

報告書概要

①技術研究開発テーマ名	深層崩壊の発生危険斜面抽出手法および避難基準策定手法の開発
②研究代表者	
氏名	所属・役職
地頭 蘭 隆	鹿児島大学農学部・教授
③共同研究者	
氏名	所属・役職
笹原 克夫	高知大学教育研究部・教授
小杉賢一朗	京都大学大学院農学研究科・准教授
五味 高志	東京農工大学大学院農学研究院・准教授
石塚 忠範	土木研究所土砂管理研究グループ・上席研究員
千木良雅弘	京都大学防災研究所・教授
松四 雄騎	京都大学防災研究所・准教授
鄒 青穎	京都大学防災研究所・研究員（学術研究奨励）
船山 淳	パシフィックコンサルタンツ（株）地盤環境マネジメント室・技術次長
坂島 俊彦	パシフィックコンサルタンツ（株）砂防室・課長代理
皆川 淳	パシフィックコンサルタンツ（株）砂防室・課長代理
森野 善広	パシフィックコンサルタンツ（株）環境・地盤室・室長
渋谷 研一	朝日航洋（株）防災コンサルタント部・主任技師
中野 陽子	朝日航洋（株）防災コンサルタント部・主任技師
④背景・課題	
<p>近年、記録的な大雨の増加に伴い、深層崩壊が各地で発生している。たとえば、1997年鹿児島県出水市針原、2003年熊本県水俣市宝河内、2005年宮崎県鰐塚山や九州山地、2009年台湾高雄県小林村、2010年鹿児島県南大隅町や奄美大島、2011年紀伊山地や四国山地などがあげられる。また2011年東北太平洋沖地震でも深層崩壊が発生した。深層崩壊による土砂災害の報道や国土交通省による全国深層崩壊推定頻度マップや深層崩壊溪流レベル評価マップの公開によって深層崩壊に対する国民の関心も高まっている。</p> <p>山地斜面の表土層が崩れる表層崩壊は、国内外の研究によって発生予測手法が確立してきている。一方、基盤岩から崩れる深層崩壊は、表層崩壊より発生頻度が低いこともあって、発生メカニズムの解明や予測手法の研究が進んでいない。深層崩壊は1箇所崩壊土砂量が多いために被害が大きくなる。また崩壊土砂が土石流となったり、天然ダムを形成してその決壊により土石流・洪水を起こしたりすることもある。近年増加している深層崩壊による災害を防止・軽減するために、深層崩壊の危険性のある箇所・規模・発生時期の予測と対策を確立することが社会的に強く求められている。</p>	

⑤技術研究開発の目的

深層崩壊発生への恐れのある溪流を抽出する作業が国土交通省によって進められている。本技術研究開発の目的は、抽出された深層崩壊への恐れのある溪流の中で、深層崩壊の危険性のある箇所・規模・発生時期の予測と対策に必要な、(1) 深層崩壊の発生危険斜面の抽出、(2) 深層崩壊の規模ごとの発生頻度の定量化、(3) 深層崩壊に対する避難基準の策定に関する手法を開発することである。

⑥技術研究開発の内容・成果

(1) 深層崩壊の発生危険斜面の抽出手法の開発

(1-1) 深層崩壊の発生危険斜面の地質的抽出手法の検討

2011年台風12号によって紀伊山地に発生した39か所の深層崩壊の地形の詳細分析と代表的なもの内部構造分析、さらに、他の深層崩壊事例を分析した結果、降雨による深層崩壊は重力によって変形した斜面に発生しており、地質構造と地形とを考慮することによって、深層崩壊の発生場所が予測できる見通しが得られた。

重力斜面変形による主たる変形地形に注目し、さらに、地質構造と重力変形のメカニズムに基づいて重力斜面変形を分類し、深層崩壊の発生危険性について検討・整理した。そして、深層崩壊事例に基づいて、深層崩壊の発生危険度を次のIからIVの4段階に区分した。

- I:斜面は重力によって変形しているが、深層崩壊発生への危険性は非常に低い
- II:深層崩壊発生への危険性は低い
- III:深層崩壊発生への危険性が高い
- IV:深層崩壊発生への危険性が非常に高い

その結果を表にとりまとめたものを表1-1.1に示す。

その結果を表1-1.1および、次ページの図1-1.1に示す。なお、“すべり層”の傾斜が緩くなれば深層崩壊は発生しないものと考えられる。2011年台風12号による深層崩壊の経験から、推定すべり面傾斜が25度以下の場合には、深層崩壊発生への危険度は低い(II)ものとする。

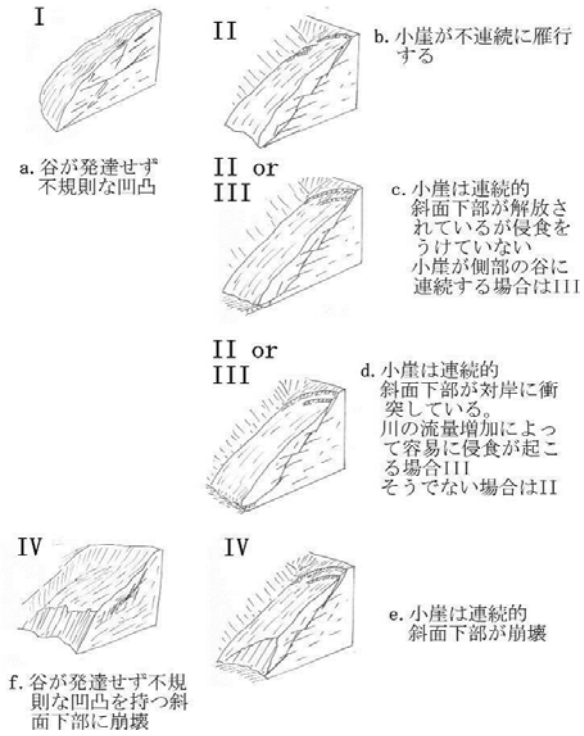
表1-1.1 重力斜面変形のタイプとメカニズムに応じた深層崩壊発生危険度のまとめ

主たる変形地形	地質体	地質構造	変形メカニズム	斜面上部の崖形小崖*		斜面下部の状況		危険度**	備考		
				無	不連続	連続的	溝渠***			崖壁	
不規則凹凸斜面	礫層・メランジュ	“流丸盤” 溝底スラッシュなどに注意	すべり層の 崩壊形成	無	不連続	連続的	溝渠	崖壁	I		
				無	不連続	連続的	溝渠	崖壁	II		
				無	不連続	連続的	溝渠	崖壁	III	小崖が側部の谷に連続する場合はIII	
				無	不連続	連続的	溝渠	崖壁	IV	侵食の激しい場ではIII	
急峻凹地 (崖1フリップ ングの場合、凸型 斜面のみの場合もある)	止壁の片側	多層	緩傾斜不連続面	止壁拡大	無	不連続	連続的	溝渠	崖壁	I	
					無	不連続	連続的	溝渠	崖壁	II	
					無	不連続	連続的	溝渠	崖壁	III	陰影部から小崖の向き判定に注意
無	不連続	連続的	溝渠	崖壁	IV	山上凹地から谷に連続する小崖がある場合					
大塊地または山上凹地	平行な面構造を持つ層(礫層、スレート、片岩など)	逆目盤、平行盤	逆目盤	崖壁	無	不連続	連続的	溝渠	崖壁	II	強い層が連続
					無	不連続	連続的	溝渠	崖壁	III	断面変形が強い
					無	不連続	連続的	溝渠	崖壁	III	断面変形が強い
					無	不連続	連続的	溝渠	崖壁	IV	侵食の激しい場ではIII
大塊地または山上凹地	礫層または平行な面構造を持つ層	逆目盤	地すべり	無	不連続	連続的	溝渠	崖壁	II	侵食の激しい場ではIII	
				無	不連続	連続的	溝渠	崖壁	IV		

*:重力斜面変形の方位が崖根の傾斜向きにある場合には、崖根を貫通する凹地となる場合がある
 **:推定すべり面傾斜<25度の場合、危険度はII
 ***:対岸に衝突あるいは、浸透な谷に挟まれるなど。

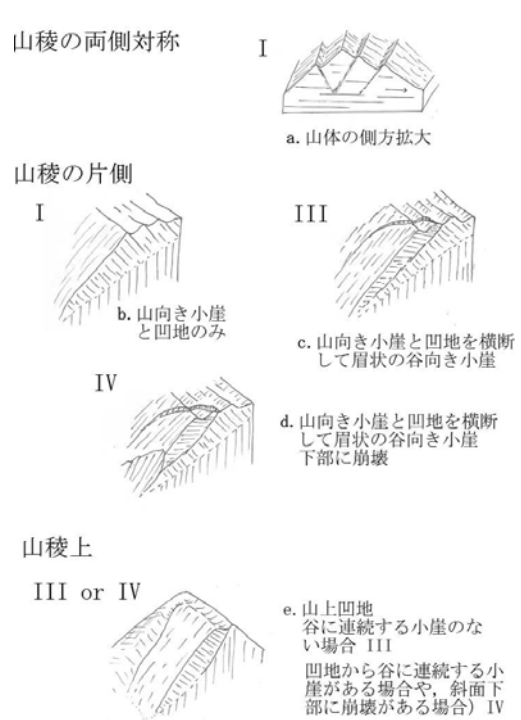
(1) 不規則凹凸斜面

(すべり層は断続的で、発達途上)



(2) 線状凹地

(山体の側方拡大あるいは曲げトップリング)



(3) 大滑落崖または山上凹地

(平行盤あるいは逆目盤—地層の座屈)

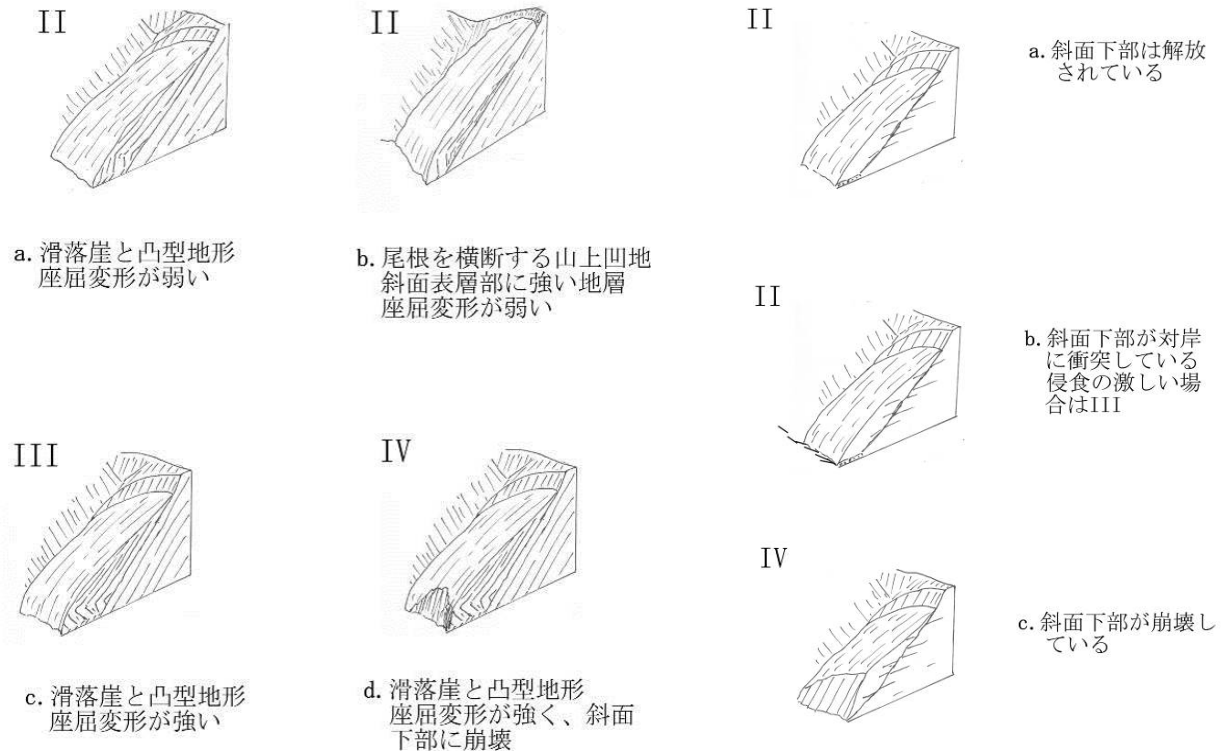


図 1-1.1 重力斜面変形と深層崩壊発生危険度の模式図

(1-2) 流出・水質データを活用した深層崩壊の発生危険斜面の抽出手法の開発

現在、「深層崩壊の発生の恐れのある溪流抽出マニュアル(案)」(土木研究所, 2008)に基づいて、深層崩壊発生の可能性がある溪流を抽出する作業が進められている。このマニュアルは深層崩壊発生の危険性がある溪流を主に地形・地質情報から抽出するものである。一方、深層崩壊地の現地調査によると、多くの発生箇所が多量の地下水流出がみられる。たとえば、1997年に鹿児島県出水市針原川流域で発生した深層崩壊地からは崩壊直後に多量の地下水流出がみられ、崩壊した斜面は地下水が集中する地質構造であったことが推定されている。多量の地下水が集中する構造をもつ斜面は、地下水の排水システムが地下侵食等で破壊されたり、異常な大雨により排水能力を超える地下水が集中したりすると、基岩内で地下水圧が上昇して深層崩壊発生の可能性が高まることが予想される。

