

姫川水系浦川流域における斜面崩壊と土石流について

— その 1 —

青木 滋*・藤田至則*・茅原一也**・佐藤 修*
横堀正純***・土屋 泉***・宇都宮 真***・鈴木幸治*

Geological and geochemical studies on the slope failures and debris flows in the Ura river basin, Nagano Prefecture.

— part 1 —

by

Shigeru AOKI, Yukinori FUJITA, Kazuya CHIHARA,
Osamu SATO, Masazumi YOKOBORI, Izumi TSUCHIYA,
Makoto UTSUNOMIYA and Koji SUZUKI

(Abstract)

The Ura river, a tributary of the Hime river running through Nagano and Niigata Prefectures, covers the basin area of 22 km² with length of 12 km.

The basin area is well-known by the frequent occurrence of slope failures and debris flows.

In 1912 the Hime river was attacked by the huge amount of debris flow related large-scaled sliding of slope at mt. Hieda (Fig. 1). Recently debris flows sometimes ran down the Ura river every year.

The present paper deals with the geological and geochemical features in the said river basin for the purpose of analysis as to mechanism of occurrence of slope failures and debris flows. The results of our studies can be summarized as follows : —

1. The bed rock geology is shown in Fig. 2 and Table 4. From the analysis of geomorphology and surface geology, the stable condition of the slope in the area can be shown as the mass movement geological map in Fig. 3.
2. From the chemical analyses of spring waters, the ground water can be subdivided into three types; bicarbonate, sulfate and sulfate-bicarbonate types on the basis of their dominant anions contents.

From the water types, the said area is divided into 9 zones (A—1 zones) as shown in Fig. 8.

3. The main unstable slopes in this area as shown in Fig. 7 can be divided into the following three types :

- 1) Type of large-scaled sliding (2, 3) exist in the area of the middle andesite group characterized by bicarbonate water. The rocks show weak weathering or alternation.

- 2) Type of middle-scaled sliding (4, 9) is related to the strongly wethered middle and upper andesite group characterized by sulfate type of water.
- 3) Type of small-scaled sliding (5, 6, 7, 8) is related to the weathered middle and upper andesite group and quartz-porphyry characterized by sulfate-bicarbonate water.
4. From the continuous observation and analyses of quality of river waters, a discontinuous abnormal change of patterns of electrolyte concentration was once recognized at the Kanayama river, a branch of the Ura river as shown in Fig. 10. These changes may be a marked phenomenon for prediction of debris flow.

I ま え が き

姫川は、長野県北部の青木湖付近に源を発し、新潟県糸魚川市で日本海にそそぎ、流域面積722 km²、幹線流路延長60 km、基本高水流量5,000 m³/secの河川である。浦川は、姫川の中流部（長野県小谷村）で合流する支川で、流域面積22 km²、流路延長12 km、平均河床勾配1/10で、支川では、最大の荒廃河川といわれている。この河川は、後でものべるように、過去、何回となく地すべり、崩壊が発生し、大小の土石流が多発し、河床変動が著しいことでも知られている。

筆者らは、昭和54年度より、建設省北陸地方建設局松本砂防工事事務所と共同で浦川流域の斜面崩壊の調査や、土石流の観測（主としてTVモニターによる）を行ってきた。ここでは、その第一報として、昭和54・55年に調査した流域の地質、地形、地下水・表流水の水質についてのべる。

調査にあたって御協力いただいた松本砂防工事事務所の方々、新潟大学農学部霜鳥重雄教授、新潟大学災害研究センターの吉田昭治、高浜信行、和泉 薫、山田正一、堀川光久の諸氏に心から御礼を申しあげる。

II 浦川流域の概況

浦川流域は、長野県北安曇郡小谷村に位置している（図-1）。流域は、姫川左岸から稗田山～白馬乗鞍岳（2,437 m）へのびる尾根と、姫川左岸来馬付近から風吹岳（1,887 m）へのびる尾根及び白馬乗鞍岳と風吹岳へのびる稜線にかこまれている。浦川は、上流部において、唐松沢と金山沢にわかれ、両河川



図-1 浦川流域図

（この地図は、国土地理院発行の5万分の1地形図（白馬岳）を使用したものである）

Fig.1 Map of the Ura river basin

ともに上流域では、河谷斜面の崩壊がいちじるしい。崩壊は、唐松沢上流左岸側の風吹岳崩壊と、金山沢源頭部の崩壊がいちじるしく、とくに、金山沢右岸側稗田山北西斜面の大崩壊あとの大絶壁（高さ150～250 m、長さ約3.5 km）が目立っている。金山沢から浦川にかけて、この大崩壊に関連して形成された土石流段丘が発達する。5万分の1地形図による地形解析結果は、表-1のとおりである。

表-1 浦川地形解析表 (山崎, 1967)
Table.1 Geomorphological features in the Ura river basin

流域面積	平均標高	平均傾斜	平均方位	平均起伏量	谷密度
22.0	1,470	20°36'	S 80°50'E	180	689

浦川地域の地域は、古生層、蛇紋岩、中生代の来馬層群と、それらに貫入する石英斑岩が、浦川左岸側に分布し、それらを被って、第四紀火山岩類が広く分布している。第四紀火山岩類は、下位の時代未詳の安山岩類と、上位の風吹岳安山岩類に大別され、この地域の崩壊に深く関係している。

浦川流域の雨量は、北野の雨量観測所の結果によると表-2に示したとおりである(山崎, 1967)。

また、冬季間の積雪状態は、昭和49, 50年度の調査によると、表-3に示したとおりである(松本砂防工事事務所, 1977)。

Ⅲ 浦川流域の土砂災害史

*この流域の土砂災害のうち、明治44(1911)年8月と明治45(1912)年4月、5月に発生した稗田山の大崩壊とそれともなう大土石流が有名で、横山(1912)、町田(1964, 1975)によってくわしく報告されている。以下、町田(松本砂防工事事務所, 1975)、土井(1981)、山崎(1967)のまとめに従ってのべると、つぎのとおりである。

① 1726年(享保19年)：稗田山の金山沢が崩壊し、姫川をせき止め、姫川洪水、来馬村、諏訪社を流出する。浦川鉄砲の称起る。

② 1842年(天保13年)6月：風吹岳押し出し、来馬下寺部落の人家耕地を流出する。

③ 1844年(天保15年)6月：姫川大洪水、浦川の奥崩壊して泥土を押し出し、来馬下寺部落の人家耕地を流出した。

④ 1911-12年(明治44-45年)：稗田山大崩壊が3回にわたり発生した。第1回の崩壊は、明治44年8月9日、天気は晴であったが、大音響と共に浦川谷に土石流が発生し、石坂部落を流出し、姫川合

表-2 降雨量

Table.2 Rain fall features in the Ura river basin

年平均降水量	(但し、5月～11月 6ヶ月間)	1,358.0 ^{mm}
最多年雨量	(") 昭和39年	1,920.2
最少年雨量	(") 昭和37年	951.0
最多月雨量	(昭和39年7月)	566.1
最多日雨量	(昭和39年8月29日)	188.8
最多3時間雨量	(昭和39年8月29日15時～18時)	140.0
最多1時間雨量	(昭和39年8月29日16時～17時)	68.5
年平均降水日数		95.5日
最多降水日数	(昭和38年)	112
最少降水日数	(昭和37年)	77

表-3 積雪量

Table.3 Snow fall in the Ura river basin

標高	1月	2月	3月
700 m以下	129 cm	157 cm	33 cm
700～1,000 m	162	196	143
1,000 m以下	252	252	202

流点に高さ約60m、長さ330m、幅110mの天然ダムをつくり、姫川本川は約3kmまで湛水。死者23人、流出家屋26戸、浸水家屋47戸。第2回は、明治45年4月26日晴、石坂で14棟が土石の下に埋もれた。第3回は、5月4日晴、崩壊規模は比較的小さかったが、土石は、来馬まで達した。

これらの崩壊土量は、 $1.5 \times 108\text{m}^3$ と推定され、崩壊前のV字谷が、崩壊後、河幅14.5町～4町のU字谷に変わった。

⑤ 1912年(明治45年)7年22日：姫川増水により天然ダムが決壊し、下流に氾らんを起こし、その濁水が沿岸漁業に悪影響を与えた。

⑥ 1936年(昭和11年)5月23日：急激な融雪により、風吹岳崩壊地に地すべりが発生し、土石流が3日間にわたって流下し、姫川はせき止められた。

⑦ 1948年(昭和23年)7月28日、8月8日：雷雨のため風吹岳より泥土が押し出し、土石流発生、姫川をせき止めた。

⑧ 1955年(昭和30年)夏：土石流の発生により姫川をせき止めた。

⑨ 1964年(昭和39年)8月29日～10月21日：豪雨(188.8mm)後、風吹岳斜面が崩壊し、土石流発生。以後、降雨(日雨量20mm以上)にともなう土石流が数10回発生して姫川本川をせき止める。浦川の河床変動も大きく20mに及ぶ。国鉄大糸線不通。

⑩ 1965年(昭和40年)5月9日：融雪に5月3日の降雨(104.7mm)が加わり、河床に堆積した風吹崩壊土砂が大土石流に転化し、30mの高所に転石を打ちあげ、浦川橋が流出。推定押し出し土砂量は20万 m^3 。流速は6～8m/秒。姫川はせき止められ、国鉄大糸線は、22日間不通となる。既設えん堤は完全に破壊された。

以上のように、明治44～45年の稗田の大崩壊以後、浦川の土石流は、風吹岳崩壊に関係ある唐松沢起源の土石流が多発している。昭和45年度から松本砂防工事事務所が浦川の金山沢において、テレビによる土石流観測を実施しているが、大小の土石流の発生は、昭和51年の夏季(6月～9月間)でも、10数回記録されている(名古屋大学農学部、1977)。最近では、昭和55年7月から10月まで9回、昭和56年7月～10月の間、3回の土石流が発生している(松本砂防工事事務所、1981、1982)が、とくに、姫川合流点にまで達する大土石流は、昭和56年5月12日に発生した。詳細は、次報にゆずる。

Ⅳ 基 岩 地 質

今回の目的が、斜面崩壊の予測を対象としているので、従来の地質調査でえられている地質を、基岩地質(bed rock geology)と表層地質(surface geology、又は、Quaternary geology)とにわけて記述する。

この地域の基岩地質の地質図を図-2に示した。ただし、この地図には、表層地質に入る土石流と“崖錐堆積物”も分布の広いものは図示してある。

また、層序区分を表-4に示した。

1. 地 質 各 説

① 古 生 層

[分布、層序関係]

本地域において本岩体は、唐松沢中流域及び旧金山沢中～上流域において、断片的に認められるだけである。古生層は蛇紋岩とともに、この地域に分布する岩体の基盤をなすものと考えられるが、古生層は上

表-4 浦川流域総合柱状図

Table.4 Stratigraphic subdivisions in Ura river basin

時 代		地 層 名	層 厚	岩 相
新 生 代	第 四 紀	上部安山岩類	150 m +	含黒雲母紫蘇輝石 普通角閃石安山岩
		中部安山岩類	250 m +	含カンカラ石、普通角閃石、複輝石安山 岩溶岩と凝灰角礫岩～火山礫岩の互層
		下部安山岩類	15 m +	玄武岩質安山岩
	新第三紀			
	古第三紀	石坂流紋岩	400 m +	流紋岩質 溶結凝灰岩
中 生 代	白堊紀			
	ジュラ紀	来馬層群	700 m ±	砂岩優勢 砂岩、頁岩互層
	三疊紀			
古 生 代	中生代末期	古生層 蛇紋岩	10 m +	{ 粘板岩 千枚岩 準片岩

※この地域においては、古生層、蛇紋岩と来馬層群及び来馬層群と石坂流紋岩はいずれも断層で接している。

位の岩体と断層関係にあるものと推定される。

〔層 厚〕

非常に断片的に分布するため不明であるが、露頭で見る限りでは10m+である。

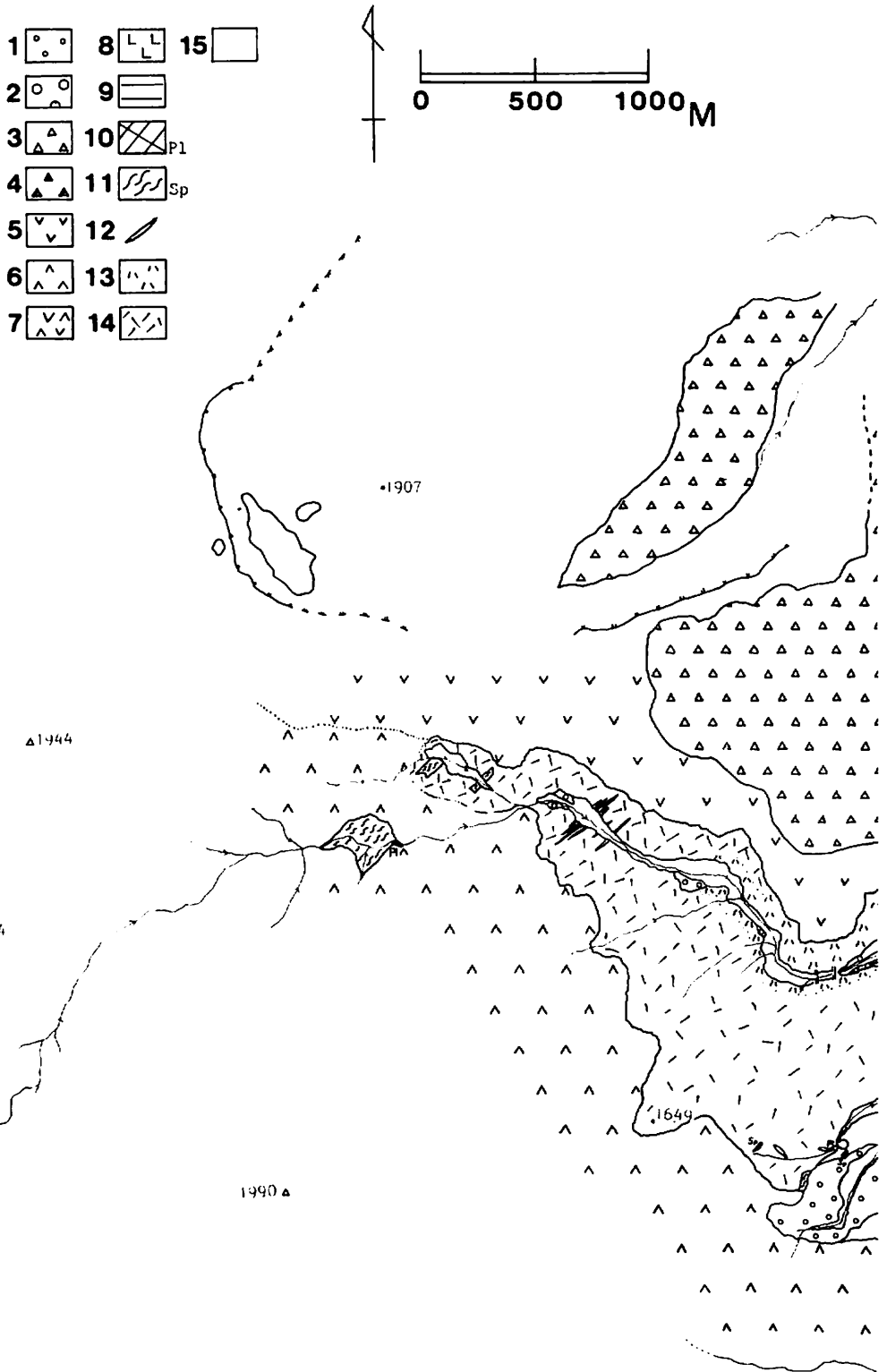
〔岩 相〕

○唐松沢中流域

唐松沢中流域では二地域に古生層の分布が認められる。より上流部に分布するものは劈開の発達した黒色粘板岩であるが、この岩体は蛇紋岩と接して露出している。両者の関係は、露頭より断層と考えられる。顕微鏡下では、石英と斜長石の微小結晶が緻密に配列しておりその間を絹雲母が満たしている。まれに磁鉄鉱の結晶も認められる。また、より下流部には黒色準片岩（弱変成古生層）が分布している。肉眼でも脈状や礫状の石英が顕著に認められる特徴をもつ。

