

蒲原沢土石流災害について

丸井 英明^{*}・渡部 直喜^{*}・佐藤 修^{*}・前川 峰志^{**}

Debris Flow Disaster in Gamahara Torrent

by

Hideaki MARUI, Naoki WATANABE, Osamu SATO
and Takayuki MAEKAWA

(Abstract)

The background and mechanism of the Gamahara Torrent debris flow of 6 December, 1996 is reported.

It is very unusual that the debris flow occurred at the beginning of December in terms of the necessary water supply. Clearly the debris flow was triggered by landslide which occurred at the geological formation boundary at an elevation of about 1,300m. The soil layer above the formation boundary probably contained very much water due to antecedent rainfall before the occurrence of the landslide. Chemical analysis of the water contained in the debris flow deposit should provide an effective measure of identifying the origin of this water. Chemical analysis results showed that the water in the debris flow deposit did not originate directly from rainfall and snow melt but came from stored groundwater.

This report interprets also the physical and mechanical properties of the unstable debris deposits in the various areas of the Gamahara torrent basin. Various geotechnical investigations were performed in order to analyze the mechanism and the process of the debris flow. The shear strength parameters of debris flow deposits on the torrent floor in the lower part of the watershed and slope failure deposits in the landslide scar which triggered the debris flow were determined by using a ring shear apparatus.

Keywords : landslide triggered debris flow, quaternary Kazafuki volcanics, Kuruma group, snow melt, electric conductivity, geotechnical investigations, shear strength parameters, ring shear apparatus.

キーワード : 崩壊誘起土石流, 第四紀風吹火山噴出物, 来馬層, 融雪, 電気伝導度, 地盤工学的調査, 剪断強度定数, リング剪断試験機

*新潟大学積雪地域災害研究センター

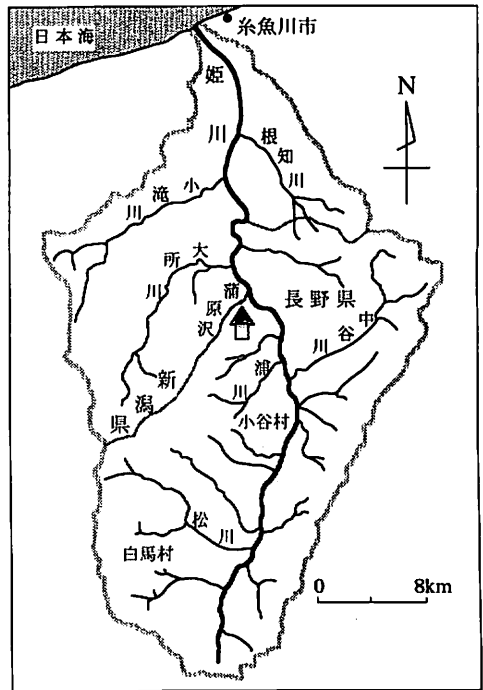
**新潟大学大学院自然科学研究科博士課程前期

I は じ め に

蒲原沢は過去に度々土石流の発生が繰り返されてきた土石流危険渓流である。蒲原沢は長野県北部から新潟県西南部を流下し日本海に至る姫川流域のほぼ中央部に位置する左支流である（図－1）。

姫川流域全体では他にも多数の土石流危険渓流が存在する。土石流の発生時期は、梅雨末期あるいは台風による豪雨時が多いが、この地域は豪雪地域であり、春先4、5月の融雪時にも発生することがある。しかしながら、12月初旬という降雨が少なく降雪もまだ多くない時期に土石流が発生した事例はこれまで報告されていない。

平成8年12月6日に発生し人的災害をもたらした蒲原沢の土石流に先だって、平成7年7月11日に既往最大規模の豪雨によって姫川流域全体で大規模な土砂災害が発生している。この時、蒲原沢においても今回よりも規模の大きい土石流が発生し、新国界橋が流されている。今回の土石流の発生状況は前年の発生状況とは大きく異なっている。最初に両者の相違点を指摘した後、今回の土石流の発生過程を記述し、さらに現地踏査並びに水質分析や土質試験を含むこれまでの調査結果に基づき、今回の土石流の発生と流動のメカニズムの検討を試みる。



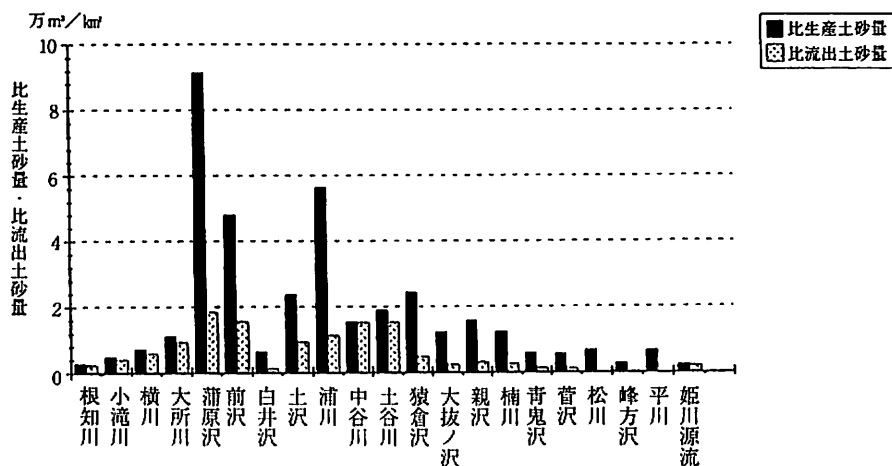
図－1 蒲原沢位置図

II 平成7年7月姫川土砂災害の概要

平成7年7月11日から12日に亘って、長野県北部から新潟県の上中越地方にかけて降った梅雨前線による集中豪雨のため、姫川流域では多数の支流で発生した土石流や斜面崩壊から供給された大量の流出土砂による土砂災害が発生した。姫川本川では長区間に亘って数m程度、最大十数mの顕著な河床上昇を生じ、道路や鉄道路盤の損壊、橋梁の流出などが多くの箇所で行われた。幸いにして緊急避難が迅速であったことにより、土砂流出の規模と激しさに比して人的被害は最小限に食い止められた（菅沼他，1996）。この時の雨量は、上流域の白馬村では24時間の連続雨量が569mm、小谷村では395mm、またピーク時の時間雨量は、それぞれ59mm及び49mmとなっている。特に11日の17時から20時にかけての3時間に強い雨が集中し、主として雨のピーク時に土石流等の土砂流出が生じている（建設省土木研究所砂防部，1995）。姫川本川の河床上昇には主要な支流からの土砂流入が大きく寄与している。特に糸魚川市平岩地区では大所川からの土砂の供給によって十数m河床が上昇している。また、小谷村の米馬河原では蒲川からの土砂流出に加えて、対岸の中谷川、土谷川からの流入土砂によって河床が2～3m上昇している。

蒲川は流域面積22km²、流路延長12km、平均河床勾配1/10の急峻な荒廃渓流である。源頭部では地滑りや斜面崩壊が絶えず進行し、そこから供給される不安定土砂により、土石流が多発する。平成7年7月豪雨に際して、大崩壊は発生していないが、ガリーはかなり浸食され大量の不安定土砂が下流に流下している。既設砂防堰堤群は全て満砂状態となり、相当程度の土砂が捕捉されているが、最下

生産土砂量が多かった流域は浦川の約120万 m^3 、大所川の110万 m^3 、中谷川の90万 m^3 、土谷川の60万 m^3 等である（小合澤，1996）。また、流出土砂量が多かった流域は大所川、中谷川の約90万 m^3 等である。以上の生産土砂量、流出土砂量は流域内の総量であり、流域面積の大きさに依存している。各支流流域における土砂生産、土砂流出のポテンシャルを比較するためには単位面積当たりに換算した、比生産土砂量、比流出土砂量で検討する必要がある。図－3は各支流流域における比生産土砂量と比流出土砂量を示している。比生産土砂量は第四紀火山噴出物からなる蒲原沢、浦川、前沢で非常に大きい。また、これらの沢においては比生産土砂量に比べて比流出土砂量が遙かに小さい。すなわち、蒲原沢や浦川では80%程度の土砂が流域内に残存している。比流出土砂量は蒲原沢、前沢、浦川等の他に中谷川、土谷川でも大きい。しかしながら、第四紀火山噴出物からなる蒲原沢、前沢、浦川等と異なり、新第三紀層からなる中谷川、土谷川では比生産土砂量と比流出土砂量の差が小さく、生産土砂のほぼ全量が流出している点が注目される。

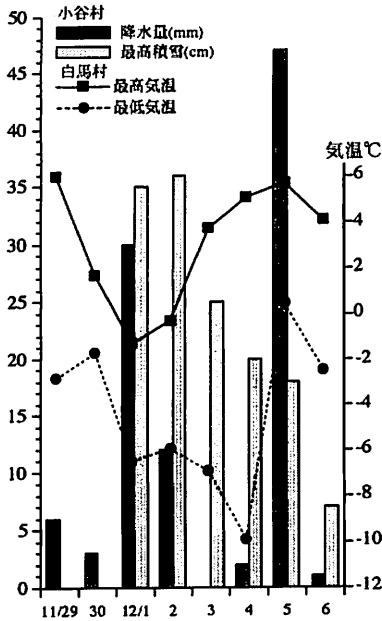


図－3 比生産土砂量および比流出土砂量
（建設省松本砂防工事事務所，1996による）

III 平成8年12月6日蒲原沢土石流災害の概要

1. 気象条件

今回の土石流発生当日の12月6日には雨は殆ど降っておらず、前日の5日の雨量が南小谷の観測所（長野地方気象台）で49mmであった。図－4に土石流発生に至る数日間の気象条件を示す。12月1日に最高気温が0℃以下になり、積雪深35cmを記録し、その後積雪深は徐々に減少している。5日から6日にかけて低気圧の通過に伴い最低気温が10℃程度上昇し0℃を越え、積雪深は18cmから6cmに低下している。積雪層の密度を0.2g/ cm^3 とすると融雪量は24mmであり、雨量と合わせて73mmとなる。これは平成7年7月姫川土砂災害時の豪雨と比較すると遙かに小さい値である。なお、この付近では平成8年6月24日から25日にかけて最大24時間雨量118mm程度の出水があったが、蒲原沢では土石流は発生していない。



図－4 土石流発生前数日間の
気象条件
(長野地方気象台アメダス観測値)

構造が露出し、何層にも亘る過去の土石流堆積物で構成されていることが判明している(古谷, 1996)。蒲原沢の中流部の山腹斜面は急崖をなし、崩壊跡が多数見られる。溪床には急崖からの崩落土砂により常時不安定堆積物が溜まりやすい状況にある。昨年7月11日の土砂災害後の空中写真を見ると、豪雨により多数の溪岸崩壊が発生し、沢の中が非常に荒廃している。

3. 土石流概要

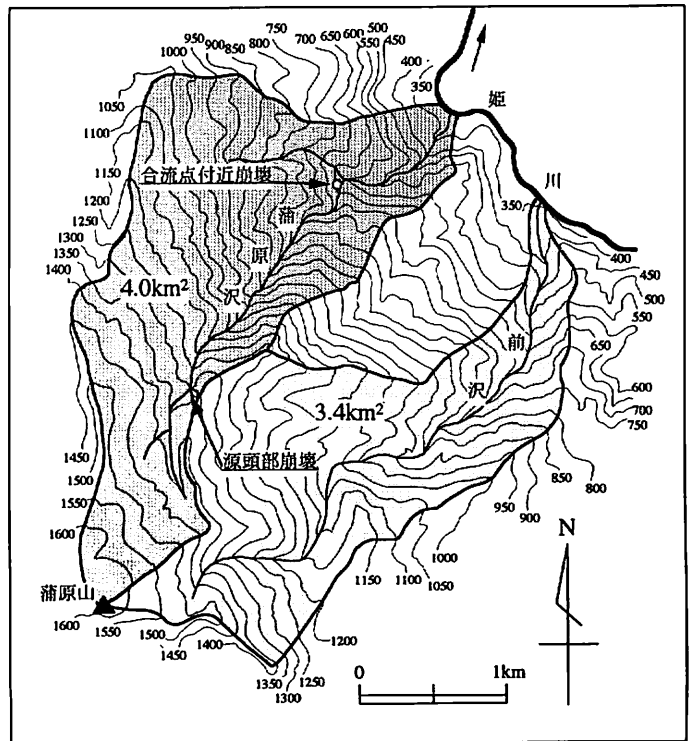
今回の土石流は蒲原沢上流域の標高1,300 m付近で山腹斜面が崩壊し、崩壊した土砂が急勾配の沢を土石流として流下したものと推定される。崩壊が土石流に移行する過程として、
1) 崩壊土砂が直接土石流化、2) 崩壊土砂が一時的に崩壊脚部の本流河床

