

## 4. 地すべり末端部における多量湧水の原因

### Cause of a large amount of spring water at toe of surface of rupture.

○佐藤洋平・田村浩行・市原健・清水豊（応用地質株式会社四国支社）

大前和寛・氏家健介（香川県）

斜面末端部からの湧水が多い地すべり地において、地下水の供給源と流下経路を把握する調査を実施した。湧水の水質は、 $\text{SO}_4^{2-}$ が多いことから頁岩内部を流下したものと推定した。また、降雨後の湧水は電気伝導度が低くなることが明らかとなった。無降雨時と降雨後の二次元電気探査結果の差分解析では、降雨後に比抵抗値が上昇する箇所が複数確認でき、電気伝導度の低い地下水の分布が明らかとなった。これらは、対象地すべりの背後にある大規模岩盤地すべり内部に認められ、亀裂が発達する箇所に水みちが形成していることを示唆している。

**キーワード:** 地すべり、地下水、水みち、二次元電気探査、差分解析、ヘキサダイアグラム、

#### 1. はじめに

地すべりが地下水位の上昇に伴って変位することはよく知られており、地すべり対策工事においても、安定性向上のため地下水排除工を採用するケースは非常に多く、またその効果も認知されている。しかし、地下水の流下経路は非常に複雑であり、ボーリング調査ならびに観測孔を用いた解析のみでは地下水の挙動を把握することは困難である。このため、地下水排除工の配置にあたっては、技術者の経験に基づく判断によって決められる場合が多く、合理的な設計方法は未だに確立されていないのが実情である。

地下水の分布状況を把握するのに有効な手法の一つとして、電気探査によって地盤の比抵抗を測定する方法がある。地盤の比抵抗は、地盤中の水分量により変化するので、地盤の飽和度を推定することができる。このため、地盤の飽和度をモニタリングするのに活用される例が多い<sup>1) 2) 3)</sup>。また、比抵抗トモグラフィを用いて岩盤斜面における浅層地下水と深層地下水の浸透経路を研究した例もある<sup>4)</sup>。

今回筆者らが調査対象とした地すべり地には3つの崩積土地すべりブロックが分布する。いずれのブロックも集水面積が狭いにも関わらず、斜面末端部からの湧水が多く、地すべり内部の地下水位も高いことが確認された。地下水の供給源と流下経路（水みち）を把握するため、湧水や表流水をサンプリングし、溶解するイオンおよび電気伝導度を調査した。さらに、二次元電気探査を同一測線で無降雨時と降雨後の2回実施し、両者の差分を解析した。その結果、地下水の水みちについて若干考察することができたので報告する。

#### 2. 調査地の地形・地質

調査地は香川県南部の讃岐山脈にある。地質は和泉層群の北縁相が分布し、所々に薄い砂岩層を介在するものの概ね頁岩から構成される。層理面の傾斜方向は、大局的には南へ中角度で傾斜している。砂

岩層を鍵層として丹念に地層の分布を追跡した結果、砂岩の連続性が途切れる箇所に低角度断層が存在することが判明した。このような低角度断層は少なくとも3条確認された（図-1）。

調査地の地すべりは西向き斜面に3つのブロックが分布する。いずれも崩積土地すべりであり、バラバラになった頁岩の岩片と砂・粘土から構成される。層理面との関係は流れ盤とはならない。地すべりのある斜面には多数の湧水点認められ、その多くが降雨に依らず常時湧水が認められる（図-1）。

一方、地すべりのある山体は、山頂に緩斜面が広がり、周囲を切れ込んだ沢によって取り囲まれ、独立した山体の様相を呈している。さらに、馬蹄形を呈した急斜面が独立した山体を取り囲むように連続している。このような地形的な特徴から、地すべりのある山体そのものが古い大規模岩盤地すべりである疑いが示唆された。地表踏査によって独立した山体を取り囲むようにすべり面露頭を確認したこと、ボーリング調査によって岩盤の下位に中位段丘相当の円礫層を確認したことにより、大規模岩盤地すべりの存在が明らかとなった。すべり面の上盤側には、割れ目が密に発達して非常に緩んだ岩盤が分布することを確認した（図-1）。

