

地質調査

'07 第 1 号

[小特集] 斜面防災

編集 / 社団法人全国地質調査業協会連合会



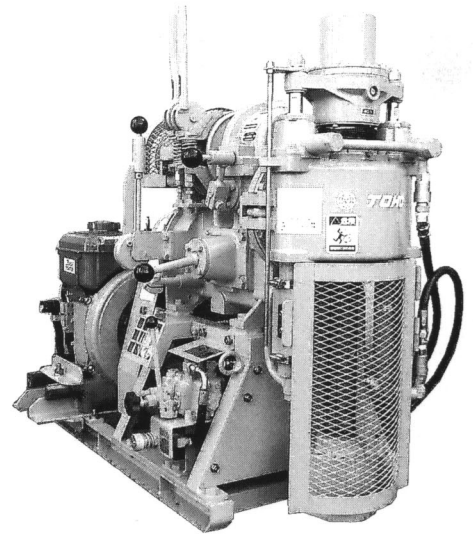
発行 土木春秋社



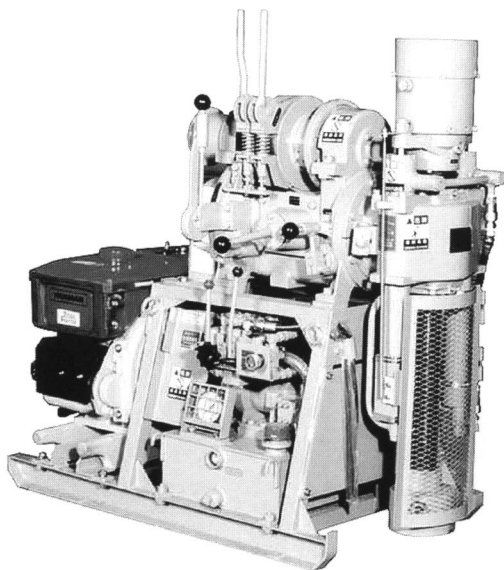
TOHO
DRILLING EQUIPMENT

小型ボーリングマシン

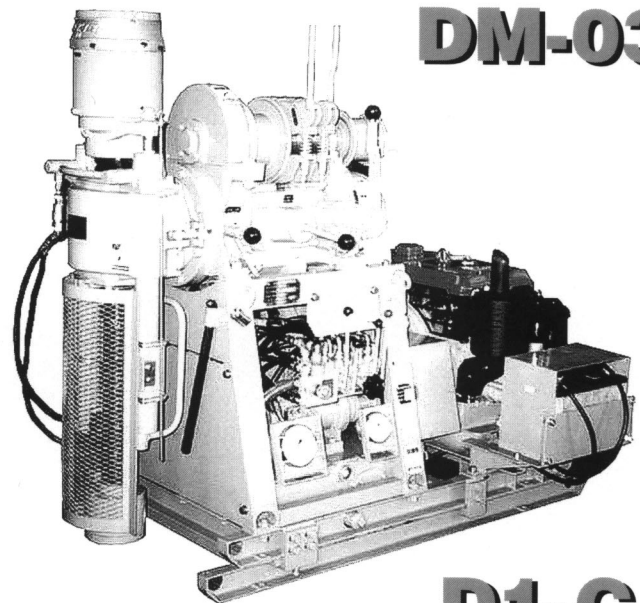
- ニーズに合わせて、ホイストドラムを外し
コンプリータイプに変更することができます。
- ブーリの交換で地質にあったスピンドル回転数
が選択できます。
- 試錐ポンプが内蔵でき、しかも原動機は1台で
済みます。



DM-03



D0-D



D1-C

仕 様 右操作・左操作をご用意致しております。

| 機 種 名 | | DM-03 | D0-D | D1-C |
|------------|--------------|---------------|-----------------------------------|---|
| 穿孔能力 | m | 30 | 100 | 280 |
| スピンドル回転数 | rpm | 65、125、370 | (A) 60、170、330 (B) 110、320、625 | (A) 65、130、250、370 ※2 (B) 90、170、320、490 |
| スピンドル内径 | mm | 47 | 43 | 48 ※2 58 |
| スピンドルストローク | mm | 300 | 400 | 500 |
| ホイスト巻揚げ能力 | KN (kgf) 400 | 3.9 (400) | 5.9 (600) | 10.8 (1,100) |
| フレームスライド | mm | | ※1 油圧式 300 | 油圧式 300 |
| 動 力 | kW/HP | 3.7/5 | 3.7/5 | 5.5/8 |
| 質 量 | kg | 180 (本体) | 315 (本体) | 550 (本体) |
| 寸 法 H×W×L | mm | 960×500×1,115 | 1,200×660×1,180 | 1,390×735×1,580 |

※1 オプション

※2 スピンドル内径58の場合

東邦地下工機株式會社

東京都品川区東品川4-4-7 TEL 03 (3474) 4141
福岡市博多区西月隈5-19-53 TEL 092 (581) 3031
URL: <http://www.tohochikakoki.com>

福 岡 〆 092 (581) 3031
札 幌 〆 011 (785) 6651
仙 台 〆 022 (235) 0821
新 潟 〆 025 (284) 5164
名 古屋 〆 052 (798) 6667
大 阪 〆 0729 (24) 5022

松 山 〆 089 (953) 2301
広 島 〆 082 (291) 2777
山 口 〆 083 (973) 0161
北九州 〆 093 (331) 1461
熊 本 〆 096 (232) 4763

| | | | | |
|-------------|--|-----------------------------|----------------------|----|
| 巻頭言 | 斜面防災のための研究と調査の世界的推進 | 京都大学防災研究所教授 国際斜面災害研究機構会長 | 佐々恭二 | 1 |
| 小特集 | 斜面防災 | | | |
| | 斜面災害の予測とハザードマップ作成のために —最近の同時多発型斜面災害と岩盤崩落事例から— | | 山岸宏光 | 2 |
| | 降雨と地質と崩壊 | | 千木良雅弘 | 10 |
| | 火山地域における斜面災害と防災 | | 井口 隆 | 17 |
| | 新しい電磁探査法の開発と斜面調査への適用例 | | 楠見晴重 片山辰雄 高橋厚志 | 24 |
| | 迅速で精密な最新の空間情報計測技術 | | 小野田敏 | 29 |
| | 空間数値情報を利用した災害危険斜面抽出法 | | 太田岳洋 長谷川淳 | 35 |
| 教養読本 | 斜面崩壊と森林植生 | | 執印康裕 | 41 |
| 車窓から見る地形・地質 | 最上峡 | | 鈴木春雄 | 46 |
| 各地の博物館巡り | 神奈川県立生命の星・地球博物館 | | 平田大二 | 48 |
| 大地の恵み | —「水」と「地質」と「銘産品」— 大河「四国三郎（吉野川）」と暮らす 阿波・徳島の「天水達」 | | 吉田亘弘 | 50 |
| 私の経験した現場 | 地すべり地における地形の変化に関する考察 | | 鈴木 信 | 52 |
| | 地質と調査 '04 第3号(第101号)～'06 第4号(第110号)総目次 | | | 54 |
| 会告 | 地質情報管理士資格検定試験 277名が合格 —第1回地質情報管理士資格検定試験— | | | 57 |
| | 平成18年度第1～第3四半期は13.0%増——全地連受注動向調査 | | | 59 |
| | 「地質調査技士」資格取得者 13,763名に | | | 60 |
| | 平成19年度事業計画(案)を決定 | | | 61 |
| | 平成19年度「地質調査技士資格検定試験」の実施要領を決定 | | | 62 |

小特集 空間情報としての地質・地盤情報利活用の現状と将来展望

空間情報社会とは

地質・地盤データ公開の現状と課題および今後の取組み

統合地質図データベース (GeoMapDB) の Web 試験公開

時空間基盤データの利活用について

土木地質に関するデータベースへの GIS の利用

地理空間情報と防災 GIS

地質・地盤データ利用促進に向けたベンダーの役割

やさしい知識 電子国土

車窓から見る地形・地質

各地の博物館巡り

大地の恵み

斜面防災のための研究と調査の世界的推進

京都大学防災研究所教授，国際斜面災害研究機構会長 佐々 恭二

平成 15 年 4 月に発足致しました京都大学防災研究所の斜面災害研究センターの初代センター長を務めております佐々恭二です。地質と調査の「斜面防災」の小特集号の巻頭言を依頼されましたが、私自身、地質についての知識があまりございません。斜面防災の研究を行ってきましたが、その内容は、地すべり運動の力学である地すべりダイナミクスの研究と地すべり計測をベースとした大規模岩盤地すべりの前兆段階の斜面変状の把握と地すべり危険度評価の研究です。必ずしも適当かどうか分かりませんが、斜面防災の特集の機会に、私の思うところを紹介させていただきます。

斜面防災の目的は、土構造物や人工法面の安定性の確保、ダム・道路・鉄道等の構造物の地すべりからの保護など経済的な損失を防ぐものから、人命の保護や一旦破壊されると復旧することのできない文化・自然遺産の保護など種々のものがあります。土木構造物の保護は建設に必要なとする経費から、その保全にかけられる斜面防災対策の経費がおのずと決まってくるのですが、人命の保護や文化・自然遺産の保護に、いくら経費をかけるべきか、確かではありません。しかしながら国土開発や土木構造物の建設がスローダウンしてきた今日、人命の保護、文化・自然遺産の保護、特に人命の保護、安全の確保が、いぜんよりはるかに重要性を増してきていると思います。

人命の斜面災害からの保護と他の保全対象との違いは、人間は自分で移動できること、また居住地を移し、斜面災害危険場所の土地利用変更による災害軽減も可能です。危険斜面の抽出と誘因から信頼性の高い災害予測をすることにより、早期警戒・避難、あるいは移住・土地利用変更などにより災害予防を効果的に実施することができます。この認識は、日本でも説得力を持ちつつありますが、発展途上国ではより切実です。このような認識の広がりを背景として、世界的に斜面防災のための研究・調査、および警戒・避難・土地利用変更等の実施を可能とする幅広い学習の必要性が強く認識されつつあります。このことから日本を中核として世界的に斜面防災に関する研究と学習を推進しようという動きが始まっています。

東京行動計画と第一回斜面防災世界フォーラム

2002 年 1 月に京都で開催されたシンポジウムの際に世界の地すべり研究機関をメンバーとして国際斜面災害研究機構 (International Consortium on Landslides: ICL) が設立され、その後、ICL は特定非営利活動法人 (NPO) として京都府に登録されました。ICL は設立時よりユネス

コ、世界気象機関 (WMO)、国連京都大学防災研究所戦略事務局 (UN/ISDR) 他と日本政府 (外務省、文科省他) の後援を受けて発足し、初代会長に佐々恭二が選ばれました。2006 年 1 月に東京の国連大学において円卓会議「国連国際防災戦略における斜面災害に関する地球システム危険度解析と持続可能な災害管理についての研究と学習の強化—ダイナミックかつ地球規模でのネットワークをもつ国際斜面災害研究計画の構築を目指して」が開催されました。本会議は日本政府 (内閣府ほか 4 省)、日本学術会議等の後援を得て、国際斜面災害研究機構と国連 6 機関、京都大学が共催し、その会議の成果として 2006 年東京行動計画「地すべりと関連地球システム災害の地球規模での危険度軽減のための研究と学習の強化」が採択されました。この行動計画において推進すべき分野として、(1) 技術開発 (A: 監視と早期警戒, B: ハザードマップ, 脆弱性, および危険度評価), (2) 重点地すべり (A: 巨大災害を引き起こす地すべり, B: 遺産を脅かす地すべり), (3) 能力開発 (A: 人間・組織能力の強化, B: 情報・知識の収集・発信), (4) 軽減・予防, 復興 (A: 予防, B: 軽減, C: 復興) があげられています。また、IPL を推進する活動として、3 年ごとに斜面防災世界フォーラムを開催すること、その際に斜面災害軽減に貢献する大学、研究所、NGO、政府、地方公共団体等を対象として、斜面災害世界 COE (WCoE) を選定することなどがうたわれました。

第一回の斜面防災世界フォーラムは 2008 年 11 月 18-21 日に ICL、国連 8 機関 (UNESCO, WMO, 世界銀行など)、国際科学会議 (ICSU)、世界工学団体連盟 (WFEO)、京都大学、日本地すべり学会の共催で実施され、組織委員会の名誉議長は松浦晃一郎ユネスコ事務局長、ジャロウ世界気象機関事務総長、プリセーノ国連防災戦略事務局長、メタ国際科学会議会長ほか 3 名です。会議中には分科会を 30-40 セッションや技術紹介展示などを開催する予定です。(社)全国地質調査業協会連合会傘下の会社・技術者、あるいはその委員会など、世界中のどのような組織、団体、グループからの参加・セッションの提案も歓迎致します。会議は同時通訳付きの予定です。この日本を中核とする世界的な斜面災害危険度軽減のための活動に対して、(社)全国地質調査業協会連合会からご支援・ご協力いただきますようお願い申し上げます。第一回斜面防災世界フォーラムのプレチン (英語、日本語) については ICL のホームページ (<http://icl.dpri.kyoto-u.ac.jp/>) をご参照下さい。

斜面災害の予測とハザードマップ作成のために —最近の同時多発型斜面災害と岩盤崩落事例から—

やまぎし ひろみつ*
山岸 宏光*

まえがき

斜面災害にはさまざまな現象があり、素因も誘引（トリガー）もさまざまである。最近の自然災害を見ても、戦後の大雨による水害は大河川の氾濫が主であったが、最近では中小河川の内水面氾濫と斜面災害が主なものである。また、地震の場合でも、耐震基準が厳しくなり、建築構造物そのものは壊れにくくなっているが、人工盛土などのために、地面自体がすべることによる災害が目立っている。2004年に新潟県で発生した7.13豪雨災害や10.23中越地震災害は、いずれも同時多発型斜面災害であった（山岸ほか、2005）¹⁾がまさにこのようなことを地で行ったような災害であった。また、最近国の財政事情に起因して、土木構造物の建設などの公共事業が大幅に削減されて、従来のハード対策から、危険時にいち早く避難するためのハザードマップの普及などソフト対策に重きが置かれるようになってい

る。本文では、特に最近2004年に新潟県で発生した同時多発型2大斜面災害についてのGISによる検討や、最近の岩盤崩落などについてふりかえり、斜面災害ハザードマップの可能性について書いてみたい。

1. 斜面災害の種類と定義

筆者は、斜面災害、つまりマスマーブメントを以下のように区分し、それぞれ以下のように定義している（図1参照）。

1) 地すべりとは、滑落崖（あるいは分離崖）とそれに対応する移動体からなり、すべり面があるものとして、速度は問わ

ないこととする。一般には20度前後の緩斜面で発生することが多い。

- 2) 表層崩壊とは、斜面の比較的軟らかい表層物質が岩盤から剝離して下方に移動する現象で、崩壊源、流走部、堆積部に区分される。30度～60度の斜面で発生することが多い。
- 3) 山体崩壊とは、火山噴火や地震により、火山体の山頂が大規模に崩壊して、岩屑なだれ(Debris avalanche)を発生させ、無数の“流れ山”(flow mound)と呼ばれる小丘を形成する。
- 4) 岩盤崩落とは、60度以上の急崖で発生し、すべり破壊、崩落、トップリングなどに区分され、岩石・岩盤が下方に急速に移動するものをいう。
- 5) 土石流・泥流とは、火山噴火の直後や大雨により、谷の頭部や河谷の土砂が多量の水とともに下流に運搬される現象である。火山噴火の際に山頂火口の水が噴火とともに火山灰をまきこんで泥流として流下するものであり、火山泥流と呼ばれる。
- 6) 火砕流とは、火山噴火の現象のひとつで、ガスと火山灰や岩片が混じった高温（摂氏500度以上）の雲が斜

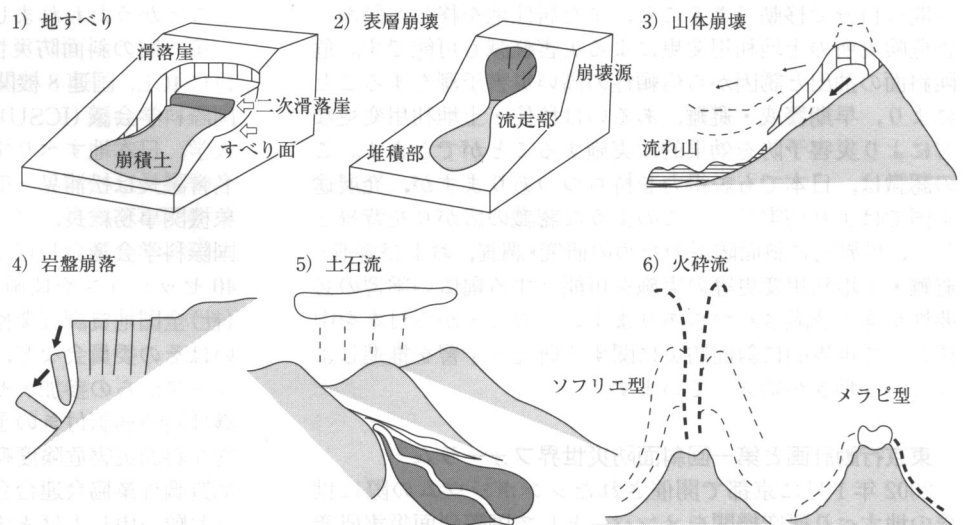


図1 斜面災害の分類（山岸ほか、2000）¹⁾

* 新潟大学災害復興科学センター防災部門長 新潟大学自然科学系 教授

面を高速で流下するもの。この流れの下部は岩塊からなり、土石流に似た流れであるが、上部は火砕サージと呼ばれる熱風をとまうことがある。この火砕流には、1. 軽石噴火 (Plinian Eruption) の際に噴煙柱が崩壊したソフリエ型、2. 火口に上昇した溶岩ドーム (Lava dome) の先端から崩壊するメラピ型、3. 火口に上昇したドームの先端から爆発的に発生するプレー型とがある。

本文では、この中から、1), 2), 4) について扱うことにする。

2. 斜面災害の把握の技術

2.1 地すべり地形の把握とデータベース

地すべり災害の予測には、まず空中写真判読による地すべり地形分布図が必要である。わが国での地すべり地形分布図は、主に、独立行政法人防災科学技術研究所で作成、発行している (ウェブサイトからダウンロード可能 http://lsweb1.ess.bosai.go.jp/website/lsweb_jp/viewer.htm)。ただし、北海道の地すべり地形マップについては、1994年に発行された、北海道地すべり地形分布図 (図2; 山岸, 1993)¹²⁾ がある。この地図はある程度のデータベース化はされている (山岸ほか, 1996)¹⁴⁾ が、GIS化はされていない。GISで使える数値化したデータの公開は2007年度内には、北海道立地質研究所のサイトからダウンロードが可能になると聞いている。

これらがまず基本的な地すべり地形のデータベースであるが、地すべりの予測範囲はこの地すべり地形内かその周辺が再活動の範囲として把握できる。最近では、どの地すべり地形が危険かについて、写真判読からAHP法で個人差をなくして客観的評価ができるようになってきた。

2.2 豪雨による崩壊の把握とデータベース化

—2004年7月13日の豪雨斜面災害を例に—

従来から、豪雨による崩壊例はよく知られているが、本

文では、2004年7月13日の梅雨末期の豪雨により、主に、新第三紀堆積岩の丘陵で発生した崩壊について、現地調査、空中写真判読、GISを活用した地形解析などを試みたので概要を報告する。このような豪雨による土砂災害調査法のひとつとして1980年に北海道日高地方で発生した同時多発崩壊の際に使用した調査票を改変したもの (図3) を使用

図3 7.13 豪雨による同時多発型崩壊調査票 [(遠藤ほか, 1984)⁵⁾ を改変]

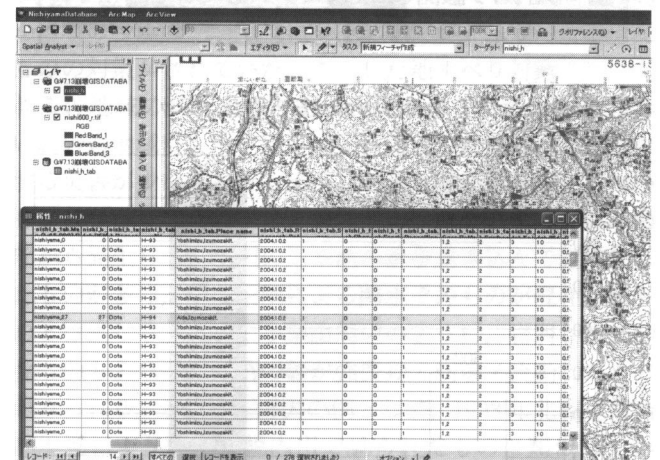


図4 図3による調査結果のGISデータベース

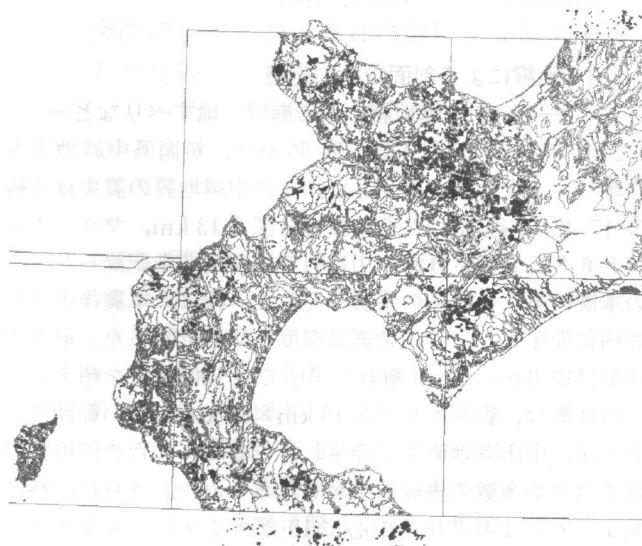


図2 北海道渡島半島のGISによる地すべり地形分布図 (山岸, 1993)¹²⁾

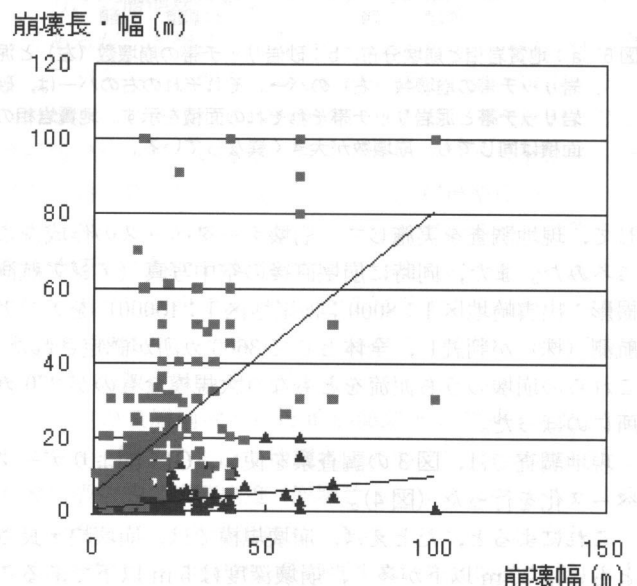


図5 出雲崎付近の2004年崩壊の幅に対する崩壊長・幅の関係

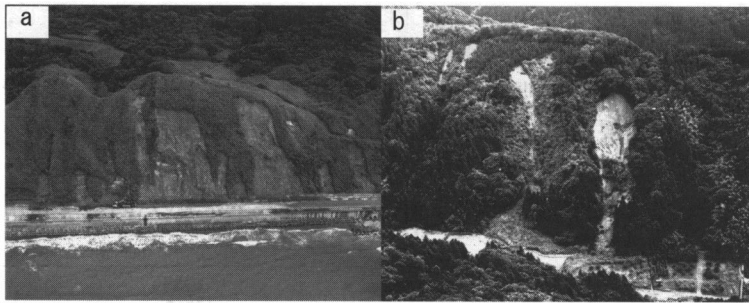
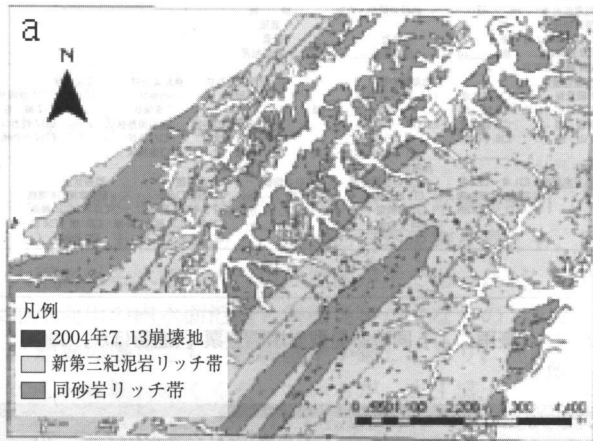


写真1 2004年7月13日豪雨による代表的表層崩壊のタイプ(出雲崎地方)。a: 平滑型, b: スプーン型(中日本航空提供)。



岩相ごとの崩壊数と面積のグラフ

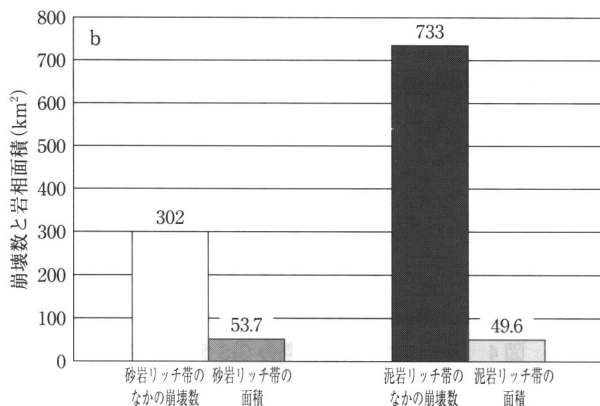


図6 a: 地質岩相と崩壊分布。b: 砂岩リッチ帯の崩壊数(左)と泥岩リッチ帯の崩壊数(右)のバー。それぞれの右のバーは、砂岩リッチ帯と泥岩リッチ帯それぞれの面積を示す。地質岩相の面積は同じでも、崩壊数が大きく異なっている。

して、現地調査を実施して、崩壊データベースの作成をこころみた。また、同時に崩壊直後の空中写真(アジア航測撮影:出雲崎地区1:8000;栃尾地区1:15000)をアジア航測(株)が判読し、全体として3600カ所が認定された。これらの崩壊のうち泥流をともなう大規模なものが270カ所にのぼった。

現地調査では、図3の調査票を使い、GISによりデータベース化を行った(図4)。

これによると、たとえば、崩壊規模では、崩壊幅・長さともに30m以下が多く、崩壊深度は5m以下であること、崩壊幅と長さ・長さはある程度比例関係にあること(図

5)、崩壊頭部の遷急線との位置関係では、遷急線上と遷急線下が多く、遷急線の上位は少ない傾向がある。

現地調査と斜め空中写真などから、崩壊には主に二つのパターンに区分できる。ひとつは表層崩壊とやや深度の大きい泥流をともなう深層崩壊とがある。そのほかに、地すべり的なものも存在するが比較的少ない。表層崩壊には、崩壊面の形態から、平滑型崩壊とスプーン型表層崩壊とに区分できる(写真1)。また、3600カ所の斜面災害の崩壊地と泥流について、その判読図(ラスター画像)からベクター

変換を行いGIS処理の基礎資料とした。また、これらの基本地図として10mメッシュのDEM(北海道地図GIS-MAP)を使用して種々のGIS処理・解析を行った。また、数値地質図として、産総研地質情報センター小松原聡博士提供による5万分の1地質図「出雲崎」を使用した。さらに、地すべり地形分布図として、「長岡・高田」(防災科学技術研究所HPからダウンロード)を使用した。これらから、崩壊と地形・地質情報との関連を検討すると、出雲崎地域で、岩相と崩壊分布の関係を見ると、泥岩リッチ帯の方が砂岩リッチ帯より多い傾向があり(図6a, b)、後に述べる地震による場合とは逆の傾向があるように見える(図7)。

2004年7月13日の崩壊は、出雲崎町から栃尾市(現長岡市)にいたる範囲で発生しているが、特に前者の地域では、1961年、1980年にも同時多発型豪雨崩壊が発生している。特に1961年の崩壊は、2004年の崩壊に勝るとも劣らない数が判読される(斉藤・山岸, 2006)⁹⁾。1961年の崩壊と2004年の崩壊を比較してみると、1961年の崩壊が2004年のそれらより数が多い(斉藤・山岸, 2006)⁹⁾。しかし、1961年の崩壊と2004年の崩壊の発生箇所は重なっていないように見える。このことは、1993年の奥尻島の地震による崩壊でも同様のことが言える。つまり、奥尻島における1988年の大雨による崩壊と1993年の地震によるものを比較したが、後者の崩壊は、5年前の崩壊箇所を避けて発生していることがわかっている(山岸, 1997)¹⁶⁾。

2.3 地震による斜面災害の把握

—10.23 中越地震による崩壊・地すべりなど—

2004年10月23日午後5時56分に、新潟県中越地方を震源とする大地震が発生した。この中越地震の震央は北緯37°17.4′, 東経138°52.2′, 震源は深さ13km, マグニチュード6.8と発表された。川口町では震度7を記録した。この本震のあとに多くの余震も発生し、特に、本震後の2時間内に発生した三つの余震は震度6以上であった。最大加速度は震央から7km離れた場所でも1000galを超えた。この地震は、震源エリアが15km×30kmと狭い範囲ではあるが、中山間地直下で発生したことで、数百の深度大の地すべりや多数の表層崩壊がもたらされた。さらに、特に地すべりにより芋川を中心に10カ所でランドスライドダムが形成された。合計4400カ所以上の斜面災害が確認されている(関口・佐藤, 2006)¹⁰⁾。

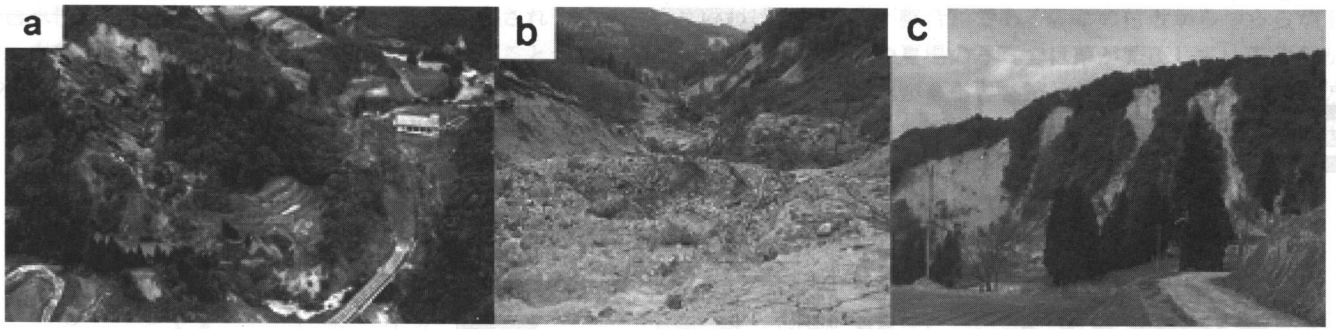


写真2 a: 深度の大きい地すべり(芋川流域の東竹沢; 10月25日撮影, 中日本航空(株)), b: 小栗山付近の流動型地すべり(6月22日撮影), 下部は円礫からなり, 掃流堆積物, 中部: 岩屑なだれ, 上部: 地すべり堆積物, c: 表層崩壊(半蔵金)。

これらの斜面災害を空中写真(朝日航洋, 1:10,000)の判読から, 大まかに以下の三つのタイプに区分された(写真2)。

- 1) 大深度地すべり(写真2a): これらの分布を見ると, 主に, 芋川本流にそってほぼ南北方向に分布している。GIS解析によると, 地形傾斜の関連では, 後記のフロータイプとともに, 北東側傾斜に多いように見える。地質岩相との関連で見ると, これらの地すべりは, 泥岩地域と比べて砂岩地域に多い。これらの地すべりは初生的地すべりか, あるいは旧地すべりの再活動である。いずれも, 地質構造との関連で見ると, 層すべりであるが, 中にはやや回転をともなうスランプ型も見られる。
- 2) フロータイプすべり(写真2b): このタイプは谷の頭部や棚田の縁から発生し, 岩屑なだれ的に流動したり, 水を多量に巻き込んで泥流化したものである。
- 3) 表層崩壊(写真2c): このタイプは, 比較的急な平滑あるいは凸斜面の頂部から発生するもので, 同一斜面では連続していることが多い。上記の二つの地すべりと比べて, 急傾斜面で発生し, 土砂量は少ない。また, GIS解析によると, 地形傾斜では南東側傾斜に多いように見える。地質構造との関連では受け盤構造である。

3. 豪雨による斜面災害と地震による斜面災害との比較

述べた二つの異なった誘因による同時多発斜面災害は, いずれも新潟市から南へ80~100 kmの魚沼丘陵, 西山丘陵, 東山丘陵などの最大標高600 mくらいまでの丘陵性の山地で発生している。また, これらの丘陵は, 北北東-南南西にのびる背斜が尾根をつくり, 向斜が谷をつくるという典型的な褶曲性丘陵であり, それらに沿って断層も走っている。堆積物は中新世から更新世の砂岩・泥岩やそれらの互層からなっている。

7.13豪雨を襲った出雲崎から栃尾にかけては, やや硬い寺泊層の作る背斜構造の周辺に椎谷層や西山層の泥岩・砂岩が取り巻いている。出雲崎地域では斜面災害の分布も岩相に支配されていて, 受け盤と流れ盤が明瞭である。つまり前者は表層崩壊, 後者は大規模な崩壊・地すべりとなる傾向がある。また, 砂岩より泥岩地帯でより規模が大きく

なっている。また, この両者の差は, 主に風化帯の厚さにも起因している。この豪雨による斜面災害の多くは, 旧来の地すべり地形との関連で見ると, 滑落崖の急斜面で発生していることがあるが, 崩土全体が動いた再活動タイプは少ない。

一方, 10.23中越地震による斜面災害は, 新第三系の地質構造と岩相に関連している。特に, ランドスライドダムを形成したような深度の大きい地すべりは, 砂岩, あるいは砂岩リッチ帯で発生しており, 構造的には層すべりである(写真2a)。旧来の地すべり地形との関連では, 地すべり防止区域の多くは泥岩地域に多く, 融雪がトリガーとなったものの対策がされていた。こうした地すべり対策工が, これらの地域の斜面災害をある程度防止したのかもしれない。砂岩地域にも地すべり地形は認められるが, 水の関与する災害が少なかったためか, 対策も進んでいなかったかもしれない。フロータイプの地すべりについては, 谷の頭部から発生して, 周辺の川や池の水を巻き込んで泥流化したものが多く, 7.13豪雨による降水そのものが混在したものとは異なる。また, 小栗山周辺のように, 岩屑なだれ的なものもあり, 未固結の砂が強震動で崩壊・流動したものがみられる。これは, 過去の例として, 1993年北海道南西沖地震により奥尻島幌内川で見られたものに類似している。

