

現地実験による表面流出の研究

EXPERIMENTAL STUDY ON THE SURFACE RUNOFF FROM BARELAND AND FOREST PLOT

吉 野 文 雄*

By Fumio YOSHINO

1. ま え が き

流域の表層の土質や地被状態の相違が流出に与える影響については（特に都市化による流出変化を中心として）いろいろな機会に多数の研究発表が行われており、その定量的な評価手法も提案され、実用化されてきている^{1),2)}。その基本的な流出変化の要因として挙げられている事項は、表層が不浸透な面に変化すること、流出してくる水みちの変化、に代表されるものと考えてよい。

ここでは、このような流出の変化を流域全体として検討評価する立場を離れ、流域斜面を小区画に分けたときの一区画を対象とした降雨流出実験の結果を中心に、表面工種の相違による流出現象の相違を評価した結果を報告する。

流出現象は流域面積の大きさが異なると、かなり異なった特性をもって生じてくるといわれている³⁾。したがってこのような「散水-流出実験」をする場合にもできるだけ広い区画で実験をすることが望ましいが、散水用の水の確保の問題が大きく、今回は 400 m² と 600 m² といった小面積での実験しか行い得なかった。しかし従来実施された実験（たとえば土研で以前に実施した落合地区では、60 m²⁴⁾、防災センターで最近行われているものでも 50 m² 程度である⁵⁾）に比べ相当大きくなっており、実際の流出現象の解明にも有益な情報を提供できるものと考えている。

2. 表面流についての従来の実験的研究と本研究の基本的考え方

表面流についての研究は実用的な流出モデルの開発と密接に結びついて発展してきたといえる。洪水流出のハ

イドログラフを説明する手段として、表面流出、中間流出、地下水流出、の3成分に分けて、そのおのおのを合算する方式で構成される流出モデルが比較的よい結果を収めてきたといってもよい。ところでこの流出成分のうち表面流出についてはいろいろな議論がなされてきた。特に指摘されていることの一つに、実際の山腹斜面で豪雨時とはいえ、流出モデルで表現しているような形の表面流が発生しているのかどうか、あるいは表面流は非常に限定された区域においてのみ発生するのではないか、という点にあった。

岡本はこの問題に対して、山林地流域では露岩地帯等の特別な地帯を除き表面流は発生しないとして、流出モデルを構成している⁶⁾。青木は流出試験地における表面流の観測の結果から、流域内の表層土の浸透能の違いに起因して、限定された場所で降雨がある強度以上のときのみ発生する、としている⁷⁾。貯留関数法を提案した木村は流出モデルを実用化する観点から、流出成分を表面流出と地下水流出に限り、積極的に中間流を否定する立場をとっている⁸⁾。中間流についての理論的研究を進展させた高棹は、表面流を中間流との関係でとらえ、山腹表土層をA層と総称し、A層内の水位上昇に伴い、A層が飽和された部分から表面流が発生するとし、その生起条件を明確化した⁹⁾。木下は小流域における流出試験地の成果をもとに、流出率の変動を調べ、斜面下部からの表面流出の発生を指摘している¹⁰⁾。

このような表面流（早い中間流も含めて）についての研究は、実験的な課題としては、表面流の発生特性についての研究、表面流の抵抗則に関する研究、早い中間流の運動機構についての研究、等として推進されてきた。

表面流について現地実験を実施した例として、松原・橋本による多摩ニュータウンでの成果⁴⁾、岡本による相模試験地の山腹での実験²⁾、岸井らによる実験⁹⁾がある。

斜面上に発生すると考えられる表面流については、その運動を記述するため抵抗則が重要な課題として研究さ

* 正会員 工修 建設省土木研究所河川部水文研究室長

れてきた。斜面上の薄層流的な流れの抵抗則は、古くは Izzard, Palmer に始まり、最近では 端野, 杉山に至る多くの研究がある。これらの研究を評価するため、いま抵抗則として等流形式の表現を仮定し、水深 h と流量 q の関係を

$$h = kq^p \dots\dots\dots(1)$$

とおく。ここに k, p は定数であって、流れの状態に応じて次のように分類される。

$$\left. \begin{array}{l} \text{層流形式} \quad k = (3\nu/g_s)^p \quad p = 1/3 \\ \text{マンシング形式} \quad k = (n/\sqrt{s})^p \quad p = 3/5 \\ \text{シェジー形式} \quad k = (1/c\sqrt{s})^p \quad p = 2/3 \\ \text{ダルシー形式} \quad k = (\lambda/k_1 s)^p \quad p = 1 \end{array} \right\} \dots(2)$$

ここに、 g ：重力の加速度、 s ：水路床勾配、 ν ：動粘性係数、 n ：マンシングの粗度係数、 c ：シェジーの流速係数、 λ ：表層の有効間隙率、 k_1 ：透水係数、である。

Izzard が滑らかな地表や芝生面に人工降雨を与えた実験では、層流領域の $p=1/3$ の結果が得られている¹¹⁾。表面流の抵抗則に関する研究は Phelps¹²⁾, Chen¹³⁾, Palmer¹⁴⁾, 高棹¹⁵⁾らによっても行われている。

近年この方面の研究は水理学的な手法を取り入れて精密になってきているが、そのうちでも端野¹⁶⁾, 神田¹⁷⁾による水路実験、杉山による研究¹⁸⁾が挙げられる。杉山は流出解析のための流出モデルを前記式(1)で表現したとき、芝生面上の流れは層流、粗面上の流れは層流、乱流両者の評価が可能、芝生内や砂礫層内の低水深流れはダルシー則、として表現し得ることを指摘している。

