

## 1982 年長崎豪雨災害で発生した斜面崩壊の地質的特徴

西山賢一\*・千木良雅弘\*

\* 京都大学防災研究所 地盤災害研究部門

### 要旨

1982 年長崎豪雨災害では、100mm/h を越える豪雨により、長崎市郊外において斜面崩壊が多発生した。地質調査と空中写真判読の結果、凝灰角礫岩の風化部で崩壊が多く発生し、塊状の安山岩溶岩における崩壊の発生は少ないことが分かった。岩盤透水試験と岩石試験結果に基づけば、凝灰角礫岩は安山岩溶岩より初生的に軟質で、風化による透水性の増加と強度低下が大きいことから、岩石物性の差異が斜面崩壊の発生に影響を及ぼしたと考えられる。

キーワード：斜面崩壊、長崎豪雨災害、火山岩類、岩石物性

### 1. はじめに

1982 年 7 月 23 日、長崎市周辺は記録的な集中豪雨に見舞われ、死者・行方不明者 299 人を出す大災害が発生した。長崎市に隣接する長与町では、一時間雨量が 187mm と、気象観測史上最大の雨量（当時）を記録したほか、長崎市周辺では各地で時間雨量 100mm を越える豪雨が約 3 時間も継続した。このため、長崎市郊外の住宅や団地が林立する山地斜面一体では斜面崩壊が多発生した。

災害発生後、大学および研究機関により災害調査が行われ、斜面崩壊に関する気象条件・地下水条件・地質条件・斜面安定解析などの検討が行われた（長崎大学学術調査団，1982；自然災害総合研究班，1983；国立防災科学技術センター，1984；長崎県地学会，1984；長崎大学工学部土木工学科，1985）。斜面の安定解析等については、山田ほか（1986）、伊勢田ほか（1984）、棚橋ほか（1989）の検討例もあり、数値標高モデルを用いた危険度予測（水田・瀬尾，2000）も行われている。しかし、いずれも斜面崩壊発生に対して風化帯の厚さ・物性、火山岩類の地質構造といった、種々の地質的条件が及ぼす影響については詳しい議論がなされていない。

長崎豪雨災害は、主に火山岩類からなる都市近郊の山地斜面において、記録的な豪雨により発生した斜面災害

である。日本各地には同様の火山岩類が広く分布することから、これは豪雨による火山岩類の斜面崩壊発生メカニズムを検討するうえで重要な事例といえる。本報告では、地表地質調査による火山岩類の分布の把握を基礎として、火山岩類の岩石物性の検討を行い、それらが斜面崩壊に及ぼす影響を考察した。

### 2. 調査・分析の方法

調査の対象地域は、斜面崩壊が多発生した長崎市東部（Fig. 1）の山地斜面である。この地域について、災害発生直後に撮影された空中写真（縮尺 1/20,000）の判読を行い、斜面崩壊の発生分布図を作成した。このうち、規模の大きな崩壊地については、作成した斜面崩壊分布図を用いて、図上計測によりみかけの摩擦角  $\phi$ （崩壊土砂末端から崩壊源頂部までの見通し角）を求めた。また、地表地質踏査を実施するとともに、代表的な数地点の崩壊地について精査を行った。

一方、火山岩類の岩石物性を把握するため、地質コンサルタント会社から岩石・土質試験データ、孔内試験データを収集した。これらのデータが取得されたのは、Site-A～Site-D の 4 箇所である（Fig. 1）。Site-A では風化安山岩、Site-B では風化凝灰角礫岩の、ともに土砂化した試料について、コンシステンシー特性（液性限界  $W_L$

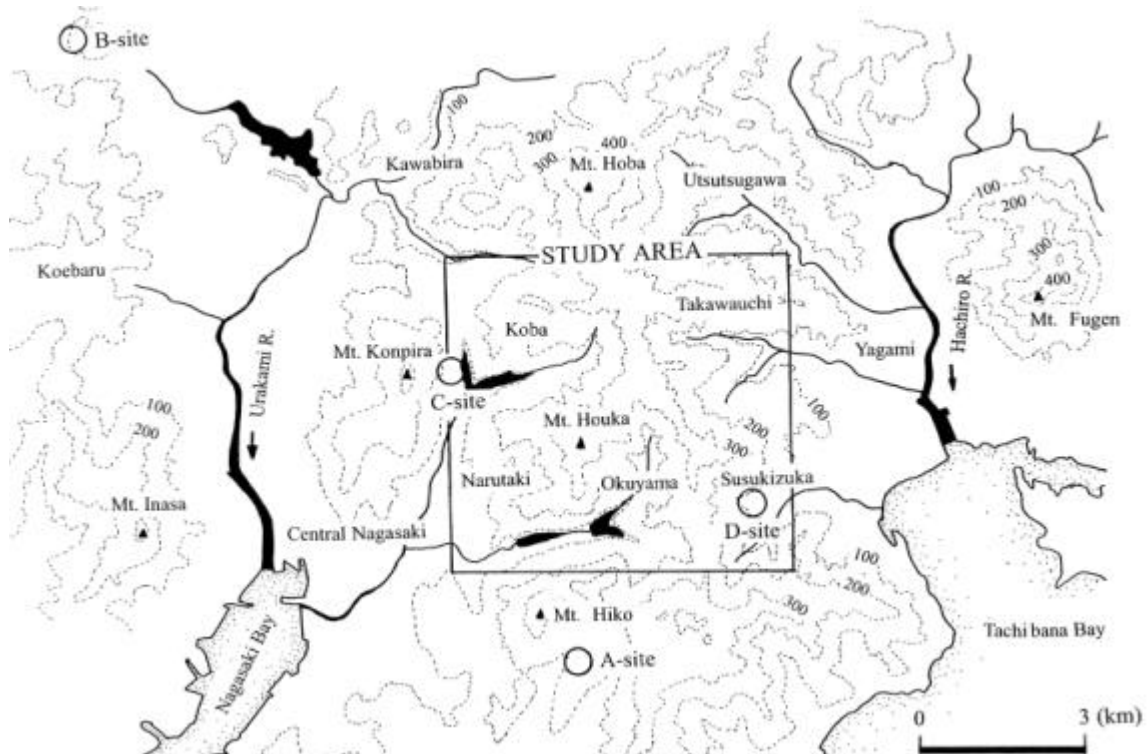


Fig. 1 Summit level map around Nagasaki city. Contour interval is 100 m.

(%) , 塑性限界  $W_p$  (%) , 塑性指数  $I_p$  ) , 比重  $G_s$  , 自然含水比  $W_n$  (%) , 間隙比  $e$  , 飽和度  $S_r$  (%) , 間隙率  $n$  , 強度定数 (粘着力  $c$  (kg/cm<sup>2</sup>) , 内部摩擦角 (°) , 風化安山岩は一面せん断試験 , 風化凝灰角礫岩は三軸圧縮試験による) のデータが得られた。風化安山岩は地表下 20 ~ 70 cm 間から , 風化凝灰角礫岩は地表下 0 ~ 50 cm 間から , とともに不攪乱で採取された。また , Site A で掘削されたボーリング 3 孔 (A-1 , A-2 , A-3) では , 安山岩・凝灰角礫岩がともに確認され 標準貫入試験による  $N$  値も得られた。Site C では , 孔径 66 mm のボーリング 3 孔 (C-1 , C-2 , C-3) 内にて定水位法によって行われた孔内透水試験による透水係数  $k$  (cm/s) が求められており , 安山岩・凝灰角礫岩のデータが得られた。Site D では , 掘削深度 10m 以深から採取されたボーリングコア (新鮮な安山岩と凝灰角礫岩) の岩石試験結果 (密度 , 超音波速度  $V_p$  ,  $V_s$  , 一軸圧縮強度  $\sigma_c$ ) ならびに安山岩の透水係数  $k$  (湧水圧試験による) が得られた。これらの一連の試験方法は , 地盤工学会編 (1983 , 1989) に基づいている。

