

平成 19 年 (2007 年) 新潟県中越沖地震による斜面崩壊の地形的特徴の GIS 解析

GIS Analysis on Geomorphological Features of Slope Failures Triggered by the Niigataken Chuetsu-oki Earthquake in 2007

地理地殻活動研究センター 佐藤 浩・小荒井 衛・宇根 寛・岩橋純子
 Geography and Crustal Dynamics Research Center
 Hiroshi P. SATO, Mamoru KOARAI, Hiroshi UNE and Junko IWAHASHI
 測地観測センター 宮原伐折羅
 Geodetic Observation Center Basara MIYAHARA
 新潟大学 山岸宏光
 Niigata University Hiromitsu YAMAGISHI

要 旨

国土地理院は、平成 19 年 (2007 年) 新潟県中越沖地震を受けて災害状況図を作成した。地形的特徴を把握するために、その図に示された 166 ケ所に加え、現地踏査で確認した 6 ケ所、合計 172 ケ所の斜面崩壊分布を、50m メッシュ数値地形モデル (Digital Elevation Model: DEM) から計算された傾斜角データと重ね合わせた。50m-DEM の 1 メッシュ単位面積当たりの斜面崩壊頻度を求めたところ、高頻度だったのは小崩壊、大崩壊の順に、傾斜帯 35-40° と 30-35° であった。これらは、先行研究が示すように、斜面崩壊がこのような急斜面で生じたことを示唆している。また、地質図と斜面崩壊分布を重ね合わせて崩壊密度と崩壊面積比を解析したところ、ともに丘陵部を広く覆う泥岩や砂岩の分布域よりも、砂丘堆積物のほうが斜面崩壊に対する脆弱性が高かったことを示した。また、泥岩より砂岩の分布域で 2 倍以上、崩壊が生じやすかったことが判った。さらに、172 ケ所の斜面崩壊から傾斜角 5° 以上の山地斜面に分布する 153 ケ所 (うち、小崩壊 135 ケ所、大崩壊 18 ケ所) を選び、50m-DEM から求めた斜面方位データと重ね合わせた。その結果、小崩壊・大崩壊ともに北西向きに偏っている (斜面崩壊の異方性) ことが判った。震源に近く、傾きや回転の影響といった地表変状の影響を受けていないと判断された電子基準点「柏崎 1」の地震直後の最大地表変位 (変位速度 0.55m/sec) の向きを調べたところ、北西向きであった。最大地表変位の向きが斜面崩壊の異方性に寄与していることが示唆された。

1. はじめに

2007 年 7 月 16 日午前 10 時 13 分 22.5 秒、新潟県中越沖を震源とする M6.8 の地震 (震源の深さは約 17km) が発生した (気象庁, 2007a)。国土地理院は、7 月 19 日に緊急の 1/10,000 カラー空中写真撮影を実施した。地理地殻活動研究センターでは、その写真を利用して、地理調査部と共同で地震による斜面

崩壊等の位置を判読した。その結果は、国土地理院より 7 月 30 日に、災害状況図 (電子国土) として公表された (北原ほか, 2008)。

本稿では、比較的規模の大きい斜面崩壊が見られた柏崎市西山町椎谷 (しいや) の観音岬周辺と、柏崎市米山町聖ヶ鼻 (ひじりがはな) 周辺の現地調査の結果と、空中写真判読に現地調査の結果を加えた 172 ケ所の斜面崩壊について、国土地理院の 50m メッシュ数値地形モデル (Digital Elevation Model: DEM) (以下、「50m-DEM」などという。) を用いた地形的特徴を述べる。

2. 対象地区の地形と地質

対象地区は、北北東 - 南南西の海岸線のすぐ西を、海岸線と平行に延びる丘陵 (刈羽・三島丘陵; 新潟県, 1989) と西山丘陵、それらに挟まれた河谷の地形配列で特徴づけられる活褶曲地帯に位置する。

表 - 1 対象地区の主な地質 (小林ほか, 1993, 1995; 竹内ほか, 1996 を元に略記)

柏崎周辺の地質	層 相
魚沼層 (更新統下部 ~ 中部)	・海成砂層 ・砂岩優勢砂岩泥岩互層
灰爪層 (更新統下部)	・細粒砂・砂質シルト岩・泥岩 ・砂岩泥岩互層
西山層 (更新統下部)	・細粒砂岩泥岩互層相 ・青緑色塊状泥岩相
聖ヶ鼻層 (鮮新統 ~ 更新統下部)	・砂岩・礫岩 ・砂岩優勢の砂岩泥岩互層
米山層 (鮮新統)	・火山岩 ・火山砕屑岩
椎谷層 (中新統 ~ 鮮新統)	・トラフ充填型タービダイトに起因する砂岩泥岩互層及び砂岩
寺泊層 (中新統)	・黒色泥岩及び細粒砂岩泥岩互層

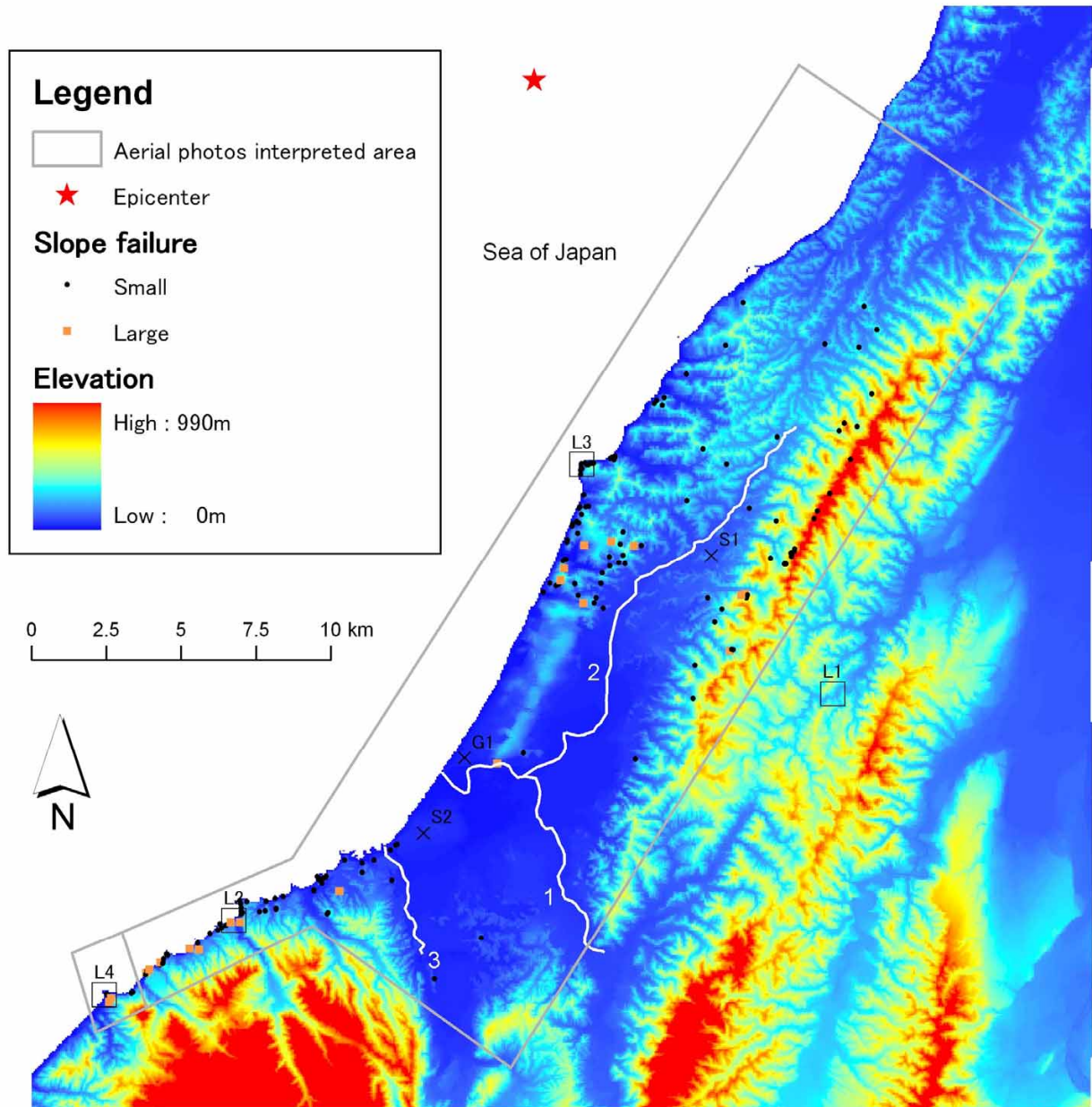


図 - 1 判読範囲における斜面崩壊（172ヶ所）の分布．うち西端6ヶ所（判読範囲西端の矩形内）は現地踏査により確認した．背景は国土地理院 50mメッシュ標高データ．1：鯖石川，2：別山川，3：鷓川．その他の記号は，本文を参照．

