

山地流域における土砂流出の観測研究
Observational Study of Sediment Yield and Transport on a Mountainous Watershed

京都大学防災研究所 正会員 ○芦田和男
" " 高橋 保
" " 沢田豊明

1. 緒論

土砂流出は崩壊、侵食などの土砂生産から、河道における輸送及び貯留過程を経て生起する現象であり、それらの時・空間的変動を反映して複雑に変化し、たとえ流水量の予測ができたとしても、単純に流砂量式を適用して、現象を正しく予測できる場合は少ない。山地流域では、そこが土砂生産の場であり、かつ輸送の場であって、現象の変動性が大きいこと、輸送形式も浮遊、掃流、土石流と多岐に亘ること、流域及び河道の特性が複雑で水理量の場所的、時間的変化を正しく見積ることが困難であること、等によって現状では予測はとくに困難である。

著者らは、この土砂流出過程に内在する力学的法則性を見出して、一般的な流出土砂量の予測法を確立することをめざし、ここ10年来、焼岳西ろくで観測研究を続けている。試行錯誤的な計測システムの開発にともなう、最近では、例えば、広い粒度組成をもつ流砂量の10分間程度の変動をもととらえることが可能となり、輸送過程の状況がかなり明確となってきた。ここでは、その観測システムと観測結果について報告する。

2. 土砂の生産・流出のシステムとその観測研究の意義

土砂流出のシステムは図1に示したように、ある外力の作用の下で、土砂礫が移動を開始したり、容易に移動できる状態となる生産過程、生産土砂礫が斜面または河道を自分自身で、または流水の作用を受けて移動する輸送過程、及び輸送土砂礫の一部あるいは全部が堆積する過程が含まれている。もちろん、これらの部分システムの生

起場は時間的、空間的に一定しているものではなく、生産の場は同時に輸送の場である場合がほとんどであるし、土砂礫の性質と輸送の能力に応じて、堆積と輸送は同時に、あるいは輸送径路に沿ってある分布をもって生起し得るものである。図2は図1に示した土砂流出システムをさらにその構成要素の詳細について示したものである。

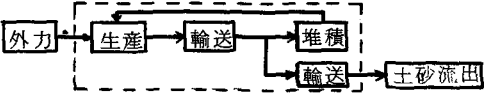


図-1 土砂流出システム

流域内の特定地点における流出土砂量は、その地点を通過した輸送土砂礫量で定義されるが、流出土砂量を予測する方法として多く用いられているのは、図1で破線で囲っているシステムを一括し、土砂流出に関連しそうな要因を抽出して、1年程度の平均量として、外力と流出土砂量を結びつける経験式を求めたりするものである。ところで、

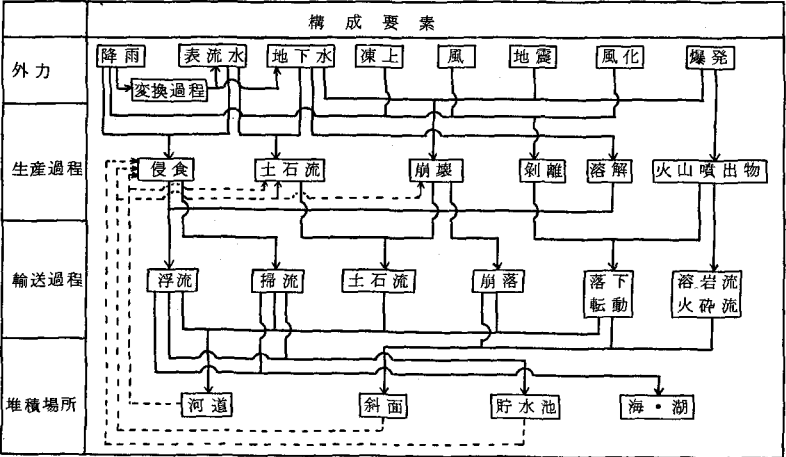


図-2 土砂流出システムの構成要素

外力が確率的な変動をし、それに起因する生産過程も確率的であるが、異常に大きい外力に対する崩壊等による生産量は通常時における値から推定することはできない。一挙に生じた莫大な生産量は流域内に大部分が堆積・貯留され、輸送能力に応じて、多少平滑化された状態で、何年にも亘って流出する。また、流域内の堆積と輸送の割合は、土砂礫の質と輸送能力の分布状況によって変化し、輸送の平滑化の程度も変化する結果、土砂流出は過去の生産履歴、流域の規模と輸送径路の特性、及び生産物の質の影響を顕著に受ける。このようなことから、従来の経験的な方法は一般的な適用性をもっていないことは明らかであり、システムの内部に立ち入った力学的・確率的議論が必要であることが理解される。

