



京都大学 防災研究所  
Disaster Prevention Research Institute,  
Kyoto University

特定研究集会  
23C-03

## 深層崩壊の実態、予測、対応

Characterization, prediction, and management of  
deep-seated catastrophic landslides

平成 24 年 2 月

February, 2012

研究代表者 千木良雅弘

Coordinator Masahiro CHIGIRA

## 目次

はじめに	i
2月18日発表プログラム	iii
LiDARによる深層崩壊発生斜面の地形学的検討	
—平成23年台風6号により高知県東部に群発した深層崩壊の事例解析— 笹原克夫・桜井亘・加藤仁志・島田徹・小野尚哉	1
豪雨によって付加体の破碎玄武岩で発生した破碎帯地すべり —2004年徳島県阿津江の事例— 横山俊治	11
南九州で最近発生した深層崩壊 地頭菌隆・下川悦郎・寺本行芳	19
台風12号による深層崩壊発生場—発生前後の詳細DEMを用いた地形解析結果— 千木良雅弘・ツォウ・チンイン・松四雄騎・平石成美・松澤真	24
地すべり地形分布図で見る深層崩壊の実態	
—2011年台風12号による紀伊半島の深層崩壊を対象として— 井口 隆・土志田正二・清水文健・大八木規夫	35
2011年台風12号による深層崩壊の発生場および発生時と長期・短期的降雨履歴の関係 松四雄騎・千木良雅弘・山田真澄・平石成美・松澤真	43
台風12号に伴い紀伊山地で発生した深層崩壊の二次災害対策について 石塚忠範・岡本 敦・中込 淳	46
紀伊山地における深層崩壊の発生場—地形発達過程からの検討— 平石成美・千木良雅弘・松四雄騎	53
降雨による山体地下水の水位変動について 小杉賢一朗・藤本将光・水山高久	56
深層崩壊発生降雨の特徴 内田太郎・岡本 敦・佐藤 匠・水野正樹・倉本和正	64
深層崩壊の発生頻度の推定方法検討—鰐塚山の事例を中心として— 五味高志・平岡真合乃・横山修・山越隆雄・石塚忠範・ 内田太郎・南光一樹	69

テフクロノロジーに基づく宮崎県鰐塚山地における深層崩壊の発生頻度 西山賢一・長岡信治・鈴木恵三・高谷精二	77
台湾高雄県小林村の深層崩壊に関する数値解析 堤大三・藤田正治・宮本邦明*・今泉文寿・藤本将光・国 領ひろし・泉山寛明	83
地形情報と比抵抗情報を併用して地震によるトップリング崩壊危険斜面 を抽出する 野々村敦子・長谷川修一・佐々木良・河戸克志・小野田敏・ 千葉達朗	90
2008年四川大地震時に発生した大規模地すべりダムの内部構造と安 定性について 王功輝	99

## はじめに

研究代表者 千木良雅弘

2009年の台湾小林村の深層崩壊とその報道を契機に、深層崩壊についての関心が急速に高まった。これはたった一つの崩壊が一瞬にして村を壊滅し、400名以上の命を奪ったものである。これは、台湾の政治問題にも発展した。その後2010年6月27日に放映されたNHKスペシャル「深層崩壊が日本を襲う」では、小林村の深層崩壊が詳細に分析され、また、我が国の現状が紹介された。さらに、翌年2011年9月には、台風12号によって紀伊山地に多数の深層崩壊が発生し、70か所では約10万 $\text{m}^3$ を超えると推定された。これによって10か所以上で河道閉塞が起こり、天然ダムの決壊が強く懸念され、緊急の対応が実施された。これは現在も継続していることである。

深層崩壊は決して新しい現象ではないが、新しく脚光を浴びるようになったことにはいくつか理由がある。1つは、深層崩壊は、大規模で時速100kmをも超えるような急激な土石の移動を伴うものであるが、その発生場所も発生時も予測手法が確立していないことである。第2には、深層崩壊は古くからある現象であるにしても、近年頻発しているようであり、さらに、それを引き起こす極端な気象が地球温暖化と関連して増加することが懸念されていること、第3には、深層崩壊の多くが我が国の砂防三法や土砂災害防止法の枠組みから漏れていることである。

上記の点から、深層崩壊について、理解を深め、予測手法を確立し、対応策を構築していくことは緊急の課題であると言える。本研究集会は、深層崩壊の研究や対応の実態と今後の方向性について討論することを目的として企画した。集会では、地すべり、砂防、地質、地形などの研究者・実務者の参加のもとに、深層崩壊の発生の場合、メカニズム、挙動についての事例研究や基礎的研究とともに、関連機関での対応の実態と方向性について、発表・討論する。

本集会には、研究機関・行政から、第一線で活躍される方々の参加をいただくことができた。ここに厚くお礼申しあげ、また、本集会が今後の深層崩壊による災害軽減に資することを期待して、はじめの言葉とする。

### (注記)

深層崩壊という用語をきちんと定義しておくべきだ、という意見をしばしば耳にするが、以下に私見を述べる。深層崩壊の意味は、それと類似した用語である大規模崩壊や巨大崩壊の用語が意味するところを考えると理解しやすいと思う。後二者は、いわば平面的に見て規模(面積)が大きいことに注目したものである。おおよそ10万 $\text{m}^3$ 以上の崩壊が大規模、100万 $\text{m}^3$ 以上が巨大、と言われているのが一般的であるように思えるが、これらは厳密に定義されたものではない。これらの用語に厳密な定義がないことは衆目の認めるところであ

ろう。しかし、これらは「規模が大きく、移動速度が大きく、その被害も甚大である」ということを容易に想起させ、“便利な”用語であると言える。これは日本だけの事情ではなく、英語圏でも **large landslide**, **gigantic landslide** はごく一般的に用いられている用語であるが、いずれも明確な定義はない。「深層崩壊」も、本質的にはこれらの用語と同じである。違いは、平面的な広がりではなく、断面的な広がりによって視点を置いている点である。深層崩壊は表層崩壊と対になった用語であり、体積が大きいこととともに、「斜面表層の風化物や崩積土だけでなく、その下の岩盤をも含む崩壊で、地質構造に起因したもの」であることを特徴としている。深層崩壊を強いて定義するならば、こうなるであろう。この場合も、大規模崩壊や巨大崩壊とともに、やはり、その規模に明瞭な閾値は設けにくいし、それも実際的あるいは実務的ではない。また、表層崩壊の中にも風化する前の元々の地質構造に起因して起こるものもあるので、地質構造を定義に入れることも不正確になってしまう。私見では、深層崩壊の用語は、このように、漠然とはあるが、“便利な”用語として用いることが実際的のように思える。英語圏の **deep-seated landslide** も、厳密な定義はないが、ごく一般的に用いられている用語である。

京都大学防災研究所 特定研究集会「深層崩壊の実態，予測，対応」

日時 2012年2月18日 11:30 - 午後6:00

場所 京都大学宇治キャンパス黄檗プラザ きはだホール

無料（自由参加）

プログラム（講演者のみ表記しています）

11:30 - 11:35 趣旨説明京都大学防災研究所 千木良雅弘

11:35 - 12:35 深層崩壊事例

1. 高知大学 笹原克夫：「LiDARによる深層崩壊発生斜面の地形学的検討—平成23年台風6号により高知県東部に群発した深層崩壊の事例解析—」
2. 高知大学 横山俊治：「豪雨によって付加体破碎玄武岩で発生した破碎帯地すべり--2004年徳島県阿津江の事例--」
3. 鹿児島大学 地頭菌隆：「南九州で最近発生した深層崩壊」

1:30 - 3:10 台風12号による深層崩壊と対応

4. 京都大学 千木良雅弘：「台風12号による深層崩壊の発生場」
5. 防災科学技術研究所 井口隆：「地すべり地形分布図で見る深層崩壊の実態—2011年台風12号による紀伊半島の深層崩壊を対象として—」
6. 京都大学 松四雄騎：「2011年台風12号による深層崩壊の発生場および発生時と長期・短期的降雨履歴の関係」
7. 土木研究所 石塚忠範：「台風12号に伴い紀伊山地で発生した深層崩壊の二次災害対策について」
8. 深田地質研究所 平石成美：「紀伊山地における深層崩壊の発生場—地形発達過程からの検討—」

3:20 - 4:00 水文からみた深層崩壊

9. 京都大学 小杉賢一朗：「降雨による山体地下水の水位変動について」
10. 国土交通省国土技術政策総合研究所 内田太郎：「深層崩壊発生降雨の特徴」

4:00 - 4:40 深層崩壊の発生履歴

11. 東京農工大学 五味隆：「深層崩壊発生頻度の推定方法検討：鱒塚山の事例を中心として」
12. 徳島大学 西山賢一：「テフクロロジーに基づく宮崎県鱒塚山地における深層崩壊の発生頻度」

4:40 - 5:20 発生予測

13. 京都大学 堤大三：「台湾高雄県小林村の深層崩壊に関する数値解析」
14. 香川大学 野々村敦子：「地形情報と比抵抗情報を併用して地震によるトッブリング崩壊危険斜面を抽出する」

5 : 20 - 5 : 40 天然ダムの安定性

15. 京都大学 王功輝 : 「2008年四川大地震時に発生した大規模地すべりダムの内部構造と安定性について」

5 : 40 - 6 : 00 総合討論

6 : 00 - 8 : 00 懇親会

# LiDARによる深層崩壊発生斜面の地形学的検討 —平成23年台風6号により高知県東部に群発した深層崩壊の事例解析—

笹原克夫\*・桜井亘\*\*・加藤仁志\*\*\*・島田徹\*\*\*\*・小野尚哉\*\*\*\*

\* 高知大学教育研究部自然科学系

\*\*国土交通省四国地方整備局四国山地砂防事務所

\*\*\*高知県土木部防災砂防課

\*\*\*\*国際航業株式会社

## 要 旨

平成23年7月19日の台風6号に伴う豪雨により高知県北川村において3箇所深層崩壊が発生した。これらの発生メカニズムを航空レーザー計測と現地踏査により検討した。その結果山頂緩斜面の辺縁部に崩壊頭部があること、崩壊上部は砂岩で構成されるが、その下部は風化・破砕された泥岩層であるか、過去の崩壊土砂で形成された崖錐であった。山頂緩斜面はクリープ変形により形成されたと推測され、このクリープ変形が今回の崩壊の発生の一つの誘因であることが推察された。

**キーワード:** 深層崩壊, 山体クリープ, 山頂緩斜面, 航空レーザー計測

## 1. はじめに

平成23年7月19日に台風6号に伴う豪雨により、高知県東部の安芸郡北川村において多数の斜面崩壊が発生した。幸い人的被害はなかったものの、4km×2kmという狭い範囲で深層崩壊が3箇所発生したという特徴がある。我々は深層崩壊の状況を把握し、発生原因を探るために現地調査及び航空レーザー計測結果を用いた地形学的検討を行った。本報告ではその結果を報告する。

## 2. 深層崩壊の発生状況

### 2.1 地質及び地形

今回の台風による斜面崩壊が発生した位置を図-1に示す。今回の台風では、4km×2kmの狭い範囲の中に大規模な崩壊（深層崩壊）が3箇所、中規模の自然斜面の崩壊が1箇所発生した。

この地域は奈半利川がほぼ北東から南西方向に流下し、標高600～1,000m程度の山地がそれにほぼ平行に稜線を連ねている。また奈半利川の支流は北西～南東方向に流れ、主稜線から派生した尾根も同様

な方向に連なる。今回の大規模な崩壊は奈半利川の支流内で発生し、図-1中の「① 平鍋地区」は北東向き斜面、「② 小島地区」の崩壊は南東向き斜面、そして「③ 和田地区」の崩壊は南向き斜面において発生した。また「④ 国道493号」の崩壊は、奈半利川沿いの南東向き斜面で発生した。

これらの斜面崩壊は、「④ 国道493号」の崩壊を除いて、表層土のみならず基岩から崩壊したものであり、これらを「深層崩壊」と呼ぶことにする。

当地域は四万十帯のうち、四万十南帯に属する地域であり、新生代第三紀に形成された四万十層群室戸半島層群の奈半利川層の地域に属すると考えられる<sup>1)</sup>。砂岩・泥岩の互層が分布し、北東～南西方向に走る断層が地層を多数に区切り、区切られた地層内で褶曲が発達する<sup>1)</sup>。現地調査では溪流内に微褶曲も認められた。つまり断層や褶曲によって地層は変形し、破砕されている。

### 2.2 降雨状況

今回の斜面崩壊は平成23年台風6号に伴う降雨により発生した。この台風6号（マーゴン）は2011年7月12日に、7月に発生した台風としては統計上



図-1 崩壊分布図

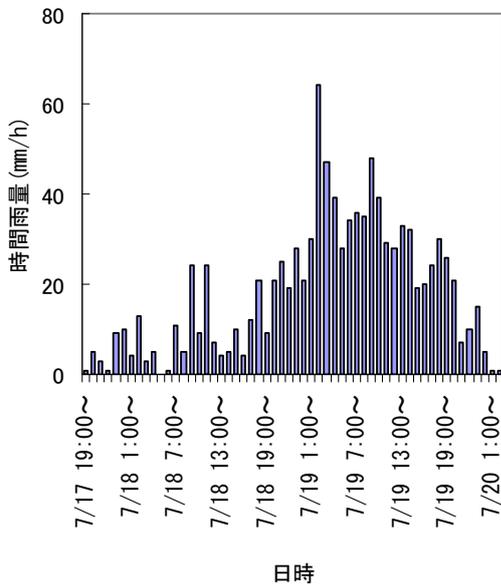


図-2 和田観測所の降雨状況

最大級の勢力 (935hPa) を持って、太平洋沖の南鳥

島近海で発生した。その後この台風は勢力を強めながら四国地方へ接近した。18日頃から九州・四国・本州の一部がこの台風の暴風圏に入り、18日深夜から19日未明にかけて最も室戸付近に接近した。19日0:30に徳島県南部を通過し、同日午前10時頃には和歌山県の潮岬を通過して太平洋に抜けた。

この台風により、アメダス魚梁瀬観測所 (本地域より約10km北方) では7月17日15:00~20日4:00までの連続雨量が1199mm, 最大24時間雨量860mm(18日21:00~19日21:00), 最大時間雨量62mm(19日2:00~3:00)の降雨を観測し、高知県和田観測所 (図-1参照) では17日19:00~20日3:00の連続雨量1015mm, 最大24時間雨量755mm(18日20:00~19日20:00), 最大時間雨量64mm(19日2:00~3:00)を記録した。アメダス魚梁瀬観測所の観測データから、今回の降雨の規模を検討したいが、本観測所の降雨統計資料が公表されていない。そこでアメダス魚梁瀬観測所のデータを、降雨統計資料の公表されている高知県河川課の上魚梁瀬観測所のデータ (<http://www.pref.kochi.lg.jp/uploaded/attachment/4458.pdf>) と比較すると、時間雨量は年超過確率1/2程度、24時間雨量は年超過確率1/200をはるかに上回る事となった。ここで上魚梁瀬観測所のデータの60分雨量を時間雨量に、日雨量を



写真-1 平鍋地区の深層崩壊 (9月5日撮影)



写真-3 崩壊右側方崖に表れた崖錐  
(8月24日撮影)



写真-2 平鍋地区の深層崩壊を脚部から見上げる  
(8月24日撮影)

24時間雨量に読み替えている。これより24時間雨量は非常に規模が大きいこと、逆に時間雨量はそれほど大きな規模ではないことがわかる。

高知県和田観測所において24時間雨量が最大となった18日20:00～19日20:00の時間雨量の経時変化を図-2に示す。これを見ると最大時間雨量は64mmとそれほど大きくないものの、ほぼ時間雨量20mm/h以上の降雨が24時間継続し、時間雨量30mm/h程度より大きな降雨がほぼ13時間継続したことがわかる。これが今回の降雨の特徴といえる。

崩壊発生時間については、地元住民の証言によると「19日午後5時頃、奈半利川の濁りが急に濃くなって木や竹が流れてきた」「19日午後6時半頃に地響きが聞こえた」<sup>2)</sup>ということである。これらの地元住民の証言に、図-3の降雨状況も合わせて鑑みると、降雨強度が30mm/h以上の強い降雨が13時間継続し、その後に崩壊が発生したことが推定される。

### 3. 深層崩壊の発生状況とメカニズム

#### 3.1 平鍋地区の深層崩壊

平鍋地区では溪流合流点から上部1.5kmの右岸側に大規模な崩壊が発生し(写真-1)、崩壊土砂が溪流を流下して、奈半利川本川に流入した。溪流合流点の下流0.8kmには平鍋ダムがある。大量の土石の流入により、津波のような段波が発生し、ダムの堤体を越波した。これにより堤体自体の損傷はなかったものの、操作系統が故障し、ゲートの開閉が不可能となった。

山腹斜面の崩壊は、幅90m、水平長200m、比高160mにわたり発生した。鉛直方向の最大崩壊深は20m程度である。崩壊脚部から崩壊頂部を見上げる見通し角は36°である。周囲はスギの植林地である。写真-2は崩壊脚部から崩壊を見上げた写真である。斜面下部には泥岩が認められ、上部には砂岩の分布が認められる。上部の砂岩はブロック状に破砕されている。また砂岩と泥岩の境界付近からは湧水が認められ、それが下部の泥岩上を浸食し、ガリーとなっている。このことから亀裂の多い砂岩中を下降した浸透水が、透水性の悪い泥岩上で地下水帯を形成したことが考えられる。つまり透水性の悪い泥岩上の砂岩が、下位の泥岩上を不透水面として崩壊したことが考えられる。土石流として下流に流下し、堆積した岩片も砂岩が主なものであることから、このブロック状の砂岩が崩壊土砂の主なものであると考えられる。また崩壊斜面下部の右手では風化泥岩の上にブロック状の砂岩よりなる崖錐(写真-3)が存在した。つまり崩壊斜面の下部は、上部からの岩屑が堆積した崖錐層であり、それが崩壊したことも考えられる。

次に航空レーザー計測結果から、崩壊地周辺の、崩壊発生前後の微地形の変化を見る(図-3,4)。図-3,4

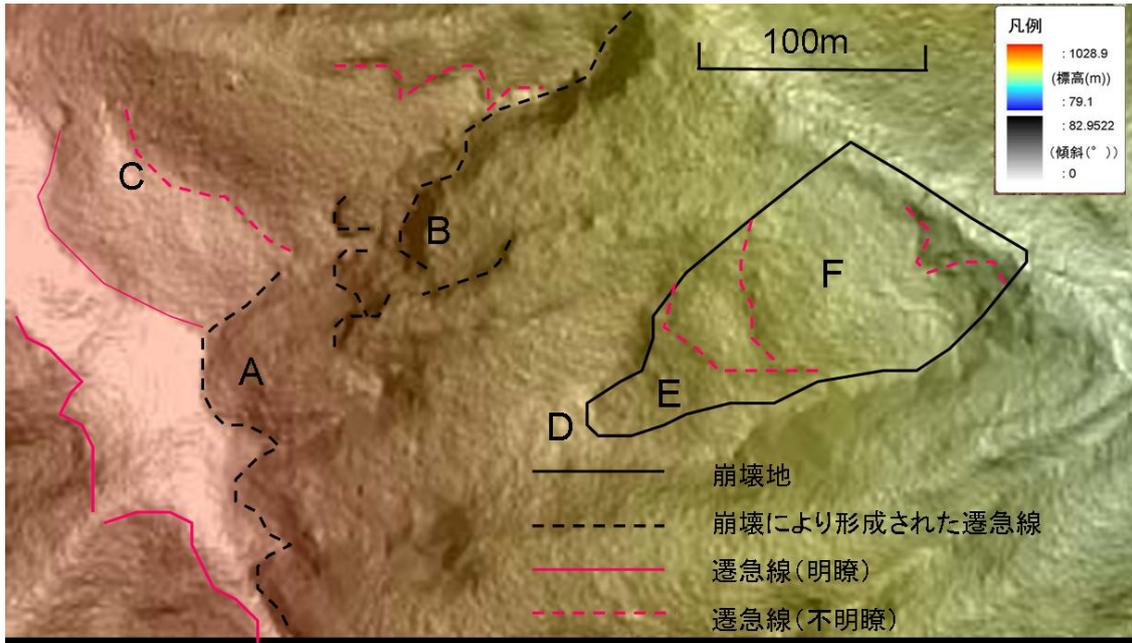


図-4 平鍋地区深層崩壊周辺の微地形（崩壊前）

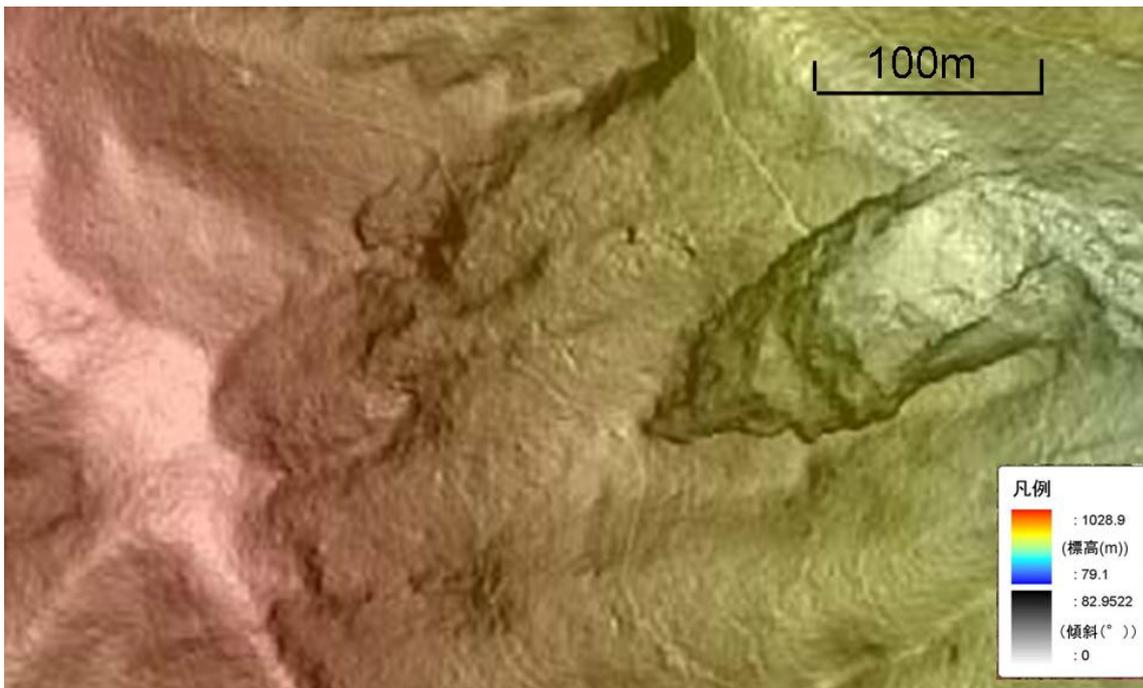


図-5 平鍋地区深層崩壊周辺の微地形（崩壊後）

として示した範囲は図-1の崩壊分布図中に示している。航空レーザー測量結果は、標高を色分けし、かつ斜面傾斜をグレーの濃淡で表したELSA MAP（国際航業株）で表した。グレーが濃くなるほど斜面傾斜が大きくなることを示すが、このように示された斜面傾斜の変化より、斜面上の遷急線と、そのうち過去の崩壊により形成された遷急線が、崩壊前の微

地形を示す図-4に表される。これを見ると今回の崩壊地の周辺には多くの崩壊跡地が確認される。そして崩壊跡地は斜面上部の稜線上の山頂緩斜面の辺縁部(A)に存在するものと、今回の崩壊地の北方に隣接する浅い谷状斜面の内部に存在するもの(B)がある。稜線上の緩斜面は上下2段の遷急線を有している(C)ことから、山体が重力変形し、緩斜面が下方へクリ

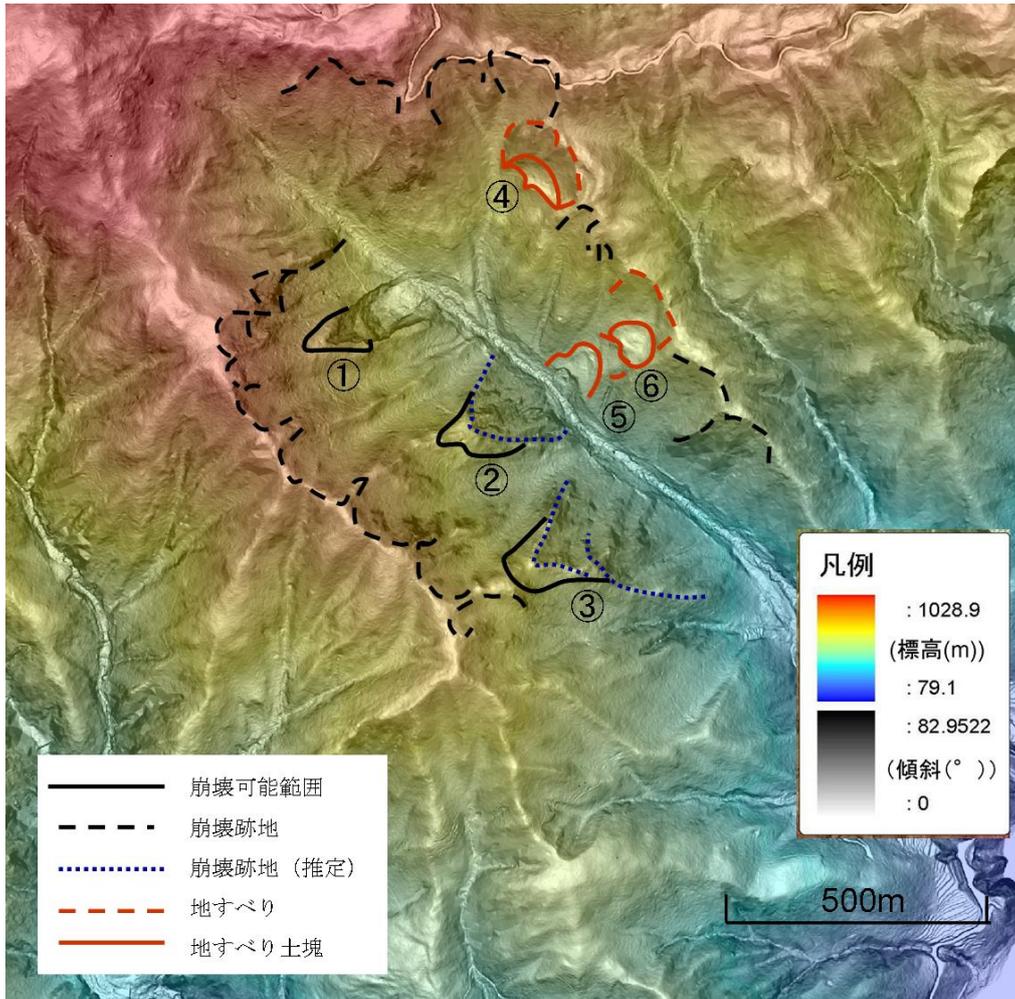


図-5 平鍋溪流内の微地形分布と崩壊可能斜面

ープしていることを示すと考えられる。稜線付近の崩壊跡地(A)はこの変形により生じた大規模な崩壊の痕跡ではないかと推測される。また後者(B)は上記の大規模崩壊により生産された土砂が、谷状斜面に堆積して形成された崖錐の小規模な崩壊であると推測される。また今回の崩壊にあたる部分を見ると、崩壊したのは小尾根末端に広がる斜面であり、直上の小尾根上には小規模な緩斜面(D)が存在する。崩壊源頭部にあたる部分は急斜面(E)となっていて、中腹部には不明瞭ではあるが、2本の遷急線があり、その下部斜面の傾斜は緩い。これらの遷急線は過去に崩壊が発生した際の崩壊冠頭部であり、その下に崩壊土砂が堆積して崖錐斜面(F)を形成したと考えられる。崩壊後の微地形を示す図-4を見ると、今回は緩斜面直下の急斜面(E)と、その下の緩傾斜の崖錐(F)を含んだ部分が崩壊したことがわかる。この図と崩壊全景の写真-2と比較しても、微地形分布図で示された崩壊上半部の急斜面(E)は写真中の砂岩の部分

であり、崩壊下半部は写真-3で示されたような崖錐(F)であったことが推察される。

このように今回の崩壊は、斜面上部に存在する緩斜面の辺縁部が徐々に崩壊・侵食されていく過程で発生したものと推察される。そして地形的な特徴としては、稜線付近ないしは斜面中上部に存在する緩斜面とその直下に急斜面が存在することである。また緩斜面は既に侵食が進み、稜線から溪流側に伸びる尾根上のコル地形として残存している場合も多い。この場合この緩斜面の残存部は稜線より標高の低い、斜面中腹に存在する。

今後この溪流内で大規模に崩壊する可能性のある斜面を、上記のような地形的特徴を元に抽出してみたのが図-5である。①②③は稜線から北東方向に伸びた尾根状斜面の中腹にあるコル地形の直下の急斜面である。この尾根状斜面中のコル地形は、山体のクリープ変形によって生じた緩斜面が侵食されて残存したものではないかと推察する。緩斜面直下が急

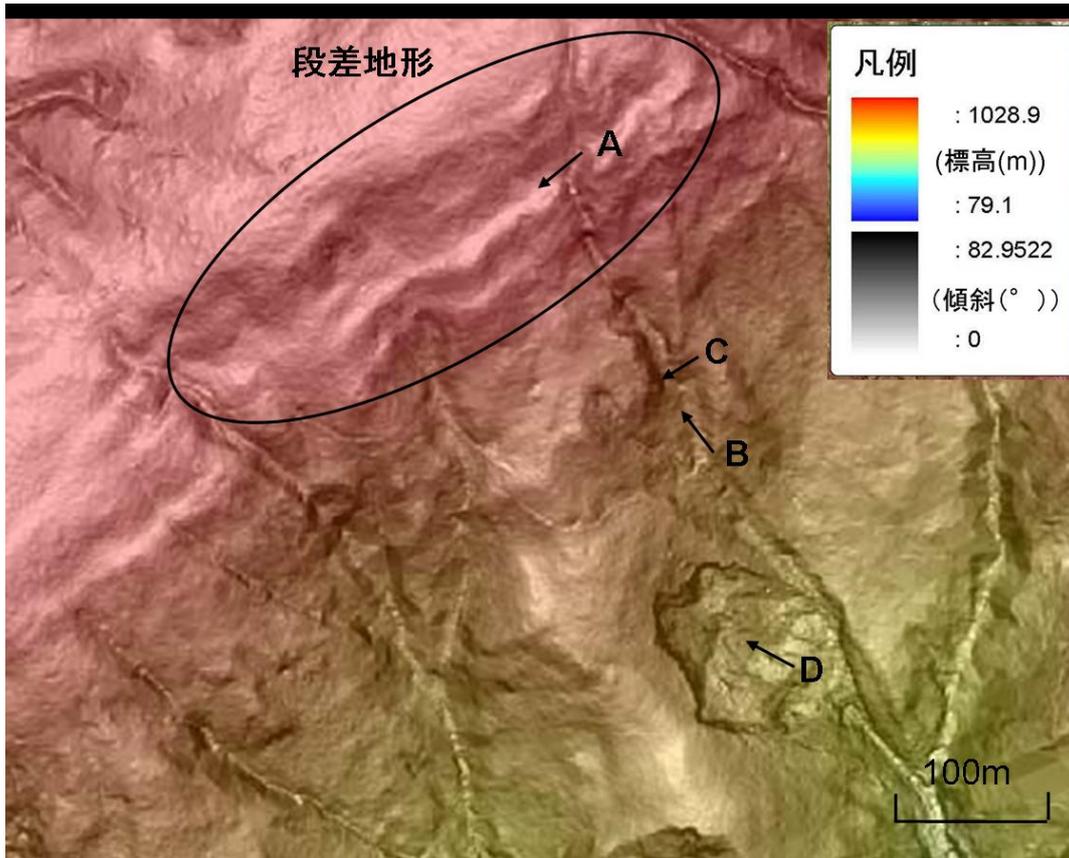


図-6 小島地区深層崩壊周辺の微地形

傾斜であることは、そこが現在侵食や崩壊を頻繁に起こす部位であり、図-4中の山頂緩斜面の辺縁部(C)の直下の斜面に相当すると考える。またこの尾根状斜面は両側から侵食を受けていることから、不安定になっている。これらのことから①②③が崩壊する可能性があると考えた。次に対岸を見ると、今回崩壊の発生した右岸側と異なり、稜線付近の山頂緩斜面などの山体クリープ変形によると思われる地形は認められない。ただし④⑥は急崖に囲まれた緩斜面であり、これらは地すべりの移動土塊と考えられる。急崖は滑落崖と考えられる。これらの地すべり土塊の下方は比較的急な斜面であり、これらの地すべり土塊が再び移動を開始すれば、土塊の端部は崩壊すると考えられる。実際⑥の下方にはこの土塊の端部が崩壊して形成された崖錐があり、それは地すべり性の移動を開始している(⑤)。左岸側ではこれらの④⑤⑥が崩壊危険性のある箇所と考えた。

以上をまとめると、本斜面の深層崩壊は、山体クリープ変形により尾根状斜面の中腹に形成された緩斜面の辺縁部直下の急斜面と、その下に存在する、過去の崩壊で発生したと考えられる崖錐が崩壊したと考えられる。緩斜面辺縁部の崩壊は、上部からの

山体クリープによる変形により誘発された可能性もあると考える。

### 3.2 小島地区の深層崩壊

本地区では北東から南西に延びる主稜線から、南東に伸びる不明瞭な尾根の、東向きの側面で深層崩壊が発生した。水平長200m程度、幅100m程度、比高130mで傾斜は35°程度であった。図-6に崩壊発生後の、主稜線から崩壊地周辺のELSA MAPを示す。まず目を引くのは主稜線の山頂緩斜面の南東側(谷側)に、主稜線と平行に伸びる段差地形である。連続性の良い平坦地が1段あり、その上下にも連続性の悪い平坦地が複数あり、主稜線と平行に伸びていることが確認される。また主稜線上には線状凹地が南西方向にも連続して伸びること、複数の線状凹地が並行したり、途中で枝分かれをしていることが現地踏査で確認された。最も明瞭な段差地形の平坦地の写真(図中A)を写真-4に示す。奥行20m程度の平坦面であり、平坦地の地表面は土で覆われている。写真中央部のポールの内にはイノシシの沼田場があった。また写真左方(谷側)は高くなっていることがわかる。このことからこの平坦面は陥没地形である可能



写真-4 地点 A の平坦面(1月27日撮影)



写真-7 小島地区の深層崩壊(1月27日撮影)



写真-5 地点 B から溪流上部を見る(1月27日撮影)



写真-8 崩壊地内の泥岩の褶曲(1月27日撮影)



写真-6 地点 C における露頭(1月27日撮影)

性もある。段差地形内では地表面は土に覆われてい

るが、段差地形から南東に降りていくと、斜面上も、溪流内も石礫が多くなる。地点Bから溪流上部を見上げた写真-5を見ると、径数十cm以上の角礫が分布する。角礫であることから上部斜面の岩盤の崩壊により供給されたものと推察される。また溪流内では段差地形の範囲に入ってしまうと露頭はほとんど見えず、標高が低くなって露頭を確認できた。地点Cにおける露頭を写真-6に示す。このように低角度な層理面と、高角度な節理面を有する砂岩である。層理面は大部分の地点ではやや北落ち（受盤）であるが、逆に南落ち（流れ盤）の地点もあった。しかし節理面は総じて鉛直に近い高角度であった。このような砂岩の露頭は段差地形より標高の低い地点C付近より頻繁に出現する。図-6を見るとこの標高付近では崩壊跡地の上端と見られる遷急線が連なっている。これより下部に降りていくと、地表面を覆う角礫がより多くなる。

崩壊地内を図中のDより見上げたものが写真-7である。崩壊地内の上部には砂岩が分布し、下部には泥岩が分布する。泥岩は著しく風化や破砕が進み、



写真-9 和田地区の深層崩壊 (7月31日撮影)

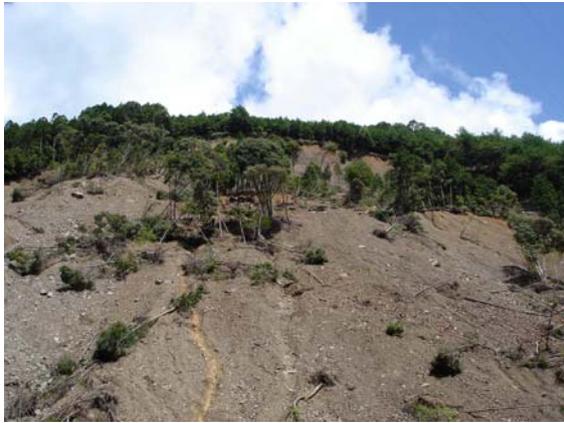


写真-10 和田地区の深層崩壊 (8月27日撮影)

かつ至る所で微褶曲を示す。その一例が写真-8である。これは写真-7の中央左寄りのガリーの側面を撮影したものである。褶曲軸の方向や傾斜も様々で、軸部の曲率の小さなものが多い。このような泥岩の微褶曲は隣接する溪流の中で、より標高の低い箇所でも散見された。

本地区は主稜線付近には段差地形が見られるが、これは標高の高い箇所に存在する砂岩のトップリング的なクリープによると考えることも可能である。そしてそれにより段差地形の辺縁部が崩壊を繰り返していると推察される。また砂岩の下層の泥岩は褶曲によって変質・破碎され、強度が弱くなっていることから、この泥岩層の中に崩壊末端が存在するのではないかと推察される。

### 3.3 和田地区の深層崩壊

和田地区の深層崩壊により土石流が発生し、溪流出口にある国道 493 号が通行止めとなった。またその後の9月2日の台風12号でも崩壊地内に残存して

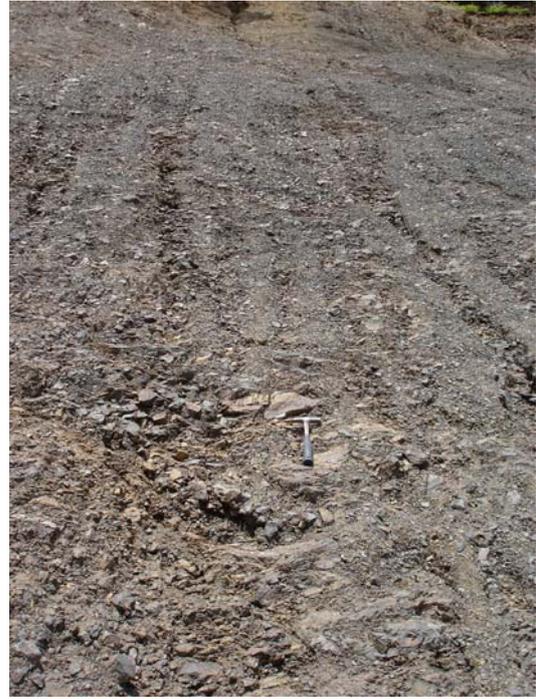


写真-11 和田地区深層崩壊のすべり面  
(8月27日撮影)

いた土砂の一部が土石流として流下し、国道を通行止めとした。

写真-9に当地区の深層崩壊を示す。溪流と奈半利川の合流点から0.8km上流の右支川の左岸側斜面で崩壊は発生した。崩壊部は幅90m、水平長180mで比高130mである。最大崩壊深は20m程度と推測される。崩壊脚部から頂部までの見通し角は $36^\circ$ となる。この崩壊の周囲もスギの植林地である。8月27日に調査を行った時点では、崩壊地内に崩土が大量に残存している。写真-10を見るとわかるように、崩壊土塊上部にはスギが斜めに立って残存している。これから崩壊土塊は円弧すべり的にスランプ状に動き出したことが推察される。そして崩壊土塊は運動開始後比較的ゆっくりと、元の形状を保ったままで動き出し、移動と共に土塊が変形して形状が崩れていったようである。また崩壊地上部のすべり面上には泥岩が分布するが、それは破碎され、1cm程度以下の碎片となっている(写真-11)。また泥岩層はねずみ色から褐色を呈し、風化変質が著しいことがわかる。この風化変質や破碎が、小島地区のように褶曲とうに起因するものなのか、それとも過去からの地すべり土塊の移動によるせん断に起因するものなのかは不明である。

次に航空レーザー計測結果から、崩壊地周辺の、崩壊発生前の微地形を見る(図-7)。図-7の範囲は図-2の崩壊分布図中に示している。なお図中には今回の崩壊範囲が示されている。これを見ると今回の崩

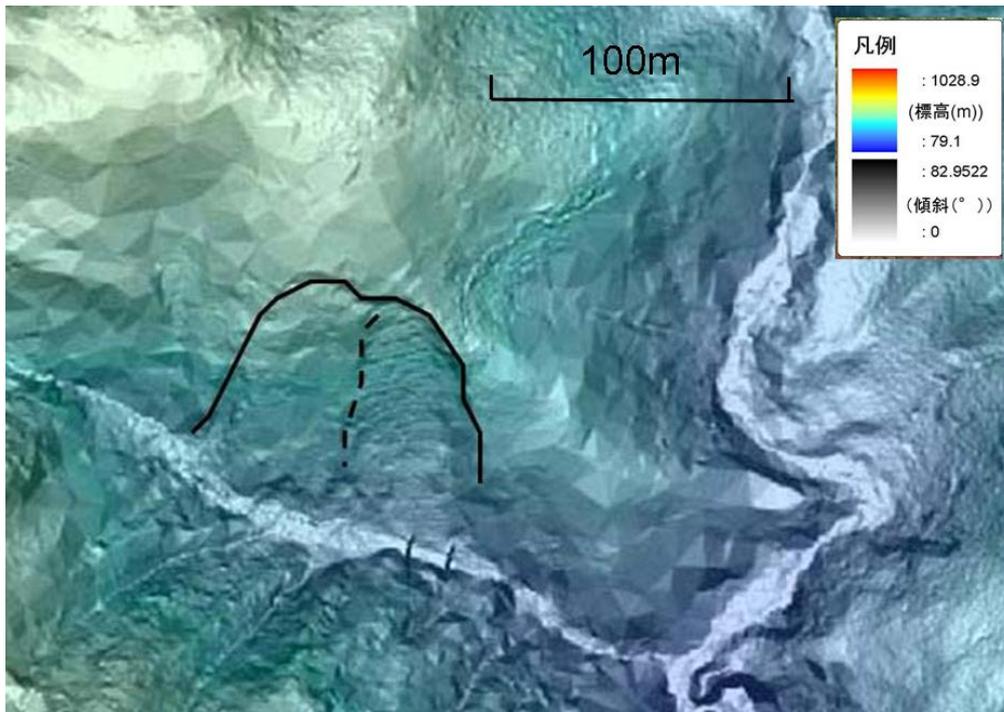


図-7 和田地区崩壊地周辺の微地形（崩壊前）

壊は山頂緩斜面の辺縁部で発生し、崩壊頂部が遷急線直下に存在することがわかる。なお現地踏査の結果、山頂緩斜面上では砂岩の露頭が見られた。また今回の崩壊範囲の右半分を見ると、地すべりの側方崖と考えられる急崖が、今回崩壊範囲の右側の境界線上に確認される。現地調査でもこの部分が過去の地すべりの側方崖であること、また崩壊の上部にも過去の滑落崖と見られる高さ 1m 程度の不明瞭な段差が認められた。また右側の側方崖の直下には土留工があることが確認され、これよりこの斜面は過去から地すべり性の運動が認められていたことがわかる。

本崩壊の特徴は、山頂緩斜面辺縁部が過去より地すべり性の移動を起こし、それが今回の豪雨により拡大崩壊を起こしたと考えられる。また崩壊したのは泥岩層であるがこの層も変質・破砕が著しいことが特徴である。

#### 4. おわりに

平成 23 年 7 月 19 日に高知県北川村で群発した 3 箇所の深層崩壊について、航空レーザー計測結果と地表踏査によりその状況を把握すると共に、発生メカニズムを推定した。

(1) これらの深層崩壊は連続雨量 1015mm, 最大 24 時間雨量 755mm, 最大時間雨量 64mm の豪雨で発生

した。時間雨量は年超過確率 1/2 程度の規模であるが、24 時間雨量は年超過確率 1/200 をはるかに上回る規模であった。

(2) 平鍋地区の深層崩壊は尾根上斜面の中腹に形成された緩斜面の直下の砂岩よりなる急斜面と、その下の崖錐が崩壊した。尾根状地形中腹の緩斜面は、クリープ変形により形成されたものであるとも考えられる。小島地区の崩壊は主稜線付近の砂岩層のトップリング的なクリープにより形成された段差地形の辺縁部と、その下層の褶曲により変質破砕された泥岩層が崩壊した。両地区とも稜線付近の砂岩層のクリープ変形に起因する緩斜面の辺縁部の崩壊という共通点がある。和田地区は山頂緩斜面辺縁部が過去より地すべり性変動を示し、それが今回の豪雨で拡大崩壊を起こしたと考えられる。

このように今回の深層崩壊は稜線付近の山体クリープが関与していることが推測されたことから、今後はより詳細に地質構造を検討する必要がある。

#### 参考文献

- 四国地方土木地質図編纂委員会(1988): 四国地方土木地質図, (財) 国土開発技術研究センター.  
高知新聞(2011): 20110 年 7 月 20 日夕刊.

**Geomorphologic characteristics of slopes where landslides occurred by LiDAR  
- Case study of landslides occurred at eastern part of Kochi due to Typhoon No.6, 2011-**

Katsuo SASAHARA\*, Wataru SAKURAI\*\*, Hitoshi KATO\*\*\*, Toru SHIMADA\*\*\*\*, Naoya ONO\*\*\*\*

\* Kochi university, Japan

\*\* Shikoku Sabo Work Office, MLIT, Japan

\*\*\* Kochi Prefecture, Japan

\*\*\*\* Kokusai Kogyo, Ltd., Japan

**Synopsis**

3 landslides on steep slope near the main ridge along Nahari river occurred at Kitakawa village, Kochi pref. due to heavy rain of Typhoon No.6, 2011. Mechanism of occurrence of landslides was examined in this paper by LiDAR and field inspection. The examination suggests that top of the landslides locates near the edge of ridge-top gentle slope, and upper part of landslide is consist of sand stone while lower part is consist of weathered, fractured mud stone, or colluvial deposits. It is supposed that ridge-top gentle slope has been formed due to creep deformation of mountain and the creep deformation affects the occurrence of landslides.

**Keywords: Landslide, creep, ridge-top gentle slopes, LiDAR**

# 豪雨によって付加体の破碎玄武岩で発生した破碎帯地すべり — 2004年徳島県阿津江の事例 —

横山俊治\*

\* 高知大学教育研究部自然科学系

## 要 旨

2004年に、豪雨によって付加体の破碎玄武岩で発生した阿津江破碎帯地すべりの発生要因と崩壊過程を記述した。2004年の崩壊発生前に、山頂には線状凹地や段差地形などの裂け目が形成されていた。これらの尾根の裂け目や玄武岩の微小クラック群に浸透した雨水の増大によって、移動体の全体がその場で $10^0 \sim 10^1$ センチメートルオーダーの角礫となって崩壊した。移動体の下に横たわっている粘土質の断層ガウジが雨水の降下を遮断したことで、移動体内に間隙水圧が増大したと思われる。角礫は多量の水と流木と共に流下した。西南日本外帯の付加体山地では、付加体の地質特性と海溝性巨大地震による尾根の初生変形が多数の大規模崩壊発生の原因になっている。

**キーワード:** 付加体, 破碎玄武岩, 破碎帯地すべり, 線状凹地, 海溝型地震

## 1. はじめに

2004年8月1日、台風10号（台風0410、ナムセーウン）による豪雨で、徳島県那賀郡那賀町では、複数の大規模崩壊—山津波（土石・流木・水からなる混合流）が発生した（Fig.1；日浦ほか，2004；Hiura *et al.*, 2005；西山ほか，2005a,b；Wang *et al.*, 2005；櫻井ほか，2006；橋本ほか，2006）。旧木沢村阿津江で発生した大規模崩壊—山津波もそのひとつで、小出（1955）が定義した破碎帯地すべりの典型である（横山ほか，2006）。山津波は坂州木頭川を越えて対岸に駆け上がり、道路、道路橋、トンネルを破壊した。本稿では、阿津江破碎帯地すべりの発生要因と崩壊過程について報告する。そのうえで、西南日本外帯の付加体山地で大規模崩壊が多発するのは、付加体の地質特性と約100年毎に繰り返す南海地震など海溝性巨大地震による尾根の初生変形が原因となっていることを指摘する。

## 2. 阿津江破碎帯地すべりの概要

台風10号の接近・通過に伴い、徳島県南部の那賀川流域では、7月30日の夜から雨が降り始め、那賀

町海川の雨量計では、8月1日の日雨量が同じ那賀町木頭で1976年に観測された日本記録を200mm以上更新する1,317mmを記録した。7月30日から8月2日にかけて降った総雨量は2,050mmに達した。

発生した山津波は破碎帯地すべりA（Fig.2）で発生した山津波Aと、山津波Aが坂州木頭川に到達する直前に、それから分かれた山津波B、破碎帯地すべりB（Fig.2）で発生した山津波Cである（Fig.3；横山ほか，2006）。山津波Cは対岸に到達することなく、坂州木頭川に流出した。山津波Aから分かれた山津波Bは、小さな尾根上を走り、坂州木頭川を跳び越えて対岸に達している。対岸に達した山津波Bは、杉の幹の上部を切断すると共に、停車していたダンプカーやタイヤショベルカーを符殿トンネルの坑口まで押し流した。一方、山津波Aは、坂州木頭川に流れ込んだ後、多量の河川水とともに河床礫も掬い上げて、対岸斜面を河床から約50mの高さまで駆け上がった。山津波Aは扇状に広がり、道路上を上流にも下流にも進み、下流に流れた山津波が、山津波Bによって符殿トンネルの坑口まで運ばれていた車両をトンネル内に押し込んだ。斜面を駆け上がった山津波Aの本体は一転して斜面を駆け下り、その過程で道路橋を坂州木頭川に押し流した。こういった山津波の流下方向

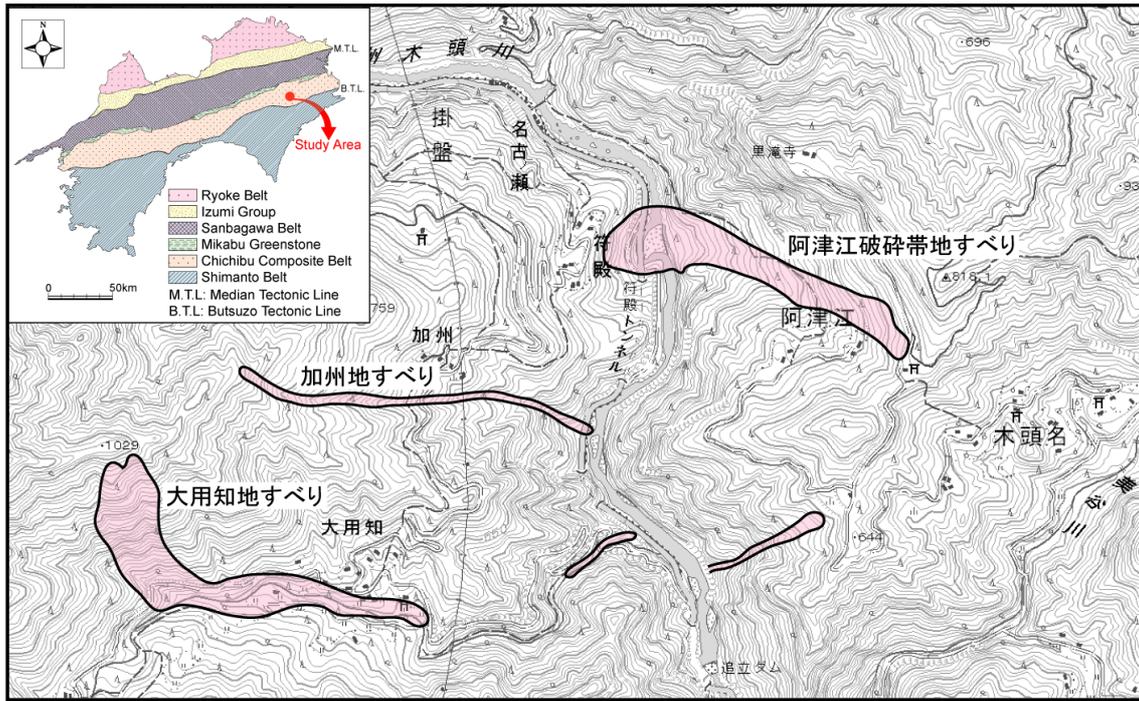


Fig.1 Location of Azue shear zone landslide

は主として樹木に残された流下痕跡によって明らかになった（中屋ほか，2006）。

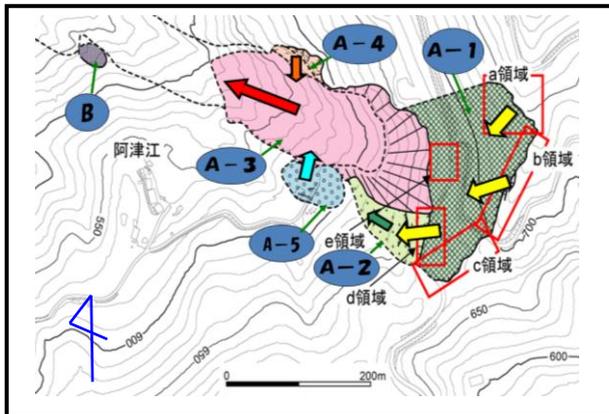


Fig.2 Division of the moving bodies of Azue shear zone landslide and their moving directions (arrows).  
Shear zone landslide A (A-1,A-2,A-3,A-4 and A-5) and shear zone landslide B

対岸に位置する符殿集落での聞き込みから、山津波Aが対岸斜面を駆け上がった時間は8月1日の23時頃と推定した。一方、山津波Aの流入地点よりも500m上流にある名古ノ瀬橋での河川水位観測記録（旧木沢村役場の加集一夫氏提供）から、山津波Aによる坂州木頭川の堰き止めは23時00分、天然ダムの決壊の始まりは23時10分で、約40分かけて決壊したと推察した。

### 3. 阿津江地区の災害履歴と前兆現象

#### 3.1 地名「阿津江」が意味すること

小川(1995)によると、地名「阿津江」は古語の「アズエ」に由来し、「アズ」は崖崩れ、「エ」は上あるいは辺りを意味することから、崖崩れの上あるいは崖崩れの辺りを意味すると解釈されている。楠原・溝手編（1983）の地名用語語源辞典では、「アズ」は崩壊あるいは久豆礼（くずれ）を意味し、「エ」は上の転訛、あるいは動詞エル（彫）の語幹で掘られたような地形、あるいは動詞エル（笑）の語幹でほころびるとか、割れるとかを意味すると解釈されている。いずれにしても、アズエは災害に由来する自然地名－災害地名－である。

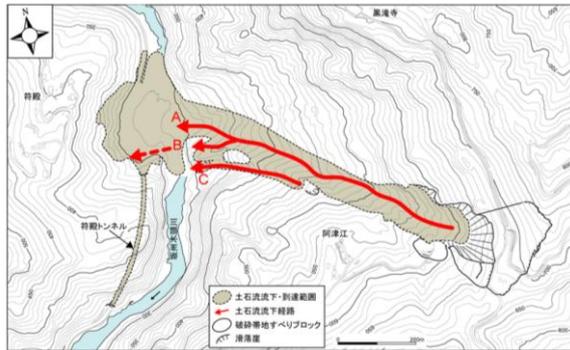
#### 3.2 伝承

阿津江の黒滝寺の境内にある山頂湖池には、その昔大竜が住み、旅人を苦しめていた。その大竜を弘法大師が退治して、寺の池に封じ込めたという伝説がある。大竜とは山津波のことではないかと推察される。大師は山津波災害から人々を守るために祈祷したことが伝承となって今に伝わっていると解釈できる。

#### 3.3 災害地名・伝承を支持する事実

破碎帯地すべりAの右岸滑落崖には、過去の山津波によって堆積した土石（旧土石流堆積物）の断面が露出している（Photo 1）。旧土石流堆積物は成層

構造を有していることから、何度か山津波が発生したと思われる。山津波Aが流下した谷の底や右岸斜面にも、旧土石流堆積物が分布している。また、山津波Aが駆け上がった対岸斜面にも旧土石流堆積物がへばり付いている。こういった山津波が、弘法大師が退治したとされる大竜のモデルであり、災害地名「アズエ」の由来となった災害であると思われる。



