2004年7月新潟豪雨と10月新潟県中越地震による斜面崩壊の判別分析

Discriminant analysis for landslides caused by the 2004 Niigata heavy rainfall in July and the Mid Niigata Prefecture Earthquake in October

岩橋純子^{a)*}・山岸宏光^{b)}・神谷 泉^{a)}・佐藤 浩^{a)}

Junko IWAHASHI, Hiromitsu YAMAGISHI, Izumi KAMIYA and Hiroshi P. SATO

Abstract

Discriminant analyses were done using 25-m grid data for slope angle, precipitation, peak ground acceleration, geology, curvature, geological structure, and slope aspect of affected areas by the 2004 heavy rainfall in July and the Mid Niigata Prefecture Earthquake in October to explain occurrence of landslides. Amount of contribution to landslides was estimated by discriminant for each parameter. The results are as follows. The slope angle is an important contribution factor, but in the case of the heavy-rainfall, the precipitation contributes to landslides more than the slope angle. Remarkable differences of the contribution were observed in mud-rich turbidites of the Nishiyama stage and the Uonuma formation between the rain-driven failures and the earthquake-driven failures. The curvature showed larger contribution to the rain-driven failures than the earthquake-driven failures. The geology and geological structure showed large contribution to large landslides by the earthquake, and the slope aspect displays regional differences.

Key words: the July 13 2004 heavy rainfall, the Mid Niigata Prefecture Earthquake, landslide, GIS, discriminant analysis, slope angle

和文要旨

2004年(平成16年)7月の新潟豪雨および10月の新潟県中越地震によって、傾斜5度以上の丘陵地・山地に相当する中新世～更新世堆積岩類の斜面で起きた崩壊について、25mグリッドのレベルで、傾斜、雨量、最大加速度、地質、曲率、地質構造、斜面方位のGISデータを用いて判別分析を行った。判別分析によって、各パラメータの崩壊に対する寄与を評価した。その結果、傾斜は重要なファクターであるが、豪雨による斜面崩壊では、傾斜以上に日雨量の寄与が大きいこと、西山階泥岩優勢タービダイト層と魚沼層では豪雨と地震に於ける崩れやすさが異なっていたこと、曲率の寄与は豪雨で大きいこと、地質と地質構造の寄与は地震で起きた大崩壊の場合大きいこと、斜面方位の寄与には地域差があることなどが分かった。

キーワード：平成16年7月新潟豪雨、新潟県中越地震、斜面崩壊、GIS、判別分析、傾斜

1. はじめに

2004年10月23日に発生した新潟県中越地震(マグニチュード6.8)の際、山古志村(現長岡市)を中心に多くの斜面崩壊が発生した。中越地域では、梅雨前線の接近に伴い2004年7月13日未明から始まった豪雨(牛山, 2004; 以後7月豪雨と記載)によっても、多くの斜面崩壊が起きており、隣接した似通った地層の分布域において、異なる誘因による数千カ所におよぶ斜面崩壊の被害を受けたことになる。本研究は、中縮尺レベルのデータの判別分析によって、7月豪雨および中越地震をトリガーとする斜面崩壊、特に表層崩壊について、1) どの要因が大きく寄与したか 2) 共通する要因はないか 3) 今後の対策に関して何が重要なのかを評価し、明らかにする事を目的としている。

従来から、特定の災害で起きた斜面崩壊の地形・地質条件の調査は行われており(例えば釜井, 1989; 西山・千木良, 2002)、中越地震による崩壊についても、川邊ほか(2005)、丸井ほか(2005)、Chigira and Yagi(2006)、佐々木ほか(2006)、関口・佐藤(2006)、八木ほか(2007)

等がある。また、GISを利用して大型の地すべりの地形・地質条件や危険度を解析した研究は、海外のものを中心に多くある(例えばCarrara *et al.*, 1991; Guzzetti *et al.*, 1999; Iwahashi *et al.*, 2001)。しかし、これほど隣接した地域で起こった、似通った地質条件下の、異なるトリガーによる斜面崩壊を、GISを利用して定量的に解析した研究は、本研究の先行研究(山岸ほか, 2005; Yamagishi *et al.*, 2006; 岩橋ほか, 2006)を除いてはない。

本研究では、厳密に斜面の安定性を評価するために、先行研究で行った、単位斜面毎の崩壊個数や面積率の調査を一歩進め、それぞれの地層によって異なる傾斜分布や降雨量の偏りを考慮した分析を行った。具体的には、中新世～更新世堆積岩類(分布がごく限られた地層を除く)の地質データに、傾斜や雨量のデータ等も加えて判別分析を行い、標準化された正準判別関数係数の値によって、崩壊の条件を評価した。判別分析は多変量解析の一種であり、定量的な説明変数を用いて全サンプルを崩壊・非崩壊といったグループに分類する教師付きの分類手法である(武田・今村, 1996)。この判別のための判別関数係数の大きさによって、ある項目(説明変数)が崩壊、非崩壊の判別に寄与しているか否かを評価できる。判別分析は、25mグリッドの格子点をサンプルとして行った。

※連絡著者／corresponding author

a) 国土地理院

Geographical Survey Institute
〒305-0811 茨城県つくば市北郷1番
Kitasato-1, Tsukuba, 305-0811 JAPAN

b) 新潟大学自然科学系
Niigata University

崩壊地の位置データは、中越地震については、平成17年12月に国土地理院から公表された「平成16年新潟県中越地震1:25,000災害状況図」(以下、災害状況図という)から「斜面崩壊地(大)(小)」(鈴木ほか, 2005)のデータを取り出して利用した。7月豪雨の崩壊地データは、Yamagishi *et al.* (2005)を利用した。どちらも、1:10,000前後の縮尺の空中写真を判読し、1:25,000地形図を基図として作成された図である。両者の範囲は一部重なっているが、災害状況図のデータのうち、7月豪雨による崩壊の可能性があると考えられた少数の崩壊は、統計解析の対象から削除した。

7月豪雨および中越地震による小規模な斜面崩壊については、Yamagishi *et al.* (2005)、斉藤 (2007)、関口・佐藤 (2006)の報告では、ほとんどが表層崩壊であると推測している。豪雨による表層崩壊は、全国的にも数百m²程度の規模が多いといわれており(道上, 1990)、小規模な表層崩壊は、身近な災害である。一方、中越地震の大崩壊には、地すべり性崩壊もかなり混じっていると推測されている(鈴木ほか, 2005; 関口・佐藤, 2006)。従って、中越地震のケースでは、小崩壊(災害状況図の「斜面崩壊地(小)」; 滑落崖の長さが数十m程度までの小規模な崩壊)と、それ以上の大崩壊(災害状況図の「斜面崩壊地(大)」; 小崩壊より規模が大きく、多くの場合滑落崖と堆積部を判読できる)を分けて分析した。7月豪雨については全体に規模が小さく、中越地震のケースと比較するとほとんどは小崩壊であるとみなされる。

調査範囲は地形、地質、崩壊位置データが得られた図-1の範囲である。本文では、図-1のように、調査範囲を、7月豪雨については出雲崎地域、栃尾地域と、中越地震については山古志地域と呼ぶ。出雲崎地域と栃尾地域は少し場所が離れており西山丘陵と東山丘陵に分か

れているため、分析も分けて行った。山古志地域の大部分は東山丘陵およびこれに続く魚沼丘陵に含まれる。調査範囲内の崩壊個数は、7月豪雨では2113カ所、中越地震では小崩壊が6987カ所、大崩壊が733カ所である。面積率としては、滑落崖(発生域)で計算すると、いずれも数%以下である。