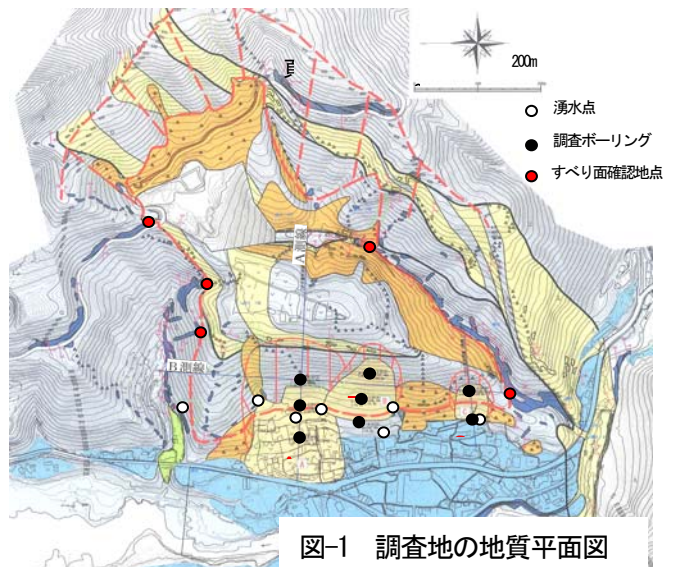


図-1 調査地の地質平面図

### 3. 地すべり地の水質

崩壊土地すべりのある斜面末端部には、常時湧水点が多く確認された。これらの湧水点と周辺の沢水を採取し、含有イオン量を調査した（表-1）。採水は、梅雨の断続的な降雨が続いた後と、2週間降雨がなかった時の2回実施し、それぞれを比較した。

表-1 湧水・沢水の水質一覧

採水日:08/6/20(降雨後)		イオン(mg/L)							pH	EC (mS/m)
番号	種類	Na	K	Ca	Mg	Cl	HCO3	SO4		
No.1	池水	100	2.4	7.1	1.9	6.6	23.0	24.8	6.5(24°C)	10.9
No.2	沢水	120	2.5	13.2	2.3	10.8	34.6	44.2	6.9(23°C)	15.5
No.3	A-3W GL-27.0m	21.0	1.7	24.9	2.1	4.7	92.0	39.4	6.9(23°C)	22.8
No.4	池水	150	2.9	11.9	2.5	5.1	25.7	30.0	6.9(23°C)	16.4
No.5	井戸	7.0	6.7	25.8	2.7	3.2	45.3	23.1	7.6(23°C)	20.3
No.6	井戸	130	2.0	16.0	0.9	4.6	57.1	20.0	7.0(24°C)	14.6
No.7	湧水	8.0	2.4	3.1	0.7	4.3	20.0	13.4	6.4(24°C)	7.1
No.8	沢水	110	1.8	20.6	2.0	4.1	40.7	48.1	7.3(24°C)	17.4
No.9	沢水	110	2.0	8.0	1.4	4.2	30.5	21.9	7.1(24°C)	10.8
No.10	沢水	110	2.0	8.8	1.4	9.9	32.6	22.5	7.2(24°C)	11.2
No.11	湧水	120	1.7	8.5	1.0	11.3	45.7	18.5	6.7(24°C)	11.6
採水日:08/8/22(無降雨時)		イオン(mg/L)							pH	EC (mS/m)
番号	種類	Na	K	Ca	Mg	Cl	HCO3	SO4		
No.1	池水	110	3.1	8.4	1.9	4.8	38.7	19.8	6.7(25°C)	11.4
No.2	沢水	180	3.4	23.4	3.9	4.3	69.3	63.2	6.8(25°C)	22.8
No.3	A-3W GL-27.0m	20.0	2.0	22.6	1.9	6.9	92.8	30.7	6.8(25°C)	21.6
No.4	池水	170	3.7	22.6	3.0	9.3	70.9	42.7	6.8(25°C)	21.3
No.5	井戸	110	5.7	30.8	2.4	9.3	77.6	23.1	6.9(25°C)	23.0
No.6	井戸	170	2.2	22.8	1.5	4.3	87.6	23.2	7.2(25°C)	19.3
No.7	湧水	110	6.1	6.2	1.1	4.7	48.1	11.3	6.5(25°C)	11.5
No.8	沢水	140	2.1	34.6	2.9	4.3	69.5	64.0	7.3(25°C)	25.3
No.9	沢水	140	2.5	11.9	1.8	3.4	53.4	24.3	7.4(24°C)	14.4
No.10	沢水	140	2.5	14.8	2.0	3.7	52.7	34.2	7.4(24°C)	16.1
No.11	湧水	160	2.8	21.6	2.1	4.1	67.6	19.7	6.9(24°C)	15.2

