

3. 山体地下水（1）

1. はじめに

ここで取り上げようとしている山体地下水とは、山体の基盤岩に加えて、表層の風化残積土、土壌層までを含めた、山体の各部に存在する地中水（地下水＋土壌水）を包括するものとし、その全体を一つの水文循環系にある水体として扱う場合の総称として用いることにする。したがって、地理学的なセンスから捉えた、“山地の地下水”や、土木地質学でいう、“岩盤地下水”とは概念的に異なる点を強調しておきたい。すなわち、その特質は時間と空間のスケールを踏まえている点にある。以下にそのいくつかの特質をあげておく。

- ① 水文循環の場としての山体は、地下水体に位置ポテンシャルを付加する場としての意味があり、また水収支の上からは、地下水の貯蔵体としての意味がある。
- ② 山体地下水の滞留時間は云うまでもなく山体の規模、地質によって異なるが、平野の地下水に比べて一般に短いと見るべきである。本文ではいくつかの観測例が紹介されるが、長くても数 10 年、多くのケースでは数年のスケールで論議されるオーダーと言える。
- ③ このことは地下水の流動が主として位置ポテンシャルに従っていて、しかもそれが大きいことから十分に推察されることである。なお位置ポテンシャルが地下水流動の上で支配的であるということは、換言すれば地形の起伏と地下水の対応が顕著であるということの意味している。
- ④ 位置ポテンシャルの基準面をどこに置くかは、対象地区や問題によって異なるが、考え方の基礎として、地域地形單元における基準面、つまり **Local base level** の設定が重要となる。

2. 水文学分野における山体地下水の位置

筆者は、これまで山体地下水の水文学的、あるいは水文地形学的課題に関して、次の3つの視点から関心を持ち、研究を進めてきた。

- ① 地下水盆における涵養源として、山体地下水は如何なる位置を占めているか。
（水文地質学的視点）
- ② 斜面の各部位に生起する水文現象において、基盤岩中の地下水はどのように関わっているか。（斜面水文学的視点）
- ③ 谷頭凹地、あるいは“谷頭0次谷”と称されている部分の地形プロセス、つまり谷の発達に関して、山体地下水はどのような役割を演じているのか。（水文地形学的視点）

相互に関係するところもあるので、各々に関して若干説明を加えておく。

①の問題に関して、関東平野の例で説明する。ここには、主として上総層群と、下総層群の地層を帯水層とする地下水盆が存在することは周知のとおりであるが、その地

地下水の存在に対して、それらより下位の地層中にある地下水が全く無縁であるとは考えられない。その地層群の延長は、盆地周辺部の山地、あるいは丘陵地で地表に露出し、地下水盆をつくる地層群の水と、水理的に連続しているからである。しかしこれまで、このことについて深く追究した例は少ない。

昭和40年代の後半になって、一段と強化された地下水揚水規制によって、それまで低下の一途をたどっていた関東平野中央部の地下水位は、ほぼ時期を同じくして一斉に回復に転じた事実は、地下水盆の周辺と底を限る基盤中の地下水が、それより上部の地下水と水理的に連絡していることを示唆している。また関東平野縁辺部に掘削され、基盤岩に近い部分から取水している鑿井が、長期にわたる連続揚水に応じている事実は基盤岩からの地下水の補給の存在を裏付けている。

②については次の点が指摘される。谷次数と比流量の関係については、流域条件等にもよるので一概には云えないが、筆者のこれまでの経験では、0～1次谷といった、低次の谷では、一般に比流量が小さく、高次の谷では逆に大きくなる傾向がある。その理由として前者では基盤への浸透による損失が考えられ、後者では基盤からの流出が表流水に加わっていると考えられる。これらは山体における飽和帯の形成機構と、その流出成分への寄与、さらにソースエリア概念の見直し、復帰流(return flow)の性質等の問題ともかかわり、いずれも山体地下水の存在状態に帰着する問題であることに注目する必要がある。

③は筆者がこれまでもっとも力を注いできた課題である。ここでは、谷の発達には地下侵食に起因する、“陥没(Collapse)”、あるいは、“沈下(Subsidence)”によって促される。という作業仮説のもとに観測・調査を実施してきた。陥没、あるいは沈下は、斜面物質が「溶流」と「浮流」というかたちで、地中水とともに斜面外に流し出される現象、つまり、地下侵食に起因して発生すると考えられる。これは斜面地中水の「集中流」現象によって促進されるものと考えられ、パイプ網の発達はその典型的な例といえる。

筆者は大降雨時に斜面末端部の各所から大量のマサ土が排出し、その後、斜面が陥没した例を東京大学愛知演習林赤津作業所の試験流域で観察したことがある。

斜面物質の排出→間隙率の増大→パイプ網の発達→地下空間部分の増大、といった一連のプロセスは、地中水の集中流現象を拡大要因として加速化し、斜面崩壊につながる可能性もあることから、斜面災害上でも注目すべき現象といえる。斜面内部におけるこのような構造の発達はいわば、“斜面の疲労”とも言えよう。

3. 土木工学分野における山体地下水の位置

山体地下水が土木工事の上で問題になる場合として、下記の例があげられる。

- ① 斜面崩壊、土石流等の山地災害発生との関係
- ② 大規模地切り地における高温・高圧・高濃度地下水の存在と対策
- ③ 地山掘削時の出水対策としての止水工事、また水位低下工法にともなう周辺地下水への影響といった環境対策

