

# 南九州火山地域における地下水型崩壊の予測

地頭 菌 隆<sup>1</sup>・下川 悦郎<sup>1</sup>・寺本 行芳<sup>1</sup>

<sup>1</sup> 鹿児島大学農学部(〒 890-0065 鹿児島市郡元 1-21-24)

## 1. はじめに

近年, 南九州では地下水が関与した崩壊が目立つ. このタイプの崩壊は, 多量の降水により引き起こされるため, 頻繁に発生するものではないが, 規模が大きく土石流化することもあり, 大きな災害を引き起こす. ここでは, 南九州火山地域で発生した地下水型崩壊の発生メカニズムと発生場の予測に関して水文地形学的な立場から検討する.

## 2. シラス斜面崖錐部の崩壊とシラス谷の土石流

### (1) シラス斜面崖錐部の崩壊とシラス谷の土石流の実態

1993年の記録的な大雨ではシラス台地に刻まれた侵食谷(シラス谷)で土石流が発生した(写真-1). 土石流の発生源の多くはシラス斜面脚部の崖錐のパイピング崩壊であった(図-1, 図-2). 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引き起こした.



写真-1 シラス谷を流下した土石流

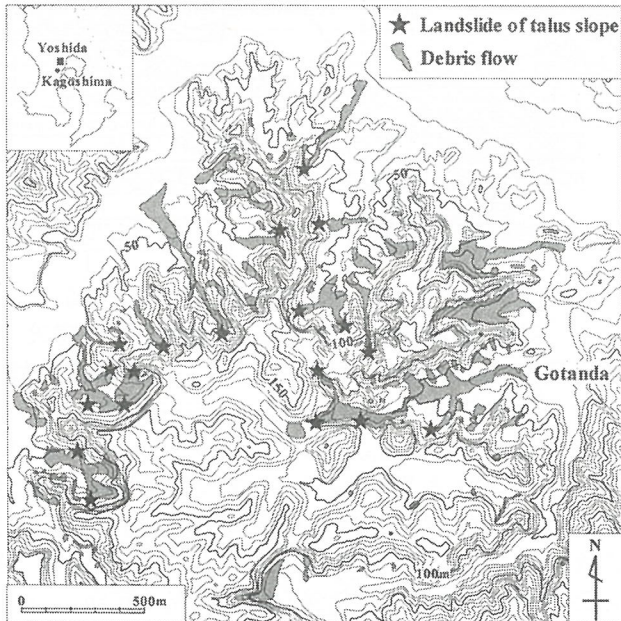


図-1 崖錐斜面の崩壊位置と土石流

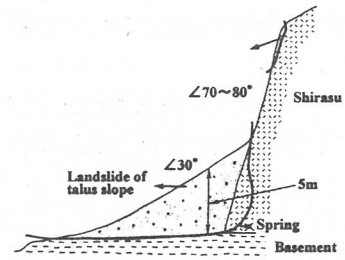


図-2 崖錐斜面の崩壊の模式図

### (2) シラス斜面崖錐部の水文特性

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, シラス谷頭部に試験地を設けた(図-3). 崖錐下端からは常時湧水がみられる. 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.

図-4は, 降雨と崖錐の地下水位・流出量の観測結果の一例である. 崖錐斜面の表層部の土の熱伝導率は, 地表面からの浸透水により順次センサが反応している. 崖錐内の地下水位は, 崖錐下端の井戸 A から順に井戸 B, 井戸 C と反応しているが, 上昇特性は異なる. 井戸 B の水位が上昇した時点で 150cm 深の水分センサはまだ反応していない. したがって, 崖錐内の地下水位の上昇は, 崖錐斜面の地表面からの雨水浸透によるものではなく, 台地内からの地下水流出によるものと判断される.

