

II-29

小流出試験地（室蘭）の流出特性
流出解析（その2）

苫小牧工業高等専門学校 正員 嵯峨 浩
 室蘭工業大学 正員 藤間 聡
 室蘭工業大学・大学院 学生員 中田 朋樹

1. はじめに

著者らは、流出現象の物理機構を解明するために室蘭地方を対象として流出試験地を設置し、一連の水文観測を続けてきた。本研究では水質情報と周波数応答法による流出成分の分離を行い、貯留効果の大きい流域特性のためむだ時間を考慮した流出解析および雨水の浸透過程に一次元鉛直不飽和浸透理論を用い、飽和側方浸透過程に至るモデルによる流出解析を行ったので報告する。

2. 流域の概要と測定項目

小試験地は室蘭工業大学の北西の方向、約500mに位置し東向きの山腹斜面である。その地形概要を図-1に示す。流域面積0.029km²、河道長55m、河道の平均勾配8度程度である。森林部は流域の78%、ススキ4%、ササ85%を占め夏期においては流域を踏査することができないほど植物が繁茂している。水質は良好であり河道は玉石大の岩石が点在している。

測定項目は図-1の位置において、雨量と流量の自動観測、地下水位の定時観測および出水時における水質観測である。

3. 水質情報による流出成分の分離

水質濃度の変化を利用して降水に対する流域の流出応答特性を知ることができる。そのトレーサーとして、表層腐食層に豊富にしかも安定に存在するフミン質の有効性が既の実証されている⁽¹⁾。フミン質の指標として、紫外外部260nmにおける吸光度(E260)を採用し測定を行った。図-2は、深さ15cmごとに75cmまで5箇所における濃度であり、流出してきた河川水の水質濃度を測定することにより浸透してきた土層の深さを知ることができる。図-3および図-4は、流出時のハイエトハイ

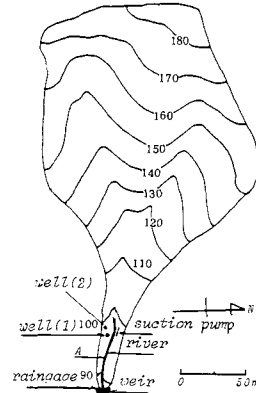


図-1

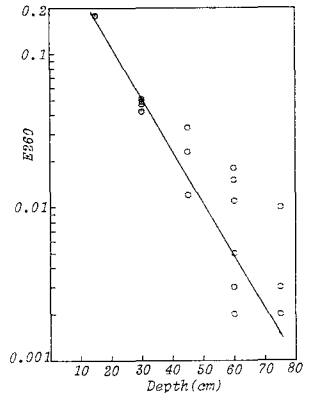


図-2

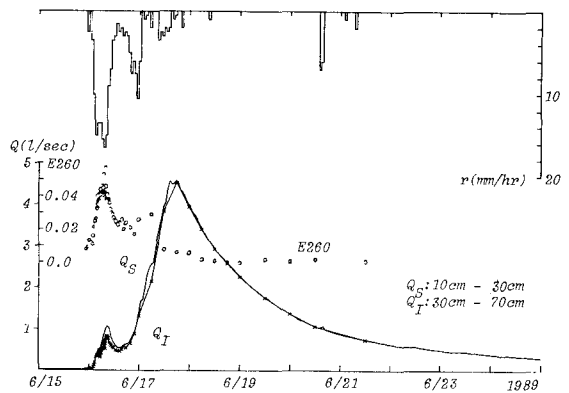


図-3

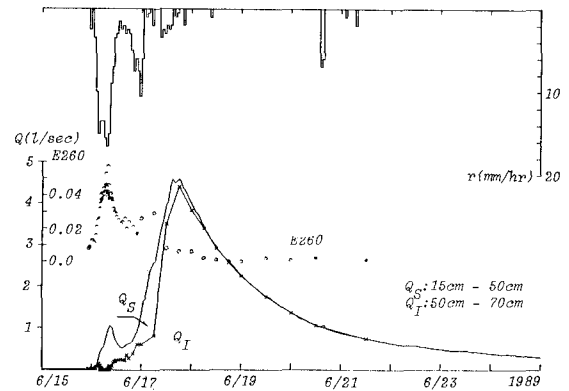


図-4

ドログラフおよび河川水のE260濃度であり、E260は流量とともに変動している。なお、サンプリング間隔は流出初期は10分間、その後数時間ごとである。また、図-3には、河道流出が深さ30cmを境にして上層からの流出 Q_s と下層からの流出 Q_l によって構成されるとして流出成分の分離を行った結果を示してある。図-4は深さ50cmを境にした場合の Q_s と Q_l を示している。計算方法は、流量および質量の保存則から(1)、(2)式が成立する。