○旧金山沢中～上流域

岩体は石英脈がよく発達した黒色の千枚岩であるが、圧砕されているのが認められる。また石英の結晶が脈状、集合状によく発達しており、まれに磁鉄鉱の粒状結晶も認められる。また二次鉱物として、方解石、緑泥石（淡緑褐色）、白雲母の結晶もかなり存在する。鉱物がほぼ一定の方向に配列した構造を示している。



•2204

圖-2 基岩地質圖

1. 2 : 土石流堆積物 (1. 新期土石流, 2. 稗田山土石流), 3. 4 : “崖錐堆積物” (3. 新期, 4. 旧期)
 5 : 上部安山岩類, 6 : 中部安山岩類, 7 : 下部安山岩類, 8 : 石坂流紋岩類, 9 : 來馬層群,
 10 : 古生層 (千枚岩), 11 : 蛇紋岩, 12 : 輝綠岩, 13 : 流紋岩質凝灰岩, 14 : 赤倉山石英斑岩,
 15 : 現河床

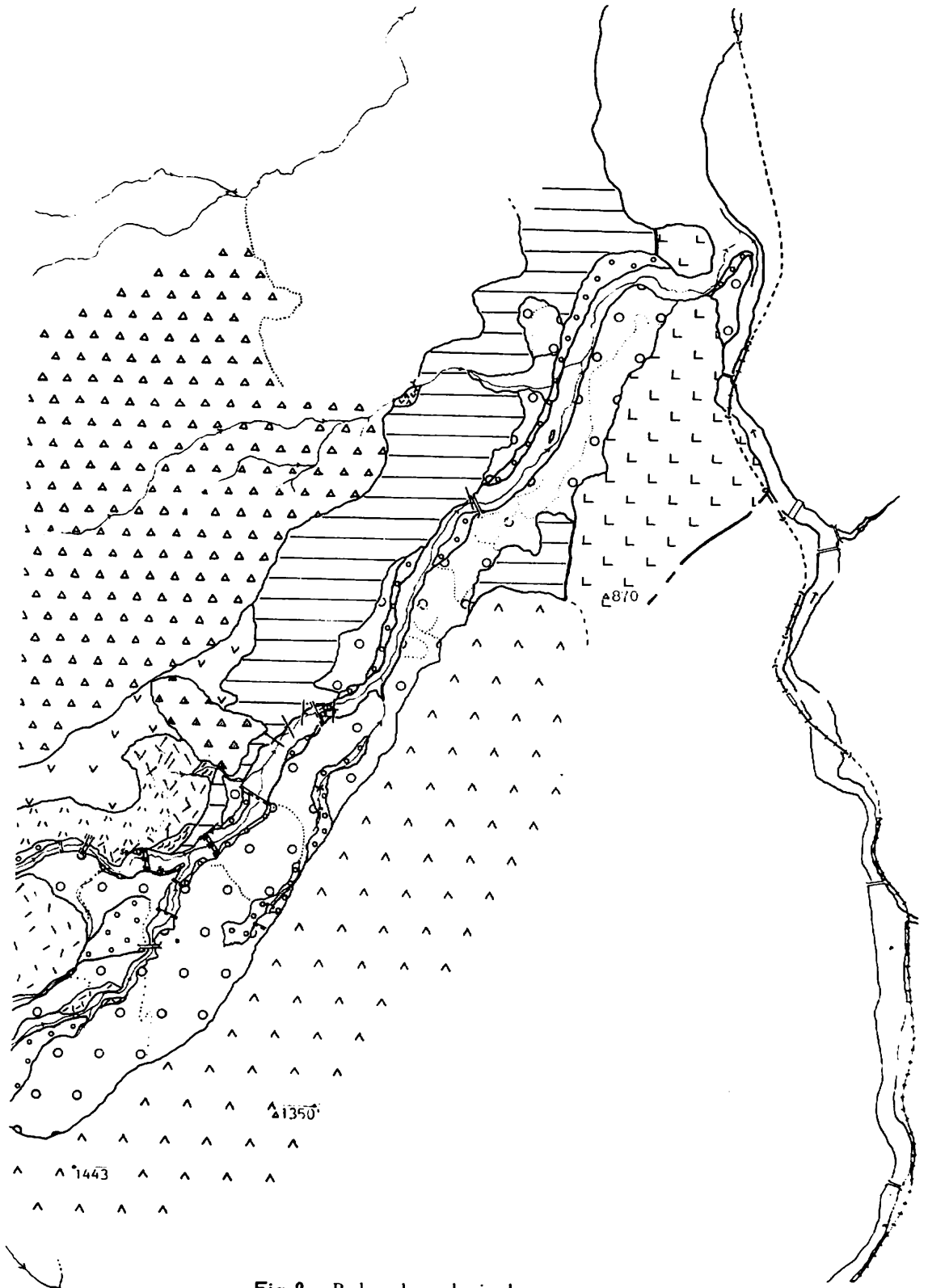


Fig.2 Bed rock geological map

- 1.2 : debris flow deposits, 3.4 : "talus deposits", 5 : upper andesite, 6 : middle andesite,
- 7 : lower andesite, 8 : Ishizaka rhyolite, 9 : Kuruma group, 10 : paleozoic rocks,
- 11 : serpentine, 12 : diabase, 13 : rhyolitic tuff, 14, Akakurayama quartz porphyry,
- 15 : river bed

② 蛇紋岩

〔分布、層序関係〕

蛇紋岩は唐松沢金山沢分岐点付近から真木沢中流に至る地域、金山沢中流左岸地域、唐松沢中流及びツガノ沢中流右岸地域の計4地域において、断片的に分布している。この岩体は古生層と共にこの地域に分布する岩体の基盤をなすものと考えられるが、古生層及び来馬層群と断層で接していると考えられる。

○唐松沢金山沢分岐点～真木沢中流域

この地域に分布する蛇紋岩体は、唐松沢出合付近において赤倉山石英斑岩と接しているのが確認できる。さらに、これより約200 m下流の浦川左岸においては、この岩体と来馬層群が断層で接していると思われる部分が見られる。この部分においては蛇紋岩の粘土化が著しく、緑灰色の粘土が両岩体の接触部付近を厚く覆っている。また、真木沢中流部に分布するこの岩体は、ややホルンフェルス化しており、脈状や礫状の石英の結晶が蛇紋岩中に数多く入っている。これは蛇紋岩体に石英斑岩が貫入した際の産物と思われる。なお、唐松沢金山沢分岐点周辺に分布する岩体は、全体的に暗緑色を呈し、蛇紋岩特有の樹脂状光沢がみごとである。顕微鏡下では、非常によく結晶したアンティゴライトの大きな針状結晶が顕著に見られ、また離溶による針状の磁鉄鉱や自形の磁鉄鉱の結晶も認められる。真木沢中流に分布するものは、小さな蛇紋岩の結晶が多く存在し、方解石の結晶も多数入っているが、脈状に発達したものもかなり認められる。さらに石英の脈や集合結晶が顕著に認められる。

○金山沢中流左岸地域

この地域に分布する蛇紋岩は石英斑岩と接しており、また上位を第四系の火山岩類に覆われている。本岩体は黒緑色を呈し、樹脂状光沢を有しているが、顕微鏡下においてはアンティゴライト、滑石の比較的小さな結晶が多く存在し、粒状や針状の磁鉄鉱の結晶もかなり認められる。

○唐松沢中流域

この地域における蛇紋岩体はかなり広範囲に露出しているが、下流部において古生層の粘板岩と接している。境界部付近の蛇紋岩は、かなり破碎されており、また、粘土化も激しいことから両岩体は断層で接しているものと考えられる。なお、この地域に分布する蛇紋岩は緑色を呈しており、脈状の方解石がよく発達している。

○ツガノ沢中流右岸地域

この地域に分布する蛇紋岩体は、石英斑岩と接し、さらに上位を上部安山岩類に覆われている。また、ツガノ沢源頭部の温泉変質作用を受けており、かなり粘土化が進んでいて、全体的に緑白色を呈し、もろくなっている。

③ 来馬層群

〔分布、層序関係〕

この地域においては、来馬層群は浦川－姫川合流点付近から浦川左岸沿いに浦川上流部まで連続的に分布しているが、浦川右岸においても石坂部落周辺に狭い範囲ながら分布している。小林貞一ほか(1957)は、アンモナイト等の化石により本層群を下部ジュラ系としている。本層群の下位には、古生層及び蛇紋岩が存在するものと思われるが、調査地域においてはこの関係を確認することができなかった。また、上位は第四系の火山岩類に広く覆われているが、姫川左岸沿いでは石坂流紋岩と断層で接している。この地域に分布する来馬層群は、層全体がかなり乱れているものの、走向・傾斜、岩相及び浦川堰堤付近の露頭で地層の褶曲が実際に見られることなどから、大局的に考えて浦川堰堤付近に背斜軸が通るものと考えら

れる。背斜軸は、やや彎曲するものの、ほぼ南北方向に走るものと思われる。

〔層 厚〕

700 m +

〔岩 相〕

○背斜軸付近～浦川上流域

この地域においては10～150 cmの粗粒灰色砂岩と5～15 cmの細粒灰色頁岩の互層であり、2～5 mおきに10～100 cmの泥炭質黒色砂質頁岩が入っている。砂岩、頁岩、砂質頁岩とも層厚は一定していなく変化が激しいが、背斜軸付近においては、砂岩は20～30 cmの層厚のものが多く、上流域においては20～70 cmのものが多くなっていることから、上流域では砂岩の層厚がやや厚くなる傾向にある。これに対して頁岩は、背斜軸付近の層厚が5～15 cmで上流部では1～5 cmと、砂岩とは逆の傾向が見られる。泥炭質黒色砂質頁岩の層厚は、背斜軸付近と上流とではほとんど変化は認められない。背斜軸付近のものは、バラバラと鱗片状にくずれやすいのに対し、上流域のものは硬く砂岩と同様に層理面と同じ方向に節理が発達しており、ブロック状にくずれやすい特徴がある。

○浦川中流域（浦川橋付近）

この地域における本層は、10～50 cmの中粒灰色砂岩と5～30 cmの紫灰粗粒頁岩の互層であり、泥炭質黒色砂質頁岩は含まない。頁岩層は上流域のそれに比べてかなり砂質になっており、また層厚も厚くなり、まれに100 cmを越えるものも存在する。

○浦川下流域

この地域においては、10～40 cmの細粒暗灰色砂岩と3～25 cmの灰色細粒頁岩の互層であり、泥炭質黒色砂質頁岩は含まない。砂岩は中～上流域に分布するものに比べてかなり細粒になっている。

○浦川最下流域（松ヶ峰付近）

松ヶ峰付近において本層は石坂流紋岩と断層で接しているが、断層付近から約50 mにわたり、浦川左岸沿いに本層の露頭が見られる。この露頭における本層は、全体にかなり破碎されており黒緑色を呈している。また、断層付近では赤褐色に粘土化している部分が認められる。この付近における本層の走向・傾斜は、N30°～40°E、45°～70°Eの値を示すが、これは断層による影響を多分に受けているものと考えられる。

○浦川最上流部（蛇紋岩との断層付近）

この地域における本層は、50～200 cmの粗粒灰色砂岩と5～10 cmの灰色頁岩の互層であり、10 cm程の泥炭質黒色砂質頁岩も存在するほか、礫まじり灰色粗粒砂岩も挟在している。なお、この地域における本層の走向傾斜は、N51°E、60°Sという値を示し、浦川堰堤のやや上流域の値と著しく異なるが、これは本層群と蛇紋岩との断層が形成された際、その引きずりによって本層群中に生じた小断層の影響と考えられる。

調査地域に分布する来馬層群を全体的に考えてみると、層全体が、かなり乱れているために詳しい層準はわからないが、大局的に考えて、下部は砂岩が極めて優勢である。すなわち、まれに礫を含む粗粒な砂岩が厚く堆積しており、頁岩は極めて薄い。また泥炭質黒色砂質頁岩はこの部分にのみ含まれる。中部では、下部に比べて頁岩層がかなり厚くなるとともに、粗粒になっている。そして砂岩の層厚はやや薄くなり、粒度も中粒となる。上部では中部に比べて頁岩層の厚さは減ずるが、砂岩層の厚さもやや減じ、ともに著しく細粒になる。全体を通して言えば、本層は砂岩優勢の分級が悪い不規則互層である。

