

# 山地谷頭部の土層中における地中水の挙動

Behaviour of Subsurface Water in Soil Layers of a Stream-head Hollow

望月 倫博\*・松本 栄次\*\*

Michihiro MOCHIZUKI and Eiji MATSUMOTO

## I はじめに

谷の成長点というべき山地河谷の谷頭部は地形変化が顕著な部分であり、とくに、そこに発生する崩壊現象の解明は地形学的にも、また防災の観点からも重要な課題である。近年、このような谷頭部の地形変化にとって、そこに発達する土層の性状および土層中の地中水の挙動が重要な役割を果たしていることが認識され(新藤, 1983), 地中水の動きを実測に基づいて明らかにすることの必要性が強調されるようになってきた。しかし、このような観測には労力や測定技術の面で困難な点が多いため、田中ほか(1982), 安原(1983)などの研究はあるものの、未だ研究例は少なく、一般的結論を導くまでには至っていない。

本研究では、この種の研究の一環として、茨城県の筑波山塊中の一つの谷頭において、谷頭部の微地形・土層構造の特徴の把握とそこにおける地中水の挙動に関する観測を行い、それらの相互関係について考察した。

地中水の観測は1985年8月から12月中旬まで実施した。この期間中、8月30日から31日にかけて、台風14号に伴う一雨降水量80mmを越える降雨があったが、この降雨の開始前から降雨後数日間にわたって経時的な観測を行うことができた。本報告ではこの降雨前後における地中水の挙動の経時変化について述べ、それと谷頭部の微地形・土層構

造との関連について考察する。

## II 研究地域の概要

この研究で調査した谷頭は、茨城県八郷町と筑波町の境界をなす筑波山塊南部の通称南峠(標高429.2m)の標高300m付近の緩やかな南東斜面に位置する(第1図)。この谷頭がある小流域は、霞ヶ浦に流入する恋瀬川支流・小桜川の最源流域のひとつである。

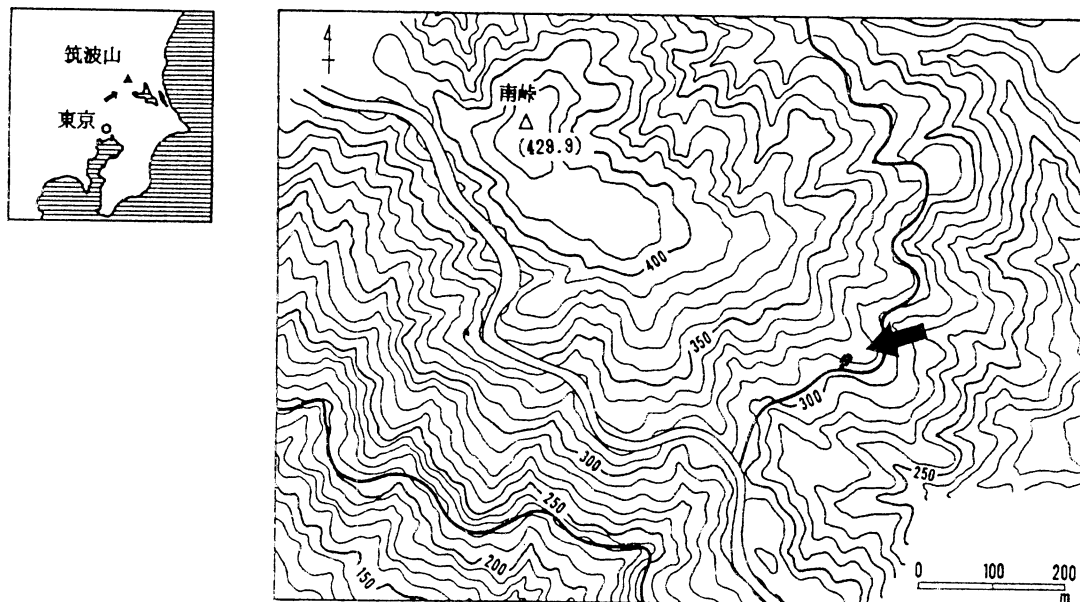
柿岡盆地の西方に、ほぼ南北に連なる筑波山塊の稜線部には、比較的緩やかな斜面からなる小起伏地が各所に認められる。地形学上、一種の前輪廻遺物と考えるこの種の小起伏地を、多くの開析谷が侵食している。こうした開析谷には、谷底部に水流があり、斜面傾斜が急で小起伏地を深く開析するものや、谷底部に水流がなく厚い土層が堆積し、斜面傾斜が緩く小起伏地を浅く開析するものなど様々であるが、現在、谷頭侵食によって開析が進んでいるのは前者のタイプの谷であり、今回調査した谷頭凹型地形もそうした谷の先端に位置するものである。

調査地域付近は、地質的には、筑波山斑状花崗閃緑岩と変成を受けた古期堆積岩類の遷移部にあたる。各所で花崗岩類が古期堆積岩類を貫いており、複雑な岩相分布を呈するが、調査した谷頭は花崗岩類の岩体上に位置するものと推定される。

この谷頭部および周囲一帯は笠間営林署が管轄

\*筑波大学・院・環境科学研究科(現 静岡県中遠農林事務所) \*\*筑波大学地球科学系(1986年6月16日受理)

する国有林内にあり、林齢30年のスギ・ヒノキの人工2次林で覆われている。



第1図 調査地域周辺の地形

### Ⅲ 谷頭部の微地形と土層

#### Ⅲ.1 谷頭の地表形態

調査した谷頭の地形を第2図に示す。この谷頭は、緩やかな山腹斜面に形成されたスプーン状の小規模な凹地で、N50°Eの方向に伸長している。その下流部分には、恒常的に水流のある水路をもつ平均縦断勾配20度以下の緩やかな狭い谷底部があり、それを三方より平均傾斜約30度の急斜面が囲んでいる。そして、その急斜面の上方には緩斜面が連続する。これらの各地形部分の傾斜の変換は、一部を除き不明瞭で、谷底部から上部の緩斜面まで、緩やかな凹型斜面を形成している。

#### Ⅲ.2 土層構造

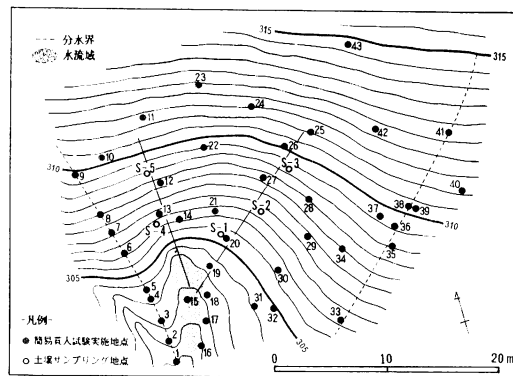
##### a. 調査方法

この谷頭における土層の構造を空間的に把握するために第2図に示した各地点において、斜面貫入試験機（丸東製作所製）を用いた簡易貫入試験を行った。また土壌の物理的特性及び水分状態を知るために、同じく第2図に示した各地点の様々な深さから土の試料を採取して室内試験を行った。

室内試験項目は、粒径分布、土粒子の比重、飽和透水係数、自然含水比で、それらの測定結果から乾燥密度、間隙率、体積含水率、飽和度を算出した。

##### b. 土層区分

簡易貫入試験より、各地点ごとの貫入抵抗値（ $N_{10}$ 値）の垂直変化を示す $N_{10}$ プロファイルを作成した。その結果、各地点の $N_{10}$ プロファイルにおいて、 $N_{10} = 5$ 付近で $N_{10}$ 値が大きく変化する。



第2図 谷頭部の地形と土層調査地点  
(等値線は標高を示す)

