

特集

飛騨山脈とその周辺の自然災害リスクを考える

企画・総括 川崎 一郎・諏訪 浩・岡田 篤正

はじめに

川崎一郎¹・諏訪 浩²・岡田篤正³

遠くから見る立山や飛騨の山々は素晴らしい。多枝原展望台からの立山カルデラのダイナミックな眺望や、上高地からの穂高や焼岳の眺望は感動的である。それは同時に、研究者魂を刺激する。

たとえば、この地域で最も活動的な火山である焼岳には南東側から境峠断層が延びてきており、同じく立山には西南西から跡津川断層が延びてきている。活断層が火山活動を活性化したのか、火山という柔らかい部分から活断層が延びて行ったのか。また、深部低周波地震の活動とどのような因果関係があるのだろうか、など疑問は尽きない。

これら気になる事象は、人間社会と深く関わっている。飛騨山脈は、周辺の人々の生活に多くの恵みをもたらし、心の拠り所であった。しかし、時折、御嶽山噴火、焼岳噴火、大規模地すべり、洪水などを引き起こして深刻な被害をもたらしてきた。

年代を遡ると、跡津川断層は約2500年に一度の頻度で大地震を発生させてきた。たとえば、1858年飛越地震の時には、立山カルデラ南東壁で深層崩壊“大鳶崩れ”を生じ、常願寺川から富山平野

へ向けて大土石流を流し出した。1915年の焼岳大正噴火では大正池が生じた。立山火山（気象庁の名称は立山弥陀ヶ原火山）の地獄谷では、2500年ほどに一度の頻度で、大規模な水蒸気噴火を繰り返してきた。

最近40年では、異変は南から始まった。1979年に、有史時代に一度も噴火の記録が残っていない御嶽山が水蒸気噴火し、1984年に、御嶽山山頂の南10 kmを震央としてM6.8長野県西部地震が起こった。異変は北上し、1995年上高地入口の中ノ湯で水蒸気爆発があり、1998年には飛騨上高地群発地震が起こった。

その後、一見静穏を保つように見えたが、2011年東北地方太平洋沖地震のあと、毎年のように飛騨山脈のどこかで小規模な群発地震が繰り返している。2014年には御嶽山が再び水蒸気噴火し、死者行方不明者63名の深刻な被害がもたらされた。立山黒部地域は、東北地震以前は比較的静穏であったが、東北地震以降活発化し、2011年10月には黒部ダムを南北に縦断するように群発地震が生じた。最大地震の規模はM5.4であった。

立山火山の地獄谷は、現在、噴気活動が盛んで、2500年ほど前の大規模水蒸気噴火の再来が危惧されている。

このような状況を考慮すると、飛騨山脈の深部地殻構造、ダイナミクス、災害についての最新の研究成果を共有し、理解を深めることが大切ではないかと考え、2017年9月、立山カルデラ砂防博物

¹ 富山県立大学・東濃地震科学研究所

² 東京大学空間情報科学研究センター・立命館大学歴史都市防災研究所

³ 立命館大学歴史都市防災研究所

館でミニシンポジウムを開催し、そのあと、立山カルデラと関電黒部ルートへの巡検を行った。本特集は、その参加者から、それぞれの専門における研究成果の紹介と、今後の課題や展望を述べていただいたものである。

多くの章には互いに密接な関連があるが、土地勘の無い読み手には分かりにくいと思われるので、ここでは、図1に、地震波速度不均質の東西断面図を挙げておきたい。立山黒部の深さ15 kmから地表までの低速層は何者なのか？ 黒部峡谷直下の群発地震とどんな関係があるのか？ この様な枠組みの中で立山火山はどのように理解すればよいのか？ など、直接言及されない場合でも、多くの章に潜在する本質的な問題として位置付けられているように思われる。

第1章の松原誠の「飛騨山脈に沿った低速度域とフィリピン海プレートの沈み込み」では、トモ

グラフィーによって、飛騨山脈とその周辺のダイナミクスである最上部マントルから地殻の地震波速度構造の不均質が描かれている。

第2章の大見士朗の「飛騨山脈とその周辺の地震活動」は、第1章で描かれたような「場」における群発地震活動の年変遷と地域ごとの地震活動の特徴が述べられている。

第3章の國友孝洋の「御嶽山からの教訓」は、御嶽山火山研究施設に所属する著者が、御嶽山の成り立ちから2014年の噴火災害に到るまでの噴火史・火山災害史を概観し、そこから読み取れる教訓について考える試みである。

第4章の本多亮・吉本充宏の「立山と富士山～観光客と火山防災～」は、著者が専門とする重力異常のデータから立山地域と富士山地域の災害リスクの類似性に言及し、富士山における多数の観光客の避難誘導のための技術的試みを紹介してい

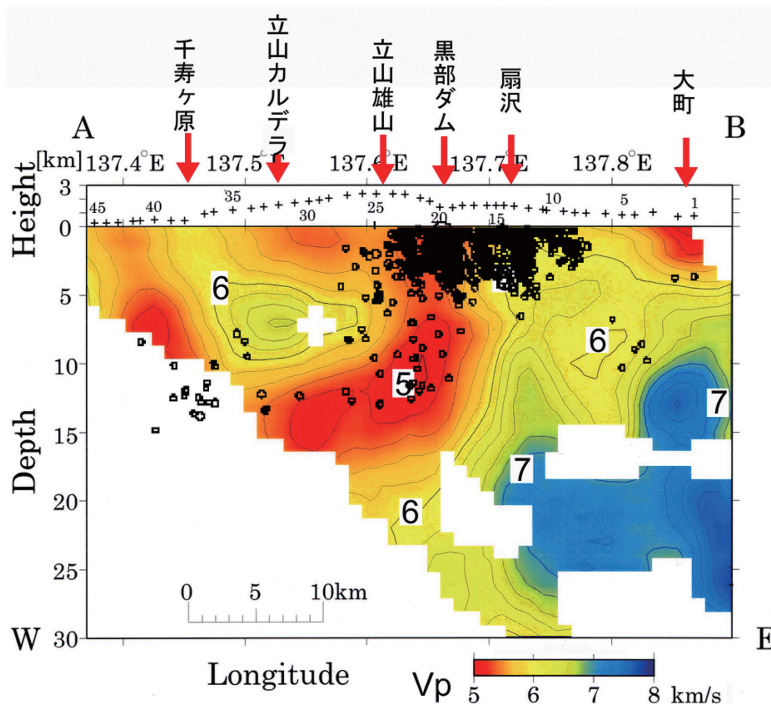


図1 1996年飛騨集中観測の時に立山黒部アルペンルートに展開された臨時観測線の観測データに基づくP波速度不均質の東西断面図(Matsubara et al., 2000)。黒ドットは、2011年3月11日から1年間に、北緯36.45度から北緯36.6度が発生したM1以上の地震。気象庁によって提供されている震源を東京大学地震研究所のHPのTSEISによってプロットした。

る。

第5章の諏訪浩の「立山黒部と焼岳周辺の土砂災害」は、豪雨、地震、火山噴火によってもたらされるハザード、特に土砂災害のリスクと、それへの対応についての論考である。

第6章の古谷元の「富山県の地すべり災害一地すべり地の分布と南砺市利賀村で発生した事例について」は、利賀村の土石災害の事例の紹介であるが、ひとたび開発を行って安定な自然に手を加えた場所は、その後もメンテナンスを続けなければたちまち災害要因に転化し、人間社会に災いを及ぼすとの警告となっている。

第7章の日下部実の「熱水地球化学から見た乗鞍火山列群発地震の発生メカニズム」では、地熱流体に含まれるマグマ起源ヘリウムの同位体比の分布に基づき、図1の低速度領域が熱水混合層である可能性を強く示唆している。

第8章の野崎保の「立山カルデラの地質学的形成史」では、緻密な現地調査の成果として、かつて成層火山であった立山を大規模崩壊と侵食でカルデラにまで変貌させた原因は山体を構成する岩体の熱水変質にあることが示されている。

第9章の大坂剛の「立山カルデラの砂防工事史」で、立山カルデラにおける砂防工事の苦難の歴史が語られている。

最後に、巡検と本特集号に御協力いただいた立山カルデラ砂防博物館、立山砂防事務所、関西電力に感謝します。

引用文献

Matsubara, M., Hirata, N., Sakai, S. and Kawasaki, I. (2000) A low velocity zone beneath the Hida Mountains derived from dense array observation and tomographic method, *Earth Planets Space*, 52, 143-154.

1. 飛騨山脈に沿った低速度域とフィリピン海プレートの沈み込み

松原 誠⁴

1.1 はじめに

跡津川断層では1858年に飛越地震が発生し、北陸地方や飛騨地方において多くの死者を伴う被害が発生した。さらに、立山連峰での鳶山崩れによりせき止められた常願寺川の堰止湖の余震による決壊もあり、平野部においても多くの被害が発生した。飛騨地方においては飛越地震の3年前である1855年に白川郷付近を震源とする飛騨地震も発生し、死者を伴う山崩れなどの被害も発生した。この領域は、新潟-神戸歪集中帯に含まれており (Sagiya et al., 2000)、ひずみが蓄積しやすい場所と考えられている。跡津川断層の深さ2 km よりも深いところでは高比抵抗域かつ高速度域が観測され、低速度かつ低比抵抗域が表層から南北に傾斜する形で存在していると考えられている (Kato et al., 2006)。一方、飛騨山脈北部の立山の下では低速度域と高 V_p/V_s 域の存在から、部分溶融したマグマ溜まりがあると推定されている (Matsubara et al., 2000)。P波速度とS波速度の比である V_p/V_s は物質の変形のしやすさの指標となる。 V_p/V_s が大きいと物質は変形しやすくなる。一方、 V_p/V_s が小さいと物質は変形しにくくなる。一般に、流体が存在するとS波速度が遅くなるため V_p/V_s は大きくなる。特にマグマが存在する場合は顕著である。しかし、水が存在する場合は、 V_p/V_s は水の存在形状に依存し、物質内に球状に水が存在する場合は V_p/V_s は小さく、棒状や扁平な形態で水が存在する場合は V_p/V_s は大きくなる (渡辺, 2009)。本稿では、飛騨山脈から北陸地域の地殻・最上部マントル構造について、日本列島に分布する防災科学技術研究所 (防災科研) の高感度地震観測網 (Hi-net) (Okada et al., 2004; Obara et al., 2005) をはじめとする気象庁や国立大学法人、および研究機関などにより設置された地震観測網のデー

⁴ 防災科学技術研究所

タを解析して得られた日本列島の標準的な三次元地震波速度構造 (Matsubara et al., 2017a) を元で紹介する。なお、この速度構造モデルは、三次元的な任意の点における速度を補間して算出するプログラムとともに、ホームページを通して公開されている (http://www.hinet.bosai.go.jp/topics/sokudo_kozo/?LANG=ja)。さらに、平面図や任意の方角の鉛直断面図を作成するソフトウェアも併せて公開されている (http://www.hinet.bosai.go.jp/topics/sokudo_kozo/software.php?LANG=ja)。

1.2 データ・手法

小論では、日本列島下の標準的な三次元速度構造モデル (Matsubara et al., 2017a) に基づいて、北陸地域の速度構造と地質構造について議論する。このモデルの分解能は水平方向に0.2°

(約20 km)、深さ方向に5~30 kmである。Zhao et al. (1992) の地震トモグラフィー法に観測点補正值とスムージング (相関) を導入した手法 (Matsubara et al., 2004; 2005; 2008) を用いている。防災科研の広帯域地震観測網 (F-net) (Okada et al., 2004) によるモーメントテンソル解による海域の地震の深さと Hi-net による P 波や S 波の到達時刻のデータを利用することにより、海域の地震も活用し、海域下の深さ30~50 km の構造も推定されている。

1.3 飛騨山脈・北陸地方の地震波速度構造

深さ 5 km, 10 km, 20 km, 30 km, 40 km, 60 km および90 km における P 波速度パーターベーション, S 波速度パーターベーション, V_p/V_s の分布を図1-1に示す。本節ではそれぞれの断面図の結果について述べる。

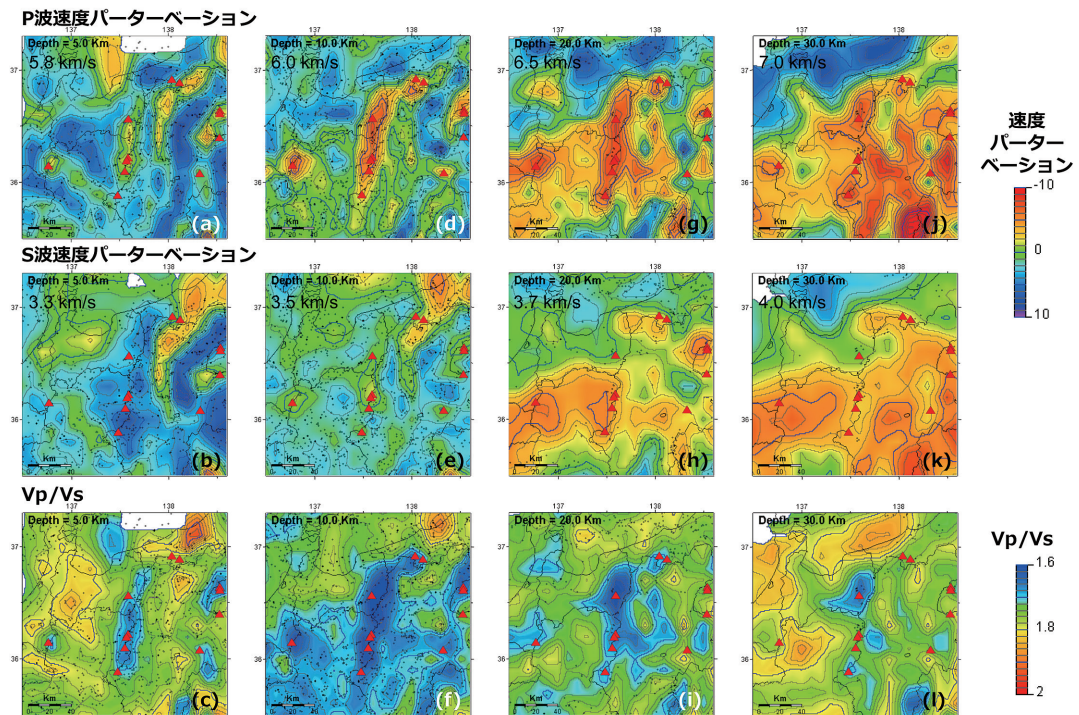


図1-1 中部地方の速度構造。深さ (a) (b) (c) 5, (d) (e) (f) 10, (g) (h) (i) 20, (j) (k) (l) 30, (m) (n) (o) 40, (p) (q) (r) 60, (s) (t) (u) 90km における (a) (d) (g) (j) (m) (p) (s) P 波速度パーターベーション, (b) (e) (h) (k) (n) (q) (t) S 波速度パーターベーション, (c) (f) (i) (l) (o) (r) (u) V_p/V_s を示す。パーターベーションは各深さにおける平均速度からのずれ [%] を示す。赤三角は活火山を示す (気象庁, 2013)。深さの下の数値は平均速度を示す。

深さ 5 km では、新潟県南西部から長野県北西部の北部フォッサマグナ地域に顕著な低速度領域が分布している (図1-1a)。この低速度領域は、累積層厚が3000 m 以上に達する厚い新第三系が分布している地域であり (加藤, 1989), また、重力の負異常領域とも一致する (山本・志知, 2004)。

深さ10 km では、飛騨山脈に沿って鍾ヶ岳から御嶽山にかけての領域で P 波の低速度域が分布する (図1-1d)。一方、S 波速度は北部フォッサマグナ域に低速度域が存在しているが、飛騨山脈では焼岳付近を除いてやや高速度になっている (図1-1e)。このことから、飛騨山脈に沿っては低 V_p/V_s (~ 1.7 以下) 域が分布している (図

1-1f)。一方、白山の下では顕著な P 波の低速度域が存在するが、S 波速度は幾分低速度であるため低 V_p/V_s 域が推定されている。跡津川断層沿いでは飛騨山脈と白山の間でやや低速度域が存在し、その北側や南側では高速度域が存在している。

下部地殻と考えられる深さ20 km においては P 波速度については飛騨山脈を中心に岐阜県下や長野県西部の下では低速度域が広範囲に広がっている (図1-1g)。一方、S 波速度も低速度域が岐阜県や長野県を中心に広がっていることが分かる (図1-1h)。 V_p/V_s では飛騨山脈では相変わらず低 V_p/V_s 域が広がっている (図1-1i)。西側の白山の下では P 波速度も S 波速度も低速度になっているが V_p/V_s は1.7前後である。

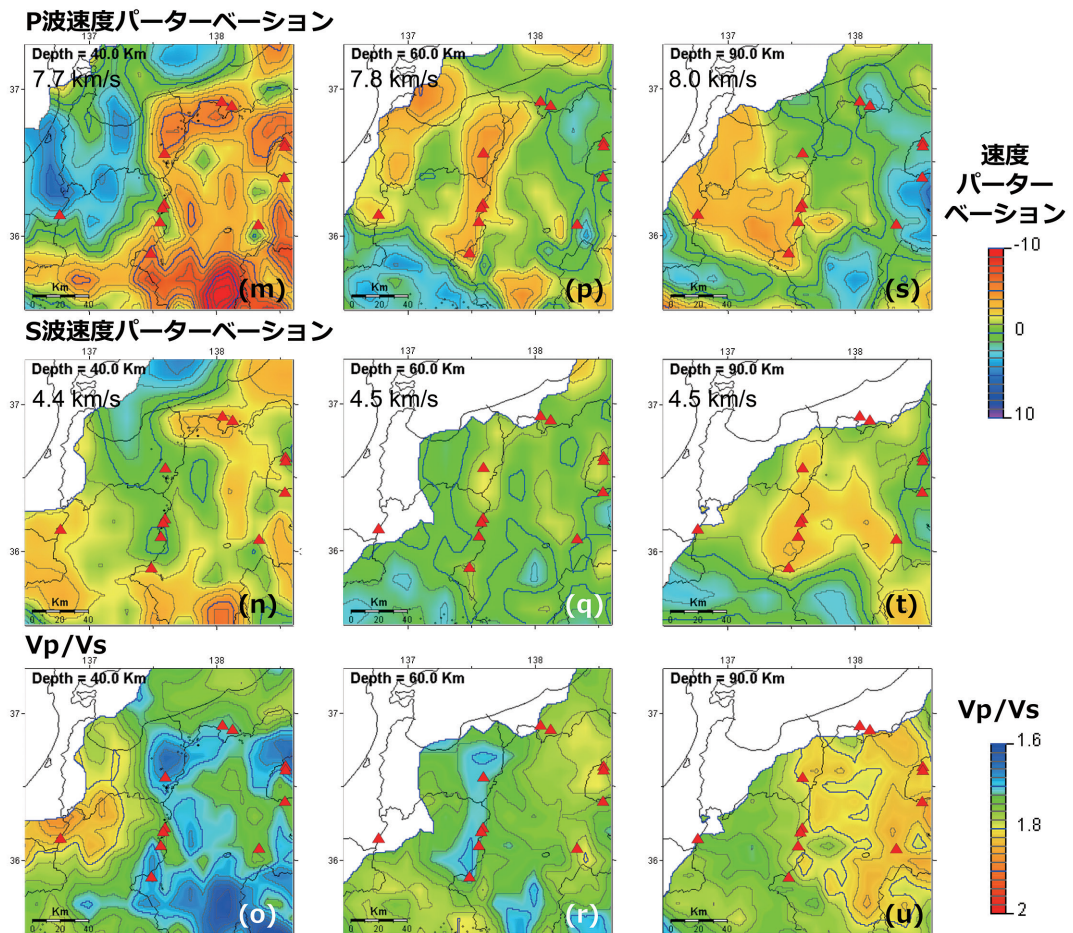


図1-1 続き

深さ30 km においては飛騨山脈を中心に P 波、S 波共に低速度域が広がっている (図1-1j, k)。Vp/Vs は飛騨山脈の下では1.7前後の低 Vp/Vs 域が多いが、白山の下では1.8前後であり、白山の東側や南側では高 Vp/Vs 域が広がっている (図1-1l)。

深さ40 km では飛騨山脈の北部とその東側で顕著な P 波の低速度域が見られる (図1-1m)。S 波速度も長野県で低速度であり、Vp/Vs は1.7前後である (図1-1n, o)。Matsubara et al. (2017b) により、飛騨山脈周辺のモホ面の深さは35 km 程度であるので、深さ40 km は最上部マントルと考えられる。一方、長野県南部でのモホ面の深さは40 km 以深まで達すると推定されるので、この領域の低速度、低 Vp/Vs は地殻物質によるものと考えられる。

深さ60 km では飛騨山脈に沿った P 波の低速度域が存在し、北部では S 波も低速度域となっている (図1-1p, q)。白山の下でも P 波は低速度域となっているが、S 波は分解能がない領域のため不明である。

深さ90 km では、飛騨山脈の南部で P 波、S 波ともに低速度域が存在し、Vp/Vs は1.8前後となっている (図1-1s, t, u)。

立山を通る北緯36.55°, 穂高岳を通る北緯36.25°, 御嶽山を通る北緯35.9°における東西断面および Matsubara et al. (2000) と同じ東西断面の

立山地域の拡大図を図1-2に示す。立山の下では P 波の顕著な低速度域が存在し、S 波においても等速度線が下に凸となっているので低速度域が存在する (図1-2a, b)。しかし、Vp/Vs は深さ60 km 程度まで低くなっている (図1-2c)。穂高岳を通る断面では、飛騨山脈の下と両白山地の下で深さ10 km 前後に P 波も S 波も低速度域が存在する (図1-2d, e)。しかし、Vp/Vs は低い値となっている (図1-2f)。

愛知県から飛騨山脈にかけての北北東-南南西断面を図1-3に示す。南から沈み込む高速度なフィリピン海プレートが明瞭にイメージされている (図1-3a, b)。フィリピン海プレートは北緯35.5°以北で急角度で沈み込んでいる様子が分かる。その上盤側の深さ20~50 km においては、低速度域が広がっており、飛騨山脈の下に位置する。

跡津川断層を横切る北北西-南南東断面を図1-4に示す。表層の構造は波線が通らないため推定されていないが、跡津川断層や牛首断層の領域では高速度域が存在し、表層の低速度層が北側や南側でやや厚くなっている様子が分かる (図1-4a, b)。また、南東側では P 波速度6.5km/s の領域が深さ25 km 程度まで達している様子が分かる。

1.4 飛騨山脈下の低速度域

飛騨山脈の下では P 波では深さ10 km 以深で、

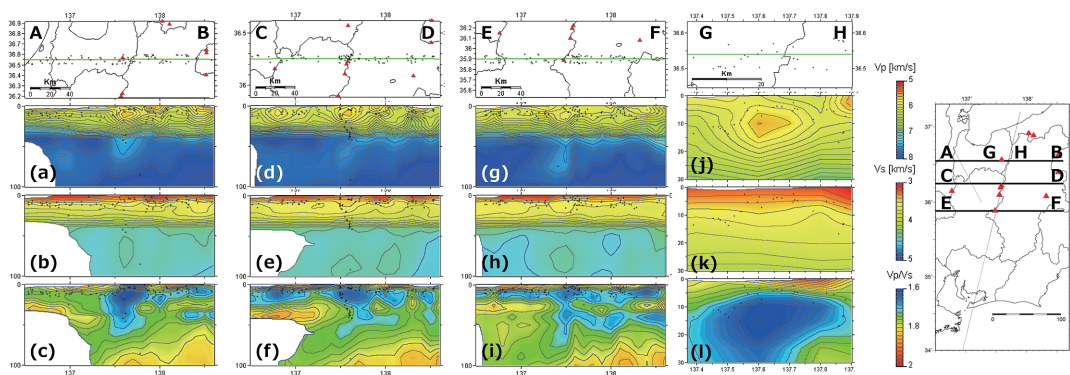


図1-2 (a) (b) (c) 立山 (北緯36.55°), (d) (e) (f) 穂高岳 (北緯36.25°), (g) (h) (i) 御嶽山 (北緯35.9°) を横切る東西断面の速度構造および (j) (k) (l) 立山地域の拡大図。(a) (d) (g) (j) P 波, (b) (e) (h) (k) S 波速度構造および (c) (f) (i) (l) Vp/Vs 構造。

S波では深さ20 km以深で低速度域が広がっている(図1-1d, g)。しかし, S波の低速度の度合いが小さいため, V_p/V_s は低くなっている(図1-1e, f, h, i)。Matsubara et al. (2000) ではト

モグラフィーで得られた構造を元に, 観測されている後続波が出現するように波線追跡法でさらに構造モデリングを行った。これにより, 局所的な低速度域がさらに強調され, 立山の下で高

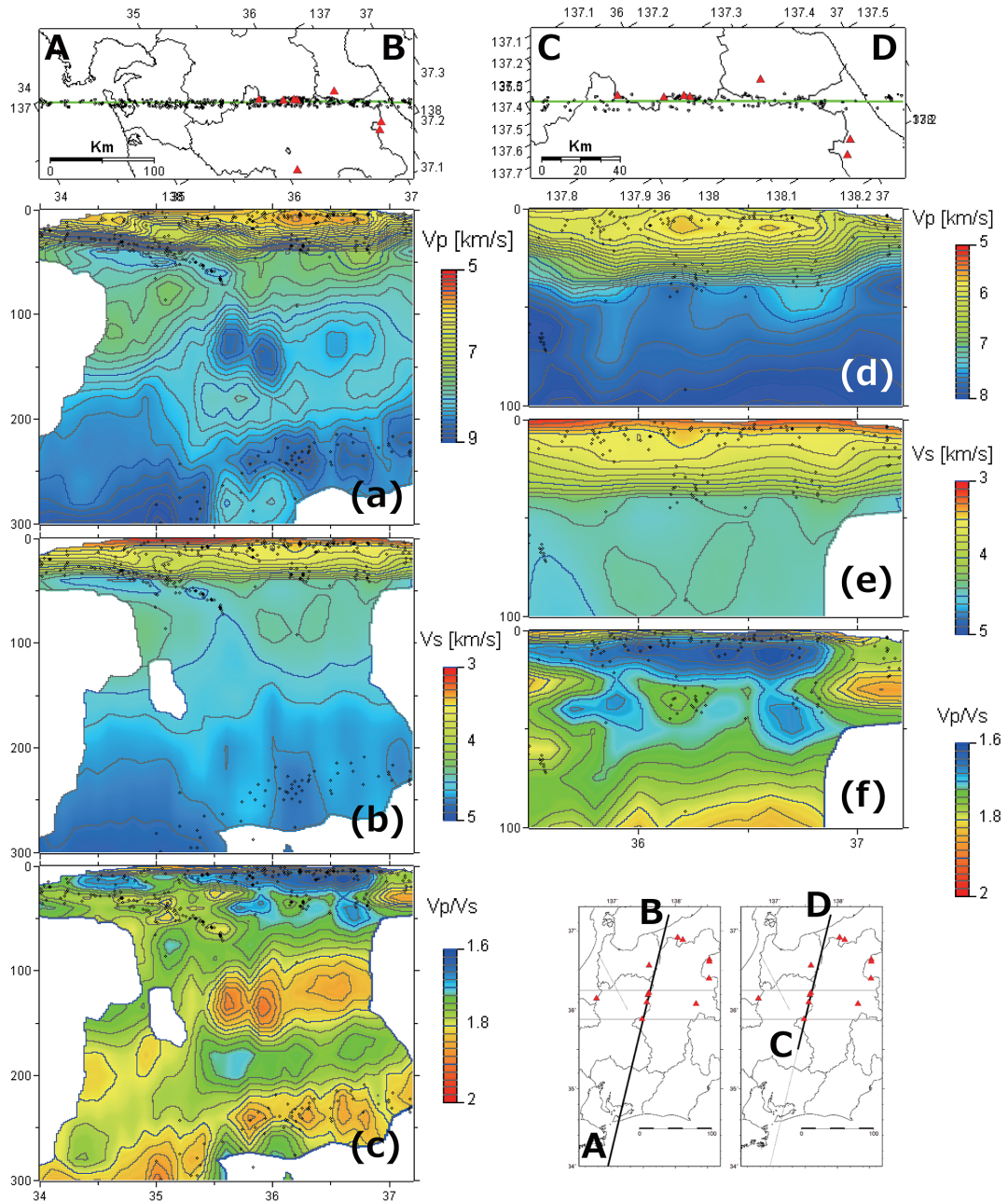


図1-3 飛騨山脈に沿った速度構造。(a) (b) (c) 太平洋から日本海に掛けておよび (d) (e) (f) 飛騨山脈下の北北東-南南西断面の速度構造。(a) (d) P波, (b) (e) S波速度構造および (c) (f) V_p/V_s 構造。

Vp/Vs 域が存在すると推定された。Matsubara et al. (2017a) ではトモグラフィー法のみによる解析であるため、分解能である水平方向20 km 以下のものについては捉えられない。そのため、本稿の

図では顕著な高 Vp/Vs 域は見られない。マグマ溜まりなどの局所的な物質を解明するためには、それぞれの火山において重点的な観測や波形を用いた詳細な解析が必要である。

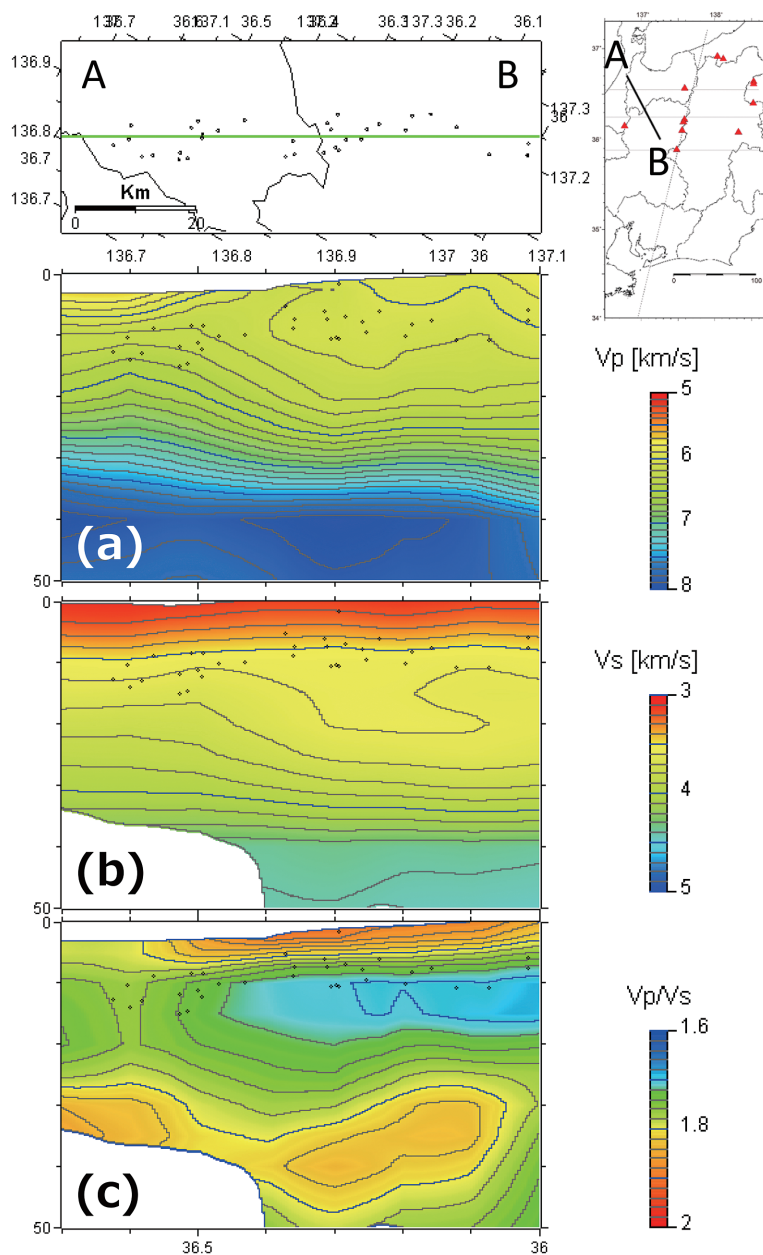


図1-4 跡津川断層を横切る北北西-南南東断面の速度構造。(a) P波、(b) S波速度構造および(c) Vp/Vs構造。

一方、P波の低速度域という観点からは深さ10 kmにおいて飛騨山脈に沿って低速度域が存在する(図1-1d)。この結果はNakajima et al. (2007b)やMatsubara et al. (2008), Matsubara and Obara (2011)とも共通して見られる。マグマ物質がある場合には V_p/V_s が高いためS波により顕著な低速度が見られるという特徴があるが、広域的なトモグラフィー解析では飛騨山脈の下の高 V_p/V_s 域は見られなかった(図1-1f)。

Nakajima and Matsuzawa (2017)では本領域のP波の減衰構造が推定されている。深さ5 kmでは焼岳や乗鞍岳付近で顕著な低Q(高減衰)領域が推定されている。立山は深さ5, 10 kmにおいて低Q域の西端に位置している。下部地殻の深さ25 kmでは飛騨山脈の下では全体として低Q域となっているが、最上部マントルの深さ40 kmでは、広域で高Q(低減衰)域となっている。マグマや熱水などの流体が存在すると低Q領域となるが、飛騨山脈の下ではどの深さに置いても低 V_p/V_s が主流であることから広域にマグマがあると考えるのは難しく、熱水の存在する可能性が高いと考えられる。浅部においては日下部(2018, 本特集号)の考えと一致している。

沈み込むフィリピン海プレートの高速度域が北緯36.2°付近で太平洋プレートと接触しているように見える(図1-3a, b)。そのため、御嶽山の下には、太平洋プレートとの間にフィリピン海プレートが存在する。Nakajima et al. (2007a)ではさらに北側までフィリピン海プレートが沈み込んでいるような形状が推定されているが、Matsubara et al. (2017a)の結果では立山の手前で太平洋プレートと接触しているように見える。そのため、立山など飛騨山脈北部については直下にフィリピン海プレートは存在しないと考えられるので、太平洋プレート起源のマグマが上昇してきている可能性が高いと考えられる。

1.5 跡津川断層の速度構造

図1-4では跡津川断層付近から表層の低速度域が北側や南側に向かって厚くなっている様子がイメージングされている(図1-4a, b)。この領域で

はKato et al. (2006)により、集中観測データを用いて、低速度域が跡津川断層や牛首断層の表層付近に低速度域が推定され、深さ2 km以深で高速度体が存在し、高速度体は北や南に傾斜し高比抵抗域(Goto et al. 2005)と一致している構造が得られているが、その結果と調和的である。

Nakajima and Matsuzawa (2017)では本領域のP波の減衰構造が推定されている。深さ5 kmでは跡津川断層に沿った低Q(高減衰)領域が推定されているが、深さ10 kmでは逆に高Qである。表層の低速度域では低 V_p/V_s となっている(Kato et al., 2006)ことと調和的であると考えられる。

1.6 結論

北陸から飛騨山脈にかけての三次元地震波速度構造を示した。地殻浅部では、新潟県南西部から長野県北西部の北部フォッサマグナ地域に顕著な低速度領域が分布している。深さ10 kmでは、飛騨山脈に沿って鍾ヶ岳から御嶽山にかけての領域でP波の低速度域が分布する一方、S波速度は北部フォッサマグナ域に低速度域が存在しているが、飛騨山脈では焼岳付近を除いてやや高速度になっている。このことから、飛騨山脈に沿っては低 V_p/V_s (~1.7以下)域が分布している。一方、白山の下では顕著なP波の低速度域が存在するが、S波速度は幾分低速度であるため低 V_p/V_s 域が推定されている。

深さ30 kmにおいては飛騨山脈を中心にP波、S波共に低速度域が広がっている。 V_p/V_s は飛騨山脈の下では1.7前後の低 V_p/V_s 域が多いが、白山の下では1.8前後であり、白山の東側や南側では高 V_p/V_s 域が広がっている。

飛騨山脈の下ではP波では深さ10 km以深で、S波では深さ20 km以深で低速度域が広がっているが、S波の低速度の度合いが小さいため、 V_p/V_s は低くなっている。マグマ溜まりなどの局所的な物質を解明するためには、それぞれの火山において重点的な観測や波形を用いた詳細な解析が必要である。

マグマや熱水などの流体が存在すると低Q領域となるが、飛騨山脈の下ではどの深さに置いて

も低 V_p/V_s が主流であることから広域にマグマがあると考えるのは難しく、熱水の存在する可能性が高いと考えられる。

沈み込むフィリピン海プレートの高速度域が北緯36.2°付近で太平洋プレートと接触しているように見えるので、御嶽山の下には、太平洋プレートとの間にフィリピン海プレートが存在する。一方、立山など飛驒山脈北部については直下にフィリピン海プレートは存在しないと考えられるので、太平洋プレート起源のマグマが上昇してきている可能性が高いと考えられる。

謝辞

特集号の契機となったシンポジウムへの参加を呼びかけていただき、特集号も取りまとめたいただいた川崎一郎氏に感謝する。また、川崎氏と共に本特集号を取りまとめたいただいた諏訪浩氏にも感謝する。

参考文献

- Goto, T., H. Wada, N. Ohshiman, and N. Sumitomo (2005), Resistivity structure of a seismic gap along the Atotsugawa fault, Japan, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 148, 55–72.
- Kato, A., E. Kurashimo, N. Hirata, T. Iwasaki, and T. Iidaka (2006) Imaging crustal structure around the western segment of the Atotsugawa fault system, central Japan, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L09307, doi:10.1029/2006GL025841.
- 加藤 碩一 (1989) 5 万分の 1 地質図幅「大町」及び説明書 (地域地質研究報告).
- 気象庁 (2013) 日本活火山総覧 (第 4 版), 気象業務支援センター, 1500p.
- 日下部実 (2018) 本特集号
- Matsubara, M., H. Hayashi, K. Obara, and K. Kasahara (2005) Low-velocity oceanic crust at the top of the Philippine Sea and Pacific plates beneath the Kanto region, central Japan, imaged by seismic tomography, *J. Geophys. Res.*, 110, B12304, doi:10.1029/2005JB003673.
- Matsubara, M., H. Sato, K. Uehira, M. Mochizuki, and T. Kanazawa (2017a) Three-dimensional seismic velocity structure beneath Japanese Islands and surroundings based on NIED seismic networks using both inland and offshore events, *Journal of Disaster Research*, 12, 844–857, doi:10.20965/jdr.2017.p0844
- Matsubara M., H. Sato, T. Ishiyama, and A. D. Van Horne (2017b) Configuration of the Moho discontinuity beneath the Japanese Islands derived from three-dimensional seismic tomography, *Tectonophysics*, 710–711, 97–107, doi:10.1016/j.tecto.2016.11.025.
- Matsubara, M., K. Obara, K. Kasahara (2008) Three-dimensional P- and S-wave velocity structure beneath the Japan Islands obtained by high-density seismic stations by seismic tomography, *Tectonophysics* 454, 86–103, doi:10.1016/j.tecto.2008.04.016.
- Matsubara, M., N. Hirata, H. Sato, and S. Sakai (2004) Lower crustal fluid distribution in the northeastern Japan arc revealed by high resolution 3D seismic tomography. *Tectonophysics* 388, 33–45. doi:10.1016/j.tecto.2004.07.046.
- Matsubara, M., N. Hirata, S. Sakai, and I. Kawasaki (2000) A low velocity zone beneath the Hida Mountains derived from dense array observation and tomographic method, *Earth Planets and Space*, 52, 143–154, doi:10.1186/BF03351623.
- Nakajima, J. and A. Hasegawa (2007a) Subduction of the Philippine Sea plate beneath southwestern Japan: Slab geometry and its relationship to arc magmatism, *J. Geophys. Res.*, 112, B08306, doi:10.1029/2006JB004770.
- Nakajima J. and A. Hasegawa (2007b) Deep crustal structure along the Niigata-Kobe Tectonic Zone, Japan: Its origin and segmentation, *Earth Planets Space*, 59, e5–e8.
- Nakajima, J. and T. Matsuzawa (2017) Anelastic properties beneath the Niigata-Kobe Tectonic Zone, Japan, *Earth, Planets and Space*, 69: 33.
- Obara, K., K. Kasahara, S. Hori and Y. Okada, A densely distributed high-sensitivity seismograph network in Japan: Hi-net by National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention, *Review of Scientific Instruments*, 76, 021301–doi:10.1063/1.1854197, 2005.
- Okada, Y., K. Kasahara, S. Hori, K. Obara, S. Sekiguchi, H. Fujiwara, and A. Yamamoto, Recent progress of seismic observation networks

in Japan -Hi-net, F-net, K-NET and KiK-net-, Research News Earth Planets Space, 56, xv-xxviii, 2004.

Sagiya, T., S. Miyazaki, and T. Tada (2000) Continuous GPS array and present-day crustal deformation of Japan. *Pure Appl. Geophys.* 157, 2303-2322.

山本明彦・志知龍一 (2004) 日本列島重力アトラス, 東京大学出版会, 136p.

渡辺 了 (2009) 地殻・マントル物質の地震波速度と電気伝導度: 沈み込み帯の水を探る, 地震, S541-S562.

Zhao, D., A. Hasegawa, and S. Horiuchi (1992) Tomographic imaging of P and S wave velocity structure beneath northeastern Japan, *J. Geophys. Res.* 97, 19, 909-19, 928.

