

地表変動

千木良雅弘¹・松四雄騎²・堤大三³・王功輝⁴・松浦純生⁵・土井一生⁶・
橋本学⁷・釜井俊孝⁸

^{1, 2, 5} 地盤災害研究部門

³ 流域災害研究センター

^{4, 6, 8} 斜面災害研究センター

⁷ 地震予知研究センター

2017 年 7 月の九州北部豪雨による斜面崩壊について、多面的な研究を行った。その結果、崩壊は特に 3 時間雨量が 200 mm 以上の個所に多かったこと、花崗閃緑岩と泥質片岩地域でそれぞれの風化および重力変形過程を反映し、崩壊が多かったことが明らかになった。花崗閃緑岩の表層崩壊は、土層形成のモデル化によって長期的な評価が可能である見通しが得られた。降雨浸透過程と斜面の安定解析を組み合わせた数値解析は進行中である。大規模な崩壊は、地震計記録によって大まかな場所を決定された。また、SAR によって、広域的な斜面の“荒れ具合”を見積もれる可能性が示唆された。流木が多かったのは、崩壊の多くが樹木根の到達深度よりも深かったことと、大径木が大量に残されていたことに起因している。

Key Words: rainstorm, landslide, granodiorite, pelitic schist, SAR, landslide dam

1. 概要

2017 年九州北部豪雨災害は、豪雨による膨大な数の斜面崩壊と土石流、さらには出水による災害であった。本災害は福岡県朝倉市、東峰村、大分県日田市にまたがる中山間地で発生し、人的被害は死者 37 名行方不明者 4 名とともに、林地や耕作地への甚大な被害が発生した。発生した斜面崩壊の多くは深さ 1m~5m 程度の表層崩壊であったが、基盤岩まで崩壊する深層崩壊もいくつか発生し、また、河道閉塞も生じた。被災地は林業の盛んな地域でもあり、斜面崩壊と溪岸侵食によって大量の材木

について記述する。

本災害を引き起こした降雨は、7 月 5 日から 6 日にかけてのものであり、特に 7 月 5 日の午後強い降雨が引き続いた。被災地の朝倉では、5 日の午後約 500 mm の降雨があり、最大時間雨量 106 mm に達した(図-1-1)。東西 25km、南北 15km の範囲で斜面崩壊と土砂流出が生じた。特に強い降雨のあった朝倉市から東峰村にかけて、幅 4 km、長さ 12km の範囲に特に密集した斜面崩壊が発生した。

本章の各節の筆者は、地質、地形、水文、地震、リモートセンシングを専門とするメンバーであり、本災害発生前より、多くの地表変動による災害について研究を続けてきた。本災害後も、現地調査、室内分析・解析を行った。本章は、次のような構成になっている。

- 2 崩壊と地質との関係(千木良)
- 3 崩壊発生の水文地形過程と長期的な土層形成と崩壊について(特に花崗閃緑岩地域を対象として)(松四)
- 4 崩壊発生機構について、小野地区の大規模な深層崩壊と赤谷の花崗閃緑岩の小規模な崩壊を対象とした数値解析(堤)
- 5 小野地区の崩壊の発生・運動機構および 2 次災害(王)
- 6 山地斜面の植生と斜面崩壊(松浦)
- 7 地震記録による地表変動の検出(土井)

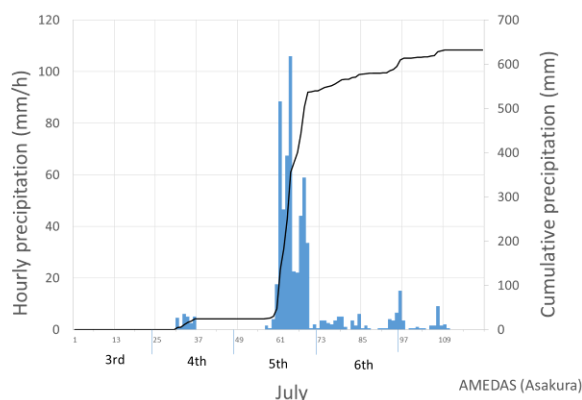


図-1-1 朝倉のハイレートグラフ (AMEDAS, 朝倉)

が流出した。本章では、斜面崩壊を主とする地表変動に

8. 衛星データによる地表変動の検出(橋本)
9. 林業の衰退と流木の起源について(釜井)

研究期間が短いため、未だに検討途中のものもあるが、現段階でとりまとめ、今後の課題を洗い出したい。

2. 斜面崩壊と地質

千木良雅弘

協力者：凌斯祥

(1) はじめに

福岡県朝倉市、東峰村、大分県日田市の被災地は、最高標高約 600m の中山間地で、南部を筑後川が東から西に流下し、筑後川の谷は大分―福岡県境から西に向けて広がっている。筑後川の河床レベルは 40-50m である。当該地域の地質は、古い方から、ジュラ紀の周防変成岩類、それに貫入した白亜紀の杷木花崗閃緑岩、それらを覆う古第三紀の堆積岩類と新第三紀の火山岩類からなる(北野・池田, 2012)¹⁾。この地域の地質図としては、縮尺 20 万分の 1 地質図幅「福岡」²⁾と縮尺 7 万 5 千分の 1 地質図幅「豆田」³⁾とがあり、地質調査所のシームレス地質図は 20 万分の 1 地質図幅をもとにしている。しかしながら、筆者らが調査した結果では、詳細な地質分布に

ついては、豆田図幅の方が正確であった。そのため、以降の地質と崩壊との関係などについては、豆田図幅を用いた。その際、筆者らの調査によって地質境界などを多少修正した。

調査にあたっては、地理院地図に提供されている災害後の正射画像、その判読図を参考にして、崩壊源を判読した。また、災害前後の 1m メッシュの DEM を用いて地形変化を分析した。これは国土交通省九州地方整備局によって取得されたもので、2017 年 1 月および 10 月に取得されたものである。現地調査は、7 月 15-17 日、9 月 5-7 日、および 1 月 26-30 日に行った。調査箇所は、西側から東に向けて、妙見川、奈良ヶ谷川、黒川上流、堂所山、赤谷川(正信、真竹、杷木赤谷、乙石)、日田市鶴河内、そして日田市小野である。

(2) 降雨状況と斜面崩壊

地理院地図の正射像判読によれば、合計 3925 か所の崩壊が判読され、それと降雨量の分布と比較した。

国土交通省の運用している XRAIN から 7 月 5 日の雨量データを取得し、7 月 5 日の合計雨量、7 月 5 日の中の 3 時間最大雨量、4 時間最大雨量、5 時間最大雨量を

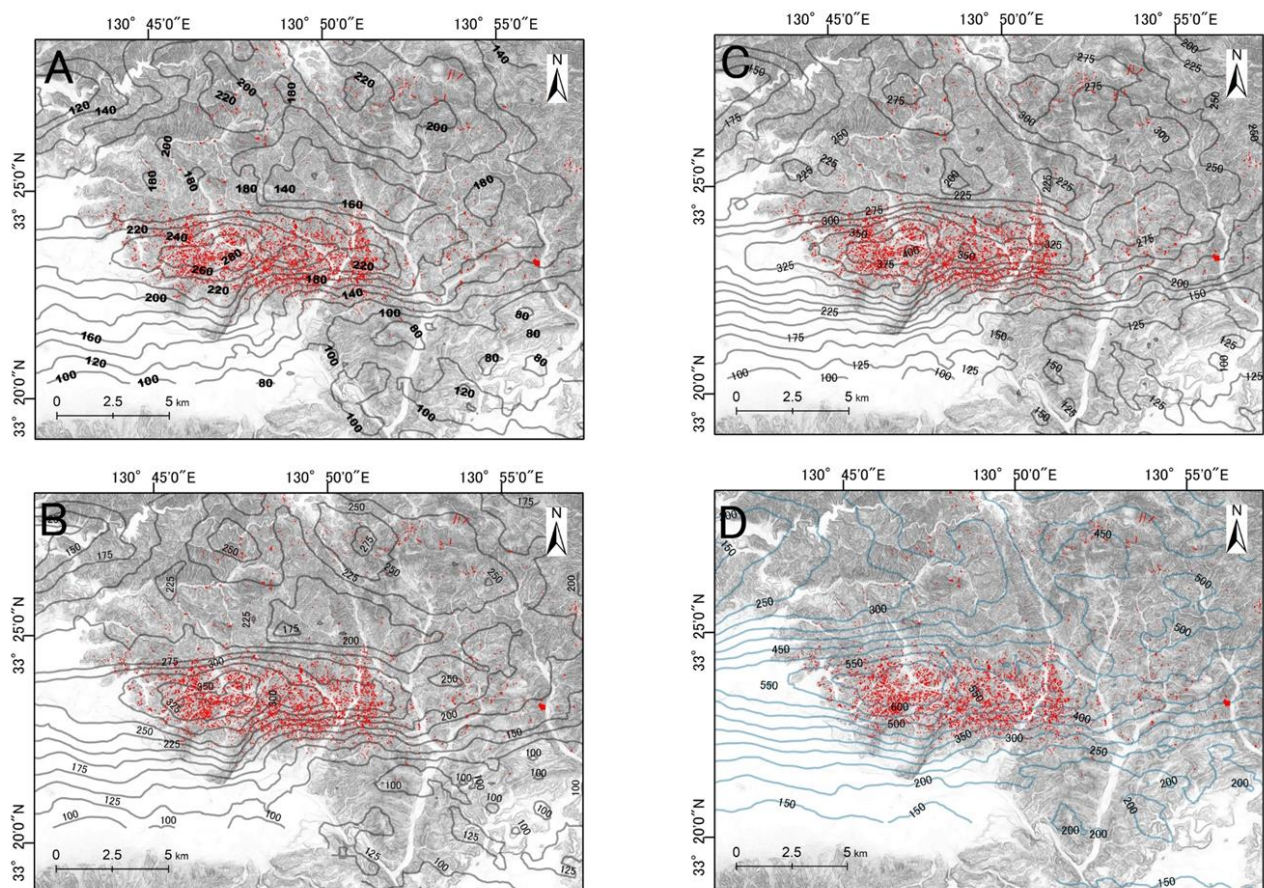


図-2-1 XRAINによる7月5日の降雨量分布。A:3時間最大雨量。B:4時間最大雨量。C: 5時間最大雨量。D:7月5日の合計雨量。いずれの降雨量分布も同様のパターンを示す。

計算し、崩壊の分布と重ね合わせて図示した(図 2-1)。
これによれば、降雨パターンはいずれも同様に、崩壊の密集地域で多量の降雨があったことを示していた。そのため、どの降雨が崩壊の発生に最も強く影響したのかは定かではない。一方で、2014 年広島豪雨災害の時には 3 時間降雨量が崩壊の発生と密接に関係していたことがわかっている(松四他, 2015) ⁴⁾。図-2-1A は 3 時間最大降雨量の分布であるが、これによれば、3 時間降雨量が 200 mm 以上の領域に崩壊が多数発生したことがわかる。崩壊密集地域は、南北の幅 4 km、東西の長さ 12km の範囲であった。

(3) 崩壊と地質との関係

図-2-2 に、地質と崩壊の分布を示す。泥質片岩は花崗閃緑岩との境界から数百メートル接触変成作用によってホルンフェルス化しているが、赤谷川の東側では両者は断層で接している。この断層は赤谷北方の葛生では、幅 50m のカタクレイサイト化帯を伴っていた。また、赤谷の真竹東方では、図-2-2 から、崩壊が泥質片岩地域と花崗閃緑岩地域に密集して発生したことがわかる。ただし、これは、3 時間降雨量が 200 mm 以上の地域とほぼ重なる。

図の東部は火山岩類が分布し、崩壊の密度は相対的に小さいが、雨量も西部に比べて少ない。なお、泥質片岩と花崗閃緑岩との境界は基本的には貫入関係で、前者は後者の接触変成作用を受けている。ただし、赤谷川の東側では、両者は断層で接し、赤谷川北方の葛生では、幅 50m のカタクレイサイト帯が認められた。また、赤谷川の真竹東方でもガウジを伴う破碎帯が確認された。

図-2-2 の内、3 時間雨量が 200 mm 以上の地域で、崩壊が密集して発生した範囲について、地質毎の崩壊発生数と密度とを計算した。その結果、図-2-3 に示すように、花崗閃緑岩地域では 942 個の崩壊が 89/km² の密度で発生し、泥質片岩地域では 1216 個の崩壊が 77/km² の密度で発生したことがわかった。次に崩壊の数が多かったのは、緑色片岩の 158 個と少なかったが、この場合、密度は 63 個/km² と大きかった。

泥質片岩と花崗閃緑岩とを比較すると、泥質片岩の崩壊の方が広くて深いことがわかる(図-2-4)。崩壊の源の面積を比較すると、花崗閃緑岩地域で平均 806m²、泥質片岩地域で平均 1130m² であった(図-2-5)。

(a) 泥質片岩地域の崩壊

泥質片岩は、花崗閃緑岩との境界付近数 100m はホル

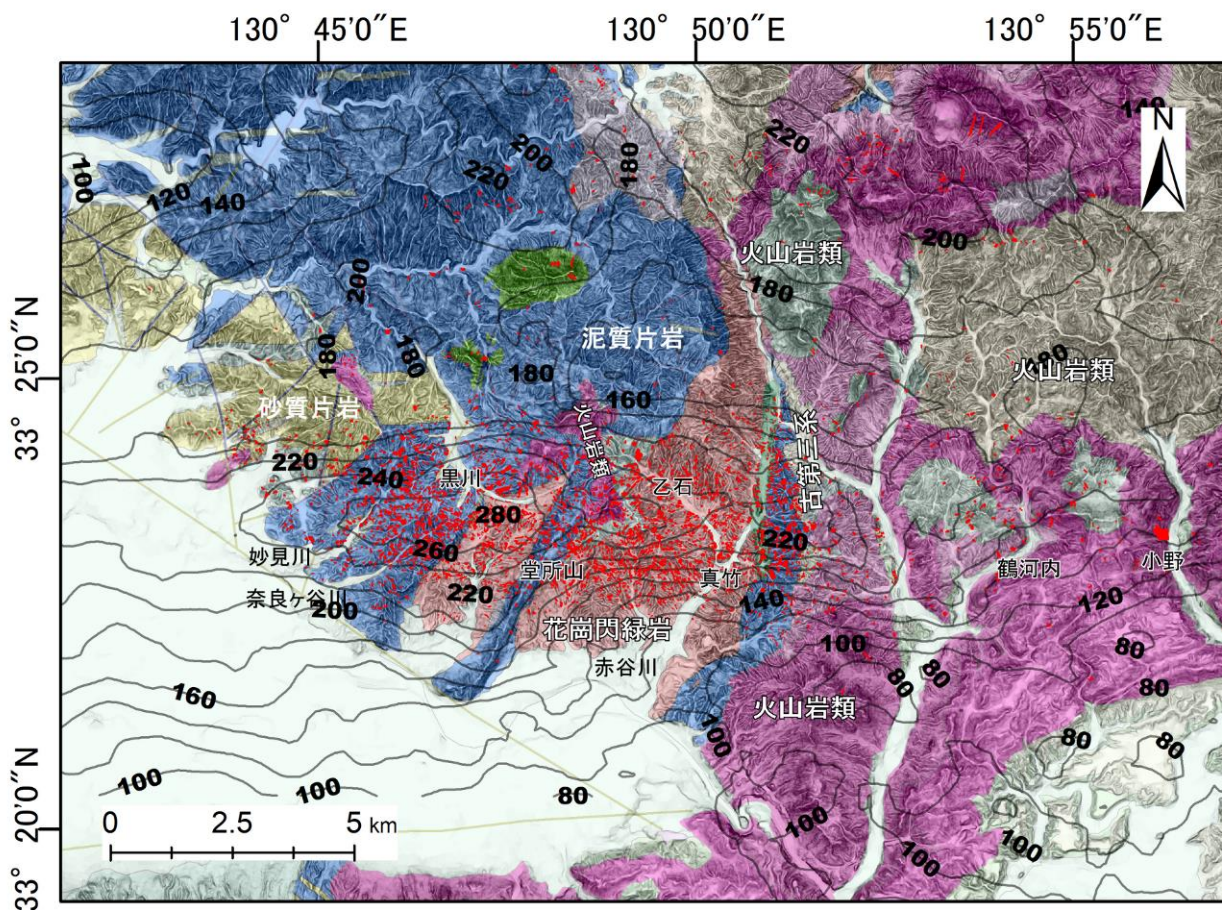


図-2-2 地質と崩壊分布との関係。雨量は 7 月 5 日の 3 時間最大雨量。地質は、縮尺 7 万 5 千分の 1 地質図幅「豆田」をもとにしてコンパイルした。地質境界は筆者らの調査によって多少改変してある。

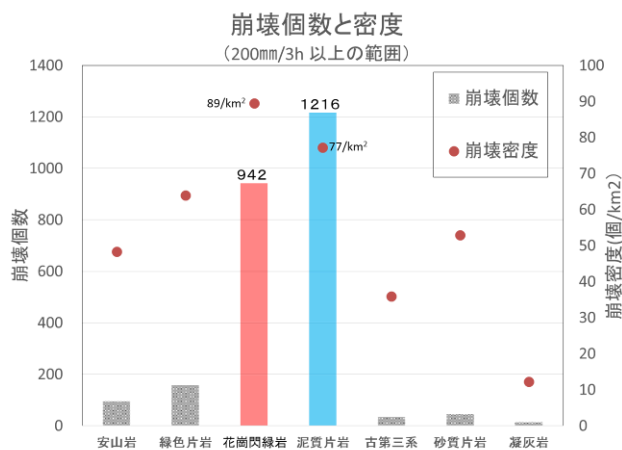


図-2-3 崩壊の発生個数と密度。図-2-2 の 3 時間雨量 200 mm 以上、かつ崩壊が密集した範囲内の崩壊を対象とした。

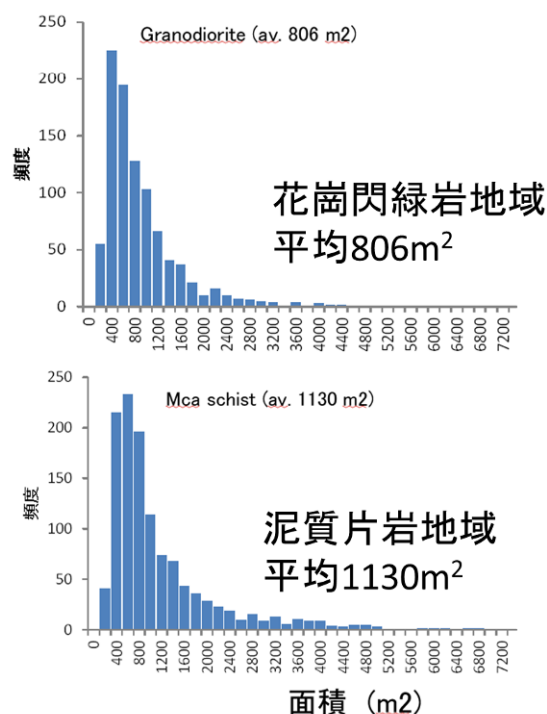


図-2-5 崩壊源の面積の分布

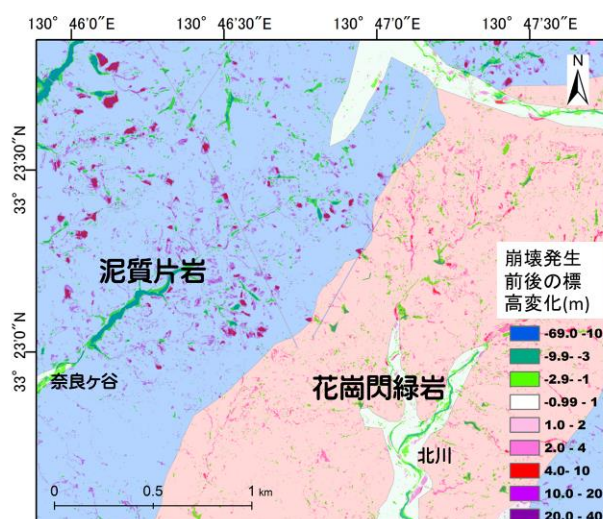


図-2-4 崩壊発生前後の標高変化

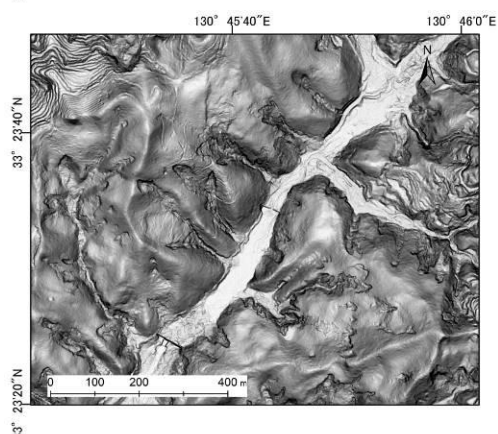
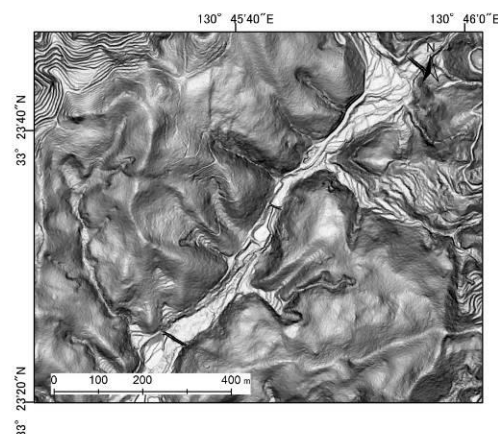


