

日本・インドネシアにおける
火山泥流対策に関する
シンポジウム議事録

昭和53年7月

建設省 土木研究所

ま え が き

日本とインドネシア両国における火山地帯の砂防工法に関する共同研究協定書に基づく第1回火山泥流対策に関するシンポジウムが、昭和53年3月27日、28日の両日にわたって、東京にて開催され、盛会裏に終了することができた。ここに、そのシンポジウム議事録の発刊をみることは、誠によろこばしいことである。

本議事録は、シンポジウム事務局によって編集されたものであり、和文、英文で発表された特別講演、話題提供ならびにシンポジウムスケジュールをとりまとめたものである。本議事録において、原文の意を十分に表現していない箇所があれば、それは我々の責任である。

最後に貴重な論文を発表いただいた講師の皆さまならびにシンポジウム出席者に厚く謝意を表する次第であります。

シンポジウム事務局代表

吉 岡 良 朗

(土木研究所 砂防部長)

目 次

ま え が き

1. 火山泥流対策に関するシンポジウム	1
1.1 シンポジウム日程表	1
1.2 開会の辞	5
土木研究所長 中 沢 弼 仁	5
1.3 答 礼	9
インドネシア国代表団長 ス ラ ジ ー ル	9
1.4 来賓挨拶	13
在日インドネシア大使館公使 サ ナ デ イ	13
1.5 来賓挨拶	17
建設省砂防部長 中 村 二 郎	17
2. シンポジウム論文集	21
2.1 特別講演「土石流の力学的研究の現状」 京都大学 教授 奥 田 節 夫	21
2.2 特別講演「メラピ火山における土石流対策に関する所見」	
京都大学 教授 武 居 有 恒	37
2.3 話題提供「インドネシアにおける土石流研究の現状紹介、特に Nuée Arden te について」	49
ス ル ヨ	49
2.4 「日本における土石流研究の現状」	65
吉 岡 良 朗	65
2.5 「メラピ火山における土石流調査成果について」	85
バ ン バ ン	85
2.6 「焼岳・桜島における土石流調査成果について」	103
山 内 修	103
2.7 「インドネシアにおける土石流災害と対策」	155
ス ル ヨ	155
2.8 「日本における土石流災害と対策」	171
松 下 忠 洋	171
3. シンポジウム討論議事録	197
4. 閉会の辞	217
シンポジウム司会 渡 正 亮	217
5. 今後の共同研究に対する提案	221
6. 附・シンポジウム参加者名簿	225

1 火山泥流対策に関するシンポジウム

1.1 シンポジウム日程表

時 昭和53年3月27日(月) ～ 28日(火)

場所 虎ノ門共済会館 2階会議室

主催 建設省土木研究所

3月27日(月)

10:00	開会式	主催者挨拶 中 沢 式 仁 答 礼 Ir.SURAJIL 来賓挨拶 在日インドネシア大使館 サナディ公使 建設省砂防部長 中 村 二 郎
10:30	休 憩	
10:50	Mr.SURYO	インドネシアにおける土石流研究の現状の紹介・特に Nuée Ardente について
11:40	昼 食	
13:20	吉 岡 良 朗	日本における土石流研究の現状について
14:10	Ir.BAMBANG	メラビ火山における土石流調査成果について
14:40	休 憩	
15:10	山 内 修	焼岳・桜島における土石流調査成果について
15:30	討 論	
16:50	閉 会	
17:00	レセプション	

3月28日(火)

(特別講演)

10:00	京都大学 奥田節夫博士	土石流の力学的研究の現状
10:50	Mr.SURYO	インドネシアにおける土石流災害と対策
11:40	昼 食	

(特別講演)

13:00	京都大学 武居有恒博士	メラビ火山における土石流対策に関する所見
13:50	松 下 忠 洋	日本における土石流災害と対策
14:40	休 憩	
15:00	討 論	
16:20	吉岡良朗 / Ir.SURAJIL	今後の共同研究の進め方に対する提案
16:50	閉会式	閉会の辞 渡 正 亮

1. 2 開 会 の 辞



シンポジウム主催者代表

中 沢 弼 仁

(建設省 土木研究所長)

開 会 の 辞

いかなる会議においても、開会の辞は主催者の長によってなされるという慣例があります。

慣例にのっとりまして、火山泥流対策に関する日本—インドネシアシンポジウムを主催する土木研究所の所長であります私が、ここに一言御挨拶申し上げる次第です。

私は英語の上手な話し手ではありませんが、恐縮ではございますが、御来場の皆様のお耳を暫時拝借致したいとお願いする次第でご座います。このシンポジウムは非常に価値ある意味あいを持つものであるという事に皆様も御同意下されるものと思います。日本とインドネシアは歴史的にみて、その自然現象に起因する様々の災害に悩まされ続けて来ました。これらの災害を軽減する事は、近代的な行政が確立して以来、様々な国策の中でも常に最優先課題として取り扱われて来たのであります。

災害の一つには、大きなエネルギーを有して多くの家を破壊したり、土砂で埋めてしまう泥流の災害があります。それ故に、同様な気象条件、地球物理学的条件及び人口構成的条件のもとにある日本とインドネシア両国においては、災害の軽減が急務として認識されております故に、火山泥流対策という本題に関する学問及び研究を協同しておこなう事に同意するに至ったという事は、全く当然の事であります。

この協同研究計画は、土木研究所の渡氏が1975年にインドネシアを訪れた時に、当時土木研究所砂防部長であった同氏によって提案され、実施にいたっております。

3年間の折衝の後に、この協同研究の為の協同研究計画書が1977年5月に決定となりました。交渉の最終決定に先んじて、インドネシアでは1976年から協同研究の為の全国的な踏査が開始されております。同時に必要な火山泥流の資料を得る為、インドネシアのメラビ山の麓に観測所が設置されました。基本的な考え方としては日本の焼岳と同じであります。これらの研究活動によって得られたものは、後にこのシンポジウムで発表されるでしょう。

さて、本国から何万キロメートルもの長い旅をしてはるばるこのシンポジウムに来て下さった寛大なインドネシアの友人に心から敬意を表するように日本の同僚に呼びかけたい。

そして、日本側を代表しまして私はインドネシアの友人達、すなわち今日の司会であるスラジル氏、バンバン氏、スミトロ氏、スルヨ氏に対して心からの歓迎と感謝の意を表します。また在東京インドネシア大使館の書記官の出席も又、このシンポジウムを成功に導くために非常に重要な意味をもち、日本側出席者に深く感銘づけるものでありましょう。

私のスピーチを締めくくる前に、私はこのシンポジウムは貴方がた出席者の熱意と苦心によってのみ実り豊かなものになり、日本とインドネシアの友好関係を強めるようになるであろうという事を強調したいと思います。

そして私は確かにそうなる事を信じております。

御謹聴ありがとうございます。

1. 3 答 礼



インドネシア国代表団長

Ir. SURAJIL

(公共事業省水資総局河川局 維持管理課長)

私達は、インドネシアと日本との協同研究並びにMt・MERAPI 砂防基本計画の根幹をなす火山泥流対策について、今回東京での「火山泥流対策に関する第1回シンポジウム」に出席する機会を得ました事を非常に嬉しく思っております。このシンポジウムは、日本及びインドネシアにおける調査・研究の成果が発表される点で、非常に有意義なものと考えられます。昭和53年度、協同研究は3年目に入るところであり、それは私達の協同研究の最後の年でもあります。

研究関係の仕事にとって3年間という期間は実際に非常に短い期間であります。たとえば砂防ダム建設、lahar堆砂地、危険なlaharの流れを調節する様々な構造物の建設などlahar対策に関して多くの事がなされましたが、未だなさるべき沢山の事が残っております。laharの特性と発生及び、laharの構成材料と流動・機構は将来の研究にゆだねられており、そのような研究は土木構造物の設計にとって非常に重要であります。

以上の事に関して、我国の現場が困難な状況にある為に、インドネシアにおける過去2年間の研究があまり進んでいないという事をお伝えしなければならない事を遺憾に思います。

それ故、日本の建設省が協同研究のスケジュールをもう一年延期する事を考慮しているという事を聞いて私達は非常に喜んでおります。そして、私達はその一年間にlahar流の特性に関するより多くの資料を集める事が出来るように希望しております。

このシンポジウムが両国間の知識の交換という目的に役立つだけでなく、火山の二次的災害である火山泥流対策計画にも役立つ事が望まれます。

謹聴ありがとうございました。

1. 4 来 賓 挨 拶



在 日 イ ン ド ネ シ ア 大 使 館

SANADJI 公 使

来 賓 挨 拶

まず最初に、このシンポジウムのインドネシア側出席者とインドネシア大使館になりかわりまして、日本インドネシアシンポジウムを実現させるにあたっての御努力に関しまして、日本国政府及び建設省及び土木研究所に対して我々の最大の感謝を表明致します。

我々は又、このシンポジウムが円滑に組織され運営されるように活躍して下さった人々に対しても謝意を表します。

私は火山学者ではありませんが、この種のシンポジウムが、直接的に又は間接的に火山活動によって引き起される災害が更に悪化するのを防ぐ為に、火山泥流対策分野における技術的な Know-how を改良する事において最大の役割りを果たすであろう事に私は疑問を持っておりません。

このシンポジウムにおいて両国出席者側からの経験の交換及び意見の交換と同時に率直な討議がこの分野における技術的 Know-how を発展させるばかりではなく相互間の理解と友好を発展させる事になるであります。シンポジウムは火山によって引き起こされるいかなる土砂災害をも制するという我々の主目的を達成する為の手段の一つであるという事が我々の精神であると信じます。

議長並びにシンポジウムに参加された専門家の方々、私はこのシンポジウムがこの分野において両国間の新しい協力を作り出し、又、終局的には人々の生命の安全という事に貢献するであろう事を希望します。

謹聴どうもありがとうございました。

1. 5 来 賓 挨 拶



建設省砂防部長

中 村 二 郎

来 賓 挨 拶

建設省砂防部長の中村でございます。

シンポジウムの開会をお祝し、一言ご挨拶を申し上げます。

本日はインドネシアからスラジールさんを初め4名の方々をお迎えし、また、わが国からは多数の砂防に関係の深い方々が参加され、「日本とインドネシアにおける火山泥流に関するシンポジウム」がこのように盛大に開催されましたことを先ず心からお慶び申し上げますとともに主催されました土木研究所のご努力に敬意を表する次第でございます。

御承知のように、わが国の砂防は極めて古い歴史を持っておりまして、その間諸先輩の努力によりわが国独自の砂防技術が創造され、土砂害防止のため大きな成果を挙げているところであります。

しかし残念ながらいまなお土砂害はあとをたたず、年々多数の人命と莫大な財産が失われており、砂防の必要性は益々大きくなりつつあるのが現状でございます。

建設省といたしましては、このため年額2,200億円以上の巨費を投入し、砂防事業を進める一方総合的な治水対策の一環として土石流危険区域を設定し、警戒避難体制の整備等を行うべく土石流の基礎的な調査、研究を鋭意進めているところであります。

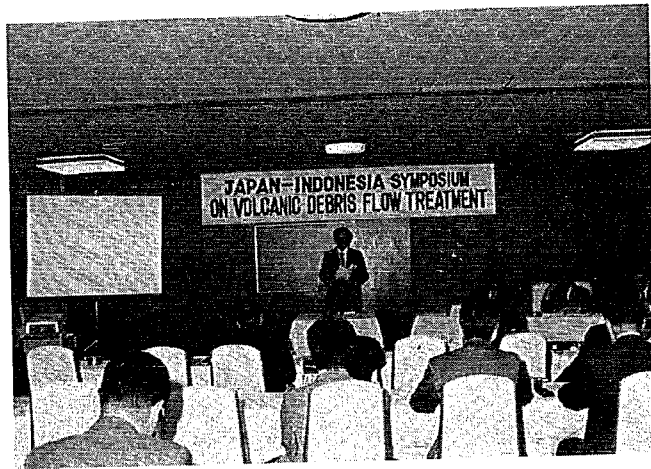
このとき、メラピ火山等多数の火山周辺において、わが国と同じように土砂害に悩まされているインドネシアの方々と、火山泥流を中心とした土砂害対策の共同研究がなされ、またこのようなシンポジウムをもたれましたことは誠に意義深いことであり、われわれもその成果に大きな期待を寄せているところであり、心から御成功をお祈りする次第です。

最後にこの機会を通じてインドネシアの方々には日本の砂防の現状を御覧いただきますとともに砂防の本質をご理解いただき、砂防を通じての益々の親善を深めていただくようお願い申し上げます、またお祈りいたしましてごあいさついたします。

ありがとうございました。

2.1 特 別 講 演

「土石流の力学的研究の現状」



京都大学教授

奥 田 節 夫 博 士

土石流の力学的研究の現状

京都大学防災研究所 奥田節夫

§ まえがき

我が国における土石流の力学的研究は、従来主として大学の研究者の手によって進められてきており、基本的現象を抽象化したモデルにもとづいて考察することに重点がおかれているが、現段階では現実の土石流を非常に良く表現できるところまでは達しておらず、又、土石流の発生から停止までを一貫したモデルで説明するところまでも至っていない。しかし土石流現象の本質を理解し、科学的な対策をたてるためには、現象を支配する法則性の把握と、現象の定量的な表現を追究する努力は絶対に必要である。とくにこのシンポジウムで、我が国におけるそのような努力の具体的な過程と成果を発表することは、さまざまな現地で多くの実際的な経験を得て来られた皆様から、きびしい批判と有効な助言をいただける点で非常によい機会だと考えられる。

しかしながら講演者は、現在広くかつ活潑に行われている力学的研究の全部を紹介するには適任でないので、自分の所属する研究グループの業績を中心にして、私見をまじえてその概略をまとめ、とくに現実の土石流との対応に留意しながら、その内容を紹介する。

§ 土石流の力学的特徴

土石流とは何かを力学的に厳密に定義することはきわめて難しいが、研究あるいは紹介の対象を限定する意味で、ある程度具体的な見解を述べてみる。

土石流現象自体は地球上の雨の多いところではどこでも山麓地域に発生し、おそろしい被害をもたらす現象として、それぞれの地方のさまざまな言葉で表現されてきている。

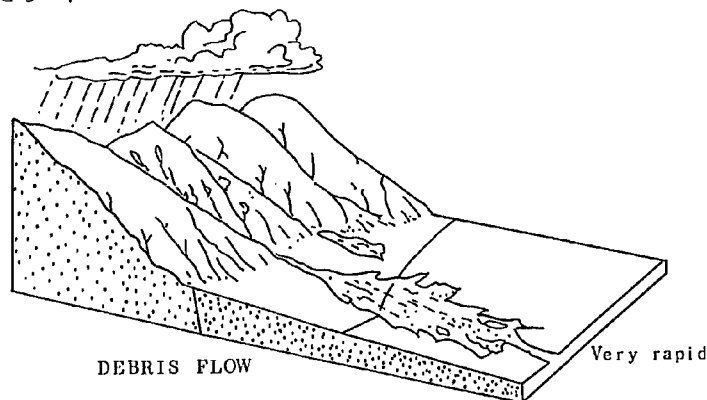


Fig 1. Diagram of a debris flow issuing from a mountain valley onto lowlands. (after D.J.Varnes¹⁾)

学術的な用語としては最近の地形学的な分類では（たとえばD.J.Varnes¹⁾による。Fig.1参照） Mass Wastingのなかの 'Debris Flow' がもっとも適切な表現であり、ここでは rock, soil, clay などが、充分水を含んで混合されたものが速いスピードで流れる現象として分類されている。

これをもっと力学的に表現すれば、広い範囲の粒径分布をもった固体粒子（自然の岩屑—debrisの英訳）群と水とが集合運搬態をとってかなり早いスピードで流動する現象といえよう。

さらに集合運搬態を各個運搬態から区別するための表現としては、「固体粒子の容積比が高く、流れに対する粒子の相互作用（境界層、後流の干渉など）、間欠的な粒子相互の衝突、連続的な粒子相互の接触などの力学的影響が、単独粒子に対する流れの影響よりも卓越した状態で粒子群が運搬される現象」と言うことができよう。

土石流の力学的研究の対象としては、その発生の場所、時期は問題にならず、流動の形態によって対象にするかどうかが判別されることになる。

要するに非常に広い粒径範囲の岩屑(debris)（岩塊、砂、泥）と水の混合物が集合運搬態で、ある程度的高速で流動する現象を、われわれの対象とする土石流(Debris Flow)の特徴とみなすことにする。

§ 土石流の発生過程

土石流は発生してから、停止するまでに加速、減速、あるいは流動態質量の増大、減少などのいくたの遷移的な過程を経るのが普通であるが、この過程を一貫して考察することはなかなか難しく、又、力学的にはかなり異質な過程に分類できる面もあるので、一応、発生、流動、停止の三過程に区分し、まず本節では発生過程をとり上げることにする。

土石流の発生には、ある傾斜面（山腹または溪床）での岩屑群の下方への始動、それにとまなう岩屑群の堆積構造の破かいと水のとりこみによる集合運搬態への移行が必要である。前半の岩屑群の始動に関する力学的考察は従来土質力学の分野で行われているいわゆる Slope Stability の理論と共通である。

すなわちある傾斜角 θ をもった斜面上に、内部摩擦角 ϕ , 粘着力 C , 密度 γ の岩屑堆積物が安定に存在し得る臨界条件はよく調べられており、堆積断面のさまざまな幾何学的形状に対しては、例えば Fig.2 に示すような結果²⁾ が示されている。

この臨界釣合式の左辺が右辺より大になれば、岩屑塊の下方への移動が始まるが、その現実的な発生条件としては、豪雨時の水の供給によって地下水圧が生じ、摩擦力が減じる、すなわちみかけ上、 $\tan \phi$ が小さくなること、又、水の滲透によって、物性の変化がおこり、実質的に C , $\tan \phi$ が減少すること、さらには流水の衝撃または地震などによる振動でみかけ上、 C , $\tan \phi$

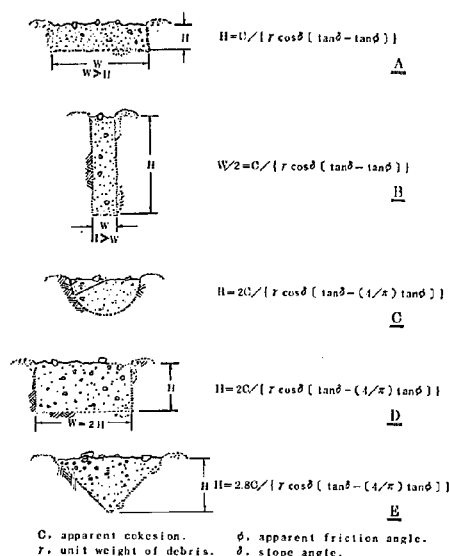


Figure 2. Channel cross-sections and formulas for critical dimensions.

- A. Rectangular channel, width much greater than depth.
 - B. Rectangular channel, depth much greater than width.
 - C. Semi-circular channel.
 - D. Rectangular channel, width equal to twice the depth.
 - E. Right triangular channel.
- (after J.D. Rodine, et al²⁾)

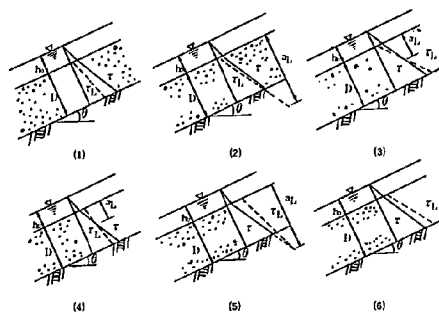


Figure 3. Characteristic shear stress distribution

τ : working shear stress
 τ_l : resistant shear strength
 Conditions of Flow Initiation (neglecting cohesion)

Case(1); $\tan \theta \geq \frac{C_x(\sigma - \rho)}{C_x(\sigma - \rho) + \rho} \tan \phi$

Case(2); $\frac{C_x(\sigma - \rho)}{C_x(\sigma - \rho) + \rho} \tan \phi > \tan \theta \geq$

$\frac{C_x(\sigma - \rho)}{C_x(\sigma - \rho) + \rho(1 + h_0/D)} \tan \phi$

Case(3); $\frac{C_x(\sigma - \rho)}{C_x(\sigma - \rho) + \rho(1 + h_0/D)} > \tan \theta \geq$

$\frac{C_x(\sigma - \rho)}{C_x(\sigma - \rho) + \rho(1 + h_0/d)} \tan \phi$

- θ : slope angle
 - ϕ : interval friction angle
 - C_x : volume concentration of sand or gravel in bed layer
 - σ : density of sand or gravel
 - ρ : density of water
 - d : diameter of sand or gravel
 - h_0 : depth of water
 - D : thickness of deposit layer
- (after T. Takahashi³⁾)

が減少すること、また小規模な別の崩かいによって岩屑が供給されてHが増大することなどが釣合を破るものと考えられる。

このうち水の供給によって生ずる斜面の不安定については、高橋保³⁾は二次堆積物のようなOの小さい場合について、Fig.3に示すようなさまざまなケースを考え、それぞれについて、図中に記すような始動の条件式を導いており、またこの結果が水理実験や実際の流れでの観察事実に合うことを指摘している。また水の滲透によって含水比が高まる場合のO、 ϕ の低下については多くの現場試料について調査が行われているが、例えば J.D. Dodine⁴⁾はFig.4に示すような図表を求め、これと前述の(Fig.2)の釣合式を用いて、含水比が現場の Field Capacity の何倍になったら不安定になるか、いわゆる Mobility Index を用いて、くずれ始めを予測しようと考えている。

さらに奥田ほか⁵⁾は焼岳上々堀沢において土石流が流下する時の溪岸の振動を実測し、Fig.5に示すような結果を得たが、これによると、土石流流下時には震度V以上(加速度数百ガル以上)

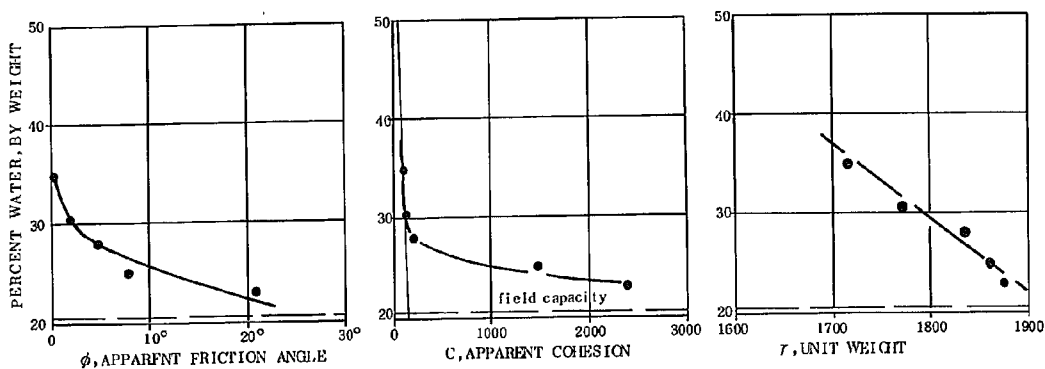


Figure 4. Apparent friction angle, ϕ , apparent cohesion, C , and unit weight γ , as functions of water content, W , for a sample of debris-flow material from Thompson Creek, Utah. (after J.D. Rodine, et al²)

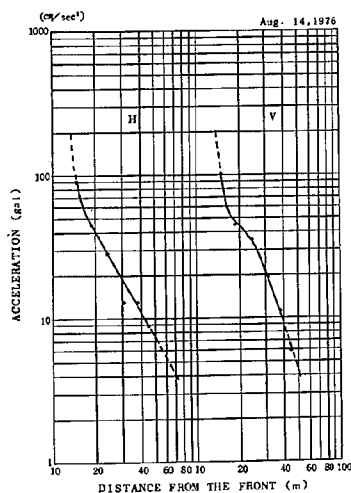


Figure 5. Acceleration of ground vibration as a function of distance from the head of debris flow, observed at Valley Kamikamix by use of vibration transducer MZ3 Type-CA 28Hz.

H: horizontal component
V: vertical component
(after S. Okuda, et al⁵)

の振動が先端付近に発生し、 C , ϕ の値がかなり低下して、溪床堆積物が流動しやすくなり得ることを示した。

このようにくずれて流下し始めた岩屑群に充分水が供給されれば集合運搬態として高速、長距離の流動が可能になり、明らかに土石流となるが、そうでなければ単なる斜面崩壊かとして短距離で停止してしまう。

この水が岩屑層に供給される過程を定量的に表現することは難しいが、岩屑層の上を流れる表流水、あるいは直接表面への強雨が、運動によって構造がゆるんだ層内にしみ込むか、下側の岩盤の破さいされたところから大量に地下水が噴出するか、又、始めから岩屑層内のきわめてゆるいパッキング状態のところに溜っていた水が流動にともなって層内に拡がってゆく過程などが考えられる。しかし実際の豪雨時に豪雨のピークにあまり遅れずに土石流が発生しやすいということは、発生地点のさらに上流の小流域から供給される表流水または直接の降水による場合が多いことを示唆している。

§ 土石流の流動過程

土石流が高い濃度で固体粒子を含んでいながら流動しや

すい状態を保っている理由は、さまざまな粒径の粒子が混っているために、粒子相互の Interlocking が生じてくいためと考えられるが、その定量的な説明はまだ充分には与えられていない。

一たん発生した土石流が流下するにつれて、堆積岩屑をまきこんで成長してゆく遷移的な過程と、定常状態に達した後の流況については、最近高橋保⁶⁾ はたくな水理学的モデルを用いて考察を加えている。

まづ定常流については、粒子相互の衝突効果が、流体の粘性効果よりも卓越するような場合に適用できる Bagnold の分散応力 (Dispersive Stress) の半実験的表現式を利用して、開水路での流速の分布式を導き、次のような平均流速式を得た。

$$U = \frac{2}{3} \left[\frac{1}{a_i \sin \alpha} \left\{ Cd + (1 - Cd) \frac{\rho}{\sigma} \right\} \right]^{\frac{1}{2}} \left\{ \left(\frac{C_*}{Cd} \right)^{\frac{1}{3}} - 1 \right\} \times \frac{\sqrt{g}}{d} (\sin \beta)^{\frac{1}{2}} h^{\frac{3}{2}}$$

この式で a_i , $\sin \alpha$ は Bagnold の式に現われる実験的係数であり、 Cd は流動層の砂礫の容積濃度、 C_* は堆積層の砂礫の容積濃度、 ρ は水の密度、 σ は砂礫粒子の密度、 d はその粒子直径、 β は水路の傾斜角、 h は流動層の厚み、 g は重力加速度である。

この式は層の厚みや傾斜などの幾何学的量のみでなく、粒子濃度や密度などの物理的量を変数としてふくんでおり、従来の Manning 式などの水流公式にくらべて物理的にすぐれている。

ただし Bagnold の応力式に現われる係数は普遍的な値をとるとは限られ、その応力の表現式自体に対する追試も大同⁷⁾ によって進められており、直ちに現地に適用して観測値とくらべるには困難な面がある。

また土石流の流動層のなかの水の流量 g は、流動前の堆積層の空隙にふくまれていた水も合流してくるから、上流からの供給流量 g_0 よりも多くなるが、水および砂礫の流量保存則にもとづいて

$$g = \frac{C_* (1 - Cd)}{C_* - [S + (1 - S) C_*] Cd} g_0$$

の関係式を得た。

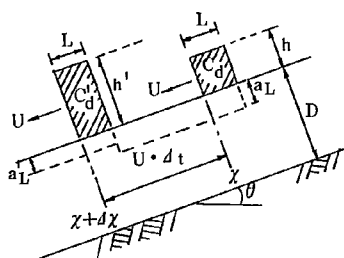


Figure 6.
Increment of the front
height along the stream.
(after T. Takahashi³⁾)

ここで S は堆積層空隙内の水の飽和度である。この式から $S \doteq 1$ で $C_d \doteq C_*$ のときには g は g_0 の数倍になり得るが、これは土石流の流量が降水の水収支のみから予想される流量よりもはるかに大きいという観測事実を理論的に裏づけるものである。

さらに高橋は一定長さ L の段波が、一定速度 U で進行するとき、堆積している砂礫をとりこんで成長する過程を Fig. 6 に示すようなモデルを用いて考察し、水および砂礫の流量の連続性から段波高 h 、および砂礫濃度 C_d が流下につれて増大してゆく模様を定量的に表現した。

これらの式の詳細は省略するが、 h および C_d が時刻 t の経過につれて増大し、ある定常値に漸近的に近づくことがうまく表現されている。

ただし現実の谷では U も次第に増大すること、実験でも L の一定値が確認し難いことなどがあり、具体的な適用については問題が残されている。

§ 巨岩塊の運動

前述の流動過程では、一般的な砂礫の運動を論じたが、土石流ではとくに先端部に直径数メートルもの巨岩塊が集中して運搬され、そこに顕著な盛り上りを作ることが多いが、この部分はまた土石流の被害を直接にもたらすエネルギーの集中域でもあり、とくにとり上げて説明する。

直径数メートルもの巨岩塊は定常的な水の流れではなかなか動かされないはずで、その始動には何か特別な原因を考えねばならない。

大同¹⁾は勾配の大きい水路で巨岩塊の上下両側に水位差がつく場合について、作用する力と回転モーメントを計算し、水流のみで岩塊が移動し得ることを示した。

また諏訪、奥田⁹⁾は水が段波的に流下してきて、その段波先端が岩塊に接触し始めるときの衝撃力を計算して、その力が同じ流速の定常流による抗力の4倍にも達し、秒速5メートルの段波によって直径2メートルの岩塊が始動し得ることを示した。

さらに奥田¹⁰⁾は岩塊相互の弾性衝突によって生じる力を算定し、直径数十センチの岩塊が毎秒数メートルの速さで流下して直径2～3メートルの巨岩塊に衝突すると、これを始動させ得ることを示した。

このようないろいろな力が総合されて、一たん巨岩塊が水中で動き始めると、大きなものほど大きな Dispersive Stress (前述、Bagnold による) の影響を受けて上向きに動きやすくなり、水面に近づくが、平均流速は表面に近いほど大きいから、巨岩塊は次第に先端に集まって

くる。平野¹¹⁾はさらに土石流先端の形状およびその内部の流速分布を考慮して、大きな岩塊ほど速く先端に集まりやすいことを示している。

このように土石流の先端に集中した巨岩塊は、その流路に横たわる物体に衝突すると非常に大きな衝撃力を加えるが、その力の大きさについて奥田¹²⁾は次のような定量的考察を加えた。

すなわち、弾性体衝突理論を適用して、球状の岩塊が水中で平面壁に衝突する場合の衝撃力を計算して次のような表現式を得た。

$$P_{\max} = \left(\pi^{\frac{1}{5}} \cdot 5^{\frac{3}{5}} \cdot 4^{\frac{2}{5}} \right) \left(\rho_r + \frac{\rho_w}{2} \right)^{\frac{3}{5}} (\kappa_r + \kappa_w)^{-\frac{2}{5}} R^2 V^{\frac{6}{5}}$$

ここで $P_{\max}$ は半径 R の球状岩塊が速度 V で平面壁に衝突したときに生じる力の最大値で、 ρ_r , ρ_w はそれぞれ岩塊、水の密度、 κ_r , κ_w はそれぞれ岩塊、壁の弾性係数であり、 κ はポアソン比 ν , ヤング率 E より

$$\kappa = (1 - \nu) / \pi E \quad \text{で与えられる。}$$

この式を一般的な岩塊とコンクリート壁に適用すると、直径 1 メートルの岩塊が秒速 1 メートルで壁に衝突すると 100 トン重程度の力が生じていることになる。ただしこの理論は完全弾性体相互の衝突に適用されるべきもので、実際には弾性変形の限界や、破かい限度などを考慮して適用範囲を限定すべきであるが、とにかく非常に大きな力が出現し得ることは注意しなければならない。

§ 土石流の減速、停止過程

土石流の減速、停止の過程は、それが土石流の人為的制御にもっとも関係が深いにも拘らず、力学的研究はもっともたち遅れた状態にある。その理由としては溪谷から扇状地に土石流が拡がるために、三次元的な取り扱いが必要であること、停止までに部分的に集合運搬態から各個運搬態への移行をとめない、その量的表現が難しいこと、さらに現地観測が平面的な拡がりを対象とするとき困難さを増して今までにあまり信頼できる現地データが無いことなどがあげられよう。

したがって現時点では流動態を正しく表現したモデルによるものは少なく、単純な質点または有限の大きさの物体塊の滑動モデルの段階にとどまっていて、土石流の実態とはかなりかけ離れたものが多い。

もっとも単純な質点的モデルとしては、奥田¹³⁾が焼岳の上々堀沢下流の土石流減速域に適用したもので、傾斜角 θ , 摩擦係数 μ , 抵抗係数 κ (速度の自乗に比例する抵抗を仮定) の斜面上に初速 v_0 でさしかかった質点の流下速度 v と流走距離 x の関係を次式で表わした。

$$x = \frac{1}{2\kappa} \log_e \frac{\kappa v_0^2 + A}{\kappa v^2 + A}$$

$$\text{ここに } A \equiv (\mu \cos \theta - \sin \theta) g$$

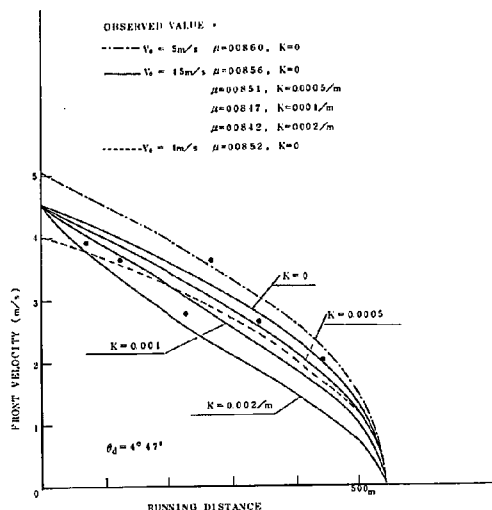


Figure 7. Relation between front velocity of debris flow and running distance observed at the lowest region of Valley Kamikami.
(after S.Okuda et al ¹³⁾)

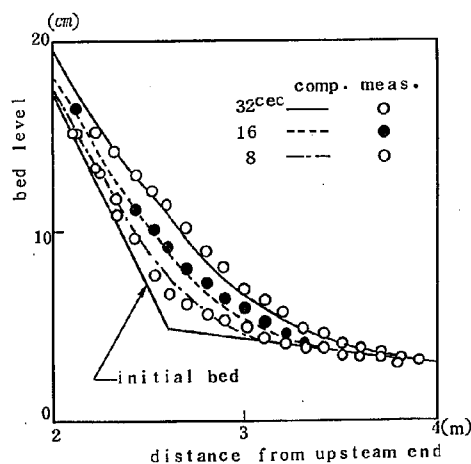


Figure 8. Comparison between computed (lines) and measured (circles) values of bed level change in the model experiment of valley mouth with debris flow deposit.
(after T.Tsubaki, et al ¹⁶⁾)

実測された χ と v の関係は Fig.7 に示す通りで、モデルの単純な割には減速の模様をうまく表現し、大体 $\mu = 0.085$, $K = 0.0005/m$ 程度の値が得られた。

しかしこの値はこの溪谷と、観測された土石流に個有のもので普遍性はなく、また土石流先端の巨岩塊群があまり扇状地でも拡がっていない状態にしか適用できない。

なお流動塊がある有限の大きさをもって流下する場合については、吉川ほか ¹⁴⁾ また山口ほか ¹⁵⁾ による解析が行われており、その表現式には当然、流動塊の形状やその物性に関するパラメータが入ってくるが、これらを現地観測例と対比することは難しい。

流動態を直接に対象とする研究では、土石流の減速、停止の過程そのものではないが、溪流直下の緩勾配域での堆積過程について、椿ほか ¹⁶⁾ の水理学的研究があり、理論と実験によって Fig.8 に示すように溪床勾配の変化率 ($\frac{\partial^2 z}{\partial x^2}$, x は水平距離, z は溪床高さ) の高いところで、もっとも堆積が生じやすいことが確かめられた。

なお建設省関係では、田畑ほか ¹⁷⁾ によって水理実験が行われ、水路の勾配の緩和と拡幅によって土石流の減速、停止が促進されることが認められているが、解析的理論との対応は困難である。

このようにもっとも人間生活に関連の深い扇状地での土石流の動態の研究がもっとも遅れた状態にあるので、理論的解析、水理模型実験、現地観測または現地実験を併用してこの問題を早急に究明する必要がある。

参 考 文 献

- 1) D.J. Varnes; Slope Movements in the Western United States, Mass Wasting, 4th Guelph Symposium on Geomorphology (1975).
- 2) J.D. Rodine, et al; Analysis of Mobilization of Debris Flow, Army Research Office-Durham (1974), P.179.
- 3) T. Takahashi; A Mechanism of Occurrence of Mud-debris Flows and Their Characteristics in Motion, (in Japanese) Disaster Prevention Research Inst. Annuals, No. 20B-2 (1977) P.406.
- 4) J.D. Rodine, et al; Analysis of Mobilization of Debris Flow, Army Research Office-Durham (1974), P.181.
- 5) S. Okuda, et al; Synthetic Observations on Debris Flow, Part 3, (in Japanese), Dis. Prev. Res. Inst. Annuals, No. 19-B (1976), P.237.
- 6) T. Takahashi; A Mechanism of Occurrence of Mud-debris Flows and Their Characteristics in Motion, (in Japanese) Disaster Prevention Research Inst. Annuals, No. 19-B (1976) P.409.
- 7) A. Daido; Private Communication.
- 8) A. Daido; Fundamental Study on Mud-flow (V) (in Japanese) Dis. Prev. Res. Inst. Annuals, No. 8 (1965) P.317.
- 9) H. Suwa et al; Motion of Large Stone at Mud-flow Front and Flow Pattern of mud-flow, (in Japanese) Dis. Prev. Res. Inst. Annuals. No. 16-B (1973) P.425.
- 10) S. Okuda; Elastic Collision of Large Stones in Debris Flow, (in Japanese), Report on Debris Flow Survey (1978).
Published by Mastumoto Sabō (in press).
- 11) M. Hirano et al; On the Moving Process of Debris Flow, (in Japanese) Lecture Print on Symposium of Natural Disasters, 14th (1977), P.129.

- 12) S. Okuda; Elastic Collision of Large Stones in Debris Flow, (in Japanese), Report on Debris Flow Survey (1978).
Published by Matsumoto Sabō (in press).
- 13) S. Okuda; On the Relation between Debris Flow Speed and Run-out Distance at Valley Kamikami, (in Japanese) Report on Debris Flow Survey (1973) published by Matsumoto Sabō.
- 14) H. Kikkawa et al; On the Run-out Distance of Sliding Debris, (in Japanese) Report on Natural Disasters at Pref. Chiba caused by Typhoon No. 25 in 1972. P.17.
- 15) K. Yamaguchi; Soil Mechanical Survey on Slope Failure, (in Japanese), Report on Natural Disasters at Pref. Chiba caused by Typhoon No. 25 in 1972. P.24.
- 16) T. Tsubaki et al; On the Piling Process of Debris Flow, (in Japanese), Lecture Print on Symposium of Natural Disasters, 10th, (1973). P.153.
- 17) S. Tabata et al; Study on Mud-flow Deposition, owing to Changes of River-width or Slopes (in Japanese), Shin-Sabō, Vol. 25 No. 2 (1972). P.25.

火 砕 流 の 運 動 性

我国の火山では火砕流がよく発生する。たとえば、1973年には浅間山の噴火時に小規模な火砕流（厳密な意味では nuées ardentes）が観測され、映画フィルム¹⁾に記録された。火砕流に関する多くの科学調査が地質学の立場から実施されたが、運動学の立場からのものは殆どなかった。

火砕流の運動的挙動を最近の研究から手短かに紹介する。火砕流の高い運動性は上向きの強いガス圧のこう配と乱流によって砂礫の流動状態を維持する気体クッションの効果によって説明される。A. E. Schidegger²⁾は、気体の間隙速度 v と浮遊粒子の直径 d との関係式を、多孔性の媒体を通る流体に関する物理法則から導びき出した。

$$v^{1.84} = \left(\frac{P \rho_g}{\eta} \right)^{0.16} \frac{2(1-P)(\rho_p - \rho_g)g}{94 P^2 \rho_g} d^{1.16} \quad (\text{C.G.S. 単位})$$

ここに P は空隙率、 ρ_p は粒子の密度、 ρ_g は気体の密度、 η は気体の粘度、 g は重力加速度である。これらの物理量に適当な数値を代入して、1000mの長さで100mの厚みを持つ秒速50mの nuée ardente は、流れに捕捉された冷い空気を熱い粒子が熱し、係数3による空気体積膨張を伴った上昇気流がつくられるという仮定のもとで、直径1cmの固体粒子群を支える事が出来る事を示した。上記の理論の修正がR.L.Shreveによって提案されている。彼は、火砕流がすべる時には、流の底部において気体クッションが発達するという仮説を発展させた。気体のクッションは流れの中に捕捉された空気と流動破砕より発生する気体とにより構成される。

固体粒子群を通り抜けて気体上昇する事に関してダルシーの法則を用い、理想気体の断熱圧縮の熱力学方程式、定常上昇気流の連続式とにより、Shreveは抜け出して上層する空気内の圧力勾配は、気層の潤滑効果の為に流れの底面のルーズな破片を支えるのに十分でなければならないという条件を求め、次式で表わした。(図-I)

$$\frac{K_b \sigma_b}{K_h \sigma_a} < \frac{1}{m} \left[\frac{1 - (P_t/P_b)^m}{1 - (P_t/P_b)} \right] - \frac{\mu_b S^2}{\rho_b K (P_b - P_t)}$$

ここに、 K_b は火砕流底面の透過度、 K_h は局所的透過度 K の調和平均、 σ_b は底部の密度、 σ_a は局所的な密度 σ の算術平均、 m は熱力学パラメーター $m = (r+3)/2r$, r は一定体積、一定圧力における空気の比熱(≈ 1.4)、 P_t は火砕流上部の気圧(≈ 1 気圧)、 P_b は底部の気圧、 μ_b は底部の潤滑層内部の空気の粘性係数、 S は火砕流の厚さ、 ρ_b は底部の空気密度、 K は次のように定義される気体放出の効果を表わすパラメーター。

$$K \equiv S^2 / \int_0^S \frac{1}{K(\alpha)} \left[\int_0^\alpha E(\beta) d\beta \right] d\alpha$$

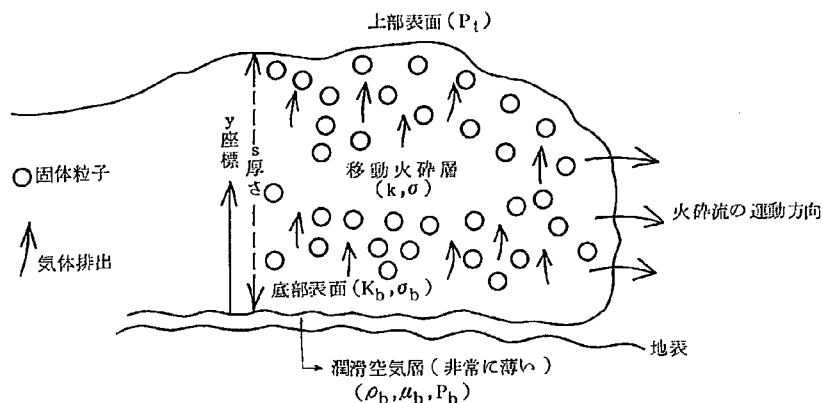


図1 移動火砕流の模型 (著者による)

E は火砕流の単位体積あたりの局部的に放出されるガスの質量の割合である。

火砕流の下にある潤滑層に捕捉された空気の圧力とその温度(熱い粒子が存しないとしても断熱圧縮によ

る)とその粘性係数(温度の上昇と共に上昇する)は、それぞれささえている火砕流の厚さの関数として図-2に示される。

$K_b \sigma_b / K_h \sigma_a$ の最大比率、すなわち上記の式の右側から2項目をはずしたもの(ガス放出効果を見捨てる)は、火砕層の厚さの関数として図-3に示される。この結果より、底部の火砕流密度と透過度との積($K_b \sigma_b$)は層全体の平均値($K_h \sigma_a$)よりずっと小さい時には潤滑層の空気クッションは運動力学的に安定である事がわかった。

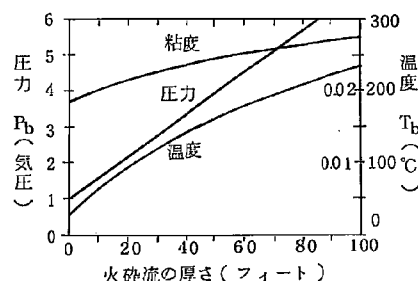


図2 支持火砕流の厚さの関数としての潤滑層内の空気の粘度、温度、圧力。

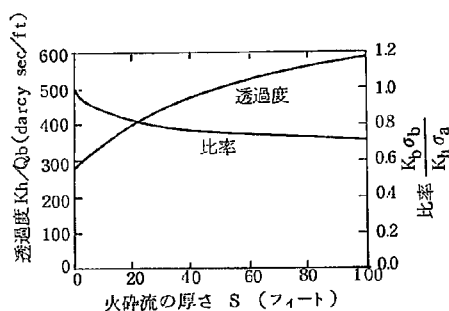


図3 火砕流の厚さの関数としての単位排出率に関する調和平均透過度と空気層の潤滑に関する最大比率 $\frac{K_b \sigma_b}{K_h \sigma_a}$ 。比率は厚さが増すに従って0.64に漸近する。

Shreveによれば、空気クッションに関するこの安定状態は、多分、特殊な型の地滑りにも存在するであろうとされているが、未だ多くの火砕流においても確認されているわけではない。

参 考 文 献

- 1) S. Aramaki; Small-scale Pyroclastic Flows Generated during the Feb. March, 1973, Eruption of Asama Volcano, (in Japanese), Volcano (Kazan), II, Vol.18, (1973), No.2, p.79.
- 2) A.E.Scheidegger; Theoretical Geomorphology, 2nd ed.
Verlag Springer, p.401.
- 3) R.L.Shreve; Leakage and Fluidization in Air-Layer Lubricated Avalanches, Bull. Geolog. Soc. Amer. 79, (1968), p.653.

