

55 (521.52) (084.32M50) (083)

地域地質研究報告

5 万分の 1 図幅

金沢 (10) 第 38 号

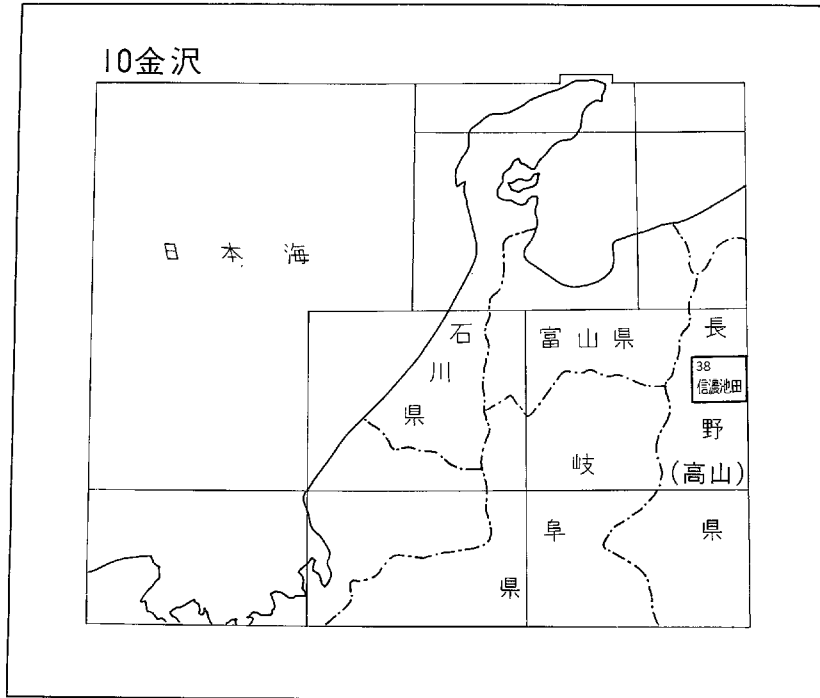
## 信濃池田地域の地質

加藤碩一・佐藤岱生

昭和 58 年

地 質 調 査 所

位置図



( )は1 : 200,000 図幅名

## 目 次

I. 地 形	1
II. 地質概説	4
III. 梓川層群	9
IV. 白亜紀後期—古第三紀火成岩類	10
IV. 1 火砕岩	10
IV. 2 アルカリ岩類	12
IV. 3 一ノ沢花崗岩	14
IV. 4 大白沢花崗岩	15
IV. 5 冷沢花崗閃緑岩	15
IV. 6 トーナル岩類	17
IV. 7 曲り沢花崗岩	18
IV. 8 西股花崗岩	19
IV. 9 有明花崗岩類	20
IV. 9. 1 有明A型花崗岩	21
IV. 9. 2 有明B型花崗岩	23
IV. 9. 3 有明C型花崗岩	25
IV. 10 滝ノ沢花崗岩	25
IV. 11 前越平ひん岩	27
IV. 12 岩脈（流紋岩）	28
IV. 13 金沢花崗閃緑岩	29
IV. 14 岩脈（安山岩）	30
IV. 15 花崗岩類のモード組成及び化学組成	30
IV. 16 花崗岩類の K-Ar 年代	35
V. 新第三系	36
V. 1 別所層	36
V. 2 青木層	38
V. 2. 1 最下部層	39
V. 2. 3 中部層	39
V. 2. 4 上部層	40
V. 2. 5 最上部層	40
V. 2. 6 袖山部層	41
V. 2. 7 豊盛部層	42

V. 2. 8	野平部層	42
V. 2. 9	上箆部層	43
V. 3	ひん岩	44
V. 4	小川層	44
V. 4. 1	差切部層	45
V. 4. 2	重部層	45
V. 5	安山岩質玄武岩—ひん岩岩床	47
V. 6	裾花層	47
V. 7	込地層	48
V. 8	長岩層	49
V. 9	聖山火山岩	49
V. 9. 1	聖山安山岩	50
V. 9. 2	横原山安山岩	50
V. 10	大峰累層	50
V. 10. 1	社部層	51
V. 10. 2	日野部層	52
V. 10. 3	大穴山部層	53
VI.	第四系	54
VI. 1	大峰礫層 (山砂利)	54
VI. 2	大町テフラ層	55
VI. 3	段丘堆積物	57
VI. 4	扇状地堆積物	59
VI. 5	崩積堆積物	59
VI. 6	沖積層	59
VII.	地質構造	60
VII. 1	概説	60
VII. 2	褶曲	62
VII. 2. 1	高府向斜	62
VII. 2. 2	豊盛向斜	62
VII. 2. 3	犀川背斜	62
VII. 2. 4	込地向斜	63
VII. 2. 5	野間背斜	63
VII. 3	断層	63
VII. 3. 1	糸魚川—静岡構造線	63
VII. 3. 2	松本盆地断層帯	65
VII. 3. 3	信濃坂断層	65



VII. 3. 4	中山断層	65
VII. 3. 5	犀川断層 (犀川破碎帯)	66
VII. 3. 6	込地断層	67
VII. 3. 7	野間断層	67
VII. 3. 8	大足断層	68
VII. 3. 9	倉掛断層	68
VII. 3. 10	活断層	70
VII. 4	小構造	70
VII. 4. 1	小褶曲	70
VII. 4. 2	小断層	72
VII. 4. 3	節理	73
VII. 4. 4	堆積構造	73
VIII.	応用地質	75
VIII. 1	金属鉱床	75
VIII. 2	非金属鉱床	77
VIII. 3	温泉・鉱泉	77
VIII. 4	地震	77
VIII. 5	地すべり	79
文 献		79
Abstract		87

## 図・表・図版目次

第1図	北部フォッサマグナの地形区	2
第2図	信濃池田図幅地域の接峰面図	3
第3図	有明花崗岩からなる有明山	4
第4図	東部丘陵地域の高位地形面模式分布図	4
第5図	信濃池田図幅地域の白亜紀後期—古第三紀火成岩類の貫入関係	6
第6図	梓川層群の砂岩頁岩互層	10
第7図	火砕岩の溶結構造	11
第8図	冷沢花崗閃緑岩に捕獲されたアルカリ岩類に伴うアプライト質花崗岩	12
第9図	有明A型花崗岩に捕獲され貫かれるアプライト質花崗岩	13
第10図	大白沢花崗岩 (Go) を貫く冷沢花崗閃緑岩 (Gts)	16
第11図	一ノ沢花崗岩 (Gi) を貫く冷沢花崗閃緑岩 (Gts)	17
第12図	トータル岩の産状	18
第13図	西股花崗岩中に包有される冷沢花崗閃緑岩	20
第14図	冷沢花崗閃緑岩に進入する有明A型花崗岩のアプライト質岩相	22

第15図	大白沢花崗岩 (Go) を岩脈状に貫く有明B型花崗岩 (Gab) .....	22
第16図	冷沢花崗閃緑岩 (Gts) を貫く有明B型花崗岩 (Gab) .....	23
第17図	冷沢花崗閃緑岩 (Gts) を貫く有明B型花崗岩 (Gab) .....	23
第18図	曲り沢花崗岩を包有する有明B型花崗岩 .....	23
第19図	有明A型花崗岩 (Gaa) を貫く有明B型花崗岩 (Gab) .....	24
第20図	有明A型花崗岩を貫く有明B型花崗岩 .....	24
第21図	有明B型花崗岩を貫く滝ノ沢花崗岩 .....	26
第22図	有明B型花崗岩を貫く前越平ひん岩岩脈 .....	27
第23図	流紋岩岩脈 .....	28
第24図	舎礫流紋岩中の花崗岩礫 .....	28
第25図	信濃池田図幅地域の花崗岩類のモード組成 Q-Kf-Pl 三角図 .....	32
第26図	信濃池田図幅地域の花崗岩類のモード組成 (Q+Kf)-Pl-Mafic 三角図 .....	32
第27図	信濃池田図幅地域の花崗岩類のハーカー図 .....	34
第28図	$Al_2O_3-(Na_2O+K_2O)-CaO-FeO+MgO$ 三角図 .....	35
第29図	信濃池田図幅地域の花崗岩類のノルム Q-ab-or-an 四面体図 .....	35
第30図	信濃池田図幅地域の花崗岩類の K-Ar 年代測定試料採集位置図 .....	37
第31図	別所層の黒色頁岩 .....	38
第32図	青木層最上部層の砂質泥岩砂岩互層 .....	41
第33図	青木層野平部層の砂質泥岩砂岩互層 .....	43
第34図	青木層野平部層最下部の虫くい状砂岩 .....	43
第35図	小川層重部層の砂岩層 .....	46
第36図	小川層差切部層中に進入した安山岩質玄武岩—ひん岩岩床 .....	47
第37図	裾花層の斜長流紋岩質溶岩 .....	48
第38図	大峰累層社部層の凝灰岩及び礫岩 .....	52
第39図	大峰累層社部層最上部の大峰型石英安山岩溶岩 .....	52
第40図	大峰累層大穴山都層の七五三掛凝灰岩 .....	54
第41図	七五三掛凝灰岩中の捕獲岩 .....	54
第42図	大町テフラ層 .....	55
第43図	大町テフラ層下部のクリスタル・アッシュの分布 .....	56
第44図	松本盆地北半部周辺の段丘堆積物分布概略図 .....	57
第45図	地質構造図 .....	64
第46図	信濃坂断層の通る谷 .....	66
第47図	込地断層露頭スケッチ .....	68
第48図	込地断層のスリッケンサイドを示す断層面 .....	68
第49図	(A)活断層位置図 .....	69
	(B)大町市丹生子の活断層露頭 .....	69

第50図	小褶曲の形態	71
第51図	中山断層近傍の小断層	72
第52図	別所層上部のスランブ構造	74
第53図	青木層下部層中のスランブ褶曲	74
第54図	青木層野平部層中の斜交層理	74
第55図	小川層重部層中の堆積構造	75
第56図	金沢花崗閃緑岩に伴う黄鉄鉱脈	76
第57図	大町地震時に現われた地裂線	78
第58図	地すべり分布図	78
第1表	信濃池田図幅地域の地質総括表	5
第2表	新第三系対比表	8
第3表	信濃池田図幅地域の花崗岩類のモード組成	31
第4表	信濃池田図幅地域の花崗岩類の化学組成	33
第5表	信濃池田図幅地域の花崗岩類の黒雲母の K-Ar 年代測定値	36
第 I 図版 1	堇青石ホルンフェルス	
2	ホルンフェルス化した流紋岩質火砕岩	
第 II 図版 1	石英閃長岩	
2	冷沢アルカリ岩に伴うアプライト質岩中の堇青石様鉱物	
第 III 図版 1	一ノ沢花崗岩中のざくろ石 (開放ニコル)	
2	一ノ沢花崗岩中のざくろ石 (直交ニコル)	
第 IV 図版 1	冷沢花崗閃緑岩	
2	曲り沢花崗岩	
第 V 図版 1	西股花崗岩	
2	有明 A 型花崗岩	
第 VI 図版 1	有明 B 型花崗岩	
2	有明 C 型花崗岩	
第 VII 図版 1	小川層重部層中の坊平凝灰岩	
2	裾花層の斜長流紋岩溶岩	
第 VIII 図版 1	聖山安山岩溶岩	
2	大峰累層社部層下部の大峰型石英安山岩溶結凝灰岩	
第 IX 図版 1	大峰累層社部層最上部の大峰型石英安山岩溶結凝灰岩	
2	大峰累層大穴山部層上部の溶結凝灰岩	

## 信濃池田地域の地質

加藤碩一\*・佐藤岱生\*\*

信濃池田地域の地質調査は、昭和55年度及び56年度の特异地質図幅の研究として行われたもので、同地域西部の日本アルプス地域の花崗岩類及び先新第三系を佐藤岱生が担当し、同地域中央部の松本盆地の第四系及び東部丘陵地の新第三系一第四系は加藤碩一が担当した。活断層については、一部環境地質部山崎晴雄技官に現地調査を担当していただいた。

本研究報告を取りまとめるに当たって信州大学の斎藤豊助教授、山田哲雄助教授及び小坂共栄助手、京都大学石沢一吉氏、大町北高等学校平林照雄校長、及び徳高北小学校仁科良夫教諭らには、一部未公表を含む資料の提供に加え貴重な助言協力をいただいた。ここに記して深甚の謝意を表す次第である。

また、岩石薄片の作製については、技術部大野正一技官、北海道支所技術課谷津良太郎技官、渡辺真治技官、及び木村亨技官、化学分析については技術部大森江い技官、図版写真については総務部正井義郎技官、花崗岩類のデータ処理の一部については鉱床部吉井守正技官の御協力をいただいた。

### I. 地 形

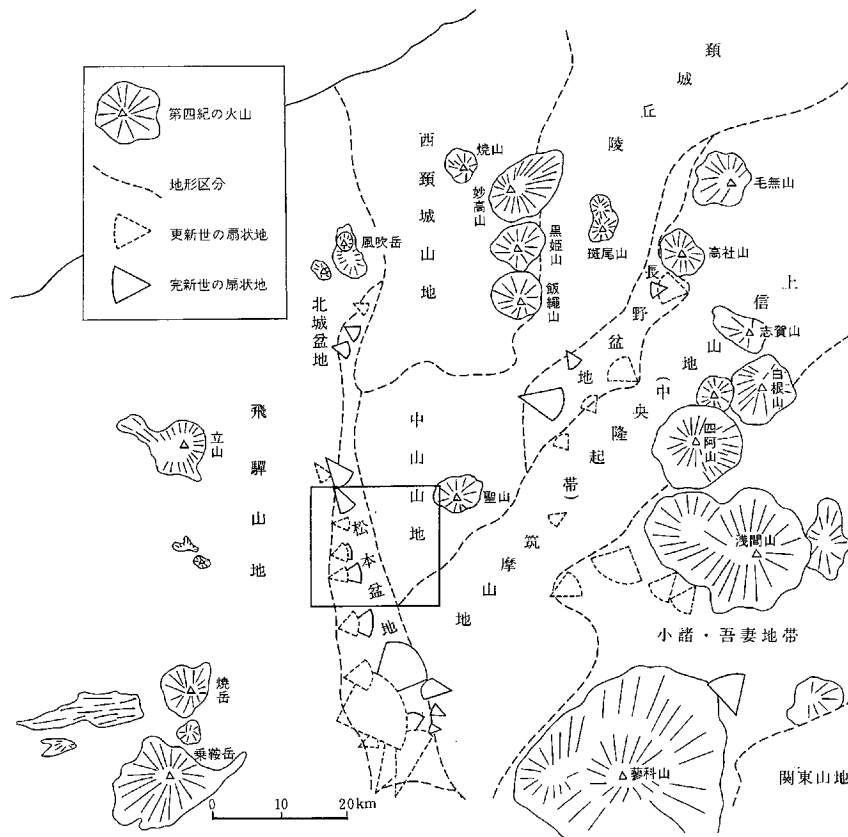
本国幅地域は、第1図に示されるように北部フォッサマグナ地域の西端部の一面を占め、その地形は、接峰面図(第2図)から容易に読み取れるように、明瞭に3分される。すなわち本図幅西部の山岳地帯をなす日本(北)アルプス地域(飛驒山地)、中央部の低地をなす松本盆地、及び東部の丘陵性山地をなす中山山地(犀川一塩尻山地)である。これらの区分は各々の地質及び新第三紀後半から現在に至る構造運動を強く反映している。

飛驒山地は、本図幅地域では、標高<sup>おおなぎ</sup>2,000 m以上の大風山、清水岳や有明山(第3図)をはじめ1,000 m以上の高山からなる起伏量の大きい一大地塊で、松本盆地側の山腹から山麓部にかけて多くのケルンコルやケルンバットが直線状に分布し、階段状の断層崖地形を呈しており、そのなかの代表的な断層の一つである白馬一塩尻線(平林, 1968)によって、その東縁を境されている。第四紀地殻変動研究グループ(1968)によれば、飛驒山地側は第四紀に1,700 mも隆起したといわれ、我が国有数の隆起地域の一つである。

白馬一塩尻線以東の松本盆地西縁部は、いわゆる飛驒山地の前山部で、大洞山や唐沢山など1,000 m

---

\*環境地質部 \*\*鉱床部



第1図 北部フォッサマグナの地形区 (町田 1979)

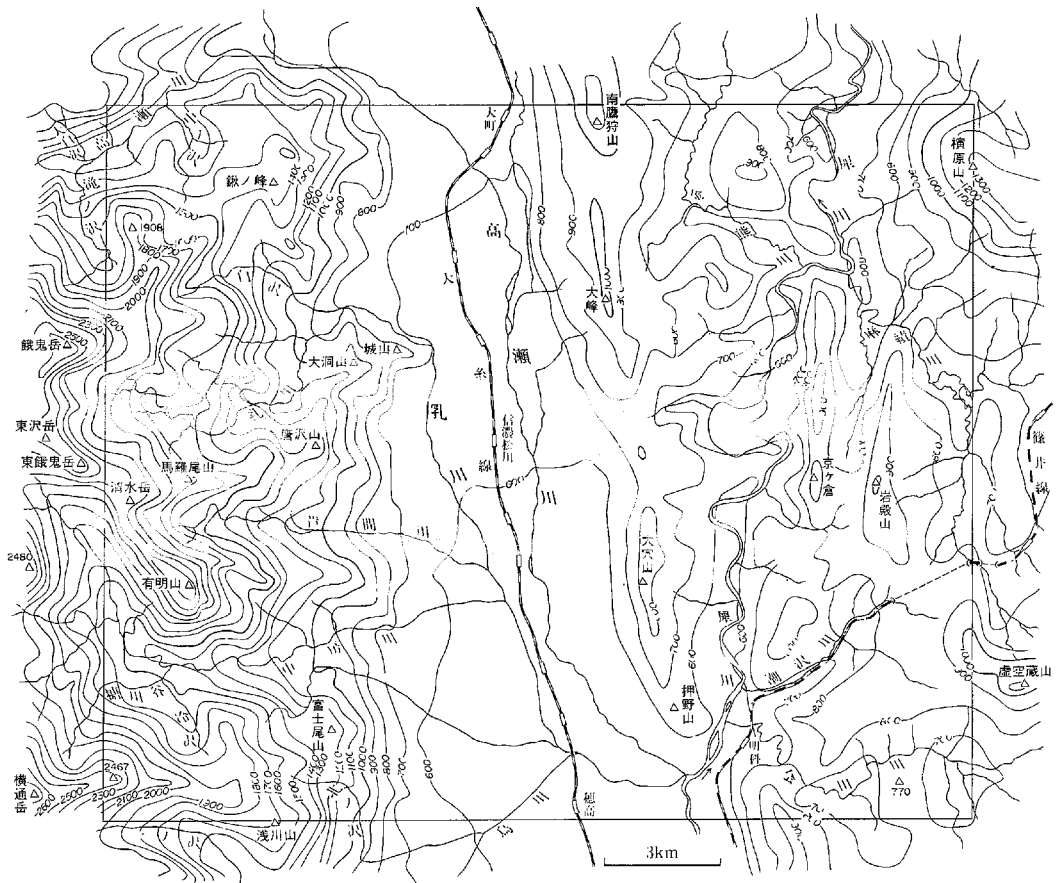
を越す山も幾つかあるが、大部分は 700-1,000 m の低山からなる。この山麓には、高瀬川の東西性の支流である乳川、芦間川、鳥川などによる比較的大規模な扇状地が発達し、神明原、神戸原などと呼ばれている。扇状地は単純ではなく、更新・完新世の扇状地が複合し、一部段丘化している(第1図)。

松本盆地は、本地域ではその北半部が現れており明科付近を最低点として、北から南へ低くなっている。ほぼ、盆地中央部を糸魚川—静岡構造線が南北に走るが、地表は、一部段丘化した扇状地性堆積物に覆われ地形的には不明瞭である。

松本盆地東縁は、西縁に比べて直線的で断層(一部活断層)の存在が推定されている。河岸段丘や扇状地が小規模に発達し、北部では主に扇状地が段丘面上に分布し南部では段丘崖前面に分布する。

犀川丘陵地は松本・長野両盆地間に位置する丘陵性山地で、犀川によって東西に大きく2分される。西側を中山山地と呼ぶ。中山山地は大峰(1,015.6 m)を中心に大峰面群と称される平坦面が発達する。平坦面上には、南鷹狩山や大峰などの火山状の形態を示し、大峰型石英安山岩が分布するため、従来第四紀の火山と考えられた地形が存在するが、これらは新第三紀の大峰累層中に挟まれる溶岩や凝灰岩が残丘状になったものと分かった。

犀川以東は、新第三紀の堆積岩類からなる生坂山地や岩殿山山地などが南北に配列し、差別浸食によ



第2図 信濃池田図幅地域の接峰面図 5万分の1の地形図上で500m間隔の方眼を切り、その最高点の標高を基準としてなめらかな等高線を描いた

るケスタ地形を呈する。

本図幅地域北東端には横原山(1,389.4 m)を中心に聖高原の一部が位置しており、おもに鮮新世の安山岩溶岩や火砕岩からなる。海拔高度900 m前後で高原を取り巻くような顕著な平坦面が分布し、これを含めて、第4図のように大峰面群が発達する。

大峰面群とは、小林(1953)によって「上位面・下位面を時間的に空間的限界として含まれるその他の浸食面を大峰面群として一括する」と定義された北西部フォッサマグナ地域に発達する高位小起伏面である。松本盆地側では上位の乗越面と下位の中島面に細分され、第4図のような分布をなす。

犀川は槍が岳を水源とし犀川丘陵地を南から北へ嵌入蛇行し、長野盆地で千曲川と合流して信濃川となり日本海に注ぐ。全長157.7 km、流域面積3,400 km<sup>2</sup>に及ぶ。松本盆地最低部である上流側の明科付近で現河床高度は約520 m、下流側の赤土付近で約450 mである。

犀川は、明科付近で、西から穂高川、高瀬川、東から会田川を合わせ、山清路付近で、西から金熊川、東から麻績川を合流させる。各河岸には断片的に段丘が分布する。



第3図 有明花崗岩からなる有明山 撮影場所：穂高町矢村付近から西方をのぞむ

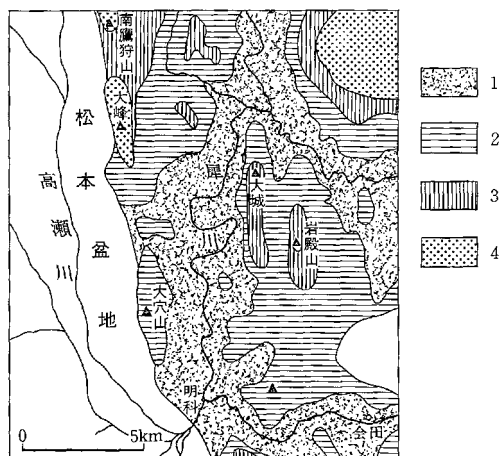
## II. 地 質 概 説

本図幅地域には、主として西側の飛騨山地に二畳紀—古第三紀の古期岩類が、東側の中山山地に新第三紀の堆積物が、中央部の松本盆地を中心に第四紀の堆積物が分布している。これらを総括して第1表に示す。

本図幅地域の二畳紀—古第三紀の古期岩類は、松本盆地に伏在するフォッサマグナ西端を境する糸魚川—静岡構造線の西側に分布する。これらは、二畳紀—ジュラ紀の梓川層群、白亜紀火砕岩、北アルプスの白亜紀後期—古第三紀花崗岩類などからなる。

梓川層群について、田中ほか(1952)及び南安曇郡誌改訂編纂会(1956)は、本地域南部の富士尾山以南に分布する古期堆積岩類を含めて、梓川流域に発達する古生層を総称して梓川層群と呼んだ。本報告では、これを拡張して、松本盆地西縁部の仏崎・城山地域に露出するホルンフェルス化した古期堆積岩類も、とりあえず梓川層群に含めて記載する。

田中ほか(1952)は、白骨や鯨留などの石灰



第4図 東部丘陵地域の高位地形面模式分布図 (仁科, 1973を一部簡略化) 1.大倉面 2.中島面 3.乗越面 4.残丘

第1表 信濃池田図幅地域の地質総括表

地質時代		地質系統		岩相	備考	
新	第四紀	完新世	沖積層	礫・砂・粘土・泥炭		
			崩積堆積物	礫・砂		
			高瀬川系扇状地堆積物	礫・砂・粘土		
			犀川丘陵地扇状地堆積物	礫・砂・粘土		
	更新世	更新世	松本盆地西縁扇状地堆積物	礫・砂・粘土		
			段丘堆積物	礫・砂・泥		
	中生代	新第三紀	鮮新世	大穴山部層	礫岩・砂岩・酸性凝灰岩	
				日野部層	砂岩・礫質砂岩・酸性凝灰岩(石炭を挟む)	
				社部層	礫岩・砂岩・石英安山岩溶岩・酸性凝灰岩(石炭を挟む)	
				檜原山安山岩	かんらん石普通輝石安山岩溶岩・火山角礫岩	
聖山安山岩				紫蘇輝石・普通輝石安山岩溶岩・火山角礫岩		
長岩層				砂岩・砂質泥岩・礫岩・砂岩砂質泥岩互層	下部に安山岩質溶岩・凝灰角礫岩	
中新世		中新世後期	込地層	砂岩・砂質泥岩・礫岩(石炭を挟む)		
			襷花層	流紋岩溶岩・凝灰岩		
			重部層	礫岩・砂岩・砂質泥岩・凝灰岩・砂岩砂質泥岩互層(石炭を挟む)	坊平凝灰岩を挟む	
			差切部層	砂岩・礫岩・砂質泥岩・砂岩砂質泥岩互層(石炭を挟む)		
中新世中期	青木層	最上部層	砂質泥岩砂岩互層			
		上部層	砂質泥岩・砂岩・礫岩			
		中部層	砂岩・礫岩・砂質泥岩砂岩互層			
		下部層	砂質泥岩・砂質泥岩砂岩互層・砂岩			
最下部層	礫岩・砂岩					
別所層	頁岩・泥岩					
古第三紀	白亜紀後期	岩脈	角閃石安山岩	第3期花崗岩類 ↓ 62Ma 第2期花崗岩類 ↓ 65Ma 第1期花崗岩類		
		金沢花崗閃緑岩脈	角閃石黒雲母花崗閃緑岩			
		前越平ひん岩	斜長石流紋岩・含礫流紋岩			
		滝ノ沢花崗岩	中粒灰色黒雲母花崗岩			
		有明花崗岩類	C型		細粒黒雲母花崗岩及び花崗斑岩	
			B型		粗粒角閃石含有黒雲母花崗岩	
			A型		中粒桃色黒雲母花崗岩	
		西股花崗岩	中粒角閃石含有黒雲母花崗岩			
		曲り沢花崗岩	細粒黒雲母花崗岩			
		トータル岩類	角閃石黒雲母トータル岩			
冷沢花崗閃緑岩	角閃石黒雲母花崗閃緑岩一花崗岩					
大白沢花崗岩	黒雲母花崗岩					
一ノ沢花崗岩	黒雲母花崗岩					
アルカリ岩類	閃長岩一アルカリ花崗岩					
火砕岩	流紋岩溶結凝灰岩					
古生代	ジュラ紀一疊紀	梓川層群	砂岩, 頁岩, チャート, 石灰岩	ホルンフェルス		

岩のフズリナ化石からその時代を二疊紀後期としている。しかし、狩野(1975)は、コノドントのデータと合わせてこれらの堆積岩類の「かなりの部分が古生層ではなく三疊紀—ジュラ紀層と思われる」と述べている。本図幅地域では梓川層群は、花崗岩による熱変成作用を受けて、すべてホルンフェルスとな



っている。

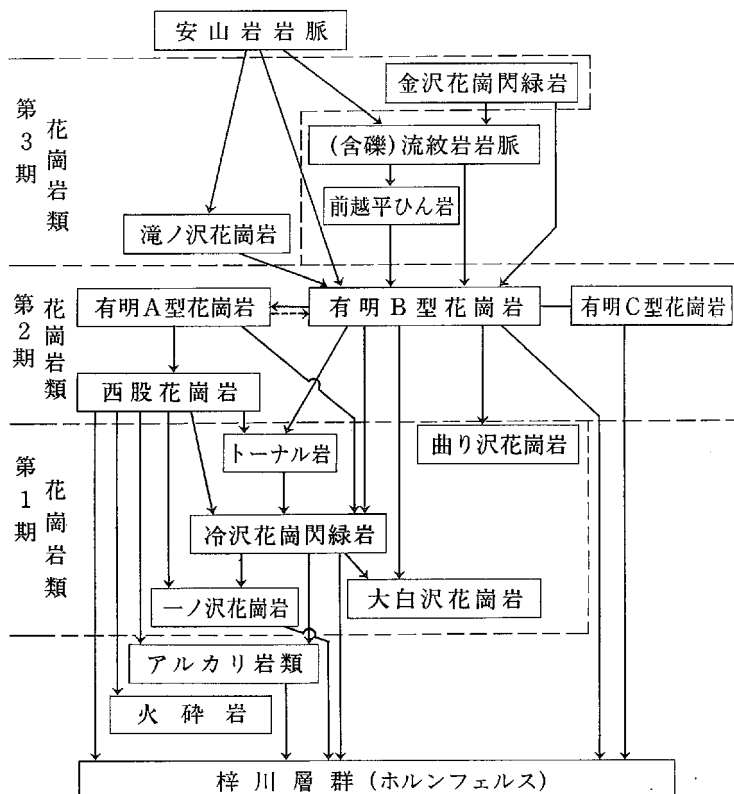
火砕岩は、花崗岩類中の捕獲岩体として産し、熱変成作用を受けている。石沢(1982)は、北隣の大町  
図幅地域で有明花崗岩によって熱変成を受けた流紋岩質火砕流堆積物として木崎流紋岩及び黒沢流紋岩  
を報告しており、本火砕岩はこれらに対比される。また、本火砕岩は、西方の笠ヶ岳流紋岩(原山、  
1975)に対比される可能性もある。

中房川支流<sup>つめたざわ</sup>冷沢のアルカリ岩類は、ASAKAWA and YAMADA(1980)によって記載された。これは、古く  
から知られていた大町図幅地域の仁科垂アルカリ岩(富田, 1927; 笹倉, 1932)とは異なる、新しいタイ  
プのアルカリ岩である。このアルカリ岩類は、花崗岩中の捕獲岩体として産する。

本地域の花崗岩類に関連する研究は、柴田・原(1954, 1955)、平林(1965)、ASAKAWA and YAMADA  
(1980)、石沢(1982)などがある。柴田・原(1955)は、大町図幅地域を含めた本地域の花崗岩類を下ノ本  
型、高瀬型、仁科型に分けた。平林(1965)は本地域の花崗岩類を葛型花崗岩、北葛型花崗岩、笹平型花  
崗岩、金沢型花崗岩に区分した。

本報告では、花崗岩類を進入時期別に3つのグループに分ける(第5図)。

第1期花崗岩類：一ノ沢花崗岩、大白沢花崗岩、冷沢花崗閃緑岩、トーナル岩類及び曲り沢花崗岩。  
これらは本図幅地域の主体をなす有明花崗岩類よりも古期の花崗岩類である。一ノ沢花崗岩は、より後  
期の花崗岩による熱変成作用を受けて、ざくろ石・白雲母を生じている。大白沢花崗岩及び冷沢花崗閃



第5図 信濃池田図幅地域の白亜紀後期—古第三紀火成岩類の貫入関係 矢印の先は被貫入岩を示す

緑岩は、平林(1965)及び石沢(1982)の葛型花崗岩に相当する。柴田・原(1955)はこれを下ノ本型としている。しかし、本地域では下ノ本型とは異なり、白亜紀後期の花崗岩類と思われる。

第2期花崗岩類：西股花崗岩及び有明花崗岩類。有明花崗岩類は本地域の主体をなし、3つの岩相からなる。平林(1965)の北葛型花崗岩及び笹平型花崗岩に相当する。西股花崗岩は有明花崗岩類に先行するが、ほぼ同時期の花崗岩である。ASAKAWA and YAMADA (1980)の角閃石黒雲母花崗岩に相当する。

第3期花崗岩類：滝ノ沢花崗岩及び金沢花崗閃緑岩。最も新期の花崗岩類で、金沢花崗閃緑岩は平林(1965)の金沢型花崗岩、石沢(1982)の金沢花崗岩に相当する。

第3期の花崗岩類と前後して岩脈類の活動がある。岩脈はひん岩、(含礫)流紋岩、安山岩がある。

本地域の花崗岩類の黒雲母 K-Ar 年代については、河野・植田(1966)が測定している。有明花崗岩類については本地域南西部信濃坂付近で 54 Ma、また、本地域北方の大町図幅地域の渋沢入口付近で 51 Ma、鹿島川流域の大谷原付近で 41 Ma が報告されている。しかし、最後については本地域のどの花崗岩に対比すべきか不明である。

今回、新たに西股花崗岩で  $65.0 \pm 33\text{Ma}$ 、乳川谷マムシ平付近の有明花崗岩で  $62.3 \pm 3.1\text{Ma}$  の値が得られた。これまでの値よりも約 10 Ma 古い値となったが、花崗岩類の地質学的位置は従来の白亜紀—古第三紀(例えば ASAKAWA and YAMADA, 1980)という位置付けを裏付ける値である。

本図幅地域の松本盆地及び犀川丘陵地とそれ以东における最下位層は、中新世中期の別所層である。これより古い地層は直接地表に露出していないが、隣接する地域の層序及び地質構造から判断して、別所層下位のいわゆるグリーンタフからなる内村相当層が分布することは確かであろう。山田(1968)による安曇平<sup>あづみだいら</sup>における地震探査結果からみると、松本盆地基底部に於いて糸魚川—静岡構造線以西にも下部中新世層が分布する可能性がある。

先新第三系のいわゆる基盤岩が糸魚川—静岡構造線以东にどのように分布しているかについては直接の証拠は得られないが、大峰累層中の溶結凝灰岩にはかなり花崗岩や先新第三系堆積岩の捕獲岩が含まれており、中山断層以西の中山山地では基盤岩が浅く伏在していると推定される。

また、平林(1969 b)は、新第三紀層の分布や層厚などから、中山断層の東側に位置する犀川破碎帯を境としてその東側で基盤岩が急に深くなっていることを示唆している。

別所層は主に黒色頁岩及び泥岩からなる。本図幅地域では、南の明科付近からほぼ犀川に沿って北上し、犀川背斜軸部に狭く帯状に分布するにすぎないが、松本市北方から、東隣「坂城」<sup>さかき</sup>図幅地域にかけて広く分布し、最大も 1,300 m を超す厚さを持っている。

青木層は全体として別所層に整合に重なり、砂質泥岩、砂岩砂質泥岩互層が主で、礫岩や砂岩を挟む。各種の堆積構造が発達し、岩相や層厚の変化も著しく、別所層堆積時より浅海化したことがうかがわれる。犀川断層を境に、東側の青木層は最下部層から最上部層までの 5 部層、西側の青木層は、下位から、袖山部層、豊盛部層、野平部層、上麓部層に 4 分される。各部層間は整合ないし漸移の関係にある。最下部層の礫岩には、別所層の黒色頁岩の角礫や、内村層起源の緑色凝灰岩礫や石英閃緑岩礫が含まれ、南部—南東地域(いわゆる中央隆起帯)の隆起と若干の局所的な造構運動(別所フェーズの運動、小林, 1957 b)が、中新世中期末から後期初めにかけてあったことが示唆されている。中央隆起帯の上昇に伴って北部フォッサマグナの堆積盆は大きく東西に分かれ、本図幅地域はその西部地域に位置し、更

第2表 新第三系对比表

時代	中山山地		中山・生坂山地		信濃池田			坂城		信濃中部		東筑摩更級		聖山南麓		
	姫川団研		田中・平林		加藤・佐藤			加藤		本間		小林・磯見		森下ほか		
	1958		1964		1983			1980		1931		1950		1957		
第四紀	更新世															
	豐野階	大峰累層	大穴山礫岩部層 日野礫岩・砂岩部層 杜タフ・礫岩部層	大峰累層	大穴山礫岩層 日野礫岩砂岩層 社藪灰岩礫岩層	大峰累層 断一層			三峰山火山岩 聖山火山岩		柵層		徳山安山岩溶岩			
新第三紀	鮮新世	柵階														
	中新世後期	小川階	野平砂質岩層	山清路礫岩砂岩層	断一層			聖山火山岩 長岩層	达地層	冠着層(?)	北川階	上部層	达地頁岩砂岩層	断一層	聖山安山岩 ? 达地泥岩砂岩互層	
	中新世中期	青木階	豐盛泥岩砂岩層	小立野入層	上部	青木階	断一層	小川階	重部層 差切部層	小川階	上部層 下部層	上部層	重砂岩礫岩層	重夾炭層		
		別所階	袖山礫岩砂岩層	明科黑色泥岩層	下部	青木階	上野平部層 豐盛部層	青木階	最上部層 上部層 中部層 下部層 最下部層	青木階	上部層 中部層 下部層 最下部層	下部層	差切塊状砂岩層	差切砂岩礫岩層		
	中新世前期	内村階														
守屋階																
								別所層		別所層		別所層				
										内村階		上部層				
										守屋階		下部層				

に小さな堆積盆に区分される。各堆積盆の境には、現在、中山断層や犀川断層が見られる。

小川層は青木層に整合で重なり、礫岩、砂岩を主とし砂質泥岩、凝灰岩、石炭層を挟む。化石や岩相から、更に浅海化(一部淡水環境)が進んだことが知られる。また、下部には、安山岩質玄武岩—ひん岩岩床の進入が見られ、上部には、坊平凝灰岩など酸性凝灰岩が挟まれ、火山活動を暗示している。小川層は下位の差切部層、上位の重部層に2分される。

裾花層は、整合で小川層に重なり、西へいくほど薄くなる。流紋岩質凝灰岩や同質溶岩からなる。裾花層本来の火山活動の中心は、より北東方の長野市付近である。

裾花層の上位に整合にのる込地層は、込地向斜軸部付近から聖高原南麓に断続的に分布し、聖山火山岩に不整合に覆われる。主に中—粗粒砂岩が卓越し、砂質泥岩や凝灰岩及び石炭層を挟む。以上が中新世の地層である。込地向斜軸部においては、更にこの上位に整合(一部漸移)関係で鮮新世と思われる長岩層が重なる、長岩層は砂岩、砂質泥岩とその互層からなり、部分的に粗粒になる。聖高原西端部では、安山岩質溶岩や凝灰角礫岩が本層基底部に挟まれ、小規模な火山活動を推定させる。

これらの地層を褶曲させた構造運動は中新世末頃から始まり、鮮新世末にかけて主要な活動を終了し、背斜軸にほぼ並走する断層群を形成させ、猿丸期変動と称されている。

第四紀になって、更新世前期は、仁科(1973)のいう大峰変動への移行期であり、北部フォッサマグナの堆積盆地は一般に海退期にあった。

一方、中山断層以西のいわゆる大峰帯(小坂, 1980)は、依然沈降帯として取り残され、堆積を続けていたと考えられる。大峰帯が明瞭な堆積盆として出現したのは、中新世最末期—鮮新世初期と言われ、北から南へ堆積中心を移動させ、本図幅地域では、大峰累層と言われる鮮新世の主に陸成の地層を堆積させている。大峰累層は、下位から社部層、日野部層及び大穴山部層に区分され、各部層間は整合ないし漸移の関係にある。主に、礫岩、砂岩、溶結凝灰岩、デイサイト溶岩からなり、砂質泥岩や石炭を挟む。

以上のような一部沈降帯が残存してはいたが、猿丸期変動以降、一般的隆起の過程が続いていくなかで、大峰面群と称される高位小起伏面が発達する。大峰面群は、現在標高700-1,000 m付近に見られる複数の平坦面群で、ほぼ海水準に近い状態で形成されたと考えられるから、それ以降現在まで1,000 mに近い隆起が想定される。更に、大峰面群には、大峰礫層(山砂利)と称される花崗岩巨礫の存在することから、それらの礫の供給を絶った松本盆地の陥没は、更新世の中頃に求められ、これら一連の構造運動は大峰変動と呼ばれる。また、飛騨山地側の隆起も続いており、東麓部に大規模な複合扇状地を発達させている。また、更新世後期から現在に至る間も松本盆地東側の地域の隆起は継続しており、犀川丘陵地に分布する河岸段丘や活断層の存在からもその様子がうかがえる。

