

深層崩壊 発生予測の 研究

地頭 菌 隆

じとうその たかし

鹿児島大学 農学部 助教授

図-1 針原川流域の地形と水文観測の位置



1

はじめに

山崩れは崩壊深や崩壊土量によって表層崩壊と深層崩壊に分類される。近年、1997年の鹿児島県出水市針原川土石流災害、2003年の熊本県水俣市集川土石流災害等のように深層崩壊が関与した土砂災害が目立つ。深層崩壊は表層崩壊にくらべて1箇所の崩壊土量が多いため被害が大きくなる場合が多い。このタイプの土砂災害を防止・軽減するには、崩壊発生メカニズムを解明するとともに、その発生の予測法の確立が必要である。

針原川流域では、災害後、深層崩壊発生メカニズムの解明や崩壊発生の予測法の開発を目的とした調査が集中的に行われた。ここでは得られた研究成果（地頭菌ら、2004；地頭菌ら、2006）の一部を紹介する。

2

深層崩壊地の水文地形的特性

2-1 地形・地質特性

針原川は矢筈岳山体の西側中腹部標高445mから発し、標高30m付近で右支川と合流して八代湾に注いでいる（図-1）。流域面積は1.55km²、本川総延長は約3.2kmである。流域の下流部には扇状地が発達し、中流部には20～30度の斜面が広く分布、上流部には10～20度の緩斜面が分布している。地質は輝石安山岩と輝石安山岩質凝灰角礫岩の互層からなる。

深層崩壊写真-1は本川の中流域右岸側斜面で発生し、崩壊規模は最大幅約80m、長さ約190m、最大崩壊深約30m、崩壊土量約130,000m³である。

図-2はボーリング結果から求めた崩壊地の地質構造である。崩壊斜面の地質は、表層から、強度ないし中度に風化した安山岩層（An-w）、弱風化ないし未風化の安山岩層（An）、凝灰角礫岩層（Tb）となっている。

崩壊直後に崩壊地底部には水みちや帯水層が関係して還元状態で強風化を受けた安山岩がみられたが、ボーリングコアでも風化安山岩層（An-w）に還元状態で強風化を受けた部分が確認された。崩壊地の横断方向の地質構造において、風化安山岩層（An-w）の下位に分布する凝灰角礫岩層（Tb）には崩壊地付近で落差がみられ、埋没谷や断層の存在が考えられている。

2-2 水文特性

図-3は針原川の渓流水（H1：崩壊地より下流側、H2：崩壊地より上流側、図-1参照）、深層崩壊地からの湧水（H0）、崩壊地周辺の地下水位（B1、B5、B6、B7、図-2参照）の年変動である。H1およびH2は降雨に対して敏感に応答し、その変動も大きい。H0は降雨に対する応答が小さい。H2は冬季に涸れることがあるが、H1は崩壊地からの湧水の流入により涸れることはない。無降雨時のH1とH2の減水勾配を比較するとH1の勾配が緩い。無降雨時の渓流水の電気伝導度（EC）は、H2で7mS/m前後、H1で12mS/m前後を示し、崩壊地付近で大きく変化している。これは崩壊地内からEC14mS/m前後の湧水が溪流に流入しているからである。このように、崩壊地付近からの湧水は針原川の流出特性に大きな影響を及ぼしている。

崩壊地周辺の地下水位は、冬季の少雨期には徐々に低下し、梅雨前の5月末～6月初めに最も低くなり、梅雨の大雨で上昇して夏季の多雨期は高い状態が続き、それを過ぎると徐々に低下している。崩壊地左岸側のB1は年間



