

弥陀ヶ原の表層堆積物 —氷河の置き土産・融氷土石流堆積物—

野崎 保¹⁾・菊川 茂²⁾

1. はじめに

立山美女平天空ロードの弘法付近において、2015年に道路拡幅工事が行われた。私達は、弥陀ヶ原が巨礫を含む不淘汰な礫層で広く被われていることを以前から把握しており、工事に伴って切り土法面に現れた断面は、弥陀ヶ原の表層地質を代表するものと考えた。そこで、切り土面の詳細な露頭観察を行うと共にこの礫層から上の地表部までを特殊な接着剤を利用して剥ぎ取りを行った。さらに弥陀ヶ原一帯の地質踏査を行うと共に過去の関連資料に示された室堂の露頭の一部を観察し、こうした地質が形成された背景について調査した。剥ぎ取った地質標本は富山県 立山カルデラ砂防博物館に保管しており、いずれ館内に展示する予定である。

この不淘汰礫層はこれまで融氷水流堆積物として室堂の雷鳥台礫層¹⁾に対比されると解釈されていたようであるが²⁾、一部を除いて大半が6万年～7.5万年前とされている立山Eテフラ³⁾と考えられる軽石層とスコリア層がセットになった火山灰層で覆われていることが明らかになった。一方、室堂の通称「赤壁」を作っている雷鳥台砂礫層の下半部には立山Eテフラが何枚も挟まっている。したがって、この不淘汰礫層の大半は雷鳥台砂礫層より古いものであって、室堂で観られる最も古い礫層である浄土沢礫層に対比されることになる。その堆積時代は立山の氷河が最も拡大した7～8万年前の氷河期⁴⁾に相当する。ところで、このように火山灰は短期間に広い範囲に降り積もり、遠く離れた地層の対比をする際の良い手掛かりとなるので、地質学では「鍵層」(key bed)と呼ばれている。また、既往の文献ではこれらの礫層は、図-1に示すように氷河堆積物および融氷水流堆積物として記されているが、弥陀ヶ原の礫層は粘性土や巨礫を含む極めて不淘汰なものであって、礫は大なり小なり角が取れて丸みを帯びている。このような層相(面つき)は明らかに土石流堆積物の特徴であり、おそらく一時的な温暖化や火山活動

に伴う融氷によって繰り返し発生した土石流によってもたらされたものである。そこで、ここでは融氷土石流堆積物と呼ぶことにした。

なお、本調査の概要はすでに予報として報告したが⁵⁾、その後の追加調査の結果から追加修正すべき点や露頭観察の誤り等もありここに改めて報告することにした。

2. 弥陀ヶ原および周辺域の表層地質概要

美女平から室堂平に至るなだらかな台地は、基本的には図-1に示すように約12～13万年前とされる称名滝火砕流堆積物によって作り上げられている。しかし、さらに9万年以降とされる溶岩類で被われており、この内で最も古い二ノ谷溶岩は弥陀ヶ原から美女平に至る緩斜面を成して称名滝火砕流堆積物を被っている。次に噴出した松尾峠溶岩は松尾峠付近にあり、さらに東側へ美松平溶岩、天狗山溶岩、国見溶岩そして最も新しく約4万年前とされる玉殿溶岩が浄土山西麓に分布し、カルデラ壁との間に高い稜線を成している。このうち天狗山溶岩は玉殿溶岩の次に新しく、黒い短冊状をなす角閃石が目立つが、やや色の淡いデイサイト(石英安山岩)からなっている。その他の溶岩は黒灰色の安山岩からなっている。さらに図-1には室堂平から弥陀ヶ原頭部のガキ田付近にかけて、これらの火山岩類を被う氷河堆積物および融氷水流堆積物の分布が示されている。しかし、今回の調査によってこの融氷水流堆積物に相当する不淘汰礫層は、下方斜面の弥陀ヶ原を越えて、末端ははるか下方まで20～30mの厚さで広く分布しており、少なくとも上ノ小平付近にまで達していることが明らかになった(図-2)。ただ、この不淘汰礫層は河川堆積物のように砂や礫が水流によって個別に運ばれたものではないので、ここでは融氷土石流堆積物と呼ぶことにした。この堆積物は立山Eテフラと呼ばれる6万年～7.5万年前(以下では約7万年前と表記する)の軽石層とスコリアがセットに