輸送過程に含まれる各種移動形態は、主として、勾配と相対水深または流量の無次元量によって規定されて発生することが判っている。図3は従来の研究をもとに、粘着力のない様な堆積層上の各形態の発生領域を区分したものである。^{1), 2)} 図中の曲線(1)～(5)は、それぞれ、

$$\tau_{*c} = 0.04 \times 10^{1.72I} \dots\dots\dots (1)^3)$$

$$I = [C_*(\sigma - \rho) / \{C_*(\sigma - \rho) + \rho(1 + h/d)\}] \tan \phi \quad (2)$$

$$I = [C_*(\sigma - \rho) / \{C_*(\sigma - \rho) + \rho(1 + 1/\kappa)\}] \tan \phi \quad (3)$$

$$I = [C_*(\sigma - \rho) / \{C_*(\sigma - \rho) + \rho\}] \tan \phi \quad \dots\dots\dots (4)$$

$$I = \tan \phi \quad \dots\dots\dots (5)$$

を示しており、抵抗則は実験から得られたものを用いている。ただし、 C_* ：河床の容積濃度、 h ：水深、 d ：粒径、 $I (= \tan \theta)$ ：河床勾配、 $\tan \phi$ ：内部摩擦係数、 τ_{*c} ：限界掃流利、 σ ：砂礫密度、 ρ ：水の密度、 κ ：定数、である。

曲線(2)の左側が掃流、浮流といった各個運搬の発生領域、右側が集合流動の発生領域である。ここで注意しなければならないのは、集合流動についてはその発生領域を示していることで、例えば上流の急勾配地点で発生した土石流は $I = 0.07 (\theta \approx 4^\circ)$ の付近まで到達することが可能である。したがって、通常の洪水では蛇行、交互砂州といった各個運搬過程の生起領域であった流路が土石流の通過によって様相を一変することも稀ではない。なお、曲線(2)と(3)の間に囲まれている掃流状集合流動とは、河床の砂礫は集合流動機構によって数層にわたって流動しているが、その上方には水と浮遊砂とからなる層があって、形態的には掃流のように見えるものを言っている。各個運搬の領域における河床形状は、急勾配河川では、通常、蛇行、網状、交互砂州等であるが、その他に、後述するように、滝とプールとからなる階段状の河床形態が生じ、土砂輸送に有効な勾配は地形勾配より小さい場合が多い。今後、これらの種々の河床形態の発生領域を明らかにすることが必要である。

土砂生産の各形態の発生機構や堆積の力学的機構についても、ある程度判っているが、生産、輸送、堆積を通じて、実際の流域において定量的な予測ができるような状況に達するまでには、未だかなりの道程がある。したがって、現状においては、観測によって実際の現象を把握し、システムの構造をより明確にして行くことが重要である。しかしながら、試験地における観測は場所が限られており、比較的長期間の継続観測がなされているとしても、観測期間内に生起する現象の種類と幅には限界があり、大規模崩壊など異常現象の発生とその伝ば過程のような観測はほとんど不可能な場合が多く、比較的定常的な状態下における土砂流出過程の変動状況の観測、とくに輸送過程の観測が主体となるのはやむを得ないであろう。輸送現象の観測に限定しても、山地流域においては、図3で見たように、その勾配、流量、粒径に応じて生起する現象が異なっており、目的に応じた適切な計測器の選択とその配置計画を立てる必要がある。

