

立山カルデラの地質学的形成史 ー総集編ー

野崎保¹⁾ 菊川茂²⁾

¹⁾野崎技術士事務所 ²⁾立山カルデラ砂防博物館

1. はじめに

本稿の内容はすでにその概要について同名のタイトルで公表したが¹⁾、ここではさらに既往の資料も含めて、これまでに行ってきた筆者等の立山カルデラの成因に関する調査・研究成果にその後の新知見を加えて詳細を記録すると共に筆者等の考え方を示したものである。

20世紀末頃までは、多くの専門家の中で深層地すべりは地震によって発生するものではない、という漠然とした共通認識があったように思われる。しかしながら、1999年の台湾・集々地震では草嶺地すべりや九分二山地すべりといった巨大初生地すべりが発生した^{2).3).4)}。これ等に続いて我が国では2004年の新潟県中越地震⁵⁾や2008年の岩手宮城内陸地震^{6).7)}中国四川省では2008年の汶川地震⁸⁾によって多くの大規模地すべりが発生した。さらに、全世界的にも近年の気候変動に伴う豪雨や風雪等による大規模な自然災害が多発する傾向にあることは否めない事実である。こうした問題を踏まえて、筆者等は10年程前から富山県東部の北アルプス山中にある立山カルデラ(図-1)の発生に深い関りを成す深層崩壊について調査研究を進めてきた。

立山の最高峰である大汝山(標高3015m)の南西方には楕円形の大規模な凹地があり、立山カルデラと呼ばれるようになった⁹⁾。当初は立山の火山活動に伴って形成されたものとする考え方もあったようだが¹⁰⁾、現在では深層崩壊あるいは侵食によって形成されたものであることが明かにされている^{11).12).13)}。実際に、1858年に発生した飛越地震では我が国の三大崩壊の一つとして知られる大鳶崩れが発生しており、それ以前の深層崩壊もカルデラ内を縦断する跡津川断層によって引き起こされた地震活動が引き金になったものと考えられるようになった。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ことが明かになってきている。本稿は、野崎・菊川^{14).15)}およびNozaki¹⁶⁾に追加・修正を加え、立山カルデラの形成機構を地質学的見地

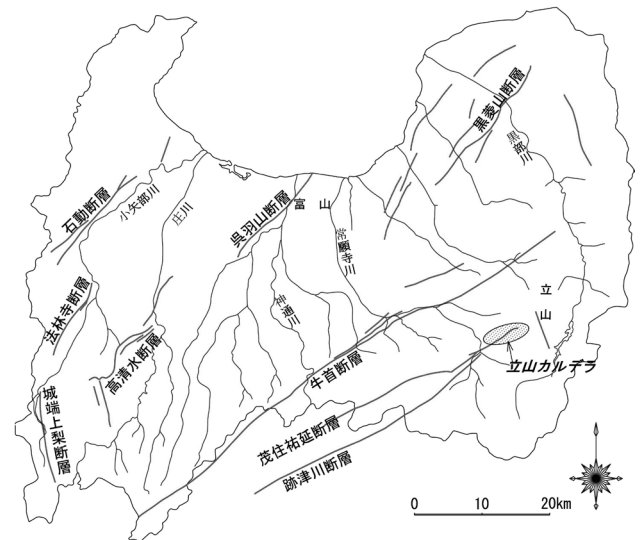


図-1 富山県内の主な活断層分布と立山カルデラの位置

から総括的にまとめたものである。以下の記述は特にことわらない限りこれらの資料に基づくものである。

2. 地形地質概要

2.1 地形

立山カルデラは、図-2に示すように、周囲を稜線で囲まれた巨大な凹地である(太線内)。その規模は、東北東-西南西方向に約6.5km、北北西-西南南東方向に約4.5km、深さ500m前後に達しており、周囲を高い崖によって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、黒部川流域と常願寺川流域の分水嶺に源を発し、途中多くの支溪流を合わせながら東から西に流下している。カルデラ西外壁を横断する峡谷には1939年に完成した落差108mに達する白岩ダムがある。これを通過したのち南側から流下する真川に合流し、常願寺川となって北西方向に流下する。カルデラ内では現在も国の直轄事業として砂防工事が継続されており¹⁷⁾、近年大規模な崩壊や土石流の発生は減少してはいるものの、内壁の急崖部には今も多くの活動的な崩壊地を見ることができる(図-3、4、5参照)。