### III. 梓川層群

梓川層群は、本図幅地域南部の北ノ沢流域、北部の仏崎及び城山地域に分布する。

南部では、本層群は、砂岩・泥岩を主体とし(第6図)、チャートを挟む。走向傾斜はN30-90°E 20-65°Nを示す。ルーフ状に花崗岩類に貫かれて分布しているが、東縁は断層で境されている。

仏崎・城山地域では、本層群は、チャート、砂岩を主体とし、仏崎では石灰岩を挟む。泥岩は少な



第6図 梓川層群の砂岩頁岩互層 北ノ沢標高1,300m付近

い。走向はEW方向が多く、傾斜は城山地域では40-80°N、仏崎地域では30-50°N又はSである。両地域とも北部で有明花崗岩類に貫かれ、西部は断層で花崗岩類に接している。

これらは花崗岩類による熱変成作用を受け、ホルンフェルスになっている。泥岩を基準とすると、堇青石帯に属するが変成度は高くなく、もとの堆積構造を残している。

仏崎では、花崗岩の侵入によって石灰岩中にスカルン鉱物を産する。鉱物は、ざくろ石、ベスブ石、透輝石、珪灰石、緑泥石、パイロフィライト、滑石、黒雲母、白雲母、透閃石、蛇紋石、緑れん石、斜ヒューム石、パーガス閃石、尖晶石などが報告されている(八木, 1923; 渡辺, 1934; 平林, 1959)。

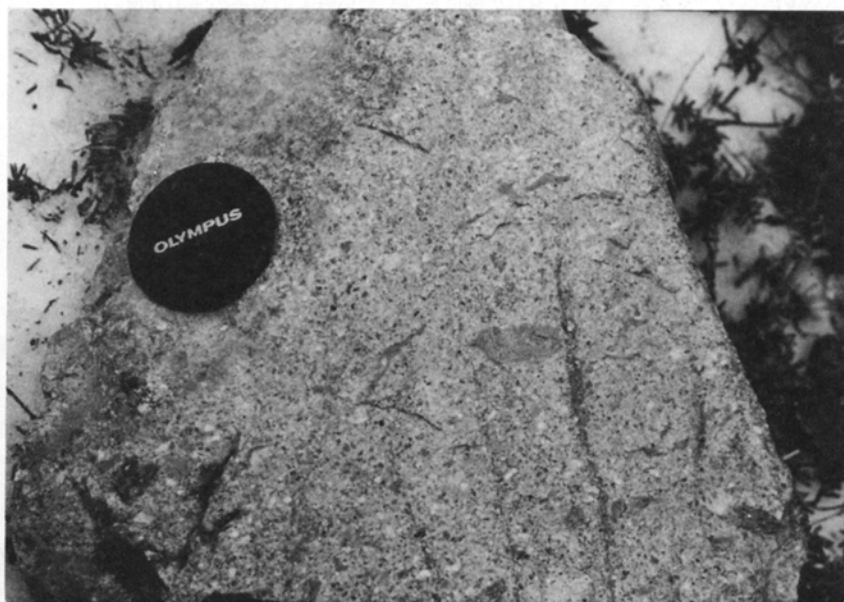
ホルンフェルスは一般に堇青石-白雲母-黒雲母ホルンフェルスである(第I図版1)。副成分鉱物として電気石、不透明鉱物を含み、炭質物も多い。堇青石はすべてピナイト-白雲母に変わっていて、堇青石としては残っていない。粒径は変成度に応じて変化するが、0.5-2mmほどである。黒雲母は淡黄色-赤褐色の多色性を示し、白雲母とともに細粒である。紅柱石は見いだされていない。

## IV. 白亜紀後期-古第三紀火成岩類

### IV. 1 火 砕 岩

火砕岩は、本図幅地域南西端の一ノ沢枝沢及び中房川支流の冷沢・西股流域において、主に西股花崗岩中の捕獲岩体として産出する。また、図幅地域北部の仏崎地域では産状不明の転石として見られる。

いずれも花崗岩類による熱変成作用を受け再結晶化が著しく、トータル岩とよく似た見かけを呈する。しかし、やや風化した面では本質レンズや、泥岩、チャート、花崗岩質岩石の外來岩片を含む溶結



第7図 火砕岩の溶結構造 一ノ沢転石 レンズキャップの直径は約5cm

凝灰岩の構造を観察することができる(第7図)。

ASAKAWA and YAMADA(1980)は、本岩を石英斑岩としながらも濃飛型火砕流堆積物の可能性も示している。仏崎地域では、柴田・原(1955)は熱変成を受けた火砕岩を記載して、木崎岩に対比している。

本岩は、緻密で硬く、色は暗灰色、石英斑岩状一完晶質の見かけを呈し、粒状の石英と集片状で輪郭の不明瞭な黒雲母を特徴としている。本質レンズによる層理面は捕獲岩体であるため一定しないが、ほぼ NE-SW、南落ちである。

鏡下では、花崗岩による熱変成作用を受けているために判然としない部分も多いが、0.5-2 mm ほどの石英、斜長石、カリ長石結晶片とそれらの間を埋める基質とからなっている。細粒の黒雲母の集合体があることから、もとの火砕岩中では黒雲母の結晶片も存在した可能性が高い。斜長石、カリ長石の結晶片は外縁が再結晶しており、双晶などが不明瞭になっている場合が多い。基質は細粒の石英、長石、黒雲母に変わっている。副成分鉱物として、鉄鈦、電気石、ジルコン、緑泥石を含む。

また再結晶した基質部分に黒雲母が多く、角閃石を含む場合もある(サンプル番号 8152301)。角閃石は褐色のものが多く、そのほかに青緑色の角閃石が含まれている。

また、紅柱石を含むものもある(サンプル対番号 8061210 第 I 図版 2)。これは図幅地域南西端部の一ノ沢沢尻から採集された岩石である。紅柱石は、他の結晶片と同じくらの最長 2 mm ほどの大きさで、薄片中にまんべんなく存在し、量も多い。また、まわりを白雲母、黒雲母で取囲まれていることが多い。微量の緑色鉄尖晶石が紅柱石中に生じていることがある。この薄片では単独の白雲母も多く見られる。緑色を帯びたポイキロプラステックな白雲母も見られる。また、紅柱石には、劈開面にそって白雲母だけでなく石英、長石が生じていたり、あるいは細粒粒状の石英を含んでいる場合もある。

この紅柱石の成因は、花崗岩による熱変成作用の産物とするのが一般的であるが、以上のような産状

から原岩の火砕岩ができる時、結晶片として既に存在していたものがその後の花崗岩による熱変成作用を受けて白雲母・鉄尖晶石などに分解を始めたものとも考えることもできる。

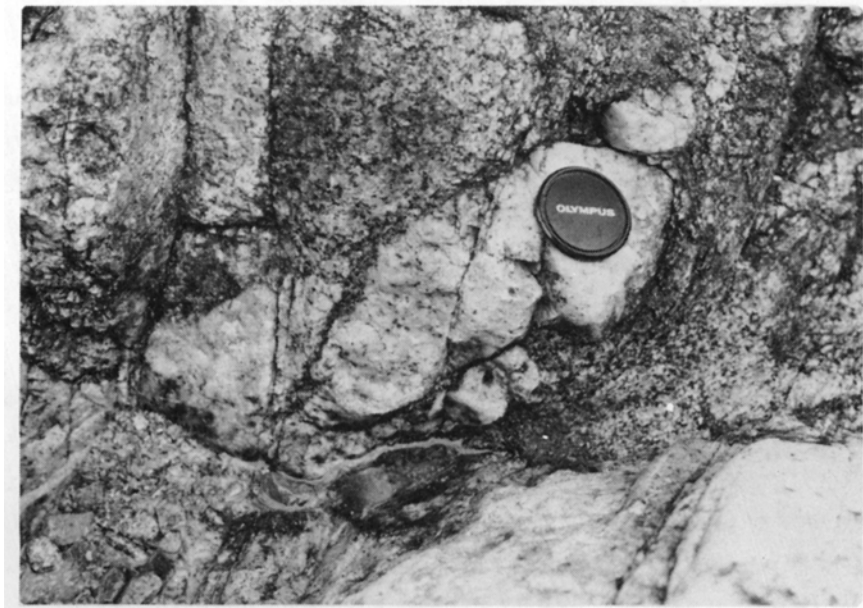
平林(1971)は、仏崎で「紅柱石石英斑岩」の存在を述べている。本調査ではこれを確認することはできなかったが、しかし熱変成を受けた火砕岩の転石(サンプル番号 8152402)ではピナイト化した堇青石の斑晶が含まれる。

#### IV. 2 アルカリ岩類

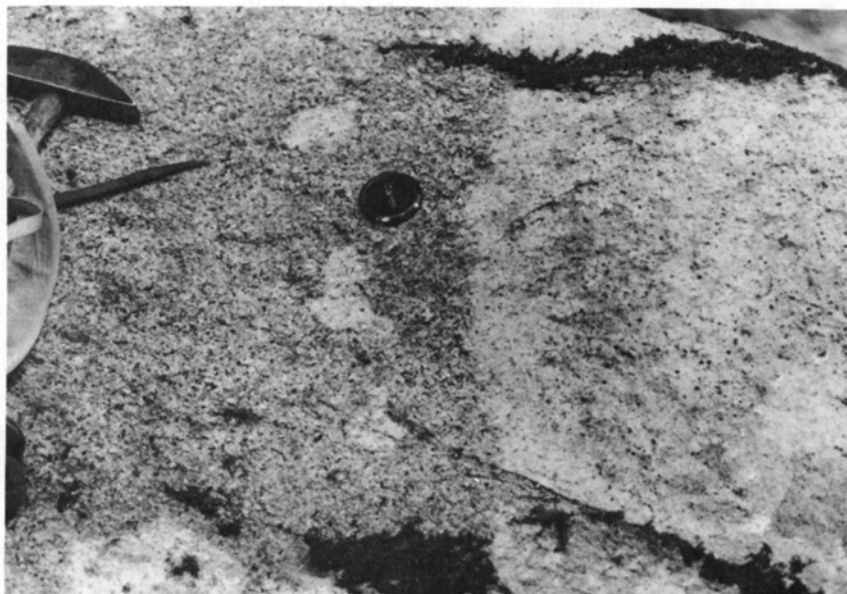
本岩類は、主として図幅地域南西部の中房川支流冷沢上流部(標高1,610-1,660 m 付近)に、長径約 500 m の小岩体として産するほか、西股の枝沢(標高 1,850 m 付近)で西股花崗岩中に、南西端部の一ノ沢枝沢で冷沢花崗閃緑岩中の捕獲岩として(第 8 図)、また西部の乳川谷中流で有明花崗岩類中の捕獲岩の転石として見られる(第 9 図)。

ASAKAWA and YAMADA(1980)は、冷沢岩体について、産状、岩石学的性質、化学組成などを詳しく記載し、これをタイプⅠ、タイプⅡ、及びタイプⅢに分けた。タイプⅠは閃長岩—石英閃長岩、タイプⅡは、この岩体の大部分を占め、石英閃長岩—アルカリ花崗岩である。タイプⅢはアルカリ花崗岩である。また、このアルカリ岩類に密接に関連してアプライト質岩石が存在している。ここでは、彼らの区分に基づいて、タイプⅠ、タイプⅡ、及びアプライト質岩石について記載する。

タイプⅠの閃長岩—石英閃長岩は、肉眼的には中粒で新鮮な部分では緑色—青緑色、一般には褐色の、極めて硬い岩石である。鏡下では(サンプル番号 8061507)、エジリンオージャイトは、大きさ0.1-1 mm、やや丸味を帯びた柱状結晶で、草緑色—緑褐色の多色性を示す。石英は少なく、0.5-2 mm、他



第 8 図 冷沢花崗閃緑岩に捕獲されたアルカリ岩類に伴うアプライト質花崗岩 一ノ沢枝沢 新鮮な部分では特徴的な淡緑色を示す



第9図 有明 A 型花崗岩に捕獲され貫かれるアプライト質花崗岩 乳川谷標高 1,130m 転石 このアプライト質花崗岩はアルカリ岩に伴われている

形で粒間充填状を示す。斜長石は、0.1-0.6 mm 半自形のアルバイト集片双晶をなすものと、カリ長石を置換えてアンチパーサイト構造をしたものがある。後者は、他形で極めて不規則な縫合線によって互いに組合っており、その量は最も多い。周縁部でアルバイト双晶をしていることがある。カリ長石は、1-3 mm、他形粒間充填状をしており、量は少なく、パーサイト構造をしているが、格子状双晶は見られない。

タイプⅡは、本岩石の大部分を占める主要な岩相で中—細粒、灰色を呈する硬い岩石である。石英は粒状で黒色を呈する。有色鉱物は目立たない。

鏡下では(サンプル番号 8061512第Ⅱ図版 1)、エジリンオーゾサイトは、0.1-0.6 mm で半自形-他形を示す。ひも状あるいはクロット状(長径 1-2.5 mm)になる場合と単独で石英や斜長石の包有鉱物となる場合がある。濃緑色—緑褐色の多色性を示す。石英は、粒状他形で、1-1.5 mm の大きさで、なかに多量のエジリンオーゾサイトなどの有色鉱物を包有している。斜長石は、大きさ0.1-1 mm の半自形結晶でアルバイト集片双晶をしている。

カリ長石を置換えた斜長石があり、その大きさは通常 1-2 mm、まれに 6 mm に達する。モヤモヤした不均質な消光をし、アンチパーサイト状のラメラを持っている。この斜長石は、アルバイト双晶も不明瞭なものが多く、また、消光方向は似ているが、小さなドメインに分かれたアルバイト双晶も見られる。カリ長石は、粒間充填状にごくわずか見られ、大きさは 0.1-1 mm である。

粗粒の斜長石と石英の粒間を 0.1 mm より小さい多数の斜長石、石英がモザイク状組織を持って埋めている。これは、より後期の花崗岩による熱変成を受けていることを示すものである。

アプライト質岩石は、白色の細粒不均質な岩石で、新鮮な面では淡緑色を呈するが、空気中では短期日のうちに褐色を帯び、粒状でくすんだ感じを与える。アプライト質岩石の産状は、必ずしも岩脈状で



はなく、アルカリ岩と花崗岩類の境界部に存在するように見える。鏡下では(サンプル番号 8061508)、カリ長石 $\geq$ 石英 $>$ 斜長石 $\gg$ 黒雲母の完晶質岩で、細粒モザイク状の部分が多いが、やや粗粒な部分もある。黒雲母は、0.1-1 mm 他形で粒間充填状、割れ目を埋めるものがある。X=褐色、Y $\approx$ Z=緑黒色の多色性を呈するものと、X=淡緑色、Y $\approx$ Z=濃緑色のものがある。褐色の黒雲母の外側を緑色の黒雲母が取り囲んでいたり、同じ結晶で外側が緑色を呈することがある。石英は、粒状、半目形—他形、長径 0.1-2 mm である。斜長石は、他形を示し、0.5-3 mm の大きさで、組成はオリゴクレーヌである。カリ長石は、他形粒間充填状、0.5-2 mm で、パーサイト構造を示している。このアプライト質岩石は、褐色粒状の堇青石様の鉱物を含む(第II図版2)。この鉱物は、変質して非晶質となっており、黒雲母に取り巻かれ、大きさは長径 0.1-0.2 mm で、量は少ない。不透明鉱物は径 0.1 mm ほどの粒状を呈し、黒雲母に周りを取り巻かれて存在する。

ASAKAWA and YAMADA(1980)は、これらのアルカリ岩類が交代性起源であると結論し、その化学組成は  $\text{Na}_2\text{O}$  が多く  $\text{K}_2\text{O}$  に乏しいことから、仁科山地の亜アルカリ岩とは違って、むしろ瀬戸内海地方の閃長岩類に似ているとしている。

本調査研究の結果では、現在の産状は花崗岩中の捕獲岩体と考えられ、必ずしも現在アルカリ岩の周りに母岩として産する花崗岩類を交代したものと結論しがたい。その理由は、このアルカリ岩類は、明らかに冷沢花崗閃緑岩及び有明B型花崗岩に包有されている(第8, 9図)産状を示していること、また、母岩の花崗岩は、西股花崗岩を主体とするとは言え、ほかに冷沢花崗閃緑岩及び有明B型花崗岩もあり、時代・組成・物性などの異なる花崗岩類を母岩として同一の交代作用が生ずるとは考えにくいこと、などが挙げられる。

### IV. 3 一ノ沢花崗岩

一ノ沢花崗岩は、南隣の松本図幅地域北端の烏川一ノ沢上流部を中心とし、本図幅地域南西端から南西隣の上高地図幅地域の常念岳西方にかけて分布する。灰白色、中粒の黒雲母花崗岩が主であるが、一部細粒アプライト質花崗岩となる部分がある。梓川層群中に侵入し、これに熱変成を与えるとともに、後成の西股花崗岩や有明花崗岩類の貫入による熱変成作用を受け、ざくろ石・白雲母を生じている(第III図版1, 2)。

鏡下では、黒雲母は単独の大粒(0.5-3 mm)又はやや細粒片の集合として産し、X=黄色、Y $\approx$ Z=濃褐色の多色性を示すとともに、半自形—他形で石英、長石の粒間に発達する。この黒雲母は、シンプレクタイト状の反応縁又は成長縁を持ち、特にカリ長石との接触部で著しく発達する。斜長石は、一般に長径 1-4 mm、半自形で卓状—長柱状を示し、オリゴクレーヌ組成で、アルバイト集片双晶を呈し、弱い累帯構造が認められる。石英は、幾つかの石英粒子が縫合組織をもって集る不定形の石英プールとして産する(大きさ 12 mm)。カリ長石は他形で粒間充填状であり(大きさ 12 mm)、細粒の自形斜長石を多数含むことがある。また、カリ長石は、カールスパッド双晶をしていることがある。カリ長石と斜長石の間には、ミルメカイトが見られる。

副成分鉱物としては燐灰石、ジルコン、褐れん石、不透明鉱物、白雲母などが見られる。燐灰石、ジ

ルコンは多い。黒雲母中のジルコンハローは非常に多い。また褐れん石は、大粒で長径 1 mm に達するものがあり、黒雲母にハローを作る。不透明鉱物は主に黒雲母中に産する。白雲母は、石英や斜長石中の包有鉱物として産する。

熱変成作用を著しく受けた部分では、石英、長石の境界に細粒の再結晶石英、長石が生じたりあるいは粒界が不明瞭になったりする。黒雲母の周りに白雲母が成長する。ざくろ石は、最大 1.5 mm 程度になる。黒雲母やジルコンを包有し、劈開面に沿って白雲母、黒雲母が生じ、周りを細粒の黒雲母が取り巻いていることがある。

#### IV 4 大白沢花崗岩

大白沢花崗岩は、本図幅地域では北西端部の葛温泉付近や中ノ沢と滝ノ沢の間の稜線部分に分布する。

柴田・原(1954)は、次に述べる冷沢花崗閃緑岩とともに飛驒の下ノ本型花崗岩に対比した。平林(1965)・石沢(1982)は、この花崗岩と冷沢花崗閃緑岩を併せて葛型花崗岩と呼んだ。一ノ沢花崗岩とは分布地域が異なるので関係は不明である。

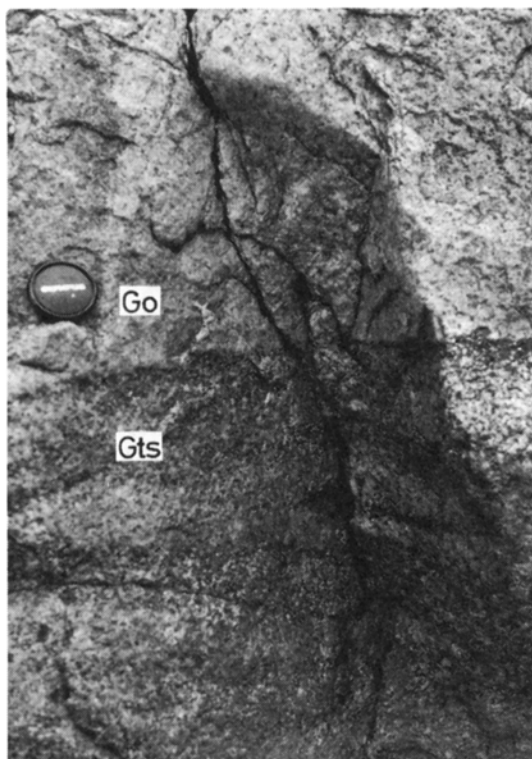
肉眼的には、一般に乳濁した灰白色粗粒の黒雲母花崗岩で、比較的小さな斑状カリ長石を含むことがある。石英は粒状の集合体、黒雲母は単独の六角板状でC軸方向にやや厚い。本岩は、黒雲母による弱い片麻状構造を持ち、柱状の角閃石を含むことがある。次に本岩石の代表的なサンプル(化学分析試料)について鏡下の観察を述べる。

粗粒黒雲母花崗岩(葛温泉西方大白沢標高 1,030 m, サンプル番号 8060610)

黒雲母は半自形—他形で長径 2 mm に達する。X=淡褐色、Y≒Z=暗褐色、緑泥石に変質したものもあるが、多くはほぼ新鮮である。劈開面が緩く曲るほか、キンクバンドも見られる。また、緑色の黒雲母が生じている場合がある。斜長石は半自形—他形で、大きさ 0.5-4 mm だが 1 mm 前後のものが多く、アルバイト集片双晶をしており、組成はオリゴクレーズである。累帯構造は少ないが、中心部は細粒の白雲母が生じ、変質している。石英は半自形—他形で縫合組織をもった石英プールの形成している。大きさは 8-10 mm。カリ長石は他形、粒間充填状、バーサイト構造を示す。また、微斜長石の格子状双晶を示す部分もあるが、あまり明瞭ではない。ミルメカイトが見られる。副成分鉱物としては、燐灰石が多く、ジルコンは大粒のものがあるが、黒雲母のジルコンハローが見られない場合がある。褐れん石は石英中に見られる(長径 0.7 mm)場合がある。また、石英などの割目に沿って白雲母や緑れん石が生じている。

#### IV. 5 冷沢花崗閃緑岩

つめたざわ 冷沢花崗閃緑岩は、本図幅地域南西部の中房川支流冷沢中流部、北西端部の高瀬川支流滝ノ沢、分渡ぶんど沢、中ノ沢流域、及び南西端部一ノ沢流域に分布する。さわ



第10図 大白沢花崗岩 (Go) を貫く冷沢花崗閃緑岩 (Gts) 滝ノ沢  
標高 1,000m 付近 冷沢花崗閃緑岩には接触面にはほぼ平行な黒雲  
母による流理構造が見られる

肉眼的には、特徴的な灰白色粗粒片麻状花崗閃緑岩で、カリ長石斑状を呈する。片麻状構造は、有色鉱物の量が増加するとともに強くなるが、片麻状構造の弱いところでは有色鉱物は網目状の配列をしている。滝ノ沢入口では有色鉱物が多く、カリ長石は眼球状の構造を示す。

本岩は、本図幅地域を西にはずれた高瀬川と滝ノ沢合流部付近、及び滝ノ沢標高 1,000 m 付近で、大白沢花崗岩を貫いている(第10図)。ここでは本岩は、石英のやや多い灰色の大白沢花崗岩を明瞭に切り、その接触面に平行な黒雲母による流理構造が幅約 40 cm の間に 3-5 層見られる。本地域南西端の一ノ沢枝沢では、本岩は一ノ沢花崗岩と接しており、接触部で本岩に由来したペグマタイトが生じているので、明らかに冷沢花崗閃緑岩が一ノ沢花崗岩を貫いている(第11図)。また、別の一ノ沢枝沢では、アルカリ岩類に関連した岩相のひとつであるアプライト質の岩石を包有している(第8図)。次に本岩石の代表的なサンプル(化学分析試料)について鏡下の観察を述べる。

#### 粗粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩(冷沢標高 1,370m, 西股合流付近 80O1004)

黒雲母は長径 1 mm 前後、他形で多数が集ってクロットを形成したり、ひも状に連なっていることが多い。X=淡褐色、Y≒Z=濃褐色の多色性を示す。角閃石は淡緑褐色—緑褐色で、長径 0.5 mm 前後、他形で多くは黒雲母の外側にあたり、黒雲母の小片を包有しているが、黒雲母に取り巻かれているものもある。石英は半自形—他形、1-3 mm の大きさで、一部のものはモザイク状に集合して石英プール

(4 - 6 mm)を形成している。斜長石は、1 - 3 mm ほどであるが、ときに光学方位の異なるずんぐりした結晶片が幾つか組合ってひとつの結晶を作っていることがある。組成はオリゴクレスであるが  $An_{10}$  近くのものもある。アルバイト双晶の他にカールスバッド双晶も見られ、累帯構造をしていて、中心部が細粒の白雲母に変質していることがある。

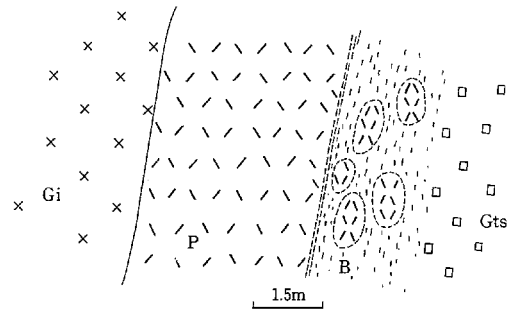
カリ長石は1 - 1.5 cm の斑状半自形結晶でカールスバッド双晶をしているものが多い。このカリ長石には、細粒の斜長石、黒雲母、石

英などの包有鉱物の配列による累帯構造が見られ、他形で、粒間充填状のものもある。カリ長石は、一般にパーサイト構造を示しているが、弱い格子状双晶を示す部分もある。副成分鉱物には、燐灰石、ジルコンがある。不透明鉱物は黒雲母に伴われ、その最大長径は0.3 mm と大きい。褐れん石は最大長径1 mm にも達し、黒雲母にハローを作る。

以上の他に、やや細粒の石英・長石がモザイク状構造を呈する部分があり、後成の花崗岩の熱変成による再結晶を示すと思われる。

粗粒片麻状黒雲母花崗閃緑岩(葛温泉西方滝ノ沢入口サンプル番号 80N0301 第IV図版1)

黒雲母は最大長径4 mm に及ぶが、一般には0.2-0.5 mm ほどの細粒結晶が網目状に連なる産状を示す。半自形—他形でX = 淡褐色、Y ≠ Z = 濃褐色—暗褐色の多色性を示す。角閃石は、最大長径2 mm ほどの他形結晶で、淡緑褐色—褐緑色の多色性を示す。一般には黒雲母に接しているが、単独結晶としても産する。石英は他形で、一般には2 mm 前後で、縫合線で組んだ長径1.5 cm ほどの石英プールを形成するが、8 × 4 mm ほどの大粒もある。弱い波動消光を示す。斜長石は、半自形、1 - 3 mm のずんぐりした結晶片が集合していることが多く、組成はほぼオリゴクレスである。白雲母への変質はほとんどない。特にカリ長石との境界が入り組んでいる。カリ長石は、長径8 mm 以上、カールスバッド双晶をしており、パーサイト構造を示す。包有鉱物による累帯構造が見られる。副成分鉱物では燐灰石が多く、ジルコンも存在する。褐れん石は大粒で長径1 mm に達するものがある。不透明鉱物は多く、0.3 mm 前後の大きさがある。緑泥石は極めて少ないが、緑れん石は、長径1 mm に達し、黒雲母中に又は黒雲母、不透明鉱物と接して出現する。



第11図 一ノ沢花崗岩 (Gi) を貫く冷沢花崗閃緑岩 (Gts) 一ノ沢枝沢 P: ペグマタイト B: ペグマタイト塊を包有する黒雲母濃集部。一ノ沢花崗岩とペグマタイトの間には明瞭な境界があるが、ペグマタイトから冷沢花崗閃緑岩にかけては漸移する

#### IV. 6 トーナル岩類

トーナル岩類は、本図幅地域南西端部に、主として西股花崗岩中の捕獲岩体として梓川層群や火砕岩とともに分布する。粒度は細粒—中粒、暗灰色でいわゆる暗色包有物に似た見かけを呈する。

本岩類は、西隣檜ヶ岳図幅地域の一ノ俣谷源頭部で、片麻状構造を持った冷沢花崗閃緑岩を包有する。一ノ沢枝沢では、本岩類中にアブライト質の岩脈が貫入したり、部分的にはこのアブライト質岩石



第12図 トーナル岩の産状 一ノ沢枝沢 アプライト質岩脈に貫かれる部分(写真中央部)と、花崗岩物質のしみこみを受けている部分(写真上部及び下部)がある

によって同化され楕円状の暗色包有物の集合のような見かけを呈する場合もある(第12図)。

鏡下では、黒雲母は、0.3-1.5 mm、半自形—他形で、X = 黄色、Y ≠ Z = 赤褐色の多色性を呈し、散点状に分布する。黒雲母は不透明鉱物、燐灰石、ジルコンを包有し、一部で緑泥石に変質していることがあるが、緑れん石への変質は少ない。角閃石は淡黄色—緑色を呈し、他形で、0.1-1 mm と小粒である。石英は、粒間充填状、他形で、0.5-2 mm ほどである。斜長石は、0.5-2.5 mm の大きさで、ずんぐりした形のものが多く、半自形—他形である。斜長石の組成は、ラブラドライト—アンデシンであり、累帯構造は著しく、中心部が変質していることがある。カリ長石は、ほとんど認められない、副成分鉱物としては、不透明鉱物がやや多い。緑泥石は、粒間間隙を埋めて放射状に消光するものがあり、大きさは約 0.3 mm である(中粒角閃石黒雲母トーナル岩、糠川谷支谷標高 1,950 m、サンプル番号 8152604)。

別の中粒黒雲母角閃石トーナル岩(西股標高 1,630 m、サンプル番号 80O1502)では、黒雲母は、最大 3 mm、他形で、X = 黄色、Y ≠ Z = 赤褐色である。角閃石は、1-4 mm。石英は、他形、粒間充填状で、大きさ 1 mm 前後のものがモザイク状に組合って石英プールを作る。斜長石は、1-3 mm、半自形—他形で組成はラブラドライト—アンデシンである。カリ長石は存在しない。副成分鉱物では燐灰石、不透明鉱物が多い。黒雲母、角閃石ともに 0.1 mm 程度の細粒結晶に置換えられ、石英、斜長石も細粒でモザイク状構造を示す部分がある、花崗岩の熱変成作用による再結晶と考えられる。

#### IV. 7 曲り沢花崗岩

曲り沢花崗岩は、本図幅地域南西部中房温泉南方の中房川とその支沢である曲り沢の合流付近、及び清水岳西方に小岩体として分布する。

肉眼的には灰色，細粒の黒雲母花崗岩で，細かい節理が発達する．細粒のためにやや暗色を呈する．

平林(1965)は，これを金沢花崗閃緑岩と同一のものとしたが，本調査研究の結果では有明花崗岩類に包有される捕獲岩体と考えられる(第18図)，本図幅地域西方の，中房川上流にも類似の捕獲岩体が分布する．次に本岩石の代表的なサンプル(化学分析試料)について鏡下の観察を述べる．

細粒黒雲母花崗岩(中房温泉南方曲り沢入口付近，サンプル番号 8060806 第IV図版2)

黒雲母は，大きさ 0.2-0.4 mm で，半自形を呈し，X=黄色，Y≒Z=黒褐色を示す．一般にクロットなどをつくらず散点状に分布する．変質が著しく，緑泥石，緑れん石が生じている．石英は，自形性で粒状を呈し，大きさは 0.5-1 mm である．縫合線—モザイク状に組合って，石英プールのなす場合もあるが，一般には大きくなく，せいぜい 3 mm 程度にすぎない．斜長石は，0.5-1.5 m の卓状結晶が多い．組成はアンデシン—オリゴクレスであり，累帯構造を示す．変質が著しく，斜長石の中心部で細粒の白雲母の集合に変っている．かり長石は，一般に粒間充填で，ポイキリテックである．斑状カリ長石も少量見られるが，その長径は，最大でも 1.5 mm にすぎない．パーサイト構造もごく少なく，よごれの少ない特徴がある．ミルメカイトも少ない，副成分鉱物としては，白雲母が斜長石の変質及び石英中の包有鉱物として産し，その最大長径は 0.3 mm である．緑泥石は，黒雲母の変質鉱物の他に，粒間間隙を埋めて放射状の消光をするものがあり，その大きさは 0.3 mm である．不透明鉱物は，直径 0.2 mm 以下の粒状又は方形を呈する．そのほか燐灰石，ジルコンが認められる．黒雲母のジルコンハローがないものが多い．

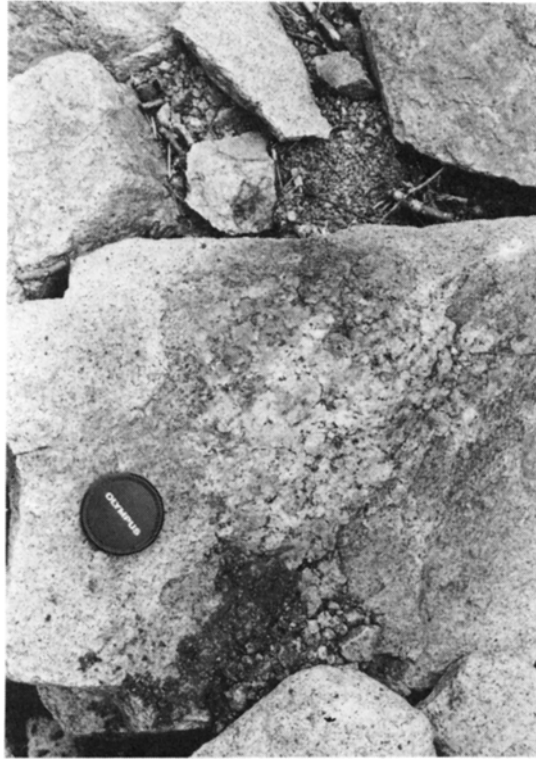
#### IV. 8 西股花崗岩

西股花崗岩は，本地域の南西端部，中房川と一ノ沢に挟まれた東西方向の稜線部に分布する．幅約 2 km 長さ約 5 km の，東西に伸びた岩体で，西隣の槍ヶ岳図幅地域の東天井岳，横通岳付近まで続いている．本岩は梓川層群・一ノ沢花崗岩・冷沢花崗閃緑岩を貫き，火砕岩，冷沢アルカリ岩，トータル岩類を大きな岩塊として包有している．一ノ沢枝沢では，40×20 cm の楕円形の一ノ沢花崗岩によく似た粗粒花崗岩を捕獲している．また，槍ヶ岳図幅地域の横通岳東方では，長径 20 cm ほどで不規則な形状の冷沢花崗閃緑岩を．捕獲岩として包有している(第13図)．

本岩は，一般に灰色，中粒の角閃石黒雲母花崗岩で，特徴的な粒状の石英を含む．本岩は，一ノ沢花崗岩・冷沢花崗閃緑岩に接する岩体南縁部の一ノ沢の枝沢では，やや桃色を示し細粒であるが，岩体内部に向かって粒度を増す．また，岩体北縁部の西股付近，及び東縁の一ノ沢枝沢では花崗班岩状を呈する．有色鉱物は，黒雲母が主で少量の角閃石を含み，細粒である．次に本岩の代表的なサンプル(化学分析試料)について鏡下の観察を述べる．

中粒角閃石黒雲母花崗岩(一ノ沢枝沢，サンプル番号 8061207 第V図版1)

この花崗岩は，0.1 mm 程度の細粒粒状の石英・斜長石が，1-3 mm の普通の粒度の石英・斜長石の粒界やカリ長石の外形に沿って多数生じている．これはより後期の花崗岩の熱変成作用による再結晶



第13図 西股花崗岩中に包有される冷沢花崗閃緑岩 西隣槍ヶ岳  
図幅地域内の横通岳東方

と考えられる。以下はこの部分を除いて述べる。

黒雲母は、大きさ 0.5-2 mm であるが 1 mm 前後のものが多く、半自形—他形で、粒間隙を埋めているように見える。X = 淡褐色、Y = Z = 暗褐色の多色性を示す。黒雲母の一部には、劈開面の曲ったキンクバンドが見られる。黒雲母は緑れん石に変質していることが多いが、緑泥石への変質は少ない。角閃石は、淡緑褐色—緑色の多色性を示し、一般に小型で最大でも長径 0.8 mm である。量も少ない。石英は、大きさ 1-3 mm の粒状自形で、波動消光が著しい。斜長石は 0.8-3 mm のアンデシンで、半自形—他形である。幅の広いずんぐりした結晶が多く、アルバイト双晶、累帯構造はある。カリ長石は、斑状で長径 1-8 mm である。カールスパット双晶をしており、パーサイト構造は極めて明瞭で、アルバイトラメラの密度は高い。粒間充填状のカリ長石は少ない。副成分鉱物は大粒の褐れん石が多く、そのほか燐灰石、不透明鉱物、ジルコン、螢石が見られる。

#### IV. 9 有明花崗岩類

ありあけ

有明花崗岩類は本図幅地域の主要部をしめ、更に西方の槍ヶ岳図幅地域へかけて分布する。本岩は、一部灰色の部分もあるが、ほぼ桃色の黒雲母花崗岩類である。平林(1965)は、この花崗岩類を北葛型花崗岩及び笹平型花崗岩と呼んだが、ここでは有明山にちなんで有明花崗岩類と呼ぶ。石沢(1982)は、北

隣の大町図幅地域で本岩を報告している。

有明花崗岩類は A・B・C の 3 つの岩相に分けられる。有明花崗岩 B 型は、本岩類の主岩相をなす粗粒の角閃石含有黒雲母花崗岩である。有明 A 型花崗岩は、有明 B 型花崗岩によく似ているが、中粒で、比較的カリ長石に富む。有明 C 型花崗岩は、細粒の黒雲母花崗岩で時に花崗斑岩状を呈し、ペグマタイト晶洞を持つことがあるなど、有明花崗岩類の周縁相をなす岩石である。有明 A 型花崗岩は、有明花崗岩体の内部に分布するが、有明 C 型花崗岩は有明花崗岩体の東縁に沿って分布している。

有明 B 型花崗岩は、例外もあるが多くの場合有明 A 型花崗岩を貫いている。また、有明 B 型花崗岩と有明 C 型花崗岩の関係は確認されていないが、岩相から見てほぼ有明 C 型がより後期に形成されたと考えて良いだろう。

#### IV. 9. 1 有明 A 型花崗岩

有明 A 型花崗岩は本地域西部の高瀬川支流中ノ沢上流部、同じく滝ノ沢支流、乳川谷上流部、糠川谷支流上流部、有明山山頂部など有明岩体の西部あるいは標高の高い部分に分布する。また、小岩体として有明 B 型花崗岩中に包有されている。

肉眼的には桃色、中粒の黒雲母花崗岩でカリ長石が多く、石英は細粒粒状結晶の集合体である。高瀬川支流中ノ沢では、黒雲母が多く、やや優黒質である。また、石英はやや粗粒であるが粒状で、細粒結晶の集合体である場合が多い。長石も細粒結晶の集合で桃色のカリ長石が多い。

高瀬川支流中ノ沢標高 1,140 m 付近の二又では、有明 A 型花崗岩のアプライト質の岩相が冷沢花崗閃緑岩を貫き、更にこれを後期のアプライト脈が貫いている(第14図)。この数10 m 上流では、冷沢花崗閃緑岩中に有明 A 型花崗岩が同様のアプライト質の岩相をもって接している。このアプライト質の岩相は幅 15cm-1m ほどで普通の有明 A 型花崗岩に漸移する。