3. 土砂流出の観測手段

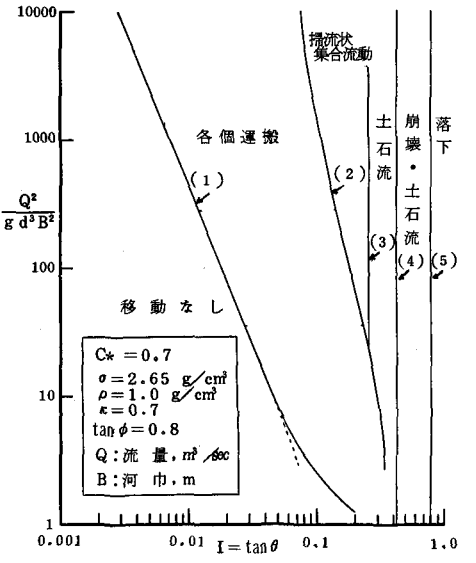


図-3 各種輸送形態の発生領域

現在、土石流、掃流、浮流の観測に使用されている装置を概観すれば以下のようなものである。

(1) 土石流観測：土石流は巨礫の集団からなる段波状の先端部をもっており、その流下速度は先端部の到達によって作動する各種のセンサーを河道に沿って数ヶ所取り付けしておくことによって測定される。また、特定地点における表面流速の時間的変化はレーダー流速計によって連続的に測定できる。流動時の全体的な状況はもっぱら8ミリや16ミリの撮影機、35ミリモータードライブカメラ、TVビデオカメラ等の映像記録によっている。16ミリや35ミリフィルムの記録は先端部の粒度組成を解析するのににも使用可能であり、VTRは高感度撮像管を用いたものでは夜間の観測も可能である。水深は通常の洪水観測にも兼用されるステップ式水位計が耐久性や信頼度から見て優れている。その他、流動物の試料採取装置も考案されているが、大きさに制限があって、大きな石礫を採取できないことや採取が先端部に限られる難点がある。

(2) 掃流砂観測：下流部河川で広く用いられている採砂箱は山地河川のような高流速地点で用いることは難しく、精度的にも問題がある。しかし、砂防ダムその他の落差が利用できる所では、落差上流部の河床に水と流砂の取り入れ口を設け、落差下流部で水と土砂とを選別して計測する装置を設置することが可能である。未満砂の砂防ダムがある場合には、もっと単純に堆砂量の変化を測量することによって求めることもできるが、洪水中の流砂量の変化までを知ることは困難である。

(3) 浮流砂観測：山地河川においては、通常の浮遊砂採取装置を用いることは困難であり、比較的流水の抵抗の少ない部分から水中ポンプ等によって汲上げ、試料を定時間隔で採取したり、光電式濃度計を取り付けた管に通して連続的な濃度変化を記録することは可能である。したがって、水深が小さいこともあって、水深方向の濃度分布形までを測定することは現状では難しい。

以上のような測定器の開発状況と、その他の水文観測機器の状況を勘案し、さらに、電源入手の難易等の条件に応じて、観測地点と観測対象に対して最適な観測システムが作成される。また、これらの観測と平行して、土砂生産の状況、河床変動や粒度分布の調査等も適宜行わなければならない。

4. 穂高砂防観測所のヒル谷及び足洗谷試験流域における観測システム

神通川水系蒲田川支流足洗谷流域(7.2km²)を試験地として観測研究を行っている。本流域は焼岳火山(2455m)を源とする荒廃河川で、河道勾配は上流部では20°を越え、谷出口では約3°となっている。また、

溪岸には多くの崩壊地が存在し、土石流がしばしば発生する。しかし、本流域内に、比較的安定なヒル谷流域(0.85km²)が含まれており、ここでは足洗谷本川に土石流が発生する場合でも、掃流を主体とする土砂流出が生起している。したがって、ここでは種々の流砂形態が観測可能であり、図4に概略を示したような観測システムを設置して、大部分の現象が自動的に、集中的に記録できるようにしている。観測システムに含まれる装置の内、主なものについて、構造の概念図を図5、6、7に示している。図5の装置は堆積を生じないV形の水路内の水位を舟形の浮子を利用して測定して流量を求め、その下流の金網製の転倒マス式バケットで掃流砂量が200グラム毎に1パルスの信号によって求められる。図6の観測用水路は勾配1/20、幅5m、長さ15m、深さ1mで、超音波式水位計とレーダー流速計によって通過流量が求められる。水路床に設けた掃流砂取り

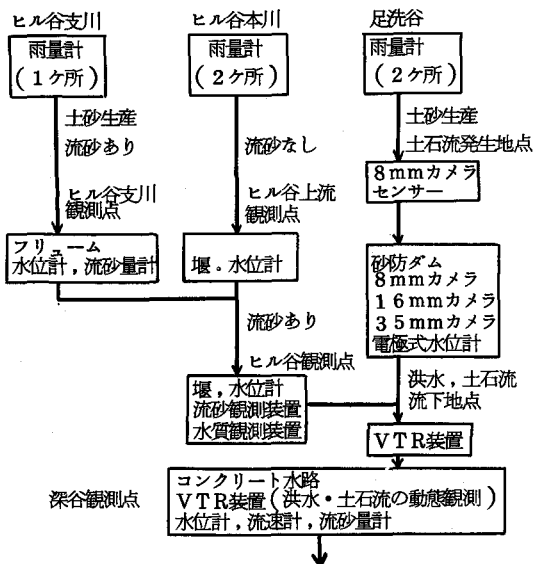


図-4 穂高砂防観測所観測システム

入れ口は格子によって10cm径以上の粒子は入らないようになっており、これより銅管によって図7に示した流砂量測定装置に導かれる。本装置は5mmメッシュの金網によって、水と砂礫との選別をし、砂礫は約100kgで転倒するバケットによって計測される。したがって、本装置によって測定される流砂は径が0.5cm~10cmのものであり、それ以上の粒径のものは水路を監視するTVカメラによってある程度測定可能であり、それ以下の粒径のものはローラーポンプによって汲み上げられた泥水を自動採取装置によって採取して求められる。TV監視装置はこの水路部分の他に、上流の自然河道の変動状態の観測も行っており、同一モニター画面上に2ヶ所の様子が、レーダー流速計の読みとともに映し出され、最長72時間の録画がなされる。

