

文部省自然災害特別研究（昭和51年度）

昭和51年6月豪雨による鹿児島県の土砂  
および土石流災害に関する調査研究報告

昭和52年3月



## 序 文

南九州とくに鹿児島県には、水に弱い火山灰土地帯が広範に分布し、大雨による土砂災害が毎年のように発生している。とくに、昭和51年6月の梅雨前線による豪雨は鹿児島市周辺から大隅半島にかけて累計雨量がほぼ450mmをこえその間4回の強雨が断続し、しかも4回目の雨量強度が大きいなど、最も斜面災害誘起型の豪雨であった。そのため無数の斜面崩壊や土石流が発生し、鹿児島県の集計によると、死者32人、物的損害総額234億円におよぶ大災害となった。

今回の土砂災害の特徴は、多くのシラス災害とともに、従来あまり注目されなかったシラス上部の降下軽石層あるいはローム層の全面表層崩れによる大災害が多発したこと、開発に伴って新しい型の斜面災害がとくに宅地域に集中したことなどで、素因としての微地形、微地質・土質学的要素と誘因としての豪雨下の浸透流や表面流などとの複合作用のもとに発生したことである。また、最近火山活動の激化とともに、山腹の崩壊が急激に進行して土石流が頻発している桜島の各水系には、大規模な土石流災害が発生しており、究明すべき多くの問題を内包している。

本研究は、これらの土砂および土石流災害を調査研究して防災に役立たせるために、昭和51年度文部省科学研究費補助金自然災害特別研究(1)の緊急交付を受け、地質、火山、気象、土木、農業工学、砂防などの各専門分野から17名の研究者が参加して実施したものである。本報告はこれらの調査研究報告であり、この成果が今後の土砂・土石流災害の機構の解明あるいは災害防止に貢献できれば、研究分担者一同の喜びである。

最後に、本研究の実施に際して、炎天下に現地調査を行なわれた研究分担者および協力いただいた研究者の皆様に深甚なる敬意を表するとともに、現地調査に際し、また、資料収集についてご援助いただいた鹿児島県、鹿児島気象台、建設省肝属川工事事務所などの機関ならびに現地住民の方々に厚くお礼申し上げる。

研 究 代 表 者

九州大学教授

椿

東 一 郎



## 研 究 組 織

### 1) 土砂および土石流災害の地形地質学的背景

九州大学 生産研 教授 山崎達雄  
 鹿児島大学 理学部 教授 大庭昇  
 鹿児島大学 理学部 教授 露木利貞

### 2) 昭和51年6月豪雨の気象特性

九州大学 農学部 教授 坂上務  
 鹿児島大学 工学部 教授 富永政英

### 3) 土砂および土石流災害の背景となる桜島降下火山灰の集積機構

京都大学 防災研 教授 加茂幸介  
 鹿児島大学 農学部 教授 河原田礼次郎

### 4) 火山灰土地帯における斜面災害の調査研究

九州大学 工学部 教授 山内豊聡  
 宮崎大学 工学部 教授 藤本広  
 鹿児島大学 農学部 教授 難波直彦  
 九州大学 工学部 助教授 後藤恵之輔  
 鹿児島大学 農学部 助教授 春山元寿  
 鹿児島工専 助教授 村田秀一

### 5) 桜島周辺の土石流災害の調査研究

九州大学 工学部 教授 椿東一郎  
 九州大学 工学部 助教授 平野宗夫  
 京都大学 防災研 教授 芦田和男  
 京都大学 防災研 教授 奥田節夫

### 6) 総 括

九州大学 工学部 教授 椿東一郎

## 目 次

|                                          |    |
|------------------------------------------|----|
| 1. 昭和51年6月22日～26日の鹿児島県の集中豪雨の解析 .....     | 1  |
| 鹿児島大学工学部 富永政英                            |    |
| 2. 昭和51年6月鹿児島の大雨災害 .....                 | 7  |
| 九州大学農学部 坂上務・元田雄四郎                        |    |
| 3. 昭和51年6月鹿児島県豪雨災害の地形・地学的背景 .....        | 17 |
| 鹿児島大学理学部 露木利貞・岩松暉                        |    |
| 九州大学生産科学研究所 山崎達雄                         |    |
| 4. 降下軽石層のもつ災害地質学的意義 .....                | 23 |
| —— 昭和51年6月豪雨による崩壊の一特徴 ——                 |    |
| 鹿児島大学理学部 露木利貞・岩松暉                        |    |
| 5. 昭和51年6月豪雨によるシラス斜面災害の特徴 .....          | 29 |
| 九州大学工学部 山内豊聡・後藤恵之介・松田滋                   |    |
| 鹿児島工専 村田秀一                               |    |
| 6. 昭和51年6月豪雨によるがけ崩れと降雨量について .....        | 37 |
| 鹿児島大学農学部 春山元寿・下川悦郎                       |    |
| 7. 昭和51年6月豪雨による鹿児島県道路災害の特徴 .....         | 51 |
| 宮崎大学工学部 藤本廣・横田漠                          |    |
| 8. シラス地帯における山腹崩壊の一事例について .....           | 57 |
| 鹿児島大学農学部 難波直彦・河原田礼次郎・三輪晃一                |    |
| 9. 昭和51年6月豪雨による宅地災害について .....            | 67 |
| 鹿児島大学工学部 徳富久二・石田信一                       |    |
| 10. 昭和51年6月豪雨による鹿児島市内崖崩れと垂水市の土砂流災害 ..... | 75 |
| 鹿児島大学理学部 大庭昇                             |    |
| 11. 桜島における降下火山灰の堆積について .....             | 77 |
| 京都大学防災研究所 加茂幸介・江頭庸夫・石原和弘                 |    |
| 鹿児島大学農学部 河原田礼次郎                          |    |
| 12. 桜島火山灰・砂の物理的性質 .....                  | 87 |
| 鹿児島大学農学部 春山元寿                            |    |



## 昭和51年6月22日～26日の鹿児島県集中豪雨の解析

鹿児島大学工学部 冨永政英

13. 昭和51年の豪雨による桜島の土石流災害について..... 97  
九州大学生産科研究所 山崎達雄  
九州大学工学部 椿 東一郎・平野宗夫  
鹿児島大学農学部 河原田礼次郎
14. 桜島の山腹崩壊と流出土砂量について..... 105  
九州大学工学部 椿 東一郎・平野宗夫・岩元賢
15. 桜島の土石流について..... 111  
九州大学工学部 椿 東一郎・平野宗夫  
京都大学防災研究所 芦田和男・沢田豊明
16. 桜島に発生する土石流による土地震動の特性..... 119  
京都大学防災研究所 加茂幸介
17. 桜島野尻川に発生した土石流と地震計記録の対応..... 121  
京都大学防災研究所 奥田節夫

### 1 序説

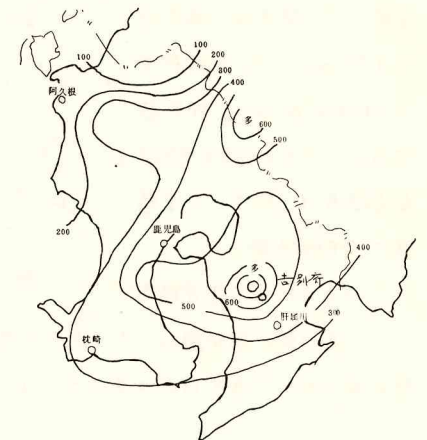
梅雨末期におもに西日本で生ずる豪雨およびそれによる災害は珍しいものではない。山地が複雑な地形になっており、水源から平野部までの短い河川の多い日本では当面のがれることのできない宿命の自然災害といわねばならない。

上記の期間、鹿児島県内で生じた集中豪雨もその一例に過ぎないが、第1図に示したように大隅半島鹿屋地方では6月22日から26日までの間に800ミリを越す降水があり、シラスやロームにおおわれた急峻な崖があちこちで崩れた。とくに22日から24日までの降水で土砂が飽和に達しているところへ、24日夜から追打ち的な新しい豪雨に襲われた鹿児島市付近では死者80名を出す被害が記録され、そのうち27名は土石流に押し流されたり、土砂によって埋没したりした。

上記のような状況からみれば大きな災害というべく、その元凶である気象条件の解析は重要といふべきである。

### 2 気象概況

鹿児島気象台でまとめることのできた県内の雨量観測所は島嶼を含み30個所に及ぶ。そのうち17個所は自記雨量計によって毎時の降水量を記録している。第1図は22日0時から26日24時までの雨量分布図で、前記のとおり鹿屋付近が降水量最多地域である。鹿屋市付近は小さな平野になっていて西側には1200mくらいの高隈山地が南北に伸び、北側は数百mの高さの丘陵地である。高隈山東麓に接する吉ヶ別府(ヨシガビユとよむ)では実に870mmの雨量を記録している。このことは明らかに地形の影響が降雨量をきめているのであって、以下述べるような総観気象的解析では十分にその予想に役立つ結果は得られない。南から吹いて来た湿潤な大気の下層が、1000m程度の標高



第1図 鹿児島県雨量分布図  
昭和51年6月22日 00時  
～ 26日 24時

の地形によって強制的に上昇したときに生ずる上昇気流が旺盛なるためには、もともと大気下層が著しい対流不安定の状態になっていることが必要であろう。その判定のためにはラジオゾンテによる上層観測はもっと頻繁に行わなければならない。なお第1図において県北東域の霧島山系(1500m)に接するところも降水量は多い。

第2～第4図は鹿児島気象台で作製した地上天気図である。6月22日には東西に走る梅雨前線が



九州中部を横断している。このとき鹿児島にはまだ本格的な雨は降っていない。しかし22日夜半までに山地では20～30mmの雨が記録された。第2、第3図をみると黄海に高気圧があって東進している。高層ではこのようなとき冷い気塊が南下しやすい。前線はこの高気圧によって南下し大隅半島南部に達した。東支那海には低気圧があって前線が波状を描いている。このころ種子島、屋久島では大雨が降り120mmを越している。23日夜は再び前線が北上した(東支那海低気圧に伴う前線波動の接近による)。そして鹿屋で18時から23時まで126mmの豪雨が降った。第3図

24日9時の天気図をみると地上では強い西南西の風が吹き、南西の亜熱帯海域に於いて十分な水蒸気供給を受けた湿潤空気が鹿児島上空に流入している。24日の夜はそれまでに水ぶくれしている大地にさらに多量の雨を注ぐことになった。第5図は鹿児島と鹿屋付近の吉ヶ別府の2時間毎の降水分布図であって、24日

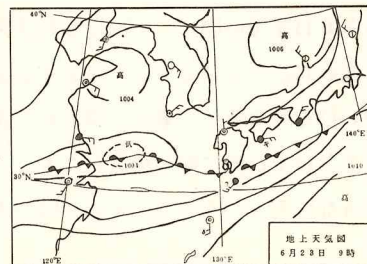
午前までにかなりの降雨がみられるが、日没ごろから雲が厚く低く垂れ、終夜強い雷鳴を伴う豪雨が断続した。この間第4図にみるように前線が九州を南下した。24日の19時から25日9時までの降水量は鹿児島で175mm、吉ヶ別府で201mmに達した。鹿児島ではとくに24日夜半23時から25日1時までの2時間に76mmも降った。

このようにして鹿児島市では25日朝、崖が崩れて14名の死者を生じたのである。雨は25日昼にはやみ、黄海から高気圧が張り出してきて日がさすようになった。

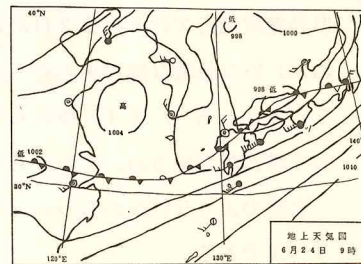
### 3 大気断面の解析

今回のような雷を伴う強い集中豪雨の機巧は大気の垂直断面図を描いて、水蒸気量や気温の分布から安定度を調べないといけない。そのために朝9時と夜21時の2回定時の高層気象観測を行っている九州地方の福岡、鹿児島、名瀬、南大東島の4個所のデータを用いる。これらの観測点はほぼ南北に直線的に並んでいる。第6図は6月24日9時の断面図で、鹿児島では午前6時以来、約30mm近い雨が降り、なお降雨中の時に相当する。第3図によれば前線は福岡のやや南に横たわっている。

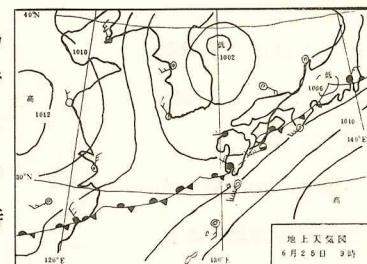
第6図をみると九州南方洋上には高温多湿の気塊がある。850mb面で混合比が12g/kg 気温



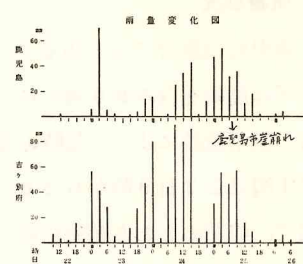
第2図



第3図



第4図

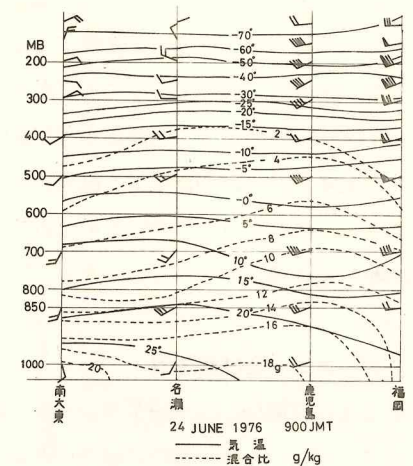


第5図

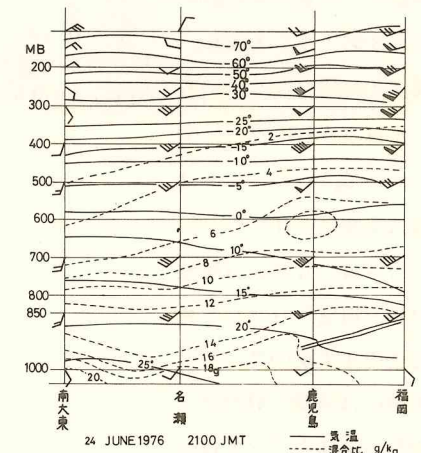
20°もある。名瀬上空も同じような状態で九州南方洋上1000mくらいまでの下層には、高温多湿の空気が南西方から流れ込んでいる。一方鹿児島から福岡の上空をみると700mb(3000m)以上に強い西南西の風が吹いている。これはジェットであってその中心200mb面の付近にある。このジェットに吸いあげられるように湿潤空気が鹿児島上空にふくれ上っている様子うかがえる。しかも上空の10°等温線は上空で700mb等圧面よりもたれさがっていて、鹿児島上空には寒気が存在し、不安定になっていることがわかる。南方洋上下層にある多量の水蒸気は entrainment の現象となって上空へ送られ、凝結して厚い雲となっている。

この状態は第7図の同日21時の断面図において一そう顕著になっている。鹿児島上空600mb以下は対流不安定な状態にあり、湿潤な空気が南西風となって絶えず上空に補給されている。700mb以上の高空でも混合比8g/kgに達し、気温0°～10°でほとんど飽和している。高空の南西ジェットは70ノットくらいに達し、北九州まで幅広く広がっている。雲頂は恐らく400mb面以上に及んでいるだろう。また下層には不連続面が存在し、下層での上昇気流を助成している。この図のころは鹿児島では雷雨が強く、第5図の時間的降雨強度図をみると吉ヶ別府では2時間で80mm以上の降雨が記録されている。

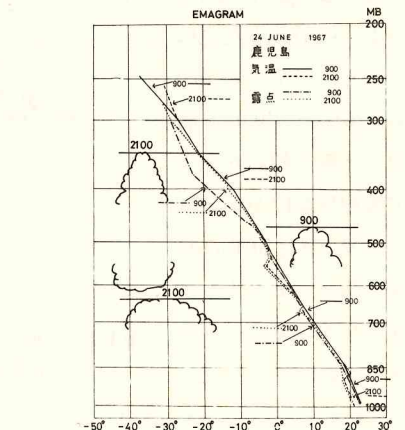
第8図は、24日9時及び21時に鹿児島地方気象台で行ったラジオゾンデ観測の結果をエマグラムに記入したものである。実線は9時、破線は21時の温度曲線を、鎖線及び点線はそれらに対応する露点温度曲線である。地上から850mbあたりまでの温度曲線(状態曲線)の傾きよりもそれ以上600mbくらいまでの傾きの方が大きく、とくに21時のときはその傾



第6図 大気断面図  
昭和51年6月24日9時



第7図 大気断面図  
昭和51年6月24日21時



第8図 エマグラム  
昭和51年6月24日  
9時及び21時の観測(鹿児島)



向が著しい。これは前線、上空の寒気、強いジェットの影響による吸上げなどで層が対流不安定にあることを示している。とくに21時には600mb～550mbの間の気層の温度が低下し、それ以下の層は強い不安定な状態であることがわかる。

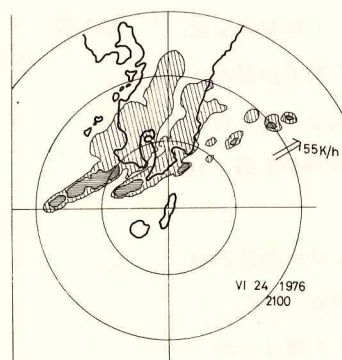
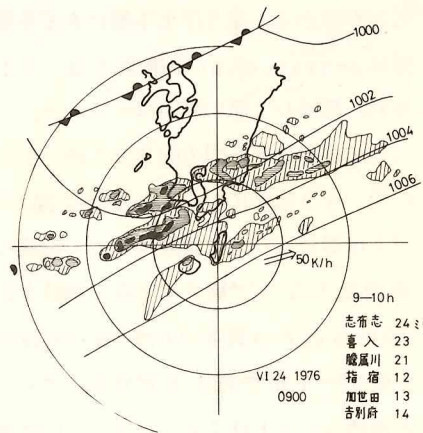
entrainmentによって下層の水蒸気が強制上昇を受け凝結したのち、第7図600mb～550mbの層における周囲の乾いた空気(混合比6g/kg以下)中に蒸発し、蒸発の潜熱を失って気温が低下したものと思われる。雲頂はこの付近で一応とまり、さらに上に第2の厚い雲層がもり上って350mb付近に達しているらしい。

#### 4 レーダーエコー及び雲写真

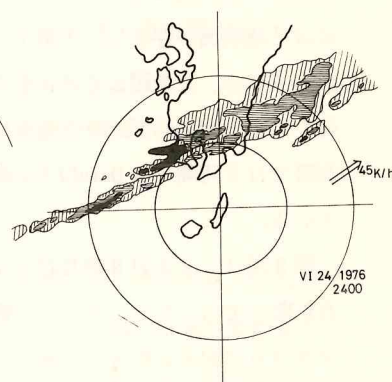
次に24日に観測された種子島レーダーのエコーのうち9時、21時、24時のものを第9、10、11図に示そう。9時には西南西から東北東にかけて幅200kmくらいのバンドが横たわり毎時50kmの速度で西南西に移動中である。24日9時には第3図にみるとおり、前線は北九州を走っているが24日のうちに急速に南下している。このバンドは前線の南側に存在している。強エコー域は9時には薩摩半島南方海域に分布してそのまま夜まで続いている。

24時には薩摩半島西部にかかり、全体のバンドは長さ数100kmにわたってのびている。この域の気層は前述のように対流不安定になっており、第7図断面図からみて600～700mb層で等混合比線の傾斜が大きいので等湿球温位面が大きく傾いている。また500mb付近に強い南西ジェットがある。まさに集中豪雨の典型的タイプというべきである。

第9図 種子島レーダー  
昭和51年6月24日9時



第10図 種子島レーダー  
昭和51年6月24日21時



第11図 種子島レーダー  
昭和51年6月24日24時

この状態は富士山レーダーによるエコー解析によって西南西から東北東にのびる多くのエコーバンドの例から立平、牧野らによって詳しく説明されている。(気象集誌第II輯第53巻 1975, PP. 127-138)



第12図 昭和51年6月24日8時29分  
NOAA 4号 雲写真



第13図 昭和51年6月24日19時23分  
NOAA 4号 雲写真

第12図は6月24日に日本上空で撮影した気象衛星NOAA、4号の雲写真である。第12図は同日朝8時29分のもので、第3図に示した天気図のものに該当する。同図と比較してみると黄海の1004mb高気圧域内はおおむね晴れていて、雲写真では薄い雲の分布が観測される。その南側東支那海には中国大陆から九州に伸びる前線がみられ、その線上に広い雲域が2個並んでいることがわかる。そして九州に近いものは濃くて対流活動が旺盛のようにみえる。鹿児島県南方海域にはかなり厚い雲塊がいくつも連なっている。これは前線南側の湿潤空気に被われた域で、第6図大気断面図及び第8図エマグラムと比較すると450mb面あたりに雲頂をもつ雲の群とみられる。第9図はそのときの種子島レーダーのエコーであるが西南西から東北東にのびるエコーバンドといくつかの対流渦との対応がみられる。

第13図は豪雨開始のころの雲写真である。九州の西端に長さ200kmくらい、幅80kmくらいの四辺形状をした雲域があるのは奇異な現象である。南北に直線状に雲域の縁が生じている原因はよくわからないが、このような雲域には大気的不安定な状態がかくされているのかも知れない。実際このあと終夜鹿児島では雷を交えた豪雨が降り続き、土砂崩れの惨事を招くのである。

#### 5 結語

以上に入手し得た気象資料を解析して、集中豪雨機巧について考慮した。それらによって豪雨を予想するため必要な事項を列举すると次のようなことになる。

1. 地上天気図だけでは垂直不安定度の大きな集中豪雨の予知、解析は不充分である。高層天気



図によって上空の気圧の谷の存在や冷氣の移流を調べなければならぬ。高層のジェット流のような強風域の存在は要注意である。

2. エマグラムによって大気安定度、露点温度分布を詳しく解析し、対流不安定の発見、雲高などを調べる。
3. レーダーエコーは雲群に対し簡便な情報を提供してくれるので大いに活用する。エコーバンドのふるまいと大気の垂直構造、天気図との関係を調べる。
4. 必ず大気断面図を描く。できれば垂直のp-速度図、相当湿球温位の分布などを描く。

以上、諸項のあらましについて、今回の集中豪雨解析を行ったが、限られた基礎資料しか使えなかったし、将来同じ機巧の集中豪雨について、なおよく研究しなければ適確な予測をたてることはできない。また以上の解析は100kmオーダー以上のmesoscaleの現象までのものであり、地形の影響とか、さらに小さい対流現象などmicroscaleのものとの研究へと進まなければ集中豪雨の全貌はわからないことを痛感した。

## 昭和51年6月鹿児島県の大雨災害

九州大学農学部 坂 上 務  
同 元 田 雄 四 郎

### 1. ま え が き

南部九州は、梅雨末期にしばしば大雨災害に見舞われる。この頃は下層に東支那海から北東進した湿潤空気があり、中層に乾寒気が南下してきているので大気に著しい不安定な場が形成され、地形の影響もあって局地的な集中豪雨が起こりやすい。

昭和51年は6月22日、低気圧が日本海南部を北東に進み、これに伴った前線が23日にかけて九州南部にまでゆっくり南下したことで、この強い雷を伴った大雨がはじまった。

引続き23日夜から24日朝にかけて発達した低気圧が九州北部を通り、このあと前線が

ゆっくりと25日には九州南岸まで南下した。このため九州南部では、23日から25日の午前中にかけて300～400mm、多い所では600～800mmにも達し、鹿児島市や姶良、大隅地方でシラスの山・がけ崩れが起こり、多数の死者を出すなどの大きな被害があった。

南部九州特に鹿児島県には、動く水に弱い特殊土壌のシラス地帯が面積比で52%と多く、大雨によるその崩壊は毎年のように繰り返されている。例えば表1のように戦後の昭和24年以降昭和51年までの28年間に、42回の顕著な豪雨災害があった。このうち梅雨前線によるものは $\frac{1}{2}$ の21回であった。

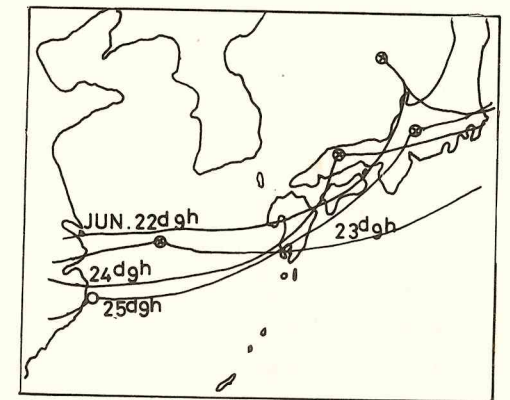


図-1 梅雨前線移動状況  
(昭和51年6月22日～25日)

表-1 鹿児島県の顕著豪雨災害

(1949～1976)

| 年 月 日        | 気象現象           | 地 域     | 死者   | 負傷者  | 床上<br>浸 水 | 田畑流<br>失埋没 | 崖崩れ    | 中心部<br>概 略<br>雨 量 |
|--------------|----------------|---------|------|------|-----------|------------|--------|-------------------|
| 1949 6.20～21 | デラ台風           | 全 県 下   | 名 88 | 名 87 | 戸 1,328   | ha 2,927   | ヶ所 109 | mm 350            |
| " 6.26～30    | 梅雨前線           | "       | 46   | 65   | 3,240     | 633        | 140    | 400               |
| " 7.17       | フェイ台風          | 薩摩半島種子島 | 9    | 4    | 1,948     | 572        | 6      | 300               |
| " 8.15       | ジュディス台風        | 全 県 下   | 43   | 32   | 828       | 791        | 33469  | >500              |
| 1950 7.17～19 | フロシイ<br>グレイス台風 | 薩 摩     | 6    | 2    | 50        | 44         | 14     | >400              |
| " 9.13       | キジア台風          | 大 隅     | 5    | 56   | 818       | 1,533      | 43 29  | 650 250           |



| 年 月 日               | 気 象 現 象           | 地 域       | 死 者 | 負 傷 者  | 床 上<br>浸 水 | 田畑流<br>失埋没 | 崖崩れ      | 中心部<br>概 略<br>雨 量 |
|---------------------|-------------------|-----------|-----|--------|------------|------------|----------|-------------------|
|                     |                   |           | 名   | 名      | 戸          | ha         | ヶ所       | mm                |
| 1951 6. 27 ~ 28     | 梅 雨 前 線           | 北 薩       | 7   | —      | 65         | 55         | 58       | 150               |
| " 7. 1              | ケイト台風             | 種子島・大隅    | 8   | 4      | 46         | 1, 242     | 39       | 58                |
| " 7. 7 ~ 12         | 梅 雨 前 線           | 薩 摩       | 32  | 35     | 1, 251     | 904        | 248      | 450               |
| " 10. 14            | ルース台風             | 全 県 下     | 201 | 2, 566 | 31, 805    | 726        | 68341    | 1018360           |
| 1953 6. 25 ~ 7.1    | 梅 雨 前 線           | "         | 1   | 17     | 21         | 128        | 153      | 352               |
| " 7. 16 ~ 20        | "                 | 北 薩       | 5   | 5      | 1, 540     | 977        | 712559   | 752400            |
| 1954 6. 8 ~ 10      | "                 | 全 県 下     | 3   | —      | 73         | 115        | 48       | 250               |
| " 6. 25 ~ 26        | "                 | 南 薩       | 7   | —      | 1          | 217        | 56       | 300               |
| " 7. 2 ~ 3          | "                 | 全 県 下     | 1   | 4      | 10         | 1          | 39       | 250               |
| " 7. 26 ~ 28        | "                 | 北 薩       | 11  | 4      | 51         | 83         | 148      | 220               |
| " 8. 16 ~ 18        | 台風 5 号            | 全 県 下     | 13  | 55     | 2, 102     | 141        | 426      | 400               |
| " 9. 12 ~ 14        | 台風 13号            | "         | 4   | 21     | 2, 300     | 183        | 316      | 400               |
| " 9. 24 ~ 26        | 台風 15号<br>(洞爺丸台風) | "         | 3   | 7      | 17         | 11         | 105714   | 1944124           |
| 1955 6. 18 ~ 19     | 梅 雨 前 線           | "         | 4   | 17     | 54         | 99         | 106      | 400               |
| " 9. 28 ~ 30        | 台風 22号            | 大 隅・種子島   | 32  | 414    | 1, 527     | 406        | 819713   | 850450            |
| 1956 6. 28 ~ 30     | 梅 雨 前 線           | 北 薩       | 2   | 5      | 90         | 35         | 36       | 400               |
| 1957 7. 27 ~ 28     | "                 | "         | 6   | 2      | 1, 433     | 187        | 36       | 350               |
| " 9. 5 ~ 7          | 台風 10号            | 全 県 下     | 8   | 22     | 296        | 150        | 8145     | 650300            |
| 1959 7. 14 ~ 15     | 梅 雨 前 線           | 北 薩       | 1   | 2      | 276        | 5          | 70       | 400               |
| " 8. 6 ~ 8          | 台風 6 号            | 全 県 下     | 7   | 3      | 167        | 14         | 58       | 700300            |
| 1962 5. 26 ~ 27     | 低 気 圧             | "         | 23  | 14     | 18         | 1          | 107      | 250               |
| " 7. 15 ~ 17        | 梅 雨 前 線           | 南 薩       | 3   | 3      | 27         | 39         | 31       | 200               |
| " 8. 21 ~ 22        | 台風 13号            | 北 薩       | 1   | 7      | 138        | 16         | 18547    | 50858             |
| 1964 6. 24 ~ 29     | 梅 雨 前 線           | 全 県 下     | 2   | 2      | 3          | 3          | 117      | 350               |
| " 8. 1 ~ 2          | 台風 11号            | 南薩・種子島    | 1   | 16     | 30         | 7          | 16       | 78                |
| " 8. 16 ~ 24        | 台風 14号            | 全 県 下     | 7   | 15     | 468        | 79         | 190      | 1, 000            |
| " 9. 23 ~ 25        | 台風 20号            | 大 隅・種子島   | 6   | 112    | 298        | 44         | 436113   | 1828400           |
| 40 1965 6. 26 ~ 7.6 | 梅 雨 前 線           | 全県下(特に北薩) | 2   | 9      | 186        | 8          | 199      | 700               |
| 40 " 8. 4 ~ 6       | 台風 15号            | " "       | 19  | 287    | 299        | 651        | 26667    | 900200            |
| 41 1966 6. 21 ~ 23  | 梅 雨 前 線           | 大 隅       | 4   | 8      | 98         | 132        | 103      | 200               |
| 41 " 7. 7 ~ 9       | "                 | "         | 15  | 62     | 262        | 161        | 588485   | 700500            |
| 44 1969 6.29~7.10   | "                 | 全 県 下     | 52  | 630    | 6, 507     | 1, 835     | 917      | 900               |
| 46 1971 8. 2 ~ 5    | 台風 19号            | 全 県 下     | 47  | 87     | 4, 843     | 597        | 447      | 800               |
| 47 1972 6. 17 ~ 18  | 梅 雨 前 線           | 川 内 地 方   | 7   | 9      | 1, 277     | 54         | 119      | 300以上             |
| 51 1976 6. 22 ~ 26  | "                 | 全 県 下     | 32  | 24     | 286        | 469        | 465      | 870               |
| " 9. 7 ~ 13         | 台風 17号            | "         | 7   | 32     | 452        | 1, 548     | 17031238 |                   |

シラス地帯の崩壊現象は、有史以前から今日に至るまでの長い間にわたって続いているものであろうが、近年は都市及び農村での人間活動舞台の急変化現象のために加わって被害度が大きくなってきている。

これらの災害は南九州特に鹿児島県の宿命としてすまされない問題と思われるので、今回の豪雨災害時の雨量分布の時間的空間的特徴を中心に調査研究したものである。

## 2. 降 雨 状 況

### (1) 時間経過

昭和 51 年の梅雨は、6 月 4 日順調に梅雨に入った。即ち鹿児島県本土に対しては表-2 のように上旬はほぼ平年並、中旬は少なく、下旬は多目に経過した。特に鹿児島市では下旬は平年の 2 倍量であった。さて梅雨前線は、6 月 18 日種子島、屋久島付近に停滞し、前線上を小低気圧が次々と東進したことで本格化した。従って曇時々雨の天候が続いたが、6 月 21 日夜前線が朝鮮海峡まで北上したことで、鹿児島県の雨は一たん止んだ。

表-2 昭和 51 年 6 月降水量 mm, 平年量と平年比

|     | 阿 久 根 |     |     | 鹿 児 島 |     |     | 枕 崎   |     |     |
|-----|-------|-----|-----|-------|-----|-----|-------|-----|-----|
|     | 昭和51年 | 平 年 | %   | 昭和51年 | 平 年 | %   | 昭和51年 | 平 年 | %   |
| 上 旬 | 149   | 94  | 159 | 119   | 115 | 103 | 109   | 103 | 106 |
| 中 旬 | 31    | 113 | 27  | 10    | 152 | 7   | 20    | 136 | 15  |
| 下 旬 | 186   | 171 | 108 | 448   | 224 | 200 | 321   | 177 | 181 |
| 月   | 357   | 376 | 95  | 577   | 493 | 117 | 449   | 416 | 108 |

平年値 1941 ~ 1970 年

しかしその後図-2, 6 月 22 日 ~ 26 日の時雨量変化に示すように、4 回にわたり集中的に大雨がもたらされた。即ち 6 月 22 日朝東西に延びた梅雨前線に近い九州北西部で強い雨が降り始め、前線の南下と共に 21 時にはレーダー観測によると鹿児島-熊本県 境で、高さ 15 Km にも 及ぶ帯状の強い雨雲となり、鹿児島県北部の紫尾山では 30 ~ 40 mm/h の強雨となった。この強雨域は夜間過ぎに鹿児島県中部まで南下して、23 日 01 時から 3 時頃まで 30 ~ 60 mm/h の雨を鹿児島、溝辺、権現ヶ尾、高峠で観測した。その後 23 日 08 時頃前線が大隅海峡まで南下し、夕方にかけて種子・屋久両島に大雨(09 時 ~ 18 時中種子島 123 mm, 屋久島 121 mm)をもたらした。従ってこの時は鹿児島県本土部では雨は止み小康状態となった。これが今回災害をもたらした集中豪雨の第 1 回目である。

次に 6 月 23 日夜から降り出したが、これは梅雨前線の鹿児島県本土部への北上に伴い、大隅半島を中心とする鹿児島県中部に大雨をもたらしたものである。そして鹿屋では、20 時から 23 時までの 3 時間に 95 mm, 吉ヶ別府では 21 時から 23 時まで 24 mm の大雨となった。これが第 2 回目の集中豪雨である。



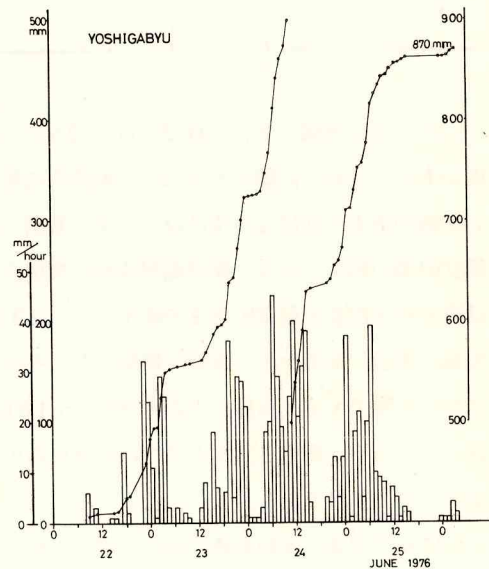
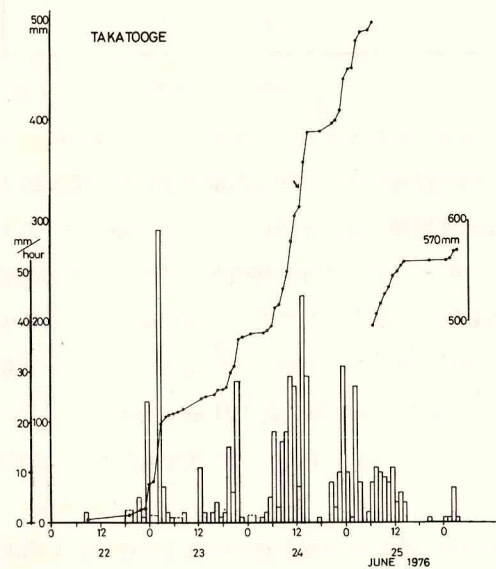
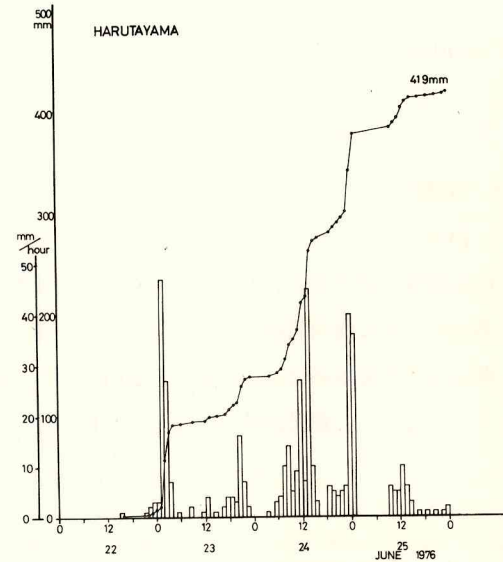
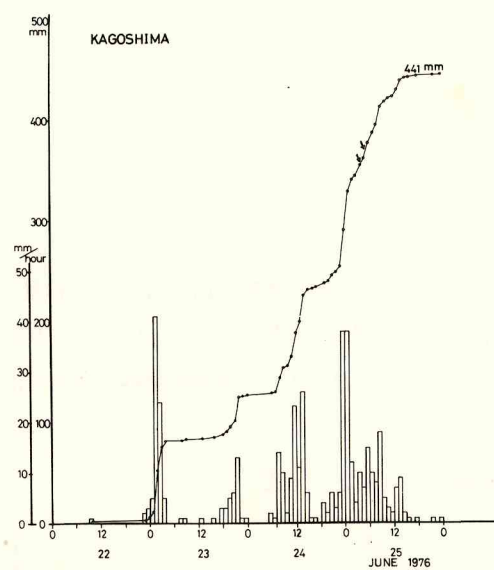


図-2 鹿児島県中央部4地点における時間雨量変化  
昭和51年6月22日～26日

次は6月24日朝、一旦北上した前線が九州中部からゆっくり南下しはじめ南薩や大隅地方で3回目の大雨となった場合である。このとき吉ヶ別府では03～15時の12時間に303mmを記録した。

その後は前線上に小低気圧が現われ、23時から翌25日02時までの3時間に鹿児島で88mm、牧の原で143mmを観測しこれまでの大雨に、更に追い打ちをかけた。これが4回目の大雨である。その後25日15時には梅雨前線もようやく種子島付近まで南下して鹿児島本土の雨も小降りとなった。

このように今回は鹿児島本土部では、22日夜から25日午後にかけて4回強雨が断続し、この間吉ヶ別府では870mmにも達した。

この間の時間雨量の経過については鹿児島県中央部の4地点について第2図で示す。

これは典型的な梅雨期の集中豪雨であり、中層では寒気を伴った気圧の谷が華北から次々と南東進して東支那海で低気圧が発生し、この東進に伴い梅雨前線が九州中部から南部を小刻みに移動したためである。一方フィリピンから台湾近くの台風による湿潤暖気の一部が九州地方にも流れ込み前線活動を強めたことにもよる。

## (2) 地理的分布

これら4回の豪雨は図-2の主要4地点の鹿児島市、春田山京大桜島観測所、高峠(牛根東側)および吉ヶ別府の時間雨量の変化にもよく示されているが、この4地点はほぼ東西に30kmの範囲であり、それぞれ10km位の距離がある。なお地名は図-3に示す。この間の積算雨量は、鹿児島441mmで桜島中腹の春田山は419mm(4回目の大雨の際停電のため一部は不明)でほぼ同じであるが、大隅半島に入ると高隈山の北の高峠は570mmと増加し、更に高隈山の南東部の吉ヶ別府では870mmと急増している。これは地形による上昇流も加わったものと思われる。

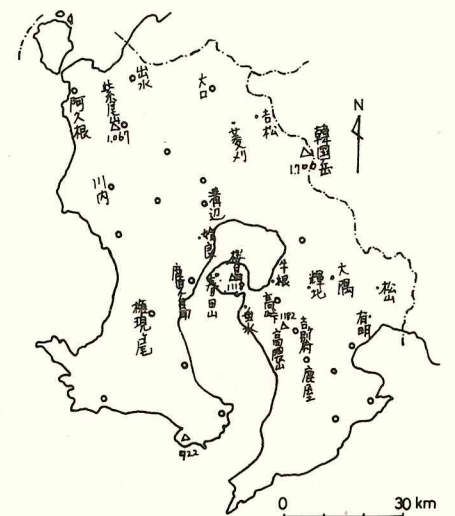


図-3 鹿児島県雨量観測地点図

このように比較的近距离で、約2倍の雨量を示すことから時間雨量の地理的分布を調査した結果を図-4に示す。

図-4は6月22日から26日までの間の日界0時の1日雨量をレーダーエコーを参考にして画いたものを示す。22日は多雨域が紫尾山、桜島、高隈山と、1,000m級の山地付近に北西から南東に並び、県北部が豪雨域となっているが23日と24日になると県中部に移動し、特に24日は桜島、高隈山および鹿児島市南部に豪雨域が移動した。25日になると高隈山系、鹿児島市南部、鹿児島市北部の3ヶ所に豪雨域は若干移動した。26日は大隅半島に僅かに残った。



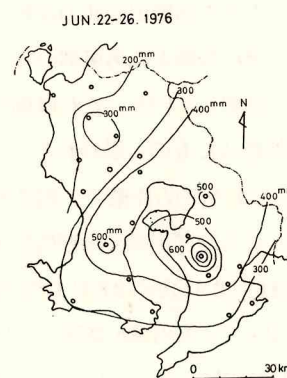
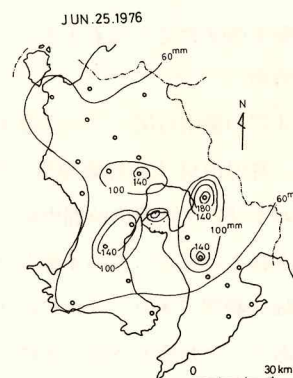
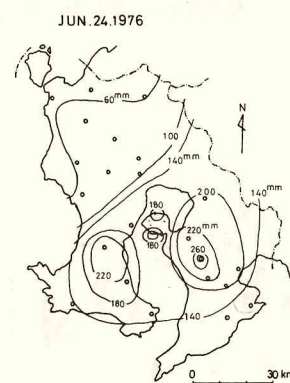
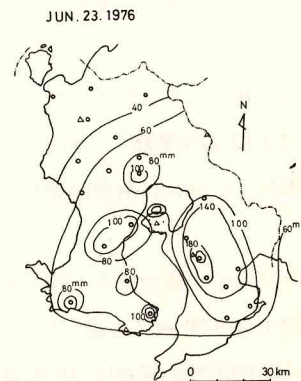


図-4 鹿児島県日雨量および総雨量図

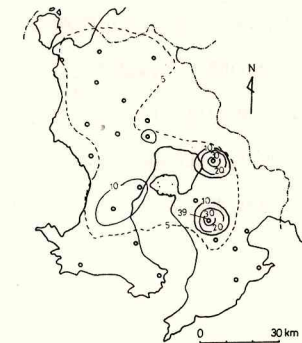
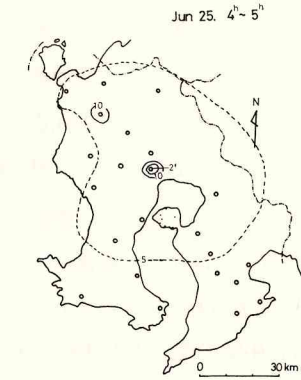
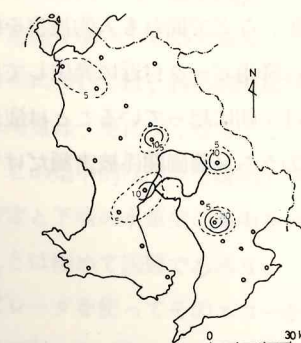
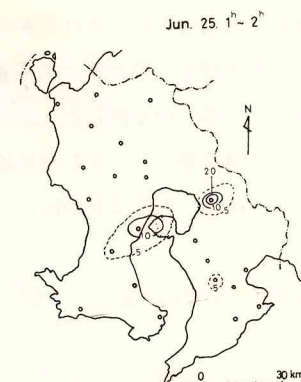


図-5 6月24日～25日 鹿児島県時間雨量分布図



この結果、22～26日の合計雨量では、鹿児島県中央部が400mm以上で多雨域であり高隈山系が最多雨域であり、次は鹿児島市南部、高隈山系北部および桜島に多雨域が示される。

更に鹿児島市のがけ崩れの引き金となったもっと短時間の時間雨量分布図を調べると図-5のようである。

図-5は6月24日23時～25日7時までの1時間毎の雨量分布図であるが、これによって鹿児島付近に如何に集中しがけ崩れを引き起したかわかる。なおこのうち0時のものは別項レーダーエコー図と同じ時間である。

### (3) 災害状況

今回の昭和51年6月22日から26日にかけての梅雨前線の大雨による鹿児島県本土の被害は次のようであった。

梅雨前線の南下に伴い22日夕刻頃から県北部で降り始めた大雨のため22日夜から23日朝にかけて県北部の菱刈町湯之尾、大口市、吉松町を中心に床上、床下浸水、鉄道4ヶ所不通の被害が発生した。又桜島では土石流が、国分垂水間の国道では山腹のがけ崩れが多発した。

23日の午前一応弱まった県本土の大雨は、23日の夜から再び強まり、24日には大隅地方の鹿屋、輝北、垂水、有明などで、がけ崩れ、家屋全壊、流失が続発、死者2名が出た。薩摩半島でも浸水、がけ崩れが発生した。

大雨はさらに降り続き、25日未明から午前中にかけて鹿児島市を中心に始良、大隅地方で多数の死者を含む大きな災害を起した。

この間の死者30名の内、シラスの山、がけ崩れによる生き埋めや土石流に押し流されたものが27名、走行中の車2台が川に転落、死亡したものが3名である。又続発したがけ崩れのため、各所で家屋が倒壊し、陸上の交通網はいたるところでずたずたに引き裂かれた。

22日からの死者32名の死亡原因は、31名がシラスがけの下敷きになったり、土石流に押し流されたもので、1名が車ごと川に転落したものである。死者の内訳は鹿児島市14、大隅町6、松山町5、国分市、垂水市、鹿屋市各2、輝北町1である。

このうち特に目立った被害は

24日9時過ぎ桜島の東部垂水市牛根麓の海岸近くの220号国道沿いで50mにわたり、シラスがけ崩壊。24日正午頃の鹿屋市天神町の30mにわたりシラスがけ崩壊、25日6時頃、鹿児島市宇宿町30mのシラスがけ崩壊。24日23時45分頃、桜島町裏山崩壊。

25日7時頃、鹿児島市鴨池町30mのシラスがけ崩壊、などで何れも人的被害を伴った。

なお各地の聞き込み調査によると比較的小規模の崩壊は降雨ピーク付近に発生しているが、大規模な崩壊(鹿児島市付近)は降雨のピークを過ぎた25日早朝に起っていることは注目に値しよう。

