

焼岳上々堀沢の谷壁と溪床における地形変化過程

諏訪 浩・志方 隆司・奥田 節夫

TOPOGRAPHICAL CHANGES ON THE SIDEWALL AND IN THE VALLEY BOTTOM OF THE KAMIKAMIHORI VALLEY OF MT. YAKEDAKE

By *Hiroshi SUWA, Takashi SHIKATA and Setsuo OKUDA*

Synopsis

Progress of rock fall from the sidewall was observed, and the surveys for the topography of valley bottom were repeated, at the Kamikamihori valley on the eastern slope of the Yakedake Volcano, in Japan Alps. The progress of rock fall from flat sidewall was most active in early spring when the air temperature rises crossing 0°C, while, from convergent sidewall, progress of rock fall was most active under the conditions of rapid snow melting or of heavy rainfall. The retreat rate of sidewall estimated from those rock-fall data amounted to the order of 10¹ cm in one year. The continuous talus belt was laterally formed along the foot of flat sidewall, while a larger and solitary talus cone was composed on the foot of each convergent sidewall. The latter types of talus cones yield stepwise shape on the longitudinal profile of valley talweg. This stepwise topography in talweg would diminish or retreat in parallel due to the running down of debris flow. The lateral inclination of flow surface of debris flow at the curved section of valley bottom, was observed to be several times as much as that by water stream under the same hydrological conditions.

ま え が き

焼岳上々堀沢の上流域の谷壁からは、ほぼ日常的に土石（岩屑）の落下が生じていて、溪床（谷床）へ絶えず多量の岩屑が補給されている。土石流が発生すると、土石流はこれらの堆積土石を流れの中にとり込み、規模を増大する。すなわち、この谷の上流域における土石の移動は二つの過程に分けて検討できる。一つは、谷の横断方向に生じるもので、ほぼ日常的に進行している。谷壁から土石が落下して崖錐へ至り、さらに転動・滑動して谷底へ到達する。もう一つは、既に崖錐や谷底へ蓄積されている土石が、土石流や洪水流の発生に伴って突発的に移動するもので、これは谷の縦断方向で進行する。

このような土石の移動の結果生じる谷の地形発達には二つの観点から検討を加えることが可能である。その一つは谷の伸長や拡幅・掘れ込みの速度に着目するものであり、他は谷の縦断形、横断形あるいは屈曲などの形態変化に着目するものである。

この谷においては、1970年の土石流観測の開始当初から、土石流の流動場の条件を明らかにするため、流路の地形測量を実施してきたが、多少とも組織的に谷の上流域の地形測量を実施するようになったのは1976年¹⁾からである。それから現在に至るまで、溪床の縦断形は毎年数回測定されており、土石流の発生に伴って生じる変化と土石流が発生しなくても進行する年周期的季節変化とが整理されてきている^{2)~7)}。さらに、固定測線で谷の横断形をくり返し測定することにより、谷底部分における年周期的な地形変化の特徴²⁾を見い出している。

いっぽう、この沢のように地形変化の速い崩壊谷に関しては、石井⁸⁾が谷壁斜面について、町田ら⁹⁾が崖

錐について、そこにおける堆積構造と岩屑の移動過程を調べ、谷の横断方向の地形変化や崖錐の形成過程を検討している。Blong¹⁰⁾ はガリーの発達過程を計測して側壁の侵食過程をやや詳細に検討し、全侵食量に占める側壁侵食量の比率の大きいことに注目している。落石に関しては、池田ら¹¹⁾ が落石のタイプを転石型と浮石型に分類し、落石の一般的な誘因を整理して示している。馬場ら¹²⁾ は雨量と落石の個数頻度との間の大きな関係を示している。しかし、これらの研究においては、調査の時間的な連続性が乏しかったり、物理量の観測が充分でないため、それぞれの現象の解釈が定性的な推定の域を脱していないことが多い。そこで、本調査においては、1981年と1982年の2年にわたり、谷壁からの落石観測を実施するとともに、渓床の地形測量を度々実施して、これら落石や渓床の地形変化の時間的な発生経過と、これらを支配した営力や誘因の出現とをなるべく詳しく対照することに努めた。

1. 谷壁と渓床の地形

上々堀沢は焼岳火山の東斜面に刻まれた侵食谷の一つで、焼岳東斜面には同様な侵食谷が合計5本（上々堀沢、上堀沢（左支・右支）、中堀沢、下堀沢）刻まれている（Fig. 1 参照）。焼岳の山体は、上部の円頂丘を形成している安山岩質熔岩が、麓へかけては下層へ深くもぐり込み、その上を粗放な火砕流堆積物や土石流堆積物が厚く覆っている。

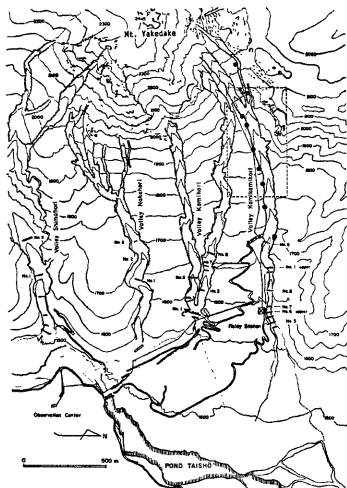


Fig. 1 Location of the study area. A rectangle by dot line shows the main study area, where the sidewall erosion is very active. Solid circles show the survey slopes of rock fall.

上々堀沢は以前は峠沢（国土地理院発行の地形図では現在も峠沢と記入）と呼ばれる小さな沢であったが、1962年6月17日の焼岳の噴火を契機に急速に発達し、その規模を拡大してきた。この噴火は、この沢の第3支谷（Fig. 1 に示す支谷のうち、南から3番目の支谷）の源頭部に火口が位置したため、噴火直後からこの沢の荒廃が助長され、土石流が頻発するようになって比較的短い年月のうちに他の三堀沢と比肩されるほどの大きなガリに発展したことが報告されている¹³⁾。このような急速な侵食は、巨視的にみれば、谷床における下刻（downcutting）侵食と側方侵食（sidewall erosion あるいは sidewall undercutting）¹⁰⁾ が進行した結果である。ただし、噴火後20年を経過した最近の傾向としては、谷床の下刻はほとんど停止し、側刻による谷壁の後退、すなわち谷の拡幅の進行が認められる⁶⁾。本調査ではこの点を明らかにするのが一つの目的であり、主として次節2において詳述する。調査は、主としてこの沢の上流域で、現在もなお側方侵食がかなり活発に進行している区域として、Fig. 1 の

中の枠で囲まれた部分を対象とした。同じ区域を詳しい地形図として Fig. 2 に示す。

なお、これらの平面図で用いる座標 x は水平面上で北向きの、 y は同じく東向きの座標であり、さらに z は海拔標高である。したがって Fig. 19 の上側の図は yz 平面への地形の投影図として表現されている。ただし、Fig. 18 の横座標は Fig. 1 に示す2号堰堤前肩（ $x=26122$ m, $y=-80208$ m）からの渓流に沿う水平距離を示す。

(1) 谷壁の特徴

Fig. 2 に示す区域では、谷壁は全域にわたって火砕流堆積物による未固結で層理構造をもつ地層の断面となっている。ただし、谷の中で、 $y=-80.95$ km と -80.75 km の地点付近の左岸側の谷壁には、焼岳の

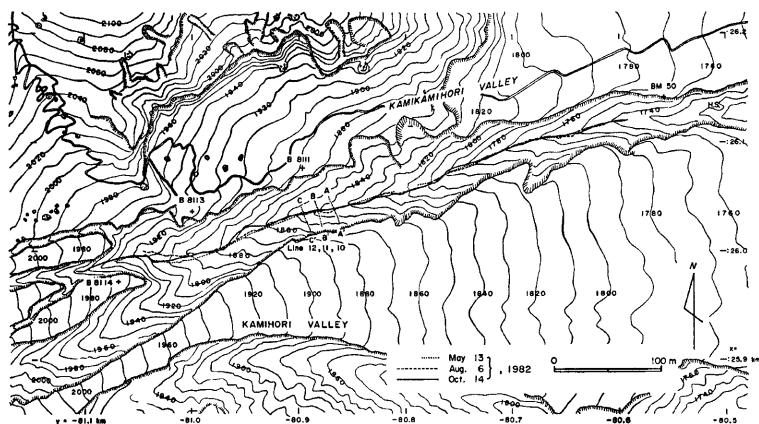


Fig. 2 Detailed map of the study area, corresponding to the rectangular zone in Fig. 2. Survey lines are drawn for a longitudinal cross section along the talweg and three lateral cross sections (Line 10, 11, 12) of the valley bottom. Cross symbols show the bench mark points for topographical survey.