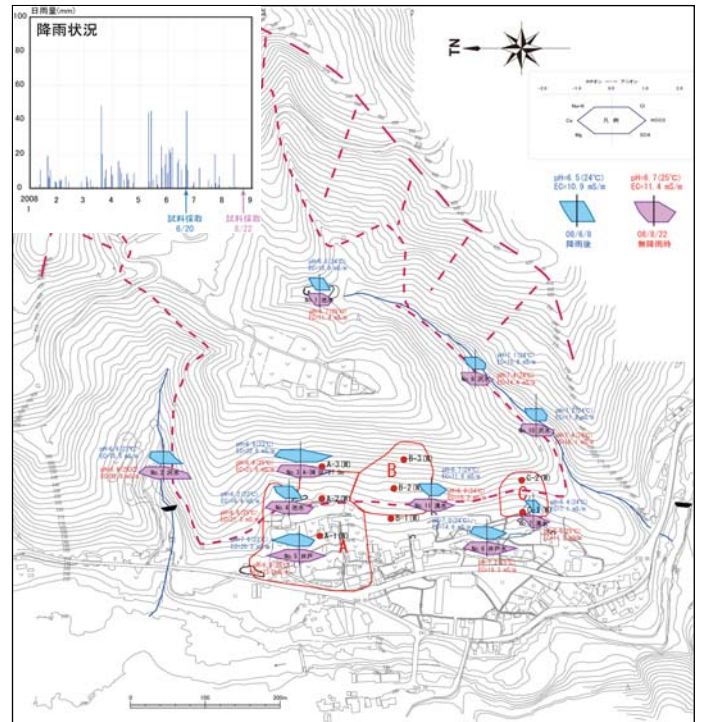


図-2 採水位置と含有イオンのヘキサダイアグラム

湧水の水質は次のような特徴を有している（図-2）。

- ① 降雨後に比べ、無降雨時は全体に各イオン量が多く、EC値が高い傾向がある。これは、多量の雨水が地下に流入したことにより、反応途上の未成熟な地下水が湧水したためと考えられる。
- ② 斜面末端部の湧水（No. 3, 4, 5, 6, 11）は、 $\text{Na}^+$ 、 $\text{Ca}^{2+}$ 、 $\text{SO}_4^{2-}$ に富む。またEC値も高い。これは、地下に浸透した水が移動の過程で頁岩と反応し、イオンを多く取り込んだためと考えられる。
- ③ 独立した山体背後の沢水（No. 1, 9, 10）は、EC値が低く、含有イオン量は少ない。これは、地下で反応することなく流下する表流水であるためである。
- ④ Cブロック末端部の湧水（No. 7）は、山体背後の沢水とほぼ同様の特徴を示す。これは、地下で反応する間もなく、短時間で地表に湧水したためと考えられる。

