

(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」

および

2011年東北地方太平洋沖地震による地すべり調査速報会

日 時：平成23年6月1日(水) 10:00~17:00

場 所：大阪建設交流館8階グリーンホール(大阪市西区立売堀)

TEL: 06-6543-2551 <http://www.wjcs.net/jigyoku/kory.html>

----- プログラム -----

10:00~11:00 **特別講演** 「岩盤クリープと深層崩壊の発生場」

京都大学防災研究所 千木良雅弘

11:00~11:30 **話題提供**

(1) 豪雨による深層崩壊の発生事例と発生予測

鹿児島大学農学部 地頭菌 隆

11:30~12:00 (社)日本地すべり学会関西支部総会

12:00~13:00 昼 食

13:00~13:50 **2011年東北地方太平洋沖地震による地すべり調査速報会**^{※1}

14:00~15:30 **話題提供**

(2) 地すべり地形データベースと深層崩壊

独立行政法人・防災科学技術研究所 井口 隆

(3) 地形情報と空中電磁法を使って深層崩壊危険箇所を予測する

香川大学 長谷川修一

(4) 大規模地すべりダム形成と崩壊の予測

京都大学防災研究所 王 功輝

15:45~17:00 **パネルディスカッション**

「深層崩壊/高速地すべりの研究と対応計画策定の方向性」

司 会 笹原克夫(高知大学農学部)

パネラー 話題提供者

17:30~19:00 意見交換会(大阪建設交流館内レストラン)

主 催 (社団法人)日本地すべり学会関西支部

後 援 (社団法人)砂 防 学 会

(公益社団法人)地盤工学会関西支部

(社)日本地すべり学会関西支部長

釜井 俊孝 (京都大学防災研究所)

シンポジウム実行委員

委員長 福岡 浩 (京都大学防災研究所)

委員 笹原 克夫 (高知大学)

委員 太田 英将 (太田ジオリサーチ)

委員 末峯 章 (京都大学防災研究所)

<<特別講演>>

岩盤クリープと深層崩壊の発生場

京都大学防災研究所 千木良雅弘

1. はじめに

“深層崩壊”という言葉は、2009年8月9日の台湾小林村の崩壊、さらに、その翌年6月にNHKスペシャルで報道されて以来、広く用いられるようになった。しかしながら、その現象自体は古くからあるものであり、また、それは明確に定義されたものではないが、表層の風化土層や崩積土の崩壊ではなく、もっと深部で地質構造的な原因を持つものであると考えられている。私は、この程度の“合意”でも、ある程度学術的な意味を持つ用語として用いられても良いと考えている。もともと、崩壊には様々なスケールがあるのであり、それに応じて調査や評価などの考え方を変える必要があるし、また、それが可能であると、私は考えている。小規模なものは、多数起こったとしても、一つ一つの破壊力は小さく、それらから人命を守ることは相対的には容易であろう。一方、大規模なものは少数しか発生しないにしても、大きな破壊力をもっており、それから人命を守ることはより困難である。小規模なものは発生する場所を特定できなくても、予め対策を講じることが可能であるが、大規模なものは、発生場所が特定できなければ、それによる被害を食い止めることはできない。このことを強烈に示したのが2009年の台湾小林村の崩壊であった。たった一つの崩壊で400人以上の村が壊滅した。

深層崩壊は、地すべりのように緩慢な土砂移動ではなく、急速な移動を伴い、多くの場合、移動距離が長い。そのため、広い範囲に大きな災害を引き起こす。深層崩壊は、地震によっても引き起こされるが、以下は降雨によるものを想定する。降雨による最近の土砂災害を表-1にまとめた。この表をみてわかるとおり、豪雨による表層崩壊が群発することはかなり一般的であるが、深層崩壊の発生は数少ない。このことの一因は、表層崩壊を引き起こす降雨状況と深層崩壊を引き起こす降雨パターンとが異なることによるようである。定性的に言えば、表層崩壊は短時間の強雨、深層崩壊は大量の降雨によって引き起こされる。

表-1 近年の日本および近隣の豪雨災害。○は多数発生，△は少数であるが発生したことを示す。

発生時	誘因	場所	地質	大規模崩壊	小規模群発
1999/6/29	雨（梅雨前線）	広島市	花崗岩	—	○
1999/7/28-29	雨（前線）	北海道留萌	堆積軟岩	—	○
2000/7/1-9	地震と雨	神津島	流紋岩質火砕物	—	○
2000/9/11-12	雨（前線+T14）	東海地方	花崗岩	—	○
2003/7/20	雨（前線）	水俣、菱刈	安山岩溶岩	△	○
2003/8/9-10	雨（T10）	北海道日高	第三紀堆積岩剥離砂岩と礫岩	—	○
同上		同上	メランジュ	—	○
2004/7/13	雨（梅雨前線）	新潟県長岡西方	泥岩	—	○
同上		福井足羽川	火山岩地帯？	—	○
2004/9/28-29	雨（T21）	三重県宮川村	硬質の堆積岩	○	△
2004/8/1	雨（T10）	徳島県木沢村	硬質の堆積岩と緑色岩	△	△
2004/9/29	雨（T21）	愛媛県西条～香川県	硬質の砂岩	—	○
2004/9/29	雨（T21）	愛媛県西条	片岩	○	○
2005/9/6	雨（台風14号）	宮崎県耳川流域	硬質の堆積岩	○	△
2006/7/19	雨（梅雨前線）	長野県岡谷	火山灰	—	○
2009/7/21	雨（梅雨前線）	山口県防府	花崗岩	—	○
2009/8/9	台風モラコット	台湾	堆積岩	○	○
2010/7/16	雨（前線）	広島県庄原	風化土，黒土	—	○

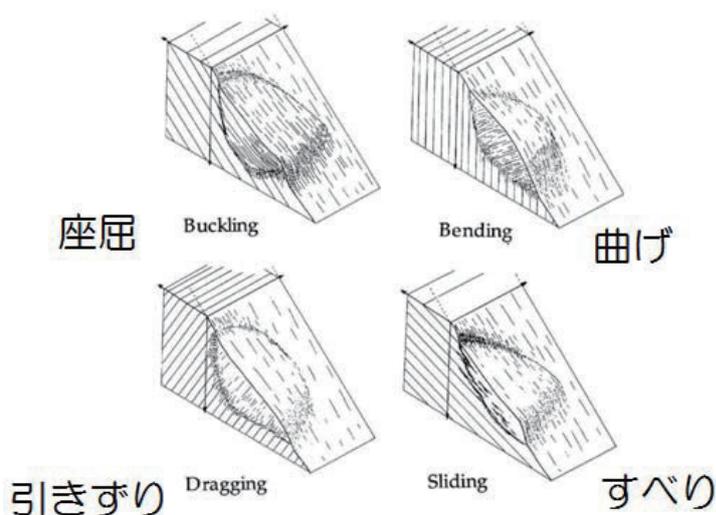


図-1 岩盤クリープの模式図（Chigira, 2000）

2. 我が国の最近の豪雨災害と深層崩壊

我が国の大きな豪雨災害で、深層崩壊を発生したものは、最近では2004年の三重県宮川村の災害、2004年の愛媛県西条の災害、2005年の宮崎県耳川の災害などがあげられる（表-2）。

表-2 我が国における最近の豪雨災害によって発生した深層崩壊（千木良，2007）

災害名称	崩壊の名称	体積(m ³)	地質	原因	前兆地形
2005年 台風14号* (宮崎県諸 塚村周辺)	畑	429,000	泥岩(四万十帯)	断層破碎帯	小滑落崖と凸形斜面
	畑北	1,125,000	砂岩(四万十帯)	高角断層面	小滑落崖と凸形斜面
	松尾新橋西	863,000	泥岩・砂岩(四万十帯)	流れ盤	小滑落崖と凸形斜面
	島戸	333,000	砂岩(四万十帯)	断層破碎帯	小滑落崖と凸形斜面
	野々尾	3,300,000	泥岩・砂岩(四万十帯)	古い地すべり	小滑落崖、地すべり地形(末端が侵食され)
2004年 台風21号 (三重県宮 川村)	春日谷	500,000	チャート・泥岩・砂岩 (三波川帯)	小断層、流 れ盤	小滑落崖
	滝谷(里中)	19,000	緑色岩(三波川帯)	楔形断層面	断層沿いに小崖
	小滝	5,000	泥岩(三波川帯)	流れ盤(軸 方向)	なし
	大井	50,000	泥岩(三波川帯)	座屈	なし
2004年 台風14号 (愛媛県西 条市)	荒川**	170,000	泥質片岩 (三波川帯)	小断層	小滑落崖と凸形斜面

表-2 に示したように、これらの深層崩壊の多くが前兆的な地形を伴っていたことが、事後の空中写真判読によってわかっている。これらの前兆的な地形は、重力による岩盤の変形（岩盤クリープ）によるものである。岩盤クリープには様々なタイプのものがあるが、面構造の発達した岩盤の場合には、図-1 のようなタイプのものがある。これらの内、重力的にみて最も不安定なのは、座屈である。これは、斜面下方で地層の座屈がおこり、その変形が進んでいくと、変形した岩盤は下部の逆転翼部によって支えられた形になるが、この支えが破壊されると、斜面上方の地層に働く力の均衡が急激に大きく崩れ、一挙に不安定となるためである。

岩盤斜面の深層崩壊の場合、ある程度大規模なものは、発生前に重力によって変形していることが多く、それによって発生場所を予測できる可能性がある。どの程度の規模以上であれば事前変形が認識できるのかどうか、場合によって違うであろうが、大体

10 万 m^3 程度以上ならば空中写真でも注意深く観察すれば変形を認識できるようなものである(表-2)。つまり、この程度の体積の場合、空中写真で認識できる数 m から 10m 程度の段差などの地形を形成した後に崩壊に至るように思う。これは、羽田野(1968)の指摘や、近年発生した2004年宮川村災害や2005年耳川災害の事例解析に基づいて得られた見通しである。

2004年に三重県の宮川村で発生した崩壊にはいくつかのタイプがあり、人命の失われた里中地区のものは、深層にある小断層に起因したものであった。すなわち、強く風化した緑色岩(玄武岩)を2方向の断層が切断し、その上の楔状の岩盤がすべり落ちた。この小断層に平行

な小断層は周辺にも認められた。発生前の空中写真を詳細に観察した結果、この楔状の岩盤の両側の小断層に沿って地形的な段差が認められた(図-2)。宮川村災害の時に発生した最大規模の崩壊である春日谷の崩壊も流れ盤の小断層に沿って発生したものであり、この場合も、崩壊発生前の空中写真を詳細に観察したところ、崩壊の頭部に沿って小規模な滑落崖が認められた。ただし、これらの段差や小滑落崖は空中写真の定性的な観察によるものであり、数値的にどの程度の大きさの小滑落崖であったのかはまだ確定してはいない。おそらく、数 m~10m 程度のものと考えられる。

2005年に宮崎県の耳川上流で発生した5箇所の大規模な崩壊も、いずれも発生前に崩壊頭部に小滑落崖を伴っていた(Chigira, 2009; 図-3)。そして、この岩盤の変形は、地質年代におそらく隆起による削剥の加速によって地形的遷急線が形成され、その後退に伴って遷急線近傍の斜面が不安定化し、継続的に起こってきたものと考えられる。つまり、遷急線の存在自体がその近傍の斜面の不安定性を示唆していると考えられる。他の地域のダムなどの詳細調査結果も、遷急線付近で岩盤がクリープしている場合が多いことを示している。氷河期に氷河に覆われていたヨーロッパアルプスなどでは、一時期氷河に埋め尽くされていたU字谷から氷河が消失したことによって、谷壁が応力解放を受けて不安定になり、山体の変形が始まったことが指摘されている。わが国は氷河



図-2 宮川豪雨災害の崩壊箇所(里中地区, 上: 国土地理院 1975年撮影; 下: 中日本航空: 災害直後撮影). 崩壊の両側が断層で切断されている。

に覆われたことはないが、隆起と削剥が結果的にそれと類似の現象を引き起こしたといえる。

羽田野（1974）は、昭和 28 年の和歌山県有田川水害の時に発生した大規模崩壊について調査し、上に述べたのと同様に体積 10 万 m³以上の崩壊はすべて遷急線上に発生したこと、それらの多くは事前に微小滑落崖を伴っていたことを指摘した。

以上は、定性的ではあるが、大規模な崩壊の前にクリープ的な動きが先行していたことを示している。岩盤のクリープには様々なタイプのものがあり、また、破壊に至る直前のひずみの状態などについてはまだ明らかになっていない。今後、これらについての定量的な検討と変位計測などによって崩壊危険性の定量的評価を加えて危険斜面の抽出をおこなっていくことができるものとする。

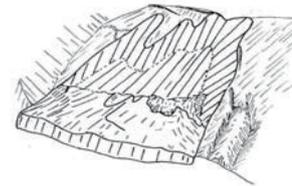
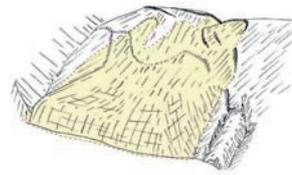


図-3 2005 年台風 14 号によって耳川沿いに発生した大規模崩壊²⁷⁾。上は発生前後のスケッチ。崩壊前にその上縁に沿って小崖があった。下：アジア航測撮影

3. 台湾小林村の深層崩壊

台湾高雄県的小林村では、2009 年 8 月の台風モラコットによって深層崩壊が発生し、たった 95 秒間の間に一つの村が土砂にのみこまれ、壊滅した（図-4）。この時の降雨は、降雨開始後 約 1700mm に達していた（図-5）。

崩壊は、中新世から鮮新世の泥岩、シルト岩、砂岩の流れ盤斜面に発生した（図-6）。削剥域は A と B の 2 つに分かれ、それぞれが層理面と断層面からなる楔形の分離面、層理面と節理面からなる楔形の分離面をもつ岩盤すべりであった（図-6）。崩壊発生前の Google earth の衛星画像観察によれば、これらの削剥域には不規則形状の凹凸があり、斜面が変形していたことがわかる（図-7）。また、崩壊後の調査によって、削剥域のいたるところで地層が座屈変形していることが認められた（図-8）。これらのことから、小林村では、最も不安定な構造の岩盤クリープが先行して生じていたことがわかる。

また、台湾の他地域における筆者らの調査によれば、数多くの個所でこのタイプの深

層崩壊が発生していることが明らかになりつつある。

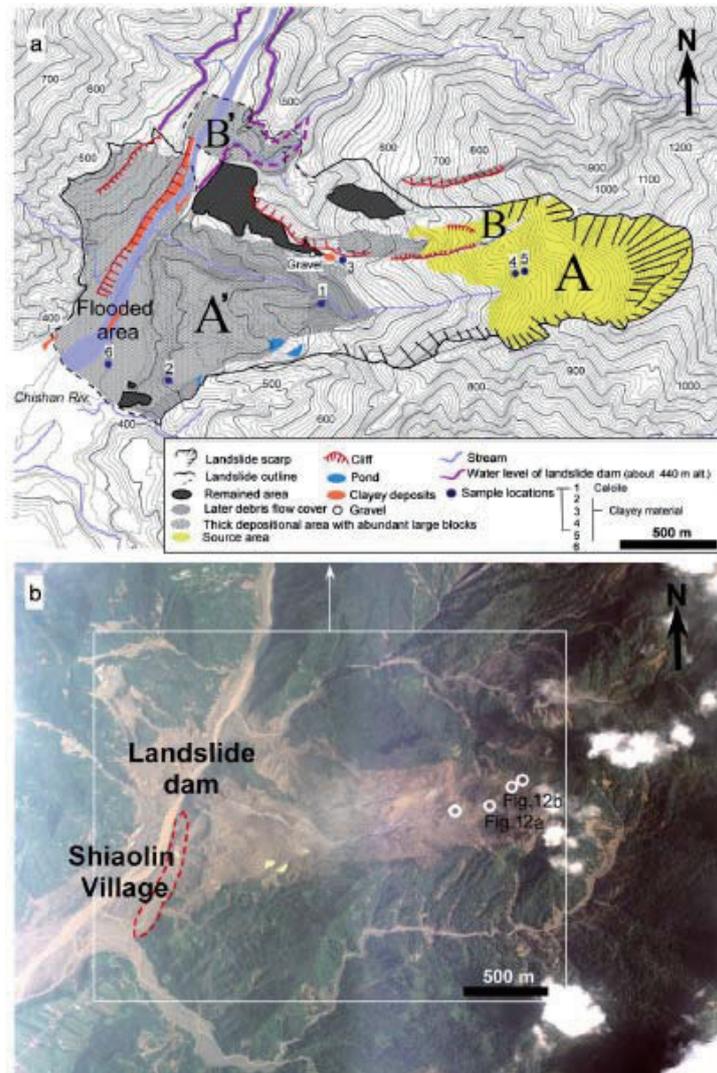


図-4 小林村の崩壊の概要 (Tsou et al., 2010). 上：地形的特徴，AとBは削剥域をA'とB'は，それらに対応する堆積域を示す．下：空中写真．

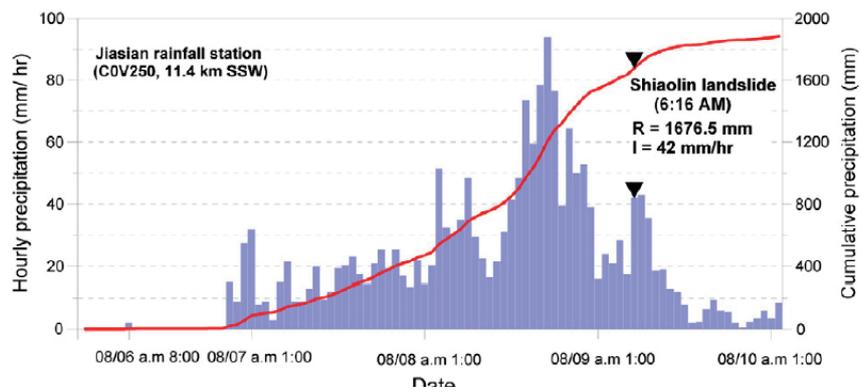


図-5 小林村の深層崩壊発生前の降雨状況 (Tsou et al., 2010).

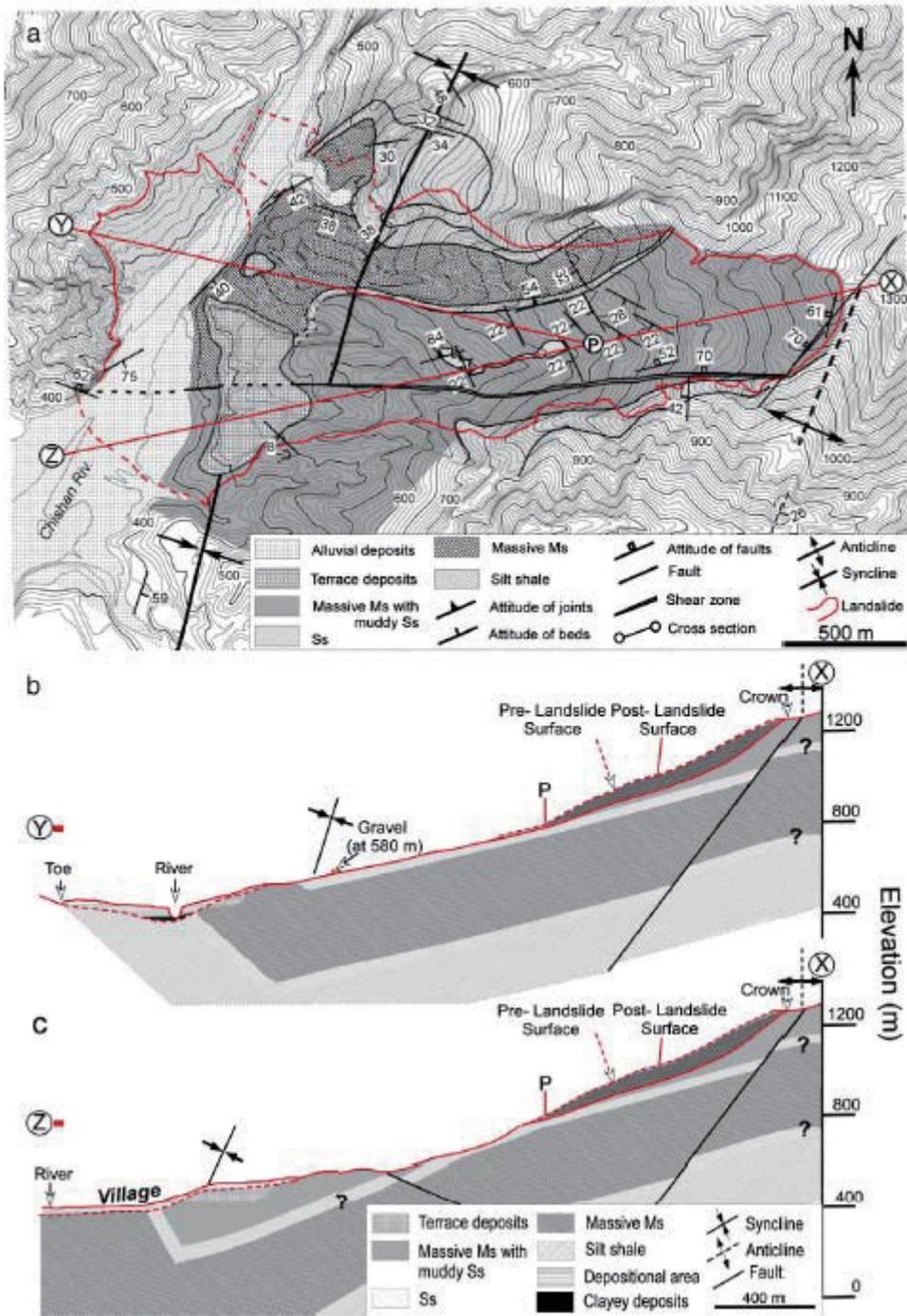
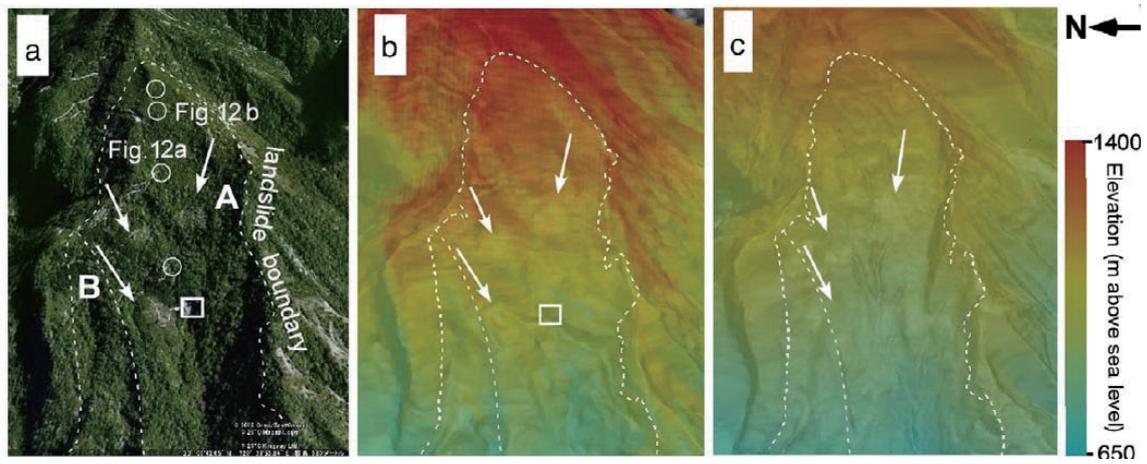


図-6 小林村の崩壊の地質図と断面図 (Tsou et al., 2010).



図ー7 小林村の崩壊の発生前の Google earth 画像 (左) と 5m メッシュの DEM から作成した地形イメージ (中) と発生後の地形イメージ (右) (Tsou et al., 2010).



図ー8 台湾小林村の崩壊源に見られた座屈タイプの岩盤クリープ。この変形は崩壊前の地形にも明瞭に認められた (Tsou et al., 2010)。

引用文献

- 千木良雅弘(2007)：崩壊の場所—大規模崩壊発生場所予測。近未来社, 256p.
- 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, 209-210.
- 羽田野誠一 (1974)：崩壊性地形 (その2) . 土と基礎, 22-11, 113-120.

- Chigira, M. (2000): Geological structures of large landslides in Japan.
Journal of Nepal Geological Society, 2000, 22, 497-504.
- Chigira, M. (2009): September 2005 rain-induced catastrophic rockslides on slopes affected by deep-seated gravitational deformations, Kyushu, southern Japan. Engineering Geology, 108, 1-15.
- Tsou, C.-Y., Feng, Z.-Y., and Chigira, M. (2011): Catastrophic landslide induced by Typhoon Morakot, Shiaolin, Taiwan. Geomorphology, 127, 166-178.

豪雨による深層崩壊の発生事例と発生予測

鹿児島大学農学部 地頭 藺 隆

1. はじめに

山崩れは、山地斜面の風化土層あるいは基盤岩が豪雨などで安定を失い高速度で崩落する現象であり、崩壊深が浅い（深くても 2, 3m 程度）表層崩壊と、深部（崩壊深 4, 5m 以上）から崩れる深層崩壊に分かれる（森林・林業百科事典, 2001）。深層崩壊は、表層崩壊に比べて 1 箇所の崩壊土量が多いために被害が大きくなる場合が多い。このタイプの土砂災害を防止・軽減するためには、崩壊発生のメカニズムを解明するとともにその発生の予測法の確立が必要である。

近年、九州地方では深層崩壊が局所的に発生して土砂災害を引き起こすケースが目立つ。1997 年には鹿児島県出水市針原川流域で深層崩壊が発生し、それに起因する土石流によって 21 名が亡くなった。また 2003 年にも熊本県水俣市集川流域で発生した深層崩壊起源の土石流で 15 名が犠牲となった。これらは同じ火山岩地質の区域で発生したものである。一方、2005 年には台風に伴う大雨によって宮崎県内の堆積岩からなる山地で深層崩壊が発生した。さらに 2010 年には鹿児島県南大隅町の火砕流台地の急斜面や奄美大島の堆積岩斜面で深層崩壊が発生した。

ここでは、近年、豪雨によって九州で発生した深層崩壊の事例を示し、さらに火山岩地域で実施した深層崩壊発生予測に関する研究を紹介する。

2. 深層崩壊の事例

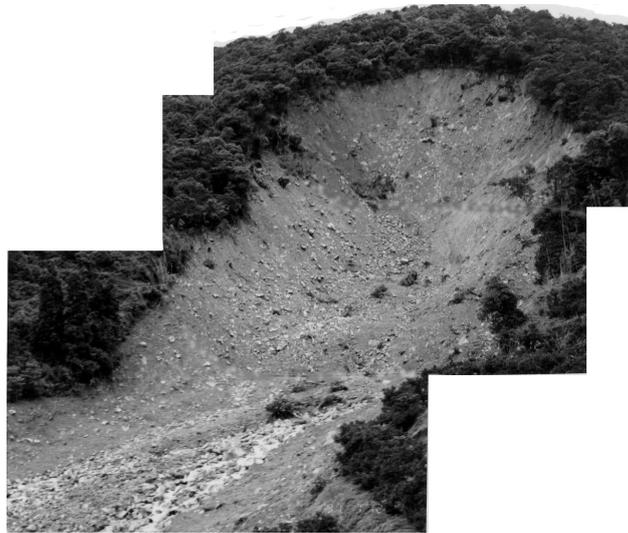
2.1 肥薩火山域で発生した深層崩壊

鹿児島・熊本・宮崎の三県の境界付近には同類の火山岩が分布しており、肥薩火山域と呼ばれている。この地域では、1997 年出水市、2003 年水俣市および菱刈町、1972 年えびの市、1978 年大口市など、しばしば深層崩壊が発生している。以下、最近発生した 1997 年出水市と 2003 年水俣市の深層崩壊を説明する。

(1) 1997 年鹿児島県出水市針原川

1997 年 7 月 10 日、鹿児島県出水市の針原川流域で深層崩壊が発生した（図-1）。崩壊した土砂は土石流となり下流の集落を襲い、死者 21 名という大きな被害をもたらした（SHIMOKAWA and JITOUSONO, 1999）。降り始めから災害発生までの総雨量は 401mm、最大日雨量（9 日）は 275mm であった。針原川流域の地質は、輝石

安山岩と輝石安山岩質凝灰角礫岩の互層からなる。崩壊の規模は、最大幅約 80m，長さ約 190m，最大崩壊深約 30m，崩壊土砂量約 13 万 m³であった。



図一 針原深層崩壊(1997年7月12日撮影)

(2) 2003年熊本県水俣市集川

2003年7月20日、熊本県水俣市宝川内の集川流域で深層崩壊が発生した(図一2)。崩壊した土砂は土石流となり下流の集落を襲い、死者 15 名という大きな被害をもたらした(谷口, 2003)。降り始めから災害発生までの総雨量は 270mm，最大時間雨量は 91mm であった。地質は針原崩壊地と同様である。崩壊の規模は、最大幅 70～100m，長さ約 170m，最大崩壊深約 15m であった。



図一2 水俣市集川で発生した深層崩壊と土石流(撮影:アジア航測(株))

2.2 2005 年台風 14 号により宮崎県内で発生した深層崩壊

2005 年台風 14 号に伴う大雨によって南郷村では総雨量 1321mm を記録するなど、各地で記録的な雨量となり、宮崎県内の堆積岩からなる山地で深層崩壊が多発した(谷口ら, 2005)。

(1) 耳川流域

耳川流域では 5 箇所深層崩壊が発生した。千木良(2006)によれば、崩壊が発生した付近は耳川に沿って 10km 以上の遷急線が確認でき、遷急線より上部斜面は傾斜 10~20 度、下部斜面は 30~40 度以上である。深層崩壊はすべて遷急線から下部の急斜面にかけて発生している。崩壊地の地質は砂岩・頁岩互層からなる。最大規模の崩壊は西郷村の野々尾で発生したものであり、崩壊土砂量は 330 万 m³ と見積もられ、天然ダムを形成して耳川を一時的にせき止めた(図-3)。



図-3 野々尾の深層崩壊(撮影:アジア航測(株))