北隣りに位置する割谷山からの熔岩が斜めの基岩として部分的に露出している。しかし、谷壁斜面の形態やその他の特徴は場所によって大きく異なっており、この区域の谷壁斜面は単純な一つのタイプの谷壁斜面で構成されているのではなく、複数のタイプの斜面が複雑に組み合わされている。すなわち、谷壁は層理構造の差異、右岸と左岸の集水条件の差異 (Fig. 2 参照)、日射量の差異 (右岸に較べると左岸の日射量のほうがずっと多い) あるいは谷壁の形状の差異などによって多くの分類が可能である。そして、それぞれの類型に応じて谷壁斜面からの岩屑の移動過程に差異が認められる。しかし、この地域での岩屑移動に最も関係の深い特徴に着目すると、上流域の谷壁は平面型の谷壁斜面 (flat wall, Photo. 2 参照) と集水型の谷壁斜面 (convergent wall, Photo. 1 参照) に分けて比較検

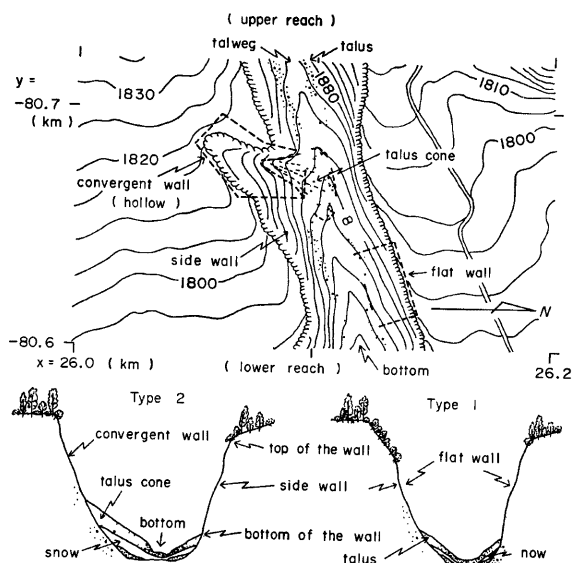


Fig. 3 Classification of sidewall and the depositional structure over the valley bottom. A plan (top) and cross sections (bottom).

討することができる。平面型と集水型の二つの斜面の典型的な例を **Fig. 3** の平面図 (上) に示す。正面図 (下) は互いに異なったタイプの谷壁を持つ場所の模式的な横断面図である。

(2) 谷壁と谷床の関係

谷壁斜面の脚部には頻繁な土石の落下によって規模や形態には差異があるものの、いわゆる崖錐 (talusあるいは scree) が形成されている。崖錐はテラスとも呼ばれ、一般的に急崖の脚部に形成される円錐状の堆積物 (talus cone) の意味に用いられることが多いが、ここでは広義に用いて、cone を形づくってなくても、よく発達した崖下堆積物に対して用いることにする。平面型の谷壁斜面の脚部には **Fig. 3** の平面図 (上) に示すように崖錐が帯状¹⁴⁾ に形成されている。この帯状崖錐は、今村が指摘した¹⁴⁾ とうり、規模の小さな崖錐が崖に沿って多数連続しているためにこのような形態を呈する。谷壁が左右兩岸ともこのような平面型のところでは、谷の横断形はだいたい **Fig. 3** のタイプ 1 のようになっている。すなわち、谷壁脚部には崩落土砂や残雪のブロックがサンドイッチ状に堆積して崖錐が形成されている。ただし、このようなところでは、土石の崩落は相対的には緩慢で、かつ夏期への残雪の持ち越し量が少ないため、崖錐の規模は相対的に小さい (比高が3~10 m 程度)。しかし帯状崖錐の総延長は長いので、帯状崖錐として蓄積される岩屑の総量は決して少なくない。

集水型の谷壁斜面の脚部には **Fig. 3** と **Photo. 1** に示すような押し出し状の崖錐 (talus cone) が形成されている。集水型の谷壁斜面においては、斜面の形態や地質構造に起因して、大雨のときや融雪期に多量の水が集中し易いため、土石の崩落が相対的に活発である。さらに冬期にはこのような地形条件のところでは積雪に関して吹き溜まりになり易く、残雪量が多い。残雪量が多く、春から初夏には多量の土石が崩落してきて、残雪の上に土石のべールができ、その保温効果で逆に残雪の融解が抑制されるため、押し出し状崖錐は規模が大きく (比高が5~20 m) になるとともに文字どおりの円錐状の崖錐 (talus cone) の形態を呈ようになる。押し出し状崖錐は規模が大きいため、谷底を埋め、さらに対岸にまで押し出していることが多い。このため溪床縦断形は **Fig. 18** に示すような階段状 (今村¹⁴⁾ は波状縦断形と称している) を呈することになる。個々の階段状の地形は、模式的には鈍角三角形が直線的な斜面の上に載っているような形でモデル化できる。すなわち、急傾斜の長い斜面が下流側に位置し、上流側に緩傾斜の短い斜面が位置する。そして、この三角形の鈍角の頂点の位置が集水型谷壁斜面の軸線の位置 (谷沿い方向に最も凹んだところ) にほぼ一致していることが **Fig. 18-3** に示されている。

押し出し状の崖錐の堆積構造については次のような特徴がある。すなわち、下流側の長い急斜面の表面では比較的大きな石礫や岩塊が互いに噛み合って集積し、表面近くはマトリックスを全く含まない空疎な堆積構造を呈している。上流側の短い緩斜面の表面では、石礫の粒径がやや小さめで、程度の差はあるもののマトリックスを伴っている。このような地形条件の中で、土石の移動は先に述べたように、主として日常的に進行する横断方向の動きと、突発的に進行する縦断方向の動きに分けて検討することが可能である。

2. 落石の発生過程

調査対象とした谷壁斜面で発生する落石の類型は、池田ら¹¹⁾ が分類した二つの落石の類型のうちの転石型に該当



Photo. 1 Example of convergent sidewall.

している（熔岩円頂丘では浮石型の落石）。すなわち、斜面が侵食されるにつれて谷壁の構成材料である大岩塊や石礫（大粒径の岩屑）が谷壁の表面へ露出してくる。さらに、石礫のまわりのマトリックス（砂礫などの細粒の充填材料）が流水のために流亡したり、風に吹き飛ばされたりして、石礫がまわりのマトリックスによる支持を失い落下することになる。

2.1 落石の観測

谷壁からの岩屑の移動の計測によって、粗い岩屑（石礫）から細かい岩屑（砂礫）まで全ての量を把握できるのが望ましいが、調査域でそのような計測の意図のもとに谷底や谷壁へ接近するのは難しいため、35ミリカメラを用いて同一定点から谷壁の写真撮影を行った。これらの写真から判読できるのは粗い岩屑の挙動すなわち落石の個数と大きさであり、これら二つを直接計測量とした。

(1) 観測斜面の特徴

谷壁を構成している堆積物はかなり明瞭な層理構造を呈しており、単一堆積層の厚みは2～10mに達する。これらの堆積物を形成した流れは、堆積層の成層構造がかなり広域的な拡がり呈していることを考慮すると、現在焼岳で発生しているような、一回の流出量が $10^2 \sim 10^3 \text{ m}^3$ 程度のオーダの土石流や泥流ではないように思われる。このような層理構造に起因して、谷壁の構成材料には鉛直方向に或る程度の不均質さ（非等方性）が存在しているが、この様子は **Photo. 2～5** どうか見える。

落石の観察では二つの方法を併用した。すなわち、**Fig. 1** に黒丸で示す9箇所の谷壁斜面（上流のものから順に No. 1……No. 9 と称す）を選び、約1ヶ月の間隔でそれぞれの定位置から同じ角度で谷壁の写真（35ミリカラーネガ）をとって（間欠的写真撮影）、大まかな観測を行った。いっぽう、谷壁 No. 4 に対しては、**Fig. 2** で B8111 と記す地点にモータドライブカメラを設置し、毎日6時から18時まで2時間間隔で連続的な写真撮影（35ミリモノクロネガ）をつづけた。

谷壁 No. 4 は平面型の斜面であり、具体的な斜面の概況は **Fig. 4** と **Photo. 2** および **Photo. 3** に示されている。斜面の上端の標高は1870m、下端は1845mで、斜面の傾斜は $60^\circ \sim 80^\circ$ であるが、上半分が急峻であるため、いわゆる凹型斜面になっている。谷壁の脚部には冬の間の積雪が残雪となり、その後、谷壁から崩落してくる岩屑がその上へ蓄積し、帯状の崖錐が形成されている。谷壁からは様々なプロセスで土石の崩落がつづいている。さらに、崖錐は下層の残雪の融解と、土石流や洪水の流下に伴う侵食によって活発な地形変化を呈している。谷壁斜面のさらに上部には古い谷地形の緩斜面（比高十数m、傾斜角約 40° ）があり、それよりさらに上部は **Fig. 1** からうかがえるような起伏の小さな山腹斜面となっている。谷壁より上部のこれらの斜面は **Photo. 2** からうかがえるように、ハンノキなどの広葉樹の灌木やシラビソなどの針葉樹および笹の混じり合った林となっている。このため、かなりの強雨のために表面流が発生する場合を除き、この谷壁斜面上のプロセスに、さらに上部の斜面が影響を及ぼすことは少ない。

谷壁斜面 No. 4 のほぼ中央を通り、谷を横断する方向に測線を設け、1979年と1980年に水準測量を行って横断面形の変動を調べ、その変動量の大きいこと（鉛直方向に最大10m程度の昇降を反復している）と、断面形が短期間のうちに大きく変化すること（変化量は谷壁下端から崖錐を経て溪床に至るにつれて増大）を報告している⁵⁾⁶⁾。1981年からは横断測線を **Fig. 2** と **4** に示すよ

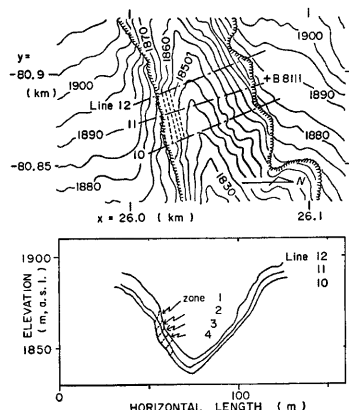


Fig. 4 Top is a plan of the sidewall No. 4 and survey lines for cross sectional profile of valley bottom. Bottom is cross profiles of the valley derived from a topographical map.

