

焼岳上々堀沢扇状地における土石流の堆積構造

諏訪 浩・奥田 節夫

SEDIMENTARY STRUCTURE OF DEBRIS-FLOW DEPOSITS, AT KAMIKAMIHORI FAN OF MT. YAKEDAKE

By *Hiroshi* SUWA and *Setsuo* OKUDA

Synopsis

Spatial distribution of debris materials of debris-flow lobes was studied in relation to the depositional process of debris flow at Kamikamihori Fan.

At three lobes with different depositional conditions, several survey pits were dug in each lobe, to make the analysis of debris size of deposits on the ground surface and in the underground part. As for the formative processes of lobes at least of late years, it might be said that the swollen lobes in the upper fan were the massive deposits of debris flow which had settled almost conserving the original structure of inverse grading in motion, while the flat lobes in the lower fan were the sandy deposits, almost having lost the original structure in motion, with scattered gravels lacking larger boulders which had settled along the running course of the debris flow.

At the distal fan, thick strata by debris flows and thin strata by floods were found clearly in the alternation of the deposits, while in the upper and mid fan, the debris materials are assumed to have been supplied only by debris flow.

まえがき

現実の土石流災害の研究では、土石がどの範囲に堆積するかの予測がまず重要な問題になる。しかし、さらにその内容、すなわち、どのような材料がどのような形態で堆積するかということが具体的な被害の内容を決定する大きな要因となっている。

土石流の堆積構造に関しては、我国では、高浜¹⁾らによる主として第四紀における地史的な研究がある。また、今村²⁾は土石流堆の形態と構造の特徴を詳しく調べているが、堆積材料の炭化については系統的には触れていない。外国では土石流やタービダイトの古い堆積物の構造の研究が多く行われ、Naylor³⁾によって詳しくレビューされており、とくに、以下の本文中で触れる Inverse grading については堆積学の分野で多数の定性的なモデルでその解釈が行われている。しかし、実際の流動条件が個々に明らかにされた土石流について、その堆積構造の特性と、この特性の扇状地内での分布を明らかにし、扇状地の形成過程を検討しているものは見当たらない。

土石流の発生頻度の高い焼岳上々堀沢では、通常規模の土石流は扇状地のどこかで流動を終息し、土石流堆 (debris-flow lobe, 以後 lobe と略記する) と呼ばれる堆積の地形単位を形成する。ところが、lobe の表面を観察する限り、この同じ一つの扇状地に、形態と材料を大きく異にする二種類の lobe の存在が認められる。

そこで、類型の異なる土石流堆にピットを掘削して堆積断面を調査し、広大な粒径範囲に及ぶ堆積物の粒度の空間的な分布特性、すなわち、堆積構造の特徴を検討した。この沢では長年にわたって土石流の観測を実施しており、とくに近年は土石流の堆積過程の計測に重点を置いてきた。土石流のまさに停止堆積しつつあるところは充分には計測できていないが、この堆積構造の調査結果から、逆に、土石流の堆積過程を検討し、さらに、この土石流扇状地の堆積構造の特徴を明らかにした。

1. 土石流堆の類型

この扇状地における土石流の流動はおおよ次のように要約される。まず、この沢の下流部分は **Photo. 1** に示すような文字どおりの扇状地である。扇頂に近い流路部下流端には土石流の集中観測点が置かれており、ここにおける土石流の動態観測と、土石流が停止するまでの追跡観測および調査によれば、流下してくる土石流のうち、比較的流出量が小さくて、土石と水の体積の合計が 10^2m^3 のオーダのものは扇状地へ到達せずに、途中の流路部に停止するか、または土石流としての集合流動を解消して洪水流状の流れに転化することが多い。これに対し、流出量が 10^3m^3 のオーダの通常規模の土石流は扇状地へ流入し、そのどこかで堆積する。とくに流出量が大きくて、 10^4m^3 のオーダに達すると、土石流は扇端まで到達し、土石の堆積が梓川へ押し出すことも稀ではない。溪流部では、土石流は流路内に強く側方を拘束されて流動するが、扇状地に到ると地形的な拘束条件は大いに緩和される。しかし、土石流は流動の幅を一挙に扇面に広く拡大することは無く、扇面の微地形条件と自己の流動物特性に依存しつつ、個々に独自のコースを辿って流下をつづけたのちに停止して比較的縦長の土石流堆 (debris-flow lobe) を形成する。

この扇状地の lobe は二種に大別される。1979年以降にこの扇状地へ新規に堆積した lobe の分布を **Fig. 1** に示す。これらのうち、扇頂から扇央へかけて位置する lobe は土石の集積度が高く、**Photo. 2** に見られるように堆積の厚みが大きくて盛り上がった形をしており、図中では swollen type を略して (s.) と記した。とくに先端部は急峻な周縁を持ち、snout⁹⁾ と呼ばれることがある。その表面は **Photo. 3** に示すように、専ら石礫だけで構成されていて、細粒の砂礫によるマトリックスを完全に欠いていた。これに対し、ずっと下流まで到達して堆積したものは、厚みが小さくて形が平坦であり、どの部分も **Photo. 4** のように細粒の砂礫の堆積の中に石礫が散在していた。これらの lobe は flat type を略して (f.) と記した。前報⁹⁾ で

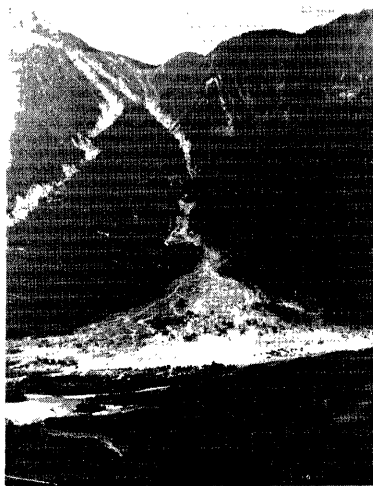


Photo. 1. The Kamikamihori valley (length 2.5km) and its fan (radius 0.7km) on the eastern slope of Mt. Yakedake (taken by Nakanihon Kouku Co. Ltd., Aug. 1981).

