

土石流の総合的観測

その4. 1977年焼岳上々堀沢における観測

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

SYNTHETIC OBSERVATION ON DEBRIS FLOW

Part 4. Observation at valley Kamikamihorizawa of Mt. Yakedake in 1977

By Setsuo OKUDA, Hiroshi SUWA, Kazuo OKUNISHI, Kôji YOKOYAMA,
Masaaki NAKANO, Koichi OGAWA and Syuji HAMANA

Synopsis

Observation of debris flow was carried out on the eastern slope of Mt. Yakedake in 1977, by the use of new equipments, such as a vector rain gauge, new electrical ground water level gauges, fixed cameras hung in the air near valley bed, seismometers of buried type, debris samplers to trap 50 liters of debris mixture and three speedometers of different types besides the instrumentation used in the former year. As there occurred only two small debris flows in this year, we could get few dynamical data about the motion of debris flow. On the other hand, an intensive survey was carried out concerning with the micromorphological processes in the valley bed and source area.

As the results of the above survey, we got the following knowledge related to debris flow; (a) subsurface structure of the slope in the source area with reference to permeability, (b) actual precipitation on the slopes by vector rainfall, (c) unit hydrograph for a small gully in the source area, (d) the mechanism of depositional processes in the valley bed, and (e) the origin of raw material in a debris flow by the particle size analysis.

1. ま え が き

1977年夏の焼岳東斜面における土石流の観測および調査は、前年までと同じく、上々堀沢を中心にして、その源流域から扇状地に至る全域で、土石流の発生・流動・停止の諸過程の正確な計測を目的として実施された。

しかしながら本年度の観測期間は強雨が少なく、沢の上流ですでに土石流としての流動を消滅してしまうような小規模な土石流が二度発生したにとどまり、土石流の発生、流動の実態を把握する機会には恵まれなかった。その反面、源流域における各種の調査や、土石流の流動の場である一つの荒廃溪流の溪床状態を人念に計測調査でき、多くの成果をあげることができた。すでにデータを得ることのできた土石流発生年の特徴と、今年度のような本格的な土石流の発生しなかった非発生年の特徴の違いを対比して明らかにする上では幸いな年であった。以下に観測調査の概要とその成果について報告および考察する。

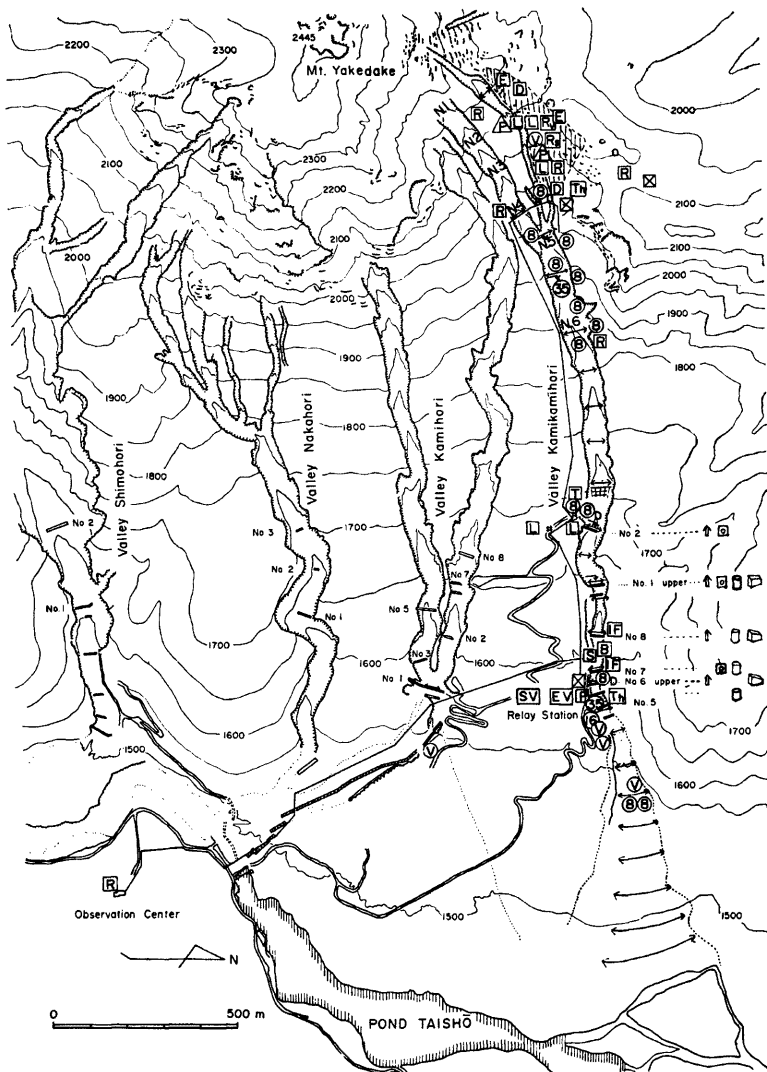


Fig. 1. Observation system at the eastern slope of Mt. Yakedake **R**: rain gauge, **R_v**: vector rain gauge, **R_i**: rainfall intensity recorder, **D**: gauging weir, **P**: equipments for debris discharge, **L**: ground water level gauge, **Th**: thermometer, $\longleftrightarrow$: wire sensor, ∇ : contact sensor, **S**: seismometer, **IF**: pressure gauge for debris flow, **SV**: space filter speedometer, **EV**: radar speedometer, **T**: tension gauge, **35**: 35 mm interval shot camera, **16**: 16 mm cine camera, **8**: 8 mm cine camera, **8_D**: 8 mm interval shot camera, **V**: video camera, $\uparrow$: equipments for flow height, **□**: impact pressure gauge, **♢**: mud sampler, **♣**: debris sampler.

2. 観測の内容

2.1 観測システム

本年の観測では前年の成果¹⁾を基礎にして ①土石流のハイドログラフを実測するためにはその表面流速を精確に測る必要があり、このための電磁波流速計および空間フィルタ流速計の設置 ②土石流に伴う地盤振動の特性をより正確に測定するための地震計による2地点観測の実施 ③成長発達過程の撮影法(カメラの空中固定)の充実と採泥法の改良 ④源流域における表層土調査と水文観測を土石流と直接に結びつく形で実施することなどに重点的にとり組んだ。

以下に観測機器とその設置について前年と比して変更したところに重点的に説明を加える。なお機器の設置位置を Fig. 1 に示した。

(1) 降雨量

6台の転倒マス式雨量計のほか降雨強度計とベクトル雨量計²⁾を源流部に配置した。上々堀沢の源流域のように比較的狭い流域の水文特性を調べる場合、降雨の短時間の変化に対応した計測が必要となる。この降雨強度計は電源が50Hzの地域では45秒間の雨量を測定して、その間の平均降雨強度を記録するもので、短時間の変動を検出することができる。

次に降雨の方向は鉛直とは限らず、とくに山岳降雨の向きはかなり傾いていることが多く、その向きは時々刻々変動している。さらに雨を受ける地面も水平面ではないため、実質の降雨量を測定するためには降雨をベクトル量として測る必要がある。そこで雨量計の上、北、東、南、西を向いた受口部を持つハウジングは市販のものを利用し、計測部には5ヶの転倒マス雨量計を内蔵させ、累積雨量を電圧に変換し、長期間の連続観測を実施した。

(2) 地下水位

第3支谷と第4支谷(Fig. 2のV.3とV.4に当る)の各一地点において溪床下の浅い地下水位と表流水位をステップ式水位計³⁾(Photo. 1)により計測した。地下水位測定用パイプは溪床表面に漏水防止の釘をめぐらせ、表流水が直接には流入しないように改良した。¹⁾また第2号堰堤右岸における深い地下水の水位測定は前年に準じた。

(3) 表流水流量

源流域の流出特性を調べるため、前年度第4支谷に設けられた流量堰¹⁾に加えて、同支谷のさらに上流に小さな流量堰を設けた。この堰に対する流域面積は、およそ $1.7 \times 10^3 \text{ m}^2$ である。流量の記録には打点式記録計を用い、時間軸の分解能を改善した。

(4) 水温と気温

これまでの調査から、土石流およびその後続泥流の総水量が異常に多いことがわかっているが、この由来を明らかにする一手段として、2ヶ所において、気温、水温、地温などの自記測定を実施した。

(5) 先端流速

前年と全く同じく、センサー・タイムレコーダのシステムによって実施した。

(6) 流動過程の映像

カメラ類の配置はほぼ前年に準じたが、①谷吊り空中固定カメラ4台のうち1台は新たに35ミリモータードライブカメラとし、②扇状地の8ミリシネカメラは毎日一回約5秒だけ作動させてフィルムの粘着トラブ

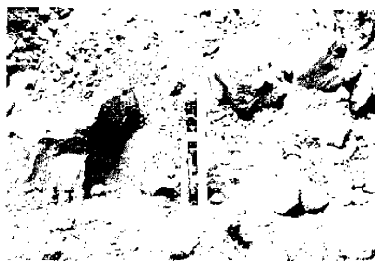


Photo. 1. Sensor part of electric water level gauge for step type recording; left for surface water, right for shallow underground water.

