

II-6 深層崩壊・地すべりに起因した土石流危険渓流抽出手法に関する調査

研究予算：一般勘定

研究期間：平12～平14

担当チーム：火山・土石流チーム

研究担当者：平12 仲野公章(室長)、山田孝

平13～14 渡正昭(上席)、桜井 亘、石田哲也

【要旨】

1997年7月に鹿児島出水市針原川で発生した大規模な土石流は、深層崩壊に起因したものであり、降雨強度のピークから14時間後、降雨が止んでから4時間後に発生した。このような土石流が発生する流域は、山体の雨水の排水性が悪く雨水が貯留されやすい地質特性を有していると考えられる。そこで、このような土石流が発生した流域を対象として流量観測を実施し、流出特性を調べた。またこれらの流域と他の流域において、地形図、地質図、空中写真の判読、露頭調査により地質構造の違いを調べた。以上の結果より、地質・地形特性、流出特性から、深層崩壊に起因した土石流危険渓流の抽出手法を提案した。

キーワード：深層崩壊に起因した土石流、流出特性、地質特性

1. はじめに

近年、深層崩壊の崩土の流動化に起因した土石流による災害が増えつつある。例えば、鹿児島県出水市の針原川流域では、1997年7月10日に中流域の山腹斜面で発生した深層崩壊（崩壊土砂量16万 m^3 ）が土石流化し、下流の扇状地では21名もの人命が失われた。このタイプの土石流は表層崩壊に起因した土石流と比較して土砂量が大きいため、通常規模の砂防施設では十分な効果は期待できない。また、その発生時刻は降雨強度と連動しないため、既往の土石流警戒避難基準雨量設定手法¹⁾は適用できず、警戒避難ならびにその解除のタイミングを的確に把握することが難しい。

このようなタイプの土石流災害を防止するためには、危険渓流の抽出方法を構築することが必要となる。最近、流出特性からの危険度評価の可能性について研究²⁾が進められているが、未だ確立した方法はない。

針原川で発生した土石流は、降雨ピークから14時間後、降雨が止んでから4時間後に発生した³⁾。このような土石流が発生する流域は、山体の雨水の排水性が悪く雨水が貯留されやすい地質特性を有していると考えられる⁴⁾。従って、そのような地質特性と流出特性との関係を明らかにすることによって、深層崩壊に起因した土石流の発生する危険のある流域を抽出することが可能になると考えられる。そこで、流量観測と地質・地形調査を実施し、深層崩壊に起因した大規模土石流危険渓流の抽出手法を提案した。

2. 方法

針原川を含む矢筈岳西麓地域において、1998年5

月から鹿児島県が流量観測を実施しており、比流量の変化を調べ、その結果から、深層崩壊地を含む流域と他の流域における流出特性を整理した。また、一部の流域では流水の電気伝導度を測定した。

ついで、それらの結果を基に、流出特性が異なる代表的な流域において、地形図・地質図解析、空中写真判読、露頭観察により地質特性の違いを調べた。調査にあたり、崩壊地、湧水、表流水の分布、凝灰角礫岩と安山岩の分布、安山岩の風化程度などに着目した。また針原川の深層崩壊地周辺では、鹿児島県が実施した調査ボーリング（16箇所）コアの観察、ボーリング孔を利用した地下水観測、深層崩壊地付近の地表踏査、連続波地中レーダー探査を実施し、地質構造を詳細に調べた。

以上の結果より、流出、地質・地形特性の両面から深層崩壊起因型土石流危険渓流を抽出する手法を検討した。

3. 矢筈岳西麓流域での流出特性

矢筈岳西麓では標高687mの矢筈岳を中心として放射状に流域（流域面積：0.1～3.5 km^2 ）が発達している（図-1）。図-2に、1999年9月25日～30日の台風による降雨（日雨量73mm）に対するプロペラ流速計を用いた簡易流量観測結果を示す。

深層崩壊が発生した針原川右支川と針原川本川（下流）、および江良川、安原川、安原川左支、日当川では降雨後の流出の減少が遅い傾向が認められる。例えば、1999年9月24日午前9時のピーク雨量からの経過時間でみると、針原川右支川では比流量が約0.06

$m^3/s/km^2$ から約 $0.02 m^3/s/km^2$ に低下するのに 90 時間程度を要している。これらの流域の面積は $0.3 \sim 3.4 km^2$ であり、特に流域面積との関係は認められない。一方、櫓木川、針原川本川（上流）、第一大平谷川、前田川、西前田川、江良川第二支溪では、流出の減少が早い傾向が認められる。これらの流域の面積は $0.3 \sim 1.8 km^2$ であり、流出の減少が遅い流域と同様、流域面積との関係は特に認められない。

