層状に堆積した斜面における降雨流出プロセスと地中水の貯留機能

丸 井 敦 尚*

森林源流域の降雨流出過程においては、地下水流出過程がその支配的な要因であることが知られている。本研究では、従来より指摘されてきた地形や地質の降雨流出現象に対する影響に加えて、流域の有する貯留機能と地下水流出過程との関係を明らかにし、これまでブラックボックスとして取り扱われることの多かった山体内部における降雨流出時の地中水の挙動を解明した。

層状に堆積した斜面においては“地下水リッジ”と呼ばれる特徴的な地下水の貯留が生ずることが明らかとなった。このため、限定された地層内には間隙空気が封入・加圧される。その間隙空気の圧力増加は、降雨開始以前に斜面の内部に貯留されていた地下水体に伝播され、地下水が降雨にตอบสนองして速やかに流出する（押し出される）ものと判明した。層状に堆積した斜面においては、斜面内部に形成される地下水リッジが降雨時の地表流発生に大きな役割を果たすことが明らかとなった。

I はじめに

森林小流域において、降雨に対しきわめてよい応答をみせる降雨流出現象が数多く報告されている。一般に、降雨流出に寄与する因子としては、地表流と地下水流の2つが挙げられるが、従来より地表流による貢献の度合いがより大きいと考えられてきた。しかし、日本を含めた湿潤地域の森林流域においては、ホートン流と呼ばれる地表流はほとんど発生しないことが定説であり（たとえば、Mosley, 1979）、Dunne and Black (1970a, b) や Freeze (1974) をはじめとする従来の研究によれば、飽和地表流が降雨流出時に重要な役割を果たすと強調されてきた。ところが近年になり、地下水流出が降雨に対する速やかな応答に大きく貢献していることが数多く報告されている。表層土壌の透水性がよくない地域においても、土壌中に形成されたパイプを介しての地下水流出（Jones, 1978）や、河岸における局地的な動水勾配の増加を原因とする地下水流出（Sklash and Farvolden, 1979）、ぬれ前線によって封入された間隙空気の圧力伝播を原因とする地下水流出

（Yasuhara, 1983）などが挙げられる。降雨に対する地下水流出の応答を議論する場合、流域の地中水貯留機能を把握し、地中水の挙動を明確にすることが不可欠である。

一方、東日本の各地においては、丘陵地や台地の源流域や谷頭部の地形に共通点の多いことが Tamura (1969) および田村 (1974) により指摘されている。これらの丘陵地や台地は、一般に、原面と考えられる上位の平坦面と船底型谷底と呼ばれる下位平坦面を有しており、この2つの平坦面の間には急峻な斜面が存在する。通常、この急斜面の基部より恒常河川が発生する。関東地方の丘陵地や台地の地形と地質との関係について研究を行なった田村 (1984) によれば、標高的にみて前述の両平坦面の部分はシルト・粘土などの細粒物質で、また急斜面の部分は砂または礫といった粗粒物質で構成されていることが明らかにされている。このような地域においても従来の研究では、表層付近における地下水流出のメカニズムしか取り扱われていなかった。

本研究では、従来ブラックボックスとして取り扱われてきた「層状に堆積した斜面の内部」において、地中水の貯留機能と地形・地質との関係を明確にす

* 地質調査所 水文地質課

第1図 研究流域地形図
Fig. 1 Map of the study basin

る。そのうえで、降雨時の地中水の挙動をとらえ、降雨に対しきわめて速やかに応答する地下水の流出プロセスを解明することを目的とした。

II 研究対象流域の概要

本研究流域（流域面積：22,000 m^2 ）は第1図に示すとおり、多摩丘陵の北西部に位置し、その地形は典型的な多摩丘陵源流域の地形を呈する。本流域内には2つの恒常河川が存在する。一方は浅川を経て多摩川へと流下するが、他方は本流域内において消失する。また、本流域の植生は樹高15 m程度の落葉広葉樹と1~2 m程度の低木、笹、シダ類からなる雑木林である。1976年から1985年までの年平均降水量は1,487.7 mmであった。

研究流域周辺の地質は、下位から上位に向かい、連光寺互層、御殿峠礫層、関東ローム層の順で、それぞれほぼ水平に堆積している（寿円・原田, 1961）。

本研究流域周辺の多摩丘陵においては、御殿峠礫層が前述の急斜面を呈する粗粒物質層に対応することが確認されている（羽鳥・寿円, 1958；増田, 1971）。

本研究においては、研究流域の最上流部に研究対象谷頭部（第1図 Experimental area：面積1,530 m^2 ）を設定し、地形・地質調査および集中的な水文観測を行なった。なお、研究対象谷頭部においては、大雨時にのみ一時的な地表流が発生することが観測されている（Marui, 1984）。以後本報では、この研究対象谷頭部のことを単に“谷頭部流域”と呼ぶことにする。

III 地形・地質調査

谷頭部流域の地形を詳細に調査するために、まず谷頭部流域全域に2 m ないし4 mの間隔で指標杭を埋設した。この指標杭は、測量および貫入試験、ボーリング調査、降雨時の地表流の観測など、地点

第2図 地質調査の測線図
黒丸はボーリング調査地点を示す。
Fig. 2 Surveyed lines for geology
Solid circles indicate the boring sites.

の同定が必要なときに用いた。本研究においては、この指標杭をもとに測量を行ない、精密な地形図を作成した。次に、表層付近の地質を明らかにするために、第2図に示した6つの測線を選定し、貫入試験を実施した。これと平行し、同図に示した黒丸の8地点においてボーリング調査および土壌試料の採取を行なった。これらの地形・地質調査の結果、本谷頭部流域は、第3図に示すような層状構造を呈していることが判明した。また、その詳細な調査結果は丸井（1988b）により報告されている。

地形・地質調査の結果は以下のようにまとめられる。関東ローム層の堆積域は谷頭部流域の最上流部に位置し、最大厚は4 mに達する。本層は上位平坦面に相当し、その傾斜は0~27°程度（平均約

第3図 谷頭部流域の立体図

S: 表層（腐植、関東ロームおよび運積土） G: 御殿峠礫層 R: 連光寺互層

Fig. 3 Stereogram sketch of the experimental area

S: surface layer (humus, loam and transported soil)
G: Gotentoge Gravel Bed R: Renkoji Alternation

