での奥飛驒火砕流堆積物）が、鉍物の構成と組成の上で大町テフラ APm（クリスタル・アッシュ）に対比できることを明らかにした。一方、水鉛谷において発見された水鉛谷火道火山岩のうち、主体をなす花崗斑岩は構成鉍物が奥飛驒火砕流堆積物や APm と全く同じである。また水鉛谷火道火山岩と奥飛驒火砕流堆積物及び APm の三者について、構成鉍物の化学組成と放射年代値を測定した結果、これらは同時代・同源

の火山活動の産物であることが判明した (原山, 1987)。

地質時代 本堆積物に含まれる黒雲母について K-Ar 年代が, ジルコンについて FT 年代が各々測定され, K-Ar 年代は 0.4 ± 0.2 Ma を, FT 年代は 0.68 ± 0.10 Ma を示す (原山, 1987, 1990 a)。測定方法による差が認められるが, ともに本堆積物の時代が更新世中期であることを示唆する。なお, 鈴木・早川 (1990) は, APm の層位と年代を検討した結果, APm の噴出年代は 0.30-0.35 Ma の間にあると推定している。

岩石記載 普通輝石紫蘇輝石角閃石黒雲母デイサイト溶結凝灰岩 (GSJ R56934/KW-21): 樺沢岳西斜面の転石。第7表の No. 22。

〔結晶片〕斜長石・石英・黒雲母・角閃石・紫蘇輝石・磁鉄鉱・チタン鉄鉱。斜長石と石英は 2 mm 以下で, 破片状が多い。紫蘇輝石と普通輝石は 0.5 mm 以下で, 多くは自形を示す。黒雲母と角閃石は一部がオパサイト化しており, 2mm 以下の自形である。

〔基質〕ユータキンティック組織を示す (褐色ガラス)。

XIV. 2. 2 水鉛谷給源火道 (Okv)

命名・定義 原山 (1987) による。本火道は, 本図幅地域南端から「上高地」地域にかけて分布する小岩体であり, 奥飛驒火砕流堆積物の給源火道である (原山, 1987)。

分布 蒲田川左俣谷支流の水鉛谷とその南方の支沢にかけて露出し, やや北西-南東方向に延びた長径約 600m, 短径約 500m の楕円形を示す (第 68 図)。

貫入関係 奥丸沢花崗岩 (アブライト質細粒花崗岩-中粒黒雲母花崗岩) に貫入しており, 地形的には火山岩頭として周囲よりそびえたつ尖塔状の形態を示す (第 68 図)。

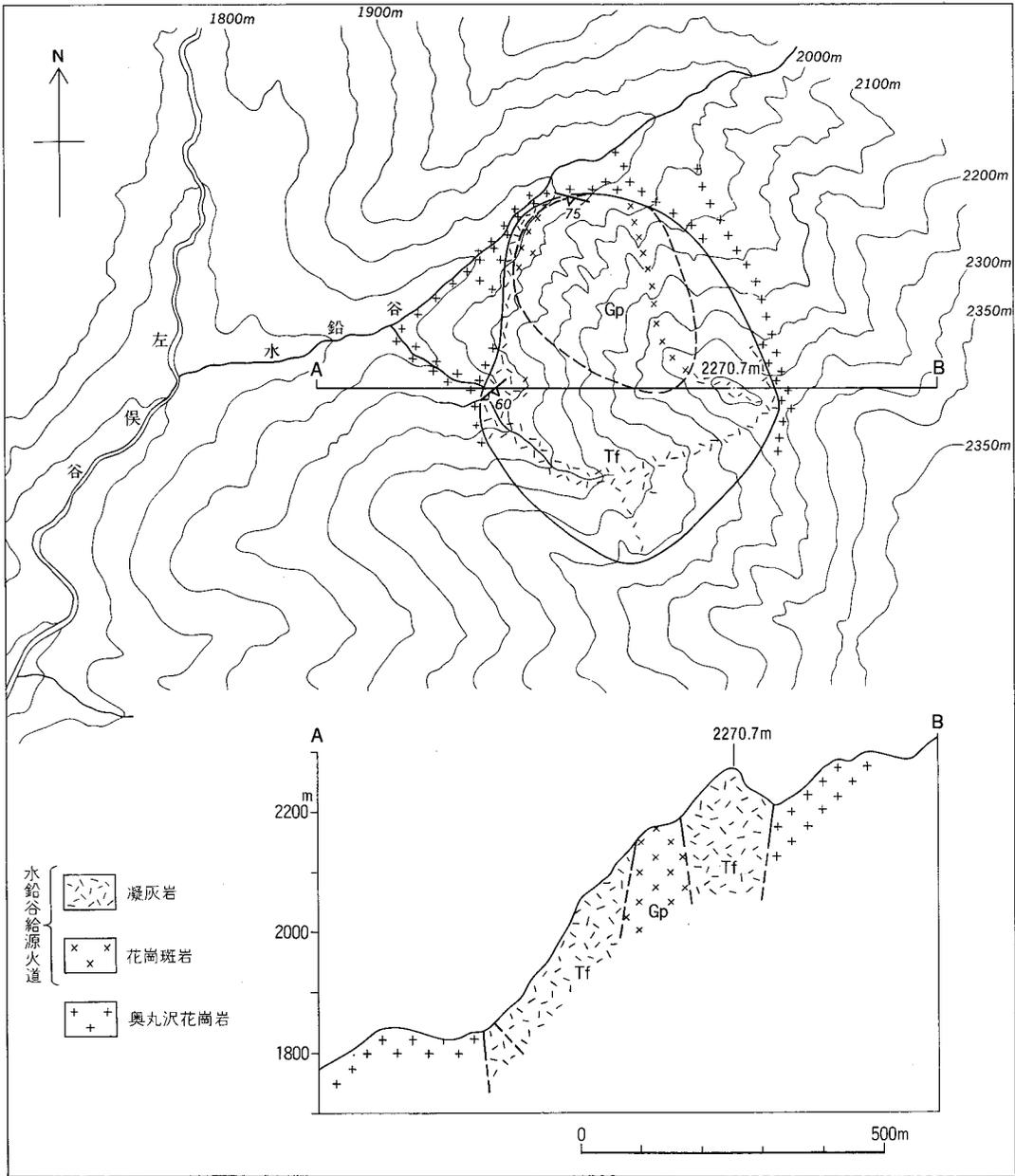
岩相 火道を構成する火山岩は, 灰色-緑灰色を示しやや多孔質・多斑晶質で, 斑状組織の明瞭な紫蘇輝石角閃石黒雲母花崗斑岩を主とする。岩体の周縁部には流紋岩凝灰岩や, 暗灰色の黒雲母角閃石普通輝石デイサイトないし安山岩及び同質の凝灰岩が露出する。水鉛谷南側の支沢では, 花崗斑岩と安山岩が数 10 cm 幅の縞状構造をなして繰り返す部分が認められる。このほか流紋岩溶結凝灰岩が火山岩頭上部に分布する。流紋岩凝灰岩には周囲の奥丸沢花崗岩に由来する岩片 (径数 cm 以下) が少量ながら普遍的に含まれる。

地質時代 主岩相の花崗斑岩について, ジルコンの FT 年代の測定が行われ, 0.63 ± 0.12 Ma の結果が得られている (原山, 1987, 1990 a; 付表 A-2 の No. ⑬)。

岩石記載 紫蘇輝石角閃石黒雲母花崗斑岩 (GSJ R49886/KH555): 蒲田川左俣谷支流水鉛谷左岸 (標高 1,830m)

〔斑晶〕斜長石・石英・黒雲母・角閃石・紫蘇輝石 (変質)・磁鉄鉱・チタン鉄鉱。斜長石は 6 mm 以下の自形を呈する。石英は融食形を示し, 5 mm 以下である。黒雲母は自形を呈する。角閃石・輝石・鉄鉱はいずれも少量である。

〔石基〕細粒完晶質。石英・長石・黒雲母・不透明鉱物からなる。



火山岩頭として周囲よりそびえたつ尖塔状の形態を示す

XIV. 3 雲ノ平火山

雲ノ平火山は黒部川と岩苔小谷に囲まれた雲ノ平と祖父岳を中心とする，更新世前期-中期に活動した火山である．雲ノ平（第 69 図）は標高 2,400-2,600 m の溶岩台地であるが，火口は残っていない，雲ノ平火山の最高峰は祖父岳であり，標高 2,825 m に達する．雲ノ平及び祖父岳の周囲は南西斜面（祖父沢・祖母沢付近）を除いてはいずれも急崖をなしており，基盤岩からなる周囲の峰々とは深い溪谷（黒部川及びその支流の岩苔小谷）を挟んで対峙している（第 70 図）．雲ノ平北西部では，溶岩台地と黒部川現河床の標高差は 600m に達する．

雲ノ平火山は，更新世前期の岩苔小谷溶岩類（旧成層火山体）と更新世中期の新期噴出物（祖父岳下部アグルチネート・祖父岳溶岩・祖父岳上部アグルチネート・雲ノ平溶岩）に分けられる．両者の間には雲ノ平礫層が挟まれる．なお，旧成層火山体を復元するとその噴出量は約 0.7 km³，新期の噴出物は合わせて 2.5 km³ 以上と推定される．放射年代値から両者の間の活動休止期間が約 60 万年あると推定されることから，両者を別の火山とすべきであるが，ここでは中野（1989）と同様に雲ノ平火山として一括する．

XIV. 3. 1 岩苔小谷溶岩類 (Vi)

命名 中野（1989）による．



第 69 図 雲ノ平の溶岩台地
雲ノ平溶岩の表面である．後方は水晶岳



第70図 黒部川と岩苔小谷に挟まれた尾根上の雲ノ平溶岩
急崖部は溶岩からなり、基底部から黒部川河床までの高度差は約300m。急崖部から右下黒部川に向かって地すべり岩塊がスライドしている。後方は水晶岳。スタレ沢から撮影

模式地 水晶岳南東，岩苔小谷左岸

分布 本溶岩類の大部分は既に浸食されその大半が失われてしまっており，高高原南方の岩苔小谷兩岸にのみ分布が認められる。

層序関係 岩苔小谷左岸において，未区分手取層群を不整合に覆う。

層厚 確認された全層厚は180m以上である。古い成層火山体の一部であると考えられる。直径約2km，比高300-400mの小型の成層火山体が推定されている（中野，1989）。

岩相 模式地では，厚さ2-8mの9枚以上の玄武岩溶岩流と火砕岩の互層からなる。溶岩流は西へ10-20°傾いている。

地質時代 清水ほか（1988）はこの溶岩類に属する溶岩から 0.93 ± 0.05 Maの全岩 K-Ar年代を報告している（付表 A-1 の No. ⑫）。

岩石記載 普通輝石含有かんらん石玄武岩（GSJ R49104/YRT137）：岩苔小谷 2,140 m に左岸から合流する枝沢の厚さ8mの溶岩（標高2,330m）。第6表及び第7表の No. 1. 第XIV図版1.

〔斑晶〕斜長石は2mm以下の自形を呈し，部分的に粘土鉱物に置換されている。やや蜂の巣状構造を示したり，塵状包有物が含まれることが多い。かんらん石は1mm以下の自形ないし半自形で，スピネルは含まず反応縁も有しない。部分的に変質により炭酸塩鉱物・粘土鉱物が生じている。普通輝石・不透明鉱物はごくまれで0.3mm以下の半自形-他形を呈している。

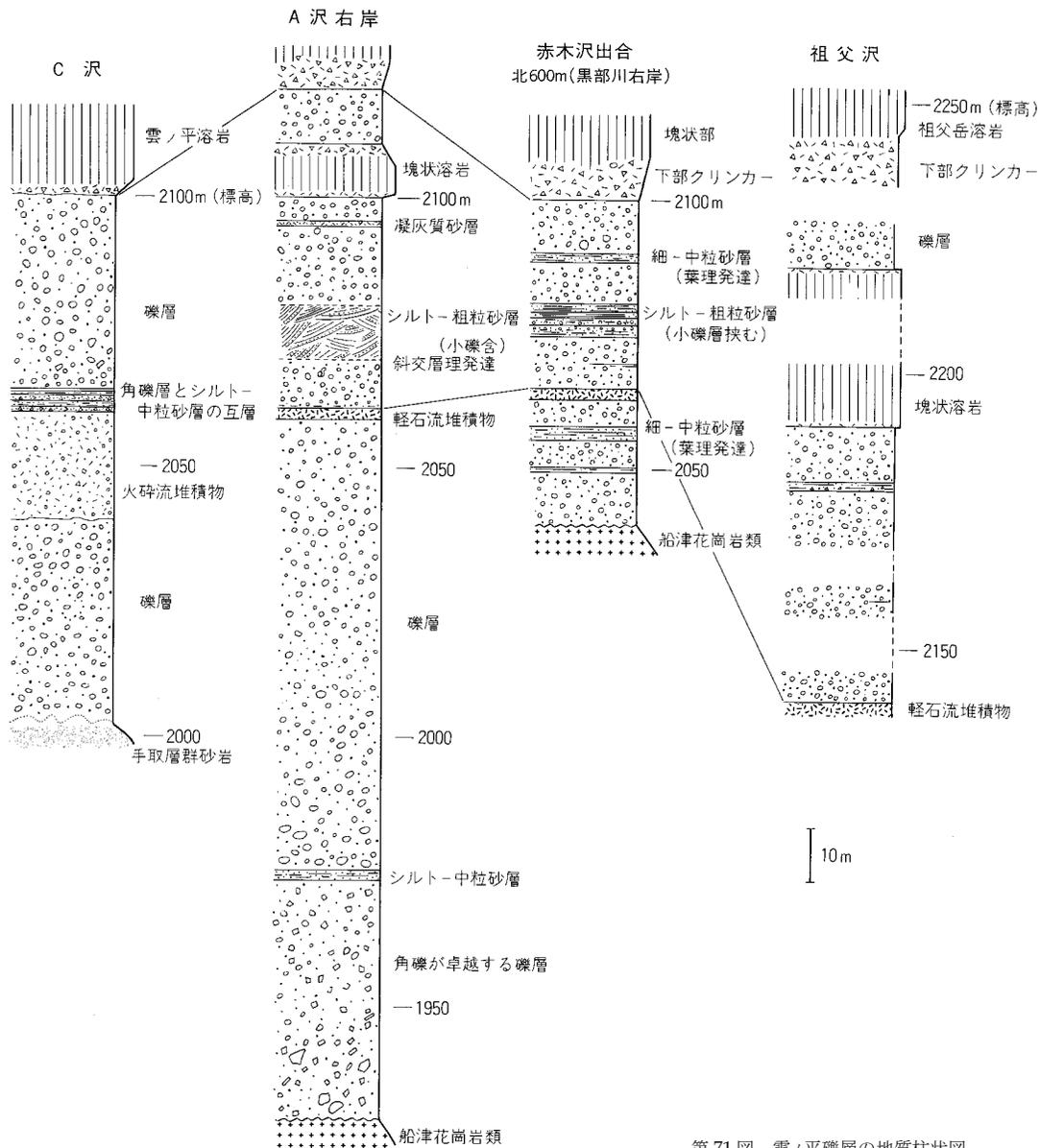
〔右基〕斜長石・単斜輝石・不透明鉱物及び少量のガラスなどが変質した粘土鉱物からなる。

XIV. 3. 2 雲ノ平礫層 (Km)

命名 加納 (1986) による. 齊藤 (1977) 及び中野 (1989) の記載がある.

模式地 薬師沢東方の A 沢.

分布 雲ノ平の北西-斜面及び南面の祖父沢沿いに露出している. 薬師沢にもその下半部がみられる.



第 71 図 雲ノ平礫層の地質柱状図
中野 (1989) に基づく

層序関係 船津花崗岩類，手取層群及び花崗斑岩を不整合に覆う。

層厚 最大層厚 180m に達する。

岩相 本礫層の地質柱状図を第 71 図に示す。本礫層は主に淘汰の悪い未固結の礫層（第 72 図）からなる。礫層の礫は，花崗岩類や手取層群の礫岩・砂岩に由来する，主に大礫-中礫大の亜円礫ないし亜角礫であって円磨度は現河床礫よりよい。基質はそれらの粗粒砂ないし細礫からなり，未固結である。斜交層理の発達した粗粒砂層（第 73 図）や葉理の発達したシルト層などを含み，河川堆積物と考えられている。現河床の堆積物と比べ，礫径が小さく大-中礫を中心とし，砂が多いのが特徴である。これは，堆積当時砂礫の給源である周囲の山々が準平原化しており，河川の浸食量が小さかったことを示している。また，火山噴出物として，軽石流堆積物や雲ノ平火山に由来するスコリアに富む火砕流堆積物及び溶岩流を挟む。

本礫層の下部（A 沢下流）では，角礫が卓越し礫径は最大で 3 m に達し，多くは 1 m 以下である。中-粗粒砂を基質としている。層厚 1.5 m の葉理の発達したシルト-中粒砂層を挟み，それより上位は角礫が減少し，亜円礫-亜角礫が卓越する。礫径は 20 cm 以下が多い。この部分が A 沢での全層厚の半分以上を占め，シルト-中粒砂層部を除くと無層理である。

本礫層の中ほどには軽石流堆積物が挟在し（第 71 図），層厚およそ 2 m，やや淘汰が悪く非溶結で，流紋岩質である。基底部 40 cm ほどでは成層構造が認められる。長径 3 cm 以下，多くは 4 mm 以下の軽石片を多く含むが，2 mm 以下の石英・黒雲母・斜長石の結晶片に富み，基質はよくしまった細粒の火山灰からなる。5 cm 以下の花崗岩の礫を含むことがある。雲ノ平周辺での層厚や軽石の大きさ



第 72 図 雲ノ平礫層中の代表的な礫層の層相
A 沢の標高 1,980m 付近の軟弱な円礫層

は観察される限りではほぼ一定しており、雲ノ平火山起源ではなく、遠方の火山に由来する可能性が高い。基質や軽石の構成鉱物（石英・黒雲母・斜長石のほか角閃石・斜方輝石・不透明鉱物）からみると、樺沢岳火山の奥飛驒火砕流堆積物（原山，1987）に類似している。この軽石流堆積物の直上約1mは小礫層と砂層の互層からなる。

その上位には斜交層理の発達する粗粒砂層とシルト層が挟まれる（第73図）。シルトから粗粒砂を主体とし、細-小礫を含む。中粒砂が卓越する。淘汰がよい部分もある。層厚は約10mである。

本礫層の更に上位には、A沢と祖父沢において溶岩流が挟在する。層厚は、A沢では10m、祖父沢ではおそらく20m以上に達する。両者は乾陸上を流れた、同質の安山岩溶岩である。

C沢では、本礫層中にスコリアに富む火砕流堆積物が挟在する。淘汰が悪く非溶結の火砕流堆積物である。層厚およそ20mで1枚のフローユニットからなる。径1-10cm、まれに30cmに達するやや発泡のよい安山岩スコリア（石英含有黒雲母角閃石普通輝石紫蘇輝石安山岩）を含むが、同サイズの白色のデイサイト岩片と花崗岩の異質礫も多い。安山岩とデイサイトの縞状スコリアも多く含まれている。基質はよくしまった中粒砂大の岩片ないし火山灰からなる。雲ノ平火山起源と考えられる。この火砕流堆積物の直上約2mは角礫層と葉理の発達したシルト-中粒砂層の互層からなる。上述の溶岩流との上下関係は不明である。これらの、礫層上部に挟在する溶岩流や火砕流堆積物より上位は、下位と同じく亜円礫-亜角礫の卓越する無層理の礫層であるが、安山岩の礫を大量に含むようになる。

薬師沢に分布する本層については、XV.1で述べる。

地質時代・対比 礫層上部に挟在する祖父沢の溶岩は清水ほか（1988）により 0.31 ± 0.03 Ma の全



第73図 雲ノ平礫層中の粗粒砂層

花崗岩類及び手取層群の礫岩・砂岩に由来する粗粒な砂からなり、斜交層理が発達する。A沢（標高2,070m付近）

岩 K-Ar 年代が与えられている (付表 A-1 の No. ⑭). それより下位の軽石流堆積物は奥飛驒火砕流堆積物に対比される.

岩石記載 紫蘇輝石石英角閃石普通輝石安山岩 (GSJ R49106/YRT151): 祖父沢で礫層中に挟みこまれる溶岩 (標高 2,200 m). 第 6 表及び第 7 表の No. 3.

[斑晶] 斜長石は 3 mm 以下の自形結晶ないし破片状の結晶である. 蜂の巣状の組織を呈するもの, 帯状の塵状包有物を持つものや清澄な結晶もある. 普通輝石・紫蘇輝石はいずれも 1 mm 以下の自形を呈している. 角閃石は 1 mm 以下のオパサイトとしてのみ存在する. 石英は融食されており 0.5 mm 以下である. 不透明鉱物は 0.5 mm 以下の他形を呈する.

[石基] 斜長石・単斜輝石・斜方輝石・不透明鉱物及びメンスタシスからなる.

XIV. 3. 3 祖父岳下部アグルチネート (Aji)

命名 中野 (1989) による.

模式地 祖父岳南の黒部川源流から雲ノ平への登山道沿いの急崖.

層序関係 船津花崗岩類を不整合に覆う.

分布・層厚 祖父岳の南東から南斜面にかけて分布する. 確認された層厚は最大 20 m 程度であり, 分布は極めて限られている.

岩相 安山岩質のアグルチネートである. 全体に強溶結のため, 露頭では溶岩と区別しがたいが, ユータキシティック構造が発達することから, 火口周辺に堆積したアグルチネートであると判断した.

岩石記載 普通輝石紫蘇輝石石英黒雲母角閃石安山岩 (GSJ R49110/YRT204): 祖父岳山頂の南方 850 m (標高 2,520 m). 第 6 表及び第 7 表の No. 7.

第 6 表 更新世火山岩類の斑晶モード組成. No. は第 7 表と共通番号になっている.

No.	雲ノ平火山						鷺羽池火山				ワリモ岳安山岩
	1	3	5	7	9	11	13	14	15	17	18
斑晶 (%)											
斜長石	21.2	5.3	26.9	13.6	27.0	12.1	20.2	30.5	27.0	11.3	10.5
かんらん石	2.7	—	0.6	—	—	—	0.4	—	0.2	0.3	<0.1
普通輝石	<0.1	0.8	2.2	0.7	1.2	4.1	2.6	1.1	0.6	0.9	0.4
紫蘇輝石	—	0.1	1.4	0.7	0.5	2.7	0.6	1.1	0.9	0.3	0.1
角閃石	—	0.3	4.3	3.3	4.7	1.0	2.0	7.1	1.8	0.6	1.3
黒雲母	—	—	0.4	1.3	2.5	—	1.5	1.5	1.6	0.1	0.8
石英	—	0.2	0.6	0.8	1.5	0.2	0.2	0.8	1.1	0.2	1.7
不透明鉱物	<0.1	0.3	0.5	0.4	1.1	1.2	0.5	1.3	0.5	0.2	0.4
石基 (%)	76.1	93.0	63.1	79.2	61.5	78.7	72.0	56.6	66.3	86.1	84.8

1: (GSJ R49104/YRT137) 岩吾小谷溶岩類, 3: (GSJ R49106/YRT151) 雲ノ平礫層中の溶岩, 5: (GSJ R49108/YRT178) 雲ノ平溶岩, 7: (GSJ R49110/YRT204) 祖父岳下部アグルチネート, 9: (GSJ R49112/YRT203) 祖父岳溶岩, 11: (GSJ R49114/YRT162) 祖父岳上部アグルチネート, 13: (GSJ R49116/YRT101) 赤沢溶岩, 14: (GSJ R49117/YRT114) 赤沢溶岩, 15: (GSJ R49118/YRT113) 鷺羽池溶岩, 17: (GSJ R49120/KW-06) 鷺羽池スコリア, 18: (GSJ R49121/YRT117) ワリモ岳安山岩

第7表 更新世火山岩類の全岩化学組成

No. は第6表と共通番号になっている。試料採取地点は、表中のNo. を黒字で地図図に示した。

雲ノ平火山											
No.	1	2	3	4	5	6	8	9	10	11	12
SiO ₂	51.66	51.96	58.43	58.46	60.30	59.48	57.62	63.17	63.92	56.48	56.41
TiO ₂	1.30	1.23	1.07	1.06	0.80	0.84	1.09	0.67	0.65	1.03	1.05
Al ₂ O ₃	18.45	19.15	17.20	17.32	16.58	16.55	17.36	16.72	16.37	17.44	17.77
Fe ₂ O ₃ ★	11.00	10.26	7.69	8.06	7.06	7.25	8.98	5.72	5.67	8.95	9.03
MnO	0.25	0.19	0.22	0.14	0.13	0.13	0.15	0.11	0.11	0.15	0.15
MgO	3.71	3.66	2.51	2.43	2.99	3.27	3.10	2.09	2.09	3.58	3.54
CaO	9.50	9.28	6.07	6.04	5.98	6.38	6.51	4.74	4.83	7.05	6.59
Na ₂ O	2.77	2.74	3.74	3.62	3.02	3.00	3.04	3.35	3.45	3.18	3.00
K ₂ O	1.23	1.21	1.95	1.98	2.30	2.14	1.79	2.65	2.71	1.63	1.64
P ₂ O ₅	0.38	0.33	0.32	0.32	0.21	0.23	0.25	0.19	0.19	0.25	0.25
total	100.25	100.01	99.20	99.43	99.37	99.27	99.89	99.41	99.99	99.74	99.43

鷺羽池火山				ワリモ岳 安山岩	読売新道 安山岩	薬師見平 デイスайト	奥飛驒火砕流 堆積物	
No.	13	14	16	17	19	20	21	22
SiO ₂	58.42	63.32	59.15	55.37	60.00	60.12	64.34	68.98
TiO ₂	0.93	0.70	0.89	1.16	0.93	0.87	0.62	0.44
Al ₂ O ₃	17.08	16.02	17.13	18.42	16.89	16.62	16.92	15.61
Fe ₂ O ₃ ★	7.75	5.95	7.45	8.96	8.09	7.49	5.15	3.97
MnO	0.14	0.11	0.13	0.15	0.14	0.15	0.10	0.10
MgO	3.38	2.23	3.21	3.65	2.64	2.68	1.91	1.02
CaO	6.88	5.02	6.54	7.38	5.47	5.66	4.08	3.12
Na ₂ O	3.07	3.18	3.13	3.05	3.25	3.22	3.15	3.55
K ₂ O	2.06	2.79	2.15	1.55	2.21	2.22	2.88	3.26
P ₂ O ₅	0.24	0.20	0.23	0.27	0.25	0.31	0.15	0.11
total	99.95	99.52	100.01	99.96	99.87	99.34	99.30	100.16

Fe₂O₃★：全鉄を Fe₂O₃ として表した。

1-19：中野 (1989), 20-22：新分析 (XRF, 分析者：中野)

- (GSJ R 49104/YRT137) 岩菅小谷溶岩類, 岩菅小谷 2,140 m 地点に合流する左岸の枝沢の厚さ 8 m の溶岩 (標高 2,330 m)
- (GSJ R 49105/YRT136) 岩菅小谷溶岩類, No.1 の少なくとも 3 ユニットの下の溶岩 (2,300 m)
- (GSJ R 49106/YRT151) 雲ノ平礫層中の溶岩, 祖父沢 (2,200 m)
- (GSJ R 49107/YRT170) 雲ノ平礫層中の溶岩, A 沢 (2,100 m)
- (GSJ R 49108/YRT178) 雲ノ平溶岩, B 沢 (2,080 m)
- (GSJ R 49109/YRT167) 雲ノ平溶岩, A 沢 (2,250 m)
- (GSJ R 49111/KW-18) 祖父岳下部アグルチネート, 祖父岳山頂の南方 850 m (2,520 m)
- (GSJ R 49112/YRT203) 祖父岳溶岩, 祖父岳南-南南西 850 m の急崖の最上部 (2,600 m)
- (GSJ R 49113/KW-14) 祖父岳溶岩, 祖父岳山頂東 100 m (2,810 m)
- (GSJ R 49114/YRT162) 祖父岳上部アグルチネート, 祖父岳山頂北西 100 m (2,760 m)
- (GSJ R 49115/KW-15) 祖父岳上部アグルチネート, 祖父岳山頂南 80 m の急崖最上部 (2,800 m)
- (GSJ R 49116/YRT101) 赤沢溶岩 (安山岩), 鷺羽池南方 700 m (2,400 m)
- (GSJ R 49117/YRT114) 赤沢溶岩 (デイスайト), 鷺羽池南南東 350 m (2,620 m)
- (GSJ R 49119/KW-05) 鷺羽池溶岩, 鷺羽池火口南壁の西端 (2,750 m)
- (GSJ R 49120/KW-06) 鷺羽池スコリア, 鷺羽池火口南 200 m の尾根上 (2,720 m)
- (GSJ R 49122/KW-10) ワリモ岳安山岩, ワリモ岳山頂南-南南東 100 m (2,840 m)
- (GSJ R 49123/YRT124) 読売新道安山岩, 赤牛岳北北東読売新道沿い (2,350 m)
- (GSJ R 49124/YRT127) 薬師見平デイスайト, 赤牛岳北西薬師見平南の沢 (2,220 m)
- (GSJ R 56934/KW-21) 奥飛驒火砕流堆積物 (溶結凝灰岩), 樺沢岳西斜面の転石

〔斑晶〕斜長石は塵状包有物を含む結晶から清澄なものまでであるが、ほとんどが 4 mm 以下の破片状結晶である。普通輝石は 0.5 mm 以下の自形-半自形、紫蘇輝石は 1.5 mm 以下の自形を呈する。角閃石は 2 mm 以下、まれに 5 mm に達し、完全にオパサイト化しており自形である。黒雲母は 1 mm 以下で大部分がオパサイト化している。石英は 1.5 mm 以下、融食形を呈する。不透明鉱物は 0.4 mm 以下の半自形ないし他形である。

〔石基〕斜長石・単斜輝石・斜方輝石・不透明鉱物及びメンスタシスからなる。

XIV. 3. 4 祖父岳溶岩 (Lj)

命名 中野 (1989) による.

模式地 祖父岳-岩苔乗越の間.

分布 岩苔小谷源頭から黒部川源流・祖父沢にかけて分布する.

層序関係 船津花崗岩類及び祖父岳下部アグルチネートを覆う.

層厚 祖父岳南方黒部川沿いの急崖では厚さ 180m 近くに達する.

