

多摩川上流域の山地斜面における深層崩壊に 関する地形・地質学的研究

2014年

苅谷 愛彦
専修大学文学部 教授

共同研究者：佐藤 剛 帝京平成大学現代ライフ学部 准教授
共同研究者：目代 邦康 自然保護助成基金 主任研究員
共同研究者：清水 長正 駒澤大学文学部 非常勤講師

多摩川上流域の山地斜面における深層崩壊に関する地形・地質学的研究

(要旨)

堆積岩山地では深層崩壊（大規模崩壊）や、その準備過程としての山体（岩盤）重力変形がしばしば生じる。多摩川上流地域にも広く堆積岩が分布するが、深層崩壊や山体重力変形に関する研究はほとんどなかった。本研究は空中写真判読（地形分類）、GIS解析、野外地形地質調査、テフクロロジー、¹⁴C編年等を統合した地形学・地質学的手法により、多摩川上流地域の深層崩壊と山体重力変形の実態を解明したものである。

全般に山体重力変形と斜面崩壊は多摩川上流地域の北東向き斜面でよく発現し、しばしば座屈変形やトップリングを伴うことが判明した。特に、奥多摩町倉戸山、小菅村三頭山、丹波山村保之瀬天平などに典型例が認められた。深層崩壊は日原川支流のタル沢や小菅川支流の玉川などに限定されるが、多摩川上流地域でも大規模な斜面物質移動が過去に生じたことが確認された。これらの深層崩壊や山体重力変形の形成時期は依然不明な点も多いが、保之瀬天平では9.5万年以前、倉戸山では1万年以前に、すでに山体重力変形性の線状凹地が形成されていた。一方、玉川の深層崩壊は鎌倉時代以前に生じ、河道の堰き止めを引き起こした。

目 次

1. はじめに
 - 1.1 研究史
 - 1.2 問題の背景・研究目的
 - 1.3 用語の定義

2. 調査地域
 - 2.1 地形・地質
 - 2.2 気候
 - 2.3 集中調査地点

3. 方法
 - 3.1 室内調査
 - 3.2 野外調査

4. 結果と考察
 - 4.1 崩壊地および山体重力変形地形の分布（概況）
 - 4.2 真名井沢右岸
 - 4.3 峰入川谷右岸
 - 4.4 タル沢左岸
 - 4.5 水根沢右岸
 - 4.6 峰谷川下流部右岸
 - 4.7 後山川下流部右岸（保之瀬天平）
 - 4.8 玉川左岸（池ノ平）

5. まとめ

謝辞

参考文献

1. はじめに

1.1 研究史

山地の尾根上やその側面では、尾根の走向と平行する低い崖に画された凹地が生じることがある。これは線状凹地や船窪とよばれ、古くから注目されてきた山地地形である。多摩川上流地域の山地にも線状凹地が随所に認められる。線状凹地は凍結融解作用などで形成されると考えられた時代もあるが、多くの場合、山体重力変形や深層崩壊（大規模崩壊）に関係した地形との認識が現在は一般的である（千木良 2013）。

山体重力変形や深層崩壊に関する研究は、奥羽山地（八木 1993 など）や飛驒山脈（清水ほか 1980；西井 2007；佐藤・苅谷 2014 など）、赤石山脈（松岡 1985；Chigira 1992；目代・千木良 2004；徳嶺・久田 2009 など）、美濃山地（小嶋ほか 2013 など）、和泉山地（横山 1995 など）、四国山地（加藤・千木良 2009 など）など全国的に展開されてきた。この結果、山体重力変形や深層崩壊、線状凹地の形成は付加体堆積岩類およびそれらを母岩とする変成岩類からなる中・大起伏山地のうち、特定の地質構造をもった斜面で卓越しやすいことが明らかになってきた（Chigira 1992；地すべりに関する地形地質用語委員会編 2004）。また地質条件に加え、崩壊発生前の斜面傾斜や気候条件が重要であることも指摘されるようになった。さらに、年代資料（テフラ、¹⁴C 年代、古文書など）に基づく編年研究もなされ、山体重力変形や線状凹地がいつごろから発達してきたのかや、深層崩壊がいつ発生したのかが論じられるようになった（水落, 1992；八木 1993；目代・千木良 2004 など）。

これとは別に、最近では山体重力変形や線状凹地の発達は深層崩壊の予兆現象であるとの認識が浸透してきている。実際、2012 年台風 12 号により多数の深層崩壊が生じた紀伊半島では、空中写真やレーザ・プロファイラ・データの時系列比較に基づき、深層崩壊発生前の斜面に山体重力変形や線状凹地が広く認められたことが指摘されている（千木良 2013）。山体重力変形や線状凹地を事前に検出できれば、深層崩壊の潜在発生斜面をあらかじめ把握できるのではないかと注目されている。

1.2 問題の背景・研究目的

多摩川上流地域は、付加体である秩父帯・四万十帯の堆積岩類が分布し、急峻な山地が卓越する（岩田・野上 2001）。当地域の堆積岩類の一般走向と傾斜は、おおむね北西－南東かつ北東である。このような地質条件下では、北東向き斜面を中心に山体重力変形や線状凹地の発達、深層崩壊の発生に適した流れ盤斜面が生じやすいと考えられる。しかし多摩川上流地域における山体重力変形や線状凹地、深層崩壊に関する研究は地形学図の提示（清水ほか 2004）を除いてほとんどなかったため、それらの実態は不明であった。多摩川上流地域における山地の解体過程や流域防災を論じるうえで、山体重力変形や線状凹地、深層崩壊に関する地形・地質学的精査と資料の蓄積は不可欠である。

本研究では、多摩川上流地域を対象に空中写真判読や GIS による地形解析、現地踏査、掘削調査などを行い、山体重力変形や線状凹地の地形・地質的特徴の記載、山体重力変形の発達履歴の解明および深層崩壊の発生時期の特定をめざした。

なお、本研究の成果については学会発表や出版物を通じて一部をすでに公表したが、未発表のデータも少なくない。未発表データを速やかに公表すべく準備中である。こうした事情から、本報告書では発表済みの研究成果はできるかぎりその引用をもって代え、未発表の成果については主要部分を記述する。

1.3 用語の定義

本研究では、以下のように用語を定義した。

a) 山体重力変形

地表付近において、岩盤が連続したすべり面を伴わずに長時間をかけ、自重により徐々に変形破壊する現象をさす。この現象が生じている斜面では、周囲の非重力変形斜面と比較して谷の発達の乏しい「のっぺり」した地表形状や凸型縦断面型、凹地や低崖の発達がみられる。一般に、周囲の非重力変形斜面との輪郭は不明確である。この現象による地形を山体重力変形地形とする。

b) 崩壊

斜面構成物質が斜面下方へ塊の状態で移動する現象をさす。崩壊で形成された滑落崖や移動体を含めた一連の地形を崩壊地、崩壊で移動・定置した物質を崩壊堆積物とする。ただし土石流や土壌クリープを含めない。崩壊堆積物の体積が 10^6 m^3 以上のものを深層崩壊とする（町田 1984；藤田 2004 など）。深層崩壊では、明瞭な滑落崖やマウンド状の低丘（ハンモック）といった特有の地形が形成されやすい。

c) 線状凹地

山体重力変形により稜線や谷壁に形成された凹地をさす。斜面傾斜と逆傾斜する斜面（counter slope）や低崖（uphill-facing scarp）を伴うことも多い。

2. 調査地域

2.1 地形・地質

研究対象地域は、青梅市軍畑と、あきる野市戸倉を結んだ直線よりも西側の多摩川流域とした（図 1）。ただし、笠取山周辺の花崗閃緑岩分布域は対象地域に含まれない。

研究対象地域では全般に西ほど標高が高い。特に、大菩薩嶺付近と、雲取山・飛竜山付近の標高は 1800～2000 m 程度で、多摩川流域でも最高標高域の山岳が展開する。これ以东で山頂高度は減じ、川乗山や大岳山付近で 1300 m 前後となる。研究対象地域全体を通じて、主たる尾根には定高性が認められる。一方、山地内河川の谷底と周囲の尾根との比

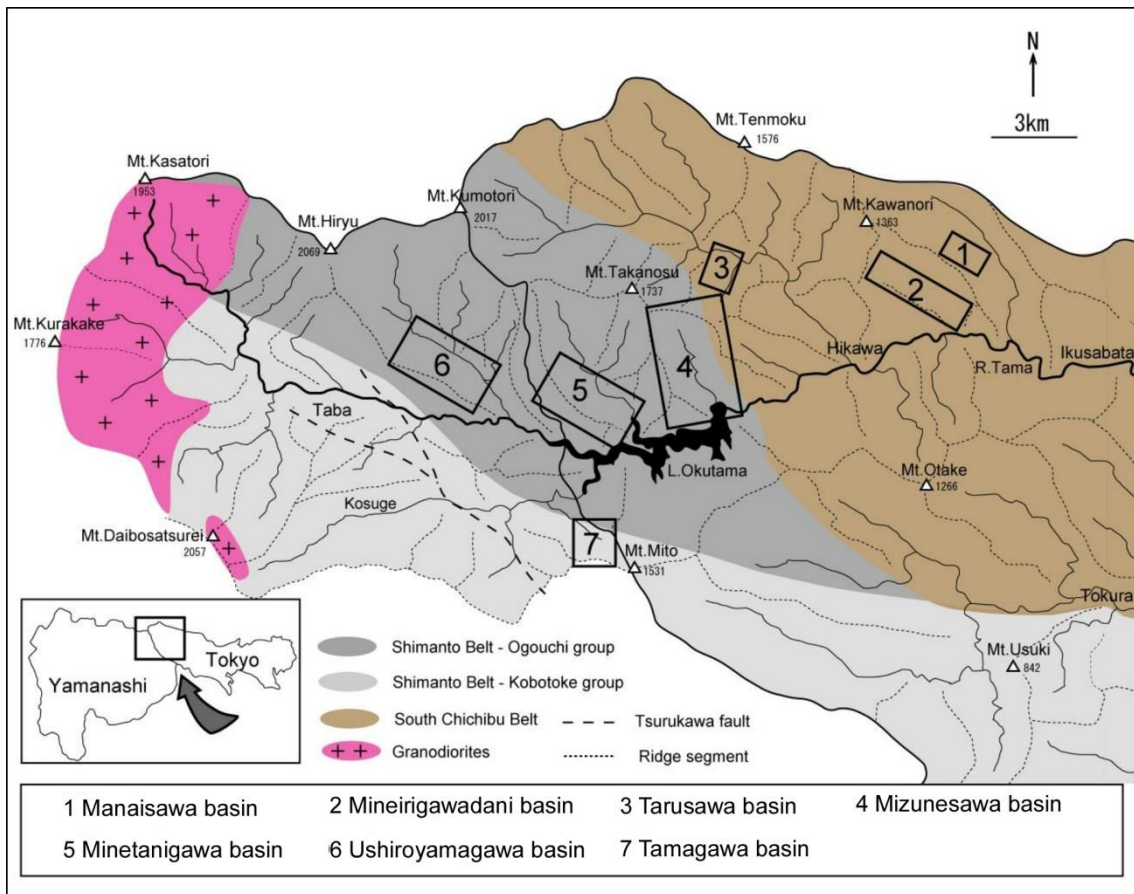


図 1 研究対象地域の範囲と地質の概要。図中の枠は、集中調査地点。

高（起伏）は大菩薩嶺付近で小さく、それ以東で大きくなる。また多摩川本流や一部の支流に沿って河成段丘面が識別される。特に、奥多摩町氷川より下流では数面の河成面が発達し、それらの一部は最終氷期の堆積段丘面として武蔵野台地まで追跡できる。

