

ISSN 0386—5878

土木研究所資料 第2951号

土 木 研 究 所 資 料

富士山大沢源頭部崩壊対策調査

平成3年3月

建設省土木研究所

砂防部急傾斜地崩壊研究室

Copyright © 1991 by P.W.R.I.

All rights reserved. No part of this book may be reproduced by any means, nor transmitted, nor translated into a machine language without the written permission of the Director General of P.W.R.I.

この報告書は、土木研究所長の承認を得て刊行したものである。したがって、本報告書の全部又は一部の転載、複製は、土木研究所長の承認を得ずしてこれを行ってはならない。

富士山大沢源頭部崩壊対策調査

急傾斜地崩壊研究室	室長	中村	良光
	主任研究員	西川	純一
		工藤	賢二
		大浦	二郎

要 旨

富士山大沢川源頭部の崩壊、いわゆる大沢崩れについて、現地調査を実施した。源頭部谷壁の崩壊に深く関わる火山砕屑岩をその成因から降下スコリア・アアクリンカー・火砕流堆積物・二次堆積物・火山弾集積層の5つに区分し、地質図を作成した。また、源頭部に刻まれた支谷の崩壊の進行には溶岩・火山砕屑岩の流れ盤、受け盤の構造が関係することを指摘した。

キーワード：富士山、大沢崩れ、斜面崩壊

ま え が き

本報告書は、中部地方建設局富士砂防工事事務所より依頼を受け、調査を実施し、それを取りまとめたものである。

富士山大沢崩れは、富士山西斜面の上部に位置し、厳しい気象条件のもとで激しい侵食作用を受け、これまでに膨大な量の土砂を生産・流失させ、大沢川流域の土砂災害の大きな原因となってきた。昭和43年以降、精力的に続けられてきた下流域の扇状地における砂防対策は、ほぼ概成しつつあり、今後は峡谷部・源頭部の対策が課題となってきた。

今までに、源頭部の侵食状況や崩壊実態については様々な調査が行なわれてきており、崩壊要因や崩壊のメカニズム、プロセス、進行速度などについても知見が集積しつつある。しかし、まだ不明な点も多く、将来的に源頭部での崩壊対策を考えるにあたり、崩壊特性やその進行速度などについて、定量的に把握しておくことが重要である。前報告¹⁾では、既往文献の整理、岩石試験を通じて、溶岩・火山砕屑岩の互層のうち火山砕屑岩の岩石物性が崩壊の進行に関わっている可能性を指摘した。今回は、現地調査を基にして崩壊機構の把握に努めた。

目 次

まえがき

1. 本調査の位置づけ	1
1.1 調査課題と方向性	1
1.2 調査の方針	1
2. 火山砕屑岩層の区分と性質	2
2.1 岩相区分と成因区分	2
2.2 昨年度調査の区分	3
2.3 今年度調査の区分	3
2.4 火山砕屑岩層の区分と性質	3
2.5 それぞれの火山砕屑岩層の侵食に対する評価	6
2.6 溶結降下スコリア層	9
2.7 火山砕屑岩層を区分した地質図	9
3. 溶岩層の崩落	10
3.1 溶岩層中の割目	11
3.1.1 溶岩層中の割目の分類	11
3.1.2 割目の形成機構	12
3.1.3 溶岩流ごとの割目頻度の調査	13
3.2 溶岩のオーバーハング量と崩落の関係	16
3.2.1 溶岩の厚さとオーバーハング限界量の仮説	16
3.2.2 調査	17
4. 源頭部における地山崩壊の機構	20
4.1 溶岩層の傾斜方向と斜面方向の関係	20
4.2 流れ盤と受け盤	21
4.2.1 流れ盤	21
4.2.2 受け盤	21
4.3 現地の地形の解釈	22
4.3.1 沢の方向と溶岩の傾斜方向からの考察	22
4.3.2 実際の地形との対応	23
4.4 侵食フロント	24
5. 岩石試験	25
6. 地盤の性質と崩壊	28
7. まとめと今後の問題	28
参考文献	29

付 図

1. 本調査の位置づけ

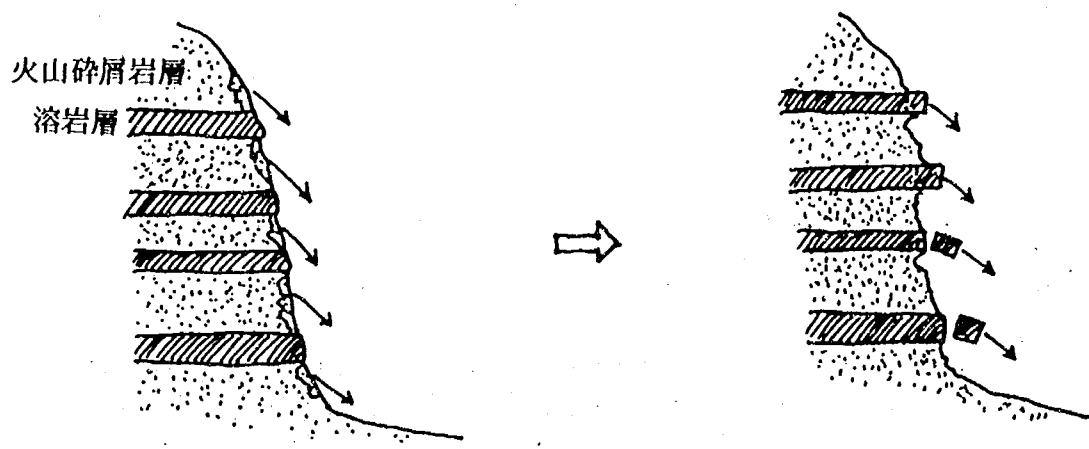
1. 1 調査課題と方向性

富士山大沢川源頭部のいわゆる大沢崩れは、大沢川流域の土砂災害の大きな原因となっている。将来的に源頭部の崩壊対策を考えていくにあたり、崩壊の機構、その進行速度、山地地盤の物性などについて定量的に把握していくことが重要である。

これまでの調査において、定性的な源頭部崩壊機構の概略は以下のように説明されている（図1-1）。

「玄武岩質溶岩と火山砕屑岩層の互層からなる源頭部は、縦断勾配平均33度の急傾斜な谷地形を呈している。火山砕屑岩層は凍結・融解の繰り返しによりルーズになり、雨水の働きによって流出する。その結果、溶岩層がオーバーハング状態となり、その進行とともに自重に耐えきれずに崩落する。以上の反復により崩壊が拡大してゆく。」

このような定性的な把握をふまえ、今後崩壊対策を考えるうえで必要とされる崩壊特性の定量的理解を得るためには、野外調査により定量的データを収集し解析する必要がある。



相対的に軟らかい火山砕屑岩が侵食される

溶岩層がオーバーハングとなり崩落する

図1-1 源頭部崩壊の過程

1. 2 調査の方針

今年度の調査は、崩壊機構の定量的把握を目的として、以下のような項目で実施した。

- (1) 火山砕屑岩層を区分し、源頭部の地質図を作成する。
- (2) 溶岩流ごとの割目の頻度を把握し、層厚との関係を明らかにする。
- (3) 溶岩流の層厚とオーバーハング量を測定し、崩落の限界量を知る。
- (4) 岩石試料を採取し、物性試験を行う。
- (5) 現地で露頭を観察し、崩壊の機構を考察する。

以上の結果を解析し、取りまとめる。これらの過程、今回の結果をフローチャートにまとめると以下のようになる（図1-2）。

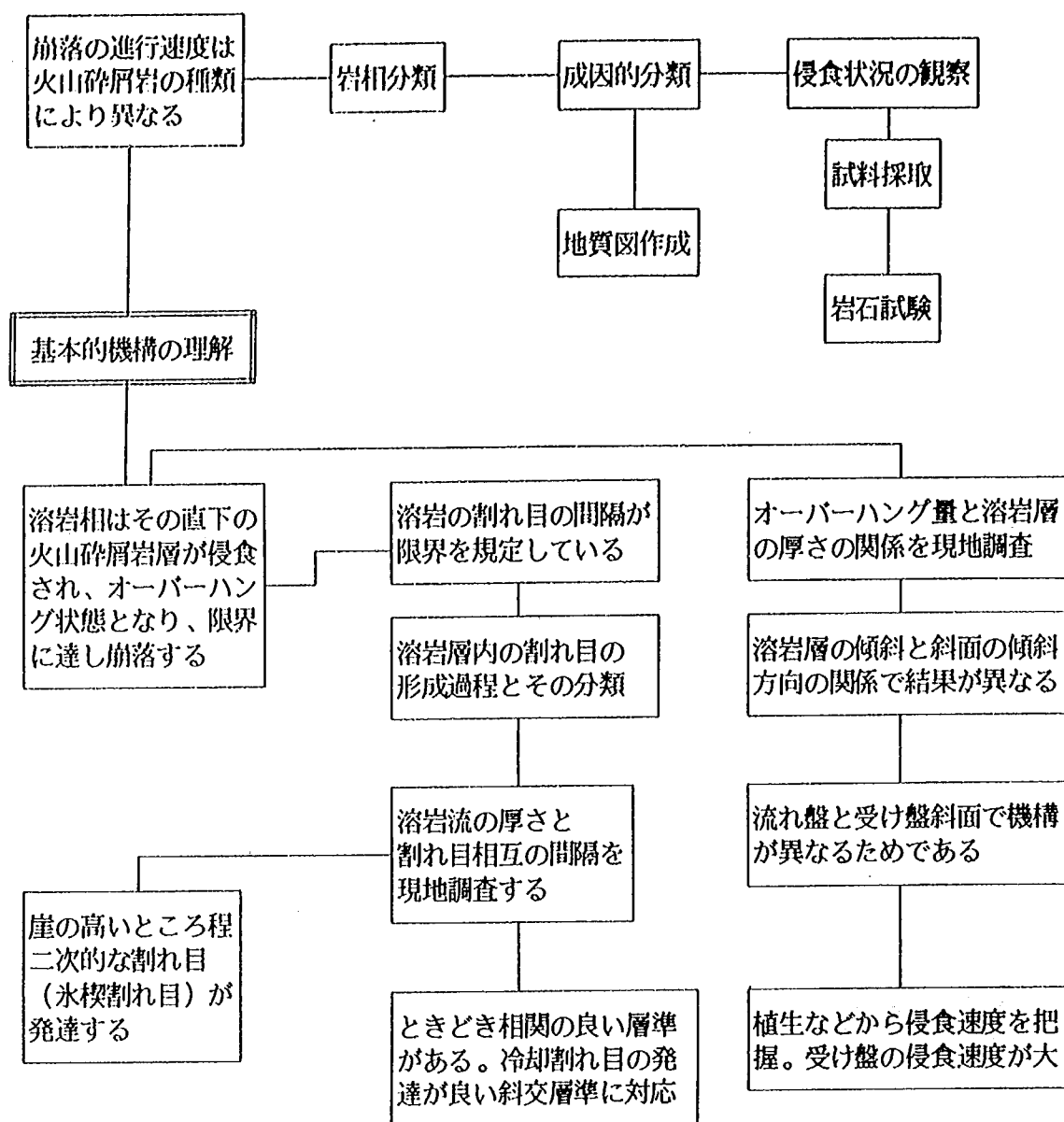


図1-2 調査と解析の流れ

2. 火山碎屑岩層の区分と性質

富士山大沢源頭部において、玄武岩質溶岩流と互層するスコリアなどの火山碎屑岩類を、以下「火山碎屑岩層」と呼ぶ。これは、溶岩以外の火山噴出物全てを含む。

2.1 岩相区分と成因区分

火山碎屑岩層を区分し、その分布範囲を明かにすることは、源頭部地域の崩壊進行予測にとって重要である。

一般的に火山碎屑物の区分には、岩相による区分と成因による区分とがある。岩相区分では、露出していない部分の予測や、層相・層厚変化の予想は困難である。

2.2 昨年度調査の区分

前回の報告¹⁾では火山砕屑岩層を3種類の岩相に区分した(図2-1)。すなわち、(1)スコリア、(2)凝灰角礫岩～火山角礫岩、(3)アア溶岩である。火山砕屑岩層の崩落に対する抵抗力は、岩相に関係することが予想され、岩石試験でも確認されている。

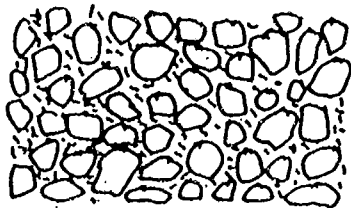
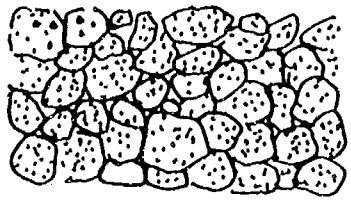
(1)スコリア：本来の意味での岩滓からなるもので、火山灰質部分をあまり含まない。層厚が10mを越すようなスコリア層では、弱く溶結している場合がある。	
(2)凝灰角礫岩～火山角礫岩：火山灰と火山礫の混じりあったもので、火山砕屑岩の分類では凝灰角礫岩～火山礫凝灰岩にあたる。	
(3)アア溶岩：ハワイのアア溶岩層のようにコークス状を示すもので、ごく薄い溶岩層はこのような産状を呈する場合が多い。コークスの礫質部分は膠結している。	

図2-1 昨年度における火山砕屑岩層の岩層区分

2.3 今年度調査の区分

今年度の調査ではこれを、成因の点から見直し以下のように区分にした。すなわち、(1)降下スコリア(狭義のスコリア)、(2)アアクリンカー、(3)火砕流堆積物、(4)二次堆積物、(5)火山弾集積層(スパッター)の5種類である。これらの区分は2.3で述べるような生成過程に基づいて定義されている。