20°)である。御殿峠礫層は標高にして161~178 mの範囲に存在し、約45°の急斜面を形成している。本層はきわめてルーズであり、崩壊跡が集中している。また、この急斜面の表層には、二次堆積物によって構成される運積土層が堆積している。その厚さは1 m以下ときわめて薄いことが確認された。最下位には連光寺互層が存在し、下位平坦面である谷底面を形成している。この部分においては、先に述べた運積土層も2 m以上と厚くなる。本谷頭部流域は、連光寺互層（難透水層）の上に御殿峠礫層（主帯水層、粗粒物質層）および関東ローム層（細粒物質層）が順次水平に堆積したものであり、典型的な層状構造を呈する。

第4図 関東ローム層 (N72 100 cm), 御殿峠礫層 (N72 240 cm) および運積土層 (N52 120 cm) の代表的な水分特性曲線

Fig. 4 Typical soil water characteristic curves of loam (N72 100 cm), weathering zone of Gotentoge Gravel Bed (N72 240 cm) and transported soil (N52 120 cm)

ボーリング調査に伴い採取した 100 cm^3 の土壤資料は実験室に持ち帰り、土壤の物理性に関する各種の室内実験を行なった。透水試験 (JIS A 1218-61) の結果、表層の腐植や運積土の透水係数の値は、 $5.64 \times 10^{-3} \sim 3.27 \times 10^{-5} \text{ cm/sec}$ (平均 $2.06 \times 10^{-3} \text{ cm/sec}$) であり、関東ローム層のそれは、 $4.42 \times 10^{-3} \sim 2.95 \times 10^{-7} \text{ cm/sec}$ (平均 $7.80 \times 10^{-4} \text{ cm/sec}$) といずれもばらつきが大きかった。これに対し、御殿峠礫層 (風化帯) においては、 $6.31 \sim 1.25 \times 10^{-3} \text{ cm/sec}$ (平均 $3.34 \times 10^{-3} \text{ cm/sec}$) とばらつきが少なく、しかも大きな値の透水係数が得られた。 100 cm^3 の土壤試料を採取できなかった連光寺互層と御殿峠礫層の深部に関しては、それぞれ“ブロックサンプリング法”および“ぶっこみ法”により透水係数を測定した。ブロックサンプリング法とは、Yasuhara *et al.* (1985) により紹介された方法であり、約 800 cm^3 の不攪乱土塊を採取し、石膏詰めにして透水係数を測定するものである。この方法

により測定した連光寺互層の透水係数は $2.24 \times 10^{-6} \text{ cm/sec}$ であった。透水係数がきわめて小さいことから、本研究において対象とするような短期間の降雨流出現象に対しては連光寺互層中の地中水が関与しないと考え、本層を谷頭部流域における水文学的基盤とした。また、井戸に強制的に水を注入して透水係数を測定するぶっこみ法 (slug test) (山本, 1962, Kabala *et al.*, 1985) を用いて、御殿峠礫層深部 (未風化部分) の透水係数を測定したところ、 $1.56 \times 10^{-3} \text{ cm/sec}$ であり、御殿峠礫層風化帯と同一オーダーの大きな値が得られた。

次に、各層より得た代表的な試料について粒度分析を行なった。粒度分析には沈降管を用いた沈降速度測定法を採用した (Marui *et al.*, 1984)。ただし、御殿峠礫層に関しては、2 mm 以下のマトリックスについて分析を実施した。この結果、各層の平均粒径は、関東ローム層において 0.095 mm、御殿峠礫層未風化部分では 0.61 mm、御殿峠礫層風化帯では 0.28 mm、連光寺互層より採取したサンプルにおいては 0.053 mm と有意の差がみられた。

また、すべての土壤試料について間隙率の測定と pF 試験を実施した。この結果は、水文観測によって得られた地中水のポテンシャル値を土壤水分量に換算する際に用いた。第4図には各層の代表的な pF 曲線を示した。各層の平均的な間隙率は、関東ローム層において 62%、御殿峠礫層の風化帯において 54% であった。これら土壤の物理性に関する室内実験の結果から、御殿峠礫層の風化帯は、水文学的にみて御殿峠礫層と同様に扱うことができるものと判明した。各層の平均層厚をもとに計算した各層の水分貯留量の限界を、水柱高を用いて表わすと、関東ローム層 (腐植を含む) において 1,740 mm、運積土層 (腐植を含む) において 961 mm、御殿峠礫層において 6,851 mm であった。

IV 観測システム

谷頭部流域における集中的な水文観測は、第5図に示す観測システムを用いて行なった。降水量は、遮断による損失がないと考えられる、谷頭部流域の下流側約60 mの地点において連続観測した。

地下水位の観測は、10地点において深度の異なる25本の観測井を用いて行なった。これらの観測井は内径7.5 cmの塩化ビニール製パイプで作成したものであり、このうち23本には下端部の40 cmにスクリーンが設けてある。残りの2本の深い観測井(N80cとN72d)においては、下端部の100 cmをスクリーンとした。これらの観測井はハンドオー

第5図 観測システム
Fig. 5 Observation system

第1表 観測井の深度

Table 1 Depths of observation wells

Well	Depth(cm)	Well	Depth(cm)
N52 a	90	N72 a	125
b	144	b	270
c	210	c	732
N57 a	95	d	1,440
b	150	N80 a	400
c	218	b	1,155
N62 a	145	c	2,000
b	230	G63 a	117
c	390	b	260
N64	390	T62 a	132
N66 a	125	b	262
b	200	F	270
c	395		

第2表 テンシオメータの埋設深度

Table 2 Depths of tensiometers

Site	Depth (cm)
N52	20, 40, 60, 80, 120, 160
N62	20, 40, 60, 80, 120, 160, 190
N66	20, 40, 60, 80, 120, 150
N72	20, 40, 60, 80, 120, 160, 200
N80	20, 40, 60, 80, 120, 160, 200, 300
G63	20, 40, 60, 80, 120
T62	20, 40, 60, 75

ガーなどにより開孔した後に、パイプを挿入し、礫やベントナイトなどで一定深度の水利水頭を観測できるように埋め戻した。全観測井のうち10本の観測井には自記水位計を取り付け、連続的な地下水位の観測を行なった。

土壌水の圧力水頭は7地点において44本のテンシオメータ（ポーラスカップの直径は1.8 cm）を用いて観測した。これらの観測井やテンシオメータの埋設深度は第1表および第2表に示した。また、その構造の詳細は Tanaka *et al.*, (1981) を参照されたい。

地表流の発生・拡大・縮小に関しては、必要に応じて指標杭を基準に観測を行ない、地表流マップを作成した。さらに、谷頭部流域の下端には8インチパーシャルフリューム流量計を設置し、谷頭部流域

から流出した地表流の流量を連続観測した。観測時には、すべての観測地点を結ぶ観測用はしごを使用することにより地表流の発生・拡大・縮小を妨げないように努めた。また、地表流マップの作成および地下水位の観測、テンシオメータによる圧力水頭の測定は、同時刻に一齐に行なうことに留意した。