これら県内全体の被害は次の表-3のようであり、このうち又農園関係被害額だけでも82億円に上り、次の表-4のようであった。

表-3 昭和51年6月鹿児島県豪雨災害

| 鹿児島県警察本部調べ |         | 6月28日9時現在 |           |
|------------|---------|-----------|-----------|
| 死 者        | 32 名    | 道路損壊      | 249 カ 所   |
| 行方不明       | 0 "     | 橋 流 失     | 8 "       |
| 負 傷 者      | 24 "    | 堤防決壊      | 34 "      |
| 家屋全壊       | 61 戸    | がけ崩れ・山崩れ  | 465 "     |
| " 半壊       | 22 "    | 鉄道被害      | 34 "      |
| " 流失       | 6 "     | 通信施設被害    | 201 "     |
| 床上浸水       | 286 "   | 水田埋没・流失   | 447 ヘクタール |
| 床下 "       | 1,092 " | " 冠水      | 3261.5 "  |
| 家屋一部破損     | 51 "    | 畑の埋没・流失   | 21.6 "    |
| 非住家被害      | 30 "    | " 冠水      | 420 "     |

表-4 昭和51年6月鹿児島県農業関係災害

農業関係被害(昭和51年6月28日15時現在)県農政部調べ

| 被害総額                    |         | 5,189,678 千円             |          |          |              |          |
|-------------------------|---------|--------------------------|----------|----------|--------------|----------|
| 1. 農作物関係 ( 654,838 千円 ) |         | 3. 耕地関係 ( 4,503,000 千円 ) |          |          |              |          |
| (1) 水 稻                 | 5259 ha | 465,164 千円               | (1) 農 地  | 420.8 ha | 1,031,000 千円 |          |
| (2) 野 菜                 | 850.5ha | 85,308 千円                | (2) 溜 池  | 1 ケ所     | 1,000 千円     |          |
| (3) 果 樹                 | 19.7ha  | 95,285 千円                | (3) 水 路  | 1,357 "  | 1,889,000 千円 |          |
| (4) たばこ                 | 20.2ha  | 9,081 千円                 | (4) 道 路  | 1,144 "  | 1,387,000 千円 |          |
| 2. 畜産関係 ( 31,840 千円 )   |         |                          |          |          |              |          |
| (1) 家 畜                 |         | 25,090 千円                | (5) 頭首工  | 50 "     | 147,000 千円   |          |
| (2) 施 設                 |         | 6,750 千円                 | (6) 橋りょう | 16 "     | 42,000 千円    |          |
|                         |         |                          |          | (7) 堤 防  | 3 "          | 3,000 千円 |
|                         |         |                          |          | (8) 農地保全 | 1 "          | 3,000 千円 |

### (4) 考 察

昭和51年6月下旬の鹿児島県の梅雨前線豪雨と災害は以上述べたように鹿児島県特有のシラスにゲリラ豪雨が襲ったものである。

降雨分布については、特に強雨域は、図-4にみられるように狭く局地的であり、引金と思われる10分雨量は、更に狭くなる。このことは災害を引き起すような大雨の予報の困難さを示すものである。この集中的なゲリラ降雨の気象学的全般の解釈については別報で述べられるが、大気の著しい不安定と下層の水蒸気の集中をささえる下層 jet も有力な原因であり、その降雨域と強さを予報することは極めて困難であろう。

従ってレーダを使ってそのエコーから対流活動の激しさを示すエコーの枝分れ、突然の穴明きなどの特徴がわかれば直前の予報ができる位であろう。特に強雨域は極めて狭いので、このような時は時間・場所と強度の予報は更に困難となる。



一方地上の雨量観測網も更に充実し、通報組織も必要である。又 1000 m 級山岳付近に多雨域があり、これは地形効果かと思われる。

又既に調査したように 1, 2) 1 雨の積算雨量が 250 ~ 300 mm になると、シラスがけの崩壊が始まり、そのようなとき 10 分雨量が引き金となる場合が多い。今回は降雨断続のせいから前回調査のものよりやや多い 300 ~ 400 mm の積算雨量で崩壊が起っている。図一 2 の中に崩壊時刻の判明している鹿児島、高峠の積算雨量には矢印をつけてある。

#### (5) 結 び

今回の豪雨災害を調査して次のようなことがいえよう。

- 1) 鹿児島県では豪雨災害と台風災害は第 1 表で示すようにほぼ同じウェイトで起る。
- 2) 強雨時には気象上の特徴があるが、現在判明しているものだけでは少なくとも局地的な予報は困難であろう。従って局部的であること、予測が極めて困難といういみでもゲリラ豪雨といえよう。
- 3) 強雨域は極めて狭く、桜島の例のようにその区域が 2 Km 程度以下のものもあり、降雨観測網の充実が望まれる。
- 4) 豪雨域は地形と関係がありそうである。
- 5) シラス地帯の災害は十分大地が湿っていると (300 mm 程度の一雨の積算雨量) どこかで起る。従って災害の対策としては、その後に続く降雨を予測することである。これによって人命救助のようなことはできよう。なお、比較的大規模な崩壊は降雨のピークを過ぎた頃に起っていることも注意する必要がある。

#### 謝 辞

調査研究にあたっては鹿児島地方气象台、京大桜島火山観測所加茂所長から資料を提供していただいた。記して感謝の意を表する。

#### 文 献

- 1) 坂上務 (1972) 豪雨と災害の研究  
(1969 年南九州シラス地域の梅雨前線、豪雨災害) 農業気象 27. 85 ~ 92
- 2) 坂上務 (1971) 1969 年南九州シラス地域の梅雨前線豪雨災害、災害科学報告書 11 ~ 28

## 昭和 51 年 6 月鹿児島県豪雨災害 の地形・地質的背景

鹿児島大学理学部

露 木 利 貞・岩 松 暉

九州大学生産科学研究所

山 崎 達 雄

#### 1. は じ め に

昭和 51 年 6 月 22 日から 26 日の間、梅雨前線が九州南岸附近に停滞し、この前線を通過する低気圧の影響で九州南部、ことに大隅地方を中心として大雨が降り続いた。その細部は気象班によって別に報告する通りであるが、特に 25 日午前 0 時から 11 時の間は豪雨となり、例えば鹿屋市吉ヶ別府では 170 mm (降りはじめからの累計雨量 837 mm)、福山町牧之原 213 mm (508 mm)、鹿児島市 130 mm (405 mm)、垂水市高峠 94 mm (517 mm) の雨量が記録された。

このため鹿児島市内だけで、崖くずれが 200 ヶ所以上、死者 13 名を数え、県下全域では無数の崩壊や土石流に加えて、死者 32 名、家屋の全半壊 70 戸、道路損傷 130 ヶ所、田畑冠水 3700 ha という大きな被害が記録された。ことに今回の豪雨は、薩摩半島よりも、むしろ対岸の大隅半島側が激しく、このためその被害も大隅半島側の鹿屋市、垂水市、福山町、大崎町、輝北町、松山町、有明町、志布志町などが一段と顕著である。このように降雨状況が被災地域とよく一致することは、すでに昭和 42 年の北西部九州および昭和 47 年の天草などの集中豪雨の際に、指摘されたこと同様である。

さらに今回の豪雨で特徴的であったことは、近年とくに宅地造成が盛んに行なわれ市街化の進んだ鹿児島市の災害、および従来最も注意されたシラスを除く、より新しい火山噴出物を主とする土石流が桜島山麓などに集中したことで、従来のシラス災害と共に解明すべき新しい課題が追加されたことになる。

また、このような崖くずれや土石流の直接の誘因は豪雨であるが、一方これらの災害の背景をなす地形・地質的な素因についても十分検討する必要がある。以下において、特に被害の著しかった鹿児島市地区、桜島地区、牛根・福山地区および輝北町などを中心として、地形・地質の概略を述べ今回の災害との関連性を考察する。

#### 2. 地 形 的 特 徴

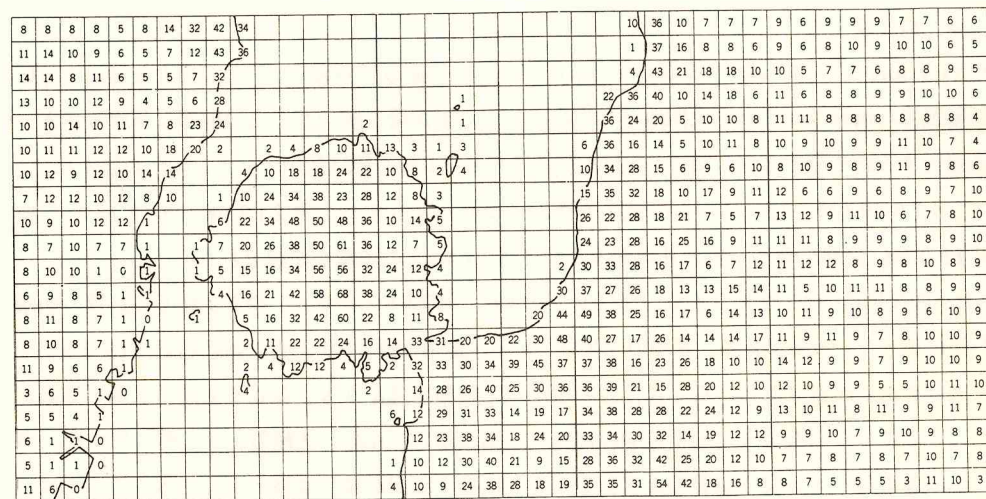
鹿児島県本土が広くシラスに被われ、いわゆるシラス台地が広がっていることは周知の事実である。しかし、シラスは霧島火山、桜島、開聞岳あるいは北薩や南薩の鮮新世～更新世の火山岩地帯など山岳地域にはほとんどその分布をみない。また北薩、薩摩半島、大隅半島などにおいても、300 m をこえる山地には部分的にみられるのみである。

したがってシラスの分布している地域は、地形的には表面の平坦な台地をなし、その縁辺部は浸食されて、俄かに急崖をなしていることが多い(これはまた多くは崩壊崖である)。



このことはシラスの流水による浸食速度がきわめて大きいことを示している。また一方、県下に最も広く分布する入戸シラスの噴出時代が20,000～23,000年前と、きわめて新しいため、シラスを開析する河川流域には、川内川などの大河川の中下流部を除いて、大規模な平野は分布せず、ことにその中上流部においては、シラス台地を刻んだいわゆる「サコ＝迫」を形成し、現在もなお浸食作用の旺盛な幼年期河谷をなしている。

ここで、前述の被災地域（おもに5万分の1地形図「鹿児島」「岩川」）を中心とする地形を細



第1図 災害多発地域の起伏量図（米谷原図）

かく解析するために、第1図起伏量図を作成した（本図は方眼の単位は1km<sup>2</sup>とし、地形図をタテ・ヨコ各20等分してえられた各方眼内の地形の最高点と最低点との高度差をだし、その実数値の10分の1を起伏量として示してある）。本図から明らかなように、起伏量30以上、すなわち高度差300m以上のものは、鹿児島湾ぞいの海岸部、つまりカルデラ壁といわれ、また、断層崖ともいわれている部分と、高隈山山地部、いま一つは海面から聳える桜島山体とにかぎられる。また傾斜をみても山地部ではほとんど20度以上を示すが、台地部は勿論その周縁丘陵ではシラス縁辺の「崖」を除くと、すべて20度以下である。したがって大隅半島部においては、高隈山、牛根・福山の山地が海岸にせまり、東部には岩川・末吉地区など、鹿児島県内でも最も典型的なシラス台地に連なる開折台地が広がっていることがよくわかる。

このことは河川分布にもよくあらわれている。すなわち牛根・福山・垂水の西部鹿児島湾側にはほとんどみるべき河川はなく、河床勾配の大きい、流域面積の狭小な短小河流にすぎず、二川部落を流れる松崎川のほかは、牛根麓、牛根境、深港、磯脇、大廻、小廻などの部落も、ここを流れる小河川の小規模な扇状地・三角洲上に位置している小集落である。

今回の災害は、その発生地域を地形的特徴によって区分すると、次の2つに大別される。その1つは、起伏量の大きい山地部の長大急傾斜面の多い場所にみられるもので、大隅半島西縁の山地をつくる四万十層群あるいは安山岩にみられたもの、および桜島を構成する火山性岩石区にみられたものである。いずれも簡単にいえば、長大急斜面に降った豪雨による表面流、あるいは地表下に生

じた一時的な飽和水体によって発生した崖くずれおよび土石流である。

他の1つは、鹿児島市、大崎町、輝北町、大隅町などを中心とした起伏量の小さい、おもにシラスによって構成されている台地縁辺の浸食崖をなす急斜面に生じた崖くずれである。これはいわゆる「シラス災害」として、従来から本県において注目されてきたものである。

従来、鹿児島県では、低地や平野が乏しいにもかかわらず、シラス台地の開発は放置されていた。その理由としては、シラス台地への取り付け道路の困難性、水の不便さ、水田への愛着、および台風よりの避難などがいわれている。このため、集落はむしろシラス急崖を背にした狭小な谷底を中心として発達してきた。ところが、近年になって、鹿児島市を中心とする都市部とその近郊では、台地上の宅地化が急速に進展し、一方、僻地においても、自動車道のための道路拡幅をはじめ、新道の建設などが盛んになり、新しい切り取り、盛土などが各地で行なわれてきた。その結果、表土の剥ぎ取り、シラス面の露出、谷部の埋土などで人工的な不安定状態が出現し、従来のシラス災害とやや趣を異にした災害の事例が多発するに至っている。

### 3. 地質的背景

鹿児島県本土地域を構成するおもな地質系統は第1表に、また災害地域の地質概略を第2図に示した。

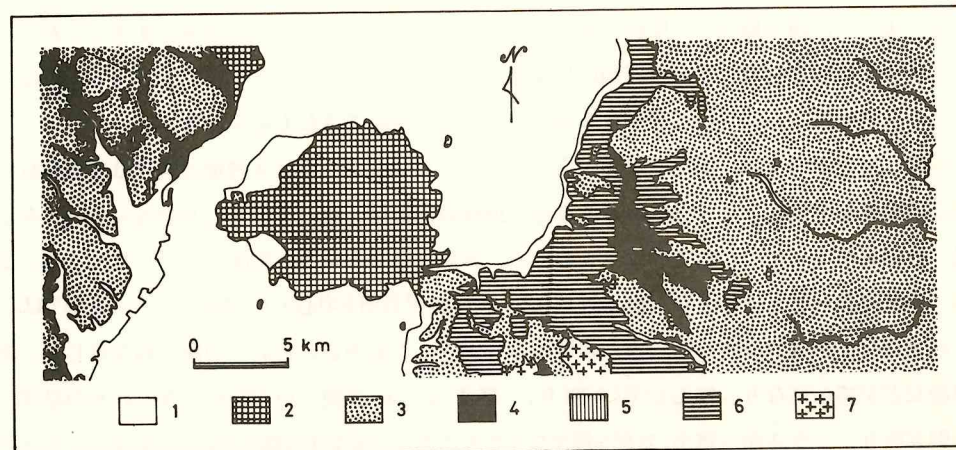
このうち今回問題としている地域に分布する岩類（第1表の※印）について略述し、併せて地質学的見地からみた災害の背景を考察する。

第1表 鹿児島県本土にみられる主な地質層序

| 地 質 時 代     |             |       | 地 質 区 分                                                |                               |
|-------------|-------------|-------|--------------------------------------------------------|-------------------------------|
| 新<br>生<br>代 | 第四紀         | 現 世   | ※ 沖 積 層<br>※ 最 新 溶 岩<br>※ 火山噴出物（火山砂礫，火山灰，ローム，ボラ，コラ，軽石） |                               |
|             |             | 更 新 世 | ※ シラス，溶結凝灰岩類，大隅降下軽石層<br>※ 桜島溶岩その他の火山岩類<br>国分層及びその相当層   |                               |
|             | 第三紀         | 新第三紀  | 鮮 新 世                                                  | 北薩火山岩類その他の火山岩類<br>永野層およびその相当層 |
|             |             |       | 中 新 世                                                  | 高隈花崗岩その他の酸性深成岩類               |
|             |             | 古第三紀  |                                                        | 日 南 層 群                       |
|             | 中<br>生<br>代 | 白 亜 紀 |                                                        | ※ 四 万 十 層 群                   |
| ジュラ紀        |             |       |                                                        |                               |
| 古 生 代       |             |       | 川内・阿久根古生層                                              |                               |

※ 今回の災害と関係深いもので、本報で取扱ったもの。





第2図 災害多発地域の地質概略図（ローム・火山灰・ボラ層は除いてある。）

- |          |            |          |
|----------|------------|----------|
| 1: 沖積層   | 2: 安山岩類    | 3: シラス   |
| 4: 溶結凝灰岩 | 5: 花倉層・国分層 | 6: 四万十層群 |
| 7: 花崗岩類  |            |          |

#### (1) 四万十層群

本層群は西南日本外帯に広く分布する厚いフリッシュ性堆積物である。鹿児島県本土においても、多くは新しい火山噴出物の基盤岩として分布し、また主として堆積岩類よりなる北薩、南薩および大隅地域の山地は、ほとんどすべて四万十層群に属する岩石により構成される。本層群は主に砂岩・頁岩およびこれらの互層からなるが、時に礫岩、チャート、凝灰岩を挟んでいる。

牛根麓以北、および福山町域の急傾斜、高起伏量を示す山地は大部分が本岩によって構成されている。当地域のものは北北東の走向をもち北に傾斜し、頁岩が比較的優勢である。鹿児島湾東岸沿いに予想される鹿児島地溝を形成した断層群およびこれとほぼ直交する北西―南東方向の断層により地層は擾乱をうけ、細岩片に破碎されているところが多い。したがって除荷作用と風化により表面部は容易に剝離され、砂岩も黄褐色を呈し、青灰色の硬緻密な部分の露出は稀である。

今回の崖くずれも、表層部の風化部における崩壊ないし崩落に起因する大小の道路決壊、および損傷が牛根・福山海岸より東部に通ずる山越えの道路沿いに多数発生している。本県においては常にシラスの災害に隠されて軽視されている観があるが、山岳道路の崩壊には、この事例が数多く発生していることを、今少し注意する必要がある。

#### (2) 桜島溶岩その他の火山岩類

桜島火山は大きい起伏量と長大急斜面をもつ錐状火山である。山体を構成する火山噴出物は勿論、塊状溶岩も大小岩塊に分離した岩石の集合体といえる。今回の豪雨に際しても道路上への落石、崩落による道路閉塞や決壊は大小10数ヶ所以上にのぼった。また600 m以上の山頂部は傾斜30°をこえ、現在も昭和30年来くり返えされている爆発により、さらに多量の火山噴出物の集積が行なわれている。また300 m以上の位置には新旧の軽石層、火山礫層の厚い集積部がみられる。これら幼年期火山体は、最近の噴火により集積した火山灰、火山岩塊などを含め、現在ももっとも浸食作用の旺盛な幼年期初期の段階にあるといえる。

したがって、今後も豪雨に際しては雨裂の発生、崩壊を伴う急速な浸食、運搬作用が行なわれるであろう。その結果、とくに集水面積の大きい河谷を有する野尻川、持木川、黒神川などにおいては、土石流を伴う急激な浸食運搬がくりかえされることが十分予想される。

#### (3) シラス

もっとも広く分布する入戸シラスは始良火山からの軽石流堆積物である。標高100～200 mの広大な台地をつくり、シラス下底の起伏した旧地形を被覆し、平坦面を形成して広く分布する。一般に溶結度が低く、流水に容易に浸食されるためタテ浸食による急崖をつくる。表面にはローム、軽石層が一般的にのり、またシラス自体も風化し黄褐色を帯び、さらに粘土化して表層部は軟弱化する。このためシラスとその上位の風化シラス、ローム、軽石層との間の透水性の相対的差により、上部から崩壊し、シラスもこれに引きづられて崩れている事例が、特にシラス急崖部にはきわめて多い。また乱したシラスは溶結組織を失い、地山シラスとは物理性を異にするため、盛土した場合には、両者の境界部において盛土シラスから崩れる。

今回、鹿児島市内において200ヶ所以上に及ぶ大小の崩壊がみられたが、宅地造成途中の盛土シラス、表被ロームを剥ぎとったもの、斜面のローム・軽石層などに原因するもの、またシラス上部の軟弱な風化部からの崩れなど、いろいろの場合に遭遇したが、直接表流水に原因するものは少なく、ほとんどが豪雨による浸透水の流動に起因するものである。

#### (4) 降下軽石・ローム・火山灰層

大隅半島には、上部洪積世に属する大隅降下軽石層が、シラスの下位に2 mほどの厚さで広く分布する。本層は比較的よくしまっており、鹿屋市、大崎町などでは、良好な滞水層となり豊富な湧水がみられる。旧地形に沿って分布するが、普通はシラスに被われて直接みられない。しかし山岳地帯や丘陵地などで、シラスのみられない場所には、地形的な凹所または谷型斜面に「ふきだまり」的に厚く集積していることがある。これらが一次的なものか、移動集積した二次的なものかの区別は困難であるが、今回、高隈山地、牛根・福山の山地で崩壊した大量の軽石はこれである。

同じく火山より噴出した降下軽石のうち、シラスを被う新しいものが存在し、当地域のものは桜島からのものといわれている。特に新しいものには、安永、大正噴火時のものがあり、安永ボラ・大正ボラなどといわれる（霧島火山東部にもみられた霧島ボラ、御池ボラなどとよばれる）。この軽石層は、時に最上部に分布するが、またシラスとローム・火山灰層にはさまれて、鹿児島市周辺、大隅半島でかなり普遍的にみられる。旧地形に沿う新しい堆積物で、粗しょうで空隙に富み透水性が大きく、豪雨に際しては、その下位の岩石との間に、一時的な飽和水部を形成し、そのため本層からの崩れが各地でみられる（詳細については、本報告集の露木・岩松の別報参照）。

ローム、火山灰層、ことにいわゆる赤ホヤ・黒ボクは、粗しょうでタテの亀裂も多く透水性に富む。シラス急崖斜面または道路切り割りなどに本層に起因したくずれが最初に生じ、下位のシラスに及んでいる例が多い。



以上のように、地形は地質を反映し、また地質の差は地形上にあらわれる。したがって山地、台地、火山地域にみられる今回の豪雨災害の特徴は、またこれらの地域を構成する地質的特徴の反映でもある。

#### 4. おわりに

今回の豪雨に際し、再び多くの犠牲者を出す崖くずれが発生した。しかし、これを詳細にみると、特に今回のものは、地形・地質的背景に影響されているように思える。

かつては、本地域の災害の多くは谷河川の氾濫によって、シラス崖下の洗掘による崩壊と、表流水の落下などによるシラスの谷頭侵食が主であり、また大隅地区では、大隅降下軽石層からの地下水流出による大規模な崩壊がみられていた。しかし、これらについてはそれぞれ対策がたてられ防止工法も行なわれ、現在ではさわめて大規模なシラス崩壊は稀になった。

しかし、今回の災害では従来あまり注目されなかったシラス崖や、切り取り斜面における新しく露出したローム、火山灰、軽石層、シラス風化部など、上部の崩壊によるシラスの引ずり崩壊がもっとも多くみられ、も早、大部分はこれであるといってもよい。他の1つは、谷奥部が開発されるにつれて、谷奥部の旧地形にへばりついた形で残っている谷型斜面のシラス・軽石が、その下底の不整合面からの湧水により崩壊する例である。これらは従来は単なる山地崩壊として、余り重視されなかったものである。

人工的な盛土は新しく不安定な不整合部をつくりだすことであり、この意味からも十分な注意が必要である。永年にわたって徐々に平衡に達しつつある自然条件に対し、新しく「人工」にせよ、「自然現象」にせよ、何かを附加することは、それだけ不安定度を増すことになり、その反作用として、自然の安定化の動きも著しくなってくる。この人工の部分宅地造成であり、新道の建設であり、道路の拡張である。後者の自然現象の部分、桜島を中心とした新しい噴出物の被覆と集積であり、植物の成長なども無関係とはいえない。

何れにしても、今後は小規模の崖くずれでも、大きな被害をもたらすことを考え、微地形や微地質構造などに、さらに注意を払う必要があることを強調しておきたい。

## 降下軽石層のもつ災害地質学的意義

——昭和51年6月豪雨による崩壊の一特徴——

鹿児島大学理学部

露木利貞・岩松 暉

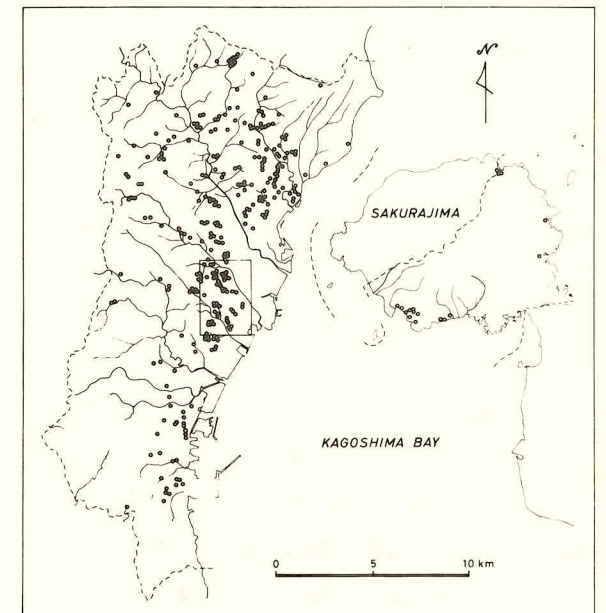
### (1) はじめに

昭和51年6月22日から九州南岸に停滞した梅雨前線によってもたらされた豪雨は、25日夕刻までに、鹿児島市448mm、牧元原546mm、垂水市高峠550mmといずれも450mmをこえる大雨となり、鹿児島県下で死者32名をだす大きい被害をもたらした。この豪雨により県下の各地に大小の崖くずれが発生し、鹿児島市域のものだけでも第1図に示すように百数十個所にのぼり（鹿児島市消防局調査）その被害の著しさを伺うことができる。

われわれは、今回の災害について、おもに災害地質学的な立場から調査を行なった。その結果、鹿児島県下において豪雨や台風時の地質災害に常に話題にのぼり、また事実土砂くずれの主役を演じてきたいわゆる「シラス」が、今回の場合にも、あいかわらず各地で崩れていることが明らかとなった。

しかし、さらに詳しく調査すると、たしかに「シラス」が大量にくずれているし、シラス台地の縁辺部の急斜面がくずれている場合が多いことは事実であるが、その主体はむしろシラスでないことが多いことが明らかとなってきた。今回の豪雨で多数のガケくずれのみられた福山～牛根間の国道沿いの急斜面もその1例である。また「シラス」がくずれている場合も、そのくずれの原因はむしろその上を被っている火山灰層や降下軽石層にあり、これらがくずれたために「シラス」も引きずられて崩壊している例が数多くあったのである。

このような意味で、ここでは、崖くずれの代表的な3例をあげ、地形・地質がどのように今回の豪雨災害に関与しているかについて述べ、今後はさらに微地形・微地質が注目されなければならないことを強調し、以後の防災に役立てたいと考えている。



第1図 1976年6月梅雨前線豪雨による鹿児島市内の崖崩れ箇所（鹿児島市消防局警防課調べ） 枠内は紫原台地



## (2) 鹿児島市内シラス台地の崖くずれ

鹿児島市内にはシラス台地を切りひらいて造成した団地が大小数10ヶ所ある。今回の集中豪雨によって、第1図に示すように、その大部分で崖くずれ災害が発生した(第1図)。なかでも紫原台地の被害がもっとも大きく、13名にのぼる犠牲者を出した。

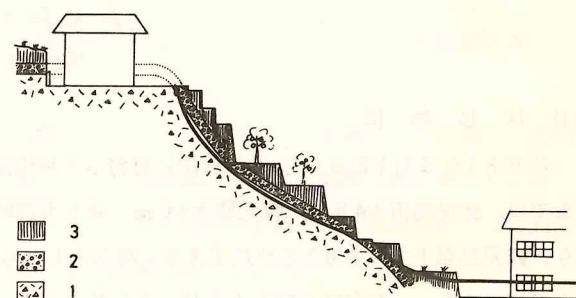
第2図は、そのうちの1つ鴨池町唐湊の例で、6月25日午前7時頃、高さ20m、幅20mにわたって崖くずれがおこり、崖下の民家一棟と学生アパートを直撃し、一階にいた4人が死亡した。この地点は、唐湊の谷に面したへこみ程度のごく小さな谷地形(谷型斜面)をなしており、被災以前は数段の段々畑であった。上からおよそ3分の1のところがもっとも広い畑であってそこに高さ2mのコンクリート擁壁があった。下からおよそ3分の1のところに道路が横切っていたが、現在は、それから上が滑落崖、下方が崩土の堆積の場になっている。

地質は、シラス・降下軽石層(いわゆるボラ層)および黒色火山灰層(いわゆるローム層)からなっている。最下位のシラスは、非溶結の灰白色軽石質凝灰角礫岩で、附近一帯の台地の主体を構成している。このシラスを不整合におおって、降下軽石層と黒色火山灰層が斜面に並行に堆積している。この不整合面直下のシラスは土壌化している。降下軽石層は層厚およそ50cmで、軽石層とルーズな粗粒火山灰層の互層からなる。非常に粗しょうで全く固結してはいない。また最下部はときに粘土化していることもある。

今回の災害は、この降下軽石層から上の部分が滑落しておこっており、いわゆる表層すべり型に属する。なお、この軽石層は、崖の最上端、コンクリート擁壁のあった段および道路の切割に露出している。道路ぎわには流水によるいわゆるパイピングで生じた穴が多数観察され、また、コンクリート擁壁のあった畑の縁には小規模な崩壊がみられた。

以上のような事実から、崖くずれ発生メカニズムは次のようなものと推定できる。すなわち粗しょうで透水層として最適な降下軽石層が斜面にへばりつくような形で存在していた。しかも、へこみ程度の谷型斜面とはいえ、台地上の雨水が集中しやすい地形構造をしていた。それにもかかわらず、台地上の崖縁において軽石層を人工的に露出させたために、ここから多量の雨水の滲透を許す結果になった。その結果、軽石層の含水比は極度に高くなり、せん断抵抗が低下した。そのうえ崖の中腹で再び同じ軽石層を露出させたため、パイピング現象を誘発し、足元をすくわれるようなかたちで、軽石層をすべり面とした全面表層すべりへと発展したものであろう。なお、こうしたすべりを押え切れないような中途半端な山腹擁壁があったため、崖下の被害をより一層大きく悲惨なものとしている。

同日、9人の犠牲者をだした鹿児島市宇宿町の場合も、まったく同様のメカニズムで発生してお



第2図 鹿児島市鴨池町唐湊崩壊地概念図

1:シラス, 2:降下軽石層  
3:黒色火山灰層。

太線は崩壊後の現地形面

り、市内の崖くずれのうちで大規模なものは、その大部分が、降下軽石層が滑落した表層すべり型のものである。したがって、災害の防止ないし軽減のためには、微地形にみられる斜面に並行な降下軽石層のへばりつきに十分に注意し、もし発見されれば、そこでの排水処理を十分に正しく行なう必要がある。もちろん、このような斜面では、極力、降下軽石層を直接地表に露出させないことも大切であり、一方では、崖縁や崖下に人家を構築することは避けるべきである。

## (3) 垂水市牛根地区の斜面崩壊

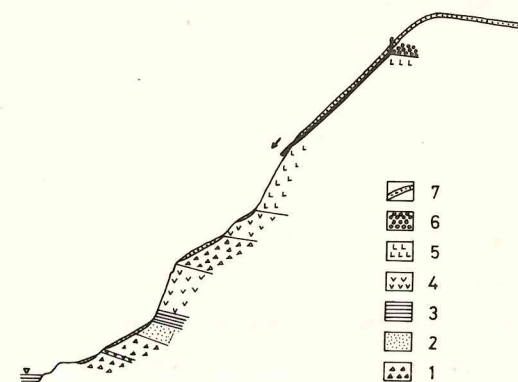
鹿児島湾の東岸を画する地区で、垂水市から海岸に並走する国道220号線が北に延びている。今回の豪雨のためこの国道にそう山岳斜面が崩壊し、10数ヶ所で道路に被害を与え、さらに一部土石は民家および小河川にも損傷を及ぼした。この地区は昭和49年の集中豪雨でも同じような土石崩壊をおこした場所で、一部では復旧工事が施行されていた。

地形的には急崖地が海岸に接し、およそ40度の急傾斜で300mの山地に達する急峻な地形を示す。地質は大隅半島の基盤岩類として広く分布する四万十層がここでも牛根麓から以上北斜面を構成している。頁岩および頁岩優勢の砂岩頁岩互層よりなり、ほぼNNEの走向をもつが、海岸沿いに走るとみられる断層によってかなり破碎され、またこれに斜交する断層によっても部分的にもめている。南部牛根麓前崎の崩壊地点には第3図の断面のように凝灰岩、凝灰角礫岩、安山岩、斜長流紋岩などが成層したかたちで重なり、南に10数度ゆるやかに傾斜する。この地域には鹿児島県下に広く分布する「シラス」はみられず、最上部には大隅降下軽石層が厚く分布し、またこれをおおって火山灰層が存在する。さらにこれらすべてをおおって20~40cmの軽石層が見られる。これは桜島火山より噴出した新しい火山噴出物で桜島ボラとよばれている。

前崎地区の崖くずれ地点においては、構成岩類が浸食型態の差によって第3図のような階段状地形を呈し表面の傾斜を異にす

る。すなわち、岩質の堅硬な安山岩、流紋岩はなかに発達するタテの節理も手伝って急崖をつくるのに対し、やや軟弱な凝灰岩や凝灰角礫岩は不透水層となり、かつ、やや緩やかな傾斜の段をつくる。したがって、この緩斜部にはより上部からくずれ落ちた軽石や岩礫が崖錐状に集積し、さらに最も新しい桜島ボラもより厚く集積している。その量は緩斜部の面積、傾斜、谷型斜面の形などによって支配され、また、当然のことながら低位置ほど多量である。過去に発生した何回かくりかえされた崖くずれによって既に流失しているものもあるが、現在もなお崖錐状集積岩礫が多く残存している。

今回の崖くずれの発生機構については、なお不明の点が多い。しかし、この地区の最表面をおお



第3図 垂水市牛根崩壊地概念図

1:凝灰角礫岩, 2:凝灰岩および火砕流, 3:凝灰質砂岩礫岩, 4:安山岩溶岩, 5:石英安山岩ないし斜長流紋岩溶岩, 6:大隅降下軽石, 7:大正降下軽石。太線は滑落面



う桜島ボラ層が豪雨によって流失し、このくずれが引き金となって崖錐状集積部の砂礫を崩壊させ崩壊過程で土砂および岩塊量は雪ダルマ式に増大し、大きな災害を招いたものといえる。因みに、大隅降下軽石層は比較的しまっており、容易にはくずれないが、一度くずれた集積軽石層や新期の桜島ボラはきわめて粗しょうでガサガサしている。比重の軽いことと、かなり急傾していることなどにより、ことに流水により掃流されやすい。またこの下位に存在する凝灰岩や凝灰角礫岩、安山岩類、中北部にある四万十層群に属する堆積岩類などは透水性悪く、したがって豪雨に際しては、上位の軽石層部に飽和水部を一時的に生じ、その流動により軽石の流出が発生する結果となるのであろう。構成する安山岩には割れ目が発達し、また岩層全体も南に傾斜しているため通常の滲透水は裏側小浜に湧水として一部が湧出しているが、豪雨の際には割れ目から滲透しきれない水が崖側に流出してくることも考えられる。

中部および北部の地域にみられる崩壊も、基底にみられる岩種が砂岩、頁岩であるという点異なるが、基本的な崖くずれのメカニズムは同じである。しかし、この部分の四万十帯は、かなり破碎が顕著で、一部では破碎帯の崖くずれに分類されるべきものもみられるが、大多数のものは、やはり、上位にある軽石層が何らかの引き金となっている。

#### (4) 諏訪原(輝北町)地区の崖くずれ

輝北町、大隅町は広範囲にシラスが分布し、諏訪原という名称も広大なシラス台地を意味している。現在はこのシラス台地も開析され南東方向の河谷が発達する。調査地点は、仏山部落北方500m、月野川右岸にある崖くずれで、同じく今回の梅雨前線豪雨によって崩壊した。

地形は、月野川に面したシラス台地であるが南部仙山地区には四万十層群の露頭があり、これに向って南西方向の支谷の入っていることが伺える。崩壊地点も最下部に砂岩頁岩層がみられる小さな谷型斜面で、これに沿って角礫層、降下軽石層、細粒火山灰砂層が重なる。下底四万十層群と接する上面は赤褐色の褐鉄鉱帯が20cmほどの厚さでみられ、崩壊以前にも帯水部であったことを知る。降下軽石層はここでは3~8mmと比較的細粒の軽石礫からなる。

崩壊は明らかに風化し軟弱化した軽石層のなかに生じ、現在も本層からは少量の湧水がみられる。

広大なシラス台地であっても、その周辺部においては旧地形にみられる基盤岩類の起伏を埋め、過去の大小の谷地形をおおってシラスが堆積しているのである。一方降下軽石層は過去の谷地形と整合に分布する。したがって当地の如き構造をもつ地域は、ほかにも多数存在するはずである。シラス台地地帯も、大きい河谷に沿った部分は既に開析され、河谷が発達しているが、上流部、あるいは支谷にあっては、まだ完全に浸蝕されずに小凹部に残存している小規模のシラスがかなりあるようである。今後はこの種のものに対する調査と対策も考える必要がある。

#### (5) おわりに

集中豪雨による災害のうちで崖くずれによるものは、その規模の大小を含めると、どこでもおこり得るといっても過言ではない。また鹿児島県の場合には、「シラス」という特殊な火砕流が広く分布し、これが20,000年余り以前というきわめて新しい噴出物であることも手伝って、まだシラスが自然条件下で地学的にはその浸蝕期を脱していないための特殊な災害も多い。

しかし、最近では、河川の洗掘によって「シラス」が崩壊することは、ほとんどなくなった。また表面流水の処理についてもかなり注意が払われ、大規模な落水型のガリ浸蝕もみられなくなった。

その反面、都市近郊における宅地造成、道路の新設、拡幅、また農山村の地区における各種の土木事業などによって、いままで余り問題にされなかった中小規模の崖くずれが各地に発生し、重大な関心をひいてきた。

このような観点に立ってみてみると、今回の集中豪雨による崩壊のパターンのうち、降下軽石層が関係している部分が非常に大きいこと、さらに降下軽石層の噴出時の地形と相まって多くのくずれが生じていることを知った。

ここにあげた3例は、いずれも、このような微地形、微地質が大きく関係している例である。同じような地質から構成されているのに、なぜ特定のところがくずれるか。また今までくずれなかったのに、なぜ今回くずれたか。これらの問に対しての明確な解答とはならないにしても、今すこし降下軽石層の問題に注目する必要があることを強調したい。



# 昭和51年6月豪雨によるシラス斜面 災害の特徴

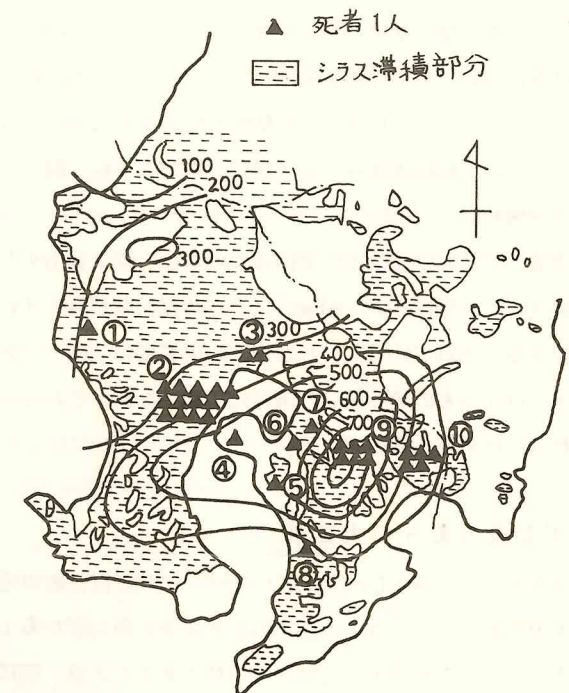
|             |   |   |   |    |
|-------------|---|---|---|----|
| 九州大学工学部     | 山 | 内 | 豊 | 聡  |
| 同           | 後 | 藤 | 恵 | 之輔 |
| 同           | 松 | 田 | 滋 |    |
| 鹿児島工業高等専門学校 | 村 | 田 | 秀 | 一  |

## 1. ま え が き

昭和51年6月23日から25日にかけて、南九州は550mmを越える集中豪雨に見舞われ、鹿児島県全体に被害が続出した。とくに、シラス地帯における災害は著しく広範囲に及び、多数の犠牲者を出した。このような豪雨がシラス地帯を襲ったのは昭和47年災害(約500mm)<sup>1)</sup>以来のことであるが、このときは鹿児島県東部の川内川流域に限られたので、鹿児島市を含む同県南部では、昭和44年災害(約600mm, 最大時間雨量63mm)<sup>2)</sup>以来7年ぶりの経験であった。この昭和44年災害を契機として以後いくつもの防災対策が施されたので、今回の豪雨はそれらの成否をチェックする経験にもなったが、この地域の開発は年を追って進んでいるので、新しい災害の様相も見出された。本文は、シラス災害個所の調査結果に基づいて、九州縦貫自動車道吉田・加治木間および鹿児島市谷山の団地工事におけるシラス対策工の効果と宅地災害およびその他の斜面災害の実態を紹介し、これらから得られる異状豪雨のさいのシラス斜面崩壊に対する今後の注意と対策について述べるものである。

## 2. 降雨量と斜面災害発生時の関係

今回の豪雨分布と死者発生個所は図-1に、また累加雨量と斜面災害発生時の関係は図-2に示すとおりであった。図-2において矢印は斜面崩壊の発生時を示し、



①川内市 ②鹿児島市 ③国分市 ④東桜島町 ⑤垂水市  
⑥牛根境 ⑦北郷町 ⑧鹿屋市 ⑨大隅町 ⑩松山町

図-1 合計雨量(mm)の分布と死者発生個所



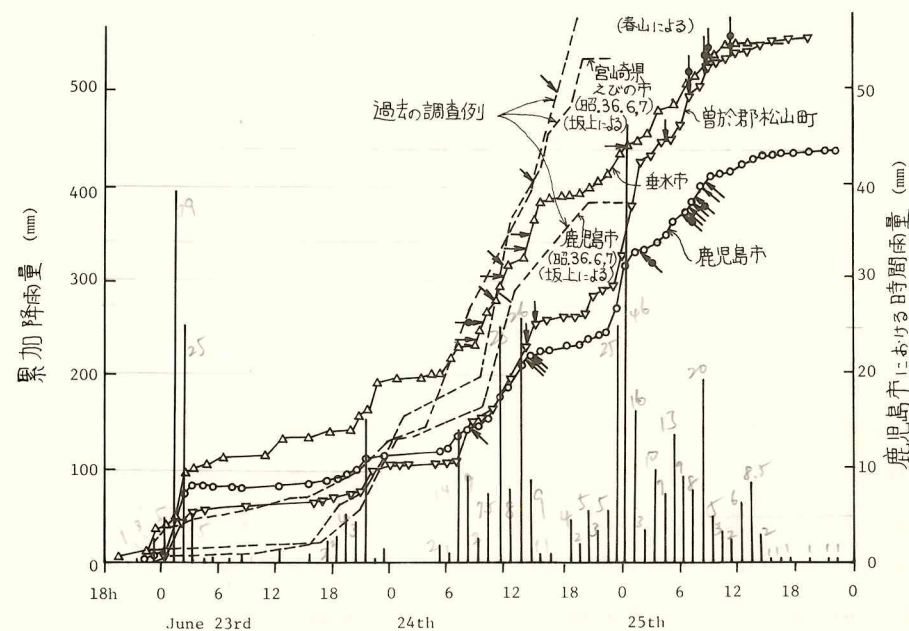


図-2 降雨量と斜面崩壊発生時の関係

とくに●を付した矢印は斜面がシラスであることを意味している。

図-1から明らかなように、集中豪雨はシラス分布地帯の主要部分と重なり、これによって死者の発生個所も集中豪雨地帯と完全にオーバーラップしている。また、集中豪雨の中心から少しはずれた鹿児島市において多くの死者を出していることは、人口密度の高いことも一因ながら、この地域の開発が年々盛んになっていることと切離して考えることはできない。さらに、災害を起した斜面は、シラス、ローム、桜島火山灰土の3種に分類できるが、図-2から依然としてシラス斜面に災害の多いことが認められる。

降雨量と斜面災害発生との関係については、従来春山<sup>3)</sup>によって、連続の累加雨量が200~250mmを越え、この間に50~60mm以上の時間雨量が発生すれば、その後数時間以内にシラス斜面の崩壊が起きるとされている。しかし今回の災害では、図-2の矢印で示されるように、上記の第1の条件はあてはまるものの、第2の条件は明確でない。これは今回とくに、宅地等に自然斜面にない要因が加わったためであるといえる。

### 3. 防災効果のあった大工事

昭和48年12月に竣工した全面シラス地帯の九州縦貫自動車道吉田・加治木線(19Km)<sup>4)</sup>は、排水処理を十分に施して、シラスの切土斜面を従来の急勾配から1:1の普通勾配にした点で画期的なものであった。本自動車道が力学的に有利であることは、既に著者ら<sup>5)</sup>により実証されてはいるものの、集中豪雨という大量の雨水に対して効果があるかどうか懸念されていた。しかし、今回の豪雨がこの付近で最大500mmに及んだにもかかわらず、軽微な損傷が見られただけで、大きな損害を生じるに至らなかった。このことはひとえに十分な排水処理が施されていたことによる。

また、昭和44年の鹿児島市原良団地工事(130万 $m^2$ )の災害以来、シラスの大土工を一举に遂

行することはきわめて危険とされていたが、138万 $m^2$ に及ぶ鹿児島市谷山のシラス台地の団地工事も九州縦貫道と同様大きな損傷を生ずることがなかった。この原因を考察するに、本工事では原良団地の教訓を生かして、工事中、露出面を逐次アスファルト乳剤散布などで防水処理していたこと、浮きシラスに対してあらかじめ大プールを十分に設けていたこと、および集中豪雨の期間中気象台と密接な連絡をとり、前線の通過に対して常に先手を打っていたこと、などが挙げられる。

### 4. 宅地災害の実態

32人にのぼる死者のうちの27名は、すべて斜面崩壊によって引き起こされた崖下の宅地崩壊によるものであった。表-1から分るように、急傾斜指定区域の指定がなされていないシラス崖の崩壊が大部分であること、最近10年以内に人為的環境変化が加えられたものであることに注目させられる。表-1に示すほか、シラス斜面の崩壊で死者(2人以下)を出した宅地災害が3つある。ただし、このうち2つは指定区域になっていた。これらの宅地災害の詳細は別報(徳富・石田)を参照して頂くこととして、ここでは推定される斜面崩壊の原因などを簡単に示すことにする。

- (1) 鹿児島市宇宿町 この例は別報(徳富・石田)の写真-5に示すように、シラス台地を造成した大規模団地の長大斜面が高さ50m、幅40mにわたって崩壊したものである。崩壊斜面は図-3のように小規模の盛土をブロック積み擁壁で支えており、自然斜面は傾斜約45度で厚さ1mのローム層に覆われ雑木林となっていた。台地上の団地内の道路はすべて舗装され側溝もよく整備されて排水は必ずしも悪くなかったが、台地上の地山と盛土の境界面が露出しており、ここから浸透した雨水と擁壁を越流した雨水とによって擁壁が弱体化し、盛土および表層部の崩壊が誘発され、次いで露出したシラス地山が浸食されて大崩壊に至ったものと判断される。
- (2) 曾於郡松山町 崩壊地は、図-4(a)に見られるように、高さ10mの崖上の旧道上に盛土して拡張された農道(幅員8mの舗装道路)である。この崩壊の直接原因は道路排水の不備にあると思われる。崩壊個所の排水系統を図-4(b)に示すが、排水路は盛土際で縦断方向から横断方向、さらに縦断方向へと2度直角に進路を変えられている。このため、排水路の内空断面が30×30cm程度と小さいことと相まって、進路変更部分から大量の雨水が越流し、これが盛土内に浸透するとともに盛土表面からも侵食して、盛土を支えていた小規模のブロック積み擁壁を弱体化させ、大崩壊をもたらしたと考えられる。宇宿町・松山町の事例から、シラス斜面の途中に設けられる擁壁は杭を打つなどして盛土のすべりに対して安定を失わないものとすべきことが強調される。

