

土木研究所資料

富士山大沢源頭部崩壊機構調査報告

平成2年3月

建設省土木研究所

急傾斜地崩壊研究室

Copyright ©(1990) 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機構調査報告

急傾斜地崩壊研究室 室 長 吉 松 弘 行
主任研究員 西 川 純 一
工 藤 賢 二

要 旨

富士山大沢源頭部の崩壊、いわゆる大沢崩れについて、これまでの調査をまとめ、源頭部の地形、地質、崩壊機構を整理した。源頭部の谷壁を構成する溶岩・火山碎屑岩互層のうち、火山碎屑岩の凝灰角礫岩～火山角礫岩・スコリア・アア溶岩の3区分が岩石物性と対応し、崩壊の進行速度と関わることを指摘した。

キーワード：富士山，大沢崩れ，斜面崩壊，岩石試験

目 次

1. はじめに	1
2. 富士山の概要	2
3. 大沢源頭部の地質	4
4. 大沢の地形発達	9
5. 大沢の崩れの機構	11
5.1 これまでの研究	11
5.2 地上写真判読	14
5.3 気象要因	20
6. 土质地質的岩分類	20
6.1 火山砕屑岩層の分類	20
6.2 岩石試験	23
7. 崩壊形態と侵食速度	25
8. 崩壊危険度予測図	27
9. まとめと今後の方向	28

1. はじめに

本報告書は、土木研究所急傾斜地崩壊研究室が中部地方建設局富士砂防工事事務所より依頼を受け、調査を実施したものを取りまとめたものである。

富士山の大沢崩れは、富士山西側斜面上部大沢源頭部において、激しい侵食作用の結果、膨大な土砂を生産流出させ、大沢下流地域の土砂災害の原因となってきたものである。この20年間、下流の扇状地における砂防事業が大いに進捗し、今後は峡谷部、次いで源頭部の対策工事が課題となっている。

これまで源頭部における斜面崩壊の機構については、定性的には知られているが、まだ不明な点もあり、将来的に源頭部の崩壊対策を考えるにあたり、崩壊特性やその進行速度について定量的に把握しておくことが必要である。以上に鑑み、今回は、既往文献の整理、岩石試験を通してこれらの考察を図るものである。なお、調査は現在も継続中であり、残された問題は今後報告する予定である。

2. 富士山の概要

日本の象徴として世界的に名高い富士山は、静岡・山梨県境に位置する成層火山である。剣ヶ峰三角点の標高は3,775.6mで、わが国の最高峰である。

富士火山の研究は平林(1898)¹¹⁾にはじまり、石原(1925)²¹⁾、神原(1929)³¹⁾のあと、津屋の一連の研究(1938a, 1938b, 1940a, 1940b, 1943, 1951, 1955, 1962, 1968, 1971)^{41)~131)}がある。津屋の一連の研究によれば、富士火山は小御岳火山噴出物、古富士火山噴出物、新富士火山噴出物の3つの時期の噴出物が積み重なった構造となっている。

これは、富士山北側の中腹に著しく凸状になっている小御岳が、地形的にも構造的にも、新しい富士山の山体に全く調和せず、集塊質泥流に代表される古い部分(古富士火山)と基底溶岩噴出にはじまって有史時代までに形成された新しい部分(新富士火山)に分けられるということから区分されたものである(津屋, 1971)¹³¹⁾。

小御岳火山は、富士山体北斜面の標高2,300m付近に山頂部が表れており、山体のほとんどが覆い隠された状態になっている。これらは安山岩質溶岩、集塊岩、火山礫、シルトなどの互層からなる。活動時期は、数十万~十数万年前と考えられている。

古富士火山は、小御岳火山の活動が終了した後、侵食期をはさんで噴火活動がはじまり、その噴出物が小御岳火山を広く覆って形成されたものである。古富士火山の噴出物は、火山泥流堆積物・砂・火山角礫岩・火砕流堆積物などが多く、溶岩流は少ない。火砕流や溶岩は玄武岩質である。火砕流、泥流堆積物の埋もれ木の¹⁴C年代から、活動時期は16,500~21,400年前と推定されている。

古富士火山の活動の後、小御岳・古富士火山の両火山体を覆って、中心火口から四方に玄武岩質溶岩を流出して成長したのが新富士火山である。噴出物は山体上部で厚く、下部でうすい。山頂火口、西斜面の大沢、南東山腹の宝永火口などの壁に新富士火山の溶岩などの断面がみられる(この項、植村・山田編, 1988¹⁴⁾)より一部引用)。

これらの地質状況は図-1、2に示される。本報告の課題である大沢崩れは、新富士火山の溶岩などの噴出物において発生しているものである。

新富士火山についての最近の研究に宮地(1988)¹⁶¹⁾がある。この研究では、テフラの層序を調べ、既往の研究と¹⁴C年代、考古年代に基づき編年を行い、新富士火山の噴出物の噴出時期を決定し、その活動史を明らかにしている。それによると、以下ようになる。

11000~8000年前：山頂火口および側火口から極めて多量の溶岩が流出する。

8000~4500年前：山頂火口から小規模なテフラが間欠的に噴出する。

4500~3000年前：山頂火口および側火山群から大規模な溶岩と小規模なテフラが噴出する。

3000~2000年前：主として山頂火口から大規模なプリニー式噴火のテフラが頻繁に噴出し、少
火砕流と溶岩がこれに伴う。

243年前：山頂近傍の側火口から大規模なプリニー式噴火のデフラが噴出する。

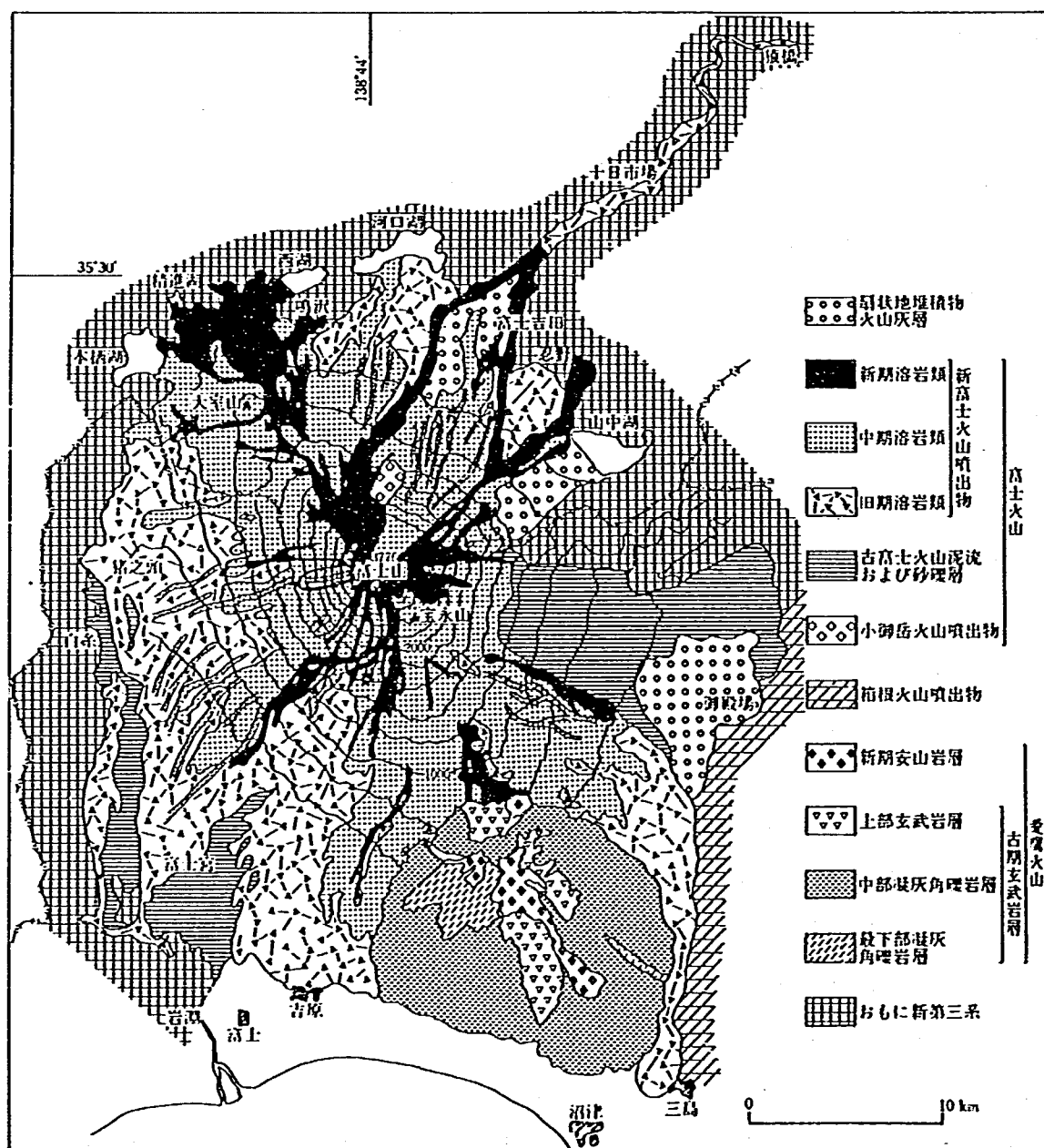


図-1 富士山の地質概略図(植村・山田編, 1988¹⁴⁾より引用。原図は津屋, 1968¹²⁾、沢村, 1955¹⁵⁾)

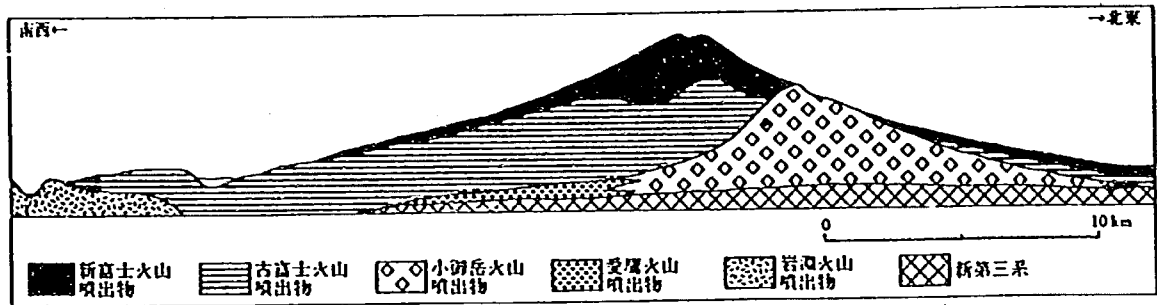


図-2 富士山の模式的断面図（植村・山田編,1988より引用。原図は津屋,1968）

3. 大沢源頭部の地質

富士山腹には御中道と呼ばれる五合目付近を周回するルートがある。大沢では標高2,200mのこの御中道を境に上流側を源頭部、大流側を峡谷部といている。大沢崩れはこの源頭部の崩壊状況を指している。源頭部は平面延長距離で2,300m、標高差1,500m、谷幅は最大500m、谷底と両岸の縁とは100～150m程度の標高差があり、両岸の側壁には新富士火山の噴出物の層序がみられる。

大沢の地質について、津屋（1959¹⁷⁾、1960¹⁸⁾、1961¹⁹⁾）は、山頂から山麓まで図-3に示すように、4つに区分して特徴を記載している。このうち源頭部は、この第4区に相当し、図-4に示す地質断面で構成される。

