

斜面地盤での地中水の挙動について

千葉大学名誉教授

淵日さく顧問

新藤 静夫

1. はじめに

大降雨時に斜面に発生する最もドラマティックな現象は集中流現象であろう。斜面内地中水はこれによって素早く斜面外に排出され、降雨時の流出の主要成分を構成する。集中流は多くの研究者が指摘しているように、ダルシー則にのらないことが多く、定量化が難しいので斜面が有する水循環制御機能を評価する際には注意を要する。それだけに留まらず、斜面プロセスにおける集中流の役割はきわめて大きいものがあるにもかかわらず、その側面からのアプローチは多くない。

ところでここにいう集中流とは斜面地中水が降雨時、無降雨時を含めて斜面の特定のゾーンに集中して流動する現象を指す。その発生の様態あるいは機構からみて、さまざまな段階が考えられる。すなわちパイピング (piping) とかトンネリング (Tunnelling) と呼ばれているようなものは集中流現象の極端な場合として捉えられ、マトリクスフロー (Matrix flow) の場合であっても、それが特定の部分にまとまって流動していれば、それも集中流の他の一端と考えてよい。

さて、斜面表層の土壌および風化土 (以下斜面土層と一括呼称する) から基盤の地層までを含めたすべてが水理的に等方かつ均質であるということはありません。斜面地中水は、このような場の特質に支配されて局所的に遍在し流動する。そしてこのような状態は特に大降雨時の浸透水によって誇張される。これがここでいう集中流である。

*)本項はおもに下記の研究成果にもとづいてまとめたものである。

- 1)新藤静夫・酒井 均 (1983) : 谷頭部斜面に発生する崩壊と地中水の挙動, 昭和58年度文部省科学研究費自然災害特別研究, 研究代表者, 新藤静夫.
- 2)新藤静夫・丹下 勳・小野寺真一 (1987) : 山体地下水の動態, 第三紀丘陵地, 崩災の規模・様式・発生頻度とそれにかかわる山体地下水の動態, 昭和61年度文部省科学研究費自然災害特別研究, 研究代表者, 新藤静夫.
- 3)並木和人 (1990) : 千葉大学理学研究科, 修士論文
- 4)新谷ちか子 (1991) : 千葉大学理学部, 卒業論文
- 5)小野寺真一 (1988) : 千葉大学理学研究科, 修士論文

ところで筆者はこれまでの集中流に関する観測とその解析結果から、この現象にかかわる要因として、①地形条件が主体的にかかわっている場合（地形支配型集中流と呼ぶことにする）、②地質条件が主体的に関わっている場合（地質支配型集中流と呼ぶことにする）、③両者の条件がともに関与している場合（複合型集中流と呼ぶことにする）の3つのいずれかに分けることが可能であると考えている。以下におのおのについて具体的な観測例をあげてその機構を考察する。

2. 集中流の実際

2-1. 地形支配型集中流

凹形斜面、特に谷頭部斜面に発生するものが最も典型的なものである。また急斜面から緩斜面にかわる傾斜遷緩部でも発生することがある。このようなケースの代表的なものは斜面脚部に発生する集中流である。まず前者の観測例から紹介する。

図1は豪雨時の谷頭部における典型的な集中流の例で、多摩丘陵にある東京農工大学の試験流域で観測したものである。この時（1982年9月12日）台風18号がもたらした雨量は321.5mmに達し、その降雨強度も最高41mm/hrと極めて大きなものであった。