図-2-6 泥質片岩分布域の崩壊発生前後の傾斜図。妙見谷川流域。上：崩壊発生前。下：崩壊発生後。

ンフェルス化している。ホルンフェルス化していない地域、例えば妙見谷川や奈良ヶ谷川沿いでは、広く重力斜面変形が生じていること、そして 2017 年 7 月の豪雨では、重力変形した斜面の縁が崩壊したことが読み取れる(図-2-6)。実際、野外調査では、重力斜面変形によって破碎した泥質片岩が一般的に認められた(図-2-7)。

泥質片岩には、片理面と節理あるいは断層との組み合わせによって楔型の岩盤が崩壊した事例も認められた。これは、ホルンフェルス化した岩盤によく認められた。

重力変形していない場合でも、泥質片岩にはガウジや角礫など非固結破碎物質を伴う破碎帯が発達しており、それに起因して地下水の流れが遮水されて崩壊が発生したとみられるものが多数認められた。

泥質片岩の崩壊は、たいていの場合、根茎の到達深度よりも深いところで分離しており、そのために、樹木も土砂とともに滑り落ちた。



図-2-7 重力変形していない泥質片岩（左）と重力変形によって座屈した泥質片岩（右）

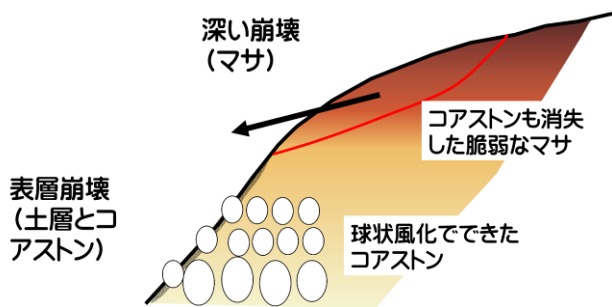


図-2-8 花崗閃緑岩の模式風化断面

(b)花崗閃緑岩地域の崩壊

花崗閃緑岩は特徴的な風化形態をしており、崩壊もそれに応じたものであった。花崗閃緑岩は、球状風化を呈しており、低標高部にコアストンの多く残存する部分があり、高標高部ではコアストンが失われて脆弱なマサからなる部分が分布するのが一般的であった(図-2-8)。コアストンが残存する部分では、マサも比較的良好に締まっており、それが斜面表層部で土層化した部分がコアストンとともに崩壊した個所が多数認められた。コアストンは土砂とともに土石流化し、土石流の破壊力を増大しているように見受けられた。これらの崩壊はたいていの場合 1m 程度以下と薄いものであった。

一方で、コアストンも失われて脆弱なマサからなる斜面では、単に表層の土層だけでなく、その下の深さ 6m 程度のマサも滑り落ちた事例があった。

いずれも、樹木の根茎の到達位置よりも深いところからすべっていた。

(c)その他の地質と崩壊

黒川の上流域では、泥質片岩の上に火山岩（安山岩溶岩）が載っており、その球状風化によって形成されたコアストンが斜面下方に移動し、強く風化した泥質片岩起源ホルンフェルス斜面の上に堆積し、それが崩壊した事例が多く認められた。ここでは従来の地質図に示されているよりも火山岩の分布が広がった。

日田市の鶴河内と周辺では、強く風化した凝灰岩(一部礫岩)の上に上方の安山岩溶岩からの岩屑が載り、そ



図-2-9 小野地区の深層崩壊

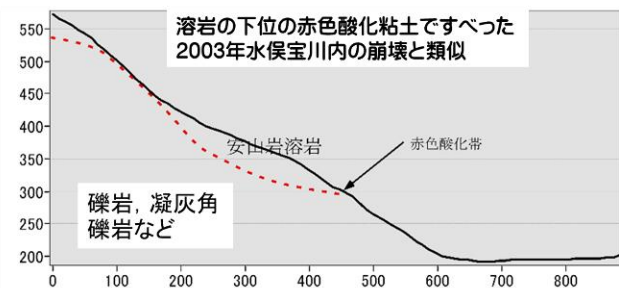


図-2-10 小野地区の深層崩壊のすべり面と断面図

れが崩壊した個所が多く認められた。これは、強く風化した凝灰岩の透水性が低いことに起因していると思われる。

(4) 深層崩壊

深部の岩盤の構造と性質に起因する崩壊する深層崩壊は、日田市小野地区と朝倉市乙石で発生した。

小野地区では、小野川の右岸が崩壊して河道を閉塞して、小規模な湖を形成した。崩壊斜面は、河床から 100m 程度までは緻密な礫岩などが露出し、崩壊したのはここよりも斜面上部であることがわかる。そこには、広く赤褐色の層が露出し、そこにせん断面が所々認められたことから、この層にすべり面が形成され、その上の安山岩溶岩が崩壊したことが示唆される。この赤褐色の層は、粘土化した凝灰角礫岩であり、赤色は、上位の安

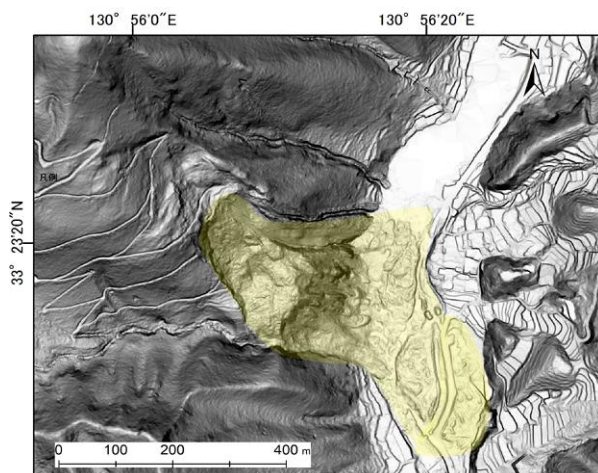


図-2-11 小野地区 災害後の傾斜図

山岩熔岩が流れた時の高温下の酸化によって生じたものと思われる。この粘土が遮水ゾーンをなし、そこから上の層が飽和して水圧が上昇して崩壊が発生したものと考えられる。崩壊発生前の空中写真と発生後の 1mDEM によれば、崩壊地の上方に明瞭な滑落崖が認められるので、今回崩壊した個所は過去の地すべり移動体であると解釈でき、この地形から、崩壊危険個所として認定できたものと考ええる。

乙石地区の崩壊では、崩壊地の西側の縁は南北方向で東に傾斜する断層で境されており、そこから東側の斜面がすべった。岩盤は緑色片岩起源のホルンフェルスである。この断層の近傍で角礫交じりの粘土が認められたので、この断層は、断層ガウジを伴うものであると推定される。このガウジが遮水層の役割を果たしたものと考えられる。崩壊発生前には、斜面中央部の凸部と斜面上部の馬蹄形小滑落崖が認められるが、この小滑落崖は傾斜図でわずかに認められるのみであり、崩壊の前兆として認められるかどうかは、微妙である。

(5) 他の豪雨による斜面崩壊発生事例との比較

花崗岩地域は、豪雨による斜面崩壊災害を数多く経験してきた。表-2-1 に、それらを降雨量とともに示す。雨量は累積最大雨量、1 日最大雨量、時間最大雨量を示した。これを見ると、2017 年九州北部豪雨災害は、いずれも、過去第 3 位以内に入り、時間最大雨量では最も大きかったことがわかる。次には、1976 年小豆島災害、1967 年羽越災害の時の降雨量が多かった。花崗岩の風化形態には大きく 2 種類あり、1 つは今回の被災地で認められた球状風化、もう一つは、コラストンを伴わないシーティングおよびマイクロシーティングを伴う風化である。後者は、2014 年広島豪雨災害の時の広島花崗岩に典型的に認められた。表-2-1 に示した災害の中では、同様に強く大量の降雨のあった 1967 年羽越災害の時に、球状風化した花崗岩が数多く崩壊したことが報告されて

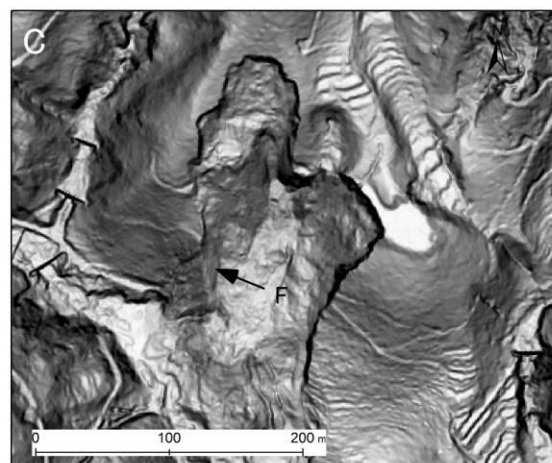
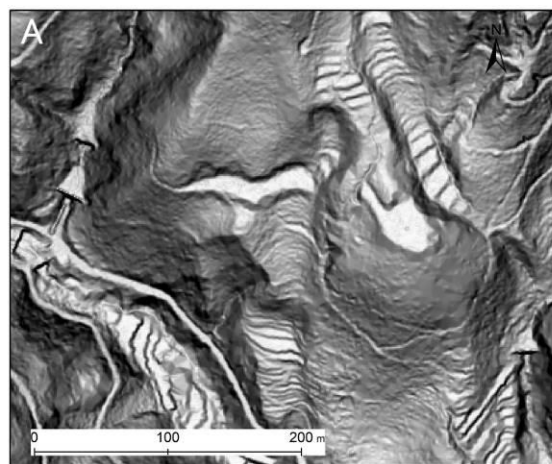


図-2-12 乙石の崩壊の傾斜図。A:発生前。B:発生前。破線は小滑落崖、○は不自然な膨らみ。C:発生後。Fは断層

いる^{6,7)}。このことは、球状風化した花崗岩は、強く大量の雨で崩壊しうることを示唆している。

鹿児島県の紫尾山の花崗閃緑岩では、崩壊して土層が取り去られた後、120 年から 150 年程度で 70 cm 程度の土層が形成され、新たな崩壊の準備がなされると推定されている⁸⁾。

表-2-2 に、近年の豪雨による災害を地質によって整理した。これによると、表層崩壊が群発するが深層崩壊の発生しない地質と、深層崩壊が発生するが表層崩壊の非

表 - 2-1 花崗岩地域の豪雨災害の降雨量(データは、千木良, 2002 による)

花崗岩地域の 豪雨災害	累積最大雨量 (mm)	1日最大雨量(mm)	時間最大雨量 (mm)
1938六甲災害	462	270	61
1945広島災害	219	—	57
1961天竜川36災害	579	325	—
1967羽越災害	748	644	89
1967呉市災害	317	—	75
1967広島災害	317	—	75
1967六甲災害	379	319	76
1972丹沢災害	545	516	87
1972西三河災害	219	219	86
1976小豆島災害	1433	778	76
1988広島災害	264	—	57
1999広島災害	271	—	81
2014広島災害	—	217	101
2017九州北部災害	586	545	129

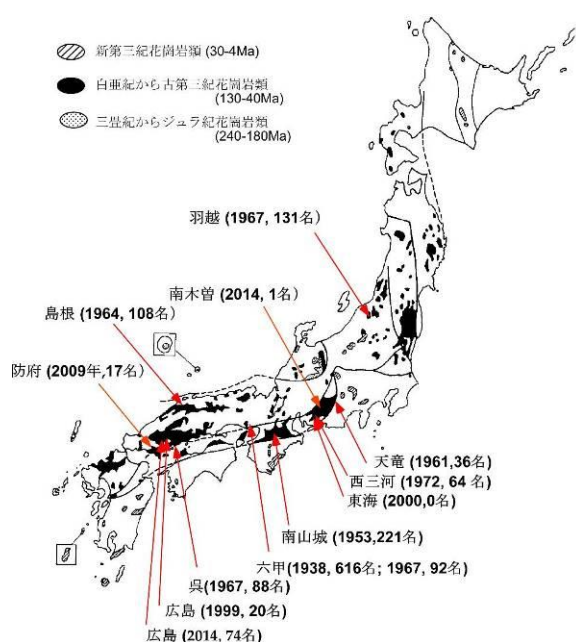


図-2-13 花崗岩地域の降雨土砂災害の分布(千木良, 2002 に加筆)

表 - 2-2 近年の雨による斜面災害

発生時	誘因	場所	地質	深層崩壊	表層崩壊群発
1999/6/29	雨(梅雨前線)	広島市	花崗岩	—	○
1999/7/28-29	雨(前線)	北海道留萌	堆積軟岩	—	○
2000/7/1-9	地震と雨	神津島	流紋岩質火砕物	—	○
2000/9/11-12	雨(前線+T14)	東海地方	花崗岩	—	○
2003/7/20	雨(前線)	水俣、菱刈	安山岩溶岩	△	○
2003/8/9-10	雨(T10)	北海道日高	第三紀堆積岩剥離砂岩と礫岩	—	○
同上		同上	付加体(メランジュ)	—	○
2004/7/13	雨(梅雨前線)	新潟県長岡西方	泥岩	—	○
同上		福井足羽川	火山岩地帯?	—	○
2004/9/28-29	雨(T21)	三重県宮川村	付加体(硬質の堆積岩)	○	△
2004/8/1	雨(T10)	徳島県木沢村	付加体(硬質の堆積岩と緑色岩)	△	△
2004/9/29	雨(T21)	愛媛県西条～香川県	硬質の砂岩(強風化)	—	○
2004/9/29	雨(T21)	愛媛県西条	片岩	○	○
2005/9/6	雨(T14)	宮崎県耳川流域	付加体(硬質の堆積岩)	○	△
2006/7/19	雨(梅雨前線)	長野県岡谷	火山灰	—	○
2009/7/21	雨(梅雨前線)	山口県防府	花崗岩	—	○
2009/8/9	台風モラコット	台湾	堆積岩・スレート	○	○
2010/7/16	雨(前線)	広島県庄原	風化土、黒土	—	○
2011/9/3-4	雨(T12)	紀伊山地	付加体(硬質の堆積岩)	○	—
2012/7/12	雨(梅雨前線)	阿蘇	火山灰	—	○
2013/10/16	雨(T26)	伊豆大島	火山灰	—	○
2014/8/20	雨(前線)	広島	花崗岩・ホルンフェルス	—	○

常に少ない地質とがある。花崗岩の場合は、前者であり、これは風化帯構造と土層の形成過程によると考えられる。一方で、付加体の硬質の堆積岩は、表層崩壊が少なく、深層崩壊が発生する傾向があることがわかる。また、2006 年岡谷の災害、2012 年の阿蘇の災害や 2013 年の伊豆大島の災害の場合、表層に堆積した火山灰土や火山灰

の表層崩壊群発であった。従来片岩地域に大量の降雨があった事例は少ないが、2004 年の愛媛県西条の災害の時に表層崩壊と深層崩壊とが発生した。ただ、この時には、航空レーザー計測による詳細地形データがなく、今回の九州北部豪雨の場合と同様の状況であったかどうかは明確ではない。それでも、泥質片岩は最も重力による

斜面変形を受けやすい岩石であり、今回と同様の状況であった可能性は高い。

小野地区の深層崩壊のすべり面は高温赤色酸化を受けた粘土化した凝灰角礫岩に生じており、これは、2003年の水俣宝川内の崩壊と同様で、九州に広く分布する新第三紀の火山岩類に同様の地質条件がある可能性を示唆している。

(6) まとめと今後の課題

2017年九州北部豪雨による斜面崩壊は、3時間雨量200 mm以上、または日雨量450 mm以上の範囲に高密度に発生した。斜面崩壊は、花崗閃緑岩地域と泥質片岩地域に特に多く発生した。崩壊のほとんどは、根茎到達層よりも下位ですべっており、そのために流木が多く生産された。花崗閃緑岩は球状風化しており、そのコアストーンが崩壊土砂に混じり、被害を拡大させた。コアストーンも消失し、強く風化した花崗閃緑岩(マサ)は数mと深くまで崩壊した。今回の被災地に分布する花崗閃緑岩は、広島地域に分布する花崗岩とは風化形態が異なり、崩壊土石の挙動も異なっていたと思われる。

今後の斜面崩壊の危険性について考えると、花崗閃緑岩の崩壊予備物質は大量に存在しており、数十年たつうちに次の崩壊の準備が整い、今回と同様の降雨があれば、今後も崩壊が発生すると思われる。また、ホルンフェルス化していない泥質片岩は重力によって変形・破砕しており、その縁の部分で崩壊が多発した。このような崩壊は今後も強い雨によって発生することが懸念される。

大規模な崩壊の内、小野地区で発生したようなものは、地形的に予測可能であることがわかった。

引用文献

- 1) 北野一平, 池田剛, 2012. 朝倉地域に産する周防変成岩類の接触変成作用の温度圧力条件-上昇過程の制約-. 地質学雑誌, 118(12): 801-809.
- 2) 久保和也, 松浦浩久他, 1993, 縮尺 20 万分の 1 地質図幅「福岡」. 通商産業省工業技術院地質調査所.
- 3) 縮尺 7 万 5 千分の 1 地質図幅「豆田」, 商工省, 1933
- 4) 松四雄騎, 渡壁卓磨, 鄒青穎, 平田康人, 千木良雅弘, 2015. 2014 年広島災害における表層崩壊の発生メカニズムと降雨閾値. 京都大学防災研究所年報, 58: 24-33.
- 5) 千木良雅弘, 2002. 群発する崩壊—花崗岩と火砕流—. 近未来社, 名古屋, 228pp.
- 6) 昭和 42 年度文部省科学研究費特定研究 (災害科学) 「昭和 42 年 8 月羽越水害の総合的研究 (研究代表者岩崎敏夫)」 265p.
- 7) 昭和 42 年度文部省科学研究費特定研究 (特定研究) 「羽越豪雨 (昭和 42.8.28) による崩壊の調査と

その防災研究 (研究代表者西田彰一)」 84p

- 8) Shimokawa, E., 1984. Natural recovery process of vegetation on landslide scars and landslide periodicity in forested drainage basins. Proceedings of the Symposium on Effects of Forest Land Use on Erosion and Slope Stability: 99-107.