さらに , 露頭 (切取りのり面) から採取した試料を用いて , 水銀圧入法による間隙径分布測定を行い ,  $4.0 \times 10^{-3} \mu\text{m} \sim 2.3 \times 10^4 \mu\text{m}$  間の間隙容量  $V$  , 比表面積  $S$  , 有効間隙率  $n_e$  を求めた。測定装置は独立行政法人産業技術総合研究所のカルボ・エルバ社製ポロシメータ 2000 である。この装置では , 水銀が侵入しうる岩石の間隙は ,

圧入圧力と反比例の関係にあるという性質を利用して , 圧入圧力と水銀の圧入量を測定することにより , 試料の間隙の寸法分布 , 有効間隙率 , 比表面積を求めることができる (林ほか , 2000) 。測定対象岩石は , 新鮮安山岩 (長崎市木場) , 風化安山岩 (長崎市田川内) , ラハール堆積物と推定される凝灰角礫岩 (長崎市木場) , ブロック・アンド・アッシュフローと推定される凝灰角礫岩 (長崎市小江原) の 4 つである。得られた間隙径データから , 等価管路モデル (Paterson , 1983) の一種である Kozeny の動水半径モデル (林ほか , 1999) を用いて透水係数  $k$  の計算も行った。計算式は以下の通りである (林ほか , 1999) 。

$$k = C_s \cdot \left\{ 1/2 \left[ \frac{f(r_i)}{r_i} \right] \right\}^2 \quad (1)$$

ここで ,  $n_e$  は有効間隙率 ,  $r_i$  は間隙の半径 ,  $f(r_i)$  は間隙寸法の容積頻度 (全間隙容量と , ある大きさの間隙容量との比) ,  $C_s$  は形状ファクターで , 今回は間隙の断面形を円と仮定したので  $C_s = 0.4$  (林ほか , 1999) とした。

### 3. 長崎豪雨災害における降雨と斜面崩壊の概要

長崎豪雨災害における最大 1 時間雨量は 187 mm/h (長与町) であり , 当時の日本気象観測記録上最大となった。長崎市東部の矢上でも 162 mm/h を記録した (長崎大学

学術調査団, 1982) また, 最大 3 時間雨量は長崎市矢上で 366 mm, 最大 7 時間雨量は同地点で 531 mm である (長崎大学学術調査団, 1982)。長崎大学学術調査団 (1982) による, 最大 1, 3, 7 時間降水量の分布図を Fig. 2 に示す。今回調査対象とした長崎市東部は, もっとも降水量の多い場所にあたる。

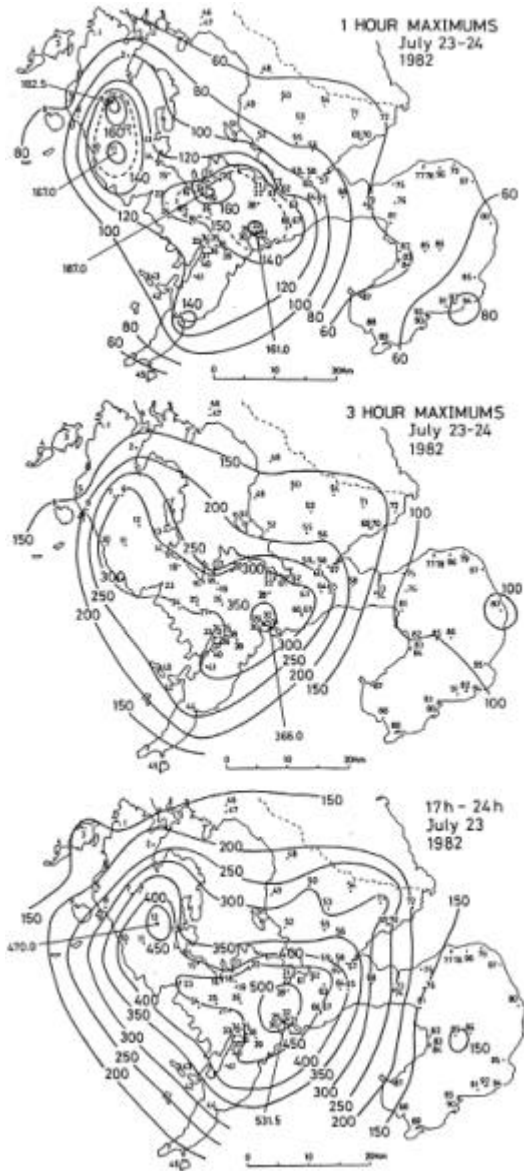


Fig. 2 Distribution of 1-, 3-, and 7 hours maximum precipitation (mm) (After Nagasaki University, 1982)

この豪雨により発生した斜面崩壊の総数は, 長崎大学学術調査団 (1982) によれば, 長崎県南部で 8,905 箇所であり, もっとも崩壊発生密度 (1km<sup>2</sup> あたりの崩壊発生個数) が高かったのは, もっとも総雨量が多かった長崎市東部の矢上地区の 63.6 個/km<sup>2</sup> である。長崎大学学術調査団 (1982) による長崎市東部一帯の斜面崩壊の分

布図を Fig. 3 に示す。この図では, 大まかな地質体の分布ごとの斜面崩壊発生場所が示されているが, 斜面崩壊発生域と土砂の移動・堆積域との識別がなされていないほか, 安山岩や凝灰角礫岩などからなる長崎火山岩類は一括して表記されており, 岩石種ごとの崩壊発生数などを検討することができない。

この豪雨により, 長崎県内各地で多数の斜面崩壊・土石流・氾濫災害が発生し, 死者・行方不明者は 299 名にも達した。このうち, 斜面崩壊および土石流による死者・行方不明者が 262 名と, 全体の 88% を占めた (国立防災科学技術研究センター, 1984)。

#### 4. 長崎地域の地形・地質の特徴

長崎地域 (Fig. 1) には, 浦上川と八郎川に沿った河谷沿いの沖積低地を除くと, もっとも標高 200 ~ 500 m の山地・丘陵が広く分布している。山地部には, 帆場岳 (505 m) を最高として, 烽火山 (426 m), 英彦山 (386 m), 稲佐山 (342 m) などのピークが存在し, 山頂部にはメサ地形形状の比較的緩傾斜な部分が認められるほか, 山麓にも緩斜面が形成されている。山麓部~低地部には何段かの段丘も分布している (長岡ほか, 1999)。

長崎地域の山地は, 主に中新世~鮮新世の火山岩類から構成されている。これらの火山岩類は層序的に二分されており, 下位は時津火山岩類, 上位は長崎火山岩類と呼ばれている (田島ほか, 1992)。時津火山岩類中には川平閃緑岩類が貫入しており, 時津火山岩類は接触変成を受けている。川平閃緑岩類は, 大局的には長崎火山岩類と一連とされている (布袋, 1993)。

時津火山岩類は長崎市現川一帯に分布する。熱水変質を受けてプロピライト化しており, 変質により軟質化しているものもある。川平閃緑岩類との接触部ではホルンフェルスとなっている。

川平閃緑岩類は長崎市川平~帆場岳一帯に分布する。その主岩体は比較的細粒な閃緑岩であり, 風化した部分ではマサ状の組織を呈する。また, 主岩体の周囲には変質した安山岩・ひん岩などが随伴し, 主岩体と漸移することから, これらも一括して川平閃緑岩類とよばれている (布袋, 1993)。

長崎火山岩類は, 長崎地域に広く分布する。下位の時津火山岩類を覆い, 川平閃緑岩類の一部で貫入されるほか, 一部で閃緑岩類を被覆する (布袋, 1993) が, 貫入部における接触変成作用は明瞭ではない。主に輝石安山岩の溶岩と凝灰角礫岩が複数枚, ほぼ水平に互層した構造をなすことが多い (布袋, 1989)。凝灰質の泥岩・シルト岩の薄層を挟在することがある。主要な山の山頂部は安山岩溶岩のキャップロックからなることが多く, 稲佐山などではメサ地形が認められる。安山岩には板状節