一方, 表層崩壊について見ると, 急斜面であることは同じであるが, 大雨によるものは, 発生地点では遷急線の直上と下が多いが, 地震の場合には, 遷急線直上付近からのものが多い。また, 大雨の崩壊は谷地形, 凹地形および平滑斜面で発生しているが, 地震の場合には凸地形あるいは平滑斜面で発生していることが多い。規模や広がりという点, 大雨の場合にはひとつひとつ離れているが, 地震の場合は連続して斜面全体に広がっているものが多い。また, 地質岩相との関連で見ると, 図7に示すように, 旧山古志村では, 砂岩リッチ帯の方が, 泥岩リッチ帯よりも崩壊・地すべりの数が多い傾向がある。

ふたつの表層崩壊密度と地形傾斜との関連をGISで解析すると, 図8のように地震による場合には, 30度以上でも幾何級数的に崩壊密度(崩壊数/km²)が増加するが, 豪雨の場合には30度以上になると頭打ちとなる傾向が見られる(岩橋ほか, 2006)⁴⁾。その理由は, 斜面傾斜が30°以上では, 地震の場合は加速度が大きくなるし, 大雨の場合に

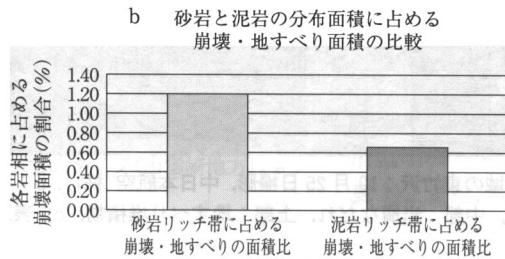
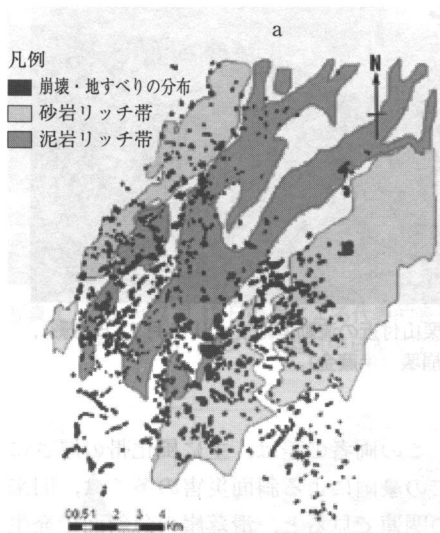


図7 旧山古志村周辺の中越地震による崩壊・地すべりの分布，a：崩壊・地すべり数の分布と砂岩リッチ帯と泥岩リッチ帯，b：砂岩リッチ帯と泥岩リッチ帯との崩壊・地すべりの占める面積比の比較。

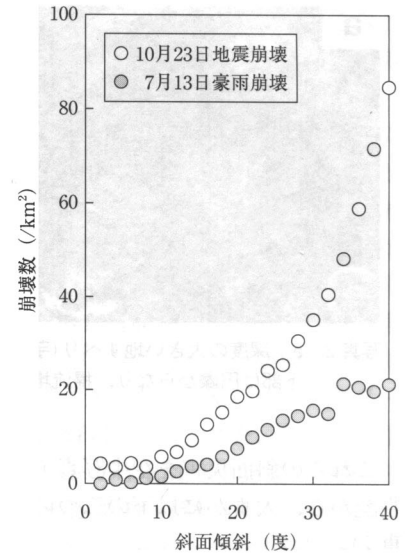


図8 2004年7.13豪雨崩壊と10.23地震崩壊の密度(崩壊数/km²)と斜面傾斜との関係(岩橋ほか, 2006)⁴⁾

は表層物質が少なくなるからかもしれない。

豪雨による斜面災害は主に出雲崎から栃尾までの北側で、表層崩壊が3600カ所あり、そのうち泥流をとまなう深度の大きいものが270カ所であった。また、地震による崩壊・地すべりは旧山古志村を中心に、4000カ所(関口・佐藤, 2006)¹⁰⁾と報告されていて、表層崩壊が多いが、フロー型崩壊・地すべりや大深度地すべりも数多い。特に、大深度地すべりは10カ所に上るランドスライドダムを形成し、家屋の水没が発生し、土石流災害の危惧がもたれた。いずれも標高600mまでの中新世-更新世の砂岩・泥岩からなる丘陵性山地で発生した斜面災害である点は共通するが、発生斜面の位置、風化土層、流れ盤、受け盤構造などによりパターンや規模が左右されている。つまり、大雨の斜面災害は風化土層の厚さが問題であり、地震のそれは流れ盤構造や地質岩相が重要な要素となっている。両者の現地調査とデータの解析はまだ途上であり、発生前と後の空中写真の比較などは一部しか実施していない。また、これらのデータをGIS用に作成中であり、解析も現在進行中である。今後のデータ収集と解析により、より詳細なデータが得られると考える。

4. 岩盤崩落の分類と地質学的な観点の重要性

岩盤崩落という言葉が、一般的になったのは、1996年2月に北海道積丹半島で発生した大規模な岩体が国道229号線を通る豊浜トンネルを通過中のバスを直撃して、20名が犠牲になったことに始まる。また、翌年の1997年8月には、人身事故には至らなかったものの、さらに大規模な崩落が同じ国道229号線の第2白糸トンネル出口の覆道を破壊した。こうしたことから、従来落石とっていたものとは、比較にならないくらい大規模な崩落もありうる注目がされた。筆者は1996年2月の豊浜トンネルの事故後に、これらの地域の地質調査の経験があったこと、北海道開発局の検討委員会にも参加してきたことから、岩盤崩落の分類

やこの二つの崩落の概要を振り返ってみたい。

4.1 岩盤崩落の分類

岩盤の崩壊の分類には、いくつかの分類がある。たとえば、Norrish and Wylie (1996)⁸⁾による、planar failure, wedge failure, toppling failure, circular failureなどがある。しかし、岩盤崩落の規模による分類が日本語的にはあったほうが便利であることから、筆者は以下のような分類を提案したい。

- (1) 落石 (small rock fall)——10² m³ オーダー以下
- (2) 岩石崩落 (rock fall)——10³ m³ < x < 10⁴ m³ オーダー
- (3) 岩盤崩落 (large rock fall)——10⁴ m³ < x < 10⁵ m³ オーダー
- (4) 大規模岩盤崩落 (gigantic rock fall)——10⁵ m³ オーダー以上

最近では、北海道えりも町の海岸(通称黄金道路)で、上記の(3)にあたる規模の崩壊が変成岩斜面で発生した(伊東・日外, 2004²⁾; 一般国道336号えりも町斜面崩壊調査委員会, 2004³⁾)が、1990年代に北海道で発生した二つの火山岩の岩盤崩落が全国的に、大きな衝撃を与え、岩盤崩落研究の起点ともなったことから、地質学的(理学的)な観点から筆者の考えを述べたい。

4.2 豊浜トンネル付近の地質と岩盤崩落(図9a, b)

崩落地点を含む積丹半島の東海岸は東に緩く傾く中新世の安山岩質ハイアロクラスタイト(保柳ほか, 2006)¹⁾からなる。崩落地点付近の地質構成は主に上中下の3層に区分できる。上部層は再堆積したハイアロクラスタイトで砂岩を挟む。下部層は、同じく再堆積したハイアロクラスタイトである。これらの上部層と下部層に挟まれた中部層は、同じくハイアロクラスタイト層ではあるが、上下の境界面に対して斜交した厚さ2~10mのフローユニットが数枚認められる。崩落箇所は上部層にあたる。上部層と下部層

は透水性がやや高い可能性があり、もろく侵食されやすいが、中部層は透水性は低く硬く侵食されにくいことが想定された。また、およそ5000年前の縄文海進の際の海蝕によりオーバーハング状態になっている。また、上中下部層のそれぞれの境界は、堆積様式の違うユニットの境であり、

いわば岩相的“不整合”である。この付近からつららが下がっていることや夏場の写真では草が繁茂していることから、地下水の湧水が多いことがわかる。したがって、この岩盤崩落は背面の亀裂とともに、岩相の境界面が重要な役割を果たしている。

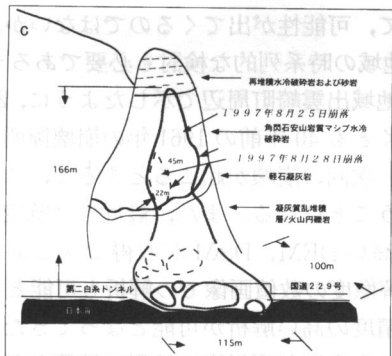
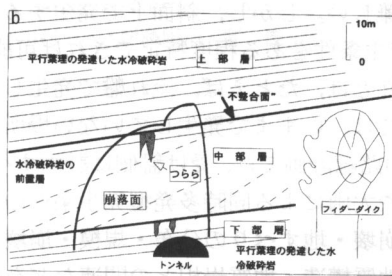


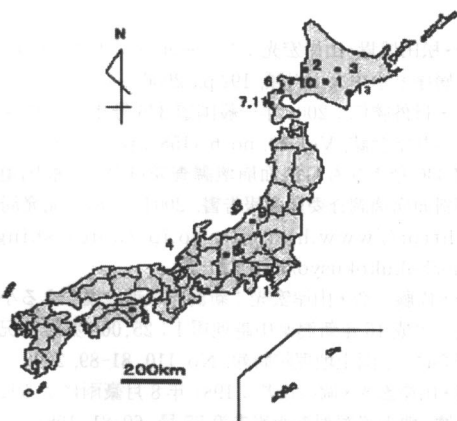
図9 a: 北海道の二つの岩盤崩落の位置。b: 1996年2月10日に発生した豊浜トンネル岩盤崩落面のスケッチ。c: 1997年8月25, 28日に発生した第2白糸トンネル岩盤崩落面のスケッチ(山岸, 1998)¹⁰⁾。

4.3 第2白糸トンネル付近の地質と岩盤崩落(図9a, c)

この付近の地質は、豊浜トンネル崩落と同様に、新第三紀の再堆積したハイアロクラスタイト、角閃石安山岩質ハイアロクラスタイト、凝灰質乱堆積層(上部は軽石凝灰岩)の3層からなる。全体に海側に緩く傾斜した流れ盤構造である。崩落地点は海蝕崖の南端の岩塔をなす中部層の角閃石安山岩質ハイアロクラスタイトである。この部分はマッシュ(塊状)で、層理は存在せず、フィダーダイクあるいは溶岩とその破砕岩からなる岩相であり、海底火山体の中心部にあたらしい。その部分から左側(北側)へ20~30度傾斜した再堆積ハイアロクラスタイト層につながる。崩落地点では、ハイアロクラスタイトが下位の軽石質凝灰岩の上に垂れ下がったように載っている。この付近では1993年7月13日の北海道南西沖地震で岩石崩落が発生したが、この岩盤崩落は8月25日と28日の2回にわたって発生した。発生前の8月はじめから300mm(最大日雨量100mm)という降雨後の地下水が引き金になった可能性が大きいと判断された。また、この崩落については、かなり詳しい調査も行われたので、そのデータをもとに、画像解析崩落シミュレーションを行った結果、開口トップリング—すべり—落下—転倒—すべりという複雑な過程をたどったことが推定された(山岸ほか, 2000)¹⁷⁾。この崩落の場合でも、軽石凝灰岩とその上位のハイアロクラスタイトとの境界面が重要であった。

4.4 二つの崩落と産状学的重要性

述べた二つの岩盤崩落の位置は日本海に面する海蝕崖の中腹であり、地質はいずれも新第三紀の安山岩—ディサイトのハイアロクラスタイトで、上部・中部・下部の3層にわかれている。規模は豊浜トンネル崩落は高さ75mの高



| 名称 | しちょう | 発生年月日 | 崩落形態 | 規模(m ³) | 斜面傾斜(°) | 地質岩相 | 被害状況 | 参考文献 |
|-----------|--------|------------|----------------------------|---------------------|---------|------------|--------------------|---------------------------|
| ①天人峯 | 北海道美幌町 | 1980.10.16 | 滑動 | 20,000 | 80° | 凝結凝灰岩 | 洞門, ホタル, 負傷者4名 | 山岸, 1997 |
| ②越冬峠 | 北海道長谷町 | 1981.12.19 | 滑動 | 1,000 | 80° | 火山凝灰岩 | 国道231号トンネル | 委員会報告書, 2000 |
| ③層雲峡 | 北海道上市町 | 1987.06.09 | 崩落 | 11,000 | 80° | 凝結凝灰岩 | 死者3名, 負傷者6名 | 山岸ほか, 1998 尾形・生島, 1993 |
| ④越前峠 | 福井県越前町 | 1989.07.16 | 転倒 | 1,000 | 90° | 火山山礫岩 | 洞門, 死者1名 | 山岸ほか, 1990 |
| ⑤観ヶ池 | 長野県安曇村 | 1991.10.18 | 崩落 | 3,000 | 80° | 膨張岩チャート | 国道188号洞門 | 渡辺ほか, 1992 |
| ⑥刀洗トンネル | 北海道岩内町 | 1993.07.12 | 滑動—崩落(北海道南西沖地震) | 2,000 | 80° | 火山砕屑岩 | 国道229号トンネル | 高橋・横田, 1997 |
| ⑦第2白糸トンネル | 北海道島牧村 | 1997.07.12 | 崩落(北海道南西沖地震) | 2500 | 80° | 火山砕屑岩 | 国道229号トンネル | 山岸ほか, 2000 |
| ⑧大歩危 | 徳島県山城市 | 1993.10.09 | 崩落 | 700 | 75° | 砂質片岩 | 国道32号環状 | 高橋・横田, 1997 |
| ⑨谷花 | 新潟県三川村 | 1995.04.02 | 崩落 | 5,000 | 75° | 凝灰岩 | 国道49号防壁 | 建設省, 1994 |
| ⑩奥尻トンネル | 北海道古平町 | 1996.02.10 | 崩落 | 11,000 | 70° | ハイアロクラスタイト | トンネル破口, 死者20名 | 山岸, 1996 委員会報告書, 1996 |
| ⑪第2白糸トンネル | 北海道島牧村 | 1997.08.25 | 滑動—転倒(8月25日と28日の2回にわたって崩落) | 42,000 | 80° | ハイアロクラスタイト | 国道229号環状 | 山岸ほか, 1999, 2000 |
| ⑫甲村町 | 横浜市南区 | 1999.02.17 | 滑動—崩落 | 600 | 75° | シルト岩 | マンション, 負傷者1名 | 千葉・藤本, 1999 |
| ⑬又り丸野斜面崩落 | 北海道足寄町 | 2004.1.13 | 滑動—崩落 | 42,000 | 50° | 塊状ホルンフルス | 国道24号環状, 死2名, 負傷1名 | 伊藤・日村(2005), 委員会報告書, 2004 |

図10 わが国で1980~1999年に発生した代表的な岩盤崩落。なお、1993年7月13日に奥尻島で発生して、30名が犠牲となった奥尻港の場合は、高速地すべり(Yamagishi, et al., 1994)¹³⁾と判断してこの表には入れていない。また、この表の11までの文献リストは本文では割愛した。上野・山岸(2002)⁶⁾を参照されたい。

さから 11,000 m³ の体積であったが、第 2 白糸トンネル崩落は高さ 160 m の高さから、2 回にわたった崩落の体積の合計は 65,000 m³ であった。崩落メカニズムは豊浜トンネル崩落が単純な落下運動が推定できるのに対して、第 2 白糸トンネル崩落の場合はのべたように複雑な運動が推定された。気象条件では、前者が厳冬期であり、後者が夏期という大きな相違があるが、いずれも地下水が関与したと考えられる。豊浜トンネル崩落の場合には、ハイアロクラスタイト各層の境界から、第 2 白糸トンネル崩落の場合は、ハイアロクラスタイトと凝灰岩との境界から地下水が湧出したり、その形跡があった。いずれも地層境界が、亀裂(背面はできないが)とともに崩落に関与した不連続面の役割を果たした可能性が高い。

図 10 でわかるように、2000 年 1 月 13 日に発生した北海道えりも町の斜面崩壊は変成岩斜面であったが、最近の日本列島で発生する斜面災害の多くは、火山岩地域で発生していること、その規模が大きいことが注目される。その意味で、危険度判定などの際に、火山岩を岩区分する場合など、溶岩や溶結凝灰岩のように比較的均質なものは機械的な定量化が容易である。しかし、ハイアロクラスタイトのような角礫岩はフィダークライクと呼ばれる同時岩脈を伴い複雑な構造を示す。つまり、噴出様式や堆積様式がさまざまであり、露頭の中で岩相変化が著しく、硬岩と軟岩とが交互に重なったり、水平的に変化したり、両者が混じりあったりする。したがって、火山岩の岩盤分類や評価は容易ではない。特に、我が国に広く分布する新第三紀火山岩の現在の岩の状態は、基本的にはそれらの成因が規制している。したがって、これらの地域の岩盤調査にあたっては、成因をあつかう産状学 (physical geology) といった火山地質学的分野 (保柳ほか, 2006)¹⁾ と、割れ目間隔などを定量化する地質工学分野との双方の見方が必要であろう。

5. 斜面災害ハザードマップの現状

斜面災害のハザードマップは、火山災害や洪水災害と比べて、いまだに効果的なものはできていないのが現状である。そのことは、中筋 (2005)²⁾ が指摘していることであるが、地すべりはともかく、こと崩壊に至っては、大雨でも地震でもおきるトリガーの多様性と場所の特定が困難なためであろう。

5.1 数値地図の現状と期待

GIS を活用して、ハザードマップを作成したり、WEB-GIS として公表されることが拡がりつつあるが、まだ一部にすぎない。それがより拡がるためには、まず、基本データとしての空中写真、衛星画像、オルソ化画像などが必要であり、DEM や DSM も必要である。すでに国土交通省や国土地理院のホームページから全国の空中写真が無料でダウンロードできるようになり、最近では都市部の一部に限られてはいるが、GIS で活用できるオルソ化した写真も無料ダウンロードが可能となってきた。また、地形図は国土地理院から、地質図は総合地質情報データベース (GeoDB:

<http://www.gsj.jp/Gtop/geodb/geodb.html>) として、シームレス地質図がダウンロードできるサービスが開始されたが、もっと精度の高い地すべり地形分布図、種々の河川や水系図などの数値地図が公開されることが望まれる。また、高さデータとして DEM などは日本で市販されているのは国土地理院の 50 m メッシュと北海道地図の 10 m メッシュ 1 (GISMAP) だけであり、1 m メッシュの場合には航空レーザーで取得しなければならず高価である。今後、精度の高い DEM など、基本データが入手しやすくしてほしいものである。

6. 斜面災害ハザードマップの作成をめざして

斜面災害は、さまざまな形態があり、また、地形・地質条件 (素因) もトリガー (誘引) もさまざまであることから、予測は難しい。しかし、斜面上で発生することは明らかであり、発生条件をある程度特定できれば可能であろう。その発生条件とは、たとえば、流れ盤で発生した地すべりの多い斜面では、いままで発生していない場所が危険となるし、道路の路線計画では、受け盤側に計画すべきである。また、地震や大雨による同時多発型発生条件の場合には、数千箇所の崩壊・地すべりの分布・規模・崩壊率と地形傾斜、曲率、地質構造・地質岩相との関連などを明らかにするためにデータベース化を行い、その重要度を明らかにすることによって、可能性が出てくるのではないか。その場合には、対象地域の時系列的な検討も必要であろう。つまり、新潟県中越地域出雲崎町周辺で示したように、2004 年崩壊は、すくなくとも 40 年前の 1961 年の崩壊箇所を避けていることから、今回の崩壊が起こるとすると、この両者以外の斜面ということになる。また、最近では航空レーザーによる精度の高い DEM、DSM が取得できるようになったり、25 cm 解像度の数値画像での解析も可能となったことから、より精度の高い解析が可能となってきた。したがって、特に同時多発型斜面災害の地形・地質などの素因条件としては、地震を誘引とする場合と雨を誘引とする場合、それぞれの要素が数値地図データや画像データなどから抽出されることが重要であろう。

参考文献

- 1) 保柳康一・松田博貴・山岸宏光：フィールドジオロジー第 4 巻、シーケンス層序と水中火山岩類、192 p., 2006.
- 2) 伊東佳彦・日外勝仁：2004 年一般国道 336 号えりも町斜面崩壊、日本地すべり学会誌、Vol. 40, no. 6 (158), p. 62, 2004.
- 3) 一般国道 336 号えりも町斜面崩壊調査委員会：一般国道 336 号えりも町斜面崩壊調査委員会報告書、2004. 北海道開発局ホームページ <http://www.hkd.mlit.go.jp/topics/shingikai/r336erimo/hokukokusyo/index.htm>
- 4) 岩橋純子・佐藤 浩・山岸宏光：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、No. 110, 81-89, 2006.
- 5) 遠藤祐司・山岸宏光・岡村俊邦：1981 年 8 月豪雨による日高地方の斜面崩壊、地下資源調査所報告第 55 号, 69-81, 1984.
- 6) 上野将司・山岸宏光：わが国の岩盤崩壊の諸例とその地形地質学的検討—とくに発生場と発生周期について—、地すべり、第 39

- 卷, 第1号, 40-47, 2002.
- 7) 中筋章人：なぜ「土砂災害ハザードマップ」はできないのか, 応用地質, 第46巻, 第5号, 250-255, 2005.
 - 8) Norrish, N. I. and Wyllie, D. C.: Rock slope stability analyses, In: Turner, A. K. and Schuster, R. L., Landslides-Investigation and mitigation, TRB National Research Council, Special Report 247, 391-425, 1996.
 - 9) 斉藤正弥・山岸宏光：2004.7.13新潟豪雨による斜面崩壊—地形・地質要因の検討, 日本応用地質学会平成18年度研究発表会講演論文集, pp. 391-392, 2006.
 - 10) 関口辰夫・佐藤 浩：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, 第43巻, 142-154, 2006.
 - 11) 山岸宏光：北海道における最近の二つの岩盤崩落について, 岩の力学ニュース, no. 49, pp. 3-5, 1998.
 - 12) 山岸宏光編著：北海道の地すべり地形, 北海道大学図書刊行会, 392 p., 1993.
 - 13) Yamagishi, H., Amamiya, K. and Kurosawa, K.: Landslides induced by the Hokkaido Nansei-oki Earthquake, Japan, 12 July, 1993. Landslide News, No. 8, 10-12, 1994.
 - 14) 山岸宏光・川村信人・伊藤陽司・堀 俊和・福岡 浩 編：北海道の地すべり地形データベース (+CD-ROM), 北海道大学図書刊行会, 344 p., 1996.
 - 15) 山岸宏光・丸井英明・渡部直喜・川邊洋・Ayalew Lulseged：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, 140-147, 2005.
 - 16) 山岸宏光：表層滑落と地震後の降雨による再滑落—奥尻島幌内川流地すべり学会北海道支部編, 「地震による斜面災害」, 北海道大学図書刊行会, 142-146, 1997.
 - 17) 山岸宏光・志村一夫・山崎文明：「空中写真によるマスマーブメント解析」, 北大図書刊行会, 221 p., (CD-ROM付), 2000.
 - 18) Yamagishi, H., Takayama, T. and Iwahashi, J.: 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 Vol 2. Proceeding of the INTERPRAEVENT International Symposium September 25-29, 2006 in Niigata, Japan, 605-615, 2006.

降雨と地質と崩壊

ちぎらまさひろ*
千木良雅弘*

1. はじめに

近年、降雨による斜面崩壊が頻繁に発生している。明確にはされていないが、雨の素人からみると、どうも雨の降り方が変わり、時間雨量 100 mm 程度の異常な降雨が容易に発生しているように思えてならない。また、従来雨量の少なかった地域でも強く大量の雨が降るようになってきたようにも思える。このように考えると、今まで安全だった

地域も安心していられない状況になってきているとも言える。

本報告では、斜面崩壊と地質とが密接に関係していることを述べ、そのことから、崩壊の発生する場所または範囲を予測できそうであること、また、崩壊を発生させる降雨パターンも予測できるかもしれないこと、を述べる。

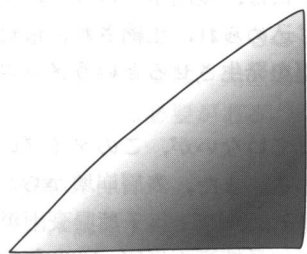
降雨による崩壊を考える場合、スケールが非常に重要になってくる。崩壊にはさまざまなスケールがあるが、こ

表 1 近年の降雨による崩壊

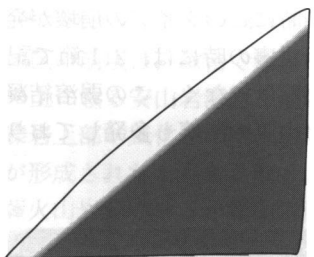
| 発生時 | 誘因 | 場所 | 地質 | 大規模崩壊 | 表層崩壊 | |
|---------------|------------|----------------|---------------|-------|------|-----|
| | | | | | 多発 | 少ない |
| 1989/7/31-8/1 | 雨（前線+T 12） | 房総 | 泥岩 | — | ○ | — |
| 1993/8/6-7 | 雨（梅雨前線） | 鹿児島 | シラス | — | ○ | — |
| 1995/8/6 | 雨 | 鹿児島 | シラス | — | ○ | — |
| 1997/7/7-10 | 雨（梅雨前線） | 鹿児島県出水市 | 火山岩 | ○ | — | ○ |
| 1998/8/26-31 | 雨 | 福島県南部 | 弱溶結凝灰岩 | — | ○ | — |
| 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+T 14） | 東海地方 | 花崗岩 | — | ○ | — |
| 2003/7/20 | 雨（前線） | 熊本県水俣市，鹿児島県菱刈町 | 安山岩溶岩 | ○ | ○ | — |
| 2003/8/9-10 | 雨（T 10） | 北海道日高 | 第三紀堆積岩剥離砂岩と礫岩 | — | ○ | — |
| 2004/7/13 | 雨（梅雨前線） | 新潟県長岡西方 | 泥岩 | — | ○ | — |
| 同上 | | 福井県足羽川 | 火山岩？ | — | ○ | — |
| 2004/9/28-29 | 雨（T 21） | 三重県宮川村 | 硬質の堆積岩 | ○ | — | ○ |
| 2004/8/1 | 雨（T 10） | 徳島県木沢村 | 硬質の堆積岩と緑色岩 | ○ | — | ○ |
| 2004/9/29 | 雨（T 21） | 愛媛県西条～香川県 | 硬質の砂岩 | — | ○ | — |
| 2004/9/29 | 雨（T 21） | 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） | 長野県岡谷市 | 火山岩の上の火山灰 | — | ○ | — |

* 京都大学防災研究所教授

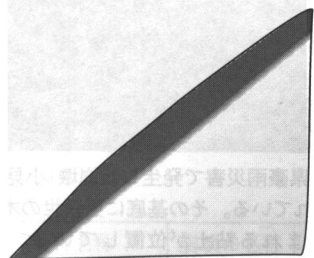
では、単に表層崩壊と深層崩壊とに分け、前者は表層の地質構造—主に風化などの表層プロセスによって形成された構造—に起因して発生するもの、後者はもっと深いところの初期的な地質構造に起因して発生するものとしよう。表層崩壊では、どこが崩壊するか、ピンポイント予測は難しいが、地質と地形によってある程度広い範囲の危険度が予測できることを述べる。また、表層の地質構造と降雨の浸透、そして崩壊のメカニズムが関連していそうであることを述べる。深層の崩壊では、火成岩地域と堆積岩地域とを分けて、それぞれ、どのような場で崩壊が発生してきたか、また、今後の発生場予測として、どのようなことが考えられるか、述べよう。



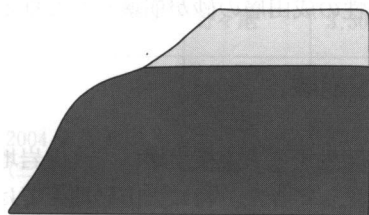
土層下面（あるいは風化のフロント）が漸移的なもの



表層の風化帯がルーズな土層となり、明瞭な境界を介して、下の硬質・難透水の岩盤と接する場合



表層の風化帯が細粒で、明瞭な境界を介して、下の粗粒な物質と接する場合



水平な地層で、下部が低透水性で、上部が高透水性の場合

図1 土層構造などの模式図

近年の降雨による崩壊の主要なものを表1にあげる。火山岩類、火砕物、花崗岩類、堆積岩類に多く発生してきたことがわかる。また、大規模崩壊が発生した場合には、むしろ表層崩壊の発生数は少なかったように見受けられる。

2. 表層崩壊

表層崩壊というと、よく、「岩盤の上に崩積土があって、崩積土が崩壊するのであるから、崩壊の発生しやすさは、岩盤の種類が何か、地質が何か、には依存しない」と考えられがちである。しかしながら、実際には、崩壊が多数発生する場合、それらの発生は見事に地質に規制された分布と挙動を示すことが多い。それは、表層崩壊が表層の土層の崩壊とはいえ、その土層の形成自体が地質に規制されているからである。

表層崩壊が多発した場合の地質についてまとめると、3つのパターンがあるようである。1)表層の土層の下が明瞭な境界を介して高強度、低透水性な岩盤である場合、2)表層の土層が細粒（小間隙径）で、その下が粗粒（大間隙径の場合）、3)水平に近い地層で、下部が低透水性で、上部が高

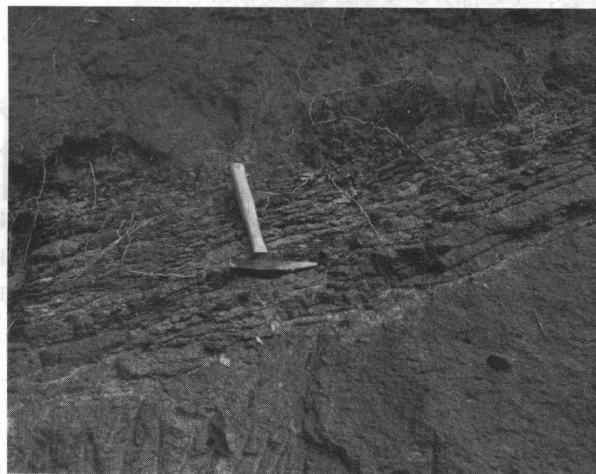


写真1 福島県南部豪雨災害時に多数崩壊した弱溶結凝灰岩の風化部。岩石が剝離して劣化しており、この部分から上の物質がすべりおちた。

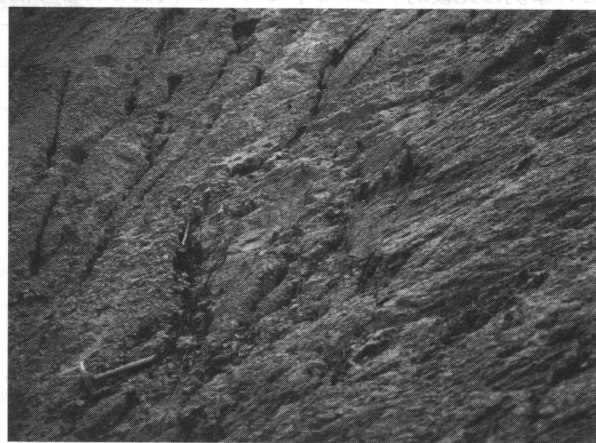


写真2 広島の花崗岩の崩壊内部。右下は岩盤で、左下に傾斜するマイクロシーティングが発達している。左上は、岩盤組織の失われたマサで、パイピング孔が認められる。両者の境界は明瞭で、ここから上のマサがすべり落ちた。

透水性の場合、である(図1)。土層の下面が漸移的な場合には、表層崩壊は発生しにくい。

2.1 表層の土層の下が明瞭な境界を介して相対的に高強度、低透水な岩盤である場合

岩石によっては、風化によってこのような土層構造一特に土層の下の明瞭な境界一を形成しやすく、また、そのような岩石の分布地域に、降雨によって崩壊が多発してきた。たとえば、最近では1998年福島県南部豪雨災害、1999年広島豪雨災害、2004年新潟豪雨災害(713災害)、そして2004年新居浜豪雨災害の時に数多く発生した。

- ①1998年福島県南部豪雨災害の時に多数発生した弱溶結凝灰岩の崩壊：この岩石は気相晶出作用を受け、トリディマイトが岩石の基質を構成するようになっており、それが独特の風化帯構造を形成していた(写真1²⁾)。そして、強風化部の基底付近では岩石が板状に割れて、劣化しており、その部分から上の層がすべった。
- ②1999年広島豪雨災害時の風化花崗岩の崩壊：マイクロシーティングの発達した風化花崗岩の表層部が緩み、その部分が多く場所で崩壊した³⁾。
- ③2004年新潟豪雨災害の時には、細かい角礫状に割れた新第三系泥岩風化帯が崩壊した。
- ④2004年新居浜豪雨災害の時には、深層風化した白亜系和泉層群の表層部に形成された土層が多数崩壊した。

これらの岩石では、表層の土層とその下の岩盤との間に透水係数に大きな差があるため、浸透した降雨は土層内に地下水面を形成し、土層下面で間隙水圧上昇と有効応力現象が起これ、その結果、せん断破壊が生じ、土層がすべったと解される。また、崩壊が発生しない時でも土中水は土層の下部を流れるため、その部分で地中侵食が進み、パイピングが起これることもある。

2.2 表層の土層が細粒(小間隙径)で、その下が粗粒の場合

この事例は比較的少ないが、シラスに代表される非溶結

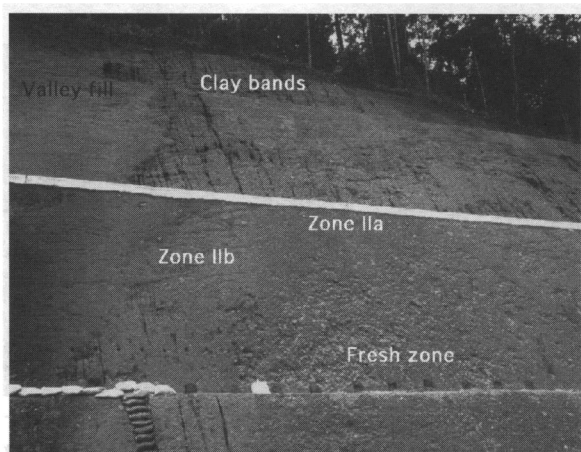


写真3 シラスの典型的な風化帯。風化帯上部に粘土が帯状に集積した粘土バンドが認められる。

火砕流堆積物(凝灰岩)に見られる。シラスを構成する火山ガラスが風化し、ハロイサイトが形成され、結果的に細粒になる。また、ハロイサイトが目詰まりを起こして、バンド状に集合することもある。毛管障害現象による自重増加とサクシヨンの消失が崩壊の主要因と考えられる⁴⁾。周知のように、シラスは表層崩壊を繰り返してきた。

