

飛驒山脈・蝶ヶ岳西面，黒沢の谷壁における 表層崩壊の発生年代と推定される誘因

苅谷愛彦¹⁾・清水勇介²⁾

¹⁾専修大学文学部 ²⁾(株)環境地質

Age and possible cause of shallow slope failure in the lower Kurosawa River,
western side of Mount Cho, the northern Hida Range

Yoshihiko Kariya¹⁾ and Yusuke Shimizu²⁾

¹⁾Senshu University ²⁾Kankyo-Chishitsu Co. Ltd.

要 旨

黒沢は飛驒山脈南部の蝶ヶ岳を源頭とし、西流して梓川に合流する長さ約3 kmの急流河川である。黒沢下部の河床付近には、右岸谷壁斜面からもたらされた崩壊堆積物が分布する。この崩壊堆積物は粗粒な角礫からなり、その上部に1層の薄い含腐植シルト質土層を挟む。この含腐植シルト質土層の¹⁴C年代暦年較正值はAD657～718またはAD742～767である。したがって堆積物をもたらした谷壁の崩壊は、この年代とほぼ同時期か、その直前に発生したものと考えられる。崩壊の誘因は未詳であるが、豪雨を別にすれば、AD685の焼岳噴火に伴う古地震や、長野県から岐阜県にかけて被害を及ぼしたAD762の古地震が候補となりうる。

1. はじめに

一般に山地では侵食作用が卓越するため、地形発達史やその年代を編むのに必要な堆積物や試料(有機物やテフラ)は残存しにくい。こうした状況を克服して山地の地形発達史を具体的に復元し、さらにその地形発達史を古気候や地殻変動など広域で起こる環境変化と結びつけて論じるには、わずかに残された堆積物をみのがさず、積極的に解析対象とすることが必要である。

筆者らは北アルプス南部の上高地周辺において山地斜面の崩壊を研究する過程で、蝶ヶ岳西面を流下する梓川の支流(黒沢や長堀沢、ワサビ沢)を遡行調査した。その際、黒沢の下部において谷壁の表層崩壊に起因する礫質堆積物を発見・記載し、その堆積年代を得た。本稿ではこれらの成果を述べ、この表層崩壊の発生年代と推定される誘因を検討する。

2. 調査地域

上高地の徳沢-横尾間において、ほぼ北から南へ流れる梓川の西側(右岸)には前穂高岳連峰が、東側(左岸)には蝶ヶ岳と長塙山が連なる。前穂高岳連峰は白亜紀~古第三紀の花崗岩類から、蝶ヶ岳や長塙山はジュラ紀の美濃帯堆積岩類(砂岩・泥岩互層や礫岩)からなる(原山、1990)。

黒沢は蝶ヶ岳の主稜線西面を源頭(標高約2670 m)とし、ほぼ西に直線的に流下して梓川に合流する長さ約3 kmの急流河川である(図1)。黒沢と梓川の合流点は標高1610 mである。黒沢の流域には堆積岩類のみが露出する。谷壁には植被された古い崩壊斜面が多いが、無植被の新しい崩壊斜面も認められる(杉本、1997)。ただし、移動土砂量が $10^5 \sim 10^6 \text{ m}^3$ を超える大規模な崩壊が発生した痕跡は確認されていない。また線状凹地や低崖など、岩盤の重力変形に因むと考えられる微・小地形が流域の内外に認められる。無植被の崩壊斜面を除き、流域全域が山地帯から亜高山帯の植生に覆われる。

3. 露頭1における礫質堆積物の記載

黒沢河床の標高1670~1675 m付近では、右岸に礫質堆積物が分布し、段丘状の地形をなす(図1、図2)。この礫質堆積物は全て、美濃帯堆積岩類に由来する砂岩と泥岩の角礫からなる。後に述べるように、この堆積物の上面は薄い河成堆積物や薄い土層に覆われるが、礫質堆積物全体が傾斜30度を