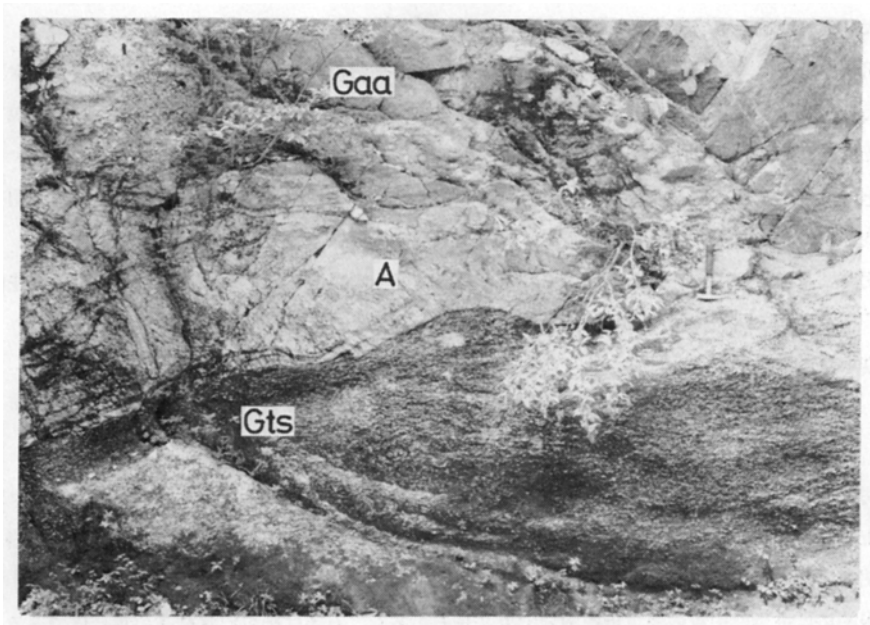
本図幅地域を西にはずれた東天井岳一大天井岳鞍部では、有明 A 型花崗岩が西股花崗岩を貫いている。ここでは、有明 A 型花崗岩は接触面から 3 cm ほどの幅で石英・長石がより細粒となり、黒雲母は単独結晶からクロット状を呈するようになる。次に本岩の代表的なサンプル(化学分析試料)について鏡下の観察を述べる。

中粒角閃石含有黒雲母花崗岩(中房川沿の県道観音峠西方約 500 m, サンプル番号 80O2703 第V図版 2)

この花崗岩は 0.5-4 mm の大きさの造岩鉱物からなり、これらの粒間を、0.1 mm 程度の細粒モザイク状の石英・斜長石が埋めている。このことは、本岩がより後期の花崗岩の熱変成作用によって再結晶した可能性を示している。

黒雲母は大きさ 0.5-2 mm, 他形で粒間充填状を示すことがあり、X = 黄色、Y ≠ Z = 暗褐色の多色性を示す。また、キンクバンドがあるほか、緑泥石への変質が認められる。角閃石は、少量であるが、自形柱状で最大長径は 1.5 mm 程度である。石英は最大 4 mm, 半自形で、縫合線で組合って、1 cm ほどの石英プールを作る。斜長石は、大きさ 0.5-4 mm であるが 1-2 mm のものが多く、半自形で組成はオリゴクレーヌスである。斜長石は、アルバイト集片双晶をなし、累帯構造をしており、その中心部はよ





第14図 冷沢花崗閃緑岩に進入する有明A型花崗岩のアブライト質岩相 中ノ沢標高 1,140 m 二股粗粒の冷沢花崗閃緑岩 (Gts) に接してアブライト質な岩相 (A) があり、幅 1 m ほどで有明 A 型花崗岩 (Gaa) に移化する



第15図 大白沢花崗岩 (Go) を岩脈状に貫く有明 B 型花崗岩 (Gab) 葛温泉付近の高瀬川川床

ごれていて、細粒の白雲母に変質している。カリ長石は、粒間充填状で 1 mm 前後のものが多く、最大長径 4 mm に達することもある。微細な包有鉱物やパーサイトラメラの周囲、あるいは結晶の境界で格子状双晶に似たモヤモヤした消光を示す。副成分鉱物では、褐れん石は大粒で 1 mm 以上になるもの

があるほか、燐灰石は多く、ジルコンも存在する。不透明鉱物は最大 0.5 mm の粒状である。白雲母は石英中の微細な包有鉱物として見られる。粒間隙に放射状に消光する緑泥石が認められる。

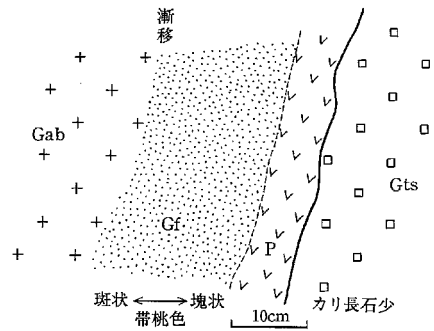
**IV. 9. 2 有明 B 型花崗岩**

有明 B 型花崗岩は有明花崗岩類の主岩相であり、本図幅地域に最も広く分布する。

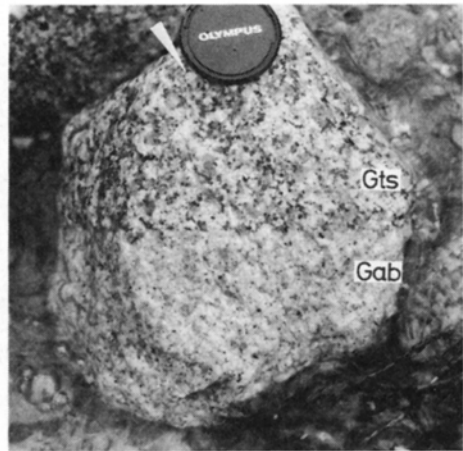
この花崗岩は、一般に桃色の粗粒黒雲母花崗岩で、一部では角閃石を含有する。石英は楕円形を示し、カリ長石は斑状を呈することがある。

本岩が梓川層群と接する場合は、大峠北方の尾根上で幅数 10 cm のペグマタイトが介在する例外があるものの、一般に接触部は明瞭で岩相変化や流理構造は見られない。有明 B 型花崗岩は、図幅地域北西端部の葛温泉付近の小白沢合流点で大白沢花崗岩を岩脈状に(第15図)、また、中房川流域の冷沢林道入口及び冷沢と西股の合流点付近では、冷沢花崗閃緑岩を(第16, 17 図)、更に中房温泉南方の中房川右岸では曲り沢花崗岩を貫いている(第18図)。有明 B 型花崗岩は糠川谷支流でトーナル岩類を貫いている。ここでは有明 B 型花崗岩はトーナル岩類の節理に沿った不規則な面で接しておりトーナル岩類から約 10 cm の間はペグマタイト質を呈し、更に幅数 cm の黒雲母の多い暗色の帯を経て普通の有明 B 型花崗岩の岩相に移行する。

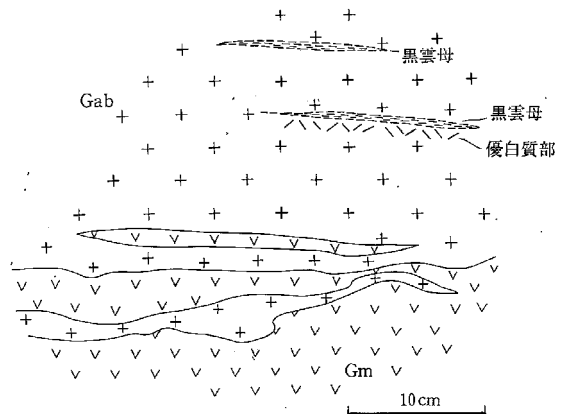
有明 B 型花崗岩と有明 A 型花崗岩の関係は、糠川谷支流標高 1,500 m 付近(第19図)、乳川谷、白沢(第20図)などでよく観察され、有明 B 型花崗岩が有明 A 型花崗岩を貫いている。一方、地域北方の前越平では有明 A 型花崗岩が有明 B 型花崗岩を貫いている。このよ



第16図 冷沢花崗閃緑岩 (Gts) を貫く有明 B 型花崗岩 (Gab) 中房川第 5 発電所脇, 冷沢林道入口 Gf: 細粒花崗岩 P: ペグマタイト



第17図 冷沢花崗閃緑岩 (Gts) を貫く有明 B 型花崗岩 (Gab) 冷沢花崗閃緑岩の片麻状構造 (矢印の方向) を有明 B 型花崗岩が切っている 冷沢—西股二股付近転石



第18図 曲り沢花崗岩を包有する有明 B 型花崗岩 中房温泉南方中房川右岸 有明 B 型花崗岩 (Gab) が曲り沢花崗岩 (Gm) を貫く

うに、多くの場合有明A型花崗岩の方が有明B型花崗岩より古いが、逆の例も皆無ではなく両者の時間間隙はほとんど無かった可能性もある。

有明B型花崗岩には、極めて弱い黒雲母、角閃石、石英などの伸長方向や暗色包有物の配列方向から南北性の片麻状構造を認めることができる。次に本岩の代表的なサンプル(化学分析試料)について鏡下の観察を述べる。

粗粒角閃石含有黒雲母花崗岩(乳川谷標高990 m, マムシ平, サンプル番号 8061101 第VI図版1)

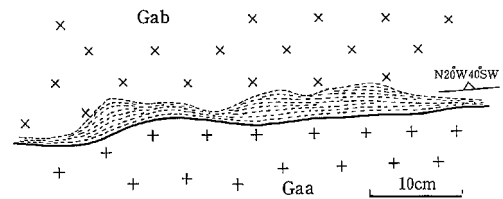
黒雲母は、半目形—他形を呈し、大きさ0.1-2 mmの結晶が集合して長径5 mmほどのクロットを作る。この黒雲母は、X=淡褐色、Y≠Z=暗褐色の多色性を示し、一部で緑泥石、あるいは緑れん石に変質している。角閃石は、微量ではあるが、長径は0.3 mmほどの目形結晶で、淡褐色—緑色の多色性を示す。この角閃石は、黒雲母の外側に生じている。石英は長径2-5 mmのものが組合っ

て、長径1 cmに達する石英プールの作る。また、石英は、自形であり一般にカリ長石、斜長石に対して凸の境界線を持つことが多いが、粒間充填状を示す場合もある。斜長石は、半自形—他形で、長径1-4 mmのずんぐりした形をしたオリゴクレスである。一般にアルバイト双晶をし、累帯構造は著しく、中心部は細粒の白雲母に変質している。カリ長石は、大きさ4-12 mmで、カールスパッド双晶をした斑状のものと、粒間充填状のものがある。カリ長石のパーサイトラメラの幅は広く、境界は不明瞭で、ラメラそのものがアルバイト双晶を示すものが多い。カリ長石は、パーサイトラメラや包有鉱物の境界で、格子状双晶に似たモヤモヤした不規則な消光を示す。副成分鉱物では燐灰石が多い。ジルコンは長径0.2 mmに達し大粒であるが、黒雲母のジルコンハローが見えないことが多い。不透明鉱物は0.5 mmに達する。白雲母は石英中の包有鉱物あるいは斜長石の変質鉱物として産する。

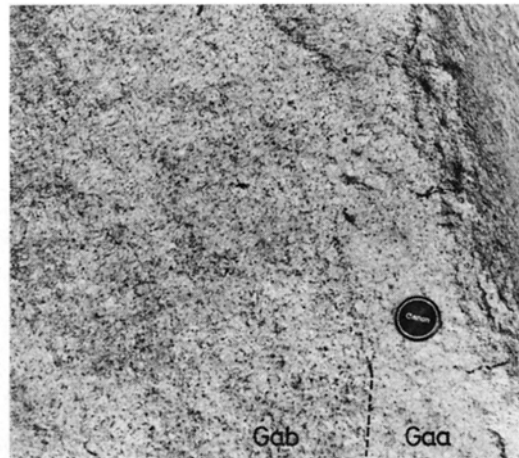
粗粒黒雲母花崗岩(糠川谷支谷標高1,375 m, サンプル番号 80O1101)

ここでは前記標本(サンプル番号 8061101)と異なる部分のみを述べる。

黒雲母は、他形で粒間充填状であり、割れ目を充填している場合もある。角閃石は含まれない。カリ長石は、自形性強く、斑状でカールスパッド双晶をしていることが多いが、粒間充填状のものもあり、



第19図 有明A型花崗岩(Gaa)を貫く有明B型花崗岩(Gab) 糠川谷支谷標高1,500 m 接触部に流理構造を示す黒雲母の濃集部が認められる



第20図 有明A型花崗岩を貫く有明B型花崗岩 白沢標高1,210 m 付近転石。粗粒の有明B型花崗岩(Gab)が、黒雲母による流理構造をもって、やや優白質の有明A型花崗岩(Gaa)に接している

格子状双晶をしている。カリ長石は、長径4mm程度の結晶が集合している場合がある。

カリ長石とカリ長石や、カリ長石と斜長石の粒界で0.1-0.2mmの細粒の石英、斜長石がモヤモヤした不明瞭な境界で組合っている構造が見られる。斜長石はアルバイト集片双晶をしており、ミルメカイトも多い。これは熱変成による再結晶の組織とは異なり、花崗岩を構成する粗粒な鉱物の粒間にトラップされた残液の示す組織(一種の石基)と考えられる。

#### IV. 9. 3 有明 C 型花崗岩

有明 C 型花崗岩は有明花崗岩類の周縁相で糸魚川-静岡構造線に近い有明 B 型花崗岩の東の縁に沿って分布する。この花崗岩は、城山・大洞山などで良く観察できる。一般に本岩は、桃色、細粒の黒雲母花崗岩であるが、時に花崗斑岩状の見かけを呈し、細粒相中に斑状の石英・長石を含むことがある。また、本岩には、10-20cm程度の大きさのペグマタイト晶洞が見られることがある。

有明 B 型花崗岩との関係は確認されていないが、浅所進入型を示す岩相と、分布位置から、有明花崗岩岩漿の末期の活動により形成されたものと考えられる。

鏡下では(第VI図版2)、斜長石、石英、カリ長石のやや細粒で、互いに他形で組合う構造が特徴である。黒雲母は、0.5-1mmの大きさで、X=黄色、Y≠Z=濃褐色の多色性を示す。石英は、0.5-4mm、自形一半自形で、カリ長石に対しては自形を、斜長石に対しては他形を示す。また、石英は、一般に波動消光をし、縫合線状又はモザイク状に組合って石英プールを作り、黒雲母・白雲母を包有する。斜長石は、長径0.5-2mmで、小粒のものが多く、オリゴクレーヌ組成で、アルバイト双晶をしている。斜長石の累帯構造は少ない。カリ長石は、一般には、大きさ0.5-3mmの粒間充填状のものが多く、斑状を呈するものは、1-1.5mmの大きさで、カールスバッド双晶をしている。カリ長石は、パーサイト構造をしており、アルバイトラメラはずんぐりして短く、連続しない。カリ長石には、細粒の斜長石、石英などの包有鉱物が多くポイキリテックである。ミルメカイトは少ない。白雲母は、0.05-0.5mmと大きく成長している。

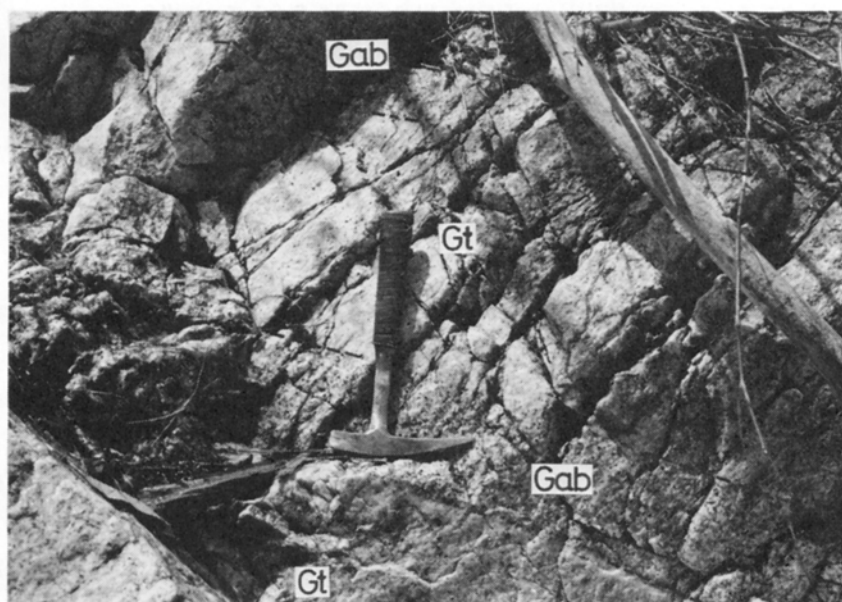
#### IV. 10 滝ノ沢花崗岩

滝ノ沢花崗岩は本図幅地域北西部の滝ノ沢中流部、西部の清水岳西方、糠川谷支流標高1,530m付近、中房川の曲り沢合流から約400m下流付近などに分布する。一般に優白質中粒黒雲母花崗岩である。

滝ノ沢では、大量の花崗岩捕獲岩を含む。捕獲岩は、垂角礫で、一般に大きく、長径2-3m以上に達するものまである。捕獲岩の量は、一般に多く、場所によっては50%程度にまでなることがある。捕獲岩となっている花崗岩は、大白沢花崗岩が多いが、冷沢花崗閃緑岩や有明 B 型花崗岩も存在する。岩体北部の滝ノ沢標高1,350m付近では、圧砕され緑泥石の細脈の発達する有明 B 型花崗岩が多いが、これは岩体南縁の断層に由来するもので、断層の活動後に滝ノ沢花崗岩の進入があったことを示す。

滝ノ沢付近の滝ノ沢花崗岩は、多くの場合鉍化作用を受けており黒雲母を置き換えて鉍染状の鉍石鉱物(黄鉄鉍)が晶出していたり、変質が見られたりする。この岩体はより後期の安山岩脈に貫かれる。

糠川谷支流標高1,530m付近では滝ノ沢花崗岩が有明 B 型花崗岩を貫いている(第21図)。また、中房温



第21図 有明B型花崗岩を貫く滝ノ沢花崗岩 糠川谷支谷標高1,530 m付近 有明B型花崗岩(Gab)は、板状の岩塊で滝ノ沢花崗岩(Gt)中に捕獲されている 滝ノ沢花崗岩は接触部でアプライト質になっている

泉南方，すなわち，曲り沢との合流部の下流約400 mの中房川河床では，本岩が幅2 mほどの岩脈として有明B型花崗岩を貫いている。

滝ノ沢河床標高1,350 m(サンプル番号 81O1201)から得られたサンプルの鏡下の観察では，粒度は不ぞろいで細粒の石英，斜長石が散点する組織を示す。カリ長石 ≒ 石英 > 斜長石 ≧ 黒雲母。

黒雲母は大きさ0.3 mm程度，半自形で，X = 黄色，Y ≒ Z = 赤褐色の多色性を示す。石英は，自形性の強い大粒で，最大8 mmに達し，一般に集合して石英プールを作る。石英には，細い平行な針状の様が見られる場合がある。斜長石は，大きさは0.52 mm，自形で，一般にオリゴクレースで白雲母への変質が著しく，累帯構造は少ない。カリ長石は，多くは1-6 mmの斑状結晶の集合であるが，粒間充填状で，ポイキリテックなものもある。一般にカリ長石は，格子状双晶をし，パーサイト構造も明瞭である。副成分鉱物には，コロフォーム状の構造を示す不透明鉱物がある。この鉱物は，長径3 mmほどで粒間充填状あるいは割れ目を充填している。0.1-1 mmの褐れん石が多数，不透明鉱物と接している。

ここから東北東約1,000 mの地点では(サンプル番号 81O1202)，カリ長石 > 石英 > 斜長石 ≧ 黒雲母。黒雲母は，小さく少ないが，一般に，半自形-他形を示し，大きさは0.3 mm前後で，細粒結晶の集合体となって，粒間充填状をしていることがある。石英は，他形で0.2-0.8 mmの石英プールを作る。斜長石は，自形で長径1-5 mmのオリゴクレースである。よごれが多く不明瞭な結晶が多い。カリ長石は，粒状-粒間充填状で大きさ1-3 mmである。カリ長石と斜長石の周囲は幅0.1 mmほどのミルメカイトで取り巻かれ，特徴的な文象構造を示す。



第22図 有明B型花崗岩を貫く前越平ひん岩岩脈 高瀬川沿い 前越平ひん岩 (Po) は、有明B型花崗岩 (Gab) と接触部で細粒となる

#### IV. 11 前越平ひん岩

本ひん岩は、本図幅地域北西部の高瀬川沿いと、<sup>ぜんこしだら</sup>前越平付近に露出する。有明B型花崗岩を貫き(第22図)、流紋岩岩脈によって切られる。前越平ではオートリスを含む。

肉眼的には青みを帯びた灰色を呈し硬い。

鏡下では(サンプル番号 8190802)、斑晶は斜長石と角閃石で、斜長石は最大長径8mmに達するが、0.5-1.5mmくらいが多い。ラブラドライト組成で累帯構造は弱い。角閃石は、最大長径4mmに達するが一般には細粒の0.1-0.8mmのものが多い。石基は微晶質で、微細な不透明鉱物が多い。石基、斑晶ともに緑泥石、緑れん石への変質が進んでいる。



第23図 流紋岩岩脈 中ノ沢標高930m 付近 壁面に平行な板状節理が発達している



第24図 含礫流紋岩中の花崗岩礫 高瀬川川床

#### IV. 12 岩脈（流紋岩）

本岩脈は、斜長石流紋岩及び含礫流紋岩であり、主として本図幅地域北西部の高瀬川流域に分布す

る。本岩脈は、一般に幅 3 m ほどで、高瀬川沿いでは熱変成作用を受けて再結晶しているため白色を呈し硬いが、高瀬川を離れた中ノ沢などでは、暗灰色でもろく、板状に剥離しやすい岩石である(第23図)。矢櫃岳<sup>やびつ</sup>北方の高瀬川河床では、多数の歪角礫—歪円礫を含む。礫の種類は多様であるが、花崗岩礫が多い。また本流紋岩と同質の礫も存在する(第24図)。これは火道集塊岩—火道角礫岩の可能性がある(石沢, 1982)。

鏡下では、石英、斜長石、変質した有色鉱物の斑晶と、微晶質—隠微晶質の石基からなっている。石英は、0.2-1.2 mm、粒状で、単独で産するほかに、幾つかの粒子が接している場合がある。斜長石は、0.3-1.5 mm で累帯構造は示さず、変質が進んでいる。変質した有色鉱物は 0.3-1 mm の長柱状をなし、黒雲母と少量の白雲母の細粒結晶に変化している(サンプル番号 80O0205, 高瀬川)。

別の標本では、石英は湾入状をしていることもある。また、斜長石は比較的小さな結晶の集合体として産することがある。熱変成を受けた岩石では、ざくろ石、白雲母、緑泥石が生じている。ざくろ石は、最大 2 mm に達するポイキロプラステックな結晶で、石英、白雲母、緑泥石などを包有している。白雲母は少量である。斑晶状の黒雲母が存在する。また、ごく少ないが角閃石の仮像と思われる黒雲母もある。石基は微粒のモザイク状組織を示す(サンプル番号 8060710, 高瀬川)。

#### IV. 13 金沢花崗閃緑岩

金沢花崗閃緑岩は本図幅地域での分布は北西端部に限られるが、北西隣の立山図幅地域などに広く分布する(石沢, 1982)。本岩は平林(1965)によって命名され、その後、石沢(1982)によって再定義されている。

肉眼的には、暗灰色中粒の花崗閃緑岩である。次に本岩の代表的なサンプル(化学分析試料)について鏡下の観察を述べる。

中粒角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩(高瀬川枝沢金沢標高 950 m サンプル番号 8060614)

黒雲母は、0.3-2 mm の大きさで、半自形を呈し、X=黄色、Y≠Z=濃褐色の多色性を示す。キンクバンドを持ち、変質して緑泥石、緑れん石を生じている。角閃石は、大きさ 2 mm、淡緑褐色—緑色の多色性を示し、双晶をしているものが多い。消光位が変化する累帯構造を示すものがある。石英は、一般には他形で、粒間充填状を示すが、ときに 0.4-6 mm と大粒、粒状で、斜長石(0.2 mm 前後)を外形に沿って包有する、ポイキリテックな構造を示すものがある。斜長石は、0.5-3 mm で、自形—半自形である。累帯構造は著しく、組成はアンデシン—オリゴクレーヌである。カリ長石は、0.3-1.5 mm の大きさで粒間充填状にわずかにあり、パーサイト構造を示す。副成分鉱物は、燐灰石、ジルコンのほか、不透明鉱物は少ない。粒間に放射状に消光する緑泥石がある。また、変質鉱物として緑泥石、緑れん石、方解石が見られる。

中粒黒雲母花崗岩(高瀬川中ノ沢発電所対岸, サンプル番号 B0O0206)

黒雲母は、最大長径 3 mm で半自形を呈し、X=淡褐色、Y≠Z=濃褐色の多色性を示す。石英は、



0.5–4 mm の粒状で波動消光をし、斜長石、カリ長石、黒雲母、白雲母を包有する。斜長石は、0.5–3 mm の大きさで、半自形である。アンデシノーオリゴクレースの累帯構造を示す。カリ長石は、最大 0.5 mm で粒間充填状にわずかに見られるのみで、パーサイト構造も少ない。副成分鉱物は燐灰石、ジルコン、石英中に包有された白雲母がある。また、緑泥石が粒間充填状にある。

粒間に、モザイク状組織を示す部分があり、熱変成による再結晶作用を受けたことを示す。粒度は 0.1 mm 前後で、粒状石英、斜長石、粒間充填状のカリ長石、細粒の黒雲母からなる。粗粒黒雲母が細粒結晶の集合体になっている場合もある。この熱変成を与えた花崗岩は地表に露出していないものと思われる。

#### IV. 14 岩脈（安山岩）

安山岩岩脈は、一般に 0.5–3 m の幅を持ち、NW–SE 系のものが多い。有明花崗岩類を貫いていることが多いが、高瀬川では、流紋岩も貫いている。肉眼的には青みを帯びた暗褐色の岩石である。

鏡下では(サンプル番号 B00O204)、斑晶をなす斜長石は自形を呈し、0.5–4 mm の大きさでラブラドライトである。角閃石は、自形柱状で一般には 1 mm 前後であるが、最大長径 8 mm に達することがある。石基は、自形性の斜長石、角閃石からなるが、粒間充填状の石英も認められる。不透明鉱物は多く含まれ、変質著しい。

#### IV. 15 花崗岩類のモード組成及び化学組成

第 3 表に、本地域における花崗岩類のモード分析値を、第 25, 26 図にその結果を示す。Q–Kf–Pl 三角図に見られるとおり、本地域の花崗岩類は一般にカリ長石に富み、花崗岩の領域にプロットされるものがほとんどである。冷沢花崗閃緑岩の一部と金沢花崗閃緑岩のみが花崗閃緑岩の領域に、プロットされる。第 1 期花崗岩のうちノ沢花崗岩と大白沢花崗岩は、石英含量が多く似た位置にプロットされる。一方、冷沢花崗閃緑岩の石英含量は、それよりも低いほぼ一定で、カリ長石–斜長石比が変化するために、冷沢花崗閃緑岩は花崗閃緑岩と花崗岩の領域にまたがって分布する。有明花崗岩類の A 型及び B 型は Q : Kf : Pl が 1 : 1 : 1 に近いほぼ同じ位置にプロットされる。

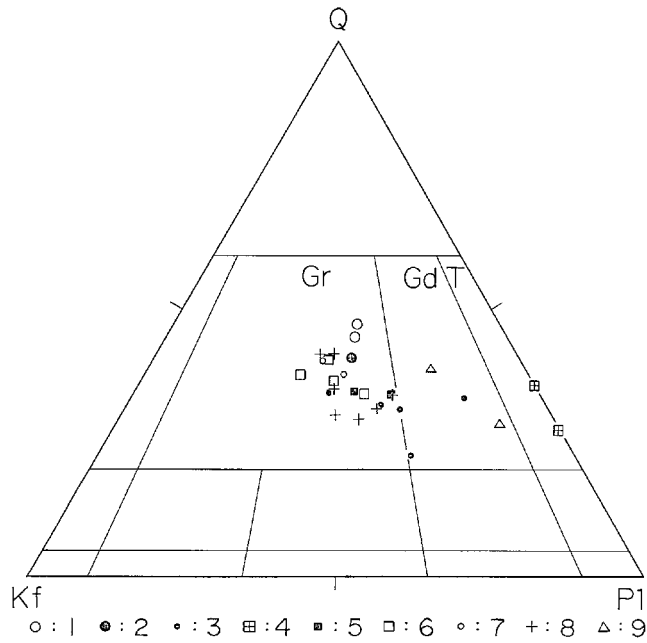
(Q+Kf)–Pl–Mafic 三角図(第 26 図)においては有色鉱物が相対的に少なく、SUZUKI(1955)が区分した火成岩領域の下半部にプロットされる。また、実際には白雲母は、ごく微量の石英に包有されるかあるいは斜長石の変質鉱物としてしか出現しないが、第 26 図では大部分の花崗岩が、Q+Kf 量が多いために白雲母が出現する領域にプロットされる。また、有明花崗岩類の一部や西股花崗岩、冷沢花崗閃緑岩では角閃石を含むにもかかわらず、第 26 図では角閃石を含まない領域にプロットされる。したがって、本地域の花崗岩類は日本の花崗岩類の一般的傾向とは異なり Kf が多く、また Kf が多いにもかかわらず有色鉱物種は、よりマフィックな鉱物が出現している特徴がうかがえる。

本図幅地域の花崗岩類の各岩体から代表的なサンプル(計 11 個)を採集し、化学分析を行った。第 4 表にこれらの岩石の化学組成、CIPW ノルム組成、D. I.などを示す。第 27–29 図に各々ハーカー図、

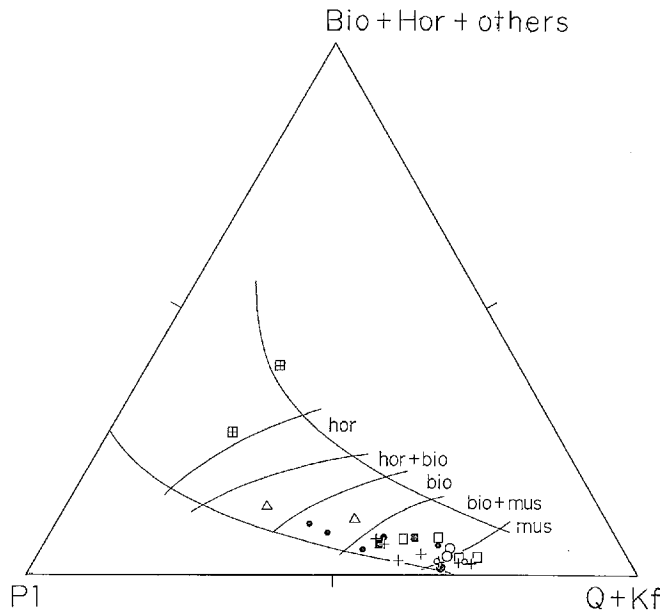
第3表 信濃池田岡幅地域の花崗岩類のモード組成

No.	1	2	3	4	5	6
Sample	8061201	8152102	8060610	8061505	8001004	8002908
Q	43.1	44.8	40.2	29.8	29.8	32.5
Pl	29.5	28.3	31.6	42.6	38.5	29.9
Kf	23.8	21.9	26.7	22.8	25.0	32.1
bio	2.7	4.9	1.3	3.9	6.2	5.4
Hor	.....	.....	.....	.7	.4	.....
Others	.9	.1	.1	.2	.1	.1
Total	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0
C.I.	3.6	5.0	1.5	4.8	6.7	5.5
No.	7	8	9	10	11	12
Sample	80N0301	8153001	8001502	8152604	8060806	8001010
Q	30.2	20.8	21.7	20.1	32.1	32.2
Pl	48.8	46.8	39.1	53.0	39.5	33.0
Kf	11.3	24.4	.....	.1	22.6	27.7
bio	6.1	5.6	16.6	15.5	4.2	6.9
Hor	3.2	1.9	21.2	10.3	.....	.....
Others	.3	.5	1.4	1.0	1.7	.2
Total	99.9	100.0	100.0	100.0	100.1	100.0
C.I.	9.6	8.0	39.2	26.8	5.9	7.1
No.	13	14	15	16	17	18
Sample	8061207	8003001	8152602	8160604	8061006	8002703
Q	36.4	39.3	31.8	34.0	39.3	36.8
Pl	24.6	27.6	35.0	29.2	27.0	31.5
Kf	35.7	29.9	26.4	29.8	31.2	29.2
bio	1.7	2.0	5.3	5.1	2.1	2.1
Hor	.9	1.0	.....	1.8	.1	.....
Others	.8	.3	1.5	.1	.4	.5
Total	100.1	100.1	100.0	100.1	100.0	100.1
C.I.	3.4	3.3	6.8	7.1	2.5	2.6
No.	19	20	21	22	23	24
Sample	8061101	8061401	8061404	8061501	8000207	8001101
Q	34.2	29.6	40.7	31.6	28.6	29.0
Pl	31.4	38.6	28.2	39.4	37.9	33.5
Kf	32.0	26.0	28.9	22.2	30.8	33.6
bio	2.1	5.2	1.9	5.7	2.4	3.7
Hor	.....	.5	.....	.9	.....	.....
Others	.3	.2	.4	.2	.2	.2
Total	100.0	100.0	100.0	100.0	99.9	100.0
C.I.	2.4	5.8	2.3	6.8	2.6	3.9
No.	25	26	27			
Sample	8160701	8060614	8000206			
Q	40.7	24.8	34.8			
Pl	26.1	54.3	41.1			
Kf	31.0	8.0	13.6			
bio	2.1	10.1	10.1			
Hor	.....	1.0	.....			
Others	.1	1.8	.4			
Total	100.0	100.0	100.0			
C.I.	2.2	12.9	10.5			

Q 石英 Pl 斜長石 Kf カリ長石 bio 黒雲母 Hor 角閃石 others 不透明鉱物・褐れん石・ジルコン・燐灰石・白雲母等 C.I. は色指数を表わす。1-2 一ノ沢花崗岩 3 大白沢花崗岩 4-8 冷沢花崗閃緑岩 9-10 トーナル岩類 11-12 曲り沢花崗岩 13-16 西股花崗岩 17-18 有明A型花崗岩 19-25 有明B型花崗岩 26-27 金沢花崗閃緑岩



第25図 信濃池田図幅地域の花崗岩類のモード組成 Q-Kf-P1 三角図 1 一ノ沢花崗岩 2 大白沢花崗岩 3 冷沢花崗閃緑岩 4 トーナル岩類 5 曲り沢花崗岩 6 西股花崗岩 7 有明A型花崗岩 8 有明B型花崗岩 9 金沢花崗閃緑岩  
深成岩類の分類・命名は IUGS (1973)による



第26図 信濃池田図幅地域の花崗岩類のモード組成 (Q+Kf)-P1-Mafic 三角図 記号は第25図と同じ

第4表 信濃池田図幅地域の花崗岩類の化学組成

No.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Sample	8060610	8001004	80N0301	8060806	8061207	8002703	8061101	8061404	8001101	8060614	8000206
SiO <sub>2</sub>	75.16	71.73	68.56	72.99	76.22	76.33	75.05	76.12	75.08	67.19	69.47
TiO <sub>2</sub>	.13	.36	.43	.27	.13	.10	.14	.08	.10	.42	.32
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.37	14.34	15.83	14.15	12.75	12.76	13.63	12.85	13.72	15.70	15.30
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	.84	.52	.94	.50	.62	.62	.56	.47	.34	1.12	.88
FeO	.70	2.10	2.37	1.70	.90	.83	.94	.69	.84	3.07	2.43
MnO	.04	.07	.08	.06	.04	.06	.06	.06	.05	.12	.08
MgO	.15	.60	.77	.29	.08	.08	.18	.11	.18	1.22	.82
CaO	1.08	2.15	2.84	1.85	.63	.67	1.22	.64	.97	3.79	3.09
Na <sub>2</sub> O	3.65	3.52	4.48	3.29	3.57	3.68	3.77	3.74	3.85	3.55	3.57
K <sub>2</sub> O	4.59	3.80	2.99	4.07	4.73	4.56	4.27	4.67	4.61	2.39	2.77
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	.06	.09	.11	.06	.02	.01	.03	.01	.02	.16	.12
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	.45	.62	.49	.75	.29	.33	.30	.31	.37	.89	.73
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	.05	.12	.08	.11	.09	.02	.07	.04	.10	.10	.06
Total	100.27	100.02	99.97	100.09	100.07	100.05	100.22	99.79	100.23	99.72	99.64
A	41.39	34.27	33.03	39.64	39.58	39.74	40.67	39.58	40.76	33.39	36.35
C	33.91	30.20	32.65	30.78	25.80	27.34	32.15	28.04	30.00	31.64	31.77
F	24.70	35.53	34.31	29.58	34.62	32.92	27.18	32.38	29.24	34.97	31.88
CIPW norm											
Q	33.79	30.12	22.76	32.97	35.48	35.51	33.46	34.60	32.21	25.97	29.07
C	.58	.74	.32	1.11	.66	.58	.66	.50	.68	.77	1.10
or	27.13	22.46	17.67	24.05	27.95	26.95	25.23	27.60	27.24	14.12	16.37
ab	30.89	29.78	37.91	27.84	30.21	31.14	31.90	31.65	32.58	30.04	30.21
an	4.97	10.08	13.37	8.79	2.99	3.26	5.86	3.11	4.68	17.76	14.55
en-hy	.37	1.49	1.92	.72	.20	.20	.45	.27	.45	3.04	2.04
fs-hy	.45	2.96	3.01	2.37	1.00	.96	1.14	.86	1.19	4.24	3.35
mt	1.22	.75	1.36	.72	.90	.90	.81	.68	.49	1.62	1.28
il	.25	.68	.82	.51	.25	.19	.27	.15	.19	.80	.61
ap	.14	.21	.25	.14	.05	.02	.07	.02	.05	.37	.28
Others	.50	.74	.57	.86	.38	.35	.37	.35	.47	.99	.79
Total	100.27	100.02	99.97	100.09	100.07	100.05	100.22	99.79	100.23	99.72	99.64
D.I.	91.80	82.36	78.34	84.86	93.64	93.60	90.60	93.84	92.03	70.14	75.65
Q	36.81	36.57	29.06	38.85	37.89	37.94	36.93	36.87	35.00	37.03	38.43
or	29.55	27.27	22.55	28.34	29.85	28.79	27.85	29.41	29.60	20.14	21.64
ab	33.64	36.17	48.39	32.81	32.26	33.27	35.21	33.72	35.40	42.83	39.93
an*	5.13	10.90	14.58	9.38	3.10	3.36	6.07	3.21	4.84	20.20	16.13

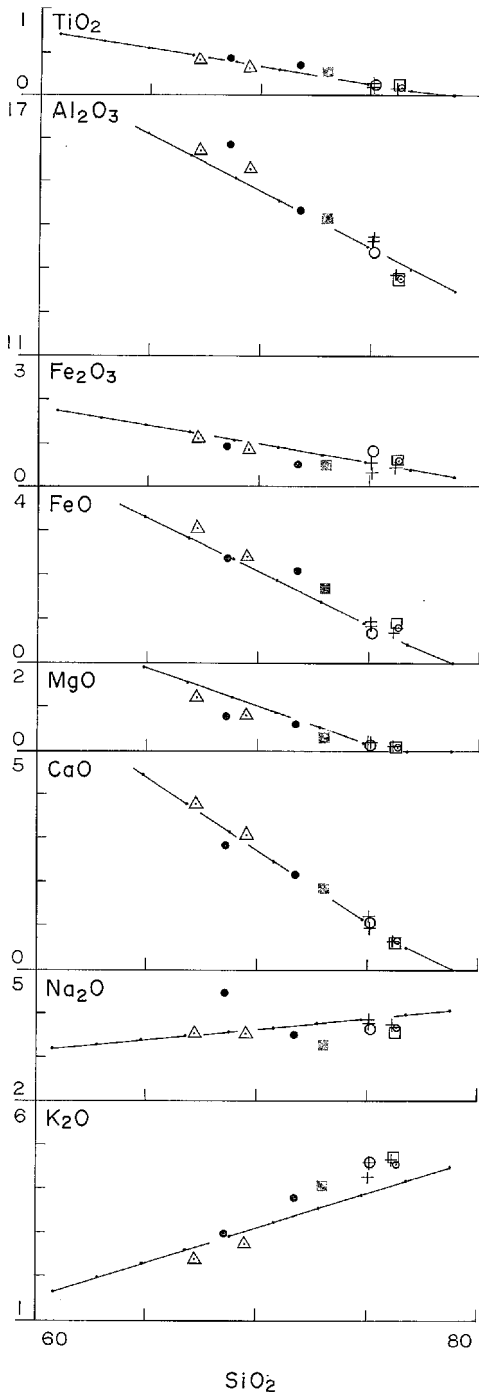
ACF は、 $A=Al_2O_3-(Na_2O+K_2O)$ ,  $C=CaO$ ,  $F=FeO+MgO$  (モル比)を、 $Q$ ,  $or$ ,  $ab$ ,  $an^*$  は、 $Q=100 Q/(Q+or+ab)$ ,  $or=100 or/(Q+or+ab)$ ,  $ab=100 ab/(Q+or+ab)$ ,  $an^*=100 an/(Q+or+ab+an)$  を表わす。分析者：大森えい

1 大白沢花崗岩 2-3 冷沢花崗閃緑岩 4 曲沢花崗岩 5 西股花崗岩 6 有明 A 型花崗岩 7-9 有明 B 型花崗岩 10-11 金沢花崗閃緑岩 分析標本の採集地点は、1 及び 3 は第 30 図に、2, 4-11 は、地質図に各々対応する番号を付して示されている。

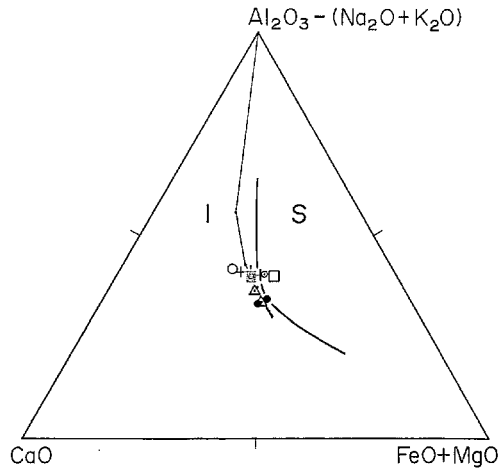
Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> - (Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O) - CaO - FeO + MgO 三角図. ノルム Q-ab-or-an 四面体を示す. 本図幅地域の花崗岩類の SiO<sub>2</sub> は 67-77% の範囲にあり, 特に有明花崗岩類は 75-77% に集中する. ARAMAKI *et al.* (1972) による日本の花崗岩の平均化学組成と比較すると, MgO, Na<sub>2</sub>O がやや低く, K<sub>2</sub>O はやや高い傾向がある(第27図). 他の公表された分析値(柴田・原, 1954; ASAKAWA and YAMADA, 1980 など)を含めて検討すると, 同様の傾向がより明瞭に示される. Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> と FeO は, SiO<sub>2</sub> 75-77% の部分で日本の花崗岩の平均化学組成に近いばかりでなく, 公表された分析値を含めても日本の花崗岩の平均化学組成を中心として分布している. このような化学組成の傾向は, 山陽・苗木帯の花崗岩類に特徴的なものである.