謝辞

本研究を進めるにあたって、京都大学防災研究所地盤災害研究部門の松四雄騎准教授および学生諸氏の多大の協力を得た。また、本研究を遂行するにあたり、文部科学省の 2017 年度科学研究費補助金 (特別研究促進費)

「平成 29 年 7 月九州. 北部豪雨災害に関する総合的研究」 (研究代表者: 秋山壽一郎), 2016-2017 年度 京都大学グローバル生存基盤展開ユニット 萌芽研究「山地斜面における森林生態系の基盤としての土層の存続条件の定量化」 (研究代表者: 松四雄騎) を使用した。ここに記して感謝の意を表します。

3. 崩壊発生の水文地形過程

松四雄騎

(1) はじめに

基盤岩石の風化によって生成する土層は、温暖湿潤帯における山地斜面の大部分を覆い、水の貯留や栄養分供給を通じて、森林生態系の生存基盤を構成している。山地斜面に森林が成立している場合、土層の材料的強度のみからすれば力学的に存在が困難に見える急勾配の斜面においても、樹木根系の捕縛効果によって一定以上の厚みの土層が保持される。土層を構成する土粒子は、ソイルクリープによって斜面を緩慢に移動し、数百年程度の時間スケールで谷頭凹地に集積して、やがて、樹木根系がその底部に到達しない程度の厚みまでに発達する。

谷頭凹地に発達した土層は、植生および腐植層の被覆による効果で浸透能が高く、かつ動植物活動による団粒構造やマクロポア、あるいは経時的な細粒分の地中侵食に伴って形成されたソイルパイプなどが発達したバルク透水性の高いものとなっていることが一般的である。この土層は、通常の降雨に対しては十分な貯留・排水機能を有し、流域源頭部からの基底流出および洪水流出を形成する。この状況はひとつの定常状態を創り出すが、しかし、永続的に安定というわけではない。斜面は、より長い時間スケールでみれば、それを覆う土層の水貯留容

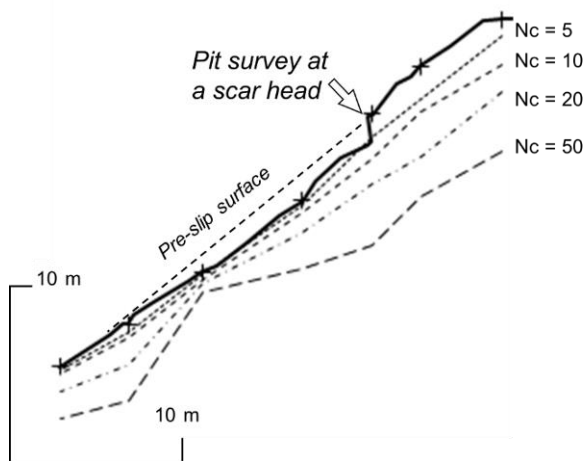


図-3-1 花崗閃緑岩を基盤とする代表的斜面の地盤構造

量・排水容量を超過する豪雨を誘因とする表層崩壊あるいはガリー形成によって侵食され、部分的に土層を失って裸地へと遷移する。裸地形成後は、植生の侵入と風化およびソイルクリープによる土粒子の再集積によって土層が回復し、斜面は数百年周期での遷移と復元を繰り返す。

自然流域の斜面は、土粒子の生成・輸送と水循環、および森林生態系の発展の相互作用により土層の発達させるとともに、豪雨などの外的強制力によって揺らぎつつ、準動的平衡を保っているといえよう。このサイクリックな準動的平衡システムをモデル化して、地理情報システム上での土層発達—水文過程—崩壊発生のサイクルシミ

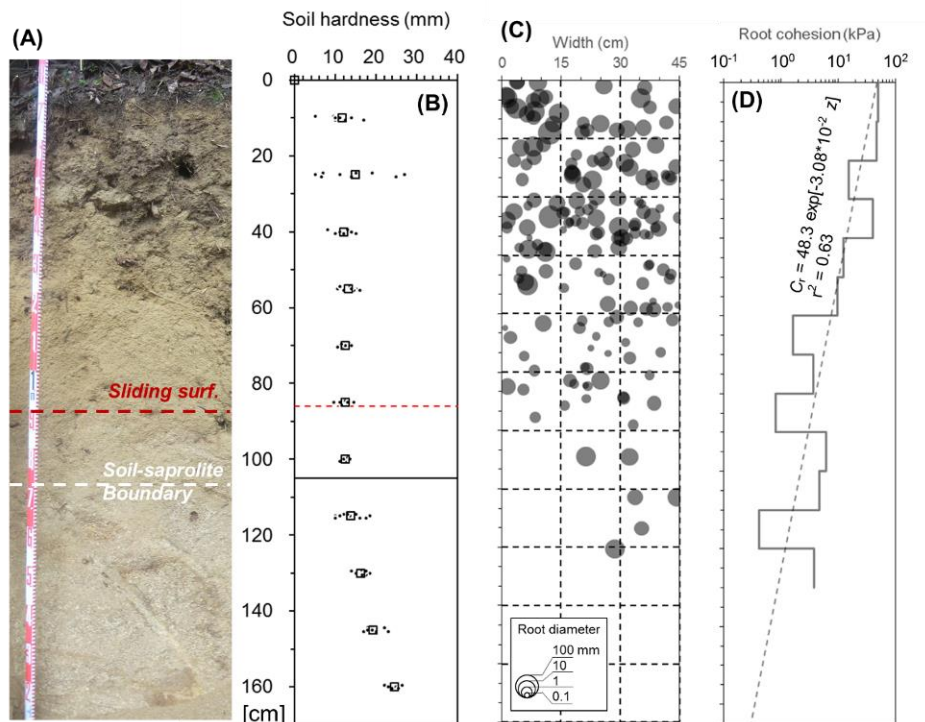


図-3-2 花崗閃緑岩を基盤とする斜面の浅部構造および樹木根系分布と根系による粘着力増強効果

シミュレーションを実行することは、水文地形学的な知見に立脚した表層崩壊の予測にとって重要である。そしてその予測の確度と精度は、実際の表層崩壊等の土砂移動実態に照らして検証される必要があろう。本研究では、2017年7月の九州北部豪雨により発生した表層崩壊地を対象に、土層の厚みの空間分布および土層底面での樹木根系によるせん断強度増分を組み込んだ斜面安定解析により、実際の表層崩壊の空間分布が説明可能かどうかを評価する。また、斜面水文過程のモデル化における課題についても簡単に述べる。

(2) 調査対象斜面とその浅部地下構造

2017年7月の九州北部豪雨により表層崩壊を生じた斜面のうち、花崗閃緑岩を基盤とする代表的な場所を選定した。この斜面において縦断測量を行い、斜面調査用簡易貫入試験器によるサウンディングを行って、地盤の浅層構造を調べた。ここでは直径1.5 cmで先端角60°のコーンを、3 kgの錘を高さ50 cmから自由落下させることによる打撃で地盤に貫入させ、コーンが10 cm貫入するのに要する打撃回数を動的貫入抵抗値(Nc 値)とした。図1にその結果を示す。コアストーンと推定される硬岩が浅部に存在している場合もあるが、基本的に地表に準平行に風化帯が発達しており、Nc 値が5以下の弱層が崩壊したことがわかる。

図-3-1に示した滑落崖頂部においてピットを掘削し、浅部の地盤構造を観察した。図2にその結果を示す。深度105-115 cm以深には花崗閃緑岩の強風化岩(サブロライト)が存在し、それをサブロライトから分離して斜面を匍行(ソイルクリープ)しつつある土層が覆っている(図-3-2A)。サブロライトと土層の境界部(深度86-105 cm)には漸移層が存在し、サブロライトから分離してからの移動距離がごく短いと推定される強風化礫などが含まれる。表層崩壊のすべり面はこの漸移層の上面(深度86 cm)に形成された。山中式土壌硬度計でピット壁面の硬度を調査したところ、土層浅部の含礫層を除いて土層中での硬度は一様に軟弱であり、サブロライトでは深さとともに硬度が増大することがわかった。

(3) 樹木根系の深度分布とその土層補強効果の定量化

このピットにおいて、樹木根系の深度方向の分布とそれによる土層の粘着力増強について定量化を試みた。まずピット壁面における樹木根系の露出位置と根直径を調べ、ついで異なる直径の根について、引張破断強度を測定した。樹木根の数密度は表層で最も多く、深度方向に素早く減衰して、サブロライトではほとんどみられなくなる。根直径と引張破断強度との間には、図-3-3に示すようにべき関数で回帰される関係がみられた。これは先行研究で示されているものと調和的である。根直径の出

現頻度および直径階層ごとの土層補強効果を図4に示す。この図から、直径10⁰ mm以上の樹木根による効果が卓越していることがわかる。直径が10⁰ mm以下の細根は、その数は多いものの、土層の補強における効果はごく限定的であることになる。現場における根系の分布調査では、細根全てを把握することは難しいが、そのことが樹木根系による土層補強効果推定の精度に及ぼす影響は小さいものと推定される。図-3-2Cに示された根系の深度分布および図3に示された回帰式から、樹木根系によって発揮される土層の粘着力増分を計算した(図-3-2D)。この図から、樹木根系による粘着力増分は深度方向に指数関数的に減少することが明らかになった。表層崩壊のすべり面形成においては、無機的な地盤構成物の硬度(図-3-2B)と有機的な構成物による補強効果(図-3-2D)の両方が影響しているものと推察される。

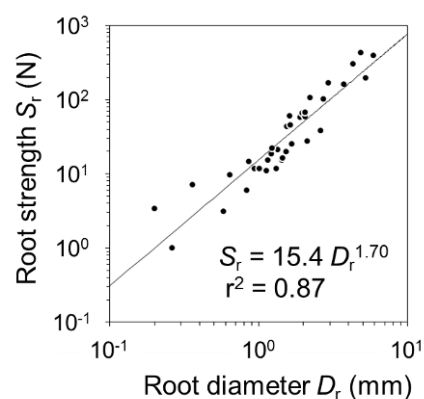


図-3-3 樹木根の直径とその引張破断強度の関係

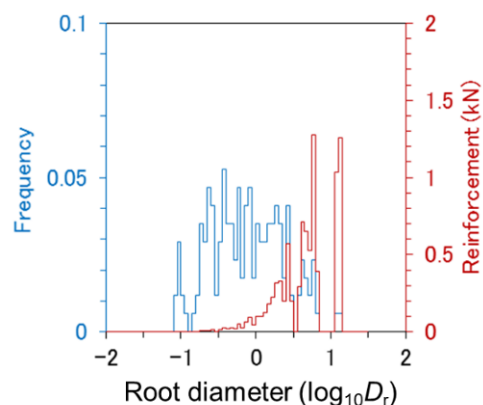


図-3-4 樹木根直径の出現頻度と土層補強効果

(4) 土層発達モデル化と土層の生成・輸送・集積のシミュレーション

モデル化のために、図5に示すような凸型尾根斜面を覆う土層における物質収支を考える。サブロライトの上面では鉱物粒子が剥離して土層が形成され、土層中ではソイルクリープにより斜面下方へ土粒子の輸送が起こる。このとき斜面における土層の形成と輸送における連続の

式は,

$$\rho_{\text{soil}} \frac{\partial h}{\partial t} = -\nabla q + D \quad (1)$$

と書ける¹⁾。ここで、 h は土層の鉛直深さ(L), t は時間(T), q は土粒子の移動フラックス($\text{ML}^{-1}\text{T}^{-1}$), ρ_{soil} は土層の密度(ML^{-3}), D は土層の形成速度(ML^2T^{-1})である。

ソイルクリープは土層の湿潤乾燥、凍結融解、生物活動といった傾斜の法線方向に土粒子が持ち上げられ、重力に従って鉛直方向に落ちるというプロセスに起因する。このとき土粒子の移動フラックスは、斜面の勾配に比例することになり、

$$q = -\rho_{\text{soil}} K \nabla z \quad (2)$$

となる。ここで、 K は拡散係数(L^2T^{-1}), z は標高(L)である。Eq.(2)をEq.(1)に代入すると、

$$\frac{\partial h}{\partial t} = K \nabla^2 z + \frac{D}{\rho_{\text{soil}}} \quad (3)$$

を得る。この式は、斜面の地形曲率 ($-\nabla^2 z$) に依存した土粒子の輸送と土層の形成速度のバランスによって、土層の厚みが決定されることを示す。況は、温暖湿潤帯の山地斜面では極めて一般的にみられる。この土層の生成と輸送をモデル化を試みる。

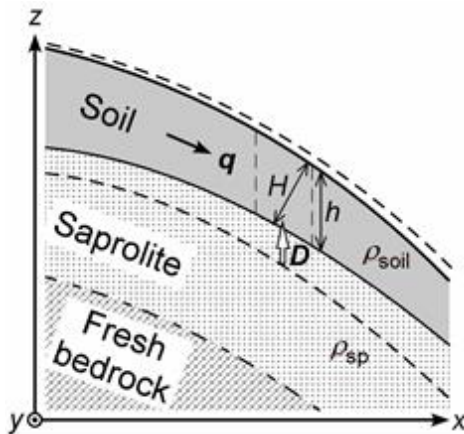


図-3-5 斜面尾根部における模式的地下構造と土層の物質収支

いま、図-3-5のような、地形曲率が正 ($-\nabla^2 z > 0$) の領域すなわち凸型尾根斜面を考えると、土粒子の輸送による収支が土層の形成速度と等しいか、少ない場合のみ土層が存在することになる。温暖湿潤帯の山地では尾根においても、一部の露岩域 (トアなど) を除き、薄い土層に覆われていることがほとんどである。すなわち、土層に覆われた尾根は、土粒子の輸送と土層の形成がバランスした場であると捉えることができる。逆に言えば、土層の生成と削剥がもし釣り合っていないければ、現在のように「薄い土層に覆われた」状態が観測されないはずで

ある。このとき、土層の厚みは時間変化しない ($\partial h / \partial t = 0$) と仮定できるので、

$$D = -\rho_{\text{soil}} K \nabla^2 z \quad (4)$$

と書ける。この式は、尾根においては、曲率の大きな場所ほど土層の形成速度すなわちサブロライト最上面の高度低下速度が大きいことを意味する。

ところで、土層の形成速度は、風化の影響が小さくなる地下深部ほど小さくなるという予測がなされてきた。近年の造岩鉱物中の宇宙線生成核種を用いた研究により、この予測はほぼ証明され、土層の形成速度は土層の厚みに対して指数関数的に減少することが示されている^{1, 2)}。この土層の厚みと土層の形成速度との関係を、土層形成関数とよぶ。関数型として、指数関数を採用すると、

$$D = D_0 \exp(-\alpha h \cos \theta) \quad (5)$$

と書くことができる。ここで D_0 は被覆が無い場合の土層の形成速度(ML^2T^{-1}), θ は斜面の局所傾斜 ($^\circ$), α は指数係数(L^{-1})である。Eq.(5)をEq.(4)に代入し、地形曲率について解くと、

$$-\nabla^2 z = \frac{D_0}{\rho_{\text{soil}} K} \exp(-\alpha h \cos \theta) \quad (6)$$

となる。この式は、Eq.(2)の仮説 (土粒子の地形勾配に比例した輸送法則) が正しいとき、凸型尾根斜面における地形曲率と土層の厚みの間に、指数関数的な負の相関関係が存在することを予測する。この予測は、尾根において曲率および土層の厚みの空間分布を調査することによって検証可能である。事実、オーストラリア東部やアメリカ西部、日本中西部などにおいて、凸型尾根斜面の地形曲率と土層の厚みの間には負の相関関係が観測されているが²⁵⁾、両者の関係が線型的であるか指数関数的であるかについては、議論の余地がある。いずれにせよ、宇宙線生成核種の分析によって、 D_0 や α などのパラメータが経験的に決定されていれば、土粒子の輸送に関わる係数 K も経験的に決定することができ、地形曲率が負 ($-\nabla^2 z < 0$) の領域すなわち凹型谷斜面も含めて、土層の厚みの空間分布の時間変化 (すなわち Eq.(3)) を計算することが可能となる。本研究では、このアプローチに基づき、航空レーザー測量によって得られた細密地形モデル上で、土層の形成・輸送シミュレーションを行う。発災地のうち花崗閃緑岩を基盤とする代表的な地形を呈する領域を対象に、上述のモデルを適用して、土層厚の空間分布を予測するための計算を行った。計算領域は図6に示すとおりである。図では航空レーザー測量に基づく5mメッシュのデジタル地形情報から作成した傾斜陰影等高線図にオルソ写真から判読した表層崩壊および土石流経路の分布を重ねてある。この図から多数の谷頭

凹地で表層崩壊が発生し、土石流化して溪流を流下したことがわかる。図1および2に示した調査を行った地点もこの領域内に含まれている。

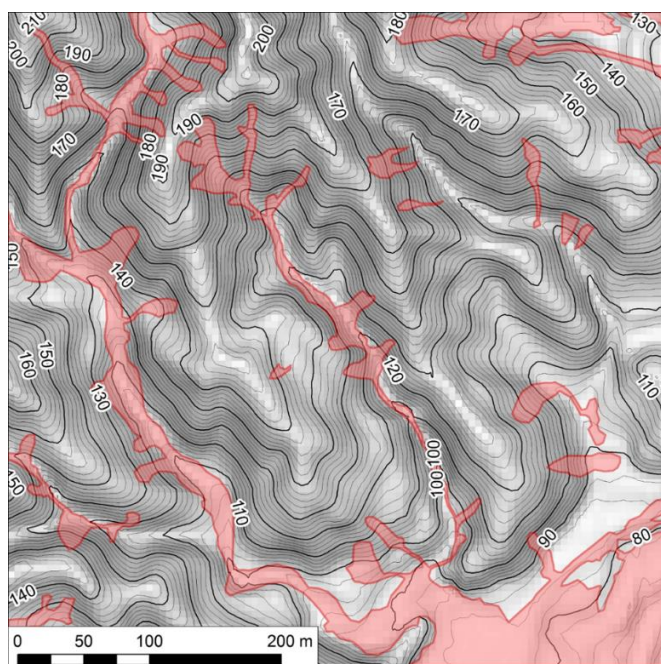


図3-6 解析対象範囲の地形と土砂移動発生状況（赤色部）

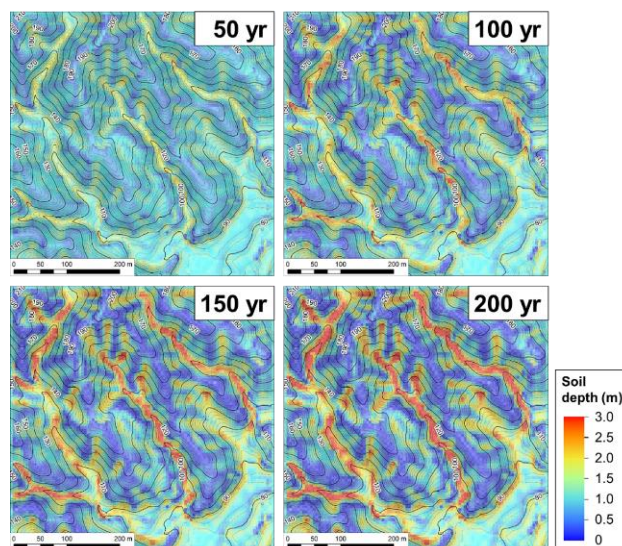


図3-7 土層発達シミュレーション結果

この領域を対象に、ArcGIS (ESRI Inc.) を用いて地理情報システム上で 5 m メッシュ、1 年の時空間解像度で、Eq (3) に従ってセルベースの繰り返し計算を行った。計算のためのパラメータとしての土層の生成速度および輸送速度は、発災地と同様の花崗岩系を基盤岩とする日本の斜面で得られたもの（松四ほか、2016）を用い、土層深の初期値は、斜面における代表的な値を採用して 1.0

m で空間的に一様とした。

図7に計算結果を示す。土層の厚みは、経時的に斜面尾根部で 0.5 m 以下程度の定常状態となる一方、谷頭凹地では時間とともに増大し、200 年程度を経過させた時点で、実際の表層崩壊および土石流流下による削剥深相当の値となった。この土層厚の空間分布は、今後、より詳細な多地点でのピット掘削調査などによって検証する必要があるが、ここではこの 200 年経過時点での計算結果を用いて、斜面の安定性の評価に用いることとした。