V 降雨に伴う地中水の挙動とその貯留

本研究では、1985年5月から同年11月までの観測期間中に数多くの降雨を観測した。谷頭部流域における集中的な水文観測は、この期間中の22回の

降雨に対して行なった。水文観測の結果、谷頭部流域の降雨に対する応答は、地表流が発生した場合と、発生しなかった場合との2通りに大別できた。本章においては、それぞれの場合について最も代表的な観測例を挙げ、谷頭部流域における地中水の挙動とその貯留について議論する。

1. 地表流が発生しなかった場合

第6図には1985年10月1日～8日の水文観測の結果を示す。第6図最下段は、N80cとN72dにおける地下水位を標高を用いて表わしたものである。

第6図 1985年10月5日～6日の降雨に対する谷頭部流域の水文学的応答

L: 関東ローム層 H: 腐植 Ts: 運積土層 G: 御殿峠礫層 Gw: 御殿峠礫層風化帯
 Fig. 6 Hydrological response of the subbasin to the storm of Oct. 5-6, 1985
 L: loam H: humus Ts: transported soil G: Gotentoge Gravel Bed
 Gw: weathering zone of Gotentoge Gravel Bed

10月5日午後から6日にかけて総降水量44.5 mmの降雨を観測した。この降雨は谷頭部流域がきわめて乾燥した状態にあるときにもたらされた。ピーク時の降雨強度は4.5 mm/hに達したが、地表流は発生しなかった。この降雨に対する谷頭部流域の地中水の応答は以下のようにまとめられる。

1)各地点における圧力水頭は降雨に対し速やかに応答した。しかし、N66地点やG63地点においては、下位の御殿峠礫層風化帯内の地中水に応答の遅れがみられる。これらの地点における圧力水頭の変化は、上方から鉛直に浸透する地中水の流動を原因とするため、応答の遅れがみられたものと考えられる。

2)降雨前に御殿峠礫層中に存在していた地下水体の水位(N80cおよびN72d)には、降雨に対する応答がほとんどみられなかった。

降雨に対する地中水の応答をより明確にするために、第7図に降雨前(a)および降雨終了直後(b)、降雨終了一日後(c)の地中水の状態(第2図、Line Nに沿った断面図)を示した。第7図において、地下水体は影を付けて表わした。また、等ポテンシャル線はテンシオメータを用いて土壤水の圧力水頭を測定し、その値を全水頭値に換算したものを図示した。等ポテンシャル線分布の変化によれば、関東ローム層や運積土といった表層部についてのみ、地中水の状態に変化のあったことが認められる。とりわけ、関東ローム層においては、降雨終了直後、等ポテンシャル線の分布状況に大きな変化がみられた(b)。標高179~180 m付近において、等ポテンシャル線の集中した部分が生じたのは、ぬれ前線降下の影響であると考えられるが、関東ローム層と御殿峠礫層との境界付近である標高176 m付近においても、等ポテンシャル線の集中帯が観測された現象は注目に値する。

等ポテンシャル線が降雨終了直後に偏って分布していた現象を解明するために、表層部における地中水の圧力水頭値を水分量に換算し、降雨前後の水分

第7図 降雨に伴う地中水の挙動の時間的な変化(地表流がなかった場合)
影を付けた部分は地下水体を表わす。

Fig. 7 Change in the subsurface water behavior of the subbasin during a storm with no overland flow generation
Shaded area indicates a groundwater body.

プロファイルを第8図に示した。第8図より、各地点でぬれ前線が形成され、降雨終了直後に各地点で水分量が増加していることがわかる。関東ローム層

第 8 図 降雨前後の表層水分量の変化

Fig. 8 Water content profiles in the surface layer before and after the storm of Oct. 5-6, 1985

の堆積域である N80 地点および N72 地点においては、約 1 m の深度までぬれ前線が降下している。とりわけ N80 地点においては、ピストン流的に高水分帯を押し下げていることが推察される。この現象により、関東ローム層の下部に高水分帯が形成され、降雨直後にみられるような偏ったポテンシャル分布（第 7 図-b）が観測されたものと考えられる。また、N62 よりも下流部の表層においては、常時地下水面が観測されており、同地域においては、降雨に伴い表層が全域にわたり飽和した¹⁾。とりわけ、N62 地点においては、第 VI 章に述べる“可能貯留高”が 8.5 mm と降水量の 44.5 mm を下回っており、地表流が発生しうる状況にあった。しかし、この場にもたらされた降水は、流域下流側へ地中水として速やかに移動したため、地表流が発生しなかったものと推定される。また、谷頭部流域の上流側の各観測地点においては、深度約 1 m までしかぬれ前線が降下しておらず、上流部から谷底部への直

接の水分供給がないことも、地表流が発生しなかった一因と考えられる。

2. 地表流が発生した場合

1985 年 6 月 27 日～7 月 1 日の降雨は、谷頭部流域が梅雨末期の比較的湿った状態にあるときにもたらされたものであり、この降雨以前の 14 日間の先行降水量は 228.0 mm に達した。また、途中に無降雨時間帯を含むが、総降水量は 205.0 mm、降雨ピーク時の降雨強度は 26.0 mm/h と大きな値を記録した。

この降雨に対する谷頭部流域の水文学的応答を観測した結果を第 9 図に示す。第 9 図の最下段には、谷頭部流域の最下端において観測した地表流の流量変化が示されている。谷頭部流域における水文現象は以下のようにまとめられる。

1) 地表流の発生、および流量の増加・減少は降雨強度にきわめてよく応答した。

第9図 1985年6月27日～7月1日の降雨に対する谷頭部流域の水文学的応答
 L: 関東ローム層 H: 腐植 Ts: 連積土層 G: 御殿峠礫層 Gw: 御殿峠礫層風化帯
 Fig. 9 Hydrological response of the subbasin to the storm of June 27-July 1, 1985
 L: loam H: humus Ts: transported soil G: Gotentoge Gravel Bed
 Gw: weathering zone of Gotentoge Gravel Bed

2) 地表流が発生しなかった場合 (1985年10月5日～6日に観測された総降水量44.5 mmの降雨の場合) にみられた降雨に対する地中水の応答の遅れは観測されず、全域にわたり、地中水が降雨に対しよい応答をみせた。

3) 最上流部のN80地点で観測した降雨に対する地中水の応答は、最下流部で観測された地表流の流

量変化ときわめてよく対応した。

4) 地表流の流量がほぼ1.5 l/sec以上となると、N80地点においては、関東ローム層中に宙水的な地下水体が(N80a)、またN52地点においては、地下水の上向きの流れが、それぞれ観測された。

最上流部における地中水の挙動と、谷底部におけ

第10図 降雨に伴う地中水の挙動の時間的な変化（地表流が発生した場合）

影を付けた部分は地下水体を表す。

Fig. 10 Change in the subsurface water behavior of the subbasin during a storm with overland flow generation

Shaded area indicates a groundwater body.

