

山岳科学総合研究所 ニュースレター

2014年 3月
第41号



Contents

「日本アルプスの大規模地すべり：第四紀地形学・地質学の視点から」特集 1 2～15
巻頭挨拶

専修大学環境地理学教室・信州大学山岳科学総合研究所客員教授 刈谷 愛彦
日本アルプスの大規模地すべりー最新の知見

専修大学 刈谷 愛彦
北アルプスの地質と隆起運動

山岳科学総合研究所 原山 智
北アルプスに分布する地すべり地形を対象とした空中写真判読の手法

帝京平成大学 佐藤 剛
日本アルプスにおける大規模地すべりの分布と地形・地質との関係

関東学院大学 齋藤 仁
地表面露出年代法を用いた大規模地すべりの発生年代の決定

京都大学 松四雄 騎
地表面露出年代測定と現地観測による大規模地すべりの先駆的斜面変形プロセスの解明

筑波大学 西井 稜子
広報・コラム 16

3月9日(日)開催山岳雪崩安全啓発講演会「山岳雪崩を知る・考える」のお知らせ

表紙の写真：崩壊地と氷河地形が隣接する南アルプス間ノ岳

筑波大学 西井 稜子

はじめに

シンポジウム世話人

(専修大学環境地理学教室・信州大学山岳科学総合研究所客員教授)

荻谷愛彦

日本アルプスにおける地形研究や第四紀研究の歴史は長く、その歩みは1900年代前半に始まりました。およそ100年を経て、隆起のメカニズムや氷河の消長、河成段丘・扇状地の発達、山麓の活断層と古地震、周氷河プロセス、それに古環境など多くのことが解明されてきました。また2000年代に入ると「地すべり地形分布図」(防災科学技術研究所)が日本アルプスの全域で完成し、日本アルプスにそれぞれ大小無数の地すべり地形が存在することもはっきりしてきました。それらの中には、移動物質の体積が100万m³を超えるような大規模地すべりも含まれます。

しかし大規模地すべりが、いつ、どのように、なぜ発生したのかや、周囲の環境(生物、土壌、微気候、人間生活等)にどのような影響を及ぼしてきたのかは、日本アルプスにおいては歴史時代に起こった少数の例を除いてほとんどわかっていません。大規模地すべりは斜面形や積雪分布を決め、谷底の段丘や堆積物の配置を決定づけたに違いなく、それらを通じて景観や山容の違いまで決めた可能性があります。また大規模地すべりは土砂災害をもたらす元凶である反面、減傾斜化や斜面物質の細粒化を通じて、耕地や居住地を創成するという正の側面も有します。日本アルプスの各地に大規模地すべりが存在することは、もはや誰も疑いませんが、1世紀を経てなお不明なことや研究として取り組まれていないことも多いのです。

こうした背景をふまえ、2013年12月7日(土)に、信州大学山岳科学総合研究所シンポジウム「日本アルプスの大規模地すべり—第四紀地形学・地質学の視点から」を開催しました。このシンポジウムでは計11件の講演がなされました。発表者は日本学術振興会科学研究費基盤研究(B)「中部山岳における第四紀地形・地質学の再構築：最終氷期以降の大規模地すべりを中心に(JSPS24300321)」と日本地理学会「日本アルプスにおける大規模地すべり研究グループ」の分担者・協力者やメンバーからなり、それぞれ最新成果やコメントを発表していただきました。また総合討論では会場の一般参加者にも加わっていただき、日本アルプスの大規模地すべり研究を発展させるための方向性や課題を議論することができました。

ところで、各講演の内容については小冊子(シンポジウム発表要旨集「日本アルプスの大規模地すべり—第四紀地形学・地質学の視点から」、全28ページ、2013年12月発行)にまとめ、当日お頒けしました。しかし来場者数が予想を上まわり、要旨集をお届けできなかった方々が多数いらっしゃいました。紙面を借りて不手際をお詫びいたします。つきましては、発表要旨に若干の修正を加え、本ニュースレターの今号と次号に掲載することにいたしました。どの研究も地形学や第四紀学、自然地理学はもちろん、地生態学や地質災害学など隣接諸分野にも広く関心を抱いていたいただけるものと思います。内容に関するご質問等は世話人(kariya@isc.senshu-u.ac.jp)にお寄せください。

シンポジウムの準備や要旨掲載にあたり、山岳科学総合研究所スタッフの皆さまにご協力いただきました。シンポジウムの運営には、上記の科学研究費と日本地理学会研究グループ補助金を使わせていただきました。記して、篤くお礼申し上げます。

シンポジウム発表者一覧(○は本号掲載、◇は次号掲載)

- 荻谷愛彦(専修大学)「日本アルプスの大規模地すべり—最新の知見」
- 原山 智(信州大学)「北アルプスの地質と隆起運動」
- 佐藤 剛(帝京平成大学)「北アルプスに分布する地すべり地形を対象とした空中写真判読の手法」
- 齋藤 仁(関東学院大学)「日本アルプスにおける大規模地すべりの分布と地形・地質との関係」
- 松四雄騎(京都大学)「地表面露出年代法を用いた大規模地すべりの発生年代の決定」
- 西井稜子(筑波大学)「地表面露出年代測定と現地観測による大規模地すべりの先駆的斜面変形プロセスの解明」
- ◇高岡貞夫(専修大学)「地すべりが山地生態系の発達に果たす役割」
- ◇岩田修二(東京都立大学名誉教授)「地すべり地形に侵食される氷河地形」(コメント)
- ◇池田 敦(筑波大学)「氷河・周氷河プロセスに関連した大規模地すべり」(コメント)
- ◇朝日克彦(信州大学)「ヒマラヤの大規模地すべりと地表面露出年代法の諸問題」(コメント)
- ◇佐藤 浩(日本地図センター)「リモートセンシングやGISによる地生態学研究とその山岳地への応用」(コメント)

総合討論

日本アルプスの大規模地すべり—最新の知見

専修大学
荻谷 愛彦



1. はじめに

日本アルプスの山地地形研究では、最終氷期の氷河作用・周氷河作用を重視したものが多かった¹⁾。一方、大規模地すべり²⁾とそれによる山地地形の変化は必ずしも注目されてこなかった。大規模地すべりによる斜面物質の移動量や移動速度は大きく、物質移動や地形変化の過程は数万年以上に及ぶことがある。この点で大規模地すべりが地形や景観の形成に与える影響は軽視できないはずであるが、そもそも山岳における第四紀学的な時間スケール、すなわち百年–千年–万年単位で大規模地すべりとそれが周辺の環境へ及ぼす影響について考察した研究はほとんどなかった³⁾。大規模地すべりの第四紀地形学・地質学的研究は、山地の地形が、どこで、いつ、どのように、なぜ変化したのかという山地形成論一般を構築するのに欠かせない。それには100万年スケールでの山地の隆起や、10万年周期の氷期–間氷期サイクルによる気候変動、数千年ごとに繰り返す山麓の活断層や遠地のプレート沈み込みによる古地震の影響などを広く見据え、観察事実を積みあげる必要がある。

本シンポジウムでは、最近明らかになった日本アルプス各地の大規模地すべり地について、特に筆者が主体的に取り組んだ事例を中心に、それらの第四紀地形・地質学的意義を意識して概要を述べた（図1、表1）。

2. 方法

2-1. 地形学的アプローチ

地形の正確な成因判定は、その後の議論の行方を決める重要な制約条件となる。本研究では防災科学技術研究所の「地すべり地形分布図」を参考に、独自の基準も設けた⁴⁾。また航空レーザー測量に基づく高分解能数値標高データ（DEM）から作成した陰影図の判読や、航空

機による上空からの地形観察も行った。

2-2. 地質学的アプローチ

堆積物の成因や堆積環境の正確な判定も重要である。特に、氷河性堆積物と地すべり性堆積物は酷似した層相を示すことがある⁵⁾。本研究では地すべり堆積物の礫組成と、地すべりの推定供給源に露出する岩石との対比を重視した。氷河堆積物中の礫は涵養域・消耗域に露出するほとんどの岩石に由来するのに対し、地すべり堆積物の礫はその移動経路から推定して、地すべり堆積域から大きく離れていない特定の斜面に露出する1種から数種の岩石に限られる。また堆積物中の礫のジグソー・クラック構造（ジグソー・パズル構造）も判定材料にした（図2）。これはヒマラヤなどの大規模地すべり堆積物でしばしば発見されている⁶⁾。この他、堆積物の基質に発達した剪断構造や異常な変形–褶曲構造に着目した。ただし、礫や基質の破碎や変形は氷河底でも生じることがあるので⁷⁾、堆積物の層厚や分布、地形学的情報も加味した。

2-3. 編年

大規模地すべりの発生年代を正確に決めることは、地形変化の強度・頻度が古環境に応じてどのように推移してきたのかを論じるうえで重要である。また地すべりの誘因を探るために史料対比を行う際にも不可欠である。本研究では、地すべり堆積物中の樹木化石や腐植物を対象にした¹⁴C年代法と、広域テフラ（火山灰）によるテフクロノロジーを多用した（図3）。また堆積物の宇宙線生成核種（TCN）年代法も採り入れた。各手法とも一長一短⁸⁾があり、それらを理解したうえで最適試料の採取や測定法の戦略を立てた。