(2) 鱈塚山

台風 14 号に伴う大雨によって鱈塚山北斜面に位置する別府田野川^{びゅうたのがわ}、片井野川、境川、七瀬谷川の流域において深層崩壊が発生した(図-4)。深層崩壊を引き起こした総雨量は 979mm であった。鱈塚山の地質は古第三紀の砂岩・頁岩互層からなり、地層が褶曲しているところもある。深層崩壊によって生産された全体の土砂量は 670 万 m³ を超えている(谷口ら, 2005)。



図－4 鱈塚山の深層崩壊と土石流(2005年12月22日撮影)

2.3 2010年鹿児島県南大隅町で発生した深層崩壊

2010年、南九州は6月下旬から7月上旬にかけて梅雨前線の活動が活発となり、各地で総雨量が1000mmを超えた。鹿児島県大隅半島南部の南大隅町舟石川流域(流域面積0.32km²)では深層崩壊が発生し、崩壊土砂が土石流となって流下した(図－5)。崩壊した斜面は火砕流台地の急斜面であり、地質構造は上部が溶結して亀裂の多い溶結凝灰岩、その下は非溶結凝灰岩である。上部の溶結凝灰岩は透水層、下部の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層に達し、境界を流れて台地の端から流出している。崩壊は7月4日から8日にかけて7回発生したが、ほとんどは雨が降っていないときであった。崩壊土砂は約10万m³であったが、2基の砂防堰堤でほとんどが捕捉され、下流に大きな被害を及ぼさなかった(下川ら, 2010)。

2.4 2010年奄美豪雨で発生した深層崩壊

奄美大島は、10月18日から20日にかけて前線の停滞により記録的な大雨に見舞われた。各地で総雨量が800mmを超え、時間雨量が100mm以上を記録したところもあった。名瀬では18日～20日の総雨量が716mmとなり、10月の月雨量平年値の約3倍を記録した。また20日の日雨量は622mmで、これは観測史上1位である。住用では総雨量が891mmとなり、時間雨量130mmが2時間続くという豪雨に見舞われた。今回の大雨は、強度的にも、総量的にも非常に大きかったことが特徴である。

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（鹿児島県，2010）。

図-6 は、龍郷町浦で発生した深層崩壊である。崩壊した斜面は、傾斜 35～40 度と比較的急で、砂岩・頁岩からなり、風化して粘っこい状態であった。崩壊規模は、平均幅約 60m、長さ約 70m、最大深約 10m、崩壊土砂量は数万 m³と見積もられる。



図-5 南大隅町舟石川で発生した深層崩壊と土石流（鹿児島県，2010）



図-6 奄美大島龍郷町浦で発生した深層崩壊（鹿児島県，2010）

3. 火山岩地域における深層崩壊発生の予測

1997年に深層崩壊が発生した針原川流域では、深層崩壊発生メカニズムの解明や崩壊発生の予測法の開発を目的とした調査を集中的に行った。ここでは得られた成果(地頭菌ら, 2004; 地頭菌ら, 2006)を紹介する。

3.1 深層崩壊地の水文地形的特性

針原川は矢筈岳山体の西側中腹部標高 445m から発し、標高 30m 付近で右支川と合流して八代湾に注いでいる。流域面積は 1.55km²、本川の総延長は約 3.2km である。崩壊は本川の中流域右岸側斜面で発生した(図-7)。

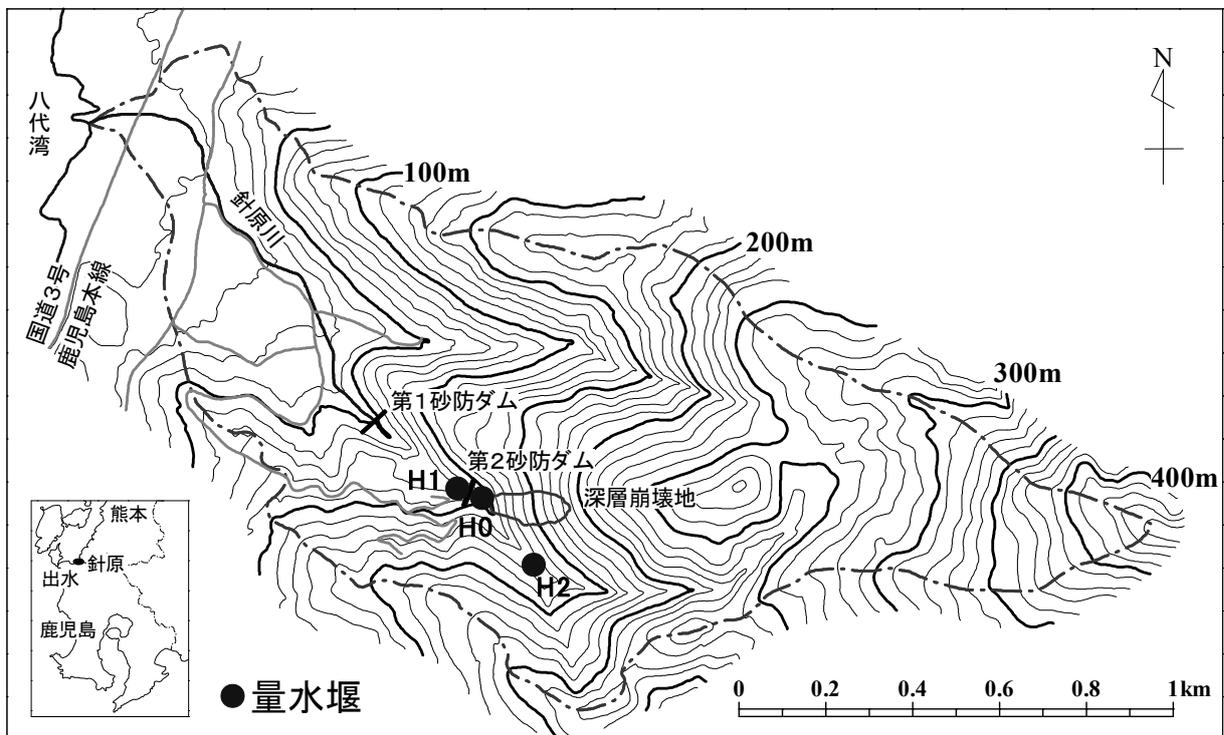


図-7 針原川流域の地形と水文観測の位置

図-8 はボーリング結果から求めた崩壊地の地質構造である。崩壊斜面の地質は、表層から、強度ないし中度に風化した安山岩層 (An-w)、弱風化ないし未風化の安山岩層 (An)、凝灰角礫岩層 (Tb) となっている。

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

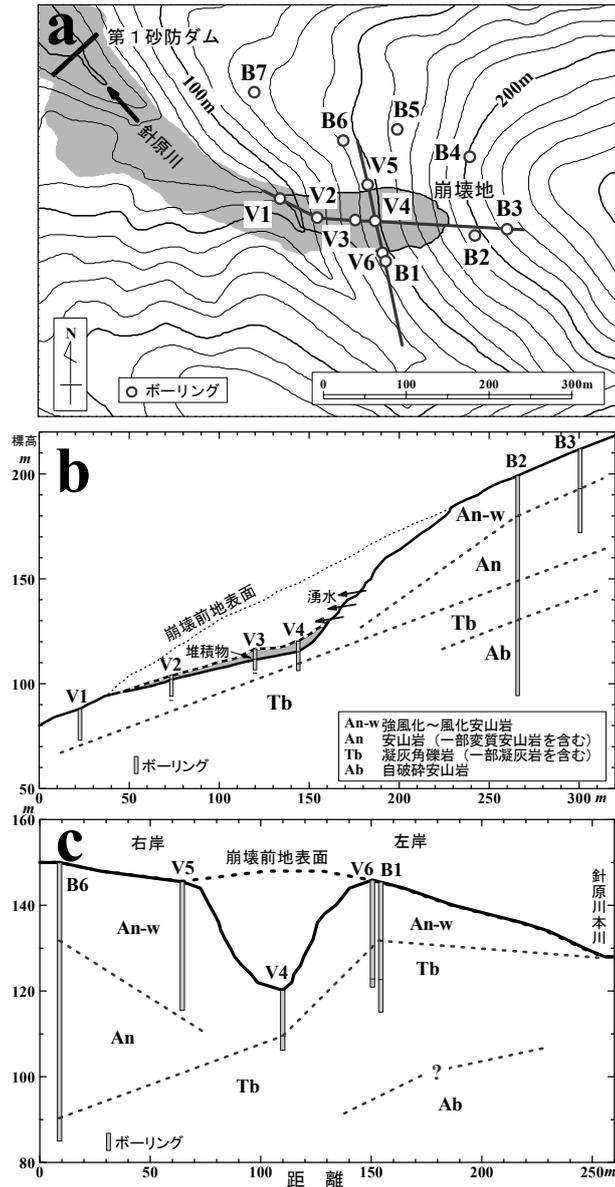


図-8 崩壊地の平面図a, 縦断面図b, 横断面図c(地頭蘭ら, 2004)

図-9 は、渓流水 (H1: 崩壊地より下流側, H2: 崩壊地より上流側, 図-7 参照), 崩壊地からの湧水 (H0), 崩壊地周辺の地下水位 (B1, B5, B6, B7, 図-8a 参照) の年変動である。H1 および H2 は降雨に対して敏感に応答し、その変動も大きい、H0 は降雨に対する応答が小さい。H2 は冬季に涸れることがあるが、H1 は崩壊地からの湧水の流入により涸れることはない。無降雨時の H1 と H2 の減水勾配を比較すると H1 の勾配が緩い。無降雨時の渓流水の電気伝導度 (EC) は、H2 で 7mS/m 前後、H1 で 12mS/m 前後を示し、崩壊地付近で大きく変化している。これは崩壊地内から EC14mS/m 前後の湧水が溪流に流入しているからである。このように崩壊地付近からの湧水は針原川の流出特性に大きな影響を及ぼしている。

崩壊地周辺の地下水位は、冬季の少雨期には徐々に低下し、梅雨前の 5 月末～6 月初

めに最も低くなり、梅雨の大雨で上昇して夏季の多雨期は高い状態が続き、それを過ぎると徐々に低下している。崩壊地左岸側の B1 は年間の変動幅が小さく、また多雨期から少雨期にかける低下が緩やかであり、背後から地下水の流入が継続して行われているものと推測される。B1 と B6 は崩壊地を挟んでほぼ同じ標高にあるが、地下水面は B1 が 10~20m 常に高い。1997 年崩壊直後、崩壊地内の中央付近から左岸側にかけて湧水が観察され、その背後に地下水が集中する地下構造が予想されたが、上記の地下水特性はこれを裏付けている。

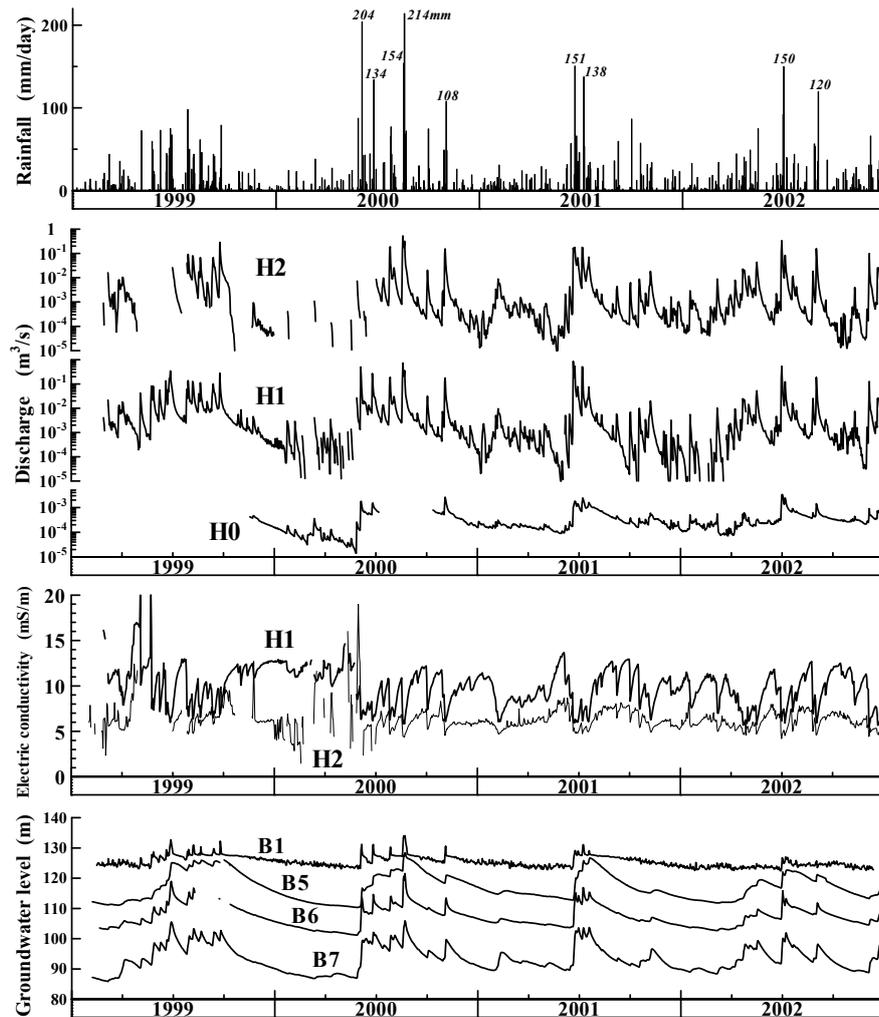


図-9 水文データの年変動(地頭菌ら, 2004)

図-10 は時間単位での水文因子の応答例である。H1 流量は降雨の波形によく応答し、降雨と流量のピーク時間差は 1 時間未満である。H0 流量も降雨開始と同時に増加しているが、H1 ほど降雨の波形に対応せず、降雨ピークから 4 時間後にピークに達し、その後の減水は緩やかである。地下水位の応答をみると、B1 は他点より上昇開始が早く、降雨の波形に対応している。したがって、B1 へは雨水が素速く浸透する水みちの存在が考えられる。B1 で測定している地下水の EC の変化をみると、降雨

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

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

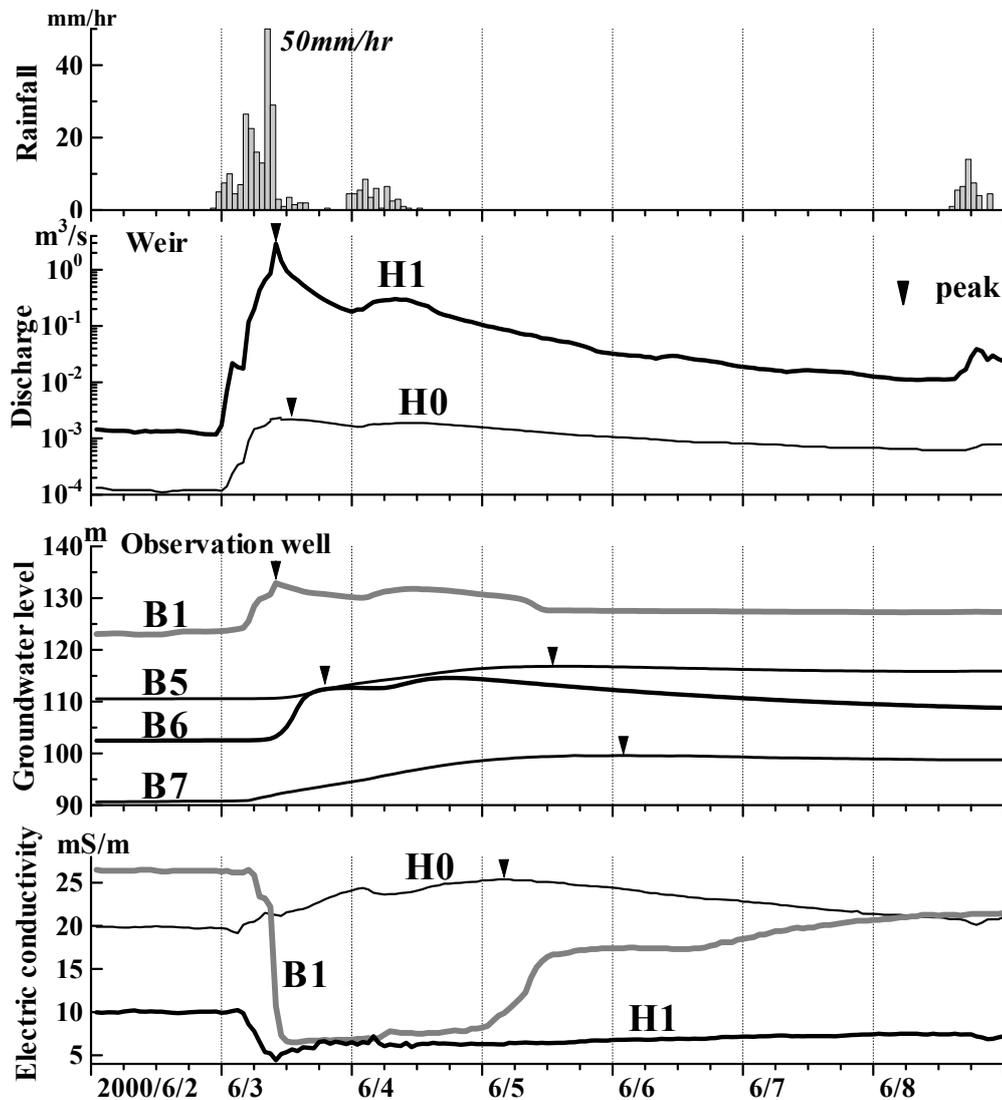


図-10 渓流水・湧水・地下水の降雨応答(地頭蘭ら, 2004)

3.2 崩壊発生場の予測

針原崩壊地の調査結果から、崩壊発生場の条件として厚い風化物の存在と地下水の集中があげられる。崩壊発生場を予測するためにはこれらの条件を満たす斜面を抽出する方法を確立しなければならない。図-11 は崩壊発生場を抽出するための調査内容である。地形計測による傾斜区分図や水系密度は雨水浸透や風化層の発達度合を把握する指標となる。崩壊跡地の分布図は、流域ごとの崩壊発生頻度を把握でき、流域単位での危険度評価の指標となる。溪流縦断方向の流量・水質の変化点や湧水の分布は地下水が集中している斜面を把握する指標である。また露頭調査は風化度合の把握につながる。

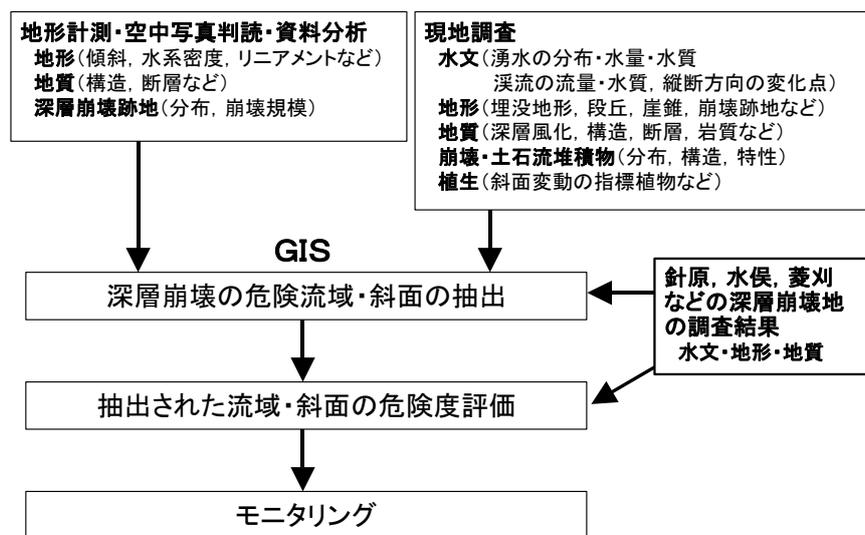


図-11 深層崩壊発生場の予測のための調査(地頭菌ら, 2005)

以下、矢筈岳山体を対象に実施した深層崩壊発生場の予測結果を示す。

図-12 は、空中写真を判読して作成した崩壊跡地の分布と傾斜 20 度未満の緩斜面、リニアメントを重ねたものである。調査流域に確認された 15 箇所の崩壊跡地の源頭部標高を地形図から読み取ると、標高 150~200m 区間に 5 箇所、標高 250~350m 区間に 10 箇所が位置している。また、崩壊跡地のほとんどは尾根部に比較的広く分布する緩斜面の下部斜面(傾斜 20~30 度)に分布している。これらの斜面は、開析が進んだ上流域の斜面に比べて緩やかであるが、侵食を受けることが相対的に少ないために厚い風化層が発達している場合が多い。また、崩壊跡地のいくつかはリニアメントに沿って分布している。リニアメントが断層を意味する場合は、地下深くまで破碎され、厚い風化層が存在する可能性がある。深層崩壊発生場の予測の際にリニアメントの位置も考慮する必要がある。

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

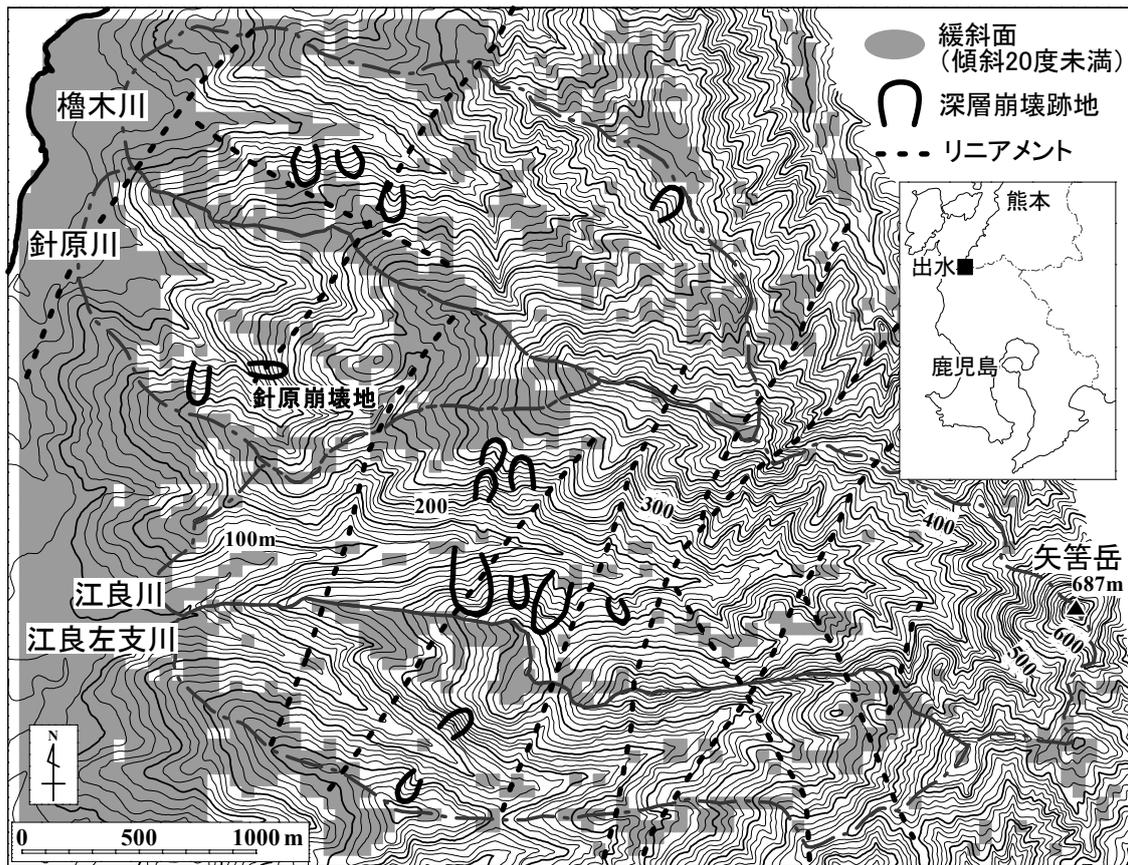


図-12 深層崩壊跡地，緩斜面，リニアメントの分布(地頭菌ら，2006)

調査流域の溪流縦断方向において，溪流水の流量，EC，シリカ（ SiO_2 ）濃度を測定した。江良川における一例を図-13に示す。ECは溪流水中の溶存イオンの総量の指標であり，地下水が流動する過程で岩石から溶出するイオンを取り込むために，地下水の湧出点付近の溪流水はECが高くなる。 SiO_2 は，地下水が岩石と接触して起こる化学反応によって溶出する。溪流水のECや SiO_2 濃度は，その溪流水中に占める地下水の寄与率を表す指標になりうると考える。

江良川では標高140m付近で3因子が急激に増加しており，この付近の斜面内に貯留されている地下水が溪流に集中して湧出していることを示唆している。江良川流域には中下流域に深層崩壊跡地が空中写真および現地調査から確認されている（図-12）。また中流域には溪流を横断する方向にリニアメントが判読される。このような地形・地質構造の特徴と流量，EC， SiO_2 濃度の変化地点がよく対応しており，何らかの因果関係が考えられる。

溪流縦断方向において流量，EC， SiO_2 濃度を測定し，その変化点を把握することは，深層崩壊発生場を予測するための重要な指標を与えるものと考えられる。

無降雨日が続いた後に溪流沿いの湧水調査を実施した（図-14）。溪流縦断方向の溪流水調査における変化点（図-14の○印）の周辺には湧出量が多く，またECの高い湧水が分布しており，溪流水の流量，EC， SiO_2 濃度の急激な変化はその付近で湧

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

調査流域における深層崩壊跡地の分布の地形地質的な特徴として、深層崩壊跡地が標高 150～200m と標高 250～350m の高度域に集中していること、尾根部の比較的広い緩斜面直下の傾斜 20～30 度の斜面に分布していること、調査地一帯において難透水層の役割をしている凝灰角礫岩層とその上位の安山岩層の境界付近に分布していることが明らかになった。調査流域の地形図においてこれらの条件を満たす斜面をそれぞれ囲み、重なる斜面を抽出した（図-15）。また、溪流縦断方向における溪流水の流量、EC、SiO₂ 濃度の変化点とその周辺の湧出量が特に多い湧泉位置および湧出している斜面位置から地下水が貯留されている斜面を抽出した（図-15）。

図-15 において、地形地質因子に基づく範囲と水文因子に基づく範囲が重なっている斜面は、厚い風化物の存在と地下水の集中の条件を満たしている斜面といえる。すなわち、深層崩壊発生条件を満たしている斜面と判断される。空中写真から判読した深層崩壊跡地の多くはこの両者が重なった斜面に位置している。一方、深層崩壊跡地が分布する斜面は深層崩壊に対して一定期間の免疫性をもっていると考えると、崩壊跡地周辺の未崩壊斜面が潜在的な深層崩壊危険斜面として抽出される。

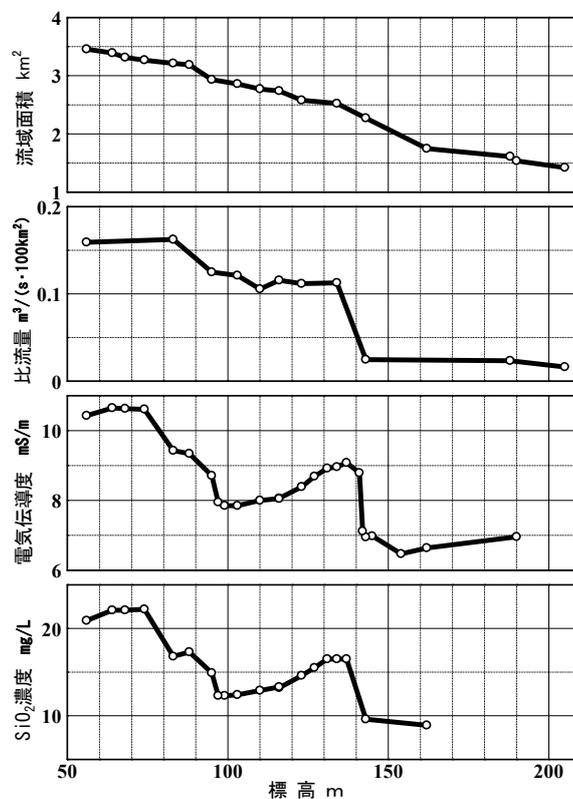


図-13 溪流縦断方向の溪流水の流量、EC、SiO₂ 濃度の標高分布 (地頭蘭ら, 2006)

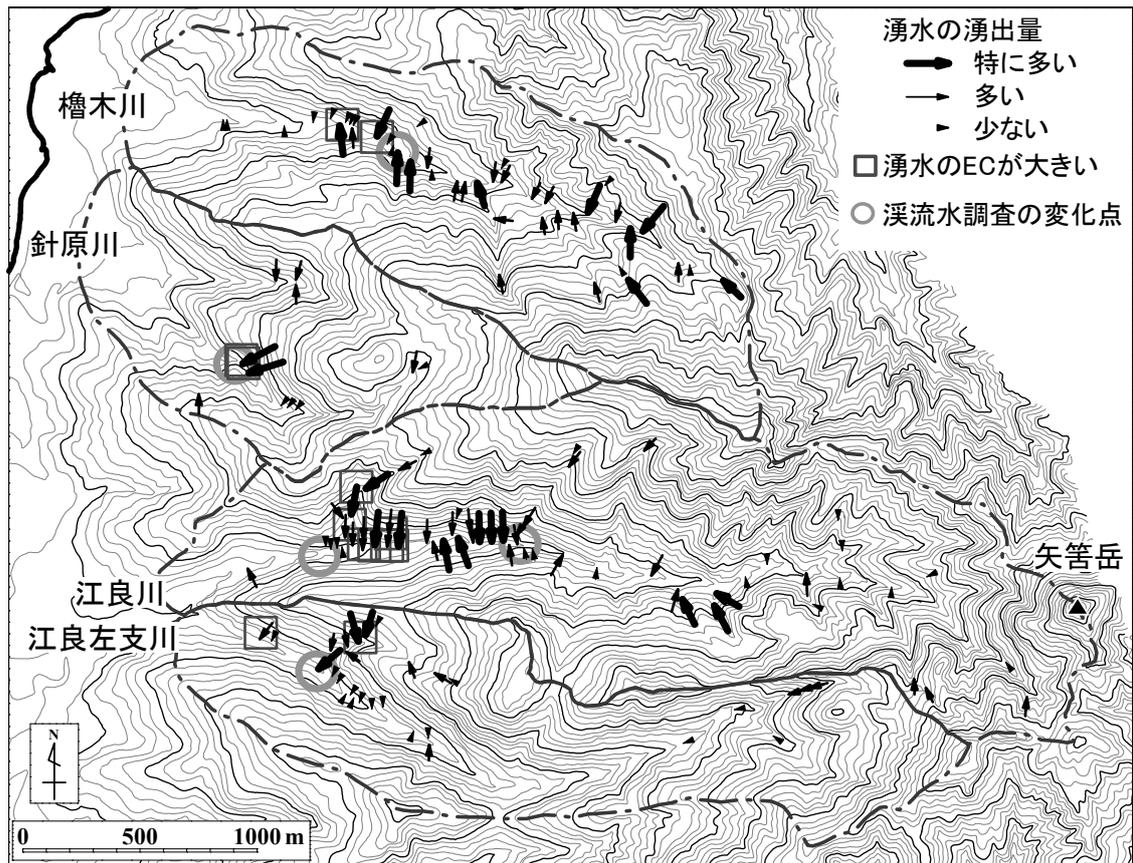


図-14 調査流域における湧水分布(地頭菌ら, 2006)