2. 2 特 別 講 演

「メラピ火山における土石流対策に関する所見」



京 都 大 学 教 授

武 居 有 恒 博 士

メラビ火山周辺の土石流災害防止対策

武 居 有 恒

メラビ火山は現在3～5年の周期で爆発を繰返し、山頂から多量の不安定物質を供給している
ので、土砂災害防止対策を考える場合多くの困難な問題が存在する。

特にNuée ardente乃至Nuée Ardente d'avalancheに関しては、火山活動そのものの一部であり、現在の技術段階ではこれに直接対抗することは不可能といわなければならない。したがって此の問題に対しては、大規模な現象の発生予知及び警戒避難体制の整備に期待されることになる。

具体的な災害防止対策としては、小規模な噴出によって源頭部に供給される多量の不安定堆積物が、常に中下流部へ再移動する可能性を持っているので、このバランスに対し人工によってどの程度対応できるかという問題であろう。この問題は、本質的には長期的な実地観測にもとづく動的な平衡条件の問題としてとらえられるべきものではあるが、現段階で得られる情報の水準では、現在の地形条件における移動力と抵抗力の関係から静的に考察することは止むを得ない。

そこでまず第一段階として、斜面における土石の運動形態あるいはこれを支配する法則性の差

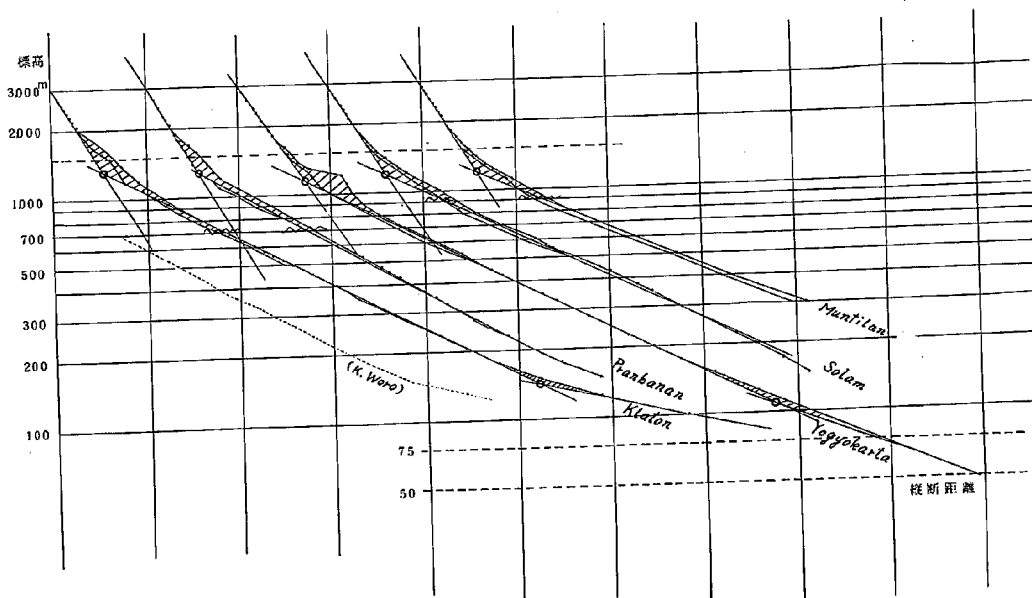


図-1 河川の縦断形状

によって、地域区分を行ってみる。図-1はメラビ火山の断面を半対数紙上にプロットしたものである。断面は山頂と Klaten, Pranbanan, Yogyakarta, Salam 及び Muntilan を結ぶ線上にとっており、それぞれ K. Woro, K. Gendol, K. Boyong, K. Krasak 及び K. Putih の方向とほぼ一致している。断面図から明らかなことは、半対数プロットにおいては、ほとんど直線に近い部分からなる折線と、これを連結する緩和曲線の部分によって形成されていることである。そしてこれらの直線の勾配は断面間にほとんど差がないことである。高度 z の対数が山頂からの水平距離に比例するということは、地学的にはある時点における斜面勾配 $\partial z / \partial x$ は高度 z に比例し、また標高の変化する速度すなわち侵食強度 $\partial z / \partial t$ は、その時点での勾配 $\partial z / \partial x$ に比例するものとみなすことができる。すなわち、山頂部附近と中下流部の直線の勾配の差は、それぞれの領域における土石の運動を支配する営力の差を示しているものといえる。図において上部及び中部の領域では、地形原面（切峯面）と溪床面（切谷面）の差が大きいので、これらを同時に記入してある。傾向的には差はないが、切谷面は切峯面の折線が交点近くまで延長され、緩和曲線の部分が小さくなっている。

全般的にいうならば、高度 $1200 \sim 1300 \text{ m}$ 以上では主として重力作用に支配される崩落あるいは滑落の形態で運動し、これより下方では流水の運搬力による土石移動が卓越する領域といえる。この間に東側斜面では $2000 \sim 700 \text{ m}$ 、西側斜面では $1800 \sim 900 \text{ m}$ の区間に、中間的な緩和曲線の領域が存在する。この領域は重力運搬領域脚部の土石堆積地帯となり、同時に中流域源頭部に供給される不安定土石の一時的貯留地帯を構成している。火山活動によって火口から排出される物質は大部分の場合この地域で一旦停止し、別の機会に再移動するものと思われる。特別な場合には、この中間地帯を通り抜けて下流部を直接襲うような大規模な熱雲も発生するが、地形の形成過程への貢献という点では必ずしも大きくはないものと思われる。

一般的に云って、東側斜面と西側斜面にははっきりした差があることが指摘できる。東側では中間領域はいわゆる古メラビ山体から構成され、西側にくらべて広い範囲に厚く分布しているが、溪流による侵食を受けて深く開析されている。その結果河床断面は図にみられるように、2直線の交点に向って上部領域内まで深く切り込まれている。現地形は長期間に亘る土石供給と侵食のバランスの結果を示すものであることから考えれば、東側斜面は現在の西側斜面でみられるようなはげしい不安定物質供給が、かなり長期間ほとんど行われていないと思われる。そして侵食された溪流の谷壁側面からの土石供給が、最近における下流部災害の原因となる不安定土石の主要な源になっている。西側斜面ではこの中間領域は東側ほど広範囲にはひろがっていない。しかし図中の2直線の交点を現在の地形断面から深い位置にあらわれ、また切峯面と切谷面の形は類似している。すなわち、この中間領域における緩衝作用は、火口からの不安定物質供給のはげしさに対応して、主要営力が変わる2領域の境界付近で集中的に行われており、供給と侵食のバランス

は、切崖面上でも切谷面上でも同じような傾向を示す。その結果、水系網の構成は安定したものではなく、偶発的に容易に変動しうるものと考えられる。このような流路が変動しやすい侵食過程は、一種の大規模な slope process と考えられ、従ってこの地域では河川計画のように安定した流路網を構成することによってこれを治めようという考え方よりも、全領域を適当な大きさの広がりを持つ領域に分けて、それぞれの領域を個別的に、また面的に保全するという考え方をとる方がより適当と思われる。東側斜面ではこの中間領域でも溪流沿いの侵食が卓越する fluvial process の性格が強いのに反し、西側では上述のように大規模な slope process という特徴を持っているため、現状からの判断による固定的な計画を追究するよりは、状況の変化に対応して変更可能な試行錯誤的な手法をとることを提案したい。具体的な手段としては、東側斜面では中間領域の峡谷部に、できるだけ上流部まで貯砂ダム及び床固ダムを築造するような溪流工事計画の、現実的な可能性について検討する必要がある。西側斜面では水系を基本とする計画は、流域の争奪によって全く無意味なものになってしまう可能性があり、溪流工事計画としてのダムサイトはこの中間領域内で選定することは困難である。考えられるものは局所的な侵食防止対策としてのダム計画であるが、根本的な問題はこの中間領域からの出口を一定の位置に安定させるための検討であろう。その位置は上流からの流出過程に対し合理的な位置であるとともに、此处から中流及び下流部を如何にしてスムーズな安定した水路で連結することができるかという点を考慮して選ばなければならない。

次に問題になるのは、中下流部の流路の取扱いである。西側斜面では、各支川は比較的標高の高い位置で K.Progo に合流し、そのため本流の勾配もかなりあるので掃流能力が大きく、合流点付近で河床上昇傾向はみられず、むしろ支川が河床低下傾向を示しながら合流している。この状態から考えると、各支川の中下流部まで運ばれてきた土砂は、できるだけ早く K.Progo に flush out させ、さらに下流部の堆積域で浚渫することを考えた方がよいように思われる。一方東側斜面では、B.Soro 及び K.Opak への合流点付近では、本流の河状の影響によって上に凹な緩和曲線を示すもうひとつの中間領域が存在する。K.Woro 下流部の天井川はちょうどこの接続部に位置するもので、上流からの多量の土石供給も勿論河床上昇の一因ではあるが、この地域の河川地形自体が天井川形成の重要な原因をなしている。したがって、河床を低下させることも必要であろうが、想定される適切な縦断形状によって、河道を如何に安定させるかという問題として考えるべきであろう。

日本においては一般に壮年期の地形で、水系網は切崖面を深く開析している。したがって日本の地形とこの地域の地形を比較することにはかなり無理があるが、河道の縦断面形状が指数曲線で表わされ、またある例では片対数プロットで折線になるなど、類似した特性が知られている。このような全般的な特性にもとづいて砂防計画を考えてゆくという点においては、インドネシア

と日本では不安定土石供給のはげしさや、地形のステージの差はあっても、基本的には変わらないものと考えられる。

以上の考察は、地形の全般的な特性から指摘される問題であるが、実際問題に応用するには地形を対象にするにしても、さらに徹視的な検討が必要である。これに対しては現在進行中のメラビ火山砂防基本計画のための調査に大きい期待を寄せるものである。

次に、此の地域での河道における土石の移動形態について2, 3の考察を行ってみる。移動形態を2つのカテゴリーに分ける。すなわち、土石流による集合運搬と、水流の掃流力による各個運搬である。これは常識的なことではあるが、砂防計画をたてる場合、それぞれの現象を支配する法則性の違い及び現象発生確率を十分考慮する必要がある。端的に云うならば、土石流は何処で発生し、何処まで流下するか、またそれぞれの地域でどのような形態の土砂移動が起る可能性があるが、というような問題を合理的に推定し、これを計画の基礎としなければならない。

現状では、まだ土石流理論も未完成であり、また実地調査資料も不十分なため、正確な判定は無理と思われるが、現段階の知識の範囲で大雑把な推定を試みることにする。

土石流発生の限界条件は次式で示される。

$$\tan \theta_1 \leq \frac{C_x (\sigma - \rho)}{C_x (\sigma - \rho) + \rho} \tan \varphi \quad \dots\dots\dots (1)$$

此処に σ : 土石の比重

ρ : 水の比重

C_x : 溪床堆積土石の容積密度

θ_1 : 溪床の限界安定勾配

φ : 堆積土石の内部摩擦角

Eq. 1 は飽和無限長斜面の限界釣合条件と同じ型の式である。 σ の値については、この地域での測定値があり、実測によれば、細粒部 ($d < 0.074 \text{ mm}$) に対し $\sigma = 2.6 \sim 2.7$ 、粗粒部では、 $2.75 \sim 2.85$ になっている。 C_x 及び φ に対しては此の地域での実測値がないので、日本での測定値を参考にして、溪床堆積物に対し $C_x = 0.45 \sim 0.60$ 程度と推定する。 φ の値は粒状体の堆積では主として密度 C_x によってきまり、また密度の変化により大きく変動する。例えば、六甲山では $C_x : 0.73 \sim 0.69$ に対して $\varphi : 60 \sim 27^\circ$ 、富士山では $C_x : 0.56 \sim 0.52$ に対し、 $\varphi : 53 \sim 33^\circ$ というような値がある。一般的に云うならば φ の最低値は 20° 程度と考えられる。粘着力を持たない粒状体では、これ以下の φ になるような粗な堆積物は人工的にも容易に作ることはできない。また我々の経験によると、自然の崖錐状堆積物は一般にかなり粗な堆積層を作っているので、 φ の最大値は 40° を越えないものと思われる。そこで、この値に

よって溪床の土石流発生に対する限界安定勾配を計算してみると表-1に示すような値が得られる。

$\varphi \setminus C_k$	$\sigma = 2.65$				$\sigma = 2.80$			
	0.45	0.50	0.55	0.60	0.45	0.50	0.55	0.60
20°	9.3°	9.7°	10.3°	10.7°	8.9°	9.3°	9.9°	10.3°
25	11.3	12.4	13.1	13.6	11.3	11.8	12.1	13.1
30	14.6	15.2	16.1	16.7	13.9	14.6	15.5	16.1
35	17.5	18.2	19.3	20.0	16.7	17.5	18.6	19.3
40	20.6	21.5	22.3	23.6	19.8	20.7	21.9	22.8

表-1

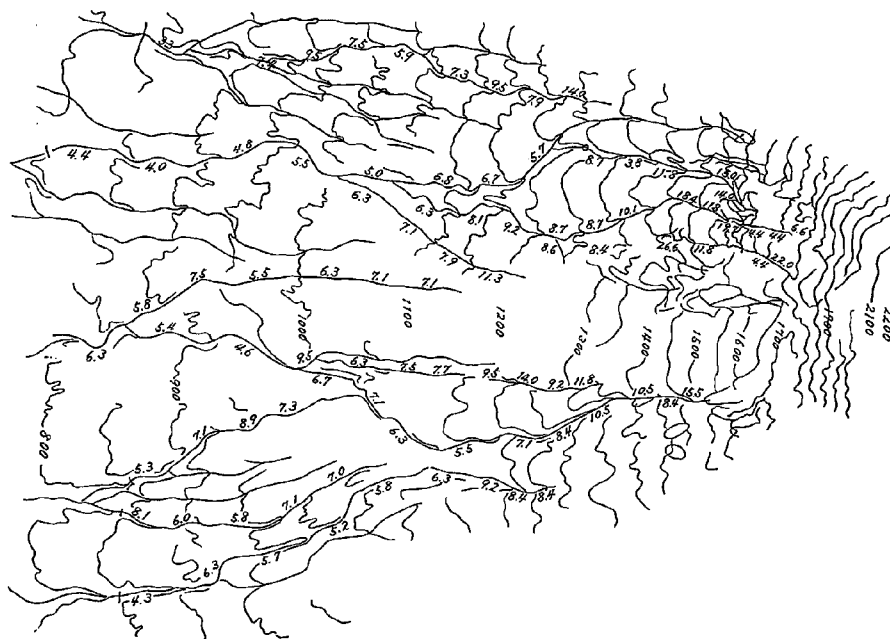


図-2 メラビ火山主要河川の河床勾配(度)分布図
(K.Krasak から K.Blengkeng までの間)

図-2はメラビ火山西側斜面の主要溪流の河床勾配(傾斜角)の分布を示す。この図と表-1の値をみると、土石流発生領域の下限は高度約1200^mになっている。またこの領域の源頭部の崖錐の傾斜角は25~30°になっている。そこでこの土石の自然堆積物における φ はこの角

度とほぼ同じ値と考えると、Eq-1 のような限界釣合条件を考える限りは、 10° 以下の緩勾配の場所から土石流が発生する可能性は極めて少いといえる。このように考えると、土石流発生の予知・警報のために降雨量を指標とする場合、 1200 mm 以上の地域の降雨強度を知ることが要求され、それ以下の地域の値は源頭部降雨状況を推定するための資料としての意義を持つことになる。

次に土石流発生のもうひとつの限界条件について検定してみる。これは段波状に流出して来る表面流によって溪床土石が集合運搬される場合で、このときの限界釣合状態の式は次のように書かれる。

$$\tan \theta_2 \leq \frac{C_{*}(\sigma - \rho)}{C_{*}(\sigma - \rho) + \rho(1 + \frac{1}{\kappa})} \tan \varphi \quad \dots\dots\dots (2)$$

此処に $\kappa = h_0/a$

h_0 : 溪床と直角方向に測った段波状表面流の深さ

a = 段波状表面流の作用で、同時に動き出す堆積層の厚さ

他の記号は Eq-1 と同じ。

この場合 κ の値に対しては一定の制限条件があるが、これに対する詳細な論義は此処では省略し $\kappa = 1$ の値をとることとする。この値は一般的には無理のない値である。以上のようにして Eq-2 を計算した値を表-2 に示す。

$\varphi \backslash C_{*}$	$\sigma = 2.65$				$\sigma = 2.80$			
	0.45	0.50	0.55	0.60	0.45	0.50	0.55	0.60
20°	5.6°	6.1°	6.5°	6.9°	6.0°	6.4°	6.9°	7.3°
25	7.2	7.8	8.3	8.8	7.6	8.2	8.8	9.3
30	8.9	9.6	10.2	10.9	9.4	10.1	10.8	11.4
35	10.7	11.6	12.3	13.1	11.4	12.2	13.0	13.2
40	12.8	13.8	14.7	15.6	13.6	14.6	15.5	16.4

表-2

この条件を用いると、溪床の限界安定勾配は大巾に低下し、図-2 でみると高度 800 m 以上の大部分の河道は危険溪流ということになる。平面図による表示は河道沿いの変化の傾向を理解するには適当でないので、主要河道の断面に対して溪床勾配の分布を示したものが図-3 である。表-1 及び 2 によれば、Eq-1 で求めた限界勾配は約 10° 、Eq-2 で求めたものは約 6° であ

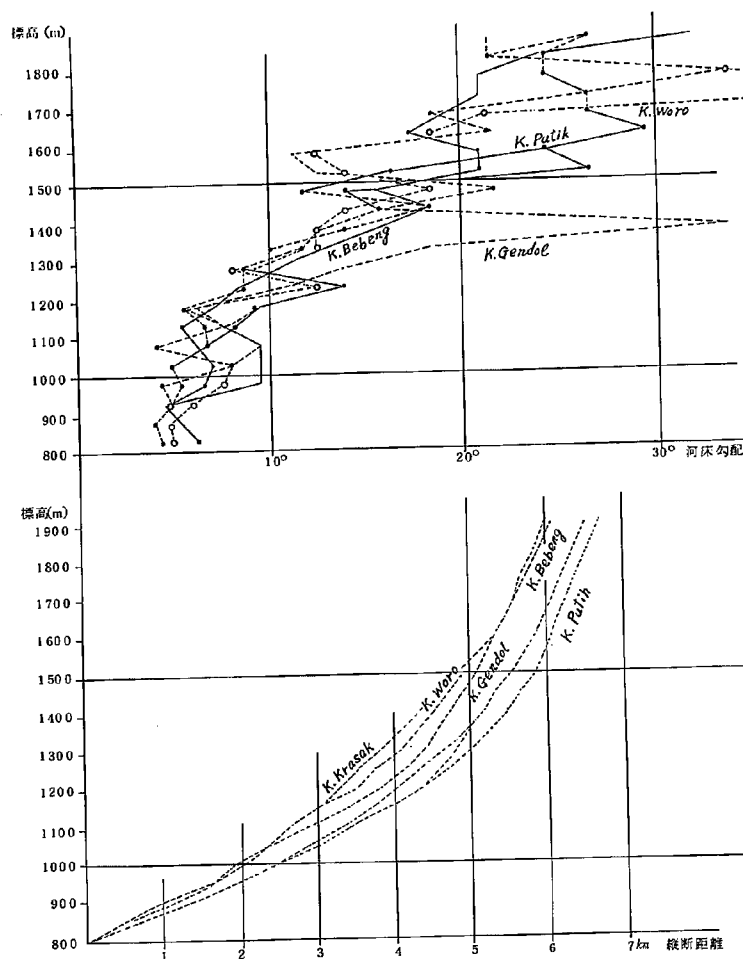


図-3 メラピ火山主要河川における縦断形と河床勾配分布

る。これを図-3に対応させると、前者の基準では約1200^m、後者では約1000^mがほぼ土石流発生区域の下限界になっている。またこの勾配分布をみると、西側斜面の溪流では、現溪床は土砂供給と侵食力の釣合によって構成されているので、全面にあまり極端な変動がみられないのに対し、東側斜面では、溪流がすでに左メラピ山体を深く開析しているので、基盤の侵食力に対する抵抗性の差によるものと思われる極端の変動が現れている。

さて、次に高度800^m以下の中流及び下流部の状態について考えてみる。この地域においては、土石は主として流水の掃流力によって単粒的に運ばれている。しかし土石流の状態で運ばれてきた土石は、直ちには停止せずこの地帯まで流入してくる。土石流の発生源となるような場所

は、K.Krasak 及び K.Bebeng の高度 500～550 m の間の約 1 km の区間でその可能性が
 る以外は特に指摘し難い。一般的な傾向としては、高度 800 m 付近から 400 m 付近まで降る
 間に、勾配はほぼ 2° 程度まで次第に減少してゆく。この状態を図-4 に示す。

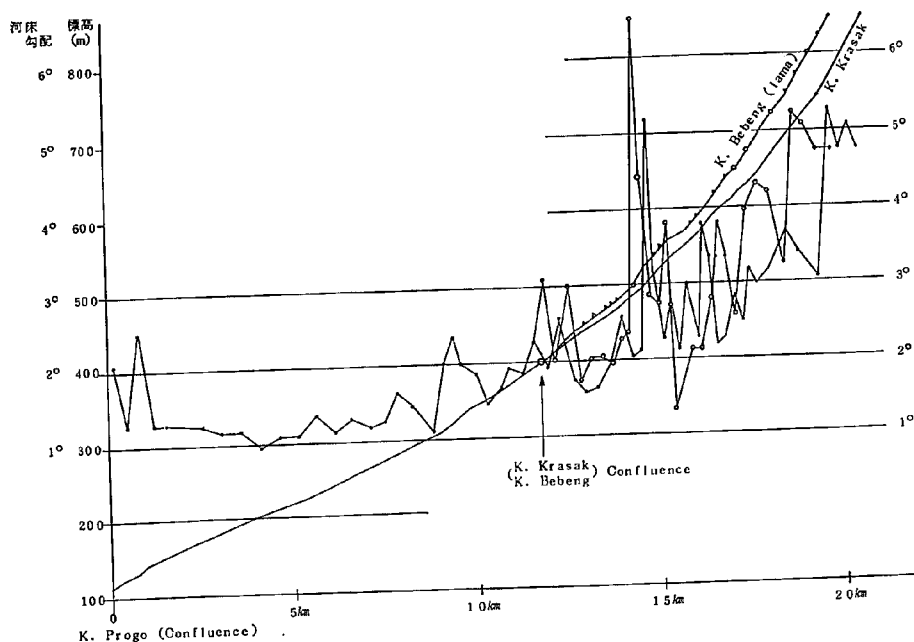


図-4 Krasak 川中・下流部における河川の縦断形と河床勾配の分布

そこで、各個運搬の問題として Shield's 公式で限界掃流力を求めてみる。

$$U_{*c}^2 / (\sigma / \rho - 1) \cdot g \cdot D \approx 0.05 \quad (3)$$

Eq-3 は溪流においても十分適用可能である。 $U_{*c} = g \cdot hc \cdot I$ であるから、 $\sigma = 2.65 \sim 2.8$ を用いると、Eq-3 は次のようになる。

$$hc/D = (0.09 \sim 0.11) / I \approx 0.1 / \sin \theta \quad (4)$$

そこで hc/D を $\theta = 2 \sim 8^\circ$ に対して計算すると次表が得られる。

θ°	2°	3°	4°	5°	6°	7°	8°
hc/D	2.87	1.91	1.43	1.15	0.96	0.82	0.72

表-3

K.Krasak 中流部における河床材料の粒径は実測値によれば $d_{50} = 1 \sim 2 \text{ mm}$, $d_{90} = 30 \sim 70 \text{ mm}$ である。いま $D = d_{50}$ とすれば、下流部では $0.3 \sim 0.4 \text{ cm}$ の水深で河床材料は掃流され、また 10 cm の水深があれば、ほとんどすべての河床材料は動き出すことになる。すなわち、河床材料の粒度が、河床勾配にくらべて相対的に非常に小さいので、表面流が生ずれば常に土砂移動が起り、その結果常習的に土砂を下流へ流送することになる。

表-3の値では、勾配 6° 以上の河道では、土石はその粒径程度以下の水深でも移動を開始し、また Eq-2 の条件でも C_x 及び ϕ が小さければ段波によって土石流が発生する可能性がある。 $15 \sim 30 \text{ cm}$ 以上の段波状の流れが、ほぼ全横断面を覆って流れて来るならば、河床材料の d_{50} の数倍に相当する厚さの層が一斉に運動を開始することになり、土石流状の流れになるものと思われる。

最後に土石流の停止地域について少しふれておく。最近の経験によれば、いくつかの土石流の停止した場所がわかっている。これらは K.Putih, K.Batang の高度 $620 \sim 650 \text{ m}$ の部分及び K.Krasak の高度 $450 \sim 500 \text{ m}$, $500 \sim 550 \text{ m}$ の部分である。その河床勾配は K.Bebeng で 3.2° という例外を除くと、他は約 2.5° になっている。土石流の容積密度 $c = 0.3 \sim 0.5$ とすると、このような場所で停止するような土石混合物の内部摩擦面は、勾配 2.5° に対して $4.5 \sim 6.0^\circ$, 勾配 3.2° に対し $7 \sim 8^\circ$ になり、粒状体の安定な混合物としてはこのような低い値は考え難い。また、堆積層の深さ $0.5 \sim 1.5 \text{ m}$ として、その底面における剪断抵抗力を求めると、 $40 \sim 110 \text{ Kg/m}^2$ 及び $50 \sim 150 \text{ Kg/m}^2$ になる。日本における同じ様な堆積物の剪断抵抗力の推定値と比較すると、低い値でも 500 Kg/m^2 以上であり、例外的に小さいものでさえ 240 Kg/m^2 となっている。現在までの研究によれば、粒状流動体の降伏強度は粒状物の濃度に比例するとされている。若しこの関係が成立するならば、この場合の粒状物の濃度は $10 \sim 20\%$ ということになる。従来行われている研究ではダイラタント流体の場合の濃度は 30% 程度以上であり、ビンガム体ではさらに高濃度になり $40 \sim 50\%$ 程度である。ダイラタント流体の停止過程については、まだ十分説明されていないので単純に静的な釣合の問題として考えた事自体にも問題はあるが、従来実験されたものよりも更に低濃度の粒状体の安定な流動が自然状態では存在するものと推察され、このような現象に対しても今後研究を進める必要があるものと考えられる。

以上土石流災害防止対策に対し、現段階では具体的な提案を行うことはできなかった。対策そのものよりも、むしろ砂防計画をたてるための基礎とするべき土石移動形態の特性についての記述に終る結果となってしまった。この報告自体なお中間的なもので、今後の調査結果、あるいは新しい理論、実験等の成果によって修正するべき点も多いと思われる。

なお本文において使用したメラビ火山周辺地域における河床構成材料の粒度試験結果などの資料は、砂防地すべり技術センターの御厚意により提供されたものを参考にしている。また土石流の発生条件については、主として高橋保氏の研究成果（たとえば、土石流の発生と流動に関する研究、京大防災研究所年報、第20号 B-2, 1978.4 p405~436などに所載）にもとづいて考察したものであることを付記し、謝意を表する。

2. 3 話 題 提 供

「インドネシアにおける土石流研究の現状紹介
—— 特に Nuée Ardente について ——」



インドネシア公共事業省 水資源総局 河川局

I. ス ル ヨ

メラビ火山の NUÉES ARDENTES とこれらの火山現象に対する警戒の為の調査。

I. SURYO

要 約

メラビ山の二種類の Nuées Ardentes が知られている。その第一の型は、なだれ型であり、第二の型は噴火型である。

これらの非常に破壊的な火山現象は、何世紀にもわたってメラビ山麓に住む人々の生活を脅してきた。しかし、この危険な火山現象にもかかわらず4万人以上の人々が、いわゆる「立ち入り禁止区域」に未だに生活している。政府がインドネシアの他の島によりよい居住地を提供しているにもかかわらず、彼らがこの危険な区域を離れたがらないのは、土地が肥沃である事による事は疑い余地が無い。それぞれ異なる火山性の危険地域を区分けした地図がメラビ地区の為に作られて来た。メラビ山麓に住む人々の安全を守る目的で、噴火の前及び最中及び後に対策となるものを含んだ警戒指令が発令される。

1. 概 説

メラビ山の活動は火口内の粘性のある熔岩がドーム状に形成されるという事に特徴がある。これらのドームは火口の縁より溢れ出て舌状の熔岩を形成する。もしこれらの舌が大きくなり続けると、その側面は不安定となり、くずれて白熱した岩石の破片となり火山の斜面をなだれ落ちる。ドーム状又は舌状の形成は猛烈な一連の噴火のさなかに最高潮に達し、噴火地点から12 Kmから13 Kmにわたって傾斜を流下する非常に破壊的な Nuées Ardentes を作り出す。

これらの強大で危険な火山現象に対抗して人命の損失を最小にする対策方法はない。

唯一の効果的な予防方法は、完全にこのメラビ山危険地地図に記されている「立ち入り禁止区域」を放棄するか又は、危険区域内に未だ生活している人々を疎開させるかである。立ち入り禁止区域内の既に放棄されている区域に造林する事は、多分、曲り角で谷からとびだす Nuées Ardentes が更に大きくなる事を防止する一つの方法であろう。このようにして立ち入り禁止区域の境界附近の場所がより荒廃する可能性を防除する。

2. Nuée Ardente、破壊要素。

高温、高速度、破壊効果の故に、Nuées Ardentes は、今日迄に知られているもののうちで最

も危険な火山現象である。噴火の機構によって色々異なる幾つかの型のNuées Ardentesが知られている。これらのNuées Ardentesは爆発の結果として、すばやく拡大する高熱ガスにおおわれた白熱した熔岩塊と砂と灰とよりなっている。BULLARDによると、Nuée Ardenteは白熱した灰の粒子を含んだ高熱ガスで、それが猛烈ないきおいで山の斜面を流下する時、表面との接触を保つのに十分な濃度を持っているものである。1930年のメラビ山噴火を観測したNEUMANN VAN PADANGは次のように定義している。Nuée Ardenteは火山の斜面を流下するガスに富んだ重い熔岩塊のなだれである。このなだれ現象の間に塊は粉碎され、ガスは爆発的に噴出し、周囲に死と荒廃をもたらす。

3. メラビ火山のNuées Ardentes.

二つの型のNuées Ardentesがメラビ山にて観測された。その第一の型はなだれ型であり、移動しやすい熔岩のドーム状又は舌状のものに働く重力の作用によって引き起こされる。第2の型は噴火型で、これは火口から熔岩が噴出される事によって引き起こされる。

3. 1. なだれ型のNuées Ardentes。

メラビ山の活動期において、粘着性熔岩が火口の縁から流出し熔岩舌を形成する。不安定に移動する熔岩塊の一部は打ちくだかれ、赤熱熔岩塊は斜面をころがり落ち、くだかれて無数の熔岩破片となる。これらの赤熱した熔岩塊の輝きは昼間はほとんど見えないが、夜間は、これらの熔岩破砕がほんとうに花火のようになる。それらの破砕の一部は、光熱を放つ砂と灰になり、熱気の中で赤熱粒子の滞空状態を形成し高比重の雲として下降する。VAN BEMMELLENの意見では、100立方メートルぐらいの塊はNuées Ardentesを引き起こさず、単に熔岩塊の普通のなだれ現象を起すだけである。そのようななだれが作り出す煙と埃は小さい。もし何千立方メートルか又はそれ以上の熔岩がぐだけ散ると、熱と粉碎された熔岩は非常に大きく拡大されるのでなだれは急速に膨張するNuée Ardentesの現出の前ぶれとなる。火山破砕物の白熱した流れの事はインドネシアの言葉でLaduと呼ばれ、軽量の破片を含み、Nuée Ardenteと呼ばれる埃、砂、火山性ガス、熱気とより構成される。Laduは谷間の曲部に沿ってゆくが、Nuée Ardenteは曲部にまっすぐに突き当たり近辺に広がる事がある。メラビ山におけるなだれ型のNuées Ardentesは通常、火口から1～3 Kmの距離に到るが、大きななだれになると最長距離7 Kmにも到る。

3. 2. 噴火型のNuées Ardentes。

噴火の最中に熔岩の塊は噴火口より噴出される。熔岩は上方に放り上げられ、その一部は火口の縁に降りそそぎ傾斜を急降下する。それは、じきにNuées Ardentesをともなった白熱した破碎物の流れへと発展する。この種のNuées Ardentesの到着距離は様々である。それらは通常は短い。小さな噴火の間の噴火型Nuées Ardentesは森林地帯迄も達しない。もし、大噴火が起り、大量の熔岩物質が噴出されると、Nuées Ardentesは森林地帯を通過するかも知れない。噴火が激発する段階においてのみ、大規模なNuées Ardentesが起り猛烈なスピードで急降下し噴火地点から10 Kmか又はそれ以上の距離に達する。メラビ山の激発段階における噴火型のNuées Ardentesは1930年の時は12 Km、1961年の時は12.5 Km、1969年の時は13 Kmに達した。この種のNuées Ardentesとなだれ型のNuées Ardentesの違いは、なだれ型の場合は常に上昇する火山灰のカリフラワー状雲を伴うという事である。この雲は火口より上昇し、同時にNuées Ardenteが火山の傾斜を急降下する。

3. 3 メラビ山のladu

1931年の噴火の後にメラビのladuについて、HARTMANN博士は色々書いている中で次のように書いている。大部分のガスはNuée Ardenteが降下した直後消失した。短時間の間に、赤熱した物質の上部が固結し、典型的なladuの殻を形成する。図-1はladuの横断面の図解である。

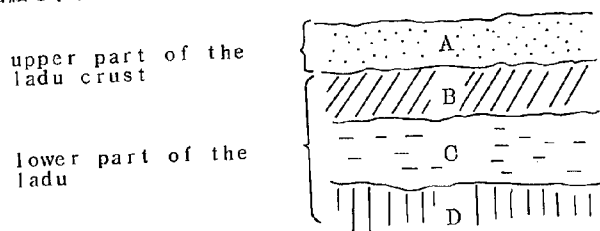


fig. 1.

- A : Hard, grey, fine sand and clay mass.
- B : Layer in between, consisting of sulphur, partially melted by increase of temperature
- C : Course grained ladu mass, saturated with water vapour
- D : Ladu mass with much gravel and stone.

外側の層から、laduは粗い粒子の灰白色と茶色の層より形成され、それ層の上で幾分はつきりとした侵食現象が観察される。そのすぐ下には灰色を帯びた茶色の細かな砂の団結した層がある。殻の上部層(A)は部分的にladu物質の細かな砂と粘土から成り、新しい灰と混じり合いその厚さは1mmから10mmと異なる。上部層の下には結晶イオウの層が続く、ところどころ融合したあとを示している(B)。このイオウ層の下には、水蒸気で飽和し、水で固められた粗粒の固結度の低い黒灰色の砂の層が横たわる。この層の上部にはイオウの結晶が見られる。この層の石と砂の粒は黄褐色と赤褐色を帯び、これらの色は酸化鉄によるものである。1mぐらいの厚みを持ったB・C層の下には、砂と砂利を豊富に含んだladu質があり、そのladu質は丸い岩石と混じり合っている。これらの殻の発生は様々な要素によって引き起こされる。この地殻形成の主要要素はladuの熱と、雨や湿気や空気の各々によって冷却される事とから出てくる温度差という事である。通常の珪酸とコロイド性の珪酸、遊離イオウと硫酸、有機土と腐植酸、リンネルとアルミニウム等の増加が、この地殻形成を助ける。ladu質の中に植物類の半腐敗物がよく見つけられるが、有機土と珪酸の占めるパーセンテージは比較的小さい。上部地殻層の厚みの増加は、熱を遮断する結果となり、熱とガスが層のすきまから逃げるのを妨げる。岩石の近辺の場所からのみ、ガスと水蒸気が逃げ出し、第2次硫黄坑と噴気坑の原因となる。ladu殻は雨水がladu質に浸透するのを妨げる。これらのladu殻は、高温の場所にのみ出来、そのような場所では、若い熔岩物質の堆積が見られる。laduの臭いは独特である。それは説明困難な臭気であるが、それは腐敗した植物を思い出させる。

3. 4. laduとNuées Ardentesの温度。

一般的に、放出される場所におけるNuées Ardentesの温度が約1000℃であるという事は例外とされるが、現在迄、Nuées Ardentesの温度についての正確な測定は未だなされていない。メラビ火山とアグン火山の観測から、これら二つの火山からのNuées Ardentesの温度はお互いに異なっているという事を結論づけられると思われる。1930年のメラビのladuについてのHARTMANNの結論は次のようなものである。熱せられたメラビladuの中に入ってくるCOSガスは、ladu内の温度が約450℃ぐらいに達しないという事を示している。彼の言ったCOSの形成は、噴火中の可能な温度を結論づける事の可能性を我々に与える。既に知られているようにCOSは400℃以下では発生しない。更に、木材の発火点は約450℃であるという事も知られている。laduが流れ下る行動の最中に、唯、川岸の2、3の家や木が火災によって破壊されただけである。これら二つの事実から、彼は噴火時のladuの温度は400℃から450℃の間に達しないと結論づけた。1963年のアグン噴火時の観測は、アグンのNuées ArdentesはメラビのNuées Ardentesよりも高温であるという事を示す。1963年5月16日の第2回目の爆発の後、頂上

から11.5 Kmの距離に亘ってKrekuk川を下ったladuの末端は堆積の14時間後にでも未だ360°Cもあった。laduに接していた木の幹が未だ燃え続けていたという事は、噴火時の温度が450°C以上であるという事を示している。1963年3月17日に起ったアグンの第1回目の爆発の後の調査の間に、頂上から5.5 Km離れたLangon川の川岸の家が破壊されているのを発見した。ガラスは柔かくなっていた。この現象から、我々はこのNuée Ardenteの温度が700°Cぐらいであると結論してもよいかも知れない。3.3章で既に説明したように、laduの地殻は熱を遮断するかも知れない。メラビladuの観測から、我々は、熱が数ヶ月に亘って保存され得るという事に気付いた。表-1は1931年のLamat川のladuの熱が8ヶ月の間ほとんど一定であったという事を示す。

Table 1. Temperature of the Lamat ladu in 1931

River	Temperatures in degrees centigrade
January	97 — 100
March	95 — 96
May	98 — 104
June	55 — 100
July	40 — 98
August	45 — 83
September	39 — 95

3. 5. Nuées Ardentes の速度。

なだれ型Nuées Ardentesの速度は様々である。時速40 Kmから70 Kmの速度が観測されるが、もし大きな熔岩塊が斜面を急降下してくる場合などは、Nuées Ardentesの時速は100 Kmから125 Kmにも達する。1942年にメラビ火山活動を観察したVAN BEMMELLENは、熔岩塊が飛びはね、Nuées Ardentesよりも速い速度で転ったと言った。更に、彼は大きなNuées Ardentesはなだれと同じ速度に達するが、小さなNuées Ardentesの速度はなだれのたった半分の速度に達するにすぎないとも言った。これらのNuées Ardentesは単純な重力による現象であって、それ故に如何なる初速度も持たない。メラビ噴火周期の最盛期の最中に起る噴火型Nuées Ardentesは、より速い速度を持つ。時速140 Km以上の速度が記録されている。

アグン火山の1963年噴火時の観測によると噴火型のNuées Ardentesは時速60 Kmから70 Kmに達した。このNuées Ardentesは、唯、激発期においてのみ時速100 Km以上の速度に達した。

3. 6. Nuées Ardentesによる荒廃。

破壊は、ladu物質、ガス、強風等によって起こされる。もしNuées Ardentesが通ると、殆ど全ての木が根こぎにされるであろう。尾根や谷の側面に沿った植物や谷の曲部に対面している範囲にある植物は、完全に破滅させられる。根こぎになった木は強風の吹く反対方向に向いてお互いに平行した形で並ぶ。立ち残っている木は、その葉と枝をもぎとられ、火山に向かって側の樹皮は剥ぎ取られる。家屋は押し倒され、人々は瞬間に殺されてしまう。破壊された地域からそう離れていない人々は逃げる事は出来るが、逃げてそれほど経たないうちに死んでしまった。それは明らかに脱水症状によるものであった。通常、破壊された地域と焼け焦がされた地域のはっきりした境が認められる。焼け焦がされた地域では、樹木は立ったままで残されており、葉と枝は熱で乾燥し褐色に変色している。第2表は、1822年から1969年にかけてメラビの主な噴火の間のNuées Ardentesによって受けた財産の損失と死傷者数を示す。

4. 火山危険地図。

正しい避難場所と正しい方向に導く為に、実際に噴火の火山学上の歴史と火山の噴火特徴とその形態学とを基礎にした危険地図が必要とされる。このいわゆる「火山危険地図」には、噴火の場合においての危険区域が明確に示され、又、土地の人々が避難する為の安全な道が示され、安全な避難場所が表示されている。

第一番目に来る危険は、活発化した活動の最中に直接噴出される物質、たとえば熔岩流ガス等によるものである。熔岩流は非常にゆっくりと動くので、普通は容易に避けられる。大型の火山弾は火口に近い地域に影響を及ぼすが、普通そのような場所に人は居住していない。激発期において火山弾による人命の損失は噴火部から8 Km離れたところにおいても記録されている。火山弾は未だ赤熱状態であり森や村落に火事を起こし何人かの犠牲者を出した。この種の危険は、大木や大岩のうしろや下に避難所を求める事によって、時には避けられる。第2番目の危険はrain laharsによって代表される。この現象は火山活動によって直接引き起こされるものではなく、噴火中又は噴火後の降雨による。経験と学問研究の結果、火山の活動との噴火特徴との知識から、火山危険地図の作成を可能にした(表-2)。そのような地図には、噴火に起因する危険によって3つの地域区

Table 2. Casualties and loss of properties caused by nuees ardentes during major eruptions of Merapi volcano since 1822 through 1969.

No.	Activity		Casualties		Destroyed Villages		Destroyed houses	Heads of cattle killed	Arable land destroyed/ damage(ha)	Estates destroyed/ damage(ha)	Forest destroyed/ damaged(ha)	Remarks
	Year	Date	Killed	Injured	Compl	Partly						
1.	1822	Dec. 27-30	100	many	4		*					Coffee trees tobacco plantation.
2.	1832	Dec. 25	32	*								
3.	1849	Sept. 14-15	*	*	*		800			250.000 2.400 ha.		
4.	1872	April, 15-20	200	*	3	8	*		great	great	great	
5.	1888	Sept. 22			1				18 ha			
6.	1904	Jan. 30	16	45	3		*					
7.	1920	Oct. 12	35	*	1			13	70			
8.	1930	Dec. 18	1369	*	13	29	1109	2140	great	great	great	
9.	1954	Jan. 18	64	57	2	1	144	59	1.597		250	
10.	1961	May. 8	6		8	2	*		*			
11.	1969	Jan. 8	1			2	*		*			

*. = no record.

画が区分けされている。すなわち、立入り禁止区域、第一危険区域、第二危険区域。

立入り禁止区域は危険源に最も近く位置しており火山を取り囲む地域であり簡単にNuées Ardentesの影響を受ける。それ故、立入り禁止区域は永久に放棄されるべきである。第一危険区域は大噴火の場合に危険となる地域である。この地域はNuées Ardentesの影響は受けないかも知れないが激発の最中に赤熱した火山弾に見舞われるかも知れない。第二危険区域は頂上からさらに連なる谷間か或はその近辺に位置する地域である。その地域は地形的に低い所にある為、雨期にはlaharによる危険が考えられる。この区域は、最終的には更に警戒区域と放棄区域とに細分されるかも知れない。前者は地形的に高い、たとえばlaharが起こった場合避難場所となる丘のような高い場所の近くに位置する地域である。後者はlaharの侵入がある時、逃げ出す事が不可能であるような地域である。

4. 1. メラビ危険地図

メラビ火山の危険は、普通、或る一定の方角に限られている。この理由で、集中的な立入り禁止区域と第一危険区域は放射状区画に分割され、その源を頂上に持つ川によって境界づけられている。もし危険が或る特定の区画に限られているならば、この脅威を受ける区画だけ疎開させられる。次に上げる区画が設定されている。

1. Kedu 地域

Trising-Senowo区画

Senowo-Lamat区画

Lamat-Blongkeng区画

Blongkeng-Batang区画

Batang-Krasak区画

2. Yogyakarta地域

Krasak-Boyong区画

Boyong-Gendol区画

Gendol-Woro区画

3. Sala 地域

Woro-Apu 区画

Apu-Trising 区画

現地において、20 万人以上の人々が未だに危険区域内で生活している。表-3 は、それぞれ

Table 3. Merapi hazard map

Forbidden zone		First danger zone		Second danger zone	
Areal extent km^2	Population x 1000.	Areal extent km^2	Population x 1000	Areal extent km^2	Population x 1000
186.4	40.8	100.8	72.6	99.6	93.2

の危険区域の面積及び、その区域内で生活している人々の数とを示すものである。

5. メラビ警戒体制

メラビ山斜面に住む人々の安全を守る為に、中央ジャワとジョグジャカルタの知事によって一般的注意書が発行されている。この注意書には、次に上げる事がある場合は、処置が取られるべきである事が記されている。

1. 火山の活動が活発化した場合。
2. 噴火が Nuées Ardentes の発生を伴って起こる場合。
3. lahar 発生危険のある豪雨が起った場合。

地方政府と住民に危険が来る事を警告する為に、携帯用無線電話器やサイレンや伝言人が用いられている。又、この目的の為に、いわゆる tong-tong (中空となっている木の幹) も使われる。

5. 1. 「メラビに注意」警報。

もし、火山活動の活発化が観測されたならば、観測地点にいる観測者は即座に最寄りの電話局に「メラビに注意」という警報を与える。電話交換手は順繰りにこの情報を役人に伝える。郡長はすぐに使者を送って村長に状況を伝える。すぐに村長は次のように *tong-tong* を打って人々に危険を知らせる。二打ち・休止・二打ち・休止のように。もし活動が大きくなり、しかしながら未だ直接の危険がないと判断される場合は、関係観測所は地方政府とジョグジャカルタにある統合局に警告しなければならない。この統合局は、脅威を受けている特定の地域から人々を疎開させる必要があるかどうかについて知事に助言する（老人、病人、女、子供）。もし可能ならば牛も又避難所に連れて行かれる。通常、活動期において、メラビの斜面の一部分だけが *Nuées Ardentes* と *lahars* によって脅威を受けるのであるから、火山の周辺に住む全人口を疎開させる必要はない。疎開を特定化し容易にする為に、第Ⅳ章で説明したように、危険区域は放射状に区分けされている。疎開させる為に、知事は地方の軍指令官に援助を要請してもよい。

5. 2. 大きな *Nuées Ardentes* と大噴火に対する警報。

もし *Nuées Ardentes* が森林の境界を越えるような場合、それは大きいとされる。 *Nuées Ardentes* になだれ型と噴火型の区別をしない。何故ならば、両方の現象は、同程度の危険なのであった一つの信号、すなわち信号 [*Nuées Ardentes* に注意]、のみである。 *Babadan* 観測地点は西部地方に信号を送り、 *Plawangan* 観測地点は南部地方に、 *Deles* は東部に、 *Jrakah* は北部に信号を送る。 *tong-tong* は次のように打たれる。4打音・休止・4打音・休止のように。もし必要があるならば、 *tong-tong* を続けざまに打つ事によって信号「Run」の意味となる。又、 *tong-tong* の連打は、大噴火の際、全観測地点で実施されねばならない。又、手動サイレンの取手を速く回す事と遅く回す事を交互に繰り返す事によって「Run」の信号を送る。住民が「Ready to run」の信号を聞いたならば、野外に出ている人々はすぐに家に戻り疎開する準備をしなければならない。立入り禁止区域と第一危険区域に居る老人、病人、女、子供は即座に疎開し既に指定されている避難場所に移動せねばならない。「Run」の信号が聞こえた瞬間に、放棄地域の住民は3日分の食料、身分証明書、夜間はいまつや懐中電灯等の必需品以外は何も持たないですぐに避難しなければならない。避難者は真っ直ぐに既に表示されている避難場所に行かねばならない。

5. 3. 警報の解除。

もし状況がすでに危険でなくなった場合、知事は火山研究所の所長と相談した後に、特定の制限

を解除してもよい。「メラビに注意」と「避難」の信号解除は郡長によってなされる。もし地域社会がすでに疎開しているならば、当局は人々が自分達の村に戻る事を認めるべきである。

5. 4. Lahar と洪水警報。

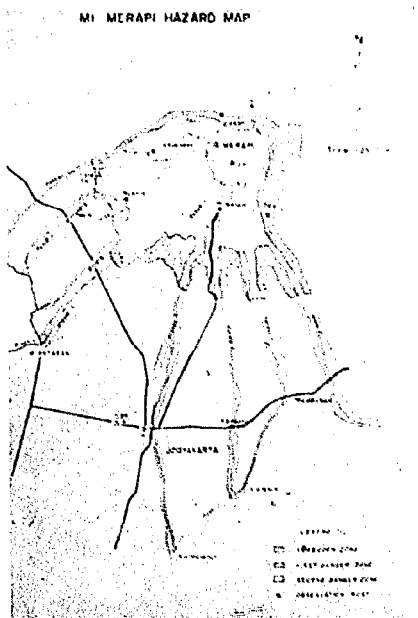
lahar 警報に関する指令は、「インドネシアにおける lahar と災害防除対策」の中で説明されるであろう。

6. 結 論。

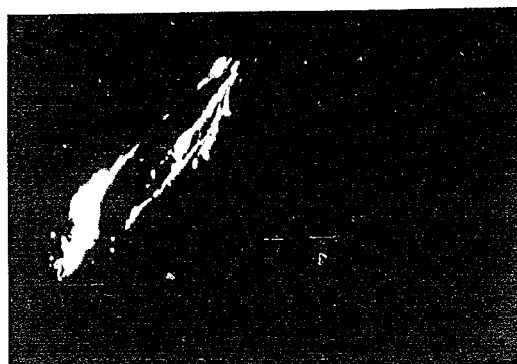
大規模な災害は、メラビ火山斜面のNuées Ardentesによって引き起こされる。生命を守るただ一つの方法は、脅威にさらされている地域の時機を得た避難である。噴火時におけるlaharとNuées Ardentesの温度測定は、現在迄、未だなされていない。この目的の為に装置が設計され、メラビの斜面に設置されるように示唆されている。Nuées Ardentesの影響下にある地域に技術機器が設置される事は、確かに非常に有効な事であろう。Nuées Ardentesの侵入を防ぐ為のバリケードを作る意味で、立入り禁止区域の放棄部分に植えるべき最適の木を選択する総合的研究が実行されるべきである。

参 考 文 献

1. BULLARD, F., 1971. Volcanoes in History, in Theory, in Eruption, University of Texas Press.
2. HARIMANN, M., 1933, Bydrage tot de kennis van gassen, sublimatie en inkrustatie producten en thermale wateren in Merapi ladoes, Vulkanologische en Seismologische Mededeelingen, Landsdrukkery, Batavia.
3. NEUMANN VAN PADANG, M., 1933. De uitbarsting van den Merapi (Midden Java) in den jaren 1930 - 1931, Vulkanologische en Seismologische Mededeelingen, Landsdrukkery, Batavia.
4. PETROESCHEVSKY, W.A., 1934. Preliminary historical register of volcanic activity in East Indian Archipelago, East Indian Volcanol. Bull, Nos 95-98.
5. SURYO, I., 1963. Peraturan Umum Penjagaan G. Agung Bali, Team Vulkanologi G. Agung, Bali, Unpubl.
6., 1965. Casualties of the latest activity of the Agung volcano, Geological Survey of Ind, Bull. V2, no.1.
7. dan K.KUSUMADINATA, 1973. Jenis-jenis daerah bahaya disekeliling gunung api, Geosurvey Newsletter, 5.20. Bandung.
8., 1975. Volcanic Hazard Maps, Geo-Survey Newsletter V2, Dec, Bandung.
9. VAN BEMMELLEN, R.W., 1949. The Geology in Indonesia, V.IA, General Geology of Indonesia and adjescent archipelago, Govt. Printing Office, The Hague.
10. VOLCANOLOGICAL SURVEY, 1956. Peraturan Umum Penjagaan G.Merapi, Jogya. Unpubl.