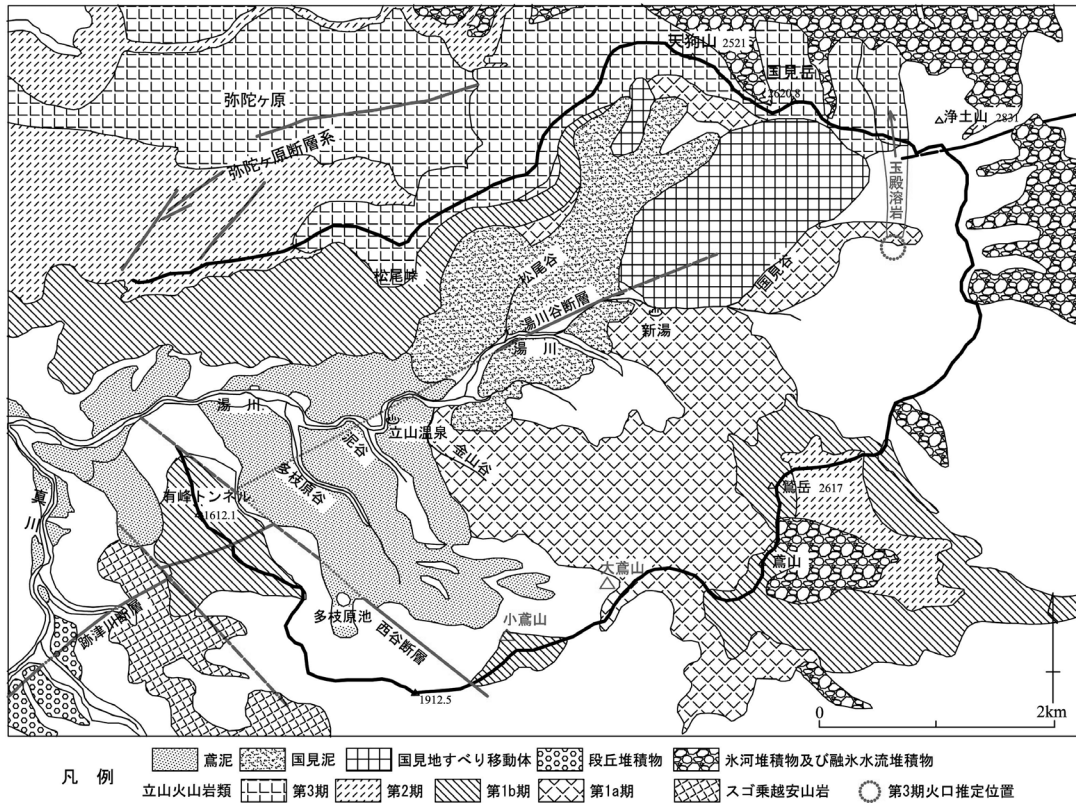


図-2 立山カルデラおよび周辺域の第四紀地質概要(地質図幅「立山」¹¹⁾を改編)

立山カルデラは火山活動とは無縁ではないが、噴火活動に伴って形成された陥没カルデラではなく、何回もの大規模な深層崩壊を主体とする侵食作用によって形成されたものである。このためにその形状はかなり複雑であり、起伏の激しい地勢を成している。その中でも二つの比較的起伏の少ない大規模な凹地形が注目される。その一つは多枝原谷を中心とする平行四辺形に近い形状の凹地であり(図-3、4)、地元ではダシワラ谷(あるいはダシワラ平)と呼ばれているが、ここでは周辺斜面を含めて多枝原(ダシワラ)凹地と呼ぶことにする。もう一つは国見岳と天狗山の下方にある鍋底のような凹地である(図-5)。前者の南東側斜面では1858年春に地震を引き金とした大鳶崩れが発生し、その後の地すべりダムの決壊による「鳶泥」によって富山平野に大災害をもたらした。凹地の底はこの鳶泥によって埋め尽くされて広くなだらかな谷となり、ダシワラ平と呼ばれるようになった。後者の場合も凹地の下方斜面に松尾谷を中心とする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-6)。この鍋底状の凹地は過去には立山火山の爆裂火口であると考えられたこともあったようだが、現在では有史以前の大規模な深層崩壊によるものであることが明らかになってい



図-3 荒廃した多枝原凹地(1947年8月、米軍撮影)。中央下部が大鳶崩れの発生源



図-4 北側上空から俯瞰した多枝原凹地(2013年10月、井口隆撮影)。中央左寄り上部の凹地が大鳶崩れの発生源であり、その右側の窪みは多枝原池の凹地

る。この凹地の東側に隣接し国見岳南側斜面直下にある緩傾斜な台地は御歌面³⁶⁾と名付けられている。図に示すように、これも有史以前の深層地すべりによって形成された移動体の頭部であり、西側の鍋底状の凹地はその一部が崩壊して形成されたものと考えられる。さらに詳しい地形状況については、野崎・菊川¹⁵⁾を参照されたい。

2.2 立山火山とカルデラの地質

立山火山は弥陀ヶ原火山と呼称されることもあるが、ここでは小林¹⁸⁾に従って初期の活動も含めて前者の名称を用いることとし、立山火山の噴出物の層序等については、Yamasaki et al.¹⁰⁾のステージ区分を踏まえた原山ほか¹¹⁾に従うことにする。カルデラ内は、崩壊や地すべりによる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の第1a期(約22~20万年前)の噴出物である湯川谷火山岩類から成っている。立山火山第1b期~第3期(約15万~4万年前)とされる火山噴出物は外縁の稜線部およびその外側にかけて分布するものの、カルデラ内ではこれら第1b期以降の噴出物が欠如している。現在の第4期火山活動(約4万年以降)の中心は室堂の地獄谷付近にあるが、図-2に示すように、最後の溶岩噴出を伴った第3期火山体の中心は現在の湯川谷源頭部にあったと考えられている^{11), 12)}。しかし、玉殿溶岩の噴出を最後にこの火山体は消失してしまっている。中野¹⁹⁾によれば、第1期活動の中心はカルデラのさらに南方にあり、時代をおって活動の中心が北に移動していったと考えられている。

カルデラ内の二次堆積物は、図-2に示すように、1858年の飛越地震に伴って発生した大鳶崩れの堆積物である「鳶泥」、約3万年前の深層地すべりによって発生したと推定される「国見地すべり」およびそれに引続いて発生した深層崩壊による「国見泥」が主要なものである。さらに、鳶泥に被われて地表部ではほとんど観察できないが、その下位には国見泥の時代に対比される多枝原地すべりの崩土が分布する。また、湯川等の溪流沿いには様々な年代の土石流堆積物が確認されており、多枝原凹地や松尾平も数10~数100年前の崩壊物で被われている。

一方、カルデラの西端から南西方へ約2.5kmの真川右岸には確実度I、活動度A級の活断層²⁰⁾とされ



図-5 北東側上空から俯瞰した立山カルデラの全景(2013年10月、井口隆撮影)。中央下部の凹地が国見泥の発生源



図-6 湯川谷上流部右岸側斜面の地形(基図は国土地理院地図)

る跡津川断層の露頭があり、国の天然記念物に指定されている。最近筆者等によってカルデラ内においてもその延長と考えられる活断層(湯川谷断層)が発見された¹⁵⁾。図-2に示すように、カルデラは跡津川断層の北東端に位置するが、後述するように、この断層は北西-南東方向の断層(西谷断層)と共役関係にあるものと推定される。一方、真川の断層露頭からカルデラ内に至る跡津川断層沿いには幅広い熱水変質帯が形成され、基盤岩である花崗岩類の劣化が著しい。

3. カルデラ形成に至る背景としての地質要因

小林¹⁸⁾は立山カルデラの成因に関連して、「立山水期以降または途中で氷河の源流であった高い山が無くなった。高い山の消失にマグマ性の火山活動が関係した形跡はないので、非火山性の要因で山が無くなったとみられる」と記している。また、中野ほか¹²⁾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、侵食されてできた地形」としている。このように、現在では立山カルデラは火山活動に伴