また、針原川における無降雨時の渓流水の電気伝導度(EC)は、崩壊地の下流側7 mS/mから下流側12 mS/mと増加し、これは崩壊地から14 mS/mの湧水が溪流に流入していることに原因していた。ECは渓流水中の溶存イオンの総量であり、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ことから、地下水が流出している付近の渓流水はECが高くなる。また、地下水が流出している付近では渓流水のシリカ(SiO₂)濃度が高くなったり、渓流水の流量が増加したりすることも報告されている。SiO₂濃度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ことから、地下水が流出している付近の渓流水はSiO₂濃度が高くなる。さらに地下水流出が多量であれば、その付近の渓流水の流量も増加することになる。渓流水の流量、EC、SiO₂濃度の増加量は、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ると考える。

そこで、まず深層崩壊発生に関係するひとつの因子である地下水の集中箇所を渓流水ECから見出す調査法を提案した。渓流水ECに基づく調査法を提案するのは、渓流水EC測定が流量やSiO₂濃度の測定に比べて非常に簡易であり、溪流調査を広範囲に、効率的に実施するのに適しているからである。

図1-2.1は、ポータブル電気伝導度計を用いて渓流水ECから地下水が集中している箇所を抽出する調査手順を示したものである。まず、対象とする地域を数km²未満の小流域に区分し、溪流縦断方向の渓流水EC測定とその地点のGPS測位を行う。測定した渓流水ECを地形図にプロットし、対象地域で相対的に数値が高い溪流を抽出する。抽出された溪流は、流域内にECの高い地下水が集中して流出している箇所があり、深層崩壊発生の恐れのある流域と判断する。次に、溪流縦断方向の渓流水ECが高かった地点において湧泉位置や湧出量を調査する。湧出量が多い湧泉の背後斜面は地下水が集中している可能性があり、深層崩壊発生の恐れのある斜面と判断する。

流域レベルの評価

溪流縦断方向の**渓流水の電気伝導度(EC)測定**と**GPS測位**
溪流EC分布図から相対的にECが高い溪流を抽出
⇒流域内に**地下水が集中した箇所**があると判断
⇒深層崩壊の恐れのある**流域**



斜面レベルの評価

溪流縦断方向の渓流水ECが高い地点において**湧水調査**
⇒湧出量が多い湧泉の**背後斜面は地下水が集中**していると判断
⇒深層崩壊の恐れのある**斜面**

図1-2.1 渓流水EC測定による深層崩壊の発生危険斜面の抽出手法

開発した溪流縦断方向の渓流水EC調査法の有効性を九州山地・鰐塚山地・四国山地・紀伊山地の堆積岩地域や九州の火山岩地域で検証した。ここでは、ポータブル電気伝導度計で測定した渓流水ECの分布図から地下水の集中箇所を見出し、深層崩壊の発生危険斜面を抽出した2事例を示す。

(1)南九州火山岩山地(鹿児島県出水市)の事例

火山岩地域で発生する深層崩壊は、透水層と難透水層の境界で、多量の地下水が集中する箇所が発生している場合が多いことから、溪流縦断方向の渓流水EC調査によって地下水の集中箇所を見出し、深

層崩壊の発生危険斜面を抽出する手法は有効である。鹿児島・熊本・宮崎の3県の境界付近には鮮新世から更新世にかけて活動した火山に関連する地層が分布しており、1972年宮崎県えびの市、1997年鹿児島県出水市、2003年熊本県水俣市などで深層崩壊が発生している。共通する特徴は、崩壊斜面の地質が深層風化した安山岩であり、その下位は凝灰角礫岩であること、それらの境界からは多量の湧水が見られて安山岩が透水層、凝灰角礫岩が難透水層の役割を果たしていること、崩壊斜面は地下水が集まる地下構造となっていることがあげられる。

図1-2.2は、針原川に隣接する小流域における溪流縦断方向の溪流水ECの上昇点と湧泉の分布図である。溪流水ECの上昇点周辺には湧泉が分布し、ECの高い湧水の流入によって溪流水のECが上昇していることがわかる。多量の湧水が湧出している背後の斜面は、地下水が集中する地下構造が存在し、また地下水が貯留していることが予想される。図内の水色の範囲は0次谷流域の大きさで地下水が貯留している斜面を推定したものであり、地下水が集中しているという観点から深層崩壊発生に注意が必要な斜面と判断される。

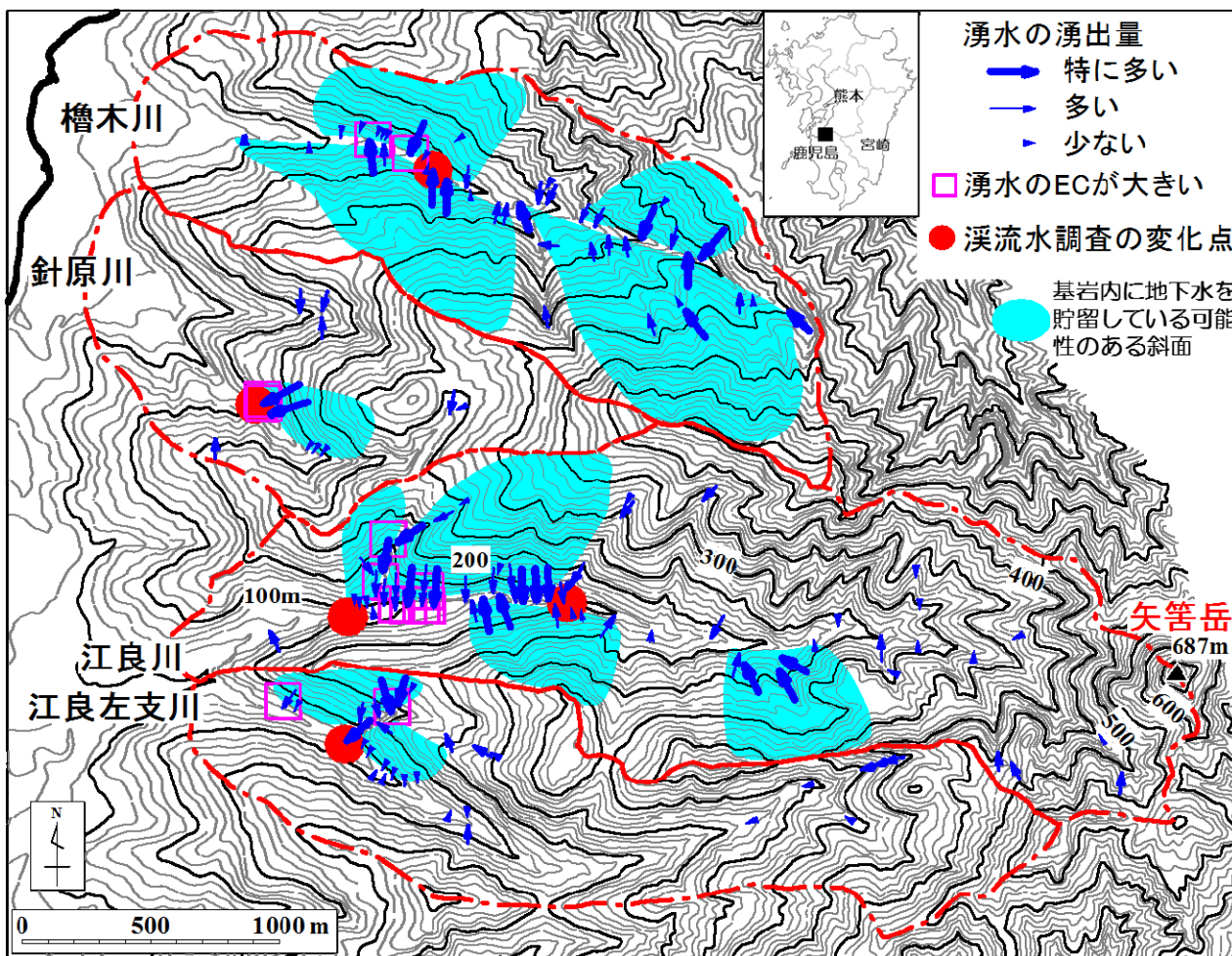


図1-2.2 南九州火山岩山地における溪流縦断方向の溪流水ECの上昇点と湧泉の分布

(2)九州山地（熊本県球磨郡五木村）の事例

九州山地などの付加体の堆積岩分布域では、山地河川の下方侵食に伴って不安定化した斜面で岩盤が長年かけてクリープし深層崩壊が発生している。2005年台風14号に伴う大雨によって九州山地や鱈塚山地で深層崩壊が多発した。また付加体にはメランジュとして示される非常に複雑な地層があり、地下水の集中箇所がみられることがある。付加体の分布域では、岩盤クリープに伴う多重山稜や線状凹地などの微地形の変化を深層崩壊の前兆現象と考え、微地形の判読による崩壊発生危険箇所の予測が重要になるが、メランジュのように複雑な地質体が分布する区域では地下水の集中箇所を重ねていくことがより効果的である。この際に溪流縦断方向の溪流水EC調査が活用できる。

図1-2.3は、九州山地の熊本県五木村横手谷一帯における溪流水ECの分布図である。横手谷一帯の

地質はいわゆる付加体と呼ばれる堆積岩分布域であり、苦鉄質火山岩類・石灰岩・チャート・泥質岩が分布する。1963年、溪流Y2の中流域で深層崩壊が発生した。横手谷一帯には溪流水ECが相対的に高い溪流と低い溪流が分布している。たとえば、溪流Y2とY1-1の溪流水ECは、隣接するY1-2やY3に比べて相対的に高い。溪流縦断方向の溪流水ECの標高分布をみると、溪流Y2の右岸の深層崩壊跡地からECが高く(18mS/m)、水量の多い湧水Aが流入し、これが溪流水ECを急激に高めていた。また、溪流Y1-1の左岸からもECが高く(12mS/m)、水量の多い湧水Bが複数流入し、これが溪流水ECを高めている。湧水が出ている背後の斜面内には地下水が集中する地下構造が推定され、深層崩壊発生に注意が必要な斜面と判断される。

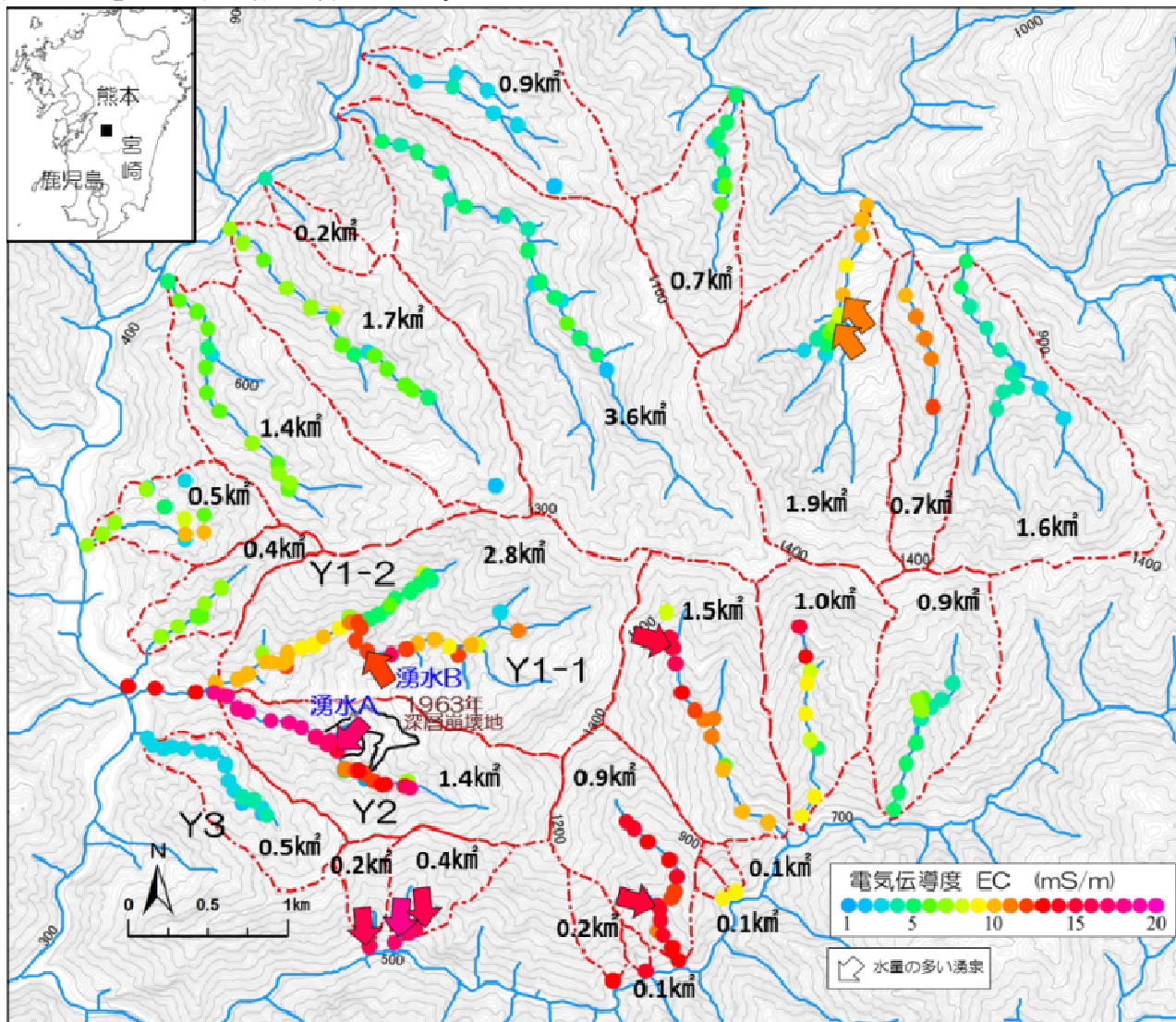


図 1-2.3 九州山地横手谷一帯における溪流水 EC の平面分布と湧泉分布

火山岩地域で発生する深層崩壊は、透水層と難透水層の境界で、多量の地下水が集中する箇所が発生していることが多いことから、溪流縦断方向の溪流水 EC 調査によって地下水の集中箇所を見出し、深層崩壊の発生危険斜面を抽出する手法は有効であることがわかった。また、付加体の堆積岩地域でもメランジュのように複雑な地質体が分布する区域では多量の地下水が集中する箇所があり、そこで深層崩壊が発生している場合がみられることから、開発した手法は活用できることがわかった。

