

## シラス地域の水文地形とシラス斜面崖錐部の崩壊

地頭藪 隆\*・下川悦郎\*・寺本行芳\*

### A Hydrogeomorphological Study on Landslide of Talus Slope in Valley Scarred on Shirasu (Pyroclastic Flow Deposits) Plateau in Southern Kyushu, Japan

Takashi JITOUSONO\*, Etsuro SHIMOKAWA\* and Yuki Yoshi TERAMOTO\*

#### Abstract

In southern Kyushu, Japan, covered with volcanoclastic materials, landslide and debris flow disasters have occurred frequently during rainy and typhoon seasons. Recently, some types of landslide caused by groundwater have sometimes occurred. One type is landslide of talus slope at the head of the valley scarred on the Shirasu (pyroclastic flow deposits) plateau. In this paper, the mechanism of this landslide, the geological and hydrogeomorphological characteristics of the landslide slope sites, and the possibility of predicting the potential landslide sites are examined based on field study. The results are summarized as follow: (1) The landslides of talus slope at the valley head occur in the Shirasu valleys with a certain drainage area of groundwater. The low water discharge in the Shirasu valley is proportional to the drainage area of groundwater. Therefore, the low water discharge serves as an effective index to predict high potential sites for landslide of talus slope at the head of the Shirasu valley. (2) The groundwater in the talus slope at the valley head is supplied from storm waters infiltrated through the Shirasu plateau. The groundwater level in the talus slope responds to storms in a few hours. This rapid flow of groundwater is mainly attributed to the pipe flow in the plateau. (3) On the other hand, there is also a late flow of groundwater which responds to storms after several months or more. This late flow of groundwater is mainly attributed to the matrix flow in the plateau. If the late flow and the rapid flow of groundwater overlap, the groundwater level in the talus slope will become very high and the potential for the landslide will increase.

**Key words:** *Shirasu, landslide of talus slope, field study, hydrogeomorphology.*

#### 1. はじめに

南九州は火砕流堆積物に広く覆われている。特に入戸火砕流堆積物は分布範囲が広く、

---

2001年4月27日受付, 2001年6月25日再投稿, 2001年9月7日受理

\* 鹿児島大学農学部

\* Faculty of Agriculture, Kagoshima University, Kagoshima 890-0065, Japan

その非溶結部は“シラス”と呼ばれ、台地を形成している。シラス台地周縁の急斜面は降雨時にしばしば崩壊し、それに伴う土砂災害が毎年発生している。Haruyama (1974) は、シラス地域で発生する斜面崩壊の形態を、侵食、表層すべり、表層落下、パイピング、円弧すべり、落水型侵食、流路侵食、はく落、陥没などに分類している。しかし、崩壊の形態は、土地利用の変化、防災対策の進歩などを反映して変化してきている（下川・春山, 1978; 岩松・下川, 1982）。現在シラス斜面で多くみられる崩壊形態は、斜面の表層部に発達した 50 cm 程度の風化土層が雨水の浸透で崩れる表層崩壊である（下川ほか, 1989）。

1993 年、南九州は記録的な大雨に見舞われ、各地で斜面崩壊・土石流による土砂災害が発生した。この大雨では、シラス台地周縁斜面で表層崩壊が多発する一方（地頭蘭ほか, 1995）、シラス台地に刻まれた侵食谷（以下、シラス谷という）を土砂が流木を伴って流下する土石流がみられた。下川ほか（1994）は、現地調査によってこの土石流の発生源がシラス斜面脚部に発達した崖錐のパイピング崩壊であることを明らかにしている。このような現象は南九州におけるこれまでの災害記録にほとんど出てこない。1949年に台風に伴う大雨の際に地下水型の崩壊の発生が確認されているが（鹿児島県企画室, 1950; 経済安定本部資源調査会, 1951）、これが1993年と同じ現象であったかは不明である。崖錐崩壊は、多量の降雨によって発生し、頻繁に起こるものではないと思われるが、土石流化して大きな災害を引き起こす可能性がある。

ところで、シラス地域の水文に関しては、流出特性の解明を中心に古くから研究が行われている（阿部, 1926; 菊池, 1932）。金子（1973）は、流量観測資料に基づいてシラス台地の流出特性の解明を試みている。菅野（1976）は、シラス台地の水文地質構造を明らかにすることを目的としてシラス谷で流量観測を行っている。このほか、現地観測に基づいてシラス地域の水文現象を扱ったものに最近では、塚田（1978, 1979）、塚田・上野（1981）、河原田・長（1985）、難波ほか（1987）、地頭蘭・下川（1990）などがある。しかし、これらの研究成果は、シラス地域の崩壊を研究するための水文資料としては不十分である。

本論では、南九州火山地域で最近発生している地下水に關与した崩壊の水文地形的な立場からの一連の研究（地頭蘭・下川, 1998; Shimokawa and Jitousono, 1999; 地頭蘭ほか, 2000）のうち、シラス斜面脚部の崖錐崩壊を取り上げ、崩壊発生メカニズム、崩壊発生場の予測等に関して、シラス台地での地形調査および水文観測に基づいて検討する。

## 2. シラス斜面崖錐部の崩壊とシラス谷の土石流の実態

1993年8月1～2日の大雨では、シラス斜面の表層崩壊に加えてシラス谷で土石流が発生し、住家や田畑に大きな被害を及ぼした（Fig. 1）。シラス谷を流下した土石流は谷出口に停止したが、その堆積形状は大きな岩塊や砂礫を含んだ典型的な土石流とは異なり、運ばれてきた土砂は広範囲に分散した（下川ほか, 1995）。Fig. 2は、鹿児島市北部の吉田町に位置するシラス台地周辺で発生した土石流の分布図である。現地調査によると、土石流

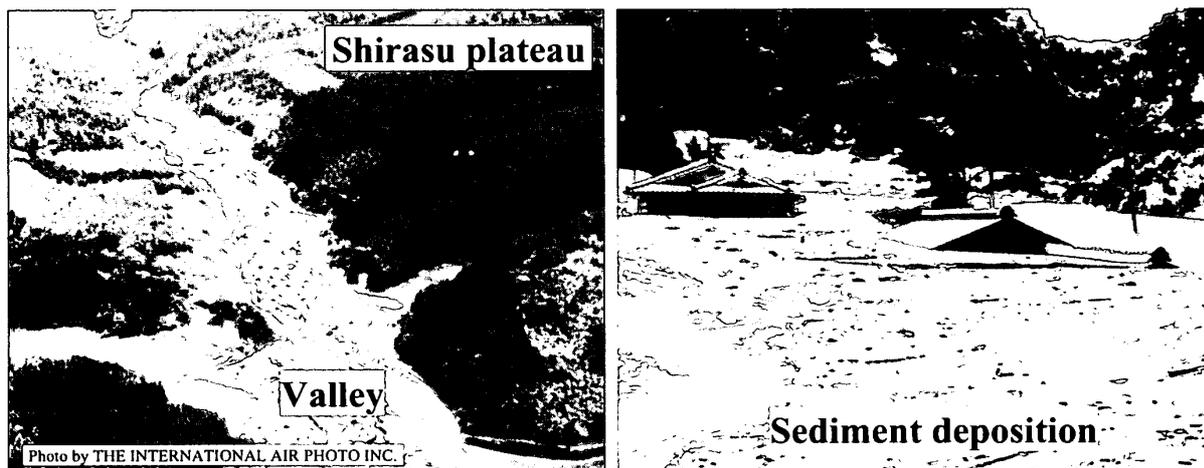


Fig. 1. Debris flow in a valley scarred on Shirasu plateau by heavy rain in August 1993.