2.3 水平に近い地層で、下部が低透水性で、上部が高透水性の場合

このような水理地質構造の場合、降水は当初鉛直浸透するが、低透水層にぶつかって、側方に流向を変え、最終的には斜面に流出する。このような浸出箇所では崩壊が発生してきた。この発生には、浸出水ではなく、地中の空気が浸透水によって封じ込められ、圧縮され、最終的に爆発するようにして、崩壊を発生させるというメカニズムも考えられる⁵⁾。

あまり意識されていないが、このタイプの崩壊は従来たくさん起こっている。また、表層崩壊からかなり大規模なものまである。例えば、1971年千葉県豪雨災害、1972年天草豪雨災害、1972年長崎豪雨災害、1998年福島県南部豪雨災害、2003年水俣および菱刈豪雨災害、2006年長野県豪雨災害(岡谷)などの時にこのタイプの崩壊が発生した。1998年福島県南部豪雨災害の時には、2.1節で記述した風化弱溶結凝灰岩の崩壊だけでなく、この弱溶結凝灰岩の上に水平に載る軽石や火山灰の崩壊も多発しており、それがこのタイプである。



写真4 1971年千葉県豪雨災害で発生した崩壊(小見川町)。斜面上部が深くえぐれている。その基底に更新世の木下層群砂層に局部的にはさまれる粘土が位置している。写真は、千葉県(1972)⁶⁾。

写真4は、1971年千葉県豪雨災害の時に発生した崩壊である。斜面上部がえぐれるように深く崩壊しているが、その基底に外浜暴浪時堆積物の難透水性粘土層が位置し、その上の高透水性の成田層の砂が崩壊したと推定される。

3. 大規模崩壊

雨によって発生する大規模崩壊は、火山岩地帯と堆積岩地帯で多く発生してきた。特に火山岩地帯では、降水の浸透経路が形成されやすく、また、前兆的な斜面変形を伴わずに発生することがある。一方、堆積岩地帯や片岩地帯では、発生前に斜面が長期的に変形していて、それが崩壊す

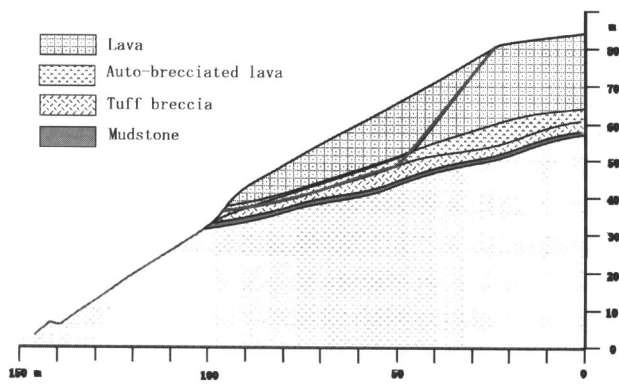


図2 水俣宝川内地区の崩壊の地質断面図。太い実線から上の溶岩がすべり落ちた⁷⁾。

ることが多い。このような違いがあることから、火山岩地帯とその他の岩石の地帯とでは、発生場の予測という観点からみて、考え方を変える必要がある。

3.1 火山岩地帯

火山岩地帯では、低透水の地層と高透水の地層との繰り返しが見られ、それが原因で発生した大規模な崩壊がある。例えば、2003年の水俣宝川内地区の崩壊⁷⁾、また、その前の1997年出水市針原川の崩壊⁸⁾がそうである。

水俣宝川内地区の崩壊は、緻密で難透水性の自破碎溶岩と凝灰角礫岩の上に載る安山岩溶岩が崩壊した(図2)。その下の凝灰角礫岩上部が風化して粘土質になっており、そこにすべり面が形成されたと考えられる。いずれも中新世—更新世の肥薩火山岩類である。安山岩溶岩には柱状節理が発達し、水の鉛直浸透は容易に起こったと考えられる。そのため、この安山岩溶岩基底の間隙水圧上昇が崩壊の直接の原因だったと推定される。すべり面の一部は崩壊前にすでに形成されていた可能性があるが、その動きは空中写真で判読できる地形には認められなかった。

1997年の針原川の崩壊も同様の地質構造のところに発生した⁸⁾。

このような崩壊の場合、発生前の重力変形は顕著でない

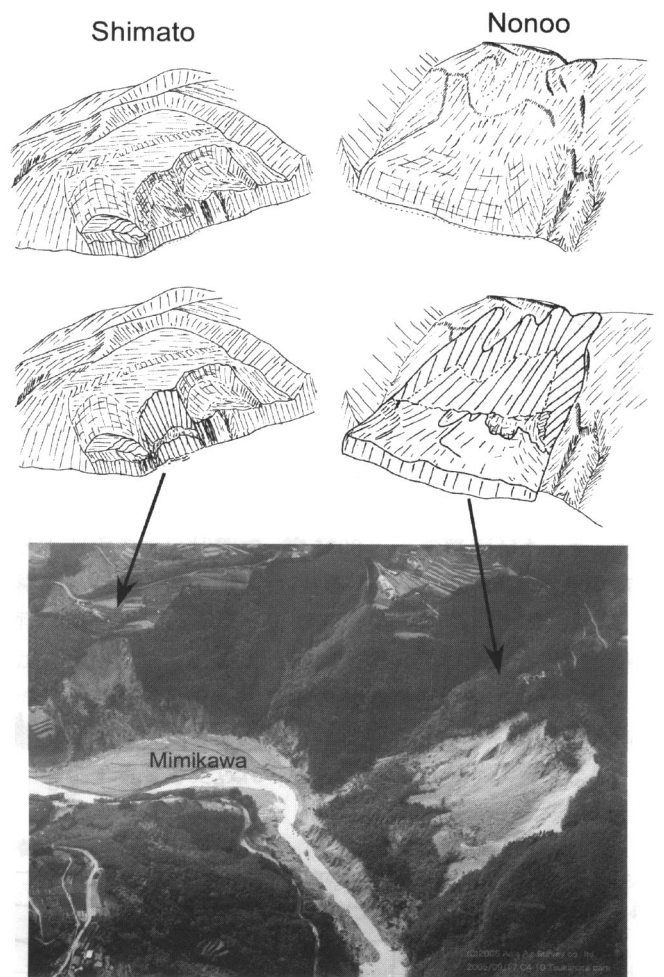


図3 耳川沿いに発生した野々尾と島戸の崩壊の発生前後¹⁰⁾。スケッチ上：発生前；下：後。下の写真はアジア航測撮影。

場合が多いようである。

3.2 堆積岩地帯

堆積岩地帯には降雨によって従来大規模な崩壊が多数起こってきている。ただ、その前後の地形的特徴が詳細に調査された例は近年になるまで少ない。近年の豪雨によって

表2 堆積岩地域の大规模崩壊¹⁾

| 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(末端が侵食された) |
| 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 |

発生した大規模崩壊を表2に示す。

10万m³程度以上の体積の崩壊は、崩壊発生前に小滑落崖を伴っていたことがわかる。これは、地層が重力的に徐々に変形して形成されていたものと考えられる。千木良⁹⁾は、連続的なすべり面が形成されているか否かで、クリープと地すべりとを分けたが、この区分は徹底的に地質調査を行った後に可能となるものであり、調査初期段階ではあまり実際的ではないので、ここでは、単に重力変形、また、斜面変形、山体変形、などと呼ぶ。つまり、この場合、崩壊発生前に山体変形が起り、それが崩壊に移り変わった。

2005年台風14号によって発生した耳川の崩壊の例を図3に示す¹⁰⁾。図上で、上のスケッチは島戸地区と野々尾地区の崩壊発生前後の鳥瞰図で、空中写真から作成したもので

ある。島戸の崩壊は、塚原衝上断層に沿ってすべり面を持つ砂岩優勢砂岩泥岩互層の崩壊、野々尾の崩壊は、砂岩泥岩互層の走向方向移動の崩壊である。地形的上で特徴的なのは、両者ともに遷急線付近からその直下で発生していること、発生前に斜面変形を示す小滑落崖が“崩壊範囲”の上部にできていたことである。これらのことは、地質時代に耳川の回春があり、下刻が加速され、耳川の両岸に遷急線が形成され、それが崩壊によって後退していったこと、小滑落崖は、急速な下刻によって不安定化した斜面に生じた斜面変形であることを示している。

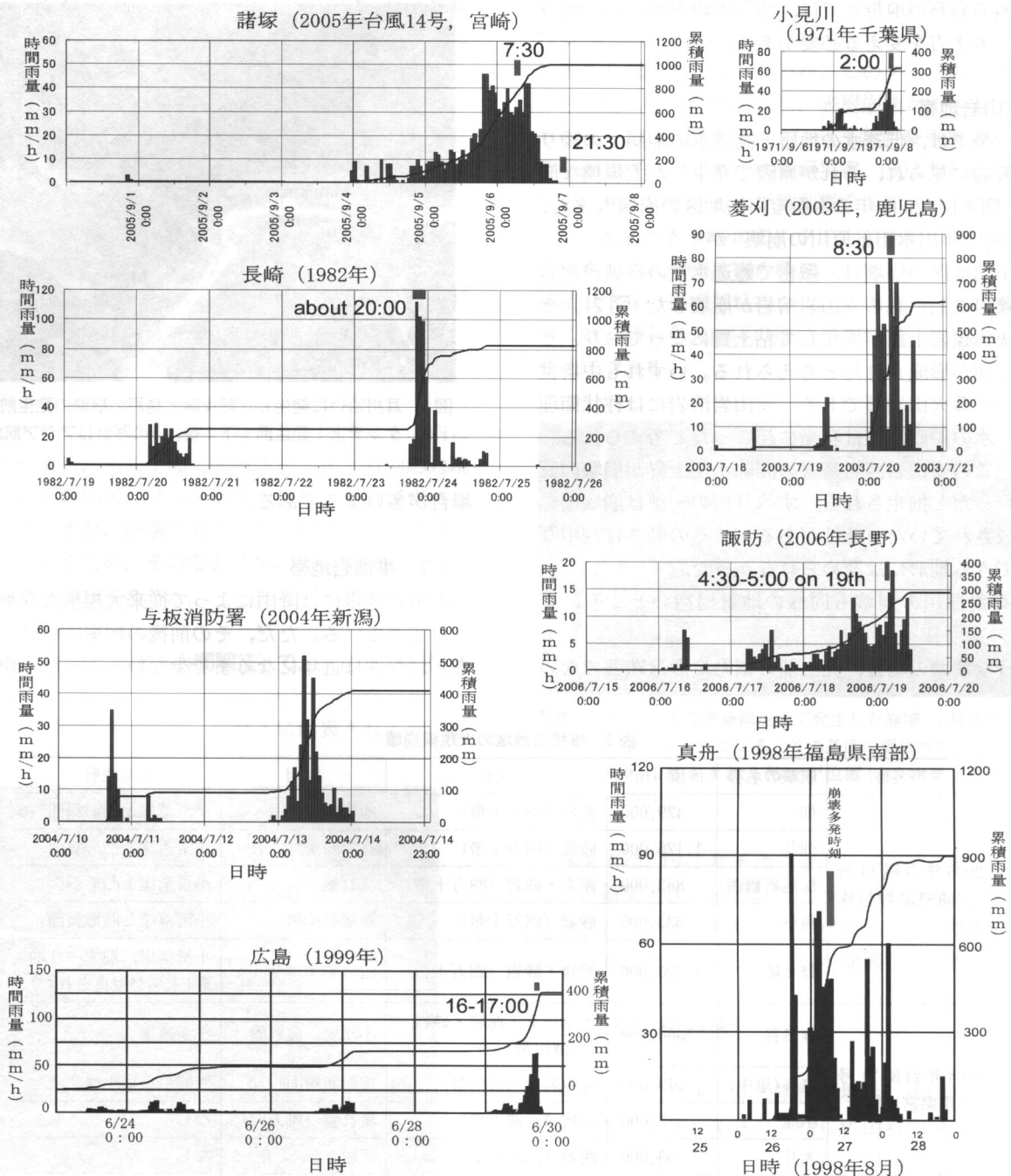


図4 崩壊を発生させた降雨状況。小見川は千葉県⁶⁾、菱刈は千木良・Sidle⁷⁾、与板消防署は伊豫部他¹⁶⁾、広島は牛山・實¹⁷⁾、真舟は井口¹⁸⁾から作成した。これら以外は AMEDAS のデータ。記入した時刻は崩壊の発生時刻。

4. 降雨による崩壊発生場所の予測

表層崩壊の発生場所については、従来さまざまな取り組みがなされ、場所を予測する決定論的な研究も多数なされてきた。しかしながら、結局地盤の構造や物性の多様性がネックとなって、信頼性の高い予測方法は確立されていない。そして、この問題は広域を扱う限り、克服は難しいと考える。むしろ、従来の崩壊の実績によってある程度広域の危険度を評価する方が実際的であるように思える。崩壊の実績は、従来、多時期の空中写真判読によって行われてきたが、崩壊地はいち早く植生に覆われることが多いために、この方法はあまり有効ではなかった。近年、それに代わる方法として航空レーザースキャナ計測が実用化され、これによって、多少の植生に覆われていても、古い崩壊地を検出することが可能となった¹¹⁾。

大規模崩壊については、火山岩地域と他の地域とを分けて考える必要がある。火山岩地域では、重力変形によらずとも、高透水帯と低透水帯の組み合わせの水理地質構造によって崩壊の素因が形成され、大規模崩壊が発生するようである。この場合、地頭園他¹²⁾が提案するように、地質・地形的特徴とともに、溪流の水量と水質によって地下水の湧出箇所を特定して、崩壊発生位置を抽出していく方法が実現性があるように思える。

堆積岩地域の大規模崩壊では、たいていの場合、事前に重力変形があり、それが小滑落崖として地形的に現れているようである。さらに、これらは、比高数 m から 10 m 程度のものであり、変形領域に比べると非常に小さな滑落崖であり、空中写真を詳細に観察して抽出されるようなものである。これらの斜面は、おそらく斜面変形の初期段階にあたり、まだ斜面全体の破壊に至っていない、つまり、千木良⁹⁾が岩盤クリープと呼んだ段階にある。言い換えると、全体的な破壊寸前の状態にあると考えられる。

5. 雨の降り方

3章までは、降雨による崩壊発生の地質的素因について述べてきた。ここでは、地質的素因に応じて、崩壊を発生させる降雨パターンが異なるかもしれないことを述べる。気象庁の AMEDAS のデータを中心にして、その他のデータを用いて、崩壊を発生させた時とそれに先行した時の降雨状況を図 4 にまとめた。

表層崩壊のうち、水平な地層で、下部が低透水性で、上部が高透水性の水理地質構造の場で発生したもの、つまり、1971年千葉県(小見川)、1982年長崎、2003年菱刈、1998年福島県南部、2006年岡谷(雨のデータは長野)、は、いずれも崩壊の発生した強い降雨に先立って、半日から3日前までに50mmから200mmの降雨があったことがわかる。そして、これらの崩壊は、その後200mmから500mmの降雨によって発生した。丸井⁹⁾は、水平な地層からなる台地において、降雨時に、地層中の地下水と地表からの浸透水との間に空気が封じ込められ、この空気圧によって台地縁に生じていた地下水リッジが側方に押し出されるといっ

た過程があることを明らかにした。地層中への空気の封じ込めと、その空気圧による地下水の排水過程は、その他の研究者によっても報告されている^{13)~15)}。上記の崩壊が、いずれも非常に流動性が高く、また、大量の湧水を伴ったことは、封じ込められていた空気が爆発的に膨張して、斜面に水とともに噴出したことによる可能性がある。いずれにしても、今までの経験は、上記のような降雨パターンが要注意であることを示している。

1999年広島と2004年新潟の豪雨の場合も、崩壊を多発させた降雨に先立って同様の降雨があった。これらの崩壊でも上記と同じような可能性が考えられるのか、あるいは単に地下水面上昇に伴う間隙水圧上昇に原因があるのか、今のところわからない。

大規模崩壊の発生した耳川流域の諸塚では、4日以上ほとんど雨のない状態で、約1000mmの降雨があった。大規模崩壊は降雨中に発生したものもあったが、最大規模の野々尾の崩壊は9月6日の午後9:30頃、降雨が終了してから発生した。このように、大規模崩壊は、必ずしも降雨のピーク時ではなく、降雨の後に発生する場合もあり、降水が地中に浸透して地下水の状況を大きく変えた結果崩壊が発生すると考えられている。

参考文献

- 1) 千木良雅弘：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(4)、pp. 722-735, 2006.
- 2) Chigira, M., Nakamoto, M. and Nakata, E.: Weathering mechanisms and their effects on the landsliding of ignimbrite subject to vapor-phase crystallization in the Shirakawa pyroclastic flow, northern Japan., *Engineering Geology*, Vol. 66, pp. 111-125, 2002.
- 3) Chigira, M.: Micro-sheeting of granite and its relationship with landsliding specifically after the heavy rainstorm in June 1999, Hiroshima Prefecture, Japan, *Engineering Geology*, Vol. 59, pp. 219-231., 2001.
- 4) Chigira, M. and Yokoyama, O.: Weathering profile of non-welded ignimbrite and the water infiltration behavior within it in relation to the generation of shallow landslides, *Engineering Geology*, Vol. 78, pp. 187-207, 2005.
- 5) 丸井敦尚：層状に堆積した斜面における降雨流出プロセスと地中水の貯留機能、*地理学評論*, Vol. 64, pp. 145-166, 1991.
- 6) 千葉県：昭和46年9月6日~7日秋雨前線ならびに台風25号による千葉県災害報告書：千葉県. 103 p, 1972.
- 7) 千木良雅弘・Sidle, R. C.: 2003年7月九州土砂災害の発生場—水俣・菱刈地区—、*京都大学防災研究所年報*, Vol. 47(A), pp. 91-98, 2004.
- 8) 地頭園隆・下川悦郎：1997年鹿児島県出水市針原川流域で発生した深層崩壊の水文地形的検討、*砂防学会誌*, Vol. 51(4), pp. 21-26, 1998.
- 9) 千木良雅弘：結晶片岩の大規模岩盤クリープ性地質構造—関東山地三波川帯大谷地区を例として—、*地学雑誌*, Vol. 94, pp. 357-380, 1985.
- 10) 千木良雅弘：2004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A*, Vol. 49, pp. 10-23, 2006.
- 11) Chigira, M., Duan, F., Yagi, H. and Furuya, T.: Using an airborne laser scanner for the identification of shallow landslides and susceptibility assessment in an area of ignimbrite overlain by permeable pyroclastics, *Landslides*, Vol. 1, pp.

- 203-209, 2004.
- 12) 地頭園隆・下川悦郎・寺元行芳：深層崩壊発生予測法の提案—鹿兒島県出水市矢筈岳山体を例にして—, 砂防学会誌, Vol. 59(2), pp. 5-12, 2006.
 - 13) Bianchi, W. C. and Haskell, E. E. J.: Air in the vadose zone as it affects water movements beneath, Water Resources Research, Vol. 2, pp. 315-322, 1966.
 - 14) Kayane, I. and Kaihotsu, I.: Some experimental results concerning rapid water table response to surface phenomena, Journal of Hydrology, Vol. 102, pp. 215-234, 1988.
 - 15) Chigira, M., Imai, C. and Hijikata, H.: Water percolating behavior indicated by the water chemistry within a decomposed granite slope, central Japan, Engineering Geology, Vol. 84, pp. 84-97, 2006.
 - 16) 伊豫部勉・河島克久・和泉薫：平成16年7月新潟・福島豪雨雨量データベース, 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「平成16年7月新潟・福島・福井豪雨災害に関する調査研究」(資料CD-R), 2005.
 - 17) 牛山素行・寶馨：既往豪雨記録から見た1999年6月広島豪雨災害の特徴, 平成11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, 研究代表者福岡捷二, pp. 23-32, 2000.
 - 18) 井口隆：1998年南東北・北関東の集中豪雨災害に関する調査研究, 平成10年度科学研究費補助金(基盤研究(B)(1))研究成果報告書, 研究代表者真野明, pp. 148-162, 1999.

●書評●

『宮沢賢治の地的世界』

日本人なら子供でもみな宮沢賢治を知っています。でも賢治が地質家だったことを知っている人は少ないのではないのでしょうか。「天河石 心象のそら うるはしきとき」と詠ったとき、賢治がどのような空をイメージしたのか、天河石 amazonite を見たことのない人には、本当のところはわからないでしょう。万巻の賢治研究書・解説書は出ていますが、その点で、物足りない感じを持った者は評者一人ではないと思います。

この度、加藤碩一氏(産総研理事・GUPI 会員)による標記の著書が上梓され、その思いが満たされました。加藤氏は3月まで産総研東北センター長をしておられましたから、地の利を活かして、賢治の母校である岩手大学農学部(旧盛岡高等農林)に現存する賢治採集標本はもとより、賢治在籍当時の教室所蔵標本や蔵書を綿密に精査されましたし、地質家らしく賢治の調査地を実地踏査もされました。さらに、古い書籍が一番たくさん保管されている産総研におられる立場も大いに活用して、賢治が読んだり購入したりした洋書や和書に全部当たられ、賢治存命中の地質学の実態に根ざした考証をしておられます。例えば、「わづかその一点にも均しい明暗のうちに(あるひは修羅の十億年)」という一節があります。普通の本の脚注には先カンブリアの原生代と書かれていますが、当時の定説では地球の年齢は十億年程度と考えられていましたから、賢治の心象風景としては地球誕生の頃をイメージしていたのだろうと指摘されています。多細

胞生物が出現した頃よりも、カオスの時代を想起したほうが、前の語とのつづきが理解できます。

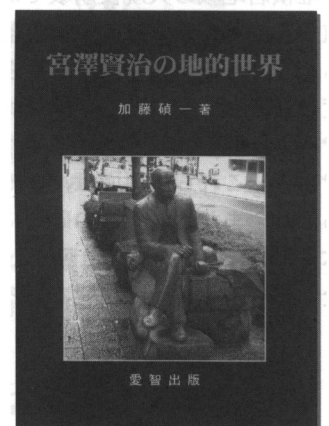
本書は5章からなっていますが、分量からいっても2章「賢治の地質学のその背景」、3章「賢治作品を理解するための地質学的知識」がこの本の主眼です。2章では、今の学生ではとても読みこなせないような原書まで熱心に講読していた勉強家であったことが跡づけられています。3章では、今では死語になっている術語や地質学的概念が文献に基づいて丹念に解説されています。総じて、著者の博覧強記ぶりが伺われ、頭が下がります。

賢治は理学ではなく実学としての農林地質学を学び、大地に根ざした実践を行いました。それ故不満としては、地学という意味の「地的世界」だけでなく、大地という意味での「地的世界」も「筆者の興味外」として切り捨てることなく、論じて欲しかったと思います。

とくに若い方々に、宮沢賢治をもっと深く知るための必読書としてお薦めします。

(GUPI Newsletter No. 43 より転載)

加藤碩一著『宮沢賢治の地的世界』愛智出版, 2006年11月刊 142 pp,
定価 本体 2200 円 (税別)



火山地域における斜面災害と防災

いのくち たかし
井口 隆*

1. はじめに

日本は環太平洋の北西岸に位置する火山国であり、国内には100余の活動火山を含め200以上の第四紀火山を有している。旧地質調査所の100万分の1地質図によると、国土面積の約10%が第四紀火山岩で占められ、国土に占める割合は決して小さくない。さらに第四紀以前に噴出した火山岩も各地に広く分布している。1997年に鹿児島県出水市で起きた針原川土石流災害や2003年の熊本県水俣市の土石流災害などは第三紀火山岩において発生した斜面崩壊がその発生源である。そういった火山岩地域を含めると国土の約3割が火山岩で構成されている。

火山地域で生じる斜面災害には、火山噴火など火山活動に伴って発生する斜面災害に加え、火山地域特有の地形・地質条件が大きく作用している斜面災害も多数見られる。本稿ではこういった火山地域に特有の斜面災害、特に第四紀火山で生じた斜面災害を中心に論述し、火山地域における斜面防災のあり方について論述したい。

2. 火山地域における斜面災害の特徴

火山地域で生じる斜面災害は他の地質地域で発生するものと相違する点が多岐にわたる。その特徴について取り上げてみたい。

2.1 大規模な斜面変動が発生している

火山地域で起きる斜面災害の発生規模は、他の地質地域と同程度の斜面変動も起きているが、それを大幅に上回る大規模な変動がしばしば生じている。1888年に磐梯山で発生した山体崩壊は約1.5 km³の崩壊土量の巨大な山体崩壊であった。また1984年の長野県西部地震で発生した御嶽山の大規模崩壊や1858年の飛越地震で起きた鷲崩れのように数千万 m³の崩壊など大規模な変動が生じている。さらに後述するように八幡平・焼石岳などの火山斜面上には移動体の幅が数 km に達する大規模な地すべり地形が分布している。このように火山地域で生じる斜面変動は小

規模なものから大規模まで発生規模のレンジはきわめて広い。

磐梯山の山体崩壊や鷲崩れなどの大規模な崩壊は人力で止めようがない。規模が大きいとそれだけ被災範囲も広くなり甚大な被害をもたらすため、防災対策のあり方などの対応も他地域とは異なる側面からも考えておく必要がある。

2.2 高速長距離流下運動が顕著である

前述した磐梯山や御嶽山の崩壊の例では、崩れた土砂は10 km 以上にわたって高速で流下し、広い範囲に被害をもたらした。規模の小さな地すべりや崩壊でも長距離を流下する例は多く、1997年の澄川地すべりでは地すべり移動体の一部が流動化し数 km 流下して流域の旅館や国道を破壊した。長距離を流下する途上で運動様式が変化することも火山地域の斜面災害の特徴としてあげられる。それによって被害状況も他の地質地域より広がる傾向がある。このように火山で発生する斜面変動には高速で長距離流下を起す現象が多いことも特徴である。

2.3 多様な斜面変動が生じている

斜面災害は多くの発生形態と移動様式があり、起きる場所や誘因に応じてさまざまな様式で発生する。斜面変動の一般的な分類では、地すべり・斜面崩壊・土石流に分類されることが多く、さらに岩盤崩落・落石や岩屑なだれを付け加える場合もある。火山地域においては上記のいずれの斜面変動も発生している。発生数としては斜面崩壊や土石流が多いが、溶岩や溶結凝灰岩の節理に沿った崩落や山体崩壊による岩屑なだれなど多様な斜面変動を生じており、それによる災害の様相も多様となっている。

上述した火山地域におけるいずれの特徴も、斜面災害の対策を考えていく際に困難さを増す方向の側面を持っている。そのため、火山地域における斜面防災では、そういった特徴を理解した上で進める必要がある。

3. 火山地域の地形地質的特性

前項で述べたように火山地域で生じる斜面災害は他の地

* 防災科学技術研究所

質地域と異なる点が多いが、このように特徴的な斜面災害が生じているのは、火山地域の地形・地質・水文などの条件が他の地質地域とは異なる状況に起因すると思われる。ここでは斜面災害の発生に関わると考えられる火山地域の特性について簡単に触れて見たい。

3.1 斜面の成り立ちの相違

斜面変動が生じるためには物質が相対的に高い位置に存在する必要がある。この発生の場合である斜面の形成に関しては、他の地質地域においては低い位置に堆積した後テクトニックな地殻変動によって重力ポテンシャルの高い位置に持ち上げられ、その後の侵食によって発生場となる斜面が形成される。それに対し火山は自らの噴出物によって山体や斜面を構築し、ほとんどの場合当初の位置において斜面災害を生じている。そのため、山体の構築から斜面変動の発生までの時間はかなり短い。火山はかなり早い速度で山体を構築するとともに、急速に開析されるのが特徴である。

また山体の開析と新たな山体の構築とは同時代にダイナミックに繰り返しながら、次第に複雑な地質構造の斜面を形成し、新たな斜面変動の条件を形成する。

3.2 斜面構成物質とその物性の多様性

火山地域を構成する地質はきわめて多様である。火山噴出物の種類も溶岩、火砕流堆積物、火山弾、降下火山灰などその岩質は多様性に富んでいる。火山噴出物以外にも湖沼堆積物や土石流・崩壊堆積物など土砂移動によって形成された堆積物を挟在する場合も多い。これらの堆積物は粒度や密度、空隙率、固結度などに差を持ち、その力学的強度・透水性・風化に対する抵抗力などが大きく異なる。そのため、特定の層準が弱層となったり不透水層として作用したりすることや、地震動に対する挙動の違いなどにより斜面の変動に結びつきやすい。また成層火山においては形成時から流れ盤的な地質構造を有する山体を形成するうえ、火山砕屑物等が急斜面に堆積する際には内部摩擦角に近い勾配で斜面を形成するため、形成直後からギリギリの安定度の状況にある。

3.3 水文地質環境の相違

第四紀火山地域においては水文地質条件も他の地質地域と大きく異なっている。タンクモデルを用いて全国の河川を比較した植原・佐藤 (1983, 1985)^{11,2)}によると、第四紀火山岩の分布する流域における流出特性は他の地質の地域とは大きく異なり、地下に浸透する水が多く、渇水期の基底流量は小さく、保水力が大きいという傾向を持つことを指摘している。しかしその一方で山麓で豊富な湧水として湧き出す火山や地熱や火山噴気・熱水作用を受けて多量の温泉を湧き出す火山などもある。

3.4 多様な誘因が作用する場である

火山地域は斜面災害の誘因となる地震動・火山活動・豪雨・融雪・地殻変動などさまざまな現象のほとんどが複合

的に作用する場所である。日本列島のようにプレートの沈みこみ帯においては、プレート境界型地震の発生が周期的に発生し、さらに内陸地震もしばしば起きるなど、火山地域を揺らす地震は少なくない。気象現象に関しては、火山体が周囲に比べて高く聳えているという地形要因によって、上昇気流を発生しやすい状況を作り、降雨量や積雪量を増大させる要因となる。さらに他の地質地域では作用しない火山活動の影響も大きい。個々の誘因だけでは斜面の変動に至らない程度の作用であっても、多種の誘因が複合的に作用することによって、長期的に安定性が低下するなど、斜面変動を起こす条件は他地域と比べてもより高いといえる。また、誘因の多様性はさまざまな運動様式やさまざまな規模の斜面変動を起こすそれぞれのトリガーになると考えられる。

4. 火山地域で発生する斜面災害の種類

2.で述べたように、火山地域においては多様な斜面災害が発生している。それらの個々の斜面変動について簡単に紹介したい。

4.1 山体崩壊—岩屑なだれ

山体崩壊は火山体の山容を変えるほど大規模な崩壊で、膨大な土砂が岩屑なだれとして広範囲に流下する。国内では1888年に磐梯山の北側で起きた崩壊が典型例である。そのほか1792年の雲仙眉山の崩壊や、1640年の北海道駒ヶ岳の崩壊などが記録されている。眉山と駒ヶ岳の崩壊では土砂が海中に流下し、大規模な津波を起して被害を大きくした。岩手山、鳥海山、妙高火山などの火山山麓には山体崩壊による複数の堆積物が見いだされており、こういった山体崩壊を繰り返し起こしている。このような破局的な斜面災害が起きる頻度は全国で100年に1回程度ときわめて低いですが、いったん起きれば甚大な災害をもたらすので留意しておく必要がある。

4.2 大規模崩壊

山体崩壊より一回り小さい数千万 m^3 規模の大規模崩壊も火山体でしばしば発生している。1858年の飛越地震による立山の鳶崩れや1984年の御嶽山の大規模崩壊などのように、地震によって発生した事例が多い。御嶽山の崩壊では軽石層がすべり面になって生じたことが明らかにされており、火山に特有の地質がその発生原因となっていたことが指摘されている。

4.3 中規模の斜面崩壊

崩壊土量が $10^3 m^3$ から $10^5 m^3$ 程度の崩壊。災害例としては、1975年の岩木山百沢土石流、1978年の妙高白田切川の土石流を起こした崩壊、1981年の四阿山北麓の須坂市宇原川土石流などがある。これらはいずれも融雪や豪雨を誘因として発生している。またいずれも急斜面直下に堆積した火山性の崖錐堆積物が崩壊し、その土砂が谷に流れ込んで土石流となって流下し、さらに流下中に溪流の堆積物を

取り込んで土量を増大させ、長距離を流下したため下流域において思わぬ被害を出している。

このように、崩壊源での土量がそれほど大きくない場合でも、谷の状況によっては大きな土石流となる場合があるので注意が必要である。

4.4 表層崩壊

新しい火山において表層崩壊は少ないが、開析の進んだ比較的古い火山においては樹枝状の谷が発達し、その谷頭部を中心に表層崩壊が多発することがある。1947年のカスリン台風では赤城山で多数の表層崩壊が起きて土石流災害を生じ、1957年の諫早豪雨災害では多良岳において発生した無数の崩壊が被害を大きくした。1990年には阿蘇カルデラ内にある根子岳において多数の表層崩壊により一宮町で土石流災害が生じたが、この時の崩壊では難透水層の上に堆積した阿蘇の火山灰が、そこを境に表層崩壊が多発したと報告されている（大八木ほか、1991）⁹⁾。

4.5 泥流・土石流

泥流・土石流は水に飽和した土砂が流動的に移動する現象に対して用いられている。火山灰などほとんど細粒物質から構成されるものを泥流、礫などを多数含むものを土石流と呼ぶことが多いようである。泥流・土石流には前述したように上流で発生した斜面崩壊によって生じた土砂が土石流化して起きる崩壊性のものと、崩壊なしに起きる非崩壊起源のものがある。非崩壊起源のものは火山の頂上付近の水河・冠雪を噴出した火砕物が溶かして泥流化する場合のほか、火山噴火により新しく堆積した直後の火山灰では浸透能が低いために、弱い降雨でも発生する泥流・土石流がある。1977年の有珠山噴火の翌年の一の沢泥流災害、雲仙普賢岳の噴火に伴って1993年から数年間にわたって継続的に発生した事例などである。

なお、「泥流堆積物」という用語はかつて岩屑なだれ堆積物に対して用いられるなど、低温の流下堆積物全般をさす用語として使われてきた。そのため、「泥流」と記述された中にはいろいろな現象や発生要因の現象が含まれており、古い文献を読む際に注意が必要である。

4.6 火山性地すべり（温泉地すべり）による災害

火山地域においても多くの地すべり災害が発生している。火山における地すべりで多く発生しているのが、火山性地すべりで、小出博（1955）⁴⁾による地すべりの三分類のひとつである温泉地すべりとほぼ同義である。火山性地すべりは火山性の噴気や温泉水などに含まれる硫化水素などの熱水変質作用によって岩石が粘土化し、不安定化した斜面において地すべりが発生するものである。過去に発生した災害の事例としては、箱根火山の大湧谷や1953年の早雲山地すべり、1949年の霧島温泉の地すべり、仙岩地域の蒸ノ湯地すべり・澄川地すべりなどがある。熱水変質は徐々に進むため、雨や融雪などを直接のトリガーとして発生する事例が多く見られる。時には地すべりによって噴気孔が塞がれて水蒸気爆発を起こす場合もある。発生場所が比較