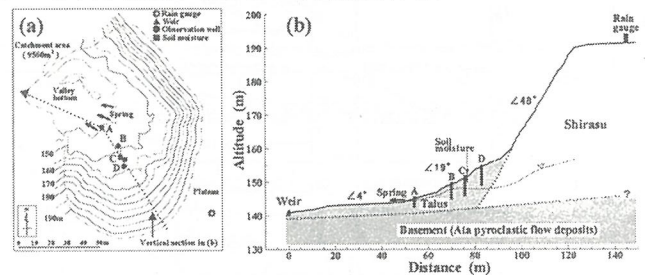


図-3 崖錐斜面における水文観測

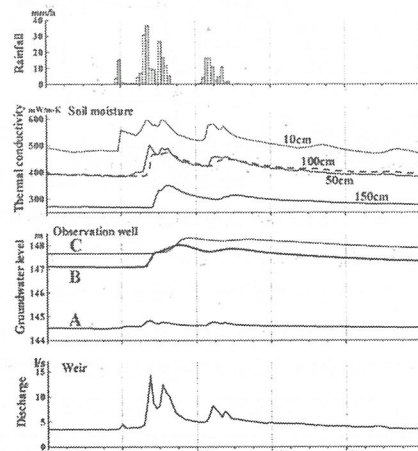


図-4 崖錐斜面における水文観測結果の例

図-5は、崖錐の地下水位の年変動である。夏季に高く、冬季に低いというような1年周期の規則性はみられない。夏季に雨が多いと冬季も地下水位が上昇を続けている。シラス斜面崖錐部の地下水位には降雨から数カ月～6カ月遅れてゆっくり反応する変動がみられる。地下水位が高い期間と大雨時の地下水位急上昇が重なると崖錐崩壊の危険が高まることになる。シラス斜面崖錐部の崩壊発生の予測には、大雨時の地下水位急上昇だけでなく、長期的な変動も考慮する必要がある。

図-6は、シラス台地内の雨水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カ月遅れて反応する長期変動がみられたことから、台地内にはマトリクス流のような遅い水の流れが考えられる。一方、シラス切取斜面には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。

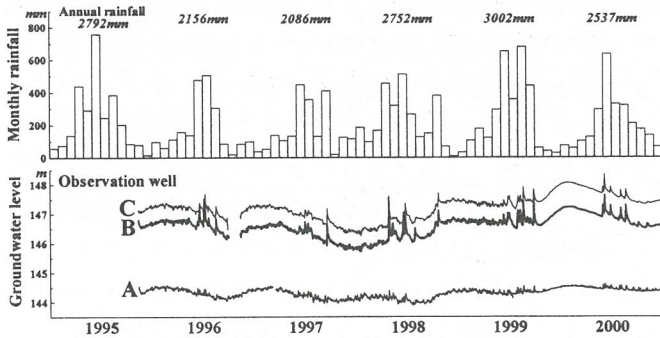


図-5 崖錐斜面内の地下水位の変動

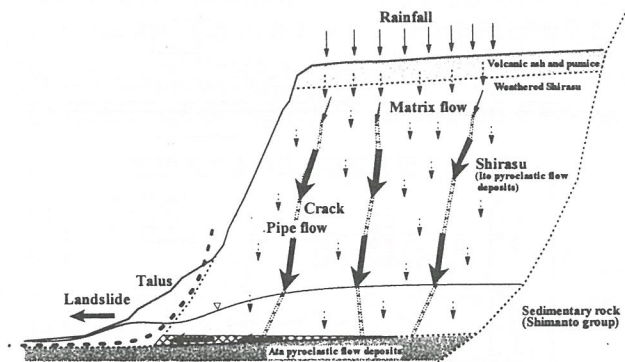


図-6 シラス台地内の雨水移動の模式図

(3) シラス斜面崖錐部の崩壊発生場の予測

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)を基盤露頭の標高測量とボーリング資料に基づいて再現した(図-7)。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。

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(図-8)。比流量は、地形的集水域では0.01～0.26 m<sup>3</sup>/s/km<sup>2</sup>と分散しているが、地下水集水域では0.02～0.04 m<sup>3</sup>/s/km<sup>2</sup>とほぼ一定値を示している。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。図-8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。