④ 石坂流紋岩

流紋岩質溶結凝灰岩層

〔分布、層序関係〕

この岩体は松ヶ峰から石坂部落周辺にかけての姫川左岸沿いに、かなり広く分布している。斎藤 豊（1978）により、本層のK-Ar年代が 58×10^6 年であることが報告され、石井久夫（1976）は、本層を白亜紀～古第三紀と、須藤定久（1977）は古第三紀と考えている。分布及び構造等から本層は来馬層群を不整合に覆っているものと考えられるが、本調査地域においては両岩体は断層関係にある。また上位は第四系火山岩類に覆われている。姫川-浦川合流点の松ヶ峰付近においては、来馬層群と本層とが断層で接しているのが確認できる。また、本層中には2～5cmの淡緑色～淡褐色の軽石がレンズ状に入っているが、この走向傾斜はだいたいN10°W～N20°E、30°～60°Eの値を示す。

〔層 厚〕

400 m+

〔岩 相〕

本調査地域に分布する岩体は、松ヶ峰付近に分布するものと、姫川橋付近に分布するものとは、かなり岩相を異にする。

○松ヶ峰付近（緑灰白色溶結凝灰岩）

本岩体は石英の大粒の結晶が目立つ岩体である。石英粒は2～3mmのものが多いが、最大5mmに達するものもある。有色鉱物は、0.5～2mmくらいの黒雲母がやや目立つ程度である。この岩体は、姫川橋周辺に分布するものに比べてかなり粗粒であり、しかも固結がよい。なお、溶結構造は認めにくい。

○姫川橋周辺（淡緑白色～淡桃白色溶結凝灰岩）

この岩体は、黒雲母の結晶が目立つ岩体である。黒雲母は1～2mmくらいのものが多いが、最大5mmくらいのものも含まれ、数も松ヶ峰周辺に分布するものと比べて極めて多い。次いで石英の大粒の結晶が多く見られ、最大7mmに達するものもある。松ヶ峰付近に分布するものに比べると、やや固結度が弱くなっている。

前述した走向・傾斜より、松ヶ峰付近に分布する岩体が姫川橋周辺に分布する岩体の下位に位置するものと考えられるが、この2つの岩体の明確な境界は確認できなかった。

⑤ 第四系火山岩類

第四系の火山岩類は、調査地域に広範囲に分布しているが、これらは三種類の安山岩類で区分できる。すなわち、上部、中部、下部の安山岩層である。

(A) 下部安山岩類

変質玄武岩質安山岩

〔分布、層序関係〕

本岩体は、高倉沢中流の北野橋周辺に分布するだけである。本岩体は、この地域において、下位の来馬層群を不整合に覆っている。

〔層 厚〕

15 m+

〔岩 相〕

岩石は暗緑色を呈し、自形～半自形の斜長石の結晶（最大3mm）が目立つ岩体であるが、かなり変質し

ている。なお、顕著な節理は認められない。

(B) 中部安山岩類

含カンラン石・普通角閃石・複輝石安山岩溶岩と凝灰角礫岩～火山角礫岩の互層

〔分布、層序関係〕

この安山岩類は、調査地域に広く分布し、唐松沢上流右岸から稗田山～浦川右岸にかけて分布している。なお、金山沢においては石英斑岩を、浦川右岸においては、来馬層群、石坂流紋岩をいずれも不整合に覆っている。

〔層厚〕

250 m +

〔岩相〕

本岩体は、黒色～灰色安山岩溶岩と灰色～黄褐色の凝灰角礫岩～火山角礫岩の互層であり、いずれも3～10mの層厚であるが、まれに0.5～1mの層厚の灰色凝灰岩層を含んでいる。下部では安山岩溶岩が、上部では凝灰角礫岩～火山角礫岩の層厚が厚くなっている。この互層は稗田山崩壊壁において観察でき、ここでは10枚程の安山岩溶岩が確認できる。なお、この崩壊壁で計った層理面の走向、傾斜は、N50°E、20°Sの値を示す。黒色安山岩は長柱状の斜長石の結晶が目立ち、灰色安山岩は輝石類の結晶が目立つ。また、安山岩溶岩は層理面及びそれと直交する二方向に節理が発達しており、こぶし大のブロック状に崩壊しやすい特徴がある。凝灰角礫岩～火山角礫岩は、同質の安山岩の角礫を含むが、固結はそれほど強くない。

(C) 上部安山岩類

含黒雲母・紫蘇輝石・普通角閃石・安山岩

〔分布、層序関係〕

上部安山岩類は、ツガノ沢から唐松沢左岸～浦川左岸沿いに広範囲に分布している。石井清彦(1937)によれば、一連の火山活動の終期に風吹岳より噴出したものとされている。なお、唐松沢下流左岸においては、二つの安山岩類が赤倉山石英斑岩を不整合に覆っているのが確認できる。

〔層厚〕

150 m +

〔岩相〕

安山岩は灰白色～灰色を呈し、最大4mm×7mmにも達する普通角閃石の結晶を非常に多く含み、また自形で最大4mmに達する黒雲母の結晶もかなり顕著に認められる。また、本岩体は、不整合面およびそれに直交する二方向に節理が発達し、比較的大きなブロック状に崩壊しやすい特徴がある。

⑥ 貫入岩類

(A) 赤倉山石英斑岩* (黒雲母石英斑岩)

〔分布、被貫入岩体〕

この岩体は、赤倉山を中心として分布し、下流は真木沢付近から上流は唐松沢中流域に至るまでの広域に分布する大塊をなす貫入岩体である。本岩体は、唐松沢出合付近で蛇紋岩を、金山沢左岸において古生層及び蛇紋岩を貫いているのが確認できる。さらにボーリング調査から浦川堰堤下の来馬層群中に、岩脈状に延びた本岩体が確認されている(松本砂防工事事務所, 1974)。また、本岩体は上位を第四系の火山

*この岩体の一部に流紋岩質凝灰岩の分布がみられるが(図-2)、両者の関係は不明で、今後の研究課題である。

岩類に覆われている。以上の事実から、本岩体の貫入の時期は、蛇紋岩と来馬層群が断層で接した後、第四系火山岩類が噴出するまでの間であるが、石坂流紋岩との関係は確認できなかった。

〔岩 相〕

岩石は、青灰色～灰白色を呈し最大2mmの石英の結晶が比較的多く見られるほか、まれに黒雲母の小さな結晶も見られる。本岩体は直交する三方向に顕著な節理が発達しており、大～小のブロック状に崩壊しやすい特徴があるが、節理の方向は一定しておらず場所によって著しく異なる。また、旧金山沢中流に分布する本岩体中には、1～2mmのザクロ石の結晶をかなり多量に含む岩体が見つかったが、詳しい分帯等は行っていない。

(B) 輝緑岩岩脈

〔分布、被貫入岩、岩相〕

この岩体は、唐松沢下流左岸域の一部と唐松沢ツガノ沢分岐点周辺及び旧金山沢中～上流域の赤倉山石英斑岩中に貫入している。本岩体は暗～灰緑色を呈し、変質が進んでいる。唐松沢ツガノ沢分岐点周辺では1～2mの層厚で5～10mおきに、20本程が連続的に貫入しており、これらはN50°～70°E、60°～90°Sの値を示す。唐松沢下流左岸域では5～20cmの層厚で、まれに貫入が認められる。ここではN70°E、60°～70°Nの値を示す。旧金山沢中～上流域においても1～2mの層厚で数本が貫入しているが、これは、N50°～70°W、60°～90°Sの値を示す。

(C) 微小斑レイ岩

〔分 布〕

この岩体は、唐松沢ツガノ沢分岐点付近のみに分布する黒色の岩体であるが、結晶の大きさから赤倉山石英斑岩が貫入した際の捕獲岩と考えられる。

⑦ “ 崖錐性堆積物 ”

調査地域に分布する“ 崖錐性堆積物 ” は、北野周辺から浦川左岸沿いに広く分布するものと、浦川堰堤付近に分布するものの二種類に区分できる。

(A) 北野周辺から浦川左岸沿いに分布するもの (新时期)

この地域の堆積物は、赤褐色～褐色の砂泥質基質中に、上部安山岩類の礫 (角礫～亜角礫、巨礫～細礫) を多量に含む。本堆積物は、淘汰が極めて悪く、また固結度も著しく弱い。本堆積物を構成する安山岩類は、赤紫色～灰紫色に変色しているものが多いが、この堆積物は、この地域を円弧状に囲む上部安山岩よりなる尾根から供給されたものと考えられる。なお、堆積物の厚さは、20～30mと推定される。

(B) 浦川堰堤付近のもの (旧期)

この地域の堆積物は、浦川堰堤付近において急崖を形成し層理面のようなものが認められる。今回の調査では、これが層理面かどうかは判断できなかった。この堆積物も(A)と同じように、主に上部安山岩類の礫を含むが、中部安山岩類や石英斑岩の礫も含まれている。礫は(A)に比べて、やや円摩されており、また、固結度も(A)に比べると高いことから、古い時代の土石流堆積物の可能性が考えられる。

⑧ 土石流堆積物

調査地域には、土石流堆積物が浦川沿いに広く分布しているが、特に浦川右岸において顕著に認められる。浦川沿いに分布する土石流堆積物は数段の土石流段丘を形成しているが、堆積物に着目すると、山側に分布するより古い段丘と河床側に分布する、より新しい段丘の二種類に大別できる。山側の段丘を形成する堆積物は暗褐色を呈し、浦川右岸に連続的に分布しているが、砂泥質の基質中に中部安山岩類の角礫

を多量に含んでいる。淘汰は極めて悪く、また固結度もあまり強くない。堆積物の厚さは数十m～百mと推定される。この堆積物は礫種から考えて、金山沢方向から流下した崩壊性の土石流堆積物と考えられる。河床側の段丘を形成する堆積物は、茶褐色を呈し、浦川兩岸に部分的に分布しているが、砂泥質の基質中に上部安山岩類、中部安山岩類、石英斑岩の角礫～亜角礫を多量に含んでいる。同様に淘汰が極めて悪く、また、山側の土石流堆積物に比べ、固結度がやや弱い。厚さは数m程度である。さらに、旧金山沢右岸沿いにも土石流堆積物と思われる中部安山岩類の礫を多量に含む堆積物が分布しているが、この堆積物は固結度がかなり強いことや、内に含まれる木片等がかなり炭化していることなどから、かなり古い時期の土石流堆積物と考えられる。なお、唐松沢ツガノ沢分岐点付近にも、かなり新しいと思われる土石流堆積物が認められる。金山沢河床付近には、土石流堆積物に覆われているが、成層した中部安山岩類が分布している。この安山岩溶岩の節理の主方向は、 $N50^{\circ}W, 24^{\circ}N$ 、また、金山沢兩岸に分布する石英斑岩とこの中部安山岩類の接触面は、ほぼ $N50^{\circ}E, 15^{\circ}S$ 、また、稗田山北壁に分布する中部安山岩類の層理面は、 $N50^{\circ}E, 20^{\circ}S$ 、またこの安山岩溶岩の節理の主方向は、ほぼ $N40^{\circ}E, 25^{\circ}E$ の値を示す。以上のことから総合的に判断すると、この金山沢河床付近に分布する中部安山岩類は、稗田山崩壊時に形成された地すべりブロックと考えられる。

2. 地質構造

調査地域は、広範囲にわたって第四系火山岩類に覆われているため、その下に位置する岩体の構造が判明しにくくなっている。唐松沢中流域においては、古生層と蛇紋岩とが接して露出している。接触部付近の蛇紋岩は緑白色を呈し、著しく粘土化していることから両岩体は断層で接しているものと考えられる。唐松沢金山沢分岐点付近においては、蛇紋岩と来馬層群とが接して露出している。ここでも両者の明確な接点は確認できないものの、接触部付近の著しい粘土化から断層と考えられる。以上の事実より、古生層及び蛇紋岩は、上位の岩体とはいずれも断層で接しているものと考えられる。石坂流紋岩は挟在するレンズの方向から、 $N10^{\circ}W\sim 20^{\circ}E, 30^{\circ}\sim 60^{\circ}E$ の単斜構造をなすものと考えられるが、本調査地域に分布する石坂流紋岩は松ヶ峰付近において、来馬層群と断層で接している。断層面は表土に覆われていて確認できないものの、接触部付近は赤褐色の粘土状になっており、また、断層周辺の来馬層群もかなりの範囲にわたって暗緑色を呈し、破碎されている。断層付近の兩岸体の分布から、この断層はN-Sから $N30^{\circ}E$ で西へ急角度で傾斜しているものと推定される。浦川沿いに分布する来馬層群は、全体的にかなり乱れているものの、走向・傾斜、岩相、浦川堰堤付近で実際に地層の褶曲が見られることから、大局的に考えて浦川堰堤付近に背斜軸が通るものと思われる。背斜軸はやや彎曲するものの、本調査地域においてはほぼ南北方向に走るものと考えられる。なお、浦川上流部及び下流部において、来馬層群の走向・傾斜が乱れるが、これは蛇紋岩と来馬層群、来馬層群と石坂流紋岩の断層による影響と考えられる。

V 地形と表層地質

山地斜面には、基盤岩類を被って、過去のマス・ムーブメントに由来する表層物質等が広く分布している。斜面崩壊の機構を考える上に、これらの物質の存在を無視することはできず、従来のような基岩地質と崩壊の関係だけを単純に論ずることには、問題がある。そこで、この地域において、現地調査及び空中写真の判読により、地形と表層地質を検討し、図-3のマス・ムーブメント地質図を作成した。