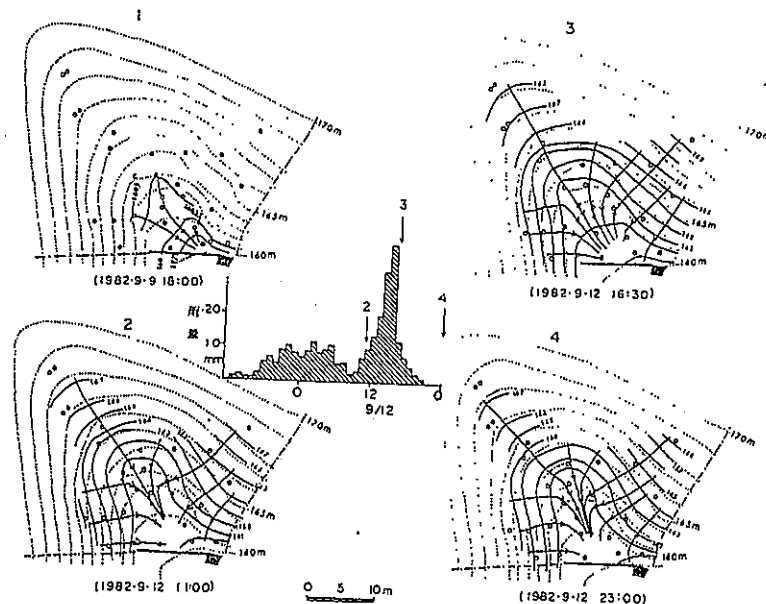


図1 谷頭部における集中流の発生

図1に明らかのように、降雨ピーク時には飽和帯は斜面のほぼ全域にわたって発達し、地下水面の形は地形のそれに近いものとなる。地下水の流線は谷の中央部に集まるかたちとなり、そこに集中流の発生していることが推定される。降雨開始後、地下水位の上昇はまず斜面末端部で始まり、それとともに地表流が発生した。地下水位の上昇、拡大につれて地下水の地表への噴出箇所も多くなり、地表流の発生域も拡大した。最大降雨を記録した9月12日午後3～4時ごろには地表流の発生域は谷頭部の上～下流部の全域に及んだ。降雨終了後、地表流発生域は上流部から順次縮小し、半日以上経過して消滅した。

ここで注目される点を要約すると次のようである。

- ① 地表流の発生は地下水の噴き出し (Piping) と密接であり、それらの位置は谷の中心部に集中している。またパイプからの流出を主とする復帰流 (Return flow) が地表流の主要成分を構成している。
- ② その規模と、時間的応答は降雨履歴と降雨強度に依存している。すなわち、いわゆる先行降雨の効果が降雨応答の早さを、またそれに続く降雨強度の大きさが量的規模を支配している。

- ① の事実は地下水の排水機能としての大間隙 (Macro pore)、あるいは大管隙 (Pipe) が谷の中心部という特定部分に集中して発達していることを示唆し、
- ② の事実は集中流の発生はその時の地中水分状態に大きく影響されていることを示唆している。

図1で最初に地表流が発生する部分は谷頭凹地と呼ばれており、通常でも地中水分の多いところである。無降雨期間が続いても溜滞することなく停滞性の地下水が存在する場合が多い。

斜面末端部のように傾斜が急変するようなところでは、その部分で地中水が集中する傾向がある。図2はそのような集中流の例である。谷底部に顕著な上向きの流れが発生しているのが認められるが、この状態は谷底部付近の地下水の位置と密接である。斜面の脚部には地中水の流れの方向を示唆する

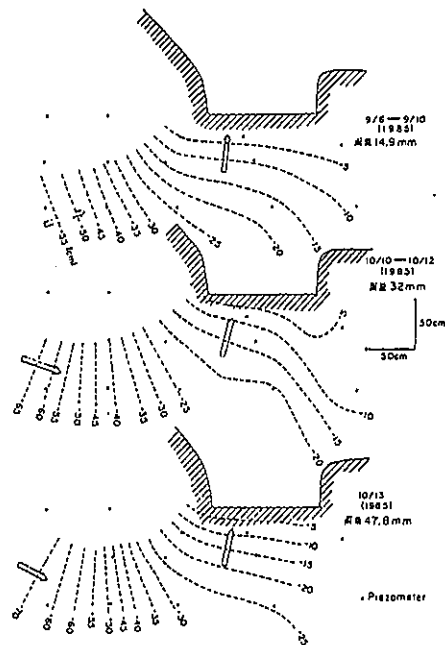


図2 斜面末端部における集中流の発生

かたちにパイプが発達していて、降雨時にはここから地下水が噴き出しているのが観察される。この部分の地形が上に凸型をした斜面形をなしているのは、パイプ流出とともに行われる土砂流出に起因した陥没や崩れの繰り返しにより、斜面が後退し続けるためと推定される。この点の細部機構については後に詳述される。

2-2. 地質支配型集中流

透水性が顕著に異なる地層の間などに発生するものである。風化土層と基盤との境界、異なる時期の崩積土や運積土の境界部分などに発生するものもこの範疇に入る。図3はその例で、降雨時における地中水の全水頭等値線図であるが、その形状から降雨時に地下2ないし3m前後の所に地下水流動の顕著な部分、つまり集中流が発生していることが推定される。この部分は基盤の地層を覆う崩積土、あるいは運積土堆積物の下底部に相当する。

このような部分の土層の水理構造をさらに明確にする目的からこの谷に数多くの観測孔を設けて注入試験を行った。上流側の観測孔に注入した水による地下水位の上昇を順次下流側へ追跡した結果、著しい透水ゾーンの存在することが推定された。試験方法からみてここで求められた流速は真の地下水の流速という訳にはゆかないが、1~10m/hr、最大で39m/hrに達し、それらの値はダルシー式による計算値に比べて100倍以上に達する大きさである。これらのことはここに推定された透水ゾーンがパイプのような大管隙からなっていることを示唆している。