以下，対象地区の地形と地質を簡単に述べる．特に断りが無ければ，産業技術総合研究所の地質図「出雲崎」，「柏崎」，「柿崎」図幅及びその解説書における小林ほか（1993），小林ほか（1995），竹内ほか（1996）の引用である．表 - 1 と図 - 2 には，これらの文献に基づき柏崎周辺の主な地質を簡略化して整理した．

空中写真を判読したのは，このうち，図 - 1 の海沿いの枠で囲んだ範囲内である．刈羽・三島丘陵（別山川右岸の海岸沿いの丘陵）には主に中新統～鮮新統の椎谷層が露出し，その上位には更新統下部の西山層（細粒砂岩泥岩互層相）が浜忠（はまつだ）向

斜と鎌田向斜に沿って地表面に部分的に露出している．鎌田向斜の東，出雲崎向斜が位置する別山川の河谷には，その右岸に，より上位の西山層とさらに上位の更新統下部灰爪層が載る．別山川左岸の西山丘陵には小木ノ城背斜が位置し，軸部には椎谷層より下位の中新統の寺泊層，軸部から離れるに従ってより新しい地質の椎谷層，西山層，灰爪層が順に露出する．また，それら両翼部の層理面はほとんど直立した「箱型背斜」と呼ばれる背斜構造となっている．

西山丘陵を含む地域はもともと地すべりが少ないところであるが，寺泊層分布域の背斜軸部は地溝状

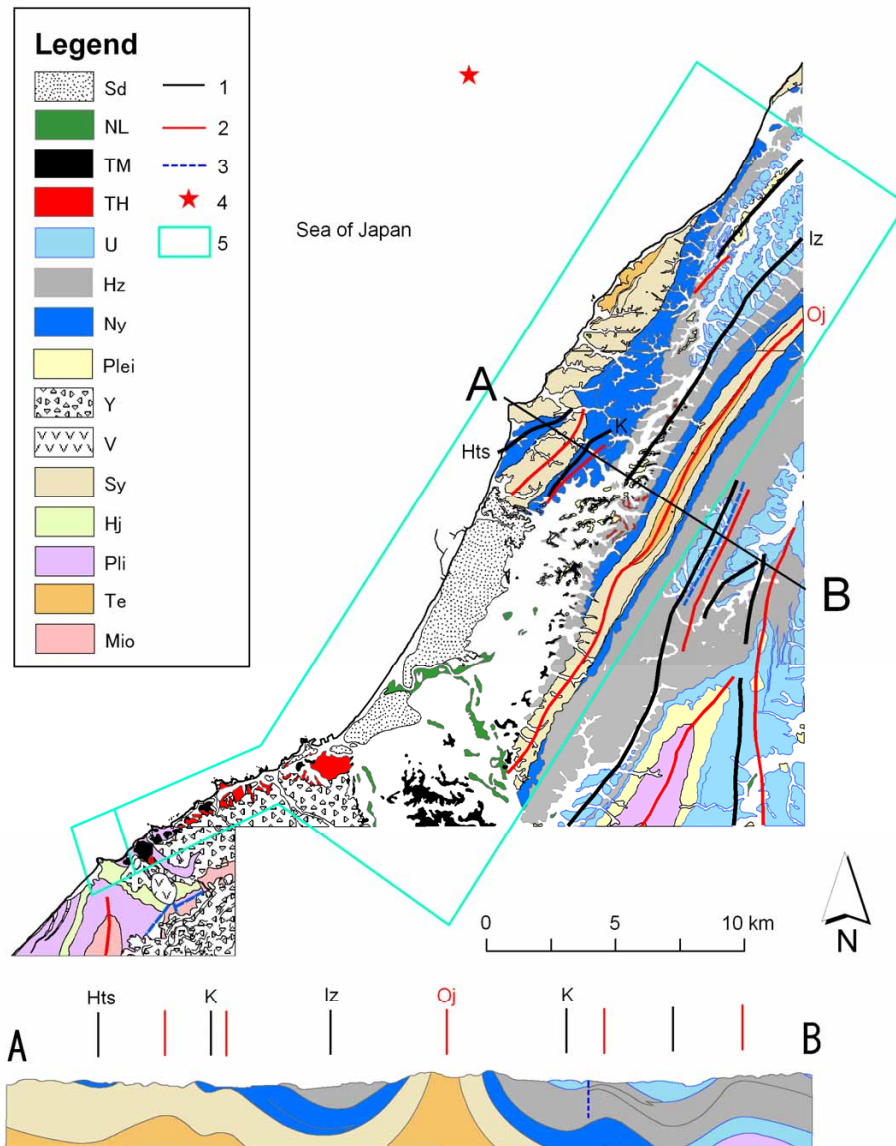


図 - 2 対象地区の地質図概略と地質断面図（小林ほか，1993；小林ほか，1995；竹内ほか，1996 に基づき作成）

Sd: 砂丘堆積物，NL: 自然堤防堆積物，TM: 中位段丘面相当層，TH: 高位段丘面相当層，U: 魚沼層，Hz: 灰爪層，Ny: 西山層，Plei: その他更新統堆積岩，Y: 米山層，V: 鮮新統火山岩類，Sy: 椎谷層，Hj: 聖ヶ鼻層，Pli: その他鮮新統堆積岩，Te: 寺泊層，Mio: その他中新統堆積岩；1: 向斜軸，2: 背斜軸，3: 推定断層，4: 震央，5: 空中写真判読範囲；Hts: 浜忠向斜，K: 鎌田向斜，Iz: 出雲崎向斜，Oj: 小木ノ城背斜

の凹地となっており，顕著な地すべり密集帯となっている（野崎，1999）。また，背斜構造の両翼部は急斜面が多く，いくつかの斜面崩壊が生じた（日本応用地質学会新潟県中越沖地震現地調査団，2007）。

刈羽・三島丘陵は柏崎市中心部に向かって次第に高度を下げていき，大湊南方では完新統の荒浜砂丘層が分布する。この砂丘の北端の高度は 70m～80m，柏崎市中心部が位置する南端の高度は 20m 前後である。丘陵や砂丘に挟まれた低地を氾濫原堆積物等で充填した別山川と鯖石川は，柏崎市中心部の北部で，この砂丘を切るようにして日本海に注いでいる。

柏崎市の西側には鵜川を隔てて米山山塊（新第三紀鮮新統の主に火山岩や火山砕屑岩からなる米山層）が位置し，山塊の基部には高位段丘面（標高 50m～120m）と下末吉面に対比される中位段丘面（標高 30m～70m）が海岸に沿って分布している。いずれの段丘面も，過去の地殻変動の影響を受けて西に向かうほど標高が高くなるのが特徴である（新潟県，1989）。米山山塊の基部に分布する中位段丘は鵜川・鯖石川の低地や別山川左岸の西山丘陵基部にも追跡されるが，これらの中位段丘が，柏崎の市街地より東側では，その分布高度を北東に向かうにつれて増している（国土地理院，2008）。