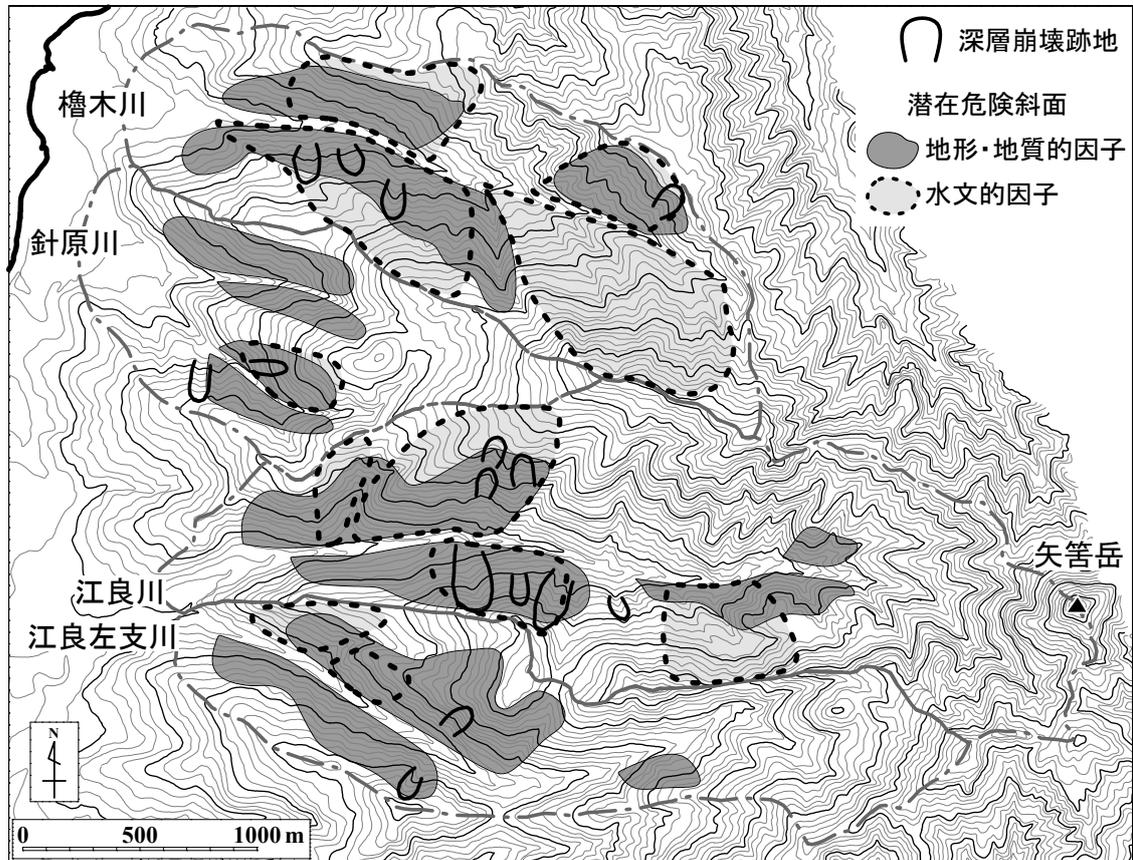


図-15 深層崩壊発生の潜在危険斜面の抽出(地頭菌ら, 2006)

4. 深層崩壊の予測法

深層崩壊は発生頻度が低いために、現象の発生場、発生規模および発生時期の予測に取り組むためにはデータが少ないのが現状であるが、九州地方の深層崩壊に関する研究成果から深層崩壊発生の予測法について考える。

4.1 深層崩壊の発生場予測のための危険度判定

深層崩壊の発生場をはじめから斜面単位で予測することは困難である。そこで、図-16に示すように、3段階（地域レベル、流域レベル、斜面レベル）で判定し、危険斜面を絞っていく方法を考えている。作業としては、地域レベル、流域レベル、斜面レベルの順序で判定していくが、各段階の判定結果はそれぞれ砂防計画や警戒避難の策定等に利用できるように整理する。

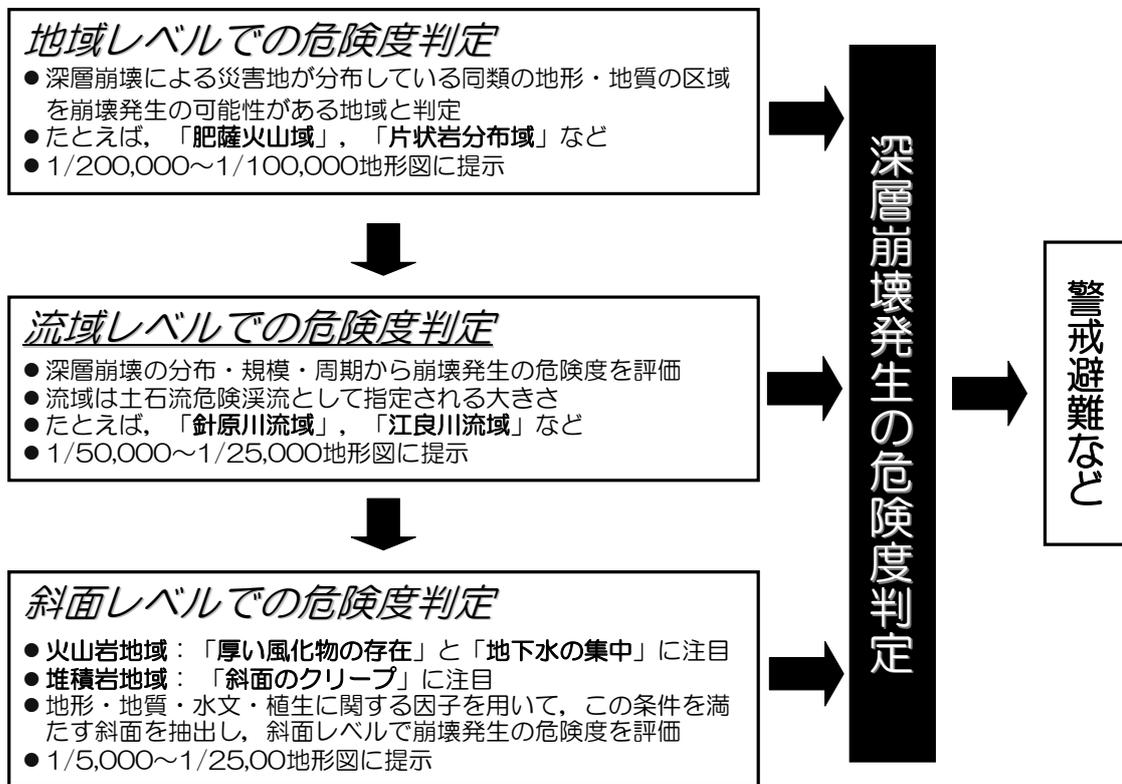


図-16 深層崩壊の発生場予測のための危険度判定の考え方

4.2 深層崩壊の発生時期の問題

深層崩壊は降雨が終わってから発生することがあり（八反地，2003），その発生時期の予測は警戒避難の発令や解除のタイミングにとって重要である。近年，山地の雨水流出機構に関する研究が精力的に進められており，この成果は深層崩壊の発生時期の予測を検討する資料としても役立つものである。たとえば，恩田ら（1999）は崩壊のタイプによって降雨に対する発生時刻に違いがあることに注目し，降雨流出特性が

ら崩壊発生時刻の予測の可能性を検討している。また、加藤ら（2000）は、地質ごとの流出の遅れ時間の違いを明らかにし、降雨流出特性と崩壊発生との関係調べている。

図-17 は針原川で得られた水文データに基づいて大雨時の流量および斜面地下水位の降雨応答をタンクモデルに当てはめ、1997年崩壊時の針原川の流量および斜面地下水位を再現したものである（地頭菌ら、2004）。崩壊が発生した7月10日1時前には河川流量は $0.5\text{m}^3/\text{s}$ 程度に減水していたこと、一方崩壊した斜面付近の地下水位は上昇中であったことが明らかになった。このような資料が多数得られれば、崩壊発生時期の予測に役立つと考える。

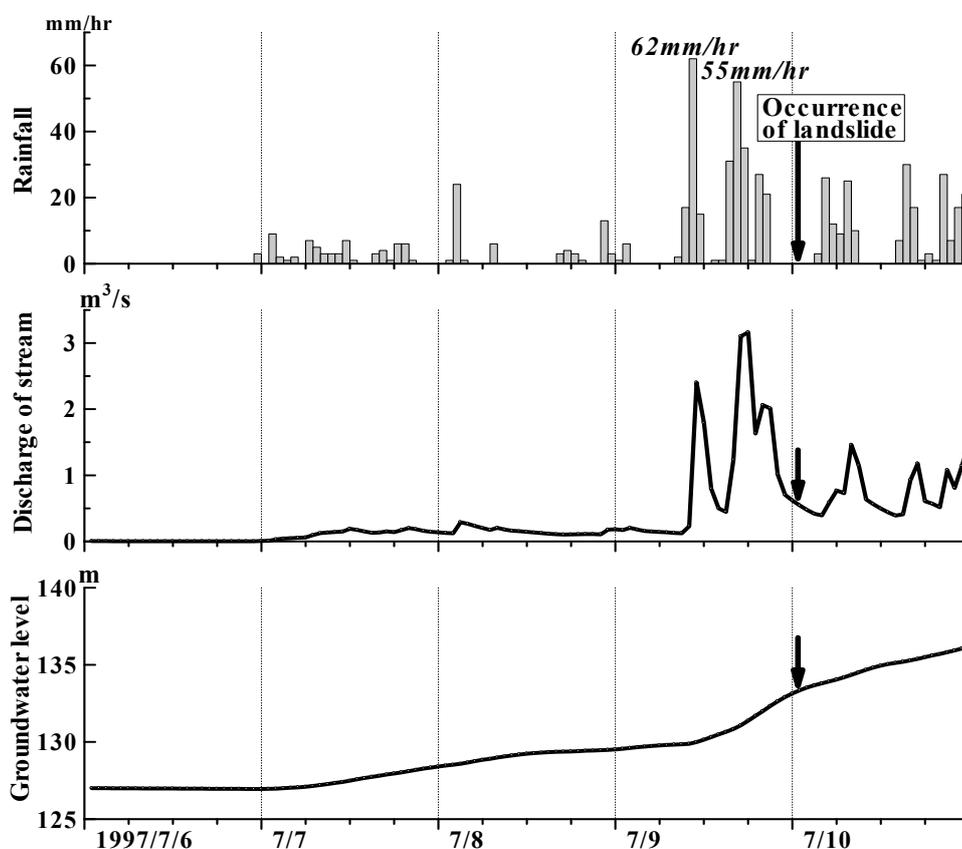


図-17 1997年崩壊時の流量および地下水位の再現(地頭菌ら、2004)

5. おわりに

近年、深層崩壊が局所的に発生して土砂災害を引き起こすケースが目立つ。1997年の針原川土石流災害もその例である。深層崩壊による土砂災害を防止・軽減するためには、崩壊発生メカニズムを解明するとともにその発生場、発生規模および発生時期の予測法の確立が重要である。本論では、近年、豪雨によって九州で発生した深層崩壊の事例と火山岩地域における深層崩壊について発生場の地形・地質・水文特性と崩壊発生予測に関する研究を紹介した。

引用文献

- 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, 55(6), p.74-77
- 地頭菌隆・下川悦郎・迫正敏・寺本行芳 (2004) : 鹿児島県出水市針原川流域の水文地形的特性と深層崩壊, 砂防学会誌, 56(5), p.15-26
- 地頭菌隆 (2005) : 特集「降雨の流出過程と土砂生産」深層崩壊, 砂防学会誌, 58(3), p.60-66
- 地頭菌隆・下川悦郎・寺本行芳 (2006) : 深層崩壊発生場予測法の提案—鹿児島県出水市矢筈岳山体を例にして—, 砂防学会誌, 59(2), p.5-12
- 鹿児島県砂防課 (2010) : 2010年南大隅町土砂災害資料
- 鹿児島県砂防課 (2010) : 2010年奄美大島豪雨災害資料
- 加藤祐子・恩田裕一・水山高久・小杉賢一朗・吉川 愛・辻村真貴・秦 耕二・岡本正男 (2000) : 揖斐川上流の地質の異なる流域における流出の遅れ時間の違い, 砂防学会誌, 53(4), p.38-43
- 日本林業技術協会 (2001) : 森林・林業百科事典, 丸善, 1236pp.
- 恩田裕一・小松陽介・辻村真貴・藤原淳一 (1999) : 降雨流出ピークの遅れ時間の違いからみた崩壊発生時刻予知の可能性, 砂防学会誌, 51(5), p.48-52
- Shimokawa E. and Jitousono T. (1999) : A Study of the Change from a Landslide to Debris Flow at Harihara, Izumi City, Southern Kyushu, Journal of Natural Disaster Science, 20(2), p.10-11
- 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, 63(3), p.50-53
- 谷口義信 (2003) : 2003年7月九州地域豪雨災害調査報告(速報)—水俣土砂災害—, 砂防学会誌, 56(3), p.31-35
- 谷口義信・内田太郎・大村寛・落合博貴・海堀正博・久保田哲也・笹原克夫・地頭菌隆・清水収・下川悦郎・寺田秀樹・寺本行芳・日浦啓全・吉田真也 (2005) : 2005年9月台風14号による土砂災害, 砂防学会誌, 58(4), p.44-51
- 千木良雅弘 (2006) : 2005年台風14号による九州の土砂災害, 京都大学防災研究所年報, 49-A, p.23-34

地すべり地形データベースと深層崩壊

独立行政法人・防災科学技術研究所 井口 隆

1. はじめに

近年、台湾高雄県小林村で起きた大規模な深層崩壊や国内では 2005 年の台風 14 号による九州各地や前年の三重県旧宮川村などにおいて深層崩壊の発生による災害が相次ぎ、TV の報道番組でも大きく取り上げられたこともあって、深層崩壊に対する関心の高まりとともに防災対策や発生場所の予測などが求められている。土木研究所が中心となって深層崩壊の危険溪流の抽出手法のマニュアルが作成されているが、それによると過去の発生実績と地形量解析に基づく手法に加え、空中写真判読で抽出した地すべり地形や線状凹地などの微地形要素などの調査結果についても組み合わせることによって評価を行なうことになっている。

今回、地すべり学会関西支部のシンポジウムに表記のタイトルで講演発表を依頼されたのは、空中写真を用いた地形判読に基づく手法を採用して全国の地すべりマッピングを長年進めている防災科研として、その手法が深層崩壊の発生予測に関してどの様に利用できるか、また空中写真による地形判読手法はどのように貢献ができるか、などに関しての発表を期待してのことと考える。地すべり地形分布図の当初の作成目的は必ずしも今回のテーマである深層崩壊をターゲットにしたものではないが、作成手法として深層崩壊の発生危険個所の検討と同様の地形判読技術を用いている。地すべり地形分布図は再滑動型の地すべりに関しては発生地点の的中実績があり、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の実績がほとんどなく、そういった側面からの検証も不十分で、期待される内容の発表は難しい側面もある。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やそれを作成する際の判読技術の活用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図れないかどうかについて発表を行ないたい。

2. 地すべり地形分布図の意義とその作成手法について

2.1 地すべり地形分布図刊行計画の到達点

最初に地すべり地形分布図とその作成手法、さらに地すべり地形データベースについて紹介したい。御存知の方も多いと思うが、防災科学技術研究所では日本全国にある地すべり地形の分布状況をマッピングし、それを印刷図として刊行するために、全国の地すべり地形判読を進めてきた。現時点ではまだ北海道の東半分と沖縄など一部の島嶼部が未刊行であるが、全国のほぼ 9 割の範囲において地すべり地形分布図が刊行済みで、インターネット上にも Web-GIS を用いて地すべり地形データベースとして公開を行っている。これ

まで刊行済みの範囲の広域分布図を図-1に Web 公開画面を図-2に示した。

防災科研において地すべり地形分布図の作成を始めた目的は、地すべり研究の基礎資料の整備である。日本列島において発生した地すべり変動の分布状況とその規模と範囲などの実態を正確に把握しておくことが地すべり研究にとって肝要と考えたからである。一方では地すべり対策などの斜面防災の基礎資料としての用途も想定していた。刊行を始めた当初は研究目的が主眼であり、また地すべり地形分布図の認知度も低かったため研究者

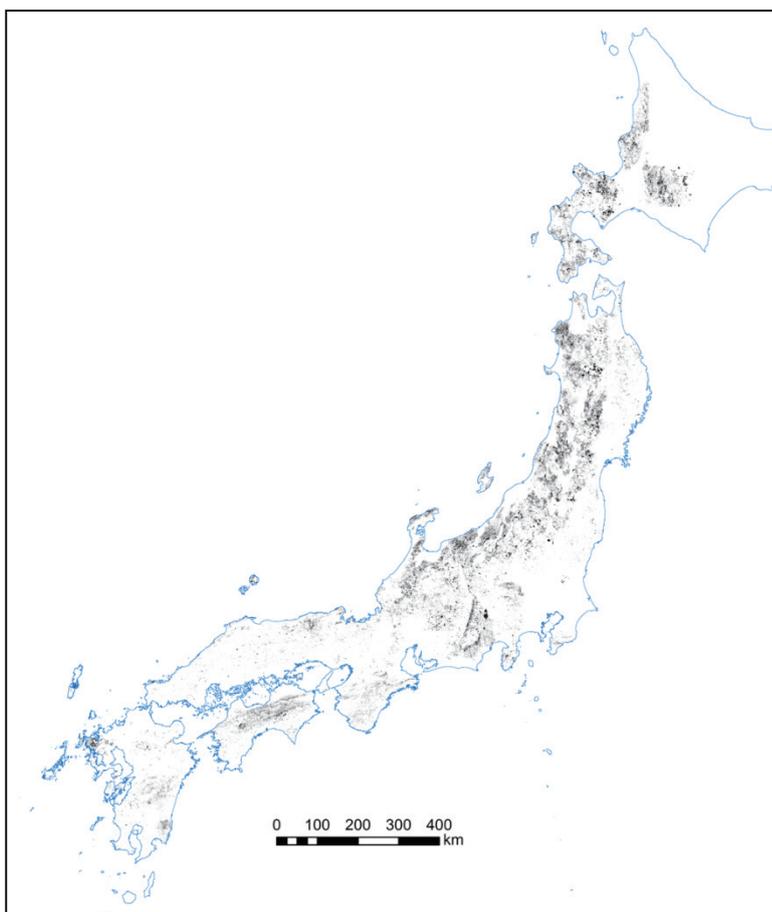


図-1 防災科研地すべり地形分布図の刊行範囲

2.2 地すべり地形分布図による成果

地すべり地形分布図を一言で表現すると、地すべり変動が発生した際に生じる変動地形の分布範囲とその変動状況を表現した「地形学図」である。例えば山地や丘陵などの斜面上に地すべり変動が起きると、図-3の左に示す様な変状が生じ、地すべり地形と呼ばれる特有の地形ができる。その変動地形を仔細に読み取り、地すべり移動体と、その上部に生じ

による利用がほとんどであった。その後、八幡平の澄川地すべり（1997年）など、各地で起きた地すべり変動の場所・範囲を正確に判読・図示していた実証例が続いたことから、斜面防災としての利用を目的とした期待が高まり、その後は実用的な利用も視野に入れて地すべりマップの判読・刊行を重点化して進めてきた。その結果、30年におよぶ地すべり地形分布図の刊行を継続してきた成果として、2011年3月末時点で5万分の1地形図900面以上の刊行を終え、本州・四国・九州のほぼ全域と、北海道の南西部の刊行を終えた。今後3～4年以内に日本全国の刊行を達成する予定である。

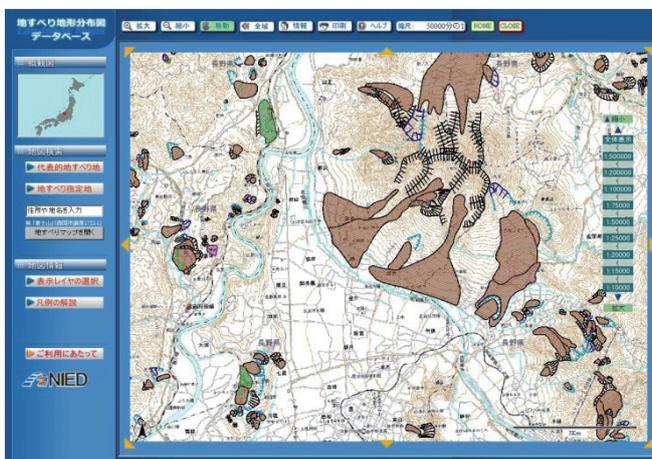


図-2 地すべり地形分布図の Web 公開画面

た滑落崖を区別して図-3の右の様に図示したのが地すべり地形分布図である。

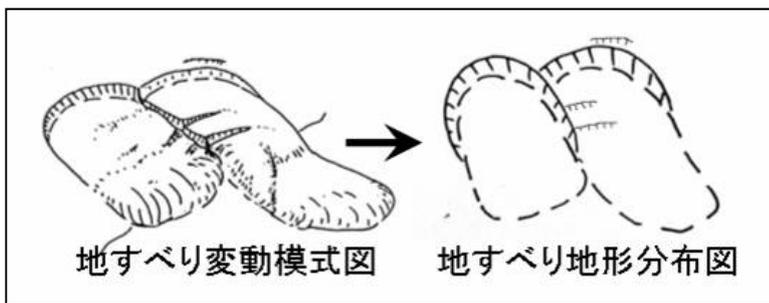


図-3 地すべり地形とその図表現をあらわした
模式図の関係

日本全国にわたって同一の判読手法と一定の判読基準で作成した地すべり地形分布図の作成によって地すべり地形の分布に関して従来はあまり明確でなかった地すべり地形の実態と新たな知見がいくつか明らかにされた。これまで地すべり地形判読を終えた範囲にお

いては、地すべり研究者が予想していた以上に多数の地すべり地形が多く密に分布していることが明らかにされ、地すべり変動が山間地における主要な開析過程であること、また地すべり変動に覆われる範囲の面積も広いことが明らかにされた。また幅・奥行が数kmに及ぶ巨大地すべりが第四紀火山を中心に数多く存在することも明らかにしてきた。これまでに地すべり地形分布図の全国的刊行によって明らかにされた点については以下の様にまとめることができる。

(1) 日本全国にわたって過去の地すべり変動によって形成された地すべり地形が従来考えられてきたより数多く残存していることを明らかにした。特に白神山地などあまり土地利用が進んでいなかった地域などあまり知られていなかった地すべり地形の集中域の存在を明らかにした。

(2) 変動規模が数kmに及ぶような巨大な地すべり地形が日本国内にも多数分布していることを明らかにした。特に八幡平や焼石岳など火山斜面に巨大地すべりが集中して分布する事例があることを明らかにした意義は大きいと思われる。

(3) 地すべり変動を起した斜面の多くが地すべり分布図上に図示されている地すべり地形の中ないし近傍で起こる事例が多くあり、現実の地すべり発生場所の予測において、地すべりマップが有効であることを示した。(的中事例としては、1997年の八幡平澄川地すべり、石川県羽咋市福水地すべり、新潟県中越地震による東竹沢地すべりなど多数の深層すべり、岩手宮城内陸地震による荒砥沢地すべりなど多数の実績がある)

(4) 斜面のはらみ出しや二重山稜など、地すべりの初期的変動によって形成されたと考えられる地形が中部山岳地帯など起伏量の大きな山地を中心にかなり数多く分布することを明らかにした。

(5) 地震をトリガーとして発生する地震地すべりに関して、従来はあまり地震では起きないと考えられてきた再滑動型の地すべりについて、新潟県中越地震で起きた深層地すべりの多くが地すべり地形内で生じていたことを実証するなど、多くの事例が存在することを明らかにした。また2008年6月に起きた岩手・宮城内陸地震では荒砥沢ダム上流の巨大地すべりの発生域の大半は地すべり地形を呈しており、さらにその周囲にも同様の地すべり地形が多く分布することを図示していた。これにより、地すべり地形分布図に図示さ

れている巨大地すべりは、地質時代における特殊な環境下ではなく、地震など広域に作用する誘因によって生じた可能性があることを示唆することができた。

2.3 地すべり地形判読の手法

地すべり地形分布図の作成にあたっては、空中写真の実体視判読によって地すべり地形の抽出を行なっている。実体視判読とは、異なる地点において撮影した2枚の空中写真を実体鏡により左眼と右眼で別々に写真画像を見ることによって、脳内に立体像的に地形像を再現し（これを両眼立体視という）、地すべり変動によって形成された特有の地形を見いだす作業である。こういった判読作業を地形図の北西端から順次空中写真を取り替えながら、走査するように進め、全域を漏れなく探索していく。その結果、判読・抽出することができた地すべり地形の形状、分布範囲、変動の種類と状況、移動方向などを的確に読み取って、所定の凡例を用いて地形図上に書き記す。こういった一連の作業を地すべり地形判読と呼んでいる。

地すべり地形の判読作業は誰もが容易にできる訳ではない。単独で大きく変動した地すべりの発生直後の空中写真判読であれば、少し訓練すれば誰もが地すべり地形だと認識できる。しかし時間を経て侵食によって開析が進んだ古い地すべり地形や何度も変動を繰り返したために複雑に入り組んで前後関係が判別しにくい地すべり地形など、自然界の複雑な地すべり変動を正確に読み解くにはかなりの熟練が要求される。地すべり地形は地質などによって特有の変動形態を呈することもあって、それらを勘案して的確に判読するには地形学全般にわたる知識に加え、多様な変動地形を数多く判読してきた経験が求められる。もちろん地形の三次元的形状から地形を形作った過去の地形営力を推察できる空間的なパターン認識能力は不可欠である。こういった地形判読は深層崩壊の抽出マニュアルにある微地形要素の抽出のためにも必要であり、地すべり地形判読と同様に地形に関する知識と判読経験が求められる。現在、全地連を中心に地形判読士の資格認定試験の制度化が進められているので、今後そのような能力を持つ判読士が増えることを期待したい。

2.4 初期的変動斜面に対する地形判読

防災科学技術研究所で刊行を進めている地すべり地形分布図には一般的な地すべり地形の滑落崖と移動体だけでなく、高起伏山地などに発達している二重山稜や小崖地形、そしてそれらに囲まれた斜面の範囲を示す輪郭線など、将来斜面崩壊や地すべりの発生に繋がる可能性を示す地形である変動地形に関してもできる限り判読を進めマップ上に図示している。

この判読方針は全国を対象とした地すべり地形の判読を開始する際に「地すべり構造論（大八木, 1976）」などに基づき策定したもので、分布図上で使用する凡例についてもその範囲を示す輪郭線のほかに二重山稜や小崖地形などの凡例などを加えて策定した。当初はそういった変動地形自体の細分化も考えていたようだが、あまり細かすぎると判読作業自体に遅延を生じるなどの危惧もあって、斜面体移動の初期状態として、一つにまとめた経緯がある（大八木・清水, 1981）。

その後判読者の一人である大八木（未公表資料）はこのような凡例によって構成される

地形的特徴を持つ斜面について「初期的変形斜面」と命名した。そのメモの中で大八木は「初期的変形斜面は、これまで小崖地形、初期的斜面運動地形、岩盤クリープ、ゆるみ、斜面のゆるみなどと多様に呼ばれている。このような地形は斜面変動の初期的な段階にあるものと考えられており、将来、地すべりや崩壊に発展する地形だと考えられている」と述べている。

また、これまでに判読してきた経験に基づいて、初期的変形斜面を、A) 斜面頭部が僅かに下がっているが、地表に明瞭な亀裂、線状凹地、リッジなどが認められないもの、B) 斜面上部に多数の平行する山向き小崖を持ち上部が明瞭に沈下しているもの、C) 凸型の斜面を挟んで線状凹地がA字型（もしくは三角形）ないし楕円形に何重にも取り囲むものの3つに分けて紹介している。こういった初期的変形斜面の違いは変形程度の差異については、変形程度の相違のほか岩質や地質構造の相違などに基づく差異ではないかと述べている。こういった変形斜面は地すべり発生に繋がる可能性もあるが、中には深層崩壊が発生する場となる可能性も考えられる。初期的変形斜面が将来、こういった斜面変動につながるかについてはそれぞれの地形・地質条件などと発生時の誘因などに規定されると想像される。