正確な区分のためには、数多くの地点での地層の対比・追跡、それらの厚さ・岩相の変化を考慮した総合的判断が必要である。源頭部付近は落石が続き危険で、容易に露頭に近づけず、岩相を詳しく記載することは困難である。ただし、露出そのものはよいので、遠望して横方向へ追跡したりその変化を把握することは容易である。

2.4 火山砕屑岩層の区分とその性質

以下に、それぞれの定義、識別にあたって基準とした岩相的特徴および一般的な分布の傾向、大沢付近での傾向を述べる。

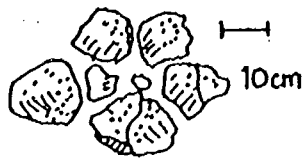
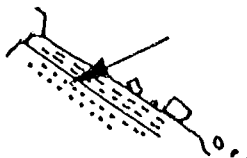
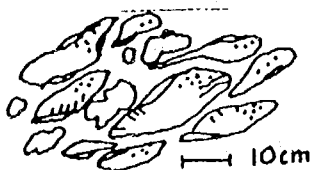
分 類	岩相の特徴	粒子の形態
(1) 降下スコリア		
(2) アアクリンカー		
(3) 火砕流堆積物		
(4) 二次堆積物		
(5) 火山弾集積層(ショットター)		

図2. 2 火山碎屑岩層の成因的区分とその特徴

(1) 降下スコリア

定義：火口から大気中へ噴出されたマグマが発泡しながら急冷し、風下側に降下堆積した黒色ガラス様物質。

狭義のスコリア (scoria) である。

特徴：発泡は非常に良く、色は赤～褐色ないし黒色と様々である。粒径は数mm～数cm程度である。淘汰は良い。粒子の間隙は、泥質の細粒物や砂質スコリアで構成される基質*のこともあるが、直上を溶岩流で覆われたような場合には、基質を欠くことが多い。平行ラミナ(葉理構造)を持つことが多い。細粒のものほど固結度が低く、雨水により容易に流失する。

基質：各種礫岩などの礫間を充填する物質。基質の粒径は礫より小さい。堆積物の透水性は基質のそれによって決定される。「基質を欠く」ということは、礫同士の隙間には何もないということである。

分布：2次元的な層厚分布の特徴は、尾根や谷などの地形によらず火口からの距離と方位によって厚さが規定されることである。火口から噴出されたスコリア層は風に運ばれて、風下側に堆積する。富士山の場合は卓越風向が、西風であるから、山頂の東側に厚く分布するものが多い。

傾向：大沢源頭部は富士山の山頂の西側に位置しているため、風上側にあたり、スコリアには薄いものが多い。ただし、2800年ほど前に山頂火口から噴出された「大沢スコリア」は西側に分布の軸を持ち、大沢川源頭部付近にも露出すると予想される。

（2）アアクリンカー

定義：火口から溢れだし、斜面を下方にあるいは谷の底を流れ落ちたアア溶岩流の直下と直上に伴なわれる角礫状溶岩片の層。溶岩流の流下過程で冷却固結した表面の皮殻が内部の運動に伴ない粉碎され、角礫化したもの。同時に流れた溶岩流との層序関係により、上部クリンカーと下部クリンカーとに分類される。下部クリンカーは、上部クリンカーが溶岩流の進行方向に崩落し、溶岩流の下敷きとなった堆積物である。

特徴：構成する溶岩片の大きさは数cm～数十cmであり、転動しながら運搬されているために礫の角はとれて亜角礫状のものが多い。また、発泡の程度は溶岩流本体よりはよいものの、降下スコリアよりは悪い。粒子同士の間隙は大きく、充填物はないのが普通である。上部クリンカーは、相対的に厚く、黒色を呈することが多い。下部クリンカーは、一般に薄く、赤色を呈することが多い。欠層することもしばしばある。溶岩流との境界部は漸移的なことが多く、溶結ないしは焼結現象を示す場合もある。

分布：溶岩流に伴なって、火口から谷に沿って狭い範囲に連続的にみられる。斜面最大傾斜方向への連続性は良いものの、それと直交する方向への連続性は良くない。

傾向：富士山の溶岩流は、一部を除けばアア溶岩がほとんどである。大沢源頭部付近でも、アア溶岩流の上下に伴なわれるアアクリンカーが多く認められる。

（3）火砕流堆積物

定義：火口から噴出された大量の岩石や火山灰が、大量の空気を含んだ状態で、高速で山腹をかけ下る現象を火砕流という。速度は100km/hに達することがあり、極めて破壊的である。このような過程で堆積したものを火砕流堆積物という。

特徴：礫の粒径は数cm～数mまで含まれる。淘汰が悪く、成層構造は不明瞭、塊状で礫間を埋める基質は細粒で、礫種としては、スコリアなどの固結したマグマの破片の他に、既存の山体を構成する溶岩片を多く含む。水を浸透させにくい傾向がある。

分布：火口から谷に沿って低いところに分布する。溶岩流よりも遠方にまで到達する。

傾向：富士山にはこの種の堆積物はまれであるが、大沢扇状地付近では3枚の火砕流が識別されており、下位より大沢火砕流－1，2，3と呼ばれている。これらの火砕流が源頭部でどの層準に相当するかは、これまで不明であった。今回源頭部で確認されたものは、基質は赤色火山砂が多く、礫種としては灰色の溶岩片が多い。含まれるスコリアの発泡は悪い。このような特徴は大沢扇状地付近で、大沢スコ

リアの上位に認められている大沢火砕流-3とよく似た特徴と言える。

(4) 二次堆積物

定義：崖錐などの二次堆積物を総称して使用する。溶岩の崩落したものや各種火山碎屑岩層の崩落したものを全て含む。一般に崩落したものは円錐形のクレープ性斜面を形成する。

特徴：粒径数cm～数mの大きさの、全体的に淘汰の悪い堆積物で、堆積当初から30度程度の傾斜がある。内部にはこの堆積面と平行なラミナをもつことがあり、その薄層内では粒径は比較的揃って、かつ下方ほど粒径が大きくなる傾向がある。礫の形は角礫が多いが時には亜角礫も含む。溶岩層から崩落した巨礫が含まれることがある。

分布：斜面堆積物として地表を薄く覆うが、すぐにさらに下方に移動し下流に運搬されることが多い。地層として固定されにくい性質を持つが、直上を溶岩流が覆った場合は、その直下に地層として残される。また、最表層の堆積物としても広く分布する。火山碎屑岩層全体に多く挟み込まれている。

傾向：大沢付近では全体的に広く分布する。

(5) 火山弾集積層(スパッター)

定義：火口から直接弾道を描いて飛来した、火山弾あるいは溶岩片(スパッター)が集積した地層。

特徴：粒径は数cm～数m大、平均数十cm程度。完全に固結していない状態で飛来するために、着地のショックで変形していることが多い。堆積時でも高温を保っているため、赤色酸化している場合が多い。火口近くで大量に堆積した場合は火砕丘(スパッターコーン)を形成する。

分布：火口を中心としたある半径内の範囲。火口に近いところほど厚くなる傾向がある。層厚変化が著しい。噴火中に溶岩流が流れ出しているときには溶岩流の上に火山弾が堆積し、載ったまま下流へ運搬されることもある。このような場合は、アアクリンカーとの識別が難しい。

傾向：大沢付近では、山頂部に近い地点に多く露出するほか、左岸側の上部に多く認めらる。

2.5 それぞれの火山碎屑岩層の侵食に対する評価

溶岩層と互層する火山碎屑岩層の侵食に対する抵抗度は、種類により異なる。以下、分類にしたがって侵食による微地形の性質と、その原因について述べる。

(1) 降下スコリア層

5種類の火山碎屑岩層の中では最も脆弱である。一般に、露頭では大きくへこみ、溶岩層をオーバーハングさせていることが多い。

スコリア層の直上に溶岩流が載る場合に、へこみの奥行きは最も深い。このような場合、スコリア層は粒子間隙に何もない状態で保存されるから、水分は容易に浸透する。このような水が凍結と融解を繰り返す事により、速い速度で侵食され崩落に至るものと思われる。

一方、同じスコリア層でも溶岩層に覆われない場合には、スコリア粒子の間隙には、時間の経過に伴ない、

上部から土壌などの泥質細粒物が間隙水とともに浸透沈積して基質が形成される。一旦、スコリア層に基質が形成されると侵食に対する抵抗力は大きくなる。しかし、スコリア層が薄い場合や細粒の場合には、基質が形成されるよりも前に、すなわち堆積直後に、雨水や表流水などに侵食され地層として残ることは少ないと考えられる。

(2) アアクリンカー

5種類の火山碎屑岩層の中では最も侵食に対して強いものの1つで、露頭では溶岩層とともに大きく突き出し、ひさし状の部分構成している。アアクリンカーは溶岩流と同時に堆積したものであるから、溶岩が次々と累積するような場合には、溶岩層と互層する唯一の火山碎屑岩層ということになる。

アアクリンカーは溶岩の破片の集合であるから、細粒分はほとんどなく、破片と破片のすき間には何も無い。すなわち基質を欠くことが普通である。したがって浸透した水分も保持されることなく、最下部まで到達し流れ出すので、凍り付くことは少ない。仮に多少凍り付いても、もともと石垣のように組み合ったものが多少ずれるのみであり、ただちに崩落の引き金になることはない。

堆積速度も速いので、堆積直後に、雨水や表流水などに侵食されることはほとんどないと考えられる。侵食の機構としては、溶岩層と共に足下をすくわれてオーバーハング状態となつての崩落がほとんどであろう。

溶結や焼結をしていない場合、破片同士は特に接続しているわけではなく単に組みあわさっているだけであるから、地表面に広く露出したときには、ぼろぼろと崩れる。このような部分では安息角である35度程度のクリープ性斜面をなすことが多い。

溶岩流に挟まれたり、漸移しているときは溶結や焼結している。この場合、破片同士は物理的に接続しているから、強度はより大きくなる。

(3) 火砕流堆積物

火山碎屑岩層の中では、侵食に対して強いもののひとつである。一般的に構成粒子の淘汰が悪く、基質が細粒である。さらに成層構造は不明瞭であり塊状であるために、水分はあまり浸透しない。また割目もほとんど発達しないため崩落も起こりにくい。直上に溶岩層が堆積している場合でも、もともと基質がしっかり存在するために、空隙が保存されることもなく深くえぐれていない。大沢源頭部では、溶岩層の直下に連続的に堆積している例が認められる。この火砕流には、赤色火山砂や発泡の悪いスコリアからなる基質中に点々と50cmを越えるような礫が点在している。礫種としては、噴出したばかりのマグマの破片の他に、既存の山体を構成する溶岩片を多く含む。

(4) 二次堆積物

火山碎屑岩層の中では、侵食に対する抵抗力が、最も小さいもののひとつである。崩落物が堆積してできるクリープ性斜面の構成物であるから、そもそも一旦侵食されているものがすべてである。転動堆積物であるから、斜面の傾斜と平行なラミナをもち、下方ほど粒径が大きい傾向がある。

溶岩流に覆われた二次堆積物を詳しく観察すると、粒径ごとに別々のラミナを構成している。様々な堆積

物が次々に崩落して斜面上を下方に移動しているときに、その上を溶岩流が覆ったために地層として固定されたものである。その場合でも、溶岩流の直下の一部が赤色酸化を受ける程度であり、強度が増すような物理化学的变化が起きているわけではない。

このように、溶岩層の間に挟まれているときには、細粒物の層があったり、基質もしっかりしていることが多いので、基質のないスコリア層に比べて、ずっと侵食に対する抵抗力は大きいといえよう。

しかしながら、現在の大沢源頭部の枝沢の谷底部にみられるような、二次的斜面堆積物は溶岩流で覆われず、基質もあまり発達していない。すなわち固定された地層ではない。このようなものの侵食に対する抵抗力は、極めて弱い。

(5) 火山弾集積層(スパッター)

火山碎屑岩層の中では、侵食に対して強いものの1つである。火口から直接弾道を描いて飛来した火山弾あるいは溶岩片(スパッター)が集積した地層であるから、一般的に構成粒子の粒径が大きく、淘汰はやや悪い。基質はほとんどないが、粒子は変形や溶結をすることが多いので、隙間はアアクリンカーほど多くはない。成層構造はやや明瞭である。水分をよく浸透させるが、割目はほとんど発達しないから、崩落も起こりにくいと思われる。

表2-2 火山碎屑岩層ごとの侵食抵抗度

	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)
特 徴	スコリア	アアクリンカー	火碎流	2次堆積物	スパッター
露頭における凹凸状況	上部に溶岩層があるときは凹	溶岩層と共に凸部を構成する	やや凹	やや凹	凸部
固結度	低 い	やや高い	高 い	普 通	高 い
強 度	小さい	単体では堅い	普 通	ほぐれる	高 い
水の浸透	よい	極めてよい	わるい	ややよい	ややよい
溶 結	非常に厚い場合に溶結する	溶岩に漸移したり溶結する 焼結もする	しない	しない	よく溶結することがある

2. 6 溶結降下スコリア層

最近の研究で、成層火山体を構成する溶岩流の中に、降下火砕物が溶結して板状となり、一見すると溶岩流に見えるものがあることが明らかとなった。これは溶結凝灰岩の一種であり、火口に近接した地域で、降下したスコリアが高温であるために、再び焼結・溶結して形成されたものである。air fall welding と呼ばれる現象である。