以上より、斜面末端部の湧水は地中をある程度時間をかけながら流下した地下水であると考えた。また、降雨が地下水のイオン濃度に変化を与えている可能性が考えられる。

#### 4. 降雨による地山比抵抗値の変化

調査地の湧水の含有イオン濃度および電気伝導度は、降雨によって変化する。すなわち、無降雨時の地下水に比べて、降雨後の地下水は、含有イオン濃度が低く電気伝導度も低いことが予想された。そこで、二次元電気探査を無降雨時と降雨後の2回実施し、両者の差分解析を行い、地下水の供給源と流下経路を検討した。

##### (1) 探査方法

測定は2極法配置とし、電極間隔を5m、15深度測定可能となるように展開し、最大探査深度を75mとした。測定機器は、McOHM21（応用地質株式会社製）を使用した。

##### (2) 探査時期

探査1回目は、07/10/5に実施した。探査前までは8/14に39mm/dayのまとまった降雨があったが、それ以降はまとまった降雨がなく、地下水位は低い状態である。

探査2回目は、08/7/6に実施した。2週間前の6/21には45mm/dayのまとまった降雨があり、前日の7/5も12mm/dayの降雨があった。地下水位は、1回目に比較して1~2mほど高い箇所がある程度で、極端な差はない（図-3）。

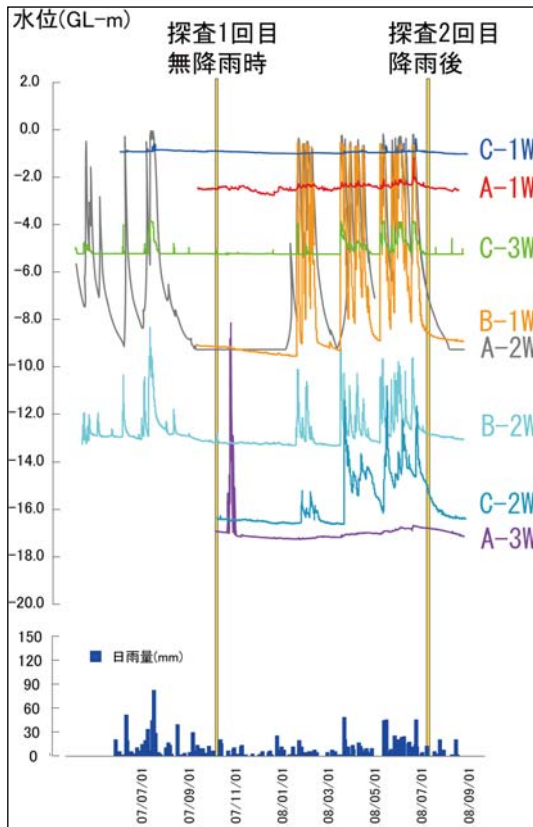


図-3 降雨・地下水位と探査実施時期

##### (3) 岩石・地下水の比抵抗

一般に頁岩の示す比抵抗は $1 \times 10^0 \sim 1 \times 10^1$  ( $\Omega \cdot m$ ) オーダー程度といわれている<sup>5)</sup>。調査地の頁岩層を対象に電気検層を行ったところ、50~500 ( $\Omega \cdot m$ ) と幅が広く、全体にやや比抵抗値が高い傾向が明らかとなった。これは、亀裂の状況や地下水の電気伝導度に応じて比抵抗が変化することを示す。また、調査地の基盤を構成する頁岩はやや粒度が粗く、珩質であることが全体に比抵抗値が高い理由と考えられる。

表-2 電気検層結果一覧

調査孔	A-3W	C-2W	備考	
地下水	41.6	71.4		
段丘堆積物	80	-	円礫、砂、シルトからなる淘汰の悪い砂礫。	
頁岩	破碎部	50-75	125-150	鱗片状に細かく破碎し粘土を伴う。D級岩盤。
	亀裂部	100-150	200-300	2~5cm間隔に多数の亀裂が発達する。CL級岩盤。
	良好部	150-200	300-500	10cm間隔程度の亀裂が発達する。CM級岩盤。
砂岩	亀裂部	300-500	-	2~5cm間隔に多数の亀裂が発達する。CL級岩盤。