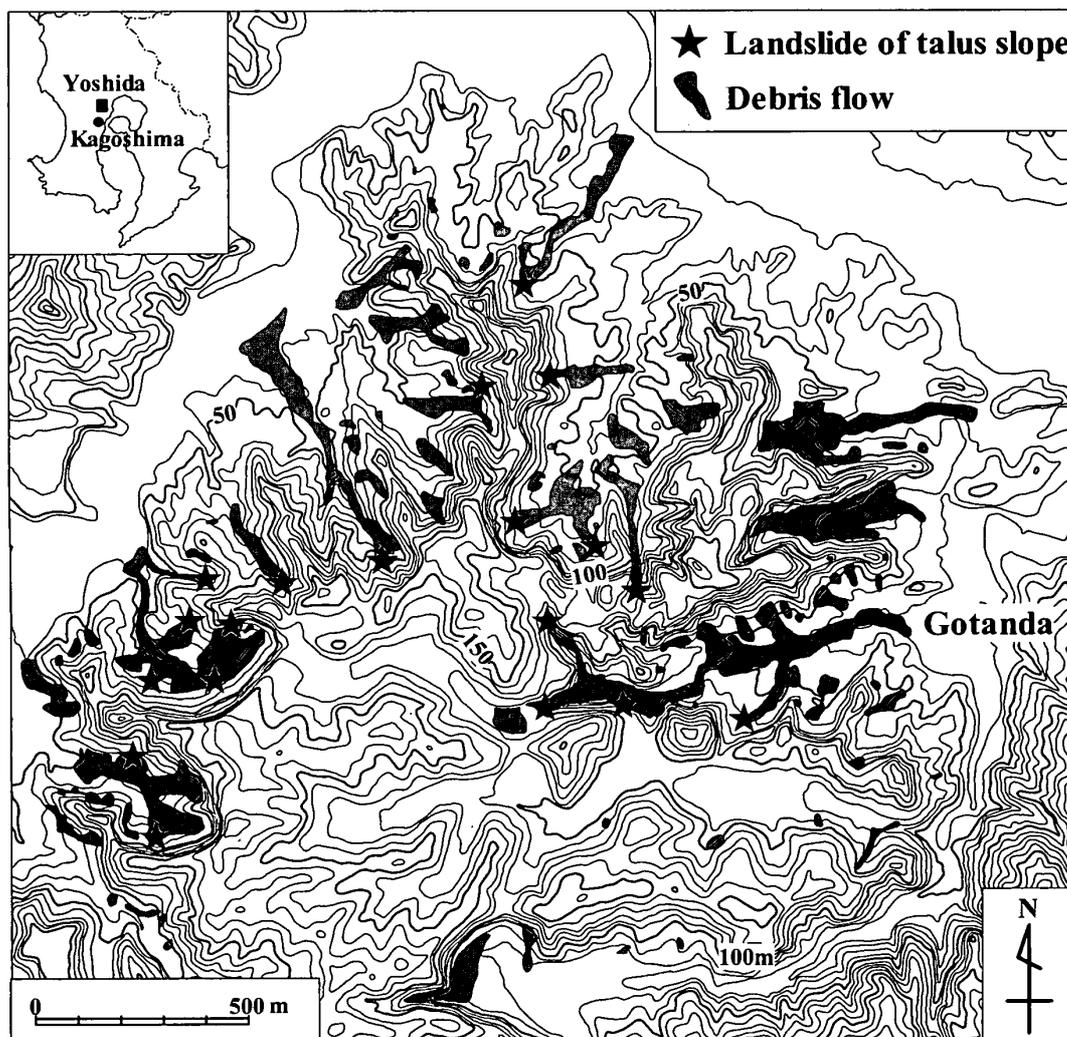


Fig. 2. Spatial distribution map of landslides of talus slope and debris flows by heavy rain in August 1993.

の発生源は、シラス斜面脚部の崖錐崩壊、シラス斜面の表層崩壊および谷床堆積物の侵食の3つのタイプがみられた。この中で多量の土砂を流出させ大きな被害を出した土石流は崖錐崩壊に起源するものであった。Fig. 2にプロットした★印は崖錐の崩壊発生地点であり、多くの土石流の発生源と一致していることがわかる。

Fig. 3は、土石流の発生源となった崖錐崩壊の模式図である。シラス台地周縁の斜面脚部には斜面の崩壊・侵食による土砂が集積して崖錐が発達している。シラス台地面から浸透した雨水は、不透水層上を地下水として移動し、台地周縁の斜面脚部から湧出している。この地下水が崖錐の崩壊を招いたと考えられる。Fig. 2に示した崖錐崩壊地点(★印)では、崩壊後の斜面に直径数十 cm から、大きなものでは直径3 m以上の湧出孔が観察された(Fig. 4)。この湧出孔は長年かけて形成されたもので、今回の大雨前から存在していたと思われる。

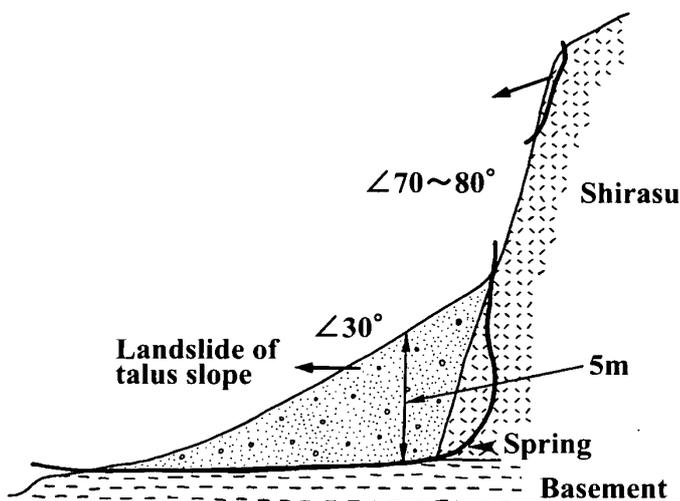


Fig. 3. Schematic representation of landslide of talus slope at the head of Shirasu valley.