傾斜等の地形量を計算するための標高データとして、2万5千分1地形図の等高線から作成された25mグリッド標高データ(GISMAP TERRAIN; 北海道地図株式会社)を利用した。25mグリッドは中縮尺レベルに相当する。例えば20度と計算された斜面でも、現地では、もっと急な部分や平らな部分があるはずである。しかし、小縮尺レベルとは異なり、尾根筋・谷筋といった地形の骨格はきちんと捉えられている。

なお、判別分析を行う際は、傾斜5度以上の斜面で、なおかつ、「2.」に挙げる項目のデータが全て揃う斜面に限定して行う。25mグリッドDEMからの計算で傾斜5度以上の斜面は、おおむね丘陵地・山地に相当する(岩橋ほか, 2006)。

2. 変数として利用した項目及びその概観

2.1 目的変数：崩壊・非崩壊グリッドデータ

崩壊を1、非崩壊を0とした25mグリッドデータを、判別分析の目的変数として使用した。中越地震の場合、災害状況図が、小崩壊については滑落崖の線描とケバで描写されている(鈴木ほか, 2005)。滑落崖の線描とケバのラインデータに、12.5mのバッファを発生させた後、25mグリッドの格子点がバッファと重なる点を崩壊、重ならない点を非崩壊とした。中越地震の大崩壊については、発生域(滑落崖)と堆積域が別々のポリゴンデータとして表現されているため、発生域のポリゴンに12.5mのバッファを持たせ、25mグリッド格子点がそれに包有されれば崩壊、されなければ非崩壊とした。7月豪雨の場合は、崩壊地のポリゴンデータ(Yamagishi *et al.*, 2005)を用いて、中越地震の大崩壊と同様に、12.5mのバッファを発生させ、25mグリッド格子点がそれに包有されれば崩壊、されなければ非崩壊とした。従って、7月豪雨・中越地震共に、崩壊グリッドとは崩壊発生域を指す。

2.2 連続値の説明変数と崩壊グリッドの比率の関係

2.2.1 傾斜

地表面の傾斜(以後「傾斜」)は、25mグリッドDEMを用いて、ArcGIS(ESRI社)のSLOPEコマンドによって計算した。SLOPEコマンドは、ある点と隣接する8点の範囲(3×3)の標高値を用いて傾斜面の傾斜を求めるものである。

図-2は、出雲崎地域・栃尾地域(7月豪雨の崩壊)と山古志地域(中越地震の小崩壊・大崩壊)について、崩壊グリッドの比率(%)を2度刻みの傾斜毎に示したものである。中越地震の場合、特に大崩壊では、急斜面

図-1 調査範囲およびその周辺

Fig.1 Study areas and their surroundings

図-2 傾斜毎の崩壊グリッドの比率 (%)

Fig. 2 The grid percentage of landslides to the slope gradient

で崩壊グリッド比率が急激に高くなる。ただし、緩斜面ほど分布面積が大きく、急斜面はグリッド数としてはごく少なくなる。7月豪雨の場合は、崩壊グリッドの比率はかなり低くなるが、傾斜に比例している。なお、岩橋ほか(2006)は、中越地震の小崩壊と、7月豪雨の崩壊について、斜面傾斜毎の崩壊発生率(個/km²)を求めているが、中越地震のケースでは、おおむね、図-2と似たようなカーブを描き、7月豪雨のケースでは、崩壊個数は傾斜が30度程度で頭打ちになっていた。急斜面で崩壊発生率が頭打ちになる(岩橋ほか, 2006)にもかかわらず崩壊グリッド比率は単調に増加する(図-2)という事は、7月豪雨による崩壊では、急斜面ほど崩壊の規模が大きかった事を示している。

2.2.2 日雨量

7月豪雨の雨量データは、2004年7月13日1時~24時までの日雨量を用い、気象データ(河島ほか, 2005)から内挿して作成した。図-3は、2004年7月13日の日雨量分布図である。日雨量300mmを越えるエリアが、出雲崎町、長岡市(旧三島町・旧栃尾市・旧下田村)を中心に分布している。なお、近隣の消防署の観測値(新潟大学河島克久准教授のご厚意による)および気象庁アメダスによると、この日に多い所では時間雨量40mm以上の豪雨が記録されている。

日雨量と崩壊グリッド比率の間には正の相関があり、日雨量が大きい程、崩壊グリッドの比率も高くなる(図-4)。平均傾斜が他より高い日雨量帯があれば、崩壊グリッドの比率が日雨量の影響以上に高くなると考えられるため、各区間の平均傾斜も図-4に併記した。日雨量100mm以上のゾーンで平均傾斜が数度以内の幅に一定しており、傾斜のばらつきの影響が少ない出雲崎地域のグラフからは、日雨量が大きい程崩壊グリッドの比率が高い傾向が、非常に顕著に読みとれる。

2.2.3 最大加速度

中越地震によって斜面崩壊が起きたエリアは、計測震度分布(末富ほか, 2006)と比較すると、震度4以上の

図-3 2004年7月13日の日雨量分布図(雨量値は河島ほか(2005)より)

Fig. 3 Daily precipitation on July13, 2004

範囲に収まっており、震度5強以上の範囲(本研究の山古志地域含む)で多発している。局所的な地震の揺れの大きさは、地形・地盤条件によって強く左右されると考えられるが、末富ほか(2006, 2007)は、ボーリングデータを用いて平均S波速度を求め、中越地震の強震観測点データから250mグリッドの推定最大加速度を求めている。図-5は、末富ほか(2006)のデータを利用して、推定最大地震波加速度と崩壊グリッド比率の関係を求めたものである。図-4同様に、各帯の平均斜面傾斜も併記したが、最大加速度の計算には地形の情報も使われているため、傾斜と負の相関が見られる。傾斜は崩壊グリッド比率と強い正の相関があるので、平均傾斜の小さいゾーン(700cm/s²~)では、崩壊グリッド比率は低くなっている(図-5)。しかしながら、500~700cm/s²

図-4 日雨量毎の崩壊グリッドの比率(%) 黒折れ線は各ゾーン毎の平均傾斜角度

Fig. 4 The grid percentage of landslides to the daily precipitation

図-5 推定最大地震波加速度(末富, 2006)毎の崩壊グリッドの比率(%) 黒実線は各ゾーン毎の平均傾斜角度。傾斜 5 度以上の斜面のみ

Fig. 5 The grid percentage of landslides to the peak ground acceleration estimated by Suetomi, 2006 (slopes over 5 degrees only)

のゾーンまでは、小崩壊・大崩壊どちらのケースでも、最大加速度が大きくなるほど崩壊グリッド比率も大きくなる傾向が見られ、仮に同じ傾斜の斜面であれば、受ける最大加速度が大きいほど、崩れやすいであろうことを暗示している。

2.2.4 曲率

斜面の曲率(傾斜の変化率)は、斜面の形状を決定し、集水や地震波の増幅に影響を与える重要な条件である。曲率のデータについては、傾斜同様、ある点と隣接する 8 点の範囲(3×3)の標高値を用いて、ArcGIS のコマンドによって水平・鉛直曲率を求めた。このコマンドは Zevenbergen and Thorne (1987) に基づいており、縦断・横断曲率をそれぞれ 3×3 画素の範囲で計算する。曲率を利用して斜面を評価するには、縦断・横断曲率の符号に基づいて斜面型を 9 分類して傾向を見る方法(鈴木, 1997; 岩橋ほか, 2006)と、曲率の値そのものを用いる方法がある。本研究では、曲率の値を用いて判別分析を行った。