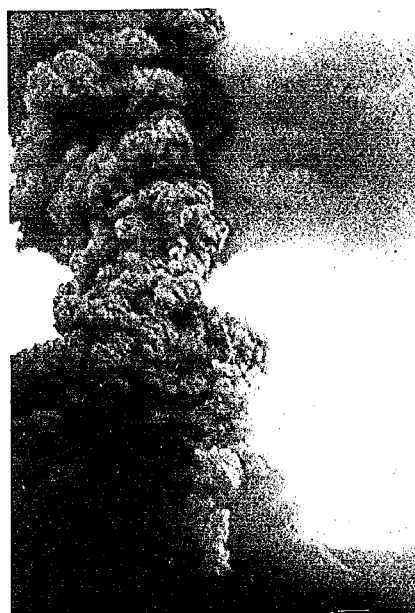
MERAPI 火山における危険区域図



(MERAPI Volcano 1976)



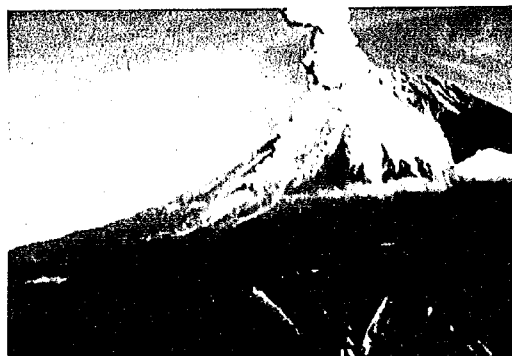
LAVA TONGUE から発生する Avalanch
(MERAPI Volcano)



噴火型 Nuée Ardente
(MERAPI Volcano 1961)



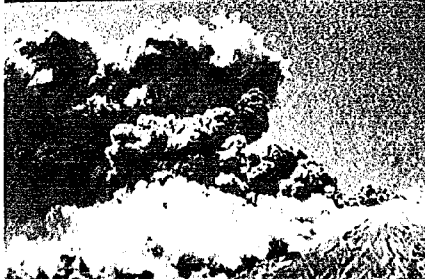
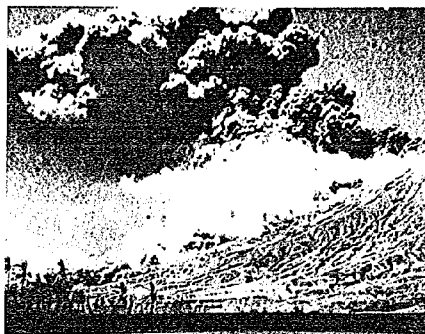
噴火型 Nuée Ardente
(MERAPI Volcano 1961)



噴火型 Nuée Ardente
(SEMERU Volcano 1974)



AVALANCHE 型の Nuée Ardente
(MERAPI Volcano 1968)



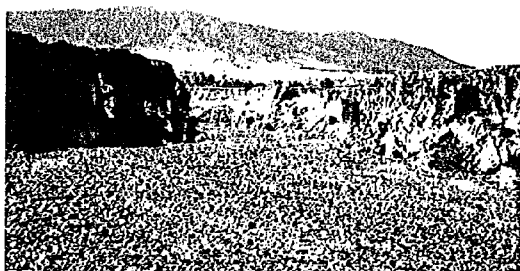
噴火型 Nuée Ardente
(MERAPI Volcano 1961)



噴火型の Nuée Ardente による山地の荒廃状況
(KELUT Volcano 1966)



Nuée Ardente による荒廃状況
(SEMERU Volcano Dec. 1977)



AGUNG 噴火による LADU の堆積物
(Feb. 1962)



噴火型 Nuée Ardente による荒廃状況

2. 4 話 題 提 供

「日本における土石流研究の現状」



建設省 土木研究所

吉 岡 良 朗

はじめに

ここに、発表の機会を得ましたことに、お礼申し上げます。筆者は、以下の7項目について、述べるつもりです。

- 1) 土石流の研究に関する行政サイドから研究者への要望
- 2) 我が国における土石流の概念と用語
- 3) 土石流の発生と停止条件
- 4) 土石流の発生と降雨との関係
- 5) 土石流危険渓流の抽出
- 6) 土石流の性質
- 7) 土石流に関する研究の展望

筆者は、筆者の見解が含まれているところの、山内・森両氏の論文をのせた、シンポジウム前刷を資料に用いて講演する。

1) 土石流に関する行政サイドから研究者への要望

わが国における土石流による災害は、きわめて重大問題となっている。なぜならば、多くの人命と財産が一度に失われるからである。

わが国における近年の豪雨に起因する災害について建設省によって、表-1にまとめられている。

Table-1 Casualties in recent heavy rain disaster
(after M. of Construction)

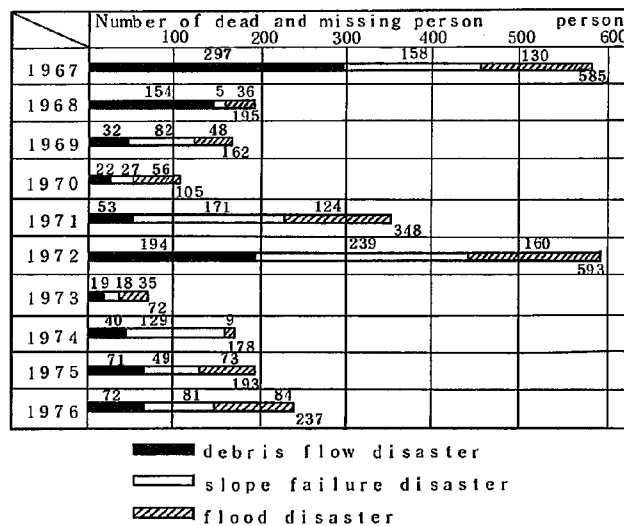


表-1によれば、過去10ケ年で、954人が土石流の犠牲者となっている。それゆえ、土石流対策計画作成のための土石流に関する研究が、行政需要として、大きくとりあげられている。土石流に関する研究のうち、特に、行政側から、強い要望があるテーマは次の二つである。第一には、全国に数多く存在する溪流のうち、どの溪流が危険溪流かを選びだし、それらの危険度ランクを付すかという、選択法の問題であり、第二には、土石流対策砂防ダム of 合理的な設計法の確立のための研究である。

1977年夏、建設省は、土石流危険溪流の調査を実施した。この調査では、土石流災害をこうむる危険のある人家が5戸以上の溪流について調査されたもので、全国で62272溪流が、危険溪流とされ、102万戸の人家がその危険溪流流域に存在していることが判明した。これらのうち、約30%は火山地帯に属している。

数多くある危険溪流に対して、全部に土石流対策をおこなうことは難かしい。一方、行政サイドは、土石流危険溪流の危険度ランク分けをして、有効な土石流対策工事をする必要がある。そこで、土石流対策工事がなされていない地域に対して、行政サイドは、警戒避難体制の確立と土地の規正によって、土石流災害から住民を守ろうとしている。

警戒システムに対する技術的基準をつくるためには、降雨強度と土石流の発生の関係を明確にしなければならない。

近時、たしかに、土石流に関する調査・研究が進んできたし、土石流対策工法としての砂防ダムの有効性も証明されている。しかし、土石流災害は、全国各地でいまだに発生していて、特に、現在、我々は、合理的な砂防ダム設計に関しては、ほとんど、資料をもっていない。

技術的にみた問題点は、以下のように整理できる。

(1) 計画対象土石流量をどのくらいに推定するか。

(2) 現場におけるダム堆砂域の問題

(1)で述べた土量にみあう容量の堆砂域を有する砂防ダムが好ましいが、現実には、このような条件を有したダムサイドは、あまりない。

(3) 砂防ダムサイドをどこに選定するか。

土石流の停止・減勢の地形条件とダム堆砂域との関係について、考慮しなければならない。

(4) 砂防ダムの適正な構造

土石流が砂防ダムに直撃した場合、砂防ダムが破損しないような十分な構造が必要である。

2) 日本における土石流の概念と術語

筆者は、当初から土石流という術語を用いてきた。これは、泥流と類似している。ここで、筆者は、討論での混乱をさけるべく、土石流と泥流というよく似た二つの術語の区別および両者の関係

について、述べよう。

図-1は、筆者の考えを図にしたものである。図-1をつくるに際しては、以下のことに視点を
おいた。

- (1) 場所(山腹斜面・溪谷・谷頭)
- (2) 原因(火山の爆発・降雨・降雪)
- (3) 材料(火山噴出物・火砕物・非火山噴出物・がんすい・堆積物等)

この場合、土石流より泥流は、幅広い意味を有している。火山泥流は、図-1によるA・B・C
・Dの範囲に入る。同様に、火山性土石流はA・E・G・Fの範囲と考えられる。しかし、火山泥

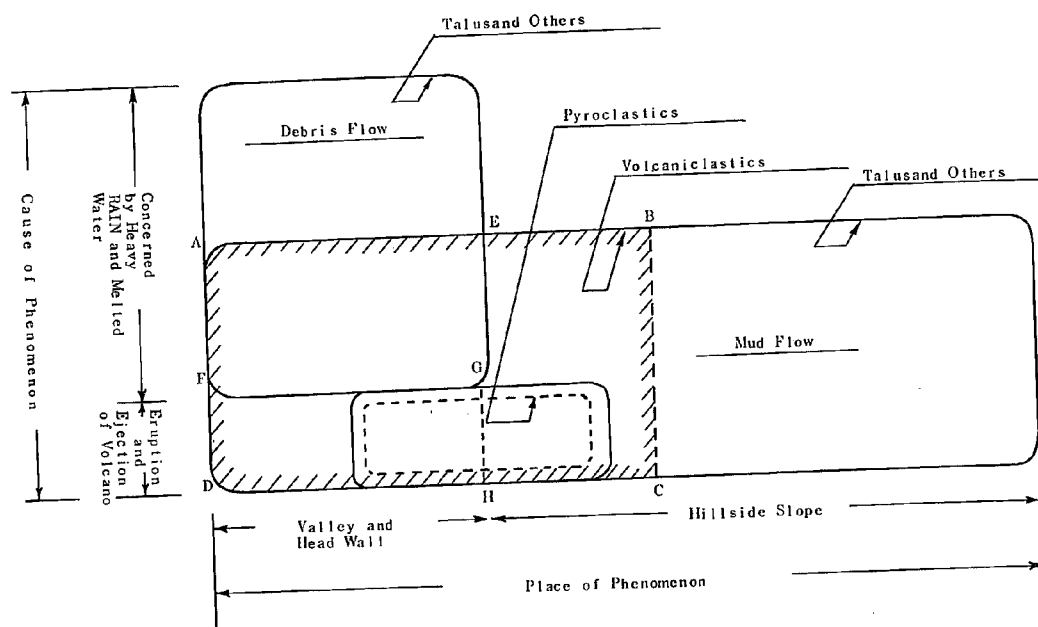


Fig:1 Relation of Debris Flow and Mud Flow

流も火山性土石流もA・E・G・Fの範囲では同じである。何故、筆者は火山性土石流という術語を用いるかというと、火山性土石流という術語が「日・イ共同研究」の協定書にみられるという理由からだけである。たとえ術語は異なっても今回のシンポジウムでは内容に対する理解は充分に行なわれ、混乱をきたすことはないものと信ずる。

地質調査所の調査では、日本には195の火山もしくは火山群がある。しかし、それらの多くはいわゆる死火山である。火山地帯において、火山礫積物や堆積物が移動すると、中間流や表流水によって火山性土石流へと変化する。一方、風化花崗岩地帯に類似した性質の地質地帯では、しばしば、土石流が発生する。

日本では、火山地帯の土石流も風化花崗岩地帯の溪流の土石流も流下時の形状は、類似している。それゆえ、土石流の諸性質を研究するための土石流観測所が火山地帯の溪流に設置されている。火山食溪では、他の地質のところに比して土石流の発生頻度がきわめてたかいからである。

我が国においては、一般的な土石流の諸性質を知るために、火山性の土石流の諸性質を観測するといえよう。しかしながら、すでに得られている土石流の諸性質に関するデータのはほとんどは、火山性土石流から、整理されたものである。(本文第6項参照)

我が国においては、土石流という術語の明確な定義は、どの学会によってもなされていない。筆者は、土石流とは、土砂、岩石そして水分からなる混合流が溪流を流下する現象であると理解している。水の挙動によって動きはじめた堆積物は、あたかも一つのかたまりのように合成物質へと変化する。

近時土石流に関する調査研究は精力的に進められ、大がかりな観測設備による観測例やシネカメラ、ビデオ装置による記録等も報告されている。以前は実際に流下している土石流を見た人も少なく、土石流の動態も数少ない目撃談や流下後の形態等によって推測するしかなく、「幻の土石流」などと呼ばれていた。

谷¹⁾はこれらの目撃談を次のようにまとめている。過去において、土石流を目撃した人々の話を総合すると、

- 1) 土石流の横断面は図-1(左)のようにかまぼこ型をなし、縦断面は同図(右)のように先端上部が盛り上がっている。
- 2) 土石流は夕立雲のように煙をたて、石、砂、泥、木が小山のように流れ、水というよりは土石の流れで、いやな臭いがする。
- 3) 土石流中の大木は土石流の進む方向に回転しながら流れる。また根のついた大木は立ったまま流れているものも見られる。
- 4) 土石流の通過する以前より雷または飛行機の編隊のような音がする。
- 5) 土石流発生以前に今まで増水していた溪流が急激に減水する(天然ダム形成の場合)。

このような断片的な伝聞からも、その姿と破壊力を想像することができる。

火砕流による災害は、最近日本では発生していない。

3) 土石流の発生と停止(条件)

この問題の解決法には二つの方法がある。

一つは、現地における自然要因の計測である。我々は、土石流観測所において、流動中の土石流を観測している。しかし、発生に関しては現地調査を実施していない。もう一つの調査方法は痕跡調査である。これからは、発生および停止に関する条件の資料が得られる。筆者は、二つの方法を実行することによって、土石流の発生と停止に関する問題点を解明することができると考えている。

何度かの踏査の結果、崩壊した谷頭に湧水が発見されることが多く、また土石流の発生した溪流の溪床は小さな滝が連続したような形状を呈していることが多いことなどから、土石流発生危険溪流の判定法として次のように提案した。

①溪床勾配が10度以上の個所があること、②20度～30度付近に溪床堆積物が存在すること、③それらの溪床堆積物が不均一に分布していること、④その地点に伏流水が出ていること、⑤山くずれの発生が予想されるような凹地が上流側にあること。

これらの諸要因が全部そろっていれば、最も危険である。それに対して、①や②の要因がなければ、最も安全ということになり、③、④、⑤がなければ、やや危険ということになる。

できれば、前刷りの115ページ4行目を読んでいただければ幸いと思う。

土砂の移動に関して、土石流の区域と掃流区域の区別を知ること、砂防ダムの計画作成にとって重要な問題である。

昭和45年度に建設省技術研究発表会指定課題として「土石流に関する研究」がとりあげられたが、この中で溪流を土石流区域と掃流区域に区別することが研究目的の1つとしてとりあげられた⁹⁾。この際土木研究所砂防研究室は2つの方法を提案した。

それは、①溪床に存在する最大礫に着目して、その礫が、その地点の掃流力に見合っ流下し得るかを検討すること、及び②掃流運搬形式の土砂移動は土石流と異なって、一度の出水中の溪床変動範囲内で分級作用を受け、その結果、溪床堆積物に層状構造を作ることとを判断の規準とすること、の2方法である。

①の方法では、溪床礫を移動させようとする力として掃流力 U_*^2 、それに抵抗する力として限界掃流力 U_{*c}^2 を考え、溪床に存在する礫の限界掃流力 U_{*c}^2 がその地点の掃流力 U_*^2 より小さければその地点は掃流区域、その逆であれば土石流区域と考える。

ここで、

$$U_*^2 = g \left(\frac{Q \cdot n}{I_{1/2} \cdot B} \right)^{3/5} \cdot I$$

g : 重力の加速度 (9.8 m/sec²)

Q : 200年確率流量 (m³/sec)

I : 溪床勾配

B : 溪床幅 (m)

n : マニングの粗度係数

$$U_{*c}^2 = 80.9 \times d_{\max}$$

d : 最大礫径

②の溪床堆積物の層状構造の有無によって土石流堆積物か否か判別することは、流水による乱れなどによって非常に困難なことが多い。次に述べることは日光砂防工事々務所管内稲荷川において堆積構造の把握をめざして行われた調査の概要である。

1) 堆積形態

多くの場合、土石流堆積物は堆積後の掃流の影響をうけて堆積原面は盛り上りを失い平坦化してしまう。

2) 粘土の分布状況について次のごとく4つに分けた。

- ① 層状分布をなすもの
- ② 断続的な分布をなすもの
- ③ 礫のまわりにベッタリと付着しているもの
- ④ 大礫間の空隙に層状に分布するもの

このうち、明らかに土石流本体中に観察される分布の仕方は①および②で代表される。また隙間をうめる物質が全体として均質で泥っぽい感じを持つ場合がある。これは粘土分を含むことは明らかであるが層状はなせず全体に分布している。

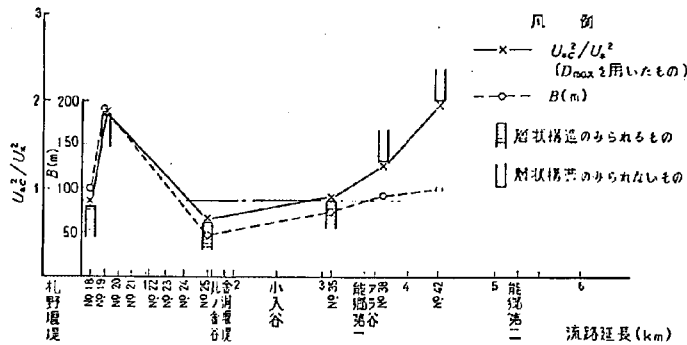


図 - 3 根尾川能郷谷 (中部地建)

以上に述べた2つの方法を比較してみると図-3のようになる。

河床堆積物によって、その堆積物が土石流による堆積物かどうかを判定する方法は、河床の特性を調査する方法として、河川砂防技術基準に記述されている。

4) 土石流の発生と誘因としての降雨との関係

警戒避難システムのための技術的基準をつくるために、土石流の発生と降雨との関係を把握することが必要である。

従来、累加雨量が大きいこと、雨量強度が強いことが土砂害発生の誘因と経験的に言われて来たことに間違いのないにしても、4.7.7災の熊本県天草や、高知県繁藤の例にあったように、集中豪雨はものの10kmも離れると雨の降り方が被害地と全然異なるというような狭い範囲で生じる豪雨であるから、土砂害の生起に対応する降雨資料の取得がなかなか困難で、この問題の検討が行われ難かった。4.7.7災以後は資料が比較的多く得られるようになったので、被害をもたらした豪雨の中から代表的なものを幾つか取り出して見る。土石流の起こったものに限ると資料数が少なくなるが斜面崩壊の分も含めることとする。

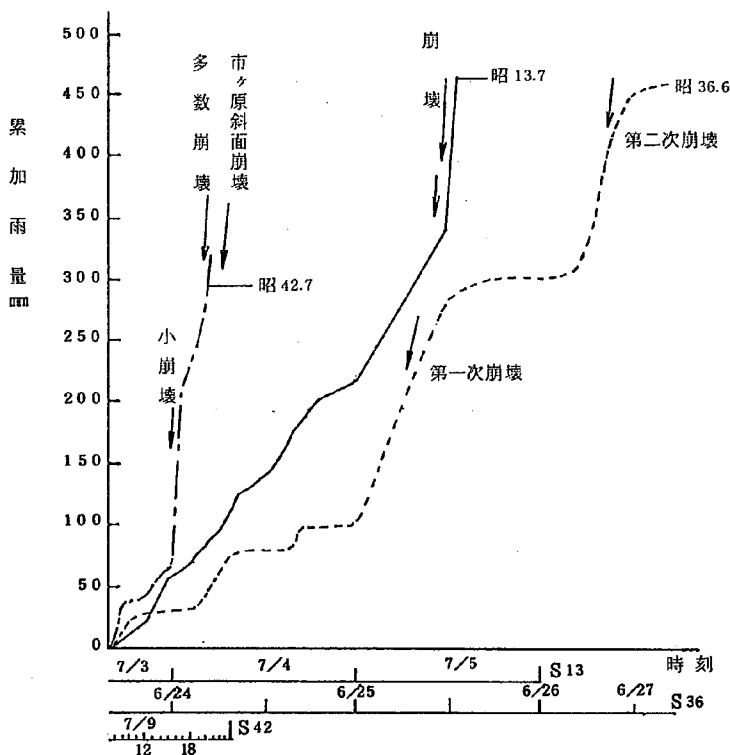


図-4 兵庫県六甲山系災害累加雨量図

図-4は兵庫県六甲山系で多数のがけ崩れ災害が発生した3ケースを示したもので、13.7、36.6、42.7、はそれぞれ災害の起こった年月を表わす。13.7は有名な阪神大災害である。

雨の降り方を表現するのに横軸に時間を取り、縦軸に一雨の時間雨量の累加雨量をとってプロットする。そうすると強い雨が降った時間は曲線の勾配が急になっているので感覚的に理解し易い。13.7では多数の大崩壊が発生するまでに累加雨量300mmから400mmがあり、この曲線が急な立ち上りをみせ始めてから、すなわち降雨強度が強くなってから5時間程度かかっている。36.6の場合は多数の自然斜面および宅造地の崩壊があり、この時には降雨は途中で1時間ほど中休みし、中休みの前後で強い雨が6～7時間継続している。42.7では強い雨が降り始めてから5時間くらい経て、強い雨の末期に多数の斜面崩壊が起こった。

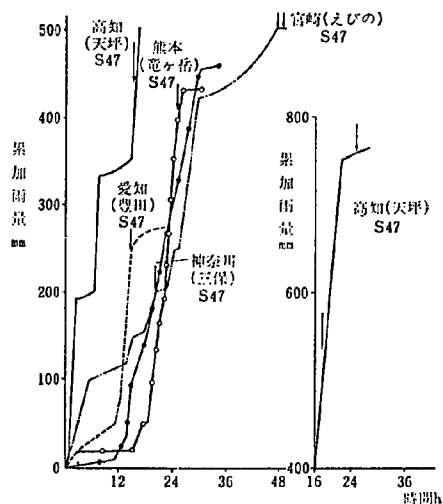


図-5 47.7 災各地の累加雨量図

図-5は47年7月災の各地の累加雨量と土石流発生時刻を示したものである。高知県繁藤は変成岩における深層崩壊、熊本県天草では崖錐と土石流、愛知県三河は花崗岩の表層崩壊と土石流、神奈川県丹沢は花崗閃緑岩の表層崩壊と崖錐の土石流、宮崎県えびのは変朽安山岩の地すべり性崩壊から土石流に発展した。図-7のように場所も地質も異なる各地の資料を一枚の図に示したのは、必ずしも強い雨の終末期に崩壊や土石流が起こるものではなく、強い雨の降り続く途中で起こったり、強い雨が降り止んでから起こるものもあることを示したかったからである。

次にいろいろな場合を出してしまうと何が何だか判らなくなってしまうので、花崗岩と、花崗岩

に似た風化の仕方をする岩石よりなる地質の場所だけを取り出して眺めてみよう。

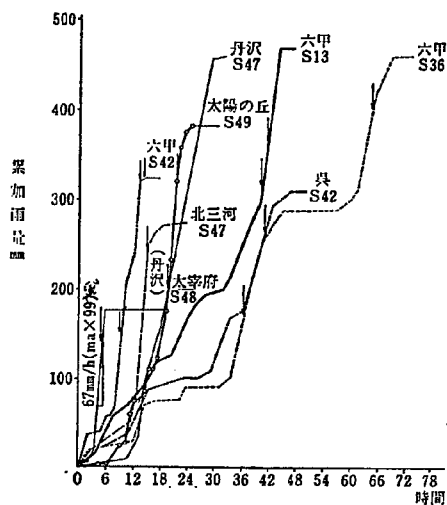


図-6 花崗岩，花崗岩質よりなる谷の累加雨量図

図-6 は先の六甲，三河，丹沢の他に、42年7月広島県呉、48年7月福岡県太宰府、49年7月香川県小豆島を加えてある。48.7太宰府の最大雨量強度は99 mm/h、49.7小豆島のそれは、岩ヶ谷90 mm/h、太陽の丘92 mm/h、福田85 mm/h、内海ダム59 mm/hである。この図を見ると、11例ぐらいのものから一般的性質を引き出すのは無理であるけれども、強い雨(70～100 mm/hのような)が続くときに崩壊や土石流が起こり、累加雨量も150 mm前後で崩れてしまうものもあるが(たとえば太宰府では深層風化が20 mにも及ぶ箇所があった)、その辺を通り越せば250 mm前後以上で土砂害が発生し易いようであり、雨の降り方が急激に強くなってから土砂害発生に至るまでの雨量も、とてつもなく異なるようではなく思われる。

雨の降り方と土砂害の生起について、建設省砂防課が緊急砂防事業申請の際に徴する土砂害実態調査があるが、その187例を用いて瀬尾，船崎が解析を行ったものの要点は次のようである。

図-7(a)のように累加雨量曲線が急に立ち上がる変曲点から土砂害発生時刻までに降った累加雨量を有効雨量と称し、有効雨量を有効雨量が降るのに要した時間で除した平均雨量強度を有効雨量強度と称することとする。

そうして資料を読むと、有効雨量強度が4 mm/h以下では有効雨量が大であっても土砂害は起こ

らない。また有効雨量が 40 mm 以下では有効雨量強度が大きくても災害は起こらない。土砂害の大雑把な程度をパラメーターとして有効雨量と有効雨量強度の関係を図示したのが図-7 (b) である。

図で領域Ⅰはほとんど土砂害を生じない、領域Ⅱは崩土の直撃のような場合は含むけれども大きな災害は起こり難い、領域Ⅲは大きな災害の起こったものとしている。この図には香川県の資料が4点プロットされている。この4点を結んでみると直線性がよい。この図に4.9.7 災、太陽の丘における有効雨量 210 mm 、有効雨量強度 42 mm/h 、2週間内の前期降雨量約 150 mm をプロットしてみるとまさにこの直線の延長上にある。ということは図-7 (b) に香川県という地域性を導入して実用性を得たといえると思う。つまり香川県のある個所に設置された雨量計を考えると、2週間内の前期降雨量が $100\sim199\text{ mm}$ であったとして、観測値を用いて累加雨量曲線を書いて変曲点以後の時間雨量強度が 20 mm/h 以上で有効雨量 80 mm に達した場合には軽微な土砂害が起こるおそれのある降雨条件である。 28 mm/h で 125 mm に達したならばかなり大きな土砂害の発生する降雨条件であると判断することになる。

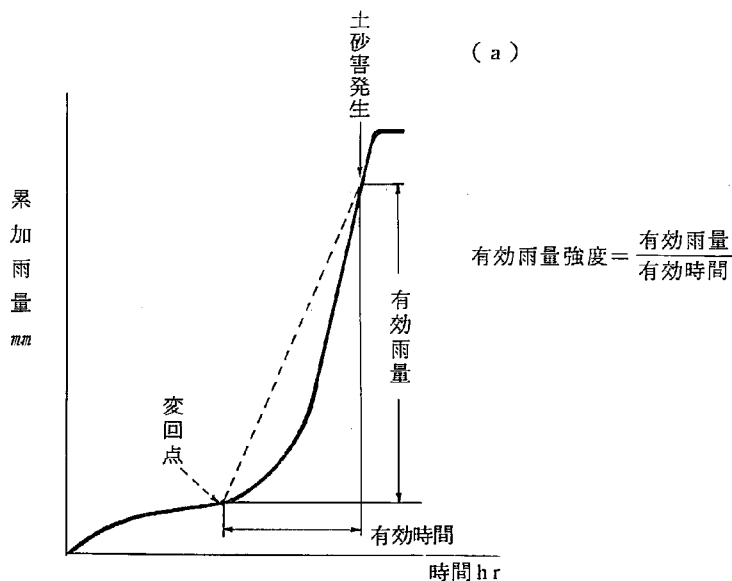


図-7 (a) 有効雨量, 有効雨量強度説明図

そこで小橋ら¹⁰⁾は統計的な手法によって、流域の環境要因から溪流荒廃の判別式を作成することを試みた。調査対象地域は昭和43年8月17日に台風7号による災害のあった飛騨川沿いの高山本線(上麻生～飛騨金山間)を選定した。判別式は線形で危険度を

$$y = X_1 + X_2 + \cdots + x_n$$

の形で得られる判別得点で表わすことにした。

表 - 1

境界值得点……………0.0

(溪流)

判 別 得 点	溪 流	荒 廃 溪 流	発 生 率
危 険 得 点	1.0 以 上	36	92%
	0.0～ 1.0	33	55
安 全 得 点	- 1.0～ 0.0	58	21
	- 2.0～ - 1.0	39	5
	- 2.0 未 満	5	0
計	171	65	38%

当初、判別のために18の要因が選ばれたが X^2 検定および相関による除却検定の結果、溪流の荒廃に関係あるのは、このうち11要因となり、他の7要因は統計的には溪流の荒廃と関係がないということになった。この11の要因は溪流荒廃と関係の深いものから順に、溪流の出口の状況、植生、水系頻度、溪流の向き、溪流域の状況、谷型(横断)、谷型(縦断)、線状構造、起伏量、流域面積、地表水の有無であった。判別解析の結果は表-1のとおりである。参照した論文中には判別結果と実際の荒廃・非荒廃を比べた適中率の記載がなかったので、表-1から適中率を計算すると約81%であった。

土木研究所砂防研究室においても、同様の手法によって土石流危険溪流の判別を試みた。

対象とした災害は昭和49年7月の小豆島における土石流災害である。解析の結果、判定に最も影響の大きなものは河道付近の堆積物の状況であり、次は河道付近の植生状況であった。山腹崩壊の有無や地質は予想に反して判別得点にほとんど影響をあたえなかった。判別得点の頻度分布は図-4のようになり適中率は約92%になった。

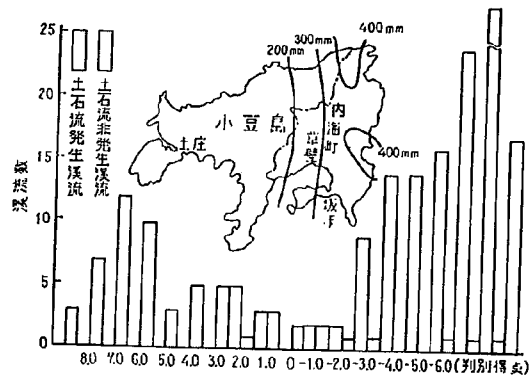


図-4 内海町位置図，等雨量線図（2日雨量）および判別得点頻度分布図

判別の適中率は以下のようなである。

実際の災害 判定結果	判定結果		
	危険溪流	安全溪流	合計
発生溪流数	① 50	8	58
非発生溪流数	8	② 137	145
合計	58	145	③ 203

$$\begin{array}{c}
 \text{① 危険溪流における} \\
 \text{土石流の発生数}
 \end{array}
 +
 \begin{array}{c}
 \text{② 安全溪流における} \\
 \text{土石流の非発生数}
 \end{array}
 =
 \begin{array}{c}
 \text{判別の} \\
 \text{適中率}
 \end{array}$$

③ 全溪流数

6) 土石流の性質

これは、土石流対策工法の構造上、合理的設計に対して、最も重要なテーマである。

奥田博士は、はじめて土石流の性質を明らかにするために流動中の土石流の定量的観測と記録をはじめた。上述の観測により流動中の土石流を数回写真撮影することに成功している。このように焼岳と桜島において、土石流の資料が得られている。

土石流の性質が明らかになったものは次の事項である。

- (1) 流 速
- (2) 土石流の流下中と堆積時の形状
- (3) 衝撃力

この他、解析をするには溪流の地形要因と他の誘因とが必要である。特に我が国における溪流での衝撃力の測定値はインドネシアの溪流の衝撃力よりかなり大きいと思われる。

次に土石流の性質の概要を示そう。

土石流による衝撃力に関する研究成果をいくつか紹介する。

高橋⁵⁾は林野庁の協力を得て、実際の溪流に人工土石流を発生させ谷止工にどれくらいの衝撃力が加わるかを測定しようと試みた。この実験では貯水した上流ダムのゲートを急に開き洪水段波を発生させたが、土砂混入量が大きくならず土石流といえる現象は起こらなかったようであるが、洪水段波の衝撃力に関する貴重なデータが得られた。これによると段波による衝撃圧は定常噴流のもつ動水圧の約2倍、静水圧の約3倍であった。

平尾ら⁶⁾は実験によって、清水およびベントナイト溶液による洪水段波の衝撃圧を求めた。実験の結果、段波の衝撃圧は定常噴流のもつ動水圧の1～4.5倍が記録され、清水よりベントナイト溶液の場合の方が大きかった。

諏訪ら⁷⁾は、E. G. Richardson の衝撃力の理論を土石流段波の場合に適用し、溪床にある石礫の受ける衝撃力Fを次の式で表現した。

$$F = \frac{1}{2} C_{Di} \rho V_0^2$$

ここで C_{Di} を衝撃抵抗係数と呼び

$$C_{Di} = 4x \sqrt{1-x^2} / \left(1 + \frac{\rho}{2\rho_s} x^3 \right)^3$$

ここで ρ および ρ_s は各々土石流および石礫の密度、 x は immersion ratio であり $0 < x < 1$ である。

石礫の密度 $\rho_s = 2.5$ 、土石流のみかけ密度を2とすると最大衝撃力係数 (C_{Di}) max は 1.64 となる。

これらの結果は前に紹介した実験の結果とよく合っているように思われる。

以上のような研究成果から土石流の流速と密度がわかれば衝撃力がほぼ推定できる。

土石流の流速は大礫を含む焼岳の土石流⁸⁾では5 m前後、泥流的な桜島の土石流⁹⁾では10 m前後の速度が報告されている。

土石流の密度としては焼岳における観測例では1.25～2、桜島における報告では1.8～1.9である。また礫の比重を2として空けき（空けき率33%）が清水で満たされたものと仮定して土石流の比重を計算すると1.7となる。この程度が土石流の平均的な密度ではなかろうか。

かくて土石流の衝撃圧が推定できるわけであるが、現実の土石流は均一な流体ではなく巨大な礫を含み、これによる衝撃圧は絶大なものであり、焼岳に設置された圧痕計による推定では15 cm×15 cmの板に6 ton 重の力が働いている。これをも考慮せねばならない。

シンポジウム前刷の122ページ～125ページを参照して下さい。

7) 土石流調査の展望

土石流の発生メカニズムは、現在のところ十分に解明されていない。なぜならば、まだ現地の観測が充分でないからと言えよう。しかし、大同博士他は発生機構を発表している。

筆者は土石流の発生機構別に3つのタイプに分類した。

(1) 谷頭において崩壊が発生し、これが溪流をかけくだるもので、この時、溪床堆積物の移動をうながして土石流へと発達する。

(2) 崩壊の影響によらずに河床堆積物が移動して土石流へと変化する。

(3) 崩壊土砂が谷を埋そくし、いわゆる天然ダムを形成する。そして、これが、破壊して土石流となる。

実験室での試験や模型による土石流は、現地資料の充実によって確からしさを向上し、実用化する方向に向うものと考ええる。

土石流発生の条件についての問題点は次のようである。

(1) 湧水の量的評価が困難である。

(2) 河床堆積物の量とその不均一性は、土石流発生に関係していると思われるが、これら量と質の定量的評価がきわめて難しい。

(3) 土石流の通過後、洗くつ区域では滝のような岩盤の露出部がよくみうけられる。

(4) 土石流発生に大きな影響を与えていると思われる溪床基岩の形状や堆積層の不均一性の把握が困難である。しかし、これらの問題は非常に興味深いので、今後充分調査・研究していくべき問題

題である。

(5) 溪床堆積中の土の含有量と土石流への変化のしやすさとの関係が現時点では明確ではない。

(6) 土石流の発生する溪流が雨水を集中させるような形状を有していることは事実であるが、これら両者の定量的研究がなされていない。

(7) 土石流を起こした谷の地質について、表層地質名をあげて示されたものでは、花崗岩地帯、火山噴出物地帯、断層破碎地帯、第三紀層地帯、古生層地帯、温泉変質地帯などとなっている。地質に関して、崖錐とか火山細屑物の分布と厚さ、粒度、堅さなどの性質と、基岩との接触状況、それから基岩の風化の程度、厚さ、貫入岩との接触破碎部の状況、小さな断層を問題としなければならないわけである。

統計手法による危険溪流の抽出については、経験的にみて以下のような問題点が挙げられる。

(1) 判定の適中率の範囲は約70%～90%である。

(2) 統計上安全と思われる溪流にも現実には土石流が発生している。それ故、現時点では当手法によって安全か危険かを個々の溪流において判定することはむずかしい。それ故、上述の方法は実際に使用する場合には否定的情勢として与えられるものと考えられるか、将来改良されると思っている。

以上の土石流の性質について未解明の問題が多くあるが、土石流の密度はよく把握されている。現在、土石流調査の必要性は現地で多くの資料を得ることにあるという段階にあるといえよう。

(英文 訳)

参 考 書

- 1) 谷 勲； 土石流(山津波)について、水利科学 No 60, 1968,
- 2) 土木研究所砂防研究室； 土石流に関する研究、第26回建設省技術研究会, 1972, 1973
- 3) 小橋澄治他； 航空写真判読による斜面の安定度解析、新砂防 Vol 25, No 1, 1972
- 4) 土木研究所砂防研究室、香川県； 小豆島土石流調査報告書, 1975,
- 5) 高橋宏治； 土石流に対応する砂防ダム of 統計荷重に関する実験的研究(第1報)、新砂防 Vol 24, No 2 1971,

- 6) 平尾公一他； 段波の衝撃力に関する実験的研究（第1報）、新砂防 Vol 24, No 2 1971,
- 7) 諏訪 浩他； 土石流先端における巨礫の運動および先端形状について、京都大学防災研究所
年報 No 16 B, 1973,
- 8) 奥田 節夫； 昭和49年度土石流調査、建設省松本砂防工事々務所, 1975,
- 9) 田原 正清； 桜島の土石流とその調査、新砂防 Vol 28, No 4, 1976,

2. 5 話 題 提 供

「メラピ火山における土石流調査成果について」



インドネシア国公共事業省
メラピ火山砂防工事々務所

バ ン バ ン

メラピ山の観測結果

Ir ジュコ, Ir パンパン

目 次

1. 概 説	89
2. Lahar 堆積の調査	89
3. Lahar 流のエネルギーと速度に関する観察	92
4. 結論と示唆	98
参考文献	99

1. 概 説

我々の現在の工学の標準では、lahar流の特徴を理解する事はむずかしい。lahar流は火山からの泥流であり、灰や砂や石礫からなる火山性物質が水と混じり合っているものである。lahar流の特徴を研究する沢山の方法があるが、主な目的はlahar流に対する最善の対策を確立する為にlaharの本質を知るという事である。厳密な方法でlahar流の予測をする事も又、大変にむずかしい。過去の観測によると、1200m以上の高度で降雨量が35分間に75mmの時に、危険なlaharがメラビで起った。この経験に基いて、もしそのような状況が起こる場合、自動記録式雨量計を備えた火山観測所が、「laharに注意」の警報を最寄りの電話局に伝える。電話局は直ぐにこの情報を関係当局に伝える。

lahar洪水の間、特定の川沿いに住んでいる人々を避難させる事が出来るようにする為に、メラビ山計画局は、群落到警報を発する「gongs」を備えたlahar観測所をクラサク川沿いに建設した。

2. lahar堆積の調査

1931年のメラビ山噴火の後でシュミットとアドリアースによって分析されたlahar堆積の組成は、35%が石、50%が砂、15%が灰という割合を示した。水分を含んだlahar流を直接的に量的に調査する事が容易な事ではないが故に、laharの組成の調査は非常に重要である。laharの構成部分である石はlaharのエネルギーに密接な関係がある。構成部分の灰はlaharの機構に関連を持った独特な外観を呈する。灰の堆積の厚さは、火山の型、噴火地点からの距離、噴火時の風の方向とによって異なる。

lahar堆積について今迄になされた幾つかの研究を下に紹介する。

2.1. 1973年にlahar堆積に関する現場調査が、トリシン川、ブロンケン川、プティー川、クラサク川等の貯砂堰堤において行われた。

調査の目的は、貯砂堰堤の設計基準の為に貯砂堰堤計画の場所でのlahar堆積の形状及び組成を知る事であった。調査方法は電気抵抗法を用いた地質調査法であった。解析された結果は、次のように抵抗度の違いを基準にして5つのグループに分類出来る。

a) 抵抗値(ρ)が400オームより大きいグループ。この層は不安定な砂の中に石礫が広く分散していると仮定された。

- b) 抵抗値が300から400オームのグループ。この層は不安定な砂と砂利とより出来ており、その中に幾らかの石礫が含まれている。
- c) 抵抗値が200から300オームのグループ。この層は大礫を含んだ砂と砂利とよりなっている。
- d) 抵抗値が100から200オームのグループで、固まった砂と火山性の角礫岩より出来ていると仮定される。
- e) 抵抗値100以下のグループで固く詰まり透水性のある古い lahar 堆積や角礫岩で出来ている。

局地的な地質状態を考慮する事によって、堆積は少なくとも次のような3つの層に分ける事が出来る。

- 1) 高い抵抗値を持った最も新しい lahar 堆積。この高い抵抗値はその層が不安定（未固結）で非常に透水性に富んでいるという事を示している。この層は一番上に位置している。
- 2) 1) に比べてより低い抵抗値を持った石の層は、より大きくより不透水性の古い lahar 堆積として分類される。
- 3) 最も低い抵抗値を持った基礎層は、火山性の角礫岩か、或は大量の lahar として分類される。

トリシン川、ブロンケン川、ブティー川、クラサク川の堆積の深さは次のように分析される。

- 1) トリシン川：新しい lahar の堆積は深さ2.5 mから3.8 mあった。基礎層は現地の足場がよくなかったので測定出来なかった。
- 2) ブロンケン川：新しい lahar 堆積は深さ1.5 mから3 mあった。基礎層は深さ9 mから15 mあった。
- 3) ブティー川：新しい lahar 堆積は深さ11 mから12 mあった。
- 4) クラサク川：新しい lahar 堆積は深さ4 mから6.5 mあった。古い lahar 堆積は深さ12 mから17 mあった。

2.2 1975年にクラサク川とその周辺の地質調査が行われた。

調査地域は次のようなものである。Tempelにある国道橋から海拔600 mにあるJrakah の

村の上流地域まで。全長7Kmでクラサク川の流心から左右に0.5 Km幅であった。調査は、メラビからの lahar 流に対する対策に関連して、地表地質地図作成、川に沿った地滑り地域の調査、局地的地質状況、全般的地質調査からなる。

調査の結果を次に上げる。

1. 地 形

クラサク川の流域は次のように2つの地域に分けられる。

a) Bebung Baru 川とWeder川の流域。この地域の lahar 流は主に砂と安山岩質の石礫とよりなっている。水分含有量は比較的低く、速度は遅い。しかし運搬能力が大きい為に、lahar 流は何でも下流に運ぶ事が出来る。

b) Weder 川との合流点から上流にさかのぼったクラサク川流域。この地域は、固結度のたかい古い lahar 堆積より出来ている為に、川の流れるは主に水であり川底が少し侵食されている。

調査の結果、「地滑り」と「落石」は堅固でない層や高い透水性の斜面の侵食に起因して川沿いで起る事が示された。この地域の傾斜は南に向かって3度から5度である。川は傾斜に平行して流れる。故に川は「結果的にこのような流路」となったものである。

2. 層 序 学

調査地域で発見された地層の広がりには水平にも垂直にも均一なものではなかった。この結果は、構造物を設計するのに重要な情報を我々に与えてくれた。地層は次に示すように4つに分類出来る。

- a) lahar グループⅠ
- b) lahar グループⅡ
- c) lahar グループⅢ
- d) 河川堆積物

a) グループⅠ。最も古い lahar 堆積であり、小さな玉石から直径1mの石礫に到る lahar 角礫岩より成る。このグループは固結度が高いが不均一に広がっている。一般的に、この地域に含まれる川岸は、非常に急傾斜で高いが安定している。平均の高さは10mでありクラサク川上流地域に見られる。この地層の深さは假定出来ないが非常に深いものに違いない。

b) グループⅡ。グループⅠの後に堆積されたもので、角ばった小石と角のない石礫とより成る。このグループはそれほど固結度は高くない。それ故、この地層で構成される川岸は、侵食を受けや

すい。この地層の深さは20mであると仮定される。試掘もなかったしボーリングもされなかった
のでグループⅠとグループⅡの間の接合を見つける事は困難である。このグループの広がり面積は
グループⅠに比較してより小さい。というのは、このグループはクラサク川の氾濫過程によって形
成されたものであり、他方、グループⅠはクラサク川自身が存在する以前に形成されたものだから
である。

c) グループⅡ。過去20年以内位に形成されて来たlahar堆積と推測され、未だ風化されてい
ない小石から丸石までの不均一物質から構成されている。この地層からなる川岸は、侵食されやす
い。たとえばBebeng Baru川、この地層の深さは5mから10mと推定され、lahar流の周
期と方向の為に均一には広がっていない。地方の村人の情報によると、大きなlahar流の際に形
成された堆積は5mの深さに達し得る。このグループはBebeng Baru川とWeder川で形成さ
れ、クラサク川の流水と混ざり合った後にクラサク川は下流部で幾つかの災害を引き起し流れ下る。

d) 河川堆積物、砂と砂利とが混ざった石礫より構成される。これはグループⅠと上流の河岸の侵
食による堆積物によって形成される。この堆積は固結度は低い。堆積の厚さは2m又はそれ以下と
推定され、クラサク川に沿って上ってWeder川との合流点に到る地域で見られる。調査の結果は、
クラサク川地域には何の断層もない事を示した。これは地質学から見て堆積年令が未だ若いせい
である。

3. lahar流のエネルギーと速度に関する観測。

もしlaharの質量と速度が知れるならば、laharのエネルギーは計算出来ると言える。なん
とならば、運動エネルギーEは次のように表わせるからである。 $E = \frac{1}{2} M V^2$ 。

観測や調査をしないとlaharの速度を推測する時に間違いをおかす。通常、我々はlaharの
速度を実際より大きく推定するが、その速度は普通の洪水の速度よりも大きい事はない。噴火型
laharの速度は、降雨型laharより大きいという事は容易に理解される。1919年と1966
年にクルー火山で発生した噴火型laharの速度は秒速約7mから12mであったと報告された。
Adriaanse (オランダの技術者)は、1931年にBatang川の降雨型laharの速度を測
定し、laharの速度が秒速5mから6mである事を見つけた。同じ年にRiis (オランダの技術
者)はKuning川の高度1000mの地点で秒速6mから7mを観測した。現在の近代技術によっ
てより正確な調査をする事は可能である。インドネシアと日本との間の「火山地帯における砂防工
事の共同研究」に基いて、メラビ火山工事事務所は日本の研究者の援助でメラビ山の南西山麓の
Jurang Jero川の中にlahar流観測設備を設置した。これらの設備は1977年に日本政府

より提供されたものであり、lahar 流が起きた場合に必要な記録が取れるように自動的に作動するように設計されている。その設備は日本の焼岳に設置されているものと同じものである。lahar 流を探知する為にワイヤー型と接触型のセンサーが使用される。ワイヤーセンサー装置は、lahar 流の流下する勢いでワイヤーが切れる時に lahar 流の発生を探知する。接触型探知装置は川面に電気良導体がたれ下がっており、その良導体が水量の増えた川を流下する lahar 流と接触する時に電気が流れるようになっている。幾つかの探知器が lahar 流を探知する時の時間差によって lahar 流の速度を知る事は可能である。又、ビデオ探知装置もあり、ビデオカメラの画面に映る特定の場所で何かの変化が起る時、探知器の中で警戒信号が送り出される。これらの探知器が lahar 流を探知した瞬間に映画撮影機とビデオ装置が自動的に作動する。

上記のものとは別に、lahar 流の衝撃圧を測定する為に Jurang Jero 川の砂防堰堤に衝撃計も設置されている。

観測の結果を次に報告する。

3.1 残念な事ではあるが、Jurang Jero 川にワイヤーセンサー装置が設置されて以来、ワイヤーセンサーと映画撮影機によっては、どんな lahar 流もうまく記録されていない。

現場視察によって、川に垂れ下がっているワイヤーは人間によって切られたという事が発見された。上記の発見から、近くに住む人々によってワイヤーが切られるのを防ぐ為に、メラピ火山工事事務所は以下に挙げる提案に帰着した。

1. ワイヤーは川床に 30 cm の深さに埋める。
2. ワイヤーは川の流路に設置されるコンクリート杭に繋がれる。コンクリート杭の大きさは 20 × 20 cm であり、長さ 2.4 m、川床より上方に 1.4 m、川床の下方に 1 m とする（図-1～図-4 参照）。コンクリート杭の中にはワイヤーが入っており、lahar 流によって切られるように杭にはちょうつがいを取り付けてある。各杭が設置される断面間の間隔は次の通りである。

横断面 I - II = 20.70 m

II - III = 43.30 m

III - IV = 33.80 m

1977年11月28日から1977年12月10日迄の観測結果は次の通りである。

1. 1977年11月28日から1977年12月10日迄、ワイヤーセンサー装置は良好な状態にあった。

Fig 1. Location of wire sensor system at Jurang Jero river.

