

霧島火山地域における土砂災害発生の危険度予測

谷口義信

Hazard prediction on the occurrence of sediment disaster in the area of Kirishima Volcano

Yoshinobu TANIGUCHI

Abstract

Estimating the volume of the pyroclastic flows which occurred in 1716~1717 with the diagram of these ejecta, it was found that each volume might be $6\sim 12\times 10^6\text{m}^3$. There is a tendency that sediment disasters increase in the north of the tectonic line of Kirishima Volcano in the case where eruption is followed by earthquake. It was found that fumarolic sites were gradually shifting to the northwest of the old crater on Mt. Shinmoe and a crisis for phreatic eruption was raised in Tearai hot spring because high temperature zones were expanding there. It could be concluded from the result of investigations about carbonized wood by the pyroclastic flow that it would take about 200~300 years to return to the same stage of vegetation as the present one and damage would be greater in the area to the east or to the southeast of the crater if Mt. Shinmoe erupted. Bed rock on the rim of Kakuto caldera has undergone great metamorphism and geological degradation of mountains has advanced considerably due to the action of volcanic gas and emission. Reflecting that, a big scale of debris flow occurred at Nishiuchitate in Ebino City in 1972. It could be guessed that deep ground water might contribute to its collapse. It is possible to estimate the volume of sediment production for acting volcano, introducing the conception of sequent phenomenon. It could be estimated the volume of the pyroclastic flow occurred in 1716~1717 might be 1.3 hundred million m^3 , using the experiential equation derived from the analysis on past pyroclastic flows. The probability for the occurrence of debris flow would become high if it rained over the precipitation of about $10\text{mm}/\text{h}$ on slopes of an acting volcano.

Keywords : pyroclastic flow, deep landslide, carbonized wood, debris flow, geological degradation

(要 旨)

1716~1717年の新燃岳火砕流の層序図を用いて、一火砕流当たりの噴火規模を推定すると $6\sim 12\times 10^6\text{m}^3$ となる。霧島では構造線の北側で地震に続いて噴火が起こると、特に土砂災害が顕著になる傾向がある。新燃岳では噴気地点が旧火口よりも北西側に移動しつつある。一方、手洗温泉では噴気域が拡大し、水蒸気爆発の危険性が高まっている。新燃岳で噴火が起こった場合には火口より東~南東方向の被害度が大きくなるであろう。また、現在の植生までに回復するのに凡そ200~300年程度かかるものと思われる。霧島火山の北西端に位置する加久藤カルデラ周縁の基岩は火山ガスや噴気により著しく変成作用を受け、山体劣化がかなり進んでいるため、深層崩壊の起こる危険性が高い。こうした状況を反映して、えびの市西内堅地区の真幸で1972年大規模な土石流が発生した。これには深層地下水が関与したと考えられる。噴火中の火山に対しては時系列概念を導入することによって生産土砂量の予測が可能となる。過去の火砕流実態調査から得られた経験式により1716~1717年の新燃岳の火砕流規模を推定すると1.3億 m^3 となった。活動中の火山では $10\text{mm}/\text{h}$ 程度以上の降雨量でも土石流の発生する可能性が高くなる。

キーワード: 火砕流, 深層崩壊, 火砕流炭化木, 土石流, 山体劣化

1. まえがき

近世以降の日本の巨大型土砂災害のなかで $10^6 \sim 10^7 \text{ m}^3$ 規模以上のものは火山災害が圧倒的に多い。直接噴火だけではなく、古い火山体で起こったものまで含めれば90%以上が火山に起因している。火山地域では噴火後も2次災害としての土石流が度々発生している。火山災害は大規模で広域、かつ非一過性を大きな特徴としている。そのため火山活動に伴う災害発生の予知・予測およびその対策技術の確立は火山防災にとって極めて大きな課題である。

九州南部には日本有数の火山帯の一つである西日本火山帯（霧島火山帯）が南北に縦走し、歴史的には霧島の新燃岳で1716～1717年に大規模な噴火が発生している。霧島火山はその規模からみれば九州最大級の火山であり、一旦活動が始まれば種々の災害が予想される。特に霧島の場合は宮崎、鹿児島両県にまたがっているので広域的な社会問題も生ずると考えられる。こうした災害をできるだけ軽減するためには、これまでの噴火実績をふまえて、今後の災害発生をある程度予測し、対応することが必要である。

本研究は霧島火山を調査研究対象として、一つには新燃岳の火砕流堆積物の実態調査に基づき、その規模と温度の推定を試みた。さらに最近問題となっている古い火山体の劣化に伴う深層崩壊について、ここではえびの土石流を一つの対象事例として、その土質的・水文的特性を追究した。また霧島火山と地震の関連性について構造線の観点からその土砂災害特性について検討した。一方、火砕流炭化木の年代評定から火砕流層序を特定するとともに、噴火が植生へ与える影響期間および噴火後の2次災害の影響期間と影響範囲の予測を試みた。特に噴火中の火山に対しては火山灰の影響に注目して、警戒避難に必要な土石流発生限界雨量強度の設定を試みた。

2. 霧島火山の概要

霧島火山は南東より北西に帯状に長く伸びた地域に小火山が集まって形成された火山群である。東南端より西北方向に順に高千穂、中岳、新燃岳、大浪池、韓国岳、白鳥山、栗野岳、飯盛岳等の火口丘が並び、その西北に加久藤カルデラが存在する¹⁾。霧島火山は23座の独立火山群の集合体で、これらは北西-南東方向に伸び楕円状（長径30km、短径20km）に分布している。基盤は四万十累層群の財部層と更新世の初期～中期の加久藤安山岩類より成る。火山活動は後期更新世に始まり、歴史時代にまで及ぶ。10万年以前の活動で形成された古期火山群と、それ以降の活動で形成された新期火山群に区分される。新期火山群に属する新燃岳、御鉢火山は多数の噴火記録があり、現在も噴気活動を続けている。活動史的には22,000年以前に白鳥山、蝦野岳、大浪池、大幡山、夷守岳、丸岡山、二子石の各火山

が形成された。22,000年以降に韓国岳、新燃岳、高千穂が形成され、約2,500年前高千穂火山の西側斜面に御鉢火山が形成された。韓国岳は850mの大火口をもつ火口丘で、溶岩流、スコリア流、アグルチネートから成る。新燃岳の活動開始時期ははっきりしないが、約10,000年以前に3回のプリニー式噴火があったといわれている。その結果山頂に800mの爆裂火口が形成された。最も新しいプリニー式噴火は1716～1717年の大噴火である。現在山体はこのときのスコリア流に覆われている。火口の西縁からN80°W方向の割れ目火口は、1959年の水蒸気爆発で形成されたものである。御鉢の噴火形式はストロンボリ式～サブプリニー式と多様で、スコリアの噴出と溶岩の流出を繰り返している。山体は溶結した火砕岩とスコリア堆積物から成る。最大規模の活動は788年（延暦8）の大噴火で、このときの噴出物が高原スコリア層である。1914年の噴火はカルクアルカリ岩系の安山岩質マグマの活動によるものである²⁾

3. 火砕流層序からみた噴火規模の推定

火山砂防が対象とする火山とは過去200年の間に噴火活動のあったものとされているが、ここで近世以降の200～300年の間の日本の火山についてみると、巨大災害と言われる火山災害が幾度か発生している。これまでの日本における著名な火山災害の記録をあげれば表-3.1のようである。

霧島では現在新燃岳、御鉢が噴気活動をしており、ここではこれまでに大小の活動を合わせると、ほぼ40年に一度の頻度で噴火（噴気爆発を含む）を繰り返している³⁾。霧島火山のこれまでの主な噴火災害記録を示したものが表-3.2である。

図-3.1は国土交通省宮崎河川国道事務所の赤外線写真⁴⁾による新燃岳を中心にした火山噴出物の堆積分布を示したものである。これが火砕流の堆積分布を示すものとすれば、新燃岳火口を中心に幾つかの分布帯が識別できる。最も火口に近いものが1771年の最後の火砕流堆積物と推定される。霧島神社のところに見られる分布帯は層位的には現在火口の表層を覆っている層の下にあることから、時間的にはこの最上層に先行する火砕流であったと考えられる。記録によれば、狭野神社も1716～1717年の火砕流で焼けたとされているが、図-3.1の堆積分布図からみると、堆積分布帯の範囲外にあることから、おそらく熱風部による焼失ではないかと思われる。新燃岳を源頭部とする矢岳川の両岸露頭断面には写真-3.1に示すように現在数層の火砕流堆積層序が見られる（ここでは下層から順に第I層～第V層とする）。これらの火砕流堆積物についてその噴火規模や火砕流温度を推定するため、現地調査と室内試験を行った。現地調査項目は層序厚、土壌硬度と層序勾配であり、室内測定項目は炭化木の年代測定と加熱試験である。

表- 3.1 過去 300 年間の日本の著名な火山災害⁵⁾

Table 3.1 Notable volcanic disasters in Japan for the past 300 years

鎌原火砕流 (1783 年浅間山噴火)						
溶岩量	火砕流	被害域	死者	家屋被害	田畑泥入被害	
1.3 億 m ³	100~1000 万 m ³	55 村	1,624 人	1,151 戸	5,055 石	
眉山大崩壊 (1792 年普賢岳噴火)						
崩壊土砂量	死者	家屋被害	田畑被害			
4.8 億 m ³	14,524 人	5,972 戸	3,073ha			
十勝岳土石流 (1926 年十勝岳噴火)						
土砂量	死者	家屋被害	田畑被害			
580 万 m ³	144 人	482 戸	1,187ha			
桜島 (1914 年南岳噴火)						
溶岩量	被害域	死者	家屋被害			
22 億 m ³	6 集落埋没	63 人	2,148 戸			
雲仙普賢岳 (1990 年噴火)						
火砕流	土石流	死者行方不明者	家屋被害	農業被害	漁業被害	中小企業被害
1000 万 m ³	95 万 m ³	43 人	174 戸	70.38 億円	6.16 億円	628.22 億円

表- 3.2 霧島の火山災害⁶⁾

Table 3.2 Volcanic disasters in Kirishima

天平 14 年 11 月 23 日 (742 年 12 月 28 日)	空中有声, 如大鼓
延暦 7 年 3 月 4 日 (788 年 4 月 18 日)	火災大熾, 響如震動, …… 然後雨沙, 峯下 56 里沙石委積可二尺, 其色黒焉
天慶 8 年 (945)	闔山震動猛火大發
天永 3 年 2 月 3 日 (1112 年 3 月 9 日)	西峯発火、神社大半烏有二帰ス
文暦元年 12 月 28 日 (1235 年 1 月 25 日)	発火甚だ盛ニシテ祠宇皆焼尽ス, 熱石砂ニ社寺コトゴ トク廃没ス
永禄 9 年 9 月 9 日 (1566 年 10 月 31 日)	火ヲ発シテ人多ク焚死ス
天正 16 年 3 月 12 日 (1588 年 4 月 7 日)	霧島山神火ヲ発シ申西ノ間大震動
寛文 2 年 (1662)	大地震, 津波による大被害
宝永 2 年 12 月 15 日 (1706 年 1 月 28 日)	堂塔寺家皆焦土トナル
享保元年 9 月 26 日 (1716 年 1 月 19 日)	山林及ビ神社仏院等ハ悉ク消失シ, ソノ他災害ヲ蒙リシモノ砂石入りノ外城十二消失シ, 此ノ家数六百軒
明和 8 年 (1771)	焼石焰トナリ虚空ヨリ隕チ, 沙石糖箆ルガ如ク灰燼デ昼モ夜ニ異ナラズ草木焦枯ル