5. 観測結果とその考察

現在までに数多くの観測資料が蓄積されてきており、山

地流域における土砂流出の特異性が明らかになってきた。図4~10、11)の詳細については適宜発表してきたが、ここではいくつかの例を挙げて説明する。

5.1 ヒル谷における土砂流出現象の分析

図8はヒル谷観測点における観測例であるが、その著しい特徴は、1)7月5日の出水においては、流水の濁りは流量の起上りとほぼ同時に発生したのにもかかわらず、砂礫の流出は約10時間の遅れがあった。しかし、7月7日の出水では、遅れはほとんどなく、流量変動と流砂量変動とは比較的よく対応している。2)7月6日の流砂は河道の流量がほぼ一定しているにもかかわらず、比較的規則的な周期で変動している、等である。ヒル谷流域は図4に示したように、花崗斑岩の流砂を生ずる支川と流砂のない本川が合流しており、合流後は支川からの花崗斑岩を流送するとともに、溪岸から安山岩の砂礫が供給さ

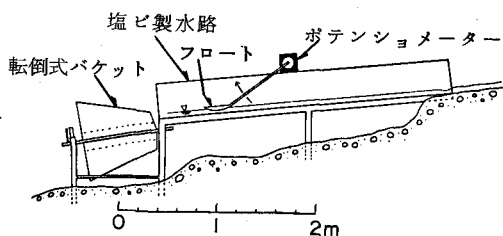


図-5 ヒル谷支流の流量、流砂量観測装置

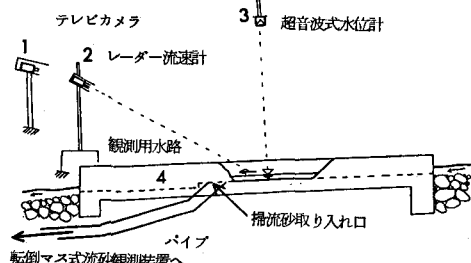


図-6 深谷観測点の流量、流砂量観測装置

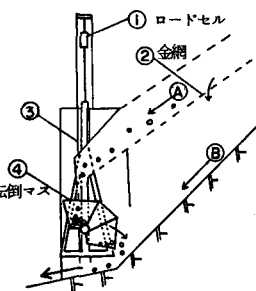


図-7 掃流砂量計

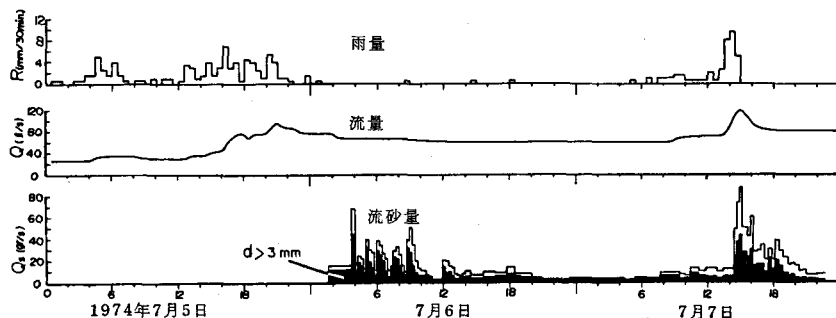


図-8 ヒル谷における降雨流出、土砂流出の観測例

れて流出する河道となっている。したがって、ヒル谷観測点で採取された流砂中に占める花崗斑岩の砂礫と安山岩のそれとの割合を岩種分析によって求めれば、上流の支川からの流出土砂の割合が判明する。7月6日の出水による流出土砂を分析した結果、それらはほとんどすべて上流の支川から流出したものであることが認められた。すなわち、本洪水の発生前の4月中旬に約150t/sに達する融雪出水があって、合流点より下流に堆積していた砂礫が流出してしまって、アーマーコートが形成された言わば固定床の河道となっ