上述してきたように表面流についての実験的研究の中心は、表面流の特性把握、特に運動方程式の評価にあるといえる。一方、表面流は表層付近の土層中の水分移動と密接な関係があることから、高棹は、早い中間流と表面流の関係を解析的に取り扱い、表面流出の生起条件を明らかにした¹⁹⁾。本論文では、上述のような洪水流出の主体をなすと考えられてきた表面流とその下の表土層中の早い中間流出とよばれているものについて、粗造成裸地、林地、の両者での特性を実験的に研究したものである。

著者は洪水流出を表面流、中間流、地下水流、と分離し研究することの重要性は十分認識しているが、流出現象の生起する山地斜面や水路網、水みち、といった、個種に取り上げて論ずるには非常に複雑な系を、各成分との関係で分析し追求することには多くの問題を含んでいると考えている。したがって本論文では、できるだけ単純化された流域斜面の代表として2斜面を取り上げて、おもに表面流と早い中間流、に焦点を当てて

実験結果を取りまとめたが、このように単純化された場であっても、流出現象は多様な変化を示し、統一的な結論を抽出することが困難な問題も少なくなかった。また実験結果を解釈するためのモデル構成はあえて今回は行わず、現象に重点を置いた考察にとどめてある。流域斜面で生じる流出現象について、モデル構成に基づく現象の把握および詳細分析は今後の研究課題としたい。なお本論文で用いる「表面流」とは地表面上の流れを指し、いったん腐食土層に浸透しその後下流斜面上の水みち等に流出する成分をも含めて定義するものとする。「早い中間流」とは地表下の落葉腐食層中の流れを指し、地表下 20 cm 程度までの腐食層中の流れである。

3. 実験方法

(1) 粗造成地での実験(実験A)

実験対象地は多摩ニュータウン内の粗造成地(以後実験Aとする)と、その近くにある未造成の林地斜面(実験B)である。粗造成地は、図-1に示す 20 m × 20 m の、傾斜が約 3° の裸地で、雑草がまばらに生えており、盛土のため土質は関東ローム・粘土・砂・礫の混合土である。

この区画に表流水の流下方向の2辺に集水渠を径 50 cm のコルゲートパイプで設置し、下流端に量水ぜきを設けた。散水はスプリンクラー 16 台を使用し、散水強度はノズル口径と水圧を調節することにより、30~100 mm/h まで変化させた。スプリンクラーの放水口の高さは地上 1.4 m にあり、回転角度は 90°~360°に調節して、風の状態をみながら区画全域に均一な降水強度になるように調整した。使用水源は、水道本管から供給

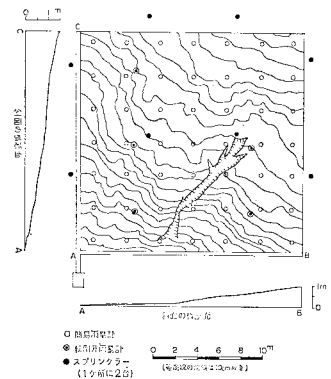


図-1 粗造成地(実験A)の地形と計器配置図

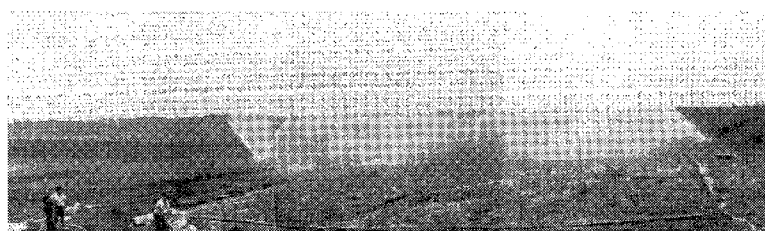


写真-1 粗造成地での実験状況(表面流の発生状況が認められる)

し、スプリンクラーでの水滴の状態は霧状で、約 30° 上空に向けて射出させた。写真-1 はその状況を示す一例である。表面流の発生も認められる。

(2) 林地斜面での実験 (実験 B)

実験 B は図-2 と写真-2 に示すように勾配が約 18° の斜面で、栗、タラの雑木や笹・葛等の低木がかなり密に混生しており、雑木や笹の高さは 2~3 m でほぼ密生している区画に、28 m x 21.43 m の矩形プロットを切り出して行われた。

オーガーボーリングによる土質調査の結果では、表面から数 cm は落葉層であり、10 cm ほどの深さまでは笹の根が縦横に張っていた。その下に腐食土層があるが、その厚さは 10~90 cm で場所により相当差があった。この層の下は関東ロームが数 m 以上堆積していた。オーガーボーリングによる土質柱状図が図-3 である。図

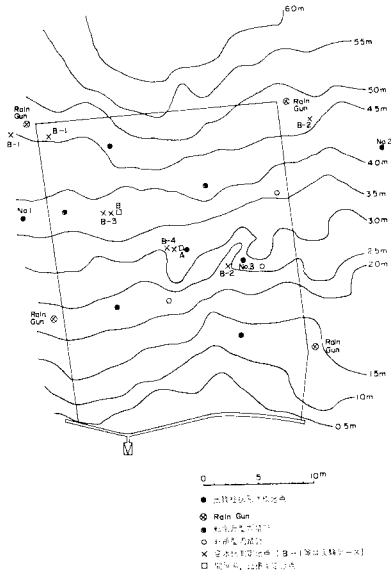


図-2 林地 (実験 B) の地形と計器配置図



写真-2 林地における実験状況

一3 によれば表層 20~30 cm が落葉を含む腐食層で、その下に砂質ロームあるいは基盤ローム層が変質した粘土層を介在していることが判断される。

流出水は斜面方向に流れるものとして斜面の下端に深さ 20 cm ほどの溝を掘り、底面をセメントモルタルで仕上げ集水

渠とした。流出水は地表面を流下するものと想定していたが、地表面流下は計量作業等のため、実験プロット内に踏み固めた場所があり、そこからだけしか認められず、逆に落葉層と腐食層あるいは笹の根の入り込んでいる深さの層 (地表下約 10 cm 程度) からの流出水がとこところオフィスからの流出のように流出してきるところが発生した (写真-3 参照)。