5 層の火砕流層序厚の調査結果を新燃岳の火口中心からの距離ごとに示したのが図- 3.2 である。いま各層ともこの平均堆積深で矢岳川流域に一樣に堆積したものと、これに流域面積を掛けて火砕流堆積物賦存量を求め、これを火口中心からの距離ごとに示したのが図- 3.3 である。その結果第 I 層は 436,000 m³, 第 II 層は 11,862,000 m³, 第 III 層は 7,876,000 m³, 第 IV 層は 3,518,000 m³, 第 V 層は 5,791,000 m³ となった。このことは今後霧島新燃岳で 1716 ~ 1717 年, 1771 年規模の

噴火があった場合、一火砕流当たりの噴火規模は 6 ~ 12 × 10⁶ m³ となると予測される。

新燃岳火口から約 1.8 km 地点の矢岳川では 1993 年の集中豪雨により大規模な河床侵食が起こったため、多数の火砕流炭化木が出現した。このときの火砕流炭化木の出現状況を写真- 3.2 に、溶結層下面で完全に炭化した火砕流炭化木出現状況を写真- 3.3 に示す。この層から採集した炭化木試料を ¹⁴C 法により年代測定した結果、240 ± 60 年前 という値が得られた。こ

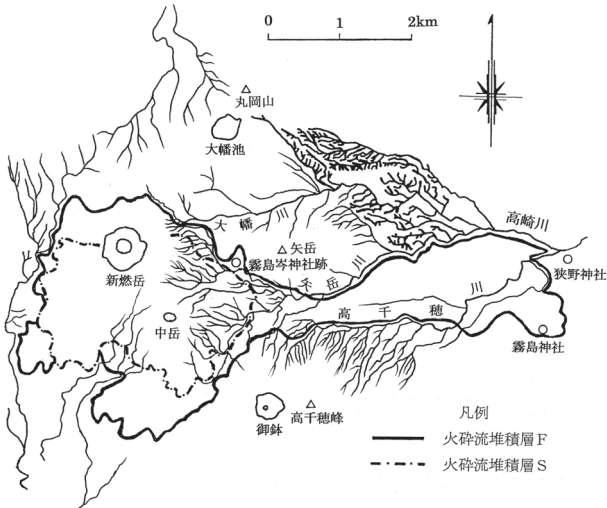


図- 3.1 霧島の新燃岳周辺の火山噴出堆積物分布図

Fig. 3.1 A map of geological distribution of ejecta around Mt. Shinmoe in Kirishima

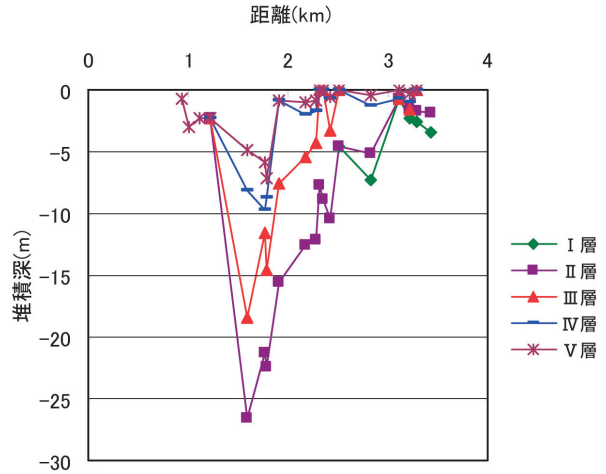


図- 3.2 霧島の新燃岳火山の火砕流堆積層序

Fig. 3.2 Longitudinal profile of volcanic stratigraphy of Mt. Shinmoe in Kirishima



写真- 3.1 霧島の新燃岳火砕流堆積層序

Photo 3.1 Volcanic stratigraphy of Mt. Shinmoe in Kirishima

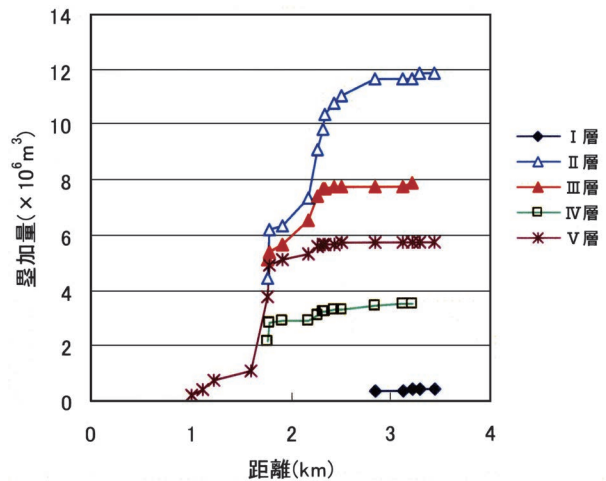


図- 3.3 矢取川流域における新燃岳火口からの距離ごとの火砕流堆積物量

Fig. 3.3 The total volume of pyroclastic deposit in the basin of the Yatake Valley at each distance from the crater of Mt. Shinmoe

れから判断すると同層の炭化木は1716～1717年の火砕流によってできたものと考えられる。火砕流炭化木の年代測定結果から第III層と第IV層が1717年のものと特定されたので、これを噴火記録と照合すると、第III層が1717年2月、第IV層が1717年9月と特定される。一方、第V層は1771年と特定される。第I層および第II層については年代測定がまだ完了していないので、現時点では未詳である。

火砕流の危険度を表す一つの指標として温度がある。これは1991年6月3日の雲仙普賢岳で43名の犠牲者を出した噴火災害に見られるように、非常に恐れられている噴火現象の一つである。火砕流が高温であることは雲仙の火砕流災害以降よく知られるように

なったが、古い時代のものは温度を測定する方法はなかったもので直接の資料はない。ただ、物体の溶融程度や炭化程度から推定する間接的観測記録は得られている。表-3.3はこうした方法によって得られたものも含めて、これまで世界で起きた著名な火砕流温度を示したものである⁷⁾。これからも明らかのように、マヨン火山、タール火山を除けばいずれの火砕流も相当高温である。このことから火砕流に巻き込まれば温度が大きな致命的要因となることは容易に推察できる。新燃岳火砕流堆積物の第III層の中には一部に溶結層が見られる。これは火砕流が相当高温であったことを示すものであるが、実際の温度は不明である。そこで第III層の中から溶結火砕流試料を採取して、実際の



写真- 3.2 新燃岳火口から約1.8km 地点の矢岳川の火砕流炭化木
Photo 3.2 Carbonized wood by the pyroclastic flow in the area at the distance of about 1.8 km from the crater of Mt.Shinmoe



写真- 3.3 溶結層下で完全に炭化した樹木 (矢印)
Photo 3.3 Perfectly carbonized wood under melted pumice (an arrow)

温度を推定するため、電気炉で加熱試験を行った。その結果、約700℃で最も上層を覆っている1771年の火砕流堆積物の色に非常に近い黒色味を帯びることがわかった。さらに加熱して約800～900℃まで温度を上げると第Ⅳ層に現れている赤色味を帯びた1717年の火砕流堆積物に非常に近い色を呈することがわかった。1000℃に加熱しても試料は溶融しなかったことから、第Ⅲ層の火砕流は1000℃以上であったと推定される。このことから1716～1717年の新燃岳の火砕流が相当高温であったことがわかる。因みに火口からおよそ9 kmの地点にある狭野神社がこのときの火砕流で焼失したことは容易に想像できる。

表- 3.3 火砕流の温度

Table 3.3 Temperatures of pyroclastic flows

火山	年	温度 (度)
浅間	1783	900
マヨン	1814	98
スフリエール	1902	300
モンブレ	1902	700
タール	1911	100
オウグスチン	1975	604
スフリエール	1979	300-350
セントヘレンズ	1980	350
雲仙普賢岳	1991	300-400

4. 土砂災害の観点からみた霧島火山における構造線

地震には広域応力による大規模なもの、マグマの活動による局所的なものがある。前者は構造性地震、後者は火山性地震と呼ばれている。構造性地震発生場の中にある活火山地域では、構造性地震が火山活動と密接に結びついているとする考えがある。すなわち構造性地震の発生は極限状態にあるマグマを刺激することによって噴火を誘発する可能性が高いとされている。そしてこのとき形成される断層が開口割れ目であればマグマ上昇を助長し、このときマグマ通路周辺の地殻は破壊され、群発地震が発生するようになるといわれている。この場合マグマ移動が広範囲に及ばなかったとしても、マグマから発散されるガス成分は周辺一帯に浸透し、岩石の間隙流体圧を高め、熱水変質を与えて強度低下をきたすといわれている。このような広域応力場にある火山地域の群発地震の発生には、広域応力とマグマの物理的、化学的作用が同時に寄与しているといわれている。

東京大学地震研究所の地磁気観測によれば、新燃岳の西では地磁気の変化はみられないが、南では磁力の減少のみられることが明らかにされており、しかもこの減少の後に地震の増加する傾向が見られ、さらにその後には熱泥噴出が起こることが明らかになっている。このように霧島では地磁気の変化が地震活動、ひいては火山活動と密接に結びついているといわれている。これまでの噴火記録の中で水蒸気爆発、マグマ水蒸気爆発が頻繁に起きているが、これはマグマあるいはマグマから分離した高温の火山ガスが地下の浅い部分に上昇して、霧島の地下に広く分布する帯水層の水と接触するため大量の水蒸気が生成され、その結果先ず異常噴気を起こすとされている⁸⁾。

前述のように霧島火山は北西より南東に帯状に長く延びた地域に小火山が集まって形成された火山群で、その北西端には加久藤カルデラが位置し、これら火口丘を連ねて構造線が走っている。これまでもこの構

表-4.1 霧島周辺の主な地震

Table 4.1 Notable earthquakes which occurred around Kirishima

No	発震時	震央	概要
1	1912年9月8日 22時24分	小林市付近 N32.0° E131.0°	M=5.3, 有感区域南九州一円, 被害なし
2	1913年5月17日 30日	真幸	真幸地震, 9月1日までに有感地震175回, 10月17日~11月16日まで11回, 翌年1月4日~14日まで3回で終息。震央は真幸地区10kmの範囲, 最大有感区域50km四方, 巨岩の落下するような鳴動, 最盛期人心かなり動揺, 被害なし
3	1913年7月9日 11時20分	加久藤付近	25km四方でかなり強く人体に感じる, 遠雷のような地鳴り, 余震同日中に16回, 被害なし
4	1916年12月29日 06時41分 07時47分	人吉付近	M=5.7, 5.6, 九州全域有感, 壁に亀裂など被害
5	1927年9月11日 15時05分	須木村付近	加久藤, 高原, 小林, 三財寒川, 九州全域有感, 被害不明
6	1948年10月5日 11時36分	霧島山付近 N31.9° E131.0°	ごく浅く, 宮崎県南部と鹿児島県の一部有感, 被害なし
7	1954年2月24日 03時28分	霧島山麓 N31.8° E131.9°	M=5.0, h=30km, 都城, 西岳, 須木, 宮崎県と鹿児島, 熊本, 大分各県の一部で有感, 被害なし
8	1961年3月中旬 4月下旬	吉松付近 N32.0° E130.7°	吉松地震, M=4.6, 吉松町を中心に群発, 地鳴りあり, 活動期間2月10日頃~4月20日頃まで, がけ崩れ, 落石, 水源の濁りなどの被害あり
9	1967年11月28日 11時27分	えびの市北東部 N32.3° E131.0°	h=30km, 宮崎, 油津, 九州全域と四国・中国の一部で有感

