

II-21 E260をトレーサーとした鉛直浸透実験と 不飽和浸透としての斜面流れに関する研究

北海道大学工学部 正員 山田 正
北海道大学工学部 学生員 山脇 健治
北海道大学大学院 学生員 洪 廷芳
北海道大学大学院 学生員 嶋田 啓一

1. 緒言 本研究は以下の3点について研究を行ったものである。(1)E260(紫外外部波長260nm吸光度)をトレーサーとし、砂および土での鉛直浸透過程における浸透速度を比較、検討する。(2)不飽和浸透としての斜面流れに関する新しい流出モデルを提案する。(3)実流域(山地小流域)での実測データによって得られた測定量に基づき、本研究で提案したモデルを用いて降雨流出のシミュレーションをするとともに、このモデルの適用限界についての考察を行う。

2. 室内鉛直浸透実験 **2.1 トレーサーについて** 流出水に含まれる種々の物質のうち、浸透過程においてその性質が変わらないものがあれば、それはトレーサーとして最適なものである。著者らは多くの実験、観測等を行い、山地の表層腐植層に豊富に、安定に存在する腐植質(humics:フミン質)がトレーサーに適しており、水源林では主に落葉等によって生成されることを報告している¹⁾。上述のフミン質を検索する方法として、フミン質が紫外外部波長E260nm吸光度と良い相関があることが、丹保、亀井らによって報告されている。本実験は、フミン質をトレーサー用の水として使い(以後浸透水という)、土壌中での降雨の浸透過程を研究したものである。**2.2 実験の概要** 図2.1に示す装置で中に砂および土を高さ130cm程度入れる。砂、土に関しては表2.1に示すものを使用した。実験の手順は(1)あらかじめE260を検定した浸透水を最初に撒き、次いで水道水を湛水状態(本論文では湛水深、砂5.5(cm)、土8.5(cm)のもののみを記している)で与える。(2)自作した電気伝導度計によって水分量を、ボラスカップによる圧力計で負圧を各々測定し、カラムの中途からは注射器による採水を、最下端からは流出量の自動計測を行っている。

2.3 実験の結果 カラム内での水の浸透速度はトレーサーの速度、つまりE260の各採水位置での時間的な変化により算出している(以後E260浸透速度という)。水分移動は電気伝導度計の変化より導かれた体積含水率の変化より算出する(以後流出速度という)。これらの結果は図2.2、図2.3、図2.4、図2.5、表2.2に示されている。**2.4 実験からの考察** 上記の実験より以下のことがわかった。(a)E260浸透速度に比べ流出速度は1.5倍から2.5倍速くなっていることがわかった(表2.2参照)。(b)本実験では湛水状態での実験を行ったが、湛水下でもE260浸透速度と流出速度は異なることがわかった。不飽和状態では、水分分布の伝播速度の方がトレーサーの移動速度より速いということは、山田、小林²⁾³⁾⁴⁾によって理論的に示されており、本研究は、これを実験的に証明したことになる。(c)図2.2から図2.5の各々での矢印の位置の間をその長さで除したものをE260浸透速度、流出速度とした。この二つの速度の差より、水分量の値が飽和量になるときに、湛水で与えた水分の全てが到達して飽和になったのではなく、最初から砂および土に含まれていた水分が鉛直方向に移動して順次、飽和状態へ近づいていることがわかる。

3. 本研究で新たに提案する降雨-流出モデル **3.1 流出に関する基礎式** 降雨 $r(t)$ 、みかけの流速 v 、みかけの水深 h 、流出量を q とすると、連続の式および流出量は以下で示される。

$$\frac{\partial(\lambda h)}{\partial t} + \frac{\partial q}{\partial x} = r(t) \quad \dots(3.1) \quad q = v \cdot h \quad \dots(3.2)$$