この区画地に四周にレインガンを足場パイプで組み上げたやぐら上に設置し消火栓からホースでレインガンに給水した。各レインガンから 90°~180° の範囲に散水した。

実験中は風の状態をみながら噴水脈の散乱状況や放水方向を調節して実験区画内に一様に散水できるように努めたが、レインガンが 4 台しかなく、かつレインガンが約 30 秒で 90° 回転するため、一地点をみた場合には時間的にとぎれた雨足の強い散水状態であったといえる。

(3) 散水量と流出量の測定

散水量は実験区画内に配置した貯水型雨量計 (粗造成地で 49 個、林地で 3 個) と転倒型雨量計 (粗造成地、林地とも 6 台) で計測した。その配置は図-1、図-2 に示されている。林地では雨量計を高さ 2 m の台上に設けてある。散水時間は、スプリンクラー、レインガンのノズルから水を吐き出し始めたときと水を止めたときの間の時間である。散水は実験中一様に行われているものとみなして前記の雨量計で計測された散水量の単純平均値を、散水時間で除して、散水強度とした。

流出量は集水路の下流端に三角ぜきを設置し、触針型水位計で越流高をライプリンターに、粗造成地では 10 秒間隔、林地では 30 秒間隔で打ち出して記録した。粗造成地からの流出水は土砂を大量に含むため三角ぜきに入る前に沈砂池を設けて土砂を除去した。しかし若干の土砂は三角ぜき中にも入り、流出水にもシルト分が若干含まれていたが、その補正は行わなかった。林地からの流出水には、土砂はまったく含まれていない。

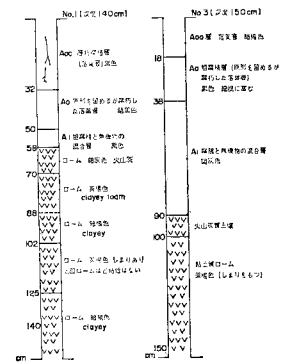


図-3 実験 B での土質柱状図

(4) 含水比・間隙率の測定

散水による実験区画内の土の含水状況の変化をみるために、含水比の測定を行った。

粗造成地では、径 6 cm のオーガーを用い散水直後に、地表下 2~5 cm の地層を 5 か所から採取した。林地では径 10 cm のオーガーを用いて試験土を 50 cm から 130 cm の深さまで 10~20 cm ごとに採取し含水比を測定した。測定法は JIS A 1203「土の含水量試験方法」によって行った。

土の間隙率の試験には乱さない土の試料が必要となる。このため林地の実験ではすべての実験の終了後に実験区域内の 2 か所で穴を掘り、試験土を切り出した。その採取深度は 140 cm まで 20~30 cm ごとに試料を採取した。

4. 実験結果

(1) 散水量と流出量の関係

表-1 に散水実験の実験条件と結果の一覧表を示す。同表中、A ケースの各実験は実験区画内に散水し、その終了後 1~3 日間の間隔で行われており、表土の乾燥状況がほぼ同一状況になるように配慮した。B ケースでは

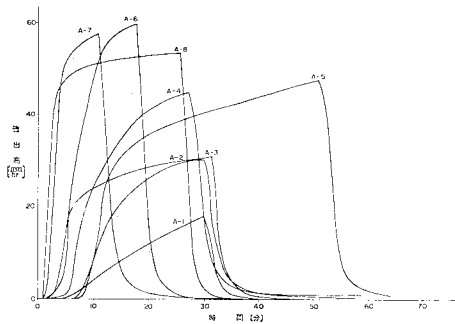


図-4 実験Aの時間-流出高曲線

表-1 散水-流出実験の一覧表

実験番号	実験日 月 日	散水強度 (mm/h)	散水時間 分 秒	総散水量 (mm)	総流出量 (mm)	ピーク 流出高 (mm/h)	ピーク 流出係数	流出率
粗 造 成 地	A-1	8.23	43.4	30'	21.7	4.35	17.7	0.408
	A-2	8.24	43.0	30'	21.5	12.8	29.9	0.695
	A-3	8.27	41.0	31'30"	21.5	10.1	31.4	0.766
	A-4	8.29	60.3	28'20"	28.5	14.4	45.0	0.746
	A-5	8.31	54.3	51'	45.3	28.7	48.8	0.899
	A-6	9. 3	89.3	18'	26.8	11.8	63.0	0.705
	A-7	9. 3	77.1	11'40"	15.0	9.12	57.8	0.750
	A-8	9. 7	87.0	25'10"	36.5	21.6	54.2	0.623
林 地	B-1	9.21	85.3	180'	255.9	32.0	22.7	0.266
	B-2	9.27	57.8	180'	173.4	24.4	21.6	0.374
	B-3	10.11	56.8	360'	338.7	53.5	23.4	0.412
	B-4	10.16	101.3	260'	438.8	127.8	47.3	0.467

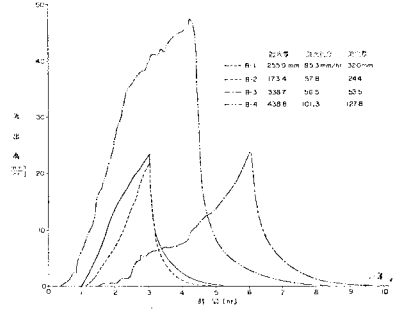


図-5 実験Bの時間-流出高曲線

途中に数回の自然降雨もあったため 1 週間から 2 週間程度の間隔で実施した。表-1 は実験の結果を総括的に示すものであるが、このときに得られた各実験での流出ハイドログラフが 図-4、図-5 に示されている。以下各ケースごとにその特徴を列記しておく。