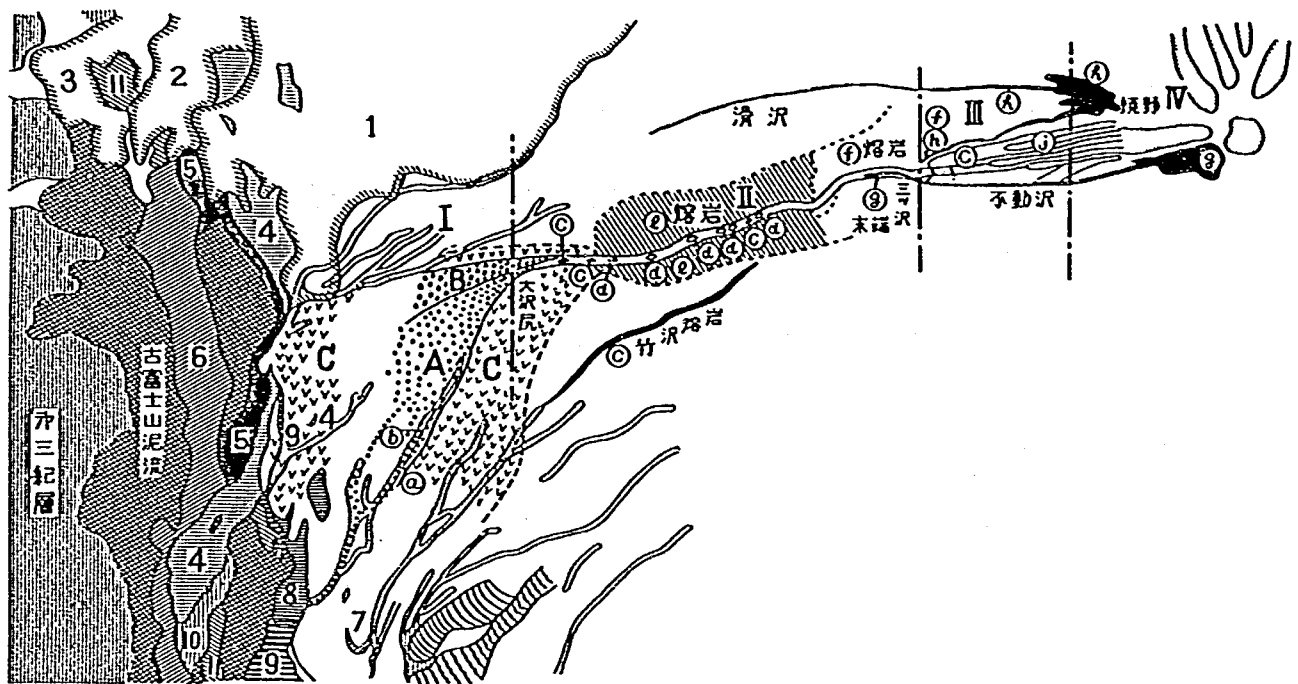
その後、建設省により源頭部の詳細な地質図（図-5）づくりが行われ（建設省富士砂防工事事務所, 1972²⁰⁾）、層序が整理されている（表-1）。源頭部に分布するのは溶岩および火山碎屑岩であるが、それらが流れた方向、構造、岩質等により、いくつかのユニット、サブユニットに分けられている。分布の多くを占める大沢溶岩流の噴出年代は明らかにされていない。宮地（1988）において大沢一帯に分布する大沢火砕流-3（Osf1-3）の14C年代が2490±70yrB.P.と測定されており、大沢溶岩流もこれに近い時代のものと推定されよう。大沢溶岩流の上位にくるとされる大久保溶岩流は、Ⅰ、Ⅱ、Ⅲと区分されている。大久保溶岩流Ⅲの上位にⅡが分布するが、これらは大久保溶岩流Ⅲと直接に境を接していないので上下関係が分布標高よりの推定である。大久保溶岩流Ⅲは大沢溶岩の上位にあるが、大沢溶岩の構造に斜交して、下位ほど上流側に傾斜し、上位になると下流側に傾斜している。

これらの上位に、順に富士山頂噴出新期溶岩流、大沢最上層溶岩流、剣が峰最上層溶岩流が分布する。このうち源頭部の谷の内部に分布する大沢最上層溶岩流については、大沢の形成時期を推定する上で大きな意味をもっており、節を改めて触れる。

ここでは地質表現上のユニット、サブユニットは溶岩流という名称で一括しているが、実際は複数の溶岩と火山碎屑岩（野外名称としてのいわゆる”スコリア”、過去の研究では火山砂礫と称している場合もある）の互層である。互層の厚さ、形態の違い等に侵食に対する抵抗力の違いが予想されるものである。

表-1 大沢源頭部地質層序^{2a)}

地 質 名	岩 相	特 徴
谷底堆積物	礫、砂	水の営力を受けた溶岩、火山碎屑岩起源の細～巨礫、砂
崖錐堆積物	礫、砂	溶岩、火山碎屑岩起源の細～巨礫、砂。堆積厚の平均は5m、最大厚10m以上
剣が峰最上層溶岩流	溶岩を主体とした火山碎屑岩との互層	7枚の溶岩流からなり、表面はコークス状を呈する安山岩質玄武岩で、火山碎屑岩をほとんど含まない
大沢最上層溶岩流	溶岩と火山碎屑岩の互層	
富士山頂噴出新規溶岩流	溶岩を主体とした火山碎屑岩との互層	溶岩の表面は多孔質でコークス状を呈する安山岩質玄武岩。大久保溶岩流IIと類似。
大久保溶岩流III	溶岩と火山碎屑岩の互層	溶岩は安山岩質玄武岩。火山碎屑岩は火山角礫岩でやや堅硬
大久保溶岩流II	溶岩を主体とした火山碎屑岩との互層	溶岩は多孔質でコークス状を呈する安山岩質玄武岩。大沢最上層溶岩流と類似
大久保溶岩流I	溶岩と火山碎屑岩の互層	安山岩質玄武岩および未固結火山角礫岩からなる大久保溶岩流IIIと類似
岩脈	安山岩質玄武岩	堅硬で耐侵食性は高い
大沢溶岩流IV	溶岩と火山碎屑岩の互層	溶岩は安山岩質玄武岩
大沢溶岩流III	溶岩と火山碎屑岩の互層	溶岩は安山岩質玄武岩
大沢溶岩流II	溶岩と火山碎屑岩の互層	溶岩は安山岩質玄武岩で層厚1m以下、火山碎屑岩の層厚も1m未満
大沢溶岩流I	溶岩と火山碎屑岩の互層	溶岩は安山岩質玄武岩。火山角礫岩ないし凝灰角礫岩で層厚は20cm～5m、薄い溶岩はアア溶岩



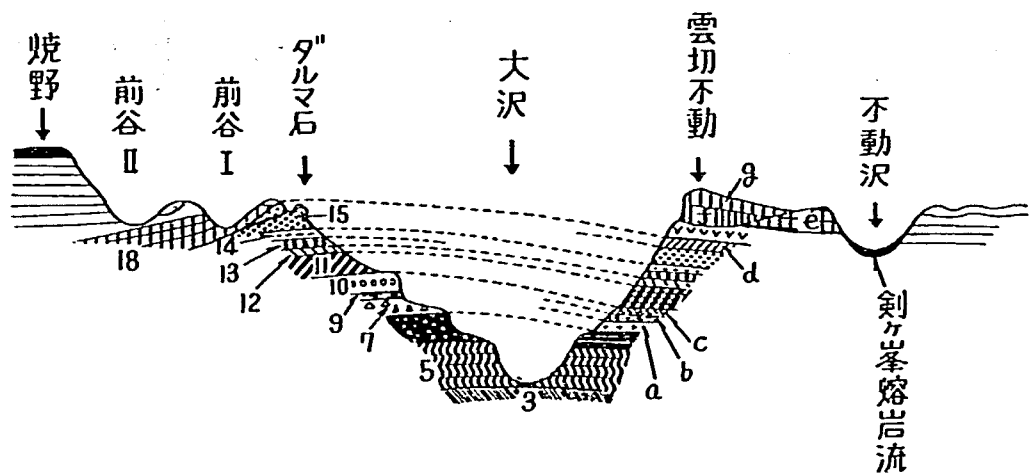
A : 氾濫原の比較的新しい部分

B : 氾濫原の比較的古い部分

C : 火山砂礫層

1~11 : 旧期富士溶岩流

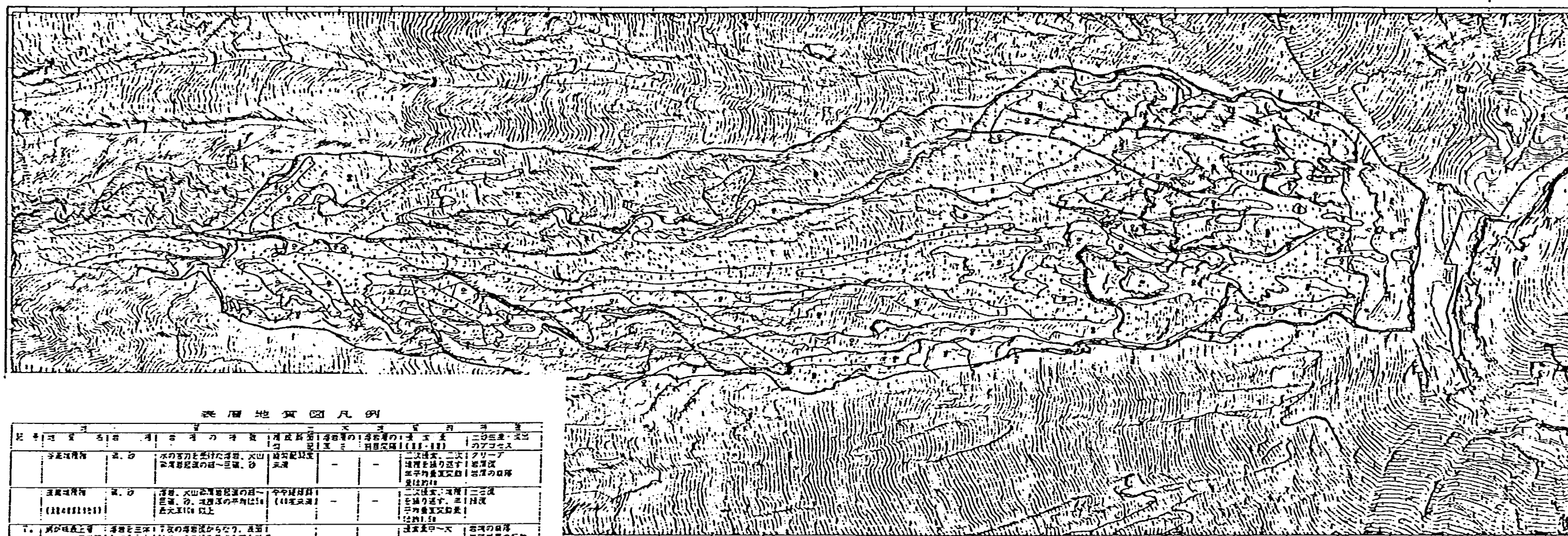
図-3 津屋¹⁷⁾~¹⁹⁾による大沢の区分



a~g : 北壁 (図の左) においてみられない溶岩層

3~18 : 北壁の各溶岩層

図-4 源頭部の地質断面 (津屋, 1959¹⁷⁾)



表層地質図凡例

記号	地質名	地質の特徴	地質の年代	地質の厚さ	地質の傾斜	地質の分布
1	全地層	水の重力を受けた地層。火山地層の上部。砂	地層の厚さ	地層の傾斜	地層の分布	地層の厚さ
2	全地層	水の重力を受けた地層。火山地層の上部。砂	地層の厚さ	地層の傾斜	地層の分布	地層の厚さ
3	火山地層	火山地層の上部。砂	地層の厚さ	地層の傾斜	地層の分布	地層の厚さ
4	火山地層	火山地層の上部。砂	地層の厚さ	地層の傾斜	地層の分布	地層の厚さ
5	火山地層	火山地層の上部。砂	地層の厚さ	地層の傾斜	地層の分布	地層の厚さ
6	火山地層	火山地層の上部。砂	地層の厚さ	地層の傾斜	地層の分布	地層の厚さ
7	火山地層	火山地層の上部。砂	地層の厚さ	地層の傾斜	地層の分布	地層の厚さ
8	火山地層	火山地層の上部。砂	地層の厚さ	地層の傾斜	地層の分布	地層の厚さ
9	火山地層	火山地層の上部。砂	地層の厚さ	地層の傾斜	地層の分布	地層の厚さ
10	火山地層	火山地層の上部。砂	地層の厚さ	地層の傾斜	地層の分布	地層の厚さ
11	火山地層	火山地層の上部。砂	地層の厚さ	地層の傾斜	地層の分布	地層の厚さ
12	火山地層	火山地層の上部。砂	地層の厚さ	地層の傾斜	地層の分布	地層の厚さ
13	火山地層	火山地層の上部。砂	地層の厚さ	地層の傾斜	地層の分布	地層の厚さ
14	火山地層	火山地層の上部。砂	地層の厚さ	地層の傾斜	地層の分布	地層の厚さ
15	火山地層	火山地層の上部。砂	地層の厚さ	地層の傾斜	地層の分布	地層の厚さ
16	火山地層	火山地層の上部。砂	地層の厚さ	地層の傾斜	地層の分布	地層の厚さ
17	火山地層	火山地層の上部。砂	地層の厚さ	地層の傾斜	地層の分布	地層の厚さ
18	火山地層	火山地層の上部。砂	地層の厚さ	地層の傾斜	地層の分布	地層の厚さ
19	火山地層	火山地層の上部。砂	地層の厚さ	地層の傾斜	地層の分布	地層の厚さ
20	火山地層	火山地層の上部。砂	地層の厚さ	地層の傾斜	地層の分布	地層の厚さ