研究対象地域の地質は大部分が堆積岩類からなるが、西方に深成岩（新第三紀花崗閃緑岩）も分布する（図 1）。堆積岩類は白亜紀四万十帯小河内層群と小仏層群、ジュラ紀中期～白亜紀前期の秩父帯南帯からなる。小河内層群は奥多摩町境付近より丹波山村丹波付近まで、秩父帯南帯は奥多摩町境付近より青梅市青梅まで、小仏層群は丹波山村丹波とあきる野市戸倉を結んだ線の南側に分布する。このうち小河内層群と秩父帯南帯を仏像構造線が、小河内層群・秩父帯南帯と小仏層群を五日市一川上構造線がそれぞれ境する（酒井 1987）。小河内層群と秩父帯南帯は、それぞれ北西－南東の一般走向を持ち、背斜軸と向斜軸が同じ走向である。また北東に 60° ～ 80° で傾斜する。小仏層群は西北西－東南東の一般走向を示す。同層群も背斜軸と向斜軸が同じ走向である。北北東に 60° ～ 80° で傾くことが多い。花崗閃緑岩と堆積岩類との接触部はホルンフェルスとなっている。丹波山村丹波から小菅村にかけて、北西－南東方向に走る鶴川断層破碎帯が存在する。

2.2 気候

調査地域は山地帯（一部は亜高山帯）に属する。冷涼気候が卓越する。奥多摩湖畔の小河内 AMeDAS 観測点（標高 530 m）における年平均気温は約 12°C 、年平均降水量は約 1600 mm である（統計期間 1981～2010 年）。

2.3 集中調査地点

調査対象地域のうち、山体重力変形や線状凹地、深層崩壊が顕著な次の 7 地点では、特に高密度な調査を行った（図 1）。すなわち、①真名井沢右岸、②峰入川右岸、③タル沢左岸、④水根沢右岸、⑤峰谷川下流部右岸、⑥後山川下流部右岸（保之瀬天平）、⑦玉川左岸（池ノ平）である。

3. 方 法

3.1 室内調査

3.1.1 地形図の読図

国土地理院発行 2 万 5 千分の 1 地形図（研究対象地域とその周辺の諸図幅）および地理院地図（電子国土 web）を用いて等高線図の読図を行い、主に山体重力変形地形や崩壊地（表層崩壊を除く）、線状凹地・低崖を抽出した。地理院地図についてはレーザ・プロファイラ測量に基づく色別標高図機能も活用した。読図では既往研究（清水ほか 2004；苅谷ほ

か 2013 ; 佐藤・荻谷 2014 など) における山体重力変形地形や崩壊地の判読基準を参考にした。

3.1.2 地形学図の作成

空中写真判読(国土地理院 1969 年撮影 KT-69-9Y・同 1972 年撮影 CB-72-12Y)と地形・地質踏査の結果を総合して、主に山体重力変形、崩壊地(表層崩壊を除く)および線状凹地・低崖を抽出した。判読にあたり、既往研究(清水ほか 2004 ; 荻谷ほか 2013 ; 佐藤・荻谷 2014 など)における山体重力変形地形や崩壊地の基準を参考にした。判読結果は国土地理院発行 2 万 5 千分の 1 地形図に記入し、地形学図を作成した(図 2)。判読結果は、再び現地踏査を行い照合するように心がけた。なお、本報告書では紙面の都合により地形学図の概略のみを示す。詳細は別の機会に公表する。

3.1.3 編年

1) ^{14}C 年代

崩壊堆積物や線状凹地の埋積物から木片や埋没腐植土層を見いだした際には、編年用にそれらを適宜採取した。試料の ^{14}C 年代測定(加速器質量分析法)は加速器分析研究所に委託した。 ^{14}C の半減期は 5568 年とし、得られた ^{14}C 年代に $\delta^{13}\text{C}$ 分別補正を施して暦年較正を行った。較正には OxCal4.1 (Bronk Ramsey *et al.* 2001) と IntCal09 (Reimer *et al.* 2009) を用いた。年代の起点は AD1950 とした。

2) テフクロノロジー

線状凹地では埋積物を深度方向へ定間隔採取し、各試料を室内処理してテフラ粒の検出を試みた。検出されたテフラ粒は専修大学で顕微鏡観察を行い、岩石記載を進めた。また火山ガラス・斑晶鉱物の物理化学的分析を古澤地質事務所に委託した。火山ガラスと斜方輝石、普通角閃石については同所の温度変化型屈折率測定装置により屈折率を測定した。火山ガラスについては同所のエネルギー分散型 X 線マイクロアナライザ (HITACHI EDX S3000H・HORIBA EX250) により主成分化学組成を測定した。主成分の補正計算は ZAF 法に依拠した。

3.1.4 その他

崩壊発生時の古環境を推定するために、崩壊堆積物に含まれる木片を採取し、それらの樹種を顕微鏡観察に基づき同定した。樹種同定はパレオラボに委託した。

3.2 野外調査

3.2.1 地形・地質踏査

線状凹地と深層崩壊地で地形断面の簡易測量を行った。

地質については、主に山体重力変形の内部構造を把握するために基盤岩の層理面・劈開

面の走向・傾斜を計測し、開口割れ目やバックリング、トップリングの有無も観察した。また崩壊堆積物の露頭では岩相や変形・堆積構造を記載した。一部の調査地点では大縮尺地質図を自作した。

3.2.2 掘削調査

一部の線状凹地と、深層崩壊による堰き止め性の湖沼・氾濫原跡でピット掘削やトレンチ掘削を行った。またエンジン・ボーリング掘削も行った。

3.2.3 その他

小菅村では深層崩壊に関する地域伝承について、住民の協力を得て聞き取り調査を行った。また地形判読結果の照合や地形撮影のために、セスナ機に搭乗して斜め空中写真撮影を行った。

4. 結果と考察

4.1 崩壊地および山体重力変形地形の分布（概況）

研究対象地域では 113 地点の崩壊地が判別された（図 2）。崩壊地の分布には明瞭な偏在性が認められた。図 3 は、各崩壊地の最高点（滑落崖の最高標高点）と最低点（崩壊堆積物の末端）とを結んだ直線を崩壊地の発達方位とし、その 10 度ごとの出現頻度分布を示したものである。崩壊地は北向き～東向きの斜面によく発現し、全体の約 70%が集中する。特に、東北東向き斜面に総数の約 12%が集中する。

山体重力変形地形は 53 地点で確認された。崩壊地と同様に、山体重力変形地形の分布にも偏在性が認められた。崩壊地と同じ手順で山体重力変形地形の出現斜面方位を解析したところ、北北東向き～東向きの斜面で発現頻度が高く、全体の約 65%が集中することが判明した。特に、東北東向き斜面には総数の約 15%が集中する。

崩壊地と山体重力変形地形は出現する領域がほぼ重複しており、山体重力変形が進行するとやがて崩壊に発展するという、一連の地形発達過程が存在することが示唆される。また研究対象地域の尾根は北西～南東方向に伸びるものが多く、崩壊地や山体重力変形地形はそれらの稜線の北東側斜面で多発していることが確かめられた。研究対象地域の全般的な地質構造（上述）を考慮すると、既往研究で指摘されたように研究対象地域の北東向き斜面は流れ盤の条件下におかれる確率が高く、山体重力変形や崩壊が発生しやすいものと考えられる。