ており、7月5日の出水で新たに流出した土砂は、この固定床河道の約700mの区間を約10時間を費して輸送されてきたことが判明した。この部分の河道は滝と滝つぼの繰返しの階段状を呈しており、流出土砂は次々と滝つぼを埋めながら流下したものと推定される。その結果、7月7日の出水時には土砂が下流まで十分に運ばれてきていて、出水と土砂流出に時差が生じなかったものと判断される。流量がほぼ一定であるにもかかわらず、流砂量が周期的に変動する原因も、岩種や粒径に変化が認められないことから、本川河道の階段状の特性に関連しているものと考えられる。

図9はヒル谷観測点で見られた流量と流砂量の関係を示したものである。出水ごとにこの関係は大きく変化し、一定の関係がないようにも見えるが、ある流量のもとにおける最大の流砂量を示す図の包絡線の傾向は、流量の増加とともに流砂量が急激に増大することを示している。そして、各出水ごとの観測値の傾向はこの包絡線と平行に近く、出水時の河道内の砂礫の賦存状態と対応しているのではないかと考えられる。また、図中の破線は流量と流水幅の間にレジーム論で示される関係が成立するものと仮定し、勾配を $1/100$ 、 $1/200$ 、 $1/300$ として Meyer-Peter, Müller 式を適用した結果である。流量が変化しても勾配が一定であるとすれば、上述の包絡線の傾向を説明することはできないが、流量の増加とともにエネルギー勾配が増大するものと考
えれば、包絡線のように流量とともに急激に増大する流砂量を説明することも可能である。ところで、ヒル谷の合流点より下流部における本川河道の地形勾配は約 $1/5$ であり、計算例に用いられた勾配よりもはるかに大きい。しかしながら、実際の河道は、前述のように、滝と滝つぼによる階段状になっていて、多くの観測例のような出水では、滝つぼ部分の勾配が $1/100$ 以下程度の緩勾配となっており、この部分での流砂機構が全体の流出土砂量を支配しているものと解釈される。図9と全く同様の傾向が他の年度の観測でも見出されており、河道内の砂礫貯留量と滝つぼ部分の水理を組み込んだ河道輸送モデルの確立によって、この種の流出現象が定量的にも予測できるようになるものと期待される。

5.2 足洗谷における各個運搬による土砂流出現象の分析

足洗谷の深谷観測点付近の河道の地形勾配は平均 $1/10$ 程度であって、通常の洪水時には蛇行流路が形成されて、階段状の瀬と淀みが存在している。このような河道の流量と流砂量の関係は、アーマーコートが破壊されないような流量時には、ヒル谷のそれと類似しているが、流砂と流量の起上りとの時間差はほとんど存在していない。この事実と流砂の粒度分析結果及び河床粒度分布調査結果とから、流砂の源は水みちの側岸部の侵食によるものであることが見出された。

図10は深谷観測点における観測結果の一例である。ただし、流速及び水位は観測用水路内のものであり、流量はこの2つの記録から計算によって求められている。棒グラフで示した直径20cm以上の掃流礫の1分間の通過個数とその最大礫径はVTR画面から読み取られたものである。これより、掃流砂礫量は洪水の前半で顕著であり、流量が漸減すると急激に少なくなることが判る。また図中に示されている土砂濃度は自動採水器によって採取された粒径1mm以下の土砂の重量濃度であって、最大4パーセント程度にも達しているが、時間的な変動の様子はハイドログラフに似ている。