第1表 土層区分

土層名	$N_{10}$ プロファイル による分帯	飽和透水係数の オーダー (cm/sec)	土性	土 色	乾燥密度の平 均 値 (g/cm <sup>3</sup> )	間 隙 率 の 平均値 (%)
腐植土層	軟 土 帯 ( $0 < N_{10} \leq 5$ )	$10^{-3} \sim 10^{-4}$	S L	暗赤褐色	0.74	70
I a 層		$10^{-3} \sim 10^{-4}$	S L	暗褐色	0.82	68
I b 層		$10^{-5} \sim 10^{-7}$	S L C L L i C	にぶい 黄褐色	0.97	64
II a 層		$10^{-4} \sim 10^{-6}$	S L	にぶい 黄褐色	1.42	47
II b 層	硬 土 帯 ( $5 < N_{10} < 50$ )	$10^{-4} \sim 10^{-6}$	S L S	にぶい 黄橙色	1.39	47
基 盤						

ることが共通して認められたので、 $0 < N_{10} \leq 5$ である土層を軟土帯、 $5 < N_{10} < 50$ である土層を硬土帯、 $50 \leq N_{10}$ を基盤に分帯した。

このような土層の貫入抵抗による分帯と上述の室内試験の結果、並びに土色等の観察に基づいて、この谷頭部の土層を第1表のように、上位から腐植土層、I a層、I b層、II a層、II b層、基盤に区分した。

腐植土層は暗赤褐色～赤褐色の森林土壌で、透水性は良好である。

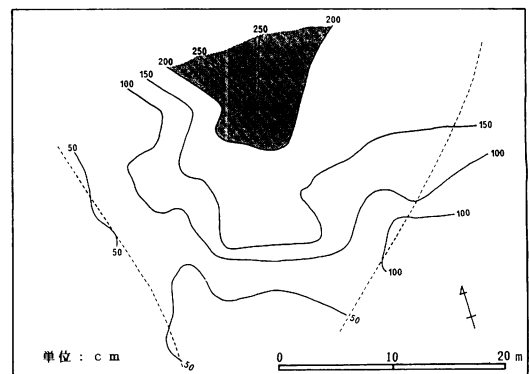
I a層とI b層は土壌化が著しい土層である。このうちI a層は赤褐色～暗褐色で粘性がある。飽和透水係数は $10^{-3} \sim 10^{-4}$  cm/secのオーダーで、透水性は良好である。一方、I b層はにぶい黄褐色で、粘土・シルトが多いためにI a層よりもさらに粘性が高い。飽和透水係数は $10^{-5} \sim 10^{-7}$  cm/secのオーダーで、透水性は不良である。

II a層とII b層は、ともに母岩の組織を残した風化層で、粘性は殆どなく砂質である。そのうちII a層は $N_{10}$ 値が小さい軟弱な土層、II b層は $N_{10}$ 値が大きい堅硬な土層であるが、それ以外の土質性状については両者に大きな差異は認められない。

### c. 土層分布

この谷頭部における土層の平面的な分布について、簡易貫入試験結果による土層の分帯から概観し、以下のような土層の分布傾向を明らかにした。

第3図は軟土帯の層厚分布を示す。軟土帯は約20cmから250cmまで層厚が変化するが、その変化の傾向は緩やかである。地表面の凹部が伸長する方向の斜面上方に層厚の大きい区域があり、そこから斜面下方に向かって層厚の大きい部分が張り出すように分布する。従って、分水界となっている尾根部や下流部の水路付近が相対的に層厚の小

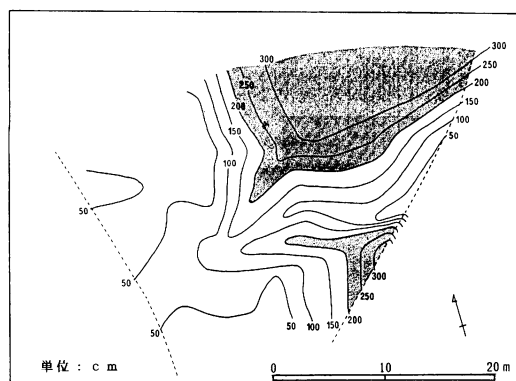


第3図 軟土帯の層厚分布

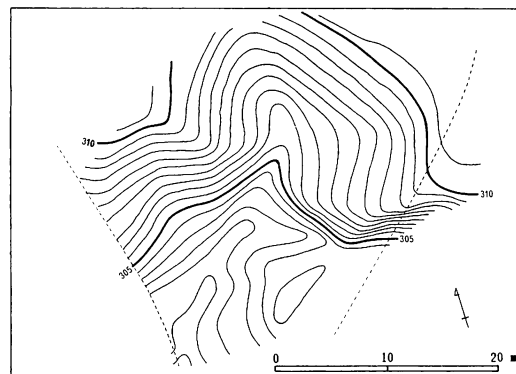
さい区域になっている。第4図は硬土帯の層厚分布を示す。硬土帯の層厚は0～300cm以上と変化幅が大きい。軟土帯同様に地表面の凹部の伸長方向の斜面上方に層厚の大きい区域があるが、この区域の両側で急激に層厚が減少するため、尾根部や水路近辺では層厚は非常に小さく、50cmにも満たない。

すなわち、軟土帯と硬土帯を併せた土層の厚さは、地表面の凹部の伸長方向の斜面では3～5m以上に達するのに対し、その側方では急激に薄くなり、尾根部に近い部位では1mにも満たない。

第5図は基盤表面（硬土帯と基盤の境界面）の等高線図である。基盤表面は地表面の凹部が伸長する方向に、地表面より一層深い谷状を呈していることがわかる。

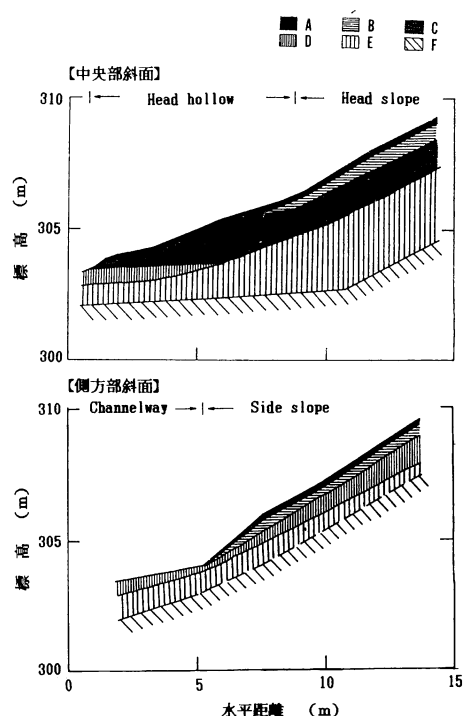


第4図 硬土帯の層厚分布



第5図 硬土帯と基盤の境界面の形態  
(等値線は標高を示す)

つぎに、地表面の凹部の伸長方向の斜面（以後、中央部斜面と称す）と、その側方に位置する斜面（以後、側方部斜面と称す）について、上述した土壌の諸物理特性を加味した細密な土層構造をみると第6図のようになる。この図に示した土層断面は、第2図に示した2測線に沿うものである。これらの図から両斜面の土層の構成・厚さの差異は明らかである。特に中央部斜面においては、粘土・シルト含有量の多いⅠb層が厚く分布する一方、側方部斜面ではⅠb層は殆ど分布していないことが注目される。



第6図 斜面断面における土層構造

A：腐植土層 B：Ⅰa層 C：Ⅰb層  
D：Ⅱa層 E：Ⅱb層 F：基盤

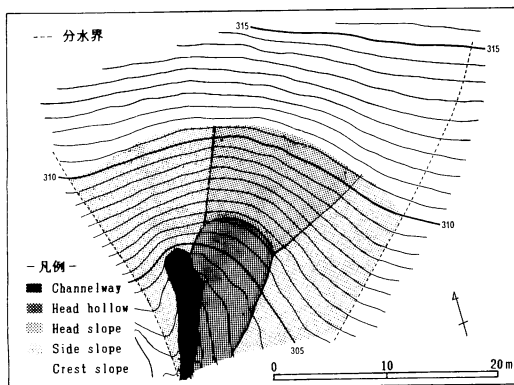
### Ⅲ.3 微地形単位と土層構成

前述のような地表形態と土層構造に基づいて、また田村（1974）の谷頭部の微地形分類を参考にして、この谷頭部をChannelway, Head hollow, Head slope, Side slope, Crest slope の5つの微