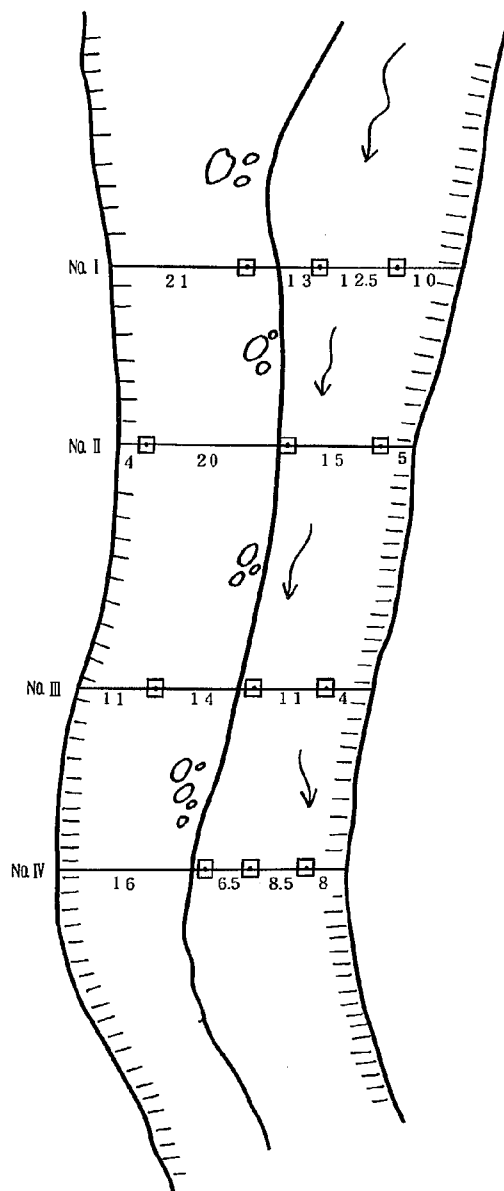


Fig 2. Detail of concrete pile.

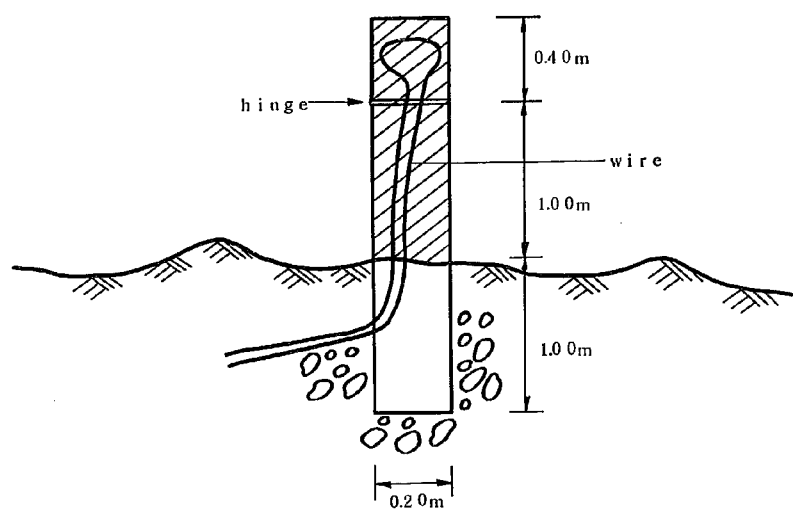


Fig 3. The scheme of the system

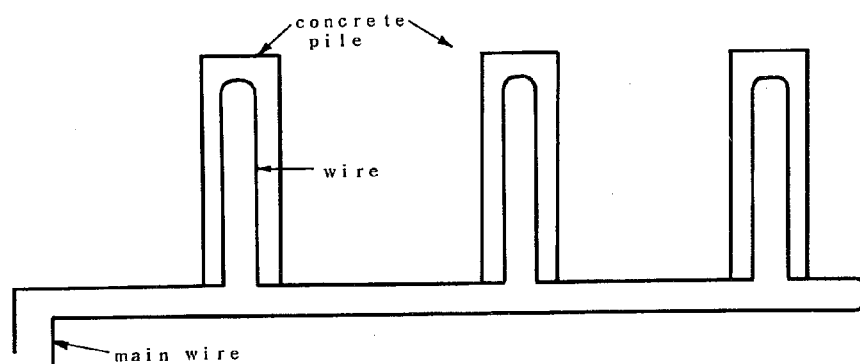
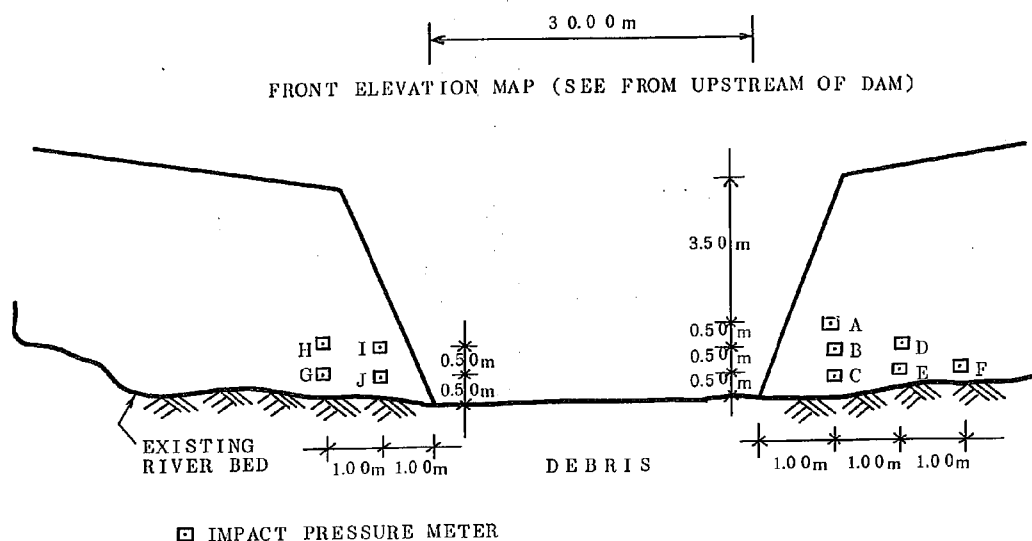


Fig 4. Location of installation of impact pressure meters at Jurang Jero river .



2. 12月7日に小さな lahar 流が起り第Ⅳ針金を切り、ワイヤーは再び接続された。深さ50cmの川床で侵食が起った。

3. 12月24日14時、lahar 流が起った。12本設置されたコンクリート杭のうち10本が流され流失したが1977年12月26日、2本が未だ立っていた。lahar 流が起る前にワイヤーが何者かによって再度切られていた事がわかった。それは次のような、非論理的な速度計算が得られた事からはっきりした。

$$\begin{aligned}
 t_1 &= 0 & V_1 &= 0 \\
 t_2 &= 0.60 & V_2 &= \frac{0.60}{43.30} = 0.0138 \text{ m/sec} \\
 t_3 &= 371.90 & V_3 &= \frac{371.90}{33.80} = 11.002 \text{ m/sec}
 \end{aligned}$$

上に述べられたような妨害が解決されなければ良い結果を得るのは難しい。たとえば、装置を別の安全な場所に移動するとか。現在の場所で装置を昼夜にわたり守り通すのは不可能である。何故

ならば、その場所は丁度、メラピ山の立入り禁止区域に位置するからである。

3.2 衝撃圧

lahar 流のうねりの衝撃力を測定する為に、1977年 Jurang Jero 砂防堰堤上流の袖壁の表面に衝撃圧計が取り付けられた。アルミニウム板上の衝撃痕跡の直径の測定は次のような結果を示した(表-1 参照)。

表 - 1

Impact mark	Impact pressure meter No	Diameter of impact mark
	E J F C	3.85 mm. 4.00 mm. 2.85 mm. 2.30 mm.

痕跡の直径と作用した力との関係は日本で実験的に得られていた。この関係は Calibrating curve に描かれる。この Calibrating curve から得られた衝撃圧の数値は次のようなものである。(表-2 参照)。

表 - 2

No	E	J	F	C
Indentation diameter(mm)				
Impact force(ton weight)	3.85 0.325	4.00 0.35	2.85 0.125	2.30 too small

0.267

(average)

これらの数値によると、流れの中心で、0.267トン重の平均的な力が15cm×15cmのアルミニウム板に働いた。この測定によって得られた小さな数値は、多分、泥水だけの衝撃であったという事を意味すると思われる。たとえある一定の時間に lahar 流の各部の速度が同様のものとしても、大きな岩の衝撃と泥水の衝撃との間に破壊活動において相当な違いを予想する事は論理的に可能である。1977年12月24日に起きた lahar 流は、1976年11月25日に起きたものより規模的に小さいと思われる。1976年11月25日の lahar 流によって Jurang Jero 砂防堰堤の下流の側において川床が侵食され(深さ約7m)、12ヘクタールの田んぼが水

浸たしとなり、2台の車が破壊され、1つの小学校の建物が破壊され、17戸の家が破壊され、29人が死んだ。1977年12月24日に起きたlahar流はSalam村のクラサク川にある橋台の保護壁(長さ約30m)を破壊した。1976年11月25日に起ったlahar流の時に、水原恒士氏(メラビ火山工事事務所に派遣されたコロンボ計画砂防専門家)が撮影に成功した写真は、lahar流がJurang Jero 砂防堰堤の堆砂域を通して押し寄せて来るのを示している。

4. 結論と示唆

結 論

1. 1973年と1975年にメラビ山で実施されたlahar堆積の調査目的は、主に、或る場所での貯砂堰堤設計を準備する時の為にlahar堆積の形状と組成を知る事にあった。

2. メラビ山地域における土地侵食と火山泥流対策の為に基本計画を作成する為の研究は1977年から実行されていたので、lahar堆積の研究が集中的に行われた。

この研究は次のものより構成される。

a. クラサク川の幾つかの場所で、底面積 $1.5\text{ m} \times 1.5\text{ m}$ 、深さ約4mから6mの試掘をする事。

b. 試掘坑において、クラサク川の物質の密度、比重、粒子の大きさの土質試験。

他方、流出土砂の測定も行われた。この測定は次のものよりなる。

a. クラサク川、プロゴ川、オバ川の幾つかの地点で流量を観察する事による浮遊土砂の測定。

b. クラサク川の幾つかの地点で約 $10\text{ m} \times 10\text{ m} \times 2\text{ m}$ (縦×横×深さ)の坑を掘り河床土砂の測定と氾濫の後の坑内堆積物の測定をする事。

c. クラサク川で測定された河床土砂で河床を構成する物質の節分け試験。

上記の研究は1978年及び1979年にも継続される予定であり、資料と情報の解析は日本で実施された。

3. lahar流の岩、砂利、堆積物の混合比、比重、粘度などが丁度今、メラビ基本計画研究チームによって解析され分析されている最中であるので、lahar流の運動公式は現時点では明らかではない。メラビ山のlahar流については知識の集積がなされて来た。しかし、lahar流が発生

する機構の解明、lahar 流の発生と降雨との関係、それらの実際に関してのより突っ込んだ調査等のように、解決されねばならない問題となされねばならない事が未だ沢山ある。現在、我々は困難な仕事の初期の段階に辿り着いたばかりであるという事に気がついている。

提 案

1. メラビ山における上記の観察結果という視点で、人的要因は地域内における重要な問題であるという事が言える。人的妨害が避けられないならば、良い結果を得る事はむずかしい。これは、ワイヤーセンサー装置を容易に保護出来る別の安全な場所に移動する事によって可能である。しかし、この場所は禁じられた区域内に位置するべきではなく人口密度の高い所に位置すべきものである。ここに2つの選択がある。

a. ワイヤーセンサー装置をブティー川の避難橋の近くのNgepos 村の方に下方移動する。

b. ワイヤーセンサー装置をKranggan 村のlahar 堆砂地に近いクラサク川（メラビ地域で最も危険な川）に移動する。

2. 衝撃力の調査において良い結果を得る為にクラサク川（最も危険な川とみなされている）にも衝撃圧計を設置する事（たとえば、Kranggan 村の貯砂堰堤）が提案される。

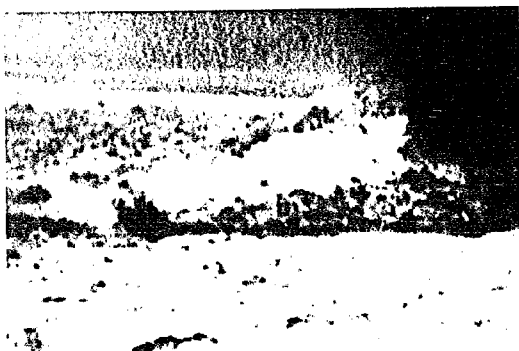
3. 現時点においては、我々は過去の経験を基にした仮定をしているにすぎず、降雨とlahar 流の発生との関係についての量的研究が未だ十分になされていないので、その関係は未だ明確に定義されていない。それ故、これは将来の研究において解決されるべき非常に興味のある問題である。lahar 流の予測と予報に関する研究が将来の年においてより発展する事が期待される。

4. 「火山地帯における砂防工事に関する日本-インドネシア合同研究計画事業の展望」によると、合同研究計画は1978年から1979年にかけての会計年度の終りに、終る事になっている。しかしながら上述したように沢山の未解決問題が未だ残っている。それ故、合同研究を最低でも一年間は延ばす事が提案される。

参 考 文 献

1. IR. SARBINI RONODIBROTO, IR. RACHARDJO NOTOSAPUTRO, I. SURYO, IR. DJOKO LEGOWO, 1976. Community preparedness and disaster prevention in Indonesia (Merapi volcano as a case). Country paper, Directorate of Rivers

2. P.T.INDRA KANCHANA Bandung, 1974.Penyelidikan susunan lapisan endapan lahar dengan cara duga geolistrik.
3. P.T.INDAH KARYA Jogjakarta, 1975.Laporan pembuatan peta geologi Kali Krasak dan sekitarnya.
4. SCHMIDT,K.G., Die Schuttströme an Merapi auf Java nach dem Ausbruch von 1930, De Ingenieur in Ned-Indie, I (1934), Mijnbouw en Geologie.



ジェランジェロ川を流下する火山泥流



ジェランジェロ砂防ダムを越流する火山泥流



コンクリート杭による火山泥流観測センサーの設置地点（河床中のコンクリート杭）
右上の小屋が観測小屋（ジェランジェロ川）



ジェランジェロ砂防ダム。このダムの袖に圧力計（衝撃力を計測する機器）が設置されている。



Krasuk 川下流部に堆積している大礫



1975年の火山泥流によって破壊された鉄道橋

ジェランジェロ川におけるセンサーシステム

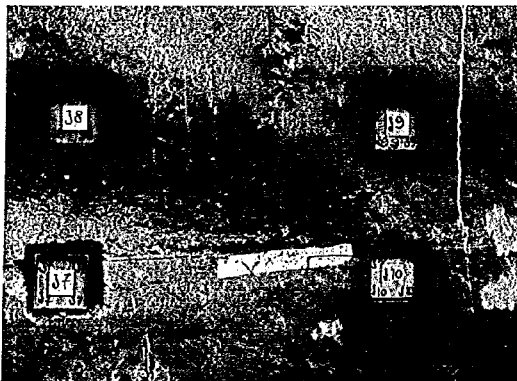


コンクリート柱の施工中

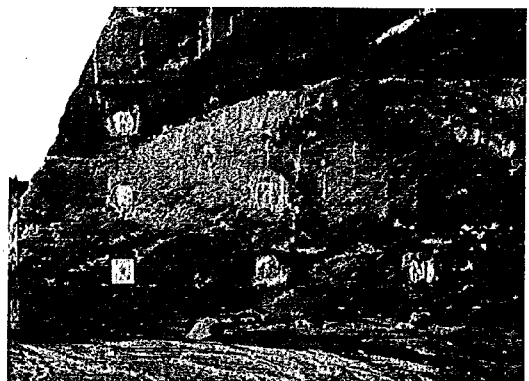


完成後

火山泥流の衝撃力を測定するため、ジェランジェロ防砂ダム袖部に設置された 圧痕計



施工中



完成後

「焼岳と桜島における土石流調査成果について」

- i) 焼岳における土石流観測成果
- ii) 桜島の土石流とその調査



建設省 土木研究所

山 内 修

i) 焼岳における土石流観測成果

本文は建設省松本砂防工事々務所・技術資料No. 5および
No. 7にまとめられている内容を筆者が再編集したもので
ある。

目 次

はじめに

1. 焼岳とその活動	109
1.1 概 要	109
1.2 昭和37年噴火	109
1.3 昭和37年噴火による焼岳山頂付近および4堀沢への影響	112
2. 焼岳における土石流観測設備	115
3. 土石流の発生と降雨	119
4. 土石流の流動形態の記録	125
5. 土石流の先端速度	129
6. 土石流のハイドログラフ	134
7. 土石流先頭部の礫径分布	137
8. 土石流先端部の巨礫の運動	139
9. 土石流による衝撃力	140
おわりに	142

焼岳における土石流観測成果

はじめに

焼岳における土石流観測は、昭和45年に建設省松本砂防工事々務所により開始された。翌昭和46年度からは、京都大学防災研究所の強力な応援を得て、両者の協力のもとに、調査・観測が続けられ、今日に至っている。

長期間の観測により蓄積されてきたデータと、観測方法の改善、充実により、次第に土石流の姿が明らかになってきた。

各年の観測成果は、「松本砂防工事々務所・技術資料No 5およびNo 7」にまとめられている。当報告書は、上記報告書を編集しなおしたものである。

1. 焼岳とその活動

1.1 概 要

焼岳(2,458m)は、日本のほぼ中央部にある。北アルプス唯一の活火山であり、乗鞍火山帯に属するトロイデ状火山である。

近年の焼岳の噴火は明治40年12月8日に始まり、40年に5回、41年に2回、42年に23回噴火した。大正年間に入ってから大正4年6月6日の噴火は焼岳の東側である下堀沢と中堀沢の中間台地、標高1,900m附近より殆んど山頂東壁に達する大裂罅を生じ、この時の泥流により梓川を堰止め現在の大正池を造ったのである。これ以後大正4年に2回、5年に3回、大正14年に噴火し昭和に至っている。昭和に入ってから噴火は後述するが37年6月に突然大噴火し、焼岳火山の存在を世に示したことは周知のとおりである。

大正池の自然貯水量は大正15年の430,100 m^3 に対して、昭和27年迄には埋没土砂が、400,000 m^3 に達し、自然貯水量は初期の7%に減じた。もっとも昭和3年に大正池下流部に東京電力KKにより取水ゲートが出来、それによる貯水量はゲート竣工当時には714,700 m^3 であったが、その後土砂の流入が激しく、昭和33年には223,500 m^3 、34年に202,000 m^3 、35年に178,000 m^3 、37年には153,000 m^3 と減じ、大正池は末路への一途をたどっていると言える。

1.2 昭和37年噴火

昭和37年6月17日午後9時50分頃、大音響とともに活動を開始し、この活動は中尾峠肩の小屋下方附近より焼岳山頂に通ずる登山路に沿って、岐阜県側悪沢崩壊の上を廻る馬蹄型に爆裂した完全な fissure eruption であった。この活動によってもたらされたと思われる現象の変化を見ると、噴火の2、3日前より中の湯、坂巻の両温泉にて温度、湧量に変化し、焼岳附近に於いては

午後8時頃より地鳴りがあった。又6月17日の噴火以前に上高地一帯に強い地震があった等で、爆裂後噴煙はキノコ状に真上に上がり、降灰のため附近一帯は暗黒となり、30分後ようやく月が見えはじめた。この降灰は上高地にて3cm降積し、11時半頃には松本市内にも降灰した。又、中尾峠肩の小屋附近では径50cm大の岩石が降り、小屋は柱を残したほか完全に破壊され、小屋番人2人が重傷を負った。翌18日に於いても上高地附近は昼頃迄降灰が続き、穂高連峯は霞んで見えず、火山灰が目にはいり歩行困難。午後になっても強風のため冬期の吹雪状に降灰が1日中舞っていた。

6月19日午後2時11分頃、三大音響と共に再噴。同3時30分頃上々堀沢上流部より大正池まで白煙をたてて泥流が流下し、その速さは頂上附近より大正池までわずか数秒であった、とこれを見た人が言っているとおり、瞬間的であったと考えられる。このため上々堀沢下流附近で2~3mの河床堆積があり、上流部に於いても堆積が激しく、河岸一帯の大木はこの泥流のため押し流された。泥流は爆裂附近の裂岩をも含み下流に流下したもので、灰色の火山灰と石とを水で練ったようなもので、流下した一週間後になってもぬかって歩行困難であった。又、同4時30分頃に小爆音があった。

6月21日頃より噴煙は大分少なくなり、7月11日まで小康を保った。

7月12日午前5時45分頃再噴火した。この噴火は6月17日の爆裂地、頂上附近と上高地側と推定した。火山灰・裂岩は上堀沢に落石。このため夜半からの小雨量(27.2mm)で上堀沢より5m大の転石を含む土石流が二度にわたって起こり、梓川沿いの県道が埋没した。尚降灰は大正池下流部より釜ヶ淵間のみ有り、特に大正4年に噴火した附近よりの噴煙も勢を増し、到る所より噴煙が立つようになった。

7月26日午後8時過ぎ、7月12日噴火箇所より小音響とともに火山灰が上がり、噴火を確認。この噴火による降灰は風の影響で岐阜県側に流れた。

8月9日午前9時10分頃よりの地鳴りとともに、9時11分頃噴火し、それによる火山灰にて一時山頂は暗黒となった。台風の影響による強い風のため降灰は附近一帯に少なく、穂高岳方面に流れた。地鳴りは約5分くらい続き、噴火箇所は6月17日箇所附近と推定した。

9月16日午前7時05分再び噴火。当日は晴天であったが爆発後にわか雨が10分程降った。噴火は6月17日程度のものであったが同箇所であったため、噴煙は真上100m位まで達した。降灰は少なく、噴煙のみにて終り被害はなかった。

9月16日以降の噴火は、毎月数回くらいあったが、いずれも爆音・噴煙・降灰程度の小規模なものであった。ただ時々爆音のみ観測された噴火があったが、最近jet機の飛来が多いので、このマッハ音と区別がつかないので爆発か否かは不詳である。

1.3 昭和37年噴火による焼岳山頂附近及び四堀沢への影響

1.3.1 焼岳頂上附近

6月17日夜のFissure eruptionにより焼岳は旧噴火口より下方に黒い割目が馬蹄形状にできた。裂口規模は巾5~50m、深さ約10m、延長は0.7Km程度である。特に噴煙を多くあげたと推定される火口、及び現在噴煙を上げている火口は、暗黒のため深さは推定できがたいが相当に深いものと考えられる。火口附近の降灰は、火口附近で2m、さらに80m下流附近では0.6m、元焼岳小屋附近では1.1mの堆積をなしている。

又泥流流出の爲新蝕溪が出来、その規模は巾5m~10m、深さは2~7mに達するもので、上々堀沢上流部で合流している。以上の状態にて頂上附近は到る所より噴煙し、降灰多くぬかって歩行困難であり、又数本の新蝕溪が出来、このため下流への土石流の流下が心配されている。

1.3.2 下堀沢

この噴火による管内四堀沢（下堀沢・中堀沢・上堀沢・上々堀沢）の影響を見ると、上堀沢・上々堀沢に噴火後近來になく土石流がひんばんに押出し、噴火前まで普通50~70mmの継続雨量でしか発生しなかった土石流は、噴火後に於いては継続雨量30mm程度で押出ようになった。特に上々堀沢は近年大規模な土石流は見られなかった野溪であった。尙今年に入ってから噴出前に於いては下堀沢に6月13日土石流の押出しのあった他、三野溪に於いては全々発生していなかった。

下堀沢は今度の焼岳噴火による影響は少なく、降灰による影響だけであるが、ただこの噴火にともなう地震等により山体及び崩壊面に相当の影響があると考え、これにより崩壊が助長されるものと思われる。

下堀沢の6月中に発生した土石流は、噴火前の6月13日の夜に押出したもので、この規模は7月12日の上堀沢に於ける土石流に匹敵するものであった。下堀沢は普通流水はなく、継続雨量50mm以上になると、最上流部崩壊末端部に高さ40m程度の滝が出来、普通この滝によって土石流が誘発されるものである。

噴火後は7月2日に於いて小規模の押出しがあっただけである。その後上流の滝附近の崩落が甚しく、ここに堆積する崩壊土石は70,000m³と推定され、今後の雨量にて押し出すことは決定的であるので、下流にて施工中の床固工事に於いては最大の注意をはらい、又計画施工しなければならない。

1.3.3 中堀沢

中堀沢に於いては噴火による影響は直接表われて来ず、土石流も全く流下していない。ただ噴火

による降灰及び7月12日の噴火により本沢に裂岩による落石があったものと推定され、これによる堆積物がかなりあるものと考えられる。しかし本野溪は三基の堰堤及び沢自体が中流部（3号堰堤附近）で約70度位に屈曲しているので、他野溪のように土石流が発生しても上流部でその勢力は緩和され、下流まで流下しないものと考えられる。

1.3.4 上堀沢

本野溪は噴火後に於いて四堀沢中一番活発に土石流が発生している野溪である。

現在右支合流点下流部に1号堰堤があり、また左支に1号堰堤より150m上流地点に2号堰堤を施工中である。（昭和37年12月完成）

噴火後に於いての土石流は6月22日・7月1日・7月2日・7月12日と継続して発生している。特に7月12日の土石流は12時40分頃押し出し、梓川を堰止め、国立公園道路の路肩まで達した。さらに同日15時12分頃上堀沢両支から大規模な土石流の押し出しがあり、道路を埋没し、大正池に流れ、東京電力KKの取入ゲートを埋没した。

この土石流は1号堰堤附近での観察によれば、最初右支より押し出しがあり、それより数10秒おくれた左支からの土石流と合流して流下したもので、右支の土石流は5m大の転石を含み、その速さは13m/sec位と推定される。

左支の土石流は泥流状で其中に0.5mから1m大の転石が浮いて流下したもので、転石はまるで木塊のように運搬された。

これら土石流は1号堰堤下流より速度を幾分減じたが、1号堰堤より梓川合流点までの距離850mを約2分たらずで流下しており、この間秒速7mの速さで押し出したものと推定される。

これら数回の土石流で上堀沢両支とも、昨年来の河床より平均2mの河床上昇をきたし、1号堰堤上流に施工中の2号堰堤は完全に埋没した。

又、両支の最上流部は相当侵蝕され、滝状になっている地点もある。特に左支2号堰堤上流150m附近に於いては兩岸からの崩壊が激しく、これが堆積し、高低差10mにおよぶ天然ダムをつくっている。このような状態は上流まで各所に見られ、階段状に堆積している。これらの土砂はすこぶる不安定な状態であって、今後の降雨状況によっては大きな土石流となって一気に流下する可能性がある。

1.3.5 上々堀沢

6月17日夜の噴火は上々堀沢水源内地内に起こり、このため水源地帯は爆発時に飛んだ岩塊や火山灰が累積している。6月19日泥流はこの地域に発生し、上々堀沢に入流したもので、この泥流の縦侵蝕により上々堀沢上流部に、新しく爆裂火口にその源をもつ三筋の新蝕溪ができた。しかも

沢上流部にては泥流および土石流によって運搬された土砂が階段状に堆積している。

6月19日の泥流はCement Pasteのような状態で、下流の大正池まで押出し、下流部では平均2mの河床上昇をきたした。

しかしその後の小出水にて中流部より下流は縦侵蝕が激しく行なわれており、中流部～下流部に掛けて所によっては旧河床より2～3mの低下を見せている地点もある。

結局本野溪は噴火により河床上昇をきたし、約 $200 \times 10^3 m^3$ （下流に流出した分も含む）の泥流が今回発生したものと推定され、また上々堀沢上流部に噴火口より直接つながる蝕溪が新しくできたことである。

蝕溪の形状は上々堀沢との合流地点で巾5m、深さ2m程度であるが、爆裂火口に近づくにつれて巾10m、深さ7mで裂口に合している。この附近一帯の降灰程度は0.5m～2mの範囲で降積しており、泥状になっているので今後の降雨状況によって流下し、中流部附近の森林区域、下流大正池（梓川本流）の埋没に影響を与えるものと考えられる。

1.3.6 大正池の成因

大正池の成因は焼岳の泥流により梓川が堰止められてできたもので、この時の泥流の巾は約330m、厚さは薄い所で2.5mあった。そこで3時間後には河水逆流の結果河巾は相当に広くなり、翌日には湖の長軸は1,660m余に及んだ。

この大噴火の前月、焼岳はすでに活動を開始し、小噴火があって泥流は先ず下堀沢にそって流下し、ここに梓川を一時堰止め小湖をつくっていたという。次に噴火の当日は、午前8時頃梓川下流島々附近では、天候に何等の異変をも認めないのに突然河水が泥濁し、枯損木の流れてきたのを発見したことで、時間の関係から考えると大噴火後約30分位しか経過していない。これは前日堰止められた小湖の決潰であろうが、泥流の速力の非常なのに驚く。大正池発生以後、大正末年頃までは水面高度に変化がなくて、その面積・容積等が漸次に縮少し、その後排水口附近に崩壊押出しが出来て水位が上昇し、水面高度は著しく増加して、湖は回春に向い殆んど大正4年7月に比すべき程度となり、容積増大して生成当時よりはるかに大きくなったのである。これによって最大深度6.06mに及んだが、その後再び形態の縮少をはじめた。しかし湖岸線は面積の縮少率に比し短縮の程度が割合に少なく、為に肢節量は稍増加し、年々平均0.013増すに至った。

是は湖畔扇状地の顕著なる発達を意味するもので、排水口の低下と相俟って大正池はその死滅の近きをあらわしている。（安曇村史による）

近年に於ける大正池の埋没土砂は、多くは上高地上流域からの送流土砂によるもので、横尾～大正池間の約 $50,000 \times 10^3 m^3$ と推定される河道堆積土砂が、漸次下流へ流下し、大正池まで押出しているものである。近くに於いては上々堀沢の土石流及び泥流の押出し、千丈沢押出しによる影響

も大である。

今回の焼岳の噴火により、上々堀沢からの泥流及び数回の土石流の押出しにより、大正池上流部附近はこれらの土砂のため完全に埋没し、この土砂が漸次下流へ移動しているため池中央部の水深も非常に浅くなっている。また噴火にともなった上堀沢からの土石流は梓川本川を堰止め、これが逆流して大正池最下流部の東電取入ゲートを埋没している。現在大正池上流梓川の全流量が東電排水口より排水されているが、今後の洪水によりこの排水許容流量を越えた場合、貯水による水位の上昇によって上流家屋に影響をおよぼす心配がある。

2. 焼岳における土石流観測設備

土石流観測設備は上々堀沢に重点をおいて配置されている。(図2-1)

土石流観測用機器として特に開発して市販されているものはほとんどない。観測機器の多くは京大防災研究所が開発したり、工夫改良を加えられている。

1) 先端速度

土石流の流路に多くのセンサーを配置し、土石流の先端がセンサー位置を通過する時刻を自動的に記録し、隣接したセンサー間の距離とその間の通過時間からその区間内の平均速度を求める。

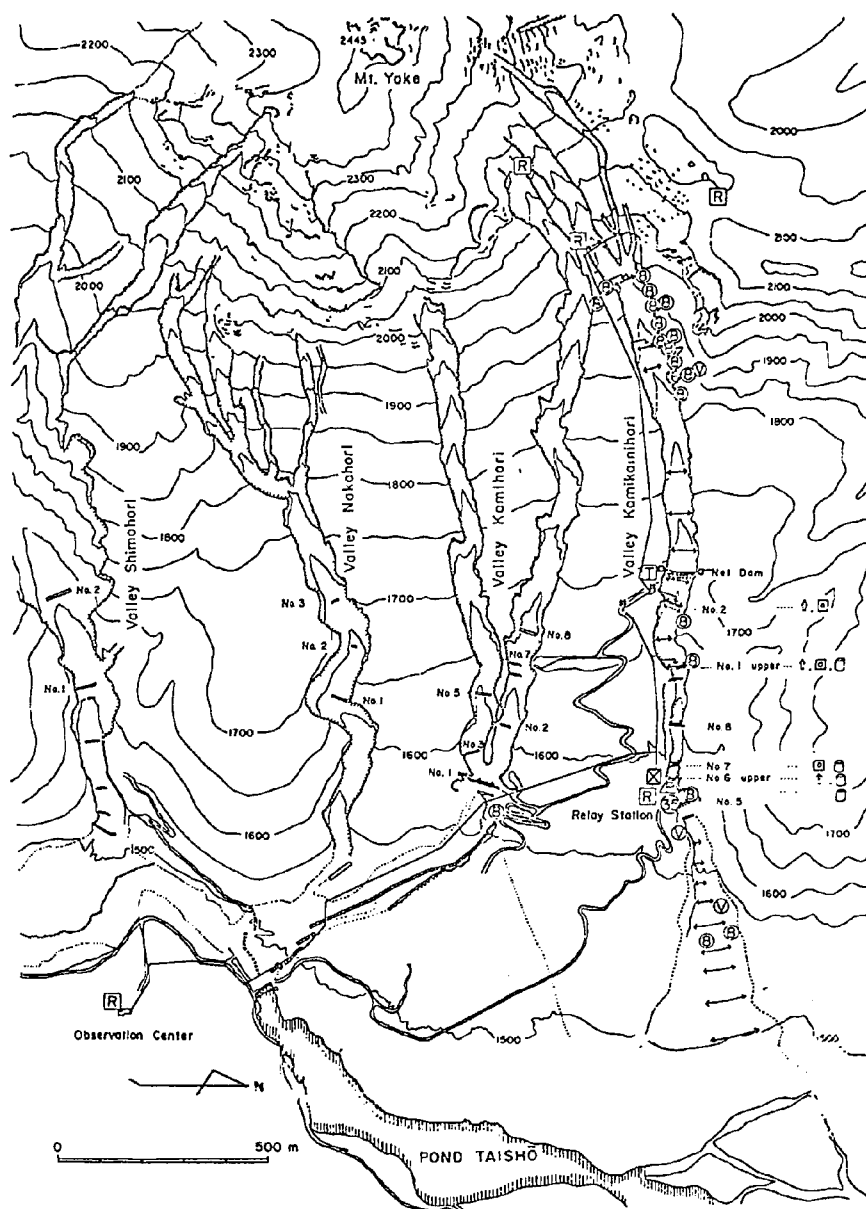
センサーには溪床上1m位の高さで水平に張った電線が土石流先端によって切断されると電気的な信号が送られるワイヤーセンサーが昨年来用いられている。しかしこの型のセンサーは一度切断されると張りかえるまで役に立たない欠点があるので、新しいセンサーとして、垂れ下った導線の先端が土石流の盛り上がり接触到とアース電流が通じて信号を送るコンタクトセンサーまたビデオカメラ受像面の特定視野内の映像に変化がおけると信号を送るビデオセンサーを試験的にセットした。

2) 水位・流量

水位については砂防ダムのそでに目盛をつけ、水通し部の水位を8mmシネカメラを利用してコマどり撮影で記録するようにした。また土石流にひきつづいて流れる泥流の流速を測るために、色素(ウラニン)溶液を10秒おきぐらいに水面に投下して着色し、その移動を8mmシネカメラで追跡するようにした。これらの映像記録から水通し部の通水断面積と流速がわかれば、流量を算定することが出来る。

3) 流動形態

流路のさまざまな場所における土石流の流下形状、とくに砂防ダムを流下するときの変形や、下



- | | | | | | |
|----|------------|---|-----------|---|------------|
| Ⓔ | 雨量観測点 | Ⓔ | 堰堤番号 | ↔ | ワイヤーセンサー |
| → | コンタクトセンサー | ⑧ | 8ミリシネカメラ | ⑧ | 8ミリデジタルカメラ |
| ⑧k | 8ミリコマ撮りカメラ | ⑧ | 16ミリシネカメラ | ⑧ | ビデオカメラ |
| ⑧ | 35ミリMMカメラ | △ | 着色水投下装置 | ↑ | 段波高測定点 |
| Ⓢ | 圧痕計 | Ⓢ | 採泥筒 | 井 | ボーリング井戸 |

図2-1 焼岳土石流観測配置図

7) 礫の移動

溪流の特定区間(図2-3)にある巨礫(径0.5m位以上)にペンキで色塗りしてマークし(青色130ヶ、緑色69ヶ)、土石流発生後、下流調査により発見位置を地図上にプロットして、一回の土石流による礫の移動状態を観察した。

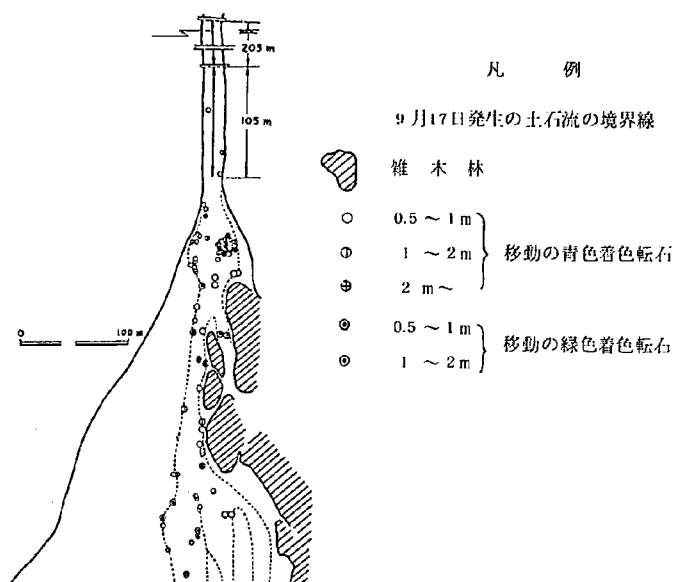


図2-3 転石移動観測における転石設置位置と流下状況図
(1972年9月17日)

8) 衝撃力

土石流が砂防ダムあるいは停止巨礫にぶつかる場合の衝撃力の大きさを推定するためには圧痕計(10ヶ)をセットした。これはアルミ板に鋼鉄製の円錐形突起物を接触させておきこの突起がアルミ板にめりこんだ痕跡の大きさから、おしこんだ力(衝撃力)を推定するもので、受圧板は15cm×15cmの大きさである。この構造は図2-4に示した。

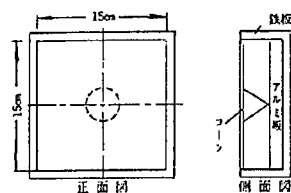


図2-4(a)
圧痕計概略図

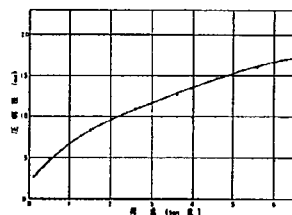


図2-4(b)
衝撃力計の荷重—痕跡径相関図

3. 土石流の発生と降雨

焼岳に発生する土石流については、10分間の平均雨量のピーク時と、土石流の発生時刻がよい対応を示していることが知られている。次に10分雨量と土石流発生の関係をいくつか示す。

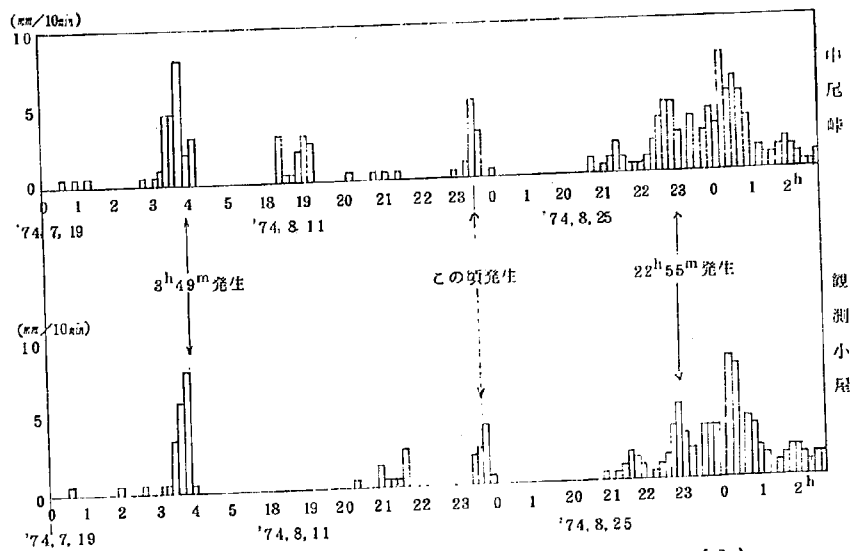


図3-1 土石流の発生と毎10分間雨量(1)