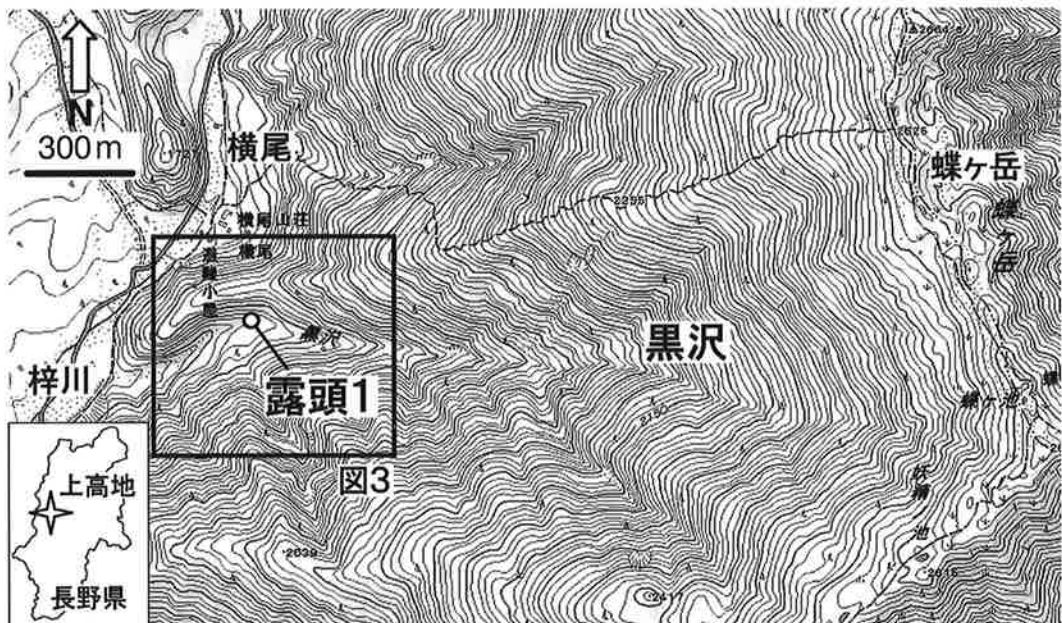


図1 調査地域

基図は地理院地図(電子国土web)による。等高線間隔は10 m。

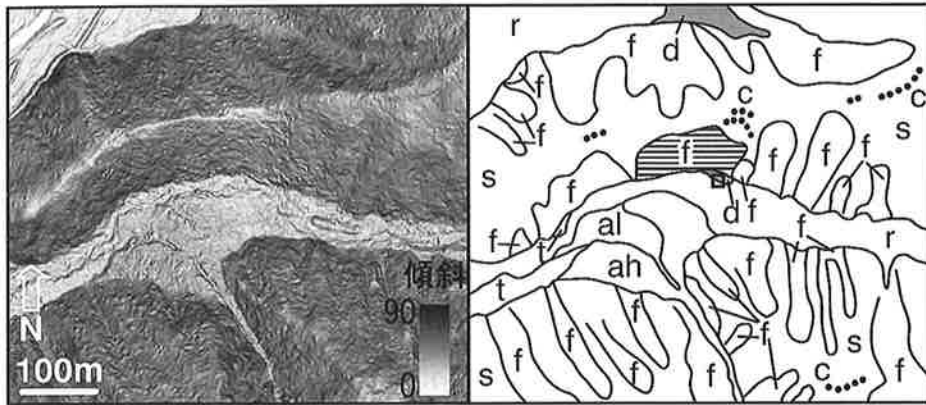


図2 細密数値地形データに基づく傾斜量図でみた黒沢右岸の表層崩壊

左は傾斜量図(苅谷・松四, 2014)の一部に加筆したもので, 原図はカラー. 右は同じ範囲の地形分類図. ah: 高位沖積錐, al: 低位沖積錐, c: 尾根上の低崖, d: 崩壊堆積物, f: 植被崩壊斜面, r: 現河床・氾濫原, s: 尾根上の従順斜面および谷壁斜面, t: 河成段丘面. 横線を付した植被崩壊斜面(f)とその下方の崩壊堆積物(d)が本稿で研究対象としたもの. □は露頭1(図1)の位置を示す.

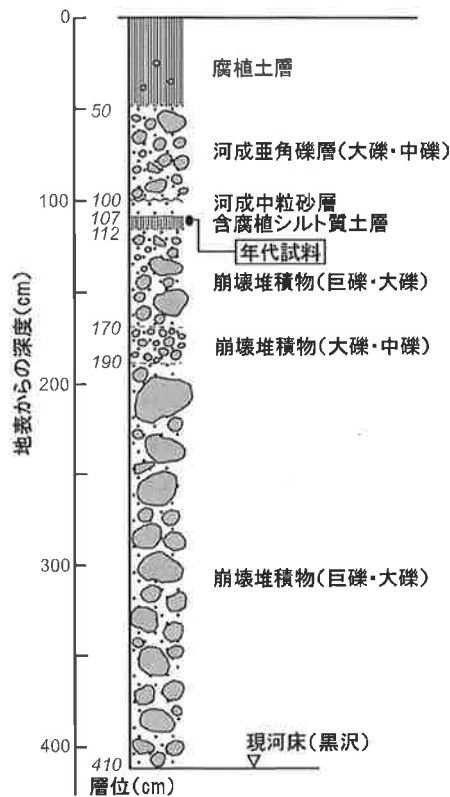


図3 露頭1の地質柱状図

露頭の位置は図1と図2に示す.