1) 野崎技術士事務所、2) 富山県 立山カルデラ砂防博物館

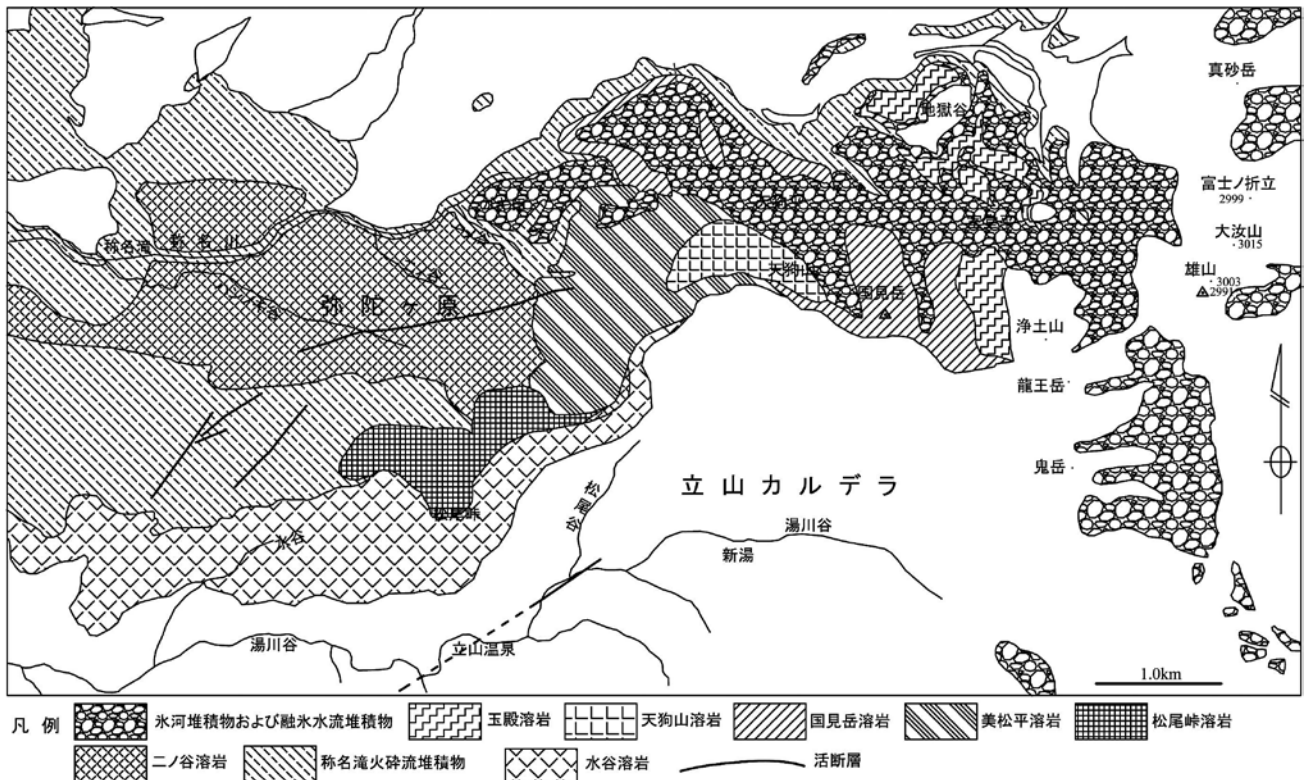


図-1 室堂～弥陀ヶ原および周辺域の第四紀火山岩と氷河関連堆積物（原山ほか，2000 の一部を簡略化）²⁾

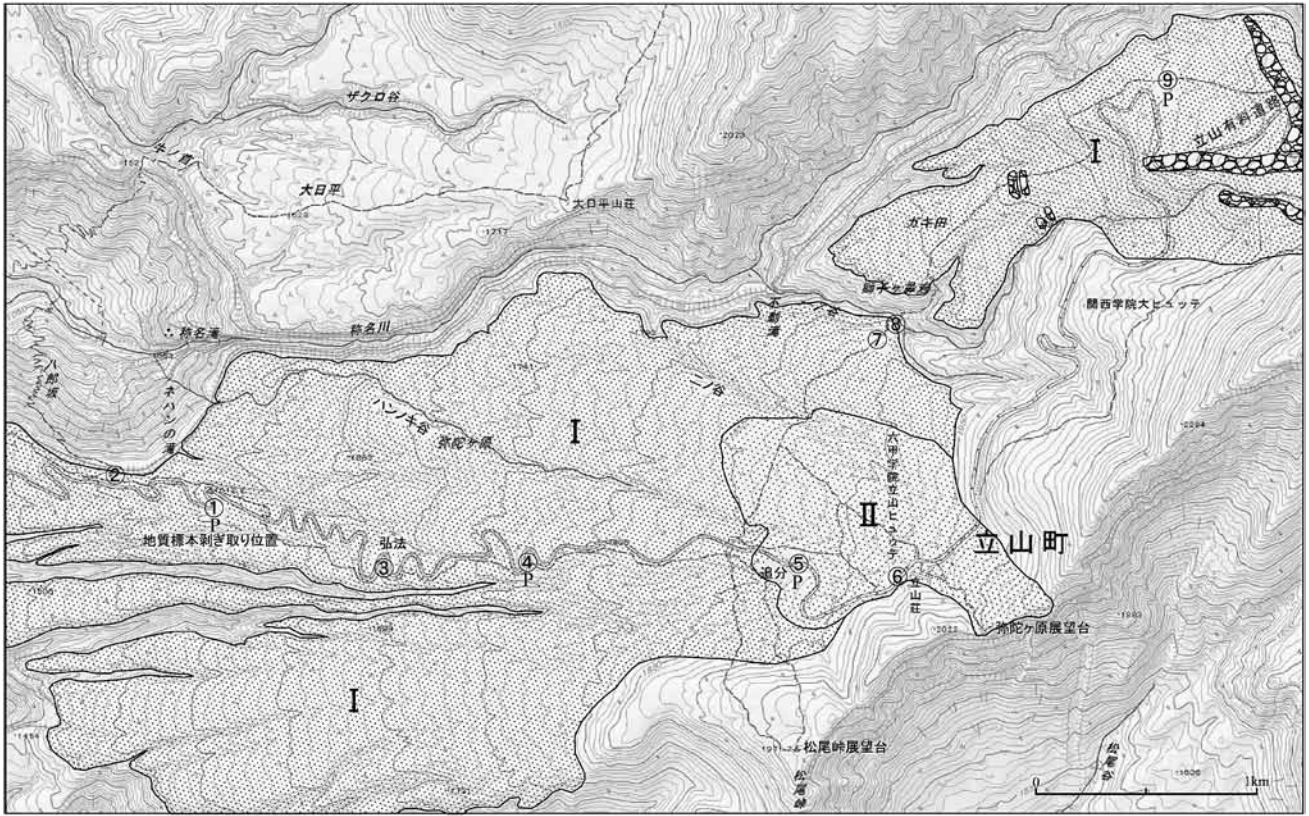
なった火山灰層で被われていることも明らかになった。なお、図-1に示されているようにこの堆積物は国見溶岩を被っているため、それより新しいものということになる。しかし、天狗山溶岩を起源とすると考えられるデイサイト礫が立山Eテフラより下位にある融氷土石流堆積物Ⅰにもわずかに含まれ、上位の融氷土石流堆積物Ⅱには沢山含まれていることから（図-2参照）、天狗山溶岩の活動はこの立山Eテフラとほぼ同時代かこれよりやや新しい時代と考えられる。そして、さらに最表層は約7500年以降に堆積した腐植土層で被われている。

3. 露頭スケッチと踏査結果

3.1 弘法の露頭スケッチ

図-2は、現地踏査結果に加え空中写真および既往の文献等を参考にして推定した融氷土石流堆積物の分布範囲と主な観察露頭の位置を示したものである。ここでは最初に露頭の剥ぎ取りを行った弘法の露頭（①地点）について説明する（写真-1）。この露頭は弥陀ヶ原の台地を構成する表層地質を代表するものであり、ここを模式地とすることにした。図-3は弘法の道路脇（室堂方面への登り方向左側）切り土法面の一部をスケッチしたものである。最下部には大きさが不揃いな不淘汰礫層があって、これを