$$Q = Q_s + Q_l \quad (1)$$

$$Q \cdot C = Q_s \cdot C_s + Q_l \cdot C_l \quad (2)$$

ここに、 Q :流量、 C :E260であり添字 s, l はそれぞれ土壌上層、下層を表す。 Q, C, C_s, C_l は観測により既知であるので未知数 Q_s と Q_l を求めることができる。この結果からこの流域では流出量のほとんどが50cm以上の深さの土中に浸透してから流出してくることがわかる。また、流出初期の第一次ピークは深さ30cmから50cmの層からの流出によって構成されていることがわかる。

4. 周波数応答法による流出成分の分離

流出成分を分離する数値計算方法はARフィルター法、エントロピー法等があるが、

ここでは著者が既に提案している周波数応答法による流出成分分離法を採用する。なお、詳細は参考文献(2)を参照されたい。図-5は周波数応答特性であり、Gain(dB)、Phase(rad)、Nyquist図である。なお、この流域の流出特性は流出に大きな遅れをとまうことから、周波数領域で先にむだ時間を同定し、むだ時間を含まない流出すなわち最少位相推移系に変換した周波数応答特性を示してある。推定した伝達関数 $H_1(\omega)$ 、 $H_2(\omega)$ はそれぞれ線形貯水池モデルの1段タンク、2段タンクから流出する瞬間単位図に対応するものである。推定に用いた直接流出量は、ハイドログラフ立ち上がり時刻と減水部第2析曲点を直線で結ぶ分離法を採用した。有効降雨はハイドログラフ立ち上がり時刻以前の降雨は初期損失とし、観測降雨に一率に流出率

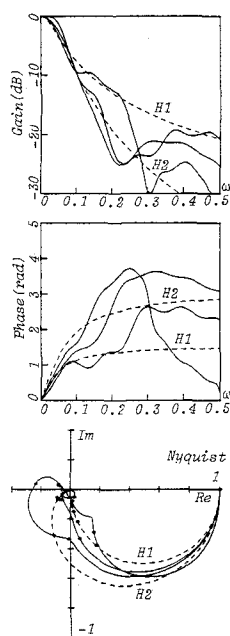


図-5

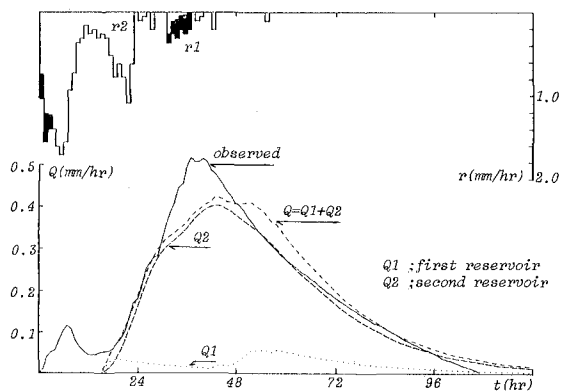


図-6

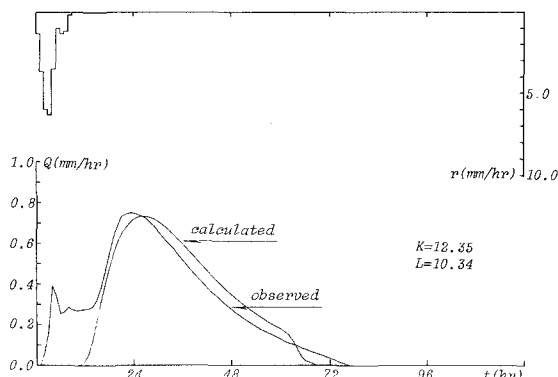


図-7

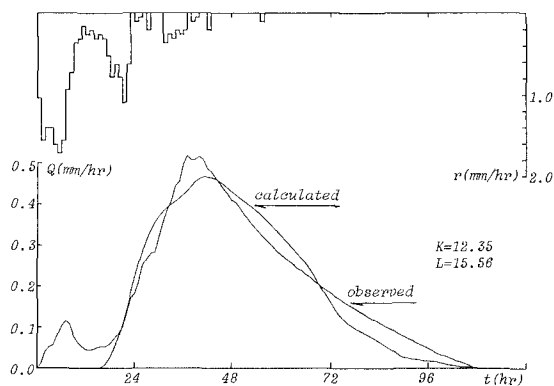


図-8

を乗じる方法によった。計算結果を図-6に示す。図中のQ1は1段タンクからの流出量、Q2は2段タンクからの流出量を示し総流出量をQで示している。速い流出成分のQ1は非常に少なく、フミン質による流出成分の分離結果とよく一致する結果となった。また、Q1、Q2に対応する逆推定した降雨もr1、r2として図中に示している。計算結果の総流出量は実測値に対して偏平になっているが、これは周波数領域においてcut-off周波数を小さくしたためである。