3. 主要な知見

表1にまとめた。現在まで、飛騨山脈と赤石山脈北部のデータが多い。

4. まとめ

1) 日本アルプス各地に大規模地すべり地が分布する。しかしそれらの地形・地質（堆積物）の特徴、発生年代、他の自然環境との関係は十分調べられていなかった。

2) 従来知られていなかった大規模地すべりの地形・地質的特徴や年代が明らかになりつつある。大規模地すべりの中には氷河性の地形・地質（堆積物）と考えられてきたものがいくつか含まれる。日本アルプスでは最終氷期にも大規模地すべりが発生したことがわかった。

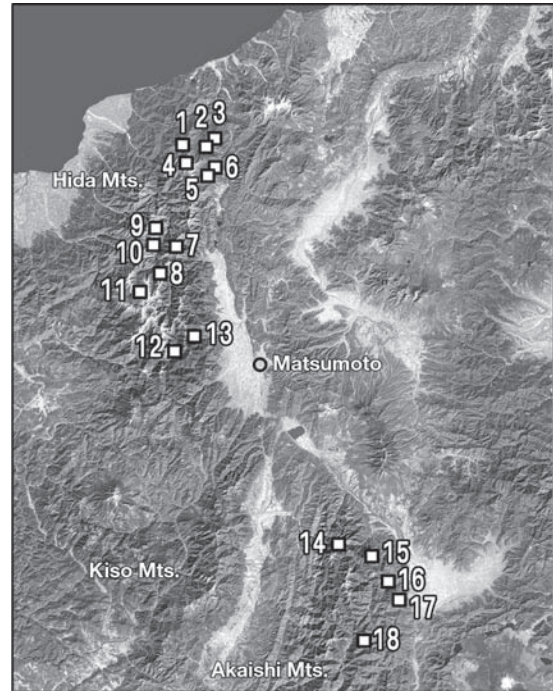


図1 本稿で言及する調査地域。図中の番号は表1に対応する。

文献・注・謝辞

- 1) 小嶋・岩田2001（日本の地形1）。
- 2) 重力による斜面物質の塊状の移動現象を「地すべり」とする。この語は「狭義の地すべり」や岩盤の重力変形を含むが、土石流やソリフラクション、凍結クリープを含まない。地すべりで生じた地形・領域を「地すべり地」とする。地すべりによる移動物質（移動体）の体積が 10^6m^3 超のものを「大規模地すべり（地）」とする。深層崩壊も大規模地すべりの一種。
- 3) 一方で大規模地すべりの機構や発生地点予測に関する研究が進展している。
- 4) 佐藤・荻谷2008（北部飛騨山脈の地すべり地形学図）。
- 5) 岩田2011（氷河地形学）。
- 6) Hewitt 1999（Quat. Res. 51）。
- 7) 岩崎ほか2002（地学雑誌111）。
- 8) 測定年代の原理的限界（ ^{14}C 法で約5万年）や、世界標準暦年較正曲線（IntCal）と日本産試料の較正年代の系統的ずれなど。

本研究には科研費（19500880、21300333、21501004、24300321）、平成23年度専修大学助成金、平成23年度信州大学山岳科学総合研究所研究費、平成23年度パレオラボ研究助成を使用した。



図2 大規模地すべり堆積物を作る岩屑丘とジグソー・クラック礫。奈良－平安時代に堆積。（韮崎市ドンドコ沢）



図3 厚さ50m以上ある大規模地すべり堆積物。約9900年前に堆積。植物化石を多産。（富山市高高原温泉）

表 1 日本アルプスで最近明らかになった大規模地すべりに関する発達史地形学・第四紀学的知見

地 域	主な新しい知見	文 献
(1) 恵振谷	圏谷状谷頭の底に褶曲や切断を受けた約8000 cal BPの泥炭層が分布し低丘を形成。低丘は完新世前期の水河によるブッシュ・モレーンとする説あり。しかし谷壁に岩盤重力変形を示す緩い膨らみ地形（バルジ）があり、その末端に泥炭層が存在。泥炭層の褶曲・切断は地すべりで説明可能。	小崎・岡沢1983（第四紀講演旨）、佐藤2004MS（千葉大博論）、荻谷・佐藤 未発表資料
(2) 兵馬ノ平	広域テフラ始良丹沢（29000 cal BP）や立山 E（約75000 BP）を挟む湖沼・氾濫原砂礫層が構成の主体。同層上限は隣接する現河床から約200m 高位に存在。堆積原因は地すべりによる堰き止めが想定されるが、地すべり移動体は未発見。カモシカ展望台（1466m）付近は、雪倉岳方向からの地すべり移動体が付加した可能性もあり。	石井・小崎1998（地理予）、荻谷 未発表資料
(3) 白池	白馬大池火山の一部をなす巖岳北面の大規模地すべり地。白池は滑落崖側に逆傾斜した地すべり移動体上の凹地が湛水して形成された。地すべり移動体被覆土層中に広域テフラ大山倉吉（約62000 BP）が挟在。	佐藤・荻谷2006（地すべり学会誌）
(4) 長池平	水河侵食による圏谷状地形を起源とする可能性はあるが、現在同地を占めるのは三国境付近から西進した大規模地すべり移動体。表層に眉状低崖・低丘・凹地が発達し、土壤水分や微気候の差異を通じてモザイク状植生分布を規定。局所的に7500 cal BP 以降も二次地すべりが発生。周辺の旭岳や清水岳の帯にも小・中規模の地すべり地が集合して発達する。	Kariya <i>et al.</i> 2009（都立大地理英文紀要）、荻谷ほか2013b（地学雑）
(5) 北股入	モレーン状地形に基づき過去約10万年間に5回の水河前進・停滞が想定されたが、白馬沢、金山沢、長走沢の下部モレーン状地形は地すべり成で、なだれや土石流の地形も重合する。白馬沢や長走沢では地すべりは完新世に発生。これら以外のモレーン状地形も地すべり成の疑いが濃厚。岩岳湖成層主部の泥炭層は50000 BP 以前の温暖期に堆積か。	小崎ほか1974（駿台史学）、Kariya <i>et al.</i> 2011（Geomorphol.）、Kuroda <i>et al.</i> 2008（都立大地理英文紀要）
(6) 梅池自然園	飛騨山脈屈指の大規模地すべり地（縦断長約8 km）。初生年代は不明だが数十万年前まで遡る可能性あり。梅池自然園一帯では34000–32000 cal BP に湖沼等が形成されたが、それ以降スランプ型地すべりで山側へ傾動。地すべり移動体表層の微小地形が植生配列や湿原形成を規定。地すべり移動体上部に始良丹沢を挟む氷河堆積物が載るとの情報もあり。	胡桃・山崎2001（地すべり学会演旨）、荻谷ほか2013b（地学雑）
(7) 箆川	扇形駅より上流の箆川左岸の河成面は最終氷期の融氷水流堆積段丘面とされたが、段丘礫層中の腐植物は完新世前半（9600–7930 cal BP）。礫層の堆積＝土砂供給量の増加は、晩氷期以降の気候変化（多雨化）や古地震による地すべりの多発が関係した可能性もあり。	伊藤・正木1989（地理評）、荻谷 2010（四紀研）
(8) 烏帽子岳	山稜頂部に線状凹地が発達。明瞭な地すべり移動体は認められない。高瀬川方向へ岩盤重力変形が進行している可能性大。重力変形域周縁では花崗岩斜面の表層地すべりが多発し、大量の土砂を生産する。これにより大規模地すべりの発生が回避（遅延）されている可能性あり。山稜頂部表土の基底年代（1310–1278 cal BP）は地表面の完全侵食か、新しい地表面の形成を示唆する。それが地すべり性かどうかは要検討。	清水ほか1980（地理評）、西井2007（地形）、西井2009（地学雑）、荻谷ほか2013b（地学雑）
(9) 内蔵助平	盆地状地形の成因について諸説あり。盆地底（1700m）表層に花崗岩巨礫（600–200 ¹⁰ Be BP）が密集。内蔵助平より高位位置の花崗岩斜面は1800–1400 ¹⁰ Be BP。内蔵助平周辺では、完新世後期に大規模な削剥が発生。	五百沢1986（山を歩き）、松四ほか2013（地理予）、松四2013（本要旨集）
(10) タンボ沢	同沢上部は全体に浅い圏谷状をなす。モレーンは未発見だが谷底に成因不明のリッジが分布。厚さ≧30mの礫層が谷底に分布。同沢の下部露頭では、下位にジグソー・クラック礫や剪断構造を伴う礫層が、上位にクロスリミナを伴う別の礫層が露出。下位層は大規模地すべり堆積物の疑いが濃厚。氷河形成に前後して同沢上部で大規模地すべりが生じた可能性あり。発生域や年代は不明。地すべりによる凹型斜面の形成と氷河の発達とを絡めた議論が必要。	荻谷・松四未公表資料
(11) 高天原	高天原（湿原）の緩斜面の成因について諸説あり。地形構成層中にジグソー・クラック礫発達。木片も挟在（年代：10128–9633 cal BP（9900 cal BP））。完新世初頭に単発の大規模地すべりが発生したと結論。他方、地すべり移動体上の礫は10000–7000 ¹⁰ Be BP・27000–20000 ¹⁰ Be BP。最終氷期中の水河の発達や完新世の気候変化と絡め、大規模地すべりの発達論はなおも要検討。移動体の推定体積は≧4.6×10 ⁷ m ³ 。	深井1965（北アルプスの自然）、五百沢1979（鳥瞰図譜）、小野・大森1991（神々のみた）、原山・山本2003（超火山）、荻谷ほか2013b（地学雑）、松四2013（本要旨集）
(12) 弁天沢	長嶺山西面（徳沢北方）。花崗岩、花崗斑岩、溶結凝灰岩類の巨礫からなる岩屑丘が谷の出口に分布。岩屑丘の成因について大正期より諸説あり。岩屑丘内部にジグソー・クラック礫が発達。岩屑丘の構成礫は梓川対岸にある奥又白沢上部から大規模地すべりで供給。堆積物の推定全量は≧4.3×10 ¹⁰ m ³ （梓川河床下は含まず）。上高地河童橋周辺や田代池に類似の地形と堆積物が発達。それらも大規模・中規模地すべり堆積物。	大関1916（地質雑）、五百沢1979（鳥瞰図譜）、荻谷ほか2013a（信大山経研集要会旨）、原山ほか未発表資料
(13) マメウチ平	蝶沢・常念沢合流点付近に段丘面状緩斜面が発達。成因（年代）について水河説・地すべり説あり。マメウチ平は厚さ±100 mの破碎基盤岩及び礫層で形成。礫にジグソー・クラック発達。氷河やアウトウォッシュに関連した堆積物は未発見。マメウチ平上部の大滝山・蝶ヶ岳間の稜線付近を発生域とする大規模地すべり移動体と判定。同稜線部に線状凹地が発達。移動体の推定体積は3.2×10 ⁷ m ³ 。	伊藤1983（地理評）、百瀬・駒大地理学研究会1984（地理予）、富田ほか2010（四紀研）
(14) 藪沢	藪沢下流部に厚い未固結礫層からなる緩斜面が存在。同礫層は融氷水流堆積物とされたが、後に完新世初頭の地すべり堆積物とされる。筆者らはジグソー・クラック礫や地表の巨礫群、岩屑丘を確認。同層は確実に大規模地すべり堆積物と判定。地すべりは複数回生じた可能性もあり。	式1961（辻村太郎）、式1970（氷期の諸問題）、神澤・平川2002（地理評）、黒澤未発表資料
(15) ドンドコ沢	青木鉱泉付近に厚い礫層からなる数面の段丘面が存在。低位面は最終氷期の堆積段丘面で、段丘礫層は氷塊崩壊堆積物起源とされるが、後に完新世土石流堆積物とする説も。しかし礫層はジグソー・クラックの発達する花崗岩礫のみでなると、岩屑丘が発達すること、急斜面を流下・分岐したり谷の対岸斜面に乗り上げる分布を示すこと、河川を堰き止めた痕跡があることから大規模地すべり成と判定。発生域はドンドコ沢上部のスラブ状花崗岩斜面。地すべり移動体の推定体積は≧1.92×10 ⁷ m ³ 。誘因は奈良–平安時代の古地震または豪雨か。	平川1981（梨大教育紀要）、田力2002（活断層研）、荻谷2012（地形）、荻谷2013（地すべり会誌）
(16) 御庵沢	甘利山南面の御庵沢にスランプ型地すべり地が発達。地すべり移動体表面に階段状微地形や岩塊被覆斜面。地すべり移動体が御庵沢を堰き止め、厚さ±20mの湖沼堆積物（泥炭・砂礫）を形成。同層下部に広域テフラ鬼界アカホヤ（7300 cal BP）が挟在。	荻谷・清水未発表資料
(17) 櫛形山	櫛形山東麓・伊奈ヶ湖一帯に段丘面状緩斜面が発達。構成層は、厚さ≧20mの湖沼・氾濫原成のシルト・砂・礫。同層中に広域テフラ御岳第1（Pm1；95000 BP）。湖や氾濫原の形成に地すべり性の堰き止めが関与した可能性あり。	荻谷 未発表資料
(18) 広河内沢	農鳥岳東面・広河内沢沿岸に段丘面状緩斜面が発達。大門沢小屋付近の高位面（現河床から≧100m 以上高位）は厚い礫層で形成。ジグソー・クラック礫は未発達だが、地すべり堆積物や土石流堆積物が指交している可能性あり。年代未詳。	式1961（辻村太郎）、式1970（氷期の諸問題）、荻谷・西井 未発表資料