溪流水 EC 分布図から地下水が集中している流域や斜面を絞り込んだ後、専門家が詳細な調査を行う手順を考えているが、専門家が行う調査内容については今後検討が必要である。

溪流水 EC という水文情報に基づいて抽出した深層崩壊発生の危険度が高い流域や斜面の分布図と地形・地質情報に基づいた深層崩壊発生の危険度の分布図を重ね合わせることによって深層崩壊発生場の予測精度が高まると考える。

(1-3) 航空レーザー測量を活用した深層崩壊の前兆現象の抽出手法の開発

深層崩壊の調査のために国土交通省では航空レーザー測量を実施し、得られた地形データから深層崩壊跡地の抽出などを行い、今後の深層崩壊への対応の基礎データとしている。航空レーザー測量によれば、1mDEMで表現される微地形も明瞭に記載されるため、崩壊跡地や地すべりの抽出、そして今後の深層崩壊発生危険斜面の抽出に有用であると考えられる。しかしこのような微地形レベルでの深層崩壊発生危険斜面の微地形レベルでの特徴は未だよく検討されていない。このような航空レーザー測量のデータを用いて、深層崩壊に関わる微地形要素を抽出し、深層崩壊発生危険斜面の抽出手法の確立に資するために、その第一歩として、高知県内で深層崩壊が発生した地域において、深層崩壊跡地周辺に見られる微地形レベルの地形的特徴を抽出した。地域によって深層崩壊に関連する微地形要素が異なるので、以下に列挙する。これらの微地形要素を指標として深層崩壊発生危険斜面の抽出が可能となる。問題点としては深層崩壊の発生危険性のある斜面の抽出は可能であるが、危険性がどれだけ高いかは評価できない。今後の検討が必要である。

- (1) 秩父帯に属する高知県香美市物部の中尾地区深層崩壊では、標高 800m 程度の支稜の側面が平成 17 年 9 月に大規模な崩壊を起こした。崩壊上端は支稜上の山頂緩斜面辺縁の遷急線に合致した。また山頂緩斜面上には不明瞭な古い線状凹地が認められ、その方向に複数の段差地形も確認された。周辺の斜面には斜面中腹には辺縁に遷急線を有する緩斜面が存在し、崩壊斜面の内部にも緩斜面の残存面が認められる。よって本崩壊に関連する地形的特徴は、①主稜線上に同方向に並ぶ段差地形や線状凹地の存在、②斜面中腹部を横断して連続する緩斜面の存在、③隣接者面に古い地すべりの存在、である。
- (2) 同じく香美市物部の中西谷では、稜線上の山頂緩斜面の縁に地すべりブロックが存在し、それが活動することによって、平成 17 年 9 月に山頂緩斜面の辺縁部が崩壊した。ここでは、①斜面上部の山頂緩斜面の存在、②山頂緩斜面辺縁部のみならず斜面中腹にも横断方向に連続性の良い遷急線の存在、③崩壊地頭部周辺に活動性の高い地すべりブロックの存在、が崩壊発生に関する地形的要因である。
- (3) 高知市鏡柿ノ又地区では昭和 47 年 9 月に台風により、斜面中腹に形成された緩斜面の辺縁部が崩壊した。この緩斜面は上部からの崩積土により形成されたが、地すべり土塊として移動していた。よって本崩壊に関する地形的要因は、斜面中腹への不安定な地すべり土塊の形成、である。
- (4) いの町清水上分でも平成 20 年 4 月に国道脇のり面が崩壊した。この場合も斜面中腹に上部からの崩壊・地すべりにより供給された崩積土により形成された緩斜面が存在し、その辺縁部が崩壊したと考えられる。
- (5) 土佐郡大川村小麦畝では平成 19 年の台風により崩壊が発生した。これも尾根付近からの地すべりブロックが移動方向に分化を開始し、上部ブロックに押されることによって、下部ブロックが崩壊したことが考えられる。
- (6) 北川村の平鍋およびその東側の溪流において、深層崩壊や地すべりが発生する斜面は、①稜線付近の緩斜面の辺縁部が崩壊する場合(図 1-3.1)、と②山腹斜面内の尾根状斜面中腹の緩斜面直下が崩壊する場合(図 1-3.2)、の 2 つに大別できる。前者の場合は緩斜面内に顕著な段差が認められる場合が多い。また稜線付近の緩斜面内の段差は、緩斜面辺縁部の地すべり活動により形成されている場合も多い。
- (7) 小島地区の溪流で発生した深層崩壊は 3 種類のタイプがある。一つ目は、主稜線上に広がる山頂緩斜面の辺縁部の段差地形の下部が崩壊するタイプ(図 1-3.3)で、これは平成 23 年 7 月 19 日の小島地区の深層崩壊がそうである。ただしそれ以外に深層崩壊跡は認識できない。二つ目は、主稜線から奈半利川に向かって張り出す支稜線上の緩斜面の辺縁部に地すべりがあり、その下部斜面が崩壊するタイプ(図 1-3.4)で、溪流中の多くの深層崩壊跡がこれに該当する。三つ目は奈半利川に面する斜面上の地すべりである。これは奈半利川沿いの河岸段丘面の形成に関連すると考えられる。
- (8) よってこの地域において、深層崩壊の発生しやすい微地形的特徴は、
 - ・ 稜線付近の緩斜面の中に段差地形が多い箇所(図 1-3.1)の辺縁部や、その下方の斜面が崩壊する場合。緩斜面辺縁部には地すべり地形や表層崩壊により形成された遷急線などの変動地形が存在する場合も多く、これも微地形レベルでの特徴である。
 - ・ 山腹斜面中腹の尾根状斜面の中に小規模な緩斜面があり、それが横方向に連続していると、その下部の急斜面が崩壊する場合がある。となる。

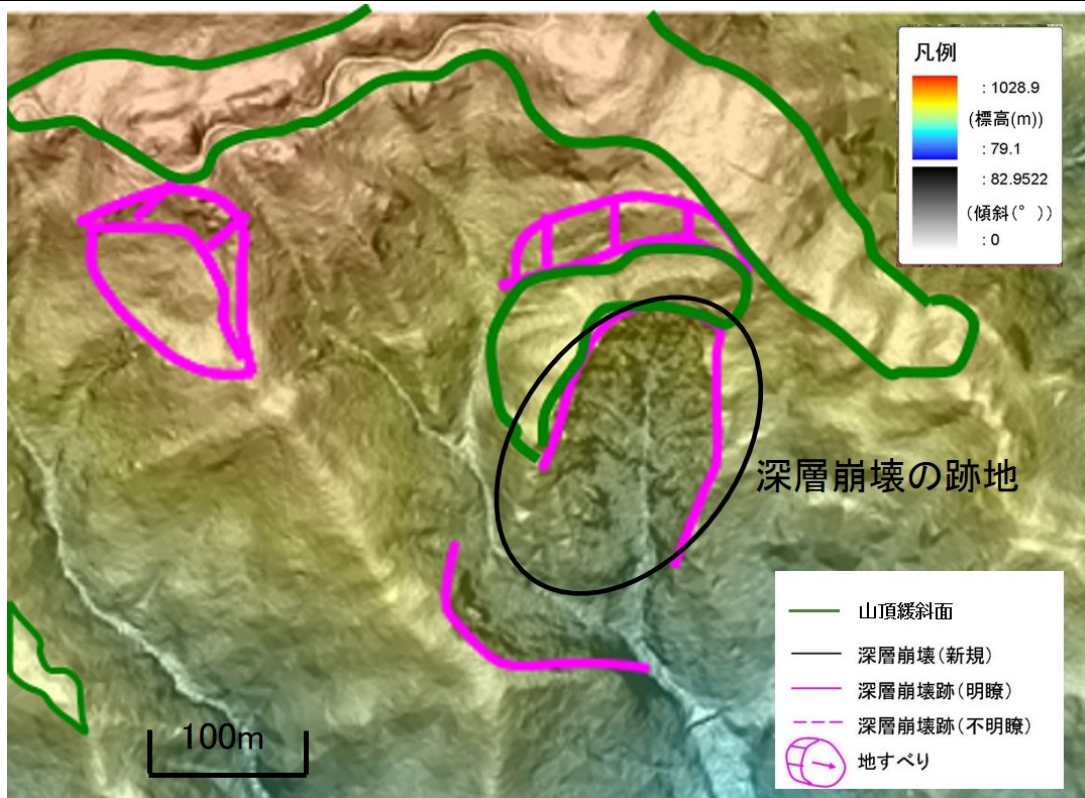


図 1-3.1 平鍋東溪流の地形

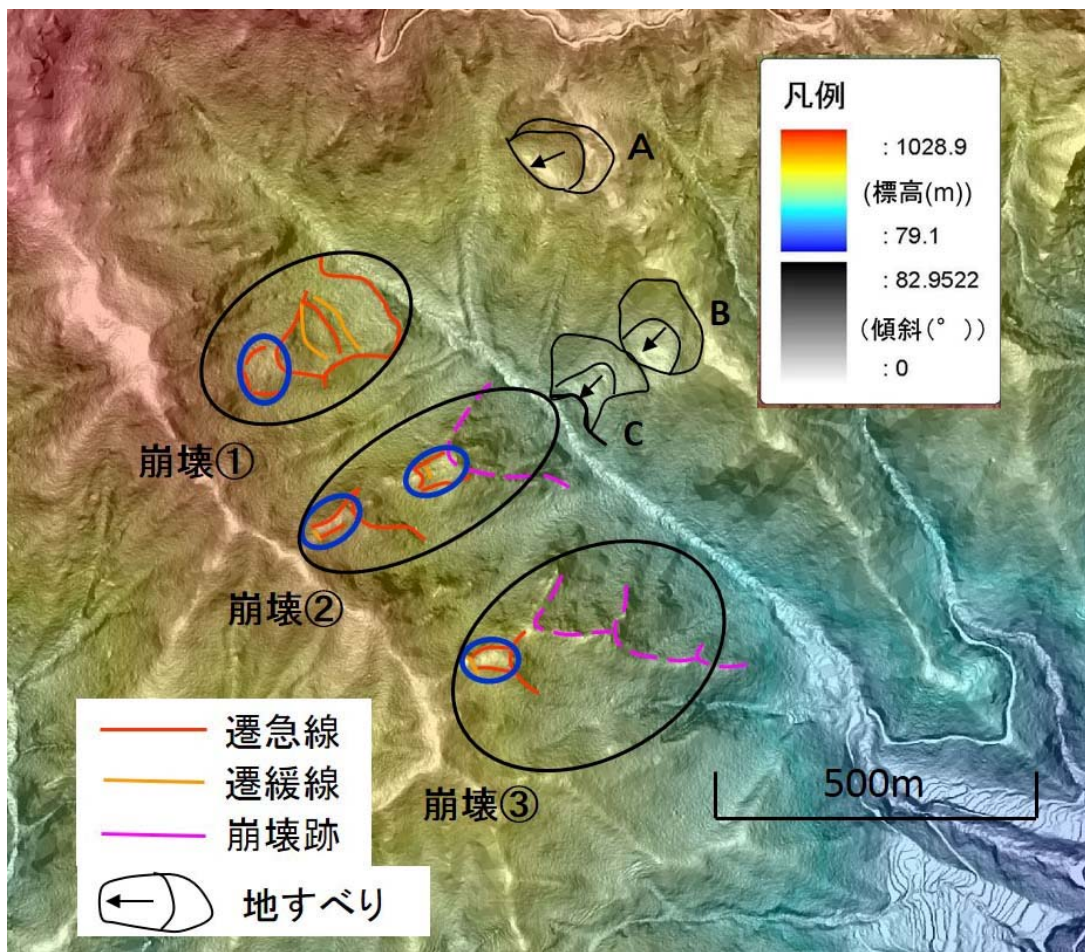


図 1-3.2 平鍋溪流右岸側の地形



図 1-3. 3 小島上流部の地形



図 1-3. 4 小島中流部の右岸側の地形

(2) 深層崩壊の規模ごとの発生頻度の定量化手法の開発

はじめに

深層崩壊の発生箇所の特定については、地形や発生履歴など様々な知見が得られているものの、それらの崩壊がいつ頃発生したかの特定は難しい。2011年9月に発生した十津川流域での深層崩壊は、同一地域で1889年にも発生している。深層崩壊は山体隆起などの地形発達下で起こることから、その発生は、ある程度の周期性があるとも考えられる。したがって、発生予測やその対策を考える上で、深層崩壊の規模と頻度の関係を明らかにすることは重要である。そこで、本研究では、数100～数1000年オーダーの時間スケールで深層崩壊発生履歴の特定に有効な手法を検討した。

本研究では、火山灰堆積物を用いた年代特定法（テフクロロジー）を用いた。深層崩壊履歴の特定では、数百年から数千年のスケールでの年代特定が重要であることから、年代特定に十分な情報を得るためには、複数の指標テフラを観測できる地域を選定することが重要である。そこで、本研究は、これらの現地調査による手法の確立とともに国内における本手法の適用地域の抽出を行った。