(5) 降水浸透の観測とモデル化

図1に示した滑落崖直上地点において、発災後にテンシオメータを設置し、降雨浸透に対する斜面内での圧力水頭応答の観測を開始した。設置したテンシオメータは4本で、ポーラスカップ埋設深度は 0.3, 0.6, 0.9, 1.2 m である。0.9 m 以浅は土層内、1.2 m 深のポーラスカップはサプロライト内に位置している（cf. 図2A）。雨量は転倒ます型雨量計を用いて観測し、樹冠遮断のない崩壊跡地での降水捕捉とした。いずれもデータはロガーを用いて 5 分間隔で記録した。

図8Aに観測結果を示す。凍結により冬季は観測困難となるため、今調査期間中に捉えられた降水イベントはこの1回のみである。総雨量 50 mm 程度の降水浸透に伴い、斜面浅部から間隙水圧が上昇していることがわかる。重要なことは、この程度の少量の降水浸透でも、それほど大きな遅れ時間を伴わず、すべり面近傍の 0.9 m 深においても、有意な圧力水頭の上昇がみられることである。このことは、花崗閃緑岩の風化物（いわゆるマサ土）で構成される土層内では、濡れ前線が素早く降下し、深部に間隙水圧上昇をもたらすことを意味している。また、0.9 m 深と 1.2 m 深での圧力水頭が、ほぼ同時に上昇をはじめ、その後も同様の経過を示していることも興味深い。この現象は、サプロライトが土層に比べて緻密で、間隙が相対的に少なく、水分貯留容量が小さいことを示唆している。

表層崩壊の直接的な引き金となる水文過程は複数あるが、重要なものの一つは、土層が飽和状態に近づいた状態で生じる圧力伝搬現象であると考えられている⁹⁾。土のような多孔質媒体において、間隙が流体で満たされた飽和状態では、流体分子の移動よりも、圧力変化が伝播することで、地表における降水入力、素早く、深部での間隙水圧応答に変換される。Iverson⁹⁾は圧力拡散方程式を用いてこの過程をモデル化している。モデルの詳細はここでは省略するが、初期条件を与えることで解析的に解けることがこのモデルの有利な点であり、離散的な降雨入力に対して、応答関数を計算し、それを積算することで、間隙水圧の経時変化を表現することができる。

このモデルは、一般的に斜面水文過程の数値計算で用

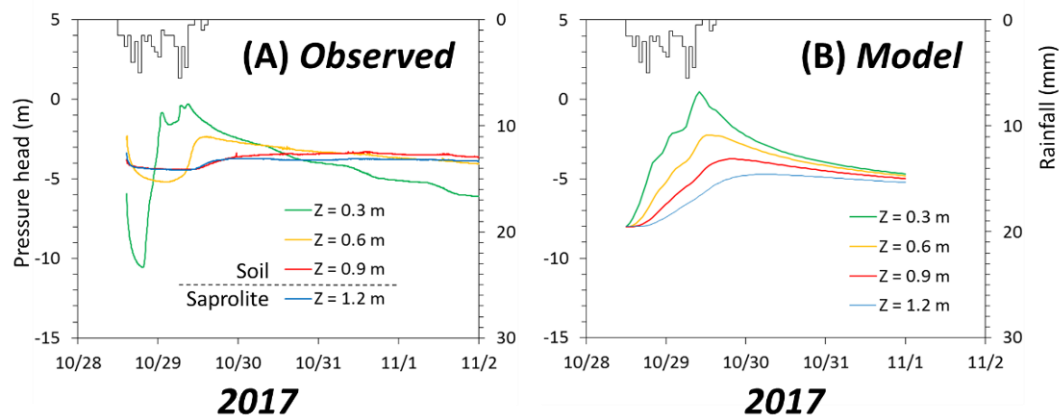


図3-8 土層中の間隙水圧の観測結果と圧力拡散モデルによるシミュレーション結果

いられる飽和不飽和浸透流解析に比べると、仮定が多く、例えば、図3-8Aに示された観測結果のピークや応答の経時的序列を再現しようとする、図3-8Bのような波形になる。水文現象として不飽和状態での濡れ前線の降下が卓越する降水イベントの初期では、再現性が低い。この部分では明らかに、モデルの前提が成立しておらず、現象を説明するには不適となる。土層が飽和状態に近ければ、このモデリングで圧力水頭の変動が高い再現性で計算できることはわかっている、不飽和帯における浸透の簡便なモデル化とカップリングが重要であるといえる。現在広く使用されている汎用的な地理情報システムは2次元的なものであり、その上で駆動するモデルは解析的に解けるものが望ましい。今後、多くの観測データへのモデルフィッティングや土層コアなどの供試体に対する実験的なアプローチでの測定により、パラメータを決定してゆく方針である。

なお、図8Bのように、観測された間隙水圧のピークをおおよそ再現するようなパラメータとしての圧力拡散係数や透水係数を用いて、表層崩壊をもたらした2017年7月5日の豪雨を入力とし、間隙水圧の経時変化を計算すると、どのような斜面勾配の条件においても、標準的な土層の厚みに相当する水頭をはるかに超える値が出力される。このことは、今回の災害をもたらした豪雨が、ほぼ全ての流域斜面を全層飽和させるだけの大きな雨量であったことを示唆している。よって、前節の計算によって得られた土層の厚みを考慮した斜面の安定解析においては、まず全層飽和状態を水文条件として評価を行うこととした。

(6) 地理情報システム上での斜面安定解析による表層崩壊の発生場予測

実測によって得られた傾向を考慮して、樹木根系による土層の粘着力増分が深さ方向に指数関数的に逓減するモデルを作成した。ただし、斜面上に土層が無い、こ

く薄い状態では森林が成立せず、樹木根系による土層の補強効果は当然ゼロであるので、図3-9に示すようなパターンでのモデル化を行った⁵⁾。ここでは土層底面に於ける樹木根系由来の粘着力を考え、その大きさは土層の厚みが30 cmのときにピークを持ち、土層の厚みが増大すると底面に根系が及ばなくなることにより指数関数的に逓減するものとしている。計算においては、ピーク値の大きさが異なる3つのケースを与え(図9)、図7に示された200年経過時点での土層の厚みを場の条件とし、無機的な土のせん断強度定数として、他の花崗岩地域で得られている粘着力1.4 kPa、せん断抵抗角29°を使用する。また土層は全層飽和とし、土層の厚みと同じ水頭に相当する間隙水圧を、土層の底面に与え、土層底面にすべり面が形成されるとして、斜面安全率を計算した。

得られた計算結果を図10に示す。これらの図から、樹木根系による土層補強効果が中程度のケース2の計算結果が、実際の表層崩壊分布をよく説明できることがわかる。このケースで想定している粘着力増分は、最大40 kPa程度まで至るものであるが、この値は滑落崖ピットでの実測で得られたデータと整合的であるといえる(図3-2D)。ケース2の計算結果において、不安定と判定されたにも関わらず、今災害では表層崩壊の発生しなかった谷頭凹地も存在するが、そうした場所では、過去に表層崩壊が発生したことによって、現在は土層が回復途上(崩壊免疫期間中)にある可能性があり、古い滑落崖などの崩壊痕跡が認められるかどうか、現場で確認すべきであると考えている。

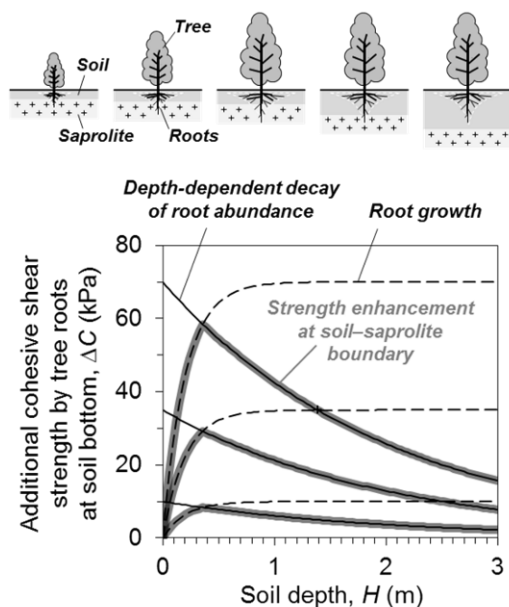


図3-9 樹木根系による土層の粘着力増大効果モデル

7. まとめと今後の課題

本研究により、土層の厚みを空間的に評価し、樹木根系の土層補強効果を組み入れ、また必要に応じて降雨浸透過程を組み込んで、地理情報システム上で斜面の安定性評価を行う方法論の道筋がついたと考えている。今後は、より多くのデータを取得し、計算に用いるパラメータの確度と精度を高めていくことが望まれる。具体的には、1) サプロライト中の宇宙線生成核種を分析し、土層の生成速度を決定すること、2) 多地点でのピット掘削調査によって、土層の移動速度および樹木根系の土層補強効果を定量化すること、3) 土層から乱れの少ない供試体を採取して、かさ密度、せん断強度定数、透水係数、水分特性曲線、圧力拡散係数、といった水理力学的な物性

データを精緻に取得すること、4) 継続的な水文観測によって間隙水圧の変動特性を把握し、モデルによる再現性を高めることなどが、今後の課題であると言えよう。

このように、表層崩壊については、その発生場や、発生規模、発生時刻を予測できる展望が見通せる状態にあるが、これは流域内で発生する全ての表層崩壊について、決定論的な予測が可能になるということを意味するものではない。表層崩壊がどこで、いつ、どのような広がりをもって生じるのか、ということは、確率的なファクターにも左右される。こうした確率的なファクターには、岩盤特性に影響を受けた地盤の風化状態や土層の力学的・水理学的物性あるいは生物活動の空間的不均質性、また、過去の崩壊発生と豪雨のタイミングといった経時的履歴効果などがある。これらは、表層崩壊の発生にとって重要であるものの、任意の場所、任意の時点での状態を見積もることが不可能である。ただし、流域斜面のハザード評価に対し、決定論的な予測を可能にしてさえおけば、そうした確率的ファクターを、不確かさの範囲で与えるモンテカルロ法のようなアプローチにより、一定の範囲の斜面からの表層崩壊による土砂生産量を確率論的に論じることが可能であろう。そのような方法論の開拓が今後の課題である。

また、流域災害の発生形態としては、表層崩壊が土石流を誘発し、流域出口での被災を生じさせるというパターンが圧倒的に多い。土石流は表層崩壊を起点として生じ、溪床土砂の取り込みによって規模を増大させる。土石流に関するモデリングは既に数多いが、表層崩壊とのカップリングはまだ完全でない。この点を強化してゆくことも今後の重要な課題といえる。

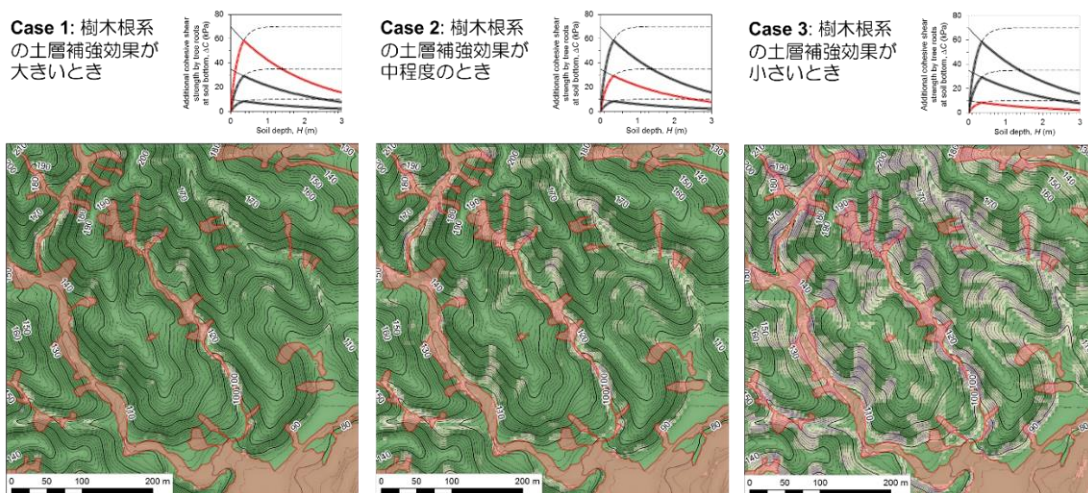


図3-10 樹木根系による土層補強効果を考慮した斜面安定性評価。緑色は安定領域、黄色および紫色が不安定領域を表す。赤色部は実際の土砂移動痕跡。

謝辞

発災後の現地調査においては京都大学防災研究所 地盤災害研究部門 山地災害環境研究分野および傾斜地保全研究分野の学生諸氏による多大な協力を得た。本研究を遂行するにあたり、文部科学省の 2017 年度科学研究費補助金（特別研究促進費）「平成 29 年 7 月九州. 北部豪雨災害に関する総合的研究」（研究代表者: 秋山壽一郎）、2017 年度京都大学防災研究所拠点研究（一般推進研究 29A-03）「降水—浸透—斜面崩壊—土石流の発生をシームレスに連結した流域土砂災害予測モデルの構築と検証」（研究代表者: 松四雄騎）、2016-2017 年度 京都大学グローバル生存基盤展開ユニット 萌芽研究「山地斜面における森林生態系の基盤としての土層の存続条件の定量化」（研究代表者: 松四雄騎）を使用した。ここに記して感謝の意を表します。

引用文献

- 1) Dietrich, W.E., Reiss, R., Hsu M.-L., Montgomery, D.R.: A process-based model for colluvial soil depth and shallow landsliding using digital elevation data, *Hydrological Processes*, Vol.39, pp.383–400, 1995.
- 2) Heimsath, A.M., Dietrich, W.E., Nishiizumi, K., Finkel, R.C.: The soil production function and landscape equilibrium, *Nature*, Vol.388, pp. 358–361, 1997.
- 3) Heimsath, A.M., Chappell, J., Dietrich, W.E., Nishiizumi, K., Finkel, R.C.: Soil production on a retreating escarpment in south-eastern Australia, *Geology*, Vol.28, pp. 787–790, 2000.
- 4) Heimsath, A.M., Furbish, D.J., Dietrich, W.E.: The illusion of diffusion: field evidence for depth-dependent sediment transport, *Geology*, Vol.33, pp. 949–952, 2005.
- 5) 松四雄騎・外山 真・松崎浩之・千木良雅弘. 土層の生成および輸送速度の決定と土層発達シミュレーションに基づく表層崩壊の発生場および崩土量の予測, *地形*, Vol.37, pp.427–453, 2016.
- 5) Iverson, R. M.: Landslide triggering by rain infiltration, *Water Resources Research*, Vol.36, pp.1897–1910, 2000.

4. 崩壊発生機構の数値解析

堤大三

(1) はじめに

単独の大崩壊と面的に分布する表層崩壊とを区別し、それぞれの発生メカニズムについて検討する。単独崩壊としては日田市小野地区の斜面崩壊を、面的に分布する崩壊としては、朝倉市赤谷川流域の一部（乙石川流域）をそれぞれ対象とした。それぞれの崩壊地での土層を採取し、透水試験と pF 試験を実施し、透水係数と水分特性曲線を求めた。対象流域を stream tube で分割し、それぞれの tube を対象に、降雨流出解析、斜面安定解析を行い、斜面崩壊発生時の水分状態や斜面安定性を検討する。これらの解析には時間がかかり、現時点では解析は終了しておらず、斜面発生機構を明らかにするにはさらなる検討が必要である。

(2) 現地調査

2017 年 8 月 3—4 日と 9 月 15—17 日に被災地において、主に斜面崩壊発生現場の現地調査を行った。その中で、福岡県側では赤谷川流域の小崩壊群を、大分県川では花月川流域小野地区の大規模崩壊を重点的に調査した。赤谷川流域では、支流の一つである乙石川の近傍の崩壊跡地（図-4-1）において、崩壊地近縁部の代表的な土層を 100 cm³ の円筒サンプラーを用いて採取した。採取深度は 0, 17, 38, 100 cm の 4 深度である。この崩壊地は地質図上では花崗閃緑岩に分類される領域に位置している。また、同じ赤谷川流域の支流である小河内川の小崩壊跡地においても同様に崩壊地近縁部の代表的な土層を採取した。採取深度は 0, 30 cm の 2 深度である。この崩壊地は地質図上では泥質片岩に分類される領域に位置している。一方、花月川流域小野地区の大規模崩壊地（図-4-2）においても、崩壊地近縁部の代表的な土層を 100 cm³ の円筒サンプラーを用いて採取した。採取深度は 0.0, 1.8, 3.0 m の 3 深度である。この崩壊地は地質図上では火山岩類に分類される領域に位置している。斜面崩壊跡地において土層を採取している様子を図-4-3 に示す。



図4-1 赤谷川流域 乙石川の近傍に多数見られる小規模崩壊のひとつ



図4-2 花月川流域 小野地区の大規模崩壊



図4-3 水理特性試験のため土層採取を行っている様子
(上図：赤谷川流域 乙石川の近傍の小規模崩壊、
下図：花月川流域 小野地区の大規模崩壊)

(3) 土層の水理特性

現地調査において採取した土層サンプルを持ち帰り、実験室において透水試験と pF 試験を実施した。透水試験は変水位法を採用して飽和透水係数 K_s を計測した。pF 試験はポーラスプレートと圧力容器を用いた加圧板法を採用した。pF 試験によって計測した圧力水頭 ψ —体積含水率 θ 関係を、以下に示す対数正規分布モデル¹⁾でフィッティングし、その係数によって圧力水頭 ψ —不飽和透水係数 K 関係を推定した。

$$C(\psi) = \frac{d\theta}{d\psi} = \frac{\theta_s - \theta_r}{\sqrt{2\pi}\sigma(-\psi)} \exp\left\{-\frac{[\ln(\psi/\psi_m)]^2}{2\sigma^2}\right\} \quad (1)$$

$$K(\psi) = K_s \left[F_{RND}\left(\frac{\ln(\psi/\psi_m)}{\sigma}\right) \right]^{1/2} \left[F_{RND}\left(\frac{\ln(\psi/\psi_m)}{\sigma} + \sigma\right) \right]^2 \quad (2)$$

ここで、 $\theta_s [\text{m}^3/\text{m}^3]$ は飽和体積含水率、 $\theta_r [\text{m}^3/\text{m}^3]$ は残留体積含水率、 $\psi_m [\text{m}]$ は土層の間隙径のメディアンに対応する圧力水頭、 σ は土層の間隙径分布の分散を表す無次元パラメータである。式(2)中の関数 $F_{RND}(x)$ は正規分布の残差であり、次式によって表される。

$$F_{RND}(x) = \int_x^\infty \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \exp\left(-\frac{u^2}{2}\right) du \quad (3)$$