cal BP：¹⁴C 年の較正暦年（AD1950基準）¹⁰Be BP: 宇宙線生成核種年代

BP: それ以外の年代

北アルプスの地質と隆起運動

信州大学山岳科学総合研究所

原 山 智



1. はじめに

現在の日本アルプスの稜線部の山岳形態、その基本形は更新世後期における山岳氷河による侵食と大規模地すべりで決定されたのであろう。もちろん毎年繰り返される定常的な現象、たとえば凍結融解による崩落や崖錐の形成も山岳景観形成に重要な役割を果たしているが、それは地形の小規模変化の継続であって、山岳の基本形態を決定づける現象ではないと考えられる。

山岳氷河や大規模地すべりも氷体や山体の位置エネルギーが原動力なので、山岳がその位置エネルギーをいつ獲得したのか？—ということがそれぞれの時間的制約条件になる。また地すべりの場合には、山体を構成する地質体の示す成層構造などの異方性が重要な規制条件になる。砂岩層と泥岩層など、物性の大きく異なる境界部分がしばしばすべり面に発達することは広く知られている。

本稿では山岳域における大規模地すべりの素因や時間的制約条件になる、地質特性や隆起運動のプロセスの概要について、北アルプスを中心に、やや総説的な解説を試みたい。

2. 北アルプスの地質とその特異性

中部山岳地帯の北アルプス、中央アルプス、南アルプスを比較すると、いずれも標高は3000m前後の山脈をなしているものの、地質構成や断層などの地質構造に大きな差が認められる。

中央アルプスは、山脈北部を横断する神谷—境峠断層以北は美濃帯中生層起源の領家変成岩が主体を占めているが、断層以南のほとんどが領家帯の新期花崗岩から構成される。特に木曽駒ヶ岳一帯の高標高部は木曽駒花崗岩の岩体で占められている。山脈の伸長方向に平行な逆断層が東麓と西麓に発達しており、約70万年以降に東西の圧縮力が逆断層に沿って山脈中央部を揚げ上げたと考えられている (Ikeda and Yonekura 1986; 菅沼ほか2003)。

南アルプスは山脈西部に中央構造線が走り、西側の伊那山脈と区分される。中央構造線以东の南アルプス主要部は中生代の付加体で構成され、緑色岩や石灰岩など中—古生代の海洋起源のブロックを各所に挟み込む。付加帯構成層の走向や付加体内部の断層は北部で南北の配列を、南部では北東—南西方向の配列を示す。山脈の東麓には活断層 (糸魚川—静岡構造線) が走っており、上部マントルまで達する西傾斜の大規模逆断層と推定されている (池田1990)。南アルプスも東西圧縮力のもと、逆断層を境に東側の地塊が潜り込み、西側の地塊がズリ上がることで隆起した山脈であり、隆起開始は約140万年

前と推定されている (菅沼ほか2003)。

北アルプスは山脈の南北両端を除くと、その主要部分には新旧様々な時代に貫入定置した花崗岩類から構成される。特異なのは、貫入定置時期がジュラ紀から第四紀までの9時期に区分される点で、日本列島の花崗岩分布域でもこれほど多くの時期に貫入定置した地域はない。

花崗岩分布域以外では、天狗の頭以北、白馬岳から朝日岳にかけて飛騨外縁帯の古生代付加体で構成されており、混在岩とそれに含まれる緑色岩や石灰岩ブロックのほか、蛇紋岩や高压低温型の変成岩も露出している。さらに流紋岩や花崗岩などの貫入小岩体などが加わって、極めて多様で複雑な地質を示している。いっぽう蝶ヶ岳や霞沢岳など南東部は比較的単調な堆積岩から成り、美濃帯と称される中生代ジュラ紀の付加体として区分されている。図1に北アルプス北半部の地質概略図を示す。

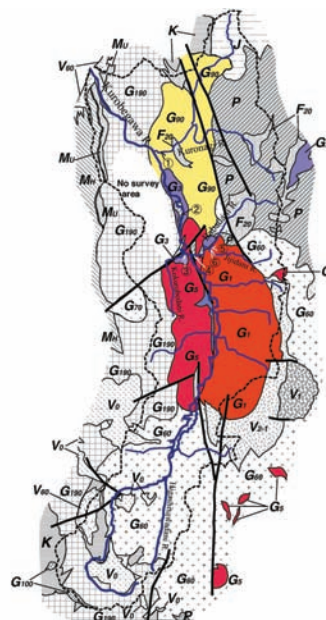


図1 北アルプス北半部の地質概略図 (原山ほか2010に基づく)
略記号; MH: 飛騨変成岩類; Mu: 宇奈月変成岩類; P: 古生代付加体 (飛騨外縁帯); J: 来馬層群; G190: ジュラ紀花崗岩類; K: 手取層群; G100: 1億年閃緑岩類; G90: 北又谷トータル岩; G70: 鷺岳花崗岩; G60: 有明花崗岩, 御山谷花崗岩, 奥黒部花崗岩; F20: 中新世珪長岩; G5: 黒部別山花崗岩, 名無沢閃緑岩, 七倉火成複合岩体, 金沢花崗閃緑岩, 大黒閃緑岩; G3: 猫又花崗岩, 樺平閃緑岩, 名剣閃緑岩, 十字峽閃緑岩, 蓮華岳花崗閃緑岩; V2-1: 爺ヶ岳火山岩類 (カルデラ埋積火山岩); V1: 白沢天狗火山岩類; G1: 黒部川花崗岩; V0: 更新世中—後期火山岩 (乗鞍火山列) Ito et al. (2013) のジルコン U-Pb 年代により G5 は G9 と G5 に区分され、この地域の花崗岩類は9回の定置時期を示すことが判明した。