的限定され、あらかじめわかっている場合もあるので、事前に対策を行うことが可能である。1997年の八幡平澄川地すべりでは数日前から生じた前兆現象によって前日に避難勧告が出され、人的な災害を防ぐことができた（田中・井口、1998）⁹⁾。澄川地すべりは地すべり土塊の一部が流動化して長距離を流下し大きな被害を生じているが、同様の事例はほかにも見られる。

火山性地すべりが発生する可能性の高い火山としては、火山周辺に温泉が多く噴出し、噴気変質帯が活発な火山であり、以下に示すような火山がその一例である。北海道では十勝、大雪、ニセコ、恵山などの火山。東北地方では恐山、八甲田山、八幡平、秋田焼山、栗駒山、蔵王、吾妻山などの火山。関東・中部では、那須、高原、箱根、天城、草津白根、妙高などの火山、また九州では霧島、鶴見・由布、九重連山、雲仙などをあげることができる。

4.7 巨大地すべり

通常の火山性地すべりよりはるかに規模の大きな巨大地すべりの存在は、災害例がなかったことからあまり知られていなかった。1982年より刊行はじめた防災科学技術研究所による地すべり地形分布図によって、八幡平や焼石岳などの火山に巨大地すべりが分布していることが明らかにされてきた。こういった巨大地すべりによる災害の記録はなく、発生年代は不明であるが、最近これらの巨大地すべりのいくつかは、干渉SARの測定により数cmオーダーの変動を起こしていることが明らかにされた。干渉SARは衛星からの距離の変化を干渉縞として捉えるために飛行コースと直行する方向の変動しか捉えることができないが、東向きの八甲田山の赤倉岳東方にある鳶温泉と八幡平松尾の両地すべりや八ヶ岳の天狗岳の東斜面に動きが認められた（矢来ほか、2004）⁶⁾。またこういった巨大地すべりが生じる背景として、埋積されたカルデラの存在を指摘する考えが提示されている（大八木、2001）⁷⁾。

4.8 落石・岩盤崩落

火山のさまざまな地形の中には火口壁、開析谷、山体崩壊など大規模な滑落崖などの急斜面が多数存在している。こういった崖面に露出する節理の発達した溶岩層や溶結凝灰岩などは落石や崩落といった災害を生じる可能性がある。1980年には富士山の久須志岳直下で発生した落石は下山ルートであった吉田大沢方向へ落下し死者を出した。また1987年には層雲峡の柱状節理が崩落して対岸の道路にまで達し、被害をだしている。このタイプの災害の発生予測は難しいので、危険個所に対しては何らかのハード対策を講じておくのが望ましい。

以上の災害のほか、スラッシュなだれ（雪泥流）と呼ばれる雪と土砂の混合が斜面をすべり下る現象が富士山を中心に発生することがある。

5. 斜面災害の発生に及ぼす火山活動の関わり

火山地域は他の地質地域と異なり、さまざまな火山活動

現象が直接作用する地域である。そのため、火山活動やその生成物が素因ないし誘因となって斜面災害が発生することが多い。自然災害科学辞典によれば、「火山活動」とは「火山噴火や、噴煙の増大、異常噴気のほか、火山性地震や火山性微動の発生、火山性地殻変動、火山ガスの異常等すべて活火山における異常現象を火山活動という」と記述されている。このように火山活動は多様な現象を含んでいる。地下から上昇してくるマグマの性質によって噴火など火山活動の様式は変化し、またマグマの噴出場所によっても現象は変化する。1980年のセントヘレンズ火山で生じた岩屑なだれのように巨大崩壊や火山性地すべりの発生には火山活動が少なからず関与している。さらに火山活動によって生じた噴出物が後の時代に斜面災害の素因となる場合もある。例えば溶岩流の被覆はキャップロックタイプの地すべりの発生場所を形成し、降下火山灰層は斜面内に弱層を形成し地震時の地すべり・崩壊のすべり面になる。

以下、各種の火山活動が地すべり・崩壊などの斜面災害の発生にどのように影響する可能性があるのかについて述べる。

（1）火山噴火の爆発エネルギー

磐梯山の1888年の山体崩壊は、“Ultravulcanian eruption”とか「磐梯型噴火」などともいわれたように、巨大な水蒸気爆発によって山体が吹き飛ばされることによって生じたと考えられてきた。しかし、守屋(1980)⁹⁾は噴火時に噴煙柱がそれほど高く立ちのぼらなかったことから、噴火そのものの爆発的なエネルギーで山体を「吹き飛ばした」のではなく、地すべり的に始まったと考えた。その後St. Helens火山の岩屑なだれが地すべり運動に始まったことが写真等の記録から明らかにされたため、この考えは広く支持されるようになり、巨大水蒸気爆発による吹き飛ばし説は支持されなくなった。ただ、中～小規模の崩壊は火山爆発の衝撃によっても発生する可能性は考えられる。

（2）溶岩流の流下

溶岩流は、流下時や流下直後には地すべり・崩壊につながる作用はあまり考えられない。しかし、比較的風化・侵食に対する抵抗力の小さい地層からなる斜面を覆った場合、継続的で緩慢な侵食から斜面を保護することにより、後世の時代での大規模なキャップロックタイプの地すべりの発生をもたらす可能性がある。溶岩層は一見固くて頑丈に見えるが、節理・割目などが発達し、岩質は脆弱である。火山に特有の火口壁、カルデラ壁、谷頭部など急傾斜地に露出している場合には、そこが落石の供給源となる。富士山の沢崩れなどがその典型例である。

（3）溶岩円頂丘・潜在円頂丘（溶岩ドーム）の成長

溶岩円頂丘は粘性の高いマグマの噴出によって形成される。溶岩円頂丘が火山体上部に成長した場合、斜面上部への載荷重の増加となって働くため、一般的に斜面の不安定化をもたらす可能性がある。1991年の雲仙普賢岳の溶岩円頂丘では、小規模な火砕流はせり出した溶岩ドームの先端が小規模に崩落することによって生じているが、災害をもたらした大規模な火砕流の際には、崩れた跡がえぐられたような形態を呈し、溶岩ドームの主要な部分が地すべり的

な運動を起こしたことによって火砕流が発生した可能性がある。

また溶岩円頂丘の冷却後には、それ自体が1792年の雲仙眉山で起きた山体崩壊のように崩壊を起こす可能性をもつ山体になる。

アメリカのSt. Helens火山の岩屑なだれでは、崩壊発生の1.5カ月ほど前より山体の変形が始まり、山頂直下での亀裂の発生と北側山腹斜面のはらみだしが進行し、崩壊に至った。Moore and Albee (1981)⁹⁾は高粘性マグマの貫入が山体の変形を引き起こしたと指摘している。この変形が生じた部分は最初に崩れた部分とほぼ一致している。St. Helens火山における山体の変形は、斜面上部での沈降、下部での隆起という単純に地下への物質供給では説明できない動きを示しており、潜在円頂丘の貫入と平行して生じた地すべりの徐動的な運動のメカニズムを解明する必要がある。日本でのこれまでのところ山体崩壊に際して事前に山体に変形が生じたという記録はない。

（4）火砕流の流下・堆積

火砕流は、氷河や積雪のある火山においては、その熱によって雪氷をとかして大量の水をもたらす、泥流化する危険性がある。実例としては1985年のネバドデルルイス火山の泥流災害がある。十勝岳1926年の大正泥流災害についても同様の原因が指摘されてきたが、最近噴火に伴う崩壊に起因するという説も出されている。

火砕流堆積物が山腹や河道に厚く堆積することは、土石流の発生の危険度を高める。このような場所ではわずかな流量の流れによっても土石流が発生する。しかも発生した土石流が容易に体積を増大する要因になる。

こういった火砕流堆積物と溶岩が互層をなすことがあり、そういった場合には火砕堆積層をすべり面にする斜面崩壊の素因となる。

（5）火山性地震による地すべり・崩壊の発生

マグマの上昇や火山の地殻変動に伴って火山体の周辺では火山性地震が頻発する。マグニチュードはそれほど大きくはないが、浅部で発生した場合は地表での震度も大きくなり、斜面の不安定化に及ぼす影響は小さくない。St. Helens火山の山体崩壊でも、すでに山体自体がかなり変形して不安定化していたとはいえ、直接の引き金は崩壊直前の地震であるといわれている。

地震は第一に加速度として斜面に直接力を及ぼすことにより、斜面を不安定化させ崩壊に至る。また、繰り返す地震動によって斜面内部の軽石層などが破碎され、空隙を埋めていた水により液状化して流動性の高い地すべりが発生する場合もある。長野県西部地震の松越、御嶽高原の地すべりがこのタイプの好例である。

（6）噴気・熱水による変質作用、噴気圧による支持力の低下

硫黄や硫化水素などを含む噴気や熱水は、長い年月をかけてモンモリロナイト、カオリナイト、スメクタイトなどの膨潤性粘土からなるいわゆる温泉余土を形成する。箱根火山の調査でも噴気地帯、変質地帯に粘土化帯が広く形成され、火山性地すべりの発生要因となる。そういう箇所には

地すべりが発生している。

噴気が火山岩の割目などを伝わって斜面内部に広がり、間隙圧として作用し、斜面を不安定化させる可能性が指摘されている。例えば、守屋(1988)¹⁰⁾は裏磐梯岩層なだれについて以下のように崩壊過程を推測している。まず崩壊に先立つ地震によって斜面がわずかにすべりを起こすことにより噴気の通り道が塞がれ、噴気がすべり面や亀裂に沿って斜面内部に広がり、大規模な崩壊に至ったと考えた。しかし、実際に噴気の圧力を測定した事例は少なく、噴気圧による崩壊発生の可能性についての検証は今後の課題である。

(7) 降下火山砕屑物(軽石、火山灰等)の堆積

火山噴火によって地表面に新たに火山灰が堆積した直後は雨水の浸透能が低く、比較的弱い雨でも表面流出を発生させる。このため通常では泥流・土石流が発生しないような少量の雨によっても泥流・土石流が起きる場合がある。1978年の有珠山の泥流災害、1991年6月の雲仙普賢岳水無川での土石流などの実例がこれを示している。桜島も火山活動が活発な時期には野尻川などで土石流が多発している。

過去の火山噴火の際に噴出した火山砕屑物によって地層中には火山灰や軽石層などの火山砕屑物が挟在している。細粒や不淘汰の火山砕屑層は一般的に透水性が悪く地下水を生じやすい上に、固結度が低くせん断抵抗力が小さい。また空隙の多い軽石層は地震時に破碎を受けて液化しやすい。このように地下に潜在する火山砕屑層は斜面変動を起こす要因として働くことがある。1984年の御嶽崩れ、松越・御嶽高原の地すべりはその典型的な例である。そのほか、1968年5月の十勝沖地震による青森県八戸市周辺の斜面崩壊、1975年6月の鹿児島県牛根麓、1950年6月の信越線熊ノ平駅における山崩れなど大きな災害に結びついた例がある。しかし、地中の火山砕屑層の分布状態は把握することは難しく、思わぬ場所で地すべり・崩壊が発生し大きな災害をもたらすことが多い。

以上、見てきたように火山活動は必ずしも斜面災害に直接つながる誘因としてだけでなく、発生場の状況を変化させて影響を及ぼしたり、堆積後かなり時間を経過してから効いてくるものもある。その関係を見ると、1)火山活動と同時あるいは直後に発生するもの、2)長期的な火山活動によって斜面の不安定化が徐々に進行して発生に至るもの、3)過去の火山活動の影響が何らかの形で残存し、ある条件下で要因として効果を発揮するもの、の3つのパターンに分けることができる。火山活動は長期的要因としても短期的要因としても、斜面の不安定化に広く関与していることを理解しておく必要がある。

6. 火山地域での斜面防災対策のあり方

かつての火山地域は灌漑の問題や土壌の肥料不足など農耕地として不適な面もあって、一部の温泉や湯治場、観光地、山岳信仰などの施設を除くと土地利用はあまり進んでいなかった。しかし昭和30年代以降、スキー場の開発や別

荘地などのリゾート開発が進み、かつては岩屑なだれの堆積物に覆われた土地や火砕流・土石流でできた地形面の上においても開発が次第に進んできた。観光道路が山頂付近にまで伸びる火山も増加し、地すべり変動や落石・土砂崩れ等の被害の危険性が増している。それぞれの火山地域に応じた防災対策が求められている。

(1) 基本的考え方

火山地域に限らず斜面防災対策の考え方としては、ハードだけに頼らずソフト対策も加味した対応が求められるようになった。とりわけ火山地域においては、ハード対策では防ぎきれない大規模な変動や長距離流下現象など多様な斜面変動が起こり得ることから、ソフト対策の重要性はより高い。ソフト対策としては、中長期的には土地利用規制などを含めた適切な土地利用の管理が重要である。短期的なソフト対策としては斜面変動の発生を早期に予測して、迅速な避難に繋げるなどの体制を取ることが重要である。また、活動火山においては斜面災害だけでなく、いろいろな災害の局面を想定した多面的な対策が必要とされることから、火山噴火を含めた総合的な防災体制が必要となるであろう。そのためには現在作られている火山ハザードマップに斜面災害の被害想定を加味してさらに高度化していく必要がある。

(2) ハザードマップの整備

個々の火山に関する災害の具体的な危険性を示すためには、火山ごとに適切なハザードマップを作成する必要がある。これまで多くの活動火山においてハザードマップの整備が進められてきたが、直接的な噴火現象を対象にしたマップがほとんどで、斜面災害に関して考慮されたものは少ない。

将来起こりうる可能性の高い土砂移動現象を予測し、起こった場合にどの範囲まで影響が及ぶのかを推測し、斜面災害に関するハザードマップを作成しておくことは防災上きわめて重要である。しかし、実際には斜面災害の発生場所の予測は難しく、火山活動だけでなく、降雨・融雪・地震など他の誘因でも起きる斜面災害の発生予測はより一層困難である。当面はそれぞれの場所に応じた危険度の評価ができるように、過去の既往災害事例の集積などの検討が必要と考えられる。

(3) 過去の斜面災害の発生履歴の把握

火山地域に限らず過去に生じたのと同様の斜面変動が同じような場所で起きる例は多い。そういった意味でハザードマップを作成するための基礎資料として各火山で過去にどういった土砂移動現象が生じたのかを調べておくことは重要である。それは、将来起こりうる土砂移動現象を予測するうえで重要であり。また類似する火山での推測にも適応できる可能性がある。

古文書や各種の災害記録によって過去に起こった斜面災害の種類・規模がわかる場合にはそれに基づき発生地点、到達範囲などを地図上に表わしておく。できれば確認のため現地調査も合わせて行うと精度の良い資料となる。記録がない場合には過去の土砂移動現象の地形・地質的な痕跡を見つける手法がある。山体崩壊・地すべり・崩壊などの

発生地点は、地形判読から見つけることができる。また山麓などに分布する堆積物の調査によって過去の土砂移動現象がどの範囲まで影響を及ぼしたのかを知ることができる。火山においては地表付近の新しい堆積物については地形からどのような堆積物であるかが判別しやすい。地表近くに巨礫が多数堆積しているような場所は過去に土石流に襲われた可能性が大きい。堆積物の堆積構造、粒度分布、層序、木片の年代測定などを詳しく調査することによって土砂移動現象の種類、規模、時期などを明らかにすることができる。

(4) 個別の斜面変動の留意点

火山性地すべりが発生する火山噴気地帯は温泉の泉源として利用されている場合が多く、その近くに温泉旅館・湯治場などの観光施設が立地している場合が見受けられる。こういった場所にはできるだけ施設や建物を作らないようにする必要がある。すでに建てられている場合には、移動計や傾斜計などによる地すべり警報装置の設置や地下水位の測定、定期的な巡回による異変の察知などによる何らかの監視システムが不可欠である。火山噴気地帯の下流域は土石流等の危険性が高いことから、防災上特に警戒しておく必要がある。

(5) 一般的な留意点

現在は斜面災害を想定したハザードマップが未整備の状況であるが、斜面災害に対する一般的な留意点を挙げておくことは可能である。火山地域においては急傾斜の斜面の直下、変質帯の近傍、谷の出口付近などの危険な場所には絶対に住まないようにする。特に公共的な建物はできるだけ安全な場所に堅牢に建設し、避難場所としても活用できるような方策をとる。火山周辺の道路はできるだけ谷筋を通らないルートを選択する。谷を横断する部分はできるだけ短くするとともに、橋などをできるだけ高い位置に設ける。人が居住する地区は道路が不通になっても孤立しないように、2本以上のルートを確認するようにする。そのため、バイパスなど新しい道路を作っても、何らかの形で旧道を残しておく。溪谷が山から平坦部に出てくる付近は土砂の急激な堆積、氾濫の場となるため、土砂ため、堤防などの防止対策に努める。できれば、火山全体を監視できるような場所をあらかじめ整備しておくことも万一の場合必要と考えられる。

また現在の火山の活動状況やその他の状態を把握しておくことも重要である。特に山頂付近の状況の把握、氷河の存在や積雪状態の把握、変質帯の分布の把握、脆い溶岩でできた急斜面や谷による下刻が進行している斜面がどこにあるのかを把握しておくことなどである。

7. 斜面災害の発生から見た火山の分類

効率的な各火山の斜面災害の対策のためには、各火山で発生する危険度の大きい斜面災害のタイプを的確に絞りこんでおくことが望ましい。

火山はその形状や岩石の化学成分などからいろいろ分類が行われてきた。しかし発生する斜面災害の種類等からさ

れた分類はほとんどない。火山においてはさまざまな規模と種類の斜面災害が発生しているが、これらは火山の種類や火山の発達史における特定の段階で集中的に起きているように見える。守屋(1983)¹¹⁾は火山をその形成史から、円錐火山、カルデラ火山、単生火山など分類を行っているが、火山における斜面災害、特に大規模なものに関してはこの形成史などと密接に関係するように思われる。

山体崩壊—岩屑なだれは富士山のような円錐形の山体をもった成層火山に多く発生する傾向が認められる。またそれより規模の小さな崩壊はこういった火山の活動が衰えつつある時期に多く生じている。岩手山、磐梯山、鳥海山、妙高山といった円錐形の山体を持つ成層火山においては円錐型の山体を構築した後、山体崩壊を何度か繰り返すようで、このようなタイプの火山においては大規模崩壊も発生しているようである。さらに開析が進むと樹枝状に谷が形成され、小規模な表層崩壊を起こすような段階に至ると考えられる。こういった火山の周辺にはあまり温泉を伴わない。

一方、巨大地すべりや火山性地すべりが発生している火山はタイプを異にしている。このような火山は東北地方においては脊梁に沿って分布している火山が多く、それらは火山の基盤標高が高く、火山の噴出層が比較的薄く、なだらかな山容を呈することなどの特徴をもつ。

開析過程から火山の分類が的確にできれば、そこで生じる可能性のある斜面変動のタイプを絞りこむことがある程度可能となり、斜面防災対策やハザードマップ作成に寄与すると思われる。今後、こういった視点からの火山地域での斜面災害の研究が求められている。

8. おわりに

(1) 火山地域で生じる斜面災害には多様な要因によって多彩な運動様式で発生することを述べてきた。現時点では火山地域において発生する各種の斜面変動を実用的なレベルにおいて個別に予知予測することは一部を除いてまだ困難である。そのため火山地域における斜面変動の特質を良く理解したうえで、多面的に対処できるように備えておく必要がある。

(2) 現在、火山地域において進められている開発は、一部を除いて斜面災害についてほとんど考慮されずに行われているように思える。今後はできるだけ災害のリスクの低い場所を選ぶ智恵が求められている。

(3) 火山地域に限らず斜面災害はハザードマップの作成には過去の災害履歴を知ることが重要である。そういった点に留意し詳細な調査を行うとともに、似たような条件をもつ場所に対して対策を考える必要がある。

(4) 火山地域の斜面防災にあたっては、地質学・地形学だけでなく、土質工学、砂防工学などに加え地球物理・地球化学など幅広い分野との連携が必要とされる。幅広い専門家の方との交流によっていろいろな研究分野が協力・共同して研究することが不可欠であると考えられる。

参考文献

- 1) 植原茂次・佐藤照子：日本の河川流域の月単位水収支と水文特性 (第1報). 国立防災科学技術センター研究報告, 30, 25-64, 1983.
- 2) 植原茂次・佐藤照子：日本の河川流域の月単位水収支と水文特性 (第2報). 国立防災科学技術センター研究報告, 35, 155-228, 1985.
- 3) 大八木規夫・佐藤照子・八木鶴平：1990 (平成2) 年7月豪雨による九州地方の洪水・土砂災害調査報告. 主要災害報告第31号, 防災科学技術研究所, 126 p., 1991.
- 4) 小出 博：日本の地すべり—その予知と対策. 東洋経済新報社, 259 p., 1955.
- 5) 田中耕平・井口 隆：1997年5月秋田県鹿角市澄川地すべり・土石流災害調査報告. 主要災害報告第34号, 防災科学技術研究所, 40 p., 1998.
- 6) 矢来博司・大井信三・関口辰夫・飛田幹男・藤原 智：干渉 SAR 解析による火山地域における地すべりの検出. 第43回日本地すべり学会研究発表会講演集, 565-566, 2004.
- 7) 大八木規夫：東北地方南部における大規模地すべり地形とカルデラー主として会津地域について. 深田地質研究所年報, No. 2, 121-135, 2001.
- 8) 守屋以智雄：“磐梯式噴火”とその地形, 西村嘉助記念論文集, 214-219, 1980.
- 9) Moore, J. G. and Albee, W. C.: Topographic and structural changes, March-July 1980 photogrammetric data. U. S. Geol. Survey Prof. Papar 1250, 123-134, 1981.
- 10) 守屋以智雄：磐梯山の地形発達史. 地学雑誌, 97, No. 4, 51-58, 1988.
- 11) 守屋以智雄：日本の火山地形. 東京大学出版会, 135 p., 1983.

「地質と調査」投稿募集

当誌は、常日頃地質調査に携っておられる方々と、その周辺の方々とご愛読いただけるように企画された雑誌です。特に、技術能力の向上を計ることの一助となり、それについて業界の発展に少しでも役立つことができればと願っております。そういった意味からも、多数の方からの投稿をお待ちいたしております。

学術論文的なものはもちろんですが、できる限り、毎日の現場で経験された事例に立脚した報告等をいただきまして、技術面の問題・情報の交換など、十二分にこの誌面をご活用いただきたく存じます。

要 項

●掲載ページ 4ページ以内

400字詰原稿用紙20枚以内 (図表・写真を含む)。

ページ数を越えた場合には、ご諒解を得た上で、削除あるいは分割掲載することもありますので、お含みおき下さい。

●原則として、寄せられました原稿は返却いたしません。

●寄せられました原稿の採否、掲載号、用語等につきましては当編集委員会にご一任下さい。

●掲載いたしました原稿については規定の原稿料をお支払い致します。

なお、掲載いたしました内容に対するご意見、これからの掲載希望の分野(項目)、質問などおよびその他のお問い合わせは下記をお願いいたします。

社団法人 全国地質調査業協会連合会事務局

電話 03(3818)7411

株式会社 土木春秋社

電話 03(3370)5020

新しい電磁探査法の開発と斜面調査への適用例

くす み 是 しげ
 桶 見 やま 晴 たつ 重 お
 かた やま 辰 たつ 辰 あつ 雄 **
 片 たか 厚 志 **
 高 橋 し 志 **

1. はじめに

近年、ゲリラ豪雨等の自然現象による河川堤防の決壊や斜面の崩壊等による道路遮断が社会問題化されてきている。一方、物理探査の技術進歩はめざましく、岩盤をはじめとする各種地盤の地盤構造、埋設物、地すべり、地下水のほか、災害防止のための健全性調査、トンネル設計のための事前調査など、適用範囲は多岐にわたっている。同時に、物理探査の計測技術にコンピュータの発達によって計測精度が向上し、また、色々な種類の探査技術が開発考案されている。その一つとして、地盤内を探る手段において、物理探査を活用しその結果を可視化でもって内的要因を明らかにする試みも実用化されつつある。以上のことから、今後の土木分野での維持管理等に精度の高い物理探査手法を有効に取り入れようとするものである。従来からある弾性波探査法や比抵抗探査法とともに最近では電磁探査法も地盤探査に有効に使用されるようになってきている。

本報では、土木分野の調査対象深度（約30m）をカバーし、場所に制約される電場測定（電極打設が必要）を避け、磁場測定のみで比抵抗の測定ができるEM法（Electromagnetic）に着目し、異なる周波数を発生させるコンパクトなEM探査システムを開発し、探査を行った。その探査事例を示しながら、その有効性について検討した。

2. 電磁探査法

電磁探査法は電磁誘導現象を利用し、地盤中の比抵抗構造を求める手法である。電磁法には、MT法をはじめとして、TDEM法（時間領域EM探査法）、FDEM法（周波数領域EM探査法）、VLF法、空中電磁法等が利用されている。

2.1 FDEM探査法の基本原理

周波数領域（Frequency Domain）とは、電磁波が低周波になるほど深くまで透入する性質を利用し、周波数をいく

つか変えて探査し、周波数を深度のパラメータとしたデータを取得し、逆解析法によって地盤の比抵抗分布を求めるものである。

基本原理は、送信コイルに電流を流すことにより地盤内に発生する1次磁場が、電磁誘導現象により渦電流を発生させ、その渦電流によってさらに2次磁場が発生する。この2次磁場強度が地盤の導電率（比抵抗値の逆数）により変化する。FDEM探査法では、この現象を用いて1次磁場強度とその応答からもたらされる2次磁場強度を測定し、両者の比率から次式によって周波数ごとの見かけ比抵抗が求められる。また、送信周波数を変化させることにより、深度方向の比抵抗の変化を測定することができる。そして、得られた見かけ比抵抗の1次元逆解析により、地盤の比抵抗分布が求められる。

FDEM測定理論式を次式(1)に示す。

$$\rho_a = 1.974 \times 10^{-6} s^2 f \left(\frac{H_p}{H_s} \right) \quad (1)$$

ここで

$$\begin{aligned} H_p &= 1 \text{次磁場強度} & H_s &= 2 \text{次磁場強度} \\ s &= \text{コイル間隔 (m)} & f &= \text{周波数 (Hz)} \\ \rho_a &= \text{地盤の見かけ比抵抗 } (\Omega \cdot \text{m}) \end{aligned}$$

EM測定原理

各周波数ごとの見かけ比抵抗は、磁場が透入した深度までの地盤の平均的な比抵抗が測定されている。一方、Maxwellの電磁方程式により、磁場強度は深さ方向に対し指数関数的に減衰する。一方、一般に表皮深度（Skin Depth）の概念があり、表皮深度とは、地上での強度を1とした場合、それが $1/e=37\%$ になる深度をいう。表皮深度は次式により求められる。この表皮深度は、探査深度の目安として利用できる。

$$d = 503 \sqrt{\rho_a / f} \quad (\text{m}) \quad (2)$$

ここで

$$d = \text{表層震度}$$

2.2 提案するマルチ周波数FDEM探査法

提案するマルチ周波数FDEM探査法は、多数（16周波数）の高周波電流を自動発信させて探査する点に特長があ

* 関西大学 教授

** (株)環境総合テクノス

り従来の手法に比べ地層の分解能が高い。また、探査装置は、切土法面や勾急傾斜地でも探査できるように小型で軽く可搬性に優れた非破壊探査装置である。

従来の EM 探査機は、ループ・ループ法と呼ばれるものがほとんどであるが、この FDEM 探査の受信部は、1 次磁場と受信磁場の位相差を精密に検出できる高速電子回路を採用していることを特長とする。また、送信部は、浅部(30 m 程度まで) 探査に適した多周波 (16 周波数: 364~2

kHz) の送信機を搭載し、ループコイルに電流を流して 1 次磁場を発生させるものである。表 1 は基本的な仕様を示している。また、写真 1 は探査機を示している。

探査により得られる比抵抗は地盤の電気伝導率に関連する物理量であり、間隙率や粘土鉱物含有量などさまざまな要因により変化する。一般に風化、変質が進むほど比抵抗は小さくなるが、実際にはさまざまな要因と関連づけられているので、地表踏査や既存資料を取り込み、要因を特定することができれば、地質状況等の判断能力が上がると考える。比抵抗に関する物理式の一つとして Archie の式がある。

$$\rho = m' \cdot \rho_w \cdot \phi^{-n} \cdot S_r^B \quad (3)$$

ただし、

- ρ : 岩盤の比抵抗 [$\Omega \cdot m$] で比抵抗探査で求めたもの
- ρ_w : 間隙水の比抵抗 [$\Omega \cdot m$]
- m' , n , B : 地質の違いによる係数
- ϕ : 間隙率
- S_r : 飽和度

2.3 FDEM 探査解析方法

各 16 周波数について、各測定値は見かけ比抵抗値として得られる(式(1))。この見かけ比抵抗値を 1 次元逆解析により、地盤の比抵抗値を算出する。

(ステップ 1)

地盤を N 層の多層地盤とみなし(図 2 参照)、初期条件として見かけ比抵抗と表皮深度から各層ごとの層厚 h_N と比抵抗 ρ_N を仮定する。

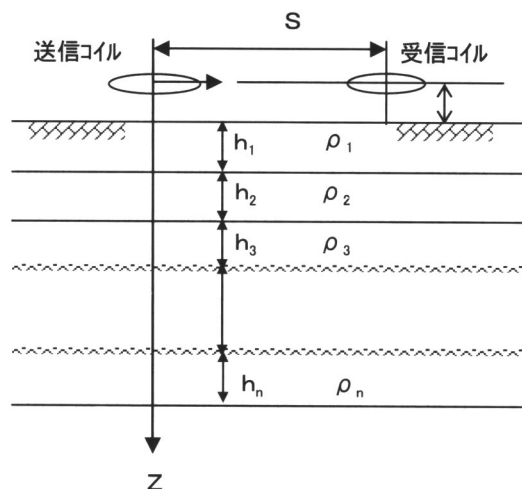
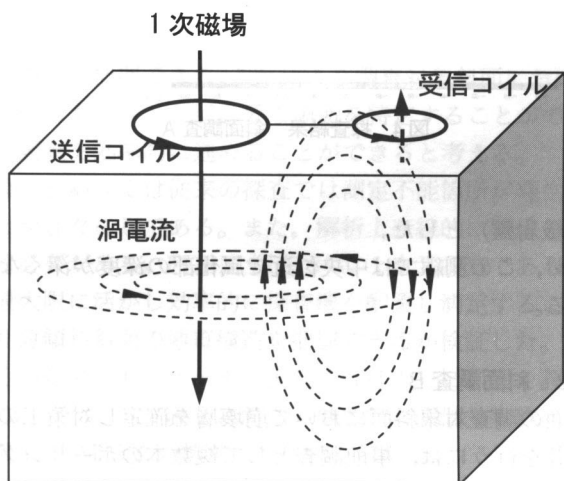


図 2 水平多層構造モデル

(ステップ 2)

初期条件で仮定したモデル構造に対し、FDEM 法の 1 次元理論による 2 次磁場の応答値を解析し、これに対する理論見かけ比抵抗 ρ' を計算する。これと、測定見かけ比抵抗 ρ との残差量 $\Delta\rho = \rho - \rho'$ に応ずるように初期条件の比抵抗 $\rho_1 \sim \rho_N$ を修正する。(2 乗残差の和が最小になるように繰り返し計算する。非線形最小 2 乗法による、図 3 参照)



1. 送信コイルに交流電流を流すことにより 1 次磁場が発生する。
2. 1 次磁場の変化(交流)による電磁誘導現象で地中に渦電流が誘起される。
3. 渦電流により発生する 2 次磁場強度を受信コイルで測定する。
4. 1 次磁場強度と 2 次磁場強度の比より比抵抗を求める。
5. 送信の周波数を変え、深度方向の比抵抗の変化を測定する。

図 1 探査原理概要

表 1 探査機仕様

| | |
|--------|--|
| 使用周波数 | 16 周波数 (kHz) 364, 256, 182, 128, 91, 64, 45, 32, 22, 16, 11, 8, 5, 4, 2 |
| 寸法, 重量 | 1300(L)×500(W)×300(H) mm, 約 20 kg |
| データ通信 | RS 232 C ケーブル (max 15 m) |
| データ収録 | ノート型パソコン |
| 電源 | AC 100 V (ポータブル発電機) |

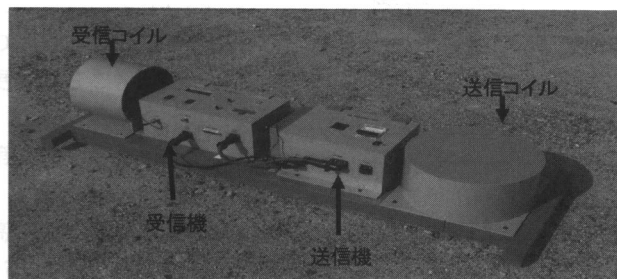


写真 1 FDEM 探査機

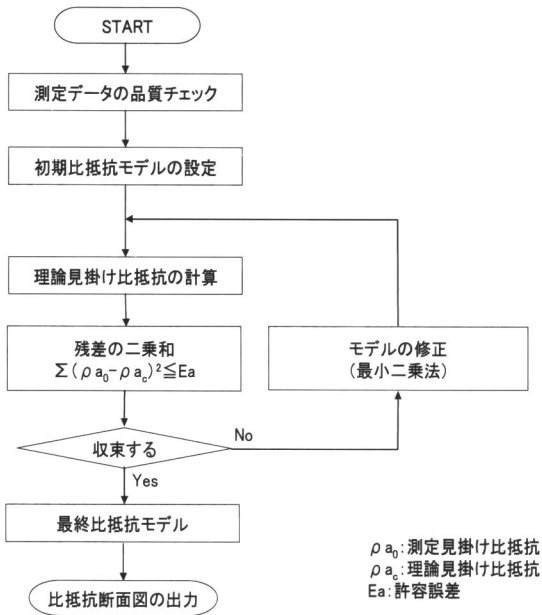


図3 逆解析の基本フロー

3. 探査事例

現在、FDEM 探査は多方面で利用されている。具体的なジャンルとして斜面、河川堤防、トンネル前方探査、護岸等さまざまである。各々目的によって使い分けられている。

ここでは斜面調査において実施した探査事例について以下に述べる。

3.1 斜面調査 A

周辺の地質状況としては、地質構造的には泥岩主体であり、基盤岩は泥岩である。また、全体に風化・変質が進行し粘土化や破碎されている箇所も見られる。

調査範囲の探査結果を測点ごとに1次元逆解析し、それらの結果から測線断面としての比抵抗分布断面図(2次元マッピング解析)を求めた。その結果、調査範囲の比抵抗値は30~140 Ω・mの範囲であり、全体に低比抵抗であったが地質構造を判別できるコントラストは得られた。どの測線も地表から6~8mまでは50 Ω・m以上で、それ以深では20~50 Ω・mを示し、相対的に地表面付近が高比抵抗を示した。