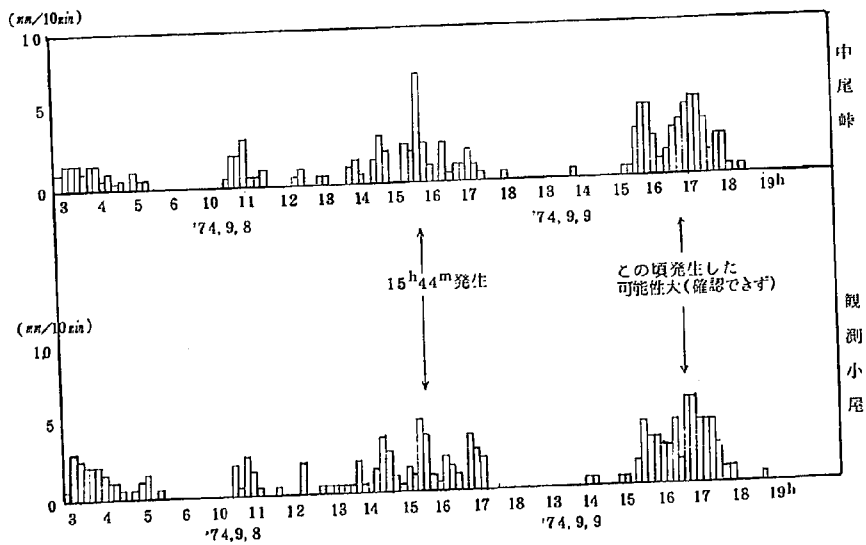


図3-2 土石流の発生と毎10分間雨量(2)

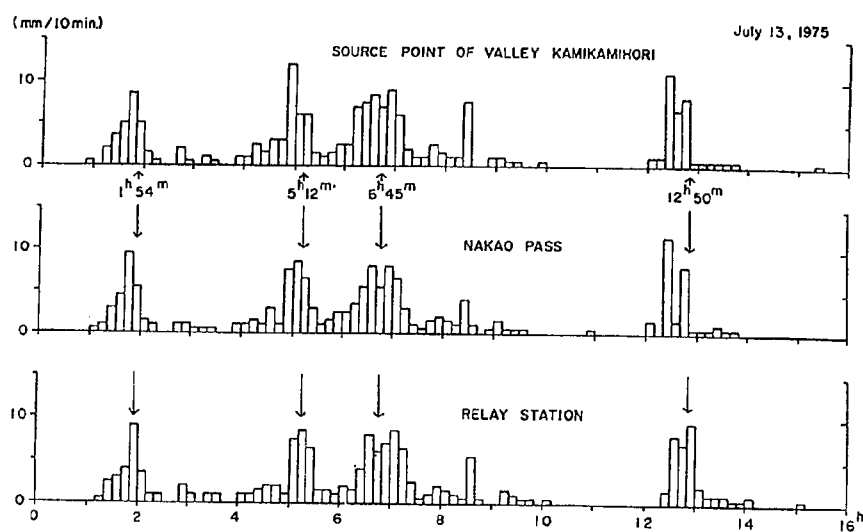


図 3-3 毎 10 分間降雨量と土石流の発生 (↓)

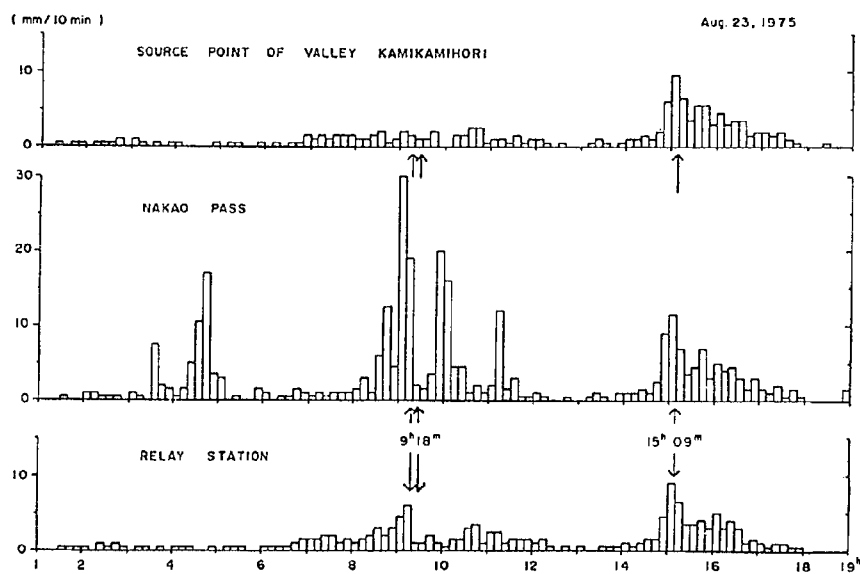


図 3-4 毎 10 分間降雨量と土石流の発生 (↓)

従来、土石流は大量の降雨によって、溪床堆積物中の含水比が十分に高まっている時（この状態をもたらすには、比較的小さな雨量強度であっても長時間持続すればよく、雨量強度よりも総雨量が問題である。）に、急激な（雨量強度の大きな）降雨がある、という2つの条件が満された場合に発生する、といわれてきた。このことが焼岳の土石流においても、あてはまるかどうかみる。

図3-5～3-7は1970～4年（図3-7は1972～4年のデータ）の降雨条件（時間雨量と連続雨量）と土石流の発生・非発生との関係を示す。現場観測小屋におけるデータによると（図3-5を参照）焼岳東麓の観測対象域においては、最大時間雨量が11mm以上で、しかも連続雨量が20mm以上に達すると土石流が約60%の確率で発生すると云えよう。なお、ここに云う時間雨量とは土石流が発生した場合には、その時間における1時間雨量を、また発生しなかった場合には最大時間雨量または発生時雨量の出現時までの降雨量をさし、連続して4時間以上降雨がない場合にはその前後を別々の連続降雨と見なした。

また、連続降雨としては24時間を越えないように区切ることとした。図3-5～7においては最大時間雨量が5mm以上で、かつ連続雨量が10mm以上の降雨のみをプロットした。

ところで、今夏の土石流は従来のに比べると比較的小規模な降雨によって発生したといえる。

東京電力KKの上高地附近の積雪調査によると今春（1974年）の積雪状態は3月24日の時点では昨年のそれと比較して大差はない。ところが、4月20日頃における2年の積雪を比較すると積雪深で約20cm、積雪水量では約130mm（測点数は40点で比較）だけ今年のほうが多い。

加うるに今夏は平年に比べ気温の低い夏であったため例年になく遅くまで、しかも多量の残雪が溪床堆積土砂の下に存在していた。従ってこの残雪層が浸透水に対しては一種の不透水層を形成する結果となり、谷壁から供給されて残雪層の上に堆積していた土砂は、比較的小さな豪雨で容易に流動化し、小規模土石流を度々発生させるのではないかと考えられる。

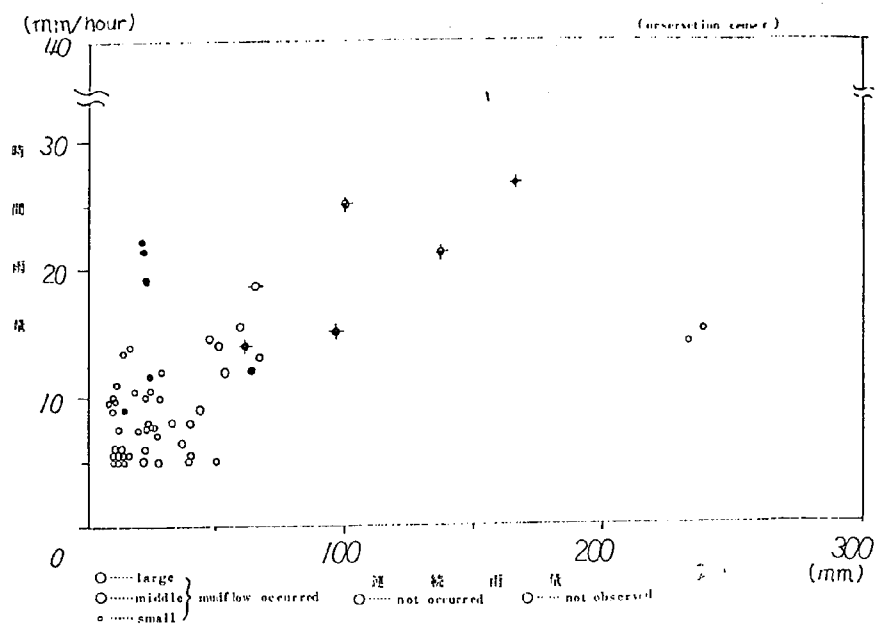


図 3 - 5

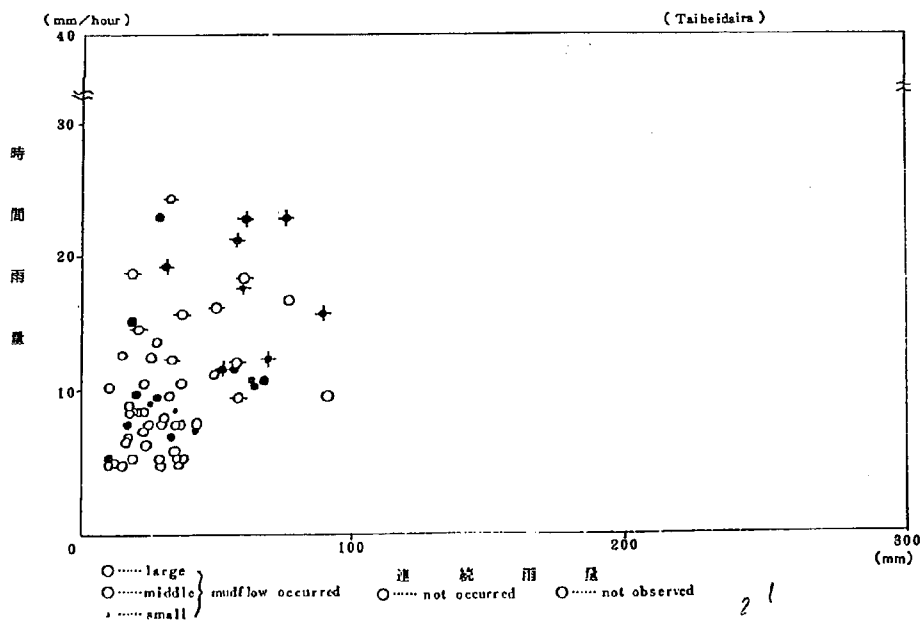


図 3 - 6

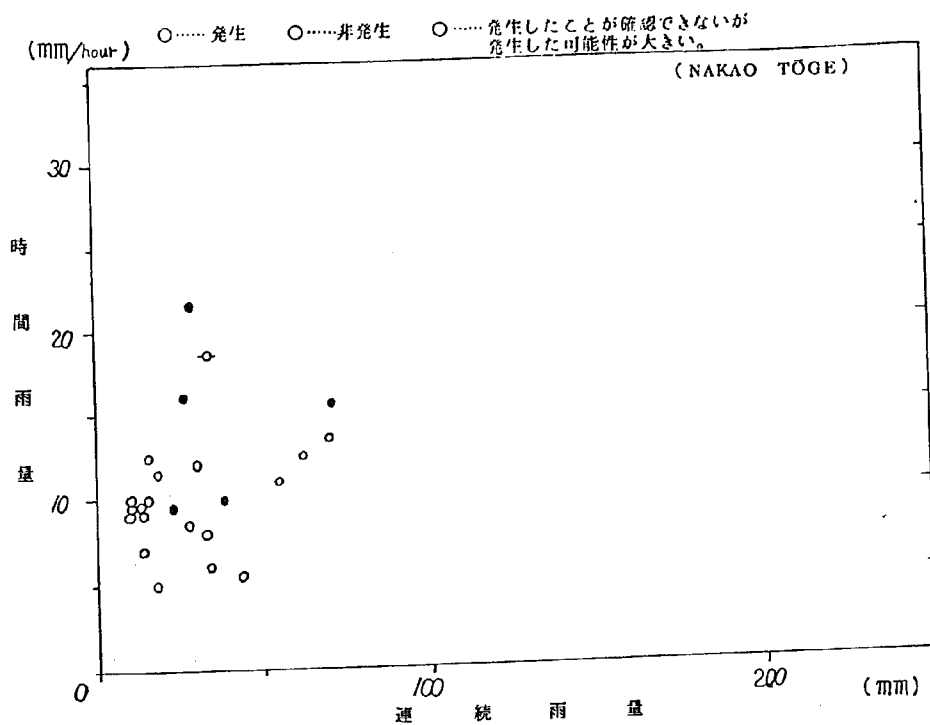


図 3 - 7

これらのデータは活火山の山麓という特殊な地域におけるものであることは注意を要する。これらと比較するため、全国的な土石流の発生の傾向を示した資料を比較のために引用する。

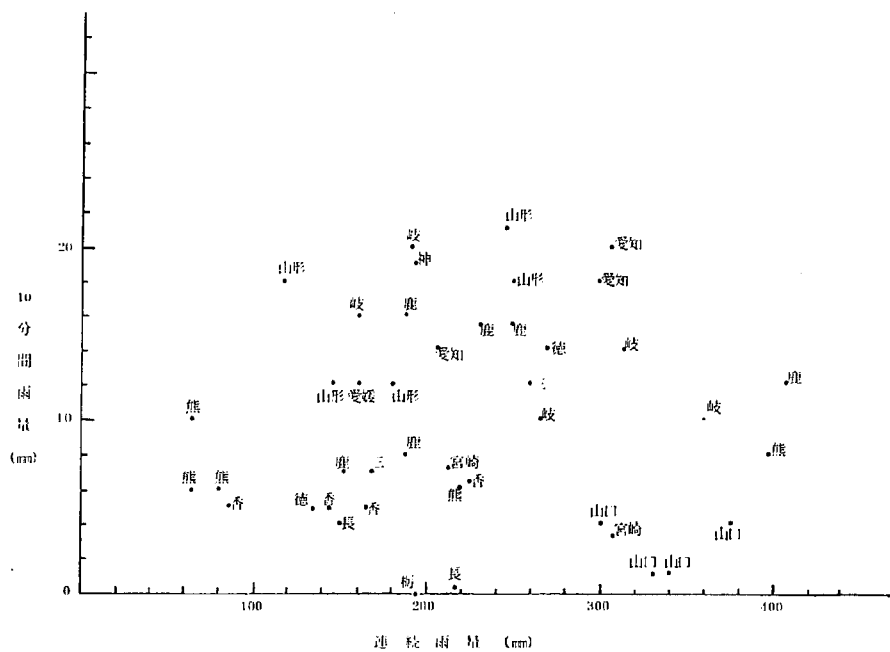


図3-8 土石流発生時までの連続雨量と発生図の10分間雨量の関係¹⁾

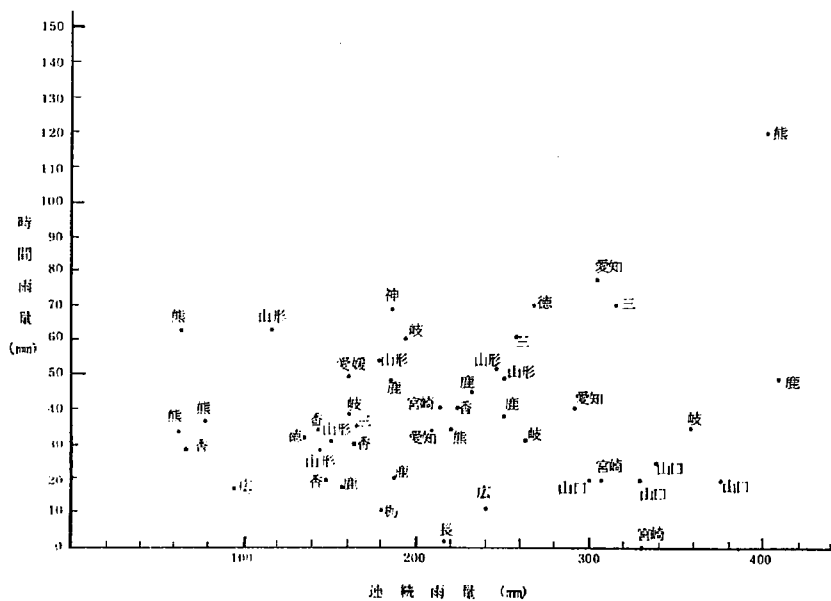


図3-9 土石流発生時までの連続雨量と発生時の時間雨量の関係¹⁾

1) 瀬尾克美・船崎昌継：土砂害と降雨量について、新砂防89 昭和48年11月

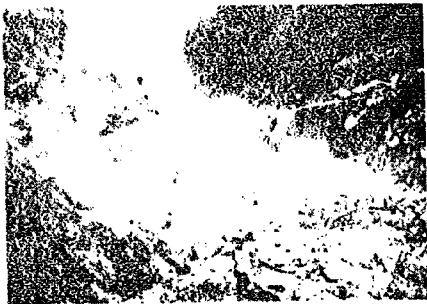
これらの図も、土石流発生までに必要な総雨量と雨量強度についての有益な指唆をあたえている。但し、著者本人は、連続雨量の大なる降雨は雨量強度も大であるという降雨の現象を示すにとどまってしまった、とコメントしている。

4. 土石流の流動形態の記録

土石流の流動形態を撮影することは土石流観測の最大の目的の1つである。けれども、土石流発生時の霧や雨、あるいは夜間に発生した場合の光量不足などのため、鮮明な映像を得ることは、なかなか困難である。

長年にわたる観測の結果、1975年7月13日には、8mmシネカメラによって、8月23日はV.T.R.によって、これまでの6年間を通じて最も良好な映像を得ることができた。この土石流は、それ以前に既に3波の土石流が発生し、多量の溪床堆積土砂を排出してしまっていたためか、土砂礫成分の比較的少ないタイプとなっている。8月13日の土石流が、上々堀沢7号床固めを越流して流下してくる様子を連続スチール写真に示す。

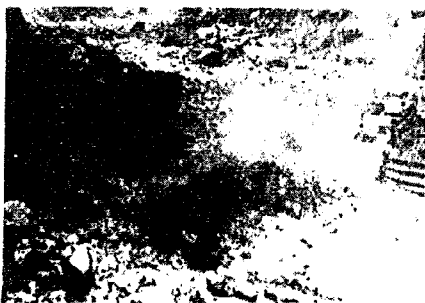
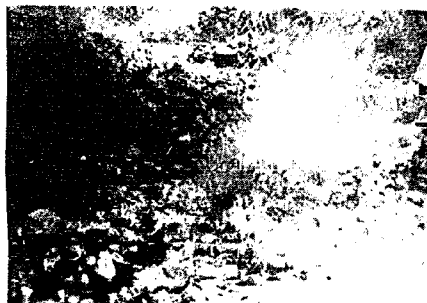
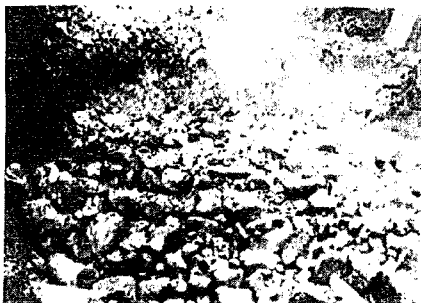




また、流動する土石流の先頭部を解像度の良いカメラで撮影することは、長い間の夢であったが、遂に1976年8月3日、35mmモータードライブカメラによる毎秒1コマ、250コマ連続撮影に成功した。写真にこの土石流が、上々堀沢第6号上流床固めを越流する様子を示す。

250コマの写真を見てわかることは、(1)先端部は段波状を呈し盛りあがっている。(2)巨大な石ほど先頭部に集まり、特に先端部は水が少なくてほとんどStone Flowのような状態である。(3)慣性力のため土石流は流路屈曲部の外側方向に盛り上がって流れる。(4)巨大な石を多く含み質量が集中しているのは先頭部の通過するほんの数十秒程度であり、後続の流れは泥流状を呈し、漸次減衰する。(5)写真に写った際のぶれ具合から、横断方向に流速分布があり、流心に近いところは流速が大きく、岸に近いところでは極度に流速の落ちているときがある、ことなどである。(5)からは、マクロに見た土石流がビンガム流動(剪断降伏応力を越える剪断力が内部に存在してはじめて歪速度が生じる)に似た挙動をしていることが推定される。





5. 土石流の先端速度

5.1 観測結果

土石流の流路に多くのセンサーを配置し、隣接したセンサー間の通過時間と距離によってその区間の平均速度を求める。このようにして求めた速度を縦断面図上に示す。これによると、上流で速く、下流で次第に減速する過程が認められるが、下流でも急勾配のところの通過によって再び加速されているところがあり、勾配、流路巾の影響を考慮しなければならないことが知られる。

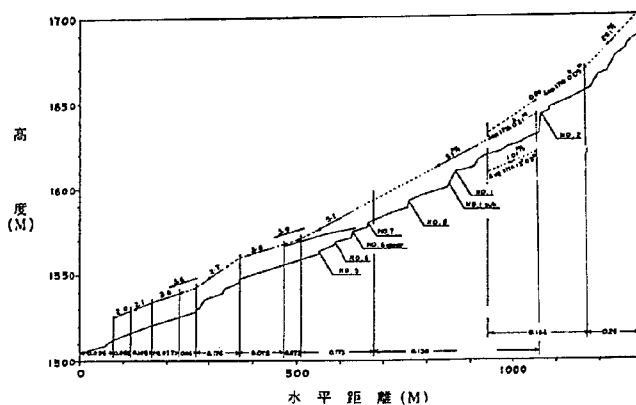


図5-1 土石流流速分布図（昭和47年9月17日上々堰沢に発生）

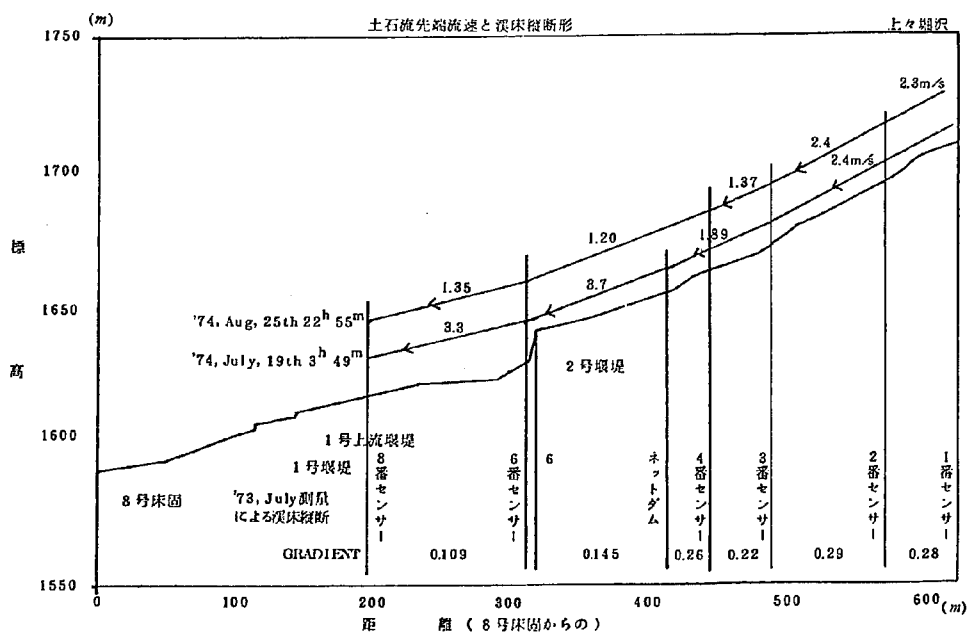


図5-2

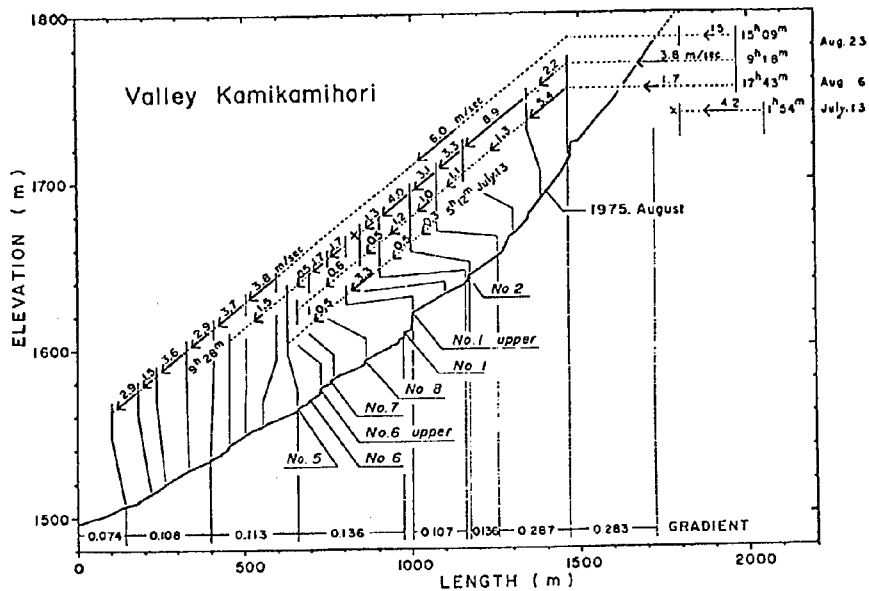


図 5 - 3 上々堀沢溪床縦断面形と土石流先端速度 (1975)

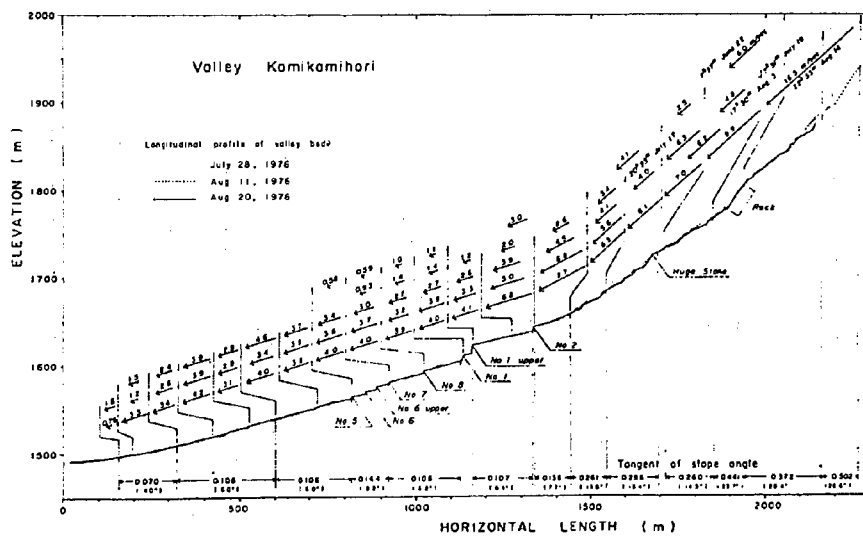


図 5 - 4 土石流の先端流速変化と上々堀沢溪床縦断面形

5.2 斜面での運動の近似的解析

実際の土石流の先端は上流の侵食域では土石を集めて流れ、下流の堆積域では土石をふるいおとしながら流れるので、盛り上がり部の質量の変化はさげられないが、第一近似的な解析前提として一応質量変化を無視して質点力学的なとり扱いをこころみる。

(京大防災研研究発表会 1973.2.7 奥田ほか3名 口頭発表)

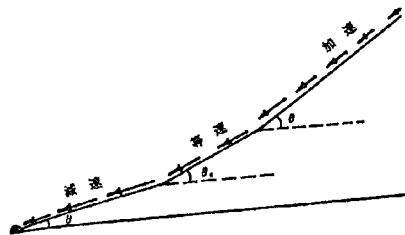


図5-5 土石流の運動概念図

いま斜面沿いの移動距離を x 、速度 $\frac{dx}{dt} = v$ 、加速度 $\frac{d^2x}{dt^2} = a$ 、斜面の傾角を θ 、動摩擦係数を μ 、抵抗係数を k 、土石流の盛り上がり部の質量を m 、動力加速度を g とすれば、斜面沿い下流向きの分力は、 $mg \sin \theta$ 、上流向きの分力は $\mu mg \cos \theta + kx^2 m$ となるから

$$\text{加速度} \quad a = g - kx^2 \quad \dots\dots\dots (2)$$

$$\text{ここに} \quad A \equiv g (\sin \theta - \mu \cos \theta) \quad \dots\dots\dots (3)$$

5.2.1 加速領域

θ が大きいところ ($\theta > \tan^{-1} \mu$) では $A > 0$ で最初に静止状態 ($x=0$ で $\dot{x}=0$) から出発したとすれば $\ddot{x} > 0$ でつねに加速されてだんだん速度をまし、速度 $v (= \dot{x})$ は漸近的に一定速度 $v_f = \sqrt{A/k}$ に近づいてくる。

出発後の時間 t における速度と、それまでの流下距離は

$$\text{速 度} \quad v = v_f \tanh (v_f k t) \quad \dots\dots\dots (4)$$

$$\text{終末速度} \quad v_f = \sqrt{A/k} \quad (t \rightarrow \infty \text{ のときの } v) \quad \dots\dots\dots (5)$$

$$\text{流下速度} \quad x = \frac{1}{k} \log e \cosh (v_f k t) \quad \dots\dots\dots (6)$$

上流の加速域での速度の実測が行なわれていないので計測範囲での最上端の値から $v_f = 6 \text{ m/sec}$ とみなし、それより上流の平均傾斜角 $\theta = 17^\circ$ 、抵抗係数 (後述の例から推定) $k = 0.0005 \text{ m}$ の値を用いると、(5)より $A = 0.018 \text{ m/sec}^2$ 、(3)より $\mu = 0.30$ の値が求められる。
 v は無限の距離を経て v_f に漸近的に近づくが一応 v_f の 90% に到達するまでに必要な流下距

離 $X_{0.90}$ を(5)(6)を利用して上述の数値から求めると $X_{0.90} = 1,650 \text{ m}$ となる。

実際の流下距離は $1,200 \text{ m}$ ぐらいであるから、速度がまだ v_f に近づくにはかなりの距離が必要であるが、上々堀沢ではこの状態でもっとも勾配のゆるい斜面にのり移ったことになる。

5.2.2 等速領域

上流で加速された土石流先端が v_e の速度になって、もっとゆるい斜面（傾角 θ_e ）にのりうつり、ここでちょうど $v_e = \sqrt{Ae/k}$ 、ただし $Ae = g(\sin \theta_e - \mu \cos \theta_e)$ の条件がみたされると $\ddot{x} = 0$ で一定速度で運動をつづける。

上々堀沢の実測によって1号堰堤から5号堰堤までの区間がこれに相当するとみなすと、 $v_e = 5.1 \text{ m/sec}$ 、 $\theta_e = 7^\circ 41'$ でここで前述の $k = 0.0005/\text{m}$ の値を用いると、 $Ae = 0.0125 \text{ m/sec}^2$ 、 $\mu = 0.134$ が得られる。

5.2.3 減速停止領域

さらに土石流が下流のゆるい勾配（ $\theta < \tan^{-1} \mu$ ）の斜面にのりうつると、 $A < 0$ となり、つねに減速作用を受けて最終的には停止する。

この斜面にのりうつったときを $t = 0$ にとり、ここで $x = 0$ 、 $v = v_0$ （初速度）とすると(2)の解として流下距離 x は

$$x = \frac{1}{2k} \log_e \frac{k v_0^2 + |A|}{k v^2 + |A|} \quad \dots\dots\dots(7)$$

$$\text{ただし } |A| = (\mu \cos \theta - \sin \theta) g$$

となる。また停止するまでの流下距離 ℓ は、(7)に $v = 0$ （停止）の条件を入れて

$$\text{流走距離 } \ell = \frac{1}{2k} \log_e \left(1 + \frac{k v_0^2}{|A|} \right) \quad \dots\dots\dots(8)$$

(run out distance)

で求められる。

上々堀沢で5号堰堤より下流をこの領域とみなすと、 $\ell = 550 \text{ m}$ となり、この区間の平均傾斜角 $\theta = 4^\circ 47'$ を用いて(8)を満足させるような k 、 $|A|$ 、 μ の組合わせを求めると図5-6に記入した値が得られる。

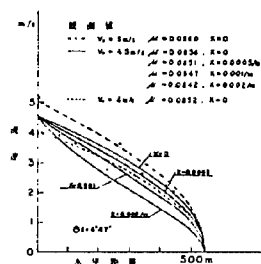


図 5-6 水平距離と流速減少の関係

(組合わせのなかのある範囲の値だけを記入している)

ただし初速 v_0 としては実測値 5.1 m/sec を用いないで、少しそれより小さい値を用いたが、これは一般に勾配の急変点でのエネルギー損失現象を考慮すれば妥当なとり扱いであろう。

この値によってこの区間での流下距離と、速度減少の関係が曲線によって表現されているが、これを実測の結果(●印で示す)とくらべてみると、大体 $\mu = 0.0842 \sim 0.0860$, $k = 0.0005/\text{m} \sim 0.001/\text{m}$ の範囲での実際の状態をよく表現していることが認められる。

なお、(7)(8)式は $k v_0^2 \ll |A|$ の場合には $\log_e(1+y) \div y$ (ただし $y \ll 1$) の近似関係式を用いると

$$x \div (v_0^2 - v^2) / 2 |A| \quad \dots\dots\dots(7)$$

$$L \div v_0^2 / 2 |A| \quad \dots\dots\dots(8)$$

となり初等力学的な計算結果と一致するが k が 0.001/m 以下になると、この近似でも大体の傾向は表現できそうである。

なおこの数値範囲では μ が $\tan \theta = 0.0837$ に近いから、 $|A|$ の値は μ の僅かな変動で相対的に大きく変るから L の算定にも μ の値を慎重にえらばねばならない。

また動摩擦係数 μ の値が上流で 0.30、中流で 0.134、下流で 0.085 ぐらいにかなり値が変わっているが、これは盛り上がりと溪岸の摩擦状態がところによって変るためであろう。(上流では狭くて側方の摩擦が大きい、下流では広い沢を流れるために側方からの力は受けない。)

上述のような解析はさらに下流の扇状地で土石流の先端がうすく拡がるようになると一次元的なとり扱いは無理であるが、図-4の巨礫の分布から判るように今回の観測では下流でもあまり側方に拡がっておらず、あらい近似としては適用しても差支えないであろう。

将来さらに多くの計測例を重ねて現場での μ , k の値の範囲が明確になってくれば、土石流の到達範囲の推定も可能になってくるであろう。

6. 土石流のハイドログラフ

土石流の正確なハイドログラフを作成するには、平均流速と流れの断面積の時間変化を実測する必要があるが、前者の観測は難しく本年度の観測では表面流速でさえ計算することができなかった。

ところで1976年8月3日発生の土石流について35ミリコマ撮り撮影に成功した。この写真からは土石流が第6号上流床固を越流するときの流れの断面積、高さ、径深などが判読できる。(図6-1)

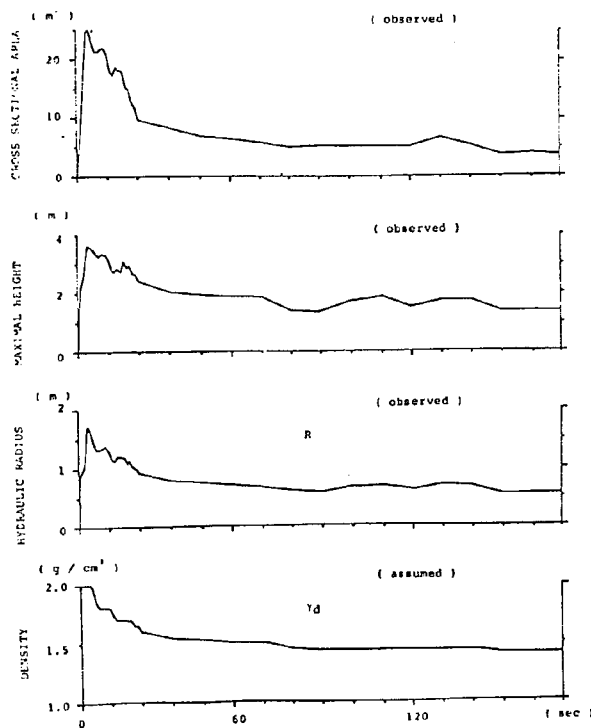


図6-1 土石流No.6の断面積、高さ、径深および推定密度

これらの値と先端流速 3.8 m/sec を手がかりに土石流のハイドログラフを作成してみた。今のところ土石流に対してその抵抗則あるいは流動式として確認したものがない。そこで土石流の平均流速を ①泥流に関する大同の抵抗則¹⁾ ②マンニングの平均流速公式²⁾³⁾ ③土石流に関する Stri-

bniy の流速式⁴⁾の3つの別々の方法で計算してみた。

ここに、 U ：平均流速、 U_* ：摩擦速度、 R ：径深、 I ：流路の勾配、 f_B ：抵抗係数、 k ：相当粗度、 τ_0 ：底面断応力、 γ ：密度、 n ：マンニングの粗度係数に相当するもの、 ν ：動粘性係数、 g ：重力の加速度である。

〔泥流に関する大同の抵抗則〕

大同は粗面開水路に乱流状態の定常泥流を流し、その抵抗式として

$$\frac{1}{\sqrt{f_B}} = 4.2 + 4.07 \log \frac{R}{k} \quad (6-1)$$

なる式を得た。ここに f_B は

$$\tau_0 = \frac{1}{2} f_B \gamma U^2 \quad (6-2)$$

なる定義式で導入される抵抗係数である。ところで

$$\frac{\tau_0}{\gamma} = g R I \quad (6-3)$$

とおけるから

$$U^2 = \frac{2 g R I}{f_B} \quad (6-4)$$

となる。

初期の流速として、 $U = 3.8 \text{ m/sec}$ 、 I 、 R の値を代入して先端に対する f_B を決め、次にこの f_B の値と R を(6-1)式を用いて相当粗度を決定する。この k の値が一定であるとすれば、あとは実測データである R の値を(6-1)式に代入すると、時々刻々の f_B の値が求まる。この f_B を(6-4)式に代入すると平均流速が求まり、 U に流れの断面積を掛ければ時々刻々の流量が求まる。このようにして得られたものを図6-2上段に示す。

〔マンニングの平均流速公式〕

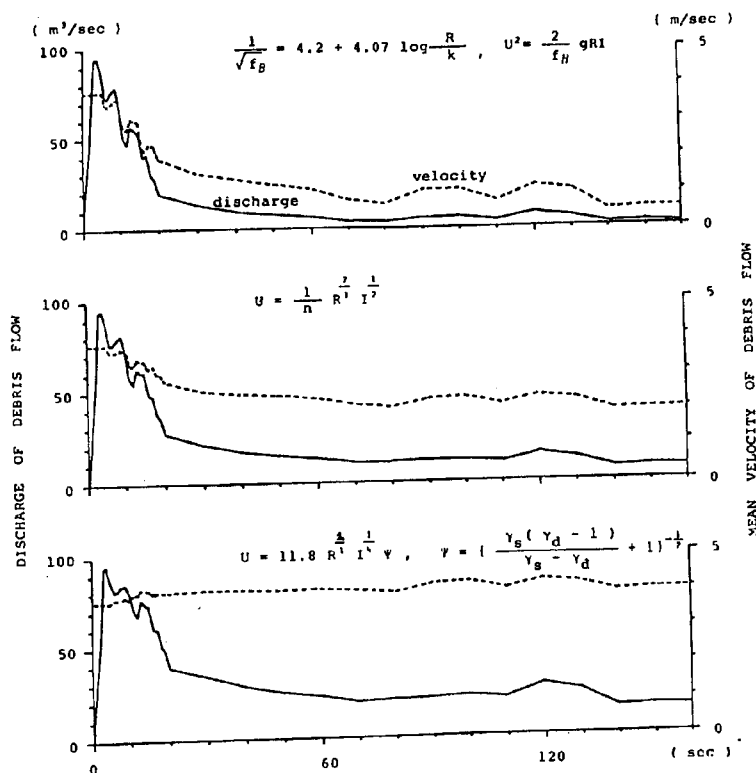
土石流の流速の表現として高橋²⁾やScheidegger³⁾はマンニングの平均流速公式と同型の式が今のところ実測データと比較的よく合うと記している。そこでここでは

1) 矢野勝正 編著：水災害の科学，技報堂，1971，pp.442～447

2) 高橋宏治：急流河川における洪水段波の動態，第8回自然災害科学総合シンポジウム講演論文集，1971，札幌，pp.91～92

3) A.E.Scheidegger:Physical Aspects of Natural Catastrophes,Elsevier, 1975, p.147

4) Goldin,B.M. and Lyubashevsky,S.L.;Computation of the velocity of mudflow for Crimean rivers,Soviet Hydrology, 1966, vol.2, pp.179～181



f_s : friction factor, k : roughness factor
 U : mean velocity, I : gradient of slope, γ_s : density of solid particle

図 6-2 土石流流速の試算とハイドログラフ
 (6号上流床固を流下する土石流No.6)

$$U = \frac{1}{n} R^{\frac{2}{3}} I^{\frac{1}{2}} \quad (6-7)$$

なるマンニングの公式と同型の式を使用した。ここに現場の流路勾配 I は 0.107 である。

まず初期の流速に対して先端部の U , R の実測データを使い、 $n = 0.109$ (普通、数値表に掲載されている値の最大値 $n = 0.07$ よりもさらに大きい) が決まる。あとは前項の方法と同様に (6-7) 式から U を決定していき、図 6-2 中段のグラフを得た。

[Stribniy の流速式]

ソ連の Stribniy はシェジャーの平均流速公式を変形して

$$U = 6.5 R^{\frac{2}{3}} I^{\frac{1}{4}} \psi \quad (6-8)$$

なる式を得た。ここに ψ に r_d （土石流の密度）と r_s （固体粒子の密度）で

$$\psi = \left\{ \frac{r_s (r_d - 1)}{r_s - r_d} + 1 \right\}^{\frac{1}{2}} \quad (6-9)$$

のようにあらわされる。彼の式の特徴は流速が土石流の密度（従って濃度）の関数になっていることである。ここでは固体粒子の密度 2.5 g/cm^3 、土石流の密度を 2.0 （先頭部）～ 1.4 g/cm^3 （160秒後）まで径深に比例して減少（ただし R が再び増加する区間があっても、その間は R を増さないで）すると仮定した（図6-1最下段）。この r_d の値を使い初期の流速 $U = 3.8 \text{ m/sec}$ に合うように、（6-8）式の係数を 1.8 に変えて U を求め、図6-2下段のグラフを得た。

この方法の特色は U がかなり大きな値を持続することである。図6-3を見てもわかるように流速がほとんど変化しないので、この場合の土石流は質量変化が無ければ、その形をほぼ一定に保ち一体となって移動を続けることになる。

以上、3つの方法により土石流のハイドログラフを求めてみたが、実はこの同じ土石流をVTRにも録画できた。この画像は解像度があまり良くないが、これから土石流が第6号上流床固を流下して160秒後にはその表面流速がほぼ半減していることが分った。従ってこの点から言えば、土石流の流速の算定法としては、今のところ第2の方法、すなわちマンニングの式が一番適合しそうである。

この方法によれば、この土石流が第6号上流床固を流下し始めて最初の約20秒間に、グラフに示されている160秒間に流下した流出量 $3,000 \text{ m}^3$ のうちの約40%が集中していたことになる。すなわち、土石流としての形態、質量がこの場合、最初の約20秒間（土石流の長さとして約76m）に集中していることが理解される。

7. 先頭部の礫径分布

前節と同じく土石流（1976年8月3日発生）が第6号上流床固を越流するところの写真のうち礫径の読みとりの可能な写真4-2から土石流の先頭部の礫径分布を求めた。この6枚の写真のそれぞれについて、6号上流床固を流れ落ちる際にカメラの方向に面した部分の表面に露出している石の各々の最大径を読みとった。それぞれの石はそのかなりの部分が泥水中に没していることを考えて、この最大径を各々の平均礫径とみなす。

読み取りには距離によって倍率が異なることを考慮した補正をして実際の礫径を計算した。これを1秒毎（写真毎）に頻度分布として表わしたのが図7-1の棒グラフである。

なお礫径が 10 cm 未満のものは誤差が大きいので棄却した。また各写真の読み取り部分内の礫は完全に入れかわっているため、同じ石を重複して読み取ることはなかった。土石流先端が6号上流床固を通過して6秒間（土石流先頭部のうちの先端から20m余りの部分に相当）に判読できた礫

径の total な分布は図 7-2 のようになる。

さらに礫をその礫径をもった球体とみなして、頻度分布から累積重量百分率を求め、それぞれの図に折れ線で示した。各時間的断面ではその分布に大きなばらつきがある。

図 7-2 より、全体としては、中央礫径が 110 cm, 最大礫径が 300 cm 余りであったことがわかる。

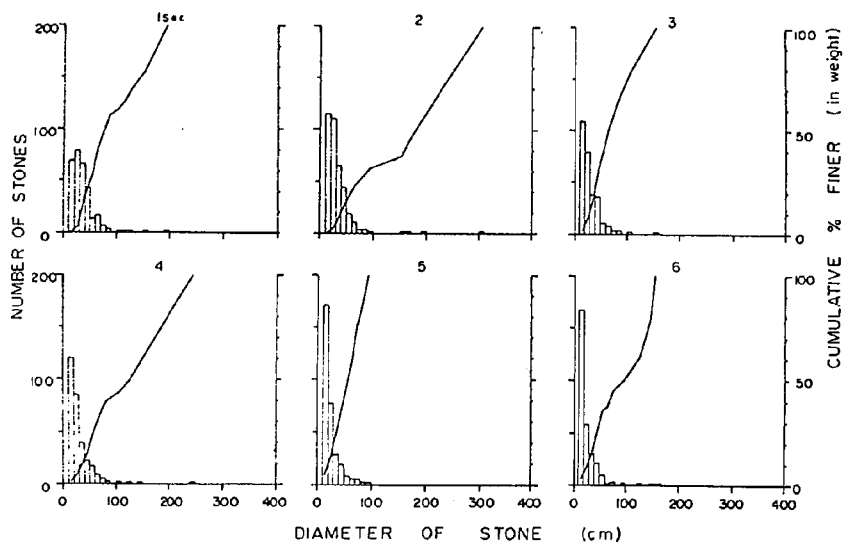


図 7-1 写真 4-1~4-2 から判読した土石流先頭部の礫径分布 (1 秒毎)