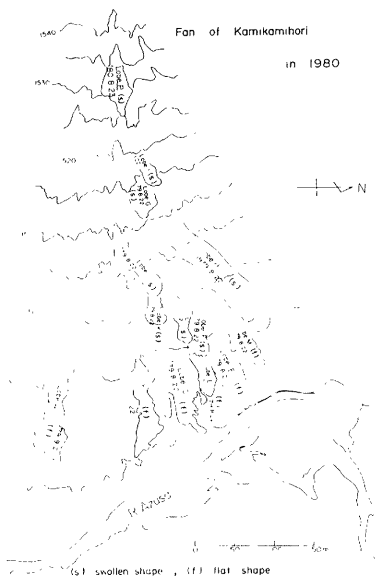


Fig. 1. A plan of the distribution of debris-flow lobes settled in 1979 and 1980 at the Kamikamihori fan (modified after Okuda et al. 1981).



Photo. 2. Debris lobe J as an example of the swollen deposits of a debris flow.



Photo. 3. Pile of boulders at the frontal part of debris lobe J (Pit No. J-2). The pole is 2 meters long.

は (s.) 型を蒲鉾型, (f.) 型を煎餅型と称していたが, ここでは, (s.) 型を「盛り上がり型」, (f.) 型を「平坦型」と表現することにする。

このように, 同一の扇状地に, 大きく異なった二種の lobe が存在するのは何故であろうか。扇頂の少し上流の集中観測点における計測によれば, 個々の土石流の規模には先に述べたように差異が認められるものの, 基本的な構成材料にはあまり大きな差異が認められない。そこで, 主目的を次の二点に設定して調査を行った。すなわち, まず二種の lobe の間の堆積材料と構造上の共通点や差異を明らかにする。さらに, これらの特性と土石流の堆積過程との関係を検討することとした。

2. ピットの掘削

調査は堆積位置の全く異なる三つの土石流堆 (debris-flow lobe) を対象とした。この扇状地には地形単位としての lobe が数多く存在する。1979年と1980年に堆積の確認されたものだけでも **Fig. 1** に示すように14個にのぼる。この中から「盛り上がり型」として lobe P と J を, 「平坦型」として lobe A を選定した。それぞれの lobe の平面形と縦断形を **Fig. 2** に示す。平面図に示す lobe の輪郭は石礫の堆積範囲に対応するが, lobe A ではさらにこの外側にも多量の砂礫の堆積が見られる。縦断形は平面図中で一点鎖線で示す断面を, yz 平面へ投影して示す。ただし, x は水平面上で北向き, y は東向きの座標であり, z は鉛直座標で標高を与える。

さて, 三つの lobe は別個の土石流の堆積物である。lobe P は堆積土石量が約 $2.9 \times 10^3 \text{ m}^3$ であり²⁾, 土石流の総流量はおおよそ $5 \times 10^3 \text{ m}^3$ に達する規模であった²⁾が, 扇状地における到達距離が, この規模の土石流としては意外に短いことが注目され, 盛り上がり型のうちでも, とくに扇頂近くに位置する例として取り上げた。lobe J は, 形態が盛り上がり型の典型例であるとともに, ちょうど扇央付近に位置していた。堆積土石量は約 $5.7 \times 10^3 \text{ m}^3$ であるが, 対応する土石流は確定できない。発生日当日の数波の土石流の総流量の精確な値も不明であるが, 総堆積土石量は, この一日だけでおおよそ $8 \times 10^3 \text{ m}^3$ 以上に達したものと見積られている²⁾。lobe A は平坦型の典型例で, 堆積土石量は約 $3.4 \times 10^3 \text{ m}^3$ であるが, 周縁部の砂礫の堆積量を加えると $8 \times 10^3 \text{ m}^3$ 程度に達する。土石流としての総流量はおおよそ $1.5 \times 10^4 \text{ m}^3$ 程度であった。

lobe の堆積構造の調査の内容は, 主としてその表面と内部の堆積材料の粒度を明らかにすることである。



Photo. 4. The ground surface of the flat deposits consisting of sandy gravel with scattered boulders at the frontal part of debris lobe A (Pit No. A-2).

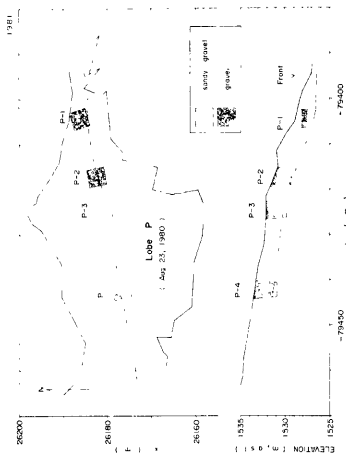


Fig. 2-1

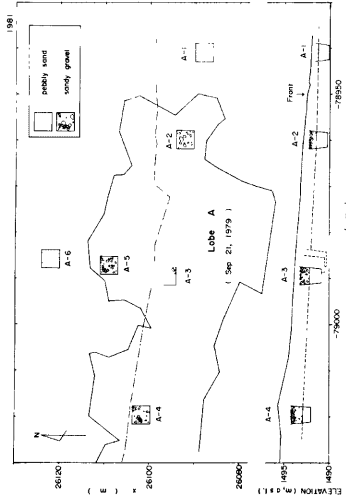


Fig. 2-3

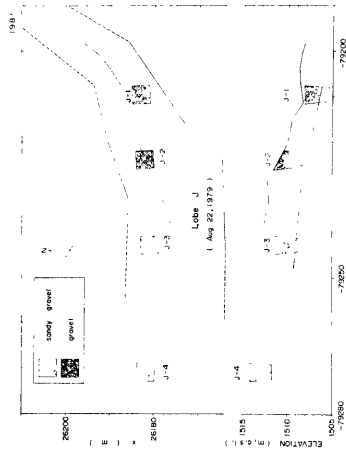


Fig. 2-2

Fig. 2. Outlines and locations of three debris-flow lobes and survey pits. The bottom figure shows longitudinal cross profile along a dot and broken line in each plan projected on a y - z plane, where y is an eastward horizontal axis and z is a vertically upward axis. The area between a solid line (ground surface) and a broken line (last ground surface) in each cross profile corresponds to a fresh debris-flow deposits.