3. 斜面崩壊の判読

判読した斜面崩壊を、図 - 1 にマッピングした。それらの斜面崩壊は小崩壊と大崩壊に分けられているが、小崩壊とは崩壊面積の狭い浅層崩壊、大崩壊とは崩壊深の大きい斜面崩壊や地すべりを意味している。この分類は、国土地理院の災害状況図と同様である。判読の結果、166ヶ所の斜面崩壊を把握した。これに加え、現地調査の結果、対象地区の西端（柏崎市米山町）で確認した6ヶ所を合わせ、図 - 1 には172ヶ所の斜面崩壊（小崩壊152ヶ所、大崩壊20ヶ所）が示されている。対象とする面積は異なるが、4,438ヶ所の斜面崩壊を数えた（関口・佐藤, 2006）平成16年（2004年）新潟県中越地震の場合と異なり、今回の地震による斜面崩壊はかなり少ない。今回の地震により被害を与えた斜面崩壊として重大なものとして、図 - 1 のL1地点で国道8号線を寸断したものと、L2地点の青海川駅でJR北陸本線を寸断したものが挙げられるに過ぎない（日本地すべり学会調査団, 2007）。

4. 現地調査による斜面崩壊の把握

斜面崩壊が比較的、集中している地域は図 - 1 のL3地点の観音岬とL4地点の聖ヶ鼻の海食崖であり、すでに報告がなされている（日本地すべり学会調査団, 2007；日本応用地質学会新潟県中越沖地震現地調査団, 2007）。ここでは、2007年7月25日～27日と8月11日に現地を調査したので、斜面崩壊の特徴について説明する（小荒井・佐藤, 2008）。

4.1 観音岬周辺

地質は椎谷層の砂岩泥岩互層である。斜面崩壊は、観音岬の北東側と南東側の海食崖に認められた。ここでは北東側の斜面崩壊について記述する。南東側の斜面崩壊については、山岸（2007b）が地すべり地形分布図データベース（防災科学技術研究所, 2007）と重ね合わせた結果、古い地すべり地形の末端で生じたことを指摘している。

崩壊源頭部には成層構造が露出し、崩壊物の岩塊は風化の進んだ砂岩、泥岩である。海食崖自体は、道路の上部に対策工としてモルタル吹き付けと型枠工が施されており、多少の割れ目は有るものの、大きな変状は認められない。道路には大きな亀裂が入り、約30cm海岸側にずり下がっていた。

崩壊はモルタル吹き付けより上部の斜面で起こっており、崩壊源は海食崖の頂部である（写真 - 1(a)）。崩壊は浅い表層崩壊であり、モルタルの凹部斜面部を流れて道路上に堆積している。モルタル吹き付け部にはネット工がなされており、それが土砂を食い止める効果を上げていた。一部スプーン状の崩壊深3m程度のやや深い崩壊があり（写真 - 1(b)）、こ

の部分の崩壊堆積物は最大径3m程度の巨大な岩塊が落下しているが（写真 - 1(c)）、それ以外の浅い表層崩壊では、岩塊の最大径1m程度で、やや細かい崩壊堆積物が多かった。

この箇所では、2007年7月25日夜から26日昼にかけての大雨でも崩壊が起きており、未崩壊地で新規に発生した崩壊もあれば、地震による崩壊地がさらに崩れたところもある。大雨による崩壊では、崩壊土砂も水分を多く含みやや流動化して、道路の下部の斜面にまで流下していた。

4.2 聖ヶ鼻周辺

聖ヶ鼻周辺では、椎谷層上部と西山層下部に対比される鮮新統～更新統下部の聖ヶ鼻層の砂岩・礫岩及び砂岩泥岩互層が分布する（竹内ほか, 1996）。砂岩泥岩互層の層理面は走向N80°W、傾斜30°Nと北側に傾斜している。そして、日本海に突き出た聖ヶ鼻を通る主尾根（北西 - 南東の軸）に対して、北東側では流れ盤の層理面すべり、南西側では受け盤の深層崩壊が発生していた。北東側については、日本地すべり学会調査団（2007）と日本応用地質学会新潟県中越沖地震現地調査団（2007）が、南西側については日本応用地質学会新潟県中越沖地震現地調査団（2007）が、写真を交えてそれぞれ詳しく説明している。ここでは南西側について触れる。

南西側の受け盤の崩壊は、写真 - 2の(a)に示すように尾根付近から発生している。この(a)に示す斜面の裏側が北東側の層理面すべりに相当し、南西側斜面の源頭部の崩壊深がより深ければ、北東側の層理面すべりの源頭部とともに、尾根を切り合っていたはずである。地元の人からの聞き取り調査では、南西側の斜面は大雨が降ると習慣のように崩壊していたそうであり、もともと不安定な斜面であったところに、今回の地震で尾根から大規模に崩壊したものと考えることができる。移動土塊には、聖ヶ鼻層の砂岩泥岩互層に由来するブロック状の砂岩と泥岩が含まれていたが、細かく砕けていたものが目立った。

南西側の崩壊斜面の北隣、すなわち写真 - 2の(a)に示す「X」より左側（北側）、(b)の「X」より手前側（北側）では、今後斜面下方に移動が想定される不安定な斜面が残っており（写真 - 2の(b)は、(a)の「X」を左から右に撮影）、亀裂に伴う約1mの段差が発生していた（写真 - 2の(c)：(b)に直面して撮影）。

日本応用地質学会新潟県中越沖地震現地調査団（2007）は、この段差（側方崖）の背後にNW走向でSW方向に高角度で傾斜する開口亀裂を認め、地震前から存在していた亀裂がさらに開いた可能性を示している。この不安定斜面下方には、米山集落とJR北陸本線のトンネル坑口があり、現地調査時には、既に伸縮計の設置等の保全措置が確保されていた。

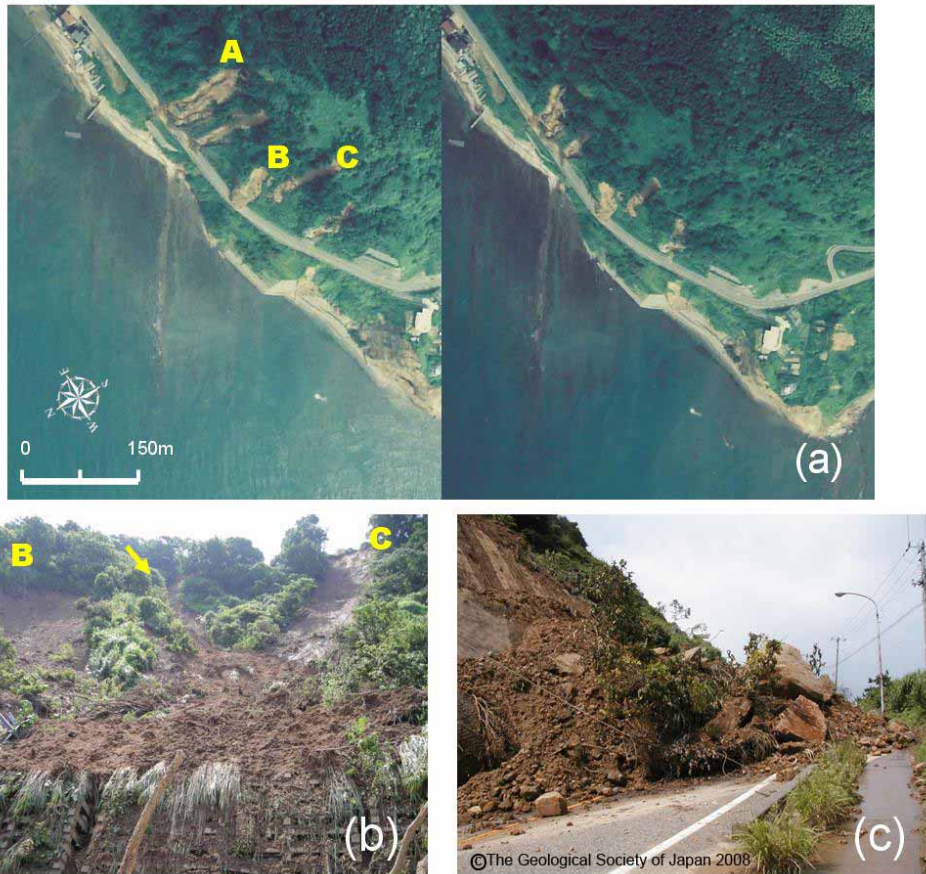


写真 - 1 観音岬の斜面崩壊（図 - 1 の L3 地点）. (a) 2007 年 7 月 19 日撮影国土地理院撮影空中写真（縮尺 1/10,000, 写真番号, 左 1663, 右 1662）, (b) 崩壊地 B と崩壊地 C の地上写真, (c) 崩壊地 B の崩壊堆積物 . (小荒井・佐藤, 2008)