計測された土壌水分特性曲線と透水係数を対数正規分布モデルでフィッティングした曲線とともに図-4-4, 5, 6 に示す。赤谷川流域崩壊跡地（花崗閃緑岩, 図-4-4）の土層は、表層部分に飽和透水係数が大きく、難透水性の部分があるが、その下は透水性が高く、花崗岩マサ土に近い水理特性を持つ比較的均質な土層で占められている。深度 1m になると、基岩部に近づくためか、空間的にばらつきはあるものの透水性の低い性質を表し始めている。赤谷川流域のもう一箇所の崩壊跡地（泥質片岩, 図-4-5）の土層は、表層（0 cm）から基岩層に至る全層で透水係数の高い比較的均質な水理特性を表している。

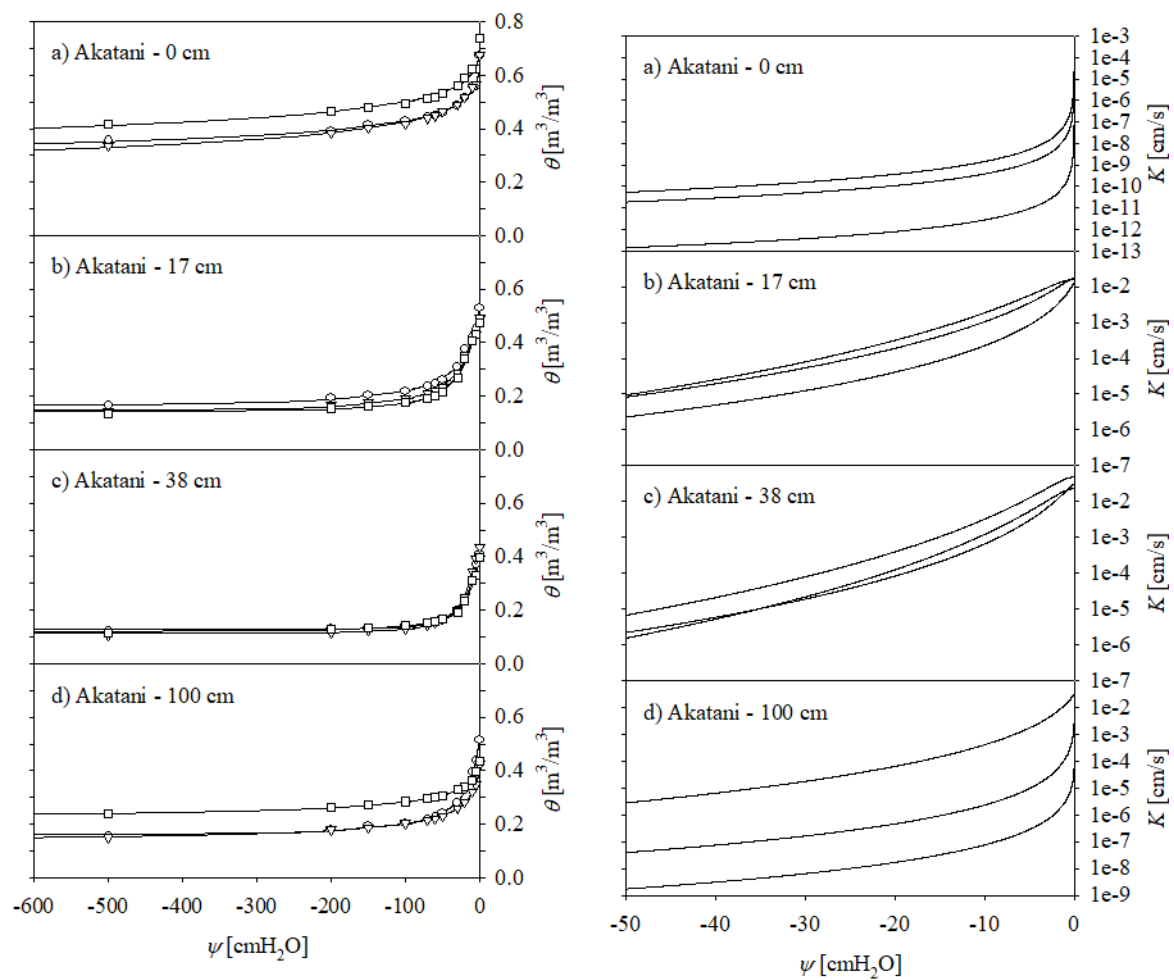


図-4-4 赤谷川流域崩壊跡地1で採取した土層の水理特性試験の結果
(左図：水理特性曲線，右図：透水係数)

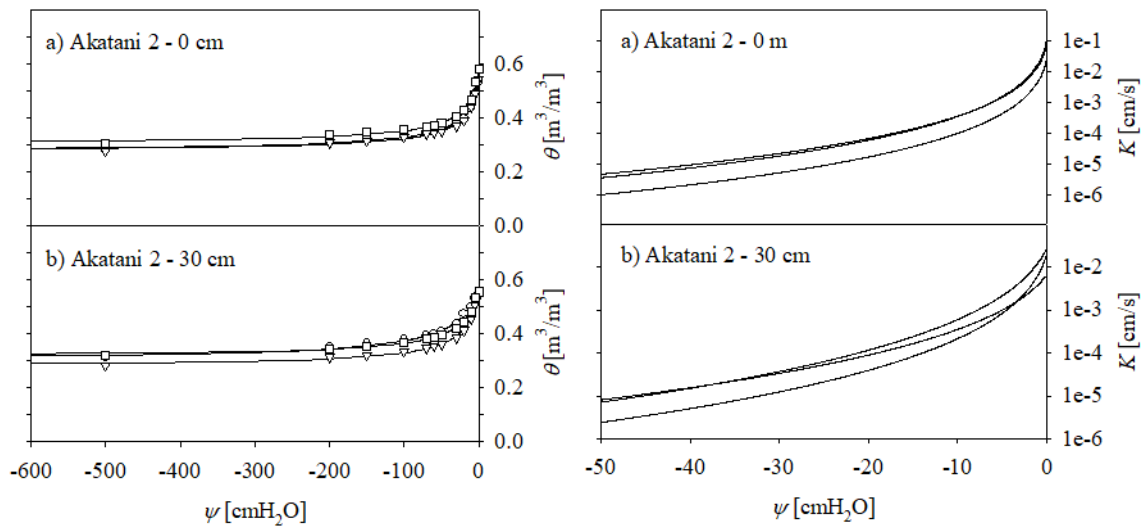


図-4-5 赤谷川流域崩壊跡地2で採取した土層の水理特性試験の結果
(左図：水理特性曲線，右図：透水係数)

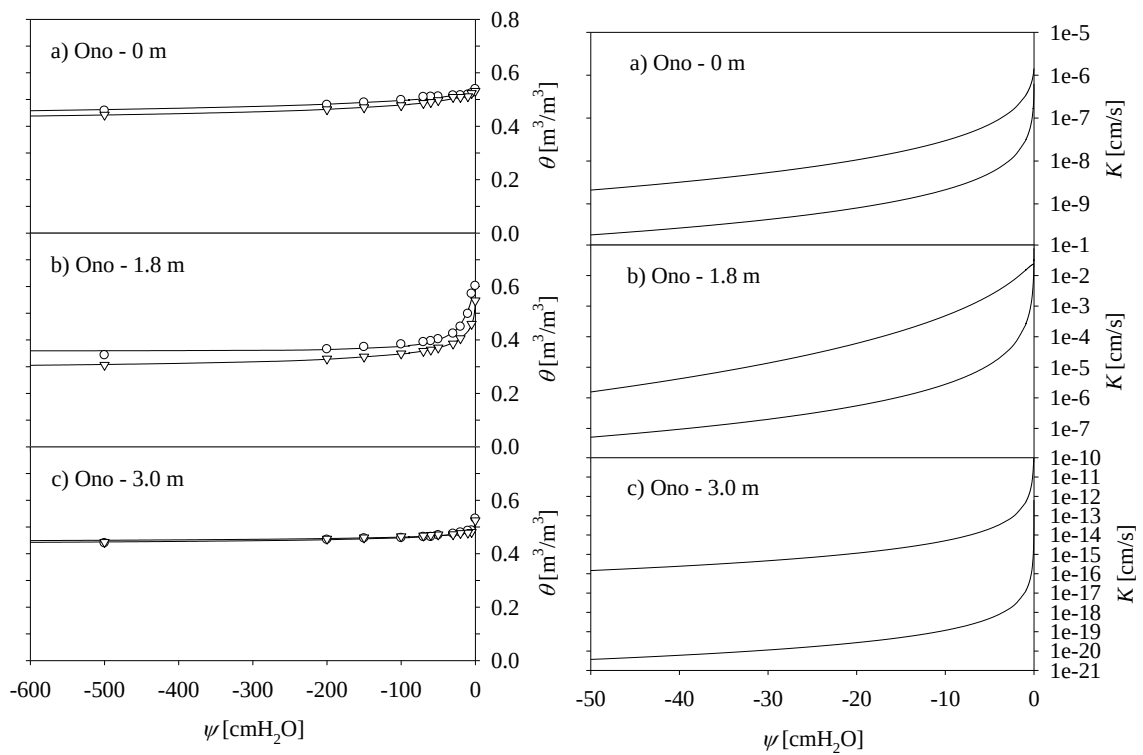


図-4-6 小野地区崩壊跡地で採取した土層の水理特性試験の結果
(左図：水理特性曲線，右図：透水係数)

(4) 斜面崩壊解析

➤ 斜面分割法

このあと述べる臨界すべり面解析法は、崩壊の縦断面形状を推定できる手法であることから、表層崩壊解析手法として、有効な手法である。ただし、対象域を流域全体とするような広範囲にわたる解析を行う際、一般的なグリッド分割法では隣接するグリッド間の地形的な連続性を正確に表せないため、臨界すべり面解析を適用することができない。そこで、地形分割手法として Moore (1991)²⁾ や Wu & Sidle(1995)³⁾らが提案した等高線に基づく地形分割手法を用いた。図-4-7 にこの分割法の概念図を示す。この手法は各等高線とそれらを横切る流線によって地形を分割する手法であり、分布型水文モデルにおいて斜面で発生する地表流の流下方向や連続性を再現できる利点がある。このため正方形グリッドを基礎とした地形解析と比べて、水流出計算を単純化することができる。この流線に囲まれた要素群は上流から下流までの水の流下方向を表した一つの斜管（以降 **Tube** と呼ぶ）として捉えることができ、表層崩壊解析に活用することができる。

解析対象とする領域の等高線図を図-4-8 に示す。等高線は 10 m 間隔である。小野地区の斜面は、ひとつの流域として扱うことができないため、3 つの区域に分割して解析を行う。

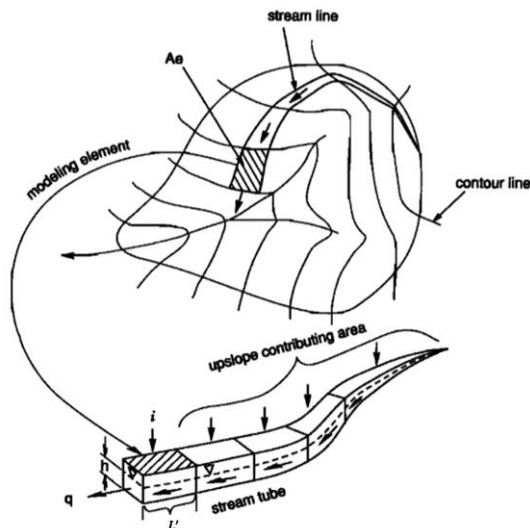


図-4-7 Stream tube による斜面分割法の概念図
(Wu & Sidle, 1995)

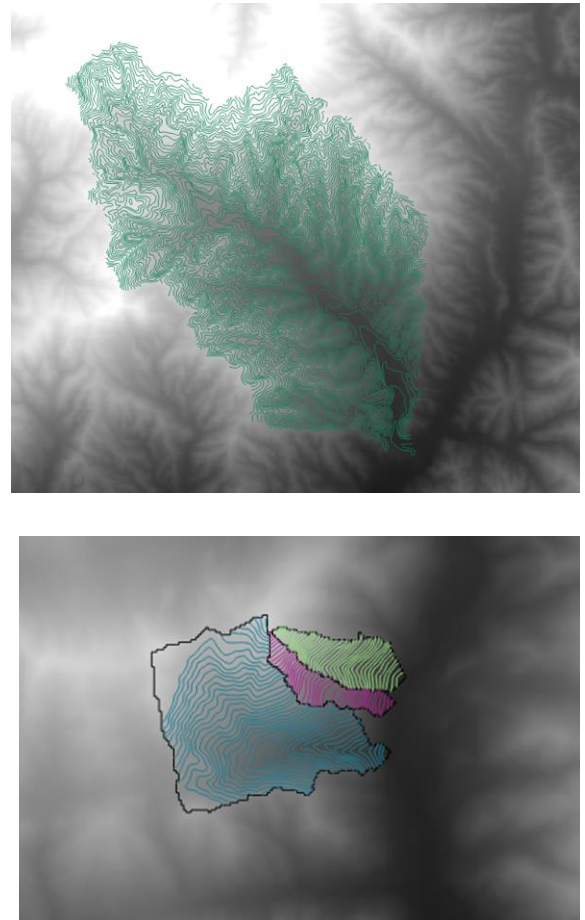


図-4-8 解析対象流域の等高線図
(上図：赤谷川流域 乙石川の近傍の小規模崩壊、
下図：花月川流域 小野地区の大規模崩壊)

➤ 斜面降雨流出解析

降雨浸透解析を精緻に実施するためには、Richards 式を解いて飽和・不飽和浸透解析を実施する手法がある。その際、土層の推理特性には図-4-4 から 6 に示した結果を用いることができる。ただし、ここでは流域規模を対象とするために、計算負荷を小さくする目的で Diffusion Wave 法を用いる。式(4)、(5)に示すように表面流にはマニング則を、中間流にはダルシー則を適用する統合型の解析モデルである。

$$\begin{cases} Q = BK_s h I & (0 \leq h < D \cos \theta_{slope}) \\ Q = B \left(K_s D \cos \theta_{slope} I + \frac{1}{n_m} (h - D \cos \theta_{slope})^{\frac{5}{3}} \sqrt{I} \right) & (h \geq D \cos \theta_{slope}) \end{cases} \quad (4)$$

$$\frac{dh}{dt} = \frac{1}{\varepsilon} \cdot \frac{1}{B \cdot L'} \cdot \frac{dQ}{dx} + \frac{r}{\varepsilon} \cos \theta_{slope} \quad \begin{cases} (0 \leq h < D \cos \theta_{slope} \text{ のとき } \varepsilon = E) \\ (h \geq D \cos \theta_{slope} \text{ のとき } \varepsilon = 1) \end{cases} \quad (5)$$

ここで Q [m³/s]は、 B [m]はエレメントの平均幅、 h [m]は中間流と表面流の合計水深、 θ_{slope} は斜面傾斜角、 I は動水勾配、 D [m]はエレメントの層厚、 n_m [m^{1/3}・s]はマンニングの粗度係数、 E は土層の空隙率、 L' [m]はエレメント長さ、 r [m/s] 降雨強度である。ここで、飽和透水係数と空隙率には現地採取した土層サンプルの値を用いることができる。

解析では、浸透水の流出経路を考慮した地形の分割を行っているため、エレメントごとの上流からの流入と下流への流出、降雨の浸透を考えるが、隣接する Tube 同士の横方向の水移動は考慮しない。また Tube は上流から下流に向かって、合流することはないが分岐はしないので、上流からの流入は複数となることがあるが、下流への流出は一つである。

➤ 斜面安定解析

斜面崩壊解析手法として久保田ら（1991）⁴等が提案した臨界すべり面解析を採用する。この解析手法は、安定解析として任意のすべり面形状に適用できる簡易 Janbu 法を、すべり面探索法として動的計画法を用いた。これら手法を Tube（上流から下流まで一つなぎのエレメントによって構成された斜面）に適用することで、最小の安全率とそのときのすべり面形状を推定することが可能である。また算定されたすべり面形状から崩壊土砂量を計算できる。この解析を、流域を構成する全ての Tube に適用することで、崩壊の面的分布を推定する

(5) 解析

現在、解析を実行中であるが、結果を取りまとめる段階までは至っていない。解析実施の例として、小野地区大規模崩壊を対象とした Stream tube による分割した解析対象地を図-8-9に示す。

(6) おわりに

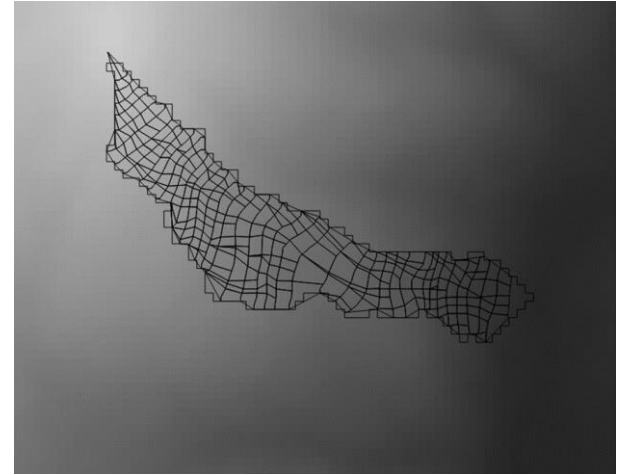


図4-9 解析対象流域の Streamtubeによる分割図
(花月川流域 小野地区の大規模崩壊部分流域)

対象斜面や流域を Stream tube で分割し、降雨流出解析・斜面安定解析を行うことで、流域全体に広く分布する小崩壊群と比較的大規模な単独崩壊の双方を再現計算することを試みた。現在、解析を実施中であるため、その結果については言及することができないが、再現性の検証を今後行う予定である。この手法は、特に表層崩壊の解析に適しているが、単一の比較的大規模な崩壊の再現が可能かという点に関しても検証することが必要である。

参考文献

- 1) Kosugi, K, Lognormal distribution model for unsaturated soil hydraulic properties, Water Resources Research, Vol. 32, No. 9, pp. 2697-2703, 1996.
- 2) Moore, LD, Terrain-Based Catchment Partitioning and Runoff Prediction Using Vector Elevation Data, Water Resources Research, vol. 27, No. 6, pp. 1177-1191, 1991.
- 3) Wu, W and Sidle, RC, A distributed slope stability model for steep forested basins, Water Resources Research, Vol.31, No.8, pp. 2097-2110, 1995.
- 4) 久保田哲也, 中村浩之, 臨界すべり面解析と信頼性解析を応用した地すべり・崩壊危険度の判定法, 地すべり, 27巻, 4号, 1991.

