

8. なぜ、西南日本外帯で降雨時あるいは地震時に深層崩壊が多発するか？

Why are deep-seated catastrophic slope movements frequently induced by rainfall or earthquake in the Outer zone of Southwest Japan?

横山俊治 (高知大学)

1. はじめに

中央構造線の南側の地域にあたる西南日本外帯は九州から四国、近畿、中部にかけて付加堆積物起源の堆積岩や変成岩が山地を形成している。この外帯付加体山地では、これまでも、豪雨時あるいは地震時に深層崩壊（大規模崩壊、地すべり性崩壊に相当）が発生している。最近でも、2004年台風10号による徳島県那賀郡坂州木頭川流域、2004年台風21号による三重県宮川流域、2005年台風14号による宮崎県耳川流域、2011年台風6号による高知県奈半利川流域、2011年台風12号による和歌山県十津川流域などで、降雨時深層崩壊が多発している。地震時深層崩壊の事例は少ないが、たとえば、1707年宝永地震では、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）、1854年安政南海地震では、高知県土佐郡土佐町有間の崩壊が知られている。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。外帯付加体山地が日本有数の豪雨地帯であること、南海、東南海、東海といった海溝型巨大地震の震源域がその直下に広がっていることで、豪雨や地震動が直前の誘因となって深層崩壊が多発する。しかし、強烈な豪雨や地震動が発生しても、それだけでは深層崩壊は発生しない。なぜ、外帯付加体山地で深層崩壊が多発するのか、それを考えるには素因となりうる地質条件に目を向けなければならない。

本講演では、深層崩壊発生の必要条件である深層緩み岩盤—初生変形—が3タイプ、西南日本外帯の付加体山地で認められることをのべる。

2. 深層崩壊発生の必要条件：深層緩み岩盤—初生変形—の形成

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、それには、深部に緩みが及ぶまでに、簡単に崩れてしまってはいけない。深層緩み岩盤の形成が深層崩壊発生の必要条件となる。四国山地など外帯付加体山地は尾根まで新鮮で硬質な岩石が分布している地域が多く、緩みが深部に及んでいても簡単には崩れない地質条件を本来もっている。深層緩み岩盤には、3タイプ、①小出(1955)¹⁾の破碎帯によるもの、②岩盤クリープ性傾動構造によるもの、③尾根の裂け目によるものがある。

2.1 小出(1955)¹⁾の破碎帯による深層緩み岩盤

これは小出(1955)¹⁾が「日本の地回り」のなかで定義した破碎帯がつくる深層緩み岩盤である。小出は外帯付加体山地で多くの破碎帯を認定している(図-1)。小出のいう破碎帯は今日一般に使われている断層破碎帯とは別ものである。小出がその典型としている破碎帯は破碎蛇紋岩で、顕著な鏡肌を有する無数のせん断面が発達するが、岩片は硬質なのが特徴である。同様の特徴をもつ岩体は玄武岩や泥質メランジュで認められる。破碎帯は地質時代形成された付加体山地に特有の岩体である²⁾。破碎帯の岩盤は応力開放による割れ目の開口で容易に緩む性質があるために、尾根のようなどころで

は深所まで割れ目が開口して深層緩み岩盤を形成する．このタイプの深層緩み岩盤で発生した事例は2004年台風10号による徳島県那賀郡坂州木頭川流域で発生した阿津江の深層崩壊（破碎帯地すべり）で，破碎帯は破碎玄武岩である（写真-1、写真-2）³⁾．

2.2 岩盤クリープ性傾動構造による深層緩み岩盤

岩盤クリープ性傾動構造による深層緩み岩盤

では重力変形がすでにはじまっている．岩盤クリープ性傾動構造は，変形時面構造（劈開や片理）のほか，キンクバンドや非対称褶曲など，付加体を特徴づける構造に規制されている．通常，岩盤クリープによって谷側への曲げ褶曲が形成され，変形の進行に伴って転倒に移行する⁴⁾．岩盤クリープから転倒に移行する時期は変形時面構造の性質やその他変形構造の関わり方によって異なり，少しのひずみで転倒に移行する岩盤もあれば，両者が同時進行して大きくひずむ岩盤もある．変形プロセスに違いがあっても，最終的な破壊時の運動様式は転倒であることが多い．このタイプの深層緩み岩盤で発生した深層崩壊の事例は1707年宝永