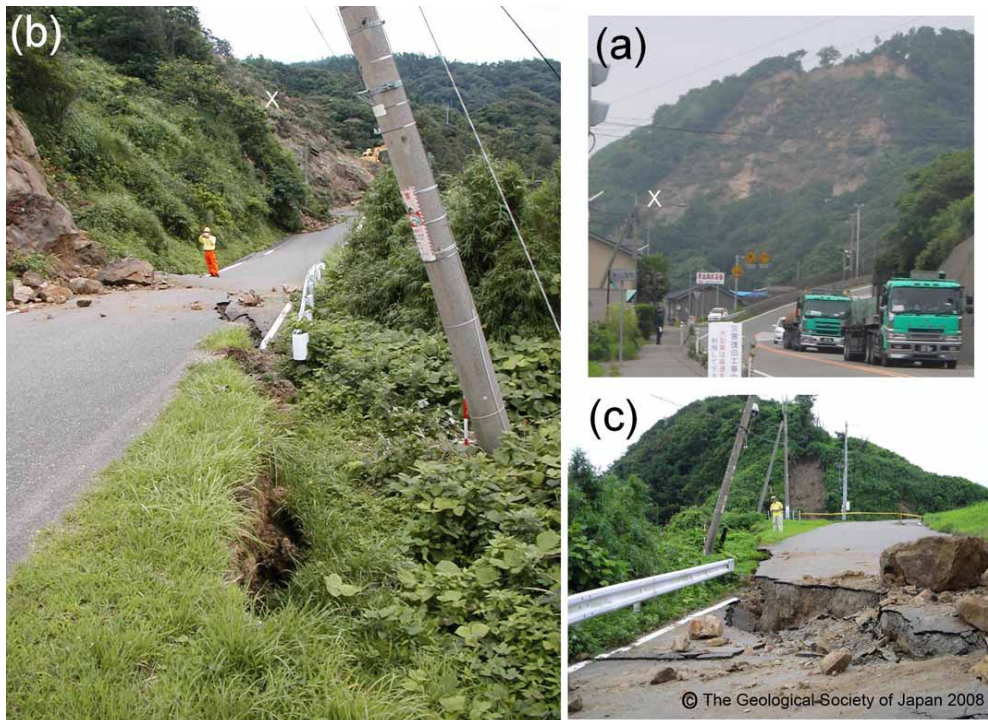


写真 - 2 聖ヶ鼻を通る主尾根の南西側の崩壊（図 - 1 の L4 地点）(小荒井・佐藤, 2008)

5. 斜面崩壊分布と地質図の重ね合わせ

斜面崩壊分布が地質とどのような関係があるのか明らかにするため、両者を重ね合わせた。本稿では、地質の形成年代よりも岩相・層相のほうが斜面崩壊に対する脆弱性を示していると考え、図-2の地質図を表-2に従って集約した(以下、「集約地質」という)。表-2において、地層名の右に付した記号は地質図「出雲崎」、「柏崎」、「柿崎」の各図幅に示された記号と一致している。図-3にその結果を示す。

表-2に示した岩相・層相以外の地質については、図-3に示したように、すべて「その他第四系」とした。これは、「柏崎」図幅の柏崎層(大部分の氾濫原堆積物、河道及び後背湿地堆積物を含む)などに相当する。1/2.5万地形図の読図によれば、「柏崎」図幅の西部と「柿崎」図幅においては、その他第四系とした範囲に段丘面と米山山塊を蚕蝕した谷底、谷壁が含まれている。

表-2 地質の集約方法(小林ほか, 1993, 1995; 竹内ほか, 1996; 竹内・川畑, 2007; 山岸, 2007aに基づく)

岩相・層相	「出雲崎」 図幅	「柏崎」 図幅	「柿崎」 図幅
砂丘 D	砂丘 d	新期(荒浜)砂丘砂層 d 番神砂層 B	
中位段丘 TM		MII 面段丘堆積物 tm 安田層 Ya	中位段丘堆積物 tm
高位段丘 TH		青海川層 th	高位段丘堆積物 th
泥岩 M	魚沼層 Um 魚沼層 UsI 灰爪層 Hz 西山層 Ny 西山層 NaI 寺泊層 Te	灰爪層 Hz 西山層 Ny 西山層 NaI 米山層 Ym 寺泊層 Te	竹ヶ鼻層 Tk 小萱層 Ou
砂岩 S	田沢層 Tz 魚沼層 Us 魚沼層 Usg 灰爪層 Hzc 椎谷層 Sy 椎谷層 Sys	大坪層 O 田沢層 Tz 魚沼層 Usg 灰爪層 Hzc 灰爪層 Hzs 西山層 Nc 椎谷層 Sy	聖ヶ鼻層 Hj 大清水層 Os
火山岩類 V		米山層 YI 米山層 Yv 米山層 Yh 米山層 Yt	輝石安山岩 q 角閃石 安山岩 p

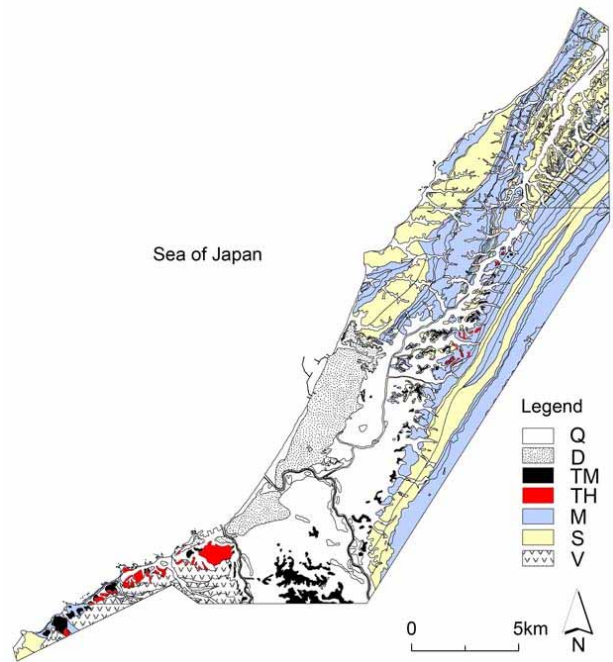


図-3 岩相・層相に応じた地質の集約(小林ほか, 1993; 小林ほか, 1995; 竹内ほか, 1996; 竹内・川畑, 2007; 山岸, 2007aに基づき作成)

Q: その他第四系, D: 砂丘, TM: 中位段丘, TH: 高位段丘, M: 泥岩, S: 砂岩, V: 火山岩類

集約に当たっては、山岸(2007a)が地質図「出雲崎」、「柏崎」の各図幅の範囲で示した岩相区分に従った。「柿崎」図幅においては、その岩相区分と整合させるため、竹内・川畑(2007)の地層対比表を参考とした。また、山岸(2007a)において「砂丘など」と集約された地質については表-2に示すように、砂丘、中位段丘、高位段丘の各堆積物に細分類した(以下、「堆積物」を省略する)。

最後に、岩相・層相に応じた崩壊の頻度と崩壊面積比を調べた。152ヶ所の小崩壊のうち、小崩壊の1ヶ所は図-2の地質図の対象範囲外に位置するので、小崩壊は151ヶ所を集計の対象とした。

5.1 崩壊の頻度

集約地質について、今回の地震による斜面崩壊の脆弱性を見積もるため、崩壊の頻度を調べた。その結果を図-4(a)に示す。この図において、大崩壊よりも比較的崩壊箇所が多かった小崩壊についてのみ注目すると、丘陵部の大部分を占める泥岩、砂岩の両方で崩壊数の半数近くを占めている。また、崩壊数は泥岩よりも砂岩のほうが多い。それらに次ぐのが砂丘と火山岩類の崩壊数である。砂丘で斜面崩壊が比較的多かったことは、砂丘上における建物等の被害が顕著であったことを指摘した小荒井ほか(2008)と符合している。