2. 蒲原沢の地形・地質

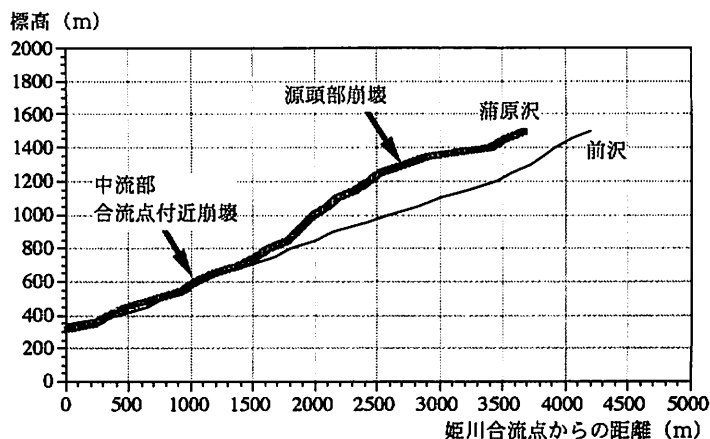
蒲原沢は流域面積4.0km²、流路延長4.6km、平均河床勾配18°の非常に急峻な荒廃溪流である。流域の形状は左右非対称で、右岸側は斜面が切り立って狭く、左岸側は緩やかで面積が広がっている(図－5)。南側に隣接する前沢は同規模で(3.4km²)、流域形状は左右対称に近く、平均15°の様な溪床勾配を示している。蒲原沢は下流域では隣接する前沢とほぼ同じ勾配であるのに対し、中流域は極めて急で、源頭部は緩くなっている(図－6)。

蒲原沢の地質概要を図－7に示す(白石, 1992)。下流域には蛇紋岩が、中流域には来馬層群と呼ばれるれき岩・砂岩・頁岩といったジュラ紀堆積岩類が分布し、上流部は第四紀風吹火山噴出物によって覆われている。来馬層群の構造はE－WからNE－SWの走向を持ち、40°から70°で南に傾斜している。蒲原沢は、大局的に見て左岸側が「流れ盤」的で、右岸側が「受け盤」的なケスタに類似した地形をなしている。

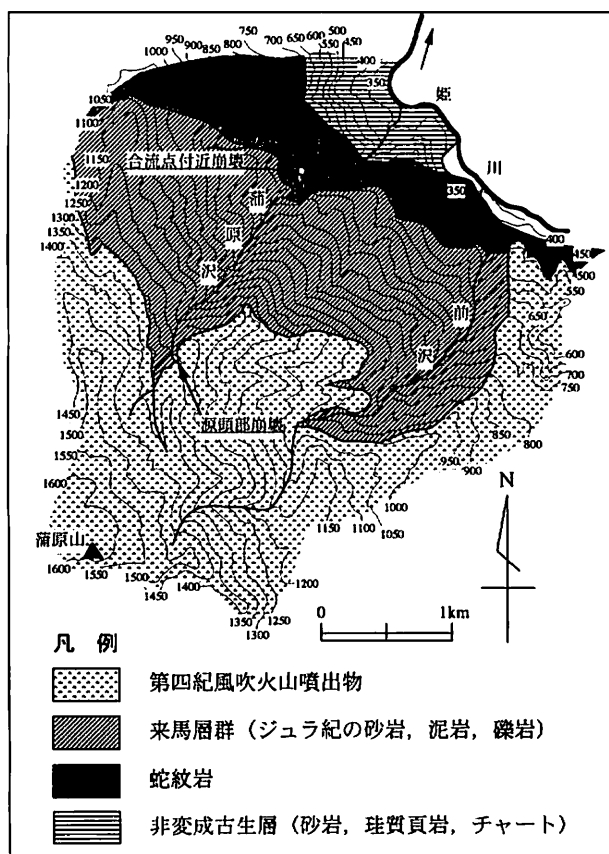
平成7年7月11日に発生した大規模土石流によって、今回の災害現場付近の蒲原沢扇状地左岸の段丘崖側面が浸食され内部



図－5 蒲原沢流域平面図



図－6 蒲原沢縦断面図



図－7 蒲原沢周辺地質図 (白石, 1992を一部簡略化)

上に滞留しその後土石流化, 以上2通りの可能性が考えられる。いずれのケースであるかは, 崩壊土量と供給水量のバランスで決まる。崩壊土砂が供給水量に対して少なければ, 崩壊土砂は直接土石流に移行し, 崩壊土砂が供給水量に対して多ければ, 一時的に河床に滞留し, 十分な水量を得た後に土石流に移行するものと考えられる。

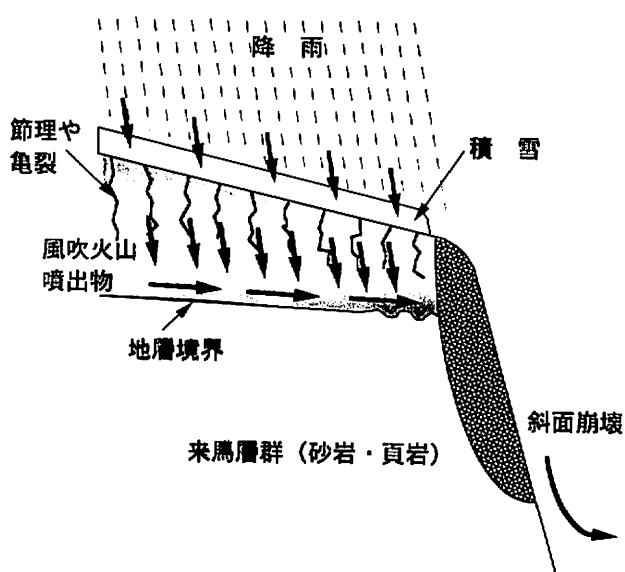
この崩壊は平成7年7月の豪雨によって崩壊した斜面が、さらに上部に向かって拡大崩壊したものである。崩壊地からは土石流の流下の痕跡が蒲原沢本流に沿って下流へと続いている状況が見られる（写真－1）。蒲原沢本流の崩落地点より上流側には土砂の移動の痕跡は認められない。また、標高600 m付近で本流と合流している左支には土石流の流下の痕跡は認められない。以上のことから、今回の土石流は山腹斜面の崩壊が直接の引き金となって発生したものと考えられる。

崩壊発生点付近は、本流の傾斜変換点に当り、この地点より上流側は緩勾配、下流側は急勾配で、浸食前線になっている。また、この付近は地質の境界域で、上部は第四紀の火山噴出物から成り、下部はジュラ紀の堆積層から成っている（図－8）。上部緩斜面で浸透した雨水等は火山噴出物の割れ目に沿って浸透し、相対的に透水性の低い下部の堆積層の境界面に沿って流れ山腹斜面に流出していく。従って、この付近は山腹崩壊を起こしやすい領域であったと考えられる。土石流発生の引き金となった崩壊の規模は、土石流発生前後の空中写真の解析結果から、39,000m³と算定され、その内8,000m³が崩壊地内平成7年に残存し、31,000m³が土石流として流下したと報告されている（砂防学会総務部, 1997）。

水の供給に関連して、沢の両側の山腹斜面の中途から浸透水の湧き出し流れ落ちた跡が、ほぼ一定の高さのところから黒い線となって多数箇所で見られたことが注目される（写真－1）。それらの湧き出し点の中には、12月9日の時点でも水を噴き出している箇所も見られた。土石流の発生に先行するかなり以前からの降雨量によって斜面土層が相当に水を含み飽和に近い状態であったものと推測される。



写真－1 標高1,300 m付近の崩壊
と土石流の流下痕跡
(1996年12月9日撮影)



図－8 標高1,300 m付近崩壊斜面の地質構造模式図

4. 土石流発生前後の蒲原沢の水質

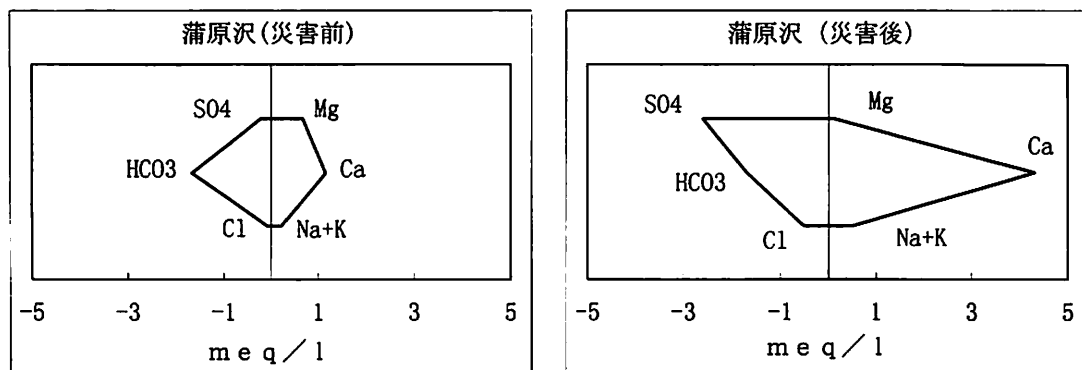
土石流発生前（1995年10月22日）の沢水と土石流発生後（1996年12月7日）の土石流堆積物中の化学分析を行った。分析結果を表－1に、ヘキサゲイアグラムを図－9に示す。平時の沢水が降水や融雪水によって希釈されると電解質濃度は低くなる。ところが、土石流堆積物中（発生後）の水の電解質濃度は、土石流発生前の水の2.4倍であることがわかった。

表－1 分析結果の化学分析表

サンプ No.	水温 (°C)	pH	EC (μ S/cm)	Na (ppm)	K	Ca	Mg	Cl	HCO ₃	SO ₄
蒲原沢951022	13.8	8	186	4.56	0.67	23.31	8.24	2.51	101.48	10.96
蒲原沢961207		8.5	450	9.87	3.00	86.64	1.33	18.14	103.73	124.60

災害時のサンプルは沢水、災害後のサンプルは工事車両に付着した土試料から水分を分離した。

蒲原沢における災害前と災害後の水質の変化



図－9 分析結果のヘキサゲイアグラム

水質は化学風化の指標とすることができる。土石流後に増加している成分はCa, Na, K, SO₄, Clである。変化していない成分はHCO₃である。逆に減少した成分はMgである。特に増加した成分はCaとSO₄である。一方、蒲原沢より少し上流側の支流である浦川では土石流が頻発している。浦川の水質は高濃度のCa-SO₄型であり、このCa-SO₄型の水は、変質した安山岩に含まれる黄鉄鉱が酸化することによって形成される。蒲原沢の土砂にも黄鉄鉱を含む安山岩片が認められる。今回標高1,300 m付近で発生した崩壊は風吹火山噴出物と米馬屑群の地質境界部付近で起こっている。源頭部の崩壊そして土石流に対して、平時の水とは異なる高濃度のCa-SO₄型の地下水が寄与していた可能性が考えられる。