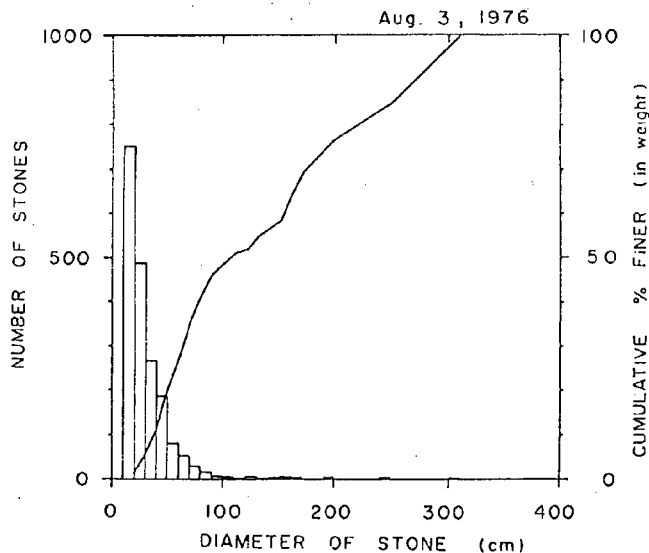


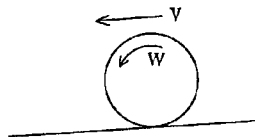
図 7-2 土石流先頭部の礫径分布 (6 秒間)

8. 土石流先端部の巨礫の運動

首尾よくVTRの撮影に成功した土石流(1975年8月23日発生)は焼岳に発生する土石流の典型的なタイプで、その先端部に多量の巨礫が集まり激しく運動していた。その運動が正確に読みとれる6個の巨礫について、それぞれの持つ運動エネルギーと運動量を並進成分と回転成分を分けて計算した結果が図8-1である。巨礫は実際は不定形を呈しているが、計算の都合上、平均径を使い球体の運動と仮定して近似計算した。ここで拘束(添字C)という言葉が付してあるのは、斜面と球体との接点ですべりの無い場合を示す。

この結果 (1)どの巨礫のもつ回転の向きも自然にころがる向きに一致すること (2)すべりの無い回転に比し、実際の回転はこれより速い場合(ジャンプ型)も遅い場合(滑動型)もあること (3)運動エネルギーは並進成分と回転成分とではほぼ同程度(高々桁が一つぐらいの差)の量を分け持つと言えよう。

巨 礫 番 号	平均径	質 量	角速度	拘束 角速度	運 動 エ ネ ル ギ ー			運 動 量		
					並 進	回 転	拘束 回 転	並 進	角	拘束角
	ℓ	M	W	We	Ek	Er	Erc	M	Mr	Mrc
	m	ton	sec ⁻¹	sec ⁻¹	tonm ² /sec ²			tonm/sec	tonm ² /sec	
1	2.4	16.9	1.4	3.1	116	10	46	63	13	7.4
2	2.3	15.7	2.9	3.2	107	34	43	58	24	6.7
3	3.3	46.7	読めず	/	316	/	/	171	/	/
4	1.3	2.9	7.9	5.7	20	15	8	11	4	0.7
5	2.0	10.1	10.4	3.7	70	218	28	38	42	3.7
6	2.4	16.9	停 止	/	/	/	/	/	/	/



仮定：球の運動

$$V = 3.7 \text{ m/sec}$$

$$\rho = 2.5 \text{ ton/m}^3$$

$$M = \rho \frac{4}{3} \pi \left(\frac{\ell}{2}\right)^3$$

$$I = \frac{2}{5} M \left(\frac{\ell}{2}\right)^2$$

$$Er = \frac{1}{2} I W^2$$

$$Mr = I W$$

図8-1 巨礫の運動 (1975.8.23, 15:09)

9. 土石流による衝撃力

土石流に対処すべき構造物の設計において、土石流による衝撃力の大きさは、最も重要な問題であらう。

年毎の測定結果と、圧痕計の設置位置を示す。

圧痕計No	換算最大衝撃力 (ton 重)	土石流の先端流速 (m/sec)
1	0.7	5.1
2	1.0	
3	0.3	
4	1.4	
5	6.0	
6	2.1	3.3
7	1.1	
8	3.3	2.7

図 9 - 1 衝撃力測定結果

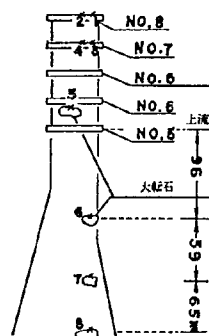


図 9 - 2 圧痕計配置図

Data of Pressure Mark Gauge

plate area : $15 \times 15 \text{ cm}^2$

Pressure mark gauge No.	Maximal impact force estimated from pressure mark (ton-weight)	Front velocity of debris flow (m/sec)
1	0.18	about 6.0
2	0.07	
3	0.08	
4	4.84	
5	1.48	about 3.8
6	0.77	
7	0.68	
8	0.88	3.7
9	0.86	3.3

9: July 13, 1975 ; 1~8 : Aug. 23, 1975

x... Setting position of pressure mark gauge

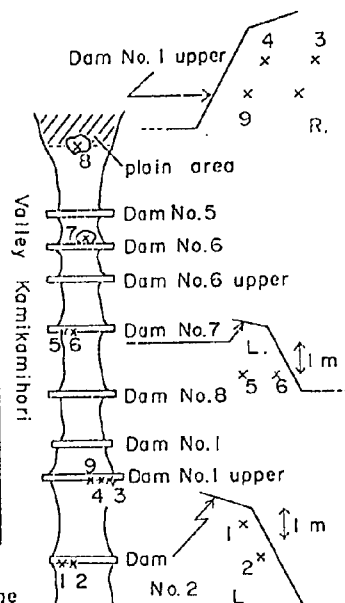


図 9-3 圧痕計に及ぼした土石流の衝撃圧

Data of Pressure Mark Gauge 1976

Date	gauge No.	Maximal impact force estimated from gauge (ton-weight)	Front velocity of debris flow (m/sec)
July 19	1	0.81	2.6
	3	2.33	3.0
	4	0.41	3.4
	5	2.19	5.0
Aug. 3	2	0.49	3.7
	3	0.38	
	4	0.55	

x... Location of gauge, plate area : $15 \times 15 \text{ cm}^2$

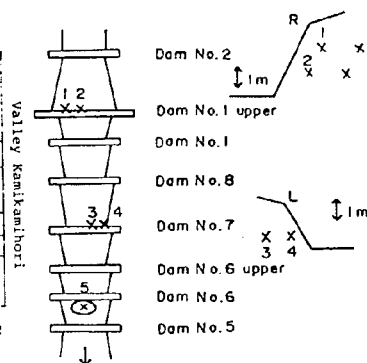


図 9-4 圧痕計の設置位置と土石流の衝撃圧

おわりに

以上、焼岳における土石流の観測成果と一部の現象に対する解析の結果を紹介してきた。これらの観測と研究によって、実際の土石流の挙動に関する我々の知識が大巾に前進したことは確かであろう。

ここに、困難な観測を継続し、知恵と工夫によって着実に資料を蓄積し、それを報告書として広く公開して下さった、京大防災研究所ならびに建設省松本工事事務所の研究者・技術者の方々にあらためて感謝いたします。

なお、一口に土石流といっても、その形態には、様々なものがある。このことは、桜島の土石流の報告によっても明らかである。従って焼岳の観測成果が我々に示す現象のみが土石流ではないということには注意を要する。今後、土石流という言葉に対する我々の共通の概念を確立するためには、今後、様々なタイプの土石流に関する資料を一つ一つ積み重ねていくことが必要であろう。

ii) 桜島の土石流とその調査

(田 原 正 清 ; 新砂防No. 9 9 , 昭和 5 1 年 4 月)

桜島の土石流とその調査

まえがき

桜島は、鹿児島県のシンボルの存在であり、その容姿と噴煙の雄大さは、錦江湾の夕映えとともに、この地に在る人、また訪れる人を魅了している。

しかし一方では、この火山活動によってもたらされる降灰による被害と、いまひとつ、多少の降雨でも、この降灰が誘因となって頻発する土石流によって、桜島地域住民の生活は著しく脅やかされている現況にある。

なかでも昭和49年に発生した多くの土石流は、二度にわたって8名の尊い犠牲者が出たことなどを契機として、直轄による砂防事業の推進が強く要請されることになり、九州地建としては、49年度より、学識経験者を含む桜島防災対策技術委員会を組織して、各種の調査・計画を進めてきた。本文は、これまでの内容について、概要を述べるものである。

1. 桜島の概況

桜島は、かつては鹿児島湾に浮かぶ島であったが、大正3年の大噴火の際、流出した熔岩が瀬戸海峡を埋めて島の東南端で大隅半島とつながり、現在のような地形をなすに至った。

桜島は、ほぼ円形をなし、約80km²の面積を有し、島の中央部には、北岳、中岳、および現在噴煙を続けている南岳(1,040m)がほぼ南北に連なっている。標高400~500mまでは、この三岳を形成する古期の火山噴出物からなり、平均20数度の傾斜をもっている。これから下へ標高200~100mまでの地帯は、主に有史以後の噴出物が分布し、平均20°前後の傾斜となっている。この新期噴出物は各所で海岸まで達し、熔岩原となっているが、それ以外の所では、200~100m以下の地帯は、平均5~10°以下の山麓緩斜面ないしは、扇状地状斜面となっている。山体は幾層もの輝石安山岩質熔岩流、同質砕屑物層、軽石層、火山灰層に覆われ、ガリー侵食がごく進行し易い状況にある。

700~800m以上はほとんど植生のない裸地帯であり、以下次第に草・植生が繁茂している。裸地帯では無数の細いガリーが発生し、下につれて集合し、大型の深い樹枝状谷を形成し、さらに樹林帯中を深い函状溪谷となって流下し、200~100m地帯の緩傾斜部に達する。これより以下は、畑地、果樹園、宅地、観光地、植林地として高度に利用されている。

島の周辺には、約11,000人が生活しており、20km²余の農耕地は、ミカン、ビワの果樹園芸と桜島大根を主とする農業が行われ、桜島町営フェリーを主体とする各種観光事業などが住民の生活の基盤をなしている。

特に、島の約85%が霧島屋久国立公園に指定されていることから、観光施設も多く、年間230

万人に及ぶ観光客が訪れている。また桜島は、大隅半島と鹿児島市を結ぶ国道 224 号線が海岸線に沿って熔岩原を走っており、交通の要所ともなっている。

2. 火山活動状況

桜島は、霧島火山帯に含まれる活火山である。有史時代の活動のうち最古の記録は、和銅元年（708 年）に海底火山が隆起したものと伝えられ、その後の噴火は、大正 3 年の大噴火まで 31 回が記録されている。

昭和に入ってから、21 年の昭和熔岩流出を第 1 期として、現在、47 年以降の第 3 期活動期が続いている（表 - 1）。

表 - 1 火山活動状況

年	爆発回数	噴煙回数	地震回数
S 40	29	36	10,304
41	44	225	17,077
42	127	511	35,174
43	87	351	30,384
44	22	128	16,801
45	19	355	18,264
46	10	45	10,974
47	108	485	31,956
48	144	673	47,878
49	362	1,226	122,805
50	198	694	73,297

桜島の爆発・噴火活動の活発化と、土砂の生産・流出が盛んになることが密接な関係にあることは、昔から経験的に知られていた。

3. 河川の現況

桜島には、野尻川を始めとして大小 15 の河川があるがそのほとんどが、山頂付近を沢頭として錦江湾に注いでいる（図 - 1）。

これらの河川は急勾配で河幅が狭く、常時は全くの水無川である。15 河川のうち 11 河川については、砂防指定地に指定され、昭和 21 年度から補助砂防事業が、37 年度から治水事業が施行されている。

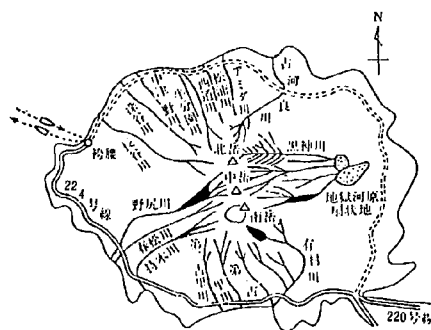


図 - 1 河川現況と山腹崩壊

前述したような地質・地形要因のもとで桜島では、400～500m以高地帯で激しい縦・横侵食と表面侵食が常時進行し、土砂は降雨に伴って中間帯の函状谷を土石流的な動きを示しつつ、側方侵食を行いながら流下し、200～100m地帯に至って放出されるものようである。

河川の諸元は、表-2のとおり小規模であるが、土砂供給源が遼大であること、豪雨時には急激な土砂流下がおこり易いこと、傾斜変換点が明瞭で、流下した土砂がはんらんを起こし易いことなどの特性を有している。

表-2 河川諸元

河川名	流域面積 (Km ²)	流路延長 (Km)
野尻川	2.99	5.4
春松川	2.09	4.3
持木川	1.61	4.5
第二古里川	1.40	2.9
第一古里川	0.86	3.0
有村川	3.65	3.8
黒神川	9.80	5.9
計	22.40	29.8
古河良川	3.24	3.25
アミダ川	2.94	2.75
松浦川	2.28	4.50
西道川	3.56	5.00
半分園川		
中津野川		
深谷川	3.55	3.50
長谷川	4.04	4.00
計	32.39	24.00

4. 自然条件と災害

山地崩壊、いわゆる山崩れは、それが発生する自然条件(素因)と、これと密接な関係をもつ原因(誘因)とに区分されるが、桜島では、他地域にはほとんど例をみない火山活動が大きく作用していることが特徴である(表-3)。

また、当地の自然災害は、土石流の流出によるものに限定してさしつかえないと考えられる。

土石流の流出をその発生から運搬・堆積までの過程と、これに関連するその他の自然条件を図式

化すると、表-4 のようになる。

崩壊はすべて沢を中心にして発生している。沢頭、沢の側壁にほとんどの崩壊が発生しているが尾根まで達している河川もある。

主な崩壊崖の発生する地形は、 $25^{\circ} \sim 30^{\circ}$ の傾斜を持つ地域である。これに対し、地形傾斜 15° 前後の標高の低い地域では、沢頭の崩壊崖は見当らない。火砕流堆積物の分布する南岳南斜面での崩壊崖は、大きくみて、裸地と草地の境界付近から、草地、広葉樹林境界付近にかけて発生している。これは、豪雨の際、裸地や草地での土壌侵食が、森林地帯のそれより大きなことに、主な原因がある。

崩壊した地層は、豪雨のさい、土石流となって下流域へ運搬される。野尻川で代表される火砕流堆積物は、岩塊とともに、火山灰等細粒分を多量に含むため、水を含むと“かゆ”状になり、流動性をまし、速度の早い土石流となり下流へ流出する。また、このかゆ状のものは、大量の岩塊を含むため、沢筋の地山を削り側方侵食を行いながら流下している。

表-3 山地崩壊の原因

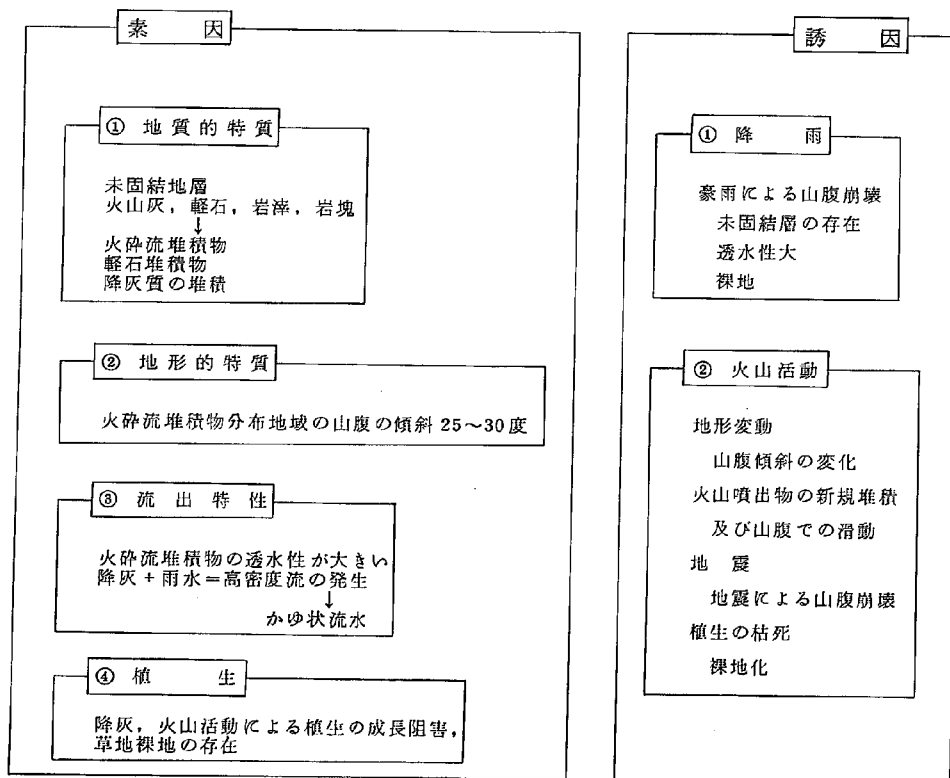
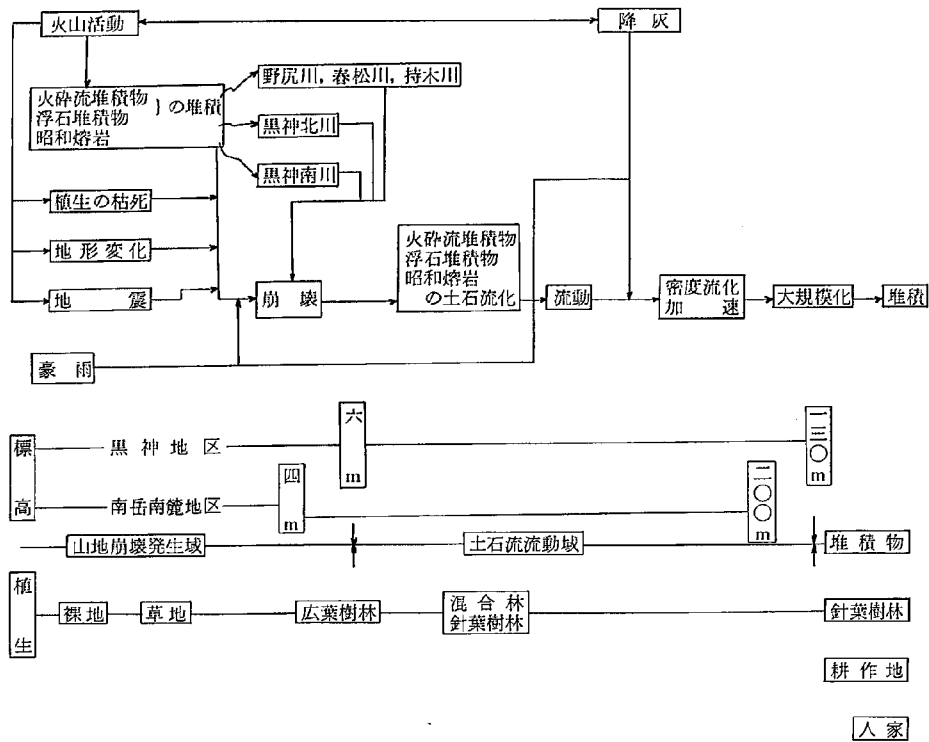


表-4 自然環境-山地崩壊関連図



土石流の流路となる沢の傾斜が急激にゆるくなる地形傾斜変換点で、土石流の堆積が始まっている。

現在、赤水、嶺原、野尻地区などの集落が形成されているところは、同心円状等高線の分布からも推定されるように、古い時代の野尻川が、幾度も首振り現象を繰返しながら、堆積を重ねて来たもので、その幅はおよそ1Kmに及んでいる。

5. 崩壊土砂量

桜島における火山活動は、昭和47年以降次第に激化し山腹崩壊現象が異状に進行している。土砂崩壊の実態を把握するために、航空写真を使って、火山活動が比較的穏やかであった昭和46年2月の撮影を基準として、最近、49年10月（3年7カ月間）までの河川別、年平均比流出土砂量を求めてみると、表-5に見られるように、全国有数の崩壊土砂量となっている。また、火山活動が崩壊に及ぼす影響を識るために、活動が小康状態を保ったと見做される、36年3月から、46年2月ま

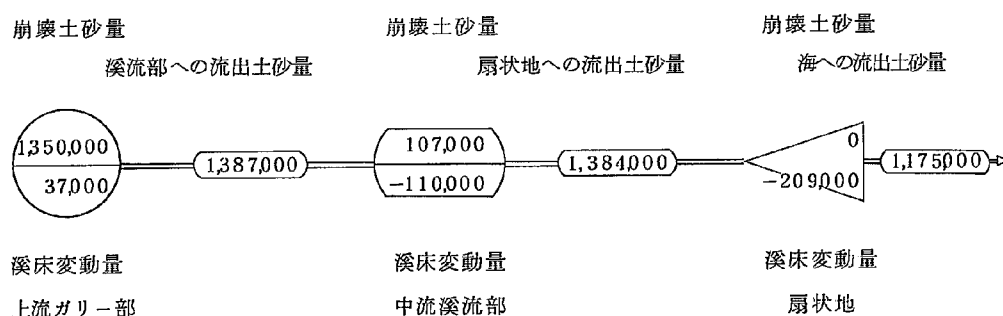
での10カ年間を、代表的河川である野尻川と黒神川について同様に行い、両者の比較を行った結果では、火山活動の激化した最近3年7カ月の年平均比流出土砂量は、比較的静穏であった期間の2～3倍の速さで崩壊が進行していることが判った。

また、表-6は、野尻川における最近3年7ヶ月間の土砂収支を模式化したものであるが、大部分のものが、河口まで流送されていることも判明した。

表-5 河川別の年平均比流出土砂量
(単位: $10^3 \text{ m}^3/\text{Km}^2 \text{ 年}$)

河 川 名	流 域 面 積	S 49. 10 ~46. 2	S 46. 2 ~36. 3
野 尻 川	2.99 Km ²	106.2	35.0
春 松 川	2.09	21.9	
持 木 川	1.61	40.3	
第二古里川	1.40	4.4	
第一古里川	0.86	13.5	
有 村 川	3.65	17.4	
第一黒神川	1.63	135.6	75.0
第二黒神川	5.25	53.5	34.0

表-6 野尻川における土砂収支



6. 土石流発生と降雨特性

桜島において、土石流が発生する要件としては、降雨の程度、山腹崩壊の進行度、降灰の堆積状況などが適度に組み合わさって、ある一定の限度を超えると発生しているようである。

極島の15河川のうち、流出規模と発生頻度が最も高い野尻川を最重点に、春松、持木、第1、第2古里、有村、黒神の7河川を対象に、図-2および図-3に示すように土石流の発生に対して、一般的に下流の流路工付近に監視施設を設けて、ビデオカメラまたはメモモーションカメラにより撮影観測を行っている。

昭和49年9月以降、土石流の発生が、検知線、地震計、V.T.R.、または現地の通報等で確認されているものの総数は27例に及ぶが、このうち流量が観測されているもののなかで、さらに毎秒10 m^3 を超えたものについて、表-7に発生の状況を示した。

土石流(土砂害)は一般に、有効雨量強度が毎時4 mm 以下の場合には、有効雨量が大であっても発生しない。また、有効雨量が40 mm 以下では有効雨量強度が大きくても発生しないとされている。しかし極島の場合、有効雨量40 mm 以下での発生率が80%を占めていること、また、有効雨量強度が4 mm 以下でも数個の発生例があるなど、特異な現象を呈している。

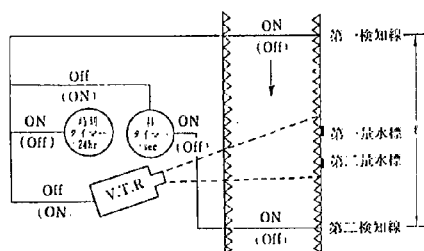


図-2 土石流監視施設概要図

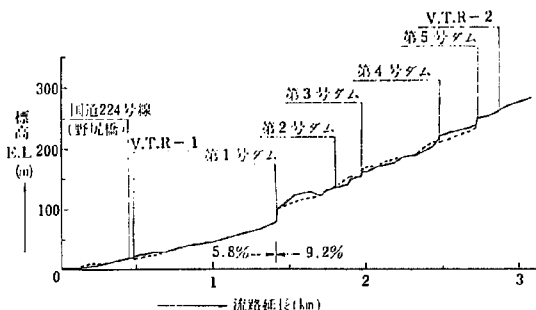


図-3 土石流監視施設設置箇所縦断面図(野尻川)

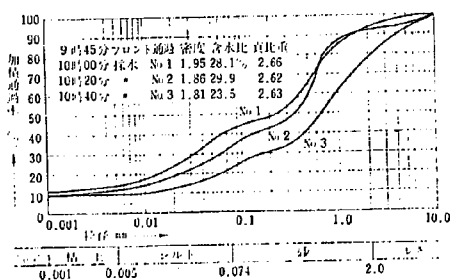


図-4 土石流採水の粒度組成
(S50.4.17 野尻川)

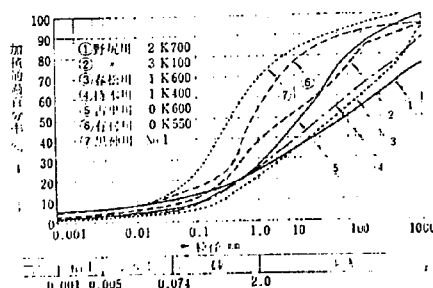


図-5 河床堆積物の粒度組成

7. 土石流の実体

昭和50年4月から現在までに、総数21洪水を、ビデオカメラ等で収録することに成功した。ここに示した4枚の組写真は、50年4月17日の野尻川流路工における土石流の動態であるが、通常、山津波と称されるように、全くの段波として、いっきに流出してくるもので、その前面には、土石や岩塊が立ち並び、数トンの大塊を浮遊させながら、瞬時に河口まで運び去るという規模のものであった(写真-1.1~1.4)。

図-4は、このときの土石流の流体を時間経過毎に採水し、分析したものであるが、流体の密度は $1.8 \sim 1.9 \text{ gr/cm}^3$ 、含有土砂の乾燥重量に対する含水比はおよそ30%以下であった。

表-7 土石流発生と雨量相関

河川名	発生年月日	総雨量 (mm)	有効雨量 (mm)	1時間雨量 (mm)	10分間雨量 (mm)	有効雨量強度 (mm/hr)	流量 (m ³ /sec)
野尻川	S 50. 4. 8	39.5	30.0	17.5	4.5	6.2	207.0
"	4. 17	84.5	59.5	16.5	12.0	6.0	476.0
"	4. 29	49.0	26.0	26.0	13.5	31.3	181.0
"	6. 4	65.5	42.0	23.0	9.0	9.7	287.0
"	8. 8	45.0	22.5	21.5	8.5	19.4	29.0
"	10. 3	15.0	8.0	8.0	4.5	16.0	21.7
"	10. 7	41.5	40.5	10.5	4.5	6.1	59.5
第二古里川	9. 17	26.5	13.5	11.0	8.0	5.8	64.5
黒神川	9. 9	11.0	11.0	11.0	10.0	22.0	9.2
有村川	9. 17	26.5	13.5	11.0	8.0	5.8	329.0



1-1 第1量水標通過の瞬間



1-3 第2量水標通過直前 (2.2秒後)

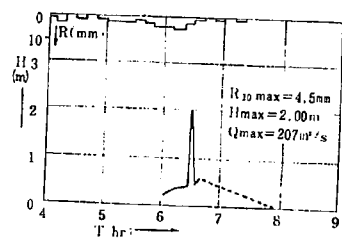


1-2 第1量水標通過 (1秒後)

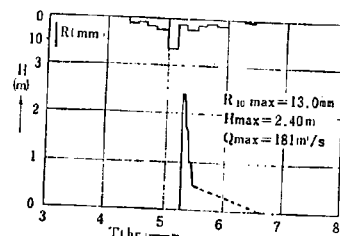


1-4 第2量水標を通過した瞬間

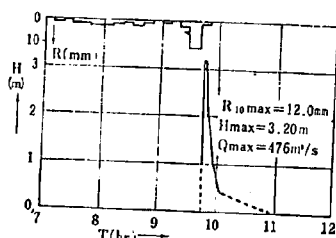
写真-1 土石流の動態 (野尻川; S. 50.4.17)



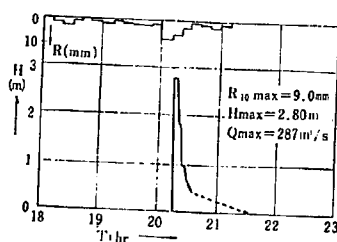
(1) S.50. 4. 8



(3) S.50. 4. 29



(2) S.50. 4. 17



(4) S.50. 6. 4

図-6 土石流ハイドログラフ (野尻川)

表-8 土石流の水理量諸元(野尻川)

発生年月日	有効雨量 強 (mm/hr)	最高水位 (mm)	最大流速 (m/s)	最大流量 (m/s)	土石流総量 ($\times 10^3 m^3$)
S 50. 4. 8	6.2	2.0	1 1.5	2 0 7	9 4.0
4. 17	6.0	3.2	1 3.6	4 7 6	1 9 4.1
4. 29	3 1.3	2.4	7.8	1 8 1	6 4.2
6. 4	9.7	2.8	1 0.0	2 8 7	1 2 1.2

図-5は、各河川別のダム堆砂地内堆積物の粒度組成を示したものであるが、仮に、土石流がこのままの組成で流下するものとすれば、総体含水比は極めて僅少なものになる。

図-6.1~6.2は、野尻川における代表的な4洪水のハイドグラフを示したものであり、表-8は、このときの水理諸量をまとめたものである。

この代表的な4洪水について、最高水位は、いずれも組写真にみられるように、フロント通過時であり、同様に、最大流速もこのときに発生しているが、流量規模が毎秒200 m^3 を超えると、フロントの通過速度は毎秒10mを越える数値となり、流出の継続時間は、この規模で、60ないし90分が一般的であることも判った。

8. むすび

桜島の砂防は、活火山の砂防という特異な存在であり、ひとことで表現すれば、土石流の対策を如何にすべきかということに尽きる。

桜島のほとんどすべての河川で、規模の大小の差こそあれ、多少の降雨で頻発している土石流について、大要が少しずつ判明しかけて来たとはいえるものの、火山活動で加速される山腹崩壊、降灰で裸地化が進む沢頭など、ほとんど無尽ともいえる生産土砂の定量的解析、土石流の発生機構の解明、さらに進んだ実体の調査など、なお未知なことがらが数多く残されており、ここに来てはじめて、その緒についた段階であることを認識する次第である。

2.7 話 題 提 供

「インドネシアにおける土石流災害と対策」



インドネシア国公共事業省 水資源総局河川局

I. ス ル ヨ

インドネシアにおける lahar とその災害防除対策

I. スルヨ、Z. ダーラン

要 約

何世紀来、インドネシアにおいて lahar は多数の人命をうばい多くの経済的損害を与えてきた。インドネシアには2種類の lahar がある。すなわち、火口湖の水がとびだすことによつて起こる lahar と雨の作用によつて引き起こされる降雨 lahar である。両者共非常に破壊的ではあるが、最初に述べられた型は常により大きな犠牲をだす。たとえばクルー火山では火山湖の水を排水する方法によつて、これらの噴火型 lahar によつて引き起こされる荒廃を減少させる事が出来た。火山の斜面の新しく堆積した火山噴出物に降り注ぐ豪雨によつて引き起こされる降雨 lahar は現在に至る今でも下流域に対して危険な現象である。危険が迫つて来る事を人々に知らせる警報制度と時機にあった避難が生命を救う事がわかつた。

1966年のクルー火山噴火の後に、川に沿つて土木的な構造物を築造する事によつて火山泥流を制御しようという処置が公共事業省によつてとられた。日本政府とインドネシア政府との間の合同研究プログラムがこれらの危険な lahar の災害に対しての対策方法の進歩となる事が希望されている。

1. 序 説

インドネシアにおいての過去20年間に起つた lahar の災害による人命の損失のかなりの増加は、lahar の脅威を受けている地域内の住民数の急激な増加によるものである。その結果、村落や構造物や経済に対する損害も又増加しつつある。

火山湖の水がとびでる事によつて起る噴火型 lahar は、新しく堆積した不安定な火山噴火物の上に激しく雨が降る事によつて起こる降雨 lahar よりも、より多くの人命の損失を与える。表-1はクルー、アグン及びメラビの lahar による財産の損失と死傷者数とを示す。

本書は、インドネシアで災害を引き起こして来た lahar の型と、人命の損失及び経済的損害を防除する為の lahar 対策について論じたものである。

2. 語彙定義

ジャワ島、特にメラビ及びクルー火山の火山性の泥流を表わす為に、インドネシアの言葉

Table 1.
Casualties and loss of properties caused by lahars at G. Kelut, G. Agung and G. Merapi

Volcano	Year	Date of eruption	People				Villages				Houses				Heads of cattle		Arable land (Ha)				Bridges		Dams		Remarks
			Killed		Injured		Destroyed		Damage		Destroyed		Damage		Killed		Destroyed		Damage		Damage		Damage		
			er. lahar	rain lahar	er. lahar	rain lahar	er. lahar	rain lahar	er. lahar	rain lahar	er. lahar	rain lahar	er. lahar	rain lahar	er. lahar	rain lahar	er. lahar	rain lahar	er. lahar	rain lahar	er. lahar	rain lahar	er. lahar	rain lahar	
Kelut	1826	Oct. 13	*	*			65																		
	1848	May, 16	21	*			11																		
	1864	Jan. 3-4	many	*			*				hundreds				much										
	1875	Jan. 29	*	*			30																	Great damage	
	1901	May, 22-23	many	*																				Great damage	
	1919	May, 19	5110	*			104				8995				1571		13500				44		*		
	1951	Aug. 31		*															7000						
1966	April, 26	282	3	73		57			81	723		1897	273	1196	76	226658	113	739458	1807	19	2	86			
Agung	1963	March, 16 May, 17		165		36		16		5	3519				2553		1832				20		*	Caused by lahars in 1963 and 1964	
Merapi	1961	May, 9		1				1			4														
	1969	Jan. 8		2						22	641		32					5245						Caused by lahars after the eruption of Jan, 1969	
	1974									3	27		32					16						Caused by lahars after the eruption of Dec, 1973	
	1975																	10						Caused by lahars after the eruption of Dec, 1973	

* no record

「lahar」が用いられる。この語は、エッシャーによって初めて英語の言語に紹介され、今では、火山学及び地質学上の言語として一般的に受け入れられている。

オランダ王立地質鉱山学会の地質学学名命名法によると「laharは、火山性の泥と砂礫等あらゆる大きさの堆積物が混じり合って、急激に流下する流れである。その構成物質は大きさに従って堆積するものでもなければ、角が丸くなってもいない。」となっている。

3. laharの型

我々はインドネシアのlaharの型を2つに分ける。すなわち、

1. 火口湖の水のとびだしによって起こるlahar。
2. 雨の作用で起こるlahar（降雨型lahar）。

3.1 火口湖の水のとびだしによって起こるlahar。

この種のlaharは噴火によって起こるか（噴火型lahar）、又は、火口の壁がくずれ
る事によって起こるかのどちらかである。

3.1.1 噴火型lahar

噴火の最中に火口湖の最上部の水が放り出される。この水の温度は特に高くはない。1919年と1966年のクルー火山噴火の観察者によると、最初に出て来た水流は澄んでいて熱くはなかった。その間に、最下部の水の温度がかなりの程度に上昇し、噴火による噴出物と混ざり合
って、放り出されて、水源を頂上に持った河道に流れる。非常に乾燥した高温状態の谷間に土砂を
残して、土砂の中にそれ迄包合されていたガスは流下する。これらのlaharが流下する距離
は比重と含水量とによる。

3.1.2 火口壁の崩壊によって起こるlahar。

この型のlaharは水圧による火口壁の崩壊によって起こる。1875年に、そのような現
象がクルー火山で起こった。多分、火口壁が、連続的な噴火型laharの為に弱くなっていた
のであろう。1975年1月29日に火口壁が崩れた。この災害によって広大な面積の耕地や庭
園が破壊された。しかし、幸運な事に、このような型のlaharは滅多に起こらない。

3.2 降雨の作用で起こる lahar。

3.2.1 Hot Rain lahars

噴火の最中に大量の火山噴出物が火山斜面に堆積され、灰、砂、火山礫、火山弾等より構成される不安定物質の層を形成する。laharの発生は主に、火山斜面の高みにつもった火山灰によって土の透水性が減少する事によって流出係数が増加した結果である。この固結していない物質に雨水が混じって高密度の飽和物質となり、速度を増しladu物質を通り抜けて流れ、この熱い物質と混ざり中流や下流部でlaharsとなる。このようなlaharは雨形laharと呼ばれ、又それらは未だ熱いのでhot rain laharsとも呼ばれる。

3.2.2 Cold Rain lahars

ladu内の保温は堆積の厚さによる。熱は何ヶ月も、或は何年も持続することがある。laduが冷却された後には、laharsは冷くなりcold rain laharsと呼ばれる。

4. laharsの発生。

森林が斜面上を流れる雨水の流れを減少させる事はよく知られている。保水し、後にゆっくりと流出するという木の能力によるものである。

メラビ山では森林の境界線は海拔約1500mであり、一方、かん木の地域は高度1500mから2200mの間に位置している。等高線2200m以上の火山は裸地であり、それ故、地表水は何ら抵抗物に合う事はない。

これらは、何故、1500m以上の高度の降雨がlaharを起こし、2200mの等高線以上の降雨がlahar発生に対してより危険であるかの理由である。しかしながら、これらの理由は、水源を山頂に持っている川に対してのみあてはまる。

火山の西部の森林限界は、過去10年間の連続的な噴火の影響で、現在、より下方に位置している。西側においては、1200mの高度で降雨があれば、laharが発生するかも知れない。

火山の斜面を落ちてくる灰は地殻を形成する場合があります、きわめて不透水性の層となる。これが流出水量の増加という結果になる。この降灰現象は、裸地とかん木の地域に影響を与えるが、森林地域においては、ほとんどの火山灰は木の葉や枝の上に落ちる。

森林地域より高い所では、火山灰は噴火の直後に厚い層を形成する。砂層と角礫岩と熔岩流と

よりなるこの裸地では火山灰はすぐに洗い流されてしまう。唯少しの量だけが残され未固結の岩と共に凝結度の低い角礫岩を形成し、ゆっくり侵食される。

雨水は堆積から火山灰を取り去り、主に不安定な砂よりなる「流送面」の上を流下させてゆく。角礫岩の地域において新しいガリーが形成される。これらの新しいガリーを通して雨水が普通の状態よりも容易に流れ特定の谷間集る。

5 laharの流動

5.1 噴火型 lahar

噴火の際に、火口の水が排出され、斜面を幾つかの方向に勢よく流下する。頂上侵食と中流での侵食が起こる。狭谷が開けるところから堆積が開始される。

物質は主に頂上からの古い火山噴出質と河床と河岸からの石礫とからなる。

その後、火山噴出物の堆積作用が、上部流域と頂上の平坦部において始まる。中部流域において堆積作用と侵食作用との緩慢な転換が起こる。最後に、川と頂上における lahar の堆積作用が起こる。一方、火山灰と砂は火山全体に堆積される。

5.2 降雨型 lahar

新しい物質がまず最初に侵食されることから噴火直後の上部斜面の侵食作用は少ない。噴火後はじめての雨期の間に流下してくる lahar は主に水、火山灰、軽石とよりなる。lahar 物質が未だ熱い為に、この lahar は未だ高い温度を保っている。その lahar が川下に向かって流下する時、大木の幹や石礫も同時に流下させる。中部流域から平野に到る途中、侵食をしながら流水は lahar 物質を加え、次第により砂っぽくなってゆく。上部流域と中部流域においては侵食作用と堆積作用が起こるが、侵食作用の方が強い。堆積作用は特に平野部において起こる。火山灰が洗い流された後に、上部流域がその影響を受け lahar はだんだんと砂っぽくなってゆく。

次第に植物が密生してくるようになり地表流水はその量を減じてくる。侵食作用は急勾配の谷間の壁と河床とに限定される。中部流域において侵食作用が減少し堆積作用が増加する。河床は段々高くなり、最後にはその昔の高さに達する。

6. laharの特徴

普通の状態では、単に少量の雨水が谷間の傾斜に沿って流れているだけであるが、大量の水が多孔質の火山性土壌に浸透し、山麓で湧き水として出て来る。しかしながら、噴火の後には火山の斜面の土壌は火山灰でおおわれ土壌を殆ど不透水性にってしまう。この透水性の減少は流出係数の増加となる。雨水と混ざり合った火山性の固結度の低い土砂はその体積を増し斜面を走り落ちる。土砂の体積が増えるので速度は増加する。Chezyの公式と同形式の公式によると、

$$V = K \sqrt{F/U} \sqrt{i}$$

V = 流速

K = 抵抗係数

F = 流水の断面積

U = 潤辺

i = 勾配

土砂は流下する途中侵食した古い火山堆積物質と混ざり合った後に、ladu物質の中に流入しそれと合流する。lahar物質の谷の壁と河床に対する摩擦は非常に強い。これが、何故最も速い速度が中流で見られるのかという理由である。物体が高い谷間を流れている間は、速度はその摩擦に打ち克つのに十分の速さを持っているが、もし河床が広がると堆積作用が始まりガリーが出来る。もしlahar流が堤防を越流して平野部に広がると流れ抵抗が非常に大きくなり物質は更に先に流れてゆくほどの速度を持たなくなる。堆積作用が氾濫地域全体で起こる。

普通の流水においては、軽い物質が上部を流れる一方、重い物質は河床に沿って動く。しかしながら、lahar流においては重い物質は流れの下部を流れると同時に上部をも流れる。

lahar流の押し出すような運動は特徴的である。lahar流の運動現象は、その流路にある小さなダムを押し上げるのでダムを破壊する原因となっている。

lahar段丘の形成も又、lahar堆積の特徴である。

7. laharの災害防除について

7.1 災害地図とlahar警報制度

l a h a r による犠牲を最少にする第 1 は異った種類の災害を持った地域を区分けする危険な火山の災害地図を作成する事である。次のステップは l a h a r 警報の目的と最終的には経済的損失を減少させる目的の為に危険な川沿いに l a h a r 観測所を設定する事であり、危険とみなされる川沿いには防災構造物を建設する必要がある。

災害地図についての説明は既に「メラビ火山の Nuées Ardentes とこれらの火山現象に対する警戒方策」の書の中でなされた。表 2 はメラビ火山、クルー火山、アグン火山の第 2 危険区域の人口と危険区域面積を示す。

Table 2. Areal extent and population of the second danger zone at Merapi, Kelut and Agung

Volcano	Areal extent (km ²)	Population (x 1000)
Merapi	99,6	93,2
Kelut	252,4	145,3
Agung	25,6	29,2

雨期においては火山の活動の最中と事後、次のような方策が取られる。

もし特定の川に沿った l a h a r 流が予想される場合、地方灌漑局と協力関係にあるメラビ火山工事事務所は、新しく建てられた臨時の観測所からこれらの川を観測すべきである。上述された臨時の l a h a r 観測所は第 2 危険区域に住んでいる人々に警告する為に「g o n g s」を使用すべきである。

1 「l a h a r に注意」の信号

もし雨が 35 分以内に約 70 mm の激しさに降るか又は、地震計が l a h a r 形成の始まりを記録するならば火山観測所は「l a h a r に注意」の警告を最寄りの電話局に伝えねばならない。電話局は即座にこの情報を関係当局に伝える。

2 「R u n」の信号

この危険信号（鐘を続けざまに連打）は川沿にある l a h a r 観測所が発つ事になってい

る。電話局の役人がこの信号を知った瞬間に、警報はすぐに郡長に伝えられ、替って郡長はこれを関係当局に伝える。「Run」の信号が聞かれたならば川沿いの関係群落はすぐに高地に避難しなければならない。

1956年に2つの雨量計が高度海拔1500mの地点に設置された。これらの雨量計は、Trising川とSenowo川の警報の為にEabadan観測所と、そしてApu川の警報の為にJrah観測所と電線でつながれている。

もし35分以内に70mmの激しさで雨が降ったならば関係観測所は危険警報を発する。

しかし、ケーブルは後に何者かによって切られ、これらの探知制度を維持出来なかった。現在火山研究所はかわりに地震計を使ってメラビにおけるlaharの進んで来るのを探知する為に低感度の地震計を用いて調査している。地震計がlaharの発達の最初の徴候を示す時、即座にGong警報が打たれる。

7.2.1 噴火型laharに対する方策。

1 火口湖の排水

火口湖を排水し湖の水量を最小に保つという具体的な処置が政府によって取られたのは、5110人の死者を出した1919年のクルー噴火の後であった。噴火型laharが将来、より小さな損害にとどまるように、オランダの技術者であるHETTINGA・TROMPは火口湖の水を排水する為に火口の縁を通り抜ける何本かの一連のトンネルを建設した。

第一番目のトンネルは湖面の真上にあけられた。その時、湖水は湖面が低くなる迄、湖から吸い上げられトンネルを通して排水された。再び新しい湖面の真上にもう一つのトンネルがあけられた。この過程は7つのトンネルに到る迄繰り返された。その時点で、火口湖の水は百万8千立方メートルに減らされた。

1951年の噴火は殆どの水が蒸発してしまったので、殆ど噴火型laharは起こらなかった。噴火型laharは最長距離8Kmに達した。laharによる死人は一人もなかった。報告された6人の犠牲者は実際にはNuées Ardentesによるものであった。それ故、トンネル計画は成功であった。しかしながら、この噴火によって火口の底が下がりトンネル機構の吸水口が破壊されるという結果が生じた。火口の底は噴火前より70m低くなった。一番下のトンネルと基幹坑がVan YZENDROORNによって復旧されたが、それでも火口には2千3百万立方メートルの水が残った。

1966年の噴火は再び噴火型laharを引き起こし、この現象によって200人以上の人

間がなくなった。火口の底は20m上昇した。前の最も低いトンネルの下20mの所に、1967年に故ADELI AYUBによって新トンネルが完成された。そして湖は現在、4百万8千立方メートルの水量に排水されている。内側の火口内壁に堆積した火口灰と砂よりなる未固結の土砂は、その後、雨水によって洗い流され、再び火口内部に堆積した。これは火口の底を高くする結果となった。1976年の初めに、火口の中の水量は3百万立方メートルとなった。次の噴火時に予想される噴火型laharは最長距離でもBadak川で12Km逆流下しないだろうと見積られる。これは、lahar物質がSalam、lahar Pocketでおさえられるので、ここでの氾濫は何の害も与えないだろう。既に知られているように、火口底の高さが噴火毎に変わるので、次の噴火のlaharによって引き起こされる危険を予測する為に新しい体積を計算する事である。経験から、我々は百万8千立方メートルの火口の水は噴火型laharを起こさなかった事を知っているが、しかし現在まで噴火型laharの形成を防げる火口内の最大水量というのはまだ見積りされていない。

7.2.2 降雨型laharに対する方策

1. 貯砂堰堤

インドネシアにおいて技術上の実際として貯砂堰堤はよく知られており、灌漑用水路に使用されている。しかし、laharの災害に対する対策としては1966年のクルー噴火の後に初めてNambaan川で用いられた。これらの一連の貯砂堰堤は蛇籠によるものであった。数年後にコロボ計画で河川局に派遣された専門家の故横田知昭氏がインドネシアに完全なコンクリート型のものを紹介した。最初の砂防ダムは、既に完成されていた同名のlahar用堆砂地のプティー川上流に建設された。砂防ダム設計法をインドネシアの同僚に紹介してくれたのも横田氏でありました。

その材料に関しては、石造り（インドネシアコンクリート）がコンクリートに比べて費用が安いことから、より多く使われている。後には、内部が石造りで外部がコンクリート造りの併用型の砂防ダムが上述された二つの型よりも一般的になって来た。

インドネシアにおける技術の実際としての砂防ダム設計に関しては、2、3人のインドネシアの技術者がlahar物質を含んだ河床における砂防ダムの基礎は、砂防ダム技術に用いられる公式から導き出される厚さよりも薄く出来るという意見であるという事は注目に値する。この設計基準に関する論理的な問題は未だ解決されていない。

未満砂の砂防ダムに対するlahar流の効果を実地観測する事が、将来において解決を与え

るように望まれる。

しかし、不幸な事には、インドネシアでは予算が少ない為に、我々が必要としているだけ多くの砂防ダムを川沿いに未だ建設する事が出来ない。それ故、必要な個数の砂防ダムが川沿いに建設されない間は、この事に関する観測は何ら満足出来る結果が得られないだろう。

2 laharの堆砂地

laharの堆砂地はlahar物質を堆積させる事を目的としており堤防に囲まれた大きな面積を有する。laharによって運ばれて来た火山物質を局所に限定するというこの方法は、クルー地域のみにはとどまらずアグンとメラビのような他の火山でも、より一般的になってきた。それは土砂が主要河川や灌漑用水路に侵入するのを防いだり、laharの災害を防いだりするのに効果的な方法であると思われるからである。

土砂を局所に限定するというこの新しい方法は、クルー火山斜面のJatilengger地域に最初に応用されたという事は注目に値する。その頃(1966年)、Jatilengger地域は噴火型laharのせいで荒廃していた。後に、あらゆる方向に広がる降雨型laharによって一層の荒廃が起った。laharの広がりをおさえ、より多くの損害が起らないように、既に破壊された地域は堤防によって大きな堆砂地をつくった。

このあたりの勾配は1.4%なので土砂は容易に堆積する一方、まじりけのない水は堆砂地を越えて流れ出す可能性を持っていた。最初は、堤防は、側面侵食によって破壊されたが、水制を建設する事によって水流を調節し、堤防の弱い部分を補強した後は、Jatilenggerのlahar堆砂地は良く機能している。もう一つの堆砂地を火山の西側に建造したが期待したようにはゆかなかった。ここでは、下流地域に人口密集地帯がある為に、標高の高い地点でlahar流の方向を転じざるを得なかった。4.6%ある急勾配の為に、laharはいぜんとして高速度を保持していた。後にlaharの速度を減少させる為に砂防ダムが建造され、その外にも他の3つの堤防が最初の堆砂地の下方に造られた。これら二つの堆積地は、実際には、最初のlahar流による破壊を最小に抑えるという臨時の対策として造られたものであった。

川の水源地での土砂量が計算された後に、新しいlahar堆積地が造られた。

上述された2つのlahar堆積地のほかにもクルー火山の為に5つの堆積地、すなわち、Salam、Putih、Semut、Konto、Srinjingが造られた。

表3はクルー火山斜面のlahar堆砂地の資料である。

Table 3. Lahar pockets on Kelut volcano slope

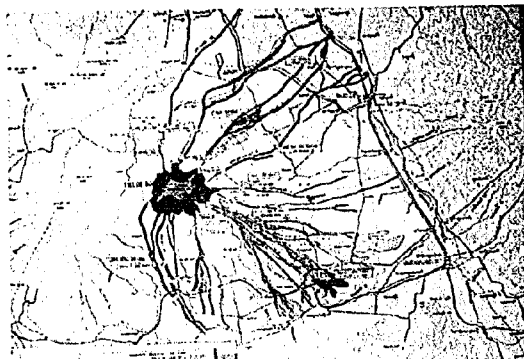
No.	Name of pocket	River	Gradient (%)	Length of dike (km)	Storage capacity (million cu. m.)	Material already deposited (million cu. m.)
1.	Jatilengger	Badak				
		Jatipelen	1.4	10.8	6.5	4
2.	P u l o	Ngobo	4.6	3.9	4	2.6
3.	Salam	Badak	2.8	1.2	8	6
4.	Putih	Putih	2.1	7.6	8	6
5.	Semut	Semut	2.7	6	5.6	4
6.	Konto	Konto	1.0	2.5	2.5	0.26
7.	Srinjing	Puncu	2.0	1.4	0.6	0.2

結 論

l a h a r は火山周辺、特に人口密集地帯において、災害をもたらす。l a h a r が来る事を時機に合せて人々に知らせる良好な警報制度は生命を救うだろう。火口湖の排水と l a h a r の流れが予想される川の川沿いに、土木構造物を造る事によって、経済的な損害は減少させ得る。

参 考 文 献

1. KEMMERLING, G.L.L., 1921, De uitkarsting van den keloet in den nacht van den 19 den op den 20 sten Mei 1919; Vulkan. Meded. 2, Landsdrukkerij, Weltevreden.
2. PETROESCHEVSKY, W.A., 1934, Preliminary historical register of volcanic activity in the East Indian Archipelago; East Indian Volcanol. Bull., (Nos. 95-98).
3. PURBO-HADIWIDJOYO, M.M. and I. SURYO, 1968, Volcanic activity and its implications on surface drainage; The case of the Kelut volcano, East Java, as an example; Irrigation Seminar, Malang, July 9-23.
4. SCHIEFFER DECKER, A.A.G., 1959, Geological nomenclature; Royal Geol. and Min. Society of the Netherlands, J. Noordui.
5. SCHMIDT, K.G., 1934, Die Schuttströme am Merapi auf Java nach dem Ausbruch von 1930; De Ing. in Ned Indie, v. 1, IV, Geol. en Mijnb., no. 7.
6. SURYO, I., 1964, Lahar of the Agung Volcano after the eruption of 1963; Geol. Survey of Indon. Bull., v. 1, no. 2.
7. SUTOYO, et al., 1969, Mt. Kelut Volcanic debris control Project; Ministry of Public Works and power, Directorate General of Water-resources development, Jakarta.
8. van BEMMELLEN, R.W., 1949, The Geology of Indonesia, V. IA, General Geology of Indonesia and adjacent archipelago, Govt. Printing Office, The Hague.
9. van YZENDOORN, M.J., 1953, The eruption of the Gunung Kelut on August 31, 1951, Proved the utility of the Kelut Tunnel works; Ber. Gunung Berapi, v. 1, no. 3-4.