2. 飛騨山脈とその周辺の地震活動

大見士朗⁵

2.1 はじめに

飛騨山脈は、通称北アルプスと呼ばれ、本州中央部に南北に富山・新潟県境から岐阜・長野県境に沿って延びる山脈であり、標高3190 mの奥穂高岳を代表とする3000 mを超す山々が聳える日本の代表的な山岳地帯である。この山脈にはまた、北から、立山(弥陀ヶ原)、焼岳、アカンダナ山、乗鞍岳の4つの活火山が認定されている。なお、飛騨山脈南方に位置する御嶽山を含め、いわゆる日本アルプス(飛騨山脈、木曽山脈、赤石山脈の総称)には、5つの活火山が認定されている[気象庁(2005)](図2-1)。

飛騨山脈では、従前より微小地震活動が活発であり、しばしば、群発地震活動が発生する[和田・他(1993, 1994)等]。例えば、1998年8月に上高地付近で始まった群発地震活動は約1年半にわたって継続し、その最大地震はM5.4という活発なものであった[和田・他(1999, 2000)等]。最近では、たとえば、2011年3月11日の2011年東北地方太平洋沖地震の直後に発生し、2011年4月まで活発な活動が継続した群発地震[大見・他(2012)]や、2013年10月に穂高岳近傍で発生した

活動[大見(2015)]、さらには2014年5月3日に発生した岐阜県高山市奥飛騨温泉郷中尾付近活動域とする活発な群発地震活動[大見(2016)]などがある。本稿執筆時の2018年3月現在での最新の顕著な活動である2014年の活動では、気象庁カタログによれば2014年5月3日から5月11日0時までの期間にM3.0を超える地震が20個発生するなど、多くの地震が発生した。この群発地震活動では、飛騨山脈稜線の西側の海拔下5 km程度から海拔0 km程度までの浅い位置に震源が分布している。また、飛騨山脈の活火山では、焼岳や立山近傍などを中心に、深部低周波地震が観測される[大見・他(2001, 2003)等]。

ここでは、主に、飛騨山脈の立山付近から南部の焼岳から乗鞍岳周辺の活動に重点をおいてその

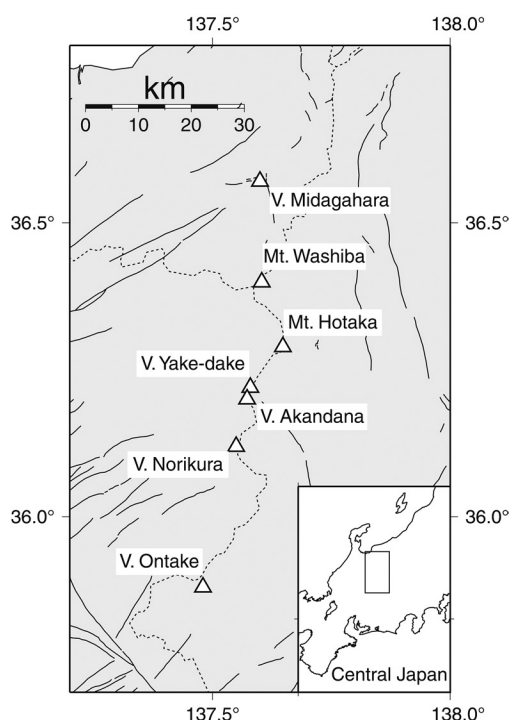


図2-1 対象とする地域と活火山の分布。飛騨山脈に位置する4活火山と御嶽山の位置を記載。V. Midagahara, V. Yakedake, V. Akandana, V. Norikura, V. Ontakeはそれぞれ立山弥陀ヶ原、焼岳、アカンダナ山、乗鞍岳、御嶽山を示す。また、参考のため、Mt. WashibaとMt. Hotakaで鷲羽岳および奥穂高岳を示す。

⁵ 京都大学 防災研究所

特徴について報告する。

2.2 飛騨山脈の群発地震の特徴

飛騨山脈に発生する群発地震にはいくつかの特徴が見られる。それらは、(1) 浅い群発地震が頻発する、(2) 東北地方太平洋沖地震(2011年3月11日、以下、東北地震と記す)の発生後に地震活動が活発化した、(3) 火山周辺で深部低周波地震が観測される、などである。以下では、これらの各項目について述べる。

2.2.1 浅い群発地震の頻発

図2-2に京都大学防災研究所附属地震予知研究センター上宝観測所(以下、上宝観測所と記す)で微小地震の震源カタログの作成を開始した1977年以降の、立山から御嶽山に至る地域の地震発生の時空間分布図を示す。この図の作成に用いたのは、1977年から2003年までが上宝観測所で検測作業を行って作成した震源カタログ、2004年以降は

充実が認められてきた気象庁の震源カタログである。また、ここには飛騨山脈とその周辺での主なイベントを示している。この図によれば、立山から焼岳にかけての地域では断続的な群発地震が、乗鞍岳から御嶽山山麓を含む長野県西部地域では連続的な群発地震が発生していることが見て取れる。前者では、とくに鷲羽岳付近から焼岳周辺にかけての地域でこの傾向が大きい。一方、長野県西部地域では、1979年10月の御嶽山の噴火に先立つ地震活動の変化、さらにその5年後の長野県西部地震の発生後の連続的な群発地震の発生が特徴的である。また、次項でも述べるが、2011年3月11日の東北地方太平洋沖地震の発生後に立山から乗鞍岳の全域において地震活動の活発化が認められる。

また、図2-3には焼岳周辺の1995年から2017年までの気象庁カタログによる震央分布を示す。これを見ると、同地域で発生する群発地震はおおまかにみるとそれぞれの震源域が大きくは重なって

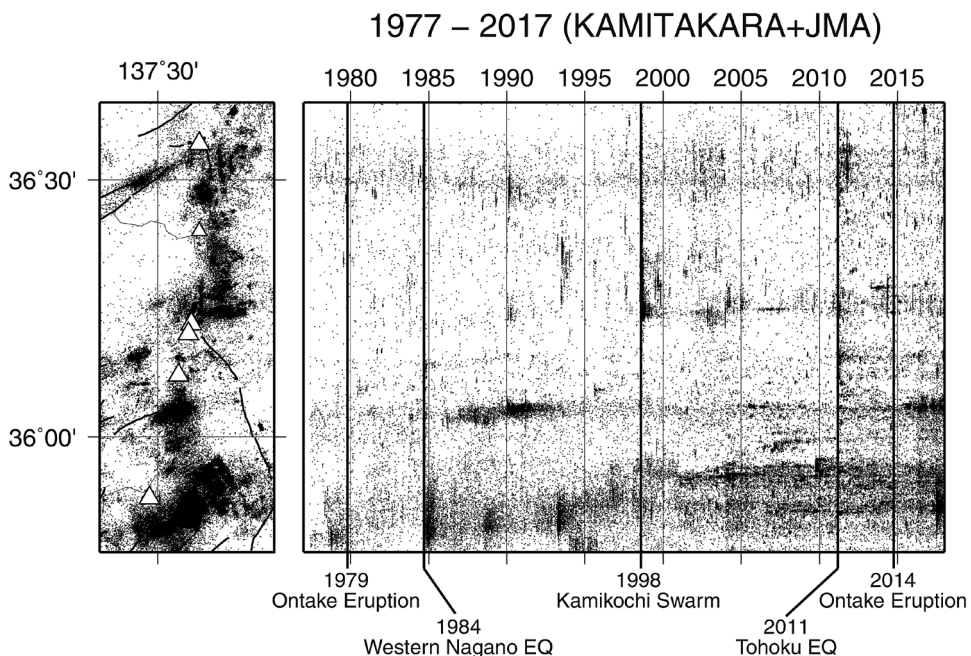
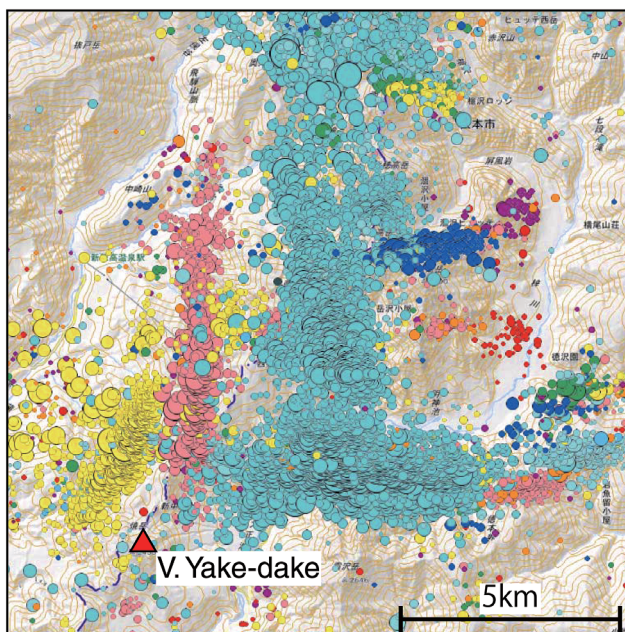


図2-2 飛騨山脈に発生する地震の時空間分布。1977年から2003年までのデータは京都大学上宝観測所によって作成されたカタログを、2004年以降は気象庁のカタログを使用して作成した。また、1977年以降の主だったイベントを時間軸上に太い実線で記載した。地図上の△印は北から、立山弥陀ヶ原、鷲羽岳、焼岳、乗鞍岳、御嶽山を示す。



● - 2010, ● 2011, ● 2012, ● 2013, ● 2014, ● 2015, ● 2016, ● 2017

図2-3 焼岳周辺の年別の震央分布。気象庁による震源カタログを使用し、Google Earth 上に国土地理院の電子国土データとともに描画したもの。

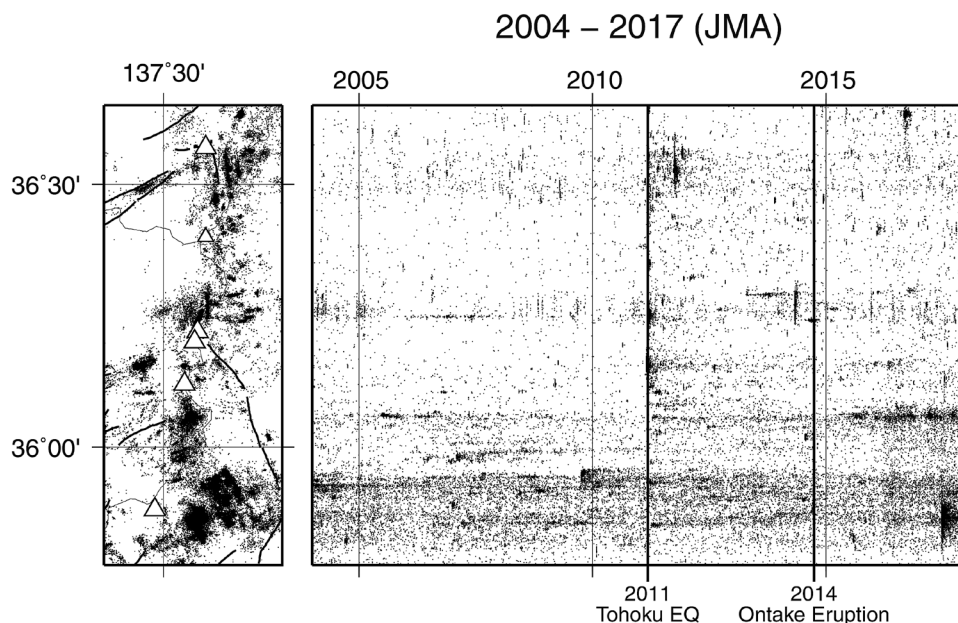


図2-4 図2-2に示した飛騨山脈の地震の時空間分布のうち、2004年以降のみを拡大したもの。気象庁カタログによる。太い実線は図2-2と同様で、2011年東北地方太平洋沖地震と2014年御嶽山噴火の時間軸上の位置を示す。地図上の△印も図2-2と同様。

おらず、それぞれの群発地震の震源域が「棲み分け」をしているようにみえる。これは当地域の群発地震の発生機構を考察する上で重要な情報と考えられ、今後の詳細な検討が待たれる。

2.2.2 東北地方太平洋地震に伴う地震活動の活発化

図2-4に2004年から14年間の地震活動の時空間分布の状況を示す。これは図2-2のなかの、2004年以降の部分拡大したものである。これによれば、前述のように2011年3月11日の東北地震本震の発生後の、立山から乗鞍岳の区間での地震活動の活発化が顕著である。

そのうち、焼岳周辺から乗鞍岳にかけての区間と立山から後立山にかけての区間では、東北地震の本震の発生後10分以内に最初のイベント

が発生しており、とくに前者では東北地震本震に伴う表面波の通過に伴って最初のイベントが発生するなど[たとえば、大見・他(2012)]東北地震に伴う誘発地震であったとの解釈がなされている[たとえば Miyazawa et al. (2011)]。焼岳周辺の地震活動は2011年4月末には一応の収束をみた。これらの地震の発震機構解は、当地域の広域応力場である北西～南東方向の圧縮場[たとえば、Kaneshima et al. (1990)]を示しており、火山活動の活発化を示すような局所的な応力場の乱れ[たとえば、Umakoshi et al. (2001)]を示すような地震は見られなかった(図2-5)。

また、立山から後立山の地震活動も東北地震の本震後10分以内に始まり、後立山東部の大町側(長野県側)で最初の顕著な地震が発生した後、立山連峰の西側(富山県側)から鷲羽岳周辺にかけて

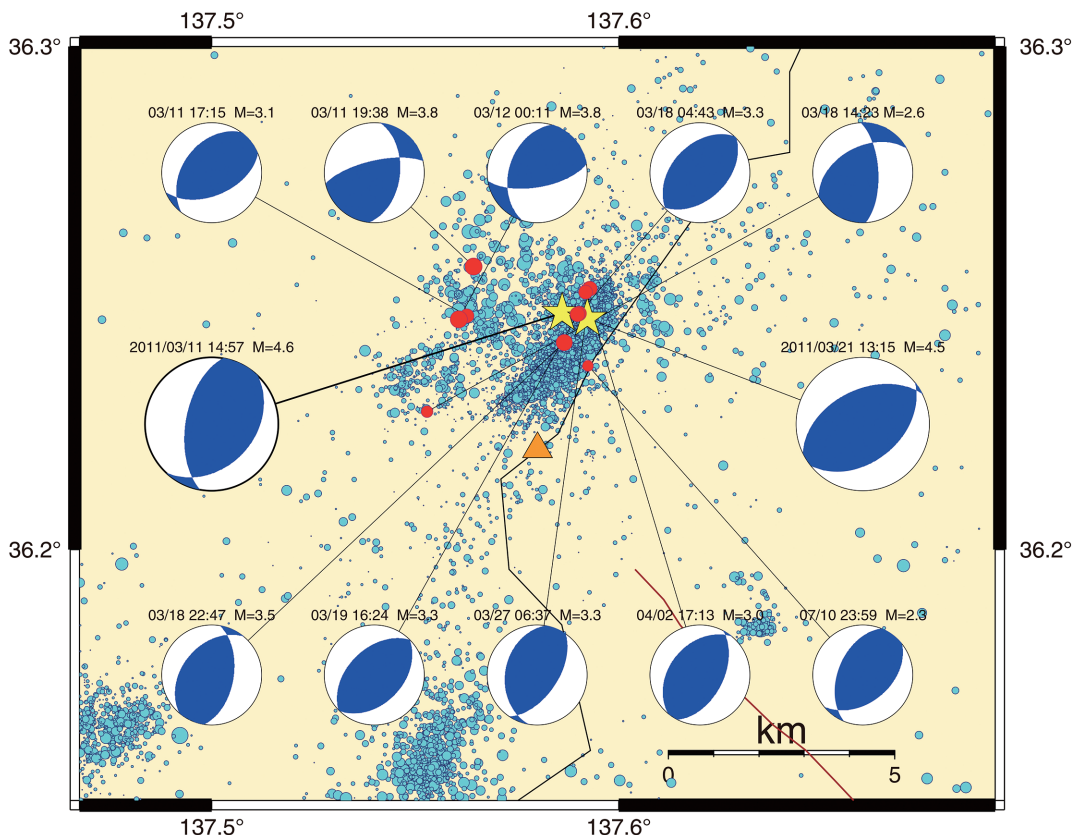


図2-5 2011年東北地方太平洋沖地震後の焼岳周辺の群発地震の震央分布と主だった地震のP波初動データによって求めた発震機構。発震機構の表示は下半球投影を使用。使用データは大見・他(2012)による。

の活動がみられた。これらの地震の震源決定は、後述のように震源域が観測点密度の低い地域であることに加え、東北地震の余震活動により地震の検出に困難を伴うものであったが、そのうちのいくつかの地震について発震機構解を求めたところ、こちらも当地域の広域応力場に調和的な解を示すものが大多数であった(図2-6)。

立山から後立山にかけての活動は、2011年3月から4月にかけての活動ののち、同年10月になって黒部ダム周辺で再び活発化した。この活動は3月の活動に比較して黒部峡谷付近に局在化しているという特徴をもっている。この活動は2個のM5クラスの地震を含むなど活発な活動を示した。

2.2.3 火山周辺の低周波地震

図2-7に示すように、飛騨山脈では火山の周辺に深部低周波地震(以下、Deep Low Frequency earthquakes, DLF 地震と記す)がみられる。これらは、通常の構造性地震より有意に深い場所に発生し、卓越周期も通常の構造性地震よりも有意に長い地震のことである。また、振幅マグニチュードは高々M1程度の微小な地震である。火山周辺では、マグマやガスなどの移動によりこのようなイベントが発生すると考えられている。

焼岳周辺のDLF地震は、気象庁カタログに低周波地震のフラグが付されるようになった2000年代初頭よりも以前から記載されているが[たとえば、大見・他(2001)]、これ以外の地域のDLF

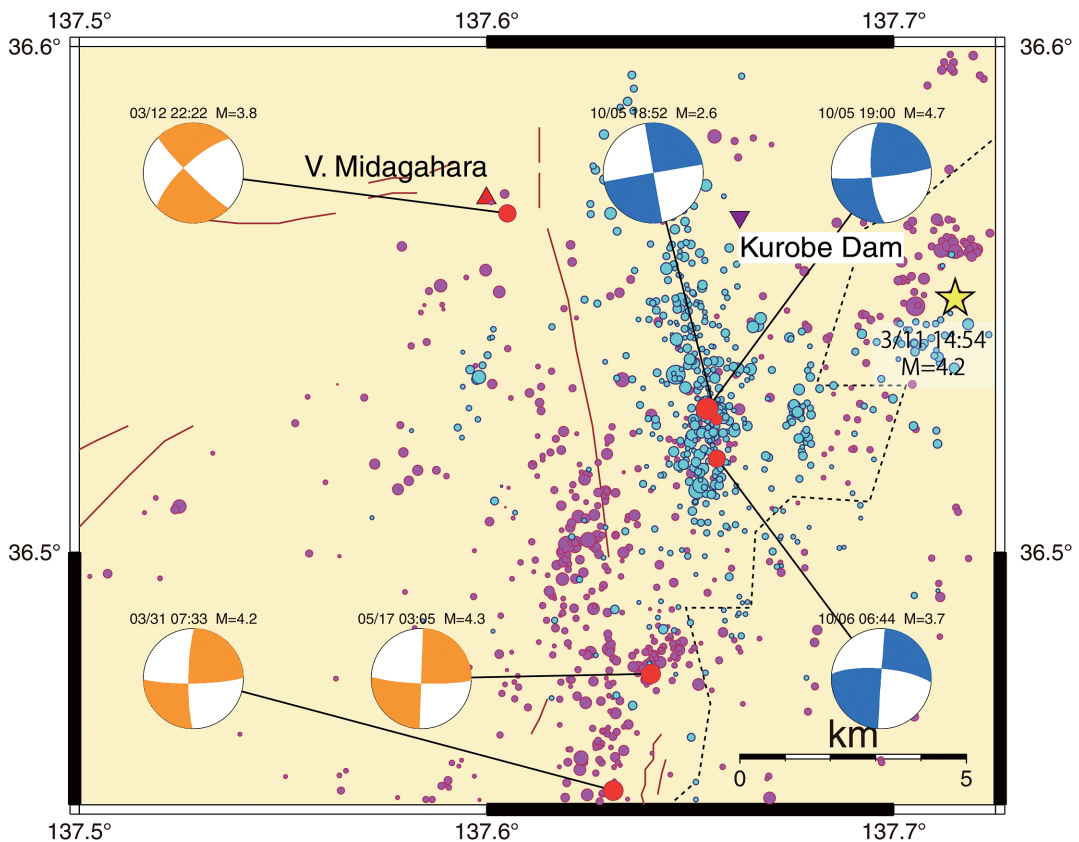


図2-6 2011年東北地方太平洋沖地震後の立山・後立山地域の震源分布と主だった地震の発震機構。発震機構を求めた地震は再決定震源を使用。それ以外の震源は2011年3月から10月までの気象庁カタログにより描画した。2011年3月から8月までの震央を紫色で、9月および10月の震央を空色で描画している。黄色の星印は、東北地震本震直後の3月11日14時54分に発生した地震。

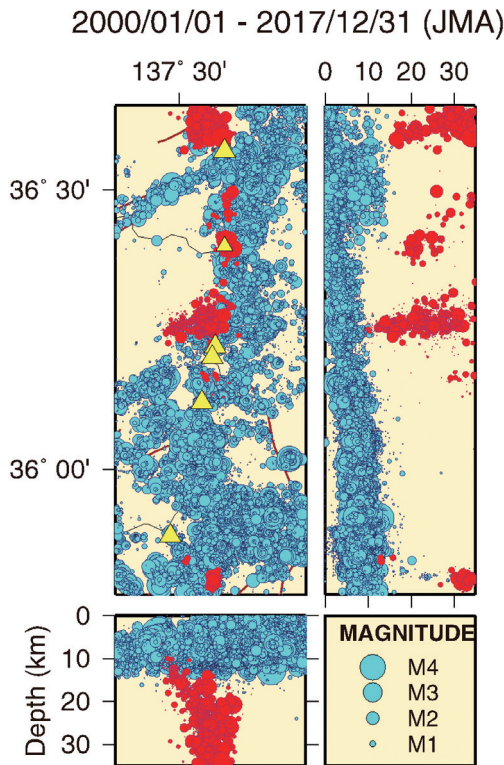


図2-7 飛騨山脈に発生する通常の構造性地震と低周波地震。青が構造性地震を、赤が低周波地震を示す。気象庁カタログによる2000年から2017年までのデータを描画。

地震の発生の記載が観測網の充実による見かけ上のものであるのか、実際に活動度が変化しているのかは過去の記録の精査によっても判別は難しい。飛騨山脈のDLF地震活動は、北から、立山北方の剣岳西麓付近、鷲岳付近、焼岳付近などに認められる。気象庁のカタログが充実した後は御嶽山周辺にも記載がみられるようになった。

ここでは、焼岳周辺のDLF地震について精査した結果を示す。前述のように、焼岳周辺では断続的に浅い群発地震が発生するという特徴があり、それらの群発地震とDLF地震の関連を調べた。調査方法は、1970年台以降、ほぼ同品質のペン描き連続記録が残されている上宝観測所の上宝観測点(DPKTJ、北緯36.2831度、東経137.3284度、標高760 m地点)の記録を詳細に調べるとい

うものである。その結果、1990年代以降、焼岳から槍ヶ岳にかけての地域で発生した浅部の群発地震にはほぼ例外なくDLF地震の発生が伴っていることがわかった。また、時間的には、まず浅部の群発地震が発生し、その後ある程度の時間を置いてDLF地震が発生するというパターンが多く見られた。さらに、1990年代以降、時間を下につれ、DLF地震の活動が活発化しているように見受けられる。表2-1にそれぞれの浅部の群発地震とDLF地震発生の関係を示す。

1990年代以降でDLFの活発化が顕著にみられたのは、1998年8月からの上高地周辺での群発地震に伴うものが最初で、1998年9月に最初のDLF地震が観測され、その後9ヶ月ほど経過した1999年6月にDLF地震の群発活動が発生した。図2-8には1998年8月からの上高地群発地震に関係して1999年6月に発生したと考えられるDLF地震群(図2-8(a))、およびそれ以外に孤立的に発生したDLF地震の波形例(図2-8(b))をしめす。これらの地震は単色のものが多いが、図2-8(b)の一部に認められるような若干の高周波成分を含むものも認められる。これらの活動の後にも、たとえば、2003年12月末の小規模な浅部群発地震活動ののちに、活発なDLF地震活動がみられた。それらは、2004年から2005年にかけて継続し、DLF地震と言うよりは大幅の連続微動とでも記載すべき波形のイベント群であり、当時の観測網では震源決定は困難であったが火山活動を憂慮させる活動であった。図2-9にこれらの連続微動的な波形の例を示す。これは2004年12月16日に発生したイベントの例である。

2005年以降、浅部の群発地震活動は特筆すべき活動はみられなかったが2011年の東北地震後の活動に際しては、火山活動との関連の見地からDLF地震活動を注視していたにもかかわらず、発生は検出できなかった。2011年の群発地震は東北地震の活発な余震活動の中で発生したものであり、東北地方の余震と飛騨山脈の地震の分離は困難を極めるものもあり、DLF地震の発生がなかったと断言はできないが、我々の観測による限り、検出はできておらず、発生もなかったのでは

表2-1 焼岳周辺での浅い群発地震とそれに伴う深部低周波地震の発生状況の調査結果。京大上宝観測点 (DPKTJ) の連続記録データを用いて調査したもの。

時期	浅い地震活動	深部低周波地震活動
1990～1991	焼岳～烏帽子岳～焼岳	詳細不明
1993/6～1994/1	槍ヶ岳群発地震 (Mmax = 5.0)	
1993/11		低周波の連続微動の様相
1994～1997		DLF 地震散発
1998/8～2000/2	飛騨山脈群発地震 (Mmax = 5.4)	
1998/9		DLF 地震散発
1999/6		DLF 地震群発 低周波の連続微動の様相
2000～2002		DLF 地震散発
2002/1～2002/5		高周波微動?
2002/10～2002/11	焼岳北方小群発地震	
2003/12	焼岳北東群発 (Mmax = 3.2)	
2004/1～2005/5		DLF 地震群発 大振幅の連続微動の様相
2011/3～2011/4	東北地震後の群発地震 (Mmax = 4.8)	DLF 地震は検知されず
2014/5	千石尾根付近の群発地震 (Mmax = 3.9)	DLF 地震群発

ないかと推測している。これは一見奇異に見えることで、2011年以前は浅部地震活動にはほぼ例外なく DLF 地震活動が付随していたにもかかわらず、2011年の活動では検知できなかったことは浅部活動と DLF 地震活動の関係を考察する上で重要な示唆を与えているようにも思われる。2011年の浅部群発地震活動は、東北地震に誘発されたものであることがそれ以前の群発地震活動とは大きく異なる部分であり、DLF 地震発生領域において DLF 地震がトリガされる応力状態になかったということなのかもしれない。

なお、その後、2013年、2014年と焼岳周辺の群発地震が認められたが、2014年5月の群発地震において、再び、DLF 地震が付随して観測された。前述のように、それまでの DLF 活動は浅部活動に対して数ヶ月遅れて発生する事例が多かったが、2014年の DLF 活動は、2014年5月3日に浅部活動が開始し、5月6日には浅い構造的な地震に混じって明瞭な DLF 波形が認められる(図

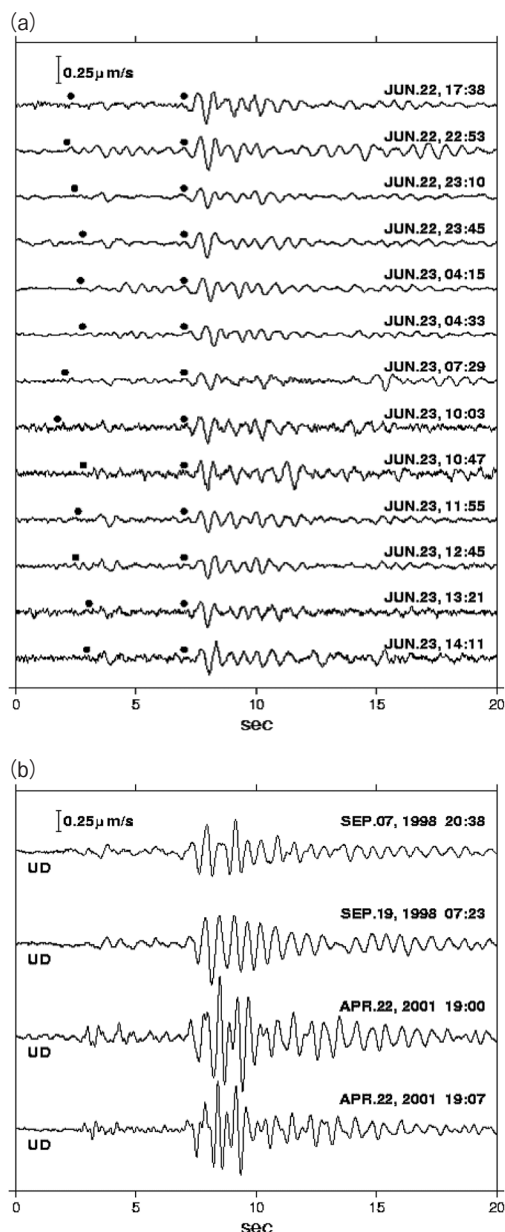


図2-8 焼岳周辺に発生する低周波地震の波形例。図2-8(a)は1999年6月の深部低周波地震の群発時の波形例。図2-8(b)は比較的孤立して発生する低周波地震の例。2001年イベントではそれ以外のイベントに比較して若干の高周波成分が重畳している。京都大学上宝観測点(DP.KTJ, 北緯36.2831度, 東経137.3284度, 標高760 m 地点)における上下動成分記録。

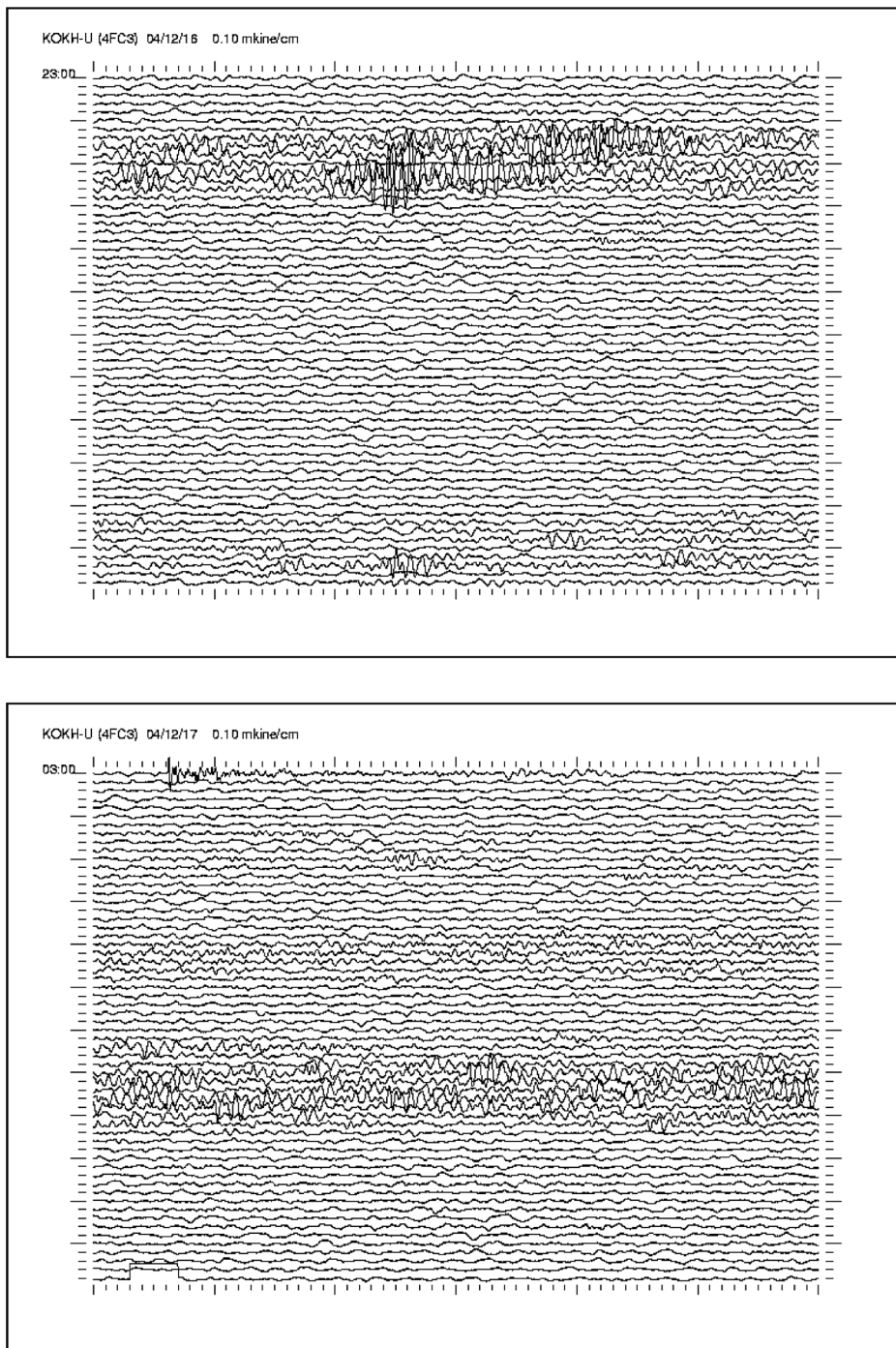


図2-9 2004年12月に観測された焼岳近傍での連続微動的な低周波イベントの波形例。それぞれ、2004年12月16日23時台、同12月17日3時台の各一時間の連続記録。防災科学技術研究所のHi-netの神岡観測点(N.KOKH, 北緯36.3779度, 東経137.3716度, 標高808 m地点)の上下動成分の記録。

2-10)。飛騨山脈の地震活動の活発化は2014年以降も引き続いて認められるので、2014年の活動を以って、東北地震による飛騨山脈の応力擾乱が回復傾向にあるとは断言できないが、なんらかの示唆をもたらす現象であるのではと考えられた。

なお、本原稿の執筆時点(2018年3月)では、2014年以降、焼岳地域での活発な群発地震活動は発生していない。

2.3 飛騨山脈の南部と北部の地震活動検知能力について

これまで、主に飛騨山脈南部の槍ヶ岳から焼岳にかけての地域の地震活動について述べてきた。これは、活火山である焼岳の活動把握に直結する問題であるという見地からも重要と考えられる。ここでは、同様の視点から見た、飛騨山脈北部の活火山である立山弥陀ヶ原周辺の地震火山活動観測網について比較する。飛騨山脈は急峻な地形を擁し、定常的な地震火山活動把握のための観測網

の構築等が極めて困難な地域である。これまで飛騨山脈南部については上宝観測所等が徐々に定常的な観測網を整備して現在に至っているが北部の立山から黒部にかけての地域では、たとえば、岩岡・他(2000)のようなオフラインの地震観測点を用いた短期間の観測研究を除いては、地震火山活動の研究監視観測は不十分である。図2-11は、同縮尺で描いた、焼岳周辺と立山弥陀ヶ原周辺の、それぞれの火山を中心とした半径10 km程度の範囲にある地震火山活動研究監視観測網の観測点分布ならびに気象庁による同期間の震央分布を示したものである。これを見てわかるように立山周辺での研究監視観測網はまったく不十分であることがわかる。この地域の地震の震源は非常に浅く、図外の近傍にたとえば上宝観測所所管の立山雑穀谷観測点(DPTYJ、北緯36.5889度、東経137.4892度、標高785 m地点)などがあるが、これらの観測点だけでは地震の震源の深さ分布や発震機構を正しく決定することはきわめて困難である。飛騨

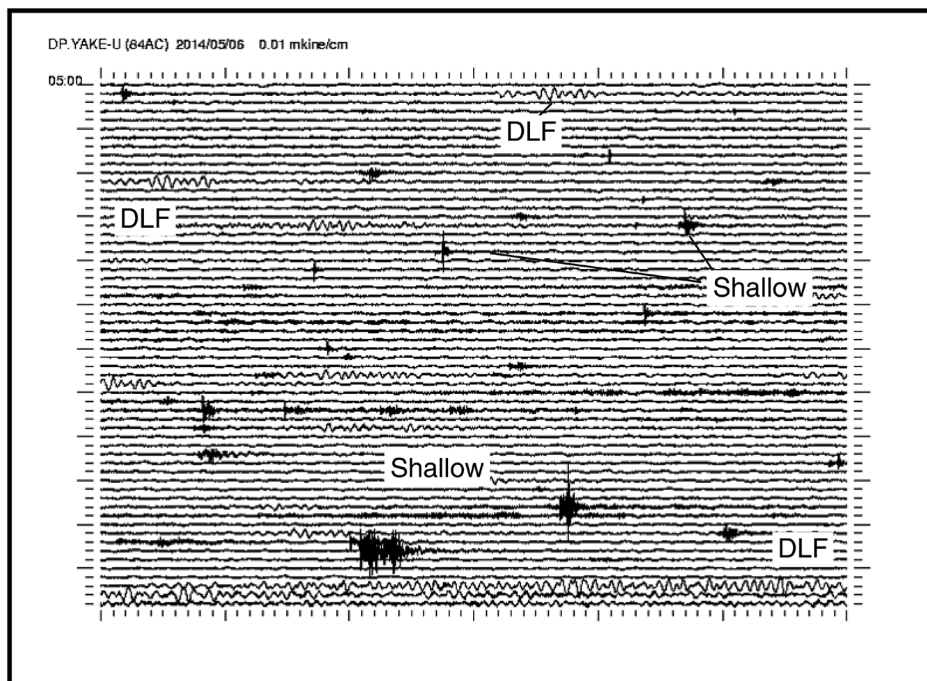
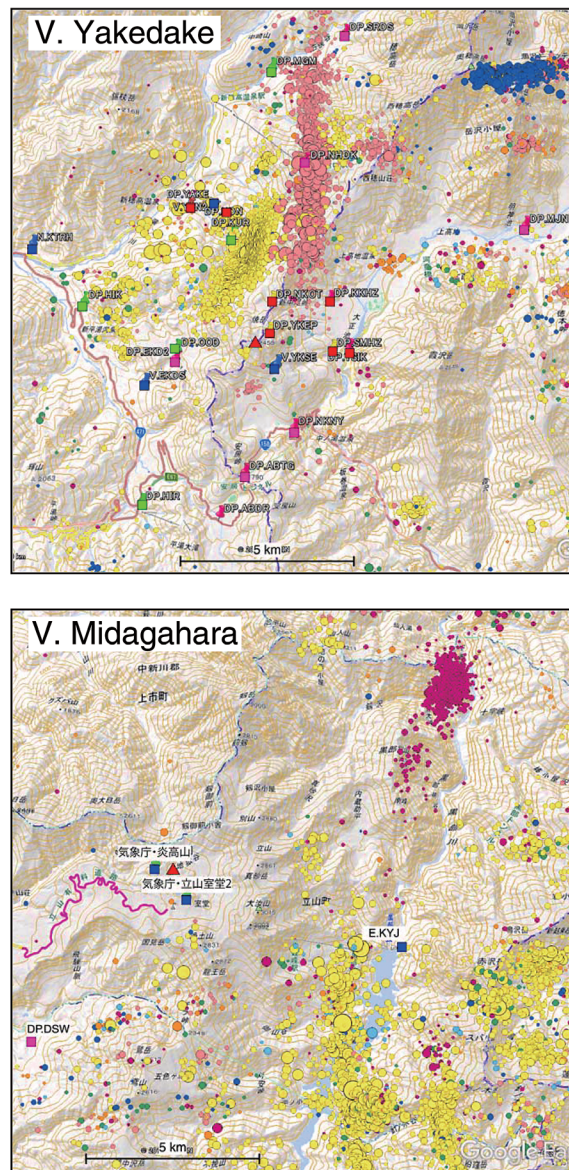


図2-10 2014年5月の飛騨山脈南部の群発地震に伴う、浅部構造性地震と深部低周波地震が混在した記録の例。2014年5月6日5時台の一時間の記録。京大焼岳観測点(DPYAKE、北緯36.2583度、東経137.5666度、標高1081 m地点)での記録。



Seismic Stations: ■ DPRI, ■ DPRI (Offline), ■ NIED, JMA & ERI, ■ MLIT
 Hypocenter: ● 2010, ● 2011, ● 2012, ● 2013, ● 2014, ● 2015, ● 2016, ● 2017

図2-11 焼岳周辺(上)と立山弥陀ヶ原周辺(下)での既存の地震観測網の同縮尺での比較。各機関が運用中の観測点を■で示すとともに、気象庁カタログによる2010年以降の震源を描画している。

山脈北部地域の地震火山活動やテクトニクスを明らかにするためには、脊梁部近傍を含めて、気象庁や防災科学技術研究所のような機関による現業的な連続運用が可能な稠密観測網が必要であると

考えられる。

参考文献

岩岡圭美・川崎一朗・平田 直・平松良浩・渡辺 了,

2000, 飛騨山脈中心部の微小地震活動, 地震 2, 53, 95-99.

Kaneshima, S., 1990, Origin of crustal anisotropy: Shear wave splitting studies in Japan, *J. Geophys. Res.*, 95, 11121-11133.

気象庁, 2005, 日本活火山総覧 (第3版), 財団法人気象業務支援センター, 東京, 635 pp.

Miyazawa, M., 2011, Propagation of an earthquake triggering front from the 2011 Tohoku-Oki earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, 38, L23307, doi:10.1029/2011GL049795.

大見士朗・和田博夫・伊藤 潔, 2001, 1998年飛騨山脈群発地震後の深部低周波地震群発活動, 地震 2, 54, 415-420.

大見士朗・和田博夫・伊藤 潔, 2003, 焼岳火山の深部地震活動, 京都大学防災研究所年報, 46B, 691-700.

大見士朗・和田博夫・濱田勇輝, 2012, 飛騨山脈焼岳火山周辺における東北地方太平洋沖地震後の群発地震活動, 地震 2, 65, 85-94, DOI:10.4294/zisin.65.85.

大見士朗, 2015, Matched Filter Method による群発地震解析の試み～2013年飛騨山脈穂高岳付近の地震活動の例～, 地震 2, 68, 1-15, DOI:10.4294/zisin.68.1.

大見士朗, 2016, 飛騨山脈南部脊梁部で発生する地震の震源域近傍での震度について～2014年飛騨山脈南部の地震活動の例～, 地震 2, 69, 113-118, DOI:10.4294/zisin.69.113.

Umakoshi, K., H. Shimizu, and N. Matsuwo, 2001, Volcano-tectonic seismicity at Unzen volcano, Japan, 1985-1999, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 112, 117-131.

和田博夫・伊藤 潔・梅田康弘・角野由夫, 1993, 焼岳火山付近の群発地震観測, 京都大学防災研究所年報, 36B-1, 291-303.

和田博夫・伊藤 潔・小泉 誠, 1994, 飛騨山脈の地震活動－1993年槍ヶ岳付近の活動－, 京都大学防災研究所年報, 37B-1, 365-380.

和田博夫・伊藤 潔・大見士朗・岩岡圭美・池田直人・北田和幸, 1999, 1998年飛騨山脈群発地震, 京都大学防災研究所年報, 42B-1, 81-96.

和田博夫・伊藤 潔・大見士朗, 2000, 飛騨山脈の群発地震 (その2)－周辺活動域への影響－, 京都大学防災研究所年報, 43B-1, 115-121.