岩相 おそらく 1 枚のフローユニットのデイサイト溶岩流である. 斜長石・黒雲母・角閃石斑晶が目立ち, 発泡が良く, 白色ガラス質である. 溶岩の体積は約 0.4km³ である.

岩石記載 紫蘇輝石普通輝石石英黒雲母角閃石デイサイト (GSJ R49112/YRT203): 祖父岳南-南南西 850m の急崖の最上部. 第 6 表及び第 7 表の No. 9. 第 XIV 図版 2.

[斑晶] 斜長石は 3 mm 以下の自形ないし破片状で, 一部には蜂の巣状の組織を持つものもあるが多くの清澄である. 普通輝石は 0.5 mm 以下, 紫蘇輝石は 1 mm 以下の自形結晶である. 角閃石は最大 3 mm, 黒雲母は 2 mm に達する自形を呈し, いずれも全くオパサイト化していない. 石英は 2 mm 以下で融食されている. 不透明鉱物は 0.5mm 以下の半自形ないし他形である.

[石基] 無色のガラスと少量の斜長石・斜方輝石・普通輝石・石英・不透明鉱物及び燐灰石からなる.

XIV. 3. 5 祖父岳上部アグルチネート (Aj₂)

命名 中野 (1989) による.

模式地 祖父岳山頂付近.

分布 祖父岳の山頂部周辺に分布する.

層序関係 祖父岳溶岩を覆う.

層厚 最大約 15m.

岩相 安山岩質のアグルチネートである. 強溶結部が多く部分的に柱状節理が発達する. 強溶結部にはユータキシティック構造が認められる. 非溶結部は下部の一部に認められる. 層厚・分布からみて噴出火口は現在の祖父岳山頂の東側と推定される.

岩石記載 石英角閃石紫蘇輝石普通輝石安山岩 (GSJ R49114/YRT162): 祖父岳山頂北西 100 m (標高 2,760m). 第 6 表及び第 7 表の No. 11.

[斑晶] 斜長石は 2 mm 以下で, 清澄な結晶より蜂の巣状の組織を持つものや塵状包有物を含むものが多く, 自形または破片状であり, 微斑晶も多い. 普通輝石・紫蘇輝石はいずれも 1 mm 以下で, 自形ないし破片状を呈する. 角閃石はオパサイト化しており 1 mm 以下の半自形ないし他形である. 石英は融食されており, 1.5 mm 以下である. 不透明鉱物は 0.5 mm 以下の自形ないし他形を呈する.

[石基] 斜長石・単斜輝石・斜方輝石・不透明鉱物及びメンスタシスからなる.

XIV. 3. 6 雲ノ平溶岩 (Lk)

命名 中野 (1989) による.

模式地 A 沢から C 沢にかけての標高 2,100m 付近の急崖.

層序関係 船津花崗岩類，手取層群，岩苔小谷溶岩類及び雲ノ平礫層を覆う。

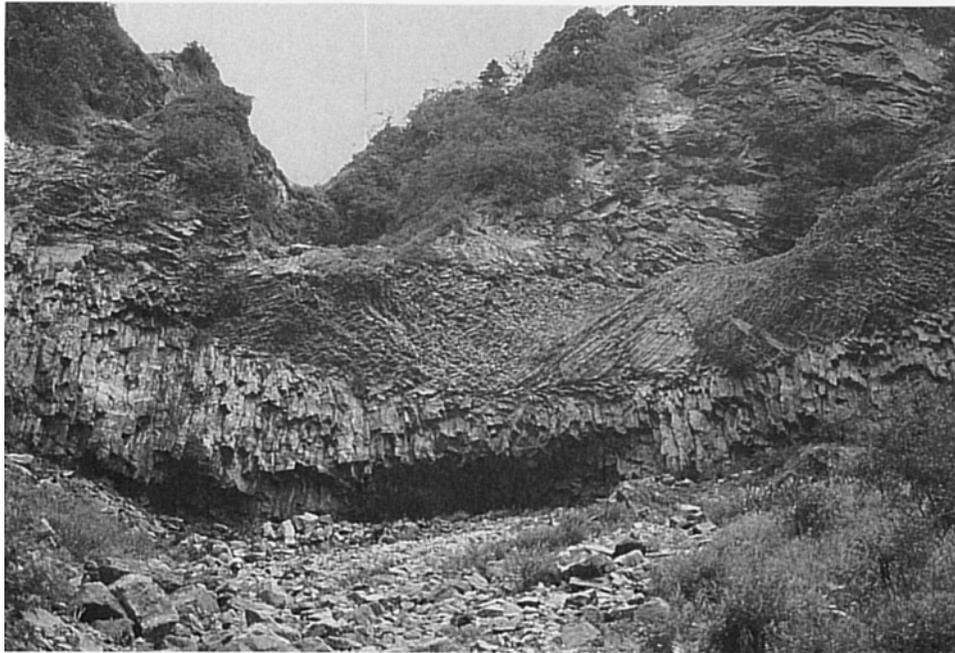
分布 雲ノ平の溶岩台地（標高 2,400-2,600 m）表面を構成する厚い安山岩溶岩流である。A 沢から立石にかけての黒部川右岸では連続した急崖をなす。雲ノ平溶岩は祖父岳溶岩の北側を取り巻くように東から西へ分布しており，雲ノ平溶岩は祖父岳溶岩よりも上位であると推定される。

層厚 最大層厚は 250 m を超える。

岩相 A 沢では少なくとも 2 枚のフローユニットからなる。A 沢や B 沢では見事な柱状節理が発達している（第 74 図）。雲ノ平の溶岩台地は西へ向かいやや高度を減じており，溶岩は東方から西方へ流出したと考えられる。また，噴出火口は不明であるが，ほかの新期噴出物と同じく祖父岳の南東であるか，さもなければ岩苔小谷源頭部であろう。現存する溶岩の体積は約 2km³ である。

岩石記載 黒雲母石英かんらん石紫蘇輝石普通輝石角閃石安山岩（GSJ R49108/YRT178）：B 沢標高 2,080 m 地点。第 6 表及び第 7 表の No.5。第 XV 図版 1。

〔斑品〕斜長石は最大 5 mm の自形結晶で，多くの場合清澄であるが，一部には帯状の塵状包有物を持つものもある。かんらん石は 1 mm 以下の自形ないし半自形で紫蘇輝石の反応縁を持つ。普通輝石は 1.5 mm 以下の自形ないし半自形，紫蘇輝石は 1 mm 以下の柱状自形結晶である。角閃石は 3 mm 以下の自形であるが，部分的にまたは完全にオパサイト化している。黒雲母も 2 mm 以下の自形を呈するが，全部または一部がオパサイトになっている。石英は融食形を呈し，最大 1.5 mm である。不透明鉱物は，0.5 mm 以下の半自形ないし他形である。なお，かんらん石斑晶を含む玄武岩質捕獲岩



第 74 図 雲ノ平溶岩の柱状節理

露頭の中央部の高さ 60 m 以上で，下部に柱状節理が，上部にはやや不規則な節理が発達する。
B 沢（標高約 2,100 m 付近）

を含むことがある。

〔石基〕斜長石・単斜輝石・斜方輝石・不透明鉱物及び褐色ガラスからなる。

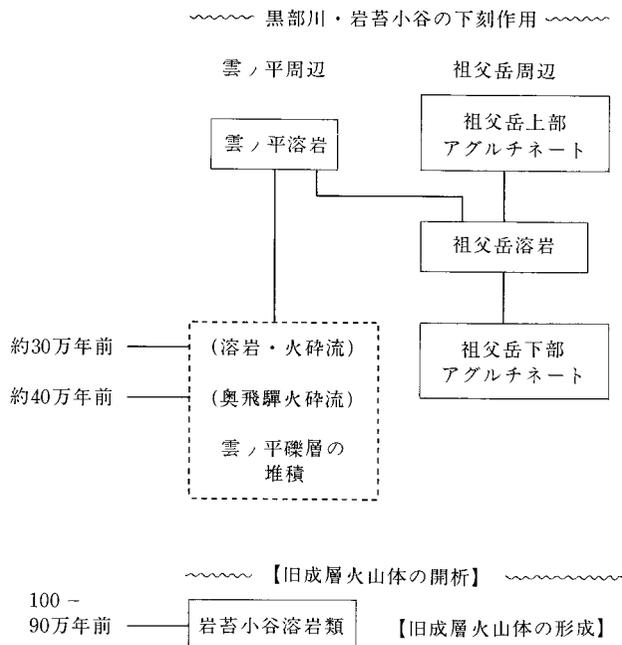
XIV. 3. 7 雲ノ平火山の形成史

第75図に雲ノ平火山の層序関係を示した。火山噴出物と礫層の関係から雲ノ平火山の形成史は次のように考えられる（中野，1989を一部修正）。

旧成層火山体の形成・浸食：雲ノ平火山の最初の活動はおよそ100-90万年前に起こった。玄武岩溶岩の噴出が繰り返され、小型の成層火山体が形成された（岩苔小谷溶岩類）。火山体の基底の直径はおおよそ2 km程度、比高300-400 mであろう。活動中心は岩苔小谷の東側と推定される。やがて火山活動は終息し、小型の成層火山は開析され、その大半は失われた。

厚い砂礫の堆積：小型の成層火山の西側を流れていた河川（“古黒部川”）の堰止めが起こり、砂礫の堆積する環境が作られた。ただし、岩苔小谷溶岩類が直接堰止めに関与したかは明らかではない。開析された成層火山体の岩屑は雲ノ平礫層中には見いだされていないので、開析の時期は堰止めの始まる時期よりも前であったのか、岩屑は下流側（北方）へのみ供給され続けたと考えればよいであろう。

雲ノ平礫層の堆積当時は、北アルプスの高度は現在よりもかなり低かったと推定されるが、隆起運動量は活発であったことが礫の大きさと量からうかがわれる。本来浸食域であるはずの河川最上流域で、このように厚い礫層が存在すること自体が特異である。本礫層の堆積は、黒部川上流域に発生した火山噴出物などによる大規模な堰止め作用によって生じたと考える。堰止めは、礫径の垂直的变化やシルト-砂層を挟むことからみて、複数回起こったであろう。



第75図 雲ノ平火山の形成史
中野（1989）を一部改変

本礫層下部は、土石流堆積物や崖錐の要素（それらの二次的運搬を含めて）を持っており、上方に向かってしだいに通常の河床堆積物と一時的には湖沼堆積物に移化したと推測できる。本礫層の上部に砂層の多いことは、後背地山地の隆起・浸食作用に緩慢な時期があったことを示す。おそらく、温暖・湿潤な条件下で風化作用が著しく進行した結果、花崗岩源の大量の砂が生産されたことによるのであろう。

当時の黒部川の流路は、本礫層の基底面の形状（第 12 図）からみて、現在のような湾曲した流れではなくおそらく雲ノ平の直下にあつて、薬師沢との合流点は現在よりもっと東側にあつたに相違ない。堆積形態としては、雲ノ平礫層は山腹型の小規模扇状地の集合体である。

奥飛騨火砕流の到達：堰止め湖では砂礫が厚く堆積しつつあるとき、およそ 40 万年前に南方の樺沢岳火山で活動が起こり、その火砕流がこの地域にも薄く堆積した（雲ノ平礫層中の軽石流堆積物）。この頃は雲ノ平火山の活動はまだ休止したままである。

火山活動の再開：およそ 30 万年前、おそらく 60 万年間の休止期を経て雲ノ平火山の活動が再開され、祖父沢や A 沢で雲ノ平礫層上部に挟在している溶岩の噴出が起こった。C 沢で礫層中に挟在するスコリアに富む火砕流もおそらくこの頃の噴出であろう。これらの溶岩や火砕流堆積物よりも下位の礫層中には安山岩礫が含まれないことから、これらの噴出がほぼ火山活動の再開とみなしてよい。やがて湖は埋め尽くされ（または、堰止めがなくなり）現在の雲ノ平周辺は干上がって、砂礫の堆積はほとんど停止した。

雲ノ平火山の主体の形成：新たに再開された活動の中心は旧成層火山体よりも南南東およそ 3 km の地点に移った。おそらく、現在の祖父岳山頂のやや南東であろう。火口周辺では少なくとも 2 回のスコリア・火山弾などの噴出（アグルチネートの堆積）が起こり、また、厚い祖父岳溶岩と雲ノ平溶岩が流出して礫層を覆った。火山活動はここで終息している。その後更新世末期に黒部川源流部で山岳氷河が発達したため噴出口付近は氷食された。また火山体の北西縁では氷期後の黒部川の下刻作用が及んで地すべりや山体崩壊が誘発されたため急崖が形成された。

XIV. 4 上廊下火山岩類

本図幅地域北部に分布する安山岩及びデイサイト質火山岩類を上廊下火山岩類と総称する（原山，1990 b）。上廊下火山岩類は、古い順に**スゴ沢岩脈・スゴ乗越安山岩・口元ノタル沢デイサイト・読売新道安山岩・薬師見平デイサイト**に区分され、その活動時期は約 40 万年前から 20 万年前の更新世中期に当たる。最も新しい薬師見平デイサイトには溶岩流地形が認められるが、他の火山岩類は著しい開析を受け、ほとんど火山地形を残していない。

上廊下火山岩類のうち、スゴ乗越安山岩や薬師見平デイサイトの一部は立山火山として扱われた（柴田・原，1954；斉藤，1977）。しかし立山火山 I 期（最古期）の年代は約 13 万年前であり（藤井ほか，1989），上廊下火山岩類の活動期よりも明らかに新しい。上廊下火山岩類の溶岩の流下方向や分布から判断して、また給源の一つとみなせる岩脈が見いだされたことから、黒部川上廊下地域に独立した活動中心があったことは明らかである。

XIV. 4. 1 スゴ沢岩脈 (Sd)

命名 新称.

模式地・分布 スゴ沢 (標高 1,680 m). やや東西方向に伸びたレンズ状の平面形態を示す岩脈で、幅約 100m で延長 250m.

貫入関係 奥黒部花崗岩に貫入する (第 76 図), 貫入面の傾斜は北側で 45° 前後, 南側は直立している.

岩相 暗緑灰色塊状の安山岩で, 貫入面に直交する節理が発達する.

地質時代 全岩 (石基) の K-Ar 年代は 0.36 ± 0.03 Ma (付表 A-1 の No. ⑮).

岩石記載 黒雲母輝石安山岩 (GSJ R56978/YH236): スゴ沢左岸 (標高 1,680 m).

[斑晶] 斜長石・紫蘇輝石・普通輝石・黒雲母・不透明鉱物. 斜長石は 5 mm 以下の, 黒雲母は 3 mm 以下の自形を呈する. 輝石のほとんどは変質している. 輝石と不透明鉱物は少量である.



第 76 図 奥黒部花崗岩に貫入するスゴ沢岩脈
スゴ沢左岸 (標高 1,680 m). この地点から採取したサンプルについて, 0.36 ± 0.03 Ma の全岩 (石基) K-Ar 年代 (付表 A-1) が得られている

〔右基〕斜長石・石英・アルカリ長石がグラノフィリックな組織を示す。

XIV. 4. 2 スゴ乗越安山岩 (Vs)

命名 新称。

模式地 スゴ乗越小屋西方 1km の沢右岸 (標高 1,950m)

分布 スゴ乗越小屋付近の稜線から西北西に向かう舌状の分布を示し、かなり開析された溶岩流地形が残存している。

層序関係 船津花崗岩類・手取層群を不整合に覆う。

層厚 スゴ乗越小屋付近で約 120m。模式地付近では約 50m と西に薄くなる。

岩相 本岩はしばしば酸化して赤色を示すが、新鮮な部分では石基が灰色で、斜長石斑晶が目だつ安山岩で、やや多孔質である。北西方向に 20-30° 傾斜した流理構造がある。おそらく複数枚の溶岩流からなるが、露出状況が悪く確定できない。模式地付近では最下部に火山砕屑物 (厚さ 10 m 前後) が認められる。模式地の上流左岸 (標高 2,000 m 付近) には、溶岩の南側に沿って弱い成層構造を示す礫層 (厚さ 20m 前後) が露出する。この礫層は手取層群の礫から構成され、溶岩にアバットしている。

地質時代 全岩 (石基) について K-Ar 年代測定を行い、 0.27 ± 0.01 Ma の値を得た (付表 A-1 の No. ⑩)。

岩石記載 黒雲母かんらん石石英含有角閃石普通輝石紫蘇輝石安山岩 (GSJ R56979/YH234) : スゴ乗越小屋北東 300 m, 登山道東側斜面 (標高 2,180m)。第 XV 図版 2。

〔斑晶〕斜長石・紫蘇輝石・普通輝石・角閃石と少量の石英・かんらん石・黒雲母・不透明鉱物からなる。角閃石と黒雲母はほとんどオパサイト化している。紫蘇輝石と普通輝石は平行連晶していることがある。

〔石基〕斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・不透明鉱物及びメンスタシスからなる。

XIV. 4. 3 口元ノタル沢デイサイト (Vk)

命名 新称。

模式地 赤牛岳北西尾根上の 2,465m ピークから 180m 北西 (標高 2,400m)。

分布 口元ノタル沢の東と西側に分かれて分布。西側は模式地付近から薬師見平の北東にかけて、東側は読売新道 2,356m ピークから派生する尾根上の標高 2,150-1,800m の範囲に分布する。

層序関係 奥黒部花崗岩を不整合に覆う。

層厚 模式地付近で約 100m。

岩相 露出状況が悪く上下方向の岩相変化など詳しいことは分からない。塊状やや多孔質なデイサイトで、新鮮な部分の石基は灰-淡灰色を示す。模式地付近では、北東に 45° 傾斜する流理構造が観察される。薬師見平の南斜面の沢沿い、溶岩の基底部には層厚約 10 m の火砕岩が分布し、その中には急冷縁を持つ最大径 5 m, 多くは 1 m 以下の火山岩塊が含まれている。また、そこでは、北西落ち変位総量 30m 以上の北東-南西走向のほぼ垂直な小断層群が発達している。

岩石記載 石英普通輝石紫蘇輝石黒雲母角閃石デイサイト (GSJ R56981/YH146) : 口元ノタル沢の

一本東の沢（標高 1,845m）.

〔斑晶〕 斜長石・角閃石・黒雲母・紫蘇輝石・普通輝石・石英・不透明鉱物. 斜長石は自形で 5 mm 以下. 角閃石と黒雲母はオパサイト化していない. 石英は融食形を呈する. 紫蘇輝石はほとんど変質している.

〔石基〕 隠微品質でわずかに晶子状斜長石・不透明鉱物が散在する.

XIV. 4. 4 読売新道安山岩 (Vym)

命名 新称.

模式地 読売新道の尾根 2,356 m ピークの北北東 350 m, 黒部川右岸の支沢源頭部（標高 2,100-2,250 m）.

分布 読売新道沿い（標高 2,350-2,050 m）と模式地西側の尾根上に分布.

層序関係 口元ノタル沢デイサイトと奥黒部花崗岩を覆う.

層厚 模式地付近で約 150 m.

岩相 少なくとも 2 枚のフローユニットからなる溶岩流で, 基底とユニット間には凝灰角礫岩（厚さ 20-30 m）を挟む（第 77 図）. 灰色緻密な石基で斜長石と角閃石の目だつ安山岩であり, 包有岩（いわゆる同源捕獲岩）を多数含む. 転石には塊状で斑晶に乏しい岩相が少量見いだされるが, 産状は不明である. 溶岩にはしばしば板状節理が発達する.



第 77 図 読売新道安山岩の基底部

人物より上部に溶岩が, 下部に基底部の火砕岩が露出する. 読売新道の尾根 2,356 m ピークの北北東 350 m, 黒部川右岸の支沢源頭部（標高 2,120 m）

地質時代 全岩（石基）について K-Ar 年代を測定し、 0.19 ± 0.01 Ma の値を得た（付表 A-1 の No. ⑰）。

岩石記載 かんらん石石英含有角閃石黒雲母普通輝石紫蘇輝石安山岩（GSJ R49123/YRT124）：赤牛岳北北東，読売新道沿い（標高 2,350m）。第 6 表及び第 7 表の No. 20。第 XVI 図版 1。

〔斑晶〕斜長石・紫蘇輝石・角閃石・黒雲母と少量の石英・かんらん石・不透明鉱物からなる。角閃石の大部分と黒雲母の一部はオパサイト化している。石英は著しい融食形を示す。

〔石基〕拍子木状斜長石，粒状の普通輝石・紫蘇輝石とメソスタシスからなる。斜長石は一方向に配列する。

かんらん石含有石英黒雲母角閃石普通輝石紫蘇輝石安山岩（GSJ R56980/YH243）：読売新道の尾根 2,356 m ピークの北北東 350 m，黒部川右岸の支沢源頭部（標高 2,130 m）。K-Ar 年代測定試料（付表 A-1 の No. ⑰）。読売新道安山岩最下部の溶岩ユニット。

〔斑晶〕斜長石・紫蘇輝石・角閃石・黒雲母・石英と少量のかんらん石・不透明鉱物。

〔石基〕拍子木状斜長石，粒状の普通輝石・紫蘇輝石とメソスタシスからなる。

読売新道沿いの試料（R49123）とほぼ類似した岩相を示すが，やや石英斑晶に富み，斜長石・不透明鉱物・普通輝石・紫蘇輝石からなる包有岩を多数含む。

XIV. 4. 5 薬師見平デイサイト (Vyk)

命名 新称。

模式地 薬師見平南方の沢上部

分布 薬師見平の平坦面から南東の尾根に沿って分布し，あまり開析されていないほぼ舌状の溶岩流地形を示す。

層序関係 奥黒部花崗岩を不整合に覆う。口元ノタル沢デイサイトとの関係は露頭で確認できなかったが，分布形態は本岩が口元ノタル沢デイサイトの浸食面上に重なっていることを示す。

層厚 約 50m。

岩相 粗粒な黒雲母・角閃石・斜長石斑晶が目立ち，石基部が白-淡灰色でやや発泡したデイサイト溶岩からなる。最下部には同質の火砕岩が認められる。平坦面及び尾根上では，溶岩岩塊が転石として分布するのみである。

地質時代 同じく口元ノタル沢デイサイトを覆う読売新道安山岩より開析の程度が低く，おそらくそれ (0.19Ma) より若い。

岩石記載 普通輝石含有石英紫蘇輝石角閃石黒雲母デイサイト（GSJ R49124/YRT127）：薬師見平の南の沢（標高 2,120m）。第 6 表及び第 7 表の No. 21。第 XVI 図版 2。

〔斑晶〕斜長石・黒雲母・角閃石・紫蘇輝石・石英・普通輝石。斜長石と石英は 5 mm 以下，黒雲母と角閃石は 4mm 以下でオパサイト化していない。石英は融食形を呈する。

〔石基〕ガラス質で，パーライト組織が発達する。少量の黒雲母・紫蘇輝石・斜長石・不透明鉱物が含まれる。

XIV. 5 ワリモ岳安山岩 (Vw)

命名・定義 中野 (1989) を再定義 ワリモ岳の標高 2,840 m 以上の山頂部を占める溶岩 (第 78 図), 水晶小屋付近のやや変質した安山岩貫入岩体, 及び水晶小屋南約 500 m の稜線上の小規模の安山岩の露頭, これらを一括してワリモ岳安山岩と呼ぶ.

模式地 ワリモ岳山頂.

分布 ワリモ岳山頂部と水晶小屋付近.

層序関係・貫入関係 船津花崗岩類を覆って, また船津花崗岩類に貫入して分布する.

層厚 ワリモ岳山頂部では約 30m.

岩相 ワリモ岳の溶岩の基底面は西またはやや南西に傾いていることから, 東-北東から西-南西へ流れたものと考えられるが, 噴出地点は不明である. また, 下部の一部はアグルチネートである可能性もあるが明確ではない. 溶岩の上部では板状節理が発達する. なお, ワリモ岳北方およそ 400 m の主稜線上にも, ワリモ岳安山岩と同質の転石が多数認められる. 残存する溶岩の体積は 0.0005 km³ 以下である.

水晶小屋付近の安山岩は, 北西-南東に延びたおよそ 300 m×100 m の, 花崗岩類を貫く貫入岩体でやや変質している. ワリモ岳の安山岩溶岩の給源火道の可能性がある. 水晶小屋の南 500 m の数か所の小露出は溶岩流か貫入岩体の一部かは判然としない.

地質時代 中野 (1989) はワリモ岳山頂の溶岩のみをワリモ岳安山岩と呼びこれを鷲羽・雲ノ平火山



第 78 図 ワリモ岳山頂に分布するワリモ岳安山岩
南の鷲羽岳から望む. 層厚およそ 30m. 花崗岩を覆う安山岩の基底面は西へ傾く

に含めたが、噴出時代などは不明である。

岩石記載 かんらん石含有紫蘇輝石普通輝石黒雲母角閃石石英安山岩 (GSJ R49121/YRT117) : ワリモ岳山頂北 60m (標高 2,850m)。第 6 表及び第 7 表の No. 18。

〔斑晶〕斜長石は 3 mm 以下の自形ないし他形、または破片状を呈する。清澄なものと塵状包有物を含むものがある。かんらん石は 0.5 mm の自形である。普通輝石・紫蘇輝石は 0.5 mm 以下の自形で少量である。角閃石は 3 mm 以下の自形ないし半自形で、大部分がオパサイト化している。黒雲母は 2 mm 以下の自形ないし半自形で、一部オパサイト化している。石英は 3 mm 以下の融食形を呈する。不透明鉱物は 0.3mm 以下の半自形ないし他形である。

〔石基〕斜長石・単斜輝石・斜方輝石・不透明鉱物及びメンスタシスからなる。

XIV. 6 鷲羽池火山

鷲羽池火山は船津花崗岩類からなる鷲羽岳 (2,924 m) の南東斜面に噴出した更新世後期の火山である。直径 250-300 m の明瞭な火口 (鷲羽池火口, 第 79 図) があり、火口縁の標高は 2,750-2,790 m である。火口から南東方向に溶岩を流出しているが、少なくとも湯俣川の標高 1,850 m 付近まで達している。

鷲羽池火山は下位から赤沢溶岩・鷲羽池溶岩・鷲羽池スコリア及び爆発角礫層からなる。活動中心は現在の鷲羽池付近である。浸食部分を復元した推定噴出量は、約 0.15 km³ である。上位のスコリアと爆発角礫層は地質図では省略する。



第 79 図 鷲羽岳から望む鷲羽池火口
直径 250-300m. 写真後方は北鎌尾根—槍ヶ岳—穂高連峰. 写真中央左は硫黄尾根

XIV. 6. 1 赤沢溶岩 (La)

命名 中野 (1989) による.

模式地 赤沢上流右岸 2,350m から伊藤新道にかけて.

分布 鷺羽池から南南東へおよそ 1 km にかけてと、やや離れて鷺羽池の南東、湯俣川・赤沢の合流地点西の二地域に分布する. この溶岩流の中間部分は浸食により失われている.

層序関係 鷺羽池付近から流出した溶岩流で、船津花崗岩類・ワリモ沢斑状花崗閃緑岩・手取層群を不整合に覆う.

層厚 最大層厚は 100m 以上である.

岩相 本溶岩は、斜長石・黒雲母・角閃石・石英斑晶の目だつガラス質デイサイトと、斜長石斑晶の目だつ黒灰色の安山岩との 2 種類の岩質からなる複合溶岩流である. 赤沢・湯俣川合流点の西およそ 300 m, 標高 1,900 m 付近の露頭では、上部およそ 10 m がガラス質デイサイト, 下部およそ 20 m が黒灰色安山岩からなり、その間では両者が入り交じった白黒の縞模様が発達しており、全体が 1 枚のフローユニットであることが観察できる.

地質時代 清水ほか (1988) により全岩 (石基) の K-Ar 年代, 0.12 ± 0.01 Ma が報告されている (付表 A-1 の No. ⑩).

岩石記載 石英かんらん石紫蘇輝石黒雲母角閃石普通輝石安山岩 (GSJ R49116/YRT101): 鷺羽池南方 700m 伊藤新道沿い (標高 2,400m). 第 6 表及び第 7 表の No. 13.

〔斑晶〕斜長石は 4 mm 以下の自形を呈し、清澄なものや帯状の塵状包有物を持つものがある. かんらん石は 0.3 mm 以下の骸晶で反応縁を持たない. 普通輝石・紫蘇輝石は 0.5 mm 以下の自形である. 角閃石・黒雲母は自形を呈し、部分的にオパサイト化していることが多い. 石英は 1 mm 以下の融食形を呈する. 不透明鉱物は、0.4 mm 以下の半自形ないし他形を呈する.

〔石基〕斜長石・単斜輝石・斜方輝石・不透明鉱物及び褐色ガラスからなる.

石英普通輝石紫蘇輝石黒雲母角閃石デイサイト (GSJ R49117/YRT114): 鷺羽池南南東 350 m (標高 2,620 m). 第 6 表及び第 7 表の No. 14.

〔斑晶〕斜長石は 6 mm 以下の自形を呈し、清澄であったり、蜂の巣状の組織を持つものもある. 普通輝石・紫蘇輝石はいずれも 1 mm 以下の自形を呈する. 角閃石・黒雲母は 5 mm 以下の自形で、全くオパサイト化していない. 石英は 3 mm 以下で融食形を呈する. 不透明鉱物は自形ないし他形で、0.5 mm 以下である.

〔石基〕無色のガラスと少量の斜長石・普通輝石・斜方輝石・黒雲母・石英・不透明鉱物・燐灰石及びクリスタライトからなる.

XIV. 6. 2 鷺羽池溶岩 (Lw)

命名 中野 (1989) による.

模式地 鷺羽池の東側火口壁.

分布 鷺羽池火口の周辺のみに分布する.