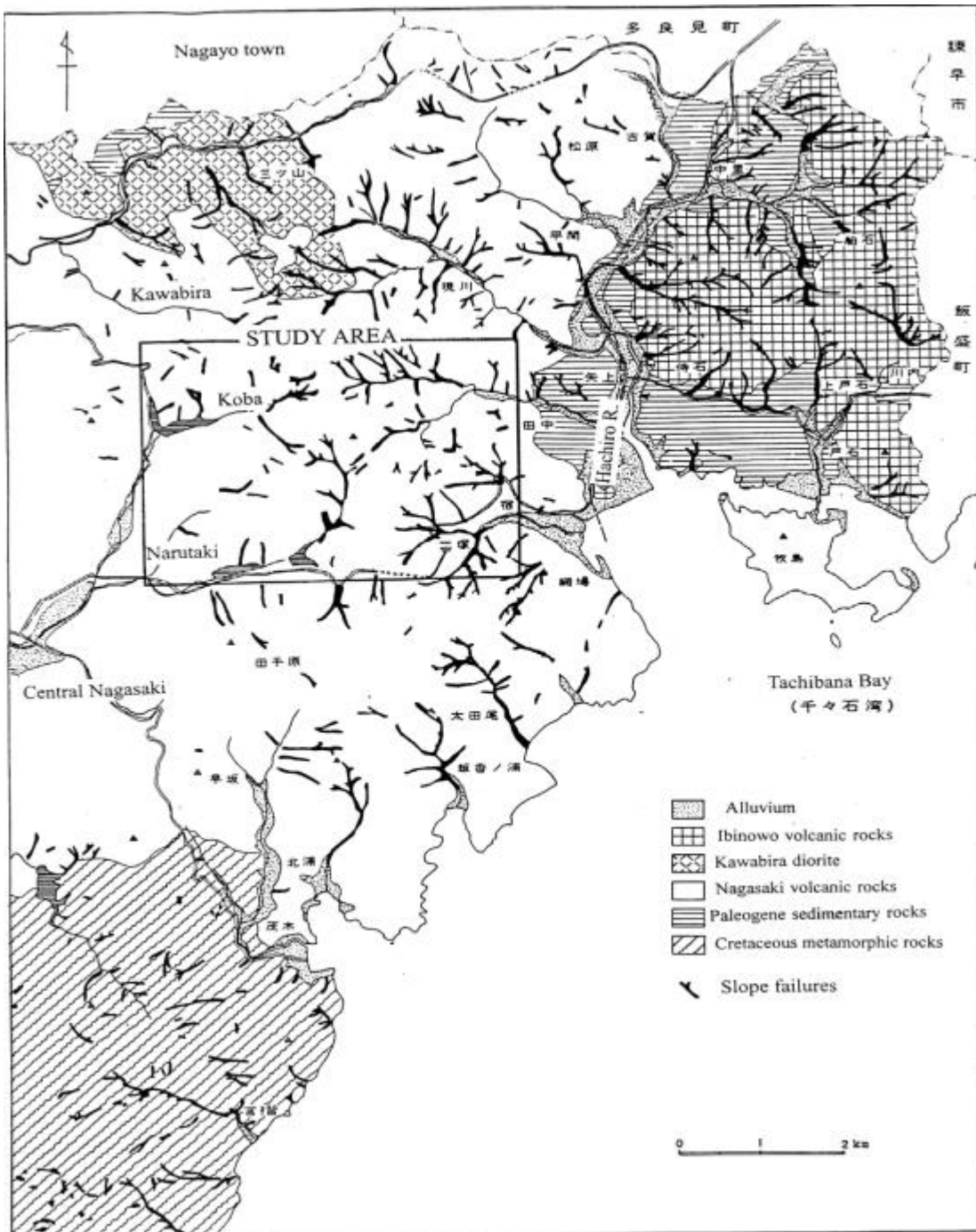


Fig. 3 Distribution of slope failures (After Nagasaki University, 1982)

理が発達することが多く、漸移的に自破砕溶岩となることもある。塊状溶岩は一般に硬質なものが多いが、自破砕溶岩は風化により赤色を呈するものがある。凝灰角礫岩は成因に基づいて2種類に分けることができ、ひとつは発泡程度の低い石質岩片を主体とした火砕流堆積物であるブロック・アンド・アッシュフロー堆積物 (Cas and Wright, 1987), 他方は火山岩の二次的堆積物であるラハール堆積物である。いずれも、径数 cm~数十 cmの安山岩礫とマトリックスの砂~シルトからなる。ブロック・

アンド・アッシュフロー堆積物のマトリックスは固結程度が高く、ラハール堆積物に比べて一般に硬質である。なお、調査地域内の全域にわたる地質図スケールで凝灰角礫岩を区分することは、露頭状況の問題からできなかった。

尾根部に分布する凝灰角礫岩には風化により赤色を呈する部分が見られることが多く、のり面で観察される風化帯の厚さは3~4m程度である。一方、安山岩の風化帯の厚さは一般に1m以下と薄い。

## 5. 代表的な崩壊地の地形・地質状況

長崎豪雨災害における代表的な崩壊地である長崎木場地区と奥山地区の地質状況について、地表地質踏査をおこなった。両地区の崩壊地周辺の地質分布を Fig. 4 に示す。なお、図中の滑落崖・崩壊土砂の分布範囲は、国立防災科学技術センター（1984）の図に従った。

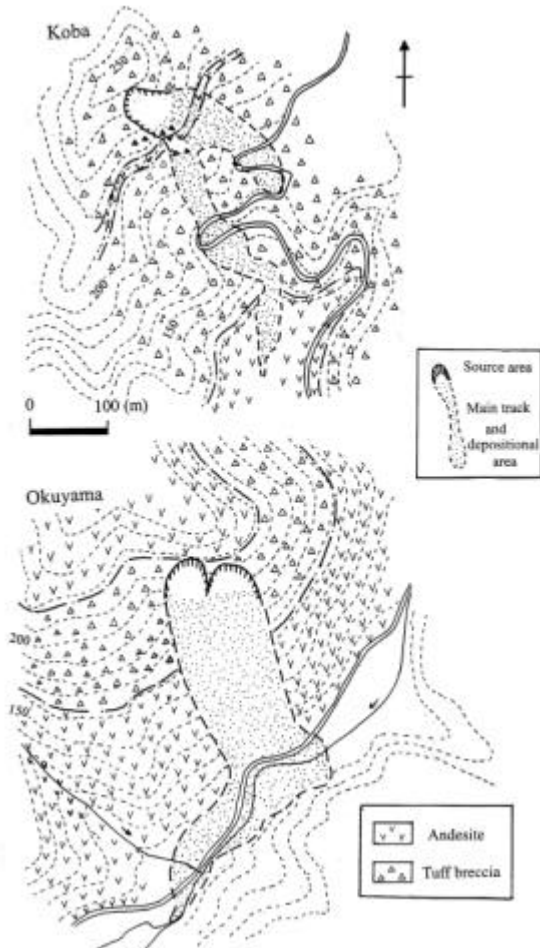


Fig. 4 Geological maps of Koba and Okuyama area

木場地区は、長崎市東部の西山ダムのすぐ上流に位置し、斜面崩壊によって7人の犠牲者を出した地点である。現在は斜面対策工が行われているため露頭状況はよくないが、踏査の結果、当地域は凝灰角礫岩を主体とし、崩壊斜面の中腹部に厚さ 3~4m ほどの薄い安山岩溶岩を1枚挟在している。凝灰角礫岩は風化しており、電力中央研究所方式の岩級区分（日本応用地質学会、1992）では、CL~D 級となるが、安山岩溶岩は比較的硬質であり、CL~CM 級である。防災科学技術研究所（1983）

によれば、崩壊深は約 4m である。以上のことから、当地区の斜面崩壊は、風化した凝灰角礫岩および表土が滑落したものと考えられる。なお、図上計測によるみかけの摩擦角  $\phi_f$  は 21.1° である。

奥山地区は、烽火山の南東斜面の末端部に位置する。斜面崩壊により 24 人の犠牲者を出した地点である。ほぼ同じ標高で隣りあう2つの滑落崖が認められるが、両者は約1時間の差をおいて崩壊したことが、地元住民からの聞き取りで分かっている（国立防災科学技術センター、1984）。地表踏査結果によれば、斜面崩壊の滑落崖付近には凝灰角礫岩が分布し、崩壊地の下部には板状節理の発達した安山岩が分布している。これらの凝灰角礫岩の岩級区分は CL 級、安山岩は CM 級である。国立防災科学技術センター（1984）によれば、崩壊深は約 4m であり、崩壊直後の滑落崖付近には直径 30cm 程度のパイピング孔が確認されている。以上のことから、当地区の斜面崩壊は、木場地区と同様に、風化した凝灰角礫岩および表土が滑落したものと考えられる。当地区のみかけの摩擦角  $\phi_f$  は、14.2° である。