④ ダムの貯水による山体地下水への影響

①に関して、斜面崩壊・土石流等の山地災害は、発生場所も、発生時期も多様で、予知し難い現象とされているが、これらは発生時の山体地下水の状態と密接であることから、予め地形、地質、土性、植生、土地利用、災害履歴等を把握しておき、ハザードマップなどの災害発生のパテンシャルを図化し、要所については雨量、河川流量、地下水位等の観測を継続することによって、災害発生を事前に予測することは可能である。その際、山体地下水が降雨時にどのような応答を示すかを把握しておくことが重要な鍵となる。

②に関わる山体地下水について、最近、新潟地方の大規模地回り地を対象とした注目すべき論文がいくつか発表されている。その骨子とするところは、この種の地回り地の地下水には、浅い地下水とは明らかに異なる、地下深部に由来する地下水が存在し、従来の融雪型の浅い地回り以外に、大規模な地回り活動が存在することを示唆している。その程度によっては、今後の地回り対策もあらたな対応を迫られる可能性がある。

③に関する問題として、山岳トンネルの掘削や、立孔掘削等に伴う出水対策がある。その排水に伴って生じる周辺地下水への影響は拡大・長期化し、場合によっては山体地下水や表流水の涸渇をもたらすこともある。

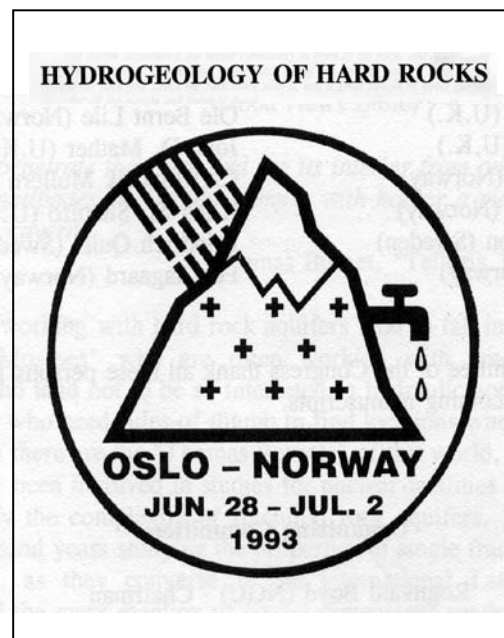
④に関する事例は少ないが、ダムの完成後行われた試験湛水時に、周辺の山体地下水が上昇して、地回り発生のトリガーとなった例は、奈良県の大滝ダム、埼玉県の高滝ダムなどで知られている。

4. 山体地下水の動態

右の図は 1993 年にノールウェイのオスロで開催された IAH 国際会議のロゴマークである。この会議のメインテーマは、図にあるように「岩盤の水文地質」で、内容の濃い発表が多く用意されていて大変参考になった。しかし筆者がそれ以上に惹かれたのはこのマークであった。

この国はご存じのように、高緯度にあり、真夏でも高い山々には残雪が見られる。また国土の多くは花崗岩類の岩石からなり、地下水はその破碎帯部に掘削された深井戸から得ていることが多い。

このような水文地質環境が濃縮されたのがこの図というわけである。蛇口から出ている水が、ポタポタと流れている表現もきわめて象徴的である。以下の話はこのマークで象徴される水の流れを追って進めることとする。



1) 山体への降水の浸入過程

一般に山地は平地と異なって、降雨による地下水の涵養は、エリア的にも、量的にも限定されていると思われる。しかし実際には、急峻な山岳地や露岩地域を除けば、雨水の浸透は、表層土層の厚さや透水性、また地山基盤の“選択流構造”(Soil pipe または Preferred pass way) の発達状態にもよるが、予想以上に活発に行われているといえる。筆者は研究上、雨中での観測も多く行ってきたが、山道、谷筋、また伐採等によって踏み固められたようなところを除いて、地表流の発生を目撃したことは殆どない。すなわち、山体表層部の土層の浸透能が降雨強度より小さいため、浸透しきれない雨水が地表を流れ出す現象、いわゆるホートン地表流(Horton overland flow)や、飽和帯が地表にまで達して生じる飽和地表流(Saturated overland flow)が発生することは希である。