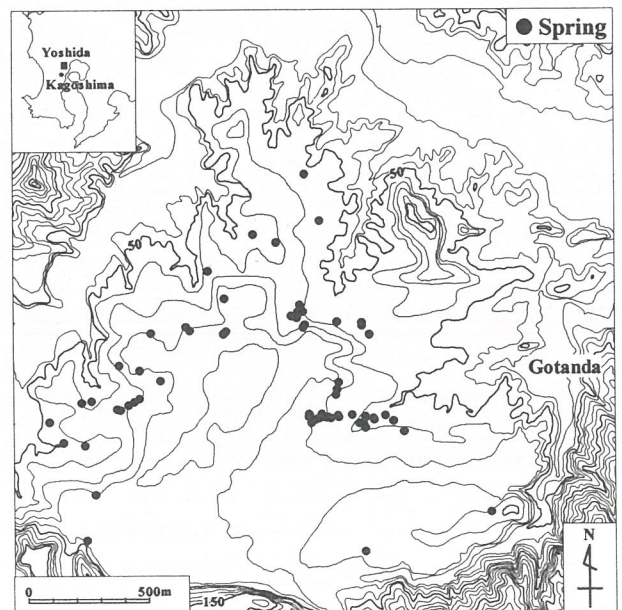


図-7 再現されたシラス堆積前の地形

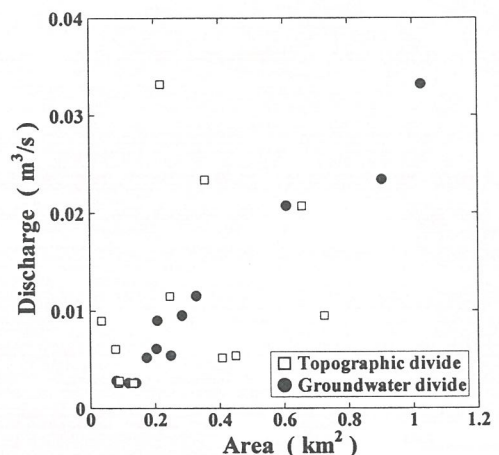


図-8 低水流量と地形的・水文的分流域面積の関係

### 3. 矢筈岳山体の深層崩壊

#### (1) 深層崩壊発生場の予測手法の考え方

針原川本川の中流域右岸側斜面(図-9)で発生した深層崩壊は、最大幅約80m、長さ約190m、最大崩壊深約30m、崩壊容量約130,000m<sup>3</sup>の規模であり、崩壊幅に比べて崩壊深が大きい特徴がある。針原崩壊地の調査の結果、深層崩壊の発生を支配している要因として、深層風化、断層地形、埋没地形、山麓緩斜面、地下水などがあげられた。これらの要因を指標にして深層崩壊発生場の予測手法について検討を進めている。

図-10は、矢筈岳山体をモデルとした深層崩壊発生場の予測手法の基本的な考え方を示したものである。深層崩壊の潜在危険斜面とは、地下水が集水しやすく、かつ深層風化層が形成された斜面をいう。この方法に基づいて、矢筈岳山体に設けた試験流域で地形・地質・水文調査を進めている。以下、これまで得られた結果を示す。

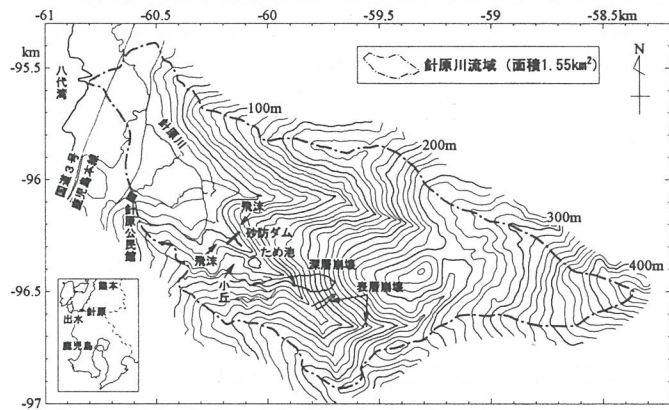


図-9 針原川流域の地形と深層崩壊地

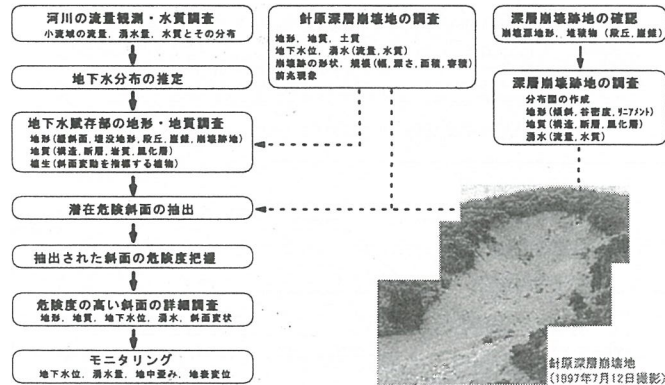


図-10 深層崩壊発生場の予測手法の考え方

#### (2) 矢筈岳山体流域における低水時の流量・水質

試験流域(図-11)において低水時の流量・水質を調査した。調査期間はほとんど降雨がなく、流出はすべて浸透水の流出とみなされる。図-12は、比流量および電気伝導度(EC)を時系列にプロットしたものである。同じ山体の流域でありながら、減水特性やECの変化に違いがみられる。減水割合が小さい流域はECが高い傾向にある。これらの違いは、地下水流出に水文的流域界を考えなければ地形