図-5 源頭部地質図²⁰⁾

建設省土木研究所「昭和45年度富士山大沢源頭部地質調査」報告書より

4. 大沢の地形発達

富士山には「八百八沢」と呼ばれるほど数多くの侵食によって形成された放射谷がある。西斜面に発達する大沢は、北東斜面の吉田大沢と並んで大きい沢である。

これらの放射谷はその形態から図-6のように3つに区分される。

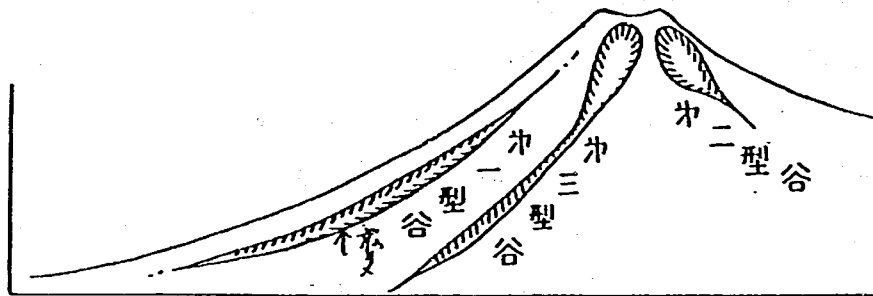


図-6 富士山の放射谷のタイプ分け (津屋, 1959¹⁷⁾)

第1型は標高約1,500~2,500mの中腹で最も広くかつ深く発達し、その上下では漸次小さくなっている谷。

第2型は富士山頂近くの外側を多少スプーン型にえぐり、標高約3,000m内外の山腹で終わる谷。

第3型は第1型と第2型とが連なった状態の谷。

富士山には第1型の谷が最も多く、また雨水による最も普通の侵食谷である。山の中腹では、雨水が最も多量に集まって地表を流れ、かなりの急傾斜面であるため、下刻作用が進んで、谷が最も大きくなる。当然ながら、中腹より上の方では谷が小さくなり、山麓近くでは地表水は浸透し、地面の傾斜が小さいため谷は小さくなるか、あるいは消滅する。第2型の谷は純粋な雨水による侵食谷ではなく、氷雪の侵食作用、ところによっては、側火山の爆発による破壊作用も加わった可能性がある。第3型の谷は大沢であり、類似するものとして吉田大沢がある。流水による侵食谷はいったんでき始めると、しだいに大きく発達していくのが普通であろうが、その谷底が噴火による火山砂礫あるいは側壁から崩れ落ちた岩屑、砂礫に埋まると、谷底流水が伏流するため、侵食が弱まるかあるいは全く停止する。吉田大沢の場合がこれに当たり、山頂の久須志岳北東側の大断崖から吉田口6合目まで広がる谷の大きい凹部は大沢崩れの凹部に匹敵するものであるが、火山砂礫に深く埋まって、雪崩による侵食以外には著しい崩壊や侵食の進行を示さない。したがって、その谷の下流は6合目以下において普通の幅狭い谷となるが、大部分砂礫に埋まり、大沢のような土石流の発生も著しい侵食もない。これに対し、大沢崩れの発達のひとつの重要な原因として、この沢ができ始める前、あるいはその後にも火山砂礫の被覆の少なかったことである。大沢源頭部では、南北両壁の上端外側をみても明らかなように、溶岩流が直接地面を覆っている。また、谷の両壁は溶岩層が主体で、砂礫層が薄いので、1枚の溶岩層が侵食され下位の砂礫層が侵食によってすぐ剥され、再び次の溶岩層が侵食されるということの繰返しが起こり、谷の発達が早められた (津屋, 1959¹⁷⁾)。

この大沢の地形発達の一括的研究としては、岩塚・町田 (1962)²¹⁾ があるが、それ以前にも多田ほか (1959²²⁾, 1960²³⁾, 1961²⁴⁾) や津屋 (1959¹⁷⁾, 1960¹⁸⁾, 1961¹⁹⁾) が検討している。以下に岩塚・町田 (1962)²¹⁾ をもとに大沢の地形発達をまとめる。

富士山全体を平面的にみると、それは円形ではなく、北北西-南南東方向に長軸を持つ楕円形を示す。この長軸方向は多数の寄生火山の分布方向とも一致している。斜面の傾斜は、長軸方向の斜面では他の方向に較べて傾斜が緩いが、東西の短軸方向をみると、東向き斜面が緩であるのに対し、西向き斜面は相対的に急である。このことは放射谷の発達速度に関する可能性がある (2. 富士山の概要を参照)。

現在の大沢は巨視的にみると、上流より下流に向かって、砂礫の生産、運搬、堆積を主とする比較的明瞭な3区間に分けられる。御中道から源頭にいたる間では、約100mの深さの谷底に望む急傾斜の谷壁において、崩壊による砂礫の生産が活発に行われる。御中道より大滝 (標高1,550m) 付近に至る間は、谷底の傾斜がなお25°に達するが、谷壁斜面での崩壊による砂礫の生産は、植生の侵入などにより、それより上流に較べると小さい。大滝から岩樋末端部 (標高900m) に至る区間は、谷底及び火山原面の傾斜が5°~10°へと大幅に減じ、谷の下刻も5~30mと小さくなる。この区間は上流部で生産された砂礫が下流の扇状地に向かって移動する場合の通路の役割を果たしている。岩樋末端部以下になると傾斜がさらに減じ、大沢の流路は急に開けて、堆積区域が出現する。

表-2 大沢およびその周辺の地層対比 (多田ほか, 1961)²⁴⁾

白糸・原	人穴	大沢扇状地	loc.6 標高 約850m	岩樋出口	岩樋内	北山林道	横崩	小滝	大滝
大沢崩新規堆積物									
黒土層			大沢崩古期段丘堆積物 950y.B.P. 凝灰角礫岩 (Br.3) 2500y.B.P.			大沢崩古期段丘堆積物 凝灰角礫岩 (Br.3) 剣ヶ峰溶岩			
砂			砂礫層						
風成ラピリ層 (L.2)			風成ラピリ層 (L.2) 砂礫層						
風成ラピリ層 (L.1) 人穴溶岩			風成ラピリ層 (L.1) 火山角礫層 (Br.2) 3000y.B.P. 横崩溶岩 (f溶岩)						
層			岩樋溶岩 (e溶岩)						
黒土層 白糸溶岩 火山灰層			黒土層 火山角礫層 (Br.1) 大沢古期溶岩						
古富士泥流									

大沢の発達に関して、形成時期と期間について知るためには、大沢沿いに露出する噴出物の時代とその侵食状況が手がかりとなる。大沢中下流部の谷底に連続露出する2枚の溶岩（岩樋溶岩と剣ヶ峰溶岩）と風成のラピリ層が鍵層となる。これをもとにした地層対比が表-2である。ここで、現在の大沢中流部（大滝～岩樋末端部）の谷では火山角礫岩層（Br.2）が削られて形成されており谷壁斜面にラピリ層はのっていない。一方、標高1,500～1,300mまでの間の谷底には、不動沢を下って大沢に流入した剣ヶ峰溶岩が分布し、これより下流の谷底には、断片的に凝灰角礫層（Br.3）が段丘状に分布する。つまり、中流部の現谷底には、剣ヶ峰溶岩・凝灰角礫層が流入しているので、これらの噴出時期には現在とほぼ同じくらいの深さまで谷が刻まれていたと考えられる。これを古大沢と呼ぶこととし、この形成時期は、Br.2およびラピリ層堆積後、剣ヶ峰溶岩とBr.3の流下前となる。この間の絶対年代はBr.2とBr.3に含まれる木炭の¹⁴C年代で、前者の約3,000年前、後者の約2,500年前が得られている。中流部の古大沢の形成年代は3,000～2,500年前の間ということになるが、現在の源頭部の大きな崩壊地形がいつ形成されたかが問題となる。大沢扇状地の扇頂部付近の古い砂礫層の乱雑な堆積状態から、それが古大沢の突発的大崩壊を契機とする土石流の結果と仮定した場合、この砂礫層の最下部の木片の¹⁴C年代が950±60年前を示すということとあわせて、上流部の大崩壊、現大沢の発達の開始はほぼ1,000年前と推定される。建設省富士砂防工事事務所（1972）^{20）}の源頭部の地質調査によれば、標高3,380m付近から現火口の最上端まで、大沢の最上流部に断続的に分布する大沢最上層溶岩流は、現在の大沢のかなり下位に位置している。つまり、この溶岩は大沢の谷を流下したもので、そのときには大沢の浸食がかなり進行していたと推定される。この溶岩の噴出時期ははっきりとしないが、山頂剣ヶ峰をつくる剣ヶ峰最上層溶岩流に一部おおわれている。これら一番新しい時期の溶岩流ということでは宮地（1988）^{16）}の1,150年前～243年の時期の活動の産物であろうと推測される。

剣ヶ峰最上層溶岩流は、大沢の左岸、標高3,120m付近で、大沢溶岩流Ⅳをおおって分布するが、その末端付近では谷方向にたれ下がっており、この溶岩の流下時に既に谷地形が形成されていたことを示している。

5. 大沢崩れの機構

前節までのまとめから理解されるように、大沢崩れは、浸食・崩壊が逐次進行して現在に至ったというのではなく、ある時期に大崩壊が発生し（1,000年前）、その後徐々に崩壊が進行していつているというように考えられている。つまり、ここでいう大沢崩れの機構とは、いったん形成された谷壁の急斜面がどのように浸食、崩壊し谷が広がっていくかということである。

5.1 これまでの研究

大沢崩れに関連した研究は、富士山全体あるいは一部活動時期の地質学的研究の中で関連性のあるもの、静岡県その後建設省が将来的な大沢源頭部の崩壊対策を考慮して進められた調査まで、数多くある。

昭和30年代前半に、静岡県によって行われた一連の大沢崩れ対策委託調査において、大沢崩れの概要が整理されている。多田ほか（1959²²⁾、1960²³⁾、1961²⁴⁾）は、現在の大沢形成に先立って低所（又は谷）の存在したことを示唆する事実を指摘し、富士山の放射谷の中でも大沢の傾斜が大きくかつ侵食量が大であるとした上で、崩壊した斜面が崩落斜面と匍行斜面に分けられること（図-7）、標高3,000m以下では左岸が崩落斜面、右岸が匍行斜面と非対称性を示すこと、放射状岩脈の存在が斜面表面を保護していることなどの特徴を挙げている。また、崩壊は四季を通じて発生するが、その誘因として、豪雨、日射の影響、風の力、霜の作用などを考えている。

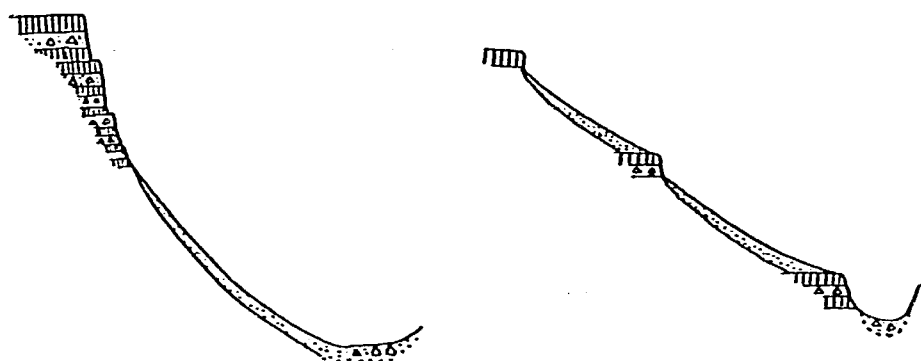


図-7 崩落斜面と匍行斜面（多田ほか，1959²²⁾）

崩壊の素因としては、玄武岩溶岩と火山碎屑岩の互層という地質状況が考えられている。すなわち、崩壊の機構として「玄武岩溶岩と火山碎屑岩類（いわゆるスコリア層）の互層は、凍結、誘拐の繰り返しによりルーズになり、火山碎屑岩類の部分は雨水の働きによって流出し、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崩落する。以上の反復により崩壊が拡大進行して行く。」ということが考えられている（たとえば建設省富士砂防工事事務所，1978²⁸⁾）。

これをさらに多田ほか（1959²²⁾、1960²³⁾、1961²⁴⁾）や建設省富士砂防工事事務所（1970）²⁹⁾）を考慮してまとめると、崩壊の機構と土砂移動過程は図-8のようになる。崩壊はまず、脆弱な岩質の火山碎屑岩の侵食から始まる。雨、雪、霜氷などによって比較的湿潤安定に保たれている火山碎屑岩層は、風その他のわずかの誘因によって比較的容易に侵食される。崖面は溶岩層の部分が突出したキャップブロック構造を呈することになる。突出した溶岩層には、無数に細かい節理が入っており、その中に水が染み込んで凍結し割れ目を拡大する。そして風や雨等により崩落する。

