

浸透性の高い砂礫層上での 土石流の挙動

奥村 武信*・辻 健*・植山 素治*

Some Experiments on the Behavior of Debris Flow upon the Thick and Permiable Gravelly Bed

Takenobu OKUMURA,* Takeshi TSUJI* and Motoharu UEYAMA*

Summary

In the torrents with thick, permiable and porous gravelly bed, we seldom encounter the debris flow stopped in a reach with no apparent widening or decreasing in the surface slope. Such stoppage should be owing to the leakage of the water, as lubricant, within the debris flow by infiltration into the bed.

So, we carried some experiments to investigate the behavior of debris flow on the gravelly bed of various permeability and depth. The results are as follows:

- 1) The velocity of the debris flow apparently slows down with increasing in permiability (Fig.4), or in depth of the bed layer (Fig.8). Influence to the velocity by the depth is more significant than by the permiability.
- 2) In case of similar duration of floods, the advanced distance of a debris flow shortens exponentially with the permiability (Fig.6), or linearly with the depth (Fig.9). By increasing the discharge, the former exponent will decrease and the later inclination will become steeper.
- 3) If total amounts of flood are unique, debris flows advance farther as the discharge increases, as the permiability of bed layer is lower, and the depth of the bed is thinner (Figs.7 and 10).

I はじめに

土石流は、谷口などの溪床幅や勾配が急変する個所において停止・堆積すると一般にいわれている。しかし、大山の諸溪流のように絶えず土砂の供給があり砂礫が厚く堆積している溪床では、溪床幅や勾配に特に変化のない所でも土石流が停止・堆積している状況を観察できる¹⁾。これは、溪床堆積物の透水性が大きいために、流下してきた土石流から水が抜け、その濃度が高く、粘性が大きくなり、移

*鳥取大学農学部砂防工学研究室; Laboratory of Erosion Control Engineering, Faculty of Agriculture, Tottori University

動を停止し堆積したものと考えられる。そこで、透水性や堆積厚がさまざまに異なる砂礫層をもった水路を使用して、流下してきた土石流がどのように挙動するかについて実験を行い、興味ある結果を得た。

II 実験水路及び材料

【実験水路】 実験には、写真1に示すような全長3.2m、幅10cm、深さ40cmの木製水路を作製した。水路の片面は、土石流の流動状況や砂礫層中の浸透流の挙動を詳しく観察できるようにアクリル張りとし、5cm四方のメッシュを刻んだ。水路勾配は16°に設定した。

上流端より25cmの部分ヘッドタンクとした。下流端から145cmのところを不透水板で仕切り、これより上流側を土石流発生域、下流側を厚い堆積層とみなした。仕切板の高さは堆積層の砂礫表面と同一とした。発生域の深さは10cmとし、水路底には礫をニス付けした。また、下流端は金網でおさえた。

【砂礫材料】 実験には、標準網フルイ

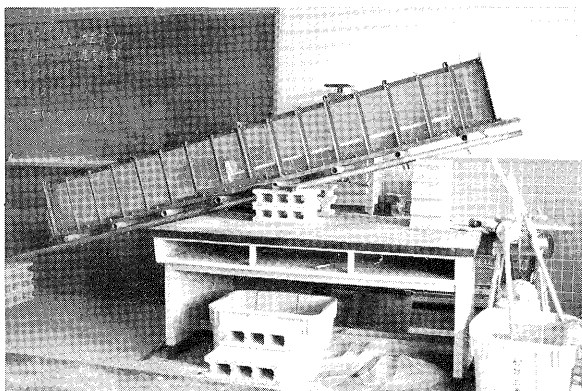


写真1 実験水路

第1表 材料の特性

材 料	A	B	C
粒 径 (mm)	4.76 ~ 9.52	2.38 ~ 4.76	1.19 ~ 2.38
真 比 重	2.69	2.67	2.68
安息角 (°)	45.0	42.0	40.6
透水係数 (cm/sec)	10.11	5.12	2.32