次章では具体的に深層崩壊を起こした斜面が、地すべり地形分布図上でどのように判読されているか、具体例に基づき紹介したい。

3. 地すべり地形分布図を用いた深層崩壊発生場予測に関する検証

最近国内で発生した深層崩壊の発生場所を地すべり地形分布図では地すべり地形、あるいは初期的斜面変動として認識されていたかどうかについて検証してみた。

2004年は台風が史上最大の10個上陸し、また新潟県中越地震が起きるなど災害が頻発した年である。上陸した台風のうち台風21号は三重県旧宮川村付近に大雨をもたらし、多数の深層崩壊が発生し、死者・不明者7名を出す被害を起こした。この中で最大規模の崩壊が旧宮川村の春日谷で起きている（柏木ほか、2006）。写真-1はその崩壊地を空から撮影したものである。これとほぼ同じ範囲の地すべり地形分布図を図-4に示した。深層崩壊が発生した付近には幾つか地すべり地形が図示されているが、2004年に大きく崩れた斜面には何も図示されておらず、少なくとも通常の地すべり地形判読作業によって認定可能な変形は生じていない。この他の崩壊地に関しても、この災害でも地すべり地形分布図に図示されている地すべり地形と実際に深層崩壊が発生した場所はほとんど一致していなかった。

次に同じ2004年の台風10号によって徳島県の旧木沢村において発生した阿津江や大用知などの深層崩壊についてもGoogle Earth上に地すべり地形分布図を重ね合わせたものを用いて検証した（図-5）。

（※この機能は防災科研の地すべり地形分布図の公開サイトからも利用可能であるが、サーバへの負荷が重いサービスのため分かりづらいページからリンクしている）



写真－1 宮川村春日谷左支の崩壊（アジア航測） 図－4 同じ範囲の地すべり地形分布図



図－5 徳島県木沢村の深層崩壊の Google Earth 画像と地すべり地形

図－5で明らかな様に、深層崩壊の発生場所と地すべり地形は全く別々に分布している状況である。

その翌年（2005年）には台風14号によって宮崎県をはじめ、九州各地において大規模な斜面崩壊が数多く発生し、大きな被害をもたらした。宮崎県では県北部の東臼杵郡耳川流域と県南部の田野町鰐塚山付近において多数の大規模な深層崩壊が発生した。これらの2地域において深層崩壊が発生した斜面に関して、災害発生後ではあったが、地すべり地形分布図作成のための判読を行なった。この

判読にあたっては、他地域の図面と判読水準に差異を生じない様にするためと、深層崩壊の発生場所が通常の地すべり地形判読によってどこまで認定可能かを検証する目的もあり、判読者には深層崩壊の発生地点に関する情報を知らせずに、通常の地すべり地形判読と同じ条件で判読を進めてもらった。判読に用いたのはこれまで通りの4万分の1のモノクロ空中写真である。この地すべり地形判読に要した時間は、5万分の1地形図1枚あたり平均するとこの地域においては約2日間程度であった。その判読結果と実際に深層崩壊が起きた場所のうちどの程度が地すべり地形として判読されていたかを両地域で比較したところ(図6, 図10), かなり甘く判定しても、実際に崩れた斜面の半数ほどしか地すべり地形に引っかからない状況であった。特に野々尾の崩壊などはきちんと判読すれば、地すべり地形として判読可能であったにも関わらず、見落としているなど限界も見られた。

このように全国刊行を目指す為に進めている縮尺5万分の1での刊行を目安とした地形判読精度では、崩壊した斜面の半分近くは抽出可能であるが、真に現実的な斜面防災において実用的に使用するためには、現在の判読精度では深層崩壊の発生予測について不十分である。たとえ大縮尺の空中写真を用いた場合でも、植生に覆われている斜面が対象であるため、限界はあると思われる。

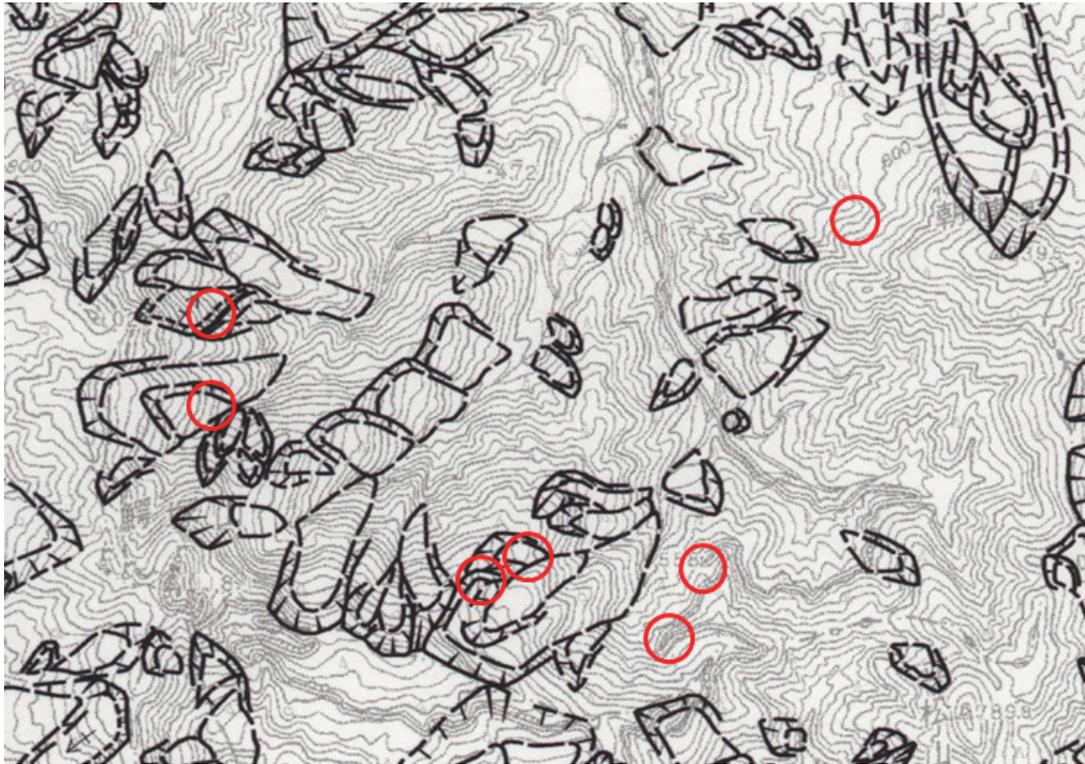


図一六 耳川流域の地すべり地形分布図と台風 14 号で崩れた斜面 (赤丸)



図一七

Google Earth に地すべり地形分布図を重ね合わせた画像. 右上は野々尾付近, 左下は耳川の畑(こば)付近



図－8 鱈塚山付近の地すべり地形分布図と台風 14 号で崩れた斜面（赤丸）



図－9 鱈塚山付近の深層崩壊発生の地の Google Earth 画像に地すべり地形分布図をオーバーレイした図

4. 地すべり地形分布図が事例再滑動型の地すべり発生場所の予測事例

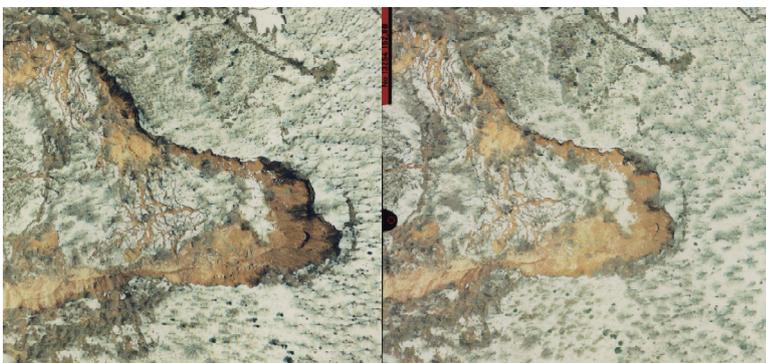
前項で述べた様に、予測する対象を深層崩壊に限定した場合、最近発生した限られた事例であったが、検証結果は実用的には利用できないというのが一応の結論である。しかし一方でこれまでの地すべり地形分布図の実績として、再滑動型の地すべりに関しては地すべり地形分布図上の地すべり地形において発生した変動事例が多く報告されており、利用価値も高く、減災効果はかなり期待できる。

折角の機会でもあるので、地すべり地形分布図が再滑動型の地すべり発生場所の「予測」に成功した事例について紹介させていただき、多方面での利用促進と深層崩壊との相違点の解明を図りたい。以下の地すべり発生場の予測実績から、今後は地すべり地形分布図を参考にルート選定や建設場所の選定の際に利用することで、長期的には減災に繋げることが期待できる。

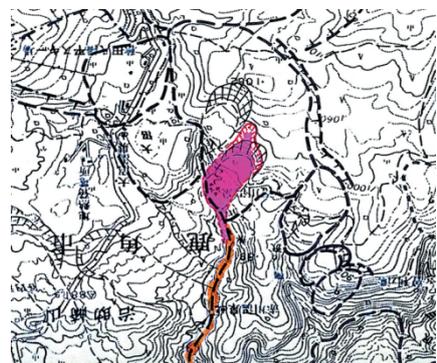
以下に紹介する発生事例の多くはいわゆる地下水型や融雪地すべり、そして地震に起因する地すべり変動が中心で、豪雨に起因する事例はまだ少ない。豪雨で起きる地すべり変動の規模が、一般的に地すべり地形分布図に図示されている100mより小さいこともその理由の一つとして考えられるが、豪雨型の斜面変動は表層崩壊もしくは深層崩壊など、崩壊的な運動様式の変動が多いためかも知れない。

事例1：1997年5月の融雪期に発生した秋田県鹿角市澄川地すべり（井口，1998）

1997年5月に起きた秋田県鹿角市澄川地すべり（写真－3）は、地すべり地形分布図に示されていた地すべり地形がほぼそのまますべったものである。この斜面は1984年に発行された地すべり地形分布図「八幡平」上に巨大地すべりの二次滑りとしてとして図示されていた（図－9）ように、過去に地すべりを起こしていた斜面の再動であった。澄川地すべり災害は幸いにも旅館の経営者が地すべりの前兆に気づき、市や消防署に連絡を入れたために避難勧告が出され、人的災害を未然に防ぐことが出来た。地すべり地形を呈している斜面であることがあらかじめ周知されておれば、旅館の建設を避けることも出来たのではないかと。



写真－3 澄川地すべり発生直後の立体視空中写真
（アジア航測）



図－10 地すべり地形分布図
「八幡平」

事例 2：2004 年 10 月の新潟県中越地震による東竹沢・寺野などの深層すべり。

新潟県中越地震では再滑動型の深層滑りが 30 個所以上で発生したが、代表例として東竹沢地すべりを取り上げる。この地すべりは芋川の左岸，山越小学校の対岸の斜面で生じた。幅 300m，全長 400m の勾配 15 度の斜面で層滑りが発生し，一部が対岸の斜面に乗り上げて芋川を堰止めた。この堰止めにより上流側に堰止めダムが形成され，上流の集落が水没する被害を生じた。

地すべりを起こした斜面は地震前から明瞭な地すべり地形を呈していた（図-11）。中越地震によって過去の地すべり移動体の上部を残してほぼ全体が滑りを起こした。両者の関係は図-12 の陰影図に示される。陰影図からも読み取れるように東竹沢の地すべりは急傾斜の滑落崖を持たず，比較的緩いすべり面が露出していることからこの地すべり地形は流れ盤型の層すべりであることが分かる。また，先に述べたように前回のすべりにおいて地すべり土塊が芋川の対岸の斜面にぶつかって停止したために完全に滑り落ちていなかったことが今回の地震によって再滑動する要因になったと考えられる。

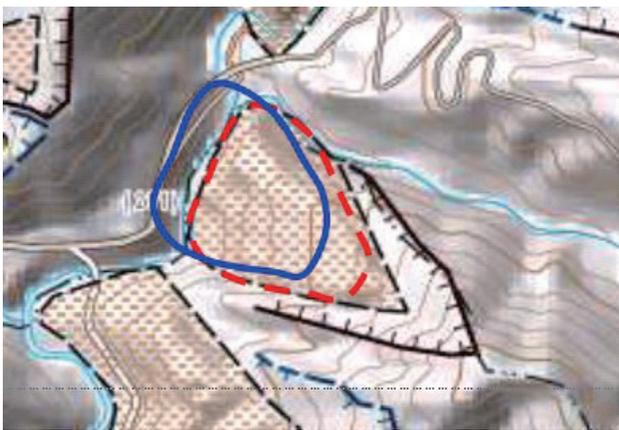


図-11 東竹沢地すべり付近の地すべり地形分布図（赤破線－変動発生範囲、青線－到達範囲）

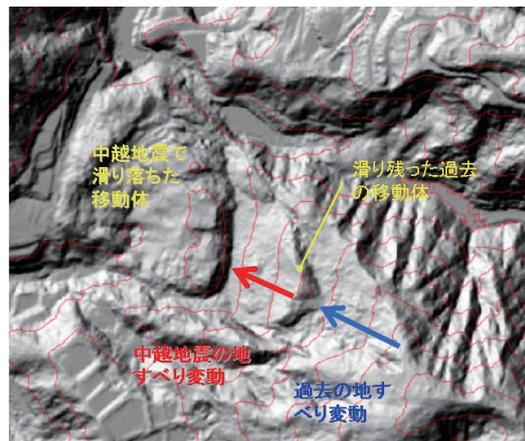


図-12 東竹沢地すべりの地震後の陰影図

事例 3：2005 年 4 月 石川県羽咋市福水地すべり

2005 年の 5 月石川県羽咋市の福水町において，山中に地すべりが発生した。この地すべりの移動体の上には北陸電力の 50 万ボルトの送電線の鉄塔が建てられており，地すべりが変動したために鉄塔が倒壊して送電がストップした。この送電線は北陸電力の志賀原子力発電所の電気を送電するために敷設されていたもので，倒壊によって送電ができなくなったために，発電を停止せざるを得なくなった。地すべりが起きた範囲は地すべり地形分布図によって判読されていたほとんど同じ範囲であった（図-13）。この送電線は 1980 年代に建設されたということで，その当時にはまだ地すべり分布図は刊行されていないため，その地点が地すべり地形であるという判定は難しかったと思われる。しかし今後敷設する送電線などに関しては，地すべり地形分布図を参考にルート選定を行なうことで，こういった災害を未然に防ぐことが期待される。



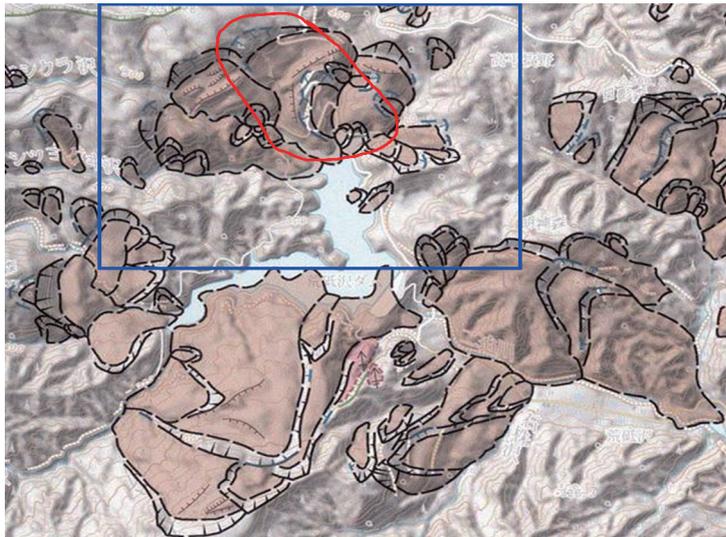
写真－2 福水地すべり全景



図－13 福水地すべり周辺の地すべりマップ

事例4：2008年岩手・宮城内陸地震により荒砥沢ダムの地すべりほか多数の地震地すべり

2008年6月に起きた岩手・宮城内陸地震は直下型の地震ということもあって、多くの地すべりが震源域の直上において発生した。中でも荒砥沢ダムの上流に発生した地すべりは1300mにも達する戦後最大の地すべり変動である。この地すべりもまた、過去に地すべりが起きて地すべり地形を呈する斜面で発生した(図-14)。この地すべりはすべり面がこの地域にかつて存在したカルデラ湖の中に堆積した湖成層中にあり、広域のすべりを起こす



図－14 荒砥沢地すべり周辺の地すべり地形分布図

ための条件のひとつを備えていた。

それ以外にも、地すべり地形分布図を最初に刊行した東北地方においては、狼沢地すべり、寒風田地すべり、男神山地すべりに加え、七五三掛地すべりなど地すべり地形分布図上に図示されていた地すべり地形が再滑動した多数の事例が確認されている。

5. 地すべり地形分布図で見る地すべりと斜面崩壊の相違

前節において最近実際に発生した斜面変動事例を地すべり地形分布図の関係を検証してきたが、狭義の地すべりである再滑動型地すべりに関しては地すべり地形分布図はかなりの確率で発生場所を明確に図示していたのに対し、深層崩壊を含むいわゆる崩壊型の斜面変動に対しては、十分な成果を出していない。同じ斜面変動におけるこういった相違は、今回国内事例として取り上げたものは、地すべりの事例と比べてやや小規模なものが多かったことから、変動スケールの違いなどの要因も効いていると思われる。しかしスケール

の違いだけでは説明がつかない部分もある。深層崩壊がほぼその斜面での「初生的な」すべりであるのに対し、地すべりは既に繰り返し起きて来たという変動に至る過程や発達段階の相違などの差異が大きい要因になっている可能性がある。今後の斜面防災に資するため、いろいろな手法を駆使することにより発生場所の予測に繋がる手掛かりを掴んでいくための研究を進めていく必要がある。

過去に深層崩壊がどこで発生してきたかに関して地すべり地形分布図においてマッピングしているかということに関しては、これまでの防災科研の地すべり地形分布図は地すべり移動体の存在に重きをおいており、深層崩壊のように発生域から大部分の移動物質が滑り落ちた様な変動に関しては、移動体が明瞭な移動体が残存していない場合が多いため、判読していないケースが多かった。これは斜面防災に向けても不安定な状態で残る移動体がほとんど残っていないと再滑動する危険性がほとんどないという事情もあった。

6. 深いすべりの斜面変動が生じる条件について

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、次第に高度を低くする。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。例えば風化花崗岩地域などでは、表層崩壊が多く発生している傾向が見られる。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通常とは違った条件・状況が生じる加わることが不可欠であると思われる。地表からかなり深い所において不安定化が及ぶ要素が存在し、それがある程度の広がりを持ち、さらにトリガーとしての外力がそういった範囲全体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、ある範囲でひとかたまり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。火山地域においては火山砕屑層などのすべり面となりやすい層が薄くかつ広く挟在していると言った状況もある。しかしそれだけでは説明できない場合もあり、その他にも深層崩壊を起こす状況に関して事例をまとめていく必要があると思われる。そのためには応用地質学的な表層地質の地帯区分などを進めることによって検討する必要がある。これについては、講演の依頼を受けた際には過去の研究事例なども幅広く調べ、取りまとめたいと構想してきたが、震災発生などの状況もあって十分にはできなかった。

7. さいごに

斜面変動の発生場所の予測や広域での危険度評価に関しては解決すべき課題が多く、その研究についてもなかなか実用段階までには進展していない。それぞれの斜面変動の様式や発達過程の違いに応じて予測手法を確率していく必要があると思う。そのためには、こ

れまで起きて来た斜面変動に関して事前の変調も含めてできるだけ客観的かつ正確に記録しておき，その場所の状況を含めてきちんとデータベース化しておくことも今後に向けたひとつの課題ではないかと思う．

また各斜面変動についても正確に記録を残していくことも必要である．古い時代に起きた斜面変動に関する記録や報告を参考にすることは多いが，時としてその時代特有の誤った解釈と思われることも多々ある．災害研究に関してはまだまだ経験科学的要素がかなり大きいこともあるので，今後の調査にあたっては斜面変動については客観的な事実と調査者の解釈をきちんと分けて記載し，記録としてできる限り多くの地図や写真などの客観的なデータを残しておくことが重要であると考えられる．またその写真に関しては立体視ができるように撮影しておくことで情報量が格段に増大するので推奨しておきたい．

科学としては定量的な解析が求められるが，ハザードマップ作成といった広範囲地域を対象にした斜面評価に関しては，未だ定性的・経験的な手法を用いた方が実用的であることを痛感せざるを得ない．

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.
- 柏木健司・永田秀尚・常磐哲也(2006):二三重県宮川村の春日谷における2004年台風21号時に発生した斜面崩壊の被災状況(その1)－地すべりダムの下流，地質ニュース624号，30-35.
- 大八木規夫(1976):地すべり構造論，小島丈児先生還暦記念文集，130-135.
- 大八木規夫・清水文健(1981):地すべり地形分布図の凡例について．第20回地すべり学会研究発表論文集，地すべり学会，120-121.
- 清水文健(1983):空中写真による地すべり地形の認定と表現方法．地すべり，19巻3号，10-18.

《話題提供》

地形情報と空中電磁法を使って深層崩壊危険個所を予測する

香川大学 長谷川 修一

1. はじめに

本講演では、地形情報特に谷密度を利用した斜面崩壊規模の予測が、深層崩壊の発生する斜面の予測に利用できる可能性について報告する。また、南海トラフの巨大地震発生時に震源域周辺にトッピング斜面から発生する活断層崩壊について、空中電磁法を利用した予測方法について報告する。

2. 谷密度は豪雨による斜面崩壊規模を予測する

2. 1 はじめに

我が国の国土の7割は山地斜面であり、また毎年のように台風や梅雨前線に伴う集中豪雨によって土砂災害が発生している。土砂災害の被害を軽減するためには、土砂災害がいつ発生するのか（時間）、土砂災害が発生する場所はどこか（場所）、土砂災害が発生する規模はどの程度か（規模）を予測して早めに避難することが求められている。

土砂災害の発生する時間については、気象庁がこれまでの大雨警報に加えて、レーダーアメダス解析雨量とタンクモデルを併用した土壌雨量指数を用いることによって、大雨による土砂災害危険情報を提供している（岡田，2006）。また、過去の雨量データと災害発生履歴の蓄積によって、気象庁と県の砂防担当部署が連携し、地域別の土砂災害警戒情報を提供するようになってきている（気象庁，2009）。土砂災害の発生する場所については、土砂災害防止法の施行によって、土砂災害警戒区域、土砂災害特別警戒区域が順次指定されており、土砂災害ハザードマップの整備も進んでいる（水山，2007）。また、近年では、航空レーザ測量や数値標高モデル（DEM）の活用によって土砂災害ハザードマップの精度も向上している。これに対して、ある地域で発生する土砂災害の規模については、未だ満足する予測手法が確立されていない。

崩壊規模の予測に関する既往の研究として、武田(1981)は、崩壊土砂量を目的変数とし、地形量6つの中から、最も寄与率の高い、日最大降雨量と起伏量を説明変数として回帰式を算出している。また、水谷(2004)は、ある流域の流出土砂量を目的変数とし、降雨量、斜面勾配、地質条件を説明変数として、重回帰分析により流出土砂量を予測している。一方、森脇ほか(1987)は現場崩壊事例のほか大型室内崩壊実験を含む33個の崩壊事例を基に回帰式を求め、崩壊土量の到達距離の予測を試みている。また、沖村ほか(1991)は、数値地形モデルを用いて三次元の解析モデルでの崩壊規模予測を試みている。しかしながら、これらの手法は実用化には至っていない。

一般的に谷密度の増加に伴い斜面崩壊密度は増加すると指摘されている（たとえば，恩田，1989；東ほか，1993；水田ほか，2001）．長谷川ほか（2008）は，瀬戸内沿岸の丘陵斜面では表層崩壊が多発し，四国山地の大起伏山地で大規模崩壊が発生する違いとして，両地域の斜面構成物質の水理地質構造が異なることを示し，谷密度が豪雨による斜面崩壊規模の有望な指標になる可能性を指摘した．すなわち，谷密度が高い地域では降雨小規模崩壊が多発するのに対して，谷密度が低い地域ではより大きな降雨になって，大規模な崩壊が発生すると推定した．

本研究では，流域の谷密度と斜面崩壊規模との関係を検討し，谷密度が崩壊規模を予測する指標になることを報告する．

2. 2 研究方法

本研究の目的は，①斜面構成物質の水理地質構造の違いが谷密度に与える影響を解明すること，②斜面構成物質の水理地質構造の違いが斜面崩壊規模に与える影響を解明すること，③それらを総合的に評価して谷密度を指標とした豪雨による斜面崩壊規模の予測方法を提案することである．

この第一段階として，四国を中心に過去の豪雨による土砂災害資料から，斜面崩壊規模と斜面崩壊発生雨量が既知である地域を対象に谷密度を算出し，斜面崩壊規模と谷密度との関係を検討した．また谷密度の異なる斜面において透水性調査を実施し，水理地質構造の違いを把握する．また，得られた斜面モデル例から飽和-不飽和浸透流および安定解析を行い，斜面崩壊を再現する．ここでは，紙面の関係で谷密度と崩壊規模との関係について報告する．図-1に研究フローを示す．

2. 3 豪雨による斜面崩壊規模

豪雨による斜面崩壊の規模に関するデータを収集した．

- (1)2004年台風21号による香川県西部の斜面崩壊規模を増田ほか(2006)から図-2にまとめた．
- (2)2004年台風23号による香川県中部の斜面崩壊規模を西村ほか(2006)から図-3にまとめた．
- (3)2004年台風23号による香川県東部森行地区の斜面崩壊規模を西野ほか(2006)から図-4にまとめた．

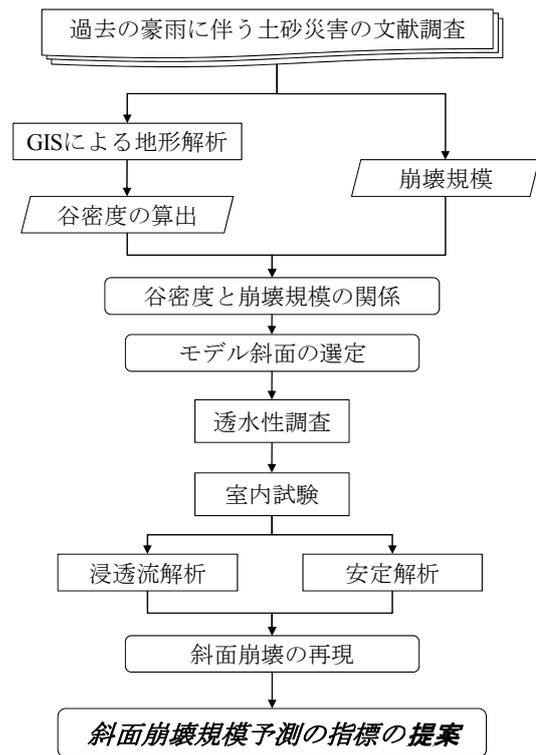


図-1 研究フロー

- (4) 2004 年台風 23 号による香川県東部門入地区の斜面崩壊規模を西野ほか (2006) から図-5 にまとめた.
- (5) 2004 年台風 10 号における徳島県那賀町の斜面崩壊規模を日浦ほか (2006), 田村ほか (2006) から図-6 にまとめた.
- (6) 2004 年台風 15 号による高知県中央部の斜面崩壊規模を岩男ほか (2005), 村井 (2005) から図-7 にまとめた.
- (7) 2004 年台風 15 号および 21 号による愛媛県新居浜市の斜面崩壊規模を矢田部ほか (2005) から図-8 にまとめた.
- (8) 2004 年台風 21 号における三重県宮川村の斜面崩壊規模を林ほか (2004), 諏訪ほか (2005), 千木良 (2006) から図-9 にまとめた.
- (9) 2005 年台風 14 号における宮崎県耳川流域の斜面崩壊規模を千木良 (2006) から図-10 にまとめた.
- (10) 2005 年台風 14 号における宮崎県鰐塚山周辺の斜面崩壊規模を古関ほか (2006), 高谷・鈴木 (2007) から図-11 にまとめた.