うに3本に増設した。落石の調査斜面は主として、この3本の測線が挟む部分である (Fig. 4 参照)

いっ、う、谷、斜面 No. 1~No. 9のうち、No. 7 (Photo. 4 参照) だけは明瞭な集水型斜面であり、他の8箇所はおおむね平面型に分類される。しかし平面型と称しても、斜面が幾何学的な意味の平面になっているのではなく、鉛直方向には先にも述べた堆積の層理構造に起因する傾斜の緩急が分布しており、さら



Photo. 2 One shot of sidewall No. 4 for the rock-fall observation on June 17, 1981, corresponding to the initial date in Fig. 6.

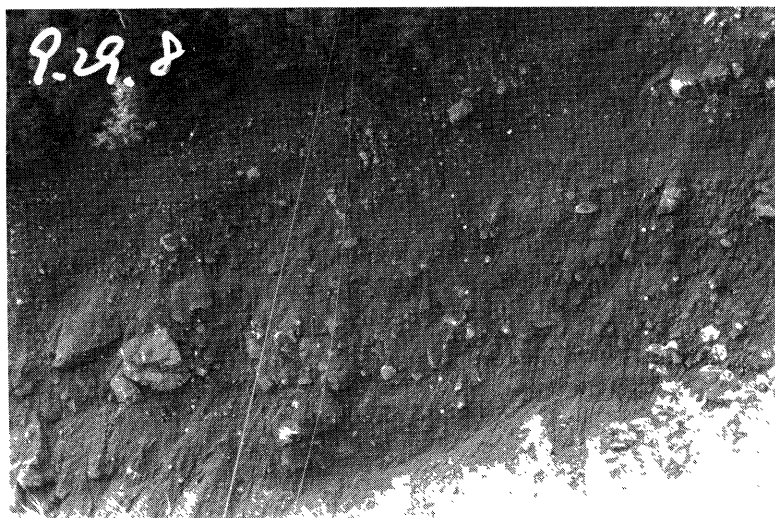


Photo. 3 The other shot of sidewall No. 4 on Sept. 29, 1982, corresponding to the final date in Fig. 6.

に谷沿い方向にも多少の凹凸が見られる。

(2) 谷壁斜面 No. 4 における落石の判読

固定カメラによる谷壁の撮影例を **Photo. 2** と **3** に示す。写真の鮮明度や石礫の判読の難易は、日射の条件や谷壁の湿潤状態あるいは谷壁への砂・シルトの付着状態によって大きく左右されていた。壁面からは落石のほかにマトリックスが徐々に剥がれており、これらが谷壁の中で相対的に緩傾斜となっている帯状の部分や、突出している石礫の上へ積もると、石礫の輪郭が不明瞭になることが多かった。しかし、このような細粒物質も大きな降雨があると谷壁斜面に生じる表面流に流されて石礫の輪郭が再び鮮明になる。このような過程は一年のうちに何回もくり返されていた。

落石の判読に備え、カメラの視野にあらかじめ **Fig. 5** に示すような標識をとりつけた。すなわち、一边が20 cm の正方形のターゲットを12 mm ϕ のロープへ2 m間隔でとりつけ、これを3本用意して谷壁上端から下端まで吊るして固定した。つぎに、これらのターゲットを手掛りに **Fig. 5** に示すような領域区分を行い、ゾーン1からゾーン4までの各領域で落石の個数、投影面積、体積を集計した。

任意の期間に発生する落石の判読は次の方法によって行った。まず、拡大写真を、透明フィルムへのトレースを介して重ね合わせ、消失礫を抽出した。さらに、これを当該年の終り頃の鮮明な写真のトレース図とも重ね合わせて消失礫がなお消失したままであることを確認した上で落石を判定した。このようにして得られた落石の発生例を **Fig. 6** に示す。

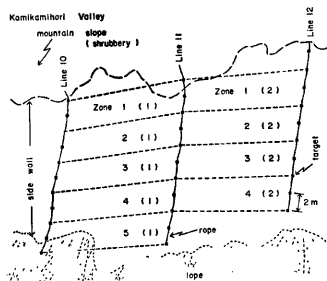


Fig. 5 Scale of the sign-rope with regular square targets (20 cm $\times$ 20 cm), and zoning on the sidewall No. 4.

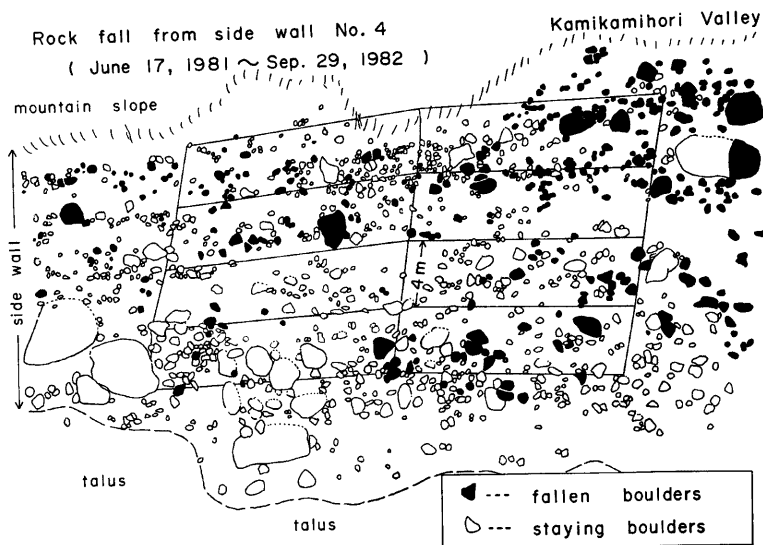


Fig. 6 Rock fall from sidewall No. 4 (flat slope), which occurred in the whole observation period (June 17, 1981~Sept. 29, 1982). Rock-fall observation started from the date written in Photo. 2 and ended on that in Photo. 3.

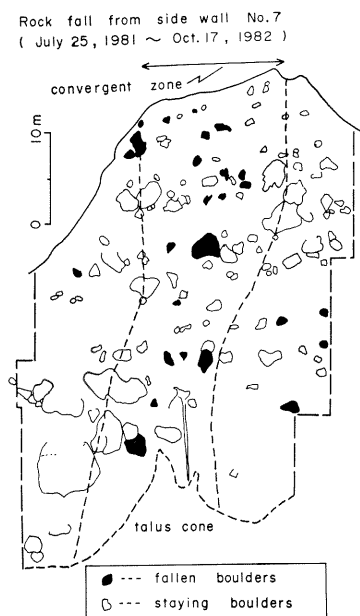


Fig. 7 Rock fall from sidewall No. 7
(convergent slope) as found
in Photo. 4.



Photo. 4 One shot of sidewall No. 7
(convergent slope) on Sept.
28, 1982.