**Fig.3 Runoff direction and area of debris flows of Azue shear zone landslide**



**Photo 1 Older debris flow deposits outcropped in the wall of collapse**

### 3.4 前兆現象

上述の大竜を閉じこめたとされる山頂湖池は現在水の溜まっていないカラ池である (Photo 2) が、1582年、長曾我部元親の軍勢が黒滝寺に攻め上がったとき、この池の水は血で染まったと伝えられている。この池は底の広い線状凹地に水が溜まったもので、その後、池の底が裂けて水が抜けたものと解釈できる。線状凹地は、黒滝寺から今回の破砕帯地すべり発生地点に至る道路沿いや、破砕帯地すべりAの背後にひろがる準変動域 (変動域A-1; Fig.2) の背後の尾根にも形成されている。また、変動域A-1のa~c領域に形成された段差地形も今回の変動だけで出来たものではない。加持久保神社の境内にあたるd領域には、

社と庭からなる平坦面が広がっていたが、今回、落差20~60cmの山向きの段差をもつクラックが発生し、山側の広い範囲が陥没して底の平坦な線状凹地になった。黒滝寺の山頂湖池もこのような陥没によって生じたものと思われる。



**Photo 2 Kara-ike (dry pond) in Kurotaki temple**

## 4. 阿津江破砕帯地すべりの運動様式

阿津江では、短時間の間に複数の崩壊が連続的に発生している。まず、発生場所が全く異なる破砕帯地すべりAと破砕帯地すべりBが確認できる (Fig.2)。破砕帯地すべりAが一般に阿津江地すべりあるいは阿津江の大規模崩壊と呼ばれているものに相当する。

### 4.1 破砕帯地すべりAの運動様式

破砕帯地すべりAは発生場所、発生時期が異なるA-1からA-5の変動領域に区分することができる。

#### (1) 変動領域A-1

変動領域A-1は準変動域である。この領域の地表面輪郭構造は方向の異なるクラック群からなり、尾根の肩に沿って発達している。短いクラックが雁行配列するところもある (b領域, Fig.2)。落差の最大は250cmになるが、変化が著しい。緊張した樹根から推定されるクラックの開口方向はばらつきが大きい。大局的には南西から西南西方向に開口していて、変動領域A-2やA-3の移動方向が示す西北西方向とは異なっている。破断面に現れた条線の落としの方向は領域ごとに異なり、しかも高角度である。これらのことから、変動領域A-1の地下には連続した一続きのすべり面は形成されていないと判断した。

#### (2) 変動領域A-2

変動領域A-3がつくった大規模な崩壊跡の南 (左岸) 側に分布する移動体で、破砕玄武岩からなる。樹木の傾きから運動様式を推察すると、移動体の上半部は開口クラックが平行に発達する並進すべりで、下半部は明瞭な弧状の滑落崖をもつ回転すべりであ

る。

(3)変動領域A-3

破碎帯地すべりAの主体をなす移動体である。右岸側方崖の地表部10~20mは旧土石流堆積物が分布している。その旧土石流堆積物は移動体の上半部では地表部だけに分布し、中央部から末端にかけては移動体の下底まで広がっていたものと推定される。崩壊跡にも、今回の山津波で形成された土石（新土石流堆積物）が分布していることから、変動領域A-3の移動体は変動と同時に全体が破壊されて流動化したものと考えている。

(4)変動領域A-4

移動体は旧土石流堆積物からなり、変動領域A-3の移動後、不安定化して崩壊したものと考えられる。

(5)変動領域A-5

南北方向に延びる滑落崖をもつ既存の地すべり移動体を破壊した変動である。この地すべり移動体の右側部は変動領域A-3の移動によって失われ、残った地すべり移動体も北北西方向に走る開口クラックによって二分された。

4.2 破碎帯地すべりB

移動体の大部分は発生域に残り、一部は角礫となって流下し、山津波Cとなった。

5. 阿津江破碎帯地すべりの地質素因

5.1 緩みやすい破碎玄武岩の破碎構造

阿津江破碎帯地すべりの基岩地質は黒瀬川構造帯のペルム紀付加コンプレックスの玄武岩（緑色岩）である（Fig.4, 村田, 2003）。山津波Aが流下した谷の出口付近には、石灰岩の薄層が破碎玄武岩に挟まれて分布する。両者の岩相境界の傾斜は緩傾斜であることが多く、写真の露頭では 走向N40° E, 傾斜16° NWである（Photo 3）。また、変動領域A-5が発生した既往地すべりの滑落崖をつくっている砂岩層も緩傾斜の分布を示している。横山ほか（1979）や富永ほか（1981）,富永(1990)は、玄武岩が広域にも緩傾斜で分布していることを地質図で示している。阿津江破碎帯地すべりの基岩の玄武岩は著しく破碎しているが、坂州木頭川の露頭では、枕状溶岩の構造が残っている（Photo 4）。

破碎玄武岩は小出(1955)が破碎帯の典型とした破碎蛇紋岩の産状と酷似している。共に、破碎は微小せん断面の発達によるもので、崖に露出した破碎玄武岩の壁は太陽光線が当たるとききらきら輝くほど、破断面には顕著な鏡肌が発達している（Photo 5）。

両者に違いもある。破碎蛇紋岩は岩片が扁平で、しばしばそれが形態定向配列をする。このため、崩

れることなく変形し、岩盤クリープによる谷側への曲げ褶曲（高知県佐川町桂の黒瀬川構造帯の破碎蛇紋岩の事例, Photo 6）や、山向き小崖（仙波・横山, 2005）が形成される。

これに対して、破碎玄武岩中のせん断面は定向配列を示さず、岩片は不定形の矩形を呈する（Photo 7）。したがって、破碎玄武岩の構造は等方的であるので、谷側への曲げ褶曲を形成するような岩盤クリープ変形は期待できない。

変動領域A-1で掘削された破碎玄武岩のボーリングコアを観ると、深度66m付近まではほとんど1~3cmの角礫状を呈し、深度66~75mのコアも柱状コアと角礫状コアの繰り返し（RQD: 20以下）であった。

地表付近の破碎玄武岩の露頭は岩屑堆積物と見誤るほどにクラックが開口している。豪雨時には多量の雨水が開口クラックを通して岩盤内に浸透するであろうことは容易に想像できる。今回の破碎帯地すべりは、破碎玄武岩中に浸透した多量の雨水の水圧によって、その場で移動体の全体が破壊することによって発生した。破壊された移動体は角礫と多量の水と混合流体となり、樹木を巻き込みながら、山津波となって斜面を流れ下った。

5.2 地下水を遮水する断層ガウジを伴う断層

阿津江破碎帯地すべりの発生域から山津波Aが流下した谷の出口にかけて、谷の左岸側を、走向N60° E~N65° Eで傾斜30° Nの断層が走っている。もうひとつ、発生域では谷の右岸側に、走向N52° W~

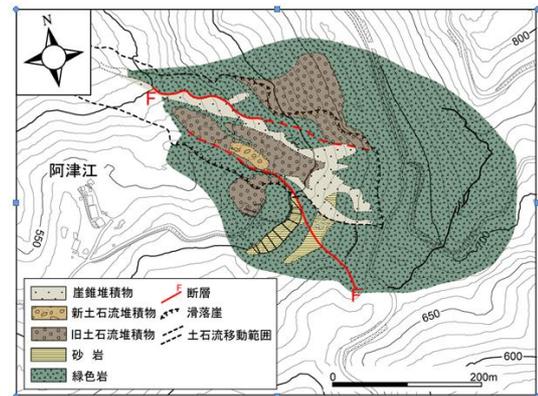


Fig.4 Geology of Azue after the sliding in 2004

N60° Wで傾斜32° S~62° Sの断層が走っている。両断層とも、亜角礫を含む粘土が幅100cm程度の断層ガウジをつくっている（Photo 8）。

両断層はそれぞれ谷に向かって傾斜しているために、地下では連続した遮水層が形成されているものと思われる。これにより、豪雨時に地表から浸透してきた地下にしみ込むことなく、移動体内で間隙水圧を上昇させたと推察している。



**Photo 3 Interbedded limestone in fractured basalt**



**Photo 7 Angular fragments of fractured basalt**



**Photo 4 Pillow lava**



**Photo 8 Fault gouge**



**Photo 5 Slickenside of fractured basalt**



**Photo 6 Valleyward bending fold of fractured serpentinite of the Kurosegawa Tectonic Zone**

### 5.3 雨水を浸透させた線状凹地・段差地形

黒滝寺境内の山頂湖池や線状凹地、段差地形を形成した尾根の裂け目は斜面を不安定化させるだけでなく、豪雨時には雨水の浸透口になったものと思われる。

### 6. なぜ、外帯の付加体山地で大規模崩壊が発生するか

九州から四国、近畿、中部にかけて、西南日本外帯の付加体山地では、これまでも、地震時あるいは豪雨時に大規模崩壊が発生している。たとえば、豪雨時大規模崩壊は次の通りである(引用文献省略)。九州：宮崎県耳川流域の西郷村野々尾の崩壊(2005年台風14号)；四国：高知県香美市物部町「久保高井の山」の崩壊(1788年豪雨)，愛媛県温泉郡川内町音田の崩壊(1790年頃豪雨)，徳島県海部郡海南町保瀬の崩壊(1892年豪雨)，徳島県那賀郡上那賀町高磯山の崩壊(1892年豪雨)，高知県高知市敷ノ山の崩壊(1975年台風17号)，徳島県那賀郡那賀町の阿津江と大用知の破碎帯地すべりなど(2004年台風10号，本論文)，高知県奈半利川の支流の平鍋の崩壊など(2011年台風6号)；近畿：奈良県十津川災

害（多数発生）（1889年豪雨），和歌山県有田川災害（金剛寺の崩壊など）（1953年豪雨），和歌山県田辺市・三重県紀宝町の崩壊（2011年台風12号）など。

地震時大規模崩壊の記録は少ないが，たとえば，宝永地震：高知県高岡郡越知町舞ヶ鼻の崩壊，高知県室戸市の加奈木ツエ，静岡県静岡市の大谷崩（「崩」を「くずれ」と読む），安政南海地震：高知県土佐郡土佐町有間の崩壊があり，加奈木ツエと大谷崩は日本三大崩れのひとつにも数えられる大規模なものである。

西南日本外帯の付加体山地における大規模崩壊の多発は，付加体の地質特性と，約100年毎に繰り返し発生する南海地震・東南海地震・東海地震といった海溝型巨大地震による尾根の初生変形に原因があると考えている。

崩壊が大規模になるためには，緩み（ダメージ）が深部まで及ばなければならず，深部にまで緩みが及ぶまで，簡単には崩れないことが必要条件である。

特定の岩相に連続したすべり面が醸成され，狭義の地すべりを発生してしまう岩盤では，大規模崩壊は発生しにくい。おそらく，付加体山地では，狭義の地すべりである徐動性すべりと大規模崩壊は棲み分けているものと考えている。

大規模崩壊に発展するのは深層緩み岩盤である。付加体には様々な構造をもつ深層緩み岩盤が存在していると予想されるが，そのひとつは，付加体の地質特性に規制された深層緩み岩盤である。その典型は，小出（1955）が定義した破碎帯である。小出が認定した破碎帯の多くは今日の知識で見ると付加体に分布している。たとえば，破碎玄武岩やある種のメランジュ，付加体と密接に分布する破碎蛇紋岩などである。小出は岩盤クリープの認識は無かったが，彼が認定した破碎帯の中に谷側への曲げ褶曲で特徴づけられる岩盤クリープが破碎帯を形成しているものがある（横山・塩田，2003）。谷側への曲げ褶曲は付加体の特徴づける変形面構造に規制された斜面変動である。

もうひとつは，海溝型巨大地震による尾根の初生変形から発展した深層緩み岩盤である。地震時には，尾根は地形効果で地震動が増幅する（奥園ほか，1980；落合ほか，1995；横山・菊山，1998；横山ほか，2002；栗田ほか，2005；浅野ほか，2006；加藤・横山，2010）。そのダメージのひとつが尾根の裂け目である。南海地震・東南海地震・東海地震の震源域に入る可能性が高い西南日本外帯では，すでに尾根には多数の裂け目が形成されているものと予想される。実際，四国の外帯付加体山地では，尾根に多数の裂け目が形成されている（布施・横山，2004；

脇田ほか，2007；青矢・横山，2010，加藤ほか，2008，2009，2010，2011）。

付加体山地の斜面変動は尾根の裂け目が密接に関わって発生しているようにみえる。たとえば，付加体山地の徐動性すべりがそうである。四国外帯の付加体山地では，地すべりの多発地域（防災科学技術研究所，2011）で，線状凹地の分布密度も高くなっている（横山，2010）。しかし，南海地震の震源域から遠く離れている中国地方では，付加体山地であっても，地すべり地形，線状凹地のいずれも非常に少ない。また，付加体ではない四国の和泉層群では，地すべりは多発していても，線状凹地は稀である。付加体すべりでは，尾根の裂け目が地すべり発生の前兆現象になっているものと考えられる。

付加体山地の大規模崩壊の分布（寺戸，1986）も，線状凹地の分布と調和的である。尾根から発生する大規模崩壊において，尾根の裂け目やそれに伴う尾根の初生変形が不安定要素になりうることは十分に考えられる。本稿で報告した阿津江破碎帯地すべりは，付加体の地質特性に起因した深層緩み岩盤一破碎玄武岩一で発生した大規模崩壊であったが，尾根の裂け目も崩壊の発生要因になっていた。

西南日本外帯の付加体山地は海溝型巨大地震の震源域であるだけでなく，豪雨地帯でもあたるために，地震も豪雨も強烈な直前の誘因となって，最終的に大規模崩壊が多発するのである。

## 7. おわりに

付加体の深層緩み岩盤で発生した大規模崩壊の事例として，2004年の豪雨によって破碎玄武岩で発生した阿津江破碎帯地すべりの発生要因と崩壊過程を述べた。西南日本外帯の付加体山地では，付加体をもつ地質特性と約100年毎に繰り返す海溝型巨大地震による尾根の初期変形が大規模崩壊発生の原因になっていることを指摘した。深層緩み岩盤および尾根の初生変形の検出精度の向上が今後の課題である。

## 謝 辞

本稿は，横山ほか（2006）の原稿を基に，そのときに公表できなかった写真を加えて加筆・修正したものである。阿津江の現場を共同調査した皆さまに感謝します。このたび，発表の機会を与えて頂いた京都大学防災科学研究所の千木良雅弘教授にお礼申し上げます。

## 参考文献

- 青矢睦月・横山俊治(2009)：日比原地域の地質，地域地質研究報告（5万分の1地質図幅），産総研地質調査総合センター，75p.
- 浅野志穂・落合博貴・黒川 潮・岡田康彦（2006）：山地における地震動の地形効果と斜面崩壊への影響，地すべり，Vol.42，No.6，pp.457-466.
- 防災科学技術研究所（2011）：地すべりマップ「本州・四国・九州・北海道」.
- 布施昌弘・横山俊治(2004)：四国島の線状凹地の分布とその特徴，日本地すべり学会，第43回日本地すべり学会研究発表会講演集，pp.561-564.
- 日浦啓全・海堀正博・末峯 章・里深好文・堤 大三（2004）：2004年台風10号豪雨による徳島県木沢村と上那賀町における土砂災害緊急調査報告（速報），砂防学会誌，Vol.57，No.4，pp.39-47.
- 橋本英俊・佐藤威臣・山田正雄・小島 健・久積崇広（2006）：阿津江地すべりの地すべり機構，日本地すべり学会誌，Vol.42，No.6，pp.37-42.
- 小出 博（1955）：日本の地汜り：その予知と対策，東洋経済新報社，東京，259p.
- 楠原佑介・溝手理太郎編（1983）：地名用語語源辞典，東京堂出版，東京，661p.
- 加藤弘徳・横山俊治・光本恵美（2008）：高知県大引割・小引割一山上開口クラック群一の構造と発生機構（予報），第47回日本地すべり学会研究発表会講演集，pp.93-96.
- 加藤弘徳・横山俊治・光本恵美（2009）：高知県大引割地域に発達する山上凹地と地質構造の関係，第48回日本地すべり学会研究発表会講演集，pp.101-102.
- 加藤弘徳・横山俊治・光本恵美(2010)：高知県大引割地域の山上開口クラックの地質的背景(予報)，第49回日本地すべり学会研究発表会講演集，pp.5-6.
- 加藤靖郎・横山俊治(2010)：2005年福岡県西方沖地震による玄界島頂部のノンテクトニック断層，日本地すべり学会誌，Vol.47，No.1，pp.42-50.
- 加藤弘徳・横山俊治・光本恵美(2011)：四国カルスト地域の山上に発達した凹地形，第50回日本地すべり学会研究発表会講演集，pp.91-92.
- 栗田哲史・安中正・高橋聡・嶋田昌義・末広俊夫（2005）：山地形における地震動の増幅特性，日本地震工学会論文集，第5巻，第3号，pp.1-11.
- 村田明広（2003）：徳島県木沢地域の黒瀬川帯北縁部の地質構造，徳島大学総合科学部自然科学研究，Vol.17，pp.7-17. pp.53-58.
- 中屋志郎・佐々浩司・横山俊治・村井政徳(2006)：樹木に残された流下痕跡による阿津江土石流の流下方向の推定，日本地すべり学会誌，Vol.42，No.6，pp.43-49.
- 西山賢一・寺戸恒夫・石田啓祐・村田明広・岡田憲治（2005a）：2004年台風10号に伴う豪雨で発生した木沢村の斜面災害と地すべり地形，阿波学会紀要，Vol.51，pp.1-8.
- 西山賢一・石田啓祐・村田明広・岡田憲治（2005b）：2004年台風10号に伴う豪雨により徳島県那賀川流域で発生した斜面崩壊の地質・地形的特徴，徳島大学総合科学部自然科学研究，Vol.19，pp.49-61.
- 落合博貴・北原 曜・三森利昭・阿部和時（1995）：地震による山腹斜面崩壊と地震時応答解析，兵庫県南部地震等に伴う地すべり・斜面崩壊研究報告書，地すべり学会，pp.119-132.
- 小川 豊（1995）：自分で学べる防災の知恵 崩壊地名，山海堂，東京，279p.
- 奥園誠之・岩竹喜久磨・池田和彦・酒井紀士夫（1980）：振動による落石危険度判定，応用地質，Vol.21，No.3，pp.119-122.
- 櫻井正明・内藤洋司・前川峰志・佐保昇児（2006）：2004年集中豪雨により四国山地に発生した崩壊地の特性，日本地すべり学会誌，Vol.42，No.6，pp.19-30.
- 仙波渡子・横山俊治（2005）：黒瀬川構造帯の蛇紋岩地すべりの圧縮帯に形成された谷側への傾動構造，日本応用地質学会中国四国支部平成17年度研究発表会論文集，pp.23-28.
- 寺戸恒夫(1986)：四国島における大規模崩壊地形の分布と地域特性，地質学論集，No.28，pp.221-232.
- 富永良三・原郁 夫・横山忠正・宮本隆実(1981)：四国東部坂州北方地域の4億年高压変成岩類岩片を含む蛇紋岩体の構造状態，中生代造構作用の研究，No.3，pp.33-37.
- 富永良三（1990）：四国東部秩父帯北部のジュラ紀付加体，地質学雑誌，Vol.96，pp.505-522.
- 脇田浩二・宮崎一博・利光誠一・横山俊治・中川昌治(2007)：伊野地域の地質，地域地質研究報告（5万分の1地質図幅），産総研地質調査総合センター，140p.
- 横山忠正・富永良三・原郁 夫・桑野幸夫(1979)：徳島県沢谷地域の黒瀬川帯北縁の地質構造解析，中生代造構作用の研究，No.1，pp.9-20.
- 横山俊治・菊山浩喜(1998)：墓石・灯籠の転倒方向からみた1995年兵庫県南部地震の水平地震動の方位と地表変状の方向規制，地質学論集，No.51，pp.78-88.
- 横山俊治・水口真一・藤田勝代・嘉茂美佐子・菊山浩喜（2002）：花崗岩地域における地震時落石の発生場所・落下方向・到達距離の予測，地すべり，Vol.39，no.1，pp.30-39.

- 横山俊治・塩田次男(2003) : 小出(1955)の破碎帯地すべりと三波川帯の斜面変動, 日本応用地質学会中国四国支部平成 15 年度研究発表会論文集, pp.87-92.
- 横山俊治・村井政徳・中屋志郎・大岡和俊・中野 浩 (2006) : 2004 年台風 10 号豪雨で発生した徳島県那賀町阿津江の破碎帯地すべりと山津波, 地質学雑誌, Vol.112, 補遺, pp.137-151.
- 横山俊治 (2010) : 付加体地すべりにおける地すべりの初生と初生地すべり, 平成 22 年特別講演およびシンポジウム予稿集「地すべりの初生と初生地すべり」, (社) 日本応用地質学会, pp.15-22.
- Hiura, H., Kaibori, M., Suemine, A., Yokoyama, S. and Murai, M. (2005) : Sediment related disasters generated by Typhoons in 2004, *In* Senneset, K., Flaate, K. and Larsen, J.O., ed., *Landslides and avalanches ICFL2005 Norway*, pp.157-163.
- Wang, G., Suemine, A., Furuya, G., Kaibori, M. and Sassa, K. (2005) : Rainstorm-induced landslides at Kisawa village, Tokushima Prefecture, Japan, August 2004, *Landslides*, Vol.2, pp.235-242.

**Rainstorm-induced shear zone landslide of fractured basalt in accretionary complex  
- Example of Azue, Tokushima Prefecture in 2004 -**

Shunji YOKOYAMA\*,

\*Research and Education Faculty, Natural Science Cluster, Kochi University

**Synopsis**

This manuscript describes occurrence factors and collapsing process of Azue shear zone landslide of fractured basalt in accretionary complex caused by heavy rain in 2004. Linear depressions and valley facing scarps formed in mountain ridge before the collapsing in 2004. Due to increasing of rainwater coming through these mountain ridge fissures and into the micro fractures in basalt, the whole of moving body broke in situ into angular fragments of  $10^0$ - $10^1$  centimeter order. As clayey fault gouge underlying below the moving body intercepted dropping of rainwater, it is possible that the pore water pressure increased in the moving body. The angular fragments fell down with a large amount of water and driftwoods. High frequency of large-scaled collapses at mountain districts in the outer zone of Southwest Japan is caused by geological characteristics of accretionary complex and initial deformation of mountain ridges due to giant trench type earthquakes.

**Keywords:** accretionary complex, fractured basalt, shear zone landslide, linear depression, trench type earthquake

## 南九州で最近発生した深層崩壊

地頭菌隆\*・下川悦郎\*・寺本行芳\*

\* 鹿児島大学農学部

### 要 旨

2010年、九州南部は6月から7月にかけて総雨量が1000mmを超える大雨に、また奄美大島は10月18日から20日にかけて総雨量が800mmを超える大雨に見舞われた。大雨によって各地で斜面崩壊や土石流による土砂災害が発生したが、その中には基岩から崩れる深層崩壊によるものもみられた。九州南部南大隅町の深層崩壊は、火砕流台地周縁斜面で発生したものであり、亀裂の多い透水層をなす溶結凝灰岩と難透水層をなす非溶結凝灰岩の境界を流れる地下水が関与していた。奄美大島の深層崩壊は、集落周辺の砂岩・頁岩からなる丘陵地の一角で発生したものであり、そこは断層などで破碎された地質構造を有し、あるいは崖錐堆積物や過去に移動した厚い地すべり土塊が存在している斜面であり、さらに地下水が集中するような地質構造が存在していた。

**キーワード：** 深層崩壊，南大隅町，奄美大島

### 1. はじめに

2010年、南九州は梅雨時期に大雨に見舞われ、各地で土砂災害が発生した。さらに10月には奄美大島が大雨に見舞われ、大きな土砂災害が発生した。ここでは2010年に南九州と奄美大島で発生した深層崩壊による土砂災害の実態と特徴について報告する。

### 2. 2010年南大隅町で発生した深層崩壊

南九州は、梅雨前線の活発化によって6月下旬から7月上旬にかけて大雨に見舞われ、各地で土砂災害が発生した(図-1)。大隅半島南部の南大隅町では、火砕流台地周縁斜面で深層崩壊が発生し、崩土が土石流となって流下した(図-2)。深層崩壊が発生した船石川右支溪の流域面積は約0.32km<sup>2</sup>、流域上流は台地で畑地として利用され、台地周縁斜面は林地となっている。崩壊頭部の標高は約230mであり、そこから海岸までの距離は約850mである。流域下流には大浜下地区の集落があり、さらに海岸沿いを国道269号通っている。

深層崩壊は火砕流台地の周縁斜面で発生し、斜面の地質は上部が亀裂の多い溶結凝灰岩、その下は非溶結凝灰岩からなる(図-3)。溶結凝灰岩は透水

層、非溶結凝灰岩は難透水層の役割をしている。台地上から浸透した雨水は亀裂を通して非溶結凝灰岩の難透水層に達し、その上を流れて台地の端から流出している(図-4)。

崩壊とその崩土に伴う土石流は7月4日から8日にかけて7回発生したが、6回は無降雨のときであった(図-5)。しかし崩壊地から南南西へ約6km地点の登尾観測所では6月12日の梅雨入りから崩壊発生までに1000mmを超える降水量を記録している。崩壊は幅約100mにわたり、崩壊土砂量は約10万m<sup>3</sup>であった。崩土は土石流となって流下したが、2基の砂防堰堤で大部分が捕捉され、下流に大きな被害を与えなかった。

2010年に崩壊した斜面は、2007年にも崩壊しており、今回は2007年の崩壊地が上方と側方に拡大したものである(図-6)。2007年の崩壊土砂量は約3万m<sup>3</sup>で、崩土は土石流化したが、1号砂防堰堤で約2万m<sup>3</sup>の土砂が捕捉され、このときも下流の被害が押さえられた。

崩壊斜面の溶結凝灰岩と非溶結凝灰岩の境界からは崩壊後も常時湧水がみられ、その流量測定が行われている。図-7は日単位で測定している湧水流量である(鹿児島県, 2011)。崩壊直後は約1300t/日の湧水流量があり、その後徐々に減少し400~300t/日で

推移している。2011年、梅雨時期の深層崩壊に対する警戒避難体制にあたっては湧水流量を指標にした対応がとられた。

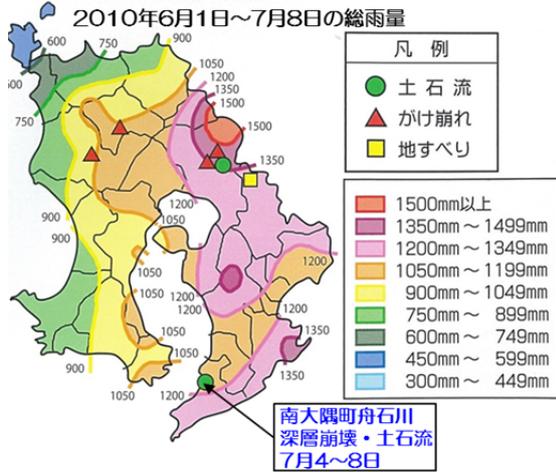


図-1 等雨量線図と土砂災害(鹿児島県, 2010)

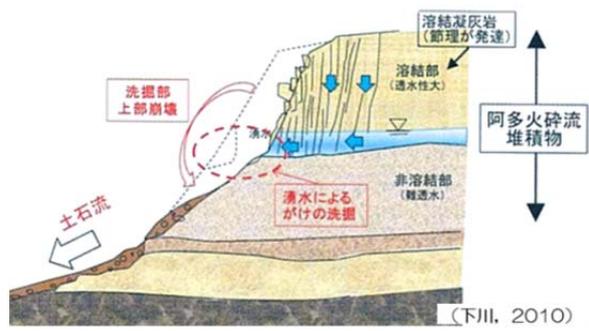


図-4 深層崩壊地の地質断面の模式図

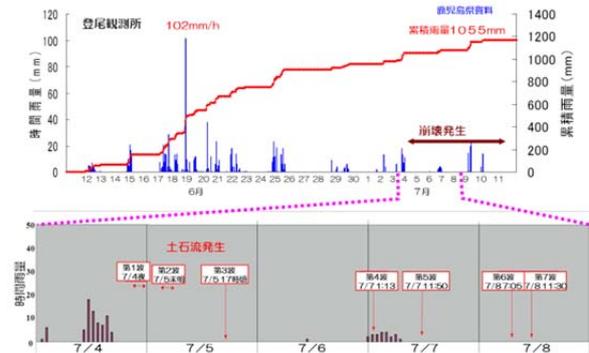


図-5 南大隅町の深層崩壊発生時の降雨状況



図-2 南大隅町の深層崩壊と土石流



図-6 2007年の崩壊地 (図-3と同斜面)



図-3 南大隅町の深層崩壊地

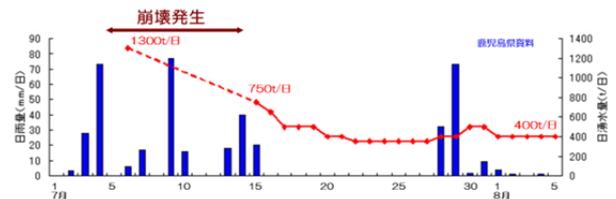


図-6 深層崩壊地からの湧水の推移

### 3. 2010年奄美大島で発生した深層崩壊

奄美大島は、2010年10月18日から20日にかけて記録的な大雨に見舞われ、各所で河川の増水氾濫、斜面崩壊、土石流による災害が発生した。今回の大雨は、強度的にも、量的にも非常に大きかったことが特徴であり、その結果、さまざまな土砂移動現象とそれに起因する土砂災害が各地で発生した。

ここでは、奄美大島北部の龍郷町の浦、浦角子、久場の3カ所（図-7）で発生した深層崩壊による土砂災害の実態と特徴について述べる。

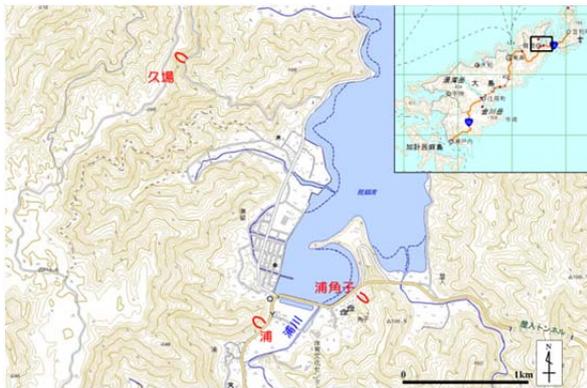


図-7 奄美大島龍郷町で発生した深層崩壊

#### 3.1 降雨状況

10月18日から21日にかけて前線が奄美地方に停滞し、南シナ海にあった台風第13号の東側で湿った空気が前線付近に流れ込んだため大気の状態が不安定となった。その結果、奄美地方は総雨量が800mmを超える記録的な大雨となった。24時間雨量は、奄美市名瀬で20日23時20分までに648mmとなり、1976年の観測開始以来最大を記録した。また20日の日雨量は、名瀬で622mmとなり、1903年5月29日に観測された547mmを超え、1896年の観測開始以来最大となった。1時間雨量は、瀬戸内町古仁屋で20日13時05分までに89.5mm、奄美市名瀬で20日16時41分までに78.5mmを記録した。また、解析雨量によると、1時間120mmを超える雨が奄美市付近（20日10:30～11:30と13:00～14:00）、大和村付近（同日12:00～13:00）および瀬戸内町付近（同日14:00～15:00）で降っている（鹿児島地方気象台・名瀬測候所、2010）。

図-8は、10月18日0時から24日24時までの総雨量の等雨量線図（鹿児島県、2010）である。龍郷町から奄美市名瀬にかけてと大和村から奄美市住用町にかけて総雨量が800mmを超えている区域がある。

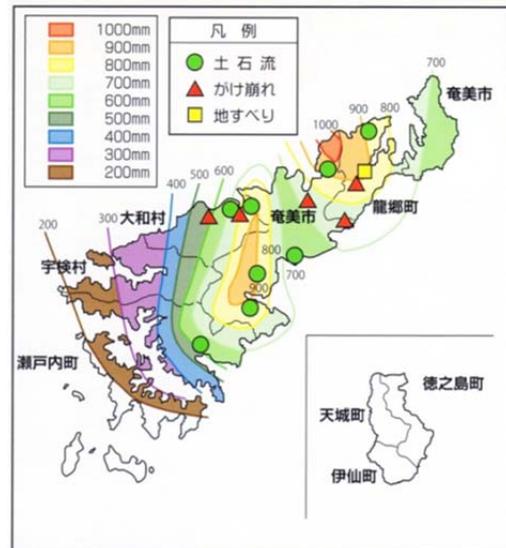


図-8 10月18日0時から24日24時までの総雨量の等雨量線図（鹿児島県、2010）

#### 3.2 龍郷町浦の土砂災害

20日19時頃、浦川の沖積低地を囲む丘陵地の斜面で深層崩壊が発生し、人家等の全壊1戸と半壊2戸、国道58号と町道の埋設による被害が生じた（図-9）。

図-10は、災害地から南南西へ約1.7km地点の大勝観測所（鹿児島県）における雨量記録である。雨は19日明け方から降り始め、20日4時～5時に108mmの最大時間雨量を記録し、正午頃いったん小降りになったが、再び夕方にかけて降り出した。深層崩壊はハイエトグラフの二山目の降雨ピーク直後の19時前に発生し、降り始めからの総雨量は700mmを超えていた。

崩壊は幅約50m、長さ約80m、最大崩壊深約10mであり、崩壊土砂量は2万 $m^3$ 程度と見積もられる。崩壊前の斜面傾斜は35～40度であり、地質は砂岩と頁岩の互層（中生代白亜紀）からなる。災害後のボーリング調査によると、斜面の地質構造は受盤構造をなし、斜面内に破碎帯が確認されている（図-11）。崩壊斜面中央部の頁岩層は粘土化して難透水層であり、崩壊直後斜面内の高い位置から湧水が確認され、この層の上を地下水が流動していたと推定される。

深層崩壊地に向かって左側の斜面一帯には多数の滑落崖が確認され、斜面地層のクリープが進行している。また深層崩壊跡地も確認された。浦地区は2011年9月25～26日に再び豪雨に見舞われ、斜面一帯には亀裂や斜面地層のクリープに起因すると考えられる斜面下部での小規模崩壊が発生している。

現在、深層崩壊地は不安定土塊の排土工、吹付法砕工、排水工などが進められ、滑落崖や亀裂が確認された斜面一帯は伸縮計などで斜面変状の監視が行われている。



図-9 龍郷町浦の深層崩壊

深層崩壊である(図-12)。崩壊発生時刻は20日18時50分であり、浦の深層崩壊発生とほぼ同時である。斜面の地質は、基盤を占める凝灰岩や粘板岩と、それを覆って分布する風化凝灰岩や崖錐堆積物からなり、表層部は赤色風化が著しい。斜面の地質構造は流盤構造をなし、崩壊前の斜面傾斜は30度程度であった。

崩壊は、崖錐堆積物(旧地すべり堆積物)が基盤岩との境界ですべったものである。斜面脚部からは普段から湧水がみられたようであり、地下水が集水しやすい地下構造を有していた。今回の豪雨により崖錐堆積物と下位の基盤岩の境界面で地下水位が上昇し、崩壊を誘発したと考えられる。

崩壊斜面に向かって左側には厚い崖錐堆積物が不安定な状態で残存している。また向かって右側斜面には旧崩壊跡地が確認される。

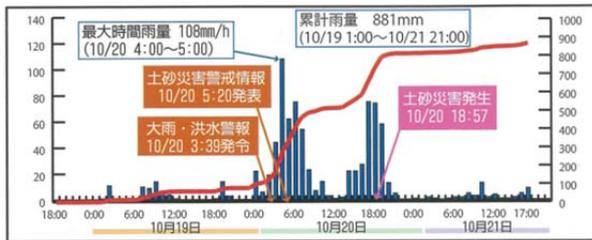


図-10 大勝観測所(鹿児島県)における雨量記録



図-12 龍郷町浦角子の深層崩壊

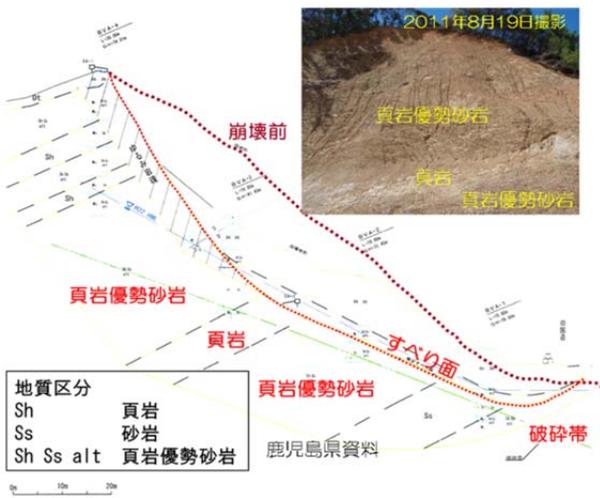


図-11 龍郷町浦の深層崩壊地の縦断図と地質構造

### 3.3 龍郷町浦角子の土砂災害

浦の深層崩壊地から東北東に約1km離れた浦角子地区では、住宅の裏山が崩れて1名が亡くなり、1名が負傷、人家2戸が全壊した。崩壊の規模は、幅約40m、高さ約50m、最大崩壊深5~6mであり、崩壊の形態は

### 3.4 龍郷町久場の土砂災害

久場では今回の豪雨で最大級の崩壊が発生した。崩壊の規模は、目測で幅約100m、長さ約150m、最大崩壊深10~15mであり、崩壊の形態は深層崩壊である(図-13)。崩壊土砂量は10万 $m^3$ 程度と推定される。崩土は土石流となり約1km流下したが、下流の集落の手前で停止したため、決定的な被害には至らなかった。斜面の地質は砂岩・頁岩(中生代白亜紀)であり、崩壊地内には断層が観察され、破碎が著しい。破碎された部分とその下位の岩盤の境界面からは湧水があり、豪雨時には地下水位が上昇し、崩壊を誘発したと考えられる。

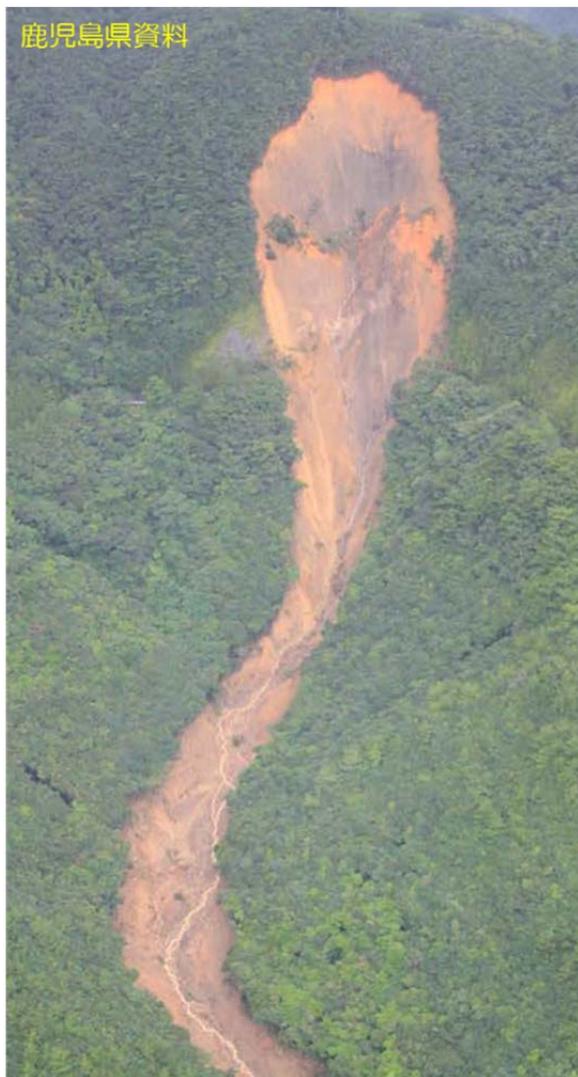


図-13 龍郷町久場の深層崩壊と土石流

## 9. おわりに

2010年、南九州は梅雨時期に大雨に見舞われ、各地で土砂災害が発生した。さらに10月には奄美大島が大雨に見舞われ、大きな土砂災害が発生した。

以下、得られた結果をまとめる。

- ① 九州南部南大隅町の深層崩壊は、亀裂の多い透水層をなす溶結凝灰岩と難透水層をなす非溶結凝灰岩の境界で発生し、火砕流台地から浸透した地下水が関与したものである。
- ② 南大隅町の深層崩壊に対する警戒避難体制にあたっては、崩壊地内からの湧水流量を指標にした対応がとられた。
- ③ 奄美大島の深層崩壊は、断層などで破碎された地質構造を有した、あるいは崖錐堆積物や過去に移動した厚い地すべり土塊が存在した斜面で、さらに地下水が集中した地質構造をもつ斜面で発生していた。
- ④ 奄美大島の深層崩壊には集落周辺の30度未満の比較的緩い斜面で発生した例があり、急傾斜地崩壊危険箇所からもれる可能性がある。

## 謝 辞

現地調査や災害資料の提供等にあたって、鹿児島県土木部砂防課、大島支庁建設課、同林務水産課にたいへんお世話になった。ここに記して謝意を表します。

## 参考文献

- 鹿児島地方気象台・名瀬測候所（2010）：災害時気象資料—平成22年10月18日から20日にかけての鹿児島県奄美地方の大雨について—，pp.1-11.
- 鹿児島県土木部（2010）：平成22年梅雨前線豪雨災害・奄美豪雨災害，pp.1-60.
- 鹿児島県（2010・2011）：土木部砂防課，大島支庁建設課・林務水産課の災害資料.
- 下川悦郎・小山内信智・武澤永純・地頭菌隆・寺本行芳・権田豊（2010）：2010年（平成22年）7月鹿児島県南大隅町で発生した連続土石流災害，砂防学会誌，第63巻，第3号，pp.50-53.

## 台風12号による深層崩壊発生場 — 発生前後の詳細DEMを用いた地形解析結果 —

千木良雅弘\*、ツォウ・チンイン\*、松四雄騎\*、平石成美\*\*、松澤真\*, \*\*\*

\* 京都大学防災研究所

\*\* 財団法人深田地質研究所

\*\*\* パシフィックコンサルタンツ

### 要 旨

台風12号は、2011年9月2日から5日にかけて西日本を横断し、特に紀伊山地に2000mmを超える降雨をもたらし、50以上の深層崩壊を発生した。これらの崩壊は、面積36000㎡から549000㎡と大規模であり、最大の崩壊体積は1500万㎡と見積もられる。発生したものの内大規模な14の深層崩壊について、発生前の1m-DEM解析および空中写真観察を行った結果、1つの崩壊を除いて、いずれも発生前に将来冠頂となる位置に重力変形による小段差を伴っていたことがわかった。これらの段差は、比高2mから50mで、空中写真では極めて注意深く観察して見出されるものが多い。斜面傾斜方向断面で考えると、その水平長と崩壊斜面水平長との比は5~21%であり、これは発生前の斜面変形程度が小さかったことを示している。また、これらの崩壊の冠頂と崩壊最下部とを結ぶ線の傾斜はいずれも27°から34°であった。

**キーワード:** 台風12号、深層崩壊、重力斜面変形、地形

### 1. はじめに

2009年に台湾で発生した小林村の深層崩壊以来、深層崩壊が強く注目されている。小林村の崩壊は、台風モラコットによる豪雨によって発生したもので、一つの崩壊がたった92秒間に村を全滅し、400人以上の人命を奪った(Tsou et al., 2011)。このように深層崩壊は極めて短時間に、かつ大規模に発生するものであるため、災害軽減のためには、その発生場所を予測することが極めて重要である。我が国では、2001年の土砂災害防止法施行以来、各自治体で土砂災害危険個所の調査・指定が行われてきているが、この対象は土石流、崖崩れ、地すべりであり、足の長い深層崩壊は対象とされていない。そのため、少なくとも発生場所を予測する技術を確立することは急務である。従来の研究で、重力による斜面の変形が深層崩壊に移り変わるとの研究があるが(Chigira et al, 2003 ; Crosta, et al., 2006)、未だに深層崩壊の発生場所予測手法は確立されていない。これは、主に、その発生が稀であることと、発生前の地形状況

のデータが乏しいことによる。

2011年台風12号は、9月2日から5日にかけて、四国と中国地方を横断した。そして、台風の進行方向右側にあたる紀伊山地では大量の降雨が生じ、多数の深層崩壊が発生し、天然ダムが形成され、それらの内5か所ではその決壊が強く懸念された。この台風の結果、奈良県と和歌山県では、土砂災害による死者47名、洪水による死者12名、その他の死者22名を含めて、合計81名の犠牲者が生じた。土砂災害による死者は、土砂の直撃を受けたものと、増水した川への土砂の突入による“津波”によるものがあつた。

ここでは、深層崩壊に焦点を絞り、その発生前後の地形を詳細DEMデータおよび空中写真に基づいて比較し、発生前の地形を明らかにし、今後の深層崩壊発生場予測に資する。そのために、国土交通省、奈良県、和歌山県等が取得した航空レーザー計測(LiDAR)データおよび国土地理院撮影の空中写真を用いて地形解析し、ヘリコプターによる空中からの観察を行い、また、主要な深層崩壊地について現地調査を行った。

2. 地形・地質と災害の概要

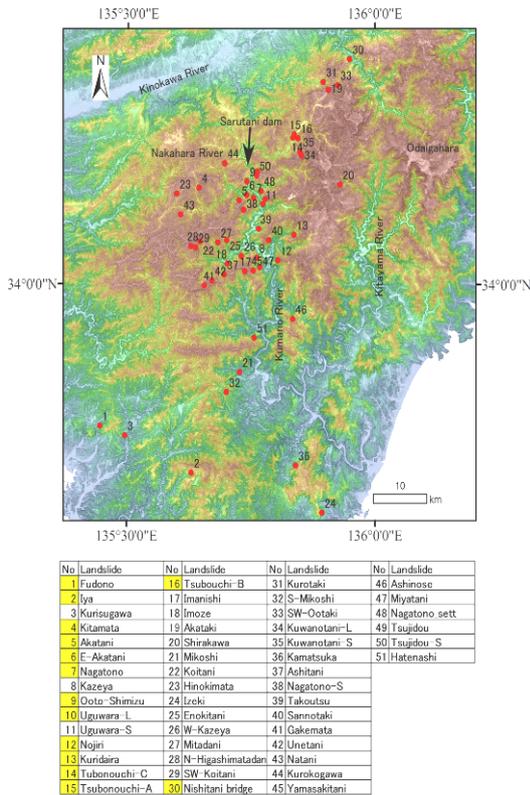


Fig. 1 Distribution of deep-seated landslides. Shaded numbers indicate landslides we investigated in the field.

地形・地質

紀伊山地は標高1915mの八経ヶ岳を最高峰を最高峰とする山地で、そこに分布する山稜頂部は比較的標高がそろっている。紀伊山地の中央部には熊野川と北山川が北から南に向けて流れている (Fig.1)。紀伊山地の大部分はこれらの水系の流域となっており、北部を西流する紀ノ川水系の流域は狭く、その流域と熊野川流域および北山川流域との流域界は北部に偏っている。平石・千木良 (2011) は、熊野川上流の十津川支流の中原川で地形解析を行い、高標高部に古地形面が広く分布し、それを河川が下刻し、谷中谷が形成され、この下刻に伴って足元をすくわれた斜面、特に流れ盤斜面で重力による斜面変形と崩壊が発生していることを報告した。そして、この古地形面が広く広がり、このような地形プロセスが紀伊山地一帯にあるであろうことを指摘した。

紀伊山地の主体は東西に延びる中央構造線よりも南側の西南日本外帯に位置し、最北部に三波川帯と秩父帯が分布し、その南側の広い範囲は四万十帯となっている。今回の災害発生の主要部は四万十帯に

位置し、北部の一部の崩壊は秩父帯に位置している。四万十帯は御坊一萩構造線を境に、白亜系の付加コンプレックスからなる北帯 (日高川帯) と古第三系の付加コンプレックスとに分けられる。白亜系と古第三系とは、紀伊半島中央部東寄り南北に長い中新世の大峰花崗岩に貫かれ、その周囲はホルンフェルス化している (志井田他、1989)。大局的な地形をみると、この花崗岩とホルンフェルスの分布域が紀伊山地で最も高い地域となっている。また、白亜系部分に比べて古第三系部分で山陵の標高は低下している。古第三系分布域の南西側と南東側とは、それぞれ中新世の田辺層群と熊野層群とが分布している (田辺研グループ、1984; 棚井・水野、1954)。

降雨と深層崩壊の概要

8月30日17時からの総降水量は、紀伊半島の広い範囲で1000mmを超え、奈良県北山村では降り始めの8月30日から9月5日までの総雨量が2439mmを記録した (竹林他、2011)。Fig.1に深層崩壊の分布を示す。台風12号による崩壊発生の特徴は、表層崩壊が極めて少なく、深層崩壊が散点的に発生したことである。このことは、ヘリコプターによる空からの観察でも明らかであり、また、2005年の台風14号による九州山地での崩壊発生状況と同様である (Chigira, 2009)。その発生は、メディアの報道や聞き取り調査など様々な資料をもとにすると、9月3日午後6時頃の野尻の崩壊に始まり、4日の夕刻にかけて発生した。Fig.2に、崩壊が集中して発生した個所に近い猿谷ダムの雨量観測データと近傍の崩壊発生時刻を示す。猿谷ダムでは、累積約900mmの降雨があり、累積降雨が約850mmの時に北股、宇井、赤谷の崩壊が発生した。いずれも降雨ピークであった9月4日午前0時以降に発生したものである。Fig.1に示した崩壊の内、5か所 (赤谷、長殿、北股、熊野、栗平) では天然ダムが形成し、その決壊が強く懸念され、改定土砂災害防止法に基づいて、国土交通省による緊急調査が実施された。また、十津川村野尻では崩壊土砂が増水した十津川に突入し、河川水の流路を対岸に押し付け、そこにあった家屋が流失し、8名が犠牲となった。十津川村宇宮原では、やはり崩壊土砂が増水した十津川に突入し、おそらく河川を一時的にせき止め、結果的に上流に向かう“津波”を引き起こし、それが突入個所から1km上流にある長殿発電所を破壊した。五條市宇井地区では、対岸の崩壊土砂に襲われ、11名が犠牲となった。

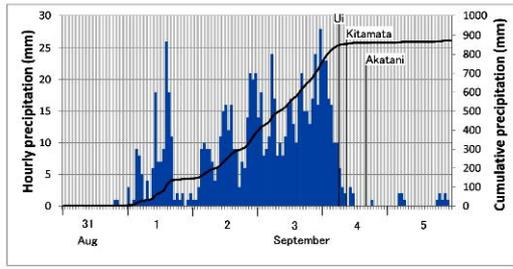


Fig. 2 Hietograph and the timing of three landslides near the rain gauge (Sarutani dam, MLIT).

3. 方法

深層崩壊は、Fig.1に示したように約50か所で発生したが、調査対象としたのは、それらの内大規模な深層崩壊14か所である (Fig.1)。これら14の崩壊の内9か所については近畿地方整備局あるいは奈良県によって崩壊発生前後の1mメッシュDEM (Digital Elevation Model、数値地形モデル) データが取得さ

れており、また、1か所 (西谷橋) については崩壊発生前の1mメッシュの詳細DEMデータが近畿地方整備局によって取得された (Table 1)。これらのDEMデータを用いて地形解析を行った。さらに、詳細DEMデータがない箇所については、国土地理院が1976年に撮影したカラー空中写真を用いて崩壊発生前の地形を観察した。なお、崩壊地の分布把握にあたっては、国土地理院と国土交通省近畿地方整備局の各ホームページに掲載された台風12号関連情報、google earthのkmlファイル

([http://mw1.google.com/crisisresponse/2011/Japan\\_Typhoon/Typhoon\\_Talas\\_imagery.kml](http://mw1.google.com/crisisresponse/2011/Japan_Typhoon/Typhoon_Talas_imagery.kml)) を参考にした。

ヘリコプターによる空からの調査を9月22日に実施し、また、現地調査を10月と11月に合計11日間実施した。現地調査結果の内、地質構造等の詳細については、別途報告する予定である。

Table 1 Characteristics of deep-seated landslides with 1-m mesh DEM induced by typhoon 12.

Number in Fig. 1		5	6	9	7	15	16	14	4	10	30	2	12	13
Landslide		Akatani	Akatani-E	Ui (Ooto-Shimizu)	Nagatono	Tsubonouchi			Kitamata	Uguhara	Nishitani-bridge	Iya	Nojiri	Kuridaira
Scale	Landslide area (m <sup>2</sup> )	423,700	221,400	132,300	220,700	35,800	41,000	112,900	89,900	246,800	104,300	336,900	266,100	548,500
	Source area (m <sup>2</sup> )	297,900	191,200	50,500	297,900	23,900	35,000	76,000	46,500	122,800	62,500	173,700	134,300	373,600
	Average depth (m) (Half of maximum depth)	35	25	25	30	12	10	15	15	15	?	35	13	40
	Volume (m <sup>3</sup> )	10,430,000	—	1,260,000	8,940,000	290,000	350,000	1,140,000	700,000	1,840,000	—	6,080,000	1,750,000	14,940,000
Landform before the events	Arcuate scarpment angle (Horizontal length, d)	35° (35m) 36° (7m)	33° (8m) 36° (14 m) 39°, 7 m Data not enough	43° (57m)	45° (12m) 45° (17m) 39° (20m) 38° (54m)	41° (25 m)	39° (62 m) 38° (2 m)	39° (45 m)	33° (13 m)	No	34° (31 m)	Present but without detailed DEM	Present but without detailed DEM	Present but without detailed DEM
	Linear depression	No	No	No	No	No	No	No	● (32 m wide)	No	No	No	No	No
	Horizontal slope length (L)	902 m	990m	360m	600 m	195 m	306 m	255m	312 m	—	481m	—	—	—
	Σ d/L (%)	5	—	16	17	13	21	18	14	—	6	—	—	—
	Slope angle (line connecting the crown with the foot)	34	33	36	34	32	31	30	32	34	31	27	28	31
	Previous failure at lower part	●	●	●	●	●	●	●	No	●	No	△ (Steep slope)	●	△ (Steep slope)
	Within a large gravitationally deformed slope	No	No	No	No	●	●	●	No	No	No	●	No	No
Apparent friction angle (°)	23	23	19	25	23	28	20	20	20	24	19	19	24	
Equivalent coefficient of friction	0.42	0.42	0.34	0.47	0.42	0.53	0.36	0.36	0.36	0.45	0.34	0.34	0.45	
Geology	Formation	Hidakagawa Fm in the Shimanto Belt	Hidakagawa Fm in the Shimanto Belt	Hidakagawa Fm in the Shimanto Belt	Hidakagawa Fm in the Shimanto Belt	Hidakagawa Fm in the Shimanto Belt	Hidakagawa Fm in the Shimanto Belt	Hidakagawa Fm in the Shimanto Belt	Hidakagawa Fm in the Shimanto Belt	Hidakagawa Fm in the Shimanto Belt	Takahara Fm in the Chichibu Belt	Muro Fm.	Hidakagawa Fm in the Shimanto Belt	Hidakagawa Fm in the Shimanto Belt
	Lithology	Chaotic rock	Chaotic rock	Chaotic rock	?	Chaotic rock	Chaotic rock and red shale	Chaotic rock	Chaotic rock	Chaotic rock	Chaotic rock	Ss, Ss-Ms altn.	Chaotic rock	Chaotic rock
	Dip slope of beds	●	●	●	●?	●	●	?	No	No	No?	●	●	●
	Dip slope of faults	●	●	●?	●?	●	●	●	●	●	●	x	●	●
Buckling	●	?	No	?	No	No	No	●?	No	No	●	?	●?	
High-resolution on DEM	1m-DEM before the events	KKR*	KKR*	KKR*	KKR*	KKR*	KKR*	KKR*	KKR*	KKR*	KKR*	No	No	No
	1m-DEM after the events	Nara Pref. (Gojo office) 7 Sept. 2011	KKR*	Nara Pref. (Gojo office) 7 Sept. 2011	Nara Pref. (Gojo office) 7 Sept. 2011	Nara Pref. (Gojo office) 7 Sept. 2011	Nara Pref. (Gojo office) 7 Sept. 2011	Nara Pref. (Gojo office) 7 Sept. 2011	KKR*	Nara Pref. (Gojo office) 7 Sept. 2011	No	KKR*	Nara Pref. (Gojo office) 7 Sept. 2011	KKR*

\* KKR: Kinki Regional Development Bureau, Ministry of Land, Infrastructure and Transport.