傾斜 5 度以上の斜面(丘陵地・山地斜面)についての、崩壊グリッド比率と曲率の関係は、図-6 の通りである。7 月豪雨のケースでは、谷地形(水平曲率が負)の場合、

つまり、マイナスの値ほど崩壊グリッド比率が高くなる。尾根地形、つまり水平曲率が正の場合では、崩壊グリッド比率はほぼ一定である。凸型斜面(鉛直曲率が負; ArcGIS では鉛直曲率については負の値が凸となる(駒沢大田中靖講師私信))では、崩壊グリッド比率はほぼ一定か、出雲崎地域の場合は、曲率が小さくなると崩壊地の割合が増える。凹型斜面(鉛直曲率が正)の場合は、出雲崎地域・栃尾地域共、曲率が大きくなるほど崩壊グリッド比率が高くなる。中越地震のケースではもっとシンプルで、水平・鉛直曲率とも、絶対値が大きくなる程、崩壊グリッドの比率が高くなる。特に小崩壊では、その傾向が顕著である。

このように、曲率と崩壊グリッド比率の関係は単純ではないが、正準判別分析を行うに際しては、7 月豪雨のケースには主に曲率の値をそのまま使い(出雲崎地域の鉛直曲率のみ、曲率の絶対値)、中越地震のケースには、曲率の絶対値を用いるのが適当と考えられる。

2.3 連続値ではない説明変数(ダミー変数)

この節では、地質や斜面方位など、連続値ではない変数について説明する。このような変数は、例えば北向き斜面についてのデータの場合は、北向きならグリッド値

図－6 曲率毎の小崩壊グリッドの比率(%) 傾斜 5 度以上の斜面のみ

Fig. 6 The grid percentage of small landslides to the curvature (slopes over 5 degrees only)

を 1, それ以外のグリッド値は 0 とするように, ある定性的事項が yes か no かにについてのデータ (ダミー変数) を作成して分析を行った。

2.3.1 地質

地質 (岩相) の違いが斜面崩壊の多少に影響を与える事は, 広く知られている。7 月豪雨と中越地震の被害域を比較するにあたって, この地方の地質図を接合したデータを作成した。接合にあたっては, 岩相分類的な特徴が出るように留意した。利用した地質図は, 中越魚沼地域の 5 万分の 1 数値地質図 (竹内ほか, 2004), 5 万分の 1 地質図幅及び説明書「出雲崎 (小林ほか, 1993)」「三条 (小林ほか, 2001)」「柏崎 (小林ほか, 1995)」である。

これらを接合するにあたって, 図幅解説書の記載を元に, 凡例を再分類した。丘陵地・山地の大部分を占める中新世～更新世堆積岩類については, まず, 御山・魚沼・灰爪・西山・椎谷・寺泊・七谷・津川の各層および相当層にまとめた。図－7 は, 5 万分の 1 地質図からまとめた各層の分布と, 褶曲軸・断層の分布である。それぞれについて, 時代が古く崩壊多発域からも外れている津川層以外は, 層相に基づいて細分した。なお, 「砂岩」「泥岩」等にまとめたものでも層相の変化があり, 細粒層が混じったり礫が混じるものもある。層相の変化が比較的乏しいと推測されるのは, 塊状泥・塊状泥岩, シルト・砂質シルト岩である。本地域の堆積岩類は軟岩であり, 岩石とされている地層でも, ハンマーで削れたりボロボロ崩れたりするようなものが多い。このような凡例の再構成によって, 地質図の大部分は接合が可能になった。一部食い違う部分 (段丘面の区分や, 三条図幅の魚沼層砂層と中越数値地質図の和南津層など) は, 調査年代の新しい地層や面積が大きい地層を優先して, 属性の付け替えを行った。

表－1 は, 各 5 万分の 1 地質図の凡例と, 本研究で利用した地質データの対照表である。なお, 分析の際には,

後述の地質構造のデータが得られる中新世～更新世堆積岩類の分布域のみで分析を行った。また, 調査地域内で分布がごく限られた地層は分析に用いていない。判別分析に用いた地層は, 表－1 の中でアスタリスク (*) を表示している。

2.3.2 地質構造

受け盤・流れ盤等の地質構造によって, 斜面の安定が異なることは広く知られている。鈴木 (2000) は, 斜面傾斜と地層面傾斜 (dip) の関係によって, 斜面を, 水平盤, 柱目盤, 平行盤, 逆目盤, 垂直盤, 受け盤の 6 種類に分類し, それぞれの安定性を評価した。岩橋ほか (2006) は, 地層の傾斜方位が比較的そろっている地域について, 受け盤・流れ盤を大まかに分類して崩壊個数を調べたが, 本論では, 斜面傾斜が 5 度以上 (おおむね丘陵・山地に相当) の中新世～更新世堆積岩類分布域について, 5 万分の 1 地質図に記載された走向・傾斜データを用いて, 鈴木 (2000) の手法に基づき, もう少し厳密な推定地質構造分布図を作成した。

最初に, 5 万分の 1 地質図に記載されている地層面の走向・傾斜 (以後, 斜面傾斜との混乱を避けるため dip と呼ぶ) のデータから, 走向と dip の値を属性に持つポイントデータを作成した。斜面の走向の値から, 地層面傾斜方位を求め, 8 方位に分類し, それを点データの属性として, ArcGIS によってティーセンポリゴンを作成した。ティーセンポリゴンとは, 隣り合う点間の垂直二等分線をポリゴン境界として, 点データをポリゴンに拡大したものである。地層面傾斜方位は背斜軸・向斜軸で変化するものと考え, ティーセンポリゴンが背斜軸・向斜軸に合うように界線の手直しを行った。ティーセンポリゴンの属性値と, 地表傾斜方位 (8 方位) の関係から, 斜面を, 流れ盤, 受け盤, 走向斜面 (判別不能) に分類した。流れ盤は, dip と斜面傾斜の関係から, 鈴木 (2000) に基づき, さらに柱目盤・平行盤・逆目盤に細分した。

表－1 本研究地質データ凡例と 5 万分の 1 地質図凡例の対照表
Table 1 Legends for the geological data in contrast with 1 : 50,000 scaled geological maps