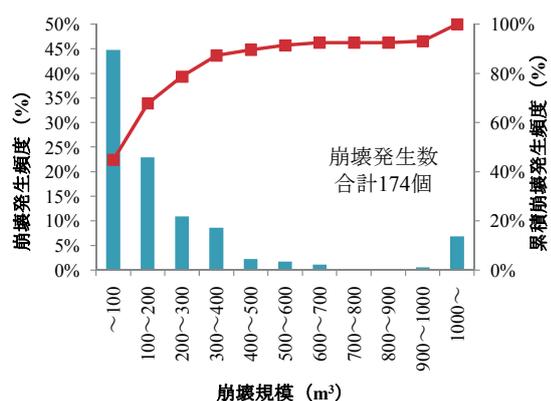


図-2 2004 年台風 21 号による香川県西部の斜面崩壊 (増田ほか (2006) を参考)

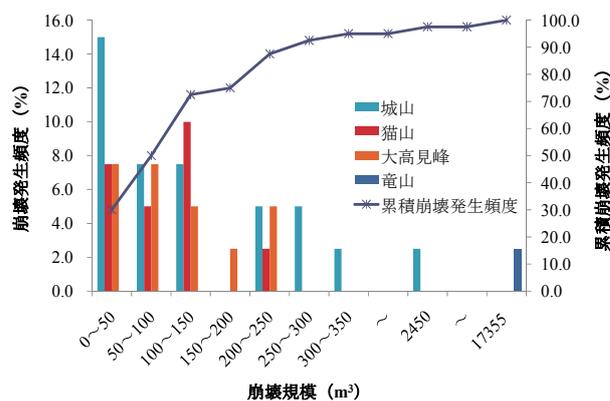


図-3 2004 年台風 23 号による香川県中部の斜面崩壊 (西村ほか (2006) を参考に)

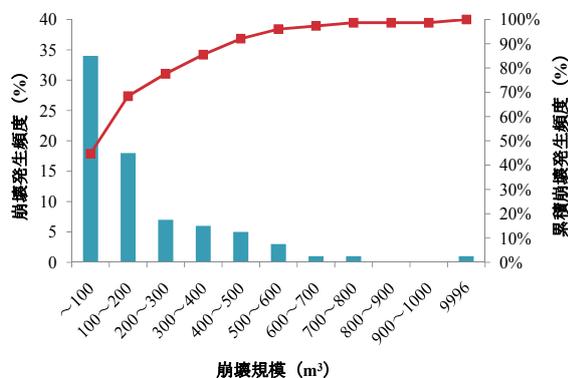


図-4 2004 年台風 23 号による香川県東部森行地区の斜面崩壊 (西野ほか (2006) を参考)

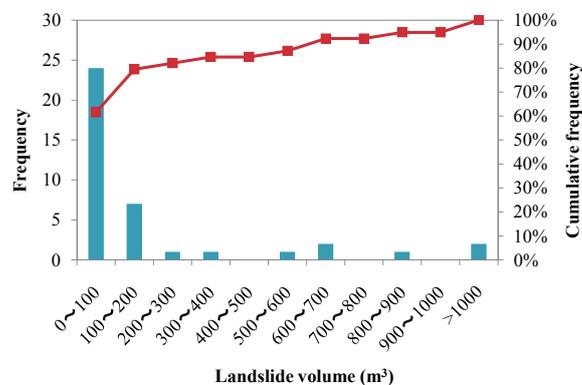


図-5 2004 年台風 23 号による香川県東部門入地区の斜面崩壊 (西野ほか (2006) を参考)

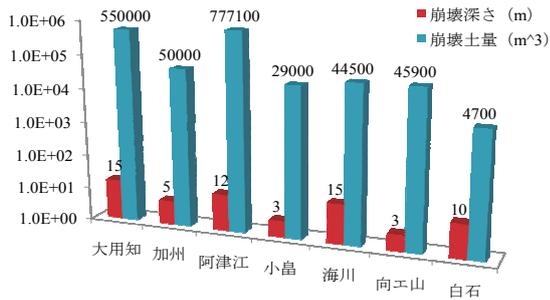


図-6 2004年台風10号による徳島県那賀川町の斜面崩壊 (日浦ほか(2004), 田村ほか(2006)を参考)

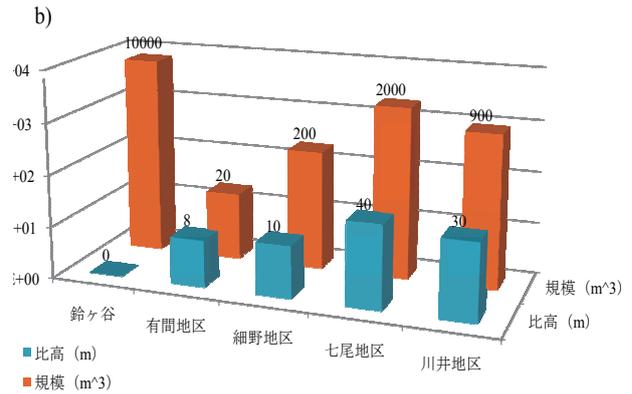


図-7 2004年台風15号による高知県中央部の斜面崩壊 (岩男ほか(2005), 村井ほか(2005)を参考)

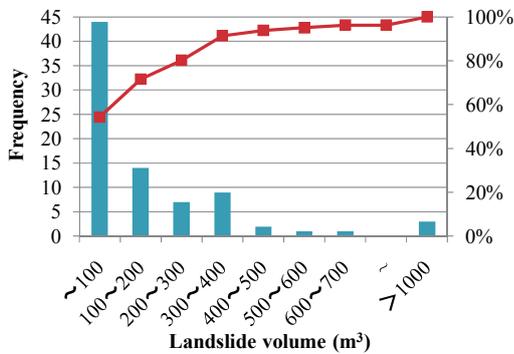


図-8 2004年台風15号および21号による愛媛県新居浜市の斜面崩壊規模 (矢田部ほか(2005)を参考)

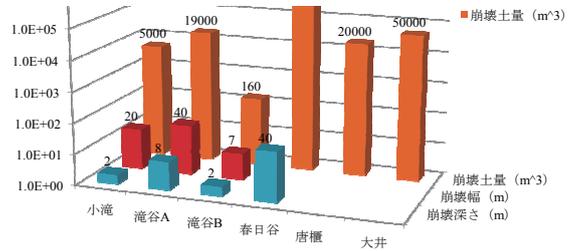


図-9 2004年台風21号による三重県宮川村の斜面崩壊 (林ほか(2004), 近藤ほか(2005), 千木良(2006)を参考)

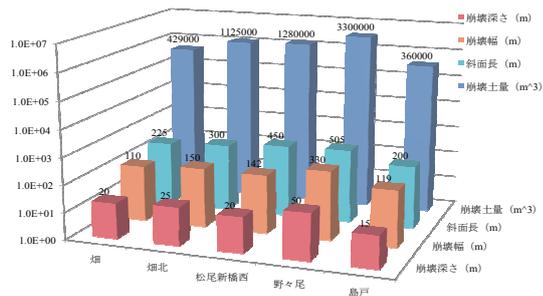


図-10 2005年台風14号による宮崎県耳川流域の斜面崩壊 (千木良, 2006を参考)

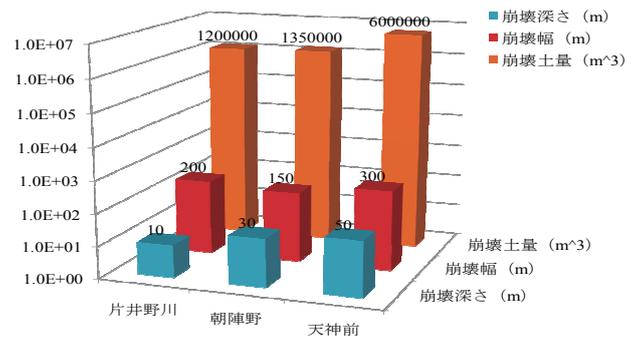


図-11 2005年台風14号における宮崎県鰐塚山周辺の斜面崩壊規模 (古関ほか(2006), 高谷・鈴木(2007)を参考に作成)

2.4 谷密度の測定

(1) 谷と谷密度の定義

本研究では、等高線の入れ込みが幅より大きいものを谷と定義し、地形図上で屈脚部

分が直線になる個所までを谷頭とした。また、単位面積当たりの谷の長さを谷密度と定義した。

本研究では、等高線の入れ込みが幅より大きいものを谷と定義し、谷線の始まり、つまり谷頭は地形図上で屈脚部分が直線になる個所までを谷頭とした。また、単位面積当たりの谷の長さを谷密度と定義した。

(2) 谷密度の測定

谷密度の測定箇所を図-12に示す。谷密度の測定箇所は過去の豪雨による斜面崩壊が発生し、かつ崩壊規模が既知である試験を対象とし、2万5千分の1地形図を使用して谷密度を算出した。香川県で7か所、徳島県で4か所、高知県で2か所、愛媛県で3か所、宮崎県で5か所、三重県で3か所の計24か所測定した。谷密度測定結果を表-1に示す。

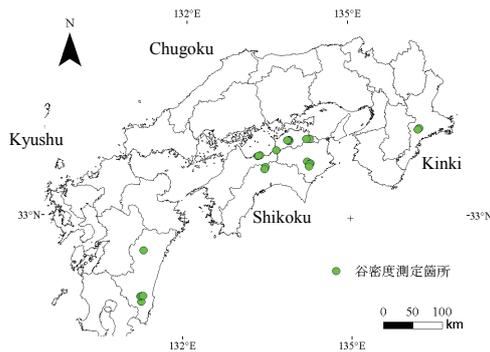


図-12 検討対象地域

表-1 谷密度測定結果

No.	都道府県	測定箇所	水系(km)	面積(km ²)	谷密度(km ⁻¹)
1	愛媛	新居浜市又野川	13.19	1.07	12.3
2	愛媛	新居浜市東楠崎川	18.71	1.49	12.5
3	愛媛	新居浜市三杭川	22.22	2.01	11.1
4	香川	大野原・豊浜町	105.01	9.61	10.9
5	香川	中讃大高見峰	71.38	4.92	14.5
6	香川	中讃城山	14.05	1.54	9.1
7	香川	中讃竜山	18.90	1.70	11.1
8	香川	中讃猫山	25.14	1.93	13.0
9	香川	さぬき市門入	28.09	2.03	13.8
10	香川	さぬき市森行	49.73	3.37	14.7
11	高知	土佐町	71.00	7.11	10.0
12	高知	鈴ヶ谷周辺	41.16	4.89	8.4
13	徳島	那賀町小島	75.04	7.17	10.5
14	徳島	那賀町大用知	49.94	4.99	10.0
15	徳島	那賀町阿津江	18.05	2.29	7.9
16	徳島	那賀町海川	55.62	5.21	10.7
17	三重	宮川村小滝	34.69	2.93	11.8
18	三重	宮川村滝谷周辺	14.51	1.53	9.5
19	三重	宮川村春日谷	107.28	11.49	9.3
20	宮崎	耳川流域	274.61	38.05	7.2
21	宮崎	槻之河内川	17.63	2.64	6.7
22	宮崎	大淀川境川天神山	48.89	6.33	7.7
23	宮崎	片井野川流域	57.22	6.94	8.2
24	宮崎	別府田野川朝陣野	100.34	12.87	7.8

2.5 谷密度と崩壊規模の関係

谷密度と崩壊規模の関係を図-13に示す。また、崩壊サンプル数は427カ所である。図-13より、谷密度が高くなるにつれて崩壊規模は小さくなり、谷密度が低くなるにつれて崩壊規模は大きくなる傾向にある。グラフより谷密度は崩壊規模の上限を規定する指標となる可能

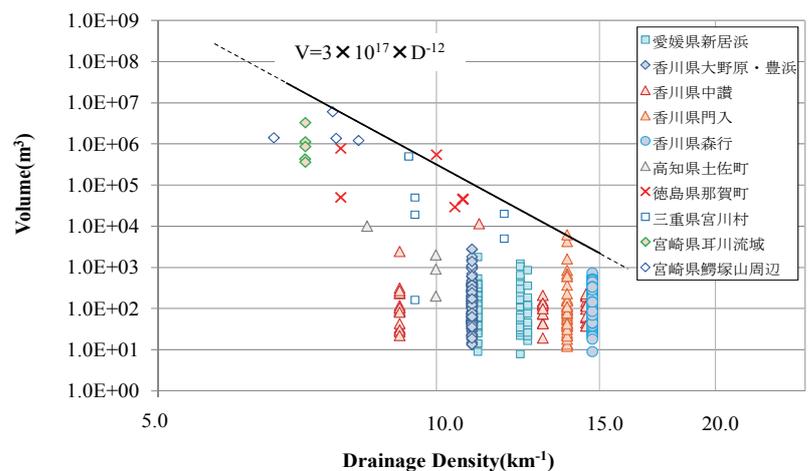


図-13 谷密度と崩壊規模の関係

性があり，その関係式は，

$V(\text{Volume}[\text{m}^3])=3 \times 10^{17} \times D(\text{Drainage density}[\text{km}^{-1}])^{-1.2}$ が得られた．ただし，豪雨による斜面崩壊の場合，崩壊規模は有限であるため，崩壊規模が 1×10^7 $[\text{m}^3]$ あたりで頭打ちになると考えられる．

2. 6 考察

恩田(1996)は，斜面構成物質の水理地質構造について，花崗閃緑岩・花崗岩の両地域で風化層の厚さの違いが，両地域における斜面崩壊発生数の違いに影響を及ぼしていることを指摘している．また，

Onda(1993)は，古生層

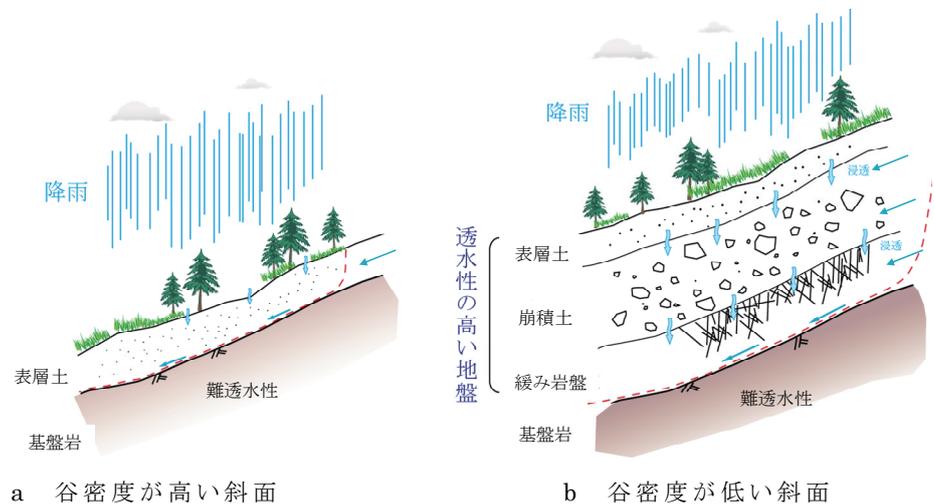
地域と花崗岩地域における水理地質構造の違いによって中古生層地域では崩壊数が少ないのに対して，花崗岩地域は崩壊数が多く発生したと報告している．また，中古生層地域で谷密度が低く，花崗岩地域で谷密度が高いとも示している．

八反地(2003)が既往の深層崩壊を対象にして崩壊発生が遅れ時間と崩壊土量および崩壊の深さの関係を分析し，遅れ時間が大きいほど崩壊規模は大きくなると指摘している．また，千木良(2006)は高透水層の地質の下位に低透水層の地質があるような水理地質構造の個所は深層崩壊が発生する可能性が高いと指摘している．

上述の斜面の水理地質構造と崩壊及び谷密度の内容から，次のような作業仮説を立てることができる．

すなわち，谷密度が高い斜面は，透水性の高い表層土（風化土，崩積土）が斜面に薄く堆積し，その下位に難透水性の基盤岩が分布している場合で，降雨が岩盤まで浸透しにくいいため，表層土中の間隙水圧の上昇が早く，表層崩壊が多発しやすい．また，表層崩壊の多くは谷頭部で発生するので，0次谷に沿ってガリー侵食が形成され，谷が形成されやすいと推測できる．またこの場合，崩壊は少ない雨量かつ早い時間帯で発生し，崩壊規模も比較的小さいと考えられる（図－14a）．

これに対して，谷密度が低い斜面は，透水性の高い厚い斜面構成物質（崩積土，緩み岩盤）から構成され，降雨が地下深部に浸透しやすく，表面流出による侵食および表層崩壊は発生しにくい．その結果，谷ができにくく谷密度は低くなると考えられる．しかしながら，斜面の岩盤中には，粘土を伴う断層や変質粘土脈があれば，すべり面や遮水帯となって大規模な崩壊が発生すると考えられる（図－14）．檜垣(2000)によれば，岩盤クリープ



図－14 斜面水理地質構造と谷密度

によって斜面が深くまで緩んで高透水層が斜面を構成しているような場合は、その斜面の谷は発達が悪くなり、谷密度が低くなる。この場合崩壊発生時の総雨量は大きくなり、また崩壊発生までの時間もよりかかると推測される。

2. 7 まとめ

本研究の成果は以下のとおりである。

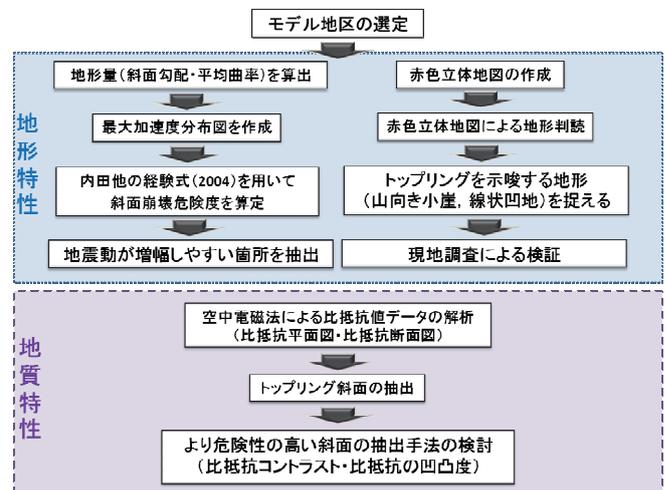
- ① 谷密度と崩壊規模の関係から、谷密度が高くなるにつれ崩壊規模は小さくなり、谷密度が低くなるにつれ、崩壊規模は大きくなる傾向を得た。
- ② 谷密度と斜面崩壊規模の関係から、谷密度は斜面崩壊規模の上限を規定する指標となり、その関係式、 $V(\text{Volume}[\text{m}^3])=3 \times 10^{17} \times D(\text{Drainage density}[\text{km}^{-1}])^{-1.2}$ を得た。
- ③ 斜面崩壊規模の上限を規定する指標として谷密度を用いることで、地域別の崩壊危険度および崩壊発生限界雨量を設定することが期待できる。

3. 空中電磁法によって地震域の深層崩壊危険斜面を予測する

3. 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。過去の南海トラフの巨大地震の際、震源域では大谷崩れのような深層崩壊が発生している。このような深層崩壊は、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、危機管理上事前に発生しやすい場所を予測して、対応策を検討することが望ましい。地震による深層崩壊の発生箇所を予測するためには、崩壊を発生させやすい地形・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を開発する必要がある。地震による深層崩壊が発生しやすい斜面構造として、震源域に当る四万十帯では重力による転倒構造が挙げられる。本

研究では、1707年の宝永地震で崩壊したと伝えられている高地県室戸市の加奈木の崩え（千木良ほか(1998)）では、加奈木崩れと記載しているが、地元では加奈木の崩（つ）えと呼んでいるため、本論文では加奈木の崩えと記載する）を対象に地震時の深層崩壊危険斜面を抽出するための手法を開発するこ



地震による深層崩壊危険斜面の抽出

図-15 研究フロー

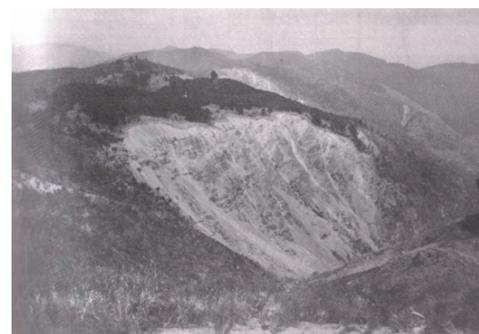


写真-1 1946年昭和南海地震直後の加奈木の崩れ（1949年）撮影（甲藤，1980）

を対

とを目的として、図-15のフローで研究を実施したので、その結果を報告する。

3. 2 加奈木の崩え周辺の地形・地質概要

(1) 加奈木の崩え概要

加奈木の崩えは、佐喜浜川の源頭部に位置し、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(千木良ほか(1998)). 昭和南海地震後に撮影された写真では、大規模な崩壊地が残っていたが(写真-1; 甲藤(1980)), 大正6年から昭和39年に至る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。

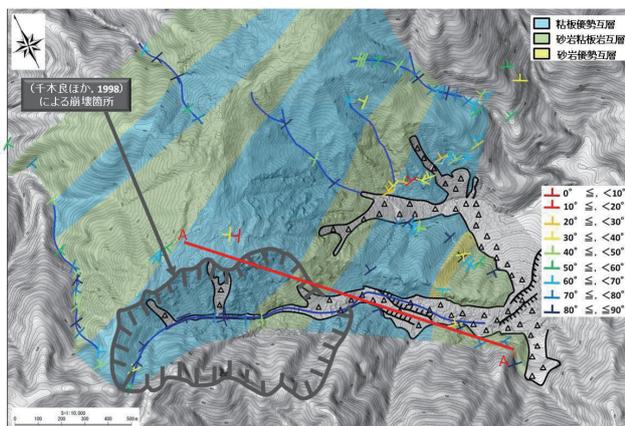


図-16 加奈木の崩え周辺の地質図

(2) 地形概要

加奈木の崩えは佐喜浜川の最上流部の山頂緩傾斜の縁辺部にある。山頂緩斜面に多数の線状凹地、山向き小崖が分布している。これらは、北東-南西方向に延び、深さあるいは比高が数mから10m程度で、最大長さが400mとされている(千木良ほか(1998)).

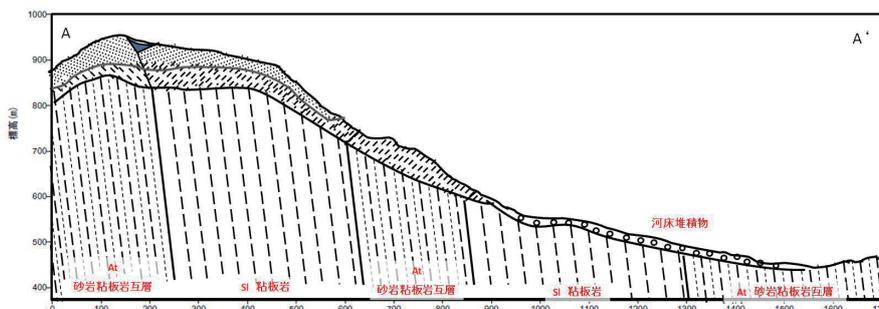


図-17 加奈木の崩え地質断面図 a-a' 断面

は比高が数mから10m程度で、最大長さが400mとされている(千木良ほか(1998)).

(3) 地質概要

調査地域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、斜面上にあるこれらの地層は、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)転倒している。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に傾斜している(図-16, 17)。

3. 3 地形情報の活用

(1) F値による斜面崩壊危険度評価

内田ほか(2004)によって地震時の広域的な斜面崩壊予測手法として提案されたF値は表層崩壊には適用できるが、地すべりには適用できないことが報告されている(小山内ほか, $F=0.075 \times [\text{斜面勾配}(\text{°})] - 8.9 \times [\text{平均曲率}] + 0.0056 \times [\text{最大加速度}(\text{cm/s}^2)] - 3.2 \cdot \cdot$ (1) 2005). そこで、本研究では、まずF値の地震時の深層崩壊危険斜面抽出への有効性について検討した. 2万5千分の1地形図の等高線から作成された10mメッシュDEM(数値標高モデル)を用いて内田ほか(2004)の判別式(式1)により崩壊危険度判別得点F値を算出する. なお、最大加速度は内閣府中央防災会議の専門調査会による南海トラフの巨大地震を想定して予測した模擬強震動波形から300~400galとした.

F値<0の場合崩壊の危険性はほぼなく、F値 ≥ 0 となれば崩壊の危険性がある.F値が大きくなるほど崩壊発生確率が高くなる傾向があるとされている.

線状凹地の発達した緩斜面はF値<0で表層崩壊の危険度は低い、その周辺の急斜面にF値 ≥ 0 となる部分が多い(図-18). 図-18からは、千木良ほか(1998)¹⁾に推定された加奈木崩れの場所を予測することは難しい. すなわち、F値だけでは、地震時の深層崩壊発生場所を推定することはできない.

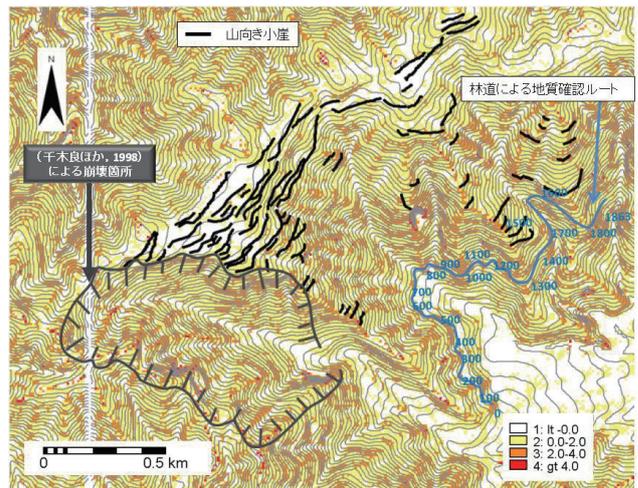


図-18 加奈木の崩え周辺の崩壊危険度評価図

(2) 航空レーザ測量による微地形解析

航空レーザ測量による1mメッシュ数値標高モデル(DEM)から作成した赤色立体地図を用いて、加奈木の崩れ周辺の地形判読により地形特性を検討した. 赤色立体地図は、急傾斜面ほど赤く、平坦地ほど白く表現される. また、自然光の当たりにくい谷地形ほど暗く、当たりやすい尾根地形ほど明るく表現される(千葉ほか, 2007).

航空レーザ測量DEM(1mメッシュ)を使用して作成した赤色立体地図によって、緩斜面付近に多数の山向き小崖と線状凹地が分布していることが明らかになった(図-19). これらの山向き小

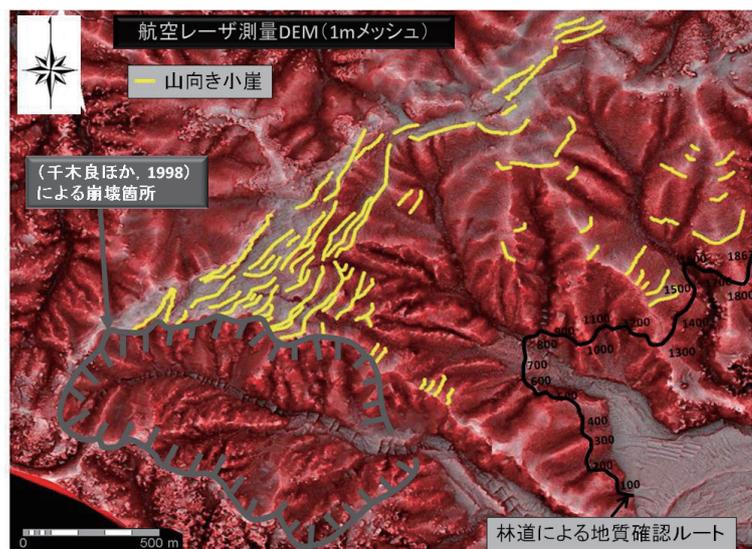


図-19 加奈木の崩え周辺の赤色立体地図

崖や線状凹地部の粘板岩に転倒構造が確認できるので、線状凹地は、岩盤トッピングによって形成されたと推定される(写真-2, 3). 千木良ほか(1998)による加奈木の崩えは、線状凹地の発生した緩斜面の南側縁辺に形成された急斜面に対応している。

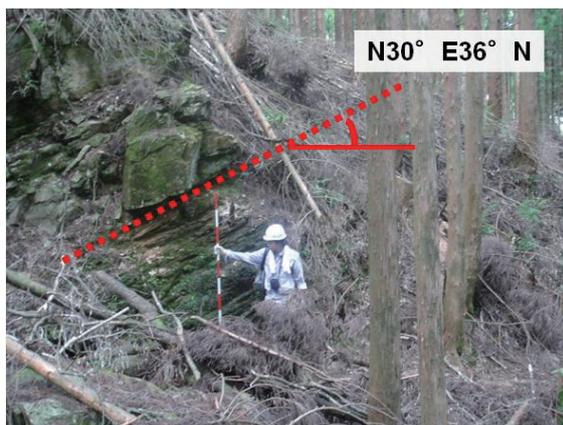


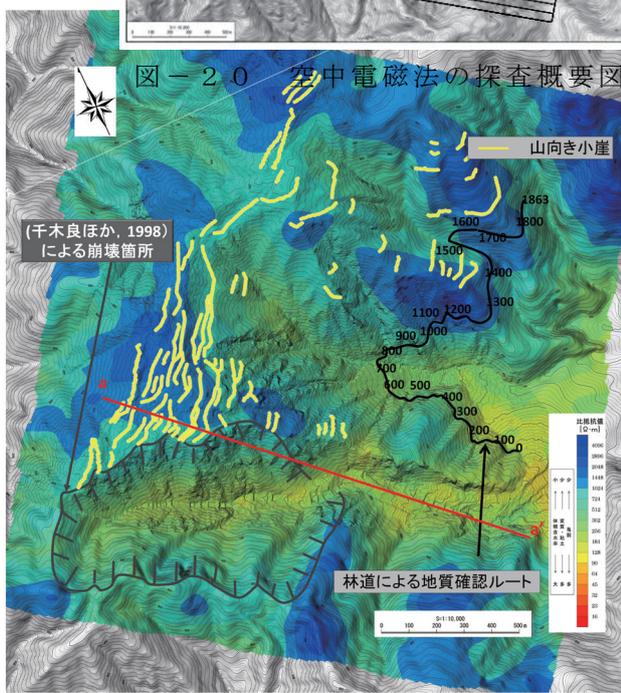
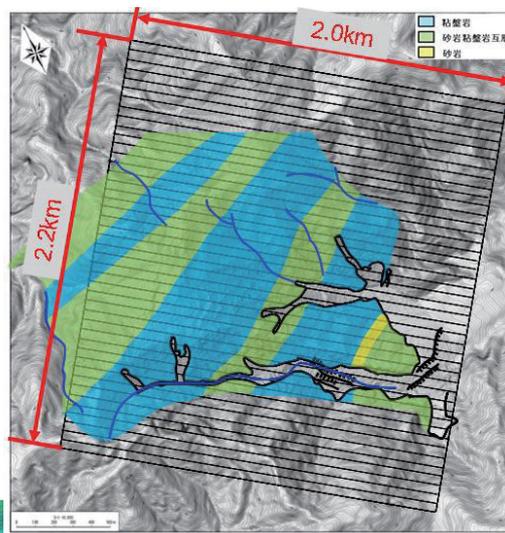
写真2 緩斜面に分布する線状凹地と山向き小崖 写真3 線状凹地における粘板岩の転倒構造

3. 4 空中電磁法の活用

(1) 調査方法

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。7)電気探査や空中電磁法で求められる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地下水などの要因に関する。電気・電磁探査法は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ほか、地下水に関する情報も得ることができる。

探査は、平成21年2月9日～13日に140K, 31K, 6, 9K, 1, 5K, 0.34KHzの5周波数を用いて実施した(図-20)。また、ドリフト補正方法によって地表約200mまでの深度の比抵抗構造を解析した。周波数の低いコイルほど地盤浅部、高いも



のほど地盤深部の比抵抗を把握することができる。

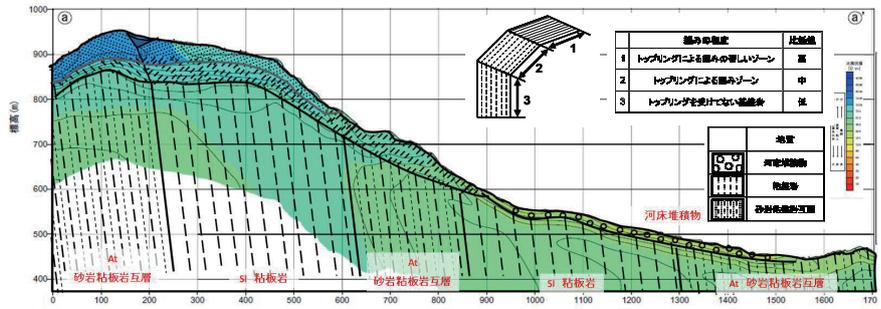
(2) 探査結果

1) 地表側の比抵抗分布

140KHz（探査深度約 5～30m）を用いた探査による比抵抗平面図を図-21に示す。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となっているが、谷底は全般に低比抵抗である。