式(3.2)より式(3.3)の展開を行い、式(3.1)に代入し式(3.4)を得る。

$$v = \frac{q}{h} \equiv \alpha h^M \quad \dots(3.3) \quad \frac{\partial q}{\partial t} = \frac{1}{\lambda} (M+1) \alpha^{\frac{1}{M+1}} q^{\frac{M}{M+1}} (r(t) - \frac{\partial q}{\partial x}) \quad \dots(3.4)$$

ここに、 λ :間隙率、 α :定数、 M :定数

いま、河道の斜面長が、式(3.5)の近似をみたす程度に十分に短いとすると式(3.6)、(3.7)が成立している。

$$q(x,t) \doteq q_*(t) \cdot x^{(3.5)} \frac{\partial q(x,t)}{\partial x} \doteq q_*(t)^{(3.6)} \frac{\partial q(x,t)}{\partial t} \doteq x \cdot \frac{dq_*(t)}{dt} \quad (3.7)$$

ここに、 $q_*(t)$ ：流出高である。式(3.5)-(3.7)を式(3.4)に代入すると式(3.8)を得る。

$$\frac{dq_*(t)}{dt} = \frac{1}{\lambda} (M+1) \beta^{\frac{1}{M+1}} q_*(t)^{\frac{M}{M+1}} (r(t) - q_*(t)) \quad \dots(3.8) \quad \text{ここに、}\beta\text{：定数}$$

3.2 土中における等価粗度係数 いま、Manning則およびDarcy則を考えてみる。

$$\text{Manning則：} v(h,i) = \frac{1}{n} h^{\frac{2}{3}} i^{\frac{1}{2}} \quad \text{Darcy則：} v(k,i) = k \cdot i \quad \dots(3.9) \quad \text{ここで、Manning則は表}$$

面流に対する経験式であり、Darcy則は浸透流に対する式であるが、ここでは一般的に

$$v(h,i) = \frac{1}{n} h^M i \quad \dots(3.10) \text{のような抵抗則を考えてみると、式(3.3), (3.9), (3.10)の比較より}$$

$$\alpha = \frac{1}{n} i \quad \dots(3.11) \quad \beta = \frac{1}{nL} i \quad \dots(3.12) \text{を得る。ここに、}L\text{：斜面長}$$

式(3.12)の等価粗度係数 n について以下にその考察を加える。不飽和土における連続の式は土層断面平均飽和度 S 、表層土層厚 d とすると、

$$\frac{\partial(\lambda d S)}{\partial t} + \frac{\partial q}{\partial x} = r(t) \quad \dots(3.13) \quad \text{式(3.1)と式(3.13)は等価な式であることより}$$

$$h = d \cdot S \quad \dots(3.14) \text{また、透水係数については経験式として} \quad k = k_s S^N \quad \dots(3.15)$$

が使用されることが多い。ここに、 k_s ：飽和透水係数、 N ：定数 以上の式(3.9), (3.10), (3.14), (3.15)より

$$\text{り等価粗度係数と土の性質を表す諸量の間に} \quad n = \frac{1}{k_s} d^M \quad \dots(3.16) \text{の関係が導かれる。式(3.16)}$$

で注目すべきことは、従来の降雨流出のシミュレーションにおいては、実測のハイドログラフに合うように決められていた等価粗度係数 n が、流域の土壌構成および土壌特性を示す表層土層厚と飽和透水係数によって決定づけられるようになったことである。