中田・高橋(1979)による ACF 図(第28図)では, 本地域の花崗岩類は, 一部 S タイプの領域にプロットされるものがあるとはいえ, 主体は I タイプ領域にあり, I タイプの花崗岩類ということができる. 他地域の花崗岩類よりもやや A 頂点に近いところにプロットされる傾向がある. これは SiO<sub>2</sub> が高い, 分化の進んだ花崗岩であるからであるう.

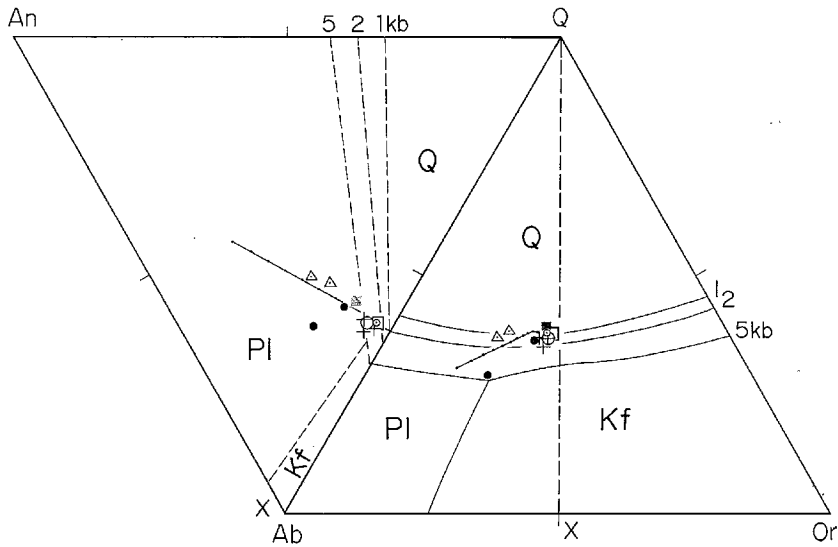
ノルム鉱物では, すべてコランダム(C)が出現し, デイオブサイド(di)は出現しない. しかし, ノルムコランダムの値はほとんどが 1.1 を越えず, ACF 図と同様に I タイプの花崗岩類の特徴を示す. ノルム Q-ab-or 三角図(第29図の右側の三角形)では, D.I. 90 以上の花崗岩類は, TUTTLE and BOWEN(1958)の 1 kb における最低溶融点近くにプロットされる. 日本の花崗岩の平均よりもやや or 成分に富む. また an 成分も非常に少ない(第29図の左側の三角形).



第27図 信濃池田図幅地域の花崗岩類のハーカー図 1 大白沢花崗岩 2 冷沢花崗閃緑岩 3 曲り沢花崗岩 4 西股花崗岩 5 有明A型花崗岩 6 有明B型花崗岩 7 金沢花崗閃緑岩 8 ARAMAKI *et al.* (1972) による日本の花崗岩の平均化学組成



第28図  $Al_2O_3 - (Na_2O + K_2O) - CaO - FeO + MgO$  三角図  
記号は第27図に同じ I: I タイプ花崗岩の領域 S: S タイプ花崗岩の領域



第29図 信濃池田図幅地域の花崗岩類のノルムQ-ab-or-an四面体図 記号は第27図に同じ Xは $Q_{00r50ab50ano}$ の点で、図の左半分はQ-or-ab-an四面体のQ-an-X断面である。相境界線はSTEWART (1957), TUTTLE and BOWEN (1958), YODER (1967), YODER *et al* (1957)などによる。破線は端のデータを直線で結んだ線である

#### IV. 16 花崗岩類の K-Ar 年代

本図幅地域の花崗岩類(5個)について黒雲母の K-Ar 年代測定を行った(第5表)。試料採集位置を第30図に示す。測定試料の記載は本文中の該当する項目で行っている。本地域の中では最も新鮮な試料を選んだが、それでも多少の変質は免れなかった。測定結果は2試料については62-65Maを示し、地質調査の結果とも一致するが、3試料については4-13Maを示し、野外における観察事実に基づく貫入時期を示していない。これらの試料は、いずれも地域北西端部の高温泉周辺付近から採集されたもので、こ

第5表 信濃池田図幅地域の花崗岩類の黒雲母の K-Ar 年代測定値

番号	岩体名	サンプル番号	岩石	K (%)	$^{40}\text{Ar rad}$ ( $10^{-5}$ ml STP/g)	Atm. $^{40}\text{Ar}$ (%)	年代 (Ma)
1	大白沢花崗岩	8060610	黒雲母花崗岩	4.01	0.205	46.5	13.2±0.7
				4.04	0.209	40.8	
2	冷沢花崗閃緑岩	80N0301	角閃石黒雲母花崗閃緑岩	5.94	0.109	44.4	4.7±0.2
				6.00	0.110	48.4	
3	西股花崗岩	8061207	角閃石含有黒雲母花崗岩	3.42	0.875	75.7	65.0±3.3
				3.43	0.888	72.9	
4	有明B型花崗岩	8061101	角閃石含有黒雲母花崗岩	4.97	1.22	84.6	62.3±3.1
				5.01	1.24	88.1	
5	金沢花崗閃緑岩	80O0206	黒雲母花崗閃緑岩	5.30	0.087	27.4	4.2±0.4
				5.33	0.087	34.4	

$\lambda_{\beta} = 4.962 \times 10^{-10}/\text{yr}$   $\lambda_{\epsilon} = 0.581 \times 10^{-10}/\text{yr}$   $^{40}\text{K}/\text{K} = 1.167 \times 10^{-4}$  atm 測定: Teledyne Isotopes, U.S.A.

の地域に現在もまだ地表に露出していないが、新生代後期まで活動した火成岩が伏在していて、貫入時期よりも新しい花崗岩の黒雲母 K-Ar 年代を示したと考えることもできる。

62-65Maの測定値は、これまで得られていた51-54Ma(河野・植田, 1966)よりも約10Ma古い。これは白亜紀-古第三紀境界の64Maを挟んでいる。また、有明花崗岩類が62Maであるとする、誤差の問題があるために明瞭には言えないとしても、石坂流紋岩類(58Ma)や太美山層群下部(59Ma)よりも古いことになる。本地域北方で、有明花崗岩類を不整合に覆う爺が岳火山岩類がこれらの火砕岩類に対比される(石沢, 1982)とすると、その点でも矛盾の少ない年代を示すことになる。

## V. 新 第 三 系

### V. 1 別 所 層

**命名** 本間(1931)

**模式地** 明科町長峰林道。

**分布** 明科南方からほぼ犀川に沿って北へ0.5-1.5 km 幅で狭い帯状に分布する。西端は、犀川断層に断たれ、東端の一部は大足断層に断たれる。

山田(1968)及び山田ほか(1976)の地震探査結果によれば、松本盆地東部の基底にも分布する可能性がある。

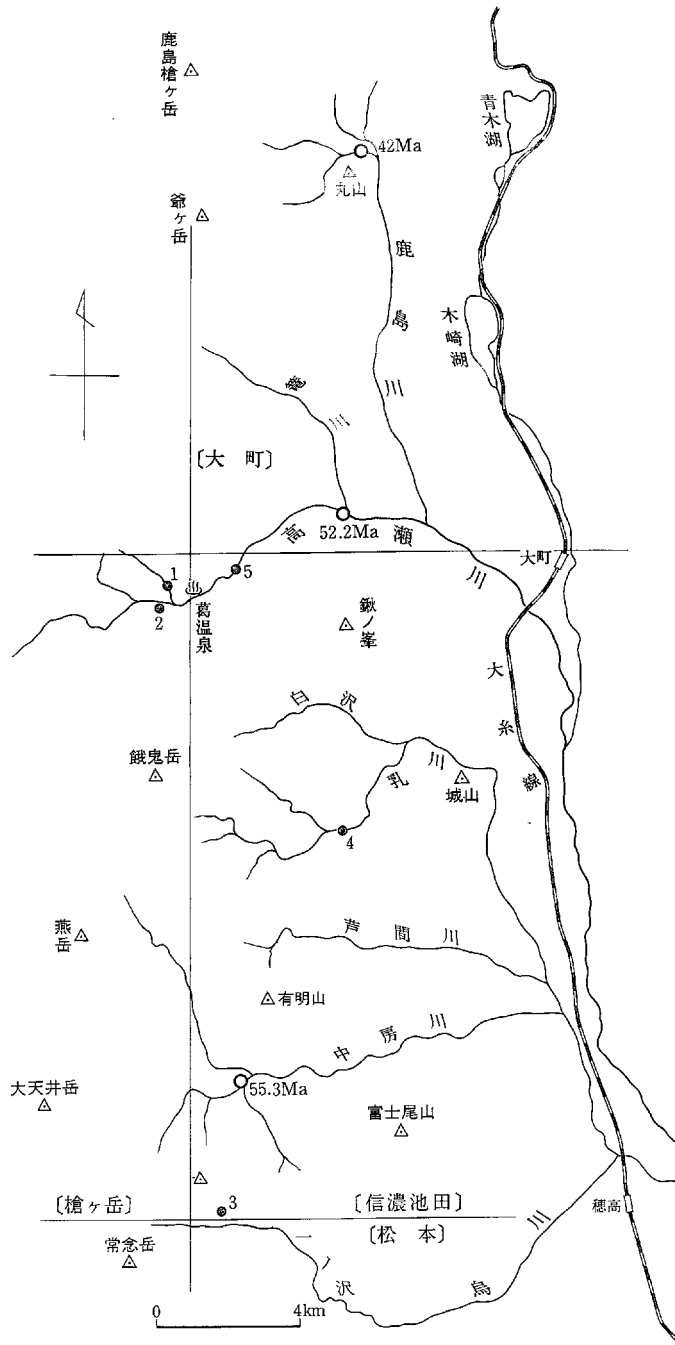
**層序** 本図幅地域の新第三系最下位層であり、更に下位層との関係は不明である。上位の青木層とは整合であるが、一部断層で接している。

**層厚** 下位層が地表に露出していないため不明。

**岩相** 主に黒色頁岩一暗灰色泥岩からなり、部分的に連続性に乏しい砂岩や細一小礫岩の薄層を挟む。頁岩一泥岩は、一般に塊状であるが風化されて角礫状になり易く一部玉ねぎ状構造を示す。種々の堆積構造の発達が著しく、最上部付近では、碎屑岩脈の発達が著しい。

造構造運動による圧砕や流動も著しく、固結塊状の部分は少ない。0.1 mm 以下の小岩片が多数含まれ一種の層状構造を示している。市山(1949)によれば、生坂村南小学校西の八代沢沿いの露頭では、石膏や鉄明礬が露華していた。黒色頁岩には油徴や天然ガスの噴出を見ることがある。

**化石** 田中の平林(1964)によれば, 軟体動物化石としては, *Grenlla* sp., “*Cardium*”? sp., *Tellina* sp., *Mya* cf. *japonica* JAY, *Calyptra* cf. *tokunagai* HATAI & NISIYAMA, *Palliolum* (*Delectopecten*) *Peckhami* GABB,



第30図 信濃池田図幅地域の花崗岩類の K-Ar 年代測定試料採集位置図 黒丸: 採集位置番号は第5表に対応する. 白丸: 河野・植田(1966)による測定位置と測定年代値 年代値は, 新しい半減期定数によって再計算してある





第31図 別所層の黒色頁岩（下生野日野橋付近の犀川沿岸）

*Conchocele nipponica* YABE & NOMURA を産出し、このほか植物化石 (*Salix* sp.)、魚鱗 (*Sardinops* sp.) や有孔虫を産する。

**対比** 藤本ほか(1946)の明科層、田中・平林(1964)の明科黒色泥岩層に相当する。

## V. 2 青木層

**命名** 本間(1931)

**模式地** 坂北村赤松付近から今井付近までの麻績川沿岸及び生坂村会一八坂村石原一八坂村東大塚の道路沿。

**分布** 西端を中山断層に断たれ、同断層以東に、褶曲構造に支配されてその翼部または軸部に広く分布する。

**層序** 犀川断層を境にして堆積盆を異にするため、東西で区分を異にする。東側の地域では、下位の別所層に整合で重なり、上位の小川層とも整合関係である。東隣の「坂城」図幅地域から連続する5部層、すなわち、最下部層、下部層、中部層、上部層、最上部層に区分され、各部層間は整合ないし漸移の関係にある。

西側の地域では、別所層とは断層で接し、上位の小川層相当層は本地域に分布しないので、その関係は不明である。下位から、袖山部層、豊盛部層、野平部層、上籠部層の4部層に区分され、各部層間は整合ないし一部漸移の関係にある。

**岩相** 一般に種々の砂岩砂質泥岩互層よりなり、砂岩または砂質泥岩が優勢な部分も見られる。礫や石炭の薄層を挟む。各種堆積構造の発達が著しい。

**化石** 東隣の「坂城」図幅の研究報告書に本層産出化石を既存資料からまとめてあるので、重複を避けるためここでは省略する。最近、本図幅地域のすぐ南の犀川河床で本層の砂岩泥岩互層に挟まれたレ

ンズ状の礫岩層から山下ほか(1980)は次のような化石を報告している.

*Anadara* sp.

*Glycymeris* sp.

*Cardium* sp.

*Mercenaria y-iizukai* (KANEHARA)

*Mercenaria* sp.

*Dosinia* ? sp.

*Lucinoma* sp.

*Soletellina minoensis* YOKOYAMA

*Nassarius nakamurai* (KURODA) (鑑定: 田中邦雄)

また、この他にサメの歯の化石, *Carcharhinus* sp. (鑑定: 後藤仁敏)が一個発見された.

また, MORISITA (1953)によれば, 青木層の下位の中一粗粒砂岩から, ウニ化石 (*Sismondia nagaensis* sp., nov.)の産出が報告されている(会田村清水沢).

## V. 2. 1 最下部層

**命名** 加藤(1980)

**模式地** 明科から天田への林道.

**分布** 犀川断層及び大足断層によって一部不連続になるが, 全体として別所層の周囲を取り巻くように分布する. 一部, 本図幅南東端に顔を出し, 東隣の坂城図幅地域に延長していく.

**層序** 別所層に整合に重なり, 青木層下部層に整合に覆われる.

**層厚** 一般に数 10m であるが, 明科町施行田東方で局所的に厚くなり 100m 以上になる.

**岩相** 中粒一粗粒の青灰色一灰黄色塊状砂岩が卓越し連続性に乏しい小礫岩や砂質泥岩(一部石灰質)を挟む. 礫は 3 cm 以下の円礫が多くチャートが卓越するが, 先新第三系の粘板岩, 砂岩も若干含まれる. 別所層起源と思われる黒色頁岩の角礫(10 cm 前後)も下部で散見される. 山下ほか(1980)によれば, 本地域南方では, 本部層最下部付近に海緑石砂岩層が一枚挟まれている.

**化石** 本図幅地域でほとんど産出ししない. 田中・関(1966)によれば, 明科町天白, 明賀などから軟体動物化石をわずかに産する<sup>はくまき</sup>と報告しているが, 種類は不明である.

**対比** 田中・関(1966)の白牧砂岩礫岩層に相当する.

## V. 2. 2 下部層

**命名** 加藤(1980)

**模式地** 四賀村東北山一明科町東川手.

**分布** 込地向斜及び野間背斜に支配され, 本地域の青木層部層中最大の分布を示す. すなわち, 麻績村野間南方から野間背斜軸部に沿って南へ延び, 明科町から四賀村にかけて広がり, 込地向斜軸を取り巻いて, その西翼を北上し, 管ノ田一堀越付近で犀川断層に断たれる.

**層序** 最下部層に整合で重なり, 中部層に漸移する.

**層厚** 600m以上.

**岩相** 主に灰色—暗灰色砂質泥岩，砂岩砂質泥岩互層からなり，比較的よく連続する砂岩—礫岩層を数枚挟む．各種の堆積構造や小褶曲の発達が顕著で著しく変形されている部分が多い．砂質泥岩は，一部平行葉理が発達するが全般に塊状で，風化すると細片状に碎け易い．主にチャートからなる細—小円礫が散在したり，砂岩や石灰質泥岩の団塊を含むことがある．砂岩砂質泥岩互層は，一般に砂質泥岩のやや優勢な有律互層が多いが，砂岩の優勢な互層は比較的よく連続する．砂岩は，中粒—粗粒で塊状で，砂質泥岩や礫岩をときに挟む．礫岩は細—小円礫が主で，チャートや硬砂岩が多いが，歪角礫状の黑色頁岩礫(別所層起源?)を時々含んでいる．野間背斜東翼部の四賀村西ノ宮から東北山にかけて数枚のひん岩々床を挟む．

**対比** 田中(1958)は 本部層中の四賀村倉掛付近より比較的良く連続する砂岩層を倉掛砂岩礫岩層と称し，青木層の最下部層とみなしたが，より下位の地層を岩相的に別所層と考えることは難しく，また隣接地域からの地層が連続することからもここでは，青木層下部に含めておく．

### V. 2. 3 中部層

**命名** 加藤(1980)

**模式地** 明科町俵沢付近

**分布** 込地向斜及び野間背斜を取巻くように分布し，その翼部の一部をなす．北西端は栗本付近で犀川断層に断たれる．

**層序** 下部層及び上部層とは漸移する．

**層厚** 70m(東方へ行くほど薄くなる)．

**岩相** 砂岩及び砂岩の優勢な砂質泥岩との互層からなる．砂岩は明灰色中粒で平行葉理が発達することが多い．また，砂質泥岩の偽礫やチャートや硬砂岩の細—小円礫を含むこともある．互層中の砂岩層には，漣痕が見られる．

### V. 2. 4 上部層

**命名** 加藤(1980)

**模式地** 生坂村小立野入付近．

**分布** 込地向斜及び野間背斜を取巻くように分布し，その翼の一部をなす．北西端は犀川断層に断たれる．

**層序** 中部層及び最上部層と漸移の関係にある．

**層厚** 200m+．

**岩相** 主に灰色—暗灰色の砂質泥岩からなり，連続性の乏しい砂質泥岩砂岩互層を挟む．堆積構造の発達が著しい．

### V. 2. 5 最上部層

**命名** 加藤(1980)



第32図 青木層最上部層の砂質泥岩砂岩互層（坂北村赤松付近）

**模式地** 生坂村池沢一大地

**分布** 四賀村岩井堂付近から野間背斜東翼部を帯状に北上し、麻績村野間付近で同背斜軸部を取巻くが、野間南西で野間断層に断たれ南東に転移する。その後、南微西に岩州公園南まで続き、そこで込地向斜軸部を取巻いて北上し、大岡村下大岡まで分布する。

**層序** 上部層から漸移し、小川層差切部層に整合で覆われる。

**層厚** 600m+.

**岩相** 主に砂質泥岩砂岩互層よりなる。有律的な互層部分が多いが、砂岩には漣痕や流痕がよく見られる。また、斜交層理やスランプ褶曲、小断層など各種の堆積構造の発達も著しい。

#### V. 2. 6 袖山部層

**命名** 田中・平林(1964)

**模式地** 東筑摩郡生坂村袖山。

**分布** 西端を中山断層、東端を犀川断層に断たれ、豊盛向斜に支配されて、その両翼に南北に帯状に分布する。

**層序** 下位層との関係は断層で断たれているため不明。上位の豊盛部層とは整合(一部漸移)関係である。

**層厚** 400m+.

**岩相** 一般に砂岩砂質泥岩の有律互層、(一部凝灰質)明灰色中粒砂岩、細—小礫岩からなる。礫は2 cm 以下の円礫が主で、チャートが大部分を占める。砂岩中には、不規則な泥岩塊が含まれ浸蝕されて虫食い状を呈するところもある。田中・平林(1964)によれば、本層の一部に油徴及び天然ガスの噴出するところがある。

**化石** 植物化石片を除いてほとんど産出しない。

**対比** 犀川断層以東の青木層下部層及び中部層に対比すると思われるが、化石等の確証はなく今後検討が要される。

### V. 2. 7 豊盛部層

**命名** 田中・平林(1964).

**模式地** 北安曇郡池田町豊盛.

**分布** 南部では、豊盛向斜の軸部付近に上野から坂森まで南北に帯状分布し、北部では、北東方向に広がって古坂区付近に続くが、東端を犀川断層、西端を中川断層に断たれる。

**層序** 下位の袖山都層に整合(一部漸移)で重なり、上位の野平部層に整合で覆われる。

**層厚** 300m(豊盛付近、田中・平林、1964).

**岩相** 主に砂岩砂質泥岩の有律互層と塊状砂質泥岩からなり、部分的に砂岩層や細一礫岩を挟む。断層近傍では、砂質泥岩の破碎や小断層の発達が著しい。

**化石** 田中・平林(1964)によれば、八代沢上流の砂岩の崖から次のような中新世中期を特徴づける軟体動物化石を産出する。

*Acila* sp., *Anadara* (s.s.) *ninohensis* (OTUKA), *A.* (s.s.) cf. *ditokudoensis* (MAKIYAMA), *A.* sp., *Ostrea* sp., *Venericardia* sp., *Lucieoma acutilineata* (CONRAD), *L.* sp., *Clinocardium shiobarensense* (YOKOYAMA), *Laevicardium angustum* (YOKOYAMA), *Katerisia* sp., *Clementia* (*Compsomyax*) *iizukai* (YOKOYAMA), *Mercenaria y-iizukai* (KANEHARA), *Pitar* sp., *Dosinia nagaii* OTUKA, *Djaponica* REEVE, *D.* (*Kaneharaia*) *kaneharai* YOKOYAMA, *Angulus* (*Peronidia*) *venulosa* (SCHENCK), *A.* sp., *Macoma tokyoensis* MAKIYAMA, *M.* (s.s.) *incongrua* (v. MARTENS), *M.* sp., *Tellina* sp., *Soletellina minoensis* (YOKOYAMA), *Calyptoraea tokunagai* HATAI & NISUYAMA, *Tectonatica severa* (GOULD), *Polinices didyma* (RÖDING), *Nassarius nakamurai* KURODA, *N.* (*Hinia*) *japonica* (A. ADAMS).

**対比** 犀川断層以東の青木層上部層に相当すると思われるが、なお検討の余地がある。

### V. 2. 8 野平部層

**命名** 田中・平林(1964)

**模式地** 八坂村一ノ瀬付近から石原への道路沿い。

**分布** ほぼ中央部を通る高府向斜と幾つかの小褶曲に支配され、やや不規則な弧を描く開いたU字形に分布する。西端は、八坂村宮の尾から池田町足崎付近にかけて中山断層に断たれ、東端は、八坂村野平、久保付近で犀川断層に断たれる。

**層序** 下位の豊盛部層に整合で重なり、上位の上籠部層に漸移する。

**層厚** 700m.

**岩相** 一般に、灰色一暗灰色砂質泥岩と細一中粒砂岩との互層からなる。互層中には斜交層理をはじめとして各種の堆積構造が発達する。下部は、灰白色板状中粒一粗粒砂岩、砂岩の優勢な砂質泥岩との互層、及び細一礫の薄層などやや粗粒である。砂岩層には、平行ラミナが発達し、数10 cm 大の泥岩塊が含まれていることが多く、風化浸食され易いため、第34図に見られるように虫食状と称される特異



第33図 青木層野平部層の砂質泥岩砂岩互層（八坂村笹尾南付近）



第34図 青木層野平部層最下部の虫くい状砂岩（八坂村石原付近）

な様相を呈する。

中部は、比較的有律な互層が卓越し、斜層理がよく見られる。上部では、再び砂岩の優勢な砂質泥岩との互層及び砂岩層が卓越する。

**化石** 田中ほか(1961)によれば、*Portlandia* (*Portlandella*) cf. *watasei*, *Castanea* sp., *Eagus paleocrenata*, *Carpinus* sp., *Cyclobalanopsis* sp. 等の植物化石や *Cyclammmina* cf. *pussilla*, *Cyclammmina* sp., *Haplophragmoids* cf. *renzi*, *Cibicides* cf. *lobatulus*, *Rotalia beccarii*, *Discorbis* sp. 等の浅海性の有孔虫化石が産出する。

**層序** 田中ほか(1961)のB層、田中・平林(1964)の野平砂質泥岩層の一部、加藤(1970)の野平砂質泥岩砂岩互層に相当する。これらでは、小川層に対比している。一方、竹内・坂本(1976)は、本部層を上部小立野入砂岩泥岩互層の一部に相当させ、青木層に対比している。また、水野(1976)も本部層を赤松泥岩砂岩互層に相当させ、青木層に対比している。

ここでは、後者の対比に従うが本地域では、化石の上からは対比の根拠が乏しく、今後検討を要する。

なお、北部フォッサマグナ団研グループ(1976)はこの北方延長を千見砂岩泥岩層に連続させているが、斎藤(1977)の指摘のように問題が多く、やはり更に検討されるべきであろう。

## V. 2. 9 上滝部層

**命名** 犀川団体研究グループ(1966)

**模式地** 八坂村地志原—北条へ至る道路沿い。

**分布** 本図幅地域では、本部層の一部しか分布しない。高府向斜が北へプランジするため、その南端部に、開いたU字形をなし分布する。

**層序** 下位の野平部層とは漸移する。

**厚層** 450m以上。

**岩相** 全般に砂質泥岩が優勢で、一部砂岩泥岩互層や砂岩を挟む。砂質泥岩の同時礫が若干見られるが、堆積構造には概して乏しい。最下部の一部(犀川近傍)には、堅硬で比較的に厚い中粒砂岩層が発達する。

**化石** 田中ほか(1961)は、大塚小学校校庭から有孔虫化石(*Eponides cf. frigidus*)を報告している。

**対比** 田中ほか(1961)のC層、田中・平林(1964)の野平砂質泥岩層の一部、加藤(1970)の上籠砂岩砂質泥岩互層の下部層に相当し、小川層に対比される。野平部層の場合と同様に、北部フォッサマグナ研究グループ(1976)や竹内・坂本(1976)は、本部層を上部小立野入砂岩泥岩互層に相当させ青木層に対比し、今後の問題を残している。

### V. 3 ひん岩

野間背斜東翼部の四賀村西ノ宮から東北山付近にかけて青木層下部層—最上部に岩床状(一部岩脈状)にひん岩が侵入(又は貫入)している。走向は、北西—南東から南北性で、連続性のよい岩床は約1kmほど続く。厚さは数m—数10mである。

ひん岩は肉眼的には帯青黒—帯青灰黒色を呈し、斜長石の斑晶が目立つ。末端部付近では20-40cm大の垂角礫状になって砂質泥岩中に尖滅する。周囲の砂質泥岩に弱い熱変質を与え黒色化している。

顕微鏡下で見ると斑晶は斜長石、石英が大部分で、特に斜長石は1-2mmで自形ないし半自形をなし、一部緑泥石化している。石基は、半自形粒状—短柱状の斜長石や磁鉄鉱が多く、そのほかわずかに石英や緑泥石を含む。

### V. 4 小川層

**命名** 本間(1931)

**模式地** 東筑摩郡生坂村山清路付近から同郡坂北村差切に至る麻績川沿い。

**分布** 込地向斜と野間背斜に支配され、その翼部に分布する。すなわち、本図幅東端部においては、野間背斜東翼を形成し、四賀村岩井堂付近から本城村滝上峠を通過して北上し、麻績村野間北方で背斜頂部に逆U字形をなして分布する。同背斜西翼部で一部野間断層に断たれるものの、更に南下して、込地向斜東翼を構成し、生坂村岩州公園付近でU字形の頂部をなし、北上して同向斜西翼部に分布する。

**層序** 青木層に整合に重なり、裾花層に整合に覆われる。

**層厚** 重一差切付近で約1,500m。

**岩相** 全般に灰白色—青灰色(風化すると黄褐色)の塊状の砂岩、礫質砂岩及び礫岩が卓越し、それらの互層や、砂岩砂質泥岩互層、石炭層及び凝灰質泥岩層を挟む。数枚-10数枚のカキ化石層やそれに伴

うサンドパイプ化石層や石炭層を鍵層として二分し、下位を差切部層、上位を重部層とする。重部層中に植物化石を含む、坊平凝灰岩部層が挟まれ、市後沢付近から、桐沢東方にかけて断続的に現われる。

**化石** TANAKA (1962)による産出化石の表は、東隣の「坂城」図幅の研究報告書(加藤, 1980)に記載されているので、ここでは重複を避けて省略する。このほか生痕化石(砂管)も良く産出する(田中・寺平, 1964)。

#### V. 4. 1 差切部層

**命名** 小林・磯見(1950)

**模式地** 坂北村差切付近の麻績川沿いの露頭。

**分布** 野間背斜東翼部を四賀村岩井堂付近から二見岩―物見岩―滝上峠と北上し、別所川に沿って分布する。北部では、県道沿いに市後沢より西に笹久まで背斜軸部を逆U字状に取巻き、一部野間断層に断たれるが、更に南下し、岩殿山から岩州公園に至って込地向斜軸をU字形に取巻き、ほぼ北に延びて犀川に達し、やや東寄りに向きを変えて更に北上し、同向斜翼部を形成する。

**層序** 青木層に整合(一部漸移)で重なり、重部層に整合(一部漸移)で覆われる。

**層厚** 麻績川流域の差切鉱泉付近で約 650m。

**岩相** 一般に灰白色―青灰色―黄褐色の塊状中粒―粗粒砂岩、礫質砂岩、及び礫岩からなり、東部では、しばしば凝灰質となる。これらの境界は必ずしも明確ではなく、ラミナの発達や岩相変化も著しく不規則な互層状―指交関係状を呈することも多い。細粒砂岩のレンズやコンクリッション、砂質泥岩の偽礫などもしばしば含まれる。砂質泥岩や石炭の薄層も挟むが上位の重部層ほど頻繁ではない。

礫種は新第三系の緑色凝灰岩、先第三系のチャート、硬砂岩、花崗岩、石英斑岩、結晶片岩などがあるが、チャートや硬砂岩が卓越する。

平林(1966)及び HIRABAYASHI (1970)によれば、下位の青木層中の礫に比べると、礫の量や大きさも増しており、平均粒径は 30 mmに達し、円磨度も低下し分級も不良となる。そして花崗岩礫の混入は、北アルプスの中・古生層(あるいは先第三系)の削剝が進み、花崗岩体の一部の露出を意味し、緑色凝灰岩礫は、南部(中央隆起帯)の隆起が継続されたことを意味すると考えられている。

岩州公園付近の本部層最下位の塊状砂岩は顕微鏡下では、ほとんどが 0.2-0.3 mm 程度の石英粒子からなるが、ときに雲母片を含むことが注目される。

野間背斜東翼では安山岩質玄武岩―ひん岩々床を数枚はさむ(第36図)。

最上部付近に連続性の良い 50-150cm 厚のカキ化石層を数枚挟む。

**対比** 森下ほか(1957)は、カキ化石層を重夾炭層に含めたが、ここでは、小林・磯見(1950)に従って差切部層に含めておく。

#### V. 4. 2 重部層

**命名** 小林・磯見(1950)

**模式地** 坂北村差切―重間の県道上。

**分布** 込地向斜に支配されてU字形に差切部層に取巻かれて分布し、東翼で一部野間断層に断たれる





第35図 小川層重部層の砂岩層（麻績村南小松尾付近）

が、更に北上し、野間背斜軸を取巻いて南小松尾から市後沢付近に達する。

**層序** 差切部層に整合（一部漸移）で重なり、裾花層に整合で覆われる。

**層厚** 模式地付近で約 850m.

**岩相** 黄灰—黄褐—青灰色，細粒—組粒のアルコース質塊状砂岩，礫質砂岩及び礫岩からなり暗灰色砂質泥岩や石炭層を挟み，上部は坊平凝灰岩及び連続性に乏しい同質凝灰岩の薄層を挟む。下位の差切部層と類似した岩相を示す。礫岩は，硬砂岩，頁岩，チャートが多く花崗岩や石英斑岩，緑色凝灰岩も含む。礫径は 1-5 cm ぐらいが多いが最大 20 cm ぐらいの礫もあり淘汰が悪い。砂岩にはリップルマークやクロスラミナが発達することがある。

**化石** 重部層下部には，今野(1930, 1931)の神川—山崎<sup>かん</sup>亜植物群が含まれ，後述する本部層上部に挟まれる坊平凝灰岩中の坊平亜植物群とともに，麻績植物群を構成する，カヘデ料，カバノキ科等が多く，典型的な温林帯を示すといわれる。

#### 坊平凝灰岩

**命名** 森下ほか(1957)

**模式地** 麻績村市後沢付近県道沿いの露頭。

**分布** 野間背斜に支配され，麻績村市後沢—泥平，笹久南，桐沢東方等に，断続的に分布する。

**層序** 重部層中にレンズ状に挟まれる。

**層厚** 約 10-20m.

**岩相** 白色—灰白色酸性凝灰岩で，軽石粒や凝灰質砂岩，泥岩の角礫状岩片(1-2 cm，最大 4 cm)を含む。下平(1979a)によれば，東方では，ピソライトを含み，降下火砕堆積物と考えられている。第VII図版 1 に示されているように，斑晶は主に石英と斜長石からなる。石英は 0.5 mm 以下のものが多いが，ときに 1 mm 程度の大きさのものも含み，半自形—他形を示す。斜長石は，ほとんどが 0.4 mm 以



第36図 小川層差切部層中に進入した安山岩質玄武岩—ひん岩岩床 (本城村滝上峡出会い付近)

下で自形—半自形を示す。石基は、微細な石英，斜長石が大部分で，緑泥石やガラス質の部分を含む。

**化石** 今野(1930, 1931)による麻績植物群のうち坊平亜植物群と称される植物化石を多産する。それによれば，セコイアなどの松柏類，竹類，クスノキ科，豆科植物など暖帯性植物が卓越している。塩野入(1970)は，地層に直角にヤダケ(*Bambusium Yadakeides*)の化石が化石林様に含まれていることを報告している。

## V. 5 安山岩質玄武岩—ひん岩岩床

本図幅地域東端本城村の滝上峡が篠井線に合する辺りの小川層差切部層中に，数枚の岩床が見られる。野間背斜東翼部に位置し，層理面に調和的ではぼ南北の走向をもつ。厚さは，5-10数mで周囲の砂質泥岩は10-20cmほどの幅で熱変質し黒色化している。肉眼的には青黒色—黒色で，斜長石の斑晶が目立ち，節理が発達する。鏡下では，1-2mmの自形—半自形をなす斜長石斑晶が目立ち，0.5mmぐらいの普通輝石の斑晶が散在する。石基は斜長石，輝石，石英などの微晶からなる。

## V. 6 裾花層

**命名** 飯島ほか(1968)

**模式地** 大岡村笹久。

**分布** 込地向斜及び野間背斜に支配され，榎原山南方市後沢，泥平から西へ芦ノ尻南に分布し，更に薄くなりながら南に，白井沢，桐沢，中込と通り，入山部落南方で込地向斜の軸をまわって，北上し，山清路で犀川を横切って断続的に佃見以北まで続く。



第37図 裾花層の斜長流紋岩質溶岩 (大岡村笹久南)

**層序** 小川層重部層を整合に覆い、上位の込地層とは整合関係である。一部、聖山火山岩に不整合に覆われる。

**層厚** 大岡村笹久北で約 300m.

**岩相** 主に灰色—淡青色の斜長流紋岩質凝灰岩及び同質溶岩からなる。一般に無層理であるが、凝灰岩部では一部平行葉理が発達する部分もあり、径 1 cm 以下のチャートや硬質頁岩からなる細—小円礫を含むこともある。溶岩部は、場所によって多くの捕獲岩片を含むことがある。例えば、泥平の北西方では、1 cm 以下の角礫状のチャートの小岩片や径 1—3 cm 程度の緑色岩の円礫状小岩片を多量に含んでいる。第VII図版 2 に示してあるように、斑晶としては、高温型石英が最も多く、肉眼的にも顕著である。このほかの斑晶鉱物としては、斜長石、黒雲母、角閃石、普通輝石を含む。

岩相上の特徴から、凝灰岩層は、下平(1979b)の指摘のように、陸上—ごく浅い海域に堆積した火砕流堆積物であろう。

**対比** 笹久凝灰岩(斎藤, 1954)や高桑凝灰岩(森下ほか, 1957)と呼ばれたものに相当し、筆者の裾花層下部層(加藤, 1980)に対比される。

## V. 7 込 地 層

**命名** (再定義) 竹内・坂本(1976)

**模式地** 生坂村込地付近麻績川沿岸。

**分布** 込地向斜西翼部を石津付近から南へ下り、入山で同向斜軸部をまき、北上し、芦ノ尻付近で、野間背斜に支配され東方へ続く。

**層序** 下位の裾花層には整合に重なり、上部の長岩層とは整合一部漸移の関係にある。聖山火山岩と

一部不整合で接する。

**層厚** 模式地付近で約 300m.

**岩相** 主に淡青灰—青灰色(風化すると黄褐色)の中—粗粒砂岩が優勢で、砂質泥岩や礫岩と不規則に互層をなす。砂岩はしばしば級化層理を示し、斜交葉理も見られるが一般に塊状である。一部凝灰質である。砂質泥岩は暗灰色—灰色で薄い炭層を挟むことがある。礫岩は、細—小礫で円礫が多く、礫質はチャートが優勢である。層状をなすが、不規則塊状に砂岩中に取込まれることも多い。水野(1976)によれば、聖山南麓では、数 m—10 数 m 厚の軽石質—細粒凝灰岩を 4 層準挟み、それらのうち上部の凝灰質砂岩は安山岩の 1—2cm 大の角礫を含むという。