内部の堆積材料を調べるために、lobe にピットを掘削した。堆積材料の粒径範囲は粘土からメートル・オーダーの岩塊にまで及び、非常に広いため、細粒の砂礫の分析は通常の分析法に準拠したが、粗粒の石礫の分析は地上写真の判読によった。

ピットの掘削点は、lobe の堆積材料の縦断方向の分布がわかるよう、Fig. 2 に示すように lobe の峰線に沿って選定した。なお、lobe A では横断方向の断面構造も検討できるように調査点を増やした。それぞれの lobe で全体の構造を調査できるとよいが、作業の限界と掘削重機の能力を考慮して、ピットの個数と位置を図のように限定し、ピットの形態は、深さが約 3m で、地表面における平面形状がおおよそ 4m×4m の正方形となるようにした。

3. 堆積材料の粒度分析

Fig. 2 に示す、各々の調査点で、それぞれ堆積物に関して三種類の試料を採取した。

まず、ピットを掘削する前に地表の堆積物の写真を撮影した。これを第1のサンプルと呼ぶ。写真は視野にスケールを入れて鉛直と斜めの二つの角度で撮影した。lobe J の鉛直写真の例を Photo. 5 に示す。

つぎに、各調査点にピットを掘削し、内部の堆積材料の採取に移った。表面のサンプルの採取と同様に、視野の中にスケールを入れ、それぞれのピットについて方向の異なる四つの断面（上流側，下流側，左右両側）の写真を撮影して、これを第2のサンプルとした。lobe J についての例を Photo. 6 に示す。

内部の堆積材料のうち、細粒部分は写真判読できないので、粒径が 5cm 以下の砂礫については、試料の粗粒部分の粒度に応じて 2/ または 5/ の試料を採取し、通常の粒度分析を行った。これらを第3のサンプルとする。盛り上がり型の lobe では対象とする土石流の堆積地層だけから試料を採取したのに対し、平坦型の lobe では、後述のように多様な地層の重畳が見られたため、下位の地層からも試料を採取した。この第3のサンプルの粒度分析では、試料の粒子が比較的脆いので従来と同様、炉乾燥はしないで、自然乾燥とするなど、JIS 規格の分析法を多少変更している。62 μ 以上の粒径範囲については空气中での篩分析を施し、62 μ 以下については、島津製作所製の自動粒度分析装置 RS-3 型を用いた沈降法によって粒度分布を求めた。

第1と第2の写真のサンプル群からは、石礫がサンプル中に占める比率と粒度を求めた。すなわち、写真の視野内のスケールを用いて写真上の長さの補正を施し、個々の石礫の粒径を求めた。粒径の表現は長径と短径の平均値としてのいわゆる中間径を求める代りに、写真上の長径で代表させた。この沢の岩質は非常に軟らかくて等方性の程度が高いため、排出する石礫が比較的丸い形状を呈し易いことと、さらに、写真上のほとんどの石礫が相互に部分的に重なって写ったり、あるいは石礫の一部がマトリックスに覆われたりして、やや小さめに写る傾向があるため、むしろ写真上の長径で粒径を代表させるのが適切と考え、このような簡便法を用いた。

各サンプル中の石礫とマトリックスの比率は次のようにして求めた。粒度の判明した石礫サンプルのフィルムを用いて、5cm 以上の石礫と 5cm 以下の細粒分から成るマトリックス（充填物）の面積比率を求めた。前者に 5cm 以上の石礫の比重2.2を、後者に 5cm 以下のマトリックスの平均比重1.75を掛けて重量比率に準じる値とした。この値は厳密な重量比率とは異なる。本来重量比率は体積比率から換算されるべきであるが、マトリックスまで含む場合には、石礫について以下に説明するような方法では、体積比率を面積比率から換算することはできない。

粗粒石礫の粒度分布は砂礫と同様に物理的な意味を持たせて表現するため、面的なデータを以下の方法で重量で表現された量に変換した。まず個々の石礫の重量はそれぞれの粒径を直径とする球の重量と見なした。さらに、写真判読された粒度の平面的個数頻度 N から、実際の個数頻度 M を推定した。つまり、一枚の写真に写された堆積断面においては、大きな粒径の石礫では粒径に見合って大きな厚みで個数が評価されるのに対し、より小さな粒径の石礫では、小さな粒径に見合った薄い厚みでしか個数が評価されない。そこで、個々のサンプルにおいて、最大粒径 D_{max} の1/2の厚みの試料を想定（最大粒径の石礫がちょうど半分



Photo. 5. Photo samples about the deposits of the ground surface on debris lobe J.
A scale of regular square is 1 m $\times$ 1 m.