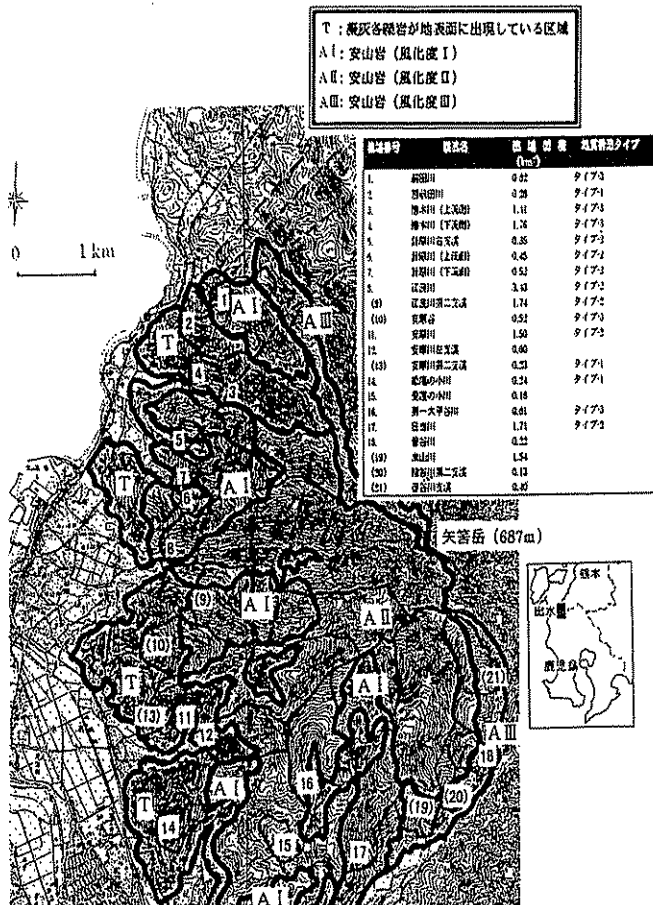


図-1 流域スケールでのマクロな地質区分 (図中の番号は流域番号、点線はリニアメント)

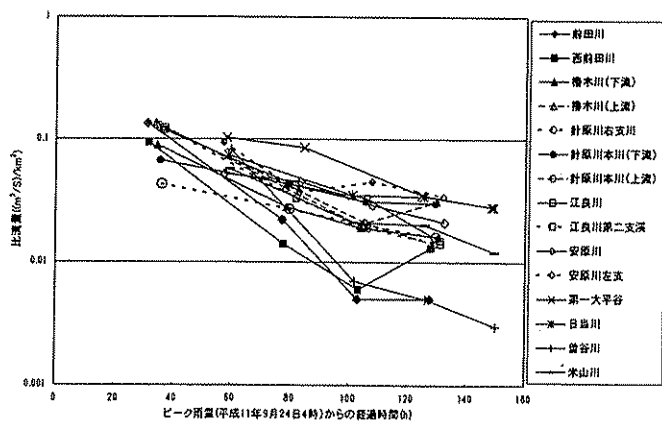


図-2 矢筈岳西麓各流域の降雨後の比流量推移

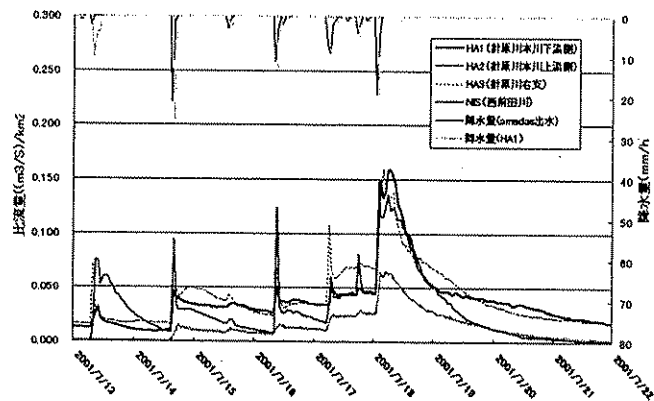


図-3 針原川周辺流域における流量観測結果

図-3 に、針原川 (HA1~3,)、西前田川 (NIS) で実施した流量観測 (連続観測) 結果 (比流量) の一例を示す。HA1 は、深層崩壊地からの湧水を含む本川観測点、HA2 は深層崩壊地より上流の本川観測点、HA3 は、深層崩壊地とは流域を異にする支川の観測点である。

