

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–

野崎 保¹⁾、菊川 茂²⁾

Tombi-doro and Kunimi-doro - Deep-seated Landslides related to the Formation of Tateyama-Caldera and their Mechanism -

要旨

今日では立山カルデラが侵食カルデラであることに異論の余地はない。しかし、カルデラ周縁の稜線部には新旧の立山火山噴出物が分布している。また、東部カルデラ内には後期更新統の火山岩類が広く分布しており、カルデラの形成は火山活動と無縁というわけではない。侵食カルデラの形成は、降雨・融雪に伴う小～中規模の崩壊や谷の下刻侵食も大きな要因ではある。しかしながら、筆者等の調査では、カルデラ地形の形成は、1858年の飛越地震によって発生した大鳶崩れやそれ以前からの巨大深層崩壊の繰り返しが主要因であるとの結論に至った。さらに、その素因は立山火山の活動に伴う変質劣化だけではなく、筆者らによってカルデラ内で発見された湯川谷断層（跡津川断層系）やこの断層に沿って分布する古い熱水変質帯の存在にあると考えられる。小論では、2008年から2011年までの4年間にわたって筆者らが行ってきた調査結果について記述すると共に、過去の知見に加えて筆者等の仮説や今後の課題も含めて、カルデラの形成に関わる過去の深層崩壊について地形地質学的な観点から考察した。最後に、立山カルデラおよびその周辺域での今後の深層崩壊危険箇所についてその課題を含めて記述した。

1. はじめに

筆者等は、2008年から2011年にかけて実施した現地調査や文献調査に基づいて、これまで日本地すべり学会研究発表会等^{1)~5)}において、立山カルデラの形成は過去の深層崩壊が主要因であるとの観点から同名の題名で報告してきた。その成果の概要を日本地すべり学会誌⁶⁾において報告したが、小論はその後の知見も加えて、これまでの調査研究成果を総合的にまとめたものである。

立山の地質に関しては原山他⁷⁾の詳細な研究報告があり、安政5年2月26日（新暦1858年4月9日）に発生した飛越地震を誘因とする大鳶崩れに関しても古くは町田⁸⁾を初めとして様々な研究成果がある。しかしながら、立山カルデラの成因や発生機構についての研究は端緒についたばかりであり、地形地質学的な観点からの十分な検討はなされていない。そこで、まず空中写真判読と既往の資料を参考に、カルデラ内およびその周辺地域の地形地質状況を把握すると共に、要点と考えられる箇所を実地に検証してきた。その結果、立山カルデラ内では大鳶崩れだけではなく、過去にも巨大～大規模な⁹⁾深層崩壊あるいは深層地すべりが繰り返し発生しており、それらが侵食カルデラ形成の主要因であるという結論を得た。さらに、カルデラ内での現地調査中に跡津川断

層系の北端部と考えられる断層露頭を発見した。この断層沿いでは基盤岩である花崗岩類の岩体内において幅広い熱水変質帯が形成されており、それに伴う基盤岩の劣化および深層崩壊を助長する低角度な変質帯や粘土の介在などの地質条件が深層崩壊の素因になっているという結論に至った。

筆者等の研究は、まだ古い深層崩壊の発生年代や発生機構を十分に解明できる段階に至っていない。そこで、ここではまず大鳶崩れについてのこれまでの研究結果を古絵図などの資料も参考に再検討を行うと共に、湯川上流部右岸に分布する国見泥・国見地すべり¹⁾およびカルデラ内で発見した活断層について調査結果を報告する。次に、これらの結果に基づいて、現時点における作業仮説も含めて立山カルデラの形成に大きく関与したと考えられる深層崩壊あるいは深層地すべりの発生機構について考察する。

2. 地形地質概況

立山カルデラの成因調査を開始するに当たって、筆者等はまず既往資料を参考に空中写真判読による地形地質解析を行った（図1）。それに基づいて4年間にわたって現地での検証を行ってきた。判読に用いた写真はその精度と対策による地形改変を考慮

1) 野崎技術士事務所, 2) 立山カルデラ砂防博物館

して主に1977年に撮影されたものを用いた。

カルデラ内は中央北寄りを湯川が東から西に流下している。侵食カルデラの形成に関与して注目されるのは、下流部左岸の多枝原谷を中心とした凹地（以下多枝原凹地と呼ぶ）と湯川右支流松尾谷源頭部の大崩壊跡およびその下方に平坦面を形成して広がる台地（松尾平）である。前者は、その南東部において1858年の飛越地震によって大鳶崩れが発生し、多枝原凹地は鳶泥と称される崩壊土砂でほぼ全域が覆われている。また、大鳶崩れの発生箇所付近や鳶泥の堆積地内では現在も表層崩壊が継続している。後者の崩壊跡はかつて爆裂火口と考えられていたが、近年の調査では深層崩壊によることが明らかになっており⁷⁾、その下方に広がる台地は主に崩壊による岩屑流堆積物によって形成されたものである（写真1参照）。筆者等はこの堆積物を国見泥¹⁾と呼称した。この崩壊跡の東側には御歌面¹⁰⁾と称される緩斜面があり、この面を頭部とする巨大な地すべり地形が判読される。筆者等はこれを国見地すべり¹⁾と呼称した。この他に湯川とその右支流水谷の間にあって、松尾峠の南西方に独立峰を有する山塊は、古い移動体である可能性が指摘される。この他

に、カルデラの外になるが、有峰トンネル西坑口付近下方にも比較的規模の大きな地すべり地形が判読される。これは古絵図に描かれている熊倒山の崩壊跡である可能性が高い。

カルデラ内の基盤岩は花崗閃緑岩を主体とする深成岩類である。東部一帯にはこれを被って立山火山第1a活動期の湯川谷火山岩類（およそ20～22万年前の活動）が広く分布しており、稜線部には第1b期以降の火山岩類が分布している⁷⁾。また、湯川上流部右岸溪床沿いの国見泥を含む古い崩積土の一部や左岸側支流源頭部の湯川谷火山岩類は、今ではほとんどその兆候は認められないものの、第4期の火山活動に伴う硫気変質を受けている^{3), 7)}。

なお、後述するように筆者等はカルデラ内ほぼ中央部の湯川河岸において横ズレ断層の露頭を確認しており、湯川断層と呼称した。この断層は、跡津川断層系のカルデラ内への延長部でありその北端部に当たると考えている。