表1 露頭1で採取した含腐植シルト質土層の¹⁴C年代とその暦年較正年代

| 地点 | 試料 ID | 試料種 | ¹³ C (‰, 1σ) | ¹⁴ C 年 (y BP, 1σ) | 暦年較正值 (2σ; cal AD) とその確率分布 (%) | 測定番号 |
|----|-------|-----|----------------------------|---------------------------------|-----------------------------------|------------|
| 黒沢 | KRSW | 土層 | -23.55±0.29 | 1315±23 | 657-718 (73.2) 742-767 (22.2) | IAAA120970 |

暦年較正には OxCal 4.2 と較正曲線 IntCal13 (Bronk Ramsey and Lee, 2013; Reimer *et al.*, 2013) を用いた。

超える背後の谷壁斜面に続くようにみえる。この礫質堆積物が最もよく観察できるのは露頭1 (北緯 36.2907度、東経 137.7004度、標高 1671 m ; GPS 計測値) である。露頭1における礫質堆積物の記載結果は次のとおりである (図3)。

地表から深度 50 cm までは、亜角礫程度に円磨した細礫・中礫を含む黒褐色ないし暗褐色 (10YR3/1 ~ 3/3) の腐植土層である。その下位には、砂岩・泥岩の大礫・中礫 (亜角礫) からなる礫層が深度 100 cm まで続く。この礫層の下限は下位の中粒砂層を切り、やや不明瞭な不整合面をなす。深度 100 ~ 107 cm にはラミナを伴う中粒砂層が挟まれる。深度 107 ~ 112 cm は、礫や砂をほとんど含まない褐灰色 (10YR4/1 ~ 5/1) の含腐植シルト質土層である。後に述べるように、この含腐植シルト質土層を年代測定の試料とした。含腐植シルト質土層より下位では砂岩・泥岩の巨礫・大礫 (角礫) からなる礫層が卓越し、深度 410 cm で黒沢の現河床と同じレベルに達する。ただし、深度 170 ~ 190 cm では礫径が小さくなり、大礫と中礫 (角礫) を主とする。礫層は現河床以下まで続いており、筆者らは下限を確認することができなかった。

4. 年代測定とその結果

上述のように、露頭1で確認された厚さ 5 cm の含腐植シルト質土層のうち、その上限から下へ 3 cm までの部分を分取して年代測定に供試した。試料採取部位には植物根の侵入や地下水の浸透は認められなかった。

試料の¹⁴C年代測定は加速分析研究所に委託した。試料には 1 モルの塩酸を用いた化学的前処理を施し、不純物除去を行った。さらに超純水を用いて残渣が中性になるまで希釈し、乾燥後には燃焼による二酸化炭素の精製や、グラファイトの生成を行った。¹⁴Cの計数や¹³C濃度の測定には、同社保有の加速器を用いた。¹⁴Cの半減期は 5568 年とした。

得られた¹⁴C年代値には δ¹³C 同位体分別補正を施し、OxCal4.2 (Bronk Ramsey and Lee, 2013) と IntCal13 (Reimer *et al.*, 2013) による暦年較正を行った。なお、IntCal を日本産の試料に適用すると、時代によっては実年代より平均 20 ~ 30 年古い較正暦年が得られる可能性が指摘されている (中村ほか、2013)。しかし日本産試料用の暦年較正曲線が未完成であることを考慮し、本稿ではこの点は議論に含めないこととした。したがって、本稿で示す較正暦年は今後修正される可能性を含む。

以上より、試料の¹⁴C年代は 1315 ± 23 y BP で、暦年較正年代は IntCal13 AD657 ~ 718 または AD742 ~ 767 (1294 ~ 1232 または 1208 ~ 1184 Intcal13 BP 相当 ; 2σ) であることが判明した (表1)。

5. 議 論

(1) 露頭1付近の地形と崩壊

現地観察によっても、また格子間隔1 mの細密数値地形データから作成した上高地の傾斜量図(刈谷・松四、2014; 図2)や空中写真の判読によっても、露頭1の背後にある黒沢右岸の急な谷壁は、平板状の浅い表層崩壊斜面と判断される(図1、図2)。崩壊斜面の上方にある流域界をなす尾根には眉状の低崖が認められ、崩壊が今後も発生する可能性を示唆する。