順次上に向かってスコリア層（玄武岩などの塩基性マグマを起源とする暗灰色の火山灰）と腐植土層が被っている。不淘汰礫層は基質が泥質で構成礫の大半が黒灰色の安山岩からなっているが、稀にデイサイト礫や溶結凝灰岩片を含んでいる。これらの礫は大なり小なり円摩されており、上部に大～巨礫が集まって不鮮明ながら逆級化の堆積構造が見られる。河川の流れによって運ばれる砂礫層の場合は、大きな礫が上部に集まることはなく、大きな物から先に落ちてくが、この場合は大きな礫が上の方に載っている。こうした堆積状況を逆級化と言うが、これは土石流堆積物の特徴を表している。その上位に載っているスコリア層はほぼ1cm未満の角が尖った岩片を含む砂状の堆積物である。不明瞭ながら筋状のほぼ水平な堆積面（これを葉理あるいはラミナと言う）が観察でき、下半部にはやや粗粒なものが多い傾向があって成層した堆積構造が見られる。さらに、このスコリア層と下位の不淘汰礫層との境界面付近には局所的に数cm～10cm大のパミス（流紋岩やデイサイトなどの酸性マグマを起源とする軽石）と考えられる粘土化した白色礫が挟まっている（写真-1の中央白色部）。さらに上位の腐植土層はその基底に近い位置にアカホヤ火山灰が挟まっている。この火山灰は約7,300年前に遠く南九州の鬼界カルデ