写真-1 針原深層崩壊地

図-2 深層崩壊地の地質構造

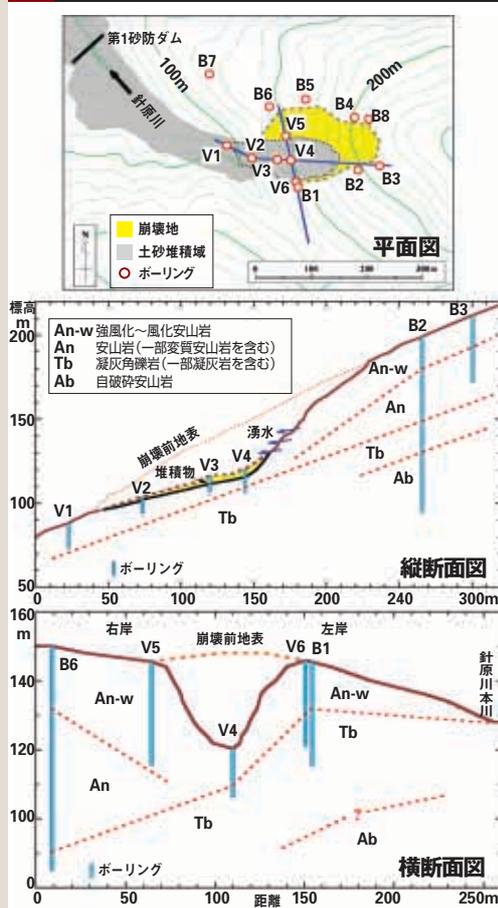


図-3 水文データの年変動

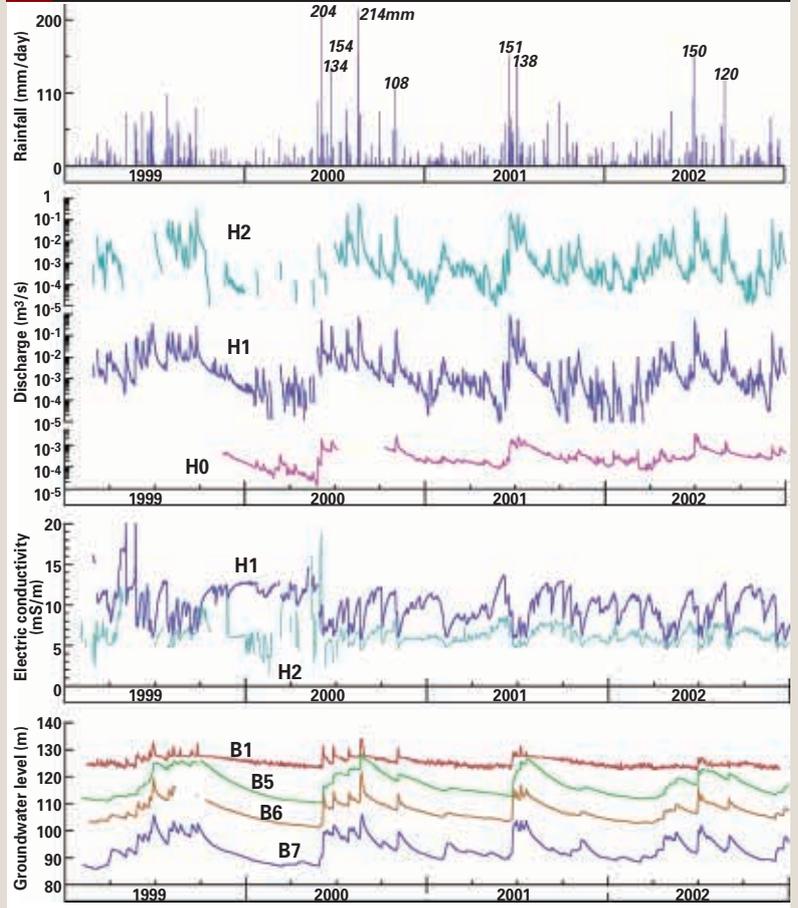
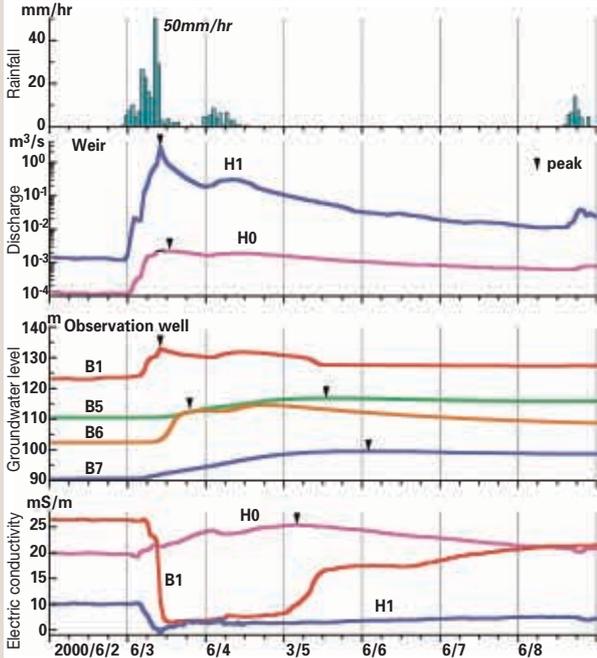