5. むだ時間を考慮した流出解析

前報⁽³⁾では減水部特性を考慮した直列2段タンクモデル（線形貯水池法）、非線形効果を期待できる木村の貯留関数法により流出解析を行った。適合度は遅れ時間を考慮した貯留関数法でよい結果を得たが直列2段タンクモデルでは流出を再現できなかった。今回同じ直列2段タンクモデルにむだ時間 L を考慮した流出解析を行った。結果を図-7・図-8に示す。図-7の流出は1988年9月11日から、図-8は1989年6月15日からの降雨によるものである。図-7の総降雨量は24.9mm、図-8は21.3mmである。再現性が改善されているのがわかる。むだ時間はそれぞれ10.34hr、15.56hrと非常に大きくなっている。以前に解析した鶴川では流域面積1280.0km²で最大むだ時間は7hr程度であり、これと比較して試験地流域は非常に出水が遅れる特性を持つことがわかる。

6. 一次元鉛直不飽和浸透を用いた流出解析

小流出試験地は非常に貯留効果が大きく出水に大きな遅れをとまうことは既に述べた。この流域特性を考慮して、太田・窪田⁽⁴⁾の提案したモデルにより不飽和領域の浸透過程も考慮した流出解析を行った。

山腹斜面における流出に対する雨水の基本的経路は図-9に示す通りである。すなわち、雨水流出過程を不透水層までの不飽和浸透過程と不透水層上の飽和側方流過程の2過程で表現する。不飽和浸透過程には、不飽和浸透領域へ拡張されたDarcy則を用いた(3)式で示されるRichardsの式を採用した。

$$C(\phi) \frac{\partial \phi}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K(\phi) \left\{ \frac{\partial \phi}{\partial z} + 1 \right\} \right] \quad C(\phi) = \frac{d\theta}{d\phi} \quad (3)$$

ϕ : サクション、 t : 時間、 z : 深さ（上向きを正とする）、 $K(\phi)$: 透水係数、 θ : 体積含水率、(3)式の数値計算は、谷による差分近似法を用いた。一方、飽和側方流過程は、飽和Darcy則に基づくKinematic wave法によった。連続の式、運動方程式を(4)、(5)式に示す。

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial q}{\partial x} = q_B \quad (4)$$

$$h = k \cdot q^p \quad k = (\gamma / K_s \cdot \sin i)^p \quad p = 1.0 \quad (5)$$

h : 水深、 q : 単位幅当り流量、 x : 距離、 q_B : 不飽和浸透過程からの供給量、 γ : 空隙率、 K_s : 飽和透水係数、 i : 不透水層傾斜角、 k, p : 定数

(4)、(5)式の数値計算は、RUH-Mingら⁽⁵⁾の近似法によった。

不飽和浸透過程の初期条件として定常時のサクション分布を採用した。

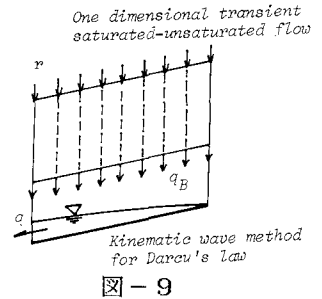


図-9

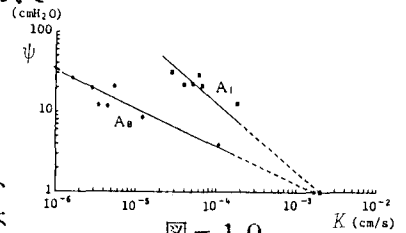


図-10

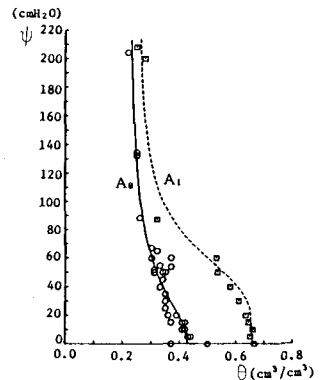


図-11

$$\psi = -(z + H) \quad (6)$$

H: 基準面でのサクシヨン値

境界条件として、表層においては透水係数より強度の小さい降雨は全て浸透し、最大でも透水係数と同じ強度の降雨とした。下層条件は層厚100cmとし、常に水が存在するとして $\psi=0$ cmと固定した。