土石流発生前（平時）の蒲原沢の水質は比較的Mg成分に富んでいる。このMg成分は蛇紋岩に由来するものと考えられる。土石流発生後、Mg濃度は1/6に減少した。Mg濃度が1/6となるためには、Mg成分を含まない水が平時の5倍必要となる。水質から見ると、今回の土石流の誘因となった水は降水や融雪水から考えられる水量では説明できない。

5. 源頭部崩壊地の地形・地質

(1) 崩壊地調査の概要

融雪を待って、平成9年4月28日と5月4日の2度に亘って、今回の土石流の発生源となった蒲原沢源頭部の標高1,300 m地点の崩壊地の現地調査を行った。4月28日の状況で尾根部の積雪深は1 m 20cm程度であった。しかし、数日間で融雪が進行し5月4日には尾根部で雪の無い部分もあった。

第1回の調査では、崩壊地の位置の確認、形状、地質概況の調査を行い、第2回の調査では、崩壊地内部に入り地質調査を行うとともに、地質確認用試料、土質試験用試料、水質分析用試料を採取した。

(2) 崩壊地の位置

崩壊斜面の上端は標高1,320 mで尾根線に到達しており、崩壊斜面の下端は蒲原沢本流に到達している。蒲原沢本流の溪床は崩壊地点より上流側では傾斜が緩く、下流側では30°位の急傾斜となっている。従って、長年月の地形変化という観点から見ると、この地点は蒲原沢本流の浸食の前線に当たり、崩壊斜面の足元は常に水流で浸食され、溪岸斜面は不安定になりやすい場所に当たることが指摘できる。

(3) 崩壊地の地形

崩壊地の規模は、当初崩壊直後にヘリコプターにより空中から目視により推定された数千 m^3 程度の推定とは異なり、崩壊地内の踏査により数万 m^3 程度の大規模なものであると判断された(写真-2)。また、崩壊地の形状は、4月初頭に頭部で拡大崩壊を生じたために、土石流が発生した12月6日の時点での形状からさらに変化していた。信頼できる土量としては、砂防学会の調査委員会による、12月6日の崩壊発生の前後及び新たな崩壊後の各時点で撮影された空中写真の解析結果から求められた値がある(砂防学会、1997)。すなわち、12月6日に発生した崩壊土量は約39,000 m^3 で、その内約8,000 m^3 は崩壊地内部に堆積し、約31,000 m^3 が土石流として流下したとされる。また、4月初頭の拡大崩壊による、崩壊土量は約23,100 m^3 その内約6,600 m^3 堆積し、下流へ流出した土量は約16,500 m^3 とされている。

(4) 崩壊地の地質

崩壊地内部の地質構造は、細部を見ると複雑な様相を呈しているが、大局的にはジュラ紀の堆積岩からなる米馬層群の上に第4紀の風吹火山噴出物が載った構造である。崩壊地の上部から中部付近で、安山岩質溶岩(風吹火山噴出物)が砂岩(米馬層群)を舟底型に不規則な形で覆っている。なお、両者の境界は崩壊堆積物に覆われており、明瞭ではない(図-10、写真-3)。

米馬層群は崩壊地の下部から河床にかけては黒色頁岩が主体であり、風吹火山噴出物の境界付近から崩壊地の中部にかけては緑灰色の粗粒砂岩がみとめられる。粗粒砂岩の粒子は石英、カリ長石、斜

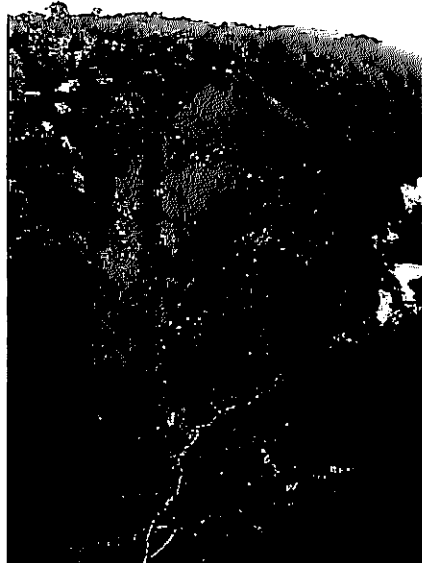


写真-2 標高1,300 m付近の崩壊
(1997年5月26日撮影)

長石，各種の石質岩片からなる。二次鉱物として，緑泥石，炭酸塩鉱物がみとめられる。来馬層群は黒色頁岩，緑灰色粗粒砂岩ともに硬化しており，硬さにおいて第三紀層の砂岩・泥岩とは大きく異なる。

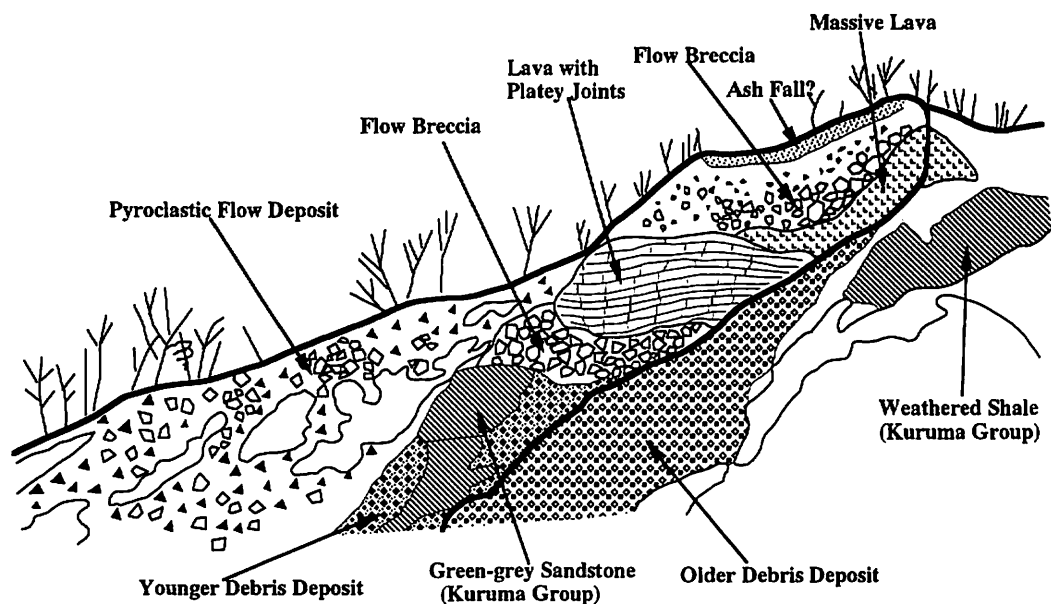


図-10 標高1,300 m付近崩壊斜面の地質構造（スケッチ）
（1997年5月4日作成）



写真-3 標高1,300 m付近崩壊地の全景
（1997年5月4日撮影）

風吹火山噴出物は大きく分けて上下2枚の溶岩とローム様の火山灰層および二次的な移動・堆積による火山碎屑岩からなる。いずれも水平に近い状態で堆積している。下位の溶岩の産状をみると、上半分には板状節理が発達し、下半分は火山角礫岩様の産状を呈するクリンカーである。この溶岩が来馬層群を覆っている。岩石は新鮮である。その上位には塊状溶岩 (block lava) が分布する。発砲した部分は赤紫～赤褐色に酸化し、部分的に風化して脆弱である。崩壊地左岸側は塊状であるが、中央部から右岸側にかけては破砕度が大きくなり、自破砕溶岩から火山角礫岩の産状に移化している。基質は赤紫～赤褐色の火山灰が充填している。2枚の溶岩とも岩質は両輝石安山岩である。上位の塊状溶岩を覆って崩壊の冠頂部の表土の直下に火山灰層が分布し、層厚は1～2 m程度とみられる。崩壊地右岸には二次的な移動・堆積による火山碎屑岩が分布する。火山岩礫は亜角礫化したものもあり、二次的な移動を示唆する。

来馬層と火山噴出物の境界面上を相当量の地下水が流出していた。崩壊地内部の湧水箇所は風吹火山噴出物の内部に数カ所あると見られ、5ヶ所確認した。冠頂部中央の一ヶ所は火山灰層の直下にあった。他の3ヶ所は下位の溶岩の火山角礫岩様の産状を呈するクリンカーの直上である。崩壊地中央部右側の崩壊堆積物からも湧水がみとめられ、崩壊堆積物は流動化し、湧出箇所は絶えず浸食され後退していく状況にあった。この湧水は上方で湧出した地下水が崩壊堆積物中を伏流してきたものとみられる。崩壊地内の湧水について水温を測定したところ、10～12℃であり、地下水である。なお、融雪水の水温は3～5℃程度である。

地下水の湧出箇所は風吹火山噴出物の内部に限られており、風吹火山噴出物と来馬層群には透水係数に大きな差異があるとみられる。両者の境界面上に地下水が滞留し易い条件が存在し、今回の崩壊の発生に寄与したものと考えられる。

IV 崩壊堆積物並びに土石流堆積物の物理特性

1. 土質調査の目的

今回の土石流の発生条件の検討並びに流動の解析を行うための基礎資料を得る目的で、土石流として流下し下流部に堆積した土砂、土石流発生源となった崩壊地内部に堆積した土砂、中流部の溪流内に堆積する土砂などについて、各種土質試験（物理試験及び力学試験）を実施した。物理的特性値は地盤工学会の定める規準に基づく物理試験を行い、力学的特性値はリング剪断試験を行うことにより求めた。

2. 土質試験用試料採取箇所

土試料を採取した箇所は図-11に示す13箇所である。蒲原沢本流下流部ではP1～P3、蒲原沢本流中流部ではP4～P6、蒲原沢本流源頭部ではP7～P10、左支流ではP11～12、南側に隣接する前沢流域内ではP13の合計13箇所である。

P1は本流下流部の流路工から右岸側に溢れて堆積した土石流堆積物を採取したものである（標高350 m）。P2は治山ダム工事用道路法面の風化蛇紋岩である（標高520 m）。P3は堤体が半分破壊された上流側治山ダムの右岸側直下流の作業用ヤードに堆積した土石流堆積物を採取したものである（標高530 m）。

P4は蒲原沢本流中流部の右岸より河床の土石流堆積物である（標高720 m）。P5は同地点での

右岸側溪岸斜面の崩壊堆積物であり、来馬層の泥岩を起源とする。P 6 も同地点での左岸側溪岸に堆積した土石流堆積物である。但し、この土石流堆積物は赤褐色を呈しており、平成 8 年 12 月 6 日に発生したものではなく、平成 9 年 4 月初めに発生した土石流堆積物である。

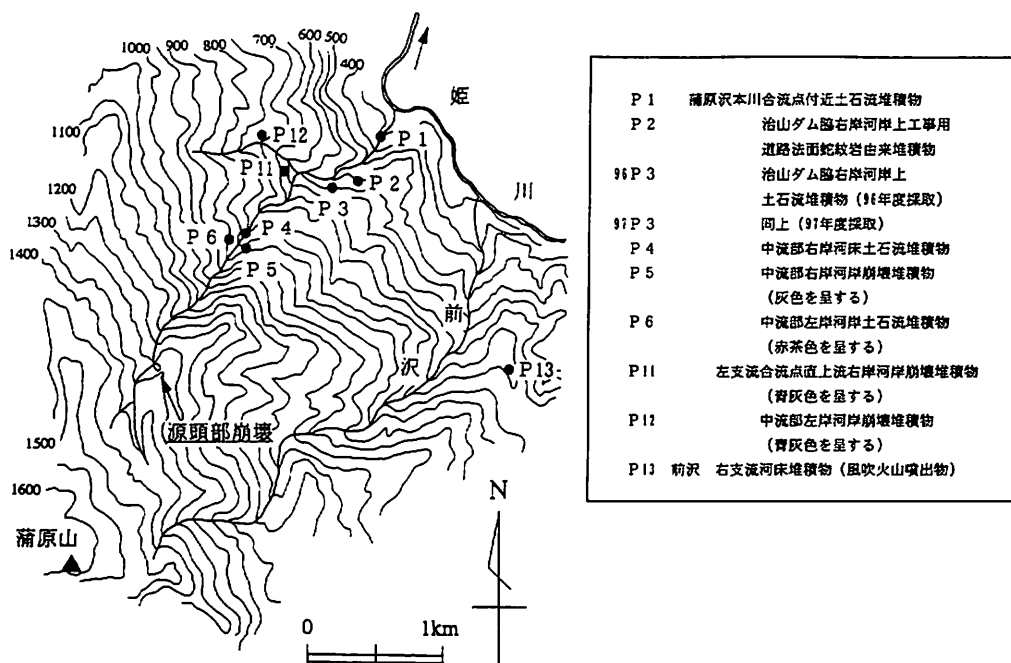


図-11 試料採取地点 (その 1)