通常の溶岩流は、谷に沿って低いほうへ流れるから、斜面の最大傾斜方向への連続性は良いものの、それと直交する方向への連続性は良くない。ところがこのような溶結降下スコリア層は、地形的に低いところも高いところも同じ厚さで覆う特徴を持つ。また、より火口に近づくと火山弾集積層(スパッター)に、逆に火口から離れると降下スコリア層に移行するから、そのことから識別が可能である。また、溶岩流はその上下にアークリカーを伴うが、降下スコリア溶結層は上下に溶結していないスコリア層を伴う。

今回の分類では、このような溶結した降下スコリア層は、原則として降下スコリア層の区分に含めた。しかしながら、いちじるしく強溶結したものの中には、溶岩流とほとんど区別がつかないため、溶岩流として取り扱った場合もある。

2. 7 火山碎屑岩層を区分した地質図

大沢源頭部の溶岩層と互層する火山碎屑岩層を、現地調査などによって前述のように5区分し、源頭部地域の分布図を作成した(付図)。この中の溶岩流の分布については、昭和46年度の地質調査報告²⁾を一部参考にした。

現地調査は源頭部での晴天確率の高い11月初旬に実施されたが、例年より積雪が早かったため上半部の調査ができなかった。また、現地調査は危険を避けるため、源頭部右岸下流部の標高2200m~2800m付近に限られ、踏査を実施できなかった地点も多い。そのような地点では、現地で望遠撮影した露頭写真を判読した。さらにそれも不可能な地点では、空中写真(1987年8月撮影)を判読し、区分を行なった(図2-3)。

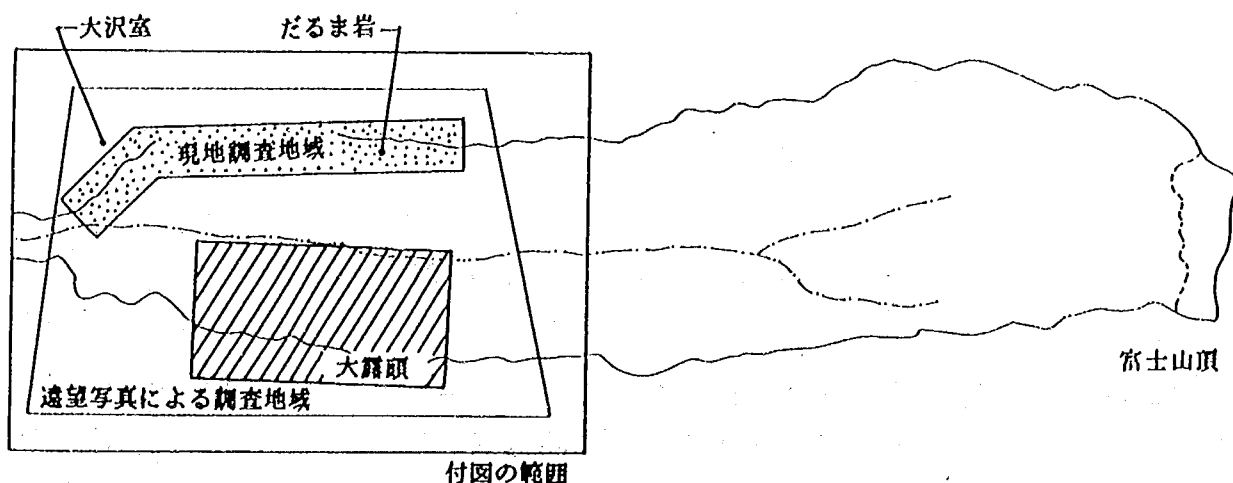


図2-3 源頭部地質図作成方法および範囲

しかしながら、この空中写真を用いた区分は十分ではない。露頭がオーバーハングしている部分では、直下の層がそもそも写らなかつたり、日影で見えない場合がある。また、前述の区分にあたっては、色だけではなくスコリア等の粒子を見きわめることが必要であるが、空中写真にはそれに対して十分な解像度がない。このため、上流部の区分は、十分な資料にもとづいたものではなく、今後の現地調査により変更され得る。

3. 溶岩層の崩落

現地調査の結果を総合すると、溶岩流部分の崩落は、図3-1のような過程を経て行なわれている。すなわち、溶岩流の崩落には、(1)溶岩流のオーバーハング量、(2)溶岩流部分の層厚、(3)溶岩流中の割目の形成状況などが、基本的な要素として効いていることが明らかである。そのほかに(4)溶岩流の傾斜の大小、(5)溶岩流の傾斜方向と斜面の傾斜方向の関係も影響している。

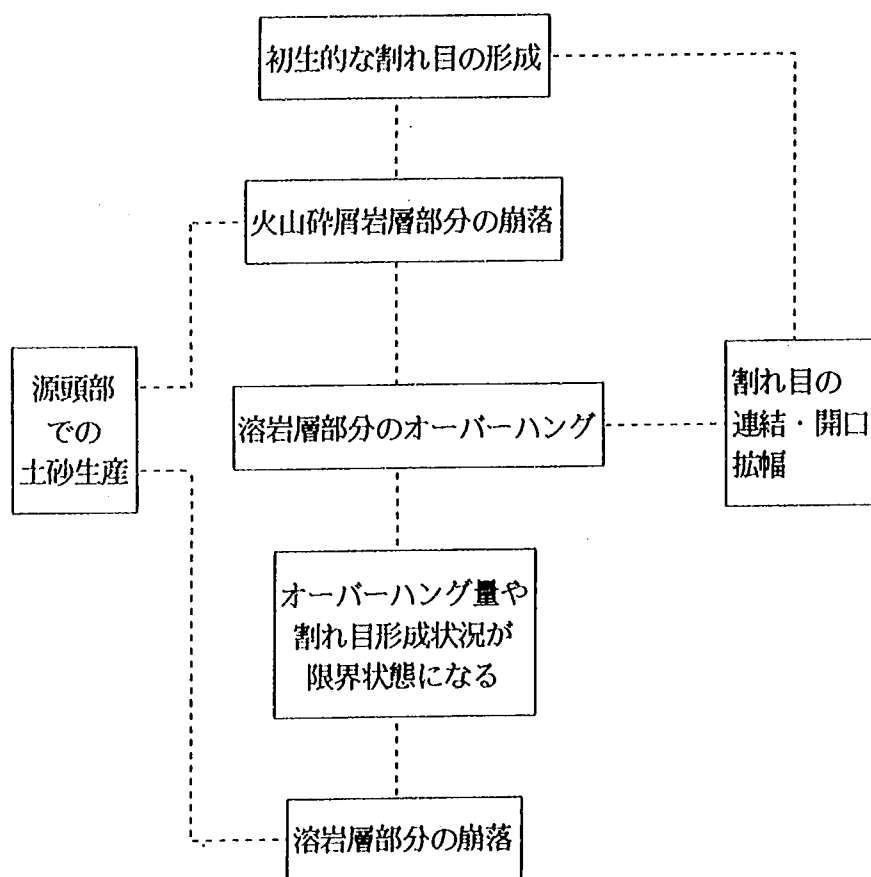


図3-1 源頭部における土砂生産の過程

また今回の調査で、溶岩中の割目形成には初生的な割目が大きく関与していることが明らかとなった。すなわち、初生的な割目をきっかけに、割目の開口・拡幅が進行している(図3-2)。3.1では、溶岩流部分における割目を詳しく検討し、3.2では溶岩層のオーバーハング量について、詳しい検討を加える。

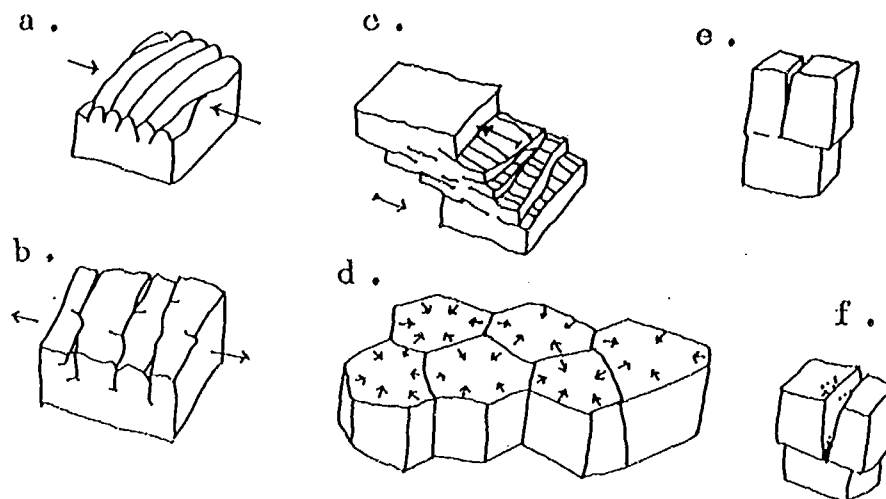


図3-2 溶岩内割目の成因分類とその特徴

3.1 溶岩層中の割目

3.1.1 溶岩層中の割目の分類

大沢源頭部に見られる溶岩流は、主として山頂火口から流れ出し、斜面上を流れ下り、到達したものである。その粘性が低いことと、斜面の傾斜が急であることから層厚は薄いものが多い。そのため、整った柱状節理は発達していない。割目の多くは流下・停止・冷却・侵食・風化の過程で徐々に形成された、様々なタイプの割目の複合されたものである。このような割目は、その性質や形成過程から分類する必要がある。溶岩層の崩落にはこの割目の性質、すなわち、頻度、開口幅、間隔等が非常に重要な影響を与える(図3-3)。以下、形成過程から割目の系統的分類を試みる。

表3-1 溶岩内割目の形成過程から見た分類

溶岩層の割れ目	初生的割目	流下過程	溶岩表面の圧縮性しわ	a
			溶岩表面の展張性割目	b
		固結過程	溶岩内部の雁行性割目	c
			冷却割目・収縮割目	d
	二次的	風化過程	氷くさび割目	e
			砂くさび割目	f

3. 1. 2. 割目の形成機構

(1) 流下過程での割目の形成

a. 高温の未固結の表面を持つ溶岩流が停止すると、後ろから続いて来る溶岩流が追突し、表面に縄状のしわを生じることがある。これは「縄状溶岩」とも呼ばれ、玄武岩質の溶岩流で多く見られる現象で、大沢源頭部の溶岩でもしばしば観察される。このしわは流れ下る方向に対して直交する方向に形成される。時には深い溝を形成することもあり、このような溝は風化過程で割目の形成に影響を与えられられる。

b. やや温度が低下してくると、表面が冷却され殻状の表層部分が生成される。停止直前の段階では、内部はまだ未固結であり、内部のみが下流部へ運動する際に、表面に生ずる展張力によって、上面に縦方向の割目が形成される。時には下面にも形成される。この割目は、溶岩表面から5~10cmくらいの深さまでしか達していない。割目の開き具合も、もともとは1mm前後の小さなものであるが、数は多く、数cmないし数十cmおきに形成されている。

(2) 固結過程での割目の形成

c. さらに温度が低下し、半固結状態になって来ると、後続の溶岩流による追突や、溶岩流の上半部のみでの前進等により、溶岩層内部の下部に、上面や下面とほぼ平行する、低角度の逆断層のような性格を持つ割目が形成される。追突変形等がない場合には形成されない。側面から見ると不連続の雁行状のヘアークラック状のもので、初生的にはほとんど開口していないようで、bより締まった感じである（開口は1mm以下）。

d. 固結停止した直後から急速な冷却過程に入る。地面に熱を奪われるために、溶岩流内部は下部ほど温度が低い状態となる。等温面は溶岩流の底面と平行となり、その面と直交する方向に、収縮割目が形成される。これが冷却に伴って生じる節理であり、柱状節理と呼ばれるものである。この柱の形は4角形から8角形まで様々であるが、溶岩が均一でかつ冷却が静穏に行なわれた場合には、六角形となる。このような節理の間隔は、一般に冷却速度に反比例するから、溶岩流の厚さとは正の相関関係を示す。いいかえれば、冷却による割目の間隔は、溶岩流が厚いものほど広くなるということになる。

(3) 風化過程での割目の形成

e. これまで述べた、様々なタイプの初生的な割目には、降雨時の雨や上層部からの滴下水などが滲み込んでいる。通常時にはそれほど問題はないが、冬期になると屋間に滲み込んだ水が夜間の冷却によって氷となって、“氷くさび”の働きをなし、割目を押し広げる。このようなことが繰り返されて、割目はしだいに深部にまでおよび（図3-3、(3)や(4)）、開口状況もさらに促進されていくようである。

f. 氷くさびによって拡大した割目の内部に、表層部の砂等が落ち込むことにより、割目が充填されることがある。このことはくさびが太く厚くなったのと同等の効果をもたらすから、割目の拡大速度はさらに増加する。

このような現象の繰り返しにより、図3-3に示すように縦方向と横方向の割目が連結し、さらに大きな割目へと進行していく。縦方向と横方向の割目が連結されて開口が進展すると、崩落しやすい、素地ができることになる。