ルの防止に努めた。

(7) 溪岸の地盤振動

前年の予備的な測定から、本格的な地震計（固有振動数 3 Hz）を用いて、加速度が 200 gal 程度までの振動を対象として、2 測点において 3 成分ずつの測定ができるようにした。

(8) 衝撃圧

土石流の衝撃圧の最大値を測るために前年と同じく圧痕計を設置し、衝撃圧の動的測定には床固袖部に土圧計を埋設して備えた。

(9) 先頭部土砂石の採取

これまでの堰堤埋設型の採泥筒にかわり、容量が大きく (50 l)、サンプリングの信頼度も高い、新しい採泥缶を製作設置した (Photo. 2)。これは建設省桜島砂防工事々務所で製作されたもの (容量が約 2 l) を原型とし、容量と機能に改良を加え、設置方法を工夫した。Photo. 3 に示すように、採泥缶はその開口部を上流に向けて堰堤水通し部天場に化繊のロープで固定され、土石流先頭部がこれに到達するとその土砂石が缶の中に入ると同時に缶は大きな力で下流へ押しやられ、缶を固定していた化繊のロープが切断する。跳板式の蓋と堰堤袖天場とを 8 mm φ のワイヤーロープで結んでおり、跳ね飛ばされた缶はこのワイヤーロープで袖部下流側の安全なところで保持され回収される。

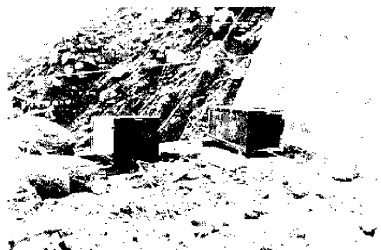


Photo. 2. Debris samplers set on a Sabo-dam.

(10) 土石流の流量

土石流の流量測定法としてこれまでは着色水投下装置と 8 ミリ駒撮りカメラおよび水位スケールに依るシステムでのぞんできたが、これに加えて電磁波流速計（レーダー流速計）と空間フィルター流速計⁴⁾を併用した。

電磁波流速計は運動物体に反射する電磁波のドップラーシフトから運動物体の速さを計測するものである。空間フィルター流速計のセンサー部は運動物体の実像をつくる光学レンズ系と、これを規則的な光学的信号にかえるスリット、さらにこの信号を電気的信号に変換する光電素子とから成っている。センサーの出力は電気フィルターを主体とする電子回路を経て三種類の周波数信号に変換され、この周波数記録を解析して流速を算出することになる。

(11) 先頭部最大高

前年と同じ地点、同じ方法⁵⁾で実施した。

(12) 源流域斜面試験

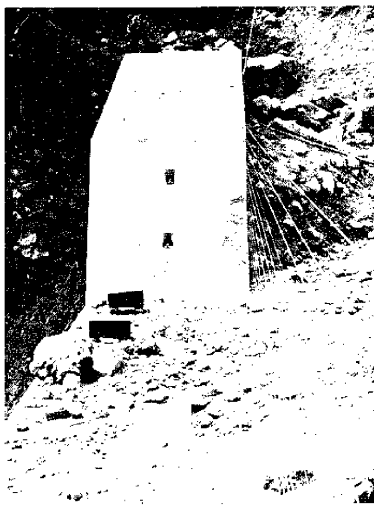


Photo. 3. Two debris samplers on the dam No. 1 upper, two mud samplers on the shoulder part and parallel cords for recording the maximal height of debris flow.

源流域の表層土の特性および斜面侵蝕の過程を調査するため、前年にひきつづき、①電気探査 ②注水試験 ③鉄杭による斜面侵蝕量測定 を実施し、さらに ④土砂の移動を追跡するため、着色砂や、コンクリートボール（人工礫）を斜面に設置した。

(13) 溪床の堆積特性と縦横断形の変動

溪床の変動を把握するために縦断水準測量と固定測線横断測量⁵⁾を前年と同じ方式で実施した。さらに溪床調査として巨大礫および崖錐の分布を調査し、粒度組成を調べるため土砂のサンプリングを系統的に実施した。

2.2 観測の経過

前年は土石流の発生が予想外に早かったので、本年の観測作業は早くからスタートさせたが、残念ながら、上々堀沢の中・下流まで流下してくる土石流は発生せず、土石流の発生・流動に関する直接的なデータはほとんどとれなかった。しかし、これはいっぽうでは土石流の発生・流動する場の特性の調査を充分に実施する時間的余裕を与えることとなり、これらの各種調査について観測の全期間にわたる変動をカバーできるように計画的に運ぶことができた。

3. 成果および考察

3.1 小土石流の発生

1977年7月15日の午後、源流域において観測員4名が偶然に小さな土石流の発生に遭遇することができた。急襲した雷雨に伴ってリルやガリに、直径が数十 cm から 1 m 程度までの石を含む濁流（Photo. 4）が生じたが、これは小規模な土石流と呼ぶにふさわしい流れであった。源流域ではこの流れは非定常な段波やその他の波面は形成しておらず、準定常的な流れであった。しかし合流点付近で集まった土石流は、5～10秒程度の一定時間間隔で一団となった流動塊を形成し、約 5m/sec の流速で流下し続けていた。これは薄層流における転波列にたとえて土石流の段波列と呼ぶにふさわしいように思われたが、その成因は転波列の場合とは異なり、土砂石と水の混合物が地形の逕綫点で間歇的に貯溜し、一定時間間隔で流下するためではないかと推定された。



Photo. 4. Small debris flow going downstream in a gully (tributary-V.4) on July 15, 1977.

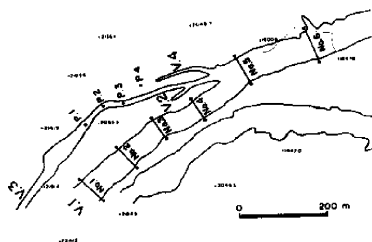


Fig. 2. Location of measurement lines of cross bed profile.

3.2 溪床の状態と土石流

(1) 溪床横断形の変動

上々堀沢合流点付近のガリの輪郭と横断測量⁵⁾の固定測線の位置 No. 1～No. 6 を Fig. 2 に示す。なお、上々堀沢は合流点より上流が4本に分れており、南のものからそれぞれ第1、第2、第3、第4支谷と名づけている。

焼岳東斜面のガリでは、夏期には側壁から崩落する土砂石が溪床へ供給されるが、いっぽう溪床堆積土砂の下には冬期に降った大量の雪が残っており、この雪溪が徐々に融解している。Fig. 3 に本格的な土石流

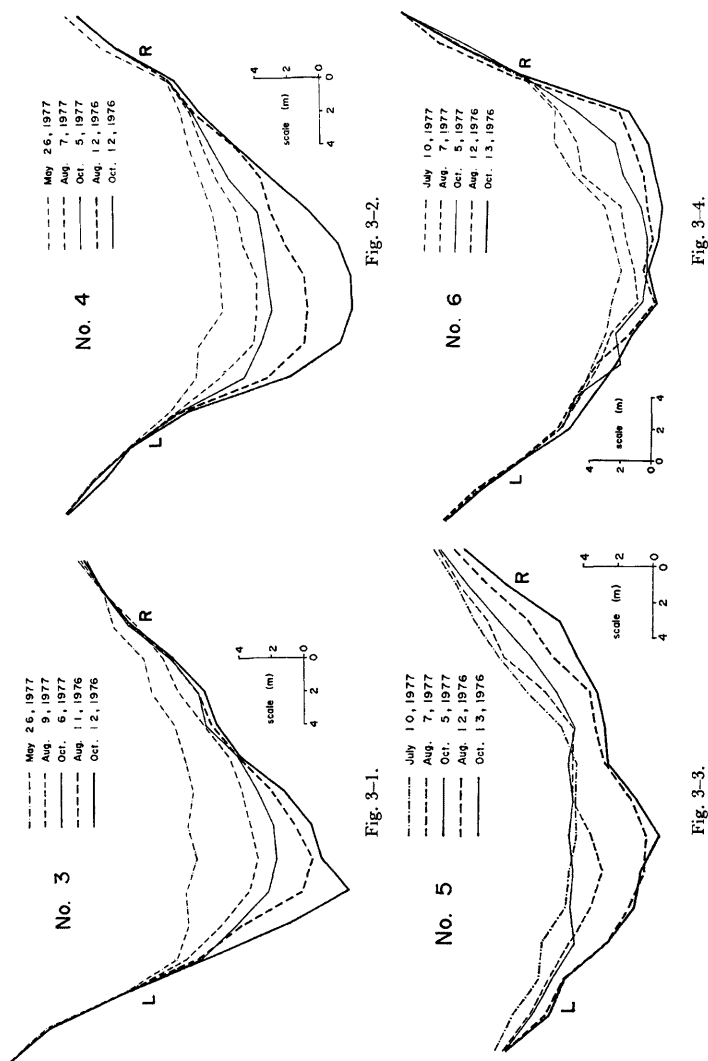


Fig. 3. Change of cross section of valley Kamikamihorizawa.