得られた比抵抗断面図と既存のボーリング結果を比較したところ、D級岩盤とCL級岩盤の境界をおおまかに捉えていると考えられ、その境界を決定した。

法面の上部下部ともに表層から5m程度までは高比抵抗が分布している。この部分では泥岩が破碎され細片状になっていると考えられ、亀裂による空隙のため相対的に比抵抗が高くなっていると考えられる。ボーリング結果も考慮し、風化部(D級岩盤)と判断し、このうち特に高比抵抗の部分を風化部I、やや高比抵抗の部分を風化部IIとした。風化部Iは特に風化が進行し、亀裂が発達して間隙率の高い部分、風化部IIは風化しているがそれほど亀裂が発達していない部分と推定される。またそれ以深の低比抵抗部は、泥岩本来の比抵抗を示していると考えられ、軟岩部

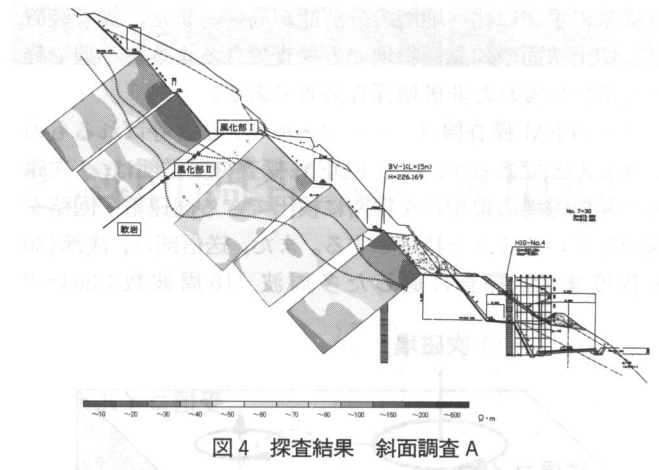


図4 探査結果 斜面調査 A

(CL 級岩盤) とした。

なお、この測線では中央付近で風化部の深度が深くなっている。

3.2 斜面調査 B

斜面の調査対象斜面において崩壊層を確定し対策工の詳細設計を行うには、事前調査として複数本のボーリング調査および簡易貫入試験を行うことが多い。この方法では限られた点の情報から斜面全体を想定することになり、精度面が問題となることがある。また、調査数量を増やした場合、斜面の情報量は増えるが経済面、工程面が問題となる可能性がある。今回、自然斜面の崩壊層決定の調査手法としての可能性について検証・整理を行い、その課題・限界を明らかにし、FDEM 探査による斜面調査の効率化を検討した事例を紹介する。

対象斜面の地質は花崗岩を基盤岩とし、その風化土と崩積土からなる崖錐堆積物が覆っている。この斜面の既存ボーリング地点近傍でFDEM 探査を行い、斜面調査への適応性・可能性を検証した。その探査結果を図5に示す。

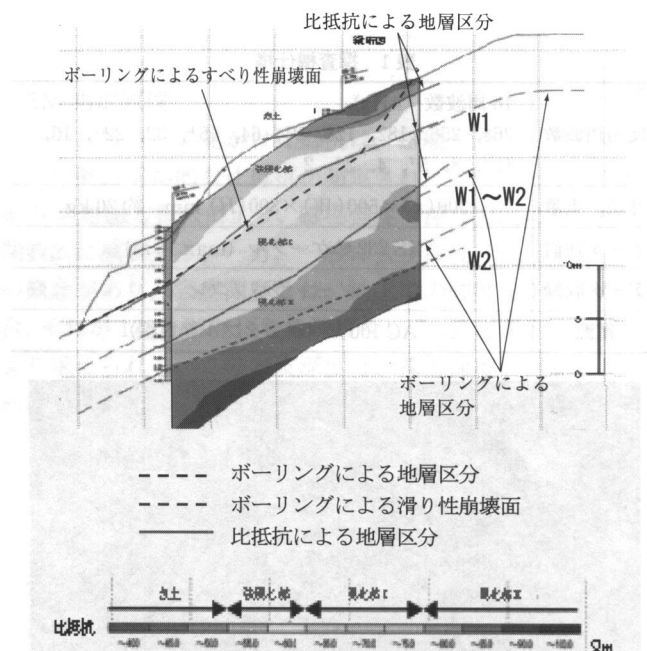


図5 探査結果 斜面調査 B

この図より風化花崗岩地点について表土、強風化部、風化部の地層区分が判定可能であり、既存ボーリング結果から抽出した地すべり性崩壊面と FDEM 探査結果での 60 Ω・m 以下（表土+強風化部）の境界線がほぼ一致した。

この結果から風化花崗岩地点において適応可能と判断できた。

急傾斜斜面で根笹や灌木が密集した地点において、EM 探査を実施し、平地での結果と同様に斜面の地形、地質の特徴を把握することができた。FDEM 探査は概査であるが、探査結果から地形地層区分を判定し、地すべりの大まかな深さを把握できる。これにより調査対象斜面において、優先的にボーリングが必要な箇所を特定することができ、詳細調査を効率的に進めることができると考える。

急傾斜斜面では従来の探査では測定不能箇所が発生することが往々にしてある。また、解析上直線的に測線を配置する必要がある。FDEM 探査では、1 次元調査であることを最大限に活かし効率的に探査機を配置し測定することにより急傾斜斜面の地質構造を把握できるか検証した。

その結果、あるピッチで実施すれば十分に斜面を評価することができる。表 2 に斜面の効率的な評価を実施するための FDEM 探査の標準的な仕様を示した。

表 2 斜面の効率的な評価を実施するための FDEM 探査の標準的な仕様

| 項目 | FDEM 探査仕様 | 備考 |
|-------|--|--------------------|
| 探査測線 | 尾根、谷部を主測線として選定する。 | |
| | 斜面上部、下部に副測線を 2 本設定する。 | |
| 測定ピッチ | 6 m ピッチを標準とし、加えて大きな地形の変化点を測点として採用する。 | |
| 座標測量 | GPS 測量により基準点を設定し、この基準点から TS 測量により探査点を測量する。 | TS 測量：トータルステーション測量 |
| 地層確認 | 1 探査測線の数箇所に簡易的なボーリングを実施する。 | 地すべり面の直接的な確認 |

4. 治山ダムへの適用性

治山ダムや森林整備事業に係る砂防ダムは急傾斜の荒廃溪流地に築造されることが多く、ダム設計に必要な地盤データとしては、地質踏査や簡易貫入試験などから経験的に検討していることがほとんどである。そのため、実際のダムの着岩線が設計時の推定線と異なることが多々あり、そのため工事の一時中断とか、場合によっては大幅な設計変更に至ることもある。

探査結果から、図中の点線部分に比抵抗の変化が見られ、第 1 層・第 2 層と区分した。

ダム地点の左岸側は表層まで比抵抗が 100 Ω・m 以上の高い値を示し、それほど岩盤は風化していずれも堅岩に相当するものと判断し、右岸側の第 1 層目の比抵抗は 70 Ω・m 以下と左岸に比べ低く表れていて、風化が進んでいるものと推定した。

のと推定した。

探査完了後に簡易ボーリング（左岸）・掘削調査（右岸共）を実施し、探査結果との整合性確認を行った。ボーリング結果では CL 級以上の岩盤出現は GL-1.70 m 付近で、比抵抗値の変化点（GL-3.0 m）付近とは異なる結果であった。

掘削結果では右岸部は表層より 4.0 m 付近までが D 級岩盤であり、比抵抗値の変化点とよく一致していることが検証された。

今回の試験結果から、FDEM 探査は、このような地形条件の厳しい砂防ダム地点でも、比較的手軽に調査でき、また、相対的な判定が可能である。また、今回実施した簡易貫入や簡易ボーリングを補完することで、砂防ダム設計に必要な地質情報は得られることが示された。

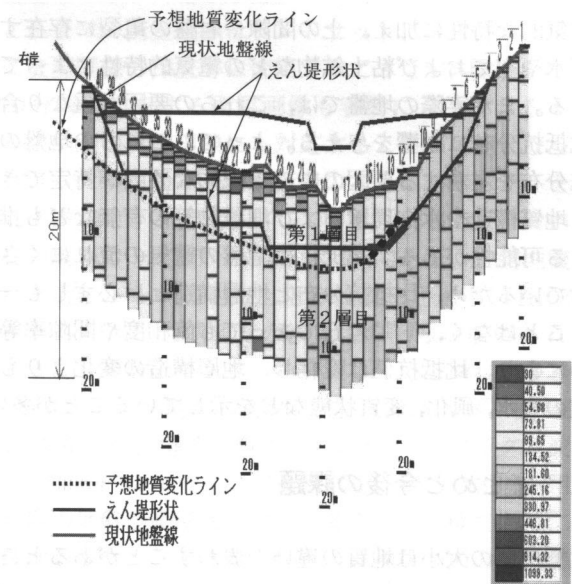


図 6 探査結果 治山ダム

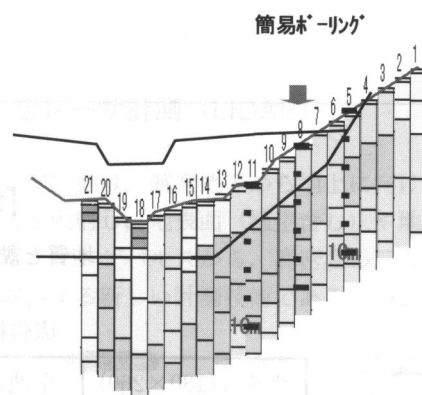


図 7 左岸部の簡易ボーリング位置



写真 2 ボーリング結果

表3 地盤の物性と比抵抗の関係 (地盤の可視化と探査技術, 2001)

| 要因 | | 地盤の比抵抗の高低 低い←←← →→→高い | 地盤の 関連現象 |
|--------------------|------|--------------------------|-------------|
| 間隙率 | 飽和状態 | 大きい←←← →→→小さい | 風化・破砕帯 |
| | 乾燥状態 | 小さい←←← →→→大きい | |
| 飽和土 (間隙率一定) | | 大きい←←← →→→小さい | 地下水位 |
| 体積含水率 (間隙率×飽和度) | | 大きい←←← →→→小さい | 風化・破砕帯 |
| 粘土鉱物含有量 (導電性鉱物) | | 多い←←← →→→少ない | 風化・変質 |
| 地下水の比抵抗 | | 低い←←← →→→高い | 塩水楔など |
| 温度 (地温) | | 高い←←← →→→低い | 地熱・温水 |

FDEM 探査で求められる比抵抗は、地盤の電気的な特性を反映したものであり、地盤を構成している土粒子や岩石の電気的な特性に加え、土の間隙や岩盤の亀裂に存在する地下水や空気および粘土鉱物などの電気的特性によっても決まる。また実際の地盤では、これらの要因が重なり合っ て比抵抗分布に影響を与える。よって、これらの地盤の比抵抗分布を左右する要因の中で支配的な要因が特定できれば、地質構造や水文環境および埋設物等の有無なども推定できる可能性がある。比抵抗は地盤の電気の流れにくさを示しているため、比抵抗分布と地層構造とは必ずしも一致することはなく、同じ岩石であっても飽和度や間隙率等の違いにより、比抵抗値は変化し、地層構造の変化よりも、地盤の含水、風化、変質状態などを示していることが多い。

5. まとめと今後の課題

比抵抗値の大小は地質の違いを表わすことがあると言わ

れているが、筆者らのこれまでの経験からすると、実際には同じ比抵抗値であっても、ときには砂岩であったり、花崗岩であったりすることが多々ある。したがって、探査された比抵抗断面図の解釈は、比抵抗の相対的なコントラストから解釈したほうが適用性の良い場合が多かった。

また、相対的な解釈を加えるためには、やはり事前の地質踏査や文献調査による地質情報がないと解釈を誤ることがある。

今後、精度向上のためさまざまな条件の探査データを蓄積し、斜面調査法として発展することが期待される。

参考文献

- 1) 治山ダム設計における新しい調査技術 (FDEM 探査) の適用性について、地盤工学会, 2003: 治山ダム設計における推定岩盤線の事前確認手法に関する一提案, 砂防学会誌, 2004.
- 2) 上野勝大・佐藤亮・片山辰雄・尾崎克之: 鉄道盛土に対する比抵抗探査手法 (EM 探査) の適用に関する一考察, 第 34 回業務研究発表会論集, pp. 137~142, 2001. 7.
- 3) Katayama, T., Ozaki, K., Yoshida, Y., Kurata, E., Kozato, T. and Ashida, Y.: Nondestructive surver of shallow underground by electromagnetic method, IS-KYOTO 2001 Modern Tunneling Science and Technology.
- 4) JD McNEILL 1980, ELECTOROMAGNETIC TERRAIN CONDUCTIVITY MEASURMENT at LOW INDUCTION NUMBERS, GEONICS LIMITED, Technical Note TN-6
- 5) 櫻木大介・片山辰雄・小林翼・加藤裕将: マルチ周波数型 EM 探査の取組みと現状について, 第 37 回地盤工学研究発表会, pp. 79~80, 2002. 7.
- 6) 高橋厚志・片山辰雄・櫻木大介・加藤裕将: トンネル切羽前方探査への適用性について, 第 37 回地盤工学研究発表会, pp. 65~66, 2002. 7.

『地質と調査』 広告募集

地質と調査に広告を掲載してみませんか?

広告掲載料金は以下のとおりです。

| サイズ (180×260) | 全地連賛助会員 | 会 員 外 | カラー金額 |
|---------------|-----------|-----------|-----------|
| 表 2・表 3 | 105,000 円 | 126,000 円 | 200,000 円 |
| 後付: 1 頁 | 63,000 円 | 73,500 円 | 150,000 円 |
| 後付: 1/2 頁 | 36,750 円 | 42,000 円 | |

会社 PR・製作機械等の PR にご利用下さい。

まずは電話にてお問合せください。

(株) 土木春秋社 03-3370-5020

迅速で精密な最新の空間情報計測技術

おのだ さとし
小野田 敏*

1. はじめに

近年、レーザ計測等の迅速で精密な空間情報計測技術が実業務においても多く使用されるようになった。特に災害時は迅速に詳細な情報を把握することにより、その後の二次災害の防止、災害復旧等を安全かつ合理的に計画、実施することが可能となる。一昨年の新潟県中越地震においても従来の空中写真とともに衛星画像、レーザ計測、高精度デジタル航空写真等の最新の空間情報計測技術が多用され、災害状況の把握や災害復旧等に貢献した¹⁾。

本報告は、これらの最新の空間情報計測技術の現状と課題等を新潟県中越地震での活用事例を踏まえて取りまとめたものである。

2. 衛星搭載型センサー

近年、可視光においても約1m程度の高分解能力を有するセンサーを搭載した衛星が実用化され、中越地震においても利用された²⁾。また、可視光以外の熱赤外線他マルチバンドのセンサーを搭載しているものが多い。さらにはマイクロ波センサーも実用化されている。表1に最近の主な観

表1 主な観測衛星と搭載センサー一覧

| 衛星名 (国) | センサー 波長領域 | 空間分解能 | 利用方法他 |
|--------------------------------------|------------------------------|-----------------------|----------------------------|
| IKONOS (アメリカ) | 可視 (R. G. B. IR) | 1 m (4 m) | 地域観測 災害把握他 |
| Quick Bird-2 (アメリカ) | 可視 (R. G. B. IR) | 0.6 m (2.4 m) | 〃 |
| TERRA (センサー: ASTER) (アメリカ, 日本) | 可視 短波長赤外 マイクロ波 熱赤外 | 15 m・30 m・ 90 m | 広域観測 資源他 |
| ALOS (日本) | 可視 可視赤外 マイクロ波 (SAR) | 2.5 m・10 m 7~100 m | 地図作成 地域観測 災害把握 資源 |

* アジア航測(株)

測衛星とセンサーを示した。

これまで、衛星画像はランドサットに代表されるように主に資源関係の探査等に使用されてきたが、現在0.6~1.0mの分解能を有する衛星画像も容易に入手できるようになり、個別の災害現象にも対応することが可能となっている。さらに現在の高分解能衛星の多くは、センサーを任意方向に操作できる機能を有しており、災害時等においても数日の周期で一定箇所の撮影が可能である。中越地震の翌日には近畿から中国地方上空の軌道を通り中のIKONOS衛星から新潟県中越地方の被災地の画像が取得されている。また、複数のセンサーを搭載している衛星が多く、マルチバンド(可視から赤外域等の各波長域)画像でも2.4~4.0mの分解能を有するものもある。マイクロ波センサーは能動的にマイクロ波を照射し、その位相差を用いて二時期の地盤変動情報を収集することが可能であり、地震後の地盤変動、火山活動、地すべり発生箇所の抽出等が試みられている³⁾。

我が国においても平成18年1月にALOSが打ち上げられ、そのデータの活用が期待されている。

3. 航空レーザ計測 (LIDAR)

航空レーザ計測は、航空機等から地上に向けて多数のレーザパルス照射し、地表面(植生含む)や地物で反射して戻ってきたレーザパルスから、高密度の三次元デジタルデータを取得する新しい計測技術である。最近では非常に



図1 航空機レーザ計測のイメージ

表2 レーザ計測諸元例

| | |
|-------------|-----------------------------------|
| 形式 | ALTM 2033 EDC, ALTM 3100 DC |
| 運用高度 | 80～3,500 m |
| 観測幅 | 930 m (対地高度 1,000 m) |
| パルス周波数と運用高度 | 33,000 Hz/3,000～3,500 m |
| | 50,000 Hz/2,500 m |
| | 70,000 Hz/1,700 m |
| | 100,000 Hz/1,100 m |
| 高さ精度 (1σ) | 15 cm (対地高度 1,000 m) |
| 水平精度 (1σ) | 1/2,000～1/3,000×対地高度 |
| 走査角 | 0～±25° (可変) |
| パルスモード | ファースト/ラスト/中間パルス同時取得 |
| レーザー反射強度 | 取得可 |
| ビームの拡がり | 狭角 20 cm または 30 cm (対地高度 1,000 m) |
| | 広角 80 cm (同上) |
| 搭載カメラ | カラー・赤外デジタルカメラ (1,600 万画素) |

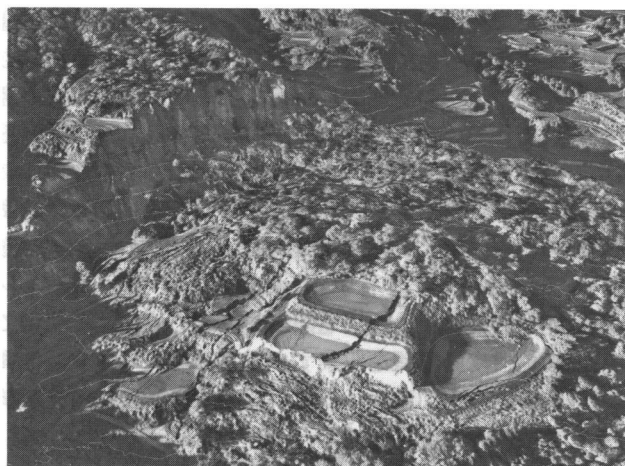


図2 デジタル航空カメラの画像を航空レーザーデータによる地形モデルにマッピングした鳥瞰画像

高密度なパルス周波数を有するものが多くなり、以前の機材と比較しデータ取得精度等が大きく向上している。

表2には新潟県中越地震時に使用された機材を示したが、現在は150,000 Hzのパルス密度のものも実用化されている。また樹木除去等のフィルタリング技術の向上も著しい。

航空レーザー計測は、従来の写真測量と比較して短時間に広範囲かつ高密度の数値地形データを取得することが可能となり、災害時等にも迅速に地形図の作成や地形解析が行えるようになったのが大きな特徴である。

また、現在の航空レーザー計測においては同時にデジタル航空写真を取得すること可能であり、コンター図による地形表現だけでなく、オルソ画像と地形データの融合により災害状況等を鳥瞰図等によりわかりやすく表現することができる⁴⁾。

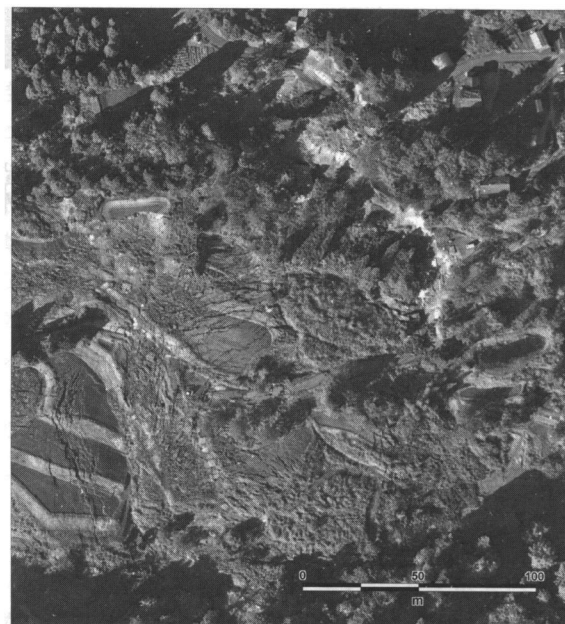


図3 デジタル航空カメラによる被災状況把握 (地すべり地形内の亀裂等が明瞭に把握可能)

表3 デジタル航空カメラの諸元例

| | |
|-------------------|-------------------|
| パンクロの解像力 | 13,500×8,000 ピクセル |
| 4個のレンズシステム | f=1:4.0/120 mm |
| 画角 | 69.3°×42° |
| 4チャンネルカラー RGBとNIR | 2,000×3,000 ピクセル |
| 4個レンズシステム | f=1:4.0/25 mm |
| シャッター速度と絞り | 可変式 |
| 記憶容量 | 840 GB |
| 撮影間隔 | 2秒 |
| ラディオメトリックな解像力 | 12 bit |
| 重量 (記憶装置を除く) | 約80 kg |

4. デジタル航空カメラ

デジタル航空カメラによる画像は、銀塩フィルムで必要であったスキヤニングが不要であり、効率的な撮影と即時的な解析が可能である。また、アナログ写真と異なり、色彩の再現性が高いことから、影部の明暗をより幅広く調整できるなど、より高画質の画像取得が可能である。一例として、中越地震で使用されたデジタル航空写真の諸元を表3に示す。理論上、高度約500 m上空から約5 cmのものが分解可能である。

この他、ラインセンサーによるデジタル航空写真も実用化されており、100パーセントのオーバーラップステレオ画像を取得でき、単画像では取得不可能なビル街などの三次元画像を高精度で再現できる。

5. 精度と迅速性

既述したレーザー計測、デジタル写真、ラインセンサー等

の多くはGPS、トータルステーション等と同様に手法自体は以前からあるものである。ただし、最近はそれらの精度は飛躍的に改良され、他の技術との融合も進み、新たな世界観を構築できるようになった。例えば幅数10cmに満たない亀裂などが明瞭に把握されるようになった。それだけでなく、三次元的な鳥瞰図などによりあたかも現地にいるかのようなさまざまな視点からの確認も容易になった。また、それらの処理過程の多くは自動化され、一部の研究者だけでなく一般企業でも迅速な処理が可能となった。デジタル航空カメラによる画像は、銀塩フィルムで必要な現像処理等が不要であり、短時間の処理が可能である。さらにレーザー機材等の小型化や低価格が進み、急激に普及した。使用目的も航空機搭載型の広域を把握するものから、局所的な対象エリアまで幅広く活用されるようになった。精度的には地上型レーザー等やGPS干渉測位等はcmオーダーからmmオーダーを目的とする斜面計測等にも使用されるようになった^{5),6)}。また、それらの精度や機材性能もさることながら、さまざまなプラットフォーム（ヘリコプター・ラジコンヘリコプター・車・地上設置）に搭載され、航空機と同じように、レーザー・デジタル画像・熱映像他センサー等を組み合わせ利用することが多い。

6. 新潟県中越地震での適用例

実際に中越地震ではこれらの技術はどのように使用されたのであろうか。また課題として何が抽出されたか等を筆者自身の経験に照らし合わせ整理してみた。

6.1 災害発生直後

地震発生直後から数日間は主として被災状況把握のため銀塩での空中写真撮影および航空デジタル写真撮影、レーザー計測が主に実施されている。それらは迅速に関係機関に配布され被災状況の把握に使用された。ただし、被災直後は広域の被災状況を把握する必要があり、通常空中写真1枚1枚ではなく、それらを接合した広域のオルソ画像等が望まれた。

新潟県中越地震で使用された最新の空間計測技術は、実

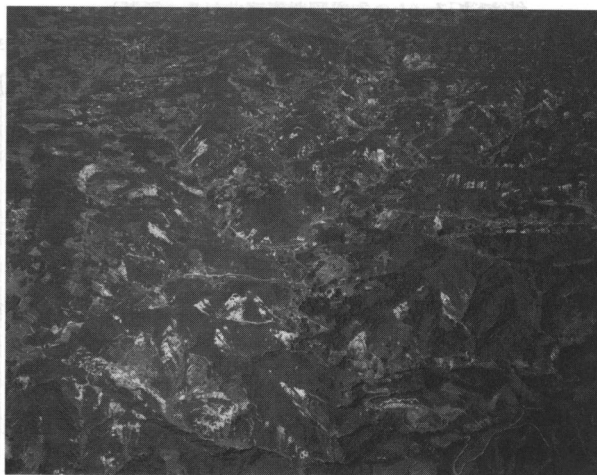


図4 旧山古志村上空からみた芋川流域の被災状況



図5 旧山古志村東竹沢付近オルソ画像

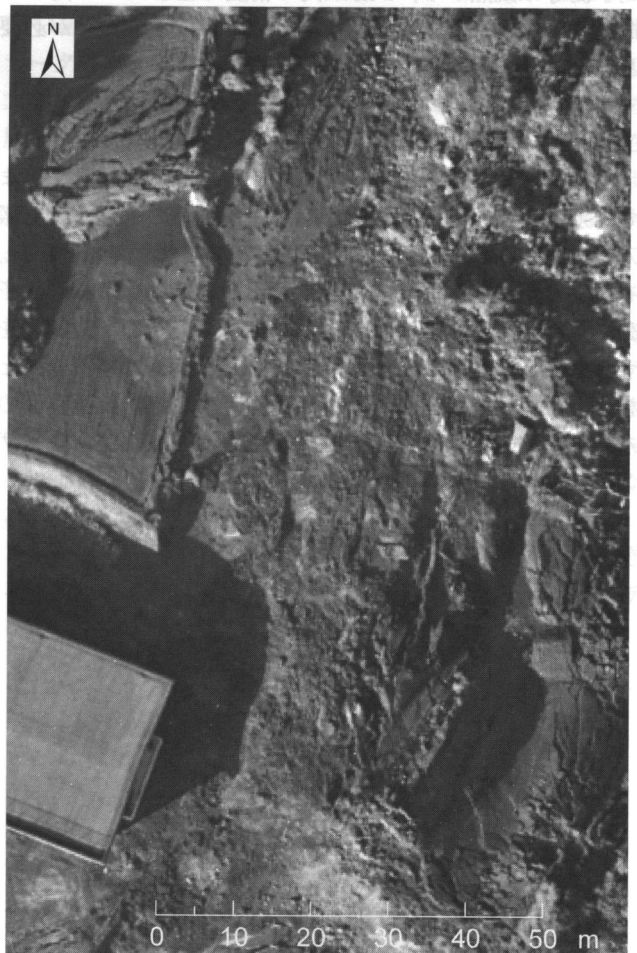


図6 地すべりによる河道閉塞状況

(図5の河道閉塞部の拡大画像。土塊の隆起、亀裂状況等が詳細に把握できる)

験的な要素が多くその使用目的が十分に検討されていなかったこと、取得された情報がある地域に集中してしまい情報の濃淡が生じたことなど情報提供のあり方等に問題は残ったが、災害発生直後としては過去に例を見ないほどの各種の高精度なデータが取得されたといえる。

6.2 危険度判定

被災状況が徐々に明らかになると、その対応策が求められる。どの箇所がどの程度危険なのか、どのような応急対策工が実施できるのか等が課題となる。以下、土砂ダムの検討事例について記述する。

被災直後の空中写真から河道が所々で閉塞しているのが明らかとなったが、実際にどのくらいの規模の土砂ダムによる堰止湖がいくつ発生し、どの箇所が最も危険で二次災害の可能性があるのかを至急判定する必要があった。そのため、被災直後の空中写真による図化だけでなく、レーザ計測データ等を活用することにより、土砂ダムの規模や貯水容量等から危険度の優先づけや満水までの余裕時間等を至急検討することができた。ただし、地震後の地形把握にはレーザ計測データが有効であるが、堆積した土砂量等の算出はレーザ計測データが有効であったが、地震前の地形データの有無や精度が問題となる。危険度判定や水没エリアの推定、二次災害防止や緊急施工時のダム越流までの時間予測等の観点から、1 m 以内の精度で土砂ダムの高さを把握し、かつ平面図と画像を同精度で作成することが必要と考えられる。

6.3 緊急施工への応用

土砂ダムの高さ、貯水容量、流域面積等から越量するまでの余裕時間が判明した際、応急対策工種の選定、資材搬入方法、搬入位置、施工時の安全性等が大きな問題となる。その際もレーザ計測等で得られた現地地形図等から貯水予測量、越流位置、越流高さ、仮開削水路の断面、勾配等をすばやく判定することが可能であった。例えば越流箇所となる最も低い箇所はどこなのかを判定する際、航空写真のみでは土塊や倒木の影響で判定が困難であったが、レーザ



図7 河道閉塞箇所のレーザデータとデジタル写真による1 m コンター鳥瞰図

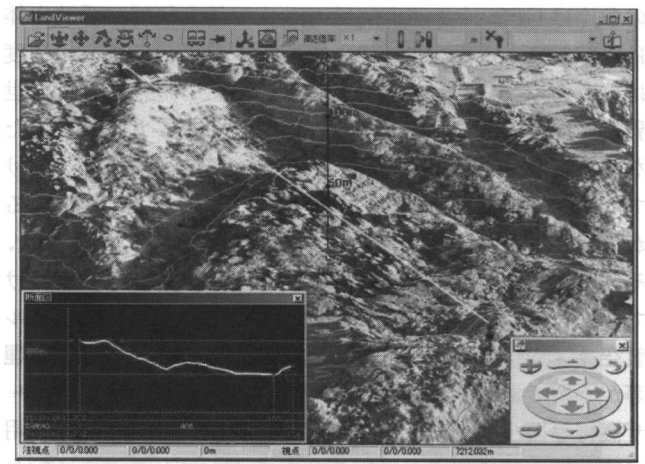


図8 越流箇所検討イメージ
(横断形状と画像により越流箇所等を検討)

データの樹木を取り除いたグランドデータを用いることにより判断することが可能となった。ただし、その箇所には高精度デジタル航空写真等から土塊や倒木が密集しており、直接に資材をヘリコプターで搬入できない、現地作業が困難であることも判断できた。それらの情報を総合して、資材搬入可能位置において応急対策等の諸元、例えば深さ何 m、勾配何度の仮水路を作ればよいのか、排水ポンプとの併用やその場合の資材、必要人員、作業時間、越流までの余裕時間、監視体制等の判断を迅速に実施することが可能であった。これらの課題には GIS を利用したデジタル画像とレーザ計測データを融合した定量的かつ視覚的な三次元画像処理が有効であった。

7. 最新の空間情報技術の利用上の利点と課題

衛星データ、レーザデータのように精密で迅速な計測法が一般的に使われるようになった。それらの利点、課題、展望は次のように考えられる。

7.1 利点

- (1) 衛星画像、空航デジタル写真、レーザ計測データ、現地調査等の融合により、被災状況をわかりやすく、かつ定量的に精密、迅速に把握することが可能である。
- (2) 情報の多くはデジタル化されており、定性的な判断だけでなく、位置情報や3次元情報、色、温度等を定量的に把握することができる。
- (3) 既存データ等を利用したりし、時系列的に地盤や土砂の変動状況や被災状況等を定量的に把握することができる。
- (4) デジタル情報は、適当なアルゴリズムを適用することによりさまざまな地形表現や演算処理が可能となる。例えば DEM 等に対して、あるアルゴリズムを検討適用することにより、通常時のハザードマップだけでなく、災害時にも被災箇所や崩壊箇所を、迅速に一樣な精度で抽出することが可能である⁷⁾。

- (5) 既存データ等を利用したりし、時系列的に地盤や土砂の変動状況や被災状況等を定量的に把握することができる (図9, 10 参照)。
- (6) デジタル情報であり、これらをわかりやすく加工・配信することは容易であり、専門家だけでなく、マスコミ、一般の方々にも多くの情報を迅速に提供できる。
- (7) 定量的かつわかりやすい表現により、専門家および行政の判断や意思決定をスムーズに行うことができる。

7.2 課題

中越地震では、最新の空間情報計測技術が多用されたが、以下のような課題もいくつか浮き彫りとなった。

- (1) 目的に応じたデータ取得精度やその利用方法が十分に吟味されておらず、情報の濃淡やみくもに

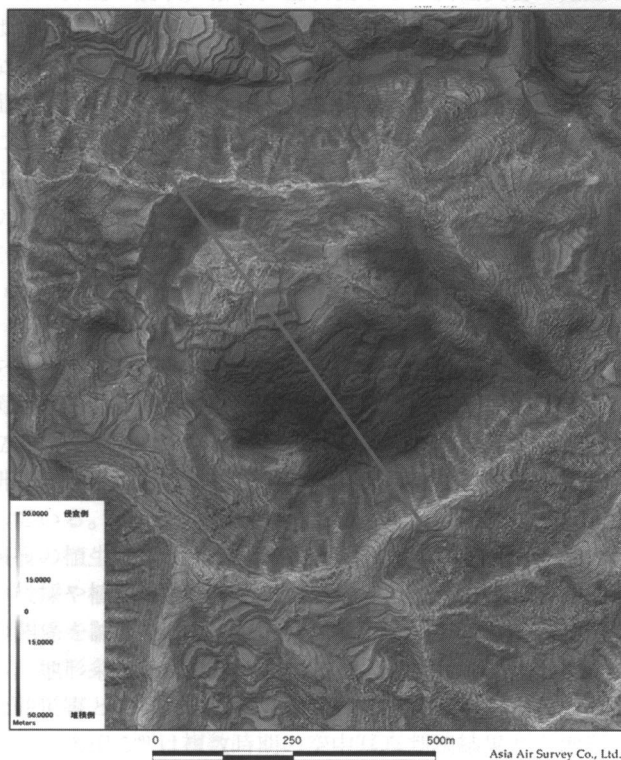


図9 地すべり地の地震前後の差分画像
(基データは北海道地図作成の10 m DEM)

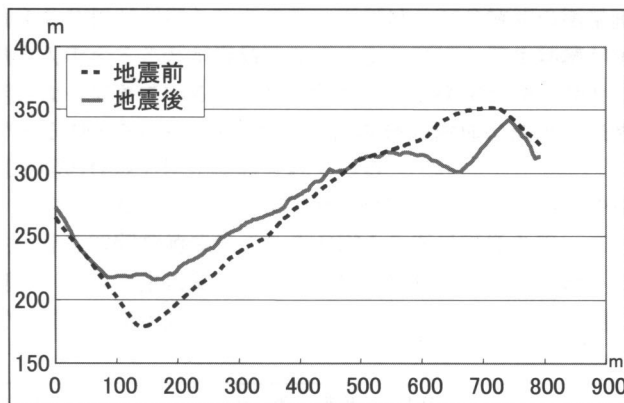


図10 地震前後の断面

大量のデータのみが蓄積された。

- (2) 必要なデータの抽出技術、例えば崩壊箇所や倒壊家屋箇所の抽出技術等は試行段階にあり、結局は、エキスパートが紙印刷データからの解析整理する機会が多い。
- (3) データはデジタル化され、取得時間は短縮されたが、大量のデータに対する受け渡し、解析処理のノウハウ、伝送環境等が十分に整備されておらず、情報を必要とする組織、人に渡るまで多くの時間を要した。
- (4) 過去との差分画像等による解析等を検討する際、それらのデータの所在、データ精度などが問題となる。

8. 今後の展望

レーザ計測やデジタル航空写真など、10年前では考えられないような高精度のデータを活用できる環境になった。今後は、それらのデータをどのように利用するのか、目的に応じた計測機器、必要精度を明確にする必要がある。それには災害時などあらかじめ広域のデータをどのように取得するのか、何に利用するのか等防災計画で検討しておくことが望まれる。

そのため、高精度な地形・画像データから真に必要な情報を選別する技術が重要となり、被災箇所のみを抽出したデータ等を迅速に処理する必要がある。これらは、今後の大きな研究課題である。また、災害対応等ではあらかじめ崩壊箇所、倒壊家屋、火災箇所、土砂ダム箇所等の危険性を表したハザードマップを用意し、その目的に応じた抽出技術を検討しておくことが合理的である。また、被害状況を誰にでもわかりやすく示すための三次元表示技術等も、災害時の意思決定や住民への説明の際に重要となる。このほか取得されたデジタル情報を一刻も早く伝送する技術と通信網等の整備が重要であり、データ処理や画像などのアウトプット環境をあらかじめ整理しておくことが必要である。特に行政、専門家のみならず、一般の方々へインターネット等を利用した情報配信の方法も検討しておく必要がある。

さらにこれまで蓄積された地形データ等を整理活用できるようにしておくこと、また取得されたデジタル情報はデ



図11 災害被災箇所の自動抽出例⁷⁾

ータベース化しておく必要がある。それにはデジタルデータの共有化等の手続きやルールを検討する必要がある。

これらを踏まえて、国土の基本情報として日頃から整備していかなければならない情報の蓄積と、災害時などのデータ取得体制を検討し、必要な時期に必要な機関・人に必要なデータを供給できる仕組み作りが求められている。

参考文献

- 1) 小野田敏・小川紀一郎・高山陶子・村木広和・寺本忠正・藤井紀綱・平松孝晋・千葉達朗：高分解能デジタル写真による中越地震の被害状況，平成16年新潟県中越地震災害被害調査報告会講演集，pp. 37-42, 2005.
- 2) 向山栄：地震発生直後に取得する災害情報の特性と衛星画像の利用，写真測量とリモートセンシング，vol. 44, No. 2, pp. 41-42, 2005.
- 3) 清水孝一・山越隆雄・小山内信智・福島彩・三尾有年：合成開口レーダの差分干渉処理技術による地すべり地検知の可能性について，日本地すべり学会誌，vol. 42, No. 4, 2005.
- 4) 小野田敏・高山陶子・鈴木雄介・岩崎重明・千葉達朗：レーザDEM等を利用した地すべり地形の把握，第45回日本地すべり学会研究発表会講演集，pp. 119-120, 2006.
- 5) 綱木亮介・椎葉秀作・衣笠浩美・木本智史・井原伸浩・柏原佳明・小川紀一郎・濱田史生・吉富真幸：地上レーザ計測による崩壊崖錐部分の土砂移動，砂防学会研究発表会概要集，No. 40, pp. 344-345, 2004.
- 6) 浦真・竹内宏・川島謙・村中亮太・小川紀一郎・小野田敏：GPSを中心とした観測による三次元地すべり挙動の推定，第42回日本地すべり学会研究発表会講演集，pp. 353-356, 2003.
- 7) 三富創・松岡昌志・山崎文雄：2005年福岡東方沖地震による玄海島の建物被害地域の自動抽出，土木学会地震工学論文集（CD），2006.