① 実験 A-1

実験開始以前にかなりの無降雨日が続き、表土は土湿不足のためよく乾燥していたため浸透量が多かった。ハイドログラフは A-2~A-8 までのものと異なっており、流出率も他のケースの 1/2~1/3 である。流出は散水後 5 分で始まり、流出量は直線的に増大している。最終流出高は 17.7 mm/h で流出量の増加傾向は鈍化しておらずまだ最終浸透能には達していなかったものと思われる。

② 実験 A-2, A-3

実験 A-1, A-2, A-3 は散水量、散水強度、散水時間の散水条件がほとんど同じ条件で実施されているが、結果には相当大きな相違がある。A-1 は相当乾燥した状態の表土条件で実施されたものである。A-2 は A-1 の 1 日後、A-3 は A-2 の 3 日後に散水実験を行っており、この期間中の表土の乾燥および浸透能の回復の違いが流出に影響を与えたものと思われる。A-2 では散水開始後 2 分で流出が始まり、急激な増加を示すが、A-3 では 6 分後から流出が始まり、散水後 30 分して、A-2

と同程度の流出量になっている。この両実験とも、散水打ち切り時にはほぼ最終浸透能の状況になっていたと考えられる。なお散水終了後の表土の含水比は両ケースとも約 30% で散水前の 24% の含水比から若干増大していた(試料数はおのおの 5 個で散水プロット内の位置による差が大きく、水みち付近では 35% で峯部では 25% といったばらつきがあり、系統だった分析には使用し得ないが、表土層の土湿増加の一例として示した)(表-2 参照)。

③ 実験 A-4, A-5

散水強度を 50~60 mm/h (これは下水道や都市河川的设计降雨強度に相当する) にして散水時間の長短による影響をみることを考えた。A-4 は散水後 3 分で流出を観測し始め、散水終了まで流出量の増加はそれほど鈍ることなく続いている。A-5 では、散水後 7 分で流出が始まり、13 分後までは急速に増加するが、20 分以後では増加量はそれほど大きくなく、ほぼ直線的な流出増加を示している。A-4、A-5 ともに流出量の増加速度の変曲点が 12~15 分程度にあり、かつ最終流出高も大きくは異なっていないことから、降雨強度が一様であれば、この程度の区画プロット (20×20 m) の集中時間は、初期損失終了後の時間として 7 分程度で、このときの流出係数 0.6~0.7 程度が、雨水排除計画における設計値の目安に用いられる数値と考えてよい。

④ 実験 A-6, A-7, A-8

散水強度を 80 mm/h 程度にしたものである。A-7 は A-6 の散水終了後 43 分おいただけの状態で再び散水したため流出開始が非常に早く初期損失量も A-6 の約半分となっている。流出率も A-6 の 0.441 に比べ 0.608 と大きく、A-6 の散水で低下した表層の浸透能が回復しきらないうちに再散水した状況を表わしていると考えられる。

A-8 では散水後 1 分で流出が観測され、すぐに急激な流出の増加を示し 7 分後にはほぼ流出増加はなくなっている。これはこの実験前日に自然降雨があり (約 40 mm/日) 表層が湿潤状態であったため初期損失が小さく (1.45 mm) 現われたものと考えられる。

⑤ 実験 B-1, B-2, B-3, B-4

林地からの流出状況は粗造成地のものとは非常に異なっている。初期損失が大きく、地表流あるいは腐食層中の流れが生ずるのは散水開始後、表-1 にみるように 20 分から 74 分後である。流出の増加は緩やかであり、流出量の減少も、散水打ち切り直後は一時急な減少をするがその後緩やかになり長く続く。4 実験とも散水打ち切り時にもまだ流出量の増加量は大きく、最終浸透能には達していないものと思われる。B-3 は散水中に強風が吹き区画内に一様な散水ができなかったことがハイドログラフの形に影響していると考えられる。B-4 は散水強度が大きかったことと前日に大雨 (142 mm/日) があり、地層の土湿不足が解消されていたこと、散水強度が大なことから流出の始まりが 20 分後と早く、流出量の増大も他のものに比べて急である。

(2) 表面流出の発生状況

実験 A ケースでは、散水の初期には散水量のほとんど全部が表土の土湿不足を補うために、流出水が観測され始める 5 分前後までは、地表流の発生は生じない。地表

が湿潤状態になるにつれて表土層が粘土質のところや凹地に水たまりが発生し、これが大きくなって数を増すと互いにつながり、水みちを成長させて流れ出すようになる (写真-1 参照)。各実験で前回発生した水みちはすべて埋め戻して散水開始したが、最終的な水みちは各実験にすべて共通したパターンとなっている。図-6 はこのようにして形成された水みちの分布図である。

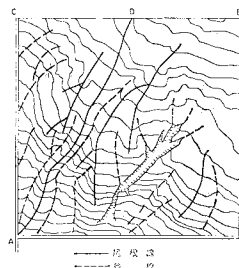


図-6 実験 A での水みち (谷線) の分布

図-6 はこのようにして形成された水みちの分布図である。

散水開始から流出を観測するまでの時間は 1~7 分で、この間の降雨量が初期損失量と考えられる。散水の継続により斜面の全体にうすく水面がみられるようになり、流出は水みち流出と薄層流の流出との組合せとなる。