以下、図-3の凡例を中心に説明する。

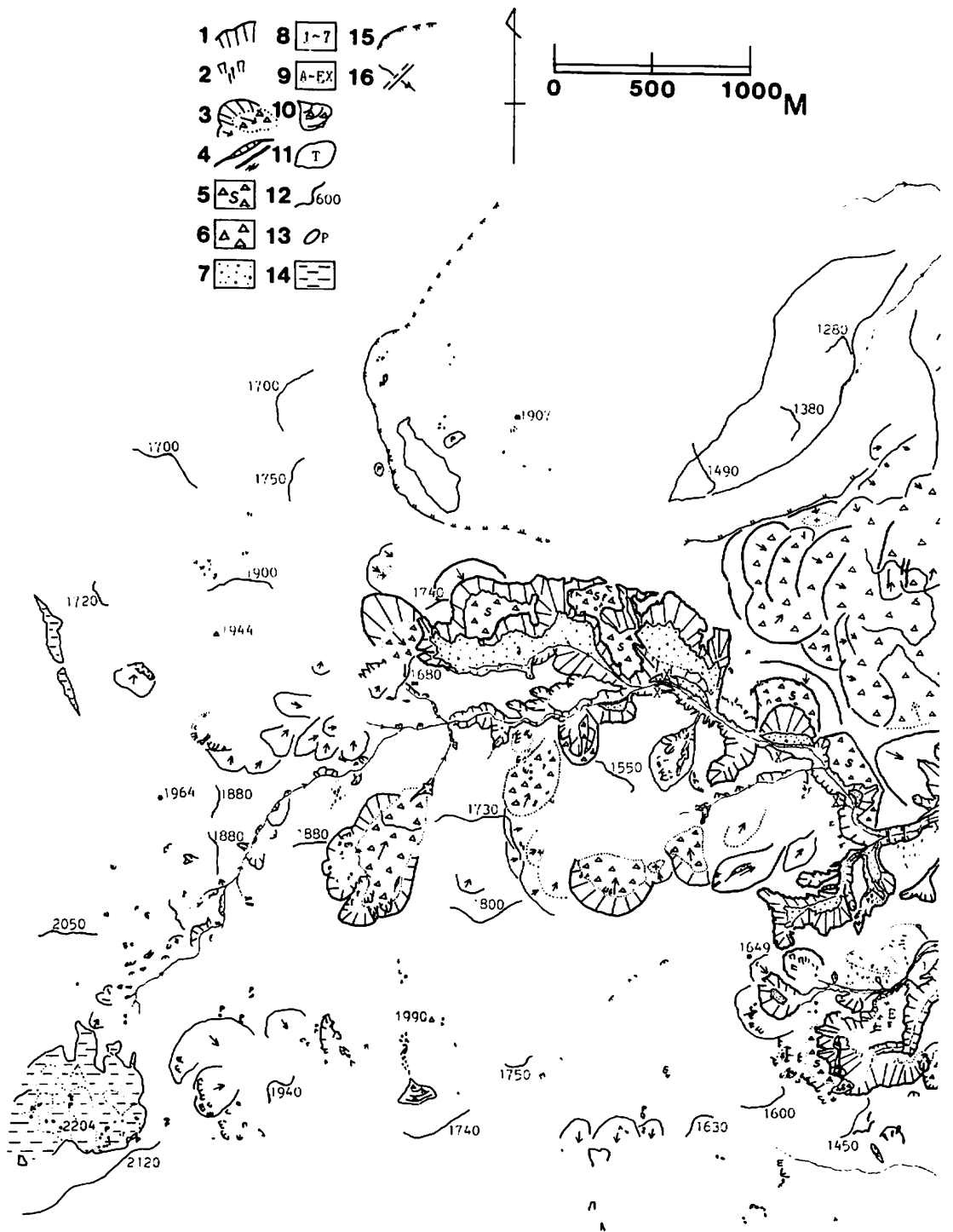


図-3 地形・表層地質によるマス・ムーブメント地質図

1: 滑落崖, 2: 小崩壊地, 3: 地すべり地, 4: 亀裂, 5: 残積ブロック, 6: 崩積土, 7: 崖錐, 8: 稗田山土石流段丘面, 9: 新期土石流段丘面, 10: 沖積錐, 11: 河岸段丘面, 12: 選急線, 13: 池, 14: 湿地, 15: カルデラ, 16: 砂防ダム



Fig.3 Mass movement geological map

1 : head scarp, 2 : small slope failure, 3 : landslide area, 4 : crack, 5 : unstable block, 6 : landslide debris deposit, 7 : talus, 8 : terrace of Hiedayama debris flow, 9 : younger terrace of debris flow, 10 : alluvial cone, 11 : river terrace
 12 : knick line of slope, 13 : pond, 14 : swamp, 15 : caldera, 16 : sabō dam

1. 崩壊地形・表層地質

① 滑 落 崖

a 新しい滑落崖

崖に基盤岩が露出している場合が多い。現在も活動中で、浦川中～上流部には、大規模なものが分布している。

b 旧大規模滑落崖

過去に形成され、現在活動を停止している、かなり大きな滑落崖で、現在植生に覆われている。唐松沢源流域に多い。

c 地形的に認められる滑落崖

一般的な地すべり、崩壊地の滑落崖を表わす。主に航空写真により判読した。滑落崖の形は、円弧状もしくは馬蹄形を呈する場合が多い。矢印は崩土の移動方向を示す。不明瞭の滑落崖は、破線で表わした。

② 小 崩 壊 地

滑落崖の小規模な崩壊あとを示す。

③ 地すべり地

比較的ゆっくりしたマス・ムーブメントによって形成された地域を、とくに地すべり地とした。滑落崖と崩土より成り、浦川では、石坂部落、北野部落付近にみられる。姫川左岸斜面にも多い。

④ 亀 裂

空中写真により判読できたものである。亀裂のうちでも、明瞭に線状の窪地に見えるものがある。（開いた亀裂）

⑤ 残積ブロック

崩壊斜面に残積している崩壊ブロックで、唐松沢沿いに多い。

⑥ 崩 積 土

過去に形成された崩積土が多く、比較的ゆるやかな斜面を呈しているところが多い。北野周辺域は、前項の基盤地質では、“崖錐性堆積物”としたが、後述する堆積地形に関連ある崖錐とは異なり、地すべり的なマス・ムーブメントによって形成されたものと考えられる。

2. 堆積地形・表層地質

⑧ 稗田山土石流段丘面

1911～12（明治44～45）年に発生した稗田山の崩壊に起因する土石流堆積物が現在まで残存し、段丘状になっている。また、これは浦川の流路方面に沿って階段状になっており、7つの面に分けられる。

⑨ 新期土石流段丘面

現河床沿いに存するものと稗田山土石流段丘の上に新たに形成されたものがある。

⑩ 沖 積 錐

小規模の扇状地性の地形を示し、小さい支沢からの土石流によって形成された。数は少ない。

⑪ 崖 錐

上方斜面からの落石などによって形成されたものである。構成物質は、角礫が大部分を占め、角礫の間の充填物は殆んどない。

⑫ 河岸段丘面

主に姫川沿いに発達し、標高500m、650mの2段がみとめられる。いずれも、崖錐によって被われ、

その先端が遷急線を形成している。

3. その他の地形・地質

⑫ 遷急線

河川の縦断面で、勾配の不連続点を遷移点と呼ぶ。遷移点には、遷急点、遷緩点の2種類がある。一般に遷急点は、浸食基準面の変化や河床の岩質の不連続によって形成されるといわれている。

同様な考え方を山地斜面にも応用してみると、斜面においても、傾斜が不連続に変わる線が存在する。これを遷移線と呼び、遷移点と同様に、遷急線、遷緩線の2つに分けることができる。遷急線は、斜面の傾斜が上方より下方に向かって緩から急に变化する部分を指し、遷緩線は、その逆に上方より急から緩に傾斜が変わる部分を指す。

浦川流域の山地斜面でも、所々に遷緩線と遷急線が存在する。この意味については、あとで述べる。

⑬ カルデラ

風吹岳周辺に存在する。北東方向が切れている。

なお、唐松沢上流域は、空中写真や尾根よりの遠望によると、かなりゆるやかな斜面にひろがり、ところどころに、旧滑落崖とそれともなう平坦部が見られる。ここには、崩壊物質が広く存在すると推定されるほか、氷期のモレーン状堆積物が分布している可能性がある。

4. 斜面の遷急線と崩土

前にも述べたように、斜面の遷急線を浸食前線とする考えもあるが、姫川流域では、河岸段丘上を崩土または崖錐が被い、その先端部が遷急線を形成しているところが多い。このような場合、上位の段丘ほど古く、下位の段丘ほど新しいという原理にしたがって、上位の遷急線に関係ある崩土は古く、下位のそれに関係する崩土は新しくなる。

このような方法で斜面をみると、遷急線によって崩土の存在が推定でき、また、古いものほど安定という、斜面崩壊の危険度についての定性的判断が可能になる。

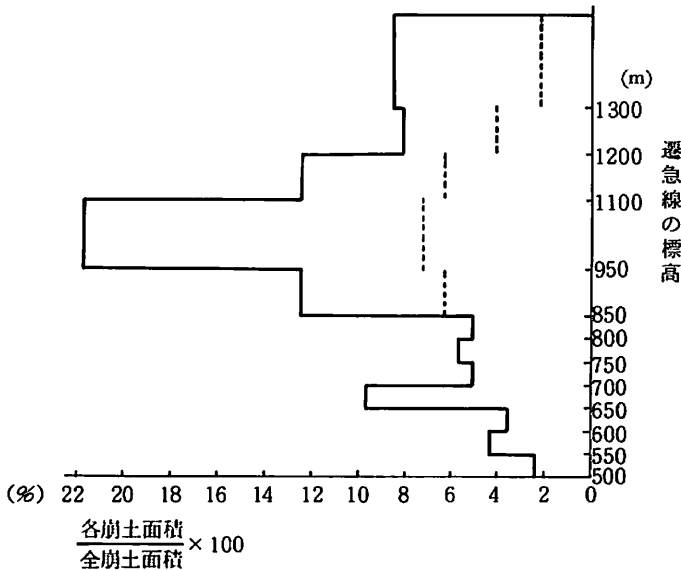


図-4 遷急線間の崩土面積

Fig.4 Amount of debris deposits between respective knick line of slope.

浦川流域では、連続性のある遷急線が、標高500～1,300mの間で、12本認められた。

各遷急線間の崩土の面積を、全体の崩土面積で割った比を示すと図-4ようになる。また、北野地域の“崖錐性堆積物”をのぞいて比を求めると、図の破線で示したようになり、950～1,100m間の崩土の分布が最も大きいことがわかる。

Ⅵ 地下水と表流水の水質

降雨にともなう表流水が、しばしば金山沢の土石流発生を引き金となるため、降雨の強度、継続時間と土石流の関係はこれまで詳しく検討されてきた。一方、化学風化を通じて土砂の生成に重要な役割をはたしていると考えられる地下水の化学的役割に関しては、当地ではほとんど研究されていない。金山沢源頭部の湧水が硫酸酸性であること(松本工事事務所,1975)、及び地質調査により調査流域に温水余土とみられる風化残積土がみられることが記録されているにすぎない(町田,1964)。

この調査では、化学風化の機構と速度が土砂の生成に与える影響を検討する目的で、地下水、表流水の水質の研究を行った。併せて岩石崩積土の二次鉱物をX線回析によって同定した。

1. 採水及び分析法

崩壊地形と水質との対応を検討する目的で、各沢の湧水を採水した。また、各沢の水の平均的水質を知るため、表流水を採水した。旧金山沢(St.1)、金山沢(St.2)、唐松沢(St.3)、高倉沢(St.4)、浦川(St.5)、姫川(St.6)、板倉沢(St.7)では昭和55年8月8日より10月8日までの2ヶ月間、1週間に1度の採水を行い、各沢の平均的水質の把握につとめた。湧水、表流水の採水地点は水質のヘキサダイヤグラムと共に図-5、6に示した。

現場では、電気伝導度(携帯用水質計、東邦電探KK製)、水温(同上、または棒状温度計)、pH(比色法)を測定し、分析用試水はポリエチレン瓶に採水して実験室に持ち帰った。試水は0.45μメンブランフィルターで漏過し、漏液を可溶性成分の分析に供した。分析項目および分析法は次の通りである。

r pH : ガラス電極法

HCO_3^- : BCPを指示薬とするアルカリ度から求めた。

SO_4^{2-} : ゼラチン塩化バリウムを用いる比濁法、あるいはトリウム・モリンによる比色法

Cl^- : チオシアン酸水銀法

Na^+ , K^+ : フレーム分光光度法

Ca^{2+} , Mg^{2+} : 原子吸光光度法

SiO_2 : モリブデン黄法

X線回析は、篩(60メッシュ)を通った画分について分析した。結果はまとめて図-7に記号で示した。

2. 地下水の水質と分布

地下水、地表水の水質とその分布区域を検討して、調査地域の地下水をアニオン性質により、硫酸型、硫酸・重炭酸型、重炭酸型の3型に分類し、さらにカチオンの性質と分布域を考慮して、A～Iの9区に区分した。

地下水区の分布を図-8に、各区の平均的水質および最高値、最低値を表-5にまとめた。各区の平均的水質と各区の代表的沢の水の水質を比較するために、平均値を図-9にヘキサダイヤグラム化して示した。