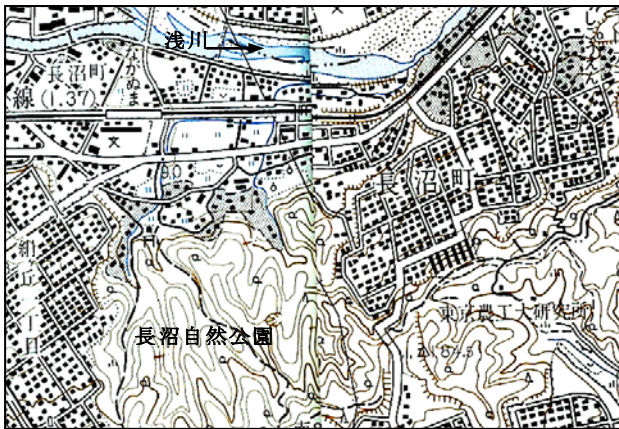


図1 東京農工大学実験地位置

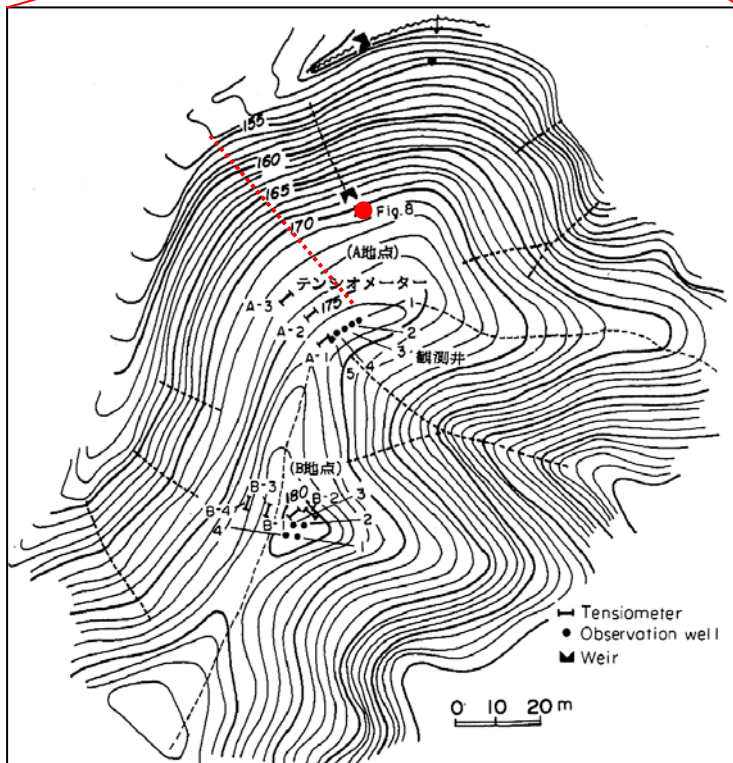


図2 「FM多摩丘陵」尾根部における観測配置

以下に多摩丘陵西部の稜線部で観測された降雨浸透過程の例を紹介する。なお観測地は東京農工大学付置の「フィールドミュージアム多摩丘陵(通称FM多摩丘陵)」内にある。(図1)

このあたりの稜線部の地形は図2にあるように、なだらかな円頂型をなしているのが特徴で、丘陵背面は多摩面に相当し、最上部は中期更新世の多摩ローム層と、その下方から漸移する御殿峠礫層が丘陵本体を構成する鮮新世～更新世の上総層群を不整合に覆っている。一方、斜面下方は船底型の幅広い谷に向かって急に落ち込んでいて、ところどころに崩壊跡地もみられる。なお、船底型の幅広い谷は多摩丘陵でよく見かける地形である。

観測対象地は主稜線部から北に張り出したかたちの標高180m前後の支尾根で、3方は谷で限られているため、地表水、地中水ともに、他からの流入の影響は無いものとして良い。

ここに図示のように観測網を配置した。またこの図には示されていないが、A地点では、その後、北に張り出している凸型斜面上（赤点線）に観測井群を追加設置し、2次元断面での地中水の動態観測を行った。なお図中●地点では降雨時に斜面遷急点で一時的に発生する湧水状況も記録した。図3は図2のA地点、図4はB地点における降雨時の浸透過程を全水頭の変化として追ったものである。図から、降雨イベント時の浸透水は、“飽和前線”とも言うべき状態を伴いつつ、降下してゆく様子が見えるが、その平均速度は30cm/時程度と算出される。

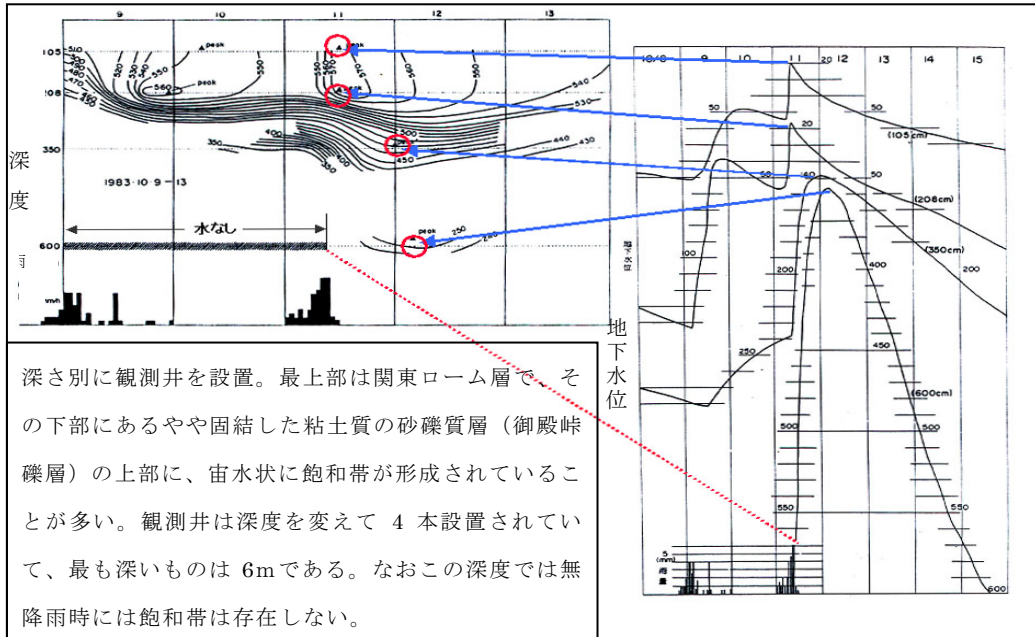


図3 多摩丘陵尾根部における降雨浸透過程(図2のA地点)