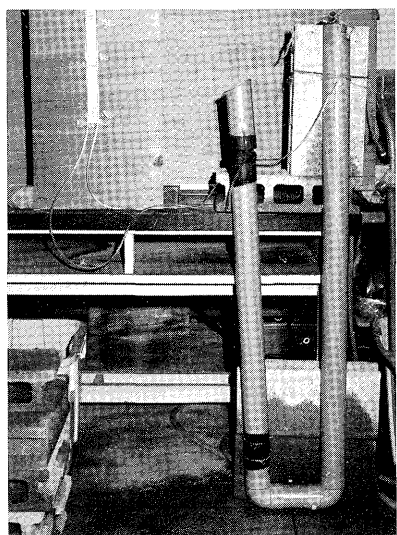


写真2 透水試験装置

でふるい分けた単一粒径の3種の砂礫を使用した。土石流は幅広い粒径組成をもつといわれているが、実験の都合上単一粒径とした。

各材料の特性を第1表に示した。

安息角は、試料と同じ砂粒をニス付けした板上に2粒径分の厚さで敷いた表面乾燥飽和状態の試料が、板を徐々に傾むける時かなり集団的に滑りだす角度とした。

空隙率は、コンクリート骨材試験法にならって求めた値である。

透水係数は、内径6.3cm、長さ80.5cmの透水円筒を使った定水位透水試験に基づく飽和透水係数である。試験装置を写真2に示す。

Ⅲ 土石流実験の可能性についての検討

使用する材料が単一粒径であること、また土石流発生域とした水路区間が150cmと短いことから、一定の流量を与えた時に発生する流動体が土石流といえるかどうか、あるいはかなり発達した土石流になるかどうか不安がある。そこで、実験を始める前に2, 3検討した。

ところで、実験は繰り返し行うことを考えると、実験水路の給水系統の中にある2つのバルブの設定しやすい開度で得られる流量(1,100, 900, 540 cc/sec)を用いることにしたい。そこで、この流量でもって土石流とみなせる流動体が作れるかどうか、従来の研究報告を参考にして検討する。

さて、高橋は土石流の定義としてまず、

$$\tan \theta \geq \frac{C_* (\sigma - \rho)}{C_* (\sigma - \rho) + \rho (1 + h_o/d)} \tan \phi \quad (1)$$

ここに、 C_* : 堆積層の砂礫の容積濃度(%), ϕ : 砂礫層の内部マサツ角($^\circ$), d : 粒径(cm),

σ, ρ : 砂礫及び水の密度(g/cm^3), h_o : 表面流の水深(cm)

を満たす勾配 θ で発生する流動形式としている²⁾。ここでは θ が既に決まっているから、流量が(1)式を満たす h_o/d になった時この条件にかなっていると考える。第1表に示した値を用いて h_o/d の限界値を計算すると、材料A, B, Cについてそれぞれ1.48, 1.11, 0.91の値を得る。

高橋はまた、 h_o/d と流量(表面流量)の関係について、

$$\left(\frac{h_o}{d}\right)^3 = 0.14 \frac{q^2}{gd^3} \quad (2)$$

ここに、 q : 単位幅流量(cm^3/sec), g : 重力加速度(cm/sec^2)

を与えているが²⁾、材料A, B, Cについて土石流を発生させるに必要な流量は、それぞれ909, 209, 55 cc/secと計算できる。

したがって、先の流量のもとでは、材料Aだけは土石流材料として使えないようである。

土石流の定義として高橋はまた、明瞭な段波が形成され、水のみが認められない形式の移動をするものとしている²⁾。材料B, Cを使って、前記の3種の流量を与えた時の移動形式はこれに相当していた。また材料Cについては230 cc/sec以上であれば土石流といえる移動形式を示した。

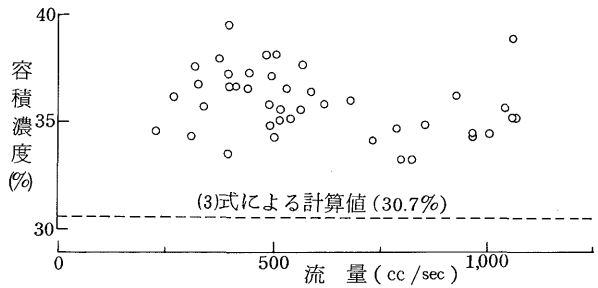
次に、150cmの発生域で十分発達した、あるいはかなり発達した土石流と成り得るのか、またその状態がどれほどの時間持続し得るのかを検討した。その方法は、発生域下流端における土石流の容積濃度と、高橋が十分発達して定常状態になった時の容積濃度(C_d)を与える式としている²⁾

$$C_d = \frac{\rho \tan \theta}{(\sigma - \rho)(\tan \phi - \tan \theta)} \quad (3)$$