## 6. 斜面崩壊の分布と地質との対応

斜面崩壊の発生場所の分布図を Fig. 5 に示す。図中のコンターは 50m 間隔である。特に規模の大きな崩壊地は、図中に示すように、前述した木場地区、奥山地区のほか、鳴滝、芒塚などに認められる。これらの崩壊地の平均傾斜は 30° 以下の緩いものが多い。みかけの摩擦角  $\phi_f$  は、鳴滝地区が 20.4°、芒塚地区が 23.3° である。

崩壊発生地点の地形的特徴についてみると、田川内、芒塚などのように、緩斜面をなす尾根の直下の遷急線付近での崩壊が多い傾向が認められる。一方、奥山・鳴滝地区などは、地形的にこれといった明瞭な特徴のない山腹斜面であり、これらに共通する地形的特徴は見いだしにくい。

次に、これらの斜面崩壊と地質分布とを重ねた図を Fig. 6 に示す。ここでは、長崎火山岩類を安山岩と凝灰角礫岩とに区分したほか、時津火山岩類のプロピライト、ならびに川平閃緑岩を表記した。木場、奥山、鳴滝、田川内地区などのように、凝灰角礫岩の分布域における崩壊発生個数が多い一方、安山岩溶岩の分布域における崩壊個数は一般に少ないといえる。芒塚地区では安山岩溶岩からなる道路のり面直上において地すべりが発生したほか、尾根直下に分布する凝灰角礫岩分布域での斜面崩壊が発生した。調査地域内で識別された斜面崩壊（芒塚の地すべりを除く）の総数は 86 箇所、そのうち、凝灰角礫岩分布域での発生数は 48 箇所（55.8%）を占めており、安山岩溶岩分布域での発生数 32 箇所（37.2%）、プロピライト分布域での発生数 6 箇所（7.0%）を大きく

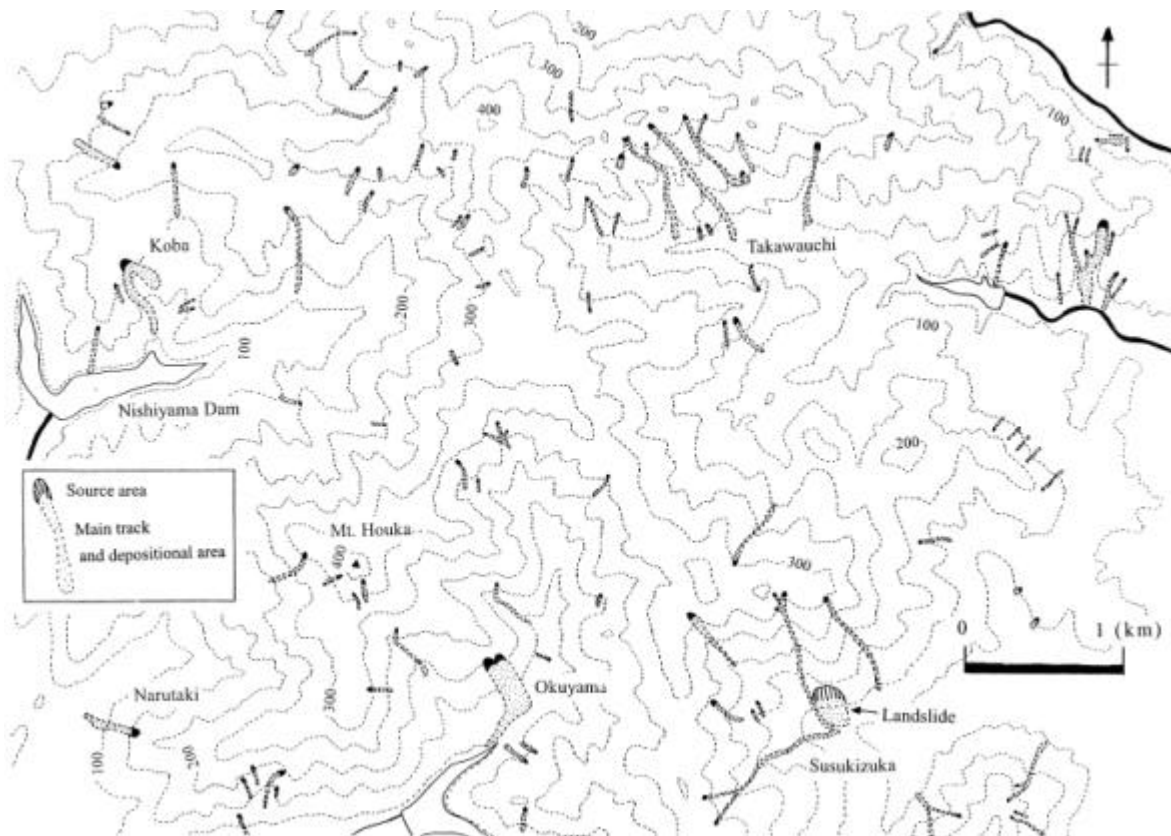


Fig. 5 Distribution map of slope failures based on aerial photo reading

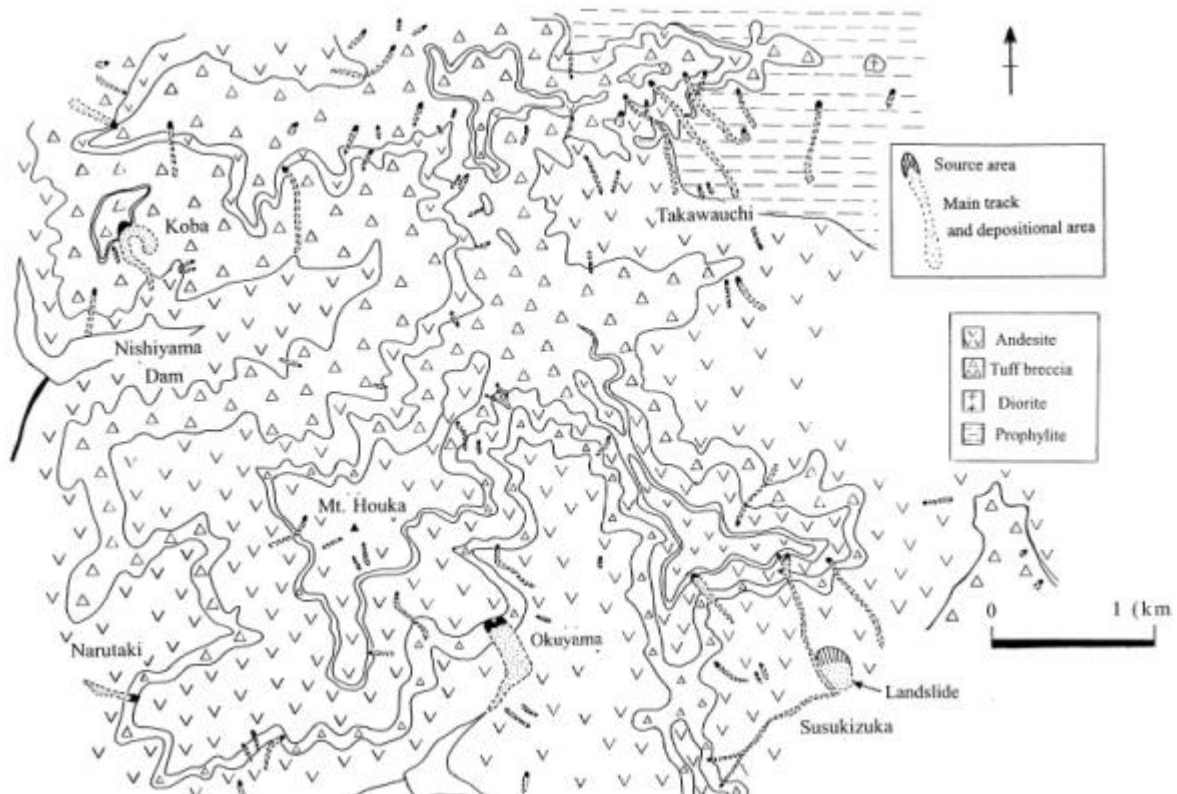


Fig. 6 Relationships between slope failures and distribution of volcanic rocks



上回っている。

既存の報告では、崩壊発生と地質分布との間には明瞭な関係が認められないとされてきたが（長崎大学学術調査団，1982 など），地質調査に基づいて火山岩類を安山岩溶岩と凝灰角礫岩とに区分した結果，安山岩溶岩より凝灰角礫岩の崩壊発生頻度が高いという結果が得られた。また みかけの摩擦角は，凝灰角礫岩の崩壊では  $20^\circ$  程度であることが多い。