凡例 融水土石流堆積物 I, II の推定分布範囲 水堆石 (小林, 1990より転写) ⑤: 露頭観察位置 P: 軽石確認位置

図-2 融水土石流堆積物の分布と露頭観察位置 (基図は国土地理院地図)

ラの大噴火に伴って飛来したものである。図-3には K-Ahの記号で示す。

3.2 その他の露頭観察

ここでは切り土法面の露頭スケッチを行った箇所を含む弥陀ヶ原一帯の露頭観察結果について記述する。写真撮影箇所と主な観察地点は同一番号であり図-2に丸数字で示す。

露頭のスケッチ位置(①地点)から称名滝の下流左岸側の八郎坂に向かって遊歩道沿いに少し下ると、路面上に風化してやや粘土化の進んだ不淘汰礫層が直接露出している。礫のほとんどは黒灰色の安山岩だが、標高1570m付近では明らかに円摩された直径10cm程度のデイスイト礫がみられた。さらに八郎坂の登山道を少し下った標高1550m付近では直径30cm近い花崗閃緑岩の円礫もみられた(写真-2)。ここから高さ数m程度下った所には二ノ谷溶岩が露出している。こうした状況から、境界面は観察できないものの、不淘汰礫層が約9万年前の噴火によるものと考えられている二ノ谷溶岩を被って分布していることは確実であり、その厚さは15~20m程度と推定される。一方、①地点からバス道路を登っ

て行くと、標高1640m付近のやや高まりとなった箇所では厚さ2m余りに達するスコリア層が不淘汰礫層を直接被っている。しかし、ヘアピンカーブの続く七曲りの標高1700m付近ではスコリア層と不淘汰礫層との間に厚さ20cmほどのやや粘土化した灰白色の火山灰層が挟まっている(写真-3)。この灰白色火山灰にパミスは含まれていないが、その配置や色合いなどからパミスと同じ噴出源のものと考えられる。ここから少し登ると灰白色火山灰は見られなくなるが、スコリア層中に少量のパミスを含んでおり、標高1780m付近ではスコリア層の下部に数cm大のパミス礫がまばらに含まれている(写真-4)。さらに登って勾配の緩くなった1810m付近の尾根部では表層にごろごろとした巨礫が直接露出しているが、隣接する道路脇の凹地部には腐植土層が堆積してガキ田が形成されている。平坦になった道路を進んで追分の料金所を過ぎると左手に数10mにわたって不淘汰礫層の連続露頭がある(写真-5)。ここではその東端付近に、厚さ20cmほどでシルト質の火山灰層らしい層(肉眼での判定は困難)とその上に黄灰色で数cm大のパミスの層(15cm程度の厚さ)がレンズ状に挟まっている。このレンズ状の挟み層