層序関係 船津花崗岩類及び赤沢溶岩を覆う。

層厚 火口の東壁で最も厚く、およそ 30 m である。

岩相 本溶岩の岩質は赤沢溶岩の安山岩に似るが、赤沢溶岩に比べ粗粒な大型の斜長石斑晶が目立つことで区別できる。

岩石記載 かんらん石普通輝石紫蘇輝石石英黒雲母角閃石安山岩 (GSJ R49118/YRT113) : 鷲羽池火口南壁 (標高 2,750 m)。第 6 表及び第 7 表の No. 15。

〔斑晶〕斜長石は最大 8 mm に達する自形を呈し、清澄なもの、蜂の巣状の組織を持つもの、塵状包有物を持つものがある。かんらん石は半自形で 0.5 mm 以下である。普通輝石・紫蘇輝石は、1 mm 以下の自形ないし他形を呈する。角閃石・黒雲母は 4 mm 以下の自形を呈し、周縁部が一部オパサイト化している。石英は 3 mm 以下で融食形を呈する。不透明鉱物は、0.4 mm 以下の半自形ないし他形である。

〔石基〕斜長石・単斜輝石・斜方輝石・不透明鉱物及び無色のガラスからなる。

XIV. 6. 3 鷲羽池スコリア及び爆発角礫層

命名 中野 (1989) による。

模式地 鷲羽池火口南。

分布 鷲羽池スコリアは鷲羽池火口南方の尾根上、爆発角礫層は、火口周辺にまばらに分布する。分布が狭いため、地質図では省略した。

層序関係 鷲羽池スコリアは赤沢溶岩を、爆発角礫層は船津花崗岩類、赤沢溶岩および鷲羽池溶岩を覆う。

層厚 最大層厚はいずれも 1 m。

岩相 鷲羽池スコリアは安山岩質のスコリアであり、火口の南 300 m までの範囲に転石として認められる。おそらく鷲羽池火口からの小規模のスコリア放出によるものであろう。爆発角礫層は、安山岩溶岩及び花崗岩類の角礫岩塊 (最大径 1.5 m) からなる。この角礫層の上位には鷲羽池スコリアは分布しないことから、爆発角礫層は鷲羽池スコリアの上位であると判断した。現在の鷲羽池火口形成の際の爆発 (おそらく鷲羽池火山最後の活動) が火口周辺を破壊して形成したものと考えられる。

岩石記載 黒雲母石英かんらん石紫蘇輝石角閃石普通輝石安山岩 (GSJ R49120/KW-06) : 鷲羽池火口南 200 m の尾根上のスコリア (標高 2,720 m)。第 6 表及び第 7 表の No. 17。

〔斑晶〕斜長石は 1.5 mm 以下の自形または他形で、清澄なものや蜂の巣状の組織を呈するものがある。かんらん石は 0.5 mm 以下の自形を呈し、一部イデイングサイト化している。普通輝石・紫蘇輝石は 0.5 mm 以下の自形を呈する。角閃石・黒雲母は 0.5 mm 以下でともに周縁部または大部分がオパサイト化している。石英は融食されており 1 mm 以下で、普通輝石のコロナを持つ。不透明鉱物は 0.4 mm 以下の半自形ないし他形である。

〔石基〕斜長石・単斜輝石・斜方輝石・部分的にオパサイト化した角閃石・不透明鉱物及びメンスタシスからなる。

XIV. 7 硫黄沢硫気孔群と周辺の熱水変質帯

高瀬川上流の湯俣川流域には熱水変質地帯が広範囲にわたって確認され（第 80 図 A, B），湯俣地獄



第 80 図 硫黄沢一帯の熱水変質地帯

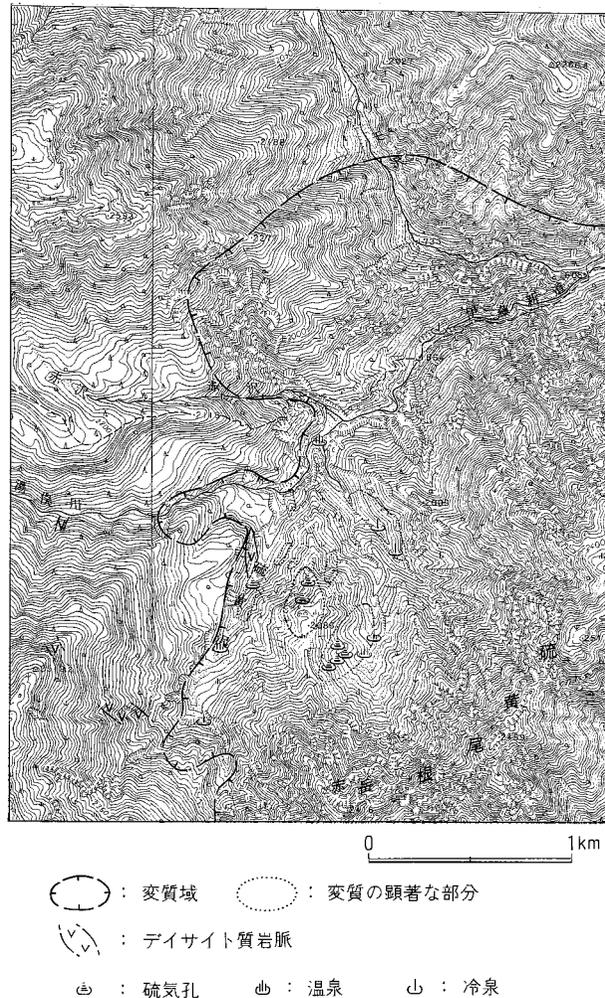
A：赤岳から硫黄岳にかけて広がる熱水変質帯全景

B：硫黄沢中-上流部の変質帯（Aの白色部），硫黄沢左岸（標高 1,880m）から赤岳方向を望む

や硫黄沢周辺には多数の温泉・鉱泉が湧出している（第90図）。このうち硫黄沢とその東隣の沢にかけては2か所の硫気孔群が見いだされ（第81図）、今なお活発な活動を継続している（第82図A, B）。発散されるガスの主成分は水蒸気で、硫化水素臭を伴う。硫気孔周辺では硫黄の結晶が昇華している。平生は静穏な状態を保ち鳴動などは伴わないが、付近の山小屋の管理者の談話によれば1年ないし数年に1回の割合で爆発音を伴う激しい噴出を行ってきたとのことである。

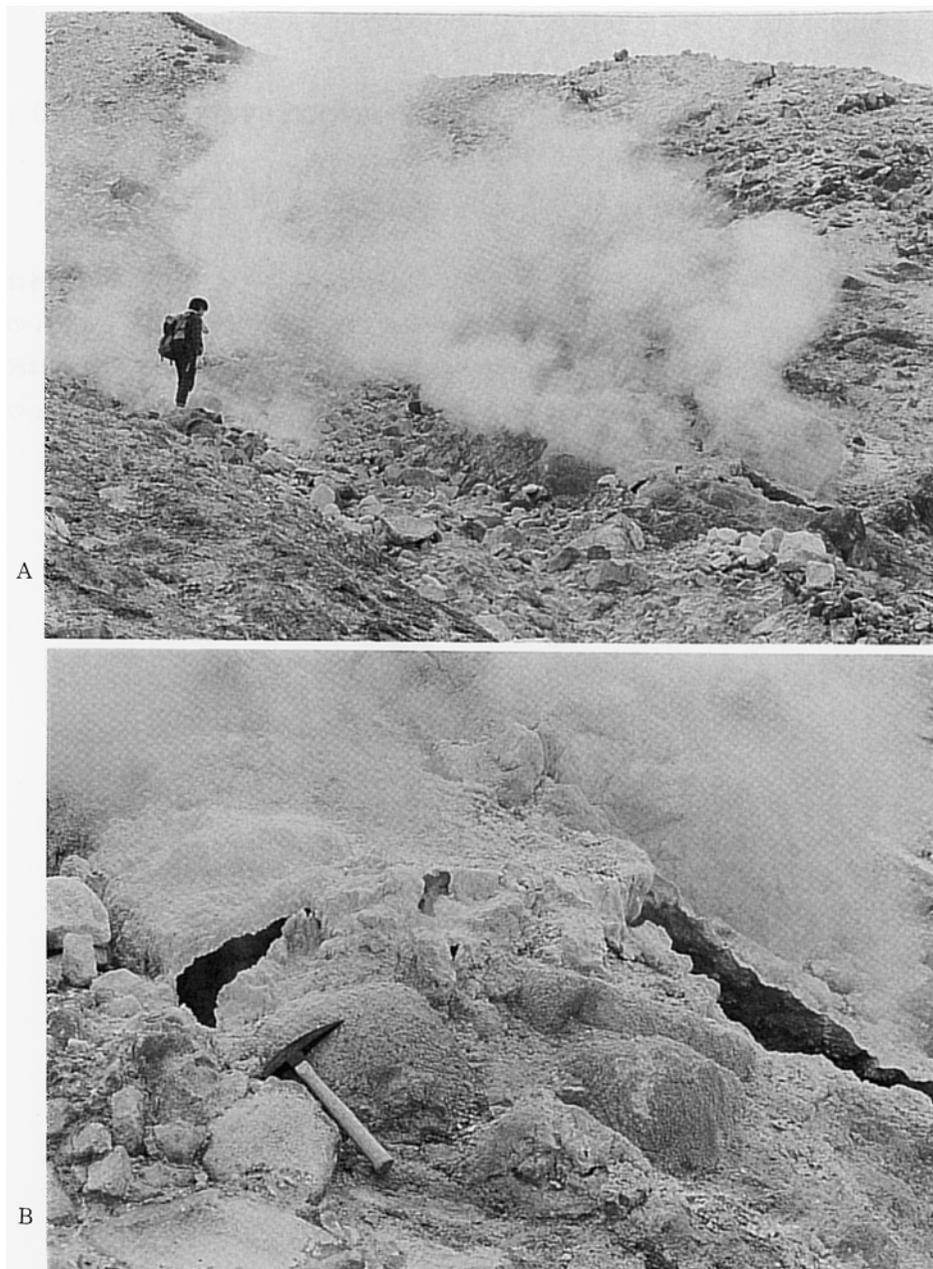
硫黄沢一帯の熱水変質帯は、南隣の「上高地」地域内の中崎尾根、水鉛谷から硫黄尾根一帯を経て湯俣地獄やワリモ沢に至る広大な範囲に広がる変質帯（湯俣川-水鉛谷変質）の一部に当たっている。更新世中期に活動した水鉛谷火道や硫黄沢左岸の岩脈（更新世？）は変質帯の内部や近傍に位置する新期火山岩類であり、上記変質帯の生成に深く関与している可能性が高い。

ワリモ沢上流（ワリモ沢変質帯）や温泉沢周辺（温泉沢-夢ノ平変質帯）の変質地帯でも温泉や冷泉



第81図 硫黄沢硫気孔群と変質帯の分布
 国土地理院の2万5千分の1地形図「三俣蓮華岳」・「槍ヶ岳」を使用

の湧出が続いている。これらの変質帯も更新世火山岩類の分布域に近接しており、火山活動に伴う熱水変質作用としてとらえられよう。更に温泉・冷泉の湧出こそ確認していないが、上廊下火山岩類の分布域に隣接する金作谷北側の変質帯（金作谷変質帯）も第四紀火山活動に伴う熱水作用により生成した可能性がある。



第 82 図 硫黄沢硫気孔群の活動

A : 赤岳北方（硫黄沢の東隣の沢）の硫気孔

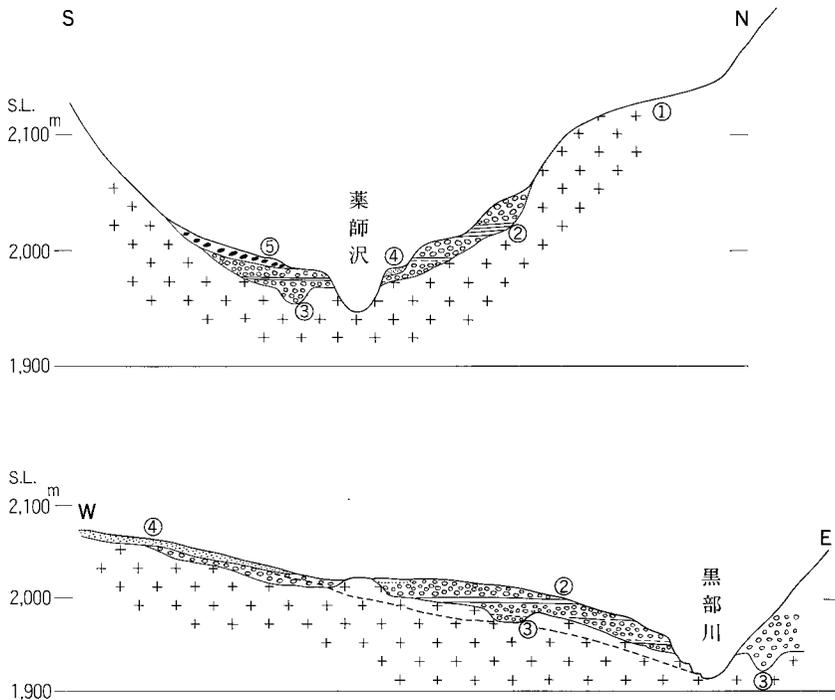
B : A の右側の硫気孔の近接撮影。硫黄沢の東隣の沢（標高 1,840m）

XV. 更新世中期-完新世の堆積物

(原山 智・滝沢文教・中野 俊・竹内 誠)

XV. 1 薬師沢の礫層（雲ノ平礫層相当）と平坦面

河川の源流域は本来浸食域であり、大規模な段丘や厚い礫層が存在することは、氷河成堆積物以外は稀有であろう。ところが、黒部川上流で西方に分岐する薬師沢では、薬師沢小屋から標高 2,070 m の高さまでの沢の両側に段丘状の平坦面を持つ厚い礫層が発達する（第 83 図）。各露頭における礫層は沢の南側で 15-20 m、北側で 35 m 以上の厚さを有し、薬師沢小屋付近から右俣までの総計で約 80 m の



第 83 図 薬師沢の礫層と段丘状緩斜面を示す模式断面

(上) 横断面

(下) 縦断面

破線は現河床面を示す

① 標高 2,100 m より上の緩斜面で雲ノ平礫層の上面高度に相当

② 雲ノ平礫層。白丸は礫層、横線はシルト・砂層

③ 雲ノ平礫層堆積初期のチャネル跡

④ 旧河床堆積物

⑤ 緩斜面を被覆する新期堆積物（崖錐及び沖積錐堆積物）

北側斜面（上図）の階段状平坦面は右俣谷の旧流路による浸食平坦面である

厚さを示す。その主体はルーズな礫層で、葉理の発達したシルト-粘土層を挟む。この礫層の模式的露頭は薬師沢小屋の北西 800 m の左岸の崖（高さ約 60 m）にみられる。その露頭は河床から高さ 35 m まで金木戸トータル岩で、その上にある礫層は下部礫層・中部シルト層・土部礫層に3分される。下部礫層は極めて不淘汰の亜角礫-角礫を主とし、最大径 2 m で、多くは 10-30 cm 大の手取層群の砂岩・礫岩及び金木戸トータル岩の礫から構成され、成層構造は不顕著である。礫種と礫の大きさ・淘汰度などは現河床堆積物によく似ている。場所によって粗粒砂（厚さ 6 m 以下）やシルト質砂岩-砂質シルト岩を挟む。厚さは最大 30 m である。中部シルト層は成層構造及び葉理のよく発達したシルト-砂-粘土層で、厚さ 8 m、半固結でよくしまっている。下部に厚さ 25 cm のオレンジ色の浮石質粗粒火山灰層とレンガ色の細粒火山灰層（厚さ 50 cm 以下）を挟む（第 84 図）。この火山灰層の起源ははっきりしない。この細粒堆積物は明らかに湖成堆積物である。上部礫層は上記のシルト著占土層を浸食面を持って被覆している。

同沢の右岸の露頭はたくさんあるが露頭の高さは 30 m 以下、河床と礫層上面の平坦面との比高は約 40 m くらいである。左岸と同様、河床から高さ 20-25 m までは金木戸トータル岩で、その上に礫層がのる。ときに金木戸トータル岩を深く削ったチャンネル構造（数 10 万年前の薬師沢の旧流路跡）が認められる（第 83 図の③）。右岸の礫層は左岸にみられる礫層のうち下部に相当する。礫層中には厚さ 5 m 以下の砂層やレンズ状の砂質シルト層を挟む。薬師沢の下流部では現河床から 20-35 m の高さまでは金木戸トータル岩が占め、この上に起伏のある不整合面で上記の礫層がのる。礫層の基底面の標高は、下流部で 1,940 m、中流部の薬師沢右俣入口付近で 2,018 m なので、下流側に向かって傾斜している。



第 84 図 薬師沢に分布する雲ノ平礫層の中部シルト層と挟まれる火山灰層
 写真中央を横切るやや粗粒な部分がオレンジ色の軽石質粗粒火山灰層（厚さ 25cm）。上位の暗色緻密な部分がレンガ色の細粒火山灰層（厚さ 50cm 以下）。薬師沢下流左岸（標高 1960m）

その傾斜は現河谷の勾配より緩い。すなわち、この礫層の堆積当時の河川勾配は現在よりも小さかったことになる。

上述の薬師沢の平坦面下に存在する礫層は、その分布高度と細粒堆積物の固結度、更にチャンネル構造や基底面の勾配を考慮するとその大部分は雲ノ平礫層の西方延長部であろう。基本的には雲ノ平礫層のほかに、その上位の雲ノ平溶岩などの雲ノ平火山噴出物が、かつては薬師沢流域まで流出していたであろう。それらの火山噴出物の浸食に手間取り、薬師沢における雲ノ平礫層の浸食・削剥は非常に遅れたと考えられる。薬師沢の北側の標高 2,100 m 付近にみられる平坦面は雲ノ平火山の活動終息直後くらいにおける右俣流路による浸食平坦面と考える。浸食平坦面を伴って雲ノ平礫層が残ったのは、薬師沢の流路の側方移動が右俣・左俣の流略の影響もあって、かなり著しかったためであろう。吉田（1963）は右俣の古い流路はかつて薬師沢とは別に、その北側を黒部川に直接流下していたと指摘している。

なお、現在の薬師沢の広い平坦面（緩斜面）上には、側方山腹斜面からの崖錐性の岩屑が、雲ノ平礫層の上を被覆しているが、その厚さは明らかでない。また、薬師沢の 2,070 m 付近の右岸など 2、3 か所に土石流堆積物（厚さ 15 m 以下）や旧河床堆積物などが存在するが年代未詳である。

薬師沢の開いた地形の原形は、雲ノ平礫層の基底面で示され、赤木平や北ノ俣岳などと同様、更新世初期以前の準平原期の地形の遺物であろう。

以上、薬師沢の礫層は、当初雲ノ平火山の噴出物や雲ノ平礫層が標高 2,100 m 位までの高さまで広く堆積し、その後河川の下刻作用によってその半分以上の量が浸食され下部だけが残ったもので、雲ノ平火山後の旧河床堆積物はわずかしかないであろう。薬師沢の河谷が、黒部川上流であるにもかかわらず蛇行しているのは、一見奇異ではあるが、雲ノ平礫層によって形成された緩勾配の河谷が存在したことに起因するのであろう。

XV. 2 モレーン及びアウトウォッシュ堆積物 (m)

氷河地形については I 章で触れたので、ここでは氷成堆積物に重点をおき、地域別に記載する。

氷河下流側にはアウトウォッシュ堆積物などの周氷河堆積物が形成されるが、本報告では便宜上モレーン堆積物（ティル）と区別せずに併せて表示した。本堆積物は、礫、砂及び粘土からなる。またティルやアウトウォッシュ堆積物の周囲や上位には、より若い時代の崖錐堆積物が重なることが多いが、地質図上では崖錐堆積物は原則として省略してある。

薬師岳東側斜面 金作谷カール・中央カール・南稜カールの各々のカール底に岩屑堆積物が残存し、堤防状や円頂丘状の地形をなす。平均礫径は 0.1-3 m の範囲にあり、礫表面の風化程度の差、植生の被覆程度、礫間空隙の有無及び開析程度により新旧 2 時期の堆積物に区分される（山野，1982）。ただし細粒物質を欠く新期の岩屑堆積物の一部は、後氷期のプロテラスランパートの可能性もある。岩屑はすべて薬師岳流紋岩類の角礫から構成される。

黒部五郎岳周辺 黒部五郎岳東方の明瞭なカール地形内と北方の黒部川源流に面した斜面の 2 か所に

かなりまとまった分布を示す。明瞭なカール地形内の堆積物は堤防状の地形を示すラテラルモレーンを作っており、粘土質基質中に手取層群の角礫（数 cm-10 m）を含む極めて淘汰の悪い礫層から構成される（小野，1982）。礫構成は金木戸トータル岩が主体を占め、上記手取層群由来の砂岩・礫岩のほか黒部五郎岳閃緑岩を含み、いずれも黒部五郎岳山頂付近から供給されたことを示している。

黒部五郎岳北方の堆積物分布域の土部にはやや底の浅いカール地形が残存するが、堆積物の広がりには比ベそのスケールは小さい。この堆積物の多くは I 章で述べたように黒部源流域に発達した台地氷河あるいは氷幅氷河による堆積物の可能性がある。堆積物は細粒基質中に多数の礫を含む淘汰の悪い堆積物であり、礫のほとんどは金木戸トータル岩からなり、少量の黒部五郎岳閃緑岩を含む。

三俣蓮華岳周辺 ワリモ岳から三俣蓮華岳を経て双六岳に至る範囲には広く氷成堆積物が分布しており、稜線直下のカール地形内の堆積物と湯俣川上流部など標高の低い部分に分布する堆積物とに大きく区分される。

前者の分布はおよそ標高 2,500 m 以上の範囲に限定されており、しばしば岩屑丘からなる堤防状の地形が残存している。堆積物の断面は観察できなかったが、堆積物表面には金木戸トータル岩や斑れい岩類などの岩屑が観察される。

後者の堆積物は、湯俣川上流の弥助沢、縦沢、モミ沢、赤沢などに分布し、その分布高度は 1,900 m から 2,600 m の広範囲にわたっている。開析を受けて明瞭なモレーン状の地形は残存せず、カールなど対応する氷食地形も判然としない点から前者より旧期の堆積物であり、五百沢（1963）の横尾氷期に対応する時期の堆積物であると推定できる。五百沢（1979）に示されているように三俣山荘周辺から黒部川源流部に分布する堆積物も同時期の産物であろう。堆積物の断面の観察された弥助沢東方の支沢では、泥質基質中に鷲羽池火山岩類の礫が含まれ、ほとんど成層構造を示さない極めて淘汰の悪い層相を示す。

水晶岳-野口五郎岳周辺 三俣蓮華周辺と同様に明瞭なカール地形内の堆積物とそれ以外の堆積物に区分される。水晶岳の東側と東沢乗越及び野口五郎岳西側などにはカール地形内に堤防状や馬蹄形の小丘をなすモレーン堆積物が残存している。観察される構成礫はいずれもカール地形土部の基盤岩に由来する角礫である。

一方、東沢谷では、谷沿いのより低位置に旧期谷氷河による堆積物が分布している。分布高度は東沢の場合標高 1,900 m から 2,400 m の範囲にあり、分布域は針葉樹やダケカンバなどの森林帯となっている。堆積物の断面を観察できる露頭は少ないが、標高 2,300 m 付近では砂質の基質中に多量の礫を含む無層理で淘汰の悪い堆積物からなる。より下流部で緩傾斜な堆積面を示す地域は、流水の作用を受けたアウトウォッシュ堆積物である可能性もある。

槍ヶ岳周辺 槍ヶ岳に向かって突き上げる千丈沢、天土沢、飛驒沢並びに槍沢には旧期（滝谷期-横尾氷期）谷氷河による堆積物が広範囲に分布し、それらの分布域の標高の高い部分には新鮮な複数のモレーン地形が残存する新期の堆積物が重なって分布する。槍沢及び飛驒沢の氷成堆積物については伊藤

(1982) や五百沢 (1979) などによって記載されており、粘土・砂を基質とする無層理・無淘汰の角礫層からなる。なお分布域下流部の一部にはアウトウォッシュ堆積物とみなせる成層したやや淘汰の良い砂礫層がある。千丈沢標高 1,800 m の左岸には、小扇状地堆積物の下位に半ば固結しやや淘汰を受けた砂礫層が露出している。おそらく旧期谷氷河の融氷河川堆積物であろう。

高天原及び黒部川右岸地域 高天原、夢ノ平や竜晶池付近の平坦面や堆石丘を構成する礫層である。中野 (1989) は高天原礫層と呼んでいる。主に、淘汰が悪く無層理で未固結の角礫層からなり、中粒ないし粗粒砂サイズの岩片を基質としている (第 85 図)、岩苔小谷沿いでは最大層厚 50 m 以上に達する。一部で弱い成層構造を示す礫層や砂層を挟む。

角礫は最大径 3 m に達し、ほとんどが手取層群に属する礫岩・砂岩に由来するが、わずかに金木戸トータル岩礫が認められることもある。夢ノ平北方の尾根では、普通輝石紫蘇輝石安山岩や岩苔小谷溶岩類に類似した普通輝石含有かんらん右玄武岩質安山岩の礫も含まれる。温泉沢では角礫層の下位に、径 50 cm 以下の角礫-壱円礫を含み細粒物を基質とした泥流堆積物 (層厚 10 m) が認められ、更に下位の角礫-中礫を含む葉理の発達した粗粒砂層 (層厚 4 m) が基盤の花崗岩類を覆っている。また、高天原南方の岩苔小谷沿いでは、葉理の発達した中粒-粗粒砂層が岩苔小谷溶岩類を覆っている。地形的には竜晶池付近の堆積物と高天原から夢ノ平を経てその北方に連なる平坦面を構成する堆積物に区分され、前者の方がより新期の堆積物と判断されるが、層相の差については不明である。また雲ノ平礫層との上下関係は不明である。



第 85 図 モレーン堆積物の露頭断面
手取層群の礫岩・砂岩に由来する角礫岩塊・岩片からなる軟弱な角礫層。高天原の西、岩苔小谷沿いの露頭 (標高 2,070 m)

XV. 3 真川礫層 (Ma)

本図幅地域の河谷沿いには第四紀の礫層がところどころで認められる。黒部川上流の雲ノ平礫層と真川（本図幅北西端部）流域の礫層-湖成堆積物については年代がほぼ判明しているが、年代未詳なものも少なくない。その一部は小規模な段丘地形を伴っている。

真川流域の礫層-湖成堆積物は本図幅地域北西端部の真川右岸で、河床より 40-50 m 高い部分（標高 1,300 m）に基底部を持つ。この堆積物は金木戸トータル岩を南東に約 30° 傾斜した起状面を持って不整合に覆い（第 86 図）、地層は下位より次の順序で累重する。

- i) 極めて淘汰の悪い角礫層。基質はかなり多く花崗岩質の細礫-極粗粒砂。雑然として、無構造で崖錐性の可能性が高い。現在みられる基底部は旧河谷の側壁部である可能性があり、側方に河床

礫に移化する。かつての真川流路の埋積物であろう。

- ii) 花崗岩質極粗粒砂層で、i) から漸移する。花崗岩などの角礫を少量混ざる。平行葉理が上部ほど顕著。

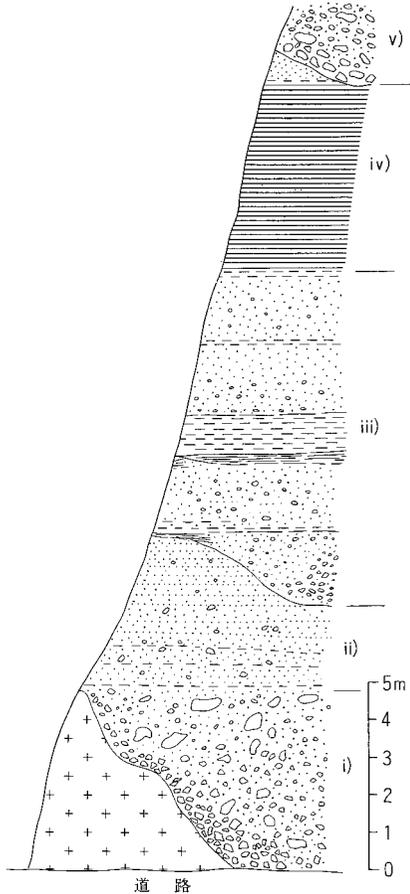
- iii) 花崗岩質粗粒-細粒砂層でシルト層を挟む。平行葉理が発達する。ときどき ii) とはチャンネル状浸食構造で接する。

- iv) 平行葉理の発達する縞状のシルト-粘土層（第 87 図）。数 mm 単位の細互層で、細砂層をときどき挟む。粘土は薄茶色を帯びた灰色で若干泥炭質であり、炭化木片を多量に含む。湖成の氷縞粘土 (Varve clay) の可能性がある。厚さ 5m。

- v) 亜角礫-亜円礫層。iv) とはシャープな境を持つ浸食面で接し、礫径 50 cm 以下で淘汰が悪い。I) の礫より大きい。扇状地型の河床礫であろう。

以上のうち i) から iv) までは漸移的である。iv) と v) の間は急激な変化であり、堆積間隙のあった可能性が高い。

本図幅地域の北西端より約 3 km 北東の真川流域右岸（スゴ谷入口）において上記の層序や岩相によく似た新期礫層-湖成堆積物が知られている（竹村・藤井，1984；山田・竹内，1983）。そこでは、跡津川断層（後述）の北東部が、新期礫層-湖成堆積物を切っており、垂直的変位量だけでも 50 m あまりに及ぶ。湖成堆積物



第 86 図 金木戸トータル岩にアバットする真川礫層 I)-V) は本文参照。真川に沿った工事用道路沿い (標高 1,300m)



第 87 図 真川礫層中に挟まる成層したシルト層
真川に沿った工事用道路沿い（標高 1,320m）

中の年代については大村ほか（1990）によれば炭質物の年代により 6 万年以前とみなされ、7-8 万年前の広域テフラである鬼界-葛原火山灰（K-Tz）を挟有するという。上述の本図幅地域北西端の新期礫層-湖成堆積物とスゴ谷入口の同様な堆積物とは非常によく似ており、同一堆積物である（竹内ほか、1990）。しかし、スゴ谷入口の新期堆積物は標高 1,200 m 前後であり、双方では 100 m 以上もの発達部位の違いがある。この点については真川流域に堆積した崖錐に始まる一連の河床-湖成堆積物であったものが、跡津川断層及びこれと平行する活断層によって変位し、その発達高度に差違を生じたと考えられる。この年代の頃はウルム氷期に入っている時期で、雪線高度が現在より 1,000-1,500 m 低かったといわれており、山地の陸水域には氷河の影響を受けた堆積物が形成されても矛盾しないであろう。

XV. 4 旧河床堆積物 (of)

本図幅地域の主要な河谷沿いには、幅 10 m 以下の小規模な段丘状の地形をなす旧河床堆積物が散点的に認められるが、分布が小さいので、多くは地質図には示さなかった。例えば、黒部川上流の河岸には、河床との比高 5-6 m、10-15 m の小規模な段丘がみられる。薬師沢小屋のすぐ上流側では 3 段の