4. 結果と考察

崩壊のスケール

崩壊地の面積を1mメッシュのDEM または国土地理院発行の10mメッシュのDEMを用いて計測した。その結果、最大規模のものは、548500m<sup>2</sup>の栗平の崩壊、次いで赤谷の崩壊423700m<sup>2</sup>、これらのうち最も小規模のものは坪内Aの崩壊で、面積35800m<sup>2</sup>であった (Table 1)。従来、大規模崩壊は規模が大きいほど発生頻度が少なくなることが知られており (羽田野、1968 ; 平野・大森, 1989)、規模と発生頻度の図に台風12号による深層崩壊をプロットしたのがFig. 3である。この図から、今回の崩壊は平野・大森 (1989) が指摘した明治22年の十津川災害の際に発生した崩壊と同様の領域にプロットされることがわかる。このことは、崩壊発生域の地質が類似していること、また、両者ともに降雨によって発生したことを反映していると考えられる。

発生前後のDEMから崩壊源の範囲を読み取ると、最大のものはやはり栗平の崩壊で、373,600m<sup>2</sup>であった。崩壊深を最大深さの2分の1として崩壊体積を算出すると、栗平の崩壊が約1,500万m<sup>3</sup>、赤谷の崩壊が約1,000万m<sup>3</sup>であった。栗平の崩壊体積は、2009年台湾小林村の崩壊 (2,500万m<sup>3</sup>、Tsou et al., 2011) の半分強、2005年の台風14号による耳川流域の最大の崩壊 (330万m<sup>3</sup>、Chigira, 2009) の5倍程度であった。

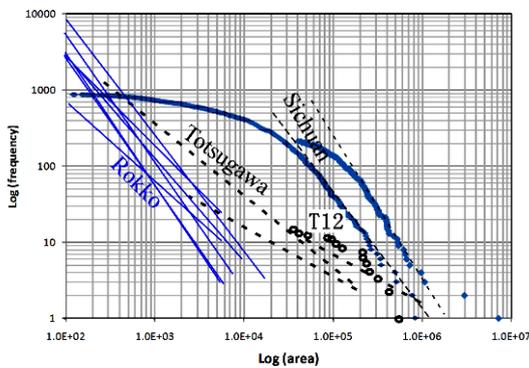


Fig. 3 Cumulative landslide frequency and the landslide size. Data of Totsugawa and Rokko is from Hirano and Ohmori (1989), Sichuan from Tsou et al. (2011). T12 indicates the landslides by typhoon 12.

見かけの摩擦角

発生後の詳細DEMから見かけの摩擦角 (末端と冠頂を結んだ線の傾斜角) およびその正接である等価摩擦係数 (Hsü, 1975) を算出した結果をTable 1に示した。見かけの摩擦角は17° から28° で平均22°、等価摩擦係数は0.31から0.53で平均0.44であった。大

規模な崩壊では、崩壊の体積が増加するほど等価摩擦係数が小さくなることが知られており (Hsü, 1975; 奥田, 1984)、台風12号による崩壊の体積と等価摩擦係数を過去の大規模崩壊のデータと合わせてプロットしたのがFig. 4である。この図に示したように、台風12号によって発生した深層崩壊は、従来の大規模崩壊と同様の範囲にプロットされる。

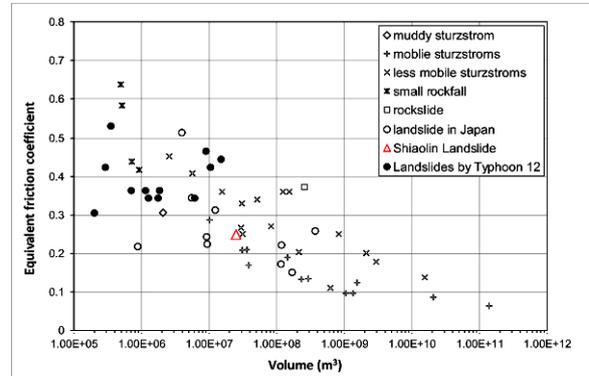


Fig. 4 Equivalent friction coefficients of large landslides. Modified from Hsü (1975), Okuda (1984) and Tsou et al. (2011).

崩壊発生前の微地形

崩壊発生前後の詳細DEMデータが取得されている9つの崩壊について、傾斜図を作成して、崩壊発生前の地形と崩壊の輪郭とを詳細に比較すると、宇宮原の崩壊を除くと、いずれの深層崩壊もその頭部となる部分に小崖あるいは線状凹地を伴っており、それらが崩壊の輪郭にほぼ沿っていることが明らかである (Fig. 5, 6, 7)。宇宮原の崩壊は他の崩壊と異なり、その発生場の主体は崩積土と推定され、もともとその下部にあった崩壊が上方に拡大しつつあり、今回の台風12号によってそれがさらに上方に拡大し、崩積土の斜面上方にあった岩盤斜面も不安定化して崩壊したとみなせる。上記の小崖や線状凹地は斜面が発生前に重力的な変形を受けていたことを示している。これらの中には赤谷や赤谷東、熊野、坪内Cのように空中写真で比較的容易に重力変形地形として認識できるものもあるが、その他のものは空中写真ではよほど注意深くしてようやく認識できる程度のものである。ただし、防災科学技術研究所の地すべり地形分布図「和歌山・田辺」(清水他、2005) には、熊野、坪内Cとともに宇井や坪内A、Bの重力変形も地すべり地形として図示されている。

これらの重力斜面変形は、斜面上部に小崖や線状凹地として典型的に表れており、斜面下部にはあまり顕著な特徴は認められなかった。斜面の重力による変形は物質の斜面下方への移動によるものと、斜面の上部に地形的に変形が表れることは自然なことである。ただ、Table 1に示すように、多くの崩壊

で、事前に斜面下部に崩壊がすでに発生していたことが地形的に認められ、これらの斜面では斜面の変形が進んでいたのと同時に、斜面下方から不安定化も進んでいたと理解される。

斜面発生前後の地形を比較し、崩壊に先だった変形量と斜面全体の大きさとの比、つまり“ヒズミ”を求めた。Fig. 5, 6, 7には、崩壊発生前後の傾斜図と、それに崩壊の輪郭と断面線を入れた図、崩壊前の斜面上部断面線に沿う地形断面図とを示した。地形断面図からは崩壊前の小崖が読み取れ、それを直線と影で図示した。北股の崩壊のみは尾根上部に線状凹地が認められたため、それを含めて図示している。これらの小崖は、比高2mから50m、傾斜33°から45°であった。これらの小崖の傾斜方向の水平長さとの比をとると、5～21%であった(Fig. 8)。ここで、小崖が複数ある場合には、それらの長さの和をとっている。Chigira(2009)は、2005年の台風14号による九州耳川の5つの深層崩壊を調査し、事前の空中写真判読から、これらの崩壊が重力斜面変形のあった斜面に起こったことを明らかにし、それらのヒズミが1から16%にあったと見積もり、この程度のヒズミが降雨による深層崩壊発生の限界ヒズミであると考えた。しかしながら、この結果は空中写真判読結果を基礎にしており、定量的な信頼性は弱かった。つまり、今回の台風12号による深層崩壊群が、発生前の地形に表れたヒズミが明確に捉えられた初めてのものである。ここで得られたヒズミの5から21%は、台風14号による深層崩壊の場合と同等の値である。

森脇(2001)は、土質実験および地表面移動量実測値をもとに、崩壊発生の限界ヒズミが0.6%から2%の間にあり、2%を超えた場合には、斜面はすでに崩壊して安定化していると考えた。しかしながら、その野外観測データは、目に見える移動が開始してからのデータであり、それ以前のヒズミは必ずしも明らかになっていなかった。今回の台風で発生した深層崩壊では、斜面は崩壊以前に極めて緩慢に長期的に変形しており、それが斜面上部の小崖に表れていた。このように長期的かつ大規模な変形の場合には、限界ヒズミも大きくなるように考えられる。森脇(2001)は、地すべり地形分布図「八幡平」から読み取ったヒズミは7%から81%の間にあり、いずれの地すべりも安全側にあると考えた。そして、これが空中写真判読の限界であり、もっと小さなヒズミの状態にある斜面が危険であると考えた。今後、限界ヒズミに対する時間やスケールの影響について明らかにする必要がある。

## 5. おわりに

2011年の台風12号によって紀伊山地に発生した深層崩壊の発生場を崩壊前後の1mメッシュのDEMから作成した傾斜図と地形断面図を中心として解析した。その結果、ほとんどの崩壊は発生前に斜面上部に小崖を有していたことがわかった。これらの小崖は斜面の重力変形によって形成されたものであり、崩壊の前に斜面がわずかに変形していたことを示している。小崖のスケールは斜面全体のスケールに比べて小さく、傾斜方向断面で、水平方向長さの比は5～21%であった。この程度のヒズミが豪雨による深層崩壊発生前の限界ヒズミであると考えられる。これらの小崖は、空中写真では極めて注意深く観察して発見できる程度のものも多く、それらを客観的に抽出するには詳細DEMが有効である。つまり、今後の深層崩壊発生個所の予測には、航空レーザー計測による詳細DEMを用いる必要がある。

## 謝辞

本研究を進めるにあたり、国土交通省近畿地方整備局および奈良県には貴重な航空レーザー計測による1mメッシュのDEM(数値地形モデル)データを提供いただいた。また、現地調査にあたっては、五条市、十津川村、田辺市の関係各位に便宜を図っていただいた。ここに謝意を表す。

## 引用文献

- Chigira, M. (2009) "September 2005 rain-induced catastrophic rockslides on slopes affected by deep-seated gravitational deformations, Kyushu, southern Japan." *Engineering Geology* 108(1-2): 1-15.
- Chigira, M., Wang, W.-N., Furuya, T., Kamai, T. (2003) Geological causes and geomorphological precursors of the Tsaoling landslide triggered by the 1999 Chi-Chi Earthquake, Taiwan. *Engineering Geology* 68, 259-273.
- Chigira, M., X. Y. Wu, et al. (2010) Landslides induced by the 2008 Wenchuan earthquake, Sichuan, China. *Geomorphology* 118(3-4): 225-238.
- Crosta, G.B., Chen, H., Frattini, P. (2006) Forecasting hazard scenarios and implications for the evaluation of countermeasure efficiency for large debris avalanches. *Engineering Geology* 83, 236-253.
- 羽田野誠一(1968)地すべり大規模崩壊と地形条件—和歌山県有田川上流の例—第5回災害科学総合シンポジウム、24-25.
- 平石成美・千木良雅弘(2011)紀伊山地中央部にお

- ける谷中谷の形成と山体重力変形の発生. 地形、32、389-409.
- 平野昌繁・大森博雄 (1989)土砂移動現象における規模・頻度分布特性とその地形学的意義.地形 10-2: 95-111.
- Hsü, K.J. (1975) Catastrophic debris streams (sturzstroms) generated by rockfalls. Geological Society of America Bulletin 86, 129-140.
- 森脇寛 (2001)地表面移動量を指標とする地すべり斜面の崩壊危険度評価. 地すべり, 38, 115-122.
- 奥田節夫 (1984)歴史的記録からみた大崩壊の土石体堆積状態の特性. 京都大学防災研年報 27B: 352-368.
- 志井田功・諏訪兼位・梅田甲子郎・星野光雄 (1989) 5万分の1地質図幅「山上ヶ岳」. 地質調査総合センター.
- 清水文健・井口隆・大八木規夫 (2005) 地すべり地形分布図 第23集「和歌山・田辺」. 防災科学技術研究所.
- 竹林洋史・藤田正治・宮田秀介・堤大三(2011) 2011年9月紀伊半島豪雨災害調査速報. 自然災害科学 99、30、369-379.
- 棚井敏雄・水野篤行 (1954) 紀伊半島東南、熊野炭田付近の地質構造について—紀伊半島南部の地史学的研究、その1—、地質学雑誌、60、28-39.
- Tsou, C. Y., Z. Y. Feng, et al. (2011) Catastrophic landslide induced by Typhoon Morakot, Shiaolin, Taiwan. Geomorphology 127(3-4): 166-178.

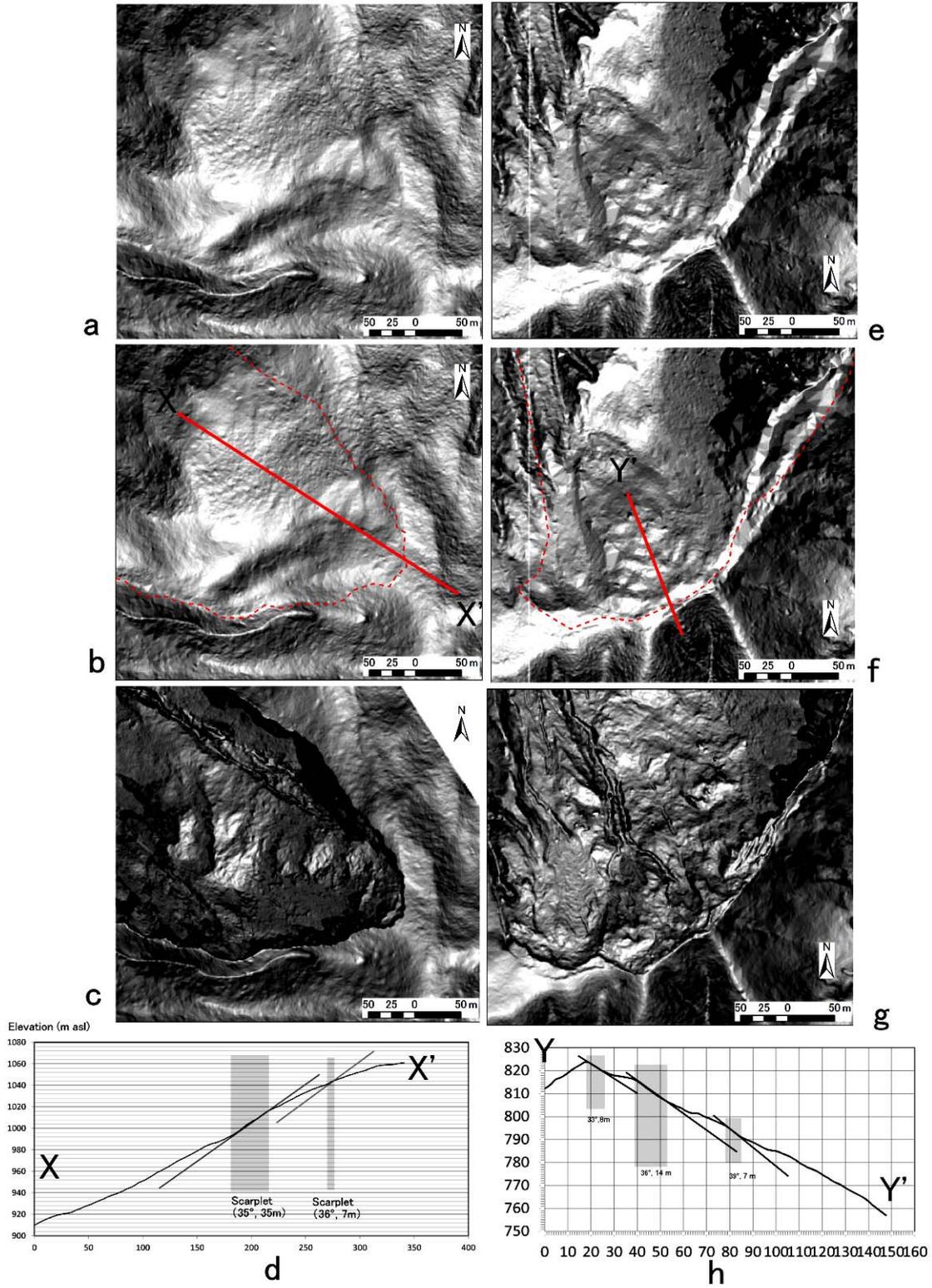


Fig. 5 Slope images before (a, b, e, and f) and after (c and g) the event and the cross sections (d and h) of Akatani landslide (a, b, c and d) and Akatani-E landslide (e, f, g and h)

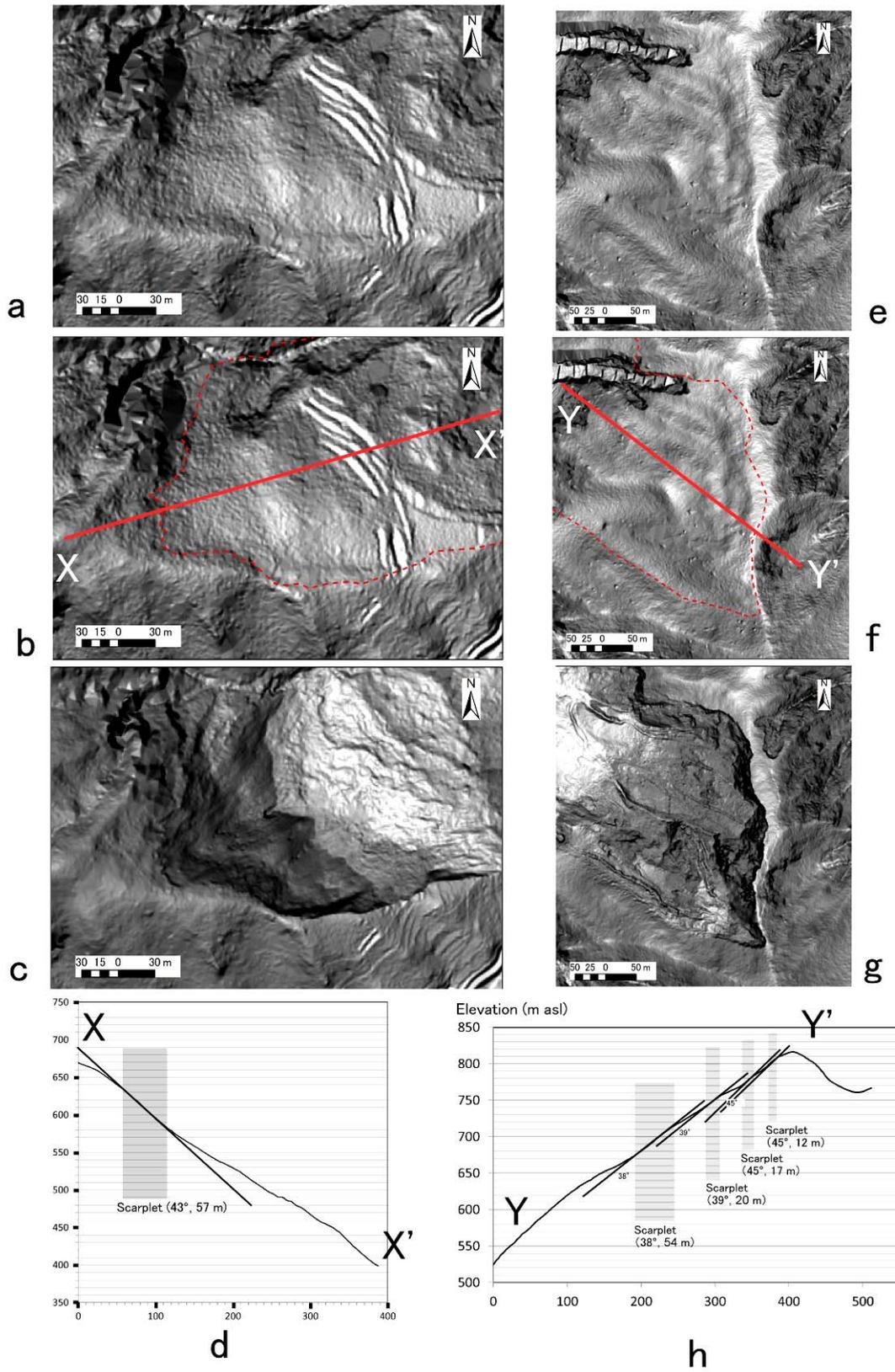


Fig. 6 Slope images before (a, b, e, and f) and after (c and g) the event and the cross sections (d and h) of Ui landslide (a, b, c and d) and Nagatono landslide (e, f, g and h)

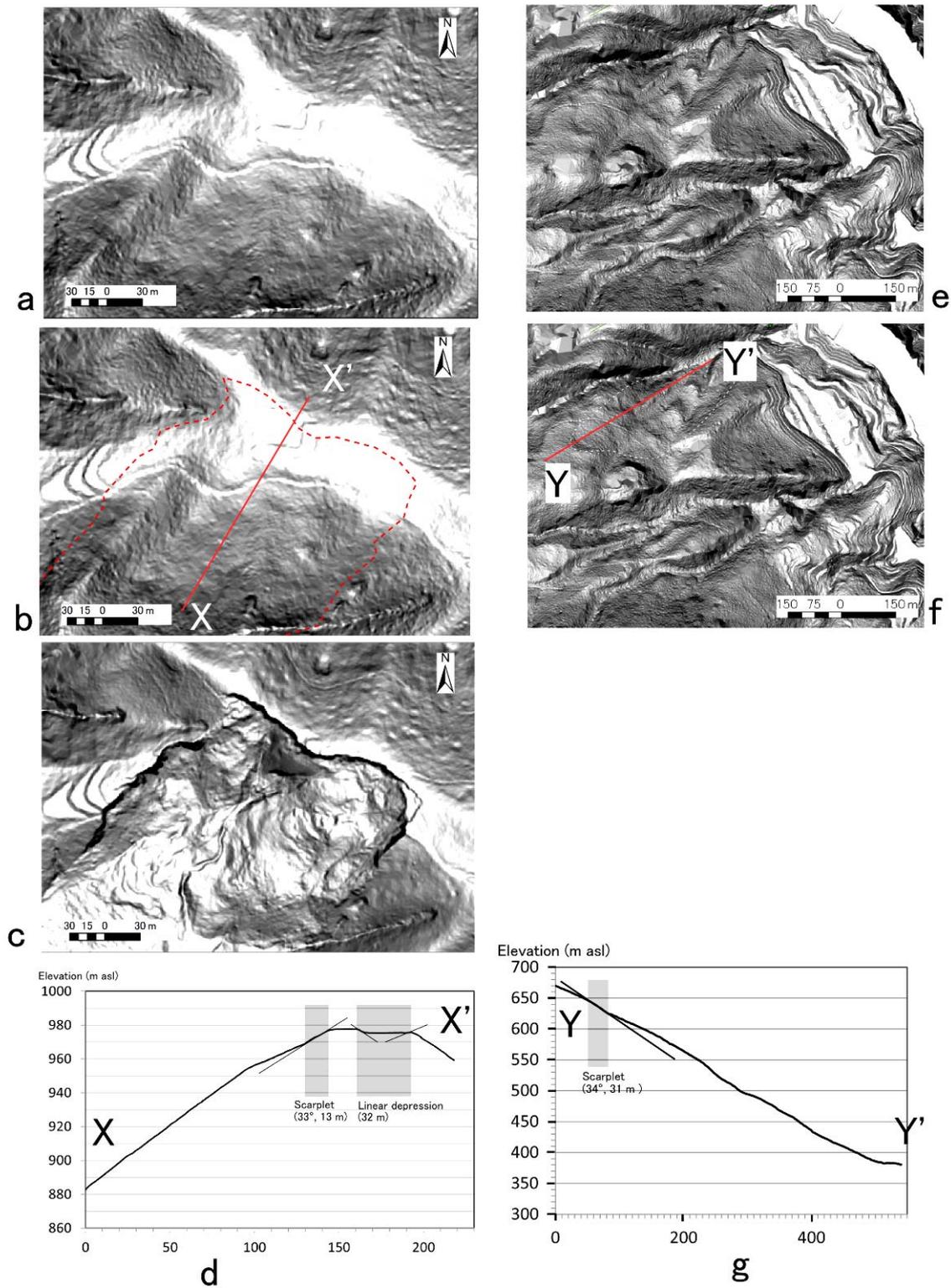


Fig. 7 Slope images before (a, b, e, and f) and after (c) the event and the cross sections (d and g) of Kitamata landslide (a, b, c and d) and Nishitani-bridge landslide (e, f, g and h)

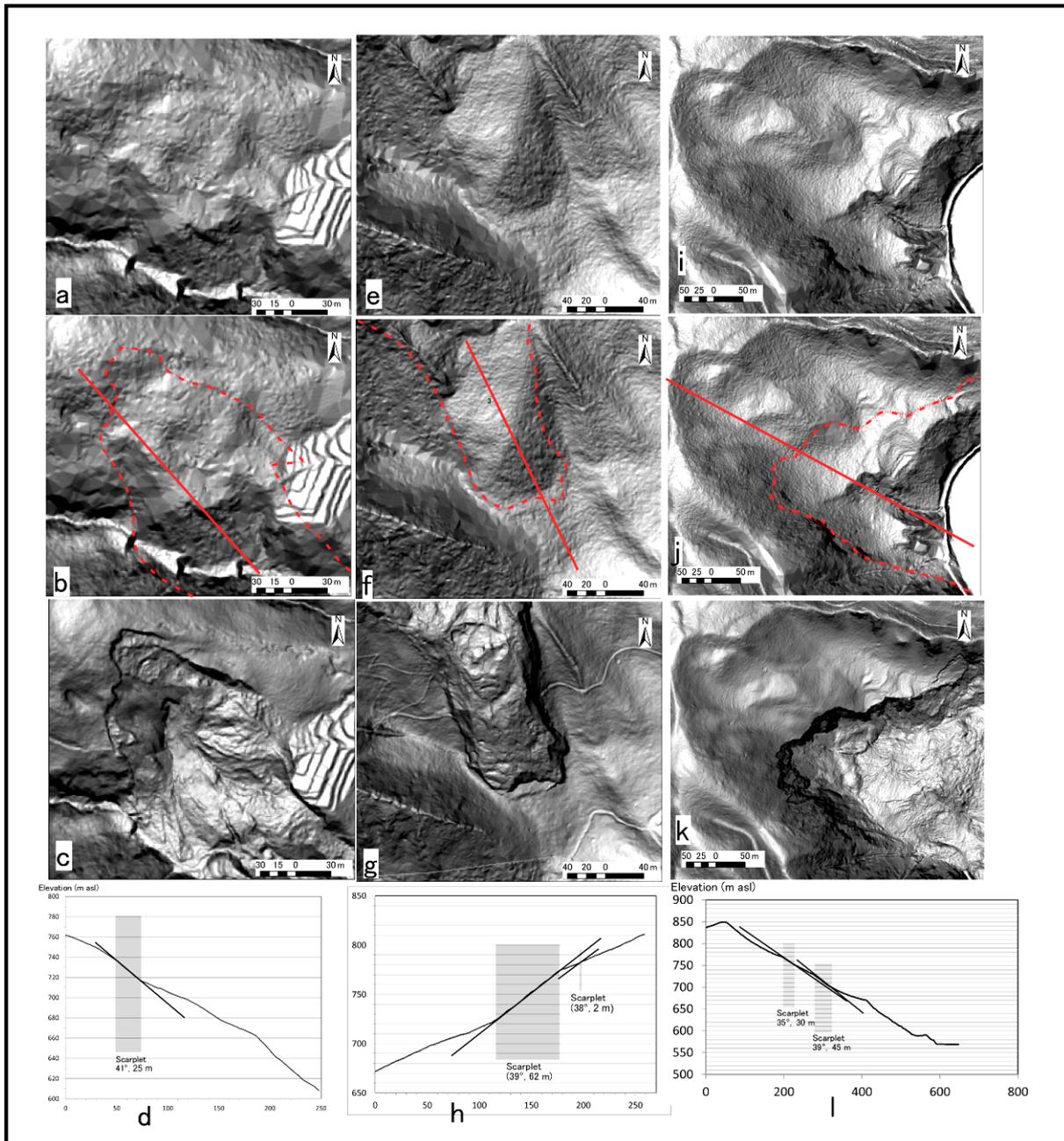


Fig. 8 Slope images before (a, b, e, f, i, and j) and after (c, g, and k) the event and the cross sections (d, h, and i) of Tsubouchi-A (a-d), Tsubouchi-B (e-h), and Tsubouchi-C (i-l) landslides.

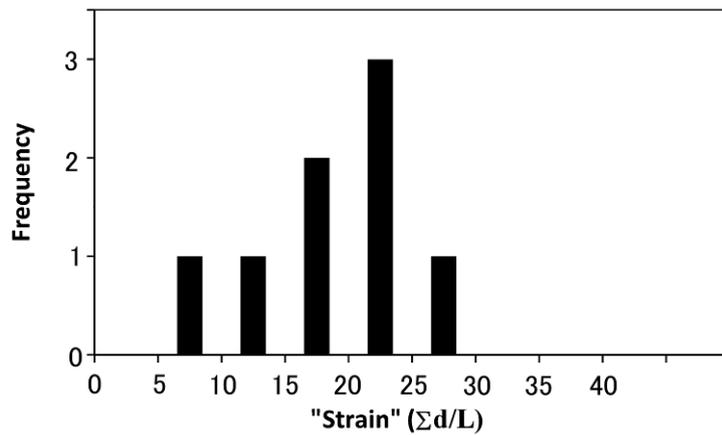


Fig. 9 Frequency distribution of “strains”, which are the ratios between a scarplet length to a whole slope length on a plan.

**Site characteristics of deep-seated landslides induced by Typhoon 12  
–Analytical results by using high-resolution DEMs before and after the events –**

Masahiro CHIGIRA\*, Ching-Ying TSOU, Yuki MATSUSHI\*, Narumi HIRAISHI\*\*, Makoto MATSUZAWA\*·\*\*\*

\* Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University

\*\* Fukada Geological Institute

\*\*\* Pacific Consultants Co. Ltd.

**Synopsis**

Typhoon 1112 crossed the Japanese Islands from 2 to 5 September in 2011, inducing more than 40 deep-seated catastrophic landslides of Jurassic to Palaeogene sedimentary rocks. Nine landslides have been surveyed by Lidar before the events as well as after the events, which clearly showed that eight of the 9 landslides had small scarplets near their future crowns beforehand as precursory topographic features. These scarplets are made by gravitational slope deformation that preceded the catastrophic landslides. Fourteen landslides we surveyed in the field had sliding surfaces along faults made during accretion or along bedding..

**Keywords:** Typhoon 1112, Deep-seated landslide, Lidar, scarplet

## 地すべり地形分布図で見る深層崩壊の実態 —2011年台風12号による紀伊半島の深層崩壊を対象として—

井口 隆\*・土志田正二\*・清水文健\*\*・大八木規夫\*\*\*

\* 防災科学技術研究所社会防災システム研究領域

\*\* 防災科学技術研究所客員研究員

\*\*\* 深田地質研究所客員研究員・防災科学技術研究所客員研究員

### 要 旨

2011年9月に上陸した台風12号は紀伊半島を中心に1000mmを超える豪雨をもたらし、多数の深層崩壊、地すべりなどを引き起こして大きな被害を生じた。この災害では斜面変動の発生場所のいくつかを防災科研の地すべり地形分布図は発生域を的中させることが出来たが、一方で地すべり地形でない斜面で起きた崩壊事例も多数あった。同じ深層崩壊といってもその発生メカニズムの相違によって、事前の発生予測が可能な場合と難しい場合があるようで、その違いを検証していくことが今後の深層崩壊の発生場所の予測の実用化につながると考えられる。

**キーワード：** 深層崩壊、地すべり地形分布図、2011年台風12号、紀伊半島、発生予測

### 1. はじめに

深層崩壊は2009年に台湾小林村で起きた大規模な崩壊をきっかけとして、NHKテレビの特集番組で取り上げられ、さらに2011年9月の台風12号豪雨による紀伊半島で起きた土砂災害に対して「深層崩壊」という用語でマスメディア大きく取り上げられたことから、社会的にも大きな関心を持たれるようになってきている。台風12号災害では深層崩壊・土石流などにより多くの死者・行方不明者を出すとともに、地すべりダム形成による二次災害が懸念された。特に深層崩壊は従来の土砂災害対策の法律的枠組みからは少し外れた範疇の現象であることから、その予測や対策に関しても新たな対応が求められている。

深層崩壊の発生場所の予測に地すべり地形分布図がどれくらい有用かについては既に2011年6月に開催された地すべり学会関西支部シンポジウム「深層崩壊/高速地すべりとその発生場の評価」において発表を行った。その中では2004年の徳島と三重での発生例や2005年の台風14号災害の宮崎県での発生事例の検証から、地すべり地形による深層崩壊の発生場所の予測は一部の事例を除いて難しく、あまり精度が期待出来ないという論旨であった。しかし、2011年9月の台風12号による紀伊半島で起きた深層崩壊については、地すべり地形としていた斜面における発生事例がかなり含まれていたことから、地すべり地形分布図が深層崩壊の発生予測に使えるのではな

いかという期待を抱かせる状況も生まれた。しかし一方で長殿谷や伏菟野の崩壊の様に、地すべり地形として判読されていない斜面での発生事例も少なからずあった。

今後の斜面防災に向けて深層崩壊など大規模な斜面災害に対して地すべり地形分布図がどの程度有効に活用できるかなどの検証が必要であると考えた。今回の研究集会では台風12号による深層崩壊にスポットをあて、深層崩壊の発生予測について地形判読手法によってどの程度まで予測可能かについて考えると同時に、深層崩壊とされる斜面変動現象についても考えてみたい。

### 2. 深層崩壊の定義について

昨年9月に防災科研土砂ゼミの主催でつくば研究学園都市の研究機関の土砂災害関係者が集まり台風12号災害の調査報告会が開かれた。その発表への質疑の中で、「深層崩壊」とはどういうものを指して論述しているのかという質問が出され、定義に関する議論が行われた。議論の中で「深層崩壊」の定義は、必ずしも明確になっておらず、岩盤だけでなく崩積土が崩れた場合など、すべり面が深いもの捉えれば良いのではないかと、また現時点では学術用語というよりは「行政用語」して捉えた方が良いのではないかとといった様々な意見も出された。

私自身もマスコミからの取材を受けた際に、各崩

壊地に関して「この変動を深層崩壊だと報道して大丈夫か？」とひとつひとつ確認を求められるなど、判断に逡巡する問い合わせを受けた経験もある。土砂災害に関わる現象を表わす用語の定義については明確な線引きは困難ではあるが、一般にも分かりやすく災害の実態に即した定義について大まかな合意が得られることを期待したい。

また従来の土砂災害対策の枠組みでは「斜面崩壊」に関する法律は急傾斜対策が主で、その意味では深層崩壊は従来の「急傾斜」の枠組みには収まり切れず、新たな対応が求められるという意味では予測や対策など防災に資する研究開発が重要である。

### 3. 地すべり地形分布図のこれまでの斜面変動予測の実績について

防災科学技術研究所（以下防災科研）は空中写真の実体視手法による地すべり地形判読に基づいて全国の地すべり地形分布図（縮尺1/50,000）を作成中である。これまでに本州・四国・九州のほぼ全域と北海道の西半部など既に国土の90%近くをカバーするに至っている。

地すべり地形分布図の刊行済みの地域においては、分布図が判読対象としている幅・長さが100mを超える地すべりや斜面崩壊の発生事例が年々増えてきている。そういった斜面変動の中には防災科研の地す

べり地形分布図上に地すべり地形として図示されていた事例がかなり含まれている（例えば井口，1998）。分布図が的中してきた変動事例の発生誘因について概観すると、その多くは融雪など地下水型の地すべりと新潟県中越地震など地震地すべりが大半を占めている。その一方、豪雨によって発生した地すべり・斜面崩壊事例においては地すべり地形として図示できていない斜面での発生事例が多かった。これは豪雨による斜面変動の多くは規模の小さい表層崩壊が主体であるということも一因と言える。大規模崩壊について最近の発生事例について検証したが、2004年の徳島県の旧木沢村や三重県旧宮川村で起きた深層崩壊、さらに2005年の宮崎県の耳川流域や鰐塚山周辺での発生事例などにおいては、的中した事例より外れていた事例の方がはるかに多く、あまり成績が芳しくなかった。（井口，2008，井口，2011）。

これは融雪などで滑動する再滑動型の地すべりは繰り返し発生する性質から、地すべり地形として判読されている場合が多く、的中する事例が卓越するのに対し、深層崩壊は崩壊の変動が卓越しているために初生的な斜面変動が生じる事例の方が多いため、地すべり地形として判読が難しく発生場所の予測にはあまり適さないためと考えた。また、比較的小規模な変動に対しては事前の判読が難しいと言うスケールの違いも要因の一つであるという指摘も行なっ

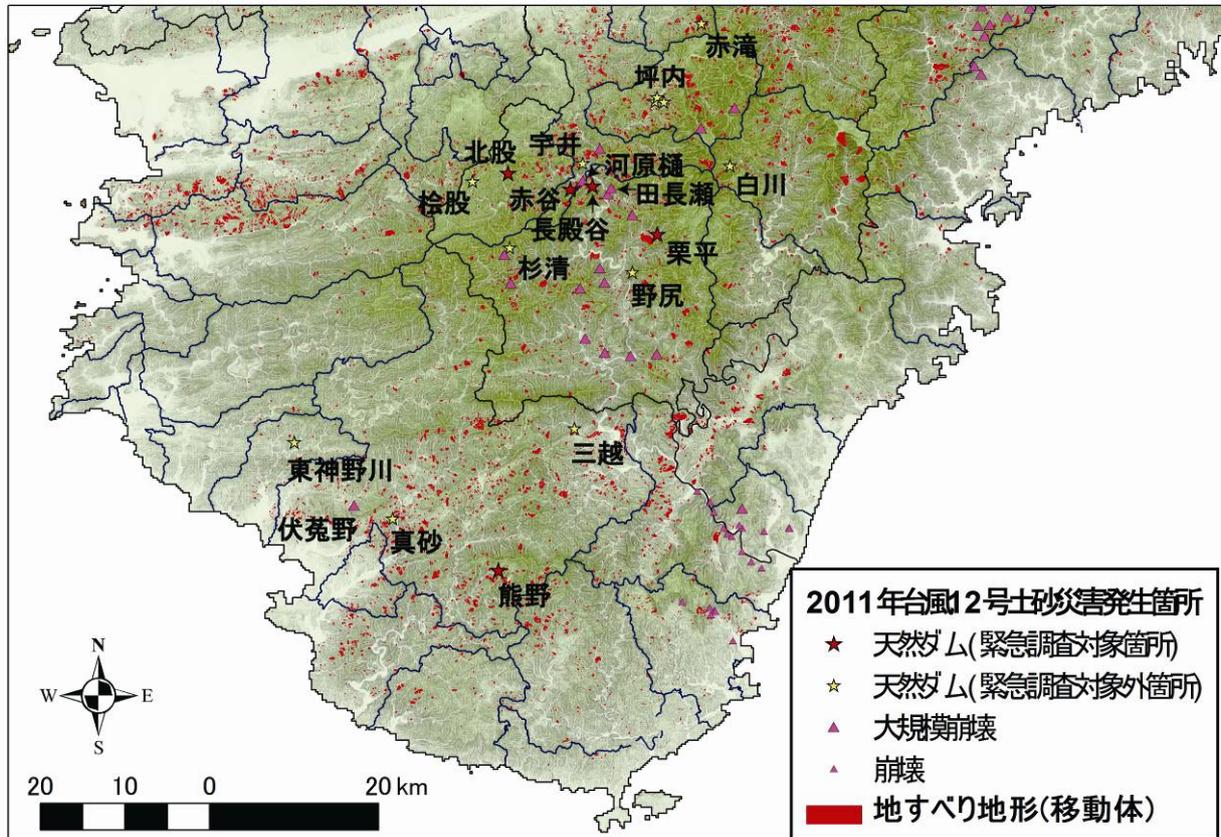


図-1 台風12号による大規模崩壊分布図

た（井口，2011）。

#### 4. 台風12号による土砂災害の発生とその被害について

今回の発表で深層崩壊の検証対象として取り上げた台風12号の斜面災害について概観して見たい。2011年9月3日から4日にかけて、四国南岸に接近・上陸した台風12号に伴う豪雨によって紀伊半島を中心に多数の地すべり・斜面崩壊・土石流が各地で発生し、甚大な土砂災害をもたらした。中でも120年前に



写真-1 十津川流域での深層崩壊の集中的な発生状況も大規模な崩壊を多数生じて北海道への集団移転した十津川流域である旧大塔町(現五條市)や十津川村

を中心に多数の深層崩壊が発生したほか、天川村、和歌山県田辺市などにおいても、「深層崩壊」と呼ばれる大規模な地すべり・崩壊が多数発生し、甚大な被害をもたらした（図-1）。

写真-1は五條市大塔町の上空から見た深層崩壊が集中的に発生した地域を遠望したもので、台風12号による今回の災害の全般の特徴を良くあらわしている。写真の範囲においても4箇所で深層崩壊が発生している典型的な状況である（井口・八木，2011）。また今回の斜面崩壊の特徴として、斜面の稜線から谷底までの斜面全体が崩壊した事例が多数認められたこともあげられる。さらに図-1の凡例でも示したが、崩壊土砂が谷を堰き止めて天然ダム（地すべりダム）を形成し、その決壊による土石流への危惧をまねく様な事態が生じたことも今回の災害の特徴である。このほか、崩壊土砂が河川に滑り落ちた際に川の水を押し上げ押し上げて津波状の高速の高波（段波とも称された）を引き起こして、多くの家屋を破壊し、長殿発電所も壊滅的に破壊するなど土砂災害を大きくした要因として特筆しておく必要がある。

#### 5. 深層崩壊の発生状況と地すべり地形分布図

表-1は台風12号の豪雨によって紀伊半島で発生した斜面変動のうち、崩壊源の面積が0.01 km<sup>2</sup>以上の

表-1 台風12号によって発生した主な深層崩壊の一覧表

地域名称	地名読み	住所	地すべり地形分布図的中度	空撮独自撮影	運動様式	発生範囲	水平面投影面積(km <sup>2</sup> )	平均傾斜	被害
清水(宇井)	しみず(うい)	奈良県五條市大塔町	◎	○	地すべり	中間-谷底	0.07	36.6	死者・不明11名
赤谷	あかたに	奈良県五條市大塔町	△	○	崩壊	稜線-谷底	0.3	36.7	
北殿	きたまた	奈良県野迫川村	×	○	地すべり	稜線-谷底	0.05	34.8	
松殿	ひのきまた	奈良県野迫川村	×			稜線-谷底	0.02	29.8	
長殿谷	ながとの	奈良県十津川村	×	○	崩壊	稜線-谷底	0.19	37.6	
栗平A	くりだいらA	奈良県十津川村	△	○	崩壊	稜線-谷底	0.34	35.2	
栗平B	くりだいらB	奈良県十津川村	△	○	崩壊	稜線-谷底			
河原樋(長殿北)	かわらび	奈良県十津川村	△	○	崩壊	稜線-谷底	0.29	32.9	
田長瀬	たながせ	奈良県十津川村	○	○	崩壊		0.12	32.7	
野尻A	のじりA	奈良県十津川村	×	○	地すべり	稜線-支谷	0.18	34.9	2名
野尻B	のじりB	奈良県十津川村	○	○	崩壊	稜線-支谷			
杉清	すぎせ	奈良県十津川村	×			稜線-谷底	0.06	34.7	
白川	しらかわ	奈良県上北山村	×				0.07	39.4	
坪内1	つぼのうち1	奈良県天川	○	○	地すべり	中間-谷底	0.11	29.9	
坪内2	つぼのうち2	奈良県天川	◎	○	崩壊		0.03	34.1	
坪内3	つぼのうち3	奈良県天川	○	○	地すべり		0.02	29.9	死者1名
赤滝	あかたき	奈良県黒滝村	△			中間-谷底	0.03	32.3	
東神野川	ひがしこうのがわ	和歌山県みなべ町	×			中間-谷底	0.01	29.2	
真砂	まなご	和歌山県田辺市中辺路町	△				0.04	27.6	
三越	みこし	和歌山県田辺市本宮町	×		崩壊	直下-谷底	0.05	31.8	1名
熊野	いや	和歌山県田辺市	◎	○	地すべり	稜線-谷底	0.22	28.9	
伏釜野	ふどの	和歌山県田辺市	×		地すべり		0.02	32.4	5名

ものを抽出したものである。0.01 km<sup>2</sup>以上に絞った理由は防災科研の地すべり地形分布図ではおおよそ幅・奥行きが100m以上ある地すべり地形を判読対象にしているためである。それより狭い変動は判読限界以下となり、実際に図示している地すべり地形の大部分は0.01km<sup>2</sup>以上である。全てを漏れなく拾えない可能性もあるが、0.01km<sup>2</sup>以上の深層崩壊は20件であった。このうち1個所の変動でも別個の変動がたまたま隣接して発生したと考えられる斜面については2つに区分したため、全部で22件になった。

これらの変動範囲について11月4日に実施したセスナ機による独自の空撮飛行、それに加えてWeb等で公開されている空中写真(垂直・斜め)やGoogle Earthの最新画像などとの地すべり地形分布図との重ね合わせ作業などによって検証を行なった。また一部の斜面変動に関しては現地調査を実施した。それらの作業によって発生地点と範囲を確定させ、それを地すべり地形分布図と重ね合わせてその判読結果との正否について検証するとともに、発生場所や運動様式などについても検討した。

表-1の的中度の欄に関しては、地すべり移動体の再滑動と認定出来るものを○と判定し、その中でも特に変動範囲の一致度が高いものを◎にした。また今回の変動範囲内に地すべり移動体は判読されているが、今回の変動との関連性について疑問を生じる変動については△と判定し、全く地すべり地形として判定出来ていなかったケースを×にした。その結果、地すべり地形判読が的中したと言える斜面は22個所中7個所(◎を含む、平均面積0.13 km<sup>2</sup>)確認出来た。部分的に一致していたとされる△が6件(平均面積0.17 km<sup>2</sup>)あり、地すべり地形分布図として非的中だったのが9個所(平均面積0.06 km<sup>2</sup>)である。前述の2004年と2005年に襲来した台風による深層崩壊の事例よりの中率は少し上がっている。また非的中中の斜面崩壊の発生源の面積を測ると比較的小規模な崩壊が多い傾向が指摘出来る。

表-1の運動様式の判定については、今回変動した斜面がそのまま自然状態で放置されて何十年か経過した後には地すべり地形判読をした場合に、地すべり移動体として認識できると思われる変動地については「地すべり」と判定し、それ以外は「崩壊」に区分した。運動様式と地すべり地形の有無については、「地すべり」タイプの斜面の方が地すべり地形と認定されている割合が若干多い傾向にあるが、さほど顕著な差は認められなかった。

発生範囲や平均傾斜に関しても分析中であるが、崩壊タイプの方が稜線部から崩壊している事例が多く、やや傾斜が急であるという傾向が見られるが、さほど顕著ではない。

以下台風12号による深層崩壊の代表的事例について、空撮による実体視写真やGoogle Earth(略号GE)と地すべり地形分布図の重ね合わせ写真などを用いて概説して見たい。

### (1) 地すべり地形を呈していた斜面で起きた深層崩壊の代表的事例

#### 五條市大塔町清水(宇井)地すべり

五條市大塔町清水地区で発生した地すべりである。地すべりは十津川の攻撃斜面において発生し、対岸の宇井地区に地すべり土塊とともに河川水を押し上げて死者・行方不明者11人の甚大な被害を出した。地すべり土塊の約3分の1程度は崩壊の発生源の下半部に残存し、それ以外の土砂は川のやや上流側に向けて押し出している(写真-2)。この地すべりが発生した斜面は、災害前に刊行されていた防災科研の地すべり地形分布図(清水ほか, 2005)に2段の地



写真-2 五條市大塔町清水の深層崩壊の実体写真



写真-4 田辺市熊野の深層崩壊の立体視写真



写真-5 田辺市熊野の深層崩壊と地すべり地形(GE)

すべり地形として図示されていた。その範囲は今回の変動範囲とほぼ一致していることから、今回の変動は過去の地すべり変動の再滑動だと言える。対岸から観察した限りでは斜面移動体の一部は崩積土状に見え、一度地すべりを起こしていたことと整合している。

**田辺市熊野（いや）地すべり**

和歌山県田辺市熊野地区で発生した地すべりは、直下の谷を堰き止めて地すべりダムを形成している。この斜面変動についても地すべり地形分布図に図示されていた地すべり地形の範囲とほぼ一致した範囲が変動を起こしている（写真-5）。崩壊源内に森林を残して元の形状を保った移動体が残存しており、運動様式は崩壊と言うよりはやや地すべりの要素が大きい運動を起こした様に見える（写真-4）。

**天川村坪内地区の地すべり**

坪内の集落を包囲するように、3ヶ所で地すべり・崩壊が発生している（写真-6）。これらはいずれも地すべり地形分布図において地すべり地形と判読されている場所で発生している（写真-7）。特に坪内の南東側の変動は判読した地すべり地形とほぼ一致しており、南西の変動も2つの地すべり地形にまたがっているが、過去の地すべり移動体の再滑動として変動を起こしたと考えられる。地すべり地形の移動体に近い現象と崩壊と見なせる現象が混在してい



写真-6 天川村坪内の深層崩壊の発生状況(北東から撮影)



写真-7 天川村坪内の深層崩壊と地すべり地形 (GE)

る。

**(2) 変動範囲の一部が地すべり地形を呈していた斜面で起きた深層崩壊の代表的事例**

**十津川村栗平の崩壊**

斜め空撮写真の立体視（写真-8）により栗平の地すべりは少なくとも2つのブロックに分かれて発生したもので、地すべり地形分布図では今回滑り落ちた範囲よりふたまわりほど小規模な地すべり地形として判読されていた（写真-9）。一部一致の△と判定したが、滑落崖の位置や2つのブロックに対応し



写真-8 十津川村栗平の深層崩壊の実体視写真



写真-9 栗平の深層崩壊と地すべり地形 (Google Earth)

て相対的に判読がなされており、過去の変動と何らかの関係性を有する可能性も考えられる。

変動自体は地すべり的な移動体が残っているためそういった要素もあるが、移動体は谷底近くまで滑り落ちているため、川の侵食によって失われる可能性が大きいと考えて「崩壊」と判定した。

**五條市大塔町赤谷崩壊**

十津川支流の川原樋川の右支赤谷で発生した赤谷の斜面崩壊は標高約1,000mの稜線から滑落し、崩壊



写真-10 赤谷の深層崩壊の立体視写真

物は谷底まで一気に滑落している(写真-10)。発生範囲は幅約350m, 斜面長900mに達している。形態的には層滑り型の崩壊形状を呈している(写真-10)。この地域は四万十帯に属する付加体の混在岩の分布域であり、構造的に生じた弱面などを境に発生したと推定される。この斜面内を調査した千木良らによると、座屈状の変形が観察されている。残存土砂は最上部にごく一部残っているが、ほとんどが谷底まで崩れ落ちて直下を流れる赤谷を埋積して地すべりダムを形成している。防災科研の地すべり地形分布図では今回の崩壊とは関連の薄い個所に小さな地すべり地形が図示されているだけである(写真-11)ので、今回の大規模な崩壊との関係性が薄いと思われるので、×と判定しても良いくらいであった。

発生後に行なった事後の地すべり地形の再判読結果(図-2)によると、今回の崩落範囲をほぼカバーする形で地すべり地形が判読されている。



写真-11 赤谷・川原樋の深層崩壊と地すべり地形(GE)

**(3) 地すべり地形と判読されていない斜面で起きた深層崩壊の代表的事例**

**十津川村長殿谷崩壊**



写真-12 長殿谷の深層崩壊の立体視写真

長殿谷の崩壊はその発生状況が赤谷と類似している。同じく稜線から崩壊が発生し、ほとんどの土砂が谷底まで崩れ落ちて直下を流れる長殿谷を埋積して地すべりダムを形成している。豪雨を誘因とするにも関わらず稜線から発生している事から、斜面上部では既に不安定化が進行しており、それを斜面下部で支えていた可能性が考えられる。

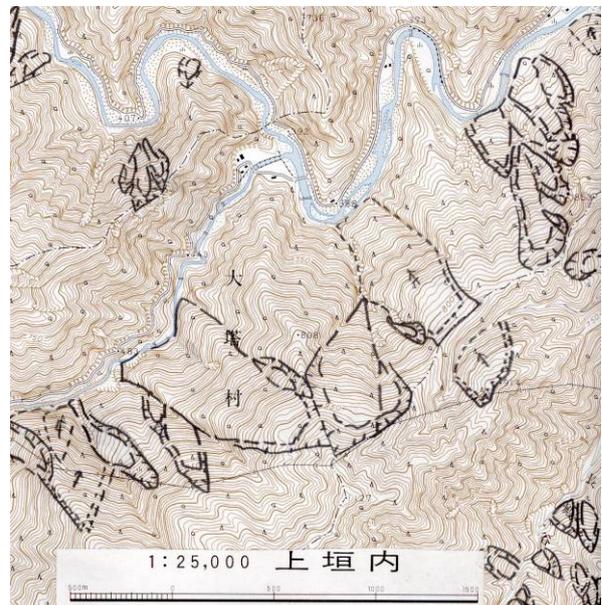


図-2 深層崩壊発生後に再判読した地すべり地形判読結果

**6. 深層崩壊の発生予測に関する検討**

今回、紀伊半島で起きた「深層崩壊」の発生場所と事前に判読されていた地すべり地形との関係については、的中事例だけで厳しく判定するとの中率

は約32%である。△を0.5ポイントにして加算した場合でも約45%と決して高い数字ではない。ただ、発生源の面積を1ヶタ上げて0.1 km<sup>2</sup>以上に絞って、8斜面で検証するとそれぞれ37%と63%と若干ではあるが成績が上がる。やはり変動の規模が大きくなるとそれだけ前兆的な変動地形の判読が容易になるためと考えられる。

次に空撮写真に基づいた移動様式の判定について検討すると、崩壊源内に移動体が多く残存している地すべりタイプと移動土塊の大半が崩壊源から滑り落ちた斜面崩壊型まで多少異なる様相の変動が認められた。この中で「清水」や「熊野」など地すべりに近い変動を起こした斜面については地すべり地形として判読されている事例があり、一方で「長殿谷」や「赤谷」の崩壊の様に移動物が一気に滑り落ちた斜面崩壊的な運動を起こした斜面では、地すべり地形と判読出来なかった場合が多い傾向が認められる。しかしそれ以外にもそれと反する事例も含まれているため一概には言えない。今回検証した以外では上記の中間的なものや、変動斜面の一部が地すべり地形として判読されている事例も認められる様に、両者の中間的な変動も多数ある。今後付加体の地質構成とその構造との比較によって、起きる変動のタイプとその前兆的地形との関係について検証を進めたい。

## 7. 深層崩壊の発生メカニズムと地すべり地形

地殻変動や火山活動によって周囲より相対的に高い位置に持ち上げられた斜面は、長い年月の間に重力の作用によってどんなに固く堅牢な地質で構成されていても、いずれは開析され、次第に高度を減じていく。その過程においてはその場所の条件に応じて様々の規模やタイプの変動が生じる。一般的に地表付近の方が風化作用や削剥作用が強く働き、地下深い部分ではその作用があまり強く及ばないために、通常であれば地表に近い部分から順々に開析が進み、それが順次斜面の深部に及んでいく。風化花崗岩地域などでは、表層崩壊が多く発生する例が多く見られる。一方、深層崩壊や深層すべりが起きるためには地下の深い部分をも含む広い範囲において、不安定化が進行するなどの通常とは異なる条件・状況が生じる加わることが必要と思われる。地表面からかなり深い所において不安定化する要素が存在し、それがある程度の範囲にまで及び、さらにトリガーとしての外力がそれらの範囲に作用する必要がある。こういった深層部も巻き込んだ変動が起きるためには斜面の深い位置に滑り面が形成されるか、広範囲にクリープ変形が進行していく準備が行われる状況が生じていなければならない。

今回発生した深層崩壊のうち稜線から発生した崩壊が全体の半分以上とかなり多かったのが特徴であるが、集水域がほとんどない稜線部まで達する崩壊が生じるためには一回の降雨の外力で起きるとの解釈は難しい。長期にわたる重力の作用によって斜面の上部において外見上は現れにくい（地すべり地形判読の限界ギリギリの）不安定化が徐々に進み、その不安定化していた斜面上方を下部斜面が支えていたというモデルを考えると解釈しやすい（斜面下部がアスペリティ的な役割を担う）。そういう斜面に稀な豪雨が降ることで斜面下部の間隙水圧も大きく上昇し、長大斜面が全体的に不安定化し、支えていた斜面下部でも破壊が生じて全体的に一気に滑ったという仮説が考えられる。もちろん今回の数例だけの事象では結論は出ないが、今回の赤谷の崩壊において、事後の綿密な地すべり地形判読によって崩壊範囲に近い輪郭の判読がなされたことなどは、そういった仮説を裏付ける可能性がある。今後は航空機レーザ測量データなどを幅広く駆使した地形判読によってそういった前兆を捉えることが可能になると確信する。