3. 御嶽山からの教訓

國友孝洋⁶

3.1 はじめに

2017年9月25日～26日に立山カルデラ巡検に参加し, 強いインプレッションを受けた。一つは, かつて成層火山であった立山が, 現在は, その姿が想像できないほど侵食されているという事実に対してである。これは, 成層火山がある段階で迎える姿の一つと捉えることができる。もう一つは, 六九谷展望台からみた多枝原平と多枝原谷に設置された砂防ダムとのスケールの対比である。多枝原平は, 1858年安政飛越地震による大鳶崩れなどの土砂 (鳶泥) が堆積した場所である [例えば, 野崎 (2018)]。その地形が示す崩落の規模と比較すると, 人が築いた防災の砦である砂防ダムは問題にならないほど小さい。立山カルデラ砂防博物館で多枝原平のジオラマを見た際に, 解説者の方にそのことを率直に質問したところ, 返ってきた回答もまた印象的であった「想像を超える災害は, 受け入れるしかない」。御嶽山では, 1984年長野県西部地震により大規模な山体崩壊 (御嶽崩れ) が生じている。この御嶽崩れを遙かに凌駕する山体崩壊が, 立山カルデラでは何度も発生していることを知ったことも大きな衝撃であった。

御嶽山は, 教訓に富んだ火山である。1979年には, 有史以来の沈黙を破って突然噴火し, 活火山の定義を見直すきっかけとなった [例えば, 日本火山学会編 (2015)]。御嶽山は噴気活動があることから活火山に分類されていたものの [気象庁 (1975)], 噴火しない火山と思われていた。1984年の長野県西部地震の際に発生した御嶽崩れは, 「戦後最大規模の」大崩壊という形容詞もつけられるほどに注目され, 山体崩壊に対する理解が進んだ [例えば, 長岡 (1987)]。2014年の噴火では63名の死者行方不明者を出し, ニュースには「戦後最悪の火山災害」という見出しが躍った。この噴火災害を契機に, 気象庁や自治体の火山防災に対する取り組みにも大きな変化がもたらされつつ

⁶ 名古屋大学大学院環境学研究科 附属地震火山研究センター 御嶽山火山研究施設

ある[例えば、木股(2017)]。その一つが、長野県から名古屋大学への寄附で実現した御嶽山火山研究施設(以下、研究施設。2017年7月2日開所)である。研究施設は、教授(併任)、特任准教授(専任)、研究協力員(専任、長野県から出向)の3名からなり、専任2名が、長野県木曽郡木曽町の三岳支所内の役場フロアの一角に設けられた執務コーナーに在席し、地元と顔の見える防災関係を築くことを目指している。小論では、2017年6月から研究施設に勤務している著者が、これまで取材してきた内容に基づいて、御嶽山の成り立ちから2014年の噴火災害に到るまでの噴火史・火山災害史を概観し、そこから読み取れる教訓について考えてみたい。

3.2 御嶽山とその成り立ち

3.2.1 御嶽山の特徴

御嶽山は、標高3067 mの成層火山で、火山としては富士山に次ぐ国内第2位の高峰である。独立峰であり、山頂からの眺めは素晴らしく、北方向には乗鞍岳～飛驒山脈、北西方向には白山～両白山地、東ないし東南方向には木曽駒ヶ岳～木曽山脈および赤石山脈などの山々を望み、遠く富士山(約3000 mよりも上部)までも眺望することができる。御嶽山は、火山列の並びやP波の低速度域の繋がり、火山ガスの特徴などから、乗鞍火山列に属すると考えられるが[例えば、松原(2018)、日下部(2018)]、山脈に連なると言えるような稜線の繋がりとは認められないため、飛驒山脈には属していないと考えられる(図3-1)。御嶽山の山頂域には、マグマ噴火により形成された火口湖(池)が、ほぼ南北に約3 kmに渡って連なり、その景観は、登山した者にとっての大きな魅力となっている(図3-2)。滝が多いのも御嶽山の特徴である。降水量が多いことに加えて、火山体内部への貯水や森林による涵養、積雪などにより豊かな水が存在している。また、急峻な地形の高峰であり、山体が大きい独立峰であることが全方向に滝に必要な高低差を生み出している。溶岩流の末端部の高低差を利用した滝も多く見られる。こうした御嶽山の特徴は、御嶽山が火山活動を繰り返



図3-1 上空から御嶽山～飛驒山脈を望む(2014年1月27日著者撮影)。

すことによって形成されてきたものである。

3.2.2 御嶽山の成り立ち

御嶽山の火山活動は、大きくは、古期御嶽火山と新期御嶽火山とに分けられる[山田・小林(1988)]。古期御嶽火山は、約80万年前から約40万年前までの約40万年間活動した[例えば、Kioka et al. (1998)、松本・小林(1999)、Takeshita et al. (2016)](年代の詳細を議論するつもりはないので、数字は丸めてある)。その後、約30万年間の休止期間を経て、新期御嶽火山の活動を開始する。約10万年前に広域テフラ(御嶽 Pm-I など)を宮城県にまでも堆積させるような大噴火を起こし、カルデラを形成した[例えば、Matsumoto and Kobayashi (1995)、竹内ほか(1998)]。御嶽 Pm-I では、300億トン以上のテフラが放出されたと推定されており、広範囲にわたって1 m以上のテフラが堆積した(図3-3)[早川(2003)、町田・新井(2003)]。その後の継母岳火山群や摩利支天火山群の新期御嶽火山の活動によりカルデラ内は埋め立てられ、現在の火山体が形成された。御嶽山の山頂が南北に長い稜線を持っているのは、摩利支天火山群の活動において、時代と共に噴火口が移動し、多数の火山体が南北方向に連なっていることが原因であると考えられる[小林(2017)]。

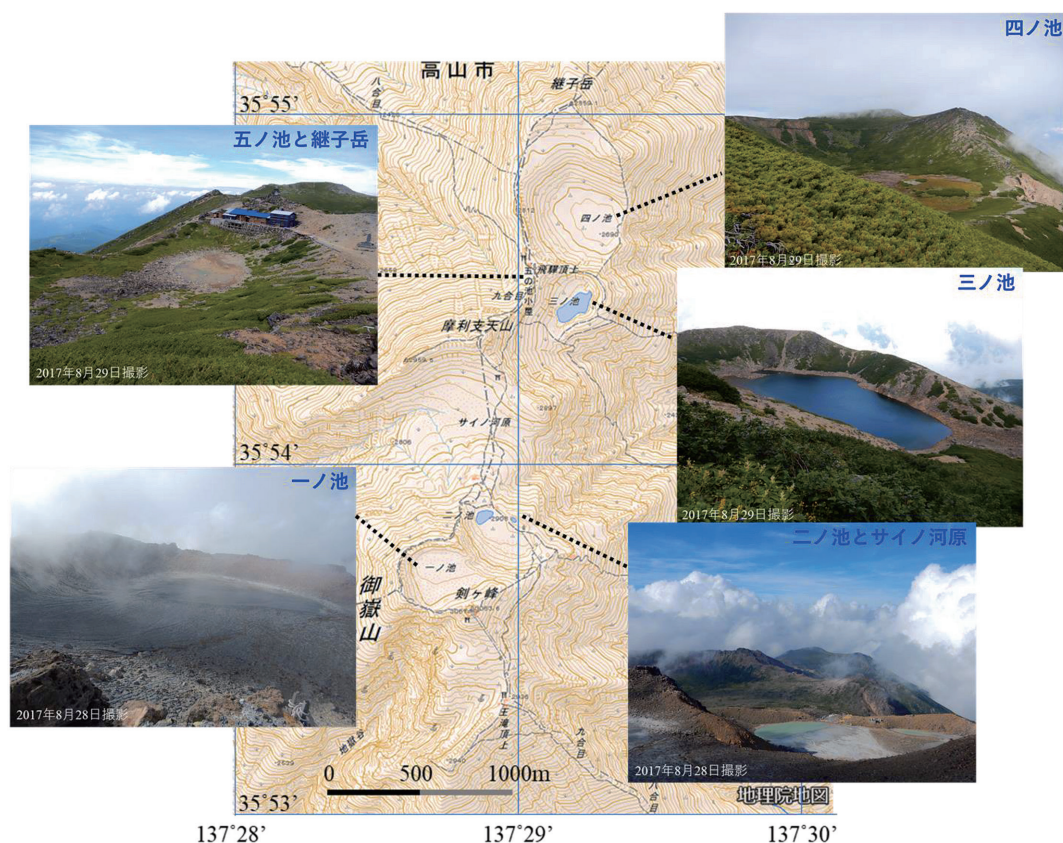


図3-2 御嶽山の山頂域に分布する一ノ池から五ノ池までの火口湖 (2017年 8月28日～29日著者撮影)。地図は、地理院地図 (標準地図)。

3. 2. 3 御嶽山の噴火史と噴火口の移動

御嶽山の噴火史では、主として K-Ar 法により溶岩の固結年代が推定されてきた [Matsumoto and Kobayashi (1995), 松本・小林 (1999) など]。その結果によれば、マグマ噴火は、約 2 万年前の三ノ池の活動が最後で、その後は、水蒸気爆発が間欠的に発生する程度の静穏期にあると考えられてきた [例えば、山田・小林 (1988)]。しかし、近年の研究によって、最近約 1 万年前でマグマ噴火が 4 回 (以上)、水蒸気爆発が十数回発生したことが明らかになってきた [及川ほか (2014)]。例えば、三ノ池の活動によると考えられる火山礫・火山岩塊を含む地層の ^{14}C 年代が約 9000 年前頃であることが判明するなど、御嶽山の噴火史は大きく見直されつつある [及川ほか (2015)]。これら

の研究は、論文として公表されていないものも多く、今後十分な検証作業が必要である。年代などの改訂が行われる可能性も残されているが、小論の主旨に大きく影響することはないので、これらの研究も含めて山頂火口湖が形成された約 4 万年間からの噴火口の移動について概観する (図 3-4)。なお、最近 1 万年間のマグマ噴火の研究については、木股 (2010) によるまとめがある。年代については参考文献そのままではなく丸めた数字を記載している。

マグマ噴火を伴う噴火口は、①四ノ池 < 3.7~3.2 万年前, Matsumoto and Kobayashi (1995) > → ②一ノ池 < 約 3.1 万年前, Matsumoto and Kobayashi (1995) > → ③カラ谷 < 約 1 万年前, 鈴木ほか (2009) > → ④三ノ池 < 約 9000 年前, 及川ほか

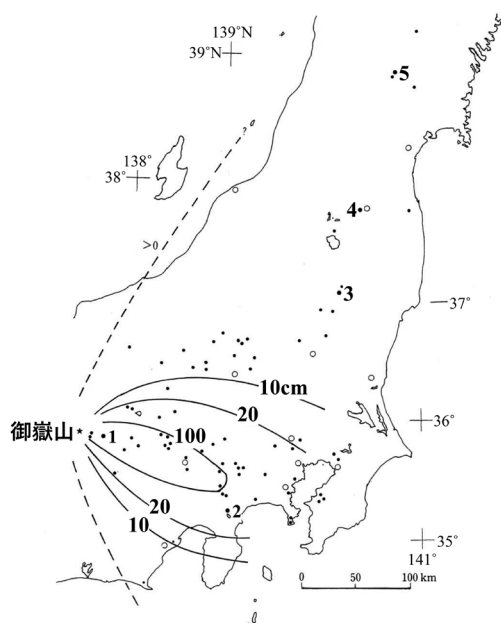


図3-3 御嶽 Pm-I テフラの等層高線図と主な算出地点 [町田・新井 (2003) に加筆]。1. 木曽福島町石亀平, 2. 小山町生土西沢, 3. 那須町高久, 4. 福島市佐原町, 5. 鳴子町鬼首北滝。

(2015) >→⑤五ノ池<約5200年前, 鈴木ほか (2007) >→⑥黒岩<約4500年前など, 鈴木ほか (2009) >と移動している。他にも, 水蒸気爆発の跡と見られる比較的新しい地形が山頂域の各所に見られるが, 噴火年代等の詳細は不明である。御嶽山では, このように噴火口が年代とともに移動しており, 現在の噴火 (水蒸気爆発) の現場は, 南端部の地獄谷を中心とする区域である。

3.3 御嶽山の有史以降の噴火と災害

3.3.1 噴火の規模と噴火口の形成

御嶽山の有史以降の噴火は, 1979年10月28日の水蒸気爆発によって始まった。それ以降の噴火は全て水蒸気爆発 (水蒸気噴火) であり, 剣ヶ峰の南西側にある地獄谷およびその周辺で起きている (図3-5)。1979年噴火と2014年噴火の噴出量は, 数十万トンから百数十万トン程度と推定されており, 研究毎に推定値が大きくばらついているが, はほぼ同規模であったと推定されている [例えば, Maeno et al. (2016)]。噴火規模は同程度でも, 降下テフラの拡がり方は異なっており, 1979年は薄

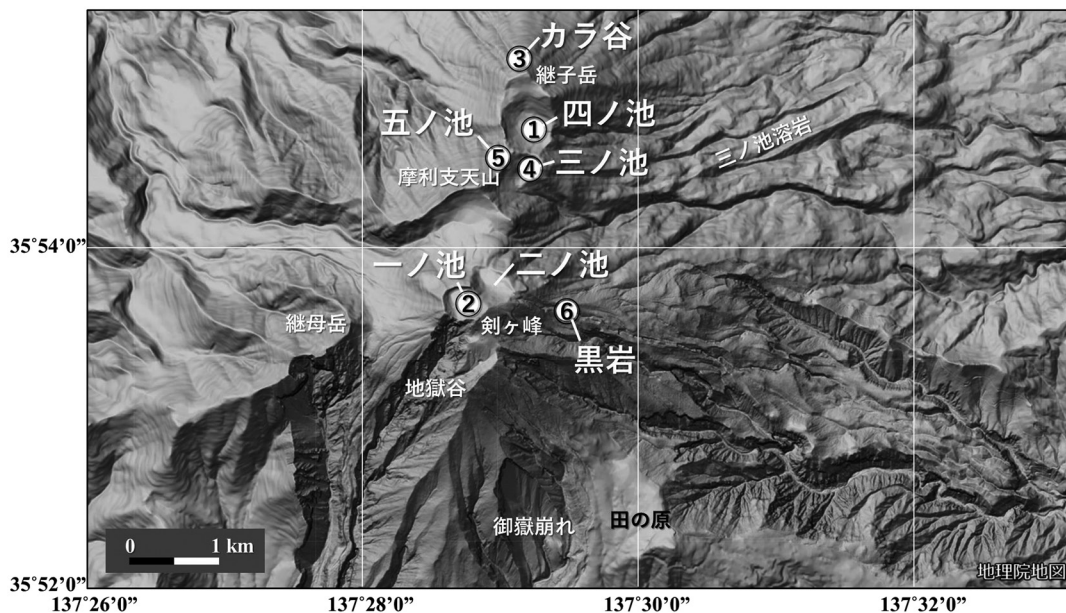


図3-4 御嶽山の4万年前以降のマグマ噴火の位置。○で囲った数字が噴火の順番。二ノ池は, 一ノ池の前か後であるが年代は不明。地図は, 地理院地図の陰影起伏図と傾斜量図を合成。

く広く、2014年は山頂域に厚く積もった[及川ほか(2014)]。2014年噴火では火砕物密度流(火砕流・火砕サージ)の発生があったためと考えられている。一方、1991年および2007年の噴火は、せいぜい数十トンの規模であったとみられている[木股ほか(1991)、及川ほか(2014)]。1991年および2007年噴火では、1979年の噴火口の一つ(79-7火口)が再利用されたが、2014年噴火では、1979年の火口列の西側に新たに火口列が形成された。噴火の規模がある程度以上になると、新たな場所に噴火口が形成されることを示していると考えられる。2014年火口列およびその近傍では、現在も活発な噴気活動が継続している(図3-6)。

2017年7月6日および7日の時点では79-7火口からも弱いながらも噴気が確認されている(田ノ上氏私信。7月上旬の気象庁の山頂調査に同行)。このことから、1979年以降の噴火で使われてきた79-7火口が完全に閉塞したわけではないことが窺えるが、著者が、8月28日、9月29日、10月18日に79-7火口が見える位置に登った際には、噴気は見られなかった。2014年火口からの噴煙高度は、2017年では7月7日前後に最も高く、その後は低

調であった[例えば、気象庁地震火山部火山監視・情報センター(2018)]。新しく開いた2014年火口列が噴気孔として使われるため、79-7火口は普段は閉じているが、地下の噴気の内圧が高まった時には噴気孔が開くと考えられる。火山ガスによる被害には一定の注意を払う必要があるだろう。

3.3.2 有史以降の噴火—噴火に到る経緯

御嶽山の有史以降の噴火では、噴火に先行して、山体下の地震活動が活発化したことが報告されている[例えば、木股(2017)]。1979年当時は、御嶽山直下の震源決定に使える地震観測点(名古屋大学)が、山頂から南東に約13 km離れた牧尾ダムと北に12 km離れた高根にしかなく、震源決定の不確定性は残るが、噴火前日の23時頃から御嶽山の山頂下を震源とする火山性地震(以下、地震のタイプによらず山体下で発生する地震を総称して火山性地震と呼ぶ)の活発化が観測されている[青木ほか(1980)]。その後、田の原(7合目。図3-4)での地震観測が始まり、1991年噴火では、約一か月前に地震活動が、数日前に火山性微動が活発化するのが観測された。2007年噴火の



図3-5 有史以降の噴火口。国土地理院 1:5,000火山基本図「御嶽山」に加筆。2014年噴火口列は、国土地理院による推定火口(2014/09/30暫定版:航空機 SAR 画像判読)。



図3-6 2014年噴火口からの噴気活動。剣ヶ峰より南西方向の地獄谷を望む(2017年10月18日著者撮影)。

際には、地震観測点も充実し、GPS 連続観測も行われていた。噴火約3か月前には、火山性地震の活発化と山体膨張を示す山頂を挟む2点間の基線長の伸びが、約2か月前には火山性微動の活発化に加えて超低周波地震の発生が確認され、深部でのマグマの貫入・停止と帯水層の過熱による水蒸気爆発の過程がモデル化された[Nakamichi et al. (2009)]。

2014年9月27日の噴火では、8月末から火山性地震の活動が見られはじめ、9月10日～11日にかけてピークとなったが、その後は減少し、火山性微動や山体膨張を示す傾斜変動が観測されたのは、それぞれ、噴火の11分前と7分前であった[例えば、気象庁地震火山部火山監視・情報センター(2014)]。結果として、気象庁は噴火の44分後に、噴火警戒レベルを1から3へ引き上げた。噴火前に、気象庁は、火山性地震の活発化を、「火山の状況に関する解説情報」(以下「解説情報」)を11日、12日、16日に発信し、2007年程度の小規模な噴火の可能性があることを自治体などに注意喚起した[気象庁地震火山部(2014a, 2014b, 2014c)]。しかし、自治体は、気象庁からの「解説情報」に対して、噴火が差し迫っているとは捉えず、登山者の安全を確保するために行動することができなかった。噴火当日の登山者の方やご遺族の方へ信濃毎日新聞社が行ったアンケートでは、4割の方が御嶽山を火山と認識しておらず、

火山と知っていても8割の方が噴火に注意すべきと思っていなかったという結果が出ている[木股(2017)]。登山者の方々へは、御嶽山が活火山であること、火山には魅力とリスクとが共存していることを的確に理解をしてもらう工夫が必要である。

3.4 山体崩壊

火山には、噴火以外にも様々なリスクが存在している。火山のリスクとして、居住地域にまで被害が及ぶ山体崩壊についての議論は外せない。噴火により形成されてきた火山体は、地震や噴火、降雨などにより崩壊していく。ここでは、御嶽崩れと木曽川泥流を取り上げる。なお、火山体が長期間維持されるためには、崩壊した量を補うべく、噴火により火砕物や溶岩が付加される必要がある。御嶽山でも大小様々な山体崩壊があったと考えられるが、大きな独立峰としての山体が維持されているのは、山体崩壊による削剥量よりも噴火による供給量の方が多いということを意味している。

3.4.1 御嶽崩れ

1984年9月14日、長野県西部地震(M6.8)の強い揺れは、御嶽山の南側斜面で大規模な山体崩壊(御嶽崩れ)を引き起こした。その岩屑なだれは、伝上川を流下し、王滝川を堰き止めて自然湖を形成した(図3-1)。岩屑なだれの総量は3400万 m^3 と推定されている[長岡(1987)]。同時に、王滝村東地区など複数箇所でも崩壊・土砂崩れが発生しており、合計で29名の方が犠牲となった。御嶽崩れによる山体崩壊後の地形は、登山道の入り口の一つである田の原の駐車場から眺めることができる(図3-7)。現在でも、時々小規模な崩落(落石)があるため、崖部分には植生がなく、火山体の内部を見ることができる。成層火山は、一般的に、火砕物や溶岩が、急斜面にほぼ平行に積み重なっただけの不安定な構造をしている。御嶽崩れでは、千本松テフラ層下部の軽石層(図3-7b 右中央部の赤い地層の下部)が滑り面になって崩壊したと考えられている[小林(1987)]。

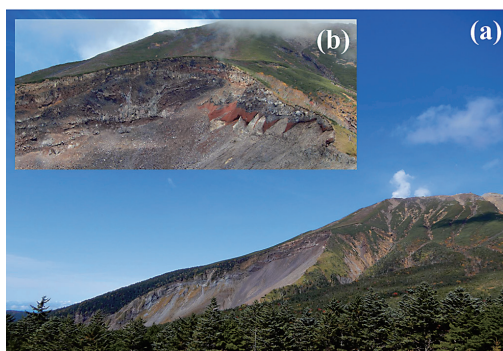


図3-7 (a) 田の原駐車場(王滝村)から見た御嶽山南斜面(2017年10月8日著者撮影)。山体崩壊(御嶽崩れ)の跡を見ることができる。右端の植生のない高い部分が剣ヶ峰(3067m)。白く立ち上るのは地獄谷からの噴気。(b) 下から見た御嶽崩れ上部の拡大。溶岩、火山灰、軽石、スコリア層などが積み重なった火山体内部の様子を見ることができる。右側の赤く見える地層が千本松テフラ層

3.4.2 木曽川泥流

約5万年前には、御嶽山北東斜面で大規模な岩屑なだれが発生し、木曽川を泥流となって約200 kmを流下し、愛知県の犬山まで堆積物を残した(木曽川泥流、図3-8) [例えば、中村ほか(1992)、小林(2017)]。崩壊堆積物の規模は、16~27億 m^3 と推定されており、御嶽崩れと比較すると47~79倍に相当する[吉田(2010)]。これは、磐梯山(1888年)やセントヘレンズ山(1980年)などと同じ規模($10^9 m^3$ オーダー)の山体崩壊である。木曽川泥流の発生原因は必ずしも明らかではないが、発生時期が新期御嶽火山の活動期(継子岳火山の前)で氷期(ヴェルム期)であることから、噴火およびその熱による融氷などが原因かもしれない。御嶽山の東側を取り巻く長野県木曽町の多くはこの木曽川泥流堆積物の洗礼を受けている。特に、末川沿いの開田地区は、その地下に広く木曽川泥流堆積物が分布しており、木曽川泥流で出来た起伏のある平坦地が、生活やレクリエーション(ゴルフ場など)の場として利用されている(図3-9)。

3.5 御嶽山からの教訓

3.5.1 全員参加型の火山防災体制

はじめにも触れたように、2014年9月27日の御嶽山噴火は、63名の登山者が犠牲となる大災害となった。約10万年前のカルデラを形成した大噴火や約5万年前の木曽川泥流など広域にわたって深刻な影響を与える事象や「御嶽崩れ」のように地震によって突然発生する大規模な土石流を防ぐのはほぼ不可能であり、避難するのも大変困難であろう。しかし、噴火の規模が小さく火砕流や噴石などの影響が山頂域に限られていた2014年噴火に関しては、登山者が、その時にその場所に居ないという選択さえできていれば、人的被害は防げた災害であったと考えられる。噴火の17日前に火山性地震が活発化したという情報を、噴火の予兆と捉えていれば、それぞれの立場での対応も変わったであろう。このことを鑑みれば、火山防災のためには、次のことが必要だと考えられる。気象庁(および火山研究者)は、火山活動に対する評価力を向上させ、的確で迅速な情報発信を行えるようにする。自治体や観光業者等は、気象庁などから受け取る火山情報を読み解く力量を強化し、登山者や住民に対して安全サイドに立った情報提供や立入規制が行えるようにする。登山者や住民は、主体的に情報取得を行い、リスクがあると判断される時には、自治体が規制していない場合でも、その場所には近づかない。情報がなくても突然噴火に遭遇するリスクがあることを常に念頭に置いて、行動したり装備を心がけたりする。こうした全員参加型の防災体制でなければ、火山の人的災害をなくすことはできないと思われる。

3.5.2 登りやすい火山に潜むリスク

御嶽山は、ロープウェイや車で7合目(約2200m)までアクセスすることができ、登山道も整備されているため、3000 m級の山としては比較的登りやすいのが特徴である。山小屋や避難小屋も1合目毎にあり、登山者は、その体力に応じて休みながら登山を楽しむことができる。飛騨山脈には、乗鞍岳や立山(弥陀ヶ原)のように、登山という意識をもたなくてもアクセスできる活火

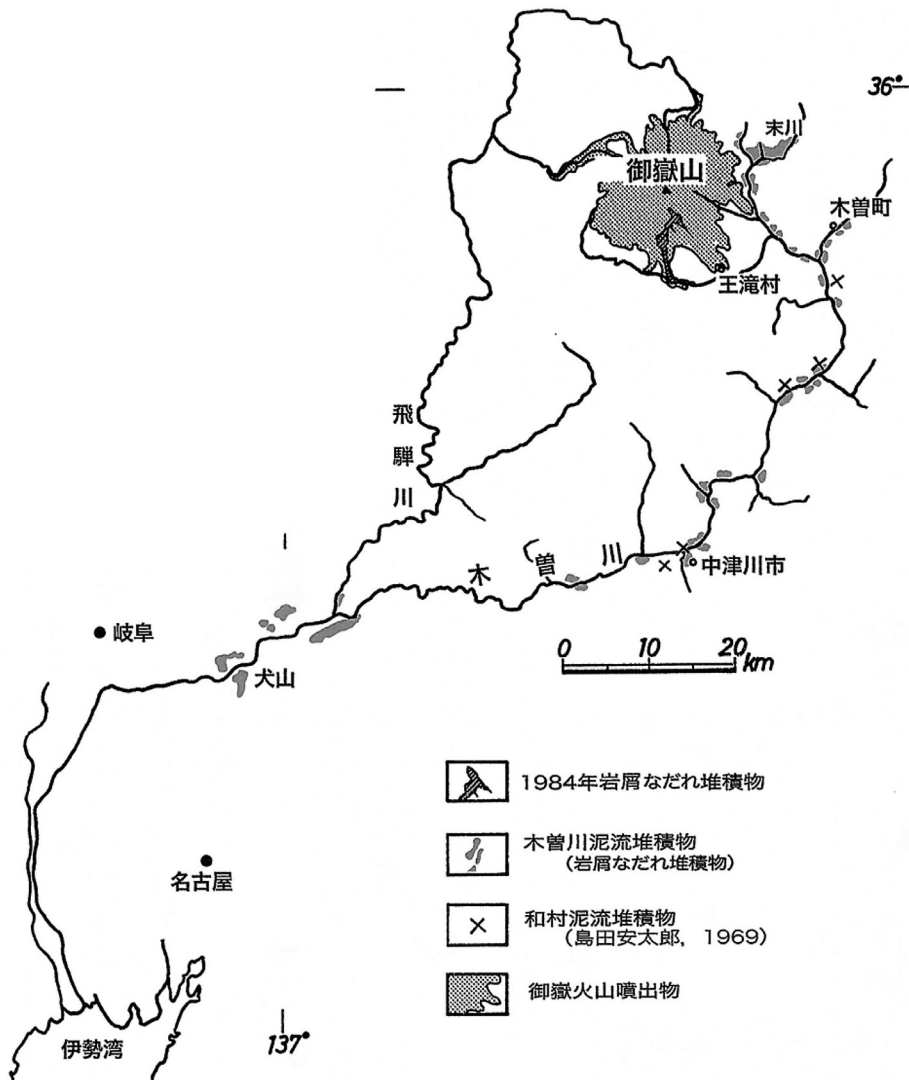


図3-8 御嶽山の山体崩壊堆積物 [小林 (2017)]。和村泥流は、古期御嶽火山活動後の休止期間に発生した泥流堆積物。

山が存在している。登山の容易な活火山ほど、装備なしで登れる分、リスクは大きいと考えるべきかもしれない。御嶽山2014年噴火や本白根山2018年噴火などを教訓として、登山者は、火山に登る場合は、突発的な噴火があり得るという心構えが必要だろう。通常の登山装備だけでもある程度リスク軽減に役立つと思われる。例えば、噴火で怪我をして動けなくなったとき、防寒着があれば救援を待つ間に低体温症で亡くなるようなリスク

は軽減できるだろう。ヘルメットは、高速の火山岩塊の直撃から頭部を守ることはできないが、小さな火山礫が頭部に当たって行動不能になるリスクを軽減することはできるだろう。

3.5.3 噴火口の移動

他の活火山にも言えることであるが、御嶽山では噴火口が移動する。2014年噴火では、想定されていた79-7火口からの噴火ではなく、新たに噴火



図3-9 開田末川のゴルフ場の下に分布する木曽川泥流堆積物 (2017年11月5日著者撮影)。左側に岩屑なれ堆積物に良く見られるジグソー割れ目が発達した岩塊が見える。

口列が形成された。過去1万年間に限っても、御嶽山のあちこちで噴火している。御嶽山火山防災協議会が作成した「御嶽山火山ハザードマップ」の想定火口域が、御嶽山の山頂域全域に及んでいるのは、こうした御嶽山の噴火の歴史を考慮しているためと考えられる。御嶽山が、独立峰であることから、山頂域全域に噴火口を想定すれば、火砕流や火山泥流のリスクは御嶽山の周囲全体におよぶ。しかし、登山者や住民にとって必要な情報は、噴火する前は「どこで噴火するか」、噴火後は「どこで噴火したか、どの程度の規模か」ということであろう。それが分からなければ、どこに逃げれば良いかの判断ができない。

有史以降の御嶽山の噴火では、先行して火山性地震の活発化が見られた。特に、2014年噴火では火山性地震の推移が詳細に解析された。Kato et al. (2015) は、流体の移動に伴って発生したと推定される微小な火山性地震が、深部から浅部へと、そして浅部では噴火10分前くらいから噴火口列の並びと同じ方向の北北西—南南東方向へ震源分布が拡大して行った様子を捉えている (図3-10)。山体内部の地下構造の詳細が不明であることや観測点配置の問題から、震源位置に不確定性は残るが、火山性地震の震源決定を精密に行うことにより、噴火前にあるいは天候の悪い日に噴火した場合でも、噴火位置を推定できる可能性があることを示している。2018年1月23日の本白根

山の水蒸気噴火で学んだように、予兆的な火山性地震の活動が観測されないこともあるので [気象庁 (2018)], 地震活動の観測のみに頼るわけには行かないが、少なくとも山体下での地震活動の活発化が観測された場合は、相応の対応を考えるべきである。

3.5.4 未解決の問題—今後の噴火の可能性

最近1万年間に限ってもマグマ噴火と水蒸気噴火が繰り返されていることを考えると、今後の可能性として、どちらのタイプの噴火も起こり得ると考えるべきだろう。木股 (2010, 2017) は、今後の御嶽山の火山活動について、解答はないとしながらも、地下50 km から繋がる低周波地震の震源分布、地下深部マントルからの ^3He の供給、熱水が関与していると推測される山麓の隆起域の存在等から、今後も噴火は継続するであろうとしている。御嶽山の東側では、常時、群発地震の活動が起こっており、乗鞍火山列の中でも群発地震が活発な地域である [大見 (2018)]。微小地震がほとんどであるがM4以上の地震も時々起こり、2017年6月25日には、M5.6最大震度5強 (木曽町三岳、王滝村) の地震が発生した。本特集の日下部 (2018) は、乗鞍火山列の山頂直下の群発地震のメカニズムとして熱水系の役割を指摘している。御嶽山周辺 (南東麓) の群発地震活動は、1979年噴火の3年前、1976年から始まってい

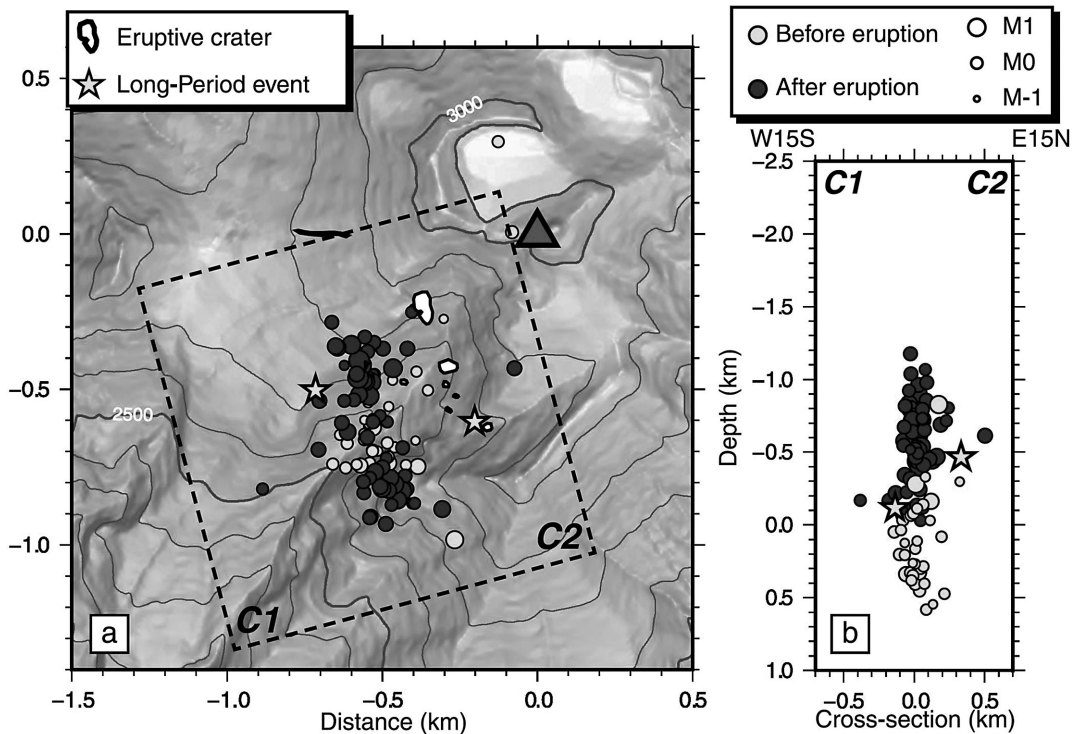


図3-10 2014年御嶽山噴火前後の火山性地震の震源の推移 [Kato et al. (2015)]。(a) 噴火前と噴火後の震央分布。星印は低周波イベント。白塗りの領域は地理院による2014年火口列。時系列を詳細に追うと、After eruption の震央分布が示すように、噴火10分前から震央分布が北北西-南南東に伸びる様子が確認された。(b) 北北東-南南西方向の深度断面図。震源の深さが、浅くなって行く様子が見える。

る[名古屋大学地震予知観測地域センター(1980), 気象庁地震課(1980)]。現在も活発に続く群発地震活動を、広い意味での火山活動の指標とするならば、今後も噴火は継続すると考えざるを得ない。

御嶽山の歴史で、気になっている点がある。古期御嶽火山の活動後に約30万年間の休止期間があったことである。完全に休止していたのか、噴気活動程度はあったのか、それとも、地層の証拠が残らない程度の水蒸気爆発や小規模なマグマ噴火は起こしていたのか、今となっては新期御嶽火山の活動で覆われており分からない。約80万年間活動してきた老齢の火山とみるのか、それとも約10万年前に新たに活動を開始した若い火山とみるのか。今後、研究が進めば、御嶽山は、活火山の定義を考え直さねばならないような教訓を、また我々にもたらしてくれるのかもしれない。

3.6 おわりに

地域防災力向上のための試みとして、長野県が主導している「御嶽山火山マイスター」制度がある。北海道の「洞爺湖有珠火山マイスター」に習い、地域防災のリーダーとしての活躍に加えて地域の魅力発信の役割も担って頂ける方を認定し、「地域限定の称号」を付与する制度である。1979年以降の噴火の経緯から、御嶽山では、登山者・山小屋関係者・御嶽山で作業する方などの安全を確保することが当面の最優先課題となる。そのため、登山ガイド、強力(ごうりき)、山小屋関係者、自治体の関係者など、活動の場が御嶽山という方々に、火山と御嶽山に関する正しい知識を付加し、火山情報を読み解く力量を高めて頂くことを目指す。そして、御嶽山火山と噴火災害の知識を住民・登山者・観光客に伝え、噴火リスクがある際や噴火の際には率先して身の安全を確保する行

動ができることが、火山防災の担い手としての火山マイスターの役割となる。小論は、御嶽山火山マイスター認定審査の受験資格を得るために必修となっている基礎講習Ⅱ「御嶽火山の特徴」での講義内容の一部を、本特集用に改変したものである。認定審査は2018年3月18日に行われ、第一期の御嶽山火山マイスター8名が誕生した。

御嶽山火山マイスター制度に加えて、登山者や観光客、住民へ御嶽山の魅力と火山防災情報を発信する場として、木曽町と王滝村主導で、御嶽山ビジターセンターの計画が進められている。気象庁や自治体による火山防災の取組に加えて、研究施設、御嶽山火山マイスター、ビジターセンターなどの連携によって、2014年御嶽山噴火災害のような犠牲が二度とでないことを切に願うものである。また、想像を超える災害からどのようにしたら逃げるができるのかについても、研究を進めていきたいものである。

謝辞

御嶽山の取材に常同行して頂いた田ノ上和志氏（御嶽山火山研究施設）に感謝します。また、本稿の執筆を勧めて頂いた川崎一郎氏、本特集号のとりまとめ役の諏訪浩氏に感謝いたします。

参考文献

- 青木治三・大井田徹・藤井 巖・山崎文人, 1980, 御岳山1979年火山活動の地震学的調査・研究, 科研費報告「御岳山1979年火山活動および災害の調査研究報告」, 55-74.
- 早川由紀夫, 2003, 現代都市を脅かすカルデラ破局噴火のリスク評価, 月刊地球, 25, 853-856.
- Kato, A., T. Terakawa, Y. Yamanaka, Y. Maeda, S. Horikawa, K. Matsuhira, and T. Okuda, 2015, Preparatory and precursory processes leading up to the 2014 phreatic eruption of Mount Ontake, Japan, *Earth, Planets and Space*, 67: 111.
- 木股文昭・山岡耕春・藤井直之, 1991, 木曽御岳火山における小規模な噴火 (1991年5月), 日本火山学会講演予稿集, P30, 168.
- 木股文昭, 2010, 御嶽山 静かなる活火山, 信濃毎日新聞社, 195p.
- 木股文昭, 2017, 御嶽山 二度と犠牲を出さない, 木股文昭／東濃地震科学研究所, 96p.
- Kioka H., K. Furuyama, Y. Miyake, J. Sakai, K. Nagao, M. Ikemoto, H. Noiri, and K. Oda, 1998, K-Ar chronology of the Middle Pleistocene lavas at Ontake volcano, central Japan, *地球科学*, 52, 464-474.
- 気象庁, 1975, 日本活火山要覧, 119p.
- 気象庁地震課, 1980, 長野県王滝村付近の群発地震について, 火山噴火予知連絡会会報 (第17号), 6-7.
- 気象庁地震火山部, 2014a, 火山名 御嶽山 火山の状況に関する解説情報 第1号 平成26年9月11日10時20分.
- 気象庁地震火山部, 2014b, 火山名 御嶽山 火山の状況に関する解説情報 第2号 平成26年9月12日16時00分.
- 気象庁地震火山部, 2014c, 火山名 御嶽山 火山の状況に関する解説情報 第3号 平成26年9月16日16時00分.
- 気象庁地震火山部 火山監視・情報センター, 2014, 御嶽山の火山活動解説資料 (平成26年9月), 16p.
- 気象庁地震火山部 火山監視・情報センター, 2018, 御嶽山の火山活動解説資料 (平成30年2月), 5p.
- 気象庁, 2018, 草津白根山, 火山噴火予知連絡会拡大幹事会資料 (平成30年1月26日開催), 19p.
- 小林武彦, 1987, 御嶽山火山の火山体形成史と長野県西部地震による伝上崩壊の発生要因, 地形, 8, 2, 113-125.
- 小林武彦, 2017, 王滝村と周辺の地形・地質, 村誌 王滝自然編, 王滝村, 15-106.
- 日下部実, 2018, 熱水地球化学から見た乗鞍火山列群発地震の発生メカニズム, 自然災害科学 J. JSNDS 37-1, 本特集7章.
- 町田 洋・新井房夫, 2003, 新編 火山灰アトラスー日本列島とその周辺ー, 東京大学出版会, 336p.
- Maeno, F., S. Nakada, T. Oikawa, M. Yoshimoto, J. Komori, Y. Ishizuka, Y. Takeshita, T. Shimano, T. Kaneko, and M. Nagai, 2016, Reconstruction of a phreatic eruption on 27 September 2014 at Ontake volcano, central Japan, based on proximal pyroclastic density current and fallout deposits, *Earth, Planets and Space*, 68:82.
- 松原 誠, 2018, 飛騨山脈に沿った低速度域とフィリピン海プレートの沈み込み, 自然災害科学 J.

- JSNDS 37-1, 本特集 1 章.
- Matsumoto, A., and T. Kobayashi, 1995, K-Ar age determination of late Quaternary volcanic rocks using the “mass fractionation correction procedure”: application to the Younger Ontake Volcano, central Japan, *Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)*, 125, 123–135.
- 松本哲一・小林武彦, 1999, 御嶽火山, 古期御嶽火山噴出物の K-Ar 年代に基づく火山活動史の再検討, *火山*, 44, 1, 1–12.
- 長岡正利, 1987, 1984 年御嶽くずれの地形特性と発生条件, *地形*, 8, 2, 95–112.
- Nakamichi, H., H. Kumagai, M. Nakano, M. Okubo, F. Kimata, Y. Ito, and K. Obara, 2009, Source mechanism of a very-long-period event at Mt Ontake, central Japan: Response of a hydrothermal system to magma intrusion beneath the summit, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 187, 167–177.
- 中村俊夫・藤井登美夫・鹿野勘次・木曾谷第四紀巡検会, 1992, 岐阜県八百津町木曾川泥流堆積物から採取された埋没樹木の加速器¹⁴C 年代, 第四紀研究, 31 (1), 29–36.
- 日本火山学会編, 2015, 火山噴火 127 の疑問 噴火の仕組みを理解し災害に備える, 講談社ブルーバックス, 254p.
- 野崎 保, 2018, 立山カルデラの地質学的形成史, *自然災害科学 J. JSNDS 37-1*, 本特集 8 章.
- 名古屋大学地震予知観測地域センター, 1980, 御嶽山南東部の群発地震, 火山噴火予知連絡会報 (第 17 号), 1–5.
- 大見士朗, 2018, 飛騨山脈とその周辺の地震活動, *自然災害科学 J. JSNDS 37-1*, 本特集 2 章.
- 及川輝樹・鈴木雄介・千葉達朗, 2014, 御嶽山の噴火—その歴史と 2014 年噴火, *岩波科学* 12 月号, 1218–1225.
- 及川輝樹・鈴木雄介・千葉達朗・岸本博志・奥野充・石塚 治, 2015, 御嶽山の完新世の噴火史, *日本火山学会講演予稿集*, P4, 102.
- 鈴木雄介・田中倫久・千葉達朗・塩谷みき・伊藤達也, 2007, 御嶽山北西山麓での約 5000 年前のスコリア堆積物の発見とその意義, *地球惑星科学連合 2007 年大会予稿集*, V156–P030.
- 鈴木雄介・千葉達朗・岸本博志・岡本 敦, 2009, 御嶽山の新时期活動に関する新知見—マグマ噴火を中心として, *地球惑星科学連合 2009 年大会予稿集*, J237–005.
- Takeshita Y., N. Matsushima, H. Teradaira, T. Uchiyama, and H. Kumai, 2016, A marker tephra bed close to the Lower-Middle Pleistocene boundary: Distribution of the Ontake-Byakubi Tephra Bed in central Japan, *Quaternary International*, 397, 27–38.
- 竹内 誠・中野 俊・原山 智・大塚 勉, 1998, 木曾福島地域の地質, 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 94p.
- 山田直利・小林武彦, 1988, 御嶽山地域の地質, 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 136p.
- 吉田英嗣, 2010, 土砂供給源としてみた日本の第四紀火山における巨大山体崩壊, *地学雑誌*, 119 (3), 568–578.