地形単位に区分した。第2表に微地形単位と土層構成の関係を示し、第7図にその平面分布を示した。

第2表 微地形単位と構成土層

【微地形単位】	【構成土層】 * ( )内の数値は層厚を示す
Channelway	Ⅱ a層 (約50cm) Ⅱ b層 (80~100cm)
Head hollow	腐植土層 (20~30cm) Ⅰ a層 (0~30cm Head slopeとの境界に僅少) Ⅰ b層 (30~150cm) Ⅱ a層 (0~50cm Channelway 付近に僅少) Ⅱ b層 (80~220cm)
Head slope	腐植土層 (20~30cm) Ⅰ a層 (約50cm) Ⅰ b層 (約100cm) Ⅱ b層 (250cm~)
Side slope	腐植土層 (20~30cm) Ⅰ a層 (30~40cm) Ⅱ a層 (数10cm~) Ⅱ b層 (40~80cm)
Crest slope	未検討



第7図 谷頭部の微地形区分

また先に示した土層断面図(第6図)にも微地形単位の境界は記してある。以下、この谷頭部を構成する各微地形単位の特徴を概説する。

Channelwayは恒常的な水流域で、土壌化が進んだⅠa層とⅠb層は殆どなく、大小の岩塊が分布する。この谷頭部におけるChannelwayは、地表面の凹部の伸長方向へではなく、Side slopeの末端を侵食して伸長している。Channelwayの先端部にはパイプ状の湧き出し口が多数観察される。

Head hollowは傾斜の緩い狭い谷底部で、粘土・シルトの多いⅠb層の厚い分布がある。Head hollowの土層構造は中央部付近を境に上流側と下流側で差異があり、上流側はHead hollowの土層構造に漸移し、下流側はChannelwayの土層構造に漸移している。

Head slopeとSide slopeの平均傾斜はともに30度前後で、地表形態において境界は殆ど認められない。しかし、土層断面図(第6図)が示すようにHead slopeには土壌化が進んだ土層が厚く、また母岩の風化が深部まで及んでいる。一方、Side slopeでは土壌化が進んだ土層は薄く、基盤深度も浅い。またトレンチ調査によってSide slopeではⅠa層以深に母岩の風化残留物と推定される大量の岩塊が分布することが確認された。こうしたことからHead slopeとSide slopeは、ともに谷頭の急傾斜部を構成するが、土層構造の形成において異なる営力(例えば風化様式や風化速度の違い)を受けてきたことが推定される。

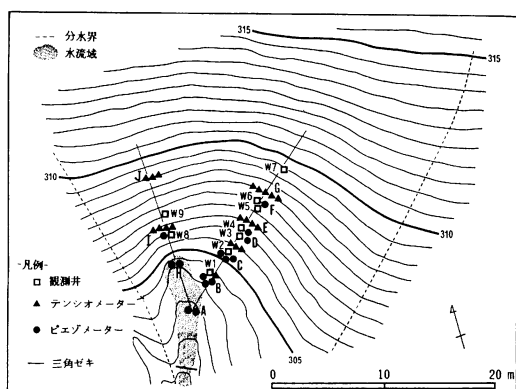
## Ⅳ 豪雨時の地中水の挙動

### Ⅳ.1 観測方法

1985年8月30日20時20分~31日4時50分に台風14号の通過に伴い総降水量84.5mm、最大時間雨量21mm/hrの降雨が観測された。この降雨を対象として短期集中観測を実施した。

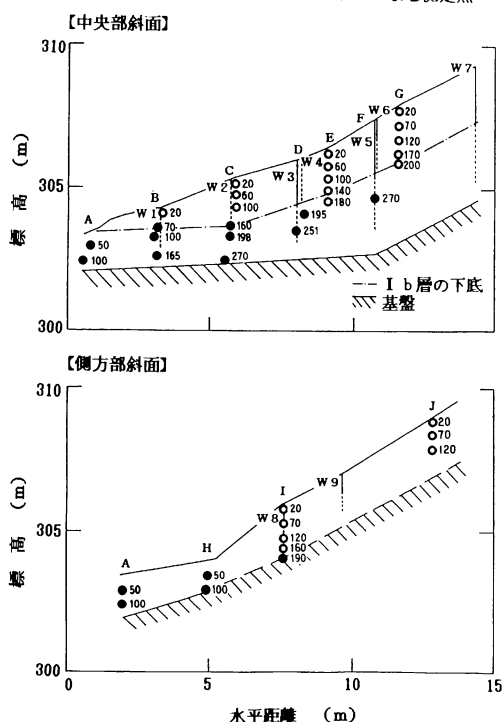
測定項目は地中水の水利水頭、地下水位、河道流出量、時間雨量である。

地中水の挙動をとらえるために中央部斜面と側方部斜面に設けた側線上に第8図、第9図のように密な水利水頭・地下水位の観測網を設定した。水利水頭の測定には、テンシオメーター(大起理化製)と内径16mmの塩ビ管を用いたピエゾメーターを使用した。水利水頭の基準面は標高300mに設定した。地下水位の測定には内径16mmの塩ビ管に直径1.5mmのドリルでストレーナーを加工したものを用いた。河道流出量は谷頭部の下流端に設置した60度三角ゼキで測定した。また時間雨量は直径20cmの円筒を用いて、森林外で測定した。



第8図 観測施設の配置

観測井  
(破線部分はストレーナーの位置)  
○ テンシオメーターによる測定点  
● ピエゾメーターによる測定点



第9図 斜面断面における観測点の位置

## IV.2 河道流出

第10図は、時間雨量および降雨前後の河道流出量の変化を示している。降雨の開始からの総降水量は84.5mmであった。この間に2回の小休止期を挟んで3回の降雨ピークを記録した。河道流出量は降雨の変化に敏感に応答し、流量ピークは降雨ピークに殆ど時間遅れなく対応している。降雨ピーク時にはHead hollowを中心 surface流出が発生した。この表面流出は河道への直接降雨とともにハイドログラフのピーク形成に大きく貢献している。ハイドログラフから洪水初期流量による水平分離法によって流出率を概算すると、最大に見積もっても15%程度であった。

## IV.3 水理水頭プロファイルの経時変化

第11.1図～第11.4図は降雨前後における各測定地点の水理水頭プロファイルの経時変化を示している。これらの図では降雨開始直後～降雨停止直後とそれ以降に分けて示した。

第11.1図は中央部斜面のHead hollowの中央部に位置するC地点の水理水頭プロファイルである。この地点においては、降雨の第1ピーク(8月30日23時)直後に各深度で一斉に応答を開始している。また、深さ方向の水理水頭勾配(以後、 $dh/dz$ と記す)は表層付近を除けば0に近く、降雨前後で大きく変化しない。

第11.2図はHead slope脚部に位置するE地点の水理水頭プロファイルである。この地点の水理水頭および地下水位の変化幅は観測地点の中で最も大きい。降雨時、表層部で最初に水理水頭が増加し、次いで深部の水理水頭が地下水位の上昇とともに増加した。そして、最後に中間部の水理水頭が増加したが、この時地下水位は急激に上昇した。

第11.3図はHead slopeの中間部に位置するG地点の水理水頭プロファイルである。G地点の測定領域は、I b層最下部までである。降雨前において深度70～170cmの $dh/dz$ は、ほぼ1に近い値を示しており、他の地点と $dh/dz$ の初期状態が異なっている。降雨停止後も $dh/dz$ は1に近い値を維持しつつ水理水頭が減少している。こうしたことから、この部位では重力水頭による降下浸透が長