る地表流の発生との密接な関係を説明するため、谷頭部流域における地中水の状態を第10図に示す。

第10図-aは、6月13日13:30の谷頭部流域にお

ける地中水の状態を示したものである。このとき、御殿峠礫層内の地下水面はほぼ水平に存在していた。また、等ポテンシャル線の分布より、関東ローム層

内の地中水は鉛直下方に移動していたことがわかる。なお、この状態は、第7図-aに示した10月5日～6日の降雨の初期状態とはほぼ同様である。

第10図-bは、aから14日後の6月27日13:45の状態である。この14日間に228.0 mmの降雨が4回に分けてもたらされた（後に示す第3表の降雨#5～#8）。この14日間にもたらされた先行降雨により、御殿峠礫層内の地下水体には大きな変化が生じた²⁾。すなわち、N72とN62の間の急斜面に沿って地下水面が局地的に盛り上がっていることが観測された。このように、地下水面（体）が急斜面に沿って局地的に盛り上がる現象を、本研究においては“地下水リッジ（groundwater ridge）”と称することにする。本谷頭部流域において観測された地下水リッジは、その比高・動水勾配とともに従来の研究（たとえば、Ragan, 1968; Sklash and Farvolden, 1979）において類をみないほど大きなものである。この地下水リッジの形成過程については第VI章で議論する。

さて、本節において対象とした総降水量205.0 mmの降雨は、地下水リッジ完成後にもたらされた。降雨ピーク時（6月30日21:00）の状態を第10図-cに示す。降雨開始から降雨ピーク時までの積算降水量は174.0 mmに達していた。なお、ピーク時の降雨強度は26.0 mm/hである。降雨ピーク時における地中水の状態は以下のようにまとめられる。

- 1) 地下水体（正圧状態下での飽和帯）は関東ローム層中にまで伸長した。
- 2) 御殿峠礫層内の間隙空気は、斜面の対象性（尾根部を挟んで反対側にも本谷頭部流域と同様の斜面が存在する）を考慮すると、地下水体により封入されていたと考えられる。
- 3) 地下水リッジ内の地下水は斜面下流側に向かって移動していた。
- 4) 御殿峠礫層内深部の地下水位の変化（N80c）

第11図 流出ピーク時における地表流発生域の拡大の状況
影を付けた部分は地表流の発生域を、また黒丸はパイプ流出口をそれぞれ示す。

Fig. 11 Extent of overland flow area at 21:00h, June 30, 1985, at the peak discharge of the 205.0mm storm

The shaded area and solid circles indicate the overland flow area and pipe outlets, respectively.

も降雨に対しよい応答をみせた。

御殿峠礫層深部の地下水位が降雨に対しきわめてよい応答をみせた原因は、関東ローム層中に伸長した地下水体が、御殿峠礫層内に封入された間隙空気を加圧したために、間隙空気圧が大気圧を上回り、観測井内の地下水位を上昇させたためと考えられる（丸井ほか、1988）。したがって、実際の水分移動を伴わずに地下水位が変化しているため、降雨に対しよい応答をみせたと推定される。

一方、降雨ピーク時には地表流の発生域も最大に達した（第11図）。地表流は急斜面の基部に位置す

第12図 降雨前および流出ピーク時の表層水分量の変化
Fig. 12 Water content profiles in the surface layer before and at the peak of the storm of June 27-July 1, 1985

る直径2~3cmのパイプから発生していた。この地表流の最大流出量は7.6 l/secであり(第9図)、ピーク時の降水量26.0 mm/hと、同時刻の飽和帯の面積40 m²を掛け合わせた値0.3 l/secよりもはるかに大きい。したがって、この地表流の大部分(96%)はあらかじめ貯留されていた地下水を起源として発生した復帰流と推定される。表層内における水分量の変化を第12図に示した。N72地点を除き、各地点において表層は完全に飽和しており、地表流が発生しう状況にあった。しかし、地表流の発生域は谷底部に限られていた。したがって、上流部においてもたらされた余剰降水量³⁾と同等の地中水が速やかに流域下部に移動したと考えられる。

降雨終了に伴い、関東ローム層中に存在していた地下水体は消滅した(第10図-d)。また、地下水リッジも時間の経過とともに縮小し、遅くとも38日後には消滅している(第10図-e, f)。

この地下水リッジの形成および関東ローム層中に

おける地下水体の存在と、地表流発生との関係を第3表に示す。地表流を発生させた降雨は、地下水リッジが形成されている時期にもたらされており、いずれも関東ローム層中に地下水体が伸長していたと考えられる。すなわち、(1)地下水リッジの形成と(2)関東ローム層中への地下水体の伸長の両者が、地表流発生の条件といえる。

VI 地中水の貯留形態および降雨流出プロセス

1. 地下水リッジの形成に果たす関東ローム層の役割

降雨に対しきわめてよく応答する地表流の発生には、降雨前に地下水リッジが形成されていること、さらに、降雨に伴い関東ローム層中に地下水体が伸長することの2つの条件が必要であることが明らかとなった。ここでは、地下水リッジの形成過程について議論する。

「谷頭部流域の上位平坦面が関東ローム層によっ

第3表 1985年の降雨-流出の観測結果
Table 3 Results of field observations in 1985

Storm	Date	Total rainfall (mm)	Runoff percentage (%)	Groundwater ridging	Groundwater body in Loam
1	May 20-21	16.5	0	×	×
2	24-25	16.0	0	×	×
3	29	12.5	0	×	×
4	June 10-11	6.5	0	×	?
5	12-14	68.0	0	×	×
6	20	104.0	21.4	○	○
7	24	9.5	0	○	×
8	26	46.5	*	○	×
9	28-July 1	205.0	92.5	○	○
10	July. 3	4.5	0	○	×
11	11	19.0	*	○	?
12	12	40.5	*	○	?
13	13	9.0	7.2	○	?
14	14	53.5	55.5	○	?
15	21	17.5	*	○	×
16	Aug. 10-11	82.0	*	×	×
17	30	57.0	*	×	×
18	Sept. 14-15	22.5	*	×	×
19	23-24	41.5	*	×	×
20	29	31.0	*	×	×
21	Oct. 6	44.5	*	×	×
22	11	5.5	*	×	×