2) 地下の比抵抗分布

5つの周波数（探査深度約 5～200m）を用いた比抵抗断面図を図-22に示す。図-22から、地表部の高比抵抗の部分をトッピングによる緩みゾーン、地下におけるほぼ一律な比抵抗の部分はトッピングを受けていない基盤岩に識別することができる。これはトッピングにより緩んだゾーンは亀裂が発達した不飽和帯のため、トッピングを受けていない基盤岩より高比抵抗になっていることを示している。岩盤の転倒構造の深度は、最大約 100m に達する。



3.5 トッピングによる緩みゾーンの映像化

千葉ら(2007)の尾根谷度を比抵抗平面図に適用した比抵抗凹凸度により、基盤岩の種類によらず、周辺と比較してトッピングによって緩みの発達した斜面を抽出することができた(図-23)。緩みの発達した斜面は地震による深層崩壊の素因をもつ斜面である。図-23から宝永地震時は千木良ら(1998)の加奈木の崩えの北部が大規模に崩壊した可能性が高いと推定される。

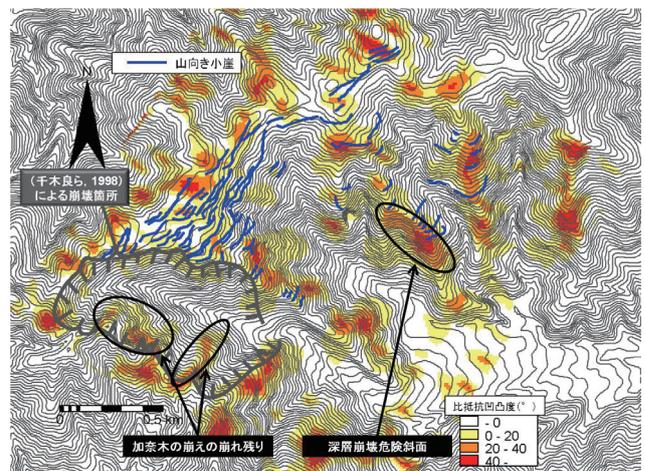


図-23 比抵抗凹凸度（着目距離 100m）の分布

3.6 地震による深層崩壊危険度

比抵抗凹凸度と内田ら(2004)による表層崩壊危険度F値を掛けあわせた値を地震による深層崩壊危険度と定義する。これによって、周辺と比較してトッピングによって緩みの発達した斜面の中でかつ地震動によって崩壊しやすい斜面を絞り込むことができた(図-24)。

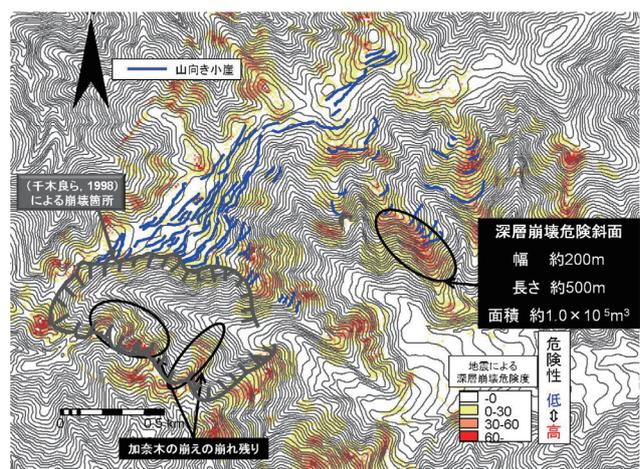


図-24 地震による深層崩壊危険度

3. 7 まとめと今後の課題

- 1)内田ほか(2004)¹⁾による F 値は加奈木の崩えとされる崩壊斜面を特定することができない。
- 2)航空レーザ測量による 1mDEM に基づく赤色立体地図は、植林に覆われた山向き小崖や線状凹地の抽出に有効である。
- 3)山向き小崖や線状凹地では、砂岩と粘板岩からなる互層の転倒構造が確認される。従ってこれらの微地形は基盤岩のトップリングによって形成されたと推定される。
- 4)加奈木の崩えは、山向き小崖や線状凹地の発達する緩斜面の縁辺部の急斜面に当る。これは、トップリングによる緩みの著しい斜面から深層崩壊が発達したという千木良ほか(1998)の推定を裏付ける。
- 5)空中電磁法による加奈木の崩え周辺の比抵抗構造から、トップリングによる斜面の緩みの深度を推定することができる。
- 6)周波数(140KHz)による地表約 5~30m の比抵抗平面図では、トップリングが発達した斜面が高比抵抗に表現される。
- 7)千葉ほか(2007)の尾根谷度を比抵抗平面図に適用して、比抵抗凹凸分布図を作成した。これにより、基盤岩の種類によらず、周辺と比較してトップリングによって緩みの発達した斜面を抽出することができる。この図から千木良ほか(1998)の加奈木の崩えの北半分が宝永地震時に崩壊した可能性が高いと推定される。このような斜面は地震による深層崩壊危険斜面と評価することができる。

謝辞：

谷密度の研究では、社団法人四国建設弘済会第 11 回(平成 19 年度)建設業の技術開発に関する研究助成事業および日本学術振興会平成 19 年度科学研究費補助金(課題番号 19510191)を使用した。ここに記して感謝申し上げます。

空中電磁法の研究では、国土交通省「平成 20 年度・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。ここに評して謝意を表します。

参考文献

- 東敏生, 寺田公治(1993): 山腹の崩壊危険度判定のための指標の類型化-地形および土壌因子と崩壊発生-, 広島県立林業試験場研究報告, No. 27, pp. 13-36.
- 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. pp30-34.
- 千木良雅弘(2006): 2005 年台風 14 号による九州の土砂災害, 京都大学防災研究所年報, No. 49A, pp. 23-34.

- 千木良雅弘 (2006) : 地すべり・崩壊の発生場所予測-地質と地形からみた技術の現状と今後の展開-, 土木学会論文集 C, Vol. 62, No. 4, pp. 722-735.
- 千木良雅弘 (1998) : 岩盤クリープと崩壊-構造地質学から災害地質学へ-地質学会集第 50 号, pp241-250.
- 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の崩れの地質・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, pp61-64.
- 長谷川修一, 三村享, Ranjan Kumar Dahal, 山中稔, 野々村敦子 (2008) : 斜面崩壊規模の指標としての谷密度の可能性, 地盤災害・地盤環境問題論文集, vol. 8, pp. 11-18.
- 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, Vol. 55, No. 6, pp. 74-77.
- 林拙郎, 土屋智, 近藤観慈, 芝野博文, 沼本晋也, 小杉賢一郎, 山越隆雄, 池田暁彦 (2004) : 2004 年 9 月 29 日, 台風 21 号に伴って発生した三重県宮川村の土砂災害 (速報), 砂防学会誌, Vol. 57, No. 4, pp. 48-55.
- 日浦啓全, 海堀正博, 末峰章, 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.
- 岩男忠明, 我部山佳久, 土井寛幸, 黒川興及, 松本敬, 長野英次, 筒井正明 (2005) : 2004 (平成 16) 年台風 15 号豪による土砂災害発生時の早明浦ダム上流域の土砂移動実態, 打 54 回平成 17 年度砂防学会研究発表会概要集, pp. 320-321.
- 甲藤次郎 (1980) : 南四国 (外帯) の山地災害とその対応, 四万十帯の地質学と古生物学, 甲藤次郎教授還暦記念論文集, p121-146.
- 気象庁 : 土砂災害警戒情報, 気象庁 HP, <http://www.jma.go.jp/jp/dosha/>
- 小山内信智, 栗原淳一, 藤澤和範, 花岡正明 (2005) : 地震に起因する土砂災害対策の現状と課題, 土木技術資料 Vol. 47, No. 12, pp24-29.
- 近藤観慈, 林拙郎, 沼本晋也 (2005) : 2004 (平成 16) 年台風 21 号による三重県宮川村の斜面災害, 日本地すべり学会誌, Vol. 41, No. 4, pp. 97-100.
- 古関美津久, 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, 応用地質学会, Vol. 47, No. 4, pp. 232-241.
- 増田英太郎, 長谷川修一, 山中稔, 野々村敦子, Ranjan Kumar Dahal (2006) : 2004 年台風 21 号による香川県西部における土石流発生過程, 平成 18 年自然災害フォーラム論文集, pp. 51-58.
- 水田敏彦, 瀬尾和大 (2001) : 数値標高モデルに基づく豪雨による斜面崩壊危険度予測-長崎市を対象として-, 自然災害科学, Vol. 19, No. 4, pp. 477-491.
- 水山高久 (2007) : ハザードマップの技術的展開, 土と基礎, Vol. 55, No. 11, Ser. No. 598, pp. 38-44.
- 森脇寛 (1987) : 崩土の到達距離予測, 地すべり, Vol. 24, No. 2, pp. 10-16.
- 村井政徳, 横山俊治, 中屋志郎, 佐々浩司, 日浦啓全 (2005) : 流下痕跡から推定した土石流洪水水位と流下速度-2004 年台風 15 号豪雨にともなって高知県大川村で発生した土石流の例-, 第 44 回日本地すべり学会研究発表会講演集, pp. 459-462.
- 西村俊明, 長谷川修一, 山中稔, 野々村敦子, 野々村敦子, Ranjan Kumar Dahal, 林宏年 (2006) : 2004 年台風 23 号による香川県中部における崩壊・土砂災害の分布特性と発生要因, 平成 18 年自然災害フォーラム論文集, pp. 79-88.

- 西野勝裕, 長谷川修一, 山中稔, 野々村敦子, Ranjan Kumar Dahal, 林宏年 (2006) : 平成 16 年台風 23 号による香川県さぬき市門入地区における大規模土石流の発生要因, 平成 18 年自然災害フォーラム論文集, pp. 113-122.
- 西野勝裕, 長谷川修一, 増田拓郎, 守屋均, 山中稔, 野々村敦子, Ranjan Kumar Dahal, 林宏年 (2006) : 平成 16 年台風 23 号による香川県さぬき市森行地区における斜面崩壊の発生要因, 平成 18 年自然災害フォーラム論文集, pp. 59-70.
- 岡田憲治 (2006) : 豪雨時における斜面崩壊のメカニズムおよび危険度予測, 地盤工学・実務シリーズ 23, pp. 97-98, pp. 131-137.
- 沖村孝, 前田勉 (1991) : 表層崩壊源規模推定のための三次元多平面安定解析, 新砂防, Vol. 44, No. 4, pp. 3-10.
- 恩田裕一 (1989) : 土層の水貯留機能の水文特性および崩壊発生に及ぼす影響, 地形, Vol. 10, pp. 13-26.
- 恩田裕一・奥西一夫・飯田智之・辻村真貴編 (1996) : 水文地形学—山地の水循環と地形変化の相互作用—, 古今書院, pp. 96-98, 44-46.
- Onda, Yuichi (1993) : Underlying rock type controls of hydrological processes and shallow landslide occurrence, IAHS Publ, No. 217, pp. 47-55.
- 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, No. 2, pp. 20-26.
- 武田宏 (1981) : 重回帰分析を利用した崩壊土砂量の推定方法, 国立防災科学技術センター研究報告, Vol. 26, pp. 17-27.
- 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.
- 矢田部龍一, 長谷川修一, ネトラ・パンダリー, 岡村未対 (2005) : 平成16年の四国の台風災害の概要と特性, 自然災害科学, Vol. 24, No. 2, pp. 139-149.

大規模地すべりダム形成と崩壊の予測

京都大学防災研究所 王 功輝

概要

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、③ダム堤体において地震観測を行い、その地震動特性を調べた。また、2004年新潟県中越地震時に形成され、対策工事が行われた東竹沢地すべりダムの堤体特性（S波速度構造）と比べて、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。

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が発生して、河道が閉塞されると、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、時として蓄えていた水と一緒に一気に流下し、甚大な二次災害を引き起す場合もある。例えば、1786年中国四川省で起き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日後に決壊された。この時に発生した巨大洪水は1400kmも下流にまで被害をもたらし、約10万人の命が奪われた(Li et al., 1986)。

近年国内外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、災害直後の限られた時間内でダム決壊の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・地形学的アプローチ(Costa & Schuster 1988, 1991; Casagli & Ermini 1999; Casagli et al., 1999)と水理学的アプローチ(水山ほか, 1987, 1989; 高橋・匡, 1988; 高橋・中川, 1993)の二側面から、決壊したダムの特徴やダムの決壊過程及び決壊メカニズムなどについて実施されてきた。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。しかし、地すべりダムに対する知識が未だに不十分であるため、今までに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いことを認めざるを得ない。また、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は開発されていない。従って、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において応急対策として排水路を作ったが、放水後ダムが一気に侵食決壊され、発生した巨大洪水により、下流側のインド北部に約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) に対して、緊急排水路の工事が施工されたが、天端が急激に侵食され、巨大洪水の発生が懸念されていた。幸いには、見守るしかできない状態の中でダムの決壊は堤体の1/3までに留まった。また、同じ地震で形成された青川県の石板溝地すべりダムに対しては、発破により地すべりダムの一部を除去し、ダム湖の水位を下げたが、地すべりダムそのものが十分な安定性を持っていたのではないかという指摘もされた。換言すると、大規模地すべりダムが決壊するかどうかについての的確な評価が出来なかった。

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., 2010; Gorum et al., 2010), 800個以上の地すべりダムが形成され (Fan et al., 2011), 地震災害の復旧・復興に大きな影響をもたらした。これらの地すべりダムの殆どは自然に或いは応急対策工事によりなくなったが、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っており、決壊による大洪水の発生が懸念される (Cui, et al. 2009; Xu et al., 2009; 山田他2010)。こうした背景より、大規模地すべりダムの決壊危険度を迅速+的確に評価する手法を開発するために、我々が、2008年の四川大地震時に生じた幾つかの代表的な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。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の位置を示す。

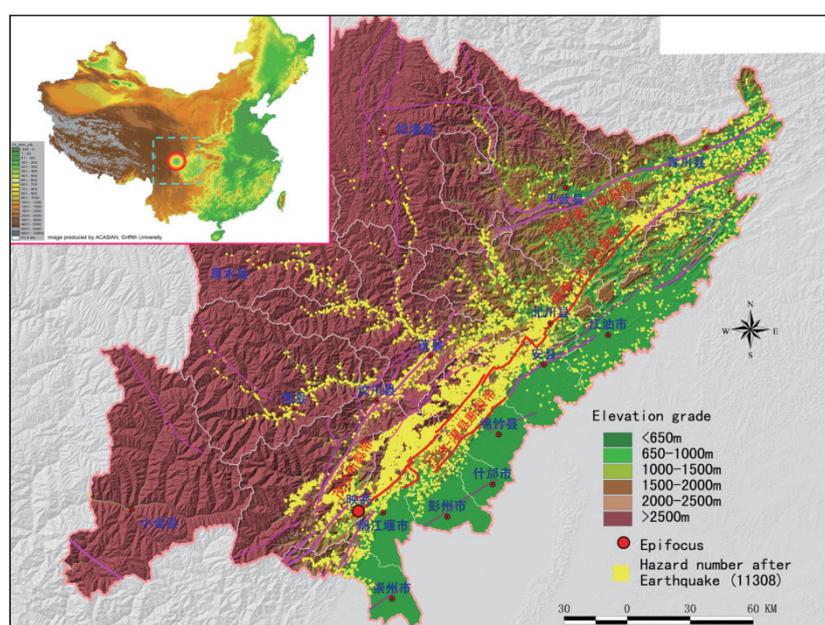


図-1 四川大地震の震央と斜面災害分布図 (黄より)

また、2004年新潟県中越地震時に発生し、有効な対策工事が実施された東竹沢地すべりダム堤体に対して、高精度表面波探査および微動アレイ観測を行い、そのS波速度構造を調べた。本文では、これらの調査・計測結果に基づいて、四川大地震時に発生した地すべりダムの安定性について評価する。

2. 四川大地震により形成した地すべりダム

2-1 地すべりダムの分布

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の汶川県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、直下型地震では、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秒をかけて動いた(図-1)。また、主震後の余震も多く、2008年11月までに3万6千回の余震(最大余震Ms6.4)が記録された。

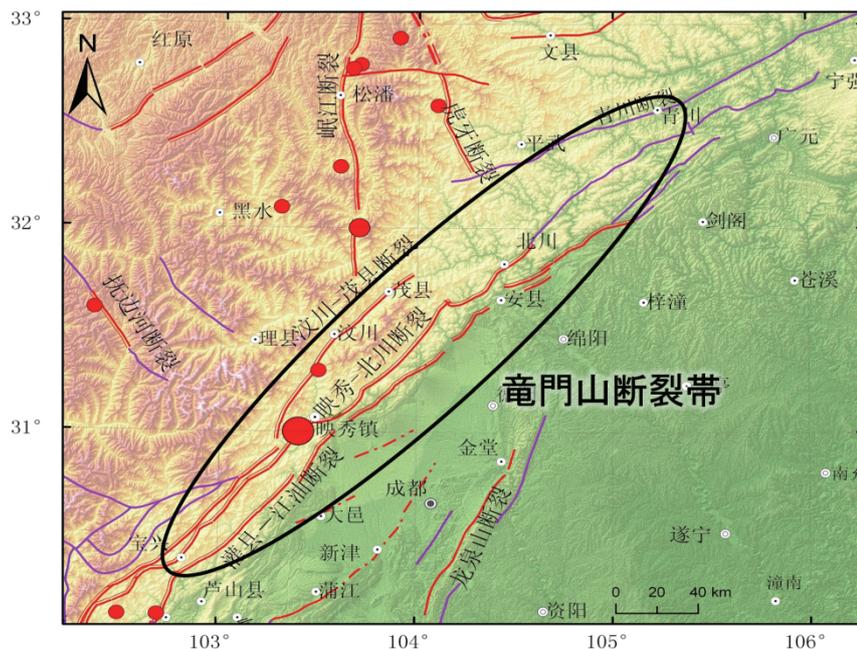


図-2 龍門山断裂帯

地震断層が四川盆地の北西端にある北東から南西の方向に走る龍門山断裂帯に属する(図-2)。龍門山断裂帯は、後山断層(汶川-茂県断層)、中央断層(映秀-北川断層)、および前山断層(灌県-安県断層)の3つの断層からなる。今回活動した主要な断層は映秀-北川断層であるが、映秀-北川断層、灌県-安県断層がほぼ同時に動き、断層の破裂は複雑なものとなっている。この断層の特性は、上盤岩体が上に移動し、右横ずれを伴っていた。最も大きなずれは鉛直11m、横ずれ隔離12mと報告されている(Li et al., 2008)。地震の影響を受けた範囲は、四川盆地西方の標高1000mから4500mの山岳地である(図-1)。この山岳地はチ

ベット高原の東縁とその東の四川盆地との間に位置し、この境界に沿って竜門山断層帯が通っている (He and Tsukuda, 2003; Hubbard and Shaw, 2009; Wang and Meng, 2009). 竜門山断層帯の基盤岩は、先カンブリア紀の古い雑岩体、混合岩、片麻岩、片岩、震旦紀の火山岩、碎屑岩、シルル紀の浅変成岩、デボン紀の石灰岩と白雲岩、石炭紀と二畳紀の炭酸塩岩、中期と早期三畳紀の石灰岩、頁岩、晩期三畳紀の陸成碎屑岩と石炭、ジュラ紀と白亜紀の陸成碎屑岩、早期第三紀の砂岩と礫岩などからなっている (図-3) (Ma et al.; 千木良他, 2009; 山田他, 2010)

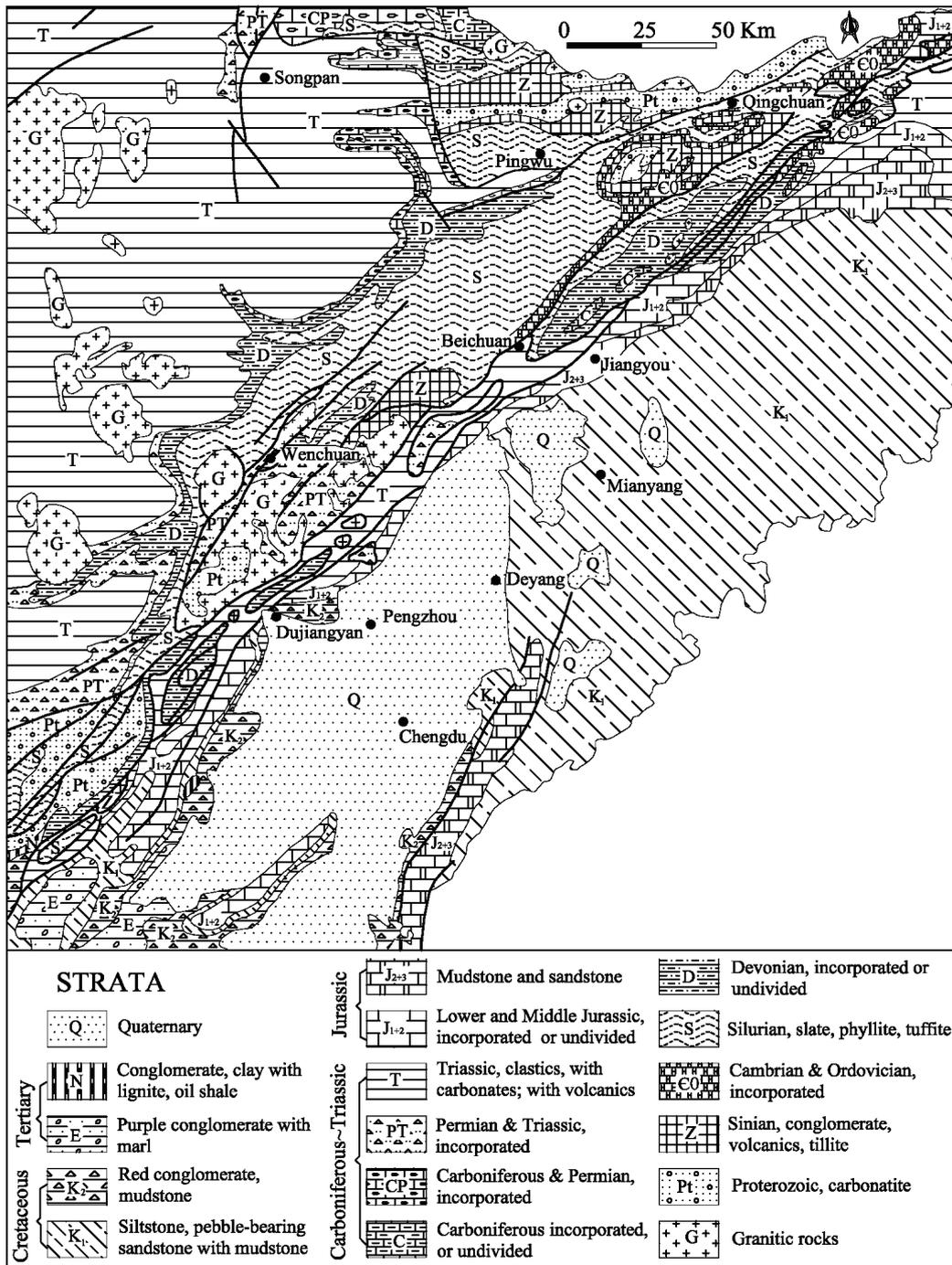


図-3 地震災害地域の地質図 (Ma (2002) より修正)

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。約4～6万以上の箇所では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(黄, 2009; Dai et al., 2010; Gorum et al., 2010)。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分かった(Fan et al., 2011)(図-4)。その内ダム高さが10m以上、堰止め湖総貯水量が10000 m³以上、かつ集水面積が20km²以上の堰止め湖が104箇所形成された。その中に、危険度が極めて高い堰止め湖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、危険度が高い堰止め湖が6箇所、危険度が中程度の堰止め湖が25箇所、危険度が低い堰止め湖が72箇所である。土砂ダム高さ、総貯水量および土砂ダムの成分より総合的に評価された堰止め湖の危険度を表-1に示す。また、重要な川の支流に位置した堰止め湖は四川省に34箇所存在する(図-5に示す)。

空中写真による天然ダムの発生場所を判読した結果、発生した大規模天然ダムは川の右岸側(河の下流方向を見る時)の斜面に於いて発生した地すべりにより形成されたもので、地震断層に沿って分布していることが分かった。その一例として、綿遠河に沿った天然ダムの分布(写真-1)が上げられる。その原因の一つとしては、地震断層の破壊進行方向(NNE)および右横ずれのすべり成分(NNE方向)が比較的大きかったこと、さらに河川の流下方向(多くはEES方向)が直交していたため、河川沿いで多くの崩壊が発生したと考えられる。

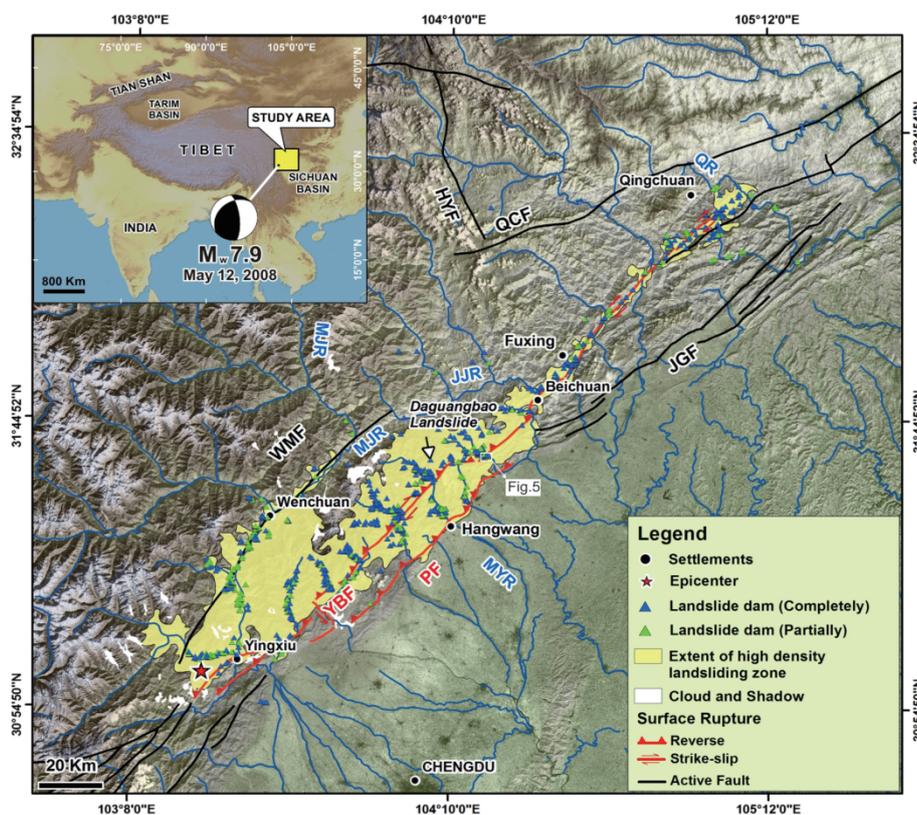


図-4 四川大地震時に発生した地すべりダムの分布図(Fan et al. 2011)

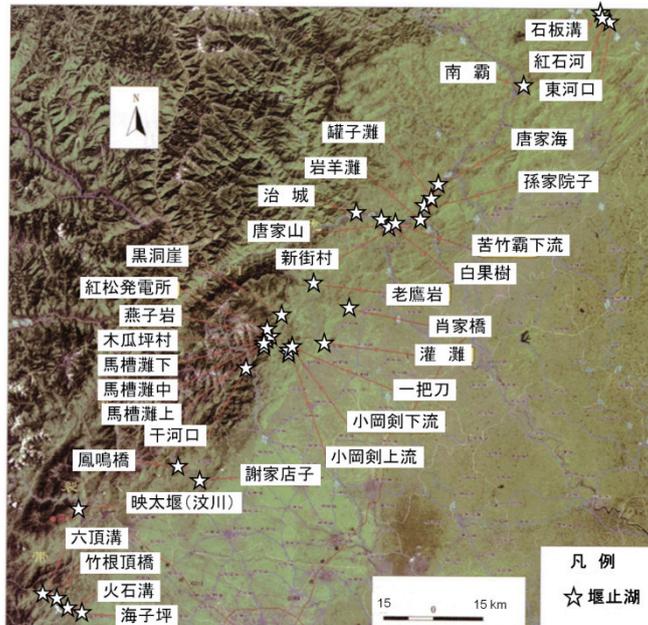


図-5 四川大地震時に発生した34箇所の大規模地すべりダム の位置 (山田他, 2010)

表-1 堰止め湖の危険度評価指標

危険度	極高	高	中	低
土砂ダム高さ(m)	>80	50~80	25~50	<25
総貯水量(10^4m^3)	> 10^4	$10^3\sim 10^4$	$10^2\sim 10^3$	< 10^2
土砂ダムの成分	主に土	土に岩塊あり	岩塊に土あり	主に岩塊
決壊時の影響	県級市以上 重要な施設 人口密集	鎮, 郷以上 比較的重要な施設 人口比較的密集	村等 住民あり	村等 住民あり

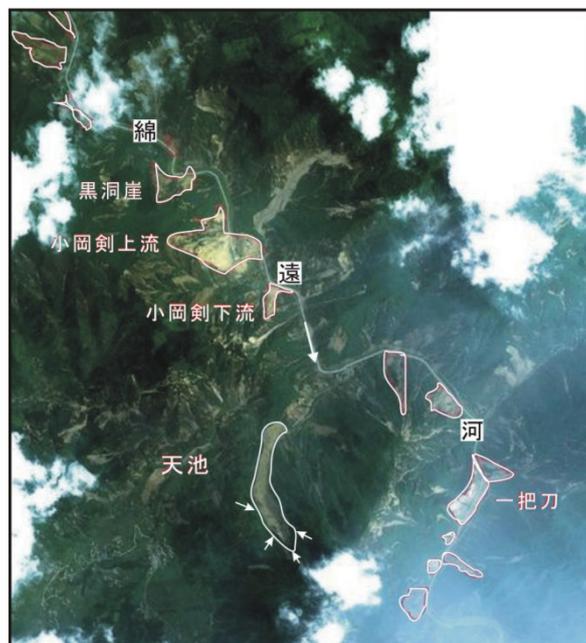


写真-1 綿竹市綿遠河沿い生じた斜面崩壊および堰止め湖の航空写真 (2008年5月16日撮影) . 図中の矢印は川の流れる方向を示す.