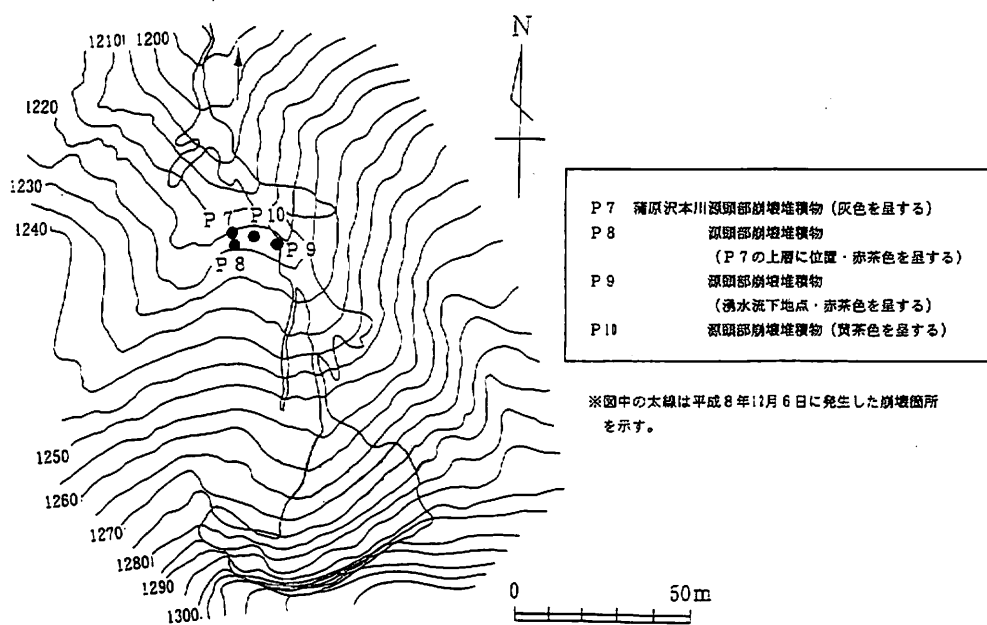


図-11 試料採取地点 (その 2)

P 7 は蒲原沢本流源頭部の崩壊地内部の崩壊堆積物であり、灰色を呈している（標高1,220 m）。P 8 は P 7 と同地点でその上部に堆積した崩壊堆積物で赤褐色を呈している。P 9 は同標高で崩壊地内ほぼ中央部に露出する来馬層上を湧水が流出する付近の崩壊堆積物で茶褐色を呈している。P 10 も同標高の崩壊堆積物で黄褐色を呈している。P 11 は蒲原沢左支流の本流との合流点付近の右岸側溪岸斜面の崩壊堆積物であり、青灰色の蛇紋岩を起源とする（標高550 m）。P 12 は蒲原沢左支流の左支流の本流との合流点から少し上流側の左岸溪床堆積物であり、青灰色の蛇紋岩を起源とする（標高650 m）。P 13 は前沢流域内の支沢の溪床堆積物であり、風吹火山噴出物を起源とする（標高700 m）。

3. 堆積物の物理的特性

各採取資料の物理的特性の把握のため、種々の物理試験を行った。試験項目は、含水比試験（JIS A 1203）、土粒子密度（JIS A 1202）、粒度試験（JIS A 1204）、液性・塑性限界試験（JIS A 1205）、最大・最小密度試験（JSA T 161）である。さらに P 5、P 6、P 7、P 10、P 11、P 12 の各資料については現場密度試験も行っている。

(1) 含水比、土粒子密度、液性・塑性限界

各試料の試験結果を表－2 に示す。自然含水比は下流部泊山ダム直下流の P 3 地点の土石流堆積物や本流中流部 P 6 地点の4月初めの土石流堆積物及び源頭部崩壊地内部の P 8、P 9、P 10 地点の崩壊堆積物で大きな値を示している。特に表層付近のローム層から崩落した堆積物は60%という極端に大きな値を示した。

土粒子密度には少し幅があり、来馬層起源の試料では2.73～2.77、火山噴出物起源の試料では2.70～2.72、蛇紋岩起源の試料では2.70程度の値となっている。

表－2 物理試験結果

	W	WL	WP	IL	IP	Ic	A	ρ_s	D60	D50	D30	D10	Uc	Uc'	粗粒分	細粒分
P 1	9.4	29.1	18.8	-0.91	10.3	1.913	1.39	2.728	4.8	2.8	0.65	0.03	160	2.93	86.8	13.2
P 2	10.6	26	18.2	-0.97	7.8	1.974	2.025	2.702	1	0.56	0.16	0.017	58.8	1.51	77.2	22.8
96P 3	22.7	29.7	18.8	0.358	10.9	0.897	1.478	2.747	1.9	0.95	0.19	0.008	237.5	2.38	76.1	23.9
97P 3	18.3	29.5	18.9	-0.06	10.6	1.057	1.15	2.738	1.6	0.7	0.14	0.004	400	3.06	74.4	25.6
P 4	11.5	NP	NP	NP	NP	NP	NP	2.772	10	7.8	2.5	0.25	40	2.5	97	3
P 5	9.7	27	19.4	-1.28	7.6	2.276	1.332	2.765	8	6	2.7	0.4	20	2.28	94.2	5.8
P 6	24.2	36.5	24.2	0	12.3	1	2.61	2.699	1.3	0.6	0.08	0.006	236.4	0.9	70.6	29.4
P 7	10.4	28.2	17.1	-0.6	11.1	1.604	0.674	2.735	4.1	3.1	1.2	0.013	315.4	27.02	88.6	11.4
P 8	24	50.5	34.9	-0.7	15.6	1.699	1.28	2.713	2.1	1.6	0.45	0.005	466.7	21.43	80.2	19.8
P 9	25.8	38.2	29	-0.39	9.2	1.348	1.937	2.72	1.8	1.3	0.16	0.012	150	1.19	76.5	23.5
P 10	59.5	57.7	39	1.096	18.7	-0.1	1.111	2.708	0.013	0.007	0.002	5E-04	26	0.62	18	82
P 11	8.8	NP	NP	NP	NP	NP	NP	2.689	7	4.7	2.2	0.29	24.1	2.38	95.4	4.6
P 12	8.9	NP	NP	NP	NP	NP	NP	2.693	4.7	3	0.85	0.07	67.1	2.2	89.8	10.2
P 13	17.7	NP	NP	NP	NP	NP	NP	2.708	2.4	1.5	0.37	0.026	92.3	2.19	83.8	16.2

※NP……Non Plastic（非塑性）

W : 自然含水比 (%)

WL : 液性限界 (%)

Wp : 塑性限界 (%)

IL : 液性指数

Ip : 塑性指数

Ic : コンシステンシー指数

ρ_s : 土粒子の密度 (g/cm³)

A : 活性度

D60 : 60%粒径 (mm)

D50 : 有効粒径/50%粒径

D30 : 30%粒径 (mm)

D10 : 10%粒径 (mm)

Uc : 均等係数

Uc' : 曲率係数

液性・塑性限界は試料により異なる。P 4 地点の土石流堆積物、P 11、P 12の蛇紋岩起源の崩壊堆積物、及び前沢支沢の溪床堆積物ではノンプラスチックな性状を示している。崩壊地内部のP 8やP 10地点の試料は50以上の相対的に大きな液性限界値、また35以上の相対的に大きな塑性限界値を示している。その他の試料では概ね30程度の液性限界値、20程度の塑性限界値を示している。塑性指数は、ノンプラスチックなものを除き、P 8 地点の試料が16程度、P 10地点の試料が19程度を示しているが、他の試料は概ね10程度の値となっている。

図-12には塑性図を示している。塑性図上で見ると、P 8 及びP 10地点の試料ではやや圧縮性が大きく、塑性指数も大きいが、他の試料ではいずれも圧縮性が小さく、塑性指数も小さい。

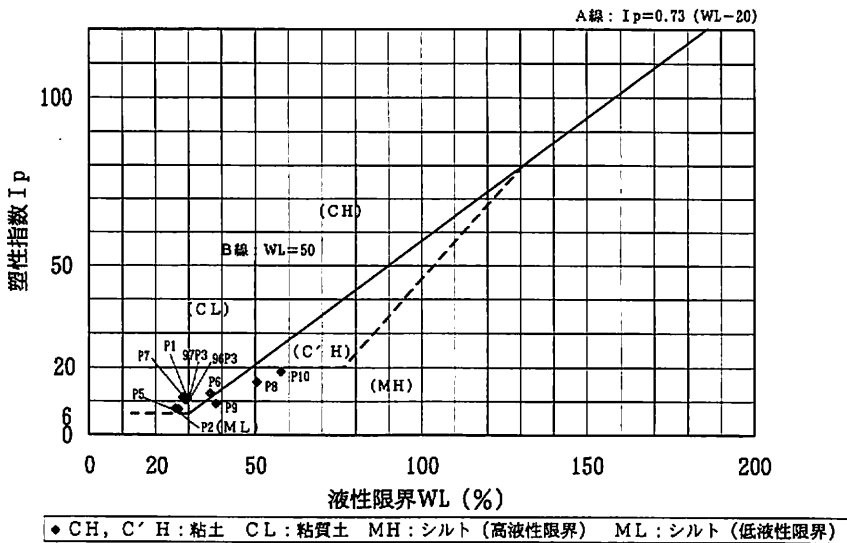


図-12 塑性図

(2) 粒度試験

蒲原沢流域の堆積物には非常に大きな礫が含まれており、全ての粒径を含めて粒度分析を行うことはできない。実際問題として粒度分析の可能な粒径は数cm以下の部分に限られ、採取時において大きな礫を除き、粒度分析を行っている。その範囲の中での粒度組成が土石流の性質に影響すると考えられる。全ての試料について中礫分である19mm以下の粒径を対象に粒度分析を行い、粒径加積曲線、粒度組成図を作成した。

図-13は蒲原沢本流下流部のP 1～P 3、図-14は本流中流部のP 4～P 6、図-15は本流源頭部崩壊地内部のP 7～P 10、図-16は左支流のP 11、P 12、図-17は前沢流域支沢のP 13の各試料の粒径加積曲線を示している。

図-13の本流下流部の試料を見ると、いずれも細粒分から粗粒分まで広い範囲の粒径を含み粒度分布が良い。P 1の流路工付近の土石流堆積物では、他の試料と比較して全般的に粗粒分の割合が高い。

図-14の本流中流部の試料を見ると、P 6の4月初めに発生した土石流堆積物は細粒分から粗粒分まで広い範囲の粒径を含んでいるが、P 4及びP 5では共に0.1mm以下の細粒分が僅か数%しか含ま