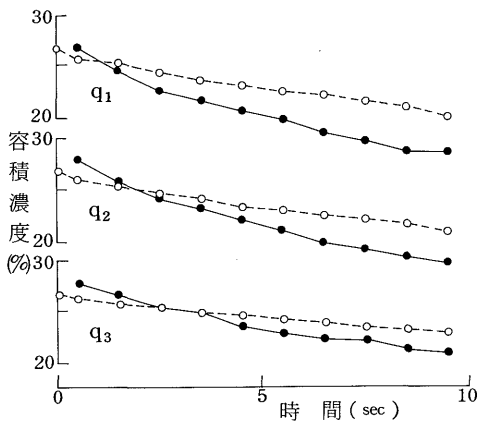
で計算される値を比較することにした。

材料Cを敷いた発生域に種々の流量を与えた時の流動物最先端部の容積濃度を、(3)式による値と比較したのが、第1図である。実測値は、(3)式による値よりもかなり大きい。(3)式はある程度の長さ(時

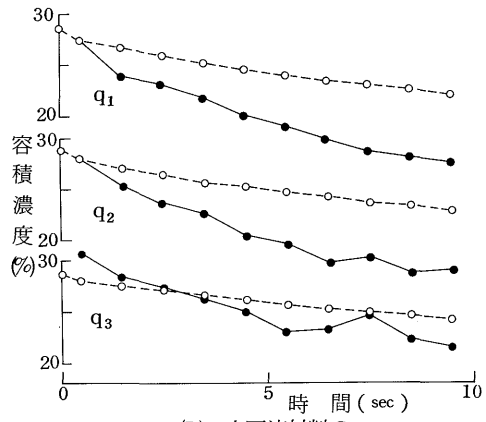
間)の平均値を与えるものであるのに対し、実測値は流動・停止を繰り返しながら流下してきた物の最先端部の濃度を測定していることによる差異と考える。なお、流量が230 cc/sec以下では、伏流水が移動砂礫に先行して浸出する傾向があり先端部濃度を確認することはできなかった。少なくとも



第1図 最先端部の容積濃度



(A) 土石流材料B



(B) 土石流材料C

第2図 容積濃度の時間的变化

230 cc/sec 以上の場合、かなり発達した土石流が発生域末端に到達していると考えられる。

第2図には、材料B、Cを敷いた水路に前述した1,100 (以下 q_1 とする)、980 (q_2), 540 cc/sec (q_3)を給水した時の、先端部及び一定時間経過後の流動物の容積濃度を測定した結果(●)を示している。(○)は時間の経過とともに砂層表面勾配(θ)が緩和していくことを考慮に入れて、 θ を実測に基づき変化させながら(3)式によって計算したCdである。流動物の先端部の濃度は計算値に近いけれども、時間の経過とともに計算値を下まわってくる。

そこで、水山の提案した掃流砂量式³⁾により、掃流状態で流送されたとした場合の流下物の容積濃度を、渓床堆積物中への浸透による流量の欠損がないものとして計算してみると第2表のとおりであり、実測濃度はいずれの場合も第2表の値よりも(3)式による値に近く、発生した流動体は土石流に近いといえる。

第2表 各材料、流量で現われる掃流砂量の容積濃度 (%)

流量	材料 B	C
q_1	2.52	2.70
q_2	2.49	2.73
q_3	2.27	2.74

IV 堆積層の透水性が土石流の挙動に及ぼす影響

粒径(組成)や流量が同じ条件下で発生した土石流でも、それが流下する渓床の堆積層の透水性が異なると土石流の移動に寄与できる水量に差がでてくるので、堆積層上での土石流の挙動はさまざま

に変化すると考えられる。そこで、一定の材料の溪床に一定の流量を与えた時に発生する土石流が異なる材料で形成される堆積層上へ流下する時の挙動の差異について実験した。すなわち、材料B、Cを10cmの厚さに敷いた土石流発生域に流量 q_1 、 q_2 、 q_3 を与えた時に発生する流動物が、材料A、B、Cを厚さ20cmで敷いた堆積上で示す挙動について検討した。

1. 移動の様相及び移動速度

土石流が堆積域に入った時刻を0とし、その後1秒間隔で35mmモータードライブカメラにより撮影した写真から土石流先端の位置を読みとった。経過時間と先端位置の関係のいくつかを第3図に示す。