3.3 基礎式における係数の効果 図3.3は、上記の基礎式(3.8)の理論結果と著者らの一人(山田)の実験の結果 ($L=4.6(m)$, $k_s=0.00027(m/s)$)⁵⁾を比較したものである。この図より斜面長が短い場合には、本研究で得た基礎式および飽和透水係数、表層土層厚によって決まる等価粗度係数の推定式は十分な精度を有していることがわかる。図3.1-図3.6では、表層土層厚 d については $d=0.16(m)$ とし、 k_s と M の効果を実験と比較しつつ検討したものが表3.1と図3.1から図3.6である。これらのシミュレーションの結果を要約すると、 k_s については(a)ピーク流出量を大きく左右する。(b)降雨流出の応答を速くあるいは遅くする。(図3.1-図3.3、図3.4-図3.6参照) M については(a)累積流出量を左右する。(b)ピーク流出量とピーク流出時間を左右する。(図3.1-図3.4、図3.2-図3.5、図3.3-図3.6参照)となる。従来の流出解析においては、降雨終了後の流出を線形のDarcy則として扱うことが多かったが、図3.4にみられるような、無降雨期のほとんど減速しないハイドログラフの形状から判断して、無降雨期の流れは、不飽和浸透とみなす方がより妥当であるようにおもわれる。また、飽和透水係数についてみてみると実際の10-100倍程度の値を用いなければならないことがわかる。

3.4 初期条件としての土層断面平均飽和度の考慮 前述3.3節より、土の飽和、不飽和は指数 M に大きく影響されている。いま土層断面平均飽和度 S と、指数 M との関係をみてみると式(3.2)、(3.3)、(3.5)、(3.11)、(3.16)より、

土層断面平均飽和度 S と流出高 $q_*(t)$ は、

$$q(x,t) = \frac{1}{n} (d \cdot S)^{M+1} i \Leftrightarrow S = \left(\frac{X}{k_s i d} \right)^{\frac{1}{M+1}} q_*^{\frac{1}{M+1}}$$

一般に、飽和に達すると土層断面平均飽和度 $S = 1$ ということであるが、降雨によって供給された水分量と、最初から土中に存在する初期水分量との和が飽和に達したときの水分量と考えると、飽和状態とは、土層断面平均飽和度 $S = (1 - \text{初期水分量に相当する断面平均飽和度})$ として定義し得る。このように考えると、流出量より土層が飽和か不飽和かにより

$$\frac{dq_*}{dt} = \frac{1}{\lambda} (M+1) \beta^{\frac{1}{M+1}} q_*^{\frac{M}{M+1}} (r(t) - q_*) \cdots (3.17) \text{ ただし、} q_*(t) \geq q_{s*} \text{ のとき } M=0$$

$$q_{s*} = \frac{k_s i d}{X} - q_0 \quad \text{ここで、} q_0 : \text{初期水分量}$$

となり、基礎式(3.17)の中に初期水分量を考慮することが可能となる。さらに基礎式(3.17)では、初期の不飽和状態には非線形であり、飽和ののちに線形の方程式となり、線形のDarcy則である中間流が飽和した後に、非線形の表面流が発生するという考え方とは逆の考え方が提示されることになる。

4. 本モデルの山地小流域への適用 本節では、前述3節で提案した流出モデルの妥当性を検討するために、著者らが実測を行っている宮の森流出試験地の降雨流出に、本モデルを適用してみた。なお、宮の森小試験地での測定データ⁶⁾および各種の条件は、表4.1に記されている。

4.1 有効降雨の算定 有効降雨の算定については、保水能分布の理論⁷⁾⁸⁾⁹⁾を用い、宮の森小試験地における累積損失量 QL -累積降雨量 R の関係に $QL = a \cdot \tanh(R \cdot b)$ の回帰曲線をあてはめ(図4.1)、最小自乗法により係数 a 、 b を決定した。その結果 $a=200.618$ 、 $b=0.00455808$ となった。(図4.2)

4.2 モデルの初期条件 本研究では以下に示すパラメータを用いている；斜面の傾き $i=0.707$ (傾斜 45°)、斜面長 6.0 (m)、間隙率 0.44 、表層土層厚 0.10 (m)、保水能係数 $a=200.618$ 、 $b=0.00455808$ 、飽和透水係数 0.001 (m/s)、指数 M については、 $M=3$ から $M=10$ であると報告されている²⁾³⁾⁴⁾、図4.3では全流出期間中 $M=1$ をとっており、図4.4では初期水分量を考慮し、流出高 $q_*(t)$ が 0.1 (mm/hr)以上では $M=0$ を、 $q_*(t)$ が 0.1 (mm/hr)以下では $M=1$ の値を採用している。