4.2 真名井沢右岸

4.2.1 概況

真名井沢は多摩川左支大丹波川水系に属し、奥多摩町大丹波付近で大丹波川に合流する。

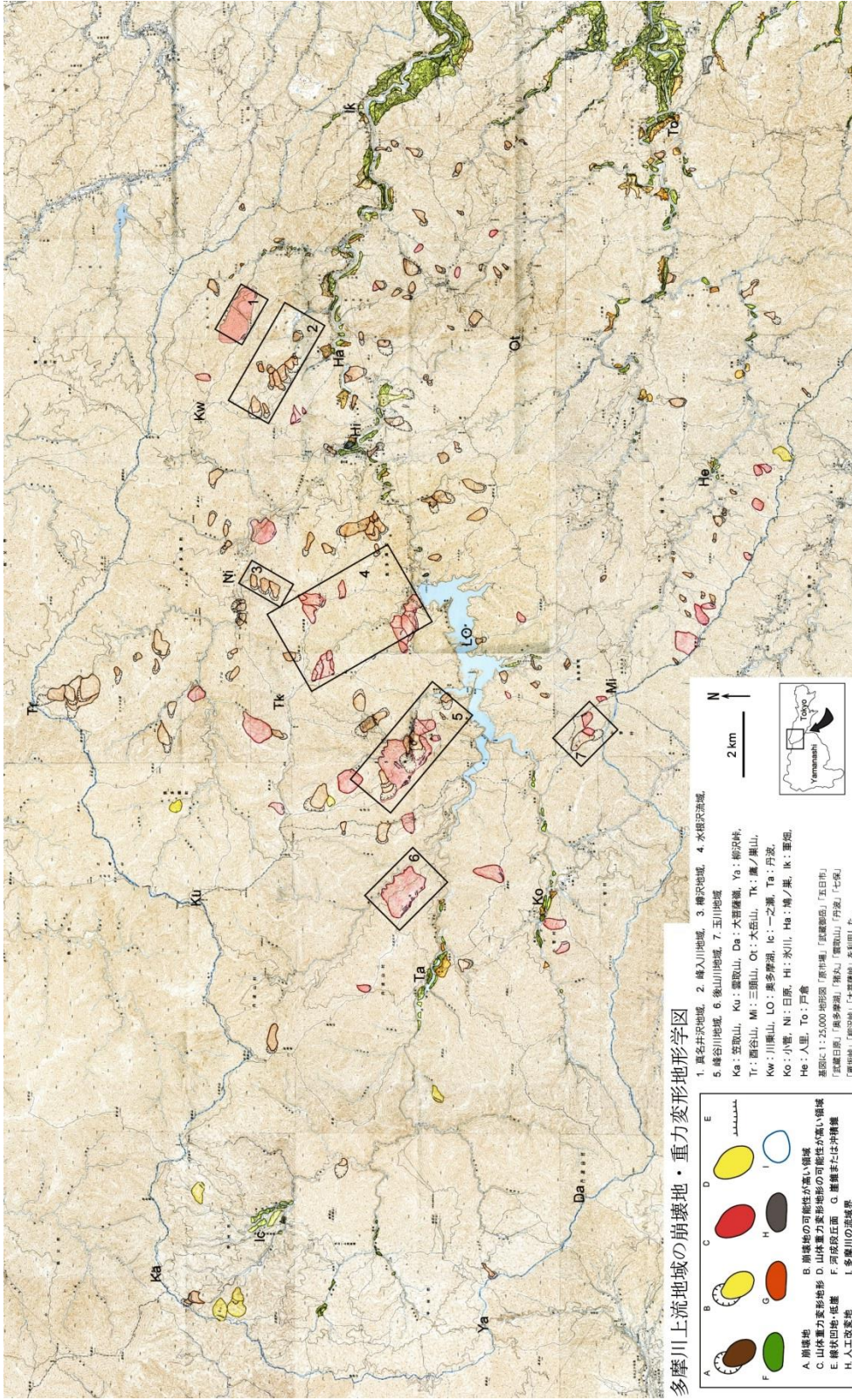


図 2 研究対象地域における崩壊地, 山体重力変形地形および線状凹地の分布

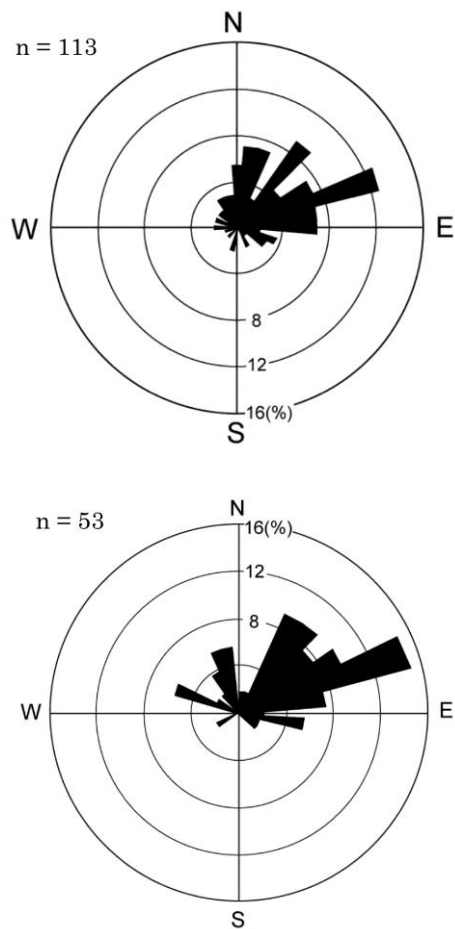


図3 研究対象地域全域における崩壊地の発達斜面方位（上）と山体重力変形地形の発達斜面方位（下）

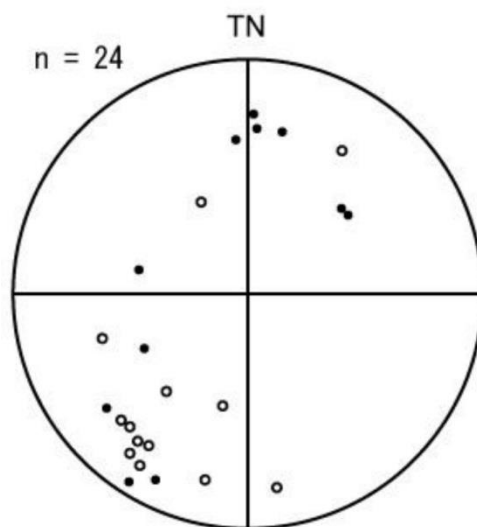


図4 真名井沢右岸における基盤岩層理面の走向・傾斜を示すシュミットネット下半球投影図。○は非山体重力変形域，●は山体重力変形域の測定値を示す。

流域は赤久奈山（924 m）やエビ小屋山（1147 m）などのピークと、それらを結ぶ尾根に囲まれる。真名井沢の谷底と周囲の尾根との最大比高は約 500 m で、真名井沢主谷の流向と流域の長軸方向はいずれも西北西－東南東である。真名井沢右岸谷壁の傾斜はやや緩く、左岸谷壁はやや急である。地質は秩父帯南帯川井層（含礫泥岩，砂岩泥岩互層）からなる。

4.2.2 地形判読

真名井沢流域では右岸の 2 地点において、線状凹地と谷向き低崖を随伴する顕著な山体重力変形地形が確認された。特に、赤久奈山の北西に連なる桃ノ木平とよばれる尾根付近には、数条の明瞭な線状凹地が認められた。

4.2.3 地質

真名井沢流域の 24 地点において、層理面の走向・傾斜を測定し、その結果をシュミット・ネットに投影した。この結果、層理面の走向・傾斜は 2 つのグループに大別された（図 4）。すなわち、走向・傾斜が N50°～70°W・北東 60°～80°を示すグループと、N40°W～N85°E・南西 50°～65°を示すグループである。前者は節理の少ない堅固な基盤岩の斜面（非山体重力変形域）で主にみいだされたのに対し、後者は線状凹地や低崖が形成されている谷壁の下方（山体重力変形域）で得られた。前者が示す層理面の走向は、線状凹地や、真名井沢両岸の流域界をなす尾根の走向とよく合致する。

山体重力変形地形の内外に存在する数地点で岩盤の変形状況を観察した。この結果、砂岩や泥岩では層理面に沿って開口割れ目が発達し、一部の岩盤がトップリングしている状況が確認された。特に、2 つの山体重力変形域のうち桃ノ木平北側下方のものは基盤岩が極度に破碎しており、有効な測定値が得られないほどであった。

4.3 峰入川谷右岸

4.3.1 概況

峰入川谷は多摩川左支の 1 つで、奥多摩町古里附付近で多摩川に合流する。流域は川乗山（川苔山）南東を占め、曲ヶ谷北峰（約 1320 m）やコブタカ山（約 1110 m）、エビ小屋山などのピークとそれらを結ぶ尾根に囲まれる。峰入川谷の谷底と周囲の尾根との最大比高は約 550 m で、峰入川谷主谷の主流向と流域の長軸はいずれも北西－南東方向である。峰入川谷右岸谷壁の傾斜はやや緩く、左岸谷壁はやや急である。地質は秩父帯南帯海沢層（砂岩，砂岩泥岩互層）と秩父帯南帯川井層（含礫泥岩，砂岩泥岩互層，砂岩）が多くを占め、チャートと石灰岩も挟在される（酒井 1987）。

4.3.2 地形判読

峰入川谷では右岸に 7 地点、左岸に 1 地点の崩壊地が確認された。いずれも移動体の輪

郭は明瞭である。これらのうち、最大規模の移動体（峰入川谷右岸最上流部）は縦断長が約 525 m、横断幅は約 300 m である。峰入川谷は全般に幅の狭い谷底をなすが、移動体の下端が河床まで達した地点では、それより上流側の河床幅がやや広くなっており、堰き止め効果が働いていることが示唆される。山体重力変形地形は本流域では確認されなかった。

4.3.3 地質

峰入川谷右岸の 16 地点において、非山体重力変形域の基盤岩類を対象として層理面の走向・傾斜を測定し、その結果をシュミット・ネットに投影した。この結果、走向・傾斜はおおむね N30°~60°W・北東 50°~80°であった。地層の走向は峰入川谷右岸の尾根（通称 杉ノ尾根）の走向とほぼ一致する。

最上流部の崩壊移動体先端部では、崩壊堆積物とこれを不整合に覆う土石流堆積物が露頭で確認された。崩壊堆積物に含まれる未炭化木片 2 点の ¹⁴C 年代を測定した結果、約 12 cal ka BP と約 10 cal ka BP を得た。同地の崩壊は完新世初頭に発生したことが判明した。

4.4 タル沢左岸

4.4.1 概況

タル沢は多摩川左支日原川水系に属し、奥多摩町日原付近で日原川に合流する。その流域は六ッ石山（1479 m）、将門馬場（1455 m）、狩倉山（1452 m）などのピークと、それらを結ぶ尾根に囲まれる。タル沢の谷底と周辺の尾根との最大比高は約 500 m で、主谷の主流向と流域の長軸は、いずれも北北東-南南西方向を示す。タル沢では左岸谷壁がやや緩く、右岸谷壁がやや急である。地質は秩父帯付加コンプレックス南帯浦山層群御前山ユニット（混在岩、砂岩頁岩互層の破碎相）からなり、巨大な石灰岩岩体を含む。砂岩・チャート・玄武岩類も伴う（久田ほか 2003；原ほか 2010）。

4.4.2 地形判読

タル沢中流の左岸に山体重力変形地形と崩壊地が存在する。重力変形地形は中流左岸の支谷である右股沢（日原川合流点より約 1 km 上流）に 2 地点みられ、それらの上方斜面に谷向き低崖が形成されている。崩壊地は右股沢のすぐ下流から日原川合流点に至るまで、左岸谷壁にほぼ連続して 3 地点形成されている。いずれも規模が大きく、それらの移動体の縦断長は約 450 m 前後、横断幅は約 270~460 m に及ぶ。

