

046 土石流源頭部で発生した斜面崩壊に關与する地下水脈の推定

○新潟大学積雪地域災害研究センター 古谷 元・佐藤 修・丸井英明 京都大学防災研究所 末峯 章
 独立行政法人土木研究所 小山内信智 財団法人新潟県環境衛生研究所 小松原岳史

1. はじめに

土石流の発生に關与する要因はいろいろあるが、豪雨などによる斜面崩壊がそのまま土石流に直結する例が非常に多い。土石流もしくは流動性崩壊の流下機構については数多く検討されているものの、土石流源頭部で発生した斜面崩壊に關与する地下水脈に關する検討はあまり実施されていない。ところで、筆者らは小規模な斜面崩壊が地下水脈上に分布すること、崩壊の誘因に浅層だけでなく深層の地下水の關与も無視できないことを指摘した^{1), 2)}。本報告では徳島県西祖谷山村善徳のとびのす谷の土石流源頭部で発生した斜面崩壊を Case study とし、この崩壊に關与する地下水脈の推定を試みる。

2. 調査地および探査・計測方法の概要

調査地は平成 11 年 6 月 29 日の集中豪雨の際に土石流が発生した徳島県西祖谷山村善徳のとびのす谷の B および C 支溪である(図 1)。図 2 は探査範囲の周辺部における地形と測点網を示したものである。この範囲の周辺部では今回の豪雨で発生した斜面崩壊が 3 箇所、過去の崩壊地形が 3 箇所、そして湧水点が 4 箇所存在する。なお、ここでは今回発生した斜面崩壊を便宜的に B 支溪の小崩壊、C 支溪の大崩壊および C 支溪の小崩壊と呼ぶ。各々の崩壊土量は B 支溪の崩壊が溪床内で約 2,500m³、C 支溪の大小の崩壊で約 3,500m³である³⁾。C 支溪の小崩壊の上部斜面では湧水点が 3 箇所並んでおり、標高 615m 付近から 590m 付近の間でガリ一状の地形が認められる。

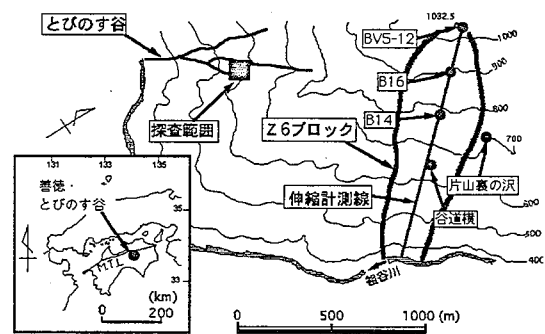


図 1 調査地の位置

1 m 深地温探査の測点網は 10m×15m とし、139 点設けた。この探査の実施時期は平成 13 年 9 月 17 日～19 日である。地温測定にはサーミスタ型精密温度計とサーミスタ用温度測定器を使用した。水質調査は現地にて水温と電気伝導度の測定および採水を可能な限り実施し、その後室内にて化学分析を実施した。測点網の周辺における調査地点は図 2 中の 4 箇所の湧水点 (E13 横, F12 横, G12-13 間および J12 上) である。この調査は 1 m 深地温探査と並行して実施した。現地の斜面の上方にはボーリング孔が設置されていないので、同年 9 月 6 日にこの斜面より北東へ約 1km 離れた善徳地すべり Z6 ブロックの BV5-12, B14, B16 (ノストラナ孔)、谷道横 (横穴ボーリング) および片山裏の沢 (伏流水) でも実施した(図 1)。