露頭1の背後の崩壊斜面は現在植生に覆われており、発生域の広がりや確定することは難しいが、傾斜変化線の輪郭から横断長約150 m、縦断長約60 m、崩壊深度は最大数m程度と推定される。また堆積域は露頭1付近の段丘状地形のみで確認され、その広がりや黒沢の流下方向に沿った長さが約50 m、黒沢に直交する幅が約20 mである。

(2) 礫質堆積物の起源と地形変化

上述のような地形配置に加え、露頭1で観察される礫質堆積物が主に角礫からなることも考慮すると、この礫質堆積物は谷壁の崩壊でもたらされた崩壊堆積物と考えられる。ただし、露頭1の上部に出現するラミナを伴う中粒砂層やその上位の亜角礫層は、層相の特徴から水流の影響を受けた河成堆積物と判断される。

露頭1では崩壊堆積物の下限が確認できなかった。したがって、崩壊発生前の河床は黒沢の現河床より低位に存在したと判断される。この旧河床を覆って、少なくとも厚さ3 mを超える崩壊物質が堆積した。また露頭1において、この崩壊堆積物は深度170~190 cmで細粒化し、その上位で再び粗粒化する。これより、崩壊は少なくとも3回に分かれて発生したことが考えられる。ただし、それぞれの堆積物の間には土層やテフラ層、風化帯、不整合面は認められないので、各崩壊間に長い時間間隙があったとは考えにくい。

崩壊の発生域が安定し、崩壊物質の堆積が完了すると、露頭1付近には植物が侵入した。この結果、含腐植シルト質土層が生成した。ただし、土層は黒褐色を呈しておらず、腐植含量は低いと考えられる。植生はさほど高密度に成立していたわけではなく、土層の生成期間も短かったのであろう。この土層の生成時期は、上述のようにAD657~718またはAD742~767である。

その後、この含腐植シルト質土層を覆って、河成の中粒砂層が堆積した。さらに、この砂層を切って河成の亜角礫層が堆積した。つまり含腐植シルト質土層を河成堆積物が覆い、さらにそれを別の河成堆積物が侵食したことになり、露頭1付近ではAD657~718またはAD742~767以降に黒沢の河床が一時上昇したことが考えられる。ただし、その成因や時期は不明である。

(3) 崩壊の誘因

露頭1の背後で発生した表層崩壊の誘因について、崩壊堆積物の最上部に介在する含腐植シルト質土層の年代と、宇佐美ほか(2013)や古代中世地震史料研究会(2014)などによる被害地震や噴火事件のデータベースとを対比させて候補をあげることが可能である。

たとえば、AD762には美濃・飛騨・信濃国で被害地震が発生し、被災者に穀物などが配給されたとの記述が続日本紀にみられる。推定マグニチュードはM7で、奥村ほか(1998)や地震調査研究推進本部地震調査委員会(2015)は震源断層の候補として、上高地の東約20kmに存在する糸魚川-静岡構造

線活断層系北部区間をあげている。

またAD685には信濃国に灰が降り、草木が枯れたとの記述が日本書紀にみられる。及川ほか(2002)はこの噴火に対応すると考えられるテフラ(Ykd-Tu2)を焼岳周辺で見だし、古代中世地震史料研究会(2014)も灰の給源火山として焼岳を想定している。焼岳の噴火により上高地周辺で火山性地震が発生し、崩壊が惹起されたことも考えられる。

このほか、上高地周辺では最大M5程度の群発地震がこれまで生じている(和田ほか、1999)。そのような局所的な群発地震が崩壊を誘発したことも考えられる。ただし、それを記録した史料はない。

上高地からはやや遠隔地となるが、AD715には信濃国南部に接する遠江国を中心とする地域で地震(推定M6.5~7.5)が発生し、天然ダムの決壊洪水が起きたとの記述が続日本紀と扶桑略記にみられる。この地震の発生翌日には三河国で地震(推定M6.5~7.0)が発生している。条件によっては、これらの地震も黒沢における崩壊の誘因になった可能性がある。

なお、ここでは地震動のみを崩壊の誘因として論じてきたが、古豪雨も検討する余地がある。それについては今後の課題とする。

(4) 崩壊の量的規模

この崩壊堆積物の当初体積は不明なため、崩壊の量的規模を評価するのはむずかしい。ただし、発生域の広がりからみて崩壊堆積物の体積は 10^3 m^3 程度以下とみられ、小規模崩壊(藤田、2004)にあたる。