集約地質の面積の広狭を平準化するため、崩壊数

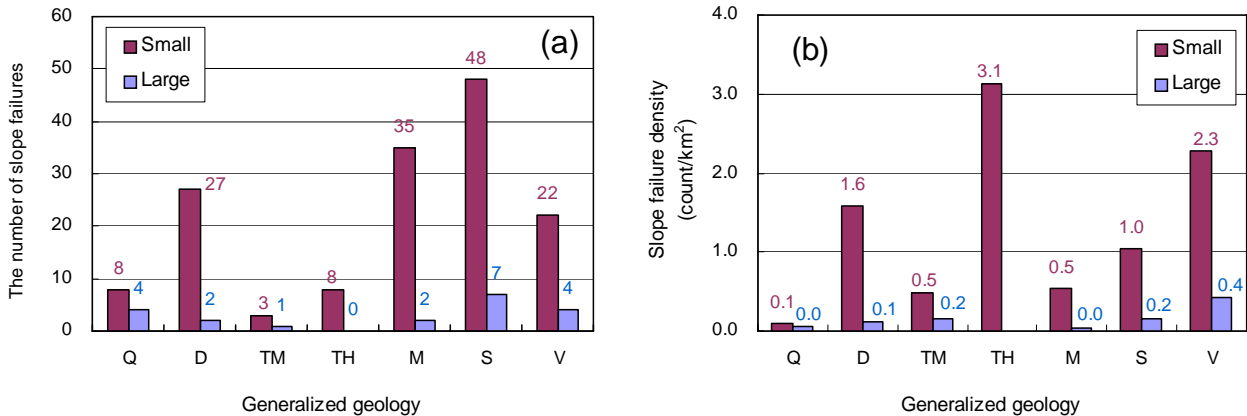


図 - 4 集約地質に応じた(a) 斜面崩壊の頻度, (b) 斜面崩壊の密度 (個/km²). 横軸の記号は図 - 3 と同様.

を, その崩壊の中心部が位置する集約地質の面積で割って, 崩壊密度を求めたのが図 - 4 (b)である. 小崩壊の崩壊密度についてのみ着目すると, 高位段丘の密度が最も高く, 次いで火山岩類となっている. これは, 段丘崖の崩壊と日本海に面した「柿崎」図幅の火山岩類からなる海蝕崖の崩壊が多発したことを反映している.

山岸 (2007a) は, 本稿の対象地区の北部に位置する出雲崎地区において, 砂岩・泥岩分布域に応じた今回の地震による崩壊密度の違いを調べた. これと同様に, 図 - 4 (b)において, 泥岩と砂岩分布域の崩壊密度を比較すると, 砂岩の崩壊密度は泥岩の2倍であることが示された. 中越地震の小崩壊を扱った岩橋ほか (2008) は, 中新統~鮮新統分布域で生じた小崩壊の崩壊密度は, 塊状泥岩よりも砂混じりの地層のほうがより高かったことを報告している. 地質の集約方法は異なるが, 本稿でも, これと符合する結果を得た.

図 - 4 (b)の小崩壊について, 泥岩・砂岩と砂丘を比べると, 砂丘のほうが泥岩の分布域よりも3倍以上, 砂岩の分布域よりも1.5倍以上の崩壊密度を示した. 崩壊密度から議論する限りでは, 今回の地震によって, 丘陵部を広く覆う泥岩や砂岩よりも, 砂丘のほうが斜面崩壊に対する脆弱性が高かったことが判った.

5.2 崩壊面積比

本稿では, さらに崩壊面積に対する集約地質の面積の比 (崩壊面積比) を調べた. その結果を図 - 5 に示す. 図 - 5の縦軸は1,000倍にスケールしており, その値を述べる. 斜面崩壊が複数の集約地質にまたがるときは, それぞれに分けて崩壊面積を集計した.

小崩壊の面積比について着目すると, そのグラフの形は図 - 4 (b)に示したグラフの形と類似する. 崩

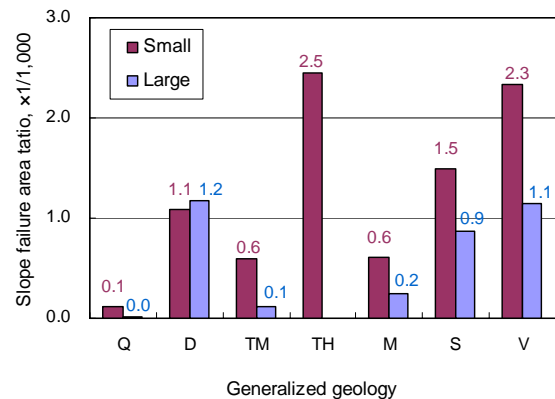


図 - 5 集約地質に応じた崩壊面積比. 横軸の記号は図 - 3 と同様.

壊面積が大崩壊より狭い小崩壊を対象とするのであれば, 崩壊面積比を求めることは, 崩壊密度を求めることと同様の結果が得られることを示唆している.

大崩壊の崩壊面積比は, 砂丘分布域における崩壊密度が0.1個/km²と火山岩類や砂岩より小さかったにも関わらず, 図 - 5において砂丘が1.2と最も多く, 次いで火山岩類, 砂岩となった. これは, 砂丘分布域における崩壊1ヶ所当たりの崩壊面積が他の集約地質より広がったためである. 単純に, 集約地質ごとの崩壊面積を崩壊頻度で割ると, 単位をアール/個として, 砂丘堆分布域では99.9であったのに対し, 41.1 (その他第四系), 7.1 (中位段丘), 77.0 (泥岩), 57.2 (砂岩), 火山岩類 (27.2) であった.

6. 50m-DEM を利用した解析

図 - 1 にマッピングした斜面崩壊は, その面積が50m x 50m に収まる程度の小崩壊がほとんどだったため, 大崩壊も含め, 50m解像度の中心に相当する注目メッシュの傾斜角, 曲率, 斜面方位で斜面崩壊の地形的特徴を把握した.

6.1 斜面崩壊と傾斜角の関係

斜面崩壊と傾斜角の関係を、小崩壊と大崩壊に分けて図-6(a)に示した。小崩壊については2ヶ所の斜面崩壊箇所が1メッシュに含まれていたため、この図では、小崩壊は151個と数えられている。小崩壊において、最も斜面崩壊の頻度が高いのは 10° - 15° である。岩橋ほか(2008)は、25m-DEMを用いて中越地震による小崩壊の最頻値が 30° - 35° に現れたことを報告している。今回の最頻値はこれより傾斜がかなり緩いことを示した。ところで、図-6(a)では大崩壊の最頻値は 15° - 20° に現れた。50m-DEMを使う限り、小崩壊よりも大崩壊のほうがより、急な傾斜帯に最頻値が現れることが判った。

図-6(b)は、図-6(a)に示した傾斜帯ごとの斜面崩壊の個数(メッシュ数)を、各傾斜帯が占めるメッシュ数で割って単位面積(=1メッシュ約 $2,500\text{m}^2$)あたりの崩壊個数(以下、「傾斜崩壊率」という。)を求めたグラフである。縦軸は10,000倍にスケールしており、以下、その値を述べる。傾斜が急になるほど小崩壊の傾斜崩壊率は高くなり、 35° - 40° ではより緩い傾斜帯の3倍以上も値が高い。傾斜崩壊率が傾斜に応じて単調・急増することは、同じく岩橋ほか(2008)の研究で述べられている。この単調・急増の傾向は、地震による斜面崩壊は急傾斜地で起きやすい(仲野, 1986)ことを裏付けている。なお、対象地区の北端にあたる出雲崎地区では2004年豪雨でも斜面崩壊が多発(505ヶ所)したが、10m-DEMを使った山岸ほか(2008)によれば、豪雨の場合も、傾斜が急なほど傾斜崩壊率が高い(43.2° - 54.0° がピーク)ことが示されている。

2007年3月25日に発生した平成19年(2007年)能登半島地震(M6.9)は、中越沖地震(M6.8)と同様に、震源は海域であるが陸域の極めて近くで生じた地震であった。また、中越沖地震の被災域と比べ、能登半島地震の被災域は地すべり地形が顕著であった。このとき生じた斜面崩壊のサンプル数は65と少ないため単純な比較は難しいが、図-6(b)と同様に傾斜崩壊率を求めたところ、佐藤ほか(2007)の図-3(b)では、サンプルが含まれる傾斜帯で最も傾斜が急であった 30° - 35° で最高値を示すとともに、 15° - 20° の傾斜帯にもピークを有する双峰性であった。すなわち、能登半島地震の傾斜崩壊率グラフの形は、中越地震や中越沖地震と異なり、単調・急増では無かった。その理由は、扱われたDEM解像度が50mと粗く、能登半島地震の被災域において、地すべり滑落崖や移動土塊末端部のような急傾斜地よりも、比較的広い面積の移動土塊の傾斜を反映して、被災域の傾斜がかなり緩やかに見積もられているためである。つまり、崩壊が生じた狭い範囲の急傾斜が正しく見積もられていなかったことが指摘される。