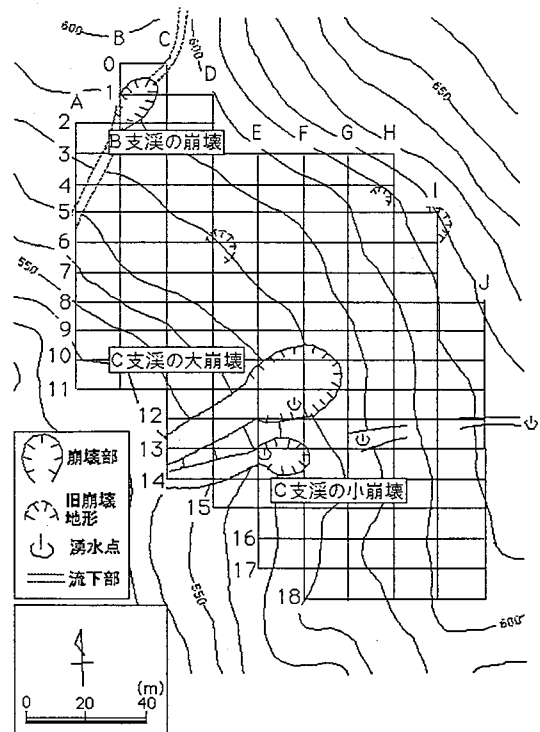


図 2 1 m 深地温探査の測点網

3. 地下水脈の推定と地下水脈の斜面崩壊への關与

水温および電気伝導度の測定結果を表に示す。この表の水温に注目すると、とびのす谷における各湧水点では 13.5～14.1℃とほぼ似た値を示す。Z6 ブロックでは高度効果の影響が多少含まれるものの 12.7～14.3℃の幅で特異な値ではない。また、これまでの調査結果¹⁾より、Z6 ブロックの 9 月におけるごく表層を流れる地下水脈の水温は 17～18℃であることが判明している。これらより、温度的にはとびのす谷の湧水は深層部の地下水と解釈できる。しかしながら、電気伝導度に注目するととびのす谷では F12 横が他の湧水点に比べて一桁大きい値であり、Z6 ブロックでは各ボーリング孔も片山裏の沢より一桁大きい値である。しかも、F12 横以外の湧水点の値は片山裏の沢のそれとほぼ同じである。この違いは地下水中の Ca²⁺と HCO₃⁻の濃度が異なることに起因し(図 3)、とびのす谷のみならず善徳の山体では深層部の地下水でも貯留時間が異なるものが存在すると考えられる。

表 水温および電気伝導度の測定結果

場所	年月日	水温 (°C)	電気伝導度 (μS/cm)	記事
E13 横	'01/9/17	13.5	56.0	とびのす谷
F12 横	'01/9/17	13.9	137.2	とびのす谷
G12-13 間	'01/9/19	14.1	57.4	とびのす谷
J12 上	'01/9/19	12.7	40.5	とびのす谷
BV5-12	'01/9/6	13.1	189.0	Z6 深度 90m
B14	'01/9/6	12.7	126.7	Z6 深度 70m
B16	'01/9/6	14.2	128.3	Z6 深度 49m
谷道横	'01/9/6	14.3	215.0	Z6 横穴ホーリング
片山裏の沢	'01/9/6	12.6	60.0	Z6 伏流水

1 m深地温探査の測定値に関する種々の補正を実施した後の地温は、最高値が 20.61°C (A3), 最低値が 15.11°C (E13), そして平均値が 18.93°Cであった⁴⁾。今回の 1 m深地温探査結果をもとに抽出した平均 1 m深地温未満の低温部を図 4 に示す。この図より、平均値よりも低い地温は B 支溪の崩壊, D6 の旧崩壊地形および C 支溪の小崩壊の周辺部に分布する。一方, C 支溪の大崩壊の上部斜面では低温部が分布しない。これは F12 横の湧水点に対して 2 次元熱伝導方程式の解をもとに検討した結果⁴⁾より、この湧水点の水脈は規模が非常に小さく (裂隙水的) かつ斜面に対して急角度で上昇しているためと考えられる。

以上の結果をもとに推定したとびのす谷 B および C 支溪における地下水脈を図 4 に示す。図中の実線は地下水脈状の水流, 点線は伏流水を表す。地下水脈状の流れは D6 周辺と F12 横で局所的にあり, 各々が旧崩壊地形と C 支溪の大崩壊に一致する。そのうち, 少なくとも C 支溪の大崩壊では裂隙水的水脈の関与の可能性がある。一方, 伏流水の流れは I12 から分岐して E17 までと C0 の上部斜面から B3 までと J12 の上部から I12 を通り E13 周辺である。C0 の上部斜面から B3 までが伏流水と推定した理由は, 低温部が B 支溪の周辺部に存在しないので, 地下水が斜面から流入するのではなく溪床内を流れていると解釈できるからである。J12 の上部斜面から流れる伏流水は, 湧水点の分布状況, 地形条件よりごく表層部を流れていると考えられる。また, これらの伏流水は B 支溪の崩壊と C 支溪の小崩壊に一致し, これらの崩壊に関与したと考えられる。