空間数値情報を利用した災害危険斜面抽出法

おお たい たけ ひろ
 は せ がわ あつし
 長 谷 川 淳**

1. はじめに

自然斜面の崩壊、落石、土石流などの斜面災害の発生には、地形・地質条件のほかに地下水条件や植生、人工改変などの環境条件が関与すると考えられており、そのうち斜面災害と地形との関係についてはこれまでも多くの研究者によって議論されている¹⁾。近年では、数値標高モデル (DEM: Digital Elevation Model) を用いた地形計測により、斜面災害の発生に関わる地形条件を定量的に評価し、それを基に災害発生危険箇所を予測する手法が試みられている^{2),3),4)}。

一方、地形と植生の関係については、これまで環境保全を目的とした地生態学的観点から議論されてきた。特に、菊池は斜面崩壊地や土石流堆積地などの植物群の特徴と成立過程をまとめている⁵⁾。ただし、このような地生態学的な研究は、現地地形での植物群の成立過程の検討を主な目的としている。また、砂防分野では空中写真判読による斜面崩壊後の植生回復状況の経年的変遷に関する研究例⁶⁾や、森林伐採や植栽面積の変化と流域の土砂生産および崩壊面積の関係を論じた研究例^{7),8)}がある。しかしいずれの分野でも、地形条件や伐採などの植生環境の変化と、地形変化や土砂災害との関係を論じた研究例は数少ない。そのような中で、太田ら⁹⁾は複数時期の空中写真判読結果から地形条件、植生変化が土砂災害発生に与える影響を述べている。

また、樹種や繁茂状況などの植生に関する定量的な評価については、1970年代よりLANDSATに代表される衛星画像の解析が利用されてきた。近年は、高分解能の衛星画像を入手することが容易になり、より詳細な植生判読が可能となってきている¹⁰⁾。例えば、高分解能衛星画像のひとつであるIKONOS画像を用いて、森林の樹種の抽出方法や植生図の作成方法が検討されている^{11),12)}。

このようなことから、災害発生に関与する地形条件や植生条件を空間数値情報であるDEMや衛星画像を用いて計測し、災害発生に関与する諸条件を定量的に評価したうえで、災害の発生源となる不安定斜面を抽出することが期待

できる。本報告では、これらの空間数値情報を用いた災害危険斜面の抽出方法等について事例を紹介し、その現状を述べる。

2. 50 m-DEMによる災害危険斜面の地形計測

現在最も容易かつ安価に取得できる空間数値情報として、国土院から発行されている数値地図50mメッシュ(標高)(以降、50m-DEMと略称)があげられる。50m-DEMは日本全国について整備されているため、これを用いることにより広範囲に同一の精度で地形的な評価が可能であり、災害危険斜面の一次的抽出への利用が期待される。

太田は三浦半島全域について、50m-DEMを用いた地形計測による斜面崩壊箇所の抽出を試みている⁴⁾。地層ごとに見ると、各地層の分布域全体の地形量とそれぞれの地層の分布範囲内に認められる崩壊地の地形量とでは顕著な差が見られない(表1)。その理由の一つとして、50m-DEM

表1 三浦半島の各地層の分布域全体と崩壊地の地形量の比較⁴⁾

| 地層名 | 最大傾斜量(°) | | 起伏量(m) | | 高度分散量(m) | | 表面積比 | |
|----------|----------|------|--------|------|----------|------|------|------|
| | 地層全体 | 崩壊地 | 地層全体 | 崩壊地 | 地層全体 | 崩壊地 | 地層全体 | 崩壊地 |
| 上総層群 野島層 | 16.2 | 21.2 | 35.6 | 37.6 | 10.4 | 11.7 | 1.11 | 1.14 |
| 三浦層群 池子層 | 19.2 | 23.6 | 43.3 | 47.5 | 12.7 | 14.3 | 1.16 | 1.20 |
| 三浦層群 逗子層 | 21.0 | 22.9 | 49.4 | 44.3 | 14.5 | 13.5 | 1.22 | 1.21 |
| 葉山層群 | 20.1 | 19.6 | 51.8 | 50.3 | 14.7 | 14.7 | 1.22 | 1.19 |

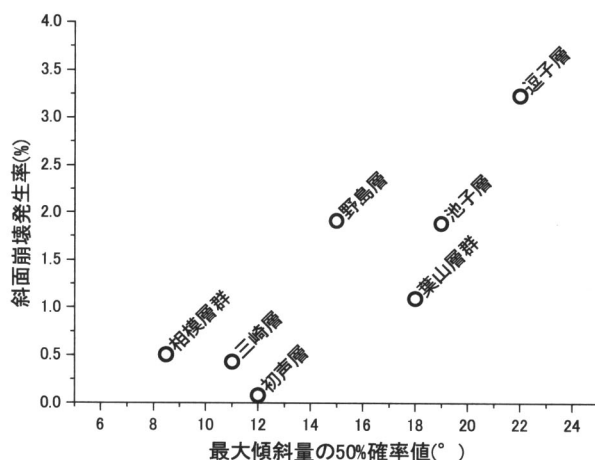


図1 三浦半島の各地層における最大傾斜量と斜面崩壊発生率の関係⁴⁾

* (財)鉄道総合技術研究所 地質研究室 主任研究員
 ** (財)鉄道総合技術研究所 総務部 (JR 東日本出向中)

では斜面崩壊地を特徴付ける微地形を表現できないことを上げている⁴⁾。一方で、各地層の地形量と崩壊発生率に関係があることを示し(図1)、斜面崩壊の発生に岩相などの地質条件が関与していると述べている⁴⁾。つまり、50 m-DEMを用いた地形計測により斜面崩壊が発生しやすい地層の分布を把握できる可能性があると考えられる。

3. 細密 DEM による不安定斜面の地形の数値化

前章で述べたように、50 m-DEM では斜面災害の発生源の大きさに対して格子点間隔が大きすぎるため、その発生にかかわる地形的な特徴が表現できないことが多い。この問題を解決するためには、より細密な格子点間隔のDEMによる地形計測が必要であると考えられる。近年、航空レーザ測量¹³⁾の技術が発達し、格子点間隔が5 m以下の細密DEMを比較的容易に取得できるようになってきた。高山らは航空レーザ測量により取得される細密DEMの道路防災への応用方法として、管理基図としての活用と防災調査・解析データとしての活用を提案している¹⁴⁾。そして、福田らは後者の活用方法のひとつとして、DEMから崩土到達範囲予測を行ってハザードマップを作成する手法を提案している¹⁵⁾。ただし、崩壊源は手動で設定しており、その予測方法については言及されていない。

そこで、ここでは2000年11月に実施した航空レーザ測量により得られた格子点間隔が5 mのDEM(以降、5 m-DEMと略称)を用いて地形計測を行った結果と、空中写真を用いた不安定斜面の判読結果を比較し、斜面の不安定性に影響する地形条件について検討し、不安定斜面の抽出を試みた事例¹⁶⁾を紹介する。

三浦半島における50 m-DEMを用いた地形と斜面崩壊との関係⁴⁾に示されるように、一般に地質が異なると地形的な特徴も異なる。したがって、細密DEMを用いて不安定斜面を抽出する場合には、均質な地質条件と考えることのできる範囲ごとに検討することが望ましい。そこで、ここでは三陸海岸より約20 km内陸に位置する北部北上山地の閉伊川と刈屋川の合流点付近にあたる地域(図2)での検討例を示す¹⁶⁾。

対象地域内では過去に落石、斜面崩壊などの災害が繰り返し発生し、近年では地域内の複数流域において土石流の発生が確認されている¹⁶⁾。また、対象地域周辺は標高100~600 mの低山地地形を呈し、地質は主に古生代~中生代の堆積岩で、ほぼ均質な地質条件とみなすことができる¹⁶⁾。

対象地域のうち図2に示す16流域について、5 m-DEMから求めた流域地形量¹⁷⁾と流域ごとの局所地形量¹⁷⁾および区域地形量¹⁷⁾の平均値を表2に示す。表2には2001年撮影の空中写真から判読した斜面の崩壊や浸食を表す崩壊跡地数、ガリー長、土砂生産量を表す溪床堆積物の分布面積を付記している。崩壊やガリーの発生、溪床堆積物の生成といった現象が道路、鉄道、人家などの保全対象物の周辺で生じると、これらが被災することになる。そこで、崩壊跡地、ガリー、溪床堆積物の分布を以降は「災害地形」¹⁶⁾

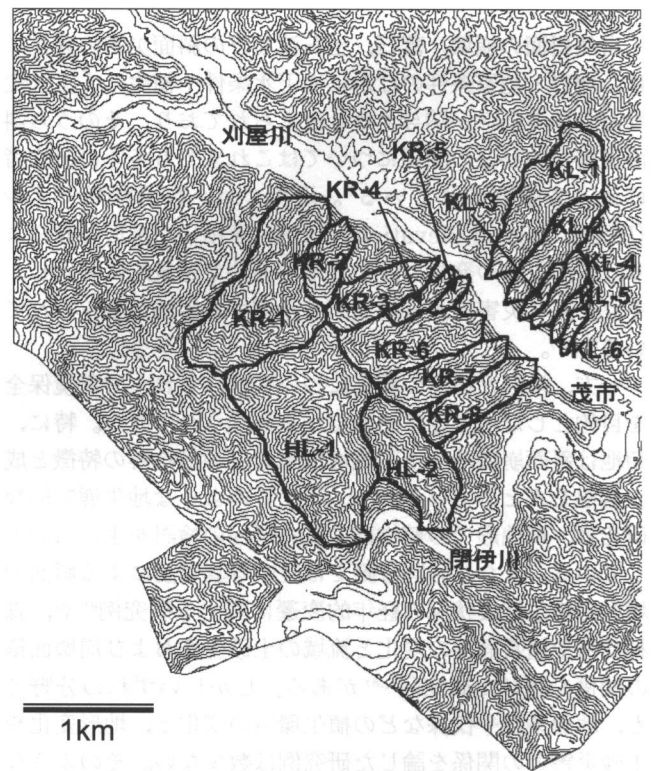


図2 北部北上山地における検討対象流域¹⁶⁾

表2 対象流域の地形量と災害地形の分布状況(文献16)の表1を一部修正)

| 流域番号 | 局所地形量の平均 | | 区域地形量の平均 | | | 流域地形量 | | | | 災害地形分布状況 | | | |
|------|----------|-------------|----------|-----------|-------------|------------------------|--------|----------|------------|-----------|----------|-------|-----------------------------|
| | 平均標高(m) | 最大傾斜量の平均(°) | 表面積比の平均 | 起伏量の平均(m) | 高度分散量の平均(m) | 流域面積(km ²) | 流域表面積比 | 流域起伏量(m) | 流域高度分散量(m) | 流域平均比高(m) | ガリー長(km) | 崩壊跡地数 | 溪床堆積物分布面積(km ²) |
| HL-1 | 335.3 | 39.16 | 2.70 | 19.07 | 5.43 | 1.82 | 2.70 | 578.0 | 109.8 | 268.1 | 1.4 | 18 | 0.128 |
| HL-2 | 268.3 | 40.57 | 2.92 | 19.80 | 5.63 | 0.64 | 2.93 | 387.2 | 82.2 | 204.3 | 3.3 | 3 | 0.017 |
| KL-1 | 329.2 | 38.76 | 2.78 | 18.76 | 5.31 | 0.74 | 2.78 | 492.6 | 108.5 | 267.3 | 0.7 | 4 | 0.033 |
| KL-2 | 279.5 | 40.09 | 3.04 | 19.91 | 5.61 | 0.35 | 3.04 | 457.1 | 99.5 | 221.2 | 0.5 | 6 | 0.023 |
| KL-3 | 179.4 | 37.60 | 2.48 | 17.70 | 5.05 | 0.08 | 2.48 | 246.0 | 58.3 | 122.7 | 0.1 | 0 | 0.000 |
| KL-4 | 211.8 | 38.03 | 2.72 | 18.38 | 5.21 | 0.15 | 2.71 | 320.4 | 76.8 | 156.7 | 0.7 | 2 | 0.000 |
| KL-5 | 167.5 | 34.17 | 2.56 | 15.97 | 4.60 | 0.10 | 2.55 | 256.7 | 69.2 | 113.6 | 0.5 | 0 | 0.000 |
| KL-6 | 138.2 | 29.06 | 1.84 | 12.64 | 3.53 | 0.06 | 1.76 | 205.7 | 59.3 | 86.2 | 0.6 | 0 | 0.000 |
| KR-1 | 358.7 | 40.40 | 2.93 | 19.60 | 5.57 | 1.27 | 2.93 | 606.1 | 130.3 | 279.0 | 1.7 | 16 | 0.036 |
| KR-2 | 307.8 | 38.31 | 2.57 | 18.25 | 5.20 | 0.24 | 2.56 | 382.9 | 84.0 | 230.6 | 0.4 | 0 | 0.003 |
| KR-3 | 291.2 | 37.70 | 2.16 | 18.25 | 5.07 | 0.38 | 2.16 | 417.4 | 97.0 | 226.1 | 0.5 | 5 | 0.016 |
| KR-4 | 216.4 | 37.12 | 2.39 | 17.57 | 4.90 | 0.12 | 2.38 | 284.4 | 62.3 | 151.5 | 0.2 | 5 | 0.003 |
| KR-5 | 142.3 | 31.48 | 2.20 | 14.05 | 4.00 | 0.07 | 2.20 | 162.7 | 43.5 | 79.8 | 0.0 | 0 | 0.000 |
| KR-6 | 275.3 | 38.28 | 2.26 | 18.24 | 5.16 | 0.62 | 2.25 | 407.0 | 97.3 | 207.6 | 1.7 | 13 | 0.023 |
| KR-7 | 284.1 | 36.58 | 2.04 | 17.08 | 4.90 | 0.42 | 2.04 | 406.2 | 92.3 | 227.2 | 1.3 | 2 | 0.003 |
| KR-8 | 258.9 | 37.08 | 2.24 | 17.58 | 4.96 | 0.41 | 2.22 | 386.8 | 87.9 | 204.8 | 0.6 | 5 | 0.000 |

と称する。

流域表面積比および最大傾斜量の平均値に対する崩壊跡地数の関係を図3に示す。流域表面積比と崩壊跡地数との間には不明瞭であるが正の相関がみられ、最大傾斜量の平均値が37°を超えると崩壊跡地数が急増する傾向がみられる¹⁶⁾。

次に、流域ごとの地形量と災害地形の分布を比較すると、流域面積が大きく最大傾斜量の平均も大きい流域KR-1, HL-1でガリー、崩壊跡地、渓床堆積物が多く認められる(表2)。このことから、流域内の災害地形の分布量、つまり流域内の斜面の不安定さは地形条件に関係があると考えられる。一方、流域KR-6, KR-7, KR-8は流域面積がほぼ同じで、流域表面積比や最大傾斜量の平均値も類似した値を示し、同様の地形条件を呈すると判断できるが、流域KR-6では他の2流域よりも災害地形が発達する(表2)。このことは、地質条件と地形条件がほぼ同様でも、災害地形の分布状況つまり斜面の不安定さが異なることを示唆する¹⁶⁾。

以上のことから、均一な地質条件の範囲内においては、表面積比や最大傾斜量が大きくなると災害地形の発達が顕著になるなど、地形条件と斜面の不安定性との間にある程度の関係は認められ、細密DEMを用いて災害危険斜面を抽出できる可能性がある。しかし、上述したようにDEMから求められた地形条件が、直接災害地形の発達状況と対応しないこともあるため、地形条件のみで斜面の不安定性を評価することが困難な場合があると考えられる。

4. 衛星画像による植生状況の評価

一般に、植生の状況は斜面の保水性や耐浸食性に関係するため、間接的に斜面の安定性に影響すると考えられている。田野口らは広島県および山口県の花崗岩地域において斜面崩壊現象に及ぼす植生の影響を検討している¹⁸⁾。ここでは、常緑広葉高木林、アベマキーコナラ群集、コバノミツバツツジアカマツ群集正常相などの群落 distributes する斜面は安定しており、コバノミツバツツジアカマツ群集退行相および同群集劣化相、幼齢～若齢ヒノキ植林が分布する斜面で崩壊が発生していることを示し、斜面の安定には林冠層の形成と発達が重要であると述べている¹⁸⁾。また、太田らは図1に示した北上山地のいくつかの流域において、斜面の崩壊、ガリー浸食、渓床堆積物の量の増加など、災害地形の消長が植生の分布率の変化に明瞭に対応していることを報告している(図4)⁹⁾。特に、伐採地、伐採後二次林、スギ植林(幼齢林)など伐採によって植生の活性度が低下した範囲が広く分布する流域内で災害地形が増加する傾向が認められる(図4)。以上から、植生の活性度の低下にともない斜面の不安定化が進むといえる。

一方、河邑ほかはIKONOS画像を用いて、樹種ごとの反射特性およびテクスチャ特性を分析し、反射特性よりもテクスチャ特性で樹種間の特性の相違が認められることを示している¹¹⁾。また、植生の活性度については、衛星画像から算出される正規化植生指数(Normalized Differential Veg-

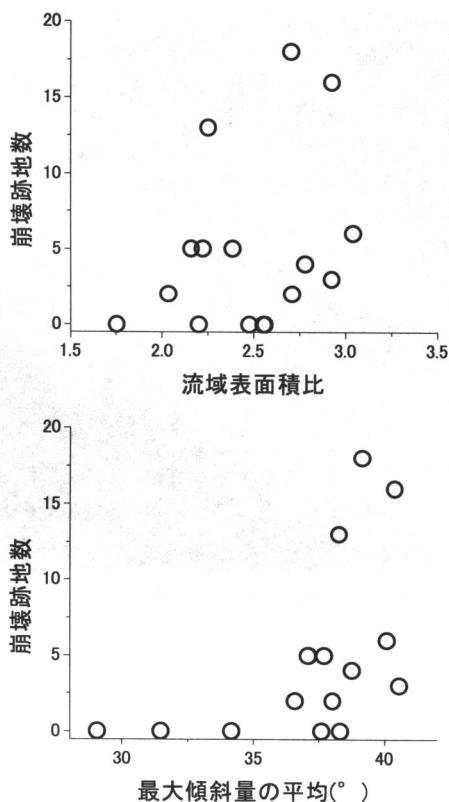


図3 地形特性値と崩壊跡地数の関係(文献16)を一部修正)

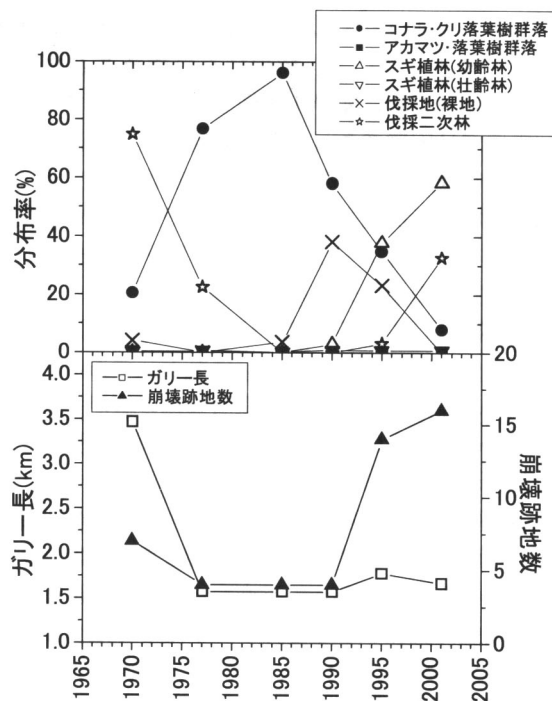


図4 北上山地のある流域における植生分布(上)と災害地形(下)の経時変化⁹⁾

etation Index: NDVI)¹⁹⁾を用いて定量的に評価できる²⁰⁾。NDVIは以下の式で算出される。

$$NDVI = \{1 + (nir - red) / (nir + red)\} \times C \quad (1)$$

nir: 近赤外の波長帯の反射強度

red: 赤の波長帯の反射強度

C: 定数

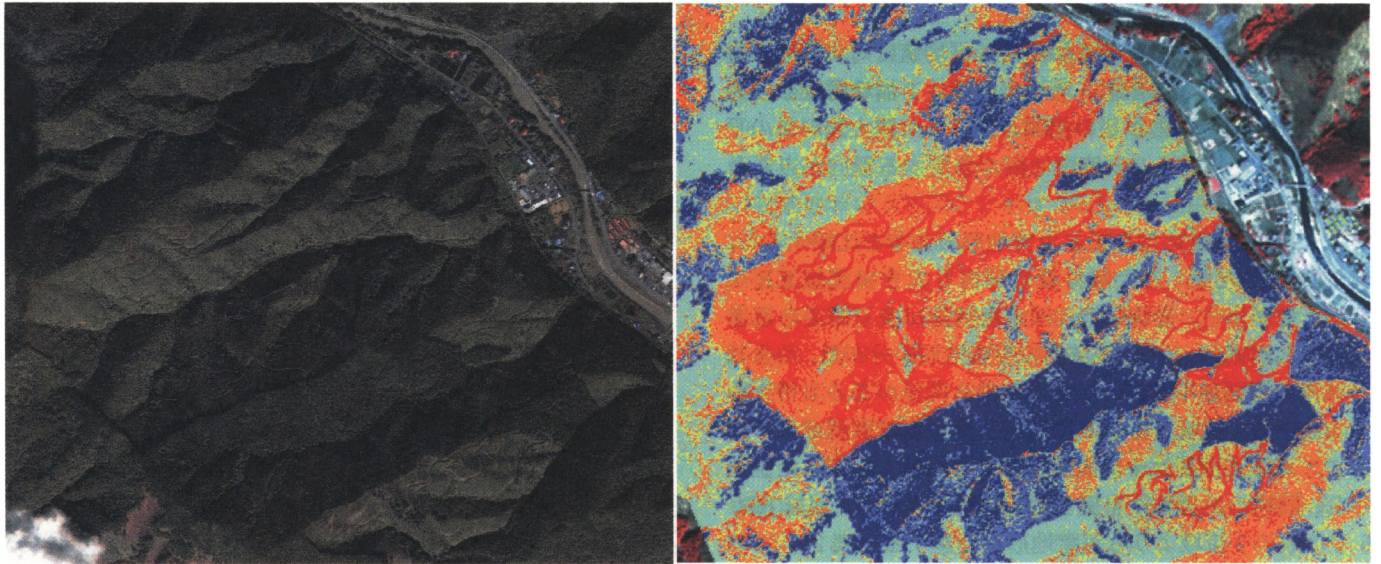


図5 北上山地のIKONOS画像（左：トゥルーカラー画像，©日本スペースイメージング社(株)，右：NDVI画像²⁰⁾

式(1)で求められるNDVI値では、樹木や草が繁茂しているところなどの植生の活性度が高い部分で値が大きく、川、道路、伐採地や崩壊地などの植生がない部分では値が小さくなる。図5は図2で示した地域の2000年4月に撮影されたIKONOS画像のトゥルーカラー画像とNDVI画像²⁰⁾である。NDVI画像の中で赤色部分は植生がほとんどない部分、つまり裸地や林道を表している。また水色から青色は植生のある部分を示し、青色になるにしたがい植生が活発なことを表している。植生はその群落ごとに異なるNDVI値を示すため、NDVI画像を用いることでトゥルーカラー画像では困難であった落葉時期における落葉樹林、伐採地および伐採後の若齢二次林の区別が可能である。また、崩壊地などの裸地も植生のある部分と明瞭に区別することができる。長谷川・太田は、このNDVI画像による植生の区分と実際の植生分布がほぼ対応していることを現地踏査により確認している²⁰⁾。したがって、高分解能衛星画像の解析は植生を区分するうえで有効な手法である。

前述のように、高度分散量や表面積比の値が大きい、すなわち地形の起伏や凹凸の大きな箇所では災害の発生や災害地形の分布が認められることが多いことも考慮すると、災害発生源となる不安定斜面の抽出には、地形条件と植生条件を組み合わせることで評価することが有効と考えられる。地形と植生の条件を組み合わせることで不安定斜面を抽出するためには、災害発生に関係すると考えられる地形の起伏や凹凸の増大にしたがって大きくなる地形量を地形条件の指標とし、植生条件を表す指標としては植生の活性度が低くなるほど値が増加するような指標を用いることが有効である²⁰⁾。

地形量は一般に地形の起伏や凹凸など地形的な不安定さが増大すると大きくなる特徴を有する²⁾が、NDVI値は植生の活性度が増大するにしたがい大きくなる指標である。そこで太田・長谷川は、植生の活性度が低くなると大きな値となるような次式の指標を提案している¹⁶⁾。

$$rNDVI = \{1 + (\text{red} - \text{nir}) / (\text{nir} + \text{red})\} \times C \quad (2)$$

nir：近赤外の波長帯の反射強度

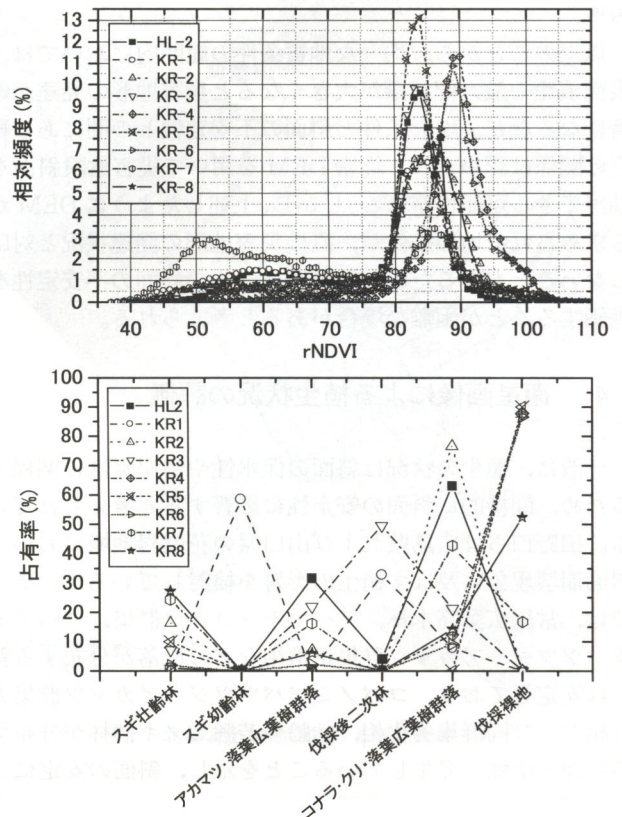


図6 流域ごとのrNDVI値の相対頻度分布(上)と各植生の占有率(下)¹⁶⁾

red：赤の波長帯の反射強度

C：定数

NDVI値とrNDVI値の定義式から、それぞれの頻度分布は線対象となるので、rNDVIによる植生区分を用いて、植生の分類精度を低下させることなく植生の不活性度を表すことが可能と判断できる。

太田・長谷川¹⁶⁾は図2に示した対象地域のうち雲などの影響のないHL-2、KR-1～8の9流域について画像解析を行い、各流域におけるrNDVI値の頻度分布と植生の占有率との関係を示した(図6)。図6の下図では、衛星画像の

撮影時期に想定される植生活性度の順に植生区分が並べて示されている。植生活性度の低い (rNDVI 値の高い) 方から見ると、伐採後の裸地が流域の大部分を占める KR-4, KR-6 では rNDVI=90 付近に大きなピークがある。流域 KR-2, KR-7 ではコナラ・クリ・落葉広葉樹群落が広く分布するが、これらの流域は rNDVI=86 のピークを有する。伐採後二次林が他の流域よりも顕著な KR-1, KR-3 では rNDVI 値が 83~84 にピークが見られる。一方、針葉樹については、アカマツ・落葉広葉樹群落が広く分布する流域 HL-2, KR-7 で rNDVI=55~70 にもブロードなピークがあり、スギ幼齢林が分布する KR-1 でも rNDVI=50~65 に同じくブロードなピークが見られる。また、KR-7 にはスギの壮齢林も分布するが、50~52 を中心とする rNDVI 値のピークが認められる。これらのことから、rNDVI 値により植生区分をある程度行うことができ、これに基づいて植生の不活性程度を評価することが可能であるといえる。

5. DEM と衛星画像による災害危険斜面の抽出

これまで述べてきたように、災害地形の発達に関わると考えられる地形条件と植生条件については、それぞれ細密 DEM を用いた地形計測による地形量と衛星画像解析による植生不活性程度を用いて、定量的に評価することができる。そこで、衛星画像から算出される rNDVI 値と DEM から算出される地形量を用いた災害危険斜面の抽出が試みられた¹⁶⁾。

図 7 に地形量としては高度分散量を用い、これと rNDVI 値を乗算した値により斜面の評価を行った事例¹⁶⁾を示す。この乗算値は、植生が疎で地形の起伏に富む箇所で大きくなり、植生が繁茂し地形の起伏が少ない箇所では小さくなる。この解析結果に空中写真から判読された災害地形の分布状況を重ね合わせると、高度分散量と rNDVI 値の乗算値が大きい箇所で斜面崩壊が発生し、ガリーが形成されていることがわかる (図 7)。また、溪床堆積物についてみると、乗算値の大きい箇所が広く分布する流域で増加していることがわかる。

図 8 に、流域ごとの高度分散量と rNDVI 値の乗算値の平均値と表 2 に示した災害地形の分布状況との関係¹⁶⁾を示す。図の縦軸に示した崩壊跡地数、溪床堆積物の分布面積については、それぞれ流域面積で規格化している。図から、高度分散量と rNDVI 値の乗算値が大きくなると、崩壊跡地数や溪床堆積物の分布率が增大することがわかる。

以上のことから、図 7 に示した高度分散量と rNDVI 値の乗算値は斜面の災害発生危険度を表していると考えられる。したがって、DEM から求められる地形量と衛星画像から得られる植生に関する指標を用いた手法は、災害危険斜面を抽出するうえで有効であると考えられる。