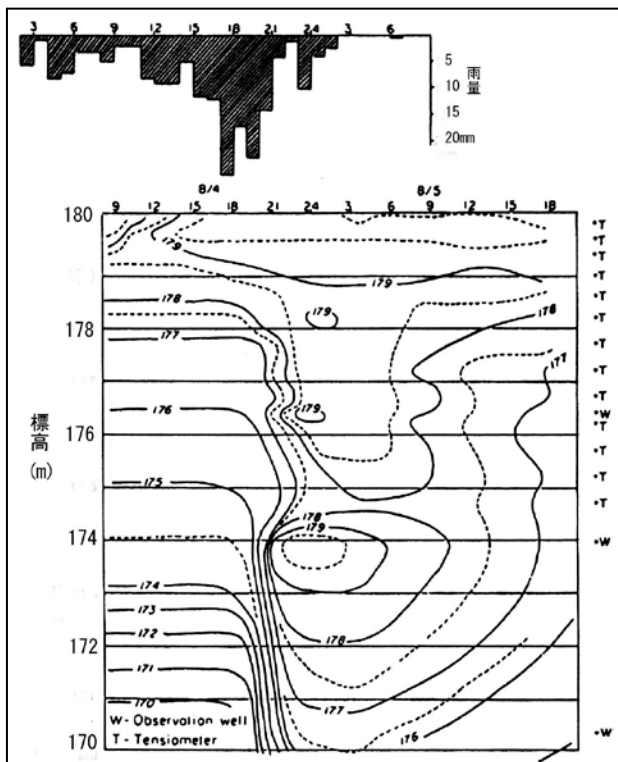


図4 多摩丘陵尾根部における降雨浸透過程(図2のB地点)

図3、図4の横軸は経過日数、縦軸は深度、等値線は全水頭値である。また上右の図は深度別観測井の地下水水位の変化で、青線と赤丸は地下水水位が最高に達したときの対比である。

この両図にみる注目すべき点は、ローム層下底部の全水頭値は常に高い値を示すものの、それは下方への移動を可能とするには至らず、いわば懸垂状態になっていることである。

しかし、まとまった雨がもたらされた場合には、その平衡は破られて下方への浸透が始まり、さらに降雨強度が大きくなると、土層中にトラップされていた高水分の部分が互いに連絡して、

降下浸透が加速される。

このような山体への浸透はどこでも一様に生じている訳ではなく、特に固結岩体では選択的な浸透が顕著に行われている可能性がある。たとえば Bo Olofsson(1993)は花崗岩からなる基盤の上に堆積した氷河性堆積物(till)中の地中水が深部に浸透してゆく様子を図5のモデルによって説明している。ここでは基盤上のわずかな窪みが、基盤内の亀裂帯の存在に支配されて形成されていることに注目し、そこが地中水の涵養通路になり得ることを示している。

このような窪みは規模としてはさほど大きなものである必要はなく、ごく普通にみられるものである。1の図は till の sorting がよい場合で、2は sorting が悪く、固く締まった till の場合である。岩盤への浸透が生じる際には堆積物中の水と、基盤の水が水理的に連絡していることが重要であるが、till の底部が固く締まっている場合には浸透が妨げられることになる。なお3は通常の砂礫堆積物が基盤の上に重なり、その中に地下水面が存在する場合である。

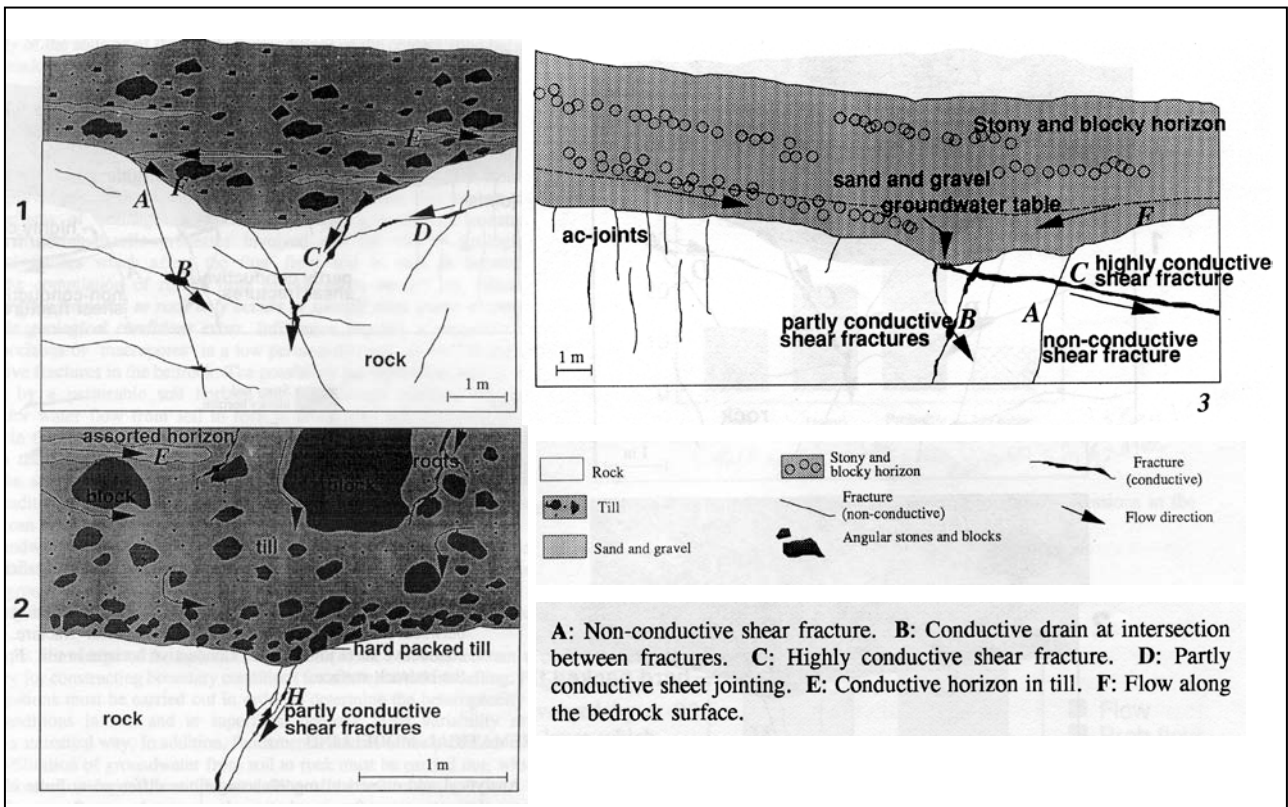


図5 基盤への浸透を示す概念図

(出展: Bo Olofsson(1993) Flow of groundwater from soil to crystalline rock—a review, Memories of the 24th Congress of IAH 1993)