降雨に対応した主な流量のピークは、7月14日、16日、18日と3回見られるが、NISのハイドログラフを見ると、何れも、HA1~3と比較すると、流量ピークからの減水が早い傾向にある。これらの傾向は、他の降雨に対しても概ね共通して見られる。

流出の減少の遅い針原川右支川、針原川本川、安原川、流出の減少が早い櫓木川では、電気伝導度を2011年1月22日~24日にかけて溪流の縦断方向に測定した。電気伝導度はいずれの溪流も中~下流域 (針原川本川以外は標高 50~150m 付近) で増大している。

その変化量は櫓木川で約 $2.5 mS/m$ 、針原川右支川と本川で約 $9 mS/m$ 、安原川で約 $5 mS/m$ であり、流出の減少が遅い流域では大きく、流出の減少が早い流域では小さい傾向が認められた。ちなみに針原川では深層崩壊地を挟む標高 24~94m 間で電気伝導度が急増する。深層崩壊地からの湧水の電気伝導度は約 $13.4 mS/m$ であり、針原川本川の約 2.4 倍もの高い値を示す。電気伝導度は地下における流出経路が長い場合に相対的に高い値を示すため深層崩壊地からの湧水は明らかに本川とは流出経路が異なり長く地下に滞留していた水であると考えられる。電気伝導度値が急増する付近には、リニアメント、崩壊地が分布する。

以上のように、深層崩壊地を有する流域、若しくは同じ地質構造を有する流域の降雨流出特性については、その他の流域と比較すると、流量の減少が緩やかである等の特徴が見られるほか、電気伝導度が高い傾向が見られるなど、降雨を貯留させる地質構造を有することを伺わせる。

4. 針原川の事例から見た深層崩壊起因型土石流発生場の地盤条件

4.1 流域スケールでのマクロな地質特性

流域ごとに地表踏査を行った結果を図-1に示す。凝灰角礫岩とそれを覆う安山岩溶岩が主に分布していることがわかる。凝灰角礫岩は亀裂に乏しく、風化部も粘土化が著しいため、上位の安山岩基底層と共に不透水層を形成していると考えられる。一方、凝灰角礫岩を覆う安山岩溶岩は、亀裂間隔が局所的に変化し様々な岩相を呈するが、亀裂に富んでおり、特に中～弱風化層は亀裂の伸長と開口が進行し、透水層を形成していると考えられる。

安山岩の風化程度を風化度の高い側からⅠ～Ⅲに大別した。風化度Ⅰは土砂状の強風化であり、風化度ⅡはD級岩盤、風化度ⅢはC級岩盤とした。概略的には山地上部や深い谷の周辺で風化度が低く、山地末端部から丘陵部にかけて風化程度が高くなる傾向が認められる。また、風化度ⅠとⅡの境界付近において崩壊地が多く分布する傾向がある。

表-1に地質図、地形図、露頭観察などにより推定した各流域での安山岩層の推定層厚を示す。概略ではあるが安山岩の層厚は数10m～150m以上と推定される。

以上の結果から、各流域の両岸尾根部の地質構造は、大きくは以下の3タイプに分けられる(図-4)。

①タイプ-1：主に凝灰角礫岩から構成される尾根(A)

流域の大部分が安山岩は分布しないか、主に丘陵部など下流域を中心に斜面の一部に安山岩が張り付く程度である。西前田川・安原谷・安原川第二支溪、松尾の小川はこのタイプである。主要な透水層としての安山岩溶岩層が存在しないため、このタイプは、表面流出、土壌層内の中間流出が主体で、他タイプと比較して、地下水貯留層は形成されにくいと考えられる。

②タイプ-2：凝灰角礫岩を厚い安山岩溶岩が覆う尾根(B)

凝灰角礫岩を厚く安山岩溶岩が被覆する。地表面付近は粘土化の進行した強風化層が分布する。強風化層の層厚は地域によって異なるが、概略的には下流側へ向かって厚くなる。針原川本川及び右支川・江良川及

び江良川第二支溪、安原川、日当川流域はこのタイプの尾根である。透水層である安山岩溶岩層が厚く存在するため、このタイプの尾根では、降雨が岩盤内に浸透し、他タイプと比較して、大きな地下水貯留層を形成すると考えられる。基底層の凝灰角礫岩層は尾根直下で埋没谷地形を形成しており、尾根部が集水地形となっている。山地末端部では、緩斜面が広く分布し、透水性の低い強風化層が厚くなると想定される。

③タイプ-3：凝灰角礫岩を安山岩溶岩が覆う尾根(C)