う陥没凹地ではなく、山体侵食の結果として生じたものであることが定説となっている。しかし、北アルプスのような高山地帯にこれほどの規模の侵食凹地が形成されるのは極めて異例であり、ここではその主要な地質要因と考えられる熱水変質作用と跡津川断層について記述する。

3.1 三期にわたる熱水変質作用

野崎・菊川¹⁵⁾は、現在の立山カルデラの分布範囲において三期にわたる熱水変質作用があったことを報告した。その分布範囲は必ずしも明確なものではないが、概ね図-7に示すように、互いに輻輳しており、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^{21), 22)}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の活動期との関係が紛らわしいが、両者の関係は表-1に示すとおりである。

表-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

図-8はかつて多枝原谷の中上流部右岸斜面(図-7参照)で観察された第Ⅰ期変質帯露頭の写真と露頭スケッチである。中央の粘土化および細礫化したゾーンは特に劣化の激しい部分であり、図の手前(西方)に20~30度の角度で緩く傾斜している。こうした劣化帯の分布範囲は必ずしも明らかではないが、

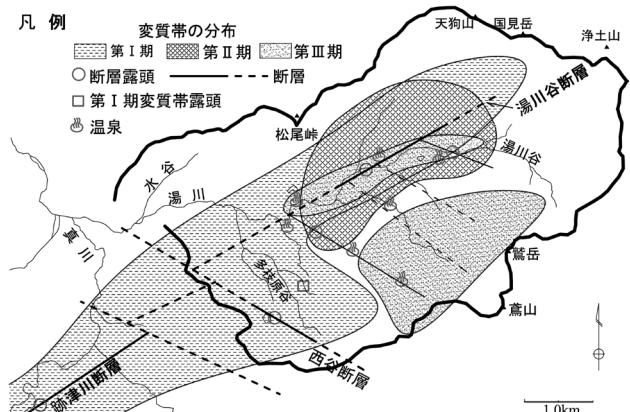


図-7 活断層と三期の変質帯分布図

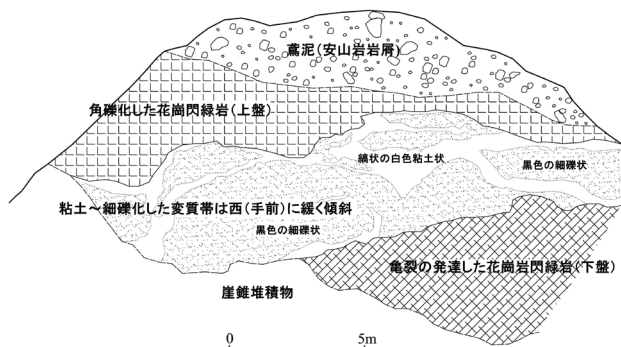


図-8 第Ⅰ期変質帯露頭¹⁵⁾

カルデラ西外壁を横断する有峰トンネルの補修工事中にもこれと同質でカオリナイトを主とする白色粘土を伴う劣化帯の観察記録が残されている²³⁾。さらに南西方にある跡津川断層露頭でも周辺一帯の花崗岩が粘土質な砂状を呈している。また、酒井ほか²⁴⁾および丹保²⁵⁾は、立山温泉付近における物理探査によって低比抵抗帯を捉え、カルデラ内における跡津川断層の延長部と推定している。しかし、より正しくは湯川谷断層に沿った第Ⅰ期の熱水変質による劣化帯(粘土化帯)を捉えたものと考えられる。こうした状況から、図に示すように断層沿いに広範囲にわたる変質劣化帯が帯状に分布していると推測できる。この第Ⅰ期変質作用の発生時代は定かではないが、立山火山の活動期より古い時代のものである。そして、その劣化域は基盤の花崗岩類に限られるが、近畿・北陸から東北地方にかけての日本海側一帯に観られる花崗岩体の変質と同様なものであるらしい(故島津光夫新潟大学名誉教授談)。実際に、Sato *et al.*^{26), 27)}によると、一部周辺域を含むがこれまでにカルデラ内で行われた表流水や湧水の分析結果では、多枝原凹地の中央部より南西側での水質はCa-HCO₃型であるものの、ほとんど溶存成分を含まず水温も低く、熱水変質作用が継続している形跡は観られない。これに対して、後述する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。この他に朴木ほか²⁸⁾により、旧立山温泉や泥谷

の下流部に湧出する温泉はNa-HCO₃型、新湯はNa-CL-SO₄型であることが確認されている。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)」が含まれているためと思われる。すなわち、カルデラ内中央部～東部では熱水が断層群に沿って湧出していると考えられるが、これは立山火山活動に由来するものであり、第Ⅰ期変質作用とは異なるものである。

第Ⅱ期変質作用の影響範囲は、第1a期の湯川谷火山岩類のみに観られるものであり、相対的に標高の低い湯川谷の両岸に分布する下部層が主体である。いわゆるグリーンタフ変質に酷似しており、X線分析の結果からは緑泥石とイライト・スメクタイト混合層鉱物等の変質鉱物が検出されている。このように下部層は火砕岩を主体とし、全体的に強い緑色変質を受けて岩組織がやや不鮮明である。これは、湯川谷火山岩類の活動期以前に現在のカルデラ東部に位置する辺りにすでに古い湖を伴った凹地があって、そこで水中堆積し自身のマグマ残留液による熱水変質を受けたことによるものであるらしい¹⁰⁾。全体にやや軟化しているものの割れ目間隔が広く塊状を呈している。しかし、高標高部に分布する上部層は第Ⅲ期の変質作用を受けているところがあるものの、初生的には未変質あるいは弱変質である。

第Ⅲ期の変質作用は、約4万年以降の第4期火山活動に伴うもので、不飽和帯における硫気変質であり、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還元色は青緑色を呈するが、