## 7. 安山岩と凝灰角礫岩の岩石物性

ボーリング資料による安山岩溶岩と凝灰角礫岩の岩石・土質試験データを Table 1 に示す。風化安山岩と風化凝灰角礫岩のコンシステンシー特性はいずれも塑性が小さいといえるが，風化安山岩は  $w_L$  が 50 より小さいことから相対的に圧縮性が小さく，風化凝灰角礫岩は 50 より大きいことから相対的に圧縮性が大きいといえる（石原，1988）。土粒子の比重は，風化安山岩と風化凝灰角礫岩とでほとんど差はないが，自然含水比は風化凝灰角礫岩の方が大きい。風化安山岩の自然含水比は塑性限界以下の値であるが，風化凝灰角礫岩の値は塑性限界より大幅に高くなっており，液性限界に近い。

力学的性質である強度定数 ( $c$ ,  $\phi$ ) は，両者とも凝灰角礫岩より安山岩の方が大きい。また，標準貫入試験による  $N$  値の深度方向への変化を検討すると，Fig. 7 のボーリングコア (A-1, A-2, A-3) の柱状図に示すように，凝灰角礫岩は浅い部分での  $N$  値が小さく，深度が増すにつれて  $N$  値が増加する傾向が認められる。特に A-2 では  $N$  値が小さく，深度 3m 地点において最低値 4 となるが，ここでも深度が増すほど  $N$  値は増加傾向にある。一方，安山岩溶岩では，深度の浅い風化した部分においても  $N$  値は大きく，ほとんどの場合は貫入不能 (50 以上) である。このことは， $c$ ,  $\phi$  の測定結果と調和的である。

孔内透水試験データを Fig. 8 に示す。C-1, C-2 ではともに，深度約 10m 以深に分布する新鮮な安山岩と凝灰角礫岩の透水係数は  $10^{-5} \sim 10^{-6}$  cm/s のオーダーであり，難透水性の岩盤であることが分かる。D 地点におけるボーリング孔内（深度 35~42m 間）で湧水圧試験によって求められた安山岩の透水係数も  $3.1 \times 10^{-5}$  cm/s であり，未風化の安山岩の透水係数は  $10^{-5} \sim 10^{-6}$  cm/s のオーダーといえる。一方，深度 10m 以浅に分布する風化岩については，C-1, 2 における安山岩の透水係数は  $10^{-4}$  cm/s 程度であり，C-3 の凝灰角礫岩では  $10^{-3}$  cm/s となっており，新鮮岩に比べて透水係数が高くなっている。すなわち，深度 10m 以深に分布する新鮮岩に比べて，深度 10m 以浅に分布する風化岩の透水係数は 1~2 桁大きくなる傾向が認められる。また，深度 10m 以浅に分布する風

化岩どうしを比べると，風化安山岩より風化凝灰角礫岩の透水係数が同レベルないし 1 桁大きい。これらのことから，新鮮な安山岩と凝灰角礫岩の透水係数はほぼ同程度の値であるが，風化部における透水係数を比較すると，風化安山岩より風化凝灰角礫岩の透水係数の方が，同レベルか 1 桁大きいといえる。

露頭から採取した岩石試料の間隙径分布を Fig. 9 に，間隙容量・比表面積・有効間隙率・透水係数の一覧を Table 2 に，それぞれ示す。新鮮な安山岩は間隙容量が小さく，かつ間隙径のモードが小さい ( $10^2 \mu\text{m}$  以下) のに対し，風化した安山岩では間隙容量および間隙径のモードがともに顕著に増加しているのが特徴的である。これを反映して，新鮮な安山岩の有効間隙率は 15%，Kozeny モデルによる透水係数は  $2.5 \times 10^{-10}$  cm/s であり，風化した安山岩の有効間隙率は 10.0%，透水係数は  $5.1 \times 10^{-9}$  cm/s と大きくなっている。これらはクラックを含まないインタクトロックの透水係数であるため，現場透水試験結果に比べてきわめて小さい。岩盤としての透水係数はこれよりはるかに大きいと推定されるため，現場透水試験で得られた値と同列に比較するのは問題があるが，新鮮岩と風化岩との相対的な差は表現されていると考えられる。

一方，凝灰角礫岩の測定結果をみると，ラハール堆積物の有効間隙率が 33.7%，透水係数が  $9.6 \times 10^{-8}$  cm/s であるのに対し，ブロック・アンド・アッシュフローでは，有効間隙率が 22.3% 透水係数が  $2.6 \times 10^{-8}$  cm/s となり，やや小さくなっている。間隙径分布のヒストグラムをみると，火山円礫岩は  $10^0 \mu\text{m}$  付近にモードを持つユニモダルであるのに対し，ブロック・アンド・アッシュフローではモードが  $10^2$  および  $10^1 \mu\text{m}$  付近にあり，バイモダルとなっている。 $10^1 \mu\text{m}$  付近に突出したモードが生じた理由としては，ブロック・アンド・アッシュフローに特徴的な vesicle (空泡) の存在 (Cas and Wright, 1987) が考えられるが，これの存在は透水係数にはあまり寄与していないようである。得られた凝灰角礫岩の透水係数を安山岩と比較すると，いずれも 1 オーダー高く，現場透水試験の結果と調和的である。すなわち，安山岩と凝灰角礫岩とを比較すると，凝灰角礫岩の透水係数の方がやや大きいと考えられる。

なお，今回用いた水銀圧入法に基づく有効間隙率・透水係数と，一般に測定される水浸水法による有効間隙率や，トランジェントパルス法などによる実測透水係数との比較について触れる。水銀圧入法による有効間隙率は，水浸水法による有効間隙率にくらべてやや小さくなる傾向が指摘されており，水浸水法の約 0.8 倍という値が報告されている（林ほか，1998）。したがって，今回測定した火山岩類の有効間隙率は，一般的な水浸水法で求められた値よりやや小さめと推定される。また，間隙径

Table 1 Physical properties and mechanical properties of rocks and soils

Rock properties	Andesite (weathered, Site-A)	Tuff breccia (weathered, Site-B)	Andesite (fresh, Site-D)	Tuff breccia (fresh, Site-D)
Depth (m)	0.2 ~ 0.7 m	0.2 ~ 0.9 m	32.5 ~ 32.9 m	18.7 ~ 18.9 m
Liquid limit , $W_L$ ( % )	39.53	60.14	-	-
Plastic limit , $W_p$ ( % )	34.83	44.80	-	-
Plasticity index , $I_p$	4.70	15.34	-	-
Specific gravity , $G_s$	2.597	2.643	-	-
Water content , $W_n$ ( % )	23.99	58.19	-	-
Void ratio , $e$	-	2.161	-	-
Degree of saturation , $S_r$ ( % )	-	76.24	-	-
Porosity , $n$ ( % )	-	68.4	-	-
Density (cm <sup>3</sup> /g)	-	-	2.73	2.09
Longitudinal wave velocity, $V_p$ (km/s)	-	-	5.59	2.06
Transverse wave velocity, $V_s$ (km/s)	-	-	2.56	0.96
Rock mass classification	D	D	CM	CL
Uniaxial compressive strength, $\sigma_c$ (kgf/cm <sup>2</sup> )	-	-	1937	83.7
Cohesion , $c$ ( kg/cm <sup>2</sup> )	0.81	0.08	-	-
Angle of internal friction , $\delta$ ( ° )	37	25	-	-