図-4 渓流水・湧水・地下水の降雨応答



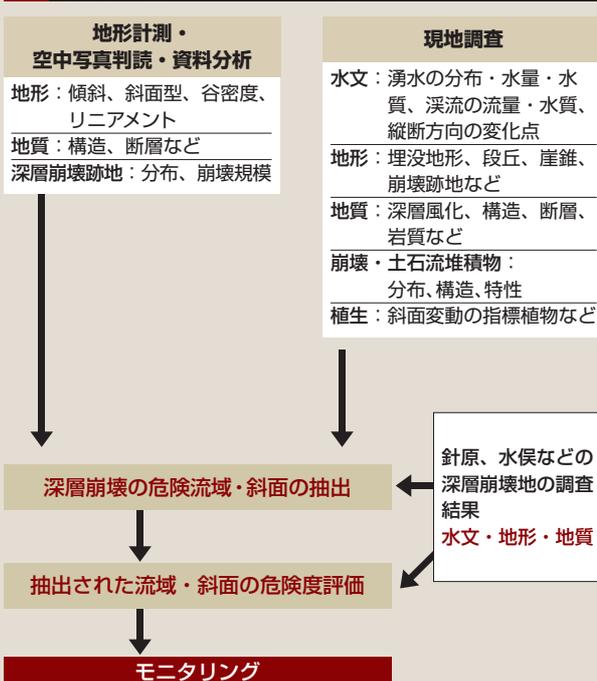
の変動幅が小さく、また多雨期から少雨期にける低下が緩やかであり、背後から地下水の流入が継続して行われているものと推測される。B1とB6は崩壊地を挟んでほぼ同じ標高にあるが、地下水面はB1が10~20m常に高い。1997年崩壊直後、崩壊地内の中央付近から左岸側にかけて湧水が観察され、その背後に地下水が集中する地下構造が予想されたが、上記の地下水特性はこれを裏付けている。

図-4は時間単位での水文因子の応答例である。H1流量は降雨の波形によく応答し、降雨と流量のピーク時間差は1時間未満である。H0流量も降雨開始と同時に増加しているが、H1ほど降雨の波形に対応せず、降雨ピークから4時間後にピークに達し、その後の減水は緩やかである。

地下水位の応答をみると、B1は他点より上昇開始が早く、降雨の波形に対応している。したがって、B1へは雨水が素速く浸透する水みちの存在が考えられる。B1で測定している地下水のECの変化をみると、降雨開始時に26mS/m程度を示していたが、降雨が強くなった途端に6mS/m程度まで低下し、その後約1日半は徐々に上昇して8mS/m程度まで達し、さらに半日程度で17mS/m程度まで急上昇、その後は徐々に上昇を続けている。このECの変化は、雨水が素速く浸透したことによる一時的な低下と付近一帯の地下水流動による上昇が関係していると思われる。地下水位変化が降雨の波形に対応する傾向はB6にもみられる。一方、B5およびB7の地下水位は降雨との対応がB1やB6に比較して小さく、降雨開始から半日~1日遅れて緩やかに上昇している。

H1のECは、降雨前に10mS/m程度を示していたが、降雨によって5mS/m程度まで低下し、降雨終了後は2日間ほど6mS/m程度で推移し、その後は次の降雨までゆっくり上昇している。一方、H0のECは、降雨前に20mS/m程度を示し、降雨開始直後にわずかに低下するが、すぐ増加に転じ、降雨終了後も増加を続けて降雨ピークから約2日後にピーク(25mS/m)に達している。