* : with runoff less than measurement limit
○ : observed
× : not observed

て構成されている」という場の条件より判断すると、地下水リッチは谷頭部流域の急斜面部全域にわたり弧状に発生したと推定される。すなわち、地下水リッチは、標高的にみると急斜面部に相当する御殿峠礫層内部に、また、平面的には関東ローム層分布域の末端部に形成され则认为られる。本研究では、この地下水リッチが形成される斜面の部位を“リッチングゾーン (ridging zone)”と呼ぶことにする。

谷頭部流域におけるリッチングゾーンの面積は220 m²であり、地下水リッチの比高4.8 mと、平均的な御殿峠礫層の有効間隙率15%を考慮すると、地下水リッチとして新たに貯留された水分の量は160 m³、単位面積当たり780 mmであると推定される。N72地点における地下水位の観測によれば、1985年6月10日から同月20日までの11日間に

178.5 mmの断続的な降雨がもたらされ、地下水リッチが完成したと考えられる。この降雨による水分供給のみで地下水リッチが形成されるためには、リッチングゾーンよりも上流側に位置する関東ローム層堆積域からの水分供給が必要となる。実際、関東ローム層の堆積域と急斜面部の面積の合計(地下水リッチに水分を供給できる地域の面積)は896 m²であり、この地域にもたらされた降雨の95%もの水分がリッチングゾーンに集中したことになる。

Rode (1969)によれば、本谷頭部流域のように、細粒物質層が粗粒物質層の上位に堆積している場合、細粒物質層の下部には、両層の間隙径の差異に起因した毛管力により“成層土層内毛管水縁 (capillary supported-suspended water)”と呼ばれる負圧状態下での飽和帯が形成されることが明らかにされ

第 13 図 関東ローム層内の地中水の挙動に関する実験装置の概要
Fig. 13 Schematic diagram of the experimental apparatus to record the behavior of subsurface water in the Kanto Loam

ている。また、この両層の境界面を傾斜させると、成層土層内毛管水縁内の“水の力学的平衡”が崩れ、地中水は境界面に沿って下流側へと容易に移動を開始すると述べている。

本流域の関東ローム層は、平均 7.8° と若干ではあるが、成層土層内毛管水縁内の地中水を横方向に移動させるのに充分な傾斜を有して堆積している(丸井, 1988a)。したがって、関東ローム層堆積域にもたらされた降水は、まず鉛直下方に浸透し、関東ローム層と御殿峠礫層の境界上に成層土層内毛管水縁を形成する。その後、地中水はこの負圧下の飽和帯中を境界面に沿って流下する。最終的には、関東ローム層末端部(N72 地点付近)において、御殿峠礫層内に移動し、リッチングゾーンに水分を供給するものと考えられる。

さらに、1986 年 6 月 17 日より 7 月 2 日の間には、145.5 mm の降雨によって、地下水リッチが形成されることを再度観測している(Marui, 1986)。この観測結果からも、地下水リッチは急斜面部にも

たらされた降雨のみで形成されるものではなく、その上位に位置する関東ローム層堆積域にもたらされた降水も含めて形成されるものと判断される。したがって、地下水リッチが形成されはじめてから完成に至るまでの時間は、関東ローム層堆積域の面積、地下水リッチに貯留される水分量、そして降水量の 3 者の関係によって決定されるものと考えられる。この地下水リッチを形成するための関東ローム層内の横方向への水分移動は、層状に堆積した斜面における降雨流出過程において、きわめて重要なプロセスである。

2. 傾斜を有する関東ローム層中の水分移動機構に関する室内実験

地下水リッチの形成を促す関東ローム層内の地中水の移動機構を解明するために、物理モデルを用いた降雨・浸透・流出実験を実施した。実験装置の概要を第 13 図、第 14 図に示す。実験に使用した砂箱は、縦、横、奥行きがそれぞれ、40 cm, 100 cm,

第 14 図 下方からみた実験装置砂箱の模式図
Fig. 14 Schematic bottom view of the sand tank

10 cm である。アクリル製砂箱の内部には、平均粒径 0.80 mm の砂が充填しており、第 13 図に示した各地点には、地中水の移動状況を観測するためのテンシオメータが埋設してある。実験用砂箱の上面および下面の傾斜は、本研究において対象とした谷頭部流域の関東ローム層のそれと等しい。砂箱の上面は開放してあり、人工降雨発生装置によりもたらされた降雨は、遮断されることなく砂の中に浸透できるように設計されている。また、砂箱の下面は 0.4 mm メッシュの網状布で覆われており、砂が流出せず、しかも、水の縦横への移動を妨げることのないように作成されている。砂箱の下面は 5 つの区間に区切られており、各区間からの流出量の経時変化もあわせて観測した。

実験は、この砂箱に砂を充填した後、充分に通水して水分を与え、さらに 1 週間の自然排水を行ない、砂箱内の地中水が安定した状態になったのを確認してから開始した。本実験の目的は、粒径の異なる 2 つの物質が層をなして堆積している場合に、地層間の水分移動状況を解明することである。このため、

第 15 図 砂箱内における地中水の挙動の変化
Fig. 15 Change of ground water behavior in the sand tank

第 4 表 関東ローム層内の地中水の挙動に関する室内実験の実験条件

Table 4 Conditions of laboratory experiments on subsurface water behavior in the Kanto Loam

Run number	Below the tank	Incline of the lower plane (%)	Rainfall intensity (mm/h)	Rainfall duration (min)
1	Open	10	46	120
2	Open	0	44	120
3	Open	10	111	120
4	Sand	10	47	120
5	Gravel	10	44	120

下位層を想定して砂箱下面に粒径の異なる砂を充填したカセットを装着したり、開放のままにするなど異なる条件を設定した。また、本実験においては、降雨強度や砂箱下面の傾斜も変えて実験を実施した。これらの実験条件を第 4 表に示す。

第 5 表 関東ローム層内の地中水の挙動に関する室内実験の結果
Table 5 Results of laboratory experiments on subsurface water behavior in the Kanto Loam

Run number		Section				
		A	B	C	D	E
1	T	15'40''	52'20''	—	—	—
	Q	6555	555	—	—	—
2	T	6'02''	17'37''	20'48''	27'54''	29'32''
	Q	2730	1070	2160	565	1015
3	T	5'00''	8'57''	18'20''	23'29''	—
	Q	6650	10680	1155	70	—
4	T	8'41''	9'55''	12'10''	18'35''	31'41''
	Q	2240	3505	2310	655	275
5	T	18'50''	56'47''	—	—	—
	Q	6140	1890	—	—	—