タイプ-1とタイプ-2の中間的な地盤構造を呈している。凝灰角礫岩層を安山岩溶岩が覆うが、凝灰角礫岩も尾根部の地表面形状に沿って起伏が大きく、これを覆う安山岩溶岩がタイプ-2と比較して薄い。前田川・檜木川・第一大平谷川流域はこのタイプに属する。地下水透水層が薄いため、地下水の貯留性はタイプ-2と比較して小さいと考えられる。

表-1 矢筈岳西麓各流域での安山岩層の推定層厚

番号	河川名	両岸斜面に分布する安山岩の推定層厚
1	前田川	左岸側斜面では薄い(50m以下)が右岸側斜面では厚い(最大150m程度)。
2	西前田川	地表面にはほとんど分布しない。
3	檜木川(上流側)	左岸側斜面下流域の標高250m以下で薄く(50m以下)、それ以上では厚い(最大150m程度)。
4	檜木川(下流側)	最大150m程度。
5	針原川右支	右岸側尾根で薄く(50m以下)、左岸側尾根で比較的厚い(最大100m程度)。
6	針原川(上流側)	右岸側で厚く(最大100m程度)、左岸側は薄い(50m以下)。
7	針原川(下流側)	両岸斜面とも厚い(最大150m以上)。
8	江良川	両岸で厚いが(最大150m以上)、左岸側では比較的薄い(50m以下)。
(9)	江良川第二支溪	両岸で最大50～100m以下。
(10)	安原谷	両岸で最大50～100m以下。
11	安原川	上流域左岸では厚い(最大150m以上)がそれ以外では最大100m程度。
12	安原川左支	右岸側は厚いが(最大150m程度)、左岸側は比較的薄い(100m以下)。
(13)	安原川第二支溪	地表面にはほとんど分布しない。
14	松尾の小川	右岸側の斜面頂部に薄く分布(最大30m程度)。
15	檜木川	河床と尾根の比高差が小さく、河床より下の層厚を入れても最大100m以下。
16	第一大平谷川	後背部と右岸側で特に厚く、最大150m以上。
17	日当川	谷底に凝灰角礫岩が露出する中流域を除いて厚い、最大層厚100m以上。
18	曾谷川	最大層厚150m以上。
(19)	米山川	上流部と中～下流部で厚く最大層厚150m以上。右岸側は特に中流域の鞍部付近で層厚50m以下。
(20)	曾谷川第二支溪	河床と尾根部の比高が小さいが、安山岩の層厚みは河床より下部まで分布し最大層厚150m以上。
(21)	曾谷川支溪	河床と尾根の比高は小さいが、河床より下の層厚を入れても全体に厚く、最大層厚150m以上。

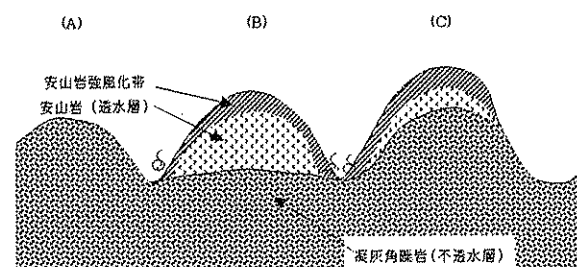


図-4 矢筈岳西麓流域の地質構造パターン

4.2 深層崩壊地スケールのミクロな地質特性⁵⁾

地表踏査、ボーリングコアの観察、連続波地中レーダーにより把握した針原川の深層崩壊地付近での地質分布を図-5に示す。地質区分は表-2のように分類した。

深層崩壊地周辺には、矢筈岳火山を供給源とする鮮新世から更新世の火山岩類が広く分布している。深層崩壊地は安山岩質凝灰岩が基盤をなし、それを安山岩溶岩が覆っている。安山岩溶岩の岩相は、亀裂発達度などから4つに大別した。また、それぞれの安山岩溶岩は、風化程度によって強風化帯（前述の風化度Ⅰに相当）、中風化帯（前述の風化度Ⅱに相当）、弱風化帯（前述の風化度Ⅲに相当）、未風化帯に分類した。深層崩壊地の横断方向の推定地質断面を図-6に示す。これは図-5において、A,A'間を結ぶ連続波レーダ探査測線沿いの断面である。約10~30mの強風化安山岩層が凝灰角礫岩を被覆していることがわかる。凝灰角礫岩は亀裂頻度が低いため不透水層を形成していると考えられる。深層崩壊地周辺の湧水は安山岩と凝灰角礫岩との境界で生じていること、ボーリング掘削時の記録によれば孔内水位は掘削深度が変化しても一定の水位を保持していたことがこのことを裏付けている。