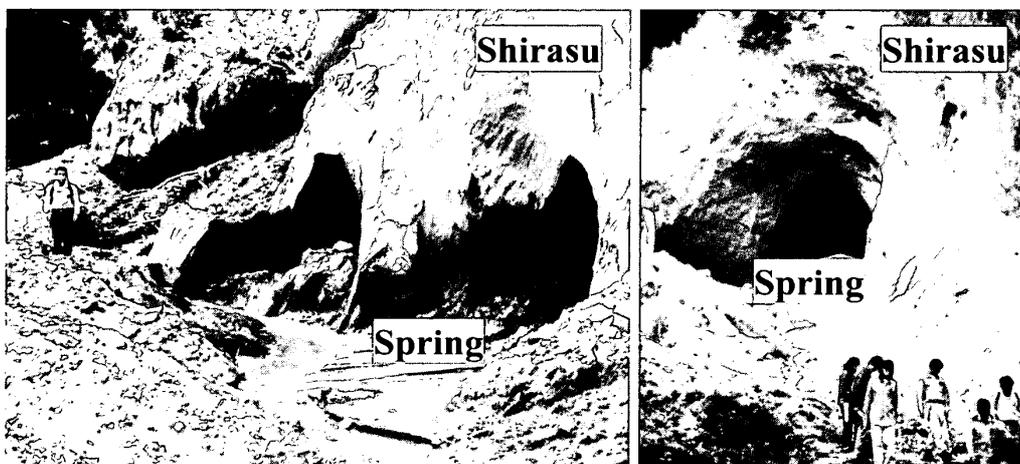


Fig. 4. Springs at the foot of Shirasu slope.

### 3. シラス地域の水文地形特性

#### 3.1. 調査地の概要

シラス地域の水文地形的な特性を把握するために、鹿児島市北部の吉田町と西部の松元町に位置するシラス台地に調査地を設けた (Fig. 5 (a) および Fig. 6 (a)).

吉田町の調査地 (以下、吉田調査地という) は、前述したように、1993年の大雨で崖錐崩壊に伴う土石流によって大きな被害が発生したところである。調査地内のシラス台地面は標高 100 ~ 150 m 程度、シラス谷底面は標高 50 m 程度である。台地面は主に畑地や林地として利用されている。この一帯の地質は、国分層群 (シルト層、礫層、貝殻層、火砕流堆積物からなる堆積物) と、その上位に部分的に分布する加久藤火砕流堆積物 (溶結凝灰岩)、さらにその上位を厚く覆うシラスからなる (鹿児島県, 1990)。

松元町の調査地 (以下、松元調査地という) は、1993年に吉田調査地ほどの大雨には見舞われず、災害は発生していない。調査地内のシラス台地面は標高 200 m 前後、シラス谷底面は標高 100 ~ 150 m 程度である。台地面は主に茶畑や林地として利用されているが、近年宅地化が進んでいる。この一帯の地質は四万十層群 (砂岩・頁岩からなる堆積岩) と、その上位に部分的に分布する阿多火砕流堆積物 (溶結凝灰岩)、さらにその上位を厚く覆うシラスからなる (鹿児島県, 1990)。台地周辺に分布する小丘は堆積岩から構成される。

シラス層の下位に分布する国分層群、阿多火砕流堆積物、四万十層群は不透水層の役割

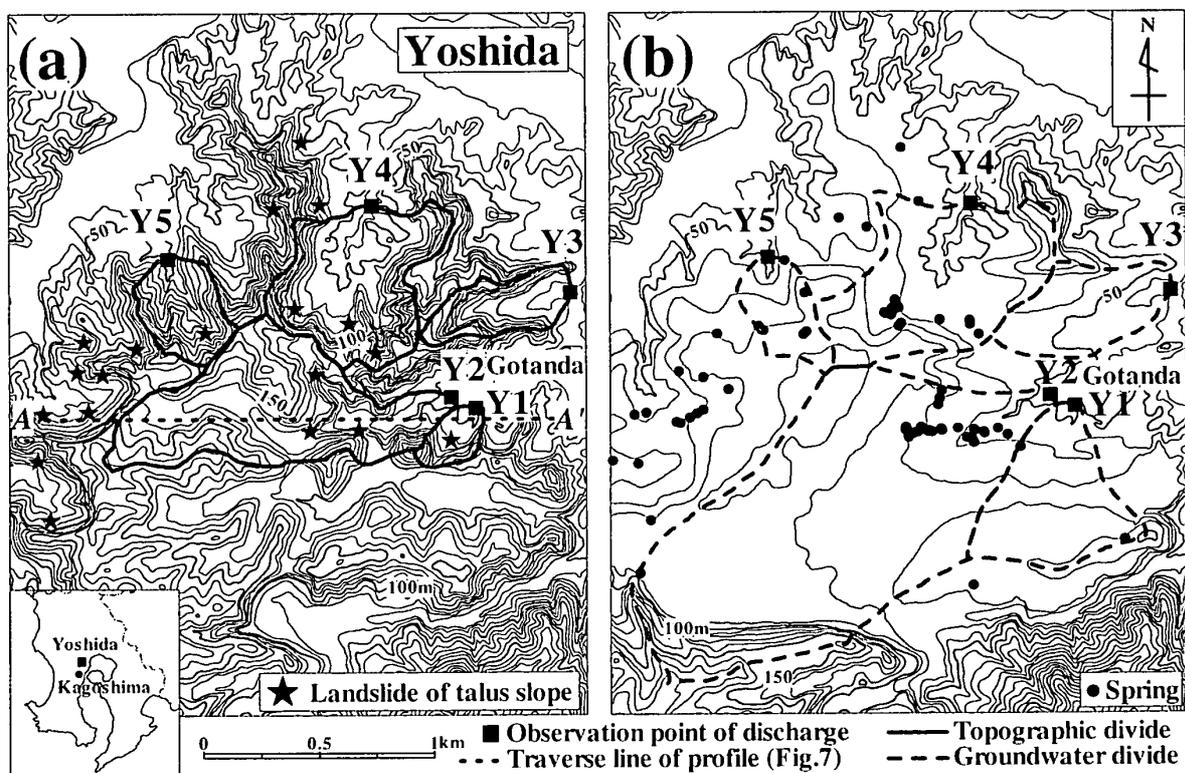


Fig. 5. Location and topographic maps of Yoshida study area. (a) Present topography. (b) Topography before the deposition of Shirasu.