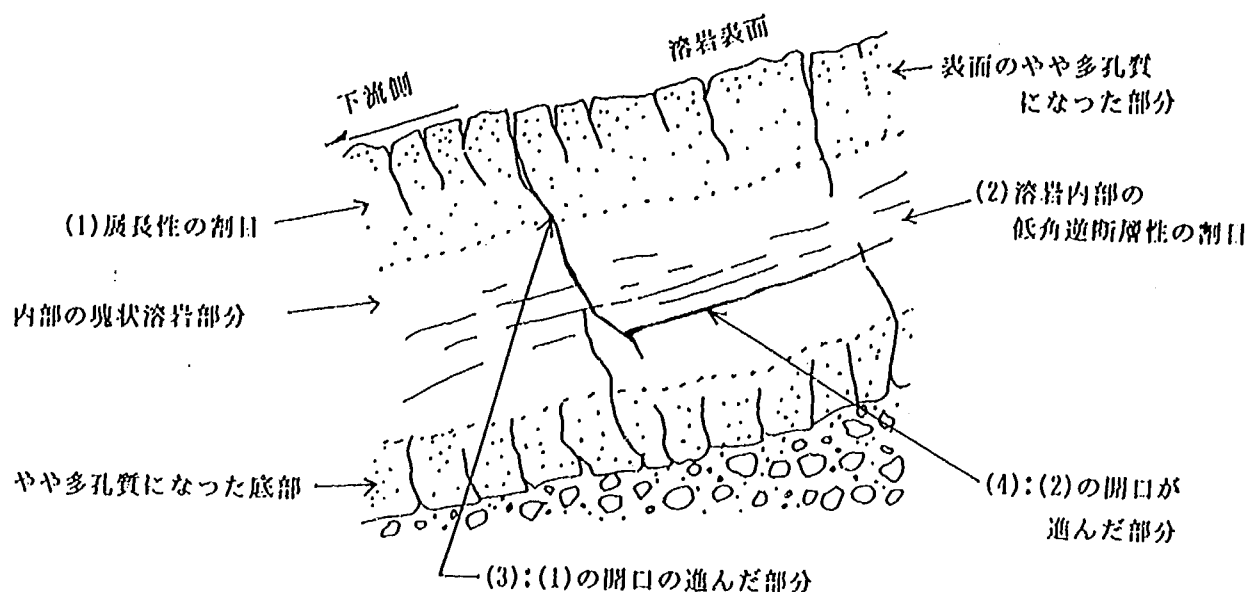


図3-3 溶岩流に初生的に形成された2つのタイプの割目

3. 1. 3 溶岩ごとの割目頻度の調査

このような割目が実際の露頭では、どのような間隔・頻度で生成されているのか、あるいは溶岩流の厚さとの関係を確認するために調査を実施した。調査地点としてはできるだけ大きな、現在崩落の進行しつつある露頭を選び、以下に述べるような方法で実施した。

(1) 調査方法

まず、大沢6合目付近右岸 (LOC.2) より、左岸6合目の比高差150m幅400mの露頭を200mm望遠レンズで撮影した。測定はこの写真をもとに行なった。

- (1) 写真を20枚はり合わせた集成写真をトレースし、スケッチを作成する。
- (2) スケッチ上で溶岩流の厚さと割目間隔をmm単位で実測する。
- (3) 撮影位置からの距離をスケッチ上に等値線で記入する。
- (4) 3つの測定値を読み取り、一覧表を作成する。
- (5) 補正計算で溶岩の真の厚さと割目の間隔を求める。

ここでいう「割目」とは、写真上で明瞭に確認できたものに限った。おそらくその主体は、初生的な冷却割目および、二次的に形成された氷くさび割目と考えられる。作成したスケッチを図3-4に示す。

(2) 結果

a. 一覧表

写真に撮影された溶岩流のうち、18枚の溶岩流について一覧表を作成した。項目はスケッチ上で測定した厚さと割目間隔の値、および露頭までの距離による補正計算をした後の、厚さと割目間隔値が順に示してある (巻末資料1)。スケッチに示したように、各溶岩流には番号を付した。最も上位のものが1で、下位

層に向かって1つずつ大きい番号がつけてあり、最下部の溶岩流の番号は18である。写真上で枝別れしたり、消失するもの、測定個数の少ないものには、番号を付けていない。

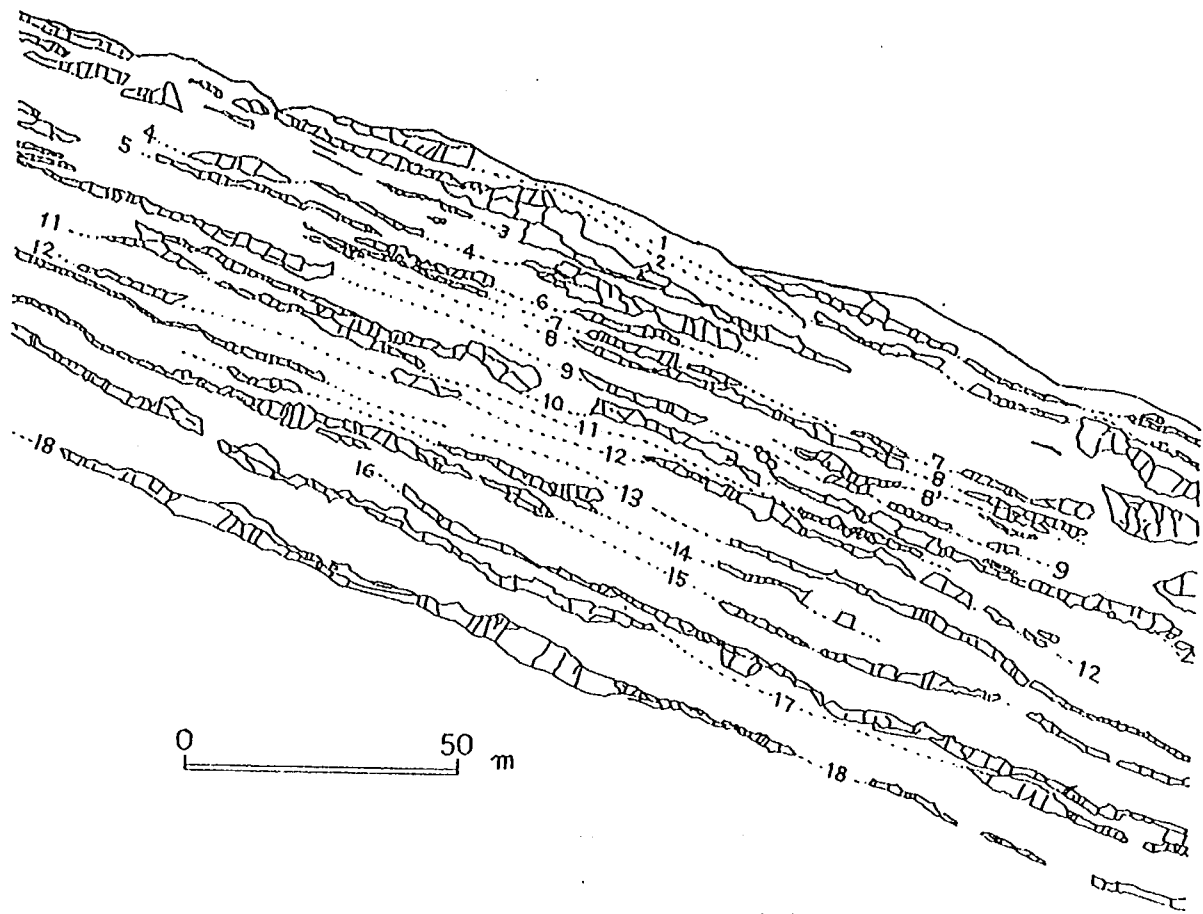


図3-4 地上モザイク写真から作成した露頭スケッチ

b. 散布図

それぞれの溶岩流ごとに18枚の散布図を作成した(巻末資料2)。横軸は溶岩流の厚さ(単位cm)の対数であり、縦軸は溶岩流の割目の間隔(単位cm)の対数である。また、対数に変換した後の値で相関係数を計算し、図の右側に示した。サンプル数が溶岩流ごとに異なるので、相関係数の単純な比較はできない。測定個数に対応する99%と95%の信頼区間を示す相関係数の値も図の右側に示した。これら値より相関係数が大きければ、その確率で有意であることになる。

c. 相関係数の溶岩流ごとの変化

図3-5は、18枚の溶岩流の大局的な変化傾向を見るために、横軸にそれぞれの溶岩の相関係数の値を取り、露頭と同じように積み重ねた図である。全体的には相関係数は小さいものが多く、99%以上の確率の有意さで正の相関をしめしたものは4枚であった。相関係数の低い溶岩流に注目すると、より高い位置の溶岩流ほど、相関係数が低くなる傾向が認められる。すべてのデータ($n=790$)での相関係数は $r=0.24$ である(図3-6)。

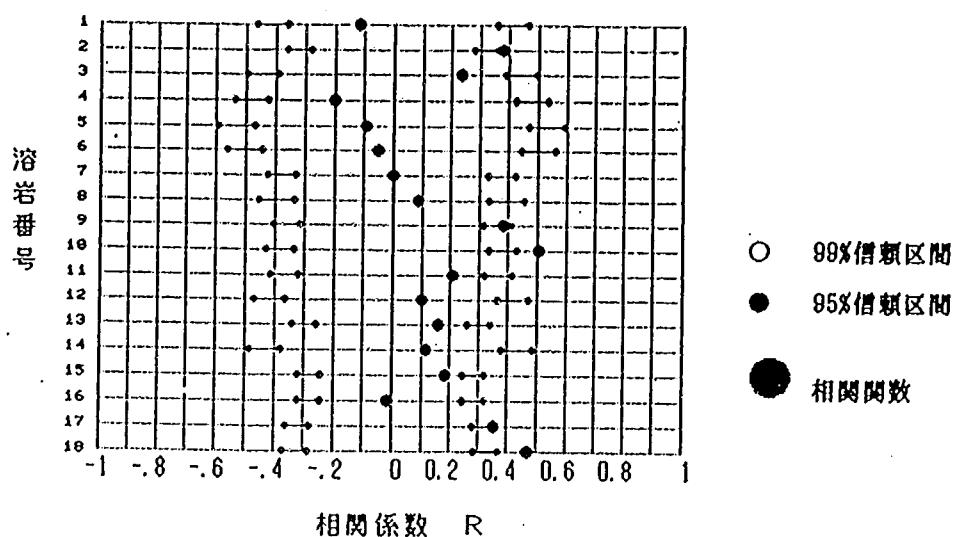


図3-5 溶岩流ごとの相関係数値の比較

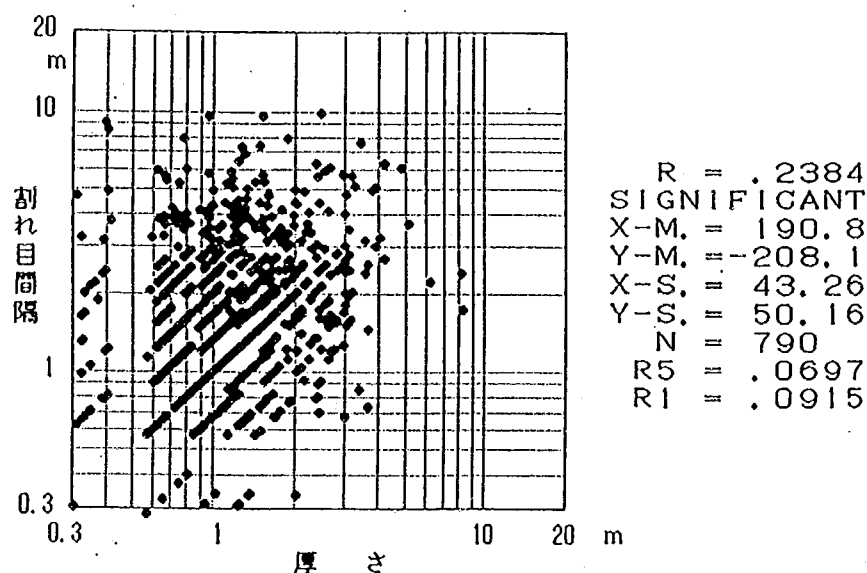


図3-6 溶岩流の厚さと割目間隔の関係 (全プロット)

d. 相関係数の解釈

相関係数の値は、2次的な割目の発達程度を示すと考えられる。なぜならば、もし割目がほとんど冷却割目であるならば、3. 1. 2 dに述べたように、高い正の相関を示すはずである。また逆に、もし2次的な割目がほとんどであるならば、溶岩の厚さとは無関係であるから、低い相関係数となるはずである。

図3-5に示した結果をみると、いくつかの高いピークを除けば（これについては後述）、高い位置の（番号の小さな）溶岩流ほど、相関係数の値が小さくなる傾向が認められる。これは、谷底から離れるにしたがい位置エネルギーが大きくなり、溶岩層を破壊するためのエネルギーも大きくなること、斜面傾斜も上方ほど急になること、氷くさびを形成するための水分の供給も上方ほど増加すること、位置の高いところほど気温が低くなること、風当りも高いところほど強いこと等々の理由により、2次的な割目がより発達するためと考えられる。

また、いくつかの層準(2, 10, 17, 18)では、高い正の相関を示す。一例として溶岩流18の場合を図3-7に示す。これらの溶岩層を露頭で観察すると、他の溶岩流と比較して連続性・規模が大きく、規則的な節理が発達している。十分に冷却されていた地表を、溶岩流が一気に流れて覆いつくし、急冷され、節理が形成されたと考えられる。このことは同時に、割目の入らない部分を緻密にするから、2次的な割目はより形成されにくくなる。他の溶岩層より崩壊に対して強い可能性がある。なお、スケッチの範囲外において、10番の溶岩層が下位の地層を大きく削りこんで堆積していることが確認された。このお中道付近の左岸側でも侵食に対する抵抗性が大きく、張り出していた。