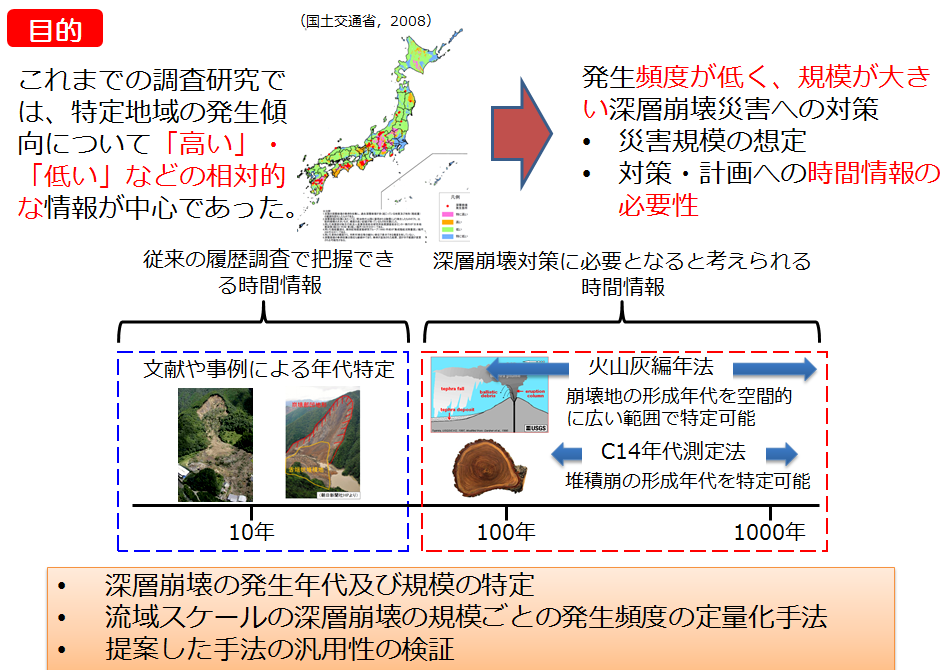


図 2.1 研究の目的

(1) 深層崩壊痕跡の把握：日高山地の事例

本研究における現地調査は北海道と宮崎県で実施しているが、ここでは、北海道の事例を中心にまとめた。北海道の調査地対象地は沙流郡日高町千栄を含む沙流川流域上流部周辺（19.0 km × 13.2 km）である。調査地内には沙流川と、沙流川の支流である岡春別川、千呂露川、パンケヌーシ川が流れている。調査地上流には東北日本弧と千島弧の衝突によって形成された造山帯である日高山脈が位置しており日高変成帯に属する。調査地の地質は堆積岩類と付加コンプレックスによって構成される。調査地周辺では1992年の3日間総降雨量200 mmを超過する降雨や2003年の総降雨量368 mmの降雨によって斜面崩壊等の土砂災害が発生しており、同じ沙流川流域である額平川では深層崩壊の発生が確認されている。

土木研究所資料「深層崩壊の発生の恐れのある溪流抽出マニュアル（案）」に基づき、深層崩壊の定義を「山崩れ・崖崩れなどの斜面崩壊のうちすべり面が表層崩壊よりも深部で発生し、表土層だけでなく深層の地盤までもが崩壊土塊となる比較的規模の大きな崩壊現象」（「改訂 砂防用語集」とした。調査地の深層崩壊痕跡を特定するために、2007年撮影の空中写真（撮影縮尺1:16000）の判読を行った。凹地形の崩壊部と移動土砂による舌端状の堆積地が見られるものを深層崩壊痕跡と判定した。調査地域内に32箇所の深層崩壊痕跡が特定された。うち4か所では、舌端状の堆積地が確認されなかったものの凹地形の崩壊部は確認されたことから深層崩壊痕跡と判定した。

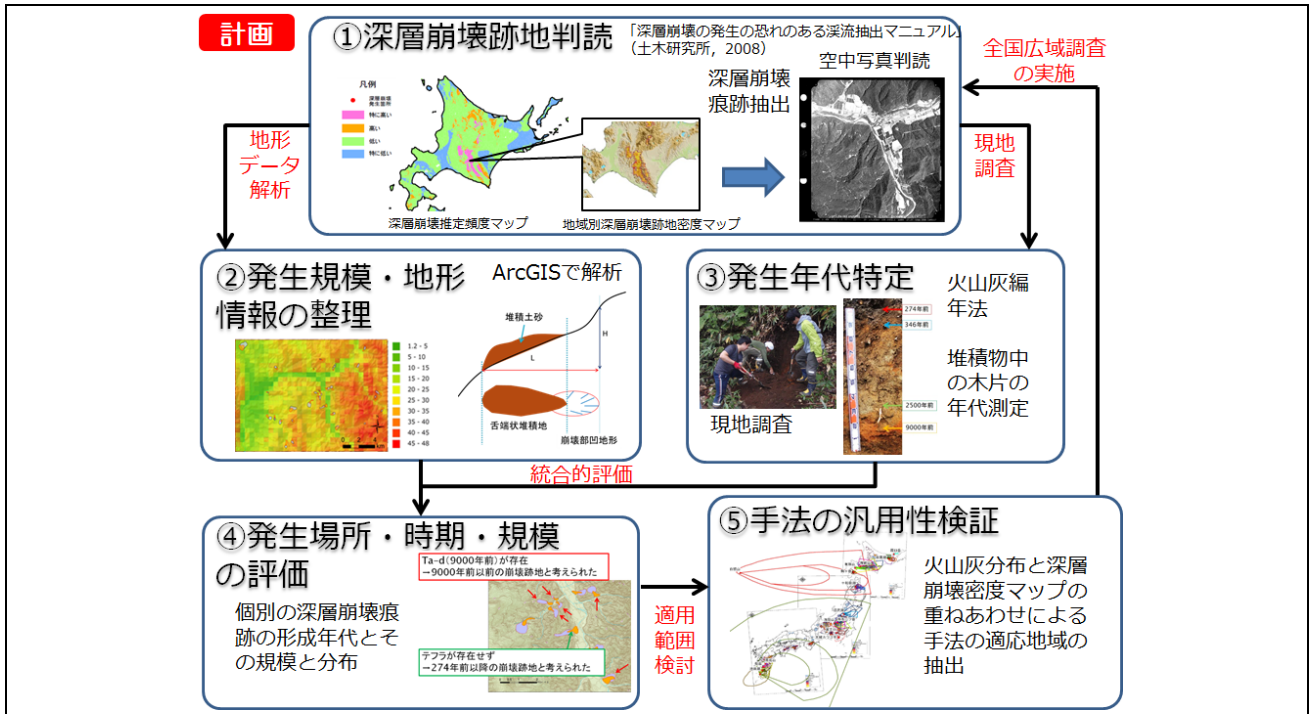


図 2.2 研究の流れ

(2) 地形的特徴の評価

判読した深層崩壊痕跡は ArcGIS (ESRI 社) に取り込み、地質や標高、傾斜などの地形的条件について解析を行った。千呂露川周辺に分布する海成の堆積岩類上に 14 箇所の崩壊痕跡が位置した。調査地の東には日高山脈が存在しており、調査地の中央から東部にかけて標高 600~1491 m の高い山稜が分布する。崩壊部の上端の標高を深層崩壊痕跡の標高として、調査地に分布する 32 箇所の深層崩壊痕跡の標高を求めた。24 箇所で崩壊部が標高 600 m 以上に位置することが確認された。32 箇所の崩壊痕跡の崩壊部は、標高 400~1080 m に位置し、標高 1100 m 以上には分布していない。調査地における崩壊痕跡の分布と標高の関係から遷急線は 600 m 前後に位置しており、最終氷期以降の長期的な地形発達において、最も侵食活動が活発であった箇所に深層崩壊痕跡が分布していると考えられた。

成果1 北海道日高山地における調査事例

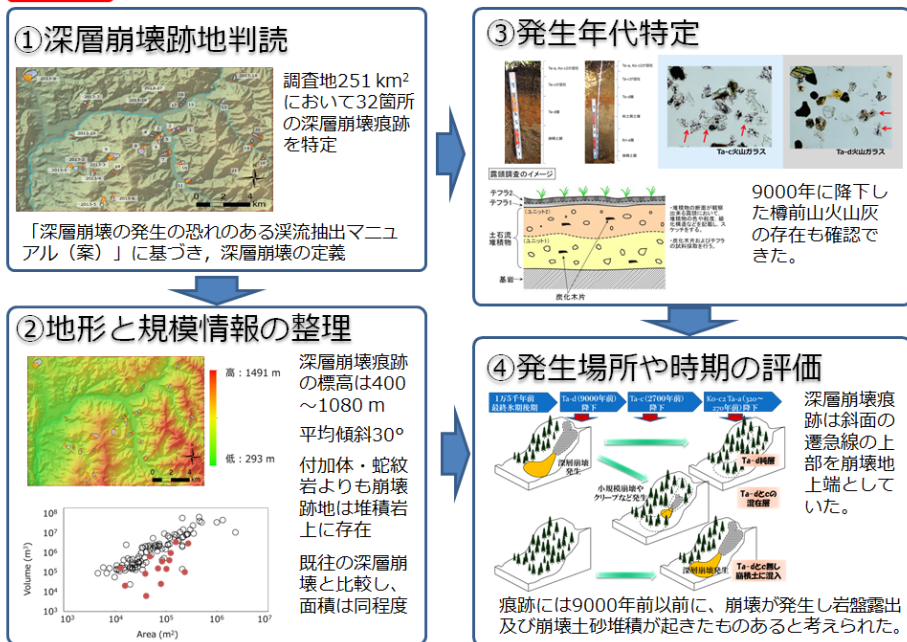


図 2.3 北海道日高山地における調査事例と結果

調査地の深層崩壊痕跡の崩壊部は 15~45° の傾斜に位置し、半数が 25~35° の傾斜に位置した。近年の、深層崩壊発生箇所でも、30~35° の傾斜で崩壊が発生していると示していると報告されており、崩壊痕跡の傾斜区分と近年発生している深層崩壊の傾斜と類似するものであった。

(3)火山灰編年法による同定と年代特定

判読範囲内 32 箇所の深層崩壊痕跡のうち、2012 年と 2013 年に現地調査を行った痕跡は 15 箇所である。調査地周辺に堆積する指標テフラとして Ta-a, Ta-b, Ta-c, Ta-d, En-a, Ko-c2 が挙げられる。これらは樽前山と恵庭岳、駒ヶ岳から供給されたものである。樽前山に由来する指標テフラの降下年代は、Ta-a が AD1739 年、Ta-b が AD1667 年、Ta-c が 2500 年前、Ta-d が 9000 年前である。En-a は支笏湖を挟んで樽前山の反対側に位置する恵庭岳の噴火によって降下したテフラであり、降下年代は 16000~19000 年前とされている。Ko-c2 は AD1694 年の駒ヶ岳の噴火に由来するテフラである。調査地では降下量も少なく Ta-a と近い降下年代であるため表土層中に Ta-a とともに混在している。

15 箇所の崩壊痕跡において、地表から深さ 2 m 以内に、堆積地では崩積土、崩壊部では風化基岩が確認された。深層崩壊痕跡 10 箇所では、崩積土および風化基岩層の直上には土壌層は確認されず 9000 年前に降下した Ta-d の堆積が確認された。これらの崩壊痕跡では、地表から深さ 30~50 cm には、Ta-c の混在した土壌もしくは純度の高い塊が確認された。崩壊痕跡 4 箇所では、表土層に Ta-a および Ko-c2 と考えられるテフラの混在が確認された。一方で Ta-c や Ta-d の混在や層が確認されなかった。これらの 4 箇所では、崩積土および風化基岩層から 20~70 cm 程度の厚さの土壌が確認された。崩壊痕跡 1 か所では、表土層及び土壌中にテフラの混在と堆積が確認されなかった。これらの堆積と混合については、火山ガラスによる分析によっても確認した。

(4)崩壊発生日代

現地調査を行った 15 箇所の深層崩壊痕跡のうち、10 箇所において崩積土層と風化基岩層の直上に 9000 年前に降下していることから、これらの深層崩壊痕跡は、Ta-d が降下した 9000 年前以前に崩壊が発生しており、岩盤の露出及び崩壊土砂の堆積が起きていたと考えられる。4 箇所では、Ta-d および Ta-c の堆積が確認されず表土層に Ta-a もしくは Ko-c2 の混在が確認された。このことから約 300 年前にはすでに崩壊が発生しており、その後 Ta-a や Ko-c2 が降下したものと考えられた。この 4 箇所では、崩積土上の土壌の厚さも他の調査した崩壊痕跡に比べて薄いことも崩壊が数百年前以内の発生によるものと考えられた。残る 1 箇所では、いずれのテフラも確認されなかったことから、少なくとも Ta-a 降下の AD1739 年以降に発生したものと考えられた。

2013 年の調査では崩壊痕跡ではない 1 地点において En-a の堆積が確認された。調査地周辺は、最終氷期中に氷河が分布した日高山脈付近は周氷河地帯であり、凍結や融解による風化の進行が速く土砂の生産・移動が盛んな環境であったと考えられている。これにより En-a の流出が進行し、調査地周辺における En-a の堆積分布は一部に限られていると報告がある(清水 1989)。この報告と本研究での結果を検討すると、日高町を中心とした沙流川中流域は広域で Ta-d の堆積が確認されたことから Ta-d 以降は、Ta-d 降下以前に比べて相対的に斜面が安定した環境になったと考えられた。しかし、今回の調査によって発見された En-a の堆積箇所のように、限られた数地点ではあるが堆積箇所によっては、En-a を用いて深層崩壊痕跡をより狭い発生日代幅で評価できる可能性が示唆された。