この概略図では花崗岩類 (G) の区分を定置年代 (Ma) 数値を添えて表示しており、たとえば G190 は 190Ma のジュラ紀の時代に貫入定置したことを示す。北アルプスの地質が南・中央アルプスの 2 山脈と多く異なるもう一つの点は、活火山をはじめとする新旧様々な時代の火山岩類が分布していることである。図 1 の K と V2-1 および V1 は、白亜紀後期と第四紀前期更新世の巨大カルデラを構成していた火山岩で、同時期の花崗岩 G60, G1 とそれぞれ火山深成複合岩体を形成している。これらの花崗岩は、カルデラ火山体の直下 3-4 km 深のカルデラ埋積火山岩の基底レベルまで上昇して底付けした貫入定置形態を示す。第四紀更新世前期における火山活動は、北アルプス南方の御嶽山周辺域で 2.7 Ma に始まり、北アルプスの南半部周辺で 0.9 Ma まで続く玄武岩の単成火山群と、上述した巨大カルデラ火山で特徴づけられる。これに対し更新世中期以降 (0.8 Ma ~) の火山活動は乗鞍火山列を形成しており、立山 (弥陀ヶ原)、焼岳、乗鞍、御嶽山などの活火山の活動に連なっている。この時期の火山は複成火山体を形成するのが特徴で、乗鞍、御嶽、白馬大池など数十万年間に及ぶ時間間隙を挟む断続的な火山活動がしばしば同一地域で生じている。更新世中期のはじめ (0.8 Ma) を境に火山活動のスタイルが大きく変わる点は多くの研究者に注目され、太平洋プレートとフィリピン海プレートとの相互作用で応力場が変化したという主張もある (Shimizu and Itaya 1993)。

3. 北アルプスの隆起運動

かつて北アルプスは鮮新世に隆起を開始した古い山脈で、中央アルプスや南アルプスに比べ早い時期に隆起運動を停止したために開析が進行していると説明されたこともあった (池田1990)。その後、1.4 Ma に定置した第四紀滝谷花崗閃緑岩の発見 (Harayama 1992) と、複合する同時期の槍穂高カルデラの傾動の証拠が見出されて (原山1994)、少なくとも 1.4 Ma 以降に水平軸回転を伴う隆起運動があったことが明らかとなった。後立山連峰の鹿島槍ヶ岳一帯にも巨大カルデラ火山が見出されており、1.6 Ma 以降に 90° 近い水平軸回転運動によりカルデラ埋積火山岩層がほぼ垂直の傾斜を示すことが判明している (原山ほか 2003)。

黒部川沿いでは第四紀黒部川花崗岩が高温時変形したことを示す S マイロナイト (面状変形組織) が発見され、滝谷花崗閃緑岩にも S マイロナイトが見出された (原山ほか 2003)。両者ともに南北～北北東-南南西走向の垂直面構造を示し、変形組織の非対称性は東側上昇のセンスを示す。こうしたマイロナイトは黒部川花崗岩、滝谷花崗閃緑岩の岩体西縁部に位置しており、回転領域の西縁が塑性変形しやすい高温岩体中に位置していたことを物語る。以上のデータを基に北アルプス北部の黒部川-後立山連峰と、南部の笠ヶ岳-槍穂高連峰-松本盆地の東西断面に、水平軸回転の隆起モデルを示した (図 2, 図 3)。

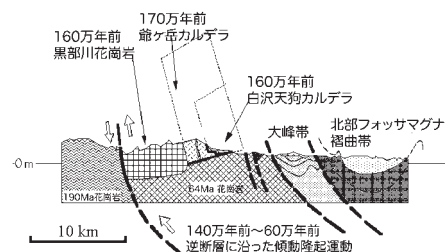


図 2 北アルプス北部の模式断面図

北アルプス北部の後立山連峰では、黒部川花崗岩の冷却途中に水平軸回転が生じ、1.6 Ma 頃まで活動していた巨大カルデラ火山を 0.6 Ma までに約 80° 回転させた。黒部川花崗岩西縁の逆断層はマイロナイト構造を示し、花崗岩体が高温の状態に変形上昇したことを示す。

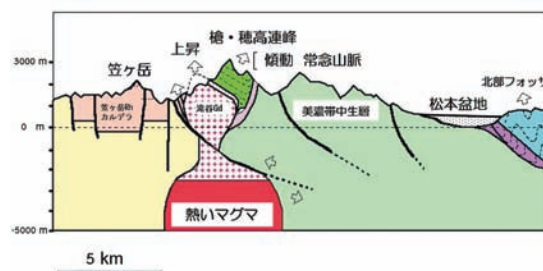


図 3 北アルプス南部の模式断面図

北アルプス南部の槍穂高連峰では、滝谷花崗閃緑岩が定置した 1.4 Ma 直後に水平軸回転が生じており、東に傾斜する逆断層に沿って槍穂高カルデラは上昇回転し、1 Ma 頃までに東に約 20° 傾いた。滝谷花崗閃緑岩もマイロナイト構造を示し、高温時変形したことを示す。

南北水平軸回転運動はいつまで続いたのであろうか？ 黒部川花崗岩西縁部の試料の黒雲母は標高の高低にかかわらず 0.6 Ma に集中することから、現在の位置関係のまま黒雲母閉鎖温度 (300~400°C) を通過しており、回転運動は 0.6 Ma までに完了していた (原山ほか 2010)。最近、同地域の試料中のジルコン U-Pb 年代が 0.8 Ma を示すことが報告され (Ito et al. 2013)、西縁部での回転速度は大きく、700°C を超える高温領域から急速に冷却したことを示している。また滝谷花崗閃緑岩も各種鉱物の K-Ar 年代や FT 年代の熱年代学的解析から、0.9 Ma には現在の位置関係で 330-230°C の領域を通過しており、約 1 Ma には回転隆起が終了したとされている (Harayama et al. 2003)。以上のことから、北アルプス東半部での水平軸回転隆起運動は更新世中期 (0.6 Ma) までに完了し、おそらくそれ以降は侵食量に応じたアイソスタティックな上昇に限定されたと思われる。アイソスタティックな隆起が侵食量とバランスがとれているとすると、北アルプス主稜線の標高は 0.6 Ma 頃までには現在の 3000m 級に達していたのであろう。

引用文献

- Harayama, S. 1992 (Geology 20). 原山1994 (地質学論集 43).
Harayama, S. et al. 2003 (Hutton Symposium V, field Guidebook, Trip A1). 原山ほか 2003 (第四紀研 42). 原山ほか 2010 (地質学雑誌 116 補遺). 池田 1990 (地震 43). Ikeda, Y. et al. 1986 (Bull. Dept. Geogr. Univ. Tokyo, 18). Ito, H. et al. 2013 (Sci. Rep. 3, doi: 10.1038/srep01306). Shimizu, S. et al. 1993 (Tectonophysics, 225). 菅沼ほか 2003 (第四紀研 42).

北アルプスに分布する地すべり地形を対象とした空中写真判読の手法

帝京平成大学
佐藤 剛



1. 地すべり地形分布図を基にした研究

踏査や聞き取りから地すべり地形分布図を作り、地すべりの分布特性を論じる試みは1950年代から始まった。70年代には空中写真判読が本格導入され、地すべり地形が各地に分布することが明らかにされた。80年代には防災科学技術研究所（防災科研）1：50000「地すべり地形分布図」が刊行され始め（大八木ほか1982）、2013年度に日本全国分が調った。地すべり地形分布図は防災上の重要資料として重用されている。

北アルプスを対象とした地すべり地形分布図も作られている。防災科研は1：200000地勢図「富山」・「高山」の範囲を対象とした1：50000地すべり地形分布図（防災LS図）（清水ほか2000）を、佐藤・荻谷（2008）は北アルプス北部を対象とした1：25000地すべり地形学図（北アLS図）をそれぞれ公表した。そして地すべり地形分布図に基づき北アルプスの山地地形発達を検討され、地すべり地形と氷河地形との関係や、地すべり地形と山岳植生との関係も議論されるようになった（佐藤・荻谷2005、Kariya *et al.* 2011、荻谷ほか2013）。

2. 空中写真の判読手法

防災LS図と北アLS図の判読手法を紹介する。地すべり地形は地すべり活動により生じる地形で、種々のタイプがある（Varnes 1958）。防災LS図は「地すべり」、「地すべり性崩壊」、「大規模崩壊」、「大規模地すべり」といった、いわゆる「狭義の地すべり」と「基岩のクリープ」で形成されたものの分布を示している。1：40000モノクロ空中写真を用いて、地すべり地形を成す滑落崖、移動体、内部構造などを判読し、1：50000地形図に表現している（図1-A）。その際、地すべり地形の幅が150 m以上のものの輪郭構造（滑落崖と移動体）は太線で、内部構造（亀裂・低崖・池）は細線で現される。また開析が進んだ地形は破線で示され、古い滑落崖を新しい滑落崖が切る場合は新期の滑落崖を上位に表現することで地形の新旧も表現される。防災LS図の判読