的流域界では説明できない流出経路が存在することを示している。開析が進んで緩斜面が少ない流域は河川の減水が著しいが、広い緩斜面が分布する流域は減水が小さい。火山体の緩斜面部分には分厚い風化物が堆積している場合が多く、多量の地下水が貯留されていることがわかる。深層崩壊が発生した針原川は、崩壊地直上流(109m地点)では減水割合が大きい、崩壊地直下流(85m地点)では崩壊地からの湧出のために減水割合が小さい。また崩壊地からの湧水はECが高い。

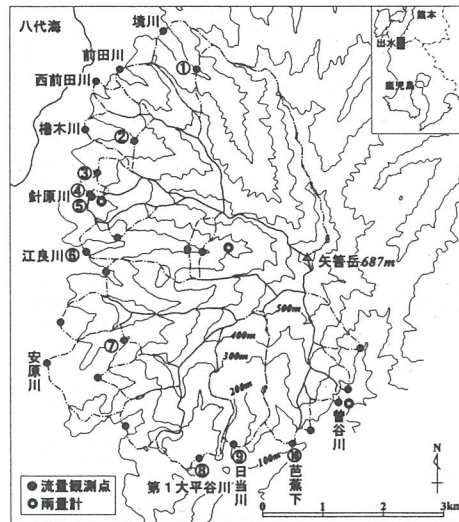


図-11 矢筈岳山体における水文観測地点

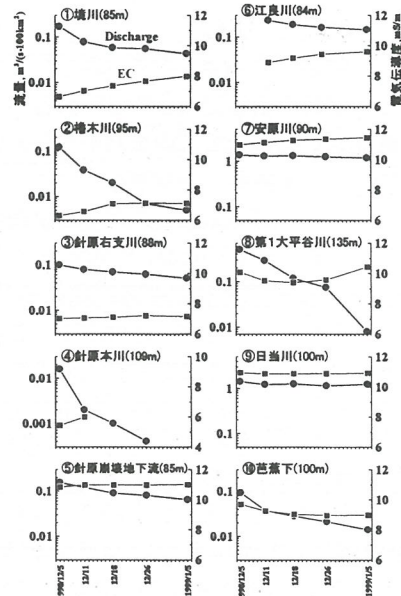


図-12 流量および電気伝導度の推移

#### (3) 針原崩壊地からの湧水流量

針原川流域では、雨量、河川の流量・EC・水温、崩壊地周辺の地下水位、崩壊地からの湧水の流量・EC・水温の連続観測を行っている(図-13)。

図-14は、針原川の河川水(H1地点)と崩壊地の湧水(H0地点)の流量、EC、水温の変化を示したものである。河川流量は雨量の変化とよく対応しており、雨量と流量のピークの時間差は1時間である。一方、崩壊地からの湧水流量は雨量の波形とは異なり、両者のピークの時間差は4

時間である。ECの時間変化をみると、河川では降雨開始によって値が低下し、降雨終了後はやや増加した後ほぼ一定値で推移している。一方、湧水のECは降雨開始にわずかに低下するが、すぐ増加に転じ、降雨終了後も増加が続いている。河川のECの変化は雨水の混入による希釈で説明できる。湧水のECの変化に関しては、最初のわずかな低下は湧水を測定している周囲から浸透した雨水による希釈に関係し、その後の増加は地下水が押し出されたことに関係していると考えられる。地下水流出のピークが降雨のピークから数時間遅れるという結果は、1997年7月の針原の崩壊が降雨終了後4時間後、降雨ピークから8時間後に発生したと調和的である。