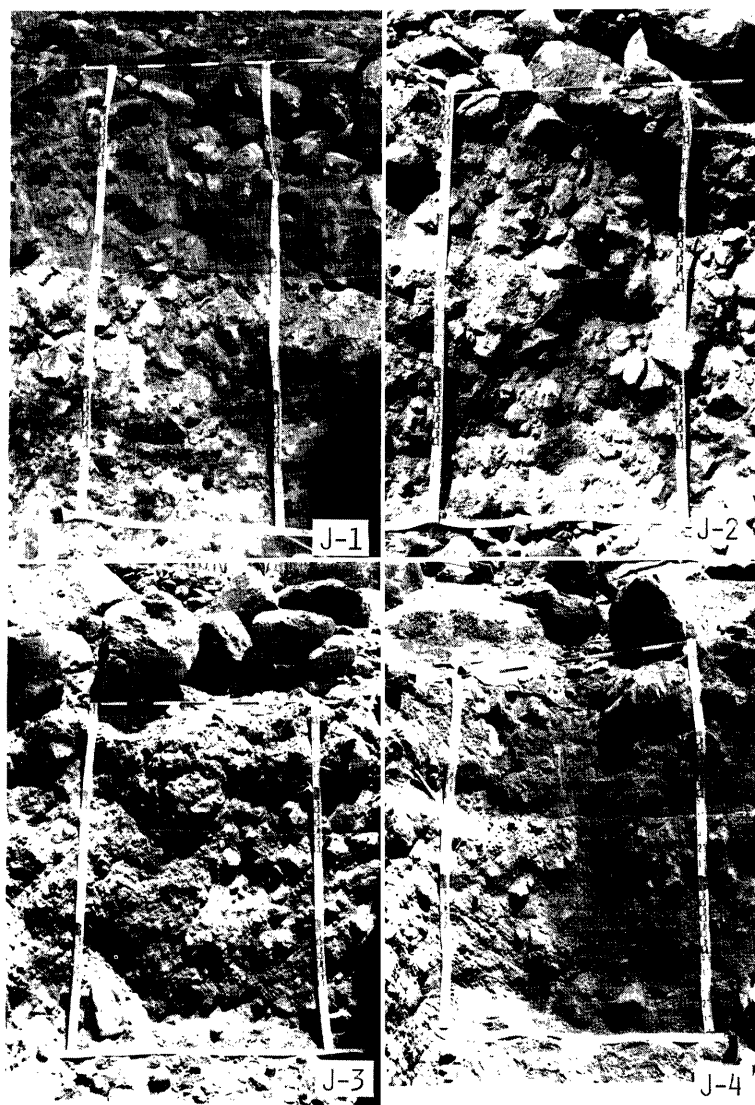


Photo. 6. Photo samples about the deposits in the side walls of pits at debris lobe J. Full space among boulders is filled up with the matrix of sandy gravel.

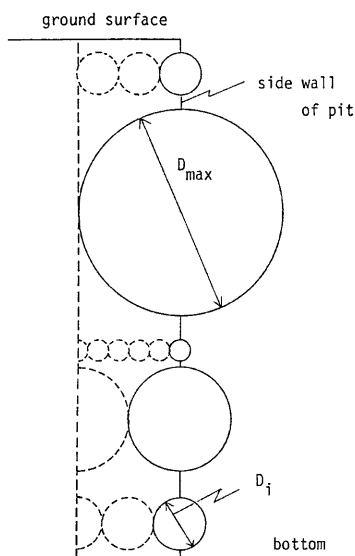


Fig. 3. A schema of an idealized sample of debris deposits with the thickness of a half diameter of the largest boulder.

だけ埋積していたものと一律に仮定する。**Fig. 3**を参照)し、粒径ランク D_i の推定個数頻度 M を

$$M = \frac{N}{2} \left(\frac{D_{max}}{D_i} + 1 \right)$$

として求めた。なお、内部の堆積層とは、ピットの断面のうち最上位の土石流堆積層から、地表に露出している最大礫の粒径の厚みで表層を除いて残る部分とした。

以上の手続きによって、三種類のサンプルの粒度分布を求め、個々のサンプルの粒度特性値は Inman¹⁰⁾の方法に準拠して求めた。なお本来は、石礫としては、2mm 以上を一貫して扱うべきであるが、先に述べた写真判読の限界から 5cm 以上の粒径の石礫を扱った。また、大礫と巨礫の境界である粒径 $\phi = -8$ ³⁾ は 25.6cm に当るが、便宜的に 25cm を用いた。また、細粗砂礫の粒度表示では、シルトと砂の境界を 74 μ に、砂と礫の境界を 2mm とした。

4. 石礫の堆積構造と Inverse grading

lobe の堆積材料に関して各 lobe の内部の上下方向と縦断方向の構造 および lobe 相互の違いを表現するために、石礫の粒度分析結果を **Fig. 4~7** に表わした。**Fig. 4**には最下欄に示す各 lobe のピットの位置に対応させて、試料の中に占める石礫の比率と粒度特性値を示した。それぞれのピットについて、lobe の表層と内部の両方の分析結果

を示す。ただし、以下の調査点については補足説明が必要である。まず、ピット A-1 は lobe A の下流端よりも下流に位置しており、5cm 以上の石礫を含まない。ピット J-1 も地形的には下流端のほぼ境界上に位置しているので土石流の先頭部を代表していない。ピット P-3 と P-4 は扇頂流路の消滅点付近に位置していて、通常の洪水出水に曝されているため、その表層材料は、lobe P を形成した土石流の材料から多少変質していることに注意する必要がある。結局、各 lobe の先頭部の材料を代表するのは P-1, P-2, J-2, A-2 の四つの調査点である。

まず、lobe の鉛直方向の粒度分布に着目すると、堆積に関するいわゆる Inverse grading¹¹⁾の構造を呈していることが明らかになる。Inverse grading は単一堆積層内の上位に①粒度の増大と②粗大粒子の集中が生じる現象とされている⁸⁾。本来は断面を鉛直方向にもっと細分化して粒度分布の層別変化を整理するのが望ましいが、細分化を行うには堆積の厚みに対して石礫の粒度が大きいため、本調査では先に記したように、最上部の土石流堆積層を表層と内部に分けて比較せざるを得なかった。さて、**Fig. 4**の第一欄から、lobe P と J の先頭部では 5cm 以上の石礫の比率が内部より表層で大きいことがわかる。粒径範囲を巨礫(25cm 以上)に限定して比較すると、この傾向はさらに促進され、三つの lobe のほぼ全てのピットでこの条件②が該当することがわかる(**Fig. 5** 参照)。つぎに、表層と内部の粒度の関係を、**Fig. 4**に示す最大礫径、平均粒径および **Fig. 6**に示す中央粒径で検討すると、内部よりも表層で石礫の粒度の大きい特徴①が明瞭である。