期継続することが推定される。

第11.4図は側方部斜面のSide slopeの上部に位置するJ地点のプロファイルである。J地点は降雨前後の水利水頭および $dh/dz$ の変化が大きく、降雨の停止後は見掛け上 $dh/dz$ は0に近づきながら水利水頭が減少しており、重力水頭による降下浸透は速やかに消失していることを示している。

#### Ⅳ.4 地中水流動の経時変化

降雨前後における地中水の挙動について、水利水頭分布の変化に基づいて検討した。中央部、側方部両斜面における地中水の水利水頭分布の経時変化を第12.1図～第12.4図に示す。

##### 1) 降雨前～降雨初期 (第12.1図)

降雨前 (第12.1図A) には中央部斜面のHead hollowの上流部に地中水の“停滞性”区域が存在する。側方部斜面ではChannelwayとSide slopeの境に地下水の上向きの流れがあり、この流動がChannelwayの水流を維持している。土壌水の流動は、両斜面とも深度50～70cmを境に蒸発散の影響による上向きの流れがあり、それ以深で斜面に沿った側方浸透流が生じている。

降雨の第1ピーク後 (第12.1図B)、両斜面ともに地表付近に降雨の浸透によって鉛直下向きの降下浸透ゾーンが発生した。中央部斜面における地下水位の上昇はHead hollowの中央部～下流部で速く、そこでは深度にかかわらずほぼ一斉に水利水頭が上昇している。一方、側方部斜面では地下水位の変化は殆ど生じていない。

##### 2) 降雨中期～降雨末期 (第12.2図)

降雨の第2ピーク時と第3ピーク時の状態である。中央部斜面では降下浸透ゾーンの降下とともにHead hollowの中央部付近から上流側へと地下水体が成長しつつある。その部位では動水勾配は小さく、そのことが地下水体の成長に貢献しているものと思われる。Head hollowの下流部では地下水位の上昇が深度50～70cmで頭打ちとなっており、土層の浅層部に地下水の排水が良好なゾーンが存在することを示している。また下流部のIb層より下部では比較的一様な水平流から局所的に強い上昇流が生じるようになっている。これは深

部の間隙水圧の増加による地下水排水が増し、地下水が強制的に押し出されるようになったために、層内においても流れ易い箇所の流れが集中したことによる。

側方部斜面では地下水位の大きな変化は依然生じていない。しかし、ChannelwayとSide slopeの境では地下水の上向きの流れが以前よりも強さを増し、また上向きの流れの区域が下流側に拡大している。

##### 3) 降雨停止25分～2時間後 (第12.3図)

この段階に至って地下水体の成長はピークとなった。土壌水は両斜面とも全断面で降下浸透流となったが、降雨停止2時間後 (第12.3図B) には地表付近の土壌水は側方浸透流に転じている。

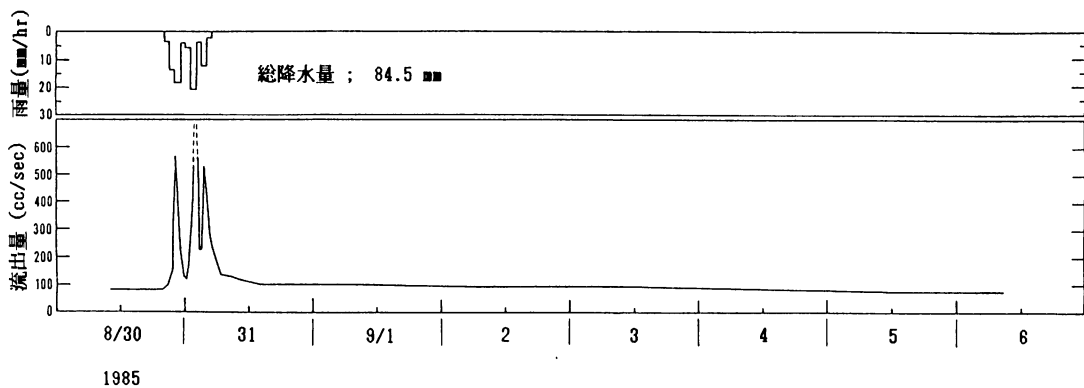
中央部斜面では降下浸透ゾーンと地下水体が接合することによって、地下水面形状、等水利水頭線がスムーズになっている。この時点になると動水勾配の小さな“停滞性”区域は消滅し、その部分の地下水は流動を開始している。この斜面における地下水体の成長は降雨停止2時間後にピークとなった。

側方部斜面においては、Side slopeで降雨停止直後に地下水位の急激な上昇が生じている。しかし、降雨停止2時間後には減衰を開始している。

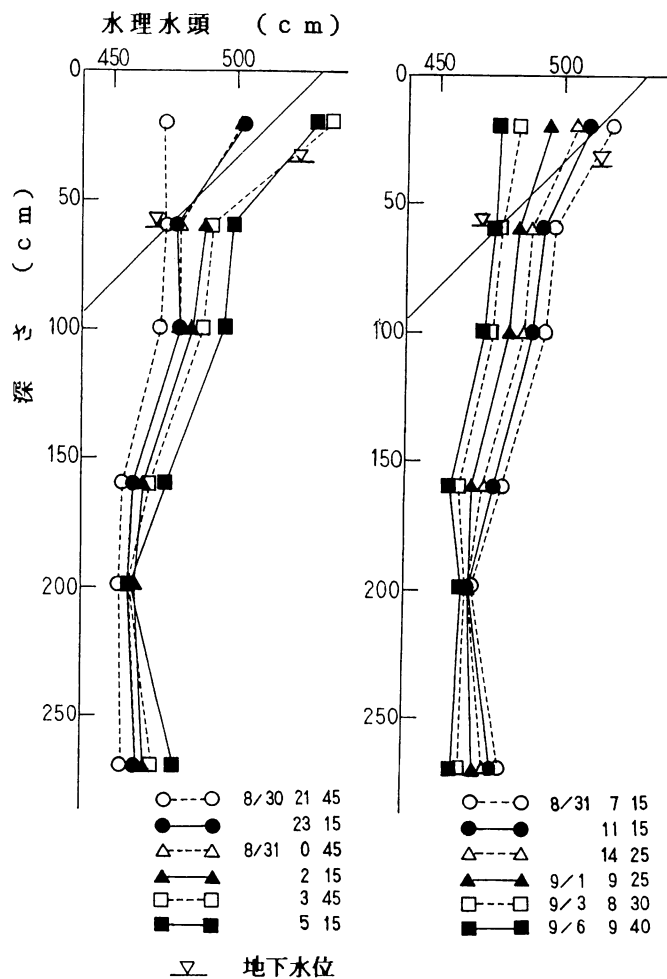
##### 4) 降雨停止後の排水過程 (第12.4図)

排水過程に入ると、中央部斜面においてはHead hollow中央部～Head slopeの間で地下水位が急激に低下し、再びその部位に等水利水頭線間隔が大きい地中水の“停滞性”区域が形成されている。この間、土壌水の流動には重力水頭による鉛直下向きの流動が依然維持されており、地下水かん養が続いていることがわかる。また表層から深さ約50cm付近に等水利水頭線の不連続部があり、その上方では土壌水の排水が速いことを示している。

一方、側方部斜面では地下水位はいち速く降雨前と同じレベルに低下している。またSide slopeにおける土壌水の流れは鉛直下向きの降下浸透から斜面に平行な側方浸透流に転じており、既に地下水をかん養する流れは消失している。