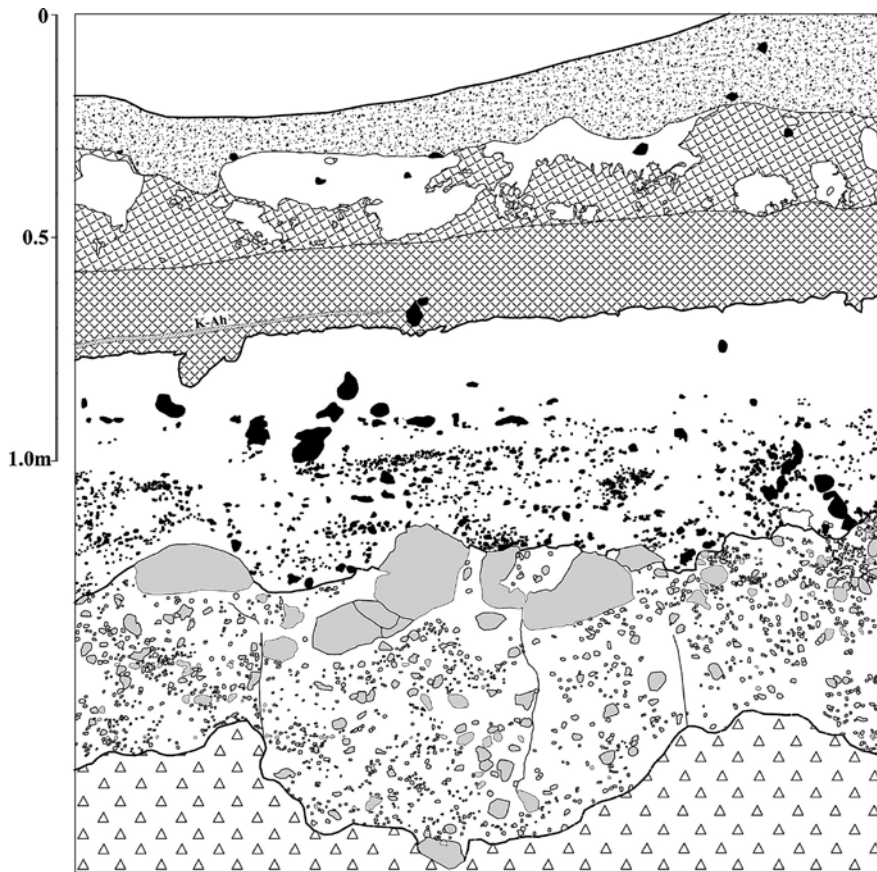


図-3 弘法の切り土断面スケッチ図

表土
未分解～弱分解の木葉や樹根

人工攪乱帯
粘土塊が混在する腐植土層
植物根が多く進入している。

腐植土層
腐食し分解の進んだ黒色土。
下部にアカホヤ火山灰
(K-Ah: 約7300年前)を挟む。

スコリア層
岩片の混じる砂質土であるが、上半部は
やや粘土化しており、特に上端は漂白さ
れて白色粘土化している。
下半部にはやや弱いラミナ状の堆積構造
が見られる。
下部境界沿いに数cm～10cm大の粘土化
したパミスと思われる白色礫を挟む。

不淘汰礫層(融氷土石流堆積物)
巨礫を含む礫層だが、マトリックスは粘土分
を含み還元色を示すところがある。礫質は主
に安山岩だがわずかにデイサイト礫を含む。
大きい礫ほど円摩された傾向がみられる。
不均質で成層していない。
最大礫径は50cm以上に達する。

掘削時の崩落土砂

より下位の礫層は、ここまで見てきたものと同じく安山岩礫が主体である。しかし、上位の層は黒灰色の安山岩礫だけでなくデイサイト礫もかなり多く含まれている。これよりさらに登った標高1930m付近の切り割りではほとんどデイサイト礫のみからなる礫層が露出している(写真-6)。これより先は詳しくは観察していないが、関西学院大ヒュッテの南側にあるヘアピンカーブの辺り(標高2020m付近)でもスコリア層に被われた砂礫層の観られるところがある。したがって、現在では一ノ谷の上流部は谷の開析が進んでいるものの、この土石流堆積物は図-2に示した範囲より東側にも広がっていたものと考えられる。

今度は弥陀ヶ原を横断して標高1860～1880m付近を北東方向に登って行く遊歩道沿いを行くと二ノ谷を横断する。その溪床やその両岸には角の取れた大きな礫がたくさん転がっており、そこを越えると再びなだらかな台地になる。遊歩道の周辺は浅い溝状になって、表層の腐植土層が剥がれ落ちている。そのようなところではスコリア層を観ることができる。風化して粘土化しているが、さほど粘つくようなものではなくボソボソした感じがある。さらに進

んで一ノ谷に降りる直前で遊歩道と1880mの等高線が交わる辺りでは一部層状の堆積構造を残した砂礫層をスコリア層が被っている(写真-7)。そこから下ると溪床に達する直前でかなり締まりの良い状態の不淘汰礫層が、硬く固結した称名滝火砕流堆積物を被っているのを観察することができる(写真-8)。⑦地点と⑧地点の標高差は約30mなので、その数字がこの付近での不淘汰礫層の厚さを表している。今回一ノ谷の右岸側までは詳しく観察していないが、右岸斜面にはかなり高い位置にまで硬く固結した称名滝火砕流堆積物が露出しており、獅子ヶ鼻岩のような岸壁を形成している。右岸側に分布する砂礫層は左岸側とは異なってその厚さは数m程度と谷を挟んで急に薄くなっている。この遊歩道をさらに登って行くと標高2050～2100m余りの間はかなり急坂となっており、これは国見溶岩が造った崖と考えられる。ここを越えるとまたなだらかな台地となり、ここでも遊歩道沿いに流水で現れた溝ができてい。そのところを観察すると礫に混じって沢山の数cm大のパミスが入っているのがわかる(写真-9)。その産状からすると直接降下して堆積したものではなく、一度水流で洗い流されたものと思われる。し