また、火山ガラス分析では、深層崩壊の痕跡によっては、2 時期の火山ガラスの特徴をもつ堆積層も確認できた。屈折率頻度分布では Ta-d と Ta-c にみられた屈折率が検出されたことから、Ta-d と Ta-c が混在した層であったと考えられる。これらは斜面では、崩壊ほどの規模ではないものの、深層崩壊痕跡後に二次的な土砂移動が発生していたと考えられた。このように、斜面の安定性を評価する上では、テフラの有無のみではなく各テフラ層の混在についても検討していく必要がある。

(5)深層崩壊密度分布と日本各地の指標火山灰分布

日本各地には地形形成の指標となる火山灰が分布している。また、これまでの報告から深層崩壊の痕跡が高密度に分布している地域は偏在していることが知られている。そこで、ここでは、過去 1 万 5 千年前に降下した火山灰を中心として、火山灰の分布と深層崩壊密度分布の関係を調査することにより、火山灰編年法を用いた、深層崩壊痕跡の年代測定法が可能な地域の特特定を行った。

深層崩壊痕跡の年代特定では、各年代で発生する深層崩壊を特定することを目的としていることから、複数年代の火山灰が確認できる地域を中心として選定した。複数年代の火山灰が堆積している地域

であり、かつ深層崩壊痕跡が高頻度で確認できる地域として、①北海道日高山地、②北関東地域、③南九州地域が該当することが明らかとなった。

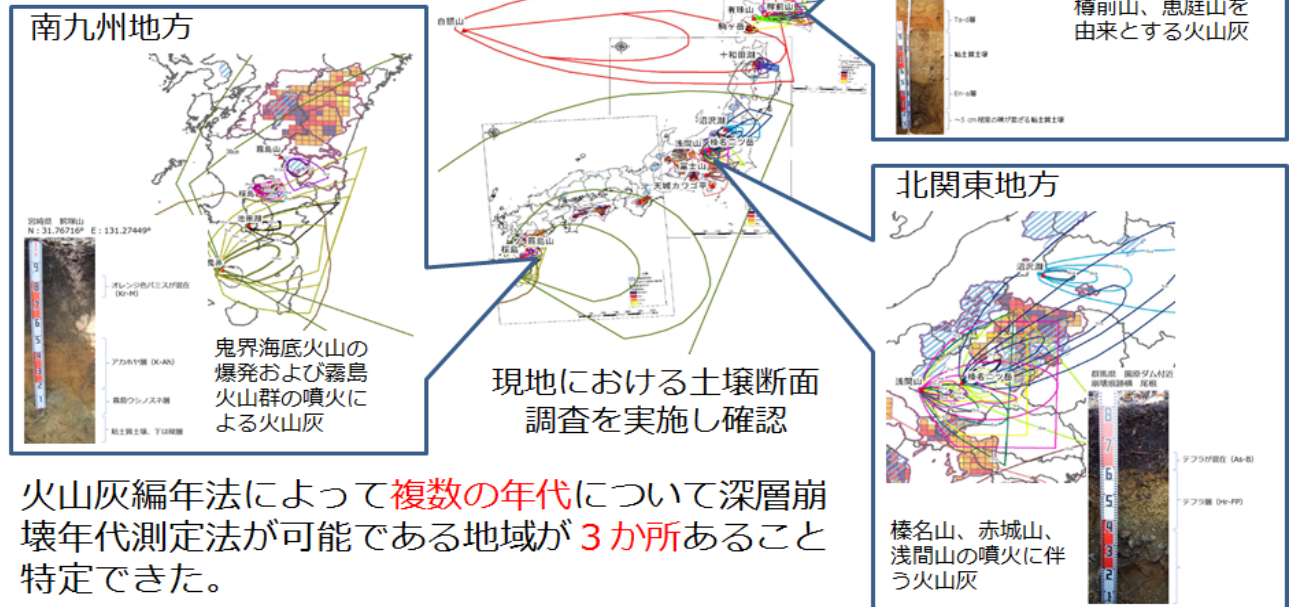
北海道日高山地では、駒ヶ岳、有珠山、樽前山、恵庭山を由来とする火山灰が確認でき、とくに、樽前山由来の火山灰は、4年代の特定が可能であることが確認できた。北関東地域では、榛名山、赤城山、浅間山の噴火に伴う火山灰が確認できた。とくに榛名山の噴火による火山灰は、複数回確認できるものの指標テフラとして利用可能なものは、赤城山と榛名山由来の火山灰である。南九州地域における火山灰は、鬼界海底火山の爆発による火山灰および霧島火山群の噴火による火山灰が指標として利用できることが確認できた。

成果2 ⑤提案した手法の汎用性の検証

火山灰アトラスおよび関連文献から
1万5000年以降の火山灰分布を把握

↓
深層崩壊密度マップの重ねあわせ

↓
提案手法の適用範囲の抽出



火山灰編年法によって**複数の年代**について深層崩壊年代測定法が可能である地域が**3カ所**あること特定できた。

図 2.4 手法の汎用性検証

おわりに

北海道日高山系沙流川上流域に位置する調査地において、空中写真判読から深層崩壊跡地を抽出した。これらは、既往研究で深層崩壊跡地との関係が指摘されている傾斜条件や地質条件上に存在していた。深層崩壊跡地の規模を解析した結果、現代の日本において降雨に起因する深層崩壊とほぼ同規模であることが確認された。多くの深層崩壊跡地では 9000 年前以前の発生したもの、もしくは西暦 1739 年以降に発生したものもあると判定した。深層崩壊痕跡地における火山灰編年法による解析とともに、炭素同位体年代特定法による流域の土砂移動履歴を評価することが可能であることが示された。さらに、深層崩壊密度マップと火山灰アトラスの GIS による解析から、火山灰編年法によって深層崩壊年代測定法が可能である国内地域は、北海道日高山系、北関東、九州南部の 3 箇所であることを特定し、これらの地域における広域調査の重要性を示唆できた。

1997年に深層崩壊が発生した針原川流域では、崩壊斜面周囲の基岩内地下水位、崩壊地からの湧水流量、河川流量などの水文観測が行われ、地下水位と湧水流量の波形はよく対応していることが明らかになった。また、観測データに基づいて基岩内の地下水位、崩壊地からの湧水流量、河川流量の降雨応答をタンクモデルに当てはめ、1997年崩壊時の基岩内の地下水位、湧水流量、河川流量を再現した。崩壊発生時には河川流量は減水していたが、基岩内の地下水位と湧水流量は上昇中であったことが示された。針原川流域での水文観測結果に基づいて、湧水センサーから得られる湧水流量から次のような深層崩壊の警戒対応を提案した(図3-1.2)。①湧水流量が増加中の場合は、基岩内の地下水位が上昇中であり、崩壊の危険性も増加中である。また、②湧水流量が増加した状態が続く場合は、地下水排水システムの能力を超えた地下水が集中している可能性があり、基岩内の地下水位が上昇して崩壊の危険性が継続している。さらに、③湧水が急激に減少した場合は、地下水排水システムが地下侵食等で破壊された可能性があり、基岩内の地下水位が急上昇して崩壊発生の恐れが考えられる。以上の状況は降雨終了後も起こり得るので、警戒対応は継続する必要がある。警戒対応の解除は、湧水流量が初期の流量にゆっくりもどった時と考えている。③は深層崩壊発生の恐れのある斜面とその下流部の警戒対応であるが、①と②はさらに広範囲の流域や地域での警戒対応にも適用できると考える。以上のように監視する湧水センサーの情報は、湧水因子の変化が視覚的に分かりやすく提示されるように工夫した(図3-1.3)。

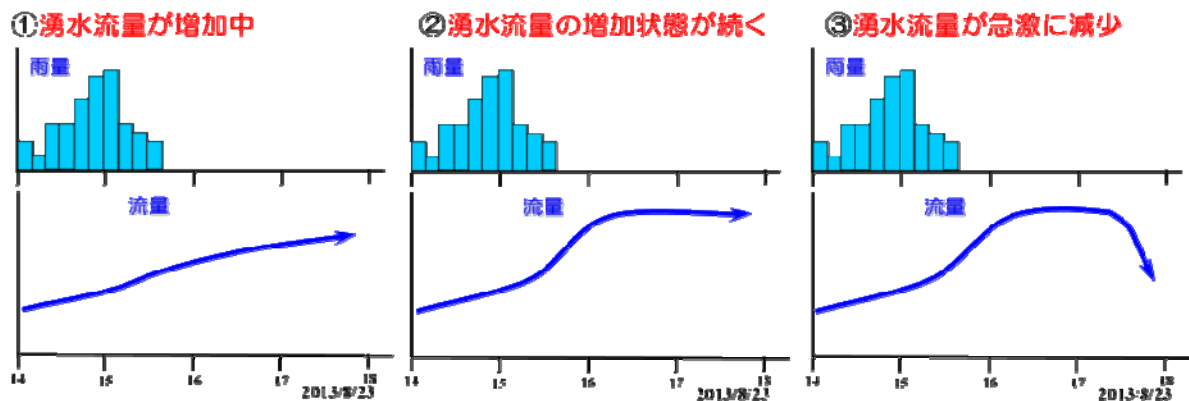


図 3-1.2 湧水センサーによる深層崩壊警戒対応の考え方

湧水センサー試験運用中 (熊本県五木村横手谷2)

ログアウト

CSVダウンロード

10分間隔 (1日)

1時間間隔 (4日)



2014年01月26日 (日) 11:26

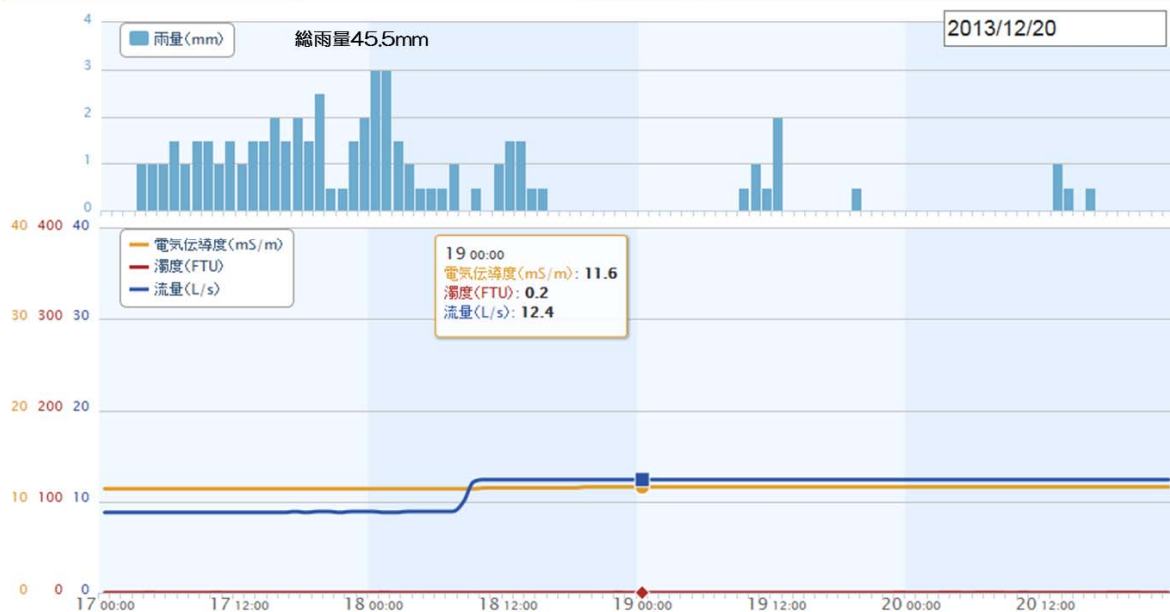


図 3-1.3 湧水センサー情報提示の Web 画面例

湧水センサーの試験運用を熊本県五木村横手谷で開始した。横手谷一帯の地質はいわゆる付加体と呼ばれる堆積岩地域であり、苦鉄質火山岩類・石灰岩・チャート・泥質岩が分布している。流域内にはいくつかの湧泉が分布し、多量の湧水が湧出している。湧水センサーは、流量が最も多い湧泉（図 3-1.4 の B 点、北緯 32° 26′ 11.70″，東経 130° 52′ 33.34″，標高 620m）に設置した。図 3-1.5 は湧水センサーの設置状況である。2013 年 7 月 12 日測定で、湧水流量 10.01ℓ/sec，水温 12.9℃，電気伝導度 12.1mS/m，pH8.1 であった。塩ビパイプ（VU150）からなる湧水センサーを勾配 2 度で固定し、粘土で漏水を防止した。塩ビパイプの内径は 15.4cm であり、最大流量は 43ℓ/s である。湧水センサーの近くには変換・記録装置，携帯電話伝送装置，電源装置，太陽電池を設置した。各測定値は 10 分間隔でデータロガーに記録され，同時に携帯電話を使ってサーバーへ送信されている。