図-5 深層崩壊発生場の予測のための調査



3 深層崩壊発生場の予測

3-1 発生場予測のための調査

針原深層崩壊地の調査結果から、深層崩壊発生場の条件として厚い風化物の存在と地下水の集中があげられる。深層崩壊発生場を予測するためにはこれらの条件を満た

す斜面を抽出する方法を確立しなければならない。図-5は深層崩壊発生場を抽出するための調査内容である。地形計測による傾斜区分図や谷密度は雨水浸透や風化層の発達度合を把握する指標となる。深層崩壊跡地の分布図は、流域ごとの崩壊発生頻度を把握でき、流域単位での危険度評価の指標となる。溪流縦断方向の流量・水質の変化点や湧水の分布は地下水が集中している斜面を把握する指標である。また露頭調査は風化度合の把握につながる。

3-2 発生場予測の適用例

矢筈岳山体を対象に実施した深層崩壊発生場の予測結果を示す。

図-6は、空中写真を判読して作成した深層崩壊跡地の分布と傾斜20度未満の緩斜面、リニアメントを重ねたものである。調査流域に確認された15箇所の深層崩壊跡地の源頭部標高を地形図から読み取ると、標高150~200m区間に5箇所、標高250~350m区間に10箇所が位置している。また、深層崩壊跡地のほとんどは尾根部に比較的広く分布する緩斜面の下部斜面（傾斜20~30度）に分布している。これらの斜面は、開析が進んだ上流域の斜面に比べて緩やかであるが、侵食を受けることが相対的に少ないために厚い風化層が発達していることが多い。また、深層崩壊跡地のいくつかはリニアメントに沿って分布している。リニアメントが断層を意味する場合は、地下深くまで破碎され、厚い風化層が存在する可能性がある。深層崩壊発生場の予測の際にリニアメントの位置も考慮する必要がある。

深層崩壊跡地は、調査地一帯で難透水層の役割をしている凝灰角礫岩層とその上位の安山岩層の境界付近に分布しているものが多く、地層の境界部という条件は深層崩壊発生場を抽出するための指標になりうる。

調査流域の溪流縦断方向において、渓流水の流量、EC、シリカ（SiO₂）濃度を測定した。江良川における一例を図-7に示す。ECは渓流水中の溶存イオンの総量の指標であり、地下水が流動する過程で岩石から溶出するイオンを取り込むために、地下水の湧出点付近の渓流水はECが高くなる。SiO₂は、地下水が岩石と接触して起こる化学反応によって溶出する。渓流水のECやSiO₂濃度は、その渓流水中に占める地下水の寄与率を表す指標になりう