4. 立山と富士山 ～観光客と火山防災～

本多 亮⁷・吉本充宏⁷

4.1 はじめに

2017 年 9 月に行われた立山カルデラ—黒部ダムの巡検に先立ち, 立山カルデラ砂防博物館においてシンポジウムが開催された。様々な分野の専門家により, 立山およびその近隣山域に関する多角的な議論が交わされた中から, 筆者の担当した立山と富士山の比較についてまとめて報告する。

さて, シンポジウムに先立ち「立山と富士山の比較」という大きなテーマを提示された際には若干困惑したものの, 改めて考えて見ると 2 つの山には共通する事柄が実に多いことに気がつく。この 2 つの山に白山を加えたものが日本三霊山, 御嶽山を加えたものが日本三大霊山とされ, 立山においては立山修験, 富士山においては富士講 (浅間講) による多くの修験登山者が江戸時代より訪れていた。立山山頂には雄山神社の峰本社が, 富士山頂には富士山本宮浅間大社の奥宮がある。信仰の山としての側面を色濃く残しながら, どちらの山も深田久弥の選定した日本 100 名山に名を連ねる人気の名山であり, 現在も多くの登山客が訪れる山である。本格的に登山をしない観光客であっても, 立山においては弥陀ヶ原の地獄谷近辺,

⁷ 山梨県富士山科学研究所

富士山においては5合目まで公共交通機関を利用して容易にアクセスできる点も注目すべき共通点である。立山(弥陀ヶ原)と富士山はどちらも気象庁の常時監視対象の活火山であり、年間100万人規模の観光客が訪れるこれらの場所は、どちらも火口が開く可能性のある場所とされている。このように地元住民ではなく観光客に対しての火山防災・啓蒙をどのように考えていくかというのは立山と富士山に限った話ではないが、大変重要な課題である。

4.2 立山と富士山の現在の活動

テフラ層序の研究によれば立山においては最近1万年間に4回の比較的規模の大きな水蒸気爆発が認められている(中野・伊藤, 1998)。その中で最新の噴火は2500~3000年前であり、それらの降灰堆積物は泥炭や腐植土に覆われている(小林, 1983; 吉井・折谷, 1987)。日本活火山総覧(気象庁, 1996)によれば、立山火山について「歴史時代には明確な噴火記録は残されていない」とあり、有史の噴火の記録はないと考えられてきたが、近年石崎(2017)などによる綿密な地質調査により有史以降の噴火があったことがわかってきている。この他にも近年いずれも地獄谷近辺における噴気・噴煙の活発化や硫黄溶岩流などが観測されている。図4-1に立山周辺の地形と地震観測点、深部低周波地震の分布と時系列を示す。深部低周波地震は地獄谷の北西側深さ20~40 km付近で発生していることがわかる。低周波イベントの発生数としては、気象庁が震源カタログにおいて深部低周波地震のフラグを設けた1999年9月以降250回程度観測されている。図4-2に弥陀ヶ原周辺の重力異常図を示す。本多・ほか(2012)による重力データを用い、トレンド処理によって超波長成分を除去した重力異常図は地下浅部の密度分布に対応するものとなっている。これによると地獄谷近辺および立山カルデラは局所的な負の重力異常が現れており、比較的新しい時代に火山活動があった地域と整合する。源内・ほか(2002)は重力異常データを基に密度構造解析を行い、地下2~6 kmに2100 kg/m³の超低密度領域が存在する

ことを示している。

富士山の最新の噴火活動は1707年に南東山腹で起きた宝永噴火である。この噴火は爆発的噴火で、高度15000 m以上の噴煙柱を形成し、その火山灰は東京にも到達している。また、864年には北西山麓において青木ヶ原溶岩で知られる貞観の噴火があり、この溶岩流により「せのうみ」が精進湖と西湖に二分された。さらに、山麓では火砕流堆積物や山体崩壊による岩屑なだれ堆積物も確認されている。山頂火口で起こった最後の噴火は約2200年前と言われており、以降は広域にわたって側噴火の火口を形成している。すなわち富士山の特徴は、火口ができる場所が噴火直前までわからないという点と噴火様式が多様であることにある。富士山もまた気象庁による常時監視対象火山であり、記憶に新しい活動としては2000年10月より突如活発化した低周波地震の発生が挙げられる。図4-3に富士山周辺の地形と地震観測点、深部低周波地震の分布と時系列を示す。活発化した低周波地震は山頂やや北東の直下10~20 km付近で観測されたもので、現在もこの領域において継続して発生している。さらに背弧側の深部にかけて低周波イベントが認められ、これらのイベントを延長した先に最新の火口である宝永火口が存在するのは興味深い。1999年からの累積の低周波イベント発生数は2300回近くに上り、国内でも有数の低周波地震活動域となっており、表面現象としては静穏であっても生きた火山であることを感じさせるものである。図4-4に図4-2と同様に作成した富士山周辺の重力異常図を示す。山体全体が負の重力異常を作り出しているが、山体形成以前の基盤としての山脈に起因すると考えられる正の重力異常として確認できる。富士山の重力異常に関しては駒澤(2003)で詳しく述べられている。

4.3 想定される噴火シナリオと火山防災上の課題

気象庁による立山弥陀ヶ原における想定火口域は地獄谷周辺とされ、噴火様式としては水蒸気噴火が想定されている。同時に火山性ガスによる被害も想定し、現在地獄谷の東側の登山道に火山ガ

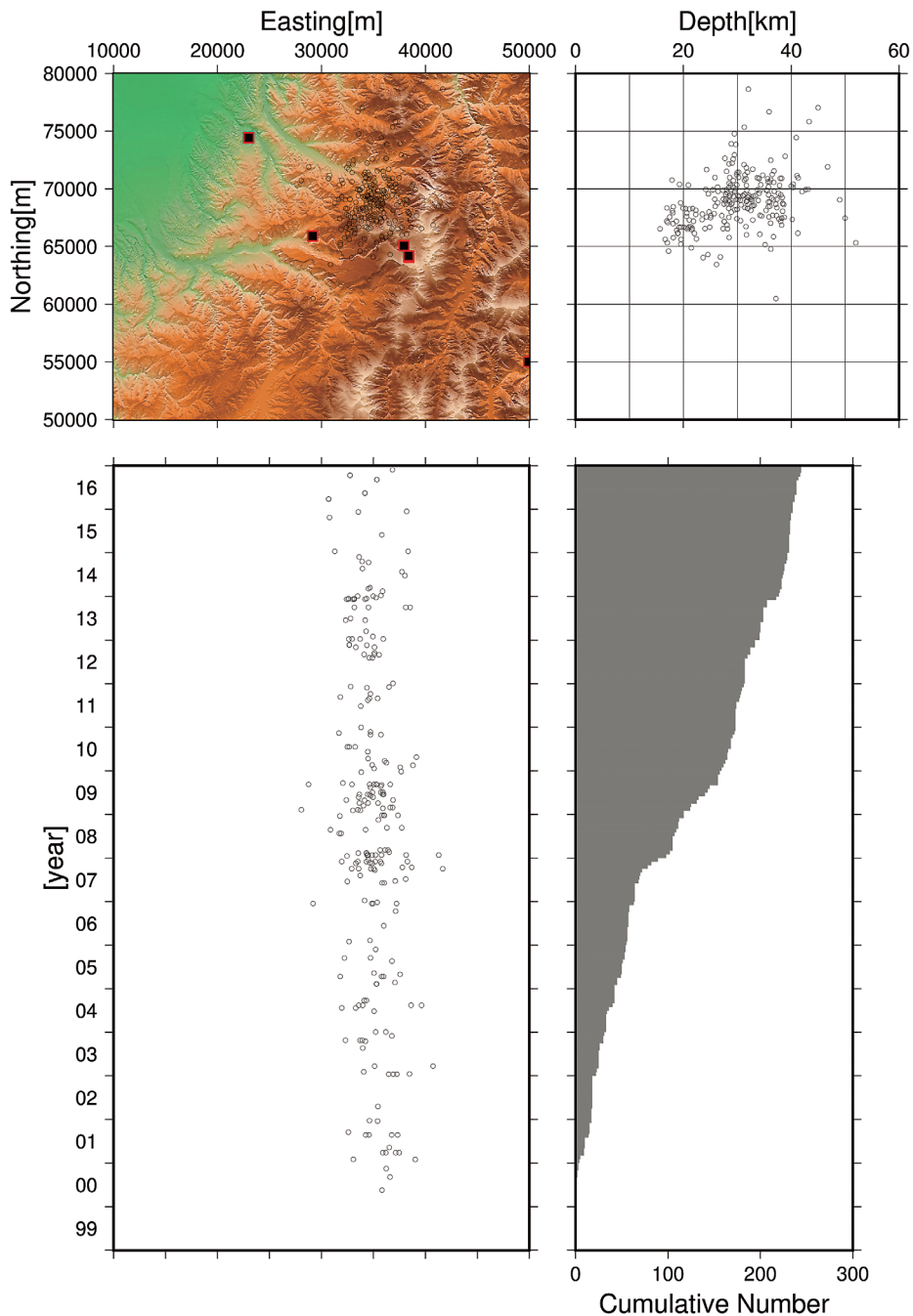


図4-1 立山弥陀ヶ原付近で観測された低周波地震の分布を示す。気象庁によって低周波地震のフラグ付けがされている1999年9月以降の震源データのうち60 km以浅のものをを用いた。左上：地形に震央分布と周辺の地震観測点（気象庁，防災科学技術研究所，京都大学防災研究所による：赤で囲んだ黒四角）を重ねた図。右上：南北断面に投影した震源の深さ分布。左下：東西断面に投影した震源の時系列。右下：1ヶ月ごとに加算した低周波イベントの累積発生数。

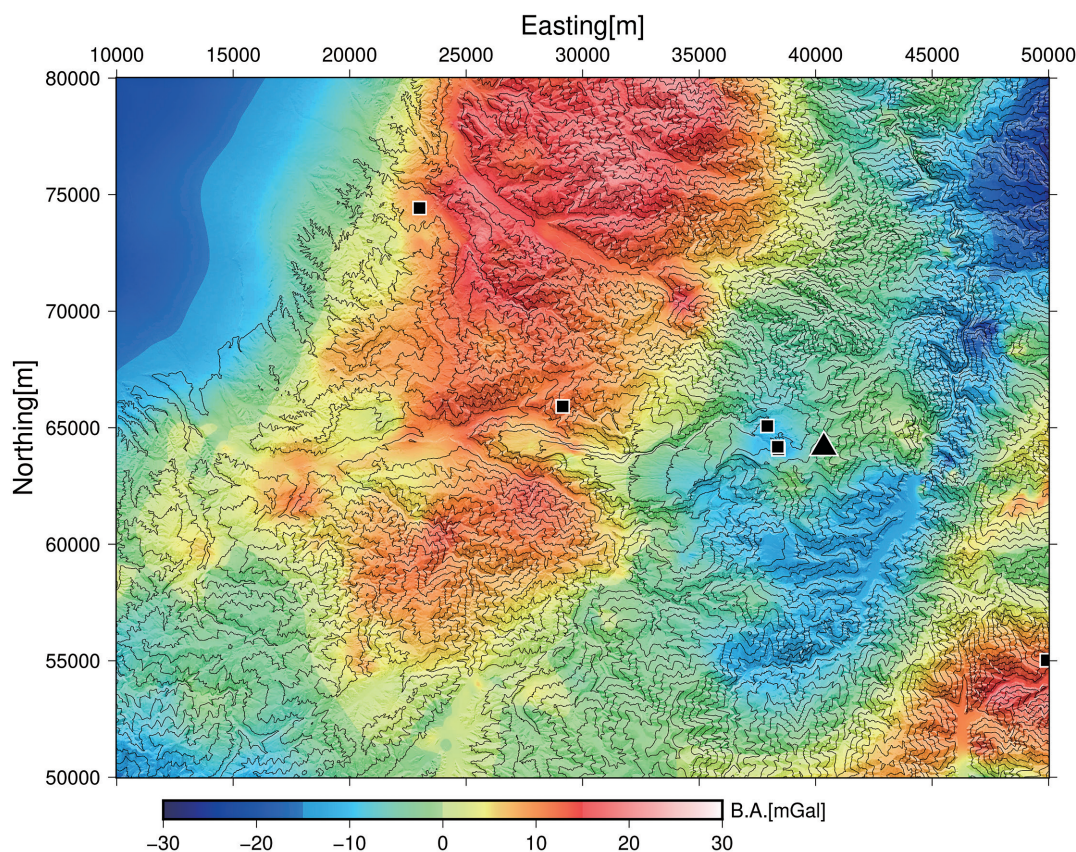


図4-2 立山弥陀ヶ原周辺のブーゲー重力以上分布。図4-1左上と同じ範囲。2次傾向面を差し引いて表層付近の密度分布を反映させている。等高線間隔は200 m。地震観測点を四角で、雄山山頂を三角で示す。

ステーションおよび警報システムを設置して警戒している。富士山は先に述べた通り側噴火を起こす可能性が高く、現時点での想定火口形成域は過去の噴火履歴（例えば高田・ほか，2016）に基づいて広い範囲に設定されている（http://www.bousai.go.jp/kazan/fujisan-kyougikai/fuji_map/index.html：富士山ハザードマップ検討委員会，2004）。富士山の過去の噴火履歴を精査すれば、想定される噴火様式は非常にバリエーションに富むものとなり、このことも火山防災対応を難しいものになっている。

さて、富士山と立山における火山防災上の最大の課題は多数の観光客であろう。2014年に発生した御嶽山の噴火は、紅葉シーズンのお昼時という最悪のタイミングで発生したことが多くの犠牲者

を出した一因でもある。観光地での火山災害ではこのように季節や時間帯によって人的被害の規模が左右される以上、最悪を想定した対策が必要となる。立山や富士山において最悪に近い状況を想定した場合、最も備えておくべきは観光客・登山客の避難誘導となる。しかしながら御嶽山の2014年噴火においては、登山者数の把握すらも難しい状態で救助・捜索活動は困難を極め、登山届などによる登山者の動態把握の難しさが改めて浮き彫りになった。年間およそ90万人が訪れる立山において、弥陀ヶ原周辺に立ち入るためには一部のマイカーを除いて公共交通機関を利用するため、エリア帯の立ち入り人数の把握は可能かもしれない。ただ、多数の観光客が激しく出入りする難しさや、人気の山域であるため長距離を縦走して訪

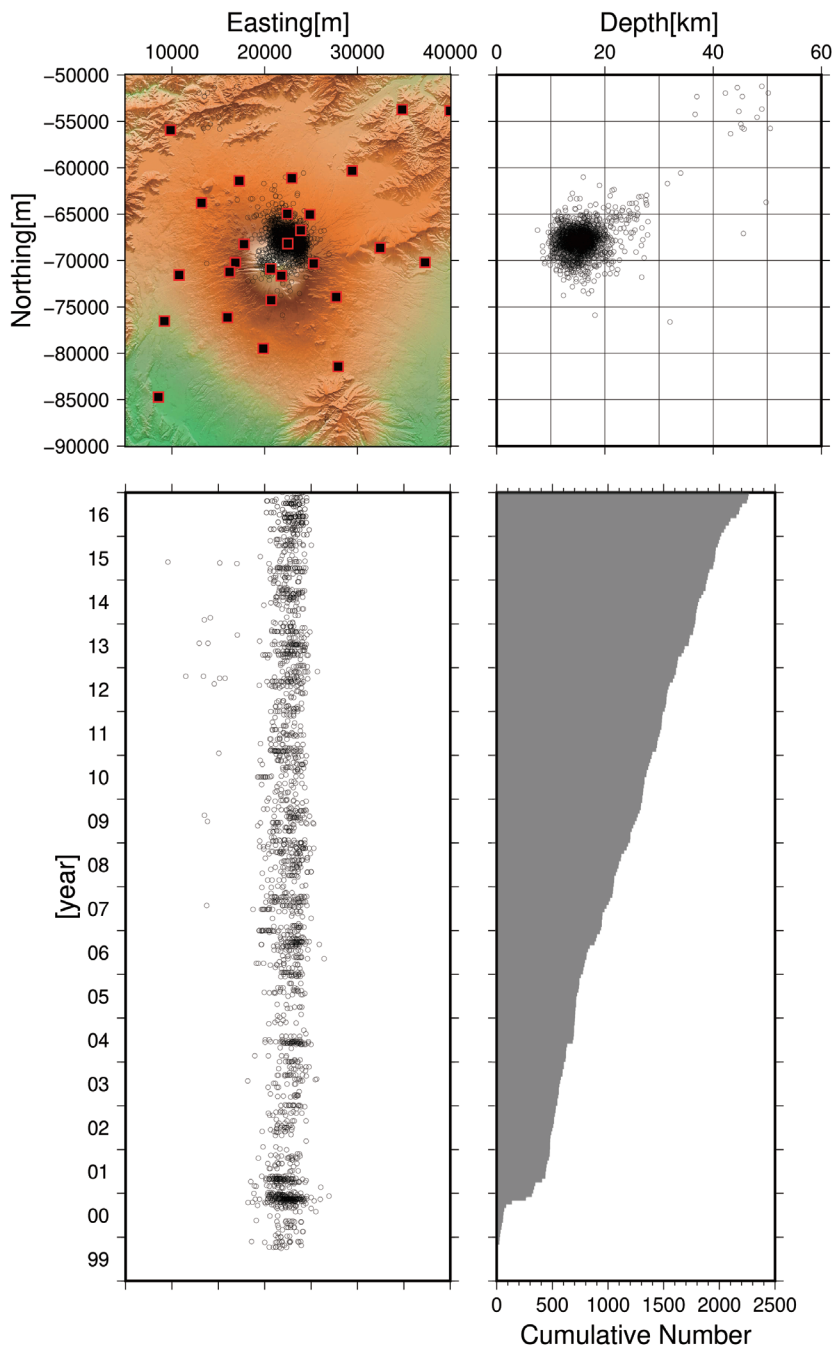


図4-3 富士山下で観測された低周波地震の分布を示す。1999年9月以降の震源データのうち60 km 以浅のものを用いた。左上：地形に震央分布と周辺の地震観測点（気象庁，防災科学技術研究所，京都大学防災研究所による：赤で囲んだ黒四角）を重ねた図。右上：南北断面に投影した震源の深さ分布。左下：東西断面に投影した震源の時系列。右下：1ヶ月ごとに加算した低周波イベントの累積発生数。

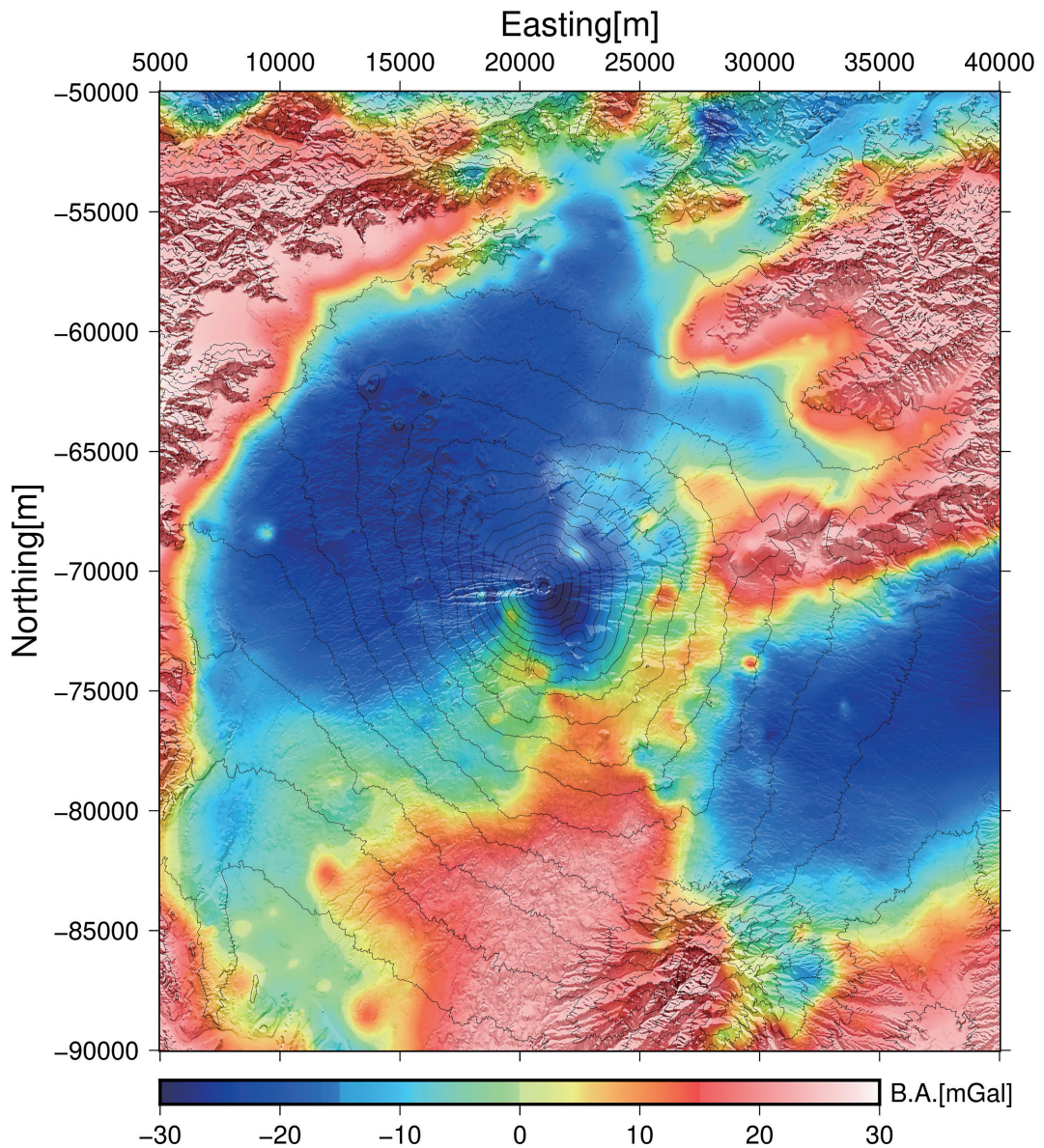


図4-4 富士山周辺のブーゲー重力異常分布。図4-3左上と同じ範囲。2次傾向面を差し引いて表層付近の密度分布を反映させている。等高線間隔は200 m。

れる登山客などもおり、完全な把握は難しい。夜間に関しては宿泊者数のカウントによりある程度正確に把握できる可能性があるあるが、野営場の管理をより厳格にする必要があるかもしれない。富士山においては山開き中の2か月間に20~30万人の登山者が来訪する。宿泊する人もいればそう

でない人もおり、山域全体で一体どの程度の人数がいるのかを把握することは困難である。日中5合目付近を観光していただくの人数を加えればその数は300万人とも言われ、この動態把握はかなり難しい。

4.4 富士山における登山者動態把握の取り組み

観光地である火山における火山防災の取り組みのひとつを紹介する。御嶽山の噴火をきっかけに民間の有志により始まった「富士山チャレンジ」では2015年よりビーコン配布による登山者動態把握実証実験を繰り返しており、毎年多くの富士登山者にモニター協力をお願いしている。この実証実験を通して、登山者ひとりひとりの現在位置をある程度の範囲で追跡できる仕組み作りを進めている。用いるのはビーコンと呼ばれる Bluetooth を使った硬貨サイズの発信機である。識別情報を持つこの小さな発信機を登山者に配布し下山まで携帯してもらう。登山道の要所にはレシーバーが設置されており登山者が接近すると接近したことが、そこから離れると離れたことが検知・認識され、その情報はサーバーに送信され集約される(図4-5)。レシーバーの設置間隔を密にすればそ

れだけ詳細に登山者の位置をリアルタイムに把握することが可能となる。こういった動態把握は例えば携帯通信端末を追跡することでも可能であるが、携帯電話を持たない人、バッテリー切れや節約が理由で電源が入っていない人もいるかもしれない。既存のインフラによるシステム構築とは大きく異なり、登山者一人一人にビーコンを配布する能動的な仕組み作りは「一人の漏れもない」登山者動態把握を目指す上で不可欠である。

2015年から始まったビーコン実証実験は、最初の年は105名、2016年は553名とモニター数を増やし、2017年の実験では2368名のモニターの協力を得た。登録時に簡単なアンケートにも協力を頂いており、初めて富士山を登山される方が54 %と半数以上を占めると同時に、40 %の方が登山の初心者であるというような、富士山独特の傾向も具体的に数値として浮かび上がってきた。また、

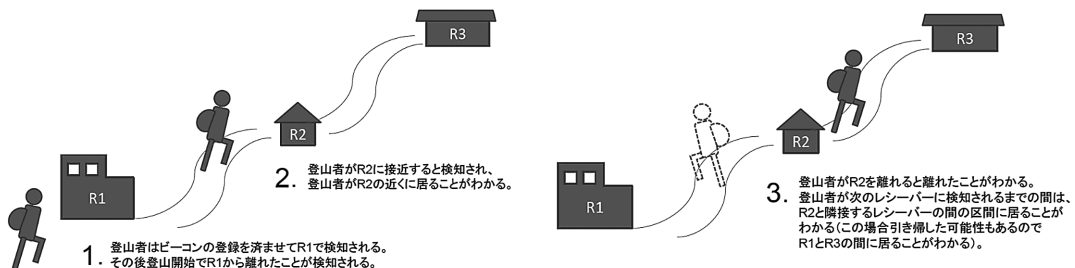


図4-5 富士山チャレンジで実施しているビーコンによる登山者動態把握のあらまし。

吉田口														
Up↑							top	Down↓						
	5合目	6合目	7合目1	7合目2	8合目	本8合目	山頂	本8合目	下山7合目	6合目	5合目			
	69.10%	92.30%	86.30%	61.70%	66.10%	88.60%	84.00%	44.20%	24.00%	90.00%	98.40%			
富士宮口														
Up↑							top	Down↓						
5合目	6合目	新7合目	元祖7合目	8合目	9合目	9.5合目	山頂	9.5合目	9合目	8合目	元祖7合目	新7合目	6合目	5合目
82.50%	99.80%	84.10%	76.20%	86.60%	79.70%	54.30%	76.60%	42.80%	69.20%	75.00%	76.90%	57.70%	88.60%	99.60%
須走口														
Up↑							top	Down↓						
			5合目	7合目	本7合目	8.5合目	山頂	8.5合目	本7合目	7合目	下山5合目	5合目		
			78.50%	97.70%	93.50%	76.20%	83.10%	50.00%	63.50%	93.10%	96.50%	97.30%		

図4-6 2017年の実証実験における、各レシーバーによるビーコン検知率一覧。

登山届の提出率や登山保険の加入率が30 %を下回る結果は、登山届による入山者の管理の難しさを改めて感じさせた。ビーコンによる追跡からは、ご来光の時間帯での山頂滞在者の割合や登山者の平均的な登山時間や区間タイム・登頂率など、様々なデータが得られている。こうしたデータは登山道の渋滞解消など、防災以外への活用も見込める。

肝心のビーコンの検知率(図4-6)は、平均値としては吉田口登山道で73 %程度、富士宮口登山道で約77 %, 須走口登山道では約83 %という結果となった。地点ごとの検知率をみると一部に著しく検知率の悪い点があり、これはレシーバー側にバッテリー等の機材トラブルがあったことが原因であると考えられる。また、下山道のチェックポイントとして少し距離の離れた登山道のレシーバーを利用している関係上、下山時の検知率が下がっていることも考えられる。正常に動作しているレシーバーについてもビーコン不良等により100 %の検知率が実現できていないことから、今後はレシーバーの設置デザインやハードウェア全体の機能改善などにより100 %の検知を目指していく必要がある。

4.5 まとめ

登山者の位置の詳細な把握は火山災害発生時に大変有用な情報となる。今回の実験では、モニター協力者が自分の携帯端末で現在位置や登山道の混雑状況などの情報を閲覧できるサービスを提供するとともに、気象情報の提供も行った。前述の通り富士山は火口の位置が噴火直前までわからない火山である。こうしたリアルタイムの情報提供システムを利用してビーコンで追跡した登山者の位置に応じた適切な避難ルートの指示をピンポイントで送ることも可能である。このように登山者の動態を把握するだけでなく、緊急時の適切な情報発信につながる仕組み作りが必要である。富士山においてこうした仕組みづくりを急ぐとともに、立山のように多くの観光客が訪れる他の山域にも適用範囲が広がるようにしていきたい。また、観光客への火山防災教育・啓蒙活動の難しさは、特定の地域に居住する人々への啓蒙と異なりその

時々にはしか訪れない点にあるが、こうしたデータ共有のシステムに教育的プログラムを組み入れるなどして促進していくことができるかもしれない。立山と富士山、共通点が多いこの2つの山域は、協力しあって火山防災に取り組んでいくのも良いかもしれない。

参考文献

- 石崎泰男(2017): 弥陀ヶ原火山の完新世噴火履歴解明, 平成28年度富山県受託研究報告書, 1-18.
 気象庁(1996): 日本活火山総覧, p. 195.
 源内直美・平松良浩・河野芳輝(2002): 重力異常から推定された飛騨山脈下超低密度域の三次元分布, 火山, 47, 411-418.
 小林武彦(1983): 立山火山最末期の水蒸気爆発, 「中部日本の休火山に関する活動予測のための基礎的研究」昭和57年度科学研究費補助金自然災害特別研究(1) 報告書, 3-11.
 駒澤正夫(2003): 重力測定による富士山の質量と内部構造, 地質ニュース, 590, 44-48.
 中野 俊・伊藤順一(1998): 立山火山の噴火記録, 火山, 43, 123-126.
 富士山ハザードマップ検討委員会(2004): 富士山ハザードマップ.
 本多 亮・澤田明宏・古瀬慶博・工藤 健・田中俊行・平松良浩(2012): 金沢大学重力データベースの公表, 測地学会誌, 58, 153-160. doi:10.11366/sokuchi.58.153.
 吉井亮一・折谷隆志(1987): 立山, 天狗平における湿原堆積物についての花粉分析, 植物地理・分類研究, 35, 127-136.

5. 立山黒部と焼岳周辺の土砂災害

諏訪 浩⁸

筆者が土砂災害について勉強を始めるきっかけの一つとなった立山黒部1969年災(1969年北陸豪雨災害とも云う)と、筆者が加わり、翌1970年から焼岳東斜面で開始された土石流の現地観測、さらにこの観測期間中に焼岳周辺で起きた二件の土砂災害について振り返りたい。対象領域の山々と主要な河川の分布を図5-1に示す。立山は常願寺

⁸ 東京大学空間情報科学・立命館大学歴史都市防災研究所

川と黒部川の流域境界に、焼岳は神通川上流の高原川と信濃川上流梓川の流域境界に位置する。

5.1 立山黒部1969年災

1969年（昭和44年）8月に北陸から東北地方で大雨となった。富山県下では崩壊と土石流、洪水氾濫による災害が起きた。京都大学防災研究所のチームが黒部川流域と常願寺川流域を調査した。筆者は学部4回生であったが、出入りしていた研究室が常願寺川流域の調査を行うことになって、それに加わった。

立山カルデラから発する常願寺川流域では、この豪雨で斜面崩壊と土石流が多発し、大きな被害がもたらされた。無人となっていた工事現場の小屋に許可を得て泊まり、持参の米を飯盒で炊き、腹を満たしながらの調査行であった。立山カルデラ内に六九谷（ろくきゅうだに）と称する谷筋がある（図5-5）。被災直後に既にそのように呼ばれ



図5-1 飛騨山脈とその周辺の山々。国土地理院（1980）水系図に加筆。赤色太線は日本海側と太平洋側の分水界。茶色細線は主要河川の分水界。河道に記入の小さな黒色矩形印は主要ダム

ていた。この豪雨で斜面が抉りとられて、その規模を一挙に拡大した谷筋である。この谷の出口から湯川谷の谷底平坦地へ累々と続く真新しい土石流堆積物に圧倒された。前年1968年8月にはこのような土石流が飛騨川沿いの国道でバス2台を飲み込み、104名の命を奪ったばかりであった。その土石流の一遺骸を眺めるような感慨を覚えた。この1969年災については、二つのチームの災害調査報告が纏められている（芦田和男ほか、1970；奥田節夫ほか、1970）。それによると、以下のようであった。

8月7日から12日に北陸から東北にかけて大雨となった（図5-2、5-3）。常願寺川流域の地点降雨と流量は図5-3のように推移した。活発化した前線の東進に伴う豪雨である。豪雨は11日に集中した。0時からの24時間雨量の分布は図5-4のようであった。

この大雨で常願寺川上流の湯川谷を中心に、図5-5に示すような崩壊が多発した。土砂の体積は総計800万 m³余りと推定されている（建設省立山工事事務所、1974）。崩壊土砂は土石流となって流れ下り、砂防ダムなど、流路沿いの構造物や工事用軌道を至る所で破壊した。

一方、千寿ヶ原で常願寺川と合流する称名川の流域では、斜面崩壊のほか、増水に伴う河岸侵食が激烈を極め、大規模な流砂を生じた。流砂の堆積は河床の著しい上昇をもたらし、千寿ヶ原周辺の橋梁を損壊させ、また損壊した橋梁を土砂で埋

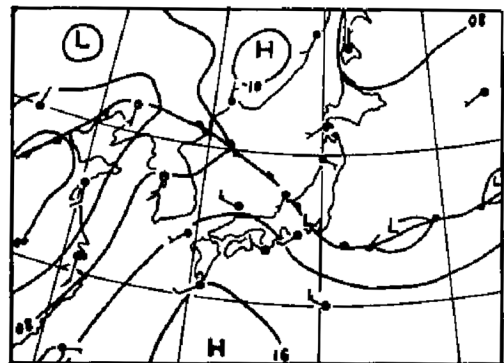


図5-2 1969年8月11日9時の地上天気図。芦田ほか（1970）より引用

積した。図5-3の流量は、図5-5左端の地点“小見”より2.5 km 下流の測水所のデータである。ピーク値は $2500 \text{ m}^3/\text{s}$ を上まわった。

豪雨による崩壊と土石流が激烈を極めたのは湯川の流域、すなわち立山カルデラ内の斜面においてである。図5-5の右端、浄土山から南、鳶山へ至る稜線の西側の流域がそれである。室堂の裏山“浄土山”の辺りから立山カルデラを見下ろすと第9章で掲載の写真9-1-1のようである。このカルデラ壁を成す稜線の一部は、1858年(安政5年)4月9日に起きた安政飛越地震(M 7.1)で大規模崩壊を起こした鳶山崩れの名残である。

鳶山崩れの崩壊土砂は“岩屑なだれ”となってなだれ下り、地すべりダムを形成して湯川と真川

で水流を堰き止めた。立山カルデラ内には温泉宿“立山温泉”があったが、宿泊客ら30名は建物もろとも巻き込まれて亡くなっている。

地すべりダムはその後、融雪による増水で同月23日に決壊して土石流となって流れ下った。土石流と土砂流は常願寺川扇状地に氾濫して、溺死者140名を含む大きな被害をもたらしている。その後6月7日にも増水による洪水氾濫が起きている(町田, 1962; 町田, 1984)。

地震で崩れた岩盤の体積は 1.14 億 m^3 、滑落崖から下流12 kmの間に崩積土塊や段丘を形成して残留した土量は 1.27 億 m^3 と見積もられている(Ouchi & Mizuyama, 1989)。フケ率を $1/0.7$ とすると、全崩壊土量は 1.62 億 m^3 であるので、残留土砂量 1.27 億 m^3 との差、すなわち凡そ 3.5 千万 m^3 の土砂は土石流あるいは土砂流となってさらに下流へ流れ出したことになる。

ちなみに、1969年災を引き起こしたような規模の崩壊や土石流の大発生は、安政飛越地震による鳶山崩壊以降、大雨の度、比較的頻繁に繰り返されてきたことが知られている。たとえば、1964年

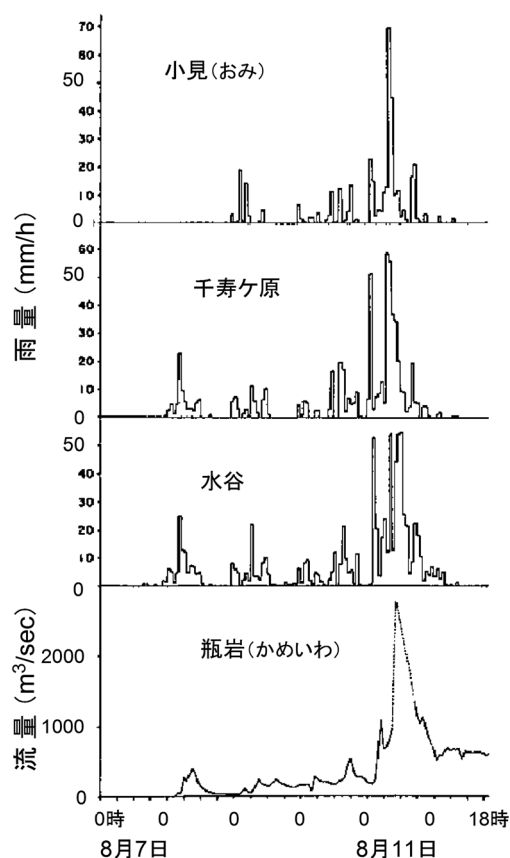


図5-3 常願寺川流域の地点雨量と、小見の下流2.5 km 地点測水所における河川流量の時間変化。奥田ほか(1970)に加筆

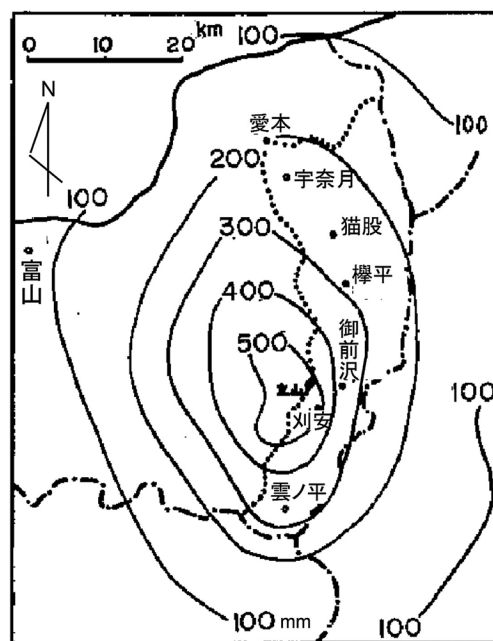


図5-4 1969年8月11日0時～24時の雨量の等値線図。芦田ほか(1970)に加筆

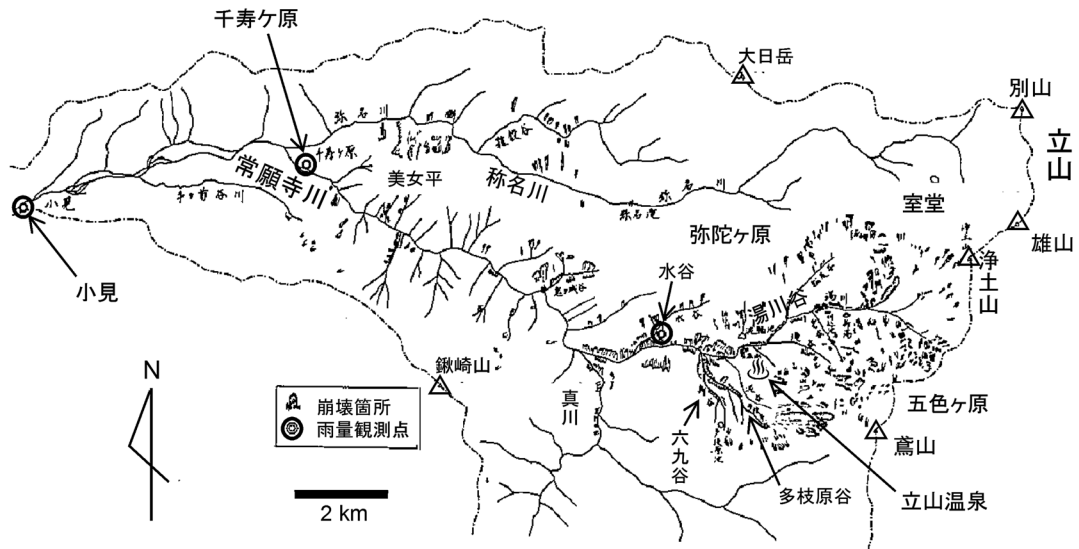


図5-5 常願寺川流域の崩壊分布と雨量観測点の分布。奥田ほか（1970）に加筆

（昭和39年）には、7月の7日から8日にかけて、低気圧の東進に伴う梅雨前線の活発化による豪雨があり、さらに17日から18日にかけては台風の影響による強雨があり、湯川谷源頭部のカルデラ壁が大きく崩れたりした。凡そ290万 m^3 の土砂が崩れ落ち、土石流となって流れ下るなどして多数の砂防堰堤が損壊・埋積している（建設省立山砂防工事事務所，1974）。

1969年8月豪雨では、黒部川流域も10日夜半から翌11日午後にかけて、図5-6に示すような強雨に見舞われた。降雨のピークは、西隣の常願寺川流域の降雨観測点より凡そ5時間の遅れである。寒冷前線が東進したことに対応する。東から西へと流れ下る常願寺川流域と、南から北へ流れ下る黒部川流域は、それぞれの源流域が隣り合うという位置関係にある。このような位置関係が降雨の時間推移の特徴となって現れている。

この豪雨で、図5-7に示すように崩壊が多発した。図の上端中央のやや東寄り地点に黒部ダム（黒部湖の下流端）が位置する。なお上流の峡谷“上ノ廊下”で起きた規模が大きな崩壊で地すべりダムが出来て本流を堰き止めた。暫くして地すべりダムが決壊するまでの間、上流側に天然の貯水池、すなわち“新湖”が形成された。なお、このよう

な新湖を形成するダムは、我が国では“天然ダム”と呼ばれることがある。しかし英語圏では通用しない。“地すべりダム”と呼ばれている。

上ノ廊下で起きた規模が大きな崩壊の土量は不明であるが、これを除いて、表層崩壊による崩壊土砂の体積は380万 m^3 と推定されている。しかし、貯水池に堆砂した流砂を含めると、移動土砂量は2500万 m^3 以上と推定されている（芦田ほか，1970）。

斜面崩壊と土砂流出、河川の増水のため、黒部峡谷鉄道をはじめ、発電関連施設や砂防施設が大きな被害をうけた。たとえば、黒部川が山地を抜けて扇状地に至る地点“愛本”にあった堰堤ゲートや灌漑用取水施設は破壊され、愛本橋も流失した。河道から溢水しての洪水氾濫は、この愛本周辺の集落のほか、下流右岸堤防の破堤により北側の地区、入善町で起きている（図5-8）。氾濫面積は10 km^2 余りである。愛本堰堤での最大流量は5000 m^3/s を超えている。

1969年8月の豪雨は、常願寺川と黒部川の流域に限るものではなかった。立山から後立山と称される山地を含め、中部山岳地域に広がっていた。例えば、高瀬川流域でも崩壊と増水による洪水・土砂氾濫で激甚な被害がもたらされた。災害救助