図-9 亀裂の発達した花崗閃緑岩(左下半部)と塊状の湯川谷火山岩類との境界。境界面には高塑性粘土が介在する。

表層は酸化により黄褐色～赤褐色を呈している。この変質は基本的に地下水位より浅い不飽和帯に限られ、鳶山や鬼岳周辺部以外の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、図-7に示したように、カルデラ内に見られる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。さらに、立山温泉跡付近で実施された調査ボーリングの結果では、深度50m付近以深で100℃を超える熱水が確認されている²⁹⁾。こうした表層部の変質作用は明らかに立山火山の第4期活動に伴うものであるが、深部の飽和帯では第Ⅰ期とは別の新たな熱水変質作用が生じ、現在も続いているものと考えられる。多枝原凹地の北東側急斜面上方にある金山谷では、亀裂の発達した花崗閃緑岩と緑色変質し塊状の岩体をなす湯川谷火山岩類との境界部においてスメクタイトを主とする高塑性の粘土が介在している。これも金山谷の小断層沿いに上昇してきた熱水的作用によって、飽和帯内で生成されたものであろうと推定される(図-9参照)。

3.2 活断層と地震活動

1858年の飛越地震は跡津川断層の活動によって引き起こされたものであり、その断層露頭がカルデラ南西方の真川右岸にあって天然記念物に指定されている。立山地質図幅¹¹⁾では、その北東延長部は二本に枝分かれする形で示されているものの、カルデラ

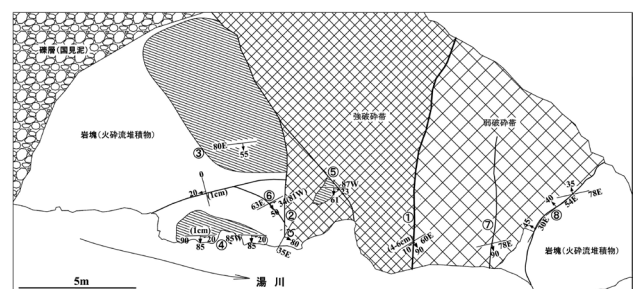
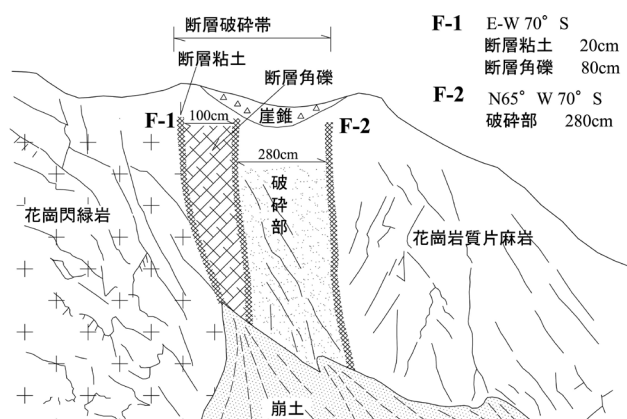


図-10 湯川断層の露頭スケッチ

図-11 西谷断層(F-2)のスケッチ(調査報告書³⁰より転載)

内への追跡はされていない。しかしながら、筆者等は湯川谷と松尾谷との合流点直上流左岸で国見泥中の巨岩を切断する活断層露頭(図-10)を発見し、湯川谷断層と命名した。この断層と跡津川断層との関係は必ずしも明らかではないが、互いの走向や配列状況から図-2、図-7に示すように、NW走向の断層群と共役関係にあるものと推定される。カルデラ西壁稜線部ではNE-SW方向に走る二本の線状凹地があり、立山地質図幅での跡津川断層のトレースはこれを根拠にしたものと考えられる。しかし、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が、昭和60年頃に実施されたトンネルの補修工事に伴う地質調査記録²³やスケッチ図には著しい変質帯の記載以外に断層と考えられるような記録は見られない。したがって、この線状凹地が地下の断層をトレースしたものである可能性は低く、存在したとしても副次的なものであり主断層はより明確な南側のリニアメントに相当するものと思われる。また、立山砂防工事事務所³⁰によれば、多枝原池の東側に隣接する西谷の支渓である新谷の入り口付近(図-14参照)で図-11のような断層露頭が記録されており(F-2断層の走向傾斜はN65°W、70°S)、ここでは西谷断層と呼ぶことにする。この西谷断層が活断層であるという証拠はないものの、上記リニアメントや湯川谷断層(N60°E、90°)との配置からすると跡津川断層は西谷断層と共役関係にある可能性が高い。すなわち、跡津川断層と湯川谷断層の配置のズレは西谷断層の左横ズレ変位によるものと考えられることによって説明できる。また、地形解析からその南西側にもNW走向の左横ズレ断層が推定される。これら以外にもカルデラ内には金山谷において破碎規

模はせいぜい数cm程度のものであるが、明らかに谷の方向を規制する断層が観察される。この谷の上流部では温泉や噴気が確認されており³⁰、泥谷の上流部では常に温泉水が流れている。同様の断層は新湯に近い上流部の溪床でも確認され、断層沿いにシリカの沈殿脈を伴っている。周辺に観られるNW走向のリニアメントも一連の副次的断層であろうと考えられる(図-7参照)。

このように、立山カルデラは跡津川断層北東端の歪集中部に発生したものである。この断層の平均活動間隔は2300~2700年とされており³¹、立山カルデラではその発生時からまさに直下地震を10回以上経験したことになる。

4. 大規模深層崩壊

4.1 堆積物の分布・規模・発生形態

立山カルデラでは安政五年の飛越地震によって我が国の歴史上最大級の深層崩壊が発生し、下流域の富山平野にも大災害をもたらした。その影響は現在に至るまで続いており、今も国の直轄事業として砂防工事が継続されている¹⁷。これまでの調査研究の結果、有史以前にはこれをはるかに上回る規模の深層崩壊が発生していたことも明らかになっている。結果として、現在のような大規模な凹地すなわち侵食カルデラが形成されることとなった。ここでは、これまでに把握されているこうした深層崩壊についてまとめておくことにする。