年代	本研究地質データ凡例		中越魚沼（竹内ほか，2004）	三条（小林ほか，2001）	柏崎（小林ほか，1995）	出雲崎（小林ほか，1993）	
更新世↯完新世	沖積地及び山麓堆積地形	盛地 砂丘・海浜 現河床・氾濫原・後背湿地・海岸平野 自然堤防 崩土・地すべり堆積物 崖錐・扇状地	－ － 河道及び後背湿地堆積物 自然堤防堆積物 古期崩積および地すべり堆積物 崖錐堆積物・扇状地堆積物	盛地 海浜堆積物，砂丘堆積物 河床堆積物，後背湿地堆積物，旧河道堆積物 自然堤防堆積物 地すべり堆積物 扇状地・崖錐堆積物	－ 新期・旧期砂丘堆積物 現河床堆積物，氾濫原堆積物・河道及び後背湿地堆積物 自然堤防堆積物 自然堤防堆積物 － － －	－ 砂丘 沖積層 － － －	
	段丘	完新世段丘 低位・中位段丘 高位段丘	最低位段丘堆積物 低位Ⅱ・低位Ⅰ・中位Ⅱ・中位Ⅰ段丘堆積物 高位Ⅱ・高位Ⅰ段丘堆積物	低位Ⅲ段丘堆積物 低位Ⅱ・低位Ⅰ・中位Ⅲ・中位Ⅱ・中位Ⅰ堆積物 高位Ⅳ・高位Ⅲ・高位Ⅱ・高位Ⅰ堆積物	－ 低位・中位Ⅱ・中位Ⅰ段丘堆積物 高位段丘堆積物	－ － －	
更新世	御山階	砂優勢*	御山層及び西層	御山層	大坪層，田沢層	田沢層	
	魚沼層	砂優勢* シルト* 塊状泥	魚沼層砂シルト相・礫シルト相・砂礫相 魚沼層海成シルト相 －	魚沼層礫，礫・砂・泥 － 魚沼層海成泥	魚沼層海成細粒～中粒砂，砂礫・砂及びシルト 魚沼層海成シルト・砂及び砂礫 －	魚沼層細粒～中粒砂，砂礫・砂及びシルト，礫 魚沼層海成シルト 魚沼層塊状泥	
鮮新世		灰爪層	砂岩 砂質シルト岩*	－ 灰爪層砂質シルト岩及び砂シルト細互層	－ 灰爪層砂質シルト岩	灰爪層石灰質砂岩及び細粒砂・海成細粒～中粒砂 灰爪層細粒砂・砂質シルト岩・泥岩及び砂岩泥岩互層，砂質シルト岩及び砂質シルト岩砂岩互層	灰爪層石灰質砂岩及び細粒砂 灰爪層細粒砂・砂質シルト岩・泥岩及び砂岩泥岩互層
	西山階	砂岩* 砂岩優勢タービダイト* 砂質シルト岩* 泥岩 泥岩優勢タービダイト* 塊状泥岩*	和南津層・川口層上部砂岩 川口層下部砂岩優勢砂岩泥岩互層 白岩層砂質シルト岩及び砂岩シルト岩細互層 － 川口層上部泥岩優勢砂岩泥岩互層 牛ヶ首層塊状泥岩	魚沼層砂 牛ヶ首層砂岩泥岩互層 白岩層砂質シルト岩 － 西山層砂岩泥岩互層 西山層青緑色塊状泥岩，牛ヶ首層青緑色泥岩	西山層石灰質砂岩及び細粒砂 － － 西山層・椎谷層シルト質泥岩，泥岩及び凝灰岩 西山層細粒砂岩泥岩互層，程平層泥岩泥岩互層 西山層青緑色塊状泥岩，菅沼層暗緑灰色塊状泥岩	－ － － － 西山層砂岩泥岩互層 西山層青緑色塊状泥岩	
		中新世↯鮮新世	椎谷階	砂岩* 砂岩優勢タービダイト* 泥岩優勢 塊状泥岩*	荒谷層砂岩及び砂岩泥岩互層 － 荒谷層泥岩優勢砂岩泥岩互層 荒谷層塊状泥岩	－ 椎谷層黒色泥岩及び砂岩泥岩互層 － 荒谷層黒色泥岩	－ 椎谷層泥岩泥岩互層及び砂岩 － － －
			中新世	寺泊階	シルト岩 泥岩優勢タービダイト 塊状泥岩	鳥屋ガ峰層泥岩岩塊 － 猿倉岳層硬質頁岩・砂岩頁岩互層	－ 寺泊層砂岩泥岩互層 －
		七谷階		泥岩優勢 塊状泥岩	－ 半蔵金層塊状泥岩	七谷層暗灰色泥岩・硬質頁岩・凝灰岩 －	七谷層硬質頁岩及び酸性火山岩類 －
中新世↯鮮新世	津川階		八海山礫岩部層，下長崎礫岩頁岩部層	－	－	－	
	溶岩・火砕岩		和南津層安山岩火山角礫岩，白岩層安山岩火山角礫岩，釜沢川安山岩・デイサイト，牛ヶ首層・荒谷層安山岩火砕岩，一村尾層安山岩溶岩及び火砕岩，鳥屋ガ峰層デイサイト及び安山岩溶岩及び火山角礫岩，鋸山デイサイト部層，五百山安山岩部層，大蔵安山岩部層	牛ヶ首層デイサイト質火砕岩	菅沼層・米山層安山岩溶岩及び火山砕屑岩，米山層火山角礫岩・凝灰角礫岩・火山礫岩（主に円礫岩）	－	
		凝灰岩		栖吉層主部，西名層デイサイト及び流紋岩凝灰岩及び溶岩	七谷層流紋岩・凝灰岩，緑色凝灰岩	－	－
中生代・古	貫入岩		流紋岩・安山岩	－	－	－	
中生代・古	中・古生層		石英斑岩・ひん岩岩脈，花崗岩類，黒色頁岩・チャート・砂岩など	－	－	－	

* : 判別分析に利用した項目 Items used to the discriminant analysis

図－7 中新世～更新世堆積岩類の分布と褶曲軸・断層の分布 (小林ほか, 1993・1995・2001; 竹内ほか, 2004 から編集)

Fig. 7 Distribution of Miocene to Pleistocene sedimentary rocks, fold axes and faults (compiled from Kobayashi *et al.*, 1993, 1995, 2001, Takeuchi *et al.*, 2004)

Dipのデータは, 計測点のGISデータに地層傾斜角を属性として与え, 補間法の1つであるIDW (Inverse Distance Weighted) で補間計算したものである。この補間計算においては, 断層あるいは不整合面の上下で著しく走向方位が変化する箇所があればバリアラインに設定すべきであるが, 本地域では, 不整合面の上下では走向方位が変化していないため, 断層のみをバリアラインとした。また, 水平盤・平行盤の分類には ± 3 度の幅を持たせた。さらに, dipの大きさにより斜面崩壊の起き方に違いがあったと考えられるため (岩橋ほか, 2006; Yamagishi *et al.*, 2006), 受け盤は, dipが40度以上の斜面と40度以下の斜面に分けた。なお流れ盤については, 柱目盤等に細分する際, すでにdipの値を利用している。

地層の走向・傾斜計測点から1kmのバッファを発生させ, バッファが3つ以上重なっていないエリアは, データ不十分として削除した。受け盤・流れ盤等の判定ができない斜面 (走向斜面) も, データから省いた。なお, 本調査地域には, 垂直盤を示唆するデータはない。

以上の通り, 中新世～更新世堆積岩類の5度以上の斜面のうち, 地質図から走向・傾斜のデータが得られた斜面を, 水平盤, 柱目盤, 平行盤, 逆目盤, dip40度未満の受け盤, dip40度以上の受け盤の6種類に分類した (図－8)。判別分析は, 図－8で示される地質構造のデータが得られなかった斜面は省いて行った。

2.3.3 斜面方位

特定の向きの斜面で崩壊密度が高い現象が見られたという報告は多いが (たとえば沖村, 1996; 柴原, 2001; 本多, 2006), 地域や災害によって卓越方位が異なる上

図－8 推定地質構造分布図 (中新世～更新世堆積岩類, 5度以上の斜面のみ)

Fig. 8 Estimated geological structure (slopes over 5 degrees of Miocene to Pleistocene sedimentary rocks only)

に, その原因は斜面の凍結・融解, 植生, 卓越水平加速度方位と元の斜面の関係 (横山・菊山, 1997) など様々に推測されており, 斜面方位は, 崩壊への寄与の理由が一定でないパラメータである。さりとて崩壊・非崩壊を判別する重要なパラメータの1つであることは明らかで, 無視できない。調査地域の新旧世～更新世堆積岩類分布域の, 傾斜5度以上の斜面 (丘陵地・山地) について, 8方向の斜面方位を求め, データを作成した。