(4) 二次元電気探査結果

図-4にA測線、B測線の「無降雨時」、「降雨後」の二次元電気探査結果を示した。

A測線では、斜面末端部（距離程50-150m）付近に崩積土すべりおよび段丘堆積物に相当する低比抵抗帯が識別できる他は、地質構造、大規模岩盤すべり、地下水構造を示す有意なコンターは確認できない。

B測線では、距離程50-100mにかけて伸びる高比抵抗帯や距離程400-550mにある水平構造が大規模岩盤すべりの境界面、もしくは地下水構造を示すものと思われる。また、距離程270-380mの浅部に低比抵抗帯があり、崩積土すべりの分布と一致している。

次に、各比抵抗値を「降雨後/無降雨時×100」とした計算を行いカラー表示した（図-4）。これにより、地盤の地質、亀裂の状態による比抵抗値の変化を排除し、地下水の水位や水質のみが異なる条件での比較が可能となる。暖色系は降雨後に比抵抗値が上昇した部分、寒色系は比抵抗値が低下した部分を示す。

通常、降雨などで地盤の飽和度が高くなれば、全体に比抵抗値は低下するものと予想するが、本調査で比抵抗値が明らかに低下したのは、B測線の距離程60mおよび130m付近の尾根周辺のみであり、逆に比抵抗値が高くなった箇所が目立つ。特に、A測線の距離程150mおよび250m付近は、大規模岩盤すべりのすべり面上方に認められ、B測線においても大規模岩盤すべりの土塊内部に複数点在するのが確認できた。また、不動基盤部においても距離程100mおよび400m周辺に比抵抗値が増加した箇所が認められた。

このように降雨後に比抵抗値が増大した箇所は、溶存イオン濃度（電気伝導度）の低い地下水が流入した箇所と考えることができ、地下水の流速が比較的速い箇所、すなわち「水みち」と解釈してよいのではないかと考えた。