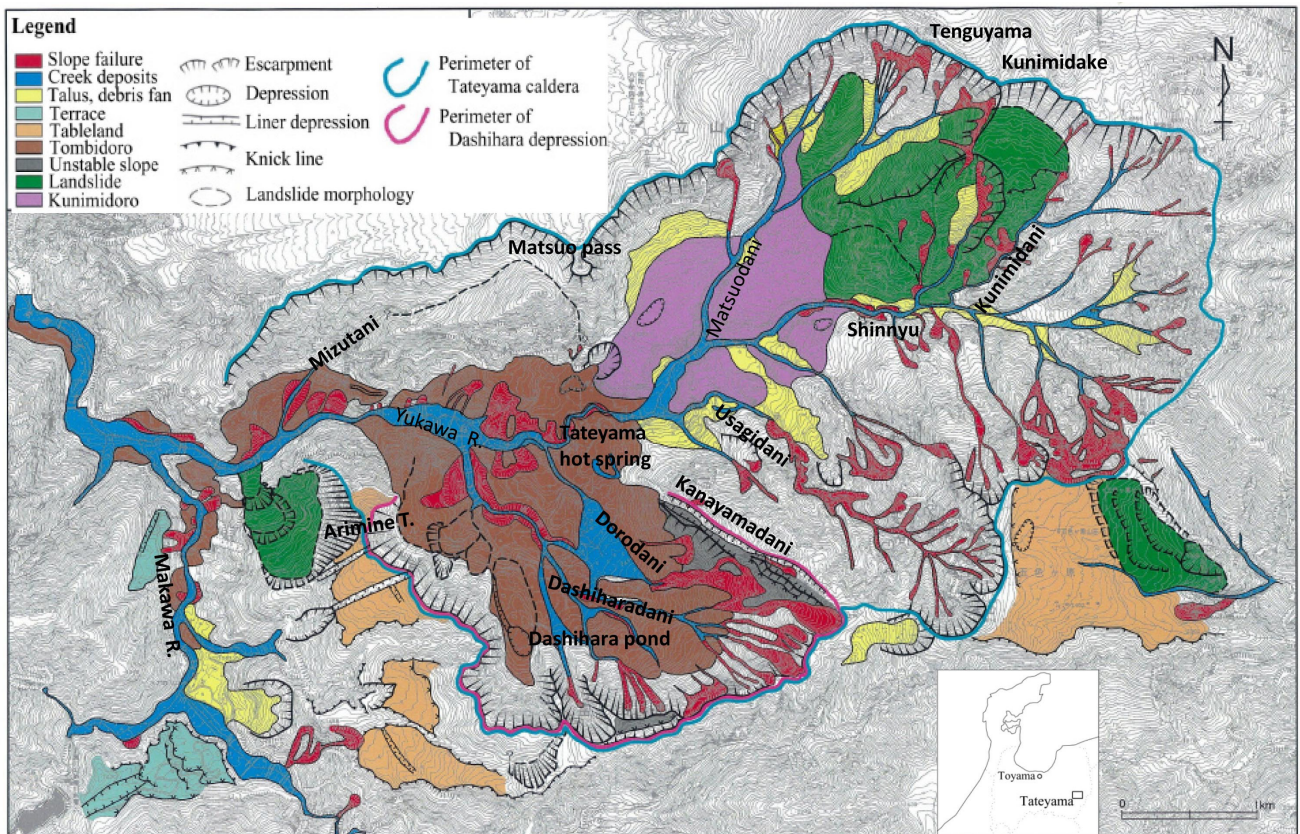


図1 立山カルデラの地形および表層地質概況図（基図は国土地理院発行1/25000地形図「立山」を使用）⁶⁾

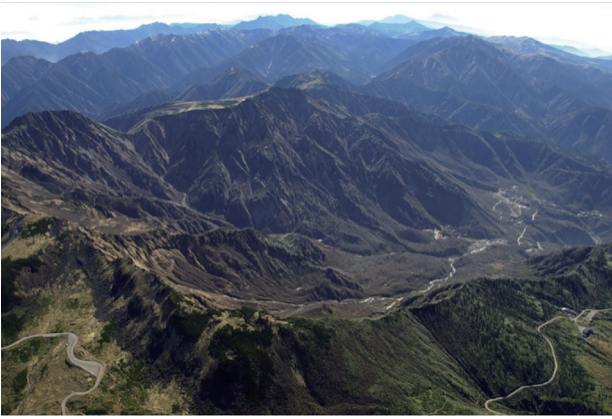


写真1 弥陀ヶ原上空から見た立山カルデラ全景、中央の凹地が国見泥の発生源 (井口隆撮影)



写真2 北方上空から見た粟巣野段丘、左上部が千寿ヶ原 (井口隆撮影)



図2 調査地点および試料採取位置図 (白菱は年代測定試料、黒星は粘土鉱物分析試料採取位置。基図は国土地理院発行1/25000地形図「立山」を使用)

3. カルデラ内における深層崩壊

3.1 多枝原凹地の深層崩壊

3.1.1 大鳶崩れと鳶泥

鳶泥は多枝原凹地をほぼ全面にわたって覆っており、浅層部では安山岩類の礫や岩塊を主体とし少量の花崗閃緑岩礫を含む礫層であるが(写真3)、多枝原谷第28号砂防堰堤のボーリング調査結果では、深層部は花崗閃緑岩礫が占める割合が多くなっている^{5)・30)}(図3)。この他、多枝原凹地より上流部の湯川河床下では、砂防ダムの建設中に大鳶崩れの発生期に相当する泥質土(dt_1)が確認されている^{5)・30)}(図4)。ここでは、まずこの鳶泥について筆者らの調査による新たな知見や解釈について記述する。

嶋本・飯田¹¹⁾に掲載されている「芦崎仁右衛門報告書」には旧暦3月10日(新暦4月23日)の地すべりダム決壊直後の視察記録として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、…」この記事や地形判読結果から、大鳶崩れは当時の小鳶山付近を中心とし、多枝原凹地の東縁となる金山谷付近を境に崩落

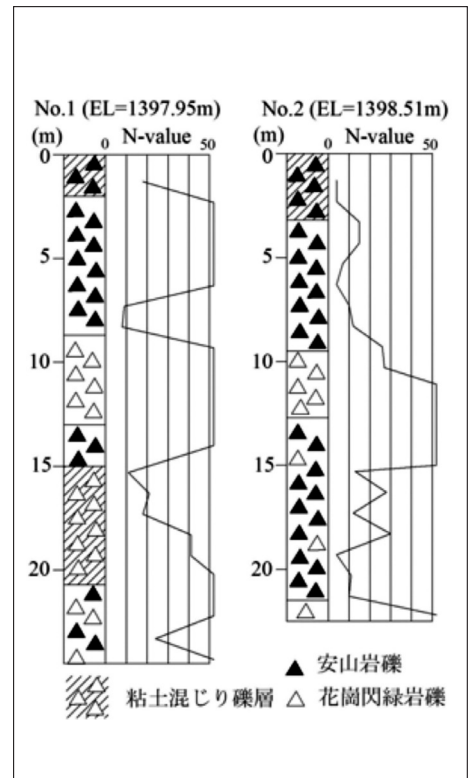


図3 多枝原谷第28号砂防堰堤基礎地盤の礫種分布

して、雪混じりの岩屑流となって流下したと考えられる。しかし、多枝原凹地西縁部には横に連なる地すべり地形が連続する（図1参照）。この地すべりは地震発生時より遅れて発生し、旧暦4月26日（新暦6月7日）に発生した第2回目の洪水の誘因となった可能性があり、筆者等はこれもカルデラ内に残る鳶泥の一部と解釈した。立山大鳶崩見取絵図『杉本文書』¹²⁾によると、南縁小池山（絵図では小地山）の北側に真川に合流する沢が描かれており、位置関係から多枝原池の真西にある沢がこれに当たる（図2参照）。この沢は源頭部が欠けていることから、小池山は現在の多枝原池付近にあったと考えることができる。「安政大地震大鳶山小鳶山々崩大水淀見取絵図『杉本文書』」¹²⁾には、小鳶山の西麓付近に「水溜、狩込三ツ位」という記載があり、位置や規模から現在の多枝原池と考えられる。この水溜は「越中立山異変之図『中島文庫』」¹²⁾などその他の絵図にも大鳶崩れに伴って形成されたように描かれている。多枝原凹地西縁部は中央部より明らかに高い位置に平坦面があることから町田⁸⁾は大鳶崩れ以前の地形としているが、明らかな地すべり地形であることからほぼ同時期に形成されたものと考え

て矛盾はない。ただし、多枝原池周辺から北方へのカルデラ西壁だけは広く樹木で覆われており、崩壊という観点では「静かな」場所である（図1参照）。したがって、今後動植物学的な観点等別な視点での検討も必要であることをおことわりしておく。また、この多枝原池を中心とするすり鉢型の深い凹地はミニカルデラとも言える地形を呈している（図2、写真4参照）。このミニカルデラの下方斜面に広がる地すべり地形と合わせて見ると、大鳶崩れより前の出来事であったにせよ、おそらく地震に起因する典型的な深層崩壊跡であり、筆者等は立山における侵蝕カルデラの形成機構を暗示するものと考えている。さらに、カルデラの外になるが、有峰トンネルの西方にも比較的規模の大きな地すべり地形が判読される。古文書の記述のようにこの付近には熊倒レという山があり、大きく崩壊したことがわかっている。この様子は多くの古絵図^{11), 12)}にも描かれており、凸地形の山体が地震動によって深層崩壊したものと考えられる（図1参照）。これらの絵図からも想像できることであるが、この他に中～小規模の崩壊は各所で生じたようであり、前述の湯川第13号砂防堰堤施工中に発見された河床下の泥質土



写真3 多枝原谷第28号砂防堰堤建設中に観察された鳶泥の断面



写真4 ミニカルデラのある多枝原池

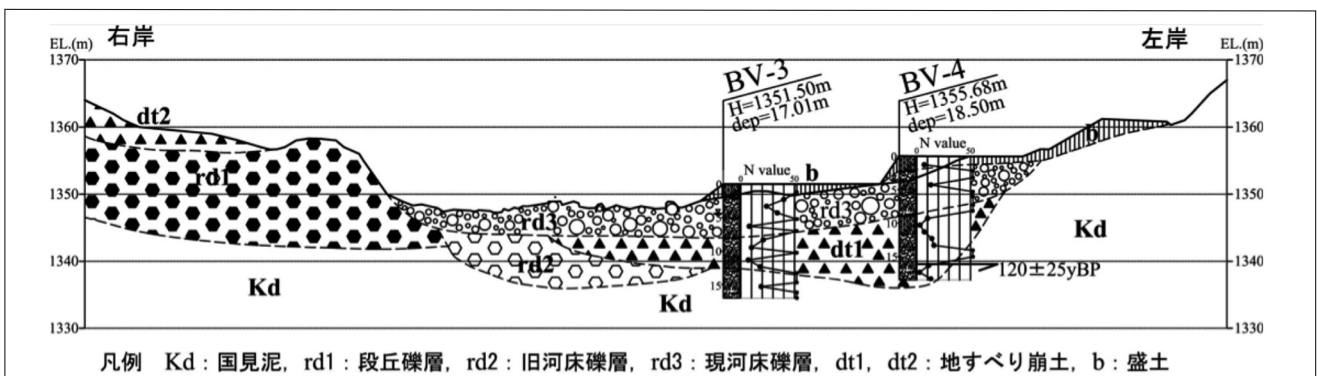


図4 湯川第13号砂防堰堤副堤基礎地盤の地質断面図

も飛越地震に起因する溪岸の崩壊によるものと考えられる。

町田⁸⁾は鳶泥の体積を $4.1 \times 10^8 \text{m}^3$ と算出し、後に最小値として $2.7 \times 10^8 \text{m}^3$ を提示している¹³⁾。その後、Ouchi and Mizuyama¹⁴⁾は、多枝原谷や水谷の露頭観察結果等から鳶泥の下位には古い崩積土が埋積されていることを明らかにし、鳶泥の体積を新たに $1.27 \times 10^8 \text{m}^3$ と算出している。ここでは、常願寺川の唐谷合流点付近より下流の量は重要でないとしてこれを含めていない。しかし、藤井他¹⁵⁾は、最近実施されたボーリング調査資料を含めて再検討し、常願寺川扇状地の扇頂から河口までの総流出土砂量を $1.0 \times 10^8 \text{m}^3$ と算出している。小論では鳶泥の体積については検討していないが、後述のように確かに鳶泥の下位には古い岩盤地すべりによるものと考えられる岩塊を主体とする崩土や主に湯川沿いに発生したと考えられる土石流堆積物等がある。また、筆者等の検証結果ではOuchi and Mizuyamaによって鳶泥とされたものにも明らかにそれ以前の年代を示す土砂が含まれており、多枝原凹地から水谷付近にかけての鳶泥の量はさらに少なくなる可能性がある。したがって、藤井他の算出量を合わせると、鳶泥の総体積は $2.0 \times 10^8 \text{m}^3$ 余りということになる。