1916年、1951年、1966年のラハール流下範囲
(クルー火山)



噴火型ラハールの堆積物
(クルー火山 1966)



噴火型ラハールの堆積物
(1966年クルー火山噴火時のもの)



Hot Rain ラハール
(クルー 1966)



Hot Rain ラハールによる荒廃状況
(KARANGASEM アダン火山)



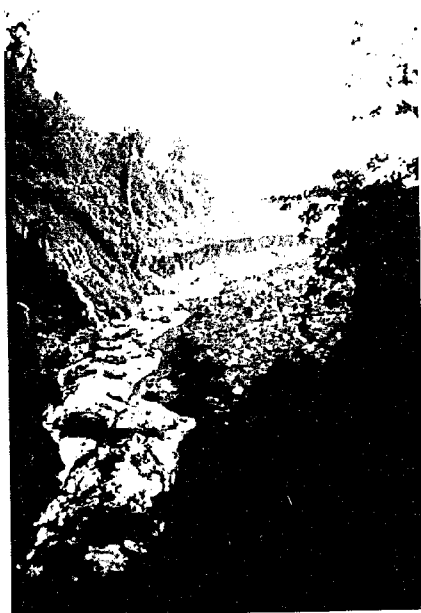
Hot Rain ラハール
(クルー火山 1966)



Cold Rain ラハールの流下状況
(スメル火山 1977年12月)



Cold Rain ラハールの流下状況
(スメル火山 1977年12月)



Cold Rain ラハールの流下状況
(スメル火山 1977年12月)



バリ島におけるラハール災害
(アグン噴火 1983)



Rain ラハールによる災害
(アグン火山 1984)



インドネシアで最初に作られた砂防ダム
(Watugede, Putih 川)

「日本における土石流災害と対策」

- i) 日本の砂防
- ii) 岩木山における土石流災害とその対策



建設省河川局砂防課

松 下 忠 洋

i) 日 本 の 砂 防

1. 日本の自然と環境
 - 1) 位 置
 - 2) 地形、地質及び地質構造
 - 3) 気 象
 - 4) 人口と土地利用
2. 山地や溪流の荒廃による土砂災害の実態
3. 日本の砂防の歴史
4. 砂防事業の概要
 - 1) 砂防事業の目的
 - 2) 砂防事業の種類
 - 3) 土砂災害防止のための法律
 - 4) 砂防事業の実施機構
5. 国土保全の基幹としての砂防事業の内容
 - 1) 砂防事業
 - 2) 地すべり防止事業
 - 3) 急傾斜地崩壊対策事業
6. 日本の砂防と国際技術協力
7. 日本の砂防を支える諸団体
 - 1) 砂防学会
 - 2) 地すべり学会
 - 3) 砂防・地すべり技術センター
 - 4) 全国治水砂防協会
 - 5) 全国地すべり対策協議会

まえがき

“川を治めるものは国を治める”とのたとえのとおり、日本の治水は、古来から国の政治の根幹にすえられ、時の治政者が最も大切なものとして力を注いできた事業である。

日本はその置かれている位置や地形、地質、降雨等の自然条件のため、昔からくりかえし洪水や土砂災害をこらえてきた。

その厳しい自然に対応してわれわれの祖先は日本に独特の治水工法を編み出し、近代に入ってから新しい技術を外国から導入し、または自ら開発して現在にいたっている。

ここでは治水の中での基盤とも云える、土砂災害を防ぐために日本で独特の進展をとげ「Sabo」という語が国際語として通用するまでになってきた砂防事業 (Sabo Works) について、海外との交流を含めて紹介することとしたい。

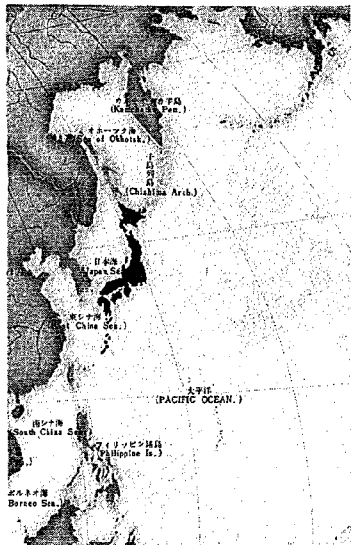


図 - 1 日本の位置

1. 日本の自然と環境

1) 位置

日本はアジア大陸の東、太平洋の西岸に孤状に連なる列島とそれを取りまく無数の島々から成り東経 $123^{\circ} \sim 154^{\circ}$ 、北緯 $20^{\circ} \sim 45^{\circ}$ に位置する南北に約 2,500 Km、最大 300 Km に及ぶ面積約 37万7000 Km^2 の島である。そこに1億300万人の国民が住んでいる。

それは北海道、本州、四国、九州と呼ばれる四つの大きな島と小さな島々にかこまれ、北部の亜

寒帯から南部の亜熱帯に至る四季が明瞭で変化に富み、自然環境に極めて恵まれた美しい国である。

2) 地形、地質、及び地質構造

日本は環太平洋火山帯及び地震帯に属しているため、火山活動や地震を含む地殻の変動が活発である。

日本列島は、最高峰富士山をはじめとした多くの火山が連なり、中央地溝帯及び中央構造線と呼ばれる断層破碎帯によって地殻が大きく変動しているため地質構造的に極めてぜい弱である。

地質的にも山地のほとんどはもろい第三紀層と新火山岩類から成り、残りの部分も風化し易い花崗岩等の深成岩から出来ている。

従って地形的にも国土の70%が山地で占められており、細長い小さな列島の中央には高い山脈が走り、その山々から流れ出る短かくて急な河川とその下流に形成された扇状地によって構成され極めて起伏に富んだ地形となっている。

そしてその扇状地に国民のほとんどが生活しているため、極めて災害を受け易い宿命にあると云える。

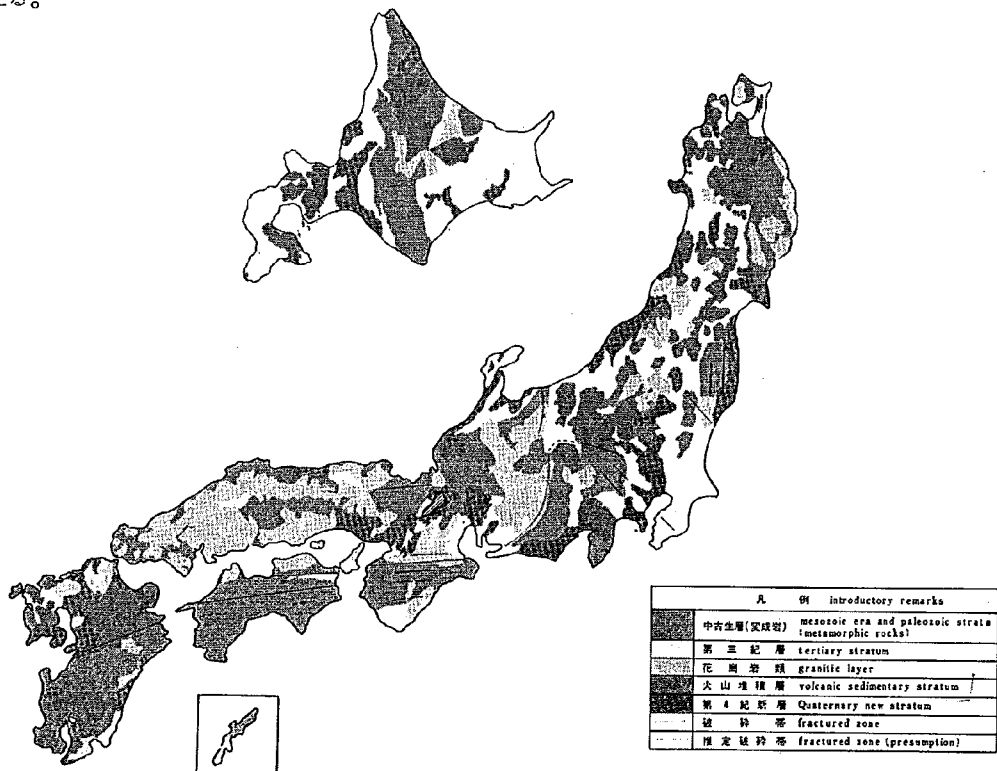


図 - 2 地 質 図

図 - 3 世界の主な河川の縦断勾配

3) 気 象

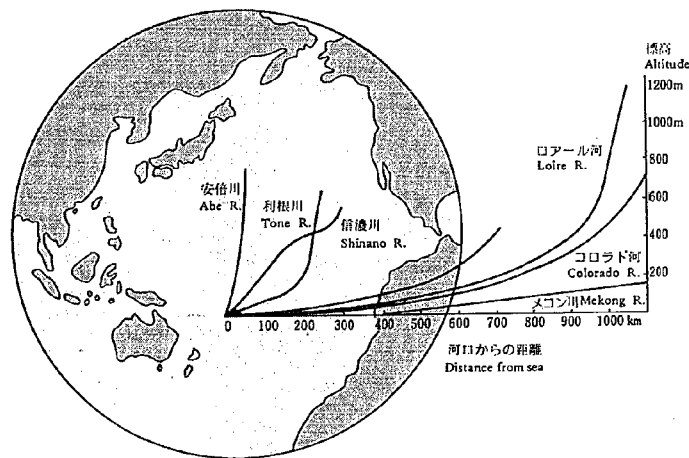
日本は大陸性の気流と海洋性の気流の交錯するところにあり、多雨地帯であるとともに台風の常襲地帯であり、地形の複雑さによる地域性の集中豪雨が発生し易い。

又日本列島の中央を高い背梁山脈が走っているため、気象的にも日本海側と太平洋側の2つに特徴的に分けられる。

すなわち日本海側は冬期にはシベリアからの季節風の影響を受けて雪が多く、3月から5月にかけて融雪による土砂害を起し易い。一方太平洋側は積雪は少く6月から7月にかけての梅雨前線による局所的な集中豪雨や8月から10月にかけては台風による豪雨に襲われる。

このため年降雨量も2400 mm以上の多雨地域が多く、紀伊半島の一部では4000 mmにも達する。

この降雨は水力発電や上水道、工業、農業用水等の大きな水源であるとともに、一方では短時間に集中的に降ることから大きな土砂災害をひきおこす原因ともなっている。



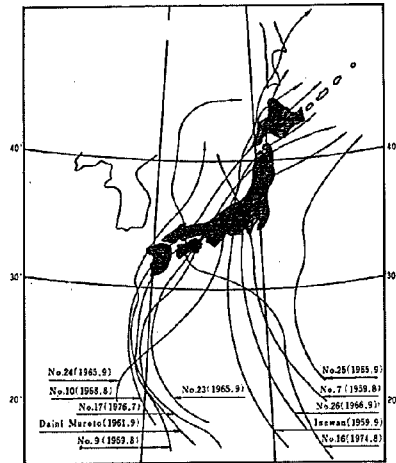


図-4 最近の主な台風進路

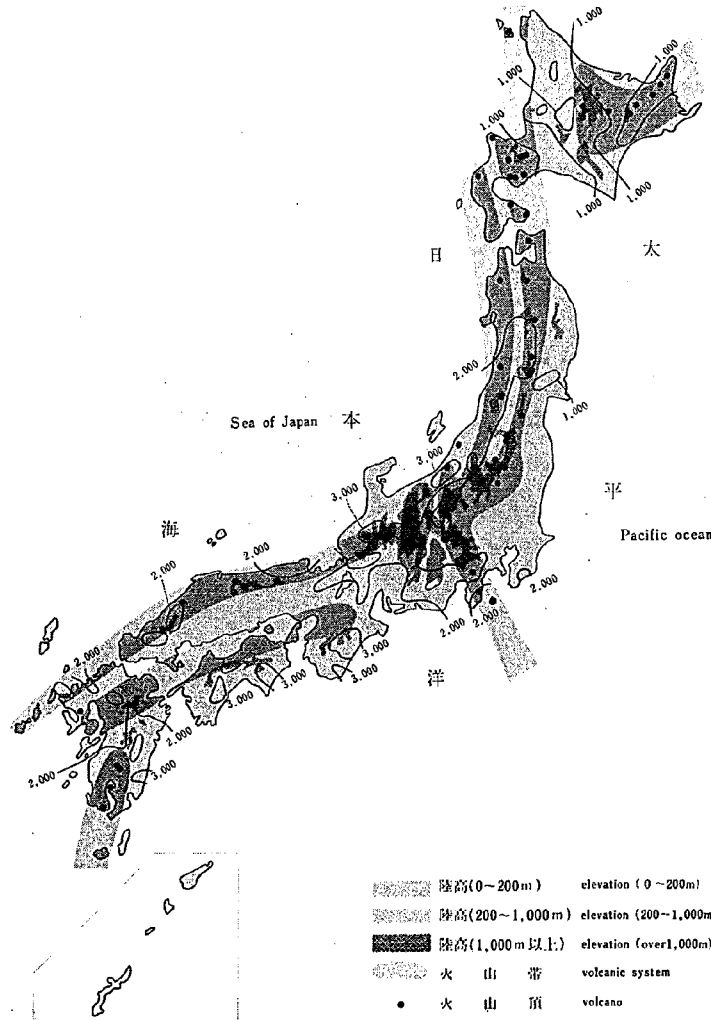


図-5 年降雨量

4) 人口と土地利用

日本は 3777000km^2 の中に1億1300万人が住んでおり(1976年10月1日現在の推計) その人口密度は $300\text{人}/\text{km}^2$ となっている。

土地利用形態は宅地114万ha、田んぼ310万ha、畑265万ha、池沼9万ha、山林1555万ha、牧場27万ha、原野200万ha、残りが雑種地その他となっている。

日本はその地形的特性から国土面積の約10%にあたる $36,500\text{km}^2$ が河川の氾濫区域となっており、全人口の約50%にあたる5770万人がその氾濫区域内に住み、その区域内の資産は全国の資産約400兆円の68%に当る270兆円にも達している。(1975年現在)。

2. 山地や溪流の荒廃による土砂災害の実態

日本は狭い国土に1億人以上の人々が住み、しかも、7割が急峻な土地で占められているので、残りの扇状地を中心とした平地部に人家、鉄道、道路、病院、公共施設等が集中している。

日本の国土は地形、地質の特徴からきわめて抵抗力が弱く、集中豪雨によって毎年これらの扇状地、その沿川が土石流等の悲惨な土砂災害を蒙っている。

従って砂防事業も、荒廃している水源山地の保全に取り組むものと、地域的な土石流災害防止対策の二つに大別して、施工しており、その重要性は増々増大している。

土砂流出に伴う災害は大きく二つに分類できる。一つは土石流のように流出した土砂そのものによる災害であり、他は土砂が一時的にまたは毎年多量に流出して河道やダムに堆積して洪水氾濫や、ダム機能の低下をまねく災害である。

1) 山地の荒廃

日本の水源山地は地形、地質の特徴から荒廃が著しく特に構造破砕帯や火山カルデラ地域においては、大規模な山地の崩壊、はげ山、滑落崖地が広がっている。このような地域を、荒廃の程度により重荒廃地域と一般荒廃地域とに分類している。

重荒廃地域は、中央南アルプスの構造破砕帯、北アルプスの火山カルデラ等14地域、 3700km^2 に及び、一般荒廃地域も中部山岳や四国山地等26地域、 5万km^2 に及んでいる。

また下流の人家地帯に重大な影響を及ぼす大規模な公共性の高い地すべり地域も全国で 350km^2 に及んでいる。

表 - 1 重 荒 廢 地 域

地 域 名	面 積	主 要 河 川 名
1. 月 山	309 Km ²	最上川
2. 谷 川 岳	158	利根川, 信濃川, (魚野川)
3. 男休・赤城・足尾	268	利根川(鬼怒川, 渡良瀬川, 利根川)
4. 浅 間 ・ 白 根	184	利根川, 信濃川(千曲川)
5. 白馬・北アルプス	651	信濃川, 常願寺川, 黒部川, 姫川, 神通川, 早月川
6. 白 山	199	手取川
7. 中央・南アルプス	1,071	富士川, 天竜川, 大井川, 安倍川, 木曾川
8. 富 士 山	50	澗井川, 芝川, ほか
9. 有 田 山	167	有田川, 新宮川
10. 大 山	76	日野川, 天神川, 阿弥陀川, ほか
11. 吉 野 川	245	吉野川, 那賀川, 物部川
12. 石 鎚 山	226	仁淀川
13. 阿 蘇 山	64	白川
14. 霧 島 山	32	大淀川
計 14 地域	3,700	

表 - 2 一 般 荒 廢 地 域

地 域 名	面 積	主 要 河 川 名
1. 石 狩 山 地	1,988 Km ²	石狩川, 十勝川, 湧別川, 常呂川
2. 日 高 山 地	1,212	十勝川, 静内川, 歴舟川, ほか
3. 白 神 山 地	712	岩木川, 赤石川, 米代川
4. 鳥 海 山 地	160	子吉川, 日向川, 最上川
5. 北 上 高 原	1,264	閉伊川, 小本川, 北上川
6. 奥 羽 山 脈	2,404	雄物川, 北上川, 最上川, ほか
7. 磐 梯 朝 日	3,475	最上川, 荒川, 阿武隈川, ほか
8. 只見・日光・上信越	6,026	阿賀野川, 利根川, 信濃川, ほか
9. 多野・秩父・多摩	1,568	利根川, 荒川, 富士川, ほか
10. 丹 沢 山	304	相模川, 酒匂川, ほか
11. 富 士 山	162	澗井川, 芝川
12. 伊 豆 山	324	狩野川
13. 中 信 高 原	432	信濃川, 天竜川, 富士川
14. 南 ア ル プ ス	3,466	富士川, 安倍川, 大井川, 天竜川
15. 中 部 山 岳	10,049	信濃川, 木曾川, 常願寺川, ほか
16. 鈴 鹿 山 脈	272	鈴鹿川, 朝明川, 淀川, ほか
17. 比 良 ・ 田 上 山	220	淀川
18. 紀 伊 山 脈	3,637	紀ノ川, 熊野川, 有田川, ほか
19. 東 中 国 山 地	1,016	矢田川, 丹山川, 千代川, ほか
10. 大 山	392	天神川, 日野川, ほか
21. 比 婆 ・ 道 後	448	日野川, 斐伊川, 江川, 高梁川
22. 西 中 国 山 地	356	高津川, 門前川
23. 四 国 山 地	5,221	吉野川, 仁淀川, 重信川, ほか
24. 阿 蘇 ・ 久 住	2,036	築後川, 大野川, 白川, ほか
25. 九 州 山 地	2,620	球磨川, 一ツ瀬川, 大淀川, ほか
26. 霧 島 山	236	大淀川, 川内川, 天降川
計 26 地域	50,000	

2) 土石流危険溪流等土砂害をひきおこす危険な溪流。

1972年(熊本県天草)、『74年(香川県小豆島)、『75年(高知県仁淀川)、『76年(小豆島)等と近年、連続して土石流に襲われ、多くの人命が失しなわれた。

土石流は豪雨にともなって突発的に発生し、破壊力が極めて強大で一瞬にして多くの人命、財産に対し壊滅的な被害をもたらすものである。全国にこのような土石流危険溪流は約35,000もあり地すべり危険溪流4,300をあわせて約39,300溪流に達している。

又がけ崩れ危険箇所は約6万にも及んでいる。(いずれも1972年調べ)

Distribution of Landslide Zones in Japan

Some kinds of soil or weathered rocks in areas of the Tertiary layer, fractured zone or rocks altered by hot-springs are easily turned into clay, and soon softened when soaked with water. Such soil sometimes creeps down the mountain slope when saturated with underground water. This is called landslide in narrow sense and distinguished from general landslide.

The damage caused by a landslide depends on its type; damage of a slow landslide is generally not very big, but sporadic landslides which occur repeatedly over a long period of time may cause much damage when they occur.

- Landslide in Tertiary Layers
- × Landslides in Fractured Zones
- △ Landslides in volcanic Altered Areas

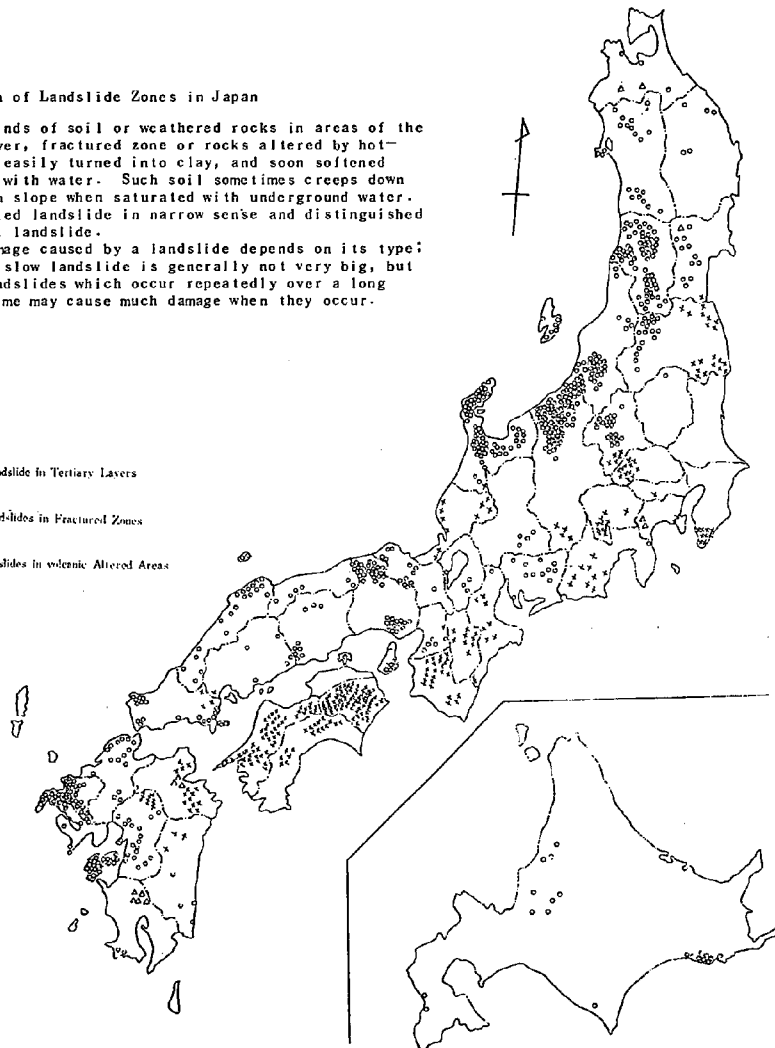


図-6 地すべり分布図

4. 砂防事業の概要

1) 砂防事業の目的

砂防事業は荒廃している水源山地の保全を行い、土砂災害から国民の生命と財産を守り、地域社会の基盤を整備して、地域の民生安定と発展に寄与するところである。

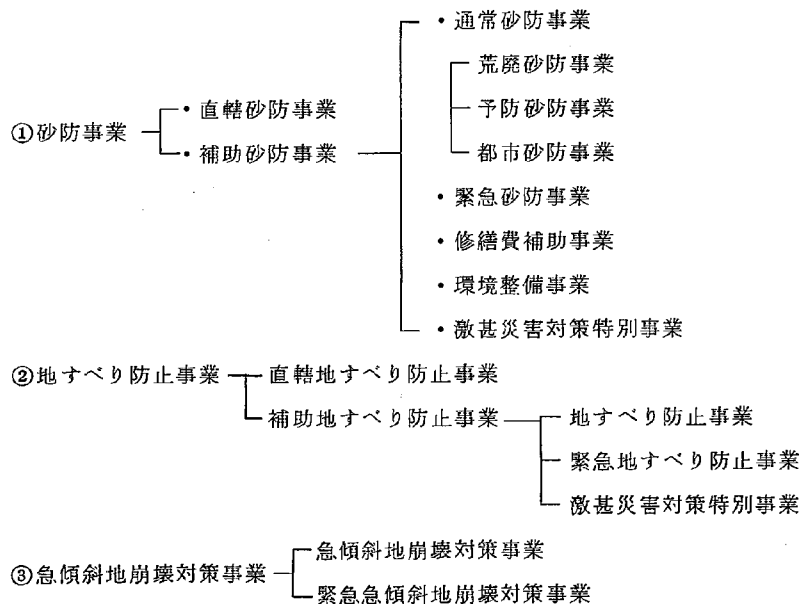
2) 砂防事業の種類

砂防事業はいわゆる水源山地の保全を行い、土石流等の土砂害を防止するための砂防事業、地すべり防止事業及び急傾斜地崩壊対策事業の三つに大別できる。

砂防及び地すべり防止事業は国が直轄で行うものと都道府県が実施するものを国が補助している場合の二つに分けられる。

山地の荒廃が広範囲で一都道府県にとどまらない場合、荒廃が大変大規模で工事が極めて困難な場合、工事費が莫大にかゝる場合は国が直轄事業として直接実施している。

急傾斜地崩壊対策事業は地方公共団体が実施するものを国が補助している。



3) 土砂災害防止のための法律

土砂災害を防止するために三つの法律がある。すなわち“砂防法”、“地すべり等防止法”、そして“急傾斜地の崩壊による災害の防止に関する法律”の三つである。

(1) 砂防法 (Sabo Law)

砂防法は1897年に制定されたもので治水に関する法律のうちでも最も早く制定されたものの一つであり、現在の砂防工事もこの法律に従って実施されている。

これは土砂害防止のために砂防設備を必要とする土地または治水上砂防のため一定の行為を禁止もしくは制限すべき土地を建設大臣が指定し、国（Central Government）自らが実施する工事、地方公共団体が実施する工事に対する補助金の交付等、砂防工事の根幹となる基本事項について規定している。

(2) 地すべり等防止法（Law concerning Landslide Prevention）

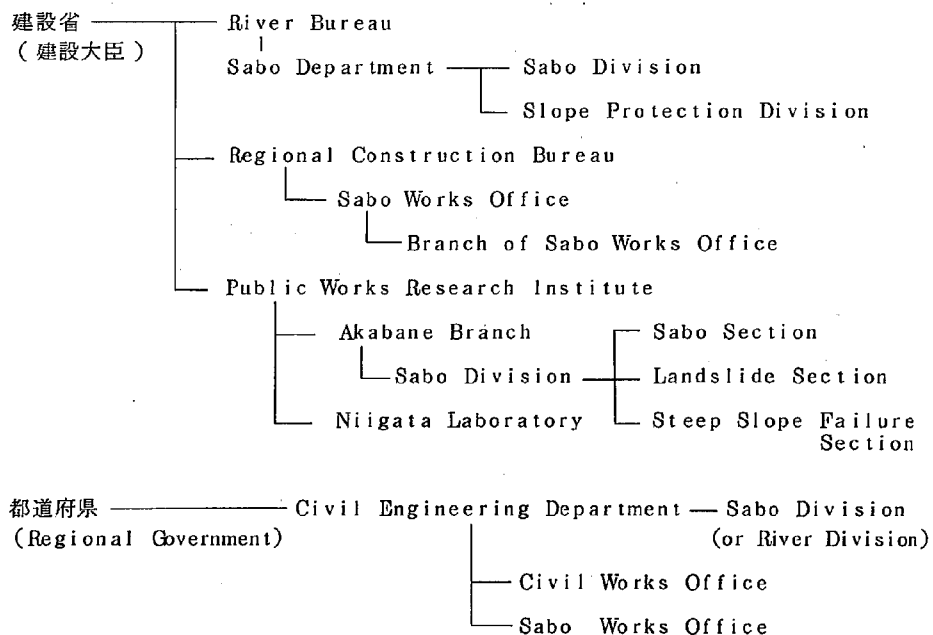
この法律は1958年に制定されたものである。これは地すべり等の防止に関し、区域の指定、防止工事に必要な費用の負担に関するものの考え方、管理の問題、等基本事項について規定している。

(3) 急傾斜地の崩壊による災害の防止に関する法律（Law Concerning Prevention of Disaster due to Steep Slope Failure）

この法律は1969年に制定されたものである。これは急傾斜地崩壊危険区域の指定、危険区域内の行為の制限、土地の保全、改善命令、工事の費用負担、警戒避難体制の整備、受益者負担、家屋の移転等に対する資金の貸付け等、基本事項について規定している。

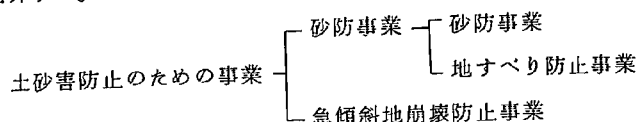
4) 砂防事業の実施機構

日本の砂防事業は建設省河川局砂防部で実施している。組織は次のとおりである。



5. 国土保全の基幹としての砂防事業の内容

ここでは国土保全の基幹としての砂防事業、地すべり防止事業、急傾斜地崩壊防止事業の内容を紹介する。



1) 砂防事業

砂防事業は三つに大別して考えられる。

1つは山地より土砂が多量に流出してくることにより河道をせばめたり、河床を上昇させたために洪水の氾濫をひきおこす災害に対する砂防事業であり、もう一つは土石流のように突発的に流出した土砂そのものによって人命や家屋が失しなわれるという災害に対する砂防事業である。

前者は大流域の荒廃した水源山地に対応するものであり、水源山地の保全を図りつつ、下流の河川、ダム等の治水機能の維持・保全を図ることを主目的として事業を行うものであり、後者は地先保護に主目的を置く比較的限制された地域に対応するものであり、人命・家屋の災害を防ぐために砂防事業を行う。

もう一つは都市周辺の砂防設備の整備がある程度進んだ溪流に対して環境整備事業を実施している。

これは流路工の高水敷、低水路の整備、植栽等を行なって、市民に遊び場や、野外レクリエーション、水と緑の豊かな憩いと安らぎの場を提供する事業である。

① 水源山地の保全のための砂防

日本には前述したように、中央アルプスの構造破砕帯、北アルプスの火山カルデラ等に代表されるように、土砂生産の著しい、きわめて荒廃した山地が広がっており、その面積は約53,700 Km²に及んでいる。こういった荒廃山地から流出してくる有害な土砂を杆止し、山地を保全することにより下流河川の治水機能を維持・保全することは国土保全の根幹となる仕事となる。

このような荒廃山地の整備率は1976年末で約40%となっている。

② 土石流対策のための砂防

日本には前述したように土石流危険溪流が約35,000あり、その整備率は、1976年末現在で約9%ときわめて低い。

土石流は突発的に生じ破壊力がきわめて強大であるため、一瞬にして人命を奪い、家屋等に壊滅的な被害を与える。

この人命を守るための土石流対策砂防は現在日本で最も重要な施策の一つでありまた砂防事業の

柱である。

しかし対象が35,000溪流と多いためその整備は遅々として進まず、毎年多くの人命が土石流により失しなわれている。

このため、1980年を目標に土石流の発生する危険のある溪流に対し予め警戒・避難雨量を決めておき、土石流が発生する前に安全な場所に避難するための体制を整備することを企画している。

③ 都市対策のための砂防

山に接近している神戸市等のような既成市街地や都市の膨脹によって新しい市街地が山地に接近してきたため近年土砂害が著しく増大してきている。こういった地域に対する砂防事業は極めて重要であり、積極的に推進している。

④ ダム等貯水池への流入土砂防止のための砂防。

洪水調節、発電、工業や農業用水確保のために水源山地に建設された多くの多目的ダムが毎年毎年、上流から流出してくる多量の土砂で埋没してしまい、水資源開発や、治水上大きな問題となっている。

こういったダムの上流部に対する砂防事業も、今後一段と重要性が増してくると考えられる。現在、治水目的のダム上流に対して砂防工事を実施している。

⑤ 砂防樹林帯の造成

扇状地において土石流対策の一環として万一に備え、扇状地の周辺に樹林帯を造成し、土石流の持つエネルギーを減殺して、被害が速く広まらぬのを防止することを計画している。緑の砂防工事と呼んでいる。

⑥ 環境整備事業

都市周辺の砂防設備がある程度進んだ溪流に対して実施するもので流路工の高水敷の整備や低水路の整備を行なって市民に“水と緑のいこい”の場を提供する砂防事業である。

⑦ 農耕地整備や宅地開発等の事業と一体となって進めていく砂防事業も、地域開発や整備事業と調整しつつ進めていく必要があり、今後ますます需要が増えてくると思われる。

2) 地すべり防止事業

図-7に示された通り、地すべりは日本のいたるところに発生している。このような地すべりのうち、特に流域面積が200Km²以上の大河川の水源地を荒廃させて、

①流域の砂防並びに治水事業に与える影響が大である場合

②水資源の保全に与える影響が大である場合等、広域な地すべり災害を防止するための公共性の高い地すべりは基本施設として最重点を置いて実施している。その他、地域的に地すべり現象が発生し、その地域の人々に重大な影響を与えている場合、きめ細かな防止対策を実施している。

3) 急傾斜地崩壊対策

わが国は、しばしば台風、集中豪雨等に襲われ、そのつど急傾斜地の崩壊（がけ崩れ）によって多数の犠牲者を出してきた。そして、現在全国には約64,000箇所にあぶがけ崩れ危険箇所（斜面高さ5m以上、斜面勾配30°以上、保全人家戸数5戸以上）がある。これらの危険箇所についての防災対策としては、まず緊急時における警戒避難体制を確立して人身災害の防止に努めることが緊要であり、同時に、危険箇所について急傾斜地崩壊危険区域の指定を促進して有害行為の規制を行うとともに、都道府県による急傾斜地崩壊防止工事の促進を図るほか、がけ地近接住宅移転事業の推進を図り、国民生活の安全と国土の保全に実効ある対策を推し進めている。

4) 砂防事業のための予算

○第5次5カ年計画額（1977 Financial year - 1982 Financial year

1兆700億円

（但し急傾斜地崩壊対策事業を除く）

6. 日本の砂防と国際技術協力

日本の砂防が国内で進展するのに併行して、近年、砂防に関する海外との交流が非常に盛んになってきた。

日本の砂防が技術協力で海外に進展することになったのは、1966年にコスタリカの要請に応じて同国のイラズ火山からの火山泥流対策として Revendado 川の防災調査を実施したのが最初である。この調査には1カ月の事前調査の後、2人の砂防専門家を6ヶ月派遣して Revendado 川の砂防計画を作成し、両国の間で砂防の重要性について共通の認識を深めることになったが、その後、人事交流等で関係の深い国の一つとなっている。

このコスタリカに対する技術協力を契機として海外への砂防の技術協力は大きく飛躍することになり、これまでに台湾、韓国、インドネシア、フィリピン、ガテマラ、ネパールに及んでいる。一方、砂防に関する学術交流も盛んになってきており、1975年にはオーストリアからウィーン農科大学の権威、アウリッキー博士を日本に招待し、シンポジウムを開催して、両国の砂防の現状の認識と技術の交流に大いに貢献するところがあった。学術交流も、大学の研究者や建設省土木研究所の研究者を中心に、現在でもヨーロッパ諸国、アメリカ合衆国と活発に続けられている。1977年7月には国際土質基礎工学会が日本で開催されたが、その一環として、日本の地すべり地のツアーと地すべりに関するシンポジウムを開催し参加者に大きな感銘を与えたばかりである。

ところで、海外との技術交流及び協力の分野で最も活発でかつ前進しているのはインドネシアとの関係である。

1) インドネシアとの技術協力及び交流

インドネシアも日本も共に火山国として有名であり、また火山泥流によって毎年多くの災害を蒙っているという共通の立場にある。インドネシアとの技術協力には1970年の10月にコロンボ計画に基づき砂防の専門家を1人派遣したのが初まりである。1977年11月現在、4人の砂防専門家が公共事業省水資源総局にSenior Adviserとして勤務しており、同国の火山泥流対策、山くずれ、土石流、地すべりの防止対策、天井川や扇状地の土砂災害防止に関して、インドネシアの友人と一緒にあって取り組んでいる。

また1976年には、二つの大きなプロジェクトが日本とインドネシアの間に発足することになった。一つは、中部ジャワのYOGYAKARTA市の北方に位置している「メラビ火山の砂防基本計画策定のための調査」であり、もう一つは、「インドネシアー日本の火山地帯における砂防工法に関する共同研究」の発足の二つである。

「メラビ火山の砂防基本計画策定調査」は、ジャワ島の中心地、人口稠密、土地の集約利用地域である中部ジャワのメラビ火山の泥流対策、灌漑・生活用水の開発と有効利用を中心にしたものである。これはYOGYAKARTA特別市とその周辺地域の防災計画として地域計画の基本となるもので、両国の間で高く評価されており1980年3月まで4カ年にわたって調査が行われる。これは国際協力事業団(Japan International Cooperation Agency)がスポンサーとなって実施するものである。

「火山地帯における砂防工法に関する共同研究」は、建設省の海外特別研究費で開始されたもので、両国の火山泥流観測、データの交換と分析、研究者の交流、シンポジウムを実施し、1979年3月までには火山泥流対策に関する技術基準を作り上げようとするものである。すでに日本から泥流観測装置がインドネシアに送られ、研究者の交流も2年目に入り「共同研究」も本格化している。

2) フィリピンに対する技術協力

この国との技術協力は、1977年から本格的に始められた。これはルソン島のバンバンガ河の流域の支川でもあるPasig-Potorero河の洪水防禦、砂防計画作成のための調査で、1978年6月まで約1年間にわたって行われる。またルソン島の南端、マヨン火山の泥流対策に対する調査も始まることが期待されている。

3) ネパールへの技術協力

ネパールに対しては洪水、土石流、山くずれ、地すべり等自然災害の防止に関して、1977年4月に2週間防災専門家を派遣して事前調査を実施したが、9月には、国連のUNDROのCoord-

ination により砂防の専門家を1人、1年間、ネパール政府への技術顧問として派遣している。今後の両国の友好関係の一層の発展が期待される。

4) その他

グアテマラに対しては、1976年3月、同国からの強い要請を受けて、シラス台地—特殊な火山灰土壌の堆積地—の崩壊と地すべりの防止に関する緊急対策と将来計画を作成するために13名の砂防専門家を1ヶ月派遣した。また韓国にも1977年9月には山くずれと土石流防止のため2週間専門家を派遣して調査を行なっている。

海外との技術協力は、お互いの国の持ち味を充分出し合い、互いに共通の土俵—認識の上に立ってあせらずにゆっくりと進めていくことが望ましい。今後が大いに期待される分野である。

7. 日本の砂防を支える諸団体

1) 砂防学会(The Erosion Control Engineering Society)

日本の砂防を科学の分野で支えている。会員数は約2,000人で、大学の研究者、建設省、農林省の技術者や研究所、試験所の研究員、地方の現場の第一線で働いている Regional Government の技術者、コンサルタント会社の技術者等幅広い構成である。1947年に創立された。

年に1回の総会と研究発表会、毎年秋のシンポジウム、学会誌「新砂防」(New Sabo)の年4回の発行、砂防用語集の編さん、砂防関係大学・研究機関の総覧の編集等、活動も活発である。

事務局 東京都千代田区平河町2-7 砂防会館内 砂防学会事務局

会長 農学博士 矢野 義 男

2) 日本地すべり学会(The Japan Society of Landslide)

日本の地すべり防止に関する学問と技術の向上に果たした役割ははかり知れない。地質学者、土質に関する専門家をも含めた幅広い構成員で会員数約2,000名。

1963年に創立され、年1回の総会と研究発表会、シンポジウムの開催、年4回学会誌を刊行している。

事務局 東京都中野区江古田2-21-2

会長 理学博士 佐々 憲 三

3) (社)全国治水砂防協会(National Sabo Association)

この協会は日本の砂防の父、故赤木正雄博士によって設立され、同じく博士によって建設された「砂防会館」に事務所を置いている。本協会は砂防に関する必要な方策を考究するとともに、砂防

事業に関する一般の認識を徹底せしめ、これらの事業の促進により災害の防止軽減を図り、もって公共の福祉の増進に寄与することを目的としている。この目的を達成するため全国の都道府県（regional government）に支部を置いて次の事業を行っている。

1. 砂防に関する事項の調査研究
2. 砂防事業の周知宣伝
3. 砂防に関して関係官公庁に対する建議及び関係官公庁の諮問に対する答申
4. 砂防関係者間の連絡
5. その他

所在地 東京都千代田区平河町 2-7 砂防会館

会 長 西 村 英 一

4) 全国地すべり対策協議会 (National Conference of Landslide Control)