幅の狭い段丘とそれに伴う礫層が存在する。ここでは黒部川上廊下右岸の旧河床堆積物について述べる。

上廊下、下の黒ビンガ南東の黒部川右岸、高天原新道沿いには未固結砂礫層がややまとまった分布を示す。斎藤(1977)によって層相の記載と花粉分析がなされている。本層の基底面と現河床との比高は約200mで、層厚は最大で60mに達する。奥黒部花崗岩との不整合面は標高1,690mにあり、その上に含礫泥質層(層厚20m)、シルト層(層厚10m)、砂礫層(層厚30m)の順に堆積している。

層相 含礫泥質層は極めて淘汰が悪く、その礫は下部で安山岩の角礫(平均0.5-1cm径、最大径20cm)がほとんどを占め、上部では花崗岩礫優勢となる。シルト層は含礫泥質層から漸移し、下部は塊状であるが上部に行くにつれ平行葉理が発達するようになる。砂礫層は未固結で、安山岩礫と花崗岩礫(平均径10cm)のほか、やや円磨度が高い少量の砂岩・泥岩礫(手取層群)を含む。

花粉 斎藤(1977)によれば、含礫泥質層中の花粉はシダ類・草本類が75%を占め、針葉樹(マツ・ツガ属)と広葉樹(ヤナギ・ハンノキ属)は20%未満であり、寒冷気候を示すと推定されている。一方シルト層では針葉樹(マツ・ツガ属)が50%を占め、シダ類・草本類は30%以下であり、現在よりやや暖かかったとみなした。

斎藤(1977)は本堆積物を最終氷期から後氷期(完新世)にかけての堆積物としたが、現河床からの比高200mとそれから算定される削剥速度(10-30mm/年)はやや大きすぎるきらいがあり、最終氷期より一つ前の氷期に遡る可能性がある。斎藤(1977)は下部の含礫泥質層を崖錐または崩土、砂礫層は黒部川支流の堆積物とみなした。しかし、層相からは含礫泥質層はテイルそのもの、シルト層は氷碛粘土である可能性があり、また上部の砂礫層は手取層群起源の礫を含むことから明らかに本流の旧河床礫層である。

薬師沢左俣下流部(標高2,100m前後)には厚さ10m以上で平坦面を伴う礫層が分布するが、年代不明である。場所によっては2m大の巨礫を含む土石流堆積物に似た性状を示す部分もある。角礫も多いことからアウトウォッシュ堆積物の可能性もある。

XV. 5 地すべり地塊 (b)

黒部川右岸、立石の南方1.2kmと北方1kmの2か所の山腹に明瞭な地すべり地塊が確認された。立石南方の地塊(700m×500m)は、雲ノ平溶岩と下位の礫層(雲ノ平礫層)が手取層群との不整合面に沿ってスライドしたものであり、地塊内部での破碎・変形はあまり強くないが、小規模なズレ変形や地層のうねりが認められる(第88図)。立石北方の地塊(600m×300m)は赤牛沢北方のアウトウォッシュ堆積物の一部が奥黒部花崗岩との不整合面に沿ってスライドしたものである。

XV. 6 土石流堆積物 (d)

土石流堆積物としたのは、いずれも現河床沿いに10-50mの比高を有し、段丘状をなして分布する基質の多い砂礫層である。厚い土石流堆積物が分布する地域では、その下流側に谷の狭窄部などの地形



第 88 図 地すべり地塊の断面

地塊内では下位から砂礫層（層厚約 5m）、凝灰角礫岩（層厚約 5m）、溶岩（層厚 30m 以上）の順に重なる層序が保持されている。溶岩はややブロック化しズレ変位を生じている。黒部川立石奇岩南方 600m 右岸

的障害を有する場合が多い。

分布 高瀬川の縦谷部、黒部川の奥黒部ヒュッテ付近と廊下沢出合、赤木沢出合及び祖父沢出合付近に分布するほか、スゴ谷・岩井谷・中ノ俣川にもややまとまった分布を確認した。

層相 径数 cm から 3m、最大 10m 径に達する礫と基質の粗粒砂（しばしばシルト質）からなるのが一般的で淘汰が極めて不良である。礫の含有量の差による弱い成層構造を示すことが多い。しばしばレンズ状の砂・シルト層を挟み、複数の土石流のユニットの累重を示している。礫は亜角礫-亜円礫で崖錐に比べて円磨度が良い。

平林（1984）によれば、高瀬ダム建設前の高瀬川不動沢合流点には約 100m の厚さの土石流堆積物を主体とする砂礫層があり、中間に旧表土層を挟んでいた。上部の砂礫層中の炭質物については $1,450 \pm 110$ y.B.P. の ^{14}C 年代が得られている。同じく高瀬川の七倉ダムでは、ダム建設時に除去された堤体直下の厚い（約 20m）砂礫層中の木根について $1,730 \pm 95$ y.B.P. の ^{14}C 年代が得られている。

岩井谷の標高 1,400m より 1,530m の沢谷沿いには厚さ 25m 以下の未固結礫層が延長約 1km にわたって谷筋を埋積している（第 89 図）。極めて淘汰の悪い大小の角礫（最大 1m 近い）で、シルト質の砂ないし礫質砂からなる基質支持（matrix-supported）のことが多く、場所によって礫支持を示す。礫層中に厚さ 20cm の砂層または厚さ数 10cm 位の比較的淘汰された細-中礫層を挟むなど成層構造がときどき認められ、何回かの急激な土石流堆積物と、静穏期河床堆積物からなると判断される。年代未詳であるが、分布高度から真川礫層と同時代の可能性がある。

黒部川の奥黒部ヒュッテと廊下沢出合付近の堆積物は、昭和 44 年 8 月の集中豪雨により発生した土石流によって形成された新しいものである。そのほかの地域の堆積物の堆積面上には灌木などの植生が



第 89 図 土石流堆積物の露頭断面. 岩井谷 (標高 1,440m)

繁茂しており，その形成期は少なくとも数 10 年，おそらく数 100 年前にさかのぼる。

XV. 7 崖錐及び沖積錐堆積物 (tl)

崖錐は稜線直下，特に森林限界以上の稜線直下によく発達するが，氷成堆積物との重複を避けるため便宜上地質図ではその多くを省略した。上部稜線の露岩地域に由来する岩屑から構成される。なおスゴ沢上部を厚く（最大 40 m）埋積する崖錐は，齊藤（1977）が指摘したようにやや古いウルム氷期に生産された岩屑堆積物であるかもしれない。崖錐の多くは，周氷河堆積物であるとする見解もある。

沖積錐堆積物のまとまった分布は，高瀬川水俣川及びワリモ沢流域，東沢谷流域や薬師沢などの支沢合流点付近に認められる。堆積物表面は一般に針葉樹などの森林地帯となっていることが多く，明らかにティルやアウトウォッシュなどの氷成堆積物を覆って分布する。細粒物質に乏しく，淘汰の悪い亜角礫-角礫を主体とする。

XV. 8 沖積層 (a)

分布 高瀬川・東沢谷・真川沿いに分布する。黒部川沿いでは祖母沢出合，中ノタル沢出合，奥黒部ヒュッテ付近など，地質図上に表示できる分布は極めて限られている。

層厚 高瀬川の縦谷部，不動沢及び濁沢では高瀬ダムの堰止め効果により盛んに堆積域を広げつつあり，その層厚は場所により 30 m を超えている。東沢谷及び真川沿いの層厚は不明であるが，周辺の地

形から推定して、最も厚いところでも 20 m を大きく超えないであろう。黒部川では、薬師沢出合付近での電気探査に基づいて厚さ 10 m 未満と推定されている（斉藤，1977）。

岩相 さまざまな程度に円磨された巨一大礫や砂・シルトから構成される。いずれも上流域であるため、沖積層とはいっても、円磨度・淘汰度とも不良である。これは河川の側斜面の急崖からの崩壊礫、モレーン・アウトウォッシュからの押し出し礫などが流路の途中からつけ加わるためである。

XVI. 応用地質

（原山 智）

XVI. 1 鉱物資源

本図幅地域内において稼行された鉱物資源は乏しく、第二次大戦中に輝水鉛鉱がわずかに採掘されたほかは、いずれも探鉱・試掘の段階で中止されている。採掘対象として検討された鉱物資源としては、下に記述した鉄・モリブデン・硫黄及び金鉱がある。仮に今後相当量の鉱物資源が発見されたとしても、北アルプスの最も奥深いところに位置しているため交通・運搬手段を確保する困難が伴い、更に厳しい気象条件を克服する必要があるため、その開発は極めて難しい。

XVI. 1. 1 鉄

スカルン化により生じた磁鉄鉱の産地が、水晶岳山頂付近と湯俣川支流の唐谷に知られている。

水晶岳山頂付近の鉱床については野田・佐藤（1920）及び富成ほか（1960）による報告がある。鉱床は水晶岳東側斜面（標高 2,700-2,800 m）にあり、周囲はやや片状構造の発達した金木戸トータル岩・三俣蓮華斑れい岩類であり、飛驒帯あるいは宇奈月帯または飛驒外縁帯の石灰質岩捕獲岩塊がスカルン化した結果生成した鉱床である。スカルン帯の規模は水平 150 m×上下 100 m で、延長 100 m 前後の晶質石灰岩レンズを挟む。露頭では延長 10 m 厚さ 2 m 以上の鉱体が 7 鉱体、延長 5 m ± 厚さ 1 m ± の鉱体が 6 鉱体確認され、確定鉱量として 7,750 t（平均品位 Fe 50%）、埋蔵鉱量約 16 万 t（平均品位 Fe 42%）と算定された。鉱石鉱物は磁鉄鉱（Fe : 57.28%、S : 0%、P : 0.19%）で硫化鉱物は伴わず、石英・緑れん石・ざくろ石・ヘデン輝石を随伴する。

唐谷の鉱床については野田・佐藤（1920）の中で井上技師の報告を取り上げている。今回の調査では鉱床露頭は確認できなかったが、唐谷の河床礫にはアクチノ閃石・ざくろ石を伴う磁鉄鉱鉱石が少量見いだされた。井上技師の報告では、鉱床は花崗岩に接触する泥質岩ホルンフェルス中に胚胎し、走向 N20°E、傾斜 70°WNW で延長 20 m 厚さ 2 m のレンズ状鉱体で、ざくろ石を伴うとされる。この記述から推察するに、鉱床露頭の位置は唐谷の源頭部、南真砂岳山頂南東側斜面付近にあり、有明花崗岩

のルーフをなす未区分手取層群中の石灰質岩ブロックがスカルン化したものであろう。唐谷鉱床は、江戸時代松本藩が採掘したと伝えられる鉄山に相当する可能性がある（八木，1923）。

このほかの鉄資源として、その昔長野県側では刀剣や農具用に黒部川流域の砂鉄が利用されたと伝えられている。あえて黒部川の砂鉄を求めたのは、おそらく高瀬川水系の砂鉄には斑れい岩の Ti 含有量の高い磁鉄鉱などが含まれているため原料としては適さず、奥黒部花崗岩に含まれる Ti 含有量の低い磁鉄鉱が主体をなす黒部川流域の砂鉄がより優れていた理由によるのであろう。

XVI. 1. 2 モリブデン

大東黒部鉱山 黒部川支流の岩苔小谷と温泉沢流域に分布する奥黒部花崗岩中には輝水鉛鉱を伴う石英-ペグマタイト脈が産出する。本鉱山については菊地・大津（1952）による報告がある。昭和4年に温泉沢と岩苔小谷において鉱床発見、昭和6年から20年にかけて大東鉱業株式会社により採掘され、総計約30 t（50-90%MoS₂）の鉱石を出鉱した。温泉沢では坑道跡がわずかに残っているほか、標高2,050 mにある鉱山事務所の一部は高天原温泉の小屋として残っている。また温泉沢の頭北東から赤牛岳東側の斜面の標高2,550 m付近には、探鉱用(?)の水平歩道跡（延長2,500 m）が残存しているが、東側斜面からの出鉱記録はない。

温泉沢の鉱床は、温泉沢上流の標高2,480 m付近にあり、平均脈幅10 cmで一般走向N45°W、平均傾斜20°SEの2本の緻密な輝水鉛鉱含有石英脈からなる。脈内平均見込み品位は3%。輝水鉛鉱の結晶は、鱗片または葉片状（径数mm-数cm）をなし、集合体は最大径10 cmに達する。

岩苔小谷の鉱床の詳細な位置は不明であるが、おそらく高天原山荘の北西800 m、左岸の標高2,000 m付近にある。脈幅15 cmで走向N25°E、傾斜75°Eの鉱脈からなり、脈内平均見込み品位は3%前後。母岩中の輝水鉛鉱の鉱染部が、温泉沢鉱床より広い範囲にわたっている。

このほか高天原山荘北東600 m、温泉沢支沢の通称“大滝”の上部や、温泉沢の標高2,260 m付近にも鉱床露頭がある。これらの鉱床はいずれも奥黒部花崗岩体の上部周縁相付近に位置している。

その他の産地 奥黒部花崗岩、有明花崗岩及び奥丸沢花崗岩中には輝水鉛鉱が見いだされることがある。

奥黒部花崗岩中の産地は、黒部川上廊下の標高1,560 m左岸にあり、幅50 cmのペグマタイト脈中に数mm以下の結晶として石英・長石とともに産す。

有明花崗岩中の産地は、湯俣川左岸（標高1,500 m）とワリモ沢右岸（標高2,200 m）で確認した。八木（1923）も湯俣川左岸の産地について触れている。両産地ともにペグマタイト中の小さな晶洞を埋めた産状を示す。このほか、高瀬ダム西方の濁沢流域ではかつて輝水鉛鉱を採掘したとされ、北安曇誌編纂委員会（1963）発行の地質図には地点が示されているものの、詳細は不明である。

蒲田川左俣谷とその支流の水鉛谷では転石の奥丸沢花崗岩中にまれに輝水鉛鉱が見いだされる。水鉛谷はその名の示す通り輝水鉛鉱を産出したことに由来するが、鉱山として稼行された記録はない。水鉛谷下流の左岸（標高1,760 m）には試掘鉱跡が残っているが、付近に輝水鉛鉱の産出は確認できなかった。

輝水鉛鉱の硫黄同位対比 Ishihara *et al.* (1990) により、上記産地（上廊下・温泉沢・ワリモ沢・

湯俣川)を含む北アルプスの花崗岩中に産出する輝水鉛鉱について硫黄の同位体組成が測定されている。本図幅地域産の輝水鉛鉱の硫黄同位対比 ($\delta^{34}\text{S}$) は、3.1-6.4‰ 示し、いわゆる山陰帯の磁鉄鉱系花崗岩類中の輝水鉛鉱の示す値 (4-8‰) と類似し、山陽帯のイルメナイト系花崗岩類中のものの値 (-10-0‰) とは大きく異なる。

XVI. 1. 3 硫黄

本図幅地域内では数か所で硫黄の産出が確認されている。

高天原山荘北東 700 m の標高 2,300-2,350 m の尾根上には、浸食を免れた鉱量数 100 t 前後 (見込み品位 40% 前後) の硫黄鉱床がある (菊池・大津, 1952)。今回の調査では産状は未確認であるが、周囲の地質条件から推察するに、温泉湧出に伴う堆積性の硫黄であろう。

湯俣川上流の硫黄沢とその南の沢一帯には硫黄活動がいまなお盛んに続いており (XIV. 7 参照)、硫黄孔周辺の岩石には昇華した硫黄結晶が多数付着している。一時期硫黄採取が行われ、現地にて精製の後硫黄乗越を経て上室村方面に搬出されたが採算が取れず中止となったとされる (野田・佐藤, 1920)。また八木 (1923) によれば、明治 20 年代に猟師のタバコの火がもとで硫黄沢一帯の硫黄が発火し、3 日間燃え続けたという。おそらくそれより前には相当量の硫黄が蓄積されていたのであろう。

湯俣川地獄付近の温泉湧出地帯には、温泉の湧出口付近に方解石とともに少量の硫黄の沈澱が認められる。中房温泉一帯でも温泉沈澱物の一部に硫黄が産出する。

XVI. 1. 4 その他の鉱産物

金鉱 太郎兵衛平や高天原周辺では、花崗岩や手取層群中の石英脈を対象に金の探鉱・試掘が行われた。太郎兵衛平の地名は、その昔金鉱を試掘した人の名に由来すると言い伝えられるが、産出量などの記録はない。付近の手取層群中には多数の石英脈が見いだされる。

第二次大戦後、高天原周辺では輝水鉛鉱の採掘を行った経営者 (大東鉱業株式会社) により、花崗岩中の石英脈 (幅 30-50 cm) を対象に高天原山荘東方 (高天原坑) と同山荘北東の温泉沢支沢の 2 か所 (金鉱第 1 坑・2 坑) の計 3 か所に試掘坑が開かれた。しかし良好な鉱脈は発見されず、その品位は金は痕跡量、銀を 7g/t 含むにすぎない (菊池・大津, 1952)。

放射性鉱物 高瀬川の現河床の重砂中には相当量 (重砂中の 8%, 原砂に対して 0.13%) のウラノトール石が含まれ、重砂は 3000-5000 c.p.m./g の強い放射能を示す (長島・長島, 1960)。そのほか重砂中にはモナズ石・ユークセン石・フェルグソン石・変種ジルコン・褐れん石などの放射性鉱物も少量含む。長島・長島 (1960) によれば、ウラノトール石の主たる供給岩体は確定できないものの、高瀬型 (有明) 花崗岩中のペグマタイトは放射性鉱物を他の岩石よりやや多く含む傾向があるとされた。

本図幅地域南部に分布する奥丸沢花崗岩中には、ゼノタイムや変種ジルコンを副成分鉱物として含む岩相がある。

水晶及びざくろ石 鉄の項で述べたように、水晶岳山頂の南側にはスカルン鉱物として水晶及び灰鉄ざくろ石を産出する。ともに標本的な価値は有するものの、稼行の対象とはなり得ない。水晶は極めて透明度の高い良質なものが多く、長径は平均 1-2 cm 最大で 15 cm 前後に達する六角柱状の結晶形を

なす。灰鉄ざくろ石は褐色ないし黄褐色を示し、径数 mm の結晶が石英・ヘデン輝石などとともに集合体をなすが、最大では径 3 cm に達する自形結晶が含まれる。

石灰華及び球状方解石 高瀬川湯俣地獄の噴湯丘（XVI. 2 参照）を構成するのは温泉沈澱物として生じた石灰華であり、左岸側を中心に東西約 300 m 南北 100 m 弱の範囲に分布し、その厚さは通常 0.5-3 m、最大で約 10 m。湯俣川沿いの低位置にある新期の噴湯丘や活動中の噴湯丘は白色の石灰華からなる。この石灰華は、細粒緻密不透明または粒状で白色半透明の方解石の集合体からなり、ときに桃色ないし紫色を帯びる。現河床より離れた高位置にある古期の噴湯丘は浸食されつつあり、灰黒色で空隙の多い石灰華からなる。

噴湯丘の温泉湧出口内には球状方解石を産することでも有名であり、噴湯丘とともに球状石灰石として天然記念物の指定を受けている。球状体の粒径は 1 mm 以下から豆粒大のものが多く、最大で数 cm に達する。CaCO₃ を主成分とし、最大数%の MgO または MnO を含む（和田，1904，p. 123-124）。擬 5 角 12 面体の形態を示すものもあるとされる。本産地の球状方解石は、後述するように霰石の語源となったものであるが、球状体については渡邊（1917）など多数の研究が行われており、鉱物学的には明らかに方解石の集合体である。

安永 8 年（1779）発刊の雲根誌（第三巻）には電砂として記され、当時既に盆石蒔砂として珍重がられていたことが述べられている。その後霰石と称されるようになったが、形態がアラゴナイトの球状集合体と類似しているところから、その名称は明治後アラゴナイトの和名として使用されるようになってしまった（八木，1923）。

珪華 中房温泉の温泉湧出口付近一帯には珪華やゼラチン状の珪酸が沈澱しており、“膠状珪酸・珪華”として天然記念物の指定を受けている。珪華は白色、赤褐色または淡紫色を示し、葡萄状、羽毛状、皮革状などさまざまな組織を示す。亀井（1956）によれば、珪華の成因としては泉温の低下、減圧、水分蒸発のほかには藻類による沈澱作用が大きな役割を果たしている。

XVI. 2 温泉及び地熱資源

XVI. 2. 1 温泉

高天原山荘北の温泉沢（高天原温泉）、硫黄沢一帯、湯俣川地獄（湯俣温泉）、葛温泉、中房温泉の 5 か所で温泉の湧出が認められる。これらの温泉はいずれも花崗岩またはそれらを被覆する未固結砂礫層中から湧出している。

高天原温泉 温泉沢の左岸標高 2,080 m、奥黒部花崗岩を覆う未固結土石流堆積物中から湧出している。下流側の温泉小屋及び露天風呂まで約 100 m の距離をパイプにより引湯して、利用されている。泉温 55℃ 前後、単純硫化水素泉で、pH 6.1、400 l/分の湧出量がある（富山県，1970）。夢ノ平北方 600 m、岩苔小谷の支沢沿い（標高 2,000 m 付近）にも温泉湧出地点があるとされるが、未確認である。上記の支沢と温泉沢にかけては広範囲にわたって熱水変質作用を受けている。

硫黄沢一帯 XIV. 7 で述べたように、本地域では広範囲にわたって顕著な熱水変質作用を受けており、硫黄活動が続いている。温泉（高温）は硫黄沢やその東側の沢の数か所で、また冷泉は硫黄沢から

湯俣岳南方にかけての広範囲に少なくとも 10 数か所にわたって湧出している。一般に硫化水素臭を伴い、冷泉では白濁ないし暗灰色の色調を示すことが多く、溶存物が相当多い（第 90 図）。河川沿いの土石流堆積物は、しばしば熱水作用により固結している。

湯俣温泉 高瀬川湯俣地獄には活動中あるいは休止した噴湯丘が多数観察される（第 91 図）。また湯



第 90 図 花崗岩の割れ目から湧出する黒い硫化物に富んだ鉱泉
写真の横幅は約 2m。湯俣川上流の硫黄沢東側の沢（標高 1,830m）



第 91 図 高瀬川湯俣温泉地獄の噴湯丘。噴湯丘の高さ約 2m

侯地獄から晴嵐荘付近では、河床沿いの砂礫層及び有明花崗岩中の裂罅から温泉が多数（20か所以上）湧出している。いずれも強い硫化水素臭を伴う単純硫黄泉で、泉温は噴湯丘で85℃前後（最高87.5℃）、その他の自然湧出口では50℃から80℃の範囲にある。現地での測定では微弱酸性（pH 6.5前後）を示すものが多いが、pHの範囲は2.8から7.6にわたる（宮沢，1971）。宮沢（1971）は約30地点の泉質を分析し、泉温とCa⁺・Cl⁻イオン及び蒸発残渣量とは正の相関関係があること、高温の噴湯丘ではCl⁻：300ppm±、Ca²⁺：95ppm±、蒸発残渣1,230mg/lに達することを明らかにした。

晴嵐荘で利用している温泉は、白濁した単純硫黄泉で泉温52℃、112l/分の湧出量がある（角，1975）。

葛温泉・七倉温泉 本図幅地域北東端では、高瀬川沿いの葛温泉と七倉沢沿いの七倉温泉の2か所の温泉がある。ともに単純硫黄泉で弱アルカリ性を示し（pH 7.6-7.7）、前者は泉温95℃で湧出量658l/分、後者は泉温69.7℃で湧出量115l/分である。現地の旅館・山荘で利用されているほか、前者は東北東3.5kmの大町温泉郷に引湯されている。

中房温泉 本図幅地域の東端、中房川沿いの標高1,500m付近には多数の温泉が湧出しており、中房温泉と総称されている。以下、南安曇郡誌の温泉の記述（等々力，1956）に従い概略を述べる。主たる泉源として、①白滝の湯、②御座の湯、③小鍋立、④蒸湯、⑤飯蒸の湯、⑥小弾正、⑦大弾正右上、⑧大弾正、⑨大弾正西南、⑩合戦の湯、⑪有明温泉、⑫こじきの湯があり、①から⑩までは有明花崗岩中の裂罅から、⑪と⑫は砂礫層中から湧出している。泉温は、64.5℃から94℃の範囲にあるが、90℃前後の高温のものが多い。硫化水素臭を伴う単純硫黄泉で、角（1975）によれば湧出量（総量？）は3,189l/分である。噴気活動を伴うところがあり、昇華物として硫黄・明礬を生成している。また温泉沈澱物として珪華が多量に形成されている（XVI. 1. 4参照）。

XVI. 2. 2 地熱資源

本図幅地域内は、温泉の湧出が続く上記地域以外にも、更新世の火山活動に伴って形成された熱水変質帯が広範囲にわたって認められ（XIV. 7参照）、潜在する地熱賦存量はかなり大きいといえよう。ただし、いずれも山岳地帯の深部に位置し、なおかつ国立公園内にあるため、地熱資源としての開発は困難な状況にある。

XVI. 3 自然災害及び土质地質

XVI. 3. 1 自然災害

本図幅地域は急峻な山岳地域に位置しているため、集中豪雨などをきっかけとして斜面崩壊や土石流の発生を繰り返してきた。黒部川、高瀬川及び岩井谷などの流域に残存する土石流堆積物や地すべり岩塊は、そうした現象の遺物である。

斉藤・池田（1976）によれば、北アルプス全域（1,070 km²）での崩壊面積率は5.7%で全国的にみて最も高い比率を示す。なかでも高瀬川流域（180 km²）では12%ととびぬけて高く、黒部ダムより上流の黒部川（180 km²）でも8%以上と高率を示している。斉藤・池田（1976）が考察しているように、高瀬川では大規模破砕帯（高瀬川断層など）と広域熱水変質帯の影響が、黒部川ではモレーン及

びアウトウォッシュ堆積物（斉藤・池田（1976）は氷期に堆積した崖錐としている）などの未固結堆積物の影響が崩壊率の高さに大きく効いているといえよう。

本図幅地域内の河川上流部や源頭部には、モレーン及びアウトウォッシュ堆積物、旧期崖錐、旧河床砂礫層など最終氷期以後に堆積した未固結砂礫や岩屑が大量に蓄積されており、温暖化した現在では氷期と比べ砂礫・岩屑の生産や堆積作用が減退した代わりに、それら過去の未固結堆積物の激しい浸食・運搬過程にある。斉藤（1977）が指摘しているように、東沢谷、岩苔小谷、薬師沢、スゴ沢の流域にはとりわけ多量の未固結堆積物が残存しており、土石流の供給源としての可能性を秘めている。氷成堆積物・崖錐の残存する高瀬川流域の水俣川・湯俣川や、厚い土石流堆積物・河床堆積物が残存している不動沢・岩井谷・真川・蒲剛川などの流域も土石流の潜在的発生能力が高いと判断できる。

ここ数10年のうちでは、昭和44年（1969）8月10-11日の集中豪雨が最大規模の土石流を高瀬川と黒部川流域に引き起こしている。高瀬川では河床から5mもの高さにあった旅館が流出し、黒部川では奥黒部ヒュッテから下山中の登山者2名が土石流に巻き込まれ行方不明となったほか、各地で崩壊、流失、埋没、堤防決壊などの災害を引き起こした。

この集中豪雨は20日前後（場所により継続期間は異なる）に及ぶ長雨の後に生じ、地表部は完全に水分飽和状態のところどころに記録的な降雨（8月11日の降雨量が南沢岳で402mm、葛温泉下流の笹平で327mm）が加わったため大規模な災害を引き起こした。平林（1984）によれば、高瀬川葛温泉付近での最大流量は700m³/秒に達し、湯俣から松本盆地出合までの21km間の本流では600-800万km³の土砂が移動し、480万km³の土砂が堆積したとされる。高瀬川の縦谷部より上流では4.3km²の崩壊地が新たに生じている。

黒部川流域での降雨量も記録的（北隣「立山」地域内の刈安峠での8月11日降雨量568mm、8月8-11日総雨量1,004mm）で、上廊下及び東沢谷を中心に数10か所の斜面崩壊を引き起こし、廊下沢や東沢谷などで大規模な土石流が発生している。廊下沢からは280万km³の未固結堆積物が土石流として流出し、黒部川本流を堰止め、長期間にわたって湖を形成した。東沢谷からの土石流は8月11日の昼頃発生し、奥黒部ヒュッテ東側の河床を10-15m洗掘し、東沢出合付近から黒部ダム湛水尻にかけての約1.5kmの範囲に最大30mの厚さで砂礫を堆積した。昭和44年8月の集中豪雨時には真川や金木戸川流域での土砂流出も激しく、河床の地形は大幅に変化した。

このほか昭和28（1953）年9月には高瀬川と中房川で、昭和32（1957）年6月と7月には高瀬川で出水し、流域各所で堤防決壊や橋の流出などを引き起こしている（浅川，1971）。昭和53（1978）年6月27日には不動沢の上流3.5km西側斜面で大崩壊があり、不動沢には6ヶ月間堰止め湖が形成されていた（平林，1984）。

XVI 3. 2 土木地質

本図幅地域内では高瀬川の横谷部に二つの発電用大型ロックフィルダム、高瀬ダムと七倉ダムが建設（1978年12月完成）されている。以下平林（1984）の解説に基づいて記述する。高瀬ダムは揚水式であり、山の神の南側、高瀬川右岸の地下に設置された新高瀬川地下発電所により最大128万kwの発電をする本邦最大規模の水力発電施設である。高瀬ダムは高さ176m、堤頂長362m、総貯水容量7,620

万 m³の規模を有する。堤体材料は現地の高瀬川の河川堆積物・土石流堆積物を利用しており、その量は 1,160 万 m³に及んでいる。七倉ダムは高さ 125 m、堤頂長 340 m、総貯水容量 3,250 万 m³の規模であり、高瀬ダムと同じく堤体の材料 (738 万 m³) は現地調達されている。二つのダムは、ともに堤体の中心部のコアの部分に当たる河床砂礫層 (厚さ 20-30 m) を剥ぎとり、岩盤を露出し、脆弱部を掘削除去した上に築かれている。