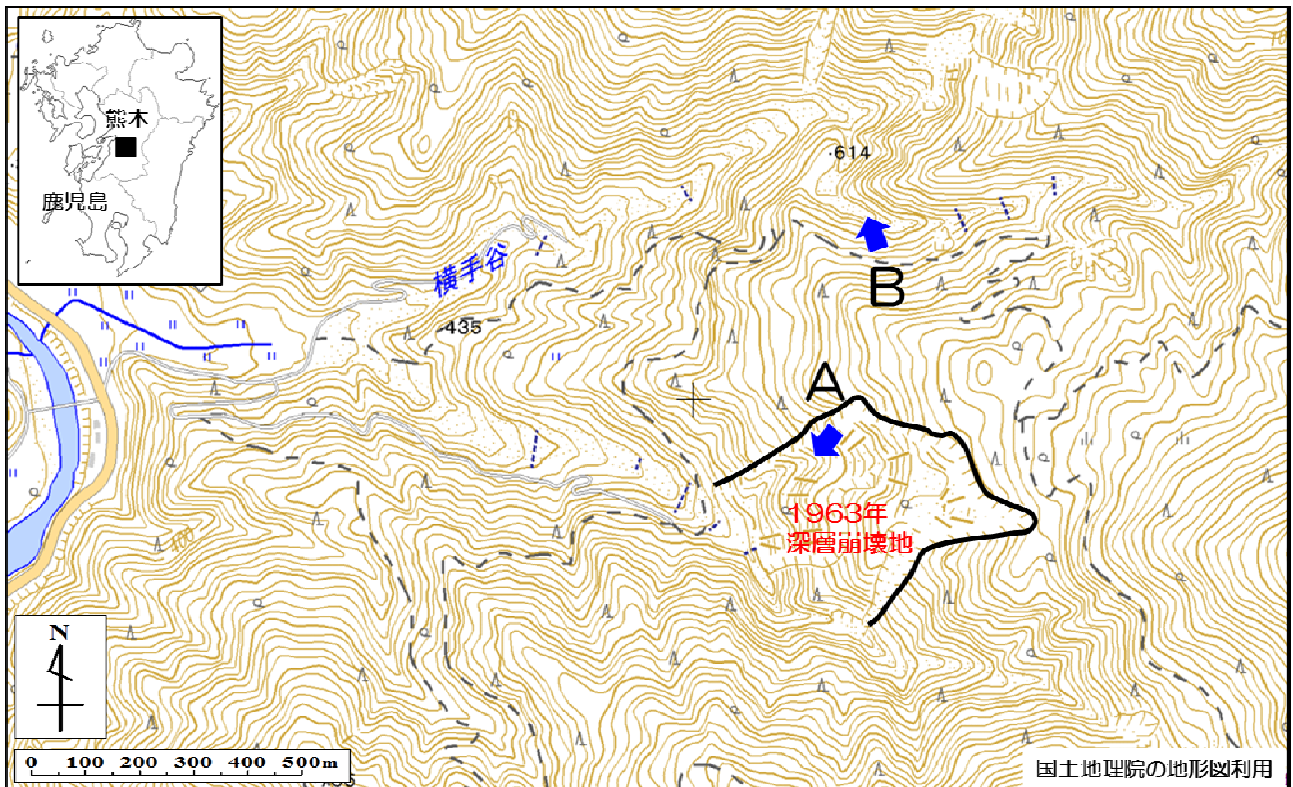


図 3-1.4 横手谷における湧水センサーの設置位置



図 3-1.5 湧水センサーの設置状況

(3-2) 物理水文プロセスに基づく基岩内地下水位変動の予測手法の検討

降雨に伴う深層崩壊は、基岩の内部に存在する地下水の水位（以下、基岩地下水位と呼ぶ）が臨界レベルを超えることによって引き起こされると考えられる。その発生タイミングには大きなばらつきがあることが知られており、降雨に対する基岩地下水位の応答に流域間や地点間の大きな違いがあることを示唆している。よって、個々の斜面の基岩地下水位の挙動を知ることが、崩壊危険箇所の抽出や警戒・避難体制の整備において極めて重要になると考えられる。

基岩地下水位は、地震を誘引とする深層崩壊にも深く関係しており、豪雨等によって基岩地下水位が大きな上昇を示している状態で地震が発生すると、そうでない場合よりも深層崩壊による被害が拡大するといわれている。つまり、基岩地下水位に関する情報は、地震を誘引とする深層崩壊の規模の推定においても重要となる。

基岩地下水位を把握するには、調査ボーリング孔を掘削するのが最も直接的で精度の高い方法であるが、手間やコストがかかり過ぎるという問題がある。そこで今回の技術研究開発では、基岩を介した降雨の浸透・流出プロセスを考慮した数理モデルについて検討した。

最初に、山地溪流や湧水の流出特性の調査結果に基づき、基岩地下水位の変動を推定することのできる物理モデルを開発した。降雨によって斜面にもたらされた雨水は、まず土層内を鉛直浸透する（図 3-2.1）。通常、基岩の透水性は土層の透水性よりも小さいため、一部の浸透雨水は基岩に浸み込むことができず、飽和側方流となって斜面に沿って流下する。残りの雨水成分は基岩内を鉛直浸透し、基岩地下水を涵養する。そしてこの基岩地下水が側方に流出し、河川の基底流量を涵養することになる。今回の技術研究開発では、以上のような降雨の浸透・流出プロセスを簡略化して取り扱うモデルを開発した（図 3-2.2）。まず土層から基岩にかけての降雨浸透プロセスについては、不飽和の土壤中を雨水が鉛直下向きに移動するものとして計算した。土層と基岩の境界面では、雨水の浸透強度が基岩の透水性を上回ると飽和面（地下水面）が計算されてくる。この一時的な地下水は、土層内を飽和側方流として流下すると考えられる為、一次元の浸透プロセスからは直ちに取り除き、土層内地下水を表現するためのタンクに流出させた。このタンクは、地下水位の二乗に比例して流出が発生する形状をしており、土層内の飽和流出プロセスによる流出波形の変換を表現している。一方、基岩に浸透し、基岩内を鉛直浸透した成分は、基岩の下端から流出して基岩地下水を表現するタンクに入る。このタンクも、地下水位の二乗に比例して流出が発生する形状をしており、このタンクでの波形変換を経た上で、基岩地下水が河川へと流出する。以上の計算を行うには、非線形性が極めて強い一次元の飽和・不飽和浸透基礎式（リチャーズ式）を解かねばならないが、解の収束性を高めた計算手法を導入することによって、PC でも十分に計算可能なモデルを開発した。山地溪流や湧水の流出データを用いて、モデル中のパラメータを推定した上で、基岩地下水位の変動を計算したところ、風化花崗岩ならびに付加体の堆積岩を地質とする流域で観測された実測値の挙動を再現することができた（図 3-2.3）。

上記の物理モデルを運用するには、対象となる地域の地形、地質、水文環境に関する情報や、土層や基岩の保水性・透水性データが予め必要となる。これらが整備された斜面は、現状では極めて限られている。そこで次に、適切な降雨指標を用いて基岩地下水位変動を再現する簡便な関数モデルの開発を行った。

ここでは、豪雨に伴う土砂災害発生危険度を評価する降雨指標として普及している実効雨量を使用した。半減期の長い実効雨量 $X1$ と半減期の短い実効雨量 $X2$ を組み合わせ、直線回帰によって地下水位を推定するモデル（線形モデル）と冪関数を用いて地下水位を推定するモデル（非線形モデル）を提示し、地下水位の再現計算を行った。また、線形モデルと非線形モデルのそれぞれで、実効雨量を 1 種類しか使用しない場合についても検討した。六甲山稜線で観測された基岩地下水位変動に上記の関数モデルを適用したところ、非線形モデルが非常に高い適合度を示すことがわかった（図 3-2.4）。2 種類の実効雨量の半減期は、それぞれ 1061.3 h、76.8 h となり、表層崩壊や土石流に対する警戒・避難の際に通常用いられる 72 h、1.5 h よりもかなり大きくなった。最適化された半減期を用いたスネーク曲線は、観測地下水位の変動と良好な対応を見せた。

これらのモデルを用いて、5 つの地域（六甲山稜線、六甲山山麓、与田切流域、針原流域、朝谷流域）の合計 25 地点で観測された基岩地下水位データを解析したところ、高い再現精度が得られることがわかった。14 地点では、1 種類の実効雨量を用いたモデルよりも 2 種類の実効雨量を組合わせたモデルの方が、観測地下水位変動を適切に再現できた。また 1 地点を除き、実効雨量と地下水位の関係を冪関数で表す非線形モデルが線形モデルよりも適切であった。

各地点について最適化された横軸半減期（長期雨量指標の半減期）は、17.9～1398.2 h と大きなバラ

ツキを示したが、ほとんどの地点において、通常用いられる 72 h よりも大きな値となった (図-3.2.5)。この結果は、深層崩壊の要因となる基岩地下水位変動を予測する上では、表層崩壊や土石流を予測する場合に比べ、より長期にわたる降雨の積算的影響を評価することが必要になることを示していた。ただし、与田切流域と朝谷流域では比較的小きな値となり、最適半減期の設定においては地域ごとの特徴に配慮する必要があることもわかった。

縦軸半減期 (短期雨量指標の半減期) については、全地点において、通常用いられる 1.5 h よりも大きな値となった (図 3-2.5)。横軸半減期の場合と同様に、朝谷流域で値が小さくなるという地域性がみられた。六甲山と針原流域については、通常は長期的な降雨指標として用いられる 72 h に近い値を示す場合が多いことがわかった。この結果は、表層崩壊や土石流を対象として経験的に定められた降雨指標が、基岩地下水の短期的な応答を示す指標に近いことを意味しており、表層崩壊や土石流の発生に基岩地下水が関与している可能性を示唆するものとして注目された。

以上の関数モデルは、降雨データのみから基岩地下水位変動を計算できるものであり、既往最大を超過した水位上昇を予測することによって、警戒・避難を判断するために有用な情報を提供できると考えられた。また地震発生時の基岩地下水位を求めることで、地震を誘因とする深層崩壊の被害規模を想定する際にも有用であると考えられた。