タル沢では 2001 年 9 月の台風 15 号豪雨により、崩壊と土石流がほぼ同時発生した（小岩 2004）。小岩（2004）によれば、右股沢上部において標高 1000 m 付近の斜面上端で崩壊が発生し、崩壊物質は谷底に達して土石流へ転化した。日原川合流点まで流下した土石流は日原川出合に堆積し、日原川を一時堰き止めた。この土砂流出によりタル沢は平均幅約 30 m、延長約 1000 m にわたり荒廃地化し、ワサビ田群はほぼ完全に侵食・破壊された。

4.4.3 地質

タル沢と、その西側の分水界（通称 タル沢尾根）を挟んで西に接するカラ沢の双方を対象に、基盤岩の層理面の走向・傾斜を測定し、岩相記載を進めた。その結果、基盤岩の走向・傾斜は $N20^{\circ}\sim 57^{\circ}W$ ・南西 $25^{\circ}\sim 70^{\circ}$ であった。タル沢本流では石灰岩のやや大きな岩体が1つ、小岩体が4つ確認された。

一方、これとは別に右股沢付近において2001年に大規模崩壊が生じた地質的背景を探る目的で詳しい地質調査を行った。この結果、右股沢崩壊地には7層の地層が露出することが判明した。それらは、①黒色頁岩、②混在岩、③砂岩、および④石灰岩の小岩体からなり、いずれも崩壊地の近傍では開口割れ目や劈開面の発達を確認された。また、すべり面と推定されるスラブ状岩盤には多数の条痕が残っていた。右股沢崩壊地では基盤岩が局部的にトッピングしており、このことが崩壊の素因となった可能性がある。

2001年台風15号による土石流堆積物は現在までに相当侵食されているが、日原川合流点付近や、右股沢とタル沢の合流点付近に狭小な段丘状地形を形成して残っていることが新たに判明した。

4.5 水根沢右岸

4.5.1 概況

水根沢は多摩川左支の1つで、小河内ダム直下で多摩川に合流する。その流域は倉戸山（1169 m）、水根山（1620 m）および六ッ石山（1479 m）などのピークと、それらを結ぶ尾根に囲まれる（図5）。水根沢の谷底と周囲の尾根との最大比高は約600 mで、水根沢主谷の主流向と流域の長軸は、いずれも北北西－南南東方向である。右岸谷壁の傾斜はやや緩く、左岸谷壁はやや急である。地質は白亜紀小河内層群（千枚岩質泥岩・砂岩泥岩互層）が卓越し、塩基性火山岩と石英閃緑岩が狭小に分布する（酒井1987；図6）。秩父帯と四万十帯の境界をなす仏像構造線が六ッ石山の東側を北北西－南南東に伸びる。

4.5.2 地形判読

水根沢流域では、山体重力変形地形が右岸に2地点認められた。また水根沢流域の北側に接するタル沢源頭に山体重力変形地形が1地点確認され、その一部は水根沢流域に含まれている。崩壊地は北に接する鷹ノ巣沢の源頭に1地点確認されたが、水根沢流域では判別されなかった（表層崩壊は一部に発達する）。線状凹地は水根山の南や六ッ石山の北（一部はタル沢流域）、倉戸山の東において、それぞれ尾根上に分布する。水根山と六ッ石山では凹地は1条で二重稜線をなすが、倉戸山では凹地が2条平行して多重山稜をなす。いずれの線状凹地も全長450 m以下で、周囲の斜面と凹地底との比高は10 m以下である。

線状凹地がまとまって分布する尾根の下方では、水根沢右岸谷壁に複数の山向き低崖が認められた。それらは全長約200 m以下、崖の頂部と基部との比高は約1 m以下である。

4.5.3 地質

基盤岩の層理面の走向・傾斜を 72 地点で測定し、それらの結果をシュミット・ネットに投影した。また岩盤変形の有無を露頭で詳しく観察した。その結果、基盤岩の走向・傾斜は 2 つのグループに大別されることが判明した (図 7)。すなわち、走向・傾斜が N30°~60°W・北東 60°~80°を示すグループと、N0°~90°W・南西 40°~80°を示すグループである。前者は節理の少ない堅固な基盤岩で観察されたのに対し、後者は線状凹地や山向き低崖が認められる斜面の下方において、開口割れ目やトップリングが発達した基盤岩で認められた。前者が示す層理面の走向は線状凹地や水根沢両岸の主尾根の一般走向とよく合致する。

4.5.4 線状凹地埋積物の掘削とその編年

倉戸山東方の尾根上において、線状凹地底部 (Mz-3 地点, 図 5) で深さ約 2 m に達するトレンチを掘削した。トレンチの方位は線状凹地の伸び方向 (N60°W) にほぼ直交する方向 (N12°E) に定めた。トレンチ地点の西南西約 40 m の尾根上に、堅固な泥岩が露出するのを確認した。

トレンチ底では基盤岩は確認されず、全壁面で以下の層序がみられた。すなわち、地表よりリターを含むクロボク土層 (層厚 0.3~0.45 m)、ローム質土層 (層厚 0.45~0.9 m)、埋没黒ボク土層 (層厚 0.9 m 以上) である。各層とも無層理・無構造であった。各層の境界は整合であった。

トレンチ壁最下部に確認された埋没黒ボク土層の上限 (S2, -1.20 m) とトレンチ底での同層下限 (S1, -1.82 m) から試料を採取し、¹⁴C 年代測定を行ったところ、3445~3339 cal BP (S2) と 8001~7919・7904~7858 cal BP (S1) を得た。これより、同地では完新世前半に土層を堆積させるような凹地の地形条件が生じていたと判断される。トレンチ底に現れた埋没黒ボク土層の下限は確認されておらず、線状凹地の初生的形成は上記の年代より前まで遡ると考えられる。

なお、倉戸山の研究成果については、澤部・荻谷 (2012a, 2012b) や Sawabe and Kariya (2013) が報告している。それらも参照いただきたい。

4.6 峰谷川下流部右岸

4.6.1 概況

峰谷川は多摩川左支の 1 つで、奥多摩町雲風呂付近で多摩川 (奥多摩湖) に合流する。奥沢やボウズ谷、モクボ谷などの支流がある。峰谷川の流域は赤指山 (1333 m)、セツ石山東方独標 (1704 m)、鷹ノ巣山 (1736 m) などのピークと、それらを結ぶ尾根に囲まれる。本研究では峰谷川下流部 (峰, 留浦および下り周辺) を研究対象とした。同地付近における谷底と周囲の尾根との最大比高は約 650 m で、主谷の主流向と流域の長軸はともに北西-南東方向を示す。峰谷川下流部では右岸谷壁の傾斜がやや緩く、左岸谷壁がやや急