6.2 斜面崩壊と曲率の関係

図-7(a)は、小崩壊・大崩壊の個数とArcGISのCurvatureコマンドによる曲率(負が大きいほど凹、正が大きいほど凸;4方向の 3×3 ラプラシアンフィルタ処理の後、-100を乗じてDEMメッシュ間隔の二乗で割った結果)の関係を示している。傾斜角 5° 以上の山地斜面の崩壊を対象としているため、その個数は小崩壊135個、大崩壊18個となっており、さらに小崩壊については2ヶ所の斜面崩壊箇所が1メッシュに含まれていたため、この図では、小崩壊は134個と数えられている。後述の図-8(a)も、同様である。134個のうち1個は、曲率が $4.0 \sim 4.5$ のクラスに当てはまるが、図表現の関係上、その1個は省略している。

傾斜角の場合と同様に、曲率に関して単位面積(=1メッシュ約 $2,500\text{m}^2$)あたりの崩壊個数(以下、曲率崩壊率という)を求めた(図-7(b))。縦軸の値は10,000倍にスケールしており、その値を以下述べる。図-7(b)では省略しているが、曲率帯 $4.0 \sim 4.5$ の小崩壊の曲率崩壊率は5,000であった。

大崩壊より比較的サンプル数が多い小崩壊に着目すると、図-7(b)のグラフにおいて、岩橋ほか(2008)が指摘した、Zevenbergen and Thorne(1987)の平面(または断面)曲率の絶対値が大きいほど地震時の曲率崩壊率が高い傾向は、本稿の解析に限って言えば、明瞭には認められなかった。その理由として、本稿の小崩壊のサンプル数が岩橋ほか(2008)の扱ったサンプル数と比較してかなり少ないことと、DEMの解像度が粗いことが考えられる。

6.3 斜面崩壊と方位の関係

傾斜角 5° 以上の山地斜面を対象に、傾斜方位に応じた斜面崩壊の個数を、小崩壊と大崩壊に分けて図-8(a)に示した。この図を見ると、北西向きに斜面崩壊の斜面方位が偏っている。大崩壊の個数は、小崩壊よりもはるかに小さいが、北西の7個、西の4個、東で2個、残りの方位で各1個であり、小崩壊の異方性(北西の向き)と同様の傾向である。

斜面方位に関して単位面積(=1メッシュ約 $2,500\text{m}^2$)あたりの崩壊個数(以下、方位崩壊率という)を求めたグラフが図-8(b)である。10,000倍にスケールしており、その値を以下述べる。図-8(b)を見ても、北西向きの異方性が示されていることに変わりがない。大崩壊の方位崩壊率も、値自体は小崩壊よりもはるかに小さいが、北西の10.5、西の6.1、東の3.8、南東の2.2などであり、北西向きの異方性の存在を確認した。