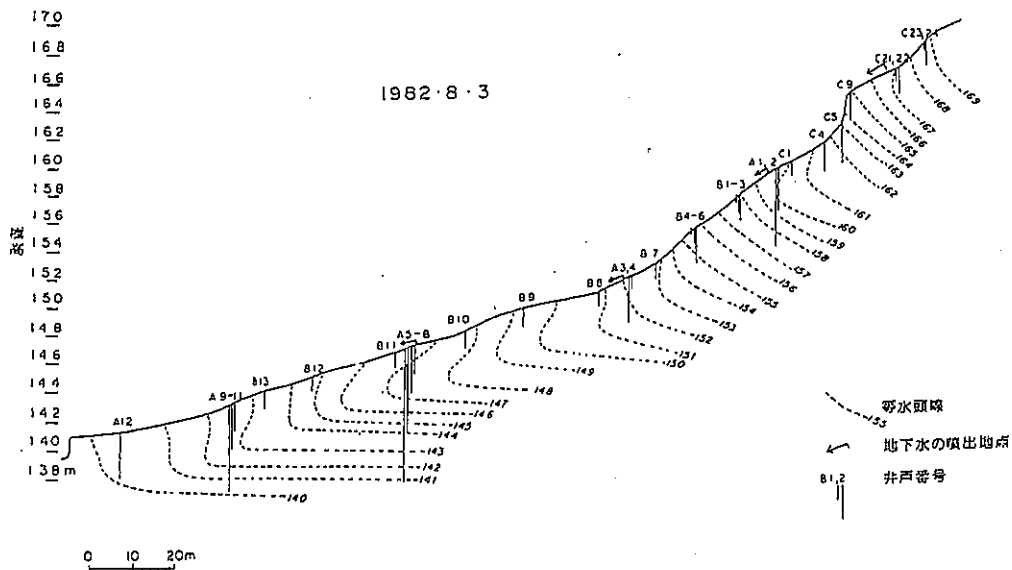


図3 降雨時における斜面地中水の全水頭等値線図

典型的な地質支配型の集中流は基盤岩中の亀裂、節理などの裂罅や断層破碎帯にみられるものであろう。しかしこのように元々あった間隙以外にも、同一岩層中にありながら透水性の異なる部分が存在すれば、そこに地中水が集中して長年の間に大間隙の発達をもたらし、降雨時に集中流を発生させるケースもある。

2-3. 複合型集中流

多摩丘陵のように複数の未固結堆積層が成層している山地斜面では、大降雨時に多層準に飽和帯が形成される。難透水性の地層の上部は常時湿潤状態にあるので、大降雨時に斜面上部から表層土層中を飽和側方流として流下してきた地中水がこれと連絡し易くなり、比較的速やかに飽和帯が斜面表層部から内部へ向かって楔状に成長する。

この種の飽和帯の発達プロセスについては太田猛彦（1987）が詳しく報じている。また丸井敦尚（1986）も同様の現象を多摩丘陵で観測し、このような楔状の飽和帯が大規模に発達するのは年数回の大雨時に限られるとしている。

飽和帯が地山内部に向かって十分に成長し、地中水に高いポテンシャルが付加されるようになると地中水は斜面外部に向かって排出される方向に変わり、集中流として谷頭凹地斜面

などで発生している飽和側方流に加わる。降雨時における谷頭部からの復帰流 (Return flow) の比較的早い出現は山体内部でのこのような状態と密接である。このときの地中流は地質条件に地形の効果が加わったかたちになるので、これを複合型集中流と呼ぶことにする。