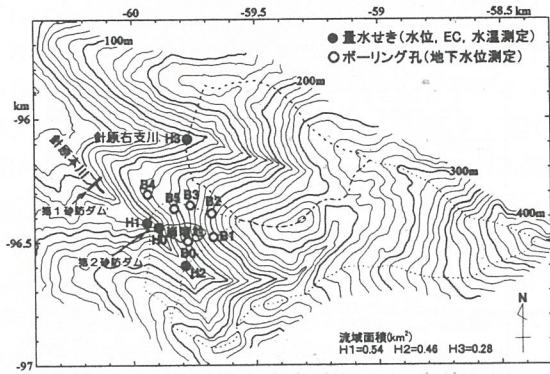


図-13 針原川流域における水文観測

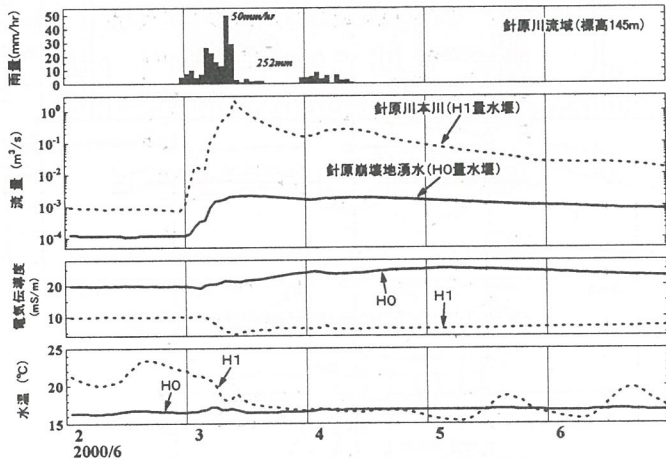


図-14 針原川の河川水および崩壊地湧水の観測結果

(4) 河川縦断方向の流量分布

河川縦断方向において、流量およびECを測定した。流量は、基盤岩が露出して伏流がない地点で測定し、それぞれの測定地点の流域面積で割って比流量に換算した。

針原川の測定結果によると、崩壊地のの上流と下流で比流量やECに大きな違いがみられた(図-15)。針原川流域における低水時の河川および崩壊地湧水の流量を測定した結果、本川の基底流出は崩壊斜面付近からの湧出量が大部分を占めていることが明らかにされた。崩壊した斜面内には、多量の地下水が集中し、その地下水を貯留できる地層構造が形成されていたことがわかる。

針原川の南側に位置する江良川でも同様の測定を行った(図-16)。江良川の測定結果によると、標高140m付近と90m付近で比流量やECが急激に増加している(図-

15)。これらの値の大きな変化はこの付近の斜面内に地下水が賦存していることを示唆している。江良川流域には中下流域の左岸斜面に深層崩壊跡地が空中写真から判読され(図-16)、さらにその脚部には厚い堆積物が観察される。また中流域には河川を横断する方向にリニアメントが判読される(図-16)。このような地形・地質構造の特徴と流量やECの測定値の変化地点がよく対応しており、何らかの因果関係が考えられる。

河川縦断方向において流量やECの測定を行い、その変化点を把握することは、深層崩壊地の発生場を予測するうえでひとつの指標を与えるものと考えられる。

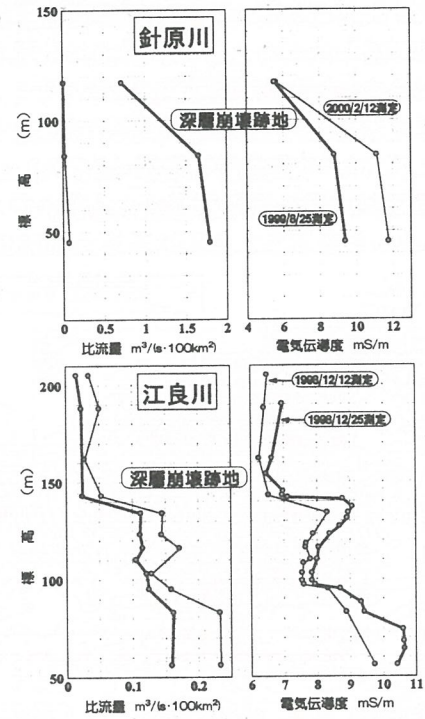


図-15 河川縦断方向の流量と電気伝導度

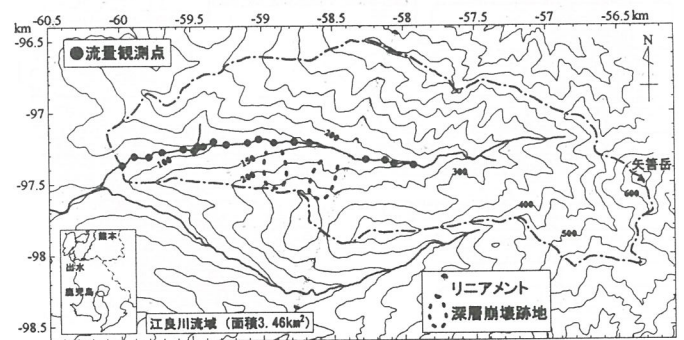


図-16 江良川流域の地形と流量・水質調査地点

4. おわりに

最近南九州で発生した地下水型崩壊を取り上げ、崩壊のメカニズムやその発生場の予測法について水文地形学的な立場から検討した。地下水に関与した崩壊に関しては未解決の課題が多く残されている。今後、ここで説明した観測データを蓄積し、未解決の課題について検討したい。

(2002.6.30 受付)