の発生した1976年と、発生しなかった1977年の横断形の代表例を比較のために重ねて記した。これとやはり土石流の発生した1975年の横断形³⁾を対比すると次のようなことがわかる。すなわち、土石流の発生年にはその年の観測期間の最終地盤高は低下の後、前年の最終値とほぼ同じ値まで復帰するが、本格的な土石流の発生が無い年には低下が緩慢でもとには戻らない。これは土石流に対するこの区間の土砂石の供給源が溪床堆積土砂であり、また土石流の流下に伴い、大量の雪渓が融解または破碎洗掘されてこの区間から排出する

ことを示すものである。

ところでどの測線でも左岸より右岸寄りの溪床のほうが低下量が大きい。これは東西方向へ伸びるこのガリでは冬の積雪が同じように供給されても右岸側のほうが日陰になって初夏までの融解量が小さく、より大量の残雪が蓄積されているため、夏期の気温の上昇によって融解する量の多いことが一因であろうが、後述するベクトル雨量の解析から明らかになった両岸の実質降水量の大きな差にも帰因すると考えられる。

(2) 溪床縦断形の変動

Fig. 4 は1976年と1977年にまたがる都合6回の溪床縦断水準測量により、上々堀沢の上流域について各測量の間に挟まれた期間の溪床の昇降を表わしたもので、プラスは上昇を示す。横軸は1976年の扇端を水平距離の原点とし、中流の堰堤群を不動点として利用している。溪床の昇降を支配するものとして、冬期は降雪および側壁からの土砂供給、夏期には融雪と側壁からの土砂供給あるいは土石流による侵蝕および堆積があげられる。この図の下段は本格的な土石流の発生しなかった1977年の様子を示しており、上昇量が零の横軸を軸にして上下にきわめて対称に近いことが認められる。この対称性の生ずる原因は土砂石の堆積と融雪などの相互関係に帰着すると考えられ、次のような定性的な解釈が可能である。すなわち春から夏にかけて側壁からの土砂供給量 ΔD (厚みで表現) の多いところでは上昇量がプラスの傾向を強めるが、さらにこのようなどころでは雪溪の上に厚い土砂のカバーができて断熱効果が働き、気温が上昇しても外気から熱が伝わり難いため融解の進行が遅く、融雪量 ΔS (厚み) が小さくなるので、結局上昇量がプラスとなる傾向が維持され易い。逆に ΔD の小さいところでは上昇量のプラスの傾向がそれほど大きくないにもかかわらず、堆積土砂のカバーが薄いので雪溪の融解も進み易く、 ΔS が大きくなって上昇量がマイナスとなる。つぎに夏から秋にかけては、すでに融雪がよく進行したところ (土砂供給が少なく、マイナス傾向だったところ) では、融解するべき残雪が無くなったたり少ないために ΔS は小さくなり、 ΔD がある程度あればプラス傾向を

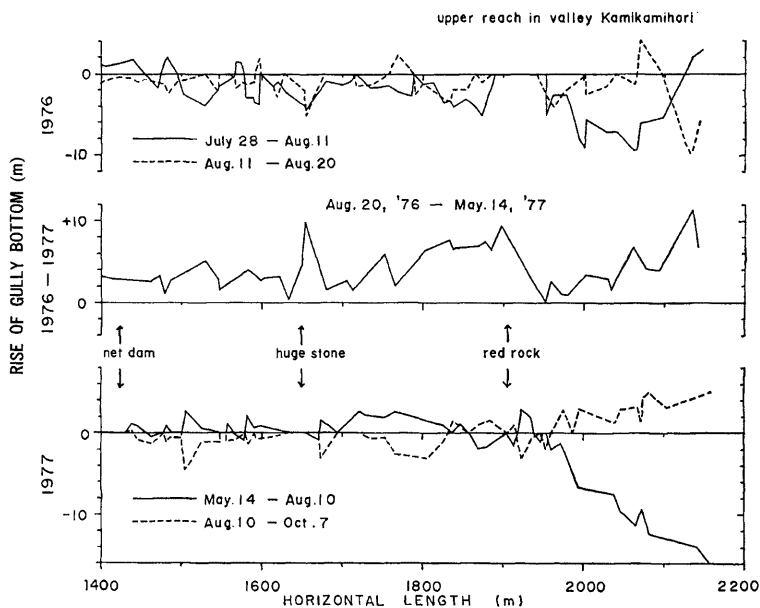


Fig. 4. Ascent and descent of valley bed.

強める。また、前期に土砂供給が多く（下にまだまだ雪溪の多いところ）でプラス傾向にあったところは、気温の上昇や、堆積土砂の層を抜けて浸透してくる温かい雨水のために急激に融雪が進行するため、大きくマイナス傾向に転じる。

以上の残雪の挙動を中心にした推論に加え、側壁からの土砂供給の場所毎の時間的集中性があるので、この傾向はさらに助長される。すなわち、例えば春から夏にかけてのある時期に側壁から土砂が崩落し易く、実際に不安定な土砂石が多量に溪床へ供給されたところでは、以後比較的稳定化して、土砂の供給が鈍化してもおかしくない。

ここで上段のグラフに目を転じると、上述の内容と似た傾向が見られる。この年は実線と破線で示された二つの期間とも本格的な土石流の発生を1回以上みている。すなわち図中の上段の結果は下段に準じた溪床縦断変動に、土石流による侵蝕、堆積の影響を重ね合わせたものと解釈できる。実際はこの二年の気象条件、残雪状態および側壁からの土砂供給状態は相当異なるが、もしこれらの条件が異っても上述の対称性が保存されるならば、上段の実線と破線で示されるデータの平均をとってできる折れ線グラフ（実線と破線の真中を連ねていってできる折れ線）は、この期間に発生した土石流の果した侵蝕と堆積作用の正味の結果を表わすことになる。

(3) 溪床の堆積状況と溪床材料の粒度特性

上々堀沢の上流域において、主として35ミリ写真から判読することにより、堆積場の諸量を数量化した。各写真から読み取り地点の、カメラからの遠近による長さの補正を加えて ①10 cm 以上の巨大石礫の直径、②崖壁状堆積土砂量（体積）のランク、③溪床最深点から高さ3 m のところの溪床幅を判読し、④水準測量による溪床傾斜角とをあわせて対比した。Fig. 5 は横軸に水平距離をとり上記4つの量を測点毎にプロットして実線で結んだものである。また破線で示したものは、最下流1区間は80 m、最上流の2区間は100 m、あとは50 m 区間のそれぞれの値の平均を示すが、最上段のグラフは多少説明を要する。

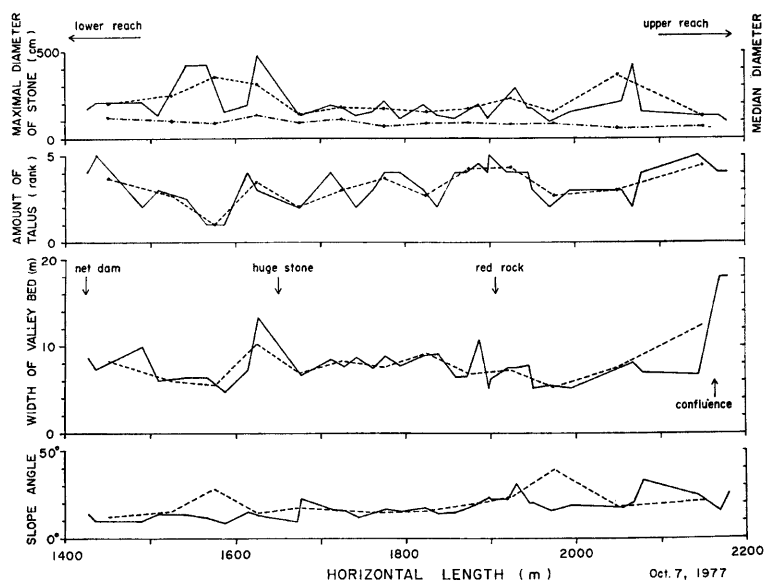


Fig. 5. Characteristics of valley bed along longitudinal profile.