**化石** 森下ほか(1957)によれば、*Sequoia*, *Taxodium* 等の植物化石を含む。田中・関(1966)によれば、*Corbicula* sp., *Viviparus* sp., *Margrifera* sp. などの淡水性の軟体動物化石を産出する。

**対比** 小林・磯見(1950)の込地頁岩砂岩層の上部の一部、森下ほか(1957)の込地泥岩砂岩互層の一部、加藤(1970)の込地砂質泥岩砂岩部層の下部層にほぼ相当し、永野(1976)の込地礫岩砂岩泥岩層に一致する。

## V. 8 長 岩 層

**命名** 竹内・坂本(1976)

**模式地** 大岡村佃見—長岩。

**分布** 込地向斜の軸部付近を込地西の麻績川沿岸部から北微東に帯状に連続する。

**層序** 下位の込地層とは整合—一部漸移の関係にあるが上位層との関係は不明である。一部込地断層に切られる。

**層厚** 300m 以上。

**岩相** 砂岩と砂質泥岩及びその互層からなり、一部礫の薄層を挟む。砂岩は塊状で青灰—灰白色を呈し風化すると黄褐色となる。一般に細粒であるが部分的に粗粒—礫質となる。砂質泥岩は暗灰色—灰色で平行葉理が発達し一部炭化している。水野(1976)は、大岡村花尾及び門増付近において、複輝石安山岩溶岩、凝灰角礫岩の入ってくる層準を本層の基底とした。また、門増付近の凝灰角礫岩中の礫として異剝石斑れい岩を報告している。

**対比** 加藤(1970)の込地砂質泥岩砂岩部層の上部層にほぼ相当する。

## V. 9 聖山火山岩

**命名** 飯島ほか(1968)

**模式地** 本図幅地域では<sup>たらら</sup>横原山から横原池への道路沿いの露頭。

**分布** 本図幅地域北東端大岡村門増—花尾—芦ノ尻以東の聖高原部に分布する。

**層序** 下位の裾花層や込地層を不整合に覆う。

**岩相** おもに普通輝石—紫蘇輝石安山岩溶岩及び同質の凝灰角礫岩—火山角礫岩よりなる。

**対比** 聖山火山岩の一部が長岩層(柵相当層)中に分布するという考えと、柵相当層を不整合に覆うとする考えがあるが、本地域では、分布も狭く、崩積堆積物に覆われることが多く詳細は不明である。

### V. 9. 1 聖山安山岩

**命名** (再定義) 加藤(1980)

**模式地** 本図幅地域では横原山西方の道路沿いの露頭。

**分布** 横原山安山岩を取巻くように、聖高原西端部に位置する。

**層序** 込地層や裾花層を不整合に覆う。

**岩相** 普通輝石—紫蘇輝石の複輝石安山岩溶岩と同質の凝灰角礫岩及び火山角礫岩からなる。肉眼的には、新鮮な面では青灰色を呈し風化すると、白っぽい斜長石の斑晶が目立つ。鏡下では(第Ⅷ図版1)斑晶構造を示し、斑晶は斜長石、普通輝石に富み、若干の紫蘇輝石、かんらん石を含む。輝石類は緑泥石化していることが多い。斜長石は自形をなし包有物に富み累帯構造を示す。普通輝石は、2-3 mmが多い。石基は短冊状の斜長石、輝石、及び磁鉄鉱等の微晶からなる。部分的には玄武岩質である。溶岩部には節理の発達が著しい。

**対比** 最下部付近の安山岩溶岩をテレダイン社に依頼して、K-Ar年代測定を行ったところ  $5.4 \pm 0.3$  Ma の値を得た。

### V. 9. 2 横原山安山岩

**命名** 加藤(1980)

**模式地** 横原山付近。

**分布** 横原山付近。

**層序** 聖山火山岩の一部。

**岩相** 5-10 mm 径(最 1.5 cm)の普通輝石斑晶を多量に含み、風化面では斜長石の白色長方形の斑晶も目立つ。新鮮な面では青灰色—暗灰色を呈し、鏡下では、ほかに少量の紫蘇輝石やかんらん石を含む。輝石の性質については、待場ほか(1939)や河野(1939)の詳しい記載がある。石基は短冊状の斜長石の間に輝石や磁鉄鉱の微晶が配列する。

## V. 10 大峰累層

**命名** 小林, 平林(1952)

**模式地** 全層序を観察できる模式ルートはないので、社<sup>やしろ</sup>部層については常光寺—相川—大平、日野部層については四人峠—中山温泉—長谷久保、大穴山部層については、滝沢—八代峠—陸郷の各道路沿いの露頭とする。

**分布** 主に中山山地の西半分を占め、松本盆地東沿から中山断層にかけて全体として南北に帯状に分布する。

山田ほか(1976)の地震探査結果の解析によれば、第3速度層(3.0 km/sec)に相当し、松本盆地底部に

約 500m 厚で広がっている。

**層序** 東端を中山断層に絶たれ、西端は崩積堆積物や扇状地性堆積物によって覆われているので、直接の上下関係は不明である。下位より社部層、日野部層、大穴山部層に3区分され、各部層間は整合ないし漸移の関係にある。なお、小坂(1980)は、新引沢、大峰、大穴山の3部層に区分している。

**層厚** 1,650m以上。

**岩相** 主にいわゆる大峰型石英安山岩の溶岩、(溶結)凝灰岩と、礫岩がちなり、砂岩、泥岩、凝灰質砂岩などを挟む。

**対比** 全体として鮮新—更新世とされているが、各部層の項で後述するように、今後検討の余地がある。

#### V. 10. 1 社部層

**命名** 小林・平林(1952)

**模式地** 大町市常光寺から八坂村相川への新引沢沿い。

**分布** 南鷹狩山から大峰山にかけて中山山地の主屋根部を中心に南へ見かけ上、楔形をなして分布する。

**層序** 下位層は本地域では現われていない。上位の日野部層とは整合関係にある。

**層厚** 800m以上。

**岩相** 主にいわゆる大峰型石英安山岩溶岩、溶結凝灰岩、礫岩及び砂岩からなる。礫岩はルーズで5cm前後の円—歪円礫が多いが最大礫径は約 25 cm である。小林・平林(1952)によると相川トンネル付近で70cm 大が見られたという。礫種は、チャート、花崗岩、硬砂岩、粘板岩が多く、そのほか安山岩や砂質泥岩も少量含む。マトリックスは、凝灰質砂岩—粗粒砂岩からなる。中粒砂岩の不規則な層状の挟み(一部互層状)や凝灰質—細粒砂岩や泥岩の薄層を挟むことがある。しばしば砂岩中にクロスラミナが発達する。泥岩は一部炭質となり、石炭の薄層を挟むことがある。凝灰岩は、白色酸性で礫を散在させしばしば礫岩と互層状を呈する。また、0.5–3cmの角礫状頁岩や砂岩の岩片を含む部分もある。

石英安山岩は、本間(1931)によって第四紀の火山噴出物と考えられたが、小林・平林(1952)によって第三系に介在した溶岩流であることが実証され大峰型石英安山岩と名づけられた。これは、数枚の溶岩流として社部層中に挟まれ、上部のものは大峰面上に残丘状に突出し、大峰山や南鷹狩山をなしている。灰色—暗灰色で溶結しており、節理の発達が著しい。節理は南北性(NS–N30°W, 70–88°W)が卓越し次に東西性(N70°W–50°E, 80°S–70°N)が優越する、数mm–2cmほどの花崗岩やチャート、硬砂岩の岩片を含み、0.5–2mmほどの石英の捕獲結晶を含む。鏡下では明らかな溶結構造を呈している。結晶片には種々の長石、黒雲母、石英が多く、マトリックスはガラス質で軽石が引延ばされている(第VIII図版2及び第IX図版1, 2)。

**化石** 田中・平林(1964)は、泥岩中から淡水産二枚貝(*Anodonta* sp.)や植物化石(*Metasequoia* sp., *Salix* sp.)を報告している。

**対比** 小林・平林(1952)の社礫岩凝灰岩部層、姫川団研グループ(1958)の社タフ・礫岩部層、田中・平林(1964)の社凝灰岩礫岩層に相当し、藤本ほか(1946)の日野層下部の凝灰岩に当たる。



第38図 大峰累層社部層の凝灰岩及び礫岩 (池田町平出口西方)

百瀬寛一の岩石磁気の測定によると、大峰石英安山岩は、 $N154^{\circ}$ 、 $-56^{\circ}$ を示し、猿丸階頃と推定されている(田中, 平林, 1964).

#### V. 10. 2 日野部層

**命名** 小林・平林(1955)

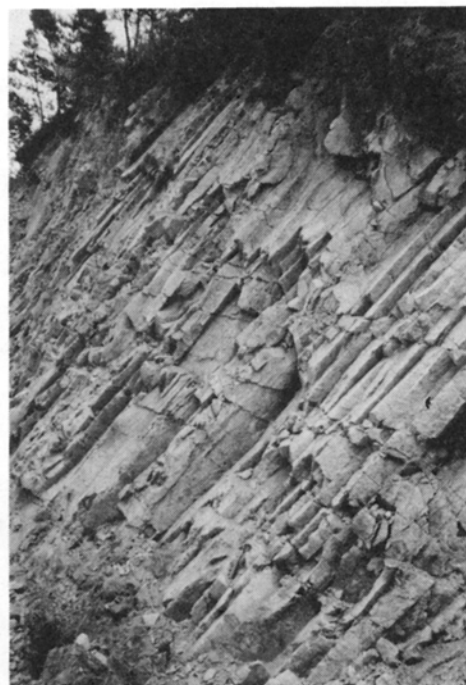
**横式地** 池田町日野付近.

**分布** ほぼ南北方向に池田町相導寺付近から八坂村宮の尾付近まで帯状に分布し、東端を中山断層に断たれる.

**層序** 下位の社部層に整合に重なり、上位の大穴山部層に漸移する.

**層厚** 約 350m.

**岩相** 主に塊状の砂岩とそれに挟まれる凝灰岩からなり部分的に礫質となる. 砂岩は茶褐色で、凝灰質の部分は優白色となる. 中粒一組粒一レキ質でときどき、炭質頁岩や石炭層を挟む. 礫は 10cm 以下がほとんどで、砂岩と互層



第39図 大峰累層社部層最上部の大峰型石英安山岩溶岩 (池田町平出口)

状になる部分もある. 礫は円礫で、チャートが優勢であるが、他に花崗岩、硬砂岩、石英斑岩、頁岩を含む. まれに、新第三紀と思われる砂岩礫(径10-20 cm)を含む. 中山断層近傍では、チャート礫中に破碎されているものが見られる. 凝灰岩は白色酸性で、数 cm のチャートの円礫が散在することもある.

**化石** 小林・平林(1955), 姫川団研グループ(1958), 田中・平林(1964)によれば, 本部層最下部付近の池田町日野付近の砂岩礫岩中に5-10枚のカキ化石層(*Ostrea* sp.)があり, 他に *Glycymeris yamasakii* (YOKOYAMA)が報告されている.

**対比** 小林・平林(1955)の日野砂岩礫岩部層, 姫川団研グループ(1958)の日野礫岩砂岩部層, 田中・平林(1964)の日野礫岩砂岩層(猿丸階上部に対比)にほぼ相当し, 藤本ほか(1946)の日野層の中部付近に相当する.

### V. 10. 3 大穴山都層

**命名** 小林・平林(1955)

**模式地** 池田町大穴山付近.

**分布** 中山山地南部の西麓部を占め, 長谷久保一花見を結ぶ線より南に分布し, 東端を中山断層に断たれる.

**層序** 下位の日野部層とは漸移する. 直接の上位層は分布しない. 段丘堆積物に不整合に覆われる.

**層厚** 約500m以上.

**岩相** 最下部は日野部層に比べて急激に礫の量や礫径が増大し, この岩相遷移面を下位層との境界とする(姫川団研グループ, 1958; 田中・平林, 1964; 小林・平林, 1955). 主に礫岩とそれに挟まれる砂岩や凝灰岩からなる. 礫岩は他の部層に比して淘汰が良い. 礫径は5-10 cm位が多く, 最大礫径は約25-30 cmである. 礫種は細一小礫ではチャートが優勢であるが, 他は硬砂岩, 頁岩など古生層起源と思われる堆積岩が多く, 少量の花崗岩, 石英斑岩, 安山岩, ひん岩, 泥岩を含む. ほとんどが円礫一亜円礫である. 中山断層近傍では, 礫に破断が見られ, 小断層も発達する. 灰色砂質泥岩や優白色粗粒砂岩の偽礫や不規則塊を含むことがある. マトリックスは中一粗粒の砂で一部凝灰岩である. 陸成と思われる.

凝灰岩は, 比較的連続するものが4枚あり, 特に池田町<sup>しめかけ</sup>渋田見東方から八代峠西を通り北微東ないし北東に連続し中山断層に断たれる凝灰岩は七五三掛タフと称されている(姫川団研グループ, 1958). いずれも白色一淡灰色の酸性凝灰岩であるが, 部分的に灰赤色凝灰岩が互層状に挟まれる. 一部溶結しているのが明瞭に観察される. また, しばしば捕獲岩を含む(第41図). 捕獲岩は5 cm以下のものが多く, 1-2 cm径のものは角礫状で硬砂岩や頁岩が優勢で, 3-5 cmの径のものは亜円礫状で花崗岩が卓越する. 鏡下では溶結構造が顕著で, 斑晶の長石類は溶融されていることが多い. 岩質は, 社部層中のデイサイト溶岩と同様である(第IX図版2).

**対比** 小林・平林(1955)の大穴山砂岩礫岩部層, 姫川団研グループ(1958)の大穴山礫岩部層, 田中・平林(1964)の大穴山砂岩礫岩層にほぼ等しいが, 藤本ほか(1946)の大穴山層の下限よりかなり下げてあり, 彼らのいう日野層の一部を含む.

テレダイン社に依頼して七五三掛タフからアルカリ長石を分離してその K-Ar 年代を測定したところ  $2.9 \pm 0.6$  Ma という値を得た. この値を受けいれるならば, 大峰累層は, 鮮新世ということになる.





第40図 大峰累層大穴山部層の七五三掛凝灰岩（池田町大穴山西方）



第41図 七五三掛凝灰岩中の捕獲岩（池田町八代峠西方） 基盤の花崗岩や頁岩が多い

## VI. 第四系

### VI. 1 大峰礫層（大峰礫・山砂利）（地質図上では省略）

中山山地のいわゆる大峰面群と称される平坦面上には数10 cm-数 m に達する大一巨礫が散在し、また

基盤の大峰累層中に刻み込まれた谷底にも同様な巨礫が散在し(例えば、大町市常光寺東方の清音の滝付近)、後者は、前者が谷底に転落したものと推定されている。

このような礫、特に数 m の巨礫は、基盤の大峰累層中には見られず、山砂利とか大峰礫(小川・平林、1955)と称されている。山砂利の母体であった河川性堆積物が大峰礫層である。

山砂利は、径の大きなものは、ほとんどが花崗岩質でこのほか、石英斑岩、ひん岩、安山岩、チャートを少量含み、いずれもよく水磨された円礫である。

その分布は、ほとんど中山断層以西に限られ、更に大峰面群の内、高位の乗越面及び中島面上に散在する(谷底の転石は除く)。

小林・平林(1955)は、比較的開析が進み、ほぼ中山山地まで山脚を延ばしていた飛驒山地が、大峰面群形成末期に急激に隆起し、そのため大峰面群の一部が堆積区となり、洪水性の異常出水により巨礫が東方に運ばれ、その後、松本盆地の沈降により、東流河川が南にう回するようになったため、中山山地上に残されるようになったと考えた。仁科(1972)は、中島面形成末期に、飛驒山地の急激な上昇に伴う断層運動の結果として、巨礫が供給されたと推定している。

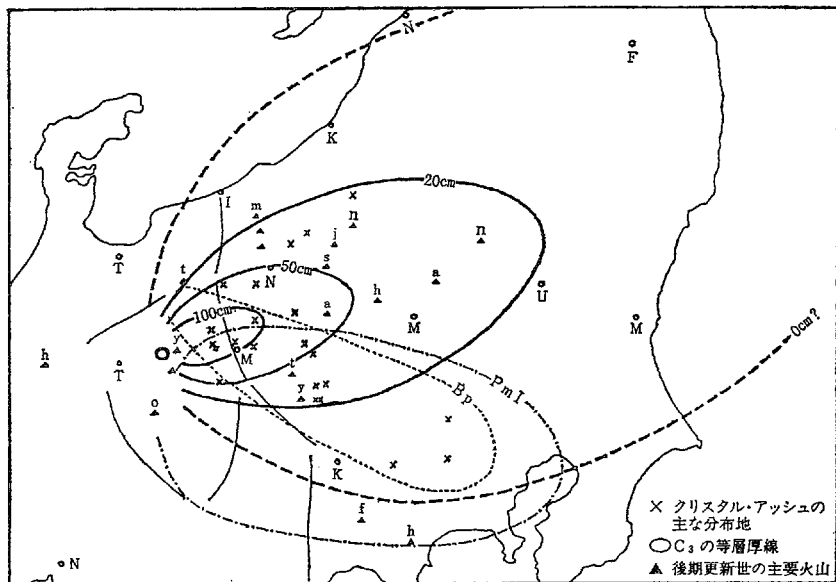
松本盆地地研グループ(1977)によれば、大峰礫及び、松本市北方豊科町大口沢付近に見られる同様な大口沢巨礫群が、北アルプスより運搬された時期は梨ノ木礫層(更新世中期初頭、約 60 万年前)堆積前と推定されている。

## VI. 2 大町テフラ層

本図幅地域内の火山灰は、聖高原西麓、大峰面上の唐花見及び大峰周辺の尾根または山地緩斜面上に断片的に分布するにすぎない。大町テフラ層について詳しくは隣接する「坂城」図幅地域の研究報告書



第42図 大町テフラ層(八坂村唐花見)



第43図 大町テフラ層下部のクリスタル・アッシュの分布 (仁科, 1982)

(p.37-40)を参照されたい。ここでは、最近明らかになったクリスタル・アッシュについてまとめておくにとどめる。

大町テフラ層は上部・中部・下部テフラ層の三部層に区分され、5群の良く連続する軽石やスコリアからなる鍵層群が知られている。このうち、下部テフラ層中に挟まれる最下位の鍵層群は小林ほか(1969)によってA浮石層、中谷(1972)によってAPm(A<sub>1</sub>Pm-A<sub>3</sub>Pm)と称されており、黒雲母を多量に含むことから、かつて飯島(1967)、飯島ほか(1968)によって黒雲母浮石層(B.P.)と呼ばれ、佐久方面から、八王子方面に追跡されたものに相当する。

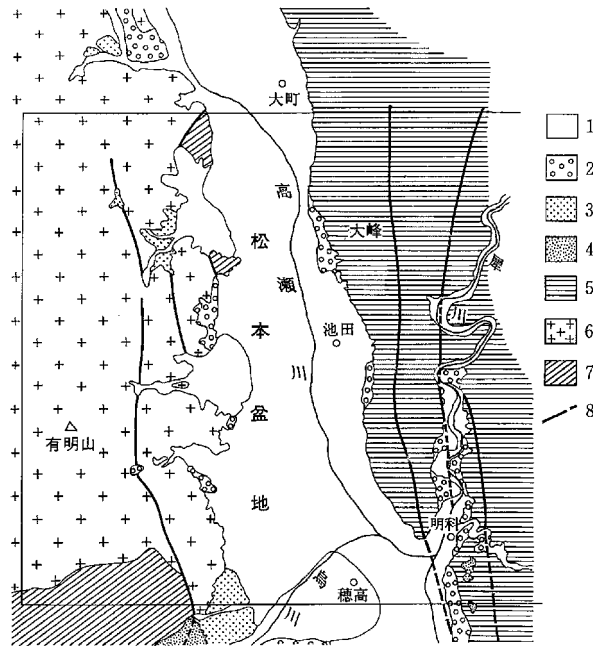
また、松本盆地地研グループ(1972)によって、梨の木礫層に整合に重なる梨の木ローム層に挟在する3枚の火山灰層にクリスタル・アッシュ(C<sub>1</sub>-C<sub>3</sub>)と命名されたものに相当する(仁科, 1982)。

松本盆地地研グループ(1977)及び仁科(1982)によれば、クリスタル・アッシュは、河床からの比高200 m以上の高位段丘(時代的には中位段丘)や小起伏面上に分布し、上位を10 m前後の新しいローム層などに覆われることが多い。

クリスタル・アッシュの肉眼的特徴、重鉱物組成等については松本地研グループ(1977)の分析がある。一般に黒雲母、石英、斜長石等の斑晶が多く、他に少量の角閃石、紫蘇輝石、磁鉄鉱、ジルコン等が含まれる。

仁科(1982)は、最近、クリスタル・アッシュの分布を広く追跡し、その起源について新たに考察している。

それによれば、第43図に示されたように、クリスタル・アッシュの降灰範囲は、上越—関東—福島方面に及び、更に太平洋上に達したと推定される。また、分布と層厚及び噴出形式から、今まで立山起源といわれた大町テフラ層の少なくとも下部層は、焼岳西方に起源を推定している。今後、更に検討を要されるが、いずれにしても、50-60万年前程度の中期更新世初頭を示す重要な鍵層である。



第44図 松本盆地北半部周辺の段丘堆積物分布概略図 (松本盆地地研グループ, 1977 の一部を簡略化. 実線内が信濃池田図幅地域) 1 沖積層 2 森口礫層 3 波田礫層 4 梨ノ木礫層 5 新第三系 6 花崗岩類 7 古生界 8 断層

### VI. 3 段丘堆積物

犀川及びその支流沿い, 中山山地西麓, 及び西部山地東麓には, 更新—完新世の河岸段丘が見られるが, いずれも分布が狭く, また時代を決定しうる証拠に乏しく, 対比も十分に行われていない. ここでは, 各地域ごとに, 既存資料と合わせ暫定的に記載・対比を示すにとどめる.

犀川が嵌入蛇行している東部丘陵性山地は, 現在に至るまで間欠的な隆起を続けているが, 河岸段丘は, 断片的に犀川, 会田川, 麻績川, 金熊川沿いに残存しているにすぎない. 生坂村上生坂区では7段の面を区分できるが, すべての面が他の地域に連続するわけではない. 平林(1971)は, 第1段丘—第5段丘に区分しているが更に, 上位や下位にも段丘面が知られている.

① 明科から南へ行く長峰林道の標高 740-750 m, 犀川河床からの比高 220-230 m の所にある礫層は, 松本盆地地研グループ(1977)によれば, 梨の木礫層に相当する. ここでは, 5-20 cm の円—亜円礫で, 主に花崗岩礫や砂岩礫が多く, マトリックスは灰白色—灰色細粒砂で一部砂質泥である.

② 犀川東岸では, 上生坂万平, 上生野, 明賀のある面で, 同左岸では, 押野山周辺, 陸郷付近にある尾根状の面で, 平林(1971)の第1段丘に相当する. 現河床から150-200m近い比高を持つ. 礫径は1-20cm で分級は悪い. 亜円礫—亜角礫で, 礫種は, 花崗岩類が多いが, 細—小礫にはチャートが多い. マトリックスは中—粗粒砂からなる.

③ 平林(1971)の第2段丘面で, 現河床より比高 100 m ほどで, 草尾上野の上位面や上生坂上方にも

見られ、前者では、ロームが多い。更新世と考えられている。

④ 平林(1971)の第3段丘面で、現河床よりの比高は、上流部で70m、下流部で120mに達し、上野、笹原、小泉西、草尾、上野の下面に分布する。主に5-10cm径の円礫—亜円礫からなり、最大礫径は30cm位である。花崗岩礫が主で、マトリックスは中粒砂である。一部に、黒色頁岩や砂岩の小角礫を含む場合もある。

⑤ 平林(1971)の第4段丘で、下生野で現河床より30mの比高をもつ面で、このほか下生坂の集落をのせる面もこれに相当する。第5段丘と15-20mの差があるが、漸移する場合が多い。現河床礫と大差ない河床礫をもち、段丘面上は粘土質崩土が覆っているといわれる。

⑥ 平林(1971)の第5段丘で、山下ほか(1980)の光段丘に相当する。前者は、この面を高瀬川の館ノ内面に対比させ、松本盆地地研グループ(1972, 1977)は、森口面(小林, 1961)を対比させ、更新世最末期の礫層としている。時代や対比については今後更に検討されるべきである。犀川沿いでは、最も発達しており、下押野、塩川原、荻原、中村、神谷、小泉、日岐、裏日岐、北陸郷、草屋、大日向、鷺ノ平、野平等の集落をのせる。比高は18-20mである。礫は、淘汰が悪く径15-30cmぐらいで最大50cmで、円礫—亜円礫である。マトリックスは細—小礫の散在する粗粒砂である。礫種は、細—小礫はチャートが多く、それ以上の礫は、硬砂岩、花崗岩類が多く、安山岩、ひん岩等の火山岩も少量含み、現河床礫とほぼ同様である。段丘を覆うローム層はまだ確認されていない。なお、明科東方の吐中で標高600m(比高約15m)の段丘面を覆う吐中針葉樹層と呼ばれる麓屑堆積物からオオツノシカや針葉樹化石が発見され、また測定された絶対年代は15750±390年B.P.である(小林, 1965)。

⑦ 山下ほか(1980)の明科段丘に相当し、明科町市街地をのせる面である。基盤は別所層の黒色頁岩で、その上にある段丘礫層は2-3mの厚さである。礫は、光段丘のそれと同様で現河床礫とほぼ等しい。比高は10m以下である。

一般に、松本盆地東縁の本地域においては、高瀬川の現河床に平行して中山山地西麓に帯状に数段の河岸段丘が発達する。特に大町市から池田町付近までは明瞭で、それ以南は、段丘化した扇状地堆積物や崖錐性の堆積物によって段丘面の明瞭さはやや失われる。地質図からもわかるように、池田町以北においては、新期の小扇状地が段丘面上、中山山地寄りに発達し、同町以南では、上押野付近を除いて、段丘面上よりもむしろ前面の段丘崖付近に発達するようにみえることが特徴的である。松本盆地東縁のこれらの段丘面は、人工的に開析され、時代決定の証拠に乏しく、今後検討の余地が多分にあるが大略次のように考えられている。

① 小林の平林(1955)は、現在の河流に沿って分布する最高位の河岸段丘面を大町公園面と名づけた。それによると、本面は下位の館ノ内面より約70m高く、傾斜は16/1000で館ノ内面や現高瀬川河床面と大差なく、円礫を分布しながら池田町東の半在家東の700m面まで続くとしている。

② 現河床との比高15-20mで、南へ行くほど低くなり池田町付近で不明瞭になる面を、小林・平林(1955)は館ノ内面と名づけた。更に、後述するように(活断層の項参照)、大町市丹生子沢で、この段丘礫層を切る小断層を報告している。大部分が浸食面である。礫径は10cm以下が多く、最大30cm位で円—亜円礫である。礫種はチャート、硬砂岩、安山岩等が主である。マトリックスは粘土—砂である。

松本盆地地研グループ(1977)の地質図(第44図)によれば、大峰西方と池田町南東には森口礫層が分布

することになっており、地形的にも一段高い。

松本盆地西縁には、後述する扇状地地形を明瞭に示す面よりも高位に段丘面が断片的に散在する。これら段丘面は第48図に示されているように、波田礫層や森口礫層が分布する。ここでいう波田礫層は、松本盆地地研グループ(1977)によって再定義されたもので、同グループ(1972)の波田礫層上半部の礫層に相当する。松本盆地南部に広く分布するが、北部の本図幅地域では分布は狭い。しかし、同グループ(1977)は、深井戸資料から盆地北半部でも沖積層下にある数10 m厚の帯水性の良い砂礫層を対比させている。彼らによれば、本層は、ほぼ4万年前に急激に堆積し始め、ほぼ2.7万年前に盆地縁辺部では離水が始まったのに対し、中央部では、ウルム氷期極相期直後まで堆積が継続したと推定されている。

森口礫層は、森口段丘(小林, 1961)を構成する更新世最末期の礫層で10-20 m厚で、本図幅地域では段丘を形成しているが、南部では沖積層下に没してゆくという(松本盆地地研グループ, 1977)。

#### VI. 4 扇状地堆積物

松本盆地西縁は、更新-完新世の複合した扇状地地形の発達が顕著である。これらの扇状地は、高瀬川の支流である乳川、芦間川、中房川及び烏川などの東西性の河川によって形成され、一部段丘化している。したがって相対的に低位の段丘堆積物も含むが、対比が不十分なため、明瞭な扇状地地形を示すものは松本盆地西縁扇状地堆積物として一括しておく。大部分がルーズな砂礫で、扇頂付近は後背地の花崗岩類の巨礫が分布する。

松本盆地中央部も高瀬川本流の扇状地堆積物で粘土を挟む砂礫層によって広く埋積されている。山田ほか(1976)の地震探査結果によれば、中央部で更新-完新世の砂礫層の厚さは約350 mに達するが、この中の第一速度層に相当する。

松本盆地東縁及び犀川流域にごく小規模な扇状地地形が見られる。これらは、犀川丘陵地扇状地堆積物で、第新第三紀の砂岩、砂質泥岩、石英安山岩の円礫や、大峰累層や小川層の礫岩から抽出した先第三系の花崗岩、硬質砂岩、頁岩、チャートなどの礫と中-粗粒の砂、粘土からなる。

#### VI. 5 崩積堆積物

松本盆地西縁部、中山山地大峰面上及び聖高原付近に崖鐘性の崩積堆積物が分布する。いずれも、その後背にある火成岩体の崩積による角礫及びその間を埋める砂や粘土からなる。すなわち、松本盆地西縁部では、西部山地側の花崗岩類、中山山地では、大峰石英安山岩、聖高原では聖山安山岩、更に同高原南麓では裾花層の流紋岩質凝灰岩の角礫と、その風化した砂-粘土によって充填されたものである。

#### VI. 6 沖積層

既述した完新世段丘堆積物や扇状地堆積物などのほかに完新世堆積物としては、犀川及びその流域

に狭く分布する砂礫や粘土と、中山山地の大峰面上の湿地堆積物がある。前者は氾濫原堆積物として10-30 mの厚さをもつ。後者は、八坂村唐花見、相川、三原付近に分布している。小林の平林(1955)によれば、ここに堆積する唐花見泥炭層は褐色火山灰層を覆い、その下位に山砂利が存在するという。

## Ⅶ. 地 質 構 造

### Ⅶ. 1 概 説

本図幅地域のほぼ中央部を南北に縦走すると推定される糸魚川—静岡構造線は、フォッサマグナの西縁を画し、東北日本と西南日本の境界をなすわが国第一級の構造線であるが、本地域においては、松本盆地の厚い扇状地性砂礫堆積物によって埋積されており、その実体は全く明らかではない、したがって、ここでは糸魚川—静岡構造線の地質学的意義等の議論は他に譲り(例えば、大森, 1960; フォッサマグナ団研, 1958)、西側北アルプス地域の断層群及び、東側の新第三系丘陵地に発達する褶曲、断層等について概観するにとどめる。

本図幅地域西部の、梓川層群及び白亜紀後期—古第三紀火成岩類分布地域における断層は、鹿島—満願寺断層、信濃坂断層、矢櫃山断層、中ノ沢断層などである。この地域の南北方向の断層地形が著しいことは古くから指摘されてきた。平林(1965)は、この地域の断層系のうち、NW-SE系のものが最も古く、NE-SW系のものがこれに次ぎ、N-S方向のものは更新世に入ってから形成された、と述べている。

松本盆地西縁に沿って、古期堆積岩が分布することは古くから知られていたが、新たにその西側にこれに侵入し、浅所侵入の様相を示めす有明C型花崗岩が発見された。このことは、西側で花崗岩体の深部が露出していることから、この地域の糸魚川—静岡構造線に沿う部分での隆起量はそれほど大きくなく、西側ほど隆起量が大きいことを示す。これは、第四紀地殻変動研究グループ(1968)の見解を裏付けるものである。

追方(1907)、本間(1928)以来、本図幅地域に分布する新第三系の地質構造に関する多くの研究がなされている。

小林(1957b)は、北部フォッサマグナの第三系構造発達史をまとめ、次のような指摘を行っている。

- 1) 断層は、大部分のものが弧状をなし、松本地方の明科付近に収れんする。
- 2) 断層は、すべて南ほど落差が大きく、北方では消滅する。また、どれも西側が落ちている。正断層か逆断層かはわからないが、結果的には、西側の地塊ほど階段状に落ちていることになる。
- 3) これらの断層と断層の間には、1つずつ向斜構造がいだかれている。
- 4) したがって断層は、ほとんど背斜状の構造軸に沿い、わずかに斜交する。

更に、それぞれの向斜内の堆積物は、現在の分布で見ると東から西にかけて若くなってくること、向斜部で堆積物の厚さが厚く、背斜部で薄くなることなどから向斜構造は堆積時に起っていた地向斜性の運動が、そのまま地層の変形時に受継がれたことによってできたと考えた。

これ以後、北信第三系の褶曲及び断層の形成機構について多くの研究がなされている(例えば, SAITO, 1961-1963).

小松(1967)は、北部フォッサマグナの褶曲や断層の分布や性質を概括し、褶曲が地層に平行な方向の圧縮によって形成されたと仮定して、この地域の応力分布を示し、それが水平ずれ断層のまわりの応力分布と等しいことを指摘し、基盤岩中の水平ずれ断層を予想した。すなわち、褶曲は軸に直交する圧縮応力により、overburden pressure の増大によって、水平ずれ断層に移化したと考えた。

加藤(1970, 1971)は、込地向斜と野間背斜の波長一層厚比、振幅一半波長比などの形態的特性から、第一近似的には、高桑凝灰岩部層(裾花層)を単一の competent layer とする座屈褶曲であると考えた。

更に、加藤(1974)は、青木層、別所層など下位層の変形について調査を進め、褶曲構成層の初生的な層厚の不均一性が褶曲の発生を大きく支配していることや主に青木層内に発達する小褶曲群の解析と弾性座屈褶曲の実験結果(加藤, 1972, 1973, 1975)等から、本地域の褶曲群の座屈特性を強調した。

竹内・坂本(1975)は、断層系の解析から犀川背斜を東西性水平圧縮応力による座屈に帰した。

水野(1976)は、込地向斜の平面形態から、本向斜をプランジが  $10^\circ \pm (N)$  の円筒状をした同心円褶曲であることを示し、また、野間背斜を境とする層厚や堆積構造の明瞭な差違(別所期以降)は、基盤の運動が野間背斜の位置に存在したためと考えた。

一方、鈴木・三梨(1974)は、信越堆積盆地の褶曲の形成機構について検討し、特に信州地区中心部に発達する褶曲の主要な原因を東西性の横圧力に帰すことを否定した。彼らによれば、例えば、犀川背斜について見ると、小川層の堆積後、犀川背斜を境にして、その西側により多く堆積した(より沈降した)にもかかわらず、現在の分布を見ると最終的に犀川背斜の東側が相対的に沈降したことになる。つまり、最終的な運動は、前の時期に相対的に隆起した側が、逆に沈降するようなものであり、そのような運動を行うヒンジ部分に犀川背斜が位置するとし、先新第三系の基盤岩類のブロック化と、それらのブロックの垂直昇降運動(ブロックを規定する断層は基本的には垂直に近い)に褶曲の主因を求めた。

また、藤田(1973)も褶曲軸が湾曲しているように見えるのは、二つの沈降部が交差している場合に生じ、褶曲の曲り目は初期の堆積盆地のへりの形が現われたものかもしれないことを指摘している。

以上の見解を基に、更に多くの研究が続けられているが、結局、植村(1976)の指摘のように座屈特性と曲げ特性の両者が存在することから、水平圧縮応力プラス基盤の昇降を考え、衝上性の円筒断層で境された基盤ブロックの傾動を主体とすることになろう。これは、積成層が横曲げにより撓曲する第1の時期と、その後この積成層が縦曲げにより座屈し過褶曲となる第2の時期に区別されるにしろ(竹内・坂本, 1976)、褶曲軸が層厚の変化点や堆積時の傾斜変化部に位置し、そのような initial deflections の存在は少なくとも現在地表近くで見られるように全体の短縮量が小さくても数波長程度の変形量の大きな座屈褶曲を可能とするから、基盤の差別的沈降運動によってできた初期波形を持つ被覆堆積岩層が、基盤の傾動隆起に伴って発生した2次の水平圧縮力によって見かけ上大きく座屈し、強調されたことになろう(加藤, 1975 ; KATO, 1979)。

さて、中村(1969)、中村・宇井(1975)、竹内(1977)、TAKEUCHI(1978, 1980)、藤田・大田(1977)、竹内ほか(1979)その他多くの研究者によって指摘されているように、本図幅地域を含む信越地域における現在の主圧力軸の方向は、東西ないし西北西—東南東にあるように見える。これは、地震の発震機構、



三角測量から得られた最大剪断歪速度の方向、複成火山の側火口、後カルデラ丘や単成火山群の火口の配列、活断層や活褶曲の形成機構、新第三紀後期-第四紀の岩脈群の方向性、小断層や節理の方向などから求められる水平面での主応力軸軌跡(とりわけ最大圧縮軸方向)がよく一致することによる。

このような応力配置による東西ないし西北西-東南東方向の短縮テクトニクスは、TAKEUCHI(1978)によれば中新世末にさかのぼり、それ以前(中新世初-後期)は、逆に同方向の展張テクトニクスが卓越するという。いずれにしても中新世末-鮮新世初頭にかけて、構造運動に大きな変化があったことが多く指摘されている。

更に、上述のような議論が成り立つとしても、本図幅地域における新第三系の褶曲、断層運動(猿丸変動)と第四紀の松本盆地の発生、飛騨山脈や犀川丘陵地の隆起など垂直方向の変位の卓越する構造運動(大峰変動)との関係などを統一的に説明するには、なお多くの解決すべき問題が残っている。

## VII. 2 褶 曲

### VII. 2. 1 高府向斜

北部フォッサマグナで最大の規模を持つ褶曲の一つで植村(1976)のいう第一級の褶曲に属するが、本図幅地域では、その南端部が発達しているにすぎない。ここでは、変形は、青木層から小川層に及ぶが、北方では、更に上位層に及んでいる。向斜軸は、NNE-SSW を示し、南端部で最大 30°ほど北へズランジする。

西翼の傾斜は 30-40° ぐらいで変形度は小さく、西翼部に幾つかの小褶曲が発達する。

### VII. 2. 2 豊盛向斜

田中・平林(1964)の命名による。ほぼ南北性の軸を持ち、大略中山断層に平行して、その東側に位置する。金井沢北方から、陸郷、日向、有明西、宮ノ平西、長久保東へと北上し、軸長は約 6.5 km である。豊盛部層及び袖山部層に変形を与えている。全般に翼部の傾斜は 30-50° であるが、断層の影響で一部急傾斜を示す。

### VII. 2. 3 犀川背斜

富沢(1964)の犀川背斜の南方への延長に当たり、野平背斜(加藤, 1972)ともよばれる。植村(1976)の第一級の褶曲に相当し、後述するように犀川断層と位置的にも構造的にも密接に関係する。高府向斜の東に位置し軸長は約 30 km に達するが、本図幅地域内では約 15km で、その南半部が現われている。軸の方向は、池田町前田付近より南では、ほぼ南北性であるが、以北では、N30°E の方向に曲がる。前田一栗本間では一部犀川断層に移化し背斜構造は不明瞭となる。八坂村野平付近の構造の解釈については、意見が対立しているが(竹内の坂本, 1976; 齊藤, 1977)、筆者の見解は後者に近いが、犀川背斜及び犀川断層の北半部についての調査及び知識に欠けているため、今後一層の検討が要される。