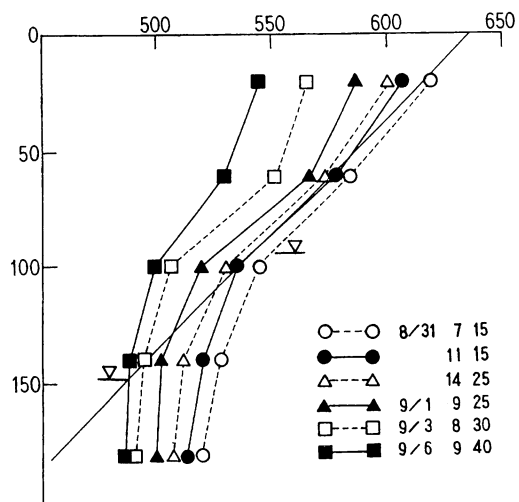
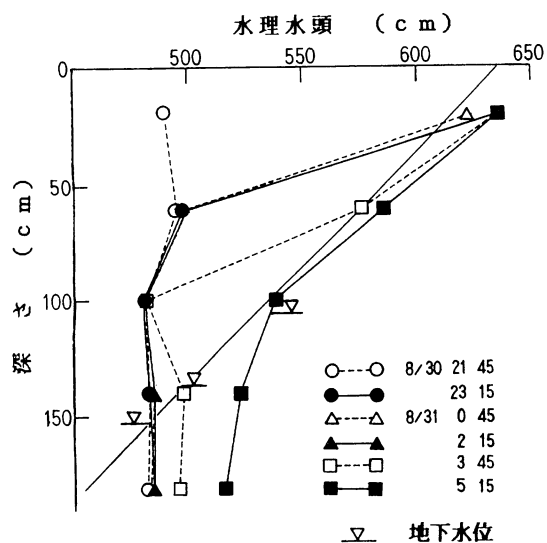


第10図 台風14号の通過に伴う豪雨時の時間雨量と河道流出量の変化

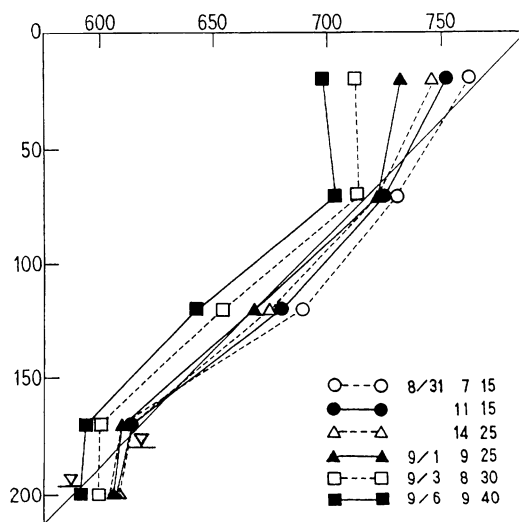
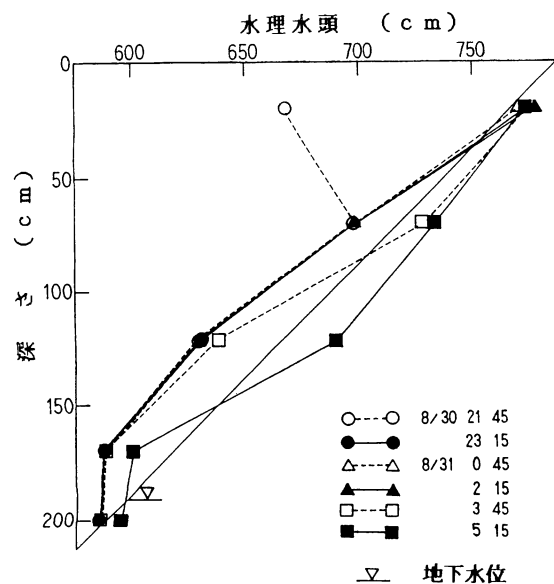


第11.1図 C地点 (Head hollow 中央部) の水理水頭プロファイルの経時変化  
(水理水頭の基準面は標高300mに設定 — 以下同じ)

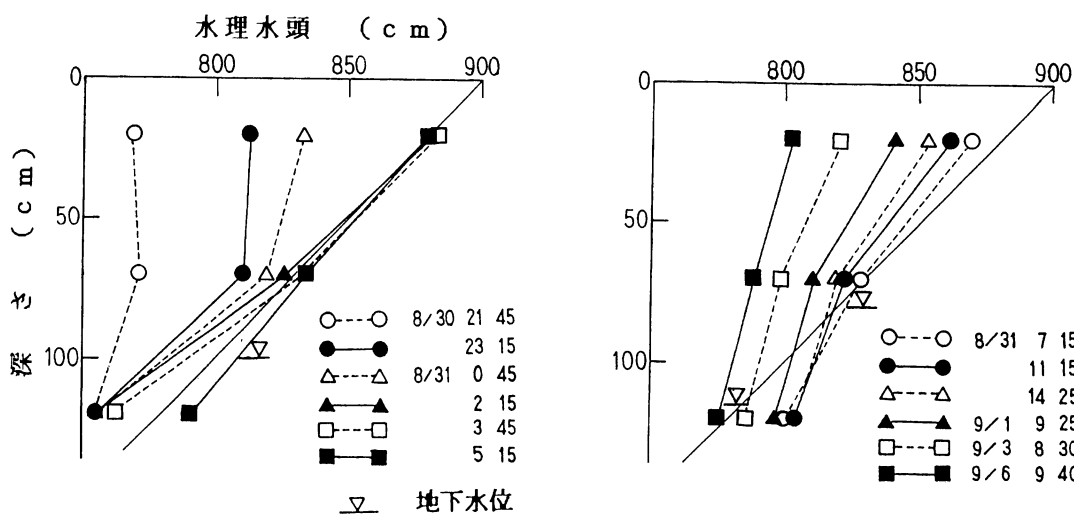




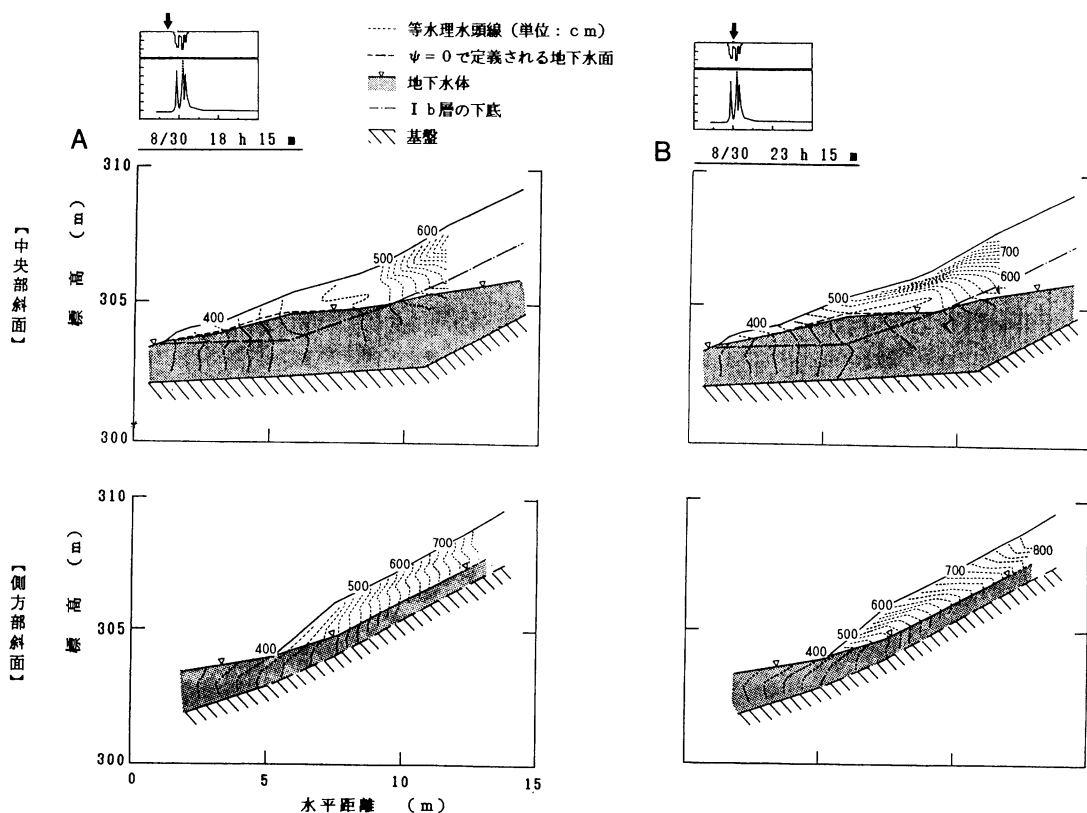
第11.2図 E地点 (Head slope脚部) の水理水頭プロファイルの経時変化