造線に沿って多数の地震が発生している。表-4.1に近年において霧島山を中心に発生した主な地震を示す。霧島における近年の主な地震活動の記録をみると、1913年5月に真幸町を中心に群発地震が発生、その終息後11月に御鉢が噴火している。1961年飯野山を中心に群発地震が発生、その終息後新燃岳では噴火には至らなかったが極めて浅層の小さい地震が群発している。その後1968年M5.7のえびの地震が発生している。

霧島においては火山活動と地震が密接に結びついていることはこれまでの種々の研究成果から少しずつ明らかにされてきている。このことから考えると、新燃岳・高千穂・御鉢の火山活動は構造線とも密接に関係しているものと思われる。これまでの火山活動の経緯をみると、加久藤カルデラの地震によって新燃岳、高千穂の峰付近では極めて浅い小地震の発生する可能性が指摘されているが、1968年新燃岳付近に浅い震源を持つ100個以上の小地震が群発し、火山脈動の現れたことが報告されている。これは加久藤カルデラ内に発生する群発地震が霧島火山群の地下活動に何らかの影響を与えていることを示唆するものである。霧島地域では極めて浅いところで起こる火山性地震とそれより深いところで起こる構造性地震があり、両者が不離の関係にあることを考えれば、火山活動と地震が密接に結びついていることは明らかであろう⁹⁾。

構造線と崩壊発生の関係について検討するため、国土交通省宮崎河川国道事務所が制作した1965・1966年、1970・1971年、1975・1976年の航空写真から¹⁰⁾、それぞれ1年間に発生した崩壊を5万分の1の地形図にプロットし、その分布特性を調べた。1965～1966年はえびの地震の起こる前の崩壊であり、これは降雨外力が支配的で、地震要因によらない崩壊であると考えられる。1970～1971年の崩壊はえびの地震直後の崩壊で、これは明らかに地震外力によるものと考えられる。1975～1976年の崩壊はさらにその後発生したものであり、これは降雨外力によって発生したものと考えられるが、単に降雨外力だけに起因するものではなく、地震の後遺的影響を強く受けているものと考えられる。したがって1970・1971年はえびの地震直後であるから、増加した崩壊は主として地震外力による崩壊と考えられる。一方、1975・1976年の崩壊は降雨要因によって発生した崩壊であるが、上述のようにここでは地震の影響が十分考えられ、純然たる降雨外力のみによる崩壊ではないであろう。

霧島火山における崩壊の分布特性を明らかにするため、地質構造線とえびの地震による崩壊数の関係を示したのが図-4.1～図-4.3である。

図-4.1、図-4.2は構造線の北側と南側に分けて示した霧島火山の崩壊数分布である。同図から明らかのように、韓国岳、新燃岳、御鉢を含むゾーンと、山田町

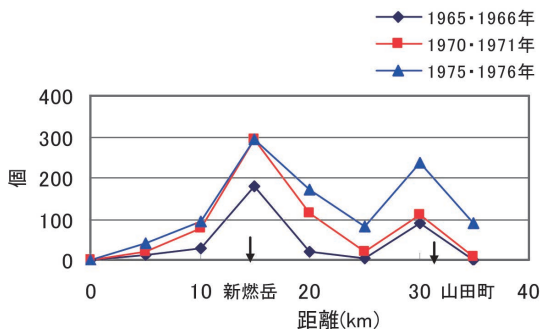


図-4.1 構造線に直角方向の北側ゾーンの崩壊数分布
Fig. 4.1 Distribution of collapses in the north zones crossing at a right angle to the tectonic line

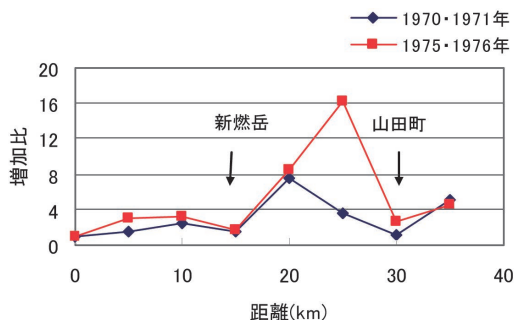


図-4.4 構造線に直角な北側のゾーンにおける崩壊増加比
Fig. 4.4 Increasing ratio of collapses in the north zones crossing at a right angle to the tectonic line

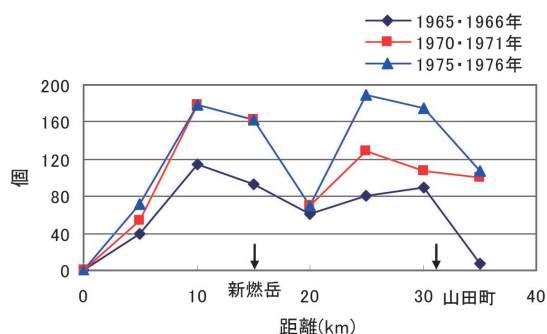


図-4.2 構造線に直角方向の南側ゾーンの崩壊数分布
Fig. 4.2 Distribution of collapses in the south zones crossing at a right angle to the tectonic line

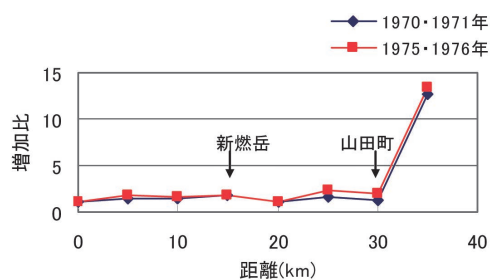


図-4.5 構造線に直角な南側のゾーンにおける崩壊増加比
Fig. 4.5 Increasing ratio of collapses in the south zones crossing at a right angle to the tectonic line

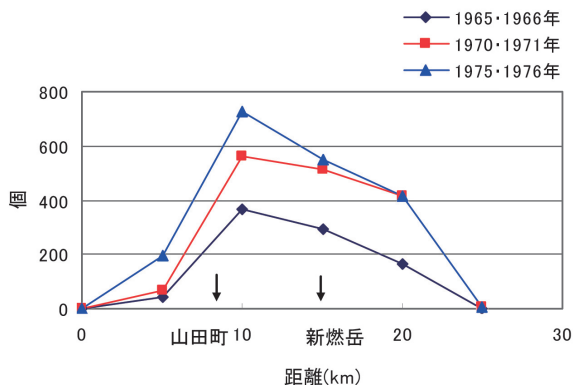


図-4.3 構造線と平行ゾーンにおける崩壊数分布
Fig. 4.3 Distribution of collapses in the parallel zones to the tectonic line

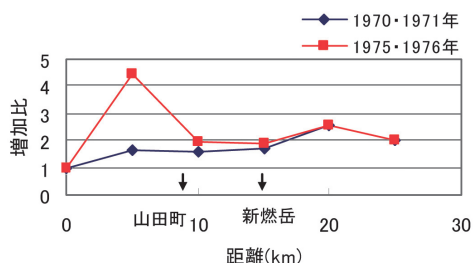


図-4.6 構造線に平行なゾーンにおける崩壊増加比
Fig. 4.6 Increasing ratio of collapses in the parallel zones to the tectonic line

を含むゾーンにおける分布数が圧倒的に多い。

1963年のえびの地震による崩壊の分布特性から霧島火山地域における構造線と地震の関係について考察してみる。ここで崩壊を地震前、直後、数年経過後に分けた場合、そこには一つの特徴が認められる。すなわち構造線の北側、南側とも地震直後の崩壊の増加が著しい。これを図-4.3に示す構造線に平行なゾーンの分布からみると、構造線を挟むゾーンの分布数が最も多く、構造線から離れるにしたがって減少している。これからも霧島火山においては火口丘を連ねる構造線が地震による崩壊発生に何らかの影響を与えているこ

とが推察できる。

つぎに時間経過に伴う崩壊の増加について検討するため、地震前の1965・1966年の崩壊数を基準にして1970・1971年、1975・1976年の崩壊数の比を示したものが図-4.4～図-4.6である。図-4.4から明らかのように、新燃岳、御鉢の北側ゾーンでは地震直後よりも1975・1976年の方が増加比は大きくなっている。特に新燃岳と山田町に挟まれるゾーンの増加が著しい。これは韓国岳、御鉢の北側ゾーンでは地震に続いて噴火が起こった場合は特に注意する必要があることを意味する。構造線の南側については、図-4.5から明ら



図- 4.7 構造線と直角方向のゾーン分け図

Fig. 4.7 A map of Kirishima which was partitioned into zones crossing at a right angle to the tectonic line

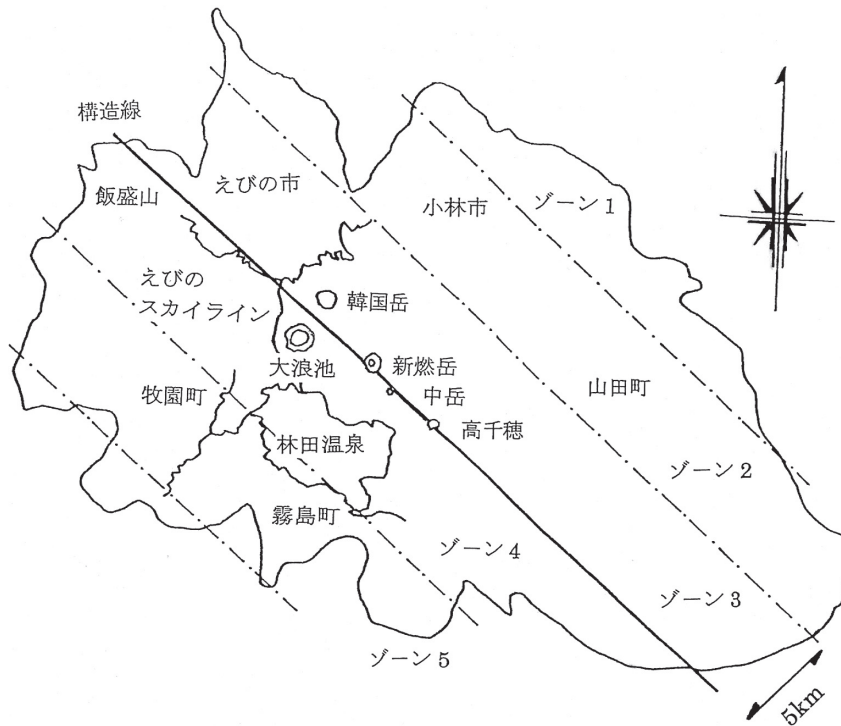


図- 4.8 構造線と平行方向のゾーン分け図

Fig. 4.8 A map of Kirishima which was partitioned into parallel zones to the tectonic line