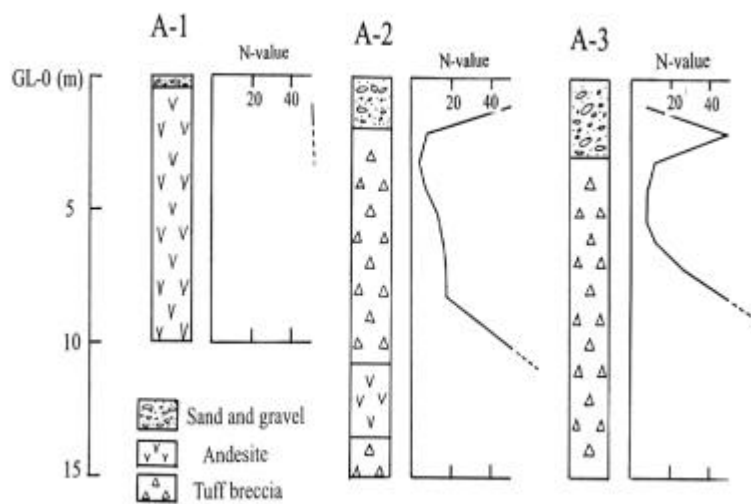


Fig. 7 Results of standard penetration test



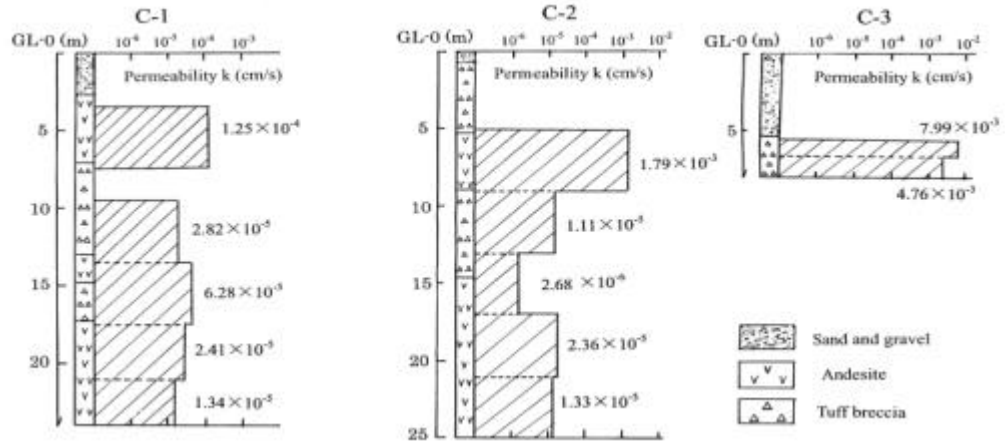


Fig. 8 Results of permeability test

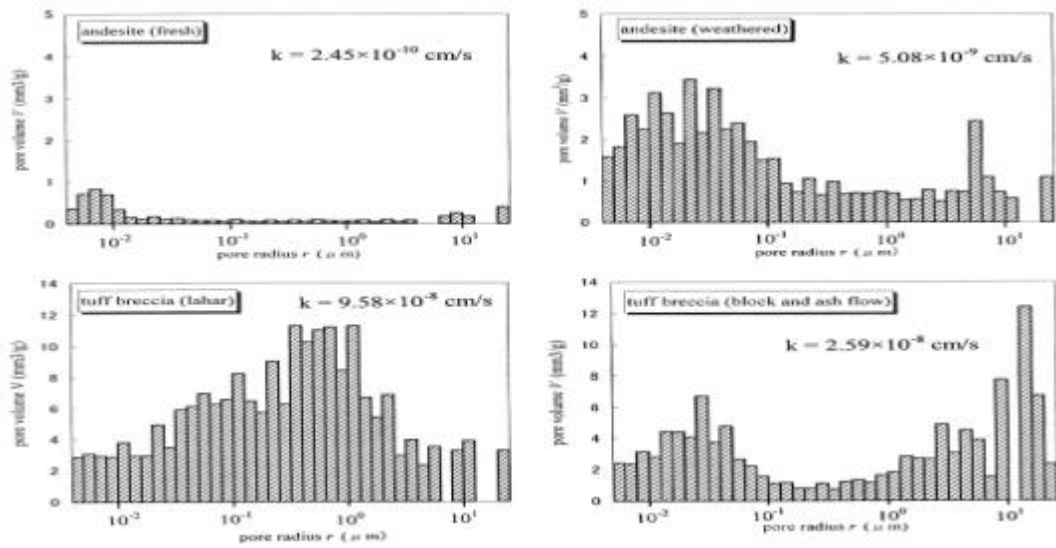


Fig. 9 Histograms of pore size distribution measured by mercury intrusion porosimeter

Table 2 Results of pore size distribution analysis

rock sample	permeability (darcy)	Permeability (cm/s)	porosity (%)	bulk density (g/cm <sup>3</sup> )	average pore radius (μm)	specific surface area (m <sup>2</sup> /g)
Andesite lava (fresh)	$2.37 \times 10^{-7}$	$2.45 \times 10^{-10}$	1.55	2.39	0.008	1.12
Andesite lava (weathered)	$4.90 \times 10^{-6}$	$5.08 \times 10^{-9}$	10.00	1.99	0.013	4.89
Tuff breccia (lahar deposits)	$9.24 \times 10^{-5}$	$9.58 \times 10^{-8}$	33.66	1.64	0.542	8.48
Tuff breccia (block and ash flow)	$2.50 \times 10^{-5}$	$2.59 \times 10^{-8}$	22.32	1.94	8.181	7.19
Kawabira diorite (fresh)	$4.95 \times 10^{-6}$	$5.13 \times 10^{-9}$	3.93	2.49	0.059	0.94
Kawabira diorite (weathered)	$2.08 \times 10^{-4}$	$2.16 \times 10^{-7}$	36.26	1.94	0.693	5.18
Togitsu propylite	$1.18 \times 10^{-1}$	$1.22 \times 10^{-4}$	14.34	1.84	17.200	4.55

分布に基づく透水係数の推定例はいまだ少ないものの、Kozeny モデルで計算された白河溶結凝灰岩の透水係数の推定値と、トランジェントパルス法に基づく透水係数（実測値）との比較がなされており、推定値は、実測値より一桁小さい（約 0.12 倍）という結果が報告されている（林ほか、1999）。これを当てはめれば、実際の透水係数は推定値より一桁大きいと推定される。

## 8. 斜面崩壊発生の地質的素因に関する検討

長崎豪雨災害による斜面崩壊が、特に凝灰角礫岩の分布域において多く発生した原因について考察する。地質調査の結果にもとづけば、安山岩溶岩は、板状節理が発達する亀裂質の岩盤であるが、一般に硬質であり、露頭において CM 級程度の岩盤であることが多い。一方、地表に露出する凝灰角礫岩は一般に風化が進んでおり、CL~D 級岩盤であることが多い。このような両者の風化に対する抵抗性の違いに起因した岩石物性の違いは、コンシステンシー、強度、透水性といったいくつかの物性値においても明瞭に現れている。特に、より地表に近い風化帯における両者の物性値には、特徴的な差異が認められる。Fig. 7 に示すように、 $N$  値の深度方向への変化は、安山岩では地表付近の風化帯においても  $N$  値は 50 以上あるものの、凝灰角礫岩の風化部における  $N$  値は 10 以下と低い値をとる。すなわち、風化帯における岩盤強度は、安山岩に比べて凝灰角礫岩の方が著しく低い。さらに、Fig. 8 において、ボーリング孔の深度 10m 以深では、安山岩と凝灰角礫岩の透水係数にほとんど差は認められないが、深度 10m 以浅の風化した部分では、安山岩溶岩より凝灰角礫岩の透水係数は同レベルないし一桁大きい。