5. 小野地区地すべりの発生・運動機構および二次災害

王功輝・土井一生・釜井俊孝

(1) はじめに

2017年7月6日午前10時ごろに大分県日田市小野地区において大規模地すべりが発生し、地すべり土塊が小野川を堰き止め、天然ダムを形成したうえで、斜面对岸の集落までも押し寄せた(図-5-1)。この地すべりの発生・運動機構を解明するために、現地調査および室内土質実験を実施した。また、これらの結果に基づいて、源頭部の不安定土塊および天然ダムの決壊などによる二次災害の危険度評価をも行った。



図-5-1 小野地区地すべり地全景(アジア航測(株) 2017年7月9日撮影)

(2) 小野地区の地すべり

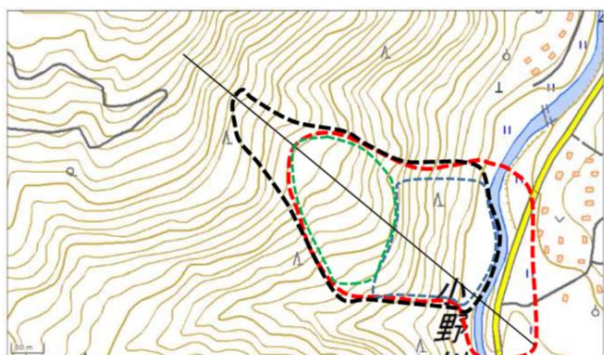


図-5-2 崩壊地の地形図。赤破線は今回の崩壊ブロック、緑・青破線は今回の崩壊の上部・下部ブロック、黒破線は地形図で判読された地すべりブロックを表す。黒線は図-5-6における断面線。

図-5-2に当地区の地理院地図を掲載する。地形判読や空中写真判読から黒破線で囲んだ地すべりブロックが同定された。今回の崩壊域はこのブロックとほぼ一致し

た。この地すべりブロックの末端部においては河川が屈曲し、過去に地すべりの活動があったことが推察された。その後の河川による侵食のため末端部の土砂が取り去られたところに、今回の豪雨による大量の地下水の集積によって再度地すべりが活動し、崩壊が発生したことが考えられる。

地すべりは、おおむね標高 170-200 m の等高線を境として、上部(図-5-2 緑破線)と下部(図-5-2 青破線)の2つのブロックに大きく分かれる。下部ブロック内の滑落崖付近においては、上側に白色の安山岩溶岩、下側に赤色化した凝灰角礫岩が明瞭に分かれて存在していた。上部ブロックに崩壊土(の一部)は、斜面中腹の遷緩線より下側に大量に留まっていた(図-5-1)。崩壊域内ではすべり面が露出していた(図-5-3)。これらの様子から安山岩溶岩と凝灰角礫岩の境界ですべてていることが推察された。露出したすべり面を観察したところ、凝灰角礫岩の上部は風化が進行し粘土化し、粘土化した土層内には過去の斜面変動により生じた擦痕が明瞭に見られる(図-5-4)。また、図-5-4に示す擦痕方向と斜面の最大斜面方向から、古い地すべりが、斜面の最大傾斜方向に斜交する方向へ移動していたことが認められる。



図-5-3 上部ブロックに露出したすべり面



図-5-4 斜面最大傾斜方向と擦痕の方向

崩壊域の上方においては、何重にもたくさんの段差亀

裂が見られた。大きいものでは 130cm もの段差が生じており（図-5-5）、非常に不安定な状態となっていることがわかった。このような変状から推定される不安定領域の大きさは、幅 50 m 程度、長さ 100 m、比高 80 m 程度であった。



図-5-5 崩壊域上方の段差亀裂

(3) 地すべりの地質断面図と変動過程

地すべり地内で測量を実施し、縦断面図を得た。これに観察された地質の情報を加え、図-5-6の地質断面図を作成した。凝灰角礫岩の上位に安山岩溶岩が存在し、凝灰角礫岩の最上部は粘土化し軟弱かつ難透水性となっていた。安山岩溶岩と凝灰角礫岩の境界をすべり面として古くから地すべりの活動があった。今回の崩壊域上部には古い地すべり土塊が溜まっていた。また、古い地すべり運動によって押し出された土塊が河川に削られたため、降雨等によって今回の崩壊域がすべりやすい状態となっていたと考えられた。

このような状況下で、極端な豪雨によって多量の水が地面から透水性の高い安山岩溶岩を通して地下に浸透し

た。地下水は難透水性を示す凝灰角礫岩最上部の粘土化した層でとどまり、安山岩溶岩と凝灰角礫岩の境界付近の水圧が高められ、移動土塊が不安定な状態となり崩壊に至ったと考えられる。

地すべり移動土塊の殆どは、安山岩溶岩土層からのものであるため、地すべり移動機構の解明および移動土塊により形成された天然ダムの安定性評価を実施するために、地すべり源頭部のすべり面附近における安山岩土層内部（図-5-7）から土試料を採集し、そのせん断挙動を調べた。



図-5-7 地すべり源頭部から土試料の採取場所

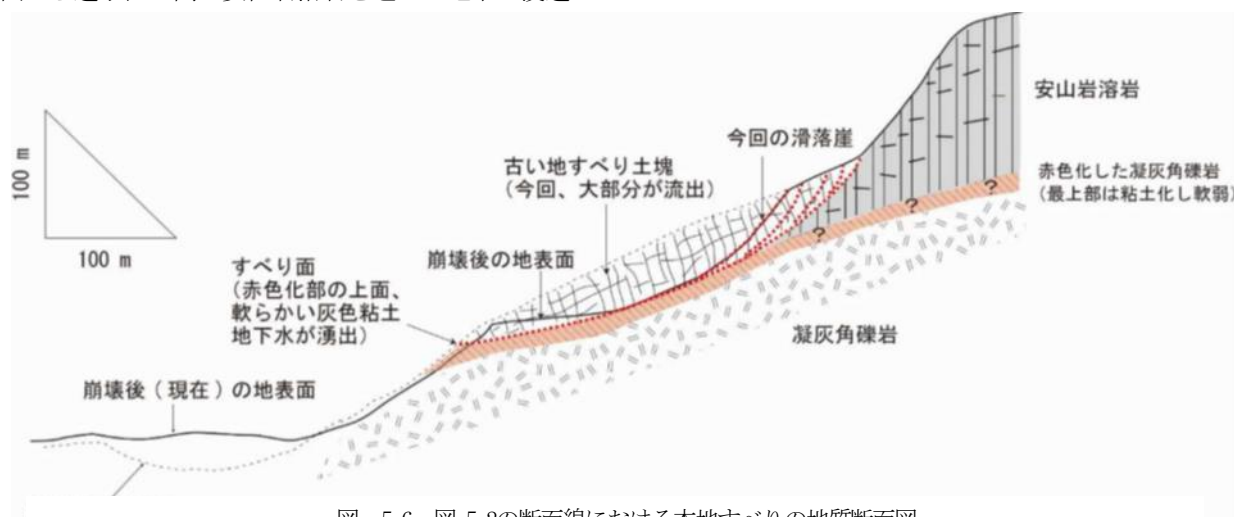


図-5-6 図-5-2の断面線における本地すべりの地質断面図

(4) 室内実験結果

現地で採取した土試料に対して、リングせん断試験機を用いて、飽和非排水・自然排水せん断試験を行った。飽和非排水せん断試験は、下記の手順で実施した。①現地で採取した土試料を 110℃の温度で 24 時間をかけて炉乾燥する。②乾燥した試料をリングせん断試験機のせん断箱にいれる。③試料内の飽和度を高めるために上部排水口を解放し、下部排水口から炭酸ガスを 1 時間注入して試料内の空気を置換させ、その後、脱気水を下部排水口から 12 時間をかけて注水する。④飽和度を確認した後に、地すべり土塊の深さ（約 30m）およびすべり面傾斜により算出した垂直応力(456 kPa)とせん断応力（194 kPa）で試料を正規圧密する。⑤全部の排水口を締めてせん断箱を非排水状態にし、せん断応力を上昇させて実験を実施する。⑥土試料のせん断抵抗が一定になった事を確認した後に、実験を停止する。実験中において、垂直応力、せん断応力（抵抗）、過剰間隙水圧、せん断変位および垂直変位を記録した。

図-5-8 に試料に対する飽和非排水せん断実験の時系列データおよび有効応力経路を示す。この図より応力経路は、せん断応力の上昇に伴って過剰間隙水圧が発生したが、せん断破壊が発生した後に、せん断変位の増加に伴って過剰間隙水圧が急激に上昇し、最終的にほぼ 400 kPa（垂直応力の約 88%）の高い値になった。これにより、土試料のせん断抵抗が大きく低下した。図-5-8 から、降雨時に、安山岩溶岩により風化した土層において流動性の高い地すべりが発生しやすいことが推察される。

(5) 天然ダムによる二次災害

地すべり土塊が小野川を堰き止め、幅約500 mの天然ダムを形成した。流動化した地すべり土砂により形成されたため、ダム堤体の勾配は緩い（ $<2^\circ$ ）。また、ダム堤体が低いため、形成された堰止め湖の容量は小さい。ダム形成直後に越流が発生したと考えられるが、越流水は、元の道路や畑を流下したため、地すべり堆積土砂における急激な浸食決壊が発生しなかった。その後、排水路の作成や除石作業などの緊急対策が実施され、下流部への被害拡大はなかった。

(6) まとめと今後の課題

今回の豪雨により、福岡県朝倉市東側において数多くの表層崩壊が発生したが、小野川地域においては、発生した土砂災害の数は著しく少なかった。しかし、小野地区地すべりの規模は一番大きかった。その原因としては、安山岩溶岩と凝灰角礫岩の境界をすべり面として古くから地すべりの活動があったと考えられる。こういった地質特徴を有する斜面を抽出し、地すべりの分布を地形判

読等により詳細に把握することは、今後の同様の災害を軽減するうえで重要である。また、風化の進行に伴う凝灰角礫岩の力学特性変化を解明することは、小野地区地すべり斜面と同様な斜面変動の解明および地すべり災害予測には必要である。これらを今後の課題にする。

豪雨時の地すべりにより形成された天然ダムの決壊による二次災害がよく報道されている。また、実際に決壊した天然ダムの殆どは天端からの越流によるものと報告されている。小野川地すべりで形成された天然ダムのように、形成された直後には越流が発生した。結果としては、下流には大きな災害を引き起こすことはなかったが、こういった天然ダムの形成・決壊過程に対する研究は、降雨・地震時に発生した斜面崩壊や地すべりによる二次災害の危険度を軽減するうえで重要で不可欠である。これをも今後の研究課題にしたい。

謝辞：

国土地理院による地理院地図およびアジア航測（株）により撮影された写真を用いました。記して感謝いたします。

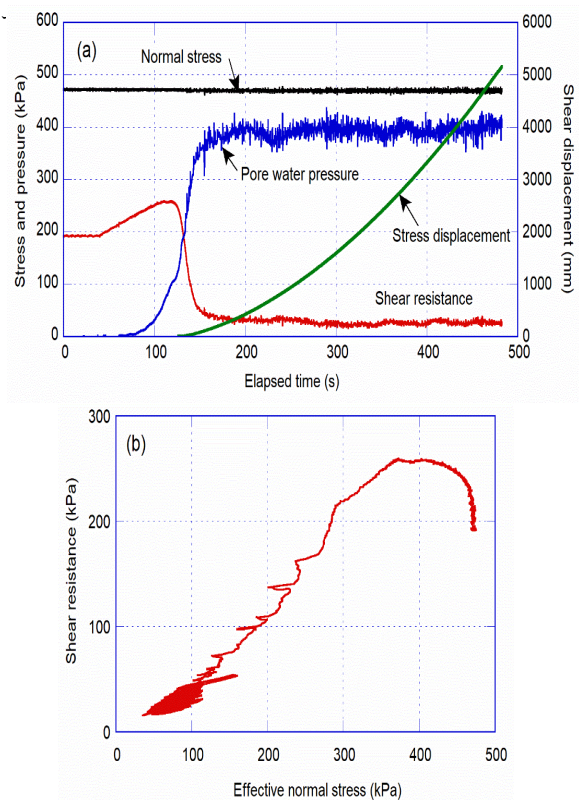


図-5-8 安山岩土層から採取した試料に対する飽和非排水実験結果。(a)垂直応力、せん断抵抗、過剰間隙水圧、およびせん断変位の時系列データ、(b) 有効応力経路

6. 山地斜面の植生と崩壊発生の関係

松浦純生

(1) 崩壊の概要

九州北部豪雨では多量の降雨により、きわめて多数の崩壊や地すべりが発生した。崩壊した箇所の基盤地質は変成岩類、深成岩類、火山岩類などである。

しかし、崩壊の大部分は基岩の上位に堆積する土層で発生した表層崩壊で、基盤岩内部からの深層崩壊は少ない。表層崩壊は、地下に浸透した水が集まりやすい0次谷と呼ばれる凹地形を呈する箇所が多発した(図-6-1)。

一方、短時間降雨強度が大きかったため各溪流で洪水流や土石流などが発生し、溪岸が著しく横方向に侵食されることで、溪流と接続する山腹下部斜面での溪岸崩壊も発生した(図-6-2)。

(2) 表層崩壊の特徴

表層崩壊の深さは浅いところで約0.5m、深いところで5m程度もあった。平均して1～3m程度で、ほとんどの土層は風化残積土であると考えられる。

深成岩類である花崗閃緑岩地帯では、土層が深部まで発達したため、5m以上の深さを持つ表層崩壊があった(図-6-3)。それらの崩壊面は、マサ土とサプロライトのそれぞれの層内と境界付近(図-6-4)、サプロライトと基岩の境界近傍で発生していた。

一方、変成岩類に属する泥質片岩地帯では受け盤部分では比較的浅い表層崩壊が多く、流れ盤構造の箇所ではやや深いすべり面を持つ表層崩壊が発生していた。

(3) 崩壊と森林との関係

被災した箇所では林業が盛んなため、スギやヒノキの人工針葉樹林(10～13 齢級)が広がっている。一般にヒノキは乾燥に強いため尾根筋に、スギはそれ以外の部



図-6-1 多発した谷頭(0次谷)での崩壊



図-6-2 溪岸崩壊と尾根まで達した表層崩壊



図-6-3 マサ土化が進んだ箇所でのやや深い表層崩壊



図-6-4 マサ土とサプロライトの境界付近で発生した表層崩壊

分に植栽されている。立木の根系は樹齢や地位にもよるが、深さおよび水平方向に概ね 1～2m まで伸張していた。九州地方の人工林は挿し木苗が多く、実生苗に比べて垂直根の発達が一般にやや劣る傾向がある。しかし、現場の観察では垂直根が発達した箇所も見られたことから、根系の生長は土壌層の深さや水分環境などに大きく依存すると考えられる。

箇所数は少ないが、天然広葉樹林でも表層崩壊が発生している場合があった(図-6-5)。また林齢でみると、

幼齡人工針葉樹林および壮齡人工針葉樹林のどちらも表層崩壊の発生が確認された（図-6-6,7）。

以上から、現時点では山地斜面の植生（樹種、林齢）と表層崩壊の関係は希薄と思われる。これは、大部分の表層崩壊が森林の根系よりも深い箇所が発生していたことによる。ただし、森林整備との関係については、人工林の施業履歴が不明なため、枝打ちや間伐などがどのような効果があったかは分かっていない。

一方、森林土壌が薄く、根系が基岩層に発達する節理などに伸張している場合では、崩壊や土石流を抑止する効果があったと考えられる（図-6-8,9）。これに対し、片岩地帯で片理面が良く発達している箇所では根系が基岩内に侵入できず、そのまま片理面で崩壊した箇所もあった（図-6-10）。このように、森林の根系が崩壊防止機能を発揮できるかどうかは、森林土壌の厚さや基岩面の状態に大きく依存するものと考えられる。

(4) 今後の課題について

日本の山地は製塩、製陶、製鉄、薪炭採取などにより、長期間にわたって著しく荒廃し、洪水や土砂流、土石流などが頻発していた。しかし、戦後の森林造成によって、現在では山地のほとんどが森林に覆われ、相対的に侵食や表層崩壊は少なくなっている。一方で、地球温暖化の影響を受け森林の崩壊防止効果を超える極端な降雨が増えつつあることから、生育基盤である土層とともに立木が流出するリスクが増大している。今回の災害も壮齡林で崩壊が数多く発生し、土砂と混在した大径木の流木が長距離にわたり流下し、下流域に大きな災害をもたらした。

今後の課題としては、流木の発生メカニズムと被害状況についての詳細な調査・解析結果を踏まえながら、発生源対策や流下区域での対策、さらに堆積域での対策をソフトとハードの両面から検討する必要がある。

降雨による表層崩壊は、いわゆる凹部や谷頭部分に集中する傾向がある。このような部分は水分環境が良いので、植林の適地となり樹木の生長も早い。このため、リスクが大きい箇所では適切な指定施業要件を設定するとともに、渓床勾配の緩和や斜面下部の安定を図るための治山ダムや山腹工などで対処することが望ましい。

溪畔部に成立している立木は一般に根張りが浅く、また、生育基盤が洪水流や土石流などで容易に流亡するため、流木災害の原因となることが多い。このため、溪流周辺では立木の伐採や倒伏木の撤去などを行う必要があることに加え、溪流の接続斜面では切り捨て間伐などは認めないなどの処置が必要であろう。また、下流域への流木災害を未然に防ぐために、透過型の治山ダムや砂防堰堤を、不透過型のものを含め、流域一体となって計画的に配置することが求められる。



図-6-5 幼齡天然樹林での表層崩壊



図-6-6 幼齡人工針葉樹林での表層崩壊



図-6-7 壮齡人工針葉樹林での表層崩壊



図-6-8 泥質片岩の節理内に生長した根系
(樹木根系が基岩内の割れ目などに伸張すると、土層と基岩を繋ぎ止める効果が発揮され、表層崩壊防止機能が高まる。)

一方、堆積域では流速が遅くなることから、流木や土砂を捕捉するための緩衝帯を造成することも考えられる。もちろん、重要な保全対象がある部分では、不透過型の砂防堰堤などの建設も必要になる。



図-6-9 土砂流によっても流木とならなかった溪畔林

(土層が浅く、根系が基岩内に伸張していたため、ある程度の洪水流や土砂流あるいは土石流でも流木にならなかったと考えられる。)



図-6-10 流れ盤構造の片理面をすべり面とした表層崩壊

(土層が厚く、樹木の根系が基岩まで到達できなかったか、もしくは根系が到達したとしても基岩に節理が少なく、根系が基岩内に伸張できなかったと考えられる。)

7. 地震計記録による地表変動の検出：日田市小野地区における斜面崩壊の例

土井一生

(1) 背景

近年、地震観測網の充実に伴って、斜面崩壊によって励起された地震動が地震計によって捉えられた事例が増え、その記録から斜面崩壊の発生時刻や規模、発生メカニズムが議論されてきた（例えば、Yamada et al, 2012）¹⁾。しかしながら、斜面崩壊による地震動記録から崩壊の自動検出や崩壊場所推定には現時点では至っていない。九州北部豪雨を誘因として、多数の斜面崩壊が発生したが、その中でも最大規模のものは大分県日田市小野地区で発生した。主要な崩壊は幅 200 m、長さ 200 m の領域で 7 月 6 日午前 10 時ごろに発生したとされる。本研究では、周囲の高感度地震計の地震波形記録を調べ、崩壊域近傍より放射された地震動が検出されるかどうか調べた。

(2) 地震計の記録

小野地区の崩壊発生域の周囲 35 km 以内に位置する 9 観測点の連続地震波形記録を図 1 に示す。9 時 45 分と 9 時 46 分ごろに 2 回のシグナルが複数の観測点で得られていることが窺えた。崩壊発生域からの距離に従って見かけ速度約 3 km/s で伝播している様子が見られた。これらの時刻は矢野ほか（2017）²⁾による目撃証言の情報と一致した。

シグナルは立ち上がり不明瞭であり、時間の経過とともに紡錘型の形状を示した。ランニングスペクトル（図-7-2）によると、シグナルの卓越周波数は、0.5-3 Hz であった。得られた卓越周波数や波群の形状は、伊豆大島豪雨災害³⁴⁾や 2017 年 5 月の飯山市の土石流⁹⁾による地震動の波形記録とほぼ同じであった。