一般に東翼は急傾斜ないし、西へ逆転し、一方西翼は 30-40° の緩傾斜を示すことが多いが、犀川断層の近傍では、垂直ないしそれに近い急傾斜を示し一部逆転するところもある。本図幅地域では露頭条

件が悪く直接軸部が観察されるのはほとんどないが、北方では、富沢(1964)、竹内・坂本(1976)によれば、層理面に沿う断層粘土を伴うすべり面、層理面に低角な逆小断層群、ドラッグ小褶曲、地層の屈曲や破砕が著しい。北へ最大約 20°ほどブランチする。

#### Ⅶ. 2. 4 <sup>こみじ</sup> 込地向斜

小林・磯見(1950)によって命名された本向斜は、軸長約 23km 以上に及び、犀川断層の東側に位置する第 2 級の褶曲(植村, 1976)である。軸の向きは、北部(聖高原西方)で N20°E とやや東寄りになるが、全体としては、南北性である。西翼が東翼より急傾斜で一部逆転しており、特に麻績川以北において非対称性が著しい。主に、麻績川以南の本向斜について、水野(1976b)は海拔 500 m を基準面とした水平断面図を描き、理想的な各種褶曲(同心円褶曲、シェブロン褶曲、扇状褶曲、相似褶曲)の水平断面形と比較し、更に、ブランチの角度を考慮して、本向斜の形態を推定した。その結果、本向斜はブランチが 10°± の円筒状をした同心円褶曲であることを示した。ただし、一部、ブランチの角度が 30°前後を示す部分もある。

断面形態について見ると、裾花層と青木層最下部において変形量(振幅一半波長比、見かけ平均短縮量)が極大を示し、翼間角は極小を示す(加藤, 1970, 1971 ; KATO, 1979)。軸面は、全体として垂直に近い急傾斜を示し部分的に西又は東に傾き、一部込地断層に移化する。本向斜の変形は、別所層から込地層に及んでいる。

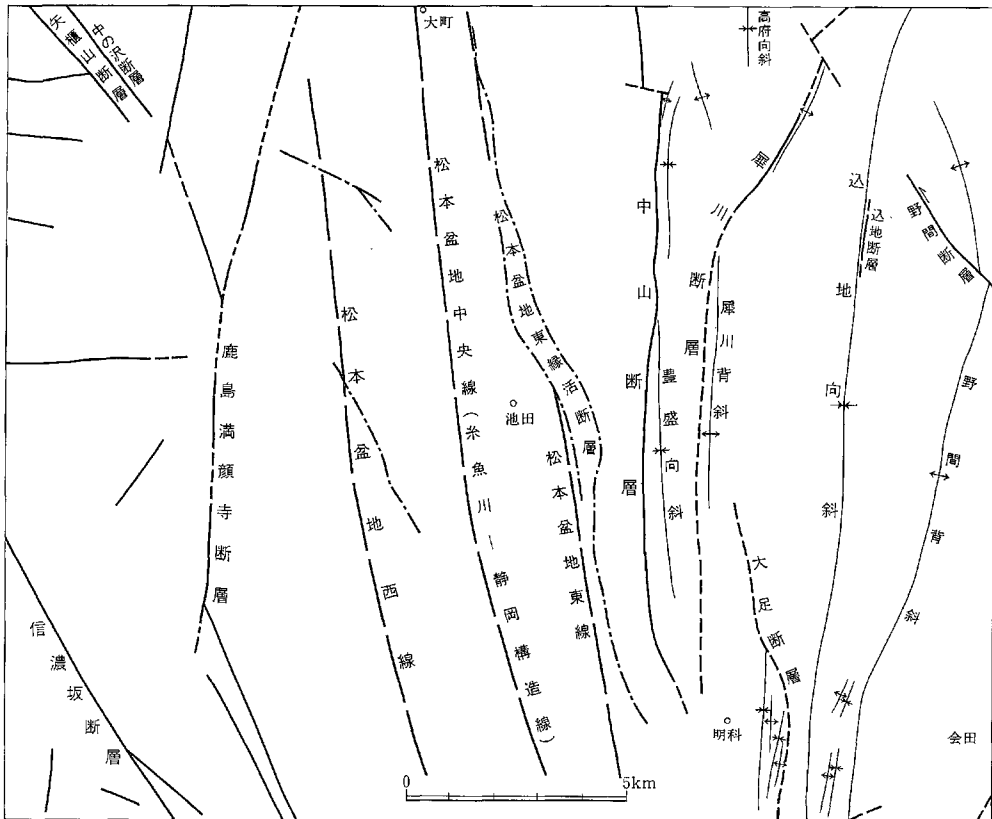
#### Ⅶ. 2. 5 野間背斜

込地向斜の東に対をなして位置し、小林・磯見(1950)による命名で、植村(1976)の第 2 級褶曲に当たる。軸長は約 22 km に及ぶ。軸の向きは、会田川以南では南北に近く、会田川—野間断層間では N10-30°E とやや東に寄り、野間断層以北では N20°W と見かけ上西に回転している。したがって、野間断層以北では北へいくほど、同断層以南では南にいくほど込地向斜との軸間距離は小さくなる。軸間距離は最大約 2.5 km、最小約 1.5 km である。西翼が東翼に比べて急傾斜であるが、変形度及び非対称性とも聖高原西方付近を除いて込地向斜は強くない。北へブランチし、その角度は部分的に最大 30-40°N を示すが、全体としては 10°前後である。変形は、別所層から込地層に及ぶ。東翼及び南部の会田川周辺で込地向斜軸との間に小褶曲が発達する。また同背斜軸を境に層厚や堆積構造に顕著な違いが見られる。すなわち、水野(1976b)、KATO(1979)によれば同背斜東翼の青木層には、斜層理—ダイアステムが発達するが層厚は約 600 m と薄く、一方西翼では、1,300 m 以上の層厚を持ち急激になくなり、軸部付近には、犀川擾乱帯に匹敵する多くの堆積構造が発達することが注目される。

### Ⅶ. 3 断層

#### Ⅶ. 3. 1 糸魚川—静岡構造線

周知のようにフォッサマグナの西縁部に位置し大きく東北日本と西南日本を画する我が国第一級の大断層である。矢部(1918)によって糸魚川—静岡地溝線と提唱された本構造線については、その後多くの



第45図 地質構造図

研究がなされている。その構造的意義等については他所にゆずり、ここでは、本図幅地域及びその近傍に限定する。

小縮尺の地形図や航空・衛星写真では明瞭な本構造線も、特に北部フォッサマグナ地域においては、その正確な位置は必ずしも明確ではない。本図幅地域においても、松本盆地を埋める扇状地堆積物によって覆われ、直接観察することはできない。また、平林(1969b)のように、後述する南北性(推定)断層群を松本盆地断層帯と一括し、これをもってこの地域における糸魚川-静岡線と見なす見解もある。

一方、山田(1968)及び山田ほか(1976)は、本図幅地域南方で人工地震探査を行い、松本盆地の地下構造を調べた。その結果、国鉄大糸線と国道147号線区間の下で第4速度層(3.8 km/sec)で中新世層に相当する可能性がある中に低速度帯を認め、これを糸魚川-静岡構造線と見なした。この低速度帯の幅は約600 mあり、少なくともこの部分では糸魚川-静岡構造線は、並走する断層群ないし破砕帯をなすと考えられている。また、低速度帯は、恐らく第3速度層(3.0-3.4 km/sec)で鮮新-更新世の大峰累層に相当する可能性がある)に続くが、第2速度層(2.6m/sec)で更新世砂礫層に相当する)には続かず、第2速度層の基底面が平坦で連続することから、この部分における断層運動は、この平坦面(大峰面)形成前に終了したことを推定している。

### VII. 3. 2 松本盆地断層帯

松本盆地は扇状地性堆積物に厚く覆われ、基盤に達するボーリングも行われていないため、その基底の構造は明確ではないが、盆地縁辺部の(推定)断層も含めて、糸魚川—静岡構造線に並走する南北性断層群が推定されており、平林(1969)によって松本盆地断層帯と命名されている。それによれば、同断層帯は、西縁を白馬—塩尻線、東縁を小谷—塩尻線に境され、内部には松本盆地西線、同中央線、及び同東線がほぼ南北に並走している。更に、これらを切る NE-SW 及び NW-SE 性の断層がある。

白馬—塩尻線は、平林(1967a, 1968)の白馬山麓構造線と鹿島—満願寺線をつなげたもので、本図幅地域には後者が位置する。飛騨山地山腹に発達する階段断層地形のうち最も明瞭なケルンコルをつないだもので、松本盆地西縁に発達する旧扇状地の扇頂部を走っている。

本調査の結果では、鹿島—満願寺断層は、いくつ春の直線的な断層が斜めに連らなって形成されたものと考えられる。接峰両図(第2図)においても明瞭な地形の屈曲部に当たり、その連続性も顕著である。本地域中央部の乳川より北部では、断層は2方向に分かれるが、西側のものが鹿島へ続く断層である。

松本盆地西線は、狭義の松本盆地西縁をなし、大町市仏崎及び松川対城山で花崗岩と古生層をわけ、沖積扇状地の扇頂部をつないだものである(平林, 1967a)。この構造線に相当する断層は本地域では連続していない。

松本盆地中央線は、いわゆる糸魚川—静岡構造線で、山田(1968)の地震探査で確認された新第三系と先新第三系の境界断層である。

松本盆地東線は、本図幅地域では、中山山地西麓に沿って、地形的な特徴と随伴的な新期小断層の存在から推定された断層である(平林, 1967a, 1969b)。後述するように、その一部は活断層として新期の活動をした可能性が指摘されている(平林, 1964; 町田, 19795; 活断層研究会, 1980)。

### VII. 3. 3 信濃坂断層

本断層は、本図幅地域南西部の中房温泉を通り、中房川上流及びその支流の冷沢に沿って N30°W 方向に延びる(第46図)。信濃坂付近で破碎帯が確認される。この断層の北西延長は、槍ヶ岳図幅地域で東沢断層に続く。接峰面図(第2図)にも見られるとおり、この断層に沿う地形の開析は極めて著しく、平林(1965)の示すように、古い時期に形成されたものと考えられる。

### VII. 3. 4 中山断層

本断層は、小谷—塩尻線(平林, 1967a, b)の一部をなし、糸魚川—静岡構造線に大略並走する南北性断層群の一つである。

中山山地をほぼ縦断するかたちで、南端の明科町下押野付近から北に、七貴、峰沢、金井沢の西をぬけ、田ノ入、陸郷、登波離橋の東方、足崎、塩の貝東、石畳を通過して、横瀬付近でやや西に移り、大平、押の田及び宮の尾と続き更に北上する。小谷—塩尻線としては、全長 60km に及ぶ断層である。

東側に中新世の碎屑堆積岩類(別所層—上竈層)、西側に鮮新—更新世の溶結凝灰岩—石英安山岩を挟む大峰累層が分布し、本断層はその境界をなす。



第46図 信濃坂断層の通る谷 大峠北方から北北西の中房温泉方向をのぞむ 発電用導水管のある地点が信濃坂である 稜線上の鞍部は槍ヶ岳図幅地域の東沢乗越である

ほぼ直線的な断層線の形状から、断層面は、垂直ないしそれに近い急傾斜をなすと推定される。

本図幅地域においては、極めて露頭条件が悪く、直接断層面が観察されることは少ないが、これは、本断層そのものが幅数  $m$ -数 $10m$  の破碎帯(関連する小断層分布域を含む)からなっているためでもある。

田中・平林(1964)及び平林(1967)によって池田町登波離橋付近において本断層の露頭スケッチが示されているが現在では見られない。

第51図に例示されるように、本断層に付随する小断層の発達が著しい。

本断層の東側の地層は、断層線近傍ではしばしば急傾斜を示すが、西側は一般に緩傾斜であることから、東から西への高角衝上性の運動が推定されている(平林, 1969b)。また、本断層の北方延長である小谷断層においても姫川団体研究グループ(1958)によって同様なセンスの運動が指摘されている。

本断層を境とする両側の地層の層序間隙は、南に行くほど大きくなるから、その落差も南ほど大きい西落ちであることが推定される。西側の大峰累層の下位がわからないため、詳しい変位量は不明である。

本断層の形成は、大峰累層堆積以前(中新世頃)にさかのぼり、その運動は洪積世初期に至るまで間欠的に続いたと思われるが、それ以降の活動については明らかではない。

### VII. 3. 5 犀川断層(犀川破碎帯)

本断層は、南部では、ほぼ南北性で、北部では北東—南西方向となる。すなわち、明科町押田付近か

ら、中村、舟渡を通って、下生野西で犀川に接するように北上し原、草尾、大久保と中山断層の東側に並走し、別所層の分布の途切れる前田あたりから北東方向に向きを変え掘越、宇留賀、古坂と続き、瀬口付近で、やや西方へ転位して、更に、北東方向に延びていく。

本図幅域内では17km以上の長さを持つ。

犀川背斜軸と低角度で斜交し、一部背斜軸面に移化する。後述するように堆積構造の発達、岩相の著しい変化(込地堆積盆と高府堆積盆の境界)、地層の急傾斜(一部逆転)等のため、断層線の位置は明確ではない。

中新世の別所層から小川層(及びその相当層)を切る(本図幅域北方の八坂村付近では柵相当層も切る。(田中・平林, 1964)。断層線の形状から垂直ないし西に急傾斜する断層面が推定されるが、断層面自体は数10-数100mに及ぶ破碎帯を伴う。

断層線近傍の西側の地層は全般に40-50°以下の緩傾斜をなす一方、東側の地層は70-90°の急傾斜ないし逆転を示し、中山断層と同様、東から西への高角衝上性の運動が推定される。犀川断層全体としては、南部ほど落差が大きいと見なされているが、本図幅域南部では、再び落差が減少し、数10m以下になると思われる。

さて、犀川断層の近傍は、堆積—造構性の構造が著しく発達し、全体として背斜状を示すことから、従来、様々な見解が知られ、例えば、背斜(富沢, 1962a)、断層(SAITO, 1961; 富沢, 1962b; 加藤, 1970; 尾身(1971))、背斜と走向断層(藤本他, 1946)、傾倒背斜構造(富沢, 1964)などする考えである。

これらに対して、田中・平林(1964)は、人為的に70-90°の急傾斜を持つ地帯を犀川擾乱帯と名づけた。この擾乱帯は南は東筑摩郡明科町から北は上木内郡中条村に至り、全長約30km、幅1.5-2kmに及ぶといわれる。擾乱群内部には、多くの層内断層や堆積構造を伴い、また擾乱帯に平行または斜交する断層の発達も著しい。擾乱帯を境として東西両地域に岩相・構造上に著しい差違が見られ、古い基盤方向の反映であるとみなした(犀川団体研究グループ, 1966)。

### VII. 3. 6 込地断層

小林・磯見(1950)の命名による。

込地向斜の軸に沿ってわずかに斜交し、NS-N10°Eに延びる。すなわち、大岡村長岩付近から込地、入山及び丸山付近まで続くことが推定される。徳永(1953)は、木断層を更に南の篠井線沿線の瓢平付近まで延長させているが疑わしい。

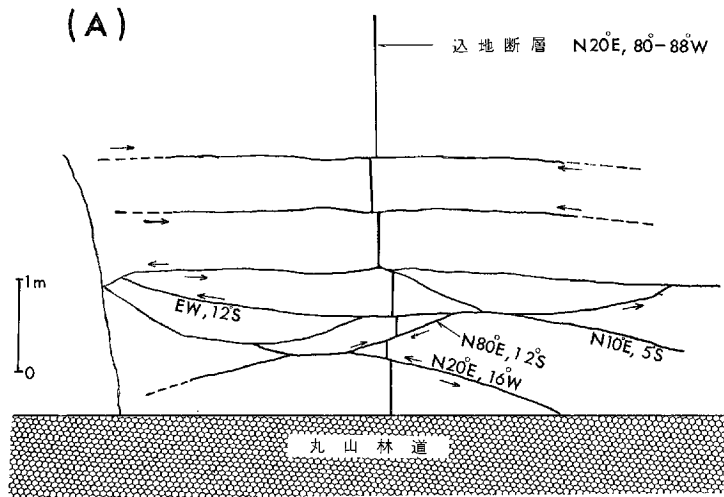
第51図に示すように、丸山林道口では込地層の礫岩を切り、スリッケンサイドが明瞭な断層面を示す。ここでは、更に、ほぼ水平な面を持つ小断層群に切られ変位している。

小林・磯見(1950)によれば、北部では東落ち、1,100m以上、南部では西落ち、120mで、pivot faultの性質を示す。

### VII. 3. 7 野間断層

小林・磯見(1950)の命名による。

大岡村桐沢東方から麻績村野間南西を通り原付付近まで続く北西-南東性の走向を持つ断層である。



第47図 込地断層露頭スケッチ (生坂村丸山林道口) KATO (1979) より

麻績村末地南の露頭では、 $N32^{\circ}W, 76^{\circ}E$  の断層面と幅 1.2 m の断層粘土が観察される(水野, 1976)。

加藤(1970), KATO(1979)によれば, 水平方向に見かけ上最大 700m(北東ブロックが北西方向に移動), 垂直方向に数 10 m(50 m以下, 南西落ち)で, 左水平ずれ断層の性質が強い。水野(1976)は走向隔離を約 200 m としている。青木層から小川層中の重部層まで切るが, 裾花層は変位させていない。また, 野間背斜軸を切る。

### VII. 3. 8 大足断層

生坂村小立野から大略南方に走り, 小芥, 大足, 清水西を経て, 更に南へ続くと推定される断層である。

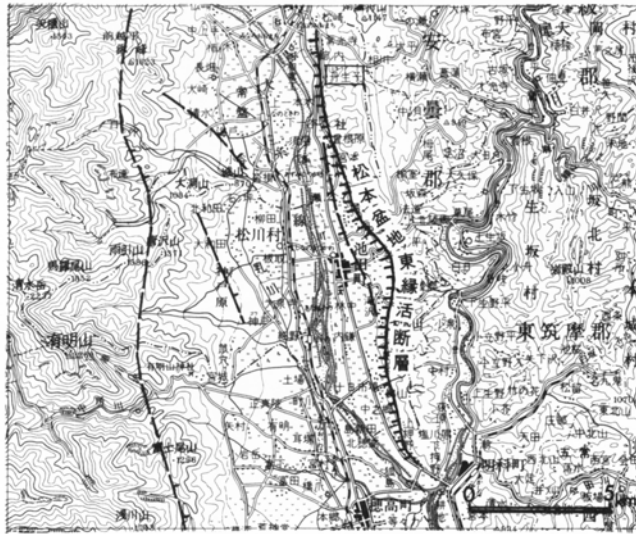
明科一天田付近の青木層最下部層の分布, 断層線付近の地層の走向・傾斜の乱れ, 小褶曲軸の不連続性等から推定される。相対的に東落ちと考えられるが詳細は不明である。



第48図 込地断層のスリッケンサイドを示す断層面

### VII. 3. 9 倉掛断層

田中・関(1966)及び水野(1976)によると, 野間背斜の西側をほぼ南北方向に本城村伊切から末地南方まで続く走向断層があるとしている。前者によれば東側が西側に衝き上げた衝上性の断層であり, 後者



第49図(A) 活断層位置図(国土地理院発行20万分の1「高山」を使用)



第49図(B) 大町市丹生子の活断層露頭(段丘礫層を切る)



によれば、東側のブロックが最大 400 m 相対的に落ちていると考えられている。なお、田中ほか(1973)には記入されていない。主に地層の走向・傾斜の乱れや堆積構造の発達などを根拠としており、破碎帯の露頭とされるものもその連続性は疑わしく、本地質図幅には、記載しなかった。

### VII. 3. 10 活断層

松本盆地東縁は、極めて直線的で北微西-南微東方向に走っており、断層が推定されている。この断層は、松本盆地の形成に関与するもので、更新世中頃の活動が考えられるが(小林・平林, 1955), 第四紀後半から現在に至る活動についての確証は少ない。

平林(1971, 北安曇誌, p. 195)は、大町市岩淵にうのみの丹生子沢出合で、段丘礫層を切る西落ちの逆断層(盆地側が2.5m落下)の露頭を報告している。段丘礫は、分級が悪いが5-20 cm 径の礫が多く、礫質は、花崗岩、頁岩、砂岩等からなり、特に特徴的な破断は見られない。下位には、大峰累層の凝灰岩及び石英安山岩が見られる。両者間是不整合関係にあるが、平林(1971)の指摘のように少なくともその一部は断層で接している(第49図(B))。

清水・東郷(1980, 活断層研究会, p. 183)は、この露頭が、活断層の直接の動きを反映しているのか否か不明としながらも、丘陵高度の不連続から中山山地と松本盆地の境に活断層が伏在している可能性が高いことを指摘し、松本盆地東縁断層と名づけた。これは、平林(1969)の松本盆地東縁に当たり、その再活動とみなされるものであろう。

町田(1979)も、松本市城山西から明科、押野を経て大町公園に至る松本盆地東縁断層群を地形的観点から提唱している。すなわち、中山山地西縁の急崖が極めて直線的、かつ三角末端面状の地形が認められるとして第49図(A)のように示した(一番右側の実線で示された断層)。更に、中山山地西縁に発達する小扇状地性や崖錐性堆積盆に一部覆われている河岸段丘前面にもう一本の断層を推定している。すなわち、この段丘面と対比される扇状地性段丘は、盆地中央部では、現河川による堆積物の下に埋没しているから、段丘面形成以後、段丘の比高(大町一池田間で 5-10 m)を上回る西落ちの断層(又は撓曲)が推定されるというわけである。変位速度は 0.3-1 m/1000年としているが、今後検討の余地がある。

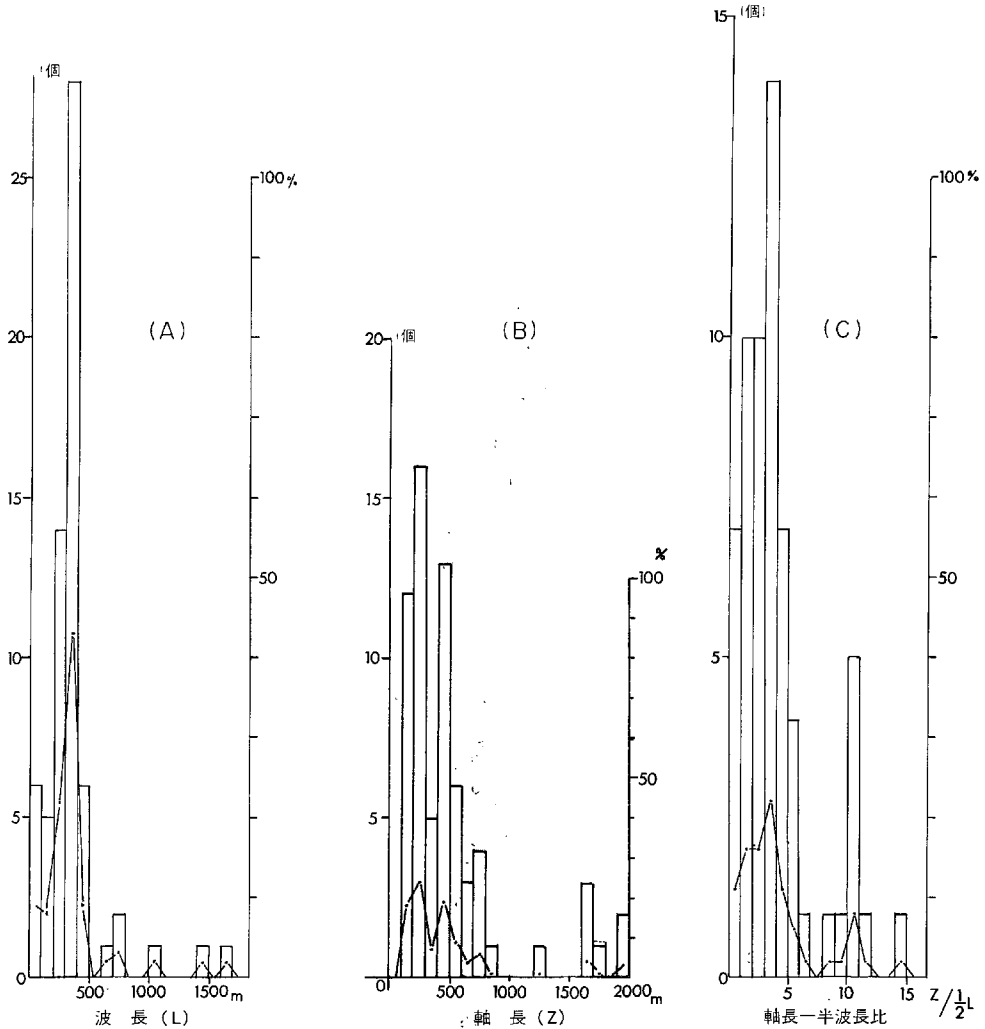
既述したように、白馬一塩尻線の一部をなす鹿島一満願寺線は、ほぼ南北に直線的にのびる地質断層であるが、活断層であるか否かの確認はない。町田(1979)によれば、鳥川と乳川に分布する約10万年及び5万年前に形成された断岳では最近の活動は確認できなかったとしている。地形的には極めて明瞭な線状地形を示すので、今後更に調査する必要がある。

このほか、松本盆地内の扇状地(乳川扇状地や神戸原など)に北西-南東性の東落ちの低断層崖状地形が知られているが、発達は悪く更に検討を要する。

## VII. 4 小 構 造

### VII. 4. 1 小褶曲

一般に、褶曲地域でタイプや規模の異なる褶曲が混在することは良く知られた事実である。本図幅地域においても、既述した褶曲のほかにも多くの小褶曲が分布する。



第50図 小褶曲の形態 (KATO, 1979) (A)小褶曲の波長頻度分布 (B)小褶曲軸長頻度分布 (C)小褶曲の軸長-半波長比の頻度分布 折れ線は、各頻度度数の百分率を表わす。

これらのうち、波長が十数m以下(すなわち一露頭でその全体像が観察可能)の小褶曲は、その成因がスランプ性か造構性かについて判断しにくいことが多いので(当地域の新第三系中の数m程度の小褶曲はスランプ褶曲である)、ここでは、数10 m以上の波長を持つ小褶曲について取り扱うことにする(地質図には主な小褶曲しか示していない)。

これらの小褶曲は、ほぼ南北性の軸を持って、北へわずかにブランチするものが大部分で、大褶曲のそれと調和的である。

第50図(A)に波長の頻度分布を示してある。これによると小褶曲の波長は、500 m以下のものが多い。モードは、300-400 mの間にあり、200-500 mの間で74% ぐらいを占め、全体の単純平均値は334 mである。野間背斜と込地向斜の軸間距離(半波長)は1-3 kmと変化するが、波長を比較すると大褶曲は小褶曲の6-18倍となり、大まかにいえば、オーダーが一桁異なるといえよう。

第50図(B)は、軸長の頻度分布が示されている。これによると、200-500 m間で77%を占め、波長の場合と同様な結果となった。

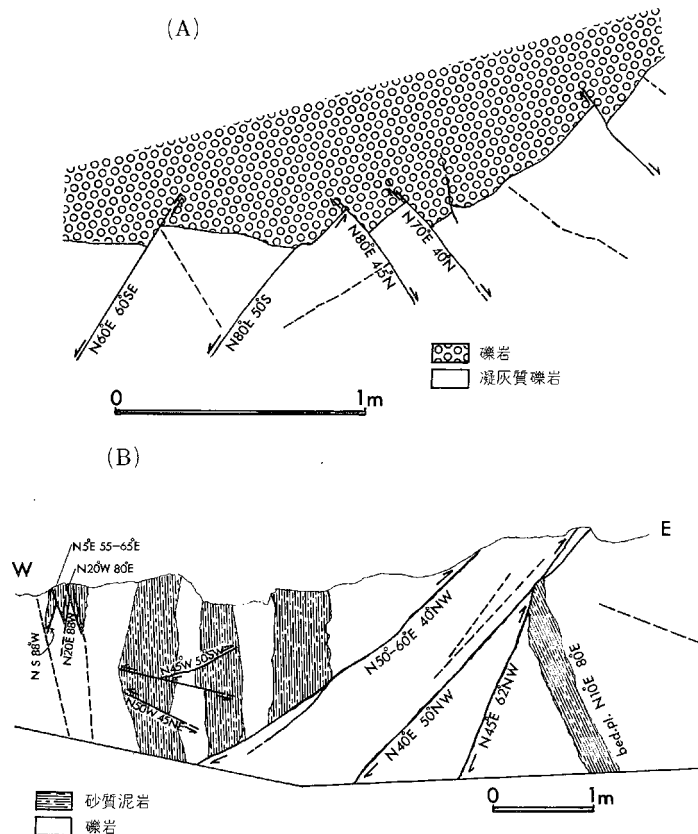
第50図(C)は 軸長一半波長比( $Z/1/2L$ )の頻度分布を示したもので、その比が5以下のものが卓越していることが明瞭で、大褶曲に比べて、軸方向の発達が悪いことを示している。

#### VII. 4. 2 小断層

ここで取り扱うのは構造性的小断層であるが、堆積時のいわゆる面なし断層は含まない。

本図幅地域東側の新第三系堆積岩分布地域では、一般に、小逆断層は、松本—長野線(平林, 1969)の西側に分布が限定される傾向が見られ、一方、小正断層にはそのような分布の限定は見られず、更に、小断層は、南北性の褶曲軸や断層の近傍に集中が見られる(KARO, 1979)。

犀川以東の小断層について、水野(1976a)は、南北走向高角正断層(N-S系)、東西走向高角正断層(E-W系)、伸張性断層(T系)、短縮性断層(C系)に分類し、各系統の切断関係や断層の性質からN-S系とE-W系、T系とC系は、各々同時期に形成され、更に前者の方がより新しく形成されたと考えた。また、E-W系は、大峰変動(仁科, 1972)による隆起に伴う断層で、N-S系は、隆起に伴い局所的に盆



第51図 中山断層近傍の小断層 (A) 池田町法道北の日野部層中の小断層 (B) 明科町泉福寺付近の大穴山部層中の小断層

地縁辺部に生じたもので、一方、松本—長野線以西の T 系と C 系は、込地向斜、野間背斜等の褶曲作用に伴われて形成されたと考えた。

犀川以西の中山山地では、中山断層や犀川断層近傍に小断層の集中が見られ、それらの断層の形成と関連すると思われる(第55図(A)(B))。平林(1967a, b)は、ここでは、N-S, N 50°E-EW の方向が卓越することを指摘している。また、この地域の節理系と小断層系の類似性も認められないとしている。

図幅地域西部の花崗岩地域では、平林(1967a, b)によれば、小断層系は節理系とよく類似しており、70-80°の高角でNWまたはNEに傾斜するものが多く、走向は N50°W, N50°E, EW が優勢で、NS 系はむしろ少ないことを指摘している。

#### Ⅶ. 4. 3 節理

本図幅地域を含む糸魚川—静岡構造線付近に発達する節理系は、平林(1965, 1967a, b, 1969b)によって詳しい調査報告がなされている。

それによれば、先第三系の花崗岩類や堆積岩類からなる西部の日本アルプス側では、N50°W, N50°E, EW, NS の4方向が卓越し、傾斜は40°以上がほとんどである。地域的に見ると、南部の梓川流域から北部の姫川流域に向かうにつれて EW 系から NS 系となり、盆地から西へ山地内部に向かうにつれて NS 系から N50°W, N50°E の節理が卓越するという。

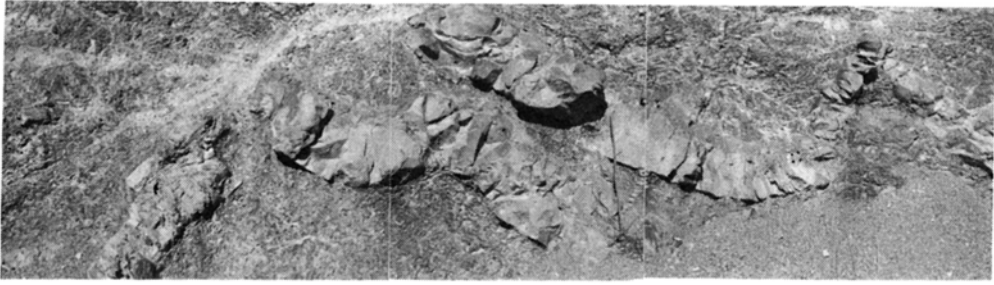
これに対して、東部の主に新第三系の堆積岩類からなる丘陵性山地では、狭い範囲内で明瞭な方向性を示すものの、全体としては特定の卓越方向は示さず、N30-70°E 及び N40-80°W と分散するが、どちらかといえば EW 系が優勢である。傾斜は70°以上が多く SW 及び SE に傾くといわれる。

#### Ⅶ. 4. 4 堆積構造

当地域の堆積構造については、田中ほか(1954)、SAITO(1962)、犀川団研グループ(1966)、YAGISHITA(1971)、田中ほか(1973)、KATO(1979)、下平(1980)及びSUZUKI(1982)など多くの研究報告がある。

当地域には各種の堆積構造が、特に別所層から小川層にかけて分布するが、このうち主に水流の動きによって形成された ripple mark や flute cast 等の堆積構造から、地層堆積時の流向が復元される。田中ほか(1968, 1973)や KATO(1979)、SUZUKI(1982)によれば、別所層堆積時及び青木層堆積時を通じて、全体的には南から北への流向が卓越している。一方、斜交層理の分布とそれから復元された水流の向きは極めて興味深い。当地域に発達する斜交層理は形態的には、長浜(1963)の平面型に相当し、KATO(1979)の指摘のように、麻績川沿岸の野間背斜軸部付近において、斜交層理の前置層の最大傾斜方向が野間背斜のみならず、その東部の小褶曲の翼傾斜の方向とも調和的であり、かつ斜交層理と小褶曲の分布範囲もよく一致していることが注目される。このようなことは高府向斜南端部付近においても見られ、褶曲の initiation が堆積時の initial disturbance を反映している一つの傍証となる(KATO, 1979)。

当地域に発達する波長数m程度の小褶曲は、青木層ないし別所層中の砂泥互層中に発達している。これらの小褶曲は、上位の地層による truncation を受けているものがあること、形態的には相似褶曲に近く、曲率が大きくてもほとんど変位を伴う破断が見られないこと、層面すべりもほとんどなく他のスラ



第52図 別所層上部のスランプ構造 (明科町長峰林道)



第53図 青木層下部層中のスランプ褶曲 (坂北村日向東方の麻績川沿岸)



第54図 青木層野平部層中の斜交層理 (八坂村ノ瀬北)



第55図 小川層重部層中の堆積構造 (生坂村山清路付近)

ンプ構造と共存することが多いことなどからスランプ褶曲であると判断した。その軸面の向きは、大褶曲の軸にほぼ平行し南北性である。

YAGISHITA (1971), 金熊川宇留賀付近の青木層中に見られる小褶曲をなす砂岩泥岩互層の砂岩層について、その構成粒子の配列を調べ、その小褶曲が未固結堆積物の海底地すべり現象による剪断褶曲であると、剪断の原因は一種の層状流によるものと考えた。

碎屑岩脈は、別所層上部から小川層下部にかけて見られるが、本図幅地域では、特に別所層最上部(例えば、明科町長峰林道沿いの露頭)に顕著に発達する。

このほか多くのスランプ構造が分布するが、下平(1980)は、麻績川流域の青木層中に発達する異常堆積層の二例について調査し、その構造上の特徴からいずれも三梨・垣見(1964)の深層地すべり型の異常堆積層に相当し、海底地すべりによって形成されたことを指摘している。

## VIII. 応用地質

### VIII 1 金属鉱床

本図幅地域の金属鉱床については、長島・長島(1960)及び平林(1971)に銅、マンガン、モリブデン鉱



第56図 金沢花崗閃緑岩に伴う黄鉄鉱脈 有明花崗岩B型花崗岩(Gab)中に貫入した 岩脈状の金沢花崗閃緑岩(Gk)が鉱脈(矢印)をもたらした, 金沢入口付近の高瀬川川床

床が記載されている。これらの鉱床の産出量については記録もほとんど見いだせなく、見るべきものはないものと推定される。

銅鉱床は、高瀬川金沢付近にあり、かつて狸掘をしたことがあるが、大きなものではない。金沢入口付近の高瀬川河床では、有明B型花崗岩中に金沢花崗閃緑岩が、幅1mほどの岩脈(N45°W 垂直)として貫入している。その岩脈の両側に、厚さ3cmほどの黄鉄鉱脈が見られる(第56図)。鉱化作用は、中ノ沢断層に沿って多少の広がりをもっている。

マンガン鉱床は平林(1971)によれば城山三角点の南側の梓川層群中の不純なチャート中に鉱脈状に存在する。MnO<sub>2</sub>の鉱脈はN5°W70°NE幅1mのものとN27°W65°NW幅30cmの2本ある。鉱脈は銅、鉛、亜鉛なども少量含有している。

モリブデン鉱床は、松川鉱山と常盤鉱山がある(立見, 1954)。松川鉱山は、明治時代に発見された。鉱床は唐沢山の東斜面に点在する有明B型花崗岩中の石英脈である。N20°E20°SE幅10cm、あるいはN50°Wのものが記録されている。今回の調査では標高900mほどの地点でトレンチの跡を確認したのみである。

常盤<sup>あき</sup>鉱山は信濃常盤駅より4km西方とあるが、詳しい位置は確認できなかった。八木(1923)では、「常盤村<sup>あき</sup>の峰白沢人花崗岩中に葉片状をなす」と記されている。平林(1971)では、白沢と明沢の間のフネキ沢中流付近にMo鉱床がプロットされている。立見(1954)によれば、花崗岩中のレンズ状石英脈で品位はMoS<sub>2</sub>0.2-0.4%と記されている。

## VIII. 2 非金属鉱床

仏崎の石灰岩は、梓川層群中にレンズ状に介在しているもので、1950年代まで採掘され、石灰焼成に利用されていた。平林(1971)によると、石灰岩層は幅 15m 厚さ 8m 走向は N60-70°E である。

城山北部における梓川層群のホルンフェルスは、骨材として採掘されたことがある。城山南部における同層群中のチャートは、鋳物砂として採掘されたことがある(平林, 1971)。

東部の生坂山地では、長野炭田東筑摩炭鉱や生坂炭鉱があり、稼行されたことがあるが炭質は、褐炭及びそれ以下で良くない(小林・磯見, 1950; 徳永, 1953)。

## VIII. 3 温泉・鉱泉

本地域には、北西端部に葛温泉、西端部に中房温泉がある。いずれも槍ヶ岳図幅地域にまたがっている。葛温泉は、角(1975)によれば、温度 95°C、湧出量 658 l/m、pH 7.6 の硫黄泉である。また、中房温泉は、温度 96°C、湧出量 3,189 l/m の硫黄泉である。いずれも、付近に第四紀の火成岩が露出していないにもかかわらず、温度は極めて高い。

中山山地では、十カ所近い鉱泉が知られており、中山温泉(温度 9-18°C, 硫化水素泉)、松沢鉱泉などがあり、そのほか、十円坊、土袋、矢下などに鉱泉の湧出が見られるが、概して水温は低い、犀川沿いの古坂や大日向にも鉱泉があり、更に、麻績川流域では、差切温泉(18°C, 170/m)が古くから知られている。