基準と表現法は綿密な検討を経て決められており、日本における同種の研究の規範とされることも多い。一方、北アLS図（図1-B）も地すべり地形の表現法については防災LS図を原則踏襲しているが、若干の相違がある。その基本は、地すべり地形発達研究には2つの視点があるとの考えに基づく。1つは地すべりが山地の地形発達にどのように関わってきたのかを問うもので、他は地すべり地形自身がどのように発達してきたのかを見るものである。前者に関しては、防災LS図が重要な知見をもたらしてきた（地すべり学会東北支部1992）。一方、後者に関して、そもそも防災LS図は当該地域における地すべり地形の分布状況を表すことが主目的であり、地形の内部構造の表現に関しては明瞭で大規模なものや、比較的新しくて再滑動する危険性の高いものに限定されている点に特徴がある。この点に鑑みると、地形発達を詳しく論じるには大縮尺の地すべり地形分布図が有用と考えられる。実際、北アLS図は白馬岳周辺の地形発達を解明するために作成したもので、1：15000と1：40000の空中写真を判読し、判読結果は1：25000地形図に移写した。地すべり地形内部の二次的な地すべり微地形などを詳しく表現した。また、北アLS図は、「地すべり地形分布図」ではなく「地すべり地形学図」とした。地形学図と年代資料とを組み合わせ、地形発達の理解を助けている。北アLS図は、氷食地形や河成段丘面など地すべり地形以外の地形も表現しており、地形層序も議論できる。

3. これからの地すべり地形判読

2000年代に入ると航空レーザー測量に基づく地すべり地形判読が行われるようになった。八木（2003）は、同一地すべり地を対象とした1：10000空中写真判読と航空レーザー測量から作成した地形図（等高線間隔1 m）の読図から、それぞれ地すべり図を作成し、後者では空中写真で読み取れない地すべり性の微地形が明瞭に把握できることを強調した。最近、2011年台風12号による深

層崩壊（大規模地すべり）が注目されたが、崩壊発生前のレーザー測量から崩壊部の最上位に崩壊の前兆現象である低崖や凹地が形成されていたことが明らかにされた（千木良2013）。今後、地形発達論と防災論の両面で航空レーザー測量がますます重用されよう。北アルプス高山帯における岩盤クリープの研究などでの活用が期待される。一方、レーザー測量の実用データが使用可能なのは2000年代以降である。それ以前の地形解析には依然空中写真が必須であり、空中写真判読術の教育・伝承は今後も重要である。

文献

千木良2013（深層崩壊）。

Kariya, Y. *et al.* 2011（Geomorph. 127）。

荏谷ほか2013（地学雑誌122）。

大八木ほか1982（防災科学研究資料69）。

佐藤・荏谷2005（地学雑誌114）。

佐藤・荏谷2008（北部飛騨山脈の地すべり地形学図）。

清水ほか2000（防災科学研究資料200）。

地すべり学会東北支部1992（東北の地すべり・地すべり地形）。

Varnes, D.J. 1978（Landslides: Analysis and Control）。

八木ほか2003（地すべり39）。

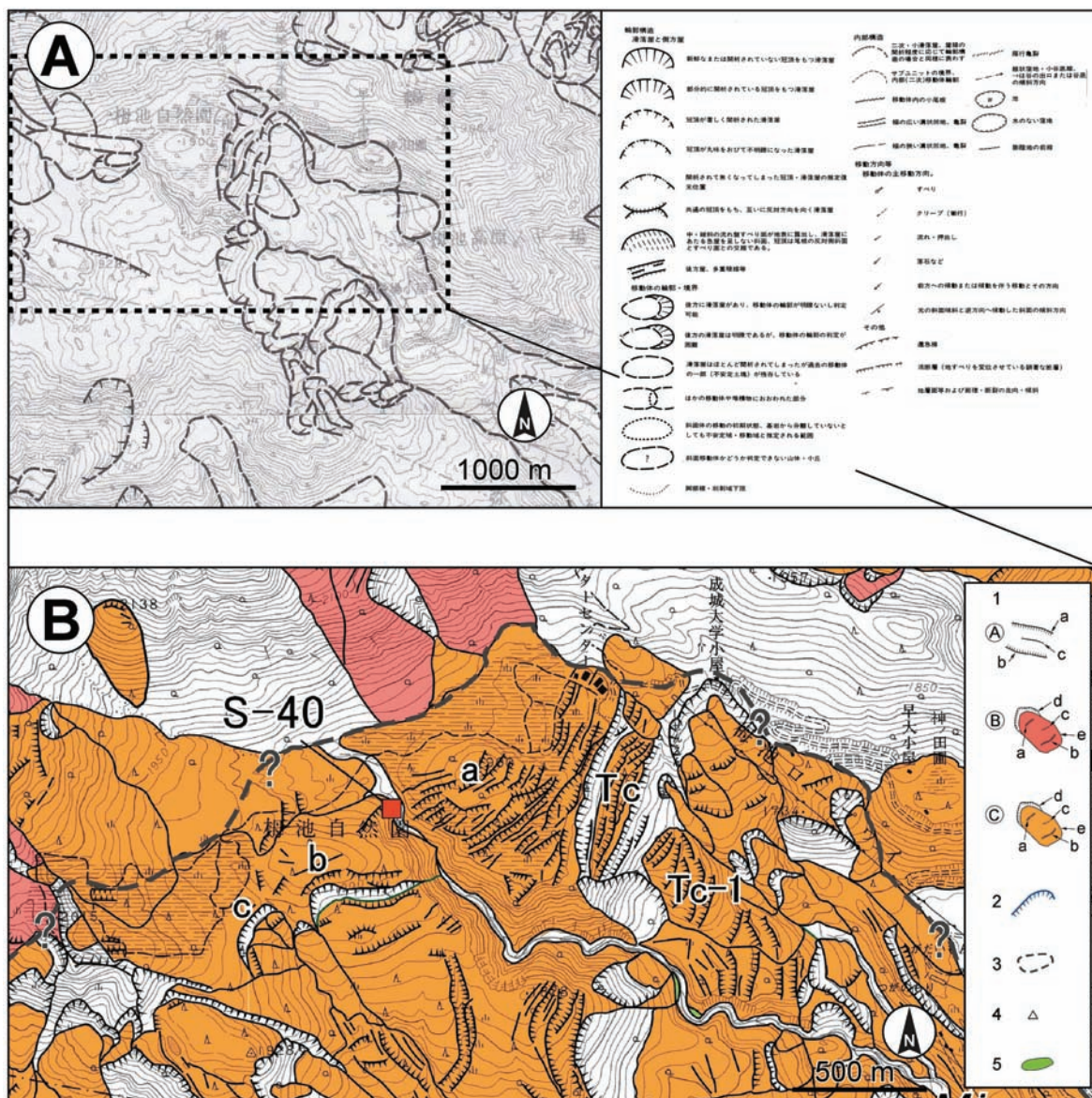


図1 A：防災科研発行 地すべり地形分布図「白馬岳」

B：北部飛騨山脈の地すべり地形学図（1:25000）

1. 地すべり地形（A：タイプA，B：タイプB，

C：タイプC，a：谷向き低崖，b：尾根向き低崖，c：幅の狭い線状凹地，d：滑落崖，e：移動体

2. 圈谷・氷食谷の上端，3. 山頂，国土地理院発行

1：25000地形図「白馬岳」を使用。

日本アルプスにおける大規模地すべりの分布と地形・地質との関係

関東学院大学
齋 藤 仁



1. はじめに

湿潤変動帯に位置する日本列島では、地すべりが頻繁に発生し、これまでに多数の土砂災害を引き起こしてきた。また地すべりは、山地における重要な地形形成プロセスの一つである。特に大規模な地すべりは、影響が流域全体の広範囲に及び、地形形成に与える影響も大きい。このような背景から、地すべりの規模やその空間分布、過去の発生履歴を明らかにし、地すべりの発生を予測する研究が世界各地で行われてきた。日本の山地において、地すべりと地形・地質との関係、またその誘因（降雨、地震、融雪など）との関係が研究されてきた（例えば、町田1984; Sugai et al. 1994; Oguchi 1996; 町田・宮城2001; 千木良2013）。

また近年の GIS（地理情報システム）やリモートセンシングの技術により、日本列島を網羅する地すべりデータ、地形データ（数値標高モデル：DEM）、地質データ、気候データ等が利用可能となってきた。よって、現地で得られたデータを面的に広げ、広域を対象に統一規格で地すべりの数量的解析が可能である。そこで本研究では、地すべりが数多く分布する日本アルプス（図1）を対象に、本プロジェクトの予察的解析として、地すべりの規模－頻度の関係や空間分布を示し、地形・地質・気候との関係を検討した。

2. 手法

対象としたのは、南アルプス（SA, 3742.4 km²）、中央アルプス（CA, 1263.8 km²）、北アルプス（NA, 5124.2 km²）である（図1）。本研究では、地すべり地形分布図（防災科学技術研究所）、基盤地図情報10 m メッシュ標高（国土地理院）、20万分の1 日本シームレス地質図（地質調査総合センター）、気候値メッシュ2010（気象庁）を用いた。地すべり地形については、大規模な地すべり（平面積10⁵ m²以上、図1）を対象とした。