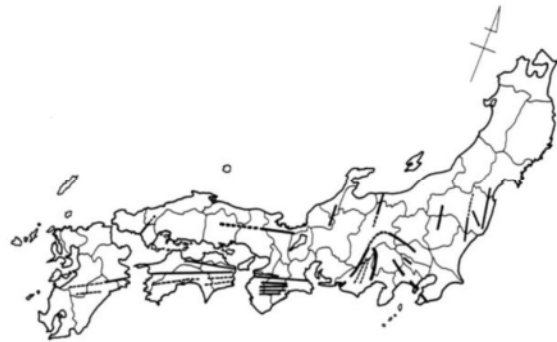


図-1 小出(1955)¹⁾が定義した破碎帯の分布
(小出(1955)¹⁾を簡略化)



写真-1 2004年阿津江の深層崩壊



写真-2 破碎玄武岩の岩屑

地震で発生した高知県室戸市の加奈木ツエである⁵⁾．

2.3 尾根の裂け目による深層緩み岩盤

これは開口クラックや線状凹地など尾根の裂け目による深層緩み岩盤である．尾根の裂け目は岩盤クリープ性傾動構造によっても形成されるが，岩盤クリープとは無関係に形成される尾根の裂け目がある．ここでいう尾根の裂け目による深層緩み岩盤は岩盤クリープとは無関係に形成された尾根の裂け目で，その形成には海溝型巨大地震が重要な役割を果たしていると考えている．

近年，地震災害時に尾根が裂けるという現象がしばしば観察されている．また，地震災害を契機に尾根のような凸型地形のところは地形効果で地震動が増幅することもわかってきた．たとえば，地震時落石や地震時ノンテクトニック断層の分布といった地質学的証拠^{6) 7) 8)}，地震応答解析^{9) 10) 11)}，

地震動の実測データ^{1,2)}などである。

南海トラフ沿いで発生する海溝型巨大地震の想定マグニチュードを **M9** とすると、四国地方における震源域はプレート境界の深さ **30km** くらいになり、中央構造線付近の辺りまで広がるとされている¹³⁾。外帯付加体山地の直下に広く震源域が広がることで、強震度域が広がるのは事実であるが、それよりも約 **100** 年に一度という高い発生頻度で海溝型巨大地震が発生することの方が外帯付加体山地への影響は大きいと考えている。

急峻な外帯付加体山地は地震動が増幅しうる地形条件をもっている。しかも、尾根が硬質な岩石でできているために、裂け目は崩れることなく保持される。尾根に発生した裂け目は海溝型巨大地震のくり返して大規模な線状凹地・開口クラックに成長してゆく(写真-3, 写真-4)。

四国地方ではこれまでも多くの尾根に裂け目が報告されている。布施・横山(2004)¹⁴⁾は国土地理院発行 2万5千分の1地形図から **384** カ所の線状凹地を判読した(図-2)。その大部分は外帯付加体山地に分布し、標高 **100m** で出現し、**400m** を越えると数が増大するとされる。空中写真判読ではさらに多くの線状凹地が検出され、現地踏査では開口幅数 **10cm** 程度の裂け目も多数検出されている。四国の外帯付加体山地の尾根はいたるところで裂けている。2万5千分の1地形図で検出可能なほど、規模の大きな線状凹地が発達している尾根や、多数の裂け目が集中している尾根は深層まで緩んでいくと予想される。