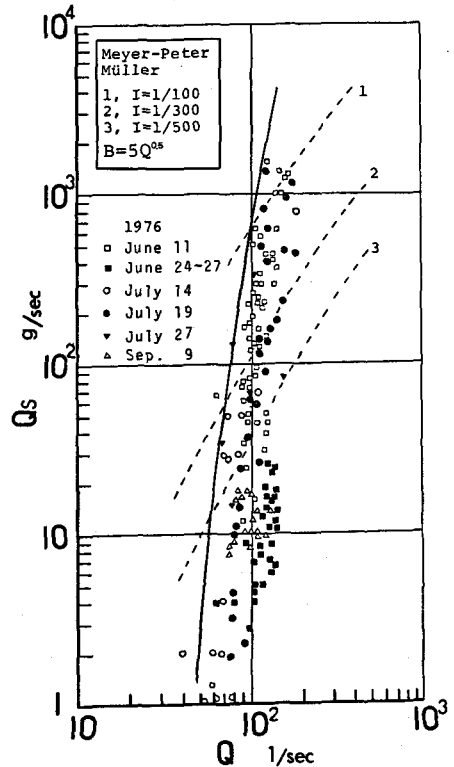


図-9 ヒル谷における流量と流砂量関係

観測用水路で観測された流量 Q と観測用水路上流の自然河道における流水幅（VTR画面から求めた） B との関係は $Q = 4.2, 5.3$ および $6.7 \text{ m}^3/\text{s}$ に対して、それぞれ $B = 2.0, 2.5$ および 3.0 m であり、局所的な水面勾配 $I = 0.05$ と摩擦係数 $f = 0.2$ を仮定して水深を求めると、それぞれ、 $0.59, 0.61$ 及び 0.64 m となる。そこで、水深 0.6 m における移動限界礫径を、河床表面の粒度分布（図11のA）を用いて求めると、約 0.3 m となり、観測用水路で観測された最大礫径の値とほぼ等しい。ただし、図10では1 m前後の礫も移動していることが示されているが、その個数は非常に少なく、局所的な変動によって移動を始めた粒子が、停止限界掃流力が移動限界掃流力よりもかなり小さいために、移動を継続したものと考えられる。なお、1974年6月18日の出水（最大流量 $5.5 \text{ m}^3/\text{s}$ ）において、観測用水路に最大径 40 cm 程度の礫が堆積したが、このことから前述の議論が正しいことがわかる。

つぎに、図10に示された移動礫数の記録とVTRの読み取り時に得られた移動速度から、観測された最大の掃流砂量を計算すると、約 $30 \text{ kg}/\text{s} \cdot \text{m}$ となる。ただし、礫1個の平均重量を 20 kg とした。この時の流量は約 $4.3 \text{ m}^3/\text{s}$ である。図11の河床Aの粒度分布から河床構成砂礫の平均粒径を 0.3 m 、前述の流量と流れの幅から平均水深を約 0.6 m として、平均粒径に対する掃流力を求めると $\tau_{*m} = 0.07$ となり、流砂量は非常に少なくなってしまう。一方、平均粒径を、河床Bから、 0.1 m とすれば、 $\tau_{*m} = 0.2$ となり、十分に流砂が発生し、 $q_{Bi} (i \geq 20 \text{ cm}) = 27 \text{ kg}/\text{s} \cdot \text{m}$ という値が得られる。³⁾これは観測値に近く、ほぼ妥当であると結論される。すなわち、最大流砂量を与えるような時点では、水みち側岸の堆積物の侵食によって生産された砂礫が河床面を覆うような状態で流下したものと推定される。

5.3 足洗谷における土石流の観測

土石流観測は、各個運搬過程を観測している深谷観測点と、土石流発生点近傍の黒谷及び白水谷観測点で行われている。大規模な土石流は深谷観測点を通過するが、小規模なものでは、黒谷または白水谷観測点で観測されても、深谷地点まで到達しないものが多い。図12, 13, 14は土石流のハイドログラフの実測例である。ただし、図12においては、超音波式水位計の記録は13日6時46分の土石流通過時までしかとれていないので、その後は痕跡と流下速度を参考として推定したものである。この土石流は、先端部の流下速度が $8 \text{ m}/\text{s}$ 、ピーク流量は $320 \text{ m}^3/\text{s}$ 、総流出土砂量は 6 万 m^3 以上と推定された。図14の黒谷観測点におけるハイドログラフは、砂防ダムを越流する際のナップの形状と水位から推算されたものである。これらの図から、土石流の発生までは流量はほとんど一定で少なく、土石流の通過とともに急激に増加していること、土石流の発生時刻は最大雨量強度の発生時刻とほとんど差がないこと、土石流は何波も生じ