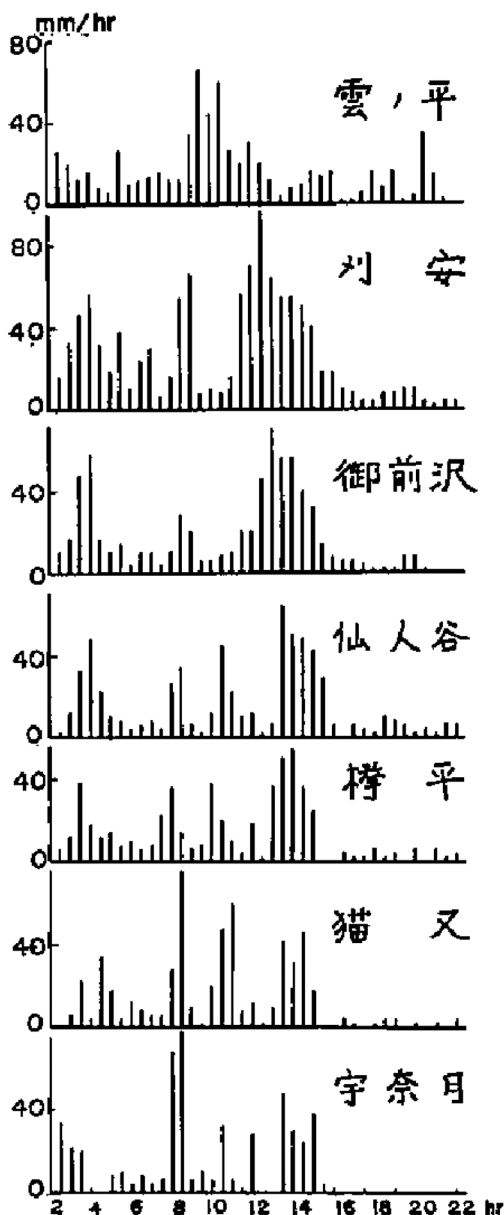


図5-6 黒部川流域の地点降雨。1969年8月11日の2時～22時。
1時間降雨強度を30分ごとに表すハイエトグラフ。芦田ほか(1970)より引用

法が発動されている。たとえば葛温泉ではこのとき旅館3棟が流失し、土砂が埋積するところとなった。

また、梓川に沿う国道158号線と県道上高地公

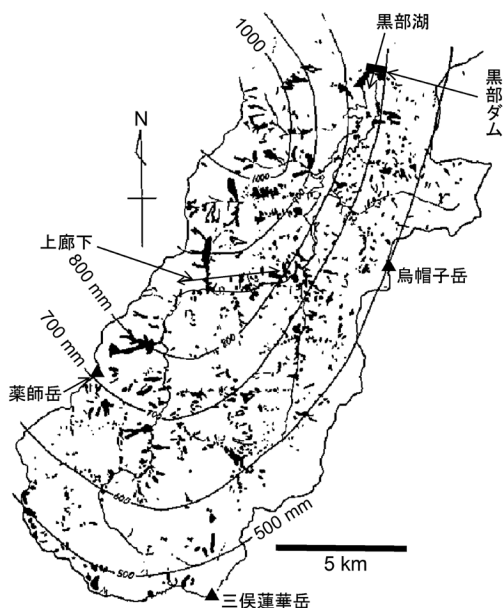


図5-7 黒部川流域の新たな崩壊の分布と、7日降り始めから11日降り終わりまでの総雨量等値線。芦田ほか(1970)に加筆

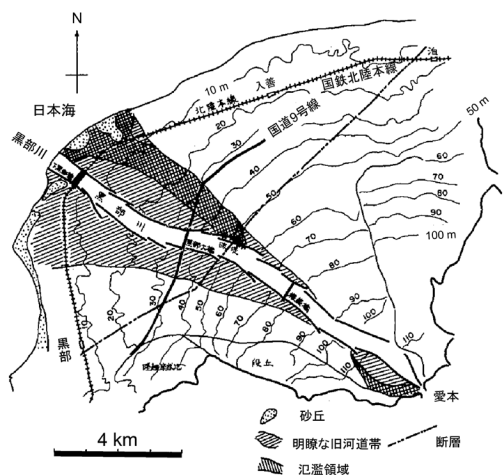


図5-8 黒部川扇状地の洪水氾濫域の分布。標高を表す等高線の数値の単位はm。
芦田ほか(1970)に加筆

園線は、崖崩れと溪岸侵食による路盤流失などでズタズタになった。このため、凡そ一ヶ月にわたり道路が不通となった。一時は数百人の登山客や観光客が上高地に閉じこめられた。人々は、応急

的に設けられた、必ずしも安全とは云えない栈道を伝い、徒歩で下山せざるを得なかった。この翌年、1970年6月、この道を通り、京都大学防災研究所のチームが焼岳東斜面へ向かった。土石流の現地観測を始めるためである。

5.2 焼岳土石流観測

1967年8月には羽越豪雨による土石流災害、翌年8月の奥美濃豪雨で起きた土石流による飛騨川バス転落事故、そして上述の1969年8月北陸豪雨による災害と、土石流による激甚な被害がくり返し起きた。土石流に対する対策が不十分であることが露呈していた。発生条件や流動の特性、土砂氾濫の特性など、土石流についての科学的な実態把握が遅れていた。

この状況を打開すべく、京都大学防災研究所の奥田節夫教授率いるチームが焼岳東斜面の上々堀沢で土石流の現地観測をスタートさせた。焼岳は安山岩質の熔岩円頂丘からなる活火山である。飛

騨山脈の中では最も若い火山である。最新の噴火は1962年の水蒸気噴火である。上々堀沢(国土地理院発行地形図には「峠沢」と記載)の源頭部付近が火口となったことで、この噴火を契機に上々堀沢から土石流が頻発するようになった。土石流観測対象地としてこの沢が選ばれたのは、当時、土石流が毎年何度も発生していたためであった。大学院へ進学したばかりの筆者はこの観測チームに加わっていた。観測現場と、流れ下る土石流の様子を写真5-1に示す。筆者が土石流という現象を認識したのは、学部3回生の夏、上述の飛騨川バス転落事故のニュースと出会ったときであった。

観測は、翌年1971年からは建設省松本砂防工事事務所(現 国土交通省松本砂防事務所)との共同研究として進められてきた。40年にわたる観測期間中に発生した土石流のうち、91件についてデータを得た。土石流は波状的に流れ下ることが少なくない。それらを集計すると200波をこえ

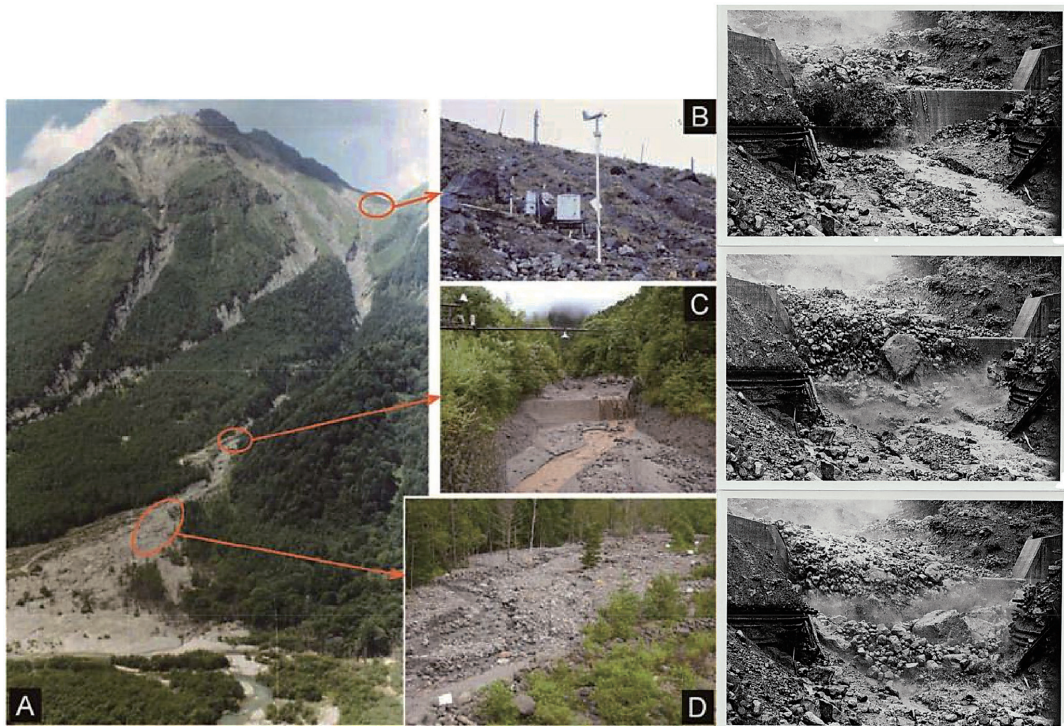


写真5-1 土石流現地観測の様子。A: 焼岳東斜、B: 土石流発生斜面近傍での気象観測、C: 谷出口の観測点、D: 沖積錐(土石流扇状地)での土砂氾濫観測、右端: 写真Cの観測点を流れ下る土石流図

た。火山斜面における土石流の発生、流動、氾濫堆積と溪流の地形変化過程についての研究成果は Suwa et al. (2011) や Suwa (2017), de Haas et al. (2018) などに詳しい。たとえば、土石流は短時間の強雨によって起こるが、強雨のタイプの違いが、土石流の規模だけでなく、土石流段波の形状や材料構成、レオロジー特性を左右し、谷出口から広がる沖積錐（土石流扇状地）での土石流の氾濫堆積過程を強く規制していることなどが明らかになった。たとえば、土石流の引き金となる強雨に先行する数時間ないし二三日にわたる降雨の累積値が大きいと、土石流の規模が大きくなり、流れの乱れが大きく流下速度も大きい。しかも土石流段波が何度も繰り返す状況になりがちで、このため被害が拡大し易いことが示唆された。

このような観測を進める中、大雨や地震により、焼岳の近隣で崩壊や落石、土石流が起きて、被害がもたらされることも少なくなかった。その一端を以下に記す。

5.3 焼岳周辺で起きた土砂災害

5.3.1 1979年洞谷土石流災害

1979年8月21日から22日にかけて、沖縄の南方洋上を北上する11号台風の影響を受けて、前線が活発化することで飛騨地方に豪雨がもたらされた。このため焼岳東斜面で規模が大きな土石流が発生しただけでなく、梓川へ流れ込む主な沢筋の全てで土石流が発生した。上々堀沢扇状地への土砂流出量は10万 m³を超えた。これ以降、現在までの38年間、この沢では、これほど規模の大きな土砂流出は起きていない。

焼岳では土石流は毎年のように起きているが、その規模は必ずしも大きくない。ただし、1962年の焼岳噴火から数年間は土石流が発生し易く、また流出土砂量も大きかったことが知られている。諏訪 (2017) が指摘するような、噴火後の火山斜面でおおむね普遍的に見られる土石流発生特性の経時変化の例である。

1979年8月豪雨は1時間雨量の最大値が50~60 mm、連続雨量は200~300 mmであった。九州や四国、紀伊山地で土砂災害を引き起こす豪雨と比

べると雨量規模は半分ないしそれ以下ではあるが、中部山岳地域としては記録的な豪雨である。この雨で上高地側では土砂流出による通行止めは生じたものの、甚大な物的被害や人的被害は起きなかった。しかし岐阜県側では、土石流が栃尾(図5-9, 写真5-2)の集落を襲い、県道を通行中であった1台の車を巻き込み、3名の命を奪った。

山間地では谷出口に形成される沖積錐すなわち土石流扇状地に集落が立地することが少なくない。近年は新規住宅地として開発されたり、特別養護老人ホームや様々な施設が建てられている例が少なくない。山間地では、沖積錐はまとまった広さの貴重な緩傾斜地である。しかも沖積錐では良質の地下水や表面流水が安定的に利用できる。農耕地として貴重であり、また集落の立地場所としてもってこいではある。しかし沖積錐は土石流がくり返し発生流下して土砂氾濫を繰り返すことによって形成され、維持されていることを忘れてはならない。

我が国では、毎年のように土石流による災害がどこかで起きている。そして、そのほぼ全てが沖積錐においてである。すなわち、この事実は、沖積錐の土地利用に関わる全ての人々が注意を払うべき重要事項であることを示す。現在は全ての都道府県で、地すべり地、急傾斜地、土石流危険溪流の調査が行われ、法律に基づいて、土砂災害警戒区域や特別警戒区域の指定が進められている。指定が徹底され、それを認識した上で土地が適切に利用され、非常時の警戒避難が適切に行われれば、少なくとも人的被害は出ないはずである。しかし実際は土石流による人的被害が繰り返して起きている。指定の徹底と適切な警戒避難が大事である。行政と住民のどちらにも、防災・減災についての、高い意識レベルの形成とその持続が求められている。

5.3.2 1998年岐阜長野県境地震と斜面崩壊

1998年8月7日に始まる岐阜長野県境地震では、9月5日頃まで一日当たりの有感地震回数が200回を越えていた。震源に近い上高地や奥飛騨温泉郷では揺れと同時に「グオー」という鳴動音

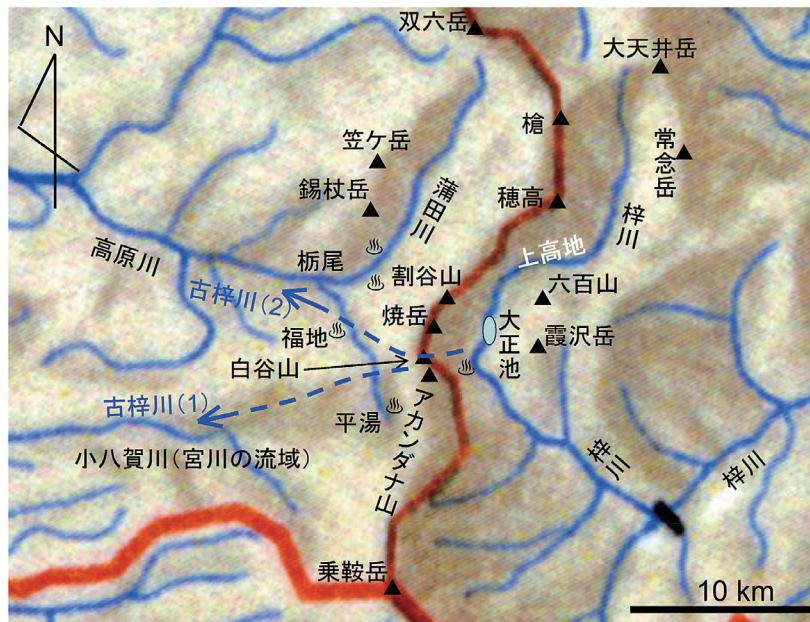


図5-9 焼岳周辺の山々と川筋の様子。およそ60万年前までは高山方面(1) 宮川水系へ流れ出ている梓川は、福地火山(解体されて現在は無い)とその噴火による上宝火砕流に阻まれて、(2)へ(神通川水系) 流路変更。そして、10万年前ごろに始まる焼岳火山群の形成で、その後現在の川筋へ(信濃川水系)。基図は、図5-1と同じ水系図に加筆

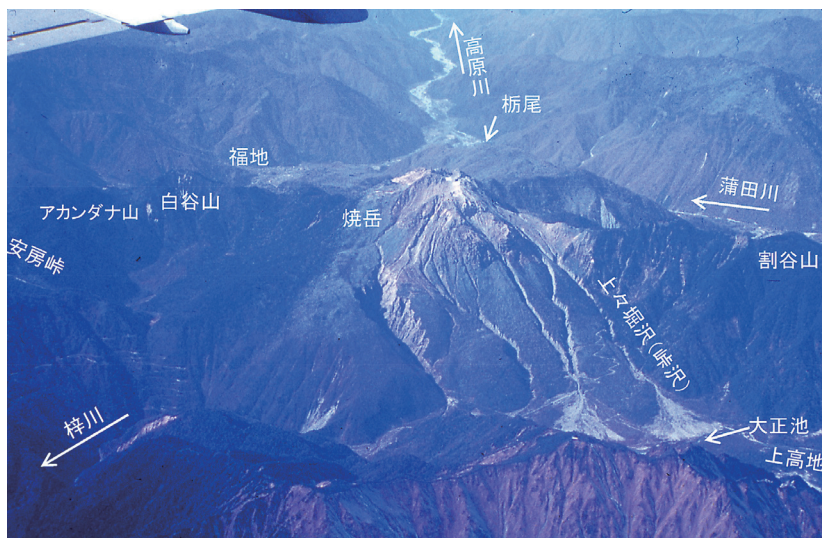


写真5-2 霞沢岳上空から西向き俯瞰写真。中央に焼岳。焼岳の手前を梓川が南流(左向き)。1979年11月9日撮影。同年8月22日洞谷土石流は釜尾の集落を埋積。上々堀沢とその南隣の上堀沢でも土石流大発生。大量の流出土砂は大正池湛水面積の1/5を埋積。

を聴くことが少なかった。8月12日には霞沢岳付近を震央とする M4.7の地震があり、上高地では震度5弱を記録した。ホテルや土産物店での物損や、周辺斜面の崩壊があったが、幸い人的被害は免れた。焼岳への上高地側登山道の標高1950 m 付近でも岩盤が数カ所で崩落して無数の落石が登山道を直撃した。当日は、強雨が続いていたため、この地震が発生した15時過ぎには登山者がいなかったことが幸いした。盆休みで、例年登山客が多い時期・時間帯であったので、強雨がつづいていなければ遭難者が出た可能性がある。

この群発地震の震源域は、その後、北上するように拡大した。8月16日の午前3時31分に起きた M5.4 の地震による斜面崩壊は、蒲田川やその上流の左俣谷や右俣谷で激烈をきわめた(写真5-3)。たとえば、奥飛騨温泉郷の新穂高にある温泉旅館「深山荘」(写真5-4)では8月15日19時40分頃に旅館そばの斜面で崩壊があった。夕食時ではあったが、泊まり客ら68名は直ちに下流の中尾地区にある公民館へ避難した。翌16日の地震でその斜面はさらに大きく崩れ、差し渡しが5 m の大きな岩塊を含む大量の土砂がなだれ下って、深山荘の露天風呂を埋積した。問題の斜面では14日の M4.4の地震で既に落石が始まっていたと推定されている。深山荘の従業員は地震の際の鳴動音とは異なるゴロゴロという音を14日以降、何度も耳にしていた(京都大学防災研究所, 1999)。

地震によると推定される、規模が大きな崩壊の



写真5-3 右俣谷上流の斜面崩壊。8月16日の地震による。9月10日撮影(上宝村提供)

痕跡が上高地周辺にいくつかあることが知られている。たとえば、田代池付近には、比高が5～10 m 程度の小山が点在する。近くの山体が地震で崩れてなだれ下り、麓の平坦地に残した流れ山(hummock)である。「年代は明らかにされていないが、上高地のような侵食や堆積作用が活発な場所にこのように明瞭に残されていることから考えると、それほど古くないだろう。江戸時代かも知れない」とも推測されている(原山, 2017)。飛騨山地の山々を削剥し続ける現在の営力としては、大雨に加え、このような大小様々な規模の地震の役割も小さくないと思われる。

5.4 焼岳火山群と梓川、上高地の地形形成

5.1節では、1969年8月豪雨で立山黒部で起きた土砂災害について報告した。この地域の地質と地形については本特集の野崎氏による第8章や原山ほか(2000)、町田ほか(2006)に詳しい。参照されたい。ここでは5.3節で言及した焼岳周辺の地形と景観の形成史に触れておきたい。

黒部湖から南下して双六岳付近から蒲田川、焼岳を経て南南西へとさらに境峠・神谷断層帯をつなぐラインと、このラインより東方に位置する糸魚川静岡構造線に挟まれる地帯は、原山(1990)や原山ほか(2000)、原山・山本(2003)、町田ほか(2006)によると、次のように理解できる。す



写真5-4 蒲田川右岸の温泉旅館「深山荘」付近の様子。8月16日の地震で斜面が崩れ、隣接する両側の谷筋から岩屑がなだれ下った。9月10日撮影(上宝村提供)

なわち、今から200万年～150万年前にこの地帯に規模が大きなカルデラ噴火がいくつも起きていた。このカルデラ噴火でコールドロンが形成された。従ってこれらコールドロンの下には比較的若い花崗岩類が基盤を成している。これらの岩盤はその後継続的に強さを増してゆく東西圧縮場の中で西隣の基盤に乗り上げるようにして70度あるいは20度もの東落ちの傾動隆起をしてきている。こうして飛騨山脈中軸の高まりが形成されてきた(図5-1)。

焼岳火山群(割谷山や焼岳、白谷山、アカンダナ山など)は檜穂高連峰が南寄りで途切れる辺りに位置している。今、梓川は焼岳の東麓を南流し、東へ転じて安曇野へ向かう。しかし、以前は今の光景とはずいぶん違っていた。すなわち梓川は、現在の焼岳火山群の南寄りの辺りから西南西へ向かい、高山盆地へ流れ込んでいた(図5-9で“古梓川(1)”)。ところが、およそ60万年前の上宝火砕流の噴出でその流路が閉ざされて、焼岳火山群の基盤の低まる辺り、すなわち白谷山付近を経て高原川方面へ流路変更した(図5-9で“古梓川(2)”)。その後、焼岳火山群が形成されるやこの流路も閉ざされて、梓川は焼岳火山群の東側を南流して安曇野へ向かうことになる。10万年前頃のことである。

古梓川(2)が堰き止められると、上流側に湖が形成された。上高地湖である。しかし、周りの山々から供給される大量の岩屑で速やかに埋められ、上高地には現在見られるような幅の広い谷底低地が形成された。現在につながる新規焼岳火山の活動は2万6千年前ごろに始まる。そして、とりわけ規模の大きな噴火に際しては梓川の流路は閉塞し、上流側に湖が形成された。

現在の大正池は、焼岳の大正4年水蒸気噴火で生まれた。6月6日の噴火に際して発生した崩壊が中堀沢と下堀沢から泥流となって流出して梓川を堰き止めた。この泥流は梓川の流れを堰き止めて大正池を形成した(建設省松本砂防工事事務所, 1979)。“泥流”という名称が使われているが、相応しくないかも知れない。水分量の少ないタイプのマスマーブメント、すなわち岩なだれ、あるいは

は岩屑なだれと呼ぶべきものであったかも知れない。

大正池の辺りの基盤の深さは、上高地温泉ホテルと大正池上流端の間で行われた電気探査から50 m程度だと推定されていたこともある。しかし、赤松ら(2004)が新たに重力測定と脈動データの分析から、基盤の深さは500 mに達することを示した(図5-10)。さらにこの新たな知見をもとに、赤松らが最深点としたほぼ同じ場所でボーリング調査が行われた。河床堆積物を深さ350 mまで掘り進んだが、基盤には達しなかったという意味で赤松らの知見と整合する結果であった(原山, 2017)。

5.5 リスクとともに～結びに代えて

飛騨山脈とその周辺では、豪雨や地震で斜面崩壊や土石流が起きて麓の集落や観光地が被害を受けるという災害が同じ場所で、あるいは場所を替えてくり返している。これら土石流や崩壊、すなわちハザードの誘因は豪雨や地震であるが、素因は山地が急峻で崩れやすい岩盤でできていることにある。ここ100万年余りにわたり、この付近に働く東西圧縮力による、岩盤の東落ち傾動隆起で南北方向に伸びる飛騨山脈中軸の高まりが形成されてきた。この隆起は現在も続いている。この営みが飛騨山地の急峻な地形形成の主因である。

豪雨や地震による土石流や崩壊発生リスクが高い場所の特定は、調査により可能である。そして、豪雨は地震のようにいきなり起こることはない。気象観測により事前予測がある程度可能である。適切な警戒避難により人的被害を抑制できる。

いっぽう、地震はいきなり起こる。時刻を含めての予測はできない。余震に対してはともかく、本震が起きたから直ぐに退避して難を避けるということはむずかしい。地震による崩壊に対してはお手上げである。ただし、地震によって起きた規模の大きな岩屑なだれが襲来する前に、とっさの判断で退避し、間一髪で命拾いしたという例は多くはない(奥田ほか, 1985)。普通は、小規模かつ高頻度に起こるような地震によって起きるリスクに対してのみ、土地利用に際して安全側に対応

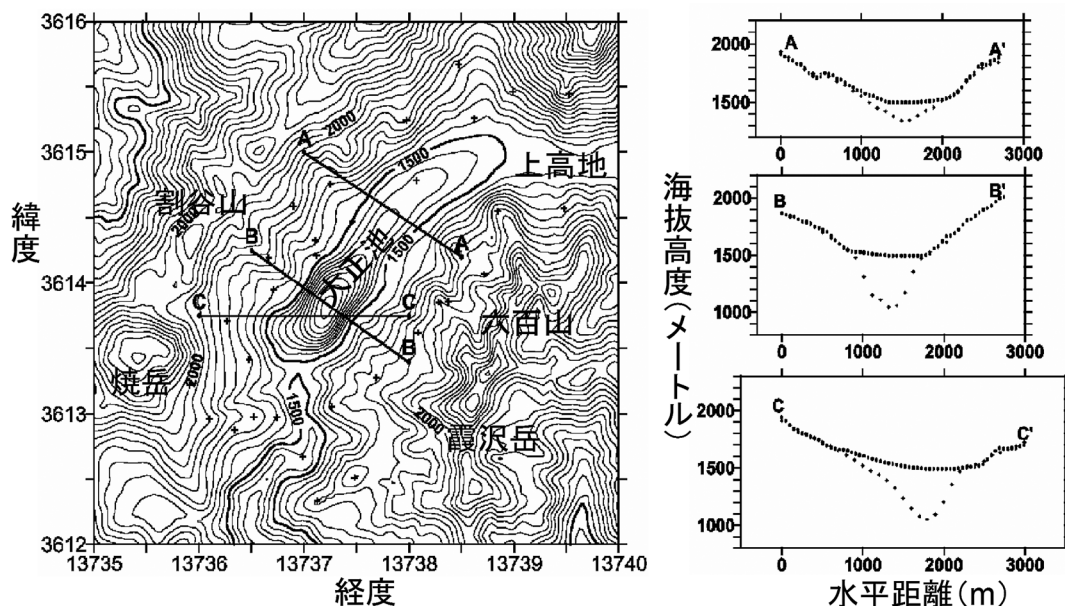


図5-10 重力探査から推定される大正池付近の基盤の地形(左図)。三つの測線に沿う地表面(密点線)と基盤(疎点線)の断面形(右図)。赤松ほか(2004)に加筆



図5-11 中尾火砕流(BP2300)の流下堆積範囲(太実線で囲む範囲)。太破線で囲む範囲は小糸谷火砕流の堆積範囲(BP15000～BP5000)。Yは焼岳。及川(2002)に加筆

することで、人的被害を抑制することが出来る、と言えよう。

火山噴火に対してはどうだろうか。焼岳火山群については、ここ2000年余りは水蒸気噴火を繰り返しているだけである。最近の、やや規模が大きなマグマ噴火は2300年前である。この時は焼岳の西麓蒲田川と東麓梓川へ向けて火砕流が流下した(図5-11)。西麓の中尾火砕流台地はそのときできた。今この台地の上に温泉旅館やペンション、ホテルなどを含む中尾集落が立地し、賑わっている。中尾台地をつくったようなマグマ噴火のリスクを認識した上で土地を利用することが大事だ。奥飛騨温泉郷や上高地観光に訪れる人々にとっては、地震による大規模崩壊に加えてのリスクでもある。

引用文献

- 赤松純平・諏訪 浩・市川信夫・駒澤正夫(2004)
重力異常と脈動の震動特性からみた上高地盆地
焼岳山麓の基盤構造, 京都大学防災研究所年報,
47B, 877-882.
芦田和男ほか17名(1970) 黒部川災害の調査研究,

- 科学研究費補助金突発災害報告書「昭和44年北陸東北豪雨災害の調査研究」, 40-85.
- de Haas, T., Densmore, A.L. Stoffel, M., Suwa, H., Imaizumi et al. (2018) Avulsions and the spatio-temporal evolution of debris-flow fans, *Earth-Science Reviews*, 177, 53-75.
- 京都大学防災研究所 (1999) 平成10年度焼岳土石流観測および解析受託業務報告書, 国交省松本砂防事務所, 70p.
- 建設省松本砂防工事事務所 (1979) 焼岳噴火記録, 松本砂防工事事務所技術資料 No.12, 28p.
- 建設省立山砂防工事事務所 (1974) 常願寺川流域崩壊地調査報告書(総括編), 127p.
- 国土交通省北陸地方整備局 (2008) 信濃川上流(梓川下流・高瀬川水系)直轄砂防事業の再評価説明資料, 42p.
- 国土地理院 (1980) 水系図(縮尺250万分の1)
- 原山 智 (2017) 私信
- 原山 智・山本 明 (2003) 超火山槍・穂高, 山と溪谷社, 237p.
- 原山 智ほか (2000) 立山地域の地質, 地域地質研究報告, 地質調査所, 218p.
- 原山 智 (1990) 上高地地域の地質, 地域地質研究報告, 地質調査所, 175p.
- 町田 洋 (1962) 荒廃河川における侵食過程ー常願寺川の場合ー, 地理学評論, 35 (4), 157-174.
- 町田 洋 (1984) 巨大崩壊, 岩屑流と河床変動, 地形, 5 巻, 155-178.
- 町田 洋ほか (2006) 日本の地形 (5) 中部, 東京大学出版会, 384p.
- 及川輝樹 (2002) 焼岳火山群の地質ー火山発達史と噴火様式の特徴ー, 地質学雑誌, 108 (10), 615-632.
- 奥田節夫ほか (1970) 常願寺川災害の調査研究, 科学研究費突発災害「昭和44年災害の調査研究」報告書, 86-93.
- 奥田節夫・奥西一夫・諏訪 浩・横山康二・吉岡龍馬 (1985) 1984年御嶽山岩屑なだれの流動状況の復元と流動形態に関する考察, 京大防災研年報, 28B-1,491-504.
- Ouchi S. & Mizuyama T. (1989) Volume and Movement of Tombi Landslide in 1858, *Japan., 地形*, 10 (1), 27-51.
- Suwa, H. (2017) Pulsation in debris flows and its mechanism, *Inter. Jour. Erosion Control Engineering*, 10 (1), 16-23.
- 諏訪 浩 (2017) 斜面水文環境の変化と土砂流出・地すべりの発生過程, 日本水文科学会誌, 47 (2), 97-105.
- Suwa, H., Okano, K. and Kanno, T. (2011) Forty years of debris-flow monitoring at Kamikamihorizawa Creek, Mount Yakedake, *Proc. 5th International Conference on Debris-Flow Hazards Mitigation*, ed. by R. Genevois, D.L. Hamilton and A. Prestininzi, 605-613.

6. 富山県の地すべり災害ー地すべり地の分布と南砺市利賀村で発生した事例についてー

古谷 元⁹

6.1 はじめに

富山県は、東西約90 km, 南北約70 km, 面積4,248 km²の県土を有する。そのうち山地は約6割を占める。特に飛騨山脈の北縁に位置する県東部から南部の山岳地域は、非常に急峻な地形を呈しているとともに、立山周辺(黒部川源頭部, 常願寺川源頭部)では、年間降水量が4,000 mmを超過する。黒部川源頭部は、典型的なV字谷が山岳地域を貫き、常願寺川源頭部は、本邦の代表的な砂防事業地である立山カルデラが広がっている。山岳地域の山麓には、黒部, 富山, および砺波地域に広大な扇状地が形成されている。一方、能登半島南部には、丘陵地とこれから供給された土砂による沖積地が広がっている。

富山県は、上記の地理的特徴より、古くから土砂災害に悩まされてきた。明治16年5月に本県は、石川県より分県したが、この背景に立山鷹崩れによる甚大な土砂・洪水災害が大きく関連している。分県後、富山県内では、国、県を挙げて砂防・治山施設の整備を進めたために、甚大な土砂災害が減少しつつあるが、未だに数年に1回の頻度で土砂災害が発生している。立山周辺の土砂災害に関しては、他章に譲ることにするが、本稿では、巡検時の話題提供の内容をもとに、富山県の地すべり分布の概略と最近発生したやや規模の大きい地すべり(南砺市利賀村上百瀬)についての紹介、

⁹ 富山県立大学

そしてこれらを踏まえた個人的な見解について述べることにする。

6.2 富山県の地すべり分布の概要

富山県内には、平成28年7月現在で土砂災害警戒区域として指定されている地すべりが657箇所存在する。地すべり地形として判読されたものを含めると、実際にはそれ以上になるが、県内の地すべり発生箇所の特徴は、概ね特定の地質の箇所に多い傾向になる。図6-1は、防災科学技術研究所により判読された地すべり地形の箇所(a)と富山県の概略地質図(b)をまとめたものである。この図より県内の地すべり地は、第三紀堆積岩類の箇所に数多く集中する傾向があり、第三紀～第四紀火山岩類分布の地域にも認められる。やや古いデータにはなるが奥村(1992)は、富山県下の地すべり防止指定地に限定しているが、指定地の

全面積のうちで65%が第三紀堆積岩類、24%が岩稲層(第三紀火山岩類)に地すべりが分布するとした。

第三紀堆積岩類の地域で発生している地すべりは、特に能登半島南部の宝達丘陵東側斜面に非常に多い(図6-1参照)。宝達丘陵は、地質的には風化が進んだ泥岩・シルト岩、これらに狭在する凝灰岩等で構成され、地形的にはケスタで特徴付けられる。特に、富山県側に位置する丘陵の東側斜面は、流れ盤構造であり、大規模な層すべりを発生させる素因を含んでいるために、地すべりの規模が大きくなりやすい。その例として氷見市の胡桃、国見、五十谷等の地すべり範囲が数100 m 以上におよぶ事例が挙げられる(例えば(社)日本地すべり学会, 2003; 富山県土木部砂防課, 2013; 田中, 1977)。これらの地すべり地は、古くから農業生産地として土地利用が為されていたが、地すべり滑動により、天然ダム形成や集落移転を余儀なくされる等の災害履歴が記録されてきた。ただし現在では、対策工の効果によりほとんど沈静化している。また同堆積岩類は、宝達丘陵以外にも富山平野を囲むように分布しており、これに対応して地すべり地の分布も多い(図6-1参照)ことが知られている。

第三紀～第四紀火山岩類分布の地域は、火山活動による安山岩質溶岩や凝灰角礫岩が礫岩や砂岩等の堆積岩の上位に被る構造である。この地域の地すべり地は、県南部に多く(図6-1参照)、代表的な例として富山市の芦生、割谷、赤石、桂原、桐谷、南砺市の豆谷、見座・相倉等の地すべりが挙げられる(例えば、奥村, 1992; 鈴木, 2000)。いずれも古くから地すべり土塊の平坦面に集落を形成し、農林業の生産活動が展開されてきた。特に見座・相倉地区は、庄川流域の代表的な地すべり地だけでなく、合掌造りの集落として世界遺産に登録されていることでも有名である。これらの地すべり地を構成している安山岩質溶岩や凝灰角礫岩の岩質の特徴は、不均質であるとともに、凝灰質分が粘土化しやすいことが挙げられる。このことは、粘土化(風化)の進行に伴って斜面強度が低下しやすいことを意味する。また第三紀～第

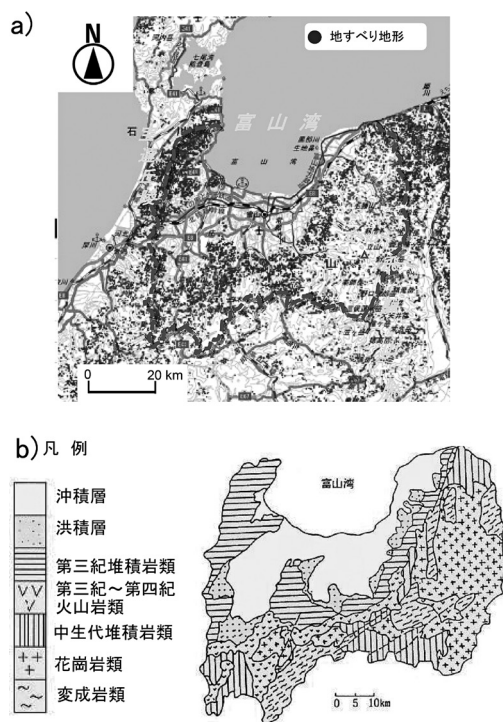


図6-1 富山県における地すべり分布と地質概要 (a: 地すべり分布(防災科学技術研究所 J-SHIS Map に加筆); b: 概略地質図(富山県(2006)に加筆))

四紀火山岩類分布の地域で発生する地すべりは、大規模崩壊や地すべりの堆積物が二次的に再滑動する場合もある。

山岳地域（後立山連峰等）では、山体変形（広義の地すべりの前兆）と考えられる線状凹地が県境周辺の稜線付近に多数存在することが知られている（例えば、原山他，2000）。線状凹地の例として図6-2に朝日岳北側の長梅山の例を挙げる。この図において長梅山山頂の東側では、山体を引き裂くような連続的かつ明瞭な窪地が形成され、凹地の一部に池が存在している。佐藤他(2005)は、この凹地の表層部に鬼界アカホヤ（K-Ah）が存在することを指摘し、凹地の形成が7,300 cal yr BP以前に生じていたと指摘した。立山カルデラ内では、現在もおお活発な土砂生産が行われているが、その一端となる崩壊域拡大の前兆と思われる例もある。巡検当日に視察ができる機会があった浄土山西側の凹地（段差地形）を写真6-1に示す。この写真において、氷食地形と思われる凹地を横断する段差地形が生じていることが分かる（図中の点線および矢印）。凹地形の左側がカルデラ内になるために、この地形がさらに発達すれば、最終的には崩壊域の拡大とカルデラ内への新たな土砂供給に繋がると推察される。



図6-2 山岳地域における線状凹地の例（国土地理院 電子国土 Web に加筆）

6.3 南砺市利賀村上百瀬で発生した地すべり

6.3.1 地すべりの概要

平成29年1月16日午後3時30分頃に富山県南砺市利賀村（旧東礪波郡利賀村）上百瀬（図6-3）で、地すべり性崩壊（ここでは上百瀬の地すべりと呼ぶことにする）が発生した。この地すべりは、神通川水系百瀬川の左岸斜面において昭和53年に開設された利賀スキー場として開発された箇所（利



写真6-1 浄土山西側の凹地（矢印と点線の箇所）

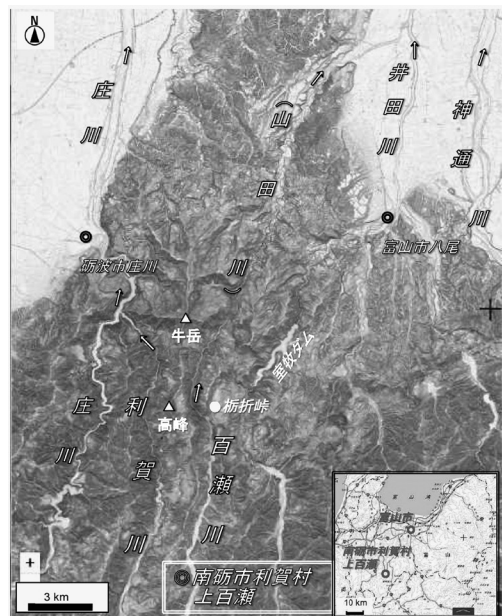


図6-3 南砺市利賀村上百瀬の位置（国土地理院 電子国土 Web（傾斜量図および標準地図）に加筆）

賀村, 2004) の一部である (図6-4)。このスキー場は、平成9年に廃止され、被災前まで施設の一部が山村体験交流施設等に利用されていた。上百瀬の地すべりの発生域は、幅が最大で約100 m、長さが約250 m (舌端部を含む)、深さが最大で約20 m、および土塊の体積が約15万 m³と推定されている (図6-5)。発生直後の報告 (古谷他, 2017) によると、発生域の土塊の一部と従前の堆積物 (地すべり崩土 (防災科学技術研究所, 2000)) の一部は、ボトルネック状の地形に沿って下方に斜面上の積雪面を圧雪しながら流下した。流下した地すべり土塊 (崩土) は、積雪面上を比較的長距離移動し、少なくとも斜面下部付近で毎秒10 cm 程度の速度で発生域下端から約540 m 進んだ。当初の地すべり発生域は、1月20日午前0時10分頃に斜

面上部へ拡大 (発生域の長さ350 m: 図6-5参照) し、移動土塊の先端が県道上百瀬島地線に到達した。この時点での土砂の移動範囲は、全長990 m になった。さらに1月30日午前2時30分頃に斜面上部に堆積した土砂は、斜面下方へ流れ出した。1月30日までの地すべりによる被災状況は、人的被害は生じなかったものの、住居2棟、車庫・納屋5棟、その他施設2棟が全半壊した。なお、本格的な融雪期に入った4月4日、14日、および15日に発生域の上部斜面が小規模ながら拡大した。

6.3.2 地すべり地周辺における地形・地質状況

図6-3は、南砺市利賀村周辺から北側の範囲を示した地図である。この図において利賀村周辺では、百瀬川と利賀川が概ね南南西から北北東方向に貫いて流れているが、牛岳や高峰を含む稜線を境界にして百瀬川は、下流域で山田川に名称を変えて最終的に神通川に合流し、利賀川は牛岳の南西から流路を北西側に転じて庄川へ合流する。本稿でとりあげる上百瀬の地すべりは、百瀬川の左岸側斜面に位置する (図6-4)。南砺市利賀村周辺の地質構造は、これまでの地殻運動の履歴を受けて複雑である。5万分の1地質図幅「白木峰」や野沢他 (1981) によると表層地質は、主として新第三紀の楡原累層の砂岩の上位に新第三紀の安山岩質凝灰角礫岩からなる岩稲累層が被っている。粕野 (1992) や地学団体研究会 (1997) によると楡原累層は、非海成層の堆積物とされ、岩稲累層は、日本海拡大期の活発な火山活動による火山性堆積物と考えられている。ただし地すべりの東側には、三畳紀～ジュラ紀の船津花崗岩が断層を挟んで存在する。この断層は、利賀地溝の東縁を限るものとされている (図6-6)。なおこの花崗岩は、立山の山体を形成している岩石でもある (例えば、原山他, 2000)。図6-6中には、今回の地すべり地の北側で東西方向に切った地質縦断面も示されている。この図によると地すべり発生箇所は、全般的に受け盤構造を有する斜面になる。

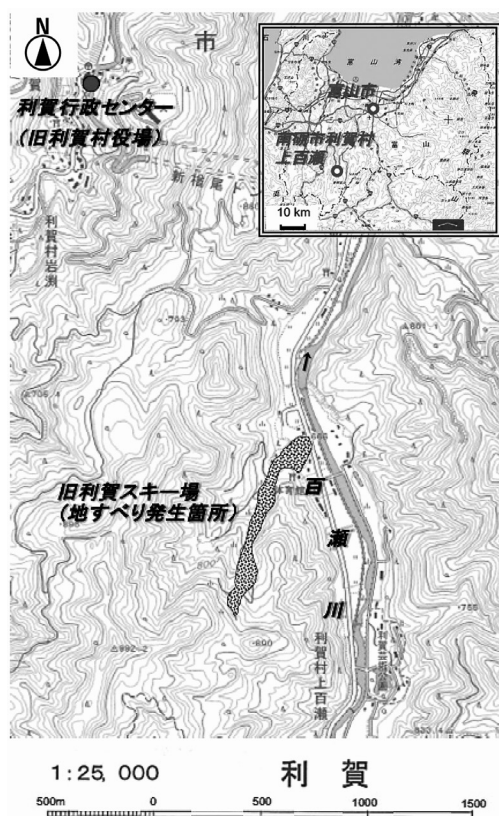


図6-4 上百瀬の地すべりの位置 (国土地理院 電子国土 Web および1:25,000地形図「利賀」に加筆)