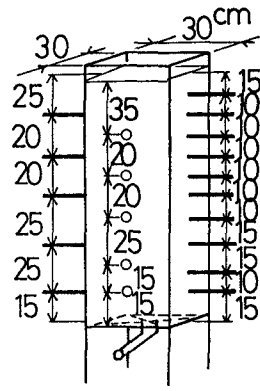
4.3 シミュレーションの結果と考察 シミュレーションによる結果は表4.2および図4.3と図4.4に示す。なお、式(3.16)によって定められた等価粗度係数 n は、定数 $M=1$ のときはいづれも $n=100$ であり、定数 $M=0$ になったときは $n=1000$ であった。表4.2および図4.3と図4.4より得られる結果を要約すると以下のようになる。(a) 与えた飽和透水係数は、本試験地で考えられる透水係数($k_s \approx 0.0001$ m/s)の約10倍の値を与えたとき、ハイドログラフを比較的良く再現していることから考え、実際の山地小流域では水みちを含めた透水係数の算定が必要である。(b) 基底流量は、本モデルでよく再現している。(c) 図4.3および図4.4の実測値で、降雨開始時間までのところでは以前の降雨による流出が残っていることが認められる。このことは、随分以前の降雨も基底流量に関係することを示している。(d) 実測で一つの降雨に対し二つの流出の山が存在する(図4.3)のに対してモデルでは山は一つである。このことより、最初の山の方は直接河道および河道近傍の斜面に注がれた雨であり、後の方の山は土中の浸透流出過程を経たものであるとおもわれる。

5. 結論 本研究による結論は以下のことに要約できる。(a) 湛水状態でも実際の砂中や土中の空隙は完全に水分で占められるのではなく、ある程度の空隙を残している。不飽和の状態で、湛水状態から得られるトレーサの浸透速度より、流出速度の方が1.5倍から2.5倍程度速い。(b) 飽和状態は上部から与えた水分が直接空隙に浸透してなるのではなく、以前から保水していた水分の浸透よってなることがわかった。(c) 従来ハイドログラフに合うように決められていた等価粗度係数を、流域の土壌特性(=飽和透水係数)と土壌構成(=表層土層厚)によって決定づけることができることを示した。(d) 飽和-不飽和にまたがる新しいモデルを提案した。(e) 実際の山地小流域では、飽和透水係数の10倍程度大きな値をとると本モ