今回の地震では、急傾斜をなす海蝕崖で発生した斜面崩壊が顕著であったが、海蝕崖は、そもそも北西に向いている斜面が多いため、北西向きの斜面に

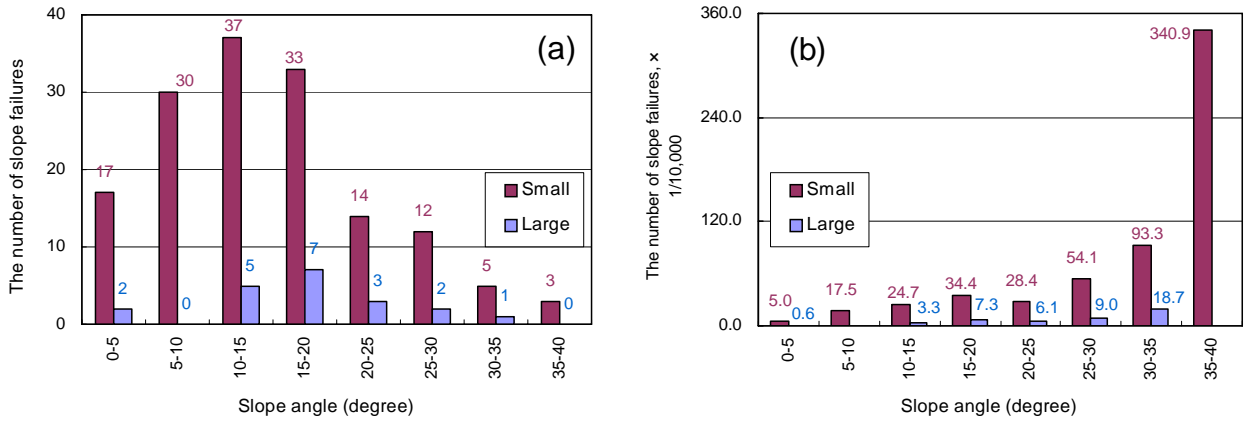


図 - 6 (a) 斜面崩壊の傾斜角に関する頻度, (b) 各傾斜帯 1 メッシュあたりの斜面崩壊個数

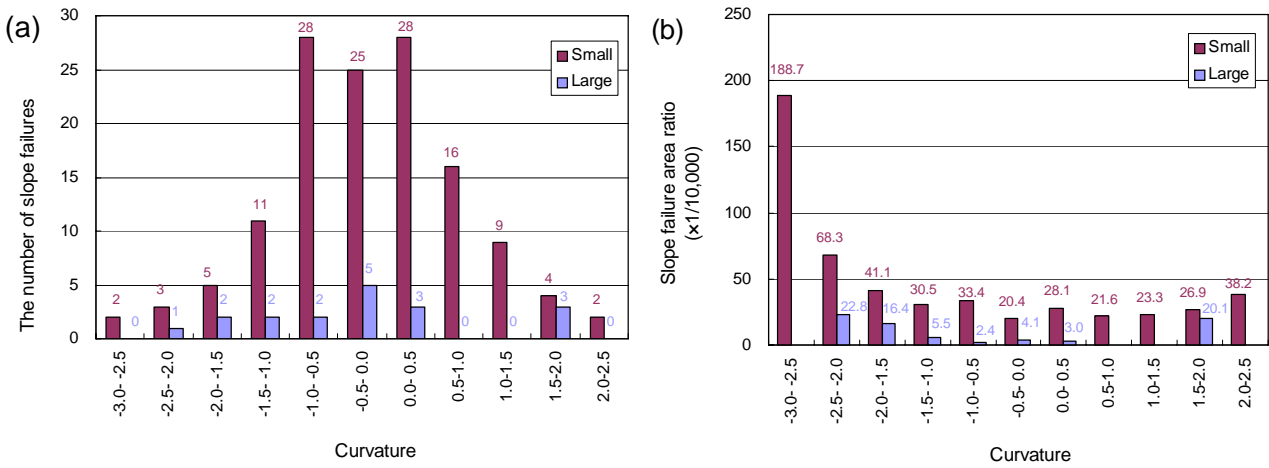


図 - 7 傾斜角 5° 以上の山地斜面を対象とした, (a) 斜面崩壊の曲率に関する頻度, (b) 各曲率帯 1 メッシュあたりの斜面崩壊個数

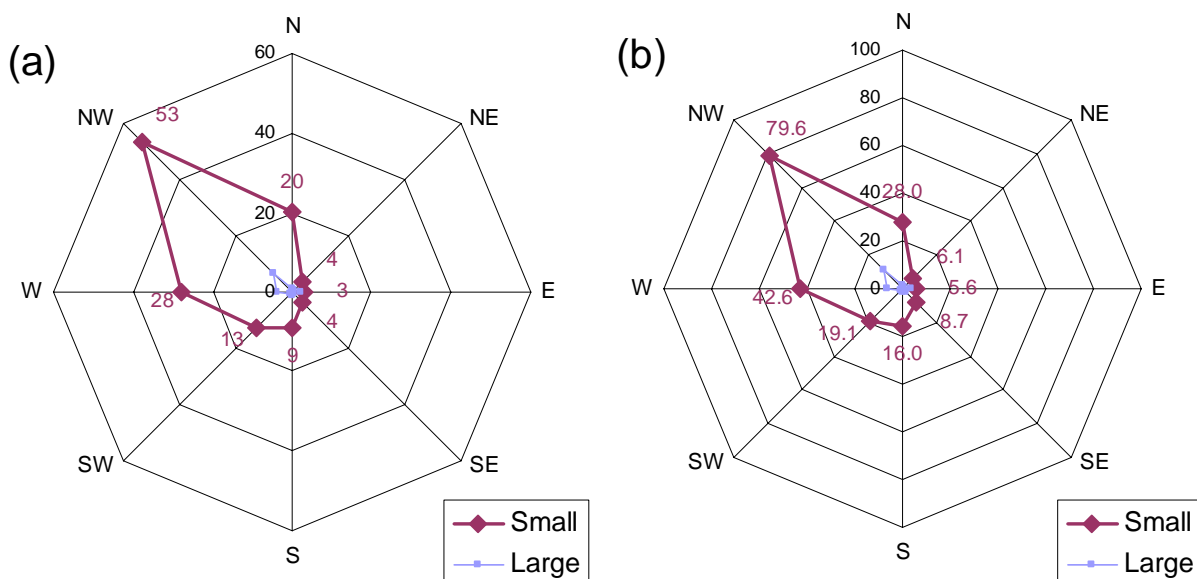


図 - 8 傾斜角 5° 以上の山地斜面を対象とした (a) 斜面崩壊と斜面方位の関係, (b) 各斜面方位 1 メッシュあたりの斜面崩壊個数 (×1/10,000)

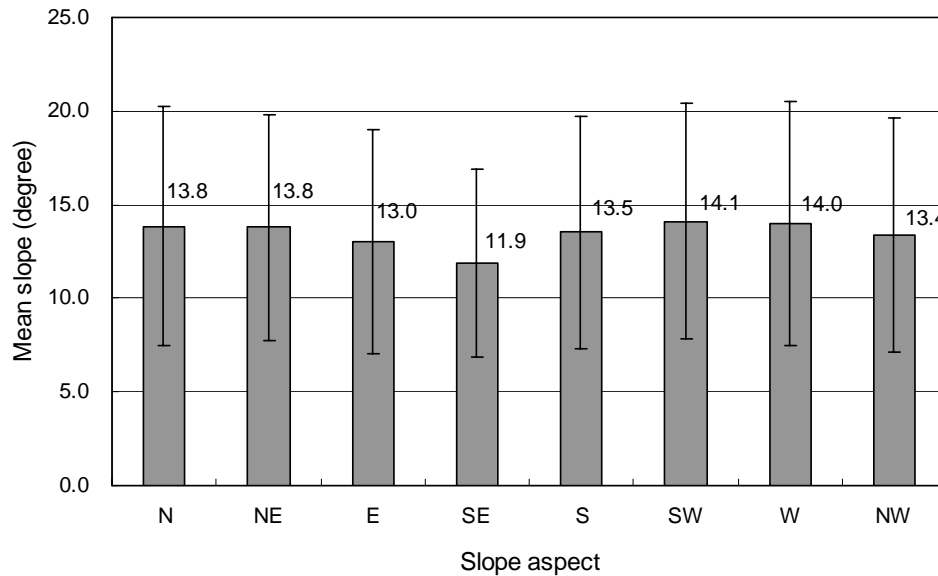


図 - 9 斜面方位に応じた傾斜角 5°以上の一般斜面の平均傾斜角。エラーバーは標準偏差

斜面崩壊が多発するのは当然かもしれない。そこで、図 - 9 に示すように、空中写真の判読範囲等である 260.8km² において、傾斜角 5°以上の山地斜面の方位別平均傾斜を求めた。最大の平均値 14.1°の傾斜は南西の向きに現れ、続いて 14.0°の傾斜が西に、13.8°の傾斜が北と北東に示されている。北西向きの平均傾斜は 13.4°であり、他の方位と比較して際立って傾斜が急であることは無い。このことから、傾斜 5°以上の山地斜面を対象とした場合、図 - 8 (b)に見られた斜面崩壊の北西の異方性は、単に傾斜が急だからという理由で説明されるのでは無く、別の要因、例えば地震動の方向性、地質構造、地表変位の向きの影響で説明されるべきである。

7. 1 秒間隔の地表変位

ここでは、斜面崩壊の北西向きの異方性に着目し、佐藤ほか (2007) と同様、斜面崩壊の方位と、国土地理院の電子基準点の観測網 (GPS earth observation network system: GEONET) データから得られる中越沖地震による地表変位の向きとの対応を調べた結果を報告する。

7. 1 電子基準点データ

今回の地震の被災域及びその周辺に位置する電子基準点は、「出雲崎」、「柏崎 1」、「柏崎 2」の 3 点である。このうち、「出雲崎」と「柏崎 2」については、地震の影響により電子基準点を載せる基礎に傾きが生じていることが確認されたため、そのような変状が認められていない「柏崎 1」(場所は図 - 1 の G1 地点)の 1 秒間隔の変位データを検討した。「柏崎 1」は、地震後、最終的には西北西に約 17cm 変位したこ

とが報告されている電子基準点である (石本, 2008)。また、佐藤ほか (2007) が検討した能登半島地震の場合の電子基準点の変位は、著しい変位が見られたあと 10 秒程度で停電のため観測データが計測できなくなったが、中越沖地震の場合、発震後も給電が続いたので、発震後の地表面の変位速度や変位の向きを検討するには、中越沖地震時における電子基準点は絶好のデータを与えている。

図 - 10 は、「柏崎 1」から北東に 50km 離れた電子基準点「新潟巻」(新潟市, 旧巻町)を固定点として、地震前後の「柏崎 1」の 1 秒間隔の地表変位を示したものである。図に示した時間は、地震発生直前の 10 時 13 分 21 秒から発生後の 10 時 13 分 41 秒であり、この図に示した例えば「13:31」は、10 時 13 分 31 秒を示す。すなわち、この図は、1 秒間の地表の変位ベクトル (速度と向き) を示す。

7. 2 変位速度の解析と斜面崩壊の異方性

図 - 10 をみると、発震から 7.5 秒がたった 10 時 13 分 30 秒 (10 時 13 分 29 秒 ~ 30 秒の間の意味。以下同様)以降、0.06m/sec を超える変位速度を示す。最大変位速度は、10 時 13 分 36 秒の 0.548m/sec であった。佐藤ほか (2007) によれば、能登半島地震の場合、変位速度 0.1m/sec を超える変位速度と変位の向きに斜面崩壊の異方性に関連が見られたので、図 - 10 から 0.1m/sec を超える変位速度に注目し、表 - 3 のように変位速度の大きい順に、変位速度等を整理した。これを見ると、最大の変位速度を記録したときの変位の向きは確かに北西であって、北西向きの斜面崩壊の異方性と一致はしている。しかし、佐藤ほか (2007) も指摘するように、変位速度が大

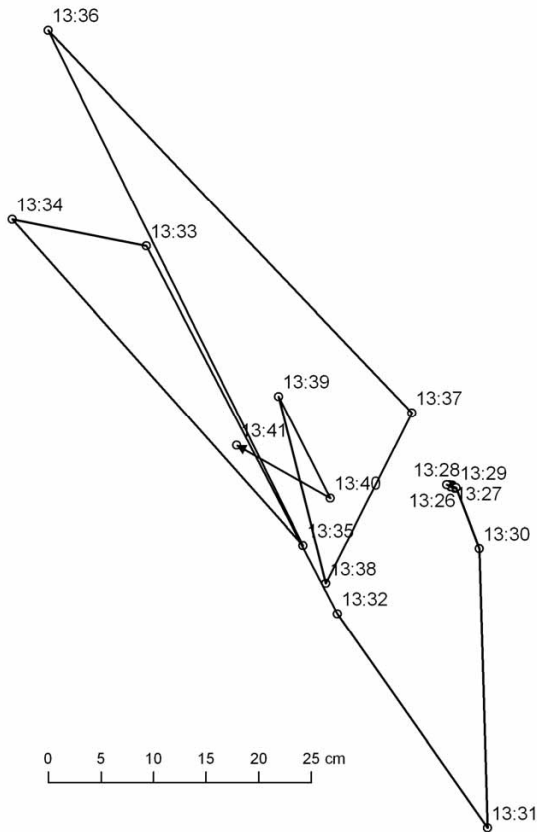


図 - 10 1 秒間隔の電子基準点「柏崎 1」の地表変位

きいのは必ずしも北西向きに変位した場合だけではないので、斜面崩壊の異方性の理由を明らかにするには、例えば図 - 1 の S1 地点 (柏崎市西山町池浦) と S2 地点 (柏崎市中央町) に設置されている震度観測点 (気象庁, 2007b) の地震加速度のデータとも突き合せて、より詳しく検討する必要があるであろう。