表-1 3人以上の死者を出した宅地災害

| 場 所     | 斜 面 土 | 死 者 数<br>(戸 数) | 人為的環境<br>変化の年 | 急傾斜指定 |
|---------|-------|----------------|---------------|-------|
| 鹿児島市宇宿町 | シラス   | 9人(5戸)         | 昭.43          | な し   |
| 曾於郡松山町  | シラス   | 5人(1戸)         | 昭.48          | な し   |
| 鹿児島市鴨池町 | ローム   | 4人(1戸)         | 昭.41          | な し   |
| 曾於郡大隅町  | シラス   | 3人(2戸)         | 昭.42          | な し   |



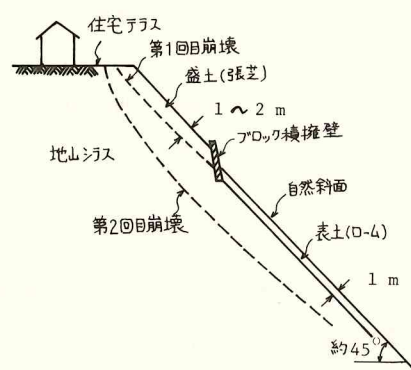


図-3 宇宿町斜面崩壊の断面図

(3) 鹿児島市鴨池町 これは高さ30m、傾斜約45度の斜面が幅15mにわたって崩壊した例で、写真-1および別報(徳富・石田)の写真-6に示すように崩壊土砂は下の道路を越えて道路下の民家を押潰している。斜面はローム層が厚く堆積してミカン畑として利用されており、斜面上の平坦地は宅地であるが、ミカン畑と同様、排水設備は不十分で、大量の雨水が宅地とミカン畑とから斜面内に浸透したと判断される。さらに民家の庭にはテンションクラックが多く発生して、雨水の浸透を助長している。雨水の侵入によって斜面土の重量が増加するとともに、間げき水圧が発生してせん断抵抗が低下した結果、写真-1(a)に見られるような円弧すべりが起ったと考えられる。

(4) 曽於郡大隅町 この付近の国道269号線は、昭和42年に路幅8mに改良されたが、赤土のうえに盛土したシラスが豪雨によって崩壊して流れ、国道を越えてその崖下の2棟の住宅を押潰したことによって生じた災害である。この災害の原因は、道路斜面盛土の工法の不適正にあると考えられるが、シラスの流動が遠くまで及ぶことの一例でもある。舗装

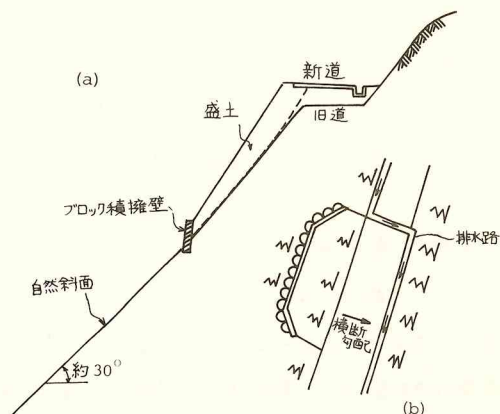


図-4 松山町斜面崩壊の断面図と道路排水系統



(a) 斜面の円弧すべり



(b) 圧潰した家屋

写真-1 鴨池町斜面災害の状況

面は全く損傷を受けていない。シラスの盛土が崩壊した場合の浮きシラスの流下方向の検討とその防御対策の必要性が強調される。人家に向うおそれのある場合は、シラス盛土斜面は十分に強化されるべきである。

## 5. その他の斜面災害の実態

- (1) 鹿児島市日之出町 この斜面災害は鹿児島市内でよくみられる典型的なシラス急崖地での崩壊例である。図-5に示すように、断面はシラス地山の上を約3mの厚さのロームが覆っており、傾斜約70度の地山斜面の表面は風化シラスとなっている。この斜面上には喬木性の樹木が繁茂して、斜面は一見安定しているように見えるが、地山シラスが硬いため根系は風化シラス内に留まって、逆にすべりを助長している。表層ローム上の盛土に作られた畑地から浸透した雨水によって、ローム層が飽和し強度を失ない、さらに風化シラスと地山シラスの境界部に沿ってすべり落ちて崩壊したと思われる。
- (2) 垂水市牛根境 斜面は数箇所にとわって崩壊しているが、そのうちの代表的崩壊例を写真-2に、地質状況を図-6にそれぞれ示す。崩壊は沢地形を呈する部分に発生しており、大量の雨水がこの部分に集中して、浮きシラス、ボラ、崖錐などの浸食されやすい土砂を押し流している。この種の崩壊のエネルギーは大きく、道路山側の擁壁や落石防止フェンスもことごとく破壊され、崩壊形態はあたかも土石流のごとくであった。

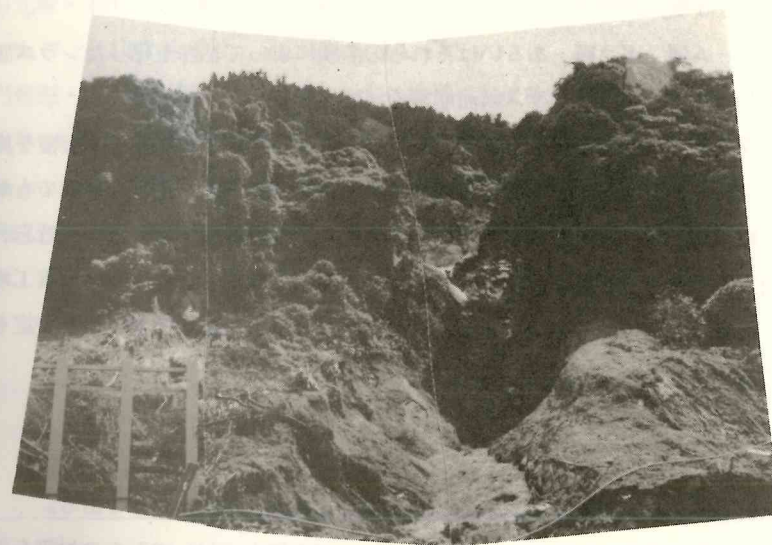


写真-2 牛根境斜面崩壊の1例



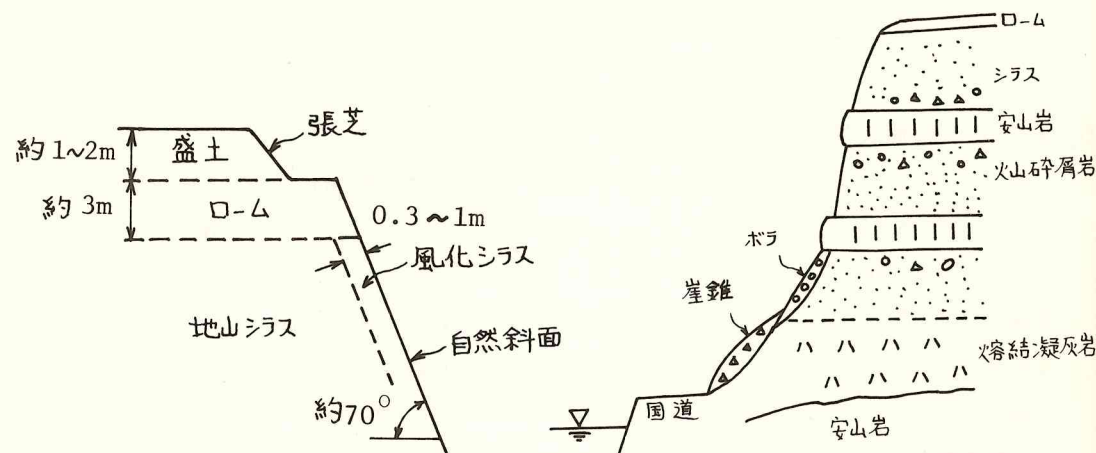


図-5 日之出町斜面崩壊の断面図

図-6 牛根境斜面崩壊の代表的な断面図

## 6. 異状豪雨のさいのシラス斜面崩壊に対する注意と対策

豪雨によるシラス斜面の防災の基本は排水にあるが、今回の災害からも、次のような従来からの注意が再び指摘される。

- (1) 自然斜面に繁茂した大きな樹木は、雨量が200mmを越えると、崖上の排水がよくても、すべて斜面すべりの原因となる。
- (2) 法肩付近のローム層、ボラ層、あるいはそれらの溶脱によって粘性土化したシラス層は、局部的なすべりを起しやすく、大きなシラス斜面崩壊の端緒となる。

(1)は適宜の伐採により、(2)は法肩を1:1の勾配でカットして、コンクリート被覆を施すことで防止できるであろう。このようにしてシラス斜面の防災対策を考えると、将来は宅地でも漸次九州縦貫道吉田・加治木線のような設計をしてゆくがよいと考える。この方法であれば、最近忘れがちな大地震のさいの斜面災害も著しく軽減される。また、今回の復旧工事でも、より高度の対策工事へ発展されるべきである。擁壁は、牛根境の災害を教訓として、浮きシラスの越水のさいにも安定を失わないものとすべきである。

## 7. 結 論

今回のシラス災害の調査結果から得られた教訓を要約すれば、次のとおりである。

- (1) シラス斜面の防災の基本は排水にあり、浸透水および表面水に対して万全の対策を講ずる必要がある。法肩に近接する台地の表面は、この部分がいかなる用途で使用されていようとも、コンクリート（セメントコンクリートまたはアスファルトコンクリート）等で被覆して雨水の侵入を防止すべきであり、シラス崖上の排水路は大断面のベルマウス型とし、越水を防止せねばならない。
- (2) 自然斜面に繁茂した大きな樹木は、地山シラスが硬いため根系が深く貫入せず斜面すべりの原因となるので、適宜伐採する必要がある。
- (3) 法肩付近のローム層、ボラ層、あるいはそれらの溶脱による粘性土化シラス層は、大きなシラス

斜面崩壊の引金となりやすいので、法肩を1:1の勾配でカットし、コンクリート被覆を施すことが望まれる。

- (4) シラス斜面の途中および斜面先に設けられる擁壁は単体とせず杭を打つなどして、盛土のすべりおよび浮きシラスの越水に対しても安定を失わないものとすべきである。
- (5) 十分な排水処理および防水対策を施しておけば、シラス切土斜面を1:1の普通勾配にすることが可能であり、また工事中露出面を防水したり浮きシラスに対してあらかじめ大プールを十分に設けたりすることによって、シラスの大土工を一挙に遂行しうることが実証された。

## 謝 辞

この調査は、基礎地盤コンサルタンツ（株）九州支社の協力を得たところが多い、ここに付記して謝意を表する。

## 参 考 文 献

- 1) 山内豊聡・村田秀一・巻内勝彦・松田滋：昭和47年7月西日本豪雨によるシラス崩壊について、昭和47年度文部省科学研究費自然災害科学の総合研究（1973. 3），pp. 223～228。
- 2) 山内豊聡・木村大造：防災を中心としたシラスの問題点，土木学会誌，Vol. 54, No. 11（1969. 11），pp. 9～20。
- 3) 春山元寿・下川悦郎：昭和47年豪雨によって発生した斜面崩壊の実態，土と基礎，Vol. 21, No. 7（1973. 7），pp. 13～16。
- 4) 山内豊聡・持永龍一郎・河村忠孝：シラス地帯における九州縦貫自動車道の設計施工，土木学会誌，Vol. 57, No. 6（1972. 5），pp. 65～75。
- 5) Yamanouchi, T., Gotoh, K., and Murata, H.: Stability of Cut Slopes of Shirasu, Proc. 5th Asian Reg. Conf. Soil Mech. Found. Eng., Vol. 1（Dec. 1975），pp. 45～49。



## 昭和51年6月豪雨によるがけ崩れと降雨量について

鹿児島大学農学部 春 山 元 寿  
同 下 川 悦 郎

### 1. ま え が き

1976年6月22日から25日にかけての梅雨前線による集中豪雨は、23日の県北部川内川上流の内水はらん及び桜島での土石流発生を皮切りに、24日は薩摩及び大隅半島の中部地域、25日は薩摩及び大隅半島の北部地域において、多大な被害をもたらした。なかでも鹿児島市の宅地造成地におけるがけ崩れによる多数の生き埋め、垂水市牛根地区を孤立させた山地崩壊、桜島の土石流はその代表的なものといえる。これによる死者は32名にも達し、また鹿児島県が集計した物的被害の総額は234億円にものぼった。なお、このほかに、梅雨前線によって6月5日と13日にも小規模のがけ崩れが発生している。

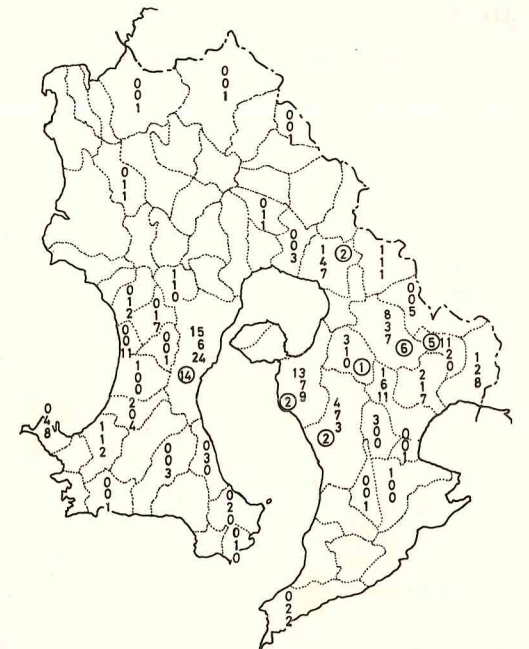
本報では、6月22～25日の降雨状況と山崩れ・がけ崩れなどの斜面災害発生の関係、及び代表的な斜面災害地の地盤状況について述べる。

鹿児島県内でがけ崩れが発生すると、すべて直感的に“シラスのがけ崩れ”といわれ、“シラス地帯の宿命”といった表現がなされ、今度の豪雨禍でもそうであった。この表現が、はたして、事実を正しくつかんでいるかどうかを確かめることも、この調査の目的である。

### 2. 山崩れ・がけ崩れによる被害の概要

図-1は市町村別に示した死者数及び家屋（住家・非住家）の被害戸数である。32名の死者中、30名が山・がけ崩れ、1名が土石流、1名が増水した川への車の転落事故による犠牲者であり、山・がけ崩れによる死者の多いのが特徴である。その30名の死者中、26名は倒壊家屋内で、2名は道路通行中、2名は走行中の車内での犠牲者である。

図-1 市町村別の山・がけ崩れによる家屋の被害戸数の分布  
上段：全壊，中段：半壊  
下段：一部損壊  
（鹿児島県砂防課調べ），○内は死者数





死者の原因を市町村別にみると、鹿児島市の14名は、13名が宅地造成地のがけ崩れ及び1名が土石流（桜島）による家屋倒壊、国分市の2名は山崩れによる家屋倒壊、大隅町の6名は、3名が国道の切土の崩壊及び1名が山崩れによる家屋倒壊、2名が県道を走行中の車内のがけ崩れにあい、松山町の5名は、昭和48年3月に完成した広域営農団地農道下のがけ崩れによる家屋倒壊、輝北町の1名は県道の防災パトロール中のがけ崩れにあい、鹿屋市2名は、1名ががけ崩れによる家屋倒壊、1名が増水河川への車の転落、垂水市の2名は、1名が道路通行中のがけ崩れにあい、1名が新設県道下のがけ崩れによるものである。表-1は以上を取りまとめたものである。

表-1 原因別死亡者数

|             | 鹿児島市 | 国分市 | 大隅町    | 松山町 | 輝北町    | 垂水市    | 鹿屋市 | 計      |
|-------------|------|-----|--------|-----|--------|--------|-----|--------|
| 宅地造成地関係がけ崩れ | 13   |     |        |     |        |        |     | 13     |
| 道路関係がけ崩れ    |      |     | 3      | 5   |        | 1      |     | 9      |
| 山・がけ崩れ      |      | 2   | 3 (2)※ |     | 1 (1)※ | 1 (1)※ | 1   | 8 (4)※ |
| 土石流         | 1    |     |        |     |        |        |     | 1      |
| 車の転落事故      |      |     |        |     |        |        | 1   | 1      |

※ ( )内は道路上で山・がけ崩れにあったものの内数

図-1に示す家屋の被害戸数は、すべて山・がけ崩れによるもので、総計267棟に達する。

図-2は、158件の山・がけ崩れの発生時刻を、23日発生の一括して、24日～25日発生のは3時間おきに示したもので、災害発生時刻の推移をみる事ができる。これによると、23日は鹿児島県北部と南端及び桜島、24日は薩摩・大隅両半島の中中部、25日は両半島の北部にかけて山・がけ崩れが発生しており、全体としてみると南から北へ災害域が移動しているといえる。

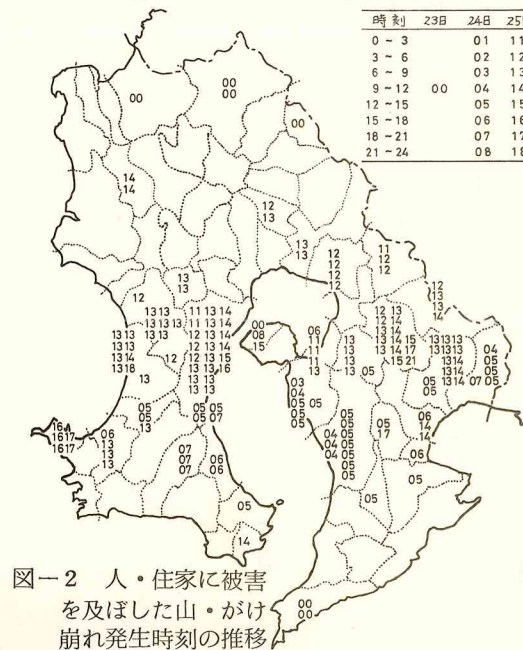


図-2 人・住家に被害を及ぼした山・がけ崩れ発生時刻の推移

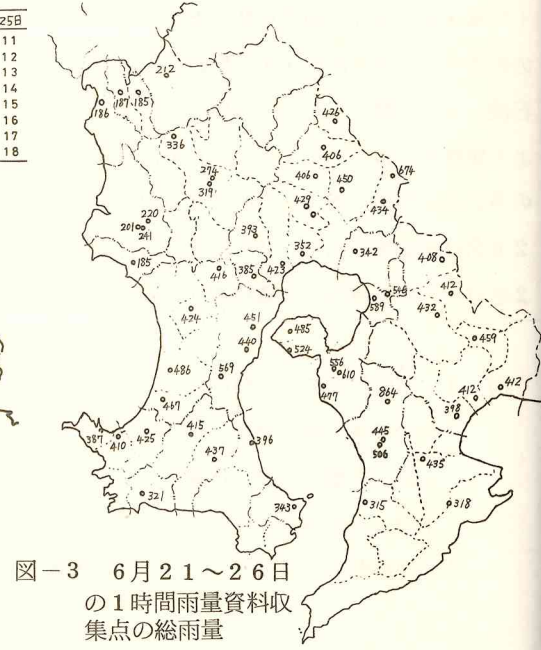


図-3 6月21～26日の1時間雨量資料収集点の総雨量

### 3. 降雨状況と崩壊発生

図-3は6月21日（所によっては22日）降りをはじめから25日（所によっては26日）降り終りまでの、1時間雨量資料収集点とその点での全雨量を示すものである。これによって降雨量分布の概略を知ることができる。鹿児島気象台における降雨特性値は、全雨量440mm（22日9時42分～26日2時33分）、最大24時間雨量262mm（24日10時～25日10時）、0時日界最大日雨量165.5mm（25日）、最大1時間雨量55.5mm（24日23時50分～25日0時50分）、最大10分間雨量21.0mm（24日23時55分～25日0時5分）であった。鹿児島気象台の1940～1973年の観測値を用いて、この降雨を統計的に検討したものが図-4である。

これによると、各降雨値の確率年は、最大24時間値で約47.6年、最大日雨量で2.6年、最大1時間値で4.2年、最大10分間値で4.2年となる。がけ崩れなどの発生に対しては、短時間の降雨強度の関係が大きいことが知られているので、1時間値や10分間値をみると、それほど珍しい豪雨とはいえないようである。

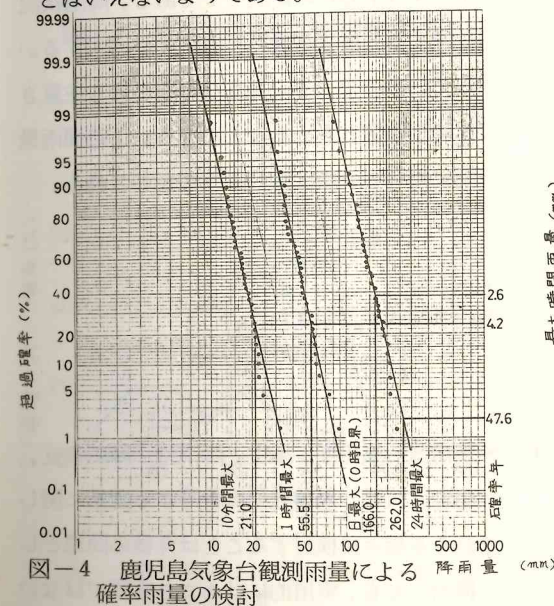


図-4 鹿児島気象台観測雨量による確率雨量の検討

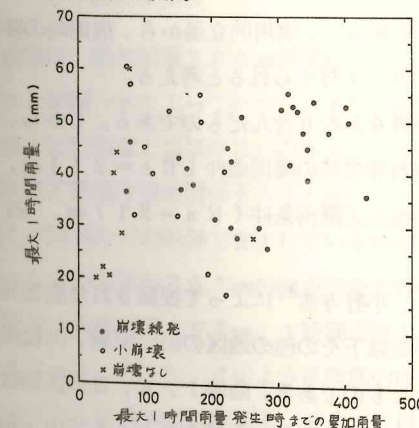


図-6 最大1時間雨量とその発生時までの累加雨量

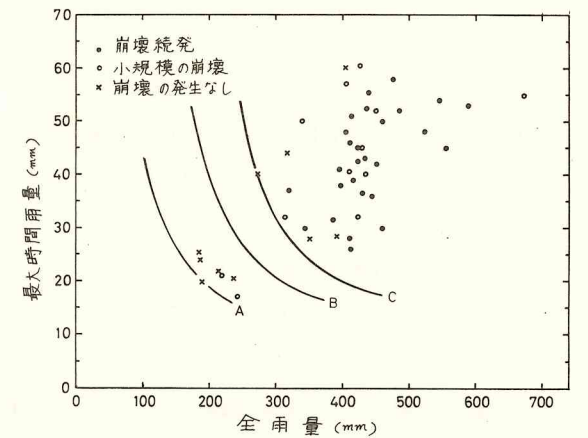


図-5 全降雨量と最大1時間雨量

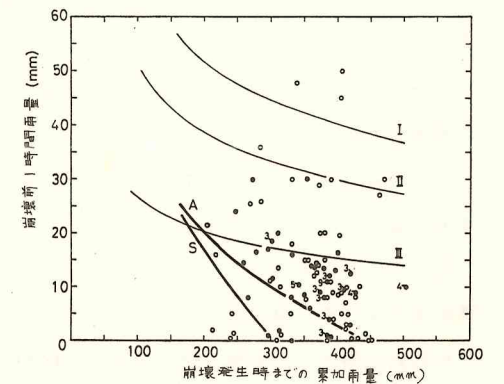


図-7 山・がけ崩れ発生前の1時間雨量と累加雨量の関係、○は1箇所、●は2箇所、●付数字は崩壊箇所数を表わす。



図-5は図-3の観測点における全雨量と最大時間雨量の関係を山・がけ崩れ発生の有無によってプロットしたもので(図-3の観測点中崩壊発生に関係しているか、いないか不明のものはプロットしていない)、図中のA、B、及びC線は筆者の1人が、1969、1971、及び1972年降雨を検討した際に示したものである<sup>1)</sup>が、今回の豪雨災害発生にもよく適用されることがわかる。1観測点の降雨量が、A線を越えたものではその観測点の代表範囲内(定量的には決めにくい。広くとると行政単位)の地盤条件の悪いどこかで崩壊が発生していると考えられ、B線でやゝ多くなり、C線を越えた降雨は大規模崩壊に結びついていると考える。ここで、図-5は全雨量を取りあげているので、実際の崩壊発生時の雨量については、図-7をみなければならない。

図-6は図-3の観測点における降雨の最大時間雨量とその発生時までの累加雨量の関係を山・がけ崩れ発生の有無を考慮してプロットしたものである。

山・がけ崩れの発生時刻が明確であって、しかも降雨資料の利用可能な147の崩壊地点に関して、崩壊発生前1時間雨量とその時刻までの累加雨量の関係をプロットしたのが図-7である。降雨状況がS線を越えると崩壊に対する注意が必要となり、A線を越えると崩壊が続出し危険性が増大する。また、降雨の休止期とか、降雨がやんだ後も崩壊は発生しているので、このような時期が最も注意されるべきであろう。A線は山・がけ崩れ発生に関する限界降雨曲線と考えることにする。1時間雨量を $R_h$ 、累加雨量を $R_a$ とすると150mm程度の降雨に対してA線は次のように表わされる。

$$\left. \begin{aligned} R_h &= 1.71344 \times 10^5 R_a^{-1.71} \\ 150 &< R_a \end{aligned} \right\} \quad (1)$$

また、A線は累加雨量が200~400mmの間では次の直線式で近似される。

$$\left. \begin{aligned} R_h &= -0.1R_a + 40 \\ 200 &< R_a < 400 \end{aligned} \right\} \quad (2)$$

一般に、豪雨による斜面崩壊の発生条件は、地形、地質構造、風化度、植生、降雨型、降雨収支、地盤の乾湿、あるいは人為作用など多くの因子によって影響される。崩壊発生に寄与する雨量に関しては、実効雨量とか有効雨量とかが検討されている。これらを個々に検討することは今後の問題として残されているが、一つの因子だけを取り出して細かく検討しても、実用的にはあまり重要ではないのではないかと考えられる。ここでは、降雨量そのものを使って、実用的立場から、梅雨時の降雨による山・がけ崩れ発生限界雨量は式(1)あるいは(2)で与えられると考える。

さらに、この限界降雨曲線は宅地開発などの人為条件をかなり含んだものである。しかし、宅地造成地の崩壊を主とする鹿児島市における最初のがけ崩れ発生時の降雨条件( $R_a = 211\text{mm}$ ,  $R_h = 25.0\text{mm}$ )は、自然斜面の崩壊を主とする垂水市牛根地区の降雨条件( $R_a = 217\text{mm}$ ,  $R_h = 16.0\text{mm}$ )との間に差異を認めることができない。

図-7における曲線I、II、及びIIIは、吉中・風間<sup>2)</sup>、小野寺他<sup>3)</sup>によって提案された崩壊発生の降雨条件を与える境界線で、中国地方の花崗岩地帯、千葉県下その他の地区の第三紀層、洪積層、及び堆積岩地帯の斜面崩壊と降雨の関係を検討して示されたものである。曲線I、II、IIIの区別は災害規模をあらわすもののようである<sup>3)</sup>。鹿児島県の6月豪雨では、曲線Aを越えたところで山・がけ崩れが頻発し、大災害となっている。

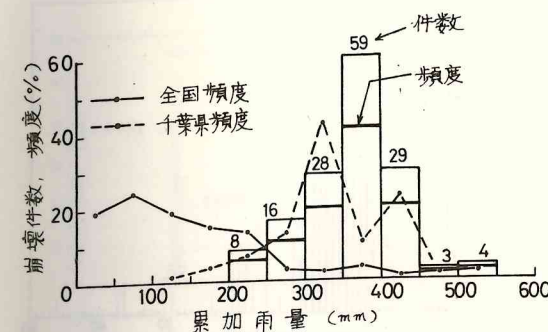


図-8 累加雨量と山・がけ崩れの分布

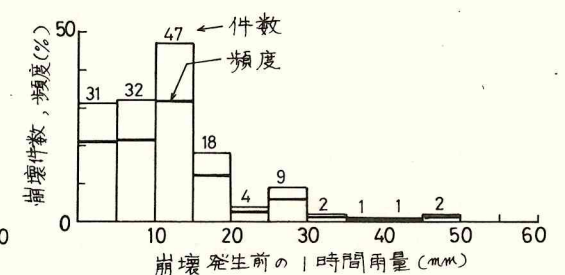


図-9 崩壊発生時の1時間雨量と山・がけ崩れの分布

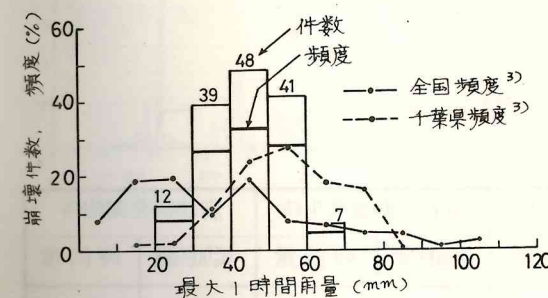


図-10 最大1時間雨量と山・がけ崩れ発生頻度

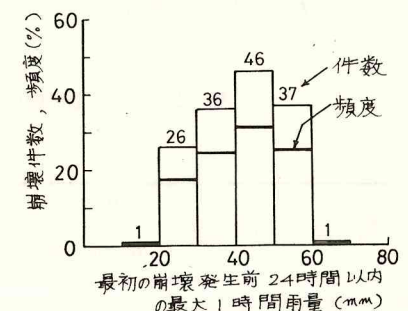


図-11 最大1時間雨量と山・がけ崩れ発生頻度

崩壊は、累加雨量200mm程度からはじまり、350~400mmで最大件数となった後減少していることが図-8によってわかる。また、図-8に、全国及び千葉県のデータを示しておいた。崩壊発生前1時間雨量と崩壊件数の関係を図-9に示す。さらに、他地域との比較を行うために、最大1時間雨量と崩壊件数の関係をみると図-10のようになる。図-10のプロットでは最大1時間雨量の発生が降雨のどの段階で発生しているかを問題にしていない。例えば図-13の大隅町においては降り始めからの雨量が35.5mmの時点で最大時間雨量36.5mmを記録しているが、最初の崩壊は、その50時間後(累加雨量357mm, 1時間雨量15.0mm, 崩壊発生前24時間以内における最大1時間雨量32.0mm)に発生し、このように時間的にかけはなれている最大1時間雨量に崩壊件数をプロットするのは余りに機械的に思える。そこで、最初の崩壊発生前24時間以内に出現した最大1時間雨量を取って、崩壊件数をプロットしたのが図-11である。(崩壊に関係したと考えられる全降雨資料の



うち、ほゞ3分の2が最初の崩壊発生前24時間以内に、その降雨の最大1時間雨量を出現しており、ほゞ3分の1が24時間以上以前にそれを出現していた)。図-10と11を比較すると、

30mm以下と60mm以上の部分で差異がみられる。

ところで、山・かけ崩れは最大1時間雨量の出現後数時間経過した後続発するということが、一般にいられている。いま、6月豪雨による山・かけ崩れの発生時刻と最大1時間雨量出現時刻の時間差の分布を図-12に示す。この図によると、最大1時間雨量出現前の崩壊は全体の5.4%、同時間のもは約4.8%に過ぎなく、意外に少ない。

90%近くの崩壊が最大1時間雨量発生後のものであり、1~3時間、4~6時間、7~9時間、及び10時間以上経過後の崩壊件数はそれぞれ31.3、16.3、22.4、及び19.7%となっている。最大1時間雨量の発生から6、7時間経過した後の崩壊は、別の後続の降雨団によって発生したものが多く、これについての検討は本報では行わない。

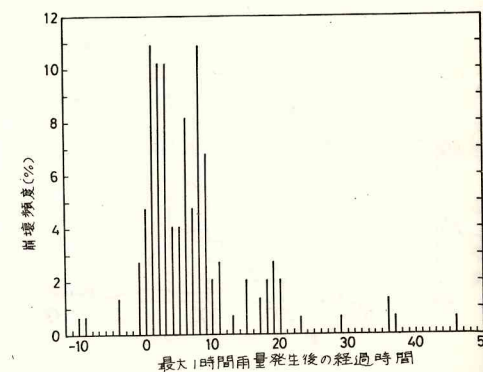


図-12 山・かけ崩れ発生時刻と最大1時間雨量出現時刻との時間差の分布

表-2 代表的地点の降雨の特性値(mm)

| 観測点     | 全雨量   | 最大24時間雨量 | 最大1時間雨量         | 最初の崩壊発生時 |      | 崩壊続発開始時 |      |
|---------|-------|----------|-----------------|----------|------|---------|------|
|         |       |          |                 | 累加雨量     | 時雨量  | 累加雨量    | 時雨量  |
| 鹿児島气象台  | 440.0 | 262.0    | 55.5            | 211.5    | 25.0 | 366.5   | 13.5 |
| 鹿屋土木事務所 | 444.5 | 275.0    | 36.0            | 247.5    | 24.0 | 302.0   | 18.5 |
| 大隅土木事務所 | 426.5 | 258.0    | 32.0            | 357.0    | 15.0 | 379.0   | 8.0  |
| 松山町役場   | 459.0 | 270.0    | 50.0            | 406.0    | 50.0 | 419.0   | 12.5 |
| 大崎町役場   | 397.5 | 255.5    | 38.0            | 294.5    | 17.0 | 294.0   | 17.0 |
| 有明町役場   | 411.5 | 210.0    | 28.0            | 302.5    | 11.5 | 302.5   | 11.5 |
| 末吉町役場   | 411.5 | 218.0    | 46.0<br>(30.0)※ | 329.0    | 5.0  | 329.0   | 5.0  |
| 垂水市役所   | 476.5 | 257.0    | 61.0<br>(58.0)※ | 265.0    | 8.0  | 323.0   | 58.0 |
| 高峠ロボット  | 556.0 | 298.0    | 58.0<br>(45.0)※ | 217.0    | 16.0 | 291.0   | 27.0 |
| 国分市役所   | 342.0 | 200.5    | 30.0            | 261.5    | 14.5 | 261.5   | 14.5 |

※( )内の数値は最初の崩壊の発生時刻前24時間以内の最大1時間雨量

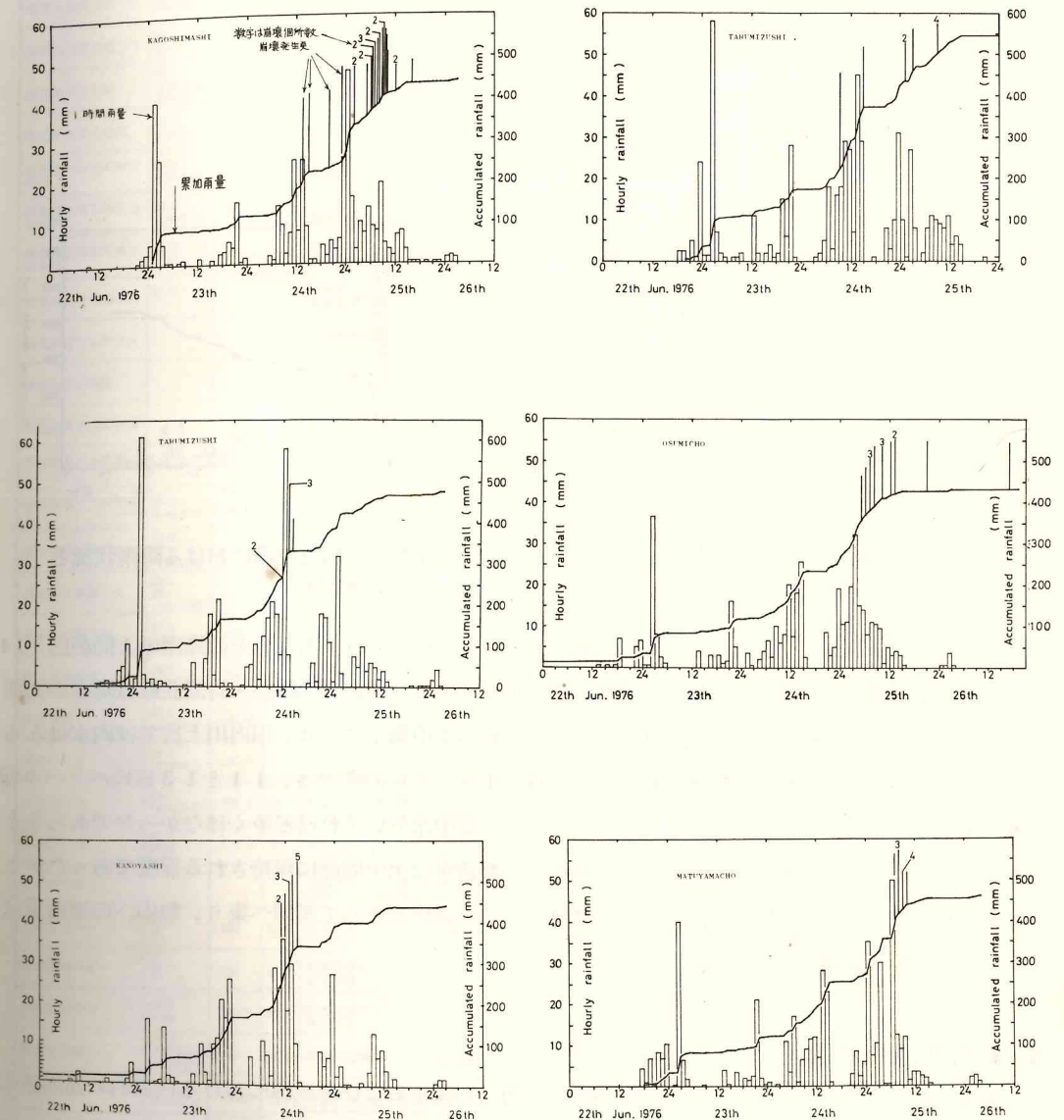


図-13 各地(鹿児島市、垂水市・輝北町、垂水市、大隅町、鹿屋市、松山町)における降雨状況と崩壊発生



崩壊が続発した地域での代表的観測点における降雨の特性値を表-2に示す。

図-13~15は降雨量・時間曲線上に崩壊発生点を示したものの代表例である。時間雨量の変化をみると、4~5波の降雨団が発生したことが考えられる。崩壊が発生したのは、3~4波目からであり、このような降雨型は崩壊発生限界雨量を考える際にも重要であり、これについては現在検討を進めている。

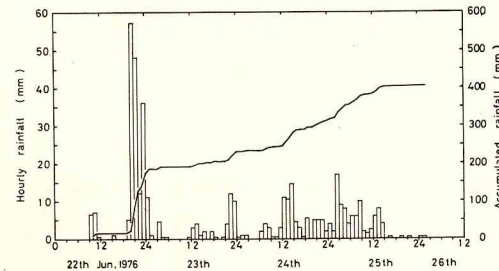


図-14 栗野土木事務所における降雨状況  
(崩壊発生なし)

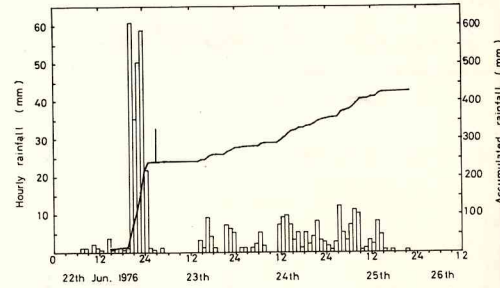


図-15 吉松町役場における降雨状況と  
崩壊発生

また、全雨量が400mm以上あっても崩壊が発生していない地域があり、その降雨の1例が図-14である。1個所だけ崩壊を起こしている例が図-15である。これらの降雨・時間曲線は降雨の初期に集中豪雨があり、その後の降雨強度は小さい。初期の集中豪雨により、川内川上流では内水はらんによる災害が発生した。吉松・栗野地方の6月11~21日の降雨は、11と13日にパラパラ程度、19と20日に数mm程度であった。したがって、地中水分はそれほど多くはなかったであろうと考えられ、ここに、集中豪雨があっても、地中への滲透水は土中間隙に保持される程度であったかと考えられる。さらに短期間の豪雨は、その大部分が地表流出水として河川へ集り、地中への滲透量は少ないことも、崩壊に至らなかった原因であろう。

#### 4. 斜面崩壊の状況

災害発生後、被害の大きかった鹿児島市、垂水市、肘属郡および曽於郡における代表的斜面崩壊の現地調査を行なった。現地調査は、斜面崩壊の発生時期、種類と形態、機構、地盤条件に重点を置いて実施した。その概要を表-3に示す。

斜面崩壊地の地質別内訳は、シラス、火山灰土が28箇所、安山岩、凝灰岩4箇所、四万十層2箇所である。斜面の種類は、安山岩、凝灰岩、四万十層では自然斜面だけであるが、シラス、火山灰土では自然斜面、人工斜面、および両者の混合斜面と多様である。

斜面崩壊の種類、形態別内訳は、宅地、道路、果樹園などの人工切土、盛土斜面の崩壊8箇所、人工斜面と自然斜面の混合斜面の崩壊14箇所、自然斜面の崩壊12箇所である。多くの斜面崩壊は人

表-3 昭和51年6月豪雨による斜面崩壊の概要

| 位置               | 崩壊発生日時                | 崩壊発生時<br>累積雨量<br>mm | 崩壊発生時<br>時間雨量<br>mm | 崩壊の種類と<br>形態           | 被害の状況                      | 地盤の地質                   | 湧水の有無      | 斜面の<br>横断形 | 斜面の向<br>傾斜(度) | 崩壊<br>面積<br>m <sup>2</sup> | 崩壊<br>土砂量<br>m <sup>3</sup> | 植生         | 備考                    |
|------------------|-----------------------|---------------------|---------------------|------------------------|----------------------------|-------------------------|------------|------------|---------------|----------------------------|-----------------------------|------------|-----------------------|
| 鹿児島市鴨池町-1        | 25日<br>7時<br>2~3分     | 375.5               | 9.0                 | 宅地・果樹園<br>の崩壊          | 家屋2棟全壊<br>死者4名             | シラス<br>風化シラス<br>火山灰土    | なし         | 凹          | NE25~52       | 221                        | 511                         | ミカン<br>雑草  | 斜面最上部に宅地、<br>盛土土留擁壁あり |
| 鹿児島市鴨池町-2        | 24日<br>14時30分         | 211.5               | 25.0                | 道路・林地の<br>崩壊           |                            | シラス<br>火山灰土             | 有          | 凹          | SE40          | 80                         | 100                         | 雑木         | 斜面最上部農道               |
| 鹿児島市鴨池町-3        | 24日<br>15時            | 220.0               | 9.0                 | 道路切土斜面<br>の崩壊          |                            | シラス<br>風化シラス<br>火山灰土    | 有          | 等斉         | S60           | 35                         | 70                          | 雑木         | 斜面最上部平地               |
| 鹿児島市宇宿町          | 25日<br>5時55分<br>9時半   | 408.0               | 5.0                 | 宅地盛土<br>土留擁壁<br>斜面表層崩壊 | 家屋6棟全半壊<br>死者9名            | シラス<br>風化シラス<br>火山灰土    | 有          | 等斉         | SW38          | 1,980                      | 5,168                       | 雑木         | 斜面最上部宅地<br>土留擁壁       |
| 鹿児島市日の出町         | 13日<br>11時半           |                     |                     | 宅地盛土<br>斜面表層崩壊         | 家屋5棟半壊                     | シラス<br>風化シラス<br>火山灰土    | 有          | 等斉         | NE30          | 285                        | 221                         | 雑木         | 斜面最上部に宅地盛<br>土、編組工    |
| 鹿児島市坂元町実方<br>神社  | 25日<br>8時40分          | 403.0               | 19.5                | 宅地・斜面<br>表層崩壊          | 家屋1棟全壊                     | 風化シラス<br>火山灰土           | 地表水落下      | 不整形        | SW40          | 600                        | 744                         | 雑木         | 斜面最上部宅地               |
| 鹿児島市坂元町実方<br>団地西 | 25日<br>6時25分          | 366.0               | 13.5                | 宅地盛土<br>擁壁の崩壊          | 家屋3棟全半壊                    | シラス<br>火山灰土             | なし         | —          | W—            | 134                        | 417                         |            | 宅地造成地                 |
| 鹿児島市坂元町実方<br>団地北 | 25日<br>7時             | 375.5               | 9.0                 | 宅地盛土<br>擁壁の崩壊          | 家屋3棟半壊                     | シラス<br>火山灰土             | なし         | 凹          | N—            | 229                        | 665                         |            | 宅地造成地                 |
| 鹿児島市下田町小丸        | 25日                   |                     |                     | 宅地盛土<br>斜面表層崩壊         | 耕地うまる                      | シラス<br>風化シラス<br>火山灰土    | なし         | 凹          | W30           | 909                        | 1,014                       | 雑木林        | 斜面最上部に宅地<br>擁壁あり      |
| 鹿児島市下田町大丸        |                       |                     |                     | 斜面表層崩壊                 |                            | シラス                     | なし         | 等斉         | NW60          | 200                        | 60                          | 雑木林        |                       |
| 鹿児島市山田町          |                       |                     |                     | 斜面表層の<br>落下崩壊          | 家屋1棟半壊                     | シラス<br>火山灰土             | なし         | 等斉         | SW73          | 35                         | 18                          | 雑木         |                       |
| 鹿児島市川上町丸岡        |                       |                     |                     | 斜面表層崩壊                 | 家屋1棟半壊                     | 安山岩                     | なし         | 等斉         | S40           | 32                         | 16                          | 雑木         |                       |
| 鹿児島市川上町春山<br>1   |                       |                     |                     | 斜面表層崩壊                 |                            | シラス                     | なし         | 等斉         | SW53          | 120                        | 48                          | 雑草         | 斜面最上部は宅地              |
| 鹿児島市川上町春山<br>2   | 25日<br>6時5分           | 366.0               | 13.5                | 斜面表層落下<br>崩壊           | 家屋1棟半壊                     | シラス<br>風化シラス<br>火山灰土    | なし         | 凹          | NW—           | —                          | —                           | 雑木         |                       |
| 垂水市牛根郷-1         | 24日<br>夜~<br>25日朝     |                     |                     | 斜面表層崩壊                 | 国道うまる                      | 安山岩、凝<br>灰岩、シラス<br>火山灰土 | —          | 凹          | N30~35        | —                          | —                           | 雑木林        |                       |
| 垂水市牛根郷-2         | 24日<br>夜~<br>25日朝     |                     |                     | 斜面表層崩壊                 | 国道うまる                      | 安山岩、凝<br>灰岩、シラス<br>火山灰土 | —          | 凹          | N37           | —                          | —                           | 雑木林        |                       |
| 垂水市牛根二川          | 25日<br>1時15分          | 436.0               | 1.0                 | 斜面表層崩壊                 | 家屋1棟全壊                     | 四万十層<br>火山灰土            | 有          | 不整形        | SW32          | 900                        | 525                         | 雑木林        |                       |
| 垂水市牛根郷           | 25日<br>6時50分          | 471.0               | 30.0                | 道路盛土の<br>崩壊            | 家屋3棟全壊<br>死者1名             | 四万十層<br>火山灰土            | なし         | —          | —             | —                          | —                           |            |                       |
| 垂水市岡             | 24日<br>13時30分         | 31.0                | 8.0                 | 斜面表層崩壊                 | 墓地うまる                      | シラス                     | 有          | 凹          | W40           | 460                        | 300                         | 雑木         |                       |
| 垂水市田神            | 24日<br>13時30分         | 331.0               | 8.0                 | 斜面表層崩壊                 | 耕地うまる<br>家屋1棟全壊            | シラス<br>火山灰土             | 地表水落水      | —          | —             | —                          | —                           | 雑木         |                       |
| 垂水市市木            | 24日<br>14時30分         | 331.0               | 0                   | 斜面表層崩壊                 | 果樹園うまる<br>家屋1棟全壊           | シラス                     | なし         | 凹          | SW46          | 63                         | 45                          | 雑木         |                       |
| 串良町有里            | 25日<br>21時            | 318.5               | 0                   | 斜面表層崩壊                 | 家屋2棟全壊<br>ケガ人3名<br>家畜16頭死亡 | シラス<br>風化シラス<br>火山灰土    | なし         | 凹          | SW40          | 102                        | 180                         | 雑木         |                       |
| 串良町生葉須           |                       |                     |                     | 道路法面の<br>崩壊            | 家屋1棟全壊<br>国道うまる            | 凝灰岩                     | なし         | —          | —             | —                          | —                           | 雑木         |                       |
| 大崎町横内1           | 25日<br>朝              | 362                 | 14.0                | 斜面表層の<br>落下崩壊          | 家屋1棟半壊                     | シラス<br>火山灰土             | なし         | 凹          | NE45          | —                          | —                           | スギ<br>幼令林  |                       |
| 大崎町横内2           | 25日<br>朝              | 362                 | 14.0                | 斜面表層の<br>落下崩壊          |                            | シラス<br>火山灰土             | なし         | 凹          | SW70          | 5                          | 20                          | 雑木         |                       |
| 有明町伊崎田           | 24日<br>24時            | 302.5               | 11.5                | 斜面表層の<br>落下崩壊          | 家屋1棟全壊                     | シラス<br>火山灰土             | なし         | 凹          | N—            | 48                         | 188                         | 雑草         | 斜面最上部は宅地              |
| 松山町新橋            | 25日<br>7時35分<br>~10時半 | 419.0               | 50.0                | 斜面表層崩壊                 | 家屋3棟全壊                     | シラス<br>火山灰土             | なし         | 等斉         | —37           | 92                         | 180                         | スギ<br>幼令林  |                       |
| 松山町川床            | 25日<br>9時17分          | 428.0               | 9.0                 | 道路盛土斜面<br>斜面表層崩壊       | 家屋3棟全壊<br>耕地うまる<br>死者5名    | シラス<br>風化シラス<br>火山灰土    | 地表水落水<br>有 | 等斉         | S33           | 1,310                      | 3,200                       | スギ<br>10年生 | 斜面最上部に道路<br>擁壁あり      |
| 大隅町岩川            | 25日<br>20時            | 412.5               | 0                   | 斜面表層の<br>落下崩壊          | 家屋1棟全壊                     | シラス<br>風化シラス<br>火山灰土    | 有          | 等斉         | NE55          | 57                         | 100                         | 雑木林        |                       |
| 大隅町月野            | 25日<br>6時20分          | 365.5               | 8.0                 | 道路切土法<br>の表層落下         | 家屋1棟全壊<br>死者3名             | シラス<br>火山灰土             | なし         | 等斉         | W60           | —                          | —                           | 雑木林        |                       |
| 本吉町岩崎1           |                       |                     |                     | 斜面表層の<br>落下崩壊          | 家屋1棟全壊                     | シラス<br>火山灰土             | —          | 凹          | NE80          | —                          | —                           | スギ         | 斜面最上部は平地              |
| 本吉町岩崎2           |                       |                     |                     | 斜面表層崩壊                 | 林地被害<br>耕地うまる              | シラス                     | —          | 凹          | —             | —                          | —                           | スギ<br>幼令林  | 斜面最上部は畑地              |
| 隼北町馬庭            | 25日                   |                     |                     | 斜面表層崩壊                 | 家屋1棟全壊                     | シラス<br>火山灰土             | なし         | 凸          | NE45          | 14                         | 30                          | スギ<br>幼令林  |                       |
| 隼北町諏訪原           | 25日<br>12時            | 530.0               | 11.0                | 斜面表層崩壊                 | 耕地うまる                      | シラス<br>風化シラス<br>火山灰土    | 有          | 凹          | NW30          | 1,732                      | 5,000                       | ヒノキ<br>2年生 |                       |