かし、パミス礫には角張ったものもあり、そう遠くから運ばれてきたものでないことは確かで、その下位にある礫層や国見溶岩よりは新しいものであるということになる。



写真-1 地質スケッチ箇所の地層断面



写真-2 花崗閃緑岩の円礫

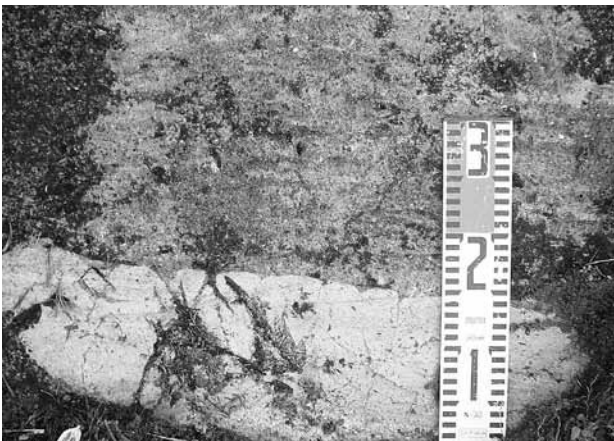


写真-3 スコリア層（上部）と灰白色の火山灰層



写真-4 スコリア層内に点在するパミス（白色斑）



写真-5 融氷土石流堆積物ⅠとⅡの境界(中央淡色横筋)



写真-6 デイサイト礫からなる融氷土石流堆積物Ⅱ



写真-7 融氷土石流堆積物を被うスコリア層(酸化帯より上部)



写真-8 融氷土石流堆積物Iの基底部スケールとストック位置が基底面



写真-9 パミス礫を多く含む砂礫層

4. 融氷土石流堆積物

4.1 性状・成因・分布

立山カルデラ内に分布する鳶泥や国見泥⁶⁾は上記の不淘汰礫層に似て巨礫から泥質物までの雑多な堆積物である。しかし、これらは岩盤の巨大深層崩壊によって発生したものであり、水を含んだ礫の集合体として流下したのではない。このために堆積物は角礫が主体であって成層せず構成粒子が級化することもない。こうした堆積物は、一般に岩屑流堆積物と呼ばれている。また、巨大な岩塊や岩塊群が「流れ山」と呼ばれるような小丘群を形成する場合もある。しかし、弥陀ヶ原ではその上方斜面に崩壊跡と見なせるような凹地形はなく、流れ山のような地形も認められない。また、弥陀ヶ原の不淘汰礫層は大なり小なり構成礫が円磨されているが、基質には泥質物を含んでおり水流によって礫がそれぞれ個別に運ばれたようなものではない。したがって、これが古い土石流堆積物であることは確かである。その層厚は一ノ谷の付近で大きく変わっているようだ

が、左岸側では30m程の厚さがあり、八郎坂付近でも少なくとも15m以上の厚さがある。また、二ノ谷やハンノキ谷の溪床は下位にあるはずの二ノ谷溶岩まで深くは浸食されていない。こうしたことから、その厚さは平均的に20~30m程度と推定できる。ただ、ガキ田付近から上方の緩斜面上には谷筋の方向やこれを横断する方向にも畝状の高まりが認められる。こうした高まりは過去の氷河が運んできた不淘汰な礫層によって構成される地形とされており、氷堆石あるいはモレーン (moraine) と呼ばれている。この氷堆石を構成する礫層が土石流堆積物と異なるところは、一般に角礫が主体であり、粘性土もほとんど含んでいない。小林⁷⁾によれば氷堆石と認識できる地形がガキ田上方の標高2000m付近まで追跡されており、最盛期の氷河の先端は最大この付近まで達していたと考えられている (図-2参照)。いずれにしてもガキ田付近から下方の弥陀ヶ原一帯に広がる台地は、氷河の先端を越えて流出した融氷土石流堆積物によって広く被われている。

4.2 立山Eテフラから推定される発生時代

この弥陀ヶ原のほぼ全域を被う不淘汰な礫層である融氷土石流堆積物は、上述のように、多くの箇所では数cm~10cm大のパミスからなる軽石層と砂~細礫大のスコリア層がセットになった火山灰で被われていることがわかってきた。そして、立山火山の最終活動期 (第4期活動期) に4層の火山灰が確認されているものの⁷⁾、これ以外に立山火山に関するスコリア層も軽石層の報告もない。したがって、この軽石層は立山Eテフラ (Tt-Eという記号で表されることもある) と呼ばれおよそ7万年前に降下堆積したものであると考えてよさそうである。その噴出源は過去の立山火山ではあることに間違いはないものの、未だはっきりとは突き止められていない⁸⁾、⁹⁾。ところで、別所の料金所付近の露頭ではこの立山Eテフラと考えられる軽石層が不淘汰砂礫層の中に挟まれている。したがって、少なくともこれより上位にある不淘汰な砂礫層はこれより新しい時代のものであることになる。その正確な分布は把握できていないが、およそ図-2に示すIIの範囲と考えられる。この火山灰層付近から下位の不淘汰礫層にはわずかにデイサイト礫が含まれるもののほとんどが優黑色の安山岩礫であるのに対して、上位層は全体と