図4は太田（1987）が描いたこの種の集中機構の模式図である。

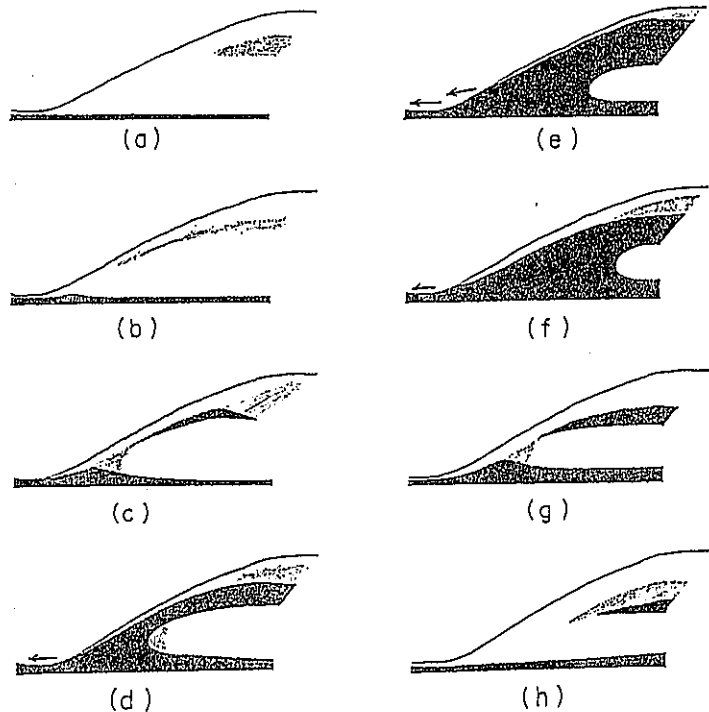
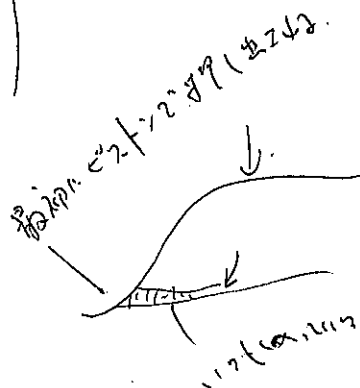
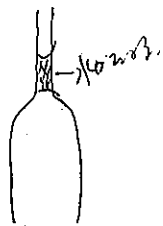
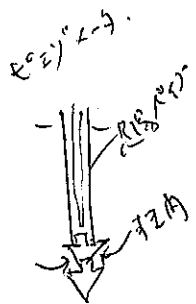
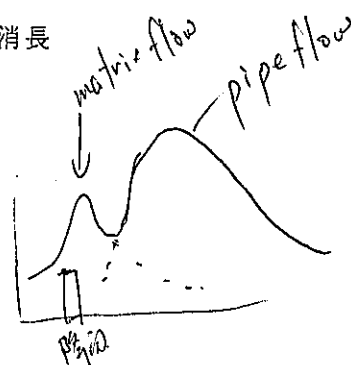


図4 斜面内における地下水体の消長 (太田、1987による)

多摩丘陵
丸井敦尚
1986



wetting wedge.



3. 集中流の水文地形学的意義

3-1. 集中流と地下侵食

前章では集中流の発生にかかわる地形・地質要因について実例をあげながら述べてきた。その視点は地形・地質要因が集中流の発生機構を支配するというところに置いたが、一方降雨イベントに対応して繰り返し発生する集中流は、このような発生場の条件を逆に変化させる要因となることにも注目する必要がある。

地中における集中流現象は斜面内の水を効果的に斜面外に排出する機能として自然に成長する。集中流が作るもっとも効果的な排水機能はパイプである。パイプの成長は透水性地山より、むしろ不透水性地山で顕著であるという傾向があり、ある意味ではこのような斜面の安定に寄与しているともいえる。しかし一方、排水とともに斜面物質も浮流あるいは溶流として少しずつ斜面外に運搬され、いわゆる地下侵食 (Subsurface erosion) が進行して斜面の抵抗力が減少し、劣化の方向に向かうことも事実である。

Cumberland (1944) が報告している、Subcutaneous tunnelling, Subcutaneous sheet erosion, Subcutaneous dimpling などはそのような地下侵食の諸形態を指したものである。Newman & Phillips (1957) の Tunnel gully erosion も同じ様な現象を指したものであろう。地下侵食が進行した結果、地下に空洞が形成され、ついにはそこが陥没するという事は我が国でも多く報告されている。疑カルスト (Pseudo karst) と呼ばれているのがそれである。房総半島南部の地汘りや崩壊多発地帯にはこのような陥没孔が各所に見られ、地元では“ボラ穴”と称している。

乾湿の繰り返しによってできる土層中のクラックはパイプの成因の一つになるが、その発達を促すのも集中流である。さらに地中水による地質、土質の物理的・化学的変化もある。

さて、これらの要因は斜面の“不安定ポテンシャル”の増進に寄与する。崩壊はこれが一気に解放される現象であるが、それを支配しているのはそのポテンシャルのレベルと降雨などのインパクトの強度である。崩壊の発生によって出来上がった集水地形はさらに地中水の集中化を容易にさせ、斜面の劣化を一層助長させる。一方不安定ポテンシャルの解放が徐々に行われているような環境では常時の侵食・運搬・堆積といった、いわゆる“地形の修形作用”として地形変化が徐々に進行することになる。このように主として地中水の集中流に起因する不安定ポテンシャルと、斜面プロセスの関係を明確にすることは崩壊発生の予知に対してのみならず、地形学上でも重要な意味がある。