堆積上での土石流先端部の移動は、ほぼ次の3つに分類できる。

① 明瞭な段波を形成し、ほぼ一定の速度で流下するもの。(たとえば、(A)の△、□、(B)の□)

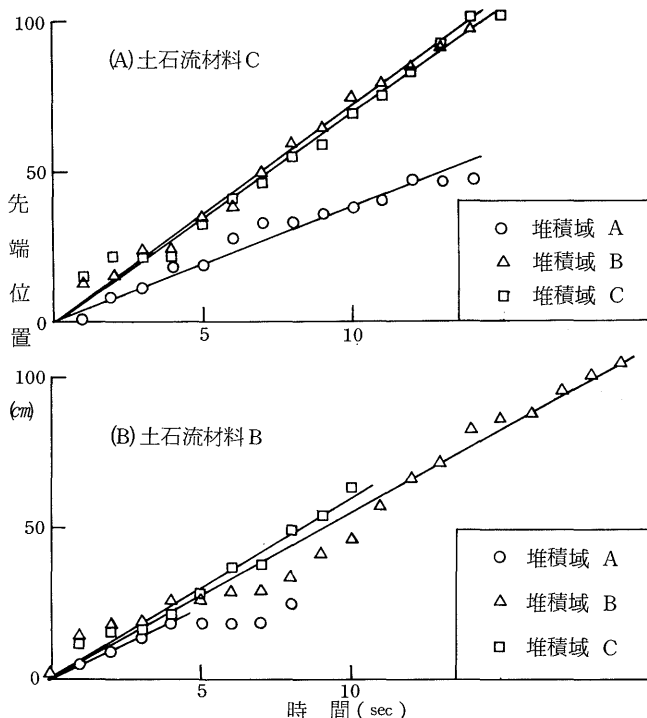
② 堆積層上を数10cm流下すると先端部は停止する。これを乗り越えた後続水流により再び段波を形成し流下するが、数10cm流下して停止する。このような動きを繰り返すもの。(たとえば、(A)の○、(B)の△)

③ 堆積層上を数10cm流下すると停止し、その上に後続流が運んできた砂礫が集積される。その後は、先端部が少しずつ滑りながら前進するもの。((B)の○)

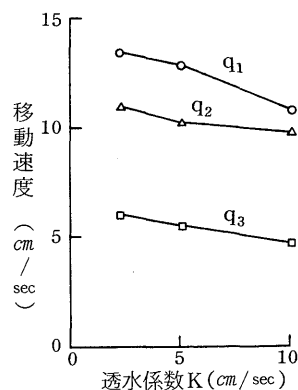
流下する土石流が同一のばあい、堆積層の透水性が大きいほど③のタイプに移行する傾向がみられる。このような現象は、後続流量のうち土石流先端部へ補給される部分よりも、堆積層へ浸透してしまうものの方が多くなるために起こると考えられる。

先端部の移動のしかたはこのようにさまざまであるが、1~2 sec以下の停滞は移動中とみなすと、99%以上の信頼度で直線回帰できるので、ここではその傾きを土石流移動速度と考える。

土石流Bについて移動速度と堆積層の材料の飽和透水係数との関係をみると第4図のようであり、堆積層の透水係数が大きいほ



第3図 土石流移動位置 (流量: q_3)