落石のサイズとして、落下まえの写真からそれぞれの長径を読みとり、長径を直径とする円の面積をその落石の投影面積とし、長径を直径とする球の体積を落石の体積として、これらを主要期間毎（2週間から1ヶ月間程度の長さ）に集計した。石礫の代表径としては、ここでは扇状地における堆積材料の調査¹⁵⁾に準じ、次のような理由で長径を用いた。すなわち、この渓流では石礫の形が比較的丸みを帯びているものが多い。さらに、壁面に露出している石礫の一部が必ず細粒物質に覆われているので、石礫のサイズをどうしても小さめにしか評価できない。このような理由から、石礫の露出している部分の長径と短径の平均を用いる代わりに、長径を用いて集計するのが適当と判断した。なお、写真の解像度を考慮して、集計の対象とする石礫のサイズは、長径がターゲットの一辺と同じ20 cm 以上のものに限定した。

(3) 間欠撮影写真の判読

落石の判読方法は前項の方法と基本的には同じである。ただし、撮影方法と使用フィルムの違いにより、写真の解像度が少し低いので、抽出すべき石礫のサイズは30 cm × 45 cm のターゲットの長さに準じて45 cm 以上に限定した。従って、谷壁 No. 4 に較べると石礫の抽出率が小さいので、落石の絶対量もかなり低く評価することになったことに注意しなければならない。また、視野の中には、谷壁上部へそれぞれ1枚のターゲットを吊るしただけで、谷壁上部における拡大率を全面に適用したため、写真から換算された石礫の推定寸法は多少大きな差を含んでいる。谷壁斜面 No. 7 と No. 8 の撮影例を **Photo. 4** と **5** に、同斜面において観測全期間に抽出された石礫と落石を **Fig. 7** と **8** に示す。谷壁 No. 8 はさきの谷壁 No. 4 と同じく平面型の斜面であるが、谷壁 No. 7 は典型的な集水型の斜面である。

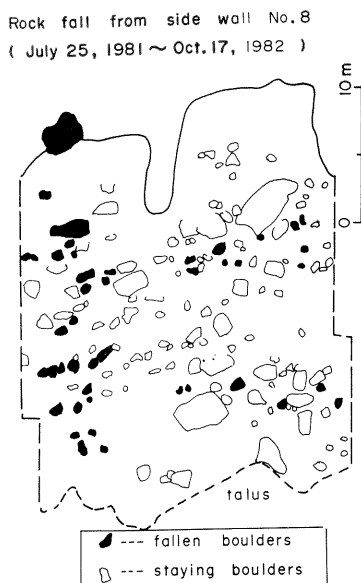


Fig. 8 Rock fall from sidewall No. 8 (flat slope) as found in Photo. 5.



Photo. 5 One shot of sidewall No. 8 (flat slope) on Sept. 28, 1982.

2.2 落石の発生経過

(1) 谷壁 No. 4 (平面型) における落石の発生経過

落石 (長径が20 cm 以上に限定) の発生経過を Table 1 と Fig. 9, 10 に示す。Fig. 9 は4つのゾーンに分けて落石の発生経過を表わしており、これから落石が特定の時期や特定のゾーンに集中して発生したことがわかる。Fig. 10 は、落石の個数、落石の投影面積および落石の体積別に、それぞれの累積値が測定期間における総量を100として、どのように推移したかを示す。この図は Fig. 9 と同様に、落石の発生が特

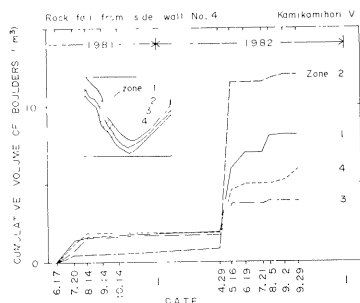


Fig. 9 Progress of rock fall shown as the cumulative volume of fallen boulders in each zone of Fig. 5 on the sidewall No. 4.

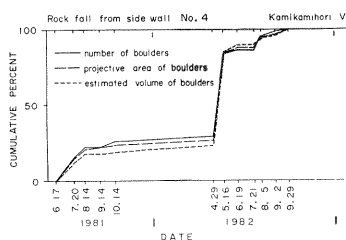


Fig. 10 Progress of rock fall shown as the cumulative number, projective area and volume of fallen boulders from the sidewall No. 4.

Table. 1 Progress of rockfall from the sidewall No. 4 and rainfall condition.

date	number	fallen boulder			rainfall condition (mm)				
		area ratio (%)	volume (m ³)	size of largest boulder (m)	total rainfall	max. daily rainfall	mean of daily rainfall	max. hourly rainfall	max. 10 min. rainfall
1981 6. 17	23	1.64	3.83	1.2	880.5	133.5	26.7	20.5	15.5
7. 20	9	0.72	1.68	1.0	81.5	19.5	3.0	9.5	4.5
8. 14	1	0.04	0.06	0.5	498.5	110.0	16.1	26.0	11.0
9. 14	5	0.17	0.28	0.7	331.5	84.0	11.1	12.0	4.5
10. 14	5	0.29	1.34	0.8	(655.0*)	(48.0)	(3.3)	—	—
4. 27	81	6.23	18.99	2.4	101.0	30.0	5.6	—	—
5. 16	2	0.42	1.47	1.3	224.5	73.0	7.0	11.5	3.5
6. 17	0	0	0	0	174.5	34.0	5.1	10.0	6.0
7. 21	14	0.69	1.51	1.2	204.0	46.5	13.6	13.5	5.5
8. 5	4	0.25	0.49	0.8	189.0	58.0	6.8	15.0	6.0
9. 2	2	0.36	1.15	1.1	352.5	86.0	13.1	18.5	5.5
9. 29									

** --- at Taishoo-ike pond (by Tokyo denryoku Co.Ltd), () --- precipitation, * --- more than 60 mm in 655 mm is rainfall (the rest is snowfall), *** --- at R.

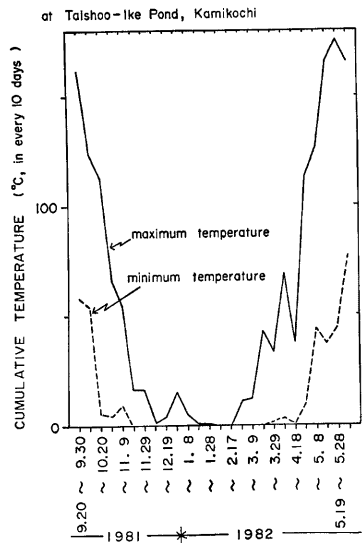


Fig. 11 Cumulative temperature in every ten days as the summation of maximum or minimum temperatures above 0°C, at the Taishoo-ike pond observed by Tokyo-denryoku Co. Ltd.

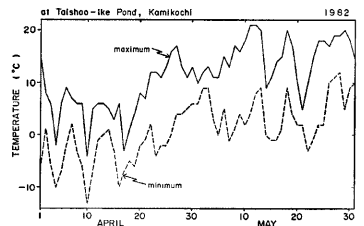


Fig. 12 Maximum and minimum temperature at Taishoo-ike pond observed by Tokyo-denryoku Co. Ltd.

定期間に集中したことを示しており、落石の量の表現方法をこのように三通りに変えても、図の表現する基本的な傾向には大きな変化の無いことがわかる。
Table 1 は **Fig. 10** を描くにあたって整理したもので、落石の発生に関する諸量を示し、さらにそれぞれの測定期間における降雨条件を対照して並べている。
Fig. 11 は1981年の秋から1982年の春にかけての、摂氏 0° を基準とする10日毎の積算気温を示す。落石観測斜面の高度は気温の観測点より約350 m 高いので、単純に高度気温減率 (0.6°C/100 m) を用いれば、谷壁斜面 No. 4 の位置では、実際は **Fig. 11** に示すグラフを下方へ20°C (2°C×10日) ぶんだけ平行移動し、負の部分のカットした図が想定される。**Fig. 12** は1982年4月と5月の最高気温と最低気温の経過を示す。

これらの図は、谷壁斜面の土中水の凍結融解や積雪および残雪の融解などの経過を推定するのに利用する。
これらの図表を対照しながら、2年にわたるこの谷壁斜面での落石の発生経過を以下に要約する。

- (a) 1981年6月17日～7月20日（多雨かつ強雨）：観測全期間のうちで落石量（体積）が2番目に多かった。落石の誘因は降雨であったと考えられる。ちなみに、Table 1 に示す降雨条件の中では毎時雨量の最大値だけが2番目の値であったのを除くと、他の4つの降雨条件量は特別に大きな値を示し、すべて最大の値であった。
- (b) 7月20日～8月14日（乾燥）：落石の体積は3番目に多かった。降雨条件の値はどれも小さく非常に寡雨の傾向であった。すなわち、融雪や大雨が完了したあと、土層表面が極度の乾燥状態になった時期に対応していた。実際に乾燥状態で強風があると、谷壁表面のマトリックスの風食が激しく進行（砂塵嵐）しているところが幾度も観察された。
- (c) 8月14日～10月14日（前半は多雨）：谷壁は非常に安定していて、落石の発生はごく僅かであった。
- (d) 1981年10月14日～1982年4月29日（積雪・凍結期）：期間が長いことを考慮すると落石の発生頻度はごく低く、谷壁斜面は非常に安定していた。なお、この冬期における積雪量は過去9年平均のおよそ80%で、やや少ないほうであった。
- (e) 1982年4月29日～5月16日（気温の急上昇）：落石量（体積）は最大で、2年にわたる観測全期間のうちの62%を占めていた。また、Fig. 9 に示されるように、このときは谷壁の上半分で落石の量が多く、下半分では相対的に少なかった。この時期の気温の推移に着目すると、凍結期が終了し、凍結・融解のくり返し時期を経て、融雪期へと移る時期に相当していたことがわかる。すなわち、Fig. 12 は気温が4月25日頃を境としてステップ状に変化（急上昇）したことを示す。これは、谷壁表層部の凍結していた土中水分が急速に融解したことを意味する。いっぽう4月下旬以降、残雪の融解が活発化したことはFig. 11 から推定される。谷壁 No. 4 が北向き斜面のためほとんど日射を受けないことと、高度が気温の測定地点より約350 m だけ高いことを考慮すると、Fig. 12 のグラフもFig. 11 と同様ある程度（2°C ないし数°C）低く見直さなければならない。
- (f) 5月16日～7月21日（寡雨）：前半で落石が少し発生したのは(e)の期間の余波とも見られる。後半では計測量が零であるが、長径が20 cm 未満の落石はもちろん発生していたと推定される。
- (g) 7月21日～8月5日（強風）：8月1日に台風10号が近接して通過したため、強風と降雨にみまわれた。このときは、Fig. 9 で明瞭のように、主としてゾーン1からの落石が多発し、落石量は4番目に大きな値を記録した。
- (h) 8月5日～9月2日（寡雨）：落石の発生は少ないが、(g)の期間にゾーン1で崩落が大きく進行して、すぐ下位のゾーン2の一部が微地形的に突出傾向となり、これが原因と思われる落石の発生がゾーン2に見られる（Fig. 9 参照）。これは谷壁の削刺過程における一種の波及効果と解釈できる。
- (i) 9月2日～9月29日（降雨は平年並、9月20日に小規模な土石流が発生）：この期間には最下位のゾーン4において落石の進行したことが特徴的であった。ゾーン4が土石流の流路に最も近いと、土石流の流下に伴う地盤振動が大きく影響して落石が誘起された可能性と、土石流の流下によって帯状の崖錐の下方部分が侵食されて崖錐が変形し、このため谷壁脚部の土圧条件に変化が生じて落石の発生が促された可能性とが考えられる。