2) 表層土層の役割

山体基盤岩を覆う風化残積土層（C層）、集積層（B層）、洗脱層（A層）、腐植層（A₀層）等を一括して、ここでは表層土層と呼ぶことにする。これらは地表に到達した降水を一時的に保留し、深部への浸透を時間的、空間的に分散させている点で地下



写真1 森林土壌の流亡によって生じた悪地地形
（出典：東京大学愛知演習林案内）



写真2 植林による荒廃山地の修復
（出典：東京大学愛知演習林案内）



写真3 植林後の様子
（出典：東京大学愛知演習林案内）

水涵養にとっては都合のよい場となっている。またこのことは結果的に地表流出を抑え、ガリー侵食 (gully erosion) などの進行を抑止することにもつながっている。

写真1は岐阜県犬山市近郊の新第三紀層からなる丘陵地帯における昭和初期の風景であるが、永年にわたる陶器製造のための薪炭材の伐採によって、表層土層が流亡し、さらに侵食が進んで、悪地地形 (bad land) が出現するに至った過程が読み取れる。

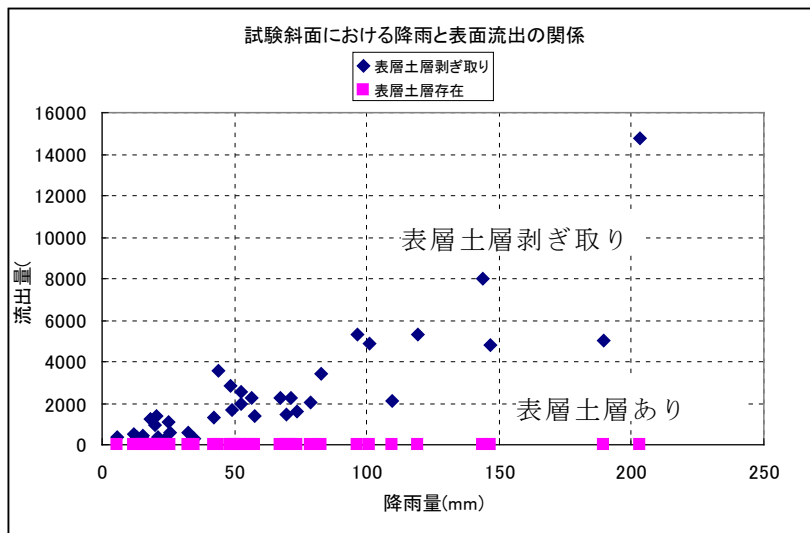
荒廃した斜面を修復するため、写真2のように、まず土砂の流亡を阻止する山腹工を施工し、客土した上で植林したということであるが、半世紀以上経過した今日でも失われた土層表層部（≒A層）の回復は5cmに満たず、写真3のように植生も貧弱である。

このような山地では、写真4に見るように降雨後、容易に地表流が発生する。たとえば斜面の一定区画をとり、一方は自然状態、他方は表層土層を剥いた場合の流出を比較すると、図6のように、表層土層が存在する場合は、降雨時の水を一旦ここに保留し、徐々に時間をかけて深部に浸透させているため、地表流出の発生が抑えられるが、これを剥ぎ取った場合は、少ない降雨量でも地表流出が発生し易くなり、それは降雨

量に応じて増加する。(試験地は東京大学愛知演習林犬山分室)



写真 4 保水性の劣る山地での地表流の発生 (左：降雨前，右：降雨時)



左の図は 1993 年 5 月 1 日から、同 9 月 30 日にいたる間の、54 回の降雨イベント毎の記録をプロットしたものである。腐植土層がある場合では殆ど地表流が発生していないが、これを剥ぎ取った試験区では、大雨時の場合、地表流出量は降雨量の 60% に及んだ。

図 6 表層土層の有無による地表流出の違い

(出典：Hiromichi Miyashita et al. (1994): A study on mechanism of infiltration and runoff in a small forest water shed, Inuyama, Central Japan: The role of humus layer in hydrologic cycle, Proceedings of the international symposium on forest hydrology 1994)

3) 山体地下水の存在－未固結堆積岩の場合－

山体に浸透した地中水は基盤地質によって、その存在と動きが規定される。しかしその様態を明らかにするのは必ずしも容易ではなく、本題に沿うような研究例もそう多くはない。特に固結岩からなる山体地下水に関しては、ごく限られた事例を除いて、多くはトンネル掘削などに伴う湧出水によって間接的にその様態が類推できるのみである。したがって、ここでは主に筆者が対象としてきた未固結堆積岩について述べることにする。