源頭部における土砂生産は、生産形態から次のように分類される。

- ① 主に中～上部斜面に位置し、溶岩と火山碎屑岩互層が分布する岩盤斜面におけるもの
- ② 主に中～下部斜面に位置し、岩屑に覆われた匍行斜面や崖錐斜面におけるもの
- ③ 谷底斜面におけるもの

岩盤斜面では、溶岩層・火山碎屑岩層の互層の分布する急崖斜面で、崩落により多量の土砂が生産されている。岩屑に覆われた匍行斜面や崖錐斜面では、ソリフラクションや岩屑流の流下、小規模なガリ一侵食等により地山の表層部が侵食を受け、土砂を生産しているものと推定される。また、谷底斜面における土砂生産は、土石流流下時の下刻や側方侵食（溪岸侵食）が主体と考えられる。

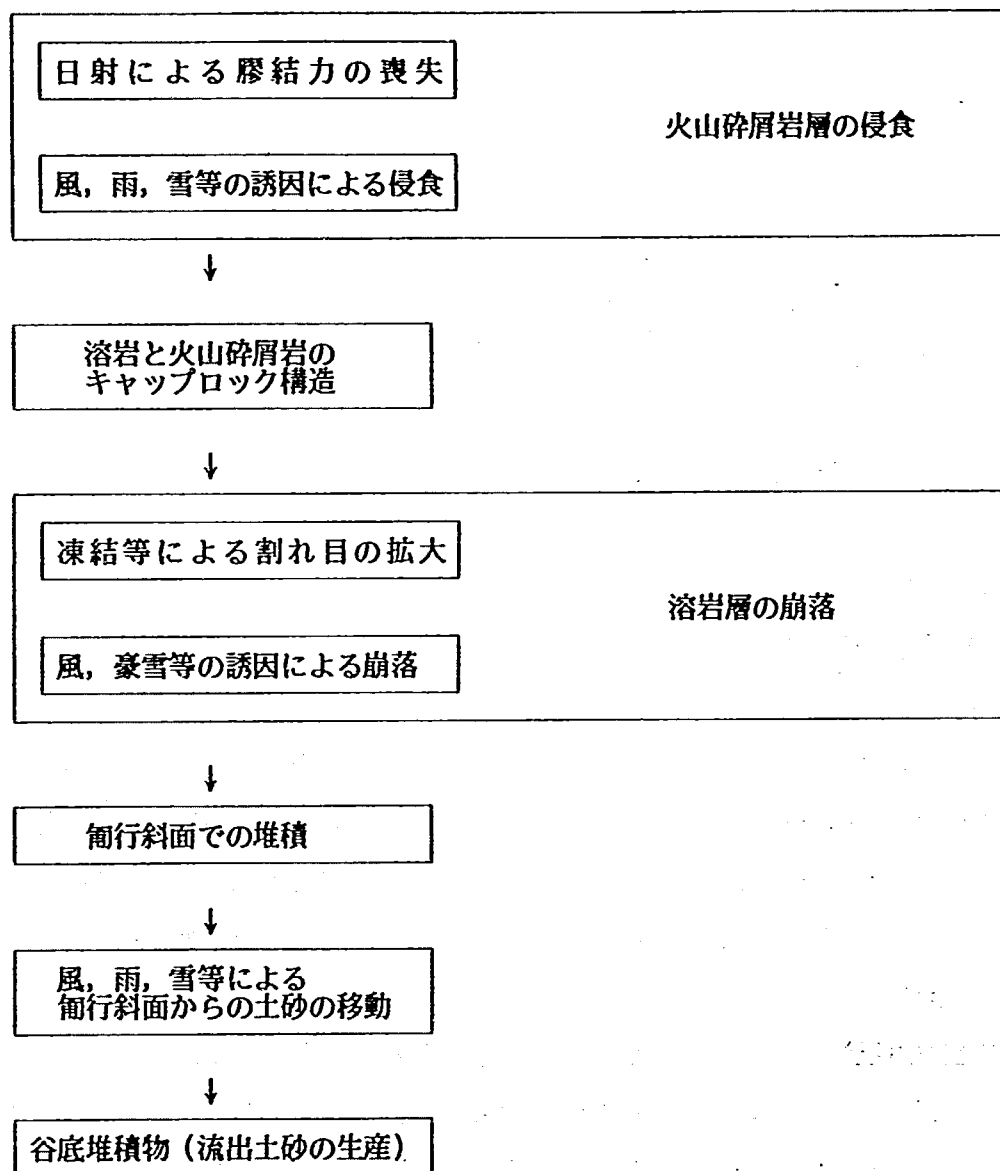


図-8 崩壊の機構と土砂移動の過程

5.2 地上写真判読

大沢の谷壁の崩壊の進行度合は、いわゆるスコリア層の侵食に対する抵抗性と溶岩層の節理・割れ目の頻度、経年変化によって大いに変化するものと予想される。それで、この状況を具体的にみるために、6年間にわたり同一地点から撮影された写真（源頭部下部、峡谷部に近い左岸〔標高2,300m付近〕の大沢溶岩流（Ⅲ）の分布する斜面上部）を比較判読した。表－3に判読写真の状況、図－9に判読結果を図示した。

表－3 判読写真の状況

撮影時期	写真の状況
昭和53年10月16日（1978年）	ややもやがかかっているが比較的良好
昭和54年10月23日（1979年）	焦点がややズレているため、微細な割れ目判読不能
昭和55年 9月13日（1980年）	良好
昭和56年 9月28日（1981年）	オーバーハング下方部分は陰影強く判読不能
昭和57年 9月 2日（1982年）	比較的良好
昭和58年 7月 7日（1983年）	陰影強く、一部判読困難

判読は以下の項目に留意して行った。

- ① 溶岩層の節理・割れ目の変化
- ② 溶岩層と火山碎屑岩層の崩落・剥離箇所
- ③ 溶岩層と火山碎屑岩層の互層状況
- ④ 植生分布

割れ目の判読は、地上写真の状態が一様でないため、微細な割れ目の判読を統一した基準で行い、その経年変化を等の状況を的確に把握することは困難であったため、判読図には比較的良好な割れ目だけを表し、微細なものは除外した。しかし、これでも前時期に判読された割れ目が次の写真からは判読されなかったり、経年変化状況を把握するための資料としては不都合な点がみられた。判読結果をまとめると以下ようになる。

- ① 溶岩流には柱状節理と板状節理が発達し、柱状節理は比較的良好である。これは冷却面（溶岩の水平面）に対して鉛直方向に節理が生じるため、これに沿って剥離が発生し、横断方向でみると鋭角に凹凸が形成されているため、写真上で明瞭に判読されるためともいえる。

層厚の厚い溶岩では、柱状節理と板状節理の頻度を比較すると、やや柱状節理が優勢であるように思われる。しかし、薄い溶岩では水平面に対して鉛直方向の柱状節理は明瞭であるが、しかし、冷却面に対して水平に発達する板状節理の頻度は、柱状節理よりきわめて高い傾向にある。

- ② 溶岩の層厚と割れ目間隔（割れ目頻度）との間には、高い相関関係がみられる。すなわち、層厚の厚い溶岩層の割れ目間隔は、その層厚に比例して広く、頻度は低い。また、薄い溶岩では割れ目