上から一段目は巨大礫の直径を示すが、実線は最も大きな石の直径を、破線は大きなほうから3個の石の直径の平均を、一点鎖線は直径が10~200 cmの範囲の石についての重量累積曲線から求めた中央粒径を示す。

二段目は崖錐状堆積土砂の体積を、最も多いものを5、多いものを4、最も多いものの半分を3、少ないものを2、最も少ないものを1として、相対的にランクづけして示したものである。

三段目は溪床最深点から高さ3 mでの溪床幅である。これまでに発生した土石流の痕跡調査とセンサーの切断状態とから、この辺りで土石流の流路となる通水断面は、規模により異なるが、その多くは溪床最深点から高さ2~4 mの断面を占めることが判っているので、土石流の流動と溪床断面の相互作用などを問題にする場合の溪床幅を一応このように定義した。

四段目は測点を中心に流心に沿う20~30 m区間の溪床の傾斜角で、水準測量によった。この図から実線データに着目すると次の二つの傾向が読みとれる。一つは溪床傾斜角のグラフを下流方向へ20~50 mだけ移動すると、溪床幅と傾斜角には負の相関が、崖錐状堆積物の量と傾斜角にも負の相関が、従って崖錐量と溪床幅には正の相関のあることがわかる。これは次のような現象を表わすものと解釈できる。すなわち、溪床が急なところほど現在溪床の侵蝕がより大きく進行しているところであり、ガリの横断形はU字状であるよりは、V字状に近くなるため、溪床幅は小さくなる。またこのようなところでは、側壁から崩落土砂が溪床へ供給されても、表面流出や土石流による洗掘力が強く、側壁脚部に崖錐が形成され難い。そして一旦溪床幅の狭い部分が形成されるとますます侵蝕傾向が強まり、この溪床の急な部分は上流へ向けて遡ることになり、溪床幅が狭いとか崖錐量の少ない部分はこれにより少し(20~50 m)遅れて下流寄りに現われることになるのであろう。

もう一つは最大石礫の直径と溪床傾斜角との正の相関である。これは間接的な侵食力の問題として解釈できよう。すなわち、直径が2 mを超えるような大きな石は、確かに側壁から落下してきたものもあろうが、ほとんどはもともと火砕流堆積物の中に在ったもので、現在溪床が急なところではより細粒の土砂や石礫は流失して大きな石が目立つようになっているためだと考えられる。逆に傾斜の緩やかなところでは雪溪や土砂石礫が溪床表面を覆っているために大きな石が目立ち難いのであろう。

さてFig. 6は直径10 cm以上の全ての石礫について、粒径の頻度分布と重量累加曲線を作成したものである。ここで重量累加曲線は、どの石もそれぞれの直径をもった球体とみなす計算によった。破線で示したのは1976年8月3日の土石流の写真から得られた、この土石流先頭部の石礫の重量累加曲線であるが、実線で示す溪床の石礫のそれと比べてみると、溪床の石礫のほうがより大きな粒径の石まで存在しているが、両者のパターンがきわめて酷似していることがわかる。これは土石流構成材料のうち粗粒石礫に着目した場合には、この土石流の土砂石の供給源が上々堀沢上流のこの領域であったことをうかがわせる。

以上の粗粒石礫の資料とは異なり、以下に記す各種の土砂礫を系統的に採取し、20 mm以下の細粒土砂礫の総重量を100%とする粒度分析を実施した。溪床材料のサンプルとしてFig. 5に示すネットダムから合流点までの区域中の6点で、①側壁 ②崖錐 ③流心 および、量はきわめて少ないが④雪溪に付着した土砂の4種類を採取した。これらと比較するのは、④源流域表層上部(表面から5~20 cm) ⑤源流域表層下部(40~80 cm) および ⑥大土石流(採泥筒サンプル) ⑦小土石流(堆積直後に採取) ⑧流量堰に堆砂したものである。Fig. 7は各サンプルについて砂礫(20 mm~74 μ)、シルト(74~5 μ)、粘土(5 μ 以下)の重量構成を示す三角ダイヤグラムである。各サンプルはそれぞれの種類①~④、⑥、⑧、④~⑧の一部分を採取したものであって、各種類の粒度構成は種類毎の全てのサンプルの和をとって表わすのが妥当であろう。そこでサンプルの種類毎にその平均を求めてFig. 8に示す。さて源流域からは⑧と⑥を等量ずつ混合したものを供給されうる土砂とみなし、上流域の溪床材料としては④を除いて他の三つを等量ずつ混合したものを供給されうる土砂とみなした。そして④の大土石流と⑦の小土石流の土砂礫がその構成物として源流域表層土と上流域溪床材料を含む比率を求めると、④は0:100、⑦は30:70となる。すなわち先の粗粒石礫に関する議論と合わせると、本格的な土石流を構成する土砂石礫のほとんど全てが、上流域溪床付

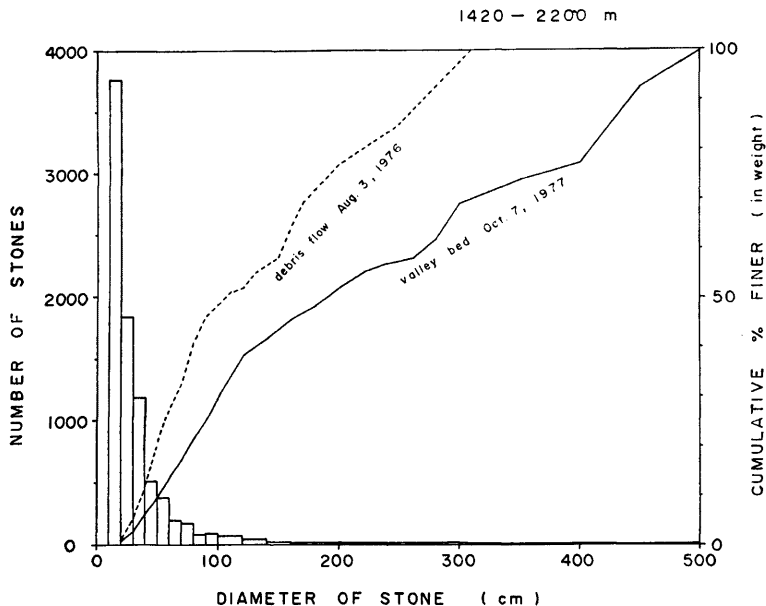


Fig. 6. Size distribution of stones, whose diameter is larger than 10 cm, in the valley bed and in the head of a debris flow.

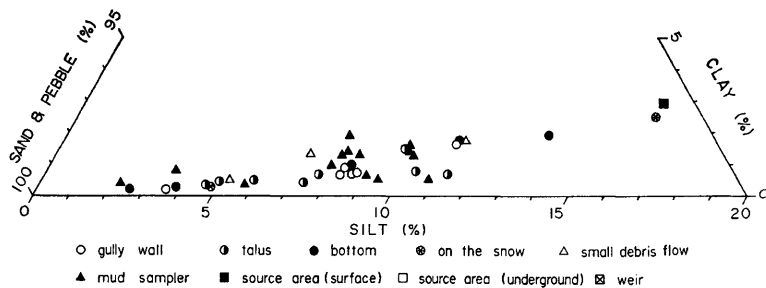


Fig. 7. Particle size distribution of different kinds of samples shown in a triangular diagram.

近から供給されていることが推定される。ところが小さな土石流は、これ以外に源流域表層からの土砂をかなり（数十％）含んでいることがうかがわれる。これは、多くの土石流は合流点より上流の源流域から発生すると考えられるが、大土石流となるものは合流点から下流の上流域溪床堆積土砂を大量にとり込みつつ急速に規模を拡大するため、源流域表層から供給された土砂の量が相対的にはごく小さくなるが、小土石流は上流域での成長発達の数回が小さいため、源流域の土砂の含有量の高い状態を保持しつづけることを示すものと考えられる。

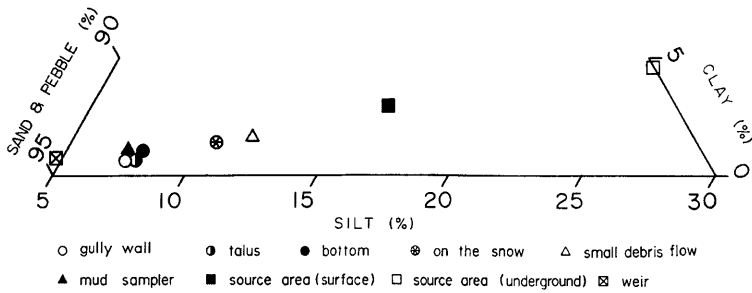


Fig. 8. Mean value of distribution from Fig. 7.