3.1.2 鳶泥の下に埋没する多枝原地すべり

2008年に立山砂防事務所によって旧立山温泉付近で深度95mのボーリング調査¹⁶⁾が実施された。図5に示したように、筆者らのコア観察結果では鳶泥と判定される礫層は表層を除く深度18.4mまでである。それ以深では深度90.8mまで湯川谷火山岩類の岩相をなす岩盤様のコアが採取されている。ところが90.8m~94.7m間は、下部に半固結したシルト層が挟在するものの、大礫を含む土砂状の斜面堆積物である。この深部の堆積物に含まれる角礫は湯川谷火山岩類起源のものであって、95mまでの最深部も花崗閃緑岩の岩片である。上述のように、鳶泥の下位にそれ以前の土砂や火山岩類が堆積していることは既に指摘されており、ボーリング調査結果はこれを裏付けるものである。近接する金山谷には多枝原凹地の平坦地から100m以上の位置まで花崗閃緑岩が分布していることから18.4m~90.8m間の火山岩類の分布は不自然であり、76.1m以深は破碎さ

れて礫状を呈する部分が多いことから古い岩盤地すべりによる移動体に違いない。18.4~46.2m間は、鳶泥に含まれる巨大岩塊の可能性も否定はできない。しかし、18.4~26.2m間の浅層部が風化岩であることや近接河床部の地層の年代測定結果が鳶泥よりはるかに古いことから、その可能性は低い(図6参照)。深度76.1m~90.8m間の角礫化した溶岩は、硫気変質や酸化作用を受けていることから、もとは地下水飽和帯よりも上位にあったことを示している。しかし、この地層は現在では120度~150度に達する熱水帯内にあることが明らかになっている¹⁶⁾。つまり、現在の位置条件で硫気変質や酸化変質を受けたとは考えられず、これは地すべり発生以前の元位置においての現象であったと考えられる。また、これらの火山岩類の下位に挟在する土砂状の斜面堆積物に含まれる角礫が湯川谷火山岩類起源であることも、火山岩体が移動体であることを決定づけている。ただ、その岩相変化や層厚は湯川谷や金山谷に分布するインタクトな湯川谷火山岩類のそれとはやや異なっていることや角礫化した溶岩の上面(76.1m)が粘土化していることなどから、一度だけの深層地すべりによるものではない可能性がある。さらに、下位に古い斜面堆積物が確認されていることは、この深層地すべり発生前にすでにかなりの規模の凹地が形成されていたと考えることができる。ここではこの深層崩壊を含めた岩盤地すべりを一括して多枝原地すべりと呼ぶことにする。発生時代については不明であるが、現在のところ後述する国見泥の時代に対比されるものと考えている。

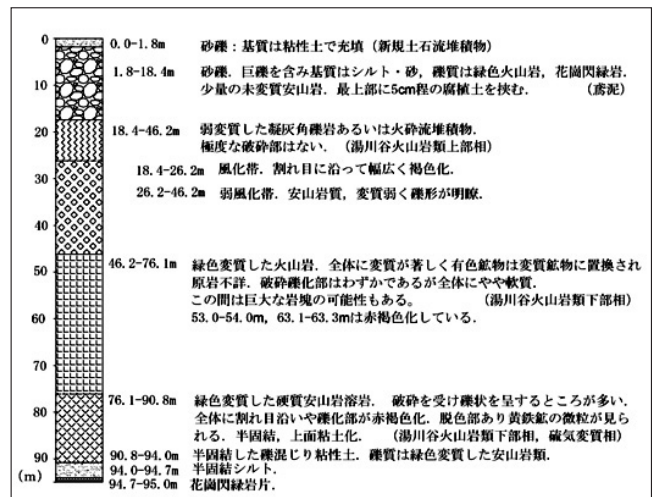


図5 深層ボーリング21-1孔の地質柱状図

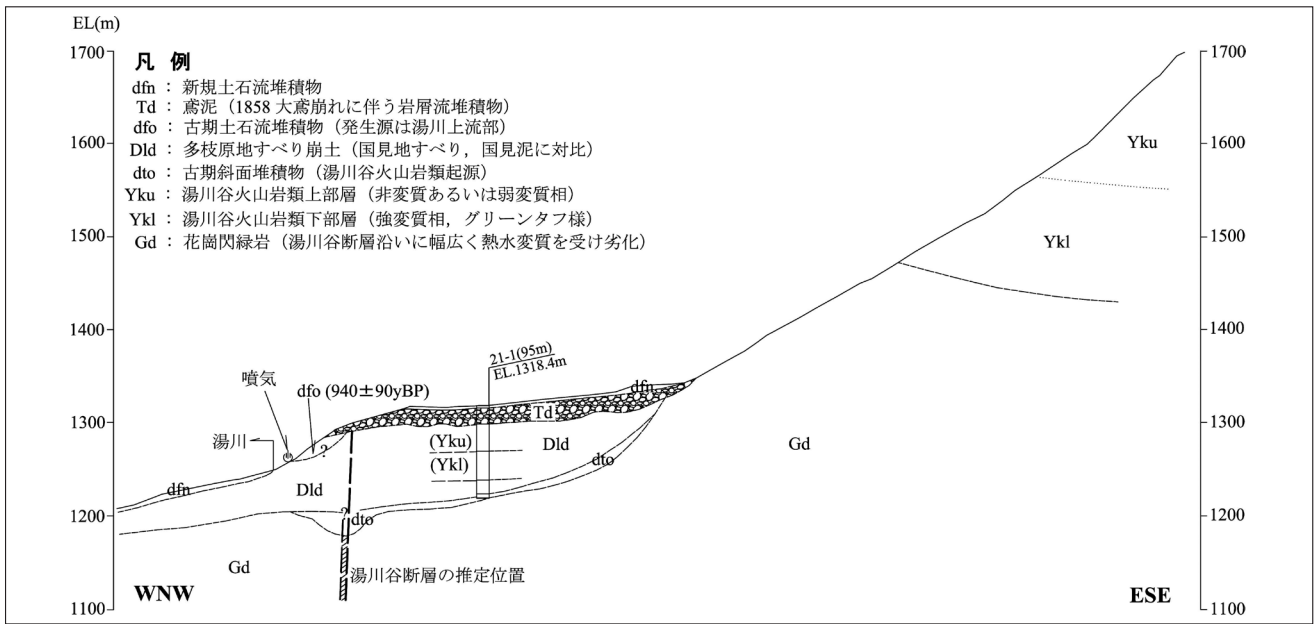


図6 立山温泉付近東西方向の推定地質断面図

3.2 国見地すべりと国見泥

松尾谷源頭部にある巨大な深層崩壊跡の東側、国見岳直下に御歌面¹⁰⁾と称される緩斜面があり、その南西下方にも規模はやや小さいが、湯川方向に向かう明瞭な崩壊跡がある(図1、2参照)。二つの崩壊跡の接点となる稜線部には明瞭な段差や独立峰がある。こうした状況から、御歌面を頭部とし松尾谷と国見谷に挟まれる尾根地形全体が、二次地すべりや二次崩壊を伴う古い地すべり地形と判読され、筆者等はこれを国見地すべりと呼称した(写真5)。実際に、この地すべり地形の末端斜面である湯川右岸には巨大な岩塊を含む崩積土層が露出している(写真6)。国見泥発生以前の元の規模は、おそらく幅、延長共に2km余りで、最深部は現在の松尾谷の深さや基盤岩の分布位置等から300m以上と推定され、体積は大まかに $7\sim 8 \times 10^8 \text{m}^3$ と算出される。

国見泥には直径が数10mに達する巨大な岩塊が含まれ、基質部は礫状を呈している(写真7、10)。湯川谷上流部では湯川谷火山岩類起源の岩塊や岩片を主体としているが、下流部ではカルデラ壁上部から山頂部にかけて分布する火砕流堆積物や安山岩溶岩起源の岩塊～岩片が主体となる。本層はところどころ硫気変質を受けており、その後の酸化により赤褐色化し脈状に粘土化(還元色は緑灰色)した部分も見られる(写真11、15)。

松尾平の国見泥本体は、地形的に見て明らかに国見地すべりの一部が崩壊し、岩屑流となって流下したものである。分布規模は多枝原凹地より上流側だけで幅約1.2km、延長2.0km程である。最近の砂防ダム調査資料等から現溪床下20m以深まで分布することは確実であり⁵⁾、最大層厚は100mを越えている。したがって、元の体積は堆積面を残す上流部だ



写真5 国見地すべりと国見泥(松尾峠に至る登山道より撮影)