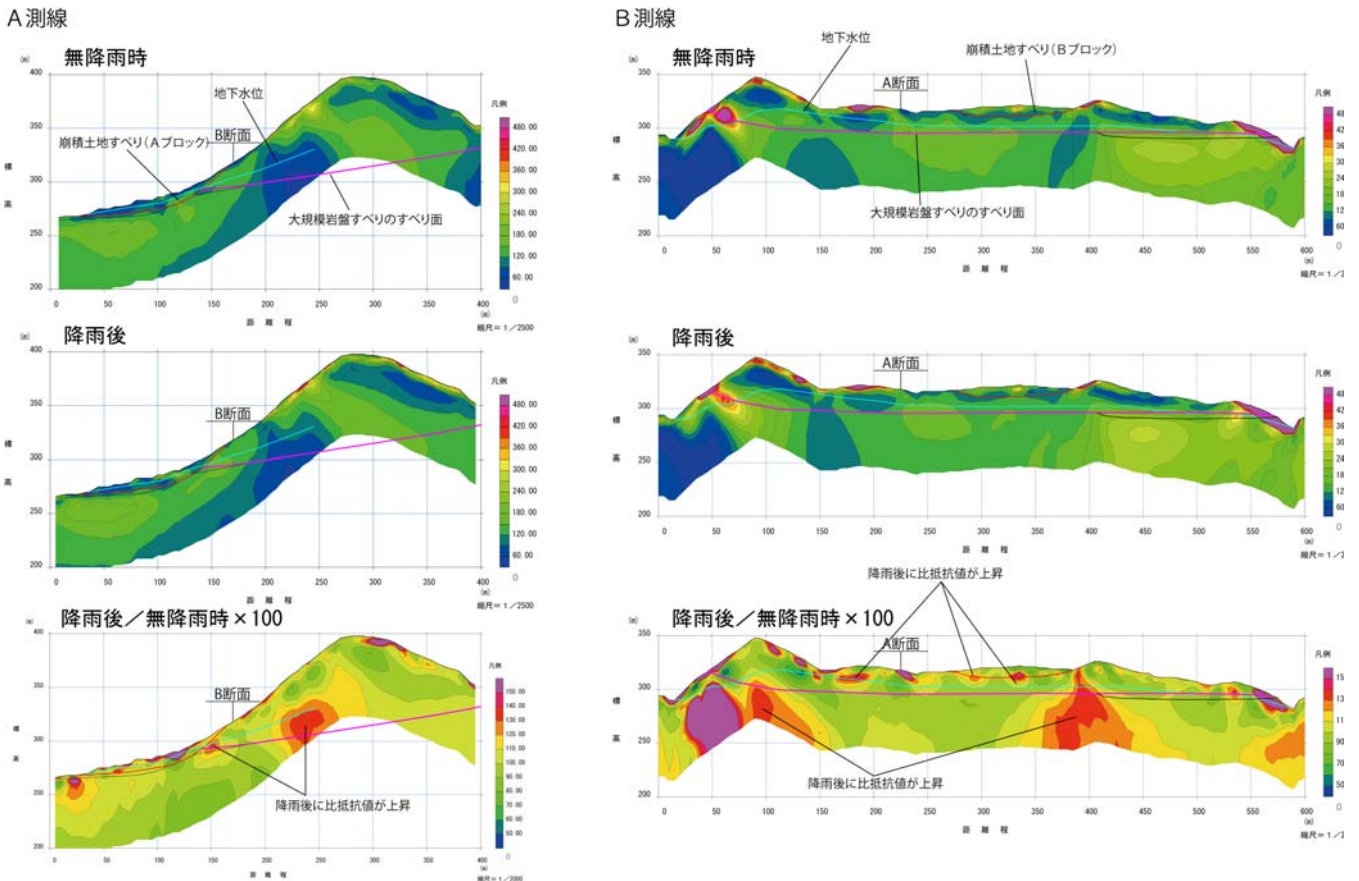


図-4 比抵抗映像法による無降雨時、降雨後、差分解析結果図

## 5. 水みちの検討

以上の調査結果から、地すべり発達史と関連付けて水みちを考察する。

### (1) 地すべり発達史 (図-5)

#### ① 中位段丘面形成期 (13~8万年前)

旧河川の下刻により、低角度断層が地表に露出した。この低角度断層はガウジ等はほとんど伴わない「硬い断層」であるが、割れ目が密集し鏡肌を有する。周囲の岩盤に比較すると強度は非常に小さい。

#### ② 大規模岩盤地すべりの発生 (13~8万年前)

地震などをきっかけに、低角度断層をすべり面とする大規模岩盤地すべりが発生する。規模は幅500m、長さ500m、厚さ100mと予想される。末端は当時の河床平坦面(中位段丘面)に乗り上げた。移動体の内部は、すべり面の上部は変形によって亀裂が多数発達するが、その上部はあまり変形を受けず、良好な岩盤性状を残した。

#### ③ 崩積土地すべりの発生 (8万年前以降)

旧河川の蛇行によって大規模岩盤地すべりの前面が侵食を受け、斜面末端に崩積土が堆積し肥大化する。肥大化した崩積土は次第に崩積土地すべりへと成長する。大規模岩盤地すべりのすべり面上部にある亀裂帯は、このときすでに水みちとなっていた可能性が高い。

#### ④ 中位段丘面形成期 (13~8万年前)

旧河川の下刻により、低角度断層が地表に露出した。この低角度断層はガウジ等はほとんど伴わない「硬い断層」であるが、割れ目が密集し鏡肌を有する。周囲の岩盤に比較すると強度は非常に小さい。