図5は以上の関係を概念図として示したもので、ある一つの現象がこれを支配する要因と常に一対一に対応しているものではないこと、斜面プロセスが常に同じ過程をたどらずに、いわば加速化の方向に向かうものであることを意味している。以下にこの点に関わる地形・地質・土壌（土層）条件について述べる。

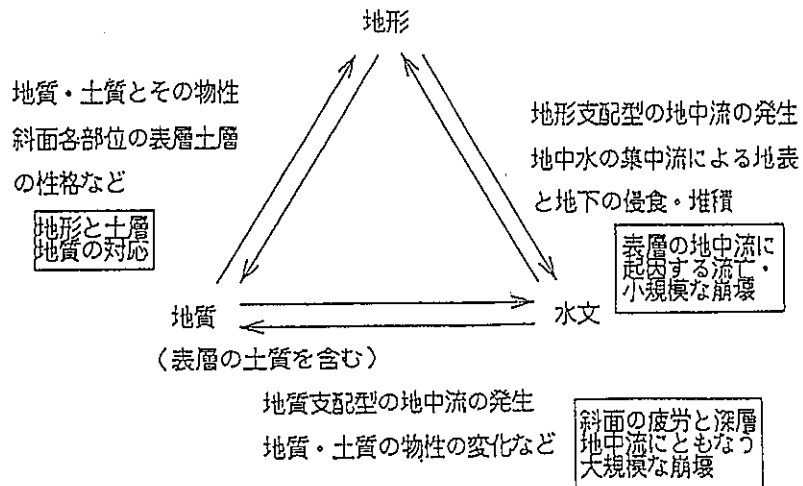


図5 斜面プロセスにおける地中流の位置づけ

3-2. 地質条件

集中流の発生とその拡大にかかわる場の条件として、材料としての地質物性と地質構造が重要である。地質物性については、透水性、コンシステンシー、侵食や溶解に対する抵抗性、置換性の塩基の含有量、膨張性の粘土の含有量、有機質土の含有量などがあげられる。(Perker, 1963, Fletcher, 1954, Parker & Jenne, 1967 など) これらの性質の多くは斜面での水文学的プロセスによって大なり小なり変質あるいは変容し、集中流の発生場の質的变化、強いては集中流の様態変化をもたらすことに注目する必要がある。たとえばJones (1975) のいう Concentrate seepage → Conscentrate flow → True piping といった変化はその例である。

集中流の極端な現象として捉えられるパイプ流を発生させる場の構造が実際にどのようなになっているのかは水文地形学的に極めて興味深いものがあるばかりでなく、崩壊発生との関わりの上でも重要なことであるが、実際にこれを追究した研究は必ずしも多くない。地表でみる水系のように樹枝状をなしているものと思われるが、すべてが連続して一つのネットワークを完成させているわけではない。パイプ網が断続的で明らかな水系を示すには至らない初期の段階、

たとえば Jones (1971) のいう疑パイプ (Pseudopipe) のようなものから、地表の水系に近い形態のものまで様々な形態が考えられる。

集中流の発生の初期条件としての地質構造、堆積構造の意味については先に述べたとおりである。それらの条件は人工的な改変が加えられない限り地中水のあり方をほとんど一方的に規定しているといつてよい。すなわち、新第三系などの未固結岩石からなる透水性地山などにあつてはその透水性、あるいは粒径の異なる地層の成層構造に支配されて存在し、花崗岩山地などの岩盤地域においては表層土層から風化帯を経て基盤岩にいたる間に土壤水帯 (Soilwater zone)、風化岩水帯 (Weathering water zone)、岩盤貯留水帯 (Rock reservoir zone) が平常時はそれぞれ分離したかたちで存在する。これらが降雨浸透水によって連絡し、集中流にいたることについては既に述べた通りである。

3-3. 地形条件

斜面傾斜の急変部、チャンネル谷底部、谷頭凹地中央部などの地形単元が集中流の発生の場となりやすい点については先に紹介した通りであるが、それらの場としての特徴は単にそれに留まらず、これらの部位が集中流による細粒物質の洗いだしと排除、間隙率の増大、そしてパイプ侵食が進行しやすいという点にある。これらはさらに集中流の発生を容易にする。このように集中流の発生と、地形条件の関係は地質条件以上に相補的であるといえる。