飛越地震は新暦の4月9日に発生しており、まだ雪に被われていたはずの大鳶山と小鳶山(図-2参照)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に堆積して双方の谷を堰き止めた。この崩壊は後に大鳶崩れと呼ばれ、これによって当時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堰き止め湖が決壊し、下流の富山平野に壊滅的な被害を及ぼした。この際に平野を覆い尽くすように広がった土砂が鳶泥と呼ばれるようになったようである。鳶泥の発生量について、当初町田³²は $4.1 \times 10^8 \text{ m}^3$ と算出し、後に最小値として $2.7 \times 10^8 \text{ m}^3$ としている³³。その後Ouchi & Mizuyama³⁴は、常願寺川の唐谷合流点付近までの量を $1.27 \times 10^8 \text{ m}^3$ と算出し、藤井ほか³⁵は富山平野の扇状地扇頂より下流平野部での量を $1.0 \times 10^8 \text{ m}^3$ 程度と算出している。したがっ

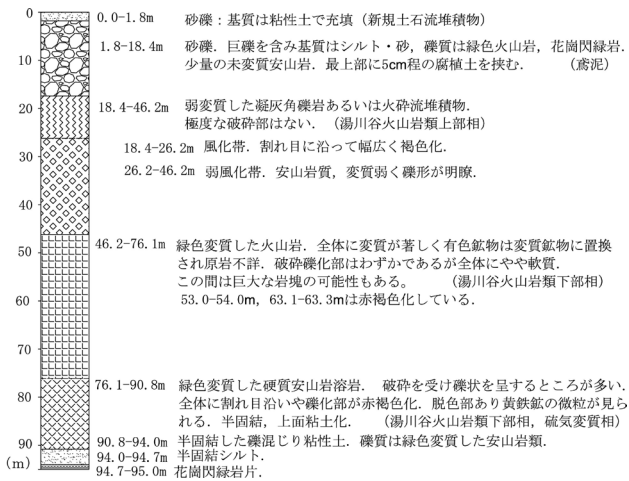


図-12 深層ボーリング調査孔の地質柱状図¹⁴⁾

て、途中の河床部に堆積したものを合わせると町田の修正値ともほぼ一致し、2.5億m³程度ということになりそうである。鳶泥のカルデラ内の分布範囲についても研究者によって多少の相違があるが、図-2に示すように、湯川の右岸側を含めて多枝原凹地の底をほぼ埋め尽くしている状況である。

一方、Ouchi & Mizuyama³⁴⁾は、湯川谷と多枝原谷の合流点付近における露頭観察から、鳶泥に被われた巨岩を含む古い崩土の存在を指摘している。その後、国交省²⁹⁾によって、旧立山温泉に近い金山谷の入り口付近において深度95mのボーリング調査が実施され、図-12に示すように、鳶泥の下位に亀裂の発達した火山岩類が確認されている。砂礫から成る鳶泥の下位には弱変質した火山岩類があり(18.4m~46.2m)、さらに深部に向かって強変質した岩相(46.2m~76.1m)となることから、調査報告書ではこれを原位置の湯川谷火山岩類と解釈している。さらにその下位にある角礫状を呈する安山岩(76.1m~90.8m)も堅硬だがやや緑色変質を受けており、湯川谷火山岩類の下部層に相当する可能性もある。しかし、この安山岩層は割れ目沿いに赤褐色化あるいは脱色化し、黄鉄鉱の微粒が含まれる。この岩相は現在地表付近に観られる硫黄変質と同質であり、飽和帯中の変質とは明らかに異なるものであって層相が逆転していることになる。さらに、下位の深度90.8m以深には緑色変質を受けた安山岩の岩片を含む崩積土が介在している。したがって、この崩積土層の供給源は明らかに湯川谷火山岩類であり、それより新しい時代のものであることになる。こうした事実から鳶泥の下位にはそれ以前の大規模な地

すべり崩土や崩壊土砂が堆積していることは明らかである。なお、地すべりを対象とする場合には上記のような一見岩盤の様相を呈する移動体であっても地すべり崩土として扱うのが通例である。

図-12の崩積土は多枝原凹地内に分布するものであるが、弥陀ヶ原展望台の下方に広がる松尾平には巨大な岩塊を含み厚さ100m以上に達する岩屑流堆積物がある。これは筆者等の調査によって、天狗山の南西側にある巨大な馬蹄形をなす凹地部に発生した古い崩壊によるものであることが明かにされ、鳶泥に対照して国見泥と名付けられた。図-6に示すように、その東側の隣接斜面上部には御歌面³⁶⁾と称される台地がある。国見岳直下の弓形の崖と共に古い岩盤地すべりによって形成された地すべり地形であり、国見地すべりと名付けられた。実際に、新湯の対岸斜面には湯川谷火山岩類の巨礫を含む崩積土の大規模な露頭を観察することができる。これら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、崩壊部の土砂量だけでも2億m³を超えており、両者合わせた土量は7~8億m³に達するものと推測される。

4.2 深層崩壊の発生機構

図-13は、大鳶崩れ発生前にあったとされる大鳶山から多枝原凹地の中央部を想定した模式的な地質断面図である。これまでの砂防ダム建設現場の掘削断面観察やボーリング調査結果から、鳶泥の浅層部は湯川谷火山岩類や山頂部に観られる硫黄変質を受けた火山岩の岩塊・岩片を主体としていることが明らかになっている。しかし、下層部はところどころ火山岩片を含むものの、花崗閃緑岩の岩片が主体である。全体としての花崗閃緑岩の含有量ははるかに勝っており、ところどころ第I期熱水変質帯起源の粘土も

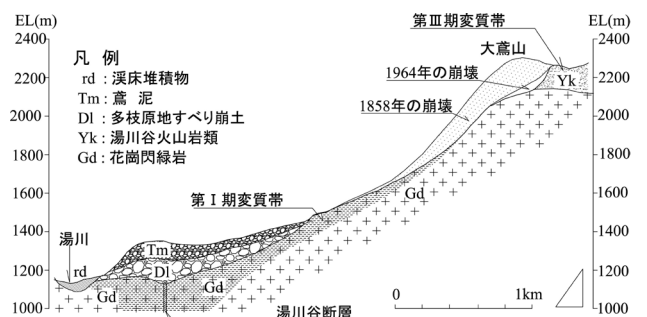


図-13 多枝原凹地の模式的な地質断面図¹⁵⁾

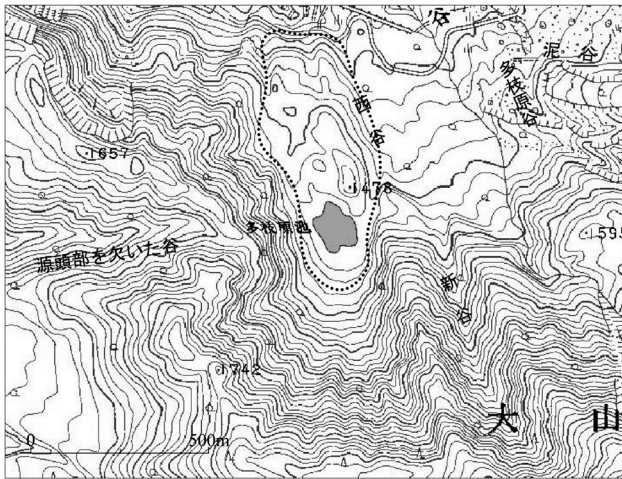


図-14 多枝原池周辺の地形(基図は国土地理院地図)