A 実験では 図-6 の A-D が分水嶺となって、区域 ACD からの流出が水路 AC に流れ込み、区域 ADEB からの流出が水路 AB に流れ込んでいる。

林地からの流出状況は粗造成地のものとはまったく異なっており、粗造成地でのような表面流は生じない。降雨は落葉層の中にすみやかに浸入してゆく。図-2 中のコンターで 1.5 m 以上のところでは落葉層の上に水面を生じることにはなかった。しかしこの下側では作業のため踏み荒らした部分に落葉層の上面で表面流が発生し、流出水が発生する (写真-4 参照)。またこの部分では落葉層下部の深さ 10 cm 程度までの土層が、多量的水分を含み、この層から水路側壁にかけて、数か所で直径数 cm の穴が生じそこから水脈となって流出する現象



写真-3 腐食層とローム基層との間からのオリフィス状流出 (実験 B)

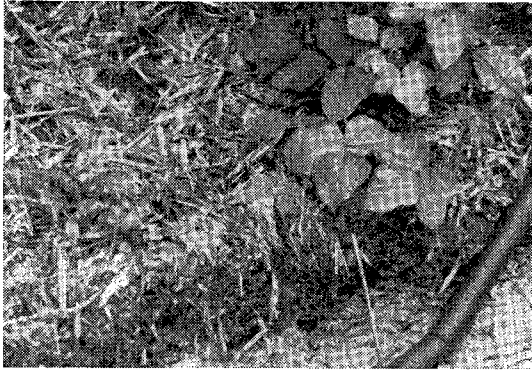


写真-4 表面流出の状況 (実験B)

がみられた (写真-3 参照)。

このような流出孔は後の実験ケースほど数が増すが、前回流出していた孔から再び流出しているとは限らなかった。水路の深さが約 20 cm であるので、20 cm の表土層からの流出水を測定したことになるが水路の下部の三角ぜき測定槽を入れるために深さ 80 cm まで掘り込んだところではその側壁からの流出はみられなかった。

(3) 土中水分の変化

粗造成地は前述のごとく盛土地であって重機による転圧が施されているため、よく締め固められている。このため浸透水の鉛直方向の移動は遅く、今回の散水時間程度では 10 cm 以下の土層まで浸透水が達している例はみられなかった。表面の土壌が完全に水中にあるところでも、5~6 cm の深さの土はほとんど湿っておらず、オーガーの入力による押込みが不可能であった。散水前後で同一の地点から試料土を採取して含水比を測定するようにしたが、地点ごとの含水比の変化は比較することができず散水前と散水後の平均値で比較することになす

表-2 初期損失, 含水比, 浸透度

実験番号	流出開始時間 (分)	初期損失量 (mm)	散水前含水比 (%)	散水後含水比 (%)	平均浸透度 (mm/h)	最終浸透能 (mm/h)
粗造成地	A-1	5	3.62	—	33	25.7
	A-2	2	1.43	—	16	13.1
	A-3	6	4.10	23.8	17	9.6
	A-4	3	3.02	31.4	31	15.3
	A-5	7	6.34	32.5	14	5.5
	A-6	2	2.98	28.4	45	26.3
	A-7	1	1.29	—	20	19.3
	A-8	1	1.45	31.7	36.7	34
林地	B-1	58	82.5	30.2	70	
	B-2	60	57.8	55.0	46	
	B-3	74	69.7	60.5	45	
	B-4	20	30.4	63.8	82.0	70

(注) 流出開始時間: 散水開始後流出が観測されるまでの時間
初期損失量: 同上間の散水量

* 含水比は地表下 2~5 cm 間の土の試料 5~10 個の平均値である。

平均浸透度 = $\frac{\text{総散水量} - \text{表面流出終了までの総流出量} - \text{土湿不足土湿不足補充後の降雨時間}}$

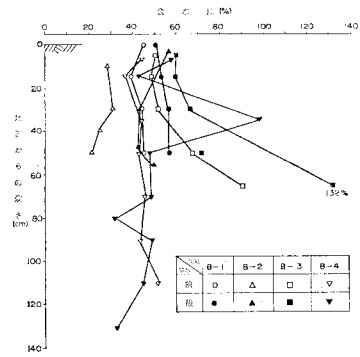


図-7 実験前後における含水比の変化

る。

表-2 に散水前後での含水比の変化を示す。散水前より散水後の方が含水比は大であるが、その変化量と散水量・初期損失量等との関係は明らかにできなかった。なお試料は 2~5 cm の深さから採取したものである。

林地での散水実験によれば、散水による土中水分の増加が明瞭に計測されている。図-7 は各実験ケースでの散水前と散水後の含水比の変化を地表からの深さに対して描いたものである。これによれば、散水後の含水比は散水前に比べ 10~30% 増加していること、散水時間が 3 時間程度 (B-1, B-2 ケース) で地表下 50 cm 以上の深さまで水が浸透していること、B-4 ケースでの結果を併せて考えると、散水時間 260 分では地表下 70 cm くらいまで散水の影響が現われていること、が読み取れる。これとほぼ同様の結果を、多摩 New Town 試験地内の自然降雨による浸透について得た結果もあることから²⁰⁾、林地でのローム層の浸透は非常に遅い (1 m の深さまで達するのに 5~10 時間要する) のものと考えられてよい。

B-3, B-4 の実験では、含水比を計測した地点に近いところで (図-2 の A, B 点)、別途、乱さない試料を採取し、間隙率と土粒子比重を計測して、土中水分量の増加を調査した。その結果、A 地点の間隙率は 60% 程度ではほぼ同様であるが、B 地点では 66~82% と地表からの深さが増すにつれ大きくなる傾向にあり、土粒子の比重は A 地点 2.65~2.78, B 地点 2.76~2.94, と計測されている。

図-8 は A 地点での土中水分の散水による

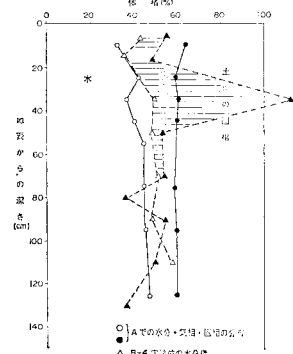


図-8 散水による水分増加と三相分布図

変化および土層の三相分布を示したものである。図中のハッチした部分が散水により増加した水分量を示す。この結果では含水比の計測試料と比重・間隙率の計測試料が異なっているため、散水後の土中水分量が大きく計算され、固相がないような結果を示す点もあるが、これを除けばほぼ次のようなことが推察される。