高瀬ダムのダムサイト周辺の地質はボーリング 71 本、横坑 24 坑、立坑 7 坑などを基に調査されており、マイロナイト化した花崗岩 (本報告の大白沢花崗岩) とこれに貫入する輝緑岩の小岩脈からなる。ダムサイトには西側の高瀬川断層に平行する N-S 系の破砕帯が認められるが、コア部分では良好岩盤で破砕帯も連続性に乏しい。

七倉ダムのダムサイト周辺の地質はボーリング 82 本、横坑 18 坑、立坑 13 坑の掘削結果などをもとに検討された。葛型花崗岩 (大白沢花崗岩及び冷沢花崗岩) とひん岩脈から構成される。葛断層など東西ないし西北西-南南東方向の断層破砕帯 (幅 5-20 m) が 4 本あり、破砕帯に沿った軟質部は掘削除去し補強された。

新高瀬川地下発電所は、発電所 (165 m×27 m×高さ 54.5 m) 及び変電所 (109 m×20 m×高さ 34.3 m) の 2 つの巨大な空間を掘削して作られた。地質は花崗岩、花崗閃緑岩、斑状細粒閃緑岩、ひん岩 (大白沢花崗岩、金沢花崗閃緑岩、山の神斑れい岩類の一部など) から構成される。100 m 南には猪ノ口断層 (幅 30 m) が北西-南東方向に走るものの、掘削部分は堅硬で岩盤条件は良好であった。

XVI. 4 断層と地震活動

槍ヶ岳地域に発達する断層は、その東半部に N-S 方向の断層が、西半部に NE-SW 方向の断層が卓越している。花崗岩類が大半を占める本図幅地域においては、断層のセンスや活動時期を特定することが難しい。N-S 方向の断層は、北アルプスの主要な地形 (稜線や河川の方向) 及び糸魚川-静岡線と平行であることから、注目されるべき断層系である。しかし、詳しい性状は明らかでない。見掛け上は垂直方向の変位が大きい。N-S 方向の断層は、破砕帯の幅 2 m 以下のものがほぼ全域にわたってみられるが、その周辺の岩石は全くもめていない場合が多く、破断的である。しかし、高瀬川断層は破砕帯も大きく衛星写真や航空写真においても顕著なりニアメントとして確認でき、地形に現れた断層である。NNW 方向の断層は、上記の N-S 方向の断層の副次的断層であろう。

NE-SW 方向の断層は手取層群の分布範囲でよく認められており、断層の北西側が南東側に対して上昇した変位を常に示している。この断層系は地形にはあまり反映しておらず、新しい時期の活動の証拠もない。

薬師岳周辺には N60-80°E 方向の断層がいくつか認められ、露頭では右ズレ変位を示すことが多い。断層付近の岩石には微小断層-割れ目が発達して破砕が広い範囲に及んでいるため、崩壊が著しい。薬師岳東斜面の顕著な崩壊は、手取層群の奥黒部川花崗岩によるホルンフェルス化の際に形成された潜在微小割れ目が、強い浸食による急速な封圧の開放によって顕在化したことも大きいであろう。

清水ほか (1980) 及び活断層研究会 (1980) には、N-S 方向のリニアメントとして、野口五郎岳-鳥

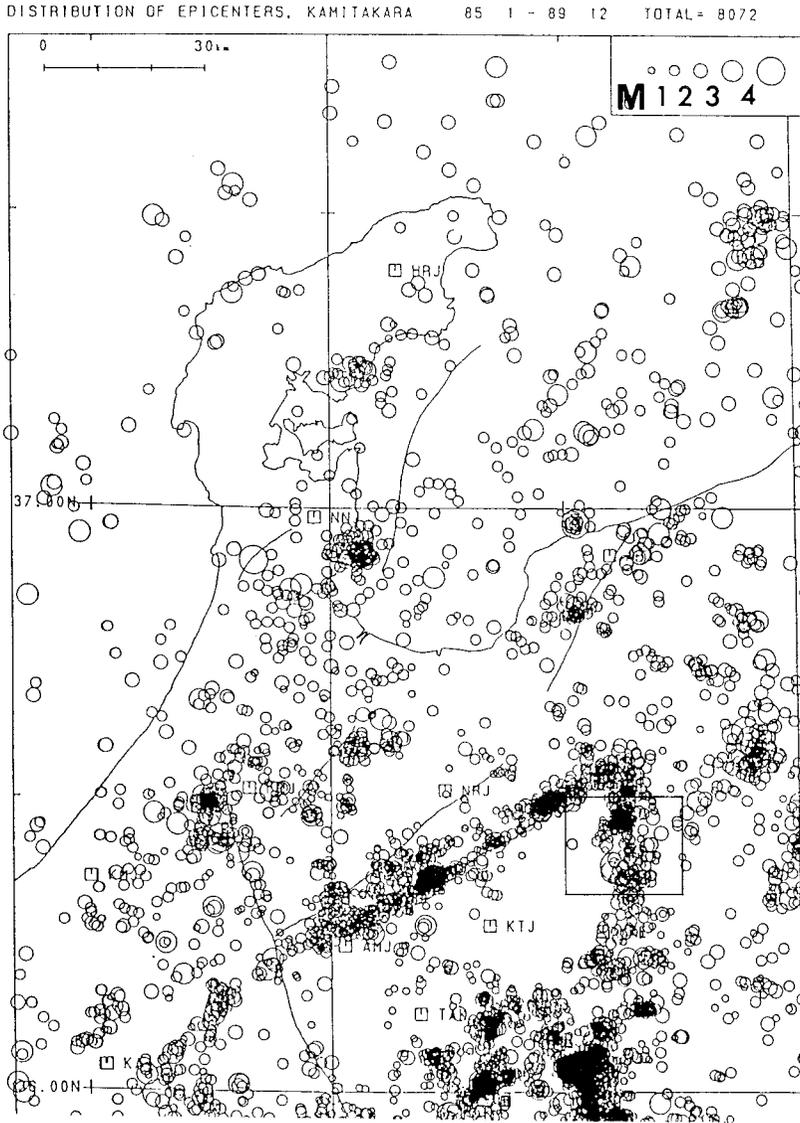
帽子岳断層群と赤牛岳北斜面断層が重力性の逆向き低断層崖と説明されている。これらの一部は、従来二重山稜あるいは活断層と認定されたこともあるが、八木（1981）は、深い峡谷と急斜面を有する高山地帯に局地的に発生する重力性の正断層と判断した。これは、激しい下刻作用によって山体下部斜面の河谷方向への撓みと、山頂-稜線部の沈下現象が起き、結果的に山頂側落ちの正断層が生じるとする考えである。

第 92 図は北アルプスとその周辺における最近の地震活動を示している。本図幅地域は飛驒山地のほぼ中央部に位置し、地震活動の非常に少ない“飛驒三角地帯”（河野，1983）の北東部に位置している。飛驒三角地帯は北辺を跡津川断層，東辺を立山-槍ヶ岳-御嶽山を結ぶ北アルプス主稜部によって画されている。重力ブーグ異常をみると、この地震活動や活断層で囲まれた地域は共通して強い負の異常域に対応している。跡津川断層は、本図幅地域の北西端から約 0.5 km 北側を ENE-WSW の方向で通っている。本図幅地域をわずかにはずれているとはいうものの、もし跡津川断層が活動した場合、本図幅地域は至近距離にあるので、その影響は甚大であろう。真川礫層・湖成層が本断層によって大きく切られ、変位しているのは前述したとおりである。跡津川断層に関する報告は松田（1963）などたくさんあるが、ここでは竹内ほか（1990）に基づき略述しておく。

跡津川断層は変位地形が明瞭で、活動度は A 級である（活断層研究会，1980）。2 km 前後の右ズレ転移を起こしており、活断層としての運動は 40-70 万年前に開始されたことになる。1858 年に飛驒地方に大きな被害をもたらした安政飛越地震は、跡津川断層沿いで特に被害が大きいため、その震源は跡津川断層であることが確実視されている。真川の岩井谷入口付近（本図幅地域北西端部の数 100 m 北側）の断層破砕部から採取された木片の ^{14}C 年代が 490 ± 170 y.B.P. であること（竹村・藤井，1984）や $1,880 \pm 60$ y.B.P. に起こったと推定される液状化・流動化現象が、真川沿いの跡津川断層付近の堆積層から発見されている（竹内・酒井，1985；竹内ほか，1990）など、安政飛越地震は、跡津川断層東部の真川流域にも強い地震変動をもたらしたらしい。この地震による山崩れと真川谷の堰止めも起こったことが知られている。安政の地震では跡津川断層の北側（富山・高岡・八尾の各市など）で被害が大きく、断層南側の被害範囲は小さかったといわれる。跡津川断層は右横ずれ断層運動の累積に伴って北側地盤が相対的に隆起しており、安政地震も隆起側で被害が大きかったことを示している。真川礫層・湖成層は、岩井谷と真川の合流点より約 1 km 下流側の地点において跡津川断層によって切られ、50 m もの垂直変位量を有しているが、この場合も断層の北側が隆起している（山田・竹内，1983）。竹内ほか（1990）は堆積物の年代測定などから跡津川断層東端部の活動周期を約 1,100 年と見積っている。跡津川断層の最近 10 年間の微小地震記録は、その活動が最深でも地下 14 km、東部では 12 km 以浅である（竹内ほか，1990）。

北アルプス中央部を南北に走る微小地震頻発帯（第 92 図）は、本図幅地域の烏帽子岳から槍ヶ岳付近を中心としている。これは飛驒山脈に沿って存在する第四紀火山の南北の限界にも対応している。地震活動の深さは約 8 km 以浅であり、これより深いところでは岩石の物性が温度の増加によって脆性から延性的性質に変化し、破壊が生じにくいと解釈されている（竹内ほか，1990）。この烏帽子岳-槍ヶ岳-御嶽山の微小地震は、河野（1983）によれば、多くは群発的で正断層型のメカニズムを示すという。先述した地表に現れた N-S 方向の断層群との関連性が注目されよう。飛驒山脈両側の地震波観測記録

を解析すると飛騨山脈中軸部を通過する地震波に限って（特に S 波が）減衰している（河野，1990）.
 ごく浅い領域や極めて深い領域を通過した地震波は減衰していない。



第 92 図 北アルプス周辺の震央分布 (1985-1989 年)

竹内ほか (1990) の第 3 図に基づき、南縁部を削除し、記号について加筆した。四角は地震観測点を示す。右上の丸印の大きさはマグニチュード (M) を示し、大きい順に $M \geq 4.0$, $4.0 > M \geq 3.0$, $3.0 > M \geq 2.0$, $2.0 > M \geq 1.0$, $1.0 > M$ の 5 段階に分けて表示した。枠内は「槍ヶ岳」地域

文 献

- 安藤雅孝・川崎一朗 (1990) 飛驒山地はマントルダイヤピルによるか. 日本地質学会第 97 年学術大会講演要旨. p. 45-46.
- 浅川富雄 (1971) 気象災害. 北安曇誌, 第 1 巻自然. 北安曇誌編集委員会編, p. 467-478.
- Asakawa, Y. and Yamada, T. (1980) Alkaline rocks from the northeast of Mt. Jonen-dake, Japan Alps, Central Japan. *Jour. Japan. Assoc. Min. Petrol. Econ. Geol.*, vol. 75, p. 281-299.
- 茅原一也・小松正幸 (1982) 飛驒外縁帯 (特に青海-蓮華帯) 及び上越帯に関する諸問題. 地質学論集, no. 21, p. 101-116.
- 第四紀地殻変動研究グループ (1968) 第四紀地殻変動図. 第四紀研究, vol. 7, p. 182-187.
- Dodson, M.H. and McClelland-Brown, E. (1985) Isotopic and paleomagnetic evidence for rates of cooling, uplift, and erosion, In Shelling, N.J. ed., *The chronology of the geologic record. Geol. Soc. Memoir.*, no. 10. p. 315-325.
- 藤井昭二・柴田 賢・松本哲一 (1989) “立山火山”の形成年代. 日本地質学会第 96 年学術大会講演要旨, p. 264.
- 深井三郎 (1960) 飛驒山脈とその周辺地域の地形発達. 地理評, vol. 33, p. 247-269.
- 原山 智 (1975 a) 北アルプス, 笠ヶ岳・穂高岳地域の白亜紀火山岩類及び深成岩類. 東京教育大学理学部卒業論文 (MS.).
- (1975b) 北アルプス, 笠ヶ岳・穂高岳地域の白亜紀火山岩類. 日本地質学会第 82 年学術大会講演要旨, p. 202.
- Harayama, S. (1978) Kasagatake Rhyolite; Late Cretaceous volcanism in the Northern Japan Alps and its related plutonism. Master thesis, Kyoto Univ. (MS.).
- 原山 智 (1987) 更新世中期における, 広域テフラ-火砕流堆積物-給源火道対比の一例. —いわゆる“クリスタル・アッシュ”の給源—. 日本火山学会 1987 年度秋季大会予稿集, p. 105.
- (1988) 飛驒山脈の白亜紀～古第三紀火成岩類. 植村 武・山田哲雄ほか編, 日本の地質 4 中部地方 I, 共立出版, 東京, p. 30-32.
- (1989) 北アルプス, 笠ヶ岳・穂高岳地域における白亜紀-古第三紀火山活動 —とくに同一地域における陥没様式の時代的変遷について—. 地団研専報, no. 36, p. 15-20.
- (1990 a) 上高地地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 175 p.
- (1990 b) 「槍ヶ岳」図幅地域内の知られざる地質 —飛驒外縁帯・1 億年深成岩・火山—. 日本地質学会第 97 年学術大会講演要旨, p. 573.
- ・小井土由光 (1988) 概説. 山下 昇・紺野義夫・糸魚川淳二ほか編, 日本の地質 5 中部地方 II, 共立出版, 東京, p. 77-81.
- ・————・石沢一吉・仲井 豊・沓掛俊夫 (1985) 中部地方における白亜紀～古第三紀火

- 成活動の変遷. 地球科学, vol. 39, p. 345-357.
- 平林照雄 (1965) 松本盆地西側の花崗岩の節理系と断層系. 地質雑, vol. 71, p. 18-31.
- (1966) 松本盆地周辺の第三系の礫岩についての地質学的研究. 地質雑, vol. 72, p. 191-203.
- (1971) 地形地質. 北安曇誌, 第1巻自然, 北安曇誌編纂委員会編, p. 25-247.
- (1984) 大町市の地形地質. 大町市史, 第1巻, p. 3-332.
- (1988) フォッサ・マグナ —信州の地下を探る—. 信濃毎日新聞社, 長野市, 183p.
- 平山 健・沢村孝之助・村山正郎・森 和雄 (1957) 北アルプス・黒部・片貝・早月川流域の地質概
査報告. 地調月報, vol. 6, p. 11-18.
- 広井美邦 (1978) 飛驒変成帯宇奈月地域の地質. 地質雑, vol. 84, p. 521-530.
- 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.
- , Fuji, N. and Okimura, Y. (1978) New fossil discovery from the Hida
metamorphic rocks in the Unazuki area, Central Japan. *Proc. Japan Acad.*, ser.
B, vol. 54, p. 268-271.
- 今村外治 (1933) 富山県下神通川流域の中生層について. 地質雑, vol. 40, p. 404-408.
- 五百沢智也 (1962) 槍・穂高連峰付近の最低位堆積堤について. 地理評, vol. 35, p. 48-49.
- (1963) 写真判読による日本アルプスの氷河地形. 地理評, vol. 36, p. 743.
- (1979) 鳥瞰図譜・日本アルプス. 講談社, 東京, 190p.
- Ishihara, S., Sasaki, A. and Harayama, S. (1990) Sulfur isotopic ratios of molybdenites
from the Hida Mountains, Japan. *Mining Geol.*, vol. 40 (in press).
- 石川俊夫 (1958) 鳥海及び乗鞍火山帯の岩石学的特性. 鈴木醇教授還暦記念論文集, p. 263-277.
- 石沢一吉 (1982) 北アルプス鹿島槍ヶ岳-鳥帽子岳付近の火成岩類の地質. 地質雑, vol. 88, p. 215-
230.
- (1988) 飛驒山脈北部. 植村 武・山田哲雄ほか編, 日本の地質 4 中部地方 I, 共立出版,
東京, p. 34.
- 磯見 博・野沢 保 (1957) 5万分の1地質図幅「船津」及び同説明書. 地質調査所, 43p.
- 伊藤真人 (1982) 北アルプス南部, 蒲田川, 右俣谷の氷河地形. 地学雑, vol. 91, p. 88-103.
- 貝塚爽平・鎮西清高 (1986) 飛驒山脈 最もアルプスらしい山. 日本の山<日本の自然 2>, 岩波書
店, 東京, p. 121-136.
- 亀井節夫 (1955) “ひだ外縁構造帯”について. 飛驒山地の地質研究連絡誌, no. 7, p. 10-11.
- (1956) 鉱物. 南安曇郡誌, 第1巻自然, 南安曇郡誌改訂編纂会編, p. 120-135.
- 金子智幸 (1976) 岐阜県飛驒地方高原火山岩類の地質と岩石. 金沢大学理学部卒業論文 (MS.).
- 加納 隆 (1974) 飛驒変成帯の深成岩類. 富山県地学地理学研究論集, 第6集, p. 155-186.
- (1986) 黒部川上流域の地質. 研究連絡紙「内帯高圧変成帯」, no. 3, p. 14-15.
- (1989) 黒部川流域における宇奈月帯・飛驒外縁帯の南方延長 —花崗岩体中のゼノリス類

- の分布と産状一. 地質学論集, no. 33, p. 11-20.
- 紺野義夫・三浦 静・藤井昭二 (1988) 構造運動. 日本の地質「中部地方Ⅱ」編集委員会編, 日本の地質 5 中部地方Ⅱ, 共立出版, 東京, p. 145.
- 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, 93p.
- ・—————・三村弘二・滝沢文教 (1989) 大町地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 111p.
- ・竹内圭史・松井和典・佐川 昭・山口昇一・原山 智・山田直利 (1987) 島弧会合域における新第三紀・第四紀層の広域的対比の研究. 地調月報, vol. 38, p. 100-101.
- 加藤鉄之助 (1914) 飛騨山脈の地質に就て. 地質, vol. 21, p. 111-119, p. 133-140, p. 169-185.
- 活断層研究会 (1980) 日本の活断層—分布図と資料—. 東京大学出版会, 363p.
- 勝間秀樹 (1978) 長野県高瀬川流域の花崗岩類について. 秋田大学鉱山学部修士論文 (MS.).
- Kawai, M. (1961) Late Mesozoic crustal movements in the Hida Plateau, central Honshu, Japan. *Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ.*, ser. D, vol. 11, p. 347-380.
- 河合正虎・野沢 保 (1958, 1959) 5 万分の 1 地質図幅「東茂住」及び同説明書. 地質調査所, 76p.
- 河野義礼・植田良夫 (1966) 本邦産火成岩の K-Ar datmg (V) —西南日本の花崗岩類—. 岩鉱, vol. 56, p. 191-211.
- 菊地 徹・大津秀夫 (1952) 富山県大東鉱山水鉛鉱床概査報告. 地調月報, vol. 1, p. 93-95.
- Kimura, T. (1975 a) Middle-late Early Cretaceous plants newly found from the upper course of the Kuzuryu river area, Fukui Prefecture, Japan. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N.S.*, no. 98, p. 55-93.
- (1975 b) Note on the Early Cretaceous Floras of Japan. *Bull. Tokyo Gakugei Univ.*, ser. IV, vol. 27, p. 218-257.
- 北安曇誌編纂委員会 (1963) 長野県北安曇地方地質図.
- 北村智明・山田一雄 (1990) 富山県朝日町黒菱山周辺の中生界層序. 日本地質学会第 97 年学術大会講演要旨, p. 144.
- 小疇 尚 (1982) 日本の高山地形. 地理, vol. 27, p. 13-20.
- (1984) 日本における氷河作用の研究. 地学雑, vol. 93, p. 16-23.
- (1987) 山地・氷河. 日本第四紀学会編, 日本第四紀地図概説, 東京大学出版会, 東京, p. 39-46.
- 小林国夫 (1953) フォッサ・マグナ西部における洪積世侵蝕面群. 地理評, vol. 26, p. 291-307.
- (1955) 槍ヶ岳結晶片岩. 日本アルプスの自然, 築地書館, 東京, p. 42-44.
- Kobayashi, K. (1958) Quaternary glaciation of the Japan Alps. *Jour. Fac. Liberal Arts Sci. Shinshu Univ.*, vol. 8, p. 13-67.
- 小林国夫・平林照雄 (1955) 松本盆地周辺のいわゆる“山砂利”について. 地質雑, vol. 61, p. 30-47.
- 小林貞一 (1951) 白山をめぐる地域の地質—特に手取続について—. 石川県土木部計画課.

- 国土地理院測図部 (1989) 日本の山岳標高 (第1次中間報告). 国土地理院技術資料 C.1-168, 29 p.
- 河野芳輝 (1983) 中部日本北部の重力異常 (2) —地形, 地震活動, 活断層, 構造線との比較—. 地震
2, vol. 36, p. 247-253.
- (1990) 飛騨山脈下の地震波減衰と地下構造. 日本地質学会第97年学術大会講演要旨. p.
49-50.
- ・古瀬慶博 (1989) 100万分の1日本列島重力異常図. 東京大学出版会.
- Koto, B. (1916) On the volcanoes of Japan IV. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 23, p. 77-94.
- 前田四郎 (1956) 富山県常願寺川地域の手取層群の層序と構造. 千葉大文理紀要, vol. 3, p. 44-49.
- (1957 a) 福井県打波川及び石徹白川流域の手取層群の層序と構造. 地質雑, vol. 63, p.
357-365.
- (1957 b) 福井県石徹白村大山地域の手取層群について. 地質雑, vol. 63, p. 664-668.
- (1958 a) 北アルプス北ノ俣岳附近の手取層群. 地質雑, vol. 67, p. 52-55.
- (1958 b) 白山地域の手取層群の層序と構造 (その1層序). 地質雑, vol. 64, p. 583-594.
- (1961) 手取層群の地史学的研究. 千葉大文理紀要, vol. 3, p. 369-426.
- ・武南 馨 (1957 a) 富山県南部の手取層群の層序と構造. 地質雑, vol. 63, p. 273-288.
- ・———— (1957 b) 富山県南部の手取層群の堆積環境について. 千葉大文理紀要, vol. 2,
p. 138-142.
- 升田健蔵 (1985) 飛騨地方高原火山岩類の岩石学的研究. 金沢大学理学研究科修士論文 (MS).
- 松本達郎 (1967) 白亜紀. 改訂新版地史学, 朝倉書店, p. 408-477.
- ・長谷 晃・太田喜久 (1950) 福岡県直方市西方百合野・六岳地域の中生界. 地質雑, vol.
56, p. 288.
- 松尾秀邦・大村一夫 (1966) 手取川流域のいわゆる“手取統”について. 金沢大教養論集, vol. 3, p.
77-97.
- 宮沢文人 (1971) 高瀬溪谷の噴湯丘と球状石灰石. 北安曇誌, 第1巻, 自然, 北安曇誌編纂委員会編,
p. 334-339.
- 長島乙吉・長島弘三 (1960) 長野県高瀬川地帯の放射性鉍物砂鉍. 日本希元素鉍物, 長島乙吉先生祝
賀記念事業会, 京都, p. 340-344.
- 中野 俊 (1989) 北アルプス, 鷲羽・雲ノ平火山の地質. 火山 第2集, vol. 34, p. 197-212.
- 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.
- Nishimura, S. and Mogi, T. (1986) The interpretation of discordant ages of some
granitic bodies. *Jour. Geothermal Res. Soc. Japan*, vol. 8, p. 145-163.
- 仁科良夫 (1983) 松本盆地北部の陥没過程. 地球科学, vol. 37, p. 361-365.
- 野田勢次郎・佐藤傳藏 (1920) 20万分の1地質図幅「高山」及び同説明書. 地質調査所, 166 p.
- Notsu, K., Arakawa, Y., Nakano, S. and Yamasaki, M. (1989) Lateral variation in $^{87}\text{Sr}/$

- ^{86}Sr ratios of volcanic rocks from central Japan. *Geochem. Jour.*, vol. 23, p. 45-55.
- 野沢 保・礪見 博 (1956) 船津附近で見られる飛騨変成岩と、船津花崗閃緑岩と、古生層との関係 (ひだ構造帯の覚え書). *地質雑*, vol. 62, p. 104-113.
- ・河井政治・遠藤祐神・奥村 潔 (1970) 日本アルプス笠岳地域の地質概査報告. *地調月報*, vol. 21, p. 603-608.
- ・坂本 亨 (1960) 5万分の1地質図幅「五百石」及び同説明書. *地質調査所*, 68 p.
- 緒方正虎・宮腰勝義・志田原 功・田中和広 (1983) 黒部川中流域地熱帯の地質. *電力中央研究所報告* 382032, 26p.
- Okamoto, K. (1985) Sedimentary environments of the Tetori Group in the southeastern part of Toyama Prefecture. Master thesis, Kanazawa Univ. (MS.).
- Oishi, S. (1940) The Mesozonic floras of Japan. *Jour. Fac. Sci. Hokkaido Imp. Univ.*, vol. 5, p. 125-480.
- 大村一夫 (1973) 飛騨山地に分布する白亜系の層位学的研究, 北陸地方の白亜系. *金沢大学教養部紀要 (自然科学)*, vol. 10, p. 107-154.
- Omura, K. (1974) Stratigraphical study of the Cretaceous system of the Hida Mountainous district, central Japan, II : On the Arimine flora. *Annals of Sci., Coll. Lib. Arts, Kanazawa Univ.*, vol. 11, p. 121-160.
- 大村一夫・伊熊俊幸・藤井昭二・竹内 章・神嶋利夫・中村俊夫・鈴木三男・竹内貞子 (1990) 跡津川断層東端部に分布する“真川湖成層”の形成年代について. *日本地質学会第97年学術大会講演要旨*, p. 231.
- 小野有五 (1982) 氷河地形による氷河の復元. *地理*, vol. 27, p. 44-53.
- Otsuka, T. (1938) Paleozoic-Mesozoic sedimentary complex in the eastern Mino Terrane, central Japan. *Jour. Geosci., Osaka City Univ.*, vol. 31, p. 63-122.
- 斉藤敬三 (1977) 黒部川上流部における洪積世末期以降の河川地形変動. *応用地質*, vol. 18, p. 173-186.
- ・池田一雄 (1976) 日本の山地における斜面崩壊の分布. *新潟大地鉱研報*, no. 4, p. 511-517.
- 酒井潤一・仁科良夫・木村純一 (1988) 松本盆地. 日本の地質「中部地方 I」編集委員会編, 日本の地質 4 中部地方 I, 共立出版, 東京, p. 155-157.
- 佐藤岱生 (1983) 餓鬼岳一常念岳一有明山地域の花崗岩類. *MAGMA*, no. 67, p. 37-44.
- (1988) 餓鬼岳一有明山一常念岳. 植村 武・山田哲雄ほか編, 日本の地質 4 中部地方 I, 共立出版, 東京, p. 34.
- Seki, Y. (1959) Petrological Studies on the Circum-Hida Crystalline Schists I. Crystalline schists in the Gamata and Naradani district, Gifu Prefecture. *Sci. Rep. Saitama Univ., Ser. B*, vol. 3, p. 209-220.