6.3.3 地すべり発生時における気象状況

富山県の山間部は、日本の代表的な豪雪地帯の

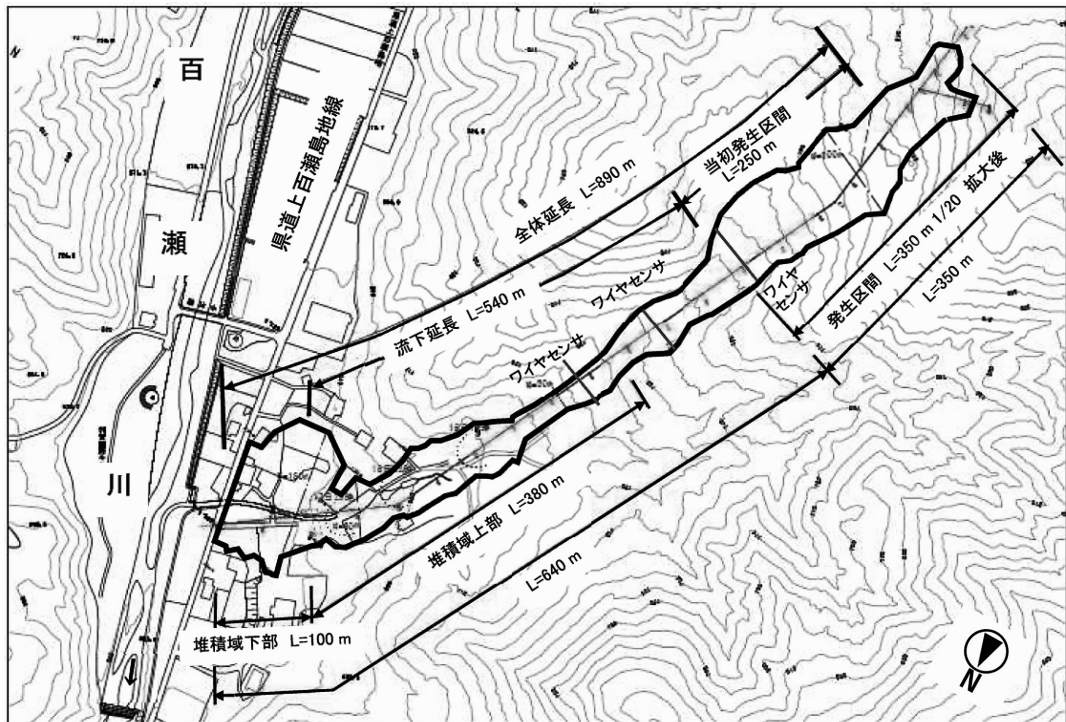


図6-5 地すべりの平面図（富山県資料に加筆（古谷他，2017）

ひとつである。豪雪（積雪）地域に分布する地すべりは、従来より「春先の融雪時における浸透水」が発生誘因であることが広く認識されている。ところが上百瀬の地すべりは、上述の通り1月に発生していることから、発生時期が春先の融雪期にはならない。ここでは、利賀村に関連する気象資料に基づいて気象と3回の土砂移動（地すべり、崩壊域の拡大、および土砂流出）の間における関連性について検討する。

利賀村史（2004）によると利賀村周辺では、例年11月から4月の間に降雪が観測され、その積雪深が通常時で200 cm、豪雪時で400 cmに達するとされている。表6-1は、昭和48年から平成16年の利賀村の最深積雪量の月間平均値と降雪量累計の月間平均値を示したものである。この表を参考にして本地すべりの発生時（1月16日）の積雪・降雪に関する平年値を見積もったところ、最深積雪量は220 cm程度（表中の1月と2月の平均）、降雪量累計は225 cm程度（1月の値の半分）であ

る。またこの表より利賀村では、例年であれば2月までは200 cmを超過する深い積雪深と降雪が続き、3月以降に急速な融雪が生じている。このような気象特徴より上百瀬の地すべりが発生した時期は、例年であれば非常に雪深い積雪期に該当する。

上百瀬地区の近隣では、利賀行政センターにて積雪量、積雪深、および気温の観測が原則1日1回午前中に実施されている。気象データの入手が可能であった平成28年11月1日から平成29年1月31日までの観測値を整理し、経時変化を表したものが図6-7である。この図より、地すべり発生直前までの降雪状況は、平成28年12月8日までは積雪深が記録されていない。その後、一時的に30 cmを超過する降雪があったものの、地すべり発生前の平成29年1月10日までに積雪深が4 cmまで低下している。11月1日から1月10日までの降雪量の累計を整理したところ、その量は147 cmであり、表6-1中の11月と12月を足し合わせた値

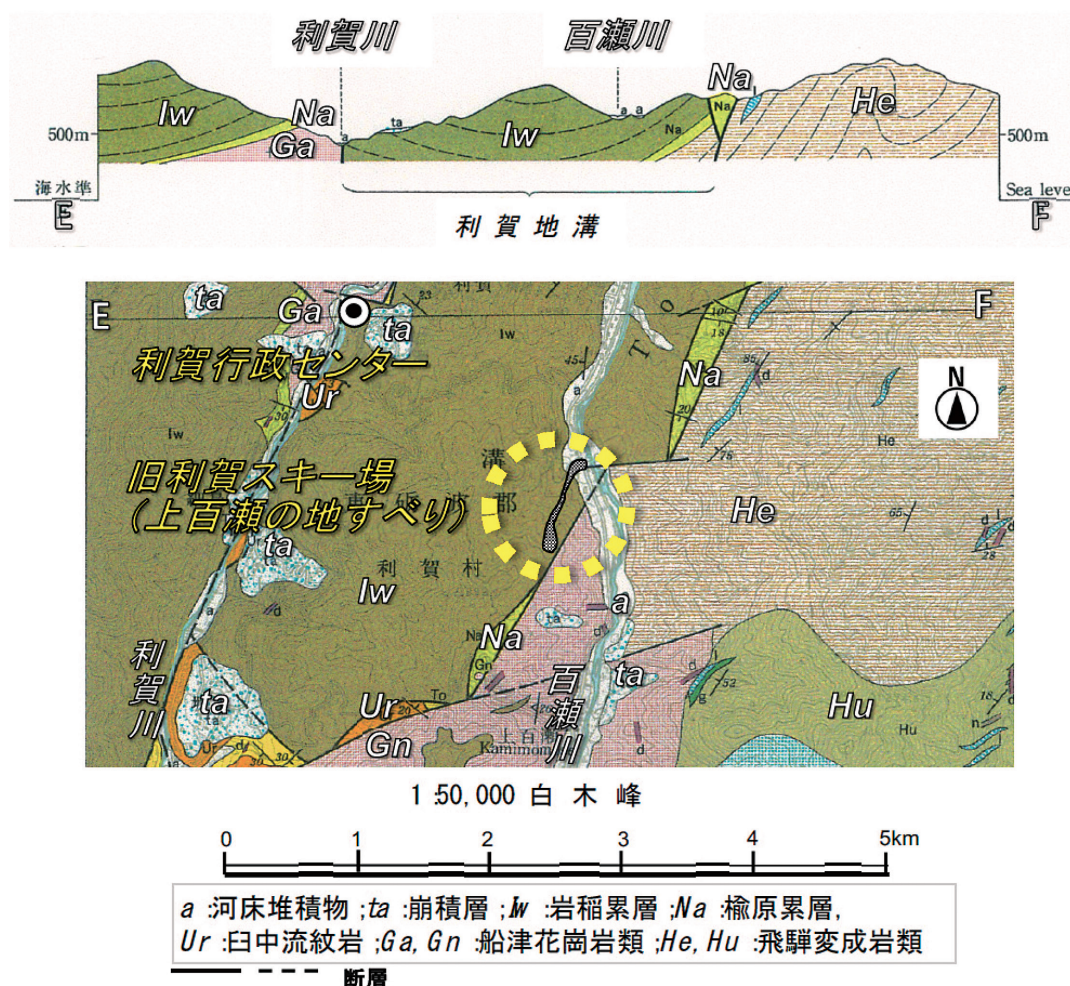


図6-6 南砺市利賀村上百瀬周辺の地質 (1:50,000 地質図幅「白木峰」に加筆)

表6-1 利賀地域の月別最深積雪深と降雪量累計 (昭和48年～平成16年の平均: 利賀村史 (2004) による)

区分	11月	12月	1月	2月	3月	4月
最深積雪量 (cm)	23	104	201	244	203	89
降雪量累計 (cm)	32	234	450	335	131	12

に比べて著しく少ない。利賀地域における平成28年度冬季の本格的な降雪は、1月11日以降になり、地すべりが発生した1月16日時点での積雪深は126 cmである。この積雪深のほとんどは、1月15日と16日にそれぞれ70 cm, 74 cmの日積雪量によるものである。なおこれらの日降雪量は、

利賀地域では特に珍しいことではない。1月16日に発生した地すべりの誘因は、その直前までの気象状況が例年に比べて降雪量が少ないことより、融雪水の浸透の可能性が低いと推察される。このことは、1月16日のイベントが豪雪 (積雪) 地域で発生する地すべりのタイプと異なる可能性があることを意味する。

図6-7に示すように1月16日の地すべり以降における積雪深は、低下と増加が記録されている。崩壊域の拡大が生じた1月20日は、積雪深が110 cmまで低下している。その後、1月23日から再び50 cm/日を超過する降雪となり、1月25日に

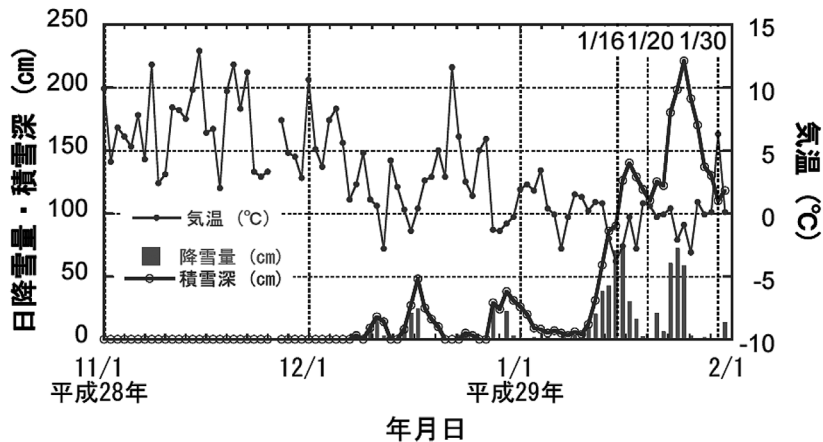


図6-7 利賀行政センターにおける気象観測記録（富山県提供資料に基づいている）



昭和 46(1971)年

昭和 52(1977)年

平成 23(2011)年

地すべり地形分布

図6-8 上百瀬の地すべりにおける開発行為の変遷と地すべり地形分布（航空写真は国土地理院撮影，地すべり地形分布は防災科学技術研究所 J-SHIS Map によるもので，それぞれに加筆）

最大の積雪深221 cm が観測されている（3日間の累計：190 cm）。ところが1月25日以降の積雪深は，土砂流出が発生した1月30日にかけて110 cm まで急速に低下している。特に1月30日の気温は，6.5℃が記録されており，例年に比べて高い状態である。1月20日に発生した崩壊域の拡大の誘因は，融雪が関与するか否かは現時点で不明ではあるが，1月30日の土砂流出に関する誘因は，図中の経時変化より積雪深低下と気温上昇から融雪の関与が大きいと推察される。

6.3.4 開発行為の変遷と課題

上百瀬の地すべり発生機構は，上記の素因，誘

因が複雑に絡んでいるために機構解明までは至っていない。また現地で災害復旧工事が継続しているために，詳細な調査，検討については，この工事終了後になる。そこで本稿では，現地における人工改変（開発行為）の変遷について整理した。図6-8は，昭和46年，52年，および平成23年に国土地理院より撮影された航空写真と防災科学技術研究所により判読された地すべり地形を示したものである。上百瀬の地すべりは，過去の地すべり崩積土が堆積（写真6-2）していたところにスキー場開設のための開発行為が為された箇所になる。昭和46年の航空写真では，地すべり地の斜面は山林で覆われているが，昭和52年時点ではスキー場



写真6-2 発生域境界部の東側斜面における状況

の造成工事が進んでいることが分かる。スキー場廃止後の平成23年の写真と昭和52年のそれとを比べると、昭和52年以降にも人工改変の拡大が認められる。

利賀スキー場は、上述したように平成9年に廃止されたが、この原因は、近隣に新たなスキー場が開設されたためである。ただしそのスキー場も、地すべり地形を有する箇所に設置され、その後、諸般の事情で平成25年に閉鎖されている(図6-9)。全国的にスキー場は、立地条件により多少の差異が生じるが、山腹傾斜の比較的緩い箇所に設置されている。このような山腹地形条件のひとつに地すべり地形が挙げられ、当然ながら地すべり地形を利用してスキー場を開設したケースも多い。富山県下のスキー場の多くは、このケースであり、近県も同様である。ただし地すべり地に開設されたスキー場が直ちに危険箇所であると結論づけることはできない。斜面に対する開発行為は、スキー場のだけでなく多岐にわたる。

あくまでも個人的な見解ではあるが筆者は、何らかの開発行為の履歴がある斜面においては、斜面の安定性(危険度)評価の検討が重要であると考えている。例えば2例の観点からの検討を挙げると、以下の通りである。

まず、現時点における斜面の力学的特性に着目した評価の必要性が挙げられる。地すべり等の斜面の移動現象は、最終的には地すべり土塊が安定した状態で初めて滑動が停止する。これを評価す



図6-9 新規に開設されたスキー場と地すべり地形分布(航空写真は国土地理院撮影, 地形図は国土地理院 電子国土 Web, および地すべり地形分布は防災科学技術研究所 J-SHIS Map によるもので、それぞれに加筆)

るためには、少なくともせん断強度やこの強度を低減させる地下水に関する情報が必須である。特に地すべり土塊の移動域において、水圧(過剰間隙水圧)が上昇しやすい地盤条件であれば、土塊(土砂)の長距離移動が発生するケースが多い。このような場合には、やや広い視点から斜面、地盤

の安定性を評価する必要がある。

斜面の人工改変も斜面の安定性に与える影響因子として挙げられるので、この影響に関する評価も重要である。開発行為は、地表面の形状や表層部の地盤環境を変化させるために、降水の浸透や流出に影響を与えることもある。この影響は、時として表面流の集中により表面侵食が進行すること、斜面内の浸透経路（水みち）の変化による斜面内部の環境変化（地下水量、風化の進行、地下侵食等）を引き越すことが想定される。このような現象は、結果として斜面強度の劣化に繋がり、新たな地すべり等の土砂移動の発生原因のひとつになる。新たな土砂移動を防ぐためには、最低限、定期的な斜面点検等の管理・監視が必要である。

現在、全国の山間部では、過疎化や高齢化が急速に進んでおり、消滅集落も増加している。富山県下でも同様な状況である。このような状況下において、開発行為の履歴の有無を問わず斜面への関心は、次第に薄れて放置・放棄される可能性がある。このことは、土砂災害に対する防災・減災のみならず流域全体の土砂管理を考える上でも無視することができない問題である。この問題を解決することは、人口動態の変化に直面している現状の中で、今後の斜面防災・減災策を計画する上で大きな課題である。

6.4 おわりに

本稿は、巡検時の話題提供として取り上げた、富山県内の地すべりの状況と南砺市利賀村上百瀬の地すべりについて紹介するとともに、簡単ではあるが、斜面の人工改変に対する管理の必要性について述べた。今回の巡検にお誘い頂いた川崎一朗先生、諏訪浩先生のほか、資料提供や現地調査の便宜を図っていただいた富山県土木部、および農林水産部、（一社）斜面防災対策技術協会富山支部に誌面を借りて謝意を表する。

参考文献

- 防災科学技術研究所（2000）：地すべり地形分布図 第11集「富山・高山」，1:50,000白木峰。
地学団体研究会（1997）：新版地学事典，平凡社。

- 古谷 元・村尾英彦・松浦純生（2017）：南砺市上百瀬で発生した土砂災害，砂防学会誌，第70巻第2号，pp.26-29。
原山 智・高橋 浩・中野 俊・荻谷愛彦・駒沢正夫（2000）：立山地域の地質，地質調査所，218p。
粕野義夫（1992）：新第三紀の古地理変遷－丘陵の主体をつくる地層・岩石類－，アーバンクボタ，No. 31，pp.16-19。
野沢 保・坂本 亨・加納 隆・稲月恒夫（1981）：白木峰地域の地質，地質調査所，85p。
奥山久成（1992）：地すべり・山崩，10万分1 富山県地質図説明書，富山県，pp. 159-171。
佐藤 剛・荻谷愛彦（2005）：飛騨山脈・白馬岳北部地域の地すべり地形発達，地学雑誌，114巻1号，pp. 58-67。
（社）日本地すべり学会（2003）：とやまの地すべり 2003 地すべりとの共生をめざして，67p。
鈴木隆介（2000）：建設技術者のための地形図読図入門，第3巻 段丘・丘陵・山地，古今書院，pp.811-848。
田中恭一（1977）：昭和52年3月29日富山県五十谷地区に発生した地すべり，地すべり，第14巻第2号，pp.32-35。
利賀村（2004）：利賀村史，3 近・現代，1132p。
富山県（2006）：富山県地下水指針，資料編1，pp.35-38。
富山県土木部砂防課（2013）：涯天護－とやまの砂防－，34p。

7. 熱水地球化学から見た乗鞍火山列群発地震の発生メカニズム

日下部 実¹⁰

7.1 はじめに

2017年9月に“立山カルデラ－黒部ダム巡検”が行われた。この巡検には地震学・地球物理学・地質学・測地学・地球化学等の専門家が参集し、現地を見ながら、同地域の地震・火山噴火・地すべりなど自然災害に直結する活動について議論が行われた。立山火山は、いわゆる“北アルプス”の主要な山々を構成する「乗鞍火山列（Norikura Volcanic Chain; NVC）」の中心にある。NVCは、

¹⁰ 富山大学理学部

北は白馬大池火山から南は御嶽火山まで南北120 km にわたって連なる火山列であり、気象庁の“常時観測対象火山”である立山、焼岳、乗鞍岳、御嶽を含む（御嶽は飛騨山脈には組み込まれない、という見解がある。國友私信）。NVC では震源の浅い構造的地震が頻発している（三雲 私信，京都大学防災研究所・上宝地殻変動観測所，1990，大見ほか，2012）。これらの地震の特性は（1）震源が差渡し 5 km 程度の狭い地域に集中している，（2）震源の深さは 5 km 以浅と極めて浅い，（3）これらの群発地震の発生域は数年程度の短期間で移動する，などが挙げられる。そのような地震特性はマグマの浅部への貫入を反映しているかもしれない，もしそうならばマグマ活動に起因する地球化学的シグナルを地表で捉えることが可能なのではないか，という示唆が1990年頃，川崎一郎氏から筆者に対してあった。そこで筆者は調査チームを立ち上げ，1990年にNVCに沿って火山ガスや温泉水を採取し，NVCのマグマ活動に起因するかもしれない地球化学的シグナルを調査した。その結果は2003年に Kusakabe et al. (Society of Economic Geologists, Special Publication, Vol. 10, 熱水系に関する特集号，2003) に公表されているが，この特集号は地球物理系の研究者の目に触れることはほとんどなかったものと推定される。今回，「自然災害科学」に“立山カルデラ－黒部ダム巡検特集号”が企画されたのを機に，上記 Kusakabe et al. (2003) に掲載された内容の本質的な部分を日本語でも公表するのは意味のあると信じ，本稿を執筆した。

7.2 乗鞍火山列 (NVC) における地震活動

上述のように，NVC では活発な地震活動があり，とりわけNVC火山の山頂部周辺を中心とした微小地震の頻発（図7-1a）が見られている。この微小群発地震の震源の深さは周辺の構造地震の震源深度に比してきわめて浅く，通常 2～5 km（最大でも 8 km）である（図7-1b，京都大学防災研究所・上宝地殻変動観測所，1990，Mikumo et al., 1995，大見ほか 2012）。このことから，NVC 直下では温度が高いために岩石の brittle-ductile

transition が浅いところにあるのではないかと言われている。同地域の地震トモグラフィによれば浅部に低速度層と地震波の伝播速度の減衰のあることが分かっている（Hirahara et al., 1989, Katsumata et al., 1995, Mikumo et al., 1995）。また源内ら（2002）は重力異常データの解析に基づいて，立山直下の深さ 2～6 km に超低密度域（密度は 2.1 g/cm³ 以下）を含む構造の存在を推定している。超低密度物体として水などの揮発性成分が含まれたメルトの存在が示唆されているが，彼らの含水率の推定値（16wt.%）はいささか過剰である。Matsubara et al. (2000) は立山を東西に横切る 50 km の側線に沿って 1 km 間隔で地震計を配置し，同地域の詳細なトモグラフィを得た（図 7-2）。それによると Z = 5 km 面では P 波地震波速度が 5.5 km/s 以下の低速度層が NVC に沿って分布していることが分かる。Z = 10 km 面では低速度層の分布は立山とその北側ならびに鷲羽岳－雲の平に限られる。このトモグラフィに基づき，Matsubara et al. は立山火山の下部には深さ 4～18 km に珪長質マグマ溜りがあると推定した（図 7-3）。この解釈は上に掲げた先行研究の結果を支持するものではあるが，筆者は，立山火山以北ならびに以南に全長約 80 km にわたって連なる NVC 頂部直下の浅部低速度層をすべて浅所のマグマ溜りの存在で説明することは難しいのではないかと感じた。

7.3 ヘリウム同位体比

そこで筆者らは NVC 地域から得られる火山ガスおよび温泉ガスを採取し（図7-4），主として，その中に含まれるヘリウムの同位体比を測定した。その結果を他の地球化学的・岩石学的情報と総合して，NVC 頂部直下の浅部地殻構造について考察し，Kusakabe et al. (2003) として公表した。ヘリウムは質量数 3 (³He) と質量数 4 (⁴He) の 2 つの安定同位体からなる。地球化学および宇宙化学の分野ではガスの起源を論ずる場合に ³He/⁴He 比を指標とすることが多い。図7-5に地球物質に含まれるヘリウムの同位体比の変動の様子を示した。大気中のヘリウムの濃度と同位体比

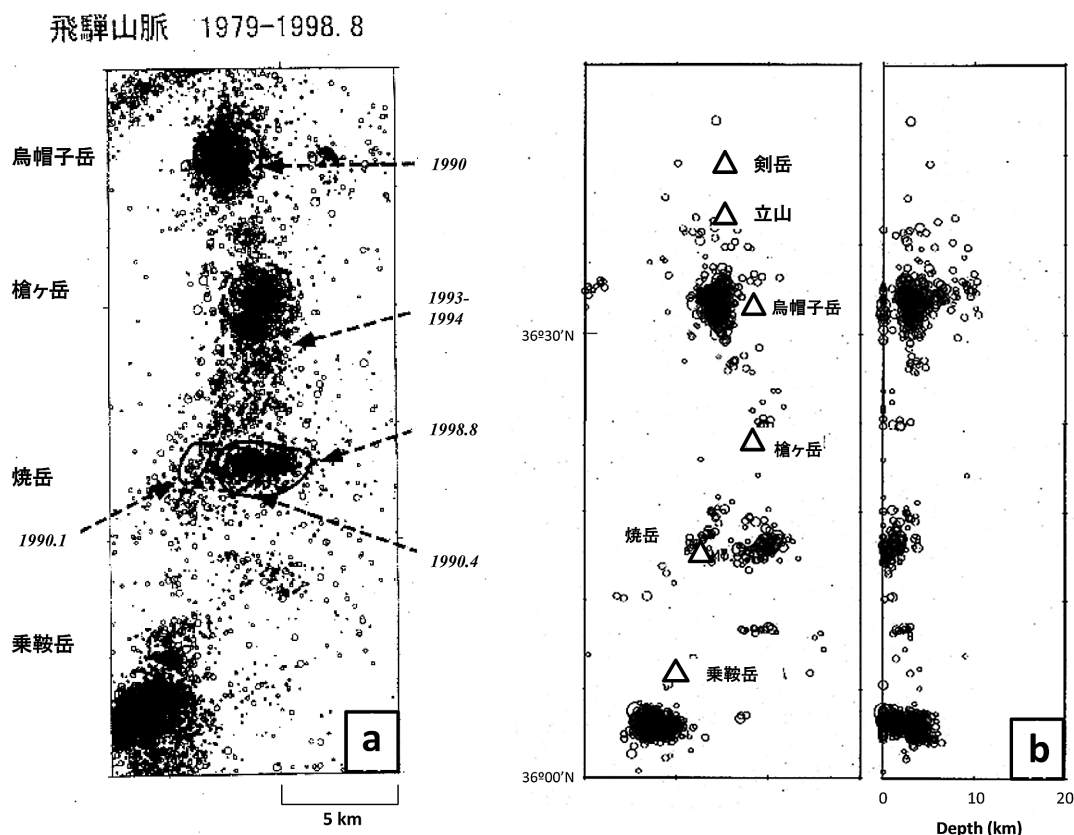


図7-1 1979～1998年のNVC火山直下の群発地震の分布と深度。(a)震央の分布, (b)震源の分布(三雲 私信, 京都大学防災研究所・上宝地殻変動観測所, 1990)。最近データは大見ほか(2012)および大見(2018)に詳しい。

は、それぞれ、5.2 ppm および $^3\text{He}/^4\text{He}=1.4\times 10^{-6}$ である(例えば Ozima and Podosek, 2002)。自然界のヘリウム同位体比の変動は、しばしば、大気 He の同位体比に対する相対比(R_A)で表される。地球外物質である隕石や太陽風に含まれる He の同位体比は $>100 R_A$ と非常に高いことが知られている。地球上で最も高い He 同位体比はHot Spotの火山岩で観察されており、最大で $40R_A$ に近い。このことから地球深部には地球創生期に捕捉された同位体比の高い He が残っていると想像される。上部マントルの部分熔融で生じる海嶺玄武岩(MORB)に含まれる He 同位体比は約 $8(\pm 1) R_A$ で比較的一定であり、上部マントルの化学的均質性を示す1つの指標である。一方、大陸地殻や海洋地殻の岩石に含まれる $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比

は、MORBや大気の数より著しく低く、 $0.01\sim 0.8 R_A$ である。地球はその歴史を通じて核、マントル、地殻という層構造を持つに至ったが、その過程にともなう大規模な火成活動は大きな化学的分化を伴った。大陸地殻を構成する花崗岩にはウランやトリウムなどのイオン半径の大きな元素が濃集し、マントル物質にはこれらの元素が枯渇した。ウランやトリウムは天然の放射性核種で、放射壊変に伴って α 線を放出する。 α 線は ^4He の原子核であるから、大陸地殻中の $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比はマントル物質に比べて低下する。地球深部に起源をもつHot spotの岩石やMORBが高い $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比を持つのはウランやトリウムの α 壊変の寄与が少ないためである。MORBや沈み込み帯から得られる岩石は深部起源の高い $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比を持つヘリウ

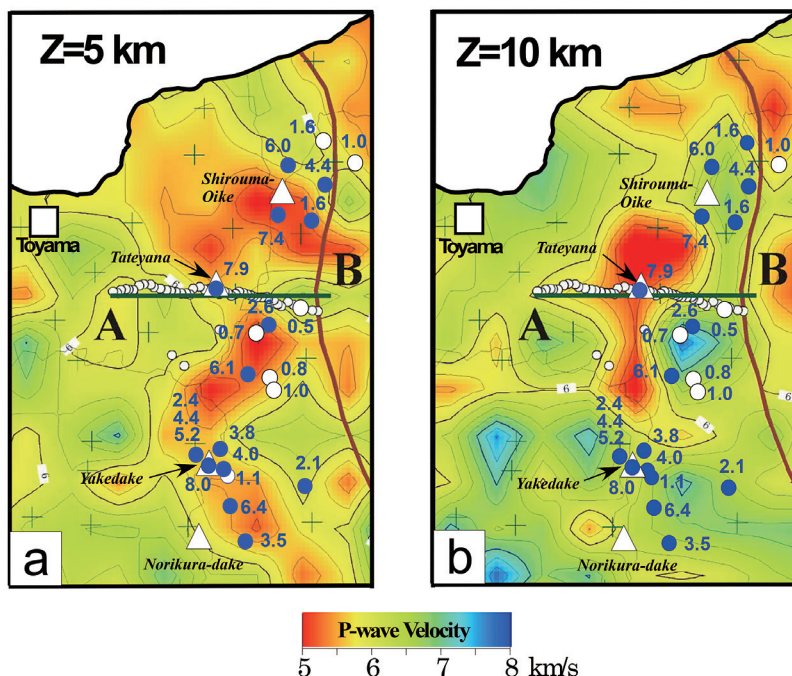


図7-2 NVC 火山列下部における地震波トモグラフィ (Matsubara et al., 2000)。(a) は $Z = 5$ km 面, (b) は $Z = 10$ km 面での P 波速度の分布を示す。A-B は立山を中心とする東西の測線。後で詳しく述べるが、この図には NVC 火山列周辺の火山ガスならびに温泉ガス中に含まれるヘリウム同位体比 ($^3\text{He}/^4\text{He}$ 比) が青丸と白丸で重ね書きされている。青で表示された数字は $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比 (R_A) を示す。また、 R_A は大気 He の同位体比に対する相対値を示す。

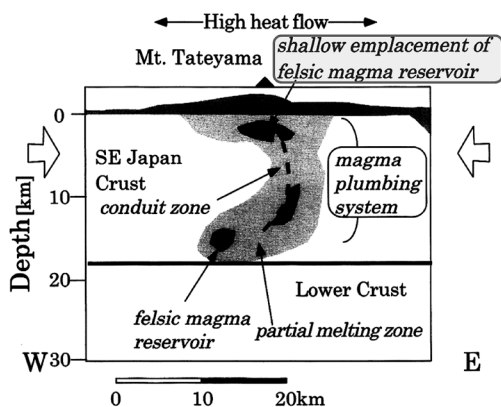


図7-3 地震波トモグラフィに基づいた立山火山下部の地殻構造モデル (Matsubara et al., 2000)

ムを含むが、沈み込み帯の火山岩は MORB に比べてやや低い値を持つことが多い。

図7-6に NVC 火山及び周辺の温泉ガスの $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比と $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$ 比との関係を示した。 $^3\text{He}/^4\text{He}$ – $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$ 図上で、立山地獄谷、焼岳および御岳火山の火山ガスは上部マントル起源の希ガスと大気 He–Ne の混合線上にプロットされる。これらの火山ガスに含まれるヘリウムの最も高い $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比は $7.1 \sim 8.0 R_A$ の範囲にあって (Nagao et al., 1981, Scott et al., 1994, Sano et al., 1998, Kusakabe et al., 2003), MORB He の値に極めて近い。このことから、立山地獄谷、焼岳および御岳火山の火山ガスは上部マントルに起源をもつヘリウムを含むことが分かる。敷衍すると、立山、焼岳、御嶽火山のマグマは上部マントルの部

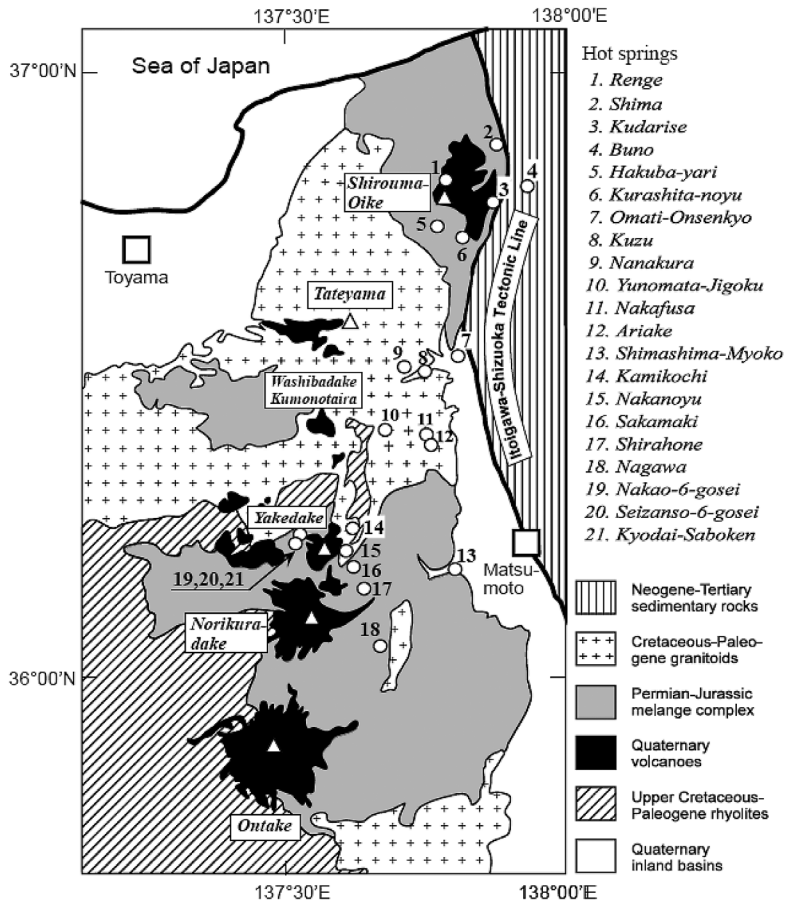


図7-4 NVC 地域での火山ガスおよび温泉ガス採取地点 (Kusakabe et al., 2003)

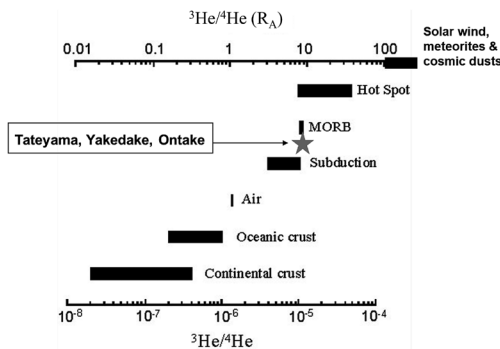


図7-5 地球物質のヘリウム同位体比の変動。立山、焼岳、御嶽の火山ガスの $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比は上部マントル (MORB) の値に近い。

分溶融により生じた玄武岩質マグマの分化したものであることが窺われる。図7-6で、温泉ガスや温泉掘削井にも混合線の近くにプロットされるものがある。これらのヘリウムはNVC火山のマグマ起源のものと大気起源のものが混合したものである。

火山ガス、温泉水および温泉掘削井蒸気の酸素・水素同位体比を図7-7に示した。この図から、温泉水および温泉掘削井蒸気は天水線 (meteoric water line, MWL) 上にあり、地表水 (地下水を含む) 起源であることを示している。一方、岩石の酸素および水素同位体比はその起源によりさまざまに変動するが、沈み込み帯に産する火山岩に限って言えば、その酸素および水素同位体比は図

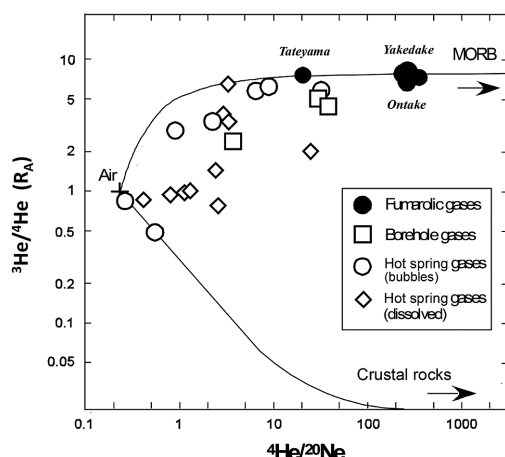


図7-6 NVC 火山の火山ガスおよび周辺地域の温泉ガスの $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比と $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$ 比との関係 (Kusakabe et al., 2003)。立山、焼岳、御嶽の火山ガスならびに一部の温泉ガスの値は大気と上部マントル (MORB) の値の混合線上に並ぶ。

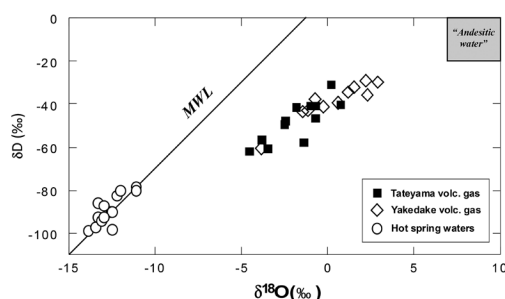


図7-7 NVC 火山の火山ガス、温泉水および温泉掘削井蒸気の酸素同位体比 ($\delta^{18}\text{O}$) および水素同位体比 (δD) (Kusakabe et al., 2003)。 δ 値は、海水の酸素および水素同位体比を基準としたときに、サンプルの同位体比が海水の値に比べてどれだけ多いか、あるいは少ないかを千分偏差値 (‰) で示したものである。図中の MWL は meteoric water line の略語である。地球上の天水 (降水、河川水、湖沼水、地下水、氷河など) の同位体比は MWL 線上にプロットされる。立山地獄谷の火山ガスの値は水谷ほか (2000)、焼岳のそれは杉浦・水谷 (1978) による。“Andesitic water” については本文を参照されたい。

中の網掛けで示された領域に入る。安山岩マグマから放出されるマグマ水の同位体比はマグマの値に近いとされ、いわゆる“*Andesitic water*”と呼ばれる領域を占める (酒井・松久, 1996)。立山ならびに焼岳の火山ガスは、左下にプロットされている温泉水のグループと“*Andesitic water*”との中間にプロットされ、これらの火山ガスは天水の混合があるもののマグマ水の寄与が大きいことが分かる (水谷ほか (2000), 杉浦・水谷 (1978), Kusakabe et al., (2003))。一方、マグマ性ガス中のヘリウム濃度は大気中のヘリウム濃度に比べて ~ 3 桁も高い。したがって、地表水に溶け込んでいるヘリウムが火山ガス中のヘリウムに混ざりこんだとしてもその影響は微々たるもので、マグマ性ヘリウムの特徴を消すようなことにはならない。温泉ガスの場合、温泉水がどのような経路を経てきたかによってヘリウム同位体比は様々な値をとりうる。以上に述べたことが、He がガスの起源を探るための指標に使われる理由である。

NVC の火山ガスおよび周辺の温泉ガスの $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比を、Matsubara et al. (2000) による地震波トモグラフィ図上に重ねてみた (図7-2)。 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比が大気 (1.4 x 10⁻⁶) より高い場合は青丸で、低い場合は白丸で表示してある。 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比が大気 He の同位体比より高くマグマ性 He の寄与が高い値を示すガスの採取地点 (青丸) の分布は、Z = 5 km のトモグラフィの赤い地域によく一致する。つまり、白馬大池火山から乗鞍岳に至る NVC 火山列の頂部およびその周辺地域で、青丸が Z = 5 km 面で赤く示されている P 波低速度層の地域にプロットされるケースが多い (図7-2a)。御嶽火山の火山ガスの $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比は (図7-2には示されていないが) おなじく $8.0R_A$ である (Sano et al. 1998)。また白馬大池火山と鷲羽岳-雲の平や乗鞍岳周辺にも高いヘリウム同位体比を持つ場所が見られる。一方、Z = 10 km のトモグラフィ図では (図7-2b)、P 波速度の低い場所は立山の北側近傍と鷲羽岳-雲の平に限られる。このレベルでは高いヘリウム同位体比分布と低速度層の分布の一致はかなり不明瞭である。白馬大池火山や焼岳周辺の温泉ガスの $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比に

は、大気ヘリウム値に比べて有意に高いものがあり、マグマ性 He の寄与が明白である。白馬大池火山にはかすかな噴気活動が認められる。白馬大池火山の最後のマグマ噴火は7万年前とされている(及川ほか, 2001)。この火山の下部にマグマ(融体)が現在もあるか否かは定かでないが、マグマ性 He が高いことから固化しきっていない高温岩体があるのかもしれない。焼岳ではマグマ性 He の寄与が明白であり、2017年に小規模な水蒸気噴火が記録されている上に、マグマ噴火は地質学的にはごく最近の2300年前とされているから、直下にマグマ溜まりがある可能性が高い。下部に固化しつつあるマグマのあるであろうことは想像に難くない。図7-2を見ると、焼岳下部の P 波速度は、不思議なことに、 $Z = 5 \text{ km}$ で $5.5 \sim 6 \text{ km/s}$ 、 $Z = 10 \text{ km}$ でおよそ 6.5 km/s で、立山一雲ノ平地域に比べて、取り立てて遅くはない。つまり、顕著なマグマ溜まりがあるようには見えない。今後、この矛盾の解明に向けた地殻構造の研究の発展に待たれる。

図7-2で、どこの温泉ガスにどの火山からのガスの寄与があるかは判然としないが、火山山頂から離れても温泉ガスにマグマ性ガスの寄与のあることが分かる。御嶽では山頂から20 km 以上離れた温泉にも僅かながらマグマ性 He の寄与のあることが報告されている(Sano et al., 1998)。マグマ性ヘリウムが相当広範囲にみられることは、熱水系の広がりを示唆している。

7.4 考察

以上に述べたことの implication を考察してみた。既述のように、図7-2は NVC 地域の地震波トモグラフィ図に $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比の分布を重ね書きしたものである。マグマ性 He の寄与が高い青丸の地点の分布は $Z = 5 \text{ km}$ 面で赤く示されている P 波低速度層の分布と良く一致する一方、 $Z = 10 \text{ km}$ 面では青丸と赤のゾーンの一致は良くない。青丸と赤いゾーンの分布の相関性および非相関性は何を意味しているのだろうか。P 波の低速度領域が仮にマグマのような融体(メルト)の存在に起因すると仮定すると、立山近傍と鷲羽岳-雲の平

の下部にはマグマがあるが、それ以外の地域では深さ10 km のレベルに融体は存在しないことになる。NVC 火山マグマの併入深度は岩石学的に推定されている。NVC 火山のマグマは下部地殻の玄武岩質マグマ(例えば上野玄武岩)から出発して流紋岩-デイサイトや安山岩に分化したものと考えられる。Kimura et al. (1999) は anorthite (灰長石, $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$) の斜長石斑晶と石基への分配が圧力の関数であることを利用して、NVC 火山の流紋岩-デイサイトや安山岩マグマの併入圧力を推定した(図7-8)。それによると、流紋岩-デイサイトマグマの併入時の圧力は $0.2 \sim 0.3 \text{ GPa}$ であることが多い。他の地域の火山についても同様な圧力が推定されている(東宮, 2016)。岩石の平均密度を 2.5 g/cm^3 として、この圧力を深度に換算すると $8 \sim 12 \text{ km}$ になる。言い換えると、マグマの頂部は最も浅くても8 km 程度の深さにある。これらのマグマがいまだに融体であれば、Z