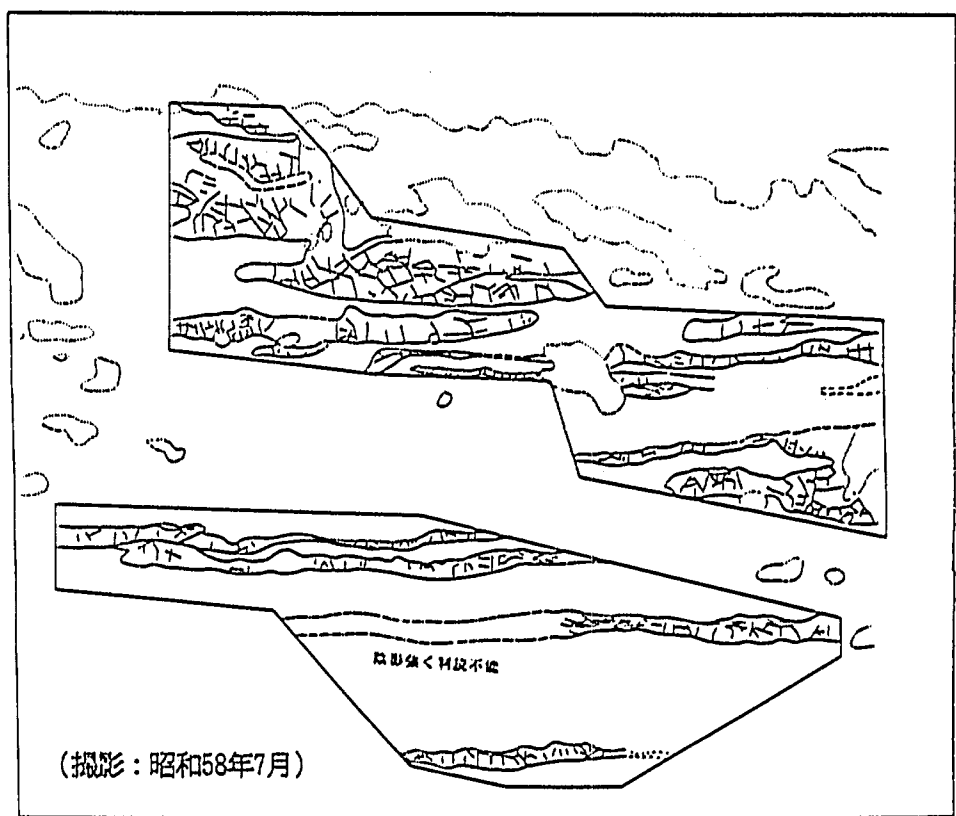
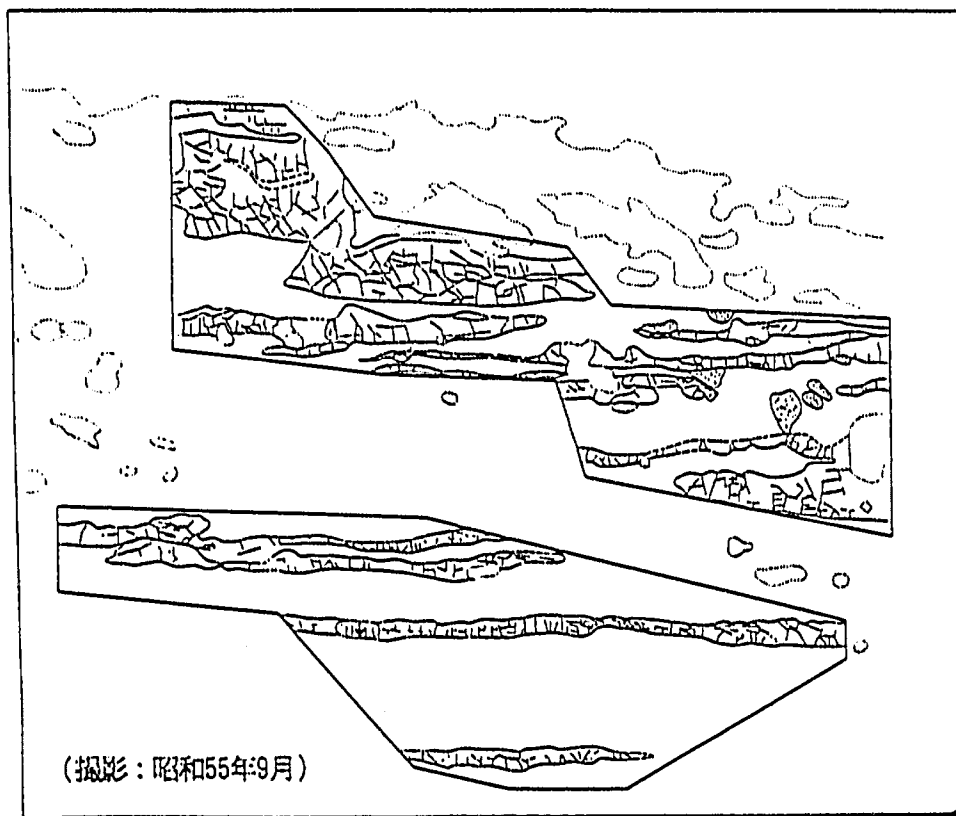
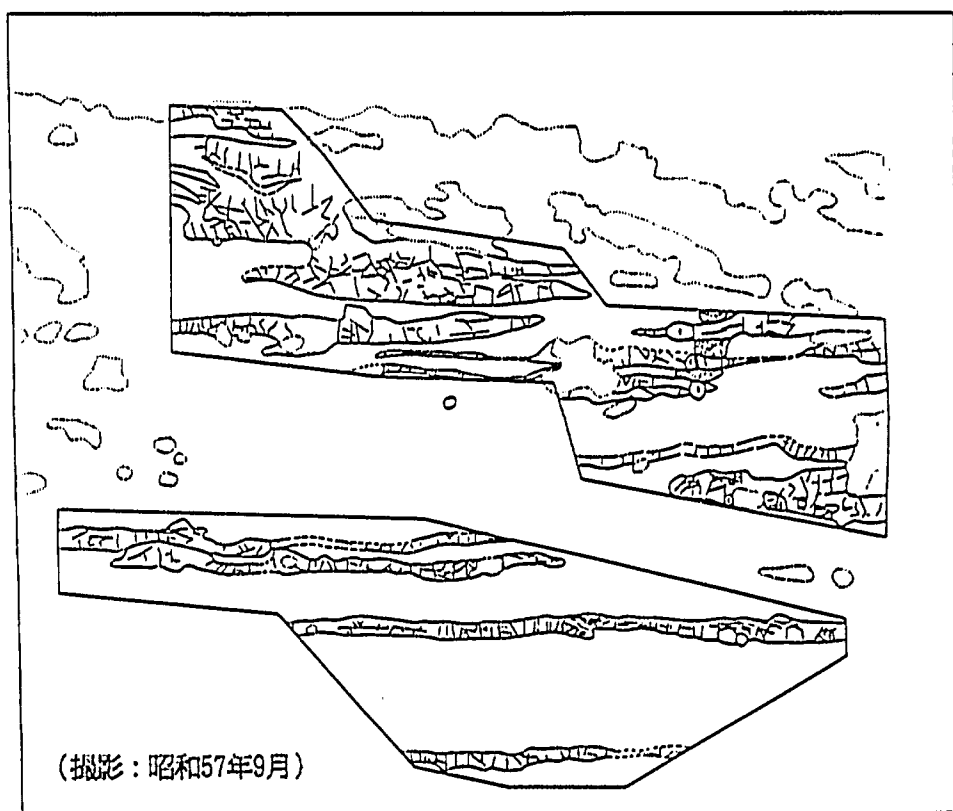
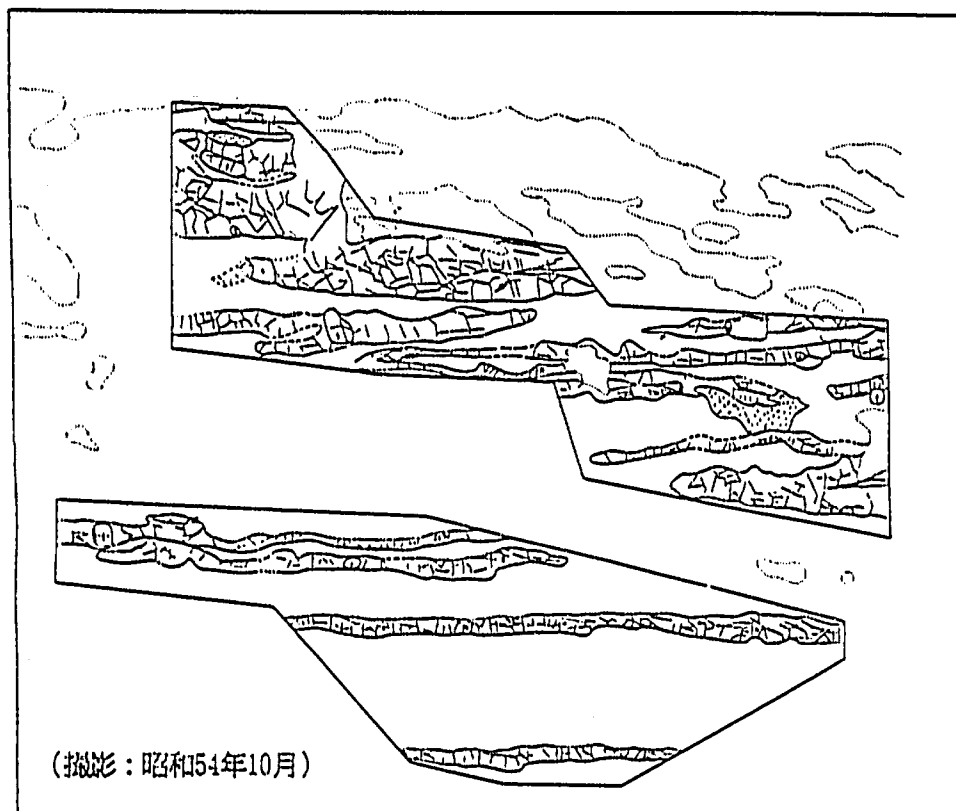
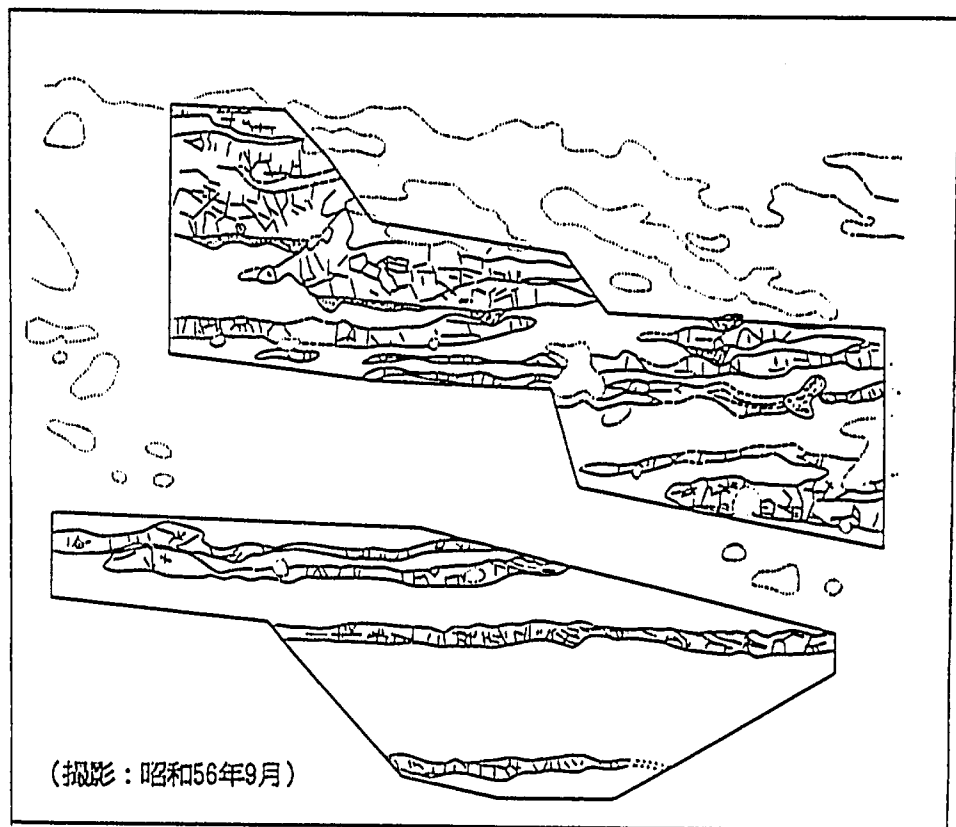
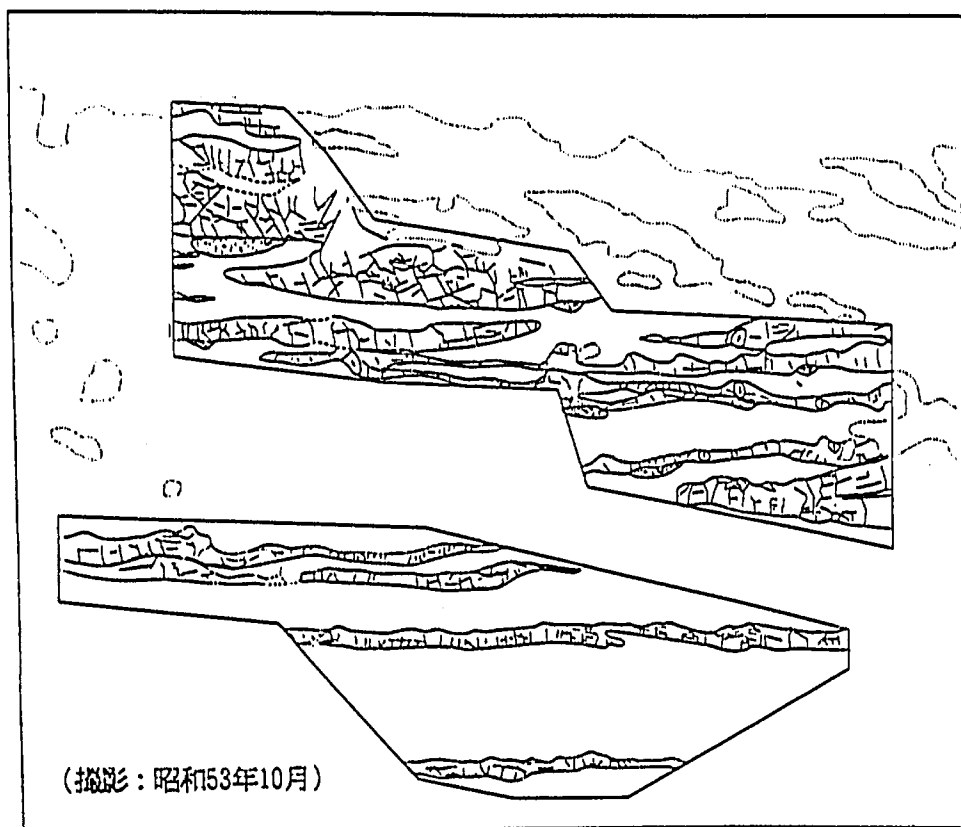
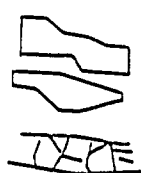


図-9.1 節理・割れ目判読図



節理・割れ目判読範囲

節理・割れ目



次時期までに崩落した溶岩



次時期までに崩落した火山碎屑岩



植生分布域

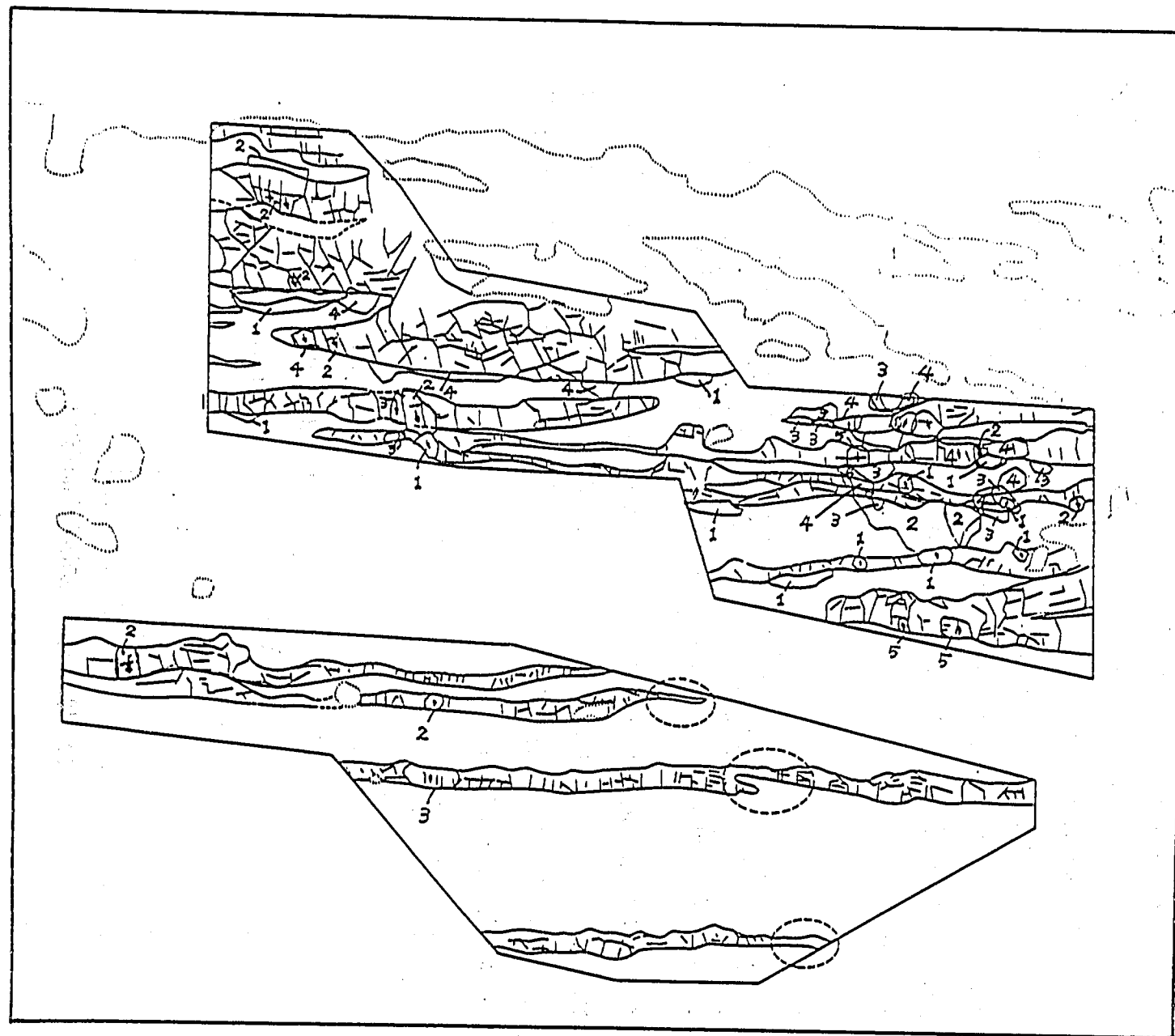
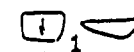
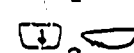
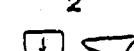
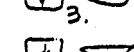
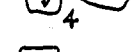