含んでいる。したがって、大鳶崩れは基本的に花崗閃緑岩内の第I期熱水変質作用が素因であり、図-8に示すような低角度な割れ目沿いの脆弱部などが潜在的なすべり面になったものと考えられる。

ところで、1964年にはちょうどこの断面上付近の山頂部において268万 m^3 という大規模な崩壊が記録されている³⁷⁾。この崩壊に関しては明らかに火山活動に伴う第III期の変質作用が素因であって、中野ほか¹²⁾によって指摘されたように、温泉変質によるものである。しかし、断面図に示すように、温泉変質帯内のこのような崩壊はこれだけ大規模なものであっても、立山カルデラ内においては、相対的に崩壊深度が浅く小規模なものである。崩壊深度が100mをはるかに超えると推測される大鳶崩れに関して第III期の温泉変質は補助的な要因に過ぎないことになる。

一方、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のような形状を成している(図-14)。嶋本・飯田³⁸⁾に記録されている古文書や古絵図³⁹⁾によると、地震発生前はこの付近に小池山(あるいは小地山)という独立峰があったようであり、この古文書には以下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、図に示すように、西側から入ってくる谷は源頭部を欠いており、多枝原池がちょうどその付近に相当することから、小池山が北方に向かって抜け落ちたものと思われる。中野¹⁹⁾は、多枝原池は小鳶山の崩壊によって谷の入り口がふさがれたものであると記している。しかし、池の北側で北

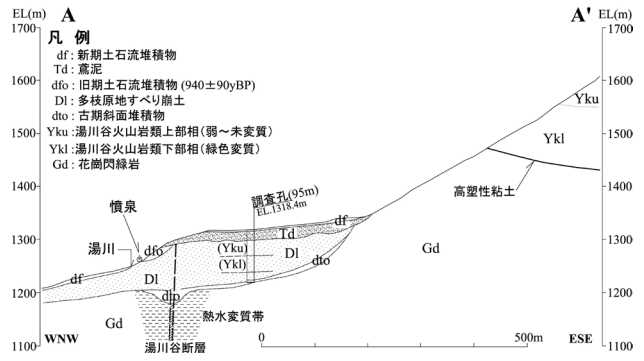


図-15 多枝原凹地大鳶崩れの模式断面図¹⁵⁾

方に延びる台地は鳶泥本体の堆積面より40~50m高く、幾つかの小丘(流れ山)を伴っている(点線で囲んだ範囲)。したがって、その発生時は本震時の大鳶崩れより遅れた可能性があり、小鳶山とは別に発生した岩屑なだれによるものと判読される。このすり鉢のような地形はまさに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形態を如実に示すものである。なお、カルデラ西壁を横断する有峰トンネルの西坑口付近には大規模で顕著な崩壊地形があり、古文書に記された「熊倒レ」とはこの付近にあった熊倒レ山のことを指している¹⁴⁾。

多枝原地すべりはその大半が鳶泥に被われており、良く把握できているわけではない。しかし、ボーリング調査で確認された湯川谷火山岩類は上記のように層相が逆転しており、金山谷の露頭よりはるか下方の花崗閃緑岩の分布域内にある(図-15参照)。したがって、旧立山温泉付近を含め少なくともその一部は古い岩盤地すべり崩土である。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推測するのは困難である。しかし、金山谷で観察できる基盤の花崗閃緑岩とそれを被う湯川谷火山岩類下部層との境界面にはスメクタイトを主とする高塑性粘土が介在していることから、こうした弱面の一部がすべり面となった可能性は高い(図-9参照)。ただ、筆者等の過去の報告では多枝原地すべりとして一括し、その発生時代は国見泥に対比されるものと解釈してきたが、一回限りのものではなく何回かの深層地すべりあるいは深層崩壊によって発生したと考えるのが妥当であろう。

国見地すべりおよび国見泥の発生時期は直接的には特定できないが、およそ3万年前と推定することができる。その根拠の一つは、立山火山第3期最後の活動が約4万年前とされており、図-2に示すよう