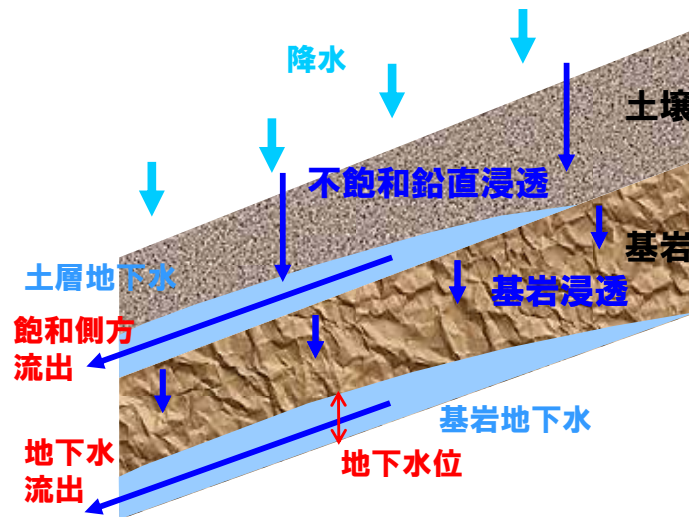


図 3-2.1 斜面における降雨流出の模式図

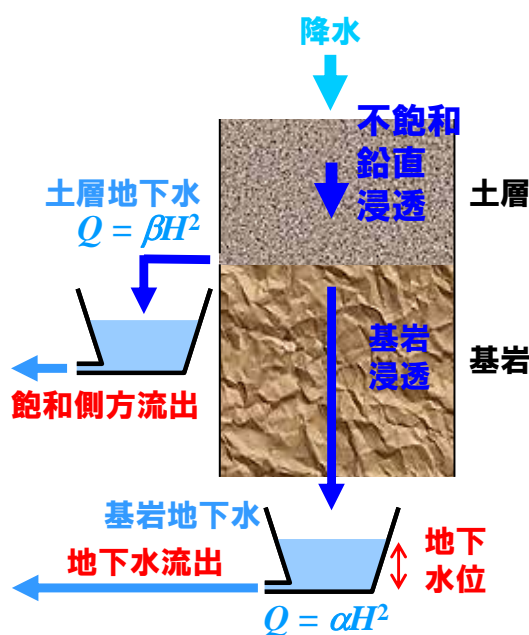


図 3-2.2 物理モデルの構造

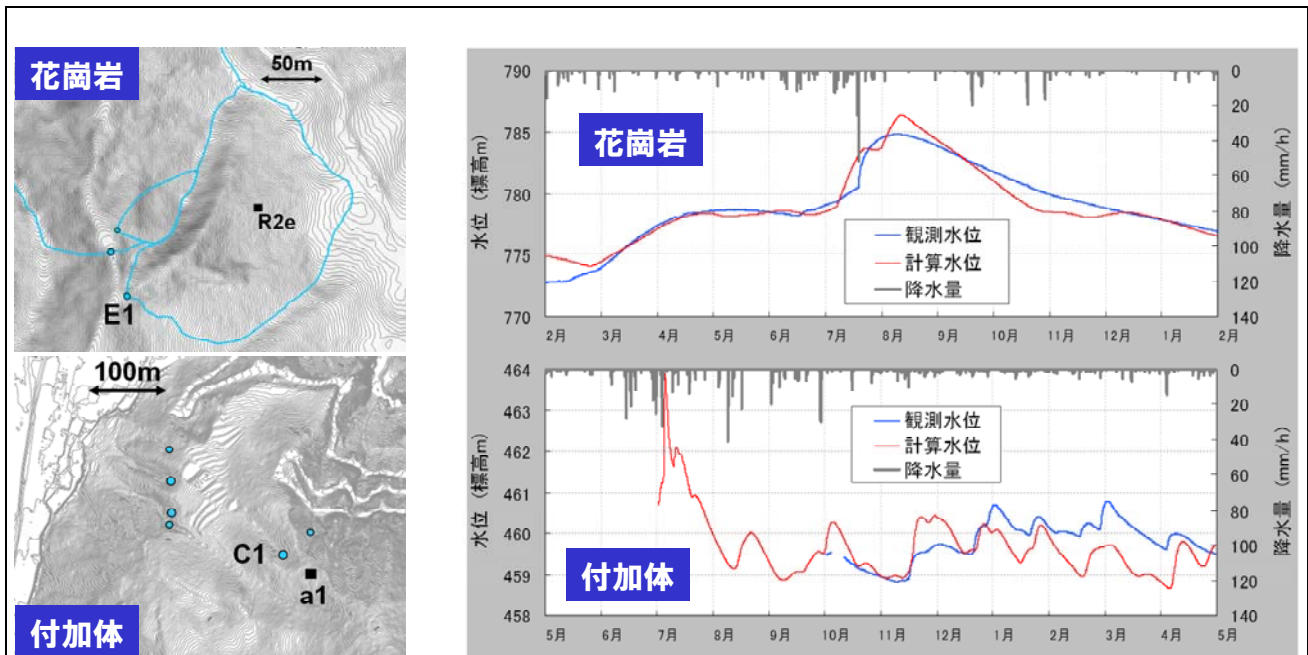


図 3-2.3 物理モデルによる基岩地下水位の算定結果

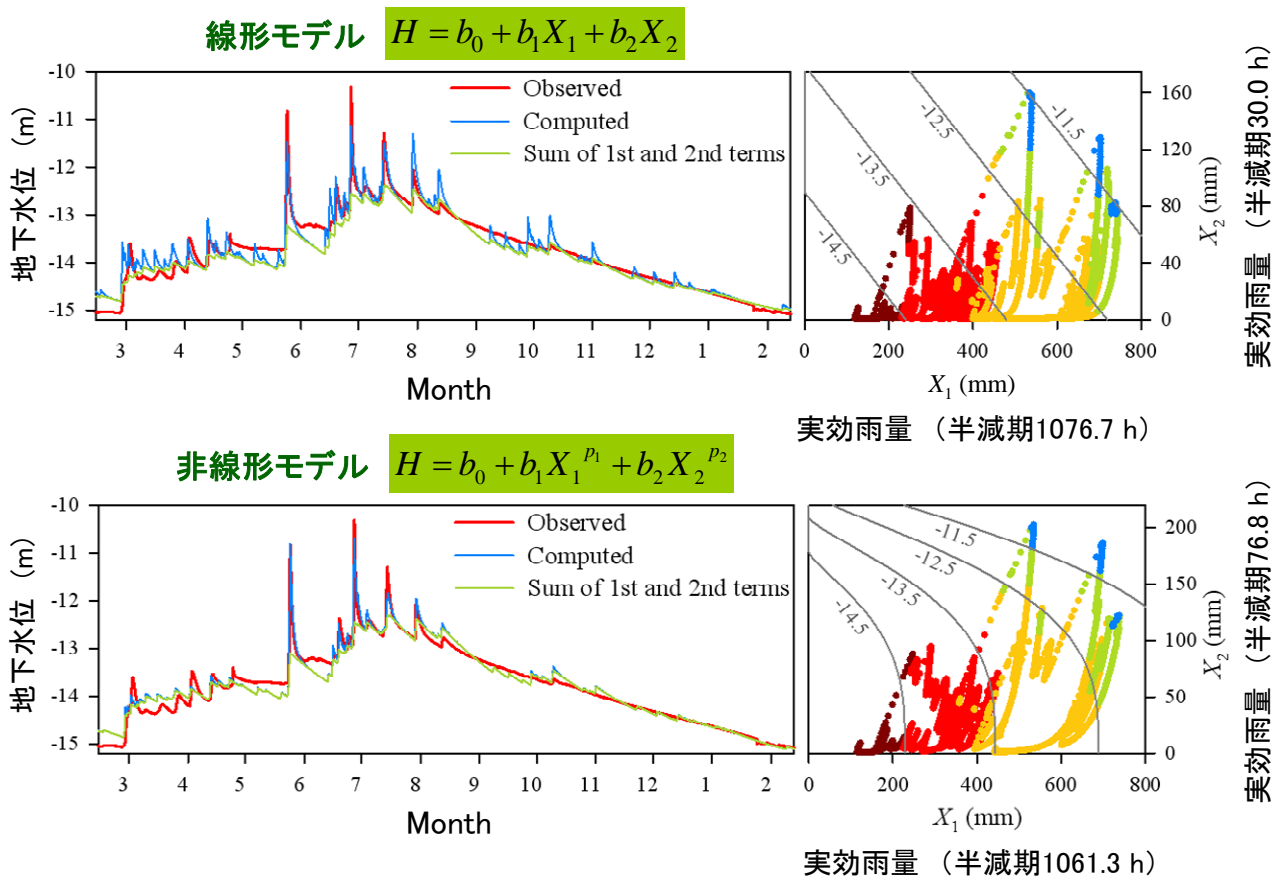


図 3-2.4 関数モデルによる基岩地下水位の算定結果

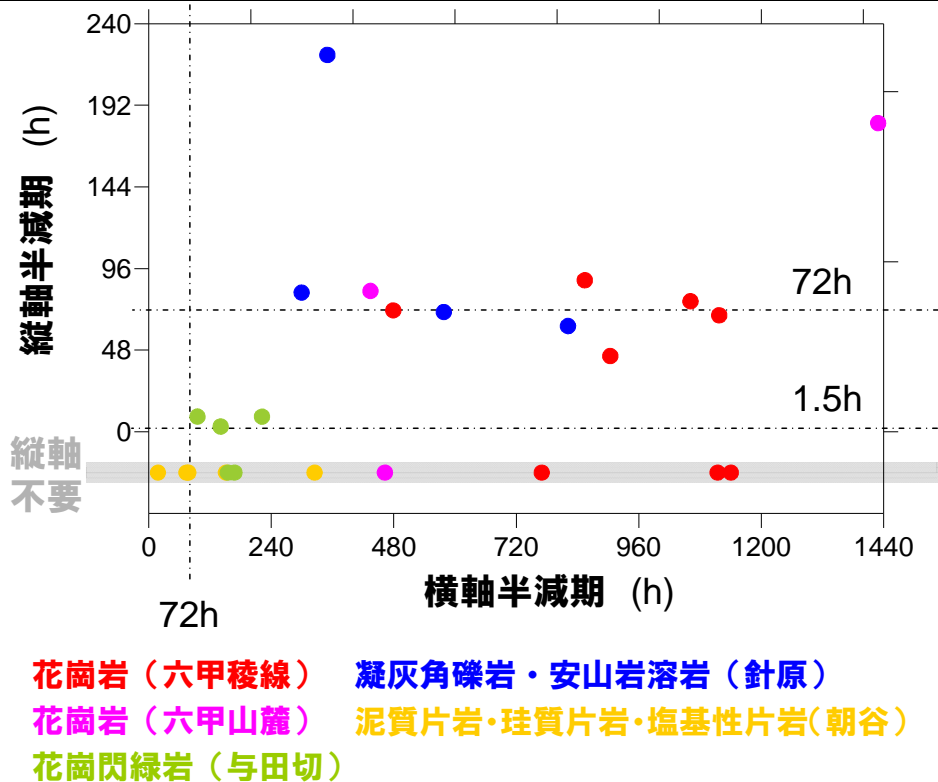


図 3-2.5 関数モデルで用いる実効雨量半減期の最適値

⑦今後の課題・展望

(1) 深層崩壊の発生危険斜面の抽出手法の開発

(1-1) 深層崩壊の発生危険斜面の地質的抽出手法の検討

本研究の結果、深層崩壊のほとんどはあらかじめ航空レーザー計測によって検出可能な重力斜面変形に先行されること、また、重力斜面変形のタイプは地質構造に関係することが明らかになった。すなわち、航空レーザー計測によって 1m メッシュ程度の高解像度 DEM を取得し、画像化して重力変形地形の特徴を明らかにし、地質踏査によって得られる概略地質構造情報と併せて検討することにより、深層崩壊発生危険箇所を抽出することが可能であることがわかった。

本章に述べた深層崩壊発生危険斜面の抽出手法は、これらの特徴に基づくものであり、少なくとも、破断層や小断層の発達する付加体の地層からなる地域では汎用性があるものと考えられる。また、整然層で生じる深層崩壊の内、事前に地層が座屈変形をしている場合の判断指標は、紀伊山地や台湾などで発生した事例をもとにしており、これも汎用性があると判断できる。ただし、本手法の検証事例は未だに十分ではなく、今後さまざまに改善される必要がある。

ここで提案した指標は、かなり定性的な試案であることに注意する必要がある。たとえば、不規則な凹凸斜面によって示される重力変形斜面は、崩壊のすべり層が未だに発達途上にあり、その発達とともに斜面上部に眉形の小崖が形成され、成長した段階で連続的なすべり層が形成される、つまり、深層崩壊の発生準備が整ったと考えられるが、その発達程度の判断について十分な指標ができていない。ただし、これは、おそらく斜面の内部構造に依存して、一定値を設定することは難しいように思える。また、眉形の小崖に加えて斜面下部に崩壊がある場合には、深層崩壊発生の危険度がさらに上がると判断できるが、この崩壊の程度も定量的な評価は難しい段階にある。

2011 年台風 12 号によって発生した深層崩壊と同様の地形的特徴と地質構造を持つ斜面でも、実際には崩壊していない斜面もあった。これは、個々の斜面の特有の性質や降雨パターンの局所的な違いや力学的釣合の微妙なバランスによる可能性もあり、指標としたものの信頼性が低いことを示すものとは一概には言えない。

結局のところ、深層崩壊が発生するか否かは、様々な要因によると考えられることから、前述した試案は定性的なものにとどまり、これをさらに定量的な指標として広範囲に適用することは、現在のところ困難であると考えられる。また、実際の重力斜面変形には広範な変形斜面の中に局所的に不安定な領域が形成されていることも十分に考えられることから、一つの重力変形斜面をさらに細分して深層崩壊発生危険度を評価することも必要であると考ええる。

(1-2) 流出・水質データを活用した深層崩壊の発生危険斜面の抽出手法の開発

多くの深層崩壊発生地で多量の地下水流出が確認されている。多量の地下水が集中する構造をもつ斜面は、地下水の排水システムが地下侵食等で破壊されたり、異常な大雨により排水能力を超える地下水が集中したりすると、基岩内で地下水圧が上昇して深層崩壊発生の可能性が高まることが予想される。本課題では、溪流縦断方向の渓流水 EC を測定して地下水が集中している流域や斜面を抽出する手法を提案し、九州山地、鰐塚山地、四国山地、紀伊山地の堆積岩地域や九州の火山岩地域における検証事例を示した。

火山岩地域にみられる深層崩壊は、堆積構造や風化度の差異による透水層と難透水層の境界部で発生する 경우가多く、深層崩壊発生の危険斜面抽出にはそういった地質の特徴と湧水の分布を把握することが重要なポイントとなる。提案した溪流縦断方向の渓流水 EC 調査は湧水分布の把握に有効であり、全国に分布する火山岩地域における深層崩壊発生の危険斜面抽出にも応用できると考える。

一方、付加体の分布域では、堆積岩地域の特徴として岩盤クリープによる微地形の判読が重要になると思われるが、付加体にはメランジュとして示される非常に複雑な地層があり、地下水の集中箇所がみられることがある。メランジュのように複雑な地質体が分布する区域では湧水情報を重ねていくことがより効果的な手段となるであろう。この際も提案した手法による湧水分布の把握が役立つと考える。提案した手法は、地形・地質情報の分析から進められている深層崩壊発生の恐れがある溪流抽出のマニュアル（土木研究所，2008）に水文情報に基づく分析を加えるものと考えている。

ポータブル EC 計で簡単に測定できる渓流水 EC は広域調査に適しており、その分布図は深層崩壊発生場を抽出するひとつの情報になり得ると考える。渓流水 EC 測定の留意点として、渓流水調査は溪流への地下水流入位置が明瞭になる低水期の実施が効果的であることがあげられる。また、渓流水 EC は人家、農地、畜産施設などの排水の影響を受ける場合がある。さらに鉱泉によって渓流水 EC が局部的に高くなる場合もある。このような場合はイオン濃度測定等による水質のチェックが必要であり、調査法については今後検討が必要である。今回実施した渓流水の流量や SiO_2 濃度の測定もそのひとつの方法であろう。

渓流水 EC は地質によって値が変化すると考えられることから、さらに各地で検証データを蓄積し、地質ごとの渓流水 EC の分布特性を明らかにする必要がある。

渓流水 EC 分布図から地下水が集中している流域や斜面を絞り込んだ後、専門家が詳細な調査を行う手順を考えているが、専門家が行う調査内容については詳細な検討が必要である。また、渓流水 EC と地形・地質情報による深層崩壊発生の恐れがある溪流を重ね合わせた分布図の評価法についての検討も重要な課題である。

渓流水 EC という水文情報に基づいて抽出した深層崩壊発生の危険度が高い流域や斜面の分布図と地形・地質情報に基づいた深層崩壊発生の危険度の分布図を重ね合わせることによって深層崩壊発生場の予測精度が高まると考える。

(1-3) 航空レーザー測量を活用した深層崩壊の前兆現象の抽出手法の開発

この 3 年間の研究により、高知県で発生した深層崩壊の事例を収集し、航空レーザー測量結果を 1mDEM で表した地形表現図により、深層崩壊の発生しやすい斜面の（微）地形的な特徴を検討した。これにより、高知県内で深層崩壊の発生した斜面の微地形的な特徴を把握することができ、航空レーザー測量の結果を 1mDEM で表した地形表現図を用いて、このような微地形的特徴を有する斜面を抽出することによって、深層崩壊の発生の危険性のある斜面を抽出できると考える。今回抽出した深層崩壊に関連する微地形は、地形表現図上で目視により抽出したが、将来ある程度広い範囲でこれらの地形を抽出する際には、自動抽出の必要性が出てくると考えられる。よってどのように自動抽出を行うかを検討する必要がある。

また今回抽出した微地形を判定要因として、斜面毎の深層崩壊発生危険度の判定システムを構築することも考える必要がある。その際は、上記の微地形の自動抽出も必要であるが、そもそも危険度判定の

単位斜面の取り方を考えなければならない。単位斜面の取り方によって結果が影響を受けると考えられる。また危険度判定システムを構築するには、さらに多くの深層崩壊事例を収集して判定のための要因としての地形的な特徴の抽出を今回の報告と同様な手法で行う必要がある。また判定要因の重み付けの検討を統計的手法により行う必要がある。これらが今後地形要因を用いた深層崩壊発生危険度判定システムの構築に必要である。