- 柴田秀賢・原 喜久男 (1954) 北アルプスの花崗岩類 (予報). 地質雑, vol. 60, p. 436-444.
- ・木村達明 (1958) 槍ヶ岳・穂高連峰附近の地質と岩石 —日本北アルプスの地質と岩石 (その2)—. 地質雑, vol. 64, p. 561-566.
- 柴田 賢・野沢 保 (1984) 船津花崗岩類の同位体年代. 岩鉱, vol. 79, p. 289-298.
- 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. 地理評, vol. 53, p. 531-541.
- 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. 岡山理科大学蒜山研究所研究報告, no. 14, p. 1-36.
- 新エネルギー総合開発機構 (1983) 全国地熱資源総合調査 (昭和 57 年度), 20 万分の 1 極磁気図「高山」.
- 杉山隆二・山下 昇・黒田吉益・郷原保真・山田哲雄・渡辺晃二・武田裕幸・大野勝次・中山政一・今村遼平・中筋章人 (1976) 高瀬川流域地質図. 建設省北陸地方建設局松本砂防工事事務所.
- 角 清愛 (1975) 日本温泉・鉱泉一覧. 地質調査所, 134 p.
- Suwa, K. (1990) Hida-Oki Terrane, in Ichikawa, K., Mizutani, S., Hara, I., Hada, S. and Yao, A. ed., *Pre-Cretaceous Terrane of Japan*, p. 13-24.
- 鈴木盛久・中沢伸治・刑部哲也 (1989) 飛騨帯の造構発達史. 一変成履歴と後期石炭紀～三畳紀変動について—. 地質学論集, no. 33, p. 1-10.
- 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.
- 高木秀雄 (1982) マイロナイトの定義及び圧砕岩類の分類に関する問題点. 早大教育学部学術研究 (生物学・地学編), vol. 31, p. 49-57.
- 竹村利夫・藤井昭二 (1984) 飛騨山地北縁部の活断層群. 第四紀研究, vol. 22, p. 297-312.
- Takenami, K. and Maeda, S. (1959) *Geology of the Arimine District, Toyama Prefecture, with special reference to the Tetori Group. Jour. Coll. Arts. Sci., Chiba Univ.*, vol. 2, p. 309-320.
- 竹内 章・酒井英男 (1985) 跡津川断層における最近の活動イベント—古地磁気学的手法による断層の年代測定—. 活断層研究, no. 1, p. 67-74.
- ・和田博夫・三雲 健・神嶋利夫・中村俊夫・酒井英男 (1990) 跡津川断層縦走. 日本地質学会第97年学術大会見学旅行案内書. p. 87-110.
- 竹内 誠・斎藤 眞・滝沢文教 (投稿中) 黒部川上流域の手取層群の礫岩から産出した放散虫化石. 地質雑.
- ・滝沢文教 (投稿準備中) 北アルプス薬師岳周辺の手取層群の堆積環境と後背地解析.
- 田中 忍・加ヶ美寛雄 (1987) 船津花崗岩類における Sr 同位体比の広域的变化. MAGMA, no. 80, p. 10-14.
- Tanaka, S. and Kagami, H. (1989) A Neodimium and Strontium isotopic study of the early Mesozoic granitic rocks in the Hida terrane, central Japan. DELP publica-

- tion, no. 28, *Structural development of the Japanese islands. Origin of continental crust (granitic layer)*, p. 13-18.
- 田中 忍・丸山孝彦 (1985a) 飛驒山地, 船津地域に分布する船津複合花崗岩体の岩石学的研究, その 1. 岩鉱, vol. 80, p. 371-381.
- ・————— (1985b) 飛驒山地, 船津地域に分布する船津複合花崗岩体の岩石学的研究, その 2. 岩鉱, vol. 80, p. 484-498.
- 棚瀬充史・山田直利・脇田浩二 (1989) 九頭竜川最上流域における 99 Ma カルクアルカリ安山岩 (林谷安山岩) について. 日本地質学会第 96 年学術大会講演要旨, p. 150.
- 等々力七郎 (1956) 温泉. 南安曇郡誌, 第 1 巻, 南安曇郡誌改訂編集会編, p. 135-142.
- 富成武雄・丹羽 鼎・浅野久男 (1960) 水晶岳地区. 未利用鉄資源, no. 8, 通商産業省地下資源開発審議会鉱山部会, p. 195-199.
- 富岡伸芳・棚瀬充史・清水 智・石渡 明 (1987) 福井県荒島岳コールドロンの地質 (講演要旨). 火山第 2 集, vol. 32, p. 373.
- 富山県 (1970) 富山県地質図及び同説明書. 127 p.
- 宇井啓高 (1981) 有峰地域の手取大層群. 富山県自然保護協会編「有峰の自然」, p. 65-76.
- 和田維四郎 (1904) 日本鉱物誌. 281 p.
- 渡邊萬次郎 (1917) 信濃園高瀬川霰石の産状. 地学雑, vol. 29, p. 104-114.
- 八木真助 (1923) 信濃鉱物誌. 古今書院, 東京, 230 p.
- 八木浩司 (1981) 山地に見られる小崖地形の分布とその成因. 地理評, vol. 54, p. 272-280.
- 山田淳夫・竹内 章 (1983) 跡津川断層東端の断層露頭. 月刊地球, vol. 5, p. 399-404.
- 山田一雄 (1988) 手取層群. 日本の地質「中部地方 II」編集委員会編, 日本の地質 5 中部地方 II, 共立出版, 東京, p. 26-37.
- 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の K-Ar 年代. 地調月報, vol. 36, p. 539-549.
- ・野沢 保・原山 智・滝沢文教・加藤碩一 (1989) 20万分の 1 地質図幅「高山」. 地質調査所.
- ・寺岡易司・秦 光男ほか編 (1982) 100万分の 1 地質図. 日本地質アトラス, 地質調査所, p. 3-19, p. 22-25.
- 山野隆夫 (1982) 薬師岳のカール. 高山地形のフィールドワーク, 地理, vol. 27, p. 64-65.
- 山岡耕春 (1990) 飛驒山脈は水平圧縮により隆起したか?. 日本地質学会第 97 年学術大会講演要旨, p. 47-48.
- 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.
- 矢野勝正・藤井昭二・沢田豊明 (1969) 蒲田川流域の地形・地質学的特性に関する研究 (2) — 蒲田川流域の地質学的特性について —. 京都大学防災研年報, no. 1, 2 B, p. 295-309.
- 吉田 登 (1963) 黒部川上流計画地域. 航空写真の水力発電への利用, 山海堂, 東京, p. 67-95.
- 吉川虎雄 (1985) 湿潤変動帯の地形学. 東京大学出版会, 東京, 132 p.

付表 A-1 「檜ヶ岳」地域の火成岩類の K-Ar 年代測定値。試料採取地点は、表中の No. を赤字で地質図に示した。

No.	岩層(岩体)名	試料番号	産地	岩石	試料	K (%)	⁴⁰ Ar rad (10 ⁻⁸ m/STP/g)	⁴⁰ Ar rad (%)	年代 (Ma) (注1)
①	黒部五郎岳閃緑岩	GSJ R56965	中ノ俣川 源頭部(標高 2,310m)	黒雲母角閃石輝石石英モンゾ 閃緑岩	オルソクレス	10.5 10.4	4430 4470	86.5 86.1	106 ±5
②	"	GSJ R56967	黒部五郎小屋西方 700m (標高 2,470m)	黒雲母角閃石石英閃緑岩	角閃石	0.548±0.016	224.1±2.5 223.2±2.3	95.9 95.5	102.2±2.3
③	笠ヶ岳流紋岩類	GSJ R49878	秩父平西方 300m	流紋岩溶結凝灰岩	サニディン	9.17 9.13	2020 2050 2020 2050	89.2 91.4 88.7 88.3	56.3±2.8
⑤	大白沢花崗岩	8060610	大白沢(標高 1,030m)	粗粒黒雲母花崗岩	黒雲母	4.01 4.04	205 209	53.5 59.2	13.2±0.7
⑥	冷沢花崗閃緑岩	80N0301	高瀬川滝ノ沢合流点	粗粒黒雲母角閃石花崗閃緑岩	"	5.94 6.00	109 110	55.6 51.6	4.7±0.2
⑦	"	TKO1	高瀬川左岸(標高 1,100m)	閃緑岩*	全岩	*	*	*	3.5±0.9
⑧	奥黒部花崗岩	GSJ R56975	黒部川立石(標高 1,740m)	斑状角閃石含有黒雲母花崗岩	黒雲母	7.49 7.38	1870 1870	88.3 72.7	63.6±3.2
⑨	"	GSJ R56973	東沢下流(標高 1,510m)	弱斑状角閃石黒雲母花崗岩	"	6.136±0.123	1432±14 1429±14	98.4 98.9	59.1±0.9
⑪	金沢花崗閃緑岩	GSJ R56977	コジ沢(標高 1,560m)	角閃石黒雲母花崗閃緑岩	角閃石	0.628±0.019	10.93±0.51 11.77±0.62	50.5 28.9	4.65±0.26
⑫	岩苔小谷溶岩類	8792101	岩苔小谷左岸 (標高 2,330m)	普通輝石含有かんらん石玄武 岩	全岩(注2)	0.99±0.05	3.59±0.07	32.4	0.93±0.05
⑭	雲ノ平礫層中の溶 岩	8792201	祖父沢(標高 2,200m)	安山岩塊状溶岩	"	1.62±0.08	1.95±0.18	7.8	0.31±0.03
⑮	スゴ沢岩脈	GSJ R56978	スゴ沢(標高 1,680m)	黒雲母輝石安山岩	"	2.470±0.049	3.35±0.38 3.57±0.36	12.8 13.8	0.36±0.03
⑯	スゴ乗越安山岩	GSJ R56979	スゴ乗越小屋北東 300m (標高 2,180m)	安山岩塊状溶岩	"	2.123±0.042	2.27±0.08 2.11±0.09	38.1 33.4	0.27±0.01
⑰	読売新道安山岩	GSJ R56980	読売新道北側斜面 (標高 2,130m)	安山岩塊状溶岩	"	2.076±0.042	1.49±0.11 1.46±0.10	18.3 19.7	0.19±0.01
⑱	赤沢溶岩	8792203	鷺羽池南方 700m 伊藤新道沿い	安山岩塊状溶岩	"	1.73±0.09	0.78±0.06	10.5	0.12±0.01

* 詳細は不明

(注1) $^{40}\text{K}\lambda\beta = 4.962 \times 10^{-10}/\text{y}$ $\lambda e = 0.581 \times 10^{-10}/\text{y}$ $^{40}\text{K}/\text{K} = 1.167 \times 10^{-4}$ atom

(注2) ⑯-⑱ の全岩試料については、岩石試料を粉碎し 60-80 メッシュに揃え、超音波洗浄の後、磁性鉱物と黒雲母を除去している。⑮-⑰ については更に斑晶に由来する斜長石・石英を分離除去する調整を行った。したがって石基に由来する粒子が大部分を占めており、本文中では全岩(石基)と表現した。

出典 ①, ⑧ : 本研究報告(測定: Teledyne Isotopes 社, USA) ⑤, ⑥ : 加藤・佐藤(1983)(測定: Teledyne Isotopes 社, USA)
 ②, ⑨, ⑭, ⑮-⑰ : 本研究報告(測定: 板谷徹丸, 岡山理科大) ⑦ : 緒方ほか(1983)(測定: Teledyne Isotopes 社, USA)
 ③ : 原山(1990 a)(測定: Teledyne Isotopes 社, USA) ⑱, ⑲, ⑳ : 清水ほか(1988)

付表 A-2 「槍ヶ岳」地域の火成岩類の FT 年代測定値。No. は付表 A-1 と通し番号になっている。試料採取地点は、表中の No. を赤字で地質図に示した。

No.	地層(岩体)名 及び試料番号	鉱物名	総数	密度 ρ_s	総数	密度 ρ_i	総数	熱中性子線量 Φ_{th} (n/cm ²)	(注1)	誤差 (注2)		結晶数 n (粒)	総計数面積 ΣS (cm ²)	(注3)
			ΣNs (t)	$\Sigma Ns/\Sigma S$ (t/cm ²)	ΣNi (t)	$\Sigma Ni/\Sigma S$ (t/cm ²)	$N\phi$ (n)		年代値 T (Ma)	$\pm \epsilon \cdot T$ (Ma)	$\pm \epsilon$ (%)			ウラン濃度 U (ppm)
④	穴毛谷層 (GSJ R49849)	Zircon	6761	6.08×10^6	4939	4.44×10^6	—	1.398×10^{15}	63.1	1.2	1.9	43	11.1×10^{-4}	159
⑩	穂高安山岩類 (GSJ R56976)	"	78	6.19×10^4	1214	9.64×10^5	1081	4.55×10^{14}	1.7	0.2	12.1	35	1.26×10^{-3}	106
⑬	水鉛谷給源火道 (GSJ R49886)	"	30	1.47×10^4	1600	7.82×10^5	1338	5.63×10^{14}	0.63	0.12	18.6	36	20.5×10^{-4}	69

No.	産地	岩石名	測定者
④	秩父平西 950 m (標高 2,585 m)	黒雲母角閃石流紋岩溶結凝灰岩	鈴木達郎
⑩	西鎌尾根千丈沢乗越 (標高 2,720 m)	輝石流紋岩溶結凝灰岩	京都フィッシュン・トラック輦
⑬	蒲田川水鉛谷左岸 (標高 1,830 m)	輝石角閃石黒雲母花崗斑岩	"

測定法	エッチング条件	異方性補正係数	出典
④ ED-1	NaOH : KOH = 1 : 1 (モル) 220°C, 50-70 h	0.905	原山・鈴木 (1984)
⑩ ED-2	NaOH : KOH = 1 : 1 (モル) 225°C, 40 h	未補正	本研究報告
⑬ Re-etch	HF : H ₂ SO ₄ = 1 : 1 220°C, 3h 30 m	"	原山 (1990a)

(注1) $\lambda f = 7.03 \times 10^{-17} y$, $T = 5.96 \times 10^{-8} \Phi \times \Sigma Ns / \Sigma Ni$

(注2) $\epsilon = \{(1/\Sigma Ns)^2 + (1/\Sigma Ni)^2 + (1/\Sigma N\Phi)^2\}^{1/2}$

(注3) $U = 5 \times 10^{19} \times \rho_i / \Phi_{th}$ (ただし、ジルコン結晶中でエッチングされる最大飛跡長を 12 μm と仮定)

QUADRANGLE SERIES

SCALE 1 : 50,000

Kanazawa (10) No. 37



GEOLOGY OF THE YARIGATAKE DISTRICT

By

Satoru HARAYAMA, Makoto TAKEUCHI, Shun NAKANO,
Taisei SATO and Fuminori TAKIZAWA

(Written in 1990)

(Abstract)

The Yarigatake District is situated in central Honshū, and occupies an area between lat. 137°30' E and 137°45' E and between long. 36°20' N and 36°30' N. Topographically, the district is in the central part of the Japan Alps (Hida Sanmyaku), which are most typical alpine mountain range in Japan. In the Japan Alps of the district, there are Yari-ga-Take (mountain) (3,180 m) and 34 other peaks higher than 2,500 m above the sea level. Many glacial landforms including cirques and U-shaped valleys remain around the major ridges, especially on the eastern and northern sides of them. All rivers in the district finally flow into the Japan Sea.

Geologically, the district belongs to the Inner Zone of Southwest Japan, extending over the Hida Terrane, the Unazuki Zone, the Hida Marginal Belt and the Mino Terrane. The geology of the district is complex, and is summarized in Table 1.

Table 1 Summary of geology in the Yarigatake district.

		Geologic Unit		Remarks			
Cenozoic	Quaternary	Holocene	Alluvium deposits	↑ Older fluvial deposits ↓ Moraine and outwash deposits Magawa Gravel Bed	↑ Formation of mountain glaciers ↓ Eruption of large-scale pyroclastic flow		
		Pleistocene	Middle			Kaminorōka Volcanic Rocks Kumonotaira Volcano Washibaike Volcano Warimodake Andesite Momisawa Volcanic Rocks	↑ Volcanism of Norikura Volcanic Chain ↓
			Early				
		Neogene	Neogene intrusive rocks			{ (Nanakura Pyroclastic Dike) (Saruberi Granophyre) (Kanazawa Granodiorite)	Felsic plutonism and volcanism
	Paleogene	Paleogene granitoids	{ (Takinosawa Granite) (Takidani Granodiorite) Hotaka Andesites	Latest Cretaceous to Early Paleogene granitoids	Felsic to intermediate plutonism and volcanism Hotaka Graben		
Mesozoic	Cretaceous	Late	Yakushidake Rhyolites Kasagatake Rhyolites		Felsic plutonism and volcanism Yakushidake Cauldron, Kasagatake Cauldron		
		Early	Early Cretaceous intrusive rocks (Kitanomatadake Diorite, Kurobegorōdake Diorite)		Intermediate plutonism		
	Jurassic		Akaiwa Subgroup Itoshiro Subgroup Kuzuryū Subgroup	Tetori Group	Nonmarine sedimentation with felsic volcanism Nonmarine sedimentation Shallow marine sedimentation		
			(Funatsu Granitic Rocks)				
	Triassic	Sugorokudani Crystalline Schist			Metamorphism (medium P)		
Paleozoic	Permian	Original rock ?					
	Carboniferous		limestone mafic rocks Yarigatake Crystalline Schist Iōdake Crystalline Schist	Sawando Complex			
	Devonian	<Hida Terrane Unazuki Zone>	<Hida Marginal Belt>	<Mino Terrane>	Metamorphism (High P ?) Formation of accretionary complexes		

Crystalline Schists of the Unazuki Zone and the Hida Marginal Belt

Mafic, psammitic and pelitic schists probably of the Unazuki Zone are included as xenoblocks in the Funatsu Granitic Rocks (Sugoroku Schistose Granite) along Kanakido Gawa (river). The crystalline schists of the Hida Marginal Belt are divided into the Yarigatake Crystalline Schist and the Iōdake Crystalline Schist. The Yarigatake Crystalline Schist is composed mainly of mafic and psammitic schists of the greenschist facies, and crops out to the south of Yari-ga-Take. The Iōdake Crystalline Schist is found as a roof pendant of the latest Cretaceous to Early Paleogene Ariake Granite on the summit of Iō-Dake (mountain), and is made up of contact-metamorphosed pelitic to psammitic schist.

Mafic Rocks and Limestone of the Hida Marginal Belt

Mafic rocks and limestone of the Hida Marginal Belt are exposed as roof pendants and roof rocks of the Ariake Granite around Iō-Dake. Mafic rocks are composed principally of thermally metamorphosed gabbro with peridotite, and are in fault contact with the Iōdake Crystalline Schist. The limestone is also thermally recrystallized, but yields poorly preserved clinoids and Permian (?) fusulinids. Various metasomatic minerals such as grossular, tremolite and wollastonite are formed along the boundary between the limestone and the Ariake Granite.

Funatsu Granitic Rocks

The Funatsu Granitic Rocks are granitoids which have been intruded into metamorphic rocks of the Hida Terrane and the Unazuki Zone mainly in Early Jurassic time. They are widely distributed in the western part of the mapped district and westwards. The rocks are lithologically subdivided into the following seven units : the Sugoroku Schistose Granite, the Mitsumatarengé Gabbroic Rocks, the Kanakido Tonalite, the Iwaidani Mylonite, the Nakanomata Granodiorite, the Oguradani Granite and the Washibadake Granite. The Sugoroku Schistose Granite is exposed as xenoblocks in the Kanakido Tonalite along Kanakido Gawa, and is composed of weakly schistose aplitic granite and fine-grained schistose granite. The Mitsumatarengé Gabbroic Rocks are also exposed as xenoblocks in the Kanakido Tonalite around Mitsumatarengé Dake and Suishō Dake. They consist of medium- to fine-grained pyroxene-hornblende gabbro and diorite.

The Kanakido Tonalite is widely distributed around the drainage basin of Kanakido Gawa, the upper stream of Kurobe Gawa and on the western side of Yakushi Dake. It is made up principally of medium- to coarse-grained biotite-hornblende tonalite with subordinate diorite and granodiorite. Strongly foliated facies is locally found in the Kanakido Tonalite. The Iwaidani Mylonite is derived from the Kanakido Tonalite, and crops out in the northwestern corner of the district.

The Nakanomata Granodiorite crops out around the drainage basin of Nakanomata Gawa, and grades into the Kanakido Tonalite. It is made up of

medium-grained hornblende-biotite granodiorite.

The Oguradani Granite forms stocks elongated in a NE-SW direction and extends from the southwestern corner of the district to Mitsumatarenge Dake. It intrudes into the Kanakido Tonalite with a sharp boundary, but no contact aureole is observed. The Oguradani Granite consists of medium- to coarse-grained biotite granite and contains pinkish potassium feldspar with maximum triclinicity.

The Washibadake Granite crops out as small stocks in the Kanakido Tonalite on the western slope of Washiba Dake. It is composed of fine- to medium-grained biotite granite.

Mesozoic Strata of the Mino Terrane

The Mino terrane is underlain by Jurassic accretionary complexes which consist of melanges and chert-clastic sequences.

In the district, the Mesozoic strata of the Mino Terrane are exposed as roof rocks or xenoblocks in latest Cretaceous to Early Paleogene granitoids in the southeastern part, and are represented by chert-clastic sequence probably correlative with the Early Triassic to Late Jurassic Sawando Complex (Otsuka, 1988) in the neighboring Kamikōchi district.

Jurassic to Cretaceous Tetori Group

The Tetori Group is scattered in the Hida Terrane, the Unazuki Zone and the Hida Marginal Belt. It is roughly divided into the late Middle to Late Jurassic Kuzuryū, the latest Jurassic to early Early Cretaceous Itoshiro and the late Early Cretaceous Akaiwa Subgroups. The Kuzuryū Subgroup yields shallow marine molluscan fossils, while the Itoshiro and Akaiwa Subgroups are of nonmarine origin, containing brackish to limnetic molluscan fossils and plant fossils of the *Onychiopsis* Series.

In the district, the group occurs mainly in the northwestern part, unconformably the Funatsu Granitic Rocks.

The Kuzuryū Subgroup consists of shale including calcareous nodule and sandstone. Though no marine fossils in this district, the subgroup at the type locality in the westerly adjoining district yields marine molluscan fossils such as *Kranaosphinctes* and *Myophorella*, indicating Oxfordian or Kimmeridgian age.

The Itoshiro Subgroup consists of conglomerate and sandstone with mudstone, unconformably overlying the Kuzuryū Subgroup. The conglomerate contains abundant boulders and cobbles of granitic rocks, and the sandstone is arkosic. No reliable index fossils have been obtained from the subgroup in the district.

The Akaiwa Subgroup as well as the Itoshiro Subgroup is a conglomerate-dominated sequence of alluvial fan and fluvial facies. It consists of conglomerate, sandstone and mudstone with felsic tuff, conformably overlying the Itoshiro Subgroup. The conglomerate is abundant in pebbles of felsic volcanic rocks. The subgroup occasionally yields *Onychiopsis elongata* and other plant fossils from

mudstone and siltstone.

Early Cretaceous Intrusive Rocks

Early Cretaceous intrusive rocks crop out as two small stocks (Kurobegorōdake Diorite and Kitanomatadake Diorite) and many dikes (Dike I), and are composed mainly of hornblende–biotite–pyroxene quartz monzodiorite and diorite porphyry. They intrude into the Funatsu Granitic Rocks and the Tetori Group. The K–Ar ages of orthoclase and hornblende from quartz monzodiorite of the Kurobegorōdake Diorite are 106 ± 5 Ma and 102.2 ± 2.3 Ma, respectively, corresponding to late Early Cretaceous age.

Latest Cretaceous to Early Paleogene Volcanic Rocks

Latest Cretaceous to Early Paleogene volcanic rocks in the Japan Alps are remnants of thick volcanic piles in several cauldrons. These rocks in the district are divided into the Yakushidake Rhyolites, the Kasagatake Rhyolites and other felsic volcanic rocks.

The Yakushidake Rhyolites occur in the northwestern part of the district, and are subdivided into two members. The lower member is composed of stratified rhyolitic tuff, pumiceous tuff, lapilli tuff and andesite lava, and unconformably overlies the Tetori Group. It has a maximum thickness of 400 m. The upper member conformably overlies the lower member. It is made up of two rhyolite lava flows and two rhyolite welded tuff sheets, and is 600 m in maximum thickness.

The Yakushidake Rhyolites and the underlying Tetori Group are separated from the Funatsu Granitic Rocks by an arcuate fault related to the formation of cauldron. Both the Yakushidake Rhyolites and the Tetori Group are folded to form a syncline with an axis parallel to the arcuate fault.

The Kasagatake Rhyolites are mainly distributed in the neighboring Kamikōchi District, forming an ellipsoidal cauldron (Kasagatake Cauldron) of 13 km in maximum diameter. The rhyolites are 3,000 m in total thickness, and are stratigraphically divided into the Nakao, Kasadani and Anagedani Formations and the Kasagatakesanchō Welded Tuff in ascending order (Harayama, 1990 a).

In the district, only the Kasadani and Anagedani Formations are exposed in the southwestern corner. The Kasadani Formation is composed mostly of aphyric rhyolite lava with rhyolite tuff and tuffaceous sandstone, and unconformably overlies the Funatsu Granitic Rocks. The Anagedani Formation unconformably covers the Funatsu Granitic Rocks, and conformably overlies the Kasadani Formation. It consists mainly of rhyolite welded tuff with intercalations of rhyolite tuff and breccia. The exposures of breccia are restricted to a narrow area along the northern margin of the Kasagatake Cauldron. Clasts in the breccia are exclusively of angular granitic fragments derived from the walls of the Cauldron, suggesting that the breccia is caldera-collapse breccia. Granite porphyry are exposed as ring dikes of the Kasagatake Cauldron.

Latest Cretaceous to Early Paleogene Granitoids

Latest Cretaceous to Early Paleogene granitoids of a batholithic dimension are widely distributed in the central and southern parts of the Japan Alps including this district. The granitoids in the district, are divided into ten units ; the Warimosawa Porphyritic Granodiorite, xenoblocks of dioritoids, the Ōshirasawa Granite, the Tsumetazawa Granodiorite, the Ichinosawa Granite, the Magarisawa Granite, the Nishimata Granite, the Ariake Granite, the Okukurobe Granite and the Okumarusawa Granite in order of emplacement. The Ariake Granite and the Okukurobe Granite are largest units among them, and occupy the eastern part and mid-northern part of the district, respectively. The K-Ar ages of biotite from the Okukurobe Granite are 63.6 ± 3.2 Ma and 59.1 ± 1.3 Ma.

Paleogene Hotaka Andesites

The Hotaka Andesites are distributed in the mid-southern part of the district and southwards, and are divided stratigraphically into five units (Harayama, 1990 a). Among them the lower two units, the Yarisawa Breccia and the Mae-hotakadake Welded Tuff, are exposed in the district. The Yarisawa Breccia occurs mainly on the northern ridge of Yari-ga-Take, and unconformably overlies the latest Cretaceous to Early Paleogene volcanic rocks and granitoids. It is made up of unsorted breccia intercalating rhyolite welded tuff and lapilli tuff in its upper part. The breccia contains large fragments of the latest Cretaceous to Early Paleogene volcanic rocks and granitoids and sedimentary rocks of the Mino Terrane.

Paleogene Granitoids

Paleogene granitoids are narrowly exposed in the mid-southern and northeastern parts of the mapped district. The granitoids are divided into the Takidani Granodiorite and the Takinosawa Granite. The Takidani Granodiorite intrudes into the Okumarusawa Granite and the Hotaka Andesites. It is composed of medium-grained hornblende-biotite granodiorite. The Takinosawa Granite intrudes into the Ōshirasawa Granite, the Tsumetazawa Granodiorite and the Ariake Granite. It is made up of leucocratic medium-grained biotite granite.

Neogene Igneous Rocks

Neogene igneous rocks are exposed as small stocks and dikes in the eastern part of the district, and are divided into the Kanazawa Granodiorite, the Sarusuberi Granophyre and the Nanakura Pyroclastic Dikes. The Kanazawa Granodiorite occurs forming the Nanakura, Karasawa, Makuiwa and Nanashizawa Masses associated with dikes. It intrudes into the Ōshirasawa Granite and the Tsumetazawa Granodiorite, and is composed mainly of medium-grained porphyritic hornblende-biotite granodiorite with a small amount of fine- to medium-grained biotite granite.

The K-Ar age of hornblende from the Nanashizawa Mass is 4.65 ± 0.26 Ma, corresponding to the Early Pliocene. The Kanazawa Granodiorite is one of the youngest plutonic rocks in Japan.

The Sarusuberi Granophyre crops out as a small dike around the Nanakura Dam Reservoir. It intrudes into the Kanazawa Granodiorite and the Tsumetazawa Granodiorite, and is made up of porphyritic hornblende-biotite granophyre.

The Nanakura Pyroclastic Dikes crop out as small dikes around the Nanakura Dam Reservoir, and intrude into the Ōshirasawa Granite, the Kanazawa Granodiorite and the Sarusuberi Granophyre. The dikes are composed principally of tuff breccia and rhyolite welded tuff.

Quaternary Volcanoes

Several volcanoes or volcanic rocks of Pleistocene age exist in the western half of the district, aligning in a N-S direction. The Kaminorōka Volcanic Rocks are andesite-dacite lavas and intrusive (0.4-0.2 Ma). The Warimodake Andesite is composed of lava and intrusives of unknown age. The Kumonotaira Volcano comprises a dissected, small basalt stratovolcano (1.0-0.9 Ma) and younger lavas and pyroclastics of andesitic and dacitic compositions (< 0.3 Ma). The Younger volcanic rocks conformably overlie the Kumonotaira Gravel Bed attaining 180 m in thickness, which rests unconformably upon the Funatsu Granitic Rocks and the Tetori Group. The gravel bed consists mostly of gravel and sand with intercalated pyroclastic flow deposits and andesite lavas. One of the pyroclastic flow deposits is correlative with the Okuhida Pyroclastic Flow Deposit. The Washibaike Volcano consists of lavas and pyroclastics of andesitic and dacitic compositions (0.1Ma). The Momisawadake Volcano is a missing volcano, which consists of Okuhida Pyroclastic Flow Deposit of rhyolitic to dacitic composition and its source vent (0.4-0.3 Ma).

Middle Pleistocene to Holocene Sediments

The Middle Pleistocene to Holocene sediments are composed of moraine and outwash deposits, Magawa Gravel Bed, older fluvial deposits, landslide blocks, debris flow deposits, talus and alluvium cone deposits and alluvium deposits.

The Moraine and outwash deposits as well as U-shaped valleys and cirques are found around Yakushi Dake, Kurobegorō Dake, Mitsumatarenge Dake, Suishō Dake and Yari-ga-Take. The deposits were formed during glacial periods of the latest Pleistocene. The Magawa Gravel Bed is distributed along Ma Gawa, and unconformably overlies the Funatsu Granitic Rocks. The Magawa Gravel Bed, 30 to 50 m thick, consists of gravel, sand, silt and varve clay. A part of the Magawa Gravel Bed was deposited during the glacial periods.

The older fluvial deposits are distributed along Yakushi Zawa (valley) and on the southern side of Kaminorōka (gorge) of Kurobe Gawa. The landslide blocks are distributed along Kurobe Gawa, and consist of megablocks of the Kumonotaira

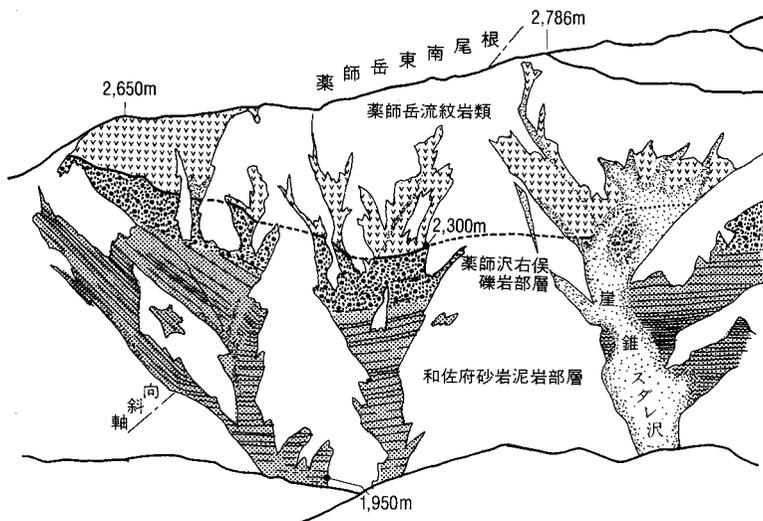
Gravel Bed and younger volcanic rocks of the Kumonotaira Volcano or outwash deposits.

The talus and alluvium cone deposits are typically exposed along Higashisawa Dani (valley) and the upper stream of Mizumata Gawa.

The alluvium deposits are distributed mainly along Takase Gawa, Higashisawa Dani and the upper stream of Kurobe Gawa. The thickness attains a maximum of more than 30 m along Takase Gawa.

Economic Geology

Several magnetite deposits of metasomatic type are found around Suishō Dake. These deposits are embedded in thermally metamorphosed limestone blocks in the Funatsu Granitic Rocks and the Tetori Group. Molybdenum deposits are found in the latest Cretaceous to Paleogene Granitoids. They occur in pegmatite and quartz veins within the upper marginal facies of the Okukurobe and Ariake Granites. About 30 tons of molybdenite ores (50–90% MoS₂) were mined in the Daitō Mine about 1.5 km north of Suishō Dake during 1943–1945. There are several hot springs such as Kuzu, Yumata, Iōzawa and Takamagahara Spas along Takase Gawa and Kurobe Gawa.