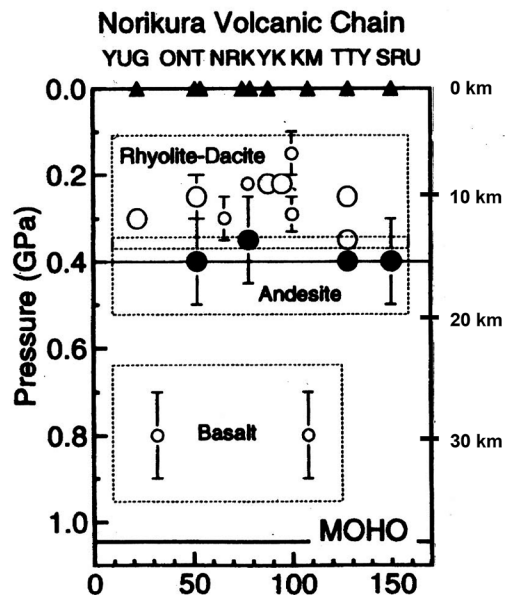


図7-8 岩石学的に推定された NVC 火山マグマの併入圧力 (Kimura et al., 1999)。右側に岩石の平均密度を 2.5 g/cm^3 にした時の深さ (km) を示した。YUG, ONT, NRK, YK, KM, TTY および SRU はそれぞれ湯ヶ峰、御嶽山、乗鞍岳、焼岳、鷲羽岳-雲の平、立山および白馬大池火山を示す。

= 10 km の地震波トモグラフィ (図7-2b) で“赤く”見えるはずであり、Z = 5 km 面では (図7-2a) 融体がなく“赤く”はならないはずである。

では、Z = 5 km 面での地震波トモグラフィが広く“赤く”見えているのはなぜであろうか。2014年9月に、突如、水蒸気噴火を起こし甚大な火山災害を引き起こした御嶽、2015年5-6月の箱根大涌谷、2018年1月の草津白根火山での水蒸気噴火などから想像されるように、活火山の周辺の浅い地下には熱水系が発達している例が多い (Hedenquist et al., 2018)。熱水系は地殻内部の熱源、例えば、地下のマグマや花崗岩の貫入などによる高温岩体に駆動される熱水の循環系のことである。熱水系の発達している場所では地震波の伝播速度が小さくなる。地震波トモグラフィ (図7-2) において、Z = 5 km 面では赤く示されているにもかかわらず、Z = 10 km 面では赤くない場所で $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比の高い値がみられることは、そのような場所にまでマグマ性ヘリウムが熱水によ

て運ばれてきたことを示唆する。

図7-9にマグマ-熱水系のイメージを模式的に示した。マグマから発散する水やガスからなる流体は、降水を起源とし地表から浸透する地下水と混合しながら、火口周辺では噴気地帯を形成し、火口から離れた場所では温泉となって湧出する。地表から地下に向かって浸透する地下水は熱源に近づくにつれて加熱され温度が高くなる。地下での高温の循環の間に、地下水は岩石と反応して岩石成分を溶解する。岩石からシリカも溶出する。図7-10に石英 (SiO_2) の水への溶解度を温度と圧力の関数として示した (Fournier, 1985, Bodnar and Costain, 1991)。350℃以下の比較的低温の領域では石英の溶解度は温度の上昇とともに増加する。しかし、水の臨界温度 ($T=374.2^\circ\text{C}$) と臨界圧力 ($P=221.2\text{ bar}$) を上回る超臨界領域では、温度の上昇につれて石英の溶解度が減少する温度・圧力領域が存在する。その範囲は図7-10に網掛けで示されている。上述したように地下水が浸

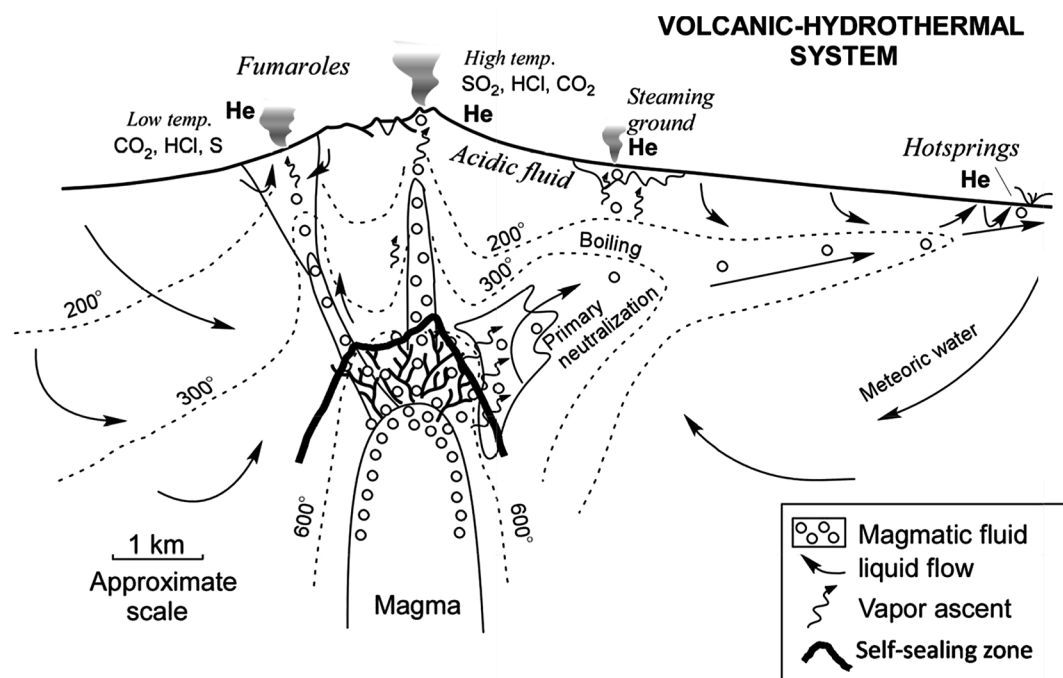


図7-9 マグマ-熱水系の概念図。マグマ頂部には高温・高圧のマグマ性流体が蓄積する。一部は地表に向かって上昇し、上から流下する地下水と混合して噴気地帯や温泉を形成する。黒い太線は、マグマ頂部を覆う太い黒線は石英などの沈殿による self-sealing zone のイメージを示す (本文参照)。

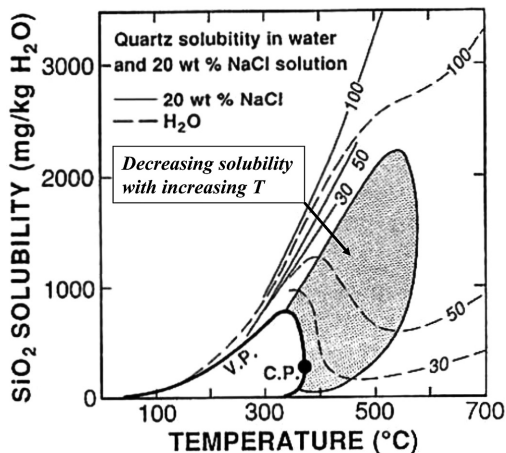


図7-10 純水および20 wt% NaCl 溶液への石英の溶解度の温度・圧力依存性 (Bodnar and Costain, 1991. Fournier, 1985の図の修正版)。図中の網掛け領域は石英の純水への溶解度が温度の上昇に伴って減少する領域を示す。20 wt% NaCl 溶液の場合、そのような領域はない。V.P. は飽和蒸気圧曲線を、C.P. は水の臨界点を示す。

透しマグマや高温岩体に近づくにつれて温度も圧力も高くなる。その過程で地下水は岩石から溶存シリカを獲得し網掛けで示された温度・圧力領域に入ることが考えられる。溶存シリカ濃度が高ければ、シリカを含む溶液が高温領域に近づけば近づくほど、石英の溶解度が減少するために溶存シリカは石英に飽和して石英の結晶として沈殿する(図7-10)。その結果、マグマ頂部を囲む350～550℃の温度範囲が石英で覆われる可能性がある。この現象は“self-sealing”と言われている。もしシリカを含む熱水がマグマ頂部周辺に万遍なく到達したとすると、そのマグマは石英による self-sealing zone の形成によって“帽子”をかぶせられた状況が生じる。図7-9に帽子のイメージを記入した。この石英の“帽子”はマグマから発する流体を透過させないであろうから、self-sealing zone で覆われた部分、つまり帽子の内側にマグマ起源の高温・高圧の流体が蓄積することになる。もし、この帽子が破れれば内側に溜まっている高温・高圧流体は上部に向けて噴出し、脱圧に伴う流体の急激な膨張ならびに通道にある加熱され

た地下水の膨張により、周辺岩石を水圧破碎するであろう (Fournier, 1985)。このことが火山の山頂直下での浅い地震を引き起こしているのではないだろうか。self-sealing zone の破壊は高温・高圧流体の過度な蓄積や下部からの新しいマグマの注入によって引き起こされと考えられる。また、NVC のように常に圧縮応力を受けている場所では、圧縮応力の変化によって self-sealing zone が破壊されるかもしれない。一たび蓄積されていたマグマ性流体が噴出してしまえば、self-sealing zone が修復され再びマグマ性流体を保持できるようになるまでは何事も起こらないであろう。修復に要する時間は知るべくもないが、過飽和溶液からの石英の沈殿という現象は地質学的時間スケールに比べれば非常に短いと想像される。

日本各地の火山(例えば、草津白根、九重・八丁原、霧島など)ではマグマ-熱水系の存在が知られている (Hedenquist et al., 2018)。マグマが地殻浅部に到達すると内部に溶けていた H_2O 、 CO_2 、 HCl 、 SO_2 、 H_2S などの揮発性物質が分離・上昇し、マグマの頂部に流体として濃集する。このマグマ起源の流体はマグマ頂部での水等の揮発性物質の分離によりしばしば高塩濃度になり、NaCl 換算で～20 wt. % に達することもある(図7-10参照)。高塩濃度流体は銅、鉛、亜鉛、スズのような様々な金属元素を溶解しており、地表近くで地下水と接触すれば温度の低下や物理化学的条件の変化によって、変質鉱物とともに金属元素が沈殿して鉱床が形成されることがある(例えば Fekete et al., 2016)。言い換えると、マグマ起源の流体の上昇によって石英に限らず鉱床鉱物からなる self-sealing zone が作られるかもしれない。図7-10には高塩濃度流体中の石英の溶解度曲線が示されている。それによると、高塩濃度流体中では、低濃度熱水の場合と異なり、温度の増加とともに石英の溶解度が低下することがない。つまり、マグマから放出される高塩濃度流体中のシリカは沈殿することなく溶けたままでいて、すでに上部に沈殿していた石英のキャップを溶解するかもしれない。このマグマ性流体が地表から浸透してきた地下水により冷却されればシリカは石英として、お

そらくは他の鉱物とともに脈状をなして沈殿する。この場合、図7-10にイメージとして示したような石英の“帽子”ができることはなく、変質鉱物からなる脈状の構造ができるであろう。熱水の起源ならびに移動の方向（地表から浸透してきたか、あるいはマグマから分離して生じたか）によって self-sealing zone のでき方も構成鉱物も異なっていると想像される。

7.5 まとめ

本稿の要点を簡潔に箇条書きすると、

1. 乗鞍火山列 (NVC) に沿って得られる火山ガスや温泉ガス中の $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比を測定した。
2. 立山、焼岳および御嶽火山ガス中のヘリウムは、その $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比から明白にマグマ起源である。温泉ガス中のヘリウムにもマグマ性 He の寄与があり、熱水系の広がりを示唆する。熱水の主体である水はほとんど天水起源である。
3. NVC 下部における地震波トモグラフィ図に $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比の分布を重ねると、 $Z=5\text{km}$ ではP波低速度層と高い $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比の分布が一致する。 $Z=10\text{km}$ では一致が良くない。
4. NVC 浅部でのP波低速度層はマグマ溜りの存在によるのではなく、熱水系の広がりにより説明が可能なのではないか。
5. 石英等からなる self-sealing zone がマグマ頂部を覆っていて、その破壊に伴う高温熱水の上昇にともなう水圧破碎がNVC頂部の浅い群発地震を引き起こした可能性がある。

本稿では、乗鞍火山列 (NVC) 頂部で見られる浅い群発地震の発生メカニズムについて、地球化学的観点から考察した。いわば、群発地震という地震学的事象を全く別の角度からの切り口で見たものである。NVC 下部の地震波低速度層の分布と周辺地域から得られた火山ガスや温泉ガス中のヘリウム同位体比の分布の関連性に基づき、地震波低速度層（低密度層）の存在はマグマの存在によって説明するよりは、むしろ熱水系が広がっていることによって説明できるのではないかという提案である。地震学的情報は時間的に継続して得

られるので現象の時間変化を知ることができるのに対して、地球化学的情報は多くの場合、サンプルを手にし、それらを分析して初めて得られるので、いわばスナップショットであり、時間解像度は一般に低い。そのように地球化学的情報は十分な部分を内包するものの、物質の動きを追跡できるという利点がある。

水の動きを主体とする熱水系では、地表から供給される地下水起源の低塩濃度水が主役を務めれば、マグマ近くで石英の self-sealing zone を作るであろうし、逆にマグマ起源の高塩濃度流体が地表に向かって流れ出せばマグマ頂部で鉱床鉱物からなる self-sealing zone ができるかもしれない。それぞれのプロセスに要する時間は未知であり、仮に self-sealing zone の破壊とそれに伴う高温流体の膨張による水圧破碎がNVC火山頂部の微小群発地震を引き起こしているとしても、観測された震源の移動の時間スケールを説明できるかや、地震の規模を地殻岩石の水圧破壊で説明できるかは良く分からない。

本稿では、地震学と地球化学の連携を通じて、今までは見えていなかったことが見えてくる可能性を提示してみた。

謝辞

本稿にまとめた内容は1990年の川崎一朗氏の示唆をきっかけとして始まったものであった。本特集号のとりまとめ役の川崎一朗・諏訪浩両氏に感謝する。マグマの併入深度に関して長谷川健氏から、また熱水の挙動に関して J.W. Hedenquist 氏から助言をいただいた。

引用文献

- Bodnar, R.J. and Costain, J.K. 1991, Effect of varying fluid composition on mass and energy transport in the Earth's crust. *Geophys. Res. Lett.* 18, 983-986.
- Fekete, S., Weis, P., Driesner, T., Bouvier, A.-S., Baumgartner, L., and Heinrich, C.A. (2016) Earth and Planetary Science Letters 451 (2016) 263-271.
- Fournier, R.O., 1985, Hydrothermal processes related

- to movement of fluid from plastic to brittle rock in the magmatic-epithermal environment. *Econ. Geol.*, 94, 1,193-1,211.
- 源内直美・平松良浩・河野芳輝, 2002. 重力異常から推定された飛騨山脈下超低密度域の三次元分布. *火山*, 47, 411-418.
- Hedenquist, J.W., Taguchi, S. and Shinohara, H., 2018, Features of Large Magmatic-Hydrothermal Systems in Japan: Characteristics Similar to the Tops of Porphyry Copper Deposits. *Resource Geology* (doi: 10.1111/rge.12159, in press)
- Hirahara, K, Ikami, A., Ishida, M., and Mikumo, T., 1989, Three-dimensional P-wave structure beneath central Japan: Low-velocity bodies in the wedge portion of the upper mantle above high-velocity subducting plates: *Tectonophysics*, 163, 63-73.
- Katsumata, K., Urabe, T., and Mizoue, M. 1995, Evidence for a seismic attenuation anomaly beneath the Hida Mountain Range, central Honshu, Japan: *Geophysical Journal International*, 120, 237-246.
- Kimura, J., Yoshida, T and Nagahashi, Y. (1999) Magma plumbing systems and seismic structures: inferences from the Norikura Volcanic Chain, Central Japan. *Mem. Geol. Soc. Japan* No. 53, 157-175.
- Kusakabe, M., Ohwada, M., Satake, H., Nagao, K. and Kawasaki, I. (2003) Helium Isotope Ratios and Geochemistry of Volcanic Fluids from the Norikura Volcanic Chain, Central Japan: Implications for Crustal Structures and Seismicity. *Society of Economic Geologists Special Publication (Giggenbach Volume)*, 10, 75-89.
- 京都大学防災研究所・上宝地殻変動観測所. (1990) 飛騨山脈下の最近の地震活動. *地震予知連絡学会報*, 第44巻, 6-12.
- Matsubara, M., Hirata, N., Sakai, S. and Kawasaki, I., 2000, A low velocity zone beneath the Hida Mountains derived from dense array observation and tomographic method. *Earth Planets Space*, 52, 143-154.
- Mikumo, T., Hirahara, K., Takeuchi, F., Wada, H., Tsukada, T., Fujii, I., and Nishigami, K. (1995) Three-dimensional velocity structure of the upper crust in the Hida region, central Honshu, Japan, and its relation to local seismicity, Quaternary active volcanoes and faults. *Jour. Physics. of the Earth*, 43, 59-78.
- 水谷義彦・佐々木康雄・堀 雅明・小山雅之 (2000) 富山県立山地獄谷の噴気ガスおよび温泉水の化学組成と同位体比. *地球化学* 34, 77-89.
- Nagao, K., Takaoka, N., and Matsubayashi, O., 1981, Rare gas isotopic compositions in natural gases in Japan. *Earth and Planetary Science Letters*, 53, 175-188.
- 大見士朗 (2018) 飛騨山脈とその周辺の地震活動. *自然災害科学 J. JSNDS* 37-1, 15-25.
- 大見志朗・和田博夫・濱田勇樹 (2012) 飛騨山脈焼岳周辺における東北地方太平洋沖地震後の群発地震活動. *地震* 65, 85-94.
- 及川輝樹・原山 智・梅田浩司 (2001) 白馬大池火山の K-Ar 年代. *火山* 46, 21-25.
- Ozima, M. and Podosek, F.A. (2002) *Noble Gas Geochemistry*. pp. 286. Cambridge University Press.
- 酒井 均・松久幸敬 (1996) 安定同位体地球化学. pp. 403. 東京大学出版会.
- Sano, Y., Nishio, Y., Sasaki, S., Gamo, T. and Nagao, K. (1998) Helium and carbon isotope systematics at Ontake volcano, Japan. *Jour. Geophys. Res.*, 103, 23, 863-23,873.
- Scott, G.L., Kusakabe, M., Hirabayashi, J., Ohba, T., Nagao, K., and Kita, I., 1994, Geochemical evolution and origin of volcanic gases and springs in Japan. *Jour. Geological Soc. Philippines*, 59, 89-110.
- 杉浦 孜・水谷義彦 (1978) 焼岳における噴気ガスの同位体および化学組成の変化. *火山第2集* 23, 241-248.
- 東宮昭彦 (2016) マグマ溜まり：噴火準備過程と噴火開始条件. *火山* 61, 281-294.

8. 立山カルデラの地質学的形成史

野崎 保¹¹

8.1 はじめに

立山カルデラは、当初火山活動に伴う陥没カルデラとする考え方もあったが、現在では斜面侵食によるものであることが明らかにされている¹⁻³⁾。小林⁴⁾は、立山カルデラの成因に関連して、「立山氷期以降または途中で氷河の源流であった高い山が、非火山性の要因で無くなった」と記し、中野ほか⁵⁾は、「温泉水による変質によって粘土化した火山岩が崩壊し侵食されてきた」としている。実際に、1858年に発生した飛越地震の際には我が国における三大崩壊の一つに数えられる大鷹崩れが発生している。有史以前にはより規模の大きな深層崩壊が生じており、これも跡津川断層に

よる地震活動が引き金になったものと考えられている。そして、広域な熱水変質作用や火山活動に伴う変質作用が素因として寄与した事が明らかになっている。本稿は、こうした研究成果を集約したものである。

8.2 地形地質概要

立山カルデラは、東西約6.5 km、南北約4.5 km、深さ500 m前後の規模であり(図8-1の太線内)、周囲を高い崖で囲まれ隔絶された領域となっている。中央部を流れる湯川は、支流流を合わせながら東から西に流下し、カルデラ西壁を横断する峡谷では落差108 mの白岩ダムを通過する。この後南側から流下してくる真川と合流し、常願寺川となって北西方向に流下する。カルデラ内は、かなり複雑で起伏の大きな地勢を成しているが、

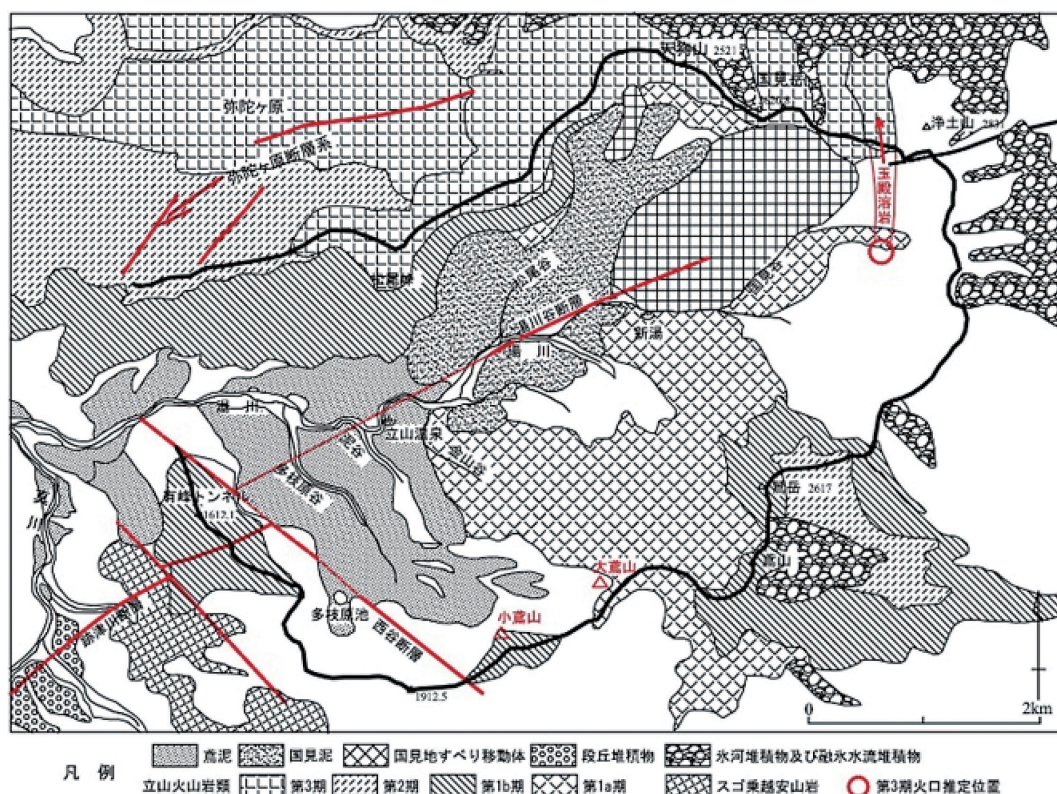


図8-1 立山カルデラおよび周辺域の第四紀地質概要(地質図幅「立山」³⁾を基に編図)

¹¹ 野崎技術士事務所

二つの凹地形が注目される。一つは、西部にあって地元ではダシワラ平と呼ばれるが、ここでは周辺斜面を含めて多枝原凹地と呼ぶことにする。もう一つは天狗山の下方にあるボール状の凹地である(写真8-1)。前者の南東側斜面では1858年に大鳶崩れが発生し、その後2回にわたって発生した「鳶泥」は富山平野に大災害をもたらした。後者の場合も下方斜面になだらかな台地が広がっており、松尾平と呼ばれている(図8-2)。ボール状の凹地は、有史以前の深層崩壊跡であり、松尾平はその堆積物である「国見泥」¹⁾の堆積面である。その東側には「国見地すべり」¹⁾の移動体がある。

立山火山の地質層序は、原山ほか³⁾に従うことにする。カルデラ内は二次堆積物によって広く被われているが、基本的には中生代ジュラ紀の花崗岩類と立山火山第1a期(約22～20万年前)の湯川



写真8-1 北東側上空から俯瞰した立山カルデラ全景(井口隆撮影)
中央下部の凹地が国見泥の発生源



図8-2 国見泥の発生源と国見地すべり(基図は国土地理院地図)

谷火山岩類から成っている。立山火山第1b期～第3期(約15～4万年前)の噴出物は外縁の稜線部から外側にかけて分布するものの、カルデラ内ではこれらの噴出物を欠いている。このことは後のカルデラ内に相当する箇所にも同期の火山岩類が分布していたことを物語っている。すなわち、現在も続く第4期活動(約4万年以降)の中心は北方の室堂にあるが、第3期活動時の火口は現在の湯川谷源頭部にあったと考えられている。しかし、玉殿溶岩の噴出を最後にこの火山体は消失している(図8-1)。カルデラ内の二次堆積物は、鳶泥、国見地すべりの崩土および国見泥が主要なものである。さらに、鳶泥の下位には「多枝原地すべり」の崩土が埋積されている。なお、この多枝原地すべりの一部はいわゆる「岩盤地すべり」であり元の岩盤の組織や地質構造を保持したままの移動体である。地すべりを取り扱う場合にはこのような岩盤の様相を呈するものであっても「地すべり崩土」として表示するのが通例である。

一方、カルデラの端から南西へ約2.5 kmの真川右岸には跡津川断層の露頭がある。最近カルデラ内においても活断層「湯川谷断層」が発見されたが^{1,2)}、この断層は北西－南東方向の断層と共役関係にあるものと推定される。跡津川断層沿いには幅広い熱水変質帯が形成されており、基盤岩である花崗岩類の劣化が著しい。

8.3 カルデラ形成に至る背景としての地質要因

立山カルデラは深層崩壊を主因とする侵食作用によるものであるが、これほどの規模の凹地が形成されるのは極めて異例である。ここでは主な地質要因である熱水変質作用と活断層について記述する。

8.3.1 三期にわたる変質作用

現在のカルデラ地域内において、これまでに三期にわたってそれぞれ個別の変質作用があったことが把握されている^{1,2)}(図8-3)。その範囲は互いに幅輻しており、水素イオン指数PHや温度などの異なった環境で生成されるはずの変質鉱物が同一の試料から検出されている。なお、変質作用の

活動期と立山火山活動期との関係が紛らわしいが、両者の関係は表8-1に示すとおりである。

かつて多枝原谷では、西方に緩く傾斜し厚さ3～4 mに達する第Ⅰ期の変質劣化帯が観察され、カオリナイトを主成分とする粘土を多く含んだ細礫状を呈しており、その周辺も著しく礫化した状態にあった。こうした劣化帯の形成時代や分布範囲は必ずしも明らかではないが、湯川谷断層に沿う幅広い劣化帯が把握されている^{1,2)}。カルデラ西壁を横断する有峰トンネルの補修工事中にも同様な白色粘土を多く含む劣化帯が記録され、跡津川断層露頭でも花崗岩が幅広く粘土質な砂状を呈している。Sato et al.⁶⁾によれば、多枝原凹地より南西側での水質はCa-HCO₃型であるが、溶存成分はわずかで水温も低く、変質作用が継続している形跡はない。これに対して、第Ⅲ期の硫黄変質が顕著な箇所での水質は、Ca-SO₄型であり溶存成分も多い。なお、旧立山温泉付近に湧出する温泉はNa-HCO₃型であるのに対して、新湯はNa-Cl-SO₄型である。この相違は、いずれも火山活動に関係するものの、前者は地下に浸透した天水が

地熱によって温められると同時に基盤岩（花崗閃緑岩）の成分を溶かし込んだ「循環水」であるが、後者の場合は地下のマグマから直接供給された「初生水（juvenile water）」が含まれている可能性がある。

第Ⅱ期の変質作用は、ほとんど湯川谷火山岩類下部層に限られる。いわゆるグリーンタフに酷似しており、緑泥石やイライト・ス멕タイト混合層鉱物等の変質鉱物が検出されている。火砕岩を主体とし、全体的に塊状で割れ目が少ない。その活動期には現在のカルデラ東部にすでに湖を伴った凹地があり、そこでの堆積時に自身のマグマ残留液による熱水変質を受けたものであるらしい。

第Ⅲ期の変質作用は、第4期火山活動に伴った硫気変質でありいわゆる温泉変質である。硫化鉄を含みスメクタイトを主とする温泉余土の表層は、酸化により黄褐色～赤褐色を呈している。これは基本的に地下水位より浅い不飽和帯に限られ、山頂部に分布する湯川谷火山岩類と湯川谷溪床沿いの国見泥分布域が主体である。一方、カルデラ内の温泉は概ね断層あるいは断層リニアメントとして認識される線上に配列している(図8-3)。立山温泉跡付近で実施された調査ボーリングでは、深度50 m 付近以深で100℃を超える熱水が確認されている。こうした温泉や熱水は第4期の火山活動に伴うものであり、飽和帯内では第Ⅰ期とは別の熱水変質作用が生じているらしい。多枝原平地の北東側にある金山谷では、亀裂の発達した花崗閃緑岩と塊状岩体をなす湯川谷火山岩類との境界部にスメクタイトを主体とする高塑性の粘土が介在しており、小断層沿いに上昇してきた熱水的作用によるものであろう。

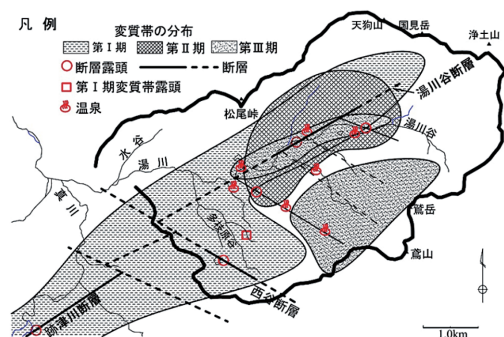


図8-3 活断層と三期の変質帯および温泉分布

表8-1 火山活動期と変質活動期の対比

立山火山活動期	変質作用活動期
第 4 期	第Ⅲ期
第 3 期	
第 2 期	
第1b 期	
第1a 期	第Ⅱ期
	第Ⅰ期

8.3.2 活断層と地震活動

湯川谷断層は跡津川断層との関係が必ずしも明らかではないが、その配列状況から NW 走向の断層群と共役関係にあるものと推定される(図 8-3)。カルデラ西壁後線部では NE-SW 方向に走る二本の線状凹地があり、北側のリニアメントは有峰トンネルと鋭角に交わっている。しかし、トンネルの地質調査記録に断層の記載はなく、主断

層はより明確な南側のリニアメントに相当するらしい。また、多枝原池の東側に隣接する西谷の支系である新谷の入り口付近には幅2.8 mの断層破碎帯がある（走向傾斜：N65°W, 70°S）。この西谷断層が活断層であるという証拠はないが、上記リニアメントや湯川谷断層（N60°E, 90°）との配置関係から、跡津川断層と湯川谷断層の配置のズレは西谷断層の左ズレ変位によって説明できる。金山谷で観察される断層はせいぜい数 cm 程度の破碎規模であるが、明らかに谷の方向を規制しており、上流部では温泉や噴気が観られる。同様の断層は新湯に近い湯川の溪床でも確認され、断層面に沿ってシリカの沈殿がみられる。周辺のNW走向のリニアメントも一連の副次的活断層であろう。このように立山カルデラは跡津川断層北東端の歪帯に発生したものである。断層の平均活動間隔は2300～2700年（地震調査研究推進本部地震調査委員会）とされており、立山カルデラはまさに直下地震を10回程度は経験したことになる。

8.4 大規模深層崩壊

8.4.1 堆積物の分布・規模・形態

飛越地震は新暦の4月9日に発生しており、雪で被われた大鳶山と小鳶山（図8-1）を含む山体の崩壊が岩屑なだれとなって流下し、真川と湯川の合流点付近で双方の谷を堰き止めた。この大鳶崩れによって立山温泉に逗留中の約30名が犠牲となった。さらに、4月23日と6月7日にはそれぞれ真川と湯川の地すべりダムが決壊し、流れ出した土砂は富山平野に壊滅的な被害を及ぼした。この鳶泥の発生量については諸説あるが、総合的にまとめると総量は約2.5億 m³であり、カルデラ内に残留している量は約1億 m³になる。一方、湯川谷と多枝原谷の合流点付近では鳶泥に被われた古い崩土が観られ、旧立山温泉付近における深度95 mのボーリング調査でも鳶泥の下位に、亀裂が発達しているものの湯川谷火山岩類の元の組織を保持したままの移動岩体である「多枝原地すべり崩土」が確認されている。この二つは多枝原凹地内に分布するものであるが、松尾平には巨大な岩塊を含み厚さ100 m以上に達する国見泥が堆積

している。その東側には国見地すべりがあり、新湯の対岸斜面には巨礫を含む崩土の大きな露頭がある。この崩壊と地すべりは一連のものであり、基本的にはほとんど同時に発生したものと考えられる。崩壊部の土砂量だけでも2億 m³を超えており、両者合わせた量は7～8億 m³と概算される。

8.4.2 深層崩壊の発生機構

図8-4は、大鳶山から多枝原凹地の中央部を想定した模式的地質断面図である。鳶泥の浅層部は湯川谷火山岩類や山頂部に観られる硫気変質を受けた火山岩の岩塊・岩片を主体としているが、中～下層部は花崗閃緑岩起源の岩片や粘性土が主体で全体としての構成量もはるかに勝っている。したがって、大鳶崩れは基本的に花崗閃緑岩体内で発生したものであり、第Ⅰ期変質作用による脆弱部が破壊面になったものと考えられる。ところで、1964年にはこの付近の山頂部において268万 m³という大規模な崩壊が発生したが、その主体は山頂部の第Ⅲ期変質帯内にある。すなわち、こうした温泉変質は大鳶崩れの主要因とはなり得ず補助的な要因に過ぎない。

ところで、多枝原凹地の南西端にある多枝原池の周囲は急崖に囲まれたすり鉢状を呈している（図8-5）。古文書や古絵図によると地震発生前にはこの付近に小池山（あるいは小地山）という山あり、次のような記事がある。「…湯川筋之義ハ南縁小池山・熊倒レ余程下ヨリ崩落チ、大鳶山頭ヨリ式、三步通崩落、小鳶山ハ過半余モ崩レ…」。実際に、多枝原池の西側の谷は源頭部を欠いており、小池山が北方に向かって抜け落ちたら

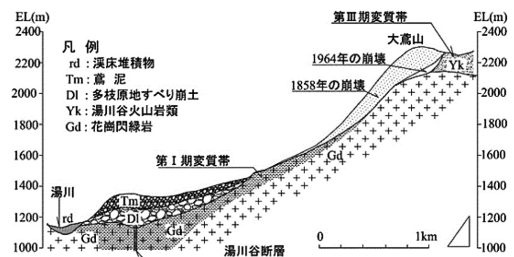


図8-4 多枝原凹地の模式的地質断面図

しい。池の北方に延びる台地は東側の堆積面より40~50 m 高く、幾つかの小丘(流れ山)を伴っており、大鳶山・小鳶山からとは別に発生した岩屑なだれによるものである。つまり、このすり鉢状の地形は雨水による侵食の結果ではなく、深層崩壊によるものであって、言わばミニサイズの侵食カルデラであり、立山カルデラの原型としてその発生機構を如実に示すものである。

多枝原地すべりは大半が鳶泥に被われ、現在の地形地質条件からその発生メカニズムを具体的に示すのは困難である。しかし、金山谷で観察できる花崗閃緑岩と湯川谷火山岩下部層との境界面には高塑性粘土が介在していることから、その境界面がすべり面となった可能性は高い。その発生時代は国見泥に対比されるものだけではなく、複数の深層地すべりや深層崩壊の繰り返しによるものであろう。

国見地すべりと国見泥の発生時期はおよそ3万年前と推定されている¹⁾。その根拠の一つは、立山火山第3期最後の活動は約4万年とされており(玉殿溶岩は3万年前後という年代測定記録もある)、その火口の位置は、湯川谷の源頭部にあったと推定できることである。もう一つは、常願寺川と称名川との合流部千寿ヶ原の対岸には高さ100 m に達する礫層の崖があり、栗巢野段丘を形成していることである。これは大量の土砂供給による河道閉塞を物語るものである。この段丘上であつて始良丹沢火山灰・AT テフラ(2.6~2.9 Ka)

が確認されており、河道閉塞はこのテフラの堆積以前ということになる(図8-6参照)。さらに、常願寺川上流域には約10万年以降真川湖と称される湖があつて数万年存続したことは確実である。その消滅期は定かではないが、栗巢野段丘の形成はそれ以後の事であり⁷⁾、真川湖は何らかの形で3~4万年前まで存続した可能性が高い。

湯川谷上流溪床部に分布する古い崩土は、硫黄変質による粘土化あるいは赤褐色化が顕著であり、湯川谷断層に沿った熱水の上昇を物語っている。これは当然国見地すべりや国見泥発生以後のことである。しかし、立山火山第3期活動の中心は湯川谷の源頭部にあつて、湯川谷断層や共役断層群に沿った熱水作用は、すでにその当時から進行していた可能性が高い。したがって、湯川谷断層沿いでは第Ⅰ期・第Ⅱ期の変質作用に加えて第Ⅲ期変質作用による劣化が生じていたと思われる。第Ⅰ期のような強変質ではないものの、基盤岩を被う湯川谷火山岩類下部層は割れ目の少ない難透水層であり、金山谷で観察されたように境界面に沿った粘土化の原因になったと考えられる。一方、湯川谷右岸に分布する湯川谷火山岩類の基底は緩く谷方向に傾斜している(図8-7)。こうした条件下においてこの境界面がすべり面になったものと考えられ、その深さは300 m にも達している。すなわち、こうした地形地質条件が国見地すべりや深層崩壊の地質素因である。

8.5 カルデラの形成機構と今後の課題

深層崩壊のメカニズムは、三期に及ぶ熱水変質が素因となり、跡津川断層による地震活動が誘因

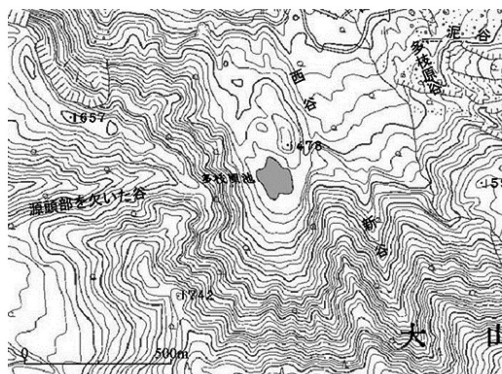


図8-5 多枝原地周辺の地形(基図は国土地理院地図)

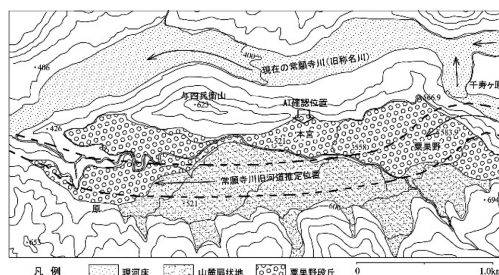


図8-6 常願寺川の旧河道と栗巢野段丘

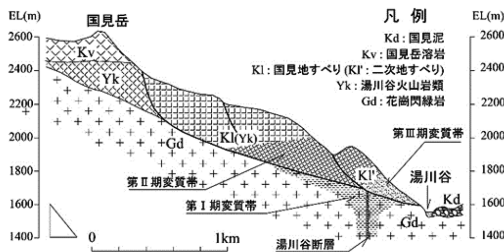


図8-7 国見地すべりの模式的地質断面図

として作用したものであり、立山カルデラはこうした巨大崩壊の繰り返しとして形成された、ということが結論である。多枝原平地ではかつて300万 m^3 近い大崩壊が発生しているが、その発生源はカルデラ壁の上端部に過ぎず、基本的には現在のようなカルデラの形成には関与し得ない。すなわち、立山カルデラではこの程度の崩壊はせいぜいその外縁の仕上げに関与しただけであり、本質的にはすべり面深度100 m以上、体積数億 m^3 規模の巨大崩壊によってもたらされたものに違いない。また、立山火山はかつて3000 m近くに達していたと推定されることからすれば、カルデラ形成初期には数10億 m^3 規模の崩壊が発生した可能性もある。さらに崩壊面の深さが数100 mに達していたことも深い凹地の形成に寄与した要因の一つであろう。

ところで、筆者はかつて今後の同様な深層崩壊について3つの危険箇所を指摘した¹⁾。中でも国見地すべりは、その地形地質条件から最も可能性の高いものである。跡津川断層による前回の地震は約160年前であり近い将来の発生確率は低いが、近隣には活動性の高い活断層がある。また、近年の異常豪雨は過去に例を見ない山体崩壊を誘発する傾向にあり、同様な災害が立山カルデラ内において発生する可能性もある。現在の技術レベルあるいは経済効果を考慮すれば、こうした巨大深層崩壊を未然に防止することは困難だが、せめて人的被害を軽減する予防策(減災)を検討しておく必要がある。その一方で、旧立山温泉周辺においてかなり有望な地熱水があり、現在その開発のための調査が進行中と聞いている。1995年2月には飛驒と信州を結ぶ安房トンネルの関連工事中に中

ノ湯温泉付近で水蒸気爆発が発生し、4名の犠牲者が出ている。また、公にはならなかったようであるが、トンネル掘削のためのボーリング調査中にも噴出した火山ガスによって調査員が負傷する事故があったと筆者は記憶している。1997年2月には秋田県八幡平の澄川温泉上方斜面で発生した地すべりに伴って水蒸気爆発が生じ、土石流発生の一因になったようである。近接箇所に地熱発電所があり、これも公にはならなかったが、それに伴う涵養水の注入が原因したのではないかと、という意見もあったと記憶している。一方、飛越地震ではカルデラ内において多数の犠牲者が出ている。また、下流域を守るための砂防工事は100年以上にわたって継続されてきており、その施設群はこれまでの数万人におよぶ労働者のまさに血と汗の結晶である。公共の利益に資するためとはいえ、死者や遺族あるいは対策工事に従事されてきた方々への配慮も必要であり、また調査・開発に伴う新たな災害を招かないよう、よほど慎重な対応が求められてしかるべきである。

最後に、立山カルデラではその周辺域を含めて、まだまだ大災害に直結する危険性の高い斜面が存在しており、さらなる調査研究が不可欠であることを強調しておきたい。

謝辞

2017年秋に行われた立山カルデラ見学会の際、現地をご案内したのを機に川崎一朗氏と諏訪浩氏から本特集号への寄稿の機会を与えて頂いた。また、両氏および日下部実氏にはいろいろとご意見・ご教示を頂いた。ここに記して感謝の意を表すしたいである。

主な引用文献

- 1) 野崎 保・菊川 茂(2014): 鳶泥と国見-泥立山カルデラの形成に関わる深層崩壊とそのメカニズム-。立山カルデラ研究紀要 No.13, pp.1-16.
- 2) Nozaki T. (2015): Historical and pre-historical gigantic landslides in Tateyama Caldera and their mechanism of occurrence. Proceedings of the 10th Asian Conference of IAEG.