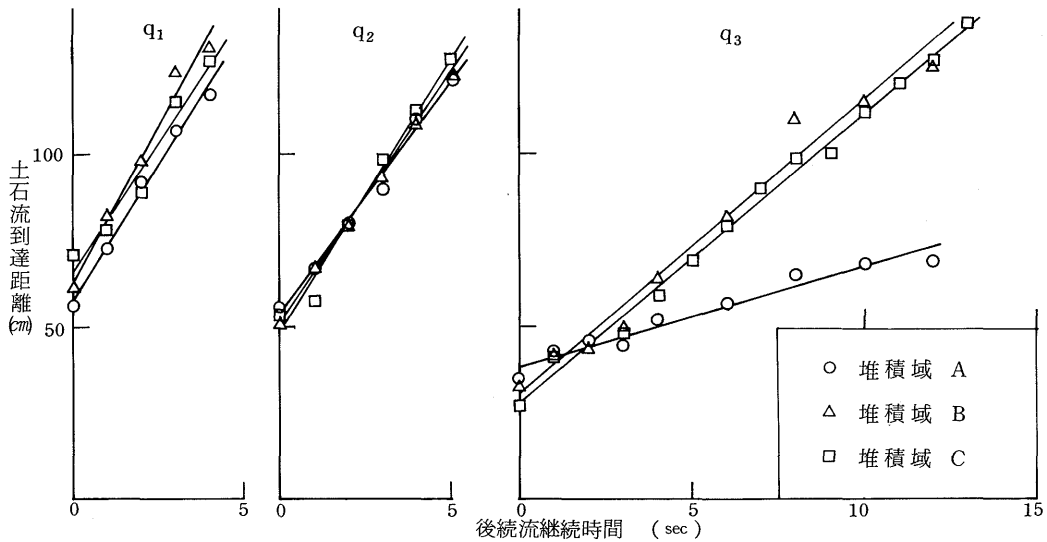
第4図 透水係数と移動速度

ど、言い換えればこのばあい堆積層中の空隙率が大きいほど、堆積層上を移動する土石流の速度は明らかに抑制されている。分散分析の結果その有意性が確認された。

2. 後続流継続時間と土石流到達距離

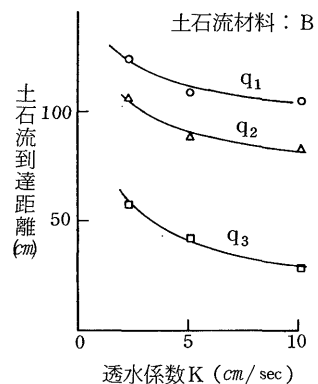
土石流の移動には、後続流による先端部への給水が大きな役割を果している。後続流の形での土石流先端部への給水が停止すると、土石流もやがて停止に至る。後続流の継続時間が長いほど土石流は先へ進むが、後続流継続時間が一定であってもその流下する堆積域の透水性が異なれば、土石流が停止するまでに移動した距離に差が表われるものと考えられる。

土石流先端部が堆積域に入って所定の時間後に給水を停止し、その後土石流が完全に停止したときの先端位置を測定した結果を第5図に示す。横軸は流れが堆積域へ侵入して後の給水継続時間である。



第5図 後続流継続時間と土石流到達距離

土石流の発生条件が同じで、しかも後続流継続時間が同じであっても、堆積域の透水性が大きいほど、土石流は短い距離で停止している。これは、堆積層の透水性が大きいほど、後続流のうち土石流の移動に寄与できた流量が少ないためであると考えられる。また、第5図に示した回帰直線から得られる4秒給水後の到達距離と堆積域の礫層の飽和透水係数との関係を、流量をパラメータにして示したのが第6図である。到達距離は透水係数の増大に伴って指数関数的に減少し、その指数は流量の小さいときほど大きい。後続流量の堆積層へ浸透する流量が堆積層の材料によって一定であると考え、流量が小さいときほど土石流の移動に寄与できる流量の差の影響が顕著になることによると考えられる。



第6図 透水係数と土石流到達距離(後続流継続時間4secのとき)

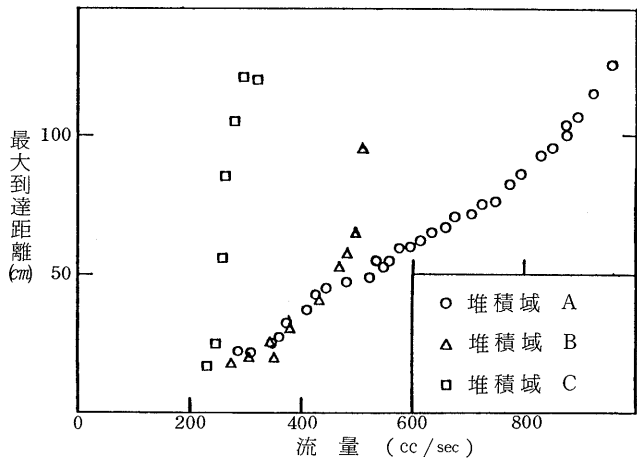
3. 土石流最大到達距離

これまでは一定時間後給水が停止した場合の砂礫移動について述べたが、給水を半無限的に行った場合の移動の様相は次のとおりである。すなわち、堆積域に侵入した土石流の移動の形式は、前述したタイプ①からタイプ②へ、さらにタイプ③へ移行し、先端部に集積した砂礫の背面での動水勾配がしだいに小さくなりやがて砂の移動は停止してしまう。すなわち、後続流が持続していても堆積層への水の浸透が広い面で行われるので、土石流が一定距離進めば供給水のすべてが堆積層へ浸透してしまい先端部への水の補給がなくなるためと考えられる。