しては色が淡く黒い角閃石の斑晶が目立つデイサイト礫が多くなる。そして、立山荘付近では構成礫がほとんどデイサイトだけになっている。その理由は必ずしも明らかではないが、この周辺の地形を観ると立山荘付近を頂部として緩やかな扇状の地形が下方に広がっている。一方、この時代はまだその東側にあるカルデラは形成されておらず、カルデラの東部に火口を持った高さ2800~3000mに達する火山体があったのはほぼ間違いない^{2), 7)}。こうしたことから推理すると、デイサイト礫からなる天狗山溶岩を起源とする土石流が、現在の弥陀ヶ原展望台付近の鞍部から国見岳の北側ルートとは別に、それよりやや新しい時代に南側ルートで流れ下ったのではないかと考えられる。すなわち、当時火山の山頂付近を被っていた氷河が火山活動によって溶け出したのが原因と考えるとうまく説明が付きそうである。さらに、こうした状況から推察すると、立山Eテフラは天狗山溶岩の流出時期とほぼ同時代であり、その噴出源は天狗山溶岩と同じかもしれない。このように立山Eテフラとの関係から、融氷土石流堆積物の多くは約7万年以前のものであって気温のやや上昇した時期や火山活動に伴って発生したものと考えられる。

4.3 室堂雷鳥沢の砂礫層との対比

室堂の雷鳥沢上流左岸には通称「赤壁」と呼ばれる大きな崖があり、全体としては高さ70m余りに達している。この崖は主にほぼ水平な層理の見える何層もの砂礫層からなり、称名滝火砕流堆積物を被っている²⁾。これらの砂礫層は立山の山頂部を構成する花崗閃緑岩および安山岩溶岩の角礫や亜角礫からなっている。図4に示すように、その多くの部分が雷鳥台砂礫層¹⁾ (砂礫層II)²⁾ と呼ばれており、下部30m程には何層もの軽石やスコリアの層が含まれている。この軽石層は立山Eテフラに対比されているが、砂礫層の層理が明瞭であることなどから、降下堆積した後に水流で洗い出され、二次堆積したものと考えられる。しかし、沢山のパミス(軽石)やスコリアが含まれていることやその産状からこの砂礫層の成因は熱い状態の火山灰が降下したことによって氷河が溶け出したことによるものであり、同時代のものであると考えられている²⁾。すなわち、この雷鳥台砂礫層は立山Eテフラと同時代に堆積し

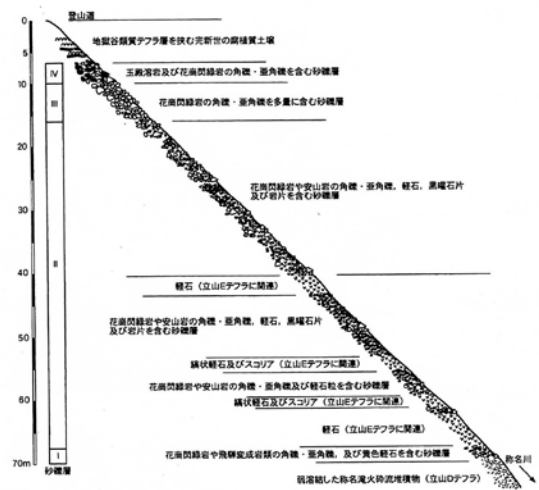


図-4 室堂赤壁の断面図 (原山ほか; 2000)²⁾
砂礫層Iが浄土沢礫層, 砂礫層IIが雷鳥台砂礫層, 砂礫層IIIが室堂礫層に対比される。

たものであり、弥陀ヶ原の立山荘付近に観られるデイサイト礫を含んだ融氷土石流堆積物II (図-2)とはほぼ同じ時代のものであると推定されるが、弥陀ヶ原を広く被っている融氷土石流堆積物I (図-2)はこれよりさらに古い時代のものになる。分布は限られるが、雷鳥沢の上流には雷鳥台砂礫層より古い浄土沢礫層¹⁾ (砂礫層I)²⁾があり、弘法の剥ぎ取り標本を採取した箇所の不淘汰礫層(融氷土石流堆積物I)はこれとほぼ同じ時代のものであって、立山の氷河がもっとも広く発達していた時代(7~8万年前)⁴⁾の産物ということになる。