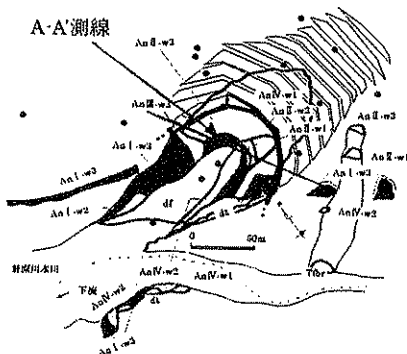


図-5 針原川深層崩壊地付近での地質分布
(地質区分は表-2による。●: ボーリング箇所)

表-2 ボーリングコアの観察による地質区分

年代	地層名	風化区分	岩石名・土質名	記号	
第四紀	現世	土石流堆積物	玉石混じり粘性土	df	
		崖錘堆積物	礫混じり粘性土	dt	
第四紀～ 第三紀	安山岩溶岩	I	強風化帯	輝石安山岩	AnI-W3
			中風化帯	輝石安山岩	AnI-W2
			弱風化帯	輝石安山岩	AnI-W1
			未風化帯	輝石安山岩	AnI
		II	強風化帯	輝石安山岩	AnII-W3
			中風化帯	輝石安山岩	AnII-W2
			弱風化帯	輝石安山岩	AnII-W1
			未風化帯	輝石安山岩	AnII
		III	強風化帯	輝石安山岩	AnIII-W3
			中風化帯	輝石安山岩	AnIII-W2
			弱風化帯	輝石安山岩	AnIII-W1
			未風化帯	輝石安山岩	AnIII
		IV	強風化帯	斑質安山岩	AnIV-W2
			風化帯	斑質安山岩	AnIV-W1
			硬質部	斑質安山岩	AnIV
			凝灰角礫岩	安山岩質凝灰角礫岩	Tbr

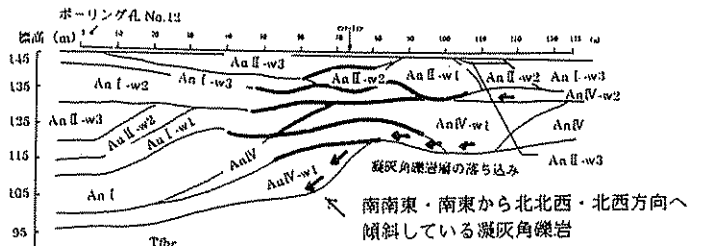


図-6 針原川深層崩壊地の横断方向の推定地質断面
(図-5に示すA-A'測線での横断図、矢印は想定される地下水の流れを示す)

4.3 流出の遅れが生じる流域の地質特性

以上の矢筈岳西麓の各流域での流量観測、流域スケール、針原川深層崩壊地スケールでの地質構造から、流出の減少が遅い流域の地質特性として以下の3つの事項を指摘できる

第一に、地下水を貯留しやすい地質構造を形成していることがあげられる。不透水層である凝灰角礫岩上に、亀裂の発達した安山岩が厚く分布しており、地下水は風化安山岩の内部に貯留され、時間をかけて凝灰角礫岩に沿って流出し、湧水となると考えられる。また、針原川など矢筈岳西麓の河川は特に中～下流域で水系の発達が悪く谷密度が低い。このことも地盤の透水性が良いことを示しており、深層崩壊地の背後に地下水を貯留する地質構造が存在することを示すものであると考えられる。このことは、渇水期と豊水期で最大約14mの水位差があること(1999年2月から2000年2月にかけての深層崩壊地における地下水位観測結果による)、降雨のピークと地下水位のピークには数日の遅れが認められることから想定することができる。

第二の特徴として、地下水を集中させる地質構造を挙げることができる。崩壊発生以前の地形図や空中写真では、深層崩壊が発生した付近は浅い谷地形を呈しており、崩壊発生以前から地下水が集まりやすい状況であったと考えられる。針原川を含む矢筈川西麓流域では谷底部の標高で概ね100~200m付近の地域に安山岩層の下位に分布する凝灰角礫岩層が出現し、この付近に湧水が集中して分布している。このことは透水層・不透水層境界面がこの付近で地表面に存在することを示している。深層崩壊が発生した付近では、不透水層である凝灰角礫岩は南南東・南東から北北西・北西方向へ傾斜している(図-6)ため、これに沿って地