1. 散水による土中水分の増加は大きなところで 20% 前後あること。
2. 散水により地表から 50 cm 程度の深さまでの土層はほぼ飽和状態にあること。

なお地表付近では若干不飽和の層があるが、この部分はその下層より浸透能の高い腐食土層である。50 cm 以深 80 cm までの土層では不飽和浸透による流下があるものと考えられる。したがって、この結果から類推すれば、林地斜面での表面流の発生は、表層付近の土層が完全に飽和し、かつその下の土層の不飽和浸透能以上の降雨強度にならなければ認められないものと考えられる。このことは先述した高棹による中間流モデルの妥当性を裏づけているものであろう。

5. 考 察

(1) 流出率, 流出係数

表-1 にもみられるように、粗造成地と林地とでは直接流出量の総散水量に対する比で定義した流出率はかなり違っている。A実験では A-1 ケースを除き（これは初期の土湿不足が大きいケースである）0.44~0.63 となっているが、B実験では 0.12~0.29 と、かなり小さい。これは林地の保水能の大きいことを端的に示すものと考えてよい。

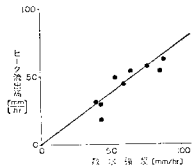


図-9 ピーク流出高～散水強度の関係

図-9 は A 実験でのピーク流出高と散水強度の関係を示すものである。流出係数はほぼ 0.74 程度であって、降雨強度が 40 mm/h 以上の強雨による流出係数として、下水道等の設計値に用い得るものとする。

(2) 平均浸透度と最終浸透能

土湿不足を補った後に試験区域のもつ平均的な浸透能を、次式で定義し、その特性を調べた。表-2 によると

$$\text{平均浸透度} = \frac{\text{総散水量} - \text{表面流出終了までの総流出量}}{\text{土湿不足補充後の降雨時間}} \dots\dots\dots (3)$$

粗造成地では 14~45 mm/h (平均 26 mm/h)、林地では 45~70 mm/h (平均 58 mm/h) となって、林地での浸透

能が粗造成地に比して約 2.2 倍強となっている。ただしこの平均浸透度は降雨時間中の平均的な値である。A実験では散水時間中に流出高の時間変化が少なくなるまでのデータが得られているので、最終浸透能に近い平衡状態が達成されているものとみなしてよい。したがって

$$\text{最終浸透能} = \text{散水強度} - \text{ピーク流出高} \dots\dots (4)$$

と定義すると、粗造成地では 5.5~32.8 mm/h (平均 18 mm/h) となっている。これは松原らの結果と一致している。このことから、ローム台地の粗造成裸地面（盛土地）の浸透能としては 10 mm/h 程度の保水能力を設計値として採用することが考えられる。なお林地斜面については総散水量、散水強度とも大きな実験であることから、50 mm/h 程度の浸透能力を有するものと考えてよいであろう。ただしこれらの数値は、表面流出および早い中間流出のみを対象とした実験から得られているので、地下水流出や中間流出成分が支配的な流域には適用できない。

A実験での初期損失は 2~6 mm である。この結果は山口による都市域での初期損失 2~8 mm という流出試験地の結果と一致している²¹⁾。

(3) 流出ハイドログラフの減水特性

ここでは降雨-流出実験の結果として観測された表面流出について、その減水特性を指数関数で表現し、逓減率の評価を試みる。

A実験のデータによると、ハイドログラフの逓減部はいくつかの逓減特性をもつ指数曲線となっているが、流出高が 5 mm/h 以上の部分について、指数逓減を仮定し、 λ_1 (逓減率, 単位 min^{-1}) を計算すると、 $\lambda_1 = 0.52 \sim 0.78$ (平均 0.65) となった。林地流域からのものについては同様に $\lambda_1 = 0.061 \sim 0.116$ (平均 0.093) であり、粗造成地からの流出逓減率が約 7 倍大きく現われている。この差は表面流出が生じている場の相違を反映するものと考えられ、粗造成裸地面の粗度が小さいことを端的に表わしている結果といえる。

なお粗造成地からの流出の逓減特性は比較的単純な形であるが、林地流出では逓減部に明瞭な変曲点が現われる (図-10)。このことは後に検討する貯留高～流出高特性にも認められ、流出ピーク直後の流出高が大きい部分の逓減率は Manning 型の表面流によるものとみなせる。そこでこの Manning 型に

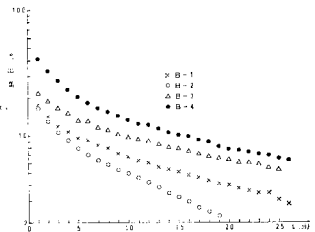
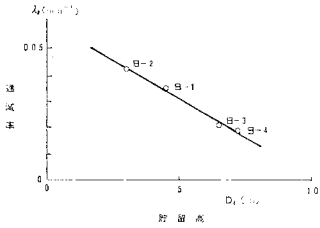


図-10 B実験の逓減特性



図一11 通減率 λ_2 と貯留高 D_s の関係 (B実験)