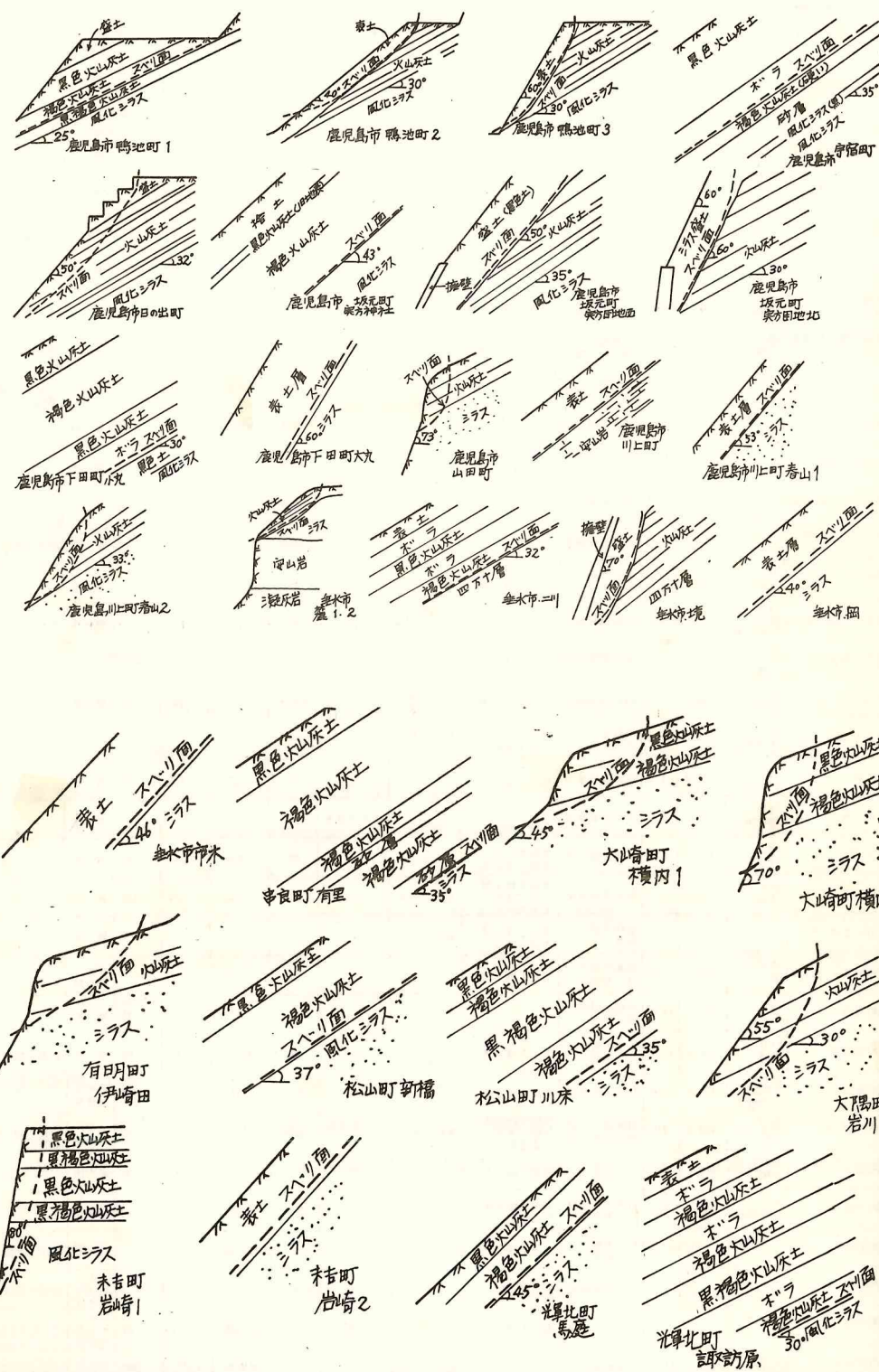


図-16 地盤の層序とスベリ面の位置

工斜面および混合斜面で発生する。自然斜面と言っても、崩壊源が自然斜面内に位置していると言うだけで、全くの自然状態ではない。たとえば、斜面上部に宅地、道路があれば、それらは斜面内への水の流入などに深い影響をおよぼす場合が多い。斜面崩壊の種類・形態別平均傾斜は、人工斜面の崩壊54.3度、混合斜面の崩壊48.6度、自然斜面の崩壊44.4度である。平均崩壊規模は、それぞれ、123  $m^2$ 、533.6  $m^2$  および444.0  $m^2$  で、混合斜面で最も大きな値をとる。鹿児島市宇宿町、松山町川床における斜面崩壊はこの代表的例である。

斜面崩壊をその原因で分類すると、湧水によるもの9箇所、地表水落下、自重増加によるもの21箇所となる。火山灰土層は、必ず透水性の大きいボウ層をかねており、湧水はこの層を通して斜面の外に噴出する。地形との関連で言えば、湧水による斜面崩壊の多くが凹型斜面で発生している。斜面の横断形による内訳は、凹型斜面16箇所、凸型斜面1箇所、等斎斜面11箇所、不整形斜面2箇所である。湧水による斜面崩壊に限らず、崩壊斜面の半数以上は凹型斜面である。人工斜面の崩壊地の多くも旧凹型斜面と結びついている。

斜面崩壊発生の原因を確認するために、地盤の状態の把握は重要なポイントである。火山地域では、多くの斜面が火山灰土の影響を受けている。地盤の調査は、工学的観点からの層序とスベリ面の位置の関心に注目して行なった。その結果は、図-16に模式的に示している。地層の層序との関連でスベリ面の位置を分類すると、シラス（風化シラス）と火山灰土（または表土）、火山灰土と火山灰土・地山と盛土、四万十層、安山岩と火山灰土（または表土）の境界面となる。それらの内訳は、それぞれ18箇所、6箇所、3箇所、4箇所となる。シラスが一義的に崩壊している例は一つもなかった。

南九州地域では数多くの住宅が崖下に密集し、そのことが斜面崩壊による被害を大きくしている。斜面崩壊による災害の規模は、斜面の地質など自然的要因と、宅地造成地などにおいては社会的要因によって影響される。

図-17は、崩壊面積と崩壊発生時までの累加雨量の関係である。雨量の増加によって崩壊面積は増加の傾向を示す。図-18は、崩壊面積と斜面の傾斜角の関係を示したものである。緩斜面は、力学的には安定でも、一度崩壊が発生すると崩壊面積は大きくなる。

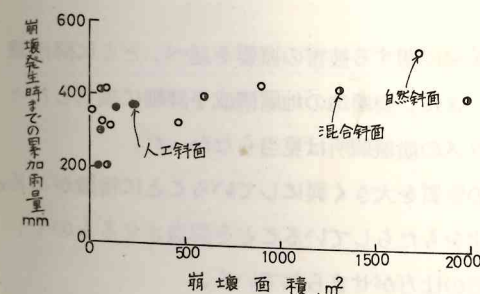


図-17 崩壊面積と崩壊発生時までの累加雨量の関係

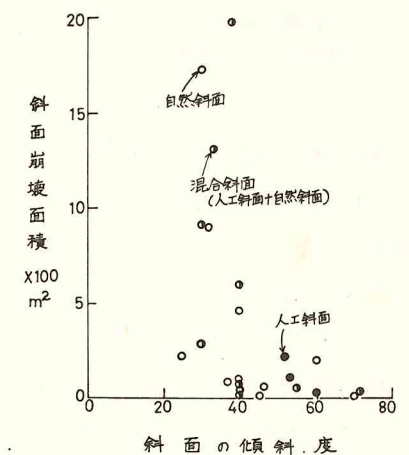


図-18 斜面崩壊面積と傾斜角の関係



図-19は、斜面崩壊によっておよぼ被害の範囲を検討するために、斜面の高さに対し斜面崩壊源から土砂到達地点までの距離をプロットしたものである。前者に対し後者は0.27倍から大きなもので17.3倍にも達する。斜面崩壊の多くは2倍以上である。斜面崩壊源から土砂到達地点までの距離は、崩壊土砂量、崖下の地形などにも影響される。図-20、21は、それぞれ崩壊土砂量、崩壊土砂流路こう配と斜面の高さに対する崩壊源から土砂到達地点までの距離の比の関係を示したものである。崩壊土砂量、土砂流路こう配の増加とともに、斜面崩壊による被害の範囲は大きくなる。

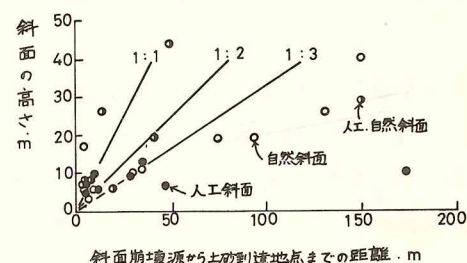


図-19 斜面の高さと斜面崩壊源から崩壊土砂到達地点までの距離の関係

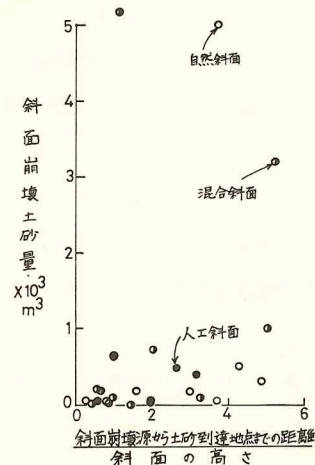


図-20 崩壊土砂到達距離におよぼす崩壊土砂量の影響

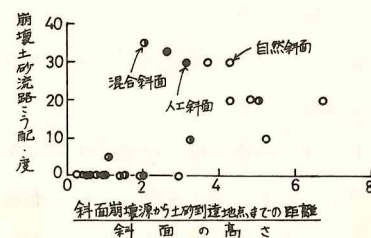


図-21 崩壊土砂到達距離におよぼす流路こう配の影響

#### 4. お わ り に

昭和51年6月豪雨による山・がけ崩れによる人・家屋に関する被害の概要を述べ、とくに降雨量と崩壊発生との関係についてはやゝ詳細な検討を加えた。また、崩壊地の地層構成を詳細に調査したところ、南九州で豪雨のたびに問題となる、いわゆるシラスの崩壊箇所は見当らなかった。

また、今回の山・がけ崩れ災害は、従来の災害とその性質を大きく異にしていることに特徴がある。すなわち、諸開発に伴う環境変化が災害構造の質的变化をもたらしていることを認識させるもので、自然科学的対応も重要であるが、むしろ社会的対応の仕方がせまられている。

(付記) 降雨資料・災害資料の収集及び現地調査にあたっては鹿児島県土木部砂防課ならびに林務部治山課の協力を受けた。ここに記して謝意を表する。

- 1) 春山・松岡：南九州における斜面崩壊の発生限界雨量，第12回自然災害科学総合シンポジウム講演論文集，1975. 10, pp. 117~118
- 2) 吉中・風間：豪雨による斜面崩壊の発生条件に関する基礎的研究，第8回土質工学研究発表会講演集，1973. 6, pp. 13~16
- 3) 小野寺・小川・吉中・風間：豪雨によるがけ崩れの発生条件，第10回災害科学総合シンポジウム講演論文集，1973. 10, pp. 295~298
- 4) 例えば，Haruyama, M. : Features of slope - movements due to heavy rainfalls in the SHIRASU region of southern Kyushu, Mem. Fac. Agriculture, Kagoshima Univ, Vol. 10, No. 19, Mar. 1974, pp. 151 ~ 163



# 昭和 51 年 6 月豪雨による 鹿児島県道路災害の特徴

宮崎大学工学部 藤 本 広  
同 横 田 漠

## 1. ま え が き

昭和 51 年 6 月の梅雨前線豪雨による鹿児島県のシラス地帯における斜面災害のうち、特に道路関係の被災斜面を対象にして調査していたところ、同年 9 月に台風 17 号による災害が主として奄美大島を中心にしてではあるが再度県内全域にわたって発生した。そこで、本研究では、梅雨前線豪雨と台風豪雨の降雨特性ならびに鹿児島県本土部（主としてシラス地帯）と島嶼部（主として古生代堆積岩類）の土質・地質特性の相異に着眼し、両災害の被災パターンを比較検討すれば 6 月豪雨によるシラス地帯における道路斜面の災害の特徴が見出せるのではないかと考え、鹿児島県土木部所管の道路を対象として被災斜面を路肩欠壊（盛土）と崩土（切土ならびに自然斜面）とに分類してそれぞれの被災箇所数と崩壊規模（崩壊高さと崩壊巾）についてパターン分析を行なってみた。その結果は、まだ定性的な傾向としてはあるが、シラス地帯では①盛土部の被災箇所数が圧倒的に多く、②その規模については島嶼部に比べて崩壊高さが大きく、崩壊延長はむしろ小さい、な

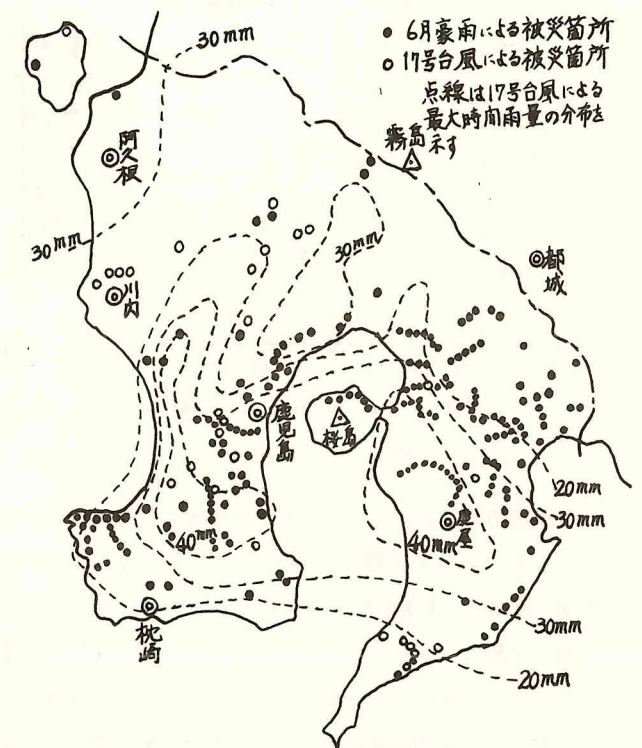


図 1. 被災箇所の分布状況と 17 号台風による最大時間雨量の分布状況



どの特徴が把握された。

## 2. 道路災害の概況

図-1に鹿児島県土木部所管の道路における被災箇所数の分布概況と特に17号台風による最大時間雨量の分布を、また、図-2に代表的な地点である鹿児島市と名瀬市における降雨記録を示す。

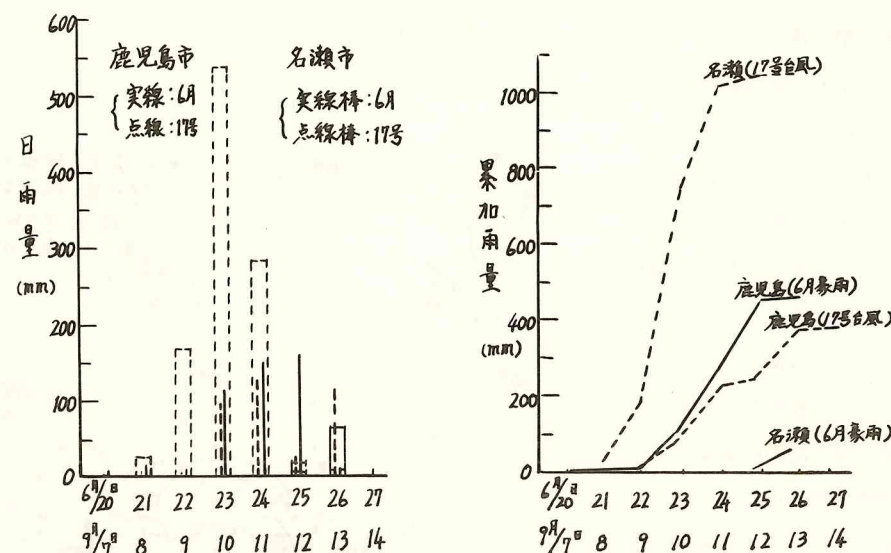


図2. 鹿児島市と名瀬市における6月豪雨と17号台風の降雨量記録

被災箇所数は鹿児島県土木部所管のものだけで6月豪雨によって路肩欠壊777(うち島嶼部16, 崩土198(うち島嶼部8), 17号台風によって路肩欠壊274(うち島嶼部111), 崩土143(うち島嶼部93)となっている。

被害金額は、6月豪雨で約16億6千万円、17号台風で約11億5千万円という多額に上っている。17号台風による島嶼部の被災箇所の大部分は奄美大島に集中している。

なお、九州縦貫高速道鹿児島線における6月豪雨による被災箇所数は26(うち盛土部23, 切土部3)となっており、建設省鹿児島国道事務所所管のものは18箇所となっている。

## 3. パターン分析の結果と考察

### 3-1 路肩欠壊と崩土の箇所数の比

6月豪雨と17号台風のそれぞれについて、路肩欠壊と崩土の各箇所数の総被災箇所数(路肩欠壊と崩土数の和)に対する比を本土部(シラス地帯)と島嶼部別に示すと表-1のようになり、さらに、その中で被災額200万円以上の被災規模のものについて同様の比をとってみると表-2に示すようになる。これより、本土部では路肩欠壊が6月豪雨、17号台風と共に崩土の3~5倍と多く、島嶼部ではこの差が小さくなっていることが確認される。この相異は、主として地質・土質の本土部(シラス地帯)と島嶼部(主として古時代の堆積岩類)における違いによるものと考えられるが、この他に降雨特性や、特に17号台風の島嶼部における路肩欠壊と崩土との差が小さくなっ

いる点については風の影響も考慮に入れねばなるまいと考えている。また、6月豪雨による本土部と島嶼部との被災箇所総数の違いは、主として図-2に示した降雨特性の相違によるものとみてよからう。さらに17号台風による本土部と島嶼部における被災箇所総数に大差がないことは、一見、図-2に示した降雨特性の相異による影響以上に地質・土質の相異による影響が強く現われているようであるが、これはしかし、本土部と島嶼部における道路密度の相異と道路単位延長当りの被災箇所数を比較してみないと断定的な結論は出し難く、この点については現在検討中である。

表1. 被災箇所の崩壊別数・百分率

|                   | 6月豪雨  |       |       | 17号台風 |       |       |
|-------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
|                   | 路肩欠壊  | 崩土    | 計     | 路肩欠壊  | 崩土    | 計     |
| 本土部<br>(シラス地帯)    | 761箇所 | 190箇所 | 951箇所 | 168箇所 | 50箇所  | 218箇所 |
|                   | 80%   | 20%   | 100%  | 76.5% | 23.5% | 100%  |
| 島嶼部<br>(古時代の堆積岩類) | 16箇所  | 8箇所   | 24箇所  | 111箇所 | 93箇所  | 204箇所 |
|                   | 66.7% | 33.3% | 100%  | 54.4% | 45.6% | 100%  |
| 計                 | 777箇所 | 198箇所 | 975箇所 | 279箇所 | 143箇所 | 422箇所 |

表2. 被災額200万円以上の崩壊別数・百分率

|                   | 6月豪雨  |       |       | 17号台風 |       |       |
|-------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
|                   | 路肩欠壊  | 崩土    | 計     | 路肩欠壊  | 崩土    | 計     |
| 本土部<br>(シラス地帯)    | 134箇所 | 27箇所  | 161箇所 | 22箇所  | 8箇所   | 30箇所  |
|                   | 83.2% | 16.8% | 100%  | 73.8% | 26.2% | 100%  |
| 島嶼部<br>(古時代の堆積岩類) | 3箇所   | 3箇所   | 6箇所   | 53箇所  | 46箇所  | 99箇所  |
|                   | 50%   | 50%   | 100%  | 53.5% | 46.5% | 100%  |
| 計                 | 137箇所 | 30箇所  | 167箇所 | 75箇所  | 54箇所  | 129箇所 |

### 3-2 被災規模のパターン分析

鹿児島県土木部所管道路の被災額200万円以上の被災箇所について、崩土と路肩欠壊の規模(崩壊高さ)と崩壊延長つまり崩壊最大幅、図-3参照)と降雨特性や地質・土質等の要因間の相関をみるために、被災箇所の崩壊高さや延長を、6月豪雨と17号台風別に図-4~図-11に示すようにヒストグラムに整理してみた。その結果、現在まだ定量的な統計分析の過程であるが、定性的な傾向として次のような特徴が確認された。

#### (1) 崩土

崩土の崩壊高さについては、6月豪雨(主としてシラス地帯)では、高さ4~5mに頻度のピークが認められるが、17号台風(主として奄美大島を中心とした島嶼部)のピーク(3~4m)程には顕著ではない。またその分布は6月豪雨と17号台風とで大差がない。(図-4、図-5)

(図-4、図-5)

崩壊延長については、6月豪雨では15~20mに、17号台風では20~25mに顕著なピークが認められる。しかし、その分布は、6月豪雨で50m級が最大であるのに対し、17号台風では85m級のものが出現しており、その差が明瞭に現われている。(図-6、図-7)

すなわち、自然斜面や切土の崩壊についてみると、その規模はシラス地帯より古生代の堆積

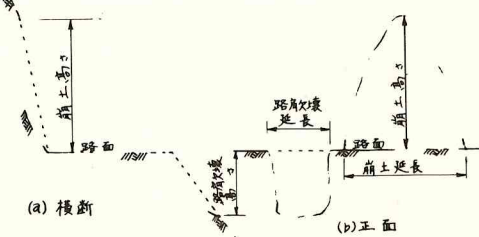


図3. 崩壊(被災)規模諸元模式図



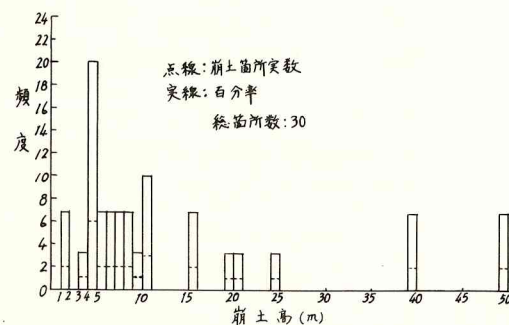


図4. 6月豪雨による崩土高さのヒストグラム

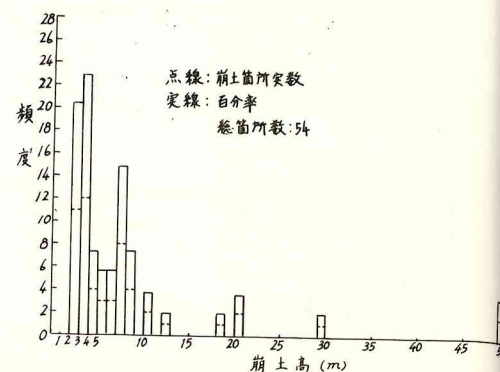


図5. 17号台風による崩土高さのヒストグラム

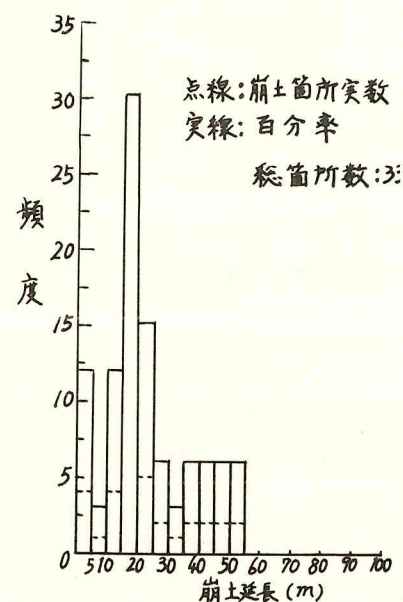


図6. 6月豪雨による崩土延長のヒストグラム

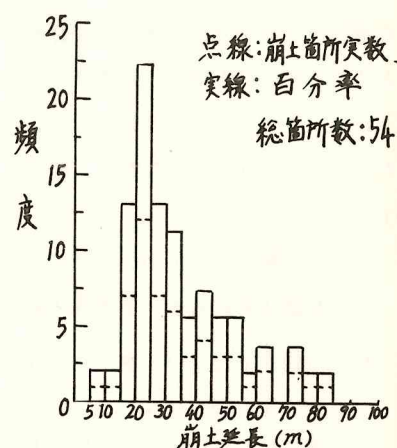


図7. 17号台風による崩土延長のヒストグラム

岩類からなる奄美大島を中心にした島嶼部の方が大きくなっている。この事実は、地質・土質の相異以上に風を伴った台風時の降雨特性の影響がより強いことを示しているものと考えてよからう。

#### (2) 路肩欠壊

崩壊高さについては、6月豪雨では5～6mと10～11mにやゝ顕著なピークが認められるが、17号台風では5～6mに明確なピークが出現している。その分布についてみると、6月豪

雨では80m級のものがあるのに対し、17号台風では30m級までにとどまっていて極端な相違が認められる。(図-8, 図-9)

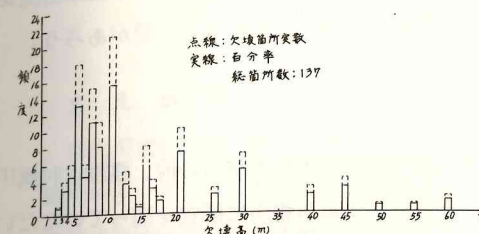


図8. 6月豪雨による路肩欠壊高さのヒストグラム

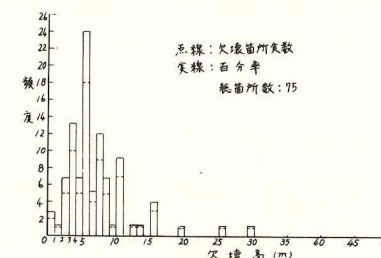


図9. 17号台風による路肩欠壊高さのヒストグラム

崩壊延長については、6月豪雨では10～15mに、17号台風では20～25mに明確なピークが認められ、その分布は17号台風の場合が6月豪雨よりやゝ範囲が広いという程度である。(図-10, 図-11)

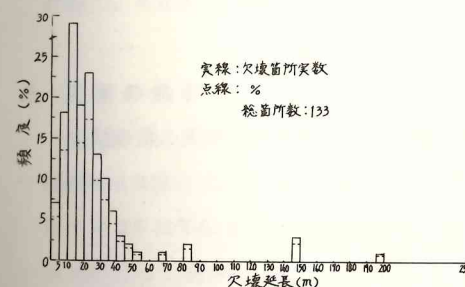


図10. 6月豪雨による路肩欠壊延長のヒストグラム

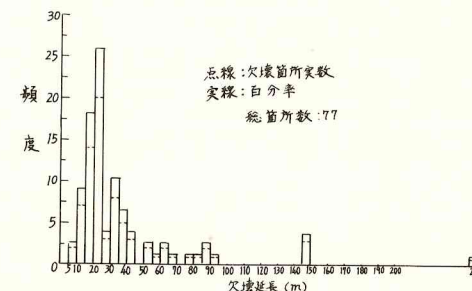


図11. 17号台風による路肩欠壊延長のヒストグラム

6月豪雨、つまり、シラス地帯での路肩欠壊の崩壊高さとその分布範囲が17号台風の崩壊高さおよびその分布範囲より大きくなっている事実は、降雨特性の影響より以上に盛土材料としての土質要因が強く影響しているということを表わしているとみてよからう。また、崩壊延長は17号台風の場合の方が6月豪雨より規模・分布範囲共にやゝ大きくなっているが、これは、降雨特性と土質条件とが同程度の重みで影響要因となっているとみて差支えあるまい。

#### 4. む す び

以上のパターン分析によって、極めて巨視的で定性的ではあるが、次のような傾向が一応特徴として指摘できる。すなわち、今回のシラス地帯における道路災害に関しては、

- (1) 盛土部（路肩欠壊）の被災箇所数が切土または自然斜面（崩土）のそれより圧倒的に多い。
- (2) 切土または自然斜面の被災規模は古生代の堆積岩類からなる島嶼部に比べてかなり小さい。



(3) 盛土部の被災規模は、島嶼部のそれに比べて崩壊高さとその分布範囲はやゝ大きい、崩壊の延長とその分布範囲はむしろ小さくなっている。

これらの傾向をさらに精確に定量的なものとして結論づけるためには、今後さらに、個々の被災箇所について、降雨特性や土質条件はもちろん、地形、集水域、排水条件、法面保護工の種類、植生、斜面形状（勾配と高さ）などの要因やシラス地帯と奄美大島を中心とした島嶼部における道路密度あるいは道路単位延長当りの被災箇所数の比較などを考慮に入れた相関分析を行なう必要がある。

## 5. あ と が き

本調査研究の資料の大部分の入手と現地調査に当っては鹿児島県土木部道路課の他、建設省附属川工事事務所、同鹿児島国道事務所、ならびに日本道路公団鹿児島工事事務所に便宜を図っていただいた。付記して関係各位に謝意を表する。

# シラス地帯における山腹崩壊の 一事例について

鹿児島大学農学部

難 波 直 彦

河原田 礼次郎

三 輪 晃 一

## 1. ま え が き

自然災害の調査・研究においては、災害の形態別分類、原因別分類が多く行なわれてきたが、災害個所が多いこと、また原因調査には多くの時間、経費を要することなどから、豪雨災害の場合個々の被災原因についての十分な探求が行なわれた例は、決して多いとはいえない。

シラス地帯の山腹やけ面の崩壊原因について、地下浸透水がかなりの影響をもつことが、すでに多くの人によって指摘されてきたが、それは崩壊後に崩壊面からの浸出水の形跡を観察して判断されたものであった。

今回の被災地の中の一事例について、特に地中浸透水の追跡を行なって風化シラス層に顕著な浸透水の起ることを見出し、またそれが山腹の安定性に影響を与えることを明らかにすることができたので、その結果を報告する。

## 2. 災 害 の 概 要

鹿児島県の東部に位置する大隅半島の東北部にある、松山町河床地区において、比高差約25m、傾斜約40度の山腹斜面が、昭和51

年6月25日午前9時過ぎに幅53.4mにわたって崩壊し、約0.25haの農地と家屋3棟が埋没・倒壊し、死者5名を出した。崩壊斜面の上端には幅7.5m、アスファルト舗装の広域農道がある。ここは地形的に山地の尾根部分に当る凸曲線部を拡幅改良した場所であるため、高さ約4mのブロック積擁壁が設けられていたが、この擁壁が山腹土砂と共に崩落し、道路の一部では幅約2mがけずり取られ、一部では擁壁だけが剝離崩落した形跡を残していた（図-1）。

またその東側にも中小規模の斜面崩壊が数箇所あるほか、広域農道よ

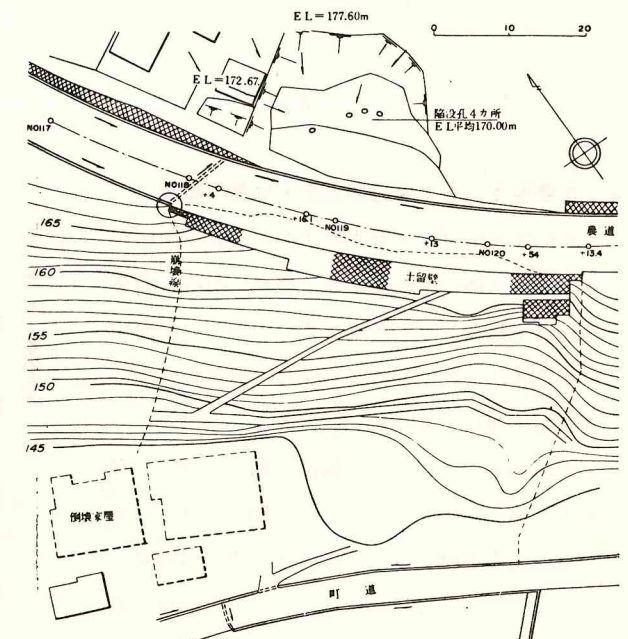


図-1 災害地平面図



りも上段で擁壁の場所をはずれた位置にある農家の庭先に、幅数cmの亀裂が2~3mの長さに生じている場所があった。

### 3. 災害までの降雨状況

松山町での降雨は6月22日の夕方から始まり、23日未明、23日深夜、24日午後と、時間雨量20~40mmの強雨が波上に起り、累加雨量が260mmに達したところで、24日21時以降25日16時までの19時間に198.5mmの豪雨が続いた(総降雨量456.0mm)。この最後の第4波の降雨期間中にも、25日0時~1時に34.0mm、同3時~4時に30.0mm、6時~7時に49.5mmと波状豪雨がいった後、9時過ぎに山腹崩壊を起している。25日9時までの累加雨量は430.5mmに達する。

大隅地方における総降雨量の分布を図-2に、また松山町における最大時間雨量(49.5mm)を記録した25日6~7時の等時間雨量線図を図-3に、同じく松山町での累加雨量曲線を図-4に示す。

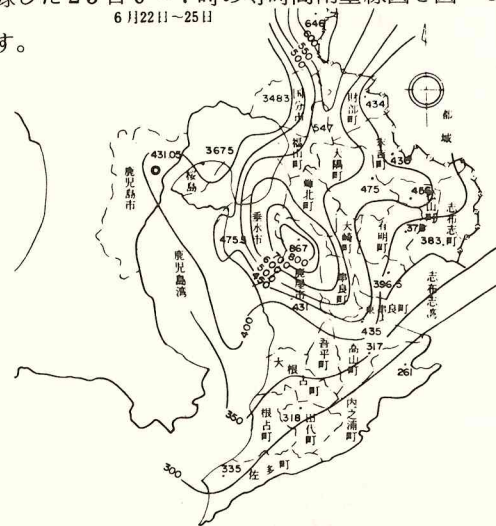


図-2 総降雨量分布



図-3 等時間雨量線

### 4. 災害地及びその周辺の地形・地質の概要

この災害地は、大隅半島中部から北部に広がるシラス台地の中程にあり、標高180m前後のほぼ平坦なシラス台地が菱田川水系の諸河川により開析され、河谷が樹枝状に発達した中で菱田川本流に沿う侵食斜面である。

この地域の基盤は日南層群に属する砂岩、頁岩の互層から成り、その上に古期シラス、白ボラ(大隅降下軽石)、熔結凝灰岩または固結シラス、シラスの順に存在する。シラス層は台地の主体をなし、厚さが約100mにも及ぶと考えられるが、その上部数mないし10数mは風化が進

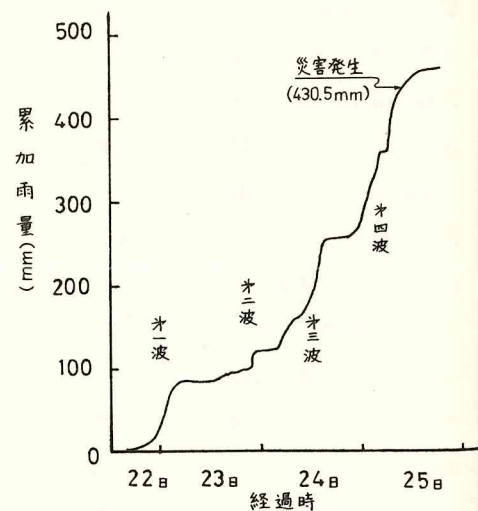
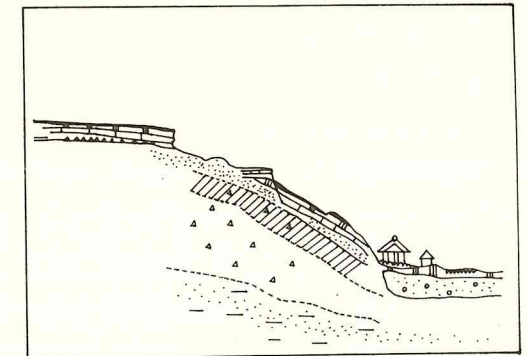


図-4 累加雨量曲線

み、密度がやや小さく軟らかくなっている。シラス台地の表層は、黒ボク、赤ボヤ、黒ニガ等と呼ばれる土層を含む数層の火山灰層が数mの厚さで被覆層を形成している。

崩壊斜面及びその周辺の地下構造は図-5に示すようであると考えられている。これは露頭観察、現地及び周辺地域でのボーリング、さらに現地での電気探査の結果から推定されたものである(靱倉克幹による<sup>1)</sup>)。崩壊斜面は台地上の平坦面から10m余り下った舗装農道に始まり、それから20m余り下った町道沿いの被災家屋裏にいたる傾斜約40°の杉・雑木の林地であった。

台地上の平坦面から農道にいたるまでの斜面に、かつての崩壊部分があり、昭和24年8月の豪雨によって発生したものといわれている。この部分は黒ボク等の被覆層が失われており、現在は杉林であるが、図-1に示すように長径1~2m、短径0.6m深さ0.8~1.2mの陥没孔が4個所にあり、浸透水によるパイピング現象によって生じたものと考えられる。このような陥没孔は今回の崩壊斜面の西側の雑木林の斜面中にも大小いくつかのものが存在している。



| 凡            | 例      |      |
|--------------|--------|------|
| クロボク、クロニガ    | 軟弱シラス  | 白ボラ  |
| アカボヤ(黄ボヤを含む) | 風化シラス  | 基盤岩類 |
| 長石まじりローム     | シラス    | 層相漸移 |
| 降下スコリヤ       | 固結シラス  | 地層境界 |
| 段丘礫層(成層シラス)  | 中溶結シラス | 同上推定 |
| 風化成層シラス      | 溶結凝灰岩  | 地下水位 |
|              | 灰石     |      |

図-5 災害地の地下構造(靱倉による)

### 5. 流水の動き

#### (1) 農道側溝の流れ

舗装された農道への降水は、崩壊地点までは両側の側溝(50cm×40cm)に集め、崩壊地にかかるところで谷側の側溝は121°30'の角度で農道を横断して山側の側溝に合流されていた(図-1)。また舗装面は山側に向って4%の片コウ配がつけられ、地表水が谷側の山腹斜面に流下しないようになっていた。

図-1の丸印の変向点のところで崩壊後に側溝端が崩壊面に向って露出して、その後の降水が崩壊面を流下侵食しているため、この側溝からの越水が崩壊の原因であるとする考え方もあった。そこで谷側の側溝を流れる水について、水力計算を行なった。

集水面積4.095m<sup>2</sup>、実測最大雨量強度50mm/hr、流出率100%として合理式によって計算すると、ピーク流量Q=0.057m<sup>3</sup>/secとなる。

側溝の幅0.4m、側溝の底コウ配1/16、

粗度係数n=0.015(コンクリート水路)

であることから、等流として水深を求めると流速v=2.22m/sec、流量Q=0.0577m<sup>3</sup>/sec



となり、射流状態で約6.5 cmの水深になる。

つぎに道路横断のための屈折変向による流水衝撃波について検討したが、屈折角が $58^{\circ}30'$ であって計算不能であるため、跳水水深比及び比エネルギーに基づいて推算した。すなわち跳水水深比については、仮に水平直線水路とすれば、水路内水深0.065 m、限界水深0.127 mでフルード数 $Fr = 2.73$ から $\frac{h_2}{h_1} = \frac{1}{2}(\sqrt{1 + 8 Fr^2} - 1)$ により水深比は3.39となる。しかし屈折変向点での流水衝突面では水面はこれより上るので、余裕をみて水深比を5.0にとってみても、屈折点水深は $0.065 \times 5 = 0.325$  mである。水路深さは0.50 mあるので、越流が起きたとはいえない。

また衝突前の流れの比エネルギー $H$ を求めてみると、 $H = h + \alpha \frac{v^2}{2g}$ で、 $h = 0.065$  m、 $\alpha = 1.1$ 、 $v = 2.19$  m/sec にとって、 $H = 0.331$  mとなる。これに衝突面での反射を考えて30%大きくとっても屈折点水深は0.430 mであり、この結果からも越流は考えられない。

## (2) 後背台地の地表水

農道よりも上の旧崩壊面にある4個所の陥没孔の周辺は、後背台地平坦面及び西側に隣接する宅地からの地表流出水が集まって来る地形になっており、その集水面積は1,807 m<sup>2</sup>に及ぶ。その内訳は畑地429 m<sup>2</sup>(流出率35%)、山林409 m<sup>2</sup>(同45%)、宅地969 m<sup>2</sup>(同55%)であり、最大時間雨量50 mmについて流出量を計算すると、 $Q = 0.2788 r \Sigma f A = 0.012$  m<sup>3</sup>/sec となり、これが陥没孔に流入するか、ないしはその周辺一帯で地中に浸透している。

## (3) 地中浸透水の流れ

前述のように、農道より上位にある旧崩壊地には4個所の顕著な陥没孔があり、後背地の地表水がこれに流入することが考えられた。災害後に観測した小規模な降雨では、地表水はこれらの陥没孔に到達する以前に、流去中に地中に浸透してしまっていた。また今回の崩壊面の中央部付近で、上端から8~9 m下ったところに数個所、崩壊後にも水が浸出した形跡が残されて居り、その後この浸出の形跡は次第に大きくなっていった。上位の陥没孔及びその周辺からの浸入水とこの崩壊面への浸出水が密接に関連したものであるかどうか、今回の崩壊の原因を断定する根本的な要因となると考えられた。そこで電気探査法により地中の電気比抵抗を測定しつつ上位の陥没孔に塩水を注入して、比抵抗の変化により浸透水の流動経路とその深さを調べた。<sup>2)</sup>

使用探査装置は3244型大地比抵抗測定器で、実際の作業は鹿児島市の竹崎技術士事務所によって行なわれた。電気探査における水平探査法では、一般に地中構造の定性的な判断ができるにとどまるが、電極間隔をいくとおりか変えて測定を繰返すことによって、ある程度定量的判断ができるようにしている。また移動電極が塩水の浸透流動方向に直交する通常の配列に比べて、斜交あるいは平行した方が見掛け比抵抗の変化が大きく、鋭敏な測定ができることを確認し、これを「変形2極法」として、通常の「2極法」とあわせ用いている。農道で行なった測定(図-6のA-A及びB-B)は、電極間隔 $a = 2.5$  m、5 m、10 m(2極法)、 $a = 5$  m(変形2極法)とし、移動距離2.5 mに実施した。また崩壊斜面中腹(図-6のC-C)では $a = 5$  m、

10 m(2極法)で移動距離5 mごとに崩壊斜面中央(図-6のD-D)では $a = 2.5$  m、5 m、10 m、15 m(2極法)で移動距離2.5 mごとに測定した。塩水は陥没孔4個所のうち3個所を利用し1孔当たり約2 l/minで注入した。

測定結果の一部を図-7~9に例示している。

図-7は農道上の測線A-A及びB-B線を利用した変形2極法( $a = 5$  m)の結果で、塩水注入後1時間で比抵抗が全体にわたり明瞭に

低下し、3時間余後にはそれまでに塩水をさらに注入しているのに比抵抗の値はやや高くなってはいるものの、ほとんど変化していない。この傾向は農道上の測線で行なったすべての測定に共通しており、 $a = 2.5$  mでも、 $a = 10$  mでも同様である。またA-A線に沿う2極法では、塩水注入後1時間30分の値と比べて、6時間経っても比抵抗値に変化がほとんどあらわれていない。