- 3) 原山 智・高橋 浩・中野 俊・荻谷愛彦・駒澤正夫 (2000): 立山地域の地質、地域地質研究報告 (5 万分 1 地質図幅), 地質調査所, 218p.
- 4) 小林武彦 (1990): 立山火山とその周辺の第四系. 日本地質学会第97年学術大会見学旅行案内書, pp.113-142.
- 5) 中野 俊・宇都浩三・内海 茂 (1998): 北アルプス, 立山火山の K-Ar 年代. 日本地質学会第105年学術大会講演要旨, p.139.
- 6) Sato Y., Kometani M., Satake H., Nozaki T. and Kusakabe M. (2013): Calcium-sulfate rich water in landslide area of Tateyama Caldera, northern central Japan. *Geochemical Journal*, Vol. 47, pp. 609-623.
- 7) 菊川 茂・藤井昭二・山本 茂 (2005): 古真川湖の誕生と消滅. 立山カルデラ研究紀要, No.6, pp.11-25.



図9-1-1 常願寺川流域図

9. 立山カルデラ砂防工事史

大坂 剛¹²

9.1 災害史-1

(1) 常願寺川は、富山県のほぼ中央を北流し、流路56 km で富山湾に注ぎ、流域面積は368.1 km² で河口より18 km 地点の上滝地点を境として、概ね山地部と平地部に区分される。山地部は93 % を占め、標高300~3,000 m に及ぶ山岳地帯となっている。平均河床勾配は、1/30であり日本屈指の急流河川といえる (図9-1-1, 9-1-2, 写真9-1-1)。また、年間降水量は、立山砂防事務所が位置する千寿が原で約3,000 mm, 最上流部では4,000 mm に達し、国内年平均降水量の2 倍程度と多雨である。脆弱な地質分布と相まって、土砂生産は活発で荒廃の著しい河川である。

(2) 文献によれば、一番古いもので、大同元年 (806年), 常願寺川出水によって被害が甚大で青田が免租されたとある。また天正8年 (1580年) には、常願寺川が出水し、人馬の溺死者が生じ、富山城は浸水し家屋が流されるなど甚大な被害が生じた。このため、戦国の武将佐々成政は、陣頭指揮をとり、土石を運搬して河床に埋め、その上

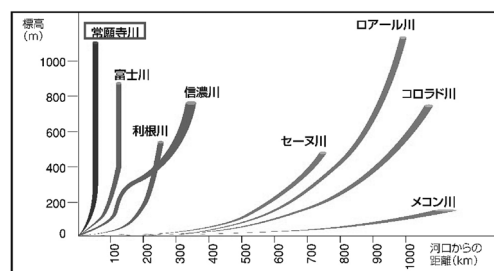


図9-1-2 世界に類を見ない日本の急流河川



写真9-1-1 立山カルデラから富山平野を望む

¹² 国土交通省北陸地方整備局立山砂防事務所

に堅固な石堤を築いた。これが「佐々堤」と呼ばれ、今日でもその一部を見ることができる不連続堤（霞堤）である（写真9-1-2）。

(3) 安政5年（1858年）4月9日の午前2時頃に起こった地震は、越中・飛騨両国に亘って激烈を極め、その被害は加賀・越前にも及び、地震の規模は、マグニチュード7.1と推定されている。常願寺川では、立山カルデラの大鷲山、小鷲山において大規模な山体崩壊が発生し、莫大な土砂（後の調査では4.1億 m^3 と推定）がカルデラ内を埋め尽くし、川をせき止めた。地震発生時期は、雪解け期であったことから、地震発生2週間後と2ヶ月後に天然ダムは決壊して土石流が富山平野を襲った。特に2回目の土石流被害は甚大で、加賀藩領だけでも138ヶ村2万5800石の田地が荒廃し、流出家屋1,612軒、溺死者140名、被災者8,945名

の惨事となった（図9-1-3、9-1-4、9-1-5、写真9-1-3）。

(4) 上記の通り、史実に現れる頃から、常願寺川は災害の絶えない河川であり、とりわけ「安政の大地震」による鷲山の崩壊後は、我が国屈指の暴れ川となり土砂流出が顕著であり、その結果天井川を形成し、災害の多発する川となった。文献による大出水の記録は276回を数え、大きな被害を伴う出水は169回にも及んでいる。

(5) 明治期に入り、明治3年頃までは小康を保っていたが、明治4年より土砂洪水氾濫が顕著となり、明治23年～24年にかけては、堤防の決壊等により、広範囲にわたり長期間浸水した結果、家屋や農地への被害は激甚なものとなり、被災者の中には、遠く北海道まで移住せざるを得ない者も出た。



写真9-1-2 佐々成政が整備した佐々堤

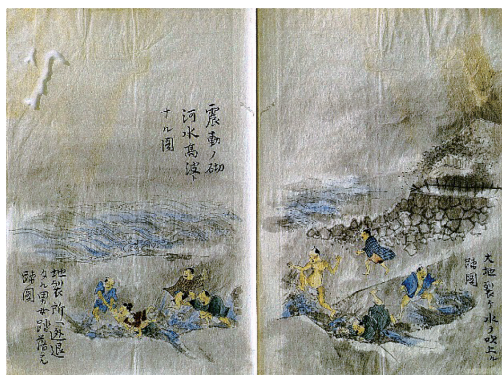


図9-1-4 地水見聞録



図9-1-3 大鷲山抜絵図

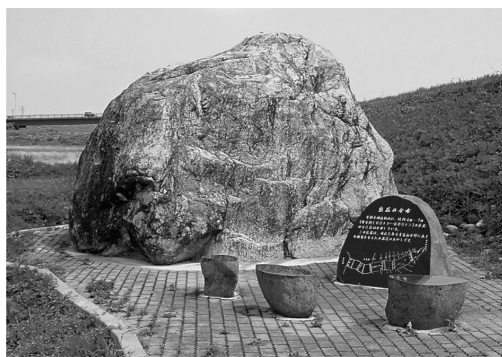


写真9-1-3 富山平野に流出した巨石（大場の転石）

(6) このため、富山県第3代森山茂知事は、国庫補助による常願寺川の大改修に踏み切り、大改修にあたってオランダ人技術者ヨハニス・デ・レーケが、富山県に招聘された。デ・レーケの指導に基づき、①霞堤の整備、②用水取水口の合併化、③線形不良箇所を整正などを中心とした河川改修事業に着手したが、この計画を実施するためには予算が不足することから、一時的に富山県内の黒部川や庄川については復旧工事程度にとどめ、常願寺川の改修に全力を注いだ。そして、当時としては最新鋭の建設機械を駆使し、夏季6,000~7,000人、冬季10,000人の工夫を雇用して、明治24年12月に起工し、わずか約2年後の同26年3月に完成させた(写真9-1-4)。

(7) 当時の富山県は、明治9年に廃藩置県により石川県と合併したが、水害対策への予算確保等の理由から、同16年に石川県から分県しており、同24年には県予算の82%が治水対策に配分されており、まさに、県予算を集中投資せざるを得ないほど水害が深刻な状況となっていたことが窺える(表9-1-1)。

(8) 明治26年に河川改修工事は完成したものの、あけて同27年8月、同28年7・8・11月と積年に亘り、災害はなおも常願寺川流域住民に襲いか

かった。

9.2 工事史-1

(1) 明治35年、富山県第11代李家隆介知事は、就任直後に常願寺川の実状を視察して、この水害を防止するには水源荒廃地の砂防に手をつける以外にないことを認識し、明治37年度より立山カルデラにおける砂防工事に着手した。富山県は、砂防調査の結果を受け、砂防工事の国庫補助、砂防指定地の指定を政府に申請した。当時の内務省は明治38年3月、常願寺川本川及び支川湯川、和田川、小口川、称名川並びにその小支流一帯にわたり、砂防法に基づき、砂防設備を整備し、伐採等一定の行為を制限する法指定を行った。これに続き県では、同年5月に、砂防指定地取締規則を定め、流路を堰き止めて木を流すいわゆる鉄砲流しを禁止し、竹木の伐採、焼畑、放牧等の行為については知事の許可を要することとした。

このような過程を経て、立山カルデラにおける富山県営砂防は、国庫補助を得て、20カ年の計画をもって、明治39年7月12日に着工したのである。(2) 工事の施行地は、常願寺川本流を始め、支流小口川、和田川、そして立山カルデラを水源とする湯川の各流域を包含する広範な地域であって、これを立山砂防と称した。この明治39年~大正14年まで実施された富山県営砂防事業には、県費717,982円、また、その間の国庫補助関係経費は366,421円が投資された。

まずは、荒廃の著しい立山カルデラ内の湯谷、金山谷、多枝原谷、西谷、新谷、において、積苗工、

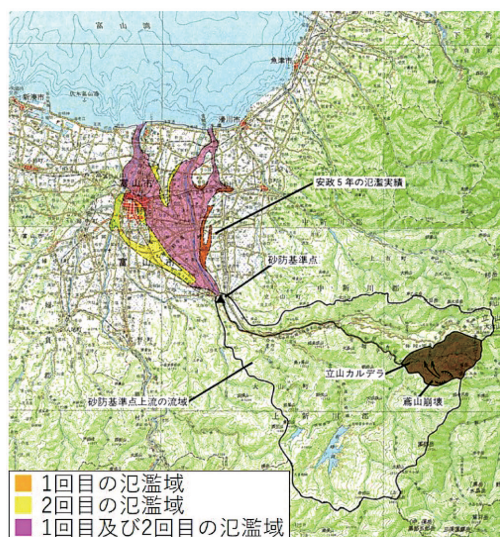


図9-1-5 氾濫想定図 (安政5年)



写真9-1-4 常願寺川の大改修工事に集合した作業員

水路張工，護岸工，床固石積工，堰堤工が施され，湯川本流，多枝原谷には練石積堰堤工が施された（写真9-2-1，9-2-2）。しかし，大正3年8月の鳶山の大崩壊に伴う土石流によって，工事計画の大幅な変更を余儀なくされ，工事計画は20カ年から44カ年計画に変更され，その総額は158万余円の巨額が計上された。

(3) これらの砂防工事の中で，最も困難を極めたのが，湯川本川の立山カルデラ出口付近，通称白

岩付近に築造した堰堤工事である。

大正5年以来，立山カルデラの出口に位置する通称白岩付近に築造した5カ所の堰堤は，湯川唯一の岩盤露出地を選定して全工事の基礎的堰堤として貯砂並びに河床勾配の安定を保持し実績莫大であったが，大正8年7月6日の洪水の際に悉く破壊され，河床地盤は30 m 余り低下した。このため，同9年より3カ年計画をもって復旧することとし，コンクリート施工の設計を立て，専ら主

表9-1-1 富山県が支出した治水砂防事業費の推移

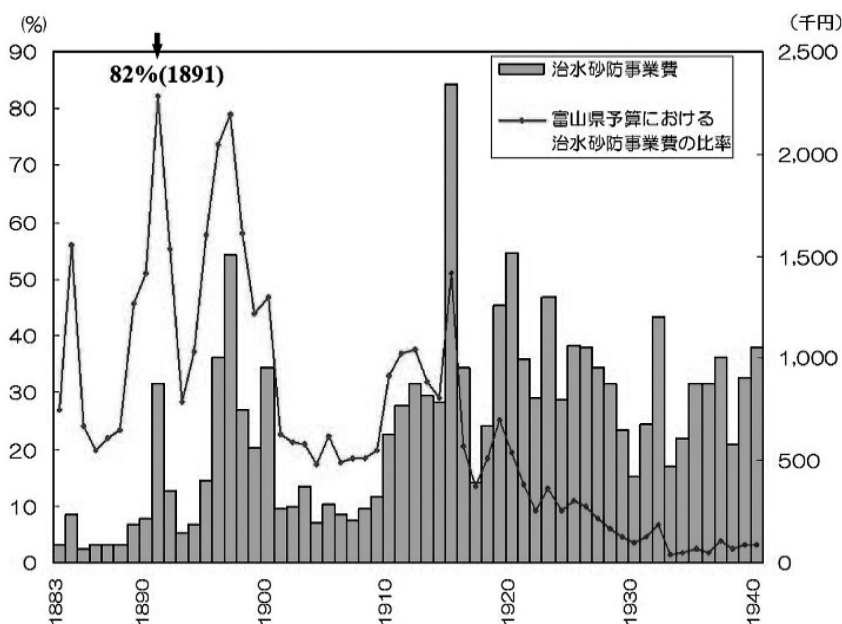


写真9-2-1 多枝原谷本流の練石積堰堤



写真9-2-2 富山県砂防時代泥谷に施された見事な植生

力をこの白岩堰堤の復旧工事に注ぎ、ほとんど完成の域に達していた。

ところが、大正11年7月5日の豪雨は、大正8年の災害を越える被害をもたらした。大鳶山、多枝原谷上流付近において、長さ約200 m、幅約100 m、高さ約20 mの大崩壊が発生し、高さ約10 mの大土石流となって流下した。更に翌6日にも高さ約20 mの大土石流が発生し、遂に白岩堰堤に激突し、これを根底より破壊した。また、この左岸火山灰堆積層の部分著しく侵食し、河床は従前より39 m低下した。この結果により、白岩より上流の湯川本川筋、多枝原谷下流部の河床を逐次侵食低下させ、兩岸の崩壊をますます拡大させることとなった(写真9-2-3, 9-2-4)。

ここにおいて、過去17カ年の歳月と、1,031,000円の巨財を投じ、16名の犠牲者、78名の重傷者を数え、艱難辛苦をなめ尽くした努力の結晶が、一朝にして覆滅されたのである。常願寺川沿岸の住



写真9-2-3 大正8年竣工の湯川第1号堰堤



写真9-2-4 大正11年の豪雨災害で被災した様子

民と富山県当局には、全く手の施しようが無かったと言われている。

9.3 工事史-2

(1) 大正8年災害発生を受けて、富山県内では、国による砂防工事の要望の機運が高まった。しかし、当時の砂防法においては、常願寺川のように、河川流域が単一の県にとどまる場合は、直轄施行の法的根拠がないとみなされていた。

(2) ところが、大正12年に発生した関東大震災によって、神奈川県内相模川など復興のための砂防工事を国で実施可能にするための法改正が、大正13年になされた。そして、オーストリア留学から帰国した内務省技師赤木正雄氏が現地を視察し、「砂防工事は可能」と進言し、その進言を受け、立山砂防の直轄化が内定し、大正15年5月22日に内務省告示第76号で正式決定した。同年6月16日に材料運搬軌道工事(トロッコ工事)を開始し、6月18日には立山温泉に県砂防事務所を間借りする格好で、「内務省新潟土木出張所立山砂防工事事務所」が設置され、初代事務所長に赤木正雄氏が就任した(写真9-3-1)。

(3) 赤木氏は、湯川本流唯一の岩盤露出地点である白岩地先に、大正年間の災害において、39 m程度の河床変動があったことに鑑み、元河床程度まで昇高させる一大堰堤を築き、それによって兩岸の山腹の崩壊を防止するとともに、多量の土石を堆積せしめて河床勾配の安定を保ち、その上流に順次十数カ所の堰堤を設置して、白岩より立山



写真9-3-1 新築された事務所庁舎(昭和3年)

温泉下流に至る湯川本流筋の崩壊を治めることとし、最も荒廃している多枝原谷、泥谷については、同溪流と湯川本川合流点に設ける堰堤を基礎として堰堤群を設置する計画を樹立したのである(図9-3-1)。

(4) 現在に至るまで、前述の考え方に基づき、立山カルデラ内を中心に砂防工事が展開されてきたところであるが、常願寺川における砂防工事を時系列的に整理大別すると、以下の通りとなる。

- ①大正15年直轄編入に伴い、砂防工事専用軌道(トロッコ)を中心に準備が進み、数年後に本格的工事が開始された。
- ②昭和初期にカルデラの下流部に白岩砂防堰堤を基幹設備として築造すると同時に荒廃の著しい泥谷砂防堰堤群を中心に事業を推進した。また、下流河川の河床上昇による災害多発のため土砂調節効果を発揮させるべく本宮砂防堰堤に着工した。
- ③昭和30年代の中頃から、ケーブルクレーン及びバッチャープラント、40年代からブルドーザー、トラクターショベル等の大型機械が導入

され、著しく砂防事業が進むようになり、特に昭和39年7月の鳶山崩壊による泥谷砂防堰堤群及び多枝原谷砂防堰堤群の災害関連の復旧が行われた。

- ④昭和44年8月12日北陸地方を襲った集中豪雨により称名川が大災害を受け、これを契機に直轄砂防事業が行われるようになった。
- ⑤昭和49年以降は、水谷沢の流路工、称名川の護岸工事が行われるようになった。
- ⑥昭和55年の有峰トンネル開通により、多枝原谷砂防施設計画に基づく「カルデラ」中央部の砂防事業が盛んになった。
- ⑦昭和62年以降は、砂防堰堤、護岸整備の整った箇所について山腹工事が盛んに行われるようになった。

(5) 軌道の建設

県営砂防工事時代には運搬手段は、馬車か人力しかなく、立山カルデラ出口通称白岩付近に計画した大堰堤を建設する最大の課題は、工事計画予定地への大量の資機材等の運搬であった。立山砂防専用資材運搬軌道は、大正15年の直轄砂防開始

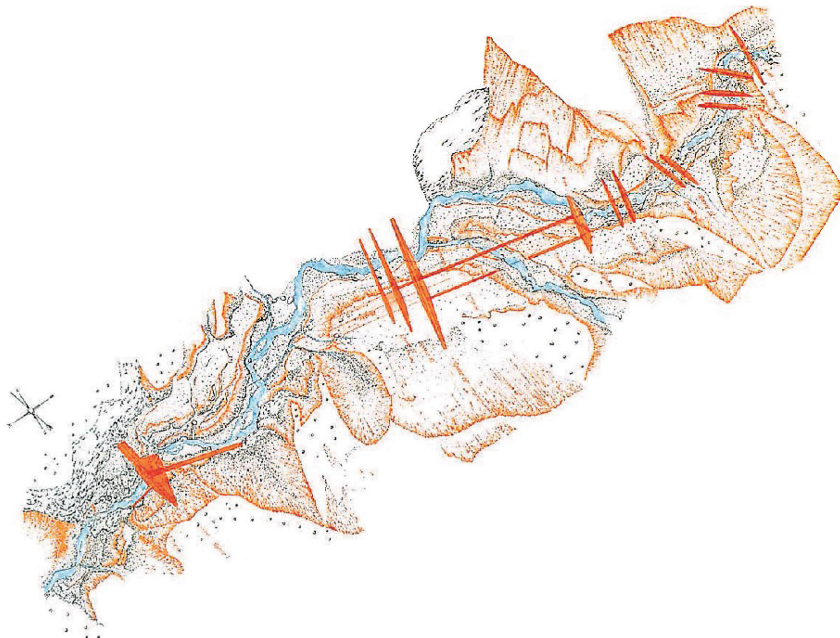


図9-3-1 白岩砂防堰堤及びその上流の計画平面図(赤木正雄)

とともに計画され、昭和6年に軌道とインクラインの組み合わせにより千寿が原から白岩までの全線が開通した。しかしながら、インクラインは、戦時中の工事停止により崩壊等の原因から使用不能となり、当時軌道の終点である樺平～水谷間に複線交走式架空索道により昭和26年～39年まで輸送手段として使用されたが、昭和37年から40年にかけて樺平に標高差200 mの18段スイッチバックが完成したことで、これによって替わった（写真9-3-2、9-3-3、図9-3-2）。

(6) 白岩砂防堰堤の建設

白岩砂防堰堤は、常願寺川河口より42.5 km地点に設置され崩壊土砂流出の最も多い立山カルデラの出口といわれる位置にあり、常願寺川で最も重要な基幹堰堤である。

白岩砂防堰堤は、前述の通り、大正2年に富山県営砂防として着工、同8年に被災し更に同11年完成を目前に、再度壊滅的な被害を受けた。

同15年に直轄事業となり、昭和4年管内最初の砂防事業として着工し、同14年本堰堤、第1副堰堤、第2副堰堤を完成した。

その後、河床低下に伴い、第3～7副堰堤を同26～53年にわたり施行した。

本堰堤の構造は、右岸越流部で前法勾配1:0.2の一般的な砂防堰堤と同じであるが、中央部の非越流部はハイダムであることを考慮し、前法勾配1:0.64の水力ダム等と類似の断面を有した重力式ダムとして計画されている。



写真9-3-2 樺平の18段スイッチバック

左岸部は、一種のフィルダムであり、上流護岸と盛土が一体となりダム機能を有して施工されており、下流法面は、鉄筋コンクリート方格枠となっており、特殊な構造になっている。

本章(5)で述べたとおり、麓の千寿が原から樺平までトロッコにより資材を運搬し、樺平において索道やインクラインに積み替え、水谷まで運搬し、水谷～白岩までトロッコで運搬するルートが確立し、従来の人力や馬車に比べ大量輸送が可能となったのである。

セメントは170 kg大樽と50 kg袋物によりほぼ同量ずつ運ばれ、また機械類としては、コンクリートミキサー、クラッシャー、デリッククレーン等が搬入使用されており、当時としては最新鋭の施工方法であったといえよう（写真9-3-4、9-3-5、図9-3-3）。

(7) 泥谷砂防堰堤群の建設と災害復旧

江戸・天保年間の飛越地震で山体崩壊が発生した大鷲・小鷲山を源流にもつ泥谷の砂防工事は、



写真9-3-3 樺平インクライン

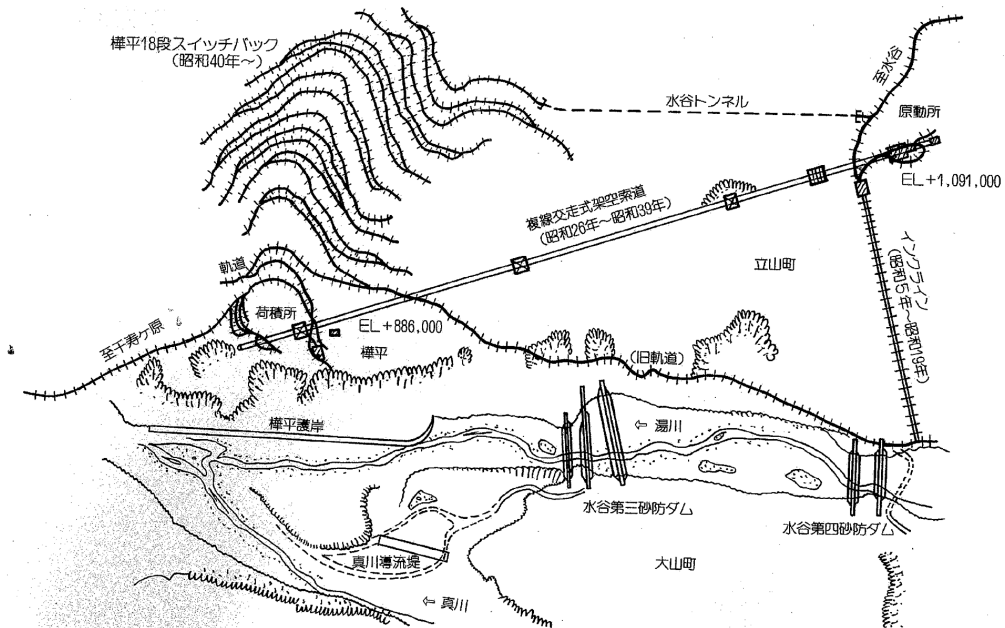


図9-3-2 砂防事業の材料運搬設備変遷図 (工事専用軌道含む)

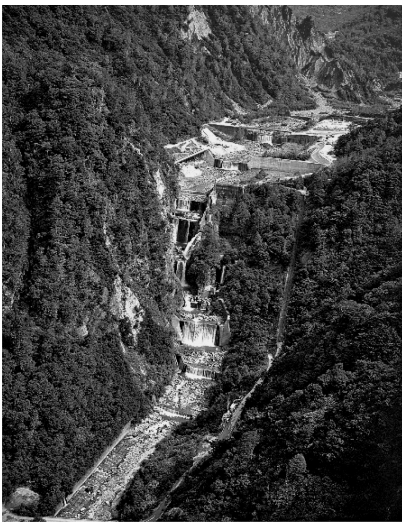


写真9-3-4 白岩砂防堰堤

富山県営砂防時代に開始され、昭和5～13年の間に砂防堰堤群22基が施工され、その後床固6基が施工された。土石流の常襲する溪流であることから、完成後も幾度ともなく土石流による被災を受け、昭和39年7月の集中豪雨により、土石流が水



写真9-3-5 建設中の白岩砂防堰堤

通し断面を越えて流下し、堰堤群のほとんどの袖部と水通し天端及び取り付け護岸の一部が破損した。直ちに災害復旧計画が策定され、災害復旧工事が実施された。現在では、泥谷砂防堰堤群上流の砂防工事の進捗と相まって、河床や山腹斜面が安定化し、かつて荒涼殺伐とした溪流は、緑に覆われた溪流となっている (写真9-3-6)。

(8) 本宮砂防堰堤の建設

本宮砂防堰堤は、河口より26.8 km に位置し、

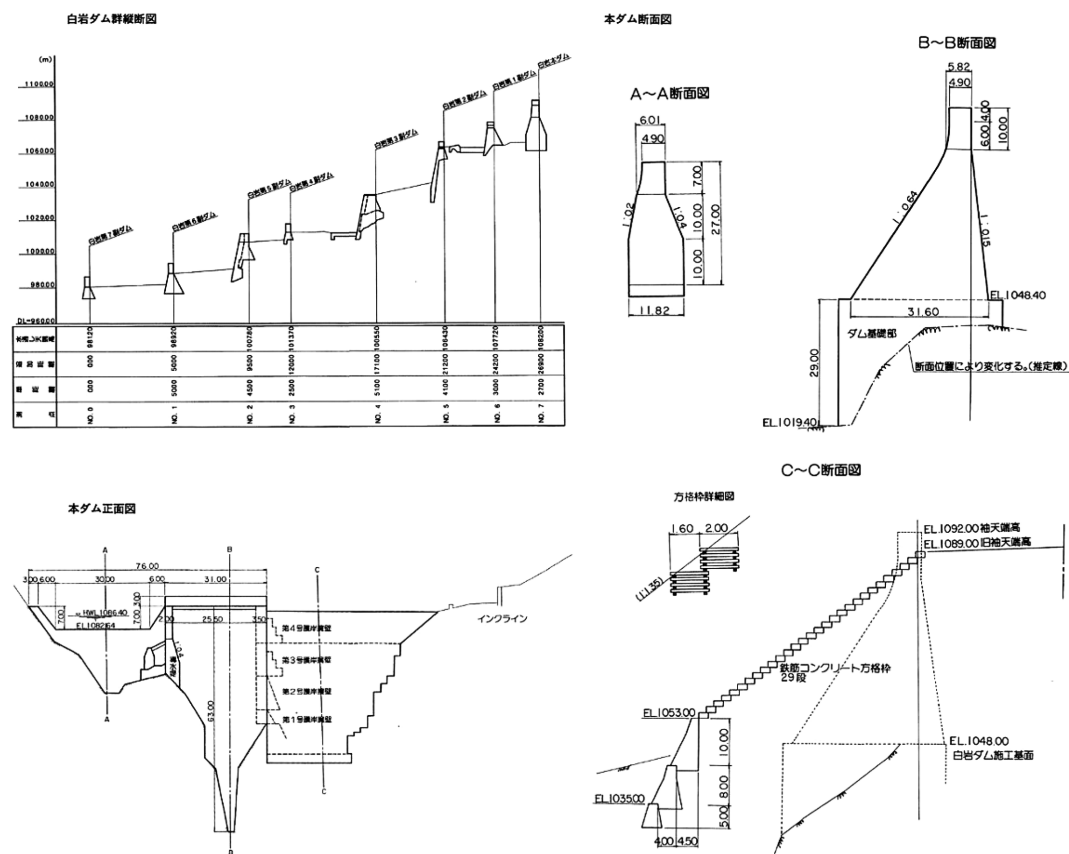


図9-3-3 白岩砂防堰堤の縦断面図, 本堰堤正面図, 断面図 (越流部・非越流部・方格柵部)



写真9-3-6 泥谷に於ける植生の復元状況 (国直轄工事着工時, 竣工時, 現在)

堰堤上流に河幅約500 mの広大な堆砂敷を有し、その貯砂量は500万 m³と国内最大級である。

昭和10年に着工し、本堰堤、第1副堰堤、第2副堰堤は昭和12年に完成した。材料運搬には、堰堤予定地付近に敷設していた富山県電気局専用軌道が無償移管し、7トン機関車をあてて3トン積み運搬車を使用した。またコンクリート打設は、タワーとシュートを使用することとし、上下流にコンクリートミキサーを設置し、1日300～400 m³の打設可能な体制とした。常願寺川本川における施工であり、出水・降雪等厳しい気象条件の中で2年間に掘削約3万 m³、築立立積約5万 m³を施工するには、上記の当時としては最新鋭の機材を適切に活用し、昼夜2交代制や天候の具合によっては3交代8時間制で施工が急ピッチで行われたところであり、また急ピッチで竣工させなければならないほど、当時の常願寺川流域の土砂災害対策は喫緊の課題であったといえる(図9-3-4、9-3-5)。

(9) 砂防設備の効果

以上述べてきたとおり、明治39年富山県により

砂防工事が始められ、大正15年に国直轄となり今日に至っているが、直轄施行の期間において、砂防堰堤118基、床固工117基、山腹工約24 ha、護岸工約20 km等が整備された。

図9-3-6は、10年度毎の災害の発生件数であるが、安政飛越大地震以降に急激に災害が増加し、1940年代以降、次第に発生件数は少なくなってきており、昭和44年以降、顕著な災害は発生していない。

また、図9-3-7は各年代の集中豪雨発生時における被害状況を示したものである。すなわち、昭和27年の日雨量262 mmの豪雨では、常願寺川下流で堤防の豪雨では、常願寺川下流で堤防355 mが破堤し、518 haに氾濫、そして家屋被害が1,222戸と甚大な被害となった。しかし、昭和44年の豪雨時では破堤は150 mに留まり、昭和58年そして平成10年の豪雨では破堤、氾濫、家屋等の被害はなかった。

昭和44年8月、平成10年8月の累計雨量は、双方とも月間1,000ミリに達する豪雨であった。立山カルデラにおいて昭和44年に41基の砂防堰堤が

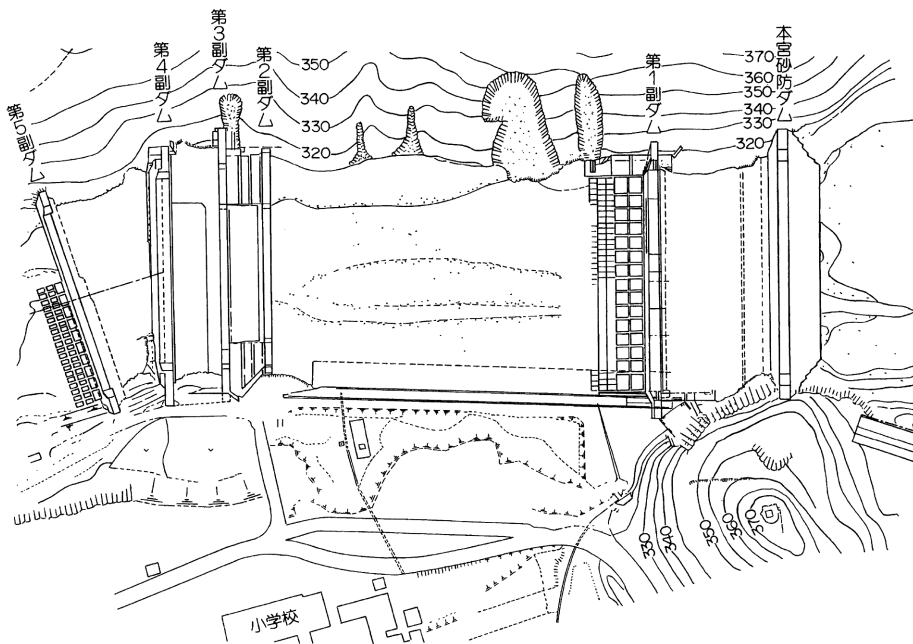


図9-3-4 本宮砂防堰堤の平面図

整備されていたが、平成10年には102基となっていた。平成10年豪雨は、昭和44年豪雨に匹敵するものであったが、被害が大幅に減少したのは、常願寺川上流域の砂防設備が効果を発揮したためであると考えられる(図9-3-8)。

(10) その他

①重要文化財等の指定

白岩砂防堰堤は、常願寺川の基幹的砂防設備として、昭和14年12月に竣工して以降、今なお富山平野を土砂災害から守り続ける国土保全施設としての歴史的価値が認められ、平成21年4月17日に砂防設備として始めて、重要文化財に指定された。

さらに、本宮砂防堰堤、泥谷砂防堰堤群についても同様に、平成29年11月28日に重要文化財として追加指定され、白岩砂防堰堤と併せた三つの砂防設備が、「常願寺川砂防施設」として重要文化財登録された。

②無人化施工

当事務所管内における砂防工事で有人施工の安

全管理が困難な現場においては、無人化施工を昭和48年より導入しており、崩壊地直下等や落石多発箇所においては無線遠隔操縦式の重機を使用した掘削工事などや、山腹斜面の法面对策にも適用している(写真9-3-7, 9-3-8)。

9.4 おわりに

本稿において、立山カルデラ、そしてそれを水源地にもつ常願寺川の災害の歴史と工事の取組を振り返ってきた。

立山カルデラの砂防工事が開始されて以降、富山県民をはじめとする多くの人々の絶え間ない努力があり今日に至った。それは、災害という絶望の中からの出発であり、多くの知見と技術を取り入れ、現在の整備状況に至っているものと認識している。

近年の気候の異常化や極端化は論を待つまでもないが、今後とも、立山砂防事務所としては、富山平野を土砂災害から保全するため、故きを大切

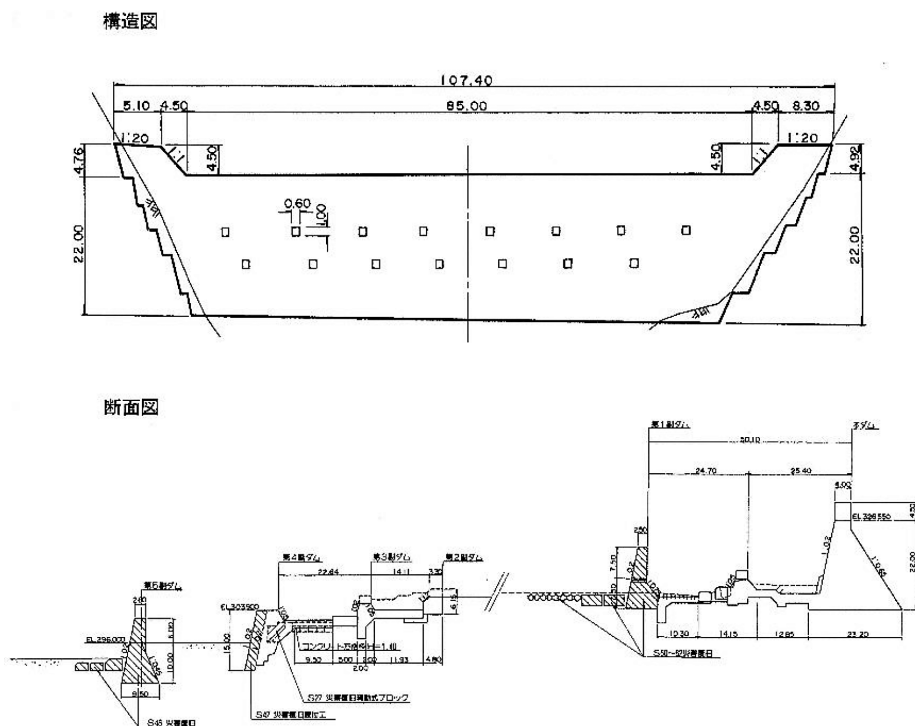


図9-3-5 本宮砂防堰堤の構造図、断面図

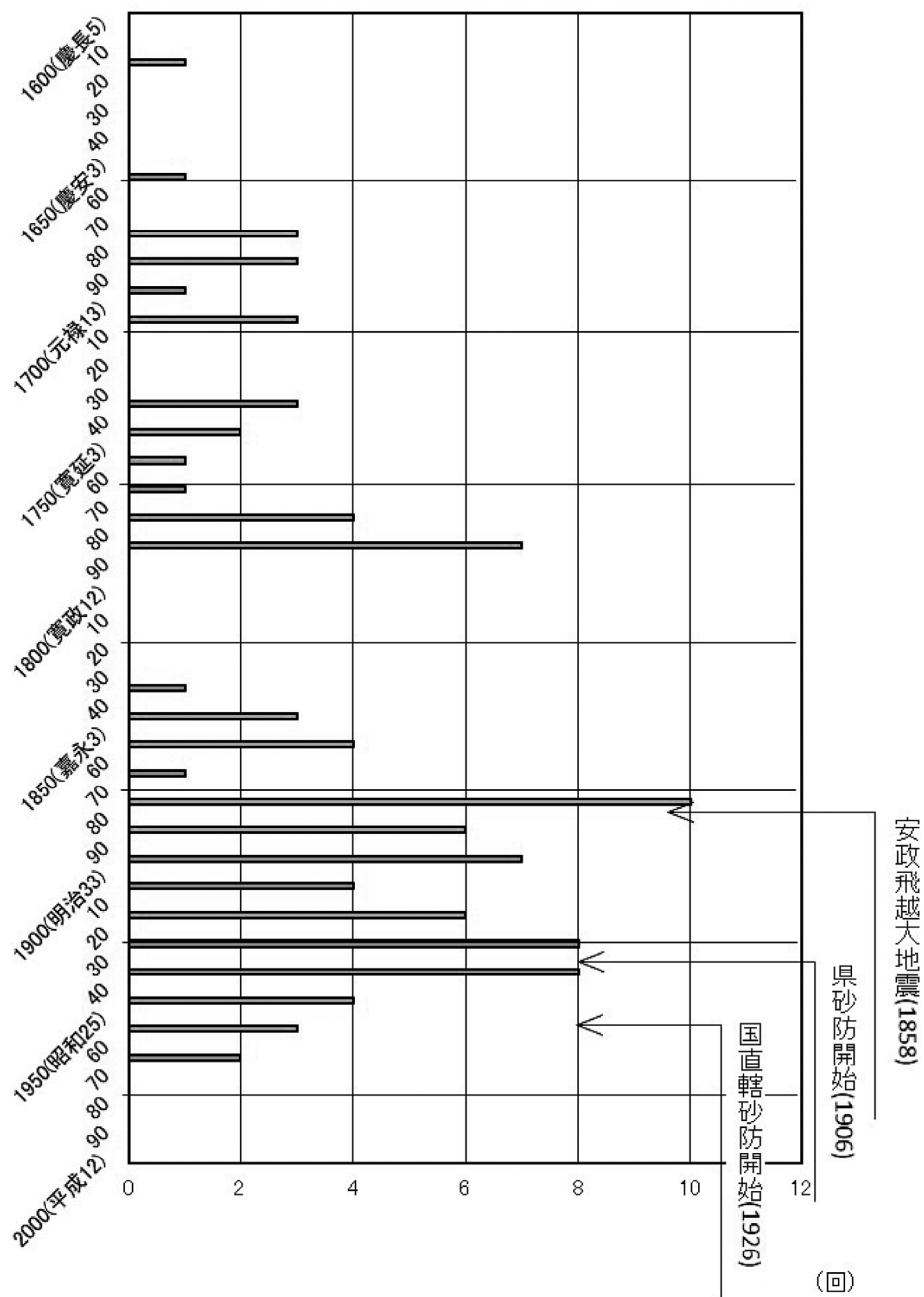


図9-3-6 常願寺川に於ける災害発生頻度

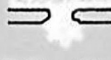
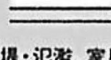
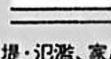
	洪水時の日雨量と砂防施設数				被害状況	下流部の人口
	0	100	200	300日雨量(mm)		
昭和27年	262mm				 破堤 355m 氾濫面積 518ha 家屋被害 1,222戸	204千人 
昭和44年	312mm				 破堤 150m	308千人 
昭和58年	271mm				 破堤・氾濫、家屋の被害なし	350千人 
平成10年	329mm				 破堤・氾濫、家屋の被害なし	367千人 

図9-3-7 各年代の集中豪雨による被害状況

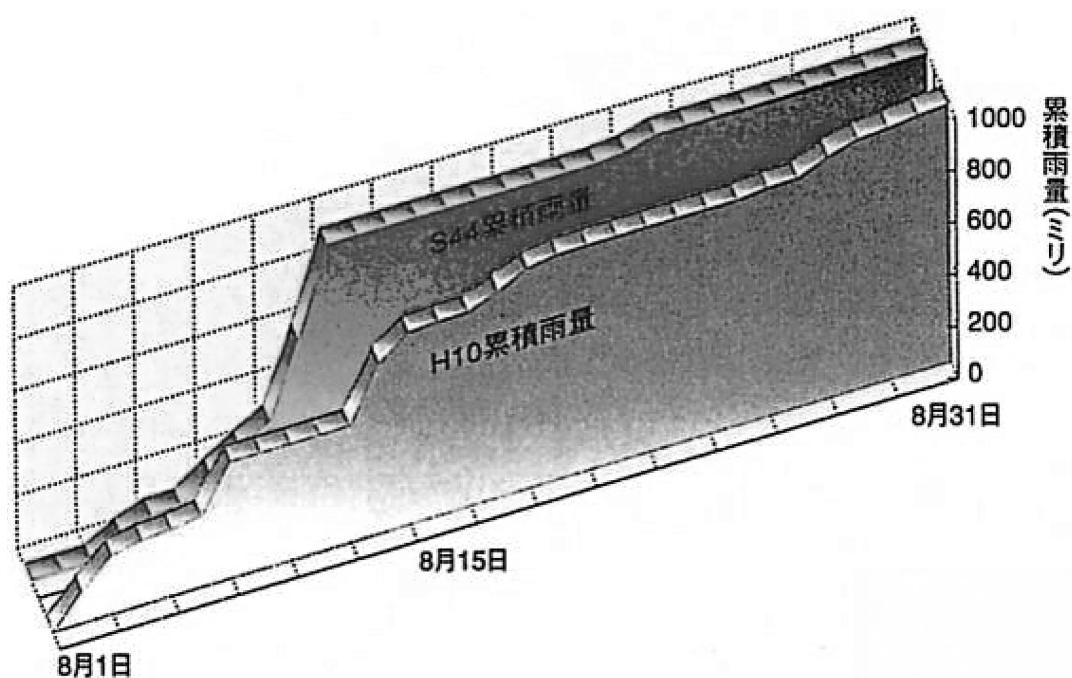


図9-3-8 昭和44 (1969) 年と平成10 (1998) 年の累計雨量比較



写真9-3-7 無人バックホウ（昭和58年）



写真9-3-8 山腹工の法面整形（平成21年）

にし、新しきを積極的に取り入れた初代事務所長赤木正雄博士の精神を受け継ぎ、砂防工事を実施していく所存である。

参考文献

- ・「常願寺川直轄砂防への道」（昭和56年6月，建設省北陸地方建設局立山砂防工事事務所）
- ・「立山砂防七十年のあゆみ」（平成9年3月，建設省北陸地方建設局立山砂防工事事務所）

など