これらの、いわば直接的な条件以外に周辺環境としての地域的な侵食基準面の変化や、地下水面の位置の変化は集中流発生場の状態に対する間接的な影響条件として重要である。例えば斜面末端部に続く谷底面の地下水位が継続的に低下した場合には斜面地中水も全体として鉛直下方流が卓越するようになり、発散の場に移行して集中流が発生し難くなる。同時に斜面の後退もおこなわれ難くなり、上に凹形をした緩い斜面になる。

比較的平坦な地形の場合、透水ゾーンあるいはパイプ状の大管隙は地下水面付近に出来やすい傾向があるので、地下水面の位置の変化に応じてこのようなゾーンが何層にも出来ることになる。これらはカルスト地域に見られる現象とよく似ている。

4. 集中流の発生履歴と斜面土層の質的变化

4-1. 斜面の質的变化

前章までに集中流の発生場と、その実態にはさまざまなものがあることを述べてきたが、集中流の繰り返し発生は斜面の質的变化をもたらしことにも注目する必要がある。すなわち集中流とともに斜面物質は溶流、あるいは浮流とし

て斜面外に排出され、斜面の排水機能が增大する一方では、保水性の減少をもたらす。さらに、地下侵食→地下空間の増大→陥没→谷の突発的な成長、といった地形発達に關与する。

これらが斜面崩壊と結びつく場合は、いわゆる“斜面の疲労現象”として捉えられ、斜面の“不安定ポテンシャルの一つの指標になり得る。すなわちそれは地中水の“集中現象の加速化”に置き換えることが可能である。

一方、水循環機構との関わりのおえからは、山体の各部位に常在する（あるいは降雨時に発達し得る）地下水体の連結を経て、高い水理水頭の発生をもたらす。豪雨時に山体深部を経由する大規模な地下水流動系の形成につながる。

ここではこのような観点から実施した実験の結果について、以下に紹介する。

3-2. 実験施設

実験は東京農工大学試験流域内の斜面を利用して実施された。実験斜面の末端部は高さ約2mの崩落崖となっており、ここに地山地質の露頭が見られる。表層部約1mは土層と下位層の風化層からなり、（以下表層土層と略記する）その下位に上総層群に相当する連光寺互層（礫質層と泥質層の互層からなる）と三沢泥岩層が存在する。（以下両者を合わせて基盤と略記する）表層の土層部分と基盤との境界付近にはパイプ流出孔が各所にみられ、通常の降雨でもパイプ流出が観察されている。そこでこの境界部分から上をパイプ流が卓越する層位として下位層と分離し、ここに樋を設けた。下位の連光寺互層部分は粘土で膠結された礫からなり、明らかにマトリクス流が卓越するゾーンとして特徴づけられる。

この崩落崖の上の斜面上に幅12m、奥行き10mの人工降雨装置を設けた。露頭部分では上述のように土層部分と基盤部分の流出形態が異なっているため、これを分離し、別個に流出量を計測した。斜面内には地中水分の挙動を連続観測するため、自記テンシオメータ群（いずれも受感部を6深度に埋設）を4ヶ所に設置した。

4-3. 実験結果

実験は降雨強度を変えて数回行った。それらのうち降雨強度を約65mm/hr、降雨継続時間を約2時間に統一して行なった一連の実験結果を以下に記す。なお各々の実験はテンシオメータにより土層中の水分状態がほぼ同一状態になっていることを確認したうえで行なわれたものである。

図6は土層と基盤からの流出の時間経過を示したものである。流出発生直後の流出量は両者ともに少量であるが、そのうち土層からのものは急激に増加する。これは土層中の飽和帯の拡張に伴う側方流によるものだけでは説明できない量なので、パイプを介しての流出がその多くを占めているためと解される。

次に図7は降雨開始後露頭からの流出が始まるまでの時間を示したものである。どの実験でも土層部分からの流出が早く始まり、また実験の繰り返しとともに流出開始時間が早くなっているのが注目される。