T : time for discharge onset

Q : total discharge (cm³)

第 15 図は、第 4 表の実験 1 について、実験の開始時 (a) と、46 mm/h の降雨を 120 分間与え続けて定常状態に達したとき (b) の地中水の状態を示したものである。なお、この実験も含め、5 つの実験すべてにおいて、砂箱の上位面に地表流は発生しなかった。実験 1 においては、下面を開放している。これは、下位に無限大の間隙径をもつ礫層が存在することを想定したものである。実験開始以前においては、成層土層内毛管水縁は砂箱の下部にのみ存在している。成層土層内毛管水縁の上位面がほぼ水平であることから、この砂箱内の地中水は、水の力学的な平衡を保ち、地中水の流動はほとんどないものと考えられる。降雨がもたらされると、ぬれ前線の降下に伴って砂箱内の水分量が増加し、成層土層内毛管水縁も拡大している。本実験の結果を示した第 5 表によれば、区間 A では 15 分 40 秒後に、同 B では 52 分 20 秒後に流出がはじまっている。また、C～E の各区間においては流出が認められない。砂箱内部においては、飽和帯を含め全域で、鉛直下方への地中水流動が観測されている (第 15 図)。したがって、上流部にもたらされた降水が砂箱の下端部から流出するためには、成層土層内毛管水縁の地中

水が、砂箱の下面に沿って砂箱内部を流動しなくてはならない⁴⁾。

次に、下面の傾斜をなくし、水平にして同様の実験を行なったものが実験 2 である。実験 2 においては、層厚の大きな上流側ほど出水までに時間を要しているが、A～E の各区間より流出を観測している。この実験 2 と実験 1 によって、前述の“成層土層内毛管水縁が傾斜すると水の移動が開始する”という Rode (1969) が示唆した内容を検証することができた。

さらに、降水量を大きくした実験 3 においては、“流出が下位の区間よりはじまる”という実験 1 と同様の傾向を示すが、流出区間が A～D へと拡大している。この実験結果より、降雨強度が関東ローム層内の地中水の横流れを規定する要素の 1 つであることが判明した。

実験 4 においては、砂箱に充填したものと同一の砂をカセットに充填し、砂箱の下面に装着した。このとき、すべての区間より流出が起こることが確認された。すなわち、下位に同一の間隙径を有する層が存在する場合、地中水は層間での流動の乱れを起こすことなく、鉛直下方に浸透し続けることを意味

する。換言すれば、均一層内では、水分量に変化しても間隙径が変わらない限り、地中水の流動方向が変化しないことを意味する。この実験4は、成層土層内毛管水縁の下部を横向きに流動する地中水の流れが存在することを実証したことにはかならない。

実験5では、平均粒径5.74 mmの礫をカセットに充填し、砂箱下面に装着した。実験5においては、実験1と同様に下位の2つの区間のみ流出を確認できた。この結果、下位層に大間隙を有する地層が存在した場合、傾斜を有する上位の細粒物質層内において、成層土層内毛管水縁の下部（底部）を横方向に地中水が流動することが確認できた。しかも、実験5において実験1と同様の結果を得ることで、本実験を簡略化するための前提条件であった“下位に無限大の間隙径を有する地層を想定した”ことが妥当であったことも確認できた。

本実験結果より、関東ローム層内の地中水は、御

殿峠礫層との境界面を下流側へと流下し、関東ローム層堆積域の末端部において御殿峠礫層内へと供給されることが判明した。さらに、この境界面に沿った横方向への地中水流動を決定する条件は、(1)境界面の傾斜、(2)境界面を挟む両層の間隙径の差異、および(3)降雨強度であることが明らかとなった。この地中水の横方向への流動が地下水リッジの形成を促すものであり、関東ローム層の堆積域にもたらされた一定期間の降水量が、地下水リッジ形成を決定する最も重要な要因であることが判明した。

3. 層状に堆積した斜面の降雨流出プロセス

層状に堆積した斜面からの流出を論じる場合、降水のもたらされる地層と流出する地層が異なるため、各層の間を移動する水分量を把握する必要がある。したがって、各層ごとの水収支を明らかにしなくてはならない。

第16図 表層の可能貯留高と降水量、流出量の関係

影を付けた部分は各地点での余剰降雨を意味する。

Fig. 16 The relationship among the distribution of potential storage height of the top layer, rainfall, and discharge

Shaded area indicates excess rain water.

“可能貯留高 (H_{ps} : potential storage height)”とは、ある地点のある層において、水分と置換する降雨前の気相の体積を鉛直方向に積算したものであり、単位面積当たりの水柱高を用いて表わす（丸井・高山，1986 の定義）。可能貯留高は次式のように表現される。

$$H_{ps} = \int_0^z (n - \theta) dz$$

ここで

z : 対象とする層の層厚 (L)

n : 間隙率 (無次元)

θ : 水分量 (無次元)

である。

前章において例示した 205.0 mm の降雨を対象に、降雨前の 6 月 27 日 11:45 における表層の可能貯留高を算出した。この結果は、流出量の積算値と対比するかたちで第 16 図に示されている。第 16 図左側には、降水量と各地点の可能貯留高が示されている。降水量が可能貯留高を上回った部分は影を付けて表示した。この部分は、先に定義した余剰降雨である。降雨前、最も水分を蓄える可能性のあった N80 地点において、 $H_{ps}=110$ mm であり、谷頭部流域全域において地表流が発生しうだけの降水量がもたらされている。しかし、地表流の発生域は谷底部に限られていた。本谷頭部流域における地表流の流出特性は以下のようにまとめられる。

1) 谷底部 (N62, N52 地点) において降水量が完全に可能貯留高を上回ったとき、地表流の流出がはじまった。

2) 降水量が関東ローム層の堆積域 (N80, N72 地点) の可能貯留高を上回った時点において、地表流の流出量は増加しはじめた。

降水量が N80 地点の可能貯留高を上回った時点から降雨のピークをむかえるまでの期間は、地表流出量の急増期に相当し、しかも、関東ローム層内に地下水体が伸長していった時期と一致する (第 9 図)。この余剰降雨は、関東ローム層の可能貯留高

を完全に上回っており、しかも関東ローム層の堆積域においては地表流が発生していない。したがって、余剰降水量に相当する地中水が、御殿峠礫層内へと移動していたと考えられる。関東ローム層内の地下水体は、御殿峠礫層との境界面に沿って下流側へと流下しており (第 10 図-c)、前節の実験結果により明らかにされた成層土層内毛管水縁内の地中水の挙動と一致する。この地下水リッジへの連続的な水分供給が降雨に対応した地表流発生の一因と考えられる。さらに、関東ローム層内の負圧下での飽和帯である成層土層内毛管水縁が、正圧下の地下水体に転じたことは、以下に述べるように、地表流の発生に大きな役割を果たしたと考えられる。