(2) 谷壁 No. 4 における落石の特徴と誘因

谷壁 No. 4 は上々堀沢の典型的なタイプの谷壁とは言え、以上の落石の発生経過はある特定の斜面についてのわずか2年にわたる観測に基づいているため、これから定量的かつ普遍的な何らかの結論を導くことは難しい。しかし、定性的には以下に記すような明瞭な特徴を示していた。

落石の素因としての谷壁の力学的特性や材料構成の詳細な検討は重要であるが、ここでは系統的な分析は行えなかった。ただ、谷壁斜面として露出している堆積地層は層理構造を呈している。このため斜面の鉛直方向には傾斜の緩急の分布が存在し、さらに、それぞれの層は固有の級化傾向を呈していて、落石となりうる石礫の多寡および粒径分布にはもともとある程度の空間的なばらつきがある。

Fig. 9 によれば、落石は大まかに見ると、傾斜の急な上半分の斜面から約20 m³ が、傾斜の緩い下半分

の斜面から約10m³ だけ生じている。このような落石の発生に関する空間的な偏りが一時的なものか、あるいは長期的な傾向であるのかは、さきの層理構造との関係もあり、速断できない。

落石の発生誘因について前項(1)の記述をまとめると以下ようになる (Fig. 9 を参照)。まず、落石の発生が最も頻発した時期は、①冬から春にかけて、気温が0°Cを境に急上昇する時期に一致していた。このような気温変化の条件のもとでは谷壁斜面表層部の凍結していた土中水が急速に融解していったと考えられる。そしてこのためにマトリックスと石礫の充填状態の空疎化・脆弱化が進行して落石の発生が促進されたものと考えられる。つぎに、降雨による影響は無視できなかった。とくに、②強雨が連続することによって大雨になる場合に落石が頻発した。これは谷壁斜面に発生する表流水や土層中の浸透水によってマトリックスの中の細粒物質が多量に流亡して、石礫に対するマトリックスの支持力が低下するために生じたものと推定される。さらに、台風に伴う強風によって落石が進行した。これは壁面全体に発生するのではなく、③樹木が強風におおられて動揺し、谷壁上端部の土塊が樹木もろとも落下するタイプで、落下径路の他のゾーンの石礫も巻き添えを受けて一緒に落石が生じていた (Fig. 9 のゾーン2と3)。いっぽう、④大雨や融雪期が終って谷壁が乾燥していく時期にも落石のやや増加する傾向が見られた。これは、乾燥のためマトリックスの粘着力が低下して、石礫のまわりのマトリックスの支持力が低下すること、強風時にマトリックスの風食が進行するために誘起されて生じる落石と解釈された。つぎに、⑤土石流が発生したり洪水流が生じると、崖堆積物が除去されたり変形したりして谷壁脚部の土圧条件が大きく変化し、この影響の波及効果として解釈される谷壁の下部からの落石の発生が認められた。土石流に関しては規模が大きいかほど、その流下に伴う谷床・谷壁の地盤振動も大きくなり、⑥この地盤振動の影響で、谷壁の下部ほど落石の促進される可能性は高い。今回は規模の小さな土石流が発生したに留まったが、それでもこの種の効果と解釈される落石の発生が認められた。

(3) 落石過程の比較 (平面型と集水型斜面)

落石が壁面のどの位置から発生するかを整理すると次のような特徴が認められた。まず、石礫の分布や斜面の局所的な傾斜の分布が地層の層理構造に依存しているので、落石の発生箇所が主として層理の方向で帯状に分布する。平面型の斜面ではこの傾向がとくに強い。平面型の斜面でこの傾向が部分的に破られて落石の発生箇所が鉛直方向の帯状に分布するのは、強風に起因して谷壁上端部の土塊が崩落するときである。

Fig. 8 に示す谷壁 No. 8 においても、台風10号の強風に誘起されて生じた谷壁上端の崩落 (Fig. 8 の中

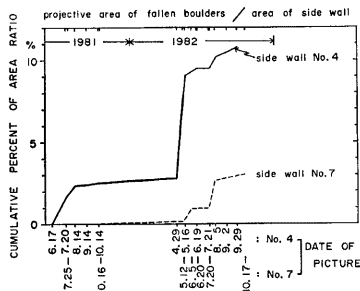


Fig. 13 Comparison of rock-fall progresses between from sidewall No. 4 (flat slope) and from sidewall No. 7 (convergent slope) by their cumulative area ratio of fallen boulders (ratio as the projective area of fallen boulders over whole survey area of the sidewall).

で左寄上端部の最大礫)と、これの落下径路に沿って生じた巻き添えによる二次的な落石が特徴的であった。集水型の谷壁斜面では、落石が谷壁斜面の凹形の部分に集中する傾向が強い。Fig. 7 に示す谷壁 No. 7 の例では落石の発生位置が主として二本の鎖線で挟まれる谷壁の凹形部分 (谷沿い方向)へ集中していたことがわかる。

落石の誘因には谷壁の形態の違いの影響が明瞭に認められた。谷壁斜面 No. 4 (平面型)と No. 7 (集水型)における落石の発生経過を対照して Fig. 13 に示す。縦軸は落石の投影面積が調査壁面の面積に占める比率を表す。二つの斜面で抽出礫の下限のサイズが異なるので、比率の値について大小を問題にするのはあまり重要な意味を持たないことと、観測開始時期の異なることを念頭において、この図は検討されなければならない。平面型の斜面である谷壁 No. 4 では、落石の第一の誘因として0°Cを境とする気温の急上

昇期の存在を、第二として強雨による大雨を、第三として乾燥状態を、第四として強風による谷壁上端部の崩落を挙げた。これに対し、集水型の斜面である谷壁 No. 7 では、落石の第一の誘因が強雨を含む大雨（1982年8月1日の台風10号による降雨）であり、第二の誘因が融雪水の集水（1982年5月16日から6月19日にかけての急速な融雪）であったことが Fig. 13 に示されている。

1981年の秋からちょうど一年間に、3つの異なる谷壁斜面において生じた落石の発生状態を、主要な3つの時期の構成比率で表わして Fig. 14 に対比した。第一の期間は1981年10月中旬から1982年5月中旬までの時期で、この間の落石の誘因は、主として1982年春の0°Cを境とする気温の急上昇期の存在に求められる。第二の期間は5月中旬から6月上旬までの時期であり、この間に平面型の谷壁斜面では乾燥状態がつづき、集水型の谷壁斜面では急速な融雪による集水が見られた。第三の期間は6月上旬から秋までの時期であり、この間には強雨による大雨や台風に伴う強風を誘因とする落石が観測されている。さきの Fig. 13 の説明として述べた平面型斜面と集水型斜面における落石の発生時期のちがいが、この Fig. 14 に明瞭に示されている。

2.3 谷壁 No. 4 からの岩屑の削剝と側壁の後退

(1) 落石の粒径分布

2年にわたる観測全期間で整理すると、落石は粒径の大小によって偏ることなく、ほぼ一様に発生していた。すなわち、谷壁 No. 4 における抽出礫と落石の例を Fig. 6 に示したが、これらの粒径分布を視野全域については Fig. 15 に、4つのゾーンの内側（部分視野）については Fig. 16 に示す。粒径で平均すると抽出礫の平均径は43 cm（42 cm、これら括弧の中は部分視野での値）であったが、落石の平均径は46 cm（46 cm）であった。重量で平均すると、抽出礫の平均径が63 cm（61 cm）であったのに対し、落石のそれは65 cm（64 cm）となって、ほぼ一致することが

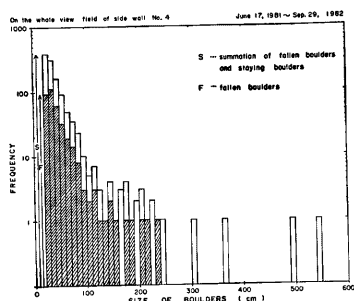


Fig. 15 Size distribution of all boulders (diameters > 20 cm) on the whole view field of the sidewall No. 4 (see Fig. 6) and that of fallen boulders from the same wall.