第11.3図 G地点 (Head slope中間部) の水理水頭プロファイルの経時変化



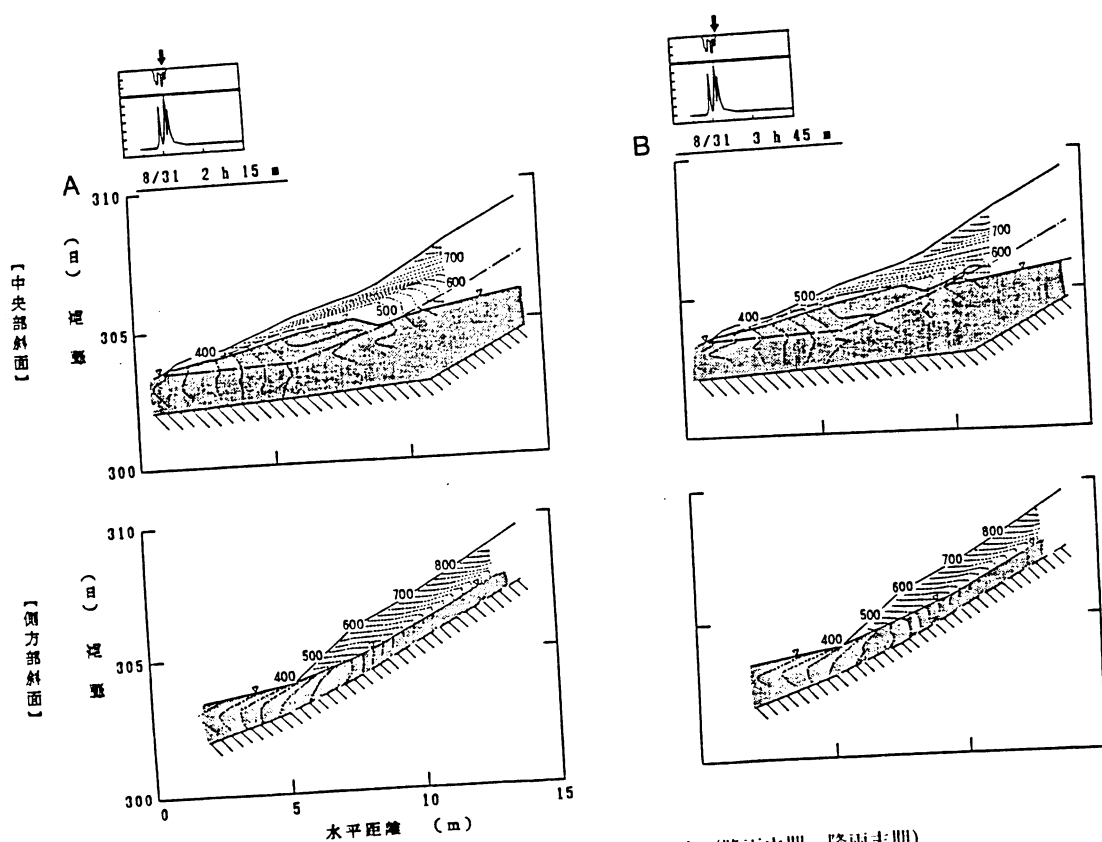
第11.4図 J地点 (Side slope上部) の水理水頭プロファイルの経時変化



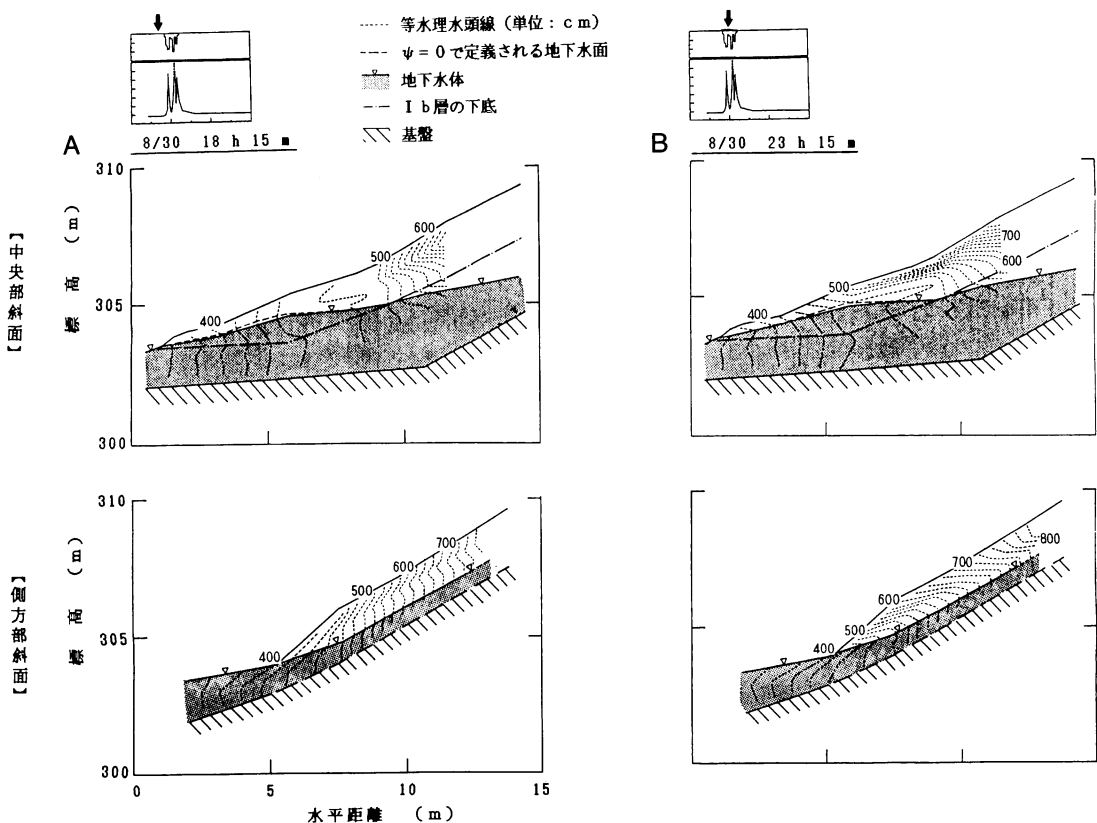
第12.1図 斜面断面における水理水頭分布 (降雨前-降雨初期)  
 (水理水頭の基準面は標高300mに設定 — 以下同じ)

図の差しかえのお願い

下の図をP.91第12.2図と差しかえて下さい



第12.2図 斜面断面における水理水頭分布 (降雨中期-降雨末期)