4. まとめ

本報は土石流源頭部で発生した斜面崩壊に関与する地下水脈を, 徳島県西祖谷山村善徳のとびのす谷を Case study として 1 m深地温探査と水質調査より推定を試みた。その結果, 裂隙水的水脈と伏流水が斜面崩壊に関与したと考えられる。

謝辞

本報告では高知大学農学部の日浦啓全教授, 京都大学防災研究所の竹内篤雄博士のお世話になり, 西祖谷山役場と 10 数名の地権者のご協力を賜った。また, この一部を京都大学防災研究所一般共同研究 13G-15 とリーダーシップ支援経費の援助を受けた。紙面を借りて感謝の意を表す。

引用文献

- 1) 古谷・末峯・小山内・原 (2000) : 平成 11 年 6 月 29 日の豪雨によって善徳地すべり地・大師堂周辺で発生した斜面崩壊と水みちの分布, 新大災害研年報, 第 22 号, pp. 44-60.
- 2) 古谷・末峯・日浦・福岡・佐々・小山内 (2001) : 善徳地すべり地で発生した斜面崩壊の前兆変位と水みちの関係, 豪雨時の斜面崩壊のメカニズムと予測に関する論文集, 愛媛大学・地盤工学会四国支部, pp. 87-94.
- 3) 平松・石川・小山内・三好 (1999) : 1999 年 6 月 29 日徳島県西祖谷山村で発生した土砂災害 (速報), 新砂防, Vol. 52, No. 3, pp. 44-49.
- 4) 古谷・末峯・小山内・原・佐藤・小松原 (2001) : 結晶片岩地域の山地における土石流源頭部の地下水脈の推定, 新大災害研年報, 第 23 号, pp. 32-41.

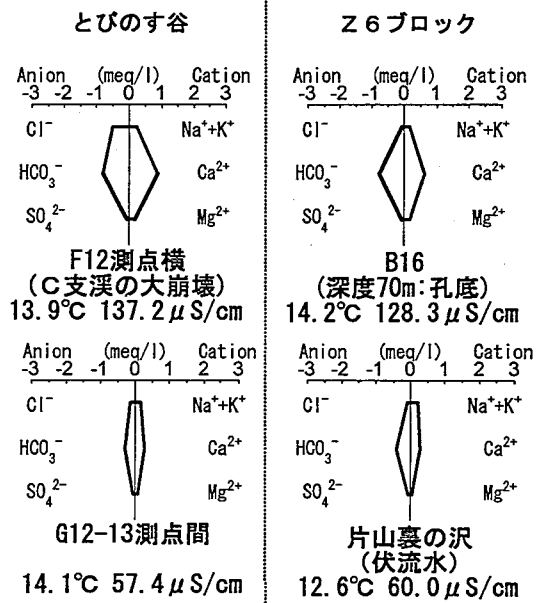


図 3 化学分析結果の一例

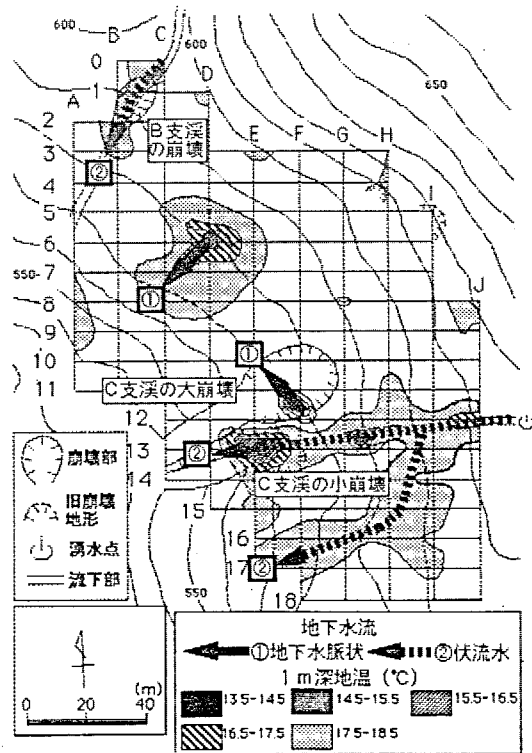


図 4 とびのす谷土石流源頭部の地下水脈