図 - 10 から、2 秒以上連続して同じ向きに変位しているのであれば、その向きの加速度が計算できる。そのような場合は、南向きを示した 10 時 13 分 30 秒 (0.062m/sec) と 31 秒 (0.267m/sec)、北西向きを示したのは 10 時 13 分 32 秒 (0.267m/sec) と 33 秒 (0.395m/sec) であった。加速度は、それぞれ 0.052m/sec² と 0.146m/sec² であり、南向きの加速度より北西向きの加速度のほうが大きい。ただし、その時刻に北西向きの斜面崩壊が多発したのか判らない。

表 - 3 図 - 10 の変位速度 (0.1m/sec 以上) と変位の向き

変位速度 (m/sec)	変位の向き	時刻 (10 時は省略)
0.548	NW	13:36
0.502	SE	13:37
0.416	SE	13:35
0.395	NW	13:33
0.267	S	13:31
0.249	NW	13:32
0.184	N	13:39
0.182	SW	13:38
0.130	W	13:34
0.109	SE	13:40
0.103	NW	13:41

8. おわりに

傾斜, 曲率, 斜面方位の関係に注目し, 中越沖地震が引き起こした斜面崩壊の特徴を調べた。

対象とした斜面崩壊は 172 ヶ所であり, 空中写真の判読面積は能登半島地震の場合とほぼ同じでありながら, 能登半島地震の場合よりも約 3 倍のサンプル数を用いて解析したことになる。その結果, 急斜面で斜面崩壊が生じていること, 電子基準点の 1 秒間隔地表変位データが示す最大変位速度 (今回は 0.55m/sec) のときの北西向きが, 斜面崩壊の異方性 (今回は北西向きの偏り) と一致していることは, 能登半島地震の場合と同様の知見であった。

また, 丘陵部を広く覆う泥岩や砂岩よりも, 砂丘のほうが斜面崩壊に対する脆弱性が高かったことを示した。さらに, 中越地震が引き起こした斜面崩壊の解析の先行研究と比較すると, 今回の地震による小崩壊について, 地質の集約方法は異なるが, 同様に泥岩よりも砂岩分布域で崩壊率が高かったこと, 傾斜崩壊率が傾斜に応じて単調・急増する傾向が認められた。しかし, 凹凸に関わらず比較的曲率が大い斜面で斜面崩壊が起きやすかったことは, 今回の地震による小崩壊では認められなかった。

参考文献

- 石本正芳, 湯通堂 亨 (2008): GEONET による平成 19 年 (2007 年) 新潟県中越沖地震に伴う地殻変動, 国土地理院時報, 114, 77-79.
- 岩橋純子, 山岸宏光, 佐藤 浩, 神谷 泉 (2008): 2004 年 7 月豪雨と 10 月新潟県中越地震による斜面崩壊の判別分析, 日本地すべり学会誌, 45 (1), 1-12.
- 気象庁 (2007a): 「平成 19 年 (2007 年) 新潟県中越沖地震」について (第 3 報), <http://www.seisvol.kishou.go.jp/eq/gaikyo/kaisetsu200707161600.pdf> (accessed 25 Dec. 2007).

- 気象庁 (2007b): 平成 19 年 7 月 17 日第 171 回地震調査委員会資料「平成 19 年 (2007 年)新潟県中越沖地震の評価」, http://www.jishin.go.jp/main/chousa/07jul_chuetsu_oki/p04.htm (accessed 25 Dec. 2007).
- 北原敏夫, 丹羽俊二, 関口辰夫, 野口高弘, 佐藤宗一郎 (2008): 平成 19 年 (2007 年)新潟県中越沖地震に関する地理調査部の取り組み, 国土地理院時報, 114, 59-72.
- 小荒井 衛, 佐藤 浩 (2008): 平成 19 年 (2007 年)新潟県中越沖地震による斜面崩壊, 地質学雑誌, 114(1),
- 小荒井 衛, 佐藤 浩, 長谷川裕之, 宇根 寛 (2008): 平成 19 年 (2007 年)新潟県中越沖地震による地盤変状, 国土地理院時報, 114, 81-90.
- 国土地理院 (2008): 海成段丘にみる長期的地殻変動, 地震予知連絡会会報, 79, 470.
- 小林巖雄, 立石雅昭, 植村 武 (1993): 出雲崎地域の地質, 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 91.
- 小林巖雄, 立石雅昭, 吉村尚久, 上田哲郎, 加藤禎一 (1995): 柏崎地域の地質, 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 102.
- 佐藤 浩, 宇根 寛, 小沢慎三郎, 宮原伐折羅 (2007): 平成 19 年 (2007 年)能登半島地震による斜面崩壊の地形的特徴の GIS 解析, 国土地理院時報, 113, 55-63.
- 関口辰夫, 佐藤 浩 (2006): 新潟県中越沖地震における斜面崩壊の特徴と分布, 日本地すべり学会誌, 43(3), 14-26.
- 竹内圭史, 吉村尚久, 加藤禎一 (1996): 柿崎地域の地質, 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 48.
- 竹内圭史, 川畑大作 (2007): 中越柏崎 - 東頸城地域の 5 万分の 1 数値地質図, 地質調査総合センター研究資料集, no.464, CD-ROM 1 枚, 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 仲野公章 (1986): 地震, 「斜面災害の予知と防災」, 白亜書房, 259-268.
- 新潟県 (1989): 土地分類基本調査「柏崎・出雲崎」, 80.
- 日本応用地質学会新潟県中越沖地震現地調査団 (2007): 2007 年 7 月新潟県中越沖地震の災害緊急調査報告, 応用地質, 48(4), 192-202.
- 日本地すべり学会調査団 (2007): 2007 年新潟県中越沖地震による柏崎市聖ヶ鼻の地すべり・斜面崩壊, 日本地すべり学会誌, 44(3), 45-46.
- 野崎 保 (1999): 切土施工に起因した新第三紀層の岩盤すべり - 新潟県薬師トンネルの施工に伴う事例 -, 「斜面地質学 - その研究動向と今後の展望 -」, 日本応用地質学会, 243-247.
- 防災科学技術研究所 (2007): 地すべり地形分布図データベース, http://www.lisweb1.ess.bosai.go.jp/jisuberi/jisuberi_mini/index.asp (accessed 10 Spt.2007).
- 山岸宏光 (2007a): 7.16 中越沖地震に関する GIS 資料 (1), http://www.isc.niigata-u.ac.jp/~globalstrategy/IkarashiGISCenter/GISinfo/chuetsuokijishinGISfile1_20070716.pdf (accessed 21 Feb.2008).
- 山岸宏光 (2007b): 7.16 中越沖地震に関する GIS 資料 (2), http://www.isc.niigata-u.ac.jp/~globalstrategy/IkarashiGISCenter/GISinfo/chuetsuokijishinGISfile2_20070716.pdf (accessed 21 Feb. 2008).
- 山岸宏光, 齊藤正弥, 岩橋純子 (2008): 新潟県出雲崎地域における豪雨による斜面崩壊の特徴 - GIS による 2004 年 7 月豪雨崩壊と過去の崩壊の比較 -, 日本地すべり学会誌, 45(1), 57-63.
- Zevenbergen LW, Thorne CR (1987): Quantitative analysis of land surface topography, Earth Surface Processes and Landforms, 12, 47-56.