れず、1mm以上の砂礫分が80%を占めており、粗粒分の割合が大きい。この場所は溪流内で常に流水に洗われる場所であり、細粒分が流出してしまったものと考えられる。

図-15の本流源頭部崩壊地内部の試料を見ると、P10の表層付近から崩落したローム試料では、0.1mm以下の細粒分が80%以上を占め他と極端に異なっている。P 8及びP 9の共に茶褐色を呈する崩壊堆積物は同様の粒度分布を示し、1mm以上の砂礫が60%、0.1mm以下の細粒分が20%を占め、やや粒度分布が悪い。P 7の崩壊堆積物は来馬層主体の崩壊堆積物ではP 8、P 9よりもさらに粗粒分の占める割合が大きい。

図-16の本流左支流の溪岸の崩壊堆積物は、P11では0.1mm以下の細粒分が僅か数%、1mm以上の砂礫分が80%、またP12では同様に、それぞれ10%、及び70%程度で、共に粗粒分の割合が大きい。

図-17の前沢流域支沢の風吹火山噴出物起源の河床堆積物は比較的粒度分布が良く、蒲原沢本流下流部の土石流堆積物の粒度分布と比較して大差ない。

図-18に各試料の粒径19mm以下の粒度組成図を示している。

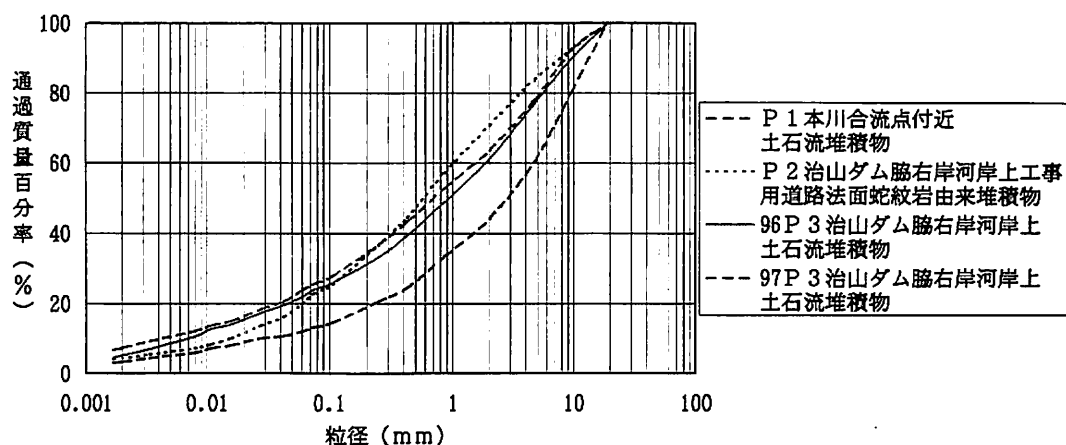


図-13 本川下流部粒径加積曲線

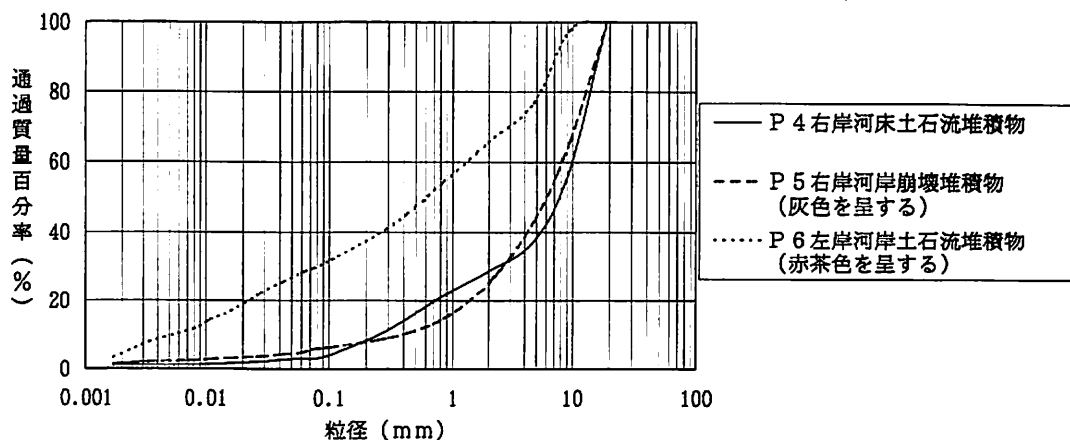


図-14 本川中流部粒径加積曲線

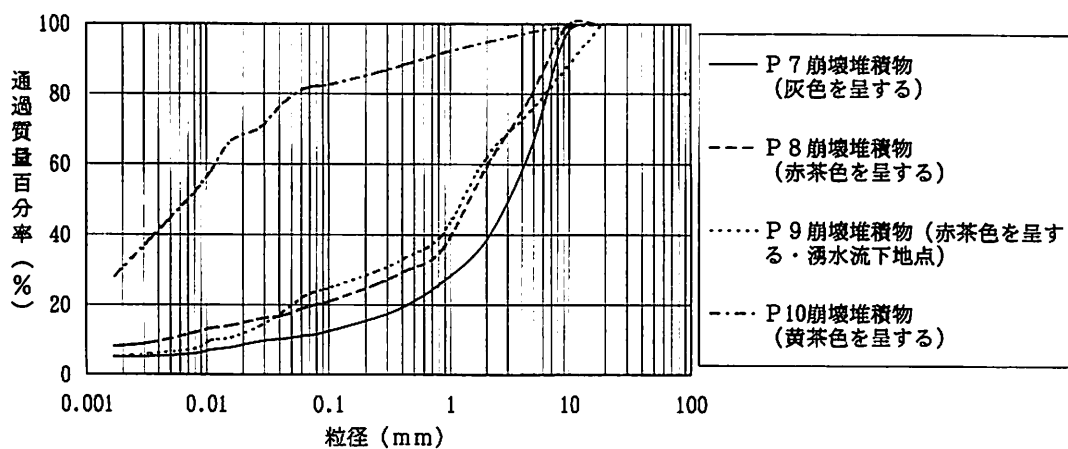


図-15 本川源頭部粒径加積曲線

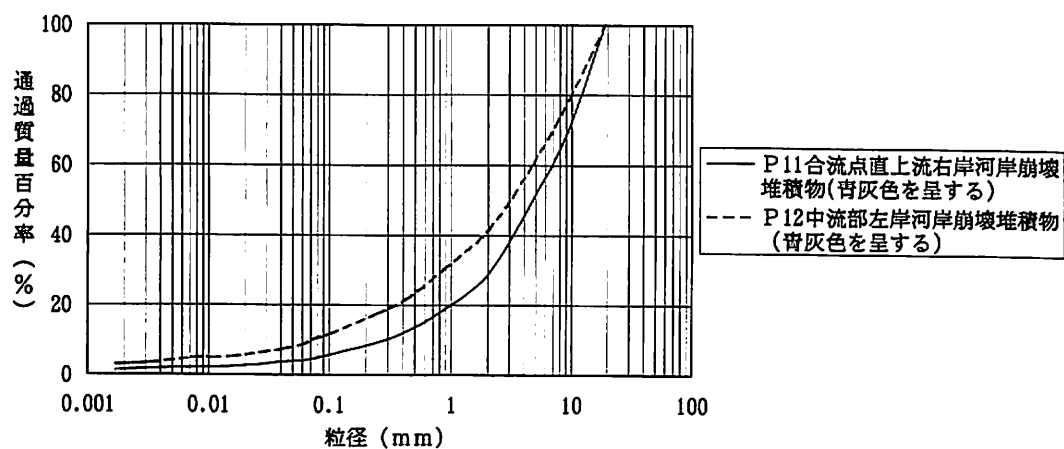


図-16 左支流の粒径加積曲線

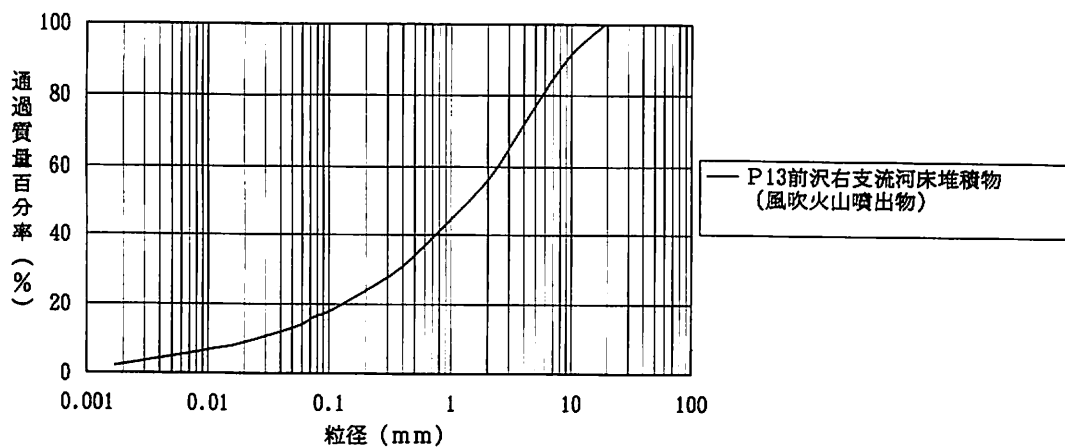


図-17 前沢の粒径加積曲線

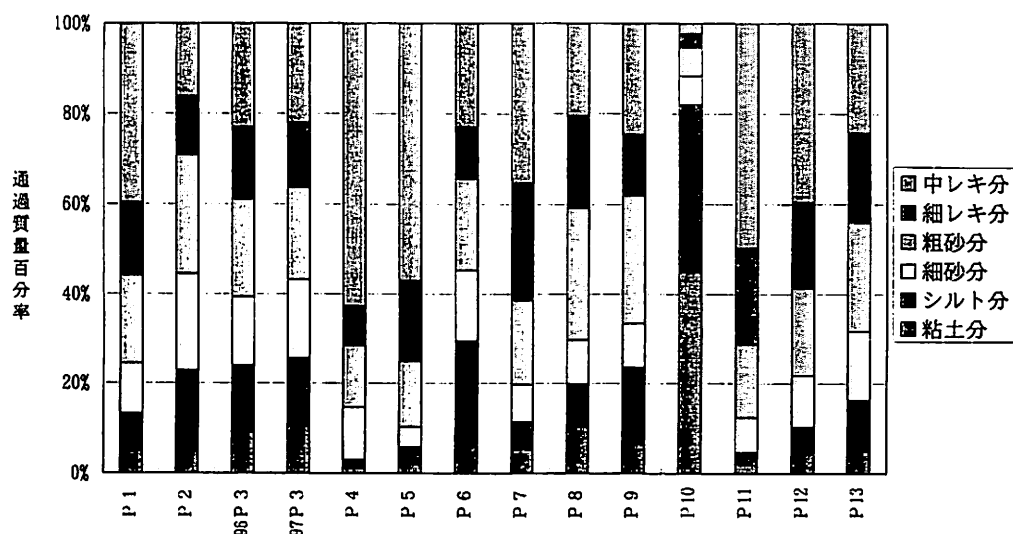


図-18 粒径19mm以下粒度組成

(3) 現場密度試験

密度（単位堆積重量）は土のせん断強度を規定する主要な要因の一つである。源頭部崩壊地内部に残存する崩壊堆積物や、中下流域における土石流堆積物の現場密度は土石流の発生並びに流動の解析を行うための重要な基礎資料である。

蒲原沢流域の堆積物には大きな礫も含まれており、現場密度を測定することは困難であるが、可能な範囲として粒径10mm程度以下の試料の密度の測定を考え、内径10cm、高さ9cm、容積約700cm³の塩化ビニル製の円筒を用いた。地表面から10cm程度の深さの堆積物を採取し、その重量を測定し容積で除して湿潤密度を求め、さらに自然含水比を測定して乾燥密度を算定した。