3.3 溪床に沿う土石流先端流速の変化

これまで土石流の観測においては、流動に関する物理量として先端流速の測定を常に実施してきたが、ここでこれらのデータを整理してみる。Fig. 9 に上々堀沢でセンサーによって測定された土石流14例について、その先端流速の場所変化を示した。上段の折れ線でつながれた一連の小さな丸は、一つの土石流の先端流速がどのような変化を経たかを表わす。中段は焼岳が噴火（6月）した1962年の10月から1977年10月までの15年間の溪床の昇降を示す。Fig. 4と同様、この値がプラスの領域は溪床の堆積を、マイナスは侵食傾向を示す。上段は1977年10月の溪床勾配を示す。

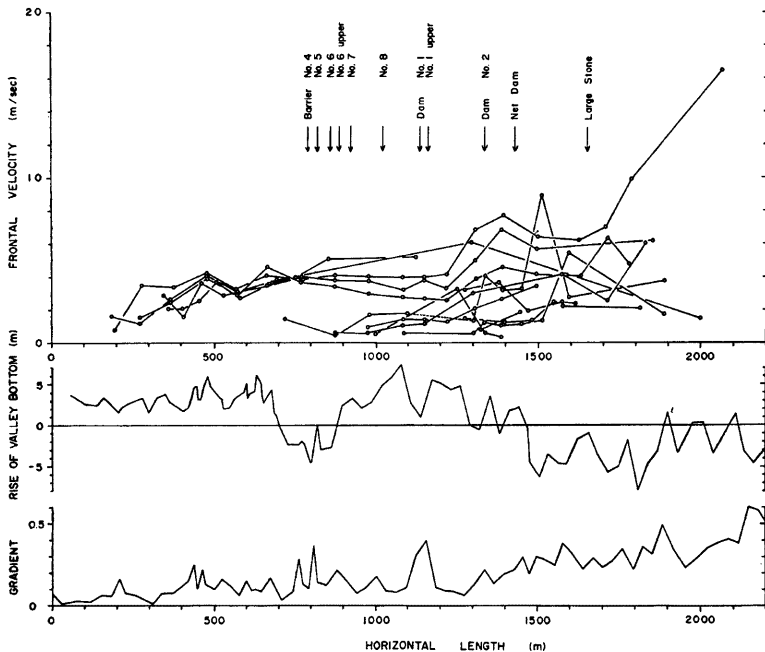


Fig. 9. Change in frontal velocity of debris flow along valley Kamikamihorizawa.

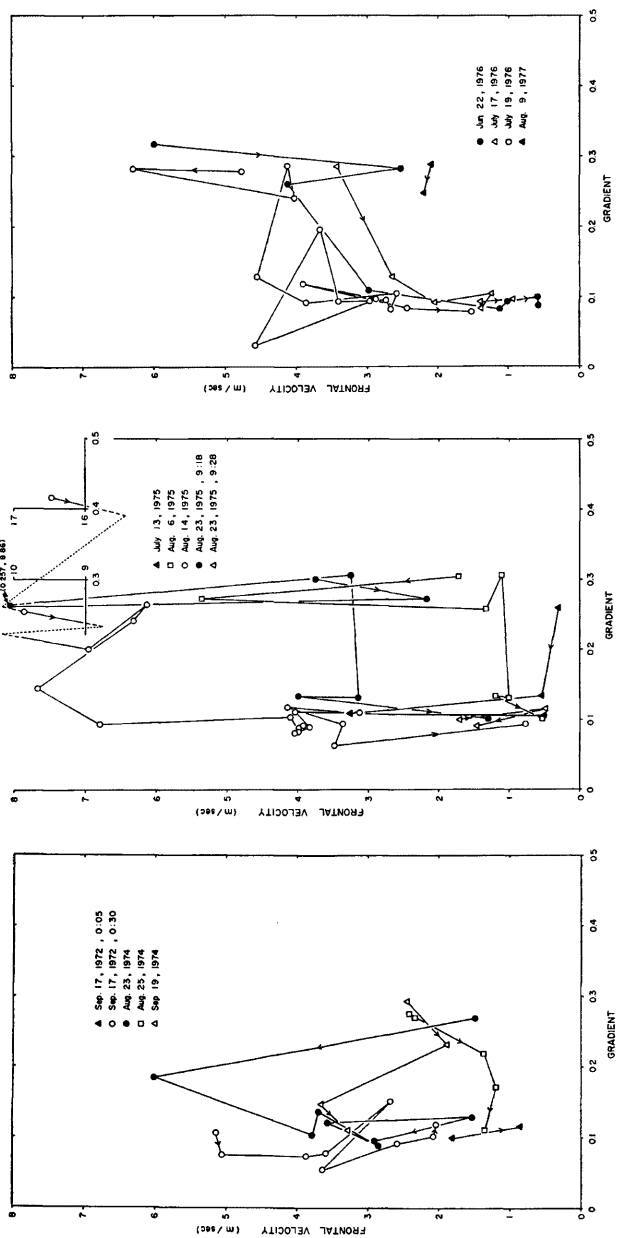


Fig. 10-3.

Fig. 10-2.

Fig. 10-1.

Fig. 10. Relation between frontal velocity of debris flow and longitudinal gradient of valley bed.

この図から次のことがわかる。まず流速は大きく見ると下流に行くにつれて漸減する。詳細に見れば、巨大石の付近で一旦減速し、第2号堰堤までの狭窄部ではやや加速する。さらに第1号上流堰堤の堆砂域にさしかかって減速し、第4号床固までの床固群の施工された区間ではほとんど変化せず（等速）、扇状地へ至って漸減傾向を示す。とくに扇頂までは、異なる土石流は同じ測点で異なる流速をとっていても、扇頂より下流ではほとんど同じ流速値をとることが注目されるが、これも土石流が停止する辺りではちがってくる。中段に目を転じると、上流では溪床の侵食傾向が著しいが、堰堤、床固群の区域ではこの効果で堆積傾向が強くなり、これより下流の扇頂まではまた侵食領域があるが、扇状地は完全に堆積域となっている。水平距離 1900 m から 1500 m 区間では溪床勾配が大きいにもかかわらず、土石流が減速ないし等速傾向にあり、しかも溪床の侵食傾向が特に著しいことがわかる。これは土石流がこの区間で溪床に堆積している土砂石を養きこみつつ急速に成長するためと考えられるが、洗掘と減速の関係については明らかではない。

つぎに Fig. 10-1~3 は土石流の先端流速と溪床勾配の関係を示す。溪床勾配の大小が土石流の先端流速に影響するとしても、各地点で平衡流速に達するわけではなく、勾配に応じて加速、減速した結果が積分されて、ある地点の流速が決まるのであるから、一般的には勾配の緩急の効果は下流にずれて流速の遅速に影響する。さらに流速を支配するのは溪床勾配のほか、溪床の堆積状態、流動物の組成、流動の規模（流量）などの重要な因子があるから、溪床勾配と先端流速の間に一義的な関係を求めることはできないが、このことはこのグラフに現われている。とくにこのグラフのなかで左上方に位置するものほど、下流の緩い勾配のところまで高流速が維持されており、一般的には規模がより大きな土石流だったと云えよう。

3.4 源流域の表層土の構造

前年¹⁾に引き続き注水試験を実施した他、電気探査をやり直し、さらに新たに地層の肉眼観察による分類を行なった。調査地点の位置は Fig. 11 に示す。この図では地点番号は大むね1つ置きに示されており、末尾のAは省略されているが、例えば測線-1では下流側より1A, 1B, 2A, 2B, ……となっている。

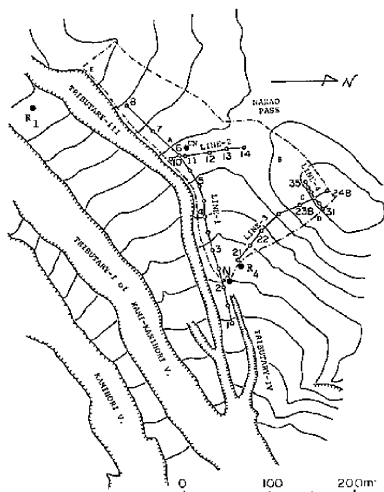


Fig. 11. Location of observation sites in the drainage area of tributary-IV of valley Kamikamihorizawa. R; rain gauge, N and UN; gauging weir.