過去の深層崩壊で、尾根の裂け目から崩壊したことが分かる事例は確認できていないが、線状凹地の発達する尾根の斜面で崩壊が多発している事例は少なくない(たとえば、高知県大川村つえ谷)。また徐動性地すべりでは、線状凹地が滑落崖と移体頭部との境界をなす事例はある(たとえば、高知県高岡郡越知町谷ノ内地すべり)。尾根は裂け目が成長するに連れて不安定性を増大するので、最終的には深層崩壊や徐動性地すべりとなっていくはずである。

3. まとめ

外帯付加体山地では、地質時代に形成された破碎帯、岩盤クリープによる傾動構造(谷側への曲げ褶曲)、そして、約 **100** 年ごとにくり返す海溝型巨大地震による尾根の裂け目が深層緩み岩盤を形成していく。深層緩み岩盤を3タイプに分けて記述したが、必ずしも独立するものではなく、重複する場合もある。たとえば、上記の阿津江の深層崩壊では、尾根に線状凹地に伴って形成された池(現在カラ池)や段差地形が分布し、今回の深層崩壊でも、段差地形の一部は再活動している。破碎蛇紋岩



写真-3 線状凹地
(高知/徳島県境 山嶺 坂本彰氏撮影)



写真-4 深さ 30m の裂け目 (高知県大引割)

の岩盤クリープ性傾動も事例があり、破碎帯の岩盤で岩盤クリープ性傾動構造による深層緩み岩盤が形成されている可能性がある。事例を知らないが、尾根の裂け目で緩んだ岩盤が岩盤クリープ性傾動構造に発展していく可能性もある。このようにして深層緩み岩盤が形成された尾根で、豪雨時あるいは地震時に深層崩壊が発生する。外帯付加体山地は素因、誘因ともに深層崩壊を発生させる条件が整っているといえる。

引用文献

- 1) 小出 博(1955)：日本の地回り：その予知と対策. 東洋経済新聞社，東京，259p.
- 2) 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. 平成 15 年度研究発表会論文集，日本応用地質学会中国四国支部，pp.87-92.
- 3) 横山俊治・村井政徳・中屋志郎・西山賢一・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.
- 4) 横山俊治・柏木健司 (1996)：安倍川支流関の沢流域の瀬戸川層群に発達する斜面の傾動構造の運動像. Vol.37,
- 5) 千木良雅弘 (2000) 3.5 加奈木崩れ. 地震砂防, 古今書院，東京，pp.38-41.
- 6) 横山俊治・菊山浩喜 (1997)：1995 年兵庫県南部地震時に発生した六甲花崗岩地域の斜面崩壊の運動様式と機構. 地すべり, Vol.34, No.3, pp.17-24.
- 7) 横山俊治・水口真一・藤田勝代・加茂美佐子・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, No1, pp.36-38
- 8) 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.
- 9) 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. No.2, pp102-114.
- 10) 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.
- 11) 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.
- 12) 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, Vol.5, No.3, pp.9-10.
- 13) 南海トラフの巨大地震モデル検討会 (2011)：南海トラフの巨大地震モデル検討会中間とりまとめ. http://www.bousai.go.jp/jishin/chubou/nankai_trough/chukan_matome.pdf.
- 14) 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.

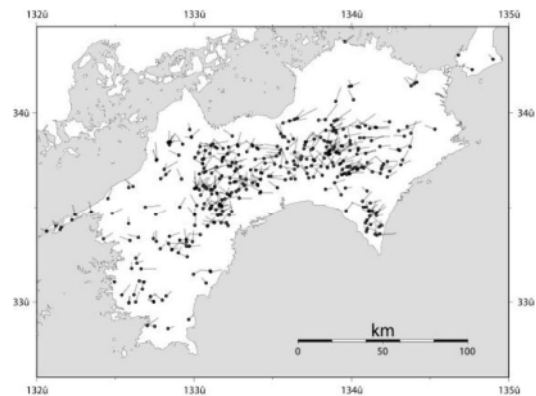


図-2 四国の線状凹地の分布(布施・横山(2004)¹⁴⁾を簡略化). 黒丸：線状凹地の地点，バー：線状凹地の延びの方向.