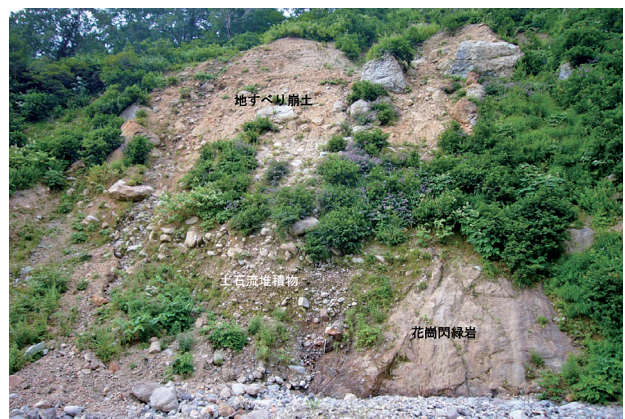


写真6 国見地すべりの露頭(新湯対岸直下流)、湯川谷火山岩類の岩塊を含む

けでも $2.0 \times 10^8 \text{m}^3$ 程度と算出される。ただ、巨大な深層崩壊跡の下方に広がる松尾平も急崖で囲まれた半円形の地形を呈している。これも深層崩壊跡である可能性があり、その流出量を含めれば規模が倍増することになる。現在では松尾谷兩岸の平坦部は背後にある急崖の二次崩壊による堆積物で広く被われており、湯川の溪岸露頭でもより新しい時代の土石流堆積物が国見地すべり崩土や国見泥に貼り付くように分布しているところがある（写真6、8）。さらに右岸の平坦地には広い湿地が形成されている。オーガーボーリングによる調査結果ではこの湿地の堆積物の厚さはせいぜい1.0m以下であり、最深部で採取した腐植土のC¹⁴による年代測定の結果では極めて時代の新しいものであることが明らかになった（図2、表1参照）。左岸側も表層部は土壌ではなく広く岩塊で覆われており、沼（図2）もあるが、その堆積物はせいぜい10~20cm程度であることを確認した（写真9）。こうした広範な被覆層が、国見泥の発生時代や詳細な分布状況の把握を困難にしている。



写真7 国見泥の一部（松尾谷合流点直下流右岸）、礫層中に含まれる傾動巨大岩塊



写真8 国見泥に貼り付いた土石流堆積物（刈込み池対岸）、○：試料採取位置

3.3 国見泥の発生時期とカルデラ内堆積物の年代測定結果

国見地すべりと国見泥の発生時代については、未だ決め手となるような確証が得られていない。しかし、筆者等は、国見泥は常願寺川と称名川の合流部左岸側（千寿ヶ原の南西方）に広がる粟巢野段丘（写真2）を形成する極めて厚い段丘礫層に対比されると考えている。藤井・金子¹⁷⁾も、地形開析の程度や下流にある粟巢野段丘上に始良Tn火山灰（AT）が確認されたことから粟巢野段丘の形成は約2万年前と推定し、何らかの「後背地の事変」により常願寺川本流の河道閉塞によって形成されたものと推定している。かつて常願寺川上流には真川湖^{18)・19)}という湖が存在し、数万年前の湖の消滅後も当時はまだ泥や砂を主体とする堆積物で広く覆われていたはずである。こうしたことから、この河道閉塞をもたらした大量の土砂供給の源は立山カルデラ以外には考え難い状況であり、筆者等は国見泥の発生によるものであると推定している。ただ、現在ではATの年代はおよそ2.6~2.9万年前と改められている。また、筆者等の再調査では粟巢野段丘に対比される常願寺側右岸側の段丘上ではATを確認できたものの、粟巢野段丘上では追認できなかった。このことから、粟巢野段丘上のATは、広がりを持ったものでもないことは明らかであり、リワークしたものであると考えられる。したがって、筆者等は今のところ粟巢野段丘の形成とその原因となった国見泥の発生期はおよそ3万年前と推定している。

表1は、筆者らの採取した試料と過去の研究資料を含めたカルデラ内堆積物の放射性炭素¹⁴Cによる年代測定結果を示したものである。採取位置は図



写真9 松尾平左岸の沼（標高1625m付近）

2、4および写真8に示した。筆者等は当初から年代測定試料採取を意図した露頭調査を行ってきたものの、これまでのところ国見泥の中では試料の採取ができていない。おそらく堆積物の大半が保存環境の悪い礫層であることや硫気変質等により炭質物や骨片のようなものは消滅してしまっていると考えられ、今後何らかの別の手段による試みが必要である。しかし、これまで礫層中から採取された試料の年代測定結果では、鳶泥の年代より明らかに古い測定値が得られており、大鳶崩れ以前からのカルデラ内での崩壊の激しさを物語っている。

表1 放射性炭素 ^{14}C による年代測定結果

位置 No.	試料採取位置	^{14}C 年代 (yBP)
①*	旧立山温泉付近湯川溪岸	940±90
②*	西谷中流部溪岸	730±90
③*	水谷下流部左溪岸	880±90
④*	同上露頭	220±100
⑤	刈込池付近湯川右溪岸	2265±25
⑥	松尾平ボーリング 0.9m	330±25
⑦	湯川中流ボーリング 15.85m	120±25

*Ouchi and Mizuyama¹⁴⁾ による。丸数字は図-2に示す採取地点番号

4. カルデラ内での活断層露頭の発見

酒井他²⁰⁾ および丹保²¹⁾ は物理探査による研究調査によって跡津川断層のカルデラ内への東端延長が立山温泉跡地付近を通過しているものと推定している。ただ、電気探査による低比抵抗帯は断層破碎帯そのものではなく、断層沿いの熱水変質による劣化帯（粘土化部）を捉えたものと考えられる。筆者等はさらにその北東延長上にある松尾谷の合流点直上流左岸（図2参照）で国見泥に含まれる巨大岩塊を切断する断層露頭を発見した。図7に示すように、主断層①の走向傾斜はN60° E90°であり条線の傾斜は水平に近く、横ズレ断層であることは確実である。したがって、これは跡津川断層系の活断層であると見てよいであろう。しかし、このように立山カルデラ内に延びる断層は必ずしも跡津川断層そのものではなくその北側に併走する茂住祐延断層の延長部とする考え方もあり（北陸地方土木地質図²²⁾ および竹内章富山大教授談）、筆者等の発見した断層はここでは「湯川谷断層」と呼称することにする。

周辺を詳細に観察した結果、この断層は火砕流堆積物からなる巨大な岩塊の中央部分を切断していることが明らかになった（写真10）。主断層①の南側には礫化した強破碎部があり（露頭下部で厚さ4m程度だが上方には漏斗形にやや開いている）、北側には同程度の幅の弱破碎部がある。この主断層は4~6cm幅の粘土ガウジを挟みその南側部セン断面には北東に10°で傾斜する明瞭な条線が刻まれている。強破碎部の南側部には北に55~85°で傾斜する数本の小断層群②~⑥がある。これらの小断層の走向は主断層とほぼ平行するものもあるが、EW走向のものが卓越する傾向にあり、主断層とは概ね30°程で斜交している。これらの断層面には南西方向に20°余りで傾斜する条線が刻まれている。この他に、主断層よりも北側にも2本の小断層⑦⑧があり、1つは弱破碎帯中にある

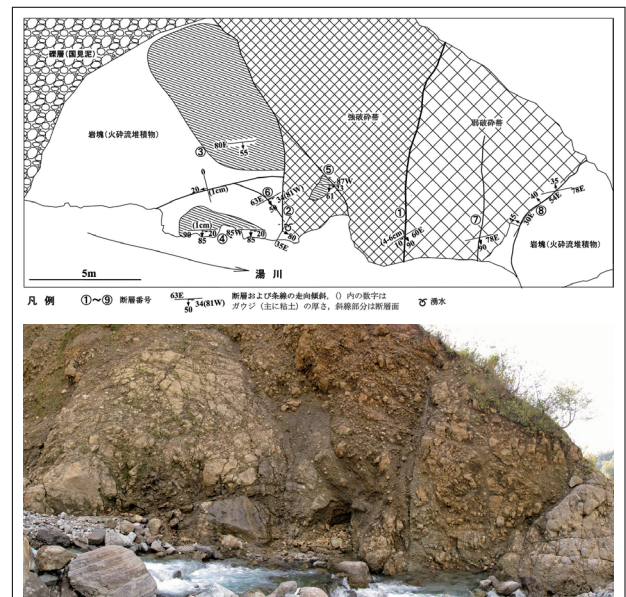


図7 湯川谷断層露頭のスケッチ図（写真はスケッチに対応）



写真10 巨大岩塊を切断する湯川谷断層（赤線）、右はせん断面と粘土ガウジ

てN78° E 90° であるが、もう1本は弱破碎帯と岩塊との境界をなすやや低角度な割れ目である。

これらの断層によって切断された火砕流堆積物の岩塊は過去の深層崩壊による堆積物である国見泥の一部であることから、断層の発生時期は国見泥の堆積以後ということになる。また、主断層はほぼ鉛直で条線の角度は水平に近いことと周辺の地形地質状況からも地すべり面のような重力性の断層ではないことは明らかである。国見泥の発生年代は必ずしも明らかではないが、上述のように3万年ほど前と推定され、火砕流堆積物の生成年代自体も概ね10万年程前のことである。また、この断層は巨大岩塊を切断していることがわかる程度でありさほど大きな変位量ではないことも確かである。しかし、両側にそれぞれ数mの破碎帯を伴い、断層ガウジも厚さ5cm前後の粘土であることなどから、過去に繰り返し活動したものであると考えられる。そして、上述のような条線や小断層群の走向配置等から跡津川断層系と同様に右横ズレ断層と考えて矛盾はない。