一般には、安山岩と凝灰角礫岩とが互層する山体における透水性は、節理が発達した安山岩の方が高く、節理が少ない凝灰角礫岩の方が低いとされている（岡本ほか、1980）。今回の結果では、これと逆の傾向が推定された。もちろん、安山岩と凝灰角礫岩の間に推定される透水性のギャップは最大で一桁程度であるため、それほど明瞭なものではないが、山地斜面における地下水の移動プロセスにも何らかの影響を及ぼす可能性が考え得る。当地域の地質構造は、一般に安山岩溶岩と凝灰角礫岩とがほぼ水平に複数枚累積しており、規模の大きな崩壊地である木場、奥山、鳴滝などは、いずれも滑落崖付近に凝灰角礫岩が分布し、下方に安山岩溶岩が分布する。上述のように、地表付近の風化した岩盤では、凝灰角礫岩より安山岩溶岩の透水係数が約一桁小さいと推定されることから、凝灰角礫岩中を浸透した地下水は、下位の安山岩溶岩との地質境界に達すると、斜面下方への浸透が遮断され、凝灰角礫岩の風化部における地下水位の上昇を

招く可能性がある。実際に、奥山地区の滑落崖では、風化した凝灰角礫岩に開口した直径 30cm にも達するパイプが複数確認されている（国立防災科学技術センター、1984）。パイピング現象は表層崩壊の滑落崖などでしばしば見られるもので、豪雨により地下水の動水勾配が増加して浸透水圧が上昇し、周辺の土砂を浸食して形成されると考えられている（寺島、1996；塚本、1998）。一方、奥山地区の崩壊斜面の平均勾配は約 24° 程度とかなり緩いため、通常の斜面安定解析を行うと、安全率が 2 以上になってしまう（長崎大学学術調査団、1982）。こういった緩斜面での規模の大きな斜面崩壊の発生には、山体内の地下水位の上昇が大きく影響したと考えられており（伊勢田ほか、1985）、上述した岩盤内での透水性のギャップに関する議論と調和的といえる。さらに、風化帯の強度は、安山岩の風化部より凝灰角礫岩の風化部の方が大幅に小さく、すべりに対する抵抗力も同様と推定される。

ところで、木場地区では、斜面を構成するのはもっぱら凝灰角礫岩であり、厚い安山岩溶岩は層序的にかなり下方に分布するため（Fig. 5）、安山岩体の直上での地下水位の上昇が、滑落崖付近まで及んだとは考えにくい。この地区では、滑落崖のすぐ下方において、凝灰角礫岩中に厚さ 3m 程度の薄い安山岩溶岩が 1 枚挟在しているが、むしろこの岩体が斜面下方への地下水浸透を遮断し、岩体より上方での地下水位の上昇をもたらした可能性も考えられる。こういった薄い岩体・岩脈あるいは粘土化帯が地下水浸透を遮断したことに起因する斜面崩壊の例としては、1983 年山陰豪雨災害における例（島根大学地質学教室調査団、1984 など）が知られている。地質図（Fig. 6）では表記スケールの関係で、薄い安山岩溶岩を区分していないが、実際には凝灰角礫岩の分布域内には、比較的ひんぱんにこの種の薄い溶岩が挟在するものと考えられ、凝灰角礫岩の分布域におけるほかの斜面崩壊にも影響を及ぼした可能性もある。

以上のことから、長崎豪雨災害における火山岩類の斜面崩壊は、次のようなモデルで考えることができる。すなわち、長崎火山岩類は安山岩溶岩と凝灰角礫岩が、ほぼ水平に複数枚累積した地質構造をなすが、地表付近の風化帯における透水性は安山岩より凝灰角礫岩のほうがやや高いため、下位に安山岩が分布する場合には、地下水が下方へ浸透しにくく、その直上の凝灰角礫岩内での地下水位が上昇した。場合によってはパイピング現象も伴ったと推定される。一方、風化帯の岩盤強度は、安山岩より凝灰角礫岩の方が一般に大幅に低いと、すべりに対する抵抗力も大幅に小さいと考えられる。このため、凝灰角礫岩の風化部での斜面崩壊が多発したのであろう。また、凝灰角礫岩中には薄い安山岩溶岩が挟在することがあり、これが部分的な遮水層となって、遮水層

より上方の岩盤内の地下水位が上昇し、崩壊が発生した事例も考えられる。自破砕溶岩の風化部における斜面崩壊も、風化した自破砕部と塊状溶岩との間の透水性のギャップが原因である可能性が考えられる。以上のように、火山岩類の斜面崩壊には、風化に対する抵抗性が異なり、ひいては透水性や強度の異なる岩体が複数累積するという、表層風化帯の形成過程ならびに地質構造に起因した岩石物性のギャップが、大きく影響していると考えられる。

火山岩地域において豪雨により発生した斜面崩壊としては、1993年鹿児島豪雨災害における竜ヶ水地区および始良郡一帯の崩壊例があげられる（自然災害総合研究班、1994）。1977年にも斜面崩壊による土石流災害が発生した竜ヶ水地区では、クラックが発達した高透水性の溶結凝灰岩を浸透した地下水が、下位の難透水性の海成層（シルト岩）との地質境界付近で浸透が遮水されたため、パイピングを伴う斜面崩壊の発生に至ったと推定されている（太田ほか、1993；横田・岩松、1998）。同様に、始良町の九州自動車道桜島サービスエリアにおける崩壊も、クラックの発達した安山岩と、下位の海成層（シルト岩）との間の透水性のギャップが影響したと考えられている（横田・岩松、1994）。しかし、種々の火山岩類およびそれに挟在する堆積岩類が複雑に累積した斜面の場合、地表地質踏査だけではそれらの地層の連続性・分布形態・地質構造を把握することは困難であり、岩石試験・孔内試験を併用できるボーリング調査や、広域的な地質構造の検討も可能な物理探査を加えた地質調査が有効である（横田・岩松、1998）。

また、火山岩からなる斜面における規模の大きな深層崩壊の例としては、1997年鹿児島県出水市針原川災害があげられる（防災科学技術研究所、1998）。崩壊の素因は、コアストーン化した安山岩の厚い風化帯の存在と、それに規制された山体内における地下水上昇が指摘されている（地盤工学会出水市土石流災害調査団、1998；地頭園・下川、1998）。しかし、火山岩に限らないが、表土に覆われた岩盤における不飽和浸透の研究例はごく限られており（渡辺・内野、1983；百田ほか、1987）、その実態はいまだに明らかではない。

一般的な火山岩地域の地質は、層相変化の著しい溶岩や火砕物・火砕岩を主体とするとともに、火山岩の二次的堆積物や、細粒な堆積物からなる湖成層などを含んでいる。こういった種々の地層は、透水性や強度といった物性が多様な岩石の組み合わせから構成されており、しかも、それらが累積した複雑な地質構造を示すことが多い。また、火山活動に伴う熱水変質に起因した膨潤性粘土鉱物の生成により、岩盤の強度低下が生じていることも多い。火山岩地域における斜面崩壊発生場の予測のためには、多様な岩石からなる火山岩類を物性に基づいて

区分するとともに、火山岩からなる斜面において、表土だけでなく岩盤への浸透を考慮した水文プロセスの実態を解明することが必要であろう。

## 9. まとめ

1982年7月に発生した長崎豪雨災害を対象として、斜面崩壊発生に影響する火山岩の地質的特性に関する検討を行った。斜面崩壊のうち、崩壊深の深いものと、崩壊土砂が長距離を流下した崩壊が発生した地点は、山腹斜面および尾根直下が多いことが地表踏査と空中写真判読の結果分かった。多くの犠牲者を出した山腹斜面での規模の大きな崩壊例である奥山、鳴滝、木場地区などは、いずれも凝灰角礫岩が山腹に分布する場所で発生しており、しかも崩壊斜面の勾配は $30^\circ$ 以下と緩い。すなわち、塊状で硬質な安山岩溶岩の分布域での規模の大きな斜面崩壊発生例は比較的少なく、安山岩溶岩に挟まれて山腹に分布する凝灰角礫岩の表層風化帯において崩壊が多発したことが明らかになった。

岩石・土質試験および透水試験データに基づけば、凝灰角礫岩は初生的に低強度であり、しかも風化による強度低下が顕著であるとともに、風化による透水性の増加も推定されることから、こういった岩石物性の特徴が斜面崩壊の地質的素因の一つとなったと考えられる。すなわち、安山岩溶岩の上位に凝灰角礫岩が重なる地質構造をなす山体斜面においては、相対的に高透水性の凝灰角礫岩中を浸透した地下水は、相対的に難透水性の安山岩溶岩との地質境界付近で浸透を遮断されやすく、地下水位の上昇をまねくことが考え得る。こういった地下水位の上昇が、低強度の凝灰角礫岩の表層風化帯において、パイピングを伴う斜面崩壊を引き起こす原因になったと考えられる。