この Inverse grading の成因については grain flow の分散応力 (dispersive pressure) を始めとする様々の強化のモデルで、定性的な⁸⁾、あるいは定量的な説明¹²⁾が行われている。分散応力によれば、大粒径の粒子ほど流体の剪断歪の小さい領域——土石流の表面——へ集中してくると解釈されている。動的篩効果 (Kinetic Sieving) によれば、小粒径の粒子は大粒径の粒子の隙間を落下し易く、結果として大粒径の粒

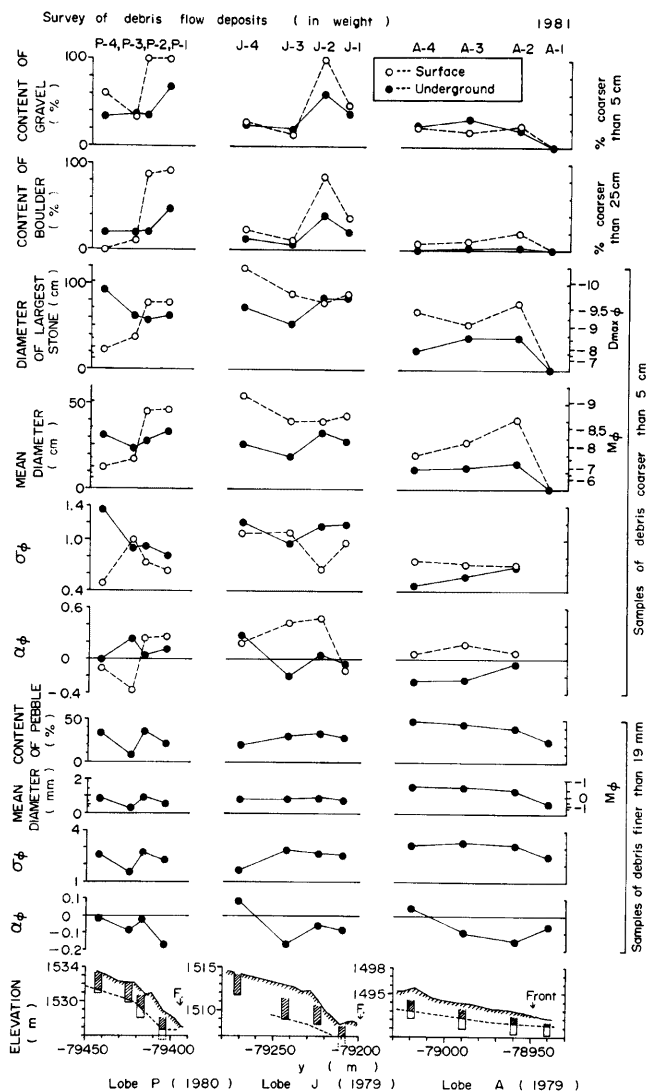


Fig. 4. Spatial distribution of gravel content and size indexes of debris materials, arranged in the horizontal position corresponding to the location of the pit in the bottom. $M\phi$: ϕ mean diameter, $\sigma\phi$: ϕ deviation, $\alpha\phi$: ϕ skewness calculated by the method after Inman (1952).

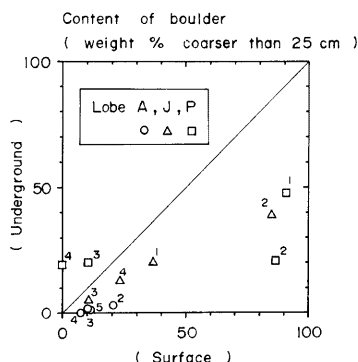


Fig. 5. Comparison of boulder contents between surface layer and underground layer of the debris-flow lobes. An appended figure indicates the pit number for each sample.

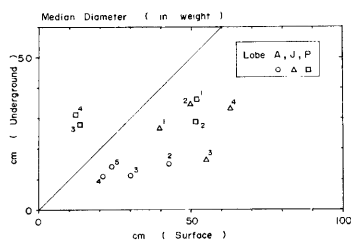


Fig. 6. Comparison of median diameters of gravel between surface layer and underground layer of the debris-flow lobes.

的には、はじめの分散応力と動的篩効果がこれらの lobe の堆積に Inverse grading を生じさせたと考えられる。ただし、実際の現象に即して、この二者を分離して定量的に評価することは今後の課題である。

lobe の縦断方向の分布に注目すると、Fig. 4 の第一欄から第四欄によれば、③ lobe の下流部（土石流の先頭部に相当）への石礫の集中と粒度の増大の傾向がうかがえる。この現象は既に流動中の土石流についてこの沢で実際に観測されている特徴⁴⁾とよく符合する。土石流においては、その流速分布の与え方には差異があるが、大まかには通常の水の開水路流れの場合と同様、下層より上層で流速が大きいので、先の Inverse grading が成立すれば、時間の経過とともに、粗大石礫が前方へ集中してくるのは、自ずと明らかであり、ダイラタント流体としての扱いで既に高橋が説明を加えている¹²⁾。

石礫の粒径範囲を三分割して各範囲の比率を示す方法で、それぞれのサンプルの粒度を示すと Fig. 7 のようになる。大礫と巨礫の境界区分値以外は特に根拠は無く、便宜的に用いた。この図によると、lobe の違いによる粒度の差異は cobble (5cm~25cm) と large boulder (50cm 以上) の比率によく反映し、扇状地の

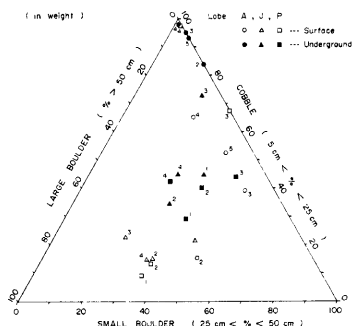


Fig. 7. Triangular diagram showing the size distribution of each sample consisting of gravel from debris-flow lobe.