である。地質は小河内層群群青岩層（砂岩を伴う泥岩，含礫泥岩，チャート）が分布する

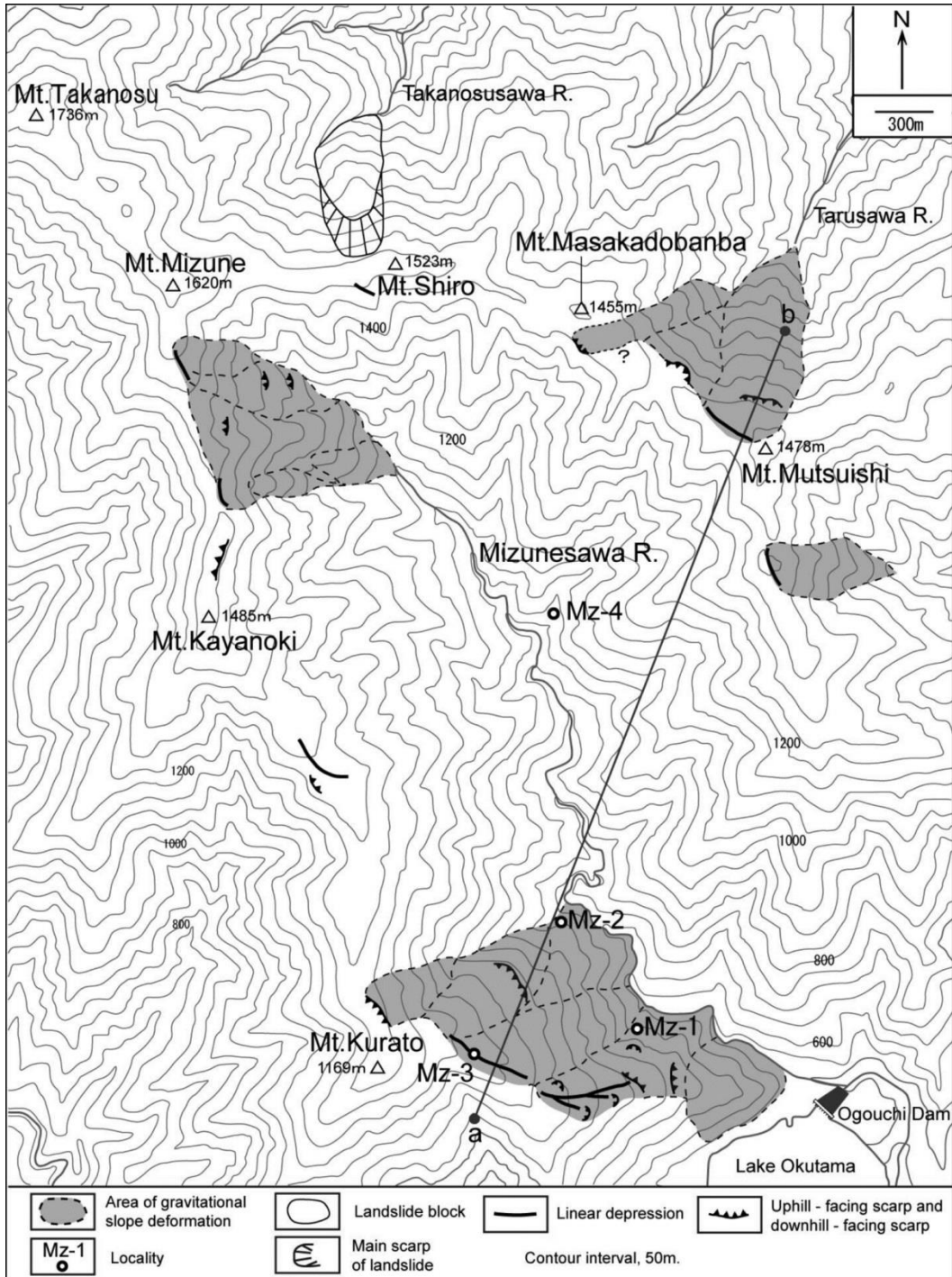


図5 水根沢流域の崩壊地，山体重力変形地形および線状凹地を示す地形学図。a—bは地質断面を検討した位置（本報告書には未所収）。

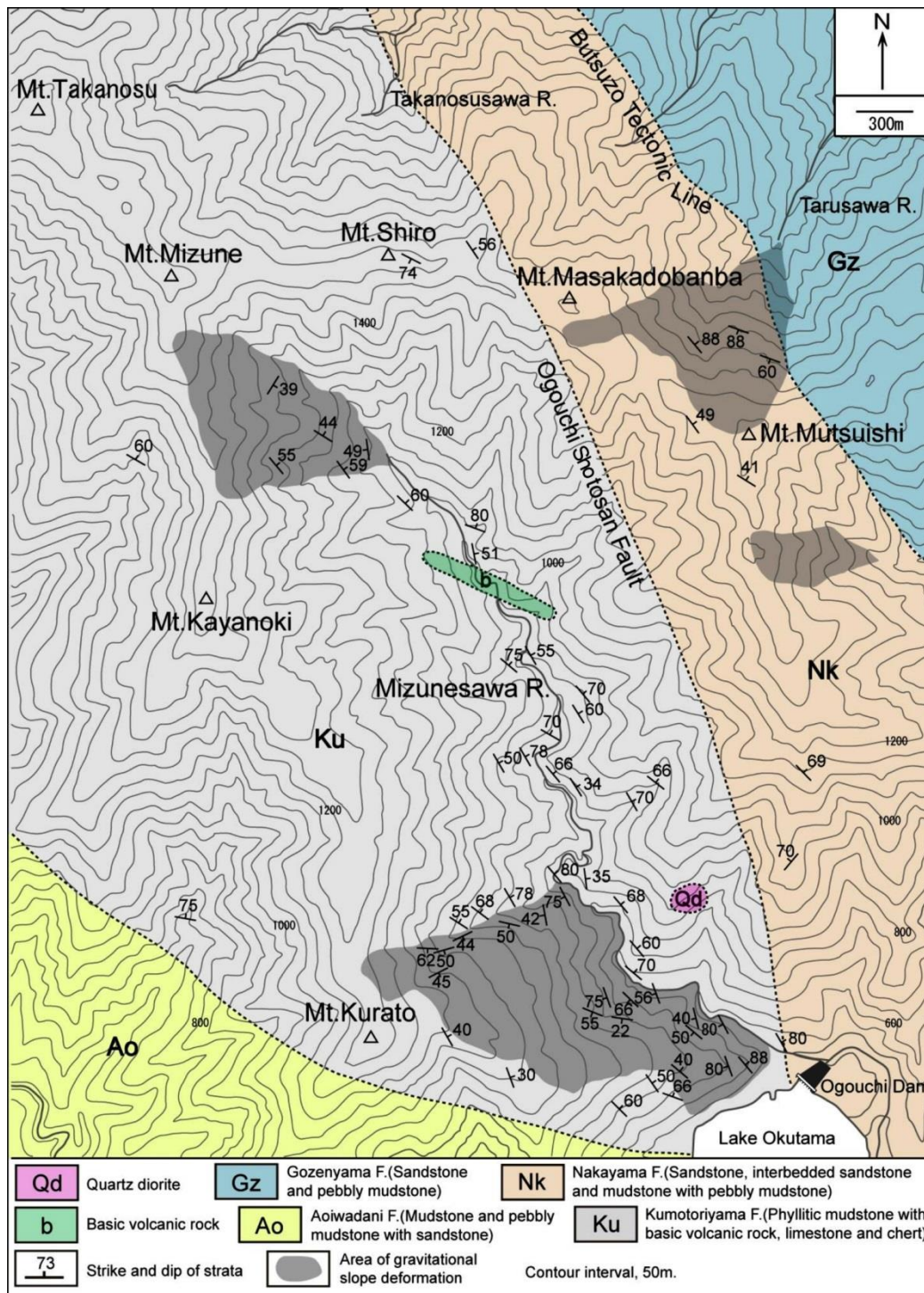


図 6 水根沢流域の地質図. 酒井 (1987) に本研究の成果を加筆して作成。

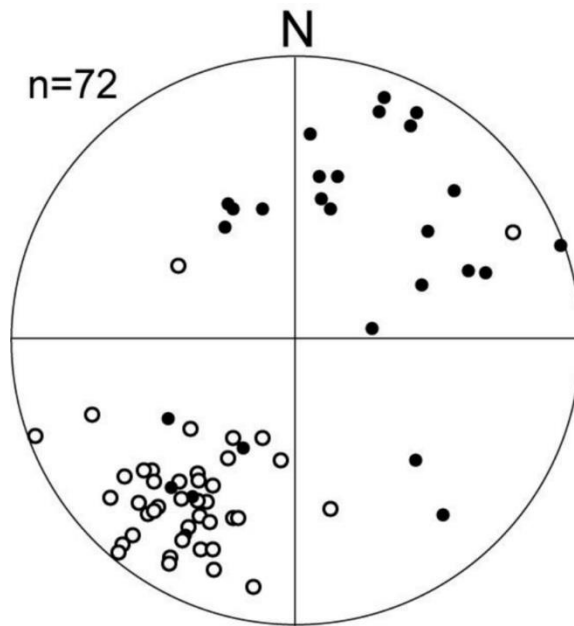


図 7 水根沢右岸における基盤岩層理面の走向・傾斜を示すシュミットネット下半球投影図。○は非山体重力変形域，●は山体重力変形域の測定値を示す。

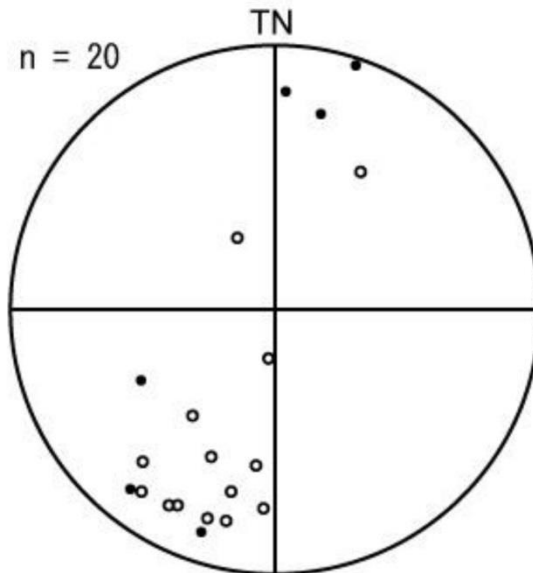


図 8 峰谷川下流部右岸における基盤岩層理面の走向・傾斜を示すシュミットネット下半球投影図。○は非山体重力変形域，●は山体重力変形域の測定値を示す。

(酒井 1987).

4.6.2 地形判読

峰谷川下流部では山体重力地形と崩壊地が発達する。山体重力変形地形は峰、留浦および下りの各集落にまたがるように3地点で見られ、いずれも背後の尾根上には線状凹地が認められる。特に、最も北西（上流側）の山体重力変形地形の内部やその上方で線状凹地の発達がよく、合計6条が確認される。このうち最大規模の線状凹地は長さ約330 m、開口部の幅は約75 m、凹地底と凹地底の東に位置する尾根頂部との比高は最大約20 mに達する。また崩壊地も山体重力変形地形を開析するように3地点で発生している。崩壊移動体の縦断長は約600~840 m、横断幅は約240~330 mである。

4.6.3 地質

峰谷川下流部の20地点において、基盤岩の層理面の走向・傾斜を測定し、その結果をシュミット・ネットに投影した(図8)。また岩盤変形の有無を露頭で詳しく観察した。層理面の走向・傾斜は2つのグループに大別される。すなわち、走向・傾斜がN50°~70°W・北東50°~70°を示すグループと、N75°W~N85°E・南西65°~85°を示すグループである。前者は、主に節理の少ない堅固な基盤岩が露出した斜面（非山体重力変形域）で見いだされたのに対し、後者は線状凹地や低崖が認められる山腹斜面下方（山体重力変形域）の基盤岩から得られた。前者が示す層理面の走向は、線状凹地や、峰谷川右岸の主尾根の走向と合致する。このうち、層理面の走向・傾斜がN75°W~N85°E・南西65°~85°を示すグループの各露頭で岩盤の変形状況を観察したところ、泥岩の層理面に沿って開口割れ目がかかり発達し（一部はモザイク状に破碎）、バックリングやトップリングを受けた岩盤も確認された。

4.7 後山川下流部右岸（保之瀬天平）

4.7.1 概況

後山川は多摩川左支の1つで、丹波山村お祭付近で多摩川に合流する。片倉谷や青岩谷などの支流をもつ。後山川の流域は丹波天平（1349 m）、大洞山（飛竜山、2069 m）、雲取山（2017 m）、七ツ石山（1757 m）などのピークと、それらを結ぶ尾根に囲まれる。本研究では、山体重力変形や線状凹地が発達する丹波天平より東側の尾根と、その尾根の北側に続く後山川下流部の右岸谷壁を集中的な研究対象地域とした。後山川下流部における谷底と周囲の尾根との最大比高は約500 mで、主谷の主流向と流域の長軸は、いずれも北西-南東方向を示す。後山川主谷からみた場合、左岸の谷壁斜面長や支流長は短く、傾斜もやや急であるが、右岸はそれらとは逆の傾向を示す。地質は、四万十帯小河内層群倉掛層（砂岩、黒色頁岩、砂岩頁岩互層）と大成層（砂岩、砂岩頁岩（泥岩）互層）が分布し、

緑色岩やチャート、石灰岩、酸性凝灰岩、礫岩が挟在される (Iyota *et al.* 1994 ; 久田ほか 2003).

4.7.2 地形判読

丹波天平や保之瀬天平 (1150 m) の一帯に大規模な山体重力変形地形が発達する. このうち保之瀬天平では, 山体重力変形域は横断幅が約 1.5 km, 縦断長は約 1 km あり, 稜線から後山川河床までの比高約 500 m の斜面全域が含まれる (図 9). 線状凹地は稜線付近に 10 条確認され, 稜線の伸長方向とほぼ平行な走向をもつ低崖列 (顕著な遷急線および遷緩線からなる) も 14 条認められる. 崩壊地は 1 地点確認されたものの, 深層崩壊と認定されるものはなかった.