第12.2図 斜面断面における水理水頭分布（降雨中期－降雨末期）

## V 豪雨時における地中水挙動と土層構造の関連

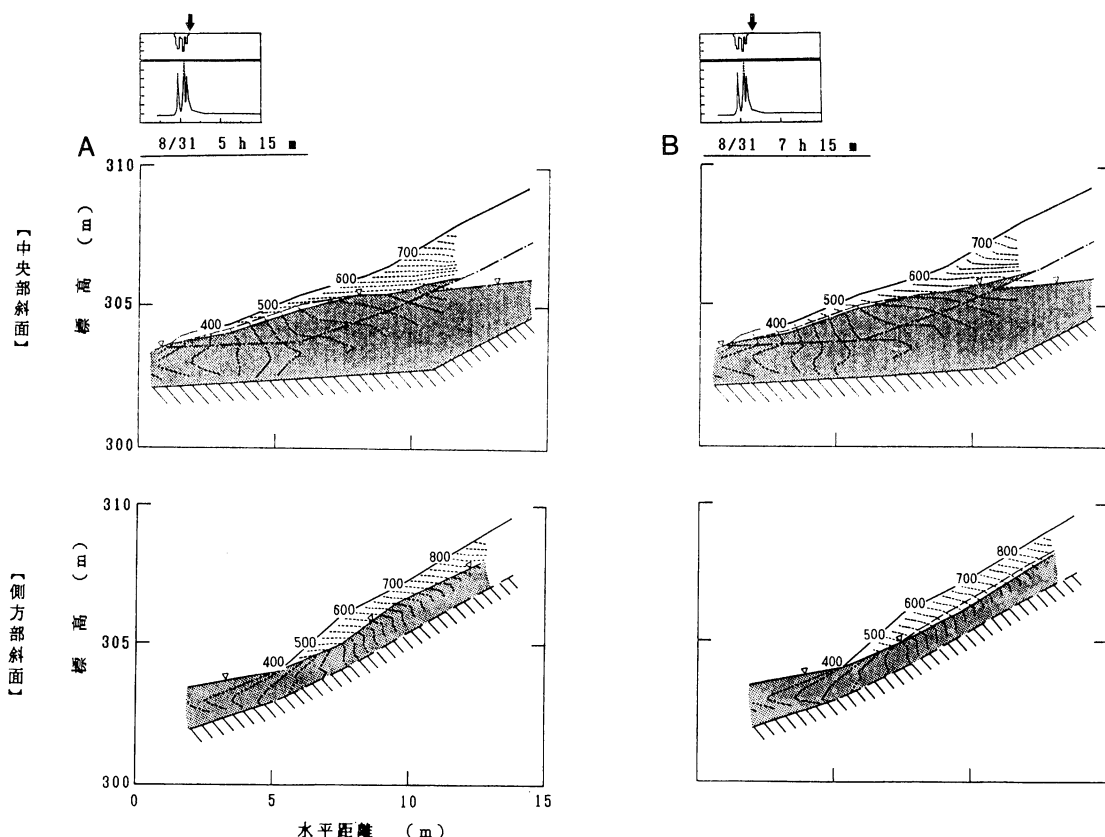
以上のような豪雨時における地中水の挙動の観測から、以下のような谷頭部斜面の水文応答特性と土層構造との関連を考えることができる。

風化が深部までおよび、厚い土層が形成されている中央部斜面では、地中水の貯留能力が高く、豪雨時にはHead hollow 中央部からHead slopeに向かって地下水体が大きく成長する。また地下水体をかん養する土壤水の流れが降雨後も長期継続し、水は徐々に排水される。

一方、土層が薄く分布する側方部斜面においては、中央部斜面よりも地中水の貯留能力は低く、豪雨時の地下水体の成長も一時的なもので、減衰は急激である。また土壤水の流れもいち早く側方浸透流に転じているように地下水かん養の期間

も短い。このように、この斜面の地中水は降雨停止直後に急速に排水されている。

こうした斜面における地中水の貯留性の差異をもたらす要因は、斜面土層の厚さ・断面形態とともに土層を構成する土壌の物理特性によるところが大きい。中央部斜面には粘土・シルト含有量が多いⅠb層が厚く分布する。この土層は常時、飽和度が高く、飽和帯の形成・維持に重要な役割を果たす。Head slopeの下部では、豪雨時にはⅠb層下底に沿う飽和帯の形成もみられる。またⅡb層に関しては、Side slopeにおける地下水面の位置が平常時においてⅡb層の上限とほぼ一致し、大きな地下水面勾配にもかかわらず地下水体を維持することなどから判断して、この土層が保水能力が高く、帯水層として機能していることが推察される。一方、Ⅰa層やⅡa層は水理水頭分布の変化過程から保水能力の低い性質を有することを



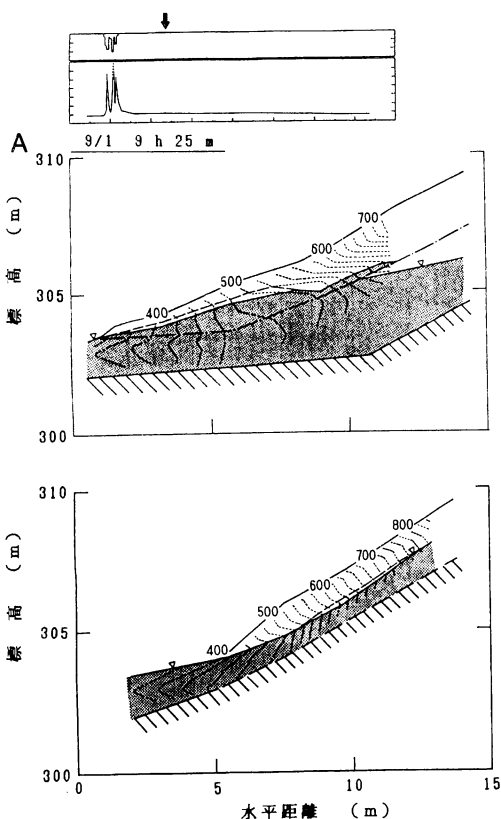
第12.3図 斜面断面における水理水頭分布（降雨停止25分～2時間後）

読み取ることができる。例えば、Ⅰa層は降雨停止後いちやく側方浸透流に転じ、ゼロフラックス面がほぼⅠa層下限に形成されるなど、乾き易い性質を有する。各土層の保水能力は、（腐植土層）＜Ⅰa層＜Ⅱa層＜Ⅱb層＜Ⅰb層の関係にある。こうした土層の保水能力の違いを反映して、これらの土層の境界部は等水理水頭線の不連続部となって、水理水頭分布に明瞭に現れている。以上のような土層の性質を考慮すると、中央部斜面に保水能力が高いⅠb層、Ⅱa層が厚く形成されているのに対し、側方部斜面ではこれら保水能力が高い土層が薄いということが、地中水の貯留能力の差異の大きな要因となっていると考える。

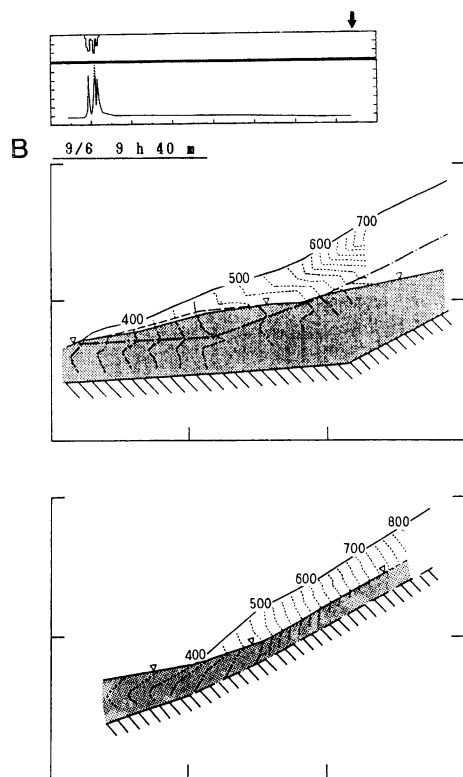
また、これらの斜面の排水特性の差異には、パ

イプのような構造的空隙の発達による排水ゾーンの形成も影響する。両斜面ともChannelwayの近傍では地下水位の上昇は抑制されており、また地中水の収れんした流れがあることからパイプ等の排水を早める構造の存在を推定することができる。特に観測対象とした側方部斜面上においては、Channelwayの先端部の川底から20～30cmの高さに直径2～3cmにもなるパイプが並列するのが観察されており、こうした構造的な空隙の発達が中央部斜面よりも顕著であることが推定される。今回の観察ではそれらからの地中水の吹き出しは肉眼で観察されなかったが、より微小な構造的空隙が側方部斜面の速い排水に寄与した可能性は高い。