中越地震で起きた斜面崩壊の個数は, 南あるいは南東斜面で多いことが報告されている (岩橋ほか, 2006; 本多, 2006; 佐々木ほか, 2006)。東向きの成分については地質構造が関係するのではないかと推測されているが (岩橋ほか, 2006), 南向きで多かった理由は, 現状では不明である。本研究では崩壊地は個数ではなく崩壊源のグリッドデータとして扱っているが, この傾向は斜面方位毎の崩壊グリッド比率に於いても同じである (図－9)。中越地震のケースでは, 大崩壊は傾向が弱い, 少なくとも小崩壊については南または南東優位の傾向が非常にはっきりしている。7月豪雨についても斜面方位による崩壊密度の差があり, 出雲崎地域では北東および南西斜面で多く, 栃尾地域では東斜面で多い。

豪雨時の斜面崩壊に, 方位毎の差が出る理由の1つとして, Pike and Sobieszczyk (2007) は風向を挙げている。ただし, 出雲崎周辺の気象データ (新潟大学河島克

The earthquake in October, 2004

The heavy rainfall in July, 2004

図-9 方位毎の崩壊グリッドの比率(%)

Fig. 9 The grid percentage of landslides to the slope aspect

久准教授のご厚意による) から, 7 月豪雨のピーク時には, 平均風速 5 m 程度の西風が吹いていたと推測されるが, 西斜面だけに多いという傾向は出ていない。現時点の結論としては, 原因は定かでないが, 7 月豪雨の斜面崩壊の密度は, 方位毎の差はあったと言わざるを得ない。なお, 傾斜や日雨量, 曲率, 地質構造の影響を無視して独立に斜面方位を見る際は, 日照や植生・表土層厚の偏り, 豪雨の場合は降雨の方位毎の偏り(もし存在すれば), 地震の場合は揺れの方位の偏りなどを総合して見る必要がある。

3. 解析結果およびその解釈

傾斜, 日雨量, 曲率または曲率の絶対値, 地質, 地質構造, 斜面方位のデータを用いて正準判別分析を行い, 判別関数係数を求めると共に, 崩壊・非崩壊の別に対するそれぞれの変数の寄与を評価した。分析には統計解析ソフト SPSS (SPSS Inc.) を用いた。変数の投入はステップワイズ法で行った。

判別分析の結果は, 表-2 の通りである。正答率は 7 割前後である。寄与の順位については, 連続値の変数のみでなくダミー変数も混じっている(すべてのダミー値の係数に同じ値を加えても同様の結果を得る事ができる) ため, 判別関数係数から直接推測することができない。そのため, すべての説明変数を投入して分析した正答率(一番下の欄)と, ある説明変数を抜いて分析した

正答率の差から, 寄与順位を推測した。まず崩壊地の正答率の差を見て, それが同じか近い場合は全体の正答率の差を見ながら順位付けしたものである。なお, 同じカテゴリの中であれば, 正規化正準判別関数係数(表-2)の値によって, 寄与の大小を比較することが可能である。

3.1 寄与の順位

7 月豪雨による崩壊では, 出雲崎地域, 栃尾地域とも, 日雨量の寄与が最も大きい(表-2)。次に寄与が大きいのは傾斜である。共通なのはここまでで, それ以下の順位は, 地域によって差が出た。出雲崎地域では地質の寄与が次いで大きく, 曲率が地質に次ぐ。斜面方位は多少寄与しているが, 地質構造はほとんど寄与していない。栃尾地域では, 正答率の差に負の値が出てくる(ない方が正答率が上がったことを示している) ケースもあり, 日雨量と傾斜以外は, 総じて寄与が小さい。崩壊地の正答率の差から見て, 日雨量と傾斜の次は, 水平曲率, 斜面方位, 地質構造の順であろう。

中越地震による崩壊では, 小崩壊と大崩壊で明瞭な差が出た。小崩壊では, 傾斜の寄与が最も大きく, 斜面方位がそれに次いだ。斜面方位の次は, 地質, 曲率の絶対値の順である。地質構造はほとんど寄与しておらず, 最大加速度は, 寄与が無いとして, ステップワイズ法の段階で削除された。大崩壊には地質の寄与が最も大きい。次いで傾斜, その次は地質構造である。地質構造は, 小崩壊や 7 月豪雨の崩壊には上記のとおり寄与が小さいが, 大崩壊のみ優位な差が出た。最大加速度は, 大崩壊には寄与している。曲率の絶対値, 斜面方位は寄与が小さかった。

3.2 判別関数係数から見える傾向

3.2.1 連続値の変数

連続値の変数の判別関数係数を比較すると, 地震の場合, 傾斜の係数が最も大きく, 傾斜が最も崩壊・非崩壊の判別に寄与している。最大加速度は, 大崩壊には崩壊地の判別に有効であるが, その影響は傾斜と比べて 1/5 以下である。豪雨による斜面崩壊では, 傾斜よりも日雨量の寄与が大きい。

曲率も無視できない変数であるが, 傾斜や雨量ほど寄与は大きくない。豪雨のケースの方が, 曲率の寄与は大きい。水平曲率に関しては, 出雲崎・栃尾どちらでも, マイナスの値になるほど崩れやすかったことがわかるが, 25m グリッド程度の解像度では, 水平曲率のマイナスの度合いが大きい場所は大きな谷筋であり, 水が集まってくる斜面である。鉛直曲率に関しては地域差が出た。25m の解像度では, 鉛直曲率の値が大きい場所は, 斜面の脚部に多く, 値がマイナスで小さい場所は, 尖った尾根付近に多い。全体に, 斜面の脚部が崩れやすかったが, 出雲崎地域では, 尾根付近でも多少崩れやすかったことになる。地震では, 曲率の絶対値が大きいほど崩れやすいという傾向が出ている。

表ー 2 各説明変数の正規化正準判別関数係数および寄与順位

Table 2 Standardized canonical discriminant function coefficients and ranks for contribution for each variable