この時の土石流先端位置までの距離を最大到達距離と定義しておく。

総量100ℓの水を任意の流量で給水した時の3種の堆積層上での最大到達距離を示したのが第7図である。なお、いずれの場合も100ℓの水が流下してしまう以前に土石流は停止していた。

図から明らかなように、堆積層の透水性が土石流最大到達距離にも大きく影響していることがわかる。

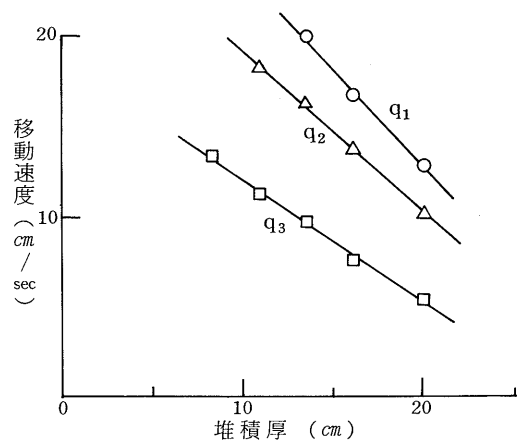


第7図 流量と土石流最大到達距離 (総量: 100 ℓ)

V 堆積層の厚さが土石流の挙動に及ぼす影響

前述したように、堆積域の砂礫の透水係数が大きいほど、土石流の移動は抑制されるが、同一の透水係数をもった堆積層であっても、それが厚いほど堆積層中を流れる水量が増加し土石流の移動に寄与する水量が減少するであろうから、土石流の移動は緩慢になると考えられる。

砂礫Bを使って種々の厚さの堆積域上での土石流の移動速度を計測した結果をまとめたものが第8図である。実験の範囲では、移動速度は堆積厚の増加に対して直線的に減少している。分散分析の結果、堆積厚の影響は前述した堆積層の透水性



第8図 堆積層の厚さと移動速度 (土石流: B, 堆積域: B)

の影響よりも強いことがわかった。

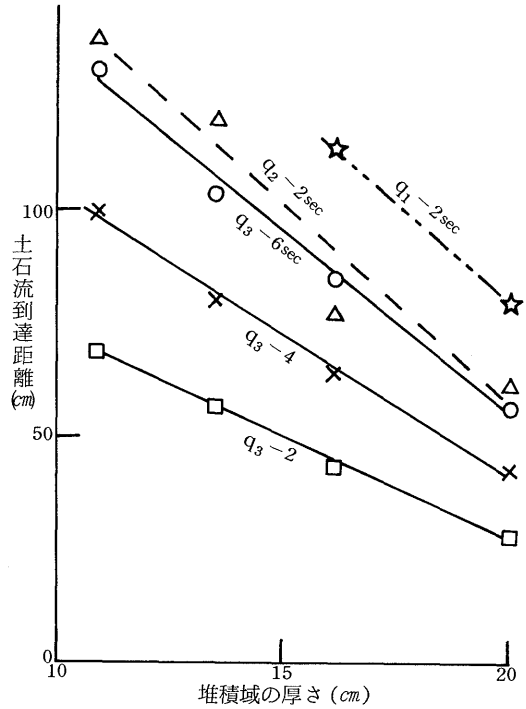
土石流が堆積域に侵入して一定時間後に給水を停止した場合の、停止した土石流の先端位置と堆積域の厚さとの関係を、流量及び給水継続時間をパラメーターにして示したのが第9図である。土石流到達距離は堆積域の厚さの増加に対して直線的な短縮を示す。また、流量の大きい時ほどその影響は大きい。