なお、この湯川谷断層の概ね延長上にある湯川第13号砂防堰堤の左岸側でも国見泥の礫層を貫く変質脈中に小断層を確認した(写真11)。しかし、この断層の走向傾斜はN25° E60° E、条線はほぼ最大傾斜方向であって、横ズレ断層ではなく湯川谷断層との関係は明らかではない。また、多枝原凹地内の西谷上流部(図2参照)では過去の調査によってN65° W70° S(破碎幅280cm)の断層が確認されている²³⁾。この断層はEW70° S(破碎幅100cm)の断層に接しているが、両者の関係は記載されていない。金山谷でも筆者等はNW方向に延びる谷沿いに小断層を確認しており、この谷沿いには温泉の湧き出しや噴気孔が確認されている²³⁾。

湯川谷断層の走向(N60° E)や有峰トンネルの南側をENE-WSW方向に延びるリニアメント(線状凹地)下を通過すると推定されている跡津川断層⁷⁾との位置関係を考えると、カルデラ内におけるNW走向の断層は共役関係にあつて主断層を左ズレにずらしている可能性がある。しかし、未だ確証は得られておらず、今後の課題としておくことにする。



写真11 湯川第13号砂防堰堤左岸道路のり面の断層露頭、熱水変質帯に沿っている。右はせん断面の条線

5. 変質作用と粘土鉱物分析結果

5.1 三期にわたる変質作用

筆者等はすでにカルデラ内では3回の異なった変質作用を受けていることを報告した^{3), 28)}。ここでは主にこれまでの調査結果からその要点をまとめておく。

第一期は主に立山火山の活動以前であり、基盤岩となっている花崗岩類岩体中の熱水変質作用である。その範囲は必ずしも明らかではないが、カルデラ内から西壁を越えて南西方向に幅広く延びていると考えられ、天然記念物となっている跡津川断層露頭でも広範に粘土化している状況を確認することができる。カルデラ内では広く鳶泥等によって覆われており、その全体像は把握できていないが、かつて多枝原谷中流部右岸に大規模な熱水変質帯の露頭があり(図2、T-1地点)、著しく劣化した花崗閃緑岩を確認することができた(図8、写真12)。この変質帯は多枝原凹地の南東端付近にあつて、凹地の中央部に向かって緩く傾斜している。また、有峰トンネルの変状調査資料²⁴⁾でも基盤岩が著しい変質・劣化していることが報告されている。

第二期は約20~22万年前の第1a期立山火山活動に伴う湯川谷火山岩類に見られる自変質作用である。この火山岩類については原山他⁷⁾によって記載されているように、湯川谷沿いや金山谷で基盤岩を覆う火山岩類は一見グリーンタフ様を呈している(写真13)。なお、金山谷で観察された花崗閃緑岩と湯川谷火山岩類との境界部には境界面に沿った軟質粘土を確認している(図2、K-1地点;写真14)。

第三期は主に第4期立山火山活動に伴う硫気変質であり、湯川谷の上流部渓床沿いで良く観察することができる。渓床部では国見泥あるいはそれに相当すると考えられる古い土砂状堆積物に粘土化帯あるいは粘土脈が形成され(還元色は緑灰色)、表層部

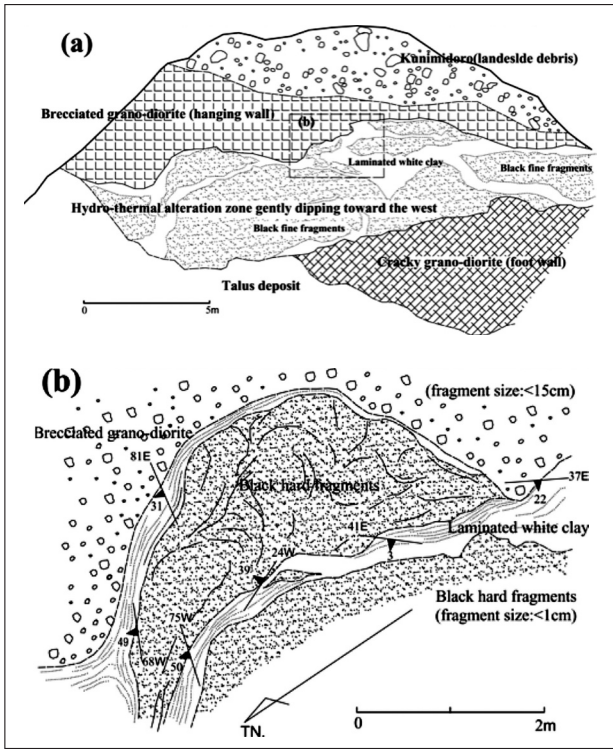


図8 花崗閃緑岩中の熱水変質帯⁶⁾



写真15 硫気変質による国見泥の変質状況(湯川谷上流部)



写真16 湯川谷左岸高標高部の硫気変質と崩壊跡



写真12 多枝原谷中流部右岸の熱水変質帯露頭、上部はカス泥の礫層



写真13 グリーンタフ様の湯川谷火山岩類(新湯直上流溪床)



写真14 花崗閃緑岩と湯川谷火山岩類の境界と粘土層(金山谷中流部)

は硫化鉄の酸化により赤褐色に変色している(写真15)。また、左岸山頂付近の高標高部でも硫気作用によって火山岩類の粘土化が進んでおり、表層部は広く赤褐色に変色し大小の崩壊跡が見られる(写真16)。

5.2 粘土鉱物分析結果

第一期および第二期の変質帯については、それぞれ図2に示したT-1およびK-1露頭から採取した粘土について鉱物のX線回析を行った。結果の一部を図9および図10に示した。前者からはスメクタイト・緑泥石・カオリナイトなどの粘土鉱物の他、石英・長石・方解石が検出された。後者からはイライト/スメクタイト混合層鉱物・緑泥石の他、石英・長石が検出されている。また、新湯付近の溪床部(写真11)で採取した湯川谷火山岩類の岩石粉末試料ではイライトと考えられる粘土鉱物の他クリストバライトが検出された。湯川谷沿いの硫気変質帯内で採取した粘土からは上記の変質鉱物に加えてクリストバライトが検出された。さらに、有峰トンネルの変状調査にともなって実施された花崗閃緑岩体内での粘土鉱物分析結果でもカオリナイトの検出が報告されている²⁴⁾。