2-2 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、岩塊の破砕や偏析が発生し、形成された堤体の安定性も低くなると考えられる。以下に述べるのが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である。

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-2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。幸いには、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うる定量的かつ実証的データを提供できるように、我々がダム堤体に対して、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-6aに示す)に沿って行った表面波探査の結果を図-6b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-6c)と図-6b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-7に示す。測線の始点(図-7aのSP)付近の土層では、そのS波速度が低いことが図-7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。

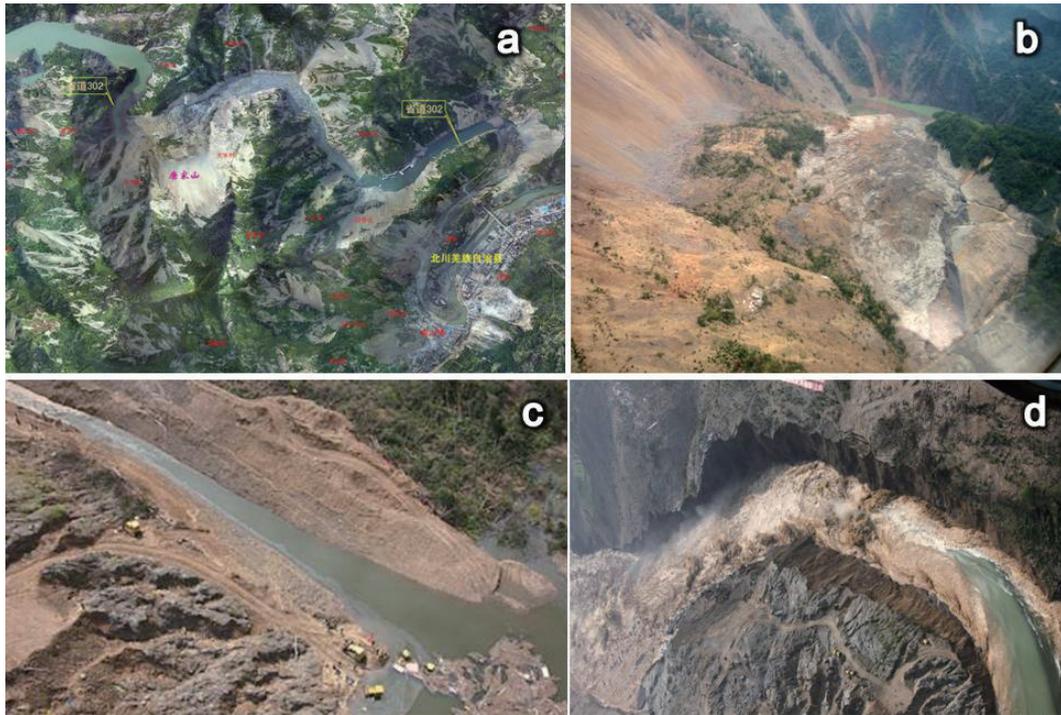


写真-2 (a) 唐家山の衛星写真；(b)地震直後の空中写真；(c)排水路貫通後の放水状態 (2008年6月8日)
 ；(d) ピーク流量($6800\text{m}^3/\text{s}$)時の様子 (2008年6月10日)

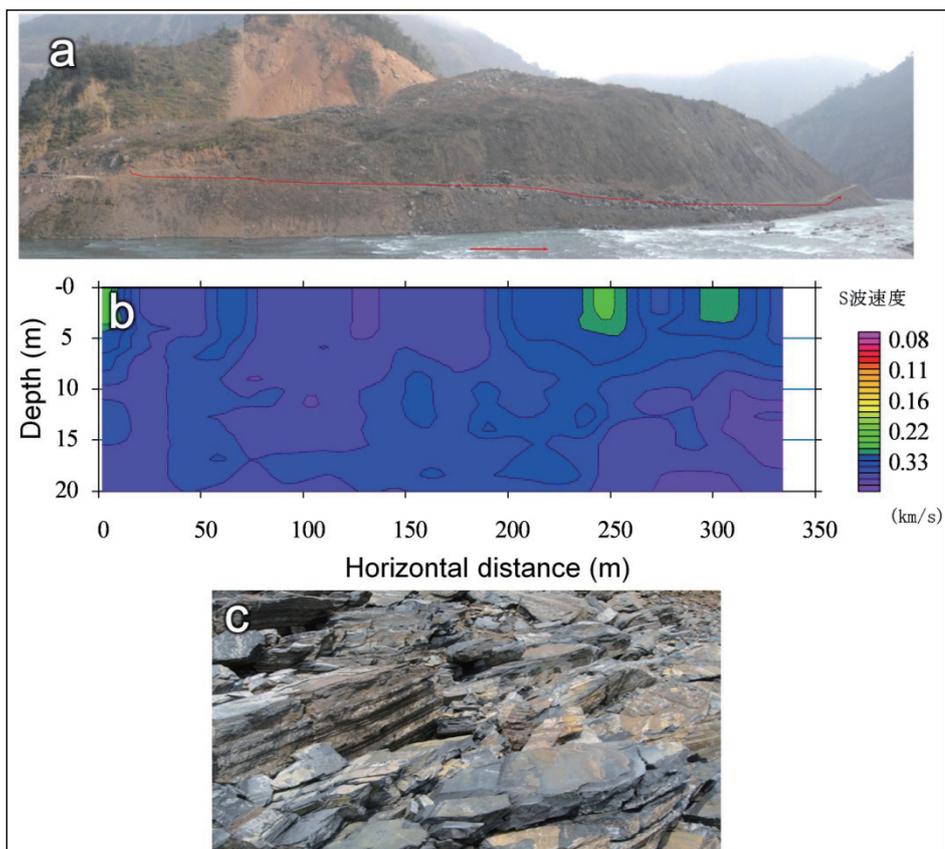


図-6(a) 唐家山ダム堤体における表面波探査の測線, (b) S波速度構造; (c) 浸食により露出した堤体の岩層. 岩盤の層状はS波速度構造と一致している.

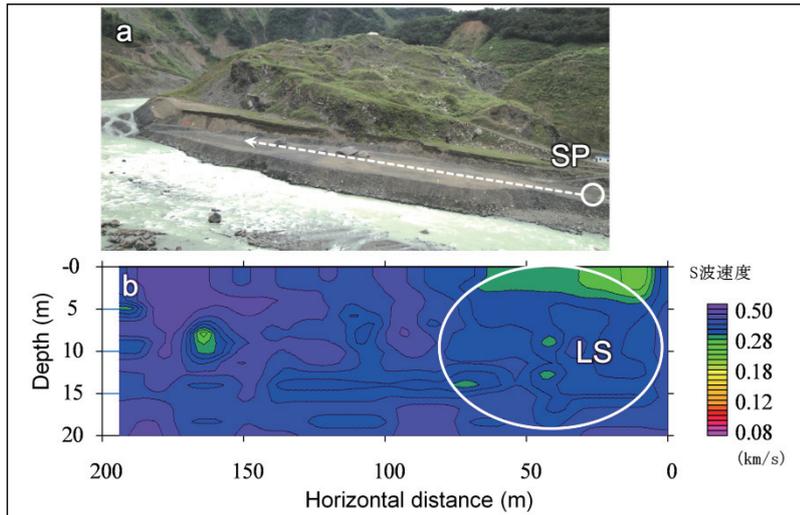


図-7(a) 唐家山ダム堤体を横断する表面波探査の測線; (b) S波速度構造. SP: 測線開始点; LS: S波速度の低い域.

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-8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、岩塊のまままで滑ってきて、堆積したことにより形成された土層だと考えられる。

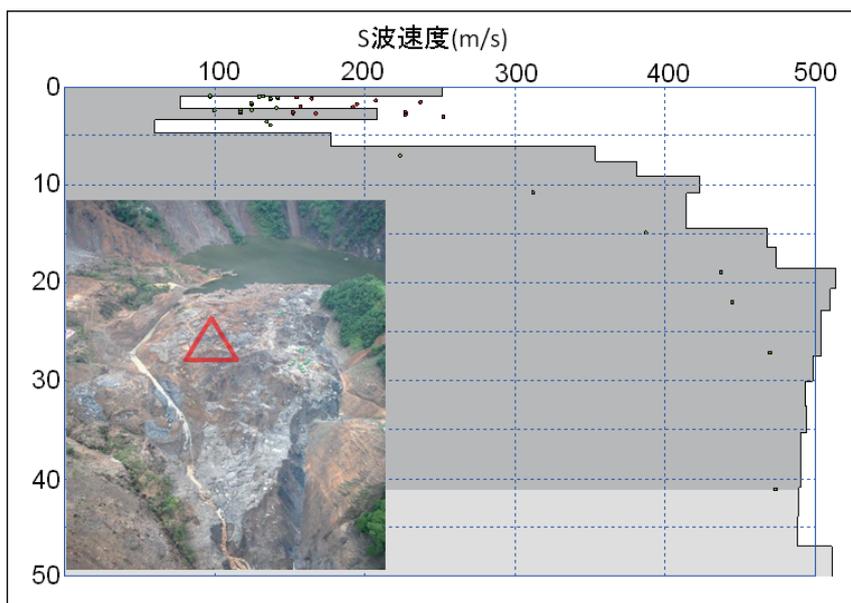


図-8 唐家山ダム堤体の天端で行った微動アレイ探査結果. Δ : アレイの配置点

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-9a）に設置し、地震観測を行った。観測された地震波の中に、卓越周波数が約4-5Hzであるものが殆どである（図-9b）。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。また、各地震のパーティクルモーションを見ると、ダムの長軸（上下流）方向に沿った運動が卓越していることが分かった（図-9cに示す）。その原因としては、ダム堤体が河の左右岸に制御され、河の上下流方向が開放されていることが考えられる。

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考えられる。

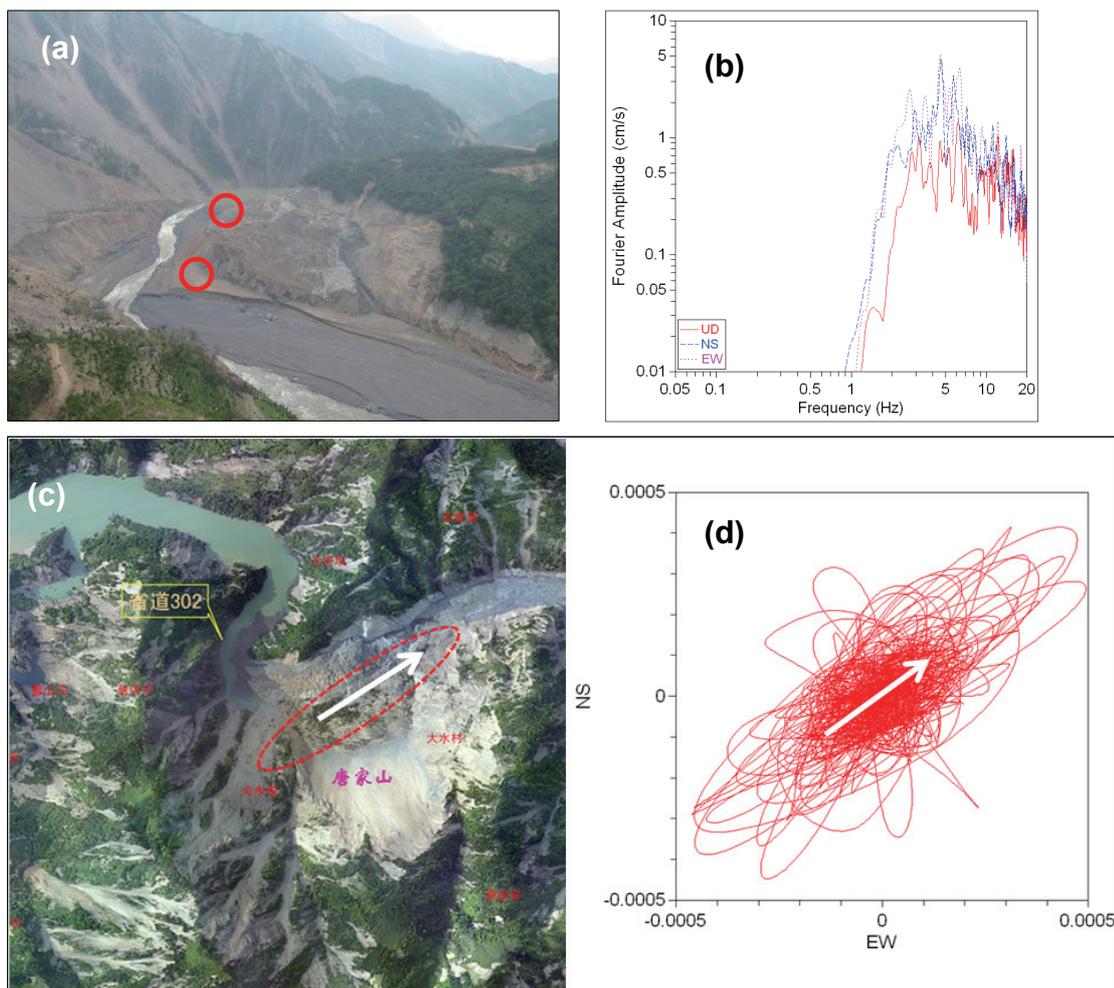


図-9 (a) 唐家山ダム堤体における地震観測点；(b) フーリエスペクトル；(c)唐家山ダム堤体の位置図；(d) パーティクルモーション

一方、唐家山ダム堤体の下流側の河床変化を調べたところ、ダムの決壊に伴う流量の変化を計算する時に、下流側の河床の変化（たとえば、浸食された土/岩塊が下流側の河床に堆積し、河床が高くなり、河床の勾配も緩やかになること）による影響を考慮しないといけないと分かった。写真-3に地震前後の唐家山ダムサイトの下流側にある発電所の建物を示す。四階建ての発電所がほぼ完全に土砂に埋められ、現在建物の屋上にある文字だけが見える。即ち、下流側の河床が高くなったことにより、ダム決壊後の洪水流量を制御する動水勾配が小さくなり、洪水流量が小さくなる、と考えられる。



写真-3 唐家山下流側にある苦竹壩発電所. (a) 地震前（施より）, (b)地震後（2009/9/13撮影）

天池の地すべりダム

天池の天然ダム(N31° 29' 15.5"; E104° 7' 51.4")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（写真-1に示す）、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-4aに示す。写真-4b, cには崩壊地の末端および源頭部から見た崩壊の様子を示す。写真-4dには、ダム堤体の下流側から見た堤体および湧水点を示す。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-4a）。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。

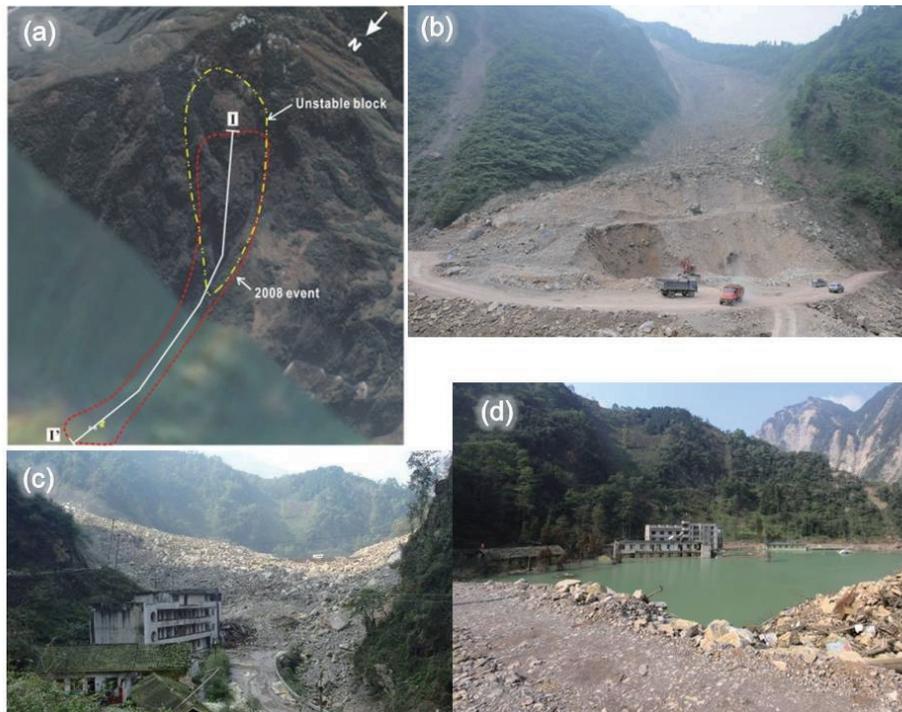


写真-4 天池の地すべりと地すべりダム. (a)地震前の天地地域；(b)天地の地すべり；(c) ダム堤体の底部からの湧水（○：湧水点），(d)堰止め湖

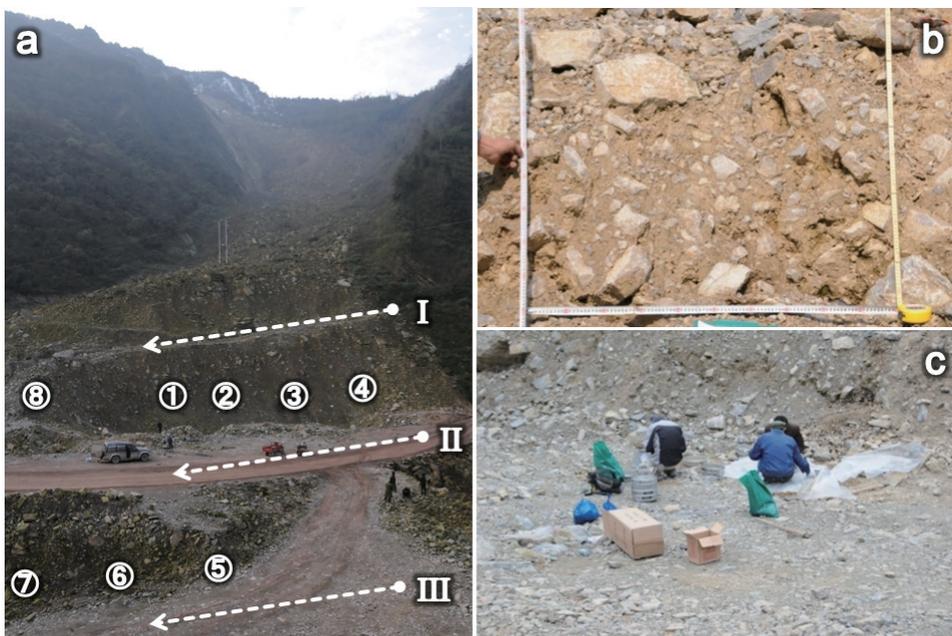


写真-5 (a) ダム堤体における粒径分析点と表面波探査測線. (b) 写真による粒径の計測；(c) 篩による粒径計測

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-5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-10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-10b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-10a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。

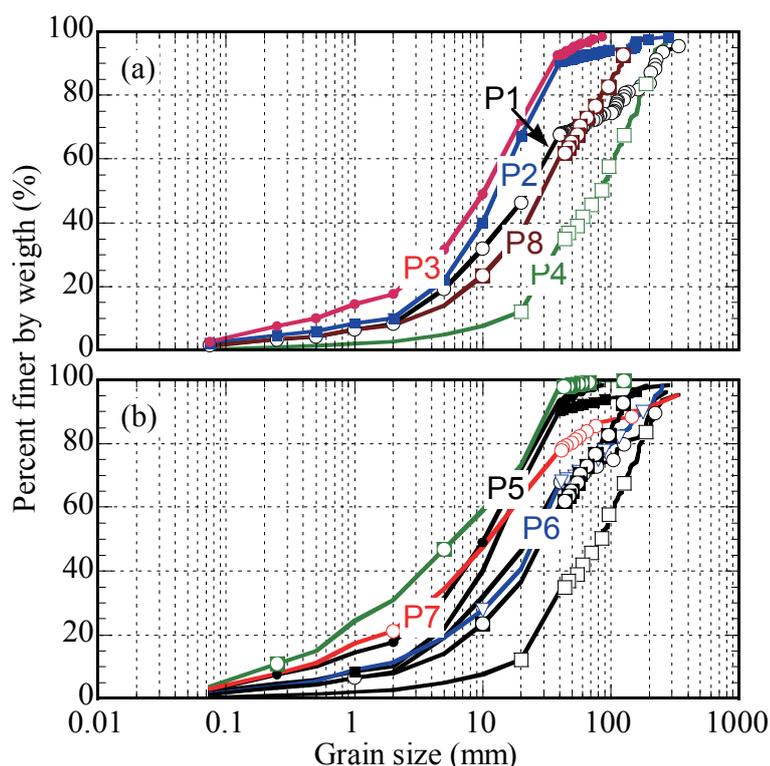


図-10 ダム堤体の粒径分布図。(a) 同じ高さの土層の粒径分布；(b) 異なった深さの土層の粒径分布

長距離運動地すべりにより形成されたダム堤体の物性を調べるため、高精度表面波探査装置を使って、ダム堤のS波速度構造を調べた。調査は異なった高さの3測線(写真-5aに示す測線I, II, III)に沿って実施された。図-11に得られたS波速度構造を示す。I測線が地震前の道路に沿ったもので、現在の掘削により、元の道路がほぼ露出した。即ち、測線Iに沿って得られたS波速度構造は元の地山の特性を反映したものである。従って、全体として、S波速度が高い。しかし、測線開始点から30m、地下9mの付近で低い速度が認められるが、これは恐らく元沢の流下場所である。測線IIのS波速度構造から、ダム堤体の表層(0~8m)および上流側(0-30m)において、S波速度が低いことが分かる。ダム堤体において一番低い測線IIIに沿って得られたS波速度が全体として、大きいことが図-11cから認められる。しかし、ダム堤体の中心にS波速度の低いゾーンが存在し、このゾーンから選択流(パイピング)が形成する

可能性が高いと伺える。また、このゾーンの形成は図-10aに示した岩屑偏析現象によったものと考えられる。即ち、ダム堤体の上下流側（外側）において、大きな粒径の崩土が堆積し、中心域には小さい粒径の崩土が堆積している。図-11aに示すS波速度は地山の値とすると、崩土により形成したダム堤体のS波速度が全体として高いことを図-11から伺える。S波速度が物質の硬さなど工学的な目安となる剛性率と直接的に関係するから、S波速度の値から地盤の緩みを推定することができる。即ち、S波速度が高いほど、土層が密な状態になっていることが推測できる。

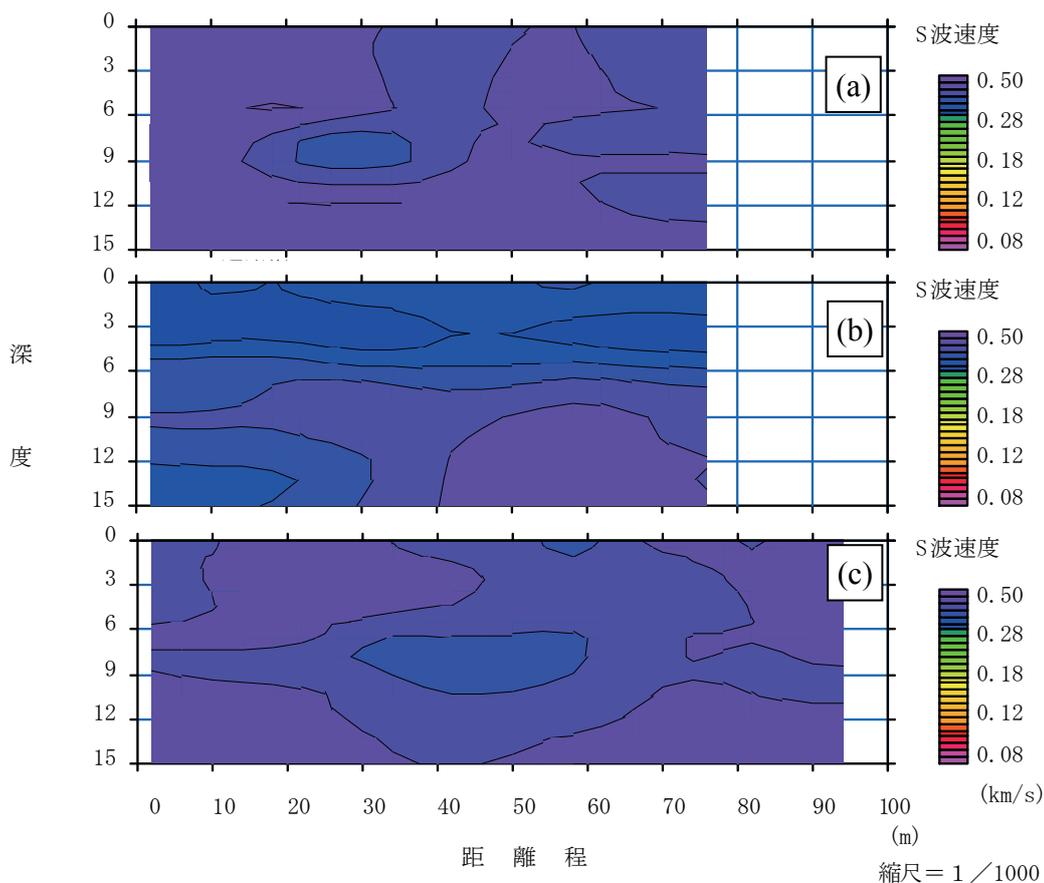


図-11 天地地すべりダム堤体のS-波速度構造調査結果。a, b, c: それぞれ測線I, II, IIIに対応する結果

肖家橋の地すべりダム

肖家橋地すべり(N31° 38'47.9"; E104° 16'42.5")は、安県茶坪郷の茶坪川の左岸の斜面において発生した大規模な崩壊である（写真-6）。崩壊土砂は対岸の高さ約50mに達し、川を埋積して地すべりダムを形成した。形成された地すべりダムは、高さ65～75m、幅100～150m、長さ300～360mで、体積が約280万m³である。ダム堤体が中心部は低くて、左右斜面側が高い。中心部が左岸側より30mも低いといった構造となっている。形成された堰き止め湖の貯水容量は約1000万m³。

図-12は、地震前の地すべり地付近の地形図と地震後にレーザースキャナーで測量した

地形図である（何秉順他，2009）．崩壊源は，幅約100m，長さ300m，深さは中央部で約40m，勾配は約25°である．岩盤はドロマイトからなり，岩盤には成層構造が発達し，地層の走向はN42° Eで，傾斜は北西40°である．崩壊源の東側壁は層理面に沿っており，緩傾斜である．すべり面が地層の層理面に沿っているため，西側壁は急傾斜の高い崖になっている．

この地すべりダムが決壊危険度を軽減するため，ダム天端において放水路を造るといった対策工事が行われ，2008年6月6日に放水路が貫通された．しかし，放水後，ダム堤体が急激に浸食され，ダム堤体の1／3が決壊され，最大流量が1000m³/sにも達した．今回の放水が対策工事により実施されたものであるが，もし自然の越流が発生した場合には，こういった決壊現象も発生しうるであろう．即ち，この地すべりダムが不安定であることが考えられる．こういったダム堤体の物性を調べるために，写真-6bに示す4つの測線(L1:斜面と平行，L2:L1と垂直方向；L3,L4:川と平行)に沿って，高精度表面波探査によるS波速度構造を調べた．その結果は図-13に示す．

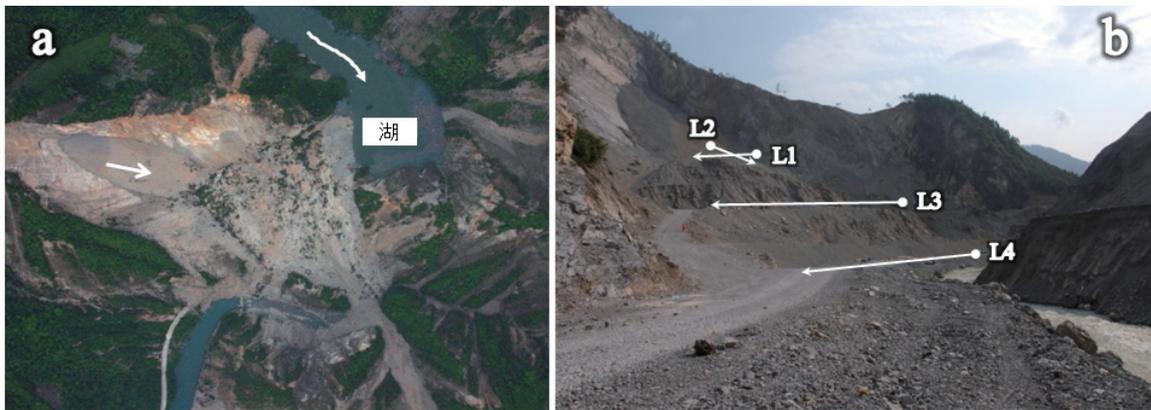


写真-6 肖家橋地すべりダム．(a)災害直後；(b)2008年

図-13aは堆積域上部で行った高精度表面波探査によるS波速度断面である．第1層（200m/s以下）,第2層（200-300m/s）,第3層（300m/s以上）の三層構造が明瞭に認められ，第2層と第3層の境界が下流に向かって左に約20°傾斜している．走向と探査測線の角度を考慮すると，断面上での層理面の見かけの傾斜も約20°である．したがって，上記の境界は層理面であるとともに，崩壊のすべり面を示していると考えられる（Kamai and Wang, 2008）．