総量100ℓを種々の流量で砂礫Cにより構成される発生域に与えた時の、砂礫Aで構成される異なる厚さの堆積域上での土石流最大到達距離を検討したのが第10図である。

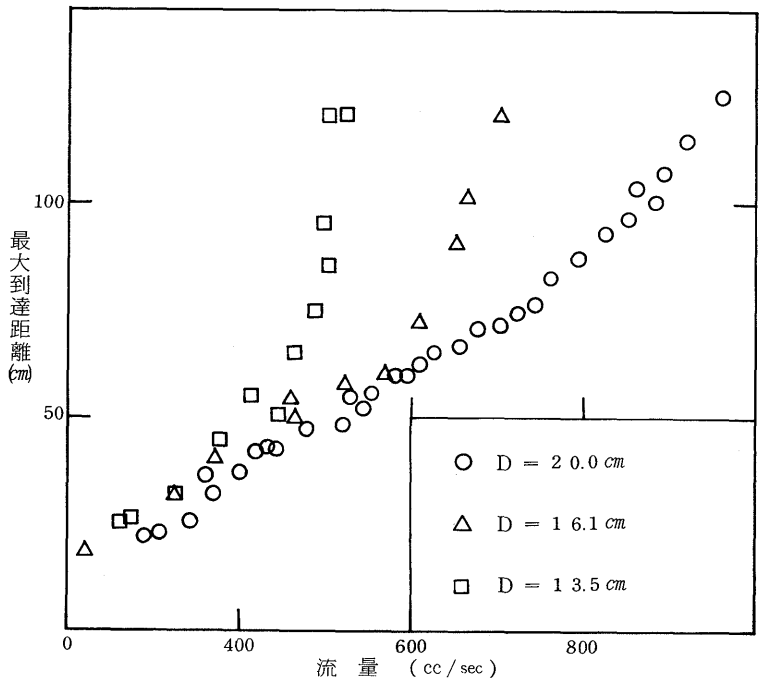
堆積層の厚さが土石流到達距離に強い影響を及ぼしていることがわかる。また、いずれの厚さの場合にも、一定の流量までは到達距離は流量に対して直線的に増大するが、その後曲線的に増加する。

流量が小さい時は、土石流から奪取された水は全て堆積層中を流れるため、前章で述べた過程を経て土石流は停止に至る。

しかし、流量がある程度以上大きくなると、停止した土石流の先端部より湧水が起こるために先端部が滑りわずかに前進することが観察された。これが最大到達距離の曲線的な増加の原因であると考えられる。



第9図 堆積層の厚さと土石流到達距離

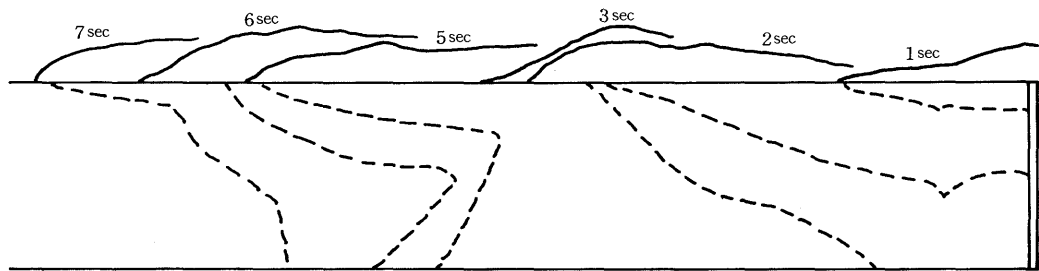


第10図 流量と土石流到達距離(土石流:C, 堆積域:A)

VI 結 び

砂礫が厚く透水性の高い状態で堆積しているような河床へ土石流が進行して来た時を想定した実験を2, 3行った。しかし、現象を述べたに過ぎず機構の詳細な考察には至らなかった。

第11図は、ある条件下での土石流先端部の形状と砂礫層中の浸潤線の動きを追ったものであるが、



第11図 土石流先端部の形状と砂礫層中の浸潤線の動き

堆積層中では飽和透水と不飽和透水が複雑におこっていることがわかる。厚い砂礫層上での土石流の挙動の詳細な検討をさらに進めるためには、この複雑な透水についての知見を深めることが重要な課題であると考え。また、微細粒子が混入した場合河床面の透水性は大きく変わるものと考えられる。これらの点も考慮に入れた実験研究を更に進めたい。

参 考 文 献

- (1) 奥村武信, 辻 健, 植山素治, 中谷紀行, 御器谷昌弘: 大山行者谷における砂礫移動調査, 日本林学会関西支部講演集第34号, 1983
- (2) 高橋 保: 土石流発生と流動に関する研究, 京都大学防災研究所年報第20号B-2, 1977
- (3) 水山高久: 山地河川の掃流砂に関する研究, 京都大学学位論文, 1977