崩壊斜面中腹のC-C線での $a = 10$  mの結果を図-8に示す。崩壊面の西側では比抵抗値の変化は認められず、中央から東側で比抵抗が低下している。これ

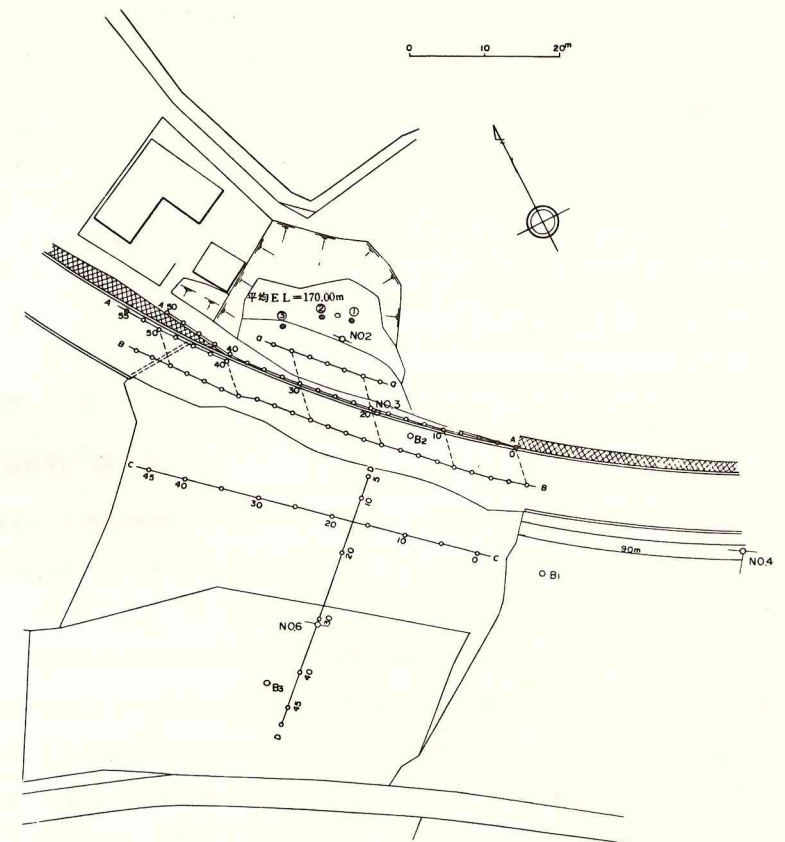


図-6 電気探査測線位置

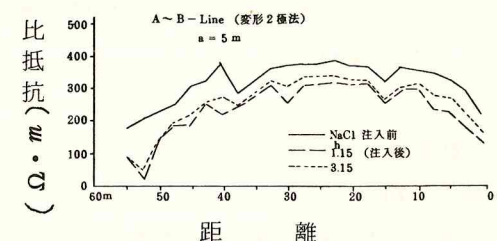


図-7 電気探査結果 (1)

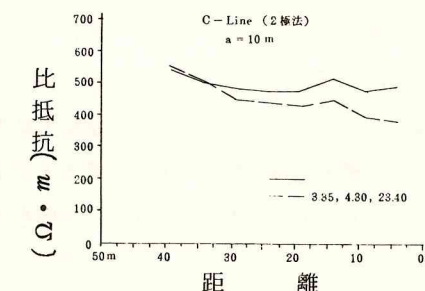


図-8 電気探査結果 (2)



は  $a = 5\text{ m}$  の測定値に比べて傾向は同じだが、より顕著にあらわれており、浅部よりも深さ  $10\text{ m}$  近い部分での浸透が多いことを示すといえよう。

崩壊斜面に沿った D-D 線の  $a = 2.5\text{ m}$  の結果を図-9 に示す。塩水注入後 30 分では比抵抗値に変化はないが、2 時間後に大きく低下し 4 時間でさらに低下している。この傾向は  $a = 5 \sim 15\text{ m}$  でもほとんど同様である。

以上の結果から、農道より上位にある旧崩壊地の陥没孔に入った水は地中を浸透して、農道の位置には 1 時間位で到達し、しかも崩壊面の幅全体に一樣に拡散する上に、数 10  $\ell$  程度の水が 3 ~ 6 時間後にまでも継続して浸透していることが推察される。また時間の経過 (1 ~ 3 時間) につれて浸透の領域が深くなり、斜面の方向には塩水が注入後 2 時間で斜面先にも到達している。

変形 2 極法での測定で、測線全般に比抵抗値が時間の経過により明瞭に変化していること、崩壊地下方でのボーリングで地下水位が GL-1 3.65 m と低いにもかかわらずこの部分での比抵抗の変化が短時間に、しかも浅層からかなり深層にまであらわれたことは、シラス層が GL-15 ~ 20 m の部分まで風化されており、この風化シラス層は風化の過程で細いパイプ状の浸透径路が複雑に形成されていると推察される。それによって浸透水は比較的早くこの層内を拡散しながら浸透流下し、かつその浸透断面は小さいので、浸透はかなり長時間にわたり継続するものと考えられる。

したがってこの崩壊地は、降雨後特に上位の台地から陥没孔への流入水によってかなり急速に飽和状態になりやすい条件をそなえていたことになる。

## 6. 斜面の安定性

### (1) 安定解析の条件

この崩壊斜面は浸透水の影響を強く受けるものであったことは証明されたが、それによって安定性がどのように変化したのかは最も重要な問題点である。時間の制約のために、水の浸入による土質特にセン断定数の変化をとらえることはできなかったが、乱さない試料土に対する三軸試験の結果を参考にしながら、この問題について検討した。

崩壊地で採取した試料土についての土質試験の結果は、表-1, 2 のようである。この結果から斜面は風化シラス様の土質で均一な土より成ると仮定し、また浸透流線の形は単純な直線形で崩壊部分を流下するもの (図-10) として、間隙水圧はそれによる浮力をとった。スベリ面としては、①円弧スベリ面、②複合スベリ面の両方について検討し、降雨による斜面土の状態の変化をつぎの 3 つに想定した。

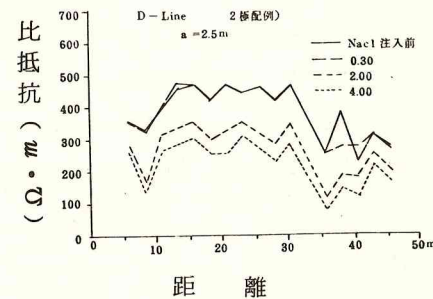


図-9 電気探査結果 (3)

表-1 崩壊地の土の単位重量

| 試料番号    | 試料        | 平均単位重量 ( $\text{t/m}^3$ ) | 飽和度 (%) | 完全飽和時の単位重量 ( $\text{t/m}^3$ ) |
|---------|-----------|---------------------------|---------|-------------------------------|
| 1       | 斜面上部風化シラス | 1.526                     | 91.4    | 1.596                         |
| 2       | ローム       | 1.488                     | 81.2    | 1.602                         |
| 3       | 斜面下部風化シラス | 1.489                     | 64.8    | 1.688                         |
| (単純平均値) |           | 1.501                     |         | 1.628                         |

表-2 崩壊地の土の  $c'$ ,  $\phi'$  の試験値

| 試料状態 | 試料番号 | 平均間隙比 | 平均飽和度 (%) | $c'$ ( $\text{t/m}^2$ ) | $\phi'$ ( $^\circ$ ) | 試験条件 |
|------|------|-------|-----------|-------------------------|----------------------|------|
| 乱さない | 1    | 1.517 | 91        | 1.0                     | 21.0                 | U U  |
|      | 2    | 1.518 | 81        | 1.6                     | 18.5                 |      |
|      | 3    | 1.319 | 65        | 2.2                     | 16.5                 |      |
| 乱した  | 1    | 1.123 | 98        | 3.0                     | 32.5                 | C U  |
|      | 2    | 0.964 | 100       | 2.5                     | 34.0                 |      |
|      | 3    | 0.690 | 99        | 1.5                     | 46.5                 |      |

a. 平時: 土は不飽和の状態 ( $r = 1.5\%$ )

b. 時雨時: 連続的降雨のため土が飽和状態になった時 ( $r = 1.65\%$ )

c. 豪雨時: 集中豪雨で後背台地から地中への浸透水が増し、浸透流が斜面地表近くまで上昇した時 ( $r = 1.65\%$ )

### (2) 安定計算

まず原地形で限界平衡状態 (安全率  $F_s = 1$ ) を保つのに必要な  $c'$ ,  $\phi'$  の値を求める。崩壊地中央付近で崩壊規模の大きい、測点 No. 118 + 16.10 から No. 119 にかけてのスベリ面が、EL. 155 m 付近に凸部を持ち、上下 2 つの円弧スベリ面から成る形を示している。上部円弧下部円弧を想定して (図-10),  $\phi'$  を  $15^\circ$  から  $35^\circ$  範囲に変化させ、 $F_s = 1$  に必要な  $c'$  の値を計算した (表-3)。

崩壊土塊の厚みが少なく摩擦抵抗の割合が低いために、 $\phi'$  の値の違いは  $c'$  の値にそれ程変化をもたらさない。そこで表-2 の U U 三軸試験結果に近い  $\phi' = 20^\circ$  を考え、この時に限界平衡に必要な  $c'$  の値を、複合スベリ面 (図-11) をも含めて計算すると、表-4 のようになる。

この結果では、複合スベリ面よりも円弧スベリ面の方が不安定であり、円弧スベリの中で



は下部円弧が不安定で、その安定に必要な  $c'$  の値は少くとも  $2.63 \text{ t/m}^2$  となる。

### (3) 浸透流による安定性の変化

連続的な長雨によって斜面の土が飽和し、限界平衡状態になったところに強雨が続き浸透流が大きく増大し、崩壊が起きたものと想定する。浸透流の影響は土のせん断抵抗のうちの摩擦抵抗にあられる。土が飽和して  $r = 1.65 \text{ t/m}^3$  になっても、 $F_s > 1$  となるように、 $\phi' = 30^\circ$ 、

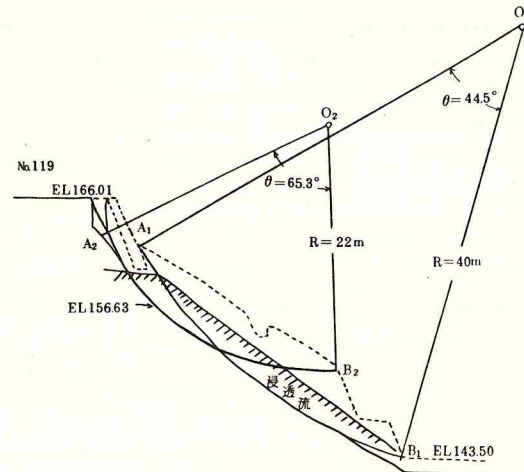


図-10 円弧スベリ面

表-3 円弧すべり面で限界平衡状態に必要な  $c'$  の値 ( $\text{t/m}^2$ )

| 条 件                                   | $\phi'$    | 上 部 円 弧 | 下 部 円 弧 |
|---------------------------------------|------------|---------|---------|
| 平 時<br>( $r = 1.5 \text{ t/m}^3$ )    | $15^\circ$ | 2.30    | 2.40    |
|                                       | $20^\circ$ | 2.29    | 2.39    |
|                                       | $25^\circ$ | 2.27    | 2.38    |
|                                       | $30^\circ$ | 2.25    | 2.37    |
|                                       | $35^\circ$ | 2.22    | 2.36    |
| 降 雨 時<br>( $r = 1.65 \text{ t/m}^3$ ) | $15^\circ$ | 2.47    | 2.64    |
|                                       | $20^\circ$ | 2.45    | 2.63    |
|                                       | $25^\circ$ | 2.43    | 2.62    |
|                                       | $30^\circ$ | 2.41    | 2.61    |
|                                       | $35^\circ$ | 2.38    | 2.60    |

$C' = 2.63 \text{ t/m}^2$  と  $\phi' = 20^\circ$ 、 $C' = 2.65 \text{ t/m}^2$  との、 $\phi'$  の異なる組合せを選んで円弧スベリについて安全率を計算すると、表-5 のようになる。

ただし浸透流は図-10 のような直線形領域を仮定した。

この結果、 $\phi' = 20^\circ$  として計算を進めても問題はないことがわかる。

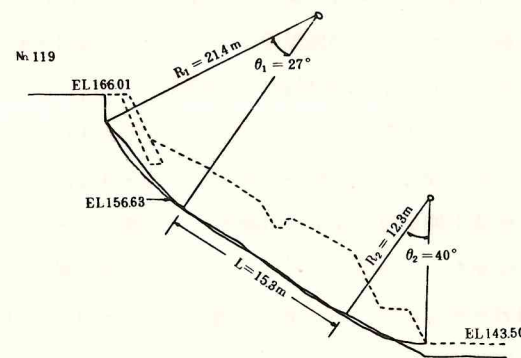


図-11 複合スベリ面

表-4 各種すべり面で  $\phi' = 20^\circ$  のとき限界平衡に必要な  $c'$  の値 ( $\text{t/m}^2$ )

| 条 件                                   | 上 部 円 弧 | 下 部 円 弧 | 複合すべり面 |
|---------------------------------------|---------|---------|--------|
| 平 時 (土は不飽和, $r = 1.5 \text{ t/m}^3$ ) | 2.29    | 2.39    | 1.60   |
| 降雨時 (土は飽和, $r = 1.65 \text{ t/m}^3$ ) | 2.45    | 2.63    | 1.74   |

表-5 浸透流の増大による安全率の変化

| 条 件                                    | 上 部 円 弧 の 安 全 率                                 |                                                 | 下 部 円 弧 の 安 全 率                                 |                                                 |
|----------------------------------------|-------------------------------------------------|-------------------------------------------------|-------------------------------------------------|-------------------------------------------------|
|                                        | $\phi' = 30^\circ$<br>$c' = 2.63 \text{ t/m}^2$ | $\phi' = 20^\circ$<br>$c' = 2.65 \text{ t/m}^2$ | $\phi' = 30^\circ$<br>$c' = 2.63 \text{ t/m}^2$ | $\phi' = 20^\circ$<br>$c' = 2.65 \text{ t/m}^2$ |
| 平 時 ( $r = 1.5 \text{ t/m}^3$ )        | 1.162                                           | 1.162                                           | 1.100                                           | 1.100                                           |
| 降雨時 ( $r = 1.65 \text{ t/m}^3$ )       | 1.089                                           | 1.080                                           | 1.003                                           | 1.002                                           |
| 豪雨時 (浸透流) ( $r = 1.65 \text{ t/m}^3$ ) | 1.079                                           | 1.073                                           | 0.996                                           | 0.998                                           |

### (4) 安定計算のまとめ

崩壊土層の厚みが少なく、土の摩擦抵抗の効果が小さいので、浸透流による間隙水圧 (浮力) を考慮した場合の安全率の低下は小さい。実際には浸透流による土の飽和及び流動によって土の粘着抵抗も低下し、安全率の低下はもっと大きいことも考えられる。風化シラスの乱さない試料のUU三軸試験 (表-2) では、 $\phi' = 21.0^\circ$ 、 $c' = 1.0 \text{ t/m}^2$  及び  $\phi' = 16.5^\circ$ 、 $c' = 2.2 \text{ t/m}^2$  という値を得ている。この値は崩壊面で採取した試料土によるため、崩壊時の乱れの影響はあろう。そこで自然状態のとき  $\phi' = 20^\circ$ 、 $c' = 2.7 \text{ t/m}^2$ 、崩壊時には  $\phi' = 18^\circ$ 、 $c' = 2.4 \text{ t/m}^2$  であると仮定して安定率を求めると、表-6 のようになる。

表-6 安定性の総括

| 条 件                                 | セ ン 断 定 数                                     | 安 全 率 |       |                |
|-------------------------------------|-----------------------------------------------|-------|-------|----------------|
|                                     |                                               | 上 部 円 | 下 部 円 | 下部崩壊後の上部円      |
| 平 時 ( $r = 1.5 \text{ t/m}^3$ )     | $\phi' = 20^\circ$ , $c' = 2.7 \text{ t/m}^2$ | 1.17  | 1.12  |                |
| 降雨時 ( $r = 1.65 \text{ t/m}^3$ )    | $\phi' = 20^\circ$ , $c' = 2.7 \text{ t/m}^2$ | 1.10  | 1.02  |                |
| 豪雨時 ( $r = 1.65 \text{ t/m}^3$ 浸透流) | $\phi' = 18^\circ$ , $c' = 2.4 \text{ t/m}^2$ | 0.97  | 0.90  | 1.04<br>(0.91) |

註：下部崩壊後の上部円での ( ) 内数値は、すべり円弧のうち、下端部約 17% が乱されて抵抗を失ったと仮定したときの値。

結局、連続的な降雨により土が飽和して限界平衡状態に近くなっていたところへ、さらに強雨が加わって地下浸透流の規模が大きくなって地表近くまで影響してきたため、土中に間隙水圧が発生したことも加わって土のせん断抵抗が低下し、山腹斜面の崩壊が起きたと考えてよい。その場合斜面中腹の浸透流の影響を強く受けた部分から、最初のスベリが発生し、これに続いて山腹上部が不安定になってブロック積擁壁と共に崩壊したものと考えられる。なお擁壁自体は、合力



の作用線がその底面内部( $\frac{1}{3}$ の点)にあり、安定していたといえる。

## 7. ま と め

崩壊した山腹斜面は、菱田川による侵食谷の斜面であり、地表部分は厚さ2.5m程度の火山灰土からなり、その下は軟弱な風化シラスが10m余りの厚さに存在する。この火山灰土はゆるくて空隙に富み、透水性が高く吸水による重量増加が起り易い性質である。風化シラスも空隙比が高く、塩水の浸透試験の結果からみて細いパイプ状の浸透路が複雑に発達し、浸透水の通り易い状態にあると共に、これによって地表に陥没孔を発生させている。農道の上位にある旧崩壊地の陥没孔に流入した雨水が、地中を浸透して2時間後に山腹斜面に到達する。

今回の崩壊は、6月24日までの累加降雨量274.5mmで斜面の土全体が吸水して飽和状態になりその上に4時間83mmの降雨で安定性を失い崩壊発生に至ったものと考えられる。この間の最大時間雨量約50mmによって、上記陥没孔に流入した水は平均12  $\frac{l}{sec}$ となる。ふつうの降雨では土層が飽和状態になってもこの斜面は安定であったが、地中の浸透水が増大して今回崩壊した土塊部分にまで及び、空隙水圧が発生したためせん断抵抗が低下し、安定性を失うことが、安定解析の結果明らかになった。しかし地形的に斜面の上半部に比べて下半部の方が安定性が低く、かつ浸透流の影響も下半部の方が多く受ける。これらのことから、豪雨時に雨水が相当量地中に浸入し浸透流下したことによって、先ず山腹の崩壊が発生し、これに続いて農道のブロック積擁壁が崩落したものと判断される。

## あ と が き

この調査研究は科学研究費の補助により行なったものであると共に、現地での調査や試験に関しては鹿児島県農政部及び同大隅耕地事務所の努力によって実施しえたものである。また崩壊原因に関しては、榎倉克幹、保沢与、竹崎徳男の諸氏との討論に負うところが多い。付記して謝意を表する。

- 1) 河床地区傾斜地崩壊対策報告書(1976年10月)
- 2) 松山町河床地区地質調査(電気探査)報告書(1976年7月)

## 昭和51年6月豪雨による宅地災害について

鹿児島大学工学部 徳 富 久 二  
同 石 田 信 一

### 1 鹿児島市における宅地災害の概要

鹿児島市における宅地災害は小規模のものも含めて届出分で137箇所、そのうち宅地関係は74箇所、残りは山林・原野・畑の被害である。発生箇所をプロットしたものが図-1であり、鹿児島市内いたるところ発生したことがわかる。特に既成宅地造成地の周辺に比較的災害規模の大きいものが発生した。この図では宅地の被害率で示しているため、円の大きいものがそのまま被害規模の大きいことにはならないが、一箇所にプロット箇所が集中しているところが比較的規模の大きいものである。この中には宅地造成中の災害は含まれていない。

被災の大きいものは、鹿児島市宇宿町の崖崩壊により死者9名、市内鴨池町の崖崩壊により、死者4名を出したものをあげることができる。その他、市内坂元町の崖崩壊も、宅地災害の規模の大きいものである。

今回の豪雨は、鹿児島市で最大日雨量は6月25日の179mm、6月24日9時から6月25日9時までの12時間における降雨量は260.5mmの強雨である。災害発生時期も、この6月24日夜半から6月25日朝にあたっている。また6月20日から6月25日までの降雨量は500mmまた6月20日から23日までは40mmあることから、23、24、25日の3日間に460mm、したがって1日平均153mmの降雨があったことになる。

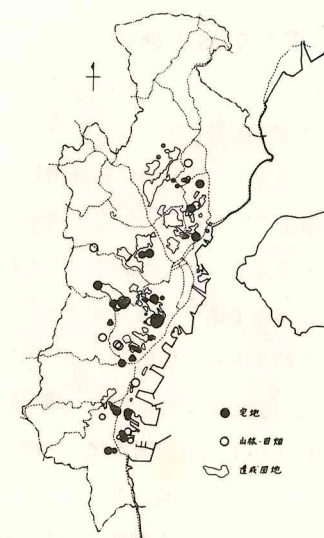


図 - 1

鹿児島市において前回、豪雨による災害を引起した昭和44年6月末から7月初めにかけての降雨状況についてみる。昭和44年6月28日を降りはじめとした累積雨量は、30日18時に340mmに達しその後、約1日ほど小康状態を保ち、7月1日夕方からの降雨は2日昼までに50mmであり、28日からの累積雨量は390mmに達した。このときの災害は29日ごろから崖がずれがはじまり、1日の降雨で大災害が起った。更にその後1日間降雨はなく7月4日から断続的に降り、7月7日には6月28日からの累積雨量は700mmに達した。累積雨量が500mmを越した7月5日頃より市内に崖崩壊が多発した。累積雨量と災害の関係は、累積雨量が150~160mm位から小規模崖崩壊がはじまり、350mm位から大規模崖崩壊、400mm近くで宅地造成地の土砂流出、500mmで市内いたるところで崖崩壊が起っている\*。これに比較して今回の豪雨は、350mmの累積雨量に達した時期が降りはじめを6月20日として5日目であり、昭和44年のそれは2日目である。また500mmに達する時期

\*上田通夫・長野紀俊、昭和44年7月豪雨のシラス水災、第6回災害科学総合シンポジウム、1969



は今回は3日目であるのに比して44年のそれは6日目である。昭和44年の場合はその後、断続的に降り、累積雨量800mmに達した。今回、6月24日夕より崖崩れが発生しはじめた累積雨量は、200~250mmであり、450~500mmで大きな崖崩壊が発生した。累積雨量と災害に関する両者の比較は、災害規模・降りはじめのとり方により異ってくるものであるが、今回の場合、若干大きめに現われている。これは、今回の初期の累積雨量と時間の関係が昭和44年のそれと比較して緩やかであることによるものと考ええる。いずれにせよ、累積雨量200mm前後で小規模崩壊、500mmを越えたと大崩壊を起しているものと考えてよい。

今回の災害で注目されるのは、昭和44年と異って宅地造成中の大災害が起こらなかったことである。また問題となるのは宅地造成の際、盛土擁壁を崖の中途に設ける工事例が多く行われ、その擁壁が安定を失って崩壊したことに起因すると考えられる崩壊例が目立ったことである。

## 2 宅地災害を引起す原因

シラス地帯の災害は、一般的にはシラスそのものが原因となって災害を起こしていると受取られる。写真-1に見るようにシラスむき出しの崖は傾斜の急な角度をもち安定を保つ。この種の崖の全体的崩壊はほとんど見られず、部分的に含水飽和した箇所が割落する程度であり(写真-2)、地下水流動がないかぎり他の地層に比較してむしろ安全であるといえる。この種の崖上に流出した場合の経過は、シラスの特性としての地表流水による浸食抵抗が極めて弱いことのため、写真-3のような浸食を受け粒子の比重が小さいことも関係して溝が横に拡大浸食するよりむしろ、縦に浸食をうけて拡大する。更にこの浸食が進み、写真-4に見られるようにシラスの土柱に近い状態が形成せられる。このようにシラスそのもので地形を構成している場合は安定しているものである。自然崖は一般にシラス層の上層にローム灰砂層、その他数層が互層し、シラス層そのものが急傾斜であるため、自然崖も比較的急な崖を形成する。ここにシラス地帯の災害が頻発する最大の原因があるものと考ええる。上層をもたぬシラス自然崖で傾斜角 $80^{\circ}\sim 90^{\circ}$ の縦浸食崩壊例が他の勾配のものより多いのは、この急傾斜の自然崖の例が多いためであり、急傾斜が総合的安定に不都合であるとは

写真-1

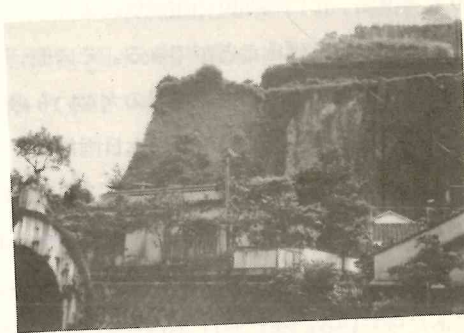


写真-2



思われない。

今回の災害もシラス層のみの災害、崩壊はほとんど見られず、写真-2に見られる程度であり、シラス層の上層、あるいはその境界面、あるいはシラス層に関係しないローム層のみによる崩壊が多いことが一般的にいえる。

宅地災害現場を調査し、崩壊の原因はいろいろと考えられる。しばしば、主原因であろうと考えられるものと、それを助ける他の原因が2、3集積したとき災害が発生するものである。

今回の宅地災害について考えられる原因は、以上に述べたシラス地帯特有の地形・地質的状况に加えて、

### (1) 宅地の地形的原因(集水する条件)

- イ. 崩壊を起すに必要な集水のための平地
- ロ. 傾斜路
- ハ. 湾曲する川(洗堀の条件)

### (2) 斜面側に設けられた工作物

- イ. ブロック、擁壁等
- ロ. 配水管、水道管等

### (3) 盛土

### (4) 地下水の湧水等 地質的影響

などがあげられる。

次章で、崩壊例によって説明を試みる。

## 3 宅地災害・崩壊例

写真-5は、今回最大の死者9名を出した鹿児島市宇宿町のものであり、写真-6は死者4名を出した鴨池町のものである。写真-5はシラス層に上層火山灰層が載ったシラス地帯自然斜面であり、境界層近くですべった。24日までの豪雨で斜面に雨水が浸込み、25日の強雨ですべったもの。また一部地山に盛土を行い擁壁を崖の中途に設けていた。また一部では配水溝が斜面側に設けられており、これらが地盤のゆるみを助け、崩壊の動機になったとも考えられる。写真-6は5より比較的ゆるい凹地形の斜面で左右からの集水とゆるい勾配の斜面のため地盤への直接降雨により、飽和・崩壊した。この場合も擁壁が崖の中途に設けられていたことも写真-5と同じである。ここでは崖下2階建住宅の足をこの擁壁が土砂とともに払った格好となり、1階部分は完全につぶれた。その他、死者は出さなかったが、規模は写真-6より大きい崖崩壊が起っており、ここも以上2例と同じく上部宅地を拡大する目的で盛土を施し、中途に擁壁を設けたものであった。今後、このような形式の宅地造成については十分な注意が必要と考える。

写真-3

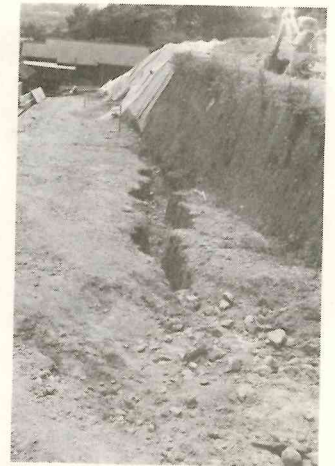


写真-4

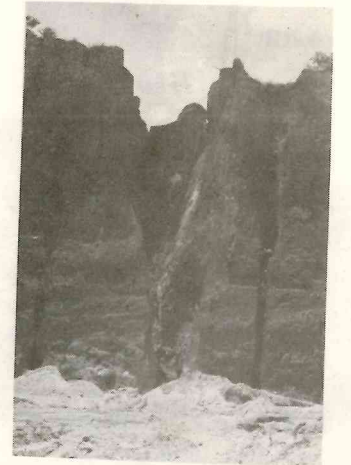




写真-5



写真-7



写真-6

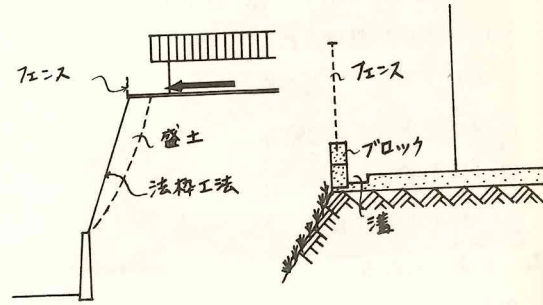


図-2

図-3

写真-7はシラス地山に上部宅地を拡大するため、盛土を施した法枠工法の崖の崩壊である。これも宅地災害としては大きいものである。図-2の断面をもち上部宅地の崖の反対方向への水勾配が少なく、また崖端はフェンスであるため、強雨時、この上部宅地への雨水が崖面に流れ、法枠下地盛土を飽和させ、すべった。右手の方から2度に分れて崩壊した。未崩壊箇所は法枠工法でなく、自然斜面である。また右手の未崩壊箇所の上部は同面積の住宅の建っていない空地であるが、斜面上側に土盛が施してあり、左手の未崩壊箇所の上部はフェンスの基礎部が図-3のように崖面に流水しないようになっていることなどのため崩壊しなかったと考える。宅地を拡大するために行った盛土、法枠・流水に原因があると思われる。

写真-8は写真-7のすぐ隣の斜面で崩壊した。主なる原因は図-4のように宅地造成許可を受け工事を行ったのち、庭を拡大する目的で、間知石ブロックを上積みし、盛土を行ったものである。また崩壊場所は地形的に凹部の位置にあり、擁壁の基礎はシラス地山の上層火山灰層（コラ）の上にある。長雨で擁壁基礎地盤がゆるみ、上部宅地の斜面側に大きな亀裂が走った後、更に強雨がきたた

め、その部分から雨水が浸透して、一挙に崩壊した。

写真-9の災害は土砂流出による下部宅地・住家への土砂流入および床下浸水である。これは宅地造成途中の広い平坦地で、図-5に示すように、周辺部からの雨水が宅地に集水、また当宅地も広いためこへの降雨と重なって雨水が2箇所に集中し、擁壁の基礎およびブロックをゆるめ、崩壊させ、土砂流出をひきおこした。

写真-10は宅地造成地盛土の崩壊で図-6に示すように、上部造成地から坂を下ってきた雨水が盛土宅地をゆるめ、また突破すると同時に、川の湾曲点における洗堀も重なって災害をおこした。



写真-8

図-4



写真-9

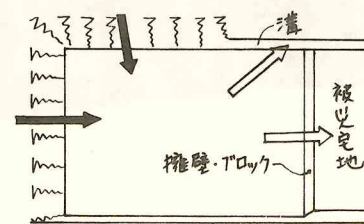


図-5



写真-10

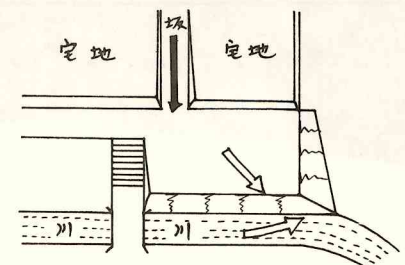


図-6



写真-11は、被災住宅の裏手の崖が崩壊したために2階建住家の1階部分の足を折った。図-7に示すように崖中腹に左手上部宅地への私道が通っている。崩壊斜面上部は荒地であり、この荒地への雨水が浸透し崖面をゆるめた。また崩壊場所を除く私道の一部は舗装され、勾配が直下の崖に水を落さないように逆勾配になっているため上部宅地への雨水も崩壊斜面まで達する。上部宅地へ、私道から水道パイプが設けてあるが、二日前にこのパイプが破裂した事故があり、畑地が若干すべりを起していた。それに強雨があったため全面崩壊を起したものである。

写真-12は盛土造成地で、間知石ブロック擁壁側に雨水流入し、攪乱シラスは流水に極めて弱いので一部を突破、崩壊に到った。

その他、地下水の浸透による崩壊、傾斜路による洗堀・崩壊などがあげられるが、いずれも規模が小さかったので省く。

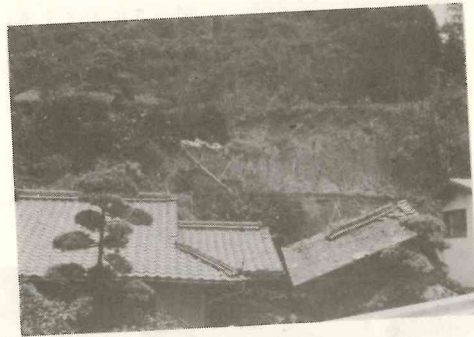


写真-11

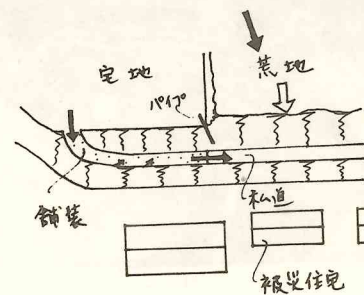


図-7



写真-12

#### 4 ま と め

シラス地帯を調査して、崖崩壊箇所は小規模の宅地災害を除いて、シラス台地周辺部に集中している。シラスが平坦な台地をなし、その縁辺は比較的急な崖をもっている地形的特徴のためである。しかもシラスそのものの構成で自然崖ができていたのではなく、シラスの上部層が存在し、崩壊は主にこの境界層から起きる。盛土の場合は集水経路に特に注意しない限り、今回の豪雨くらいでは雨水の浸透を防ぐことは困難であろう。また小規模の宅地改造が大きな災害を招く原因の一つであることは、今後の課題である。いずれにせよ、以前より指摘されているように、技術的には地表流水の処理の仕方を誤ったために崩壊に到ったものが多い。また今回の災害に関し、注目せられる点は、大規模宅地造成地での大災害がなかったことである。昭和44年6、7月の集中豪雨の災害による反省と、技術的規準が大規模宅地造成地工事に確立されてきていることを物語るものである。

今回の調査にあたって、事故・災害の起った箇所に関して、原因が種々考えられるのであるが、事前にこの場所に事故が起ることを予測でき、適中する率は極めて低いものである。たまたま予測が適中したとしても予測した当人は、地元の人であり、長年の観察と感により予測された場合である。これらの予測がどこまで可能なのか。また技術の過大評価による新しい型の災害が発生することと併せて、今後考えなくてはならない問題であると痛感する。



# 昭和 51 年 6 月豪雨による鹿児島市内 崖崩れと垂水市土砂流災害

鹿児島大学理学部 大 庭 昇

昭和 51 年 6 月豪雨による鹿児島県下の、主として鹿児島市内で発生した崖崩れと垂水市牛根<sup>たるみず</sup>〜境間で発生した土砂流との間には、災害発生過程について明らかな相違がある。すなわち、鹿児島市内各所で発生した崖崩れは、いずれも何らかの人為的原因の加わったいわゆるシラス宅地造成地帯内で発生したものであるのに対し、垂水市牛根〜境間の多数箇所<sup>た</sup>で発生した土砂流は、カルデラ壁に相当する部分の自然地形山腹斜面上で発生したものである。

これらの災害を発生した地点の地質は、調査した範囲内では、主に (a) シラスのみまたはローム軽石層とシラスからなる地帯、および (b) きわめて新しい時代の、主として桜島火山源の風成堆積物である軽石 (ボラ) 層およびその崖錐堆積物からなる地帯の 2 つに大別される。これらのうち、鹿児島市内の崖崩れは前記 (a) で、また、垂水市の土砂流は前記 (b) で発生している。

現地調査の結果、鹿児島市内および垂水市牛根〜境間の崖崩れまたは土砂流災害発生の原因にはつぎのようなものが指摘される。

## 1. 鹿児島市内で発生した崖崩れ災害

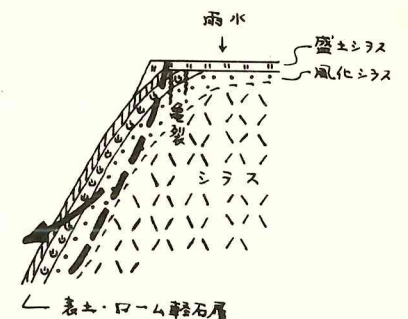
自然地形においては、本来、シラス地肌を水による浸食から保護しているシラスの上位の表土・ローム軽石層が、宅地造成等の開発行為によって削剥され、整地平坦化に盛土シラスが用いられ、時には土地平面積拡大の目的で一部山腹斜面上に盛土シラスが盛られ、平坦面上および崖斜面上の排水処理が不完全かつ崖斜面上の防災措置が不完全であった。

たとえば、第 1 図の場合、豪雨時、雨水は盛土シラスや、ローム軽石層中の透水性の軽石層の部分あるいは亀裂を通じて浸透し、含水浸潤した軟弱な山腹斜面上の風化シラスの部分ですべりを伴う崖崩れを発生し、それより上位のものを崩落させた。今回の場合災害は、災害を発生した箇所にとどまらず、もし同規模の豪雨があれば、今後とも同程度の崖崩れを発生するおそれのある箇所が各所で認められた。

山腹または崖斜面上に表土・ローム軽石層が存在せず、整地平坦化に用いられた盛土シラスと共に、崖斜面を構成する風化シラスと共に、崖斜面を構成する風化シラスの崩壊した例が認められる。多くの場合 崖斜面上端部に亀裂を発生していることが注目される。

## 2. 垂水市牛根〜境間で発生した土砂流災害

ここでは、土砂流発生過程に、(1) 鉄砲水を伴う土砂流の発生、および (2) 基盤岩上の軽石 (ボラ) 層の表層すべりまたは剝離の 2 つのタイプが認められる。



第 1 図 宅地造成地帯のローム軽石層・シラス崖崩壊のモデル (鹿児島市内)



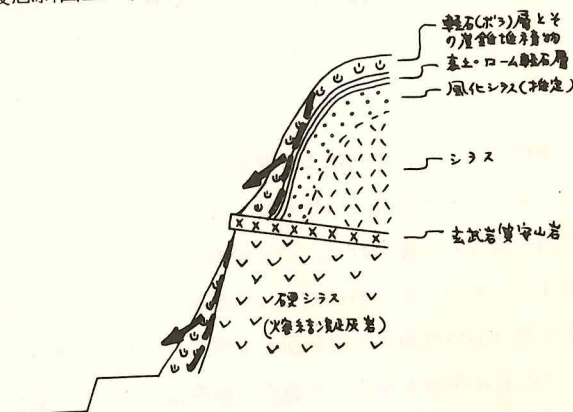
### (1) 鉄砲水を伴う土砂流の発生

このタイプは、第2図に示すように、山腹急斜面上に内陸側に緩傾斜する玄武岩質安山岩板状熔岩が突起し、天然ダム地形をつくり急斜面上の不透水性の地質構成物(表土およびローム軽石層中のローム層)上の、軟弱な桜島火山源軽石(ボラ)層およびこれに由来する崖錐堆積物中に、豪雨時、浸透水が貯溜され、流動的になり、鉄砲水を伴う土砂流となつて一挙に流下した場合である。

このタイプの土砂流発生は、1年前同地点で9名の犠牲者を出した昭和50年6月以来、災害発生地点周辺一帯で確認された小規模なガリ発生等の明らかな兆候から、もし同規模の豪雨があれば、いつでも各所で同程度の災害を発生するおそれのあることを関係機関(たとえば鹿児島県シラス対策研究会など)で指摘していたものである。

### (2) 基盤岩上の軽石(ボラ)層の表層すべりまたは剥離

このタイプは、山腹急斜面上に、その安定勾配以上の不安定な状態で風成堆積している軟弱な、主として桜島火山源の軽石(ボラ)層およびその崖錐堆積物が、下位の不透水性の基盤堆積岩層(主に砂岩・シルト岩・頁岩からなる四万十累層群の一部)またはその粘土質風化部あるいはローム軽石層との境界面上で、豪雨時の浸透水により飽和状態に達し、流動的になり、すべりあるいは剥離を伴う土砂流崩壊が発生した場合である。



第2図 自然地形山腹急斜面上の鉄砲水を伴う軽石(ボラ)層およびその崖錐堆積物の表層すべり・土砂流発生モデル(鹿児島県垂水市牛根)

## 桜島における降下火山灰の堆積について

京都大学防災研究所 加茂 幸介・江頭 庸夫

石原 和弘

鹿児島大学農学部 河原田 礼次郎

### 1 はじめに

桜島火山活動の特徴として、山腹噴火と山頂噴火がある。前者は溶岩流出をともない、後者は山頂火口における爆発のくり返しである。1955年以降21年間の桜島南岳の活動は山頂噴火活動であり、この型の活動ではくり返す爆発的噴火により多量の噴石と火山灰を放出する。

1955年以降の活動では、1960年と1974年をピーク時とする2つの活動期に分けてみることができる。いずれの時期にも、ピーク時前後には同じ程度の多量の噴石と火山灰を放出している。しかしこのため惹起された災害からみると、後者の期間に著しい。特に集中降雨にみられる桜島内の河川に発生した土石流による災害や火山灰の降下による柑橘類等農作物の被害が顕著である。その理由は二つ考えられる。第1に、噴火活動の高まり方を両時期についてくまると、後期の方が急速であったことである。第2に、2つの時期が14年という比較的短期間に継続して発生したことである。前期の残留効果が後期の災害の発生を助長したものとみられる。

これらの特徴は、両時期の火山活動が同時期であるにもかかわらず、土石流の発生が前期にはほとんどみられなかったが、後期には集中降雨ごとに発生していることからもうかがえる。しかも土石流の発生規模は、噴火活動のピーク時が過ぎても拡大する傾向にある。これは火山灰の堆積が土石流発生端緒となり、一旦山腹の侵蝕がはじまると順次拡大していると理解されよう。

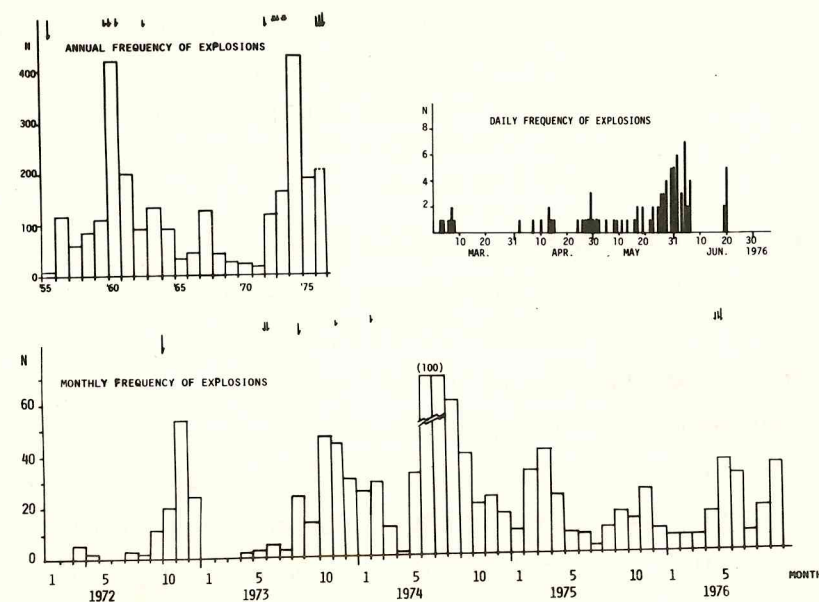
このように火山から放出される噴石や火山灰が、災害の原因となっていることは分っていたが、その量や堆積状態については調査が技術的に困難なこともあって、従来充分なされていなかった。幸い関係各機関でそれぞれの目的に応じた降下火山灰の調査がなされはじめた。ここではその一部を用いて1976年6月豪雨前の降下火山灰の堆積について若干の考察をこころみた。

### 2 山頂噴火活動

山頂噴火活動の程度を示すには、一般に爆発回数を目安とする。1955年以降現在にいたる爆発年頻度の変化を第1図に示したが、1960年と1974年に年間400回即ち、日平均1回以上という活動のピーク時がある。矢印で示したのは噴石を五合目以遠に放出した大きい爆発である。1955年を始まりとする活動期に対して、1972年を始まりとする活動期の方が顕著な爆発が密に発生し活動の高まり方がより急激(ピーク時に至る時間が短い)なことが特徴になっている。第1図には1972年以降の爆発月頻度の変化が示してある。さらに第1図には、本調査に關係する1976年3月～7月の間の爆発頻度を示した。集中豪雨の発生した6月23日～25日以前には、噴火活動は5月中旬以降特に活発であった。この時期発生した顕著な爆発については、鹿児島地方気象台の

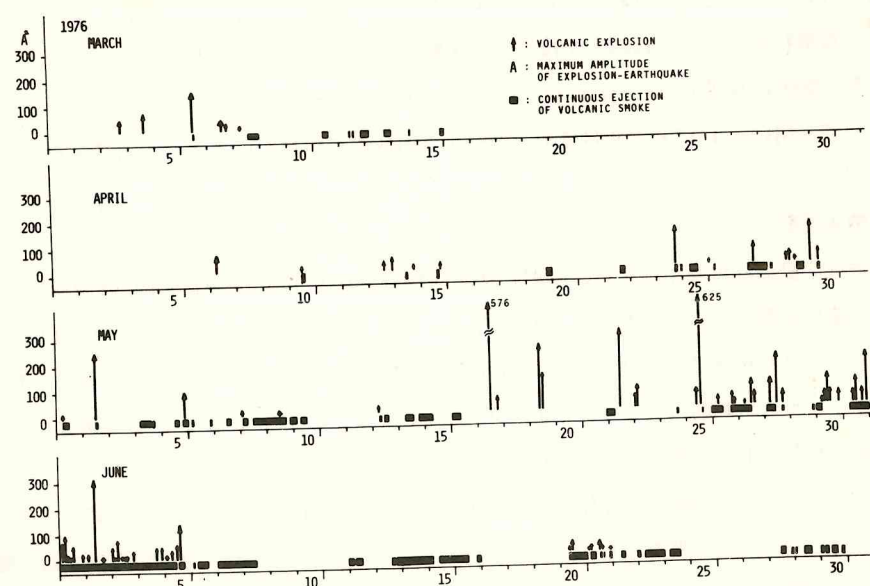


実施した総噴出物量調査によると、火口から距離40 km以内の領域について、5月13日07時38分の爆発の場合約4万トン、5月17日13時42分の爆発の場合約3万トンであった。



第1図 桜島火山南岳の山頂爆発回数の推移

火山灰の放出は爆発による場合と連続噴煙活動による場合がある。火山灰の放出量は単発の爆発によるよりも連続噴煙による方が多いものとみられる。そこで第2図に、1976年3月～6月の期間にみられた爆発活動と連続噴煙活動の状態を示した。図中の矢印は爆発を示し、ベクトルの大きさは爆発地震の大きさに比例した量 $A^2$ である。連続噴煙の継続期間は黒く塗りつぶして示した。集中豪雨発生1か月間は、爆発と連続噴煙活動が異常に高まっていて、相当量の火山灰が放出されていたことになる。



第2図 山頂爆発活動と連続噴煙活動

### 3 降下火山灰の堆積分布

桜島は柑橘類の産地である。畑地には栽培用のコンクリート製無蓋水槽が多数散在している。100個の無蓋水槽内に1970年～1975年の期間に堆積した火山灰の層厚を調査して、活動火口からの距離との関係を示すと第3図のようになる。実験式は

$$d(x) = 52 \times 10^2 \cdot e^{-0.5x}$$

$d(x)$ : 降下火山灰の堆積層の厚さ (mm)