この協議会は、地すべりおよびがけ崩れに関する調査研究並びに発表によって、会員相互の技術の向上に資すると共に、地すべり、急傾斜地崩壊防止事業の振興発展を図ることを目的とするものであり、長野県土木部砂防課に事務所を置き、全国の都道府県庁に支部を置いている。

会 長 長野県知事

ii) 岩木山における土石流災害とその対策

1. 概 要

(1) 土石流災害

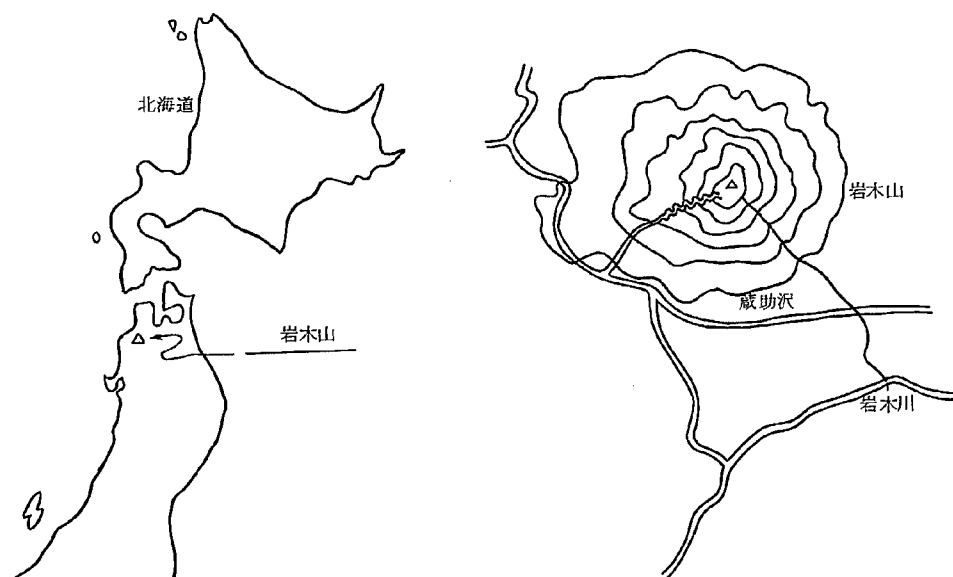
青森県の岩木山を流れる蔵助沢で昭和50年8月6日早朝発生した土石流は下流の百沢部落を襲った。

被害は以下のようであった。

死 者	22名
負 傷 者	31名
全壊家屋	26戸
浸水家屋	36戸
耕地の氾濫	16ha

8月5日から7日にかけてこの地方を襲った集中豪雨により、この土石流が発生したもので、青森県では未曾有の災害となった。

(2) 位 置



(3) 当地域における地質、地形、及びその他の条件

岩木山は最近のガス噴火が1863年にあり、円錐状の複合型火山でその位置は本州の最北端である青森県津軽平野の南東部にあり、高さは海拔1625mである。

山の斜面の勾配は頂上より1000mの高さ迄のところでは30度以上、1000mから500mの高さの所で15度から30度、500m以下では8度以下でゆるやかに山麓の扇状地へと続いている。

山の斜面には山頂から山麓部にかけて多数の溪流が放射状に発達しており、蔵助沢はこれらの放射状溪流のうちの一つである。

地質に関しては、山頂の周辺が、石英安山岩であり、山の中腹あたりから安山岩質熔岩と安山岩質集塊岩とに交替し、山麓部では火山砕屑岩となっている。

現在の蔵助沢の河床勾配は頂上から第2号砂防ダムへとかけての間と第2号砂防ダムより下流部間の勾配とで全く異っている。第1号床固工の上部から第3号床固工への間を除外すると、前者は15度から30度の勾配であり後者は平均で5度である。上述の区間はV字峡谷を形成し、河床の勾配は平均よりやや急な8.2度から8.5度となっている。流路延長は約6Kmで集水面積は第3号床固工の上方部で1Km²である。流路延長は弘前と鰯ヶ沢間の県道までの流路長を意味する。

その地域の植物に関しては、蔵助沢地域は *Quercus crispula* (日本櫟、ミズナラ) や *Alnus Japonica* (ミヤマハンノキ) や *Fagus Sieboldi* (ブナ) の木々や他の温帯の植物群によっておおわれている。

(4) 地域における降雨

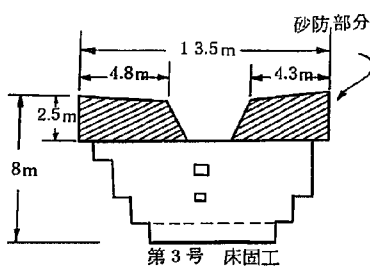
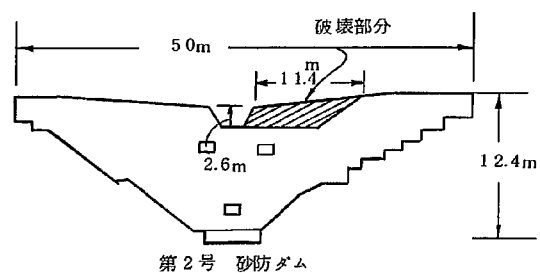
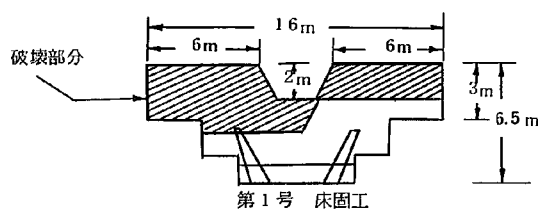
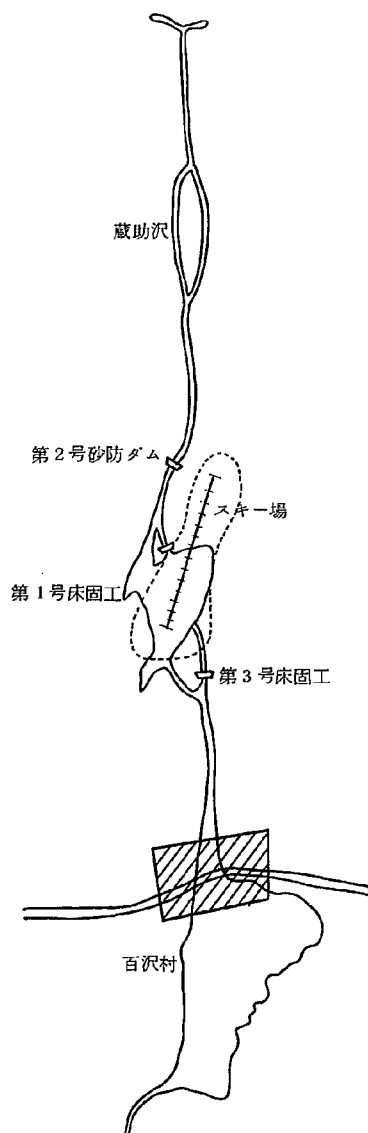
岩木山には雨量計がないので、青森気象天文台長の成田氏の推定をのせる。

総降雨量 100~150 mm

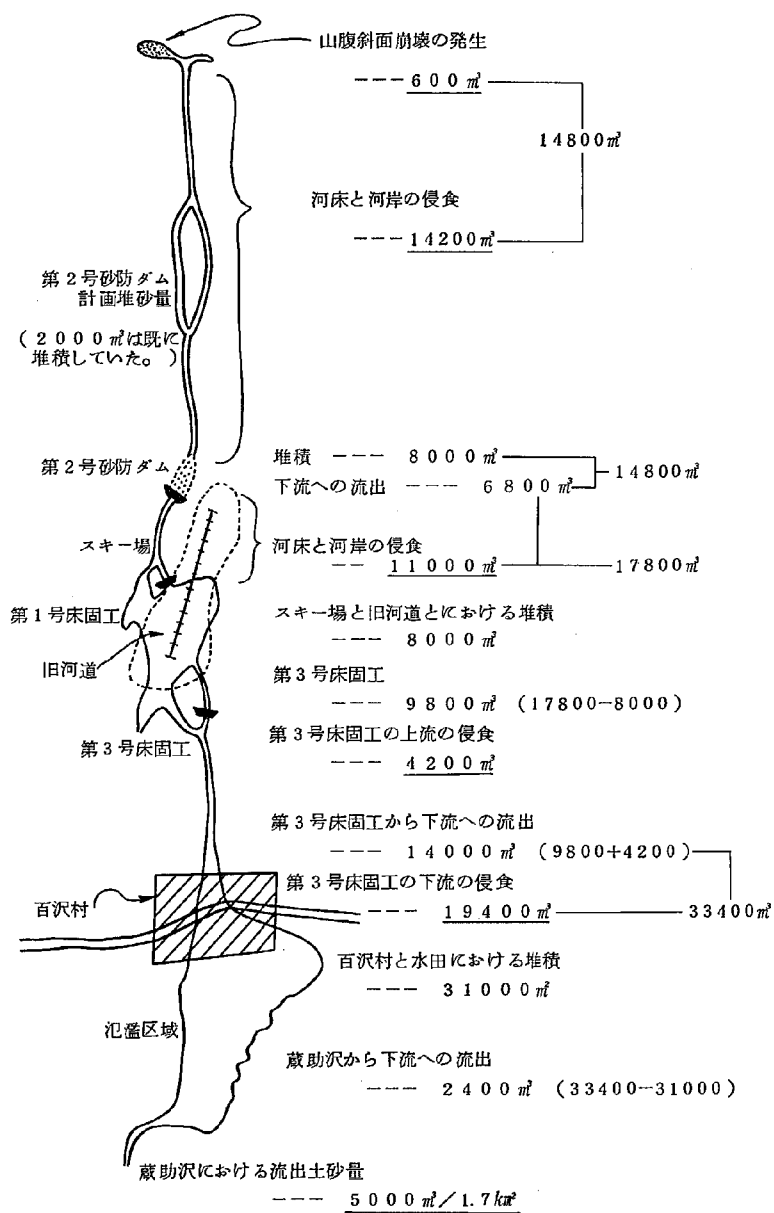
最多時間降雨量 60 mm

最多10分間降雨量 20~30 mm
(8月6日の3時頃)

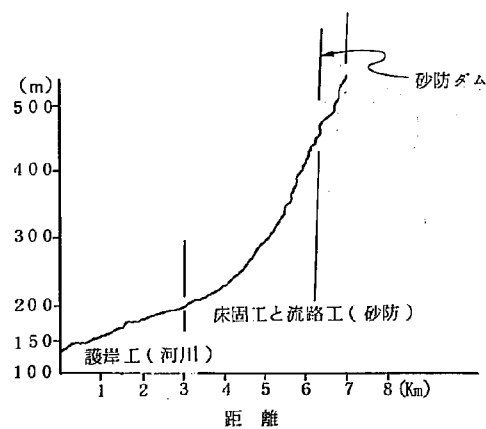
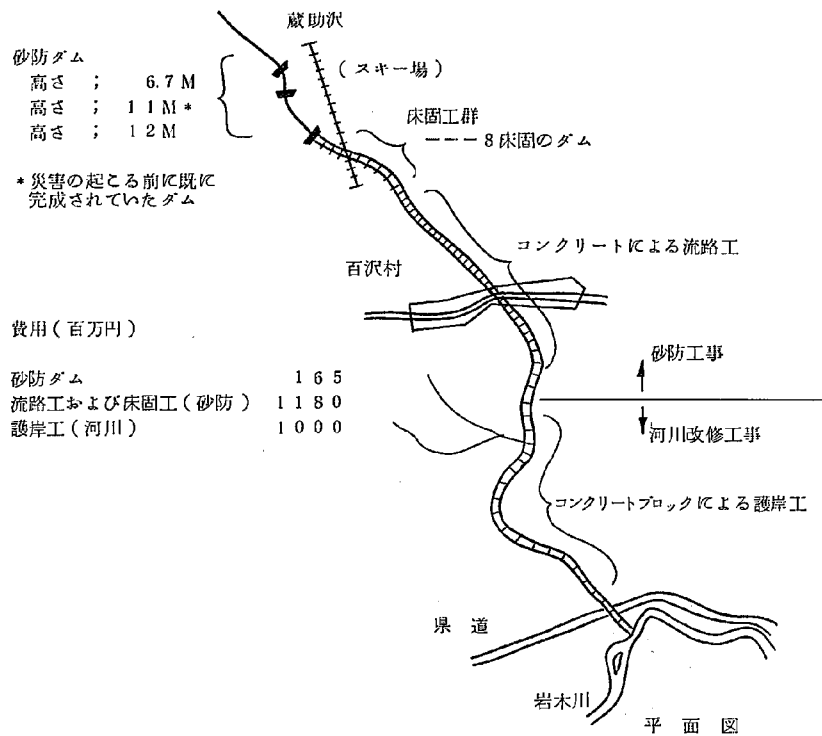
2. 砂防工作物とスキー場



3. 山腹崩壊と蔵助沢の被害



4. 土石流対策および河川改修計画



5. 今後の対策

(1) 復旧工事と改修工事の実施

第4章に述べた工事計画を可能な限り早急に実施すべきである。これらの工事は、昭和52年度に既に完成された。

(2) 土石流の危険区域の設定

将来の河道の方向と扇状地の一番上の乱流現象とを十分に勘定に入れて、土石流の危険区域を設定する事は、この地域の将来の安定化の為に絶対的に必要な事である。

(3) 避難場所の明確な表示

土石流の危険が全くない個人住宅、寺社、病院、学校、集会場が地域の避難場所として指定されるべきである。

(4) 雨量計の設置

村の全集落に降雨情報を認識する為の雨量計が最低でも一つは設置されるべきである。

(5) 警報の伝達

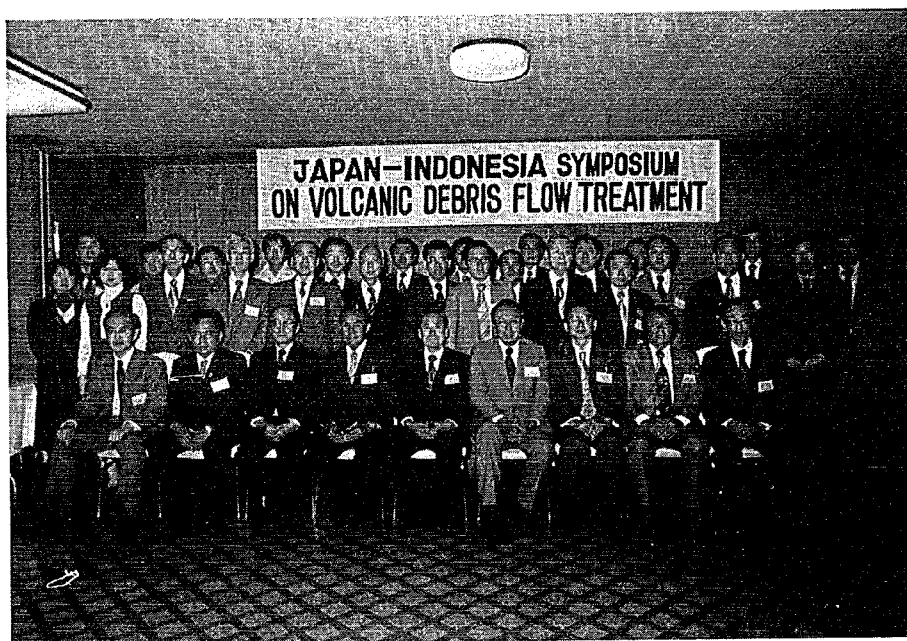
無線電話器を含む様々な種類の警報機器が村の全集落に配置されるべきである。

(6) 避難のための降雨量の設定

(7) 地域内における警報と避難の制度を確立する事。

(8) 人々が独自で避難するという自覚の推進。

上述された基本的な考え方は、今後おしすすめられる一般的な手法として日本の全地域に適用されるべきである。



参加者による記念撮影

(第 1 日 目) 昭 和 5 3 年 3 月 2 7 日

司 会 渡 正亮(土 木 研 究 所)

// スラジール(イ ン ド ネ シ ア)

書 記 池谷 浩(土 木 研 究 所)

通 訳 熊谷 宏(日 本 翻 訳 セ ン タ ー)

司会： ただ今から本日の討論に移りたいと思います。まず最初に今までの四つの講演のうち、スルヨ氏の講演について質問を受けたいと思います。

吉岡（土木研究所）： 熱雲によって生ずる火山性土砂生産というのはだいたいどの位の厚さまで土砂がたまるのか、次に、非常に大きな粒径のものがでてくるのかそれとも火山灰だけであるのか、そして三番目に一回の熱雲で出てくる土砂が雨で流される場合どの位の時間で流れ去るのかを知りたいと思います。

スルヨ（インドネシア）： 最初の質問について、Nuée Ardente に起因する堆積については eruption 型では 1961 年のメラビ火山の爆発時に約 50 m の厚さの堆積があり、他の火山の爆発でもほぼ同程度です。

最大は、アグン火山の約 60 m というのがあります。

avalanche 型はそれ程厚くなく一般に 1 m 前後です。

第二番目の質問についてですが、Nuée Ardente の物質の粒径は非常に細かいものです。

そして、第三番目の質問ですが、Nuée Ardente の堆積物は次の雨期まで存在しています。

中山（国際航業）： インドネシアの言葉で La du というのは、動いている土砂だけでなく止っている土砂についても使えるのでしょうか？

スルヨ： La du という言葉は動いている場合だけでなく止まっている場合にも「Ladu materials」といったように使っています。

奥田（京大防災研）： Avaranche 型の Nuée Ardente の雲の高さについてお尋ねします。

スルヨ： アバランシェ型の Nuée Ardente の雲の高さは一般には約 2000 m 位まであがります。

武居（京大）： 森林の効果についておたずねします。特にメラビ火山西斜面の森林は Lahar を防止する効果があるのでしょうか？ それとも Lahar によって破壊されるのでしょうか？

スルヨ： 森林は Nuée Ardente に対して、防止効果は有していません。

なぜならば Nuée Ardente は非常に大きな破壊力と高温を有しているからです。

メラビ火山の西斜面において、多くの松が存在しているがNuée Ardente の停止にとって
は、あまり有益ではないと私は思います。

松下（建設省河川局砂防課）： 「アワンパナス」という言葉はNuée Ardente と同じ意味の
言葉でしょうか？

次に、Nuée Ardente の先端部の形はどのような形をしているのか？ またNuée Ardente
が停止する勾配はどのくらいの勾配をおたずねします。

スルヨ： 「アワンパナス」はNuée Ardente と同意語として使っています。

Laduは頂上から約1.3Kmぐらいの斜面勾配10°前後で停止しています。

またNuée Ardente の形状は、多分扇状地を流下する流れの形と同じだと思います。

渡（土木研究所）： Nuée Ardente の到達距離が地形によって左右される事はわかりまし
たが、もしも谷のなかに20～30mの山があるとしますと、それによってNuée Ardente
の到達距離が短くなるでしょうか？ 或いはもしも砂防ダムがあるとするに到達距離を短く
できるでしょうか？

御意見をおうかがいしたいと思います。

スルヨ： 砂防ダムはNuée Ardente の流下距離を短くする効果はないと思う。なぜなら
ばメラビ火山の場合、頂上から約1.3Kmの間は非常に強い破壊力を有しているからで、多分、
その間に作られた砂防ダムは破壊されてしまうでしょう。

司会： 次に午後の吉岡さんの御講演について御質問がありますか？

渡： 先程、土石流の性質について色々お話をいただきました。ところで土石流の物理的
性質、例えば粒度、Consistency、せん断強度についての結果はあるのでしょうか？

吉岡： 最初に粒径についてですが、粒径は二つの異なった方法で測定できます。最初の方法
は砂防ダムの袖にあたる所に円筒を埋め込む方法であります。

円筒の直径が10cm位のものでしたら、土石流のなかに含まれる細粒部分がどうい
うものであるかという事はこれで測定できるわけです。

粒径の2番目の測定方法は、停止している土石流について行なう方法ですが、これによるとどんなに大きい粒径でも測定できます。

ただこの方法では、こまかい部分の測定については余り信頼する事ができません。ですから、二つの方法とは申しましたが、やはり二つの方法をつなぐ事によって粒径は明確になってくると思います。

粒径につきましては、私の見た範囲では直径が5~6mのものもありました。

それから土石流を構成する材料のせん断強度ですが、これは私の知っている範囲では測った事は全然なかったと思います。

但し砂防ダムの袖に設けたシリンダーのなかに取った試料では、せん断強度を一軸せん断試験で測ることはできると思います。

コンシステンシーについては、砂防ダムに設けたシリンダーに取ったものを測る事ができるでしょうが、私はそのデータを取ったという記憶はありません。

奥田先生のお話しになったデータを見せて貰いますと、直径が1mm以下の細粒が50%以下だったと記憶しています。

それから現地の土石流の堆積物を調査してみますと、平均粒径が17~19cmの時に少しばらつきはありますが、直径20cm以上とそれ以下との礫の重量比は0.63であります。

この場合、石の比重を2と仮定しますと、空隙比は33%ということになります。



会場からの質問に説明をする吉岡氏

池谷(土木研究所): 講演のなかで debris flow と mudflow とを分けておられたのですが、これをインドネシアの Lahars と比較した時どちらを取ったらよいのでしょうか?

吉岡： 先程、私は debris flow と mudflow という言葉を使いましたが、私は特に両者の区別はないものとして話していた積りです。

それで私の所感としては、どちらかという、mudflowの方が debris flow よりも広い意味を持っているように思われます。

日本の場合には、一度堆積したものが流れ出すという事が多い点から考えてみて、mudflowのなかに debris flow が含まれる場合が多いのではないかと思います。しかしこれを定義するのは困難と思います。

池谷： インドネシアとのシンポジウムのなかで、L a h a r に対して使えるデータがどのくらいあるか、という事が問題にならないだろうか。すなわち、日本側のデータがどの程度までインドネシアで使えるかという点をおたずねします。

吉岡： 日本には多くの火山がありますが、活火山だけでなくむしろ死火山が多いという事は御承知の通りです。

日本の debris flow の性質を研究する場合、この debris flow は死火山を含めた火山に起る頻度が非常に大きいのです。

従って、debris flow の研究は即ち Volcanic debris flow の研究という事ができます。

しかしこの debris flow のなかには、先端に大きな石が集中するようなものと、段波に近いような流れをするものがある事が次第にわかってまいりました。

話を総合してみますと、インドネシアで起る debris flow は後者のタイプのような気がします。

日本で観測したような段波に近いような debris flow の特徴というものは、インドネシアの debris flow にもあてはめられる可能性があると思います。

これまでお話した事は砂防ダム設計とかそういうことに使えるだろうという事であって、その発生についてはまた別の話となります。

バンバン(インドネシア)： 吉岡さんによる御説明は我々にとって非常に関心のあるものであり、特に貴国における土石流に関する御研究は非常に有益なものであります。

私の質問は、どのようにして円筒で試料を取るのか、2番目に円筒の径は10cmのためにこれ以上の石は取れないと思うのですが、それをどうするのか、そして3番目に雨と土石流発生の関係を知りたいと思います。

吉岡： 現在のところでは、土石流の材料を粘土から石礫まで一つの方法で測る事はできません。

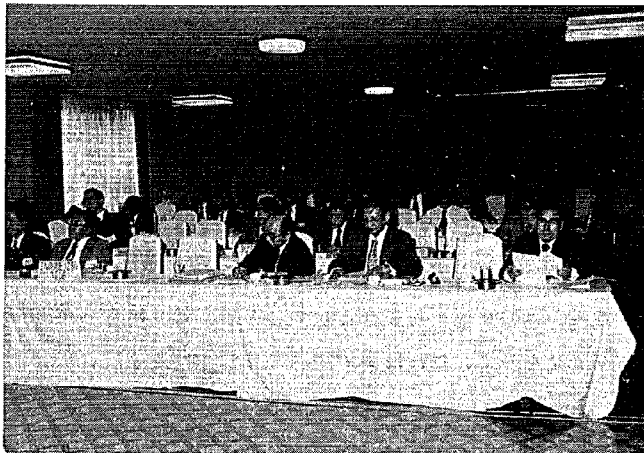
そこで二つの方法を併用することになります。一つは、シリンダーによる方法で、もう一つは、停止した土石流の粒径を調査する方法です。

前者は主に細粒分に対しての調査方法で、砂防ダムにうめこんだシリンダーによって調査します。

後者は、大粒径に対しての調査方法です。

バンバン： シリンダーによる調査方法についてですが、一つの土石流に対してシリンダーは何度もあげるのでしょうか？

(編集注)・バンバン氏は桜島野尻川の国道橋につりさげてある土石流材料調査用のバケットを見ての質問で、砂防ダムに固定するシリンダー方式ではない方法による場合の調査方法についての質問である。)



熱心に討論する参加者

歳田(九州地建、大隅工事事務所)： 土石流の材料のサンプリングについては、我々是一个の土石流に対して、何回もくりかえして調査しています。

バンバン： くりかえしてサンプリングする場合、何分おきに調査されるのでしょうか？

歳田： 大体15～20分毎です。

後程それらの資料はお送り致します。

奥田： 私は土石流の粒度分布の測定は非常に難しい問題であると思います。しかし、非常に重要な問題であります。

そこで土石流が流動中の種々の粒径サンプルをとる必要があろうかと思います。たとえば細粒分については焼岳において、我々は径が12cm、深さ15cmのシリンダーを用いて調査しています。

また大粒径礫の調査には、砂防ダム等を流下する土石流の写真をとることによって、その測定が可能となると思います。35mmカメラを用いれば、かなり高い解像力があり、15cmより大きい粒径とその分布は正確に調査することが可能です。

しかしながら、10cm以上の径の礫に対してはシリンダーはあまりにも小さいので、サンプラーの径を20cmに拡げるよう検討しています。これら二つの方法がうまく用いられれば全粒径階をおさえることができます。

桜島のサンプラーに関して現時点では、一定間隔で無人で土石流の材料を収集することは非常に困難であると思います。そこで我々は今、任意の間隔で自動的にサンプラーを次々に土石流の中に投入して希望する時間のサンプルをとれるように工夫しています。

バンバン： 次に動いているのではなく、停止している材料を測定する方法を知りたいと思っています。

吉岡： 小さいものについてはふるいを使い、大きいものについては直径を測定します。資料をとる穴の大きさについてお教えしようとしたのですが、こゝにもってきたデータには穴の大きさは書いてありませんので、これは後で調べて差し上げます。

司会： 時間がなくなりましたので、今日の質問をここで終わらせて頂きます。残りの二人の方への質問は明日受けさせて頂きます。
本日はどうもありがとうございました。
これで第一日を終ります。

(第 2 日 目) 昭 和 5 3 年 3 月 2 8 日

司 会 渡 正亮(土 木 研 究 所)
ネラジール(イ ン ド ネ シ ア)

書 記 池谷 浩(土 木 研 究 所)
通 訳 熊谷 宏(株)日本翻訳センター)

司会： 昨日の討論につきましてバンバン氏の質問が残っておりますので、本日はこの質問の続きから始めたいと思います。

バンバンさん御質問をもう一度お願いいたします。

バンバン： 昨日は、私は三つの質問をしました。最初の質問は答えていただき理解しました。

二番目は時間が無かったので半分程答えて貰いまだ不明の点もありけす。

三番目の質問は雨量強度と土石流発生との関係があればそれを尋ねたいと思います。

吉岡： 降雨強度と土石流の発生の関係は、私の論文に図-3～図-5として表現してありますが、ここで図中の矢印は土石流の発生した時刻を示しています。

図のように一回の降雨で、土石はかならずしも1回しか発生しないのではなく、2回ないし3回発生する場合があります。

また図からは、強い雨が降っている最中もしくは強い雨が降った直後に土石流が起るという事がわかります。

図のなかには異なった地質のものも多く含まれていますが、地質条件を同じにして検討してみても異った結論は得られませんでした。

しかし、火山性の泥流に関しては少々異った特性がみられます。

たとえば焼岳の場合ですと、最大時間雨量が11mm以上でしかも連続雨量が20mm以上に達すると、土石流が約60%の確率で発生すると言われております。

一般の土石流の発生については有効雨量強度が毎時4mm以下の場合には、有効雨量が大であっても発生しないし、有効雨量が40mm以下では有効雨量強度が大きくても土石流は発生しないとされているが、桜島の場合、有効雨量が40mm以下での泥流発生率が80%を占めていること、また有効雨量強度が4mm以下でも数回の発生例があることなどが発表されています。

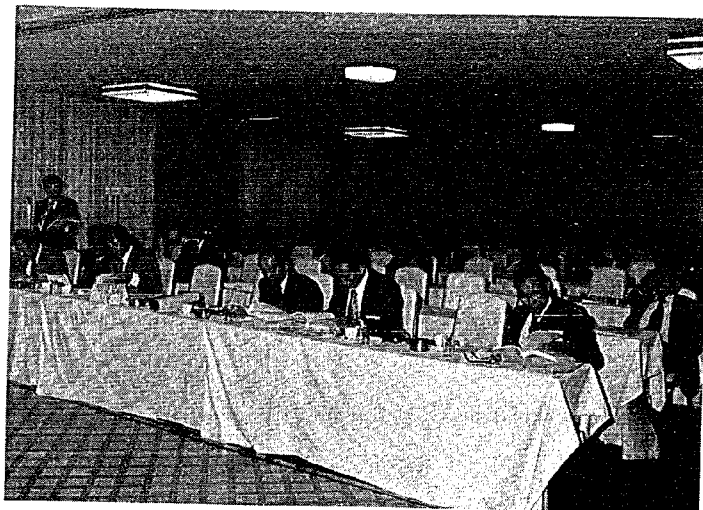
バンバン： 雨量強度と土石流発生との関係をお尋ねしているわけですが、図-4では累加雨量という表現になっています。

しかし、この累加雨量は雨量強度とは別の表現ですがそれでよいのですか？ この図は土石発生と雨との関係を正しく表現しているのですか？

吉岡： この累加雨量強度というのは一時間毎に観測した雨を降り始めてから加算していったものです。ですからこの曲線の勾配が急であればある程、雨量強度が強くなるわけです。そ

れから水平になっている部分は雨が何時間か止んだ事を示しています。そういう事で、土石流の発生した時刻と、どんな雨がどのように降ったかとの関係がこの図から読めると思います。

バンバン： どうも有難うございました。



参加者を含めた討論

武居： 今お話しの中にあった降雨について二三の資料を私は持っています。私共の研究室では流出と降雨とを分析する方法としてタンクモデルを使って研究をしています。それによると、第一番目または第二番目のタンクの貯留が一ばいになった時に土石流が起こる確率が高いことがわかっています。これについての論文を後でお送りできると思いますが、たゞ残念なことに日本語で書かれているのですが。

バンバン： 降水量と流出はどうなっていますか？

武居： このモデルでの流出と降水量との関係では、山地部での降水量と流出とを推定することができるので土石流の発生を正確に判断できるようになっています。

司会： バンバンさん、ほかにまだ御質問がありますか？

バンバン： よくわかりました。

司会： では次にバンバンさん及び山内さんへの御質問を受けたいと思います。

吉岡： バンバンさんにお尋ねします。あなたの資料に土石流の速さを書いた記録があります。これについて速さを測定した方法とそれから河床勾配について知りたいと思います。

バンバン： 速さについては、流れの中に、木とか何か浮いているものをストップウォッチを使って人間が測りました。
河床勾配はレベルングによって測定しましたが、その数字は手許にないので、後日お送り致します。

吉岡： その時に、もしあったら最大水位も教えて下さい。

バンバン： 残念なことには、私の国ではこのような時に水位を測定していません。

中山： 土石流の速さ及び水位等については1934年のSchmidt の論文にかなり出ていたと思います。

吉岡： インドネシアで測定されたインパクト・フォースの値を焼岳の値等と比較しますと、インドネシアの値は日本の値より比較的小さいと思われます。一つの解釈として大きな石があたりなかったとも考えられます。そこでこの土石流がどんなものであったか下流で堆積物を測ってあったら教えて下さい。特に含まれている材料の粒径について知りたいと思います。

バンバン： インパクト・プレッシャー・メーターでインドネシアで測定したものは既にスルヨ氏から今朝がた報告があったかもしれませんが、粒径は非常に小さいものです。私の考えとしては、このインドネシアで得られた数値は小さいにも拘らず正しいと思います。インドネシアでは粒度はかなり小さいのですが、日本では桜島などのデータに大きな石が報告されているようです。

吉岡： では、土石流の規模が小さかったから衝撃力が小さかったのではなく、小さな材料が流れるのがインドネシアの土石流と考えてよいのですか？

バンバン： その通りです。

司会： 次に山内さんへの御質問をお受けします。

司会： 質問がありませんので本日の四つの話題提供について質問をお受けします。最初に奥田先生への御質問をお受けします。

スルヨ： 上々堀沢のテストについて、特に振動の測定に使った測定機器について知りたいのですが。

奥田： 簡単な携帯用測定機器で物理地下探査用のサイズモーター（地震計）を使いました。これはハンマーによって人工的な振動を発生する装置です。

スルヨ： これは地震計（サイズモグラフ）の一種ですか？

奥田： その通りです。

スルヨ： 倍率等の定数を知りたいのですが。

奥田： 手元にデータはありませんので後日御送りしましょう。現在では河川ぞいにマイクロ・サイズモグラフを常時設置しています。

スルヨ： この地震計はどこに設置していますか、つまり谷からどの位の距離に置いてありますか？

奥田： 河岸から約3メートルの位置に置き、土石流の先端がこの装置に到着すると自動的に動作が始まるようになっています。この場所から約50メートルの距離で振動を自動的に記録するようになっています。

スルヨ： では連続的に記録するわけですね。

奥田： そうです。半永久的に据え付けたものです。

司会： ほかに御質問がなければ、次にスルヨさんへの質問を受けたいと思います。

中山： 私はインドネシアの Lahar についてスルヨさんにお尋ねします。Lahar という言葉は火山性の土石流について使われていますが、インドネシアで非火山性の土石流について使われる例があれば教えて下さい。

スルヨ： 慣用的には火山性の土石流についてのみ Lahar という言葉を使い、火山を起源としない土石流については Lahar という用語は使っていません。

中山： 日本でいう土石流という言葉には火山性でないものも多く含まれているわけですが、Lahar という言葉が世界的に火山性の土石流について使われているのであれば日本の土石流という言葉も明確に決める必要があると思いますが。

スルヨ： 前にも説明したようにインドネシアの Lahar というのは火山性の泥と種々の大きさの土石と水との混合した流れのことであり、従って非火山帯に土石流 (Mudflow) が起きた時には、mudflow と呼んでいます。lahar という用語は火山を起源とする流れに対して使うわけです。従って、非火山地帯から流れる lahar のような土石流に対しては、我々は mudflow と呼んでいます。

奥田： 私は一つお尋ねしたいのですが、雨量の Criteria に 35 分間 75mm という基準がつくられているけれども、何で 35 分間のタイム・インターバルが使われたかという事です。言い換えますと、10 分間とか 1 時間とか読み易い記録があるのに、何故 35 分間を使ったのか知りたいのですが。

スルヨ： これは警報システムに適合させるためです。我々は電気式の自動雨量計を使っているのですが、この計器が 35 分に適していてもこの時間の読取りに便利だからです。このためにこのインターバルを使いました。

奥田： 地震計が警報システムに使われているようですが、それに土石流用か、それとも火山予知用のものかどれに利用されているのか知りたいと思います。

スルヨ： どちらにも使いますが、火山の地震に使う地震計には高感度を使用し、Lahar の警報には感度を低くしてその倍率を約 150、そして約 4 秒という長い周期を使っています。

奥田： 周期はどの位のものに重点を置いていますか？

スルヨ： 火山の地震については倍率 2000 で周期が 1 秒ですが、ラハール警報システムには倍率 150 で周期が 4 秒となっています。

丸山（アジア航測㈱）： スルヨさんにお尋ねします。先ず最初に、第 1 表に示すデータをどのようにして入手されたのかお尋ねします。この古いデータは 1826 年の噴火に関するものであって、このようなデータの入手は困難であると思うのですが。このデータの入手先を教えてください。

スルヨ： この表 1 のデータは火山研究所の週報から取って或る教授から確認を取ったものです。

丸山： わかりました。次の質問をします。

一般的に会報（Bulletin）のようなものでは或る人がデータを集めて掲載するわけであって日本の場合 17 世紀の噴火の記録もあります。私はいつも何故このような古い時代に良好なデータが得られたのか不思議に思っています。そこで貴国では噴火に関するこれ以上の資料も入手できるのか知りたいのですが。私は lahar と被害地域の分布とを知りたいのです。

スルヨ： インドネシアで 18 世紀以前に起った噴火のデータは残ってはいますが、信頼できるものではないのでこの表にも入れていません。

丸山： 火山の地質と関係のある土石流をすべて lahar と呼んでいます、人命に損害を与えないものについても lahar と呼んでいるのですか？ 例えばスルヨさんが橋からとった狭谷内にある美しい写真にある lahar は人間には何の害も与えないように見えます。このようなものも lahar と呼んでいるのですか？ 私は人間に害または危険を加えるものだけを lahar と呼ぶものと思っていたのですが。

スルヨ： 実際には人的な被害がなくとも、Lahatir が流れると lahar と呼んでいます。

山内（土木研究所）： 私はインドネシアの lahar の先端について質問します。日本では土石流というと先端が段波状をしていると想像するのですが、インドネシアでは lahar という場合、先端はどのようなものと思っておられますか？

スルヨ： 日本で見られるのと殆んど同じだと思っています。



会場参加者と討論中のスルヨ氏

水原（三重県）： 私の知る限りでは、私はブティ川の上流で起った段波を見たのですが、少し違っているような気がします。先端は吉岡氏のテキストにあるのとは違って、先端より少しうしろの方で波があがっているような形でした。しかしこれは私の意見です。

司会： 時間も余りございませんので次にまいります。次は武居先生の講演についてです。

バンバン： 資料の第4図についてもっと詳しく説明して頂きたいのですが。

武居： （図を示しながら勾配や高度等を説明）

バンバン： これでよくわかりました。どうも有難うございます。

司会： はかに御質問がありますか？

水原： 武居先生の御説明のなかで、或いは私が考え違いをしているかも知れませんが、溪流の掃流力が大きいので、K・Krasakの土砂を早く放流した方がよいでしょうというようにうかいましたが正しいのでしょうか？

武居： K・Progoの所ではその通りではないかと思っています。

水原： インドネシア政府はK・Progoの河床上昇も心配しているようです。この川の下流にバンドルという町があり、その近くに排水のIntakeがあり、そこが河床上昇している所以この点を考える必要があると思うのですが。

武居： その問題はあります。私もこの場所を見ました。ここで私がこのような無理なことを言っているのは、いずれにしても生産土砂量が非常に多い。それで、それをどこから取る事を考える必要がある。すると、こまかいものはむしろ下流に流してそれを取った方が容易ではないかという事です。それは浚渫費とか運搬費を考えると、余り上の方でとることとはできないと思います。ですからこまかいものは下流に流した方がよいと思いました。しかしこれは私の経験不足のせいかも知れません。

水原： 昨日の吉岡さんの説明のなかで、土石流は河床勾配で5度以下には達しないという事でしたが、武居先生の御説明では3度以下でもLaharは流れる可能性があるという事でした。それで武居先生におうかがいしますが、インドネシアのLaharというのは日本における土石流と考えてよろしいのでしょうか？

武居： 5度で止まるのは一般的に無理だと思います。インドネシアでもっと軽いものが流れた例がありましたね。K・Krasakの途中からあふれた所即ち山頂からだいたい20Km離れて河床勾配が2%の所で村落をおそった例があり、あの土石流の停止点は1度位しかないようです。堆積状態はその程度ですが河床勾配は2%程度だったようです。それを日本でいう土石流と呼ぶのかどうかという事を私は一番気にしています。上の方で考えても濃度の非常にうすいものでないとちょっと考えられないという事です。今まで最初に使っていたのはビンガム的な流れであり、アメリカでやっているのもビンガム的な流れが多いわけです。高橋さんがやったのはもう少し濃度のうすいものです。所で高橋さんが実験しておられる範囲より更にうすい所での弾性的流れについて考えるべきだと思っています。

司会： 時間もありませんので松下さんの説明について質問を受けたいと思います。

スラジール（インドネシア）： 松下さんに質問いたします。最初に、蔵助沢はⅫ1が床固工、Ⅻ2が砂防ダム、Ⅻ3がまた床固工となっていますが、この砂防ダムはどうしてこの場所に選ばれたのでしょうか？

2番目に、インドネシアでは6mより高いのを砂防ダム、それより低いのを床固工と呼んでいます。しかし日本ではこの数字と少し違うようですのでその事について御説明下さい。

3番目に、Ⅻ1とⅫ3の床固工のうち、どちらがキーダムとなっているのでしょうか？

松下： スラジールさんの御質問に簡潔にお答えします。最初に、Ⅻ2の砂防ダムの位置はそれが貯砂用に大きなサンド・ポケットを持っていたからそのこと決定されたと思います。2番目の質問は床固工と砂防ダムの高さに関するものですが、私達はこのようなダムを使う場合その構造体の機能を考える必要があります。床固工は砂を貯えるためのものではなく、その機能は河床の浸食を防ぎそれを固めることにあります。従ってこのⅫ1とⅫ3のダムサイドでは貯砂機能を期待していません。従って高さは砂防構造の機能によって決めるべきものです。砂防ダムには貯砂機能を期待しています。3番目に、キーダムについては、簡単な説明は困難でありますが私のテキストの第5頁を開いて頂きますと、キーダムに担当するのは、蔵助沢の上側に建設した最下部のダムであるという事ができます。そこには三つの砂防ダムがあり、その一番下のダムをキーダムと考えるべきであります。

司会： これで今日の討論会を終わります。どうも有難うございました。

4. 閉 会 の 辞



シ ン ポ ジ ウ ム 司 会

渡 正 亮

(建設省土木研究所 地質官)

閉 会 の 辞

このシンポジウムがスラジール議長及び参加者の皆様方の御協力で成功裏に閉会を迎えました事を非常に嬉しく思います。私は、このシンポジウムの結果が高く評価され、将来における両国の火山泥流対策の共同研究の発展にとって大変有意義であると考えます。

次のシンポジウムは1年もしくは2年の後にインドネシアで開催されます。その時には、何人かの日本の技術者がインドネシアに派遣され、シンポジウムに出席する事でしょう。

そして、私は観測による更に貴重なデータの集積とよりよい解析がなされる事を期待しております。

私は両国の砂防技術者の間で、より良い関係と協力が将来においても維持されるように希望します。ご静聴どうもありがとうございました。

5. 今後の共同研究に対する提案



日本側代表

吉岡良朗

インドネシア側代表

スラジール

今後の共同研究に対する提案

1 今後以下の各項について調査を継続実施する。

1. 降雨量
2. 泥流発生時刻
3. 泥流の量的把握
4. 泥流の速度
5. 泥流の粒径分布
6. 泥流の衝撃力
7. 泥流による河床変動
8. Lahar flow と Nuée Ardente の温度測定

2 共同研究の期間の延長について

日本・インドネシア両代表団は、共同研究を一年延長することに合意する。

3 次期シンポジウムについて

次期のシンポジウムは、インドネシアにて開催する。

4 報告書

今シンポジウムの議事録を含め、1977年度の報告書は日本側で作成する。

インドネシア側は、インドネシアで開催される次期シンポジウムの最終報告書を作成する。

6. 附 シンポジウム参加者名簿

(敬称略)

日本側出席者

京 都 大 学 教 授
 京 都 大 学 教 授
 建 設 省 計 画 局 国 際 課 長
 " 国 際 課 海 外 協 力 官
 " " "
 " " "
 " 河 川 局 砂 防 部 長
 " " 砂 防 課 長
 " " 砂 防 課 專 門 官
 " " 砂 防 課 長 補 佐
 " 松 本 砂 防 工 事 〆 務 所 長
 " 大 隅 工 事 〆 務 所 長
 鹿 児 島 県 砂 防 課 長

武 居 有 恒
 奥 田 節 夫
 玉 光 弘 明
 竹 内 洋 市
 町 田 脩
 羽 生 洋 治
 中 村 二 郎
 大 工 原 潮
 矢 野 勝 太 郎
 松 下 忠 洋
 設 楽 武 久
 歳 田 正 夫
 外 川 隆

建 設 省 土 木 研 究 所 所 長
 " " 地 質 官
 " " 企 画 部 長
 " " 企 画 課 長
 " " 赤 羽 支 所 長
 " " 砂 防 部 長
 " " 砂 防 研 究 室 長
 " " 砂 防 研 究 室 主 任 研 究 員
 " " " 研 究 員
 " " " "

中 沢 弑 仁 (主 催 者 側 代 表)
 渡 正 亮 (司 会)
 大 久 保 忠 良
 高 木 啓 輔
 豊 島 修
 吉 岡 良 朗
 泉 岩 男
 池 谷 浩
 山 内 修
 阿 部 宗 平

インドネシア側出席者

Minister, Deputy Chief
of Mission

アコザ
AKOSAH

Minister, Counsellor

サナジ
SANADJI

Industrial Attache

イスメド B. シレガ
ISMED B. SIREGAR

First Secretary

ロースディ ソエリアアトマダ
RHOUSDY SOERIAATMADJA

Attache

A. ファウジエ ガニ
A. FAUZIE GANI

Chairman of the Symposium
Chief, Sub-Directorate of
Maintenance, Directorate
of rivers

スラジール
Ir. SURAJIL

Project Manager, Mt. Merapi
Project in Yogyakarta

バンバン スマントリ
Ir. BAMBANG SUMANTRI

Volcanology advisor to
the Directorate of rivers

イスマングン スルヨ
ISMANGUN SURYO

Supervision and Logistic
Assistant, Mt. Merapi Project

スミトロ
SUMITRO BRE

一般参加者（五十音順）

建設省北陸地方建設局 湯沢砂防工事々務所	石	塚	省	吾
応用地質調査事務所(株)	今	西	誠	也
建設省北陸地方建設局 湯沢砂防工事々務所	岩	崎	千	代 次
建設省大臣官房 政策課	岩	松	幸	雄
建設省東北地方建設局 河川部	江	川	良	武
国土庁大都市圏整備局	清	野	雅	雄
建設省河川局 防災課	佐々	木	賢	一
日 本 工 営 (株)	杉	本		隆
(財)砂防・地すべり技術センター	鈴	木		宏
国際協力事業団	武	田	道	夫
(財)砂防・地すべり技術センター	谷			敷
建設省河川局 砂防部傾斜地保全課	釣	谷	義	範
建設省河川局 防災課	友	松	靖	夫
国際協力事業団	長	尾		満
アジア航測(株)	長	岡	信	司
国 際 航 業 (株)	中	筋	章	人
〃	中	山	政	一
建設省国土地理院	西	村	蹊	二
建設技術研究所(株)	野	辺	和	美
国際協力事業団	広	田	孝	夫
水資源開発公団	平	尾	公	一
建設省国土地理院	星	野	由	尚
全国治水砂防協会	松	林	正	義
アジア航測(株)	丸	山	裕	一
三重県 久居土木事務所	水	原	恒	士
日 本 工 営 (株)	宮	田	市	兵 衛
国際協力事業団	八	坂	伝	郎