#### ⑤ 大規模岩盤地すべりの発生 (13~8万年前)

地震などをきっかけに、低角度断層をすべり面とする大規模岩盤地すべりが発生する。規模は幅500m、長さ500m、厚さ100mと予想される。末端は当時の河床平坦面(中位段丘面)に乗り上げた。移動体の内部は、すべり面の上部は変形によって亀裂が多数発達するが、その上部はあまり変形を受けず、良好な岩盤性状を残した。

#### ⑥ 崩積土地すべりの発生 (8万年前以降)

旧河川の蛇行によって大規模岩盤地すべりの前面が侵食を受け、斜面末端に崩積土が堆積し肥大化する。肥大化した崩積土は次第に崩積土地すべりへと成長する。大規模岩盤地すべりのすべり面上部にある亀裂帯は、このときすでに水みちとなっていた可能性が高い。

#### ⑦ 低位段丘面形成と崩積土地すべりの成長 (4万年前~現在)

河川の下刻により、低位段丘面が形成された。大規模岩盤地すべりの背後は、沢の開析が進み表流水

が増加した。沢沿いには大規模岩盤地すべりのすべり面および亀裂帯が露出し、地表水の地下への浸透が促進した。浸透した地下水は亀裂帯を水みちとして斜面末端部へ多量に流下した。斜面末端部の崩積土地すべりは、背後から供給される多量の地下水によって不安定化を繰り返し、低位段丘面に乗り上げながら成長するとともに、現在も慢性的な活動を続ける。

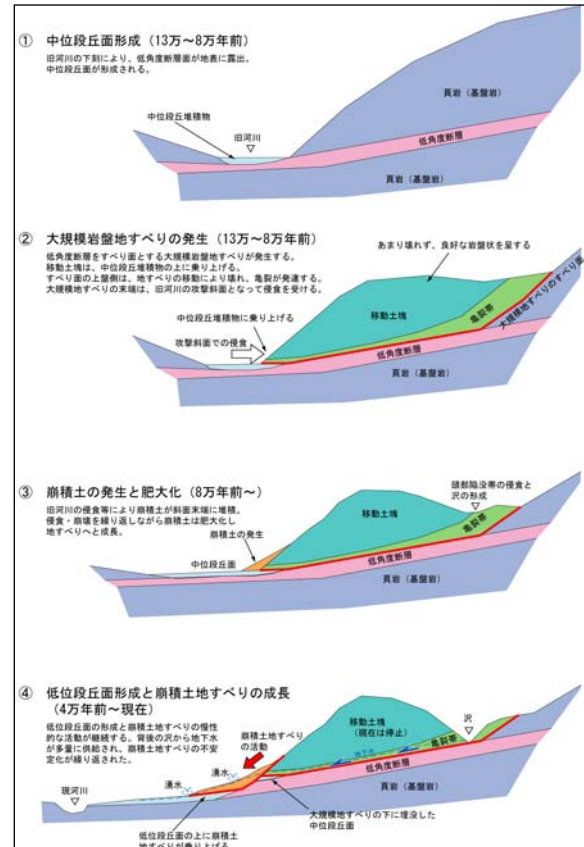


図-5 地すべり発達史

## (2) 水みち

地下水条件が異なる2回の二次元電気探査を差分解析することによって、降雨後に地山の比抵抗値が増大した箇所を把握した。これらを水みちと識別してその分布を総合的に考察し、図-6のような地下水の流下経路を推定した。

水みち1は、大規模岩盤地すべりのすべり面上部にある亀裂帯を流下する経路で、斜面末端部の崩積土すべりに広く地下水を供給し、地表湧出するものである。流下経路が比較的長いこと、末端の湧水は溶存イオン量が多く、電気伝導度も高い傾向にある。

水みち2、3は、背後の沢から基盤岩内部を流下するもので、比較的流下経路が短く、末端の湧水は溶存イオン量がやや少なく、電気伝導度が低い傾向にある。この水みち沿いに断層等の劣化部は確認されず、おそらく応力解放に伴って生じた層理面や節理面に沿う開口部を流下するものと思われるが、明確ではない。