## VIII. 4 地震

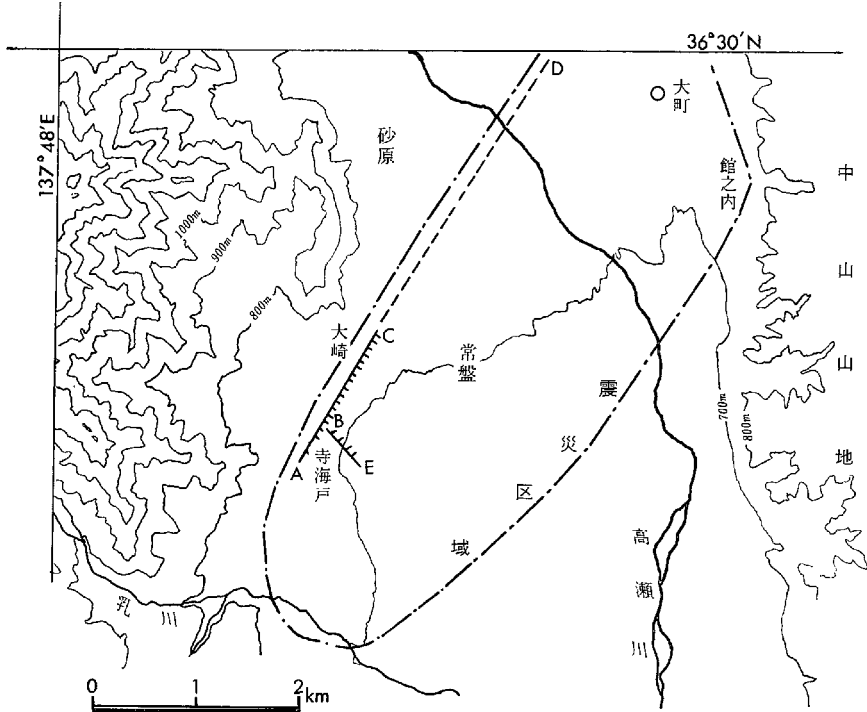
本図幅地域は、信越にまたがる群発地震帯の一面を占め、局地的な群発地震や小規模な地震が発生する。代表的な地震としては、大正7年の大町地震が挙げられる。

大町地震は記録によれば、1918年11月11日、午前2時58分と午後4時3分の2回、大きなショックがあり、各々 M 6.1 といわれ、震央は 137.8°E(137.88°E)、36.5°N(36.45°N)とされているが、第1回目は大町に近く、第2回目は常盤村に近く、また、第2回目の方がやや大きいといわれる。大森(1922)によれば、大町市を中心に同心円状に隆起がみられ、最大約 19cm といわれる。

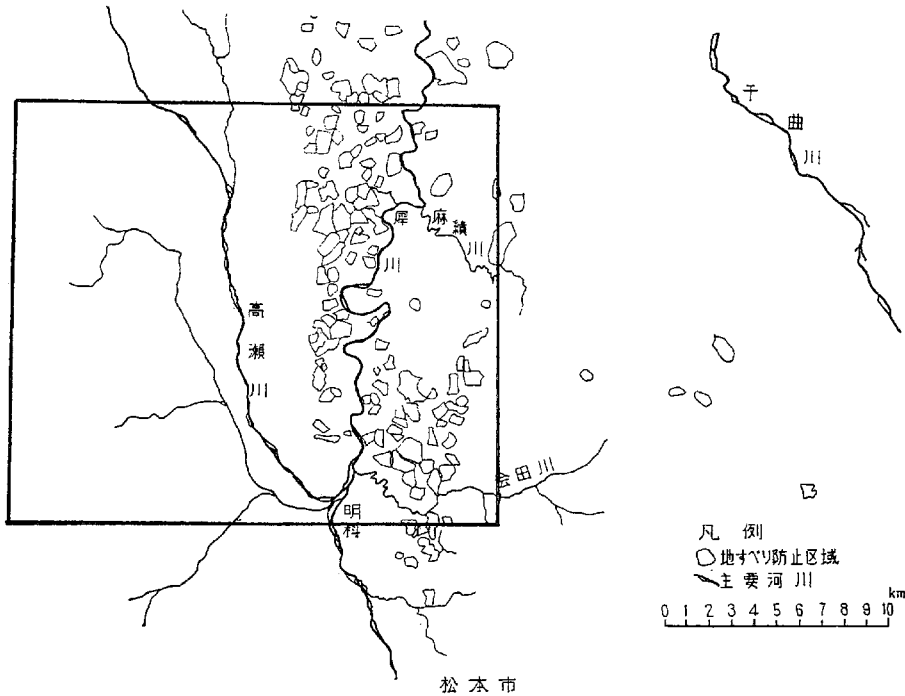
坪井(1922)は、常盤村寺海渡(現大町市寺海戸)から大崎にかけて、NNE-SSW 方向に生じた亀裂線を寺海渡断層と名づけた(第57図 A-C-(D))。これは、第2回目の地震時に生じたもので、幅数分、長さ約 10町、最大落差約 2寸で南東落ちで震災区域の北西境界にほぼ沿っている。

大森(1921, 1922)は、第57図 B-C、B-E の地裂線を報告している。B-C は幅 2寸以下、最大落差 5寸、総延長約 10町で、B-E は幅 1寸、総延長約 4町に及ぶとしている。しかしいずれも、地震断層とするには疑問が多い。





第57図 大町地震時に現われた地裂線 (大森, 1921 及び坪井, 1922) 一点鎖線は大町地震の震災区域  
 A—C—D は寺海溝断層 (坪井), B—G 及び B—E は地裂線 (大森) 細実線は等高線を示す



第58図 地すべり分布図 (望月, 1971 の一部) 実線内は信濃池田町幅地域

## VIII. 5 地 す べ り

本地域西部は，地形が急峻なことから，粗粒花崗岩は真砂状に風化し易いため，山地の崩壊が起り易い。被害が下流に及ばないようにするため，砂防ダムが多く建設されている。

犀川沿岸は，信越地すべり地帯の一部をなし，新第三紀層の地すべりや地すべり性崩壊の多いことで知られている。

第58図は犀川及びその周辺の地すべりの分布状況を示したものである(望月，1971；斎藤ほか，1976)。それによると，地すべりは，一般に泥質岩分布地に多いが，犀川沿いではむしろ砂岩・泥岩互層地域に多く，別所層の黒色頁岩分布地域にはかえって少ない。また，礫岩や砂岩の分布地域でも泥岩を薄く挟むような地域に地すべりが発生している。また，褶曲地帯に多く，地層傾斜の方向に規制される流れ盤式及び基盤岩の走向方向にすべるものが多い。中山断層沿いに地すべり地の線状分布が若干見られるが，地すべりの性質等は他の地域と特に変わっておらず，断層と地すべりとの関係は明瞭でない。

## 文 献

- ARAMAKI, S., HIRAYAMA, K. and NOZAWA, T. (1972) Chemical composition of Japanese granites, Part 2. Variation trends and average composition of 1200 analyses. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 78, p. 39-49.
- ASAKAWA, Y. and YAMADA, T. (1980) Alkaline rocks from the northeast of Mt. Jonen-dake, Japan Alps, Central Japan. *Jour. Japan. Assoc. Min. Pet. Econ. Geol.*, vol. 75, p. 281-299.
- 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.
- フォッサマグナ団研(1958) フォッサマグナの構造的意義. 地球科学, no. 37, p. 29-33.
- 藤本治義・河田喜代助・牛来正夫・鹿股信雄・関和一郎・川端三郎(1946) 長野油田の地質. 地質雑, vol. 52, no. 613-615, p. 48-55.
- 藤田至則(1973) 日本列島の成立——グリーンタフ造山. 築地書館, p. 93-94.
- 原山 智(1975) 北アルプス, 笠ヶ局, 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.
- 姫川団研グループ(1958) 糸魚川—静岡線北部に沿う地帯の第三紀層. 地質雑, vol. 64, p. 431-444.
- 平林照雄(1951) 長野県高瀬川流域の地質. 信濃, vol. 3, no. 11, p. 19-28.
- (1953) 来馬統および大峰型石英安山岩の新分布地. 地質雑, vol. 59, p. 64.
- (1959) 仏崎のスカルン鉱物. 山と博物館, vol. 4, no. 11, p. 2-3.
- (1962) 糸魚川—静岡地質構造線北部の地形・地質(概報).
- (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.

- 平林照雄(1967a) 糸魚川・静岡線北部地域の地質構造. 長野県教育センター紀要, no.1, p. 51-75.
- (1967b) 松本盆地周辺の地質構造について. 柴田秀賢教授退官記念論文集, p. 235-240.
- (1968) 北部フォッサ・マグナ西縁部の地質構造上の特徴について. フォッサ・マグナ, 日本地質学会第75年秋季学術大会総合討論会資料, p. 31-35.
- (1969a) 北部フォッサ・マグナの松本—長野線と小谷隆起帯について. グリーンタフに関する諸問題(日本地質学会第76学術大会総合討論会資料), p. 117-122.
- (1969b) 北部フォッサ・マグナ地域の地質構造. 長野県教育センター研究年報, no. 3, p. 33-44.
- HIRABAYASHI, T. (1970) Neogene conglomerates and Cenozoic geohistory of the Northern Fassa Magna in Central Japan. *Earth Science*, vol. 24, p. 79-92.
- 平林照雄(1971) 北安曇誌 第1編 地形地質及び10万分の1地質図. 北安曇誌編集委員会, p. 25-247.
- 北部フォッサ・マグナ研究グループ(1976) 北部フォッサ・マグナ中央部の新第三系の堆積盆. 地質学論集, 第三号, p. 117-131.
- 本間不二男(1928) 信濃中部第三紀層の分類(一)~(五). 地球, vol. 9, p. 265-277, p. 341-350, p. 423-432, vol. 10, p. 40-53, p. 97-103.
- (1931) 信濃中部地質誌. 古今書院, 331. p.
- 藤田和夫・太田陽子(1977) 第四紀地殻変動. 日本の第四紀研究——その発展と現状. 東京大学出版会. p. 127-152.
- 市山照雄(1949) 長野県陸郷村産硫酸塩鉱物. 鉱物と地質, vol. 3, p. 25-26.
- 飯島南海夫(1967) 東北信におけるローム層の問題点. 第四紀, no. 11, p. 39-49.
- ・斎藤 豊(1968) 更級埴科地方誌第一巻, 自然編. 更級埴科地方誌刊行会, 737 p.
- ・田口今朝男・片岡健治・友野邦彦・六川忠信・小林将喜(1968) 千曲川上流地方の第四紀地質(その1)及び(その2). 地球科学, vol. 22, p. 1-10, p. 78-85.
- 今野円蔵(1930) 信州における新第三紀別所及び麻績両植物群について. 地質難, vol. 37, p. 306-310.
- (1931) 信濃中部に産する新生代化石植物群. 信濃中部地質誌, 第四編, p. 141-156.
- 石沢一古(1982) 北アルプス鹿島槍ヶ岳—烏帽子岳付近の火成岩類の地質. 地質雑, vol. 88, p. 215-230.
- IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks (A. L. Streckeisen) (1973) Plutonic rocks classification and nomenclature recommended by the IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. *Geotimes*, Oct. 1973, p. 26-30.
- 狩野謙一(1975) 長野県, 北部木曾—梓川地域の上部古—中生層の層序. 地質雑, vol. 81, p. 285-300.
- 加藤項一(1970) 長野県麻績川・金熊川流域の後期中新世の褶曲について——褶曲構造の解析(I). 地質雑, vol. 76, p. 579-590.
- (1971) 褶曲の形態解析について——長野県麻績川流域の褶曲を例として——. 地質難, vol. 77, p. 323-326.

- 加藤碩一(1972) 多層系の褶曲について——その 2——. 日本地質学会第79年学術大会講演要旨, p. 98.
- (1973) 多層系褶曲の弾性モデル実験について. 日本地質学会第80年学術大会講演要旨, p. 306.
- (1974) 長野県松本市北方の地質構造について. 日本地質学会第81年学術大会講演要旨, p. 385.
- (1975) 弾性座屈褶曲の実験的研究. 地質雑. vol. 81, p. 147-154.
- (1977) 松本市北方の新第三系褶曲について(4). 日本地質学会第84年学術大会講演要旨, p. 113.
- KATO, H. (1979) Folds of Miocene Formations in Higashi-Chikuma District, Nagano Prefecture, Central Japan. *Bull. Geol. Survey Japan*, vol. 30, p. 71-130.
- 加藤碩一(1980) 坂城地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1図幅), 地質調査所, 57p.
- 活断層研究会編(1980) 日本の活断層——分布図と資料. 東大出版会, p. 182-185.
- 河野義礼(1939) 聖山産多色性普通輝石の化学成分. 岩鉱, vol. 22, p. 61-69.
- ・植田良夫(1966) 本邦火成岩の K-A dating (V) 西南日本の花崗岩類. 岩鉱, vol. 56, p. 191-211.
- 小林 勇・磯見 博(1950) 長野県長野炭田東筑摩郡更級地区調査報告. 地質調査所報告. no. 135, 26p.
- 小林国夫(1951a) 常念岳東方の断層地形に関する一考察. 地理評, vol. 24, p. 377-381.
- (1951b) フォッサ・マグナ西部付近における第四紀編年. 信大紀要, vol. 1, p. 9-25.
- (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.
- KOBAYASHI, K. (1954) A short report on the history and the Pleistocene geology of the Matsumoto basin and its adjoining mountains (I). *Jour. Shinshu Univ.* vol. 5, p. 23-38.
- 小林国夫(1955) 北安曇郡池田東方の地質. 長野県地質調査報告書, p. 263-276.
- (1957a) 吐中化石層の発掘. 信州ローム, no. 3, p. 10-11.
- (1957b) フォッサ・マグナ地域の構造発達史. 地団研松本支部, 44 p.
- KOBAYASHI, K. (1958) Quaternary glaciation of the Japan Alps. *Jour. Fac. Liberal Art and Scd, Shinshu Univ.*, vol. 8, p. 13-69.
- 小林国夫(1959) 日本アルプス周辺の第四紀層(旨). 第四紀研究 I, vol. 5, p. 182-184.
- KOBAYASHI, K. (1960) Bearing of "Shinshu Loam" on the Pleistocene geology of Matsumoto Basin in Central Japan. *Jour. Fac. Liberal Art and Sci., Shinshu Univ.*, vol. 19, p. 21-67.
- 小林国夫(1961) いわゆる“信州ローム”(信州ロームの研究その1). 地質雑, vol. 67, no. 784, p. 32-47.
- (1963) 中部地方の洪積世火山層. 第四紀研究, vol. 3, no. 1-2, p. 112-122.
- (1965) 長野県明科町吐中針葉樹層の  $^{14}\text{C}$  年代——日本の第四紀層の  $^{14}\text{C}$  年代XXV——. 地球科学, no. 81, p. 44-45.

- 小林国夫(1968) フォッサ・マグナ地域内陸部の第四紀地殻変動. 地質学論集, no. 2, p. 33-38.
- ・平林照雄(1950) 松本盆地東縁のいわゆる旧河床礫. 地質雑, vol. 56, p. 506.
- ・———(1952) フォッサ・マグナ西部のいわゆる大峰火山と第四紀区分について. 地質雑, vol. 58, p. 293.
- ・———(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.
- ・郷原保真(1958) 信州ローム層の分布・氷期・文化層との関係(旨). 地質雑, vol. 64, p. 684.
- ・森 義直・原田哲朗・河田晋平(1957) 中央アルプス氷蝕圏谷底の堆積物とその地史的意義. 地質雑. vol. 63, p. 9-25.
- ・清水英樹・北沢和夫(1969) 信州ロームと第四紀後期編年. 日本の第四系, p. 224-236.
- 小松直幹(1967) 松本盆地周縁の第三系の地質構造について——一つの提案——. 地球科学, vol. 21, p. 19-20.
- 小坂共栄(1979a) 北信第三系の帯状構造——高府帯と荒倉帯——. 総研〔島弧変動〕研究報告, no. 1, p. 41-50.
- (1979b) フォッサ・マグナ西縁, 「大峰帯」の礫岩. 日本地質学会第86年学術大会講演要旨.
- (1980) 大峰帯の礫岩(棚報). 総研〔島弧変動〕研究報告, no. 2, p. 61-68.
- 持場 勇・大森啓一・八木 健三(1939) 聖山産普通輝石の物理性質. 岩鉱, vol. 32, p. 47-69.
- 町田 洋(1979) 松本砂防のあゆみ——信濃川上流直轄砂防百年史——, 第1編 信濃川上流と姫川の自然と歴史. 建設省北陸地方建設局松本砂防工事事務所, p. 1-77.
- 松本盆地団体研究グループ(1972) 松本盆地の第四紀地質の概観——松本盆地の形成過程に関する研究(1)——. 地質学論集, no. 7, p. 297-304.
- (1977) 松本盆地の第四紀地質——松本盆地の形成過程に関する研究(3)——. 地質学論集, no. 14, p. 93-102.
- 南安曇郡誌改訂編纂会(1956) 南安曇郡誌第一巻および7万5千分の1地質図. 1030 p.
- 三梨 昂・垣見俊弘(1964) いわゆる異常堆積について. 地質ニュース, no. 117, p. 8-14.
- 水野 学(1976a) 長野県東筑摩地方北部の新第三系にみられる小断層系——とくに褶曲との関係について——. 日本地質学会第83年学術大会講演要旨, p. 142.
- (1976b) 長野県東筑摩地方北部の新第三系——特に込地向斜および野間背斜について——. 地質学論集, no. 13, p. 175-186.
- 望月巧一(1971) 長野県北部, 犀川, 姫川沿川山地の地すべり(1)——犀川沿川山地の地すべりの一般性——. 地すべり, vol. 7, p. 7-14.
- MORISHITA, A. (1953) On some Neogene Echinoid from Nagano Prefecture, Japan. *Mem. Coll. Sci. Univ. Kyoto*, B. 20, p. 217-226.
- 森下 晶・小黒讓司・沢井 清・田中邦雄・田中茂門・宇治基宣(1957) 長野県聖山南麓の地質——いわゆる東筑タイプ小川層の層序. 地質雑, vol. 63, p. 159-166.

- 森下 晶・小黒譲司・沢井 清・田中邦雄・田中茂門・宇治基宣(1975) 長野県下の新第三系, 日本地方地質誌中部日本(改訂版). 朝倉書店, p. 175-199.
- 長浜春夫(1963) 常盤炭田新第三系の斜層理. 地調月報, vol. 14, p. 553-559.
- 長島乙吉・長島弘三(1960) 日本希元素鉱物. 日本鉱物趣味の会, 京都, 436p.
- 中田節也・高橋正樹(1979) 西南日本外帯・瀬戸内区における中新世の中性一珪長質マグマの化学組成  
広域的变化. 地質難, vol. 85, p. 571-582.
- 中村一明(1969) 島弧のテクトニクス——仮説. 地質学会討論会資料, ダリールタフの諸問題, p. 31-38.
- ・宇井忠英(1975) 岩脈群などによるテストニック応力場復元の問題. G. D. P. 連絡紙: II-1-(1)構造地質, no. 3, p. 75-82.
- 中谷 進(1972) 大町テフラ層とテフロクロロジー. 第四紀研究, vol. 11, p. 305-317.
- 仁科良夫(1972) 大峰面の形成過程, 地質学論集, no. 7, p. 305-316.
- (1973) 大峰変動について. 信濃教育, no. 1040, p. 51-64.
- (1982) クリスタル・アッシュの分布と起源をもとめて. 信濃教育, no. 1144, p. 1-9.
- 迫 方(1907) 中山山脈の地質. 地質雑, vol. 14, p. 168.
- 尾身正弘(1971) 犀川流域地質(特に犀川断層)について. 構造地質研究会議, no. 10, p. 10-12.
- 大森房古(1921) 大正7年信州大町激震調査報告. 震災予防調査会報告, vol. 94, p. 16-69.
- (1922) 大正7年信州大町激震調査報告(第2回). 震災予防調査会報告, vol. 98, p. 23-31.
- 大森晶衛(1960) フォッサ・マグナの地質学的意義. 地球科学, no. 50-51, p. 75-82.
- 犀川団体研究グループ(1966) 犀川流域の地質構造——犀川流域の地質(その4)——. 地団研専報, no. 12, p. 95-102.
- 斉藤 豊(1954) 聖山火山説の真偽. 地質雑, vol. 60, p. 170.
- SAITO, Y. (1961a) A Preliminary note on structure system of the Tertiary Formation in the northern part of the Fossa Magna. *Bull. Fac. Educ. Shinshu Univ.*, no. 12, p. 99-108.
- (1961b) Geology of the Northern Fossa Magna ((Part 1)). *Jour. Fac. Educ. Shinshu Univ.*, no. 11, p. 179-200.
- (1962a) Geology of the Northern Fossa Magna (Part 2). *Jour. Fac. Educ. Shinshu Univ.*, no. 12, p. 134-160.
- (1962b) Geology of the Northern Fossa Magna (Part 3). *Bull. Fac. Educ. Shinshu Univ.*, no. 13, p. 23-54.
- (1962c) An interesting sole marking observed on overturned sandstone layers of the Aoki Formation (Neogene) in Ikusaka-mura, Higashi-chikuma-gun, Nagano Prefecture, Japan. *Jour. Fac. Education, Shinshu Univ.*, no. 12, p. 161-163.
- (1963) Geology of the Northern Fossa Magna (Part 4). *Bull. Fac. Educ. Shinshu Univ.*, no. 14, p. 123-142.
- 斉藤 豊(1977) 北部フォッサ・マグナ研究グループの論文「北部フォッサ・マグナ中央部の新第三系

- の堆積盆」に対する批判. 信州大教育学部紀要, no. 37, p. 147-162.
- 斉藤 豊・望月巧一・赤羽貞幸(1976) 北部フォッサ・マグナ地域の第三系と主要地すべり. 地質見学案内書, 45 p.
- 笹倉正夫(1932) 信濃仁科山脈産含月長石石英班岩と同族深成岩との関係. 火山1集, vol. 1, no. 2, p. 60-73.
- 柴田秀費・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.
- ・—————(1955) 日本北アルプスの仁科型重アルカリ火成岩類. 東京教育大研究報告, vol. 4, p. 33-46.
- 下平真樹(1979a) 聖山南麓に分布する酸性凝灰岩類の研究. 塩筑教育, no. 8, p. 101-104.
- (1979b) 冠着山—四阿屋山周辺の地質——特に酸性凝灰岩類の形成機構について——. 第19回北信越理科教育研究会長野大会会誌.
- (1980) 長野県麻績川流域のスランブ構造について. 塩鏡教育, no. 9, p. 90-99.
- 塩野入忠雄(1970) 信州更埴地方. 地質スケッチとその岩石. 97 p.
- 角 清愛(1975) 日本温泉・鉱泉一覧. 地質調査所, 134 p.
- STEWART, D. B. (1957) The system  $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ . *Carnegie Inst. Wash., Year Book* 56, p. 214-216.
- SUZUKI, K. (1982) Sedimentological analysis of the Neogene Basins in the central part of the northern Fossa Magna Region, Central Japan. *Memoirs of the Faculty of Science, Kyoto Univ., Series of Geol. and Mineral*, vol. XLVIII, p. 1-42.
- SUZUKI, Y. (1955) On some mutual relations among the mineral constituents of plutonic rock series. *Jour. Fac. Sci. Hokkaido Univ., Set. IV*, vol. 9, p. 43-54.
- 鈴木尉元・三梨 昂(1974) 信越堆積盆地の地質構造区分, 地質構造発達過程と褶曲の形成機構について. 地調報告, no. 250の2, p. 79-91.
- 竹内 章(1977) 長野県北部における新第三紀以降の応力場と造構過程. 地質難, vol. 83, p. 679-691.
- TAKEUCHI, A. (1978) The Pliocene Stress Field and Tectonism in the Shin-Etsu Region, Central Japan. *Jour. Geosci. Osaka City Univ.*, vol. 21, p. 37-52.
- (1980) Tertiary stress field and Tectonic development of the southern part of the northeast Honshu Arc Japan. *Jour. Geosci. Osaka City Univ.*, vol. 23, p. 1-64.
- 竹内 章・中村一明・小林洋二・堀 清彦(1979) 岩脈群からみた本州中部の新生代応力場——古応力学序説——. 月刊地球, vol. 1, p. 447-452.
- ・坂本 満(1975) いわゆる犀川擾乱帯の構造. 日本地質学会82年学術大会演講要旨集, p. 319.
- ・—————(1976) 長野県北部, 犀川中流地域に分布する新第三系の層序と構造. 地質学論集, no. 13, p. 187-201.
- 田中邦雄(1951) 松本市付近の第三紀層について. 信大教育学部研究論集, no. 1, p. 13-25.
- (1958) 長野県中部会田川上流の地質. 藤本治義教授還暦記念論文集, p. 267-276.

- TANAKA, K. (1962) Studies on the Molluscan fossils from Central Shinano, Nagano Prefecture, Japan (Part 7)—Stratigraphical and Palaeontological Studies—. *Bull. Fac. Educ. Shinshu Univ.*, no. 13, p. 41-79.
- 田中邦雄・平林照雄(1964) 犀川流域の地質(その二). 信大教育学部研究論集, no. 15, p. 21-36.
- ・小林国夫・亀井節夫(1952) 沢渡礫岩の層位学的位置. 信大教育学部研究論集, no. 2, p. 108-116.
- ・関 全寿(1966) 松本市北方の第三紀層. 信大教育学部研究論集, no. 18, p. 139-159.
- ・寺平 宏(1964) 山清路付近の生痕化石の研究. 地球科学, vol. 70, p. 15-22.
- (1968) 中信地域の第三紀層. フォッサ・マグナ, p. 36-40.
- (1953) 長野県中部の第三紀層の諸問題(第一報). 信大教育学部研究論集, no. 3, p. 137-144.
- ・寺平 宏・斎藤保人(1954) 長野県中部の第三紀層における化石漣痕についての二, 三の考察. 信大教育研究論集, no. 4, p. 43-75.
- (1968) 長野県中部の第三紀層における化石漣痕についての二, 三の考察. 信大教養部紀要, no. 2, p. 43-75.
- 遠藤忠慶・平出友伯・熊井深志(1973) 北部フォッサ・マグナ地域の第三紀層にみられる堆積構造についての研究. 信州大学教養部紀要, 自然科学, no. 7, p. 49-89.
- 福島 宏・原田哲朗・岩崎祐章・上条 静・百瀬博美・森下 晶・野村 哲・小黒譲司 太田守夫・沢井 清・竹淵修二・田中茂門・宇治基宣(1961) 犀川流域の地質(その一). 槇山次郎教授記念論文集, p. 97-106.
- 立見辰雄(1954) モリブデン鉱. 日本鉱産誌 I -C, 地質調査所, p. 191-125.
- 徳永重元(1953) 長野県長野野炭田東筑摩郡南部地区地質調査報告. 地調月報, vol. 4, p. 193-202.
- 富沢恒雄(1962a) 野県篠ノ井市茶臼山付近の新第三系について. 地質雑, vol. 68, p. 53-64.
- (1964) 長野県犀川中流地域における第三系の地質構造. 地質雑, vol. 70, p. 531-595.
- 富田 達(1927) 信濃木崎湖西南畔に産するアルカリ岩に就て(摘要). 地質雑, vol. 34, p. 256-259.
- 坪井誠太郎(1922) 信州大町地震調査概報. 震災予防調査会報告, vol. 98, p. 13-21.
- TUTTLE, O. F. and BOWEN, N. L. (1958) Origin of granite in the light of experimental studies in the system  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{-KAlSi}_2\text{O}_8\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ . *Geol. Soc. Amer. Mem.* 74, 153p.
- 植村 武(1976) 北信第三系の褶曲モデル. 地質学論集, no. 13, p. 203-209.
- 渡辺武男(1934) 長野県常盤産接触鉱物記事(3) 斜ヒューム石及びバルガス石に就いて. 地質雑, vol. 41, p. 457-460.
- 失部長克(1918) 糸魚川静岡地構線. 現代の科学, vol. 6, p. 147-150.
- 八木貞助(1920) 信州地方第三紀後の準平原について. 地質難, vol. 27, p. 125-127.
- (1921) クリストフォウイチ氏鑑定信濃産第三紀植物化石目録とその産地. 地質雑, vol. 28, p. 265-272.
- (1923) 信濃鉱物誌. 古今書院, 東京, 277p.
- YAGISHITA, K. (1971) On microfabrics of slump fold of the Saikawa Anticline in northern Fassa Magna,



Central Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 77, p. 779-790.

山田哲雄(1968) 松本市北方の地震探査によって探られた糸魚川—静岡線. フォッサ・マグナ, 日本地質学会第75年秋季学術大会総合討論会資料, p. 41-44.

———・藤田至則・武内俊昭(1976) 松本市北方安曇平における地震探査. 地質学論集, no. 13, p. 51-60.

山下 昇・小坂共栄・織田聡子(1980) 松本盆地東縁明科—田沢間の山麓の地質と地形. 総研〔島弧変動〕研究報告, no. 2, p. 77-92.

YODER, H. S. Jr. (1967) Albite-anorthite-quartz-water at 5 kb. *Carnegie Inst. Wash., Year Book* 66, p. 477-478.

———, STEWART, D. B. and SMITH, J. R. (1957) Ternary feldspars. *Carnegie Inst. Wash., Year Book* 56, p. 206-214.

**QUADRANGLE SERIES**

SCALE 1 : 50,000

**Kanazawa (10) No.38****GEOLOGY**  
**OF THE**  
**SHINANO-IKEDA DISTRICT**

By

Hirokazu KATO and Taisei SATO

(Written in 1982)

---

**ABSTRACT****GENERAL REMARKS**

The Shinano-Ikeda District is situated in the eastern margin of the Northern Japan Alps, northern half of the Matsumoto Basin and the Nakayama hilly lands, from west to east of the district respectively, Central Japan. The Takase River flows from north to south across the central part of the mapped district. At the southernmost of the district the river turns to eastward and joins the Sai River which flows from south to north-northeast. Geologically, the mapped district lies in the Inner Zone of Southwest Japan and the northern Fossa Magna. The Inner Zone is composed of granitic rocks of the Northern Japan Alps on the west, and the Tertiary sedimentary rocks on the east. The Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line which terminates the western margin of Fossa Magna runs between the two geologic units mentioned-above, lying underneath the Quaternary sediments along the Takase River.

The western mountainous area is composed mainly of the Permian to Jurassic Azusagawa Group, the late Cretaceous to Paleogene granitic rocks (mainly Ariake Granites), with small amounts of pyroclastic rocks and alkaline rocks as xenolith in the granitic rocks.

**AZUSAGAWA GROUP**

The Azusagawa Group lithologically consists of sandstone, slate, chert, and limestone,

Table 1

CENOZOIC	QUATERNARY	Holocene	Alluvium Colluvial deposits	Gravel, sand and clay	
		Pleistocene	Fan deposits		
		-Holocene	Terrace deposits	Volcanic ash	
		Pleistocene	Omachi Tephra Formation		
	NEOGENE	Pliocene		Omine Conglomerate	Conglomerate
				Omine Group Oanayama Member Hino Member Yashiro Member	Conglomerate, sandstone, acid tuff and dacite lava
				Hijiriyama Volcanics Tararayama Andesite Hijiriyama Andesite	Andesite lava and tuff brecca
				Nagaiwa Formation	Sandstone, conglomerate
		Miocene		Komiji Formation	sandy mudstone and tuff
				Susobana Formation	Rhyolite lava and tuff
				Sheet	Andesitic basalt and porphyrite
				Ogawa Formation Shige Member Sashikiri Member	Conglomerate, sandstone and sandy mudstone
				Sheet	Porphyrite
				Aoki Formation Agero member > uppermost member Nodaira member > upper member Hosei Member — middle member Sodeyama Member < lower member lowermost member	Alternation of sandy mudstone and sandstone, conglomerate and sandstone
	TERTIARY	PALEOGENE		Bessho Formation	Black shale
				Andesite dyke Kanazawa granodiorite (Breccia) rhyolite Porphyrite Takinosawa Granite	Hornblende andesite Hor. bio. granodiorite Plagioclase rhyolite Hornblende porphyrite Biotite granite
			Ariake Granites C-type B-type A-type	Biotite granite Biotite granite Biotite granite Hor. bio. granite	
		Late CRETACEOUS		Nishimata Granite	Biotite granite Hor. bio. tonalite
			Magarisawa Granite Tonalite	Hor. bio. granodiorite	
			Tsumetazawa Granodiorite	Biotite granite	
			Oshirasawa Granite Ichinosawa Granite	Biotite granite	
			Alkaline Rocks Pyroclastic Rocks	Quartzsyenite Welded tuff	
MESOZOIC		JURASSIC- PERMIAN		Azusagawa Group	Sandstone, shale, chert and limestone

and is thermally metamorphosed by later granitic rocks into hornfels, occasionally including porphyroblastic cordierite. General structural trend is ENE-WSW, with northerly dipping.

### PYROGLASTIG ROCK

Rhyolitic pyroclastic rocks occur as large xenoliths in the granitic rocks on the southwesternmost of the district, and are recrystallized by the thermal metamorphism of the granitic rocks. The pyroclastic rocks were originally welded tuff, characterized by the presence of essential lens and lithic fragments measuring 5-10 cm long.

### ALKALINE ROCKS

The alkaline rocks occur as xenoliths in the granitic rocks. The alkaline rocks are quartz syenite with small amounts of syenite and alkali granite. Microscopically, the quartz syenite is composed of granular quartz, tabular and twinned albite, and antiperthitic albite, with small amounts of orthoclase and round-shaped aegirinaugite.

### GRANITIC ROCKS

These granitic rocks are divided into three groups by time-space relation. The first stage granites are the Ichinosawa Granite, the Oshirasawa Granite, the Tsumetazawa Granodiorite, tonalite and the Magarisawa Granite. The second stage granites are the Nishimata Granite, the Ariake A-type Granite, the Ariake B-type Granite and the Ariake C-type Granite. And the third stage granites are the Takinosawa Granite and the Kanazawa Granodiorite. Porphyrite, rhyolite and andesite intruded the granitic rocks as dikes. Petrochemically, the granitic rocks of this district have high silica contents above 70 percent. Potassium-argon age of biotite from the Nishimata Granite is 65 Ma, and that from the Ariake B-type Granite is 62 Ma, respectively.

**The first stage gravies :** The Ichinosawa Granite is found southwesternmost of the district, and is gray colored, medium- and fine-grained biotite granite. Thermally metamorphosed equivalent occasionally includes muscovite and garnet as secondary phase, the Oshirasawa Granite crops out on northwestern part of the district, and is gray colored, coarse-grained biotite granite, occasionally has porphyritic potassium feldspar. The Tsumetazawa Granodiorite intruded the Oshirasawa Granite. It is gray colored coarse-grained gneissose hornblende-biotite granodiorite, and coarse-grained hornblende-bearing biotite granite. Tonalite occurs as xenoliths in the granitic rocks, and is dark colored fine-grained hornblende-biotite tonalite. The Magarisawa Granite occurs as xenoliths in the Ariake B-type Granite, south of Nakafusa Hot Spring. It is gray colored fine-grained biotite granite with clear potassium feldspar.

**The second stage granites :** The Nishimata Granite crops out in southwestern part of the district, and is pale pink to gray colored fine- to medium-grained hornblende-bearing biotite granite. It is characterized by granular texture of quartz. Mosaic aggregates of fine granular quartz and feldspars fill interspace between coarse-grained quartz and feldspars, suggesting that this granite was thermally metamorphosed. The Ariake Granites are widespread in the district, and are subdivided into three facies, namely A, B, and C-type. The A-type granite is the earliest facies of the granites. It is pink colored medium-grained biotite granite. The B-type granite is the main facies, and is pink to gray colored hornblende-bearing biotite granite and biotite granite. The C-type granite is the marginal facies of the Ariake Granites, and is found in the easternmost of the Northern Japan Alps granitic rocks, close to the Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line. It is pink colored fine-grained biotite granite to granite porphyry.

**The third stage granites :** The Takinosawa Granite appears in the northwestern corner of the district. It is leucocratic coarse- to medium-grained biotite granite. The Kanazawa Granodiorite crops out in the northernmost of the district, and it is gray colored medium-grained hornblende-bearing biotite granodiorite. It gave thermal effect upon the Ariake

B-type Granite and rhyolite dike.

### **DIKE ROCKS**

Dike rocks are porphyrite, (brecciated) plagioclase rhyolite, and hornblende andesite. Porphyrite intruded the Ariake B-type Granite. Andesite dikes are scattered in this district.

Neogene

### **MIOCENE**

The Bessho Formation is the lowest formation of Tertiary strata in this mapped district and is mainly composed of massive black shale and mudstone. The uppermost part of this formation consists of medium- and coarse-grained sandstone, conglomerate and alternation of sandstone and sandy mudstone, and many sedimentary structures are developed such as clastic dykes and slump folds.

The Aoki Formation is divided into five members to the east of Saigawa crushed zone : lowermost member, lower member, middle member, upper member and uppermost member. The lowermost member is composed of conglomerate and sandstone. It is remarkable that the conglomerate contains pebbles of quartz diorite and green tuff and angular fragments of black shale. It means that the southern part of the mapped district has begun to uplift at the middle Miocene at least.

The lower member consists sandy mudstone, alternations of sandy mudstone and sandstone, and sandstone. The middle member consists of sandstone, conglomerate and alternation of sandy mudstone and sandstone. The upper member is mainly made of sandy mudstone. The uppermost member consists of alternation of sandy mudstone and sandstone.

On the contrary, the Aoki Formation is divided into four members to the west of Saigawa crushed zone : Sodeyama member, Hōsei member, Nodaira member and Agerō member.

The Sodeyama member consists of alternation of sandstone and sandy mudstone, sandstone and conglomerate. The Hōsei member consists of alternation of sandstone and sandy mudstone, sandy mudstone, sandstone and conglomerate. The Nodaira member is composed of alternation of sandy mudstone and sandstone, and sandstone.

The Agerō member consists of sandy mudstone, alternation of sandy mudstone and sandstone, and sandstone.

Generally the Aoki Formation overlies the Bessho Formation conformably. This formation contains abundant fossils and sedimentary structures. The lithofacies of the formation remarkably changes laterally. Some porphyrite (sheets) intruded this formation and forms sheet (shape).

The Ogawa Formation is divided into two members, that is, the Sashikiri and the Shige in ascending order. The Sashikiri member consists of sandstone, pebbly sandstone, conglomerate sandy mudstone, and alternation of sandstone and sandy mudstone with coal. The Shige member consists of conglomerate, pebbly sandstone, tuffaceous sandstone, sandstone, sandy mudstone, alternation of sandstone and sandy mudstone with coal and acid tuff. This formation contains abundant fossils and its lithofacies shows the shallower sea environment.

Some andestic basalt and porphyrite sheets intrude this formation.

This formation overlies the Aoki Formation conformably.

The Susobana Formation is composed of rhyolite lava and tuff. This formation thickens eastwards and overlies the Ogawa Formation conformably.

The Komiji Formation consists of sandstone, sandy mudstone and conglomerate with coal. It overlies the Susobana Formation conformably.

### **PLIOCENE**

The Nagaiwa Formation consists of sandstone, sandy mudstone, conglomerate, and alternation of sandstone and sandy mudstone. The basal part of this formation contains andesitic tuff breccia.

### **PLIOCENE-ELEISTOCENE**

The Hijiriyama Volcanics consist of the Hijiriyama Andesite and the Tararayama Andesite. The former is hyperthene-augite andesite lava and volcanic breccia, and the latter is olivin-augite andesite lava and volcanic breccia. This overlies the Komiji and the Susobana Formations unconformably.

The Ōmine Group is distributed to the west of the Nakayama Fault. This group is divided into three members, that is, Yashiro member, Hino member and Oanayama member in ascending order. The Yashiro member consists of acid tuff, dacite lava, conglomerate and sandstone with coal. The Hino member consists of acid tuff, sandstone and pebbly sandstone with coal. The Oanayama member consists of sandstone, conglomerate and acid tuff.

## Quaternary

### **PLEISTOCENE**

The Ōmachi Tephra Formation is volcanic ash with pumice and scoria and distributed on flat plains near Mt. Ōmine and Mt. Tarara.

The terrace deposits develop poorly and consist of gravel, sand and mud. The fan deposits are foxed at the foot of the northern Alps (the Hida mountains) remarkably and consist of gravel, sand and clay.

### **HOLOCENE**

The Matsumoto Basin is filled with fan deposits along the Takase River which are composed of gravel, sand and clay.

The colluvial deposits at the foot of the northern Mps, Nakayama mountains and Hijiri Heights, consist of gravel and sand.

The alluvium consists of gravel, sand and peat.

### **GEOLOGIC STRUCTURES**

The Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line, crossing from north to south over the central part of the district, is one of the most important tectonic lines in Japan that divides into Northeast Japan and Southwest Japan, forming western margin of the Fossa Magna. The tectonic line does not appear to the surface by the Quaternary sediments in the mapped district. Some

major faults such as the Kashima-Manganji Fault and the Nakayama Fault run in parallel with the Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line.