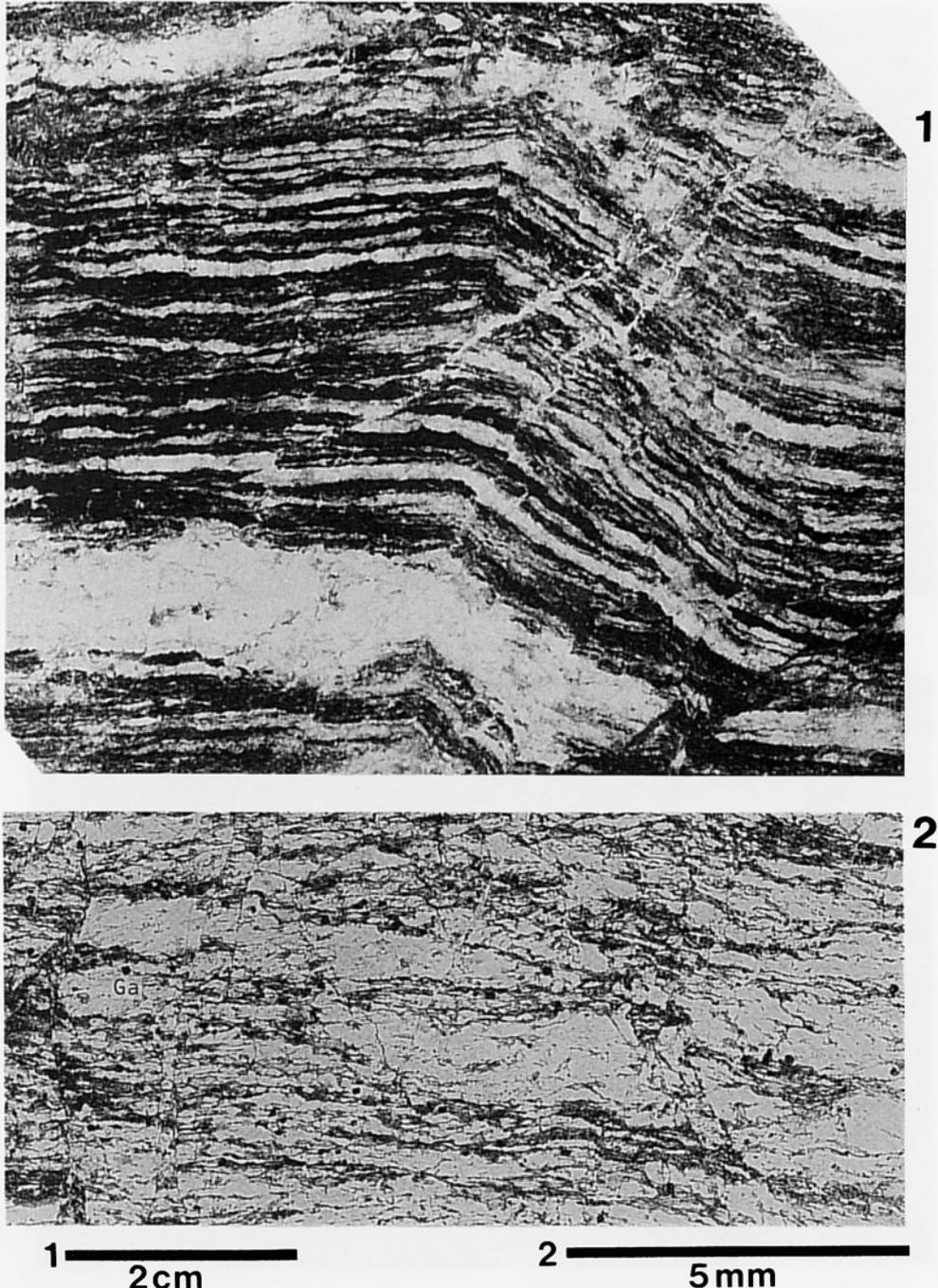


薬師岳東南尾根東壁にみられる手取層群と薬師岳流紋岩類の向斜構造
水晶岳北方尾根から撮影



球状閃緑岩（三俣蓮華斑れい岩類）

三俣蓮華岳東方（標高 2,760 m）．“球状体”は内核（角閃石閃緑岩）とそれを取り巻く縞状部分に区分され、縞状部は角閃石による櫛の歯状組織を示す



槍ヶ岳結晶片岩 (GSJ R 56959/730823-03) : 槍ヶ岳山荘脇 (標高 3,080m)

1. ざくろ石黒雲母白雲母片岩 (研磨面)

2. 同上 (偏光顕微鏡写真)

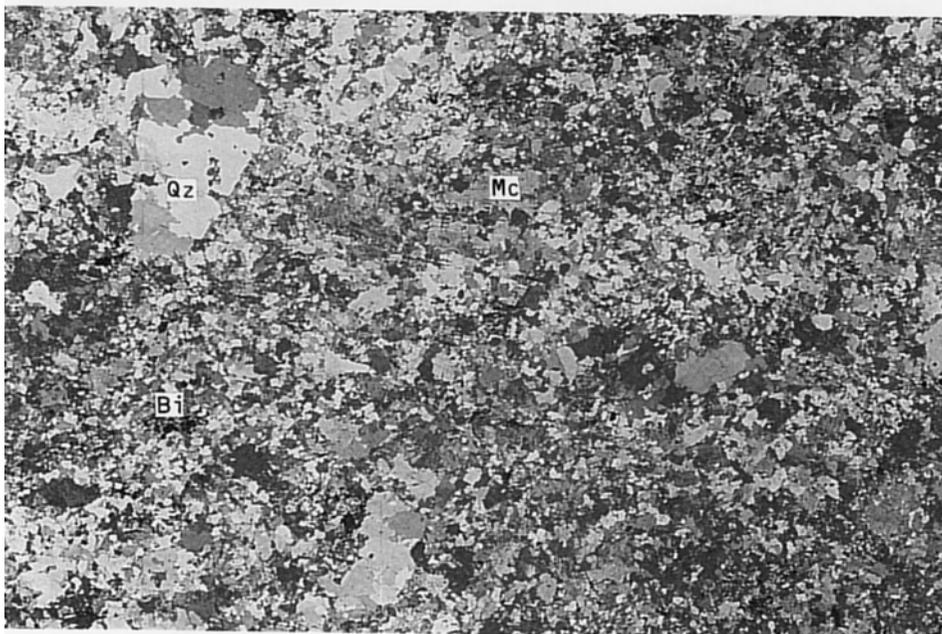
暗色部には白雲母・黒雲母が濃集し、白色部は主として石英とアルパイトからなる。ざくろ石は0.1 mm以下の細粒で、Ⅲ-2では黒い点として見える。下方ボーラー・スケールは研磨面で2 cm、顕微鏡写真は5 mm。

第Ⅲ図版以下同じ

鉱物略記号 (第Ⅲ図版以下同じ) 石英 (Qz) 斜長石 (Pl) かんらん石 (Ol) 普通輝石 (Au) 紫蘇輝石 (Hy) 黒雲母 (Bi) 普通角閃石 (Hb) マイクロクリン (Mc) カリ長石 (Kf) ざくろ石 (Ga)

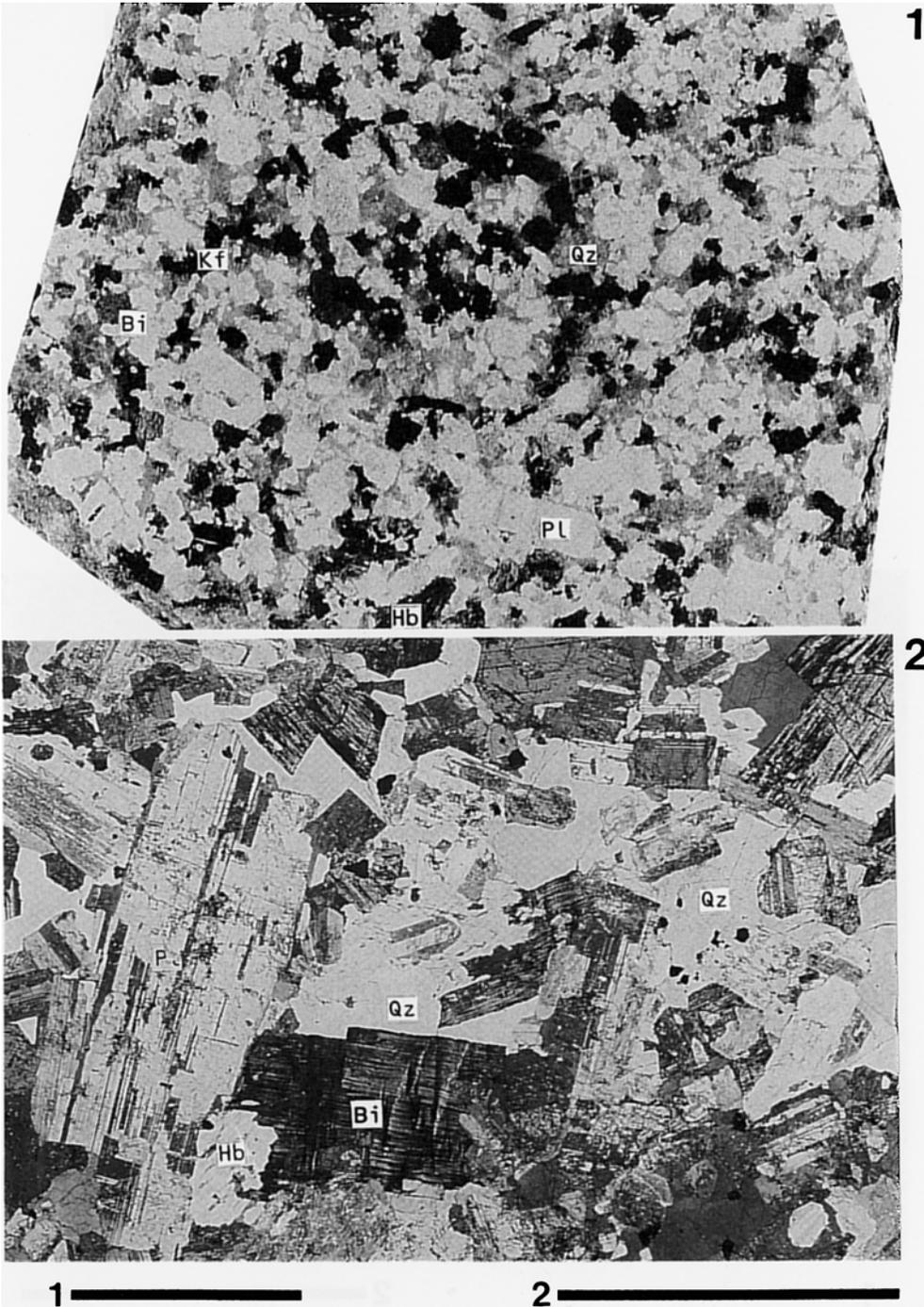


1



2

1. ざくろ石黒雲母オリゴクレス片岩 (硫黄岳結晶片岩) (偏光顕微鏡写真)
(GSJ R 56960/YH162 c) : 硫黄岳北東次転石, 下方ボーラー
2. 細粒片状角閃石黒雲母花崗岩 (双六片状花崗岩) (偏光顕微鏡写真)
(GSJ R 56961/YH277) : 双六谷左岸 (標高 2,100m) 直交ボーラー

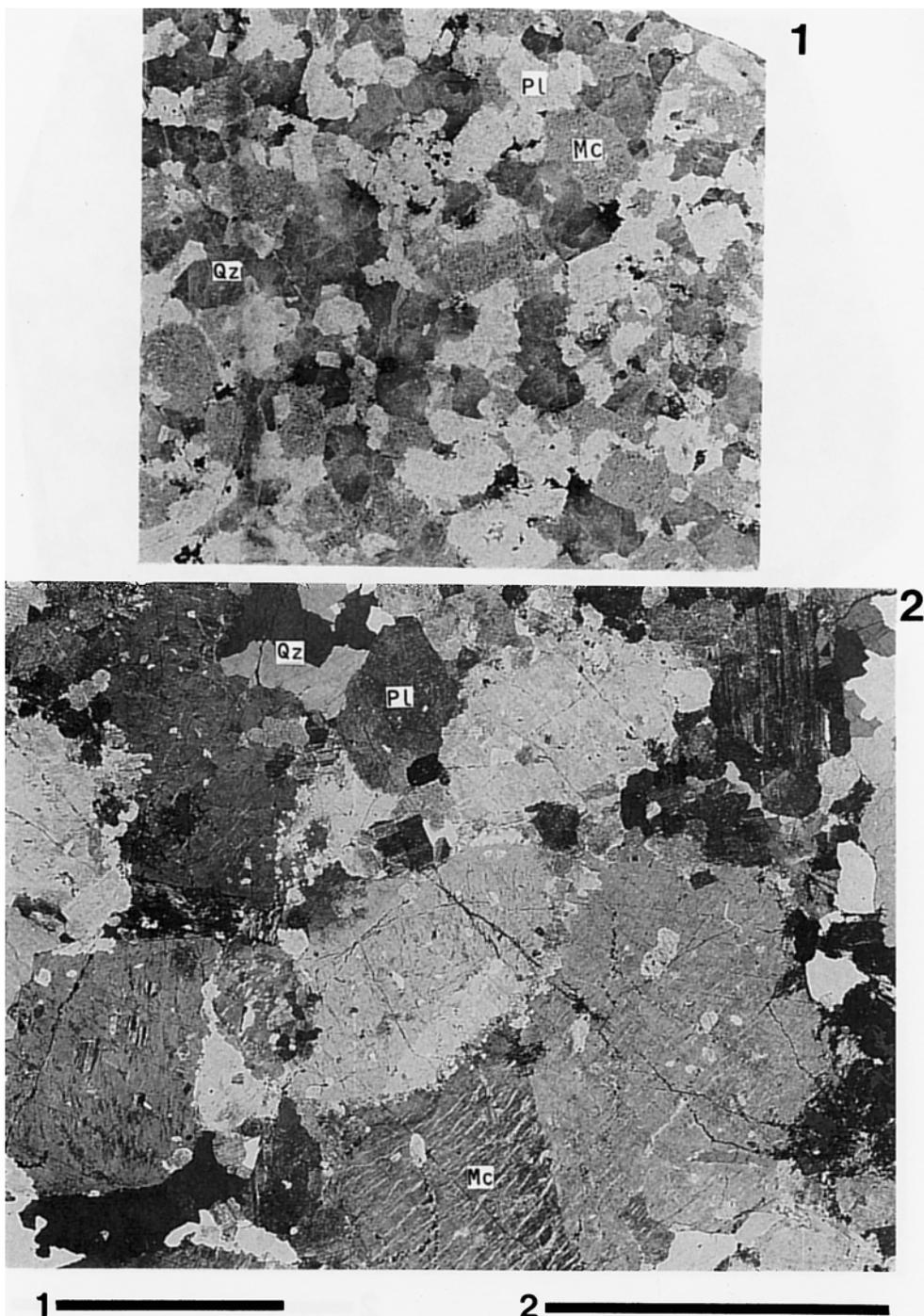


金木戸トータル岩（船津花崗岩類）（GSJ R 56962/YH270）：金木戸川右岸（標高1.490m）

1. 中粒黒雲母角閃石トータル岩（染色研磨面）

2. 同上（偏光顕微鏡写真）

自形の角閃石・斜長石の粒間を石英と少量のカリ長石が充填している。直交ボーラー

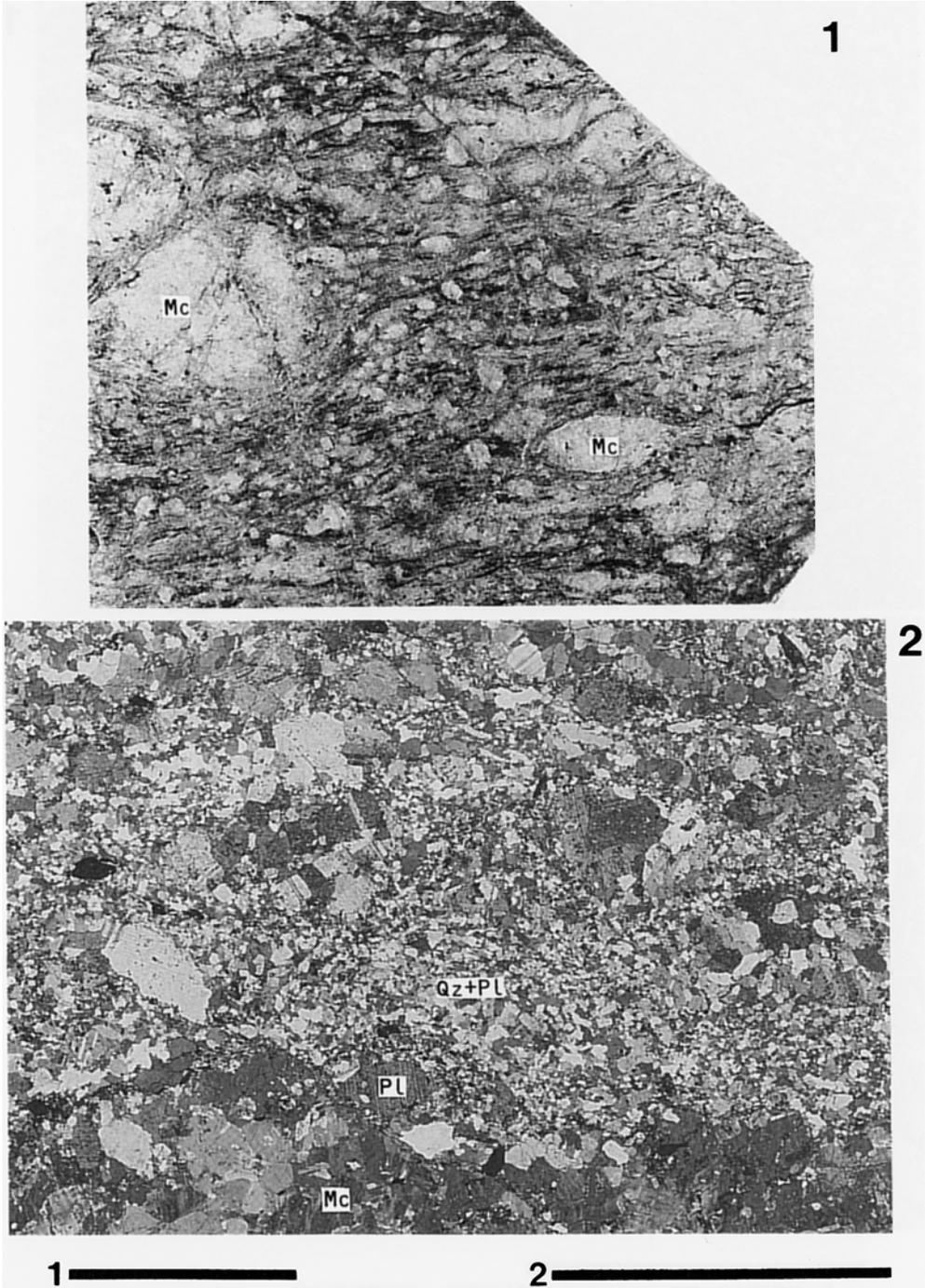


小倉谷花崗岩（船津花崗岩類）(GSJ R 56963/YH273)：金木戸川，九郎右衛門谷大滝下（標高1,850 m）

1. 中粒黒雲母花崗岩（染色研磨面）

2. 同上（偏光顕微鏡写真）

本岩中のマイクロクリン（Mc）は三斜度が極めて高く，ほぼマキシマムマイクロクリンに相当する．直交ポーラー

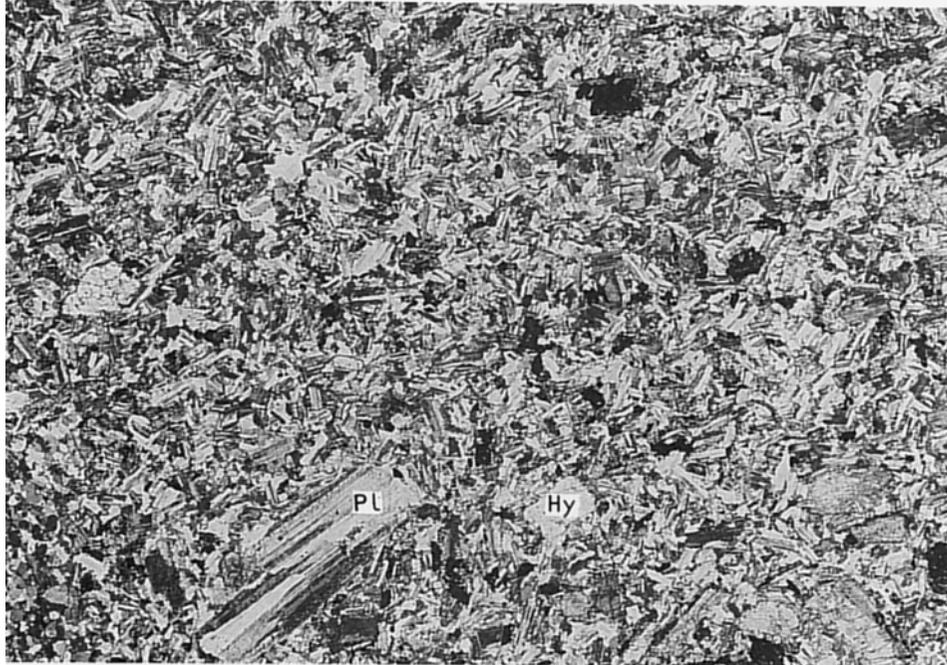


岩井谷マイロナイト（船津花崗岩類）（GSJ R 56964/890903-9）：真川沿い工事用道路（「立山」地域との境界部、標高1,255m）

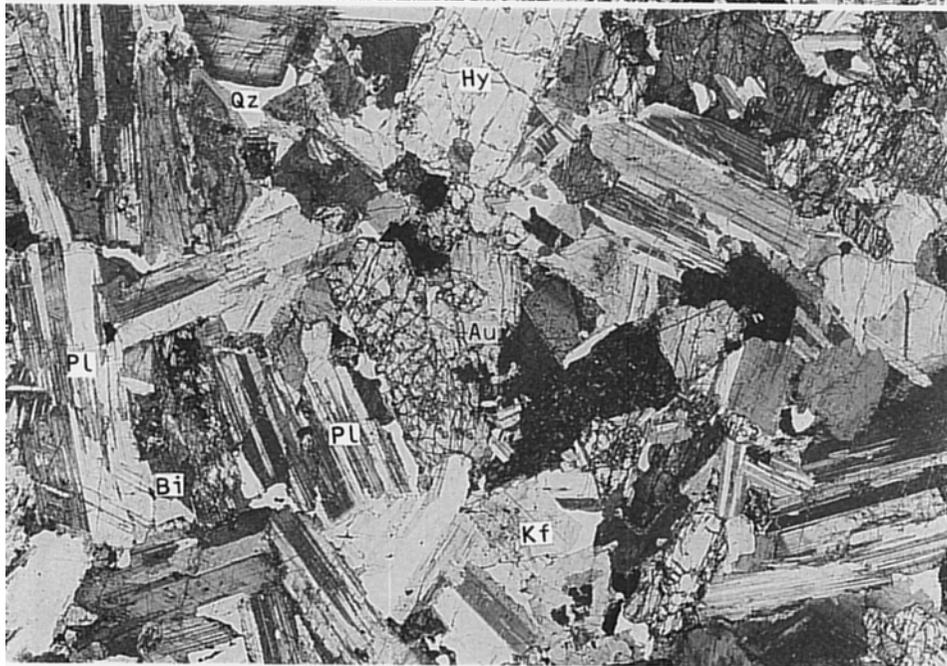
1. 花崗閃緑岩質眼球状マイロナイト（研磨面）

2. 同上（偏光顕微鏡写真）

写真下部のマイクロクリンの多い部分が“眼球”の一部である。中央部の細粒の帯は石英に富んでいる。直交ポーラー



1



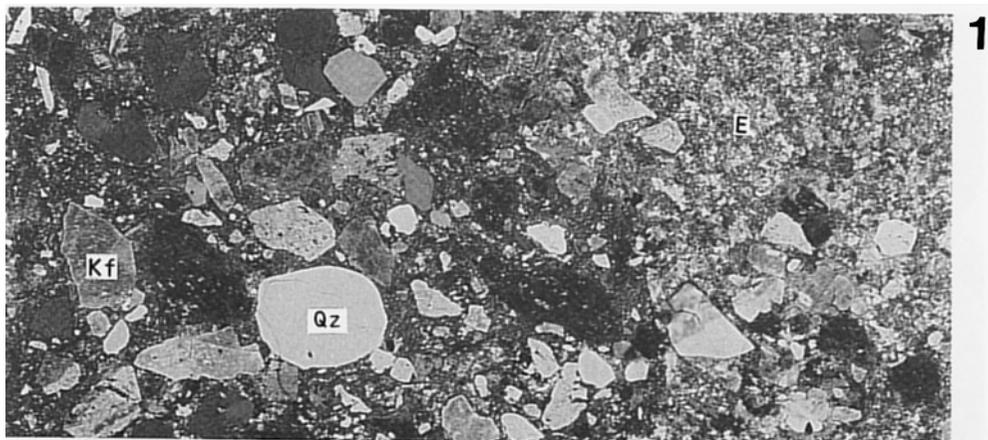
2

北ノ俣岳閃緑岩・黒部五郎岳閃緑岩 (1 億年閃緑岩) (偏光顕微鏡写真)

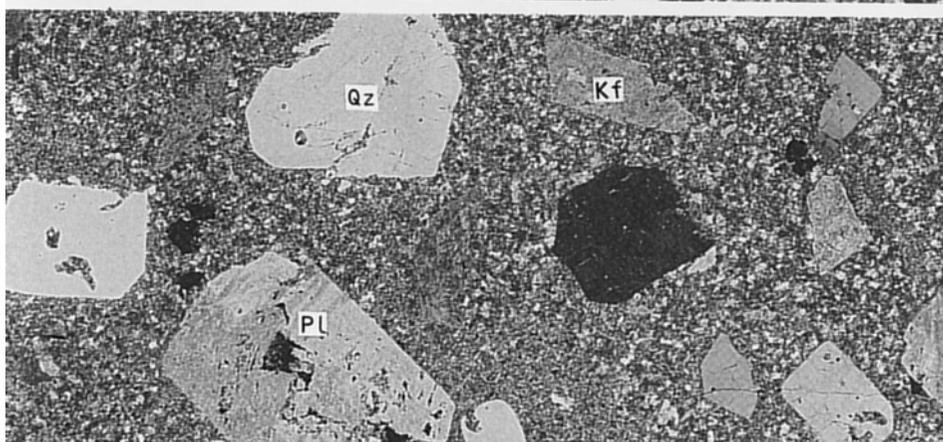
1. 黒雲母普通輝石紫蘇輝石閃緑斑岩 (斑状岩相, 周縁相) (GSJ R 56966/81.724-13) : 北ノ俣岳北方, 神岡新道分岐点 (標高 2,625m)

2. 角閃石黒雲母普通輝石紫蘇輝石モソソ閃緑岩 (中粒弱斑状岩相, 主君相) (GSJ R 56965/YH8). K-Ar 年代測定試料 (付表 1 の No. ①) : 黒部五郎岳北西 1,350 m 中ノ俣川源頭部 (標高 2,310m)

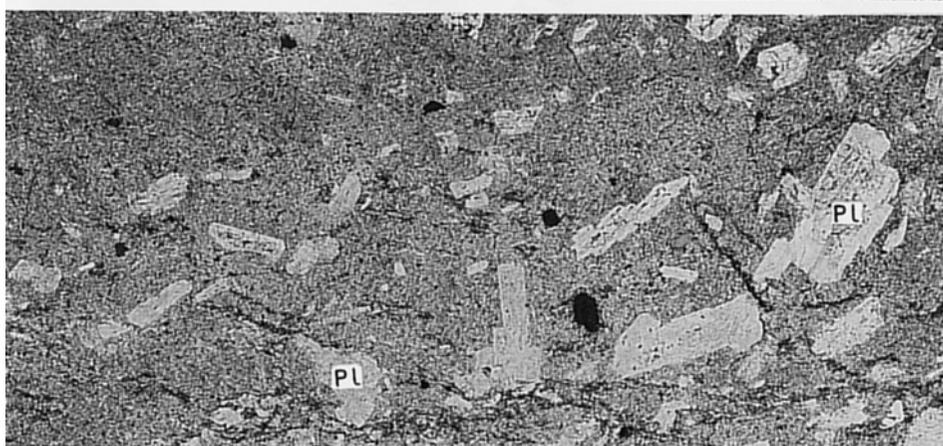
1. 2. とともに直交ポーラー



1



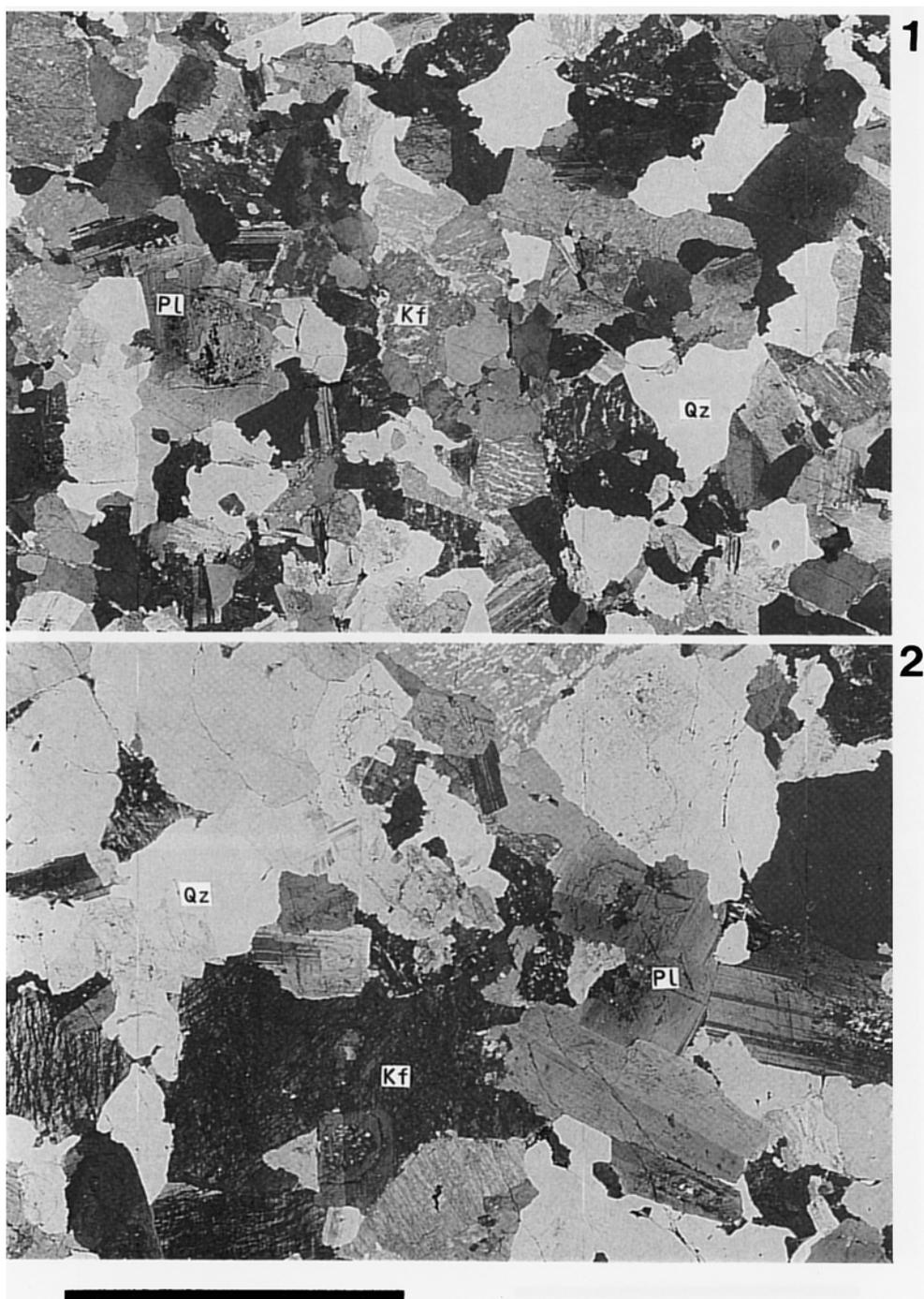
2



3

薬師岳流紋岩類（偏光顕微鏡写真）

1. 流紋岩溶結凝灰岩（上部層）（GSJ R 56970/YH308）：薬師岳南稜カール北側壁（標高 2,655m）
石英・カリ長石・斜長石などの結晶片を約 50% 含む。写真右上（E）は本質レンズの一部
 2. 流紋岩溶岩（上部層）（GSJ R 56969/YH309）：薬師岳東側支稜（標高 2,780m）
 3. 安山岩溶岩（下部層）（GSJ R 56968/YH306）：薬師岳南稜カール南側壁（標高 2,690m）
1. 2. は直交ポーラー, 3. は下方ポーラー

