地スベリ地の地下の水の動態 (I)

岸 本 良 次 郎 *

Types of Moisture Existing in the Ground
of Landslide areas (I)

Ryōjirō KISHIMOTO

Abstract

The movement of landslide masses is widely different from rapid to very slow. The masses, once born, then develop through several steps, and finally die. Different types of moisture exist in the ground of landslide area. The features and movements of the moisture vary with the growth of landslide.

These characters of the moisture are to be discussed hereafter. In the present report, characters of landslide phenomenon is generally described, the moisture is classified into several types and the flow in large voids and wide cracks caused by landslide movement (one of the above types) is discussed.

1. 序

日本における地スベリの多発地帯は、第三紀層・結晶片岩・蛇紋岩・温泉変質地帯等であり、岩が軟質で粘土化しやすいことが地スベリ発生の素因とされている。これに人工的切り土・地下水・降雨等の誘因が加わると地スベリを生じ、そして複雑な変遷を経て地スベリは発育して行き、最後に死滅するものと思われる。

地スベリの消長・発育には地スベリ地の地下の水分は非常に深い関係がある。すなわち、
①地下の水が直接に地スベリを促進する(例、地下水位が上昇すると地スベリの移動速度が早まる)。
②地下の水が間接に地スベリを促進する(例、泥岩が次第に溶けて軟粘土になることにより、地スベリが活発化する)。
③地スベリが直接に地下の水の状況を変える(例、地スベリにより多数のキレツが生じ、それが地下水の流路になる)。
④地スベリが間接に地下の水の状況を変える。(例、地スベリをくり返す内に泥岩が軟粘土になり、吸着水が毛管水になる)。
などの場合が多く見られる。

これらのことは、地スベリ地の地下の水の動態の研究には、①通常の意味の地下水だけでなく、土壤水やキレツ内の流れ等の各種の形態の水を対象とする必要があり、②それぞれの水の動態およびそれと地スベリの発育や運動との関係を明らかにし、③各形態の水の関係が地スベリの発育や運動によってどうなるかを研究する必要があることを示している。

この報告はこのような見地から、地スベリ地の地下の水の動態を総説することを試みたもので、今回はそのうちの地スベリの概説と地スベリ地の地下の水の分類および地下の水の一形態であるキレツ等の水みち内を流れる水について述べる。

なお、地スベリ地の地下の水の動態は未知のことが多く、この報告も不完全なものである。

* 農業土木試験場

御叱正を得れば幸甚である。

2. 地スベリの概況と地スベリ地の地下の水の概要

1) 地スベリの模式的発育

ある1個の地スベリが原地盤内に宿ってから誕生し、次第に発育して行き、最後に死滅に至る過程を模式的にたどると下のようになるであろう。

①地スベリの胞芽～誕生： 元来、地スベリ地の原地盤内にはキレツ・微細キレツ・風化部・粘土化部等の弱線が存在しているであろう。弱線付近には、応力集中を生じてキレツが発達し、地下水や空気等の環境変化の通路になって粘土化・軟弱化が進行するであろう。その結果、弱線は拡大して地盤内に歪が進み、地表でもキレツが認められたりするに至る。このような弱線は多数存在し、最後に弱線群を運らねる大弱線に発展し、遂に地スベリが生じる。

②一次的地スベリ： 一旦生じた地スベリはある期間滑動を続けるわけで、これが一次的地スベリである。

土塊は地スベリ面を境に全体的に下前方に滑動し、ことに上部は落ち、下部は押出されて隆起する(図1)。

図1 地スベリの模式図

土塊底部の地スベリ面は実はある厚さを持った層であるが、この層は滑動を経験したことによって、より滑動しやすい性質一層の粘土化の進行および土粒子の配向一になっていると考えられる。降雨の度毎に地スベリが再発する等というのはこのためで、地スベリをくり返すほど、ますます滑動しやすい性質になって行くと思われる。

地スベリ地の上部は引張力の働く所であるが、ここの特色は図1のように、滑動土塊は比較的原地盤の性質を残したまま塊状になって動いていること、土塊と土塊との間は多数の引張りキレツに沿う滑落崖で境されていることであろう。また、ここには凹所を生じ湛水することも多い。

下部は圧縮力の働く所で、ここでは滑動土塊は原形を余り残さず、粉碎・泥流状等になり、また開口した圧縮キレツを生じている。

③二次的地スベリ～流去・死滅： 滑動した土塊は、一次的地スベリをくり返す過程で破壊が進行し、またその結果粘土化が促進される。そのため、土塊は次第に空隙の多い、強度の低い粘土になり、土塊内部に新たに部分的な地スベリ—二次的地スベリを生ずるようになる。この段階では元の一塊の地スベリ地は細分化し、各種のキレツは複雑に発達したり変化したりするようになる。