図-9.2 地上写真判読による
崩落箇所経年変化図

 溶岩層の崩落箇所
 火山砕屑岩層の崩落箇所

 1 昭和53～54年に崩落
 2 昭和54～55年に崩落
 3 昭和55～56年に崩落
 4 昭和56～57年に崩落
 5 昭和57～58年に崩落

 崩壊作用の著しい箇所

間隔は狭く、発生頻度は高い。

- ③ 溶岩の剥落が発生する前に割れ目が拡大するというような事例は、写真判読からは得られなかった。ただし、これは経年変化が、判読可能な写真上で比較的明瞭な割れ目に限ったことであって、微細な割れ目の変化状況は判読できず、これらが剥落の際にどのように変化するかは不明である。しかし、溶岩の剥落は判読可能な明瞭な割れ目に沿って発生する場合が多く、微細な割れ目の発達に剥落と深くかかわっていることはないと考えられる。

溶岩層の剥落は、徐々に割れ目の拡大があり、次いで剥落が発生するというものではなく、比較的短時間のうちに気象等の誘因により発生するものでないかと考えられる。

- ④ 薄い溶岩層の上面では、平らな薄板状に割れ目（ゆるみ節理）が発達する、いわゆる鱗剥作用がみられる。上面を覆う火山碎屑物が流出し、露出した溶岩層の上面で特に顕著である。写真撮影した範囲内の厚い溶岩層では、この様な風化作用はみられない。厚い溶岩層では、柱状節理の発達が優勢であり、平らな薄板状に割れる平行節理が潜在的にも未発達であるためか、あるいは、溶岩層の上面は植生に覆われるか、岩屑が分布しているためにこのようなゆるみ節理の発達がみられないとも考えられる。

* 鱗剥作用

物理的又は化学的風化により、露出した岩石の表面が同心球状の薄板または鱗片として、剥がれ落ちる現象。剥がれ落ちの様子が玉葱の皮をむくのに似ているため、玉葱状風化(onion weathering)とも呼ばれる。表面と内部との膨張量の差によるひずみ割れ、または化学的作用により生ずる。花崗岩・安山岩・玄武岩などの火成岩によくみられる。堆積岩では塊状の細粒砂岩に多い。

判読した区域の互層状況の概略は図-10に示すように、①層厚の大きい溶岩の分布域、②やや厚い溶岩、および③薄い溶岩の分布域に区分される。ただし、ここでいう厚い、薄いという表現は相対的な尺度であって、具体的な基準を取り入れたものではない。厚い、やや厚い、薄いという表現で異なる崩壊形態を表現し得るという意味である。

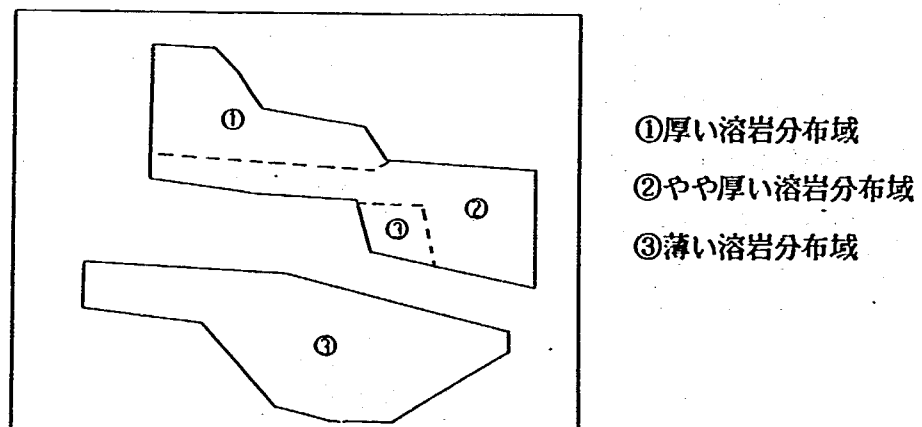


図-10 判読区域の溶岩分布区分図

- ① 厚い溶岩層は薄い火山碎屑岩と互層し、急崖を形成している。崩壊発生の推移状況を判読した6時期、5年間に発生した崩壊は1回だけで、その発生頻度は非常に低い。厚い溶岩にはさまれた火山碎屑岩には崩落が観察されるが、上位の溶岩を不安定にするまでの侵食は進行していない。これまでの調査によると、溶岩のキャップロック構造構造の突出量は50～100cmで、100cmを越すものはないと観測されている。この数値は厚い溶岩では大きく、薄い溶岩では小さいと考えられるので、厚い溶岩がオーバーハング形成を引金として崩落するためには、 $(50\sim 100\text{cm}) \div (\text{火山碎屑岩の年侵食後退量})$ 年が必要である。また、オーバーハングと直接関わりなく崩落する場合（剥離型落石）も、頻度は低いと推測される。崩壊1回当りの崩壊量は、節理間隔が広く節理に沿って崩壊が発生することから比較的多い。
- ② やや厚い溶岩層は、同程度の層厚の火山碎屑岩層と互層をなし、狭い範囲内でも層厚の変化が著しく、①と同様に急崖を形成している。急勾配の火山碎屑岩層の崩落が著しく、それにともない不安定化した溶岩が垂直方向に発達する柱状節理に沿って、岩塊として頻繁に崩落している。溶岩の崩落に伴い上位の火山碎屑岩層は支えを失って不安定となり、崩落するなどの傾向がみられる。
- ③ 薄い溶岩層は、比較的厚い火山碎屑岩と互層し、上記のものより緩い斜面を形成している。表層は露出する溶岩層とその直下に分布する火山碎屑岩層を除いて、薄い岩屑に覆われている。崩壊頻度は②に次いで高いが、1崩壊当りの崩壊量は最も少ない。溶岩の上面に板状節理（ゆるみ節理）が発達し、鱗剥作用による風化・侵食がみられる。

上記の3区分の崩壊頻度、崩壊土量の特徴は、表－4のようにまとめられる。

表－4 互層区分は崩壊頻度および崩壊土量

互層状況	崩壊頻度	崩壊土量（1回当り）	地形	互層区分との対応
厚い溶岩層＞薄い火山碎屑岩	低	多	急	溶岩優勢層
やや厚い溶岩層＝火山碎屑岩	高	多	急	等量層＊
薄い溶岩層＜厚い火山碎屑岩	高	少	緩	火山碎屑岩優勢層

＊ 判読した斜面は隣接する厚い溶岩層から続く急斜面であり、等量層の崩壊形態を代表するものではないと考えた方がよいかも知れない。

5.3 気象要因

富士山では、山頂において冬期の平均気温が -20°C と非常に低い値を示す。源頭部においてもこれに近い状況と推測される。春秋期には昼夜の周期で凍結融解を繰り返す日周的凍土の存在が予想される。これまでの調査から、さらにこれに加えて、季節的凍結層の存在が知られている。従って、源頭部の気象状況は、凍結融解による破砕作用を通じて、崩壊機構と密接な関係があると考えられる。源頭部において、地形的位置の相違と気象との関係を解明し、気象に関わる場の条件を明らかにすることは、崩壊機構を定量的に把握するために必要と考えられる。

後述するように、源頭部を構成する各岩石は強度的に大きな違いがある。これが、同一条件での凍結融解による破砕作用に対する抵抗力の違いを示す可能性がある。次いで、岩石の種類、岩石の種類、含水条件の違いによる熱伝導率の相違が、凍結深度、凍結時期の差異を生じさせる。前者については、凍結融解試験、安定性試験などによって検討することが考えられる。後者については、岩石の熱的物性、日射条件の違いを考慮したシュミレーション解析を行うことが考えられる。

6. 土木地質的岩分類

6.1 火山碎屑岩層の分類

源頭部の谷壁に分布する岩石は、これまで玄武岩溶岩と火山碎屑岩（野外名称として、これを総称してスコリア層という呼称も一般的に使われている）の2種類に区分され、地質図上は、この玄武岩と火山碎屑岩がいろいろの厚さで互層した溶岩流として表現されている。

源頭部において、溶岩流は、下位の大沢溶岩流Ⅰから最上位の剣ヶ峰最上層溶岩流まで10区分されている（建設省富士砂防工事事務所，1972）²⁰⁾。溶岩の代表例として、右岸観測所下付近に分布する大沢溶岩流Ⅱの玄武岩溶岩の写真、記載を図-11に示す。溶岩層はいずれも節理の発達著しい。この節理間隔は、層厚の大きい溶岩では広く、薄い溶岩層では狭くて細かい割れ目が発達する。

溶岩と溶岩に挟まれた火山碎屑岩は、以下の3つに区分され、それぞれ膠結力など岩石物性が異なっていると考えられる。

① 凝灰角礫岩～火山角礫岩

火山礫と火山灰の混じりあったもので、火山碎屑岩の分類上で凝灰角礫岩および火山角礫岩に相当するもの。

② スコリア

本来の意味での岩滓で、火山灰質部分をあまり含まない。厳密にスコリアの定義を源頭部に分布する火山碎屑岩に当てはめると、これに相当するものは少ない。層厚が10mを越すようなスコリア層では、中央部が溶結している場合がある。

③ アア溶岩

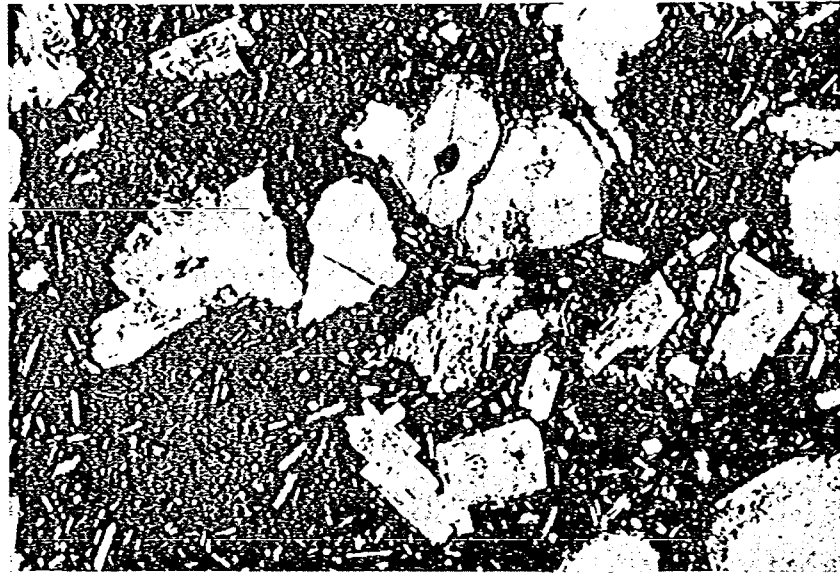
本来は溶岩流の一形態であるが、見かけ上、狭義の玄武岩溶岩と異なり、火山碎屑岩的様相を呈し、崩壊の機構の点で果たしている役割も火山碎屑岩に区分するのが適当である。表面が粗く、凹凸に富み、コークス様のみかけを示す。

この3種のうち、凝灰角礫岩（大沢溶岩流Ⅱ）、アア溶岩（大沢溶岩流Ⅰ）についての記載、写真を図-12、13に示す。



肉眼的には未変質でちみつ質、暗灰色を示す玄武岩。鏡下では、明瞭な斑状組織を有する普通輝石、カンラン石玄武岩。石基は粗粒完晶質、インターサータル組織。斑晶はおもに、斜長石、カンラン石よりなり、他に普通輝石を伴う。カンラン石は自形をなし結晶周囲に時々、細粒輝石の反応縁が認められる。