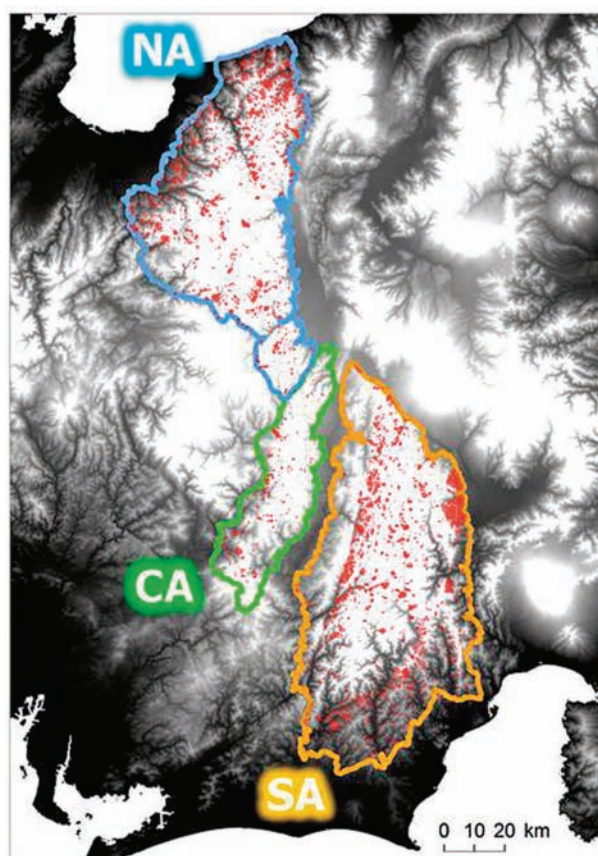


図1 対象地域概要（SA：南アルプス、NA：北アルプス、CA：中央アルプス）と大規模地すべり地形の分布（赤域）

まず DEM を用いて、対象地域を約5000個の小流域（10⁵ m²以上）に分割した。各小流域について、先行研究で用いられてきた基本的な地形量（標高、傾斜、曲率、斜面方位）、地質、気候値（年間降水量、年最大積雪深）、地すべり地形の分布を解析した。解析には、データマイニングの一つである decision-tree model (Saito et al. 2009) を用いた。Decision-tree model は、解析過程が tree 構造（図2）として明示される特徴を持つ。そこで tree 構造から、南アルプス、中央アルプス、北アルプスにおける、地すべり地形の分布と地形・地質、気候との関係を考察した。

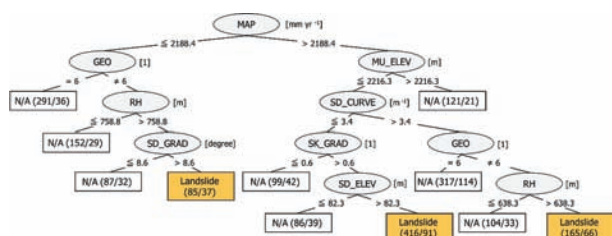


図2 北アルプスにおける大規模地すべり地形 (Landslide) と非地すべり域 (N/A) の分布を分類する decision-tree model (J48アルゴリズム). MAP = 年間降水量, GEO = 地質 (6 = 深成岩類), MU_ELEV = 平均標高, RH = 起伏量, SD_CURVE = 曲率の標準偏差, SD_GRAD = 傾斜の標準偏差, SK_GRAD = 傾斜の歪度, SD_ELEV = 標高の標準偏差.
() 内の数字は, 分類数/誤分類数

3. 結果と考察

南アルプス、中央アルプス、北アルプスにおける地すべり地形の分布面積は、それぞれ10.3 %、4.6 %、11.6 %であった。3つの地域において、地すべりの規模-頻度分布は、ほぼ同様の傾向が見られた。その一方で、地すべり地形の空間分布には偏りがあり、その分布と関連する要因は以下の通りである。

- 南アルプス：地質、平均傾斜（閾値36°）、標高の標準偏差（閾値150 m）が、この順に関連が高い。
- 中央アルプス：曲率の標準偏差、年最大積雪深（閾値51 cm）、または年間降水量（閾値2555 mm）が、この順に関連が高い。
- 北アルプス：年間降水量（閾値2188 mm）、地質または平均標高（閾値2216 m）が、この順に関連が高い（図2）。

これらの地形量や地質に関する条件は、先行研究と調

和的である。その一方で、本研究では decision-tree model による解析により、それらの重要な条件に順位を付けて明示することができた。その結果、地すべり地形の分布と地形量・地質・気候値との関係には、南アルプス、中央アルプス、北アルプスにおいて、それぞれ違いがみられた。この結果は、これら3つの地域において、地すべりの発生条件と、地すべりが山地の地形形成にもたらす影響が異なっていることを示唆している。よってこの結果は、今後の気候変化に伴う地すべりの発生予測や危険度評価にも重要と言える。

本研究では、地すべり地形の分布について広域スケールで予察的解析を行った。しかしながら、地すべりの年代とその誘因の解析、大規模地すべり地形そのものの定量的解析が課題である。よって航空レーザ測量データ等の高解像度 DEM も用いて、本プロジェクトにおけるフィールドワークと年代測定に基づく結果を地域スケールに広げ、地すべりが山地の地形形成に与える影響を検討することが必要である。

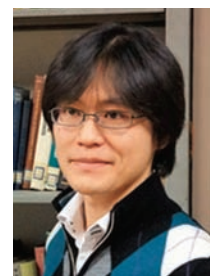
引用文献・謝辞

- Oguchi, T. 1996 (CATENA 26).
Saito, H. *et al.* 2009 (Geomorph. 109).
Sugai, T. *et al.* 1994 (Trans. Jpn. Geomorph. Union 15).
千木良雅弘2013 (深層崩壊).
町田 洋1984 (地形5).
町田 洋・宮城豊彦2001 (日本の地形1).

本研究は科研費基盤研究 (B) 24300321の共同研究によるものである。

地表面露出年代法を用いた大規模地すべりの発生年代の決定

京都大学
松 四 雄 騎



1. はじめに

地表近傍の造岩鉱物中に生成する宇宙線生成核種を用いて、任意の地表面が露出し宇宙線の照射に曝されていた期間（露出年代）あるいは、地表面が削剥され地表近傍の物質が更新される速度（削剥速度）を決定することができる。露出年代の決定では、対象となる地表面が、露出後に削剥や被覆を受けずに保存されている場合に、最も確度の高い年代値を得ることができる。この手法を援用して大規模地すべり¹⁾によって露出した岩盤面や、その際に生産された岩屑を分析対象とすれば、その地すべりの発生年代を推定することができるものと考えられる。

日本の中部山岳地帯には、斜面下方に向かって馬蹄形状に開く削剥地形が多数存在するが、従来氷河に由来すると考えられてきたこうした地形の中には、大規模地すべりに由来するものが混在している可能性がある。大起伏山地の地形発達過程を正しく理解するためには、氷河・周氷河性の地形形成作用と、大規模地すべりなどの降雨や地震を引き金とする地形形成作用とを分別して評価する必要がある。

日本の中部山岳地帯において、宇宙線生成核種によって地表面の露出年代を求めるうえで問題となるのが、積雪による宇宙線の遮蔽効果であるが、近年、積雪層中での中性子減衰の評価法などが改善され（Schildgen *et al.* 2005 ; Zweck *et al.* 2013など）、日本の中部山岳のような豪雪地帯においても適用可能性は高まっている。本研究では、大規模地すべり跡地の疑いのある地形の形成年代を推定して、大起伏山地の地形発達における大規模地すべりの寄与を考察する。年代値については、松四ほか（2013）において予察的に報告したが、現地調査によって積雪深を再評価するとともに、積雪遮蔽の計算方法を更新したため、真値に近づいたと思われる値を再度報告する。

2. 調査地域および方法

対象としたのは、北アルプスの中の2地域である（図1）。一つは、立山北東の内蔵助平に堆積する巨角礫を主とする岩屑と、地質的にその給源とみられる富士ノ折立の東方斜面を対象とした（図1A）。もう一つは、水晶岳西方の斜面において巨大な馬蹄形の滑落崖様の地形を呈し、そこから高天原付近に大量の岩屑が供給されたとみられる地形である（図1B）。これらの地形は、内

蔵助平周辺では花崗閃緑岩、水晶岳周辺では中生代堆積岩および花崗岩からなる。堆積物の岩種に、給源と考えられる斜面の地質と同じものが多量に含まれることは踏査で確認した。

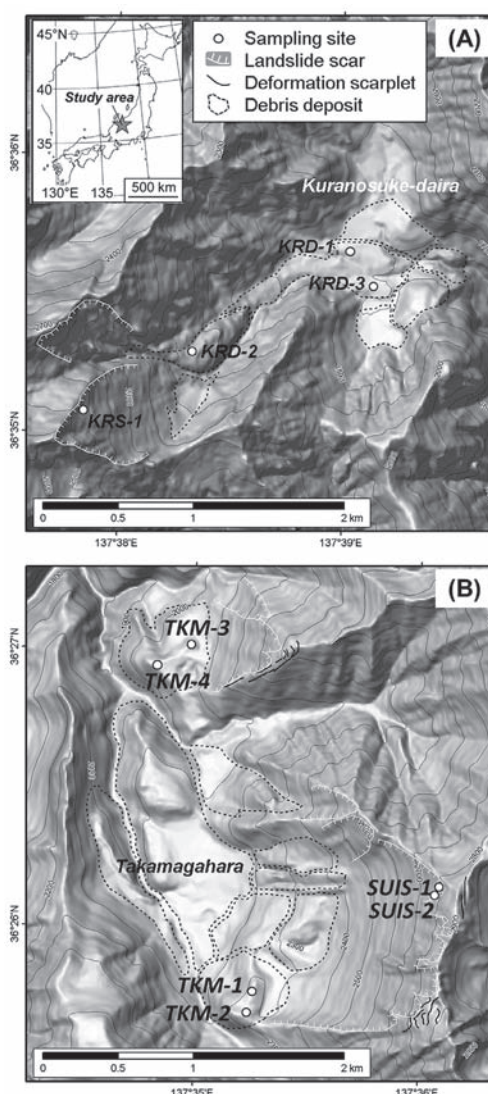


図1 調査地域と試料採取地点

地すべり堆積物である巨礫の頂部あるいは給源である露岩斜面の表面から試料を採取し、化学処理を行って石英を抽出し、その中に含まれる宇宙線生成核種¹⁰Beを加速器質量分析によって定量した。試料採取地点の緯度、高度、周囲の地形および積雪による遮蔽を考慮して¹⁰Beの年間生成率を推定し、試料となった岩石の地表面露出