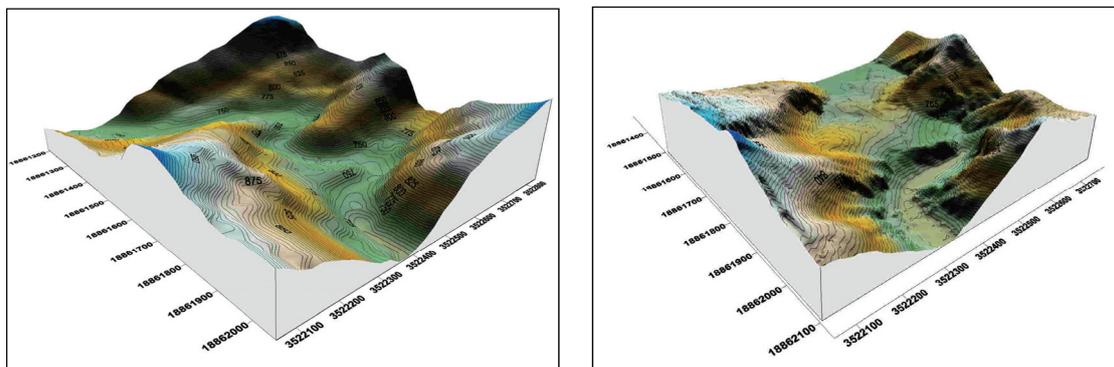


図-12 肖家橋地すべりダム形成前後の地形図（何，2008）

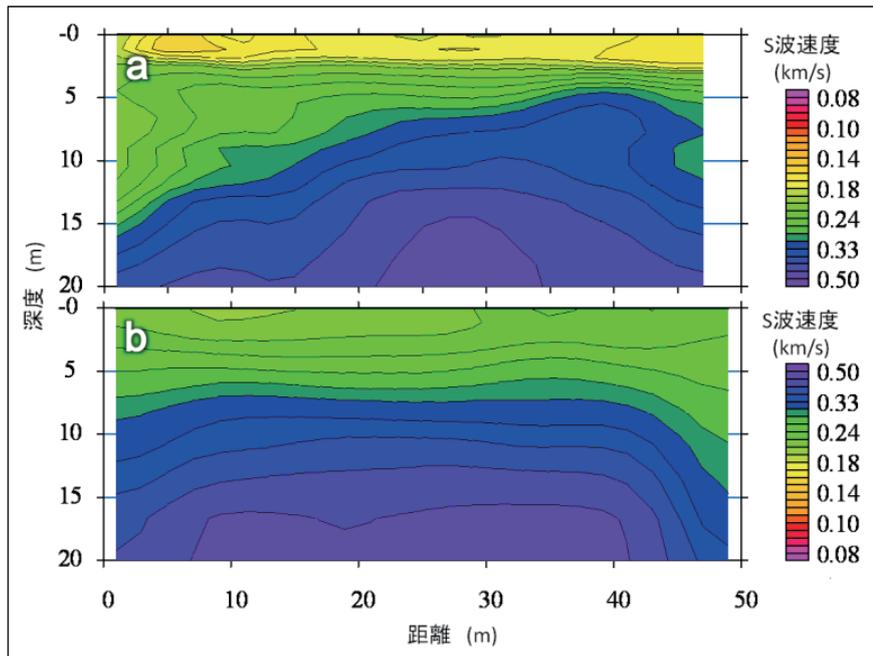


図 - 13 (a), (b):測線L1, L2に沿ったS波速度断面

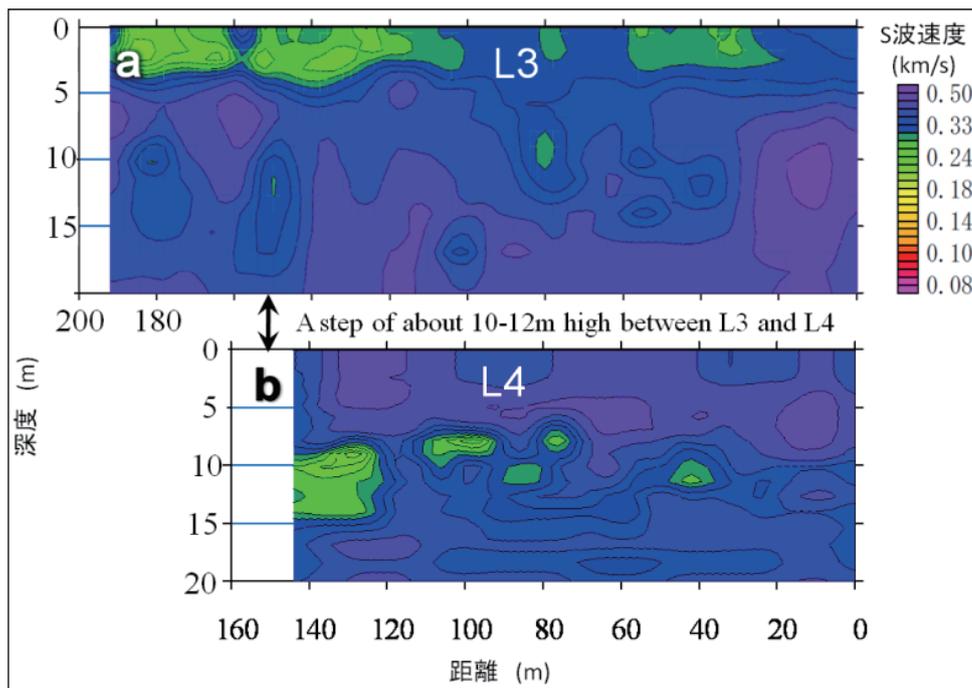


図 - 14 (a), (b):測線L3とL4に沿ったS波速度断面

川沿いの測線L3とL4に沿ったS波速度断面（図-14）を見ると、基盤岩以外の物、即ち地すべり堆積物のS波速度が低いことがわかった。表面波探査を実施する時（2008年7月23日と2010年6月19日）の地形を考えると、28月排水路貫通後の放水により急激に侵食されたものがこれらのS波速度の低い堆積物だと推測できる。

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北東に位置する青川県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-7)。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名の犠牲を出した。崩壊土量が約1500万m³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m³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m³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。即ち、ダム堤体がとても浸食されやすいと考えられる。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-7 東河口付近の地すべりと地すべりダム(黄潤秋より)。東河口地すべりにより、青竹江およびその支流である紅石河が堰き止められた。石板溝地すべりが青竹江を堰き止め、唐家山地すべりダムの次に、2番目の大きい堰止め湖が形成された。C, L:表面波探査測線; ▽:微動アレイ観測位置。

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-7に示す測線Cと測線Lに沿って表面波探査を実施した。また、堆積域において微動アレイ調査も実施した。

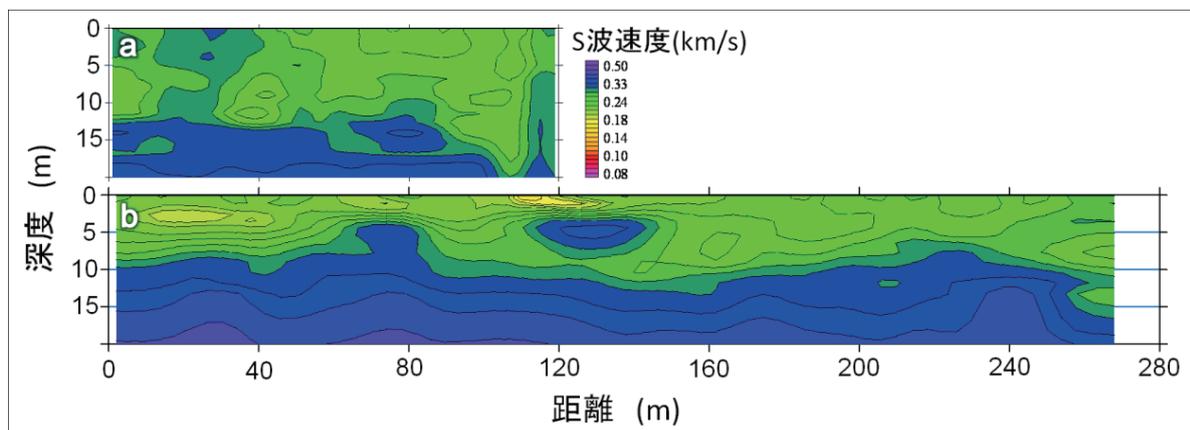


図-15 (a) 測線Cと測線Lに沿ったS波速度断面

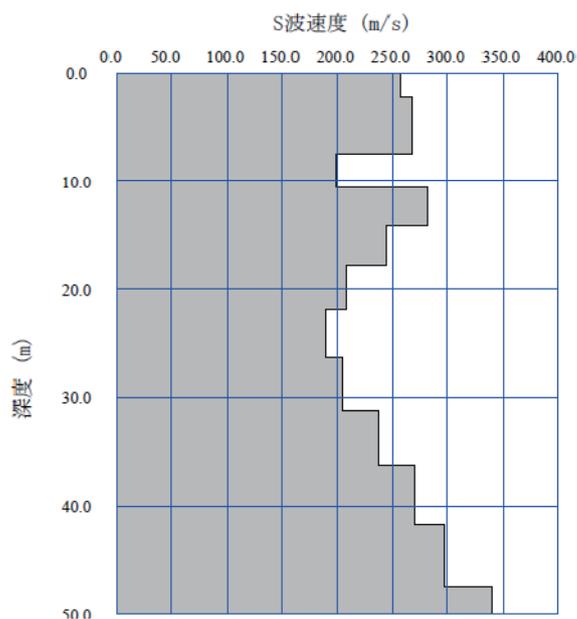


図-16 東河口地すべりダム堤体における微動アレイ調査結果

測線Cと測線Dに沿って得られたS波速度断面を図-15に示す。測線C（紅石河の河道に沿ったもの）に沿ったS波速度断面をみると、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-15b）から、地すべり土塊もとの地面（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。この地すべりの堆積域の地質が河床堆

積物であるため、地すべり堆積物より深い土層のS波速度を調べるため、2箇所で微動アレイ探査を行った。その結果を図-16に示す。図-15と図-16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。また、河床堆積物のS波速度が低いことも図-16から推定できる。今回の事例は、元の地面が軟弱であっても、長距離移動した土塊と元地面の判別が、表面波探査によって可能であることを示した事例として注目される。

3 中越地震により形成した東竹沢地すべりダム

2004年10月23日に発生した新潟中越地震により、芋川流域では大規模な地すべりや斜面崩壊が多く発生し、10数箇所に及び地すべりダムが発生した。このうち地域に最も大きな危険性をもたらしたのは東竹沢地すべり（延長：約350m；幅：約295m；すべり面深度：約30m；移動土量：約130万 m^3 ；頭部での移動距離：約70m）である（写真-8）。この地すべりは、古い地すべりの一部が地震により再活動したものであり、地すべり土塊は、勾配15度の斜面で、約100mを地層の傾斜方向に運動した。基岩地質が砂質シルト岩および砂質シルト岩と細粒砂岩の互層からなる。地層の走向がN15°Eで、傾斜が20°Wである。

東竹沢地すべりは芋川を塞ぎ止めて、大きな地すべりダムを形成した。芋川の左岸側の斜面において発生した地すべり土塊が、約100メートルを運動した後でも、形がほとんどくずれていなかった。地すべりが芋川の中に入り込んで、そして、川を乗り越えて、対岸まで上りあがった。地すべりの先端部の土砂が対岸側にある山古志小学校の玄関及び窓から高速で流れ込んで様子と高速で移動して来た土砂が建物の壁に飛び散っている状況が確認できる。源頭部の滑落崖から末端までの勾配で示す地すべり運動中の見かけの摩擦角は7.5度であった。

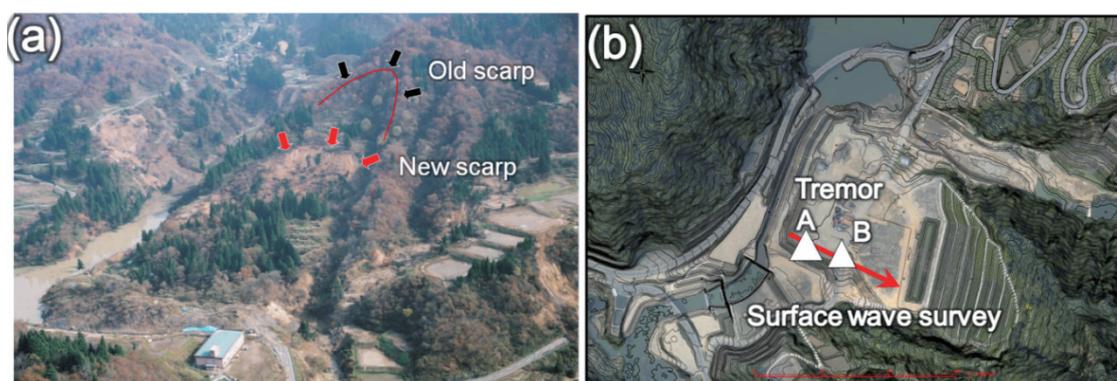


写真-8 (a) 地震直後の東竹沢地すべり（仮排水路が建設中）；(b) 対策工事終了後の東竹沢地すべりダム地域および表面波探査測線と微動アレイ観測箇所A,B.

移動土塊により形成した地すべりダムの高さが28m、河川流下方向の閉塞長さが約350m、閉塞している川幅が約300mであり、満水した場合の湛水量は約330万 m^3 になる。形成された地すべりダムは、その規模が大きいため、ダム上流側の湛水に伴う静水圧の増加による崩壊および浸透流によるパイピング破壊がないと推定された。しかし、越流によって堰止め湖が決

壊した場合、下流域に甚大な被害が発生することが予想されたため、緊急の仮排水路設置工事が実施された。また、地すべりダムの上流を防ぐために、ダムの最も低いところには、自衛隊のヘリによって運ばれた土のうが積まれた。緊急対策が有効に実施されたため、地すべりダムの決壊危険度を回避できた。その後、河道閉塞箇所の下流に2基の砂防えん堤が整備され、2度と地すべりが発生しないよう山脚が固定された。また、崩壊斜面には山腹工事が整備され、崩れた山肌が保護されている。即ち、この地すべりダムの決壊危険度が完全に解除された。

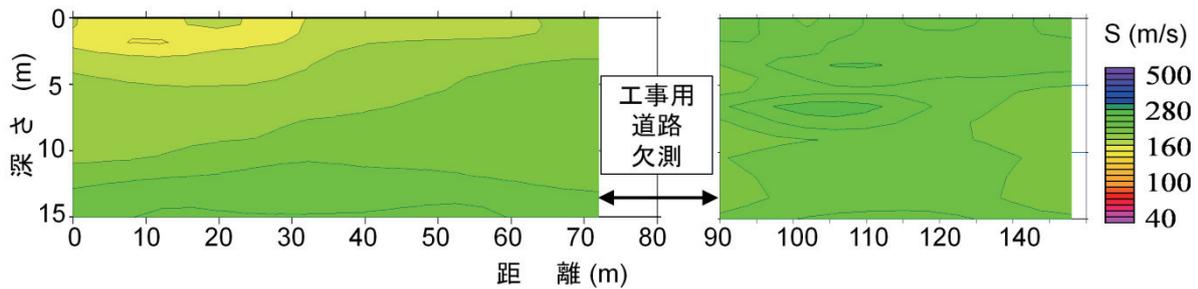


図-17 東竹沢地すべりダム堤体のS波速度断面

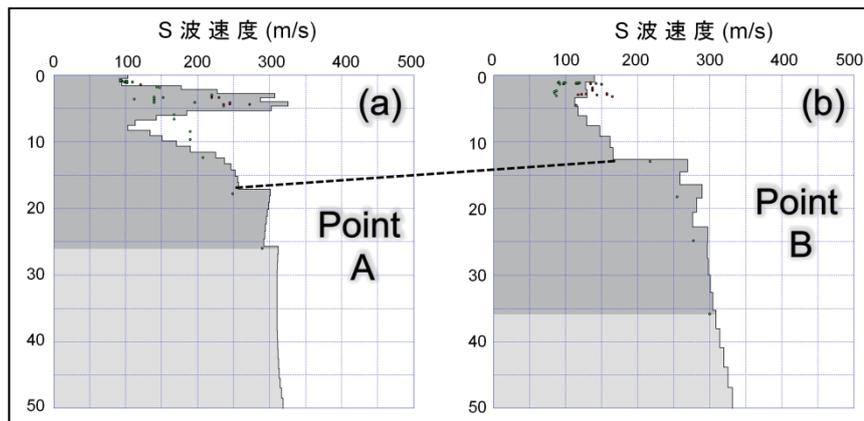


図-18 微動アレイ調査結果

すべりダム形成直後に有効な緊急対策が実施され、また永久対策工事でダム決壊の危険度が完全に解除された東竹沢地すべりダムのケースが日本国内外でもごく稀な好事例である。この地すべりダムに対して詳しく調査を行い、今までに得られた地すべりダム決壊予測手法を用いて、ダムの決壊危険度を評価することが、今後の地すべりダムに対してその決壊危険度をよりの確に評価することを期待できる。従って、我々が、東竹沢地すべりダム堤体に対しても高精度表面波探査と微動アレイ探査を実施し、そのS波速度断面を求めた。測線が工事用道路を越えるため、約20mの欠測があった。探査の結果を図-17に示す。ダム堤体が風化した砂岩・シルト岩からなっているから、そのS波速度が全体として低い。また、第1層(150m/s以下)、第2層(150-250m/s)、第3層(250m/s以上)の三層構造が明瞭に認められ、第2層と

第3層の境界が下流に向かって左に約 8° 傾斜している。これは、地すべり移動土塊が、殆ど形が崩れていないままで源頭部のすべり面に沿って、移動していたことを示していると考えられる。すべり面の傾斜が 15° であるが、地すべり移動土塊が斜面末端の河床に着いた後に、対岸に上りあがって、傾斜が緩くなったと推測できる。

微動アレイの調査結果を図-18に示す。A観測点における地すべり移動土塊の厚さが20m弱であるが、図-18aに示すように、深さ17mまでのS波速度が250m/sぐらいであり、これまでの土層が地すべり移動土塊だと考えられる。同じ結果がB点での観測からも得られている(図-18b)。観測点Bが点Aから表面波探査測線に沿って、30m離れているので、両点において、S波速度が約250m/sである所の深さ(それぞれ約17mと12m)の差が約5mとなる。即ち、S波速度が250m/sより大きい地層がこの河床付近で約 9° の傾斜を持っていることが微動アレイ観測結果からもわかった。図-17と図-18により、地すべりダム調査に表面波探査と微動アレイ観測の併用といった手法の有効性を確認できた。

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-19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が含まれていた。実際には、2010年7月18日の時点で、また23箇所の地すべりダムが残っているとのような結果が、空中写真の判読から得られたが、これらの地すべりダムの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、23箇所の地すべりダムが2010年7月18日までに継続できないかもしれない。いずれにしよう、東河口や肖家橋など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すべきである。越流浸食および工事中での突然決壊現象があったからだ。

一般的に、天然ダムの決壊過程が、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、おとび進行性破壊による決壊、との三つの型に分類されている(高橋・匡, 1988)が、水山ら(1987,1989)の研究によると、実際に発生する天然ダムの決壊原因は天端からの越流によるものがほとんどであることが報告されている。即ち、パイピングを原因として発生する進行性崩壊のケースが希であった。しかし、四川大地震時に発生し、踏査されて、対策工事も実施された32箇所の地すべりダムの場合には、8箇所がパイピングによる崩壊であったとの指摘もある(Xu et al. 2009)。また、基本的に、東河口や紅石河地すべりダムのように、ダム堤体が粒径の細かいもの(砂や礫など)により形成された場合には、地すべりダムがすぐ越流によって決壊した。粒径の大きい礫や大きな岩塊による形成地すべりダムの場合には、その安定性が高いとの傾向がわかった。

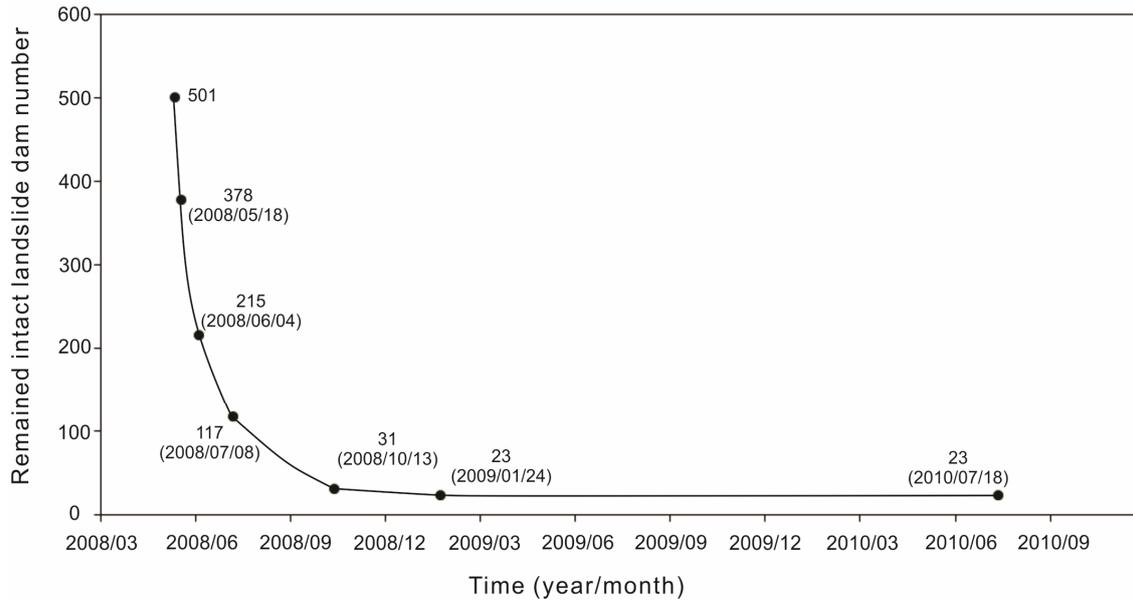


図-19 地すべりダムの残存数と経過時間 (Fan et al., 2011)

地すべりダムの安定性を予測する応急手法として、Dimensionless Blockage Index (*DBI*) (無次元閉塞指数) が提案されている (Ermini and Casagli, 2003) .

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

ここに、 A_b : 流域面積(km²); H_d : 地すべりダム高さ(m); V_d : 地すべりダム閉塞土量(10⁶m³). 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に位置する、(2) $2.75 < DBI < 3.08$ の場合には、地すべりダムが不確定域に位置する、(3) $3.08 < DBI$ の場合には、不安定域に位置する、とのように報告されている。

上述した地すべりダムおよび他の調査した二つの地すべりダムに関する諸情報を表-2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-20に示す。そこには、SDはStable domain, UDはunstable domainとの意味である。東竹沢が不確定域に位置しているが、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DBIを使って、唐家山、肖家橋、東河口および紅石河の四つの地すべりダムの決壊危険度を正しく予測できたが、石板溝と天池の地すべりに対しては、その予測結果は例外だと言ってもいいかもしれないが、実際のダム堤体のS波速度断面をみると、300m/sを越えるところが殆どである。地盤のS波速度が、地盤の剛性や密度に依存しているため、S波速度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。

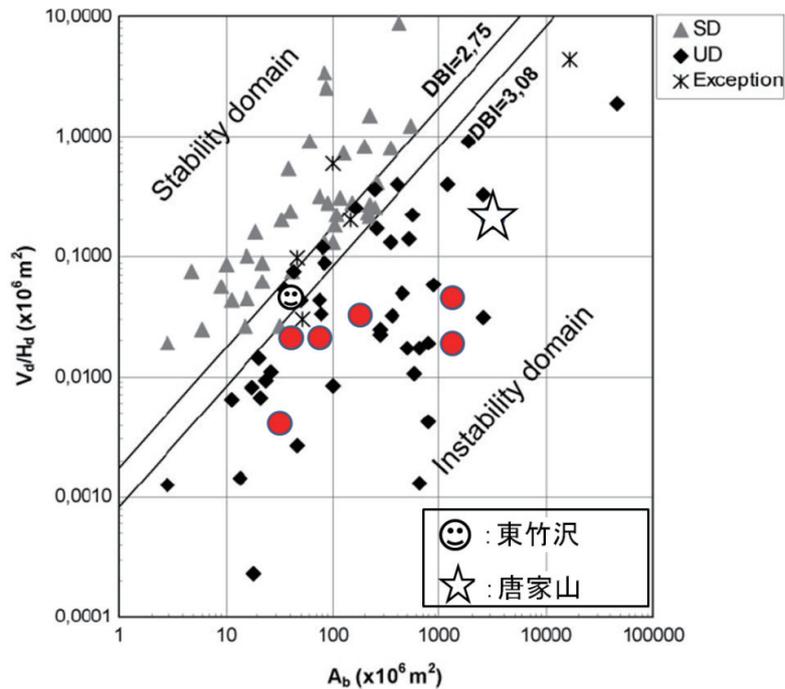


図-20 地すべりダム の安定性評価 (Ermini and Casagli (2003)により加筆)

表-2 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(10^6 m^3)	流域集水面積 (km^2)	ダム湖容 量(10^4 m^3)	DBI
唐家山	803	611	82-124	20.37	3534.54	31600	4.16
肖家桥	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	70-102	34-41	0.2	30.83	200	3.72
東竹沢	350	300	28	1.30	38.4	330	2.92

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、ダム堤体の物性を調べた。また、ダム堤体において地震観測を行い、その地震動特性も調べた。さらに、2004年新潟中越地震時に発生し、有効な対策工事が行われた東竹沢地すべりダム のS波速度構造も調べた。ダム堤体のS波速度構造に基づいた地すべり

ダム安定性評価の手法の開発はまだ途中であるが、今までの結果を纏めると、下記の通りになる。

(1) 災害直後の衛星写真より、800余りの地すべりダムが形成されたことが分かった。その内ダム高さが10m以上、堰止め湖総貯水量が10000m³以上、かつ集水面積が20km²以上の堰止め湖が104箇所形成された。その多くは川の右岸側の斜面に於いて発生した地すべりにより形成されたもので、地震断層に沿って分布している。その原因としては、地震断層の破壊進行方向(NEN)と河川の流下方向(多くはESE方向)が直交していることが考えられる。

(2) 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が外見より低いと考えられる。

(3) 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。長距離運動した地すべり土塊により形成されたダム堤体が、そのS波速度が低く、安定性が低い。河床のすぐ横の斜面において発生した地すべりにより形成した地すべりダムの堤体はそのS波速度が大きく、全体の安定性が高いと推測できる。

(4) 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5Hzであることが分かった。また、ダム堤体の上下流方向に沿った地震動が卓越していることも分かった。

(5) 東竹沢ダム堤体のS波速度構造から移動土塊は殆ど形が崩れていないままで移動していたことが考えられる。また、ダム堤体のS波速度が、上述した四川の大規模地すべりダム(東河口地すべりダムを除く)と比較したら、全体として低いことがわかった。従って、もしDBIが同じであれば、四川の地すべりダムその安定性が高いであろうと推測できる。また、四川の地すべりの場合には、BDIが同じでも、S波速度の高いダム堤体が高い。

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実験室開放基金(GZ2009-02)のご支援を頂きました。また、研究の遂行に当たって、下記の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。

1. 釜井俊孝：京都大学防災研究所
2. 千木良雅弘：京都大学防災研究所
3. 末峯章：京都大学防災研究所
4. 黄潤秋：成都理工大学

5. 巫錫勇：西南交通大学
6. 蔡飛：群馬大学工学部
7. 山田政雄：(株) 国土防災技術
8. 野崎保：(株) アーキジオ
9. 古谷元：新潟大学災害・復興科学研究所
10. Dr. Oliver Korup: Potsdam University
11. Dr. Johannes Weidinger: Erkudok Institute/Museum of Gmunden, Austria
12. Dr. Sergio Lourenco: Cardiff University, UK
13. 張帆宇：京都大学防災研究所

参考論文

- Casagli, N. and Ermini, L. (1999): Geomorphic 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.
- 千木良雅弘・巫錫勇・井口隆・王功輝 (2009): 2008年汶川地震による山地災害と地震地表面断層. 京都大学防災研究所年報 52(A): 115-130.
- Costa, J.E. and Schuster, R.L. (1988): The formation and failure of natural dams, *Geological Society of America Bulletin* 100, pp. 1054–1068
- Costa, J.E. and Schuster, R.L. (1991): Documented historical landslide dams from around the world. U.S. Geological Survey Open-FileReport 91-239, 1-486.
- Cui, P., Zhu, Y.Y., Han, Y.S., Chen, X.Q., Zhuang, J.Q. (2009): The 12 May Wenchuan earthquake-induced landslide lakes: distribution and preliminary risk evaluation. *Landslides* 6(3): 209-223.
- 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).
- He, H. and Tsukuda, E. (2003): Recent progresses of active fault research in China. *Journal of Geography* (Tokyo) 112, 489–520.
- 何秉順・王玉杰・魏建軍・張仕超：四川地震災区14箇所の堰止め湖に関する現地踏査. 中国防汛抗旱
- 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) .
- Hubbard, J. and Shaw, J. H. (2009): Uplift of the Longmen Shan and Tibetan plateau, and the 2008 Wenchuan (M57.9) earthquake. *Nature* 458: 194-197.
- Li, H., Fu, X., Van Der Woerd, J., Si, J., Wang, Z., Hou, L., Qiu, Z., Li, N., Wu, F., Xu, Z. and Tapponnier, P. (2008): Co-seismic surface rupture and dextral-slip oblique thrusting of the Ms 8.9 Wenchuan Earthquake. *Acta Geologica Sinica* 82, 1623–1643.
- 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)
- Ma LF (ed.). 2002. *Geological atlas of China*, Geological Publishing House, 348p
- 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
- Wang, E. C., and Meng, Q. R. (2009): Mesozoic and Cenozoic tectonic evolution of the Longmenshan fault belt. *Science in China Series D: Earth Sciences*, 52(5): 579-592
- 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.
- 山田正雄・蔡飛・王功輝 (2010): 四川大地震と山地災害. 理工図書, 198p.
- 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.