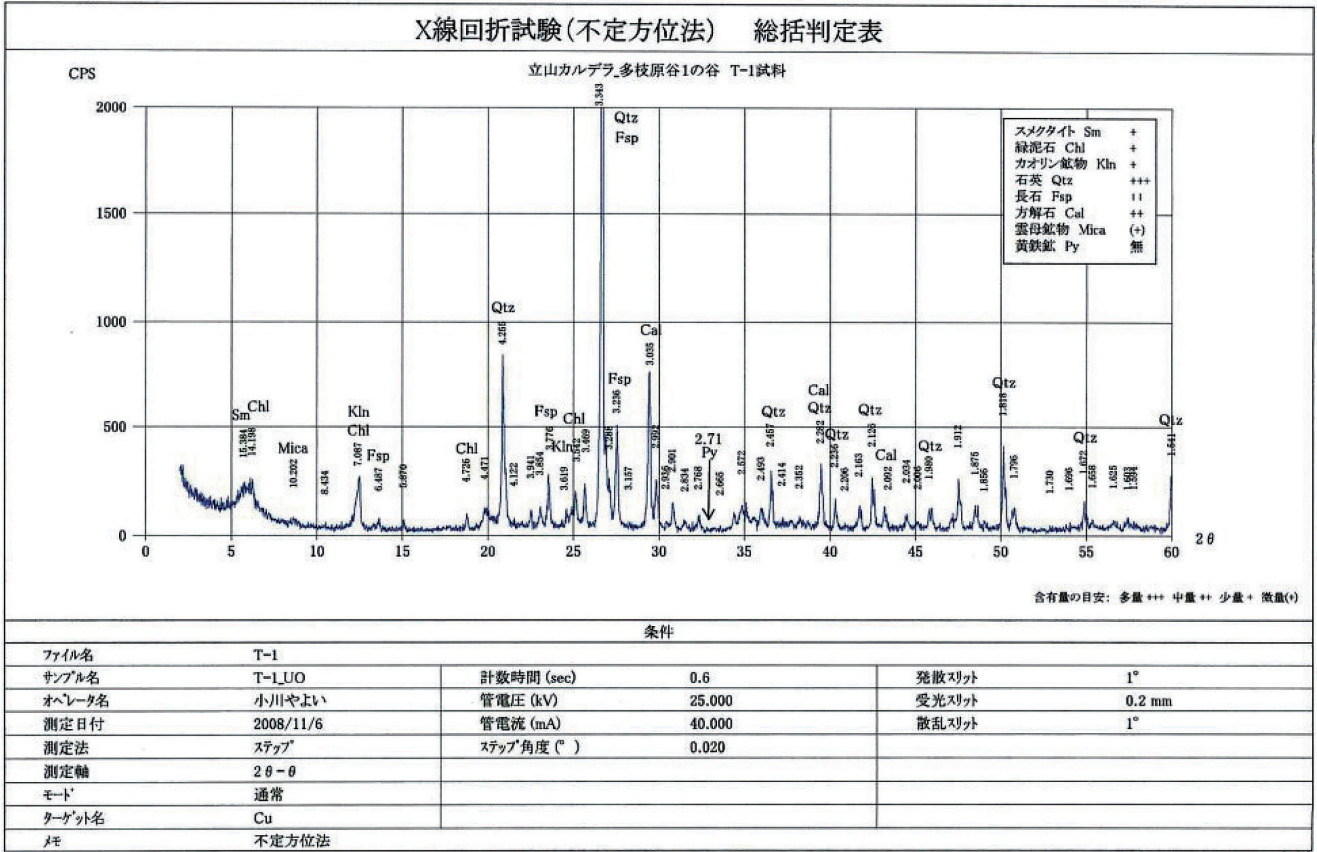


図9 多枝原谷右岸露頭(T-1)粘土の鉱物回折結果

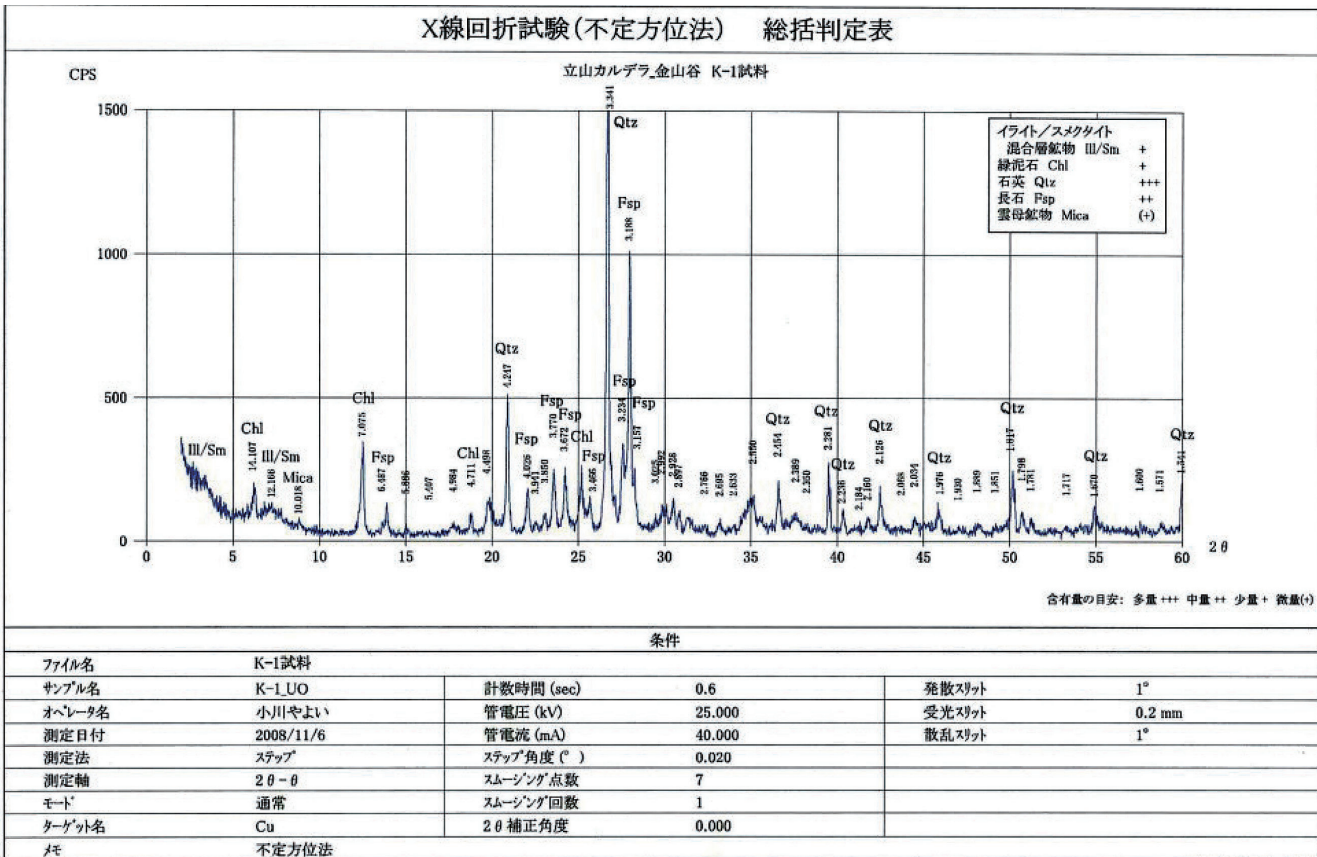


図10 金山谷の基盤岩と湯川谷火山岩類の境界(K-1)に介在する粘土の鉱物回折結果

6. 立山カルデラの形成機構と深層崩壊

現在では立山カルデラは侵食カルデラ⁷⁾とされているが、発生機構について詳しく調査検討された資料は見あたらない。筆者等は、過去の事変の特徴や堆積物の性状、分布、時代区分によって、深層崩壊がその主要因であるとの確証を得た。そして、素因は立山カルデラ内あるいはその周辺域を含めた3回におよぶ熱水変質や硫気変質にあると考えている。未だ課題も多く残っており、仮説の域をでないところもあるが、ここではこうした深層崩壊およびカルデラ形成のメカニズムについて考察する。

6.1 大鷲崩れと多枝原凹地の形成要因

Sato et al.²⁵⁾ は、カルデラ内の表流水の化学分析結果から、泥谷と多枝原谷の上部は火山ガスによる激しい風化作用を受けて母岩の強度が著しく低下しており、このことが大鷲崩れを起こした原因と結論づけている。この化学分析結果は過去の資料^{23,26)}とも整合しており、筆者等も多枝原凹地内やその周辺での表流水の電気伝導度・PH・水温測定などによって追認した²⁷⁾。また、泥谷と多枝原谷の溪床部には、黄鉄鉱を含みスレーキングの生じやすい岩塊

が見られる。立山砂防事務所の調査報告書^{23), 29)}にも山頂部周辺の安山岩は粘土化が著しいと記されており、1964年には多枝原谷の源頭部において大規模な地すべり性崩壊が発生し、268万m³に及ぶ土砂流出のあったことが報告されている²⁹⁾。この地すべりは硫気変質した湯川谷火山岩類と下位の花崗閃緑岩との境界付近にすべり面を有するものである。したがって、Sato et al.の主張するように大鷲山付近については、こうした変質劣化が大鷲崩れの原因となった可能性は否定できない。しかし、前述のように、より大きく崩壊したのは小鷲山である。その正確な位置は必ずしも明らかではないものの、大鷲崩れによって形成されたとされる多枝原凹地南縁の急崖や稜線部に分布する多枝原溶岩およびその下位にある花崗閃緑岩は比較的新鮮であり、過去の調査でも硫気変質を受けているとの報告はない。また、多枝原谷砂防堰堤のボーリング調査結果³⁰⁾では、深部においては花崗閃緑岩起源の礫が多くなることが確認されており(図3)、深層崩壊の主要な要因は基盤岩内にあったことを裏付けている。