かなように増加比は小さく、時間経過の差もほとんどない。ただここでも山田町以東の増加が著しい。

一方、構造線と平行なゾーンに分けた場合、図-4.6に示すように構造線を含む新燃岳のゾーンで特に増加比が大きくなるような傾向は認められず、むしろ構造線から5km以上離れた山田町を含むゾーンが最も高い値を示している。これについては今後地形・地質要因を含めた検討が必要である。霧島火山地域では地震発生から数年後に崩壊増加比が大きくなる傾向があり、噴火災害とも併せて十分注意する必要がある。特に山田町付近では構造性地震に対する注意が必要である。なおここでゾーンとは、一つは図-4.7に示すように韓国岳-新燃岳-高千穂・御鉢を走る構造線とほぼ直交するように幅5kmに分けた帯域(ゾーン)、もう一つは図-4.8に示すように構造線とほぼ平行に同じく幅5kmに分けた帯域(ゾーン)である。図-4.1~図-4.6の横軸はゾーン1からの距離を示し、縦軸はゾーン内に含まれる崩壊数、崩壊数増加比を示す。

5. 地表面の温度分布による危険性の予測

5.1 地表面の温度分布の性質

霧島火山群の一つである新燃岳が、1991年11月13日突然微小群発地震活動を開始し、関係市町では緊急対応策が協議されるなど、一時は緊迫した状態に包まれた。活動はその後水蒸気噴出、連続微動発生、火山灰噴出へと推移したのみで平穏状態に戻った。しかし1999年11月10日再び火山性微動が活発化し、鹿児島地方気象台により臨時火山情報が出された。2003年12月13日には御鉢で異常噴気が発生し、火山観測情報が出された。

霧島では火山・地震活動に伴う土砂移動現象を予測する方法として、地表面の温度分布とその変化が有力な情報を与えてくれるのではないかと考えられる。噴火前に火口湖や温泉、噴気孔の温度がしばしば急激に上昇するといわれているので、これらの温度を連続的ないしは定期的に測定することによって、ある種の前兆現象をとらえることができるものと思われる。

1991年に発生した新燃岳の噴気孔は1978年の赤外線による地表面温度分布調査における高温部と一致し、また、この噴気孔地点は1959年の水蒸気爆発の火口列の東の延長上に位置している¹¹⁾。これから考えると、1991年の噴気孔の位置は温度分布調査の結果からある程度予知できたのではないかと考えられる。

地表面温度の測定対象地は図-5.1に示すように新燃岳と手洗温泉である。測定は1992~2002年の10年間にわたって実施した。新燃岳(火山活動度ランクB)は現在噴気活動を行っている火口であり、その動静は今後の火山活動を予知・予測する上で最も重要な意味を持つ地点である。一方、手洗温泉は硫黄ガスのため基岩が著しく化学的変成作用を受けて温泉余土化が進み、岩盤の強度劣化が起こっている斜面である。



図-5.1 地表面の温度測定点位置図

Fig. 5.1 A map of observing points of temperatures on the earth surface

ここでは1971年8月5日午前4時頃小規模な水蒸気爆発によって斜面の一部が吹き飛ばされた。この土砂がちょうど台風19号の500mm/日を記録する豪雨と重なって泥石流となり、一気に湯の池川を流れ下って災害を起こした¹²⁾。このように当該地域は今後も水蒸気爆発の危険性が高いところである。

調査は上述の対象地内に数カ所の測定点を設け、放射温度計を用いて地表面温度を測定した。新燃岳では写真-5.1に示す火口湖から画面右方向の火口外縁に向けてほぼ北方向に測定していき、牧園町手洗温泉(写真-5.2)では噴気の激しいところと、比較的危険性の少ないと考えられる植生の繁茂している地点の数カ所を測定した(実線の丸印枠内)。

1992~2002年までの新燃岳と手洗温泉の平均温度と最高温度の時間的推移を示したのが図-5.2, 図-5.3である。同図から明らかなように、平均温度、最高温度とも大きな変化はなく、ほぼ平衡状態で推移している。新燃岳火口では、1992年、1993年時点は写真-5.1に示す1822年の旧火口(図中の矢印)一帯の温度が最も高かった。しかし1994年、1995年時点には高温部が若干西よりに移ってきた。1998年にはこの西側に新たな噴気が現れ、高温部がさらに北西側に移動した。このことは地表部に近い地下マグマの位置がやや北西側に移動し始めていることを示しているのではないかと考えられる。すなわち今後噴火を起こす場合は、旧火口よりも北西側の地点ではないかと予想される。なお1999年の調査時点では、火口湖の水位が通常の水位よりも約4m上昇していた。1999年以前で最高を記録した1997年の日雨量(宮崎地方気象台えびの観測所:688mm, 3日間雨量967mm, 国土交通省宮崎河川国道事務所霧島山観測所:588mm, 3日間雨量836mm)よりも1999年の日雨量(宮崎地方気象台えびの観測所:331mm, 3日間雨量649mm, 国土交通省宮崎河川国道事務所霧島山観測所:351mm, 3日間雨量734mm)の方が少ないことから、マグマの活動による地下構造の変化が関係しているのではないかと考えられ



写真- 5.1 新燃岳火口湖と旧火口 (矢印)
 Photo 5.1 A lake of the crater of Mt.Shinmoe and its old crater(an arrow)

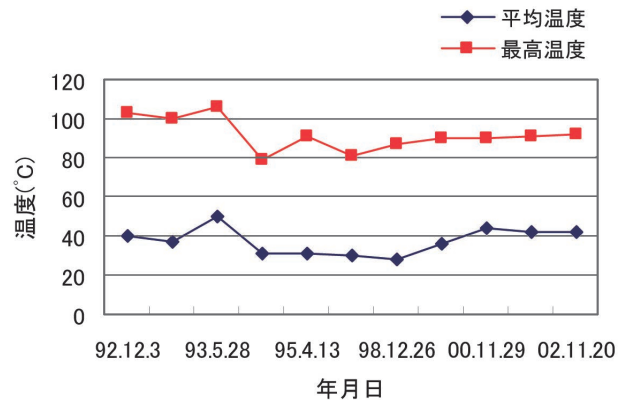


図- 5.2 新燃岳地表面温度の時間的推移
 Fig. 5.2 Change of temperatures of the earth surface with the lapse of time at Mt. Shinmoe



写真- 5.2 手洗温泉の異常噴気調査地点 (実線枠内)
 Photo 5.2 Observing points of temperatures on the earth surface in the area of Tearai hot spring where steam is highly emitting now (inside of the circles)

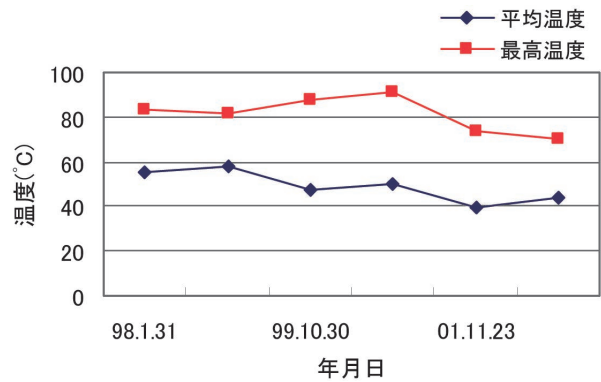


図- 5.3 手洗温泉地表面温度の時間的推移
 Fig. 5.3 Change of temperatures of the earth surface with the lapse of time at Tearai hot spring

る。すなわち、これまでの水みちがマグマ活動の変化によって、何らかの形で遮断され、湖水が浸透しにくくなったのではないかと考えられる。

手洗温泉は写真-5.2に示すように、湯の池川兩岸の斜面はほとんどが噴気で裸地化し、荒廃と基岩の劣化が著しく進んでいる。ここには現在鹿児島県によりコンクリート枠砂防ダムが施工されているが、土砂災害の危険性はかなり高いと考えられる。そのため1992年から噴気の変状調査を開始した。その結果ここでは時間経過とともに70～85℃温域(これを高温域とする)、55～65℃温域(これを中温域とする)がかなり拡大していることがわかった。このことは地下部の熱水域が広がっていることを示すもので、地下のマグマ活動が活発になっていることの裏付けとも考えられる。つまり、手洗温泉では地下部の温度上昇がみられ、1971年と同様の水蒸気爆発による山体崩壊の起こる危険性が高くなっているものと考えられる。

5.2 土壌断面の強度特性

前述の図-3.1から明らかなように、1716～1717年の新燃岳噴火では特に矢岳川方向において火砕流の集

中流下が起きている。こうした火砕流堆積物は強度が弱く、現在降雨によって盛んに溪岸崩壊と河床侵食が起きている。そこで溪岸斜面の力学的強度を調べるため、ここでは山中式土壌硬度計を用いて火砕流堆積物露頭断面の土壌硬度を測定した。前述の図-3.2に示す矢岳川溪岸露頭断面の火砕流堆積物の各層ごとの土壌硬度の縦断方向変化を示したのが図-5.4である。

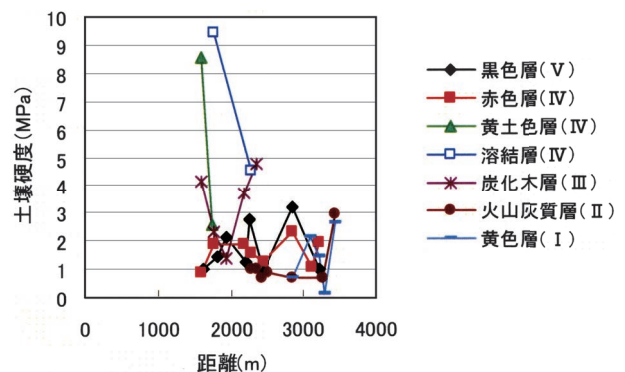


図- 5.4 矢岳川火砕流堆積物の土壌硬度の縦断方向の変化
 Fig. 5.4 Soil hardness of ejecta with the change of distance from the crater in the Yatake Valley

ここでは図-3.2のⅣ層をその特徴からさらに赤色層、黄土色層と溶結層の3層に分けた。

図-5.4から明らかなようにⅣ層の黄土色層と溶結層を除き、一般的に土壤硬度は1.96MPa前後で変動しており、上流も下流もほぼ同じような堆積をしたことを示している。すなわち火砕流密度は上流も下流も大きな相違はなく、粒子は比較的激しい上昇流運動の力を受けながら粗な構造で堆積したものと思われる。溶結層については下流にいくにしたがって硬度が急激に小さくなっている。ただ、測定が2箇所であるので、このことが直ちに一般的傾向を示しているのかどうか即断はできないが、火口に近い方がより高温であることから考えると、上流域では溶融状態から一様に固結状態に移行していったのに対し、流下に伴って温度が下がるため、流体中で塊状に固結が起り始め、粗状に堆積したのではないかと考えられる。Ⅲ層については縦断距離の変化に伴って土壤硬度は変動し、複雑な流れ方をしたのではないかと考えられる。図-5.4からも知れるようにⅤ層とⅢ層の赤色層およびⅠ層がほぼ同じような硬度を示していることは、これらが同じような性質の火砕流であったのではないかと考えられる。しかもこれらの平均硬度は黒色層が1.82MPa、赤色層が1.61MPa、黄色層が1.72MPaでかなり小さく、土壤硬度からみた場合かなり軟質で侵食を受けやすく、力学的にも強度が低いため溪岸崩壊が多くなっているものと思われる。Ⅲ層の黄土色層も土壤硬度は2箇所では測定していないが、2箇所の硬度の相違は大きく、この火砕流も複雑な流れ方をしたのではないかと考えられる。その結果粗密の不均質な堆積構造となったものと思われる。