デルの適合性がよい。

砂	比重 2.85、50%粒径 0.22 mm
土	宮の森小試験地より採取したものを 5 mm ふるいでふるいわけをした。 比重 2.71

表 2.1 実験に使用した砂および土



電気伝導度計 採水位置 圧力計

図 2.1 カラムの略図

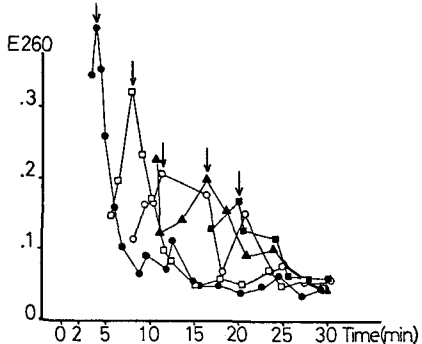


図 2.2 砂での E 260nm 吸光度－時間の関係

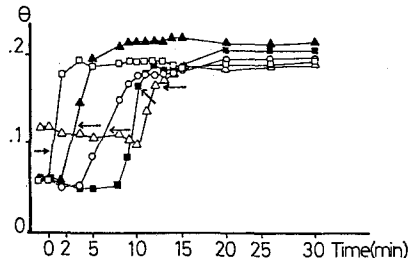


図 2.3 砂での体積含水率 θ －時間の関係

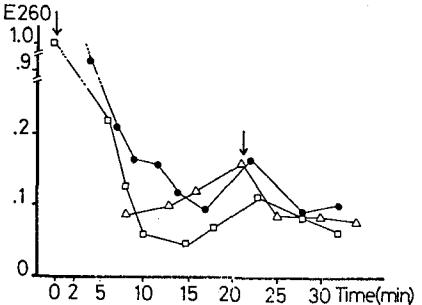


図 2.4 土での E 260nm 吸光度－時間の関係

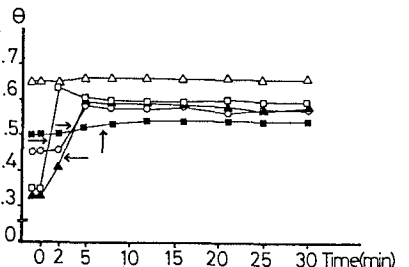


図 2.5 土での体積含水率 θ －時間の関係

	砂	土
灌水状態での浸透水の速度 (E 260 浸透速度 (cm/s))	0.0833	0.0754
砂中、土中の水分の移動速度 (流出速度 (cm/s))	0.130	0.181
(流出速度)/(E 260 浸透速度)	1.56	2.40

表 2.2 砂および土の実験結果

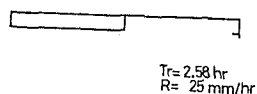
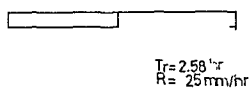


図 3.1 $M=0$ $k_s=0.00027$ (m/s)

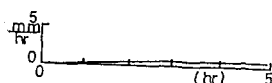


図 3.4 $M=4$ $k_s=0.00027$ (m/s)

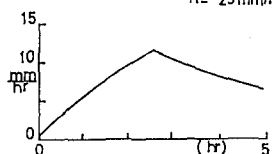
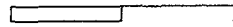
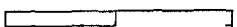


図 3.2 $M=0$ $k_s=0.0027$ (m/s)

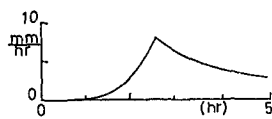


図 3.5 $M=4$ $k_s=0.0027$ (m/s)

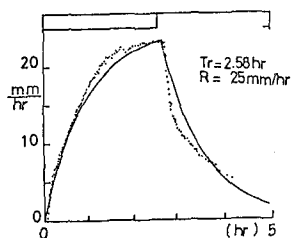


図 3.3 $M=0$ $k_s=0.027$ (m/s)

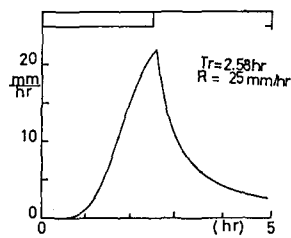


図 3.6 $M=4$ $k_s=0.027$ (m/s)

(点線は文献5の実測値図)

	透水係数 k_s (m/s)	指数 M	等価粗度 係数 n	累積流出量* Q (mm)
図 3.1	0.00027	0	3700	46.8495
図 3.2	0.0027	0	370	64.4998
図 3.3**	0.027	0	37	64.4999
図 3.4	0.00027	4	2.43	20.6017
図 3.5	0.0027	4	0.243	38.4873
図 3.6	0.027	4	0.0243	49.8427

傾斜 $i=0.5$ (傾き 3°), 斜面長 $L=4.6$ (m), 表層土層厚 $d=0.16$ (m)
 降雨時間 $T_r=2.58$ (hr), 最大降雨量 $\max R=25$ (mm/hr)
 *累積流出量は降雨開始後55時間の流出量の和。
 **図 3.3 の実測点は文献5の実測データによる。