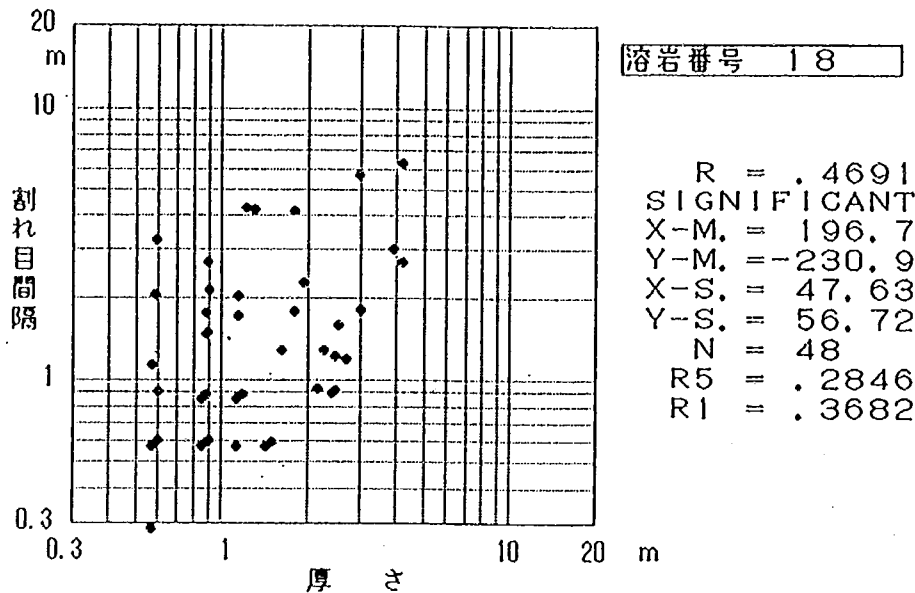


図3-7 高い正の相関を示す溶岩流の例

e. 溶結降下スコリア層の場合

大沢源頭部のより山頂に近い上流部の露頭では、広い範囲で厚さがほとんど変化しない溶岩流(?)が、多数認められる。この場合に、厚さと割れ目間隔の相関関係についての議論はむずかしい。これは2.5で述べた溶結降下スコリア層である可能性が高い。このような薄く連続する溶岩層は、地点4においても確認されている。

3.2 溶岩のオーバーハング量と崩落の関係

3.2.1 溶岩の厚さとオーバーハング限界量の仮説

溶岩層中に割目の形成がすすみ、しかも直下のスコリア層も侵食されオーバーハング状態となったときに、崩落が起きる。つまり、オーバーハングが進んでも、割目が少ない溶岩であると崩れにくい、逆にオーバーハングがそれほど進行していなくとも、割目の形成が進むと、崩落し易くなる。

3.1で明らかとなったように、溶岩層中の割目には、厚いものほど割目の間隔が広くなるという性質がある。したがって、溶岩層がオーバーハング状態になったときには、厚い溶岩層ほど崩落しにくいと予想される(図3-8)。

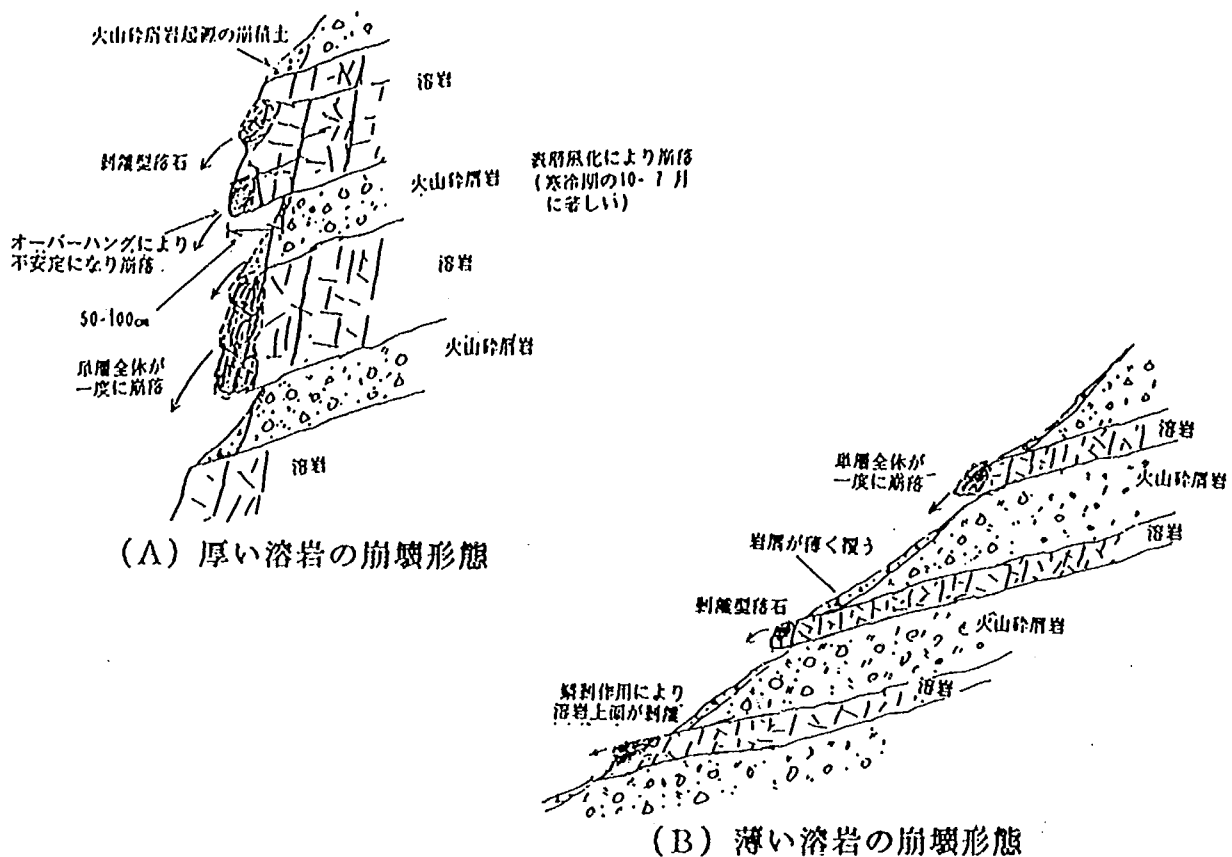


図3-8 溶岩層の崩落モデル¹⁾

3.2.2 調査

(1) 方法

3.2.1の作業仮説を検討するためには、ある溶岩の一定の厚さに対するオーバーハングの限界量を求める必要がある。そこで、溶岩流の厚さとオーバーハング量を多数測定し、散布図を作成して、溶岩層の厚さとオーバーハング限界量の関係を検討した。

大沢源頭部右岸の標高2,000mから2,600mの範囲で、溶岩流の傾斜や方向は変化せず、溶岩流の厚さのみが変化している地点を選び、11地点で測定を実施した(付図に位置をLoc.番号で示した)。

測定項目は、(1)斜面の傾斜方向、(2)斜面の傾斜、(3)溶岩流の厚さ、(4)溶岩流の傾斜、(5)溶岩流のオーバーハング量、(6)溶岩流直下のオーバーハング部分の高さである。各地点ごとに1枚の溶岩流とその直下のスコリア層の組み合わせについて、できるだけオーバーハングの大きいものを選びそれぞれ約5カ所ずつ測定した。

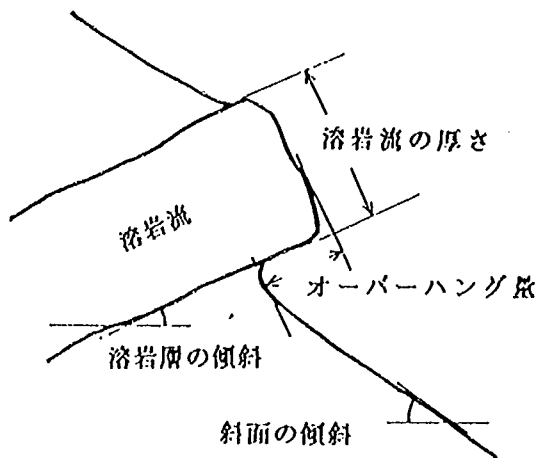


図3-9 溶岩流の厚さとオーバーハング量

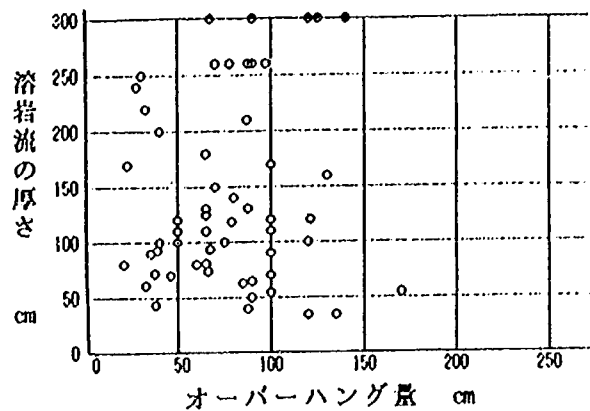


図3-10 溶岩流の厚さとオーバーハング量の関係
(全ての値をプロットしたもの)

(2) 結果

地点ごとに横軸にオーバーハング量、縦軸に溶岩流の厚さをとった図を作成した。プロットされた点があるところは、崩落していないのであるから、これら点群を含む範囲が安定領域で、点の分布する範囲の限界を連ねた線が崩落の開始点と考えられる。すなわち、3・2・1の予想が正しければ、この線は右上がりとならなければならない。

すべての地点の調査結果を図3-10に示す。この図では、厚さと関連して系統的に変化する傾向は認められない。これは、正の相関を示すものと負の相関を示すものとが混在しているためと考えられる。

巻末資料3に各地点ごとの散布図を示す。これらの図と、各地点の溶岩流の露出条件を詳しく比較した。その結果、負の相関を示すのは、溶岩流の傾斜方向と斜面の傾斜方向がほぼ同じ向きのいわゆる流れ盤の場合に限られることが明らかとなった。逆に、受け盤の場合はほぼ作業仮説通り、正の相関を示すことも確認された。そこで以下の節では、流れ盤と受け盤の2つの場合に分けて、考察を加える。

(3) まとめと考察

まず、受け盤地域のプロット結果を示す(図3-11)。これは地点1,2,6,7の結果を同時に示したものである。この図では、点群の右の限界が右上がりの直線をなすことが明瞭である。溶岩流の厚いものほど、オーバーハングに対する抵抗力が大きいことがわかる。このような結果は、ほぼ作業仮説通りである。

次に、流れ盤地域でのプロット結果を示す(図3-12、13)。これはそれぞれ、地点3,4,5と地点9を示したものである。これらの図では、点群の右の限界が、逆に右下がりの直線をなすことが明瞭である。このことから溶岩流の厚いものほど、オーバーハングに対する抵抗力が小さいことがわかる。

これ以外の地域については、それぞれの地点における測定数が少ないために傾向が読み取れない場合と、溶岩の傾斜と斜面の傾斜方向がほぼ直交しているために傾向がはっきりしなかった場合がある。

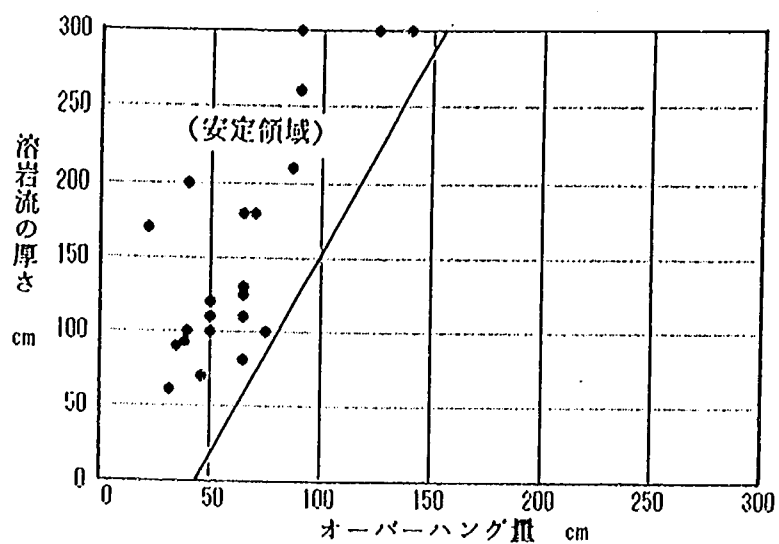


図3-1-1 溶岩層の厚さとオーバーハング量の関係（受け盤地域）

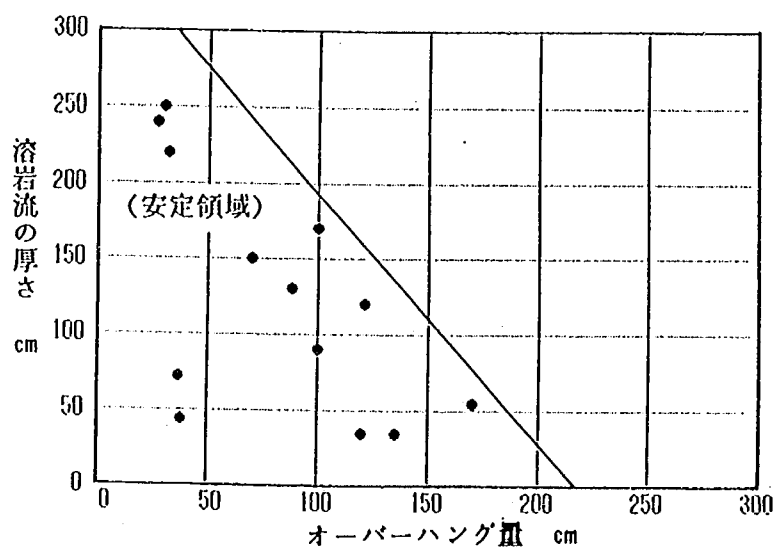


図3-1-2 溶岩層の厚さとオーバーハング量の関係（流れ盤地域1）

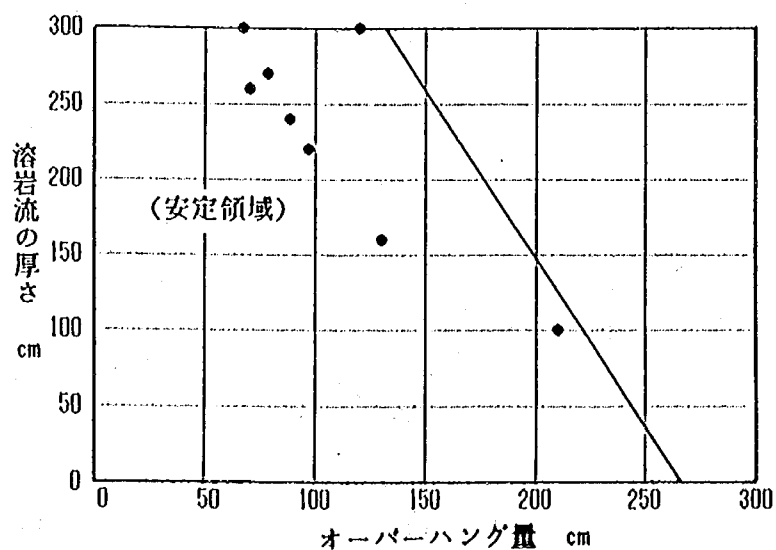


図3-1-3 溶岩層の厚さとオーバーハング量の関係（流れ盤地域2）

4. 源頭部における地山崩壊の機構

3. 2の調査の結果、受け盤地域と流れ盤地域では、溶岩流の厚さと崩壊に対する抵抗性の関係が、全く逆となることが明かとなった。そこで本章では、この点に関して、さらに検討を加える。