さて、筆者はかつて、防災科学技術研究所（筑波研究学園都市）の大型降雨実験施設を利用させていただき、写真 5 のように、関東ローム層を突き固めたピラミット型の山を築いて、その地中水の動きを観測したことがある。高さは 5m、底辺は 10m 程で、自然を模するには小さ過ぎるが、室内実験としては、かなり巨大なものである。これによって、小型の実験装置ではキャッチ出来ない細かな現象を追究することが可能となる。ここに地下水位計、テンシオメータ、流量計、雨量計などを設置し、盛土が安定して、観測値の信頼性が得られるまで、数年に亘って実験を行った。



折しも「筑波科学万博」会場の建設中で、大量にでる関東ロームの処分場に困っているという話を聞き、処分場を提供するという見返りに運搬、ブルドーザーによる転圧、斜面の造成等、すべて無償でやっていただいた。もちろん実験斜面は巨大な降雨装置の中にすっぽり納まっている。

2 列のハシゴは雨中の観測のために地山から離して設置。実験終了後、斜面を掘削して内部の状況を観察した。当時の研究所側の共同研究者は寺島治男さんという方で、大変お世話になった。

写真 5 大型降雨実験施設を利用した山体地下水の研究

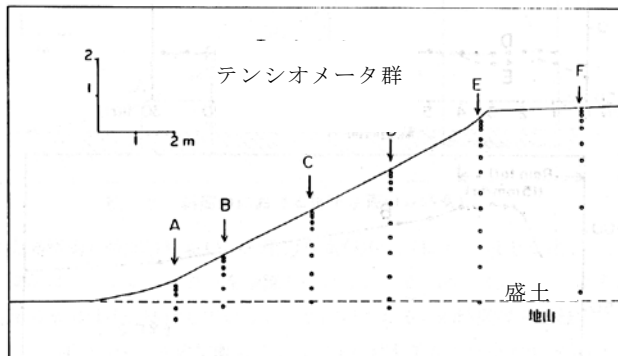
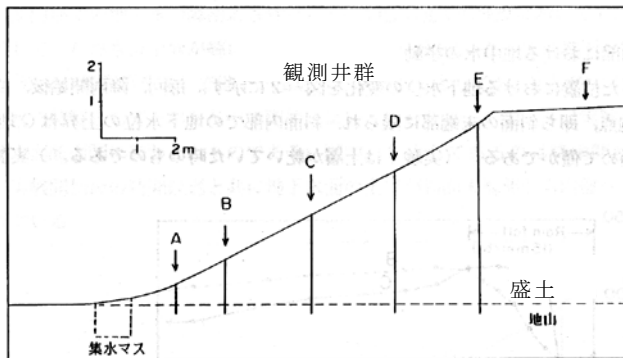


図 7 は斜面内部の観測配置で、飽和帯については観測井、不飽和帯についてはテンシオメータを設置した。他に斜面末端部には地下水と地表水の流出量観測用の転倒マス流量計を設置した。

（テンシオメータとは土壤水の吸引圧、すなわち土壤粒子と水との結合力を測定する装置で、同一土壤では乾いている場合ほどその値は大きくなる。なおこれは負の圧力水頭に相当する）

ここでは詳細を省いて、注目すべき点のみを記述する。

① 斜面内飽和帯の発達に関して

降雨開始後、ただちに水位上昇を示したのは斜面末端部の観測井に限られ、以後は図 8 のように推移する。なお、この図で 0 としてあるのは、実験開始時の地下水面の位置である。実験開始後の時間

図 7 実験斜面における観測配置

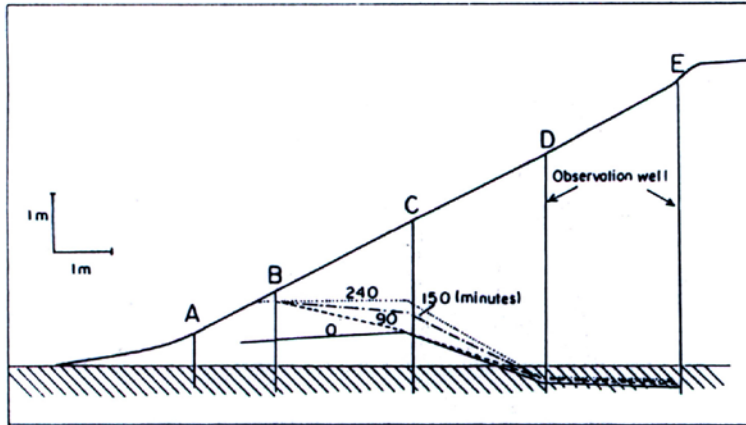


図8 斜面内における地下水面の経時変化

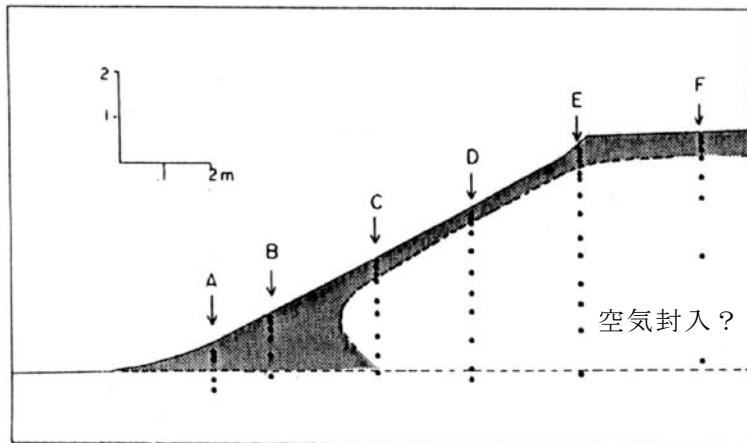


図9 降雨開始後、圧力水頭が顕著に変化した部分

経過とともに、地下水面の上昇が斜面末端部から内部へと広がってゆく様子が示されている。

② 降雨時の斜面内の水分状態

図9は降雨開始4時間後において、圧力水頭が10cm (H₂O)以上変化した部分の分布である。盛土内部の水分は殆ど変化していないのが注目される。24時間後の記録でも、このかたちは変わらず、図の位置より、ほぼ平行移動的に約50cm斜面内部に拡がったに過ぎない。