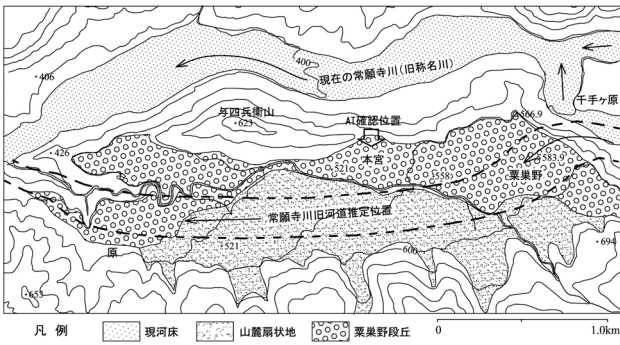


図-16 粟巢野段丘の分布と旧常願寺川の流路

に、噴出源である火口の位置は、現在のカルデラ東縁に近い湯川谷の源頭部にあったと推定されていることである。さらに、最後の噴出溶岩である玉殿溶岩の最も新しいK-Ar年代は $0.03 \pm 0.03\text{Ma}$ という研究報告がある⁴⁰⁾。もう一つは、図-16に示すように、常願寺川と称名川との合流部にある千寿ヶ原の対岸には高さ100mに達する礫層からなる崖があり、粟巢野段丘を形成している。これは藤井・金子⁴¹⁾によれば、常願寺川の河道閉塞によるものであり、何らかの後背地の地変を物語るものであるとされている。そして、現在の常願寺川に面する北側の段丘礫層上でかつて始良丹沢火山灰・ATテフラ(26~29Ka)⁴²⁾が確認されており、大地変の発生時代はこのテフラの堆積以前ということになる。一方、常願寺川流域においては粟巢野段丘より古い時代には見るべき規模の段丘や厚い砂礫層が存在しない。常願寺川上流域には約10万~6万年程前に真川湖と称される湖が確実に存在し、粟巢野段丘の形成以前に消滅したことは確かとされている⁴³⁾。この湖成堆積物中にもこのような大規模な礫層の挟有は認められていない。さらに、竹村・藤井⁴⁴⁾は、真川湖成層上部層に挟まれる木片から37,000~32,500cal(35,000~30,000)¹⁴CyBPの測定結果を得ている。

湯川谷溪床部に分布する地すべり崩土や国見泥は、現在主に右岸側溪床部に沿って硫気変質(温泉変質)による粘土化あるいは赤褐色化が顕著である。これは斜面下部を横断する湯川谷断層に沿った熱水の上昇を物語るものである(図-7参照)。ここでの硫気変質は当然国見地すべりや国見泥発生以後のことであり、概ね現在の地形に近い状態が形成された後における不飽和帯内での現象ということになる。したがって、これは国見地すべりや国見泥の発生要因とは成り得ない。しかし、前述のように立山火山第3

期活動の中心は湯川谷の源頭部にあって、湯川谷断層およびこれに関連した共役断層群沿いの熱水作用は、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期のような広域の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塊状岩体であることから地下水を通し難く、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ものと推定される。

一方、原山ほか¹¹⁾によれば、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-17に示すように、こうした環境においてこの境界面がすべり面となったであろうことは、容易に推定されその深さはおよそ300mにも達していると推測される。すなわち、こうした地形地質条件が国見地すべりや松尾谷の巨大な深層崩壊を引き起こした地質素因である。

5. カルデラの形成機構と今後の問題

侵食作用としての大規模深層崩壊のメカニズムは、上述のように三期に及ぶ熱水変質作用が素因となり、そこに跡津川断層による地震活動が誘引として作用し崩壊が生じたということである。現在の立山カルデラはこうした侵食作用の繰り返しとして形成されていったものであるというのが、本論の結論である。多枝原凹地の南東端山頂部では1964年に268m³と推算された大崩壊が発生している。しかし、その発生源はカルデラ壁の上端部に過ぎず、この程度の崩壊は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ものである。すなわち、立山カルデラでは数100万m³級の規模の崩壊であってもせいぜいその外縁のわずかな拡大に関与しただけであり、本質的にはすべり面深度100m以上、体積数億m³規模の巨

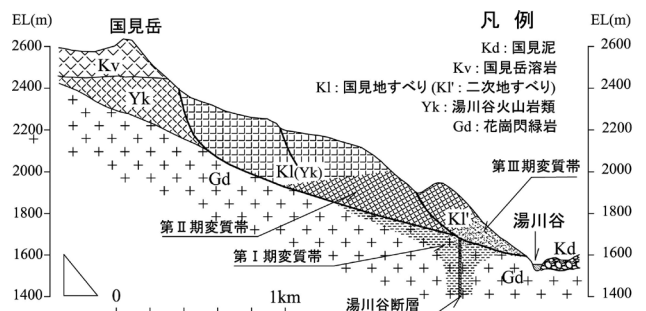


図-17 国見地すべりの模式的地質断面図¹⁵⁾

大深層崩壊の繰り返しによってもたらされたものに違いない。また、立山火山第3期活動期の火口は、図-2に示すように、湯川谷の源頭部にあって3000m近くに達していたと推定されており¹⁹⁾、現在の玉殿溶岩等の分布状況や地形条件からその可能性は極めて高い。そうした場合に立山カルデラから流出した土砂の量は、国見地すべりと国見泥を合わせたものよりはるかに大きく、カルデラの形成初期には数10億m³規模の崩壊が発生した可能性も否めない。その規模は世界的に見ても最大級であり、特にその深さが数100mに達することから、カルデラの形成に大きく寄与した可能性が高い。

ところで、野崎・菊川¹⁵⁾はカルデラ内において、今後も同様な巨大深層崩壊が発生する可能性について考察し、3箇所危険箇所を指摘した。その中でも国見地すべりは、現在の地形地質条件から最も可能性の高いものである。一方、本稿ではカルデラ内での過去の巨大崩壊は、跡津川断層の変位によって引き起こされた地震によって誘発されたものであると結論した。跡津川断層による前回の地震は約160年前であり、2300~2700年という発生間隔からすれば、近い将来大規模な地震が発生する可能性は低いことになる。しかし、近年の異常豪雨は2012年に発生した紀伊半島南部での事例のように⁴⁵⁾、過去に例を見ないような大規模な山体崩壊を誘発する傾向にある。したがって、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低くない。しかし、こうした巨大崩壊に対してそれを未然に防止する手段はないと言わざるを得ず、せめて人的被害を軽減する予防処置(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の規模の地熱水の存在が確認されており、現在その開発のための調査が進行中である。1995年2月には飛騨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火山ガスの噴出によって調査員が負傷する事故があったと記憶している。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、それに伴う涵養水の地下注入が原因したのではないか、という意見もあった。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、その砂防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。そうした背景を考慮すれば、こうした開発行為はよほど慎重な対応が求められてしかるべきである。

6. まとめ

主に戦後におけるこれまでの調査研究結果から、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すり鉢状の地形(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、大鷲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な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三期にわたる変質作用であり、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I期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や第3期火山活動に関係し、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によるものである。さらに、現在も山頂部などで進行中の硫黄変質はカルデラの形成に関す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、多量の土砂流出の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不可欠であることを強調しておきたい。