## 8. 地形判読による斜面変動の発生場の予測に関する今後の展望について

以上見てきた様に、地すべり地形分布図は決定的ではないが、深層崩壊の発生場の予測にある程度は貢献できる可能性があることが示された。

再滑動型の地すべりに関して地すべり地形分布図は発生地点的中実績があり、実社会での斜面防災に役立つマップであると自負している。しかし深層崩壊に関してはこれまで実績がほとんどない。今回の事例を手掛かりにそういった側面からの検証も今後進めていくことが期待される。また再滑動型（狭義）の地すべりと比べて深層崩壊は移動様式として異なる要素も大きい。しかし本質的な部分では共通性も少なからずあると思われるので、今回このテーマに関して地すべり地形分布図の効能と限界を考えることにより、深層崩壊、高速地すべりに対する防災力の向上を目指して検証を進めていきたい。

これまでの地すべり地形判読は再滑動型の地すべりを主なターゲットに進めてきたきらいがあるが、ある程度明瞭な移動体が残存している地形を中心に判読を始めた趣旨からやむを得なかった。今後深層崩壊の発生予測に向けて意識的に判読していくためにはより高度な地形判読手法の確立が求められる。しかし地形判読は定量化が難しく、判読結果については地図上に示す事は出来ても、それを地すべり地形としてどのような根拠で判読したかについては文章・文字によって全てを説明することが難しい。個々

人の暗黙知の中に醸成された部分の多い分野である。そのため地形判読手法に関しては職人芸と揶揄され、サイエンスでないとまで言われることもあった。にもかかわらず「サイエンス」的（定量的）な手法を用いて未知であった斜面変動の発生場所の予測に成功した事例はほとんどないことから、ここ暫くは経験的な手法に頼らざるを得ない状況が続くと思われる。

今年から「応用地形判読士」の検定試験が開始され、また3D映画や液晶3Dディスプレイなど各種の立体表示手法が開発されてきており、従来は判読技術の科学的な検証や経験者の育成が難しかった状況を変革する基盤が形成されつつある。

地形判読技術は、地すべりや深層崩壊の発生に関する不安定化の準備過程を斜面外から把握する限られた手法の代表的な手段である。費用対効果の面からも他の手法よりも手軽であるといえる。

東日本大震災の津波の到達範囲の予測に関しては、高度な津波シミュレーションによる手法が主流であった。しかし一番重要な起き得る地震の想定が間違っていたために計算は精緻でも現実的な災害想定は導き出せなかった。今回の津波災害は、堆積物の調査に基づいた既往災害の調査の方が被害想定をする上で現実的であったことを示している。斜面の変動も同様に過去の変動について出来るだけ広範囲かつ正確に把握しておくことの重要性を再認識する必要があると思う。

地すべり地形分布図においては初期的斜面変動として判読した斜面における発生事例は今のところ皆無である。しかし連動型の東海地震など低頻度の巨大災害が起きた際など限られた事象において変動する可能性についても考えておく必要があるだろう。そういった意味でも、大谷崩れ、七面山崩壊など過去の東海地震で起きたと伝えられる変動事例についても検証しておく必要があると思われる。

## 9. まとめ

1. 紀伊半島で起きた台風12号による「深層崩壊」の発生場所と防災科研の地すべり地形分布図の判読結果を比較した。その1/3から半分程度は判読された地すべり地形で発生している。
2. 深層崩壊とされた変動の一部は地すべりのな運

動要素を持った変動と言って良いと思われる。深層崩壊の定義に関して更なる議論が必要である。

3. 豪雨にも関わらず稜線から崩れている崩壊に関してはアスペリティモデルを仮説として提唱した。
4. 深層崩壊だけでなく、大規模な斜面変動の発生場所の予測には地形的な解析が有効であり、地形判読技術の高度化が求められる。

## 参考文献

- 井口 隆(1998):澄川地すべりの発生前の地すべり地形と地すべり変動, 地すべり, Vol.35, No.2, 11-19
- 井口 隆(2000):ハザードマップ化における地すべり地形分布図の課題, 京都大学防災研究所共同研究成果報告集「十津川災害 111 周年記念集会—斜面災害発生場所予測に向けて」, 137-143.
- 井口 隆(2002):防災科学技術研究所の地すべり地形分布図, 雑誌「測量」, 52巻10号, 39-42.
- 井口 隆(2007):減災につながる斜面崩壊研究について考える, 京大防災研究所特定共同研究集会.
- 井口 隆(2011):地すべり地形データベースと深層崩壊. (社)日本地すべり学会関西支部シンポジウム「深層崩壊/高速地すべりとその発生場の評価」, 27-39.
- 井口 隆・八木浩司・土志田正二・長友恒人(2011):2011年台風12号による豪雨を起因とする十津川周辺の地すべり・斜面崩壊. 空から見る日本の地すべり地形シリーズ21, 地すべり, Vol.48, No.6, 49-51.
- 清水文健・井口 隆・大八木規夫(2005):5万分の1地すべり地形分布図第23集「和歌山・田辺」. 防災科学技術研究所研究資料第271号, 防災科学技術研究所.
- Google Earth上に地すべり地形分布図の輪郭を重ね合わせをするkmlへアクセスするためのURL:  
[http://lsweb1.ess.bosai.go.jp/kmlview/japan\\_j.kml](http://lsweb1.ess.bosai.go.jp/kmlview/japan_j.kml)

# 2011 年台風12 号による深層崩壊の発生場および発生時と長期・短期的降雨履歴の関係

松四雄騎<sup>1</sup>・千木良雅弘<sup>1</sup>・山田真澄<sup>1</sup>・平石成美<sup>2</sup>・松澤真<sup>1,3</sup>

<sup>1</sup> 京都大学 防災研究所

<sup>2</sup> 財団法人 深田地質研究所

<sup>3</sup> パシフィックコンサルタンツ株式会社

## 要 旨

2011年の台風12号によって紀伊山地に発生した深層崩壊を対象に、崩壊をもたらした降雨の特徴を解析した。この地域における数十年スケールの降雨の空間的分布および引き金となった降雨の量と波形から、深層崩壊の発生場について議論し、深層崩壊をもたらす降雨の条件について絞り込みを行った。また、紀伊半島における地震観測網に記録された地震波データおよび住民証言から、主要な深層崩壊の発生時刻を決定した。そして、気象庁解析雨量を用いて、各崩壊の発生までに要した降水量と降雨波形を復元し、崩土の体積や速度との関係を検証した。

キーワード：深層崩壊，降雨履歴，地震波，地理情報システム

## 1. はじめに

山地において発生する斜面崩壊のうち、表層の風化土層や崩積土の崩壊ではなく、深部の地質構造に起因した大規模な崩壊を深層崩壊と呼んでいる。深層崩壊は深さ数十メートル、体積 $10^5 - 10^7 \text{ m}^3$  に及ぶことも普通であり、その規模の大きさゆえに、場合によっては周辺集落に壊滅的な被害をもたらすとともに、河道閉塞と越流に代表される二次災害の原因ともなる。豪雨を引き金として発生する深層崩壊については、近年の極端気象現象の増加に伴って、その発生頻度も高まることが懸念されている。

## 2. 予知・予測のためのアプローチ

豪雨による深層崩壊の予測においては、素因と誘因の両面からのアプローチが必要である。

深層崩壊が発生した斜面には、地質構造（例えば岩盤内の面的な水理・力学的不連続性）や、地形構造（例えば河川の下刻に伴って斜面の中・下部に形成される遷急線）といった素因がしばしば認められる。素因に着目

したアプローチでは、地質・地形構造のシグナルを、現地踏査や地理情報システムでいかに感度・確度良く抽出し、ハザードゾーニングを行ってゆくかが中心的課題である。これは近年の航空レーザー測量の普及や岩盤の重力変形構造に対する認識の高まり、地質・地形構造の発達過程を明らかにするための絶対年代法の確立により、今後の進展が期待されるところである。

深層崩壊の素因を持つ斜面に、誘因としての降雨が供給され、浸透に伴って岩盤内の間隙水圧が高まることで、最終的な不安定化をもたらされる。誘因に着目したアプローチでは、深層崩壊をもたらす降雨の条件、すなわち閾値となる降雨の強度および継続時間をいかに推定するかが目標となる。そのためには、可能な限り一般性のある形で斜面内部の水文プロセスをモデル化し、降雨浸透に伴う間隙水圧の上昇および斜面安全率の推定を行う必要がある。モデルの出力は、水文観測によって得られる水質・水量データおよび実際の深層崩壊の発生状況によって検証され、フィードバックによってモデルの精度の向上を

図ることになる。本研究では、上述の枠組みの最初のステップとして、2011年の台風12号によって紀伊山地に発生した深層崩壊を対象に、崩壊をもたらした降雨の特徴を解析する。

### 3. 紀伊半島における2011年台風12号による降雨と深層崩壊の特徴

台風12号は、2011年8月31日から9月4日にかけて紀伊半島に最大1800 mmの降雨をもたらし、9月3日の午後から9月4日にかけて半島中央部で深層崩壊を群発させた。Fig. 1に総雨量および深層崩壊の分布を示す。

総降水量分布の中心と、深層崩壊の点密度の中心は、明らかにずれている。降水の中心は大峯山脈よりも北東側に位置しており、台風に伴う南東風が紀伊山地による遮蔽を受けたことによる地形性降雨の供給が、そのメカニズムとして考えられる。一方、深層崩壊は大峯山脈の西側、特に熊野川の西支流の十津川上流域を中心に発生している (Fig. 1)。

Fig. 2に深層崩壊の群発した地域に近い「風屋」観測点および深層崩壊のほとんど発生しなかった「上北山」観測点 (cf. Fig. 1) での降水の経時変化を示す。二つの観測点で降雨波形に大きな差異はなく、総降水量はむしろ降雨強度の概して大きかった上北山地点の方が多し。

このことは、深層崩壊が、単にトリガーとなる降水の供給量のみによって制約されているわけではないことを示す。十津川の上流域には、斜面上に大規模な遷急線が認められることが指摘されており (平石・千木良, 2011)、地形発達史が深層崩壊の発生場に影響を与えている可能性がある。また、長期的な降雨履歴も深層崩壊の発生場に影響を及ぼした可能性がある。紀伊半島東部は多雨地域として知られており、深層崩壊発生の有無は、引き金となる降雨イベントの総降水量よりも、その降雨の発生確率が影響している可能性がある。これについては講演にて詳報する。

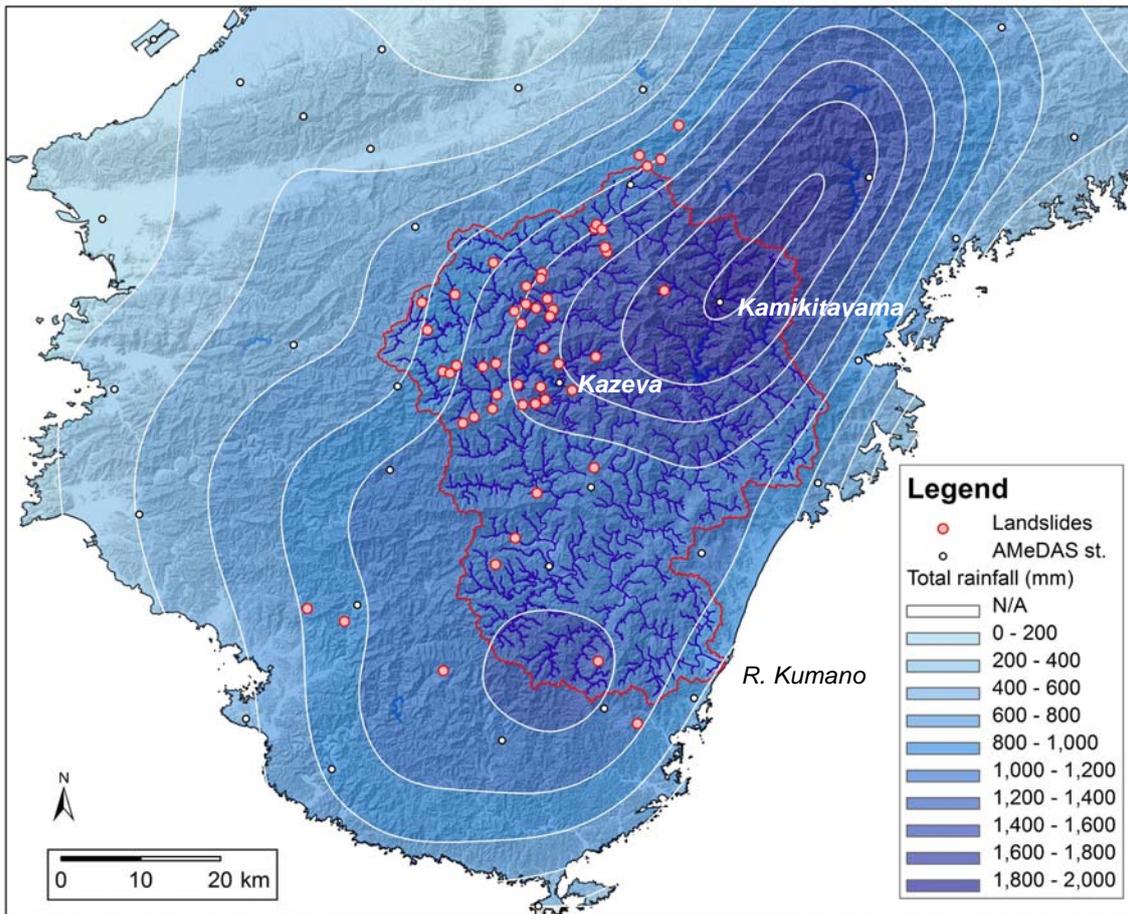


Fig. 1. 紀伊半島における2011年台風12号による総降水量 (2011/8/31から9/5のAMeDASデータに基づく推定) と深層崩壊 (国土地理院撮影の空中写真判読による) の空間分布。

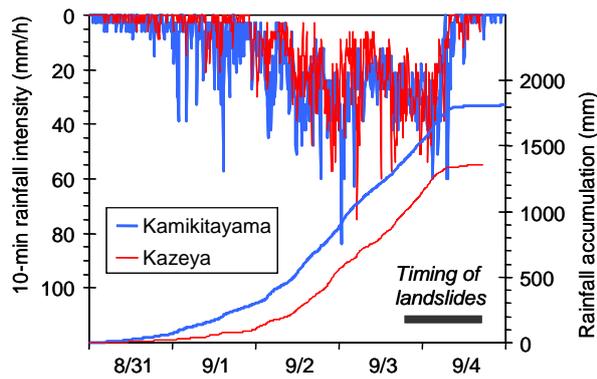


Fig. 2. AMeDAS「風屋」および「上北山」観測点 (cf. Fig. 1) における降雨の経時変化.

深層崩壊は、一連の降雨イベントの最後部および終了後に発生した (Fig. 2)。今回の豪雨は、イベント後半に大強度の降雨ピークが連続するという特徴がある。こうしたハイエトグラフ形状は、地中の間隙水圧をより上昇させやすいことが知られており (例えば

D'Odorico et al., 2005)、一連の雨の降り方も深層崩壊の発生に影響を及ぼしたと考えられる。

本研究では、紀伊半島における地震観測網に記録された地震波データおよび住民証言から、主要な深層崩壊の発生時刻を決定した。そして気象庁解析雨量を用いて、各崩壊の発生までに要した降水量と降雨波形を復元し、地中の間隙水圧の上昇を簡易的に試算するとともに、崩土の体積や速度との関係を検証した。結果は講演にて報告する。

## 引用文献

- D'Odorico, P., Fagherazzi, S., Rigon, R., 2005. Potential for landsliding: Dependence on hyetograph characteristics. *Journal of Geophysical Research* 110, F01007.
- 平石成美・千木良雅弘 (2011) 紀伊山地中央部における谷中谷の形成と山体重力変形の発生. *地形* 32, 389-409.

## Location and timing of deep-seated landslides in Kii Mountains at the 2011 disaster: an approach from rainfall history

Yuki MATSUSHI<sup>1</sup>, Masahiro CHIGIRA<sup>1</sup>, Masumi YAMADA<sup>1</sup>, Narumi HIRAIISHI<sup>2</sup>, Makoto MATSUZAWA<sup>1,3</sup>

<sup>1</sup> Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University

<sup>2</sup> Fukada Geological Institute

<sup>3</sup> Pacific Consultants Co., LTD

### Synopsis

Prediction of deep-seated landslides by heavy rainfall needs combination of two complementary approaches that focus on geological and geomorphological predisposition of hillslopes, and hydrological triggering of final slope destabilization. In the latter approach, analysis of rainfall that triggers actual landslides will provide clue to model bedrock-groundwater behavior and hence understand the mechanism of landslide initiation. This study reports the case of deep-seated landslides caused by typhoon 12 in 2011, in Kii Mountains, Japan. Timing and motion of several landslides are reconstructed by seismic-wave records. We examined relationships between sequence of preceding rainfall and volume or speed of sliding mass to evaluate threshold conditions leading to landslide.

**Keywords:** deep-seated landslide, rainfall history, seismic wave, geographic information system

# 台風12号に伴い紀伊山地で発生した深層崩壊の二次災害対策について

石塚忠範・岡本 敦・中込 淳

\* (独) 土木研究所

\*\* 国土技術政策総合研究所

\*\*\* 国土交通省近畿地方整備局

## 要 旨

2011年9月初旬に日本列島に接近・上陸した台風12号は、紀伊半島において多くの深層崩壊を発生させ、甚大な被害をもたらした。特に、深層崩壊に伴い天然ダムが数多く形成され、その決壊による土石流により二次災害が引き起こされる恐れがあり、その対応に迫られた。本稿では、台風12号によって発生した深層崩壊、天然ダムの発生状況と、その対応についてソフト対策、ハード対策に分けて紹介する。

**キーワード:** 深層崩壊, 天然ダム, 緊急調査

## 1. はじめに

2011年9月初旬に日本列島に接近・上陸した台風12号は、紀伊半島において甚大な被害をもたらした。降雨は8月31日から降りはじめ、9月4日までの5日間にわたり、長期間、比較的強い降雨が継続した。その結果、奈良県、和歌山県、三重県の3県で併せて100件の土砂災害が発生し、土砂災害により死者・行方不明者56名の人的被害が発生した(国土交通省砂防部、10月26日現在)。

今回の災害の特徴は、深層崩壊が多数発生して、被害が大きくなったことが挙げられる。しかし、それに加えて、深層崩壊に伴い天然ダムが数多く形成され、その決壊による土石流により二次災害が引き起こされる恐れがあり、その対応に迫られたことも大きな特徴である。

以下、今回の災害で発生した深層崩壊・天然ダムの発生状況と、二次災害対策をソフト、ハードに分けて紹介する。

## 2. 深層崩壊・天然ダムの発生状況

紀伊山地では1889年十津川災害や1953年の有田川災害により多数の深層崩壊が発生しており、中央構造線など断層運動による破砕帯が分布し、国土交通省砂防部・独立行政法人土木研究所(2010)による

深層崩壊推定頻度マップでも深層崩壊の発生頻度が特に高いと推定される地域にあたる。

今回の台風では、数多くの深層崩壊が生じた。Fig.1に、台風後に実施した空中写真判読の範囲とそれにより見つかった崩壊地の分布図を示す。判読した範囲では、約3000箇所の崩壊地が判読され、その内の70カ所では、崩壊土量が10万m<sup>3</sup>以上と推定され

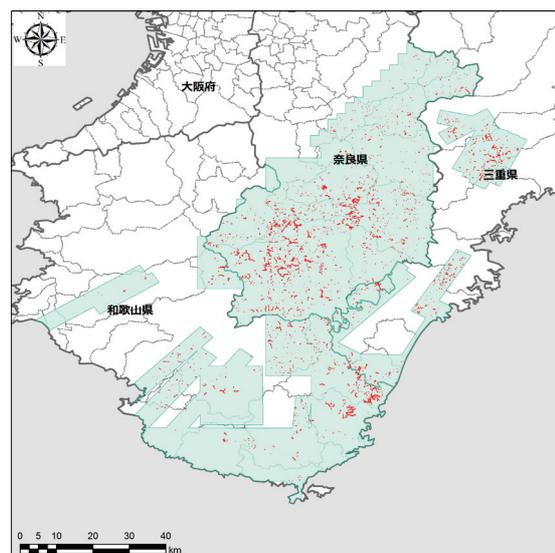


Fig. 1 A map of landslides found in the post-event aerial photo survey (light blue areas)

ている(森山ら, 2011)。前述の通り、この地域は深層崩壊が発生しやすいとされている地域であり、これらの多くが深層崩壊であるものと推測される。

また、降雨終了後の調査で、17箇所で河道閉塞(天然ダム)が形成されていることが分かった。このうち、大規模なもので降雨終了後も湛水し続けていた5か所の天然ダム(Photo 1)に対しては、本年5月1日に施行された『土砂災害警戒区域等における土砂災害防止対策の推進に関する法律の一部を改正する法律(以下、「改正土砂災害防止法」)』に基づく緊急調査が国土交通省により実施されている。



Photo 1 A photo of the landslide dam formed in the Nagatonodani, Totsukawa. The photo was taken in Sept. 5, 2011

### 3. 二次災害対策

二次災害対策として、構造物によって土砂や水の動きを制御する対策(ハード対策)と、危険な時期に危険な地域に人を近づけないという対策(ソフト対策)が挙げられる。以下、ソフト対策について、3.1、3.2、3.3節で、ハード対策について3.4節で述べる。

国土交通省近畿地方整備局は9月6日から同法に基づく緊急調査に着手した。

#### 3.1 越流後の土石流の氾濫範囲の推定

台風通過後の9月5~6日にヘリコプターや人工衛星画像を用いて紀伊半島全域を調査したところ、4地区(赤谷、長殿、栗平、熊野)で大規模な天然ダムが発見された。同日のヘリコプター調査時に規模が大きいと視認された天然ダムについては、手持ち型レーザ距離計で即時にその形状を計測した。これは、比高(天然ダム土塊の下流と越流想定開始点の標高差)等の後述するシミュレーション実施上不可欠なパラメータを速やかに得るためである。その結果、同年5月改正された土砂災害防止法に基づく緊急調査を実施する要件を満たすことが判明したため、

天然ダムを原因とする土石流のシミュレーションとして、天然ダム堤体の侵食を考慮した一次元河床変動計算とその下流の二次元氾濫計算を組み合わせた手法が用いられた。これは、内田ら(2011)によって、一定程度の精度を確保した上で、時間をかけずに結果を出すことを目的として提案された手法である。このシミュレーション計算によって、今回の対応では、着手から2日後の9月8日に、たとえばFig. 2に青色で示すような範囲を土石流等により危険な区域として速やかに公表することができた。

一方、同調査では、同区域は逐次更新する方法が取られている。つまり、精度の粗いデータを用いて速やかに土石流等により危険な区域を発表し、その後、調査の進捗に応じて区域を改めて推定するというものである。

今回の対応では、第1報公表の4日後の9月12日に第

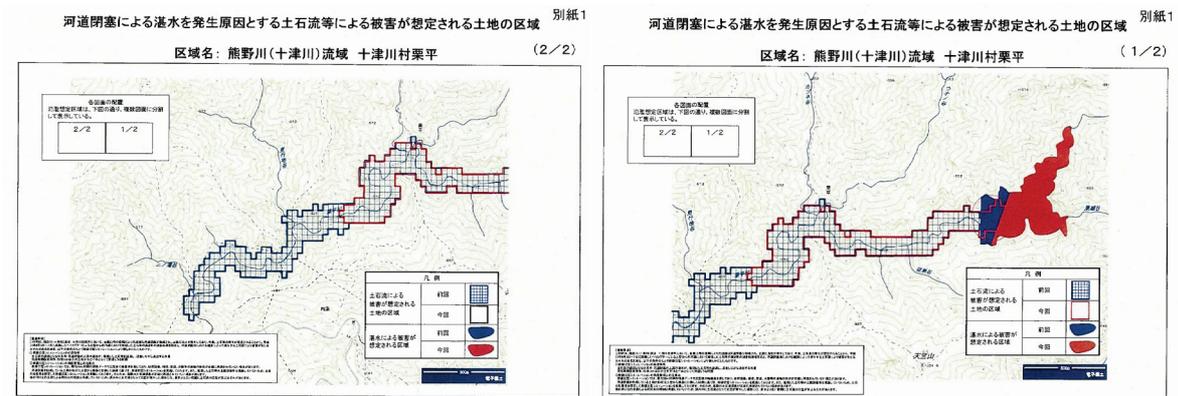


Fig. 2 Maps of susceptible area to landslide dam outburst debris flow and inundation by ponding in the upper area of the Kuridaira landslide dam. Solid and meshed blue zones show the inundation area and the debris flow prone area, respectively, which were officially published in Sept. 8, 2011 whereas red ones were published in Sept. 12, 2011. The maps are cited from the press release materials of Kinki Regional Bureau, Ministry of Land, Infrastructure, Transport and Tourism in Sept. 12, 2011.

Table 1 First assessment of capacity, catchment area, and critical rainfall amount as of Sept. 8, 2011

Name of places of the landslide dams	Capacity of the dam ( $10^4\text{m}^3$ )	Catchment area ( $\text{km}^2$ )	Critical rainfall amount (mm)
Akadani, Totsukawa	90	13.8	60
Nagatono, Totsukawa	120	4.5	270
Kuridaira, Totsukawa	570	8.7	650
Iya, Tanabe *	1	1.2	10

\* As of Sept. 11, 2011

2報が発表された (Fig.2)。また、ヘリコプター上からは明瞭に大きさを確認ではなかった北股地区の天然ダムは、地上調査により土砂災害防止法の対象であることが判明し、新たに9月13日に緊急調査の対象となった。そして、その2日後には他地域と同様に区域が公表された。

さらに詳細な情報は、近畿地方整備局の2011年9月8日、12日、15日などの記者発表資料で確認できるため、参照されたい。

### 3.2 越流開始時期の推定

天然ダムが引き起こす災害は天然ダムがせき止めた水の居住地への浸水によるものと、天然ダムが急激に侵食して土砂と水が下流に流れ下ることによるものに大きく分類できる。前者は言うまでもなく湛水池の水位が上昇することによって生じる。後者は、湛水池の水が天然ダムの表面を流れながら土砂を急激に侵食することで多く発生したという過去の事例 (田畑ら、2002) を踏まえ、湛水池の水位が上昇して、水が天然ダムの表面を流れ下り土砂を急激に侵食することによって生じる。つまり、両者の災害に対して危険な時期を予測するためには、天然ダムによる湛水池の水位を予測すれば良い。

今回の事例が生じる以前では、予測方法は次の2段階で行うことを想定していた。第一段階では、天然ダムが形成した直後であり、地形や流量の詳細で高精度の情報が得られていない。そこで、まず、簡易な計測により天然ダムの上流側でせき止められた水 (湛水) の体積を推定し、その値を天然ダムが形成した時刻から計測を行った時刻まで経過した時間で割ることで、湛水池に流れ込む水の流量の平均値を算出する。次に、簡易な計測により天然ダムがせき止める水の体積の最大値を推定する。その体積の最大値からせき止められた水の体積を差し引いた体積を、湛水池に流れ込む水の流量の平均値で割ることによって、湛水池が水で一杯になるまでの時間が予測できる。第二段階

では、詳細な地形の情報や降雨と流量の概略の関係が分かっているため、湛水池に流れ込む水の流量を流出解析により算出して、予測の精度を向上させる。なお、湛水池の水位は越流が始まるまで上昇傾向しか示さなかった事例 (水野・小山内、2009) を踏まえて、水位の予測に際して、湛水池の水が天然ダムの土砂の中を浸透して流出する量を考慮していない。

Table 1 は天然ダムが形成した直後の段階で推定した結果である。今回の事例では、天然ダムは平成 23 年 8 月 31 日から翌月 5 日までの降雨の間に形成したと推測されたが、その正確な日時が特定できなかったため、湛水池に流れ込む水の流量の平均値を推定できなかった。そこで、湛水池が水で一杯になるまでの時間を予測する代わりに、初期の段階では湛水池が水で一杯になるために必要な降雨量を算出することとした。なお、その降雨量は降雨のうち実際に流出する有効降雨を踏まえて算出すべきであるが、天然ダムの位置する流域において降雨と流出の関係が不明であったため、安全側を考慮して全ての降雨が流出すると想定した。その結果、赤谷では約 60mm、長殿では約 270mm、栗平では約 650mm、熊野では約 10mm となった。詳細な地形の情報が得られた段階で、貯留関数で算出した流量を用いて、湛水池が水で一杯になるまでの時間を推定した。係数は、当初、降雨と流出の関係が不明であったので中小河川での一般値を用いたが、その後、降雨と湛水量の変化から随時修正した。台風 12 号の後の台風 15 号に伴って、9 月 19 日から 21 日にかけて赤谷で約 180mm、長殿で約 190mm、栗平で約 340mm、熊野で約 340mm、北股で約 190mm の雨が降った。それにより、湛水池の水が赤谷と熊野では天然ダムを乗り越えて下流へ流れ出し、それ以外の天然ダムでは乗り越えなかった。このことから、今回の手法は降雨に伴う上昇を予測できており、二次災害対策としての精度を概ね有していると言える。

一方、栗平以外の天然ダムの湛水池における水

位は平成 20 年岩手宮城内陸地震での事例（水野・小山内、2009）と異なり、降雨時には上昇したが、そうでない時には低下した。これは、天然ダムの中を浸透して流出する水の量が湛水池に流れ込む水の量より多かったためと推測される。このような傾向は当初想定していたかったため、今後湛水池の水位を予測する手法に組み込んでいかなければならない。

### 3.3 監視体制の整備

#### 3.3.1 土研式水位観測ブイ（投下型）

天然ダムの破壊形態は、①越流侵食による決壊②すべり崩壊による決壊③進行性破壊による決壊、の3パターンが考えられ（高橋・匡，1988）、過

去の天然ダムの破壊要因のほとんどが、越流侵食による決壊である（Schuster and Costa, 1986）。

よって、まず湛水位を把握し、越流が始まる時期を予測することが重要である。山地で天然ダムが発生した場合、周辺の地形が急峻である上に、道路が通じていないこと（斜面崩壊等で寸断されている場合もある）、資機材の陸送が困難であること、データ伝送設備がないこと等の問題を解決しなければ、湛水位の計測は不可能である。この対策として、天然ダムの湛水位を計測するために、ヘリコプターで空輸し設置できる水位計（土研式水位観測ブイ（投下型））を開発した（伊藤ら，2009）。

今回、緊急調査の対象天然ダムのうち4箇所（赤



Photo.2 Photos of an aeriably-placable floating water stage gauge (APF gauge, left) and the APF gauge installed by a helicopter.

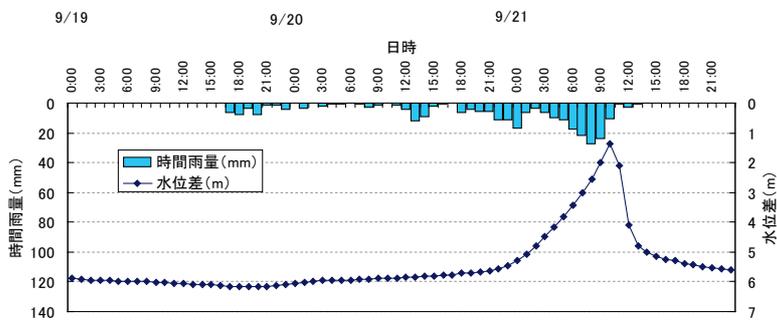


Fig.3 An example of water stage data of the Akadani landslide dam measured by the APF gauge



Photo.3 A debris-flow monitoring camera installed in the downstream of the Nagatono landslide dam (left) and a slope failure detection sensor (right)

谷、長殿、栗平、熊野)で、土研式水位観測ブイを空中からの投下により設置した(Photo 2)。Fig.3に台風15号が通過する際の赤谷地区の天然ダムの湛水位計測結果と気象庁風屋観測所で観測された時間雨量を示す。天然ダムの湛水位は9月22日の未明から徐々に高くなり、同日10時以降に急激に減少した。越流が始まり天然ダムが侵食されていることが推察されたが、台風通過後に実施されたヘリ調査では、実際に越流侵食が生じていたことが明らかになっている。

### 3.3.2 土石流検知センサー・監視カメラ

3.3.1により、湛水位の変化から越流侵食の発生は把握することは可能となるが、越流による土石流の発生は、湛水位の変化から判断することは難しい。また、土石流の発生は、天然ダム堤体の侵食速度に依存する。例えば、越流が開始しても天然ダム堤体を形成する土砂が越流水によって急激に流出されなければ、天然ダムは緩慢に侵食されることになり、土石流の発生に至らない可能性がある。

侵食速度は天然ダム形状や堤体材料等様々な要因に影響を受ける。そのため、土石流の発生を判断するためには、侵食速度を監視するよりも、天然ダムの下流側に土石流検知センサーやカメラを設置して監視する方が合理的である。

今回、緊急調査の対象天然ダムでは、土石流の発生を監視するために、ワイヤーセンサー・振動センサーが設置された。また、別途監視カメラ(Photo 3左)も設置され、天然ダム下流を24時間体制で監視を行った。

### 3.3.3 斜面崩壊検知センサー

3.3.1、3.3.2によって、越流侵食による決壊に対する監視体制がとられるが、すべり崩壊・進行性破壊による決壊も、監視体制の視野にいれなければならない。これらの現象を監視するためには、決壊に至る堤体の前兆的な侵食・崩壊を把握する必要があるが、堤体のどの部分から崩れるかを判断することは困難であるため、堤体を広域・面的に監視する必要がある。

このような場合も監視カメラは有効であるが、災害当初は、天然ダムの発生箇所周辺に既存の電気・通信設備がほとんどなかったため、天然ダム周辺に設置できなかった。そこで、天然ダム堤体を監視するために斜面崩壊検知センサー(Photo 3右)を採用した(独立行政法人土木研究所ほか, 2011)。同センサーはセンサー単体が安価で、かつ複数のセンサーを同時に運用することが可能で

ある。また、センサーの信号伝達に無線通信を採用しており、ケーブルの敷設が不要なため、設置の労力が少なく、ケーブルの断線等によるトラブルの問題がない。

同センサーは、天然ダム堤体の下流法面に格子状に設置され、天然ダムのすべり崩壊・進行性破壊による決壊の監視に活用された。

### 3.3 緊急ハード対策

前述のように、天然ダムが形成されると、その上流域において浸水による被害、下流域において土砂と水の急激な流出による洪水による被害が生じる危険性が高まる。そのため、応急対策としてのハード対策には①湛水池の水位を低下させること、②河道を閉塞している土砂の急激な侵食を防ぐことが求められる。

河道を閉塞している土砂の粒径はいずれの場所でも数cmから数十cm程度を主体としたものである。天然ダムの下流側の斜面は6度から33度程度の勾配が有り、かなり急である。また、崩壊土砂が堆積していることから、地盤支持力も小さく、構造物が沈下する可能性もある。そこで、今回の事例では、鋼製のかごの中に石礫を詰めたもので、流路を設置することとした。Photo 4は流路を設置するために土砂を掘削した状況である。今後、応急対策と復旧対策を講じていくことになるが、前述の通り斜面の勾配が非常に急なため、慎重に工法を検討する必要がある。



Photo 4 A spill way under construction at the Nagatono landslide dam site. The photo was taken in Nov. 24, 2011.

## 4. おわりに

本稿では、台風12号によって発生した深層崩壊、天然ダムの発生状況と、その対応について、その概要を紹介した。なお、紀伊山地における天然ダムへの対応は引き続き継続中であり、本稿では、2012年1月時点での状況について中間的に報告した。今後、

本稿で紹介した数字等が訂正される可能性があることにご留意願いたい。

### 参考文献

- 伊藤洋輔、山越 隆雄、田村 圭司、成田秋義、高橋伸忠 (2009) : 河道閉塞緊急監視のための土研式投下型水位観測ブイ、平成 21 年度砂防学会研究発表会, P264.
- 内田太郎・山越隆雄・清水武志・吉野弘祐・木佐洋志・石塚忠範 (2011) : 河道閉塞 (天然ダム) 及び火山の噴火を原因とする土石流による被害範囲を速やかに推定する手法, 土木技術資料, 53-7, pp.18-23.
- 国土交通省砂防部・独立行政法人土木研究所 (2010) : 深層崩壊推定頻度マップ, (<http://www.mlit.go.jp/common/000121614.pdf>)
- 高橋保・匡尚富 (1968) : 天然ダムの決壊による土石流の規模に関する研究, 京都大学防災研究所年報 3 1 号 B-2, pp.1-15.
- 田畑茂清、水山高久、井上公夫 (2002) : 天然ダムと災害、古今書院、p.53
- 独立行政法人土木研究所、有限会社秋山調査設計、坂田電機株式会社、株式会社拓和、中央開発株式会社、日本工営株式会社 (2011) : 土砂災害の警戒避難支援のための斜面崩壊検知センサの開発共同研究報告書、独立行政法人土木研究所共同研究報告書第 419 号.
- 水野秀明、小山内信智 (2009) : 迫川で形成した河道閉塞(天然ダム)の危険度評価に関する考察、国土技術政策総合研究所資料 No.522、pp.4-30
- 森山裕二・岡本 敦・水野正樹・内田太郎・林 真一郎・石塚忠範 (2011) : 2011 年台風 12 号による紀伊半島における土砂災害の速報, 土木技術資料, 53-12, pp.4-7.
- Schuster, R. L. and Costa J.E.(1986) A perspective on landslide dams, Landslide Dams, Geotechnical Special Publication No.3, ASCE, New York, p.1-20.

**Emergency Structural and Non-Structural Measures against Secondary Disasters by Landslide Dams  
in Kii Peninsula, Japan Caused by Typhoon Talas in 2011**

Tadanori ISHIZUKA\*, Atsushi OKAMOTO\*\*, Atsushi NAKAGOME\*\*\*

\* Public Works Research Institute, Japan

\*\* National Institute of Land, Infrastructure and Management, Japan

\*\*\* Kinki Regional Bureau, Ministry of Land, Infrastructure, Transport and Tourism, Japan

**Synopsis**

In September, 2011, Typhoon Talas hit the Kii Peninsula, Japan and caused many deep catastrophic landslides. Some of them were found to form landslide dams after the typhoon had gone. Since there remained a threat of serious secondary disasters, it was necessary to make a quick response to them. In this article, emergency structural and non-structural measures taken by the Kinki Regional Bureau, MLIT were intermediately shown.

**Keywords:** landslide dam, deep catastrophic landslide, Emergency survey

## 紀伊山地における深層崩壊の発生場 —地形発達過程からの検討—

平石成美\*・千木良雅弘・松四雄騎

\* 公益財団法人深田地質研究所

### 要 旨

紀伊山地十津川流域には現河床から約200mの高さに上位遷急線が分布し、これにより地形は下位の開析領域と上位の古地形領域とに分けられる。上位遷急線は活発な河川の下刻によって形成され、この下刻は本流から支流、下流から上流へと古地形領域を開析しながら伝播したと考えられる。上位遷急線の分布する斜面は足元を切られて不安定化しており、その一部では重力変形が生じているため深層崩壊が発生しやすい。宇宙線生成核種を用いた段丘礫の年代測定によれば、上位遷急線は約3万年という短期間で形成された可能性がある。

**キーワード:** 遷急線, 侵食前線, 重力変形

### 1. はじめに

崩壊現象は、地形学的には山地の解体を担うプロセスであり、山地の地形発達の一過程として捉えることが重要である。このような視点からの先駆的な研究は昭和28年有田川災害時の深層崩壊の発生場について述べた羽田野(1968)である。それによれば、有田川流域の斜面は、相対的に古い斜面上部の緩斜面と、それを蚕食する斜面下部の急斜面とに分けられ、両者を境する遷急線は「侵食前線」とみなすことができる。深層崩壊は、侵食が十分進んで緩斜面が失われた斜面には発生せず、緩斜面がまだ残存する斜面で、侵食前線を山側へ後退させるように発生した(羽田野, 1968)。

深層崩壊が、侵食前線を後退させるように発生した例は四国山地(寺戸, 1977)や九州山地(Chigira, 2009)でも報告されているが、遷急線の分布や形成過程、形成年代には不明な点が多い。山地斜面に複数ある遷急線のうち最下位の遷急線を、後氷期の激しい侵食によって形成されたものとみなす考え方があがる(羽田野, 1986)、年代に関する具体的なデータは乏しい。

これまでの筆者らの調査によれば、紀伊山地中央部には少なくとも2本の遷急線が分布し、とくに上位遷急線は深層崩壊や重力変形との関係が深い(平

石・千木良, 2011)。重力変形とは、斜面が自重によって長期的に変形する現象であり、万年オーダー(加藤・千木良, 2010)で進行する、深層崩壊の前兆現象ではないかと考えられている(Chigira and kiho, 1994など)。本報告では、紀伊山地十津川流域で発生する深層崩壊の背景にある古地形の開析過程について述べ、宇宙線生成核種を用いた段丘礫の年代測定によれば、それが約3万年前以降に起きた可能性を予察的に報告する。

### 2. 調査地の概要

調査地は紀伊山地中央部の十津川流域である。調査地の地形は、高標高部に分布する緩傾斜な地形面と、主要河川に沿う急斜面で特徴づけられる。調査地の大半は白亜紀の付加体からなる四万十帯の堆積岩の分布域で、北東部にはジュラ紀の付加体からなる秩父帯の堆積岩が分布する。東部大峯山脈には中新世の花崗岩類が貫入しており、周辺の堆積岩は接触変成によってホルンフェルス化している。

### 3. 十津川流域の深層崩壊の発生場

#### 3.1 上位遷急線と深層崩壊

十津川本流沿いから主要な支流沿いにかけて、現

河床から200mほどの高さに上位遷急線が分布する。遷急線より下位の領域は、上位の領域を穿って形成される相対的に新しい斜面である。その意味で、上位遷急線より下位の領域を開析領域、侵食されずに残存している上位の領域を古地形領域と名付けた。

十津川中流域の地すべり地形分布と2011年台風12号による主な深層崩壊の分布を上位遷急線と重ねると、地すべり地形は開析領域に偏在しており、古地形領域が広く残存する西部や東部の分水界周辺には分布が少ない。2011年台風12号による深層崩壊も同様に上位遷急線の分布する斜面で発生しており、基本的には、これまでに深層崩壊が起きてきたのと同様の場所で2011年の崩壊も起きたといえる。

重力変形の生じている斜面は、谷の発達ที่乏しく、不規則な凸凹や小崖が見られるなどの地形的特徴により、通常の斜面とは区別される。十津川流域では、幅数百m以上の比較的大規模な重力変形は、上位遷急線の分布域かつ北～北西向き斜面に生じており、古地形領域や南向き斜面には少ない。このことは、重力変形が古地形領域の開析に伴う斜面下部の切り取りを受けて生じたこと、とくに流れ盤斜面で変形が生じやすいことを示唆する(平石・千木良, 2011)。台風12号による深層崩壊のうち、黒河川の崩壊や赤谷の崩壊はこのような重力変形斜面で生じた。

### 3.2 旧河床の復元

上位遷急線は、本流である十津川との合流点から各支流の上流へと連なって分布し、それが途絶える地点の河床には遷急点がみとめられる (Fig. 1)。これは、本流の河床低下が遷急点の後退という形で支流に伝播したことを示唆している。

支流の縦断面における遷急点より上流の区間は、古地形面上の河川の残存であり、それを下流へ延長することで、本流の河床が低下する前の旧河床のおよその姿が復元できる (Fig. 2)。

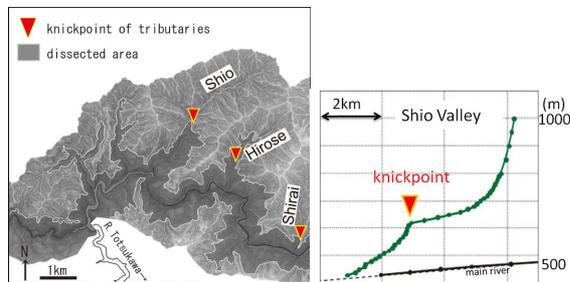


Fig. 1 Example of upper slope break and knickpoints in Totsukawa watershed.

十津川沿いには河岸段丘が断片的に分布する。それらのいくつかは、支流の縦断面から推定される旧

河床とほぼ同じレベルにあり、上位遷急線の形成前の河床の名残である可能性がある。それらのうち、十津川(上流部では天ノ川)と山上川との合流点近傍の蛇峠近くにある段丘は、現在の河床から約130mの高さにあり、その最上部のわずかに残存する段丘面から採取した花崗岩とチャートの礫はいずれも約28kaの<sup>10</sup>Be年代を示した。段丘礫層の厚さは未確定であるが、おそらく10mはないものと考えられる。28kaがこの段丘の離水年代として、この期間に130mの厚さの岩盤が下刻されたとすると、約5mm/yの侵食速度が得られる。

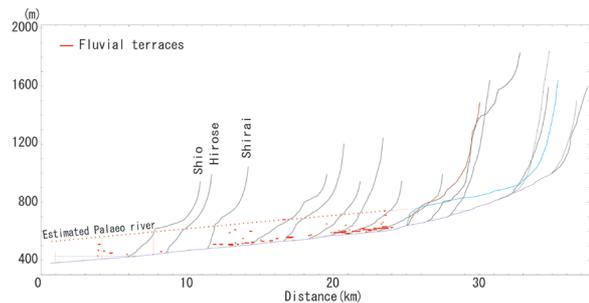


Fig. 2 Estimation of pre-incision paleo Tonnokawa River (the upper stream of Totsukawa River).

### 3.3 地形発達

かつて十津川流域には、現在の西部や東部に見られるような比較的緩傾斜な地形領域が全体に広がっていた。その後、おそらく紀伊山地の隆起速度の増大によって侵食基準面が相対的に低下し、河川の下刻が活発化した。流域面積の小さな支流では、本流である十津川の下刻速度と同様の速度で下刻することができず、十津川との合流点にまず懸谷が生じ、それが徐々に上流へと後退して古地形領域を開析していった。開析領域の流れ盤斜面では、斜面下部を遷急点が通過した結果、足元が切断されて不安定となり、重力による斜面の変形が開始した。<sup>10</sup>Beによる段丘礫の年代測定結果によれば、上位遷急線の形成以降の地形発達は過去約3万年で起きた可能性がある。

## 4. おわりに

紀伊山地十津川流域の深層崩壊は、現河床から200m程度の高さに分布する上位遷急線の周辺に偏って発生する。これは、上位遷急線の付近では、古地形領域の斜面が足元を切り取られたために不安定化し、その一部で重力変形を生じているためであると考えられる。<sup>10</sup>Beによる段丘礫の年代測定によれば、上位遷急線の形成は約3万年前以降という短期間で起きた可能性がある。急速な下刻の要因としては

隆起や海退による侵食基準面の低下あるいは気候変動が考えられるが、詳細の解明は今後の課題である。

### 参考文献

加藤弘徳・千木良雅弘 (2009) : 中央構造線の地表形態を変化させた四国法皇山脈の重力変形, 応用地質, 50, 3, pp. 140-150.

寺戸恒夫 (1977) : 大規模崩壊による山地地形の変化—山地崩壊の地形学的研究—, 地理科学, 28, pp. 17-27.

羽田野誠一 (1968) : 地すべり性大規模崩壊と地形条件—和歌山県有田川上流の事例—, 第5回災害科学総合シンポジウム講演論文集, pp. 209-210.

羽田野誠一 (1986) : 山地の地形分類の考え方と可能性, 東北地理, 38, 1, pp. 87-89.

平石成美・千木良雅弘 (2011) : 紀伊山地中央部における谷中谷の形成と山体重力変形の発生, 地形, 32, 4, pp. 389-409.

Chigira, M. (2009): September 2005 rain-induced catastrophic rockslides on slopes affected by deep-seated gravitational deformations, Kyushu, southern Japan, Engineering Geology, 108, pp. 1-15.

Chigira, M. and Kiho, K. (1994): Deep-seated rockslide-avalanches preceded by mass rock creep of sedimentary rocks in the Akaishi Mountains, central Japan, Engineering Geology, 38, pp. 221-230.

## Occurrence site of deep-seated catastrophic landslides in the Kii Mountains from the viewpoint of landform development

Narumi HIRAIISHI\*, Masahiro CHIGIRA, and Yuki MATSUSHI

\* Fukada Geological Institute

### Synopsis

Upper convex slope break is distributed about 200m above the present riverbed in Totsukawa watershed, and it divides study area into lower dissected area and upper palaeosurface. Upper slope break was formed by active incision, and the incision dissected palaeosurface and propagated main stream to tributaries and downstream to upstream. Deep-seated catastrophic landslides tend to occur in slopes with upper slope break, because undercut slopes are unstable and partly suffered gravitational deformation. Cosmogenic nuclide exposure dating of terrace gravels suggests the possibility of rapid formation of upper slope break about thirty thousands of years.

**Keywords:** convex slope break, erosion front, gravitational slope deformation

## 降雨による山体地下水の水位変動について

小杉賢一郎・藤本将光・水山高久\*

\* 京都大学大学院農学研究科

### 要 旨

降雨による山体地下水位の急激な上昇が深層崩壊の直接の誘因として指摘される一方、急峻な地形を有する山地源流域で、山体地下水の動態を直接観測した例は少ない。本研究では、花崗岩を母材とする大起伏山地源流域において、高密度ボーリング孔網を用いた集中的な山体地下水位観測を、表層水文プロセスの観測と併せて行った。その結果、上流・中流・下流域に互いに不連続な山体地下水帯が存在すること、各地下水帯の雨水貯留特性と異なる地下水帯間の地下水流動特性が、流出ハイドログラフや土層内地下水位変動をコントロールしていることが示された。

**キーワード:** 山体地下水, 山地源流域, 水文プロセス, 花崗岩山地

### 1. はじめに

山地源流域における水文観測によって、土層内に浸透した雨水の一部が土層-基岩境界面を通過して深部浸透することが指摘されてきた(塚本, 1992)。この浸透水が涵養する基岩内部の地下水(山体地下水)は、山体深部に漏逸し水収支上の損失項になるが、山地小流域の降雨流出プロセスや土砂流動においてそれ以上の影響は及ぼさない、と考えられることが多かった。しかしながら、近年大きな注目が集まっている深層崩壊現象は、降雨による山体地下水位の急激な上昇が直接の誘因となっていることが指摘されており、基岩浸透が無視できない重要な現象であるとの認識が広がりつつある。さらに最新の詳細な水文観測によっても、実際の基岩浸透量がかなり多こと(Kosugi et al., 2006)、一端基岩浸透した水が流域内部で土層内に湧出するなど山体地下水と表層水文過程の間に密接な繋がりがあること

(Katsura et al., 2008)が明らかにされつつある。その一方で、急峻な地形を有する山地源流域で、基岩内地下水が降雨に対してどのような変動を示すのかについて、直接的な観測を行った例は極めて少ない。

以上のことを背景として本研究では、花崗岩を母材とする大起伏山地源流域において、高密度調査ボーリング孔網を利用した詳細な水文観測を実施し、

降雨による山体地下水の水位変動、ならびに山体地下水が表層の水文プロセスに及ぼす影響について検討した。

### 2. 方法

#### 2.1 対象とした流域

図-1に、本研究の対象流域(西おたふく山流域)の地形を示す。本流域は、兵庫県六甲山系住吉川流域内の西おたふく山山頂西側(34° 46'N, 135° 16'E)に位置する、面積2.1 haの森林流域である。流域出口と頂部(西おたふく山山頂)の標高は、それぞれ742, 875 mであり、頂部は六甲山系(山頂932 m)の主尾根の一部を形成している。流域最上部は隆起準平原に属し比較的平坦であるのに対し、残りの部分は急峻な地形を呈しており、流域全体の平均斜度は34°である。流域内部には主要なものだけで8つの表層崩壊跡地が分布し、流域周辺にも幾つかの表層崩壊跡地が確認された。流域の地質は六甲花崗岩と呼ばれる黒雲母花崗岩から成り、植生は、コナラ、アカマツ、エゴ、リョウブ、ネジキ、アセビ等が繁茂する二次林で、林床はミヤコザサに覆われている(Kosugi et al., 2011)。

対象流域を約10 mのメッシュに分割した上で、表層土層厚を計測した結果、全計測地点(246地点)

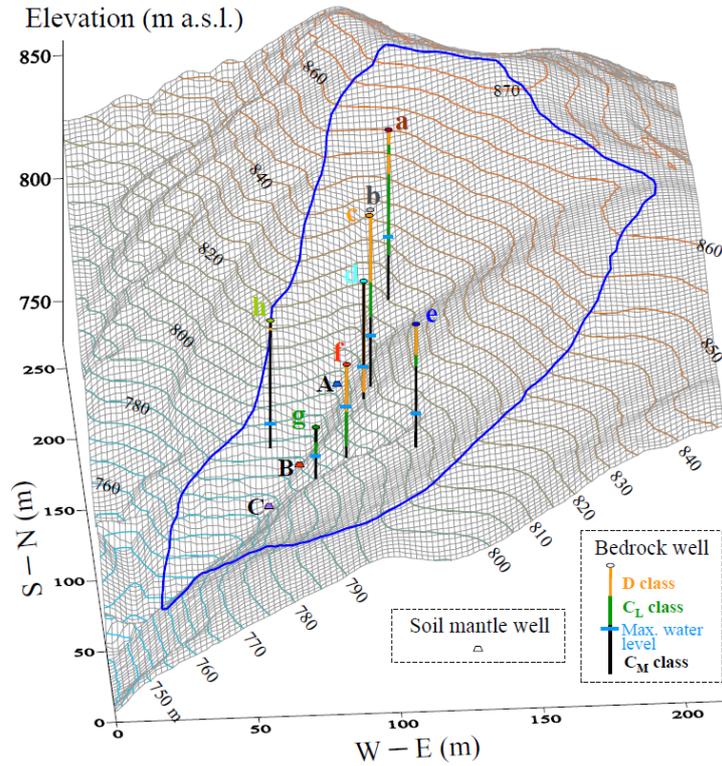


Fig 1. Topography of the Nishi'otafuku-Yama Experimental Watershed showing locations of wells. Vertical line for each bedrock well indicates well depth, weathering class distribution, and maximum water level. Well b (35 m deep) and well c (70 m deep) are located at about the same point.

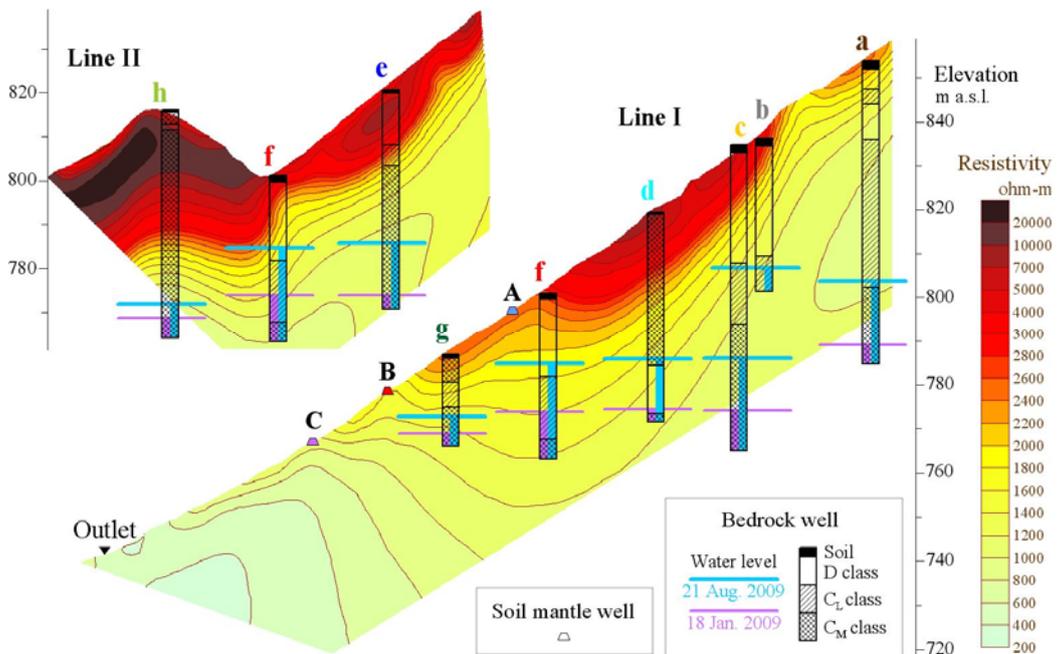


Fig 2. Cross sections along the main hollow of the watershed (Line I) and along a line perpendicular to the main hollow (Line II) showing locations of soil mantle and bedrock wells, vertical distribution of rock weathering class at each bedrock well, water levels in bedrock wells, and electric resistivity profiles.