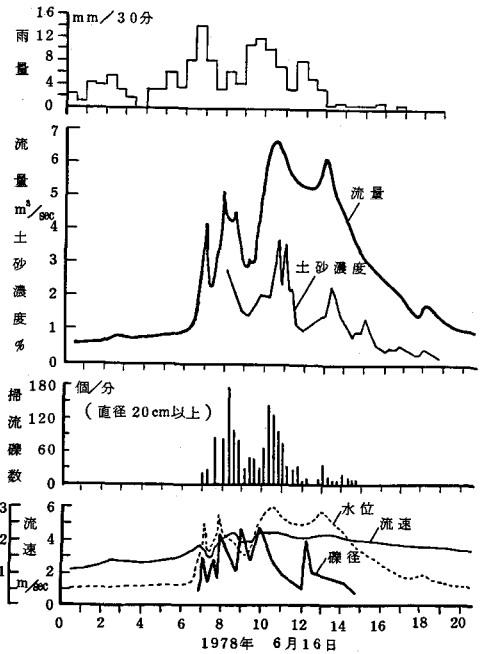


図-10 深谷観測点における洪水の観測結果

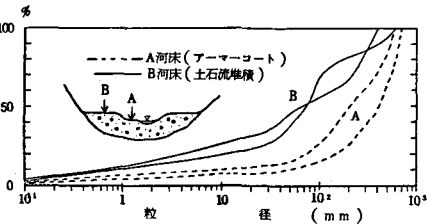


図-11 深谷観測点上流部の粒度分布

ていること、等が知れる。

土石流は図3に発生領域が示されているように、ある勾配（約 15° ）以上に堆積した溪床堆積物が水で飽和され、さらに表面流が生じて破壊し、流動化することによって発生する。したがって、発生に必要な限界流量は、溪床堆積層の断面積、粒径分布、透水係数、密度、表面流の発生幅等に依存し、また、限界流量が出現するかどうかは、降雨特性と流域の流出特性に依存する。足洗谷は焼岳火山の噴出物からなっているという特徴があるが、10分間雨量約10mm以上の降雨があると、規模の大きい土石流が発生している。ここで、もう少し一般的な土石流発生条件と土石流発生時の流出の状況について考察を加えよう。

図3に示した土石流発生領域図から明らかなように、土石流発生可能な最小勾配は(3)式で与えられ、その勾配以上の勾配で堆積した一様な砂礫層に $h/d \geq 1/\kappa$ を満足するような表面流が発生したとき土石流が発生する。一般に表面流の水深と流量の関係は

$$h = (f/8g \sin \theta)^{1/3} (Q/B)^{2/3} \dots (6)$$

で与えられるから、土石流発生の限界流量は

$$Q_c = \left(\frac{8g \sin \theta}{f \kappa^3} \right)^{1/2} B d^{2/3} \dots (7)$$

となる。(7)式はまた、 $1^\circ < \theta < 25^\circ$ 、 $h/d \div 2$ で行われた固定床実験から得られた $f = 1.12 \sin \theta$ の関係と $\kappa = 1.0$ を用いると、

$$Q_c = 2.67 g^{1/2} B d^{3/2} \dots (8)$$

とも書くことができる。しかし、一般には、

土石流発生地点の表面流量を観測することは図-13 土石流ハイドログラフ困難であるので、何らかの別の方法による検証が必要となる。ここでは、図15に示したような土石流発生にともなう水及び砂礫の収支に関する概念を用いる。すなわち、土石流発生地点の流域面積を A_1 とし、その内の表面流出の生起場率を F_1 とする。また、流域 A_1 の洪水到達時間を30分程度とし、30分間降雨強度を R_{30} と書くと、

$$Q_c = (2/3.6) F_1 A_1 R_{30} \dots (9)$$

となる。ここに、 Q_c 、 A_1 、 R_{30} の単位はそれぞれ m^3/s 、 km^2 、 mm である。ここで F_1 の値が問題となる。図15において、 Q_{R1} 及び Q_{R2} をそれぞれ流域1及び2から流出する表面流量、 Q_G および

Q_W を土石流となって流出する土砂量及び溪床堆積物の飽和水量、 Q_T を観測地点を通過する土砂及び水の総量とすれば、土石流の発生しない場合と発生した場合について、水収支を考えると、それぞれ、

$$Q_T = (2/3.6) F (A_1 + A_2) R_{30} \dots (10)$$

$$Q_T = (2/3.6) F \left(A_2 + \frac{C_*}{C_* - C_d} A_1 \right) R_{30} \dots (11)$$

を得る。なお、ここでは $F_1 = F_2 = F$ としている。また、 C_d は土石流中の砂礫の容積濃度である。

観測された Q 、 R_{30} 及び A_1 、 A_2 の値と仮定された $C_* = 0.75$ 、 $C_d = 0.5$ とから、主な土石流発生

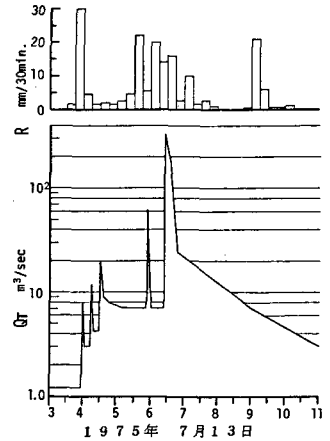


図-12 土石流ハイドログラフ

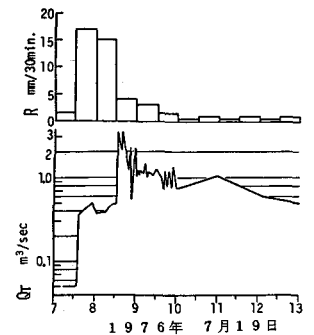
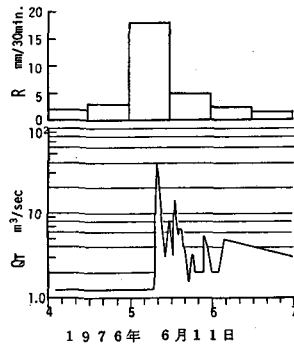