		中越地震 (山古志地域) the Mid Niigata Prefecture Earthquake (Yamakoshi area)								7 月豪雨 (小崩壊) the2004Niigata heavy rainfall (small landslide)							
		小崩壊small landslide				大崩壊large landslide (scarp)				栃尾地域Tochio area				出雲崎地域Izumozaki area			
		Discriminant function coefficient	Decrease in hit rate without the variable(%)		Rank	Discriminant function coefficient	Decrease in hit rate without the variable(%)		Rank	Discriminant function coefficient	Decrease in hit rate without the variable(%)		Rank	Discriminant function coefficient	Decrease in hit rate without the variable(%)		Rank
			whole	landslide			whole	landslide			whole	landslide			whole	landslide	
連続変数 Continuous-valued variables	傾斜Slope gradient	0.599	0.9	5.3	①	0.603	2.4	3.4	②	0.520	0.7	3.8	②	0.552	3.4	2.2	②
	最大加速度Peak ground acceleration	null	—	—	null	0.108	0.1	0.2	④	—	—	—	—	—	—	—	—
	日雨量Daily precipitation	—	—	—	—	—	—	—	—	0.622	0.3	7.6	①	0.646	1.2	9.1	①
	水平曲率Plan curvature	—	—	—	—	—	—	—	—	-0.251	-0.6	1.5	③	-0.226	0.8	0.3	⑤
	鉛直曲率Profile curvature	—	—	—	—	—	—	—	—	0.219	-0.5	0.4	⑥	—	—	—	—
	水平曲率の絶対値 Absolute value of plan curvature	0.134	0.0	0.8	⑤	0.050	0.0	0.0	⑦	—	—	—	—	—	—	—	—
	鉛直曲率の絶対値 Absolute value of profile curvature	0.157	0.1	0.9	④	0.132	0.0	0.2	⑤	—	—	—	—	0.181	0.3	0.5	④
	御山階 (砂優勢) Miyama S.(sandrich)	—				—				null				null			
地質 Geology	魚沼層 (砂優勢) Uonuma F.(sandrich)	-0.411				-0.579				0.136				0.117			
	魚沼層 (シルト) Uonuma F.(silt)	-0.209				-0.215				—				null			
	灰爪層 (砂質シルト岩) Haizume F.(sandy siltstone)	—				—				—				0.257			
	西山階 (砂岩) Nishiyama S.(sandstone)	null				null				-0.095				null			
	西山階 (砂岩優勢タービダイト層) Nishiyama S.(sandrich turbidite)	0.056				null				0.165				—			
	西山階 (砂質シルト岩) Nishiyama S.(sandy siltstone)	0.030	2.8	0.8	③	-0.050	8.3	3.9	①	null	0.8	-0.2	⑦	—	0.8	0.6	③
	西山階 (泥岩優勢タービダイト層) Nishiyama S.(mudrich turbidite)	0.188				0.338				null				0.065			
	西山階 (塊状泥岩) Nishiyama S.(massive mudstone)	-0.068				0.040				null				0.336			
	椎谷階 (砂岩) Siiya S.(sandstone)	—				—				0.166				null			
	椎谷階 (砂岩優勢タービダイト層) Siiya S.(sandrich turbidite)	—				—				—				null			
	椎谷階 (塊状泥岩) Siiya S.(massive mudstone)	-0.040				-0.082				0.107				—			
	水平盤Horizontal dip	0.200				-0.061				null				null			
	柁目盤Daylighting dip	0.105				0.197				0.062				0.069			
	平行盤Parallel dip	null	1.0	-0.6	⑥	0.199	0.2	0.8	③	0.066	-0.6	0.8	⑤	-0.038	0.2	0.0	⑦
	逆目盤Hangnail dip	null				0.188				null				null			
	受け盤 (dip<40°) Infacing dip	0.086				0.129				0.158				null			
	受け盤 (dip≥40°) Infacing dip	null				null				null				null			
斜面方位 Slope aspect	N	null				-0.025				-0.140				null			
	NE	null				-0.109				null				null			
	E	0.170				null				null				null			
	SE	0.327	1.4	3.2	②	-0.050	0.1	0.0	⑥	null	-0.5	1.4	④	null	0.4	0.3	⑥
	S	0.336				0.045				-0.059				0.069			
	SW	0.237				null				-0.175				null			
	W	0.080				null				-0.201				null			
	NW	0.034				-0.050				-0.226				-0.090			
全体正答率 Hit rate for the whole		68.6%				73.5%				68.9%				67.3%			
崩壊地正答率 Hit rate for landslides		66.7%				68.5%				69.8%				74.0%			

F. : formation, S. : stage null : excluded variables by the stepwise method

3.2.2 地質

地質（岩相）の違いと崩れやすさの関係については、表－2 で、7 月豪雨と中越地震での違いが顕著に見える。小崩壊・大崩壊の違いよりも、発生機構による違いが顕著である。中越地震では、小崩壊・大崩壊とも、魚沼層、特に砂優勢の地層が崩れにくい傾向が顕著であり、西山階の泥岩優勢タービダイト層が崩れやすかった。7 月豪雨の崩壊は、規模的には小崩壊に相当するが、栃尾地域で係数が相対的に大きく崩れやすかったと推測されるのは、西山階の砂岩優勢タービダイト層・椎谷階の砂岩・砂優勢の魚沼層であり、出雲崎地域では西山階の塊状泥岩・灰爪層の砂質シルト岩である。つまり 7 月豪雨では、中越地震のケースと異なり、魚沼層が崩れにくかったという傾向はなく、西山階の泥岩優勢タービダイト層が崩れやすかったという傾向もなかった。

3.2.3 地質構造

地質構造は、発生機構より崩壊規模と関連が深いようである。小規模な崩壊（山古志地域の小崩壊、7 月豪雨による崩壊）では、ステップワイズ法で寄与なしとして除去された変数が多く、母岩の地質構造が表層崩壊に与える影響が小さかった事を示唆している。小規模な崩壊については、山古志地域では水平盤、栃尾地域では dip の小さい受け盤が比較的崩れやすかった。ただし、水平盤の分布はごく限られている。

大崩壊では、すべての流れ盤（柎目盤・平行盤・逆目盤）で係数が大きく、中越地震の際、流れ盤で大崩壊が起きやすかったことを示している。佐々木ほか（2006）は、山古志周辺の東山丘陵で行った研究から、「流れ盤、逆目盤で規模の大きいものが発生し、崩壊規模は地質構造に影響を受けている」と述べているが、本研究の結果も調和的である。ただし、dip40 度以下の受け盤でも、比較的大崩壊が起きやすかったことが、表－2 から明らかになった。水平盤では大崩壊が起きにくく、dip40 度以上の受け盤は特に傾向がなかった。

全体を通しての共通点は、「極めて不安定」とされる柎目盤（鈴木, 2000）では、小崩壊も大崩壊も、それなりに起きやすかったことである。

3.2.4 斜面方位

斜面方位は、発生機構よりも地域や崩壊規模と関連が強いようである。

山古志地域（中越地震）の場合、南、南東、少し下がって南西向き斜面で小崩壊が起きやすかった傾向が、表 2 から見て取れる。他に、山古志地域と同じ東山丘陵に位置する栃尾地域では、負の係数ばかり出ているが、西および北西斜面で崩壊が起きにくかった傾向が見て取れ、逆が真なら、東および南東斜面では相対的に起きやすかったことになる。従って、東山丘陵では、少なくとも小規模な崩壊は、東～南東～南斜面で起きやすかったと言える。

中越地震による大崩壊のケースと、出雲崎地域では、

ステップワイズ法で寄与なしとして除去された変数も多く、また係数の絶対値も小さく、斜面方位に関して確実な傾向はないようである。

4. 結論と議論

表－2 から、発生機構の異なる災害を想定する場合、小規模な斜面崩壊に共通して寄与が大きいパラメータは、傾斜であることが分かる。傾斜が重要であることは従来からずっと指摘されてきたが、あらためてその重要性が確認された。

豪雨による斜面崩壊では、傾斜以上に日雨量の寄与が大きい。実は、出雲崎地域は、1961 年の豪雨によっても大量の崖崩れが発生している地域であり（斉藤, 2007）、崩壊密集域は日雨量がおおむね 200 ミリを超えた地域と重なっていることから、雨量も極めて重要なパラメータである。

地質（岩相）は、栃尾地域を除いては、傾斜や日雨量に次ぐ要因となっている。災害の種類（豪雨・地震）によって、地層毎の崩れやすさには差があった。堆積岩類に関して、野崎（1994, 1995）は、魚沼・西山・灰爪層など鮮新世以降の新しいグループと、椎谷・寺泊層など古いグループでは、新しい地層の方が強度が大きいと述べている。その中でも、最も強度が大きいものは西山層・灰爪層であると述べている。一方、川口層（西山階）は、砂岩部分の強度が小さく、細粒部と粗粒部の一軸圧縮強度の差が大きい、荒谷層（椎谷階）では、細粒部と粗粒部の強度差は小さいという報告がある（野崎保博士私信）。中越地震のケースでは、西山階の地層の係数が高く、椎谷層や、魚沼層の係数は小さく、全体として強度の大きい地層、特に、川口層の砂岩泥岩互層（表－2 では西山階のタービダイト層にあたる）のように、細粒部と粗粒部の強度差が大きい互層ほど崩れやすい傾向があった。釜井（1989）は、同じような第三紀堆積岩類（上総層群）が分布する地域を襲った 1987 年の千葉県東方沖地震について、節理や層理などの工学的分離面が関与した例がほとんどであったと述べており、中越地震の小崩壊のケースを想起させる。大崩壊ではその傾向は薄く、豪雨に関してはそのような傾向が見られない。このような傾向の差には、地層全体の強度のみならず、水の影響など様々な要因が考えられ、今後の研究が待たれる。