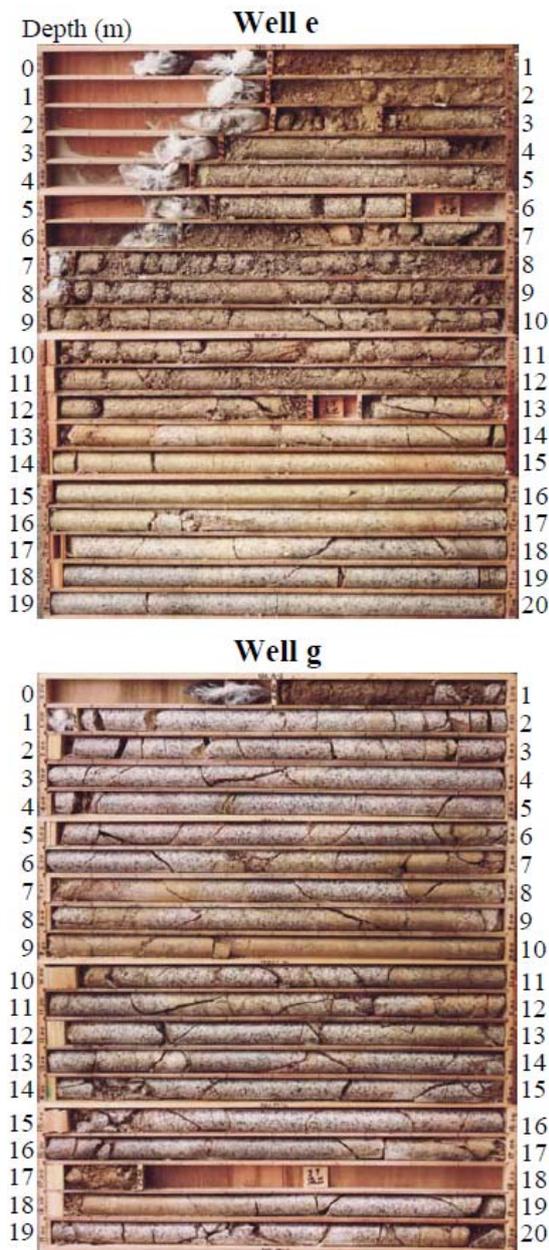


Fig 3. Bedrock samples collected from wells e and g. Empty parts represent depths where rock samples were crushed and washed away during boring operations.

の平均土層厚は1.45 m, 標準偏差は0.62 mであった。土層厚は主谷沿いで小さく, 主谷周辺の急勾配斜面において局所的に大きくなっていった。ただし, 土層厚分布のばらつきに比べて地形の勾配が大きいため, 基岩面の等高線の形状は地表面の等高線の形状と大きな違いを示さなかった (小杉ら, 2012)。

## 2.2 水文観測

流域の尾根付近の樹冠被覆の無い地点において雨量を観測した。また, 流域出口に90°ノッチの三角堰を設けて流出量を計測した。流域主谷の谷底部(図

-1中のA~C地点)には3つの観測井戸を設け, 土層内地下水位を水圧式水位計で計測した。井戸の深さは, A地点2.27 m, B地点1.15 m, C地点1.3 mであり, 全て基岩面に達するまで掘削されている。さらに, 主谷沿いの6地点 (a, b, c, d, f, g地点) と, f地点の東西方向2地点 (e, h地点)に深度21~70 mの調査ボーリング孔を掘削し, 基岩内地下水位を水圧式水位計で計測した。以上の雨量, 流量, 地下水位は, 全て自動連続計測した。計測期間は2008年2月~2010年2月の2水文年間である。

図-2は, 各調査ボーリング孔の位置・深さと, 採取されたコアの風化区分を, 主谷沿いの縦断面図と, f地点を通過する横断面図上に示したものである。またこの図には, 高密度電気探査によって得られた比抵抗分布も示している。更に図-3には, e, g地点で採取されたコアサンプルの様子を示した。e地点では, 深さ12.7 mまでD級の風化花崗岩が分布し, 強度の風化が深部まで進行していることがわかった。同様の傾向は, a, b, c, f地点でも観察された (図-1, 2)。

一方, 図-3に示すとおり, g地点の岩盤の風化程度は相対的に低くなっていた (全深度においてCL~CM級であり, D級の岩盤は見られなかった) が, 代わりに多くの亀裂が存在していた。同様の傾向は, h地点でも観察された (図-1, 2)。

## 3. 結果と考察

### 3.1 深度でみた山体地下水位

図-4は, 雨量 (日雨量および2週間雨量) と, ボーリング孔内の地下水位の変動を示したものである。地下水位は, 地表面からの深さで表示している。地下水位変動は, 規模の大きな日雨量に反応して比較的鋭敏な反応を示す場合や, より長期な積算雨量 (図では2週間雨量) に対応して緩やかな反応を示す場合など, 観測孔による大きな違いが認められた。一般に, 地下水面が深い位置にあるほど降雨浸透に時間を要するため, 降雨に対する反応は緩やかなものになると予想される。しかしながら図-4の結果は, 地下水位変動が深さとはあまり関係しないことを示している。例えば, a孔の水位は最も深い位置 (40~70 m) で観測されたが, 降雨に反応した比較的素早い変動を示した。このことは, 山体のかなり深い位置にある地下水であっても, 雨水の影響を比較的素早く受ける場合があることを示している。一方f孔の水位は, より浅い20~30 mの深度に存在するものの, 極めて緩やかな季節変動を示した。

### 3.2 標高でみた山体地下水位

図-5は, 地下水位を標高で示したものである。標

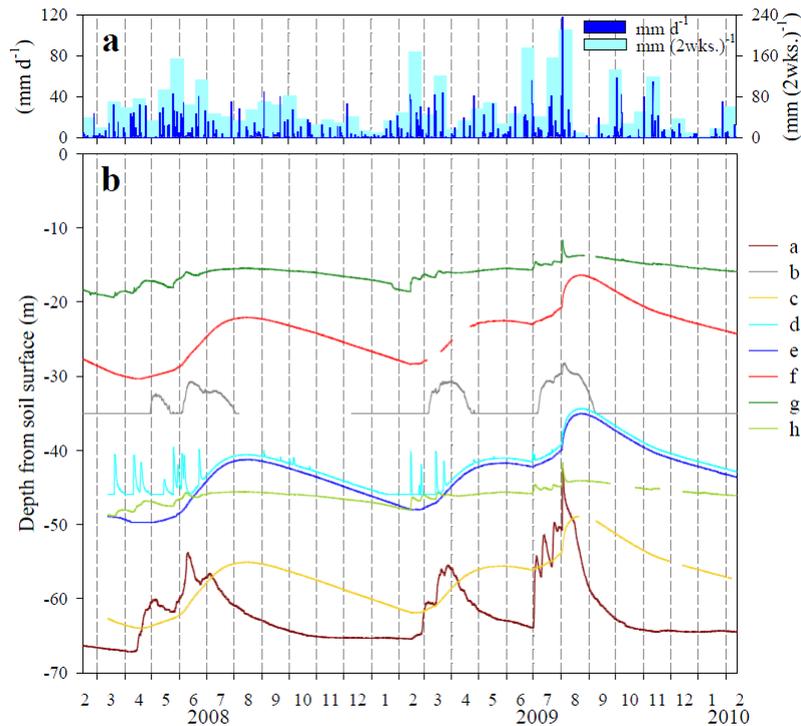


Fig 4. (a) Hyetograph and (b) bedrock groundwater hydrographs. Thin lines in the groundwater hydrographs represent that water level decreased below bottoms of wells.

高別に見ると、地下水位の変動パターンは大きく三種類に分類されることがわかる。最も標高が高い地下水位は、流域最上流部のa, b孔で観測されたものであり(図-1参照)、降雨に対して比較的鋭敏な反応を示した。以下では、この地下水帯を上流地下水帯(Upper aquifer)と呼ぶ。

中位の標高の地下水位は、中流部のc, d, e, f孔で観測され、ほぼ同じ標高に位置し互いによく似た変動を示したことから、空間的な広がりを持つ地下水帯(以下、中流地下水帯(Middle aquifer)と呼ぶ)が存在することが示唆された。但しd孔の水位のみは、強度の強い雨に対して非常に素早い上昇と下降を示した。これは、基岩の割れ目を介した素早い降雨浸透によるものと推察された。また、c孔は上流域水帯に属するb孔とほぼ同じ位置にあるが(図-1, 2参照)、両者で観測された地下水位は、標高も変動の様子も大きく異なっていた。中流地下水帯の水位は、地表面からの深さ16~62 mの範囲に分布しており(図-4)、まとまった量の降水(図-5中の2週間雨量参照)があった後に緩やかな上昇を示す傾向が見られた。その涵養源は、雨水の鉛直浸透と上流域水帯からの側方流と考えられる。水位波形が、個々の降雨イベントには反応を示さず、極めて緩やかな季節変動を示すことから、中流地下水帯は比較的大きな貯水容量を持つものと推察された。

g, h孔で観測された地下水位も、互いによく似た標高と時系列を示し、空間的な広がりをもつ地下水帯(以下、下流地下水帯(Lower aquifer)と呼ぶ)の存在が示された。g孔の地下水位は地表面からの深さが12~19 mと比較的浅いが、流域界の尾根に位置するh孔の水位は地表面からの深さが42~48 mと深くなっていた(図-4)。この結果、h孔の水位は、谷筋にあるf孔, g孔よりも低いレベルにあり(図-5)、基岩内の地下水の流動方向が表面地形が示す方向とは異なることがわかった。さらに下流地下水帯の水位波形は、豪雨の波形に敏感に反応した小刻みな変動と、中流地下水帯波形とよく似た緩やかな季節変動の2つが重なった特徴を示した。このことから下流地下水帯は、降雨の鉛直浸透と中流地下水帯からの側方流によって涵養されていると考えられる。

各孔の地下水位が、平均的に低いレベルを示した2009年1月18日と、高いレベルを示した2009年8月21日について、縦・横断面図上の地下水位分布を、図-2中に示した。中流地下水帯に属するc, d, e, f孔の水位はほぼ同じ高さにある一方で、上流地下水帯と中流地下水帯、中流地下水帯と下流地下水帯の間には、大きな水位差が存在することがわかる。このように山体の地下水位は、尾根から谷にかけて連続的に変化するとは限らず、本研究で対象とした西おたふく山流域では、複数の地下水帯を形成して段階的

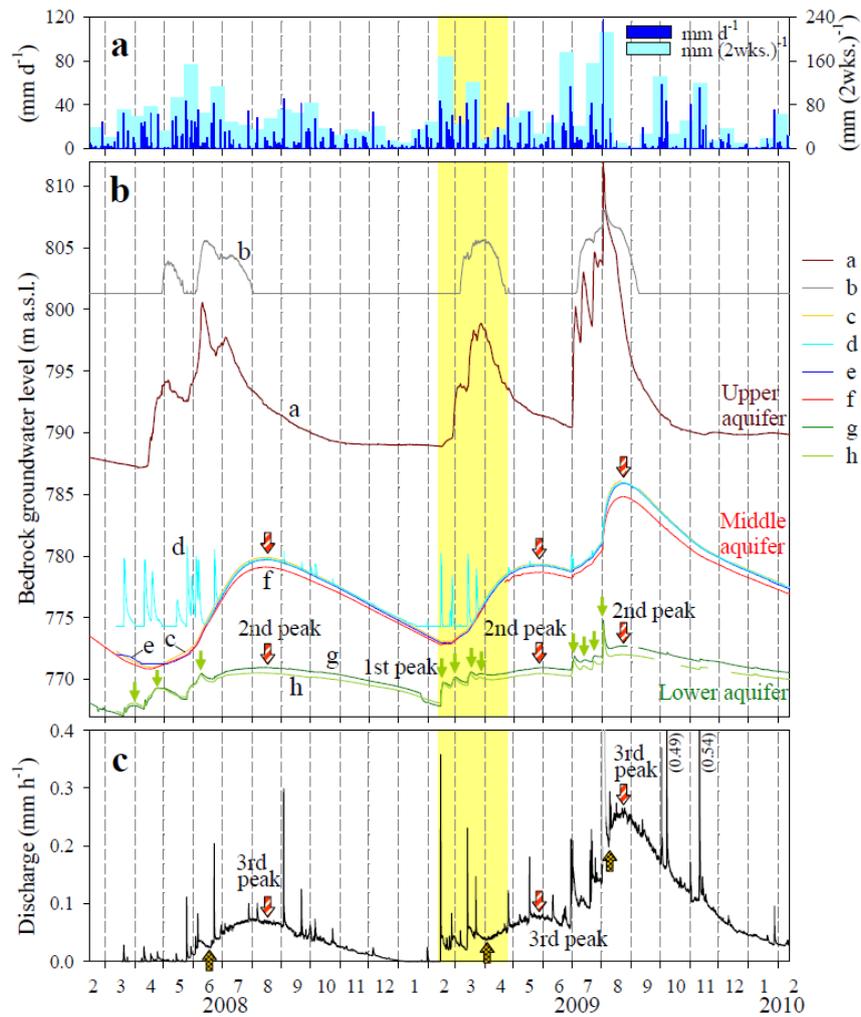


Fig 5. (a) Hyetograph, (b) bedrock groundwater hydrographs, and (c) discharge hydrograph. Thin lines in the groundwater hydrographs represent that water level decreased below bottoms of wells. Numbers in parentheses in Fig. 5c represent overscaled peak values. Gray line in Fig. 5c represents discharge data containing some errors. The shaded period corresponds to the period shown in Fig. 6.

に変化することがわかった。この原因の一つとして、断層などの地質的な不連続面によって地下水帯が分断されていることが推測される。特に、中流地下水帯に属するc, d, e, f孔と下流地下水帯に属するg, h孔では、基岩の風化具合が大きく異なっており(図-2, 3), 地質的な不連続性を強く示す証拠となっている。また、図-2に示した比抵抗値の空間分布も、f地点とg地点、f地点とh地点の間で大きく変化しており、断層の存在を示唆している。

### 3.3 山体地下水が流出ハイドログラフに及ぼす影響

流域からの流出ハイドログラフ(図-5c)は、降雨に対応した洪水ピーク(一次ピーク)を示す一方で、基底流量が極めて緩やかな季節変動を示し、2008年8月中旬、2009年5月下旬、8月中旬にピークとな

った(図-5c中の赤縞矢印)。また、2009年2~4月の期間の拡大図(図-6)から、幾つかの降雨イベントについては、一次ピーク後に一端逓減した流量が再び増加し、二次ピークを示すことがわかった(図-6c中の緑矢印)。このことから図-5c中に示した基底流量のピークは、三次ピークと見なすことができる。

このような三種類のピークを持つ得意な流出波形は、山体地下水と表層水文プロセスとの密接なインタラクションによって説明される。すなわち、図-5より、大きな貯水容量を有する中流地下水帯の水位変動が、基底流出波形と酷似しており、基底流出および三次ピーク形成を規定していることがわかる。一方、洪水ピークに続く二次ピークは、下流地下水帯に降雨が直接浸透することによって生じる「下流地下水帯の一次ピーク(図-6b中の緑矢印)」によって形成されると考えられる。このように西おたふく

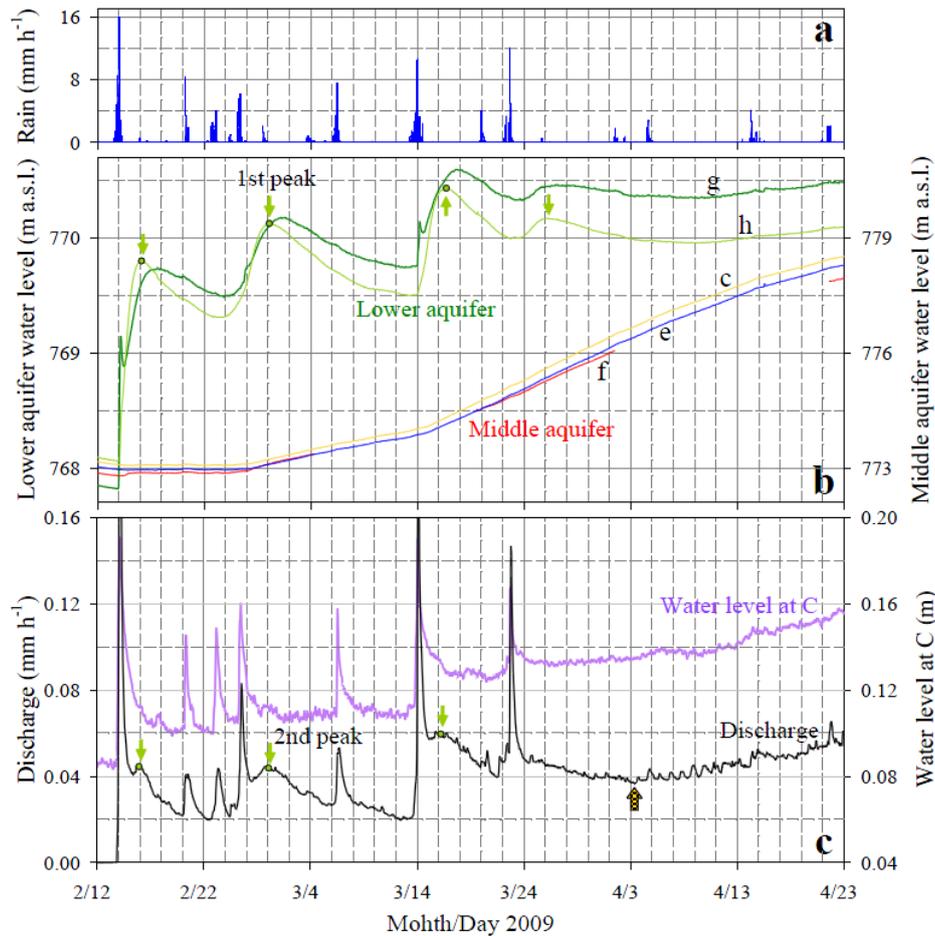


Fig 6. (a) Hyetograph, (b) bedrock groundwater hydrographs, and (c) soil mantle groundwater and discharge hydrographs, on a detailed time scale.

山流域では、上流・中流・下流の不連続な山体地下水帯の存在が、基岩内に浸透した雨水の貯留・流出を特徴付けることによって、流出ハイドログラフを制御しているといえる。

### 3.4 山体地下水位が土層内地下水位に及ぼす影響

A地点で観測された地下水位 (図-7b) は、強度の強い降雨の入力に対して鋭敏に上昇し、降雨後には素速く下降した。B地点 (図-7c) においては、A地点と同様に鋭敏な地下水の上昇・下降が観測された一方で、解析期間中の最大降雨イベントである2009年8月2日の豪雨 (積算雨量162 mm; 最大時間雨量52 mm) の後には、一端低下した地下水が二次的な上昇を示し、8月中旬にピークとなった。その後、10月上旬にかけて緩やかに逓減した。このように、降雨中の鋭敏な波形とは明らかに異なり、長期間にわたる緩やかな増加・逓減を示す地下水を、Katsura et al. (2008) は準恒常地下水と呼んでいる。一方、C地点 (図-7d) には恒常的に地下水が存在し、2008年8月中旬および

2009年8月中旬にピークとなる緩やかな変動を示した。降雨強度が大きいときには、5~20 cm程度の鋭い上昇波形が恒常地下水の緩やかな波形に重なり合っていた。

C地点の土層内に見られた恒常地下水の緩やかな変動波形は、中流地下水帯の変動波形 (図-5b) とよく似ていた。一方、下流地下水帯の波形との比較においては、下流地下水帯の一次ピーク (図-6b中の緑矢印) に対応するC地点地下水位のピークが見られなかった (図-6c)。また、2009年8月2日の豪雨を契機とするB地点の準恒常地下水の発生は、中流地下水帯の水位が大きく上昇した期間と一致しており、ピークとなる日にち (2009年8月20日) も同じであった。一方、下流地下水帯のレベルは、B地点の準恒常地下水位よりも常に下位に位置していた (図-2参照)。さらに西おたふく山流域における先行研究 (Kosugi et al., 2008 ; Katsura et al., 2008) によって、B, C地点の準恒常地下水、恒常地下水の水温・水質 (シリカ濃度) が、中流地下水帯 (f地点) の水温・水質と一致することが確かめられている。これらのことから、

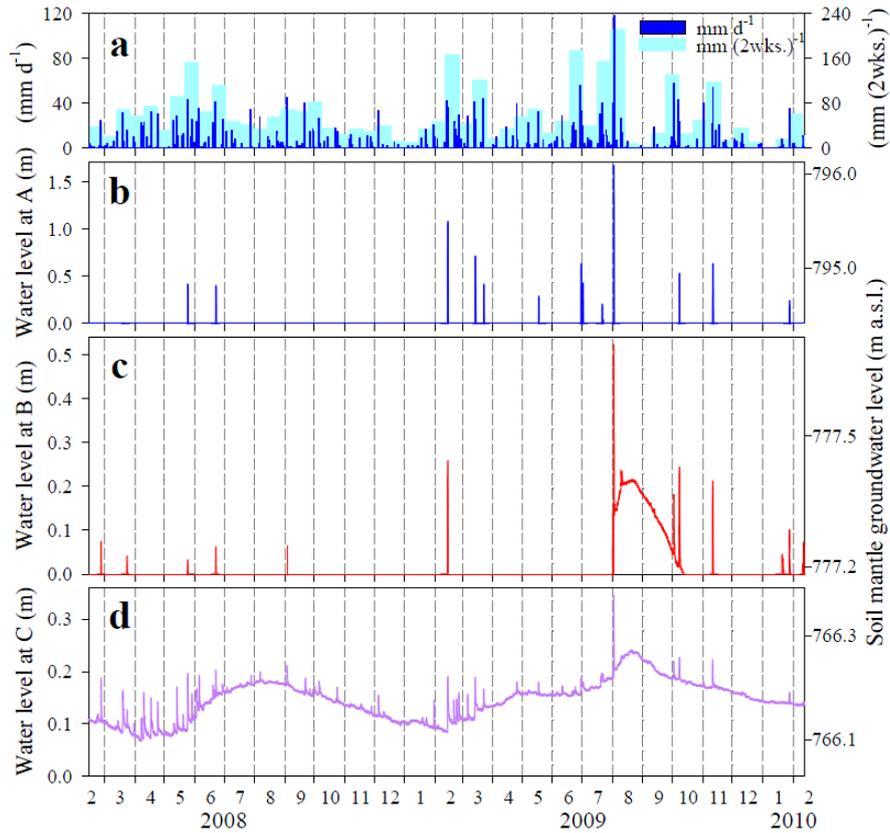


Fig 7. (a) Hyetograph and soil mantle groundwater hydrographs at point (b) A, (c) B, and (d) C. Groundwater levels are indicated by heights from soil–bedrock interface (left axis) and altitudes (right axis).

B, C地点における土層内地下水位の変動には、中流地下水帯からの湧水が直接的な影響を及ぼしていると考えられる。土層内地下水位の変動は、降雨に伴う表層崩壊発生の直接の誘因であることから、山体地下水の動態が表層崩壊の発生にも大きな影響を及ぼす可能性があることを指摘できる。

#### 4. おわりに

花崗岩を母材とする大起伏山地源流域において、高密度ボーリング孔網を用いた集中的な山体地下水位観測を実施した。また、降雨量、流出量、土層内地下水位の詳細な観測を併せて行った。その結果、上流・中流・下流域に互いに不連続な山体地下水帯が存在すること、各地下水帯の雨水貯留特性と異なる地下水帯間の地下水流動特性が、流出ハイドログラフや土層内地下水位変動などの表層水文プロセスをコントロールしていることが示された。

#### 謝 辞

本研究の実施にあたり、三井財団、住友財団、JST CREST、ならびに科学研究費補助金（22248018、

23221009）の補助を受けた。ここに記し、深く謝意を表します。

#### 引用文献

- Katsura, S., Kosugi, K., Mizutani, T., Okunaka, S. and Mizuyama, T. (2008): Effects of bedrock groundwater on spatial and temporal variations in soil mantle groundwater in a steep granitic headwater catchment, *Water Resour. Res.*, Vol.44, W09430, doi:10.1029/2007WR006610
- Kosugi, K., Fujimoto, M., Katsura, S., Kato, H., Sando, Y. and Mizuyama, T. (2011): A localized bedrock aquifer distribution explains discharge from a headwater catchment, *Water Resources Research*, Vol.47, W07530, doi:10.1029/2010WR009884
- Kosugi, K., Katsura, S., Katsuyama, M. and Mizuyama, T. (2006): Water flow processes in weathered granitic bedrock and their effects on runoff generation in a small headwater catchment, *Water Resour. Res.*, Vol.42, W02414, doi: 10.1029/2005WR004275
- Kosugi, K., Katsura, S., Mizuyama, T., Okunaka, S., and Mizutani, T. (2008): Anomalous behavior of soil mantle

groundwater demonstrates the major effects of bedrock  
groundwater on surface hydrological processes, *Water  
Resour. Res.*, Vol.44, W01407,  
doi:10.1029/2006WR005859

塚本良則 (1992) : 森林水文学, 文永堂出版, pp.  
161-163

小杉賢一郎・木下篤彦・藤本将光・水山高久・三道  
義己 (2012) : 地形に依存した雨水流動追跡に基づ  
く表層崩壊発生予測の問題点, 砂防学会誌 (印刷中)

## Hydrological Behavior of Bedrock Groundwater in a Steep Headwater Catchment

Ken'ichirou KOSUGI, Masamitsu FUJIMOTO, and Takahisa MIZUYAMA\*

\* Graduate School of Agriculture, Kyoto Univ.

### Synopsis

Recent research has provided credible information on the importance of bedrock groundwater on hydrological processes in headwater catchments. However, intensive monitoring of bedrock groundwater is rare in mountains with steep topography. In this study, we conducted long-term hydrological observations using densely located bedrock wells in a headwater catchment underlain by granitic bedrock. Results showed a fairly regionalized distribution of bedrock aquifers within a scale of tens of meters, consisting of upper, middle, and lower aquifers, instead of a gradual and continuous decline in water level from ridge to valley bottom. This was presumably attributable to the unique bedrock structure; fault lines developed in the watershed worked to form divides between the bedrock aquifers. Spatial expanse of each aquifer and the interaction among aquifers were key factors to explain gentle and considerable variations in the base-flow discharge and triple-peak discharge responses of the observed hydrograph. Thus, this study demonstrated that understanding regionalized bedrock aquifer distribution is pivotal for explaining hydrological processes in headwater catchments which have been affected by diastrophic activities.

**Keywords:** bedrock groundwater, headwater catchment, hydrological process, granitic mountain

## 深層崩壊発生降雨の特徴

内田太郎・岡本 敦\*・佐藤 匠\*・水野正樹\*・倉本和正\*\*

\* 国土交通省 国土技術政策総合研究所

\*\* 中電技術コンサルタント株式会社

### 要 旨

深層崩壊は、崩壊土砂量も大きく、被害の程度も大きい。そのため、ハード対策と並んで、警戒避難体制の整備も重要となる。警戒避難体制にあたっては、どの程度の降雨が生じると深層崩壊の発生のおそれが高まるかを明らかにすることが重要である。そこで、本研究では、近年発生した深層崩壊について、発生時の降雨状況に関する調査を行った。その結果、複数の深層崩壊を引き起こした降雨の大半は48時間の連続雨量で600mmを超過していることがわかった。また、この傾向は2011年の台風12号においても同じであった。

キーワード：深層崩壊，降雨量，アメダス

### 1. はじめに

深層崩壊は、崩壊土砂量も大きく、被害の程度も大きい。そのため、ハード対策と並んで、警戒避難体制の整備も重要となる。これまで、深層崩壊については、発生メカニズム（例えば、Chigira, 2009）や深層崩壊の発生場所を予測する手法に関する研究（例えば、内田ら、2007；Uchida et al., 2011）が行われてきた。今後、警戒避難体制を強化するためには、深層崩壊の発生場所のみならず、深層崩壊の発生時期に関する予測技術が重要となる。

深層崩壊の誘因としては、地震や豪雨、重力性の変形があげられる。このうち、豪雨を誘因とする深層崩壊については、発生時期の予測にあたっては、どの程度の降雨規模で深層崩壊が発生するかを明らかにすることが鍵となる。これまで、八反地（2003）などいくつかの例外をのぞき、豪雨による深層崩壊を対象に、深層崩壊と降雨規模の関係を整理した研究は少ない。

そこで、本研究では、

- ① 深層崩壊の発生・非発生を評価・予測する上で有効な降雨指標は何か？
- ② ①で明らかになった降雨指標がどの程度の値になった場合、深層崩壊発生のおそれが高まるか？

について、近年の深層崩壊を事例に検討することを

目的とした。

### 2. 方法

#### 2.1 対象とした深層崩壊

本研究では、土木研究所 火山・土石流チームによって整備された「過去の深層崩壊事例について」（[http://www.pwri.go.jp/team/volcano/deep\\_seated\\_land\\_slides/deep\\_seated\\_landslides.htm](http://www.pwri.go.jp/team/volcano/deep_seated_land_slides/deep_seated_landslides.htm)）における深層崩壊事例を対象とした。「過去の深層崩壊事例について」は、発生日が概ね特定でき、崩壊土砂量が概ね10万 $m^3$ 以上のもので、豪雨・融雪による深層崩壊を対象にデータベース化されたものである。本研究では、このうち、アメダスが整備された1976年以降の深層崩壊を対象とした。

その上で、「過去の深層崩壊事例について」は2010年までを対象としているので、2011年の分については、7月の台風6号による高知県東部の災害と9月の台風12号による紀伊半島での災害を対象とした。台風6号による深層崩壊については、笹原ら（2011）を参考とし、台風12号に関しては国土技術政策総合研究所で実施した判読結果を基に、崩壊土砂量が概ね10万 $m^3$ 以上と考えられる崩壊を対象とした。なお、判読、崩壊土砂量の推定の詳細については、森山ら（2011）を参考にされたい。以上の結果、対象とした深層崩壊の数は133となった。

## 2.2 深層崩壊発生時の降雨量の整理

降雨量については、各深層崩壊の発生日およびその前3日間の計4日間を解析の対象とした。その上で、対象期間中、連続1時間、3、6、12、24、48、72時間（以下では、「雨量算出期間」と呼ぶ）の最大雨量について算出した、

降雨量の算出には、各深層崩壊にもっとも近いアメダスの観測所における観測データを用いた。なお、1つの降雨で同時に複数の深層崩壊が発生している場合は、できるだけ多くの深層崩壊が1つのアメダス観測点から概ね20kmの半径の内側に入るアメダス観測点を選び、分析を行った。2011年台風12号のように、広域に深層崩壊を発生させた場合、複数のアメダス観測所のデータを用いることとした。また、1つの深層崩壊が複数のアメダスデータで分析されることはないよう、複数のアメダス観測点から20km以内にある場合は、最近傍の観測点1つのデータのみを用いた。

ここでは、2011年台風12号のように複数の観測所のデータを用いた場合は観測所ごとに別の降雨として解析した。その結果、深層崩壊を引き起こした降雨のデータ数は43であった。43降雨データのうち13降雨データでは複数の深層崩壊が発生しており、うち6降雨データが2011年の台風12号によるものである。また、43降雨データのうち、11降雨データは、

融雪期にあたり、融雪の影響を受けていたと考えられる、

## 2.3 豪雨データの整理

本研究では、検討対象とした1976年以降2010年までの豪雨の発生件数について集計した。集計にあたっては、全国のアメダス観測所約1700箇所の全てのデータを用いた。ここでは、連続24時間以上無降雨の期間があった場合に、その前後でそれぞれ独立した降雨として扱った。

## 3. 結果

Fig. 1に示したように、1つのみの深層崩壊が発生した降雨データ（以下、「単発イベント」と呼ぶ）と複数の深層崩壊が発生した降雨データ（以下、「複数イベント」と呼ぶ）では、雨量算出期間が短時間（12時間以下）の場合明瞭な差が見られなかった。さらに、単発イベントの中には、全て雨量算出期間で最大降雨量がほぼ0mmのイベントもあった。特に、融雪の影響を受けていると考えられるイベントではその傾向が強かった。また、単発イベントの多くで、雨量算出期間が24時間以上長くなっても、雨量算出期間が24時間の時の最大降雨量と差が小さかった。このことは、単発イベントの降雨の継続時間が概ね1日程度であったことを示している。

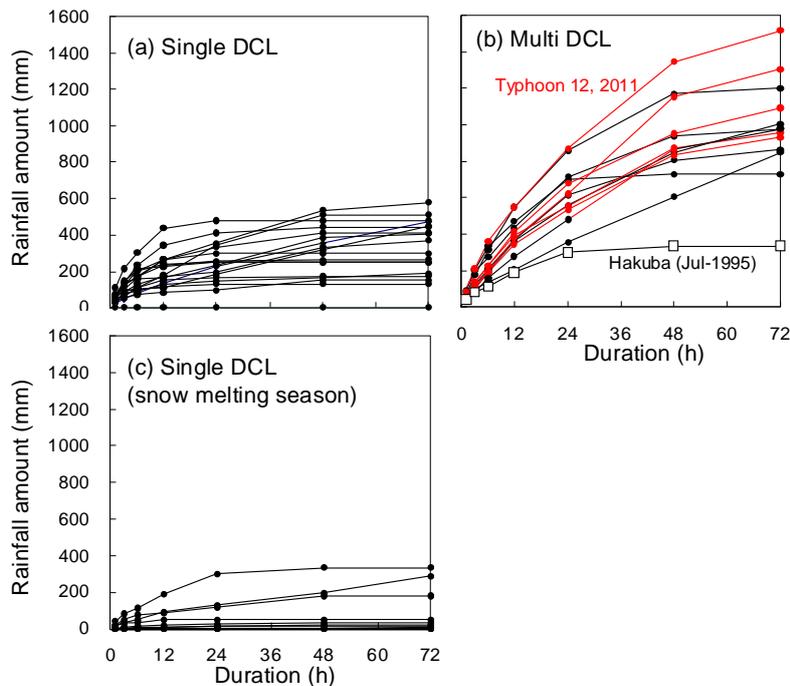


Fig. 1 Characteristics of deep-catastrophic landslide triggered rainfall. Relationships between duration and maximum rainfall amount during given duration. Red plots in Fig. 1b indicates data of Typhoon No. 12 in 2011.

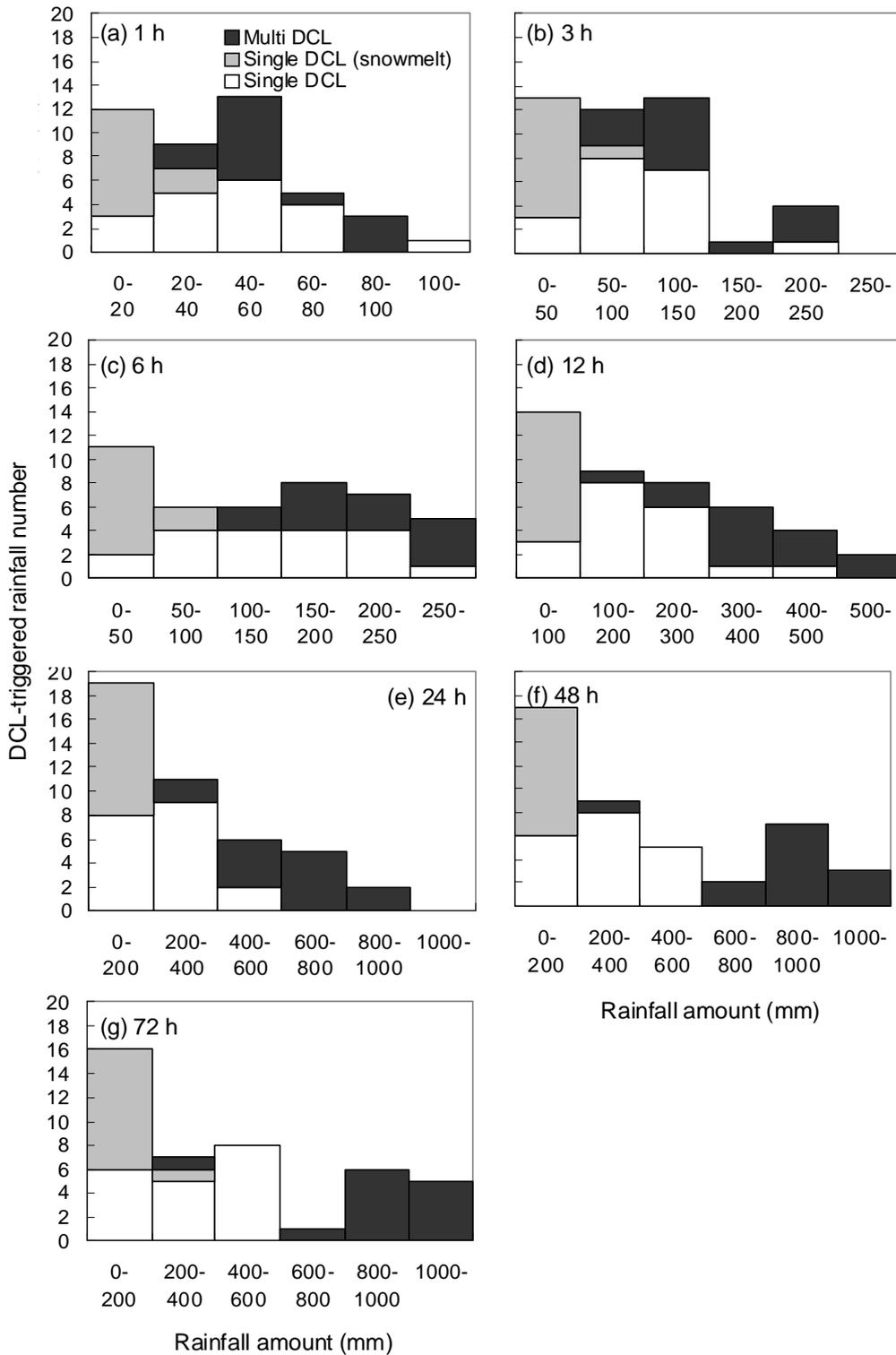


Fig. 2 Distribution of number of deep catastrophic landslide triggered rainfall in terms of maximum rainfall in (a) 1h, (b) 3h, (c) 6h, (d) 12 h, (e) 24 h, (f) 48 h and (g) 72 h

一方、複数イベントでは、単発イベントで見られたような、雨量算出期間によらず、最大雨量が0に近いイベントはなかった。さらに、72時間まで雨量算出期間が長くなればなるほど、降雨量が增大するイベントが多かった。このことは、複数の深層崩壊

を引き起こすイベントの多くが、2日以上降雨が継続していたと考えられる。

Fig.2には、深層崩壊を引き起こした降雨について、雨量算出期間ごとに最大雨量の頻度分布を示した。この図からも、雨量算出期間が12時間以内の場合、

融雪の影響がないと考えられる単発イベントと複数イベントの最大雨量は必ずしも明瞭に分離できない。しかし、雨量算出期間を48時間以上にした場合、1つの複数を除き、12の複数イベントの最大雨量は、単発イベントの最大雨量の最大値より大きく、極めて明瞭に分離でき、複数イベントの大半は48時間雨量で600mmを越えていた。なお、48時間雨量で600mmを越えていない1つの複数イベントは、1995年7月に黒部川流域における2つの深層崩壊を対象に「白馬」のアメダスデータを用いたものである。

#### 4. 考察

##### 4.1 深層崩壊を多発させる雨量の閾値

前節で見たように、深層崩壊は非常に小さい降雨でも生じることがある。さらに、融雪期には、小さい降雨で深層崩壊がしばしば生じることを示した。このことは、深層崩壊の一部は比較的短期間の降雨のみならず、長期間の降雨や地下水流動や長期的な重力性の変形を誘因として生じることに起因していると考えられる。これらのことから、融雪による影響をある程度評価できる可能性があるものの、全ての深層崩壊を降雨量を基準に発生を予測することは困難であることが考えられる。

一方で、前節の結果から、深層崩壊を複数引き起こすイベントは、降雨量によって、表現できる可能性が考えられる。このことは言い換えれば、融雪、長期間の降雨や地下水流動や長期的な重力性の変形は、深層崩壊発生の誘因とはなるものの、同時に複数の深層崩壊を引き起こすような深層崩壊の発生時期に重大な影響を及ぼすことはまれであることを示唆している。

Fig.1及びFig.2より、降雨が複数の深層崩壊を引き起こすかどうかは、連続48時間以上の長い期間の積算雨量を用いることにより、特徴付けられる可能性が示唆された。そこで、ここでは、1976年以降の

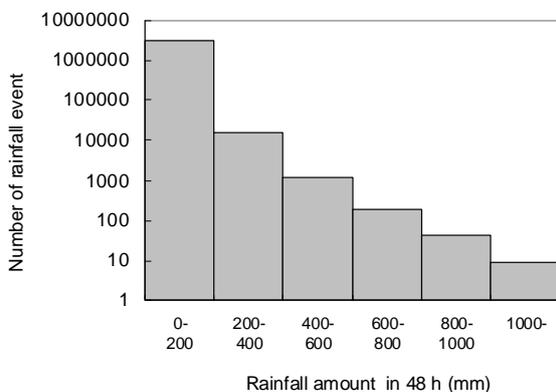


Fig. 3 Number of rainfall event since 1976.

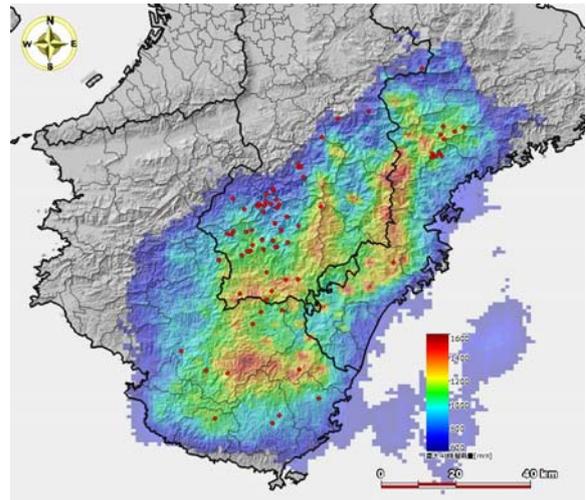


Fig. 4 Spatial distribution of rainfall amount in 48 h and deep catastrophic landslide

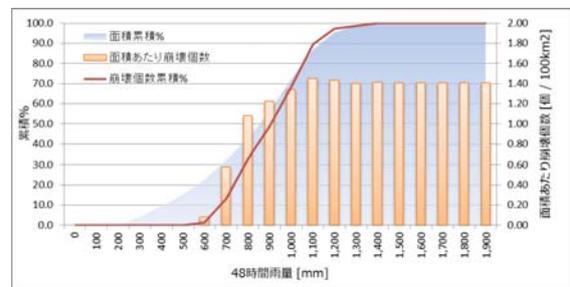


Fig. 5 Relationship between 48 h rainfall and cumulative ratio of surveyed area, number of deep catastrophic landslide and landslide density..

メダスデータを用いて、豪雨の発生回数を集計し(2.3参照)、複数の深層崩壊を引き起こした降雨規模と同等の規模の深層崩壊を引き起こさなかった降雨が多発していたかどうかを検証した。その結果、過去約35年間で日本全国で48時間で600mmを越える降雨は、250回程度で、800mmを越える降雨は50回程度とそれほど多くはなく (Fig. 3) , 48時間雨量で600mmを越えても、深層崩壊が生じていない降雨がさほど多発していないことが分かった。また、降雨量が大きくなるに従い急激に、豪雨の発生件数は少なくなることから、急激に深層崩壊を複数引き起こす可能性が上昇することが分かった。

##### 4.2 2011年台風12号の事例

次に、2011年台風12号により、今回対象とした深層崩壊の半数以上が発生しており、前章の結果に及ぼしている影響は大きいと考えられるため、2011年台風12号について分析する (Figs. 4 and 5) 。ここでは、気象庁のレーダアメダス解析雨量データを用いた。図に示したように、48時間雨量で600mm以下の領域は調査範囲の約16%を占めるにもかかわらず、

深層崩壊は1つもおきていなかった。さらに、600～700mmの領域でも1つの深層崩壊が生じているのみで、700mm以上の領域で大半の深層崩壊が発生していた。さらに、48時間雨量が1000mm以上の領域では、700mm以上の領域に比べて、深層崩壊の密度が約2倍大きかった。ただし、48時間雨量が1000mm以上の範囲では、降雨量が大きくなるに従い、深層崩壊密度が高くなる傾向は見られなかった。これらの結果は、48時間の連続雨量で600mmを越えると、深層崩壊が生じる可能性が増大するとしてこれまでの結果と矛盾しない。

## 5. 結論

本研究では、以下の2項目について、過去の深層崩壊発生時の雨量を分析することにより、検討した。

- ① 深層崩壊の発生・非発生を評価・予測する上で有効な降雨指標は何か？
- ② ①で明らかになった降雨指標がどの程度の値になった場合、深層崩壊発生のおそれが高まるか？

その結果、①について、48時間～72時間の積算雨量深層崩壊の発生時期を予測する上で有効な降雨指標となり得ること、②について、48時間雨量で600mm程度を越えると急激に深層崩壊の発生のおそれが高まることが示した。

## 参考文献

- 八反地 剛 (2003) : 降雨を起因とする深層崩壊の特徴—崩壊土量と遅れ時間の関係—, 砂防学会誌, 第55巻、第6号, pp. 74-77.
- 笹原克夫・加藤仁志・桜井 亘・石塚忠範・梶 昭仁 (2011) : 平成23年台風6号により高知県東部で発生した深層崩壊砂防学会誌, 第64巻、第4号, pp. 39-45
- 森山裕二・岡本 敦・水野正樹・内田太郎・林 真一郎・石塚忠範 (2011) : 2011年台風12号による紀伊半島における土砂災害の速報, 土木技術資料, 第53巻, 第12号, pp. 4-7.
- 内田太郎・鈴木隆司・田村圭司 (2007) : 地質及び隆起量に基づく深層崩壊発生危険地域の抽出, 土木技術資料, 第49巻, 第9号, pp. 32-37.
- Chigira, M. (2009): September 2005 rain-induced catastrophic rockslides on slopes affected by deep-seated gravitational deformations, Kyushu, southern Japan, Eng. Geol., Vol. 108, pp. 1-15.
- Uchida, T., Yokoyama, O., Suzuki, R., Tamura, K. and Ishizuka, T. (2011): A new method for assessing deep catastrophic landslide susceptibility, Int. J. Erosion Cont. Eng., Vol. 4, pp. 32-42.

## Characteristics of deep catastrophic landslide triggered rainfalls

Taro UCHIDA\*, Atsushi OKAMOTO\*, Takumi SATO\*, Masaki MIZUNO\*, Kazumasa KURAMOTO\*\*

\* National Institute for Land and Infrastructure Management, Japan

\*\* Chuden Engineering Consultants Co., Ltd., Japan

## Synopsis

Deep catastrophic landslide triggered serious damages. So, early-warning systems, as well as construction of countermeasures, for deep catastrophic landslide are important tools for disaster risk reduction. For development early-warning systems, it is important to clarify a critical rainfall amounts for deep catastrophic landslide occurrence. We analyses characteristics of recent deep catastrophic landslide triggered rainfalls.

**Keywords:** deep catastrophic landslide, rainfall amount, AMeDAS

## 深層崩壊の発生頻度の推定方法検討 — 鱈塚山の事例を中心として —

五味高志\*・平岡真合乃\*・横山修\*\*・山越隆雄\*\*・石塚忠範\*\*  
内田太郎\*\*\*・南光一樹\*\*\*\*

\* 東京農工大学国際環境農学専攻

\*\* 土木研究所

\*\*\* 国土総合技術研究所

\*\*\*\* 森林総合研究所

### 要 旨

深層崩壊発生予測やその対策、深層崩壊によって生産される土砂量の推定を行う場合、数百年から数千年の時間スケールでの深層崩壊の発生や地形変化の解析手法を用いて、深層崩壊の発生頻度を推定する必要がある。本研究では、深層崩壊の発生履歴のある流域を対象として、深層崩壊発生履歴の特定に有効な方法について検討するとともに、流域スケールでの深層崩壊発生箇所と発生年代分布の特徴を把握する手法について検討した。

**キーワード：**年代測定法，深層崩壊，発生履歴，地形解析

### 1. はじめに

大規模な土石流、さらには天然ダムの形成などとなる深層崩壊は、下流への被害も大きくなる傾向がある。これまでに、深層崩壊の発生場については、表面地形量や微地形情報の解析、周辺の地質条件などの解析が行われてきた（千木良，2006；横山ほか，2011など）。空中写真などを用いた地域や流域スケールにおける深層崩壊発生跡地判読や、過去50年から100年程度の崩壊発生記録の解析による深層崩壊の発生プロセスに関する研究も行われている（鈴木ほか，2007）。さらに、地下水流や水質の観測によって、深層崩壊発生メカニズムと水文プロセスの関係について議論されてきた（地頭園ほか，2006）。

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、それらの深層崩壊がいつ頃発生したかの特定は難しい。（独）土木研究所（2008）は、1868年以降に深層崩壊が発生した122地点の調査および、隆起などの地形履歴から、1868年以降の深層崩壊の平均発生回数と比較し、深層崩壊発生頻度を5段階で評価した。また、内田・西口（2011）は1600年以降の100万m<sup>3</sup>以上の巨大崩壊の

発生状況を解析し、発生件数に年々の変動が見られるものの、移動平均では約50年の周期で深層崩壊の発生数が増加する傾向があることを示した。

しかし、これまでの研究からは同一地域においてどのような規模や頻度で発生しているかについての情報を得ることが難しい。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、深層崩壊発生記録としては希な例である。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、十津川や釜無川の例を見ても深層崩壊発生には、ある程度の周期性などもあり、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の深層崩壊発生履歴の特定に有効な手法を検討するとともに、流域スケールでの深層崩壊発生規模と頻度の関係を解析する手法について検討を行うものとする。本論文では、（1）世界各地における深層崩壊の発生事例の整理、（2）地形変化に年代測定法と深層崩壊への適用、（3）鱈塚山における深層崩壊の発生頻度の推定方法検討結果について報告する。

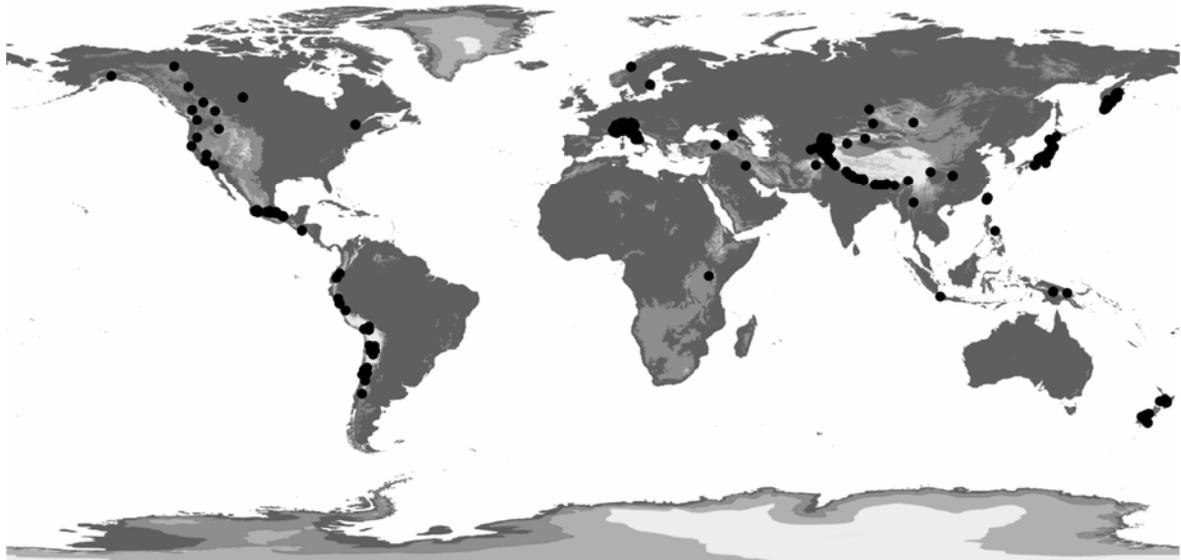


Figure 1. Distribution of catastrophic landslides around the world. Landslides with volume greater than  $10^6 \text{ m}^3$  were included. Most of the large scale landslide occurred in the areas with greater up-lifting ratio. (Information from Korup et al., 2007 and Cecinato, 2011)

## 2. 深層崩壊の分布と発生履歴

国内の深層崩壊の発生履歴について、これまでも1868年以降の深層崩壊発生履歴の調査によって明らかにされており、地形の隆起量などにより発生が顕著であった。また、内田・西口（2011）は近年の深層崩壊の発生状況を評価する上では、長期的な発生傾向や頻度を把握することが重要であると示した。

このように深層崩壊の発生では、長期的な隆起量などの地形発達の視点での解析が必要である。周期的な崩壊についても、長期的な侵食量や河川下刻や地震動による山体の不安定化などが関連している可能性も考えられる。そこで、世界各地の深層崩壊の発生状況を整理し、発生分布および発生履歴について見てみる（Figure 1）。

世界各地の巨大崩壊分布も日本国内での分布と同様に山地帯でみられる。多くの地域では、隆起量が年間4 mm 以上であることも、日本国内の深層崩壊の分布傾向と一致する（Burnbank and Anderson, 2012）。ただし、これらの地域でも、2011年9月の十津川災害のように同一地域での複数回の発生履歴は確認できないことから、発生周期の特定は難しい。世界の深層崩壊についてもデータベース化することによって、内田・西口（2011）が示すような周期性を確認できるかについても検討する必要がある。

また、これらの報告事例では、国内での深層崩壊の定義と異なるものがある。今後、個別の事例について精査する必要がある。また、海外で取り扱われている事例での名称が、Giant landslideやDeep-seated

landslideやCatastrophic landslideなどと様々であり、今後、深層崩壊の英語訳については、日本国内から統一的な提案をしていくことも必要であると考えられた。

## 3. 年代測定法と深層崩壊への適用

これまでも地形学や地質学の分野では、様々な年代測定法が用いられてきた（Table1：兼岡, 1998；Burnbank and Anderson, 2012）。深層崩壊では、その発生により土砂とともに多量に倒流木が流下する。そのため、深層崩壊によって形成される堆積地（段丘堆積地を含む）には流木が混在している。そこで、これらの木片の炭素同位体 $^{14}\text{C}$ 年代測定法を用いて年代を測定することが可能と考えられる（Reneau and Dietrich, 1991；杉原ほか, 2007；Akther et al., 2011）。また、樹木から年輪情報を得ることができる場合は、年輪年代法を用いることも可能である（Yoshida et al., 1997）。

炭素同位体や年輪年代法のみでは、特定される年代（年代幅）の整合性や、かつ深層崩壊発生とそれにもなう土砂の移動を表しているかどうかの特定が難しい。そこで、火山灰堆積物を用いた年代特定法（テフクロロジー）も有効である。テフラによる崩壊発生箇所や地すべり履歴の研究にも用いられている（清水・畑中, 2010；西山, 2011）。深層崩壊によって形成された段丘堆積地などの露頭や斜面の土壌サンプルなどから、テフラによる年代測定を行う。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

Table 1. Examples for the absolute dating methods

測定法	有効範囲	分析対象物質	引用文献
放射性同位体			
$^{14}\text{C}$	35ka	木材、貝殻	Libby (1955), Stuiver (1970)
U-Th	10-350ka	炭酸(珊瑚、洞窟生成物)	Ku (1976)
熱発光 (TL)	30-300ka	水晶もしくはカリ長石沈泥	Berger (1988)
光学的刺激性発光 (OSL)	30-300ka	水晶沈泥	Aitken (1998)
原位置宇宙線生成核種			
$^{10}\text{Be}$ , $^{26}\text{Al}$	0-4Ma	水晶	Lal (1988)
He, Ne	無制限	かんらん石、水晶	Cerling and Craig (1994)
$^{36}\text{Cl}$	0-4Ma		Phillips et al. (1986)
化学的年代測定法			
火山灰編年法	0-several Ma	火山灰	Westgate and Gorton (1981),
アミノ酸ラシミ化	0-300ka、温度による		Sarna-Wojcicki et al. (1991)
反転地磁気識別	>700Ka	微細堆積物、火山流	Cox et al. (1964)
永年変化	0 to several Ma	微細堆積物	Creer (1962, 1967),
生物学的年代測定法			
年輪年代学	0-10 ka、現地の主な年輪年代学による	木材	Fritts (1976), Yamaguchi and Hoblitt (1995)
成長線解析	0-1000 year	珊瑚	Buddemeier and Taylor (2000)

Note: Modified from Burnbank and Anderson (2012)

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(吉永・小岩, 1996)。

上記の方法では、深層崩壊によって削剥された斜面における年代の特定には有効ではない。そこで深層崩壊発生によって露出した岩盤の年代を特定するために、原位置宇宙線生成核種(Terrestrial in situ Cosmic Nuclide: TCN)年代測定法(TCN年代測定法)を用いる(若狭ほか, 2004; Matsushi and Matsuzaki, 2010)。深層崩壊跡地などの岩石から $^{10}\text{Be}$ や $^{26}\text{Al}$ を抽出し、深層崩壊発生による岩石露出年代測定にも利用可能であると思われるが、これらの手法の組み合わせなどによって、深層崩壊の発生頻度特定などが可能か検討する必要がある。

#### 4. 調査地概況

本研究は、宮崎県宮崎市田野に位置する鱈塚山を源頭とする、別府田野川の上流域を対象とした(Figure 2)。鱈塚山一帯の地質は、四万十累層群の砂岩頁岩互層である。2005年台風14号の総降雨量1000 mmにも及ぶ豪雨により、別府田野川の上流域(うづら川、尻無し川)に崩壊土砂量528万 $\text{m}^3$ の崩壊が発生した(鱈塚山山系土砂災害対策検討委員会, 2006; 高谷・鈴木, 2007; 横山ほか, 2011)。

鱈塚山地域では、これまでに約7300年前に噴出し、南九州での堆積厚は30 cm程度(町田・新井, 2003)と報告されている、Ak-h(アカホヤ層)の存在が確認されている。南九州一帯では、橙色のガラス質火山灰層として肉眼で安易に見分けることが可能である。現地での断面観察により、明確なアカホヤ堆積土層の有無によって、斜面安定性の指標が提案され

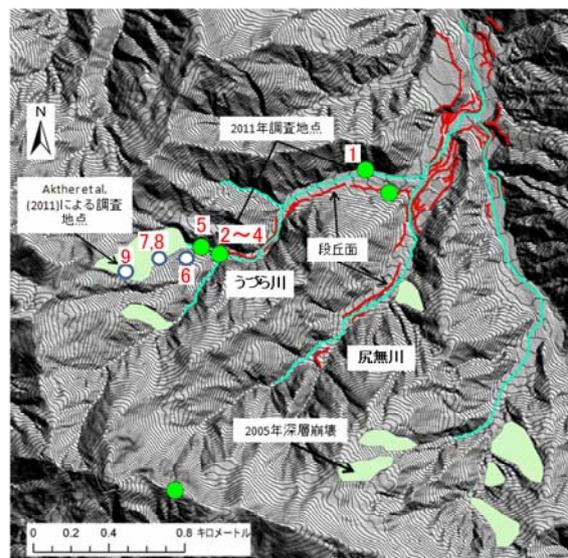


Figure 2 Study site in the upper Byutano river basin. Numbers in the figure correspond to the numbers in Table 2.