子が上方へ集中すると解釈される。流路の壁面と粒子との衝突効果や剪断歪の状態下にある粘土の特殊なレオロジー効果も Inverse grading の生成を促進するものとして説明されている⁸⁾。ただし、この沢に発生する土石流は粗粒物質の比率が高く、粒度範囲が非常に広い典型的な grain flow であることを考えると、定性

以上の石礫サンプルの粒度特性と lobe の類型の差異との関係を検討すると以下のようなになる。1962年に焼岳が噴火した直後には、噴出堆積物が土石流の材料に影響を及ぼして、現在よりもっと細粒物質を多く含む土石流が流下して堆積していたことが、当時の地上写真や空中写真から判る。ただし、近年の土石流の観測によって、現在の土石流に関してはその規模には差異があるものの、その材料構成はほぼ同様であることが分っている。平坦型の lobe A を形成した土石流も、流路部下流端における流動観測点を通過する時点には、先頭部は巨礫が集中した盛り上がった岩塊群から成っ

しており、最大礫の粒径は 5m 余りにも達するものであった⁵⁾。ところが、土石流はさらに扇状地を流下するに伴い、先頭部の岩塊群の中から次々とその時点での最大級の岩塊を流路の路筋に残留していくことが映像観測と堆積直後の調査から明らかになっている。したがって、扇状地の上流において④比較早く堆積する土石流では①～③の構造が保存され易く、さらに、⑤終息時に先頭部の岩塊群の集積がまだよく維持されていて、先端に急勾配の部分が形成される場合には、そこにおいて泥水やマトリックスが前方や側方へ離脱して、表面がより一層石礫ばかりの堆積になり易いと推定される。ところが、下流まで到達するものでは、④と⑤の条件が崩れて lobe の形態が異なってくると考えられる。

lobe P や J の堆積構造における粗粒岩塊の先端への集中の様子は、Hooke¹³⁾ が描いた sieve deposits (または sieve lobe) のそれと非常によく似ていた。彼はこの堆積構造が土石流を構成する水の鉛直下方への急速な浸透によって生じることを実験的に示した。しかし、この扇面における水の浸透能は比較的小さい値であった⁵⁾ での水の急速鉛直浸透による sieve deposits の形成は想定し難い。

土石流の到達距離や堆積形態は以上の検討で完全に割り切れるものではなく、基本的には土石流の規模、固体粒子の粒度特性、岩質、含水率、扇状地の地形条件(勾配や起伏)によって大きく左右される。この沢に限っても土石流の初期条件のうちでは、その規模は大きく変化するし、含水率もある程度変化するであろう。たとえ土石流の初期条件がほぼ同一でも、扇状地を流下するにつれ、上述のように、その材料構成が変化してくるし、変化の様子も一様とは考えられない。さらに、一波の土石流が流下しただけで流走・堆積範囲で扇状地の地形条件が大きく変化するのが通例である。

5. 砂礫の堆積構造

細粒の砂礫サンプルの分析結果から、lobe の位置に依存する粒度特性の差異が認められた。粒度分析は 5cm 以下の粒径範囲で行ったが、サンプルによっては大粒径の礫を欠いているものもあったので、共通の粒径範囲として 19mm 以下でデータを処理し、結果を Fig. 4 の下方の欄と Fig. 8 に示した。Fig. 8 によると、まず、どの試料においてもシルトと粘土の和が約10%程度であることが共通している。つぎに、下流に位置する lobe の試料の方が礫の比率が大きく、残りの部分、すなわち、砂、シルト、粘土の比率はほぼ同じ程度の割合で小さかった。Fig. 4 からこの傾向ははっきり認められ、下流に位置する lobe で平均粒径の増大が見られる。これは通常の河川堆積物の粒度の空間分布の傾向と逆の傾向であり、土石流の堆積過程において特殊な粒度選別(sorting)が存在して生じたものと推定される。

堆積環境の差異のうちで、この sorting と密接な係わりを持つと考えられるのは土石流堆積時の水の状態である。すなわち、上流部における盛り上がり型 lobe の場合には、土石流本体が停止すると、後続の洪水はその盛り上がった堆積物から側方へ離脱し、堆積物は冠水し難いから、堆積内部の細粒土砂に水流による粒度選別効果が作用し難い。ところが、扇状地下流部では通常でも地下水位が高く、土石流発生時には地下水位が地表面まで上昇している⁶⁾ のに加え、表面流が所々に見られる。土石流の本体が停止し始めても、扇面の地形条件が平坦なため、後続の泥水流がこれから逸れることなくその上にのりかかり、土石流本体と混合したり、土石流本体を突破したりすることが観測されている。このように、扇状地下流部では水が豊富であるとともに、土石流自体の含水率も増大している可能性が高いから土石流の堆積時にマトリックスの中から細粒成分の流出が促され易いのではないかと推定される。

6. 扇状地の堆積材料

この扇状地は、扇頂から扇央にかけては、専ら土石流の直接堆積物で形成されている。lobe P や J のピットでは一回毎の土石流の堆積の厚みが大きいうえ、同様な土

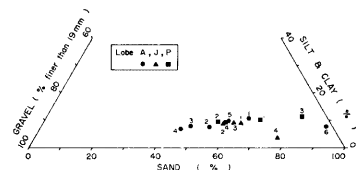


Fig. 8. Triangular diagram showing the size distribution of each sandy sample from debris lobe.