(3) 震動源の推定

観測された地震動が小野地区の崩壊によるものであることを確かめるため、火山性微動の震動源の推定に用いられている地震波の振幅の性質を利用した震源決定法（ALS 法⁶⁾）を本事例に適用した。結果を図-7-3 に示す。9 時 45 分、46 分のどちらのシグナルも小野地区が震源決定誤差の小さな領域に含まれた。

(4) 地震計による崩壊発生検知の可能性と問題点

本研究の結果のように、長さ・幅が 100 m 規模の崩壊が Hi-net によって検知され得たことは、今後、同様の規模以上の崩壊のリアルタイムな検知に可能性を見出すことができることを示唆している。ただし、本研究においては、崩壊の発生場所が分かったうえで目撃証言の情報

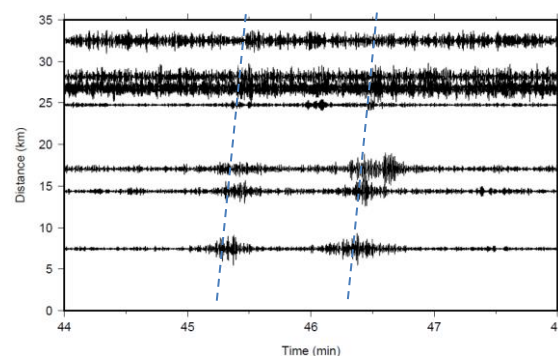


図-7-1：周辺の Hi-net 9 観測点における上下動速度記録。点線は見かけ速度 3.0 km/s を表す。2 度にわたる崩壊が地震動として記録されている。

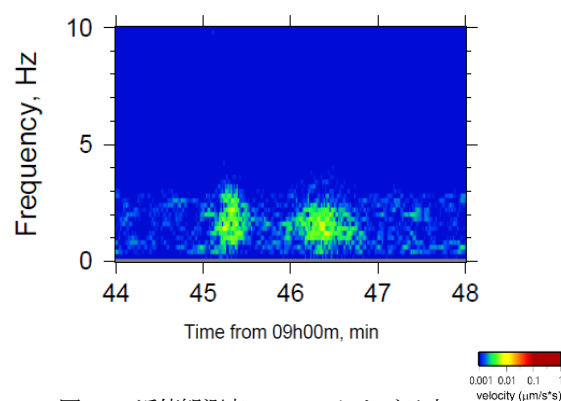


図-7-2：近傍観測点 N.YGNH における上下動のランニングスペクトル。

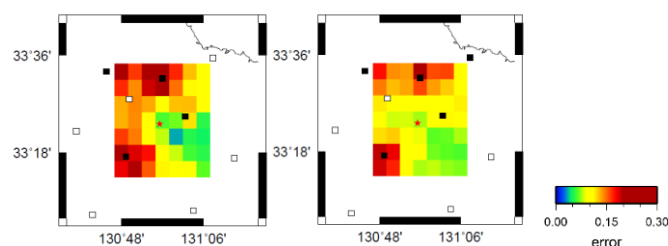


図-7-3：ASL 法による 9 時 45 分(左)と 46 分(右)のシグナルの震源決定結果。V=3.3 km/s, Q=200 の S 波を仮定した。

を参照しながら、崩壊による地震動を認識した。先見情報なく崩壊による地震動を自動認識するのは困難で、仮に認識できたとしても、図-7-3 に示されるように、推定誤差が小さな範囲は半径 10 km 以上と広く、どの尾根または谷で崩壊が発生したかを絞り込むことは難しい。利点と限界を認識したうえで、本手法を活用、発展させていくことが重要であると考ええる。

謝辞

防災科学技術研究所 Hi-net による地震観測記録を利用しました。また本研究は京都大学防災研究所と東京大学地震研究所の拠点間連携共同研究（2017-K-04）の支援を受けました。ここに記して感謝致します。

引用文献

- 1) Yamada et al. (2012): Geophys. Res. Lett., L13301.
- 2) 矢野ほか(2017): 土木学会ホームページ.
- 3) Doi et al. (2014): Proc. 2014 JpGU, HDS05-12.
- 4) Ogiso and Yomogida (2015): J. Volcanology and Geothermal Res., 298, 15- 26.
- 5) 土井ほか (2018): 京都大学防災研究所研究発表講演会, D05.
- 6) Kumagai et al. (2010): J. Geophys. Res., 115, B08302.

8. 衛星データによる地表変動の検出

橋本 学

(1)はじめに

大規模災害発生時には、その発生源と被災地域の位置・規模の迅速な把握が求められる。このためには、地表での調査が最も正確であることは言うまでもない。しかし、労力やアクセスの問題があり、面的かつ迅速に把握することは不可能である。航空写真は有力な手法であるが、気象条件に左右される上、撮影範囲が狭い。人工衛星の光学・赤外画像は撮影範囲が広いが、雲の下は見えないし、衛星の再来間隔で撮影のタイミングが規定される。これらに対して、人工衛星搭載合成開口レーダーは、光学衛星観測と同様にタイミングに制約があるものの、気象条件に左右されずに広域の観測が高分解能で行える利点がある。近年は、世界各国・機関が複数の衛星を打ち上げ・運用しており、いずれかの衛星を用いることで発災後時を置かず観測を行えるようになっている。

2017年7月5～6日の九州北部豪雨災害に伴って多くの土砂崩れ・山体崩壊が生じた。この全容を把握し、さらに今後の斜面災害発生可能性を評価することを目的として、我が国の宇宙航空開発機構（JAXA）が運用している地球観測衛星だいち2号（Advanced Land Observation Satellite 2: ALOS-2）搭載の合成開口レーダー画像を解析した。その結果の概要を報告する。

(2)ALOS-2 観測と解析の概要

ALOS-2は、2014年5月24日に打ち上げられ、同年8月の運用開始以来、順調に観測を続けている。ALOS-2は、波長236 cmのLバンドの合成開口レーダーを搭載しており、観測幅と分解能・偏波の異なる多くのモードで観測が可能である。同じ場所を同じ条件で観測することができるまでの回帰周期は14日である。しかし、複数の軌道から電波の射出角度や方向を変えることにより、いずれかのモードで災害発生後数日以内に地表面の観測をできる。日本国内であれば、運用初期に全国の被災前のデータがほぼ全てのモードで取得されており、被災後との比較が可能である。

今回使用したALOS-2画像を、表-8-1にまとめる。発災後の観測日に示すように、発災後2日～1週間程度の間に観測がなされた。図1にそれぞれの観測範囲を示す。ALOS-2の標準的な高分解モードの観測は、2偏波（HH+HV）右観測で入射角が35°前後である。このため、7月10日の南行軌道からの観測以外のものについては観測頻度が低く、発災前の観測が2016年のものになることに留意が必要である。

解析にはGamma Remote Sensing社のGamma®を用いた。

基本的には通常の2パス干渉法で、2つのSAR画像（HH偏波のみ使用）の位置合わせを行い、位相差を計算した。その際、電波の射出方向・衛星進行方向にマルチルックをとって、空間分解能を12～16 m程度にして解析した。DEMはASTER-GDEM-2（1秒サンプリング）をオーバーサンプリングして10m間隔にした。ただし、スペckル・ノイズ低減のためフィルタリング処理した後に、地図投影を行なっている。斜面崩壊や地すべり等が生じた領域では数mを超える変動が生じるため、位相変化が得られない。このような場合、コヒーレンスと呼ばれる位相情報も含めた地表面の電波散乱特性の変化の指標が低下する。また、通常の写真のような強度画像にも明瞭な変化が現れることがある。そこで、発災前の強度画像を赤、発災後の強度画像を緑、コヒーレンス画像を青に着色し、加色混合画像を作成する。加色混合は、2回の観測の間に地表面の散乱特性に大きな変化があれば、それを検出するのに有力な手法である。例えば、山林は散乱強度が一般に低い。斜面崩壊などにより地肌が露出すると散乱強度が上がりとともにコヒーレンスが低下するため、加色混合すると緑色が卓越する。一方、河川など水域では電波の散乱強度は0に近い。ここに土砂が堆積すると散乱強度が上がる（コヒーレンスはもとより低い）。このため、河川に土砂が堆積したところは緑に色付けられる。逆に、洪水の湛水域は発災後の強度が低くコヒーレンスも下がるため、赤くなる。変化がないところは、青く描画される。

4偏波観測データについては、やや異なる。4偏波観測は、1回の観測において水平偏波と鉛直偏波を射出し、散乱して戻ってくる水平偏波と垂直偏波をそれぞれ受信する。地表面で偏波方向の変化が生じるので、水平→水平（HH）、水平→垂直（HV）、垂直→水平（VH）、及び鉛直→鉛直（VV）の4つのデータが得られる。一般に、HHやVVは裸地での散乱、HV及びVHは体積散乱（樹木の樹幹や樹冠で複雑に散乱するケース）に感度がある。HHとVVでは、例えば一定間隔で植えられた稲の茎の並びに対する感度が異なり、この性質を利用して稲の生育状況を推定することにも利用されている。一般に、HHを赤、HVを緑、VVを青に着色し加色混合することで、地表面の状況を面的に捉えられる（例えば、大内、2009）²⁾。今回、P130-660の4偏波データに対してこの手法を適用し、地表面の状態変化を議論する。

表-8-1. 本調査で使用した ALOS-2 画像の概要

観測パス・フレーム	観測日 (発災前)	観測日 (発災後)	モード (観測方向)	軌道	入射角 (°)	軌道間距離 (m)
23-2940	2017 年 6 月 12 日	2017 年 7 月 10 日	高分解能 (右)	南行	36.1	87.1
28-2910	2016 年 4 月 29 日	2017 年 7 月 7 日	高分解能 (左)	南行	32.4	-284.9
130-660	2016 年 8 月 11 日	2017 年 7 月 13 日	4 偏波 (右)	北行	33.9	-47.1

(3) 強度・コヒーレンスの加色混合法による地表変動箇所の抽出

図-8-2 に P130-660 および P23-2940 の 2 ペアの強度・コヒーレンス加色混合画像を示す。発災直近の観測であった P28-2910 は、軌道間距離が大きく、災害前の観測から 14 ヶ月経過していることから、全体的にコヒーレンスが低く、山地がほとんど緑で表示されるため、変化の検出には適していないとして、示していない。なお、ところどころに見られる赤い部分は、衛星の方に向けた斜面で (P130-660 に対しては西向き、P23-2940 に対しては東向き斜面)、フォアショートニングを起こしているところである。P130-660 と P23-2940 は全体的に青く表示されており、コヒーレンスが高いことを示している。ただし、P130-660 は観測間隔が約 1 年であるので、P23-2940 に比べて全体にコヒーレンスが低く、やや緑がかって表示されている。両画像共に朝倉市杷木町・うきは市北方の山地が顕著に緑色になっている。この領域でコヒーレンスが低下し、発災後の散乱強度が大きくなったことを示している。すなわち、山地の植生がなくなり裸地が出現したと推定される。国土地理院が公開している航空写真からの被災地域の判読結果と整合する [国土地理院, 2017] ¹⁾。この地域を拡大し、南上空からの俯瞰に変更

したものを図-8-3 に示す。観測日の間隔が長い P130-660 の方が緑の領域が多く、コヒーレンスが低いことがわかる。P23-2940 の画像では、緑の領域が標高の高いところに顕著である。

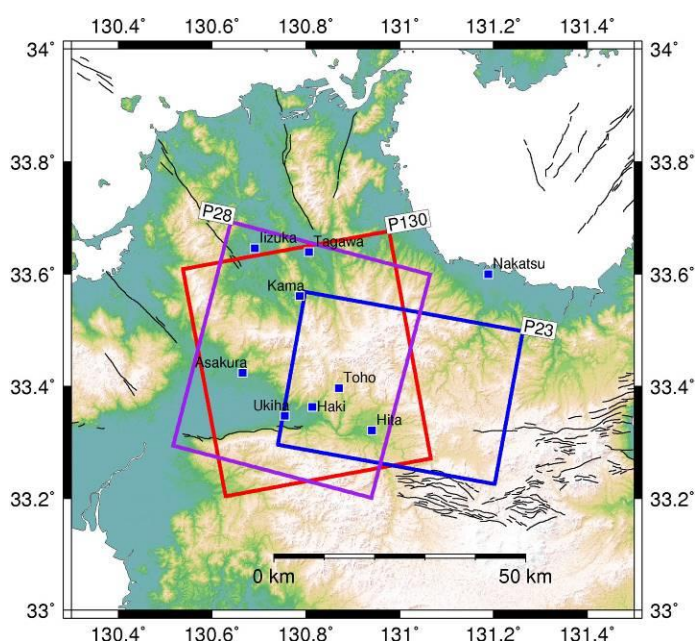


図-8-1 本調査で使用した ALOS-2 画像の解析範囲

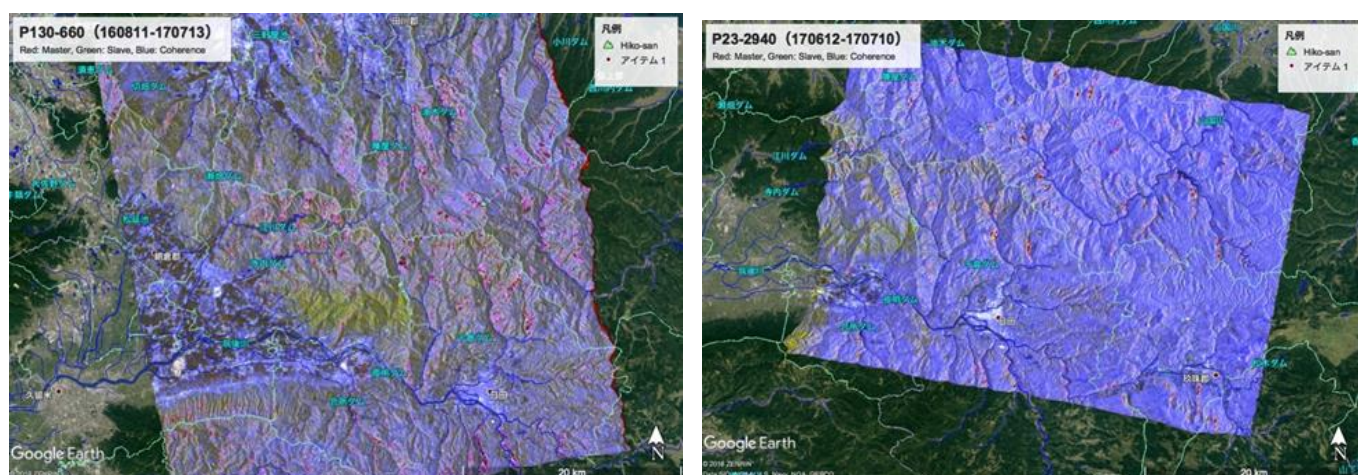


図-8-2 強度画像とコヒーレンスの加色混合法による処理結果: (a)パス 28 フレーム 2910. 2016 年 4 月 29 日と 2016 年 7 月 7 日. (b)パス 130 フレーム 660. 2016 年 8 月 11 日と 2017 年 7 月 13 日. (c)パス 23 フレーム 2940. 2017 年 6 月 12 日と 7 月 10 日.

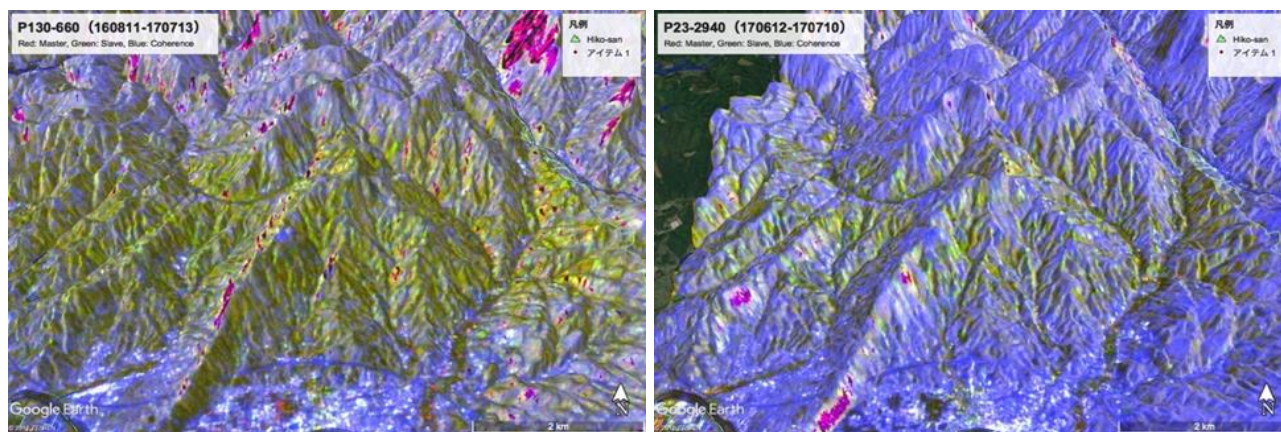


図-8-3 図-8-2 中のうきは市北方の山地のクローズアップ。南上空から俯瞰した視点に変更している。

強度とコヒーレンス画像の加色混合は、フィルタリング処理の影響もあり、必ずしも個別の斜面崩壊箇所を同定するまでにはいかないが、一定以上の規模の崩壊が多発した地域を把握することに適していると考えられる。

(4) 偏波データの加色混合による地表変動箇所の抽出

P130-660 の観測は4偏波を用いて行われているので、観測時の散乱特性を把握することができる。図-8-4 に、2016年8月11日と2017年7月13日の各偏波の強度画像の加色混合法による処理結果を示す。図-8-3と同様に南上空からの俯瞰図であるが、筑後川を越えて朝倉市杷木町・うきは市の平野部を含めている。2016年8月11日の画像でも、図-8-3(左)でコヒーレンスが低下した斜面の多くは下部がややピンクがかっている。このことは2016年時点ですでに裸地が露出していた、あるいは植生が少なかったと推定される。上部は緑が卓越しており、森林と推定される。一方、平野部では2016年にはピンク色であった地域が、2017年7月には黒くなっているところが認められる。これはVV偏波の強度が低下したことを示しており、これらの地域が湛水していた可能性を示唆する。

ただし、時期的に水田の湛水の可能性もあるため、現地の情報で確認する必要がある。

(5) 2パス干渉法による微小変形の検出

本調査では強度画像の加色混合を行う前処理として、干渉処理をしている。このため、十分なコヒーレンスが得られた領域では、変位を検出することができる。ただし、干渉画像には大気（対流圏及び電離圏）の影響やDEMの誤差等による見かけの変位が重畳しているため、解釈には注意が必要である。例えば、地形と相関があるような場合は、大気の成層構造によるものと考えられる。図-8-5と図-8-6は、解析範囲で微小な変形の可能性がある領域を抽出したものである。それぞれ見やすいように視点を変えて表示している。図-8-5は、P130-660のクローズアップで、江川ダム下流の小石原川右岸の斜面に、局所的な位相の変化が認められる。周囲と比較して5～6cm程度衛星から遠ざかる変位を示している。左の地形を見ると斜面の下部にあたるので、微小な沈降が生じた可能性がある。ただし、2016年8月11日から2017年7月13日の間のいつ発生したものは、わからない。図-