各区の水質と崩壊地形、二次鉱物の分布との関係を要約すると次のようである。

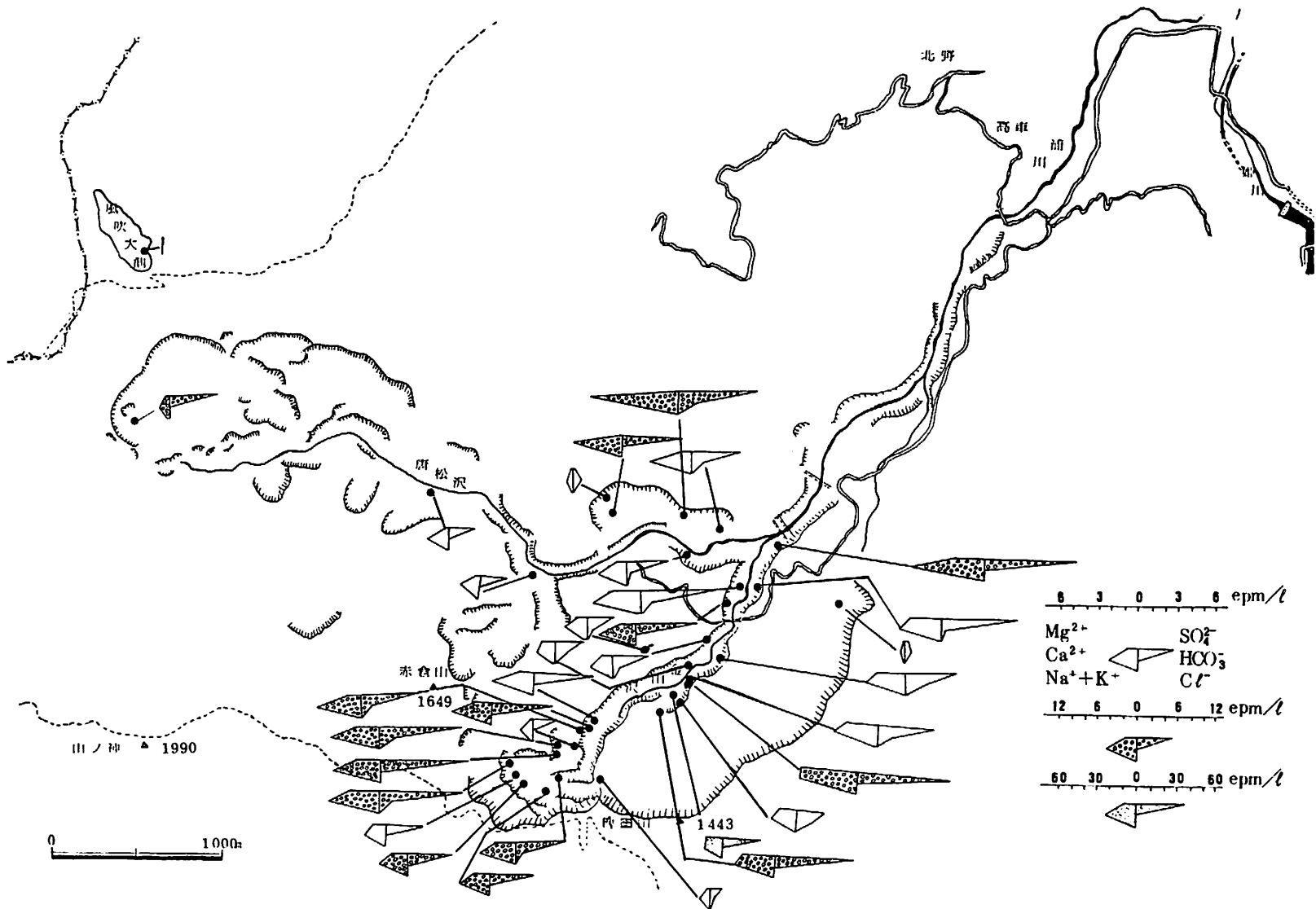


図-5 浦川流域湧水の主成分のヘキサダイヤグラム

Fig.5 Hexadiagram of major ion constituents of spring waters in the Ura river basin

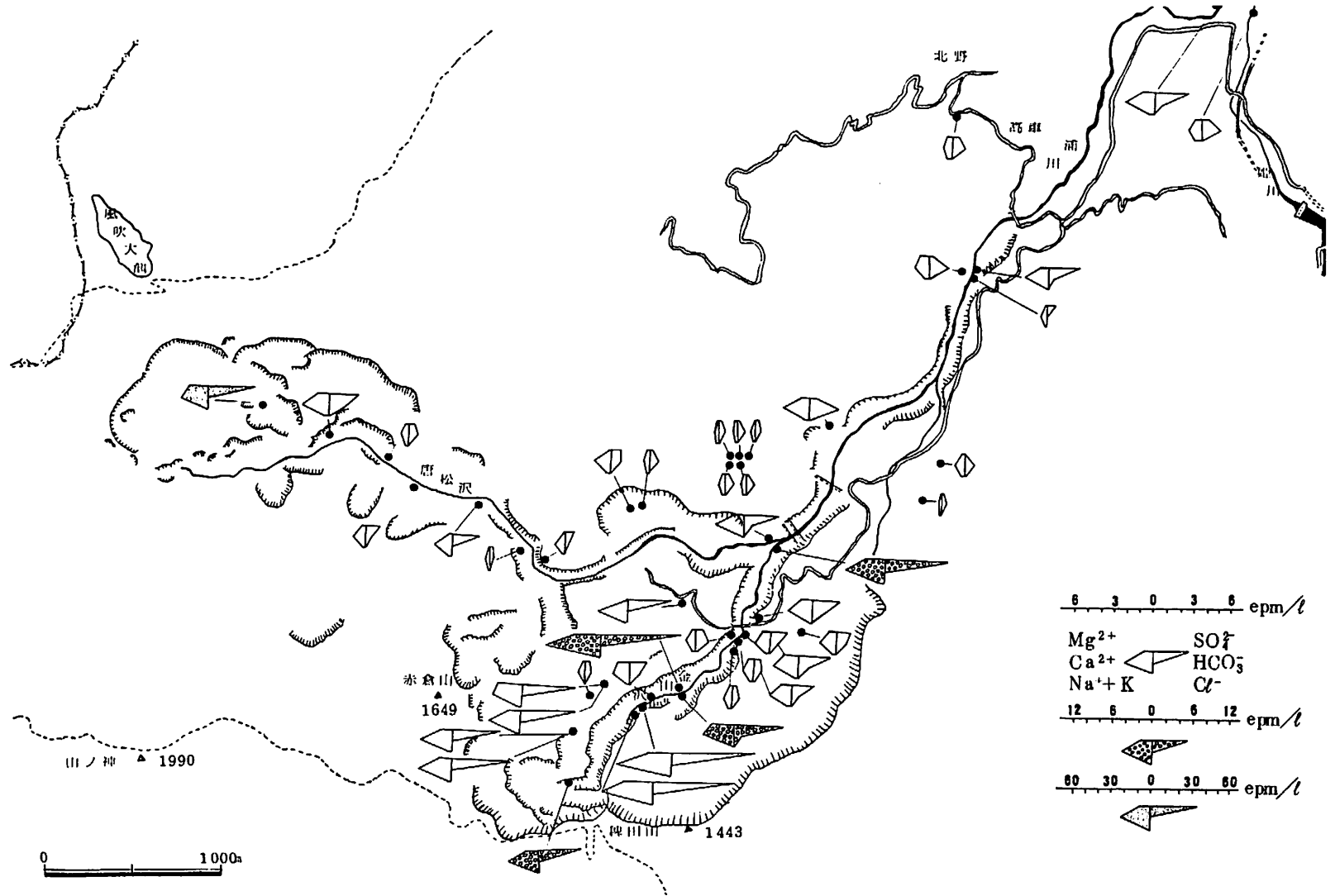


図-6 浦川流域表流水の主成分のヘキサダイアグラム
 Fig.6 Hexadiagram of major ion constituents of surface waters in the Ura river basin

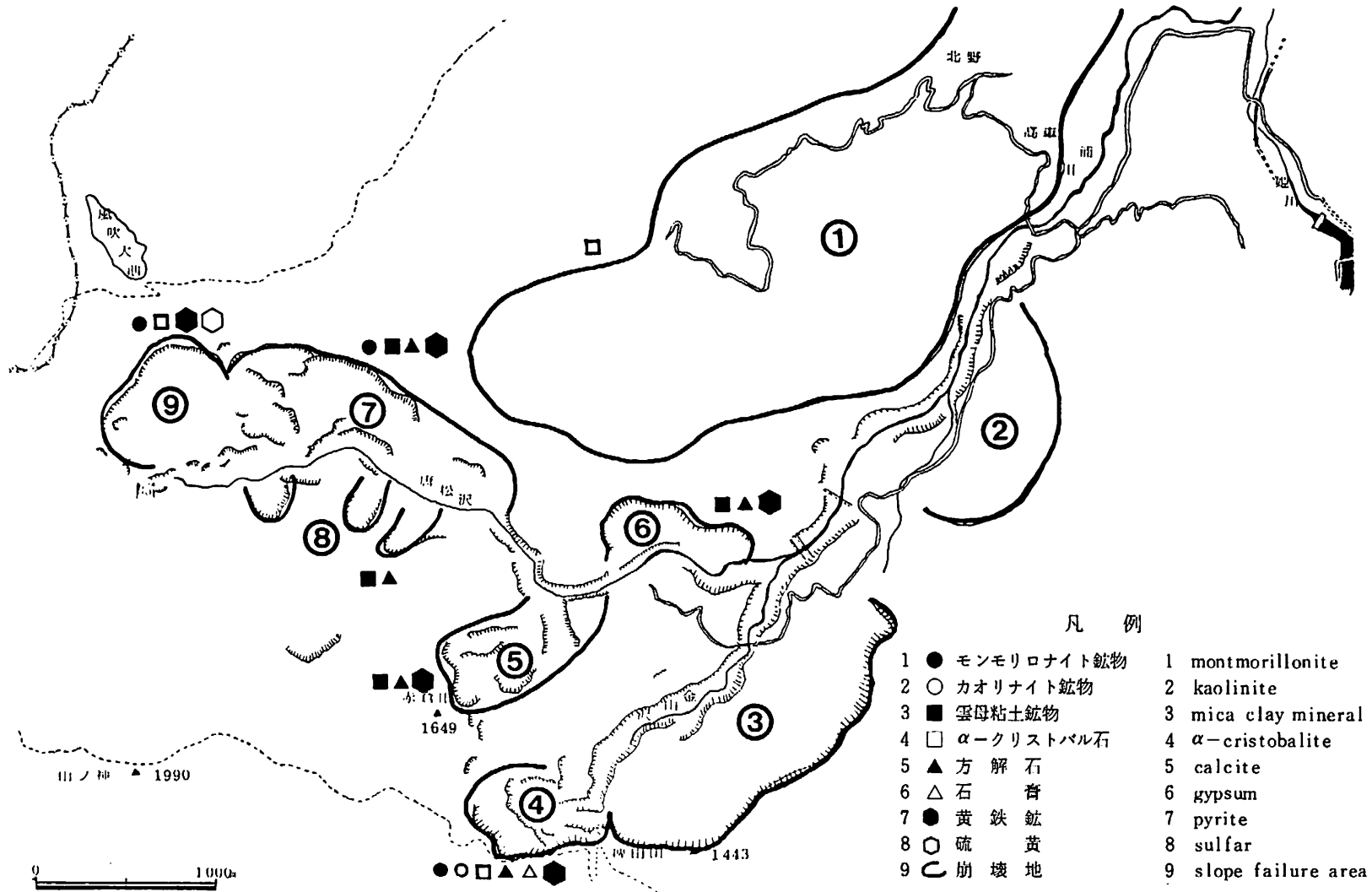


図-7 二次鉱物及び崩壊地の分布
Fig.7 Distribution of secondary minerals and main slope failure areas

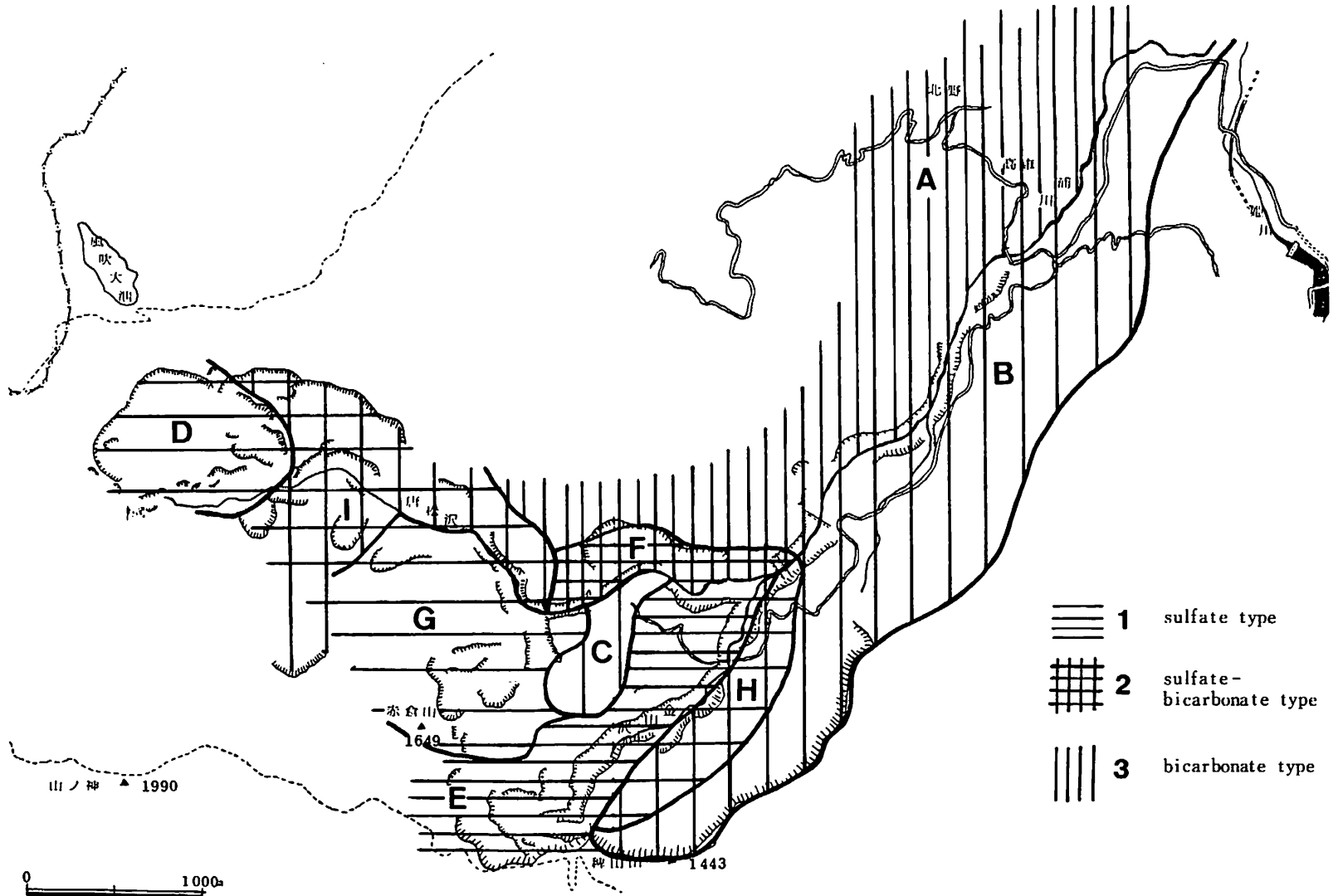


図-8 浦川流域における、1.硫酸型、2.硫酸・重炭酸型、3.重炭酸型湧水の分布
Fig.8 Distribution of 1.sulfate, 2.sulfate-bicarbonate and 3.bicarbonate type spring waters in the Ura river basin