この程度の量的規模の崩壊は高頻度で発生する反面、崩壊堆積物は侵食されやすく残存しにくい傾向がある。しかし本稿で述べたように、そのような小規模崩壊堆積物でも層相変化から地形変化や古環境が解読でき、条件により年代測定試料も採取可能である。露頭1で含腐植シルト質土層が保存されたのは、その直上に河成堆積物が載り、侵食から保護したためである。踏査によってこの種の堆積物や土層を丹念にみいだすことは、山地における地形発達の理解のために必要なことである。

6. まとめ

本研究では、蝶ヶ岳西面の急流河川において、その谷壁で発生した表層崩壊の堆積物を記載し、 ^{14}C 年代測定により崩壊の発生年代を推定した。崩壊はAD657~718またはAD742~767ころか、その直前に発生した。崩壊の誘因を断定することはできないが、AD762の美濃・飛騨・信濃国地震、AD685焼岳噴火による火山性地震などが候補にあげられる。豪雨により崩壊が発生したかどうかは、今後検討する余地がある。

謝辞

踏査と試料採取は苅谷と清水が共同で実施し、本稿は清水と討議を重ねて苅谷が作成した。踏査と試料採取に際し、故山本信雄氏と佐々木明彦氏、鈴木啓助氏、上高地自然史研究会の諸氏から多大な協力を得た。文学部・高岡貞夫教授との日頃の議論は、上高地の地形発達を考えるうえで大変参考になっている。国立公園等での土石採取にあたり環境省上高地自然保護官事務所、中信森林管理署および松本市教育委員会には諸手続でお世話になり、これらの機関の許可を得て採取を実施した。以上の皆様にお礼申し上げます。本研究には科学研究費(24300321、26350404)と平成27年度専修大学研究助成(課題名：中部山岳における岩盤の重力変形に関する地形学・地質学的研究)を用いた。

引用文献

- Bronk Ramsey, C. and Lee, S. (2013) Recent and planned developments of the program OxCal. *Radiocarbon*, 55, 2-3, 720-730. DOI: 10.2458/azu_js_rc.55.16215.
- 藤田 崇(2004) 規模. 地すべりに関する地形地質用語委員会編「地すべり－地形地質的認識と用語」, 日本地すべり学会, 16-28.
- 原山 智(1990) 上高地地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 175p.
- 苅谷愛彦・松四雄騎(2014) 細密地形データからみた上高地の崩壊地形. 地図中心, 502, 10-13.
- 古代中世地震史料研究会(2014) [古代・中世]地震・噴火史料データベース(β版). <http://sakuya.ed.shizuoka.ac.jp/erice/> (2016年2月8日参照)
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会(2015) 糸魚川－静岡構造線断層帯の長期評価(第二版). http://www.jishin.go.jp/main/yosokuchizu/katsudanso/f041_042_044_itoshizu.htm (2016年2月8日参照)
- 中村俊夫・増田公明・三宅美沙・箱崎真隆(2013) 日本産試料の暦年校正の問題点. 月刊地球, 35-9, 517-522.
- 及川輝樹・奥野 充・中村俊夫(2002) 北アルプス南部, 焼岳火山の最近3000年間の噴火史. 地質学雑誌, 108, 88-102.
- 奥村晃史・井村隆介・今泉俊文・東郷正美・澤 祥・水野清秀・苅谷愛彦・斉藤英二(1998) : 糸魚川－静岡構造線活断層系北部の最近の断層活動—神城断層・松本盆地東縁断層トレンチ発掘調査—. 地震第2輯, 50, 35-51.
- Reimer, P. J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J., Blackwell, P. G., Bronk Ramsey, C., Buck, C. E., Cheng, H., Edwards, R. L., Friedrich, M., Grootes, P. M., Guilderson, T. P., Hafliðason, H., Hajdas, I., Hatté, C., Heaton, T. J., Hoffmann, D. L., Hogg, A. G., Hughen, K. A., Kaiser, K. F., Kromer, B., Manning, S. W., Niu, M., Reimer, R. W., Richards, D. A., Scott, E. M., Southon, J. R., Staff, R. A., Turney, C. S. M., and van der Plicht, J. (2013) IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0–50,000 years cal BP. *Radiocarbon*, 55, 4, 1869-1887. DOI: 10.2458/azu_js_rc.55.16947
- 杉本宏之(1997) 上高地の沖積錐における地形変化と植生変化. 上高地自然史研究会編「上高地梓川の河辺植物群落の動態に関する研究」図表報告書, 1-14.

- 宇佐美龍夫・石井 寿・今村隆正・武村雅之・松浦律子(2013)日本被害地震総覧599-2012. 東京大学出版会, 694p.
- 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, 42 B-1, 81-96.