4.7.3 地質

図 9 に示した範囲において, 基盤岩を対象として層理面の走向・傾斜を 26 地点, 劈開面の走向・傾斜を 20 地点で測定し, シュミット・ネットに投影した (図 10). この結果, 基盤岩の走向・傾斜は 2 つのグループに大別されることが判明した. すなわち, 走向・傾斜が N25°~70°W・北東 60°~80°を示すグループと, N25°~75°W・南西 45°~80°を示すグループである. 前者は節理の少ない堅固な基盤岩斜面 (非山体重力変形域) で, 後者は線状凹地や低崖列が認められた山体重力変形地形の斜面で得られた. 後者のグループに区分された露頭で岩盤の状況を観察したところ, 層理面や劈開面に沿った開口割れ目の発達や, バックリングやトップリングといった変形構造, モザイク状の破碎構造がよく確認された.

4.7.4 線状凹地埋積物の掘削とその編年

保之瀬天平の尾根上に発達した 2 カ所の線状凹地の底部 (P-1, P-2, 図 9) で鉛直ボーリング掘削を行い, 線状凹地埋積物を採取・観察した (図 11). 以下にその層序を記載する. なお, 各地層の深度はコア回収時に生じた可能性のある孔内の再堆積土層の厚さを含むが, 堆積年代の計算ではそれらの層厚を除外した.

P1 は -5.65 m まで掘進した. 0~-0.66 m はクロボク土層で, それより下位の全層がローム質褐色土層だった. コア全層にわたり土層の攪乱や礫の混入はなかった. -0.64 m 付近の腐植土層から約 4.1~4.3 cal ka が得られ, -1.53 m 付近から始良 Tn テフラ (AT, 30 ka) が発見された. このことより, P1 では AT 降下期には堆積場としての凹地が準備されており, その後も礫の供給を促す滑落崖の成長を伴うような顕著な地形変化はなかったと考えられる. また P2 は -7.95 m まで掘進した. 0~-1.62 m がクロボク土層で, それより下位の全層がローム質褐色土層だった. このうち, 0~-0.11 m と -7.90 m 以深で砂岩礫が挟まれ, -6.25 m 以深で地下水の浸潤を認めた. -1.62 m の腐植土層から約 9.5~9.8 cal ka が, -1.76 m の腐植土層から約 6.9~7.2 cal ka が得られた. また -3.25 m から AT

が、-7.09 m から御岳伊那テフラ (On-In, 93 ka) が検出された。このことより、P2における堆積場の形成は On-In 降下期以前に遡ると推定された。すなわち、最終氷期の初期までには山体重力変形の進行によって線状凹地が形成されていたが、その後は土層への礫の混入が再び始まる約 7 cal ka (^{14}C 年代とテフラ年代から計算した堆積速度に基づく P2 の -0.11 m の推定年代) まで、地表付近の攪乱を起こすような顕著な地形変化は生じなかったと考えられる。P2 付近では、線状凹地の形成にあずかる稜線部の正断層に沿って、山体の一部が完新世前半に再滑動した可能性がある。なお、線状凹地の埋積物から発見されたテフラとしては、本事例の On-In が現時点では日本で最も古い部類に属する (紀伊半島の線状凹地埋積物から 95 ka の鬼界葛原テフラが発見されている ; 小嶋ほか 2013)。

なお、保之瀬天平の研究成果については、荻谷ほか (2014b) や澤部ほか (2014) が報告している。それらも参照いただきたい。

4.8 玉川左岸 (池ノ平)

4.8.1 概況

玉川は多摩川右支小菅川の右支にあたり、小菅村東部付近で小菅川に合流する。無名の支流をいくつも有する。玉川の流域は向山 (1078 m)、三頭山 (1528 m)、入小沢ノ峰 (1302 m) などのピークと、それらを結ぶ尾根に囲まれる。玉川の谷底と周囲の尾根との最大比高は約 500 m で、玉川主谷の主流向と流域の長軸はいずれも北西-南東方向を示す。地質は小仏層群が分布し、一部に石英閃緑岩が貫入する (酒井 1987 ; 久田ほか 2003)。

4.8.2 地形判読

図 12 は玉川流域の地形学図である。同流域には明瞭な崩壊地形が存在する。その発生域は三頭山から西北西に派生する尾根の標高 1350 m 付近で、馬蹄形状の急崖が残されている。ここから崩壊物質が標高 800 m の玉川河床まで達した。崩壊堆積物は段丘状の地形を玉川の両岸に形成する。また玉川谷底の標高 950 m 付近に「池の平」とよばれる緩斜面を作り出している。池ノ平は玉川が崩壊堆積物にせき止められ、その上流側に生じた堰き止め湖沼または氾濫原起源の地形面で、周囲にはマウンド状の低丘 (ハンモック) が発達する。現存する崩壊堆積物の水平投影面積と推定平均層厚 (10 m) から推算される崩壊堆積物の体積は、およそ $2.2 \times 10^6 \text{ m}^3$ である。

この他、玉川右岸の 1 地点および左岸の 2 地点に、山体重力変形地形が確認された。それらの領域内部やその周辺の斜面には、低崖や線状凹地が認められた。

4.8.3 地質

崩壊移動体において露頭記載やピット掘削を行った。

図 12 の地点 1 は玉川右岸の標高 830 m 付近にある露頭で、厚さ 20 m 以上の角礫層が露出する。礫は泥岩と砂岩で、特にジグソー・クラックが発達した泥岩礫を多産する。地点 2

は玉川左岸の標高 900 m 付近にある露頭で、ジグソー・クラックが発達した泥岩礫か

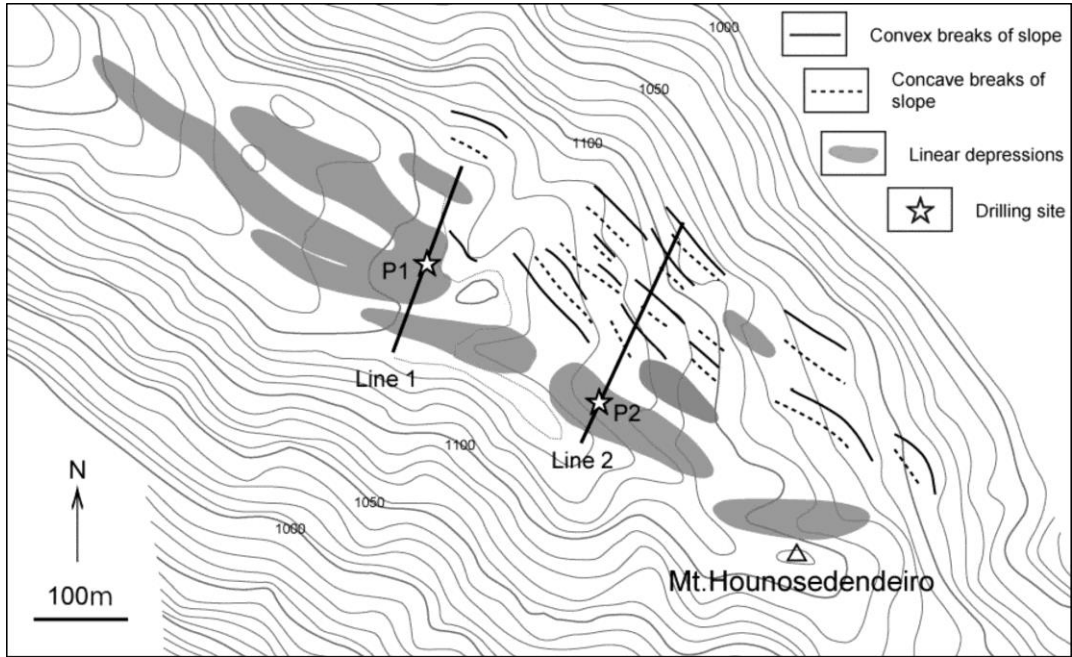


図 9 保之瀬天平周辺の微地形. P1 と P2 はボーリング掘削地点. コア柱状図は図 11 を参照. Line 1 と Line 2 は地形断面測量位置 (本報告書未所収).

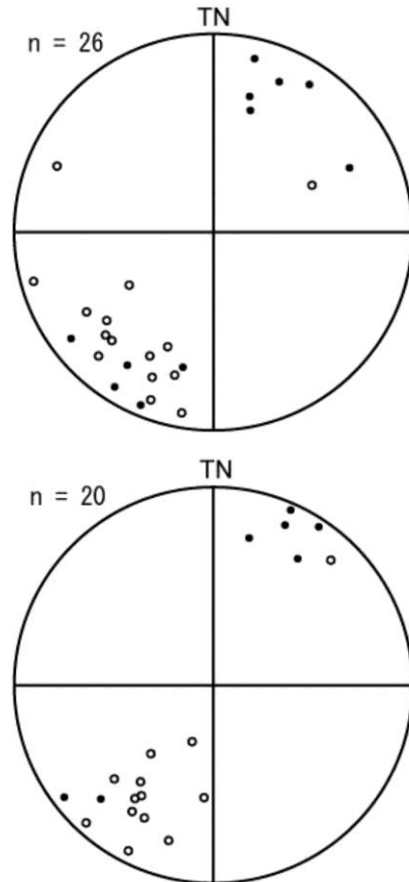


図 10 後山川下流部右岸における基盤岩層理面 (上) および劈開面 (下) の走向・傾斜を示すシュミットネット下半球投影図. いずれも○は非山体重力変形域, ●は山体重力変形域の測定値を示す.