表-5 各区の水質測定値の平均値, 最高値, 最低値

Table.5 Mean, maximum and minimum values of water quality data in A-I zones

		A	B	C	D	E	F	G	H	I
W T** °C	平均	10.5	11.2	19.0	11.0	12.6	12.6	9.5	12.2	12.6
	最高	14.5	19.0		14.0	25.0	15.0	13.0	19.0	17.0
	最低	5.0	7.0		8.0	7.5	9.0	7.0	9.3	8.5
r pH	平均	7.2	7.0	7.0	3.6	5.7	6.9	4.9	7.2	7.3
	最高	7.9	7.4		4.5	8.1	7.6	5.4	7.8	7.7
	最低	6.4	6.9		2.8	3.5	5.2	4.5	6.5	6.6
E C* $\mu\text{v}/\text{cm}$	平均	131	70	9.7	2,400	818	683	294	344	207
	最高	318	83		3,915	2,069	1,458	328	717	372
	最低	63	61		882	79	156	271	108	125
Na ⁺ ppm	平均	4.2	2.7	2.2	9.2	7.2	4.5	3.8	4.0	3.6
	最高	9.3	7.5		11.8	12.4	5.5	3.9	5.9	6.2
	最低	2.5	1.7		6.6	2.5	3.8	3.8	2.2	2.2
K ppm	平均	1.2	2.1	0.4	3.5	1.3	1.0	1.3	1.3	1.4
	最高	2.0	2.4		4.4	4.5	3.2	1.4	2.3	1.8
	最低	0.6	1.3		2.5	0.5	1.2	1.2	0.6	1.0
Ca ²⁺ ppm	平均	13.5	7.1	9.7	174.0	88.8	106	29.3	37.8	22.5
	最高	40.4	14.2		401.0	272.0	277	33.4	72.4	40.0
	最低	5.2	3.9		28.4	13.0	101	27.2	10.8	12.9
Mg ²⁺ ppm	平均	3.8	1.6	1.9	92.5	31.4	7.4	3.8	14.3	5.1
	最高	9.1	3.0		177.0	166.0	11.8	4.0	31.7	11.0
	最低	1.5	0.8		8.1	1.9	2.6	3.4	2.7	1.5
Cl ⁻ ppm	平均	1.0	0.6	0.4	0.7	0.6	0.8	0.3	0.4	0.3
	最高	2.3	0.8		0.7	1.6	1.8	0.3	0.8	0.5
	最低	0.4	0.2		0.6	0.2	0.5	0.3	0.2	0.1
HCO ₃ ⁻	平均	54.8	28.4	28.1	0	21.3	62	0	52.1	41.0
	最高	140.0	43.3		0	141.0	171	0	90.0	80.0
	最低	22.0	21.0		0	0	0	0	12.8	19.0
SO ₄ ²⁻	平均	12.3	12.0	14.8	1,080	354.0	248.0	99	109.0	51.0
	最高	28.0	14.3		1,780	1,410.0	576.0	100	183.0	105.0
	最低	6.0	7.6		372	26.0	10.1	97	18.0	20.0
SiO ₂	平均	24.4	20.7	11.4	37.6	22.2	23.4	24.5	14.7	24.6
	最高	28.7	36.0		59.1	50.1	34.2	26.2	22.6	35.0
	最低	20.2	3.1		16.1	2.5	12.6	21.9	3.0	12.0
C ²⁺ /Mg ²⁺ (epm ratio)	平均	2.2	2.8	3.0	1.8	2.2	7.3	4.7	1.9	3.5
	最高	3.1	3.3		2.1	10.0	14.3	5.0	3.7	7.0
	最低	1.5	2.1		1.4	1.0	2.4	4.3	1.4	2.2

W 18のみ除く

E C* : Electric Conductivity

W T** : Water Temperature

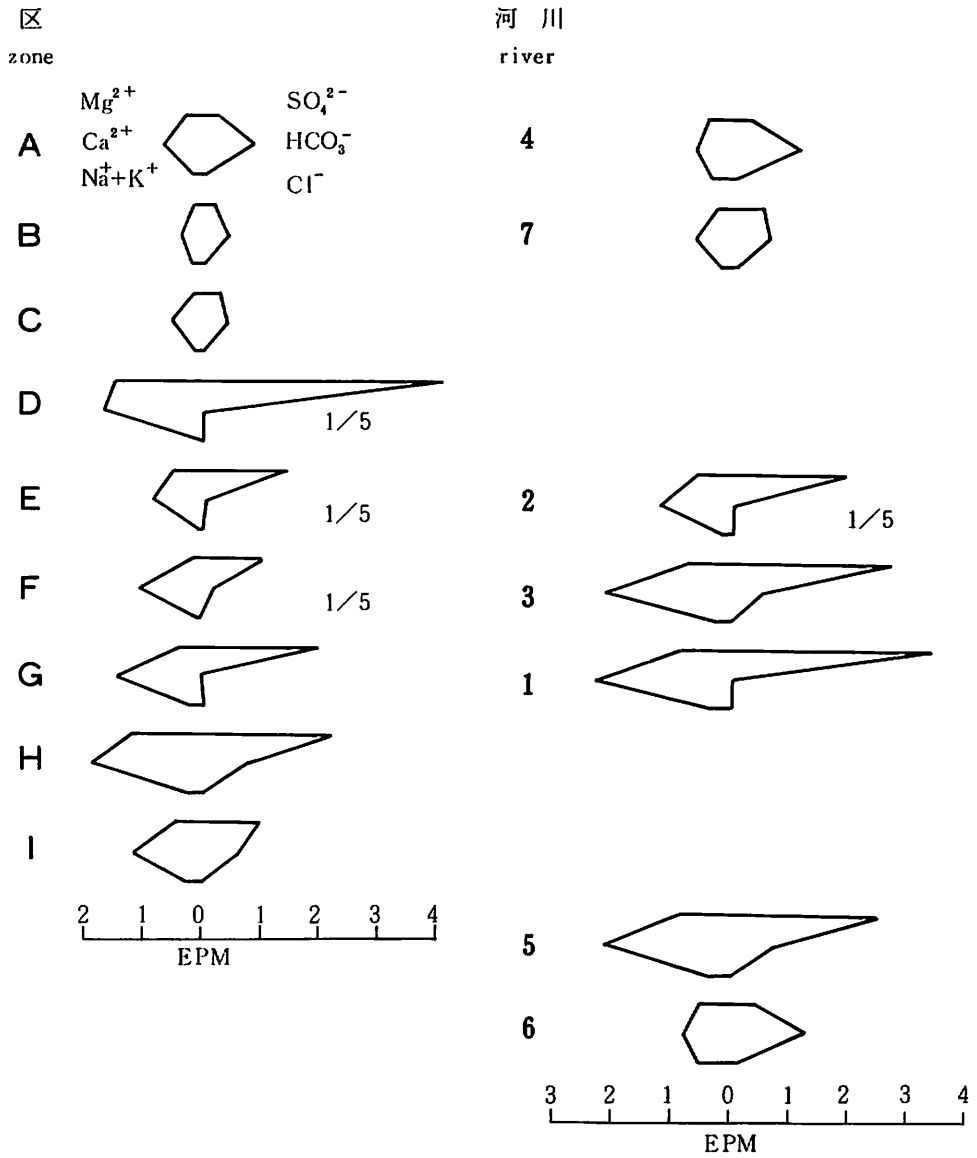


図-9 各区湧水 (A-I) 及び河川水 (1-7) の平均主成分のヘキサダイアグラム (图中 1/5 は実際の濃度の 1/5 に縮小して表示したことを示す。)

1 : 旧金山沢, 2 : 金山沢, 3 : 唐松沢, 4 : 高倉沢, 5 : 浦川, 6 : 姫川, 7 : 板倉沢

Fig.9 Hexadiagram of mean major ion constituents of spring water in A-I zones and river waters (1-7)

1 : the Kyu Kanayama, 2 : the Kanayama, 3 : the Karamatsu, 4 : Takakura, 5 : the Ura, 6 : the Hime, 7 : the Itakura

(The diagram marked 1/5 are reduced to a scale of one-fifth)

① 重炭酸型

A, B, C区がこの型に属し、カチオンとして Ca^{2+} 、アニオンとして HCO_3^- が主要な水である。

A区

この区の水は比較的電解質濃度の高い重炭酸カルシウム型であり、古い地すべり地などにしばしば見られる水に類似している。この区には古い崩壊地とみられる崩壊地①が存在し、古い地すべり地とこの区の水の水質も類似していることは興味深いことである。図-5に示したように高倉沢の水質はA区の水の水質と同じであり、この沢の流域では広くこの型の水が湧出していることが予想できる。

B区

B区の試料は多くないが、この区を流れる板倉沢の水は、この区の水の性質と一致しており(図-6)、この区全体の平均的水質を板倉沢の水からうかがうことができる。A区の水に較べて、アニオン中 SO_4^{2-} の占める割合が高く、火成岩の初期の風化時にみられる水と考えられる。この地域には大崩壊地③と、稗田山と石坂部落の中間地域で、深い亀裂があり、また、山腹の斜面には何段かの凹地、溝が存在する崩壊地②がある。この区の水の電解質濃度は低く化学風化が活発であるようには見えない。しかし、後に述べるように、大崩壊の崩積物からの湧水は活発な化学風化を暗示しており、深い層で風化が進行している疑いがある。今後、ボーリング等により深い部分の風化状態の検討が必要である。

C区

本調査では、この区の水はわずか1試料分析したにすぎないが、電気伝導度、pH、水温等の調査により、この地域に電解質濃度の低い、弱アルカリ性の水が分布していることが知られ、1つの独立の区とした。E区の試料の中にも金山沢左岸から流入する表流水W81のようにこの区に分類すべき水もみられ、E区とC区の境界については今後さらに検討する必要がある。この区は崩壊という見地からは比較的安定な地域といえる。

② 硫酸型

D, E, G区がこの型に属する。いずれも硫酸酸性の水で、活発な化学風化が地表近くで行われていることを予想させる。

D区

強酸性の水が見られる区である。この地域で大気中に H_2S が検出された。二次鉱物中にも硫黄、 α -クリストバライト、モンモリロナイト鉱物等が確認され、温泉風化地帯である。ツガノ沢がこの地域に相当する。この地域にある崩壊地⑥は、緩斜面が多く、浸触は激しくないため、岩石の風化生成物が温泉余土として見出される。しかしながら、この地域は化学風化の激しいところであるから、今後しだいに金山沢源頭部に似た土石流をしばしば繰返すようになる可能性が強い。

E区

この区はD区と同じく硫酸による強い風化が行われている。 H_2S や鉱物としての硫黄は確認されていないので、D区に較べれば、硫黄の供給源は湧水地点から遠い所にあると考えられる。この谷の岩石が強く変質されていることは、金山沢源頭部の滑落崖の岩石が変色していること、二次鉱物中にモンモリロナイト鉱物、カオリン、 α -クリストバライト、石膏、方解石等温泉風化地帯にみられる鉱物が存在することからもうかがえる。土石流が多発する金山沢の源頭部の崩壊地④がこの区に含まれる。表面近くでの活発な化学風化の続いているこの区では、今後も小規模な崩壊が断えず発生するものと思われる。

G区

G区の水は、E区に属する旧金山沢の水に似た硫酸酸性の水であるが、カチオンに占める Ca^{2+} の割合が高い点で区分される。この差は、水が接してきた岩石の差を反映しているにちがいない。硫酸による激しい風化地帯であって、急な斜面をなし、深いひだのある崖をもつ赤倉の崩壊地⑤がこの区に存在している。やはり小規模な崩壊が続くものと考えねばならない。

③ 硫酸・重炭酸型

この型の水のみられるF、H、I区は沢の中流域に分布し、水質も源頭部の硫酸カルシウム型と、下流域の重炭酸カルシウム型との混合型である。すなわち、これらの区では SO_4^{2-} の他に HCO_3^- が風化に重要な役割をはたしており、水のpHは中性～アルカリ性である。

H区

この区の水は稗田の崩積物中から湧出している。この地帯では前述の硫酸カルシウム区よりも SO_4^{2-} と岩石とが完全に反応し、水が中性になった後に HCO_3^- による風化が継続されてきたとみられる水が存在する。同様な水は少数ながらE区にもみられた。 SO_4^{2-} と HCO_3^- の濃度が高く、E区の水とB区の水の混合によってこの区の水の生成を説明することは困難である。地下深部から硫黄化合物と共に、炭酸ガスが供給されている可能性がある。この区の水が稗田の大崩壊の原因を理解する鍵を握っている可能性があり、さらには、崩壊地②の今後の動きを予測するためにも、今後、地下水の湧水地点、湧水量と合わせて詳細に検討する必要がある。

F区

この区の水もH区と同じく、地下深部からの炭酸ガスの供給を仮定する方が理解しやすい。H区の水ではカチオン中 Mg^{2+} の占める割合が比較的高かったが、この区の水はカチオンの大部分が Ca^{2+} で占められている。G区とE区との差と同様水が接する岩石の差を示しているものと考えられる。大略、 Ca^{2+} 型の水は石英斑岩地帯に、 $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$ 型の水は安山岩地帯に由来するようにみえる。この区には崩壊地⑤が存在し、中規模の滑落によって形成された弧状の滑落崖がみられる。現在も活発な風化がおこなわれており今後も崩壊が続くものと考えてよい。

I区

I区の水はG区に似た硫酸酸性の水と、H区に似たアニオンとして SO_4^{2-} と HCO_3^- 、カチオンとして Ca^{2+} と Mg^{2+} が主要成分である水とが共存している。この地の風化様式については、湧水の採水が困難なため、地表水の資料からの推測によるしかない。この区に存在する唐松沢中流左岸上部の崩壊地⑦はF区に似た崩壊と考えられ、右岸の崩壊地⑧は硫酸による風化地帯の特徴を示しており、風化の様式もこれに対応すると思われる。

この型の水の見られる地域には共通して、雲母粘土鉱物、方解石、黄鉄鉱がみられた。H区は上流のE区の影響を受けており、H区のみ鉱物と決定できなかったため、図では記号を略した。