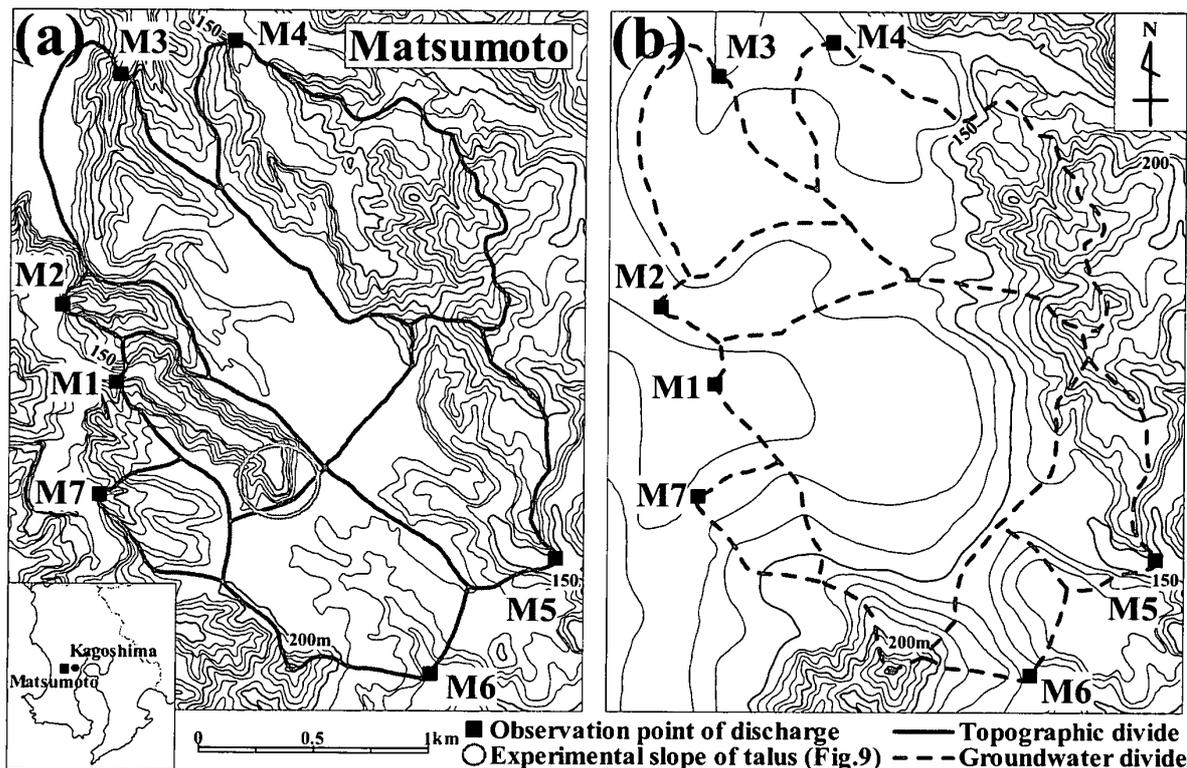


Fig. 6. Location and topographic maps of Matsumoto study area. (a) Present topography. (b) Topography before the deposition of Shirasu.

を果たしており，両調査地の水文地形的な背景は同じである。

### 3.2. シラス堆積前の地形の再現

シラス台地内の地下水の分布や移動には不透水層の役割をしているシラス層の下位の地層が影響していると考え，調査地のシラス堆積前の地形（基盤地形）を再現した．再現作業の手順は以下の通りである．①シラス台地周辺やシラス谷内において基盤の露頭を調査し，その標高をGPS等で測量する．②5000分の1地形図に50mメッシュをかけてデジタルマップ（野上・杉浦，1986）を作成し，シラス台地を通るすべての測線の地形断面図を作成する．③各測線付近の基盤の露頭を地形断面図に投影してプロットする．また台地で行われたボーリング資料を収集し，基盤の位置を地形断面図に記載する．④基盤の位置が不明な部分は露頭の位置を連ねることによって推定する．⑤各測線ごとに基盤の標高を読み取ってメッシュ標高を求め，基盤地形の等高線を描く．

基盤の露頭を調査し，その標高を測量した地点数は，吉田調査地110点，松元調査地43点であった．またボーリング資料は両調査地とも1箇所しか得られなかった．地形断面図に基盤の露頭（●印）および推定された基盤面の位置を入れた一例をFig. 7に示す．Fig. 7の断面図の位置は吉田調査地の中央付近を通る東西方向の測線（Fig. 5(a)の点線）である．

再現された両調査地の基盤地形図をFig. 5(b)およびFig. 6(b)に示す．図中の■印は

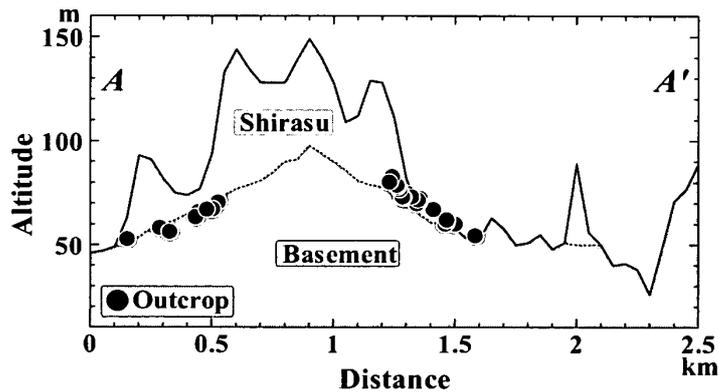


Fig. 7. East-west geological profile in the middle of Yoshida study area.

後述する流量観測地点であり、(a) 図内の実線は流量観測地点における現地形での分水界（地形的分水界）、(b) 図内の破線は基盤地形での分水界（地下水分水界）である。

吉田調査地の基盤地形には中央部やや南に南西から北東に向かう平底の谷が存在しており、その下流部は前述した1993年の大雨で土石流災害が発生した五反田地区である。このシラス谷は地形的分水界と地下水分水界が大きくずれており、Y1 および Y2 流域の地下水集水域は地形的集水域の約6.0倍および約2.5倍の広さを占めている。1993年の大雨によって崖錐崩壊後に現れた湧出孔や基盤調査の際に測量した湧泉を基盤地形図内に●印でプロットした。湧泉のほとんどは基盤地形において一定以上の集水域面積を有する谷や凹地に分布している。また、崖錐崩壊地点と湧泉の分布はよく対応しており、崖錐崩壊が基盤地形において谷や凹地となった地下水が集中しやすい場所で発生していることがわかる。

松元調査地の基盤地形には中央部に東から西に向かう平底の谷が存在している。M4 と M7 流域以外は地形的分水界と地下水分水界が大きくずれており、特に M1 流域の地下水集水域は地形的集水域の約4.7倍の広さを占めている。

### 3.3. シラス谷での流量観測

シラス台地内の地下水の分布や移動を把握するために、シラス谷で低水時の流量を測定した。流量測定は、できるだけ基盤が露出して伏流のない場所で、溪流横断面の測量とプロペラ式流速計による流速とから算出する方法によった。

Table 1 は、吉田調査地の Y1 ~ Y5 地点 (Fig. 5) および松元調査地の M1 ~ M7 地点 (Fig. 6) で実施した低水時の流量測定結果である。表には、流量を地形的集水域および地下水集水域の面積で除した比流量も示した。比流量は、地形的集水域では  $0.01 \sim 0.26 \text{ m}^3/\text{s}/\text{km}^2$  と分散しているが、地下水集水域では  $0.02 \sim 0.04 \text{ m}^3/\text{s}/\text{km}^2$  とほぼ一定値を示している。シラス地域の低水時の比流量は一般に  $0.02 \sim 0.04 \text{ m}^3/\text{s}/\text{km}^2$  (菅野, 1976) であることが知られており、両調査地で得られた地下水集水域での比流量はこの範囲にある。シラス台地に浸透して地下水となった雨水はシラスが堆積する前の地形に規制されて移動