通常の斜面であれば一般に深度が大きくなれば、土壤は大きな圧密を受ける。したがって大きな圧密を受けた緻密構造の土層斜面であれば土壤硬度も大きく、斜面は安定を保つことができると考えられる。しかし火山地域の山体は熱水や硫黄ガスなどの物理的・化学的作用の影響により、深層部でも著しく風化が進み、基岩の劣化が起こっている場合が多い。したがって深層部の土壤硬度を測定するならば、山体崩壊の危険性がある程度事前に予知できるのではないかと考えられる。なぜならば深層部の土壤硬度が低いことは山体の劣化が起こっていることを示すものであり、崩壊の危険性が高いことを示している。手洗温泉において地表面下5～10mにおける土壤硬度を山中式土壤硬度計で測定した結果、最大でも0.18MPa、最小では0.05MPaであることがわかった。これは他の正常斜面で測定した深さ20～50cmの土壤硬度0.2～0.6MPaに比べても異常に小さい。このことは手洗温泉では斜面深層部の劣化が相当進んでいることを示すものであり、水蒸気爆発と同時に深層性の大規模地すべりの起こる危険性がかなり高くなっていることを示すものである。

6. 火砕流炭化木、火口内枯死木の樹種同定と樹齢推定

6.1 矢岳川の火砕流炭化木

火砕流炭化木の樹種同定をするため矢岳川の河床から試料を採集し、その顕微鏡観察を行った。写真-6.1は横断面切片試料を写真撮影したものである。中央部にみられるように木部細胞が変形し、つぶれているのがわかる。細胞壁が厚く細胞径の小さい晩材部と、細胞壁が薄く細胞径の大きい早材部の存在が判断でき、導管の存在は認められない。したがってこの樹種は針葉樹であると判断される。写真-6.2より接線方向に連なった樹脂道は著しく傷害を受けているのが観察される。放射組織については写真-6.3に示すように、放射面切片より放射柔細胞の隔壁にじゅう状の肥厚が観察されるが、放射仮導管は認められない。さらに写真-6.4より接線面切片には多列の放射組織が観察される。上述の結果から判断すると、この火砕流炭化木はマツ科モミ属 (*Abies firma*) に近いと考えられる。すなわち1716年以前には新燃岳周辺にはモミの林相が成立していたものと思われる。

6.2 1959年の新燃岳噴火による植生の破壊と回復

新燃岳の火口内には写真-6.5に示すように1959年の噴火により枯死した樹木が点々とみられる。このことは1959年以前新燃岳では暫く安定した期間があり、樹木の定着・生育成長が行われたことを示すものである。1959年の噴火の影響範囲と影響期間を推定するため、一つには1959年の新燃岳噴火の前と後の航空写真を用いて、火口周辺の植生の破壊および回復度の測定を行い、もう一つにはこれら枯死木の年輪測定を行った。植生の破壊・回復度の測定結果を図-6.1に示す。その結果火口より東～南東方向の森林の破壊度が大きいことがわかる。このことは今後新燃岳で噴火が起きた場合、東～南東方向に被害が集中する危険性が高いことを示している。一方、年輪測定の結果から30～50年という値が得られた。これを1959年の爆発から逆算すると、これらの樹木はおよそ1900年頃に侵入したものと考えられる。記録によればそれ以前の1822年の新燃岳の噴火で最も新しいものは1822年であるから¹³⁾、これらを同噴火後の成立によるものとすれば、霧島では火山爆発後稚樹が侵入を開始するまでに要する時間は80～100年程度ではないかと推定される。つまり、霧島では噴火後森林が完全に回復するには凡そ200～300年程度かかるようである。

つぎに噴火終了後に侵入したこれら先駆樹種が何であるかを知るため、樹種同定を試みた。写真-6.6は採集試料の木片横断面切片写真である。これより導管は放射方向に3～4個複合し、散孔材であることがわかる。写真-6.7はその接線面切片であり、単列の放射組織であることがわかる。さらに導管のせん孔を観察した結果、階段状せん孔であり、導管の側壁には交互壁孔が規則的に配列していることがわ

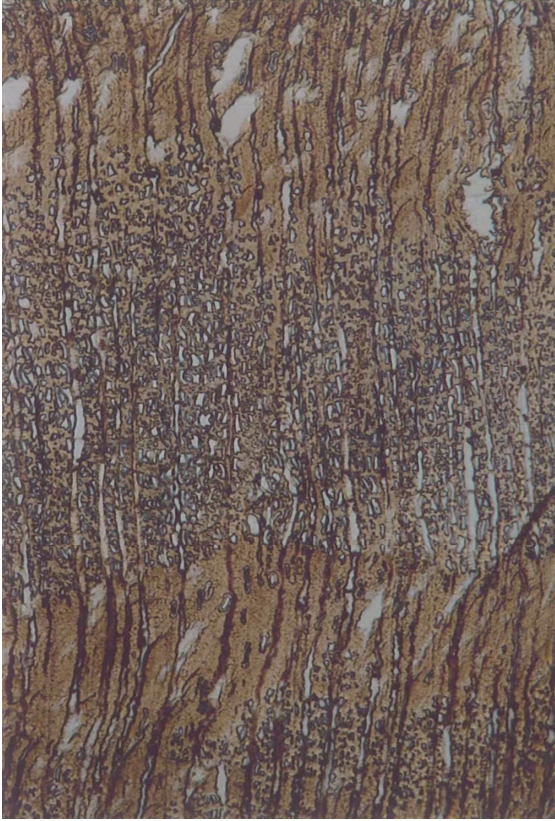


写真 - 6.1 火砕流炭化木横断面切片
Photo 6.1 A cross section of a slice of carbonized wood by the pyroclastic flow



写真 - 6.3 火砕流炭化木放射面切片
Photo 6.3 A radial section of a slice of carbonized wood by the pyroclastic flow

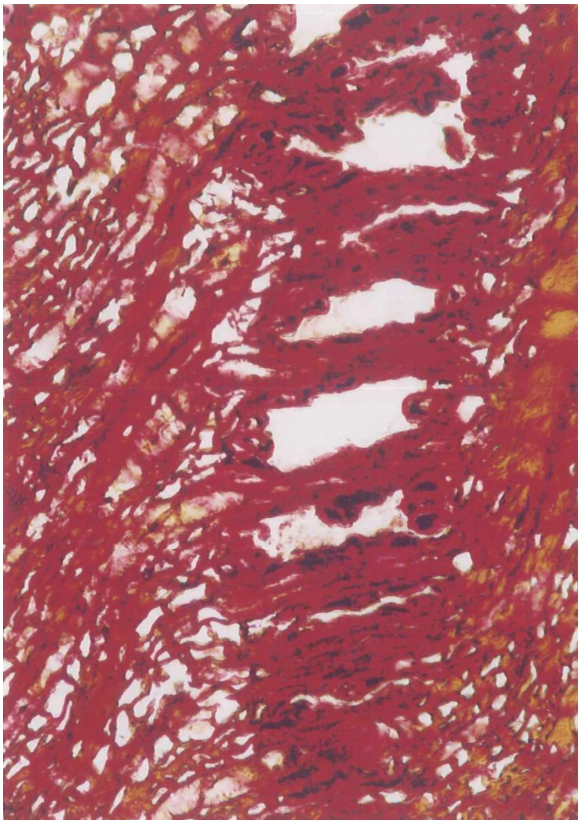


写真 - 6.2 火砕流炭化木傷害樹脂道
Photo 6.2 Damaged resin canals of carbonized wood by the pyroclastic flow



写真 - 6.4 火砕流炭化木接線面切片
Photo 6.4 A tangential section of a slice of carbonized wood by the pyroclastic flow

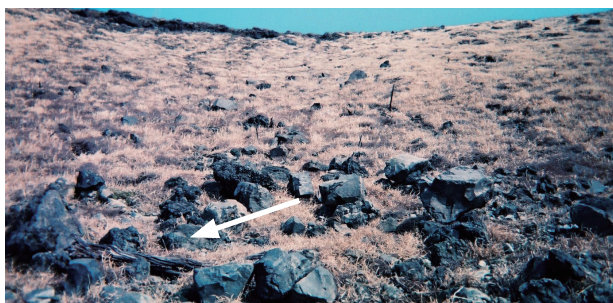


写真-6.5 新燃岳火口内の枯死木 (矢印)
Photo 6.5 Dead trees by the eruption in the crater of Mt. Shinmoe (an arrow)



写真-6.6 枯死木横断面切片
Photo 6.6 A cross section of a slice of a dead tree by the eruption

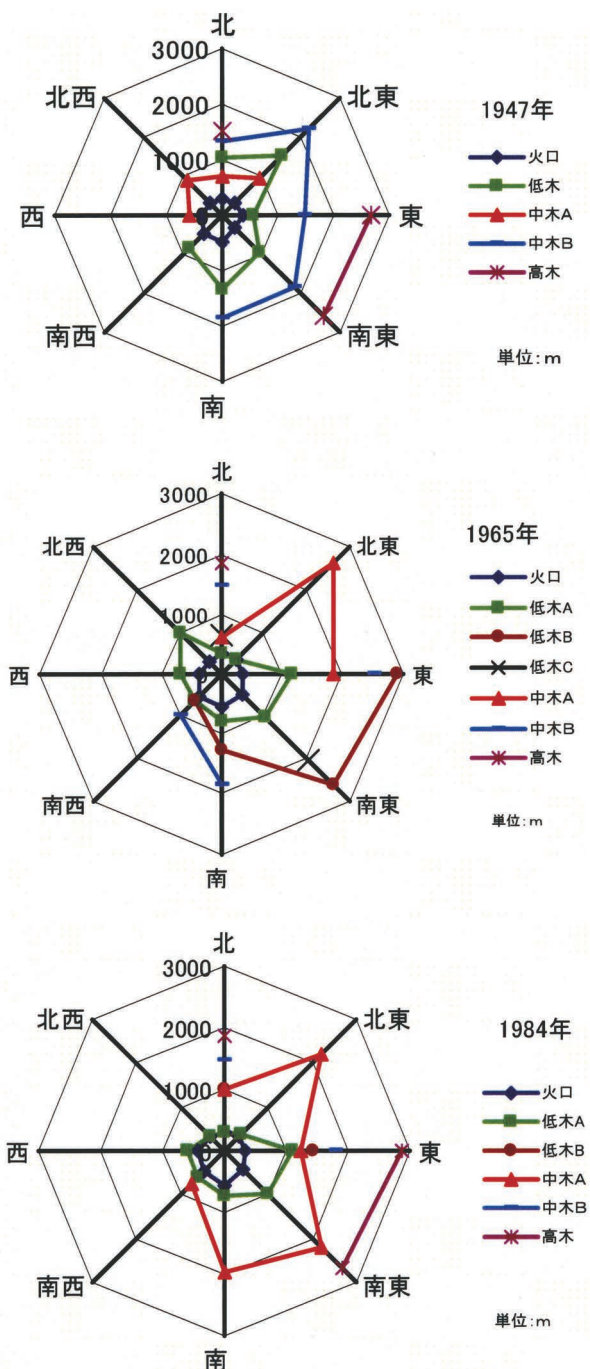


図-6.1 新燃岳火口周辺の植生分布の推移
Fig. 6.1 Change of vegetation with the lapse of time around Mt. Shinmoe



写真-6.7 枯死木接線面切片
Photo 6.7 A tangential section of a slice of a dead tree by the eruption

かった。上述の組織構造より判断すると、新燃岳火口内に残存する枯死木の多くはカバノキ科、ハンノキ属、ヤシャブシ亜属の3種類に特定できる。すなわちヤシャブシ (*Alnus firma* Sieb. et Zucc), ミヤマヤシャブシ (*Alnus firma* Sieb. EtZucc.vsr.*hirtella*. Fr.etSav), ミヤマハンノキ (*Alnus. crispa*. Pursh. subsp.*maximowiczii* Hult) である。これら3樹種の標本プレパラートと採集試料写真を比較観察した結果、今回の試料はヤシャブシに最も近い組織構造であることがわかった。つまり霧島では噴火後最初に侵入する



写真- 6.8 新燃岳山腹斜面の林相
Photo 6.8 Forest physiognomy on the slope of Mt. Shinmoe

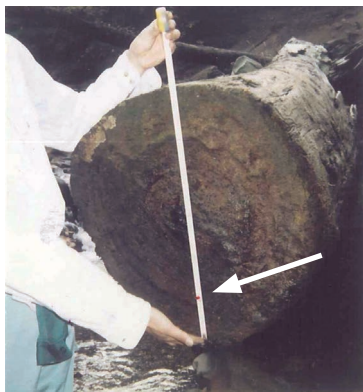


写真- 6.9 樹齢241年の火砕流炭化木 (矢印の点が10cm)
Photo 6.9 Carbonized wood by the pyroclastic flow with the age of 241 years old (An arrow indicates the point of 10 cm of measure.)