年代を算出した。

本研究で用いた積雪遮蔽の評価について図2に示す。ここでは、最大積雪深をパラメータとし、積雪期間を11月から5月とした。この積雪期間において、最大積雪深に対するおおよそのファクターを設定して各月での積雪深をモデル化した(図2A)。このとき、計算される核種生成率の低減効果は、最大積雪深の関数として図2Bのように表わされる(積雪中の高速中性子減衰長として 109 g cm^{-2} を用いた; cf., Zweck *et al.* 2013)。試料採取地点における最大積雪深は、冬季の空中写真や、現地での積雪痕跡などから推定した。

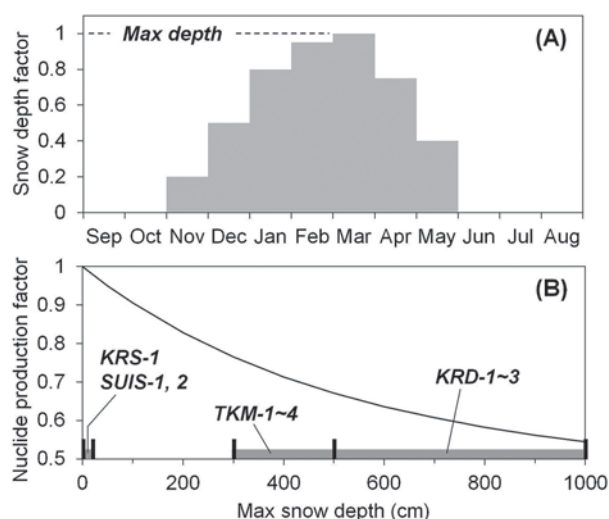


図2 宇宙線生成核種の生成における積雪遮蔽効果のモデリング

3. 結果および考察

得られた核種濃度及び露出年代値を表1に示す。内蔵助平に岩屑を供給したとみられる斜面(KRS-1)の露出年代は1.4-1.8 kaを示した。また内蔵助平における堆積物(KRD-1~3)の露出年代値からは、その後の0.2-0.6 kaにも巨礫の供給があったことが示唆された。すなわち岩屑生産は完新世の環境下で発生したことが明らかとなり、内蔵助平の平坦面は、氷河性堆積物ではなく、完新世の大規模地すべり堆積物に覆われているものと推定された。

水晶岳-高天原付近の調査地では、滑落崖近傍の斜面(SUIS-1, 2)の露出年代は2.0-2.7 kaと推定され、完新世にも地形変化があったことが示唆された。一方、谷底付近に顕著な高まりをなす岩屑丘頂部で得られた露出年代は、20-27ka(TKM-1, 2)および7-10ka(TKM-3, 4)を示し、最終氷期から完新世初頭にかけて、大規模な岩屑生産が発生したことが示唆された。

本研究で対象とした地形は、標高や斜面方位等の立地条件、また斜面の形状からみて、氷河性の地形であるとは考えにくい。北アルプスにおける雪線高度は、地形の影響を強く受ける積雪分布を反映して、斜面ごとに変動すると考えられるものの、大まかには最終氷期の氷河最

大伸長時において2500-2700m付近であったと考えられる。今回年代測定の対象とした地形は、全体が標高が2500mよりも低いか、あるいは標高2500mよりも下方にまで連続的に伸びる急傾斜の岩盤斜面を有し、その縦・横断形状は比較的平滑で、カール氷河に普遍的にみられる強く湾曲した凹型地形を示さない。また高天原は積雪の一般に少ない西向き斜面である。そして岩盤斜面下方には、不規則な流れ山状を呈する堆積物を持つ。堆積物の露出年代は、完新世の値を示すものが多かった。このような一連の地形は、中部山岳の各所に観察することができ、大起伏で長大な急傾斜面の形成には、大規模地すべりによる侵食作用が卓越してきたことを示唆している。

岩石中の宇宙線生成核種は、従来不明とされてきた古期大規模地すべり地形の形成年代の推定において強力な手法として活用できるものと期待できる。今後さらに多くのデータを蓄積することにより、大起伏山地の地形発達において大規模地すべりが及ぼす影響の評価を行っていく予定である。日本の山地地形の形成過程において、氷河による削剥作用と、豪雨あるいは地震を引き金として発生するマスマーブメントの、いずれが主要なプロセスであるか、あるいは時代的な変遷がどのようなものであったかについて、定量的な議論を行っていきたいと考えている。

表1 宇宙線生成核種 ^{10}Be 濃度および暫定露出年代

Sample ID	Nuclide conc. (atoms g ⁻¹)		Production rate (atoms g ⁻¹ yr ⁻¹)		Age range (ka)	
	B.E.	1 S.D.	B.E.	1 S.D.	From	To
KRS-1	39320	3061	24.7	1.6	1.4	1.8
KRD-1	4505	1457	9.4	1.0	0.3	0.6
KRD-2	4108	1476	11.8	1.3	0.2	0.5
KRD-3	4303	1484	9.4	1.0	0.3	0.6
SUIS-1	73074	5153	29.2	1.9	2.3	2.7
SUIS-2	67347	7738	29.7	2.0	2.0	2.6
TKM-1	398711	19945	16.4	1.1	22.4	26.6
TKM-2	355938	21149	16.0	1.1	20.3	24.4
TKM-3	128132	8775	13.6	0.9	8.5	10.4
TKM-4	107717	6656	14.3	1.0	6.9	8.3

注1) 本稿では、過去の大規模なマスマーブメントによって形成された地形を扱う。対象としたマスマーブメントは、堆積物の層相などからみて、大局的には一度に、高速で長距離を移動したものと考えられ、「大規模崩壊」の語が当てはまる可能性が高い。しかし、現時点では過去に発生した移動の際の土塊の動態の詳細が不明であるため、包括的な用語である Landslide の訳語として「地すべり」の語を用いることとする。

引用文献・謝辞

松四ほか2013 (地理学会要旨集100245)。

Schildgen *et al.* 2005 (Geomorph 64)。

Zweck *et al.* 2013 (EPSL 379)。

本研究は科研費基盤研究 (B) 24300321の助成を受けて行われた。

地表面露出年代測定と現地観測による 大規模地すべりの先駆的斜面変形プロセスの解明

筑波大学
西 井 稜 子



1. はじめに

大起伏山地の中～上部斜面には、山体の重力性変形によって形成されたと考えられる高さ数 m、長さ数10 m の小崖地形がしばしば認められ、重力性変形地形と呼ばれている。重力性変形地形は、斜面変形に伴う岩盤内部の亀裂増加を示唆し、さらに現実に発生した崩壊の滑落崖となったケースもあるため、大規模地すべりの前兆地形として認識されている。したがって、重力性変形地形の形成年代を明らかにすることで、大規模地すべりの発生に至るまでの長期的な斜面変形プロセスを復元できる可能性がある。これまで、日本アルプスにおいて重力性変形地形の形成時期が明らかにされた例は、凹地堆積物の¹⁴C年代測定や火山灰の同定による5事例のみである(相馬1991; 目代・千木良2004; 佐藤・荻谷2005; 佐藤ほか2013; 荻谷ほか2013)。それらの年代データは、少なくとも1.3～11ka以前に重力性変形地形が形成されたことを示す。しかし、重力性変形地形の形成プロセス(例えば形成イベントが1回であったか複数回であったかなど)の復元は試みられていない。現状では、重力性変形地形の形成時期を特定できる年代試料が乏しく、さらに、現在、稜線上で目にする重力性変形地形の多くは、測量精度を超えるほど動いていないため観測が困難であり、その形成プロセスについては依然不明な点が多い。本発表では、地表面露出年代測定を用いた重力性変形地形の形成時期の特定と長期的($10^2 \sim 10^3$ yr)な動きの復元について紹介する。また、崩壊前の急速な斜面変形(10^1 yr)については、現地観測データをもとに、気象要素が斜面変形に及ぼす影響を検討する。

2. 年代データに基づく初～中期の斜面変形プロセスの復元

これまでに、北アルプス烏帽子岳、野口五郎岳周辺の5つの重力性変形地形を対象に、その破断面の上部と下部から試料を採取し露出年代測定を実施している(図1)。破断面上部の露出年代値(1)は、0.99～9.1 kaを示すことから、重力性変形地形はいずれも完新世に形成されたと考えられる(図2)。重力性変形地形の形成開始時期とその成長量(高さ)を比較したところ、必ずしも形成開始時期が古いほど、崖の高さが高いという傾向は認められなかった。また、得られた年代値の多くは、崖の上部で古い値を、下部で新しい値を示す傾向があることから、それらの崖は1回のイベントではなく複数回のイベントによって形成されたと考えられる。