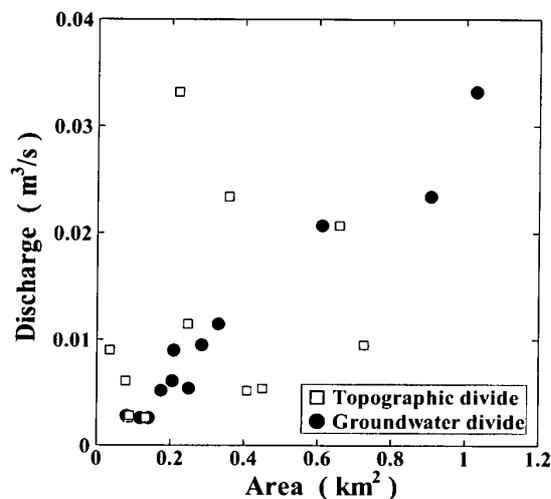
していることがわかる。

Fig. 8 は、Table 1 に示した流量と地形的集水域面積および地下水集水域面積の関係をプロットしたものである。低水時の流量は地下水集水域面積によく対応している。このような関係が多数得られれば、シラス谷における低水時の流量から基盤地形の集水域面積を推定し、崖錐崩壊起源の土石流が発生する可能性のあるシラス谷を抽出することができる。

**Table 1.** Stream discharge in Yoshida study area and Matsumoto study area.

Watershed	Altitude m	Discharge m <sup>3</sup> /s	Topographic divide		Groundwater divide	
			Area km <sup>2</sup>	Specific discharge m <sup>3</sup> /s/km <sup>2</sup>	Area km <sup>2</sup>	Specific discharge m <sup>3</sup> /s/km <sup>2</sup>
Y 1	46	0.0090	0.035	0.257	0.209	0.043
Y 2	46	0.0234	0.357	0.066	0.906	0.026
Y 3	35	0.0026	0.086	0.030	0.141	0.018
Y 4	35	0.0115	0.247	0.047	0.330	0.035
Y 5	48	0.0028	0.089	0.031	0.081	0.035
M 1	112	0.0332	0.220	0.151	1.028	0.032
M 2	110	0.0061	0.078	0.078	0.205	0.030
M 3	120	0.0095	0.725	0.013	0.285	0.033
M 4	118	0.0207	0.657	0.032	0.610	0.034
M 5	145	0.0054	0.450	0.012	0.250	0.022
M 6	156	0.0052	0.408	0.013	0.175	0.030
M 7	120	0.0026	0.133	0.020	0.118	0.022

Y 1 ~ Y 5: Yoshida study area. M 1 ~ M 7: Matsumoto study area.



**Fig. 8.** Relationship between low water discharge in Shirasu valley and topographic and groundwater drainage area.

#### 4. シラス斜面崖錐部の水文特性

##### 4.1. 試験地および観測方法

シラス斜面崖錐部の崩壊のメカニズムを解明するために、松元調査地の M1 流域の谷頭部に試験地を設けて水文観測を開始した (Fig. 6 (a)). M1 流域のシラス谷は、シラス台地に深く刻まれた平底の侵食谷であり、恩田 (1996) が地中水の湧出に伴い形成された谷に関する研究レビューの中で述べているいわゆる舟底型の谷に該当する。M1 流域は、前述したように、地下水集水域の広さが地形的集水域の約 4.7 倍あり、松元調査地のシラス台地内の地下水のほとんどを集めている。

試験地のシラス斜面は傾斜 48 度の急斜面であり、斜面下部には表層崩壊により形成された崖錐が発達している (Fig. 9)。崖錐およびシラス層の下位には不透水層の役割をしている風化した阿多火砕流堆積物が分布している。シラス斜面脚部に崖錐が堆積しているために湧水孔の規模等は不明であるが、Fig. 9 に示すように、崖錐下端からは常時湧水がみられる。

水文観測項目は、崖錐内の地下水位、崖錐表層部の水分状態、台地からの流出量、降水量である (Fig. 9)。地下水位は、崖錐斜面の 4 箇所ハンドオーガで掘削した直径約 10 cm の縦孔に塩化ビニル管を挿入し、水圧式水位計を用いて観測している。観測井戸 A から D の深さはそれぞれ、2.7 m、4.5 m、5.4 m および 5.5 m であり、すべて基盤面には達していない。井戸 A、B および C は常に地下水面があるが、D は大雨時のみ地下水面が現れる。降雨時における崖錐表層部の水分状態の変化を把握するために、井戸 C 地点にヒートプローブ方式の水分計を設置し、センサは地表面から鉛直方向で 10, 50, 100, 150 cm の深さに埋設した。水分計は、土壤の熱伝導率と水分量が比例するという性

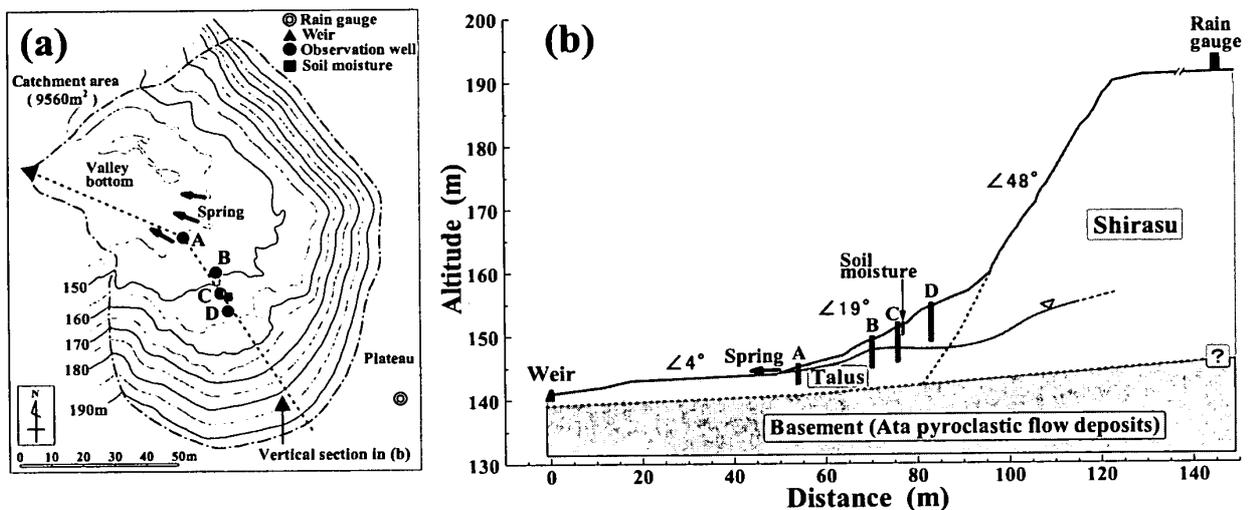


Fig. 9. Topographic map (a) and geological profile (b) of the experimental slope and observation system at the head of the M1 valley in Matsumoto study area.