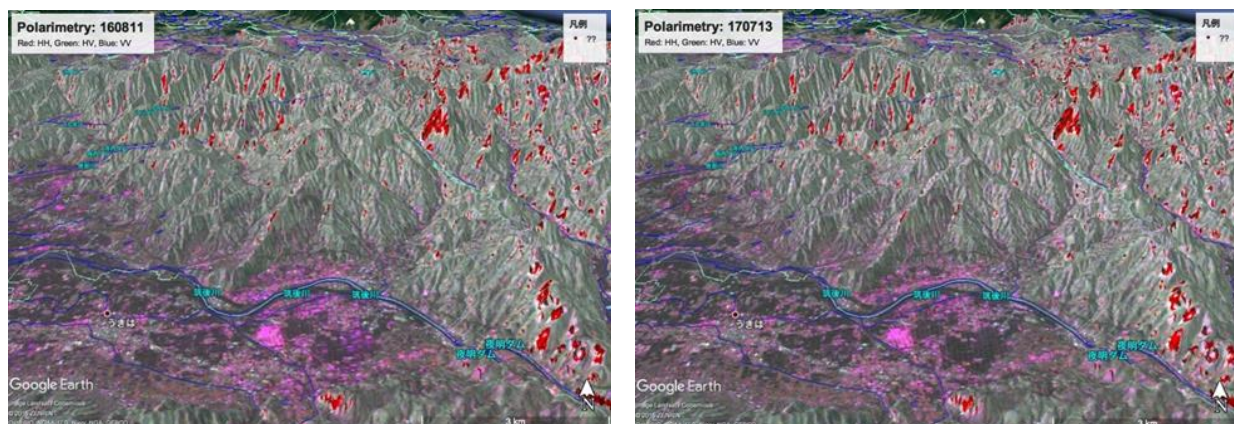


図-8-4 偏波観測による P130-660 の 2016 年 8 月 11 日（発災前）と 2017 年 7 月 13 日（発災後）の比較。南上空からの俯瞰図。

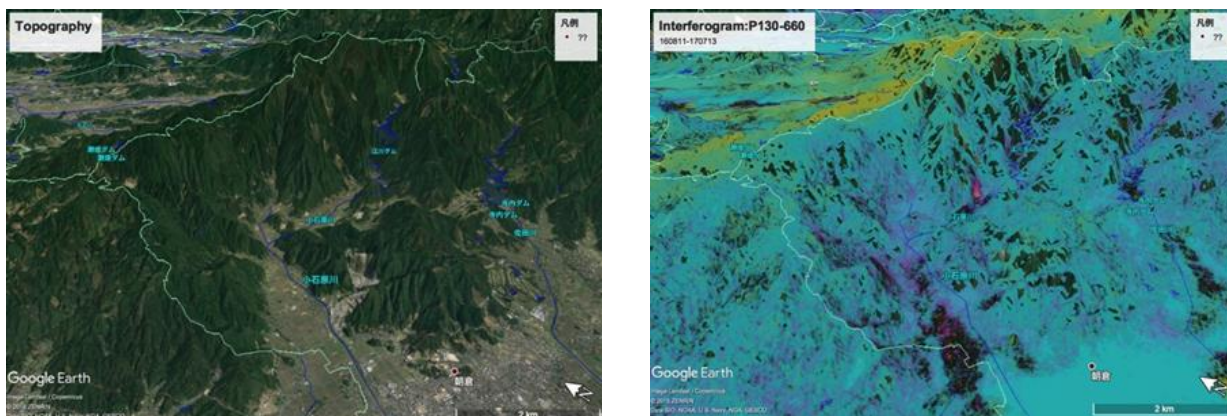


図-8-5 微小な変形が生じた可能性のある例（その 1）．江川ダム下流，小石原川右岸の斜面．（左）Google Earth に掲載の航空写真．（右）干渉画像を Google Earth に貼り込んだもの．変位のカラースケールを右端に示す．青→ピンク→黄→青の順番で衛星との距離が伸びていることを示す．1 サイクルで 11.8 cm の変化．

8-6 は，P23-2940 の北西隅の嘉麻市南部にある斜面である．画像中央部に局所的な位相変化が認められる．周辺には地形に相関するような位相変化がみられるが，この斜面の変化は標高とは相関していない．斜面の上部が衛星に対して約 4 cm 近づいたと推定される．衛星が東南東の上空にあるので，この斜面は東方に動いた可能性がある．観測日が 2017 年 6 月 12 日と 7 月 10 日なので，この 1 ヶ月間に生じた変動である．

干渉画像を仔細に検討すると，これらの他にも微小変形が見つかる可能性があるが，大気擾乱等の誤差の影響などがあり，あくまで可能性を指摘するにとどまる．複数の独立した SAR 観測による検証と，現地の情報を取得して確認することが不可欠である．

(6) まとめ

2017 年 7 月 5~6 日の九州北部豪雨災害前後に取得されたいち 2 号の合成開口レーダー画像を解析し，複数の手法で地表変動の検出を試みた．強度とコヒーレンス画像の加色混合法により，電波の散乱特性が大きく変化した領域を同定し，それが航空写真などによる判読結果と概ね一致することを確認した．ただし，詳細な地点を特

定するには，分解能をあげると同時にノイズを低減する工夫が必要である．4 偏波の観測でも，地表面の散乱特性の変化が抽出できることを確かめた．

一方，干渉画像中のコヒーレンスの高い領域において，複数の微小変形が認められた．大気擾乱等の影響も重畳していることから解釈には注意を要するが，斜面変動の可能性のある地域と考えられる．今後独立な SAR 観測結果の解析と現地調査により，これらの地域のモニタリングが重要と考える．

筆者はこれまで地殻変動など主に地表面の変位計測を行ってきたので，ここで紹介した手法による解析結果の活用には精通しておらず，定性的な議論にとどまっている．しかし，これらのデータは GIS にとりこめるので，GIS の専門家との共同作業により定量的な議論に発展することを期待したい．

衛星搭載型 SAR 観測は，広域の変動を同時に捉えることができる利点大きい．しかし，観測が衛星の再来間隔に規定されることから，発災直後のタイミングでの観測が難しいことが難点である．しかし，近年欧州宇宙機関が打ち上げた Sentinel-1A/B はじめ，複数の衛星を同じ軌道で運用することにより再来間隔を短くすることが

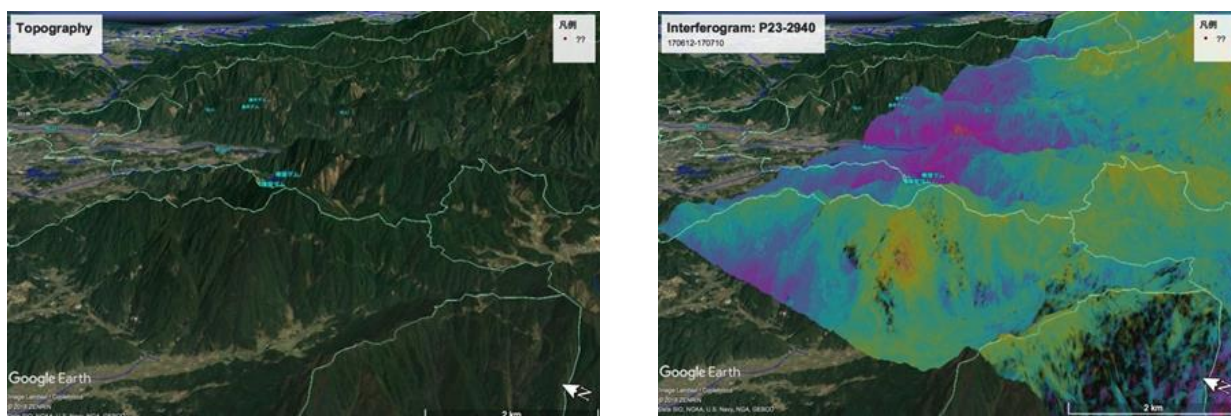


図-8-6 微小な変形が生じている可能性のある例（その 2）．嘉麻市南部の斜面．カラースケールは図-8-5 と同じ．

できるようになっている（Sentinel-1A/B の場合は、7 日間）。また、だいち 2 号は左右両方向に電波を射出するなどの工夫により、緊急時の観測要請に対応できる。衛星観測による大規模災害時の地表変動の把握の重要性と可能性は高まる一方と考えられ、今後分野横断的な研究体制の整備が必要である。

参考文献

- 1) 国土地理院, 2017, 平成 29 年北九州豪雨に伴う被害状況判読図, http://www.gsi.go.jp/BOUSAI/H29hukuoka_ooita-heavyrain.html, (2018 年 2 月 23 日アクセス)
- 2) 大内和夫, 2009, リモートセンシングのための合成開口レーダの基礎 [第 2 版], 東京電機大学出版局, 371pp.

9. 現代住宅と林業の衰退—花粉症と流木の起源—

釜井俊孝

(1) はじめに

最近の豪雨災害では、土砂と一緒に大量の流木が流下し、下流の住宅地に被害を及ぼす状況が続いている。今回の豪雨でも、朝倉市とその周辺地域で、流木による被害が目立った。もちろん、こうした流木は、上流の山地斜面からもたらされたものである。斜面に生えていた木々が斜面崩壊に巻き込まれた場合や、伐採後に現地に残置されていた木材が洪水に巻き込まれた場合などが考えられる。しかし、問題の根本は、そもそも多量の流木が生み出される現在の森林の状況にあり、その点で花粉症と流木災害は、原因が共通している。ここでは、そうした視点から今回の豪雨災害の現代的意味について述べたい。

(2) 花粉の森

花粉症は、今や国民病となった。その原因は様々であるが、多くは杉の花粉に対するアレルギーとされている。杉花粉症の患者は、1960 年頃に出現し、1970 年頃から徐々に増え始め、1970 年代後半になると急激に増加した。急増した原因は、戦後復興のために大量に植林された杉が成長し、花粉を一斉にまき散らすようになったからだと言われている。つまり、山の斜面と都市は花粉によっても繋がっている。

戦後の復興期（昭和 20 年～30 年代）には、住宅建設のため、国内の木材需要が急増した。しかし、それに対応するだけの森林が、山には無かった。戦時中、山の木を徹底的に伐採したためである。そこで、政府は、広葉樹からなる天然林や里山の雑木林を、杉や檜の人工林に置き換える、「拡大造林政策」を推進した。しかし、1964 年（昭和 39 年）に、外国産木材の輸入が完全に自由化されると、価格が高く、大量・安定供給に向かない国産材は売れなくなった。同時に、家庭用燃料が薪炭から化石燃料へと置き換わり、日本の森林資源は、建材としても燃料としても価値を失い、林業は衰退した。拡大造林政策は、花粉症という深刻な副作用を生んだにもかかわらず、林業としても裏目に出ってしまったのである。

(3) 山地災害における流木の起源

経済的価値が薄れてしまった人工林では、間伐や砂防工事などの手入れを十分に行う事ができない。結果的に、そうした人工林は、森としての健全性を失い荒廃した。このような荒廃した杉の人工林は、斜面災害の点からも悪影響を与えている。杉の人工林では、根の深さがほぼ一定でしかも浅いため、根よりも少し深いところがすべり

面となる。人工林を載せたままシート状にすべるタイプの斜面崩壊が多く発生するのである。しかも、急勾配のところは、伐採が後回しになり、成長しすぎた太い杉が残されるケースが多い。こうした急斜面は、大雨が降れば崩壊しやすい場所である。したがって、災害時には巨大な流木が大量に発生し、土石流や洪水の被害を拡大することになる。

例えば、2014 年（平成 26 年）南木曾豪雨災害や 2017 年（平成 29 年）九州北部豪雨災害は、そうした状況を象徴している。これらの災害では、発生した場所が木曾や日田といった伝統的な木材生産地であるがゆえに、おびただしい流木が発生し、災害をいっそう深刻なものにした。長年の努力によって、稜線近くの急斜面まで植林が進んでいたからである。現在の日本の森林は、木の使い過ぎによる危機ではなく、木を使わなくなったことによる歴史上初めての危機を迎えていると言える。

(4) 国産の材木が使われない理由

花粉と流木を減らすには、もっと山の木を切って使えば良いはずであるが、そう簡単にはいかない事情がある。わが国において、木材の最大の消費者は住宅産業である。しかし、今や、住宅に使われる木材のほとんどが外国産になってしまった。

例えば、在来工法と呼ばれる木造軸組構法の住宅は、新築住宅全体の 7 割程度を占めている。工業化住宅の発展にもかかわらず、伝統的な構造への信頼性が高いためである。そして、そうした在来工法の住宅は、かつては、ほとんどが国産の木材で作られていた。しかし、現在、これらの在来工法の住宅においてすら、木材自給率は約 3 割しかない。つまり、外国産の木材を約 7 割も使っている。工業化住宅に至っては、さらに国産材の比率は低く、木材自給率は 1 割以下が普通である。メーカーによっては 0 に近い。したがって、全体でも国産の木材が使われる割合は、2 割程度であろう。つまり、国内で家を建てれば建てるほど、山の木は余ってしまう仕組みになっている。

こうなってしまったのは、ハウスメーカーやパワービルダーに代表される住宅産業が、住宅建築のコスト削減のために、均一な品質、大量仕入れ、安定・大量供給を求めたためである。しかも、工期を短縮するため、木材は人工的に乾燥させ、事前にカット（プレカット）したものが要求された。一般の工務店にとっても、その方が合理的なので、その方式が、しだいに業界の常識となったのである。しかし、国内の林業は企業としては零細で、そうした住宅産業側の要求に応えられなかった。そのため、住宅用木材の調達先は、海外ということになり、だぶついた国産木材の価格は大幅に下落、国内林業は壊滅状態になったのである。例えば、杉丸太は、米ツガ丸太

よりも安いですが、それでも住宅の構造材には輸入材が使われている。つまり、国産材は、価格が高いからというよりも、現代流の住宅生産方式に合わないから売れないという方が正しい。

(5) おわりに

以上述べたように、今年年中行事のようになった流木災害の背景には、下流の都市住民が輸入材で建築された住宅に住み、そのおかげで上流の山林が放置され荒廃しているという、わが国の林業を取り巻く産業構造がある。その結果、下流の都市も流木の被害を受けるのである。この構図は、林業が盛んな地域でも変わらない。例えば、林業県である富山県においても、住宅に使われる木材の9割は輸入材である。流木を減少させ、洪水・土石流被害を軽減するには、林業を復興し、森林の木材循環を正常に戻す必要がある。そのためには、“住宅は工業製品（商品）のように買うもの”というマインドコントロールから、都市住民が解放される必要がある。自分の家を自らの手に取り戻すことが大事という点で、問題解決の方向性は、宅造地における谷埋め盛土地すべりの場合と共通している。



図-91 妙見川の状況（7月9日）。土砂に混じって多量の流木が堆積している。（撮影：アジア航測）

10. まとめと今後の課題

2017 年九州北部豪雨災害は、記録的な豪雨によって 4000 近い斜面崩壊を発生させ、土砂と流木の流出によって甚大な災害を引き起こした。本章では、大きく地表を変動させた斜面崩壊に主体を置いて、今までの調査研究結果をとりまとめた。従来も花崗岩地域では、豪雨によって多数の斜面崩壊が発生し、被害を引き起こした。2014 年の広島豪雨災害は記憶に新しいところである。

花崗岩には、大きく分けて花崗岩と花崗閃緑岩があり、後者の風化物は前者に比べて崩壊しにくいことが知られている。また、花崗岩類には球状風化とマイクロシーティングという 2 つの風化様式があり、前者由来の土層の方が崩壊しにくいと考えられている。九州北部豪雨災害では、どちらを考えても、相対的には崩壊しにくい岩石に多数の斜面崩壊が生じたことになる。同様の地質条件のところで発生した豪雨災害には、1967 年の羽越豪雨災害があった。この時の豪雨も記録的なもので、災害も甚大なものであった。この羽越豪雨災害の教訓がどの程度行かされたのか、検討の必要がある。また、その他の花崗岩地域と降雨による崩壊発生状況にどのような違いがあるのか検討の必要がある。

花崗岩類の風化は深く、また広域的に進むものであり、広い範囲に今後の崩壊予備群が存在するとみるべきである。今回の被災地でも、将来同様の雨がふれば、今回のような現象が繰り返されると考えられるが、どの程度の期間たてば次の崩壊の準備がなされるのか、150 年程度という報告もあるが、今後検討の必要がある。

花崗岩はわが国の面積の 13% を占めており、今まででも多くの豪雨災害を経験してきたが、東北から北海道にかけての地域では、強い雨がなかったせいか、大きな災害を経験していない。見方を変えれば、不安定な土砂が多量に残存しているとみることができる。今後、雨の降り方が変わる可能性もあり、十分に注意していく必要がある。

風化花崗岩斜面の表層部で岩石組織が壊れた土層が形成され、それが崩壊していく過程は、長期的な時間メモリを入れたモデル化が可能になりつつある。土層を形成する母岩の風化程度や様式も考慮することによって、より広い範囲の崩壊危険度を的確に評価につなげることが期待される。

今回新たに大きな問題となった泥質片岩では、風化花崗岩のように風化岩石が土層化して崩れる、というよりも、重力によって長期的に変形して破碎し、それが崩れた、というものが多かった。地中の水の挙動はおそらく風化花崗岩とは異なると思われる。いずれにしても、この岩石もわが国には広く分布しており、重力による変形は一般的に生じていることであることから、今回と同様

の降雨があれば、同様の現象が発生する可能性が高い。

豪雨があつて、斜面崩壊が発生するまでの過程について、降雨浸透と斜面の安定解析を組み合わせ、モデル化と実際の物性を用いた数値計算を進めており、崩壊の発生を再現可能になりつつある。それでも、地盤の中の構造は多様であり、広い範囲について、それを知ることは難しい状態であり、このギャップを埋めることが必要である。

今回の災害では、河道閉塞による天然ダムは小規模で深刻な問題にはならなかったが、地震観測によって、その発生場所を大まかには特定できることが確認された。今後、深層崩壊の発生検知システムとして実用化が期待される。ただし、この場合も、地震によるものは検知できないことは認識しておく必要がある。

従来、地殻変動に伴う微小変位の観測に適用されてきた SAR 技術が斜面崩壊の調査に適用された。その結果、個々の崩壊を特定するというよりも、崩壊の密集して発生した地域を領域として識別できる可能性が示された。また、崩壊に至らないまでも、まったく地表の情報がなくても、微小変位が生じた斜面を抽出できる可能性も指摘された。

大規模な深層崩壊の発生場所は、事前に大小の滑落崖が形成されていた個所であることがわかり、それが発生場所予測のカギになることが確認された。また、2 か所ともに、すべり面は粘土層に形成されており、降雨によって発生する深層崩壊は、遮水層としての粘土層を要す可能性が認められた。

今回の豪雨災害では、土砂とともに大量の流木が被害を拡大させた。大量の樹木が斜面の土砂とともに流出したのは、崩壊のすべり面が樹木根の到達深度よりも深いところにあったためであり、崩壊が起これば樹木もともに移動することは避けられない。むしろ、大量の大径木が斜面に残されていたことが問題であり、中山間地の安全性の面からも、林業施策は重大な課題である。

SURFACE CHANGE

Masahiro CHIGIRA, Yuki MATSUSHI, Daizo TSUTSUMI, Gonghui WANG, Sumio
MATSUURA, Issei DOI, Manabu HASHIMOTO, Toshitaka KAMAI

We investigated landslide hazards induced by 2017 July rainstorm in northern Kyushu from various view points. We found landslides occurred concentratedly in areas with rainfalls over 200 mm in 3 hours, and that landslides dominated in granodiorite and pelitic schist areas because of their weathering process and gravitational deformation processes. Shallow landslides in granodiorite areas could be evaluated in a long term by modelling soil formation. Numerical analysis involving water filtration and slope stability is now going on. Location of a large landslide was detected by the analysis of seismic records and the SAR technique was helpful to evaluate the effects of landslides. Numerous numbers of tree logs discharged with debris and water is due to the presence of large trees remaining on slopes without enough maintenance.