4. 1 溶岩層の傾斜方向と斜面方向の関係

溶岩流のなす面と斜面の幾何学的関係について整理する。問題を単純にするために、溶岩と斜面の走向は平行とし、斜面傾斜を一定として溶岩の傾斜のみを変えた場合を考える。そうすると、図4-1のように6通りの場合がありうる。

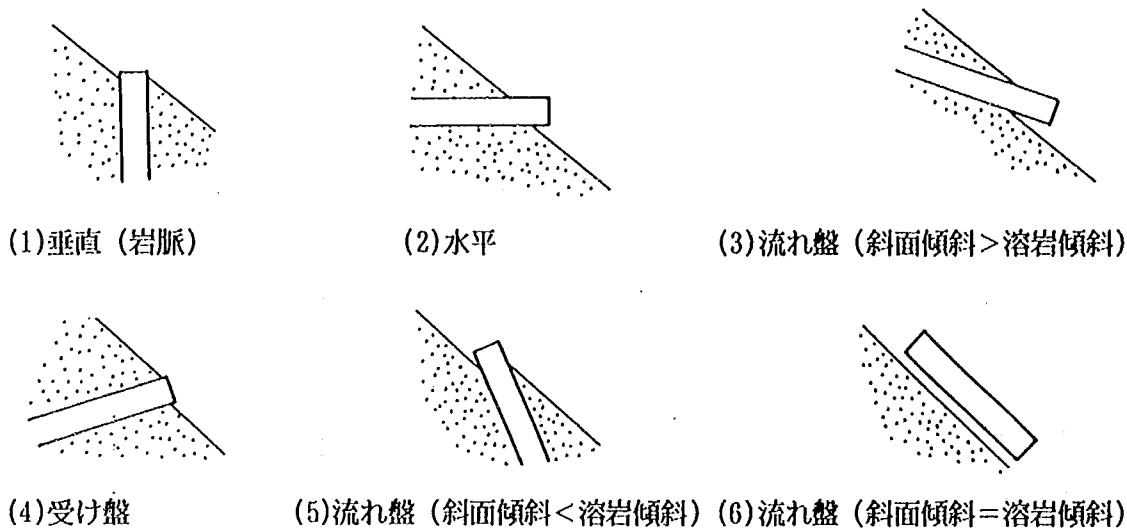


図4-1 斜面上の溶岩流の傾斜の違いによる地形分類

本来はこれらのケースごとに、層厚の増加が安定側に働くか不安定側に働くかを検討すべきであろうが、ここでは代表的な(4)と(6)についてのみ、4. 2で検討を加える。

これらの図では溶岩流の走向方向が斜面の走向方向と平行である場合を前提としているが、実際にはそういうケースはむしろ少ない。大沢源頭部2,500m付近では溶岩流が一定の面構造を成し、それが侵食されて谷斜面が形成されているから、両者がほぼ直交する 경우가むしろ多い。そのため、谷斜面の方位の微妙な違いにより、流れ盤的となったり、受け盤的となったりする(図4-2)。

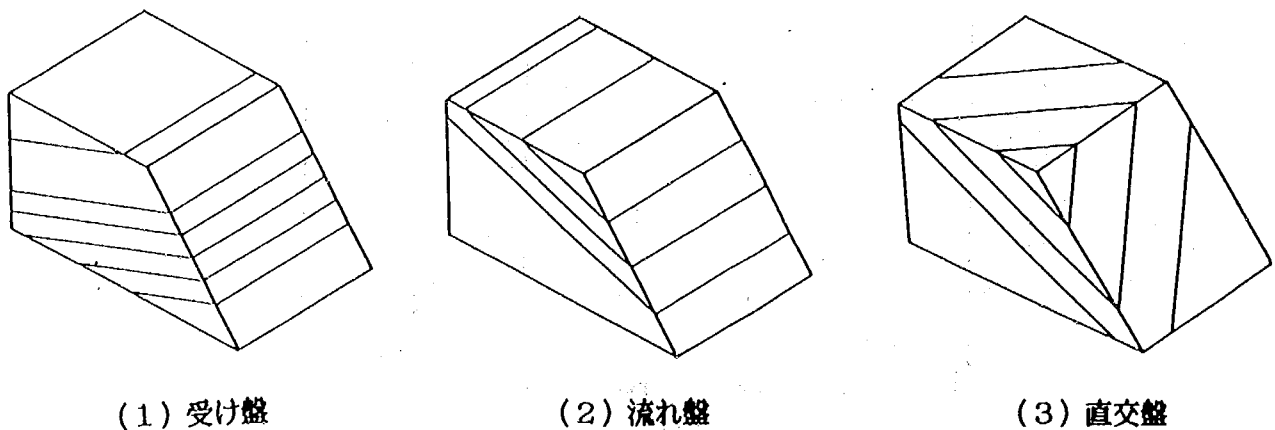


図4-2 斜面傾斜方向と溶岩層傾斜方向による斜面の分類

4.2 流れ盤と受け盤

ここでは、割目間隔が一定で、厚さが異なる溶岩流の斜面上での安定性について考える。割目の間隔が一定ということは、厚さの異なる同一の底面積をもつブロックについて検討することである。

4.2.1 流れ盤

流れ盤の場合、割目間隔が同じであるならば、薄い溶岩流と厚い溶岩流では厚い方が不安定となる（図4-3a）。ただし、実際には3.2.1で明かとなったように、割目間隔は実際にはより厚い溶岩流のほうが、広くなる傾向にある。このため、割目が少なくかつ厚い溶岩流は、割目が多くかつ薄い溶岩流より安定となりやすい。このような性質から、「流れ盤地域に存在する厚い溶岩流は、割目間隔の広いときは安定であるが、新たな割目の形成により、割目の間隔が狭くなると、急に不安定となり崩落する」と考えられる。このことにより「だるま岩」のような、塔状の溶岩が点在することも理解できる（図4-3b）。

また、流れ盤地域は地下水の浸透が起りにくいために、氷くさび現象などによる新たな割目の形成もゆっくりしたものと思われる。したがって、侵食速度も小さく、斜面への植生の進入も容易である。

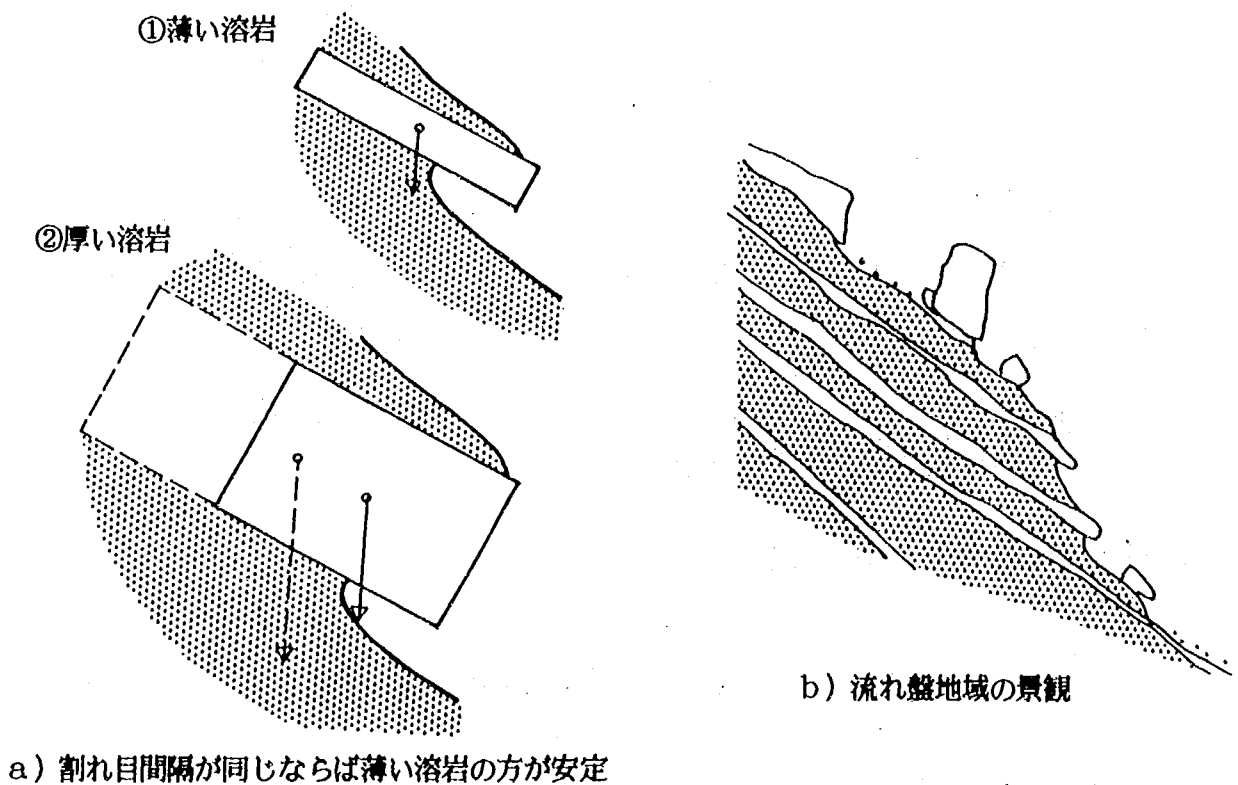


図4-3 流れ盤斜面の安定性とその地形

4.2.2 受け盤

受け盤の場合、割目間隔が同じであるならば、薄い溶岩流と厚い溶岩流では厚い溶岩流のほうが安定となる（図4-4a）。この場合、割目間隔の変化を考慮に入れても、厚い溶岩の重心はさらに山側へ移動するから、安定な方向へ変化する。したがって、この傾向は強調されることはあっても逆は起こりえない。従って、受け盤地域では、「割目の多い薄い溶岩流の崩落が次々と続く。厚い溶岩流ほど崩壊しにくいために、

斜面には多くの厚い溶岩流が露出するから、受け盤側の斜面はより急傾斜となる」と考えられる。また、斜面の下方には、薄い溶岩層が次々と崩落することによって、二次堆積物の斜面が形成される（図4-4b）。