6. GIS への展開

近年の IT 技術の飛躍的な進歩にともない、地理情報システム (GIS) がさまざまな分野に応用されるようになって

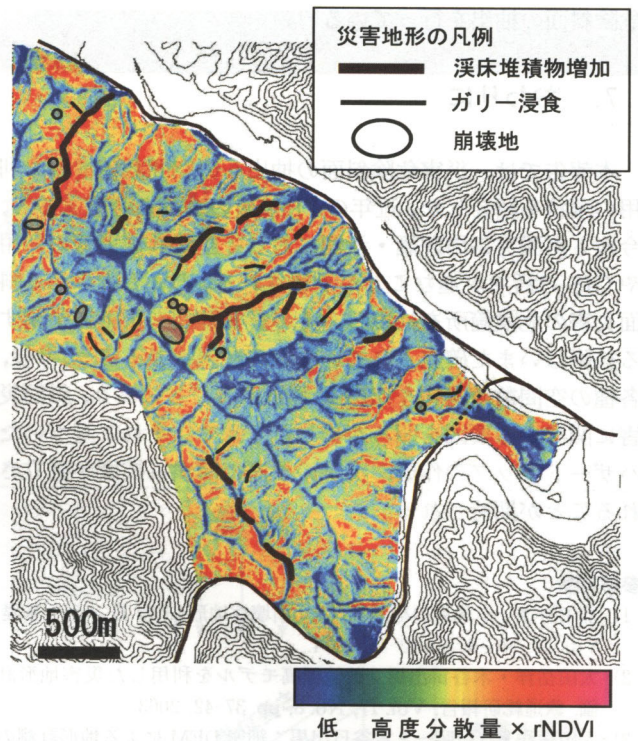


図 7 高度分散量と rNDVI 値の乗算値と災害地形分布の比較 (文献 16) の図 4 をカラー化し修正)

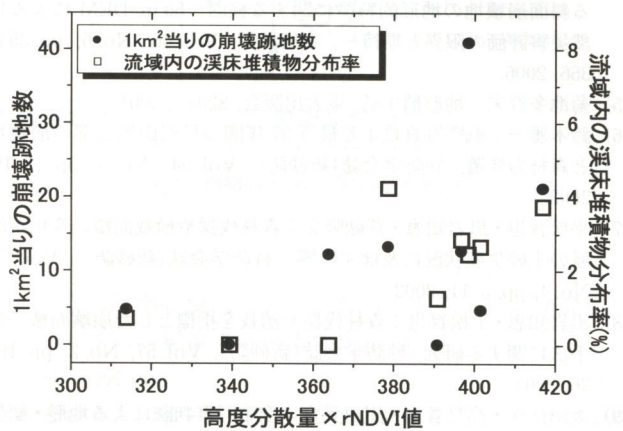


図 8 流域ごとの高度分散量 × rNDVI 値と災害地形分布量との関係¹⁶⁾

きた。GIS は優れた空間情報の管理および解析能力を有しているため、ここで述べてきた DEM や衛星画像などの空間数値情報を利用した斜面災害の評価や予測への応用が期待される。

河邑らは森林基本図、森林計画図、森林簿のデータを GIS で解析し、2000 年東海豪雨時に発生した土砂崩壊について植生、土壌、地質、地形の特性について検討を行い、土砂崩壊と関連が強いカテゴリーが、植生では針葉樹の人工林、土壌は適潤性褐色森林土偏乾亜型、地形としては斜面傾斜角 40° という条件であることを示している²¹⁾。

また、GIS に斜面安定解析などのシミュレーションモデルを取り入れることによって、より高い精度で広域的な災害危険斜面の予測が可能になると考えられる²²⁾。周らは GIS に標高、傾斜、傾斜方向、地質、地下水分布などの空間データを取り込み、斜面安定計算を行って、三次元的な

危険斜面の抽出を行っている²³⁾。

7. おわりに

本報告では、災害危険斜面の抽出への空間数値情報の利用の現状を紹介した。近年のIT技術の進歩を考慮すると、今後も斜面災害の評価・予測に対して空間数値情報の利用やGISの活用が進むことが予想される。しかしながら、斜面災害の危険箇所を抽出し、その影響範囲を正確に予測する技術はいまだ確立されていないのが現状であろう。今後、各種の空間数値情報をGISで解析することにより、斜面災害に関与する要因を明らかにしたうえで、それに基づいたハザードマップの作成、災害の予測に関する技術が確立されることが期待される。

参考文献

- 1) 羽田野誠一：最近の地形学，8. 崩壊性地形(その1)，土と基礎，Vol. 22, No. 9, pp. 42-49, 1974.
- 2) 太田岳洋・木谷日出男：数値標高モデルを利用した災害地形評価，鉄道総研報告，Vol. 17, No. 8, pp. 37-42, 2003.
- 3) 太田岳洋・八戸昭一・木谷日出男：細密DEMによる地形計測の自然災害評価への応用—北部北上山地における検討例—，日本応用地質学会平成13年度研究発表会講演論文集，pp. 63-66, 2001.
- 4) 太田岳洋：数値地図50mメッシュ(標高)による三浦半島における斜面崩壊地の地形的特徴に関する検討—50m-DEMによる自然災害評価の限界と期待—，応用地質，Vol. 46, No. 6, pp. 353-356, 2006.
- 5) 菊池多賀夫：地形植生誌，東大出版会，220 p., 2001.
- 6) 鈴木雅一：航空写真による最近57年間の丹沢山地北部の崩壊地と森林の変遷，砂防学会誌(新砂防)，Vol. 54, No. 5, pp. 12-19, 2002.
- 7) 平松晋也・黒岩知恵・荒砂隆文：森林伐採や植栽面積の変化が流域の土砂生産状況に及ぼす影響，砂防学会誌(新砂防)，Vol. 55, No. 4, pp. 3-11, 2002.
- 8) 黒岩知恵・平松晋也：森林伐採や植栽を指標とした崩壊面積予測手法に関する研究，砂防学会誌(新砂防)，Vol. 57, No. 2, pp. 16-26, 2004.
- 9) 太田岳洋・高見智之・川村晃寛：空中写真判読による地形・植生経時変化とその関係の検討—北部北上山地の例—，日本応用地質学会平成16年度研究発表会講演論文集，pp. 317-320, 2004.
- 10) 蔡斌・秋山侃・小阪尚子・永井論：高分解能マルチスペクトル衛星画像による林分タイプの分類，日本写真測量学会年次学術講演会予稿集，pp. 221-224, 2004.
- 11) 河邑眞・辻野和彦・辻子裕二：森林の樹種に関する高分解能衛星画像特性の分析，写真リモートセンシング，Vol. 44, No. 5, pp. 82-90, 2005.
- 12) 鎌形哲稔・原慶太郎・森大・赤松幸生・李雲慶・星野義延：高分解能衛星データのオブジェクト指向分類による植生図作成手法の提案，写真リモートセンシング，Vol. 45, No. 1, pp. 43-49, 2006.
- 13) 坪井知美・村手直明：レーザレーダによる50cm-DEMの作成方法と精度，東京大学空間情報科学センター ディスカッションペーパー，No. 29, pp. 15-18, 2000.
- 14) 高山陶子・小野田敏・沼田洋一・豊山孝子・佐々木靖人・柴田光博：航空機搭載型レーザ計測システムの精度評価と道路防災への活用，日本応用地質学会平成14年度研究発表会講演論文集，pp. 231-234, 2005.
- 15) 福田徹也・佐々木靖人・脇坂安彦：表層崩壊による崩土到達範囲確率予測手法の開発，応用地質，Vol. 46, No. 5, pp. 265-279, 2005.
- 16) 太田岳洋・長谷川淳：空間数値情報を利用した斜面の不安定性評価法，日本応用地質学会平成17年度研究発表会講演論文集，pp. 141-144, 2005.
- 17) 太田岳洋・八戸昭一：数値標高モデルによる地形計測の現状と応用例，応用地質，Vol. 46, No. 6, pp. 346-359, 2006.
- 18) 田野口康彦・中野泰雄・一澤麻子：花崗岩山地斜面の崩壊現象に及ぼす植生の影響，砂防学会誌(新砂防)，Vol. 57, No. 4, pp. 3-14, 2004.
- 19) Rouse, J. W., Haas, R. H., Schell, J. A. and Deering, D. W.: Monitoring Vegetation Systems in the Great Plains with ERTS, Proceedings of Third Earth Resources Technology Satellite-1 Symposium, Greenbelt, NASA SP-351, pp. 301-317, 1974.
- 20) 長谷川淳・太田岳洋：自然災害要因抽出における高分解能衛星画像の利用に関する検討，日本応用地質学会平成16年度研究発表会講演論文集，pp. 145-148, 2004.
- 21) 河邑眞・辻野和彦・辻子裕二：高分解能衛星画像と森林GISを用いた2000年東海豪雨による土砂崩壊の特性分析，自然災害化学，Vol. 23, No. 2, pp. 245-258, 2004.
- 22) 江崎哲郎・周国云：連載講座GIS入門(最終回)，建設分野への利用の実際および将来の展望，トンネルと地下，Vol. 28, No. 5, pp. 425-430, 1997.
- 23) 周国云・江崎哲郎・謝猿文・佐々木靖人：GISを用いた山地地形から三次元すべり危険斜面を抽出する方法の開発と適用，応用地質，Vol. 46, No. 1, pp. 28-37, 2005.

斜面崩壊と森林植生

しゅう いん やす ひろ
執 印 康 裕*

1. はじめに

斜面崩壊形態の分類は大きく2つに分けて表層崩壊と深層崩壊とに区別される。表層崩壊とは、斜面岩盤上の表土層が剥離し斜面下方へ移動する現象であり、深層崩壊とは、斜面岩盤内の破壊を起因とする崩壊である。深層崩壊は表層崩壊に比べて崩壊土砂量が多く、いわゆる大規模崩壊と呼ばれるものは、この深層崩壊に属するが、発生頻度は表層崩壊に比べてきわめて少なく、確率的な事象であることから、これを予測することは今現在においてもきわめて困難な状況にある。湿潤域に属する日本においては、毎年の台風性豪雨および前線性の長雨を誘因として表層崩壊の発生が多発しており、人的および社会資産に甚大な被害を与えていることから、表層崩壊の予知・予測および防止の必要性が従来より指摘されている。深層崩壊の崩壊発生面位置は、樹木根系が進入困難な深度（数メートル以上）であることから、植生の有無に関係なく森林植生が深層崩壊に対して防止機能を有することはなく、地質等の因子に大きく左右される。それに対して表層崩壊の崩壊発生面位置は、数10 cm から1 m 前後であることから、樹木根系が表層崩壊に対して力学的補強効果を発揮することが指摘されており、根系の力学的補強効果の評価手法についての研究が進められている。本論は、森林植生が表層崩壊発生に与える影響について記述するものであるが、その前に森林植生の影響を考慮しない表層崩壊一般について記述し、それを踏まえて表層崩壊と森林植生の関係について論述するものである。

2. 表層崩壊に関して

最初に降雨を誘因として発生する表層崩壊のメカニズムについて簡単に述べる。表層崩壊は崩壊深に比べて崩壊長さが長いことから、簡便法として無限長斜面の安定解析手法が用いられる場合が多い（図1参照）。

ここで斜面勾配 α 、表層土層厚 Z 、土塊の単位体積重量 γ の単位斜面を考える。単位斜面における単位長さは1であ

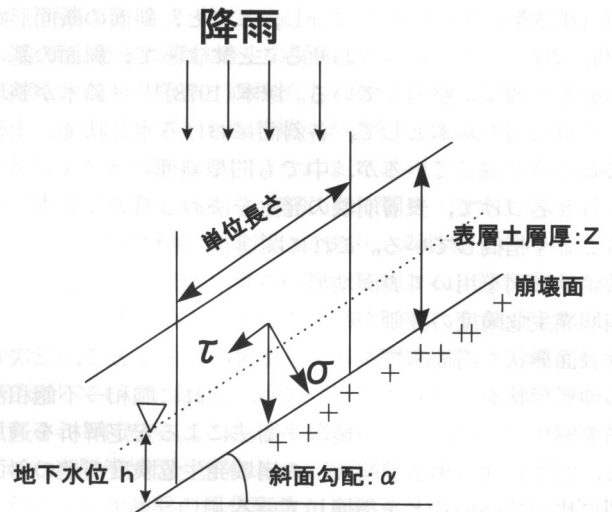


図1 無限長斜面の安定解析模式図

り、ここに降雨の浸透により土層内に地下水位 h が発生しているとする。鉛直方向の土塊重量 W は

$$W = \gamma Z \cos \alpha \quad (1)$$

であるから、土塊を斜面下方に移動させる力 τ 、および崩壊面に対し垂直にかかる応力 σ は

$$\tau = \gamma Z \cos \alpha \sin \alpha \quad (2)$$

$$\sigma = \gamma Z \cos^2 \alpha \quad (3)$$

となる。ここで土のせん断強さ τ_f がモール・クーロンの破壊基準に従うとすると、 τ_f は

$$\tau_f = (\sigma - u) \tan \phi + c \quad (4)$$

で示される。ここで u は崩壊面における間隙水圧であり、 ϕ は土の内部摩擦角、 c はみかけの粘着力である。崩壊面に発生する間隙水圧 u は、水の単位体積重量を γ_w とすると、

$$u = \gamma_w h \cos^2 \alpha \quad (5)$$

であるから、式(5)および式(3)を式(4)に代入して、土のせん断強さ τ_f は

$$\tau_f = (\gamma Z - \gamma_w h) \cos^2 \alpha \tan \phi + c \quad (6)$$

で示されることになる。したがって崩壊面上での力のバランス（土塊を移動させようとする力 τ と、これに抵抗する力 τ_f の比)は、

$$F = \frac{(\gamma Z - \gamma_w h) \cos^2 \alpha \tan \phi + c}{\gamma Z \cos \alpha \sin \alpha} \quad (7)$$

* 宇都宮大学農学部助教授

で示される。 F は安全率であり、 F が1以下の状態になると表層崩壊が発生することになる。式(7)は、表層崩壊の発生が

- ①斜面勾配： α
- ②表層土層厚： Z
- ③土層内の地下水位： h
- ④土質強度定数： c, ϕ

の4要因によって支配されていることを示している。以下に各要因が表層崩壊に対して与える影響について示す。

〔斜面勾配〕 斜面勾配の要素は、三次元的に斜面形状を捉えた場合、地下水位の発生を規定する集水地形として認識される。鈴木(1977)¹⁰⁾は、山地地形における地表面形を等高線の水平面における形状から凸型(散水型)、平型、凹型(集水型)の3形態に区分し、これと、斜面の断面形状(凸, 直線, 凹)を組み合わせることによって、斜面の基本形態を9種類に整理している。塚本(1978)¹¹⁾は鈴木が整理した斜面型を基本として、各斜面における水分状態、土砂移動形態を論じているが、中でも凹型斜面によるものを0次谷と名づけて、表層崩壊の発生を決める重要な要素であることを指摘している。これに関連し、沖村ら(1983)⁵⁾は、数値地形図を用いて表面地形から集水地形を抽出し、表層崩壊発生危険度の評価を行っている。また三森(1995)⁷⁾は地表面形状を円筒座標系によって表示することで、三次元の地形形状を二次元的に取り扱い、これに飽和-不飽和浸透流解析および二次元の極限平衡法による安定解析を適用し、凹型斜面(集水型斜面)の崩壊発生危険度が他の斜面型に比べて高いことを指摘している。

〔表層土層厚〕 表層土層厚については表層崩壊発生の周期が土層厚の発達速度によって規定されるとの観点から研究が進められている。飯田は以下の仮定を用いて表層崩壊発生の周期性についての確率モデルを論じている。

- 仮定①：土層の回復(成長)は時間の関数として一義的に定式化できる
- 仮定②：崩壊するために必要な限界の土層厚が存在し、一度崩壊して土層を失った斜面は風化などにより再び土層が限界の厚さにまで回復するまで(免疫期間)は崩壊しない。
- 仮定③：崩壊の誘因としての豪雨の再現期間は素因としての土層の成長速度に比べて充分短いので土層が限界の厚さにまで回復すればすみやかに崩壊する。すなわち、崩壊の周期(免疫期間)は土層が限界の土層厚にまで回復するまでの時間とほぼ一致する。(飯田(1993)¹⁾より引用)

下川(1983)⁸⁾は花崗岩地域での表層崩壊跡地における樹齢計測を行うことで、表層土層厚の経年変化を詳細に調査している。図2は下川による花崗岩地域での表層崩壊後の表層土厚の経年変化のイメージを示したものであるが、表層土厚には限界の厚さが存在すること、および土層の回復過程は時間の関数として一義的に定義できることを示している。

同様の調査を下川ら(1989)⁹⁾はしらす台地斜面でも行っており、表層崩壊の発生周期を、花崗岩地域でほぼ250年、

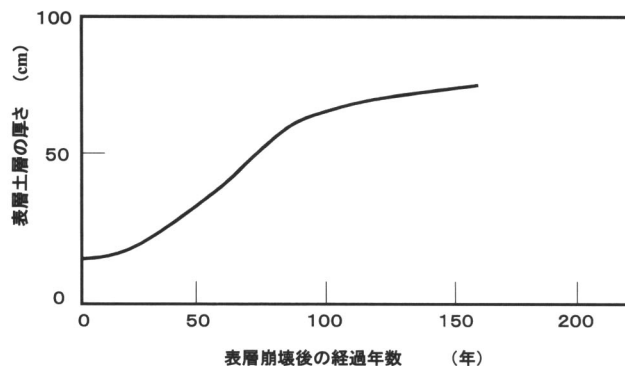


図2 表層土層の発達過程(イメージ図)

しらす台地斜面で約130年との結果を得ている。沖村(1982)⁴⁾は風化花崗岩山地において土層厚調査を行い、多平面斜面安定解析の結果から、土層厚の情報が崩壊発生位置を予知するうえで重要な因子であることを指摘している。

〔地下水位〕 土層中の地下水位の挙動に関しては水文学を中心として研究が行われている。斜面における地下水位の挙動を知るためには、地表面の形状、土層厚の他に

- ①斜面土層の水分特性の把握
- ②土層の水分特性を組み込んだ飽和-不飽和浸透流解析が必要である。①の土層の水分特性とは、1)飽和および不飽和での浸透係数、2)含水率-圧力水頭関係を意味している。山地自然斜面における浸透係数の測定に関しては、土層が根系および土壤生物の作用によって粗大孔隙を有していることから、大型不攪乱サンプルによる透水係数の測定が必要であることが指摘されている(例えば太田ら(1988)³⁾)。自然斜面は人工斜面に比べて土層の不均一性が高いことにより諸物理量の測定のためには、試験サンプルを大型化する必要があることは容易に推察できであろう。②の飽和-不飽和浸透流解析を行うにあたっては、透水係数を係数とした拡散型の方程式を解く必要がある。ここで不飽和状態での透水係数は含水率あるいは圧力水頭関数であるため、非線形問題を取り扱うこととなるが、最近のコンピュータ処理能力の向上および数値計算法の発達によって、斜面内の土壤水分および地下水位の変動が捉えられるようになってきている。窪田ら(1988)⁶⁾は風化花崗岩山地の山腹斜面において、流出量、地下水位、土壌水分量の観測を行い、観測結果と良好な適合を示す不飽和浸透理論を考慮した水移動モデルを提示している。また飽和・不飽和浸透理論を組み込んだ安定解析法も提案されてきている(例えば平松ら(1990)¹³⁾)。安定解析法の大半は、土質強度の低下を有効応力の減少として捉えている。これは表層崩壊に飽和-不飽和浸透解析を組み込んだ場合に浸透問題が非線形問題に属し、実際の計算にあたってはかなりの手間を要することから、土質強度の問題に関しては単純な線形性を仮定して処理していることになるが、現実の自然斜面土層の大半は、通常不飽和の状態にあり、降雨の浸透によって不飽和状態から飽和状態へと移行していく。したがってより正確な斜面の安定解析を行うためには不飽和状態から飽和状態へ変化していく土の強度変化を考慮し

なければならない。

〔土質強度定数〕 土質強度定数はモール・クーロンの破壊基準における土の内部摩擦角 ϕ とみかけの粘着力 c によって示されるものである。地すべり等のすべり面が 10 m 以上の深層崩壊の場合には ϕ および c の両成分が崩壊発生因子として効いてくるが、表層崩壊の場合には、 ϕ 成分に比べてみかけの粘着力が斜面崩壊の発生に与える影響が大きい。したがって表層崩壊発生の予知予則には、みかけの粘着力 c 成分の値を正確に評価することがきわめて重要となる。

3. 森林植生と表層崩壊の関係について

森林植生と表層崩壊を規定している要因の関係を整理すると表 1 のように示される。

表 1 表層崩壊と森林植生の関係

| 表層崩壊を規定している要因 | 森林植生との関係 |
|---------------|----------|
| 地質条件 | 関係あり |
| 表面地形条件 | |
| * 斜面勾配 | 関係なし |
| * 集水地形 | 関係なし |
| * 表層土層厚 | 関係あり |
| 土壌水分特性 | 関係あり |
| 土質強度 | 関係あり |

〔地質条件と森林植生の関係〕

中古生層の岩盤斜面では亀裂が発達し、そこに樹木の根系が進入することで樹木根系による補強効果が期待できること、および基盤が凹凸にとむことによる表層土層の保持効果が期待できると予想されることから、地質的な要因が森林植生の表層崩壊防止機能に対して影響を与えていることが指摘されている。一方、塚本(1987)¹²⁾は、斜面タイプを下層土の構造とその中の樹木根系鉛直根の進入状況から4つに類型化している。以下に塚本による斜面タイプの分類を示す。

- ①A タイプ：表層土が薄く基盤内に割れ目を持たないため、樹木根系は鉛直方向に進入せず、根系による表層崩壊防止効果はほとんど期待できない斜面、
- ②B タイプ：表層土が薄く基盤内に割れ目を有し、根系が基盤内に進入し根系による表層崩壊防止効果が期待できる斜面、
- ③C タイプ：表層土は薄い基盤上の土層に密度の高い遷移層をもち、急激に透水係数が低下することから、遷移層を境界として間隙水圧が発生しやすく表層崩壊の発生場になりやすい構造を有しており、遷移層に根系が進入している場合には、ある程度の表層崩壊防止効果が期待できる斜面、
- ④D タイプ：緩傾斜の斜面あるいは斜面脚部に出現し、厚い表層土を有し根系が深部まで進入している斜面、ここで表層崩壊発生の危険度によって斜面タイプ順にならべると表 2 のようになる。

表 2 斜面タイプと表層崩壊発生危険度の関係

| 斜面タイプ | 表層崩壊発生の危険度 | 樹木根系の補強効果について |
|-------|------------|-----------------|
| A タイプ | 最大 | 補強効果少ない |
| C タイプ | 高い | ある程度の補強効果あり |
| B タイプ | 低い | 補強効果あり |
| D タイプ | 最小 | 補強効果を考慮にいれる必要なし |

D タイプの斜面は、表層崩壊の発生場になる可能性はきわめて低いため、樹木根系の影響を考慮する必要はない。地質的には B タイプの斜面が基盤に割れ目のある中古生層山地に相当し、根系による表層崩壊防止効果が高いことを示している。表層崩壊発生防止効果としての樹木根系の影響評価は B, C タイプの斜面において重要となる。

〔表層土層厚と森林植生の関係〕

表層土層厚の発達と森林植生の関係から表層崩壊発生機構をみると、必ずしも森林植生が表層崩壊に対して安全側に機能するとは限らない。これまで述べてきたように表層崩壊は斜面上の土がある一定以上の厚さ（限界土層厚）に発達した段階で発生するものであり、森林植生の作用によって土層厚の発達が促進されることによる。言い換えれば植生が進入していない斜面では、降雨による表面侵食が卓越するが、進入植生の表面侵食防止効果によって漸次土層が発達していき、限界土層厚に達した時点で表層崩壊が発生することになる。この意味で森林植生は斜面を表面侵食型から表層崩壊型へ変化させているのである。表層土層厚の発達を斜面基盤の風化現象から捉えた場合、物理的風化と化学的風化作用の2種類に分類されるが、化学的風化作用は 10 万年のオーダーを経て検出されるものであり、表層崩壊に対する森林植生の影響を考える必要はない。物理的風化作用については、樹木根系の基盤への進入によるものとして理解される。山地斜面では、森林樹木の根株が一種の貯砂ダム機能を有しており、いったん根株によって補足された土砂は林木が枯死したあとも、次代の林木の根系によって固定されさらに表層土層厚を増加させていくこと、およびこの間の根系の基盤への進入による物理的風化作用によって表層土層厚が増加していく。下川(1983)⁹⁾は現場における詳細な観察から表層崩壊跡地の土層発達過程を

- ①崩壊跡地内外からの移動土砂による集積（植生の影響は、移動土砂の進入植物の幹による補足効果として認識）による発達
- ②基盤の原位置による風化（植生の影響は進入植物の呼吸作用および地上部からの有機物供給による風化の促進として認識）による発達

に分類できることを示し、両発達過程は同時に進行するのではなく、最初に移動土砂の集積過程が進行し、その後で基盤の原位置による風化過程が漸次進行していくことを指摘している。

〔土壌水分と森林植生の関係〕

森林植生が土壌水分に与える影響は、表層崩壊に対し安全側、危険側の両方に作用する。Greenway(1987)¹⁴⁾は樹木植生による土壌水分に与える影響が、斜面安定に与える

効果を

- ①樹冠上での降雨遮断・蒸発が地中への浸透水の減少をもたらす安定側に作用すること
- ②樹幹・根系による地表面粗度の増大が浸透能を増大させ不安定側に作用すること
- ③樹木による蒸散作用による土層中の間隙水圧の減少が安定側に作用すること

としている。ただ②における森林土壌の透水性の増大は、一方では土層内に貯留された地下水を速やかに流出させることになるため、全体としてみれば森林植生が存在することで安全側に作用するといえるであろう。

〔土質強度と森林植生の関係〕

土質強度と森林植生の関係においては、樹木根系の土質強度補強効果として認識される。前述の表層崩壊の斜面安定解析式において、土のせん断強さ τ_f が、以下の式(6)で表されることを示したが、

$$\tau_f = (\gamma Z - \gamma_w h) \cos^2 \alpha \tan \phi + c \quad (6)$$

これに、樹木根系による補強効果をいれると、土のせん断強さ τ_f は以下の式(8)で示される。

$$\tau_f = (\gamma Z - \gamma_w h) \cos^2 \alpha \tan(\phi + \Delta\phi) + c + \Delta c \quad (8)$$

ただし、 $\Delta\phi$ ：土の内部摩擦角の増分、 Δc ：みかけの粘着力の増分

根系による土質強度補強効果については、みかけの粘着力の増分として評価するもの、内部摩擦角、みかけの粘着力の双方に寄与するものとして評価するものがあるが、単純化のため、地下水位の発生を考慮にいれず、根系による土質強度増分のみがみかけの粘着力のみに作用するとして評価した場合、根系が前述した限界土層厚に与える影響を説明する。図3は、斜面勾配 α が35度、土のみかけの粘着力 c が50 gf/cm²、根系によるみかけの粘着力の増分 Δc を30 gf/cm²、土の内部摩擦角を25度として、土層厚の変化に対して安全率がどのように変化するものを示したものである。図3より、根系が存在することによって安全率1における土層厚（限界土層厚）の値は、根系なしの場合と比較して増加していることがわかる。

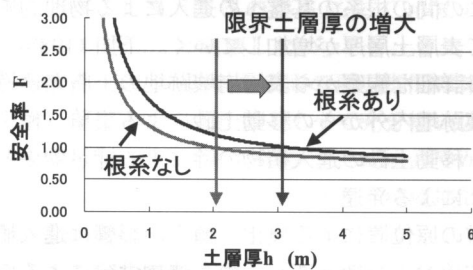


図3 根系による土層厚さ増大効果（模式図）

すなわち、森林植生が存在することによって限界土層厚が増加し、このことが表層崩壊の発生周期を増大させていることとなる。また、人工林においては、伐採直後に植栽した場合に植栽後20年前後で崩壊発生率が最大になることが知られているが、これは伐採木の根系の腐朽による土質強度補強効果の消失および植栽木の根系の生長による土質強度補強効果の増大の総和として示されるものである。図4にその模式図を示す。

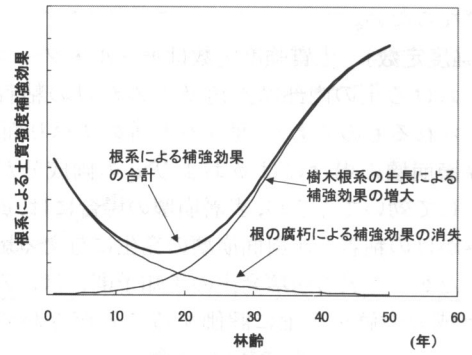


図4 人工林において伐採直後に植栽した場合の土質強度補強効果の経時変化（模式図）

図4は土層内の根系量が土質強度補強効果に影響を与えていることを示唆しているが、これに関連して遠藤ら(1968)²⁾はシラカンバおよびハンノキを植栽した苗畑において、50 cm 四方、高さ20 cmのせん断箱を埋め込み、せん断箱を水平方向に移動させることで、根系による土質強度の補強効果を測定している。その結果土のせん断強さの増加分 ΔS とせん断サンプル中に含まれる根の容積重量の間には線形関係が成立することを報告している。

4. 森林伐採と表層崩壊の関係について一評価事例一

森林植生が表層崩壊に与える影響の各要素について前述した。特に森林植生の崩壊防止効果は樹木根系による土質強度補強効果として評価されるものであるが、このことが森林伐採によって空間的にどのように変化するかについて評価・試算した事例を示す。評価の対象とした事例は宇都宮大学船生演習林である。

評価は無限長斜面安定解析式によるものを用い、評価の空間スケールは同演習林において整備されている10 mDEMによるメッシュ単位ごとで行った。なお表層崩壊発生には地下水位の存在が効いてくることは周知の事実であるが、ここでは降雨強度（本論では45 mm/hrを与えている）を指標とし、DEMより計算される集水面積およびグリッドごとの斜面勾配に応じて地下水位を計算して与えるものである。また基盤までの土層厚の設定については、同演習林を対象とした現地における土層厚調査の結果をもとに設定した。図5に斜面傾斜と土層厚の調査結果を示す。

図5から、斜面傾斜が増大するにつれて土層厚は薄くなる傾向にあり、斜面勾配に応じて一定の限界土層厚が存在

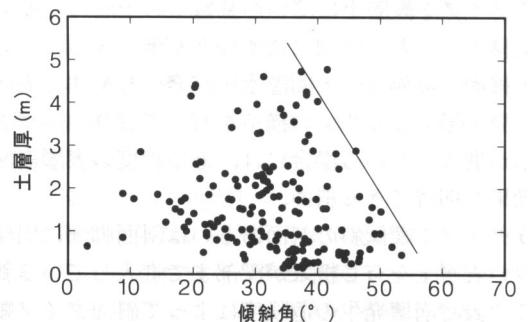


図5 斜面傾斜と土層厚の関係（宇都宮大学船生演習林）

在することがわかる。これより求められる斜面勾配に応じた限界土層厚をメッシュごとに設定した。

土の強度定数の設定にあたっては、無限長斜面の安定解析式を用いて図5の斜面傾斜および土層厚の関係から限界土層厚まで達した場合の粘着力 c の値を逆算して算出した。その結果、 c の値はおよそ 2000 N/m^2 と算出されている。なお内部摩擦角 ϕ については 30 度として一定値を仮定して与えている。これは、表層崩壊発生にあたっては、粘着力 c の値が大きく発生の有無に寄与するためである。

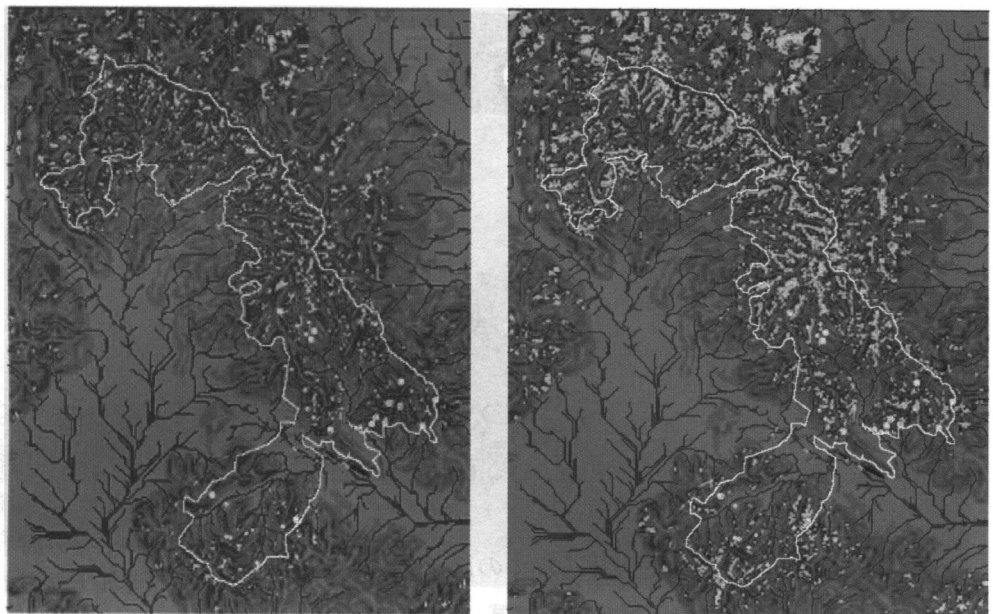
図6に現行の状態から森林を一斉に皆伐した直後に植栽した場合の計算結果事例を示す。なお図6の描画範囲は南北方向に約 5.9 km 、東西方向に約 4.6

km である。図6の左側の図は、粘着力を 2000 N/m^2 とし、右側は粘着力が 1000 N/m^2 としている。図6から粘着力が低下することによって崩壊危険斜面（図中の赤色部分：安全率1以下の箇所）が急激に増加していることが読み取れる。

これは、根系による土質強度補強効果によって維持されていた土層厚が伐採による土質強度の低下によって土層厚を維持できなくなり、表層崩壊が多発することを意味している。また図6をみると崩壊危険箇所はいわゆる沢の上流域に存在している。これは地下水位の発生しやすさを規定する地形要因を評価に入れているためであるが、この評価事例からもわかるように、集水地形—斜面傾斜—土層厚—根系の土質強度補強効果の4要因が崩壊発生には大きく影響している。

5. 終わりに

斜面崩壊と森林植生の関係の概略について述べてきたが、前述したように、①集水地形、②斜面傾斜、③土層厚④根系の土質強度補強効果の4要因が崩壊の発生を規定する素因である。この素因のうち集水地形、斜面傾斜の2要素は比較的容易に評価することが可能であるが、土層厚、土質強度の2要素の情報取得は、基本的に現地調査が中心となるため、広域を対象に斜面の危険度評価を行う場合にはかなりの労力が必要とされる。土層厚については現地調査に加えて斜面土層発達モデルを組み合わせることにより広域の評価がある程度まで可能であると考えられるが、根系については、地下部の根系情報を把握したうえで根系の土質強度補強効果を評価する必要があることから、4要素の中では最も評価が困難なものである。近年、いわゆる間伐・枝打ち等の管理がされていない人工林分を適切に管理



土質強度定数 $\phi=30$ 度, $c=2000\text{N/m}^2$

土質強度定数 $\phi=30$ 度, $c=1000\text{N/m}^2$

赤色部分：安全率1以下の危険斜面，青色部分：集水面積1ha以上のグリッド，
白線：宇都宮大学船生実習林の境界線

図6 伐採による土質強度補強効果の変化を考慮した崩壊危険斜面の分布図
(宇都宮大学船生実習林を事例として)

することによって森林の崩壊防止機能の増大をはかる社会的な動きがあるが、その効果を合理的に評価するためには、森林の管理状態の違いによる根系の土質強度補強効果の定量的評価が必要とされ、今後の研究課題となっている。

参考文献

- 1) 飯田智之：表層崩壊の免疫性と崩壊確率モデル，地形，14(1)，17-31，1993。
- 2) 遠藤泰三・鶴田武雄：樹木の根が土のせん断強さに与える作用（第一報），林業試験場北海道支場年報，167-189，1968。
- 3) 太田猛彦・片桐 真：大型透水試験機による森林土壌の透水係数の測定(1)，日本林学会誌，70，367-370，1988。
- 4) 沖村 孝：潜在崩土層厚分布を利用した表層崩壊発生位置に関する研究，新砂防，124，1982。
- 5) 沖村 孝：地形要因からみた山腹崩壊発生危険度評価の一手法，新砂防，126，1983。
- 6) 窪田順平・福嶋義宏・鈴木雅一：山腹斜面における土壌水分変動の観測とモデル化(II)，日本林学会誌，381-389，1988。
- 7) 三森利昭：軸対象座標系を用いた準三次元崩壊解析法の研究，新砂防，171，14-21，1995。
- 8) 下川悦郎：崩壊地の植生回復過程，林業技術，496，23-26，1983。
- 9) 下川悦郎・地頭蘭隆・高野茂：しらす台地周辺斜面における崩壊の周期性と発生場の予測，地形，10(4)，267-289，1989。
- 10) 鈴木隆介：地形断面図と斜面の形態的分類，現場技術者のための地形図読図入門(3)，測量，7月号，1977。
- 11) 塚本良則・松岡雅臣・栗原勝彦：侵食谷の発達様式に関する研究—谷の発達過程としての山崩れ現象—，新砂防，107，1978。
- 12) 塚本良則：樹木根系の崩壊防止効果に関する研究，東京農工大学農学部演習林報告，23，1987。
- 13) 平松晋也・水山高久・石川芳治：雨水の浸透・流下過程を考慮した表層崩壊発生予測手法に関する研究，新砂防，168，5-15，1990。
- 14) Greenway, D. R.: Vegetation and slope stability, *Slope Stability*, edited by M. F. Anderson and K. S. Richards. New York Wiley, 187-230, 1987.