## 謝辞

現地調査にあたっては、長崎大学教育学部の長岡信治助教授、長崎大学大学院教育学研究科の大石篤史氏にお世話になった。岩石・土質試験および孔内試験データは、大洋技術開発株式会社ならびに日本道路公団長崎工務事務所のご厚意で提供を受けた。間隙径分布測定においては、独立行政法人産業技術総合研究所の高橋 学博士、ならびにダイヤコンサルタント株式会社の林 為人博士にお世話になった。以上の方々ならびに機関に、記して厚くお礼申し上げます。

## 参考文献

布袋 厚（1989）：斑晶鉱物からみた長崎市金比羅山の

- 火山岩類, 長崎県地学会誌, Vol. 49, pp. 19-25 .
- 布袋 厚 (1993): 長崎市東部帆場岳・現川周辺の火山地質, 長崎県地学会誌, Vol. 56, pp. 1-11 .
- 石原研而 (1988): 土質力学, 丸善, pp. 13-21 .
- 伊勢田哲也・棚橋由彦・山本芳裕 (1985): 長崎豪雨における緩斜面の崩壊機構, 土質工学会論文報告集, Vol. 25, No. 2, pp. 3-184 .
- 地盤工学会編 (1983): 土の試験実習書, 地盤工学会, 265p.
- 地盤工学会編 (1989): 岩の調査と試験, 地盤工学会, 540p.
- 地盤工学会出水市土石流災害調査団 (1998): 1997年7月10日鹿児島市出水市土石流災害調査報告, 52p .
- 地頭園 隆・下川悦郎 (1998): 1997年鹿児島県出水市針原川流域で発生した深層崩壊の水文地形学的検討, 砂防学会誌, Vol. 51, No. 4, pp. 21-26 .
- 科学技術庁国立防災科学技術センター (1984): 1982年7月豪雨(57.7豪雨)による長崎地区災害調査報告, 主要災害調査第21号, 133p .
- 科学技術庁防災科学技術研究所 (1998): 1997年7月鹿児島県出水市針原川土石流災害調査報告, 主要災害調査第35号, 69p .
- 水田敏彦・瀬尾和夫 (2001): 数値標高モデルに基づく斜面崩壊危険度予測 - 長崎市を事例対象として, 自然災害科学, Vol. 19, No. 4, pp. 477-491 .
- 百田博宣・藤城泰行・青木謙治・花村哲也 (1987): 降雨浸透を考慮した岩盤中の地下水挙動に関する解析的検討, 土木学会論文集, 378/ -6, 23-31 .
- 長岡信治・前田泰秀・奥野 充 (1999): 長崎湾および長崎低地の沖積層と完新世の古地理変遷, 第四紀研究, Vol. 38, No. 2, pp. 93-107 .
- 長崎大学学術調査団 (1982): 昭和57年7月長崎豪雨による災害の調査報告書, 145p .
- 長崎県地学会 (1984): 7.23.長崎豪雨災害特集, 長崎県地学会誌, Vol. 39・40, 106p .
- 長崎大学工学部土木工学科 (研究代表者 伊勢田哲也) (1985): 昭和57年長崎豪雨災害の解析及び防災対策に関する研究, 103p .
- 日本応用地質学会 (1992): 日本の岩盤分類, 応用地質特別号, pp. 15-16 .
- 太田岳洋・大島洋志・大保正夫 (1993): 1993年8月の鹿児島市竜ヶ水地区における土石流および斜面崩壊について, 応用地質, Vol. 34, No. 5, pp. 245-252 .
- 林 為人・高橋 学・西田 薫・友田雅展 (1998): 岩石の有効間隙率測定について, 日本応用地質学会平成10年度研究発表会講演論文集, 249-252 .
- 林 為人・高橋 学・西田 薫・張 銘 (1999): 透水挙動に関する等価管路モデルおよび堆積岩への適用例, 応用地質, Vol. 39, No. 6, pp. 533-539 .
- 林 為人・高橋 学 (2000): 水銀圧入式ポロシメータおよび岩石の内部空隙寸法分布の測定への応用, 地質ニュース, No. 549, pp. 61-68 .
- 島根大学地質学教室調査団 (1984): 58・7山陰豪雨による斜面崩壊の地質学的特性, 島根大学地質学研究報告, No. 3, pp. 3-20 .
- 自然災害科学総合研究班 (研究代表者 坂上 務) (1983): 昭和57年7月豪雨災害に関する調査研究(長崎を中心とした豪雨災害), 文部省科学研究費(No.57020201)自然災害特別研究突発災害研究成果, 136p .
- 自然災害科学総合研究班 (研究代表者 岩松 暉) (1994): 平成5年8月豪雨による鹿児島災害の調査研究, 文部省科学研究費(No.05306013)突発災害調査研究成果, 190p .
- 棚橋由彦・後藤恵之輔・杉山和一 (1989): 土石流の事例解析と発生予測手法の一試案, 新砂防, Vol. 41, No. 5, pp. 3-13 .
- 田島俊彦・松本征夫・林 正雄 (1992): 長崎市周辺に分布する火山岩類のフィッシュトラック年代, 松本征夫教授退官記念論文集, pp. 181-186 .
- 塚本良則 (1998): 森林・土・水の保全・湿潤変動帯の水文地形学, 朝倉書店, pp. 60-67 .
- 寺島智己 (1996): パイピングと土砂生産, 恩田裕一・奥西一夫・飯田智之・辻村真貴編「水文地形学」, 古今書院, pp. 119-131 .
- 岡本隆一・三浦三郎・中村康夫 (1980): 九州の火山岩地域に建設されたダム止水対策, 応用地質, Vol. 21, No. 4, pp. 195-206 .
- 山田正雄・田中清司・申 潤植 (1986): 山腹斜面崩壊に関する物理モデルの適用について - 昭和57年長崎豪雨災害地例 -, 新砂防, Vol. 38, No. 6, pp. 17-25 .
- 横田修一郎・岩松 暉 (1994): 1993年鹿児島豪雨による斜面崩壊の地質学的側面, 平成5年8月豪雨による鹿児島災害の調査研究 研究成果報告書, 文部省科学研究費(No.05306013)突発災害調査研究成果, B-5-3(自然災害総合研究班, 研究代表者 岩松 暉), pp. 47-62 .
- 横田修一郎・岩松 暉 (1998): ボーリング調査に基づく鹿児島湾竜ヶ水急崖の地質構造, 応用地質, Vol. 39, No. 2, pp. 193-201 .
- 渡辺邦夫・内野祐彰 (1983): 表土に覆われた岩盤中の不飽和浸透機構に関する基礎的考察, 応用地質, Vol. 24, No. 2, pp. 46-54 .
- Cas, R.A.F. and Wright, J. V. (1988): Volcanic successions, Chapman & Hall, London, pp. 92-126.
- Paterson, M. S. (1983): The equivalent channel model for

permeability and resistivity in fluid saturated rock - A  
re-appraisal, *Mech. Materials*, Vol. 2, pp. 345-352.

## **Geological Features of Slope Failures Due to 1982 Heavy Rainfall Disaster in Nagasaki, Japan**

Ken-ichi NISHIYAMA\* and Masahiro CHIGIRA\*

\* Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University

### **Synopsis**

Many slope failures occurred in Nagasaki, Japan, due to heavy rainfall on July 23th, 1982. Many slope failures occurred at mountain slopes consists of tuff breccia. In contrast this, a few slope failures occurred at mountain slopes consists of massive andesite lava. In general, rock strength of tuff breccia is low than massive lava. In addition, grade of weathering of tuff breccia is high than massive andesite lava. These facts show that slope failures of volcanic rocks in Nagasaki district are closely related to rock strength and permeability of rock masses.

**Keywords**: Slope failures, Nagasaki disaster caused by heavy rainfall, Volcanic rocks, Rock properties