写真- 6.10 新燃岳の現在の植生状況
Photo 6.10 The appearance of present vegetation on Mt. Shinmoe

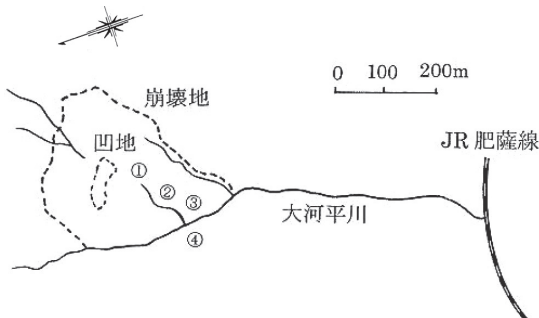


図- 7.1 1972年えびの土石流発生源の概略図
Fig. 7.1 A sketch of the basin of Okobira torrent where debris flow occurred in 1972

先駆樹種はヤシャブシであろうと思われる。このことは写真-6.8に示すように現在の新燃岳山腹斜面にはヤシャブシが優勢的に生育していることから首肯できる。これは噴火後の霧島山の緑化を考える場合の一つのヒントとなるであろう。

6.3 火砕流炭化木の樹齢推定

新燃岳火口から約1.8 kmの地点の矢岳川には前述の写真-3.2に示すように、多数の火砕流炭化木がみられる。その中で写真-6.9に示すような残存状態のよい大径木を選び、年輪測定を行った。その結果111～241年という値が得られた。この火砕流は¹⁴C法により1716～1717年であることと考え合わせると、新燃岳の火口1～2 kmの周辺には1716年以前に樹齢240～250年のモミの森林が成立しており、この間霧島山は安定していたことがわかる。このことは前述の図-3.1に示すように霧島岑神社がこの炭化木採集地点から僅か500 m付近のところにあったことから首肯できる。しかし1716～1717年の新燃岳の噴火によって周辺一帯の森林はほとんどが破壊されたものと考えられる。そしてその後再び火口周辺では徐々に森林が回復し、現在に至っている(写真-6.10)。なお霧島岑神社はこの災害の後小林市の方に移転したといわれている。

上述の火砕流炭化木の年輪測定から知れるように、新燃岳では1716～1717年以前に200～250年の静穏期があったことは確かである。200～250年を噴火の周期と考えると、1716年の噴火から現在既に290年以上経過しており、また同地域の地表面温度分布の変化と併せて考えると、将来それ程遠くないうちに再び噴火する危険性が高まってきているのではないかと懸念される。

7. 古い火山の山体劣化に伴う深層崩壊

7.1 えびの土石流

霧島火山地域のえびの市西内堅真幸で(図-7.1)1972年7月6日14時20分頃大規模な土石流が発生した。真幸地区は霧島火山の北西端に位置し、加久藤カルデラの周縁に当たる。ここは古い火山体特有の岩石の化学的風化が非常に進んでいるところである。この災害は1997年の鹿児島県出水市針原川土石流災害でも大きな問題となっている一つの発生タイプである。

宮崎県えびの市は1972年の7月4日から集中豪雨に見舞われ、この集中豪雨によりえびの市西内堅の大河平川源頭部で面積約10 ha、崩壊土量約30万 m³に及ぶ大崩壊が発生し、この土砂が溪流を土石流となって流れ下った。このときの降雨概況を表-7.1および図-7.2に示す。えびの市西内堅大河平川一帯の当時の災害の状況を写真-7.1、写真-7.2に示す。

この土石流発生の誘因となったえびの市の6月上旬から7月5日までの総雨量は1300～1400 mmに達し、

表- 7.1 7月4日から崩壊発生までの雨量
Table 7.1 The total rainfall from July 4th to 6th, 1972

7月4日	76.5mm
5日	258.5mm
6日(9時-14時)	56.5mm
計	391.5mm

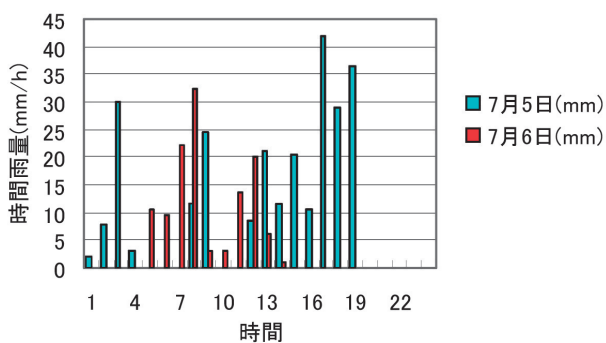


図- 7.2 えびの市西内堅真幸の降雨量
Fig. 7.2 A hyetograph at Nishiuchitate of Ebino City, Miyazaki Prefecture

特に7月4日から6日にかけてはいわゆる湿舌の影響で被災地一帯では400mm前後の多量の降雨があった。地質的には土石流の発生したえびの市西内堅大河平川源頭部一帯は新第三紀鮮新世に霧島火山から噴出した加久藤安山岩類が温泉作用を受けて変質した変朽安山岩から成り、その上を火山噴出岩屑ロームが覆っている¹⁴⁾。

7.2 現地観測および土質試験結果からみた深層崩壊の危険性

えびの市西内堅大河平川流域では過去にも何回か崩壊を繰り返しているようで、崩壊後の調査から古い崩壊跡地の痕跡や亀裂などが認められた。真幸では1972年の土石流災害から既に30年以上が経過しており、その後基岩の劣化もかなり進んでいるものと思われる。次の崩壊発生が懸念される。そのため以下のような調査および試験を実施した。

- ①災害前と災害後の航空写真の比較
- ②地下水の流量測定
- ③土層断面の土壌硬度測定
- ④風化生成土のせん断試験
- ⑤風化生成土の透水試験

えびの土石流の発生源となった大河平川上流部の崩壊地周辺には地形的特異性がみられる。これについて検討するため、崩壊前の1965年と崩壊の起こった1972年の航空写真と現地測量の結果を重ね合わせて示したのが前述の図-7.1である。特異性の一つは斜面中腹部に逆勾配となった0.3haの凹地形があり、この中には写真-7.3に示すように沼が形成されていることである。もう一つは凹地を挟んで上部と下部で沢



写真- 7.1 えびの土石流の氾濫状況
Photo 7.1 A scene of flooding by the debris flow in Masaki, Ebino City



写真- 7.2 大河平川源頭部の崩壊の状況
Photo 7.2 A scene of the collapse in the head-water area of Okobira torrent



写真- 7.3 凹地内にできた沼
Photo 7.3 A swamp in the depression

の流路が分断されていることである。つまり凹地上部の沢は沼の上部で消滅し、下部の沢とは直接繋がっていない。これらは明らかに異常地形を示すものである。この凹地形は1972年以前の大崩壊によって形成されたものと思われる。1972年7月の集中豪雨時にはこの凹地でかなりの湛水が起こったものと考えられる。

つぎに崩壊の大きな原因となったと考えられる地下

水について検討するため、大河平川源頭部の沢で流量測定を行った。測定は最も雨の少ない渇水期に当たる1月を選んだ。えびの市の1999年10月～2000年1月18日までの総雨量は131mm(10月が52mm, 11月が40mm, 12月が11mm, 1月が28mm)であった。この時期の流量は1年のなかで最も少雨期であるため、ほとんど表面流～表層流の影響を受けていないものと考えられる。したがって2000年1月19日時点の大河平川の流量はほぼ地下水由来の基底流量に近いものと考えられる。

こうした考えからここでは2000年1月時点の流量を地下水によるものとみなし、標高の異なる各沢の合流点において簡易流量測定を行った(図-7.1の①～④)。ここに異なる標高を選んだのは、崩壊露頭断面から湧出する地下水は、それぞれの深さの層に由来するものと考えられ、したがって各測定点の地下水量はそれぞれの層の深度を反映しているものと思われるからである。なお、このときの集水面積は10000分の1の地形図から求めた。もし地下水流量が地表面の集水面積によって規定されるものであれば、ある点の流量はその集水面積に比例するはずである。これを検証するため、現地で測定した標高の異なる3地点における流量と集水面積の関係を示したものが図-7.3である。同図の横軸は沼地を原点とし、沼地から②地点まで(凹地の出口)、沼地から③地点まで(上流側合流点)、沼地から④地点まで(下流側合流点)の流域面積を表す。

図-7.3から知れるように、②と③・④は明らかに異なる直線上の点である。地下水流量が地表面積に比例するものとして、原点と②の流量を結ぶ直線から流量を推定すると③が26.6(l/min)、④が86.9(l/min)となり、それぞれの実測値158.8(l/min)、522.9(l/min)との比は前者、後者とも6.0倍で、実測値が原点と②を結ぶ流量直線による推定値に比べて著しく大きい。このことは地下水流量が単に地表面の集水面積で規定されるのではなく、別の要因があることを意味している。

一般に火山体では複雑な地層構造が多くみられ(極めて粗な層と密な層がサンドイッチ状に複雑に分布)、当然地下水層も複数分布していると考えられる。その

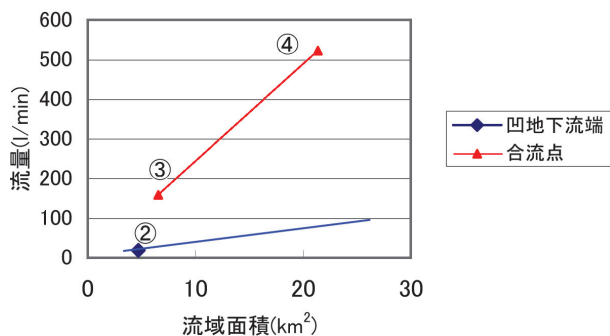


図-7.3 大河平川源頭部における地下水流量の測定結果(2000年1月19日)

Fig. 7.3 Discharge of ground water which was measured in the head-water area of Okobira torrent (January 19th, 2000)