質を利用し、熱伝導率を測定することにより水分量を求めるものであるが、まだ土壤の熱伝導率と水分量とのキャリブレーションが行われていないため、ここでは土壤の熱伝導率と相対的な水分変化を把握することにする。湧水流量の測定に関しては、崖錐下端に観測装置を設置することができなかつたために、崖錐下端から約 50 m 下流に頂角 60 度の刃型三角セキを設置して谷頭部の集水域（面積 9560 m<sup>2</sup>）からの流出量を測定することにした。しかしこの地点においても土砂が 1～2 m 堆積しており、量水セキは基盤面に到達していないために伏流水があり、今後改良を有する。降水量は台地上に雨量計を設置して観測している。なお、観測データはデータロガーに 10 分間隔で記録している。

#### 4.2. 降雨と崖錐の地下水位・流出量の応答

Fig. 10 は、2000 年 6 月 2～6 日の降雨（連続雨量 265 mm，最大時間雨量 37 mm）時における観測結果である。崖錐斜面の表層部の土の熱伝導率の変化をみると、10 cm 深のセ

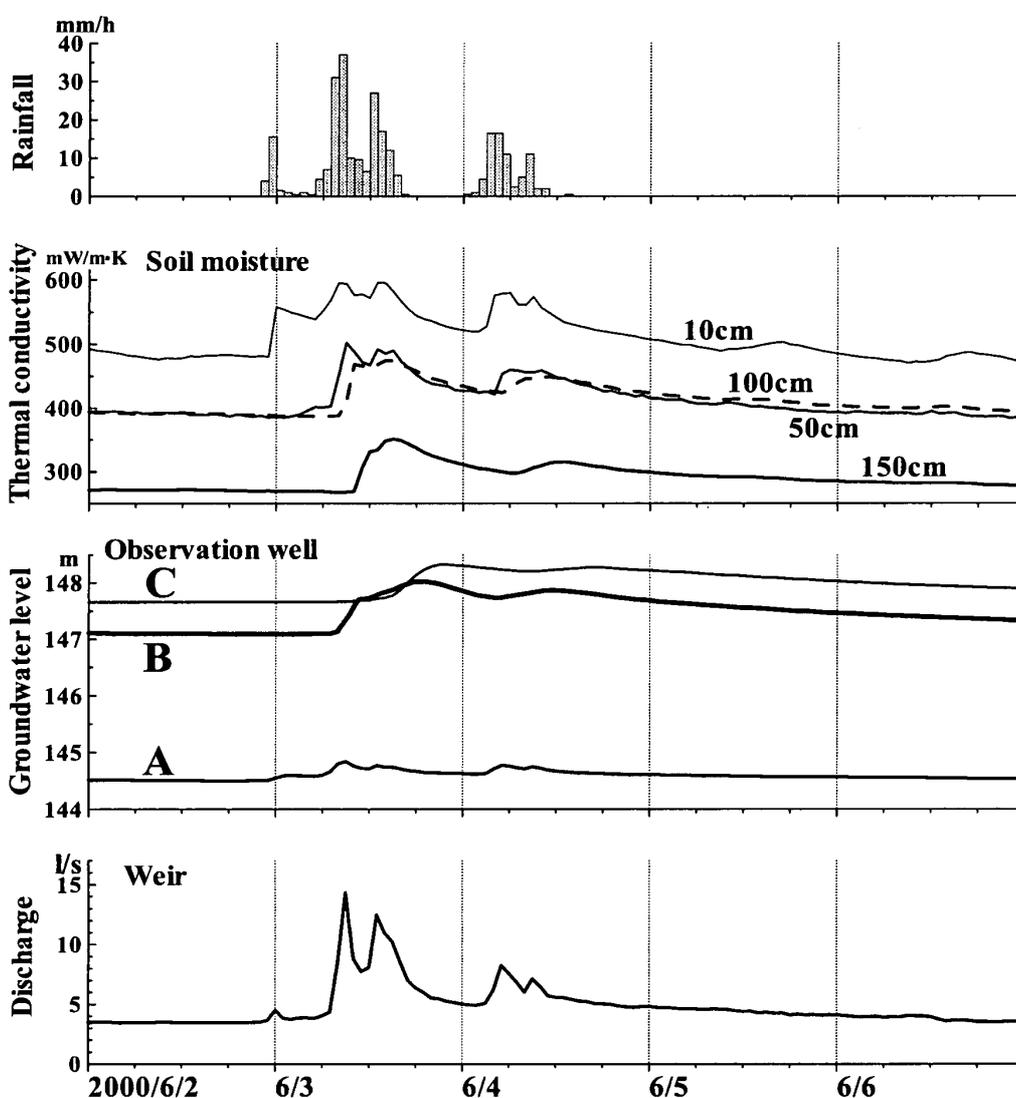


Fig. 10. Hydrological response in the experimental slope of talus for the storm on June 3-4, 2000.



考えられるが、降雨時は谷頭部集水域の表面流も含んでいる。Fig. 10に示した観測結果ではハイドログラフとハイエトグラフの波形がよく対応している。降雨に対する流量の素早い応答が、表面流出に関係しているのか、あるいは素早い地下水流出に関係しているかは、表面流出量と地下水流出量の分離が行われていないために今回は検討することができない。現在、水温や電気伝導度等の連続観測を開始しており、これらのデータを蓄積して今後検討したい。

#### 4.3. 崖錐の地下水位の長期変動

Fig. 12は、月降雨量および崖錐の地下水位の変動（観測井戸Dは地下水位をほとんど観測できなかったために省略）を示したものである。地下水位には、夏季に高く、冬季に低くなるというような1水年周期の規則性はみられない。1996年と1997年は年降水量の平年値（2240 mm程度）をやや下回る年であったが、1998年と1999年は大きく上回る多雨年であった。1998年は夏季に雨が多かったために冬季にも地下水位は上昇を続けている。同じ傾向は1999年にもみられる。まだ観測期間が短いために断定できないが、シラス斜面崖錐部の地下水位には降雨から数カ月から6カ月程度遅れてゆっくり反応する長期変動がみられる。長期的に地下水位が高い期間と、前項で述べた大雨時に現れる地下水位の急上昇が重なると崖錐崩壊の危険が高まることになる。シラス斜面脚部の崖錐崩壊発生の予測には、大雨時の地下水位の急上昇だけでなく、地下水位の長期的な変動も考慮する必要がある。

#### 4.4. シラス台地内の雨水移動と崖錐崩壊

Fig. 13は、シラス台地内の雨水の移動を模式的に示したものである。シラス斜面崖錐部の地下水位変化に降雨から数カ月～6カ月程度遅れて反応する長期的な変動がみられたこ