図-6 深層崩壊跡地、緩斜面、リニアメントの分布

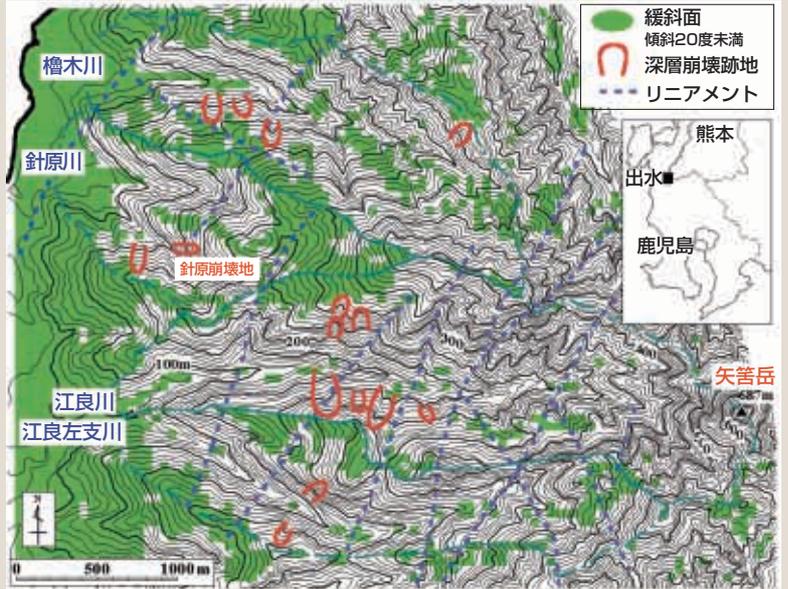


図-7 溪流縦断方向の渓流水の流量、EC、SiO₂濃度の標高分布

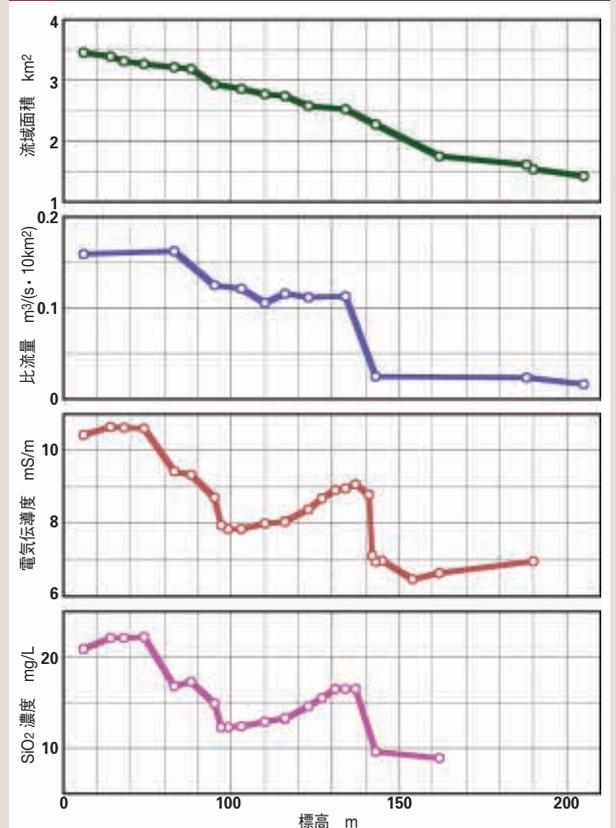
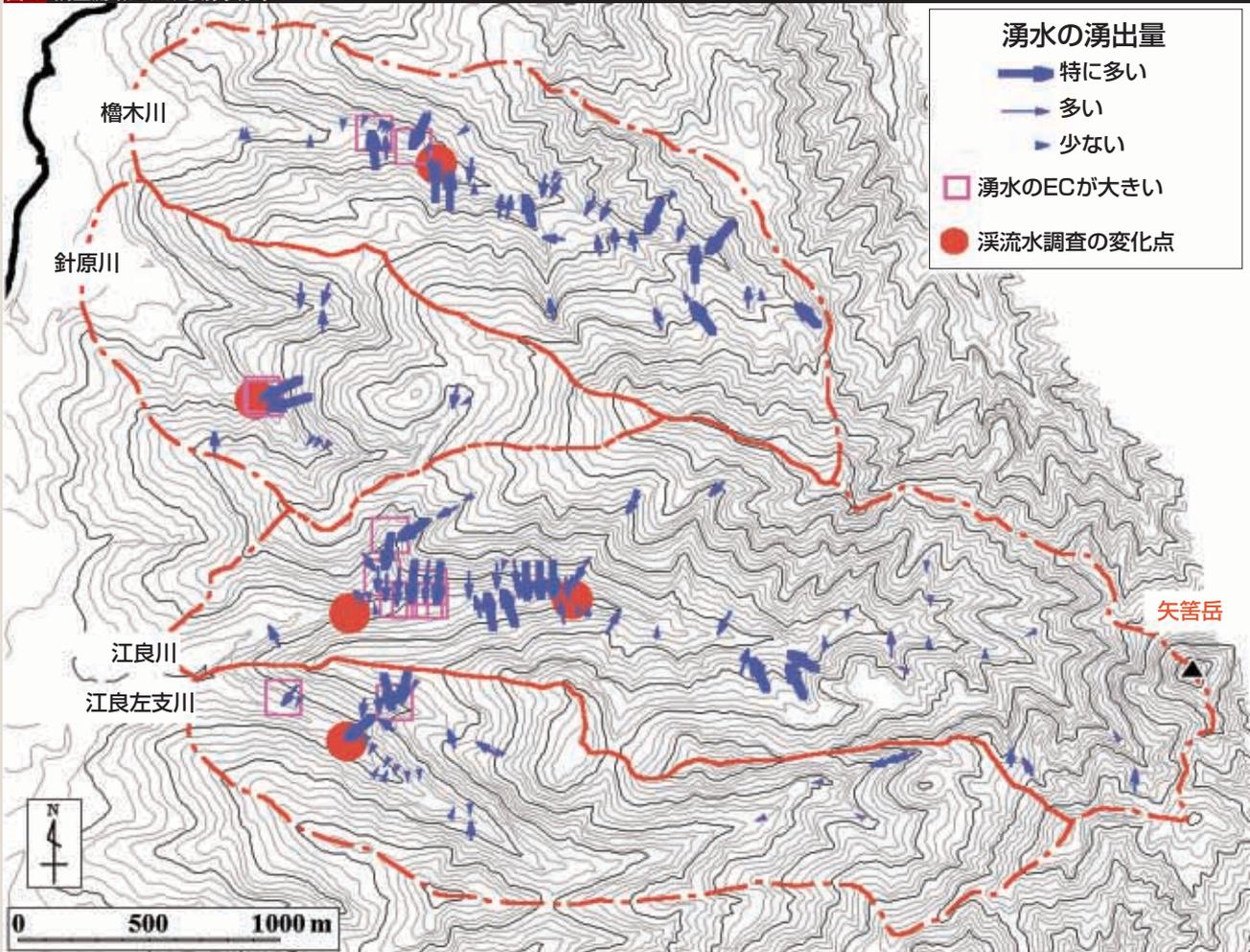