また、受け盤地域では雨水の浸透が進行するから、氷くさび現象も起こりやすく、割目の拡大速度は大きいと考えられる。したがって、斜面への植生の進入は困難と予想される。

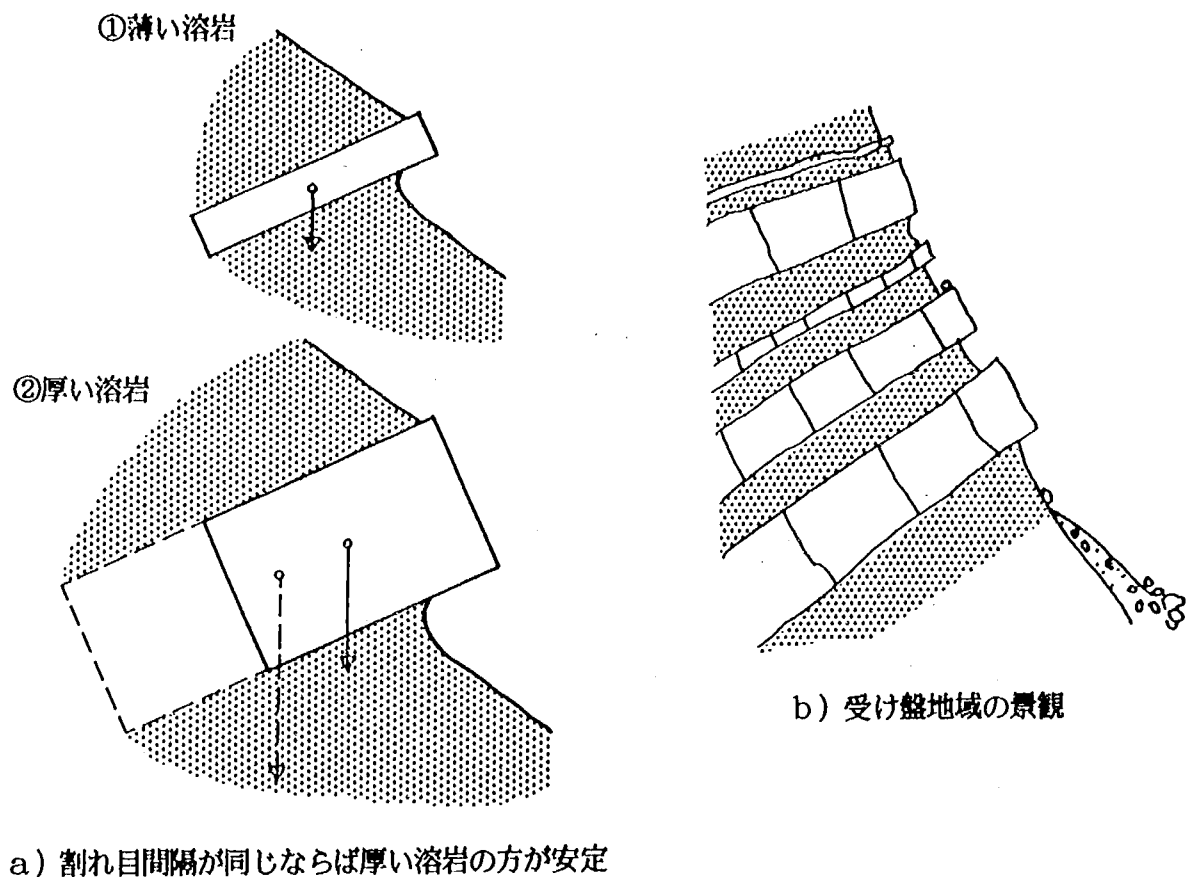


図4-4 受け盤斜面の安定性とその地形

4.3 現在の地形の解釈

4.3.1 沢の方向と溶岩の傾斜方向からの考察

大沢源頭部の主谷は、東から西へむかって下っており、また多くの溶岩流もその方向に最大傾斜の面を持っている。このため谷壁には、谷底とほぼ平行に溶岩流が露出している。ところが、大沢の支谷はこの本谷の斜面に対して斜めに入り込んでいるから、支谷の右岸と左岸で溶岩流の斜面に対する傾斜は、全く異なる結果となる。すなわち、大沢本谷左岸側の支谷群を例に取れば、支谷の右岸は流れ盤であり、左岸は受け盤となる（図4-5）。

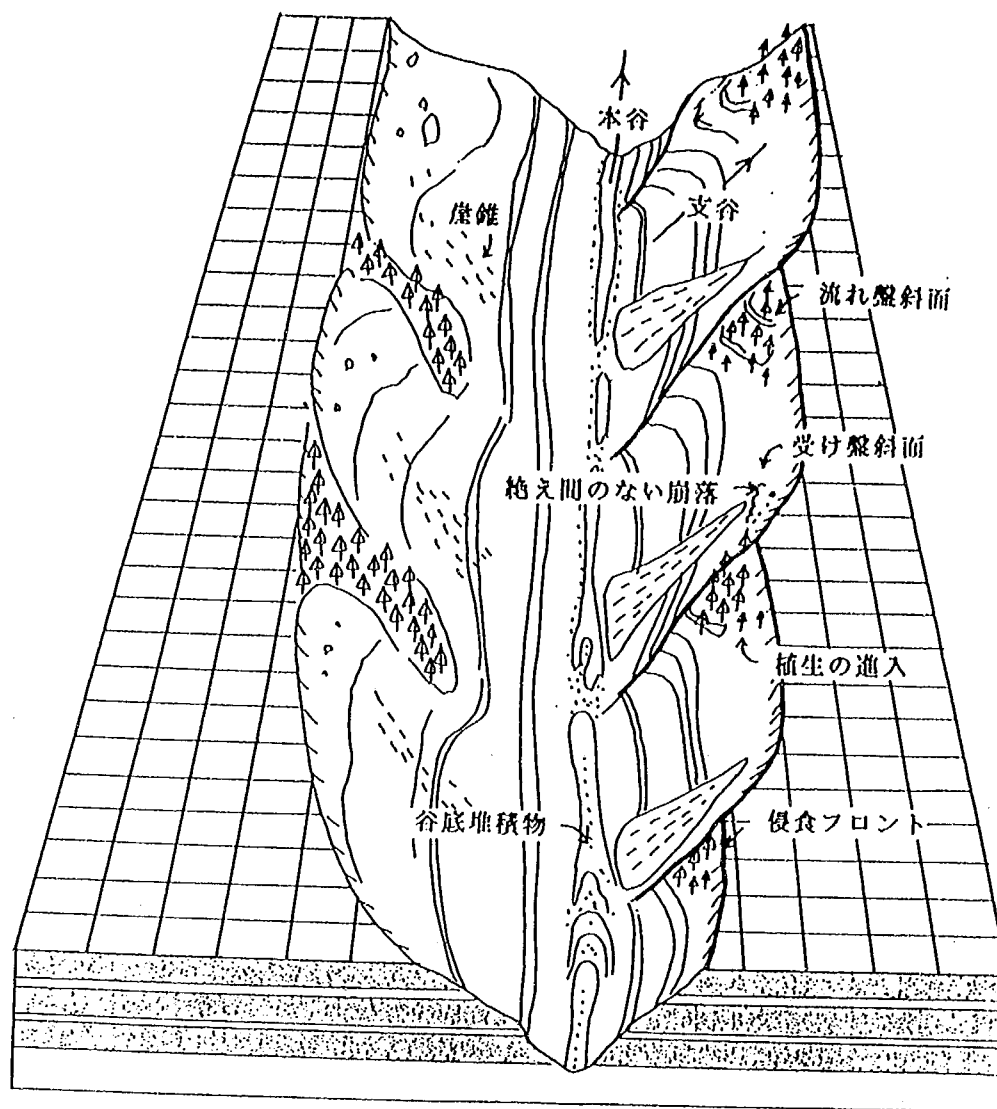


図4-5 谷の方向と溶岩流の露出条件の関係

4.3.2 実際の地形との対応

前述したように、受け盤と流れ盤の性質の違いを理解して標高2,500m付近の左岸側の露頭を観察、解釈する。ここでは、平行して累重する溶岩流と火山碎屑岩層の互層が観察されるが、この一様に見える斜面は、実際は流れ盤斜面と受け盤の斜面とが交互に繰り返している。激しく崩落を繰り返しているところは受け盤地域に限られ、流れ盤地域では逆に盛んに植生が進入していることが観察される(図4-6)。

支谷左岸側の受け盤地域では溶岩やスコリアが大きく露出し、傾斜は45度を越えることも多く、最上部ではオーバーハングすることさえある。安定である厚い溶岩も、時間とともに氷くさびによる割目が次々と形成され、細くなり崩落の進行が早められるためと考えられる。さらにこの地域は、日射のほとんどない北側斜面でもあり、気象条件からみても植生が着きにくい点も、上述の崩落を加速する材料となろう。

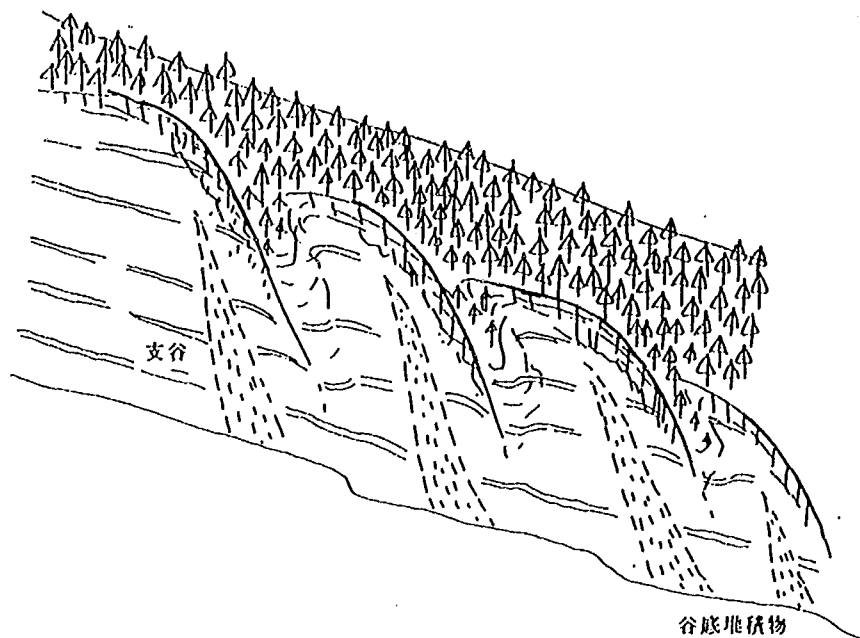


図4-6 交互に露出する受け盤斜面と流れ盤斜面

4.4 侵食フロント

先に述べたように、大沢源頭部標高2,500m付近の左岸側の急傾斜地崩壊は、北東斜面すなわち受け盤側斜面に選択的に生じている。このようなほとんど垂直の部分での崩壊は連鎖的に進行するから、より低いところから高い地点へ波及する。これらを連ねた線を仮に侵食フロントと呼ぶこととする。

経年変化の記録がない場合でも、斜面の後退あるいは侵食速度は、表4-1に示したような植生回復状況などの観察により推定が可能である。

支谷の中の植生回復状況を比較すると、同一高度では、より東側ほど成長している。言い換えれば、流れ盤斜面と受け盤側斜面の境界である尾根の位置が、侵食の進行とともに、下流側へ移動しているといえる。いいかえれば侵食フロントが下流側へ移動しているという言い方もできる。

大沢源頭部最下流に位置する「お中道」は昭和47年より通行止めとなっているが、これも集中豪雨を引き金とした侵食フロントの下流への進行によるものであろう。

表4-1 各種指標から知られる侵食速度

指 標	小 ← 侵食速度 → 大
植 生 の 回 復	○
新しい崖錐の位置	○
溶岩の割目の新鮮さ	○
苔の付着度合	○
崩落中の崖の位置	○
落下した白骨状樹木の位置	○

5. 岩石試験

2. 3で述べた区分に従い、火山碎屑岩層、溶岩試料を15カ所で採取した。位置は付図1に示すと共に、表5-1に一覧表で示した。

表5-1 採取試料一覧表

1 Ta891102- 1	Loc. 6 スコリア	粒径2-3mmの角の取れた赤色スコリアで、 基質は凝灰質で植物の根も含む
2 Ok891102- 2	Loc. 7 スコリア	黒色で大きく分けて直径2~3cmのものと 粒径1mm以下のものに分けられる
3 Im891102- 3	Loc. 6 溶岩	溶岩内には横方向につぶれ扁平となった 気泡があり雁行している
4 Tc891102- 4	Loc.14 アア溶岩のうちの塊状部	気泡を多く含み、しかも扁平である
5 Tc891102- 5	Loc. 9 溶結したクリンカー	
6 Tc891102- 6	Loc.10 溶岩の塊状部	
7 Tc891103- 7	Loc. 1 溶岩の底部	
8 Tc891103- 8	Loc. 1 溶結したクリンカー	斜長石を含む黒色のクリンカー
9 Kw891103- 9	Loc.11 溶結したクリンカー	斜長石を含み、斜方輝石斑晶が入る
10 Ok891103-10	Loc.12 溶岩の塊状部	
11 Tc891103-11	Loc.13 溶結したクリンカー	
12 Tc891104-12	Loc.15 火砕流堆積物	赤色、淘汰不良
13 Tc891104-13	Loc.15 クリンカー	赤色、淘汰良、火山礫、火山砂を含む
14 Tc891104-14	Loc. 7 溶岩の塊状部	
15 Tc891104-15	Loc. 7 溶岩の塊状部	

これらの試料について、見かけ比重、一軸圧縮強度試験、超音波伝播速度、吸水率および有効間隙率の測定を行ったが、供試体作成の不可能な4試料（スコリア、火砕流堆積物、クリンカーの一部）については、

吸水率および有効間隙率の測定と点載荷試験を実施した。

試験方法は、通常の方法に従った。一軸圧縮試験には採取試料よりコア抜きした径5cm、長さ10cmの供試体を用い、載荷は応力制御で、ストレインゲージにより縦ひずみを測定した。表5-2に結果を示す。

表5-2 岩石試験結果一覧表

試料番号		Im891102-3	Im891102-4	Tc891102-5	Tc891102-6	Tc891103-7	Tc891103-8
み か け 比 重	自然状態	2.67	2.16	2.38	2.53	2.31	2.48
	湿潤状態	2.72	2.21	2.47	2.60	2.36	2.54
	乾燥状態	2.66	2.14	2.37	2.53	2.20	2.47
吸 水 率 (%)		2.13	3.06	4.22	2.79	7.24	2.82
有効間隙率(%)		5.68	6.57	10.00	7.05	15.95	6.97
含 水 比 (%)		0.19	0.68	0.63	0.24	4.72	0.57
一軸圧縮強度 (Kgf/cm ²)		809	516	609	1103	1013	958
静 ャンク・率 (Kgf/cm ²)		2.01×10^5	1.13×10^5	1.43×10^5	1.95×10^5	1.95×10^5	1.79×10^5
超 音 波 伝 播 速 度	Vp(Km/sec)	2.76	2.83	3.64	2.64	2.88	2.62
	Vs(Km/sec)	1.22	1.34	1.68	1.41	1.56	1.51
	動ヤンク・率 (Kgf/cm ²)	1.13×10^5	1.02×10^5	1.87×10^5	1.35×10^5	1.67×10^5	1.44×10^5
	動ポアソン比	0.38	0.36	0.36	0.30	0.29	0.25