Photo. 5. Outcrop of different strata on the left bank of tributary-III. A buried stump is an evidence of earlier ground surface.

(1) 地層分類と比抵抗分布

測線-1 は第 3 支谷左岸に沿っているので、この測線に沿う地層構造は第 3 支谷の側壁で直接観察することができる。そこで対岸より 30 枚余りの写真を撮り (Photo. 5)、これをつなぎ合わせて断面図を作製した。この時、各写真の 2 ケ所に写し込んだ測量用ボールによって写真の縮尺を求めたが、側壁斜面とカメラのフィルム面が平行でないため、かなりの歪が生じ、深さの誤差となっているはずである。

このようにして得た断面図を Fig. 12 の上段に示す。地層は全部で 7 層に分類されている。最上部は白っぽい表土で、火山灰と火山砂を主体とする。その下には赤っぽい粘土質の層があり、その上面には笹の根や樹根などがあって、ある時期の安定した地面であったことがわかる (Photo. 5 参照) が、さらにその下には礫を含む赤っぽい土の層がある。これらの赤っぽい地層は地点 4A 付近を境に、上流側では色が比較的鮮やかで、地表面に平行した層理が明瞭であるが、下流側ではやや白っぽく、層理は不明瞭である。この下には火砕流堆植物である何層かの礫層がある。

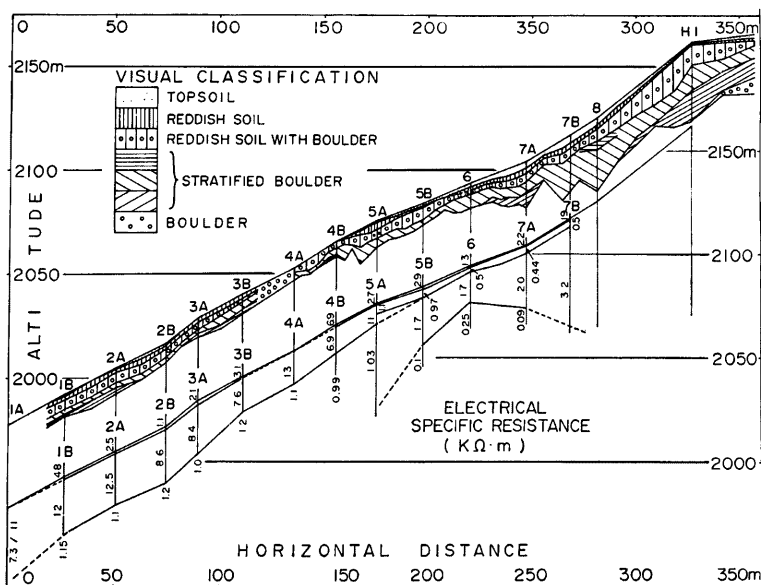


Fig. 12. Distribution of soil horizon (top) and electrical resistivity (bottom) in the longitudinal cross section along line-1.

さて、電気探査は昨年度に測線-1 および 2 に沿って実施したが、今回は測定間隔を 25 m に短縮し、また電極の接地性に注意してやり直した。測線-1 に沿う電気探査の結果を Fig. 12 の下段に示す。昨年度の結果とほぼ同様であるが、探査限界が少し深くなったため、地点 6 を中心にして、深い所に低比抵抗部が出ている。上段の地層観察の結果と比較すると、表土と上流部分の赤っぽい地層は比抵抗が小さいことがわかる。また下流部分の礫質の層は比抵抗が大きく、深部および上流部分の礫質の層は再び小さくなっている。そして最深部には 0.1 kΩ-m 程度の特に低比抵抗の部分がある。これらのことについて詳細に検討するための資料が無いが、主に含水率の相異によるものと考えられる。

測線-2 においては、地点 12 と地点 14 の少し地点 13 寄りを通る測線-1 にほぼ平行した電探測線を設け、それぞれ 4 点および 3 点の測定で探査したが、測線-1 ときわめて類似した構造が得られたので、Fig. 13

に測線-2に沿う構造を掲げるにとどめる。この図から各地層は第4支谷の源流域の大部分にわたってほぼ地表面に平行した分布をしていることがわかる。

(2) N_{10} 値と透水性指数

Fig. 14 に測線-1に沿う土研式簡易貫入試験器によるコーン貫入抵抗 N_{10} とオーガー孔への注水による透水性指数 P の値の分布を示す。 N_{10} 値の分布 (上段) は前年度のデータそのままで、 $N_{10} \leq 2$ を I, $2 < N_{10} \leq 8$ を II, $8 < N_{10} \leq 32$ を III, $N_{10} > 32$ を IV として区分してある。この図には本年度の電気探査による最上層の深さを鎖線で記入してあるが、これから、貫入試験と透水試験は表土と赤っぽい粘土質の地層でおこなったことがわかる。

測線-1に沿う透水試験は本年度は8地点でお

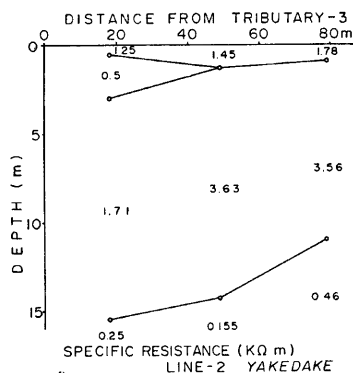


Fig. 13. Distribution of electrical resistivity in the transverse cross section along line-2.

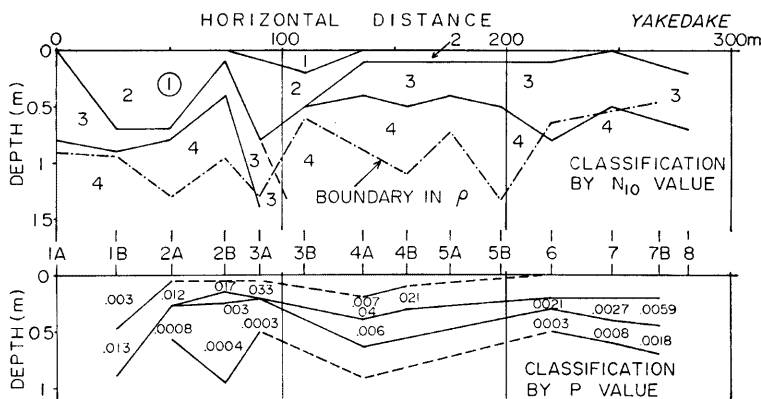


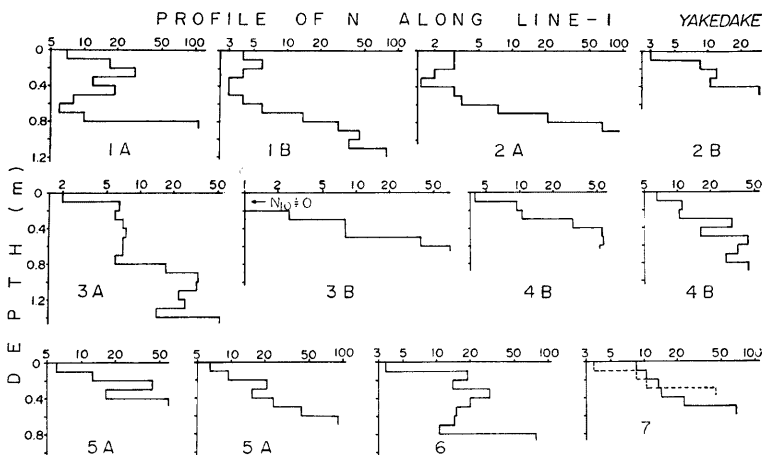
Fig. 14. Detailed classification of upper soil horizon in terms of cone penetration resistance N_{10} (top) and permeability index P (bottom).