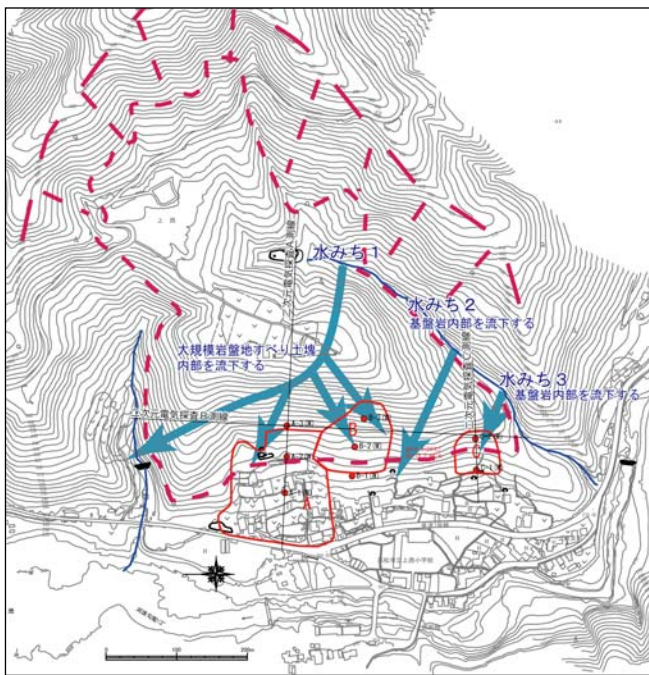


図-6 推定された水みち

## 6. まとめ

今回の調査では、得られた成果・課題は次のとおりである。

- ① 湧水の含有イオン濃度および電気伝導度は、無降雨時に比較して降雨後の方が低いことを把握した。ただし、サンプリングしたのは湧水主体であり、湧水点周辺のイオン濃度の低い表層水が流入している可能性を否定できない。ボーリング孔内の地下水など地表と隔離された地下水の水質についても今後把握する必要がある。
- ② 無降雨時と降雨後の二次元電気探査結果を差分解析することにより、降雨後に比抵抗値が上昇した箇所が水みちであることを推定できた。しかし、あくまで推定の域を出ず、降雨前後にかけてモニタリング調査をおこない、比抵抗値の時系列的な変化を把握する必要がある。
- ③ 推定した水みち1は、大規模岩盤地すべりのすべり面より上盤側にあり、移動変形によって劣化した岩盤内を流下するものであった。しかし、水みち2、3は基盤内部を流下するものであり、地表でこれに相当する岩盤劣化部を確認する必要がある。
- ④ 水質調査、二次元電気探査結果に地質的な考察を加えることで、水みちの地質的な性状を考察することができた。

なお、本調査結果に基づき、Bブロックにおいて横ボーリング工が施工された。その結果、地下水の多量排水に成功し、明らかな地下水位低下が確認された。同時に隣接するAブロック頭部でも地下水位の低下が観測されており、今回推定した水みちが大きく間違っていないことを裏付けた。

## 参考文献

- 1) 林 宏一，澁谷 啓：実物大盛土浸透実験における比抵抗測定による地盤の飽和度のモニタリング，地盤の環境・計測技術に関するシンポジウム 2008
- 2) 井上敬資，中里裕臣，久保田富次郎，竹内睦雄，古江広治：涵養強度を変えた地下水涵養試験の比抵抗モニタリング，物理探査学会第120回学術講演会論文集，77-80，2009
- 3) 山本信博，小杉賢一朗，桂 真也，水山高久，安田勇次，山内政也：風化花崗岩層内の水分移動が雨水流出過程に及ぼす影響，第53回砂防学会研究発表会概要集，480-481，2004
- 4) 田村栄治，金山清一，長谷川修一，鶴田聖子：岩盤斜面における浅層地下水と深層地下水の挙動，地すべり学会，44，2，33-40，2007
- 5) 地盤調査の方法と解説，地盤工学会，106，2004