謝辞

本稿をまとめるに当たり、故島津光夫新潟大学名誉教授には、変質作用等についてご指導・ご意見を頂いた。独立行政法人防災科学技術研究所の井口隆

氏には空中撮影写真のご提供を頂いた。また、2017年秋に行われた京都大学防災研究所主催の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・諏訪浩・日下部実の各氏には、いろいろとご意見ご教示頂いた。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 (2018) : 立山カルデラの地質学的形成史. 自然災害科学J.JSNDS、Vol.37, No.1, pp.73-79.
- 2) Chigira M., Wang W., Furuya T. and Kamai T. (2003) : Geological causes and geomorphological precursors of the Tasoling landslide triggered by the 1999 ChiChi earthquake, Taiwan. *Engineering Geology*, **68**, pp.259-273.
- 3) Wang W., Chigira M. and Furuya T. (2003) : Geological and geomorphological precursors of the Chiu-fen-shan landslide triggered by the 1999 ChiChi earthquake, Taiwan. *Engineering Geology*, **69**, pp.1-13.
- 4) 中筋章人 (2000) : Chi-Chi地震による崩壊・地すべりの実態. 日本応用地質学会平成12年度シンポジウム予稿集.
- 5) 日本地すべり学会 (2007) : 中山間地における地震斜面災害 - 2004年新潟県中越地震報告 I - 地形地質編、172p.
- 6) 日本地すべり学会 (2012) : 地震地すべり、301p.
- 7) 日本応用地質学会平成20年度岩手・宮城内陸地震調査団 (2009) : 平成20年度岩手・宮城内陸地震災害第一次現地調査報告. *応用地質*、50-2, pp.98-108.
- 8) 山田正雄・祭飛・王功輝 (2009) : 四川大地震と山地災害. 理工図書、p.198.
- 9) 小林国夫 (1955) : 日本アルプスの自然. 築地書館、258p.
- 10) Yamasaki M., Nakanishi N. and Miyata K. (1966) : History of Tateyama Volcano. *Sci. Rep. Kanazawa Univ.* vol.11, pp.73-92.
- 11) 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. 地域地質研究報告(5万分1地質図幅)、地質調査所、218p.
- 12) 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、139p.
- 13) 中野俊 (2010) : 立山火山. *地質学雑誌*、Vol.116, 補遺、pp.37-48.
- 14) 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, N0.4, pp.44-51.
- 15) 野崎保・菊川茂 (2014) : 鳶泥と国見泥 - 立山カルデラの形成に関す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.
- 16) 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*.
- 17) 大坂剛 (2018) : 立山カルデラ砂防工事史. 自然災害科学J.JSNDS、Vol.37, No.1, pp.79-92.
- 18) 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年学術大会見学会旅行案内書、pp.113-142.
- 19) 中野俊 (2008) : 立山火山の成り立ち再発見 - アプローチ最前線 -. 立山カルデラ砂防博物館資料.
- 20) 活断層研究会 (1991) : 新編日本の活動. 東京大学出版会、pp.216-221.
- 21) The Society of Resource Geology (1996) : Epithermal gold deposits, Styles, characteristics and exploration.
- 22) 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、213p.
- 23) 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).
- 24) 酒井英男・駒田豊明・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.
- 25) 丹保俊哉 (2008) : 跡津川断層の東端を探る. 博物館便り、p.2.
- 26) 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.*

- 27) 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.
- 28) 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溶存成分組成 - 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.
- 29) 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).
- 30) 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).
- 31) 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2004): 跡津川断層帯の長期評価について.
- 32) 町田洋 (1962): 荒廃河川における侵食過程 - 常願寺川の場合 -. 地理学評論、Vol.35, No.4, pp.1-18.
- 33) 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.
- 34) OUCHI S. & MIZUYAMA T. (1989): Volume and Movement of Tombi Landslide in 1858, Japan. 地形、Vol.10, No.1, pp.27-51.
- 35) 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. 立山カルデラ研究紀要第12号、pp.1-10.
- 36) 赤羽久忠・竹内章・山本茂・国香正稔・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年学術大会見学旅行案内書、pp.117-135.
- 37) 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).
- 38) 嶋本隆一・飯田肇 (2000): “大鳶崩れ”に関す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.
- 39) 立山カルデラ砂防博物館 (1998): 越中立山大鳶崩れ. 安政五年大地震大洪水の古絵図集成、94p.
- 40) 清水智・山崎正男・板谷徹丸 (1988): 両白 - 飛騨地域に分布する鮮新 - 更新世火山岩のK-Ar年代. 岡山理科大学大森山研究所研究報告、No.14, pp.1-36.
- 41) 藤井昭二・金子一夫 (1999): 称名滝の後退速度 - 称名川、真川、常願寺川の侵食率 -. 富山県「立山博物館」研究紀要、第6号、pp.85-90.
- 42) 町田洋・新井房夫 (2003): 新編火山灰アトラス. 東京大学出版会、336p.
- 43) 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.
- 44) 竹村利夫・藤井昭二 (1984): 飛騨山地北縁部の活断層群. 第四紀研究、Vol.24, pp.297-312.
- 45) 千木良雅弘・松四雄騎・ツオウチンイン・平石成美・松澤真・松浦純生 (2012): 2011年台風12号による深層崩壊. 京都大学防災研究所年報、No.55A, pp.193-211.

要旨

本稿は北アルプスの一郭にある立山カルデラの成因とその発生機構を地質学的見地から調査・解析したものである。立山カルデラの形成は火山活動とは無縁ではないものの、その主要因は有史以前から繰り返されてきた大規模な深層地すべりあるいは深層崩壊を主体とする侵食作用にある。カルデラ内およびその周辺域の基盤岩は花崗閃緑岩を主体とする深成岩であるが、我が国における第1級の活断層である跡津川断層の北縁部に位置しており、カルデラ内を横断する断層沿いの基盤岩は熱水変質を受けて幅広く変質劣化した状態にあって、深層崩壊の地質的素因となっている。また、カルデラの底は新旧の地すべり崩土や崩壊土砂によって厚く被われている。高標高部とカルデラの外縁部は主に第四紀の火山岩類によって占められているが、カルデラ内はまだまだ極めて不安定な状態にあり、今後も大規模な深層崩壊の発生する可能性は否めない。ここではこうした過去の深層崩壊あるいはカルデラの形成メカニズムについて解析するとともに、カルデラ内およびその周辺域での今後の問題について考察したものである。