$\Delta z=2$ cm、 $\Delta t=5$ minである。

土壌水分条件としての $K \sim \psi$ は、試験地より土壌を採取し加圧測定装置を用いて得られた結果(図-10)を用いた。それぞれ(7)式のWesseling式で表される。

$$K(\psi) = a \cdot \psi^{-b} \quad (7)$$

a: 定数で A_0 層で 1.67×10^{-3} 、 A_1 層で 1.98×10^{-3} 、b: 定数で A_0 層で2.13、 A_1 層で1.16である。なお、飽和透水係数は72mm/hrである。 $\theta \sim \psi$ 関係は、サクシヨンが-100cmまでは土柱法、-200cmまではテンシオメーターにより測定し図-11の結果を得た。ただし、図中の曲線は目視によるものであり、関数形を決定できないので飽和含水率 θ_s と気乾含水率 θ_r のみを実測値として採用し、分布形は谷の式(8)を用いた。 $C \sim \psi$ 関係も同様に(9)式とした。

$$\theta = (\theta_s - \theta_r) \left(\frac{\psi}{\phi_0} + 1 \right) \exp \left(-\frac{\psi}{\phi_0} \right) + \theta_r \quad (8)$$

$$C = -(\theta_s - \theta_r) \frac{\psi}{\phi_0} \exp \left(-\frac{\psi}{\phi_0} \right) \quad (9)$$

側方浸透過程としての入力 q_b は、土層が A_1 層からなる単層と仮定し、フミン質の流出成分の分離結果及び地下水井戸における土柱図を考慮して、土層深さ70cmにおける流量を用いた。

側方浸透過程を計算するために図-1で示さ

れる小流域試験地を図-12のように分割した。斜面・河道の諸元を表-1に示す。表中の斜面勾配は等高線延長法により計算を行った。計算に際して、飽和透水係数を鉛直方向と同じ値にすると流出が非常に遅れるのでハイドログラフ・ピーク時をほぼ同じにするため鉛直方向の飽和透水係数の2倍の値とした。河道における雨水追跡計算はほぼ斜面の計算に準じるが、河道定数を計算するために幅50cmの矩形河道、Manningの粗度係数 $n=0.1$ と仮定した。3つの河道の $W=KQ^P$ における K および P の平均値は0.235、0.606であり大きな変動はない。計算結果を図-13に示す。今後さらに試験地の土壌特性の実測値を考慮すれば精度向上が期待できると思われる。

参考文献

- (1) 洪・山田・亀井・長谷川: 宮ノ森小試験地の流出特性-E260及びEC発見成分をトレーサーとして-、第32回水講論文集、1988
- (2) 嵯峨: 周波数応答法による流出解析、土木学会論文集、393号/II-9、1988
- (3) 嵯峨・中田・藤間: 小流出試験地(室蘭)の流出解析・地下水流動について、支部論集
- (4) 太田・窪田: 一次元鉛直不飽和浸透を用いた山腹斜面からの洪水流出解析、第28回水講論文集、1984
- (5) RHU-Ming, Daryl and Michel: No linear Kinematic Wave Approximation for Water Routing, Water Resources Research, Vol.11, No.2, 1975
- (6) 嵯峨・藤間・中田: 小流出試験地(室蘭)の流出特性・流出解析、第33回水講論文集、1989

表-1

	面積(m ²)	斜面幅(m)	斜面勾配	河道長(m)	河道勾配
A1	7104	40.6	0.398	175	0.331
A2	6078	34.7	0.436		
A3	3636	27.1	0.519		
A4	6634	49.5	0.417	134	0.450
A5	3112	23.8	0.424		
A6	2436	18.6	0.366	131	0.215
Σ	29000	m ²			

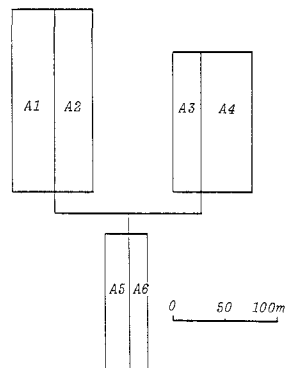


図-12

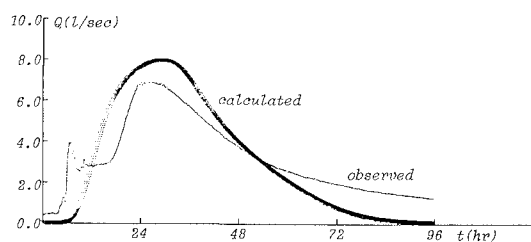


図-13