最終氷期から完新世の移行期に、降水量が大幅に増加したことがモダンアナログ法による解析結果から示されている(公文ほか2013)。したがって、本調査地の重力性変形の開始には、降水量の増加に伴う急激な河川の下刻や下方斜面の侵食が影響を及ぼしている可能性が高い。ただし、対象とした5つの重力性変形地形は、狭い範囲(約6 kmの稜線上)に分布しているにもかかわらず、形成開始時期は最大8 kyというばらつきが認められた(図2)。斜面の不安定化(変形)は狭い範囲であっても一斉に始まるわけではないことを示唆している。また烏帽子岳周辺における3試料の年代値は、岩盤変形が斜面上部から始まり、その後、変形が斜面下方へ向かって進行したことを示す。大規模地すべり発生前の先駆的斜面変形の進行は、外的要因(豪雨や地震)に加えて、烏帽子岳周辺で示されたように、斜面変形が更なる斜面変形を引き起こすというフィードバック効果によっても促進されている可能性がある。

3. 測量データに基づく後期（崩壊前）の斜面変形プロセス

南アルプスのアレ沢崩壊地では、崩壊地周縁に分布する重力性変形地形を境界に、崩壊地側の岩盤斜面（ $\geq 2.3 \times 10^4 \text{ m}^2$ ）が、急速（崩壊地頂部では 70 cm/a ）に移動している（Nishii and Matsuoka 2012）。現在の急速な動きは、2004年にアレ沢崩壊地の一部で発生した岩盤崩壊に伴う応力解放が主誘因となって引き起こされている。また、地表面移動速度（言い換えると崖の成長速度）は冬に遅く、夏に速いという季節変動を示す。このような岩盤斜面の変動パターンは、地盤の水文環境に大きく依存する。すなわち、融雪～夏期において、岩盤への水の浸透に伴う間隙水圧の上昇により、岩盤すべりが加速していると推定される。一方、冬季は寒冷環境下（気温、地表面温度 $< 0^\circ \text{C}$ ）のため、水が岩盤内部へ浸透せず、動きが遅くなっていると考えられる。アレ沢崩壊地では、重力性変形地形の再活動を引き起こした誘因は下方斜面の侵食（崩壊）であり、再活動中の移動速度を規定しているのは岩盤への水浸透量と考えられる。したがって、高標高地域における不安定斜面の移動速度は、積雪期間の長さや積雪量に大きく制約される可能性が示唆される。

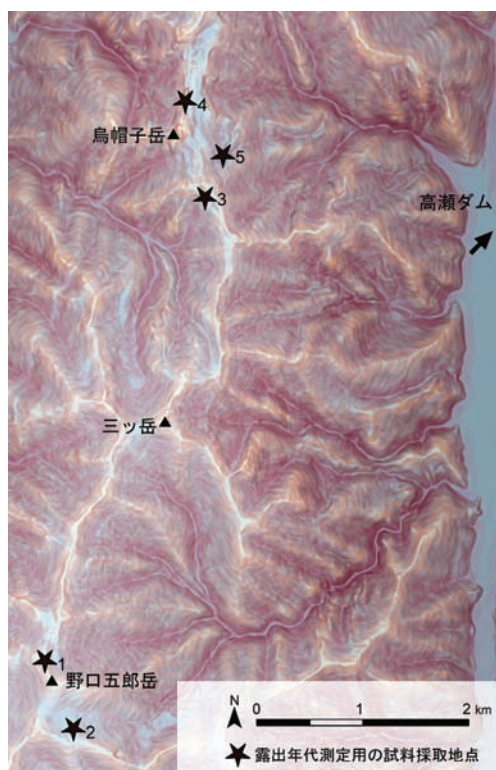


図1 調査地概要と試料採取地点
微地形図は、基盤地図情報10m DEM を利用し、戸田（2012）を参照して作成。

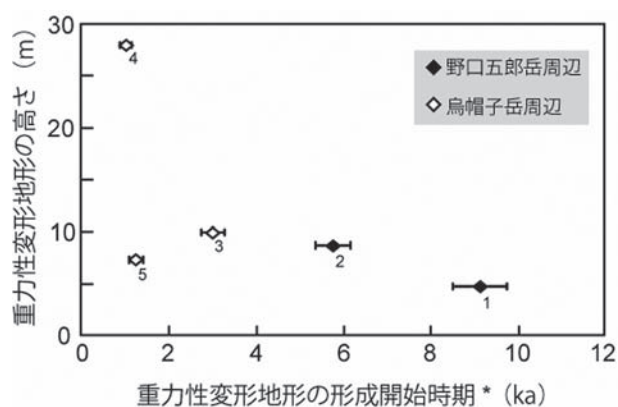


図2 重力性変形地形の形成開始時期と高さの関係
* 破断面上部の露出年代値

注1) 採取地点の核種量が露出時に0とした場合の値。
積雪の被覆効果や原地形面の傾斜効果を考慮していないため、今後モデルの改良により年代値が変わる可能性がある。

謝辞

本研究は、科研費 JSPS24300321・同24700944、国土地理協会平成23年度学術研究助成、平成24年度砂防学会若手研究助成を受けて行われた。また文部科学省特別教育研究費「中部山岳地域の環境変動の解明から環境資源再生をめざす大学間連携事業」の一部を用いた。年代測定試料の採取・分析は松四雄騎博士（京都大）と松崎浩之博士（東京大）、アレ沢崩壊地の現地観測は松岡憲知博士（筑波大）と池田 敦博士（筑波大）の協力で行われた。現地調査では烏帽子小屋、野口五郎小屋、農鳥小屋に便宜を図っていただいた。

引用文献

- 荻谷ほか2013（地学雑誌122）.
- 公文ほか2013（地学雑誌122）.
- 佐藤・荻谷2005（地学雑誌114）.
- 佐藤ほか2013（日本地理学会発表要旨集83）.
- 相馬1991（奈良女文学研究年報35）.
- 戸田2012（砂防学会誌65）.
- 目代・千木良2004（地理評77）.
- Nishii R. and Matsuoka N. 2012（*Earth Surf. Proc. Landf.* 37）.

3月9日(日)開催 山岳雪崩安全啓発講演会「山岳雪崩を知る・考える」のお知らせ

3月9日(日)信州大学松本キャンパスにおいて山岳雪崩安全啓発講演会「山岳雪崩を知る・考える」を開催いたします。

日 時：2014年3月9日(日) 13:00～16:00
場 所：信州大学理学部C棟 2階大会議室(松本市旭3-1-1)
主 催：公益社団法人日本雪氷学会北信越支部
信州大学山岳科学総合研究所

参 加 料：無料

申し込み：不要お気軽にご参加ください。

内 容

「山岳気象観測網と積雪分布の不均一性」鈴木啓助(信州大学山岳科学総合研究所)

「森林は流下する雪崩を止められるか？」竹内由香里(森林総合研究所十日町試験地)

「中部山岳地の雪崩に関連する積雪特性」池田慎二(土木研究所雪崩・地すべり研究センター)

「山岳雪崩死亡事故の傾向」出川あずさ(日本雪崩ネットワーク、公益社団法人日本山岳ガイド協会認定養成指導者)

表紙の写真：崩壊地と氷河地形が隣接する南アルプス間ノ岳

2013年秋に撮影された南アルプス・間ノ岳一中央よりやや右のピークーの東斜面である。ここは日本アルプスの景観を作っている様々な地形プロセス、たとえば氷期の氷河作用や永久凍土のクリープ、現在の凍結風化、表土の移動、崩壊、岩盤の重力変形などをいっぺんに観察できる素晴らしい場所の一つである。

間ノ岳から2つの大きな谷が写真手前に向かって伸びているが、それらの谷の横断形に大きな違いがあることに気づきだろうか。左(アレ沢)はV字谷、右(細沢)はU字谷という対称的な地形が隣接している。細沢では、最終氷期に小さな谷氷河ができ、その結果として、現在、カール、U字谷、モレーンといった氷河地形を確認することができる。一方、アレ沢は、最終氷期にどのような形をしていたかはわかっていないが、現在、源頭部は崩壊によって大きくえぐられている。この崩壊地の周囲では、年間70cm程度の速度で斜面が下方に動いていることが精密な測量で確認された。現在進行形の山の地形変化のひとつを知ることができるのである。(写真は荻谷愛彦撮影)

筑波大学 西井 稜子

研究所 行事日誌(2014年3月)

3月9日(日) 山岳雪崩安全啓発講演会「山岳雪崩を知る・考える」
13:00～16:00 信州大学理学部C棟 2F大会議室
入場無料・申し込み不要

3月20日(木) 2013年度山岳科学総合研究所研究報告会
9:00～17:00 信州大学理学部C棟 2F大会議室
入場無料・申し込み不要

山岳科学総合研究所ニュースレター 第41号

発行日：2014年3月4日

発行責任者：鈴木啓助

編集・発行：信州大学山岳科学総合研究所 情報企画チーム

〒390-8621 長野県松本市旭3-1-1

TEL:0263-37-2342 FAX:0263-37-2438

E-mail: suims@shinshu-u.ac.jp



掲載されている内容全ての無断転載を禁じます。著作権は著者及び信州大学山岳科学総合研究所に帰属します。