表3.1 各図における外部パラメータ

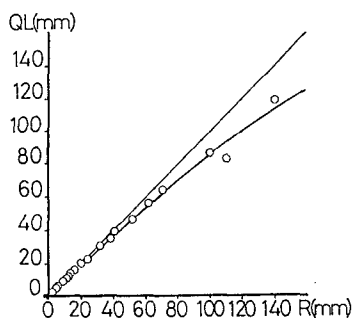


図 4.1 宮の森のQL-Rの関係

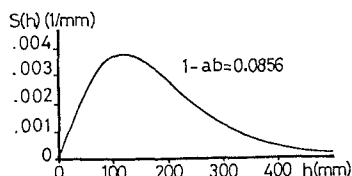


図 4.2 宮の森の保水能曲線

	図4.3	図4.4
累積流出量(mm)	13.1	2.8

表4.2 シミュレーションによる
ハイドログラフの累積流出量

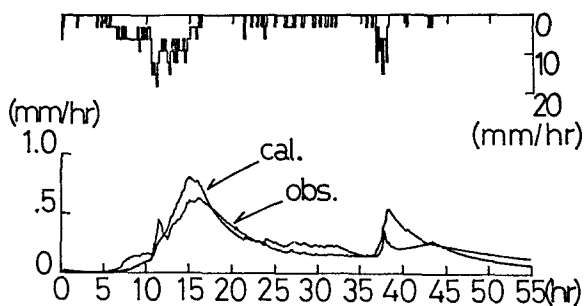


図 4.3 実測とモデルの比較 (大雨)

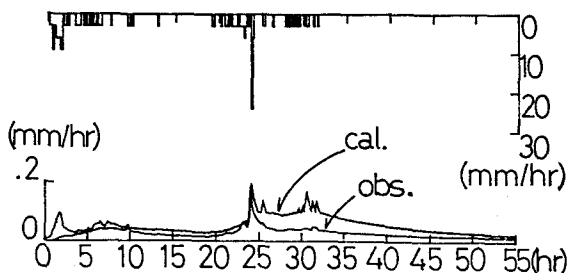


図 4.4 実測とモデルの比較 (小雨)

図4.3：大雨を想定。流域面積 2.6(ha)
累積降雨量 102.0(mm) 累積流出量 13.8(mm)
1987年8月26日午前 0時からの55時間
図4.4：小雨を想定。流域面積 2.6(ha)
累積降雨量 40.5(mm) 累積流出量 1.88(mm)
1987年9月25日午前11時からの55時間

表 4.1 各図における実測データの説明

【謝辞】 本研究は、文部省科学研究費、重点領域研究(1)および一般研究 C (代表 山田 正) の補助のもとにおこなわれている。ここに記して深甚なる謝意を表す。

《参考文献》(1)洪廷芳, 山田正, 亀井翼, 長谷川和義「宮の森小流域の流出特性-E260およびEC発現成分をトレーサーとした解析」第32回水理講演会論文集, 1988. (2) YAMADA, T. and M. KOBAYASHI: Kinematic Wave Characteristics and New Equation of Unsaturated Infiltration, Journal of Hydrology, 102(1988) (3) 山田正, 藤田睦博, 小林稔「ヒステリシスを考慮した飽和-不飽和浸透流解析」第44回北海道支部論文報告集, 1988. (4) 山田正, 小林稔「不飽和浸透の基本的特性とヒステリシスを考慮した新しい不飽和浸透理論」第32回水理講演会論文集, 1988. (5) 山田正「小流域における降雨流出機構に関する研究」東京工業大学学位論文, 1981. (6) 洪廷芳, 藤田睦博, 山田正, 長谷川和義「山地小流域の斜面部分および谷頭部からの降雨流出の比較」(現在、土木学会論文集に投稿中)(7) 山田正, 山崎幸二「流域における保水能分布が流出に与える影響について」第27回水理講演会論文集, 1983. (8) 山田正, 山崎幸二, 岩谷要「保水能の分布特性が降雨流出に与える影響に関する研究」第39回土木学会年講概要集第Ⅱ部, 1984. (9) 山田正, 石井文雄, 山崎幸二, 岩谷要「小流域における保水能分布と流出特性の関係について」第29回水理講演会論文集, 1985.