ため大河平川の基底流量には最も浅い位置に分布する第1層と、さらにそれより深い位置に分布する第2層以下の地下水が含まれていると考えられる。このような場合は地下水流量は地表面の集水面積に比例するような算術的な増加を示さず、実測値と推定値の間にズレが生じてくるであろう。しかし原点と158.8(l/min)、522.9(l/min)を結ぶ直線はほぼ同一の線上にある。このことは沼地に由来する②の地下水起源と、③および④の地下水起源は本質的に異なっていることを示しているものと考えられる。そして③と④がほぼ同一の直線上にあることは、これら二つは同一層起源の地下水である可能性が高いことを示している。このことは大河平川源頭部には少なくとも二つの地下水層が存在することを示すものである。豪雨時の地下水の増加によって崩壊が発生するものとした場合、沼地を主な供給源とする最も浅い地下水層からの供給によって崩壊が発生するのか、もしくはそれより深い第2層以下の地下水層からの供給によって崩壊が発生するのか、それは地下水の供給のされ方と地層の劣化の状態によって決まるであろう。必ずしも常に浅い層の地下水によって崩壊が起こるとは限らない。1972年の大河平川源頭部の崩壊露頭断面から判断すると、この崩壊には深層の方の地下水が作用したものと思われる。

7.3 土壌硬度および透水係数からみた深層崩壊の危険性

火山地帯では前述のように、硫黄ガスや熱水作用の影響で基岩の風化が著しく、山体の劣化が進んでいるのが一般である。えびの市西内堅真幸の山麓一帯ではこうした温泉余土化した土層断面に至るところでみられる。こうした地層のところでは大規模な斜面崩壊の起こる危険性が高い。そこで山体の劣化と斜面強度との関係を明らかにするため、山中式土壌硬度計を用いて、えびの土石流の発生した大河平川源頭部斜面における風化変朽安山岩の土壌硬度を測定した。測定地点は流量観測と同じ図-7.1に示す①～④である。

測定結果を示したのが表-7.2である。同表から明らかのように土壌硬度は著しく小さく、変朽安山岩はもうほとんど完全に風化してしまっており、全く強度は期待できないことがわかる。因みに筆者が1993年8

表-7.2 真幸土石流発生源頭部の崩壊露頭断面の土壌硬度
Table 7.2 Values of soil hardnesses on the outcrop of the collapse at Masaki, Ebino City

採取場所	土壌硬度 (MPa)	岩石	色調
①沼下流中央部	1.96	変朽安山岩	赤茶色
②中央左岸上流	1.96	溶結凝灰岩	灰色
③中央左岸下流	0.70	変朽安山岩	白色
④滝下部	0.39	変朽安山岩	白色

月の鹿児島豪雨災害における始良町西中川崩壊源頭部のシラス層で測定した例では2.94～4.90MPaという値が得られている¹⁵⁾。このことから考えると、著しく風化の進んだ変朽安山岩から成る大河平川流域の山体は相当劣化し、斜面の強度はシラスよりも低くなっていることがわかる。

1998年7月には1972年に発生したえびの土石流の隣の沢でやや大きな規模の崩壊が起こり、このとき崩壊した土砂と流木がJR肥薩線の両盛り土線路を横断する暗渠を閉塞し、線路上流側に天然ダムができ、一時非常に危険な状態となった。この崩壊地も地質的には1972年のえびの土石流の崩壊地と同じ変朽安山岩である。そこで、同崩壊地において火山性ガスおよび噴気作用による変朽安山岩の劣化程度を調べるため、若干の現地調査および採集試料の室内試験を実施した。現地では崩壊露頭断面のA点(-0.3m)、B点(-15m)、C点(-20m)の3地点の土壌硬度を測定した。測定結果を示したのが図-7.4である。ここに地表面は深さ30cmの位置であるが、これを0mとして表示してある。

本来ならば土壌硬度は地面から深くなるにつれて大きくなるはずである。しかしこの崩壊地の土壌硬度についてみると、逆に地表面下15～20mの地点の方が地表面よりはるかに小さくなっている。このことは斜面強度は地表面下15～20mの層の方が低いことを示すものであり、それだけ斜面崩壊の危険性は高いことがわかる。

つぎに古い火山体の熱水作用や硫黄ガスの物理的・化学的作用による基岩の劣化程度を知るため、1972年のえびの土石流の発生地点と、1998年の崩壊地の露頭断面から試料を採集し、土質せん断試験を実施した。えびの土石流の崩壊地から採集した土壌試料のせん断試験の結果を示したのが図-7.5であり、隣の沢の崩壊地から採集した試料のせん断試験結果を示したのが図-7.6である。えびの土石流の崩壊地の試料については、採取したときの含水比を保ったままの自然状態(自然含水比)と、これを1ヶ月自然乾燥した状態でせん断試験を行った。

図-7.5から明らかなように、自然含水比状態では内部摩擦角が20°であるのに対し、乾燥状態では40°

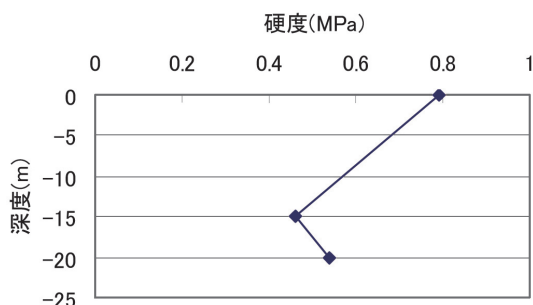


図-7.4 A点に比べたB点とC点の土壌硬度の低下
Fig. 7.4 Decrease of soil hardness of B and C comparing with A

となり、水分を含むことによってせん断抵抗がかなり小さくなるのがわかる。このことは大河平川流域の山体斜面では、長時間降雨があった場合せん断抵抗はかなり低下し、土質力学的にも深層崩壊の起こる危険性が非常に高くなることを意味している。

図-7.6は1972年のえびの土石流崩壊地の隣の沢で1998年に発生した崩壊地の地表面下15mのところから採取した試料(火山性ガスにより著しく変成作用を受けている)の自然含水比状態のせん断試験結果を示したものである。同図から内部摩擦角を求めると10°となり、普通の土砂に比べると著しく小さい。これからも明らかなようにえびの市西内堅一帯の山腹斜面は地表面下15～20m以下の深層部までこうした脆弱な風化土層が分布しており、今後大規模な深層崩壊の起こる潜在的危険要因を有していることがわかる。

透水係数についてみると、1972年のえびの土石流発生崩壊地の変朽安山岩の風化土層から採集した土壌試料は 3.32×10^{-4} cm/secとなった。これから類推すると大河平川一帯の斜面の透水係数はかなり小さいものと思われる。そこで、えびの土石流の発生原因を浸透能の観点から検証するため、この隣の沢で1998年に発生した崩壊地の地表面下15～20mから採集した試料の透水試験を行った。試料採集は崩壊直後に行ったので、かなりの深さにわたって新鮮な露頭断面試料が

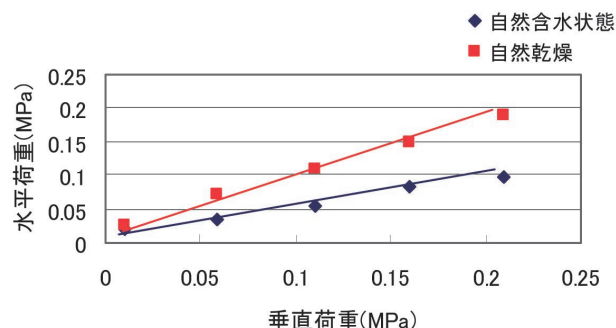


図-7.5 えびの土石流の崩壊露頭断面から採集した試料のせん断試験結果

Fig. 7.5 Result of shearing test on soil samples of Ebino's debris flow

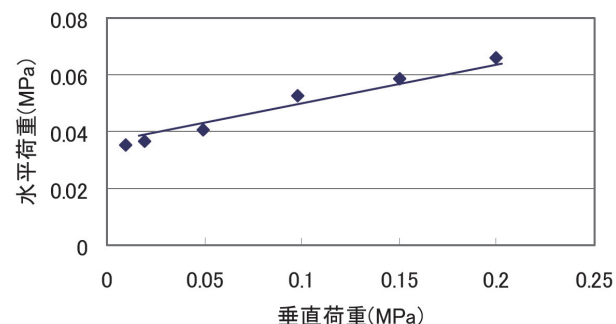


図-7.6 1998年発生の崩壊露頭断面から採集した試料のせん断試験結果

Fig. 7.6 Result of shearing test on soil sample of the collapse which occurred in 1998

得られ、深層部の透水係数を測定することができた。土壤試料は前述の土壤硬度測定地点と同じA地点（表層）、B地点（-15m）、C地点（-20m）の3点から採集した。

これら試料の透水試験の結果を示したものが図-7.7である。同図から明らかなように、地表面下約20mの位置にかなり透水係数の大きい層の存在していることがわかる。この層は極めて脆弱な火山噴出物である。一般に古い火山体にはこうした脆弱な風化土層構造の存在する機会が多いため深層まで降雨の浸透が容易に行われ、その結果山体斜面内では間隙水圧の急激な上昇が起これ、深層崩壊の起こる危険性が高くなると考えられる。このように大河平川一帯では透水係数の点からもはっきりと地層構造の異常性を確認することができる。以上の結果からえびの市西内堅のような古い火山地域の山体では、地表面下の相当深い層までも基岩は火山ガスや噴気により著しく変成作用を受け、地層構造は脆弱となっていることがわかった。しかも透水性の低い土層と、逆に高い土層が不規則に分布し、中間水層～地下水層が形成され易い。これらのことからえびの市西内堅地区の山体斜面では深層崩壊の起きる危険性のかなり高いことが明らかとなった。

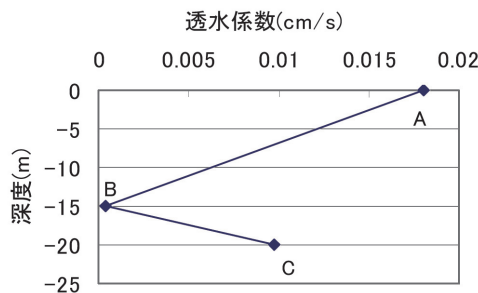


図-7.7 えびの土石流発生地隣の溪流における1998年発生崩壊地の透水係数の変化

Fig. 7.7 Coefficients of permeabilities with the increase of soil depth in the collapse which occurred in 1998

8. 活動中の火山における土砂流出の予測

火山災害の特徴は極めて激甚で、かつ非一過性、広域性を有することである。特に噴火活動が長期に及ぶ場合は種々の深刻、かつ、複雑な社会問題を惹き起こす。火山噴火によって溶岩流、火砕流、降灰などが発生すると、山体斜面の土砂生産環境、水文環境は大きく変化し、二次災害としての土石流が多発するようになると言われている。こうした火山活動に対する砂防の目的は、直接、間接に関わらず噴火によって起こる土砂災害の発生を的確に予知・予測し、想定される種々の災害を未然に回避、ないしは防止・軽減することにあると言えよう。しかしいつどこでどの程度の災害が起こるかを完全に予知・予測することは不可能で