こなったが、そのうち6地点は前年おこなった地点に近接しており、結果もほとんど同じであった。その結果は Fig. 14 の下段に示されている (P の単位は $\text{cm}^{-1}\text{min}^{-1}$) が、 P 値の分布からみた土層構造は上段に示した貫入試験によるものとよく似ていることと、表土の透水性には顕著な成層性があることがわかる。

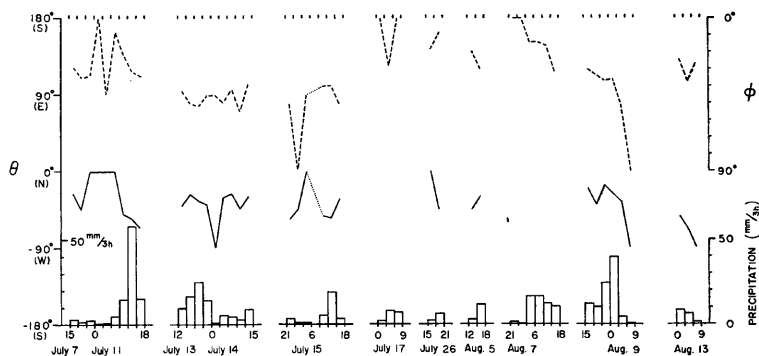
Fig. 15 には測線-1 の各測点における N_{10} 値の鉛直分布を示す。地中に存在する大小の礫の影響のために、かなり不規則な分布であるが、平均的に見ると、深さとともに N_{10} 値が直線的に分布するパターンと、 N_{10} 値がほぼ一定であるパターンを含んでいることがわかる。前者は地表面からの風化作用の影響を、後者は火山灰などの堆積構造を反映しているものと考えられる。

(3) 表層土の構造の解釈

源流域斜面は基本的には焼岳火山の骨格をなす安山岩体を、礫を主体とする火砕流堆積物がおおい、さらにこれを火山灰や火山砂の層がおおうという構造を持つものと考えられる。安山岩体は山頂部の熔岩ドーム

Fig. 15. Vertical distribution of cone penetration resistance N_{10} along line-1.

やその他の斜面のあちこちに露岩として見られるが、第 4 支谷源流域の斜面における安山岩体の形は明らかにできなかった。火砕流堆積物の構造は肉眼観察と電気探査によって明らかにされた。この地層は礫を主体とするので透水性はきわめて高いと考えられるが、このことがこの地層を切って流れるガリの流出率がきわめて小さいことの原因であろう。火山灰や火山砂より成る地表から 1 m 余りの部分は狭い意味での表層土とすることができるが、何回もの堆積の間に風化作用、土壌化作用、侵蝕作用などが働いて、複雑な構造を呈している。源流域の中でも上流部分では成層構造が顕著であるが、地点 3B~5A 付近を境に、それより下流側では中流域に移行するような遷移的な構造が見られる。一般的には、白っぽい表土の部分は透水性が大きい、粘土質の赤っぽい層はほとんど水を通さない。源流域一帯には深さ 1 m 程度のリルが高密度で存在するが、その側壁は透水性が大きく、底部はほとんど水を通さないで、斜面から水を集めやすい条件になっている。

Fig. 16. Rainfall vector at a point near the gauging weir UN as identified by the values of ϕ (dotted line), θ (solid line) and R (bar-diagram).

3.5 源流域の水文特性

(1) 各斜面への降雨強度

これまでの観測経験から、雨滴の落下が鉛直方向ではなく、またそれを受ける斜面も場所によって傾斜が異なるので、斜面の受ける雨の量は場所的にかなり変動していると思われる。そこで本年度は源流域を代表すると思われる地点 (Fig. 11 の地点 UN 付近) に、上面と側面 (4 方向) に受水口を持つベクトル雨量計を設置して、予備的な観測をおこなった。

雨滴の落下方向に垂直な面で測った雨量を雨量ベクトル $\vec{R}$ の絶対値 $|\vec{R}|$ とし、雨滴の落下方向の鉛直方向からの偏角を ϕ 、方位角 (北より時計方向に測る) を θ とすると雨量ベクトルの各要素が定義される。いっぽう斜面の法線について、上と同様に ϕ' と θ' を定義すると、斜面の単位表面積についての雨量 R_n は、

$$R_n = |\vec{R}| \{ \sin \phi \sin \phi' \cos (\theta - \theta') + \cos \phi \cos \phi' \} \dots \dots \dots (1-1)$$

で与えられ、単位水平面積当りの雨量 R_h は、

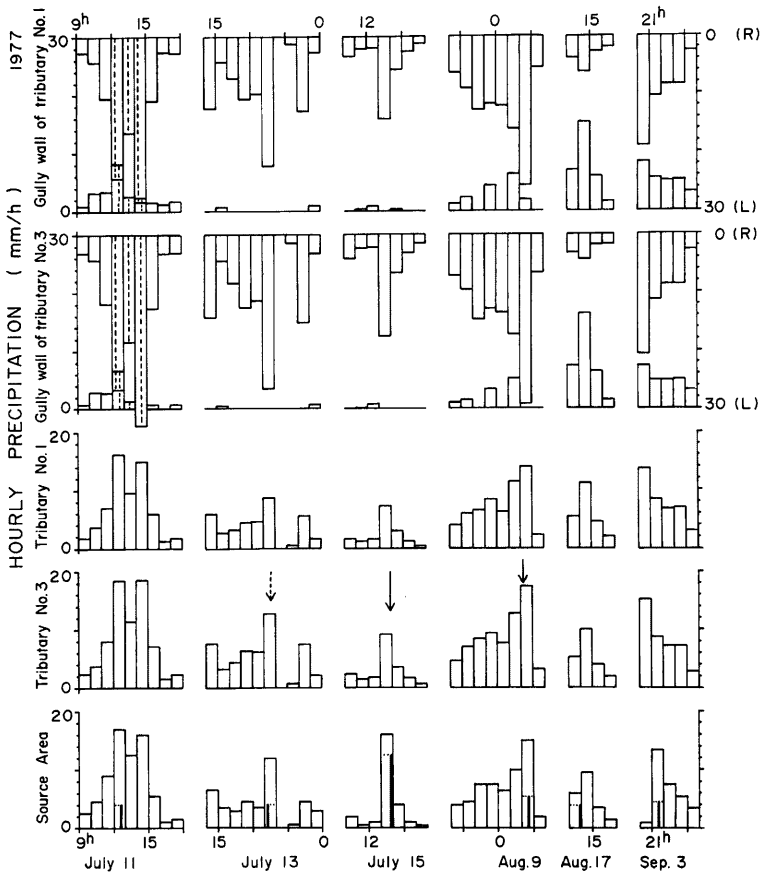


Fig. 17. Net rainfall R_n onto different slopes. Maximum 10 minutes rainfall is shown by the height of bold lines at the bottom part. Arrows indicate the occurrence of debris flow.

$$R_h = R_n / \cos \phi'$$

$$= |\vec{R}| \{ \sin \phi \tan \phi' \cos (\theta - \theta') + \cos \phi \} \dots\dots\dots (1-2)$$

となる。一方通常の雨量計で測定した雨量 R_0 は理論的には、

$$R_0 = |\vec{R}| \cos \phi \dots\dots\dots (1-3)$$

であるから、通常の雨量計の誤差は、

$$R_h - R_0 = |\vec{R}| \sin \phi \tan \phi' \cos (\theta - \theta') \dots\dots\dots (1-4)$$

となる。

さて Fig. 16 には本年度の主な降雨に対する 3 時間ごとのベクトル雨量を示す。次にこの値を用いて、第 4 支谷および他の支谷の集水域の平均的な斜面およびガリの両側の側壁の R_n の値を計算すると Fig. 17 のようになる。全般的に第 3 支谷流域で R_n が多いが、これは本年度は土石流の発生が第 3 支谷だけで見られたことのひとつの原因であると考えられる。ガリの側壁では、右岸側の方が他方よりもはるかに多くの雨を受けていることが多い。これは雨が北西からの風に乗って降って来ることが多いためであるが、このことは Fig. 3-1~3-4 において溪床変動が右岸側で大きいことの原因となっている可能性が大である。

(2) 流出の特性

本年度は流出量の時間的変化を細かく調べるために、Fig. 11 の N 地点の三角ぜき水位計を更新し、地点 UN 付近に降雨強度計を設置した。また観測期間の後半にリルからの流出量を測定するために小さい三角堰を設置した (地点 UN)。その結果得られたハイドログラフなどの例を Fig. 18 および 19 に示す。流域の状況と、流出の大部分が表面流出であるわりには N 地点のハイドログラフは平滑化されていることが注目される。また Fig. 19 では降雨の初期に UN 地点のハイドログラフでは鋭いピークが生じているのに、N 地点ではこれに対応するピークが欠落している。

やや定量的な解析をおこなうために、前報¹⁾の結果を用いて、降雨強度が P の時、有効降雨 P_0 が、

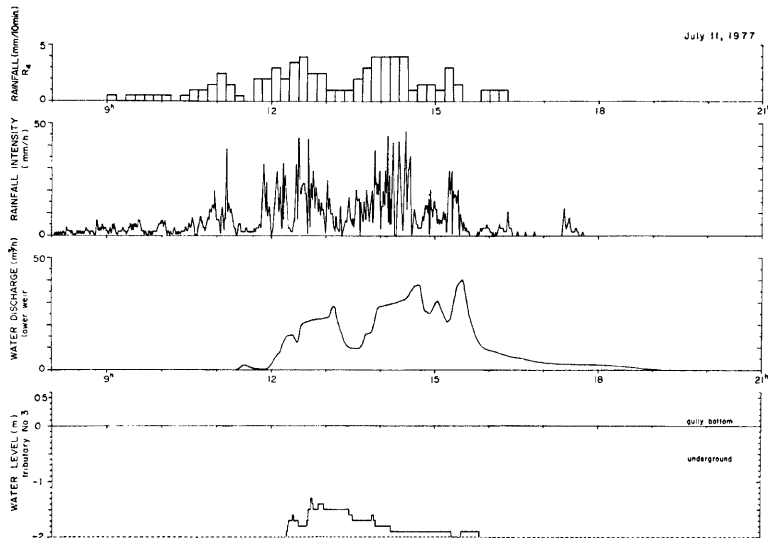


Fig. 18. Hydrograph of tributary-IV at the site N along with 10 minutes rainfall at R_4 , rainfall intensity at a point near UN and groundwater level at the bottom of tributary-III.