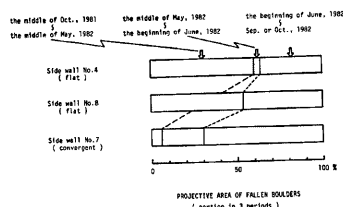


Fig. 14 Comparison among three progressing periods of rock fall from the three different sidewalls.

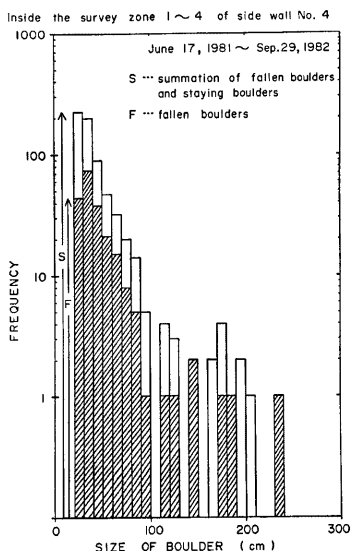


Fig. 16 Size distribution of all boulders (diameters > 20 cm) inside the survey zone 1~4 and that of fallen boulders from the same zone on the sidewall No. 4.

わかる。ただし、短い期間に発生する落石の粒径は時期によってある程度のばらつきが見られた。すなわち、落石の粒径の大小は誘因の種類に影響を受けていることが認められた。

2年にわたる観測期間における落石の発生率は、個数で36%（部分視野では33%）であり、重量では35%（38%）であった。視野全域と部分視野の落石発生率の差異は、落石が壁面の位置によって或る程度のばらつきをもって発生したことに対応している。

(2) 岩屑の削剥

谷壁における削剥過程の種類に係わりなく、面積Aの斜面が深さDで削剥された場合、落石の量はこのDの厚みの中にあった石礫の全体積 V_B に相当し、マトリックスの量は $(A \cdot D - V_B)$ になる。ただし、削剥後ははぐれて体積が増加するが、ここでははぐれる前の体積で検討する。したがって、ある期間に生じた落石の量が分かれば、その期間に生じた岩屑の全削剥量（崩落土石の量）のおよそ値が推定できる。

壁面のある深さの土層の体積と、この土層に含まれている石礫の体積の比（体積比）は、壁面全体の面積と露出している全石礫の投影面積の比（面積比）にほぼ等しいと仮定する。すると、崩落土石量は、Table 2 に示すように、各ゾーンについて、そこにおける落石量（体積）を、壁面の面積に対する石礫の投影面積の比で除したものとして、推定できる。

(3) 側壁の後退と土石の削剥量

各ゾーンにおける岩屑の削剥量（体積）を各ゾーンの面積で除した値を、この一年間に生じた側壁の後退量として Table 2 の右端の欄に記した。ただし、これらの値は短期間における推定量であるので、各ゾーンにおける後退量の大小関係を用いて谷壁の形態の変化過程まで論じることとはできない。ここでは、一年当りの後退量が10¹ cm のオーダーのかなり大きな値になったことに注目する。

Table 2 に示した谷壁斜面 No. 4 における一年間の土石の崩落量の推定値を用いて、上流域谷壁からの土砂生産量のオーダーを大まかに推定する。谷壁 No. 4 以外の右岸側の谷壁観察斜面においても、落石は同程度に発生していた。いっぽう、左岸側については、谷壁の側方後背斜面の地形条件が異なるとともに、谷壁が通年にわたり日射を受けつづけるため、岩屑の削剥過程がかなり異なることが推定され、岩屑の削剥速度を右岸における値と同程度と見なすことは多少無理がある。ただし、上々堀沢では、いったん発生した土石流が、合流点から下流へ向けて水平距離がおおよそ500 m の区間において急速に成長・発達することがわかっており¹⁵⁾、この区域の谷壁および谷床における土砂移動の量について検討を加えることは重要になっている¹⁶⁾。谷沿い方向の幅30mの谷壁 No. 4 から一年間に145m³ の土石の削剥があったことと、左右の谷壁の総延長が500m×2であることを用いると、削剥量はおよそ5000 m³ となる。すなわち、Fig. 2 の $y = -80.0$ km から $y = -80.5$ km の区域における谷壁からの一年当りの岩屑の削剥量が10³m³ のオーダーであるとするには大きなまちがいは無い。下流の集中観測点において実際に測定された土石流の流量⁶⁾ から土砂濃度を考慮して得られる土砂量は1回の量にして10²~10³m³ のオーダーであり、このような土石流による土砂の移動がふつうは一年あたり数回発生することや、奥西ら¹⁶⁾ が検討した同じ区間における溪床侵食量の値

Table. 2 Volume of fallen boulders and estimated mean retreat of sidewall for each zone in Fig. 5

zone	volume of fallen boulders (m ³)	ratio (projective area of total boulders / area of side wall)	volume of fallen debris (m ³)	mean retreat of side wall (m)
1	7.0	0.184	38	0.32
2	11.5	0.179	64	0.57
3	3.7	0.150	25	0.21
4	5.0	0.280	18	0.15
total	27.2	—	145	—

at the survey slope of side wall No.4 ; June 17, 1981 ~ June 17, 1982

(10^3m^3 のオーダ) とほぼ対応している。すなわち、土石流による土砂移動量とこの上流域における谷壁からの崩落土砂量の間には密接な関係(体積のオーダが同程度)があると考えてよい。

ただし、1979年8月に特別に大規模な土石流が発生したときには、この区間における溪床侵食量が 10^4m^3 のオーダになっており^{5),16)}、谷壁からの崩落土石のオーダより1桁大きい。すなわち、このとき排出した土石は谷壁からの崩落土石が主体ではなく、谷床における下刻侵食による土石が主体となっていたものと思われる。そして、谷床におけるこのような大規模な侵食が生じると、この影響が谷壁における剝削過程にも波及し、一時的に大きな変化が生じるものと推定される。

3. 溪床の地形変化

3.1 溪床の堆積物

調査対象域の谷底には常に溪床の堆積物がほぼ全域にわたって蓄積している。この溪床の堆積物と火砕流堆積物とは物性的にはよく似ている(材質も色も同じ)が、岩屑の充填の程度と級化や分級の状態が異なっているので区別が可能である。

溪床の堆積物は残雪の層あるいは残雪のブロックを含み (Fig. 3 参照)、表面は岩屑で覆われているが、初夏にはなお堆積物の9割程度までが残雪であるような箇所もある。溪床に堆積している岩屑は、今村ら¹⁴⁾が指摘しているように、二種類に分類される。すなわち、一つは崖錐堆積物であり、もう一つは崖錐堆積物が規模の小さな土石流や洪水流によって二次的に移動した堆積物で、今村ら¹⁴⁾はこれを溪床堆積物と称している。

さて、谷壁からの落石に較べると、崖錐表面における土石の移動は非常に活発である。Fig. 17 には谷壁 No. 4 直下の溪床の状態変化の例を示す。5月の時点には崖錐と溪床の境界が不明瞭であったが、7月以降

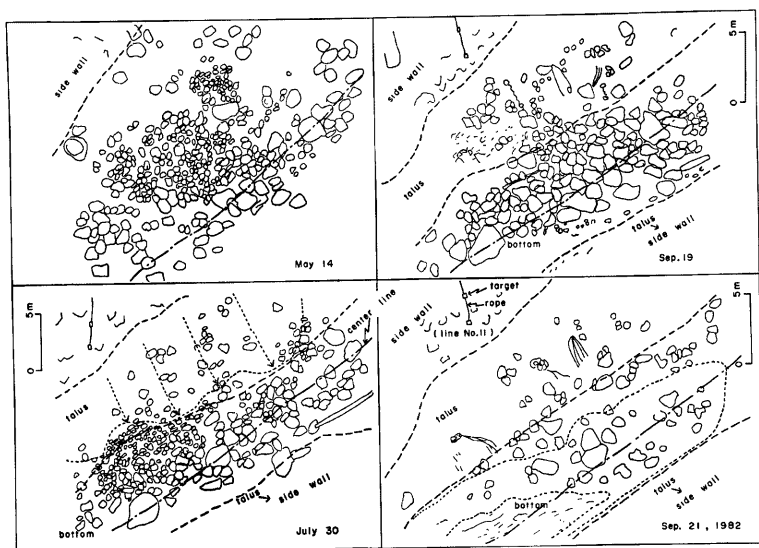


Fig. 17 Changes in the depositional state on the valley bottom at the foot of the sidewall No. 4. Cobbles and boulders were drawn down from the 8 mm film taken by an interval shot motion camera. Broken line shows the boundary between sidewall and talus. Dot and broken line shows the center of talweg as the lowest place of the channel.