この過程が進行していくと、土塊は次第に膨軟化し、遂には泥流状になって沢等に流れ下り、地スベリは消滅する。

2) 現実の地スベリ

現実の地スベリは種々の変形—ある段階を飛び越す・途中で発育が止る・全段階が急速に経過する・非常に緩慢に発育する等—を受け、必ず典型的な発育をするとは限らない。また、原地盤の地質・周辺の地形・気象条件等が発育の仕方に影響する。例えば断層周辺で地スベリが発生しやすい・地スベリ地の下方に硬岩の丘があって地スベリの発育を抑制する・豪雪地帯では融雪期に活動が促進される等である。

また、個々の地スベリを詳細に見ると、地点や深さによっても発育状態が異なると考えられる。

概して、地スベリ地の上部および深部では比較的原地盤の性質が残っている若い段階の土が多く、下部および浅部では、攪乱と粘土化を強く受けた老いた段階の土が多い。

3) 地スベリ地内の水の分類

地スベリ地の地下には、地スベリの発育段階と運動状況・ある地点の発育段階等に応じて、いろいろの形の水が存在したり流動したりしている。また、それは地スベリの発育に伴って次第に変化して行く。この空間的にも時間的にも多様に形を変える水を、その容水地盤の種類・水と岩や土粒子との相互関係・水が運動する法則等に基づいて下の様に分類することにする（表1参照）。

表1 水の種類（文献1）による）

分類	特 徴	細 分 類		特 徴	保 持 力	静水圧伝達の有無	水分移動時の主な作用力
自由水	土粒子のまわりに水分子が一定方向をとって配列していない。	帯水層重力水	流動水	帯水層を飽和させている水。	不透水層による支持力	伝 える	重力、毛管力 およびそれ以外の外圧
		毛 管 水 帯 重 力 水		地下水の毛管水帯にあり、連続してつながっている水。	不透水層による支持力	伝 える	
		懸 垂 水 (毛 管 水)		土粒子の接触点で自由水の孤立した集積として存在している水。	主 として 毛 管 力	伝えない	毛管力・吸着力および外圧
結合水	土粒子のまわりに水分子が一定の方向をとって配列している。	弱 結 合 水	層間水	土粒子に弱く結合されている数十～数百分子層の厚さの水。 粘性大。	吸 着 力	伝えない	吸着力および外圧 ほとんど移動せず
		強 結 合 水		土粘土に強く結合されている数分子層の厚さの水。 固体に近い。	吸 着 力	伝えない	

①大空隙内の水： 地スベリ性のクレツ等の大空隙内にある水で、個々の大空隙内では静水力学・管路や開水路の水力学的諸法則に従って流動しているとみられ、岩や土との関係は壁面マサツの程度のもの。

②岩石内の水分： 岩質や風化の程度によって種々の形態があるが、このうち、結晶水として岩中に強固に取り込まれたものはここでは扱わない。堆積岩中の結合水は、ほとんど移動しない水分であるが、地スベリの進化と共に形を変える興味ある水分である。

③硬質粘土内の水分： この粘土は②がさらに粘土化した粘土であるが、未だ原岩の肉眼的構造や

力学的異方性等が残留している粘土である。弱結合水が大部分で流動は容易でないと思われる。

④軟質粘土内の水分： この粘土は③がさらに粘土化したもので、原岩の性質は殆ど残留していない軟粘土である。弱結合水ないしは毛管水が大部分で流動性はあまり高くない。条件によっては泥流状の土に転化する。地スベリ層の土もこの特殊なものと考えられる。

以下において、各々の水の性質を、地スベリとの関係を中心に概説する。

3. 大空隙内の水

1) 容水層の性質

(1) 種類

この水が存在する場所は、地スベリ地の地下の大空隙で、地スベリ性のキレツ・剪断面（上部の滑落崖の地下への延長部・末端隆起部付近の圧縮性のキレツ等）、地スベリ性の粗粒土（地スベリにより破壊された岩塊等が集積しているところ等）、地スベリ土の性質に基づく水みち（粘土が洗掘されたり溶けたりして生じた地下の空所等）、非地スベリ性の水みちの性質の残留部（元来あった岩のキレツや大空隙が地スベリ後も破壊を免れて残留しているもの等）である。

図2 地スベリ地の大空隙内の水

- a : 滑落崖内の水
- b : 開いた地スベリ面間の水
- c : 圧縮性キレツ内の水
- d : 粗粒部内の水
- e : 地スベリ土が溶けて生じた空所内の水