下水が流れ、安山岩の亀裂間隔と風化程度の相違により、深層崩壊が発生した箇所付近に地下水が集中するような構造を呈していると考えられる。

第三の特徴として、崩壊の材料となる深層風化物の存在があげられる。流出の減少が遅れる流域では、主に山地中腹部～下部にかけて、北東-南西方向に断層・リニアメントが分布しており、この付近では深部まで安山岩が脆弱化している可能性がある。深層崩壊地付近では安山岩の玉葱状風化が顕著で、粘土化が著しい強風化安山岩が深部まで及んでいることが確認されており、これが崩壊の材料になったと考えられる。

4.4 その他の深層崩壊起因型土石流発生場周辺の地形・地質的特徴

針原川を含む近年の深層崩壊起因型土石流の発生事例について、文献・資料等に基づき、各事例に認められる地形、地質的特徴を整理した(表-3)⁶⁾。

一箇所を除いて第四紀火山体に位置し、しかもキャップロック構造とその上部に広く分布する緩斜面が認められ、発生場所は緩斜面末端部の開析前線部に位置している場合が多い。カルデラが上部に存在する場合も多く、いずれも水系は未発達である。リニアメントや断層が位置している事例も多い。地質構成などはそれぞれ異なるが、いずれも4.3で述べた3つの地盤条件が重合した箇所が発生場となっている。特にキャップロック構造は、基底部分不透水層との境界を形成しており、地下水を貯留しやすい地質構造と考えられる。また、キャップロックの端部は風化が進行しているほ

か、亀裂の緩みが進行しているため、崩壊の材料が深部まで存在する。キャップロック構造は各地で認められるがこのような構造が存在する地域では、深層崩壊起因型土石流が発生する地盤条件を備えた箇所が存在する可能性が高いと言える。

5. 深層崩壊起因型土石流危険渓流抽出手法

以上の地質・地形、流出特性から、深層崩壊起因型土石流危険渓流の抽出手法を提案した。以下にその概要を示す。

抽出手順は大きく2つに分かれる(図-7)。まず、都道府県レベル程度の広さで、既往の地形・地質資料から、地下水の貯留に大きな影響を与えられられる地質分布単位(1/20万程度)で発生危険区域を絞り込む。この段階では、地質・地形要素として、火山岩、基岩を厚く覆う火砕岩・火山砕屑物およびキャップロック構造、活断層、破碎帯を伴う断層、深層崩壊の履歴の有無(崩壊地の有無)などから判断して、深層崩壊危険渓流を含む区域を抽出する。

次に、抽出された危険区域内において、流域単位(1.5万~1/2.5万)で机上調査、現地調査により、地下水の貯留に影響を与える地質・地形構造を抽出し、危険渓流を絞り込む。この段階では、A;埋没谷・キャップロック構造・明瞭なりニアメント・活断層や断層破碎帯・深層崩壊跡地・貫入岩の存在など、地下水を貯留・集中させると考えられる地質構造の有無、B;透水層と不透水層面の存在・湧水の存在・渓流下流側への不連続な流量の増加など、渓流の流量が湧水に依存する