以上の事実から、降雨浸透水は斜面の頂部から傾斜部にかけて土層表層部を側方に移動して、基盤までの距離が短い斜面末端部にまず飽和帯を形成させ、これを經由して斜面内部に順次浸透してゆくプロセスが推定される。

この間、盛土内部は不飽和の状態が維持されていることに注目する必要がある。このような現象は無降雨時に山体内部にトラップされていた“封入空気”が多く関与しているとする意見がある（丸井敦尚，1986）。すなわち封入空気と浸透水の入れ替わりが滞り、大雨時には圧縮された空気が浸透水の浸透を阻止するというわけである。そう言えば、たしかに大雨時に地面から気泡が吹き出しているのを目にすることがある。

③ 斜面末端部における地中水の動き

斜面末端部に、テンシオメータとピエゾメータを設置し、降雨時における地中水の動きを詳細に追った。図10はその記録の一部である。圧力水頭の経時変化から、次の点が指摘される。

- i. 水位上昇は深い位置のものほど早く始まり、またその上昇量も大きい。
- ii. 水位上昇は斜面の末端部から始まり、ついで内部へと進行してゆく。

図の右側はこのプロセスを模式的に示したものであるが、このような動きは実験の繰り返し、つまり斜面全体の地中水分量が多くなるにしたがってその明確性を欠くようになる。飽和帯が拡がり、上昇するとともに斜面末端部にはリッジ状に地下水面の高まりができ、さらに降雨がもたらされると、末端部にパイプが形成され、それは次第に拡張する。そして、いずれは斜面末端部の崩壊に繋がることになる。

(このことに関しては前勤務先の「ジオドクターの野帳から」のうち、「パイプの話」と題して掲載しましたが、現在はこのコーナーは閉じられているので、このことについて興味があれば筆者まで直接問い合わせ頂ければお応えします)