図8は露頭からの流出量とその構成を示したものであるが、実験の繰り返しとともに流出量が大きくなっているのが注目される。

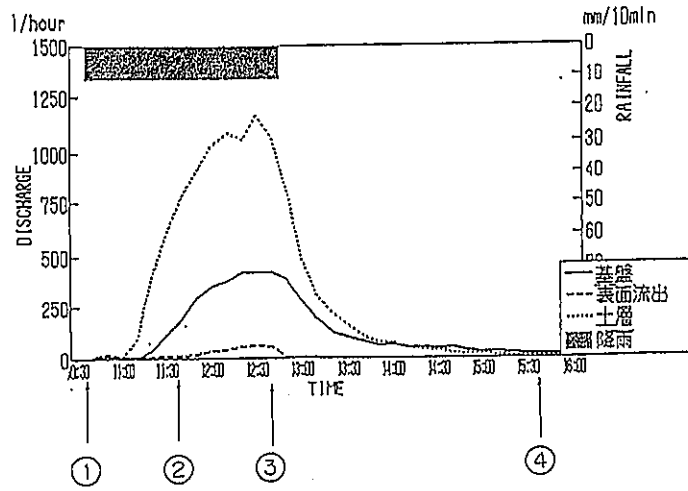


図6 実験斜面における流出記録

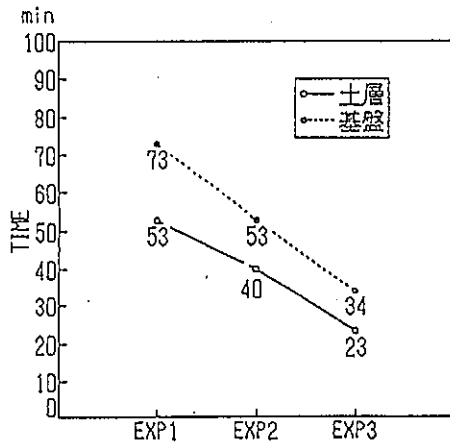


図7 実験開始から流出までの時間

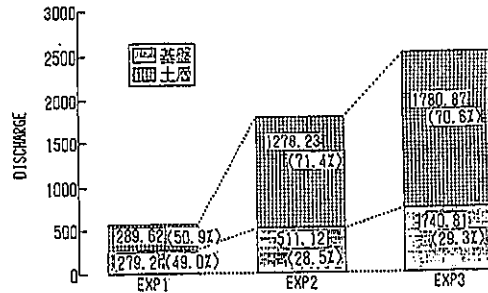


図8 流出成分の構成と推移

4-4. 考察

降雨実験を繰り返した結果、露頭への流出に占める土層からの流出の割合が増加したが、これはパイプなどの排水網が発達した結果であることを示唆している。実験では自然現象がかなり強調されたかたちとなっているが、実際には

無降雨時に土層構造の再配列、パイプの埋没などが行われるため、一方的に排水網が拡張するわけではない。集中流の繰返し発生によってもたらされる斜面の質的变化は徐々に進行するものと思われる。例えば翌年の実験では露頭からの流出機構が前年度の実験の初期状態にほぼ戻っていることを確認している。しかし降雨履歴による土層からの流出量の増加割合、流出開始時間の短縮化は加速化の方向にあることも同時に認めている。

5. おわりに

地表と地中を含めた場での水の動きを捉える場合、これが一流域という大きなエリアを対象とする場合にあっても、また一斜面という小さなエリアを対象とする場合にあっても、“集中”という概念を理解しておくことは重要である。それは降雨流出の機構を追究する立場だけに限らず、斜面地形の形成プロセスを追究する立場や、その突発現象ともいえる斜面崩壊の機構を追究する立場からも等しく当てはまることである。この点に関して筆者の考えを以下に要約しておく。

(1) 流域の水文学的応答特性

- ① 集中流は降雨時に特にその機能を発揮し、それはダイレクトに流出特性に反映すると考えてよい。このことは流出パターンと降雨パターンの対応性から地中水の集中流機構、特にパイプ流の機構を推定することが可能なことを示唆している。一方降雨時の地下水位変動特性は地中における水分子の移動の空間的、時間的な非一様性や、層構造に起因する地中水の集積機構にかかわる現象として捉えることが出来る。
- ② 斜面内地中水の流れを降雨段階に対応させて考えるとすれば、マトリクス部分流→マトリクス一様流→マトリクス集中流、またはパイプ集中流が考えられる。またこれらの発生に関わる地中水分量の critical point が存在する。
- ③ Source area の概念は平面的な集中過程として認識されているが、厳密には3次元の集中現象として捉えるべきである。このことに関しては太田猛彦(1990)が詳しく考察している。

(2) 地下侵食

集中流によって地中水が斜面外に排出される過程で、斜面物質も浮流あるいは溶流として排出される。その詳細については別報で取り上げているがこれに起因する地下侵食は長期的には無視し得ない量に達する。地下侵食が進行して、いずれは地表の陥没をもたらす、さらに谷の初期形態をかたちづくると考えている。

(3) 斜面の疲労と崩壊

降雨浸透水が集中する現象は、水流の発生を中心とした斜面流出過程において重要な意味を有しているばかりでなく、斜面内で繰り返し発生する集中流は基盤岩の風化の進行、大間隙の成長、そして上記のように地下侵食をもたらし、地形のカタストロフィックな変形とでもいえる斜面崩壊にいたるといった不安定ポテンシャルの増進にかかわる重要な現象である。かつて小出（1955）が提唱した斜面崩壊の免疫性もこのような観点から検討するのは意味あることといえる。