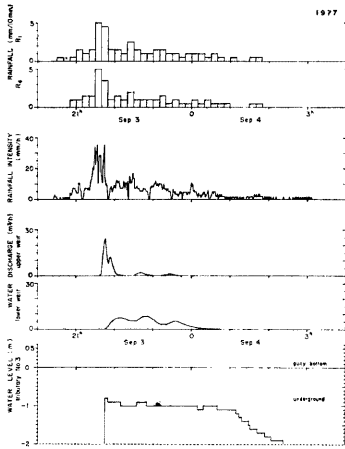


Fig. 19. The same with Fig. 18, but for different rainfall. Hydrograph of a rill at UN and 10 minutes rainfall at R_1 are added.

し、減衰がかなりゆるやかであることがわかる。7月13日の降雨に対するIUHの形が特異なのは、水位計の井戸が土砂で埋って、減水しても高水位が記録されていたことによる。9月3日の降雨でIUHの初期ピークが特に低いのは上述のように、UN地点からN地点までのガリで溪床浸透による損失があったためと考えられる。

Fig. 18 および 19 には第3支谷溪床中の地下水位が示されている。本年度は前報¹⁾で述べた問題点，すなわち，表流水の流入の可能性を除去するために，ケーシングパイプの周囲の埋め戻し部分をモルタル貼りにした。しかし，観測された地下水位の特性は前報¹⁾で示したのと全く同じである。このことはガリの底は透水性が大きいために，ある一定量以下の表流水はガリの底から浸漏してしまうことを示している。このことは上述のIUHに関する議論を支持するものである。

4. ま と め

以上に焼岳上々堀沢の源流域における各種の調査および土石流の流動の場である上流域の溪床における計測・調査について述べたが，ここに今年度の研究成果を項目別に列挙すると以下になる。

①源流域において小さな土石流が発生するところを観察できた。それによると土砂石の濃度の高い準定常的な泥流が段波状の土石流に転化するプロセスの存在が予想される。②源流から上流にかけての溪床の横断面形と縦断面形の変動について土石流発生年と非発生年の特徴を明らかにした。これから溪床の昇降を土石流による洗掘・堆積，溪岸からの土砂供給および残雪雪溪の融解などのプロセスの総合形態として分析した。③上流域溪床の勾配，幅，崖錐の量および巨大石礫の粒径分布の間の関係を明らかにし，侵蝕と堆積過程の特徴を考察した。④上流域の粗粒石礫の粒度特性および，源流域までを含めた細粒土砂礫の粒度特性の考察から，小土石流は源流域で生産される土砂をかなり含むが，大土石流は上流域の溪床で生産される土砂ばかりで構成されていることが推察された。⑤土石流の先端流速は溪床の侵蝕および堆積と密接にかかわり，溪床勾配との関係には土石流の規模が反映することを示した。⑥源流域における表層土調査から，表土の下に火山灰や火山砂からなる比較的透水性の低い地層があるのに対し，さらにその下層は火砕流堆積物の層からなっており，透水性が高いことがわかった。⑦山地では降雨の方向は鉛直の場合がきわめて少なく，

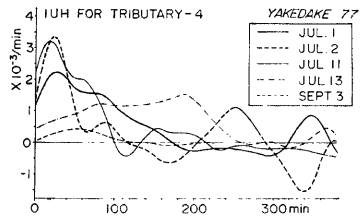


Fig. 20. Instantaneous hydrograph at site N for major rainfalls in 1977.

$$P_e = 0.5(P - 3\text{mm/h}) \dots (2-1)$$

で与えられるとして，N地点の流出量の P_e に対するIUH (instantaneous unit hydrograph)を作成した。計算に際してはフーリエ変換法⁷⁾を用いたが，その結果を5回の降雨についてFig. 20に示す。振動成分(測定誤差と現象の非線型性にもとづく不安定成分)が大きいため，くわしいことはわからないが，ピークが20分ほどのおくれを有

とくに強雨の時にはたいてい鉛直方向から大きく傾いていることが示され、異なる斜面の実質の降雨強度に大差の生じることが明らかになった。⑥源流域における水文調査からユニットハイドログラフを作成し、表流水の地下浸透および有効降雨に対する流出率を考察し、さらに浅い地下水位の変動を併せて検討した結果、⑥に述べた土層の浸透性に関する特徴をよく反映する面がいくつか認められた。

なお従来の観測の成果と将来解決をいそがれる問題とを検討した結果、さらに当面の研究課題としては、源流域においては ①強雨時の水文特性の解明 ②斜面やリルからの土砂の生産流出過程の定量的な調査などに、上・中流域では ③土石流の精確なハイドログラフの作成、④土石流に伴う地盤振動の地震計による測定 ⑤土石流構成土砂礫の粒度特性および濃度の変化を明らかにするための連続的な採泥 ⑥土石流の発生、成長過程の映像解析 などに、また新たに下流扇状地においては重点項目として ⑦土石流の横方向への拡がり、停止状態の映像解析 ⑧土石のふるい分け過程を解明するための定点網での堆積厚、堆積物粒度分析 などがあげられる。

謝 辞

この研究を進めるにあたり多大の御援助をいただいた建設省松本砂防工事々務所の設案所長はじめ、調査課ならびに焼岳出張所の諸氏に深く感謝の意を表したい。とくに石月 升 調査課主任には研究を進める上できわめて有益な御意見、御援助をいただいた。

また、電気探査に関しては京都府立大学農学部 日浦啓全氏の、現場の諸作業に際しては京都大学理学部、農学部および山歩会、さらに京都府立大学農学部の院生・学生諸君の献身的な御援助をいただいた。

なお本研究は文部省科学研究費特別研究「土石流発生機構の研究」のなかの分担課題「試験地における自然現象に基づく土石流の解明」として補助金の交付を受けて実施されたものである。

参 考 文 献

- 1) 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3，京都大学防災研究所年報，第20号 B-1, 1977, pp. 237-263.
- 2) 坂上 務：山岳降水量に関する研究，九州大学農学部学芸雑誌，第24巻第1号，1969, pp. 29-113.
- 3) 京都大学防災研究所：焼岳における土石流調査資料，建設省北陸地建松本砂防工事々務所技術資料，No. 5, 1975, pp. 55-106-48.
- 4) 堤 捨男：空間フィルタとその応用，応用物理，第43巻第8号，1974, pp. 58-64.
- 5) 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2，京都大学防災研究所年報，第19号 B-1, 1976, pp. 385-402.
- 6) 田中 茂（研究代表者）：山くずれと地質・地形構造の関連性に関する研究（文部省科研費報告書），1977, pp. 27-32.
- 7) Okunishi, K.: Inverse transform of Duhamel integral for data processing in hydrology, Bulletin of D. P. R. I., Kyoto Univ., Vol. 22, Part 2, 1973, pp. 53-68.
- 8) Suwa, H., S. Okuda and K. Yokoyama: Observation system on rocky mudflow, Bulletin of D. P. R. I., Kyoto Univ., Vol. 23, 1973, pp. 59-73.
- 9) 京都大学防災研究所：焼岳における土石流調査資料，建設省北陸地建松本砂防工事々務所技術資料，No. 7, 1977, pp. 11-72.
- 10) 京都大学防災研究所：焼岳における土石流調査資料，建設省北陸地建松本砂防工事々務所技術資料，No. 9, 1978, pp. 5-88.