車窓から見る地形・地質

最上峡

山形県 最上郡戸沢村

JR 東日本(株)陸羽西線

五月雨をあつめて早し最上川（おくのほそ道）

元禄2年(1689年)、旅の俳人芭蕉は大石田の止宿先にて中七を「あつめて涼し」とし、この句を発した。数日後、芭蕉ら一行は最上峡を下り庄内へと向かったが季節は梅雨のただ中、小舟は濁流に弄され漸う下流の村へ辿り着いたと云う。その様を「水みなぎって舟あやうし」と記しており、後日「あつめて早し」の句形に改められた。これが紀行集「おくの細道」に所収されたことにより最上川のイメージが広く衆生の知るところとなり、延いては日本三大急流として冠される要因となったと云われている。



図1 最上峡周辺略図

山形県の内陸盆地と日本海沿岸の庄内平野の間には月山・鳥海山などの名峰を擁する出羽山地が横たわり、内陸と庄内間の交通や文化を完全に分断していた。最上川はそれを下刻して唯一の隘路、最上峡を刻んだが川沿いに人馬の通ずる道は無く、それを行き来する唯一の手段が最上川の川舟であった。陸路の整備される明治中期まで酒田を経由する物資輸送のほぼ全てがこの舟運に託され、川を下り遠く上方・京都まで運ばれた絹原糸や紅花はその絢爛たる中央文化の一翼を担った。また、帰り船では都の情報や調度が山形へもたらされ、現在でも最上川流域に往事の影響が色濃く残されている。

JR 陸羽西線はその最上峡を挟む内陸北部の中核都市「新庄」と北前船の廻船貿易で栄えた最上川河口の港湾都市「酒田」とを結ぶローカル線であり、川舟に代わる物資輸送の切り札として大正3年に開通した。その内陸側「古口」と

庄内側「清川」との約16 km間が「最上峡」であり区間の多くがトンネルと橋梁で結ばれている。



写真1 最上峡唯一の駅舎、高屋駅

最上峡の地形と地質

最上峡の周辺山地の山稜や谷筋は地質構造を良く反映して南北方向に縦列し、緩い地すべり性の斜面と浸食された急崖よりなるケスタ地形を示すところが多い。付近はいわゆる複背斜構造の地塁で、特にその西縁には大規模な構造線群が多数潜在している。地質的には中新統の海成泥岩である草薙層が分布する。これは東北の含油第三系の代表である女川層と同列とされる。

これらの山地を南北に横切る最上川は典型的な先行河川であり、鮮新世末期以降、数百m余に及ぶ急激な地盤の隆起に伴い深い峡谷が形成されたものである。

さて前置きが長くなってしまった。遅ればせながら内陸側の古川より順に最上峡の景観を楽しむことにしよう。

沓喰（くつばみ）

古川駅を出るとほどなく列車は板敷・沓喰の両トンネルへと誘われる。辺りは南側から延びる板敷山の稜線が最上川へと没する半島状に突き出た山塊であり最上川が大きくクランク状に折れ曲がり、最上峡で最も川幅が狭くなる地点だ。随所に渦を巻き白波をたてる早瀬があり林間を縫う幾条もの滝が見事な景観を造っている。

因みに、「沓喰」とは源義経が兄、頼朝の追手を逃れ北国

落ちた際、馬の轡（くつわ）を洗ったと伝えられる瀬に由来し、近くに馬の蹄の跡という窪みの付いた「馬爪岩」なる露岩もある。もっともこの草薙層、馬が蹴飛ばしたくらいで凹むようなヤワな岩じゃない。



写真2 沓喰一小外川付近[国道(右手山裾)建設時の難所の一つ]

小外川(ことがわ)

沓喰トンネルを出ると対岸側に小外川の段丘面があり樹木に囲まれた数軒の住宅が垣間見える。村外れにたたずむ仙人堂は義経の従者、常陸坊海尊が祀られ観光スポットとして人気が高い。この小外川地区は裏山から流れ出る谷川により豊富な土砂供給があるため、浸食谷の最上峡にあって唯一、まとまった堆積平野となっている。

小外川は中世の末に置かれた川舟遭難時の「助け屋敷」を起源とし、かつては小学校も置かれるほど栄えた集落であった。しかし山道ひとつ通じていない閉ざされた環境の中、時代の変遷とともに離村が進み10年ほど前に最後の古老が村を去っている。

高屋

高屋には最上峡内でただ一つの駅舎がある。これより先、草薙地区までの間、最上峡は右岸側が切り立った断崖、左岸側が地すべり変形地形の不規則な斜面が続く。川岸に数戸ずつの集落が点在するが、いずれも地すべり土塊末端部の最上川による開析面とみられ、家屋が恐ろしいほど川縁近くに建っている。ともすれば、土砂崩れで埋まるか、はたまた川の氾濫で流されてしまうのではないかなどと不埒な想いを禁じ得ないのは私だけではないはず。

白糸の滝

草薙地区に近づくと線路脇の立木が切れ、最上峡の後半部が視界に飛び込む。草薙地区の対岸には日本の滝100選の一つ、白糸の滝がある。落差120mで水量はさほど多くないが周辺の木々との調和がすばらしい。滝の上方がすり鉢状に窪んだ崩落崖となっており、降水が一箇所に集まり滝の源流となっている。山地からの湧水もかなり多いのだろう。どんなに日照りが続いてもその水は枯れることがないと云う。

最上峡に滝は多い。しかしその大半は木陰に隠れたり方向が悪かったりで、生憎、車窓から見えるものは数少ない。だがこの白糸の滝だけは四季を通じ観望でき、特に秋、綾綿に織りなす一条の銀線と化した姿は当に秀麗至極である。



写真3 最上峡のシンボル、白糸の滝

腹巻岩

腹巻岩は内陸と庄内を境する土湯山の稜線が最上川に断たれた端部で、高さ100m以上、幅200m以上もの断崖が続く。横縞の腹巻のような模様があり、義経に供した弁慶が濡れた腹巻を干したとする言い伝えがある。縞模様とは恐らく草薙層の層理構造を意味しているものと思われるが、残念ながら現在は山肌が法枠で覆われ確認できない。

この腹巻岩、列車の進行方向にありトンネルが続くため車窓からはほとんど見えないのが難点。併走する国道からはよく見え、なるほど言われてみれば中年太りの我がお腹にも思えてくるのがやるせない。

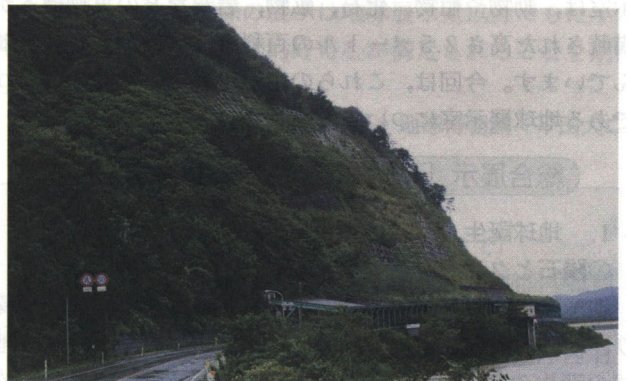


写真4 腹巻岩、法枠に被われ地層が見えない

最上峡は兎角、紅葉のシーズンを讚する向きがあるが、私個人としては真冬、モノトーンに沈む幽玄の美こそその真価ではないかと思っている。殊に仙人堂～小外川あたりの寂寥たる風情はそのまま切り取って水墨画にできそうだ。ただしこの最上峡、冬は天候がめまぐるしく変化し、風雪が吹きすさぶ。「お気軽においで下さい」などは努々言えるものではない。

[鈴木春雄((株)高田地研 技術部次長)]

神奈川県立生命の星・地球博物館

地球と生命、46億年の歴史を考える



博物館正面

はじめに

神奈川県立生命の星・地球博物館は、1995年3月に箱根火山のふもとである小田原市に誕生しました。46億年にわたる地球の歴史とそこに生きる生命の多様性を、グローバルな視点から展示しています。また神奈川県内の自然史博物館として、神奈川県内の自然環境をトータルに知ることができる博物館です。

当館の常設展示は、ストーリー性の強い総合展示と、百科事典を模したジャンボブック展示があります。総合展示は、基本テーマ「生命の星・地球」のもと、「地球を考える」、「生命を考える」、「神奈川の自然を考える」、「自然との共生を考える」の4つのサブ・テーマからなり、地球の誕生から現在までの46億年にわたる地球と生命の歴史と相互のかかわりあいについて展示しています。ジャンボブック展示室は、動物や植物、化石、鉱物、岩石などの実物標本が満載された高さ2.5メートルの百科事典型展示ケースが並んでいます。今回は、これらの中から当館の特徴のひとつである地球展示室について紹介します。

総合展示「地球を考える」—地球展示室

1. 地球誕生

○隕石とクレーター

地球誕生の謎を、隕石やクレーターを手がかりにして探り、地球形成の壮大なドラマをたどります。隕石には、地球の誕生の謎を解く重要な情報が秘められています。約2.5tの巨大なマンドラピラ鉄隕石は、その謎解きのはじまりです。各種の隕石のなかでも、始原的な石質隕石であるアエンデ隕石やマーチソン隕石は、原始地球形成の謎を解く情報を多く含んでいます。また、火星起源のザガミ隕石は地球型惑星の比較検討にとって重要なものです。一方、



隕石と原始地球の誕生



最古の岩石類

隕石が地球に衝突したすさまじさを物語る証拠がクレーターです。衝突の際にできるのが、衝撃波の痕跡であるシャッターコーンと、岩石が融解してできたテクタイトです。

○原始地球の形成

地球は、太陽系の形成とともに他の惑星とともに誕生しました。原始太陽系星雲の形成からはじまり、微惑星の形成と微惑星同士の衝突による原始惑星の形成、そして原始大気とマグマの海の形成の様子を紹介しています。

○最初の海と陸

46億年前の地球誕生から40億年前までの時代の証拠は、42億年前の鉱物をのぞいて発見されておらず、地球史では冥王代と呼ばれています。地球上での証拠が見つかりだすのは、約40億年前からです。このころ、原始海洋が形成され、地球の表層に各種の岩石類が形成されて原始地殻が形成されていきました。その証拠は、北米、グリーンランド、南アフリカ、南極などの大陸地域に残されています。その代表例が、カナダのアカスタ片麻岩(39.6億年)、グリーンランドのアミツォーク片麻岩(38億年前)とイスア表成岩類(38億年前)などです。イスア表成岩類は38億年前に海洋が存在していたことを明らかにし、生命の存在を示唆しています。

2. 地球の仕組み

○熱放出のメカニズム

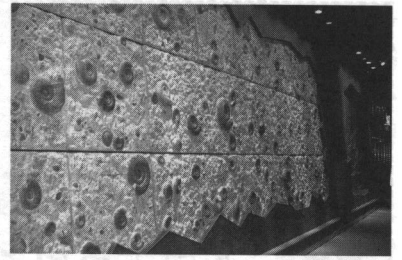
地球の歴史は、地球内部に蓄えられた熱を宇宙空間への放出する歴史です。地球内部の熱エネルギーは、さまざまな形で放出されています。地球の表面を覆う10数枚のプレートの動きをつくりだしたのが、地球内部のマントルに蓄えられた熱エネルギーです。その熱エネルギーは、マントル対流により地球内部から地表に運ばれます。その熱により中央海嶺で形成された海洋プレートは、やがて大陸プレートの下に沈みこんでマントルにもどります。プレートテクトニクスは、熱放出の効率的なメカニズムです。火山活動も、地球内部の熱エネルギーを放出している現場です。その様子を、アフリカの大地溝帯で地下からの熱水が作り出したトラバーチンや各種火山の画像、直径3mの巨大地球儀、2面マルチ映像で紹介しています。



最古の生命化石 (右) と
現生ストロマトライト (左)



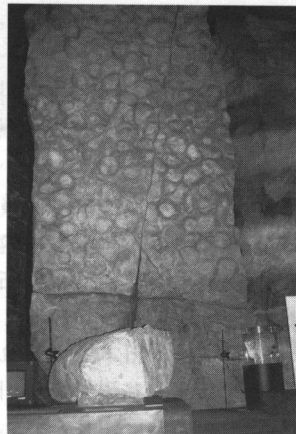
ウミサソリ化石



アンモナイトの壁



柱状節理の壁



ストロマトライトの壁

○地球が造った景観と岩石

世界各地でみられるすばらしい景観や、美しい鉱物の結晶、風変わりに見える岩石などは、地球内部の熱エネルギー放出による火山活動や地震、流水のはたらきによる浸食作用や堆積作用、大気や水のはたらきによる風化作用など、地球の営みによってつくられたものです。マグマが冷却してできた柱状節理や枕状溶岩、堆積作用や造山作用の結果を示すヒマラヤ山中のリプルマーク、ドロマイトなどの高さ 10 m の巨大な岩石壁、元素の濃集により成長した各種の鉱物類などが、地球の壮大さと神秘さを伝えてくれます。

3. 生命が変えていく地球

○最古の生命化石

38 億年前、すでに地球には海が誕生しており、その海の中で「生命」が誕生していた可能性があります。最古の生命化石と考えられているのが、オーストラリア北西部に広がる 35 億年前のチャートから見つかった微生物化石です。詳細な地質調査の結果、深海の熱水噴出地域で形成されたものであることがわかりました。初期生命は、熱水の噴き出す深い海の底で発生したと考えられています。

○生命が大気環境を変えた

原始地球の大気は、二酸化炭素やチッ素、水蒸気などがおもな成分で酸素はありませんでした。地球の大気に酸素をもたらしたのは、光合成を行う微生物が誕生した結果です。その証拠は、27 億年前ころから 20 億年前の地層に残された大量のストロマトライトです。現在のストロマトライ

トが発見され、酸素発生のメカニズムが明らかとなりました。光合成を行うシアノバクテリアが、同心円状の特徴的な地層を作り出していたのです。その一方、海洋中では大量に発生した酸素と海洋中の鉄分と結合し、縞状鉄鉱層が形成されました。大気中の二酸化炭素は、石灰岩として岩石中に固定されていきました。地球に生まれた生命が地球環境を変え、そして自らもその環境に適応して進化を始めることとなる様子を、ストロマトライト、縞状鉄鉱層、石灰岩などの巨大な岩石壁で紹介しています。

○生命あふれる地球

地球に誕生した生命は、大気や海水の変化とともに進化しました。6 億年前には、驚くほどたくさんの生物が栄えました。さらに、オゾン層ができて、陸上にも生き物が進出できるようになると、まず植物が上陸して生活の場を広げ、やがて大森林をつくりました。次いで動物も上陸し、恐竜のような巨大な生き物も現れました。その様子を、古生代や中生代の海や陸に大繁栄していた三葉虫や海サソリ、ヒトデ、ウミユリ、アンモナイトの壁、恐竜の足跡化石、珪化木など大量の化石標本でイメージしています。

当館では、地質関係の展示は地球展示室以外にもたくさんあります。来館者の知的好奇心が満足されることを期待しています。

(神奈川県立生命の星・地球博物館 平田大二)

博物館の案内

開館時間：9 時～16 時 30 分 (入館は 16 時まで)

休館日：月曜日 (祝日・振替休日および夏休み期間中は開館) 祝日の翌日 (火・土・日曜日にあたる時は開館)、館内整備日 奇数月の第 2 火曜日、年末年始 12 月 29 日～1 月 3 日、館内くん蒸日 毎年 6 月中・下旬。

観覧料：20 歳以上 510 円、20 歳未満・学生 300 円、高校生以下・65 歳以上 無料、20 名以上の団体料金：20 歳以上 400 円、20 歳未満・学生 200 円

交通：【電車】箱根登山鉄道「入生田 (いりうだ)」駅から徒歩 3 分。【車】国道 1 号線「地球博物館前」交差点脇。駐車場無料 (乗用車 163 台、大型バス 22 台)

お問合わせ：〒250-0031 神奈川県小田原市入生田 499

電話 (0465) 21-1515 ファクシミリ (0465) 23-8846

ホームページ：<http://nh.kanagawa-museum.jp/index.html>

—「水」と「地質」と「銘産品」—

大河「四国三郎（吉野川）」と暮らす阿波・徳島の「天水達」

はじめに

ここ阿波・徳島は今夏も熱い「阿波踊り」で天水達も頂点に達した。吉野川のもたらす豊富で良質な水はまさしく「天水」であり、吉野川にもたれて歴史を刻んできたといっても過言でない。

昨年は「天水」をテーマとして「日本文化デザイン会議'06 in とくしま」が催されたように「天水」とはまさしく阿波徳島に与えられた品格ある呼称と思える。

四国・徳島における「大地の恵み」とは、表題のとおり、「水」と「地質」と「銘産品」に尽きる。地質は、日本地質学発祥の地としての四国帯状構造（図1）に示されるように、北から順に、和泉層群（中生代白亜紀）、中央構造線（吉野川沿い）、三波川変成岩帯（中生代ジュラ紀）、秩父帯（黒瀬川構造帯を含む）、四万十帯（中生代白亜紀～新生代第三紀）と整列しており日本の地体構造史を平面的に鳥瞰できる。

このように「水」と「地質」は、徳島県民にとって天から与えられた自然の恵みであり、この恵みを利用して、銘産品を産み生活が営まれている。

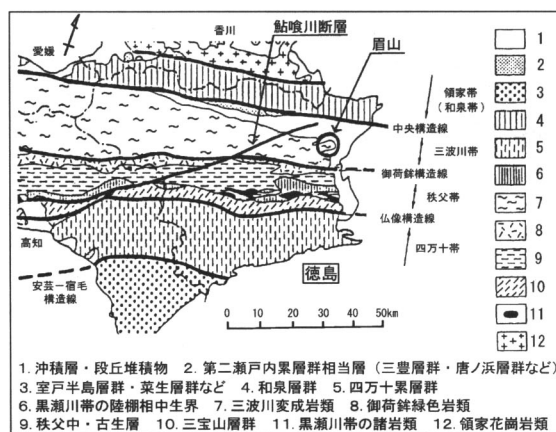


図1 徳島県の地質構造図¹⁾（長谷川他に加筆）

伊水道に向かって流下する。県北部を西側から東側へと流下する河道は、和泉層群よりなる阿讃山脈の南山麓を中央構造線に沿ってその右岸側に三波川変成岩帯の急峻な山岳地形が連なっている。

吉野川は、日本三大暴れ川の一つとされ、関東・利根川の板東太郎、九州・筑後川の筑紫二郎に対し“四国三郎”としてその名に親しんでいる。

吉野川は後背地を反映して豊富な土砂を運び肥沃で広大な徳島平野を形成する。この本川吉野川に注ぎ込む“水質日本一の穴吹川”や、みかぶ緑色岩帯や三波川変成岩帯を斜めに切って流れ込む“鮎喰川”なども県内を代表する河川となっていて“自然の恵み”を拡大している（図2）。

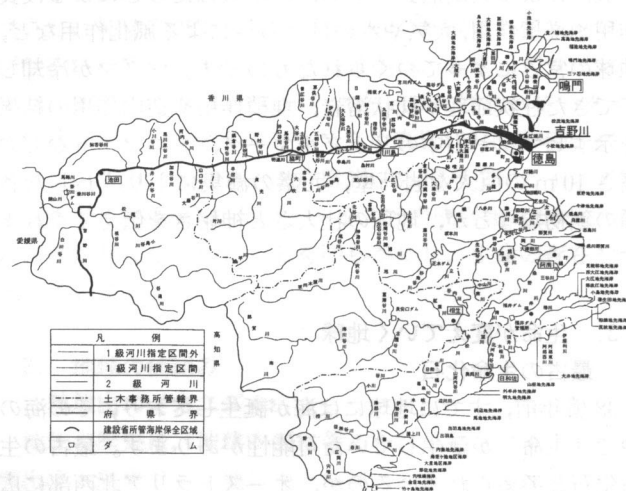


図2 徳島県の水系図²⁾



写真1 大河「吉野川」河口付近にかかる吉野川大橋（昭和3年築）と眉山遠景

大河「吉野川」の概要

徳島県の西側と北側を取囲むように大河「吉野川」が紀

吉野川の恩恵

大量の肥沃な土砂供給の源となっている吉野川は、県下一円に多大の恩恵を与えている。その一つに河口付近で紀伊水道に面する海浜近辺を中心に砂地盤が広がり、水田野菜作（芋類）、畑作根菜（人参、玉葱）、果菜（ピーマン、トマト）、洋野菜（ブロッコリー）と多様な銘産品をもたらせている。さらに河口付近の河川蛇行による沈殿地帯では、いわゆる“軟弱地盤”を形成し、“蓮根”の栽培を広げている。

とくに芋類では、戦後、九州薩摩より伝わった（九州、薩摩では“唐芋”と呼称）“薩摩芋”が、今日品種改良を重ねて“鳴門金時”としてブランド化していて県内の主要産物の一つとなっている（写真2）。

“鳴門金時”は海砂の多い砂地畑で作られ、海水に含まれるミネラルをたっぷり吸収し、鮮やかな紅色と自然の甘味が特徴で、ビタミンB1、ビタミンCをはじめ食物繊維が豊富で、女性には大好評である。

また“蓮根”は、色白でシャキシャキとした歯ごたえが特徴で、ビタミンCや食物繊維が多い。



写真2 鳴門市大毛島海浜付近に広がる鳴門金時芋畑

みかぶ緑色岩帯の恩恵

昨年8月、日本岩石鉱物鉱床学会から“第21回渡邊萬治郎賞”を受賞された徳島大学名誉教授の岩崎正夫先生がライフワークとして研究されてきた“阿波の青石（一つは三波川変成岩体中の緑色片岩、今一つは“みかぶ帯”のみかぶ緑色岩類）”の恩恵の話。

このみかぶ緑色岩体は、主要分布地である佐那河内村では“地すべり多発地帯”として嫌われる一方、その風化土壌は“阿波のスダチ（柑橘類）”という銘産品を供給していることは一般に知られていない。柑橘類では気候温暖な四国では主として四万十帯の砂岩・泥岩互層帯に蜜柑が広く分布するが、銘品化という点では“南斜面の潮風の当る場所”という制約がある。したがって“スダチ”も分布範囲としては県下一円に広がるが、銘品化という点では“みかぶ緑色岩体の風化土壌”という制約が付く。その内因は、気候

条件の他に古期火山岩類のもたらす鉄分やマグネシウム分に富むからと推定される（筆者独断）。いずれも四国の柑橘類は多分に地質条件によって左右されていることは間違いない。これも大地の恵みとして“地質”と“銘産品”を規制している証左である。

“スダチ”の賞味方法を特記すると、秋の松茸の頃の“土瓶蒸し”への点滴を第一とし、同じく秋の“秋刀魚”への点滴、“冷や奴”“漬物類”への点滴などが特にお奨めである。ちなみに筆者は、スダチの表皮の部分を“下ろし金”で擦り、冷し素麺の汁に散らせて夏の涼味を摂ることが好きである。スダチは香酸柑橘類であり爽やかな酸味と清々しい香りが特徴で、クエン酸、ビタミンCを多量に含み健康増進に欠かせない。



写真3 徳島の銘産“スダチ”は全国に出荷されている

おわりに（まだあります！徳島の恵み）

“大地の恵み”ということで、「水」と「地質」に関連して県内産の銘産品を御紹介しましたが、少し拡大解釈しますと徳島県内では何とんでも鳴門海峡による“鳴門鯛”と“鳴門ワカメ”が欠かせない。鳴門海峡の海底地質は差別侵食を受けた和泉層群が凹凸地形を形成して、海流から巨大な渦潮をもたらしている。この渦潮が“鯛”や“ワカメ”を育成しているわけである。

今一つ特記しておきたいことは、砂地盤を主体に芋類の他、畑作根菜としての“人参”が特産品として突出していることを付記しておきたい。全国的シェアは約70%と聴いており、4~5月にかけて東京、大阪など大都会に大量に出荷している。人参はカロチンやお肌の健康維持を助けるビタミンAを多く含み、常備野菜として食卓で大活躍をしている。これ等もまさしく大河「吉野川」が供給してくれた大量の土砂により肥沃な平野を形成してくれた“賜物”として万物に感謝する次第である。

引用・参考文献

- 1) 徳島県技術士会：徳島県技術士会報，vol 10，2002.
- 2) 徳島県土木部：徳島県河川海岸図.
- 3) とくしまブランド戦略推進協議会パンフレット.

〔文：吉田亘弘（(株)サンブレイン・プラン）〕

地すべり地における地形の変化に関する考察

すずき まこと
鈴木 信*

1. はじめに

中山間地域などでは、地すべりや崩壊などにより平野部と比較して可視的な地形の変化を認識しやすい。とくに地すべり活動が活発な地域では、地すべりそのものと、これに対する対策工事やその後の土地利用の変化などの人為的操作によって、きわめて短期間のうちに地形の大きな変化が起こる場合がある。ここでは、新潟県内の Miocene から Pliocene にかけての泥岩・砂岩が分布する地すべり防止区域における、地形の変化について紹介する。

2. 地すべりの特徴

当該地すべり地は、筆者が10年以上にわたり地すべり対策に携わってきた防止区域であるが、それ以前にも地すべりが繰り返し発生してきた履歴があり、最近では昭和27年以降の記録が残っている。現地においても、近年発生している地すべりは、過去の地すべりが拡大して再発したと推定されるものが多く見られる。

地すべりの形態は、沢地形部において発生する泥流状のものと、尾根部で発生する岩塊状のものに大別され、発生する箇所により異なる。一方で、当該地において共通しているのは、地すべりの発生箇所によらずその活動はいつも突発的で、初動の移動速度がきわめて速いことである。

すべり面の深度は、沢地形部で約10m前後、尾根部で20m前後であるが、尾根部で岩塊状として発生した地すべりは、その移動速度が速いことと移動土塊がきわめて脆弱であること、そして尾根部にも多量の地下水があることから移動土塊の大部分は泥流状と化すのが特徴である。

沢地形部では厚さ5m程度の軟質な粘土を主体とする過去の地すべり崩土の下限より、約5m深い部分にすべり面が形成されており、この深度は泥岩・砂岩層の原位置風化部に相当する。沢地形部では地すべりが再発していると推定する根拠がこれである。また、尾根地形部に発生した地すべりのすべり面も、やはり泥岩・砂岩の原位置風化部に形成されており、すべり面が形成される深度は沢地形部と尾根地形部とで差があるものの、その深度の地質条件は同一である。

3. 地形の変遷

写真1および2に撮影年度の異なる空撮写真を示す。撮影したのはそれぞれ平成6年と平成12年で、写真1, 2ともに尾根①, ②, ⑥, ⑦は明瞭に確認できる。しかし、平成6年には確認された尾根②, ③, ④は、平成12年には中腹部や末端部が消失している。同時に、これらの尾根により隔てられていた沢地形が斜面中腹で一体化し、緩斜面となっているのがわかる。また、尾根⑤は上下に分断されており、尾根⑤と⑥に囲まれた斜面が、その間を流下する沢地形と一体化した広い斜面に変わっている。

当該地では6年の間に7カ所で地すべりが発生している。そのいずれもが、先に示したとおり沢部で浅く、尾根部で深い地すべりである。写真3および写真4はこの地区における地すべりと、地形の変化との関係を端的に表している。写真3において、沢地形部で発生した地すべりは、尾根を巻き込んで泥流化しており、また、尾根部で発生した地すべりは、泥流化して周囲の小規模な沢地形を埋め、

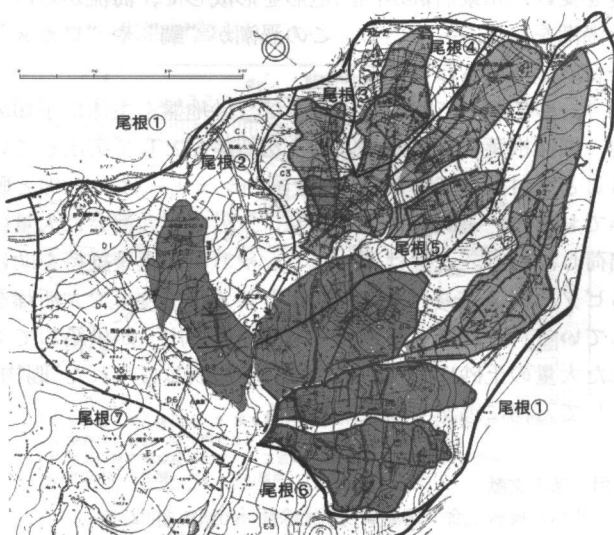


図1 地すべり地の地形図と主な稜線

* (株)日さく 北信越支社



(稜線やそれらに隔てられた緩急の沢地形が見られる)

写真1 平成6年の空撮写真



(地すべり①と②は沢地形部の地すべりで、境界に尾根は認められない。また、地すべり②と③の境界は残丘状に分断された尾根が低く残る)

写真4 地すべりブロックが隣接する斜面の例

4. まとめ

当該地の地すべりの特徴は、尾根部で形成されるすべり面は深く、沢部で形成されるものは浅いことであった。このため、地すべり発生後の地形は、起伏の少ないほぼ連続した播り鉢状の地形へと変化した。また、短期間に地すべりが多発したことにより、わずかな期間で地形の開析が見られたことは、貴重な経験であったと思う。

播り鉢の中央部には沢が流下しており、谷止工が多数設置されている。また、山腹には土留め工も施工され表層の整形や植生、そして水路工などが設置されている。地表面には適切な植生と併せて不用意な侵食や、表流水の浸透も防止できるような対応を実施し、地すべりブロックによっては、その規模に応じて杭工で抑止しているものもあり、可能な限り地形改変を最小に抑えても、実際には地すべり後の地形形成には自然現象とは程遠い人為的な操作が伴っている場合が多い。

翻って「自然」の定義をどこで区切るかを考える時、CO₂排出などによる温暖化やこれに伴う気象の変化、そして、埋め立てや廃棄物の流出などにより、現在生成されつつある数千万年後の地質条件自体も、もはや人為的と言うことができないだろうか。異常気象が世界中で見られる昨今、これまでは発生しないであろうと考えられた、100年に一度の豪雨や異常積雪などで地すべりが発生する。そして生活の場を確保するため人が動く。これを必然とするか否かで意見が割れるところであるが、いずれにせよ、自然はもはや人為的と言わざるを得ない。

自然との共生や保護を掲げる考え方には、極端な場合を除き、おおむね共感できる部分もある。しかし、人間が生活する場においてその場を確保しようとするれば、破壊的であれ建設的であれ、必ず他への依存が生じる。強いて自然という言葉を使えば人間も「自然」の一部であり、同じ地球の構成因子の一つでしかない。そしてその因子は相互に依存していることの認識を、強く持つ必要がありはしないか、などと中山間地の地形の変化を眺めながら深慮する次第である。



(尾根②～⑤が分断または流失し、尾根①、⑥、⑦に囲まれた範囲は、地すべりにより地形の起伏が失われている)

写真2 平成12年の空撮写真



(すべり面深度の違いが地表の標高差をなくしている)

写真3 尾根部と沢地形部の地すべりが合流する例

それぞれが合流して尾根と沢が区別できない緩斜面を形成している。写真4では、沢地形をなす3つの地すべりブロックのうち2つ(①と②)は、境界部の尾根地形が全く見られない。また、地すべりブロック②と③の地表面と、その境界をなす残丘状に分断された尾根とは、ほとんど差がない程度に平滑化された同一の播り鉢状斜面に隣接して分布している状態となっている。個々の地すべりは同時に発生したわけではないが、発生時期に差があってもすべり面の深度が尾根部で深く、沢地形部で浅いため地すべり発生後の地表の起伏が相殺される現象が起こったものである。