ている（清水・畑中，2010；西山，2011）。

また、鱈塚山では、これまでも炭素同位体を用いた年代測定法も利用されてきた。Akther et al. (2011)の研究により、深層崩壊により露出した斜面の木片サンプルから300年～3000年程度の時間スケールでの大規模土砂移動現象の存在を指摘されている。今回の調査では、主に深層崩壊堆積物もしくは河岸段丘堆積物中の木片採取を行った。

## 5. 方法

### 5.1 深層崩壊の発生履歴特定

2011年12月に現地調査を行い、火山灰堆積物の分布実態や深層崩壊堆積地および段丘堆積地におけるサンプル採取を行った（Figure 3）。木片試料は、二次的に混入した有機物を取り除くために、蒸留水中で細かく粉碎後、超音波および煮沸により洗浄、塩酸（HCl）により炭酸塩を除去、定温乾燥機内で80℃乾燥を行った。前処理後、グラファイトターゲットを作製し、ターゲットをタンデム加速器質量分析計のイオン源にセットして測定を行った（Bronk Ramsey, 2001）

火山灰サンプルについては現地調査により、アカホヤ層の存在を確認した。また、アカホヤ層以外の火山灰層と思われるものについては、サンプルを採取し、火山ガラスの分析を行った。サンプル採取を行った土壌断面については柱状図を作成した。

### 5.2 流域地形解析

2005年の災害直後の鱈塚山付近のLiDAR計測による2 m DEMおよび1/8,000の空中写真を用いて、地形解析を行った。すなわち、空中写真およびLiDAR地形図上から段丘跡地を特定するとともに、深層崩壊跡地の判読を行った（（独）土木研究所，2008；横山ほか，2011）（Figure 2）。

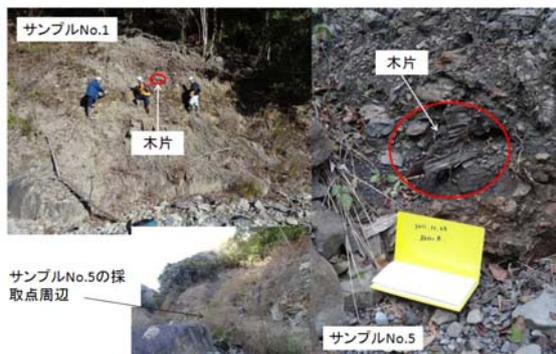


Figure 3. Photos for the field wood piece sampling

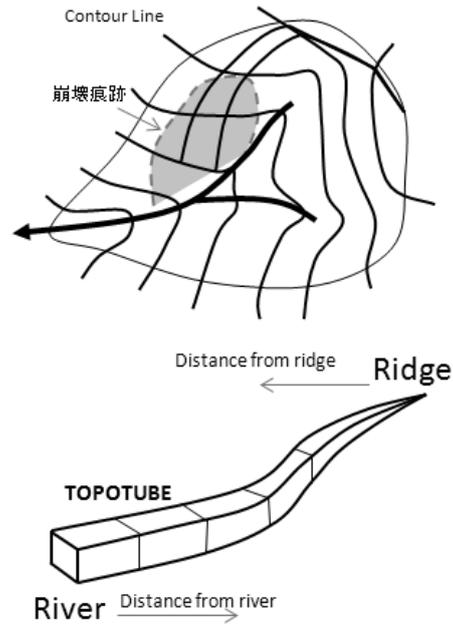


Figure 4. Schematic illustration of topographic analysis for the hillslope position of landslides

調査対象流域内における火山灰分布および深層崩壊跡地分布を解析するために、地形に沿った水や土砂移動ベクトルの方向および尾根部や谷部の表示に適する、等高線から地形分割を行う方法を用いた

（Moore and Grayson, 1991）。分割された各地形の要素をここではTOPOTUBEエレメントとし、等高線上で与えられた任意の間隔に、斜面上部から下部へ最短距離を引くアルゴリズムで作成した。等高線に対して、直角に交わる線（flow line）を基準とし分割することで、水移動のベクトル方向および、尾根部や

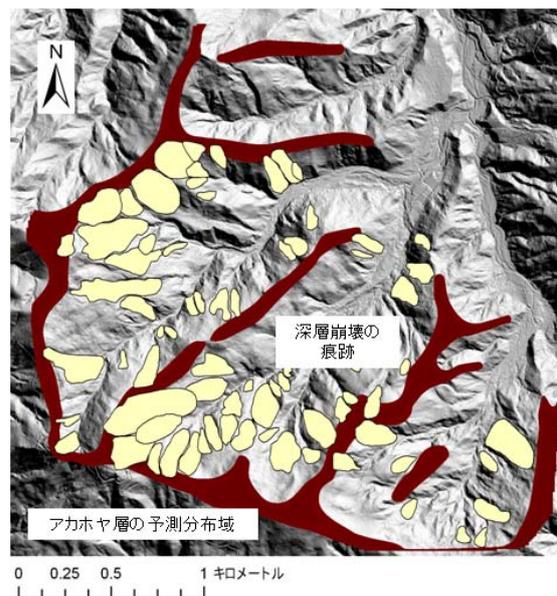


Figure 5. Potential distribution of Ak-h and the past catastrophic landslides

谷部における水分配を適切に再現することができる。解析後データをArcInfoに取り込み、TOPOTUBEのポリゴン形状による流域地形図を作成した (Figure 4)。

TOPOTUBE地形解析の結果を用いて、深層崩壊跡地 (および表層崩壊) の流域内斜面地形の分布について解析した。Flow lineを基に、谷底から尾根までの線上における深層崩壊跡地の斜面上の位置を特定した。

## 6. 結果と考察

### 6.1 火山灰の分布

鱈塚山頂までの場所で従来清水らが示しているように、アカホヤ (Ak-h) の堆積層を確認した。ただし、鱈塚の山頂付近の尾根とうつら谷と尻無川沿いの合流付近の段丘には、表層付近に霧島御池

(Kr-M : 4.6K cal BP) らしきテフラを確認できた。尾根部付近では、3cm程度で、アカホヤの堆積厚より薄かった。段丘面上部では、厚さにばらつきがあるものの、20 cm 程度の厚さもあった。典型的なKr-Mの赤色系ではなく、白から灰色系で、2ミリ程度のパミスが確認できた。

西山ほか (2010) によると、鱈塚山地西部 (境川流域) においては、霧島御池 (Kr-M) の存在が確認されている。清水・畑中 (2010) では霧島御池の火山灰は確認されていないが、本調査において確認されたことになる。ただし、堆積厚や分布にばらつきが大きいことから、指標テフラとして利用できるかについては、今後さらに調査を行う必要がある。

今回の調査結果および清水・畑中 (2010) の調査結果から得られたアカホヤ (Ak-h) の分布 (清水・畑中 (2010) によるタイプAの分布) をもとに、別府田野川上流域におけるアカホヤ (Ak-h) 分布予測図を作成した (Figure 5)。これらの情報と、判読した

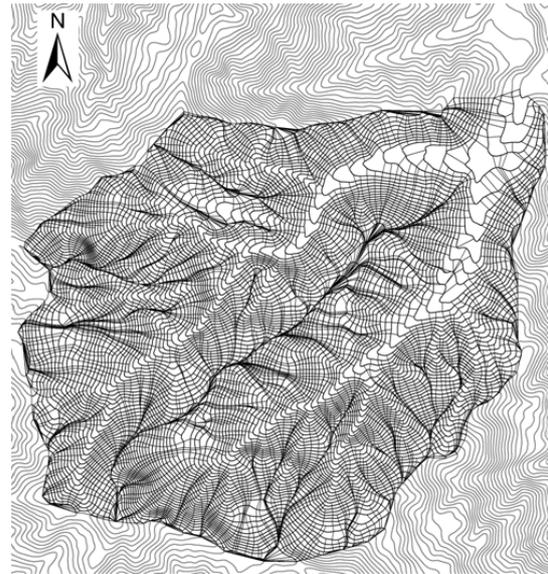


Figure 6. TOPTUBE topographic analysis in the Utsura and Shirinashi River watersheds.

深層崩壊跡地の分布を重ねた結果、深層崩壊の跡地とアカホヤの分布が、概ね重複しないことが分かった。今後、清水・畑中 (2010) によるタイプB (アカホヤ層に礫が混在) の分布なども含めて、深層崩壊跡地と火山灰分布を検討する必要がある。

### 6.2 炭素同位体年代測定

測定の結果、鱈塚山うつら川深層崩壊堆積物より採取された木片 (試料1) は、現代の試料という結果であった (Table 2: Figure 3)。一方、鱈塚山うつら川上流左支川 (以下、アクター川と呼ぶ) 段丘中部より採取された木片 (試料2) では、 $320 \pm 30$ 年BP (2 $\sigma$ の暦年代でAD 1470~1650年)、鱈塚山うつら川アクター川段丘上部より採取された木片 (試料3) では、

Table 2 Results of carbon dating in the Utsura River watershed

No.	場所	補正 <sup>14</sup> C年代		備考
		(年 BP)	暦年代 (西暦)	
1	うつら川深層崩壊堆積物	NA	現代の試料	本研究
2	うつら川アクター川段丘中部	$320 \pm 30$	AD 1470~1650	本研究
3	うつら川アクター川段丘上部	$50 \pm 30$	Post 1950	本研究
4	うつら川アクター川段丘下	$340 \pm 30$	AD 1450~1640	本研究
5	うつら川アクター川上流段丘下部	$2940 \pm 30$	BC 1260~1050	本研究
6	うつら川下流	$3130 \pm 50$		Akther et al. 2011
7	うつら川中流	$220 \pm 40$		Akther et al. 2011
8	うつら川中流	$380 \pm 60$		Akther et al. 2011
9	うつら川上流	$3380 \pm 60$		Akther et al, 2011

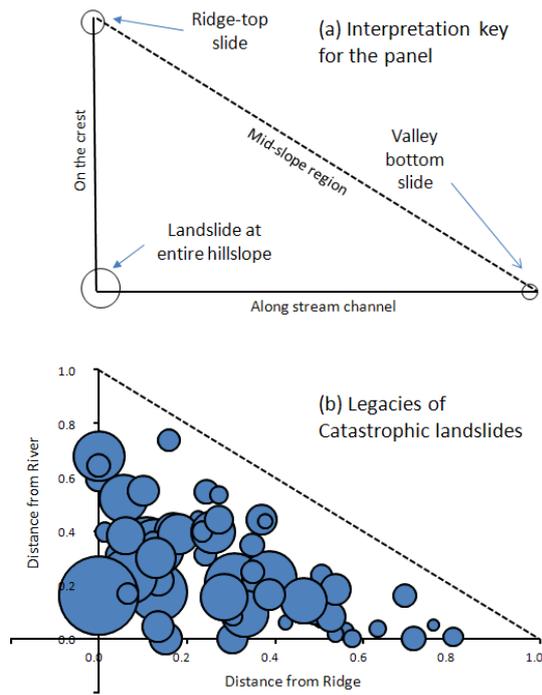


Figure 7. Distribution of landslides as a function of distance from ridge or channel: (a) Interpretation key of the panel; and (b) Distribution of legacies of catastrophic landslides in Wanistsuka Mountains. Sizes of circle correspond to the areas of landslides.

50±30年BP (2σの暦年代でAD 1700~1720、AD 1820~1830、AD 1880~1920、1950年以降)、鱈塚山うつら川アクター川段丘下部より採取された木片(試料4)では、340±30年BP (2σの暦年代でAD 1450~1640年)、鱈塚山うつら川アクター川上流段丘下部(地すべり堆積物)より採取された木片(試料5)では、2940±30年BP (2σの暦年代でBC 1260~1050年)の年代値が得られた。

Akther et al. (2011)で得られている同一の流域上流域の年代測定結果と比較すると、本研究で得られた、試料と同年代の試料が確認されていた。このことから、本調査流域では、300~400BPおよび3000BP程度で大規模な崩壊が発生し、流路沿いの段丘面堆積地などを形成したことが考えられた。

### 6.3 流域地形解析と過去の深層崩壊発生場

うつら川および尻無川流域のTOPOTUBE地形解析を行った(Figure 6)。その結果と深層崩壊跡地を重ね合わせ、流域内における発生位置を計測した

(Figure 7)。図は尾根から深層崩壊跡地上端までの距離および谷から深層崩壊跡地下端までの距離をそれぞれ横軸、縦軸にプロットしたものである。円の

大小は跡地の面積の大小に対応している。深層崩壊跡地の流域内斜面地形の分布は、尾根部付近で規模の大きな跡地と小さな跡地が混在しているが、河川沿いでは主に規模の比較的小さな跡地が確認できた(Figure 7)。今後も、年代測定結果をもとに、これらの深層崩壊跡地についての年代特定を進める。

## 7. おわりに

同一地域においてどの程度の規模の深層崩壊がどの程度の頻度で発生しているかについての情報を得ることが難しいことから、年代測定法を用いて、現地調査を行ってきた。深層崩壊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最も基本的な情報のひとつである。今回の調査では、100~1000年オーダーの個別の時間情報を得ることは出来たものの、深層崩壊履歴の特定に有効な方法については、さらなる情報の整理や、地形解析との組み合わせが必要であると考えられた。

## 謝 辞

本研究は平成23年度河川砂防技術研究開発(砂防技術分野)受託研究「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」の助成を受けた。鱈塚山の現地調査では、高谷精二先生、鈴木恵三先生、清水収先生に様々な現地情報のご教授を受けた。また、西山賢一先生には現地調査のアドバイスをいただいた。ここに感謝いたします。

## 参考文献

- Akther H., Shimokawa E., Teramoto Y., and Jitousono T. (2011) Geomorphological features and prediction of potential sites for deep-seated landslides on Wanistsuka Mountain, Miyazaki Prefecture, Japan, *Journal of Erosion Control Engineering*, Vol. 63, No.5, p.14-21
- Bronk Ramsey C. (2001) Development of the Radiocarbon Program OxCal, *Radiocarbon*, 43 (2A): 355-363.
- Burnbank D.W., Anderson R.S. (2012) *Tectonic Geomorphology*, Second Edition, Wiley&Blackwell, 454pp.
- Cecinato F. (2011) *Mechanics of Catastrophic Landslides: The Role of Frictional Heating and Thermal Pressurisation in Promoting Sudden Collapse*. Lap Lambert Academic Publishing, Saarbrücken, Germany. 235pp.
- 千木良雅弘 (2006) 地すべり・崩壊の発生場所予測-

- 地質と地形からみや技術の現状と今後の展開. 土木学会論文集C 62 : 722-735.
- 土木研究所土砂管理研究グループ, 火山・土石流チーム (2008) 深層崩壊の発生の恐れのある溪流抽出マニュアル(案), 土木研究所資料 No.4115, 21p.
- 地頭菌隆・下川悦郎・寺本行芳 (2007) 深層崩壊発生場予測法の提案-鹿児島県出水市矢筈岳山体を例にして. 砂防学会誌 59 : 5-12.
- 兼岡一郎 (1998) 年代測定概論. 東京大学出版会. 314p.
- Korup O., Clague J.J., Hermanns R.L., Hewitt K., Strom A.L., Weidinger J.T. (2007) Giant landslides, topography, and erosion. *Earth and Planetary Science Letters* 261: 578-589.
- Matsushi Y., and Matsuzaki H. (2010) Denudation rates and threshold slope in a granitic watershed, central Japan. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B* 268, 1201-1204.
- Moore, I.D., and R. B. Grayson, (1991) Terrain-based prediction of runoff with vector elevation data, *Water Resour. Res.*, 27(6), 1177-1191
- 西山賢一・長岡信治・高谷精二・鈴木恵三・北村真一 (2010) 宮崎県鰐塚山地に分布する斜面および段丘堆積物テフラによる編年. 日本地質学会第117回学術講演要旨 155.
- 西山賢一 (2011) テフラを用いた九州山地の斜面削剥過程の検討可能生(予報). めらんじゅ22 : 1-8.
- Reneau S.L. and Dietrich W.E. (1991) Erosion rate in the southern Oregon coast range: Evidence for equilibrium between hillslope erosion and sediment yield, *Earth Surface Processes and Landform* 16: 307-322.
- 清水収・畑中健志 (2010) 深層崩壊発生危険地におけるテフロクロノロジーによる斜面変動履歴の解明 - 宮崎県鰐塚山の2005年崩壊地周辺 -. 砂防学会誌 63 : 12-19.
- 杉原成満・海堀正博・久保田哲也・柏原佳明・古川浩平 (2010) 放射性炭素年代測定法を用いた山口県防府市の土砂移動頻度に関する一考察, 砂防学会誌 63: 27-33
- 鈴木隆司・栗原淳一・桜井亘・酒井直樹 (2007) 豪雨を誘因とする深層崩壊発生箇所の特徴とその抽出手法について. 土木技術資料 49: 58-63.
- 高谷精二・鈴木恵三 (2007) 2005年台風14号による宮崎県で発生した巨大崩壊. 地すべり 44 : 20-26.
- 内田太郎・西口幸希 (2011) 歴史的にみた近年の土砂災害の特徴. 砂防学会誌 64 : 58-64.
- Vertessy R.A., Hatton T.J., O'Shaughnessy P.J., and Jayasuriya M.D.A. (1993) Predicting water yield from a mountain ash forest using a terrain analysis based catchment model. *Journal of Hydrology* 150: 665-700.
- 若狭幸・松崎浩之・松倉公憲 (2004) 原位置宇宙線生成核種代測定法: 侵食地形変化速度の解明と適用. 地形 25 : 247-266.
- 横山修・内田太郎・田村圭司・鈴木隆司・井上亮郁 (2011) 宮崎県鰐塚山地における深層崩壊と微地形・地質の特徴の関係. 砂防学会誌 63 : 6-13.
- Yoshida K., Kikuchi S., Nakamura F., and Noda M. (1997) Dendrochronological analysis of debris flow disturbance on Rishiri Island. *Geomorphology* 20: 135-145.
- 吉永秀一郎・小岩直人 (1996) 森林山地における更新世末期から完新世初頭にかけての斜面変化, 地形, 17: 285-307

**Developing the methods for estimation of magnitude and frequency of catastrophic landslides:  
A case study in Wanitsuka Mountains**

Takashi GOMI\*, Marino HIRAOKA\*, Osamu YOKOYAMA\*\*, Takao YAMAKOSHI\*\*, Tadanori  
ISHIZUKA\*\*,  
Taro UCHIDA\*\*\*, Kazuki NANKO\*\*\*\*

\* International Environmental and Agriculture Science, Tokyo University of Agriculture and Technology

\*\* Public Works Research Institute

\*\*\* The National Institute for Land and Infrastructure and Management

\*\*\*\* Forestry and Forest Product Research Institute

**Synopsis**

We conducted field and laboratory investigation for developing the methods of magnitude and frequency of catastrophic landslides occurred in Wanitsuka Mountains, Miyazaki Prefecture. We sampled wood pieces deposited in landslide mass and/or terrace formed by past debris flow. We also investigated presence or absence of volcanic ash deposited on hillslope in 7400 years BP (Ak) and 4600 years BP (Kr-M). Based on carbon dating, mass sediment movement may occur in 300 to 400 BP and around 3000 BP. We analyzed topographic characteristics for the location of landslides with respect the results of absolute dating.

**Keywords:** Dating Methods, Catastrophic Landslides, Legacy of Occurrence, Topographic Analysis,

# テフロクロノロジーに基づく宮崎県鰐塚山地における 深層崩壊の発生頻度

西山賢一\*・長岡信治\*\*・鈴木恵三\*\*\*・高谷精二\*\*\*

\* 徳島大学大学院ソシオ・アーツ・アンド・サイエンス研究部

\*\* 故人（元長崎大学教育学部）

\*\*\* 南九州大学

## 要 旨

深層崩壊の発生頻度を推定するため、宮崎県鰐塚山地の境川流域において、山地斜面と段丘堆積物を対象とし、テフロクロノロジーによる編年を行った。確認されたテフラは Kr-M（霧島御池, 4.6 cal ka）、K-Ah（鬼界アカホヤ, 7.3 cal ka）の2枚である。斜面の37露頭のうち、両者が確認できるのが14露頭、Kr-Mのみが12露頭、テフラの欠如が6露頭となった。一方、境川流域に分布する小規模な河成段丘は、現河床からの比高に基づいて3段に区分できる。堆積物の厚さは数m~10m程度であり、一部には径5mを越える巨礫が含まれる。これらの段丘堆積物は、K-AhとKr-Mの両方に被覆されるもの、Kr-Mのみに被覆されるもの、テフラを欠くもの、に区分できる。

集水面積が狭い境川上流部に位置する段丘の成因には、斜面で発生した斜面崩壊に起因する土砂供給による谷底部の埋積と、その後の下刻が影響したと考えられる。K-AhとKr-Mの両方に被覆される段丘は、堆積物が約10mと厚く、かつ、径5mを越える巨礫が含まれることから、7.3 ka以前に、境川上流域の谷底を厚さ約10mも埋積する土砂を供給した大規模な深層崩壊が発生したと推定される。また、Kr-Mのみに被覆される段丘を形成した土砂供給イベントは7.3 ka~4.6 ka間、テフラを欠く段丘を形成した土砂供給イベントは4.6 ka以降と、それぞれ推定できる。

**キーワード:** 深層崩壊, テフラ, 形成年代, 鰐塚山地, 宮崎

## 1. はじめに

2005年台風14号に伴う豪雨による総雨量が1,000mmを越えた宮崎県鰐塚山周辺では、大規模な斜面崩壊や地すべりが複数発生した（古閑ほか, 2006; 宮縁ほか, 2007; 小池ほか, 2008; 高谷・鈴木, 2007; 清水, 2009; 西山ほか, 2011; 横山ほか, 2011; Akther et al., 2011）。鰐塚山地北西部の境川流域では、2005年豪雨により天神山東斜面で大規模な斜面崩壊が発生し、崩壊土砂により境川の河床が数m上昇した。この流域周辺では、1939年にも豪雨による土砂災害が発生したことが知られている（宮崎県土木部砂防課, 2006）。

鰐塚山地の北に広がる宮崎平野は、多段化した多数の段丘群が分布するとともに、霧島・始良などのカルデラ火山に近いことから、第四紀後期のテフラが多数分布しており、それらの層序・年代が詳細に明らかにされている（長岡, 1986; 長岡ほか, 1991; 2001; 町田・新井, 2003; 長岡ほか, 2010a）。隣接する鰐塚山地において、削剥域である山地斜面の表

層堆積物、ならびに堆積域である谷底に分布する段丘堆積物を対象とし、テフロクロノロジーによる編年を行うことができれば、2005年災害のような大規模な斜面崩壊の発生間隔の推定や、斜面の長期的な安定性を検討することができると考えられる。鰐塚山地では、地すべり堆積物を対象としたテフラによる編年がすでになされている（鬼頭・岩松, 1995; 西山ほか, 2011）。このほか、鬼界アカホヤテフラ（K-Ah）を用いた斜面堆積物の編年の試みもなされている（清水・畑中, 2010）が、複数枚のテフラを用いて、段丘堆積物まで考慮した検討はなされていない。

本稿では、鰐塚山地の北西に位置する境川流域の山地斜面に加えて、境川沿いの谷底低地に断片的に分布する複数段の段丘堆積物からテフラを見出した。その結果に基づき、当地域における斜面の削剥ならびに河谷の埋積過程を検討するとともに、多量の土砂を供給した深層崩壊の発生時期に関する検討を行ったので、以下に報告する。

## 2. 対象地域の地形・地質概要と2005年に発生した斜面崩壊

鱈塚山地(図-1)は宮崎平野の南方に位置し、鱈塚山(1,119m)を主峰とする山地である。鱈塚山地の地形は、全般に谷密度が低く緩斜面が多いことに加え、斜面には多数の地すべり地形が分布する(鬼頭・岩松, 1995; 古閑ほか, 2006; 横山ほか, 2011)。鱈塚山地東麓の日南海岸、ならびに北方の宮崎平野には多段化した多くの段丘が分布する(長岡, 1986; 長岡ほか, 1991, 2010b)が、山地内には明瞭な段丘は分布しない。

鱈塚山地の西部を構成する基盤岩は、四万十帯の付加コンプレックス(古第三系日向層群・日南層群)である(竹下, 1982; 宮崎県, 1997)。今回の調査範囲は四万十帯の日向層群からなり、泥岩優勢の砂岩泥岩互層が多く、著しくスランプした層準も認められる。少量の泥岩または砂岩を伴う。概ね北東-南西走向で、北西または南東に30~50°程度で傾斜することが多い。



図1 鱈塚山地の地形概要と研究対象地域

境川流域には、複数の地すべり地形が分布する(図-2)。最も大規模なものは、境川右岸の標高850m付近を冠頂とする地すべり地形で、移動体は境川の河谷に近い標高550m付近に達しており、この移動体の中腹にあたる標高710m付近を冠頂とする二次的な地すべり地形が生じている。このほか、滑落崖と移動体の形状がやや不明瞭な地すべり地形が5個認められる。

境川流域では、2005年台風14号豪雨による複数の斜面崩壊が発生した(図-2)。そのうち、最も大規模なものは、天神山山頂のすぐの西斜面で発生したもので、滑落崖の源頭部の標高は855m程度、崩壊の幅は約200mであり、崩壊土砂は約1km流下して境川に合流し、さらに境川を1kmほど流下したもの

と推定される(以下、天神-1と呼ぶ)。滑落崖付近は泥岩優勢の砂岩泥岩互層からなり、地層は北東-南西走向で北西へ約40°で傾斜しており、受け盤をなす。天神-1には、標高570m付近で合流する支流からの崩壊土砂も加わっているが、この支流の崩壊は規模が小さい。

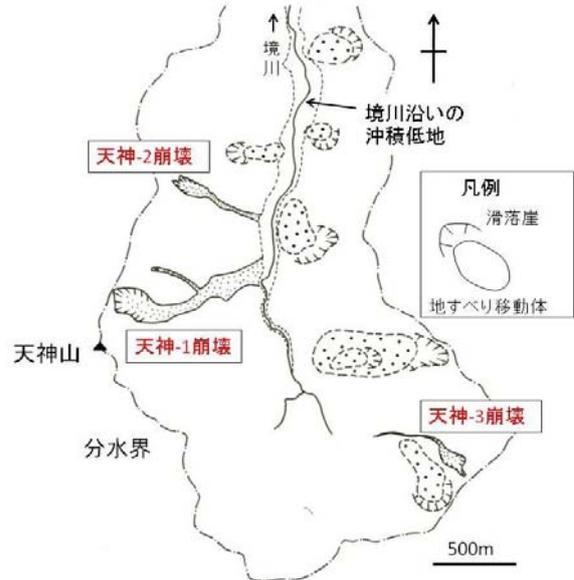


図2 境川流域の崩壊地形・地すべり地形の分布

天神-1の崩壊から約0.7km北東で生じた崩壊(天神-2と呼ぶ)は、滑落崖の源頭部の標高が770m程度、崩壊の幅が約150mで、崩壊土砂は約700m流下して境川に達し、さらに境川を流下したものと推定される。これら2つの崩壊からやや離れて、天神山南東方で発生した崩壊(天神-3と呼ぶ)は、滑落崖の源頭部の標高は約900m、崩壊の幅は約140mであり、写真判読では、崩壊土砂は約0.7km流下したが、境川本流へ達せず停止した。

## 3. 対象地域に分布するテフラ

鱈塚山地は、加久藤・小林、始良、阿多、鬼界といったカルデラ火山をつなぐ火山フロントの東側に位置しているため、後期更新世のテフラが多数分布する(図-1)。それらは、上位より、4.6 cal kaの霧

みいけ  
島御池降下軽石:Kr-M, 7.3 cal kaの鬼界アカホヤ降

こうや  
下火山灰:K-Ah(基底に鬼界幸屋降下軽石:K-KyPを伴う), 29 cal kaの始良大隅降下軽石:A-Os・始良入戸火砕流:A-Ito・始良Tn降下火山灰:AT, 31 cal

ふかみなと  
kaの始良深港降下軽石:A-Fm, 32.5 cal kaの始良

大塚降下軽石：A-Ot, 45～50 ka の始良岩戸降下軽石：A-Iw, 90 ka の始良福山降下軽石：A-Fk, 95 ka とずらはらの鬼界葛原降下火山灰：K-Tz などである（長岡ほか, 2001, 2010a; 奥野, 2002; 町田・新井, 2003）。テフラのうち, Kr-M, K-Ah, AT, A-Fm, A-Os の年代値は奥野 (2002) による暦年値, それ以外は町田・新井 (2003) による値を用いた。A-Ito は, 鰐塚山地の谷底では小規模なシラス台地を形成するが, 山地斜面には分布しない (横山, 2000)。

境川流域の山地斜面には, 表土直下にしばしば複数のテフラが分布する。斜面において 37 箇所の露頭を調査し, テフラ層序を把握した (図-3)。その結果, 特に 2 枚のテフラが累積する露頭が多く観察される。上位のテフラは, 厚さ 10～20cm 程度で, 発泡の悪い径 5mm 以下の軽石を主体とする軽石層であり, 少量のガラス質火山灰を伴う。下位のテフラは厚さ 20～40cm 程度で, 2 層に区分できることが多く, 下部は発泡した径数 mm の褐色の軽石からなる厚さ約 5cm の軽石層, 上部はそれを覆う厚さ約 15～35cm のガラス質火山灰層からなる。このほか, 1 露頭のみ, 下位のテフラよりさらに下方に, 石英を伴う厚さ 40cm 程度の粗粒なテフラが観察できる。

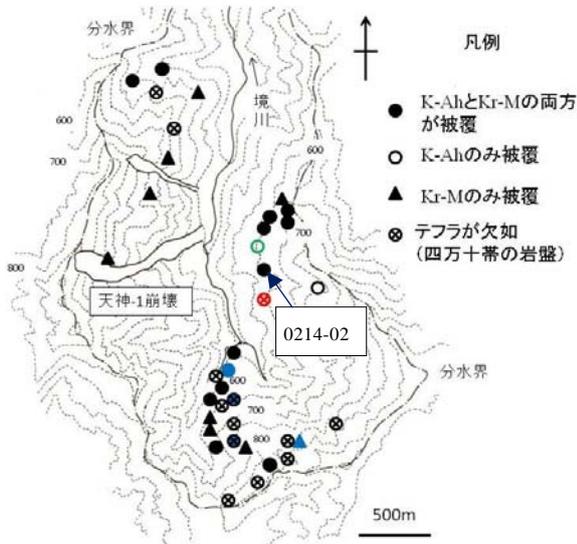


図3 境川流域の山地斜面に残存するテフラ

#### 4. テフラの岩石記載的特徴・屈折率測定結果に基づくテフラの対比

テフラの岩石記載として, 全鉱物組成, ガラスの型状, 重鉱物組成を把握した。テフラを極細砂粒子程度に篩い分けして 300 粒子を検鏡し, 結果を粒数%で表した。試料の前処理および粒子の区分方法は, 古澤 (1995) に従った。火山ガラスと斜方輝石

の屈折率は株式会社古澤地質に依頼し, 同社所蔵の温度変化型屈折率測定装置 (MAIOT: 古澤地質調査事務所製) を用い, 火山ガラスは 30 粒子, 角閃石は 34 粒子を測定した。この装置は, 浸液の温度を測定しつつ屈折率を測定するもので, 火山ガラスの測定精度は±0.0001 程度である (古澤, 1995)。

テフラの層序, 岩石記載的特徴ならびに屈折率測定結果に基づけば, 当地域に認められる 2 枚のテフラは, 上位が Kr-M, 下位が K-Ah である。Kr-M は火山ガラスを多く含み, 重鉱物として斜方輝石が含まれ, 単斜輝石と普通角閃石を伴う。火山ガラスはパミス型を多く含み, バブルウォール型を伴う。パミス型の火山ガラスの屈折率  $n=1.5085-1.5131$  である。斜方輝石の屈折率  $\gamma=1.7220-1.7342$  であり, 1.727-1.732 にモードが見られる。なお, Kr-M に含まれるバブルウォール型火山ガラスの屈折率は K-Ah のレンジと一致することが多く, これは下位の K-Ah から二次的に混入したものと推定されている (西山ほか, 2010)。

一方, K-Ah は火山ガラスを多く含み, 重鉱物として斜方輝石が含まれ, 単斜輝石を伴い, 普通角閃石が含まれることがある。火山ガラスはバブルウォール型を主体とし, 少量のパミス型を伴う。バブルウォール型の火山ガラスの屈折率は,  $n=1.509-1.516$  程度である。なお, K-Ah の基底には, 発泡した径数 mm の褐色の軽石からなる厚さ 5cm 程度の軽石層が認められ, K-KyP と考えられる。K-KyP の直下には, 土層を介さずに, 青灰色を呈する厚さ 5cm 程度の細粒のテフラが認められ, 霧島牛のスネ (UsA-L; 井村, 1994) と考えられる。

境川右岸の 1 露頭 (0214-02) では, K-Ah の約 40cm 下位に, 厚さ 40cm 程度の粗粒なテフラが認められる (図-3)。このテフラは石英を多く含み, 火山ガラスおよび重鉱物として斜方輝石を含む。火山ガラスの屈折率  $n=1.4981-1.5000$ , 斜方輝石の屈折率  $\gamma=1.7180-1.7251$  である。この屈折率は, 始良カルデラ起源の AT とは一致せず, A-Fm, A-Ot, A-Iw のレンジとほぼ一致するが, 屈折率の値だけではいずれかの確定は困難である。石英を多く含む特徴に加え, テフラのアイソパックマップ (長岡ほか, 2001) を考慮すると, このテフラは, 鰐塚山地付近で 50cm 程度の厚さで分布する可能性を持つ A-Iw に対比できると考えられる (A-Fm と A-Ot は分布層厚が薄い)。いまのところ, 境川流域の山地斜面からは AT および A-Ito は見いだされていない。境川の下流, 図-2 の上端から約 2km 北の天神ダム付近の河谷沿いには A-Ito が分布するほか, 境川より南の広渡川流域の槻之内河内地すべりでは, 斜面に A-Os を伴う AT が残存している (西山ほか, 2011)。

斜面で確認した 37 露頭のうち、3 枚のテフラが累積する露頭はなく、(1) K-Ah と Kr-M の 2 枚が確認できるのが 14 露頭、(2) Kr-M のみが認められるのが 12 露頭、(3) テフラの純層が残存しないのが 6 露頭、(4) 最上位の Kr-M が欠如し、K-Ah のみが確認できるのが 3 露頭、(5) A-Iw の上位に K-Ah のみが認められるものと、(6) K-Ah の一次堆積物の上位にその二次的堆積物が認められるものが、それぞれ 1 露頭ずつである。これらのテフラ間は、火山ガラスや軽石を多く含む褐色の土層(いわゆる「ローム層」)からなり、基盤である四万十帯の砂岩の角礫を含む。テフラの下位は、主に砂岩の角礫が厚さ数 m 程度累積することが多く、その下位は四万十帯の岩盤となる。

### 5. 対象地域の河谷に分布する段丘堆積物

境川流域には、1/25,000 地形図では判読しにくい幅の狭い小規模な河成段丘が断片的に分布する(図-4)。段丘は、現河床からの比高に基づき、高位、中位、低位に大きく区分でき、低位の段丘はさらに複数段に分けられる。段丘堆積物の厚さは、確認できる範囲で数 m~10m 程度であるが、堆積物の下限が不明の段丘も多い。なお、段丘の比高の計測は、現地にて携帯型レーザー距離計(ニコンレーザー 550AS)を用い、現河床または砂防堰堤の上面を基準とした簡易測量を行って求めた。

段丘堆積物の上位をテフラが覆う露頭が存在するため、上述の斜面のテフラと同様の方法で岩石記載を行い、テフラを対比した。その結果、これらの段丘堆積物は、K-Ah と Kr-M の両方に被覆されるもの、Kr-M のみに被覆されるもの、テフラが載っていないもの、に大きく区分できることが分かった。

K-Ah と Kr-M の両方に覆われる段丘は、天神山崩壊-2 の崩壊土砂が流下した谷のすぐ南側にわずかに分布する。この谷と境川の合流点のすぐ北にある砂防堰堤の上端(=砂防堰堤より上流の現河床の高さ)から段丘面までの比高は約 13m である。段丘面直下は、礫混じりの褐色の土層(厚さ 30cm)で、その下位に厚さ 10cm 程度の Kr-M が分布する。Kr-M の下方は、最大径 30cm の角礫を含む厚さ 50cm の角礫層で、その下位が厚さ 30cm の K-Ah で、その直下には約 10cm 程度の青灰色の UsA-L を伴う。K-Ah の下方は、観察できる現河床までで約 12m の厚さの雑多な角礫層からなり、最大径約 5m の砂岩の巨礫を特徴的に含む。

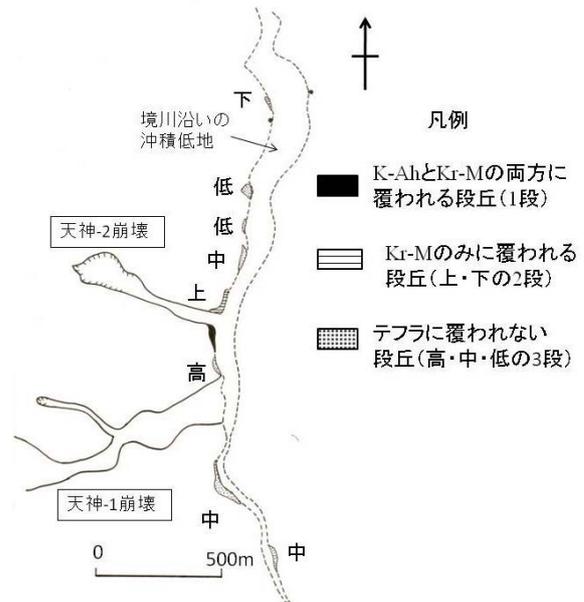


図 4 境川流域に分布する段丘のテフラによる編年

Kr-M のみに覆われる段丘は 2 段あり、高位のものは上記の段丘から天神山崩壊-2 の崩壊土砂が流下した谷を挟んですぐ北側に、低位のものはそれより約 1km 北(下流)に分布する。高位のものは、上記の砂防堰堤直下の現河床から段丘面までの比高は約 11m である。段丘面直下は、厚さ約 60cm の褐色の土層からなり、その下位に厚さ 20cm 程度の Kr-M (最大粒径 0.3mm 程度)が分布する。Kr-M の直下から現河床付近まで、厚さ約 10m の厚さの雑多な角礫層からなり、角礫の最大径は約 2m 程度である。

一方、低位のものは、現河床からの比高が約 3m と低く、段丘面直下は厚さ 40cm 程度の角礫層、その下位は厚さ 40cm 程度の礫混じり砂層となり、その下位に厚さ 25cm 程度の Kr-M が分布する。Kr-M の下位は、厚さ 2m 程度の角礫層(最大径 50cm 程度)からなり、段丘側部では四万十帯の岩盤が露出している。段丘上部に認められるこの Kr-M は、段丘側部の四万十帯の岩盤上部にまで連続し、岩盤斜面および段丘面にマンテルベディングしている。この露頭では、Kr-M の約 40cm 上位の礫層基部から材が見いだされた。また、Kr-M の直上の層準で、斜面から段丘面へ移化する部分に、角礫が濃集した厚さ 40cm 程度のロープ状の部分が認められる。これは、Kr-M 降下後に生じた小規模な土砂移動の堆積物と考えられる。

テフラに被覆されない段丘には少なくとも 3 段ある。天神山崩壊-1 の土砂が流下した谷と境川の合流部付近、ならびに天神山崩壊-2 より下流に分布する段丘(高位)はいずれも堆積物が 7~8m と厚く、径 0.5~1m 程度の角礫を含むが、しばしば径 10cm

程度の垂角礫からなる礫支持タイプの層準（厚さ 0.5m 程度）を挟在する。段丘面直下は、厚さ 20cm 程度の土層からなる。

天神山崩壊-1 より上流に分布する段丘（中位）は、堆積物の厚さが 5m 程度と薄く、径 10~30cm 程度の垂角礫主体で、やや円磨された礫を伴う。段丘面付近には明瞭な土層は形成されていない。

最も堆積物が薄い段丘（低位）は、天神山崩壊-2 より下流に局所的に分布し、厚さは 1m 程度である。径 5~20cm の垂円礫を主体とし、しばしば礫支持タイプの薄層（厚さ 20~30cm）を挟在する。この最も薄い段丘堆積物中には茶碗片が見出された。段丘面には土層は形成されていない。

## 6. テフラに基づく山地斜面の削剥と段丘の形成時期

集水面積がごく狭い境川の上流部に位置する河谷ぞいに、比高の異なる複数の段丘が分布する成因としては、気候変動やテクトニクスといった通常の段丘の成因ではなく、むしろ後背斜面で発生した斜面崩壊に起因する土砂供給による谷底部の急激な埋積と、その後の下刻が影響したと考えられる。段丘堆積物中に径 2~5m の巨礫がしばしば含まれることは、このことを支持する。堆積物の厚さと被覆テフラから考えると、2005 年災害での河床上昇を上回る土砂供給が、K-Ah 降下以前に複数回生じたことが示唆される。特に、K-Ah と Kr-M の両方に被覆される段丘は、堆積物が約 10m と厚く、かつ、径 5m を越える巨礫が含まれることから、7.3 ka 以前に、境川上流域の谷底を厚さ約 10m 以上も埋積する土砂を供給した大規模な深層崩壊が発生したと推定される。

Kr-M のみに被覆される段丘（高位）を形成した土砂供給イベントは、層厚が 10m と厚く、最大礫径が 2m 程度に達するため、深層崩壊の可能性が考えられ、その発生時期は 7.3 ka~4.6 ka 間と推定される。Kr-M のみに被覆される段丘（低位）は、層厚が 3m 程度であり、深層崩壊による土砂の可能性は低い。

テフラに被覆されない段丘（高位）は、層厚が 7~8m と厚く、最大礫径が 1m に達するため、深層崩壊による土砂の可能性が考えられ、その発生時期は 4.6 ka 以降と推定できる。一方、テフラに被覆されない段丘（中位）は、層厚が 5m だが径 1m 以上の巨礫を含まないこと、段丘（低位）は、層厚 1m 程度で巨礫を含まないことから、いずれも深層崩壊起源の土砂の可能性は低い。段丘（低位）からは茶碗片が見出されることから、1939 年豪雨による土砂の可能性がある。これらの段丘の形成時期をさらに絞り込むため、今後、堆積物に挟在する材の年代測定を行

う予定である。

## 7. 参考文献

- Hafeza AKTHER, Etsuro SHIMOKAWA, Yukiyo TERAMOTO and Takashi JITOUZONO (2011): Geomorphological features and prediction of potential sites for deep-seated landslides on Wanitsuka Mountain, Miyazaki Prefecture, Japan. *Jour. Japan Society of Erosion Control Engineering*, Vol. 63-5, pp. 14-21.
- 古澤 明 (1995): 火山ガラスの屈折率測定・形態分類とその統計的な解析. *地質学雑誌*, Vol. 101-2, pp. 123-133.
- 井村隆介 (1994) 霧島火山の地質. *東京大学地震研究所彙報*, 69, pp. 189-209.
- 鬼頭伸治・岩松 暉 (1995): テフラを用いた南九州日向帯における地すべりの発生年代区分. *日本応用地質学会平成 8 年度研究発表会講演論文集*, pp. 233-236.
- 小池克明・富永英彦・中川英朗・筒井 健 (2008): 植生下の地質分布推定と斜面崩壊危険度マッピングへの応用. *情報地質*, Vol. 19, pp. 110-111.
- 古閑美津久・堀川毅信・宇城 輝・谷内正博 (2006): 2005 年台風 14 号による宮崎県鰐塚山北麓および北郷町広渡川上流の崩壊・土石流. *応用地質*, Vol. 47-4, pp. 232-241.
- 長岡信治 (1986): 後期更新世における宮崎平野の地形発達. *第四紀研究*, Vol. 25-3, pp. 139-163.
- 長岡信治・前杵英明・松島義章 (1991): 宮崎平野の完新世地形発達史. *第四紀研究*, Vol. 30-2, pp. 59-78.
- 長岡信治・奥野 充・新井房夫 (2001): 10 万~3 万年前の始良カルデラ火山のテフラ層序と噴火史. *地質学雑誌*, 107, 432-450.
- 長岡信治・新井房夫・檀原 徹 (2010a): 宮崎平野に分布するテフラから推定される過去 60 万年間の霧島火山の爆発的噴火史. *地学雑誌*, Vol. 119-1, pp. 121-152.
- 長岡信治・西山賢一・井上 弦 (2010b): 過去 200 万年における宮崎平野の地層形成と陸化プロセス—テクトニクスと海面変化に関連して—. *地学雑誌*, Vol. 119, pp. 632-667.
- 西山賢一・北村真一・長岡信治・鈴木恵三・高谷精二 (2011) 2005 年台風 14 号豪雨で発生した宮崎県槻之河内地すべりの活動履歴. *地すべり学会誌* Vol. 48, pp. 39-44.
- 町田 洋・新井房夫 (2003) 新編火山灰アトラス, 東京大学出版会, 336p.
- 宮縁育夫・玉井幸司・小川泰浩・清水貴範 (2007):

- 九州南部の森林地域における2005年台風14号豪雨による出水と土砂流出. 地形, Vol. 28, pp. 127-142.
- 宮崎県 (1997) : 20万分の1 宮崎県地質図 (第5版, 村田明広編).
- 宮崎県土木部砂防課 (2006) 鰐塚山山系土砂災害対策検討委員会報告書, 68.
- 奥野 充 (2002) 南九州に分布する最近約3万年間のテフラの年代学的研究. 第四紀研究, Vol. 41, pp. 225-236.
- 奥野 充 (2002) : 南九州に分布する最近約3万年間のテフラの年代学的研究. 第四紀研究, Vol. 41-4, pp. 225-236.
- 清水 収 (2009) : 大規模土砂災害の発生履歴と土砂移動規模の評価—宮崎県の多雨地域の例—. 砂防学会誌, Vol. 61-6, pp. 36-42.
- 清水 収・畑中健志 (2010) : 深層崩壊発生危険地におけるテフロクロノロジーによる斜面変動履歴の解明. 砂防学会誌, Vol. 63-2, pp. 12-19.
- 高谷精二・鈴木恵三 (2007) : 2005年台風14号による宮崎県内に発生した巨大崩壊. 日本地すべり学会誌, Vol. 44-2, pp. 20-26.
- 竹下 徹 (1982) : 宮崎県南那珂山地北部の四万十層群の層序と構造. 地質学雑誌, Vol. 88, pp. 1-18.
- 横山勝三 (2000) : シラス学—九州南部の巨大火砕流堆積物—. 古今書院, 177p.
- 横山 修・内田太郎・田村圭司・鈴木隆司・井上亨郁 (2011) : 宮崎県鰐塚山地における深層崩壊と微地形・地質的特徴の関係. 砂防学会誌, Vol. 63-5, pp. 3-13.

## Formative age of deep-seated landslides based on tephrochronology on Wanitsukua Mountains, Miyazaki, Japan

Ken-ichi NISHIYAMA\*, Shinji NAGAOKA\*\*, Keizo SUZUKI\*\*\* and Seiji TAKAYA\*\*\*

\* University of Tokushima

\*\* Deceased

\*\*\* Minami Kyushu University

### Synopsis

Many landslides and slope failures triggered by heavy rainfall associated with Typhoon 0514 occurred in Wanitsukua mountain, Miyazaki, Japan. Terrace deposits consist of boulder-size debris along the Sakai River, Wanitsuka Mountain, are overlain by K-Ah (7.3 cal ka) and Kr-M (4.6 cal ka), but not by AT (29 cal ka). These occurrences of tephra layers suggest that deep-seated landslides in the study area were formed before 7.3 ka, because of debris of terrace deposits are covered with K-Ah.