になるとある程度区分できるようになった。崖錐表面における変化で最も注目されることは、粒径の大きな岩屑は崖錐の下の方へ集中してくることで、この現象は町田らの研究⁹⁾においても指摘されている。

崖錐表面における岩屑の移動の経過として注目される事態は1982年には二度生じた。一度目は8月1日の10号台風のときに生じた変化で、このときは No. 4 の谷壁斜面の上端部から土塊の崩落が生じ、**Fig. 17** の左下の図に点線と矢印で示される範囲へ岩屑がばら播かれた。谷壁から崖錐上へのこのような集散的な岩屑の移動は、この沢ではそれほど珍しくないが、特定の地点で観測する場合には稀にしか検知されない。これに対し、通常の落石やマトリックスの落下は個別的ではあるが、かなり頻繁に生じている。さて、二度目は、9月20日の土石流の発生流下の際に、**Fig. 17** の右側の二つの図を対比してわかるような変化が生じた。すなわち、土石流は谷底の低部で崖錐の下端付近までを覆うような幅で流下し、崖錐下端から流心にかけて堆積していた比較的大きな岩塊を全て巻き込み、石礫をこごとく流送したことがわかる。**Fig. 17** の右下の図中に点線で示す境界は、溪床の侵食の結果、溪床の表面が内側ほど砂っぽく見える領域を区分している。

3.2 溪床縦断面の変化

溪床縦断面の変化は、季節的な変化の特徴を呈しながら、主として横断方向の物質移動に依存して年周期的に進行する過程と、専ら夏期に、土石流や洪水流出に伴って谷の縦断方向の土石移動として突発的に生じる過程とに分けられる。

(1) 年周期的な季節変化

Fig. 18 には3つの異なる年の縦断面の変化が描かれている。土石流の発生していない期間については、年周期的な環境条件のもとで横断方向に比較的良好な物質移動の過程がくり返されているものと考えられる。すなわち、冬期には積雪があり、春から夏にかけてはこの堆積が残雪となって溪床一面に蓄積されているところへ、谷壁から崩落してくる土石が積み重なって堆積し、同時に気温上昇と降雨流出によって残雪の融解が不均等に進行する。融雪が不均等に進行するのは残雪を覆う岩屑の厚みがそれぞれの場所で異なるため、残雪に対する保温効果に差が出てくるのが主因と考えられる²⁾。比較的平滑であった5月頃の溪床縦断面形は、6月、7月と時間の経過につれてこのような季節的な経過をふみ、さらに押し出し状崖錐の影響の

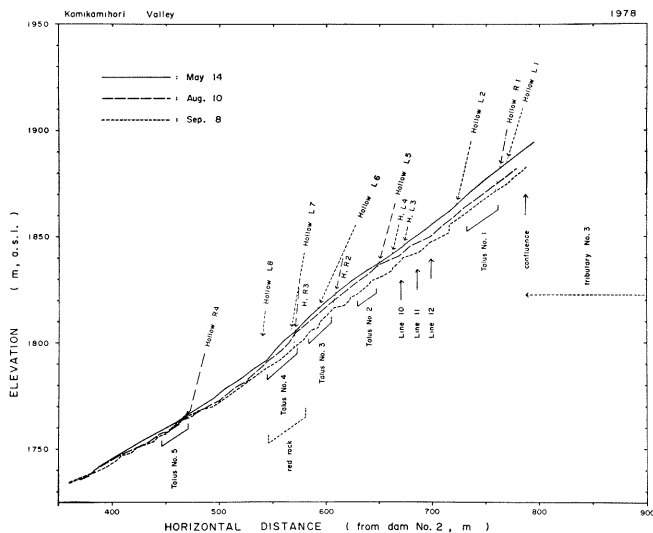


Fig. 18—1 (1978)

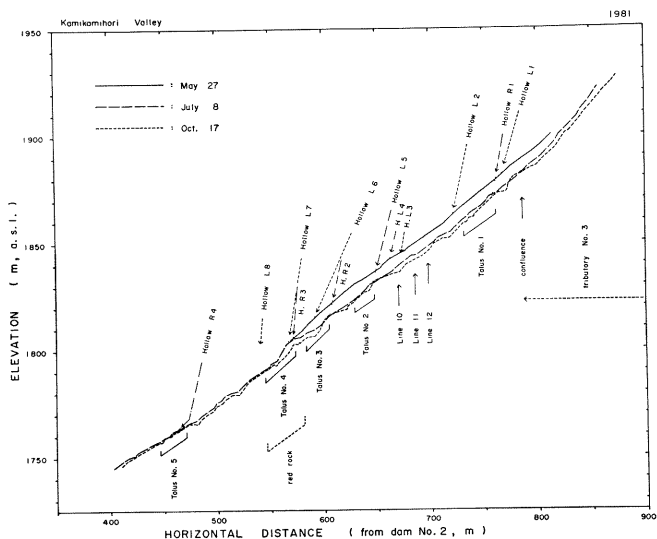


Fig. 18-2 (1981)

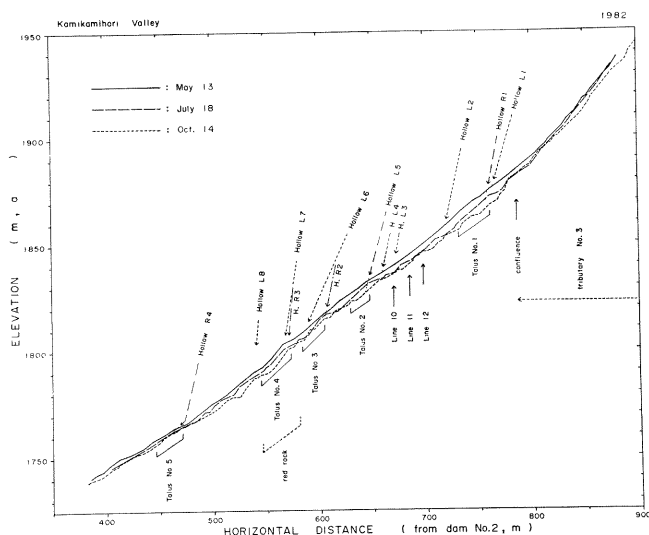


Fig. 18-3 (1982)

Fig. 18 Changes in the longitudinal profile of the valley bed in the upper reach of survey area, and the locations of the center line of convergent wall (Left 1~L. 8 and Right 1~R. 4) and those of talus cone (1~5). Convergent wall with dot and broken line forms a remarkable talus cone. A large-scale debris flow occurred on Aug. 17, 1978, any debris flow did not occur in 1981, and only a small-scale debris flow occurred on Sept. 20, 1982.

ために、先に述べたように階段状を呈するようになる。

(2) 土石流の流下に伴う変化

比較的小規模の小さな土石流が生じると、渓床縦断面図に現われていた階段状の地形は二通りの変化を呈した。すなわち、**Fig. 18-3** や **Fig. 19** に見られるように、調査区間の上流部分においては階段状の部分がいかに削り取られていたのに対し、下流部分では階段状の地形が平行後退するような特徴的な変化を生じたが、この変化の物理的な解釈は今のところ難しい。

これに対し、1978年には大規模な土石流を含めて土石流が3回発生した。**Fig. 18-1** の後半の期間として示す変化は主として8月17日の大規模な土石流の流下によってもたらされたが、このときの渓床縦断面形の変化はやはり大きく、発生前の地形の凹凸の特徴とあまりかかわりなく、侵食が一方向的に進行したことがわかる。

3.3 流路の湾曲と土石流の偏流

土石流が流下すると、その流走径路の両縁に石礫による列の残されていることが多い。今回の土石流は、谷壁・渓床調査区間の渓床に、**Photo. 6** に示されるような側方堆積としてきれいな石列を残していった。このような石列の成因は、実際には直接に観察されていないので詳細はわからない。しかし、土石流の先頭部が流下するときにつぎつぎと側方に一時的な堆積物が残され、後続部が流下するとき水位低下しても、最も外側の堆積物だけがとり残され、さらに、この堆積物からマトリックスだけが直ちに分離するという一連の過程が、今のところ想定される。

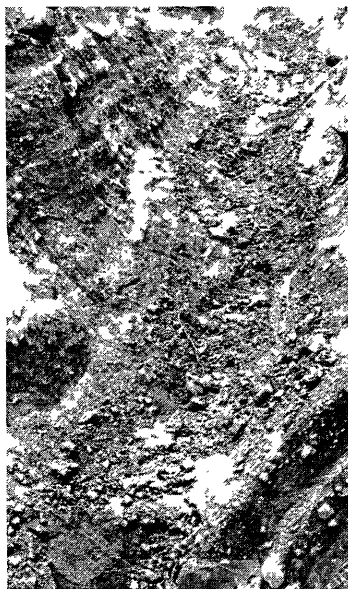


Photo. 6 Linear lateral deposits which consist of many boulders, left by a small debris flow on Sept. 20, 1982, on both sides of valley bottom. The area of this shot corresponds to that in Fig. 19.