(2) 大空隙の分布・発達等に影響する要素

この大空隙の形態・分布・発達等には下のような各種の要素が影響する。

①地スベリの移動状況： 地スベリ性の大空隙の発達には当然、地スベリの移動速度・移動量が影響する。概して急激な移動・大規模な移動・長距離の移動ほど大空隙は発達する。例えば、急激な崩壊性地スベリの直後はズタズタに寸断された土塊の集積した様な状態で、大空隙が発達している。また、年間数cm程度の緩慢な粘質土の地スベリでは、キレツは発生しては周辺土がくずれて埋められ、大空隙の発達が悪いことが多い。

②岩質： 概して硬質の岩の場合、地スベリ性の大空隙はよく保存されて大規模なものになるが、軟質の岩の場合には上例のように保存不良で発達しにくい。

長崎県は北松型の第三紀層地スベリの代表的分布地域である。この地スベリは第三紀佐世保層群の各層および平戸層に多く、層内の炭層とそれに伴う火山供給物の層・粘土層をスベリ面とし、上位の硬質の砂岩を主とする層が滑動しているものである²⁾。この型に属する鷲尾岳地スベリの状況は図3写真1のようで、地区の最大のキレツは、地表で長さ100m, 最大幅数10mに達する垂直の硬質の砂岩の壁である。

③地スベリの発育段階： 地スベリの発育は、岩が粘土に、硬質のものが軟質のものになる過程とも言え、従って、硬質の岩の中に生じた地スベリ性の大空隙が、次第に粘質土に埋没されて行く過程とも言えよう。一個の地スベリ地については、上部ほどまた深部ほど硬質の岩の中の大空隙の性

図3 北松型鷲尾岳地スベリ地内のキレツ水(概念図)

写真1 鷲尾岳のキレツ(矢印)とその垂直の壁

格が強く、下部ほどまた浅部ほど軟質粘土中の水分の性格が強くなるといえよう。

(3) 大空隙の性質

地スベリ地における大空隙の2～3の性質を述べる。

①通じかた： 前節の大空隙の成因から推定できるように、複雑に発達している。このことは、地スベリ地調査でよく行なわれる色素等をトレーサーとした地下水流動径路探査においてよく認められる一色素は投入地点の下方の地下水からは検出されず、遠い側方の地下水から検出されることがよくあり、あるいは側方からも下方からも検出されることがよくある。

②地スベリに起因する変化： 地スベリ性の大空隙は地スベリ移動の消長に応じて変化していることは、その成因から推定できる。すなわち、地スベリ移動の消長に応じて、大空隙は拡大・縮小が起り、あるいは閉塞したり新たに発生し、連絡が絶たれたり新たに連絡したりする。この状況は浅い小規模のブロック状の地スベリで最も容易に観察できる。

静岡県由比今宿の地スベリは1辺1～3 m、厚さ1～1.5 mの多数の小土塊が、軟泥岩上をすべっているもので、土塊間には小沢や小キレツが縦横にできている。降雨時には水は小キレツや小沢を流れ、各土塊の滑動が促進されるが、その移動速度は異なり、土塊群はついたり離れたりし、小キレツ・小沢の状況はその都度変化する(図4)。なお、この例は非常に浅い地スベリの、地表水と地下水の中間的な水ということ

図4 小土塊の地スベリと土塊間の水

ができるが、地スベリによる大空隙の開閉という点では大規模のものと変りはない。

③地スベリ土の性質に起因する変化： 地スベリ性の大空隙が、以後地スベリはないにもかかわらず、周辺の土がくずれて埋没したり、反対に、大空隙内の流水のために周辺の土が洗掘されて拡大したりすることもよく認められる現象である。

2) 水の性質

(1) 流れの法則

個々の大空隙内の水は、空隙の形状・流量の変動等の種々の場合に応じ、管路又は開水路の水理学的法則に従って流動しているであろう。又、空隙の分布・連絡状況によっては大局的にダルシー流と言えることもあるであろう。しかし、地スベリ地におけるこの種の研究は未だ余り行なわれておらず不明のことが多いので、下にこの水の性質に関して分っていることを示す。

(2) 大空隙の変化と流路・流速・流量・水位の変化。

大空隙の直接地スベリによる変化や地スベリ土の性質に基く変化に応じて、その内部の地下水の流速・流量・水位・流路等にも変化が生ずる。

流路の変化の例は、地スベリによって新たに湧水が湧出したり、反対に井戸がかれたりしたという例、大地スベリ発生前に地下から水音が聞こえるようになっていたという前駆的現象等である。

長野県豊野地区地スベリ地で行なった調査では、大空隙の開閉が地下水位の変化として表われていた。この地区には地下水位の昇降が相反する2地点(No.3地点, No.4地点)があり、一方の水位が上昇期(下降期)になると、他方は下降期(上昇期)に入り、しかも各期間は大雨を契機に交互していた(図5)。この現象は、大雨による地スベリの活動または何等かの理由によって水みちが開閉すると推定できた³⁾。