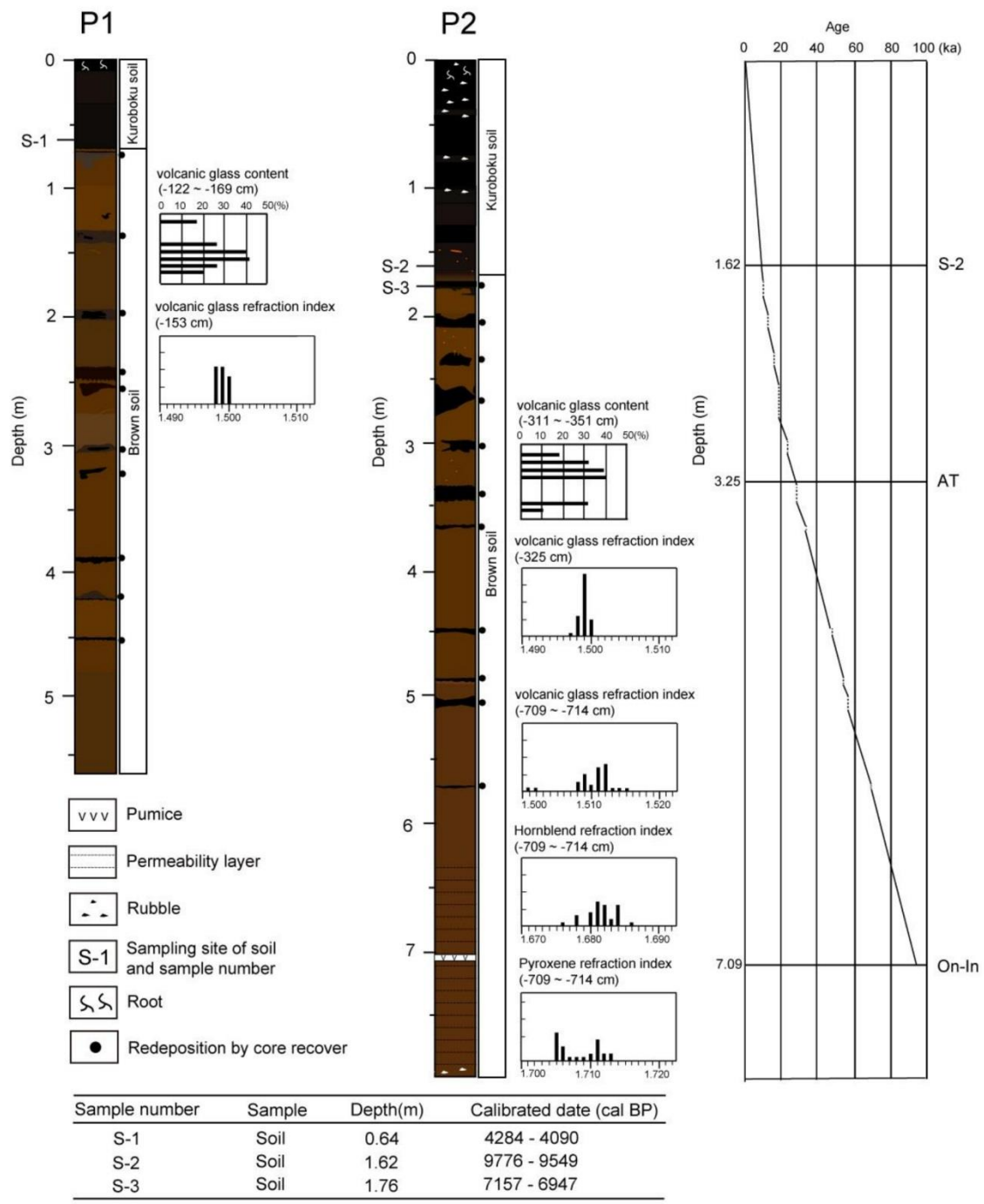


図 11 保之瀬天平におけるボーリング・コアの柱状図。コア回収時に生じた可能性がある再堆積部分を●で示す。堆積速度の計算では、その部分の層厚分を除外した。掘削位置は図9に示す。

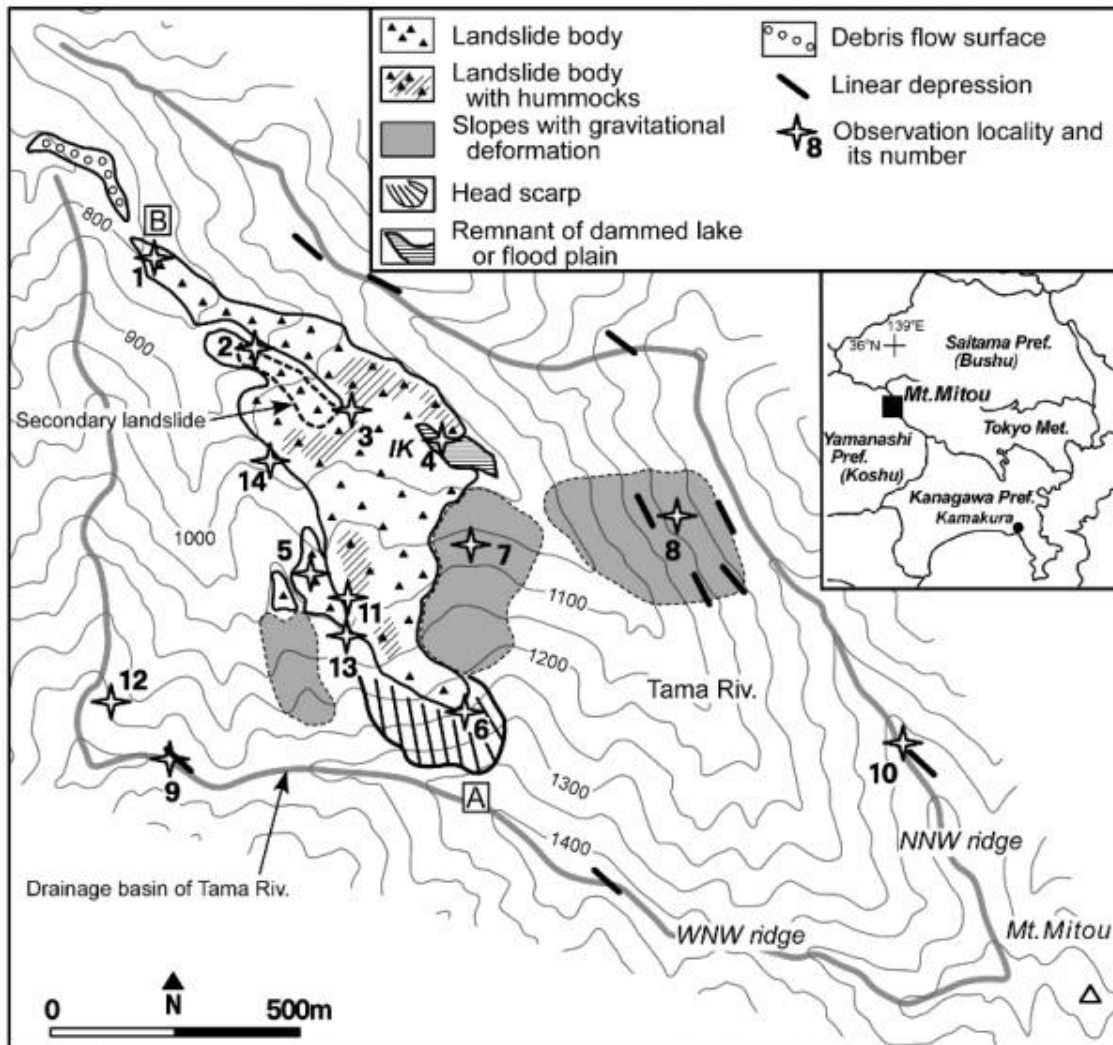


図 12 玉川左岸の崩壊地とその周辺の地形分類図. 荻谷ほか (2014c) を一部改変.

らなる厚さ 10 m 以上の礫層が確認される。本層は木片を多く含み、年代測定用に 4 点、樹種同定用に 8 点の試料を得た。年代値については後述する。木片の樹種同定結果は、荻谷ほか (2014a) が詳しく報告している。

これとは別に、堰き止め湖沼・氾濫原と考えられる池ノ平の地質を明らかにするために、地点 4 において -1.78 m までピット掘削を行った。ピット壁面には、上位から中粒砂～粗砂層 (0～-0.25 m)、埋没腐植土層 (-0.25～-0.45 m)、中粒砂層 (-0.45～-0.50 m)、炭化木片を含む埋没腐植土層 (-0.50～-0.58 m)、細礫層 (-0.58～-0.66 m)、シルトおよび細粒砂層 (-0.66～-1.78 m) が観察された。これらはクロスラミナの発達や、プラスチック片の混入状況、聞き取り調査により -0.58 m 以深は水成堆積物、それ以浅は陸成堆積物と判断された。また本ピットでは、-1.78 m 付近 (埋没腐植土層) と -0.67 m 付近 (炭化木片) より年代試料を採取した。

4.8.4 年代測定値

地点 2 で得た木片 4 点全ての年代幅は cal AD 1469～1794 であった。また地点 4 で得た試料のうち下位の埋没腐植土層は cal AD 1292～1399、上位の炭化木片は cal AD 1657～1954 であった。

4.8.5 崩壊に関連した伝承

山梨県小菅村余沢には、追っ手を逃れて小菅村にたどり着いた姫 (玉姫) とその家来が山中を彷徨して池に飛びこみ、姫が大蛇に、家来の若者が狼に化けたとする伝承が残る。余沢地区出身で、出生以来同地に住む YK 氏は、同氏の祖母から聞いたというこの伝承を整理して私家版『多摩川源流の大蛇 玉川昔語』にまとめている。本研究グループは同氏より「玉川昔語」の閲覧を許可され (2012 年 7 月)、聞き取り調査を行った。それらに基づく、「玉川昔語」に記された伝承の内容は、以下のように要約される。

時代は不詳ながら、甲州 (山梨県) と武州 (埼玉県) の境を移動する玉姫と家来の一行があった。小菅に一行が到着してのち、玉姫の身の回りの世話を担ってきた姥が疲労で亡くなったため、一行は翌年の春まで小菅に滞在することを決めた。しかし春になると追っ手の攻勢が強まったので、一行は小菅を離れて鎌倉 (神奈川県) へ逃げることにした。その頃、玉姫と家来の若者 (名は「大青 (おおせい)」という) は仲むつまじい関係になっていた。追っ手が迫ったので小菅の山中に逃げこんだ玉姫と大青は遂に退路を断たれ、そこにあった池に投身した。さらに追っ手が池に近づくと玉姫は大蛇に、大青は狼に化身して追っ手をかみ殺した。それ以降、大蛇と狼は池のほとりで仲良く暮らした。しかしある年、雨が続き、池が決壊して大蛇が下流へと流された。それに因み、この川は玉のように流れ、玉姫に由来するので玉川と名づけられた。また池の跡を池の平という。池の平にある巨岩は、残された狼が住みついたことから狼岩とよばれるようになった。

上述のように、地点 4 (図 12) 一帯の緩傾斜地は現在も「池の平」とよばれている。また伝承中の狼岩とは、地点 3 (図 12) の北西約 20 m にある岩塔をさすと考えられる。