文献

- 芥川真知(1985)：地盤の劣化とその地域特性を考慮した崩壊危険度の評価に関する研究。文部省科学研究自然災害特別研究報告。
- 太田猛彦，塚本良則，比留間雅紀(1985)丘陵地自然斜面における雨水移動の実証的研究（Ⅰ），鉛直浸透特性と基盤地質。日本林学会誌，67:311-321。
- 太田猛彦，鈴木隆司(1986)山腹凹斜面における雨水移動機構の解析（第1報），斜面の内部構造と飽和帯の形成。東京農工大学農学部演習林報告，22:1-7。
- 太田猛彦(1988)森林山腹斜面における雨水の流出について。水文水資源学会誌，1:175-82。
- 太田猛彦，塚本良則，城戸毅(1988)丘陵地自然斜面における雨水移動の実証的研究（Ⅱ），斜面内地中流の実態。日本林学会誌，67:383-390。
- 奥田節夫，横山康二(1977)水系分布と山崩れ。文部省科学研究自然災害特別研究報告「山くずれと地質・地形構造の関連性に関する研究（研究代表者 田中 茂）」，16-22。
- 恩田裕一(1989)土層の水貯留機能および崩壊発生に及ぼす影響。地形，10-1:13-26。
- 木宮一邦(1985)東海地域の崩壊。文部省科学研究自然災害特別研究報告「地盤の劣化とその地域性を考慮した崩壊危険度の評価に関する研究（研究代表者 芥川真知）」：45-70。
- 駒村富士弥(1983)豪雨による表層崩壊の発生に関する研究。文部省科学研究自然災害特別研究報告。
- 島根大学地質学教室(1984)58.7山陰豪雨災害における斜面崩壊。島根大学地質学研究報告，No.3。
- 新藤静夫(1983)谷頭部斜面に発生する崩壊と地中水の挙動。文部省科学研究自然災害特別研究報告（第一報）新藤静夫(1984)谷頭部斜面に発生する崩壊と

- 地中水の挙動. 文部省科学研究自然災害特別研究報告(第二報).
- 新藤静夫(1987)崩災の規模,様式,発生頻度とそれにかかわる山体地下水の動態. 文部省科学研究自然災害特別研究報告.
- 竹下敬司(1983)森林緑地の水害調節機能の定量化とその配置に関する研究. 文部省科学研究自然災害特別研究報告.
- 竹下敬司(1985)土壌および谷地形の生成と火山活動. 1986年日本地形学連合秋季大会シンポジウム資料集,「九州における土砂災害の消長と広域火山活動」: 1-23.
- 田中 茂(1977)山くずれと地質・地形構造の関連性に関する研究. 文部省科学研究自然災害特別研究報告.
- 田中芳則(1981)斜面崩壊. 渡部景隆教授退官記念会編「応用地質学」:198-218.
- 丹下 勲, 野口晴彦, 新藤静夫(1988)多摩丘陵地域の小流域谷底部にける表層地下水の動態. 丘陵地の水文研究: 181-214. 丹下 勲教授退官記念論文集.
- 塚本良則(1973)侵食谷の発達様式に関する研究(Ⅲ) - 0次谷と山崩れの関係 -. 新砂防, 89: 25-32.
- 内藤光雄, 竹内篤雄, 田中 茂(1983)六甲山系地すべり地における層別地下水の挙動について. 日本地下水学会誌, 25-1: 1-16.
- 西田一彦(1985)土質性状の変化と斜面崩壊. 文部省科学研究自然災害特別研究報告「地盤の劣化とその地域性を考慮した崩壊危険度の評価に関する研究(研究代表者 芥川真知)」:142-161.
- 堀内照夫(1983): 花崗岩山地における表層土と基層の透水性の相違に起因する表層崩壊. 文部省科学研究自然災害特別研究報告「豪雨による表層崩壊の発生に関する研究(研究代表者 駒村富士弥)」: 91-110.
- 丸井敦尚, 丹下勲, 高山茂美(1988)層状に堆積した斜面における降雨流出過程. 丘陵地の水文研究: 113-123, 丹下 勲教授退官記念論文集.
- 望月倫博, 松本栄治(1986)山地谷頭部の土層中における地中水の挙動. 筑波大学水理実験センター報告, 10:81-94.
- Knapp, B. J. (1978) Elements of Geographical Hydrology. 80p. George Allen & Unwin Ltd.
- Marui, A(1985) Subsurface water storage and runoff processes in a layered hillslope, Doctoral dissertation of the university of Tsukuba.