地下水の水みちが閉鎖する結果、そこに地下水が集積して地スベリが発生するという例もいくつか報告されている⁴⁾。

図5 逆の水位の昇降を示す2地点

(3) 流速・流量・水位

①水みちの流動： 地スベリ地の地下水は大空隙の水みちを流れている証拠は、流速や水位等の測定結果に基いて多く語られている（土壌物理的には次回に述べる）。

その1は先述の地下水追跡調査結果から流速を求めたもので、多くの機関で行なったこの調査結果を竹内⁵⁾ (1967)がまとめたものが表2であり、筆者の経験によっても大体妥当な数値と思われる。これらの数値は、均一土層の透水の流速としては過大であり、水みちの流速と考えざるを得ないことを示している。

また排水工事で行なう多数の横ボーリングにおいて、すぐ近接して掘られた一孔からは排水があるが、他方からは全然排水がないという例は一般的に認められる。同種の極端な現象を上げる一被圧水が自噴するボーリング孔に近接して（距離約20m）集水井を掘ったが、井戸からは排水がなく、自噴状況も不変であった（図6）。

②流れの変動： 大空隙内の流れの流速・流量・水位などの変動は、層の性質以外に水の起源からも影響を受ける。

鷲尾岳地スベリの炭層内およびキレツ内に設けた測管型ピエゾメーター（図3）により測定した水位の変動は図7のようで、降雨によって急激に水位が上昇し、以後急激に降下している。

このように降雨が直接浸透する場合は、大空隙内を急速に流れて変動が激しいのである。

大空隙の周囲の不透水層の状況によっては、ある水位以下はたまり水で、それより上だけが変動する水の場合がある。このような時、大空隙の底部から排水工事を行なうと、先ず多量の排水がありそれは漸減し、水位は急速に低下する。そして結局、新しい条件に応じた平衡に達してほぼ定常化する。

特殊な例は松代群発地震の最盛期に生じた牧内地区地スベリで、地震により生じた断層から多量の被圧温泉水が湧出し、そのために地スベリが起った。地スベリ頭部の滑落崖直下から湧出した多量の温泉水の水圧を深さ34mと21mの上下2段にピエゾメーターを設置して観測し次のことが分った一下段の水圧の方が高い、観測開始時（地スベリ発生約400日後）には地表面上最大13mに達する被圧があった、時と共に水圧は低下した、地スベリ発生時には下段で地表面上27mに達する被圧があったと推定できる⁶⁾—図8。

表2 現場の地下流速と透水係数（文献5)より）

地スベリ地	県名	実際の流速 (cm/sec)	現場の流速より求めた透 透水係数 (cm/sec)
松の山	新潟	0.1 — 0.42	0.55 — 2.33
見座	富山	0.63	4.848
"	"	3.40	7.951
串林	滋賀	2.2 — 0.2	1.375 — 1.25
上仰木	"	10^{10} — 10^{-2}	8.770 — 0.087
亀の瀬	大阪	0.10 — 0.18	0.133 — 0.239
"	"	0.26 — 2.64	0.277 — 2.816
神影	兵庫	0.36 — 0.48	1.8 — 2.4
"	"	1.16 — 2.08	8.787 — 15.76
相岡	"	0.43	1.954
"	"	0.17 — 0.62	0.314 — 1.147
北僧尾	"	0.04 — 0.01	0.125 — 0.031
丹土	"	0.19 — 0.30	1.90 — 3.00
楠神	"	0.22 — 0.28	0.374 — 0.476
川井	高知	0.39	0.334
円行寺	"	0.11	0.220
西川	"	0.33 — 0.92	0.412 — 1.150

図6 水みちの流れを示す極端な例

図7 降雨の影響を受けるキレッツ水の変動状況の一例

引用文献

- 1) 土木学会(1966): 土木技術者のための岩盤力学。
- 2) 安藤 武(1967): 北松地域における地すべり層準について (その1), 地すべりvol.4, no. 2, p1~9。
- 3) 大平成人・岸本良次郎・仲野良紀・萱野勇新(1966): 長野県地すべり対策調査報告(1) —豊野地区および切久保地区—農業土木試験場技報C 1, p 67~115。
- 4) 山口真一・高田雄次・竹内篤雄(1969): 串林地すべり地について, 京大防災研年報, 第12号B, p 25~45。
- 5) 竹内篤雄(1972): 地すべり地における地下水調査法について—新しい地下水調査法の必要性和その試み—, 地すべりvol.8, no.3, p 3~12。
- 6) 岸本良次郎(1969): 松代地震により発生した地すべりと湧水, 地すべりvol.6, no.2, p 1~9。

図8 松代地震により生じた地すべり地における温泉水の水圧の降下状況