4.8.6 玉川における崩壊の発達過程

玉川の谷底付近には、深層崩壊堆積物 ($2.2 \times 10^6 \text{ m}^3$) が存在し、段丘状の地形や緩斜面を形成する。崩壊堆積物は淘汰が悪い粗粒角礫からなる埋谷性の厚い礫層からなり、含まれる礫はジグソー・クラックを伴う特徴をもつ。崩壊堆積物は玉川本流を堰き止め、砂やシルトからなる湖沼・氾濫原性の細粒物質を堆積させたとみられる。この深層崩壊は線状凹地が形成された尾根の直下で発生し、その発生領域には馬蹄形の急崖が現存する。堰き止め性の湖沼・氾濫原堆積物の年代に基づくと、深層崩壊は cal AD 1292~1399 頃か、それ以前に起きたと考えられる。また別の地点で得た木片の年代に基づくと、初生的な崩壊堆積物の一部が cal AD 1469~1794 に二次的崩壊を起こしたことも推定される。堰き止めによる湖沼・氾濫原は cal AD 1657~1954 の間に消滅し、陸化したとみられる。

深層崩壊による堰き止め湖沼・氾濫原の発達・消滅に関連して、調査地域に隣接する小菅村には大蛇が山中の池から玉川を流れ下ったとの伝承がある。この伝承の内容は、本研究によって推定された堰き止め性の湖沼・氾濫原や二次的崩壊の変遷を比喩的に描写している可能性がある。

なお、玉川 (池ノ平) の研究成果については、荻谷ほか (2013)、荻谷ほか (2014a) や荻谷ほか (2014c) が詳しく述べている。それらも参照いただきたい。

5. まとめ

秩父帯・四万十帯堆積岩類からなる多摩川上流地域では、山体重力変形や深層崩壊に関する地形・地質学的研究はほとんどなかった。本研究では、室内・野外の両面から、まず多摩川上流地域における山体重力変形地形と深層崩壊地形の分布を把握し、次にそれらの典型例について地形学・地質学的記載を詳細に進めた。その際、広域テフラや ^{14}C 年代資料を用いて、山体重力変形や深層崩壊の発達過程を数値年代で議論できるよう努めた。この結果、多摩川上流地域には北東向き斜面を中心に、山体重力変形地形や深層崩壊地が点在していることが明らかとなった。真名井沢、峰入川、タル沢、水根沢、峰谷川、後山川および玉川における精査により、山体重力変形は線状凹地をしばしば随伴することや、変形領域内の岩盤は開口割れ目が発達してバックリングやトップリングといった局所的変形・破碎を被っていることが明らかとなった。また深層崩壊による堆積物が河川を一時的に堰き止めて湖沼・氾濫原を出現させた事例も明らかとなった。多摩川上流地域の山地斜面において、深層崩壊地やその予兆ともされる山体重力変形地形がみいだされたことにより、本地域の山地斜面発達史や流域防災を再検討する必要があると考えられる。

謝辞

本研究を遂行するにあたり，以下の方々に協力・指導・議論いただきました（個人の敬称は略させていただきます）．記して篤く御礼申しあげます．

澤部孝一郎，横瀬 健，黒澤 兆，鈴木輝美，木田千鶴，安達 寛，小岩清水，伊藤谷生，角田清美，古立 求，松田倫明，小森次郎，佐藤 暢，池田 敦，菅澤雄大，林 真人，専修大学環境地理学科第四紀地形学ゼミ・地図学ゼミ・生態学ゼミ・社会環境学ゼミの学生諸氏．奥多摩町役場，丹波山村役場，環境省奥多摩自然保護官事務所，丹波山村かどや旅館，2012年現地討論会参加者（開催地：奥多摩町倉戸山・小菅村玉川），2013年現地討論会参加者（開催地：奥多摩町東日原・丹波山村保之瀬天平），とうきゅう環境財団審査委員会および同事務局．

参考文献

- Bronk Ramsey, C., van der Plicht, J., and Weninger, B.(2001) Development of the radiocarbon calibration program OxCal. *Radiocarbon*, 43, 381-389.
- Iyota, N., Hisada, K. and Igo, H.(1994) The Ogochi Group of the Shimanto terrane in the Kanto Mountains, central Japan. *Science Reports of the Institute of Geoscience, University of Tsukuba, Section B*, 15, 47-69.
- 岩田修二・野上道男（2001） 5-1 山地の特性．米倉伸之・貝塚爽平・野上道男・鎮西清高編「日本の地形 1 総説」，132-142．東京大学出版会．
- 加藤弘徳・千木良雅弘（2009）中央構造線の地表形態を変化させた四国法皇山脈の重力変形．*応用地質*，50，140-150．
- 苅谷愛彦・清水長正・澤部孝一郎・目代邦康・佐藤 剛（2013）多摩川上流，三頭山北西面の大規模地すべり．*日本地理学会発表要旨集*，83，298．
- 苅谷愛彦・黒沼康子・清水長正・澤部孝一郎・目代邦康（2014a）多摩川上流，三頭山北西面の地すべり堆積物から得た植物化石の同定．*専修自然科学紀要*，45，17-23．
- 苅谷愛彦・澤部孝一郎・清水長正・黒澤 兆（2014b）多摩川上流・保之瀬天平の山体重力変形地形とその変形履歴．*日本地理学会発表要旨集*，85，285．
- 苅谷愛彦・清水長正・澤部孝一郎・目代邦康・佐藤 剛（2014c）関東山地南部，三頭山北西面にみられる大規模地すべりの地形・地質的特徴と発生年代．*地理学評論*，52，386-399．
- 小岩清水（2004）奥多摩町日原地区の日原川支流・樽沢崩壊地とこれから発生した土石流調査報告書（1）．自費出版．
- 小嶋 智・丹羽良太・栢本耕一郎・金田平太郎・永田秀尚・池田晃子・中村俊夫・大谷具幸（2013）山体重力変形地形の形成過程：岐阜福井県境の冠山北西および三重県熊野市ツエノ峰を例として．*日本地球惑星科学連合 2013 年大会*，HDS27-08．

- 酒井 彰 (1987) : 五日市地域の地質, 地質調査所.
- 澤部孝一郎・苅谷愛彦 (2012a) 多摩川上流・水根沢流域の重力変形地形. 日本地球惑星科学連合 2012 年大会, HDS25-P05.
- 澤部孝一郎・苅谷愛彦 (2012b) 多摩川上流, 四万十帯堆積岩地域の重力変形地形. 第 51 回 (2012 年度) 日本地すべり学会研究発表会講演集.
- Sawabe, K. and Kariya, Y.(2013) Features of gravitational slope deformation in Mizunesawa Basin, west Tokyo, Japan. 8th International Conference (AIG) on Geomorphology, abstract volume, 639.
- 澤部孝一郎・苅谷愛彦・清水長正 (2014) 関東山地南部・保之瀬天平における更新世後期以降の山体重力変形. 日本地球惑星科学連合 2014 年大会, HDS29-P04.
- 佐藤 剛・苅谷愛彦 (2014) 「北部飛騨山脈の地すべり地形学図 (1 : 25,000)」の作成とそれを用いた地すべり地形の解説. 地図, 52, 1-12 および添付地図.
- 清水文健・東郷正美・松田時彦 (1980) 日本アルプス・野口五郎岳付近における小崖地形の成因. 地理学評論, 53, 531-541.
- 清水文健・井口 隆・大八木規夫 (2004) 地すべり地形分布図「五日市」. 防災科学技術研究所.
- Chigira, M. (1992) Long-term gravitational deformation of rocks by mass rock creep. *Engineering Geology*, 32, 157-184.
- 千木良雅弘 (2013) 深層崩壊. 近未来社.
- 地すべりに関する地形地質用語委員会編 (2004) 地すべり 地形地質的認識と用語. 日本地すべり学会.
- 徳嶺庄一郎・久田健一郎 (2009) 大井川上流域の四万十帯における岩盤クリープ. 筑波大学農林技術センター演習林報告, 25, 1-24.
- 西井稜子 (2007) 飛騨山脈・野口五郎岳周辺における花崗岩類の風化特性と地形. 地形, 28, 239-256.
- 原 英俊・上野 光・角田謙朗・久田健一郎・清水正明・竹内圭史・尾崎正紀 (2010) 三峰地域の地質. 地質調査総合センター.
- 久田健一郎・小池敏夫・棚瀬充史・中山俊雄 (2003) 東京都奥多摩地域地質図. 東京都土木技術研究所.
- 藤田 崇 (2004) 規模. 地すべりに関する地形地質用語委員会編「地すべり 地形地質的認識と用語」, 16-28. 日本地すべり学会.
- 町田 洋 (1984) 巨大崩壊, 岩屑流と河床変動. 地形, 5, 155-178.
- 松岡憲知 (1985) 赤石山脈主稜線部における線状凹地の分布と岩石物性. 地理学評論, 58, 272-280.
- 水落幸広 (1992) 山頂小起伏面の内部構造—安倍川上流域を例として. 日本地質学会学術大会講演要旨, 99, 558.

- 目代邦康・千木良雅弘 (2004) 赤石山脈, 大谷崩から山伏にかけての山体重力変形地形. 地理学評論, 77, 55-76.
- 八木浩司 (1993) 真昼山地・和賀岳付近に認められる小崖地形の発達過程. 季刊地理学, 45, 83-91.
- 横山俊治 (1995) 和泉山地の和泉層群の斜面変動: 岩盤クリープ構造解析による崩壊「場所」の予測に向けて. 地質学雑誌, 101, 134-147.
- Reimer, P. J., Baillie, M. G. L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J. W., Blackwell, P. G., Bronk Ramsey, C., Buck, C. E., Burr, G. S., Edwards, R. L., Friedrich, M., Grootes, P. M., Guilderson, T. P., Hajdas, I., Heaton, T. J., Hogg, A. G., Hughen, K. A., Kaiser, K. F., Kromer, B., McCormac, F. G., Manning, S. W., Reimer, R. W., Richards, D. A., Southon, J. R., Talamo, S., Turney, C. S. M., van der Plicht, J., and Weyhenmeyer, C. E. 2009. IntCal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0–50,000 years cal BP. *Radiocarbon*, 51, 1111–1150.

多摩川上流域の山地斜面における深層崩壊に関する地形・地質学的研究

(研究助成・学術研究VOL43-N o. 310)

著 者 荻谷 愛彦

発行日 2014年11月1日

発行者 公益財団法人とうきゅう環境財団

〒150-0002

東京都渋谷区渋谷1-16-14 (渋谷地下鉄ビル内)

TEL (03) 3400-9142

FAX (03) 3400-9141

<http://www.tokyuenv.or.jp/>