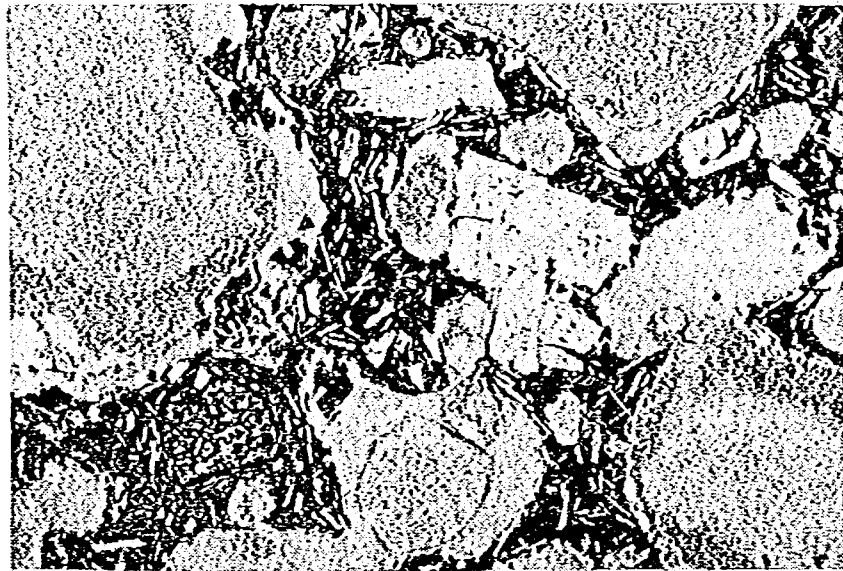
図-11 溶岩（大沢溶岩流Ⅱ）の顕微鏡記載



0 0.5mm

薄片製作部分は凝灰角礫岩の礫部で、やや多孔質な暗灰色含普通輝石カンラン石玄武岩。斑状組織を有し、斑晶はおもに、斜長石、カンラン石よりなる。斜長石は自形で、一部集斑状を示し、内部に多数の包有物を含む。

図-12 凝灰角礫岩（大沢溶岩流Ⅱ）の顕微鏡記載



0 0.5mm

肉眼的には、赤褐色、多孔質で発泡度の高い玄武岩。鏡下では、多数の細孔が発達する多孔質普通輝石玄武岩。微細な不透明鉱物を多数含有する。斑状組織を示し、石基部は暗赤色を呈し、赤鉄鉱を伴うものとみられる。

図-13 アア溶岩（大沢溶岩流Ⅰ）の顕微鏡記載

6.2 岩石試験

源頭部に分布する岩石を土木地質的にみると、岩盤としての強度に大きな変化があると予想される。これは侵食に対する抵抗性と関連する重要な要素である。そこで、今回、各岩石のタイプについて岩石試験を実施した。

3群の試料を用意し、みかけの違いと岩石の物性の違いについてみるために各種の試験を実施した。各試料のみかけの名称（表-5）を示す。

表-5 試験に用いた試料

試料番号	名 称
1-A	玄武岩溶岩
1-B	〃
1-C	〃
2-A	凝灰角礫岩
2-B	〃
2-C	自破碎溶岩
3-A	アア溶岩
3-B	スコリア

* 自破碎溶岩は火山碎屑岩の3区分にはないが、アア溶岩に近い

試験項目は、みかけ比重、吸水・有効間隙率、超音波伝播速度、一軸圧縮試験、安定性試験（図-14）、乾湿繰返し試験である。それら結果を表-6に示す。

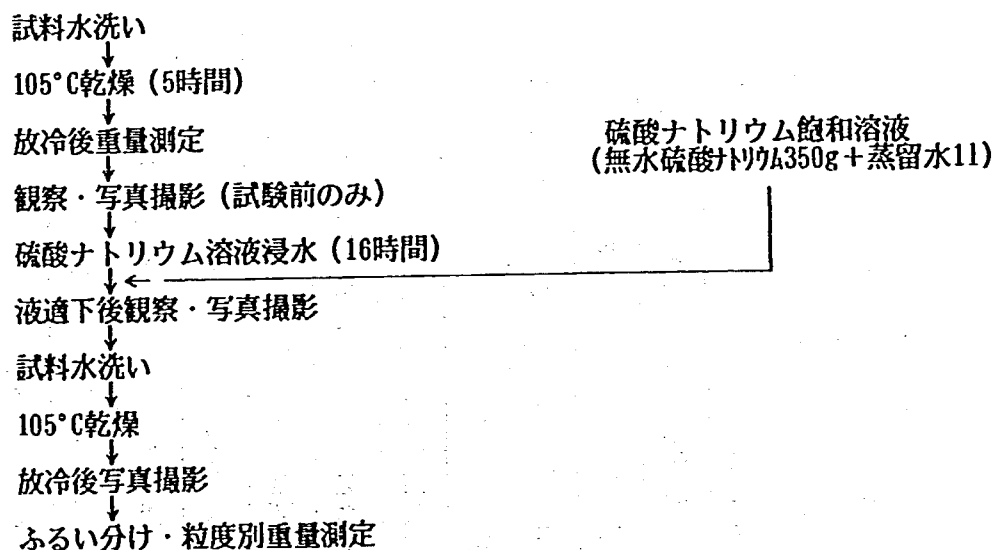


図-14 安定性試験の流れ図

表-6 岩石試験結果一覧表

試料番号		1-A	1-B	1-C	2-A	2-B	2-C	3-A-1	3-A-2	3-B
みかけ比重	自然状態	2.78	2.78	2.78	2.33	2.25	2.45	1.71	1.53	2.48
	湿润状態	2.80	2.80	2.80	2.38	2.31	2.47	1.78	1.60	2.52
	乾燥状態	2.77	2.77	2.77	2.22	2.13	2.40	1.45	1.30	2.46
吸水率(%)		1.08	1.12	1.14	7.10	8.33	2.97	23.0	23.2	2.67
有効空隙率(%)		3.00	3.09	3.16	15.79	17.75	7.14	33.2	30.1	6.56
含水比(%)		0.27	0.59	0.59	4.75	5.54	2.04	18.2	17.7	0.94
一軸圧縮強度(Kgf/cm ²)		2246	1771	2209	91	181	1434	35	53	1542
静ヤング率(Kgf/cm ²)		2.50×10^5	2.22×10^5	2.50×10^5	2.31×10^4	2.73×10^4	2.11×10^5	9.51×10^3	1.10×10^4	4.34×10^5
超音波	Vp(Km/sec)	2.67	2.47	2.80	1.81	2.22	2.87	2.54	3.10	4.96
伝播速度	Vs(Km/sec)	1.52	1.40	1.61	0.83	1.13	1.55	1.26	1.56	2.72
動ヤング率(Kgf/cm ²)		1.65×10^5	1.40×10^5	1.85×10^5	3.87×10^4	7.32×10^4	1.60×10^5	5.70×10^4	7.04×10^4	4.91×10^5
動ポアソン比		0.26	0.26	0.25	0.37	0.33	0.29	0.34	0.33	0.29
岩の乾湿繰返し試験 吸水量増加率(%/回)		0.00889	0.0133	0.0111	0.0133	0.0267	0.0200	0.143	0.113	0.0244
安定性試験 第5回目の 2mm以上崩壊百分率		99.1	98.6	98.9	85.1	86.2	99.3	96.3	97.5	99.4

源頭部において溶岩流という单元名で呼んでいるものは、溶岩と火山碎屑岩の互層で、後者は凝灰角礫岩～火山角礫岩、スコリア、アア溶岩の3タイプに区分できることは既に述べた。岩石試験の結果は、この火山碎屑岩が強度的にバラツキがあり一様でないことを示している。

玄武岩溶岩のみかけ比重が自然状態で2.8程度なのに対し、火山碎屑岩はいずれもそれより小さく、凝灰角礫岩状のもので2.3前後、自破碎溶岩、膠結したスコリアで2.5、アア溶岩は特に小さく1.6前後である。これは当然、有効間隙率、吸水率に関連し、みかけ比重の小さいものは、有効間隙率、吸水率が高い。

岩石の直接的強度を示す一軸圧縮強度をみると玄武岩溶岩は $2,000\text{Kg}/\text{cm}^2$ を示し、自破碎溶岩、膠結したスコリアでは $1,500\text{Kg}/\text{cm}^2$ 前後とやや小さくなる。それに対し凝灰角礫岩は $100\sim 200\text{Kg}/\text{cm}^2$ 、アア溶岩は $40\text{Kg}/\text{cm}^2$ 前後と小さくなる。これに関連して、一軸圧縮試験時に供試体に貼付ひずみゲージによる静弾性係数(E_{50} 割線)を比較すると、一軸圧縮強度の大きいもの($1,500\sim 2,000\text{Kg}/\text{cm}^2$)は、 $2\sim 4\times 10^5\text{Kg}/\text{cm}^2$ と 10^5 オーダーであるのに対し、一軸圧縮強度の小さいものは $1\sim 3\times 10^4\text{Kg}/\text{cm}^2$ と 10^4 オーダーであり、強度と変形性は良く対応している。

7- 崩壊形態と侵食速度

地上写真判読とこれまでの調査による崩壊の形態をまとめると、図-15に示すようになる。厚い溶岩層は、急崖・壁岩を形成するが多い。溶岩は、下位に分布する火山碎屑岩の侵食によりキャップロック構造を形成し、節理に沿って崩落する場合と、オーバーハングの形成と関わりがなく、凍結融解作用により基岩から剥され、いわゆる剥離型落石となる場合がみられる。

厚い溶岩層が分布する斜面より緩やかな勾配の斜面を形成する厚い火山碎屑岩に挟まれる薄い溶岩層においても、厚い溶岩層にみられるオーバーハングの形成→崩落という崩壊形態が観察されるが、それ以外に平板状節理(ゆるみ節理)の発達する鱗剥作用がみられる。この風化・侵食作用は、オーバーハングを形成している溶岩層の侵食速度より先行しており、平面的にみると図-15(C)のようになる。

現在の地形は、その場における侵食・堆積作用の反映の結果である。さきに溶岩と火山碎屑岩の互層状況と地形との間には相関関係があると推測した。互層区分ごとの侵食速度を把握することが、源頭部における生産土砂量の定量的把握に結びつくと考えられる。

大沢源頭部のような気象条件の厳しい地域では凍結融解作用による岩屑流や融雪水・降水による洗い出し作用の加わる凍結剝作用は、ほとんど大沢全域の地表全面に作用し、時間の経過と共に地表面は平滑化されるはずである。源頭部においても単位斜面の縦断形の凹凸は、凍結剝作用により平滑化される傾向にあるとみられる。しかし、現在の源頭部では、厚い溶岩の分布する地域は、大沢崩れの崩壊境界付近にみられるように急崖壁岩を形成することが多い。また、火山碎屑岩の分布する地域では、平滑な斜面を形成することが多いなどの特徴がみられる。

薄い溶岩層でみられる鱗剝作用による風化・侵食作用以外は、常に火山碎屑岩層の侵食（斜面後退）が、溶岩層の侵食より先行している。溶岩層のキャップロック構造の突出量は、これまでの現地調査から50～100cm程度で100cmを超えるものは観察されていない。このような岩盤斜面において、ある期間火山碎屑岩の侵食が進行し、次に溶岩層が崩壊し、全体として、斜面後退が発生するという過程の繰り返しを経ている。すなわち、斜面の侵食速度は火山碎屑岩の侵食速度と捉えることが可能で、これは溶岩層が卓越する場合でも、時間的スケールは異なるが、当てはまることといえよう。

火山碎屑岩の侵食速度を規制する要因としては、①岩質、②互層状況、③地形的位置などが考えられる。岩質については、既に記載したように3タイプ（凝灰角礫岩～火山角礫岩、スコリア、アア溶岩）あり、岩石物性が異なり、直接的な侵食速度に大きく関わっていると推測される。互層状況の違いは、崩壊頻度、崩壊土量の違いによって表れると考えられる。さらに、侵食速度と関わりを持つ凍結剝削作用の強弱は、斜面方位や斜面標高によってかなり差があるとみられる。