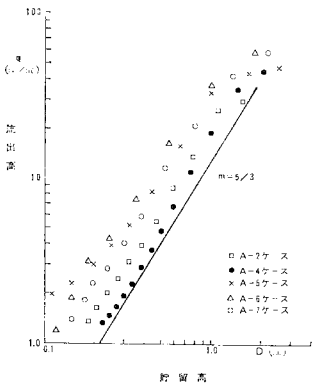
ならない通減率をもつ流出成分を指数関数で表現したときの通減率 λ_2 (min^{-1}) を通減特性の変曲点に相当する流出高のときの流域貯留量 D_s (通減部の変曲点での貯留高を採用すべきであるが、変曲点の決め方に任意性があり、ここでは便宜上 $q=8 \text{ mm/h}$ のときの貯留高を採用した。このことによって、以下の記述に本質的な問題は生じないと考える) の関係で表示すると、図一11 となる。この図によれば、通減率 λ_2 がその時点での貯留高に逆比例する関係が認められる。すなわち、貯留高が大であれば通減率が小さく、通減が遅いことを示している。

(4) 貯留高と流出高の関係

ハイドログラフの通減部を利用して貯留高 D (mm) と流出高 q (mm/h) の関係を検討する。この関係は一般に

$$q = KD^m \dots \dots \dots (5)$$

の式形で表現される。図一12 は A 実験のデータによる $q \sim D$ 関係を両対数グラフに表示したものである。上式の m 値は表面流出が層流であるか乱流であるかにより異なり、層流では $m=3$ が理論的にも実験的にも確かめられている。



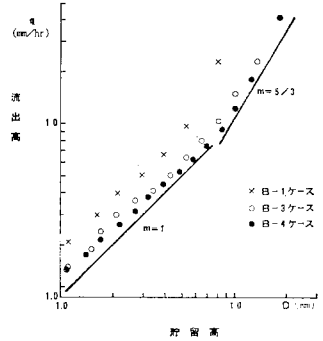
図一12 貯留高と流出高の関係 (A実験)

乱流の場合には実験結果によれば近似的に $m=5/3$ である。図一12 中に傾斜が $5/3$ の直線を引くと、プロットした点はこの直線に近い傾斜をしていることがわかる。このことから粗造成裸地面からの表面流出は乱流の流出現象であるとみなせるであろう。ただし降雨による流出は一般に等速定流ではなく、場所によって変わる不定流であり、そのうえ、流量が雨滴で増え浸透で減少することや、斜面上に一樣な水深の表面流の流出とはならないので、流域に貯留されている水量を平均水深の形で表現したときの乱流による流出であるとみるべきであろう。

図一13 はB実験のデータを同様に $q \sim D$ 関係で表現したものである。この結果によれば、流出高が大なとき、

すなわち貯留高 D が約 8 mm 以上のとき、 $m=5/3$ 、それ以下では $m=1$ に近い関係を示している。ただしこの場合も A 実験の場合以上に、表面流出の発生域は限られた部分(斜面下部に集中)のみで生じており、流域全体でみた貯留高と

流出高の関係を表わすものと考えるべきで、斜面上に一樣な水深の表層流があることを示すものではないことに注意を要する。



図一13 貯留高と流出高の関係 (B実験)

裸地斜面での流出を乱流の Manning 型としたとき n 値は流出解析結果によれば $n=0.07 \sim 0.15$ 程度の値となっている。林地では同様に、 $n=0.5 \sim 1.0$ 程度の値を示す。これらの値は等価粗度の標準値として使用されている値に大略一致している。

また林地での表層流出のうち $m=1$ で近似できる部分を Darcy 流と仮定し、動水勾配を斜面勾配としたとき、透水係数は表層の間隙率が 0.6 程度であるので 10^{-3} cm/s のオーダーであると推定される。

(5) 流出ハイドログラフの計算

粗造成地における流出ハイドログラフは比較的単純な形をしているが、林地からの流出は先述したように表面流と早い中間流が加わって解析が難しい。ここでは粗造成地からの流出ハイドログラフを、ホルトン式と等価粗度法によって推算し、適合する定数を検討する。

運動方程式はマニング式を用いる。

$$Q = \frac{1}{n} B \cdot h^{5/3} i \dots \dots \dots (6)$$

連続関係を表わす式は

$$B \frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = I - f \dots \dots \dots (7)$$

ただし、 Q : 流量 (m^3/s)、 n : 粗度係数、 i : 斜面または水路勾配、 h : 水深 (m)、 B : 斜面または水路の幅 (m)、 I : 横流入量 ($\text{m}^3/\text{s}/\text{m}$)、 f : 損失量 ($\text{m}^3/\text{s}/\text{m}$) である。

損失量 $f(t, x)$ は場所的には一定とし、ホルトン式で与えた。

$$f = r \quad (0 \leq t < t_1)$$

$$f = f_c + (r - f_c) e^{-m(t-t_1)} \quad (t_1 \leq t \leq t_2)$$

ただし、 r : 散水強度 ($\text{m}^3/\text{s}/\text{m}$)、 f_c : 最終損失量 ($\text{m}^3/\text{s}/\text{m}$)、 m : 定数 ($1/\text{s}$)、 t_1 : 初期損失が終了する時間 (s)、 t_2 : 散水終了時間 (s)

結果の一例を 図一16 に示す。この程度の適合性を得

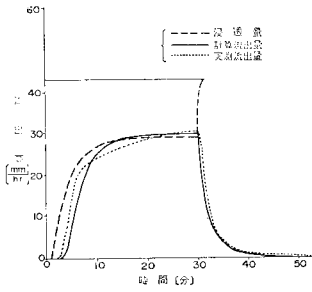


図-14 流出計算結果

表-3 計算モデルの定数

実験	斜面粗度 n	初期損失 t_i (秒)	最終損失量 f_c (mm/h)	逓減係数 m (s^{-1})
A-2	0.08	60	14	0.0045
A-3	0.08	300	10	0.0025
A-4	0.15	10	13	0.0017
A-5	0.12	300	10	0.0020
A-6	0.10	30	23	0.0025
A-7	0.10	10	21	0.0150
A-8	0.07	5	36	0.0450