図-14 土石流ハイドログラフ

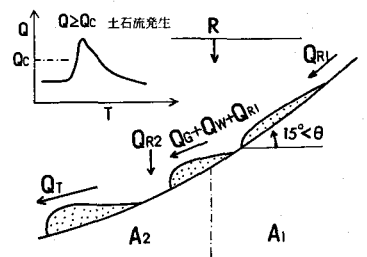


図-15 土石流の砂・水収支

時の F を求めると、75年7月13日の土石流では $F \approx 1$ となり、表面流出発生起場が流域全体に拡大している。76年6月11日発生 of 土石流では $F \approx 0.4$ 、黒谷観測点でのみ観測された76年7月19日の土石流では $F \approx 0.15$ となっており、 F は降雨強度あるいは土石流の規模とともに大きくなっていることが判る。ただし、上記の土石流はそれぞれ、同一の初期条件下の堆積層において、同一の場所で発生したものではないから、 F の値と降雨強度との関係は、足洗谷流域にかぎっても、一般性のあるものとは言えず、今後の資料の蓄積が必要であることは言うまでもない。

さて、76年7月19日の土石流について、黒谷流域の現地調査の成果にもとづいて、 $d = 0.1 \text{ m}$ 、 $B = 3 \text{ m}$ として、(8)式から土石流発生の限界流量を求めると、 $0.79 \text{ m}^3 / \text{s}$ となる。一方、 $A = 0.5 \text{ km}^2$ 、 $F = 0.15$ 、 $R_{30} = 15 \text{ mm} / 30 \text{ min}$ を(9)式に入れることにより、 $0.63 \text{ m}^3 / \text{s}$ を得、両者は近い値となっている。この土石流は規模の非常に小さいものであって、発生限界条件に近い状態で発生したものと推察されることから、(8)式等の土石流発生条件に関するモデルが妥当であることを示しているものと解釈される。

6. 結語

以上、山地流域における土砂流出過程について考察を加え、観測研究の必要性を述べるとともに、著者らが開発してきた観測システムとそれによる観測結果について検討を加えた。10年以上にもわたる観測の経験の積み重ねによって、観測システムは徐々に充実したものになってきたのであるが、なお不十分な点も多く、土砂流出の全ぼうを十分に把握するところまでには至っていない。とくに、土砂生産そのものの状態についてはほとんど観測されておらず、計測法の開発を含めて、今後の課題となっている。

自然現象の観測研究は費した労苦の割には得られる成果が少ないことが多いのであるが、このような地味な研究の蓄積によってはじめて現象の全体像が理解され、定量的予測も可能となるものと考えており、今後も継続して行く所存である。

参考文献

- 1) Takahashi, T.: Mechanical Characteristics of Debris Flow, Proc. ASCE, HY8, 1978, pp. 1153-1169.
- 2) 芦田和男, 高橋保, 水山高久: 急勾配水路における混合砂礫の移動限界掃流力に関する研究, 新砂防, 103, 1977, pp. 6-13.
- 3) 芦田和男, 高橋保, 水山高久: 山地河川の掃流砂量に関する研究, 新砂防, 107, 1978, pp. 9-17.
- 4) 芦田和男, 高橋保, 奥村武信, 道上正規, 沢田豊明: 山地流域における出水と土砂流出, 京都大学防災研究所年報, 15号B, 1972, pp. 349-361.
- 5) 芦田和男, 高橋保, 奥村武信, 沢田豊明: 同上(2), 同16号B, 1973, pp. 401-409.
- 6) 芦田和男, 高橋保, 沢田豊明: 同上(3), 同17号B, 1974, pp. 547-553.
- 7) 芦田和男, 高橋保, 沢田豊明: 同上(4), 同18号B, 1975, pp. 529-540.
- 8) 芦田和男, 高橋保, 沢田豊明: 同上(5), 同19号B-2, 1976, pp. 345-360.
- 9) 芦田和男, 高橋保, 沢田豊明: 同上(6), 同20号B-2, 1977, pp. 387-403.
- 10) 芦田和男, 高橋保, 沢田豊明: 同上(7), 同21号B-2, 1978, pp. 467-483.
- 11) Ashida, K., T. Takahashi and T. Sawada: Sediment Yield and Transport on a Mountainous Small Watershed, Bulletin of the Disaster Prevention Inst., Kyoto Univ., Vol. 26, 1976, pp. 119-144.