**Keywords:** deep-seated landslides, tephrochronology, formative age, Wanitsukua, Miyazaki

## 台湾高雄県小林村の深層崩壊に関する数値解析

堤大三・藤田正治・宮本邦明\*・今泉文寿\*  
藤本将光\*\*・国領ひろし\*\*\*・泉山寛明\*\*\*\*

\*筑波大学大学院生命環境科学研究科

\*\*京都大学大学院農学研究科

\*\*\*日鉄住友建材

\*\*\*\* 京都大学大学院工学研究科

### 要 旨

2009年8月に発生した台風8号 (Morakot) は、6日から10日にかけて台湾に上陸し、台湾全土に記録的な豪雨をもたらした。特に台湾中部から南部にかけての降水量が多く、場所によっては最大で約3,000 mmを記録した。この豪雨によって、広範囲にわたって土砂災害と洪水災害が多発し、多くの人的・物的被害が発生した。その中でも、南部の高雄県甲仙郷小林村において発生した大規模な深層崩壊は、斜面脚部の集落を壊滅させ、500名以上の犠牲者を出す未曾有の土砂災害となった。筆者らは、現地において、深層崩壊の現状把握と情報収集を行った。また、DEMデータによる地形解析と降雨浸透・斜面安定に関する解析により深層崩壊発生機構についての検討を行った。それらの結果、深層崩壊は全斜面の上部1/3のおよそ1,200mの部分が幅500m、最大深さ80mで崩壊し、中間部の露出岩盤斜面を移動して小林村集落を含む下部1/3を飲み込んで堆積したことがわかった。また、解析結果によると、崩壊は下端部の小規模崩壊からはじまって段階的に上部に広がって行ったのではないかという事が示された。

キーワード：深層崩壊，台風モーラコット，小林村，降雨浸透解析，斜面安定解析

### 1. はじめに

2009年8月に発生した台風8号 (Morakot) は、6日から10日にかけて台湾に上陸し、全土に記録的な豪雨をもたらした。特に台湾中部から南部にかけての降水量が多く、場所によっては最大で約3,000 mmを記録した。この豪雨によって、広範囲にわたって土砂災害と洪水災害が多発し、多くの人的・物的被害が発生した。その中でも、南部の高雄県甲仙郷小林村において発生した大規模な深層崩壊は、斜面脚部の集落を壊滅させ (Fig. 1)，500名以上の犠牲者を発生させた未曾有の土砂災害となった (Shieh et al., 2010)。筆者らは、土木学会と砂防学会の合同調査団として現地へ赴き、深層崩壊の現状把握と情報収集を行い、深層崩壊の発生機構の検討を行った。深層崩壊の発生機構については、斜面全体の中における崩壊位置や規模、降雨と崩壊発生の関係、崩壊発

生時において土層内の水分分布がどのような状態であったか、大規模な崩壊が一度で起こったのか複数回に分かれて起こったのかといった崩壊プロセスに



Fig. 1 An aerial photo showing the deep seated landslide occurred in Shaolin Village, Kaohsiung County (Provided by NCKU)

ついて焦点を当て、GISによる解析、降雨浸透解析、斜面安定解析を用いて検討を行った。特に、降雨浸透解析を行うにあたり、通常対象としている小・中規模斜面と異なり、当該斜面のような巨大規模の斜面を対象とする場合、計算負荷が非常に大きくなるため、通常行う解析手順では、十分な解析結果を得ることが難しい。本研究では、その点を考慮して、効率的に解析結果を求めるための計算手法についても検討し、解析を実施した。

## 2. 災害の概要

小林村はChishan川左岸、崩壊が発生した斜面脚部にまとまった集落として存在していた。崩壊発生前日の8日夜には、降雨が1500mmを超えており、各種の警報や避難指示が発令されていたが、周辺への避難路となる道路や橋が土石流等で破壊されており、集落は孤立状態であった。ほとんどの住民が集落内の小学校に避難していたようである。9日朝6時過ぎに集落上部の長さ約2.5 kmの斜面が、最大幅約800 mにわたって崩壊し、避難所の小学校を含むほぼ全域が崩土の直撃を受けて破壊され、住民500名以上が犠牲となった。このとき崩壊した土砂がChishan川をせき止めて、高さ50 m程度の天然ダムが形成された。約40分後に天然ダムは決壊した様である。

## 3. 深層崩壊発生に関わる諸特性

### 3.1 降雨特性

災害が発生した2009年8月より4ヶ月前の2009年4月から8月までの降雨の記録をFig. 2に示す。4月から7月にかけてまとまった降雨が何度か観測され、積算降雨量は1000 mm程度まで到達している。しかし、8月6 - 10日の台風Morakotによる降雨では、いっきに積算降雨量が4000 mmまで急増しており、いかに莫大な降雨量であったかということがわかる。また、8日午後には最大降雨強度110 mm/hrが記録されおり、それ以外の時間帯でも20 mm/hr以上の強度が約半分を占めている (Fig. 3)。降雨は6日の降り始めから4日以上も途切れることなく続いており、継続時間も長い。これらをまとめると、台風Morakotによる降雨は、継続時間が長くかつ強い雨であったため、結果として4日間で3,000 mmという莫大な降雨となったといえる。これは、Morakotの進行速度が遅く、勢力を保ったまま台湾上空にとどまったことに起因する。このような記録的な降雨が、土層の深部にまで浸透し、通常の降雨では安定であった斜面を不安定化したことが深層崩壊発生の最も大きな要因であると考えられる。

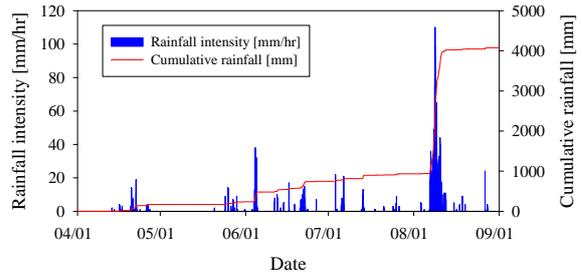


Fig. 2 Rainfall record near Shaolin village (1 April – 31 August, 2009)

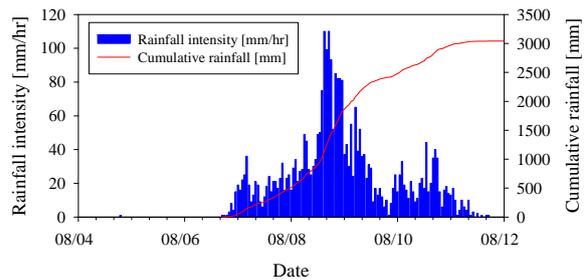


Fig. 3 Rainfall record during Typhoon Morakot affected (4-12 August, 2009)

### 3.2 地形変動

崩壊発生前後にとられたDEMデータから作成した地形図の比較をFig. 4に示す。図中央に位置する斜面の地形が大きく変化していることがわかる。崩壊前には比較的平坦であった斜面上部の地形が、崩壊後にはいくつもの細かい溝のようなものがある地形に変わっている (中央からやや右上の範囲)。現地調査では、当該地域に不透水面となるような基岩が斜面横断方向に傾いた形状で筋状に露出しており、この基岩に沿ったガリー状の地形を表していると考えられる。一方、斜面下部では、元々あった谷地形が崩壊土砂の堆積によって平坦形状に変わっている様子が見られる。このように大きく地形が変動している領域が斜面崩壊の主要部であると考えられる。崩壊前の地形 (Fig. 4上) と崩壊前後での地形変動量・hの分布 (Fig. 4下) から、崩壊の主要部周辺でも崩壊前後で明らかに地形が変化している斜面も存在し、主要部以外でも複数の斜面崩壊が発生したことが示されている。

さらに詳しく見るため、主要な崩壊部の中心線に沿って、尾根から河道までの縦断線 (A-A') とそれに対して直角な横断線を斜面上部 (B-B'), 中部 (C-C'), 下部 (D-D') に設定し (Fig. 5), DEMデータから崩壊前後での標高変化を読み取り, Fig. 6, 7に表示した。縦断図 (Fig. 6) と横断図 (Fig. 7) から明らかのように、斜面上部約1 kmの部分は地形が低下し、下部約1 kmの部分は逆に上昇しており、ほとんど地

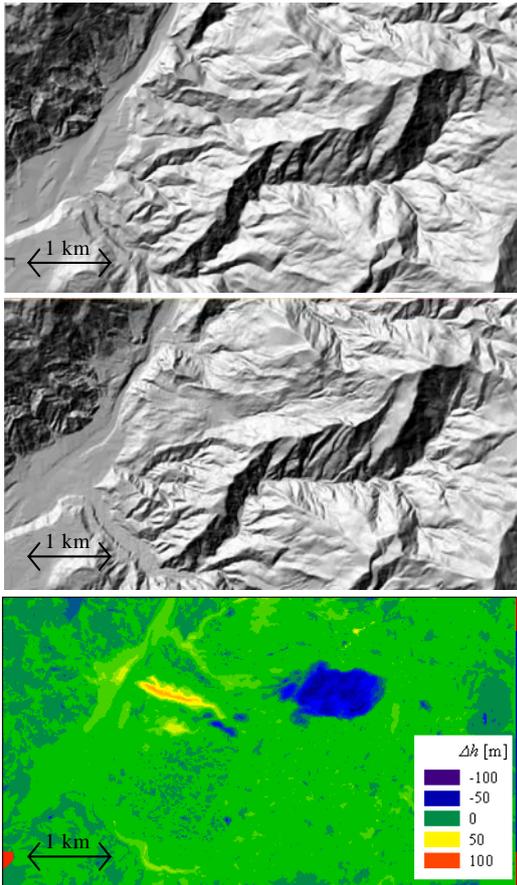


Fig. 4 Comparison of topography before and after the landslide (Top: before, Middle: after, Bottom: difference)

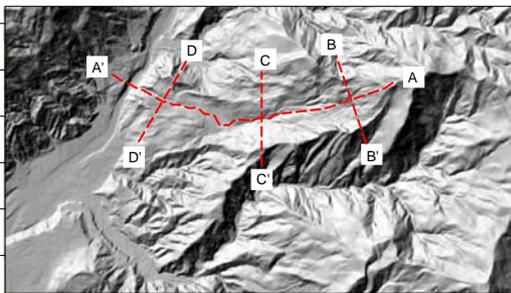


Fig. 5 Longitudinal and lateral lines

形が変化していない部分がそれらの間の中部に存在する。これらの侵食と堆積の傾向を見れば、斜面上部で崩壊が発生し、流下した土砂が、斜面下部に堆積したであろうことが想像される。しかし、結果として土砂が堆積している部分や標高がほとんど変化していない部分でも、一旦侵食した後に上流からの土砂が堆積した可能性も考えられる。ただし、実際に現地の様子を調査すると、Fig. 5, 6, 7のC-C' 断面付近は基岩が露出していた (Fig. 8)。そのため、斜面の中部付近で標高変化が見られなかったのは、斜面崩壊前も基岩が露出しており、侵食も堆積も起

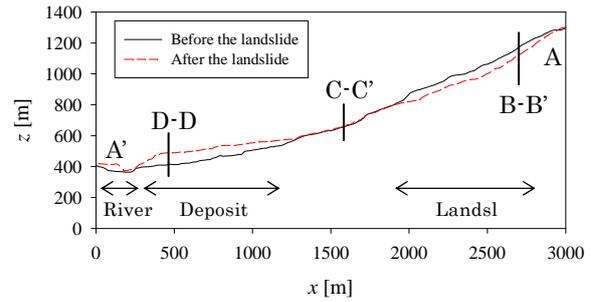


Fig. 6 Level change between before and after the landslide along a longitudinal line (A-A')

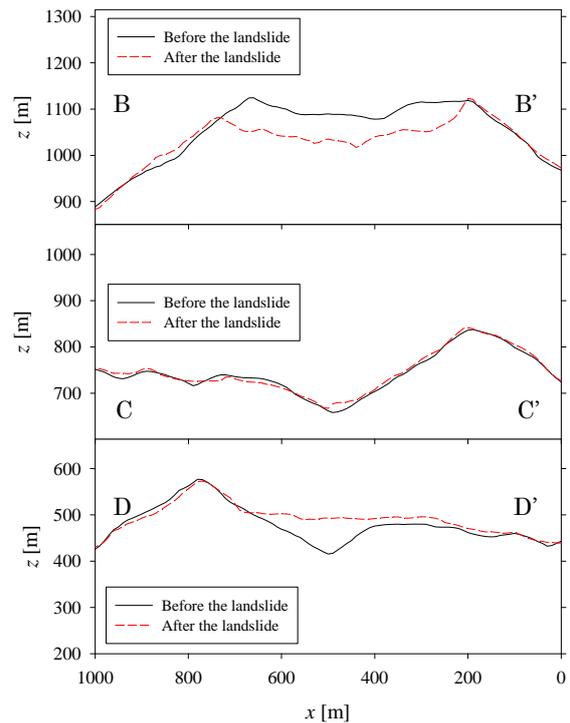


Fig. 7 Level change between before and after the landslide along lateral lines (B-B', C-C', D-D')

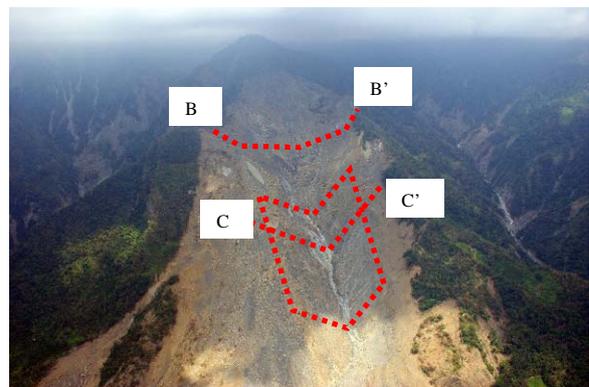


Fig. 8 Exposed bedrock on middle slope, where little level change was observed (Photo is provided by NCKU)

こらなかつたためである事が分かった。この事より、地形がほとんど変動していない斜面中部によって斜

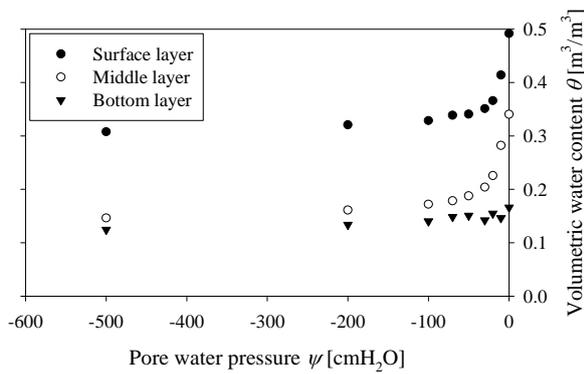


Fig. 9 Relationship between pore water pressure and volumetric water content of soil samples

面上部と下部が分断されており、斜面上部から下部までが一体となって崩壊したわけではないことがわかる。斜面崩壊は、横断線A-A' を含む約1 kmの斜面上部で発生し、中部を流下して、河道へ進み小林村を壊滅させたと考えられる。一部の土砂は、横断線D-D' を含む斜面下部に堆積している。崩壊前後の標高差から、斜面上部の主要崩壊の最大深は84 m、平均深は約50 m、長さ1,100 m、最大幅約500 mであり、非常に深く崩壊土砂量も多い深層崩壊であることが確認された。また、Fig. 4や6から、河道や右岸側の地形も大きく変化しており、一時的に形成された天然ダムの特徴を見ることができる(原ら, 2010)。

### 3.3 土層の水利特性

当該斜面の地質は、砂岩からなる基岩上に風化が進んだ頁岩や砂岩の層が重なっている。また、斜面下流端には、一部泥岩層も見られる。崩壊跡地や斜面下流部に堆積した崩壊土砂を見ると、粘土化した土層が存在していると同時に砂岩の巨礫も含まれており、崩壊前の土層内には風化土層と岩盤層が混在していたと想像される。現地において、崩壊残土や崩壊周辺の表層土からサンプルを採取し、実験室に持ち帰ってpF試験を実施した。その結果得られた水利特性をFig. 9に示す。土層底部のサンプルは基岩直上から採取したもので、岩石が風化した状態の土層である。中層や、特に低層の含水率が一般的な森林土層等に比べ小さい値を示している。また、同じサンプルを用いて変水位透水試験を実施し、飽和透水係数Ksを計測した。その結果、表層土: Ks = 2.5 × 10<sup>-2</sup> cm/s, 中層: Ks = 1.6 × 10<sup>-3</sup> cm/s, 低層: Ks = 8.5 × 10<sup>-4</sup> cm/sとなり、表層から低層に進むにしたがって浸透能が低化することがわかる。しかしながら、地表面から数10 mもの深さにおいて、透水係数が10<sup>-4</sup> - 10<sup>-3</sup> cm/sのオーダーを持っているという事は、土層全体として比較的、水が浸透しやすい性質を持つ

Table 1 Parameters of hydraulic properties employed in rainwater infiltration analysis

Layer	$K_s$	$\theta_s$	$\theta_r$	$\psi_m$	$\sigma$
	cm/s	m <sup>3</sup> /m <sup>3</sup>	m <sup>3</sup> /m <sup>3</sup>	mH <sub>2</sub> O	-
Lower	0.005	0.34	0.15	-2.0	2.0
Upper	0.01	0.49	0.31	-0.5	1.6

た土層と考える事ができる。

## 4. 数値解析

### 4.1 降雨浸透解析

前節で示した降雨、地形、土層水利特性を用いて、斜面における降雨浸透解析を実施した。通常は三次元解析を行って横断方向の浸透も考慮するが、対象領域が非常に大きく計算負荷が過大となる。Fig. 7のB-B'断面の横断地形を見ると比較的平坦であり、横断方向の浸透の影響は大きくないと考え、ここでは斜面中心線に沿ったx-z二次元解析を実施する。

浸透解析では、二次元のRichards式を有限要素法によって解いた(Tsutsumi and Fujita, 2008)。対象断面を要素で分割するにあたり、斜面と平行な方向に対しては、10 m の等間隔、鉛直方向には最大で1.5 m 程度の間隔で等分割している。土層の水利特性には、実測した現地土層の水利特性を考慮した値を、表層土と下層土の2種類に分けて与えている。ただし、ここで土層としている部分は、実際には風化した岩盤と未風化の岩が混在している領域で、岩盤の亀裂や風化した土層の分布など、非常に不均質な状態であると考えられるが、ここでその状態を再現する事は困難である。解析では、均質な土層を想定し、岩盤の亀裂などの選択流路を通る早い浸透流を想定して、実測された透水係数よりも大きな値を与えている。透水係数を含め、計算に用いた水利特性パラメータをTable 1に示す。

通常、土層水分状態の初期条件の調整は、対象となる降雨以前の1から数ヶ月間の降雨を対象斜面に与える予備的な浸透解析を行う事で調整するのが一般的であるが、本研究で扱う斜面は規模が大きいため、この方法では、計算負荷が大きくなりすぎる。そこで、本研究においては、いくつかの水分分布を仮定して、その土層表面にsinカーブ状の降雨(継続時間24 hr, 最大降雨強度20 mm/hr, 総降雨量240 mm)の降雨を与え更に36 hr自然排水した状態を比較し、台風Morakotの降雨(Fig. 3)によって地下水面が十分発達する可能性のある状態の初期水分分布を用いた。以上の方法で設定した初期水分分布を呈する斜面に実測された降雨を与え、土層内部の圧力水頭分

布の変化を求めた。

#### 4.2 斜面安定解析

浸透解析に続き斜面安定解析を行った。安定解析の方法としては、任意のすべり面形状に適用できる簡易Janbu法を採用した。さらに、既往の研究を参考とし（久保田・中村，1991），動的計画法を用いて各時刻に安全率が最小となるすべり面を探索し、すべり面形状を決定できる解析を行った。解析において、降雨浸透解析から得られた斜面土層内の圧力水頭分布を入力値として用いた。土層の強度を表すパラメータである内部摩擦角と粘着力は、実測していないため、いくつかの組み合わせを用いた解析を実施し、降雨の前後で安全率が1以上から1まで減少し、そのタイミングが実際の崩壊時刻に近く、滑り面が深層に達する様な組み合わせを採用した。式(1)に、簡易Janbu法による斜面安全率の算出式を示す。

$$F_s = \frac{\sum [c_i' l_i \cos a_i + (W_i - u_i l_i \cos a_i) \tan \phi_i'] / m_a}{\sum W_i \tan a_i}$$

$$m_a = \cos^2 a_i (1 + \tan a_i \tan \phi_i' / F_s) \quad (1)$$

ここで、添え字*i*はスライス番号を表し、 $c_i'$ 、 $\phi_i'$ はそれぞれ土層の粘着力と内部摩擦角、 $W_i$ 、 $a_i$ 、 $l_i$ はそれぞれスライスの重量、すべり面角度、すべり面長さ、 $u_i$ はすべり面における間隙水圧を表す。

#### 5. 解析結果

仮定した初期状態（a: 2009年8月4日3:00）と降雨直前（b: 同8日18:00）および崩壊発生と判定された時刻（c: 同9日1:00）における斜面の土層内圧力水頭分布の計算結果をFig. 10に示す。仮定した初期状態は、土層底面と地表面の圧力水頭がそれぞれ約2.5 mH<sub>2</sub>Oと-0.5 mH<sub>2</sub>Oであり、最大80 m程度の深さの土層に対しては、非常に均質な水分分布を呈している（Fig. 10a）。その後、240 mmの仮想降雨を24 hrかけて与え、36 hr放置した状態が降雨直前の状態である（Fig. 10b）。土層底面近くに地下水位が発生している。また、土層の上半分は不飽和状態であるが、飽和度は比較的高く湿潤な状態である。計算結果から、この時点で土層内での水移動が安定した状態に達している。このため、初期に設定した分布の不自然さは解消されていると考えられるが、土層に存在する総水分量に関しては、ここで与えた初期条件が実際の状態を必ずしも再現しているとは言えず、検討の余地は残る。その後、台風Morakotによる降雨を与えて浸透解析と斜面安定解析を実施した結果、8月8日16:00に安全率Fsが1.0を下回り、崩壊発生と判

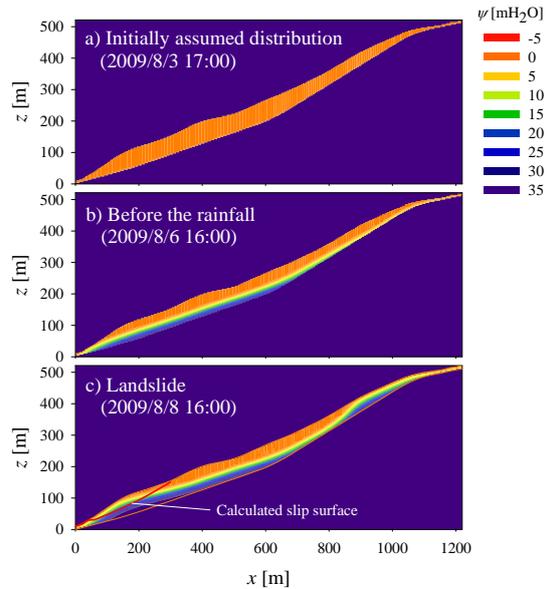


Fig. 10 Result of the analysis: a) Initial condition, b) before the rainfall, c) at the landslide occurrence (Red line indicates calculated slip surface)

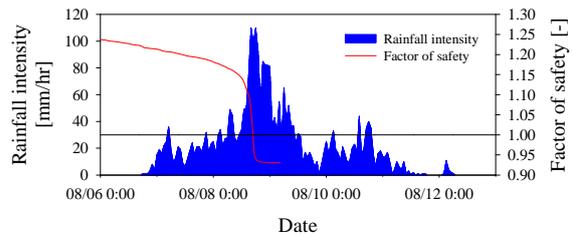


Fig. 11 Rainfall input for the analysis (blue bar) and calculated factor of safety (red line)

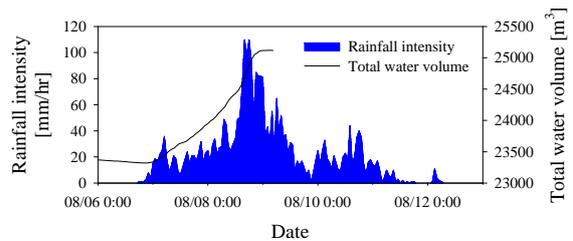


Fig. 12 Calculated total amount of soil water contained in slope (black line)

定された（Fig. 11参照）。その時点での圧力水頭分布を見ると（Fig. 10c），斜面下部では地下水面がほとんど地表面近くまで上昇しており，上方に向かって徐々に水面が浅くなっているが，比較的均一に地下水面が上昇している。地表面および基岩の勾配が約25°と緩勾配である事と，土層が非常に厚いため，降雨鉛直浸透が卓越し，そのため側方浸透が発達せず，土層全体の圧力水頭がほぼ均一に上昇したものと推測される。しかし，斜面安定解析によってFs < 1.0となったときに計算された滑り面形状は，斜面下

端の一部に限定されている (Fig. 10c)。実際の崩壊面は対象斜面全体に及んでいるため、この解析結果とは異なる。しかし、当該斜面の巨大さから、ある時間の範囲内で段階的にいくつかのブロックに分かれて崩壊したのではないかと想像するため (堤・藤田, 2008), ここで示された解析結果は、第一段目の崩壊と考える事ができる。それぞれの崩壊の時間的ずれや規模などの崩壊現象の全貌を解明するためには、段階的崩壊を解析する手法を開発する必要がある。

斜面崩壊の発生時刻に関しては、実際の8月9日6:20頃と比べると12時間以上早い段階で崩壊発生と判定される結果となっており、実際の斜面崩壊発生機構を正確に再現できたとはいえない。この原因としては、浸透解析に用いた土壌水理特性パラメータや斜面安定解析に用いた土層の強度パラメータに依存した結果とも考えられるが、計算開始時の初期水分状態の仮定に因るところが最も大きいと考えられる。そこで、斜面全体が保持している水分量について検討を行った。Fig. 12は、浸透解析の結果から得られた斜面土層内に含まれる総水量の変化を降雨パターンとともに示したものである。総水量は降雨開始前までは、減少傾向にあり、斜面下流端から自然排水されている。8月6日18:00に降雨が始まってからは増加を始め、降雨強度に増減があるにもかかわらず単調増加を続けている。降雨がピークに達する8月8日18:00以降は総水量の増加は鈍り、ほぼ横ばいとなっている。これは、斜面土層のほぼ全体が飽和状態に近づいたため、これ以上は降雨を浸透させることができないためである。降雨開始から崩壊発生までの総水量変化は1390 m<sup>3</sup>であり、総含水量のわずか6%である。よって、初期条件を含水量で数%乾燥側にシフトして設定した場合、実際の斜面崩壊発生時刻により近い結果が得られる可能性がある。ちなみに、Fig. 11, 12の安全率変化と総水量変化が降雨ピークを過ぎた時刻までしか示されていないのは、降雨浸透解析において土層全体がほぼ飽和状態になったあと、降雨強度が減少して排水状態になるときに、計算の収束性に問題が生じ、解析を終了したためである。

## 6. おわりに

本研究では、現地調査、GISによる地形変動調査、降雨浸透解析および斜面安定解析を行い、小林村での深層崩壊の発生機構について検討を行った。これらの検討の結果から、小林村での深層崩壊は、土層内の圧力水頭が降雨と共に上昇し、下流端に近い部分がほぼ飽和状態となり、不安定化して崩壊する解

析結果が得られた。この事から推察すると、斜面は段階的なプロセスを経て崩壊したという斜面崩壊発生機構が示された。ただし、解析においては、いくつかの課題が残されている。第一は、初期条件をどのように設定するかという問題であり、崩壊発生時刻の大きなずれを解消するためにも、異なる初期条件を用いた検証を行う必要がある。第二として、風化岩盤の亀裂や土層の分布などの不均質性を考慮していない点であり、それらを浸透解析にどのように加味するかという課題がある。本稿では、選択流による速い浸透を透水係数への上乗せで対処しているが、定量的な根拠は得られていない。この点は、斜面崩壊発生時刻や規模の推定に対しても大きな影響を及ぼすものであり、初期水分状態設定の問題とも関連して詳細な検討を必要とする。第三に、段階的な崩壊現象を想定した解析手法の確立であり、現時点では初めの崩壊発生までしか解析を行う事ができておらず、崩壊が発生した後も、対象斜面形状を更新しながら浸透解析と斜面安定解析を平行して進める手法を開発する必要がある。このように、多くの課題や問題点が残されており、本稿で示した解析結果は現象をよく再現しているとはいえない。しかし、前例のない規模の斜面に対して解析を実施することで、巨大な斜面崩壊特有の課題や、新たな解析手法の必要性が示されたことは、土砂災害研究における前進と言える。

本稿で対象とした現象は、比較的降水量の多い台湾にとっても、降雨、崩壊規模の面からこれほど大規模な現象は、記録上未経験のものであり、被害も未曾有であったといえる。このような規模の降雨や土砂災害は、日本でも当然考えられない程大きなものである。しかしながら、日本においても想定を超える規模の降雨が発生する事は十分に起こりえるものであり、台湾だけで起こる現象と見過ごす訳にはいかない。台湾での災害を教訓に、調査研究を進めることで、将来わが国でも起こりえる大規模で複合的な降雨・土砂災害に対する備えに関して検討を進める必要がある。

## 参考文献

- 原義文・内田太郎・吉野弘祐・宮本邦明・権田豊・今泉文寿 (2010) : Morakot台風による台湾小林村における天然ダムの越流侵食について、平成22年度砂防学会研究発表会概要集, pp. 90-91.
- 久保田哲也・中村浩之 (1991) : 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 (4), pp. 18-25.
- 堤大三・藤田正治 (2008) : 斜面崩壊過程に与える

- 土層の物理特性の影響に関する検討, 水工学論文集, 52, pp. 565-570.
- Chjeng-Lun Shieh, Yuan-Jung Tsai, Wen-Chi Lai, Yu-Shiu Chen, Kun-Ting Chen and Cheng-Lung Chiu (2010): Disasters caused by Typhoon Morakot in Taiwan and the renovation strategy, Proceedings of the International Symposium on Water and Sediment Disasters in East Asia, pp. 36-44.
- Daizo Tsutsumi and Masaharu Fujita (2008): Relative importance of slope material properties and timing of rainfall for the occurrence of landslides, International Journal of Erosion Control Engineering, 1 (2), pp. 79 – 89.

### **Analysis on the Deep Seated Landslide Occurred in Shaolin Village, Kaohsiung County, Taiwan**

Daizo TSUTSUMI, Masaharu FUJITA, Kuniaki MIYAMOTO\*, Fumitoshi IMAIZUMI\*, Masamitsu FUJIMOTO\*\*, Hiroshi KOKURYO\*\*\* and Hiroaki IZUMIYAMA\*\*\*\*

\* Graduate School of Life and Environmental Sciences, University of Tsukuba, Japan

\*\* Graduate School of Agriculture, Kyoto University, Japan

\*\*\* Nippon Steel & Sumikin Metal Products Co., Ltd.

\*\*\*\* Graduate School of Engineering, Kyoto University, Japan

#### **Synopsis**

In August 2009, the Typhoon Morakot hit Taiwan and caused an extraordinary amount of rainfall. Due to the heavy rainfall, a large number of floods and sediment-related disasters occurred all over the island. In Shaolin Village, Kaohsiung County, a huge landslide occurred around 6 am August 9, destroyed the village completely and killed more than 500 people. After the landslide, authors visited the landslide site and investigated the landslide scour to collect information on factors affecting landslide occurrence such as exposed bedrock and soil layer conditions. GIS analysis using DEM data were also conducted to determine the sliding domain. According to the site investigation and GIS analysis, rainwater infiltration analysis and slope stability analysis were conducted. Results of the analysis suggested that the landslide domain, about 1,200 m long, 500 m wide and 80 m deep was collapsed by multi phased manner.

**Keywords:** deep-seated landslide, Typhoon Morakot, Shaolin Village, rainwater infiltration, slope stability

## 地形情報と比抵抗情報を併用して 地震によるトップリング崩壊危険斜面を抽出する

野々村敦子\*・長谷川修一\*・佐々木良\*\*・河戸克志\*\*\*・小野田敏\*\*\*\*・千葉達朗\*\*\*\*

\* 香川大学工学部安全システム建設工学科

\*\* 西日本旅客鉄道

\*\*\* 大日本コンサルタント

\*\*\*\* アジア航測株式会社

### 要 旨

南海トラフの巨大地震は、数十年の間に高い確率で発生すると予測されており、震源域では大規模崩壊の発生が危惧される。被害を最小限に抑えるためには、崩壊の可能性が高い箇所を把握し、対策を事前に立てておく必要がある。そこで本研究では、1707年の宝永地震の際に大規模崩壊が発生した高知県室戸市加奈木の崩えをモデル地域として、地形情報と岩盤の比抵抗情報を用いて大規模崩壊危険箇所を推定する手法を検討した。

**キーワード:** 大規模崩壊, トップリング, 地震

### 1. はじめに

南海トラフの巨大地震は、数十年の間に高い確率で発生すると予測されている。これまでに発生した南海トラフの巨大地震をみると、1707年の宝永地震によって、静岡県の大谷崩れ、赤崩れ、高知県の加奈木の崩えなどの大規模斜面崩壊が発生したと伝えられている。これらの崩壊が発生した斜面には堆積岩が分布しており、もともと急傾斜の地層が斜面下方に向かって倒れ掛かるように岩盤クリープ（トップリング）しているという共通点がある（千木良，1997）。

このような大規模崩壊は、長期にわたり、下流域に甚大な被害を与える可能性があるため、事前に発生しやすい場所を予測して、危機管理の対応策を検討することが望ましい。地震による大規模崩壊の発生箇所を予測するためには、崩壊が発生しやすい地形・地質構造を明らかにし、さらにそのような斜面を抽出する技術の開発が必要である。

そこで本研究では、地震時に大規模深層崩壊の危険性がある箇所として、トップリングしている斜面に着目し、大規模崩壊危険箇所抽出方法を検討した。まず、大規模崩壊危険箇所を一次的に絞り込む手法として、DEMを用いてトップリングしている斜面を

抽出する方法を検討した。次に、トップリングしている斜面において、空中電磁法で得られた比抵抗データをを用いて岩盤の緩み箇所を推定し、崩壊危険箇所を精査する手法を検討した。研究対象地域は、高知県室戸市の加奈木の崩えとした（Fig.1）。

### 2. 加奈木の崩え周辺の地形・地質概要

加奈木の崩えは、高知県室戸市佐喜浜川の源頭部に位置する。1707年の宝永地震時に岩屑流を引き起こし、その後、1746年に土石流が発生したと推定されている（千木良ら，1998）。大正6年から昭和39年の47年間にわたる治山工事によって、斜面は小康状態を保っているが、トップリングにより緩んだ斜面は、今後、巨大地震が発生した際には大規模に崩壊する可能性もある。

加奈木の崩え斜面の基盤は古第三系室戸半島層群の砂岩および粘板岩からなっており、これらの地層は、北東-南西方向に伸びている。分水嶺の尾根を境に北側は北方へ（南傾斜）、南側は南方へ（北傾斜）トップリングしている。転倒構造が認められない谷底ではN50~60° Eの走向で、南もしくは北へ高角度で傾斜している。

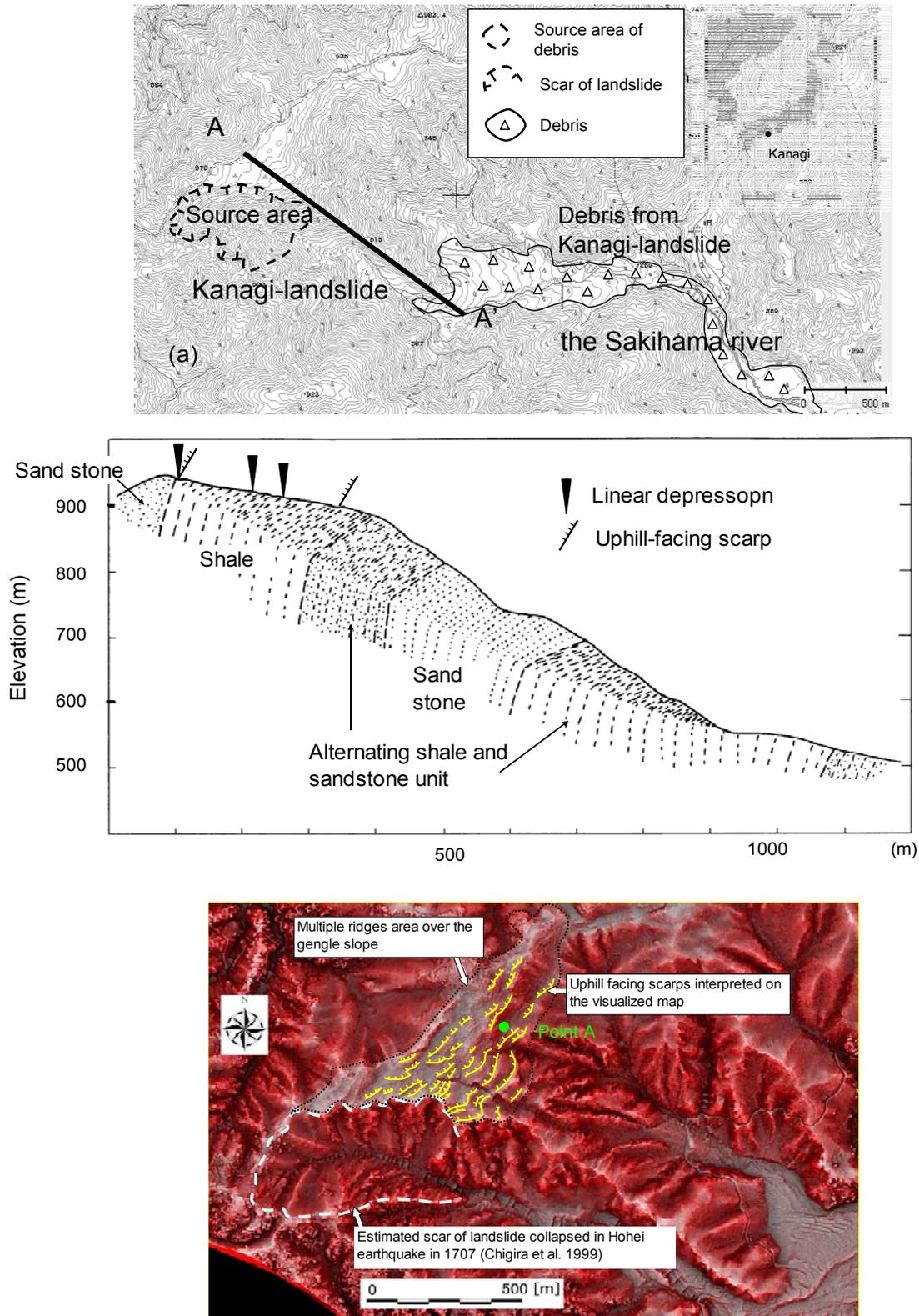
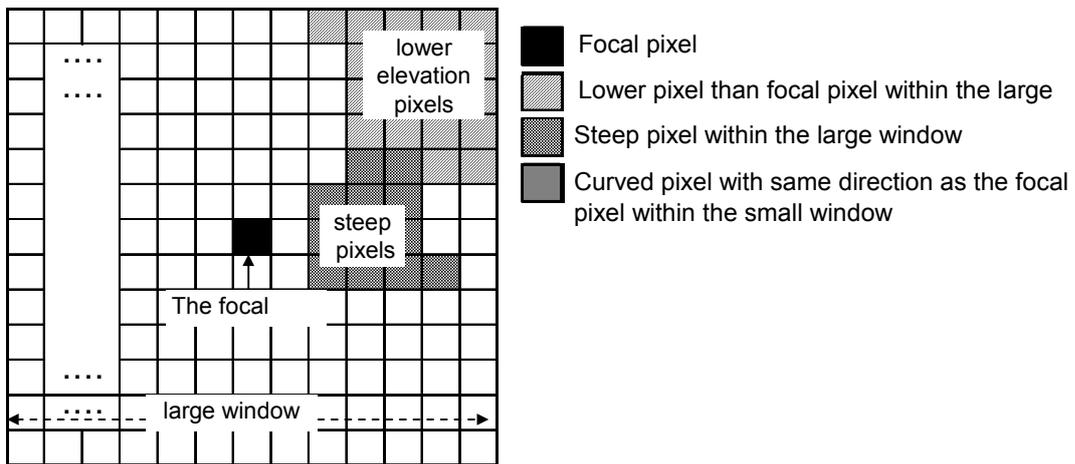
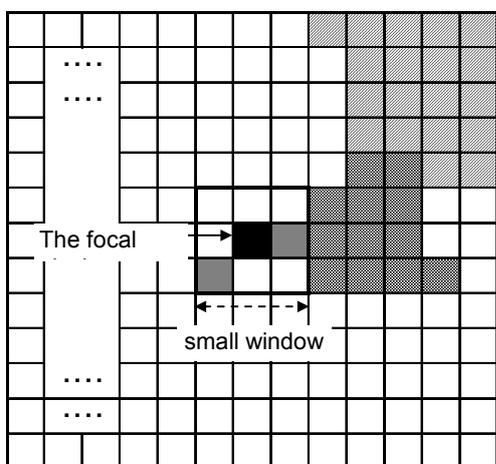


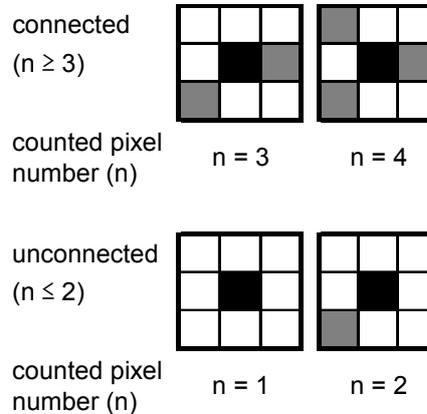
Fig. 1 Topography of the study area (a) Approximate position of Kanagi landslide induced by Hoei earthquake and the deposited debris from Kanagi landslide along the valley (b) Geologic cross-section along line A-A' cited based on Chigira (1998), (c) Interpreted geomorphological features on visualized laser altimetry DEM. Yellow lines show the delineated ridges.



(a) Large window



(b) Small window



Proposed algorithm to identify flexural toppling slopes

Large window for extracting local relief -

- \* The focal pixel is located at the center of the window

Rule1:

- \* The slope of the focal pixel is gentle (slope  $< 15^\circ$ )
- \* More than 5% of the pixels within the large window have a steep slope

Rule2:

- \* More than 5% of the pixels are 200m lower than the focal pixel within the large window

Small window for extracting microtopography -

- \* The focal pixel is located at the center of the window

Rule3:

- \* Direction and the continuity of the curve is estimated within a small window

Fig.2 Diagram of the algorithm. (a) Large window. (b) Small window

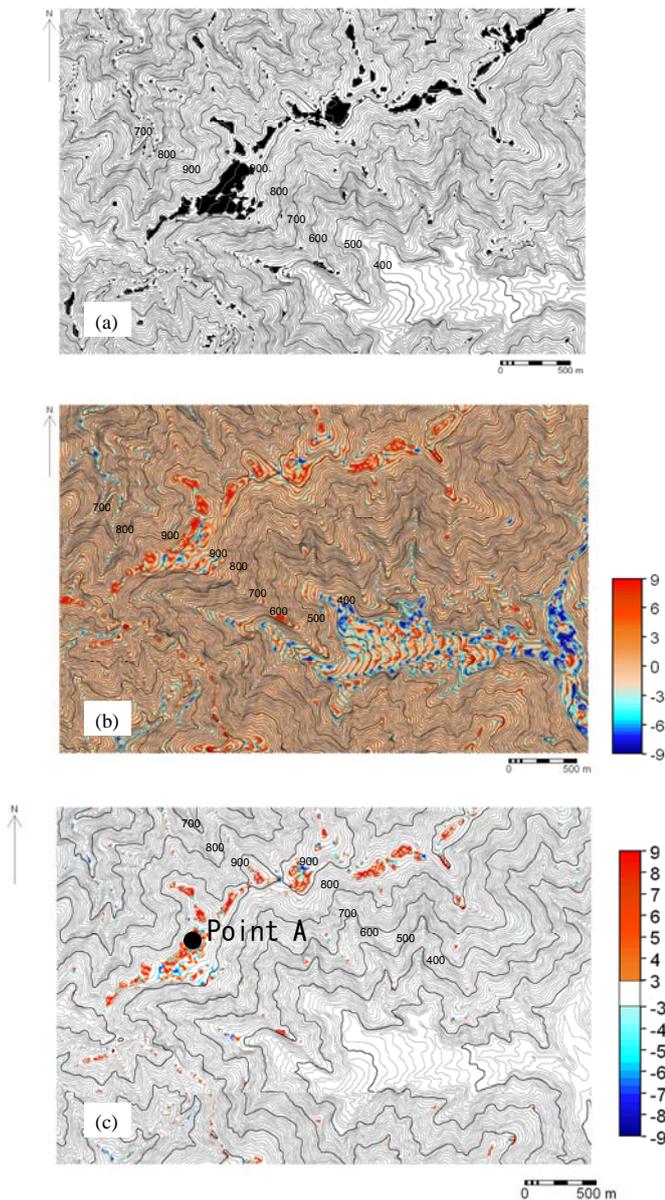


Fig.3 Results of applying the algorithm. (a) Gentle upland slopes extracted by applying Rule 1 and Rule 2. (b) Ridge/Depression Index (RDI) from applying Rule 3. (c) Extracted multiple ridges over gentle upland slopes



Fig.4 The photo taken at point A

### 3. 大規模崩壊危険箇所抽出方法の検討

巨大地震が発生した際、大規模崩壊が発生する危険性のある斜面を抽出するために、一次絞込み手法として、地形情報を用いてトップリング斜面を抽出する手法を提案した。岩盤の緩みを詳細に調査する手法として空中電磁探査で取得される比抵抗データを用いて岩盤の緩み箇所を推定する手法を検討した。

#### 3.1 地形情報を用いた大規模崩壊危険箇所抽出手法の検討

加奈木の崩え周辺においてDEMを用いた地形解析でトップリングが進行している斜面を簡易的に抽出する手法を検討した。もともと急傾斜の地層が斜面下方に向かって倒れ掛かるようにトップリングしている斜面では、斜面上部に緩斜面が形成され、緩斜面には線状凹地が多数分布する。また、これまでも大規模に崩壊していることから、周辺との比高差が大きい。そこで本研究では、「周囲との比高差が大きく、上部が緩斜面であり、そこに線状凹地が分布する斜面」を大・小の2種類のフィルタを用いて抽出する手法を検討した (Fig.2)。大フィルタ (Large window) では「周囲との比高差が大きく、上部に位置する緩斜面」を抽出し、小フィルタ (Small window) では線状凹地を抽出した。線状凹地を抽出する際、DEMを用いて曲率を計算し、地形の凹凸を算定した。凹地形が連続しているところを線状凹地とし、凸地形と凹地形がそれぞれ線状に連なる地形が平走するところを多重山稜と推定した。入力データとして、国土地理院が無償で提供している解像度10mのDEMを使用した。

比高差と緩傾斜を定義するための数値は、加奈木の崩え周辺斜面で設定した。Fig.3(a)は、Large window (Fig2(a))を用いて、「周囲との比高差が大きく、上部に位置する緩斜面」を抽出した結果を示す。緩傾斜の勾配を15度以下とし、周囲2km四方に200m以上低く、勾配が50度以上のピクセルがあることと定義して抽出した。Fig. 3(b)は、Small Windowを用いて斜面の凹凸を定量化するためにRidge and Depression Index (RDI) を算定し、線状に連なる凹型もしくは凸型地形を抽出した結果を示す。RDI値が3以上は凸型の地形の一部、RDI値が-3以下は凹型地形の一部であることを示す。青が連続しているところを線状凹地とみなし、赤、青それぞれのピクセルが連続するところを多重山稜とみなした。Large windowとSmall windowで得られた結果を重ね合わせることで、「比高差が大きく、上部が緩斜面であり、そこに線状凹地が分布する斜面」を抽出した。

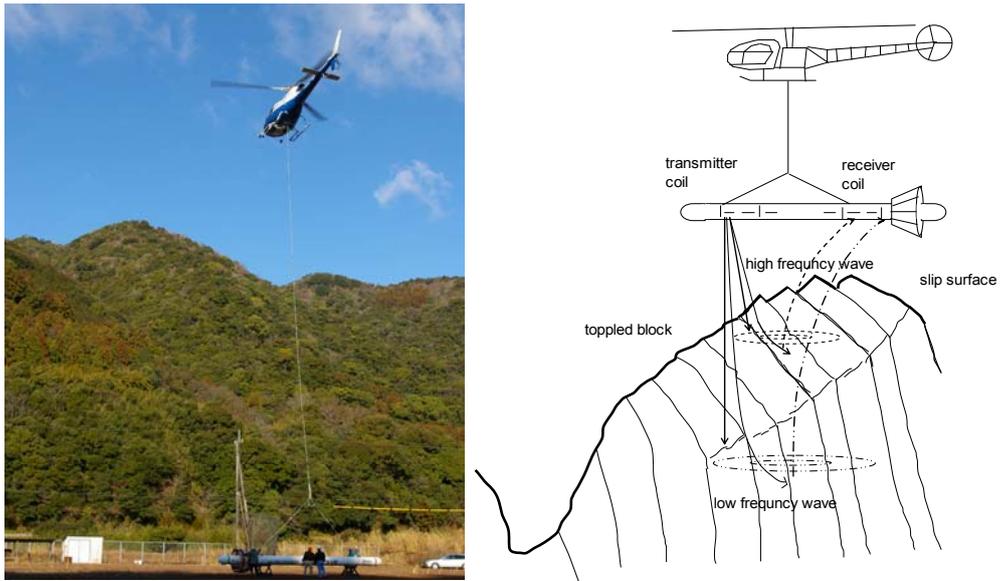


Fig. 5 The schematic figure of airborne electromagnetic survey

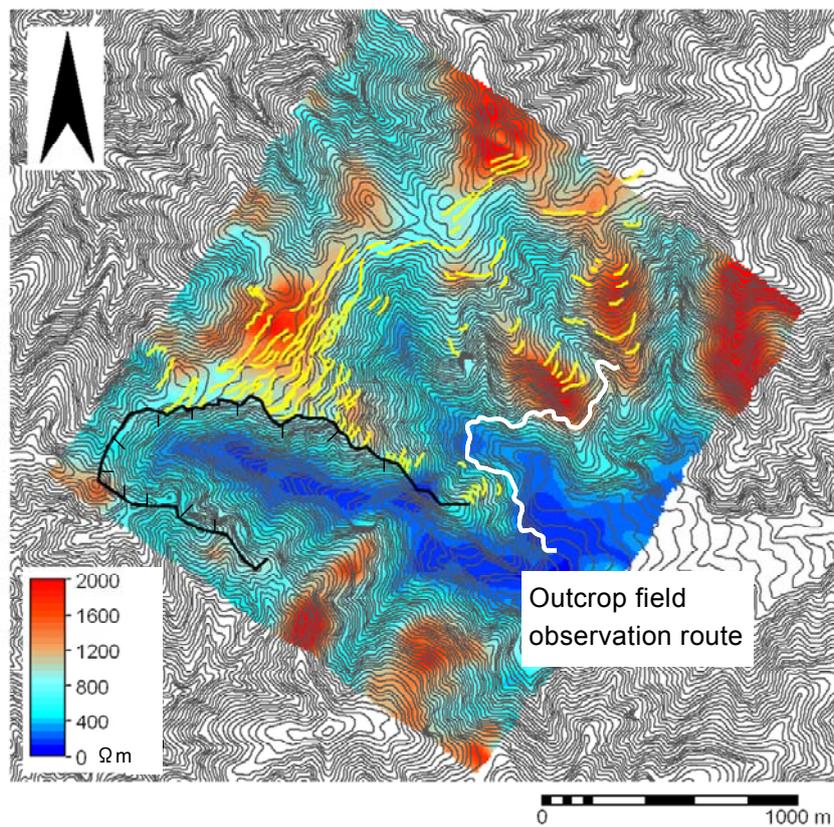


Fig. 6 Resistivity distribution of 5-30m depth resistivity observed by 140kHz. Yellow lines show linear depressions and black line shows Kanagi-kuzure landslide scar. White line shows the outcrop research route.

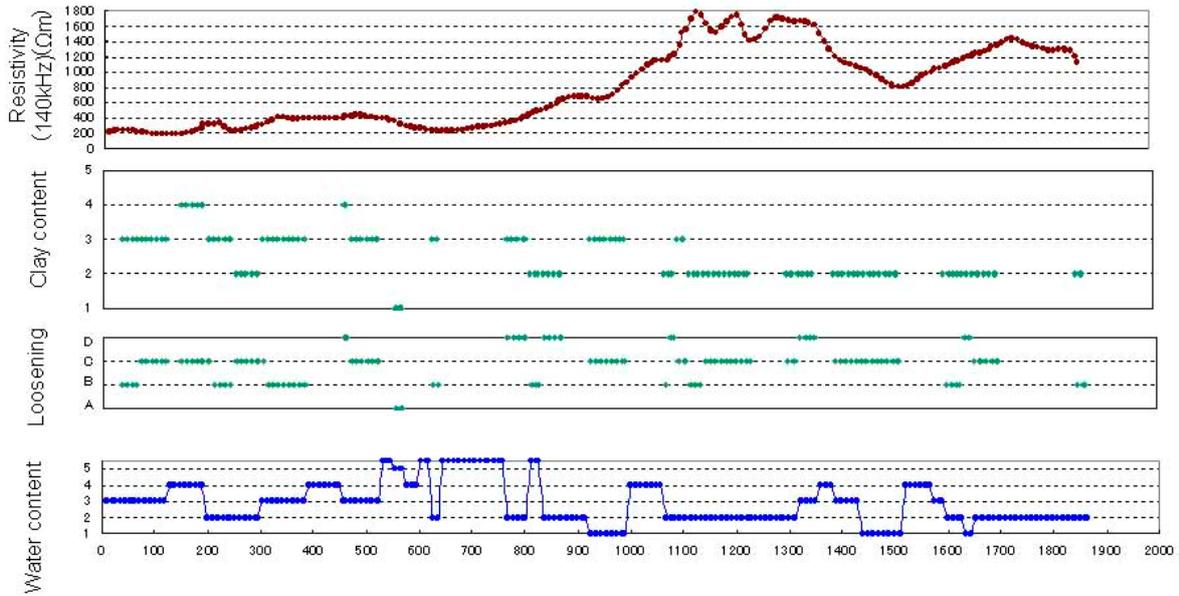


Fig.7 Outcrop observation along the route

Fig.3のPoint Aでは凹部であると推定されている。現地において地形を調査したところ、Fig.4に示すように、比高差5mの凹地が線状に分布していた。

また、本研究で開発したトッピング斜面抽出手法を、静岡県赤崩れ周辺斜面に適用したところ、トッピング斜面の線状凹地を抽出することが出来た。

### 3.2 空中電磁探査による比抵抗データを用いた岩盤の緩み箇所抽出手法の検討

#### (1) 調査概要

空中電磁法は、電気探査法の一つで、地下の比抵抗構造を求め、地質状況を判定する手法である(Fig.5)。比抵抗値は岩石の電気的性質に関連した物理量で、岩質、風化・変質、間隙(亀裂)、粘土などの電導性鉱物及び水の影響を受けて値が変化することから、風化層や粘土化変質帯などの地質的脆弱部の探知に優れている。周波数の高いコイルほど地盤浅部、周波数の低いコイルほど地盤深部の比抵抗を把握することができる。本研究では140 kHz, 31 kHz, 6.9 kHz, 3.3 kHz, 1.5 kHz, 340 Hzの6周波数を用いて空中電磁探査を実施した。140 kHzのデータは地下5-30mの比抵抗値を示す。

#### (2) 地表付近(5-30m)の比抵抗分布

Fig.6は周波数140kHzで観測された5-30mの岩盤の比抵抗データである。山向き小崖が分布する緩斜面や尾根部は一般に高比抵抗であり、谷底は全般に低比抵抗であるが、比抵抗データから岩盤の状態を推定するためには、両者の関係を明らかにしておく必要がある。

そこで、林道沿いの斜面において、岩盤の粘土分

(clay content)、岩盤の緩みの程度(loosening)、含水状態(water content)を調査し、空中電磁法で観測した比抵抗データと現地で観察した岩盤との関係进行分析した(Fig.7)。岩盤の粘土分については、目視で5段階にランク分けし、ランク1に近づくほど粘土分を含まない、ランク5に近づくほど粘土分を多く含むと判断した。岩盤の緩みの程度は目視でAからDの4段階にクラス分けした。Aクラスは緩みが認められない岩盤、Bクラスは部分的に開口割れ目がある岩盤、Cクラスは開口割れ目が卓越している岩盤、Dクラスは角礫状になっている岩盤と定義した。含水状態は、地形や湧水状況やコケやシダ類など植物の生息状況、触れた感触により5段階にランク分けした。ランク1は植物が生息しておらずパサパサと乾燥した状態、ランク2は植物の生育状況が悪くパサパサと乾燥した状態、ランク3はコケなどの植物が少し生育しており少し湿潤な状態、ランク4はコケやシダなどの植物が生育し湿潤な状態、ランク5は植物の生育が発達し湧水が確認できる状態と判定した。

その結果、調査ルート前半では含水量・粘土分ともに多く、その区間では比抵抗値が低くなる傾向が見られた。一方、岩盤の緩みと比抵抗の関係には明瞭な傾向が見られなかったが、岩盤の緩みが進行すると、亀裂に空気が入るため比抵抗が高くなると思われる。そこで、比抵抗値から岩盤の緩みを推定するための手法を考案した。

#### (3) 比抵抗凹凸度

岩盤が緩んで出来た亀裂に空気が入ると、比抵抗が大きくなる。一方、粘土化して水分を多く含む場合、比抵抗は小さくなる。トッピングで岩盤の緩

みが進行すると、岩盤の比抵抗値が高くなると考えられる。そこで周りよりも比抵抗が高くなる地点を抽出する手法を検討した。千葉ら(2007)は、地上開度・地下開度という着目点から見える空の広がりを見せようとして考案された地形可視化フィルタを用い、尾根谷度を定義した(式1)。地上開度は天頂と地形断面の上側接線の角度、地下開度は天底と地形断面の下側接線の角度である(Fig.8)。

$$\text{尾根谷度} = (\text{地上開度} - \text{地下開度}) / 2 \quad \text{(式1)}$$

尾根谷度は、空間スケールを考慮して対象ピクセルの周囲との比高差を検査することができる。フィルタサイズが決まっている場合、小さいフィルタを使用すれば、ピクセル周辺のマイクロな変化しか捉えることができないし、大きいフィルタを使用すればピクセル近傍で大きく変化する傾向を捉えることができない。しかし尾根谷度は、考慮距離内の上側及び下側接線の角度を用いて定義されるため、対象地点とその周辺の地形との関係を明瞭に定量化することができる。

本研究では、比抵抗値の地上開度と地下開度を計算し、尾根谷度と同じ考え方で比抵抗凹凸度を算出し、対象ピクセルとその周辺ピクセルの比抵抗値の

関係を定量的に示した。考慮距離を50m, 100m, 150mと変化させてみた。Fig.9は周波数140kHzの比抵抗データを用いて算定した地表付近(5-30m)の比抵抗凹凸度を示す。比抵抗データのメッシュサイズは10mであり、考慮距離を100mとして、解析対象ピクセルを周囲200m×200m内の比抵抗値と比較した。比抵抗凹凸度がゼロ以上で値が大きい場合、対象地点は周

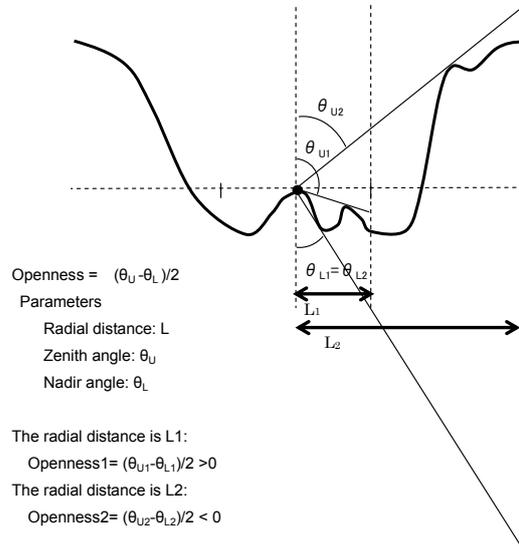


Fig. 8 The concept of openness

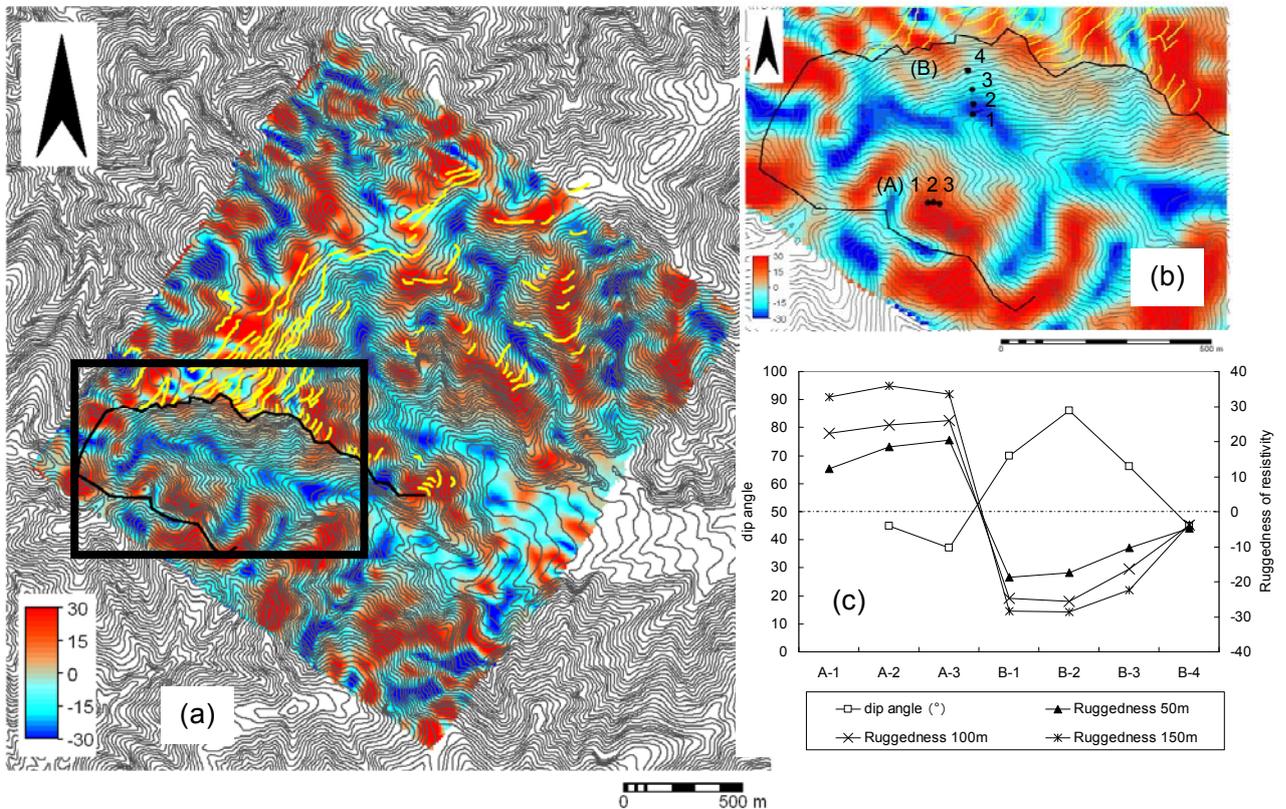


Fig.9 (a) The ruggedness of resistivity, (b) The field observation point for validating the relationship between ruggedness of resistivity and toppling condition, (c) The comparing ruggedness of resistivity with dip angle

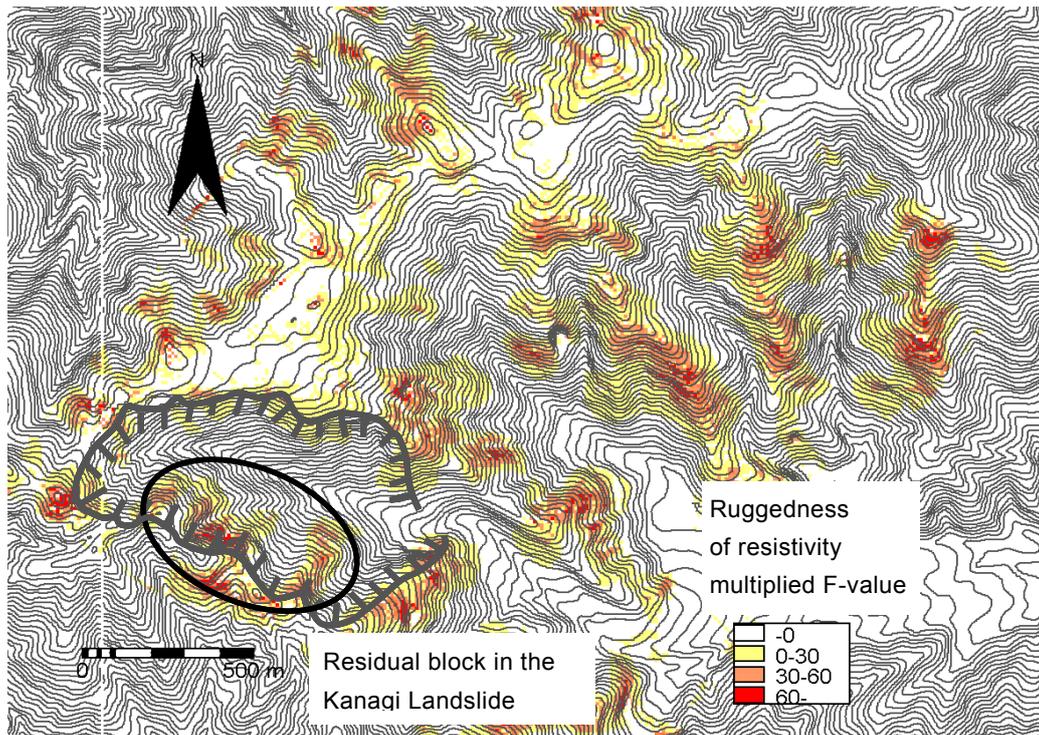


Fig.10 Estimated large-scale landslide susceptibility by combining ruggedness of resistivity and landslide susceptible topographies, which tend to amplify tremor.