た定数を表-3に示す。したがって、先述した粗造成裸地面での流出モデル定数として、 $n=0.1$ 、最終浸透能10 mm/hを計画値としてもよいと考える。

6. 結 論

(1) 粗造成裸地と林地からの表面流出(林地では早い中間流出も含む)の発生状況は大きな相違を示している。そのおもな原因は、表土層の浸透能力の差にあると推察される。

(2) 粗造成地からの流出は、乱流としての表面流出現象として近似できる。流出係数は0.75、流出率は0.60、初期損失は2~6 mm、最終浸透能は10 mm/h、粗度係数は0.1程度である。Horton式による損失の見積りが可能である。

(3) 林地からの流出は、表層の腐食土層が飽和した後表面流出が生ずる。形式的に流出定数を求めると流出係数は0.27~0.47、流出率は0.13~0.29、初期損失は30~80 mm、最終浸透能は50 mm/h程度である。従来の林地浸透能として100~300 mm/h程度の値が示されているが、この違いは表土層の違いにもよるが、散水区画の大きさ(浸透計によるものでは1 m²以下である)の違いが大きく影響しているものと考えられる。

(4) 林地からの早い中間流出はDarcy則で表現できる。その流出速度は10⁻³cm/sのオーダーである。平均的に貯留高が8 mmを超えると表面流出が卓越するようになる。表土層中の貯留高が大きくなるにつれて中間流出場が深さ方向に拡大し、その結果中間流出の逓減

率は小さくなる傾向が認められる。

(5) ローム層中への雨水の鉛直浸透は非常に遅い。1 mの深さまで浸透するのに数時間~10時間程度要する。

流域の表層の相違が流出現象に与える影響について、散水実験による検討を加えた。試験区画がわずか2例であること、散水が空間的に一様に行えなかったこと、土中水分の観測が十分に行えなかったこと、等に問題も多く残されているが、表面流と早い中間流の流出特性を解明するための基礎にはなり得ると考えている。

謝 辞：本研究を進めるにあたり多大の援助を賜わった、日本住宅公団の関係各位、法政大学土木工学科水工研究室の方々、土木研究所水文研究室の方々、に厚く感謝の意を表したい。

参 考 文 献

- 1) たとえば、橋本・長谷川：土地利用変化を評価する流出モデル，土木技術資料，19-5，1977；角屋：都市化と流出，水工学夏季研修，1974；角屋・岡：市街地域の雨水流出特性，京大防災研年報，第14号B，1971；Yoshino：Runoff Characteristics of Small Urbanized Areas，IAHS Tokyo Symposium，1975など。
- 2) 建設省土木研究所：建設省における流出試験地，第1報，観測網，土木研究所資料，第781号，1972-11；建設省河川局・土木研究所：流出試験地調査成果報告書，1975-1；同：流出試験地調査成果報告書(その2)，1976-6；同：流出試験地調査成果報告書(その3)，1977-5；同：流出試験地調査成果報告書(その4)，1979など。
- 3) 石原・小葉竹：小流域と大流域からの流出の相互関係，京大防災研年報，第17号B，1974-4；木下：流出試験地調査の現状と方針，土木技術資料，Vol. 15，No. 2，1973-2。
- 4) 松原・橋本：表面流についての現地実験とその解析，土木技術資料，Vol. 13，No. 2，1971-2。
- 5) 岸井・大倉：実験斜面における表面流出の発生に関する研究，土木学会第25回水理講演会論文集，1981-2。
- 6) 岡本：流出計算法の総合化に関する研究，土木学会第22回水理講演会論文集，1978-2。
- 7) 青木：山地流域における洪水流出の追跡，土木研究所報告，143号の2，1971-10。
- 8) 木村：貯留関数法の最近の進歩，土木学会第22回水理講演会論文集，1978-2。
- 9) 金丸・高棹：水文学，朝倉土木工学講座4，1975-8。
- 10) 木下：小流域からの表面流出，土木学会第26回水理講演会論文集，1982-2。
- 11) Izzard, C.F.: The Surface Profile of Over land Flow, Trans. AGU, Part VI, pp. 959~968, 1944.
- 12) Phelps, H.O.: The Friction Coefficient for Shallow Flows over a Simulated Turf Surface, WRR, Vol. 6, No. 4, pp. 1220~1226, 1970.
- 13) Chen, C.L.: Flow Resistance in Broad Shallow Grassed Channels, ASCE, Vol. 102, No. HY 3, 1976.
- 14) Palmer, V.J.: Retardance Coefficient for Low Flow in Channels Lineal with Vegetation, Trans. AGU, 1946.
- 15) 高棹・岸本：雨水流出の実験的研究，京大防災研究所年報，第4号，1961。
- 16) 端野・猪熊：急勾配粗面上の雨水流実験と抵抗則の推定，

- 土木学会第23回水理講演会論文集，1979.
- 17) 神田・喜久里：粗面上の薄層流の抵抗則に関する実験的研究，土木学会第23回水理講演会論文集，1979.
- 18) 杉山：斜面雨水流の抵抗則に関する実験的研究，農業土木学会論文集，第87号，1980-6.
- 19) 高棹：出水現象の生起場と其の変化過程，京大防災研究所年報，第6号，1963.
- 20) 虫明・岡・小池：テンシオメータに基づく不飽和帯水分の挙動に関する解析，土木学会関東支部研究発表会講演集，1981.
- 21) 山口・松原・山守：都市域からの降雨流出調査(1~3)，土木技術資料，Vol. 13, No. 10, Vol. 14, No. 11, Vol. 15, No. 7.
- 22) 岡本：山腹における降雨の浸透と流下について，第16回水理講演会講演集，1972；同(続報)，第17回水理講演会講演集，1973.

(1982.2.15・受付)