The Kashima-Manganji Fault in the granitic rocks is a waved tectonic line constructed from some straight unit faults, which are obliquely joined. The Shinanozaka Fault is situated in the southwest part of the district, of which strike is N30°W.

Neogene formations are strongly deformed. That is, many folds and faults whose directions are roughly N-S.

The Takafu Syncline is one of the largest folds in the northern Fossa Magna region, and its southern portion appears in the mapped district. This is an open fold and its axis strikes in a NNE-SSW direction, and plunges to the north about 30 degrees at the south end.

The Hōsei Syncline has the axis whose length is about 6.5 km, and strikes in a N-S direction.

The Saigawa Anticline has the axis whose length is about 15 km in this mapped district, and strikes in a N-S or N30°E direction. The east limb is overturned with high angles in the Aoki and Bessho Formations but the west limb is gentle, that is, an asymmetric anticline.

The Komiji Syncline has the axis whose length is about more than 23 km. The west limb is steeper than the east one, and is partly overturned, that is, this syncline is intensively asymmetric. It plunges to the north about 10-30 degrees. Many minor folds develop in the southern area of this fold.

The Noma Anticline has the axis whose length is about 22 km. The axial trend is essentially N-S, and it changes to N20°W to the north of the Noma Fault. The axial distance between the Komiji Syncline and the Noma Anticline becomes narrower in the south.

This anticline plunges to the north about 10 degrees in average and 40 degrees at the maximum value.

Along the west and east margins of the Matsumoto Basin, two faults run in a N-S direction. Especially the east one is active even in the recent time.

The Nakayama Fault is a part of the Otari-Shiojiri Line and is one of the N-S trending faults which are roughly parallel to the Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line. The fault plain is nearly vertical and the west side is down.

The Saigawa Crushed zone trends to N-S in the southern area and to NE-SW in the northern area. The length of this fault is about 17 km in the mapped district. This fault is located near the axis of the Saigawa Anticline and cuts the axis with acute angle. The fault plain is nearly vertical and/or dips steeply towards west. The west side is down and its displacement is less than tens of meters in the southern area. The crushed zone is from 50 m to 100 m in width, and many minor faults and joints develop within the crushed zone.

The Komiji Fault trends to N-S or N10°E-S10°W and cuts the axis of the Komiji Syncline with acute angle. In the southern area, the west side is generally down and its maximum slip reaches 150 m. On the contrary, in the northern area the east side is down and its maximum slip attains more than 1 km. This is, therefore, believed to be a pivot type fault.

The Noma fault trends to NW-SE and cuts the axis of the Noma Anticline. This fault is a kind of strike-slip faults. Though the heave of the northern east block can be estimated to be 700 m, the throw of the fault is only less than 50 m (the south western block is down).

These faults and folds in the Neogene rocks mentioned above are estimated to be formed by so-called Sarumaru Movement from the latest Miocene till Pliocene.

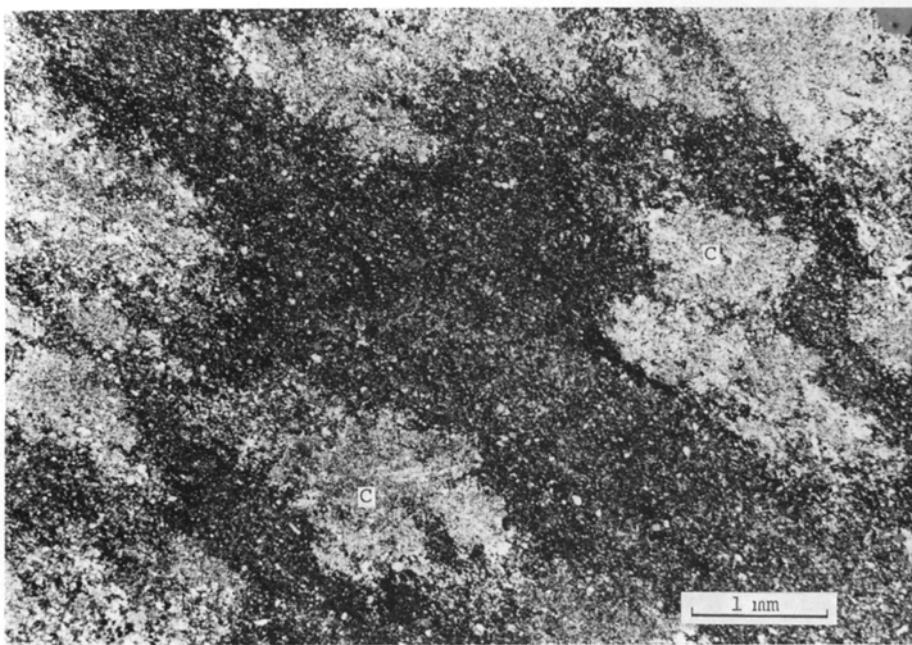
### **ECONOMIC AND ENVIRONMENTAL GEOLOGY**

In the northwestern margin of the mapped district weak mineralization of pyrite and calcopyrite with Kanazawa granodiorite is recognized. Molybdenite mineralization is listed in some papers from the eastern part of the granitic rocks. Limestone was quarried until 1950th at Hotokezaki. Several lignite mines worked to 1950's in eastern part of the mapped district.

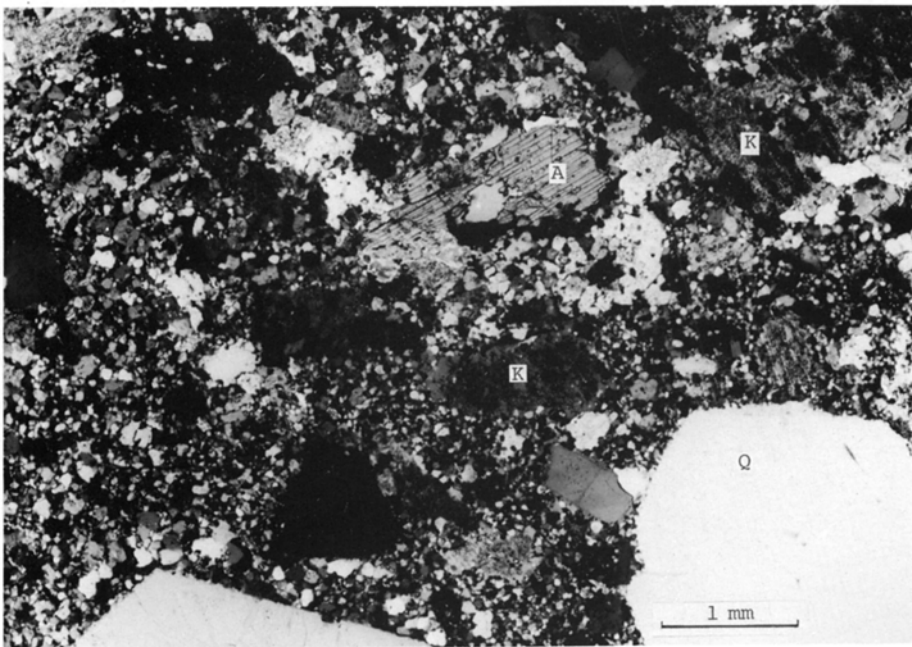
There are two hot springs named Kuzu Hot Spring and Nakafusa Hot Spring in the granitic area. Both of them axe hotter than 95°C in temperature. Although, in the eastern part of the mapped district, many mineral springs axe distributed.

Many landslides have frequently occurred in several places in the Miocene strata of the mapped district.



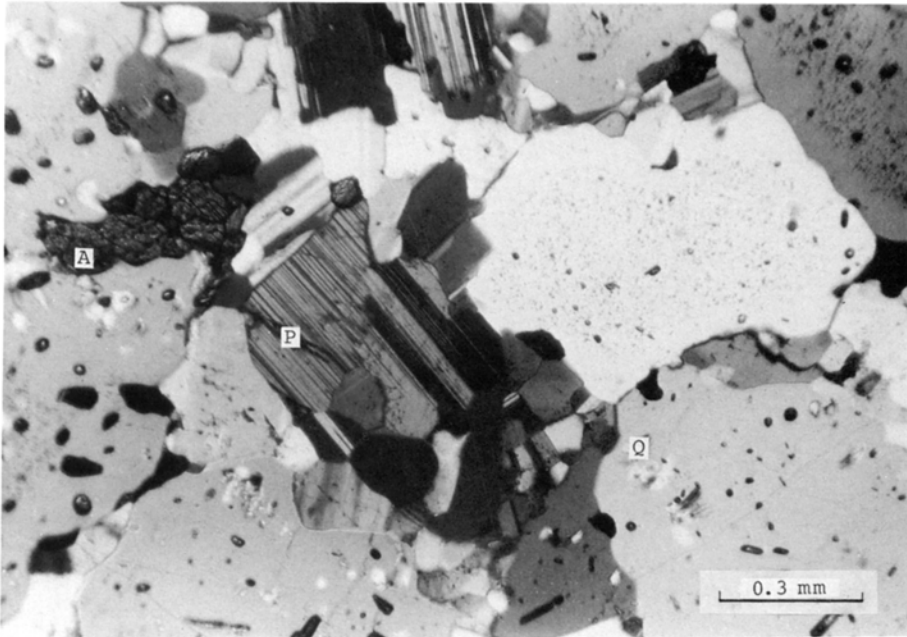


1 堇青石ホルンフェルス（梓川層群）北ノ沢標高 1,280 m 付近（8000303）堇青石の斑状変晶（C）は白雲母に変わっていることが多い（直交ニコル）

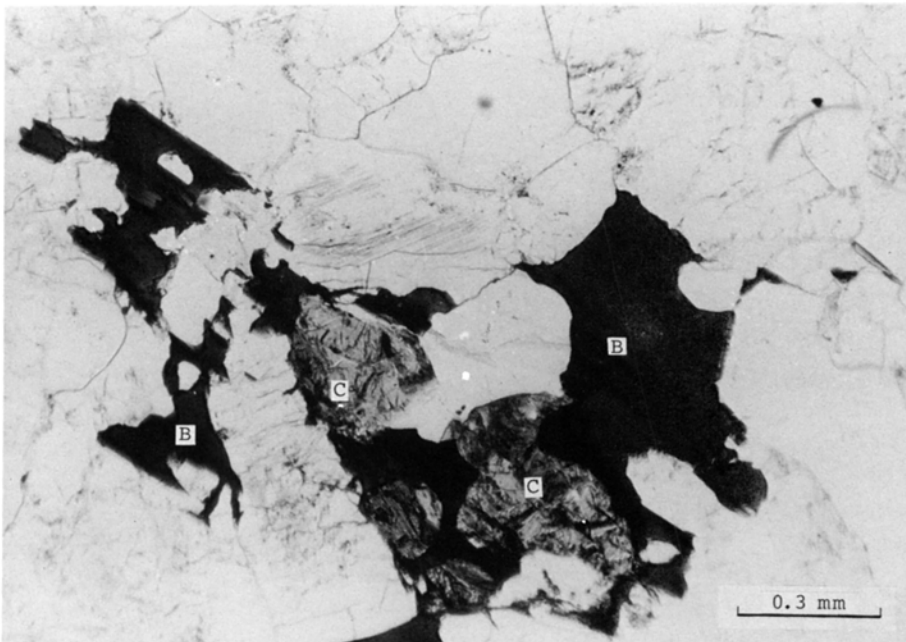


2 ホルンフェルス化した流紋岩質火砕岩 一ノ沢枝沢（8061210）紅柱石（A）を含む K カリ長石 Q 石英（直交ニコル）

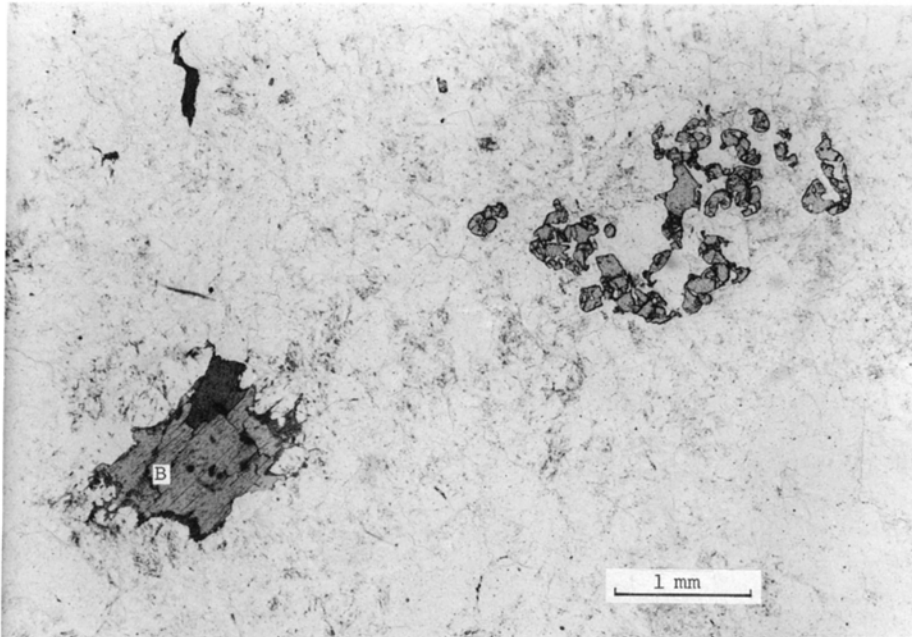
## 第II図版



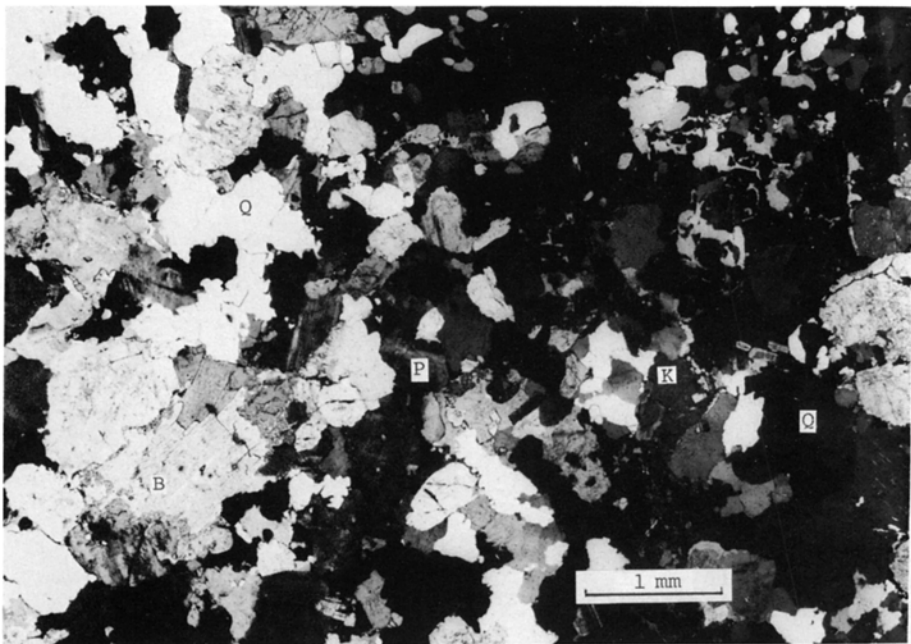
1 石英閃長岩 冷沢標高 1,620 m (8061512) アルカリ岩タイプII A エジリンオーゾジャイト Q 石英 P 斜長石 (直交ニコル)



2 冷沢アルカリ岩に伴うアブライト質岩中の薑青石様鉱物 冷沢 (8061508) C 薑青石様鉱物 B 黒雲母 (開放ニコル)

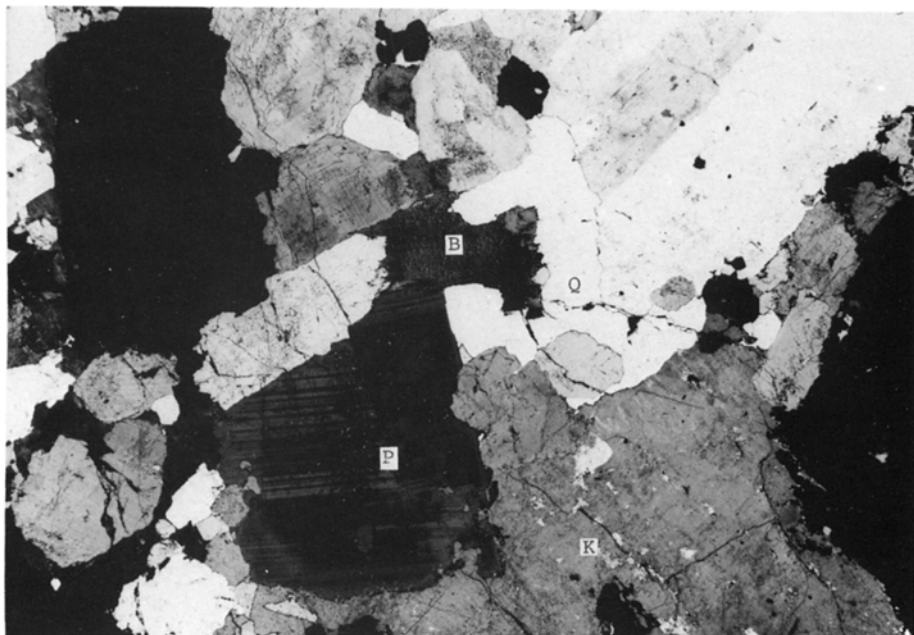


1 一ノ沢花崗岩中のざくろ石 一ノ沢 (80O2902) 開放ニコル B 黒雲母

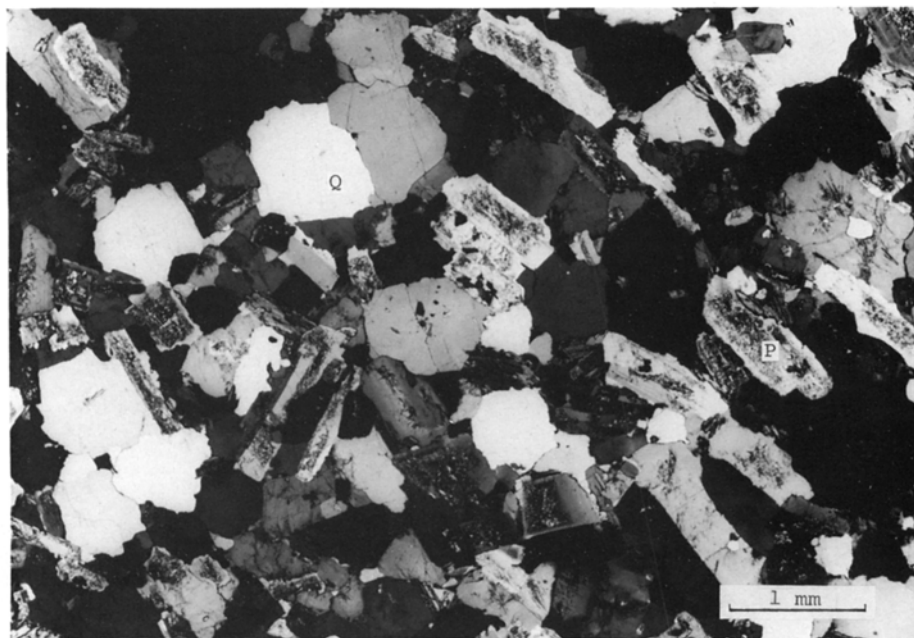


2 一ノ沢花崗岩中のざくろ石 直交ニコル B 黒雲母 K カリ長石 P 斜長石 Q 石英

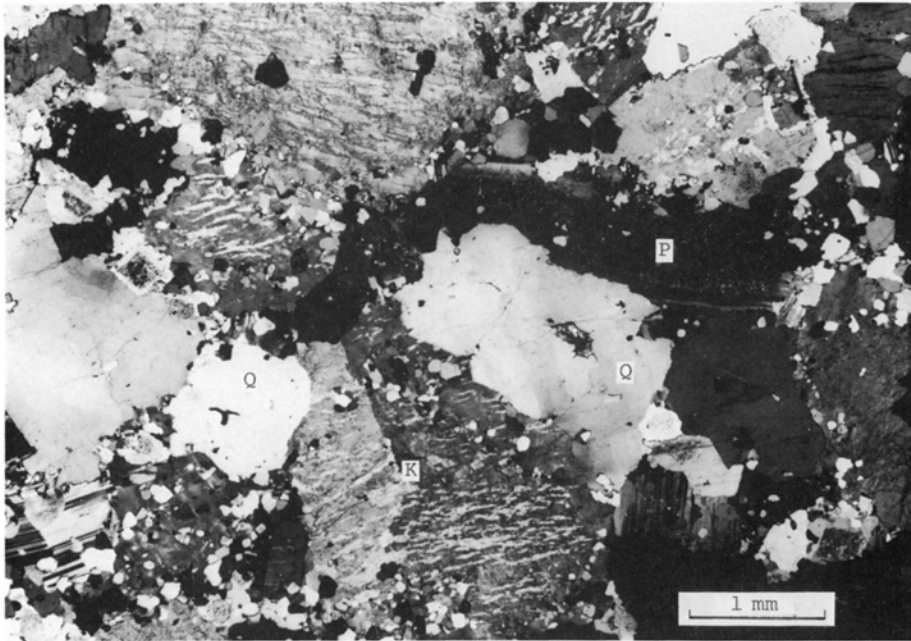
## 第IV図版



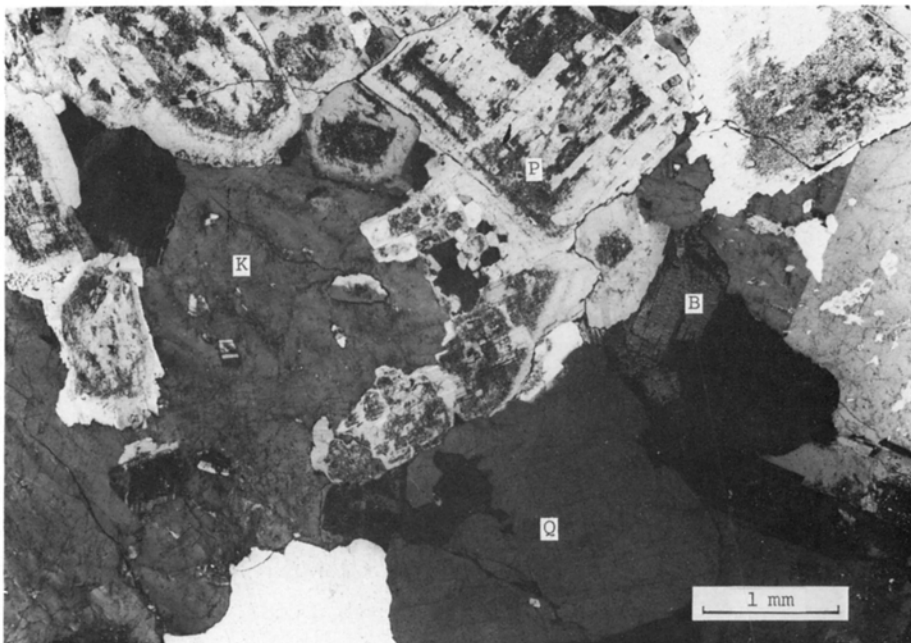
1 冷沢花高閃緑岩 滝ノ沢入口 (80N0301) B 黒雲母 K カリ長石 P 斜長石 Q 石英 (直交ニコル)



2 曲り沢花崗岩 中房温泉南方 (8060B06) P 斜長石 Q 石英 (直交ニコル)

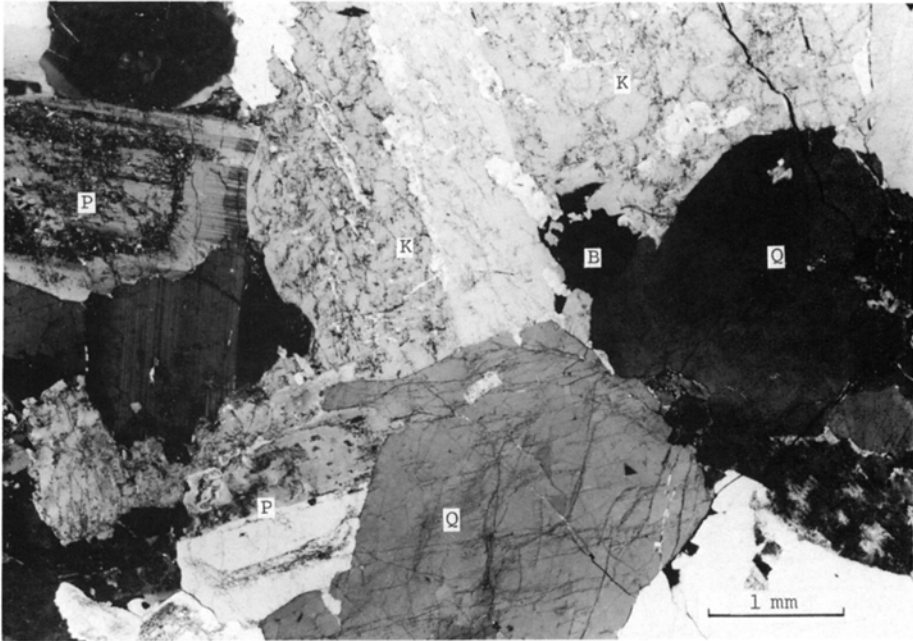


1 西股花崗岩 ノノ沢枝沢標高 1,700 m (8061207) 粒状石英 (Q) と再結晶組織が特徴的 K カリ長石 P 斜長石 (直交ニホル)

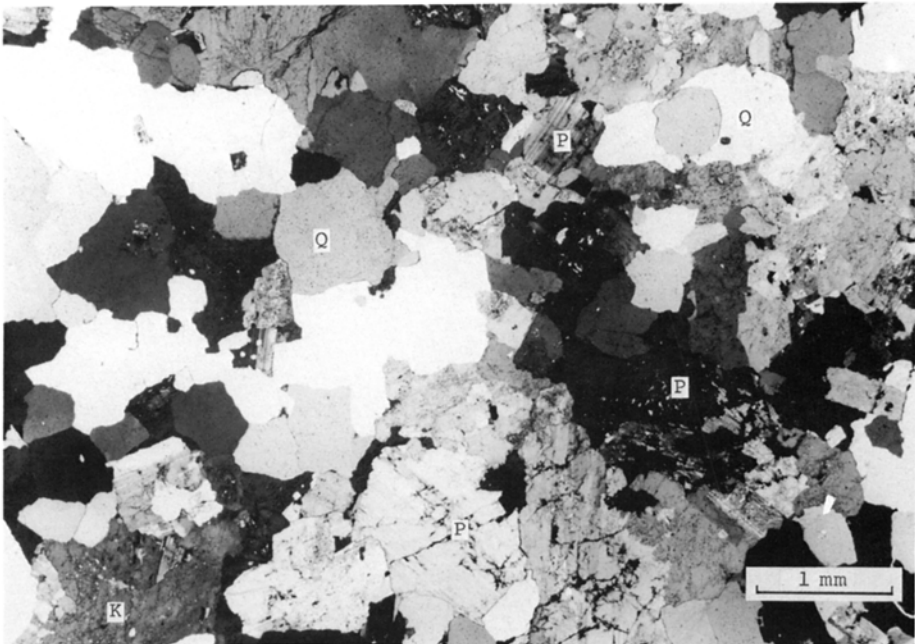


2 有明 A 型花崗岩 観音峠西方 500 m (8002703) B 黒雲母 K カリ長石 P 斜長石 Q 石英 (直交ニホル)

## 第VI図版

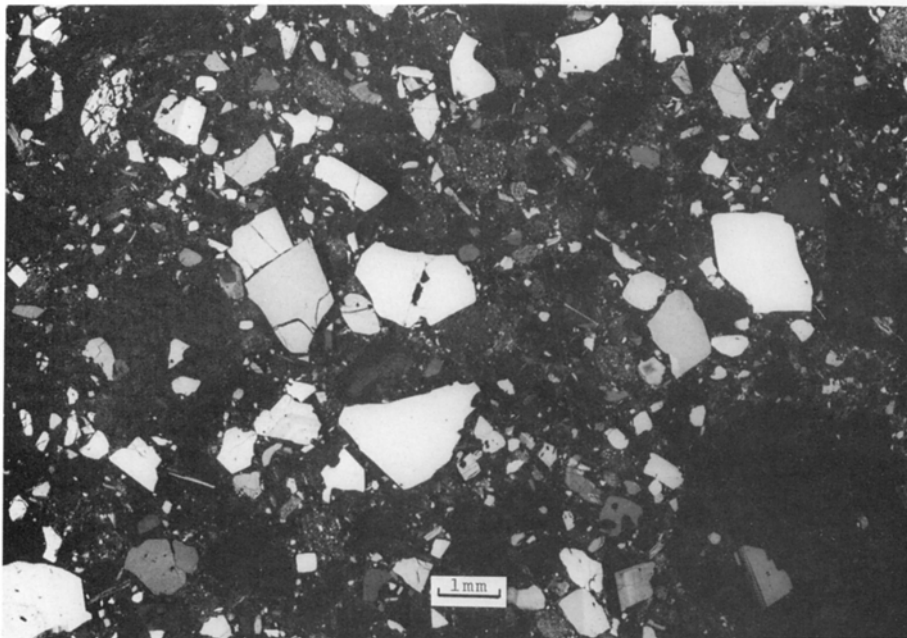


1 有明 B 型花崗岩 乳川谷マムシ平付近 (8061101) B 黒雲母 K カリ長石 P 斜長石 Q 石英 (直交ニコル)

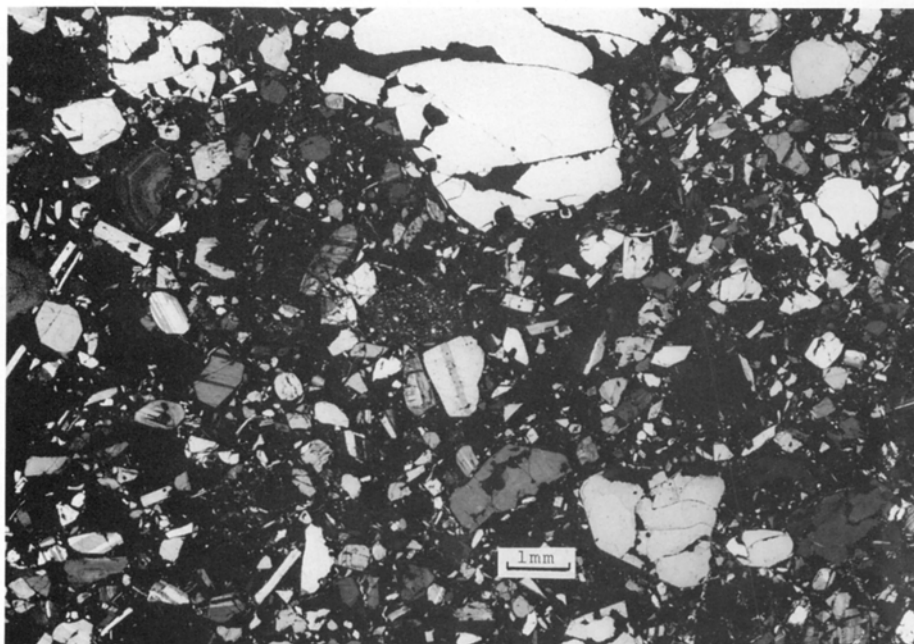


2 有明 C 型花崗岩 北ノ沢入口 (80O0301) K カリ長石 P 斜長石 Q 石英 (直交ニコル)



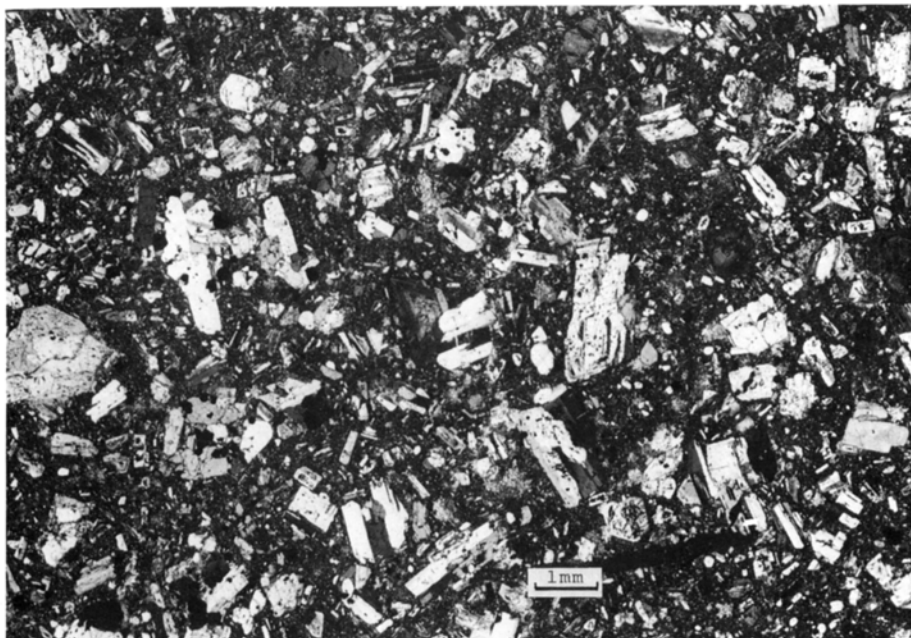


1 小川層重部層中の坊平凝灰岩（麻績村泥平付近）斑晶は石英と斜長石が主である（直交ニコル）

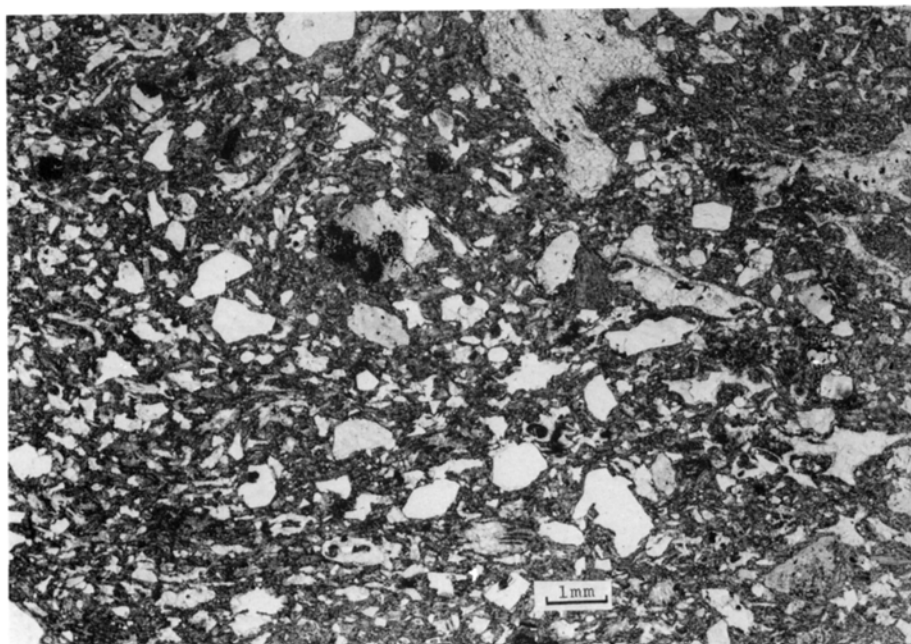


2 据花層の斜長流紋岩溶岩（大岡村笹外南）（直交ニコル）

第Ⅷ図版

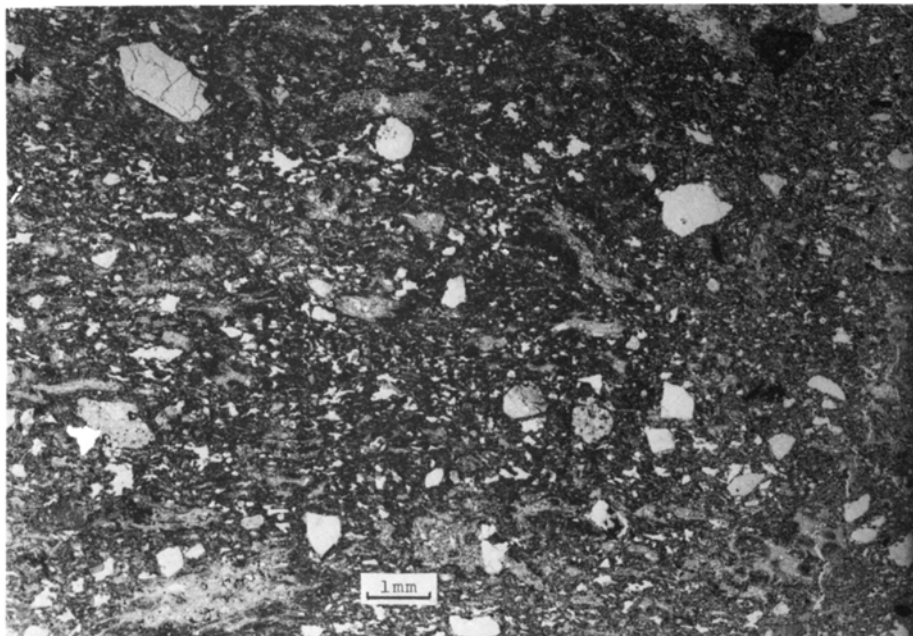


1 聖山安山岩溶岩 (大岡村檜原山西) (直交ニコル)

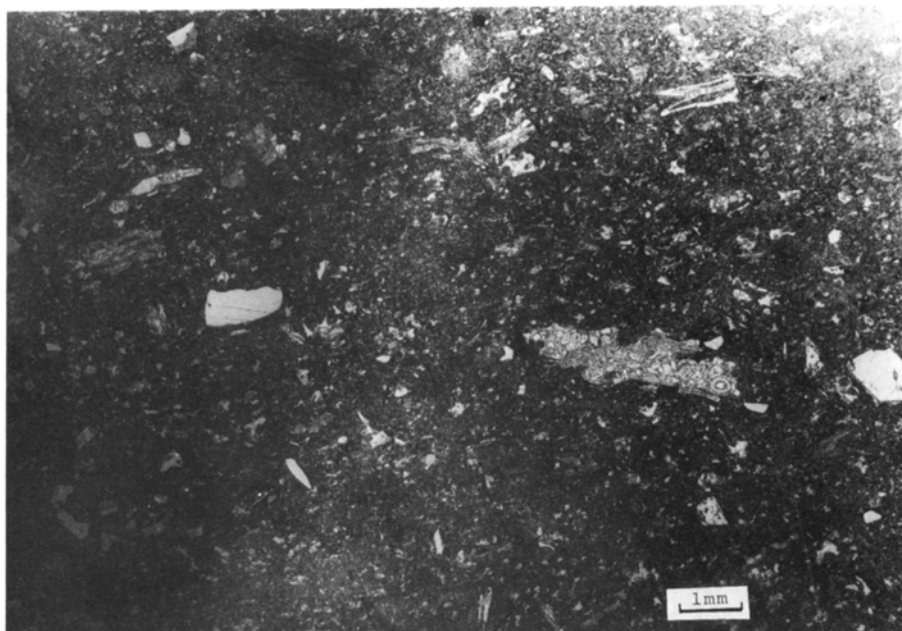


2 内峰累層社部層下部の大峰型石英安山岩溶結凝灰岩 (大町市清音の滝付近) (開放ニコル)





1 大峰累層社部層最上部の大峰型石英安山岩溶結凝灰岩 (池田町平出口) (開放ニホル)



2 大峰累層大穴山部層上部の溶結凝灰岩 (明科町七貫) (開放ニホル)

※文献引用例

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.

KATO, H. and SATO, T. (1998) *Geology of the Shinano-Ikeda District. Quadrangle Series,*  
scale 1:50,000, Geol. Surv. Japan, 93 p. (in Japanese with English Abstract, 7 p.).

---

---

昭和 58 年 3 月 14 日 印刷

昭和 58 年 3 月 18 日 発行

通商産業省工業技術院 地質調査所

〒 305 茨城県筑波郡谷田部町東 1 丁目 1-3

---

印刷者 小宮山一雄

印刷所 小宮山印刷株式会社

---

---

© 1983 Geological Survey of Japan