(2) 深層崩壊の規模ごとの発生頻度の定量化手法の開発

本開発手法を用いることにより、「深層崩壊の発生の恐れのある溪流抽出マニュアル(案)」(土木研究所, 2008)をもとに、全国各地で進められている深層崩壊痕跡の特定、深層崩壊密度マップについて、頻度の情報を与えることができると考えられた。とくに、1万5千年前以降に降下した火山灰について、その分布と深層崩壊密度分布の関係から、年代測定法の適応可能地域の選定を行ったところ、北海道日高山地、北関東地域、南九州地域が該当しており、これらの地域における深層崩壊痕跡への年代推定では、本手法は有効であると考えられた。

今回の調査結果から、現在全国各地で判読が進められている深層崩壊痕跡については、もっとも古ものでも9000年前に形成されたものが存在する可能性が示唆できた。これまでに深層崩壊密度マップにより年代特定が行われているが、これらの密度は、数千年前からの積算による深層崩壊の発生を反映された結果であると考えられる。このように、これまでに、年代がまったく不確定の痕跡に対して、発生年代もしくは年代幅が与えられたことにより、密度マップへの時間的な意味づけが可能となった。

これらの手法により、深層崩壊の形成年代のデータを与えることが可能であるものの、現地の土壌断面掘削と火山灰の同定を行うためには、地域ごとの火山灰の堆積状況などのアーカイブ化なども必要である。火山灰層の現地での判定には、ある程度の熟練も必要である。そのため、各堆積火山灰の特徴などを形状や質、色、堆積厚、火山ガラスの状態などについて、地域ごとに資料を取りそろえるなどのアーカイブ化(データベース化)することが重要となる。このような、現地情報のデータベースを用いることで、現地での作業や判定を容易化し、広範囲を複数のグループで同時に調査できるような調査も可能になると考えられた。今後の調査では、多くの深層崩壊痕跡について、面的に調査を行う必要があり、複数のグループで同時に調査し、効率的に規模と頻度情報を取得できるようにするなどの手順などを検討していく必要がある。これらの手順の整備により、各地方整備局などを中心として、本調査手法の適用による深層崩壊の発生年代推定を行うことが可能と考えられた。

また、深層崩壊を含めた流域の土砂移動履歴の特定には、火山灰編年法や木片などの炭素同位体年代測定法などのそれぞれの長所と短所を理解した上で、それらの組み合わせにより検討する必要がある。空中写真判読による痕跡調査は広域を網羅的に調査する上では有効であるが、レーザープロファイルデータを併用した地形解析を行うことによって、深層崩壊痕跡の発生箇所の特異性や、地形変量の解析に対して、年代特定を行う事が可能となると考えられた。斜面によってはテフラの混在の可能性もあることから、火山ガラスなどの分析などにより、火山灰の同定手法についても検討する必要がある。

(3) 深層崩壊に対する避難基準の策定手法の開発

(3-1) 深層崩壊の警戒避難支援のためのセンサー開発

深層崩壊は表層崩壊より多量の雨量で発生するが、深い地下水が関係しているために降雨がやんでから発生することもあり、これまでのような雨量からの警戒対応には限界があると思っている。深層崩壊地の現地調査によると、多くの発生箇所では湧水がみられ、湧水流量は斜面の基岩内の地下水位とよく対

今後の課題

- ▶ 深層崩壊痕跡に対して、**年代(もしくは年代幅)**を与えることができ、**手法を提案**できた。
- ▶ 今後、本手法の**適用可能地域**を中心に、**広域調査**を展開する必要もある。
- ▶ ただし、現地の土壌断面掘削と火山灰の同定を行うためには、地域ごとの火山灰の堆積状況について、**土壌断面写真、火山灰堆積状況とその特徴などをアーカイブ化(データベース化)**する必要がある。
- ▶ アーカイブ化により、**現地作業の簡略化、堆積火山灰の判定の容易化と的確化**により、広範囲を複数のグループで同時に調査し、**効率的に規模と頻度情報**を取得できるようになる。

今後の課題

応していた。深層崩壊は基岩内の地下水位が限界を超えたときに発生する。湧水は、基岩内の地下水の状態を反映しており、深層崩壊発生時期を予測する重要な因子のひとつである。この湧水を指標にして深層崩壊発生の危険性を判断し、警戒避難を支援するための湧水センサーを開発した。

深層崩壊発生の危険が指摘された地域において、湧水センサーの普及を図るために、センサーの流量測定部は安価で、修理や交換が容易な塩ビパイプを使った電極式の水圧計を用いることとし、湧泉に簡単に設置できる構造とした。また湧水流量に合わせて塩ビパイプの大きさを決められるようにしたので汎用性が高い。さらに、電気伝導度、濁度等を測定するセンサーを取り付けたパイプを連結することも可能であり、湧水に関する各種データを取得できるようにした。

現在、熊本県五木村横手谷において湧水センサーの実証実験を継続しているが、その観測結果に基づいて下記のような課題を解決したい。

①湧水を指標にして深層崩壊発生の危険性を判断する場合、湧水監視地点の選定のために地質・地質構造の把握が重要であり、その調査法について検討する。

②現在、電源に太陽電池を用いているが、山地溪流は日照時間が十分に確保できない場所が多く太陽電池以外の電源装置（たとえば、湧水を利用した小型水力発電装置など）の活用を検討する。

③深層崩壊警戒対応の考え方については、大雨時のデータを蓄積してより適切な判断ができるように改良する。また、深層崩壊に対する警報を出す湧水流量の変化の閾値についても検討する。

④電気伝導度や濁度の深層崩壊警戒対応への活用について検討する。

⑤湧水データと基岩内の地下水位データを同時に観測することができれば、湧水センサーを用いた危険性の判断の理論的な解析を行う。

以上のような課題を解決すると同時に、各地の深層崩壊発生の危険が指摘された地域において湧水センサーの実証実験を行うことによって、深層崩壊の警戒避難支援に役立つ装置となり、深層崩壊に対する警戒避難体制の整備・強化につながると考えている。

（3-2）物理水文プロセスに基づく基岩内地下水位変動の予測手法の検討

飽和・不飽和浸透計算を組み込んだ物理モデルによる基岩地下水位解析に関しては、計算に必要な入力データ（モデルパラメータや計算の初期条件・境界条件に関する情報）を各種斜面で整備していくことにより、モデルのパフォーマンスを向上させることが課題である。平成 17 年に九州南部で発生した深層崩壊や、平成 23 年に紀伊山地で発生した深層崩壊の跡地では、国土交通省、地方自治体、研究機関により、精力的な地質・水文調査が実施・継続されている。これらの調査結果を有効活用することにより、モデルパフォーマンスの向上が図れると考えられる。

現時点では、実効雨量を指標として基岩地下水位変動を再現することを目的として開発した関数モデルを、警戒・避難体制の整備に活用することが有効だと考えられる。降雨に伴う斜面崩壊の誘因は、雨水の供給による斜面の水分状態の変化である。これには、含水率が増えることによる重量増加や力学強度低下も含まれるが、最も影響が大きいのは、地下水位上昇による間隙水圧の増加である。地下水位が上昇すればするほど崩壊の危険性が大きくなることは、力学的な斜面安定解析により示されている。ここで、自然斜面の土壌や基岩の強度（内部摩擦角や粘着力）を、その空間分布まで含めて正確に把握することは困難であることから、地下水位が「既往最大値」を超えて上昇している場合には、対象斜面は「いつ崩れてもおかしくない」状態に置かれていると考えるべきであろう。このことから、「地下水位の既往最大値超過」を警戒・避難体制の基準とすることが、合理的な方法の一つと考えられる。

今回の技術研究開発の成果として、半減期を最適化した実効雨量を用いれば基岩地下水位変動を予測できることが示された。ただし、最適な半減期の値は地域ごと、斜面ごと、地点ごとに異なっている。そこで「あらゆる半減期を持つ実効雨量について、既往最大値超過を判定する手法」を、捕捉率を 100% とする合理的な手法の一つとして提案することができよう。例として図 3-2.1 には、紀伊半島大水害時の雨量データと深層崩壊の発生状況を示した。図 3-2.2 は、実効雨量の半減期（横軸）を連続的に変化させ、それぞれの実効雨量について、既往 30 年間の最大値に対する比（縦軸）を表示したものであり、図 3-2.1 の各時刻における既往最大値超過状況を示している。深層崩壊が発生した時刻には、半減期の長い実効雨量が既往最大値を大きく超過していることがわかる。このような解析手法を、包括的な土砂災害危険度評価に発展させていくことが今後の課題だと考えている。

ただし、より根本的で最も確実な方法は、危険斜面における基岩地下水位の直接的なモニタリングである。よって、重要な保全対象施設の背後斜面などでは、深層崩壊の警戒・避難の情報を得るための調査ボーリング・観測井戸の設置を、より積極的に進める必要があると考える。

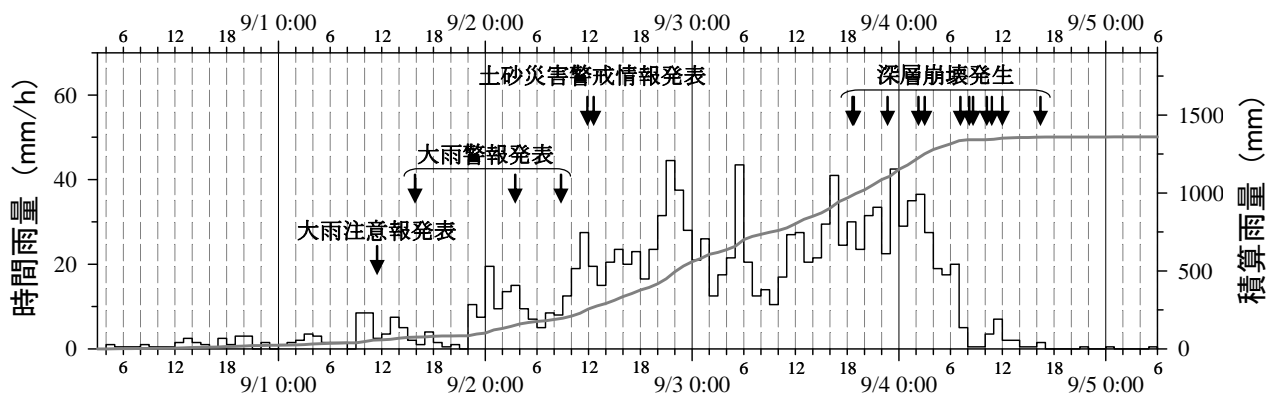


図 3-2.1 紀伊半島大水害時のハイエトグラフ

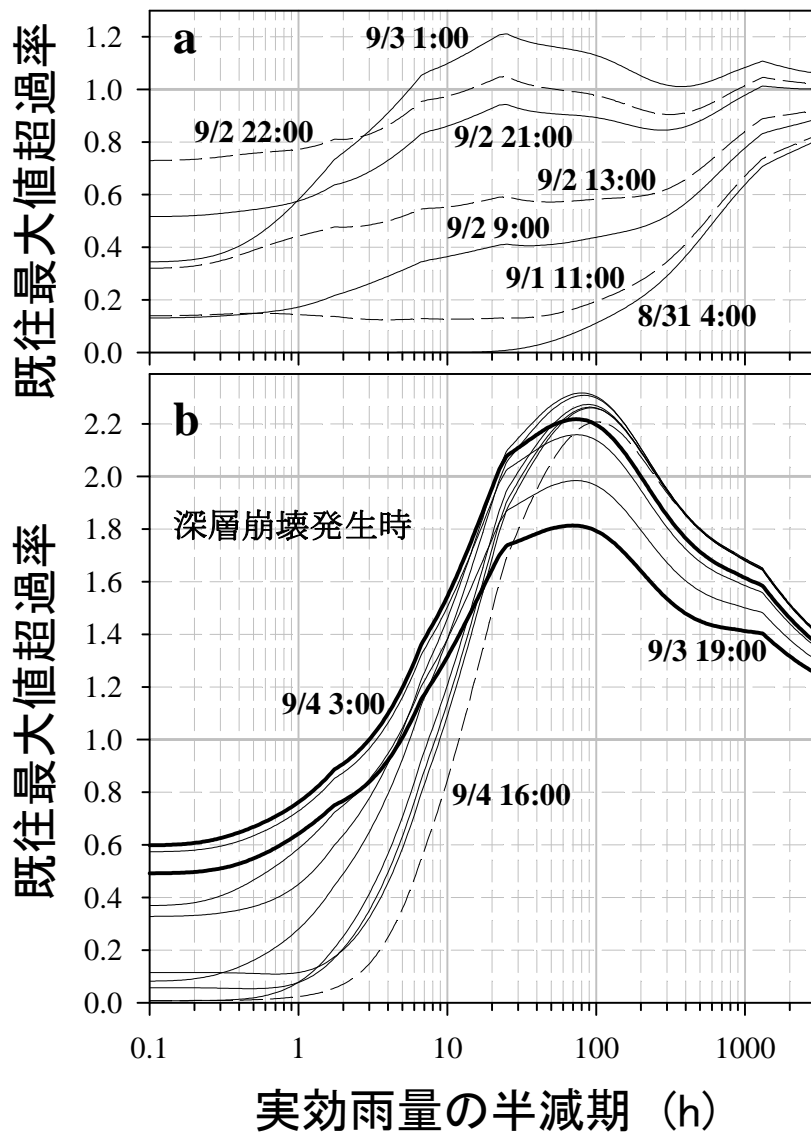


図 3-2.2 実効雨量既往最大値超過判定図