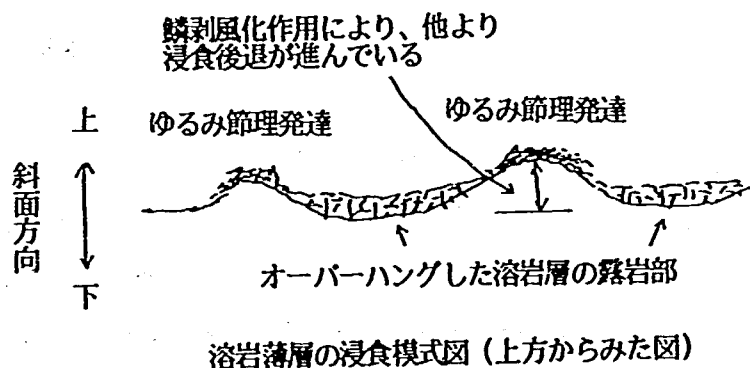
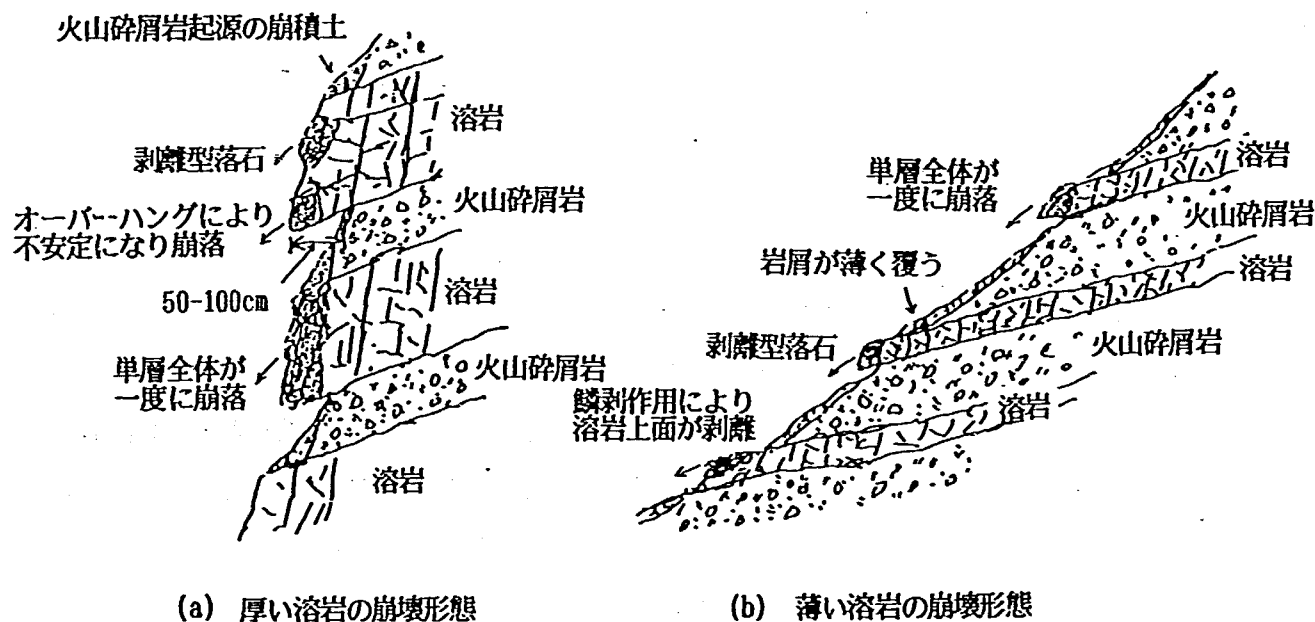


図-15 厚い溶岩と薄い溶岩の崩壊形態の違い

8. 崩壊危険度予測図

源頭部の谷壁に分布する岩石は、火山発達史的に複数の活動ユニットに区分される。これらはいずれも溶岩流と火山砕屑岩（いわゆるスコリア層）の互層からなっている。この互層はこれまで記したように溶岩層、スコリア層の厚さが異なっていたり、その割合が違っていたりする。また、火山砕屑岩はその岩相に応じて強度的にも一様でない。このような状況から、谷壁の侵食の進行は、前節に議論したように、ひと通りでない。この考え方をもとに源頭部の谷壁の崩壊危険度を定性的に区分したのが図-16である。現状では、未だ極めて予察的なものであるが、今後の調査方針に示唆を与えるものと考えられる。

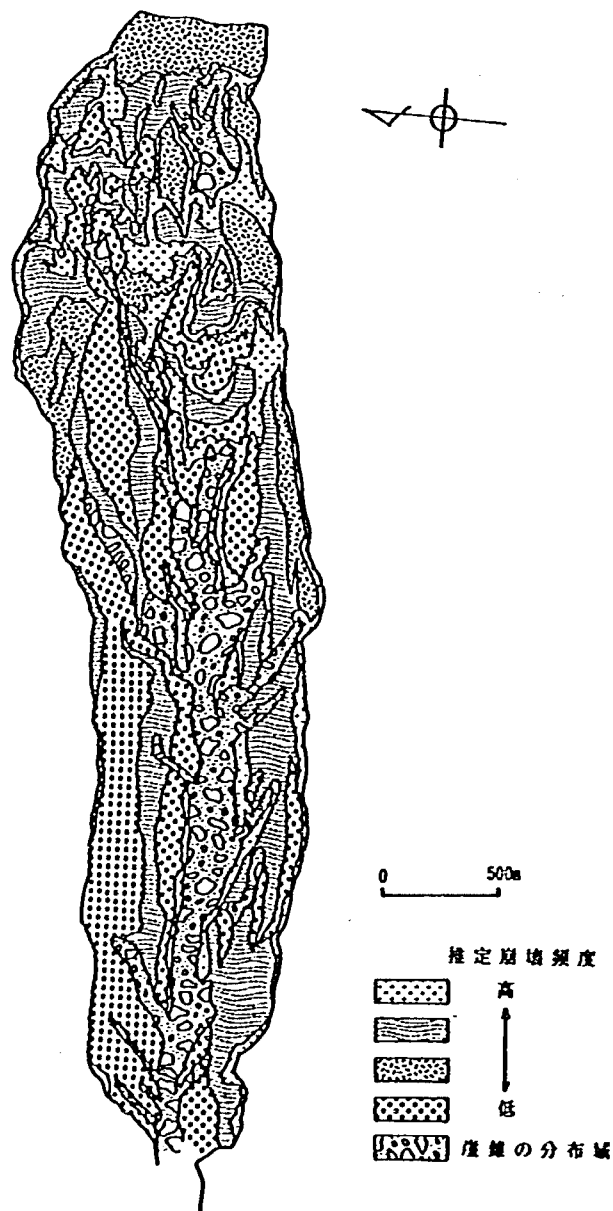


図-16 崩壊危険度予測図

9. まとめと今後の方向

本論では、大沢源頭部の地形、地質、崩壊についてまとめた。谷壁の侵食速度は、火山碎屑岩の耐侵食性、互層状態、地形に伴う気象条件左右されるが、このような考え方にに基づき源頭部の崩壊危険度を検討し、予察的な意味で崩壊危険度予測図を作成した。

今後、現地調査、岩石試験などのデータの蓄積を図り、崩壊危険度予測図の精度向上を行い、その上で崩壊対策の可能性について検討して行く必要がある。

文 献

- 1) 平林 武(1898): 富士及愛鷹火山地質調査報告, 震災予防調査会報告, 24, pp.4-74
- 2) 石原初太郎(1925): 富士山地質図(5万分の1), 山梨県山林会
- 3) 神原信一郎(1929): 富士山の地質と水理, 博進館, 482 pp.
- 4) 津屋弘達(1938a): 富士火山の地質学的並びに岩石学的研究(I)小御獄の構造, 地震研究所彙報, 16, pp.452-469.
- 5) 津屋弘達(1938b): 富士火山の地質学的並びに岩石学的研究(II)青木ヶ原溶岩の分布と噴出中心, 地震研究所彙報, 16, pp.638-657.
- 6) 津屋弘達(1940a): 富士火山の地質学的並びに岩石学的研究(III)富士山南西麓大宮町周域の地質, 地震研究所彙報, 18, pp.419-445.
- 7) 津屋弘達(1940b): 富士火山の地質学的並びに岩石学的研究, 地学雑誌, 52, pp.347-361.
- 8) 津屋弘達(1943): 富士火山の地質学的並びに岩石学的研究(IV), 地震研究所彙報, 21, pp.376-393.
- 9) 津屋弘達(1951): 富士火山帯と伊豆大島火山, 地学雑誌, 60, pp.2-3.
- 10) Tsuya, H. (1955): Geological and petrological studies of Volcano Fuji(V), On the 1707 Eruption of Volcano Fuji, Bull. Earthq. Res. Inst., 33, pp.341-383.
- 11) Tsuya, H. (1962): Geological and petrological studies of Volcano Fuji(VI), Geology of the Volcano as observed in some borings on its flanks, Bull. Earthq. Res. Inst., 40, pp.767-804.
- 12) 津屋弘達(1968): 5万分の1富士火山地質図, 地質調査所
- 13) 津屋弘達(1971): 富士山の地形・地質, 富士山総合学術調査報告書, 富士急行, pp.1-127.
- 14) 植村 武・山田哲雄編(1988): 日本の地質4 中部地方, 共立出版, 332pp.
- 15) 沢村孝之助(1955): 沼津図幅(7万5千分の1) 同地質説明書, 工業技術院地質調査所
- 16) 宮地直道(1988): 新富士火山の活動史, 地質学雑誌, 94, 6, pp.433-452.
- 17) 津屋弘達(1959): 大沢沿岸の地質と大沢崩れの発達, 静岡県富士山大沢崩対策委託調査(1), 14pp.
- 18) 津屋弘達(1960): 大沢沿岸の地質と大沢崩れの発達, 静岡県富士山大沢崩対策委託調査(2), 11pp.
- 19) 津屋弘達(1961): 大沢沿岸の地質と大沢崩れの発達, 静岡県富士山大沢崩対策委託調査(3), 8pp.
- 20) 建設省富士砂防工事事務所(1972): 富士山大沢源頭部地表地質調査, 建設省富士砂防工事事務所
- 21) 岩塚守公・町田 洋(1962): 富士山大沢の発達-火山の谷の発達と侵蝕機構についての基礎的研究, 地学雑誌, 71, 4, pp.3-18.
- 22) 多田文男・岩塚守公・町田 洋・吉田栄夫(1959): 富士山大沢における崩壊及び砂礫移動についての研究(第1報), 静岡県富士山大沢崩対策委託調査(1)昭和33年度, 29pp.

- 23) 多田文男・岩塚守公・吉田栄夫・町田 洋・小池一之(1960)：富士山大沢における崩壊及び砂礫移動についての研究(第2報)，静岡県富士山大沢崩対策委託調査(2)昭和34年度，24pp.
- 24) 多田文男・岩塚守公・町田 洋・小池一之・細井将右(1961)：富士山大沢における崩壊及び砂礫移動についての研究(第3報)，静岡県富士山大沢崩対策委託調査(3)昭和35年度，38pp.
- 25) 望月勝海・鮫島輝彦・加藤芳朗(1959)：大沢氾濫原調査報告，静岡県富士山大沢崩対策委託調査(1)昭和33年度，18pp.
- 26) 望月勝海・鮫島輝彦(1960)：大沢氾濫原および下流地域の調査，静岡県富士山大沢崩対策委託調査(2)昭和34年度，11pp.
- 27) 望月勝海・鮫島輝彦(1961)：大沢扇状地の地質および大沢崩壊，大沢氾濫の対策について，静岡県富士山大沢崩対策委託調査(3)昭和35年度，10pp.
- 28) 建設省富士砂防工事事務所(1978)：富士山大沢崩れ砂防調査成果報告書，94pp.
- 29) 建設省富士砂防工事事務所(1971)：富士山大沢崩壊土量調査，建設省富士砂防工事事務所

富士山大沢源頭部崩壊機構
調査報告

ISSN 0386-5878

土木研究所資料 第2831号

平成2年3月(1990)

急傾斜地崩壊研究室 室長 吉松弘行
主任研究員 西川純一
工藤賢二

要旨

富士山大沢源頭部の崩壊、いわゆる大沢崩れについて、これまでの調査をまとめ、源頭部の地形、地質、崩壊機構を整理した。源頭部の谷壁を構成する溶岩・火山砕屑岩互層のうち、火山砕屑岩の凝灰角礫岩～火山角礫岩・スコリア・アア溶岩の3区分が岩石物性と対応し、崩壊の進行速度と関わることを指摘した。

キーワード：富士山、大沢崩れ、斜面崩壊、岩石試験

郵便はがき

305□□

41円切手
をはって
下さい。

建設省土木研究所

急傾斜地崩壊研究室 御中

茨城県つくば市大字旭一番地

No. _____

No. _____

配布先氏名

配布先住所

○

土木研究所資料第 2831 号 部

上記のとおり受領しました。

所 属 (住所)

氏 名

印

○