地質構造は、小崩壊には寄与が小さい。しかし、規模の大きい斜面崩壊（中越地震の大崩壊のケース）では、無視できない素因となっている。大崩壊は、数的には少ないものであるが、人的被害を与える可能性がより高い。また、流れ盤のみならず、dip が 40 度未満の受け盤でも、ケースによっては崩壊が起きやすかったことが明らかになった。なお、中越地震の崩壊すべてに関しては、ケスタの受け盤側に多いという報告が数多く出されており、確かに、崩壊個数ではその通りであるが、表－2 からは、傾斜・曲率・地質・斜面方位等、他の条件が同じなら、

dip が 40 度未満の受け盤では多少起きやすかったものの、全体としては、流れ盤の方が不安定だったことになる。

曲率も無視できないパラメータであるが、傾斜や雨量ほど寄与は大きくない。地震では、曲率の絶対値が大きいほど崩れやすいという傾向が出ているが、地震の場合凸型斜面で崩壊が起きやすいことは、従来から指摘されていた（安江ほか, 1981; 郎・中村, 1997）。これは地震波の増幅効果によるものとされている。凹型斜面も崩れやすかった理由は、おそらく別の理由であろうが、説明が待たれる。なお、図-6 から、地震・豪雨双方の危険斜面を予測するためには、曲率は絶対値で考えた方が取りこぼしがないと予想される。

斜面方位に関しては、崩壊への関与に不明な点が多いが、中越地震の小崩壊のケースと、栃尾地域の 7 月豪雨のケースを総合すると、東山丘陵では東～南東～南向き斜面に何らかの崩れやすい要因がある、と言えるかもしれない。出雲崎地域では、崩壊への斜面方位の寄与はごく小さかった。原因が分かっている上地域によって傾向が異なるため、事前に「どの方位の斜面が崩れやすいのか」知ることは難しく、傾斜方位データの利用が斜面崩壊の対策に有効かどうかは分からない。しかし、特に小規模な崩壊については、崩壊地の斜面方位分布に偏りが出るということを留めておく必要はある。

以上のように、本研究では、従来から傾向が指摘されていた現象を含め、豪雨と地震による斜面崩壊の地形・地質条件の傾向を、中縮尺レベルのデータを用いて、定量的に明確に示した。各パラメータの寄与の順位を示し、豪雨と地震による崩壊の発生条件の差を明らかにした。今後の研究の展望であるが、斜面災害ハザードマップのために、崩壊危険箇所を予測するには、かつて道上(1990)が論じたように、各パラメータの面的な精度を上げることが最も重要である。本論で行ったような中縮尺の解析の先には、大縮尺レベルのデータを使った解析もあるべきである。

まず、崩壊地の位置データについて、多時期の斜面崩壊を追跡し、大縮尺の基図を用いた崩壊分布図を作成し、地形・地質条件の傾向を精査することは、今後の研究を発展させるであろう（例えば齊藤, 2007）。ただし、大縮尺の崩壊地データと比較するためには、他のパラメータも、それなりの位置精度を持っている必要がある。近年、航空レーザ測量の進歩により、地形データについてはようやく、その土台ができてつつある。

各変数の中で、豪雨・地震どちらのタイプの斜面崩壊でも重要なのは、傾斜である。何より、傾斜分級図の面的な精度を上げることが、今後の斜面崩壊の対策に役立つと考えられるが、それには、航空レーザ測量等の詳細な DEM が、今後助けになるだろう。DEM からは、定量的な地形データ、特に傾斜や曲率などが取得できる。地質のデータに関しては、一朝一夕に大縮尺のデータが入手できるというような性質のものではない。ただし、従

来の地質図でも、解説書に記載された内容から岩相分類をある程度把握することは可能であろう。地質構造は、小規模な崩壊に関しては、今回扱った地域では、崩壊・非崩壊の判別に余り寄与しておらず、危険斜面のふるい分けに際してさほど考慮する必要がなかったが、他の地形・地質条件では重要になるかもしれない。ただし、地震時の大規模な崩壊には重要であることが明らかになった。斜面方位についても、いかなる地域でも共通して斜面防災に役立てられるというようなデータではないが、地震時の小崩壊に関しては、強い影響がありそうである。

豪雨による斜面崩壊の発生に関して、雨量のデータが傾斜に劣らず重要であることは、表-2 から推測される通りである。河島ほか(2005)は、アメダスデータだけを用いて集中豪雨の降雨域を正確に把握するには限界があり、斜面災害の発生と雨量との対応を調べるには様々な機関の観測データの一元化に向けた取り組みが強く望まれると述べている。国土交通省と気象庁の観測データについては、平成 15 年から運用が開始された国土交通省防災気象情報提供センターのリアルタイム降水量・リアルタイムレーダーで統合されている。ただし、地方自治体の観測点が入っていない。また、一部の自治体等では 250 m 解像度の降雨レーダーが整備されつつある（東京都下水道局の「東京アメッシュ」；大阪市都市環境局降雨情報「オークレーダ」；神戸市降雨情報システム「レインマップこうべ 250」等）が、今の所大都市のみであり、地方や山間地に於いてはまだ完全とは言えない現状がある。今後の整備が待たれる。

5. 謝辞

新潟大学災害復興科学センターの河島克久准教授には、2004 年豪雨時の気象のデータをいただいた。産業総合研究所地質情報研究部門の小松原琢主任研究員には、数値地質図データをいただいた他、地質図の接合についてご意見をいただいた。(株)アーキジオ新潟の野崎保博士には、第三紀堆積岩類の岩石物性について私信を頂いた。防災科学技術研究所の若松加寿江博士・日本技術開発株式会社の末富岩雄博士には、中越地震の推定地震加速度についてデータのご教示をいただいた。駒澤大学の田中靖講師には、曲率についてご教示いただいた。以上の方々に、深く感謝する。

引用文献

- Carrara, A., Cardinali, M., Detti, R., Guzzetti, F., Pasqui, V., Reichenbach, P. (1991) : GIS techniques and statistical models in evaluating landslide hazard. *Earth Surface Process and landforms*, 16, pp. 427 - 445.
- Chigira, M., Yagi, H. (2006) : Geological and geomorphological characteristics of landslides triggered by the 2004 Mid Niigata prefecture earthquake in Japan. *Engineering Geology*, 82, pp. 202 - 221.
- Guzzetti, A., Carrara, A., Cardinali, M., Reichenbach, P. (1999) : Landslide hazard evaluation: a review of current techniques