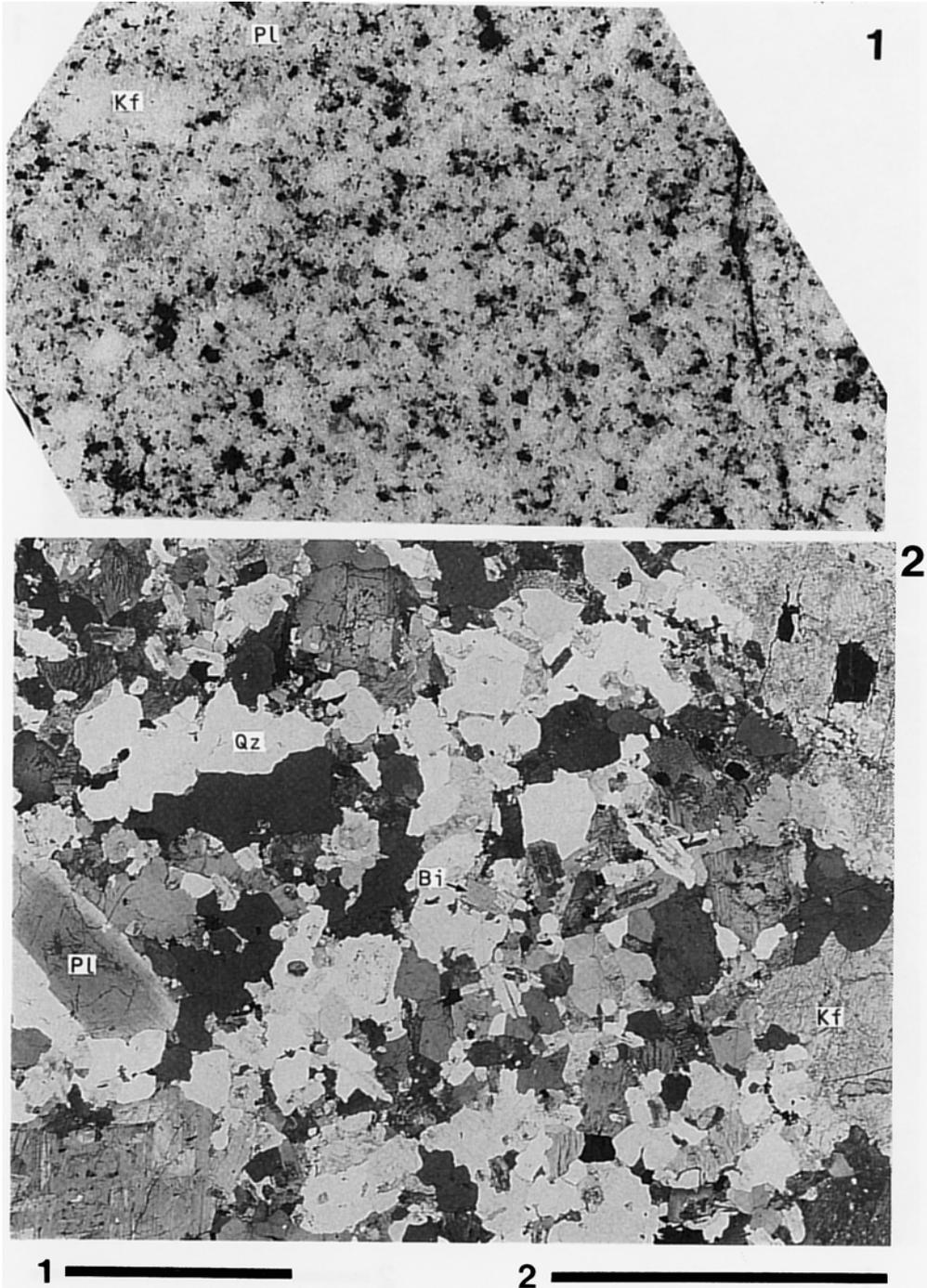


有明花崗岩（偏光顕微鏡写真）

1. 細粒等粒状黒雲母花崗岩（上部周縁相）（GSJ R 56971/YH168）：湯俣川ワリモ沢（標高 2,100m）

2. 中-粗粒等粒状花崗岩（主岩相）（GSJ R 56972/YH221）：湯俣川左岸（標高 1,610m）

1. 2. とともに直交ポーラー

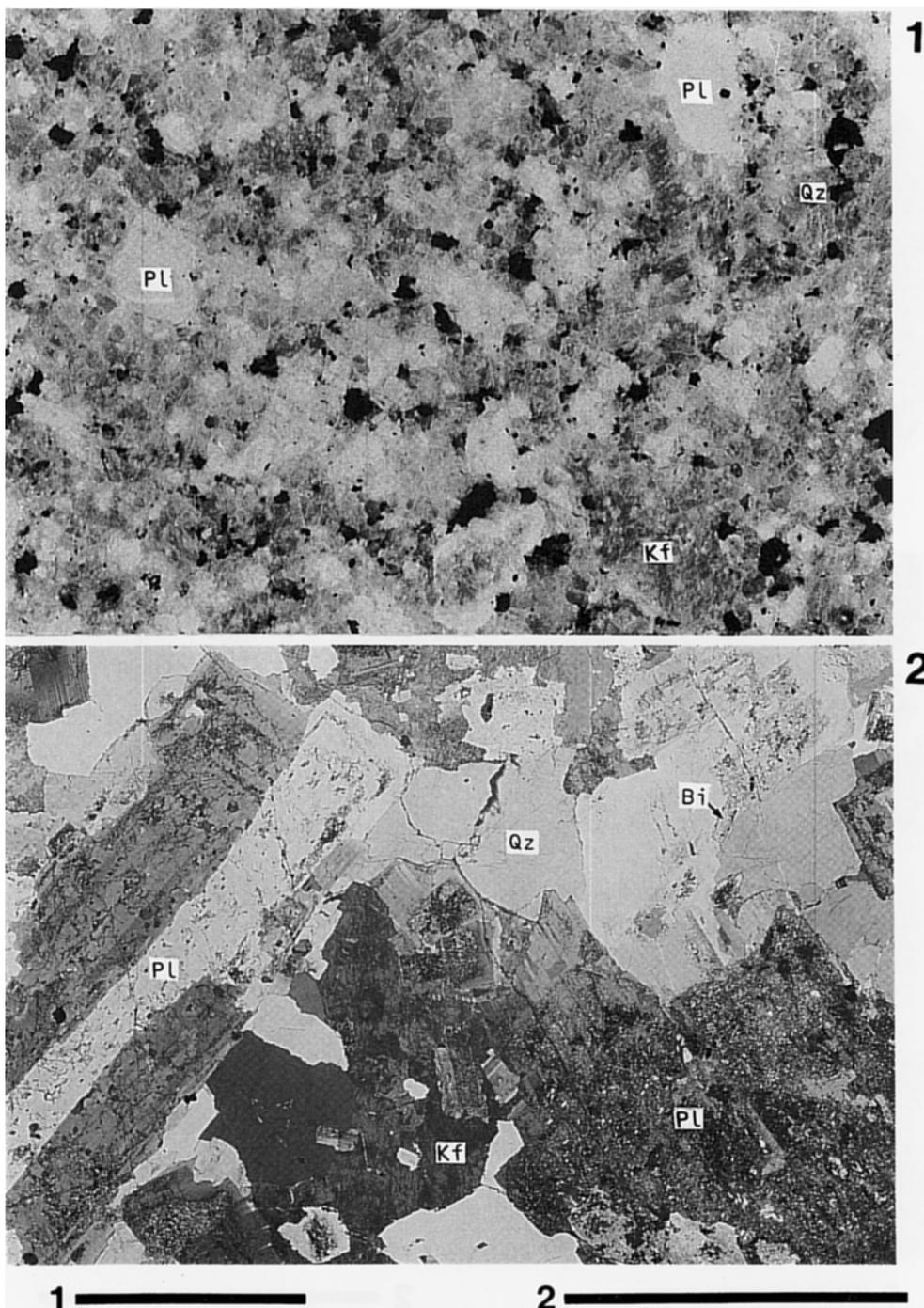


奥黒部花崗岩（上部周縁相）(GSJ R 56975/YH260)：黒部川立石，岩苔小谷出合（標高 1,730m）.
 K-Ar 年代測定試料（付表 1 の No. ⑤）

1. 斑状角閃石含有黒雲母花崗岩（研磨面）

2. 同上（偏光顕微鏡写真）

直交ポラー

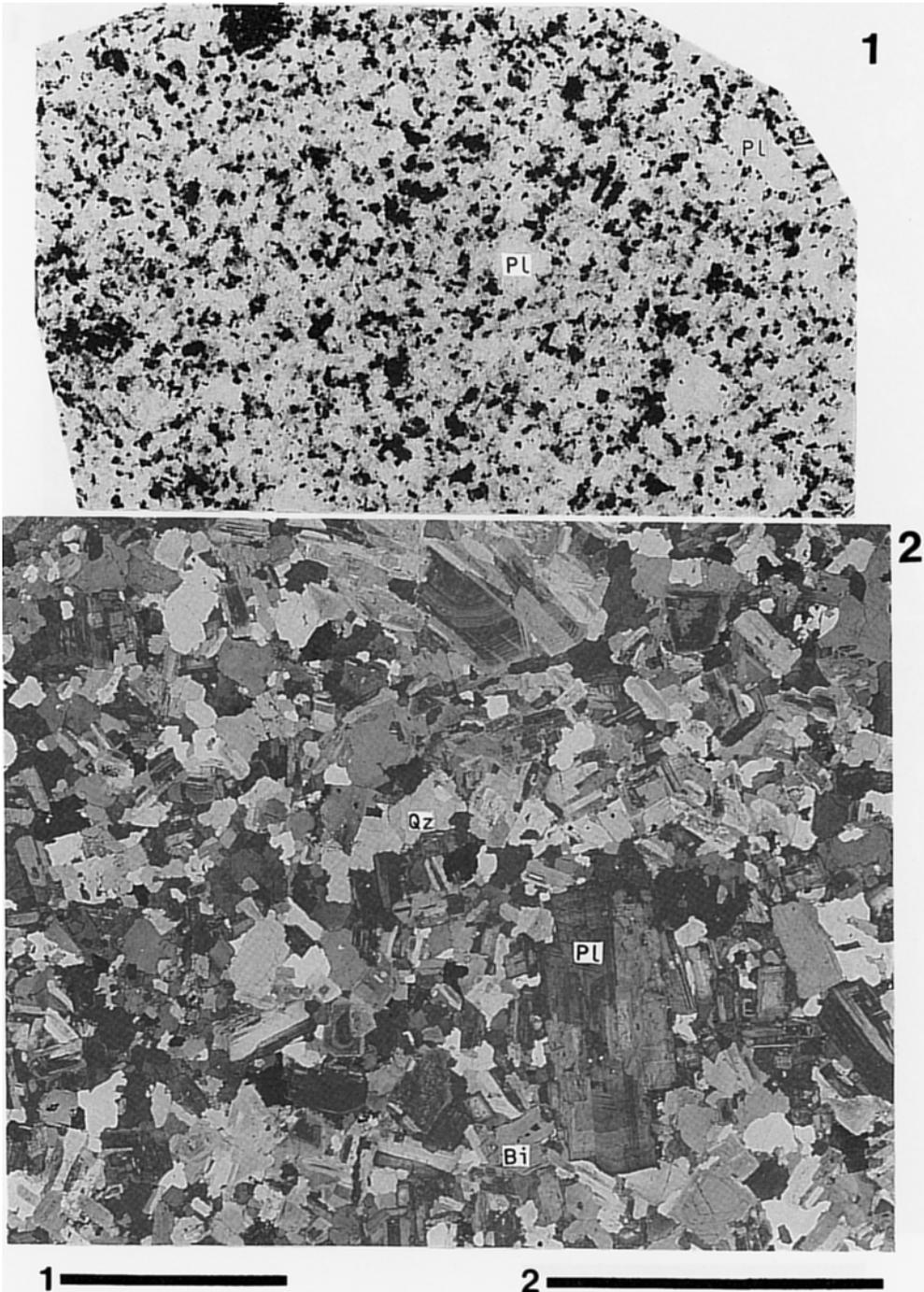


奥黒部花崗岩（主岩相）(GSJ R 56974/YH239)：黒部川上廊下，ロ元ノタル沢出合上流左岸
(標高 1,545m)

1. 弱斑状中粒角閃石黒雲母花崗岩（研磨面）

2. 同上（偏光顕微鏡写真）

直交ボーラー

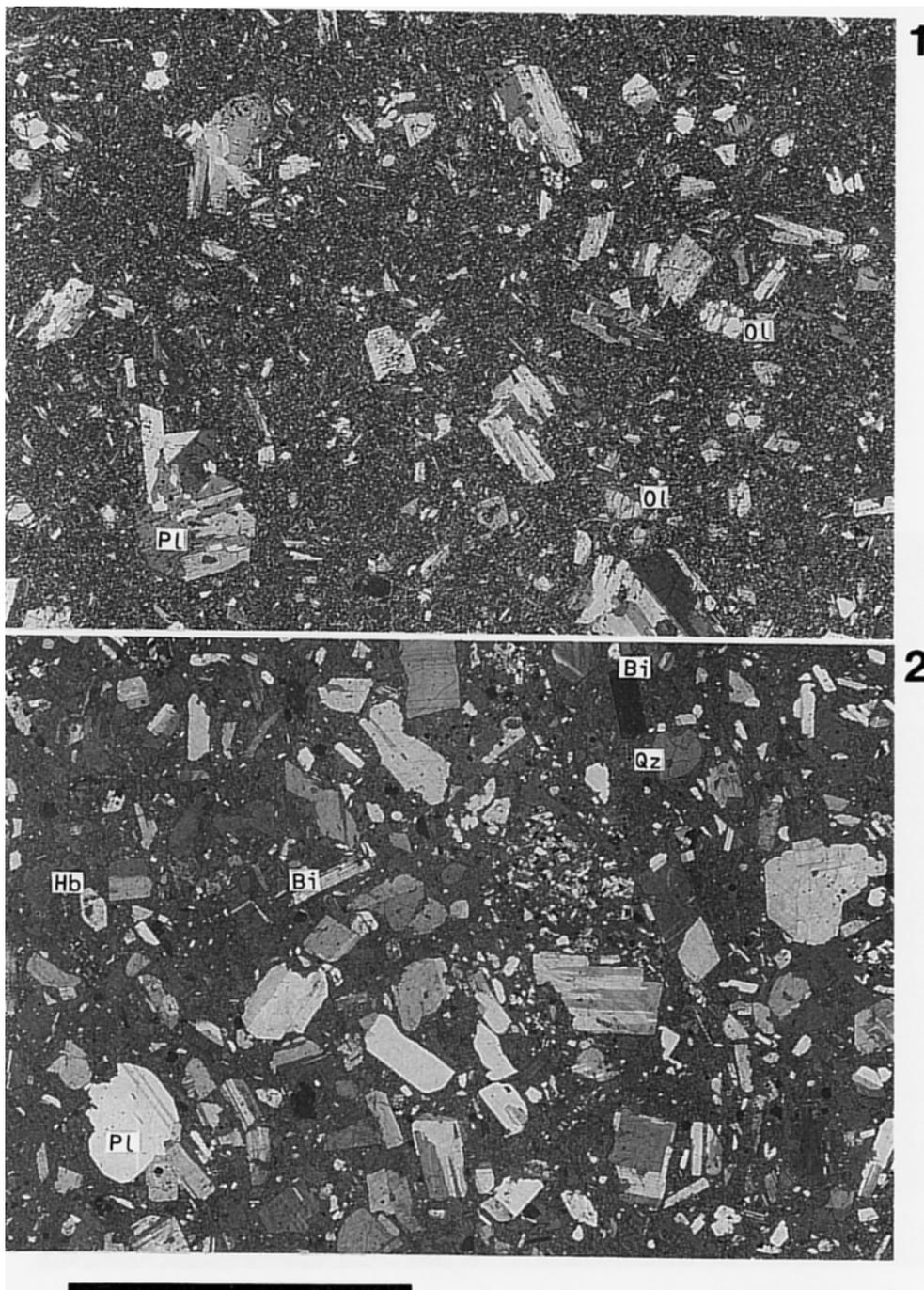


金沢花崗閃緑岩 (名無沢岩体) (GSJ R 56977/8973102) : 高瀬川コジ沢 (標高1,560m) K-Ar 年代測定試料 (付表1のNo. ⑩)

1. 細粒輝石含有角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (研磨面)

2. 同上 (偏光顕微鏡写真)

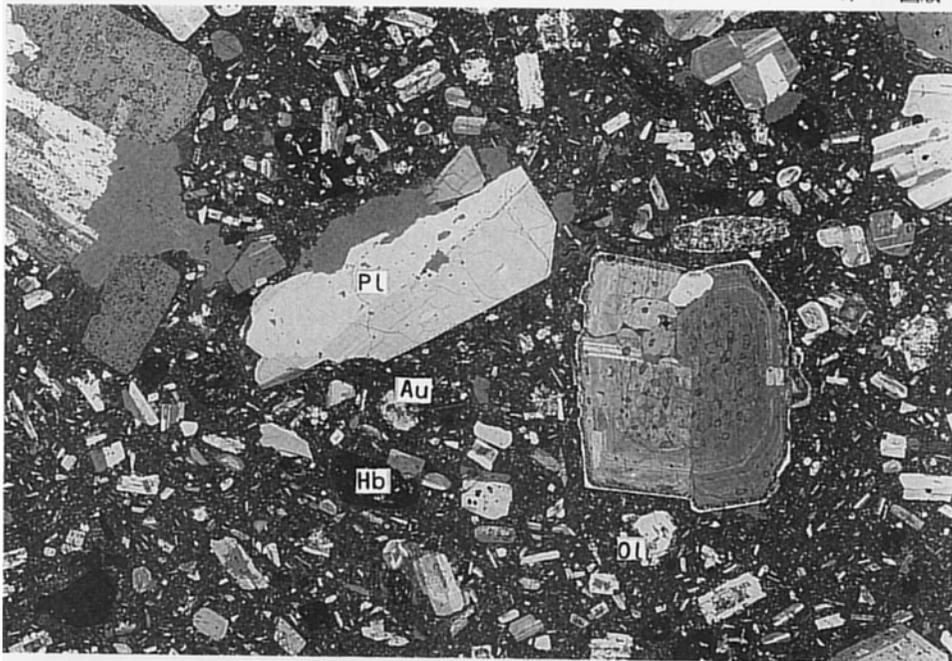
直交ポラーラ



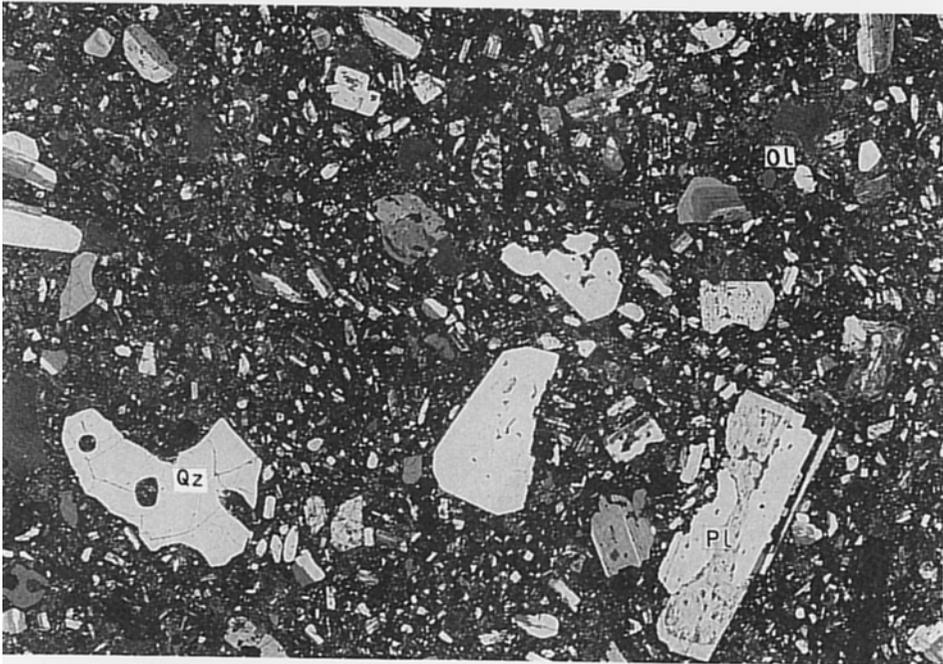
更新世火山岩類 (偏光顕微鏡写真)

1. 普通輝石含有かんらん石玄武岩 (岩苔小谷溶岩類, 雲ノ平火山) (GSJ R 49104/YRT 137) : 岩苔小谷の枝沢 (標高 2,330m). 第 6 表及び第 7 表の No. 1. 直交ポーラー

2. 紫蘇輝石普通輝石石英黒雲母角閃石デイサイト (祖父岳溶岩, 雲ノ平火山) (GSJ R 49112/YRT 203) : 祖父岳南-南南西 850m の急崖の最上部. 第 6 表及び第 7 表の No. 9. 直交ポーラー



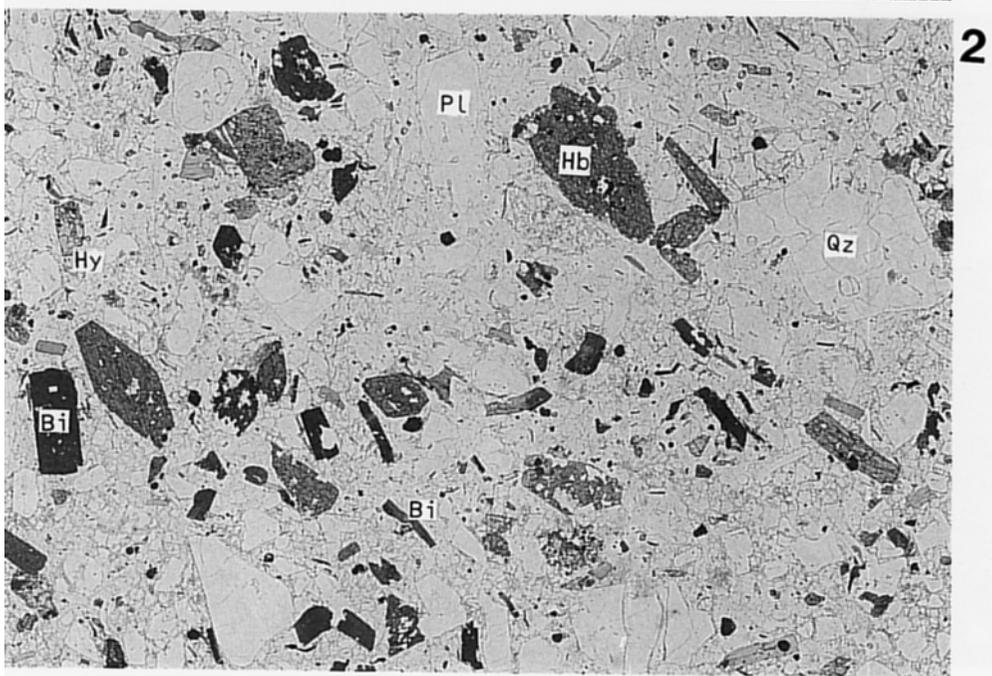
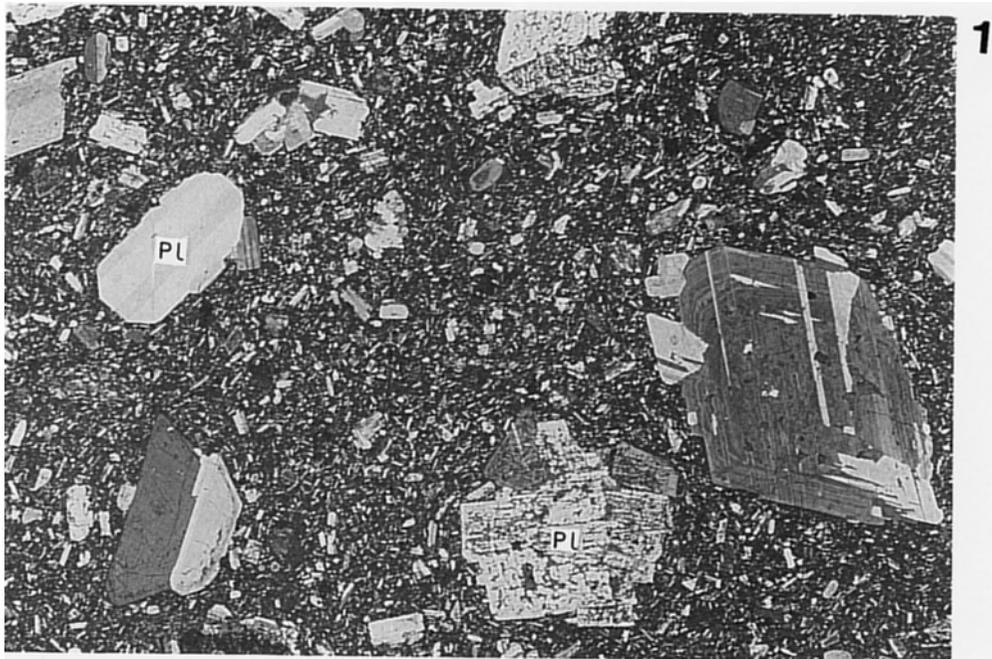
1



2

更新世火山岩類 (偏光顕微鏡写真)

1. 黒雲母石英かんらん石紫蘇輝石普通輝石角閃石安山岩 (雲ノ平溶岩, 雲ノ平火山) (GSJ R 49108/YRT178) : B 沢 (標高 2,180m). 第 6 表及び第 7 表の No. 5. 直交ポーラー
2. 黒雲母かんらん石石英含有角閃石普通輝石紫蘇輝石安山岩 (スゴ乗越安山岩, 上廊下火山岩類) (GSJ R 56979/YH234). K-Ar 年代測定試料 (付表 1 の No. ⑩) : スゴ乗越小屋北東 300 m, 登山道東側斜面 (標高 2,180m). 直交ポーラー



更新世火山岩類 (偏光顕微鏡写真)

1. かんらん石石英含有角閃石黒雲母普通輝石紫蘇輝石安山岩 (読売新道安山岩, 上廊下火山岩類) (GSJ R 49123/YRT124): 赤牛岳北北東, 読売新道沿い (標高2,350 m). 第6表及び第7表のNo. 20. 直交ポラー
2. 普通輝石含有石英紫蘇輝石角閃石黒雲母デイサイト (薬師見平デイサイト, 上廊下火山岩類) (GSJ R 49124/YRT127): 薬師見平の南の沢 (標高2,120 m). 第6表及び第7表のNo. 21. 下方ポラー

文献引用例

原山 智・竹内 誠・中野 俊・佐藤岱生・滝沢文教 (1991) 槍ヶ岳地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 190 p.

BIBLIOGRAPHIC REFERENCE

HARAYAMA, S., TAKEUCHI, M., NAKANO, S., SATO, T. and TAKIZAWA, F.
(1991) *Geology of the Yarigatake district*. With Geological Sheet
Map at 1 : 50,000, Geol. Surv. Japan, 190 p. (in Japanese with English
abstract 8 p.).

平成3年3月18日 印刷

平成3年3月22日 発行

通商産業省工業技術院 地質調査所

〒305 茨城県つくば市東1丁目1-3

印刷者 木村篤義

印刷所 創文印刷工業(株)

東京都荒川区西尾久 7-12-16

© 1991 Geological Survey of Japan