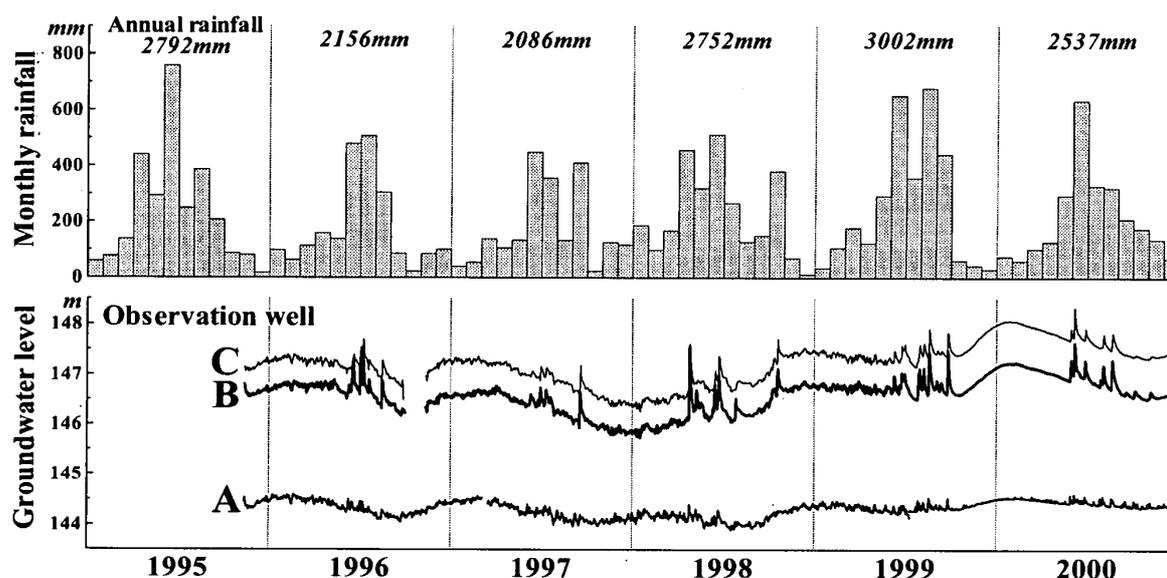


Fig. 12. Temporal variations of groundwater level in the experimental slope of talus during the period from 1995 to 2000.

とから、シラス台地内にはマトリックス流のような遅い雨水の流れが存在すると考えられる。一方、シラス層は火山灰や軽石が混ざり合った火砕流堆積物であり、シラス切取斜面には堆積直後にできたと思われる内部からのガス抜けによるパイプや冷却に伴う亀裂が観察される。台地面から浸透してパイプや亀裂に入った雨水はパイプ流として素速く基盤まで達し、台地周縁の脚部から流出していると考えられる。シラス斜面脚部に発達している崖錐はパイプの出口を閉塞した状態にある。通常の降雨ではシラス台地内からの地下水は崖錐を通して排水されるが、1993年のような大雨時には台地内からの地下水流出量が崖錐の排水能力を超え、崖錐内で地下水位の急上昇が起こり、崩壊に至ることがある。

このような現象に関連して、斜面土層内に発達したパイプの下端が閉塞して崩壊が発生することは実験的に調べられている。たとえば、内田ほか（1995）は土層内のパイプの存在が地下水面形の形成に及ぼす影響を室内実験によって検討している。その中で、パイプの埋設によって地下水面の位置が下がり、パイプは排水に寄与していること、しかしパイプ下端が閉塞している場合はパイプ下端部に地下水が集中して地下水面が上昇し、斜面が不安定化することを明らかにしている。さらに、内田ほか（1996）はパイプ流が斜面安定に与える影響を通常の降雨時と大きな降雨時に分けて検討している。すなわち、大きな降雨があり、流下可能量を超える水がパイプ内に集中するとパイプ内に急激な水圧上昇が生じ、斜面が不安定になることを指摘している。

Tanaka et al. (1988) は、多摩丘陵源流域における水文観測から、ダルシー則に基づくマトリックス流だけでは説明できない降雨に対する応答の早い地下水流出が存在すること、これが地層中に形成されたパイプの中を流れるパイプ流であることを明らかにしてい

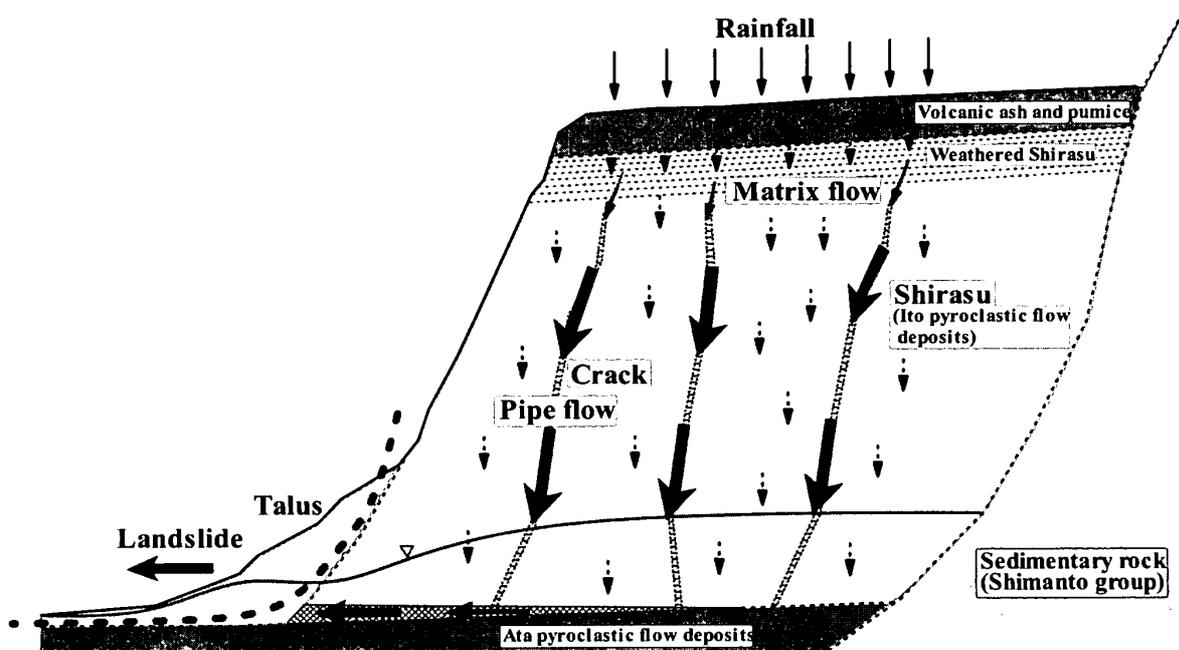


Fig. 13. Conceptual model of groundwater runoff and landform change in Shirasu plateau region.

る。また、北原・中井（1992）、北原ほか（1994）は、1次谷流域において河川流量の大部分がパイプ流に基づくことを明らかにし、降雨に対してきわめて速い応答を考える上でのパイプ流の重要性を指摘している。シラス台地内のパイプ流は、パイプの形成過程や規模、パイプ流の速度など点で土層内のパイプ流とは異なると思われるが、降雨に対する速い応答がパイプ流に関係している点は同様であり、シラス地域の崩壊発生メカニズムを解明するにはシラス台地内の雨水移動を明らかにすることが重要である。今後、地下水や渓流水の水温・電気伝導度などの水質データ、シラス台地内の地下水位データも取り入れてシラス台地内の雨水移動の解明に取り組みたい。

## 5. ま と め

最近、南九州では地下水に関与した崩壊が発生し、それによる土砂災害が目立つ。本論ではそのひとつとしてシラス斜面脚部の崖錐崩壊を取り上げ、その発生メカニズムを水文地形学的な立場から検討した。得られた結果をまとめると次のようである。