- and their application in a multi-scale study, Central Italy. *Geomorphology*, 31, pp. 181–216.
- 本多泰章 (2006): GISを用いた斜面崩壊のハザード分布－新潟県中越地震 (2004 年) と関東大地震 (1923 年) を例として－. 全国測量技術大会 2006 学生フォーラム発表論文集, 8, pp. 5–10.
- Iwahashi, J., Watanabe, S., Furuya, T. (2001): Landform analysis of slope movements using DEM in Higashikubiki area, Japan. *Computers & Geosciences*, 27, pp. 851–865.
- 岩橋純子・佐藤浩・山岸宏光 (2006): 新潟県中越地震による小崩壊の分布特性－平成 16 年新潟県中越地震 1: 25,000 災害状況図のデータを中心に－. 国土地理院時報, 110, pp. 81–89.
- 釜井俊孝 (1989): 1987 年千葉県東方沖地震による上総丘陵の斜面崩壊－崩壊の分類と安定の検討－. 地すべり, Vol. 26, No. 2, pp. 1–8.
- 川邊洋・権田豊・丸井英明・渡部直喜 (2005): 新潟県中越地震による土砂災害. 新潟県連続災害の検証と復興への視点－2004. 7. 13 水害と中越地震の総合的検証－. 新潟大学・中越地震新潟大学調査団, pp. 130–139.
- 河島克久・和泉薫・伊豫部勉 (2005): 平成 16 年 7 月新潟・福島豪雨時の気象状況と詳細な降雨分布. 平成 16 年 7 月新潟・福島・福井豪雨災害に関する調査研究 (平成 16 年度科学研究費補助金 (特別研究促進費 (1))) 研究成果報告書, pp. 23–39.
- 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, 91p.
- 小林巖雄・立石雅昭・小松原琢 (2001): 三条地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 産総研地質調査総合センター, 98p.
- 小林巖雄・立石雅昭・吉村尚久・上田哲郎・加藤碩一 (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, 132p. 102p.
- 郎寛華・中村浩之 (1997): 地震による崩壊の特徴とそのモデル斜面における理論的解析－中国永登地震を例として－. 地すべり, Vol. 34, No. 3, pp. 25–33.
- 丸井英明・渡部直喜・川邊洋・権田豊 (2005): 中越地震による斜面災害と融雪の影響について. 新潟県連続災害の検証と復興への視点－2004. 7. 13 水害と中越地震の総合的検証－. 新潟大学・中越地震新潟大学調査団, pp. 148–155.
- 道上正規 (1990): 豪雨による土砂崩壊の予測に関する研究. 文部省科学研究費重点領域研究「自然災害の予測と防災力」研究成果, 165p.
- 西山賢一・千木良雅弘 (2002): 1982 年長崎豪雨災害で発生した斜面崩壊の地質的特長. 京都大学防災研究所年報, 45-B, pp. 47–60.
- 野崎保 (1994): 新潟県下における地すべり母岩の力学特性 (前編)－室内試験における岩石力学特性－. 地すべり, Vol. 31, No. 2, pp. 17–23.
- 野崎保 (1995): 新潟県下における地すべり母岩の力学特性 (前編)－原位置試験による岩石力学特性－. 地すべり, Vol. 32, No. 2, pp. 17–25.
- 沖村孝 (1996): 六甲山地における山腹斜面の崩壊. 兵庫県南部地震と地形災害, 日本地形学連合編, pp. 110–126.
- Pike, R. J., Sobieszcyk, S. (2007): Soil slip/debris flow localized by site attributes and wind-driven rain in the San Francisco Bay region storm of January 1982. *Geomorphology* (in press).
- 齊藤正弥 (2007): 出雲崎地域における 2004. 7. 13 新潟豪雨による崩壊－地形・地質要因の検討－. 2006 年度 新潟大学大学院自然科学研究科研究報告書. 119p.
- 佐々木靖人・塩見哲也・阿南修司 (2006): 地形・地質. 平成 16 年 (2004 年) 新潟県中越地震土木施設災害調査報告, 土木研究所報告, 203, pp. 1–24.
- 関口辰夫・佐藤浩 (2006): 新潟県中越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, Vol. 43, No. 3, pp. 14–26.
- 柴原俊昭 (2001): 山地の斜面崩壊に与える森林の影響について. 理工研 NEWS, 30, 日本大学理工学部理工学研究所.
- 末富岩雄・福島康宏・石田栄介・磯山龍二・澤田純男 (2006): 2004 年新潟県中越地震の地震動分布推定における補間計算条件の影響, 第 12 回日本地震工学シンポジウム論文集, pp. 1494–1497.
- 末富岩雄・石田栄介・福島康宏・磯山龍二・澤田純男 (2007): 地形分類とボーリングデータの統合処理による地盤増幅度評価と 2004 年新潟県中越地震における地震動分布の推定. 地震工学会論文集, 7(3), pp. 1–12.
- 鈴木義宜・丹羽俊二・田口益雄・関崎賢一・長谷川学・飯田誠・門脇利広 (2005): 新潟県中越地震の災害状況図作成について. 国土地理院時報, 107, pp. 53–63.
- 鈴木隆介 (1997): 建設技術者のための地形図読図入門 (第 1 巻 読図の基礎). 古今書院, 200p.
- 鈴木隆介 (2000): 建設技術者のための地形図読図入門 (第 3 巻 段丘・丘陵・山地). 古今書院, 942p.
- 武田裕幸・今村遼平 (1996): 応用地学ノート. 共立出版, 447p.
- 竹内圭史・柳沢幸夫・宮崎純一・尾崎正紀 (2004): 中越魚沼地域の 5 万分の 1 数値地質図 (Ver. 1). 地質調査総合センター研究資料集, no. 412, 産業技術研究所地質調査総合センター.
- 牛山素行 (2004): 2004 年 7 月 12–13 日の新潟県における豪雨災害の特徴. 自然災害科学, 23(2), pp. 293–302.
- 八木浩司・山崎孝成・渥美賢拓 (2007): 2004 年中越地震にともなう地すべり・崩壊発生場の地形・地質的特徴の GIS 解析と土質特性の検討. 日本地すべり学会誌, Vol. 43, No. 5, pp. 44–56.
- Yamagishi, H., Ayalew, L., Watanabe, N., Marui, H. and Kawabe, H. (2005): Landslides induced by the July 13, 2004 heavy rainfall in Mid Niigata Region. 平成 16 年 7 月新潟・福島・福井豪雨災害に関する調査研究 (平成 16 年度科学研究費補助金 (特別研究促進費 (1))) 研究成果報告書, pp. 84–93.
- 山岸宏光・丸井英明・渡辺直樹・川邊洋 (2005): 2004 年新潟県中越地域 2 大同時多発斜面災害の特徴と比較. 新潟県連続災害の検証と復興への視点－2004. 7. 13 水害と中越地震の総合的検証－. 新潟大学・中越地震新潟大学調査団, pp. 140–147.
- Yamagishi, H., Takayama, T., and Iwahashi, J. (2006): Landslides and landscape change induced by heavy rainfall and intensive earthquake in Mid-Niigata, Japan: GIS analyses and interpretation of aerial photographs. In Marui, H. *et al* (ed). Disaster Mitigation of Debris Flows Slope Failures and Landslides vol2. Proceeding of the INTERPREVENT International Symposium September 25–29, 2006 in Niigata, Japan, pp. 605–615.
- 安江朝光・岩崎敏男・川島一彦・仲野公章 (1981): 斜面の地震応答特性の解析. 土木技術資料, 23(4), pp. 21–26.
- 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.
- Zevenbergen, L.W., Thorne, C.R. (1987): Quantitative analysis of land surface topography. *Earth Surface Process and Landforms*, 12, pp. 47–56.

(原稿受付 2007 年 4 月 11 日, 原稿受理 2007 年 10 月 1 日)