りよりも比抵抗が高く、比抵抗凹凸度がゼロ以下で小さい地点は周りよりも比抵抗が小さいことを示す。比抵抗凹凸度がゼロに近くなると、周りと同程度の比抵抗値であることを示す。

比抵抗凹凸度と岩盤の緩みの関係を調査するために、Fig.9(b)で示す地点において現地調査を実施した。解析対象地域では、もともと急傾斜の地層がトップリングによって緩傾斜になり、斜面下方に向かって倒れ掛かるようになってきていることから、層理面の角度を岩盤の緩みの程度の指標とし、層理面の角度と比抵抗値との関係を検討した。すなわち、露頭で測定した層理面の勾配が小さいところほどトップリングが進行しているとした。その結果、比抵抗凹凸度が大きいところでは層理面の傾斜角度が小さい、すなわちトップリングが進行していることを確認した。比抵抗凹凸度が小さいところでは、層理面が急角度で立ち、割れ目が少ない岩盤が露出していることを確認した。

考慮距離50m, 100m, 150mのいずれの計算結果においても、比抵抗凹凸度と層理面の角度との相関は有意であったが、考慮距離が100mの比抵抗凹凸度と層理面の角度との相関係数が最も高かった（相関係数0.88）。よって、考慮距離100mで計算した比抵抗凹凸度で推定した相対的な比抵抗分布を用いて岩盤の緩みを推定できると考えた。

### 3.2 地震時大規模崩壊危険箇所抽出手法の検討

実際に巨大地震が発生した際の斜面崩壊危険性を推定する場合、尾根部や急傾斜等、地震動を増幅させる地形効果を考慮する必要がある。内田ら（2004）は、斜面勾配と平均曲率から崩壊危険度を評価する手法を提案した。この手法では、急勾配の凸型斜面、すなわち、地震動を増幅させる地形で崩壊の危険性が高くなる。

本研究では、岩盤が緩み、地震動が増幅される斜面では崩壊の危険性が高いと考えた。そこで、内田らの手法（式2）で算定される地震時斜面崩壊危険度を地震動増幅地形と捉え、比抵抗凹凸度から推定した岩盤の緩みと掛け合わせて（式3）、地震時に斜面崩壊の危険性が高い箇所を推定した(Fig.10)。

$$F = 0.075 \times [\text{斜面傾斜}(\text{°})] - 8.9 \times [\text{平均曲率}] + 0.0056 \times [\text{最大加速度}(\text{cm/s}^2)] - 3.2 \quad (\text{式2})$$

$$\text{地震によるトップリング斜面の崩壊危険度} = F \text{値} \times \text{比抵抗凹凸度} \quad (\text{式3})$$

Fig.10でオレンジに示す値が大きいところは、地震時に地震動が増幅しやすい地形で岩盤が緩んでいる、すなわち、地震時に崩壊の危険性が高いことを示す。

加奈木の崩れの北側斜面には地震によるトップリング斜面の崩壊危険度が高い箇所が見られないが、南側斜面には黒丸で示すところに高い値を示す部分が見られる。これは、加奈木の崩れと推定されている箇所において、先の巨大地震時に緩んだ岩盤がすべて崩壊したのではなく、一部崩壊せずに崩れ残っているところがあると考えられる。

#### 4. まとめと今後の課題

高知県室戸市の加奈木の崩れをモデル斜面として、地震時に大規模深層崩壊の危険性がある箇所を抽出する手法を検討した。トップリングしている斜面に着目し、DEMを用いてトップリングしている斜面を抽出する方法を検討した。次に、トップリングしている斜面において、空中電磁法で得られた比抵抗データをを用いて比抵抗凹凸度を計算し、岩盤の緩み箇所を推定し、崩壊危険箇所を精査する手法を検討した。今後は、比抵抗断面のデータを深さ方向に分析し、トップリングの深度を推定することで、深層崩壊の規模を推定する手法を検討する予定である。

#### 参考文献

- 千木良雅弘・長谷川修一・村田明広(1998)：四国の四万十帯にある加奈木崩れの地質・地形特性，日本応用地質学会平成10年度研究発表会講演論文集，pp. 61-64.
- 千木良雅弘(1997):風化と崩壊，近未来社，204p.
- 千葉達朗・鈴木雄介・平松孝晋(2007)：地形表現手法の諸問題と赤色立体地図．日本国際地図学会(地図)Vol. 45, No1. pp. 30-34.
- 内田太郎・片山正次郎・岩男忠明・松尾修・寺田秀樹・中野泰雄・杉浦信男・小山内信智，(2004)：地震による斜面崩壊危険度評価手法に関する研究，国土技術政策総合研究所資料，204，p. 91.
- Chigira M. (1998) Geological prediction of rock avalanche, 8th international IAEG Congress proceedings. 1409-1414.
- 謝辞：本研究を実施するに当たり，国土交通省「平成20-22年度建設技術開発助成制度」(研究代表者：野々村敦子)の助成を頂いた。ここに謝意を表す。

#### Estimation of large-scale landslide susceptibility by using DEM and airborne resistivity data

Atsuko Nonomura\*, Shuichi Hasegawa\*, Ryo Sasaki\*\*, Katsushi Kawato\*\*\*  
Satoshi Onoda\*\*\*\*, Tatsuro Chiba\*\*\*\*

\* Faculty of Engineering, Kagawa University

\*\* West Japan Railway Company

\*\*\* Nippon Engineering Consultant

\*\*\*\* Asia Air Survey

#### Synopsis

Slopes on which large-scale near-surface flexural toppling is occurring are prone to persistent earthquake-initiated landslides. Identification of these slopes is therefore an important factor for mapping landslide susceptibility and preparing for landslide risk management. DEM and airborne resistivity survey data are useful for regional investigations of this type. In this study, we propose the methods to identify landslide susceptible slopes by using 10m resolution DEM and airborne resistivity data.

**Keywords:** large-scale landslide, toppling, earthquake

## 2008年四川大地震時に発生した大規模地すべりダム内部構造と安定性について

王功輝

京都大学防災研究所・斜面災害研究センター

## 要 旨

2008年の四川大地震においては、家屋の倒壊や土砂災害などによる死者と行方不明者が9万人以上と推定されている。この時に60,000以上の箇所において地すべりや崩壊が発生し、大規模地すべりダムが多数形成され、地震災害の復旧・復興に大きな影響をもたらしていた。これらの大規模地すべりダムの形成・決壊機構を解明するために、本研究では、幾つかの大規模地すべりダムを対象に、その地質背景を調査すると共に、①高精度表面波探査と微動アレイ調査を実施し、ダム堤体のS波構造、②写真計測と篩での計測を併用し、ダム堤体の粒径分布を調べた。これらの結果に基づいて、四川大地震時に発生した大規模地すべりダムの安定性評価を試みた。

キーワード: 地すべりダム, 四川大地震, ダム安定性, 内部構造, 粒径分布, 大規模地すべり

## 1. はじめに

「地すべりダム」とは、地すべりや大規模崩壊などの急激な土砂移動により、河道が閉塞され、その背後に河川水が貯留されて湖水が形成される現象である。このような地すべりダムは構造的に脆弱であり、自重や越流水により容易に崩壊し、時として湖水と土砂と共に一気に流下し、甚大な二次災害を引き起す場合もある。例えば、1786年中国四川省で発生した地震により大渡川で形成された地すべりダムは、地震の10日後に決壊した。この時発生した巨大洪水は1400km下流にまで被害を及ぼし、約10万人の命が奪われた(Li et al., 1986)。

近年、国内外で頻発している内陸直下型地震により多くの地すべりダムが形成され、地震災害の復旧に大きな影響を与えかねないことが指摘されている。特に、災害直後の限られた時間内でこのダムの決壊に関する危険度を的確に評価することが重要視されている(田畑他, 2002)。これまで、地すべりダムに対する研究は地質地形学のアプローチ(Costa & Schuster 1988, 1991; Casagli & Ermini 1999; Ermini & Casagli, 2003)と水理学のアプローチ(水山ほか, 1987, 1989; 高橋・匡, 1988; 高橋・中川, 1993)の二側面から、決壊したダムの地形的特徴や地すべりダムの決壊過程及び決壊メカニズムなどが検討されてきた。従前よりこれらの検討に基づいて、ダム決壊の評価方法や、決壊に伴う洪水流出の予測方法等は数多く開発された(例えば高橋・匡尚, 1988; Ermini & Casagli, 2003; 里深ほか, 2007; Awal et al., 2009)。しかし、地すべりダムの堤体そのものに関する解明が未だに不十分であるため、大規模地すべりダムに対する応急対策は経験に基づいたものが多く、また、実際に形成された地すべりダムの地域性や特異性及びダム堤体の異方性を考慮した決壊

危険度を評価する手法も開発されていない。このため、地すべりダムに対する決壊危険性を十分に認識したものの、応急対策時にダムが決壊するケースが少なくない。例えば、2000年中国チベットの易貢地区に岩盤崩落により形成された大規模地すべりダムでは、応急対策として排水路を施工したが、湛水を放水した後にダムの堤体で侵食決壊が一気に発生し、これが誘因となった巨大洪水により、下流側のインド北部で約100人の命が奪われ、5万人の家屋が失われた(Zhu et al., 2003)。しかし、このような失敗事例があったにも関わらず、2008年四川大地震時に形成された唐家山巨大地すべりダム(湛水量: 約2.5億 $m^3$ )では、緊急排水路が施工されたものの、ダムの天端が急激に侵食され、一時は巨大洪水の発生が懸念された。幸いダムの決壊は堤体の1/3に留まった。一方、同じ地震で形成された青川県の石板溝地すべりダムでは、発破により地すべりダムの一部を除去してダム湖の水位を下げた。しかし、堤体への影響はなく、地すべりダムそのものが十分な安定性を有していたためと推察された。これらの事例を総合すると、大規模地すべりダムが決壊するかどうかを的確に評価する手法はまだ確立できていないと言える。

2008年の四川大地震においては、家屋の倒壊や土砂災害などによる死者と行方不明者が9万人以上と推定されている。この時の地すべりや崩壊などの土砂災害は約4~6万箇所以上に及び(黄, 2009; Dai et al., 2011; Gorum et al., 2011)、800箇所以上の地すべりダムが形成され、地震災害の復旧・復興に大きな影響をもたらした(Fan et al., 2011)。これらの地すべりダムの殆どは自然に、あるいは応急対策工事により無くなったが、唐家山などをはじめ、幾つかの大規模地すべりダムが現在もなお残存しており、決壊による大洪水

の発生が懸念される。そのため、大規模地すべりダム  
の決壊危険度を迅速かつ的確に評価する手法を開発  
するために、2008年の四川大地震時に生じた大規模地  
すべりダムに対し、現地調査・計測を行い、地すべり  
ダムを形成する地すべりの地質・地形特徴および形成  
過程を調べた。本稿では、幾つかの地すべりダムを例  
として、高精度表面波探査により調査したダム堤体の  
内部構造およびそれに基づいた安定性評価について  
紹介する。図-1には四川大地震の震央、斜面災害分  
布および調査した地すべりダム（唐家山+天池+東河  
口）の位置を示す。

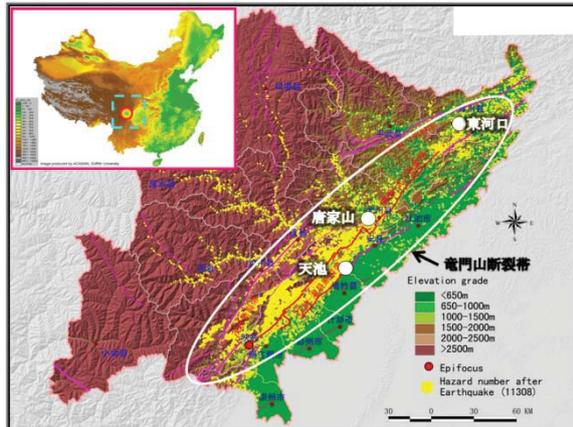


図-1 四川大地震の震央、斜面災害分布図および調査  
した地すべりダムの位置

## 2. 四川大地震と地すべりダム

2008年の四川大地震(Ms8.0)は、現地時間の5月12  
日午後2時28分に、成都市の北西約80kmの汶川映  
秀町から西南西に約11km (N 31.021°, E 103.367°,  
深さ19km)の所で発生した。この地震は直下型地震  
の中で世界最大級の巨大地震であった。震央の映秀  
から北東部の青川県まで長さ約280キロの地震断層が約  
120秒をかけて活動した(図-1)。

この地震により四川省や甘肅省、陝西省などの非常  
に広い地域が甚大な被害を受けた。4~6万箇所以上の  
斜面変動現象が発生し、直接的に約2万人以上の人的  
被害をもたらした。これらの斜面変動によって多数の  
地すべりダムが形成され、地震直後の災害復旧・復興  
に大きな影響をもたらした。災害直後の衛星写真を判  
読した結果、800余りの地すべりダムが形成されたこ  
とが明らかにされた(Fan et al., 2011)。その内ダム高さ  
が10m以上、総貯水量が10,000 m<sup>3</sup>以上、かつ集水面  
積が20km<sup>2</sup>以上の堰止め湖が104箇所形成された。こ  
れらのうちで、危険度が極めて高い地すべりダムは日  
本のメディアでも繰り返し報道された唐家山である。  
劉(2008)および殷(2008)の資料から、危険度を高(極  
高を含む)・中・低に分類すると、危険度が高い地す  
べりダムが6箇所、危険度が中程度の地すべりダムが  
25箇所、危険度が低い地すべりダムが72箇所である。

重要な川の支流に位置した地すべりダムは四川省に  
34箇所存在する(図-2に示す)。本稿では唐家山と  
東河口および天池(小岡剣上流の近く)の3つの地す  
べりダムに対して調査した結果について紹介する。

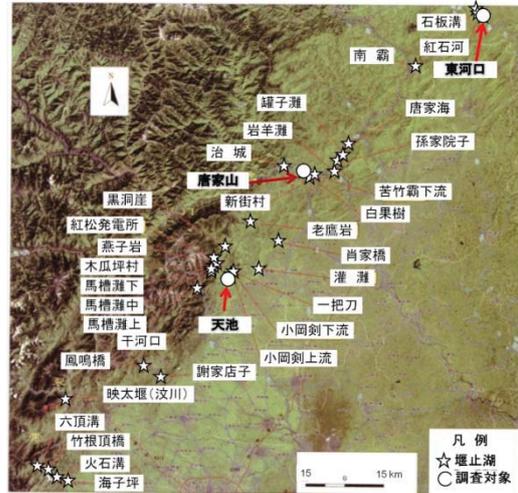


図-2 四川大地震時に発生した34箇所の大規模地す  
べりダムの位置(殷, 2008)

## 3. ダム堤体のS波速度構造

形成された地すべりダムの堤体は地すべり源頭部  
の地質によって異なる。白雲岩や石灰岩地層からの地  
すべり土砂に大きな岩塊があり、堤体は浸透や越流に  
対して安定であるが、玄武岩と千枚岩および砂岩泥岩  
互層に起源した地すべり土砂には細粒物が多く、堤体  
の安定性が低い。また、長距離移動した土砂において、  
岩塊の破碎や偏析が発生し、形成された堤体の安定性  
も低くなると考えられる。以下に幾つかの大規模地す  
べりダムに対して行った詳しい調査の結果について  
述べる。

### 3.1 唐家山の地すべりダム

唐家山地すべりダム(N31°50' 42.5"; E104°25' 55.6")  
は北川県曲山鎮唐家山で発生した大規模地すべりに  
よって湍江が堰き止められ、形成されたものである。  
このダムにより形成された堰止め湖が四川地震時に  
発生したものの中で一番大きいものであった。写真-  
1に示すのは地震直後の唐家山堰止め湖の衛星写真、  
ダムサイトの空中写真、および排水路貫通後の放水状  
態である。この地すべりダムの形成により、ダム上流  
側の水位が80m以上も上昇した。堰止め湖の水位上昇  
に伴う地すべりダムの決壊による大規模な洪水・土石  
流災害が発生する恐れがあり、下流域の綿陽市など50  
~100万人の住民への影響が危惧されたが、中国関係  
機関の開削作業が功を奏し、堰止め湖の水位を低下さ  
せることができ、ダム決壊という二次災害による大惨  
事から回避することができた。

しかし、当時限られた時間で、ダム堤体に対する地  
質調査が不十分であるため、放水流路が作られ、放水  
が始まってから3日後、ダム堤体が急激に浸食され、  
実際に達した最大流量は設計値より倍以上となった。  
幸いダム堤体の下部にある堅い岩盤が露出し、さらな  
る浸食が防がれた、即ち、完全決壊までには至らな  
かった。また、もしこの最大流量が正しく予測できたら、

地震直後に避難生活をしている下流側の百万人にもおよぶ住民を安全だと思われるところまでに避難させることを避けられた、と考えられる。

従って、地震直後に限られた時間内で科学的に信頼される定量的かつ実証的データを提供できるように、ダム堤体に対して、高精度表面波探査を用いて、そのS波速度構造を調べた。一つの測線(図-3aに示す)に沿って行った表面波探査の結果を図-3bに示す。全体として、ダム堤体のS波速度が高いことが分かった。また、異なった速度を持つ地層をも伺える。この原因としては、地すべりの移動距離が短いため、地すべり土塊が元の地盤構造を攪乱してないまま堆積したと考えられる。露出した堤体岩盤がその構造(図-3c)と図-3bの構造と一致しているため、この表面波探査によるダム堤体の構造を調査する手法の有効性が確認できたと考えられる。また、ダム堤体を横断する測線に沿って行った表面波探査の結果を図-4に示す。測線の始点(図-4aのSP)付近土層のS波速度が低いことが図-4から見られる。その原因として、地すべり移動土塊の末端部分にあった強風化したものから成ったと考えられる。こういった土層部分が越流による侵食に弱いと推測できる。

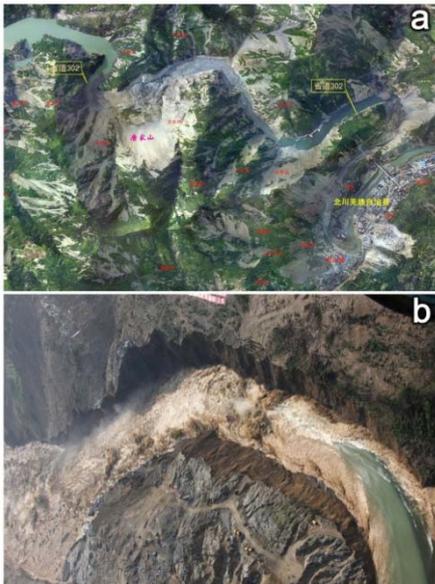


写真-1 (a)唐家山の衛星写真;(b)排水路貫通後の放水状態(ピーク流量:6800m<sup>3</sup>/s)(2008年6月10日)

用いられた高精度表面波探査手法により、地下20mまでの土層のS波速度を求めることができるが、四川大地震による発生した大規模地すべりダムの堤体は50mより深いものが多い。従って、20mより深い土層のS波速度を調べるため、微動アレイ観測も実施した。用いられた微動アレイ観測用の受信機(Geophone)が2Hzである。三重正三角形配置というアレイ方法により、地下50mまでのS波速度構造を求められる。

唐家山ダム堤体の天端において実施した微動アレイ探査の結果を図-5に示す。観測点の表面から地下約7mまでの土層のS波速度が低いが、7mより深い所の土層のS波速度が急激に大きくなった。これは恐らく元の地すべり斜面にあった岩盤が、余り攪乱されず、岩塊のまま滑ってきて、堆積したことにより形成された土層だと考えられる。

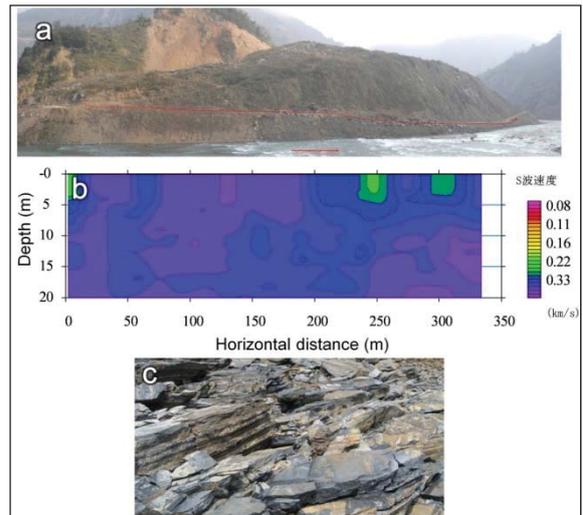


図-3: (a) 唐家山ダム堤体における表面波探査の測線; (b) Vs 構造; (c) 浸食により露出した堤体の岩層

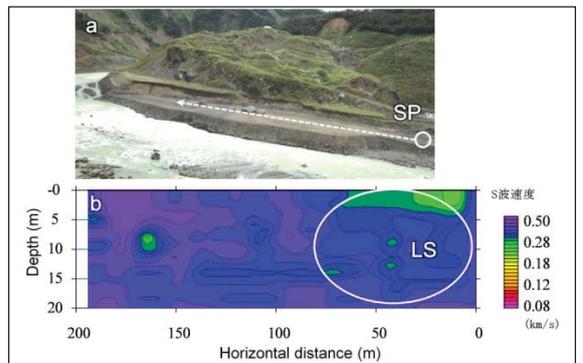


図-4(a) 唐家山ダム堤体を横断する表面波探査の測線; (b) S波速度構造. SP: 測線開始点; LS: S波速度の低い域

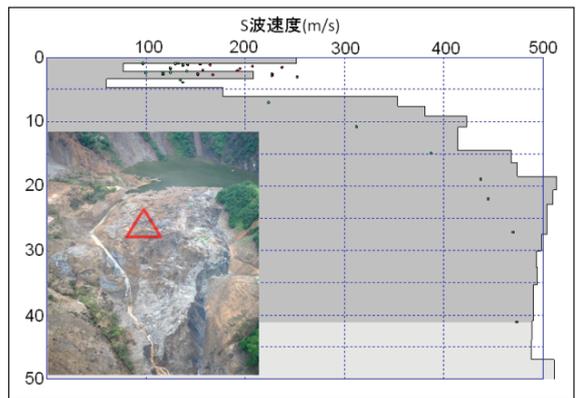


図-5 唐家山ダム堤体の天端で行った微動アレイ探査結果. △: アレイの配置点

また、地震直後に大きな余震もあったため、地震時にダム堤体がどのように挙動するかを解明し、地震動を考慮した堤体安定性を的確に評価するために、高感度地震計をダム堤体(図-6a)に設置し、地震観測を行った。観測された地震波の中に、卓越周波数が4~5Hzであるものが殆どである(図-6b)。これはダム堤体が高い固有周波数を有することを示唆している。1/4波長則によれば、地盤の固有周期

$T = \sum_{k=1}^n 4H_i/V_{s_i}$  ( $i$ :土層数;  $H_i$ :各土層の厚さ;  $V_{s_i}$ :各土層の  $V_s$  値) となり、土層厚が小さく、或いは  $V_s$  値が大きくなるほど、地盤固有周期が小さくなる。唐家山ダム堤体が厚いので、卓越周波数が大きいことから、ダム堤体の全体の  $V_s$  値が大きく、ダム堤体が固く締められている状態にあると推測できる。

ダム堤体および基礎岩盤の地震動に基づき、動的解析手法によりダムおよび基礎岩盤の動的物性値を同定する研究が多く行われているが、地震直後に、地すべりダム堤体および基礎岩盤において余震観測を実施すれば、観測された地震データを用いて、地すべりダム堤体の剛性係数・減衰係数を推定し、より精度の高い地すべりダム堤体の安定性評価手法の開発ができると思われる。

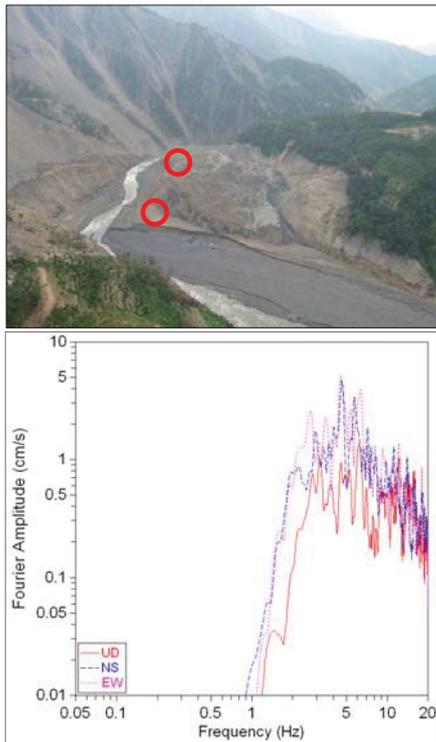


図-6 (a) 唐家山ダム堤体における地震観測点; (b) フーリエスペクトル

### 3.2 天池の地すべりダム

天池の天然ダム(N31°29' 15.5"; E104°7' 51.4") (写真-2に示す)は、成都の北方向(約100km)にある綿竹市の綿遠河支流右岸に位置しており、斜面の源頭部で発生した岩盤崩落により形成したものである。崩壊地域の岩質はデボン紀の白雲岩と白雲質石灰岩である。Google earthによる崩壊前の衛星写真を写真-2aに示す。写真-2b, cには崩壊地の末端およびダム堤体の下流側から見た堤体を示す。写真-2dには形成された堰止め湖を示す。Google earth衛星写真による判読および現地調査の結果、崩壊の源頭部には地震前にすでに不安定な岩塊が存在していたことが分かった(写真-2a)。地震によって、この不安定岩塊の一部が崩壊し、長距離運動をした後に、河道を埋め、対岸にまで到達した。これにより、高さが34-41m、(河川の流動方向に沿う)長さが約158m、幅が約70-102mのダムができ、堰止め湖が生じ、上流側の中学校などが水没した。

天池の天然ダムが綿遠河の支流に位置し、決壊の危

険度も低いと判断されたため、地震後の1年半の間にそのまま放置されていた。決壊の危険度が低いと判断された理由としては、①ダム堤体が大きい岩塊(表層は殆ど大きな岩塊に覆われているからである)により形成されたもの、②岩塊ダムの透水性が高く、ダム堤体の底部に水が流れているため、堰止め湖の水位が安定していることなどが挙げられている。2010年8月に、上流側の災害復旧・復興のため、ダム堤体が元の河床までに掘削された。掘削工事の進行によって、ダム堤体の異なる深さの土層の物性(粒径分布とS波速度構造)に対する詳しい調査が可能になった。



写真-2 天池の地すべりと地すべりダム。(a)地震前の天地地域;(b)天地の地すべり;(c)ダム堤体の底部からの湧水(o:湧水点),(d)堰止め湖

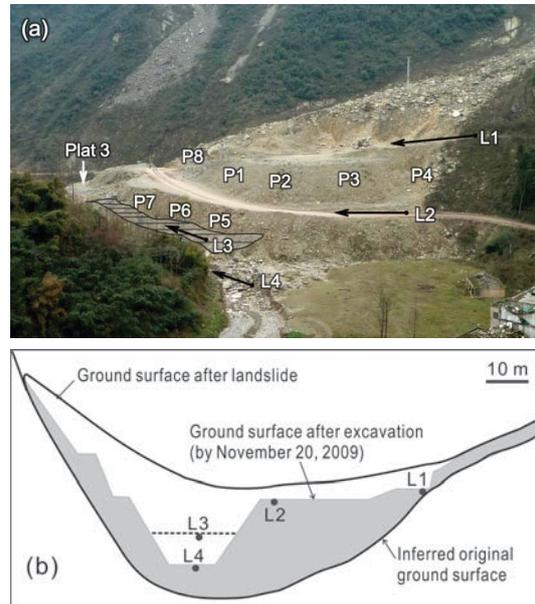


図-7 (a)表面波探査の測線(L1, L2, L3, L4)と粒度分析試験点位置図;(b)表面波探査実施時(L3:2009年11月19日;L4:2010年6月16日)のダム堤体の横断面

まず、ダム堤体の粒径分布を調べた。ダム堤体の表層が殆ど大きな岩塊(直径:2~6m)で覆われているが、工事の進行に伴って露出したダム堤体の上層から下層に行くほど、土層の粒径が小さくなる傾向が見られる。ダム堤体の粒径を詳しく調べるため、写真計測と篩による計測方法を併用し(写真-3に示す)、異なる深さの土層、または同じ深さの土層にある異なった

場所の粒径分布を調べた(図-8に示す)。その結果、①この地すべりが長距離運動をしたため、運動中に岩塊の偏析が発生し、大きな岩塊が移動土塊の表層へ、小さい岩塊や土などが移動土層の下部へ移動した(図-8bに示す)、②同じ水平レベルの土層においては、外側区に行くほど、粒径が大きくなる傾向がある、ことが分かった(図-8aに示す)。即ち、長距離運動地すべり・岩盤崩落により形成した地すべりダムの安定性を評価する時に、運動途中において発生した粒度偏析現象を考慮すべきである。



写真-3 (a) 写真による粒径の計測；(b) 篩による粒径計測

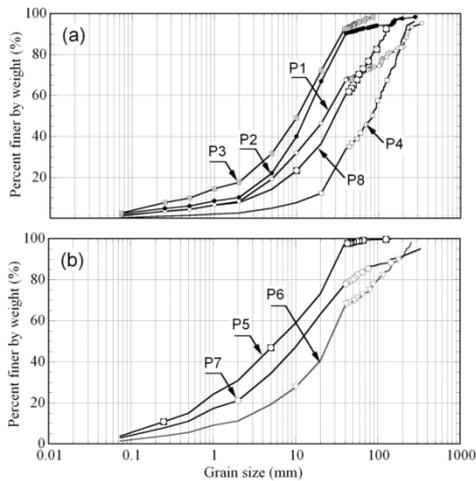


図-8 ダム堤体の粒径分布図。(a) 同じ高さの土層の粒径分布；(b) 異なった深さの土層の粒径分布

ダム堤体のS波速度( $V_s$ )構造を、2009年11月と2010年6月に2回わたって調べた。1回目の時に、ダム堤体における掘削工事がまだ進行中であるため、図-7bに示すように、L3段の断切りまでの調査が実施できた。2010年6月に、掘削工事が完了し、断切りL4(元河床)に沿った調査が実施できた。最上段のL1は地震時に地すべり土塊が被った従前からの道路であり、掘削工事により復旧した箇所である。L3はその後の工事により無くなったが、探査実施時は図-7a中で黒い枠で示す範囲(Plat 3と同じ高さ)の平地であった。段切り上の

路面を測線L1, 同L2, 同L3, 同L4と呼ぶことにする。図-9はこれらの測線に沿って得られた $V_s$ 構造である。上述したように、L1は地震前の道路になる。すなわち、この路面上に位置する測線では、探査で得られた $V_s$ 構造は元の地山の特性を反映したものである。測線L1の $V_s$ は、大部分が400m/s~480m/sの範囲にある。しかし、測線開始点から30m、深度9mの付近の $V_s$ は、周辺部に比べて相対的に小さく、350m/s~400m/sである。これはおそらく地すべり前の元斜面にあった沢の流路の影響が考えられる。すなわち、沢の流路に地すべり土塊が流入した場合、その周辺部の元存在していた地盤より緩い状態が想定され、それにより $V_s$ 値が小さくなると考えられる。

測線L2は中段の段切り上に新しく作られた道路に沿ったものである。この道路の施工のため、厚さ3~5mのダム堤体の表層土塊が掘削された(図-7b)。測線L2において、測線全体の深度0~6m(表層)および上流側の0~30mにおける全深度では、他の箇所比べて相対的に $V_s$ 値が小さく、330m/s~390m/sであった。

測線L3では、大部分が400m/s~480m/sである。ただし、測線の中央部に位置する30~60mの箇所では、深度7~10m付近に楕円形の領域で示されるように、相対的に $V_s$ 値が小さい(330m/s~400m/s)。この箇所の粒径分布の調査はできなかったが、L3測線の地表面付近(P5~P7:図-8b参照)の粒径分布から分かるように、土層の有効径( $D_{10}$ )が小さくなる傾向がある。土層の密度が同じである場合には、礫の含有量が少なくなると剛性率が小さくなると考えられる。土層のS波速度 $V_s$ は、 $V_s = \sqrt{G/\rho}$ ( $G$ は剛性率、 $\rho$ は質量密度)で表れるため、剛性率が小さくなると、 $V_s$ が小さくなる。したがって、図-9cに示された楕円状の周囲に比べて、 $V_s$ 値が小さい箇所(領域)は、図-8に示した粒度偏析現象により、堤体内の一部で粒子の細かい土が集積し、周辺部に比べて相対的に軟弱層が形成されたことを示唆していると考えられる。

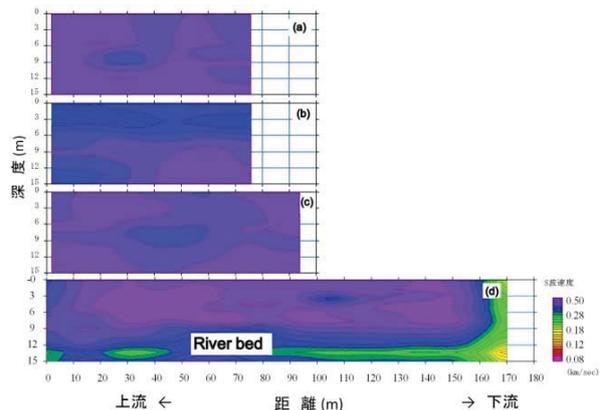


図-9 天地地すべりダム堤体のS波速度構造調査結果。a, b, c, d: それぞれ測線L1, L2, L3, L4に対応する結果

測線L4では、深度0~9m付近に $V_s$ 値が大きい(400m/s~480m/s)。しかし、9mより深い土層の $V_s$ 値が著しく小さくなっていることがわかった。これは、元の河床の影響だと考えられる。即ち、元河床付近の土層が堆積した崩土より緩い状態にあると推定できる。また、これにより、地すべり土塊の運動により、元河床堆積物の一部が侵食されたかもしれないが、数

m 厚の河床にあった軟弱層がそのまま残って、地すべり堆積物の底面となったことが分かる。この層がダム堤体全体の安定性に強く影響を及ぼしていると考えられる。

### 3.3 東河口の地すべりダム

東河口地すべり(N32°24'42.2"; E105°7'7.1")は、成都から約 300km 北東に位置する四川省にある東河口地域で発生した高速長距離地すべりである(写真-4)。この付近では、三つの大規模地すべり、即ち、東河口と石板溝および石板溝村地すべりが発生し、大きな危害をもたらしていた。その中に特に東河口地すべりが、発生源から堆積域までの長さが 2km にも及び、高速で移動した土砂が、川の合流点にあった集落を埋積し、約 780 名の犠牲者を出した。崩壊土量が約 1500 万 m<sup>3</sup> であり、規模としては、今回の四川大地震により発生した大規模地すべりの中で大きくなかったが、移動距離が大きくて、単一の地すべりで出た死者数が一番多かったため、世界的に広く知られている。崩壊源頭部の地質は、上部が白雲岩や千枚岩、下部は弱変成された粘板岩、凝灰岩および千枚岩などからなる。崩壊した土砂によって山間地を流れる川(青竹江)およびその支流(紅石河)が堰き止められた。青竹江を堰き止めたダム堤体の規模は高さ 20m、長さ 750m、幅 350m で、堰止め湖の貯水容量は約 400 万 m<sup>3</sup> である。紅石河を堰き止めたダム堤体は、高さ 50m、長さ 500m、幅 250m で、堰止め湖の貯水容量が約 300 万 m<sup>3</sup> である。これらのダムにおいて、地震発生した後(約 1 週間)に越流が発生した。越流の発生とほぼ同時に、堤体が急激に浸食された。こういった現象により、ダム堤体がとても浸食されやすい状態にあったと考えられる。完全決壊および下流への洪水災害を回避するため、急遽に堤体上に排水路が作られた。



写真-4 東河口付近の地すべりと地すべりダム (黄より)。C, L: 表面波探査測線; ▽: 微動アレイ観測位置

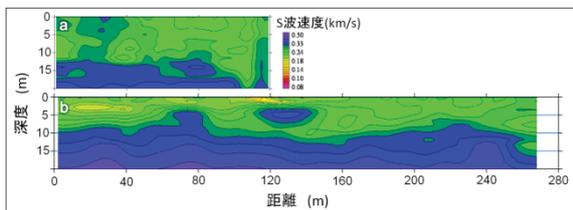


図-11 (a) 測線Cと測線Lに沿ったS波速度断面

東河口地すべりについて多くの研究が行われ、その発生・運動機構も明らかになりつつであるが、形成されたダム堤体の安定性が低いことが分かったものの、ダム堤体(即ち地すべり移動土塊の堆積物)の物理特性に関する調査研究は少なかった。これらの物理特性からダム堤体の安定性を解明するため、地すべり堆積

域において、写真-4に示す測線Cと測線Lに沿って表面波探査を実施した。

測線Cと測線Lに沿って得られたS波速度断面を図-11に示す。測線C(紅石河の河道に沿ったもの)のVs分布図をみると、Vs値が200-300m/sの土層(地下12mまで)と>300m/sの土層が明瞭に認められる。また、下流側へ行くと、200-300m/sの土層が厚くなる傾向が見られる。これは恐らくもと河床による影響だろうと推測できる。測線Dに沿ったS波速度断面図(図-11b)から、地すべり土塊とよとの地面(田圃)の境界面が伺える。地下15mの土層のS波速度が高い。これは恐らくもと水田の下の土層であろう。図-11から、探査地点の地すべり移動土塊の厚さは約11mであることを確認できる。

### 4. 地すべりダムの安定性評価について

四川大地震時に約800以上の箇所地すべりダムが形成されたが、小さい地すべりダムの殆どが地震直後に自然に決壊した(Fan et al., 2011)。図-12に時間の経過に伴った残存のダム数を示す(Fan et al. 2011)。2008年7月8日の時点でまた117箇所の地すべりダムが残っていた。その中に、対策工事が実施され、ダム堤体が部分的に掘削されたダムも含まれていた。実際には、2010年7月18日の時点で、23箇所の地すべりダムがまだ残っていることが空中写真の判読より分かった。これらの地すべりダムは、ダム堤体に排水路が作られ、対策工事が完了したものである。従って、対策工事がなければ、この23箇所の地すべりダムが2010年7月18日までに残ることができない可能性が高い。いずれにしよう、東河口の地すべりダムが現在その堤体の一部が残っても、自然に決壊したと考えられる。

一般に、地すべりダムの決壊過程は、越流浸食による決壊、ダム堤体におけるすべりによる決壊、および進行性破壊による決壊、の三つの型に分類される(高橋・匡, 1988)。また、地すべりダムの実際の決壊原因は天端からの越流によるものが大部分であり、パイピングを原因として発生する進行性崩壊のケースは希であるとの指摘もある(水山他, 1987; 1989)。しかし、四川大地震の事例では、地震時に発生した地すべりダムにおいて、対策工が施工された32箇所の地すべりダムのうち、8箇所がパイピングによる崩壊であったとの指摘があり(Xu et al. 2009)、パイピングによる決壊は必ずしも稀な現象とは言えない。また、粒径の小さい砂や礫などで形成された地すべりダムでは、その多くが越流の発生により決壊した。一方、粒径の大きい礫や岩塊で形成された地すべりダムは、安定性が高い傾向が認められている(Chigira et al., 2010; 王, 2011)。

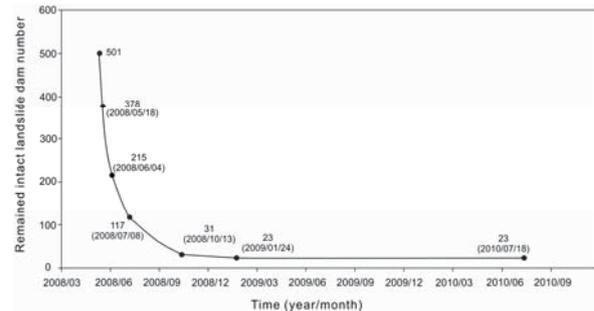


図-12 地すべりダムの残存数と経過時間 (Fan et al., 2011)

地すべりダムが決壊危険度を予測する応急手法として、Dimensionless Blockage Index (DBI)が Ermini and Casagli (2003) により提案されている。

$$DBI = \log(A_b \times H_d / V_d) \quad (1)$$

ここに、 $A_b$ : 流域面積(km<sup>2</sup>);  $H_d$ : 地すべりダム高さ(m);  $V_d$ : 地すべりダム閉塞土量( $\times 10^6$  m<sup>3</sup>)。世界各地で発生し、記録された地すべりダムの資料を分析した Ermini and Casagli (2003)の研究では、(1)  $DBI < 2.75$  の場合には地すべりダムが安定域、(2)  $2.75 < DBI < 3.08$  の場合には地すべりダムの安定性が不確定域、(3)  $3.08 < DBI$  の場合には地すべりダムが不安定域に属する、と報告されている。

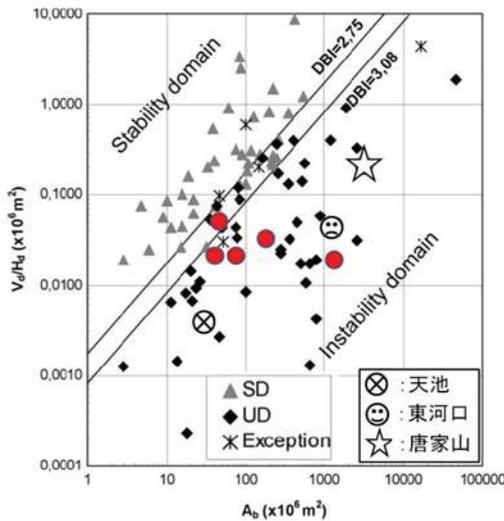


図-13 地すべりダムの安定性評価 (Ermini and Casagli (2003)により加筆)

表-1 地すべりダム堤体の規模と DBI 値

地すべりダム名	長さ (m)	幅 (m)	高さ (m)	ダム堤体体積 (10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup> )	流域集水面積 (km <sup>2</sup> )	ダム湖容量 (10 <sup>4</sup> m <sup>3</sup> )	DBI
唐家山	803	611	82	20.37	3534.54	31600	4.16
肖家橋	280	220	65	2.28	157.36	2000	3.65
老鹰岩	240	200	130	3.0	27.12	1010	3.07
東河口	300	312	12	0.6	1165	400	4.36
紅石河	370	140	55	1.4	63.5	300	3.39
石板溝	300	120	60	1.08	1165	2000	4.81
天池	158	70	34	0.2	30.83	200	3.72
東竹沢	350	300	28	1.30	38.4	330	2.92

上述した3つの地すべりダムおよび著者らが調査した他の幾つかの地すべりダムに関する諸情報を表-1に纏めている。これらのデータを使って、流域の面積～ $V_d/H_d$ の関係図を Ermini and Casagli (2003)の結果に書き加えた結果を図-13に示す。そこには、SDは Stable domain, UDは unstable domainとの意味である。表に示した四川の地すべりダムがすべて不安定域に位置することがわかった。このBDIを使って、唐家山と東河口の地すべりダムの決壊危険度を正しく予測できた。しかし、微動調査により得られた唐家山天然ダム堤体深部(20mより深い土層)のVs値が殆ど500m/sであり、普通のロックフィルダム堤体のVs値( )とほぼ同じレベルの値を示している。これは地すべり土層(岩層)が移動途中で、激しく攪乱されてい

なくて、土層(岩層)が元の構造を維持したままで堆積したと推定できる。これによって、対策工事後の全体決壊がなかったと考えられる。

天池の場合には、算出したDBIは3.72となり、不安定域にも属する。しかし、地震後の掘削工事に伴う放水によってダム堤体において激しい侵食破壊はなかった。このことから、ダム堤体はもともと安定であると推測できる。したがって、天池の地すべりダムの事例は、例外の可能性が高い。この原因は、DBIがダム堤体の地形および貯水池の集水面積だけに基づいて得られた指数であり、ダム堤体の安定性や越流発生後の侵食過程に関連するダム堤体の土質力学特性が考慮されていないことが考えられる。天池のダム堤体のVs値断面をみると、300m/sを越えるところが殆どである。地盤のVs値が、地盤の剛性や密度に依存しているため、Vs値から地盤のせん断強度などを求めることもできる。即ち、DBIと表面波探査を併用し、より信頼性の高い地すべりダム決壊危険度評価手法の開発が可能であろう。これから、異なる地形・地質および運動特徴を有する地すべり土塊により形成したダム堤体のS波速度データを増やして、物理学に基づいた新しいダム堤体の決壊危険度予測手法を開発したい。

### 5. 調査結果のまとめ

四川大地震時形成された大規模地すべりダムの形成・決壊機構を解明するため、幾つかの大規模地すべりダムを対象に、その地質背景を調査すると共に、高精度表面波探査と微動アレイ調査を実施し、ダム堤体の内部構造を調べ、ダム堤体の安定性について評価した。その結果を纏めると、下記の通りになる。

(1) 形成された地すべりダムの堤体は地すべり源頭部の地質によって異なる。白雲岩や石灰岩地層からの地すべり土砂に大きな岩塊があり、堤体は比較的安定であるが、玄武岩と千枚岩および砂岩泥岩互層に起源した地すべり土砂には細粒物が多く、堤体の安定性が低い。また、長距離運動をした崩壊土塊において、岩塊の破碎や偏析が発生し、形成された堤体の表層は大きな岩塊で覆われているが、下層に行くほど、粒径が小さくなる。こうした堤体構造によって、パイピングによるダム決壊や越流侵食による短時間でのダム決壊が発生しにくいと考えられる。

(2) ダム堤体に対して表面波探査および微動アレイ調査を行った結果、ダム堤体の非均一性及び特異性が地質・地形背景或いは地すべりタイプによって異なることが分かった。玄武岩と千枚岩および砂岩泥岩互層に起源した東河口地すべりダム堤体のVs値が低く、安定性が低い。それに対して、白雲岩や石灰岩地層からの地すべり土砂により形成した地すべりダムの堤体はそのVs値が大きく、全体の安定性が高いと推測できる。

(3) 唐家山地すべりダムに対して、地震動観測を行った。その結果、ダム堤体の固有周波数は約4~5Hzであることが分かった。また、ダム堤体の深部がVs値の高い土層(岩層)により形成され、ダム全体の安定性が高いと考えられる。

### 謝辞

本調査の一部は文部科学省科学研究費(基盤研究(B)21403002)、京都大学防災研究所平成21年度防災研究

推進特別事業 (SA21-06), および成都理工大学地質災害防治与地質環境保護国家重点實驗室開放基金 (GZ2009-02) のご支援を頂きました。また, 研究の遂行に当たって, 京都大学防災研究所の釜井俊孝教授, 千木良雅弘教授, 末峯章准教授, 成都理工大学の黄潤秋教授, 西南交通大学の巫錫勇教授, 群馬大学の蔡飛助教, (株) 国土防災技術の山田政雄氏他, 多くの方にご協力とご指導を頂きました。ここに記して, 感謝の意を表します。

#### 参考論文

- Casagli, N. and Ermini, L. (1999): Geomorphologic analysis of landslide dams in the northern Apennine. *Transactions of the Japanese Geomorphological Union* 20, 219-249
- Casagli, N., Ermini, L. and Rosati G. (2003): Determining grain size distribution of the material composing landslide dams in the Northern Apennines: sampling and processing methods. *Engineering Geology*, 69(1-2): 83-97
- Chigira, M., Wu, X.Y., Inokuchi, T., Wang, G. (2010): Landslides induced by the 2008 Wenchuan earthquake, Sichuan, China. *Geomorphology*, 118(3-4): 225-238.
- Costa, J.E. and Schuster, R.L. (1988): The formation and failure of natural dams, *Geological Society of America Bulletin* 100, pp. 1054-1068
- Dai, F.C., Xu, C., Yao, X., Xu, L., Tu, X.B. and Gong, Q.M. (2010): Spatial distribution of landslides triggered by the 2008 Ms 8.0 Wenchuan earthquake, China. *Journal of Asian Earth Sciences* 40(4): 883-895
- Ermini, L., and Casagli, N. (2003): Prediction of the behaviour of landslide dams using a geomorphological dimensionless index. *Earth Surface Processes and Landforms* 28(1): 31-47.
- Fan, X., Gorum, T., Cees J. van Westen, Korup, O., Xu, Q., Dai, F., Huang, R. and Wang, G. (2011): Decaying Landslide Dams Triggered by the 2008 Wenchuan Earthquake (submitted for review)
- Gorum, T., Fan, X.M., van Westen C.J., Huang, R.Q., Xu, Q., Tang, C. and Wang, G. (2010): Distribution Pattern of Earthquake-induced Landslides Triggered by the 12 May 2008 Wenchuan Earthquake. *Geomorphology* (in press).
- 黄潤秋(2009): 汶川地震地質災害研究. 中国科学出版社, 944P (中国語で)
- Li, T., Schuster, R.L. and Wu, J. (1986): Landslide dams in south central China. In: Schuster, R.L. (Ed.), *Landslide Dams Processes, Risk and Mitigation*, Special Publication vol. 3. ASCE, pp. 146-162.
- 劉寧(2008): 特大規模斜面崩壊による堰止湖の危険排除に関する知見. *中国水利* 16:1-7 (中国語で)
- 水山高久・石川芳治・福本晃久(1987): 地すべりダムの浸透破壊, 土木研究所資料, 第2744号.
- 水山高久・石川芳治・福本晃久(1989): 地すべりダムの破壊と対策, 土木技術資料, 第31-11号, pp.50-56.
- 高橋保・匡尚富(1988): 地すべりダムの決壊による土石流の規模に関する研究, 京都大学防災研究所年報, 第31号, B-2, pp.601-615.
- 高橋保・中川一(1993): 地すべりダムの越流決壊によって形成される洪水・土石流のハイドログラフ, 水工学論文集, 第37巻, pp.699-704.
- 田畑茂清・水山高久・井上公夫 (2002) 天然ダムと災害. 古今書院
- Xu, Q., Fan, X.M., Huang, R.Q., Cee Van Westen (2009): Landslide dams triggered by the Wenchuan Earthquake, Sichuan Province, south west China. *Bull Eng Geol Environ* 68:373-386.
- 殷躍平(2008): 汶川8級地震地質災害研究. (中国) 工程地質学報, 16(4):433-444 (中国語で)
- Zhu P.Y., Wang, C.H., Wang Y.C. (2003): Large-scale landslide-debris avalanche in Tibet, China, (2) formation of an exceptionally serious outburst flood from a landslide dam in Tibet. *Landslide News*, International newsletter of the Japan Landslide Society, 14/15: 23-25.

On the internal structure and stability of some landslide dams triggered by the 2008 Sichuan earthquake

Gonghui WANG

Research Center on Landslides, Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University

### Synopsis

During the 2008 Sichuan earthquake (M8.0), more than 60,000 landslides were triggered and 800 landslide dams formed. Those dams with high risk of collapse threatened the rescue activities, and almost all the large ones were treated by digging sluiceway immediately after the quake. Although the risk of collapse of the landslide dams was moved, not all of the countermeasures were based on ideal methods. To analyze the formation of landslide dams and then perform reliable countermeasures, we investigated some of them, and here the landslide dams occurring on Tangjiashan, Tianchi, and Donghekou area are described. The grain size analysis performed on Tianchi landslide dam site revealed that the displaced landslide materials experienced fragmentation and segregation during the movement with long travel distance. The S-wave velocity profile of the dams revealed that both Tangjiashan and Tianchi landslide dams have higher S-wave velocity, compared to Donghekou landside dam that had suffered collapse failure during the construction of drainage work, showing that the structure of both Tangjiashan and Tianchi landslide dams are consisting of densely deposited materials. The aftershocks monitoring also revealed that Tangjiashan dam site has high natural frequency, indicating that the dam site might be formed by hard soil (rock) layers whose original structures had not been destroyed seriously. For the landslide dam like Tianchi, the lower permeability enables retarding the seepage force to trigger collapse failure of the dam body due to piping, and big blocks on the dam surface will also enable the dam body to have stronger resistance to overflow and then to avoid the possible collapse failure immediately after the occurrence of overtopping. Based on our preliminary study, we concluded that that the *Dimensionless Blockage Index (DBI)* may be workable for predicting the long term stability of landslide dams, but we should understand more in details on the internal structure of the landslide dam such that the stability of the dam could be analyzed with higher precision.

**Keywords:** Landslide dam; 2008 Sichuan earthquake; Stability of landslide dam; Internal structure; Grain size