3. 表流水水質の定点観測の結果について

旧金山沢、金山沢、唐松沢、高倉沢、浦川、姫川、板倉沢に定点を設け、昭和55年8月8日より10月8日まで、一週間に一度の水質の測定を行った。

各定点の平均水質をヘキサダイアグラムにして図-9に示した。前にも指摘したように、高倉沢、板倉沢の水はそれぞれA区、B区の水質を反映している。金山沢、旧金山沢の水質は前者がH区で中和されるためpHが上昇する点を除けばE区の水の特性を示しており、金山沢が基本的には硫酸によ

って風化されてできた沢であることを示している。唐松沢の水はD区、I区、F区の水から成る水であり、金山沢よりも HCO_3^- の寄与の大きいことを示している。浦川の定点は姫川と合流する所に設けたので、浦川の水質は以上の各沢の水の総合されたものとなっている。姫川の水は高倉沢の水に近い水質を示し、より広い地域の平均的な水質を示している。

雨量、濃度変化、土石流の発生間の関係を見るために、全カチオン量の変動と日降水量、さらに地下水の寄与をみるために重みつき累積雨量を図-12に示した。重みつき累積雨量の算出の基礎となる地下水の滞留時間に関するデータがないので、ここでは浅い地下水のみに注目して、降雨当日を1とし、前日は0.9、前々日は0.8と、次々に1日前になるにしたがって寄与率が0.1ずつ小さくなるとして、その係数を降水量に掛けて加え合わせたものを重みつき累積降水量とした。この重みつき累積降水量の計算は何等根拠のないものであるが、降雨の数日後も電解質濃度の低下が続くことから、降水の流出の遅れを第0次の近似として計算したものである。

各定点の全カチオン量の測定値の最高値を最低値で除して得られる商を変動率とすると、各沢の変動率はそれぞれ、旧金山沢1.45、金山沢1.39、唐松沢1.49、高倉沢1.19、浦川1.50、姫川2.84、板倉沢1.30であった。図-10にみられるように、重みつき累積降水量の変動と濃度の変動は逆相関を示す。姫川は降水量の多い時に電解質濃度が低くなる典型的な変動を示している。他の沢もほぼ類似の変動を示し、基本的には降雨によって濃度の低下がおこる。しかし姫川に較べるとその変動は小さく、これらの沢の水質は、より多くの部分が地下水のそれによって決定されていることを示している。同じように、地下水の水温もしばしば7~10°Cであり、低温期に涵養された地下水の存在を示唆している。したがって、これらの沢の水質は湧出する地下水の水質を反映しており、沢水の濃度を比較することにより、各沢の相対的風化の速度を推察することができる。

日本の河川の平均的カチオン量は18.59mg/lであるから、この値を各沢の平均カチオン量と比較すると、金山沢では7倍、唐松沢では3倍のカチオンが含まれており、我が国の降水量の地域差をこえる大きな値であり、二つの沢で風化速度が早いことが予想される。金山沢と唐松沢では雨量、その他の条件に大きな差はないと考えられるので、前者は後者より2倍以上も早く土砂の生産をしていると考えられる。

図-10で矢印で示したのは、土石流の発生した日を示している。昭和55年7月の26日、30日、8月6日、26日、9月27日、10月6日の土石流は、いずれも降雨が引き金になったものであった。しかし、降雨のない時の泥流と崩壊が2例みられた。9月11日は晴の間に泥流がおこり、その後少量の降雨がみられた。10月10日は金山沢源頭部で小崩壊がみられたが、この日は降雨はなかった。これらの二つの泥流、崩壊には地下水の関与が予想される。

幸い、この泥流、崩壊の生じた前後に金山沢の定点で採水を行ったので、その値を検討してみると、9月10日と10月8日は他の沢の水の電解質濃度が低下しているにもかかわらず、この沢では濃度の上昇がみられ、この時期に金山沢では、電解質濃度の高い地下水が平常よりも多く湧出したことを暗示している。これらの崩壊は大量の地下水の噴出が引き金になったのではなからうか。

崩壊に地下水がどの程度関与するかは、まったく知れていない。この関与の程度を明らかにするために、今後、電気伝導度と降水量、流量等の継続観測を行う必要がある。

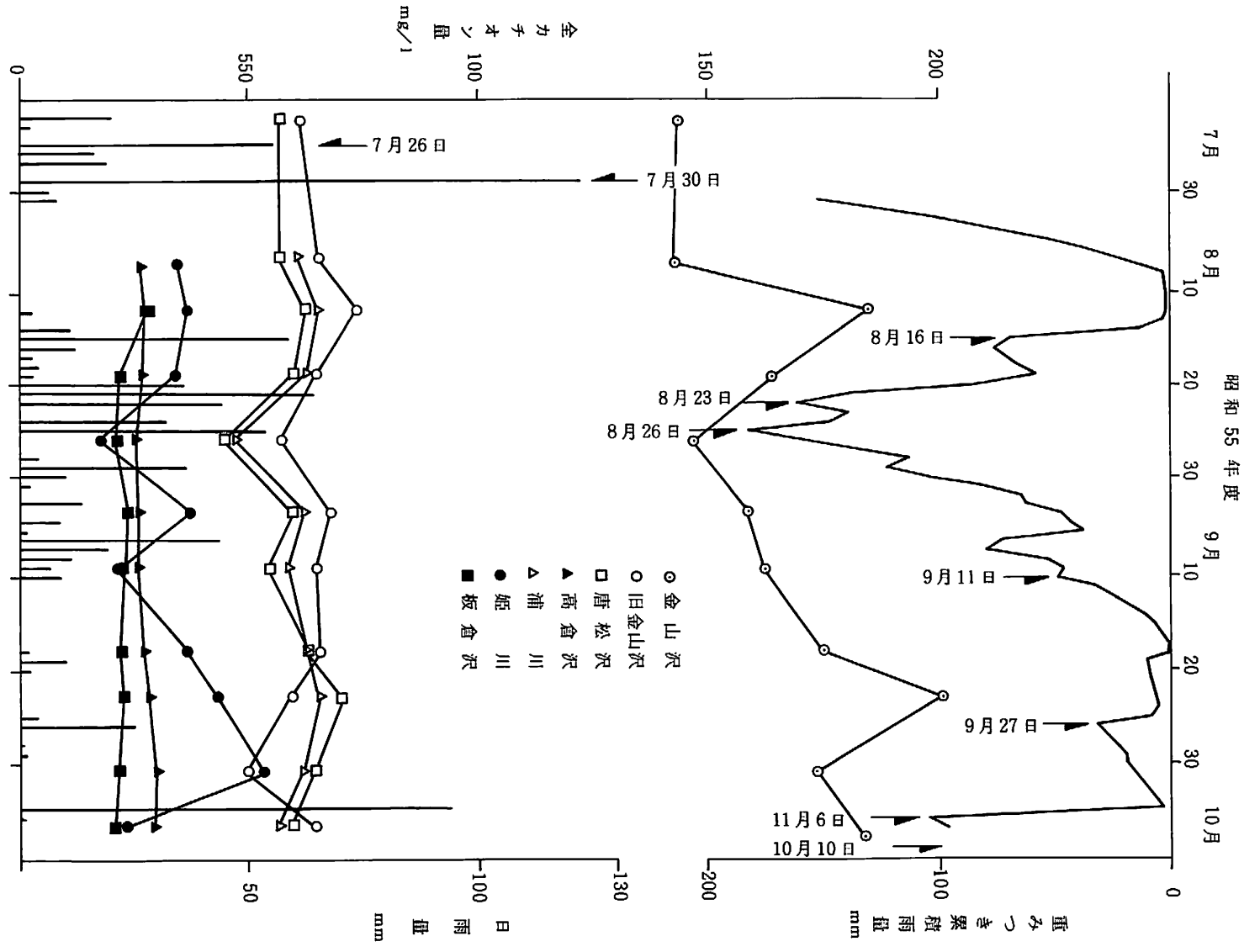


図-10 表流水の水質濃度の変化と重みつき累積雨量
Fig.10 Water quality variation of rivers

Ⅶ 崩壊の機構と危険度の考察

1. 主な崩壊地の状況

本地域には大小多数の崩壊、地すべり地が存在するが、大略、次の地域に大別される。

- ① 北野周辺域
- ② 稗田山と石坂部落の中間地域
- ③ 稗田山地域
- ④ 金山沢谷頭部地域
- ⑤ 赤倉山地域
- ⑥ 唐松沢下流左岸地域
- ⑦ 唐松沢中流左岸上部地域
- ⑧ 唐松沢中流右岸地域
- ⑨ ツガノ沢地域

各地域の分布は、図-7に示してある。以下、各地域の状況を述べると次のようである。

① 北野周辺域

前にも述べたように、上部安山岩類より由来した“崖錐性堆積物”（又は岩屑流堆積物）が分布し、ゆるやかな斜面の中に、多くの滑落崖が存在する（図-11）。崩土の先端は、支沢によって開析され、地元のききとりによると、地すべり性の動きをしているというが場所は不明である。

② 稗田山と石坂部落の中間地域

尾根部に明瞭な亀裂が3本みとめられ、そのうち、浦川側の1条は、1,500mの延長をもち、30～50m位の幅で開いている。この亀裂は、横山（1912）でも報告しており、形成時期は、1902年頃といわれている。この亀裂の中には、土砂がうまり、杉林が垂直に立っていることから、現在活動的なものではないだろう。この亀裂の西側には、地すべり性の崩土が分布し、多くの亀裂がみられる。この小亀裂の周辺で、曲がった杉の年輪（アテ）をしらべた。20年前頃に異常がみとめられたが、はっきりしたことは、断言できない。

この地すべりの下端部には、湧水が多く、わさび畠が多い。この地区は、過去の表層的な崩壊が空中写真で2ヶ所みとめられるが、全体として稗田山の大崩壊以前の状況を示しているとも言える。

断面を推定すると、図-12のようであろう。

③ 稗田山地域

1911～12年に発生した崩壊地である。この時の滑落崖はよく残っており、比高200m、延長は3,000m近くある。崖には、中部安山岩類の熔岩と火砕岩の互層が露出し、ほとんど変質をうけていない。地下水の湧水もほとんどみられない。滑落崖の下端には、落石による崖錐が形成されている。滑落崖上端の尾根部には、亀裂はみられない。図-13に断面を示す。

④ 金山沢谷頭部地域

この地域には、数多くの地すべりブロックがみられる。岩相は、中部安山岩類の安山岩熔岩と火砕岩の互層よりなる。③の地域と地質は同じだが、この地域の安山岩類は、著しく変質しており、とくに凝灰角礫岩、火山角礫岩は、全般的に暗緑青色を呈し、粘土化している。安山岩の斜長石も、方解石や絹雲母に交代している。地下水は、滑落崖の比較的上方の安山岩熔岩の基底から湧出している。

旧金山沢谷頭部にも安山岩類、および石英斑岩の崩壊地があるが、石英斑岩の斜長石も変質している。

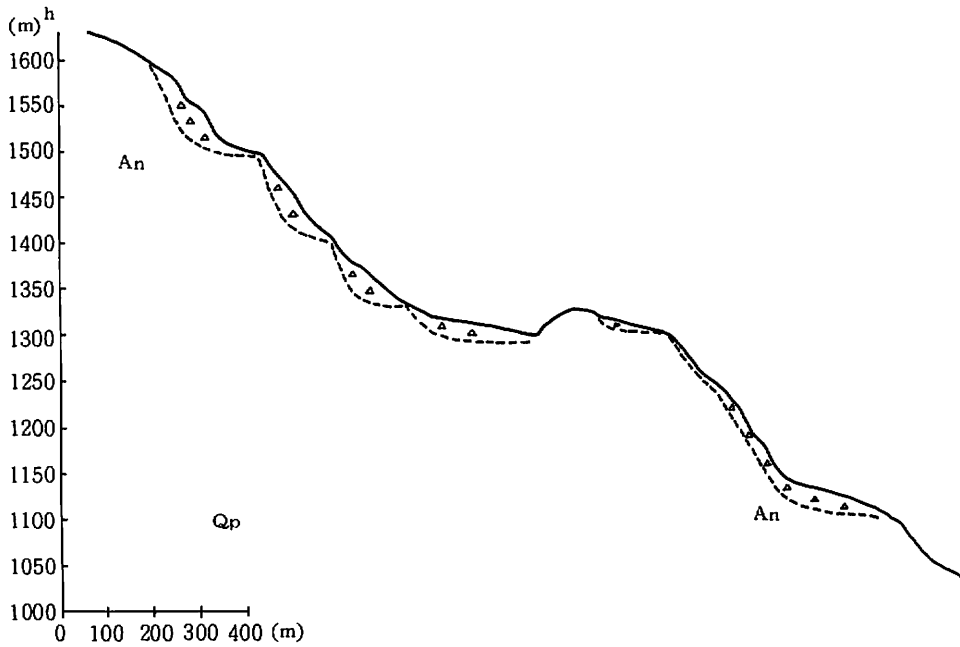


図-11 ①北野周辺地域
 三角：崩土, An：安山岩類, Qp：石英斑岩
 Fig.11 Profile of No.1 area in Fig.7

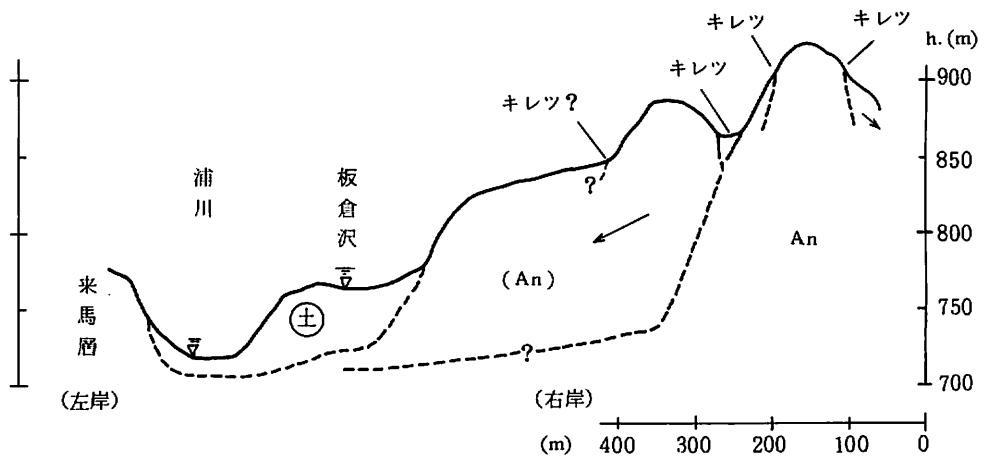


図-12 ②稗田山と石坂部落の中間地域
 An：安山岩類, (An)：安山岩類崩土, ⊕：土石流堆積物
 Fig.12 Profile of No.2 area in Fig.7