図-8 調査流域における湧水分布



ると考える。

江良川では標高140m付近で3因子（渓流水流量、EC、SiO₂濃度）が急激に増加しており、この付近の斜面内に貯留されている地下水が溪流に集中して湧出していることを示唆している。江良川流域には中下流域に深層崩壊跡地が空中写真および現地調査から確認されている。また中流域には溪流を横断する方向にリニアメントが判読される。このような地形・地質構造の特徴と流量、EC、SiO₂濃度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。

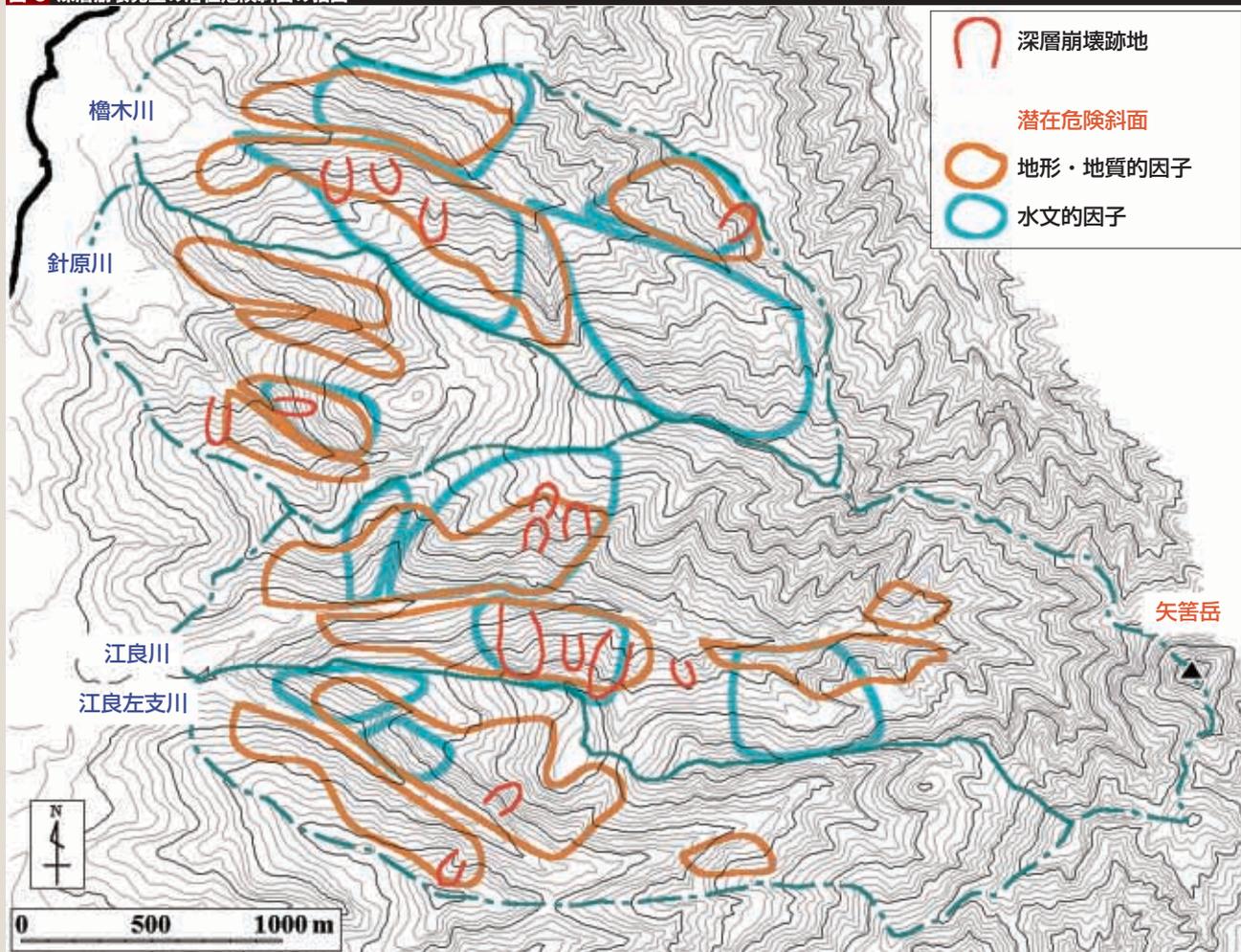
溪流縦断方向において流量、EC、SiO₂濃度を測定し、その変化点を把握することは、深層崩壊発生場を予測するための重要な指標を与えるものと考えられる。