表-3に現場密度試験結果を示している。本流中流部の溪岸の来馬層起源の崩壊堆積物は1.65g/cm³程度の乾燥密度を示しているのに対し、同地点の4月初めに発生した土石流堆積物は1.10g/cm³と緩い密度を示している。源頭部崩壊地内部では、P7の来馬層主体の崩壊堆積物は1.63g/cm³程度の密度を示しているが、P10のローム試料では極端に緩い0.69g/cm³とか0.81g/cm³といった密度を示している。また、左支流のP11及びP12の蛇紋岩起源の崩壊堆積物は1.70g/cm³とか31.72g/cm³といった高めの密度を示している。

表-3 現場密度試験結果

	P5	P6	P7	P10		P11	P12
ρ_t	1.802	1.418	1.797	1.061	1.259	1.819	1.887
ρ_d	1.646	1.106	1.627	0.685	0.812	1.702	1.725
e	0.649	1.475	0.668	2.956	2.334	0.567	0.559
n	39.4	59.6	40	74.7	70	36.2	35.9
Sr	39.6	52.3	42.5	50.3	63.9	32.3	45.1

ρ_t : 湿潤単位体積重量 (g/cm³)

ρ_d : 乾燥単位体積重量 (g/cm³)

e: 間隙比

n: 間隙率 (%)

Sr: 飽和度 (%)

(4) 最大・最小密度

土の光学的性質は密度あるいは間隙比と密接に関係しており、特に砂質土では間隙比が剪断強度を規定する重要な要因である。ある状態での土の密度を評価する指標として、その土が取りうる最も密な状態と最も緩い状態との間のどの位置にあるかを示す相対密度が用いられる。それぞれの土が取りうる密度の範囲は土の種類により大きく異なるので、各土試料について最大・最小密度試験を行った上で、ある状態の土の密度を相対密度で評価する必要がある。

最大・最小密度の値は試験方法によって相当異なるが、ここでは地盤工学会の基準（JSF T 161-1990）に従っている。図-19に各試料の最大・最小密度試験結果を示している。なお、図中には現場密度測定試料については現場密度をも表示している。図中で現場密度が最大密度よりも高い事例が多く見られるが、これは最大密度が測定法により異なった値を示し、必ずしも実際に存在しうる最大密度を示していないことによる。

図-19を見ると、大半の試料では最大・最小密度はそれぞれ 1.6g/cm^3 程度と 1.2g/cm^3 程度の値を示しているが、源頭部崩壊地内部の崩壊堆積物の試料ではP7の試料を除いて相当低い値になっている。

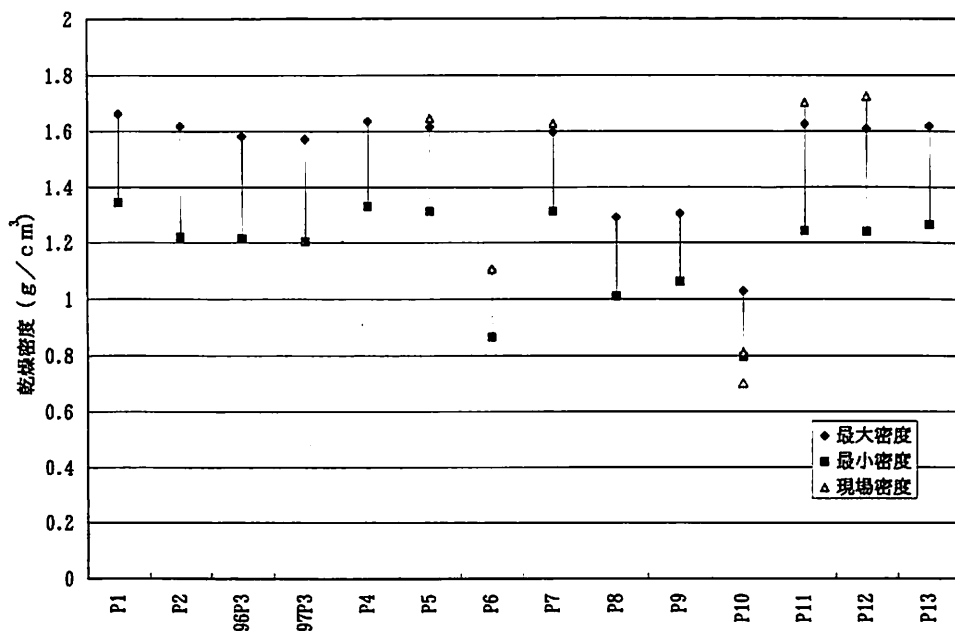
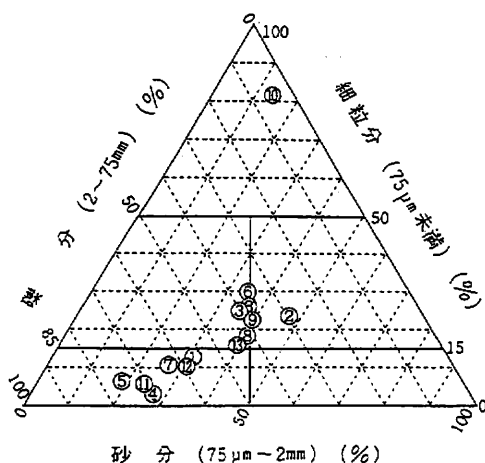


図-19 最大、最小密度と現場密度

(5) 工学的分類

採取した試料を土の工学的分類法（JSF M 111）に従って、粒度試験結果（図-13～図-17）と塑性図（図-12）とによって分類した。分類結果は図-20の三角座標に示される通りである。溪岸の崩壊堆積物及びP1あるいはP4の河床の土石流堆積物等は礫に分類され、源頭部崩壊地内部のP8あるいはP9の崩壊堆積物及びP3あるいはP6の土石流堆積物等は礫質土と砂質土の協会付近に集中している。また、P10のローム試料は他の試料とは飛び離れ細粒土に分類される。



①	P 1	シルトまじりレキ	(G—W)
②	P 2	シルト質砂	(SM)
③	96P 3	シルト質レキ	(GM)
④	97P 3	シルト質砂	(SM)
⑤	P 4	粒度のよいレキ	(GW)
⑥	P 5	シルトまじりレキ	(G—W)
⑦	P 6	火山灰質砂	(SV)
⑧	P 7	シルトまじりレキ	(G—W)
⑨	P 8	火山灰質レキ	(GV)
⑩	P 9	火山灰質砂	(SV)
⑪	P 10	火山灰質粘性土 (1型)	(VH 1)
⑫	P 11	粒度のよいレキ	(GW)
⑬	P 12	シルトまじりレキ	(G—W)
⑭	P 13	火山灰質レキ	(GV)

図-20 三角座標と工学的分類

V 蒲原沢流域の崩壊堆積物並びに土石流堆積物の力学特性

土石流の発生は、土質工学的には急勾配斜面あるいは渓床上の不安定堆積物の安定問題と考えられる。すなわち、急斜面上に存在する不安定堆積物に十分な水量が供給された場合に、堆積物に作用する剪断力が堆積物の剪断強度を上回り、力学的に安定を失った時に土石流が発生すると考えられる。従って、通常は静止状態での堆積物の剪断抵抗力の大きさが基本的な要因となる。

今回の平成8年12月6日に蒲原沢で発生した土石流は、標高1,300 m地点の非常に急峻な崩壊跡斜面で拡大崩壊が発生し、崩落土砂が蒲原沢本流の約30°という急勾配の渓床に供給され土石流として流下したものと考えられる。従って、運動中の土塊の残留強度が重要な要因である。

上記の点を念頭に置き、土石流の発生並びに流動の条件を土質工学的に明らかにするために、崩壊堆積物及び土石流堆積物の静的な剪断抵抗並びに動的な剪断抵抗を求める必要がある。そのための試験機としてはリング剪断試験機が適当である。静的な剪断抵抗力の測定には一般に一面剪断試験機や単純剪断試験機が用いられる。崩壊土砂の土石流への移行を想定した剪断抵抗力は、堆積物が下方に相当距離移動して大変位を生じた後の剪断抵抗が問題となるので、残留状態での強度に相当する。この残留状態を再現する試験としてリング剪断試験が用いられる。

(1) 試験方法

一連のリング剪断試験は以下に示すような条件の下で行った。

試験中の各試料の水分条件は、土石流の発生・流動条件を考慮して飽和状態とした。各試料に載荷する垂直応力の範囲は、0.25kgf/cm²、0.50kgf/cm²、0.75kgf/cm²、1.0kgf/cm²とし、ピーク強度の把握のため試料を加圧密状態にしている。その加圧密比はOCR=4であり、垂直応力を載荷し圧密する際には、粒子構造の変化を極力抑えるために、十分時間をかけながらゆっくり載荷している。剪断速度に関しては、ピーク強度出現後、強度がある程度落ちつくまで(剪断変位で0~40mm)は1mm/minのゆっくりした速度で剪断し、その後剪断変位120mmまでは10mm/minで剪断し、剪断変位が120mmに

達する時点では剪断抵抗がほぼ定常状態となり残留状態に到達していると考えられ、それ以降は100 mm/minの速い速度で剪断を行い流動中の剪断抵抗を測定した。

なお、一連の試験で使用した各試料は、あらかじめ自然乾燥させたものを用い、容器の寸法（外径20cm、内径13cm、底面積182.18cm²、供試体の標準高さ4.5cm）を考慮して4.76mmふるいを通したものを使用した。

(2) 初期条件

土の剪断強度は試験時の初期条件に依存してその値が大きく異なる。本試験においては初期設定密度を以下のように設定した。P 1, P 2, 96 P 3, P 13の各試料に関しては、最大・最小密度試験の結果に基づき、取り得る密度範囲がほぼ同程度であるので、乾燥密度で1.6g/cm³とした。

97 P 3, P 7, P 8, P 11については、取り得る密度範囲がかなり低い試料もあることから、最大・最小密度の結果に基づき、相対密度82%程度の乾燥密度に設定した。すなわち、表－4に示される様に97 P 3では1.49g/cm³、P 7及びP 11の試料では1.54g/cm³の密度とした。

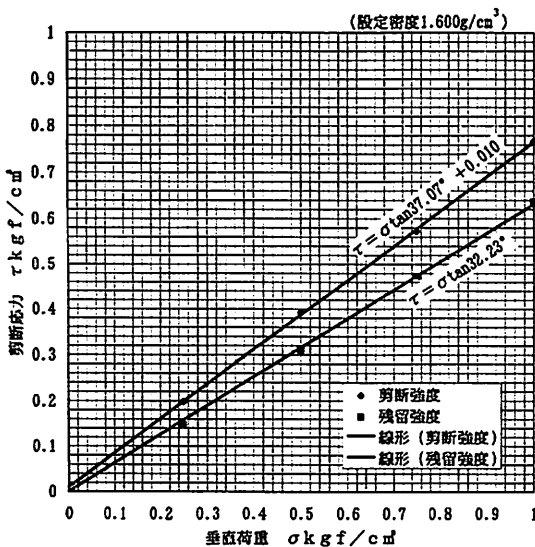
(3) 各試料の剪断強度定数

リング剪断試験によって得られた各試料の強度特性を検討する。

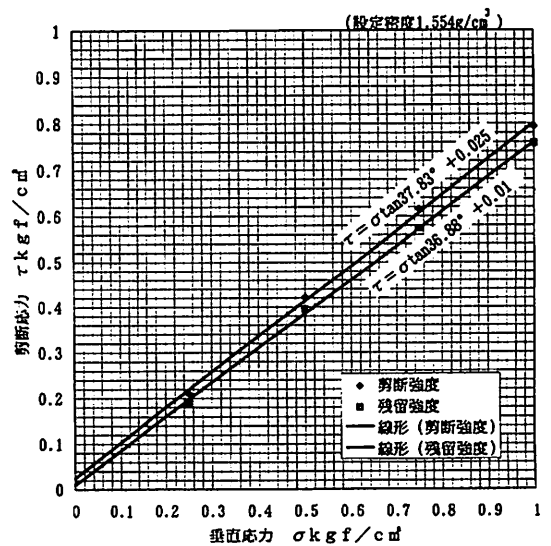
表－4は各試料のピーク強度及び残留強度に関する内部摩擦角と見かけの粘着力の値をまとめたものである。また、図－21は各試料についてピーク強度及び残留強度に関する垂直応力と剪断応力との関係を示した図である。さらに、各試料のピーク強度の比較を図－22に、残留強度の比較を図－23に、内部摩擦角の比較を図－24に示している。