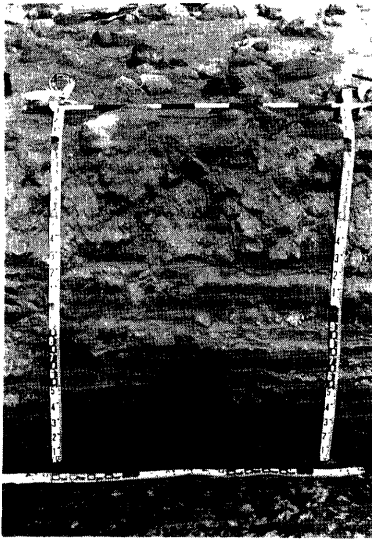


Photo. 7. Alternation of thick debris flow strata and thin flood strata clearly found on the wall at the pit number A-2.

石流の直接堆積物ばかりなので過去の土石流堆積層との境界が不明瞭であった。

これに対し、扇状地の下流部は土石流の直接堆積物と掃流堆積物で形成されていることが明らかになった。すなわち、lobe A ではどのピットの断面でも **Photo. 7** に示されるように、複数の地層が明瞭に識別できた。地層は **Fig. 9** に示すように、六種に細分できるが、大きく分ければ二種になる。すなわち、地層区分の1～4は土石流の堆積物である。なぜならば、これらの堆積層では、シルト以下の細粒物質の重量百分率が10%程度の高い値になるとともに、lamina が存在しないからである。とくに、地層区分3や4は中礫や巨礫を多く含むので土石流本体が堆積してできたものであろう。地層区分1や2は粗粒礫を含まないので、これらは土石流本体から溢れ出した細粒材料が堆積したものと見られる。これに対し、地層区分5と6は洪水によって掃流運搬された砂礫の堆積物と判断される。すなわち、これらの地層では、シルト以下の細粒成分が2～3%程度と極度に少ないことに加え、厚みがミリメートル・オーダの lamina がよく発達していたからである。そして、ピット A-4 以外では、**Fig. 9** の柱状図に示すように、各断面で土石流による厚い堆積層と洪水による薄い堆積層の互層が確認されている。

なお、この辺りでは、多くの場合、土石流は既に静かな流動に転化しつつ停止・堆積すると見られる。その理由は、先に形成されていた洪水による堆積地層が、土石流によってあまり破壊されることなく比較的きれいに残っているからである。ただし、少し上流寄りのピット A-4 の地点では洪水による堆積層が存在しなかったが、これは洪水による堆積地層が形成されなかったか、あるいは、例え形成されていたとしても、土石流の侵食力が依然大きくて洪水堆積層が削ぎ取られて消失したかのどちらかと考えられる。

この扇状地の表層では標高 1495m 付近より上流では土石流堆積物だけで、それより下流では土石流堆積物に加え、下記の数字からわかるように10～20%は洪水堆積物で扇状地が形成されている。今回の調査の対象となった断面での二種類の堆積物の比率を少し細かく見ると、土石流による地層はピット A 4で最も厚く、100%であったが、A-5 の93%がこれにつづき、最も少ないものでも A-6の75%に達していた。なお、洪水による堆積材料は、観察された範囲内では、洪水によって上流の渓流部から直接にもたらされるものもあるが、既に扇状地にもたらされていた土石流堆積物の一部の細粒材料が洪水によって再移動したものも多いと推定された。

ピット相互の地層の対応を **Fig. 9** に破線で示すが、各地層の精確な形成時期は最上部の土石流の堆積層を除き、明らかでない。ただし、ピット A-6では、上から第6番目の星印を符した地層に、上流の砂防ダム工事現場から流出してきたと思われるセメント袋の端切が含まれていた。この沢で砂防工事が開始されたのは焼岳噴火の翌年に当る1963年であったので、この地層を含めて上部の地層は少なくともそれ以降に形成されたことが明らかとなった。

なお、この図に示す地層群の堆積材料は、以上のプロセスを経て上々堀沢からもたらされたものであって梓川本川の運搬した岩屑ではない。すなわち、**Fig. 1** に示すように、この扇状地の扇端は梓川に接しているが、梓川の水位は **Fig. 9** に示す平水位を中心に変動したとしても、最高水位は少なくとも現在の岸の高

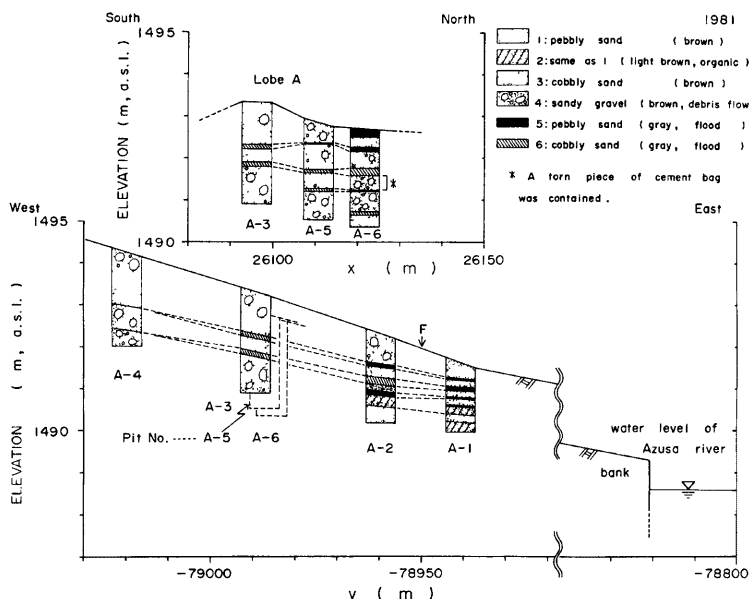


Fig. 9. Subsurface structure at the distal fan inside and outside the debris lobe A.