無降雨日が続いた後に溪流沿いの湧水調査を実施した図-8。溪流縦断方向の渓流水調査における変化点（図-8の●印）の周辺には湧出量が多く、またECの高い湧水が分布しており、渓流水の流量、EC、SiO₂濃度の急激な変

化はその付近で湧出している地下水に起因していることがわかる。湧水調査は面的な調査であるために多大な労力を要するが、溪流縦断方向の渓流水調査は線的な調査であり比較的容易にできる。したがって、溪流縦断方向の渓流水調査で変化点を見出して、その変化点周辺の湧水調査を実施し、湧出している斜面を抽出する方法が効果的である。

調査流域における深層崩壊跡地の分布の地形地質的な特徴として、深層崩壊跡地が標高150～200mと標高250～350mの高度域に集中していること、尾根部の比較的広い緩斜面直下の傾斜20～30度の斜面に分布していること、調査地一帯において難透水層の役割をしている凝灰角礫岩層とその上位の安山岩層の境界付近に分布していることが明らかになった。調査流域の地形図においてこれらの条件を満たす斜面をそれぞれ囲み、重なる斜面を抽出した。また、溪流縦断方向における渓流水の流量、EC、SiO₂濃度の変化点とその周辺の湧出量が特に多い湧

図-9 深層崩壊発生の潜在危険斜面の抽出



泉位置および湧出している斜面位置から地下水が貯留されている斜面を抽出した図-9。

図-9において、地形地質因子に基づく範囲と水文因子に基づく範囲が重なっている斜面は、厚い風化物の存在と地下水の集中の条件を満たしている斜面といえる。すなわち、深層崩壊発生の条件を満たしている斜面と判断される。空中写真から判読した深層崩壊跡地の多くはこの両者が重なった斜面に位置している。一方、深層崩壊跡地が分布する斜面は深層崩壊に対して一定期間の免疫性をもっていると考え、崩壊跡地周辺の未崩壊斜面が潜在的な深層崩壊危険斜面として抽出される。

4 おわりに

近年、深層崩壊が局所的に発生して土砂災害を引き起こすケースが目立つ。この土砂災害を防止するには、崩

壊発生のメカニズムを解明するとともにその発生場、発生規模および発生時期の予測法の確立が重要である。そのなかで、ここでは矢筈岳における深層崩壊発生場予測の実施結果を示した。今後、予測のための因子の質的向上や簡便な調査・観測法の開発、さらにそれをいかに警戒避難へつなげるかの研究が必要である。

★参考文献

- 地頭菌隆・下川悦郎・迫正敏・寺本行芳 (2004) 鹿児島県出水市針原川流域の水文地形的特性と深層崩壊 [砂防学会誌] 56 (5)、p.15-26
- 地頭菌隆・下川悦郎・寺本行芳 (2006) 深層崩壊発生場予測法の提案—鹿児島県出水市矢筈岳山体を例にして— [砂防学会誌] 59 (2)、p.5-12