表－4 剪断強度特性

	P 1	P 2	96 P 3	97 P 3	P 7	P 8	P 11	P 13
剪断強度における内部摩擦角 ϕ (°)	37.07	37.83	33.35	31.69	39.67	34.18	29.02	37.26
残留強度における内部摩擦角 ϕ_r (°)	32.23	36.88	30.79	28.15	28.7	27.9	27.03	26.21
見かけの粘着力 (kgf/cm ²)	0.01	0.025	0.059	0.046	0.043	0.035	0.121	0.043
設定密度 (g/cm ³)	1.6	1.6	1.6	1.491	1.538	1.23	1.541	1.6



図－21 P 1 垂直荷重と剪断応力 (その 1)



図－21 P 2 垂直荷重と剪断応力 (その 2)

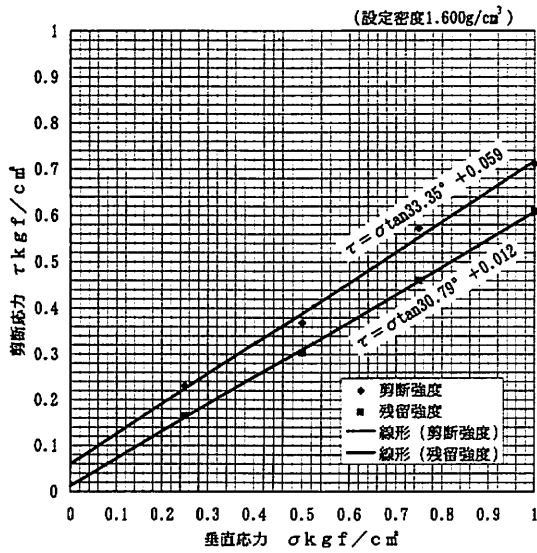


図-21 96 P 3 垂直荷重と剪断応力 (その 3)

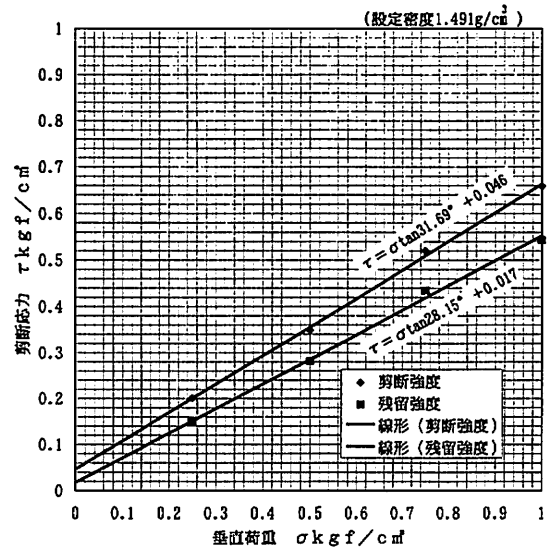


図-21 97 P 3 垂直荷重と剪断応力 (その 4)

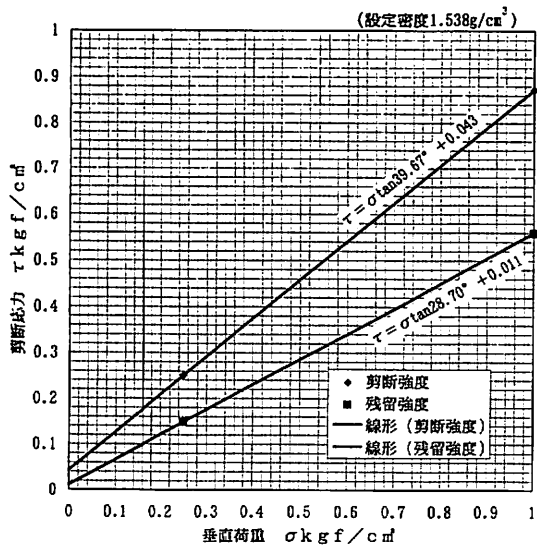


図-21 P 7 垂直荷重と剪断応力 (その 5)

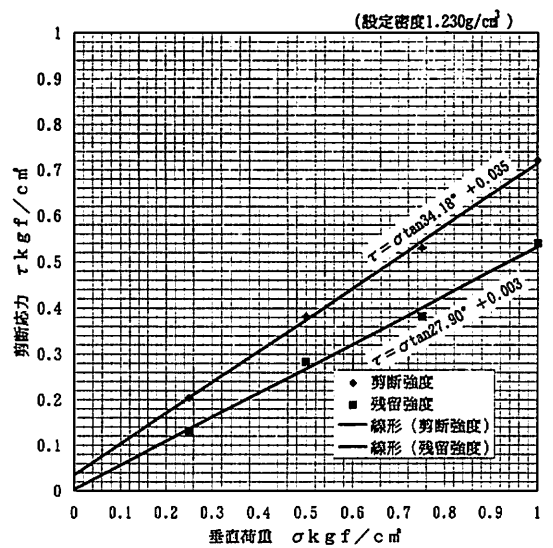


図-21 P 8 垂直荷重と剪断応力 (その 6)

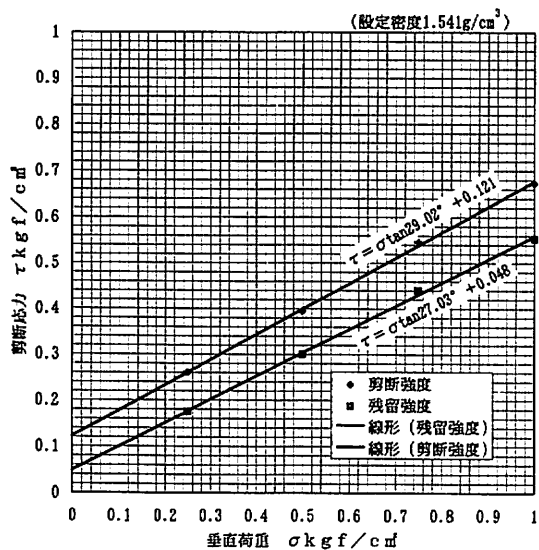


図-21 P11垂直荷重と剪断応力 (その7)

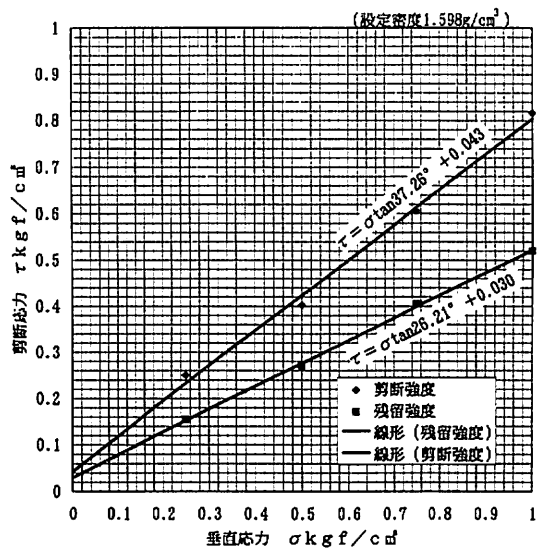


図-21 P13垂直荷重と剪断応力 (その8)

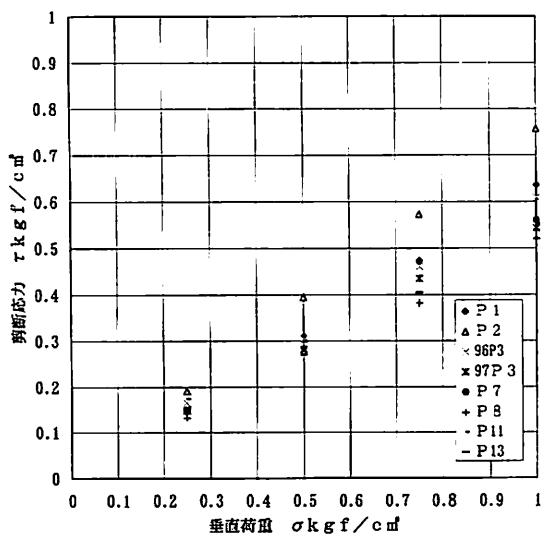


図-22 残留強度の比較

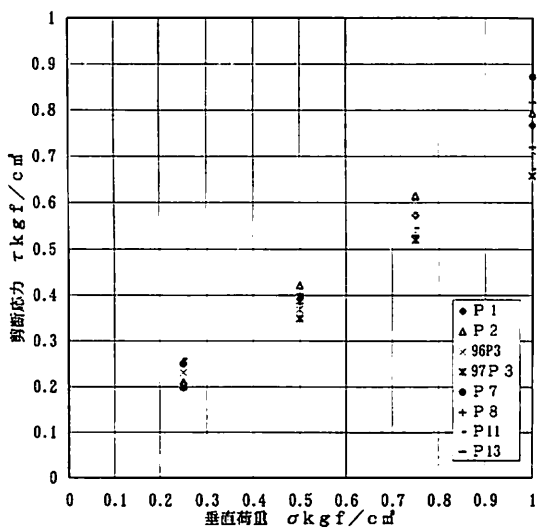


図-23 剪断強度の比較

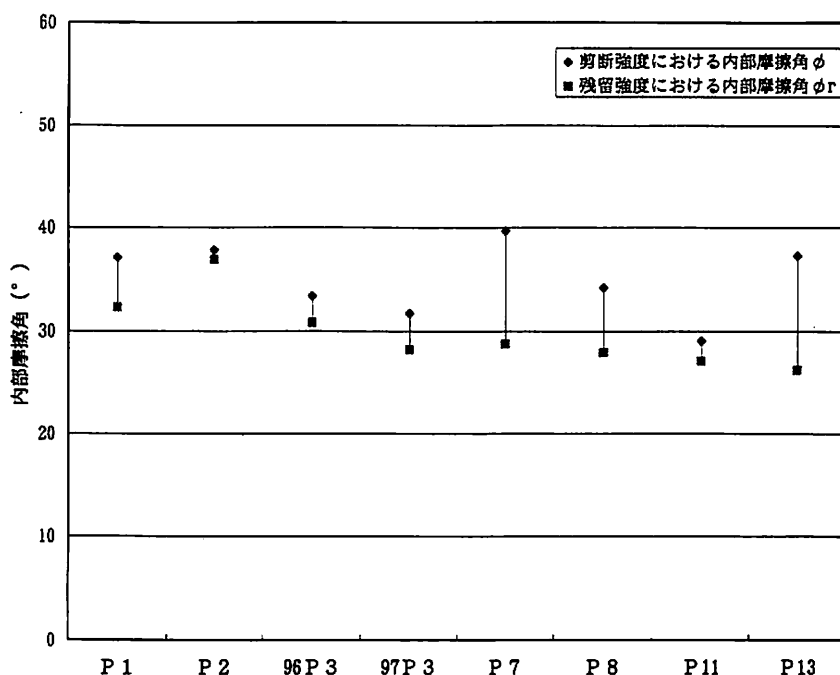


図-24 内部摩擦角の比較

各試料の全体的な強度特性を見ると、表-4あるいは図-24に示される様に、ピーク強度に関する内部摩擦角は $30^{\circ} \sim 40^{\circ}$ の値を示しており、一方残留強度に関する内部摩擦角はばらついてはいるが、 30° 程度の値を示している。