- (1) シラス谷の低水時の流量は、シラス堆積前の基盤地形から推定した地下水集水域面積によく対応した。したがってシラス台地内の地下水はこの基盤地形に規制されて移動しているとみてよい。シラス斜面脚部の崖錐崩壊の発生位置は基盤地形において谷や凹地に分布している。シラス谷における低水時の流量は、崖錐崩壊とそれを発生源とする土石流のおそれがあるシラス谷を抽出するための指標として有効であると考えられる。
- (2) シラス斜面脚部の崖錐内の地下水位は降雨から数時間で上昇をはじめ、これは、台地面から浸透してシラス層内のガス抜けパイプや冷却亀裂に入った雨水がパイプ流として素速く基盤まで達し、台地周縁脚部から流出していることに起因していると考えられる。
- (3) 一方、シラス斜面崖錐部の地下水位変化には降雨から数カ月～6カ月程度遅れて反応する長期的な変動もみられた。これはシラス層内をマトリックス流として移動する遅い雨水移動に起因していると考えられる。遅い雨水移動による崖錐地下水位の高い状態と大雨時の速い雨水移動による地下水位の急上昇が重なると崖錐崩壊の危険が高まる。シラス斜面脚部の崖錐崩壊発生の予測には崖錐地下水位の長期的な変動と大雨時の急上昇の両方を考慮する必要がある。

## 謝 辞

本研究の実施にあたっては、鹿児島県茶業指導農場および株式会社森山（清）組に多大なご協力を頂いている。また、現地調査の際は当時研究室に在籍していた加藤昭一、三浦郁人、岩元賢司、森田真二、大富陽介、梶原大輔の諸氏にご協力を頂いた。ここに記して

謝意を表します。

### 引用文献

- 阿部謙夫 (1926) 九州に於ける河川の流量に就て (前編): 土木学会誌, 12, 783-849.
- Haruyama, M. (1974) Features of slope-movements due to heavy rainfalls in the Shirasu region of southern Kyushu: *Memoirs of the Faculty of Agriculture Kagoshima University*, 19, 151-163.
- 岩松 暉・下川悦郎 (1982) “シラス災害”と防災提言: 「現代の災害」, 水曜社, 162-182.
- 地頭菌 隆・下川悦郎 (1990) 南九州における火山砕屑物に覆われた森林流域の流出特性: 水文・水資源学会誌, 3-1, 7-16.
- 地頭菌 隆・下川悦郎・松本舞恵・加藤昭一・三浦郁人 (1995) 1993年鹿児島豪雨による斜面崩壊・土石流の分布と土砂生産: 鹿児島大学農学部演習林報告, 23, 33-54.
- 地頭菌 隆・下川悦郎・三浦郁人・松本舞恵・加藤昭一 (1996) 1993年鹿児島豪雨による土砂災害発生と降雨: 鹿児島大学農学部演習林研究報告, 24, 69-87.
- 地頭菌 隆・下川悦郎 (1998) 1997年鹿児島県出水市針原川流域で発生した深層崩壊の水文地形学的検討: 砂防学会誌, 51-4, 21-26.
- 地頭菌 隆・下川悦郎・寺本行芳 (2000) 南九州の火山地域における崩壊の水文地形学的検討: 地すべり, 36-4, 14-21.
- 鹿児島県 (1990) 鹿児島県地質図 (縮尺 10 万分の 1)
- 鹿児島県企画室 (1950) シラス地帯災害調査報告並びに関係資料: 第 1 集, 1950
- 金子 良 (1973) 「農業水文学」: 共立出版, 286 pp.
- 河原田礼次郎・長 勝史 (1985) シラス地帯河川の水質と流出: 鹿児島大学農学部学術報告, 35, 221-228.
- 経済安定本部資源調査会 (1951) シラス災害の実態とその対策—鹿児島, 宮崎, 両県下に於ける—: 資源調査会報告, 8, 1-57.
- 菊池英彦 (1932) 我国河川の流量に就て: 土木学会誌, 18, 919-937.
- 北原 曜・中井裕一郎 (1992) 1次谷流域における河川流量とパイプ流の関係: 日林誌, 74-1, 49-54.
- 北原 曜・寺嶋智巳・中井裕一郎 (1994) 側方浸透流量に占めるパイプ流量の割合: 日林誌, 76-1, 10-17.
- 難波直彦・河原田礼次郎・三輪晃一・長 勝史・若松千秋 (1987) 南九州の小河川流域における土層と流出特性: 鹿児島大学農学部学術報告, 37, 237-259.
- 野上道男・杉浦芳夫 (1986) 「パソコンによる数理地理学演習」: 古今書院, 275 pp.
- 恩田裕一 (1996) 地中水の湧出に伴う侵食と舟底型の谷の形成: 「水文地形学」, 古今書院, 208-216.
- 下川悦郎・春山元寿 (1978) 斜面崩壊と火山性堆積物の土質工学的性質: 鹿児島大学農学部学術報告, 28, 209-227.
- 下川悦郎・地頭菌 隆・高野 茂 (1989) シラス台地周辺斜面における崩壊の周期性と発生場の予測: 地形, 10, 267-284.
- 下川悦郎・地頭菌 隆・松本舞恵・三浦郁人・加藤昭一 (1994) 1993年豪雨による鹿児島県下の土砂災害: 1993年鹿児島豪雨災害の総合的調査研究報告書, 1993年豪雨災害鹿児島大学調査研究会, 47-59.
- 下川悦郎・地頭菌 隆・加藤昭一・岩元賢司 (1995) シラス谷における鉄砲水発生の地質・地形的背景: 1993年鹿児島豪雨災害の総合的調査研究報告書, 第 2 集, 1993年豪雨災害鹿児島大学調査研究会, 81-87.
- Shimokawa E. and Jitousono T. (1999) A Study of the Change from a Landslide to Debris Flow at Harihara, Izumi City, Southern Kyushu: *Journal of Natural Disaster Science*, 20, 75-81.
- 菅野敏夫 (1976) 流量測定による水文地質構造の予察—シラス地域を例として—: 応用地質, 17, 32-36.
- Tanaka, T., Yasuhara, M., Sakai, H. and Marui, A. (1988) The Hachioji experimental basin study—storm runoff processes and the mechanism of its generation: *Journal of Hydrology*, 102, 139-164.

- 塚田公彦 (1978) 南薩台地における流出特性：鹿児島大学教育学部研究紀要（自然科学編），**29**, 71-79.
- 塚田公彦 (1979) 南薩台地における流出特性（第2報）—直接流出と基底流出との関係—：鹿児島大学教育学部研究紀要（自然科学編），**30**, 27-39.
- 塚田公彦・上野武朗 (1981) シラス台地およびその周辺流域の水文特性：水温の研究，**24**, 35-43.
- 内田太郎・小杉賢一郎・大手信人・水山高久 (1995) 斜面土層内のパイプが地下水面形に及ぼす影響に関する実験的研究：日林論，**106**, 505-508.
- 内田太郎・小杉賢一郎・大手信人・水山高久 (1996) パイプ流が斜面安定に与える影響：水文・水資源学会誌，**9-4**, 330-339.