$x$ : 活動火口からの距離 (km)

となる。一般に、火口からの距離 $x$  km地点での堆積層厚 $d(x)$  mmは

$$d(x) = d_0 e^{-0.5x}$$

となる。従って経験式として、火口より $a$  kmの観測点の堆積層厚 $d_a$  mmから、火口と観測点を結ぶ線上の火口より $x$  kmの点の堆積層厚 $d(x)$  mmをもとめる式は

$$d(x) = \left( \frac{d_a}{e^{-0.5a}} \right) e^{-0.5x}$$

となる。

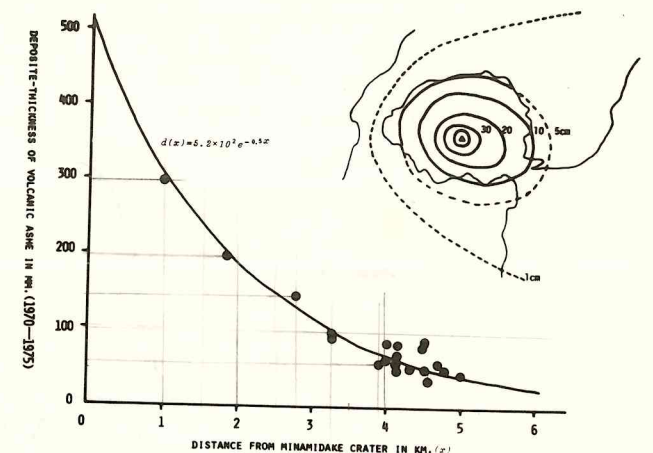
一方、桜島内および錦江湾周辺では、関係機関により降下火山灰の堆積量の測定が実施されている。測定地点は第4図に、島内については番号で島外については地名でそれぞれ示した。先ず各地点で月単位の堆積層厚をもとめ、先の経験式より火口と観測点を結ぶ線上の堆積層厚を推定した。このようにして、火口より各方位における等堆積層厚の地点を決定し、降下火山灰の堆積分布を調査した。

1976年1月～7月の毎月ごとの分布の状態を第4図から第5図に

示した。又第6図には島内の各観測点における堆積層厚の積算値を示した。

次に、桜島内には土石流を発生する主な河川が13あるが、島内に堆積する火山灰量との関係を見る基礎資料として、各流域ごとの堆積量を見積ってみた。第7図に示したように実線で示した稜線を直線化して、桜島を単純な9流域に分割した。第4図～第5図に示した等堆積層厚線と分割面積から月ごとに堆積量を求めた。結果を第一表にまとめて示した。体積から重量に換算する場合、火山灰の平均密度は $1.3 \text{ gr/cm}^3$ とした。なお流域面積は次の通りである。

|            |                     |           |                     |
|------------|---------------------|-----------|---------------------|
| №1 西部大正溶岩域 | 1.3 km <sup>2</sup> | №2 野尻域    | 5.0 km <sup>2</sup> |
| №3 持木域     | 4.7 km <sup>2</sup> | №4 古里・有村域 | 8.0 km <sup>2</sup> |

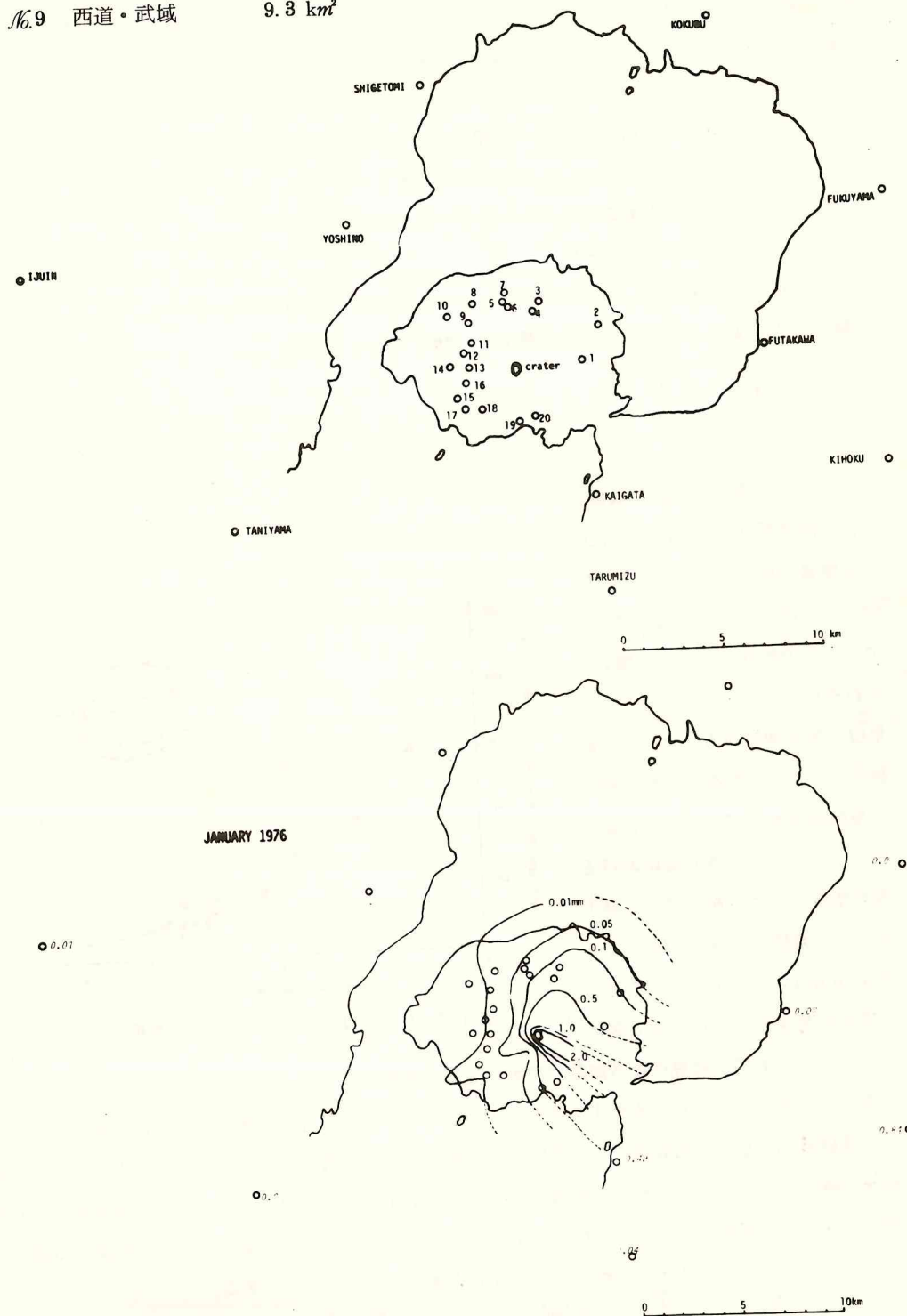


第3図 桜島における降下火山灰の堆積分布

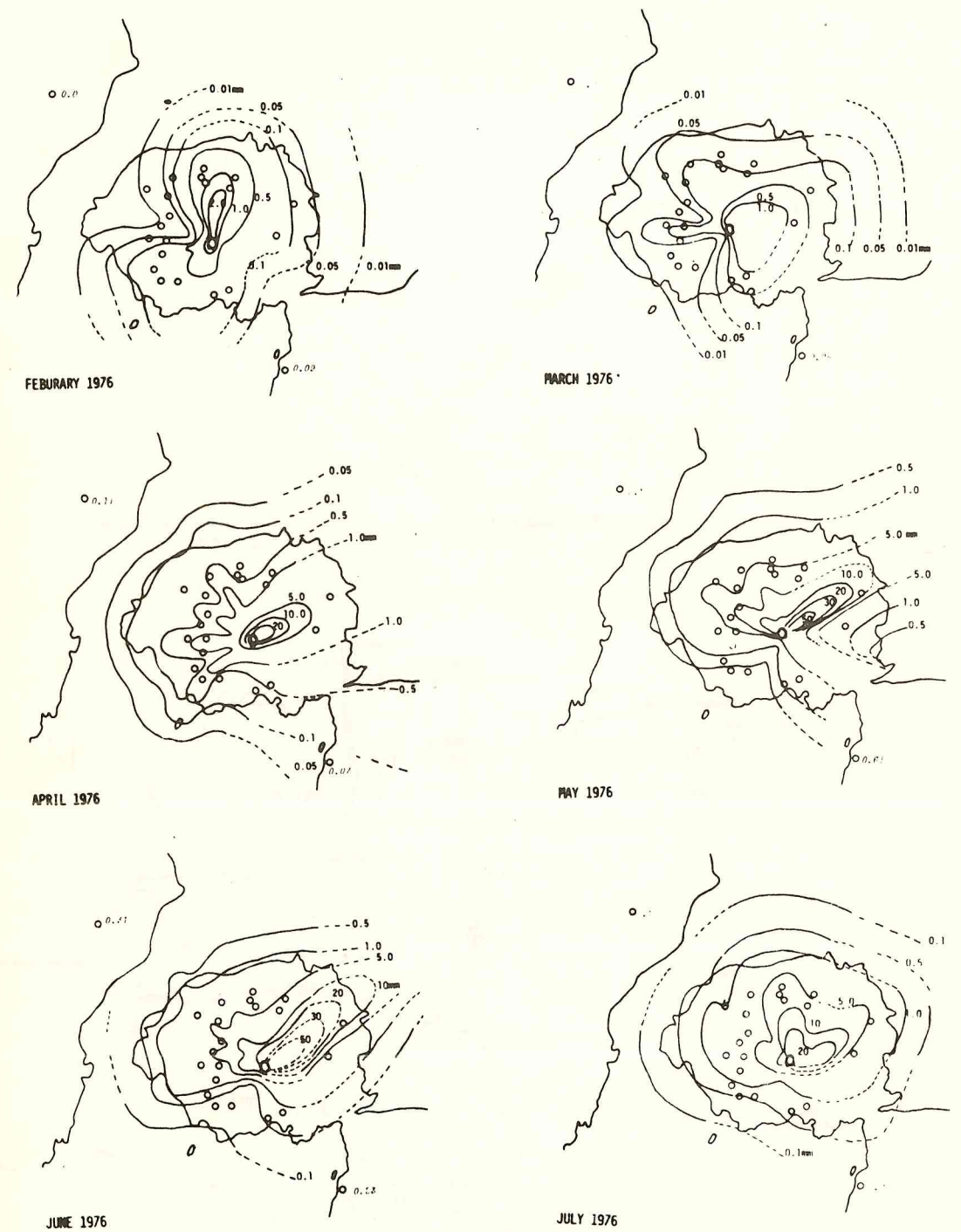


No.5 東部大正溶岩域 1 2.4 km<sup>2</sup>  
 No.7 園山・高免域 8.1 km<sup>2</sup>  
 No.9 西道・武域 9.3 km<sup>2</sup>

No.6 黒神域 1 1.6 km<sup>2</sup>  
 No.8 白浜・松浦域 8.4 km<sup>2</sup>

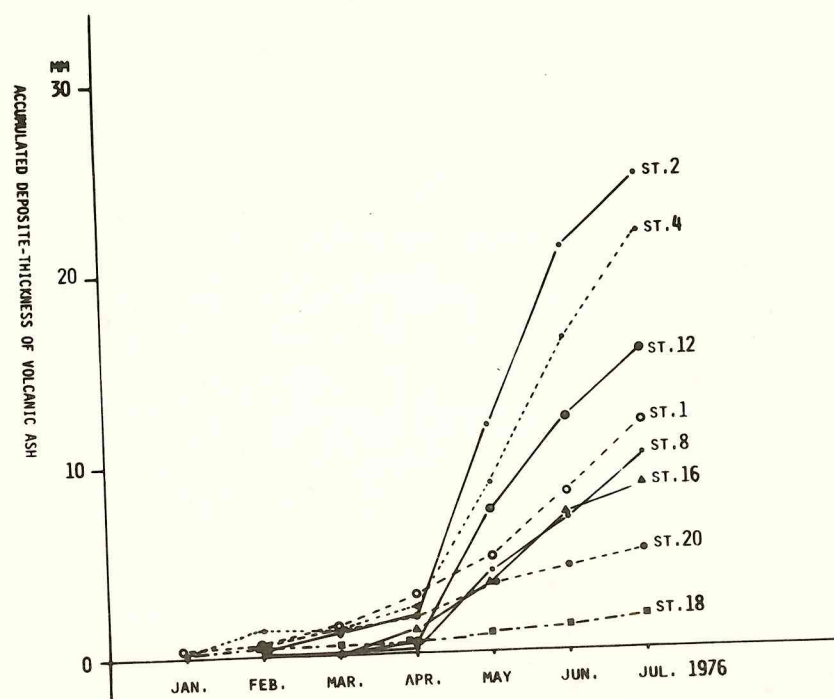


第4図 降下火山灰測点および1月の火山灰堆積分布

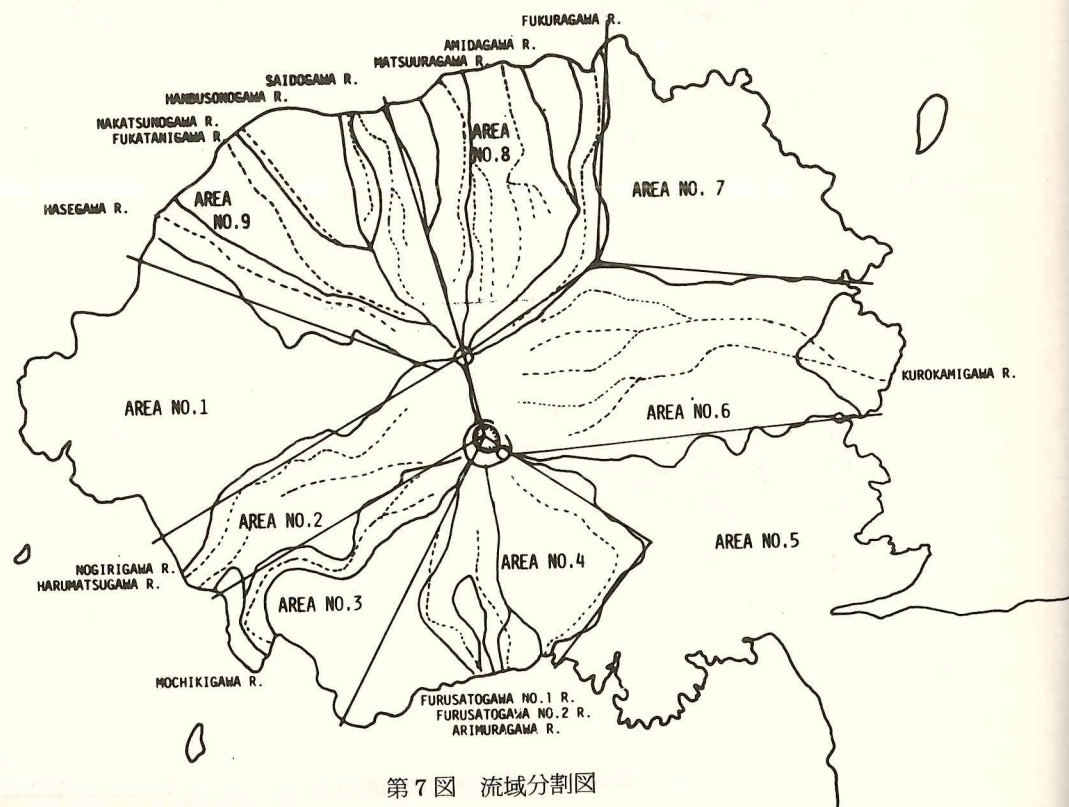


第5図 各月の火山灰堆積分布





第6図 各観測点の降灰堆積層厚の積算



第7図 流域分割図

第1表 桜島内の降下火山灰量 期間：1976年1月～7月

| 地域<br>番号                     | 1月               | 2月               | 3月               | 4月                 | 5月                  | 6月                  | 7月                  | 合計                   |
|------------------------------|------------------|------------------|------------------|--------------------|---------------------|---------------------|---------------------|----------------------|
| 1                            | 300 <sup>m</sup> | 200 <sup>m</sup> | 370 <sup>m</sup> | 5,370 <sup>m</sup> | 49,330 <sup>m</sup> | 34,590 <sup>m</sup> | 23,000 <sup>m</sup> | 112,890 <sup>m</sup> |
| 2                            | 160              | 1,070            | 640              | 8,980              | 40,030              | 30,500              | 21,950              | 103,330              |
| 3                            | 100              | 1,440            | 170              | 4,930              | 4,940               | 3,430               | 5,760               | 20,770               |
| 4                            | 3,370            | 2,850            | 5,060            | 7,970              | 23,360              | 15,530              | 13,610              | 71,750               |
| 5                            | 14,220           | 1,280            | 7,610            | 9,710              | 51,530              | 16,470              | 17,350              | 118,170              |
| 6                            | 6,330            | 7,400            | 10,020           | 54,490             | 213,210             | 293,570             | 121,740             | 706,760              |
| 7                            | 760              | 2,110            | 1,560            | 15,380             | 70,740              | 137,210             | 27,420              | 255,180              |
| 8                            | 1,320            | 8,390            | 1,130            | 6,080              | 48,360              | 39,090              | 52,020              | 156,390              |
| 9                            | 180              | 1,120            | 1,350            | 5,050              | 44,460              | 34,920              | 35,310              | 122,490              |
| 月別降<br>灰体積<br>m <sup>3</sup> | 26,470           | 25,960           | 27,910           | 117,960            | 545,960             | 605,310             | 318,160             | 1,667,730            |
| 月別降<br>灰重量<br>t              | 34,411           | 33,748           | 36,283           | 153,348            | 709,748             | 786,903             | 413,608             | 2,168,049            |

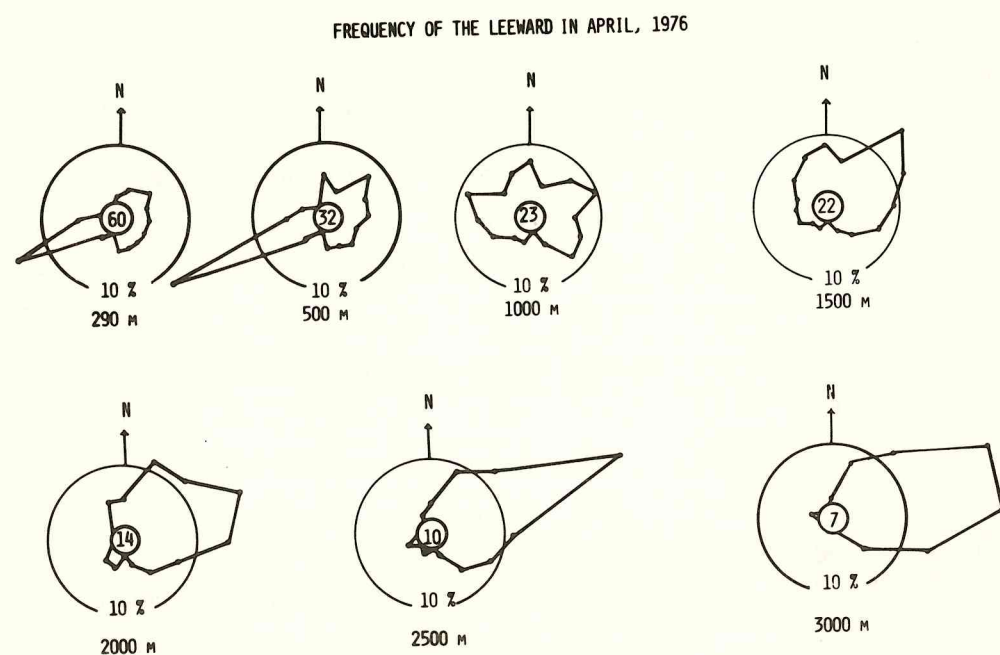
#### 4 堆積分布と風向

噴煙は火口より大気中に吐出されるから、噴煙の到達高度は主に噴出速度に依存し、その後の行動が風向と風速に依存することは、目視観測でもあきらかである。そこで今回は風向と堆積分布について調査した。風力に依存する粒度分布、到達距離等は興味深く重要な問題であるが、これらに関する測定値が乏しいので割愛した。

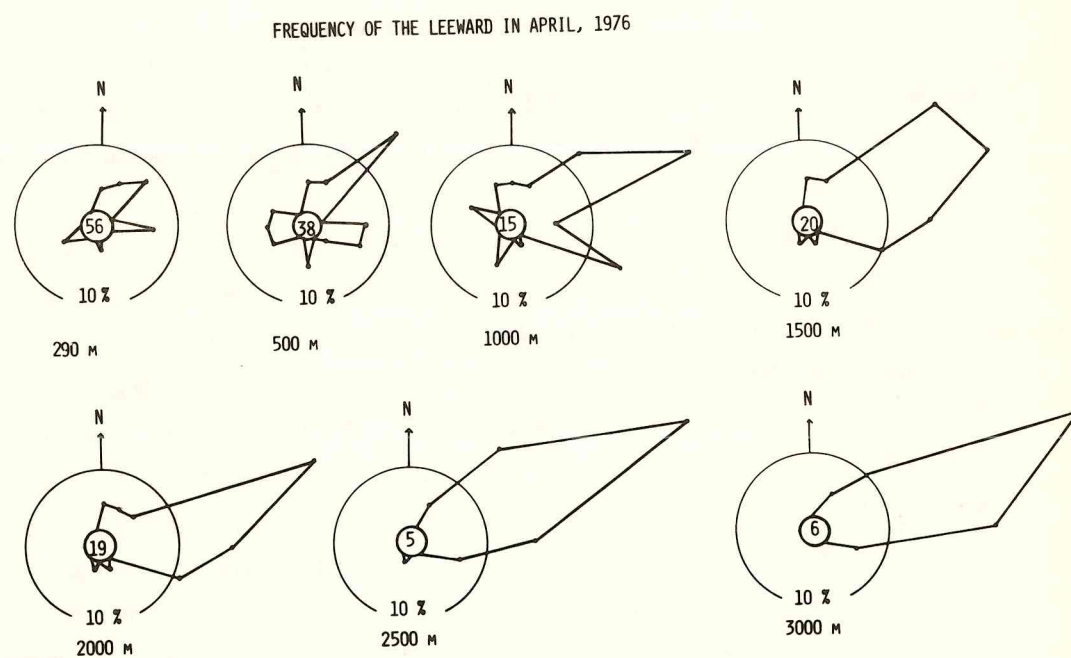
ここでは噴煙が風によって流されるので風向の特徴を把握するのに、風下の頻度分布をみることにする。風向のデータは、鹿児島市吉野町にある鹿児島地方気象台高層課によるゾンデ観測値から、高度290m, 500m, 1000m, 1500m, 2000m, 3000mの値を使用した。1976年4月を例に月間風下頻度を第8図(a)に示した。実際には、第2図に示したように爆発あるいは連続噴煙が断続的に発生しているので、爆発の発生時の風向に、爆発1回あたり1.0、連続噴煙の場合1時間継続に対して0.2の重みをつけて風下頻度を算出した。これを第8図(b)に示す。第8図では風速4m/sec以下を静おんとして円の中心に百分比で表示し、方位は16方位を採用してある。第8図(a)と(b)を比較すると風況はかなり異っているが、降下火山灰を検討するには後者の方がより適当であろう。

桜島南岳の活動火口の標高が約1000mあり、噴煙の平均到達高度は2000m程度と考えられる。第8図(b)の高度別風下頻度図と第5図の4月分火山灰堆積図を比較してもわかるように、堆積分布の特性は高度1000～2000mの風況と一致している。そこで1976年4, 5, 6月の風下頻度と堆積分布を第9図に比較して示した。定性的には非常によく一致しているといえよう。

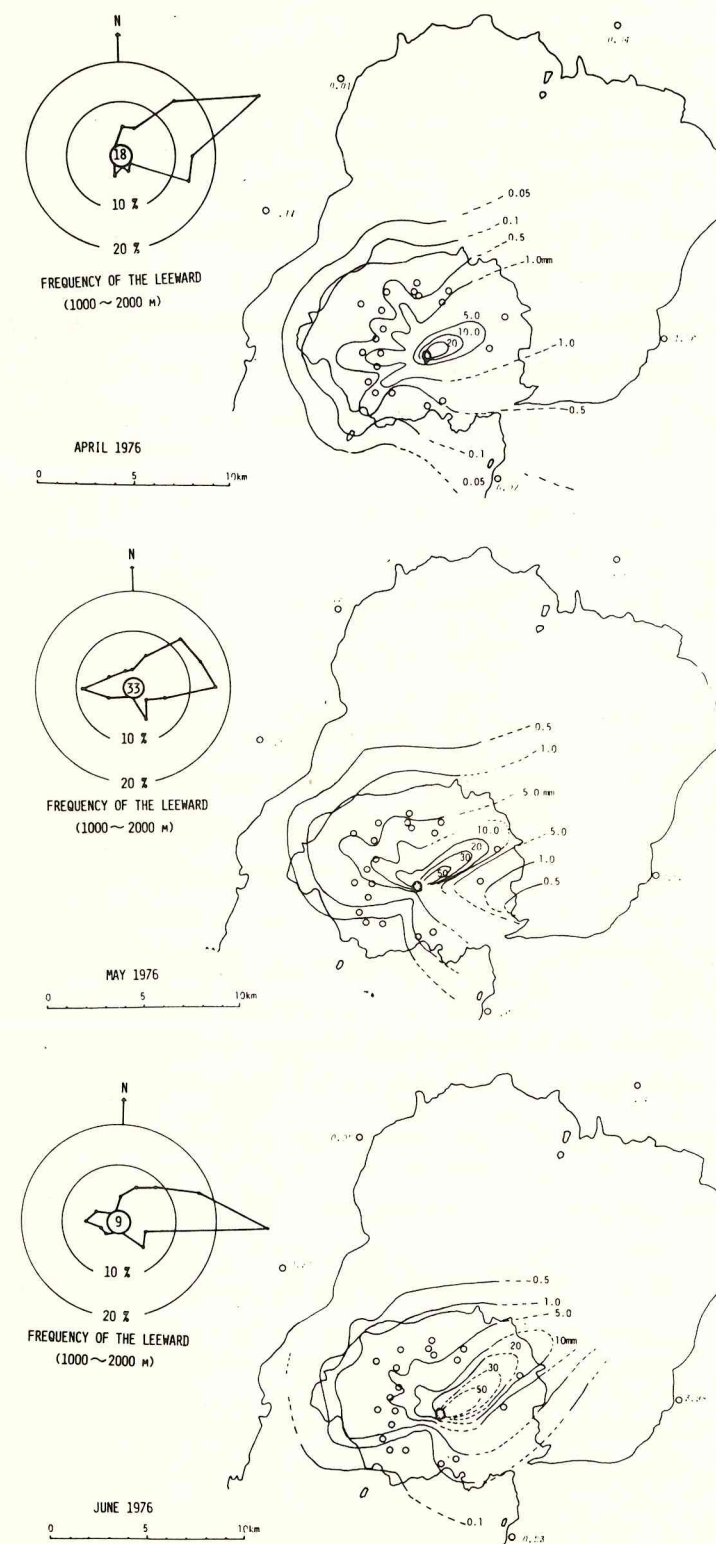




第8図(a) 月間風下頻度



第8図(b) 降灰時の風下頻度



第9図 風下頻度と降灰堆積分布



## 5 おわりに

1976年6月集中豪雨の発生する以前の期間、火山活動は比較的活発であった。この期間に、桜島内に堆積した降下火山灰の量を各流域ごとに見積り、さらにその堆積状況が常識ではあるが風況に依存していて、高度1000～2000mの風向に特に左右される。他の災害防止の研究の基礎資料となれば幸である。

この報告に用いられた降灰量測定値は、桜島内の方は建設省肝属川工事事務所、周辺分については鹿児島県農政部により得られたものを使用した。又風に関するデータは鹿児島地方気象台より提供された。あわせて関係機関に感謝するものである。なお本調査研究を進めるにあたって補足データの収集等は文部省科学研究費によるもので当局に謝意を表すものである。

## 桜島火山灰・砂の物理的諸性質

鹿児島大学農学部 春山元寿

### 1. ま え が き

爆発的活動によって知られている桜島火山においては、火山噴出物による直接的被害ばかりでなく降灰砂及び桜島山体を構成している岩屑に基因する降雨時の土砂害が続発している。降灰砂の流出、土石流発生の初期段階をなす斜面崩壊の問題を解明するには、降灰や土砂の性質を知ることが重要である。ここに土砂害に関する基礎資料を得ることを目的として、降灰砂の物理的性質を土質力学的観点から解明した結果<sup>1)</sup>の概要を報告する。降灰砂のうち微細なものを火山灰、粗粒子を多く含むものを火山砂と呼ぶことにする。また、2、3の性質については溪床滞積土の試験もあわせて行っている。

### 2. 試 料

試験に用いた試料を表-1に、試料採取地を図-1に示す。火山灰は爆発・噴煙に伴う降灰で、噴出時に降ってきたものをそのまま集めたものであり、降雨などの影響を全然受けていない。火山砂は粗い砂粒子を主とし、噴石などを含む。火山灰、火山砂ともに有村川周辺で採取した。溪床滞積土は、地獄河原、長谷川、および古河良川で採取した。

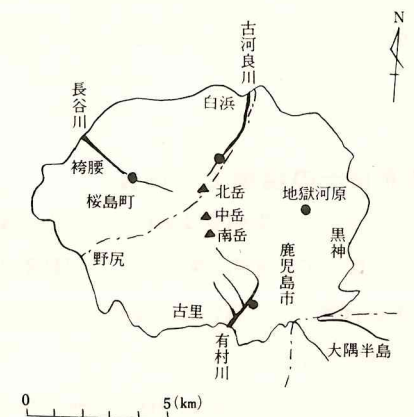


図-1 試料採取地(・印)

### 3. 試 験

行った試験と試料の関係を表-2に示す。

### 4. 粒子の比重

これは、火山灰、火山砂ともに2.66、溪床滞積は2.62である。

### 5. 粒度組成

粒度試験から得られた粒径加積曲線は、図-2及び3のとおりである。火山灰は粘土分9%、シルト分24%、砂分67%のシルト質砂、火

表-1 試 料

| 試 料   | 採取地     |
|-------|---------|
| 火 山 灰 | 有村川周辺   |
| 火 山 砂 | "       |
| 溪床滞積土 | 地 獄 河 原 |
| "     | 古 河 良 川 |
| "     | 長 谷 川   |



表-2 試験の種類と試料

| 試験の種類     | 用いた試料                                |
|-----------|--------------------------------------|
| 土粒子の比重試験  | 火山灰, 火山砂, 溪床滞積土<br>(地獄河原, 古河良川, 長谷川) |
| 粒度試験      | 同上                                   |
| 現場密度など    | 溪床滞積土<br>(地獄河原, 古河良川)                |
| 透水試験      | 火山灰, 火山砂                             |
| 不飽和透水試験   | 同上                                   |
| 排水・乾燥試験   | 同上                                   |
| スレーキング試験  | 火山灰                                  |
| 吸水膨張・収縮試験 | 火山灰                                  |
| 三軸圧縮試験    | 火山灰, 火山砂                             |
| 最小密度の測定   | 火山灰                                  |

山砂はシルト分以下が7%, 砂分59%, レキ分34%の細粒分まじり砂である。溪床滞積土の粒度は滞積の場所によって水平的にも変化し, レキ質土, 砂質土, 細粒分まじり砂などとして分類される。

## 6. 溪床滞積土の現場での性質

現場での含水比, 飽和度は試料採取時の気象条件(とくに降水とか日照)によって, 空気乾燥状態から飽和状態までの範囲で変化する。湿潤密度も含水比にしたがって変化する。すなわち, 同じ種類の土であれば含水比は高いほど湿潤密度は大きい値を示す。乾燥密度および間ゲキ比は土の状態を示す一定の量である。

現場でのサンプリングは, 内径5.5cm, 高さ6.0cmのサンプラーを地中に貫入させて行なった。レキ分が多い個所では, この方法によるサンプリングは非常に困難である。

表-3 溪床滞積土の乱さない状態における物理的性質

| 試料   | 含水比<br>(%) | 単位体積重量              |                     | 間ゲキ比 | 飽和度<br>(%) |
|------|------------|---------------------|---------------------|------|------------|
|      |            | 湿潤時<br>( $g/cm^3$ ) | 乾燥時<br>( $g/cm^3$ ) |      |            |
| 地獄河原 | 1          | 1.525               | 1.224               | 1.14 | 56.5       |
|      | 2          | 1.54                | 1.450               | 0.81 | 49.8       |
|      | 3          | 1.60                | 1.458               | 0.80 | 52.4       |
| 古河良川 | 1          | 1.260               | 1.005               | 1.61 | 41.3       |
|      | 2          | 1.234               | 0.971               | 1.70 | 41.8       |
|      | 3          | 1.221               | 0.894               | 1.93 | 49.7       |

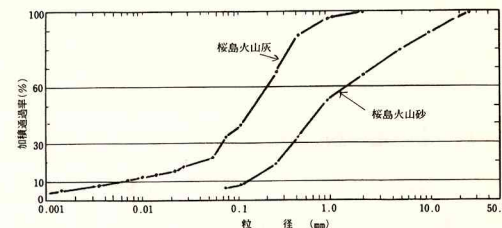


図-2 桜島火山灰, 火山砂の粒度曲線

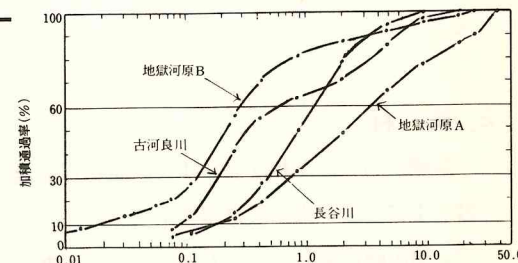


図-3 溪床滞積土の粒度曲線

地獄河原および古河良川における溪床滞積土の乱さない状態での物理的性質を表-3に示す。溪床構成材料の変動やサンプリングの困難さのために測定値のバラツキがかなりある。

## 7. 透水性

重力による水の透過を計算するには, ダーシー (Darcy) の法則を用いる。ダーシーの法則によって透水係数  $k$  が決定される。

土の透水係数  $k$  は, 試料土の種類, 粒度, 間ゲキ比 (密度), 浸透水の性質, および試験条件などによって変化する。

ここで, 透水試験は JIS A 1218-1961<sup>2)</sup> に従って行なった。供試体の上, 下端面におけるフィルター材は砂と金網である。ろ紙は透水係数に影響するので使用していない。

通水後の経過時間と火山灰の透水係数  $k_{15}$  の関係を図-4に, 火山砂のそれを図-5に示す。火山灰の透水係数は経過時間とともに増加する傾向を持つ。火山砂の透水係数は, ゆるい状態では経過時間とともに減少する傾向がみられ, 密な状態ではわずかながら増加する傾向がみられる。また, 火山灰, 火山砂ともにゆるい状態ほど透水係数の時間的変化が大きい。密な火山砂の透水係数の時間的変化は無視できる程度である。

同じ土であれば, 間ゲキ比が大きいほど透水性はよくなる。通水後1時間, 4時間, および24時間における火山灰および火山砂の間ゲキ比  $e$  と透水係数の対数  $\log k_{15}$  の関係を, それぞれ図-6および7に示す。

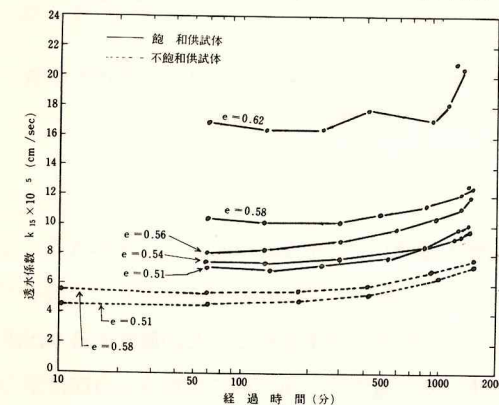


図-4 火山灰の透水係数の時間的変化

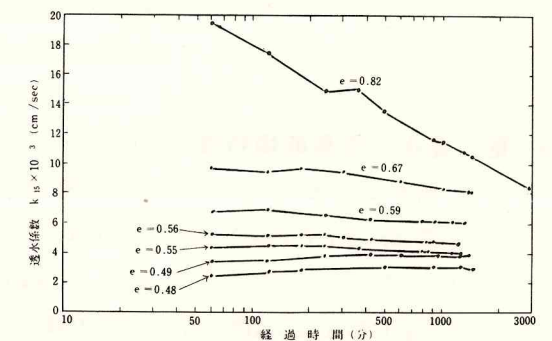


図-5 火山砂の透水係数の時間的変化

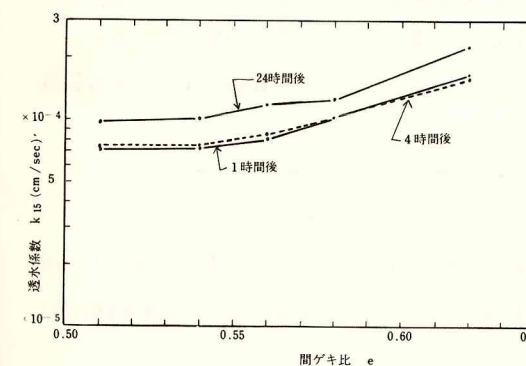


図-6 火山灰の透水係数と間ゲキ比の関係

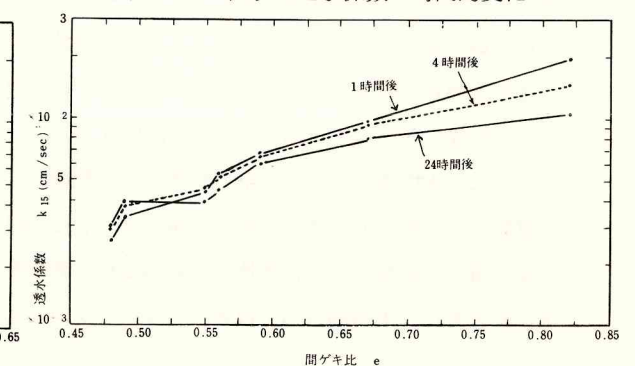


図-7 火山砂の透水係数と間ゲキ比の関係



不飽和状態における透水性を知るために、試料として前述の透水試験が終了した火山灰の供試体をモールドに入れたまま相当日数重力排水させ、さらに蒸発させたものを使用して変水位透水試験を行った。

供試体の初期状態は現地との対応で考えると、降灰が滞積して、降雨を受けた後、何日間乾燥した状態に相当する。そのような状態のところへ降雨があると不飽和透水状態となる。

同じ構造を持った土であれば、不飽和土の透水係数は間ゲキ中の空気の影響を受けて、飽和土の透水係数より小さくなる。

不飽和火山灰の透水係数  $k_{15}$  の時間的变化

状況を図-8に示す。図-8の  $e = 0.51$  と  $0.58$  の場合を 図-4 に破線で示す。不飽和火山灰の透水係数は、 $(4.5 \sim 8.5) \times 10^{-5}$  ( $\text{cm/sec}$ ) であり、飽和のそれより小さい。

また、間ゲキ比の違いによる透水係数の差は不飽和の場合わずかである。透水係数が時間の経過にしたがって増加する傾向がみられることは飽和状態でも不飽和状態でも同じである。図-8において  $e = 0.56$  の場合、試験中に間ゲキ内の空気が他の供試体よりよく排出されたことによって透水性が大きくなったものと考えられる。

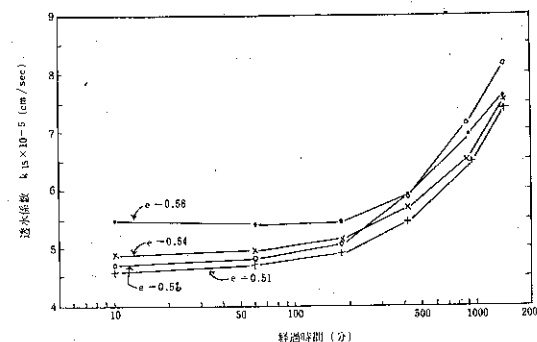


図-8 火山灰の不飽和状態における透水係数の時間的变化

## 8. 重力排水・蒸発乾燥特性

降雨、流水など水が土に供給されると、その水は浸潤・浸透などの形をとりながら土中に入る。この水の一部は結合水や半結合水ないし、拘束された自由水となるが、そのほかは自由水として下降していく。この下降運動（横方向の運動も含む）にはダーシーの法則が適用される。この運動する水が重力水である。自然状態では排水は下方および横方向へ生じる。重力の作用だけで排水する方法は重力排水といわれ、これによっておもに重力水が排除される。ここで重力排水によって土の含水量が減少し得る最小値を“保水力”と呼ぶことにする。飽和土層からの排水後には毛管水が残っている。

土が大気にさらされると、土表面から蒸発が起これ、これによって土中水の移動が生じ、土は乾燥する。乾燥の程度は大気相対湿度に関係する。

ここに、火山灰、火山砂の重力排水および乾燥特性について述べる。

試験方法は飽和供試体を先ず重力排水させ、その終了後空气中で乾燥させた。

重力排水・乾燥による含水比の時間的变化（経時変化）を図-9、10に示す。重力排水は火山灰、火山砂ともに24時間以内でほとんどすべてを行ってしまい、24時間経過後の含水比の経時変化はわずかである。

図-9によれば、重力排水後の火山灰の保水力は、間ゲキ比  $e = 0.62$  のとき約18%， $e = 0.56$

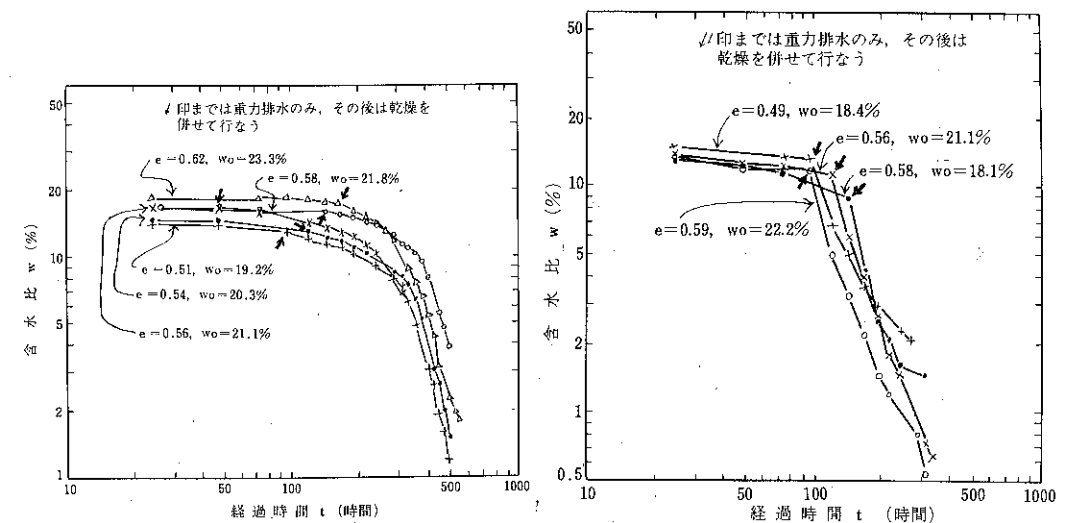


図-9 火山灰の排水・乾燥による含水比の経時変化

図-10 火山砂の排水・乾燥による含水比の経時変化

～0.58のとき約16%， $e = 0.51 \sim 0.54$ のとき13%であり、間ゲキ比が大きいほど、保水力も大きくなっている。この関係は、常識的には逆に考えられるが、これは供試体の初期含水比の影響によるものである。乾燥試験中も、大体において間ゲキ比が大きいほど、含水比が高いという傾向がみられるが、間ゲキ比が大きいものは含水比の減少割合が大きいといえる。火山灰の乾燥試験終了時の含水比は1～4%の間であるが、まだ乾燥は引続き起これりつつあり、最終的には大気相対湿度に対応した一定値となるであろう。空気乾燥状態での含水比の測定結果は0.38%であった。

図-10によれば、火山砂の保水力は約10～12%程度であり、間ゲキ比  $e$  が小さいものほど、保水力が大きいという傾向を認めてよい。この関係は火山灰とは逆のものである。乾燥試験終了時の含水比は2%以下であるが、これも最終的には火山灰と同じ程度に落ち着くであろう。

火山砂は、火山灰に比較して水分消失速度が速い。例えば、含水比が10%以下になる所要時間は、火山灰では200～400時間、火山砂では100～130時間、2%以下になる所要時間は、火山灰では約450時間以上、火山砂では150時間以上である。

含水比  $w$ ・時間  $t$  関係は、排水過程と乾燥過程の2段階に分けられ両過程とも両対数紙上で直線関係にあり、次式で一般表示される。

$$w = at^b$$

ここに、 $a$ 、 $b$ は表-4に示すような定数。

表-4 排水および乾燥曲線の定数値

| 試料  | 条件 | a                      | b       |
|-----|----|------------------------|---------|
| 火山灰 | 排水 | $1.865 \times 10$      | -0.0532 |
|     | 乾燥 | $2.420 \times 10^{11}$ | -4.1063 |
| 火山砂 | 排水 | $1.975 \times 10$      | -0.1084 |
|     | 乾燥 | $8.909 \times 10^6$    | -2.8869 |



## 9. スレーキング崩壊

乾燥した土の塊りを急速に水に浸すと、土塊の外側の部分は飽和し、空気は内側に閉じこめられる。この空気内の圧力によって土の骨格に引張力が生じ、崩壊する。このような崩壊をスレーキングという。乾燥した火山灰が、降雨によって容易に崩壊することの基礎的性質をこれによって知ることができる。ここで火山灰のスレーキング試験結果について述べる。

供試体作成後の経過日数と崩壊時間および含水比の変化状況を図-11 (a)と(b)に示す。図-11に

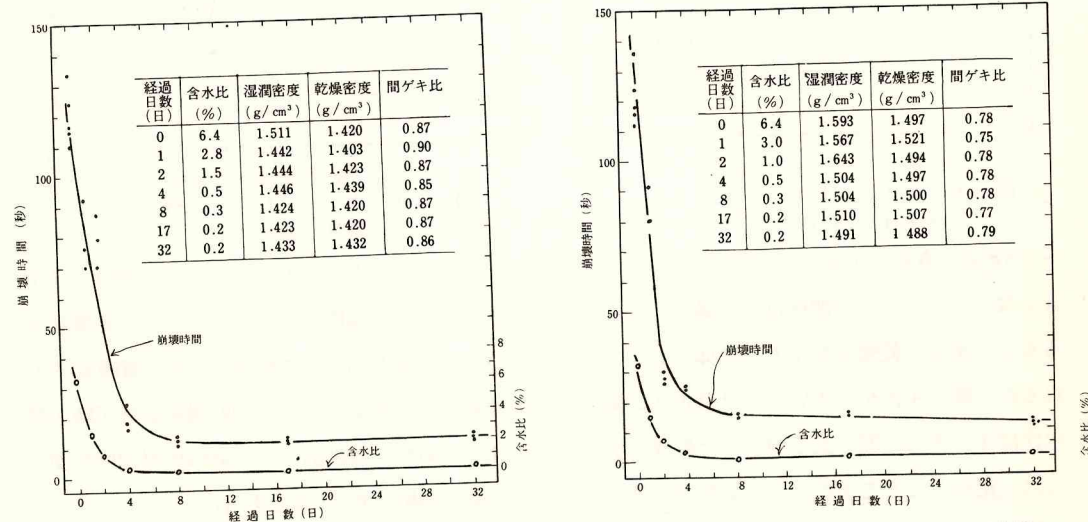


図-11 (a) 火山灰のスレーキング試験結果

図-11 (b) 火山灰スレーキング試験結果

よれば、崩壊時間は、経過日数8日までは急激に短くなり、それ以後はほとんど一定となる。この間の含水比の変化をみると、供試体は蒸発によって8日間程度で、気乾状態に近くなり、それ以後は含水比の変化もほとんどない。したがって8日以後では供試体の間ゲキ水はほとんど一定量の空気で置き換わっている。このために崩壊時間はほぼ一定となる。乾燥しているほど、供試体内に閉じこめられる空気量が多く、さらにサクションも大きくなるので、間ゲキ空気の圧力が増加する。この圧力で土の骨格は引張力を受け、崩壊時間が短くなるのである。