表-3 近年発生した深層崩壊起因型土石流発生場周辺の地形、地質的特徴

発生流域	鹿児島県出水市針原川	長野県須坂市宇城川	新潟県妙高高原白田切川	長野県松川支川瀧原沢	予想される主な原因としての役割
発生年月日	1997年1月10日	1981年8月23日	1978年5月18日	1995年12月5日	
深層崩壊・地すべり起因型土石流の発生形態	深層崩壊	深層崩壊	深層崩壊	深層崩壊	
発生前、発生時気象状況	梅雨前線による豪雨	台風	台風	梅雨・豪雨	
地形	山頂、山麓緩斜面	山頂、山麓緩斜面	山頂、山麓緩斜面	山頂、山麓緩斜面	背後に地下水を貯留 深部に至る崩壊材料の分布
カルデラ	認められない	背後に存在	背後に存在	背後に存在	背後に地下水を貯留
湧水	深層崩壊地下部に認められる ・深層崩壊地とほぼ同じ標高に ・開析前線部の湧水が集中	深層崩壊地下部に湧水 ・開析前線部の湧水は深層崩壊 地付近の標高に位置する	深層崩壊地に豊富な湧水	深層崩壊地の下部、及び埋没 谷と火砕岩類の境界に認め られる	地下水の集中
埋没谷	深層崩壊地に存在する可能性あり	確認されていない	旧崩壊地を埋没谷が埋める	確認されていない	背後に地下水を貯留 地下水の集中 深部に至る崩壊材料の分布
水系の発達程度	山地中～下部で特に未発達	背後の火山山麓緩斜面上で特に 未発達	全体に未発達	特に上流部で未発達	背後に地下水を貯留
深層崩壊・地すべり 起因型土石流発生場 付近の河床縦断形状	下に凸の屈曲点	下に凸の屈曲点	下に凸の屈曲点	上に凸の屈曲点	地下水の集中
崩壊跡地・ 地すべり地形	深層崩壊地の上流側に地すべり 地形 山地中～下部に崩壊跡地が分 布	山麓緩斜面側面崩壊跡地の激急斜面 下やカルデラ内に多数の崩壊跡 地が存在	上流側に急峻と地すべり地 形 ・崩壊して大規模崩壊地 地すべり地形が分布	発生地は深層崩壊地の拡大 再崩壊 周辺に多数の大規模崩壊地 地すべり地形が分布	地下水の集中 深部に至る崩壊材料の分布
リニアメント・断層	水尻断層群の南側末端部	活断層の無いリニアメント の延長上	確認されていない	明瞭なりニアメントが崩壊 地付近を横断 ・糸魚川-妙高構造線近傍	地下水の集中 深部に至る崩壊材料の分布
崩壊、地すべり土塊 の地質	第四紀風化安山岩質砕岩	第四紀安山岩質砕岩	深層崩壊 (第四紀安山岩質砕岩、火砕 岩質砕岩)	第四紀火山噴出物 (安山岩質砕岩・火砕岩質砕岩)	背後に地下水を貯留 深部に至る崩壊材料の分布
キャップロック構造	認められない	周辺に広く分布	(砂礫火山を形成する硬質な 砕岩と脆弱な火山砕屑物の互 層)	周辺に広く分布	背後に地下水を貯留 地下水の集中 深部に至る崩壊材料の分布
風化・変質の特徴	安山岩質砕岩の玉葱状風化	深層崩壊前第三紀堆積岩類の熱水 変質	深層崩壊地上流側など、風化 周辺に粘土質	堆積岩類に貫入する蛇紋岩の 変質	地下水の集中 深部に至る崩壊材料の分布
地層の不連続面(地 層境界、風化・未風 化境界線等)	凝灰角礫岩(不透水層)とその 上位の安山岩(透水層)の境界 付近	新第三紀堆積岩類(不透水層) とその上位の安山岩(透水層) の境界付近	凝岩、凝結帯	堆積岩類(不透水層)とその 上位の火砕岩質(透水層)の 境界付近	地下水の集中
崩壊日、崩壊の発生 が良好な地層	節理の発達した安山岩質砕岩	節理の発達した安山岩質砕岩	深層崩壊物	キャップロック構造を構成す る砂礫の発達した安山岩プロ ックを含む火砕岩類	背後に地下水を集中 地下水の集中 深部に至る崩壊材料の分布

割合が大きなことを示す地質構造や流量特性などの有無、C;崖錘等厚い未固結堆積物の存在・広い山頂や山腹斜面の存在など、深部まで崩壊材料が存在すると考えられる地質構造の有無、について着目しながら、流域単位で危険渓流の抽出を行う。特に湧水については、尾根部など地形的に特異な箇所からの湧水が見られる場合は、山体に大量の地下水を供給する水の動きが存在することが疑われるため、注意が必要である。流出特性については、流量観測を

実施し、降雨流出の形態を把握するのが望ましいが、流域単位で多くの溪流を実施するのはコストの面から不可能と考えられる。その場合は、顕著な湧水の存在や、電気伝導度、水温、pH を測定し、他の流域との違いや上下流との不連続性の有無、溪流内の不連続な流量増加の有無の確認を行う。流量観測を実施した場合は、流出波形について、降雨時の流出の減衰が他の流域と比較して遅い場合や、水収支の不一致、低い流出率といった現象の有無の確認を行う。