源頭部崩壊地内部の崩壊堆積物の残留強度も 28° 程度の値を示しており、一方崩壊地足下の蒲原沢本流の溪床勾配は 30° 程度の急勾配をなしていることから、崩壊土砂が速やかに土石流に移行し得るものと考えられる。

(4) 岩質構成について

土石流堆積物の岩質構成を把握するために、中礫分に相当する粒径 $4.75\text{mm} \sim 19\text{mm}$ の試料に関して含まれる岩質の比率を調べた。

以下の各試料は、それぞれ単一の岩質によって構成されている。P2試料は本流下流部の林道脇法面の風化蛇紋岩層から採取されたものである。P5試料は本流中流部右岸側溪岸の崩壊堆積物であり、来馬層起源の岩質で構成されている。P10試料は源頭部崩壊地の表層直下から崩落したローム層部分を採取したものである。P11及びP12試料は左支流の溪岸の崩壊堆積物であり、専ら風化蛇紋岩で構成されている。P13試料は前沢流域支沢の溪床から採取されたもので、専ら第四紀火山噴出物で構成されている。

図-25(その1)はP1の下流部流路工付近の土石流堆積物の、図-25(その2)及び(その3)はP3の上流側治山ダム直下のヤード上の土石流堆積物の岩質構成を火山噴出物、蛇紋岩、その他(来馬層)に区分して示したものである。土石流堆積物中に含まれる第四紀火山噴出物は10%程度と少なく、蛇紋岩も20%程度に留まり、土石流材料の大半を占める70%は来馬層起源の岩質で占められている。流域内の地質構成は図-7に示されており、源頭部崩壊地では上部が第四紀火山噴出物、下部が

来馬層で構成されており、崩壊地内部に残存する堆積物中には第四紀火山噴出物がかなりの比率で存在している。図に示された岩質構成から、土石流は当初源頭部崩壊地の拡大崩壊に端を発するが、流下過程で溪岸及び溪床から相当量の来馬層起源の材料を取り込んだものと推測される。

図-25（その4）～図-25（その8）ではそれぞれP 4, P 6, P 7, P 8, P 9の試料について火山噴出物とその他の岩質に区分して示したものである。図-25（その4）と（その5）を比較すると共に土石流堆積物であってもP 4試料では第四紀火山噴出物の比率は十数%であるのに対し、4月初めに発生した土石流のP 6試料では第四紀火山噴出物の比率が半分以上を占めており、組成が大きく異なっている。源頭部崩壊地内部の崩壊堆積物の中で、P 7試料は専ら来馬層からなり、P 8, P 9試料では第四紀火山噴出物が20～30%程度を占めている。

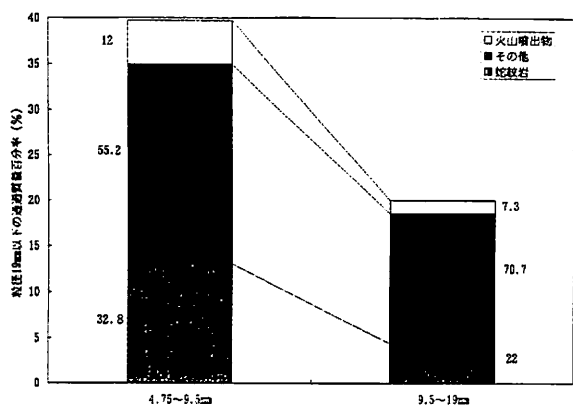


図-25 P 1の中レキ分岩質構成（その1）

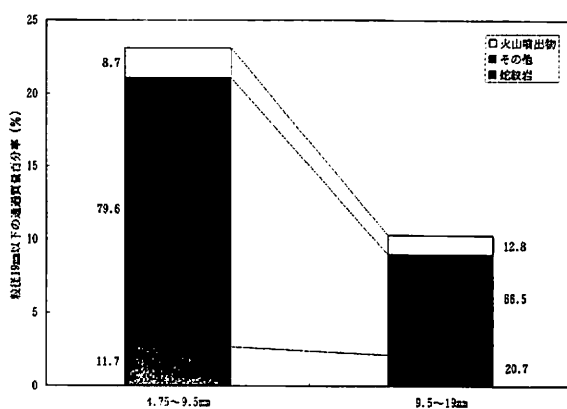


図-25 96 P 3の中レキ分岩質構成(その2)

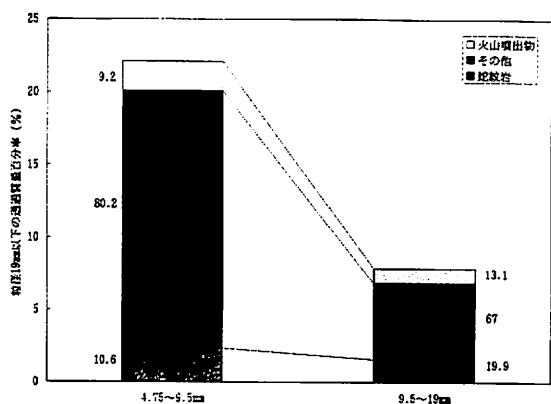


図-25 97 P 3の中レキ分岩質構成(その3)

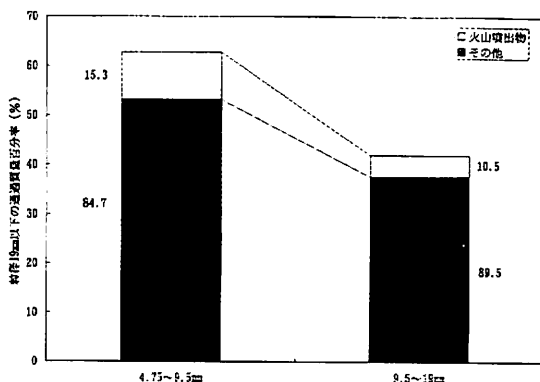


図-25 P 4の中レキ分岩質構成（その4）

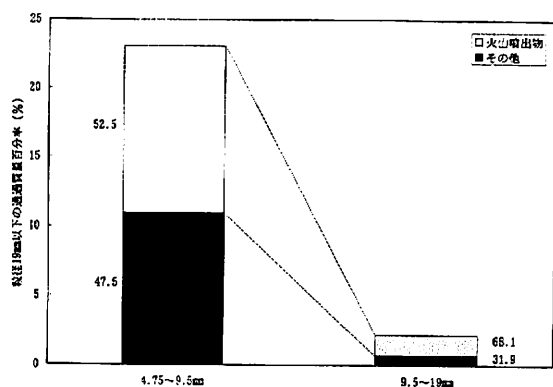


図-25 P 6の中レキ分岩質構成 (その5)

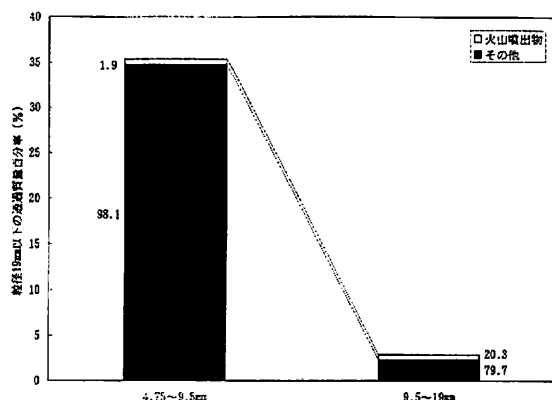


図-25 P 7の中レキ分岩質構成 (その6)

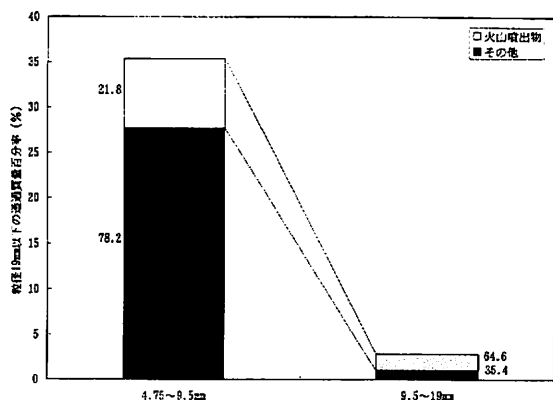


図-25 P 8の中レキ分岩質構成 (その7)

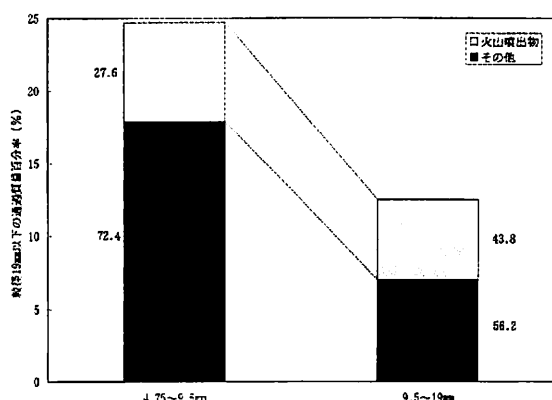


図-25 P 9の中レキ分岩質構成 (その8)

VI お わ り に

土石流堆積域並びに土石流発生を引き金となった源頭部崩壊地における現地調査と空中からの観察並びに空中写真等に基づいて蒲原沢土石流の発生過程を推定した。現地調査に際しては土石流発生前後の沢水を採水し、水質分析を行った他、下流部の土石流堆積物、中流部の土石流堆積物あるいは溪岸からの崩壊堆積物、さらに源頭部崩壊地内部の崩壊堆積物等から土試料を採取し、種々の物理試験及び力学試験を行った。

平成8年12月6日に発生した土石流は、まず標高1,300 m付近で崩壊が発生し、それが土石流に移行したものである。崩壊の背景条件として、崩壊斜面背後の難透水性の地質境界面上に先行降雨によって相当量の地下水が貯留されていたものと考えられる。急な崩壊斜面跡が地質境界付近から崩壊し、相当量の水を含んだ崩落土砂が急勾配の溪床を土石流として流下したものである。流下過程で溪岸及び溪床上の土砂を取り込み発達したものと推測される。

土石流の発生源となった崩壊は平成7年7月の豪雨によって生じた崩壊の拡大崩壊であった。従って、前年の崩壊による応力解放や土層の変質の進行といった素因の変化を考える必要がある。

崩壊の直接の誘因は12月5日の降雨と融雪水の供給と考えられるが、その量は前年の豪雨の量と比較して遙かに少ない。それ以前の先行降雨の浸透により地質境界面より上部の斜面土層内に相当量の地下水が貯留されていたものと推測される。山地斜面土層内の地下水の挙動に関しては不明な点が多い。特に融雪水の作用に関しては殆ど知見が得られていない。現地観測に基づき融雪過程及び斜面土層内の地下水分布の変化等を明らかにすることが今後の課題である。

参 考 文 献

- 菅沼昭彦・太田文夫・石川芳治・小山内信智・石塚忠範(1996)：平成7年7月梅雨前線豪雨時の姫川流域における土砂災害と警戒避難の実態，砂防学会誌，49(2)，pp.35-44.
- 長野県土木部(1995)：長野県北部7.11梅雨前線豪雨災害速報，pp.2.
- 建設省土木研究所砂防部(1995)：平成7年7月11日～12日長野県・新潟県豪雨による土砂災害（速報），砂防学会誌，48(3)，pp.42-47.
- 小合澤辰雄(1996)：平成7年姫川の土砂流出，第28回砂防学会シンポジウム講演集，pp.65-86.
- 白石秀一(1992)：姫川中流域の飛騨外縁構造帯一特に，ジュラ系来馬層群について一，地球科学，46，pp.1-20.
- 古谷尊彦(1996)：岩盤破壊のランドスライド，月刊地球，Vol.18，pp.563-568.
- 砂防学会総務部(1997)：12.6蒲原沢土石流災害調査委員会について，砂防学会誌，Vol.49，No.6，pp.58.