スレーキング崩壊に要する時間は含水比の関数である。いま、崩壊時間と含水比の関係を両対数紙上にプロットすると図-12 (a)と(b)に示されるように、両者の関係は直線関係で表わされ、次式で近似される。

$$\log t = 0.7154 \log w + 1.5694 \quad (2)$$

ここに、 $t$  = 崩壊時間 (秒)

$w$  = 含水比 (%)

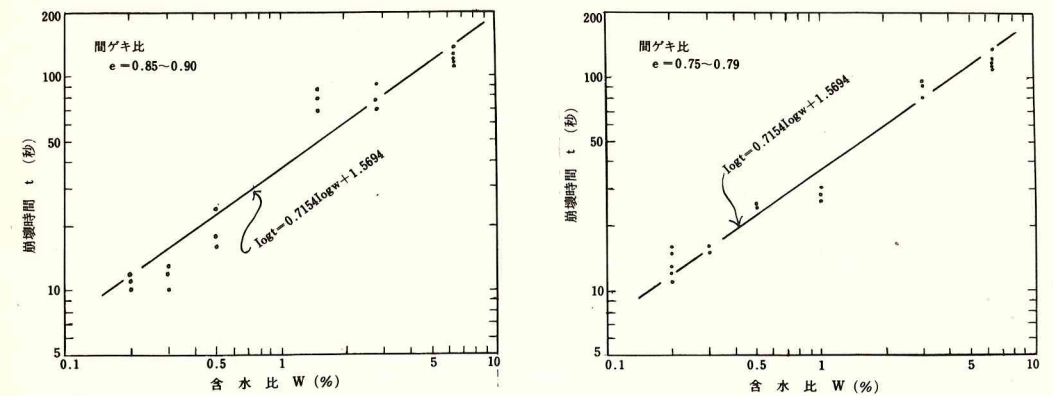


図-12 (a) 火山灰のスレーキング崩壊時間と含水比の関係

図-12 (b) 火山灰のスレーキング崩壊時間と含水比の関係

乾燥した火山灰は、サクションによって降雨をすみやかに吸引し、表面が飽和状態となると、スレーキング崩壊が発生することが、以上の室内試験結果から予測される。

## 10. 吸水膨張・収縮特性

乾燥した細粒土は、ゆるい状態にあるとき吸水すれば、土粒子の骨組が乱れて収縮を起こし、密な状態にあるとき吸水すれば、土の間ゲキに自由水面を形成して、毛管張力を失ない膨張(膨潤)する。また、飽和した土が乾燥を受けると毛管張力の影響で体積を収縮する傾向がある。自然状態にある土は降雨水の吸水や蒸発乾燥によって膨張・収縮をくりかえし受けることによって崩壊にいたることもまれでない。ここに、火山灰の吸水による体積変化特性を試験した結果について述べる。

試料としては気乾状態の火山灰および湿らした火山灰を用いた。

吸水による供試体の高さの変化率  $R$  と経過時間の関係を図-13に示す。ゆるい状態では収縮を生じ、収縮率は吸水開始後5~10分までは図-13にみられるように、片対数紙上で放物線的に増加する。その後は徐々に収縮し、最終的に収縮は生じなくなる。密な状態では膨張を生じ、30~60分ぐらいまで放物線的に膨張する。

吸水による供試体高さの変化率(体積変化)  $R$  と経過時間  $t$  との間には次の関係がある。

$$R = \alpha \log t^2 + \beta \log t + \gamma \quad (3)$$

ここに、 $R$  = 高さの変化率 (%)

$t$  = 経過時間 (分)

$\alpha, \beta, \gamma$  = 定数

吸水の初期段階で、収縮のとき  $\alpha > 0$ 、膨張のとき  $\alpha < 0$ 、後期段階で  $\alpha = 0$ 、体積変化が生じないとき  $\alpha = \beta = 0$  となる。

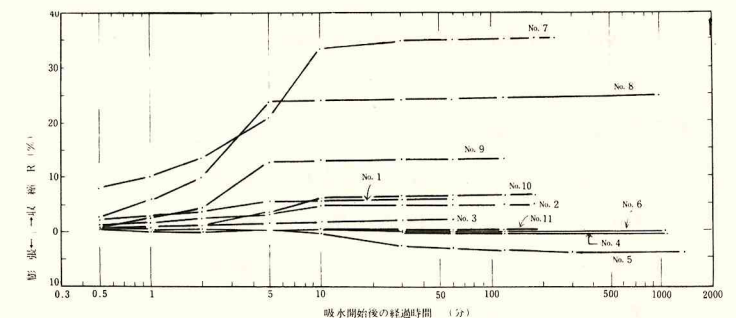


図-13 火山灰の吸水膨張・収縮の時間的変化



供試体の体積変化が生じなくなった時点での最終的な収縮量と膨張量を図-13から求め、間ゲキ比に対してプロットすると図-14が得られる。図-14によると間ゲキ比が0.6～0.7では収縮も膨張も生ぜず、それよりゆるい状態では収縮し、密な状態では膨張する。

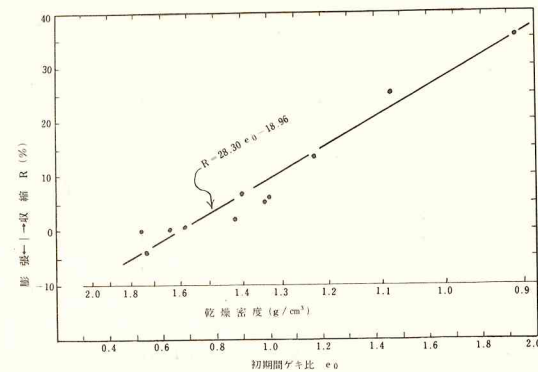


図-14 火山灰の間ゲキ比（乾燥密度）と最終体積変化量

### 11. セン断抵抗角

火山灰、火山砂について供試体の密度をかえて、拘束圧が0.5～1.0 Kg/cm<sup>2</sup>のもとで圧密排水三軸圧縮試験を行った。

セン断による体積変化特性をあらわす指標であるダイレイタンス指数を間ゲキ比に対してプロットすると図-15が得られる。ここで負のダイレイタンス指数は膨張傾向を示す。

火山砂はセン断を受けると膨張傾向が強く、火山灰は収縮傾向が強い。したがって外力を受けたとき、火山灰は火山砂に比べて不安定になりやすい。火山灰のセン断抵抗角は30～36度、火山砂においては40～50度である。

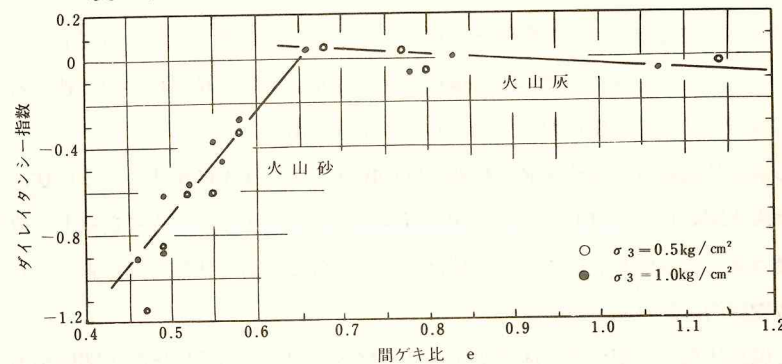


図-15 火山灰・火山砂のダイレイタンス指数と間ゲキ比の関係  
(ダイレイタンス指数は収縮を正としている)

セン断抵抗角  $\phi_d$  と間ゲキ比  $e$  の関係を図-16に示す。間ゲキ比  $e$  が小さいほど  $\phi_d$  は大きく、両者の間には次の直線式で近似される関係がある。

火山灰では、 $0.65 < e < 1.20$  の範囲で

$$\phi_d = -8.7e + 41.3 \text{ (度)} \quad (4)$$

火山砂では、 $0.45 < e < 0.65$  の範囲で

$$\phi_d = -71.0e + 80.8 \text{ (度)} \quad (5)$$

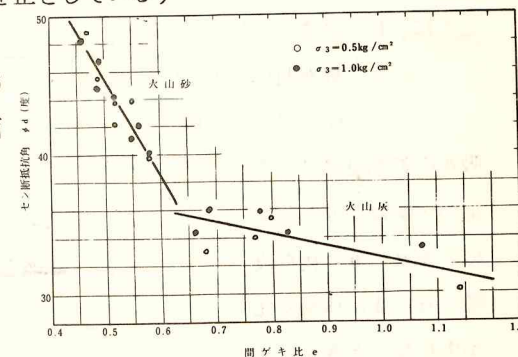


図-16 火山灰、火山砂のセン断抵抗角と間ゲキ比の関係

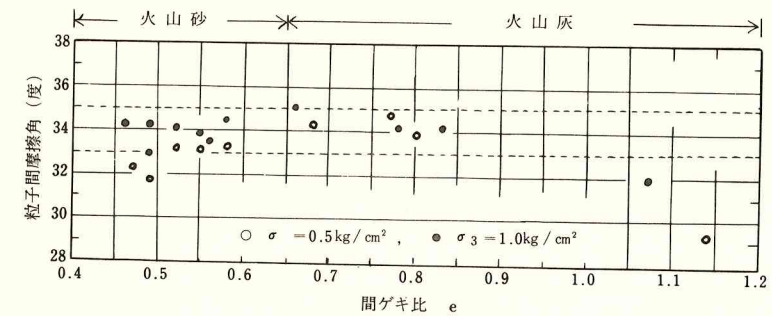


図-17 火山灰、火山砂の粒子間摩擦角と間ゲキ比の関係

粒子のかみ合いがセン断抵抗角に寄与する部分の強さを補正して、粒子間の摩擦角を計算するとそれはほぼ33～35°の間にあり平均的には約34°である。これは、火山灰、火山砂ともに同じ値であり、また間ゲキ比によっても変らない。図-17にそれが示されている。

### 12. 火山灰の最小密度

火山爆発、噴煙に伴う降灰は降雨水や振動などを受けていない状態では最小密度に近い状態で滞積していると考えられる。その値は、滞積厚さで異なるが、室内試験の結果によれば、滞積厚さ2.01cm、6.06cm、及び12.7cmのとき、乾燥密度はそれぞれ1.31 t/m<sup>3</sup>、1.34 t/m<sup>3</sup>、及び1.37 t/m<sup>3</sup>程度、間ゲキ比はそれぞれ1.03、0.97、及び0.93程度である。

### 13. おわりに

火山灰の透水性、排水・乾燥特性、スレーキング特性、及び吸水膨張・収縮特性などの水理的性質は、桜島の気象状況（降雨・日照）との関連で捉えられ、土石流のひきがねと考えられる降灰の流動開始に重要な問題が出て来そうである。また、火山灰・砂や溪床滞積土の物理的性質も土砂移動に関して重要である。本研究は、井上利昭君の協力に負うところが大きい。

### 参考・引用文献

- 1) 春山元寿・井上利昭：桜島火山灰の物理的諸性質，鹿児島県土木部砂防課，昭．50．3。
- 2) 土質工学会編：土質試験法，土質工学会，昭．44．10。
- 3) Haruyama, M.: Effect of surface roughness on the shear characteristics of granular materials, Soils and Foundations, Vol. 9, No. 4, Dec. 1969, pp. 48 ~ 67



## 昭和51年の豪雨による桜島の土石流災害について

九州大学生産科学研究所 山崎 達雄  
九州大学工学部 椿 東一郎  
同 平野 宗夫  
鹿児島大学農学部 河原田 礼次郎

### 1. ま え が き

桜島はその壮麗な容姿と噴煙の雄大さとで人々を魅了してやまないが、その反面、火山活動による降灰と頻発する土石流によって大きな被害を受けてきた。とくに、昭和47年以降の火山活動の激化に伴って、降灰や土石流の災害は著しく激化する傾向にあるが、昭和51年6月豪雨および台風17号の豪雨によって、桜島の山腹斜面は激しい浸食・崩壊を受け、各水系には大規模な土石流が発生した。本文は両豪雨における桜島の雨量特性、代表的な河川である野尻川などに発生した土石流災害の実態、下流部の流路工及び海底における土砂堆積などについて調査・検討したものである。

### 2. 桜島における両豪雨の特性と土石流の発生

桜島には図-1に示すように、野尻川を初め15の河川があり、丸印で記した春田山（京大防災研桜島観測所）、野尻、持木、古里、有村、黒神、白浜（以上肝属川工事事務所）の7雨量観測点が設置されており、それぞれ、10分雨量が記録されている。これらの資料から、51年6月豪雨および台風17号豪雨について、累積雨量の代表例をそれぞれ、図-2、図-3に示した。また、図-4は6月豪雨の4個の降雨群における10分雨量 $R_{10}$ の分布と野尻川流路工における土石流発生時刻との関係を示すものである。ひきがねの $R_{10}$ と土石流発生との間には明瞭な対応関係が認められ、おくれ時間は10分弱から20分程度である。

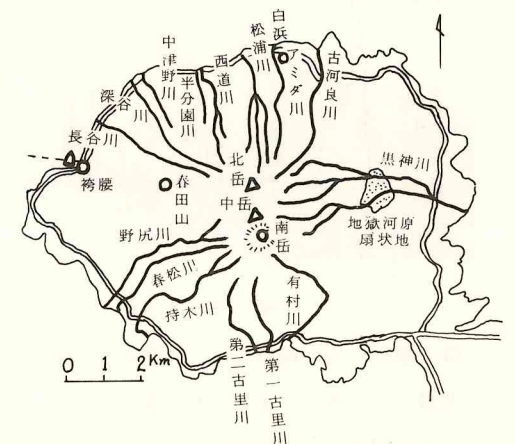


図-1 桜島の河川と雨量観測点

図-5は肝属川工事事務所によって測定された土石流のハイドログラフと $R_{10}$ 系列との関係を示すもので、ひきがねの $R_{10}=5, 9\text{ mm}$ に対応して2個のピークが現われている。また、土石流のハイドログラフが段波的に急増して継続時間が短かく、普通河川にみられる地下水流出成分を欠いていることは、桜島の土石流に共通している。

なお、両豪雨の特徴を列举すると以下のようである。

(1) 降雨の地域的分布：両豪雨において、SE方向から多量の湿潤空気が供給されたため、南斜面の



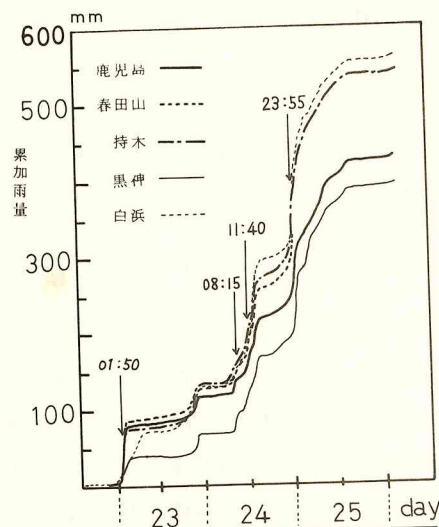


図-2 6月豪雨の降雨量

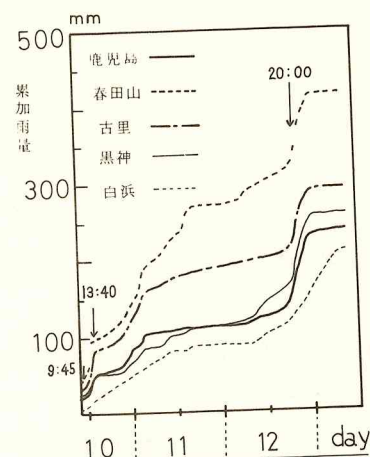


図-3 台風17号の降雨量

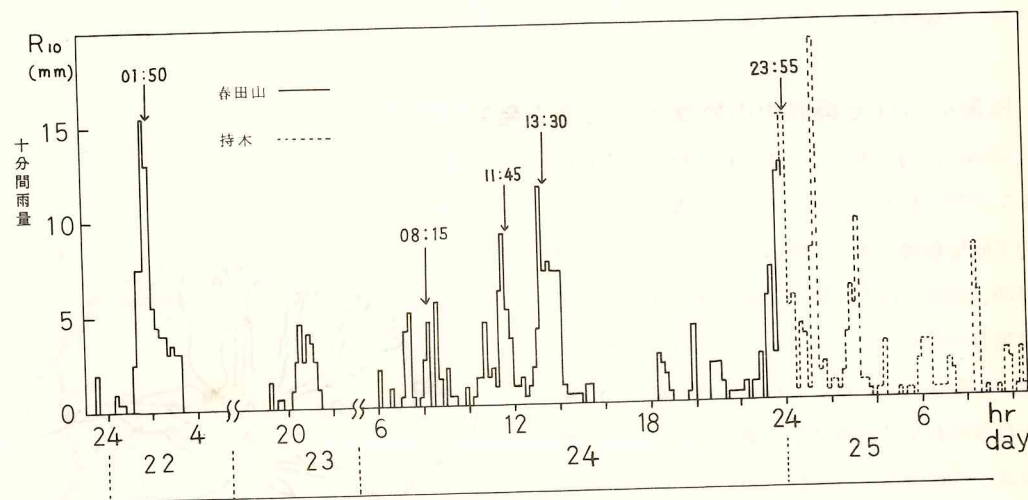


図-4 6月豪雨における10分雨量の分布と土石流の発生

降雨量が山岳の陰になった北側斜面の降雨量より大きい。また、6月豪雨では南西・南斜面における降雨のパターンや降雨量はほぼ一様であるが、台風17号の豪雨では高所の春田山が大きい。土石流の特性を適確に把握するためには、何らかの方法により（桜島は現在中腹以上は立入り禁止）高所の雨量測定が必要であることを示唆している。

(2) 降雨の時間的分布：両豪雨とも累加雨量・雨量強度が大きく、大規模な斜面崩

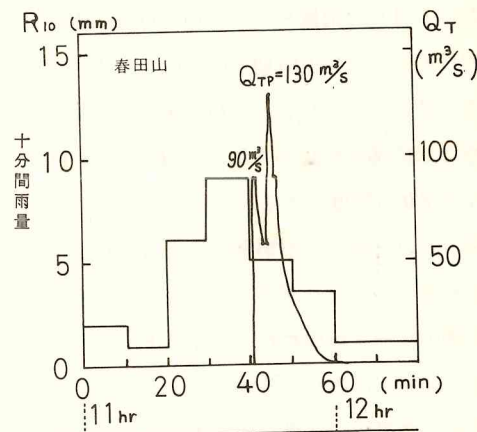


図-5 土石流のハイドログラフ

壊をひき起すに十分であるが、とくに、降雨末期に強雨が断続的に集中した6月豪雨は山腹崩壊の誘起型である。

### 3. 土石流災害の様相と問題点

土石流災害が頻発し、今回の両豪雨において最も大きな被害を受けたのは野尻川である。野尻川は山腹上流ガリ一部（流域面積  $A = 1.49 \text{ km}^2$ ，流路長  $L = 1.73 \text{ km}$ ，勾配  $I = 0.16 \sim 1.0$ ），中流溪流部（ $A = 0.99 \text{ km}^2$ ），下流扇状地部（ $A = 0.51 \text{ km}^2$ ， $L = 1.25 \text{ km}$ ， $I = 0.04 \sim 0.056$ ）に大別され、さらに中流部は山間溪谷域（ $L = 0.87 \text{ km}$ ， $I = 0.10$ ），面積  $0.13 \text{ km}^2$  の堆砂域をもつ中流堆砂域（ $L = 0.89 \text{ km}$ ， $I = 0.073$ ）および大正溶岩と古期溶岩で規制された狭窄域（ $L = 0.67 \text{ km}$ ， $I = 0.077$ ）とからなる。なお、中流部の上・下流域には、高さ  $3 \sim 16 \text{ m}$  の8基の砂防ダムが建造されている。

以下に野尻川の特徴と被害の様相および問題点について述べる。

写真-1は源流部の山容を示したもので、山頂から数多くのリルやガリーが大規模に発達している。山腹斜面は火山性地震や降雨によって容易に崩落し

ガリー床に堆積する。ガリー堆積土は降雨時の集会的運搬によって野尻川谷線に運ばれ、直接谷線に崩落する斜面土砂とともに、土石流の供給源となる。土石流の発生源は勾配  $25^\circ$  程度の標高  $590 \text{ m}$  附近と推定されているが、6月豪雨の土石流は7号ダム上流の屈曲部において右岸に衝突して方向を変え、六脚ブロック護岸を散逸させて左岸を激しく浸食するとともに（写真-2）、ダム左肩を欠潰させた。

写真-3は6月豪雨後の中流堆砂域を写したもので、土石流は満砂状態の堆砂地内を、深さ  $4 \sim 5 \text{ m}$  程度の浸食水路を形成して蛇行しながら流下しており、豪雨前の流路幅にくらべて激しい横浸食が目目された。また、台風17号においては、写真の流路は埋まり、新しく右岸よりに浸食流路が作られている。また、堆砂地から狭窄部への遷移点附近では若干の越流が認められ、右岸導流堤の六脚ブロックの一部は破損・散乱した。一般に満砂に近い堆積地内の土石流は、流量・雨量のほか偶発的な要因によって、流入土砂の停止・堆積、土砂の再移動、拡幅、流路の変動、溢流など複雑な挙動をとり、土石流の制禦の上で多くの難解な問題を投げかけている。

堆積地から狭窄域を通過して下流部の台形複断面流



写真-1 野尻川源流部の山容



写真-2 山間溪谷部





写真-3 中流部堆砂地



写真-4 野尻川流路工の土砂堆積



写真-5 野尻川流路工



写真-6 黒神堆砂地

路工（縦断は図-6）に流入した土砂流は、コンクリート床面上を粗度係数  $n = 0.03$  程度で流れる（報告〔3〕の3参照）\* ため、上・中流域（ $I \div \frac{1}{18} \sim \frac{1}{25}$ ）では、現況断面では、流過能力をもつと推定される。しかしながら、河口附近の流路工の勾配が  $\frac{1}{47}$  に急変してその前方に形成された緩勾配のデルタ氾らん域に接続して居り、また、海水をかぶっているため堆積を起し易い。流れは射流であるから、一度河口部に堆積すれば堆積は急激に中・上流に遡上する筈で、両豪雨においては写真-4、5に示すように覆いあふれるばかりに流路を埋めた。写真-5は17号による堆積土砂が除去され、低水路が現われた写真であって、土石流堆積の規模を知ることが出来る。野尻川における最大の課題は流路工における土砂堆積の制禦にあると云える。

\* 以下、本報告を報告〔1〕、つづいての報告“桜島の山腹崩壊と生産土砂量について”を報告〔2〕、“桜島の土石流について”を報告〔3〕とする。

黒神川は野尻川とともに流出土砂量が大きく問題の河川である。黒神川には、海岸近くの昭和溶岩堆積地帯との間に面積  $1.33 \text{ km}^2$  の天然の堆砂地があって、第一黒神川、第二黒神川からの流出土砂は、この区間に堆積して海には流入しない。しかし、黒神地獄とよばれる広大な堆砂地は現在では満砂状態に近く、溶岩岳の間から溢れ出しそうな状態にある。しかも、報告〔2〕の表-3に記された流入土砂量の数値によると、この2年間における堆砂地の年間上昇速度は平均して  $71 \text{ cm/年}$  にも達する。流路工による土砂の排除など、早急な対策を迫られている河川である。

#### 4. 野尻川の流路工および海底における土砂の堆積

図-6、図-7は、肝属川工事事務所によって測量された野尻川流路工の堆砂形状と河口前面の海底深浅図を示したものである。深浅図は昭和51年5月と6月豪雨後に測られたもので、その間3個の土石流が発生しており、流路工の堆積土砂量とともに表-1に示した。

野尻川前面の海底勾配は  $0 \sim 30 \text{ m}$  間ではほぼ一様な

$\frac{1}{5}$  程度の急勾配であるが、流送土砂のために流路工前面には図-7に示すデルタが形成されている。従って、流路口を出た土石流は若干の首振り現象を呈しながら左右に拡がって流速を減じ、デルタと流路工下流の緩勾配部がまず土砂堆積の場となる。さらに海水のかぶりが堆積を助長して堆積高を増し、流れが射流であるため、堆積は流路工を急速に遡上するものと考えられる。流路工における堆積形状や土砂量の大概は流路工始点の堆積高

表-1

| 土石流発生日      | 流路工堆積量<br>単位 $10^4 \text{ m}^3$ |
|-------------|---------------------------------|
| S. 51. 6. 9 | 4.92                            |
| " 6. 11     | 5.22                            |
| " 6月豪雨      | 13.06                           |
| " 17号台風     | 14.20                           |

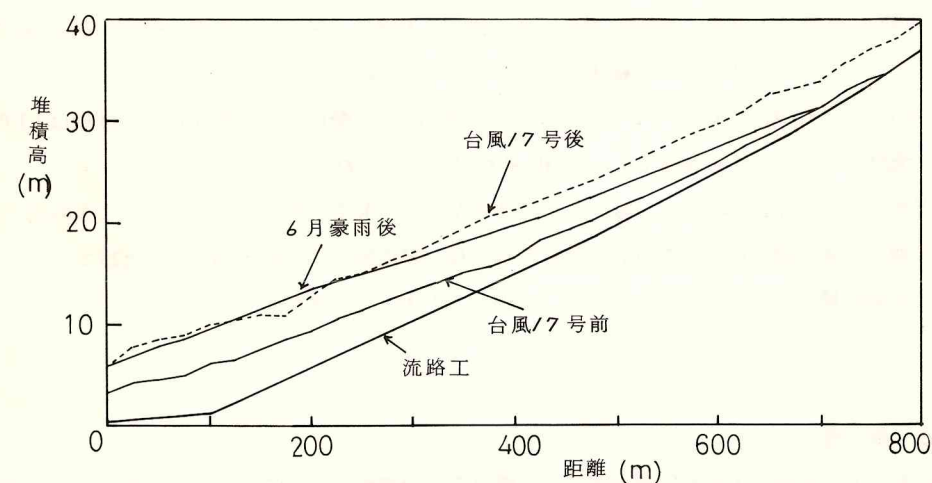


図-6 流路工における堆積形状



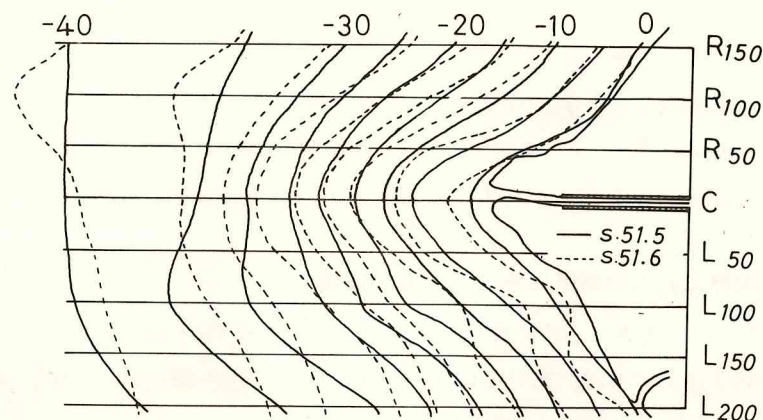


図-7 野尻川河口の深浅図

と堆砂勾配に規定され、前者については、今後の観測により検討していく必要がある。後者の堆砂勾配は、始点堆積高に無関係では一定しており、 $\frac{1}{24} \sim \frac{1}{28}$ 程度である。

一方、海に流入した土石流は、高濃度の密度差のため海底にもぐり、下層密度流として海底にそって流下・拡散し乍ら土砂を沈澱させるが、図-7にみられるように流れの主方向は若干右に偏っている。図-8は上述の期間について、水深2.5mごとの野尻川前面の堆積量と水深との関係を示したもので、-10~-15mの位置で沈澱・堆積量が最大となり、海底堆積土砂の総量は $19.5 \times 10^4 m^3$ である。この値は3個の土砂流の流入によるものであるが、表-1を用いた流路工堆積土砂量と海底堆積土砂量との割合1:0.84が各土石流に適用されるも図-8 堆積土量（水深2.5mごと）の水深分布の図とすると、6月豪雨による海底堆積土砂量は $11.0 \times 10^4 m^3$ 、流路工への流出土砂量は $24.2 \times 10^4 m^3$ となり、台風17号の豪雨による海底堆積土砂量は $11.0 \times 10^4 m^3$ 、流路工への流出土砂量は $26.1 \times 10^4 m^3$ 程度と推定される。

殆んど唯一の土石流観測法として威力を発揮するV・T・Rも、今回の豪雨のように長時間に亘り断続的な強雨が降る場合には、視界、明暗、テープ長などの制約で全貌を捕えることはできない。全流出土砂量を測量によって把握することは、この点でも大きな意義がある。

## 5. あとがき

以上において、昭和51年6月豪雨並びに台風17号の豪雨によって桜島の南・東斜面の河川に発生した土石流災害の様相と問題点を述べた。桜島の各河川に設置された既設の堆砂地は既に満砂状態にあって、他に適当なポケットは存在しないため、堆砂地から下流部に流入する土石流を流路工内に

収容し、できるだけ無害で海に放流する他に対策は見当らない。古里川、有村川など比較的急勾配で自由落下に近い形で海に放流される河川では、越流に対して断面を決めればよいが、その他の河川では程度の差こそあれ、土石流の堆積に対する考慮を必要とする。きわめて複雑な土石流の諸現象を解明することが前提となるが、流路工の基本的な問題として、土石流の堆積を許さないために必要な水路勾配や適当な断面形の決定なども重要である。また、具体的には河口部にみられる緩勾配部やデルタなどの堆積要因の改善・除去などが必要であるが、野尻川のように勾配を急にすると海水のかぶりが増加するため、静水中につっこむ土石流の挙動など、新しい諸問題も究明しなければならない。

## 謝 辞

本文に用いた資料は建設省肝属川工事務所によるものであり、災害調査に於ても同事務所から多大の便宜をいただいた。田原所長並びに職員諸氏に深く謝意を表すものである。

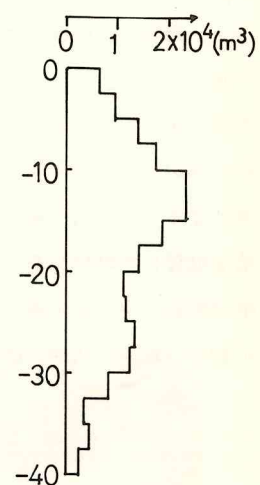


図-8 堆積土量（水深2.5mごと）の水深分布



桜島の山腹崩壊と流出土砂量について

九州大学工学部 椿 東 一郎  
同 平 野 宗 夫  
同 岩 元 賢

1. ま え が き

桜島は標高1117 m の北岳，1060 m の中岳および現在噴煙を上げ続けている南岳（1040 m）を中心とする，面積約80 Km<sup>2</sup>，周囲約52 Kmのほぼ円形の半島で報告〔1〕の図ー1に記したように，野尻川をはじめ15の河川がある。各河川はほとんど山頂附近を谷頭として急勾配で鹿児島湾に注ぐが，平時は全くの水無し川であり，大小の降雨があると容易に土石流が頻発すること，および最近の火山活動の活ぱつ化に伴って山腹の崩壊，土石流の頻度・規模が激化していることなども共通している。表ー1は昭和40年以降の桜島の爆発回数，噴煙回数，火山性地震回数などと，崩壊や土石流の指標として，野尻川下流の流路工に堆積した年間土砂量の推移を示したものであるが，昭和47年から火山活動が活ぱつになり，それに応じて土石流堆積物が急増していることがわかる。

表ー1 桜島の火山活動と野尻川堆積土砂量の経年変化

| 昭和年                                    | 40     | 41     | 42     | 43     | 44     | 45     | 46     | 47     | 48     | 49      | 50     | 51     |
|----------------------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|---------|--------|--------|
| 鹿児島年降水量 <sup>mm</sup>                  | 2195   | 2761   | 1851   | 2185   | 2439   | 2856   | 2438   | 2574   | 2076   | 1518    | 2231   | 2599   |
| 爆 発 回 数                                | 29     | 44     | 127    | 37     | 22     | 19     | 10     | 168    | 144    | 362     | 198    | 176    |
| 噴 煙 回 数                                | 36     | 225    | 511    | 351    | 128    | 355    | 45     | 485    | 673    | 1222    | 694    | 490    |
| 地 震 回 数                                | 10,304 | 17,077 | 35,174 | 30,383 | 16,081 | 18,264 | 10,974 | 31,936 | 74,873 | 122,795 | 73,729 | 64,055 |
| 堆積土砂量(10 <sup>3</sup> m <sup>3</sup> ) | 28     | 15     | 17     | 48     | 81     | 66     | 0      | 54     | 209    | 85      | 442    | 414    |

桜島の山腹には，種々の火山噴出物すなわち火砕流，軽石，降灰などの堆積層が，とくに山崩れや土石流の発生しやすい傾斜地帯に厚くかつ広範囲に分布している。この地帯は降灰や火山活動により植生の成長が阻害され，裸地や草地となっている。また，火山噴出物堆積層は一般に透水性，保水性に富む反面，表面がセメント化され，表面流出の発生しやすい場所ともなっている。このような地形，地質，植生的な背景のため，各河川の上流部には規模の大きいガリが高密度で発生し，山腹やガリの崩壊，浸食による生産土砂量は，普通の地域にくらべて極めて大きいものとなっている。

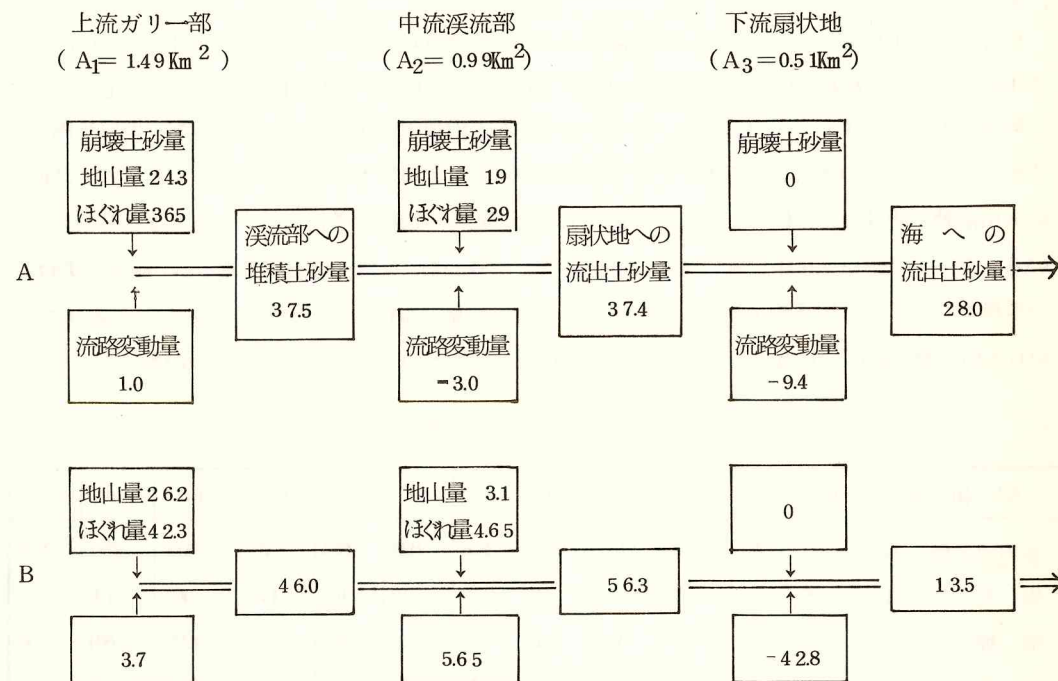
さらに，最近の火山活動の活ぱつ化により地震動による山腹の不安定化や火山噴出物の新規堆積による，植生の枯死，裸地化が促進され，現地では桜島の山容が変わったと云われる程大規模な崩壊が発生した。本文は，まず既往の資料から桜島山腹の崩壊量や生産土砂量のとりまとめを行い，ついで，Horton — Strahler 方式による位数解析の手法を用い，激化しつつある崩壊の特性について若干の考察を加えたものである。



## 2. 崩壊土砂量および流出土砂量

桜島では、昭和36年3月、昭和46年2月、昭和49年10月および昭和51年9月に航空写真による測量が実施され、その間の地形の変化から各水系について土砂収支図が作製されている<sup>1)</sup>。例として、野尻川におけるA：(46年2月～49年10月)およびB：(49年10月～51年9月)の年平均の土砂収支のモデルをあげると表-2のようである。

表-2 野尻川における年間土砂収支 (単位： $10^4 m^3$ /年、流路変動の負は堆積)



また、各河川を上流ガリ一部、中流溪流部および下流扇状地に分け、各々の流域面積、山腹ガリからの年平均比崩壊量(地山量で $10^4 m^3$ /年 $=1 cm$ /年単位で表わす。したがって、流域山腹の年平均浸食深さを $cm$ 単位で表示したものに相当する)、および中流より扇状地に流入する年比流出土砂量( $m^3/km$ /年)、海への年比流出土砂量( $m^3/km$ /年)が一括して表-3に示されている。

一方、桜島の山腹斜面や土石流の生産源としては、現在活動を続けている南岳からの火山噴出物がある。降下火山灰の量および分布については、加茂ら<sup>2)</sup>によって詳細に解析されており、各地域における昭和51年1月～7月の堆積量を借用して表-4に示す。この量を単純に $\frac{12}{7}$ 倍して、年間の堆積厚さ( $cm$ /年)になおしたものと、降灰量コンターから堆積した上流域、上・中流域における年間堆積厚も記入した。

表-3、表-4から山腹の崩壊量や活火山活動による降下火山灰について次のことが云える。

- (1) 火山活動が比較的静穏であった昭和36年3月～46年2月の流出土砂量と比較してA：(46年2月～49年10月)の流出土砂量は3河川平均で2.1倍に、さらに火山活動の激化に伴ない、B：(49年10月～51年9月)の流出土砂量や山腹ガリの崩壊量は8河川平均でAの2.6倍に達している。

表-3 山腹崩壊量と年比流出土砂量

| 河川名   | 流域面積( $km^2$ ) |       |        |      | 流路長( $km$ ) | 山腹ガリの年平均地山崩壊量( $cm$ /年) |       |       | 扇状地への年比流入土砂量( $10^4 m^3/km$ /年) | 海への年比流入土砂量( $10^4 m^3/km$ /年) |
|-------|----------------|-------|--------|------|-------------|-------------------------|-------|-------|---------------------------------|-------------------------------|
|       | 上流ガリ部          | 中流溪流部 | 下流扇状地部 | 計    |             | 上流ガリ部                   | 中流溪流部 | 上中流平均 |                                 |                               |
| 野尻川   | 1.49           | 0.99  | 0.51   | 2.99 | 5.4         | A 1.63                  | 1.94  | 10.58 | 15.08                           | 10.62                         |
|       |                |       |        |      |             | B 1.89                  | 3.13  | 12.62 | 22.70                           | 14.31                         |
| 春松川   | 0.38           | 0.87  | 0.84   | 2.09 | 4.3         | A 3.13                  | 0     | 0.95  | 2.98                            | 2.18                          |
|       |                |       |        |      |             | B 5.79                  | 1.03  | 2.48  | 3.36                            | 1.77                          |
| 持木川   | 0.58           | 0.51  | 0.53   | 1.61 | 4.5         | A 9.70                  | 0     | 4.58  | 4.75                            | 4.03                          |
|       |                |       |        |      |             | B 16.72                 | 1.96  | 9.81  | 10.18                           | 6.15                          |
| 第二古里川 | 0.52           | 0.56  | 0.32   | 1.40 | 2.9         | A 0.94                  | 0     | 0.45  | 0.68                            | 0.44                          |
|       |                |       |        |      |             | B 3.94                  | 0     | 1.90  | 2.87                            | 1.79                          |
| 第一古里川 | 0.52           | 0.24  | 0.10   | 0.86 | 3.0         | A 1.45                  | 0     | 1.00  | 1.49                            | 1.35                          |
|       |                |       |        |      |             | B 5.38                  | 0     | 3.68  | 5.53                            | 4.88                          |
| 有村川   | 1.75           | 1.71  | 0.19   | 3.65 | 2.8         | A 3.83                  | 0.76  | 2.31  | 1.78                            | 1.74                          |
|       |                |       |        |      |             | B 9.71                  | 1.05  | 5.43  | 7.31                            | 6.00                          |
| 第一黒神川 | 0.34           | 1.29  | 1.29   | 2.92 |             | A 2.34                  | 4.84  | 8.72  | 13.56                           | 0                             |
|       |                |       |        |      |             | B 2.88                  | 13.49 | 16.69 | 28.60                           |                               |
| 第二黒神川 | 3.50           | 1.75  | 1.63   | 6.88 | 5.9         | A 5.14                  | 4.49  | 4.93  | 5.30                            | 0                             |
|       |                |       |        |      |             | B 4.58                  | 16.14 | 8.44  | 9.15                            |                               |

表-4 降下火山灰の堆積

| 地域     | 堆積量<br>昭和51年1月～7月<br>(単位 $10^4 m^3$ ) | 地域面積( $km^2$ ) | 堆積厚( $cm$ /年) |     |       |
|--------|---------------------------------------|----------------|---------------|-----|-------|
|        |                                       |                | 地域平均          | 上流域 | 上・中流域 |
| 野尻域    | 10.333                                | 5.0            | 3.54          | 8.3 | 4.3   |
| 持木域    | 2.077                                 | 4.7            | 0.76          |     |       |
| 古里・有村域 | 7.157                                 | 8.0            | 1.53          |     |       |
| 黒神域    | 70.760                                | 11.6           | 10.46         |     | 11.6  |

- (2) 各河川における年比流入土砂量(扇状地)、山腹崩壊量と降下火山灰量との間には密接な相関があり、降灰量は崩壊量の $\frac{1}{3} \sim 1$ の程度である。火山活動とくに降下火山灰が山地崩壊や土石流に大きな役割をもつことが判る。
- (3) B、Aの山腹崩壊量を比較すると上流ガリ部の浸食が中流溪流部に波及、拡大していることが注目され、今後の警戒が必要である。
- (4) 報告[1]で述べた黒神川、野尻川を除いた南側斜面の河川の流路変動量は小さく、山腹崩壊量がそのまま海へ流送されるものとみなしてよい。



わが国の流出土砂量を評価するため、貯水池や砂防ダムの年比堆砂量と流域面積との関係が調べられ各地域ごとに年比堆砂量の上限線が与えられている<sup>3)</sup>。この図に桜島の資料A、Bをプロットしたものが図-1である。野尻川、黒神川の流出土砂量は我が国最大の中部山岳地帯の上限をこえて増加しており、異常な流出量である。春松川、持木川、有村川は九州地区の上限をこえ、関東、北陸地域の上限線の間にあったものが、現在は中部山岳の上限線に接近あるいは超過しつつある。また、九州地域の上限線附近にあった古里川も急増し、関東の上限附近に達した。このように、桜島各河川流域の崩壊は近年急速に進行しており、今後の火山活動と関連しての予知が重要な問題である。

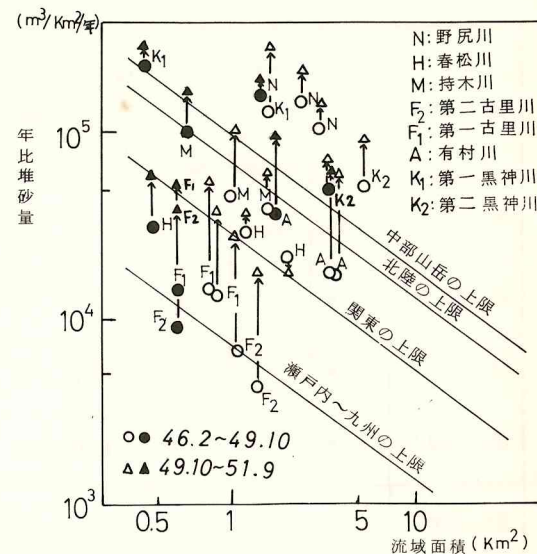


図-1 桜島河川の年比崩壊土砂量(●▲)と年比流出土砂量(○△)

### 3. 位数解析による崩壊の特性

昭和49年10月測量の1/2500地形図上にガリ網を記入し、Horton - Strahler 方式による位数分けを行った結果の1部を示したものが図-2および図-3である。前者は河道数と位数の関係プロットしたものであるが、各河川ともほぼ分岐比  $R_b \div 4$  の河道則が成立していることがわかる。河道長および集水面積についてもほぼ同様で、それぞれ Horton の河道長則および集水面積則

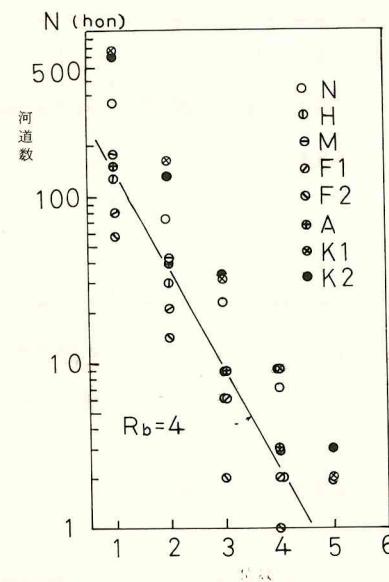


図-2 河道数と位数

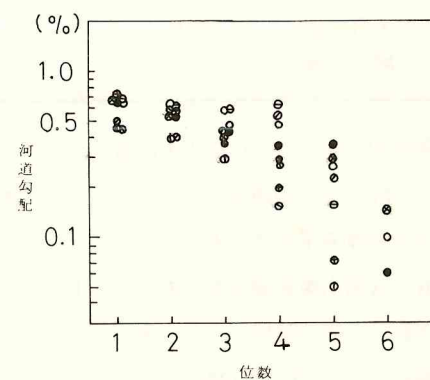


図-3 河道勾配と位数

がほぼ成立する(図は省略)。また、水系頻度  $F_D = \sum_{i=1}^k N_i / A_k$  ( $N_i$  は  $i$  次水系の本数,  $A_k$  は  $k$  次の総流域面積  $\text{km}^2$ ) を求めると、表-5のように河川によって異なり、ガリ網の発達度合いが大きく相違していることを示している。このように、ガリ網の平面的な特性量に関して、その発達程度は如何にかかわらず Horton 則が成立することは、ガリ網の発達がトポロジ的にランダムな過程であることを示すものと考えられる。一方、ガリ網の立体的な構造を示す勾配については図-3のように、Horton の河道則からはずれ平衡状態にはほど遠いことを示しており、激しい浸食・堆積作用の継続が予想される。

つぎに、ガリ部における崩壊面積を測定し、ガリ部の流域面積との比率(崩壊率)を求めると表-5のようである。崩壊率と水系頻度をプロットすると、図-4に示すようにかなり高い相関が認められ、ガリの発達と崩壊地の拡大が密接に関連していることを示している。水系頻度は図-5に示すように年平均崩壊量とも高い相関を示しており、土砂の崩壊・生産に関して重要な指標となりうることを知られる。