さ以下であったと判断される。さらに、地層の傾斜は Fig. 9 に見られるとおり、扇状地に対してどれも順傾斜であることを考慮すれば、斜面における物質移動の方向は自ずと明らかであり、これらの堆積材料は上々堀沢起源のものであることに間違いない。

結 語

上々堀沢扇状地に堆積する土石流堆 (debris-flow lobe) には二種類あって、一つは砂礫を主体にした堆積物に石礫が散在した平坦型で、他は石礫が主体の盛り上がり型であった。同一の扇状地に何故二種類の lobe が形成されるのかを検討するために、三つの lobe にピットを掘削し土石流の堆積構造を調べるとともに、土石流扇状地と呼ばれるこの上々堀沢扇状地の堆積構造の検討も併せて行った。

各調査点で lobe の堆積材料の構成と粒度を調べた結果、以下の成果と今後の課題が明らかになった。

(1) 盛り上がり型 lobe の先頭部では石礫が表面に集中していた。巨礫に着目すると、この傾向はさらに顕著になり、盛り上がり型だけでなく平坦型も含み、先頭部に限らず、ほぼ全ての調査点でこの特徴が明瞭であった。

(2) 石礫の粒度は内部よりも表層の方でより大きいことが示された。

(3) 上記二項の特徴は、堆積学の分野でよく知られている Inverse grading と称せられ、堆積層内の上位に粒度の増大と粗大粒子の集中が存在する現象に相当していた。Inverse grading の成因については、既に、grain flow の分散応力を始めとする様々の級化のモデルで定性的なまたは定量的な解釈が試みられている。この扇状地における土石流堆の Inverse grading は分散応力の効果や動的篩効果で定性的には説明されるが、二種の効果の分離や定量的な解釈は今後の課題である。

(4) lobe の縦断方向に注目すると、土石流の先頭部に相当する部分に石礫の集中と粒度の増大が認めら

れた。この特徴は、既にこの沢における流動中の土石流についても観測されている特徴であり、また、(3)の現象と流れの流速分布とから自ずと帰結するものであることが既往の文献でも述べられている。

(5) 焼岳の噴火の影響で土石流の構成材料に細粒分が増大した時期もあるが、現在の土石流の材料構成はほぼ同様であり、土石流はさらに扇状地を流下していく間にそれぞれの時点での最大径級の岩塊を残して変質していく傾向があることが、観測・調査から分っている。したがって、上流で早く堆積する土石流ほど、(3)と(4)の構造が保存され易く、その結果 lobe に二種の類型が形成されるものと推測された。ただし、土石流の到達距離や停止条件を左右する要因は多く、現象は複雑なため、その定量的な解明は今後の課題である。

(6) 盛り上がり型 lobe の堆積地域では土石流の直接的な堆積物だけが見られたが、平坦型 lobe の堆積地では土石流による厚い堆積層と洪水による掃流堆積物の薄い地層の互層が明瞭に認められた。すなわち、この土石流扇状地は扇頂から扇尖にかけては、専ら土石流の直接的な堆積物で形成されているが、それより下流の部分では、土石流に加え、一部は掃流堆積物で形成されている。扇端に近い調査点の地表下約 1.5m の土石流堆積層の中に、今からおよそ20年以内にとり込まれたセメント袋の端切が発見されており、扇面の堆積上昇速度の速いことをうかがわせた。

謝 辞

この研究を進めるに当り、多大の援助をいただいた建設省松本砂防工事事務所の土井 功所長をはじめ、調査課の諸氏ならびに焼岳監督官に深く感謝の意を表する。

大阪教育大学 石井孝行氏には貴重なご助言とご指導をいただいた。信州大学農学部 志方隆司氏には現地調査と試料の粒度分析で作業を分担していただいた。試料中の石礫の面積比率の測定では信州大学農学部森林工学科 治山工学研究室のフォト・パターン・アナライザを利用させていただいた。以上をここに記し、感謝の意を表する。なお、当研究は文部省科研費特別研究「扇状地における洪水・土砂災害の発生とその防止軽減に関する研究」(代表者 芦田和男 課題番号402028)の中ので分担課題の一部として実施された。

参 考 文 献

- 1) 高浜信行・野崎 保：新潟平野東縁、五頭山地西麓の土石流発達史、地質学雑誌、第87巻、第12号、1981, pp. 807-822.
- 2) 今村遼平：静的地形・地質情報からの土木地質に必要な動的地質情報の把握に関する研究(Ⅱ)、応用地質、18巻、3号、1978, pp. 89-106.
- 3) 井口正男：漂砂と流砂の水理学、古今書院、1975, p. 80.
- 4) 奥田節夫・諏訪 浩・奥西一夫・仲野公章・横山康二：土石流の総合的観測 その3、京大防災研年報、第20号 B-1, 1977, pp. 237-263.
- 5) 奥田節夫・諏訪 浩・奥西一夫・横山康二・小川恒一・浜名秀治・田中俊一：土石流の総合的観測 その6、京大防災研年報、第23号 B-1, 1980, pp. 157-204.
- 6) 奥田節夫・諏訪 浩・奥西一夫・横山康二・小川恒一：土石流の総合的観測 その7、京大防災研年報、第24巻 B-1, 1981, pp. 411-448.
- 7) 京大防災研究所：昭和55年度焼岳土石流調査報告、建設省松本砂防工事事務所技術資料、No. 14, 1981, pp. 4-76.
- 8) Naylor, M. A.: The origin of inverse grading in muddy debris flow deposits—a review, Jour. Sed. Petrology, Vol. 50, No. 4, 1980, pp. 1111-1116.
- 9) Johnson, A. M.: Physical Processes in Geology, Freeman, Cooper & Company, 1970, p. 445.
- 10) Inman, D. L.: Measures for describing the size distribution of sediments, Jour. Sed. Petrology, Vol. 22, 1952, pp. 125-145.
- 11) Fisher, R. V.: Features of coarse-grained, high-concentration fluids and their deposits, Jour. Sed.

- Petrology, Vol. 41, No. 4, 1971, pp. 916-927.
- 12) Takahashi, T.: Debris flow on prismatic open channel, Jour. Hydraulics Div. ASCE, 106, 1980, pp. 381-396.
 - 13) Hooke, R. L.: Processes on arid region alluvial fans, Jour. Geol., 75, 1967, pp. 438-460.