なお、これらの調査は、これまでの土石流危険溪流の調査方法とは異なり、深層崩壊起因型土石流は地下水の挙動に大きく影響されるため、溪流単位の調査の

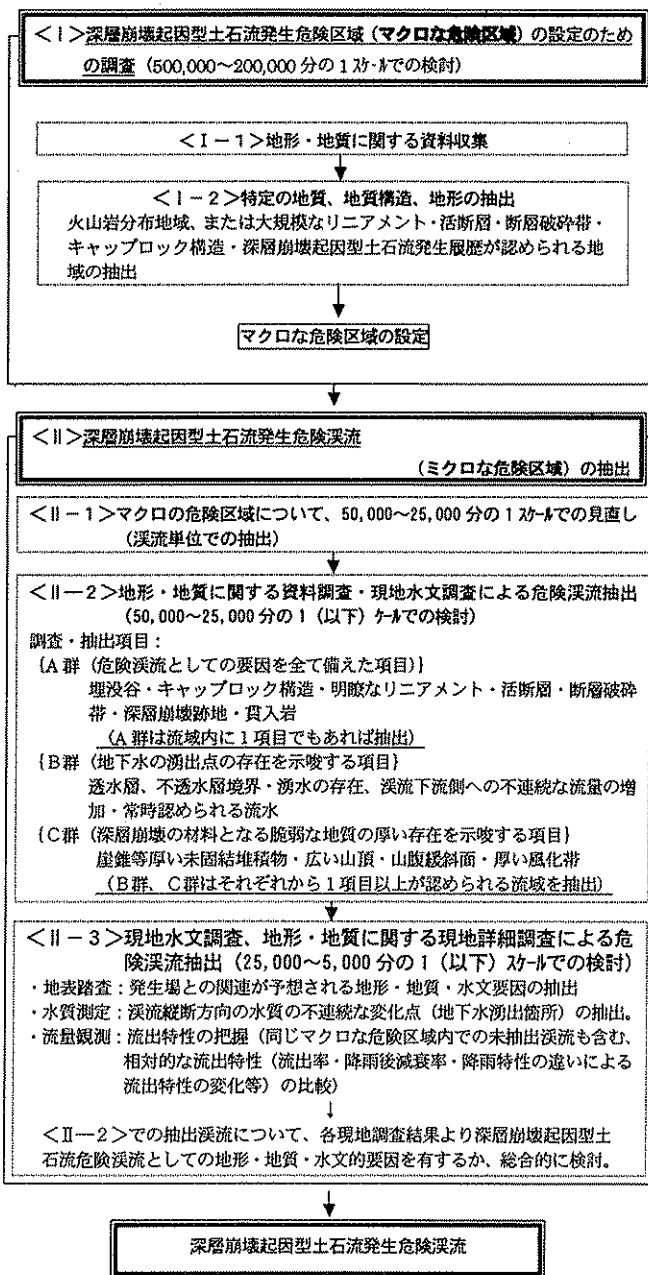


図-7 深層崩壊起因型土石流危険溪流の抽出手法

みではなく、地下水の挙動を規制する特定の地質構造の分布単位で調査を行う必要がある。そのため、溪床部のみではなく、尾根部や山腹斜面の調査をより重視して行う必要がある。

6. おわりに

深層崩壊に起因した土石流の発生危険流域を抽出する手法を構築するために、鹿児島県矢筈岳西麓流域において流量観測を実施し、流出の減少が遅れる流域において地質・地形調査を実施した。また他の深層崩壊発生箇所において、現地調査、文献調査により、流域の地質・地形調査を実施した。その結果、これらの箇所では、地下水を貯留しやすい地質構造を有すると考えられた。このような地質特性をもつ区域を地質図、現地踏査によって抽出するとともに、それに含まれる溪流で水文調査を実施することによって概略的ではあるが、深層崩壊に起因した土石流の発生危険溪流を抽出することが可能であると考えられる。今後は、深層崩壊が発生した他の地域においても流量観測、地質調査を実施し、流出特性と地質特性との関係をより客観的に明らかにする必要がある。

参考文献

- 1)建設省河川局砂防部：土石流に関する警報の発令と避難指示のための降雨量設定指針(案),1984.
- 2)水山高久、恩田祐一、加藤祐子、田井中治、岡本正男：流出特性による土石流発生危険度の判定方法、砂防学会誌, Vol.54, No.5, p.46-49, 2002.
- 3)山田孝、南哲行、小山内信智、水野秀明：1997年7月10日に鹿児島県針原川で深層崩壊に起因して発生した土石流の流下・堆積実態、砂防学会誌, Vol.51, No.1, p.46-54, 1998.
- 4)Takashi YAMADA, Noriyuki MINAMI, Wataru SAKURAI, Tetsuya ISHIDA, Hiroyuki TSUKADA, Hiroki KIKUYAMA; GEOLOGICAL CHARACTERISTICS OF DRAINAGE BASINS IN DANGER OF DEBRIS FLOWS TRIGGERED BY DEEP-SEATED SLOPE FAILURE, INTERPREVENT 2002 Congress Publication Volume 1, p.134
- 5)山田孝、南哲行：複合型土石流を発生させた深層崩壊地の地盤構造、土木技術資料, Vol.42, No.6, p.44~49, 2000.
- 6)仲野公章、石田哲也、山田孝、塚田浩之、菊山浩喜、油野英俊：地形・地質・流出特性から見た深層崩壊に起因した土石流の発生危険区域の特徴、平成13年度砂防学会研究発表会概要集、p200~201、2001