図-6は年平均崩壊深と崩壊率の関係をプロットしたものである。両者はほぼ比例関係にあり、崩壊量と崩壊面積当りでみると大きな差はないようである。また、46.2~49.10のデータをみると、単位崩壊面積当りの崩壊量が10~20cm/年程度の第1、第2古里川、有村川および第2黒神川と、50~60cm/年程度の野尻川、春松川、持木川および第2黒神川の2つのグループにはっきり分れるが、49.10~51.9には、前者のグループは第2黒神川

表-5 桜島河川の水系頻度と崩壊率

| 河 川   | 水系頻度<br>(本/ $\text{km}^2$ ) | 上流ガリ部崩壊率 |      |       |      |
|-------|-----------------------------|----------|------|-------|------|
|       |                             | 36.3     | 46.2 | 49.10 | 51.9 |
| 野尻川   | 831                         | 20.1     | 26.7 | 33.6  | 38.9 |
| 春松川   | 108                         |          | 4.5  | 5.2   | 6.5  |
| 持木川   | 413                         |          | 13.9 | 19.3  | 23.0 |
| 第二古里川 | 53                          |          | 3.5  | 5.8   | 7.0  |
| 第一古里川 | 116                         |          | 6.5  | 11.5  | 13.4 |
| 有村川   | 107                         |          | 17.0 | 20.0  | 22.9 |
| 第一黒神川 | 487                         |          |      | 39.6  | 42.3 |
| 第二黒神川 | 288                         |          |      | 29.8  | 33.8 |

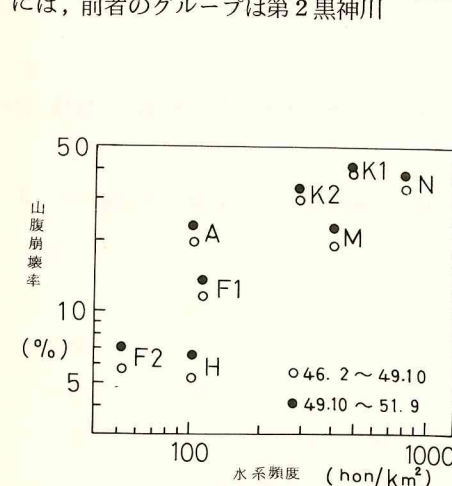


図-4 山腹崩壊率と水系頻度

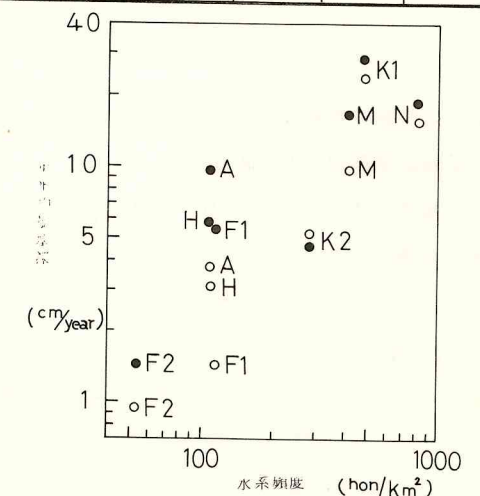
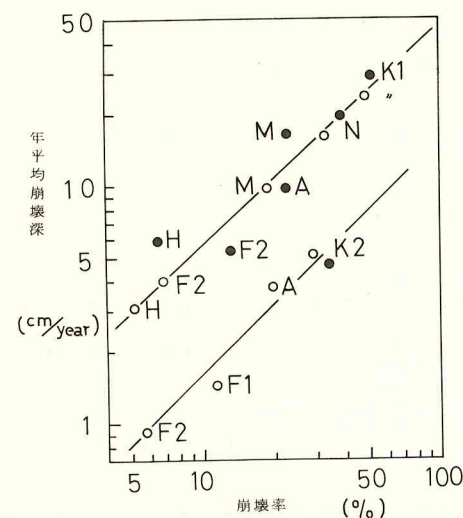


図-5 年平均崩壊深と水系頻度



を除き後者とほぼ同じ水準まで増加しており、崩壊が激化したことを示している。これらの河川は、今後崩壊面積の拡大とともに崩壊土砂量が増大し、野尻川化する可能性が大きいと思われる。



図一6 年平均崩壊深と崩壊率

(○ 46. 2 ~ 49. 10 の平均崩壊深と 49. 10 の崩壊率)  
(● 49. 10 ~ 51. 9 " 51. 9 "

## 謝 辞

本文に用いた資料は鹿児島県土木部および建設省肝属川工事事務所によるもので、肝属川工事事務所からは最近の資料を提供していただいた。また、京大防災研加茂教授による火山灰資用を借用した。深く謝意を表するものである。

- (1) 桜島防災対策技術委員会資料、昭 50. 6 および肝属川工事事務所・国際航業 K.K.：桜島土砂収支解析業務報告書、昭 51. 10
- (2) 加茂・江頭・石原・河原田：桜島における降下火山灰の堆積について、本報告書 昭 52. 3
- (3) 水理公式集 p.135

## 桜島の土石流について

九州大学工学部 椿 東一郎・平 野 宗 夫  
京都大学防災研究所 芦 田 和 男・沢 田 豊 明

### 1 まえがき

土石流については、従来から発生後の調査による地形・地質などの素因の分析や雨量記録との応答関係の検討などがなされてきたが、最近、中部山岳の溪谷において、V・T・R による土石流の流動が記録され<sup>1)</sup>、幻の災害とよばれてきた土石流も、ようやく目の前にみられるようになった。土石流の頻発する桜島では、昭和五十年四月から建設省肝属川工事事務所によって、各水系に土石流観測施設が設置され、土石流の動態の撮影に成功して、多くの資料が得られている<sup>2)</sup>。観測された土石流は、野尻川下流部のコンクリート流路工を流過するもので、発生源附近のものではないが、かなり多くの流速・流量資料が収集されている。本文は、上記の資料に基づいて、野尻川における土石流の発生限界、土石流の流量と降雨との関係、水収支、流動特性並びに桜島土石流の特徴である火山活動との関係などについて、水理学的な立場からの検討を試みたものである。

### 2 土石流の発生条件

土石流が発生するためには、傾斜 20°程度 of 山腹や溪谷の土砂が前駆降雨によって湿潤かつ不安定な状態に達すること、および表面流出が生起することが必要であって、降雨条件としては、累加雨量と雨量強度に規定されるであろう。しかし、その値は流出特性によって大きく相異なるものと考えられる。

六甲や小豆島のような風化花崗岩地帯では、透水性がよいため表面流が発生しにくく、したがって、累加雨量 300 ~ 350 mm、雨量強度 40 ~ 50 mm/hr というような豪雨にならないと土石流は発生しない。

一方、火山地域、とくに桜島では、最近の噴煙活動に伴う火山灰による目づまり作用のため、非常に表面流出の発生しやすい場所となっている。したがって、小降雨でも土石流が頻発し、土石流の発生時刻は、流域に比較的近い春日山降雨資料の 10 分間雨量のピーク  $R_{10}$  によく対応している。そこで、 $R_{10}$  が土石流の発生を支配するものと考え、さらに、前駆雨量の影響を加味するため、ここでは、2 時間以上中断した雨の降り始めから  $R_{10}$  発生直前までの累加雨量  $\Sigma R$  を用いて (図 - 1)、野尻川流路工における土石流の発生条件を調べ図 - 2 に示した。図中

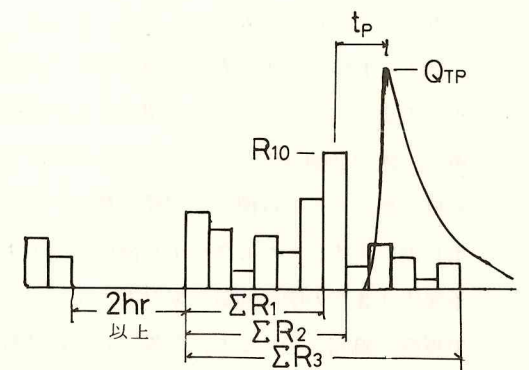


図 - 1 雨量説明図



土石流の発生を○印、不発生を●印で表わした。この図から

(1) 前駆雨量および $R_{10}$ の値が小さくても(いずれも2mm程度)土石流発生の可能性はある。

(2)  $\Sigma R_1 > 5 \text{ mm}$ ,  $R_{10} \geq 8 \text{ mm}$  ではほぼ確実に土石流は流路工に出現する。

(3) (1)の数例を除外すると、 $\Sigma R_1$ が大きくても $R_{10} \leq 4 \text{ mm}$ では土石流はほとんど発生しない。

$R_{10} \leq 8 \text{ mm}$ では、土石流が発生したり、しなかったりするが、その原因として、春田山の降雨資料が土石流発生源流付近の降雨量を必ずしも代表していないこと、流域場の状態が時期により変化していることが挙げられる。

後者については

(a) 野尻川の地形的特徴として、報告[1]に述べられているように、中流部には満砂状態の広い堆積地があって、そこは流入土石流が停止・堆積したり、逆に不安定堆積土砂の押し出し・再移動の場となっている。

(b) 一般に、土石流が発生した直後には、不安定堆積物が流出して土石流が起りにくくなる。

(c) 噴煙活動に伴う降灰により、土石流の材料が新たに供給されること、ならびに降雨流出条件が変化して土石流が発生しやすくなること。

などが考えられる。

堆砂地における土石流の移動についての観測資料がないため推測の域を出ないが、ごく僅かな降雨による土石流の発生(1)は堆積地の不安定土砂の押し出しではなからうか。また、源流部における土石流発生の $R_{10}$ は流路工出現条件の $R_{10}$ より小さいであろう。上記(2)、(3)から、源流部では $R_{10} \div 4 \text{ mm}$ で土石流が発生し、 $4 \text{ mm} < R_{10} < 8 \text{ mm}$ においては発生土石流が堆砂地に捕捉されたり、あるいは通過したりすることによるものであろう。

つぎに、土石流発生限界の雨量強度 $R_{10}$ が火山活動とどのような関係にあるかを調べたものが図-3である。火山活動の指標として、降灰量を取るのが最も良いが、ここでは便宜上噴煙回数を取り、一つの土石流が発生してから次の土石流の発生(あるいは不発生)までの噴煙回数の累計をとっている。噴出の規模、風向き等により、対象としている流域への影響度の異なることはいうまでもないが、一つの指標となることは事実である。図-3によると、点は

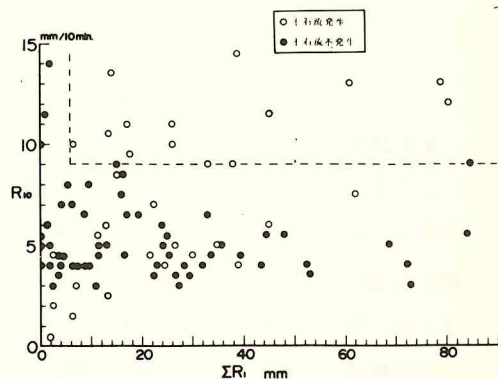


図-2 野尻川流路工における土石流の発生限界雨量(1975年, 1976年)

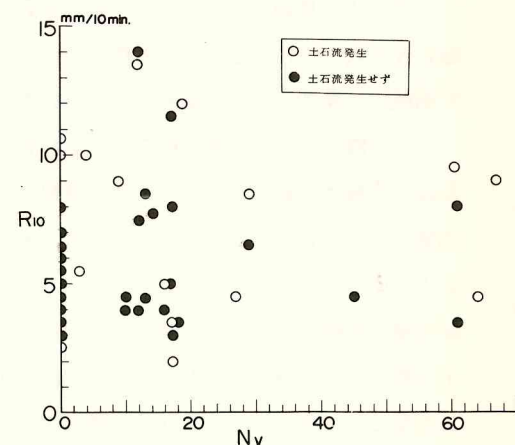


図-3 野尻川における土石流発生限界雨量強度と火山活動

かなりばらついてはいるが、噴煙回数 $N_v$ が増加するほど、土石流発生限界の $R_{10}$ の値が減少する——土石流が発生しやすくなる——という傾向は認められる。

### 3 土石流の流量と雨量との関係

#### 3・1 流出率

野尻川流路工において観測された段波状土石流の全流出量 $\Sigma Q_T$ (水と土石礫の量)と一連の降雨の総量( $\Sigma R_3$ )・ $A \cdot 10^3$ ( $\Sigma R_3$ :mm,  $A$ :流域面積 $\text{km}^2$ )との比を、ここでは、流出率 $F$ とよび、 $F$ とピーク流量 $Q_{TP}$ との関係を図-4に示

している。 $F$ は $Q_{TP}$ によって大幅に変化し、 $Q_{TP} > 100 \text{ m}^3/\text{s}$ の $F$ の値は0.8程度であるが、 $Q_{TP}$ が数 $10 \text{ m}^3/\text{s}$ のとき $F \div 0.1$ ,  $Q_{TP}$ が数 $\text{m}^3/\text{s}$ のとき $F \div 0.02$ となる。 $F$ の水理学的意義と土石流に及ぼす効果を明らかにすることが以下の主題である。

#### 3・2 ピーク流量

土石流のピーク流量 $Q_{TP}$ と降雨量との関係を調べるため、 $Q_{TP}$ とそれに対応する10分間雨量 $R_{10}$ および累加雨量 $\Sigma R_2$ ( $=\Sigma R_1 + R_{10}$ )をプロットしたものが図-5である。 $Q_{TP}$ の大きいところでは、 $Q_{TP}$ は $R_{10}$ や $\Sigma R_2$ に比例する傾向は認められるが、同じ $R_{10}$ に対して $Q_{TP}$ は大幅に変化し、 $Q_{TP}$ は $R_{10}$ (又 $\Sigma R_2$ )とは一義的な関係にあるとは認められない。

しかし、図中に記入した流出率 $F$ の値をみると明らかなように、 $Q_{TP}$ は流出特性条件の指標である流出率 $F$ に大きく依存してばらついている。すなわち、 $F$ が大きく流域の広い範囲にわたって表面流出(したがって土石流)

が生起する場合には、 $Q_{TP}$ の値は大きく、雨量との相関も大きくなっている。逆に、 $F$ が小さく、つまり表面流発生場の生起割合が小さく、流域の大部分が浸透域とみなされる場合には、 $Q_{TP}$ は小さく降雨との相関も失なわれる。そこで、流域面積 $A$ を表面流出発生域 $A_1$ と浸透域 $A_2$ に分割して、各々の領域における水の流出率をそれぞれ1, 0とすると、 $A_1/A$ は降雨の表面流出率 $F_R$ を表わし、土砂水の流出率 $F$ は後述のように $F_R$ に比例する。それゆえ、降雨によるピーク流量の式

$$Q_p = \frac{1}{3.6} \alpha_r A_1 = \frac{1}{3.6} \alpha_r F_R A \hookrightarrow \frac{1}{3.6} \alpha_r F A$$

において、 $Q_{TP}$ が $Q_p$ に比例することから、結局 $Q_{TP}$ は次の形

$$Q_{TP} = \frac{1}{3.6} \alpha \beta_r F A \quad (1)$$

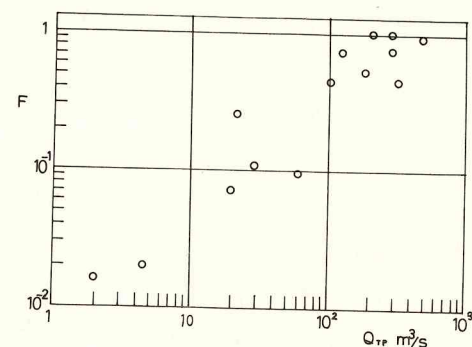


図-4 流出量とピーク流量

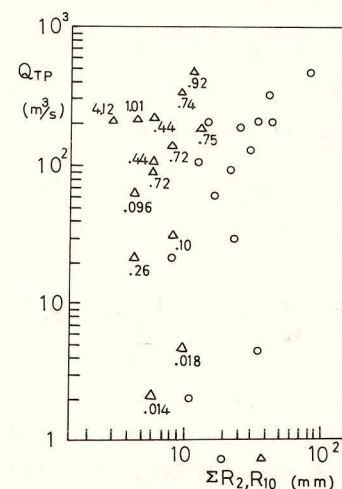


図-5 土石流のピーク流量と10分間雨量、累加雨量



で表わされるであろう。ここに、 $\alpha$  はピーク時における表面流発生領域  $A_1'$  が土石流発生期間の平均の表面流発生領域  $A_1$  よりも拡大していることを示すパラメーターで、 $\alpha = A_1' / A_1$  で定義され、一応定数とみなしておく。

到達時間内雨量強度  $r$  として、 $6 \times R_{10}$  ( $\text{mm/hr}$ ) を用い、図-5の資料を再びプロットしなおしたものが図-6である。

$Q_{Tp} / (1/3.6) rFA = \alpha \cdot \beta$  の値は図に示されているようによくまとまっており、以下において土石流発生場の水収支を考察して、 $\beta$  の中味を検討していきたい。なお  $\alpha \cdot \beta$  の値は  $Q_{Tp} < 10^2 \text{ m}^3/\text{s}$  で平均 6.0,  $Q_{Tp} > 10^2 \text{ m}^3/\text{s}$  で平均 11.3 程度である。図中黒丸をつけた 6 月豪雨の資料は、他の資料が単峰をもつ降雨で得られたものであるのに対して、複数の峰をもつ豪雨下で 3 番目に発生したものである。僅か 1 個の資料であるが  $\alpha \cdot \beta = 4.8$  は他の資料の 1/2 弱程度に低下している。恐らく先行土石流が流路の不安定堆積物を洗い流したためと考えられ、興味深い。

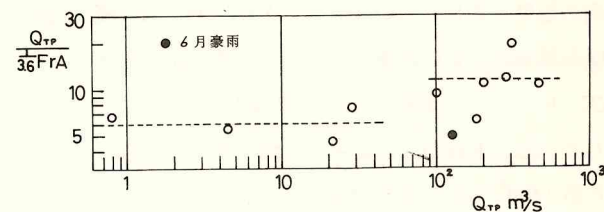


図-6 土石流のピーク流量

### 3・3 土石流発生場の水収支とピーク流量の検討

図-7に従って土石流発生場の水収支を考えよう。

ここに、 $R$  : 降雨量,  $V_R$  : 土石流に降雨の直接流出から供給された水量,  $V_G$  : 土石礫の総容積,  $V_W$  : 土砂礫中に含まれていた水の容積,  $\Sigma Q_T$  : 土石流の総量 ( $\Sigma Q_T = V_G + V_W + V_R$ ),  $A_1, A_2$  : それぞれ流域中における表面流の発生域と不発生域。

観測により、土石流のピーク流量  $Q_{Tp}$  と総量  $\Sigma Q_T$  は求められている。そこで、土石流の平均濃度  $C$  と流路の堆砂濃度  $C_*$  を

$$C = \frac{V_G}{V_G + V_W + V_R}, \quad C_* = \frac{V_G}{V_G + V_W}$$

として、

$$\frac{V_G + V_W + V_R}{V_R} = \frac{1}{1 - \frac{C}{C_*}} \text{より } F_R = F \left(1 - \frac{C}{C_*}\right) \quad (2)$$

となる。したがって、ピーク時に添字  $p$  をつけると表面流出水のピーク流量  $Q_p$ 、土石流のピーク流量  $Q_{Tp}$  は、それぞれ次のように表される。

$$Q_p = \frac{1}{3.6} \alpha F A \left(1 - \frac{C}{C_*}\right)$$

$$Q_{Tp} = Q_p \frac{1}{1 - \frac{C_p}{C_{*p}}} = \frac{1}{3.6} F A \cdot \alpha \frac{1 - \frac{C}{C_*}}{1 - \frac{C_p}{C_{*p}}} \quad (3)$$

また、式(1)における  $\beta$  は次式

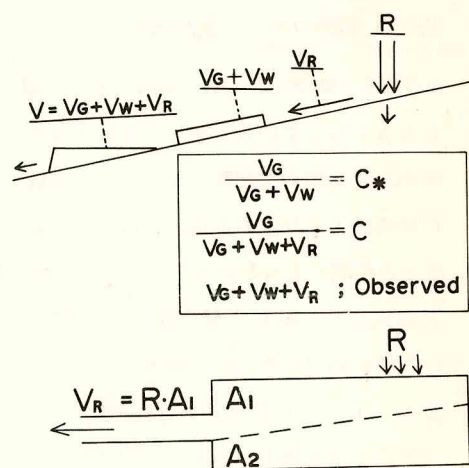


図-7 土石流発生場の水収支

$$\beta = \left(1 - \frac{C}{C_*}\right) / \left(1 - \frac{C_p}{C_{*p}}\right) \quad (4)$$

に相当し、 $\beta$  は土石流の平均濃度  $C$ 、ピーク濃度  $C_p$  に大きく規定される。

肝属川工事事務所の採水資料によると、桜島の土石流は減衰期においても高濃度を持続するのが特徴の一つである。これは源流部に賦存する大量の火山灰・砂が容易に流出するため、資料数は少ないが、平均濃度は規模の大きい土石流で  $C \div 0.53$ 、小さいもので  $C \div 0.45$  となっている。したがって、 $C_* = 0.65$  と仮定すると、式(4)の分子の値はかなり小さいが、ピーク時の土石流は大量の岩塊を含むためその濃度  $C_p$  は  $C_{*p}$  にごく近く、分母の値が分子よりもさらに小さい。そのため、 $\alpha \cdot \beta$  は 5~12 程度の値をとる。なお、表面流流出率は、式(2)に上の数値を用いると規模の大きい  $F \div 1$  の土石流に対して、 $F_R \div 0.2$  である。ピーク時にはおそらくその数倍 ( $\alpha = 2 \sim 3$ ) に達するであろうと思われる。

### 4 桜島の火山活動が土石流に及ぼす影響

表面流流出率  $F_R$  は表面流発生時の  $A_1$  領域が流域に占める割合で、土石流発生時の流域が表面流発生のために具合がよい状態におかれているかどうかによって規定される。そこで、同じ降雨量でも、火山活動による降灰により、表面流発生時の  $A_1$  領域が時期によって大きく変化し、したがって、直接流出量が大幅に変化するのではないか、また、逆に、降灰活動が弱く、かつ、水流によって微細粒子が洗い出されているような場合には、火山噴出物特有の透水性のよさのために  $A_2$  領域が大きくなり、降水量のごく一部しか流出せず、したがって規模の小さい土石流になるのではないかと考える。

表面流流出率  $F_R$  がはたして火山活動と関係があるかどうかを検討してみよう。 $F_R$  は式(2)に示さ

れるように流出率  $F$  に比例し、平均濃度  $C$  にも規定されるが、 $C$  については資料数が少なく十分に判っていない現状であるため、流出率  $F_2$  ( $\Sigma R_2 A \times 10^3$  を用いている) と噴煙回数との関係を示したものが図-8である。資料の数は少なく、かつ、点はばらついており、噴煙回数  $N_v$  が大きいほど  $F$  は大きくなっており、以上の推論を裏づけているように思われる。

これは、昭和47年頃から火山活動が活発になるにつれ、土石流が頻発しその規模を増大してきた事実にも対応するものであって、火山活動は土石流に大きな影響を持っていることを示すものである。

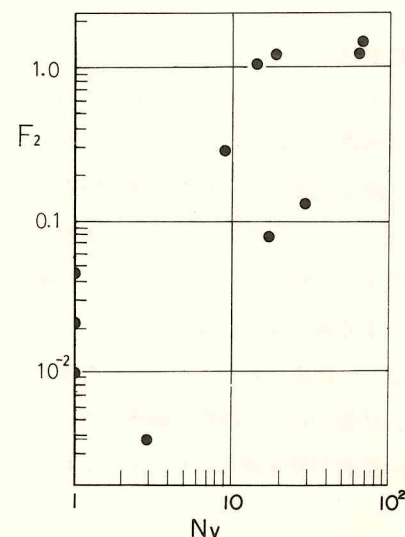


図-8 野尻川の土石流発生時の流出率と噴煙回数との関係

### 5 土石流の流速

簡単に勾配  $I$  の広長方形の水路を考え、水深  $h$ 、流速  $v$  で土石流が流下するものとする、流速係数を  $\phi$ 、単位幅当りの土石流流量を  $q_T$  として



$$v = \varphi \sqrt{ghI}, \quad q_T = v h$$

より流速  $v$  は次式となる。

$$v = \varphi^{2/3} (g q_T I)^{1/3} \quad (5)$$

野尻川流路工は勾配ほぼ  $1/18$  の台形コンクリート水路であるが、流路幅の変化を無視してピーク時の流速  $v$  とピーク流量  $Q_{Tp}$  を用い、 $v$  と  $Q_{Tp} \cdot I$  との関係を示したものが図-9である。 $v$  は  $(Q_{Tp} \cdot I)^{1/3}$  に比例し、流速係数  $\varphi$  はほぼ定数とみなされる。また、Manning 式より粗度係数  $n$  の値を逆算すると、 $Q_{Tp} \geq 10 \text{ m}^3/\text{s}$  の資料について  $n = 0.026 \sim 0.04$  の範囲（平均は  $0.031$ ）にあって、水だけが流れる場合の2倍程度にすぎない。きわめて高濃度で大量の岩塊を含む土石流の粗度係数としては、水路実験の結果と比較して意外に小さい値である。ここにも、火山灰・砂が土石流の流動性を高める上で、何等のかの役割を持っていることがうかがわれる。

つぎに、ひきがねの10分間雨量の中心からピーク出現までの時間  $t_p$  と、土石流発生の推定地点までの距離を用い、渓流部における土石流の流下速度  $w$  が求められている。平均勾配  $I$  を用い、 $w$  と  $Q_{Tp} \cdot I$  との関係も図-9に示されている。1資料だけではずれるが、 $w$  は  $v$  と同様に、 $(Q_{Tp} \cdot I)^{1/3}$  に比例している。

## 6 むすび

以上、火山活動の活発な桜島における土石流の発生条件、土石流発生場の水収支、発生する土石流の規模や流動性などについて、野尻川の土石流を対象として検討したが、こうした場所においては、降灰現象による土石流誘発物質の絶えざる供給と降雨流出率の増大作用のため、火山活動を抜きにして、土石流の発生条件や規模の議論を行うことはできない。本論においては、これらについて若干の考察を行ったが、さらに、降雨の局所的な地域分布、降水量の追跡、火山活動や先行土石流による場の条件の変化を表すさらに適確な指標などについて考察を深めていく必要がある。

また、桜島においては、ごくわずかな降雨でも土石流が発生すること、とくにその発生と規模は火山活動の活発な時期に顕著であることが明らかになったが、これに対して防災の立場から、土石流の監視対策を強力にしくとともに、適確な災害防止対策を推進していかなければならない。

## 謝 辞

本文に用いた土石流の資料はすべて建設省肝属川工事事務所によるものである。多くの困難を克服して貴重な成果をあげられた田原所長並びに同所の職員諸氏に深い敬意と謝意を表す次第である。

## 参 考 文 献

- 1) 奥田・諏訪など：1976年度焼岳東斜面土石流観測について，第13回自然災害科学総合シンポジウム，昭和51・10。
- 2) 田原正晴：桜島の土石流，土木学会夏期研修会講義集，昭和51・8，および，桜島防災対策技術委員会資料，昭和50・6。

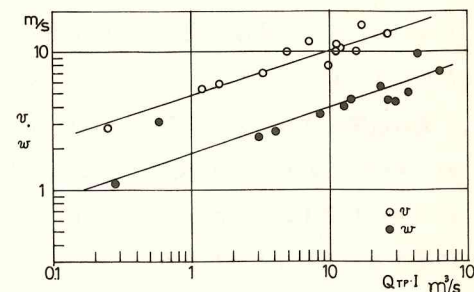


図-9 流路工におけるピーク時の流速と流下速度



# 桜島に発生する土石流による 土地振動の特性

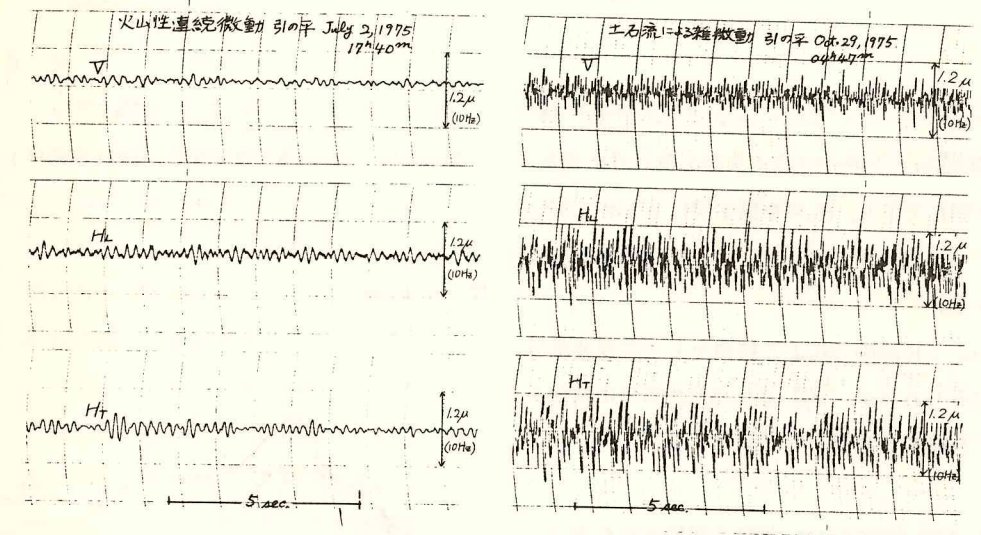
京都大学防災研究所 加 茂 幸 介

火山活動の研究を目的として、桜島内に地震計を配置し、テレメータ方式により常時観測を実施している。火山性地震や火山性微動の発生を監視しているが、土石流の発生の際、これが振動源となって一種の土地の雑微動として記録される。

主目的からはnoiseであり、火山性微動と区別することが必要である。一方、土石流の発生に対する警報信号あるいは発生規模の推定に利用できる可能性もある。そこで土石流による雑微動の振動特性を検討することとして、先づ常時観測網に記録された範囲で周波数特性を調べた。

桜島のなかでも、もっとも大規模な土石流を発生する野尻川と黒神川の上流即ち土石流の生産源に近い場所に設置されている地震計の記録を解析の対象とした。いずれの場合も土石流の生産源(複数)は、地震計から0.5～1.0kmの距離にある。記録は煤書きと同時に磁気テープに電気量で保存される。

第1図に野尻川上流である引の平観測点でpick upした火山性連続微動と土石流による雑微動の記録を比較して示した。Vは上下動、 $H_L$ と $H_T$ はそれぞれ水平面で直交する成分の振動である。あきらかに土石流による雑微動の方が高周波成分を含んでいることがわかる。



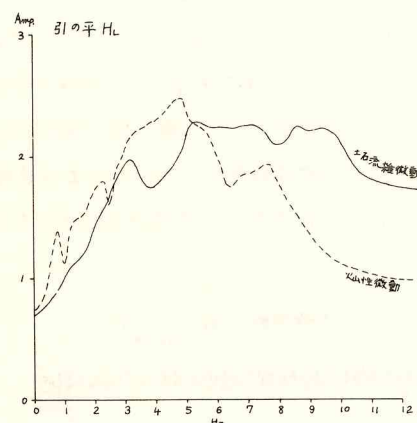
第1図 火山性連続微動と土石流による雑微動の比較

さらに詳しく周波数特性をみるため 第1図に示したeventについて、火山性微動は任意の20秒間、雑微動については任意の10秒間についてFourier解析をおこなった。結果のパワースペクトラムを各成分について、それぞれ第2図(a),(b)および(c)に示した。低周波部分では、火山性微動と雑微動は殆ど同じ特性を示し区別できない。上下動では8 Hzより高周波部分において、土石流



による雑微動が倍の大きさを示している。水平動ではHL成分の場合6 Hz, HT成分の場合5 Hzより高周波部分でそれぞれ特徴がある。いずれの成分についても、3~5 Hzレンジでは若干火山性微動の方が大きく、これと高周波部分との比をとれば、土石流による雑微動を特徴づけられよう。

しかしこの周波数特性には、地震計設置点の地盤特性を含んでいるので引の平において観測した場合に限られる。そこで、黒神川上流の権現山と長谷川および西道川上流の北岳に設置されている上下動地震計の記録を分析してみた。解析の対象eventは第

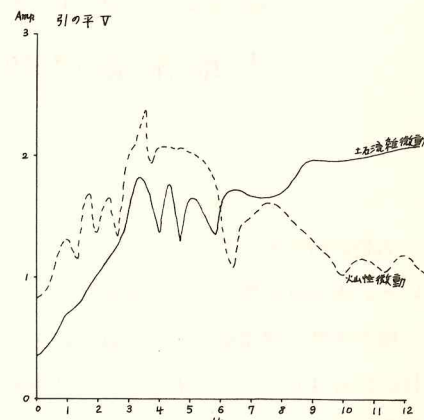


第2図(b) パワースペクトラムの比較(引の平)

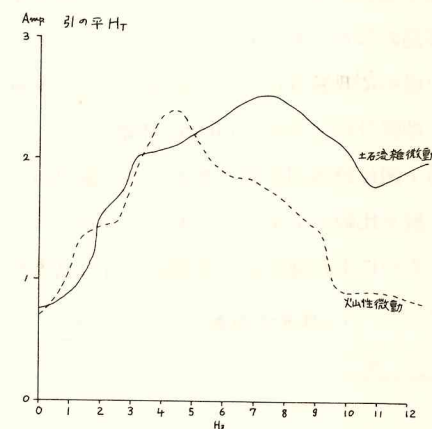
2図と同じである。結果を第3図にまとめて示した。権現では8 Hz, 北岳では5 Hzより高周波部分で特徴がある。

このように観測点により特徴をもつ高周波部分に差異はみられるが、8 Hzより高周波部分に特性をもたせた観測が有利であろう。

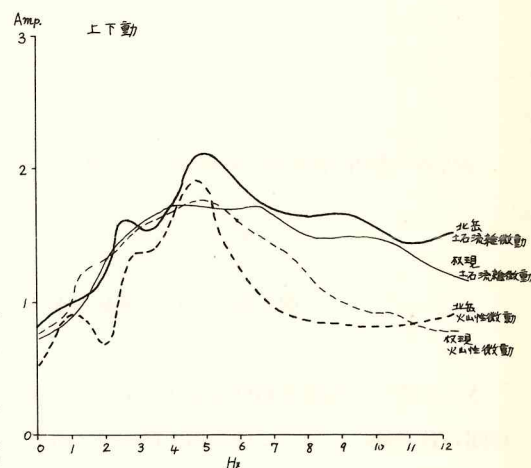
ここに用いた資料は、桜島で観測されたもので、数値化およびスペクトル計算は京都大学防災研究所資料センター所属の電算機によった。数値化および計算は、京都大学防災研究所古沢保博士と赤松純平氏に労を煩わした。又経費の一部は文部省科学研究費によった。併せて感謝の意を表するものである。



第2図(a) パワースペクトラムの比較(引の平)



第2図(c) パワースペクトラムの比較(引の平)



第3図 パワースペクトラムの比較(権現, 北岳)

## 桜島野尻川流域に発生した土石流と地震計記録の対応

京都大学防災研究所 奥田 節夫

### § ま え が き

土石流が発生したときに生じる土地の微動が近くに設置された地震計に記録されることを利用して、土石流の発生時刻や発生規模の大小を推定することの可能性については、本報告の別項「桜島に発生する土石流による土地振動の特性(京大防災研 加茂幸介)」に述べられており、この目的に沿うためには8 Hzより高周波部分を観測に利用することが効果的であると指適されている。

また著者らは別に焼岳東斜面における土石流観測の一部として、渓床堆積物の流動化促進に振動が寄与するかどうかを検討するために、土石流先端盛り上り部が通過するときの溪岸の振動を測定し、30 Hz付近の周波数をもった強い振動が数分以上つづくことを確かめている。(昭和51年度京大防災研究発表会講演「1976年焼岳東斜面における土石流観測について(I)」奥田節夫, 諏訪浩, 横山康二)

しかしながら土石流が源流域で発生して数キロメートルにわたって流下する過程に対応するような振動の記録の考察は行われていないので、土石流の流下過程が比較的よく判っている野尻川について、土石流発生時の地震計記録の時間的変化の検討をこころみた。

### § 資 料

京都大学防災研究所桜島火山観測所では火山活動の研究を目的として、第1図に示す地点に地震計を配置して常時観測を行なっている。この図からみられるようにほとんどの地震計は島内の河川の上流または中流域に設置されているから、豪雨時に土石流が発生すると、それに伴う土地の振動が記録されるが、この振動は火山観測の本来の目的からすると妨害的なノイズに当るから、この振動があまり頻発するときには、その連続記録を中止することが多く、土石流による振動がもれなく記録されている訳ではない。

一方近年の火山活動の活発化にともなう山腹の荒廃は土石流の発生を促進し、比較的小さい雨でも下流に被害をもたらすおそれがあるので、島内の各河川について建設省九州地方建設局肝属川工事事務所によって丹念な土石流観測が実施されている。

そこでまづ同事務所による、「桜島土石流調査資料(昭和52年1月)」を利用して昭和50年4月から51年9月までの間の土石流の発生した日時を調べ、これに相当する間の地震計の記録を火

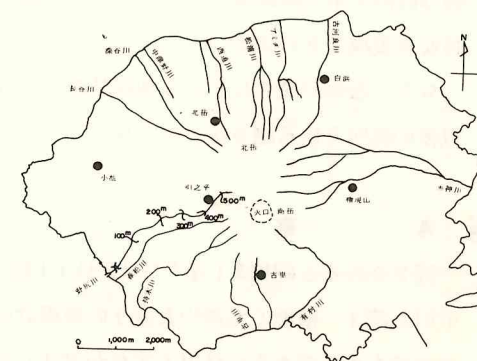


図1 桜島内の主要河川と地震計(京大防災研桜島火山観測所所管)の配置



山観測所の記録集より抽出させてもらった。

上述の期間内に確認された土石流の発生日は44日であり、この間に地震計記録に明瞭に土石流による振動が認められたのは11日分であるが、とくに肝属川工事事務所によって野尻川下流国道橋を通過する土石流の流量観測が行われた時期に対応する振動の記録は、昭和51年5月16日、6月9日、6月24日の3回分しか得られなかった。

地震計の記録は図2に示すように、各地点の振動が同時に記されているが、とくに土石流観測の正確なデータのある野尻川流域での考察を行なうために、その源流域付近に設置されている引之平地震計の上下動成分の記録に着目し、その記録紙上の振幅の時間的変化を求めた。具体的には特

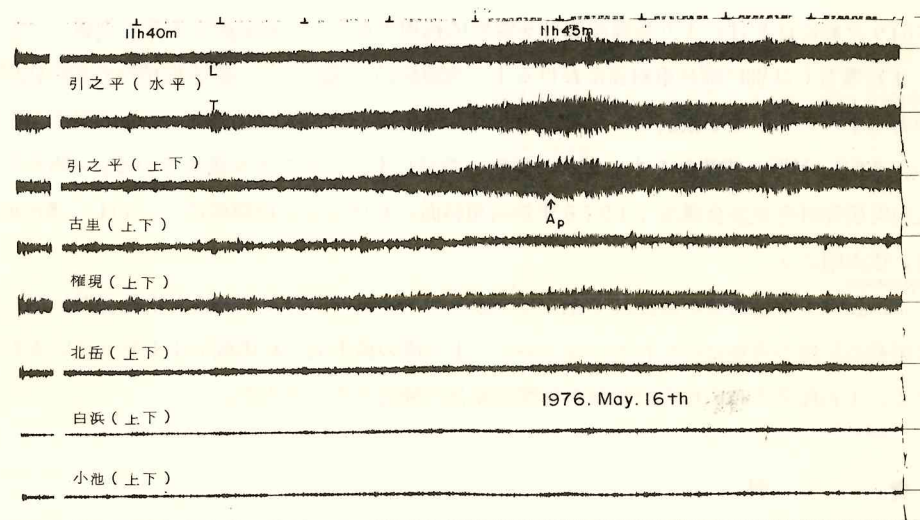


図2 京大防災研桜島火山観測所地震計記録(1976年5月16日の記録の一部)

定時刻を中心にして30秒間の振幅の平均値を近似的に求め、その大きさを記録紙上のフルレンジ幅を1.0として相対的に表わした。

もちろん地震計の記録から振動の変位、速度、加速度を算出することは可能であるが、いま予察的な段階で水文観測量との時間的対応を調べるには、なるべく簡単な操作で振動の強さの相対的な目安が表現できればよいと考えた。

なお、振動が発生してから地震計のところまでの伝播所要時間はたかだか数秒と考えられるので以後の説明では考慮を払っていない。

## § 考 察

図2をみると昭和51年5月16日11時40分すぎには、引之平の振動が一番強いが、古里(古里川上流)、権現(黒神川上流)の地震計にもかなりの振動が記録されており、これらの地点近くの谷でも土石流あるいは山くずれが発生していたものと考えられる。これに対して近くに谷川のないうち池では弱い振動しか記録されていない。ただしこの日は火山性の微動も頻発していることがこの前後の記録から知られており、一分以内の短かい時間の突発的な振動についてはその影響も含ん

でいる可能性はある。

つぎに肝属川工事事務所資料(前述)による土石流流量 $Q$ 、十分間雨量 $R_{10}$ 、および京大防災研火山観測所引之平地震計記録の相対振幅 $A$ の時間的変化を示したものが、第3図である。

まづ昭和51年(1976)

5月16日のグラフによると、野尻川国道橋地点を土石流のピーク $Q_p$ が通過するのは11時51分40秒(別資料による)であるがそれより約7分前の11時45分頃に振動のピーク $A_p$ が記録されている。このピークの出現は図2の記録中にも $A_p$ の記号で示されている。つぎにしばらく記録が中断されたのち、11時57分頃から再び記録がとられているが、しばらくフルレンジ(スケールアウト)の状態がつづいて、11時59分頃から振動は減衰し、もう一度12時5分頃にピークを呈してあとは減衰している。

この $A_p$ と $Q_p$ の出現の時間差約7分については、発生源付近から橋までの距離約4000メートルを平均流速9.5 m/sec(野尻川の土石流は大規模のものでは10 m/secをこえる高速の出現も珍しくはない)で流下したとすれば計算は合うが、その間に振動が一度減衰することの説明が難しい。この点に関しては具

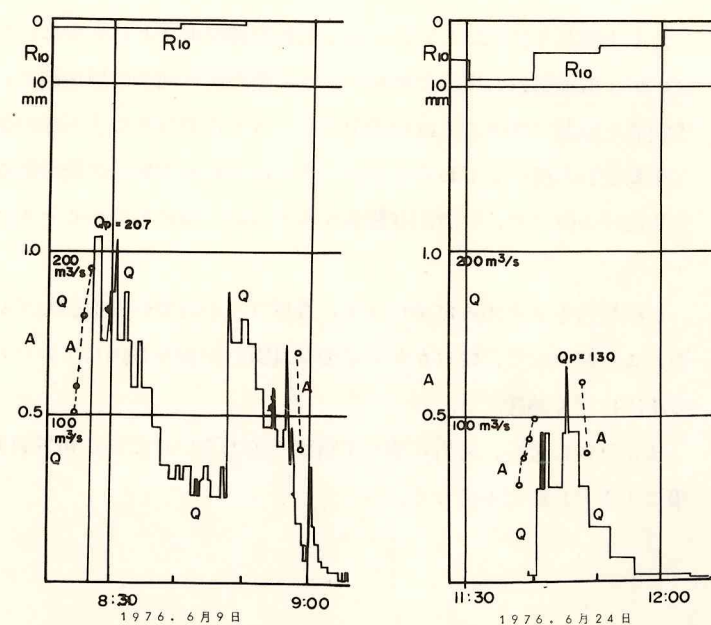
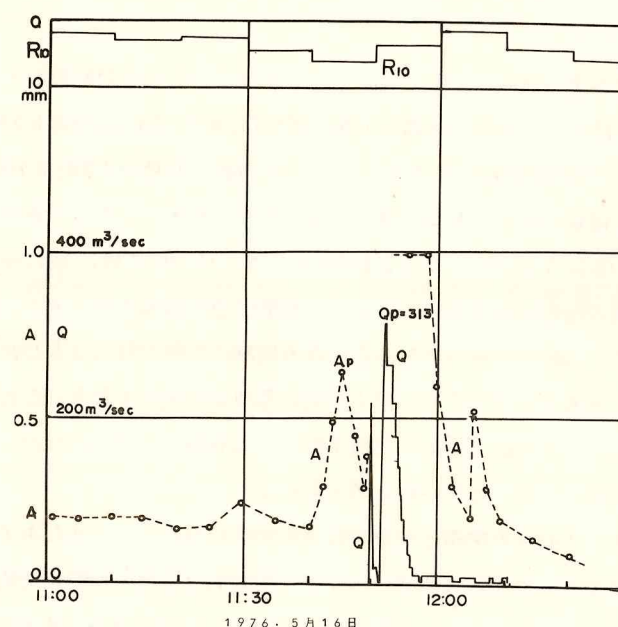


図3 野尻川土石流ハイドログラフと引之平地震計記録の関係  
〔 $Q$ 流量( $m^3/sec$ ).  $R_{10}$  10分間雨量(mm)  
 $A$  地震計記録振幅(引之平上下動成分, フルスケール1.0)〕



体的な現場の観測成果がないので想像のはかはないが、 $A_p$  の出現した時に  $R_{10}$  ( 10 分間雨量 ) が 6 ミリに達していたことから、源流域で別に崩かいまたは土石流が発生し、短かい距離流下して野尻川とは別の谷に流れこんで停止したことも考えられる。(このような源流域での地形的特性にもとづく別の谷への崩かい土石の流下については火山観測所加茂教授よりその可能性を指適していただいた)

なお土石流量のピーク  $Q_p$  が通りすぎたのちも相対振幅の大きい振動が 6 分ほどつづいているが土石流ピークが橋を通過して海に突入するまでの時間は距離 500 メートル、流速  $10 \text{ m/sec}$  としてたかだか 50 秒程度であるから、この後続の振動や 12 時 5 分頃の振動ピークは、観測された土石流とは別の崩かいあるいは土石流の発生にもとづくものであろう。

つぎに 6 月 9 日と 6 月 24 日のデーターについては、前に述べたような理由で土石流量の大きい時間の振動記録を欠いているが、流量の急に増加するときと、減少するときの記録がそれぞれあるので、これをくらべてみると流量の増減の時間的対応はきわめてよいようである。ただし流量の増加よりも 2~3 分くらい早く振動の急増が出現しており、この付近での大規模土石流の速度を  $10 \text{ m/sec}$  とみれば、橋より上流 1000~2000 メートル付近からとくに強い振動をとまなう土石流に発達したのではないかと考えられる。

また土石流の規模と振動の強さの関係については、まだあまりにも資料が少ないので定量的な考察はできないが、大体同一の基準で相対的な振動の比較が可能だと思われる 6 月 9 日と 24 日のデーターの比較ではピーク流量  $Q_p$  の大きいときに大きな振動が現われるような傾向がうかがわれる。

以上正確な水文資料と対比できる振動記録があまりにも少ないために、定量的考察には到底至らないが、振動記録の丹念な検討によって豪雨時に河川の源流域におこる崩かいや初期の土石流の発生状態を早期に知ることは可能であり、さらに具体的な土石流の流下状態や規模の観察が、連続的な振動記録と併行しておこなわれ、さらにこれらの相互の物理的な対応が解明されれば、土石流の発生機構の研究や、実際の警報システムの一部に役立つことも期待できよう。

この報告をまとめるにあたって、貴重な土石流資料を提供していただいた建設省肝属川工事事務所、また膨大な資料のなかから必要な地震計記録を抽出していただいた防災研究所桜島火山観測所の諸氏に深く感謝する。

また資料の複写、解析に際して特別な協力をいただいた防災研究所助手 諏訪 浩、技官 横山 康二の両君に謝意を表する。