水質分析の結果を見ると、多枝原・泥谷・兎谷の化学成分は、Ca-SO₄型であり、総イオン濃度が高い

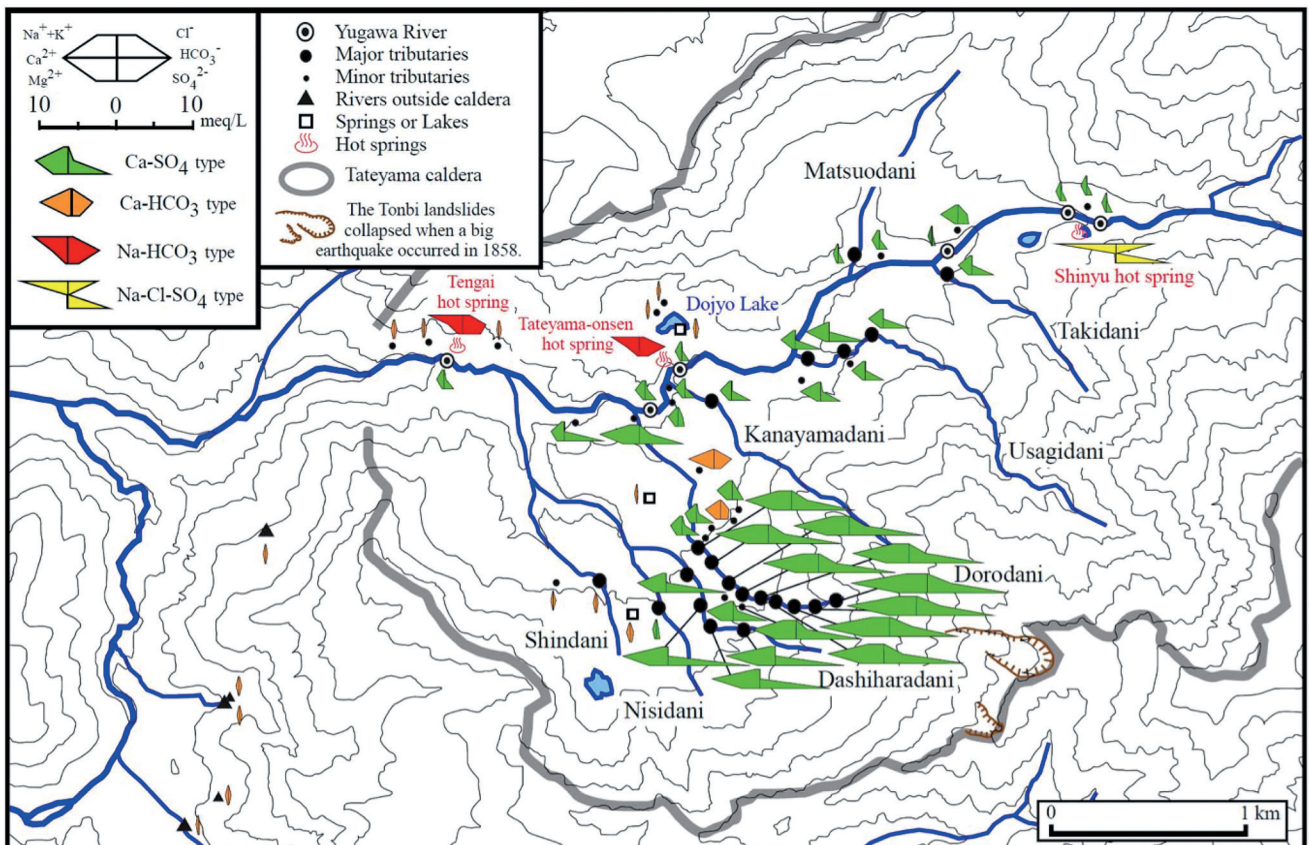


図11 カルデラ内における表流水の化学成分分布図 (Sato. et al, 2008)²⁵⁾

のに対して、西谷以西では表流水も湧水もCa-HCO₃型であって、溶存成分が極めて少ない(図11)。また、前出の報告書²³⁾によれば、泥谷の右岸1600m付近では熱湯が流れ、金山谷の右岸1650m付近には噴気孔があるという記載がある。実際に泥谷や多枝原谷の表流水は他の水系よりも常時高い温度であることを筆者等も確認している。しかし、このような温泉水が湧き出しているのは、旧立山温泉や新湯などのようにNE走向の湯川谷断層沿い周辺とNW走向の小断層が延びる金山谷沿いのみである。なお、旧立山温泉付近の水質はNa-HCO₃型であり、多枝原谷や泥谷の水質とは明らかに異なっている。これは前者の母岩が花崗閃緑岩であり、後者の母岩が湯川谷火山岩類およびその硫気変質部であることによるものと考えられている³²⁾。また、新湯は古文書によれば飛越地震に伴って湧出した温泉であることが報告されており、Na-Cl-SO₄型であって、これは火山活動に関連するものでマグマに由来するものらしい³¹⁾。いずれにしても、こうした現在の温泉の作用や水質もカルデラ内での崩壊が今も継続していることと深く関係していると考えられる。

一方、カルデラ内では3回の変質作用が確認でき、花崗閃緑岩体中の変質帯からは上述のような変質鉱物が検出されている。本来、方解石はアルカリの環境下で生成され、緑泥石・イライト・スメクタイトといった粘土鉱物は中性の環境下で生成されるが、前二者は比較的高温で、後者は常温から比較的低温で生成される。パイライトやクリストパイライトも中性の環境下で生成しうるが、どちらかと言えば酸性の環境であり、後者は概ね100°以下の低温で生成される。粘土鉱物のカオリナイトも酸性の環境下で生成される³³⁾³⁴⁾。しかし、ここではこれらの変質鉱物が混在する形で検出されている。このことは三期にわたる変質作用がほとんど同一箇所を重複していることを示すものであり、野外観察によって確認されるように、多枝原凹地の南西部以外ではそれぞれの変質帯が重複していることと調和している。

湯川谷火山岩類の下部層は緑色変質を受けて多少軟質化してはいるものの、粘土状を呈するわけではなく強度的にもさほど劣化した状態ではない。また、硫気変質は国見泥のような未固結堆積物や山頂部に限定されている。これに対して、多枝原凹地では古い大規模な熱水変質帯が確認され、有峰トン

ネルの調査資料でも熱水変質による広範な劣化が報告されている。したがって、多枝原凹地では基盤岩が広範に劣化しており、それが大鳶崩れだけでなく、高野³⁵⁾が述べているように、それ以前の崩壊を物語るダシハラ「出し原」の由来であり多枝原凹地形成の大きな要因である可能性が高い。ただ、深層ボーリング調査等から推定される多枝原地すべりに関しては、後述のように、湯川谷火山岩類と基盤岩との境界面の粘土化など別な要因による可能性がある。

6.2 国見地すべりの発生と過去の深層崩壊

国見地すべりの存在は、過去には指摘されていなかったものであり、今のところその根拠は地形的なものに寄るところが大きい。しかし、前述のように、新湯の対岸付近には基盤岩である花崗閃緑岩を被って、岩塊を含む厚い崩積土の露頭が確認できる。原山他⁷⁾によれば、湯川上流部右岸に分布する湯川谷火山岩類は、基盤岩を被って緩く湯川方向に傾斜していると報告されている。また、金山谷では基盤岩との境界に高塑性の粘土を確認しており(写真14)、こうした地質条件が巨大な岩盤地すべりの素因になったものと考えられる。前述のように、国見泥は国見地すべりの移動体の一部が二次的に崩壊したものであると考えられる。今のところこの崩壊は下流域にある粟巢野段丘の形成に関与していると考えられるが、筆者の一人菊川は過去にこの粟巢野段丘を被う始良Tn火山灰(AT)を確認している。粟巢野段丘の形成期を藤井・金子¹⁷⁾は約2万年前としている。しかし、前述のように、その後ATの年代が更新されたことや露頭状況からこのATは再堆積したものであり、筆者等は3万年程度前の出来事であろうと推定している。

ところでOuchi and Mizuyama¹⁴⁾は、鳶泥の範囲を詳しく調査し、多枝原谷下流部・泥鱒池周辺・水谷等の露頭において、明らかに鳶泥より締まりが良く、それより古いと考えられる不淘汰な礫層を確認している。多枝原谷に関しては、他にも同様な指摘がある²⁹⁾。また、酒井他²⁰⁾や丹保²¹⁾が立山温泉跡地付近で行った物理探査でも基盤岩とは異なる厚い被覆層あるいは崩壊土砂堆積層の存在が指摘されている。これらは上述した多枝原地すべりの存在を裏付けるものと思われるが、一部は国見泥の可能性も

あり、両者が同時発生したことも考えられる。

なお、今回露頭を発見した湯川谷断層については、明らかな活断層であり、その活動のたびに大規模でかつ多くの深層崩壊の引き金となったことは想像に難くない。しかし、この断層の活動はそうした深層崩壊の直接の誘因だけではなく、その素因である熱水変質にも深く関わっている。ところで、立山カルデラ内での温泉の湧出箇所は新湯を含め概ねこの湯川谷断層沿いか（朴木他²⁶ 参照）、これと共役関係にあると考えられる金山谷沿いの小断層上に位置している。また、多枝原凹地より西方では温泉湧出は認められないが、旧立山温泉の近接箇所では実施されたボーリング調査¹⁶では深度50m付近以深で120～150度に達する熱水が確認されている。こうしたことから、現在の温泉の熱源は立山の火山活動にあり、地下水飽和帯以深では現在も活断層に沿った熱水変質が継続しているものと考えられる。

6.3 今後の予測と課題

小論ではカルデラ形成に大きく関与したと考えられる過去の深層崩壊をテーマに、主に大鳶崩れと国見地すべりおよび国見泥を発生させた大崩壊について記述し、その発生機構について議論した。ここではその結果に基づいて今後の深層崩壊の予測と問題点についてまとめておくことにする。

筆者等が、今後カルデラ内およびその周辺で深層崩壊が発生すると予測する箇所は次の3箇所である。

第一は、国見地すべりである。近年の直下型地震による斜面崩壊の調査経験から、尾根の先端部や斜面上にある独立峰は地震動の増幅によって崩壊が生じやすいことは筆者等も強く認識しており、多くの専門家のほぼ一致した見解である³⁶。国見地すべりの末端部にあって1952mの独立峰を頭部とする二次地すべり地形やその背後に連なる尾根地形は、まさにそうした形態をなしている。さらに、湯川谷に向かって傾斜するとされる湯川谷火山岩類の底面やその部分の粘土化等の条件を考えると、今後の地震によって崩壊する危険性の高いことが指摘される。そうした観点において、現在立山砂防事務所湯川谷に建設中の砂防ダム群は、湯川の溪床低下を防ぎ、国見地すべりの末端侵食を防止することになり、理にかなったものである。ただ、このようなハードな対策には限界があり、今後避難体制やモニタ

リングなどソフト面での対応も必要であろう。

第二は、松尾峠の南西方にある1882mの独立峰を頂点とし、水谷を北縁とする山塊である。これも上記のような地震動に弱い地形条件を整えている。この箇所で万一深層崩壊が発生した場合は、大鳶崩れ以上の災厄が生ずる可能性がある。ただ、斜面安定という観点においてこの周辺の地質条件は明らかになっておらず、今後の大きな課題として提起しておくことにする。

第三は、カルデラ西壁から真川谷にかけての山体である。ここでは上記の独立峰のような顕著な地形条件は認められず、現時点での具体的な位置の特定は困難である。しかし、この山体では多枝原池の付近にあったと考えられる小池山（小地山）や有峰トンネルの西方にあったと考えられる熊倒山が地震動によって崩壊した可能性が高い。また、多枝原池を囲むミニカルデラの南方には、旧滑落崖跡と考えられる急崖が残っており（図1）、山頂部の平坦地には線状凹地も見られる。地質条件も、基盤岩は跡津川断層沿いに広く熱水変質を受けて劣化していることに加え、山頂部にはいわゆるキャップロックとなる有峰トンネル溶岩が分布し、地下水を貯留しやすい条件にある。実際に有峰トンネルの西側坑口寄りでは常時湧水が流れ落ちている状況であり、斜面安定上好ましくない地質条件である。