この石列の峰線の平面図と側面図を **Fig. 19** に示す。土石流は流路の屈曲に合わせて屈曲の凸部の方へ水位の高まりを見せて流れたことがわかる。この二本の峰線を谷の横断方向に結ぶ線分を想定し、この線分の無限集合（あるいは軌跡）が作る曲面を土石流の流れの表面と見なすと、流路の湾曲と兩岸（線分の両端）における土石流の水位差との関係をおおまかに検討することができる。

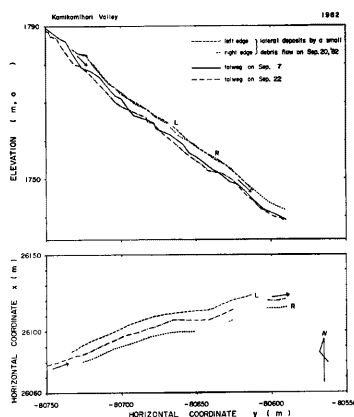


Fig. 19 Projected longitudinal profiles (top) of talweg and ridge lines of lateral deposits of a small debris flow, and a plan (bottom) of them.

矩形断面の湾曲水路における清水の射流に関して、衝撃波が存在しなければ、兩岸の水位差 Δh は

$$\Delta h = \frac{\alpha U^2 b}{g r_0} \dots \dots \dots (1)$$

として、 $\alpha = 2$ であることが導かれている¹⁷⁾。ここに、 U は平均流速、 b は水路幅、 r_0 は流路中心線の曲率半径、 g は重力の加速度である。湾曲水路における土石流の流動に関する別の実験研究¹⁸⁾ では(1)式の係数 α の値として10程度の値が見積られている。今回の実測例では、水路横断面形が三角形ないし円弧状断面であり、流路床の微地形がかなり複雑であった。さらに、流れの種類に着目すると、このときの流速と水深では、流れが清水と同じ物性だと、射流ではなく常流に入る（実際は、密度が大きく、みかけの粘性も大きいので、水理学的には射流の可能性もある）ので、厳密には上述の研究例と同列に扱うことはできないが、ここでは一応の比較をしておく。

すなわち、**Fig. 19** の側面図の中の L, R と記入する地点における測定データを用いると、主要な水理量は、

	U (m/sec)	b (m)	r_0 (m)	Δh (m)		
				$\alpha=2$	$\alpha=10$	実 測 値
L	2.25	12.5	70	0.18	0.92	1.10
R		11.5	50	0.24	1.19	0.46

のようになる。この場合の流れは、土石流であったために、通常の水流の場合に想定される水位差のそれぞれ6倍と2倍という大きな水位差を生じていたと解釈できる。

今回の例では、土石流の規模が小さくて、流路の湾曲による偏流の効果が比較的小さかったが、土石流が通常規模⁹⁾ の場合には、偏流の効果がもっと大きくなり、湾曲部の外側の谷壁に対する側方侵食の評価が重要になる。

ま と め

焼岳上々堀沢の上流域では谷壁から崖錐・谷床へという谷の横断方向の岩屑の移動がほぼ日常的に発生していて溪床へ絶えず多量の岩屑が補給・蓄積されている。そこへ土石流や洪水流が発生すると、今度は谷の縦断方向への土石の突発的な移動が進行する。そこで、この沢の上流の谷壁における土石の削剥と溪床における土石の移動の実態を明らかにするため、谷壁には9ヶ所に試験斜面を設定し、落石を観測するとともに、溪床の地形測量をくり返し実施して以下の成果を得た。

- (1) 谷壁は平面型と集水型の二つのタイプに大別された。平面型の谷壁脚部には面的に帯状の崖錐が形成されていたのに対し、集水型の谷壁脚部には規模の大きな押し出し状の崖錐が形成されていた。ただし、岩屑の分級過程などの崖錐の詳細な形成過程や、土石流の流下に伴う崖錐の変形過程の解明は今後の研究課題である。
- (2) 押し出し状の崖錐の存在に起因して溪床には階段状の縦断形が見られた。この階段状地形は、規模の大きな土石流の流下によって消失するが、規模の小さな土石流が通過する場合には、消失するところと平行後退的に侵食の進むところが認められた。
- (3) 落石の誘因に関しては、平面型の谷壁では、春さきに気温が0°Cを境に急上昇する時期に落石の発生が最も活発であったのに対し、集水型の谷壁では、急速な融雪や強雨を含む大雨の時に落石の発生が最も活発であった。これらにつき、強風による樹木の動揺や、極度の乾燥時の風食も大きな要因であることを示した。なお、谷壁は層理構造を有しており、このために谷壁斜面の微形地が規定され、落石の発生率の分布に大きな影響が見られた。また誘因の種類によって落石の粒度に差異が認められたが、詳細の検討は今後の課

題である。

(4) 谷壁における削剥速度は側壁の後退量として 10^4cm/年 のオーダーであり、この値は同じ調査区間に対する既往の空中測量や、個々の土石流の流量から推定される普通の年の土砂移動量のオーダーと一致していた。

(5) 流路が湾曲していると、規模の小さな土石流でも左右両岸に水位差を生じ、その値は同じ水理条件下の清水の流れで予想される値の数倍に達していた。土石流が曲流することで生じる偏流が谷壁や谷床の侵食過程の中で果す役割の検討も今後の研究課題である。

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々務所の渡辺正幸所長をはじめ、調査課ならびに焼岳監督官 富沢 淀氏に深く感謝の意を表する。有益な助言・討論をしていただいた北沢秋司氏（信州大）、有益な討論と観測作業に協力された奥西一夫（京都大）、横山康二（京都大）、小川恒一（京都府立大）の諸氏ならびに観測作業に協力された小川 清氏（京都府立大）と京都大、京都府大、信州大の院生・学生の諸氏に深く感謝する。また、大正池における気象観測データの写しは東京電力松本電力所梓川総合管理所から頂戴し、本研究に利用させていただいた。なお、本研究は文部省科研費総合研究「地形変化の定量的予知に関する基礎的研究」（代表者 水山高幸 課題番号 380028）の分担課題の一部として補助金の交付を受けて実施された。

引 用 文 献

- 1) 奥田節夫・諏訪 浩・仲野公章・横山康二：土石流の総合的観測 その2，京大防災研年報，第19号 B-1，1976，pp. 385—402.
- 2) 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.
- 3) 奥田節夫・諏訪 浩・奥西一夫・横山康二・仲野公章・小川恒一・浜名秀治：土石流の総合的観測 その4，京大防災研年報，第21号B-1，1978，pp. 277—296.
- 4) 奥田節夫・諏訪 浩・奥西一夫・横山康二・小川恒一・浜名秀治：土石流の総合的観測 その5，京大防災研年報，第22号B-1，1979，pp. 157—204.
- 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. 357—394.
- 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号B-1，1981，pp. 411—448.
- 7) Suwa, H. and S. Okuda: Dissection of valleys by debris flows, Z. Geomorph. N. F., Suppl.-Bd. 35, 1980, pp. 164—182.
- 8) 石井孝行：崩壊谷の谷壁斜面の変化過程に関する地形学的研究，地理学評論，43—3，1970，pp. 160—170.
- 9) 町田 貞・松本栄次・石井孝行：足尾荒廃地における崖錐の形成プロセス，地理学評論，48—11，1975，pp. 768—783.
- 10) Blong, R. J.: The role of sidewall processes in gully development; some N. S. W. examples, Earth Surface Processes and Landforms, 7—4, 1982, pp. 381—385.
- 11) 池田和彦・小橋澄治：地形・地質から見た落石の傾向と発生予測，施工技術，6—8，1973，pp. 17—21.
- 12) 馬場和秋・吉川利雄：落石の予知，施工技術，6—8，1973，pp. 23—31.
- 13) 久保田 修・高野一夫：焼岳流域概要，建設省松本砂防工事々務所 技術資料，No. 5，1975，pp. 7—43.

- 14) 今村遼平・中林 一：焼岳四堀沢流域土石流解析報告，建設省松本砂防工事々務所 技術資料，No. 7，1977，pp. 85—181.
- 15) 諏訪 浩・奥田節夫：焼岳上々堀沢扇状地における土石流の堆積構造，京大防災研年報，第25号B—1，1982，pp. 307—321.
- 16) 奥西一夫・諏訪 浩・岡本正男・東樹芳雄・浜名秀治：土石流による土砂流送量に関する水文学的アプローチ，新砂防，125，1982，pp. 24—30.
- 17) 芦田和男・高橋 保・新井宗之：土石流の調節制御に関する研究(2)——流路湾曲部における土石流の流動——，京大防災研年報，第24号B—2，1981，pp. 251—263.
- 18) 上原信司・水山高久：湾曲水路における土石流，砂防学会研究発表概要集，1981，pp. 48—49.
- 19) 日本国有鉄道施設局土木課編：落石対策の手引，日本鉄道施設協会，1978，154p.
- 20) 奥園誠之・岩竹喜久磨・池田和彦・酒井紀士夫：振動による落石危険度判定，応用地質，21—3，1980，pp. 119—122.