試料番号		Kw891103-9	Ok891103-10	Tc891103-11	Tc891104-14	Tc891104-15
み か け 比 重	自然状態	2.34	2.79	2.36	2.62	2.58
	湿潤状態	2.39	2.82	2.45	2.66	2.62
	乾燥状態	2.24	2.79	2.35	2.61	2.57
吸 水 率 (%)		6.61	0.89	4.13	1.95	1.81
有効間隙率(%)		14.79	2.48	9.70	5.07	4.66
含 水 比 (%)		4.54	0.09	0.69	0.30	0.21
一軸圧縮強度 (Kgf/cm ²)		1336	2614	852	938	1336
静 ャンク・率 (Kgf/cm ²)		2.90×10^5	3.61×10^5	3.13×10^5	2.08×10^5	2.15×10^5
超 音 波 伝 播 速 度	Vp(Km/sec)	4.47	3.57	4.04	3.60	3.85
	Vs(Km/sec)	2.89	2.21	1.96	1.81	1.84
	動ヤンク・率 (Kgf/cm ²)	5.30×10^5	3.32×10^5	2.49×10^5	2.31×10^5	2.46×10^5
	動ポアソン比	0.14	0.19	0.35	0.33	0.35

試料番号		Ta891102-1	Ok891102-2	Tc891104-12	Tc891104-13
み か け 比 重	自然状態	2.03	2.10	2.04	2.28
	湿潤状態	2.15	2.21	2.17	2.38
	乾燥状態	2.01	2.07	2.03	2.27
吸 水 率 (%)		6.59	7.01	6.61	4.67
有効間隙率(%)		13.26	14.49	13.43	10.61
含 水 比 (%)		1.08	1.45	0.51	0.30
点载荷 Is(50) 強度(Kgf/cm ²)		1.82~ 10.96	2.78~ 4.78	1.12~ 6.34	5.57~ 8.56

コア抜き供試体作成の不可能な試料については不定形塊を用いて、点载荷試験を行った。点载荷試験は、供試体の両側2点に载荷させて供試体破壊させる試験であるが、結果については、供試体の形状による補正を必要とする。ここではこの補正を次のように行った。まず、無修正点载荷強度をIsを次式により求めた。 $Is=P/De$ (P:最大荷重(Kgf), De:等価コア径(cm), $De^2=4A/\pi$ (A:両载荷点を含む試料断面のうち、最小面積))。次にD=5cmのコアを用いた場合の点载荷強度に次のように変換した。

$Is(50)=F \cdot Is$, $F=(De/50)^{0.45}$ (ここではDeの単位をmmでとる)。

測定した試料は、溶岩層に属するものが数多く(11試料)、火山砕屑岩層は4試料と限られた。溶岩層に属する試料は、溶岩の塊状部、溶結したクリンカーであり、これらは一軸圧縮強度500Kgf/cm²

以上の値を示す。このうち、アア溶岩の塊状部は516Kgf/cm²であるのに対し、溶結したクリンカーは609~1,336Kgf/cm²、溶岩の塊状部は809~2,614Kgf/cm²と大きい。溶岩の塊状部と溶結したクリンカーとでは、前者の一軸圧縮強度がやや大きい傾向がある。一軸圧縮強度がやや小さいアア溶岩の塊状部は、自然状態のみかけ比重も2.16と小さい。一方、溶岩の塊状部のそれは2.31-2.79(平均2.58)、溶結したクリンカーは2.34-2.48(平均2.39)と一軸圧縮強度の違いに応じた差を示している。

試験をした火山砕屑岩は、スコリア、火砕流堆積物、クリンカーでいずれも礫状部分である。いずれも、自然状態におけるみかけ比重は2.03-2.28と小さく、点载荷強度はいずれもほぼ10Kgf/cm²以下と小さい。

6. 地盤の性質と崩壊

富士山大沢源頭部の地盤を見ると、少なくとも次のような特異性に留意する必要がある。

- 1) 玄武岩の溶岩層と火山砕屑岩層との互層からなる地盤である。このことは、圧縮強度やせん断強度などの点で、「コンクリート」と「未固結砂」ほどの違いがあること、すなわち、地盤としての不均一性が極めて大きいことを示している。従って、土木構造物の基礎地盤として掘削を計画する場合、基盤となる溶岩流がどの深さにあるかの正確な把握が大切になってくる。
- 2) 溶岩流の厚さは数10cmのものから10m近いものまで多様であるし、同一溶岩流でも、場所によって厚さが変化する。上記のように溶岩流の部分は本質的には「岩石」地盤として位置づけられるが、溶岩流の厚さが数10cmのものは、基礎地盤にはなり得ない。つまり、上に建設する構造物の規模によって、基礎地盤として信頼できる溶岩流の厚さは違ってくる。
- 3) 大沢の火山砕屑岩類にも今回明らかになったように、(1)降下スコリア(狭義のスコリア)、(2)アアクリンカー、(3)火砕流堆積物、(4)二次堆積物、(5)火山弾集積層(スパッター)などと、いろいろのタイプがあり、火山砕屑岩のタイプによって地盤としての力学性・物理性が著しく違ってくる。特に、アアクリンカーのように半固結状態のものと、本来のスコリアのように未固結のものとの差異は大きい。また、この部分だけの性質だけでなく、上下にくる溶岩流との組み合わせで考えた場合にも、このようなタイプの違いが地盤の性質に著しく影響してくる。
- 4) 大沢源頭部の崩壊については、次のような多数の要因が関係している。(1)スコリア層の厚さや透水性の大小。(2)溶岩層の傾斜方向と斜面の傾斜方向から決まる流れ盤・受け盤の違い。(3)溶岩層中の割目の頻度や間隔と厚さとの関係。(4)斜面の方位や傾斜角あるいは高度。(5)日照、植生、降水量や凍結融解の頻度。(6)侵食の基準としての谷底部の下刻、すなわち滝の後退。このうち、地盤の性質としてみた場合、(2)の流れ盤と受け盤の違いが最も大きく影響しているようである。
- 5) 源頭部が標高2,500~3,776mという高標高にあることからくる特異性—特に間隙水の凍結融解の影響が大きい。

大沢源頭部の崩壊は、以上のような諸点を念頭において、対応していくことが大切である。

7. まとめと今後の問題

今年度の現地調査の結果およびその解析の結果、大沢源頭部崩壊のメカニズムについての一定の知見が得られた。以下、項目ごとにそのまとめと今後の課題を述べる。

(1) 火山砕屑岩層を成因的に区分し、源頭部地域の分布図を作成した。露頭に近づけないことや、空中写真判読も困難な状況から、現状では層序区分図に近い内容である。さらに正確な図を作成するためには、全域の露頭の水平あるいは斜め方向からの観察が必要である。

(2) 溶岩層中の割目を、形成過程から分類し考察を加えた。溶岩流の流下・固化・冷却・風化の各過程を通じて、様々な割目が形成されかつ拡大する。そして、相互に連結することによりブロック化が進行し、ついには崩落に至る。今後、さらに観察を積み重ね、機構解明を深める必要がある。

(3) 溶岩流の厚さと割目間隔を測定し、その相関について検討した。谷底に近い点から尾根にかけて、全

体的に相関係数は小さくなる傾向を示す。これは、尾根に近いほど、谷底からの比高が増すほど、二次的な割目の割り合いが高くなるためと考えられる。

また、全体的傾向とは別に、高い相関係数を示す溶岩層がいくつかみられる。これは、冷却節理がよく発達しているためである。

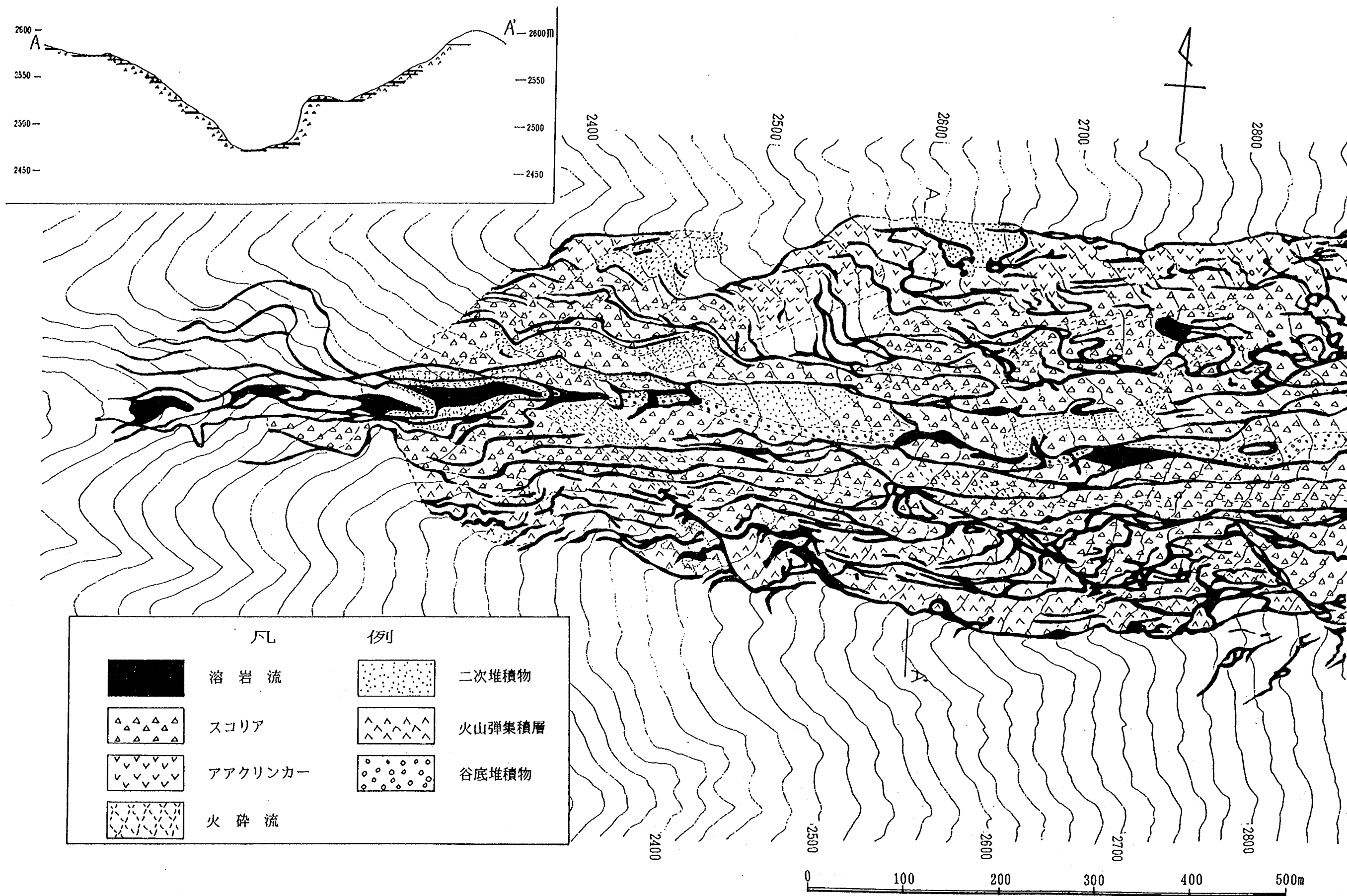
(4) 溶岩層の崩落は、オーバーハングの限界点に達して起こるとの考えに基づき、オーバーハングの源界量と厚さとの関係について調査を行なった。

その結果、流れ盤のところと受け盤のところとは、全く逆の傾向を持つことが明かとなった。すなわち、流れ盤のところでは、厚い溶岩の方が不安定であり、受け盤のところでは、薄い溶岩の方が不安定となる。これは、これまで指摘されていなかったことであり、大沢源頭部の崩壊機構やそれに基づいて形成された各種地形を理解する上で、新しい観点である。今後、この仮説をさらに検討するには、源頭部地域に分布する溶岩流の走向傾斜および厚さを、精密に測定する必要がある。

(5) 植生の破壊状況や、二次堆積の堆積地点を詳しく観察することにより、侵食速度の大きい箇所を抽出することが可能である。実際に崩落している地点を経年変化から明かにする方法と較べて、精度は劣るが、崩壊の進行の概略をすばやく把握できる方法と思われる。先に述べた流れ盤・受け盤斜面の区分と合せて「侵食フロント」の位置を明らかにするのに有効である。

参 考 文 献

- 1) 建設省土木研究所急傾斜地崩壊研究室：富士山大沢源頭部崩壊機構調査報告，土木研究所資料第2831号，PP.30，1990年
- 2) 建設省富士砂防工事事務所：富士山源頭部地表地質調査，建設省富士砂防工事事務所，1972年



付図 源頭部岩相区分図・断面図

富士山大沢源頭部崩壊対策調査

I S S N 0386—5878
土木研究資料第2951号
平成 3 年 3 月(1991)

中村良光 西川純一
工藤賢二 大浦二郎

要 旨

富士山大沢川源頭部の崩壊、いわゆる大沢崩れについて、現地調査を実施した。源頭部谷壁の崩壊に深く関わる火山砕屑岩をその成因から降下スコリア・アアクリンカー・火砕流堆積物・二次堆積物・火山弾集積層の5つに区分し、地質図を作成した。また、源頭部に刻まれた支谷の崩壊の進行には溶岩・火山砕屑岩の流れ盤、受け盤の構造が関係することを指摘した。

キーワード：富士山、大沢崩れ、斜面崩壊

郵便はがき

41円切手
をはって
下さい。

3 0 5 - □ □

茨城県つくば市大字旭一番地
建設省土木研究所
砂防部急傾斜地崩壊研究室 行

No. _____

土研資料第2951号

No. _____

配布先氏名

配布先住所



土木研究所資料第2951号 部

上記のとおり受領しました。

所 属 (住所)

氏名



土木研究所資料第2951号