丸井 (1986) は、上位に細砂、下位に粗砂を充填した二層カラムを用いた浸透実験によって、“下位層内に封入された間隙空気が上位層内の地中水によって圧縮されると、その間隙空気の圧力増加は下位層内の地下水体にまで伝播され、流出を促進する”という結果を得ている。この実験結果を本谷頭部流域に適用して考えると、以下のようにまとめられる。

関東ローム層中の成層土層内毛管水縁が、正圧下の地下水体へと変化したため、地中水の流動方向がそれまでの横方向から鉛直下方へと次第に変化し、御殿峠礫層への水分供給が起こる。したがって、御殿峠礫層内の間隙空気は圧縮される。その圧力増加は、御殿峠礫層内下部の地下水体に伝播され、谷底部への地下水流出を引き起こす。この間隙空気圧の増加は、上位層の地下水体の拡大・縮小に対応しているため、降雨に対してきわめてよく応答する地表流の発生に貢献する。なおかつ、地下水リッジに対しても加圧し続けるため、その形状維持にも役立つものと推定される。この地下水リッジの形状が維持され続ける限り、降雨強度に対応した地表流の流出が起こりうると考えられる。また、間隙空気圧が大気圧を上回ったため、N80c においては見かけ上、地下水位が上昇している (第 9 図)。N80c にお

第 17 図 層状に堆積した斜面における地中水の貯留と地表流発生のプロセス

1. 不飽和帯 2. 飽和帯（負圧下での飽和帯） 3. 飽和帯（正圧下での飽和帯）

L: 関東ローム層 G: 御殿峠礫層 R: 連光寺互層

Fig. 17 Schematic diagrams of subsurface water storage and process of overland flow generation in a layered hillslope

る地下水位の変化は、実際の水分移動を伴わなくてもよいと、降雨に対して深部の地下水がきわめてよく応答したと考えられる。

第 17 図には層状に堆積した斜面における降雨流出プロセスの概念図を示した。降雨前には（第 17 図-A）、地下水は御殿峠礫層内にのみ存在し、地下水面はほぼ水平に存在していた。また、成層土層内毛管水縁は、関東ローム層の下部に、御殿峠礫層との境界面に沿うように存在しており、地中水の顕著な横方向への流動はみられない。

降雨がもたらされると（第 17 図-B）、表層内においてぬれ前線が形成され、降下する。関東ローム層堆積域においては、末端部ほどその層厚が小さいため、ぬれ前線は関東ローム層末端部より順次成層土層内毛管水縁に達する。成層土層内毛管水縁に新

たな水分（event water）が供給されると、成層内層毛管水縁内における水の力学的な平衡が崩されるため、成層土層内毛管水縁内の水分は、御殿峠礫層との境界面に沿って下流側へと移動を開始する。この現象は関東ローム層堆積域の末端部より起こり、次第に上流側へと拡大する。移動した地下水は関東ローム層末端部より、順次御殿峠礫層へと供給される。したがって、急斜面部に相当するリッジゾーンにおいて、御殿峠礫層内の地下水面は局地的に上昇をはじめると、この水分供給量は、降雨の継続に伴い、飛躍的に増加するため（丸井，1988b）、地下水リッジが形成されるものと考えられる。さらに一度地下水リッジが形成されると、御殿峠礫層内には間隙空気が封入・加圧されるため、御殿峠礫層内においては、斜面内部に向かう水分移動が容易に起

こりえなくなり、一度形成された地下水リッジの形状は維持される（第 17 図-C）。

地下水リッジが形成された後に大きな降雨がもたらされると（第 17 図-D）、関東ローム層の下部の成層土層内毛管水縁において、水の力学的な平衡が崩れ、それまで下流側へと横方向に移動していた地中水は、前節の実験に示すように、御殿峠礫層に向かう鉛直下方成分を有するようになる。この結果、御殿峠礫層内に封入された間隙空気圧はさらに高められる。このため、御殿峠礫層への鉛直の水分移動は容易に行なわれなくなり、関東ローム層下部の負圧状態で飽和帯が正圧状態で飽和帯へと変化する。あたかも地下水体が伸長したかのようにみえたのはこのためであり、これらの相互作用によって御殿峠礫層内の間隙空気圧はより一層高まると考えられる。この間隙空気圧の増加が原因となり、地下水リッジ内に一時的に貯留された地下水が地表流として谷底部に流出する（押し出される）ものと考えられる。

すなわち、本谷頭部流域のように層状に堆積した斜面においては、梅雨期などの継続した大量の水分供給により、地下水リッジが形成され、降雨強度の大きな降雨がもたらされると、地下水体が関東ローム層中に伸長し、同時に御殿峠礫層内に間隙空気を封入し・加圧するため、降雨に対してきわめてよく応答する地表流を発生させることが判明した。

VII 結 論

層状に堆積した多摩丘陵の斜面において、降雨時の流出現象を調査した結果、地下水リッジの形成とそれに伴う地中水の流出過程が明らかとなった。本研究において観測された“地下水リッジ”は、これまでに類をみないほど大規模なものであり、また同時に、層状に堆積した斜面の水分貯留機能と、これに伴う降雨流出プロセスは、過去の研究において報告をみないものである。さらに、地下水リッジを形

成し、降雨ピーク時には余剰降雨に相当する水分量を流域の下流側に速やかに運搬するという、谷頭部流域の貯留機能および関東ローム層の水分移動機能は、層状に堆積した斜面における降雨流出現象においてきわめて重要な機能といえる。

多摩丘陵と比較して地形・地質の共通点が多い関東地方の丘陵地や台地はもとより、層状に堆積した丘陵地や台地の斜面においては、本研究と同様の水分移動・貯留・流出プロセスが起こりうると考えられる。また、本研究の成果は、防災・水資源開発等に大きく貢献できるものと確信する。

本研究を遂行するにあたり終始御指導いただいた筑波大学地球科学系高山茂美教授に心より感謝いたします。また、同地球科学系スタッフの方々にも有益な御助言・御尽力いただいたことを感謝いたします。さらに、東京農工大学波丘地利用実験実習施設丹下 勲元教授、同施設スタッフの皆様にも有益な御助言・御尽力いただいたことを記して感謝いたします。観測段階から終始御助言・御尽力いただいた通商産業省工業技術院地質調査所安原正也博士には心より感謝いたします。本報は 1986 年度の筑波大学博士課程地球科学研究科の博士論文の一部を修正・加筆したものであり、またその概要は 1987 年度日本地理学会春季学術大会において発表した。