【中央部斜面】



【側方部斜面】



第12.4図 斜面断面における水理水頭分布（降雨停止後の排水過程）

## Ⅵ 地中水の挙動と微地形・土層構造の形成について

地中水の挙動は、微地形・土層構造を境界条件としたものであるが、同時にそれ自身がこれらの境界条件の変化をもたらす一要因でもある。地中水による微地形・土層構造の変化としては、1) 豪雨時における斜面崩壊による微地形変化および土砂の流出と堆積による土層構造の再構成、パイプのような構造的空隙の生成、2) 風化による土層の変質、土層境界の変移などが考えられる。

前節では、中央部斜面と側方部斜面における豪雨時の地中水の排水性の差異は、境界条件である土層構造の差異から説明されることを述べた。こ

うした斜面土層の排水特性によって予測される谷頭部の微地形・土層構造の変化に関して若干の推論をすると、次のようなことが指摘できる。

中央部斜面の土層は地中水の貯留性が高く、Head hollow 中央部～Head slope 脚部において、豪雨時に地下水位の大きな上昇が観測された。こうした部位での豪雨時の地下水位の上昇は、飽和度の増加による自重の増加、飽和に伴うサクシヨンの消失による見掛けの粘着力の消失、間隙圧の増加による土の強度低下等によってⅠb層下部を滑り面としたマス・ムーブメントの発生を誘発する可能性が高い。この種の崩壊現象は潜在的な崩土層がある厚さ以上形成されることが必要条件となるので頻度は少ないが、1度の崩壊で生じる崩

土の量は多く、谷頭の地表形態・表層の土層構造に著しい変化をもたらすものと考えられる。但し、現在、この谷頭部でこのような崩壊が生じる諸条件が満たされているか、という点については今回の調査では究明されていない。

側方部斜面の土層は地中水の速い排水特性を示しており、観測対象とした斜面ではSide slope末端で間隙圧の急増による土の強度の低下を主な原因としたパイピングによる小崩壊の発生が予測される。この部位での小崩壊はChannelwayの伸長をもたらす。今回調査対象とした谷頭においてChannelwayがSide slope末端方向に伸長しているのは、このような小崩壊のくりかえしの結果であると考えられる。このように中央部斜面と側方部斜面では、斜面土層の排水機能の違いによって豪雨時に異なるタイプの崩壊現象が生じるものと推察される。

また風化による土層の質的な変容という面において、こうした両斜面の土層の排水特性の差異は重要な意味を持つと思われる。中央部斜面において、風化が深部まで及び、また土層の土壌化が進んでいることは、常に高い土壤水分状態が維持されてきた結果であると同時にそのことが高い土壤水分状態を維持する土層の生成を一層促進する原因となっていると考えられる。

## Ⅶ お わ り に

筑波山塊稜線部の小起伏地の谷頭部の土層構造を調査した。そして谷頭部に生起する豪雨時の地中水の挙動を観測し、地中水の挙動と微地形・土層構造の関連について検討した。その結果、次のようなことが明らかとなった。

1) 谷頭における凹部の伸長方向の斜面（中央部斜面）では、その側方部の斜面よりも風化が深部までおよび、土層が厚く形成されている。また、中央部斜面には粘土・シルト含有量が多い土層（Ⅰb層）が厚く分布するが、側方部では殆ど分布していない。

2) 水理水頭分布の不連続部は、土層構造の不連続部（隣接する土層の境界面や土層の形状・層

厚の変換部など）と良く対応する。

3) 中央部斜面では、Head hollow～Head slope間に地中水の停滞性区域が存在し、豪雨時にはその区域で地下水体が大きく成長する。また地下水体をかん養する土壤水の流動が降雨後も長期間維持される。このように中央部斜面では地表から浸透した水の排水が遅延する傾向がある。一方、側方部斜面では豪雨時の地下水体の成長は一時的で減衰は速く、降雨後、土壤水は直ちに側方浸透流に転じるために地下水体をかん養する期間が短い。このように側方部の斜面土層は地中水の排水性は良好である。

以上のような両斜面における地中水の挙動の差異は微地形・土層構造の差異を反映したものであるが、特に、保水能力の大きいⅠb層、Ⅱb層の分布状況の違いが両斜面の排水特性の差異の大きな要因となっている。

## 謝 辞

本研究に際し、有益な御助言をいただいた新藤静夫教授（筑波大学地球科学系）、田中正講師（筑波大学地球科学系）、佐倉保夫助手（千葉大学理学部地学科）に厚く御礼申し上げます。また現地調査では筑波大学大学院環境科学研究科流域環境研究室の諸氏に協力していただきました。改めて感謝の意を表します。

最後に本地域で研究を実施するにあたり、快く試験地を提供して下さった笠間営林署の御厚意に心から御礼申し上げます。

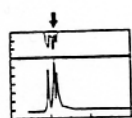
本研究は、農林水産省総合研究（グリーンエナジー計画）「恋瀬川流域における水収支の実態の解明とその評価」の研究成果の一部である。

## 参 考 文 献

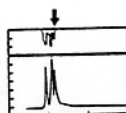
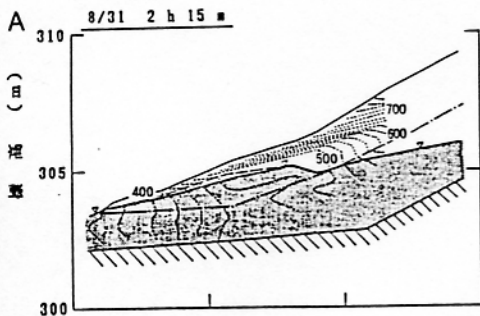
- 新藤静夫・田中芳則（1983）：丘陵地谷頭部斜面の地形特性と土層構造—谷頭部斜面に発生する崩壊と地中水の挙動。昭和57年度文部省科学研究費 自然災害特別研究研究成果，3-15。
- 田中 正・安原正也・酒井 均（1982）：丘陵地源流域における流出現象と地中水の挙動。京大防災研究所年報 第25号，B-2，181～193。
- 田村俊和（1974）：谷頭部の微地形構成，東北地理，26，189～199。
- 安原正也（1983）：多摩丘陵源流域における地中水の挙動。地理学評論，56，714～727。

図の差しかえのお願い

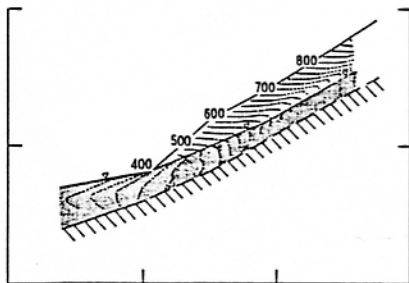
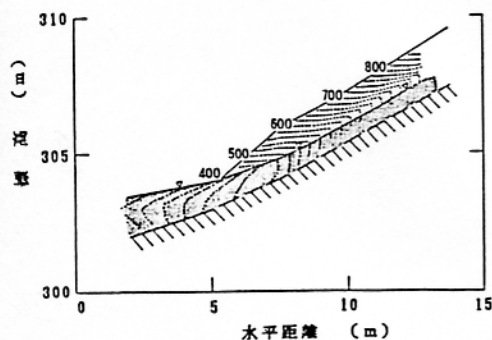
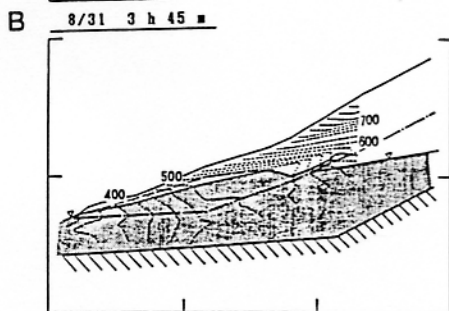
下の図をP.91第12.2図と差しかえて下さい



8/31 2 h 15 m



8/31 3 h 45 m



第12.2図 斜面断面における水理水頭分布 (降雨中期-降雨末期)