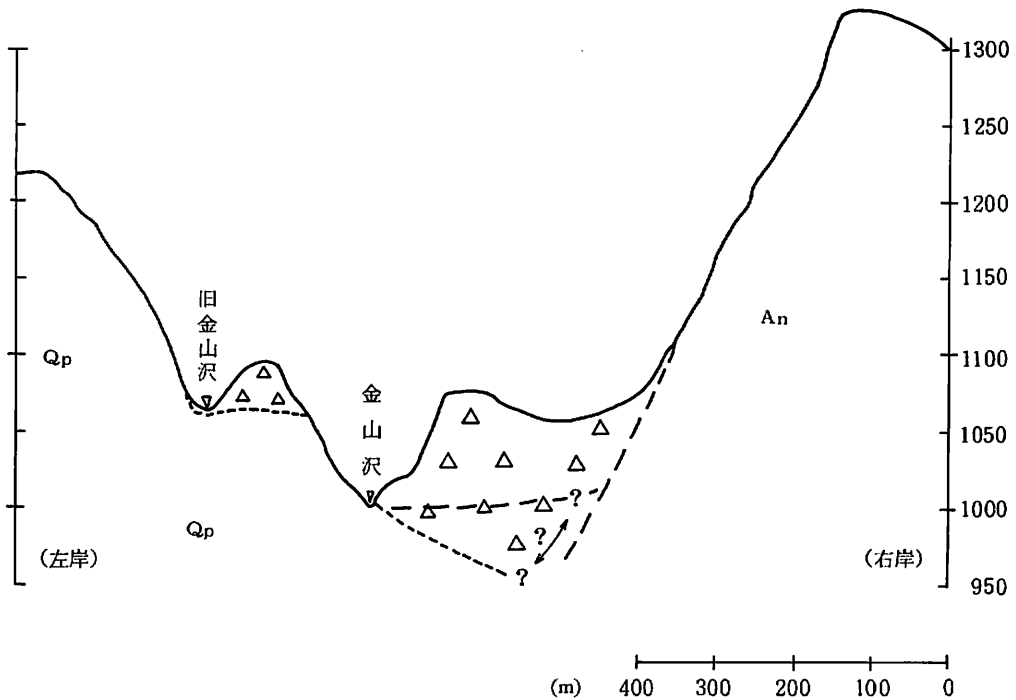


図-13 ③稗田山地域
 An : 安山岩類, Qp : 石英斑岩, 三角 : 地すべりブロック
 Fig.13 Profile of No.3 area in Fig.7

⑤ 赤倉山地域

赤倉沢を中心に崩壊が発達し、かなり古くから崩壊が進行していったものと考えられる。

岩石は石英斑岩で、変質はあまり顕著ではないが、この岩体には、3方向の節理が発達し、ブロック状に崩壊しやすい。崩壊は赤倉山頂付近に及んでいる。

⑥ 唐松沢下流左岸地域

この崩壊地では、上部に上部安山岩類に被われる石英斑岩より成る。大きな滑落崖があるが、現在では、谷すじに落石による崖錐が発達している。この崖は、少なくとも明治の頃から存在していた。地下水は、安山岩の基底と石英斑岩の割れ目から湧出する。

⑦ 唐松沢中流左岸上部地域

2つの大きな崩壊斜面があり、両者とも、斜面上部が上部安山岩類、下部が石英斑岩より成る。主な崩壊は、安山岩に発生している。安山岩は変質し、赤紫色を呈し、非常にもろくなっている。崩土は、斜面の中部や下部に分布している(図-14)。

⑧ 唐松沢中流右岸地域

上方に大きな急な滑落崖が存在し、小崩壊が発生している。上部安山岩類の崩壊である。

⑨ ツガノ沢地域

風吹岳南側斜面の大滑落崖で、ツガノ沢左岸から谷頭部に至る。地質は大部分、上部安山岩類である。安山岩はいちじるしく変質し、もろい。変質安山岩が階段状に2~3段滑落し、滑落壁は、円弧または直

線状に 100~150 m の高度差をもつ。ツガノ沢下流では、石英斑岩が分布し安山岩類との境は段状を示している。このことは、石英斑岩よりも安山岩類の方が崩壊しやすいことを示している（図-15）。

今回の調査で、ツガノ沢源頭部で火山ガスの噴気がみられ、硫化水素臭が著しい。この付近の安山岩類は、黄灰色~灰色の粘土に変質していた。

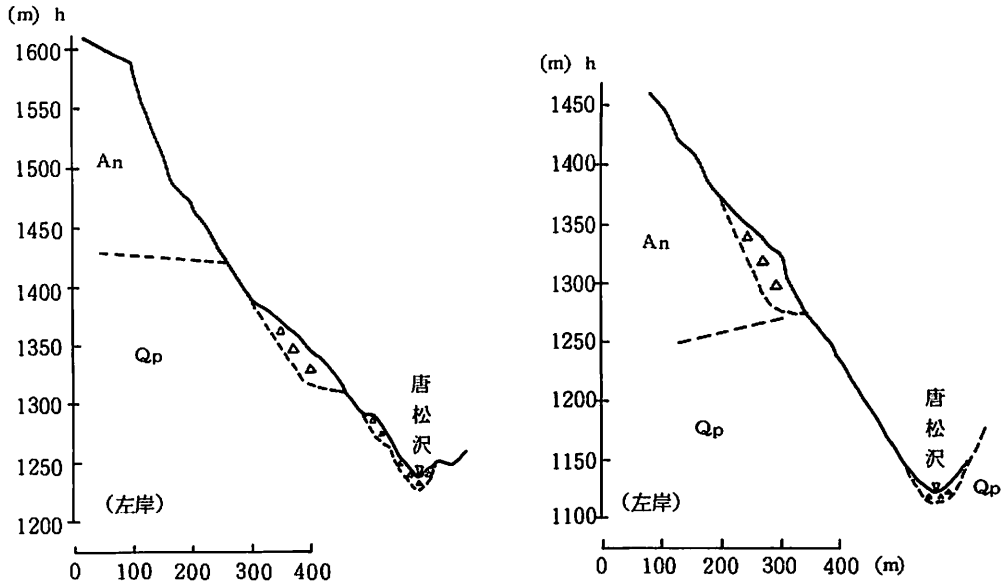


図-14 ⑦唐松沢中流左岸上部地域
An：安山岩類， Qp：石英斑岩， 三角：崩土
Fig.14 Profile of No.7 area in Fig.7

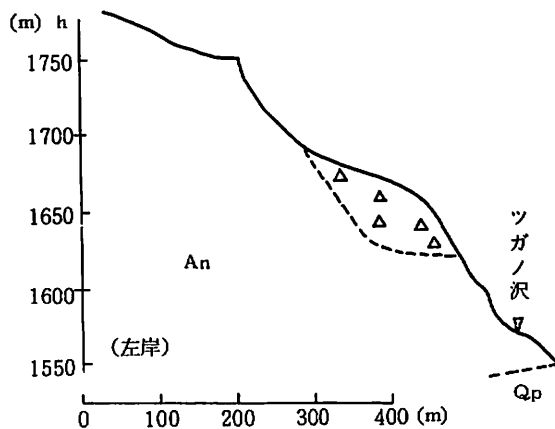


図-15 ⑨ツガノ沢地域
(凡例は、図-14と同じ)
Fig.15 Profile of No.9 area in Fig.7

2. 崩壊の機構と危険度の予測

本調査において、土石流発生に関係をもつ斜面崩壊を、1.大規模崩壊型、2.中規模崩壊進行型、3.小規模崩壊進行型、4.地すべり型と区分すると、各崩壊型と地質、地下水の崩壊の素因との関係は、次のとおりである。

1. 大規模崩壊型

③の稗田山の大型崩壊（1911～12年）がこの型で、崩壊岩体は、変質を受けていない中部安山岩類で、地下水は、重炭酸型で化学的風化があまり活発でない地区である。この崩壊の原因については、地下空洞説（横山、1912）などが考えられているが、上記の地表にみられる未変質の岩体からみて、岩石の弱さや、地質構造（断層等）等に崩壊の素因を求めることはできない。

ここで注目すべきことは、金山沢右岸側の崩壊岩塊の中からの多量の湧水である。この湧水は、水質からみても、稗田滑落崖下方部から由来したと考えざるをえない。そうすると、中部安山岩類の下部に多量の地下水が存在し、その湧出による斜面の下方浸食または、水圧増加によるパイピングなどによって、大規模崩壊が発生した可能性が考えられる。

稗田大崩壊の前の姿を示しているのが、②の地域である。ここでは、崩積土が地すべり性の斜面を形成しているが、背後の亀裂の存在、下端部の多量の湧水等から、大規模崩壊に移化する可能性をもっている。

2. 中規模崩壊進行型

ここでは④、⑨がこれに属し、地質は中部安山岩類（④）と上部安山岩類（⑨）で、いずれも変質が進んでいる。地下水は比較的多く、水質は硫酸酸性で化学的風化の活発な地域である。崩壊は、軟弱な岩質に素因があり、ブロック状の崩壊を示している。軟弱な岩質のため、浸食による土砂生産も活発で、残積ブロックが安定を失って一気に崩落する場合もありうる。

3. 小規模崩壊進行型

ここでは、⑤、⑥、⑦、⑧で、地質は中部安山岩類（⑧）、上部安山岩類（⑥、⑦）、石英斑岩（⑤）で、変質は受けているが、2の地区ほどすすんでいない。地下水は、硫酸酸性型で、崩壊は岩石類の変質による軟化（⑤では、石英斑岩の亀裂）という素因が大きい。

4. 地すべり型

規模や範囲は、まだ不明だが、北野付近に存在する（①）。地質は、上部安山岩類の崩土で、水質は重炭酸型である。

以上のことから、大規模土石流発生に関係が深いと思われる崩壊地は、②、④、⑨の地区で、とくに②は、もし大崩壊が発生するとしたら、土石流の規模は最大である。

④、⑨については、岩質、水質の点からみても、崩壊、土砂生産は、永続的につづく地域で、斜面に残存している残積ブロックの崩壊に注意する必要がある。

Ⅶ あ と が き

ここでは、昭和54、55年に調査した結果を中心にのべており、その後の調査によって、改訂、補充する点も少なくない。とくに、浦川、金山沢沿いの地質で、新知見を得ている。また、土石流と降水量との関係については省略した。これらはすべて続報に述べる予定である。

参 考 文 献

- 地質調査所地質部応用地質課(1956)：姫川地域(新潟県, 長野県)応用地質調査報告, 地質調査所月報, 7, 7, 1-44.
- 土井 功(1982)：融雪に伴う土砂災害(姫川支流浦川の土石流災害を中心に), 第14回砂防学会シンポジウム概要集, 41-60.
- 羽田野誠一(1974)：崩壊性地形(その1, 2)講座・最近の地形学, 土と基礎, 22, 9-11, 77-84, 85-93.
- 細野繁勝(不明)：招魂碑の前に立ちて, 建設省松本砂防1965および1974に抜粋掲載.
- 石井清彦(1937)：7万5千分の1地質図中「白馬岳」同説明書, 地質調査所.
- 石井久夫(1976)：長野県, 姫川中流域の石坂流紋岩層と糸魚川-静岡構造線, 大阪市立自然史博物館研究報告, 30, 49-60.
- 建設省北陸地方建設局松本砂防工事事務所(1965)：信濃川・姫川水系砂防調査報告書(第2回), 250-416.
- _____ (1974)：浦川流域調査資料集
- _____ (1975)：焼岳, 浦川における土石流調査関係資料集, 1-272.
- _____ (1976)：姫川流域地質図(5万分1)同説明書
- _____ (1977)：焼岳, 浦川における土石流調査関係資料集Ⅱ, 1-315.
- _____ (1978)：同 上Ⅲ, 1-297.
- _____ (1979)：同 上Ⅳ, 1-147.
- _____ (1981)：同 上Ⅴ, 1-262.
- _____ (1982)：同 上Ⅵ, 1-156.
- 小林貞一・小西健二, 他(1957)：来馬層群(ジュラ系下部), 地質学雑誌, 63, 783, 182-194.
- 町田 洋(1964)：姫川流域の一溪流の荒廃とその下流部に与える影響, 地理学評論, 37, 9, 477-487.
- MACHIDA, H(1966)：Rapid Erosional Development of Mountain Slopes and Valleys Caused by Large Landslides in Japan, Geographical Reports of Tokyo Metropolitan Univ., 1, 55-78.
- 斎藤 豊・宮下 忠他(1972)：糸魚川-静岡構造線にそって姫川中流域の地質概報, 岩井淳一教授記念論文集, 403-410.
- 斎藤 豊(1978)：姫川中流域の地質と地すべり, 第15回自然災害科学総合シンポジウム講演論文集, 163-164.
- 柵山雅則(1976)：白馬大池火山の地質と岩石, (講演要旨), 火山, 第2集, 21, 2, 128.
- SAKUYAMA, M(1979)：Evidence of magma Mixing: Petrological study of Shirouma-Oike calc-alkaline andesite volcano, Japan, Journal of Volcanology and Geothermal Research, 5, 179-208. Amsterdam.
- 須藤定久(1977)：中部～関東地方における後期白亜紀～古第三紀火山深成作用の問題点, 地研専報, 20.
- 富沢恒雄・北原 勇(1967)：長野県北安曇郡小谷村姫川中流域の地質, 地質学雑誌, 73, 3, 163-170.
- 鳥居栄一郎・鶴見英策他(1974)：天草における47.7豪雨災害とそれに基づく山くずれ危険度判定について, 地すべり, 10, 3, 35-41.
- 山崎卓郎(1967)：浦川の土石流とその防災工法, 新砂防, 19, 4, 7-21.
- 横山又次郎(1912)：長野県下南小谷村山崩視察報告, 地学雑誌, 24, 285, 608-620.