立山カルデラ内での深層崩壊は、過去の経験からも明らかなように、富山平野に直接的な災厄をもたらすことになる。したがって、災害防止あるいは軽減という観点で今後も調査研究が進められることを期待したい。

7. まとめ

筆者等の研究により、立山カルデラ内では過去に巨大な深層地すべりあるいは深層崩壊が繰り返し発生していることが明らかになってきた。その初生的深層崩壊は、松尾谷源頭部や現在の多枝原池を取り巻く鍋底状の地形（侵食カルデラの原型とも言える）に代表されるようなものであったろうと考えられる。そして、多枝原凹地は、そうした初生的巨大崩壊によって形成されたカルデラ壁が、大鳶崩れを含め大小の崩壊を繰り返してきたことによって現在のよう形に発展したものであることは想像に難くない。その素因となったのは、跡津川断層系北縁部で

生じた3期にわたる変質作用に起因するものであり、こうした変質作用は衰退あるいは変容しているものの、現在も継続中である。特に、第一期目の基盤岩内の変質作用は断層に沿ってカルデラの外にまで及ぶ広範なものであり、多枝原凹地の形成に大きく関与した可能性が高い。また、国見地すべりや国見泥の発生は、こうした基盤岩内の広域変質に加えて、立山火山活動の初期に発生した自変質作用に関係するものであり、湯川谷火山岩類の基底部に及ぶ深層地すべりあるいは深層崩壊と考えられる。さらに、現在も山頂部などで進行中の硫気変質はカルデラの形成にかかわる巨大深層崩壊には直接的には関与していないものの、カルデラ壁を拡大し、多量の土砂流出を発生させる大きな要因の一つとなっている。

最後に、立山カルデラではその周辺域を含めて、まだ大災害に直結すると考えられる深層崩壊の可能性の高い斜面が存在しており、さらなる調査研究が望まれる。

謝辞

本稿をまとめるに当たり、藤井昭二富山大学名誉教授、同理学部竹内章教授、酒井英男教授には立山カルデラの地質や跡津川断層に関してご教授ご指導頂いた。小嶋智岐阜大学工学部教授には一部共同研究者としてご協力頂くと共に、年代測定のご援助を頂いた。島津光夫新潟大学名誉教授およびTerra-Fluid Systems 中野啓二氏には熱水変質や温泉に関してご教授頂いた。赤井純治新潟大学名誉教授および国土防災技術株式会社の柴崎達也氏には粘土鉱物分析のご援助を頂いた。故佐竹洋富山大学教授および元立山カルデラ博物館学芸課の米谷正広氏には地下水の化学組成等についてご教授頂いた。独立行政法人防災科学技術研究所の井口隆博士には空中写真の提供を頂いた。国道交通省北陸地方整備局立山砂防事務所からはボーリングコア観察のご許可を頂くと共に、調査資料の提供をいただいた。日本応用地質学会の第2期地すべりの初生に関する研究小委員会のメンバーの方々には、現地視察やコア観察による貴重なご意見を頂いた。株式会社アーキジオの岩木雅文氏、陰地章仁氏、石井仁美氏および細野真弓氏（現NTCコンサルタンツ株）には現地調査にご協力頂いた。これらの方々に対しここに記して感謝の意を表すしだいである。

引用文献

- 1) 野崎保・米谷正広・菊川茂 (2009) : 鳶泥と国見泥 (予報) – 立山カルデラ内の巨大崩壊堆積物 –. 第48回日本地すべり学会研究発表会講演集, pp.178-179.
- 2) 野崎保・米谷正広・菊川茂 (2009) : 立山カルデラと巨大崩壊の成因に関する問題点. 日本応用地質学会平成21年度研究発表会講演論文集, pp.11-12.
- 3) 野崎保・陰地章仁・菊川茂 (2010) : 鳶泥と国見泥 (第二報) – 立山カルデラ内の崩壊と変質作用 –. 第49回日本地すべり学会研究発表会講演集, pp.37-38.
- 4) 野崎保・菊川茂 (2011) : 鳶泥と国見泥 (第三報) – 立山カルデラでの古期巨大崩壊 –. 第50回日本地すべり学会研究発表会講演集, p.29.
- 5) 野崎保・菊川茂・小嶋智 (2012) : 鳶泥と国見泥 (第四報) – 立山カルデラ内の「泥」の層相と年代測定結果 –. 第51回日本地すべり学会研究発表会講演集, p.119-120.
- 6) 野崎保・菊川茂 (2012) : 立山カルデラの形成と深層崩壊の歴史 – 鳶泥と国見泥 –. 日本地すべり学会誌, Vol.49, No.4, pp.44-51.
- 7) 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.
- 8) 町田洋 (1962) : 荒廃河川における侵蝕過程 – 常願寺川の場合 –. 地理学評論, Vol.35, No.4, pp.1-18.
- 9) 日本地すべり学会 地すべりに関する地形地質用語委員会編 (2004) : 地すべり, 地形地質的認識と用語, p.17.
- 10) 赤羽久忠・竹内章・山本茂・國香正稔・朴木英治 (2000) : 立山カルデラ – 新湯・砂防と跡津川断層. 日本地質学会第108年学術大見学旅行案内書, pp.117-135.
- 11) 嶋本隆一・飯田肇 (2000) : “大鳶崩れ” に関わる災害絵図作製に関する一考察. 立山カルデラ研究紀要第1号, pp.17-26.
- 12) 立山カルデラ砂防博物館 (1998) : 越中山大鳶崩れ. 安政五年大地震大洪水の古絵図集成.
- 13) 町田洋 (1984) : 巨大崩壊, 岩屑流と河床変動. 地形, Vol.5, No.3, pp.155-178.
- 14) OUCHI S. & MIZUYAMA T. (1989) : Volume and Movement of Tombi Landslide in 1858, Japan. 地形, Vol.10, No.1, pp.27-51.
- 15) 藤井昭二・中村俊夫・酒谷幸彦・高橋裕史・工藤裕之・

- 山野秀一 (2011): 常願寺川扇状地の形成と災害についての 2, 3 の知見. 立山カルデラ紀要第 12 号, pp.1-10.
- 16) 国交省北陸地方整備局立山砂防事務所 (2010): 立山カルデラ内堆積土砂調査作業報告書 (明治コンサルタント株式会社)
- 17) 藤井昭二・金子一夫 (1999): 称名滝の後退速度 - 称名川, 真川, 常願寺川の侵蝕立 -. 富山県「立山博物館」研究紀要, 第 6 号, pp.85-90.
- 18) 菊川茂 (1999): 2 万年前の立山カルデラは湖? 博物館だより第 4 号, p.4.
- 19) 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第 6 号, pp.11-25.
- 20) 酒井英男・澤田豊明・飯田肇 (2000): 立山カルデラの電磁気探査. 立山カルデラ研究紀要第 1 号, pp.9-16.
- 21) 丹保俊哉 (2008): 跡津川断層の東端を探る. 博物館便り 41 号, p.2.
- 22) 北陸地方土木地質図編纂委員会 (1990): 20 万分の 1 北陸地方土木地質図.
- 23) 建設省北陸地方建設局立山砂防工事事務所 (1978): 昭和 53 年度多枝原平原頭部地質及び湧水調査報告書 (国際航業株式会社).
- 24) 建設省北陸地方建設局立山砂防工事事務所 (1986): 有峰トンネル変状調査報告書 (株式会社パスコ).
- 25) Sato Y., Kometani M., Satake H. (2008): Geochemistry of surface water in Tateyama Caldera, northern central Japan. - its relation to large-scale landslides -. Proceedings of 36th IAH Congress, Oct. 2008 Toyama, Japan. Integrating Groundwater Science and Human Well-being.
- 26) 朴木英治・赤羽久忠・山本茂・金山昌一 (2000): 立山カルデラ内の温泉および湯川の主要様成成分組成 - 湯川のイオン組成に対する温泉と支流の役割 -. 立山カルデラ研究紀要第 1 号, pp.1-7.
- 27) 国交省北陸地方整備局立山砂防事務所 (2009): 平成 20 年度立山カルデラの発生と崩壊に関する資料作成業務報告書 (株式会社アーキジオ).
- 28) 国交省北陸地方整備局立山砂防事務所 (2011): 平成 22 年度立山カルデラの発生と崩壊に関する資料作成業務報告書 (株式会社アーキジオ).
- 29) 建設省北陸地方建設局立山砂防工事事務所 (1973): 常願寺川流域崩壊地調査報告書 (総括編).
- 30) 国交省北陸地方整備局立山砂防事務所 (2011): 平成 23 年度立山砂防事務所管内地質調査業務報告書 (株式会社アーキジオ).
- 31) 米谷正広 (2007): 新湯温泉の変化. 博物館だより, 第 35 号, p.2.
- 32) 米谷正広 (2009): カルデラ内河川水の地球化学的特徴から見た崩れ. 博物館だより, 第 42 号, p.2.
- 33) The Society of Resource Geology (1996): Epithermal gold deposits, Styles, characteristics and exploration.
- 34) 吉村尚久編著 (2001): 地学双書 32 粘土鉱物と変質作用, 地学団体研究会, p.213.
- 35) 高野靖彦 (2007): 立山温泉の名称をめぐって. 博物館だより, 第 34 号, p.2.
- 36) 日本地すべり学会 (2012): 地震地すべり, pp.99-103.