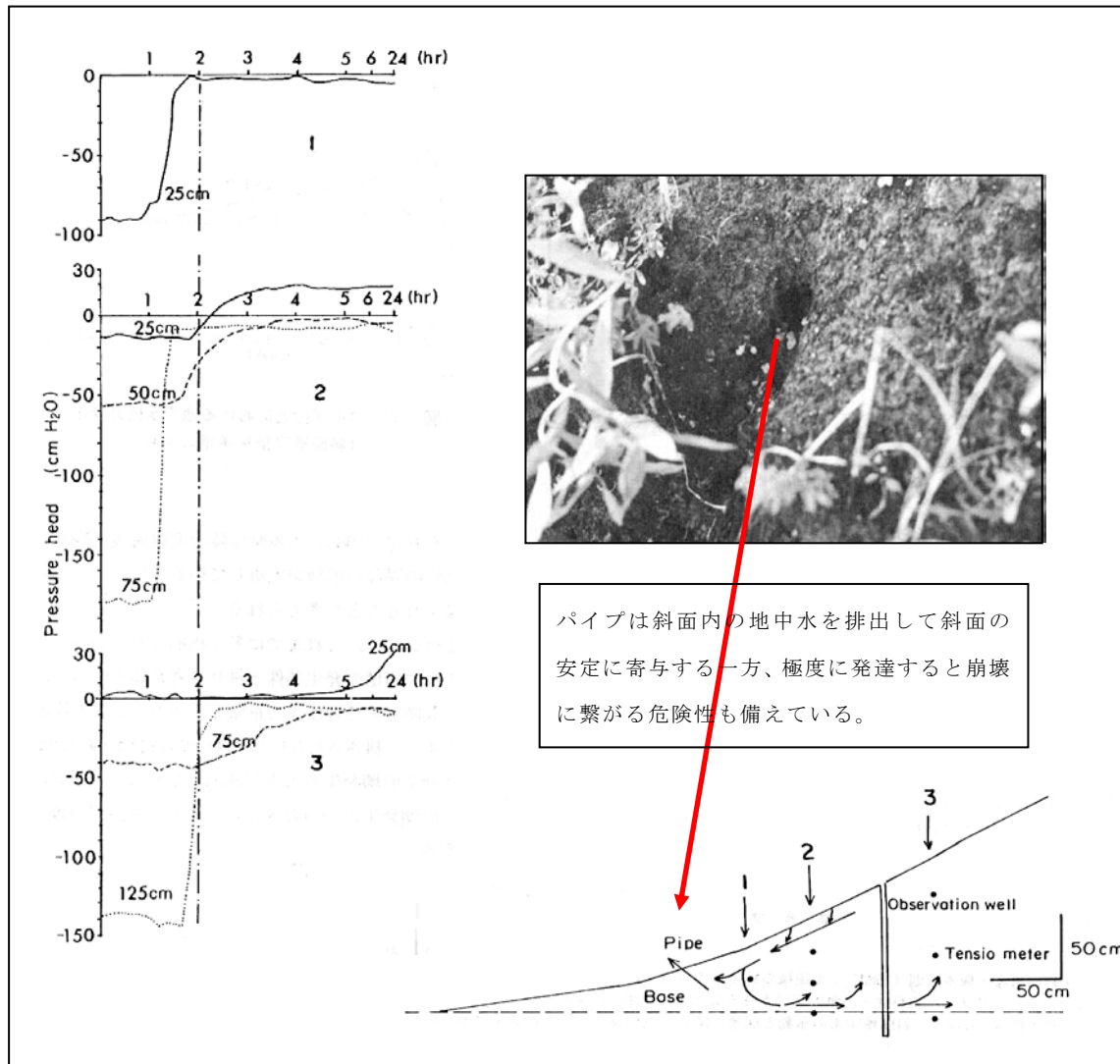


図 10 斜面末端部における地中水の動き

さて、ここでは斜面末端部としているが、山体が“地層丘陵”のように水平かつ多層準からなる場合でも、その層準ごとに同様の現象が生起することが期待される。このことに関しては、大田猛彦(1987), 丸井敦尚(1986), 小野寺真一(1989)が同じ研究地の異なる斜面で追究しているが、その基本的な点は太田がモデル化しているので、これを図 11 に引用しておく。

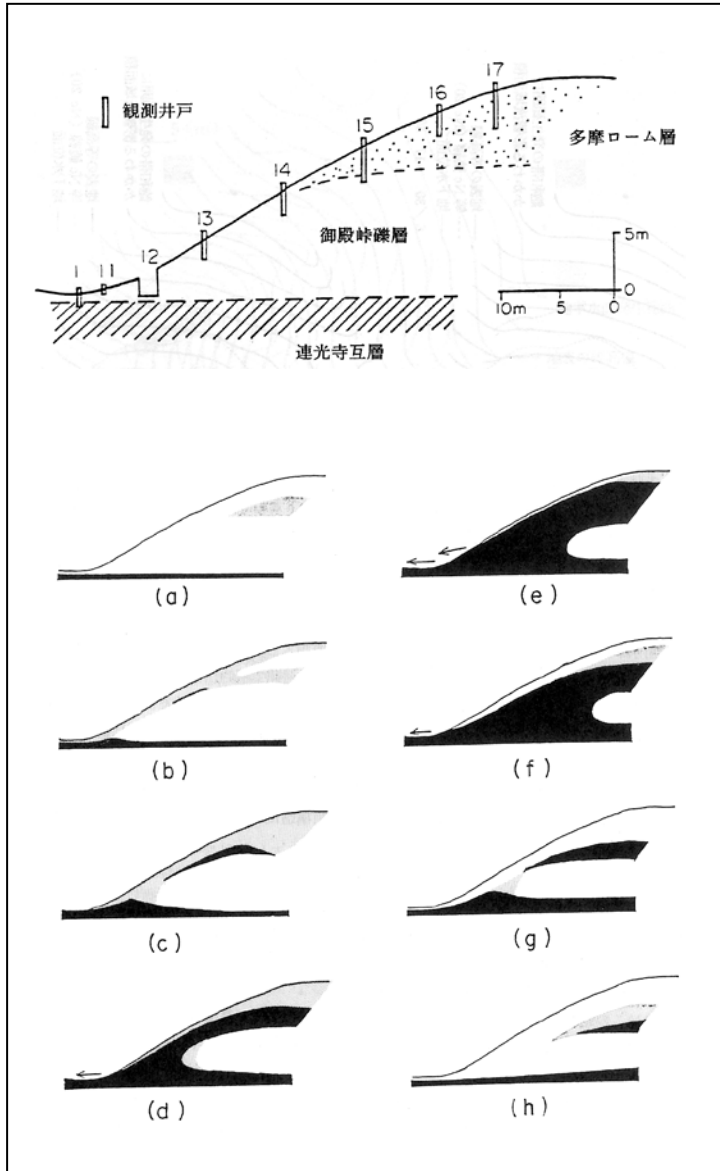


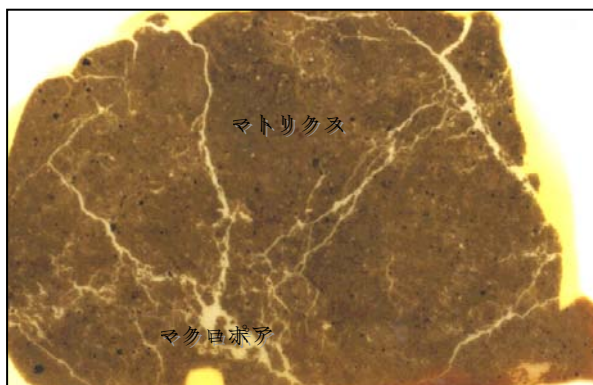
図 11 斜面内における地下水帯の形状と変動

(出典：太田猛彦他(1987):山体地下水の存在場—第三紀丘陵地—
文部省科学研究「崩壊の規模、様式、発生頻度とそれに関わる山体地下水の動態」)

多摩丘陵の最上部は通水性と保水性を兼ね備えたローム層が覆い、山体の水循環上、重要な役割を演じている。

ところで通水性と保水性という二律相反的な性格は写真 6 のローム層の薄片によく示されている。すなわち、大きくみて保水性はマトリクス部分(基質部分)が受け持ち、通水性はマクロポア部分(大管隙部分)が機能している。なおマクロポアは表層土層の浸透能以下の降雨で、まずマトリクス部分がゆっくりと水で満たされた後にその機能が発揮される。

御殿峠礫層の下位部分は連光寺互層上部の泥質岩層を不透水層として、平常時でも飽和に近い状態にあり、またローム層下部にも宙水的な高い水分状態が維持されている。この両者は大雨時に連結して、地中水の移動が活発になり、山体全体に飽和部分が拡大する。以後の展開は上述の大型降雨実験の結果と整合する。



以下次号に続く

写真 6 関東ローム層の間隙構造