（投稿 1990 年 5 月 9 日）

（受理 1990 年 11 月 10 日）

注

- 1) この飽和は、負圧下での飽和状態であるため、第 7 図には陰影を付けて表現していない。
- 2) 厳密には、1985 年 6 月 10 日～20 日の間の降雨 178.5 mm で地下水リッジを形成している。第 3 表の降雨 #8 は、ここで対象としている 205.0 mm の降雨の先行降雨ではあるが、地下水リッジの形成には関与していない。
- 3) 本稿においては、表層を飽和させるために充分な降水量を総降水量から減じた残量を余剰降水量と定義した。ここで、表層を飽和させるために充分な降水量とは、降雨前の表層内の間隙空気の体積に等しいものとする。
- 4) 120 分後の砂箱内の地中水のポテンシャル分布をみる限り、降水は鉛直下方に移動しており、横方向の流動は観測されていない。しかし、流出が下位の 2 区間に限られていることより、本実験装置のテンシオメータのネットワークではとらえることのできない部分において、地

中水の横方向への流動が発生したものと考えられる。

文 献

- 寿円晋吾・原田静男 (1961): 波丘地試験地の地下水探査. 東京農工大学農学部波丘地研究所報, 第3号, 50-56.
- 田村順子 (1984): 洪積台地の侵食谷地形. お茶の水地理, 第25号, 39-44.
- 田村俊和 (1974): 谷頭部の微地形構成. 東北地理, 26, 189-199.
- 羽島謙三・寿円晋吾 (1958): 関東盆地西縁の第四紀地史 (II). 地質学雑誌, 64, 232-249.
- 増田富士雄 (1971): 多摩丘陵の地質について. 地質学雑誌, 77, 153-164.
- 丸井敦尚 (1986): 粗密二層砂カラムを用いた降雨浸透実験. 日本地下水学会誌, 28, 53-62.
- 丸井敦尚 (1988a): 丘陵地の崩壊地形とその水文環境. 地質ニュース, 409, 48-55.
- 丸井敦尚 (1988b): 多摩丘陵における関東ローム層の水文学的な役割. 地域研究, 29, 16-63.
- 丸井敦尚・高山茂美 (1986): 多摩丘陵谷頭部における降雨流出現象について. 日本陸水学会, 第51回大会講演要旨集, 43.
- 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現象. 東京農工大学農学部波丘地研究, 第6号, 113-123.
- 山本荘毅 (1962): 『地下水探査法』地球出版, 32ページ.
- Dunne, T. and Black, R. D. (1970a): An experimental investigation of runoff production in permeable soils. *Water Resour. Res.*, 6, 478-490.
- Dunne, T. and Black, R. D. (1970b): Partial area contribution to storm runoff in a small New England watershed. *Water Resour. Res.*, 6, 1296-1311.
- Freeze, R. A. (1974): Streamflow generation. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 12, 627-647.
- Jones, J. A. A. (1978): *Soil pipe networks: distribution and discharge*. Univ. Coll. Wales Press, Wales, 21 p.
- Kabala, Z. J., Pinder, G. F. and Milly, C. D., (1985): Analysis of well-aquifer response to a slug test. *Water Resour. Res.*, 21, 1433-1436.
- Marui, A. (1984): *Study on soil erosion in a small forested basin*. Master of Science Thesis, Univ. Tsukuba, 65p. (MS).
- Marui, A. (1986): Subsurface water storage and runoff processes in a layered hillslope. Doctor of Science Thesis, Univ. Tsukuba, 81p. (MS).
- Marui, A., Yasuhara, M., Tanaka, T. and Takayama, S. (1984): A micro-computer automatization system for the particle size analysis. *Hydrology*, 14, 61-66.
- Mosley, M. P. (1979): Streamflow generation in a forested watershed, New Zealand. *Water Resour. Res.*, 15, 795-806.
- Ragan, R. M. (1968): An experimental investigation of partial area contributions. *Proc. Internat. Assoc. Sci. Hydrology, Berne, Publ.*, 76, 241-249.
- Rode, A. A. (1969): *Theory of soil moisture*. Israel Program for Scientific Translations, Jerusalem, 560p.
- Sklash, M. G. and Farvolden, R. N. (1979): The role of groundwater in storm runoff. *Jour. Hydrol.*, 43, 45-65.
- Tamura, T. (1969): A series of micro-landform units composing valley-heads in the hills near Sendai. *Sci. Rep. Tohoku Univ., 7th Ser. (Geogr.)*, No. 19, 111-127.
- Tanaka, T., Sakai, H. and Yasuhara, M. (1981): Detection of dynamic response of subsurface water during a storm event with tensiometer and piezometer nests. *Hydrology*, 11, 1-7.
- Yasuhara, M. (1983): Watershed response to a storm rainfall. *Sci. Rep., Inst. Geosci., Univ. Tsukuba, Sect. A*, 5, 1-27.
- Yasuhara, M., Suzuki, Y., Yasuike, S., Marui, A. and Takayama, S. (1985): Determination of hydraulic conductivity of undisturbed soil samples. *Ann. Rep., Inst. Geosci., Univ. Tsukuba*, 11, 19-23.

Rainfall-Runoff Process and Function of Subsurface Water Storage in a Layered Hillslope

Atsunao MARUI*

In a headwater which has no or low-order perennial streams, groundwater has been considered to be a prominent contributor to the generation of overland flow during and after a storm rainfall. Previous hydrological studies have emphasized the importance of geological and geomorphological effects on stormflow generation in headwaters. However, the study of groundwater storage and runoff processes faces many unsolved problems: in particular, the mechanism of quick response of groundwater discharge to a rainfall has not been fully understood. The present study examined the storage function and subsurface water behavior in a layered hillslope during and after storm rainfalls.

It was observed that the water table in the coarse-grained and underlying layer of a layered hillslope rises locally in response to a rainfall, in a phenomenon called the "groundwater ridge". An understanding of this storage function of the layered hillslope is an addition to our store of knowledge. After the formation of the groundwater ridge, the groundwater body expands into a fine grained and overlying layer with another storm rainfall. Under these conditions, the pore air trapped in the underlying layer by a surrounding groundwater body is compressed by successive rainfall and dispels the water in the groundwater ridge. The quick response of the groundwater discharge to a rainfall—that is, the overland flow generation in a layered hillslope—requires the needs hydrological conditions outlined above. The pre-event (stored) water plays an important role in the rainfall runoff process.

Key words: groundwater ridge, subsurface water runoff, storage, layered hillslope