弥陀ヶ原の緩斜面は大まかに10km²程度の面積があり、この一帯を被う融氷土石流堆積物は、厚さが20~30m程度であると推定されることからその体積は数億m³という膨大な量となる。さらに山頂に向かって室堂までの斜面に堆積している砂礫層を合わせれば10億m³にも達する量になり、立山水河の大変な置き土産ということになる。

5. おわりに

美女平天空ロード弘法付近の切り土面は、弥陀ヶ原の表層地質を代表する模式断面といえる。今回の調査によってその最下位にある不淘汰礫層は、立山火山第3期活動期に降下堆積した軽石層とスコリア層がセットになった火山灰層に被われており、立山の氷河が最も広く発達した時代の融氷土石流堆積物であることが明らかになった。この融氷土石流堆積物は、主に最終氷期初期の段階に堆積したもののだが、火山活動による影響が大きいと考えられる。その分

布は弥陀ヶ原を広く被っており、末端は従来考えられていた位置よりもはるかに低く、上ノ小平付近にまで達していることは確実である。また、これらの地層は弥陀ヶ原の風物ともなっているガキ田を形成した腐植土層によって被われており、その堆積の始まりは最終氷期後に海進がほぼ終了した約7500年前に一致している。

本稿をまとめるにあたり、日本工営株式会社の末武晋一氏には現地調査のご協力を頂いた。立山カルデラ砂防博物館の丹保俊哉氏、白石俊明氏および富山市科学博物館の増淵佳子氏には現地でのスケッチ作業や試料採取・分析等にご協力頂いた。ここに記して感謝の意を表すしだいです。

引用文献

- 1) 深井三郎(1974)：立山付近の氷河地形とその形成期. 富山大学教育学部紀要, No.22, pp.119-133.
- 2) 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 万分の1地質図幅). 地質調査所, 218p.
- 3) 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.
- 4) 福井幸太郎・飯田肇(2010)：立山の地形, 氷河時代の立山. 立山カルデラ砂防博物館編, 31p.
- 5) 野崎保・菊川茂・丹保俊哉・白石俊明・増淵佳子(2017)：弥陀ヶ原を被う融氷土石流堆積物(予報). ラムサール条約登録湿地総合学術調査団, 2014-2016立山弥陀ヶ原・大日平学術調査報告書, pp.33-39.
- 6) 野崎保・菊川茂(2012)：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第13号, pp.1-16.
- 7) 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.113-142.7)
- 8) 中野俊(2008)：立山火山の成り立ち. 再発見立山火山－アプローチ最前線－. 立山カルデラ砂防博物館編, p.5-36.
- 9) 中野俊(2010)：立山火山. 地質学雑誌, Vol.116, 補遺, pp.37-48.

【要 旨】

立山黒部アルペンルート沿いに広がる弥陀ヶ原・大日平一帯の湿原は、2012年7月にラムサール条約に基づく特別保護地域として登録された。標高約1,600m～2,100mのなだらかな台地に広がる湿原には、餓鬼田(ガキ田)と呼ばれる大小の池塘(主に楕円形でわずかな高まりを成す土堤に囲まれた池)をたくさん見ることができ、荒々しい北アルプスの峰々とは対照的に緩く穏やかで風光明媚な景観を呈している。この弥陀ヶ原の台地は、基本的には称名滝火砕流堆積物と称される約12～13万年前の火山噴出物によって作り上げられているが、約9万年前に流れ出した二ノ谷溶岩がその一部を被っている。さらに、これらの火山噴出物を被い隠すように巨礫を含む不淘汰な礫層が広がっている。この礫層は、一時的な気温の上昇や火山活動によって氷河が融かされ、土砂を押し流したことによって形成されたものであると考えられる。これまでは、その時代や分布範囲の詳細は必ずしも明らかではなかった。しかし、今回私達はこの礫層が立山Eテフラと称される約7万年前の軽石層とスコリアを含む火山灰によって被われていることを確認した。そして、弥陀ヶ原一帯を20～30mにも達する厚さで広く被っていることも分かってきた。さらに、この礫層で形成される平坦地や凹地を覆って腐植土層が広く分布し、それがガキ田のような特異な景観を生み出している。この腐植土層の堆積は最終氷期後の海進(大陸氷河の融解による海水面の上昇)がほぼ終了し、海水面が現在とほぼ同じレベルに達した7500年程前に始まったことも明らかになった。