あり、仮に予知できたとしても火山噴火のような大規模災害に対して、これを物理的に抑止することは不可能である。ハード対策のみによる減災には自ずと限界がある。そのためソフト対策が極めて重要となる。ソフト対策とハード対策で相互補完しながら減災を図っていくことが必要である。ソフト対策は決してハード対策の下位に位置づけられるべきものではなく、ハード対策と同等の位置づけが積極的になされて然るべきであろう。そのため平成元年度に創設されたのが火山砂防事業であろう¹⁶⁾。その背景には時間的に連続して起こる噴火に対する警戒避難対策や避難施設対策などの社会対応、および土砂生産環境場の変化への迅速なハード対策などの緊急的防災対応を迫られたという事実がある。

火山砂防の最も大きな特徴は時間的に刻々と変化する土砂生産量の予測に対して時系列概念を導入したことにあるといえよう。土石流の流出土砂量については場の時系列変化を考慮した次式が提案されている¹⁷⁾。

$$Q_B = \alpha (r_a - r_c) \quad (1)$$

ここに Q_B : 流出土砂量, α : 係数, r_a : 連続雨量, r_c : 初期損失雨量であり, α と r_c によって流域の場の環境要因の変化を表している。今後各火山地域における α , r_c について検討し、それぞれの地域に合った係数と初期損失雨量を決めていくことが必要である。なお噴出土砂量を時系列的に求めていくため空中写真計測や数値地形モデル法が用いられている¹⁸⁾。

噴火活動が長期にわたって続く場合、砂防にとっても火山活動の予測や噴出規模の予測は極めて大きな課題である。これまでの研究によれば火砕流規模については流動体積 (V) と水平運動距離 (L) および垂直運動距離 (H) の間に次のような関係が成立するといわれている¹⁹⁾。

$$\log V = -0.978 - 0.125 \log(H/L) \quad (2)$$

この関係を霧島火山に適用してみると、1716～1717年の新燃岳の火砕流の総流量は1.3億 m^3 となる。因みに1716～1717年の新燃岳の火砕流については1.5億 m^3 という調査結果が出されている²⁰⁾。さらにマグマ供給量・時間曲線から凡その火山活動の終息時期が予測でき、また堆積量・到達距離曲線から凡その火砕流危険区域の設定が可能となってきた²¹⁾。

噴火活動に伴う場の環境要因変化の一つとして降灰と森林破壊がある。降灰によって斜面が被覆されると、極めて小降雨でも土石流が発生するという特徴がみられる²²⁾。これは降灰や火砕流ダストの細粒分被覆による地表面の浸透能低下の影響である²³⁾。すなわち火山灰のモルタル化によって地表面の浸透能が低下するため、表面流が発生し、ガリの下刻侵食が活発となる。そのためガリは急速に規模を拡大し、両岸は

垂直に近い谷壁部が形成され、極めて不安定になって側岸崩壊が活発になる。

表面流の発生は次式のような降雨強度の関数として表されるといわれている²⁴⁾。

$$F = F_0 \tan h(X) \quad (3)$$

$$X = r/F_0 \quad (4)$$

ここに F : 最終浸透能, F_0 : 最大浸透能, r : 降雨強度である。式(3)は降雨強度 r が最終浸透能 F_0 を超えると表面流が発生することを意味している。雲仙で火砕流が頻発し、地表面が火砕流ダストで覆われていたときの浸透能測定結果によれば $33 \sim 37 \text{ mm/h}$ という値が得られている²⁵⁾。いま最大浸透能を 40 mm/h とした場合、式(3)よりこのとき表面流が発生するようになる降雨強度を求めると約 10 mm/h となる。したがってこの場合は 10 mm/h 程度以上の降雨があると、表面流が発生し始めるようになる。特に霧島では2005年に日雨量 882 mm を記録するなど、降雨量が極めて多く、そのためガリ侵食も非常に活発となると考えられ、土石流の発生する危険性が高い。

斜面の力学的安定性の面から降灰の影響について考えると、火山噴出物は水を含むとせん断抵抗が小さくなり、土石流の発生する危険性が高くなる。図-8.1のような斜面の長さ x 、厚さ h の土層に降雨 r があつたとき、 T 時間内に斜面 x に供給される降雨量と、この土層内に蓄えられる飽和水量との関係は次式のようになる²⁶⁾。

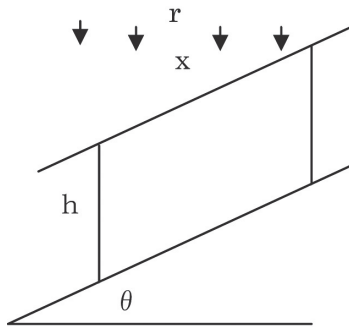


図-8.1 火山灰の斜面堆積模式図

Fig. 8.1 A model slope with piled volcanic ash

$$\begin{aligned} rx \cos \theta \cdot T &= ehx \cos \theta \\ \therefore rT &= eh \end{aligned} \quad (5)$$

一方、上流側から厚さ h の断面を通して土層内に供給され、これが距離 x 以下で表面流となって地表に現れたとき火山灰層の流動が起こるものとする、このときの浸透水と土層内水量との関係はつぎのように表される。

$$\begin{aligned} k \sin \theta \cdot hT &= exh \cos \theta \\ x &= (Tk \tan \theta)/e \end{aligned} \quad (6)$$

式(5), (6)より

$$\begin{aligned} rT \cdot x &= eh \cdot (Tk \tan \theta)/e = Thk \tan \theta \\ \therefore r &= (h/x) \cdot (k \tan \theta) \end{aligned} \quad (7)$$

式(7)に土石流の発生限界勾配式(8)を代入すると²⁷⁾式(9)のようになる。

$$\begin{aligned} \tan \theta &= \{C(\sigma - \rho) \tan \phi\} / \{C(\sigma - \rho) + \rho\} \\ \therefore r &= (h/x) \cdot (k \tan \theta) \\ &= (h/x) \cdot \{k C(\sigma - \rho) \tan \phi\} / \{C(\sigma - \rho) + \rho\} \end{aligned} \quad (9)$$

ここに r : 降雨強度, x : 斜面長, h : 土層厚, θ : 斜面勾配, T : 時間, e : 空隙率, k : 透水係数, C : 土砂濃度, σ : 土砂粒子の密度, ρ : 水の密度, ϕ : 土砂の内部摩擦角である。

いま式(9)に k として桜島火山灰の透水係数の測定値 $7.6 \times 10^{-3} \text{ cm/s}$ を用いて, $x=10 \text{ m}$, $h=1 \text{ m}$, $C=0.6$, $\sigma=2,600 \text{ kg/m}^3$, $\rho=1,000 \text{ kg/m}^3$, $\phi=30^\circ$ を代入すると、このときの土石流の発生限界雨量強度は $r_c=8 \text{ mm/h}$ となる。このことから斜面が火山灰で覆われると 10 mm/h 前後の降雨で土石流の発生する可能性のあることがわかる。因みに桜島では $r_c=14 \text{ mm/h}$ という記録がある²⁸⁾

9. あとがき

大規模な火山噴火は地域住民にとっては死活に関わる大きな問題である。そのため火山災害の予知・予測はハード対策、ソフト対策にとっても極めて重要である。本研究では霧島の新燃岳で1716～1717年規模の噴火が起こった場合、その影響期間、範囲がどの程度になるかについて、過去の実態調査を基に追究した。その結果一火砕流当たりの凡その規模の推定が可能であり、流動体積式から火砕流総流量の求まることがわかった。また加熱試験から凡その火砕流温度が推定でき、森林分布調査から今後新燃岳が噴火した場合の被害範囲、被害方向の予測が可能であることを示した。さらに火砕流炭化木の年代評定から森林の回復時間の推定が可能であることを示した。また警戒避難の観点から噴火中の火山に対する土石流発生限界雨量強度を求め、それが 10 mm/h 程度となることを示した。つぎに山体劣化に起因する深層崩壊については、加久藤カルデラを一つの対象事例として、現地調査および土質試験を実施した結果、こうした古い火山体では深層崩壊発生の潜在的危険性がかなり高いことを指摘した。今後電磁波探査やボーリング調

査などによりこれらの検証を行い、霧島地域における火山災害の予測に関する研究が一層発展していくことを願う。

参 考 文 献

- 1) 水上 武(1969):えびの地震に関する調査研究概要, 宮崎県, 401-409.
- 2) 日本の地質編集委員会(1992):日本の地質9九州地方, 共立出版, 218-221.
- 3) 震災予防調査会(1991):日本噴火志, 有明書房, 170-190.
- 4) 国土交通省(2007):霧島火山砂防事業概要2007, 国土交通省九州地方整備局宮崎河川国道事務所, p.7.
- 5) 谷口義信(1992):土石流の発生とその対策, 農業土木学会農地保全の研究第13号, 農業土木学会, 60-64.
- 6) 高原町(1984):高原町史, 48-50.
- 7) 金子史郎(1991):地球大災害, 古今書院, 171-172.
- 8) 鍵山恒臣(1992):霧島火山群・新燃岳1991-92年微噴火と電磁気観測, CAシンポジウム論文集, 279-294.
- 9) 水上 武(1969):1)に同じ, 401-409.
- 10) 国土交通省(1983):霧島山系流域特性調査業務報告書添付資料, 国土交通省九州地方整備局宮崎河川国道事務所.
- 11) 鍵山恒臣(1992):8)に同じ, p.294.
- 12) 谷口義信(2000):農林災害からみた南九州における火山活動の総合危険度評価に関する研究, 文部省科学研究費補助金研究成果報告書(09660167), p.11.
- 13) 震災予防調査会(1991):3)に同じ, 182-189.
- 14) 宮崎県(1972):えびの(白川)一定災について, 宮崎県土木部, 4-7.
- 15) 谷口義信(1993):平成5年豪雨による鹿児島県下の土砂災害について, 砂防学会誌 **46** (4), p.31.
- 16) 松林正義(1991):火山砂防, 鹿島出版会, 90-100.
- 17) 池谷 浩(1997):活動中の火山における土石流対策計画に関する研究, 学位論文, 66-76.
- 18) 石川芳治・山田 孝・千葉達朗(1996):雲仙普賢岳噴火に伴う溶岩流出及び火砕流による土砂量と地形変化, 雲仙火山砂防研究報告第2号, 砂防学会, 4-7.
- 19) 中田節也(1991):雲仙普賢岳噴火の経緯と溶岩ドームの成長, 雲仙岳の火山災害, 土質工学会, p.25.
- 20) 砂防・地すべり技術センター(1992):平成2年度霧島火山砂防検討委員会資料, 国土交通省九州地方整備局宮崎河川国道事務所, p.49.
- 21) 中田節也(1994):雲仙普賢岳の火砕流, 砂防学会ワークショップ報告書, 砂防学会, 2-5.
- 22) 谷口義信(1992):5)に同じ, 66-67.
- 23) 下川悦郎・地頭蘭隆(1994):雲仙・水無川における土石流の発生限界と流出土砂量, 雲仙火山砂防研究報告第1号, 砂防学会, 49-53.
- 24) 恩田裕一(2008):人工林荒廃と水・土砂流出の実態, 岩波書店, 194-199.
- 25) 下川悦郎・地頭蘭隆(1992):1991年雲仙における土石流の調査研究, 文部省科学研究費突発災害調査研究成果(No.03306010), 38-39.
- 26) 平野宗夫(1994):23)に同じ, 94-96.
- 27) 芦田和男・高橋 保・道上正規(1983):河川の土砂災害と対策, 森北出版, 75-77.
- 28) 谷口義信(1988):九州の豪雨災害とハイテク予知技術講習会講義集, 土木学会西部支部, 53-54.