

小流域における水質ハイドログラフの形成過程および 析出・巻き上げ関数の逆推定に関する研究

中央大学理工学部 学生員 北村知里 中央大学大学院 学生員 重住 基 中央大学大学院 学生員 ○ 吳 修一
(社) 福島県建設産業団体連合会 正会員 江花 亮 中央大学理工学部 フェロー会員 山田 正

1. はじめに：著者ら¹⁾は、出水時の河川水質濃度変化を表す水質ハイドログラフの形成過程の解明を目的とし、降雨流出に伴う物質濃度変化の式を質量保存則から理論的に導出している。本論文では、物質の発生項としての析出・巻き上げ関数を逆推定する手法を提案し、析出・巻き上げ量の水利・水文特性の把握を試みる。

2. 単一斜面における降雨流出に伴う物質濃度変化の基礎式の導出：単一斜面における降雨流出に伴う物質濃度変化を、斜面における表面流を Kinematic Wave として取り扱うとともに、物質濃度変化における諸関係のうち唯一確実といえる質量保存則を用い表現する。以下にその理論概要を示す。斜面流下方向流れを対象とし、一般化した運動則(1)式を連続式(2)式に代入し単位幅流量 q について整理すると(3)式の表面流に関する kinematic wave 方程式を得る。ここに、 v ：断面平均流速[mm/h]、 h ：水深[mm]、 $q(t)$ ：単位幅流量[mm²/h]、 $r(t)$ ：有効降雨強度[mm/h]、 m ：流出パラメータ(抵抗則)、 α ：流出特性を表すパラメータである。この(3)式が降雨流出を表す基礎式となる。斜面流として飽和・不飽和浸透流を対象とする場合、流域特性を示すパラメータ a, m は(6)式に示すよう土壌・地形特性から決定される。ここに、 D ：表層土層厚、 γ ：土壌の透水性を表す無次元パラメータ、 k_s ：飽和透水係数、 w ：有効空隙率、 i ：斜面勾配である。

$$v = \alpha h^m, q = vh = \alpha h^{m+1} \quad (1), \quad \frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial q}{\partial x} = r(t) \quad (2), \quad \frac{\partial q}{\partial t} + \alpha q^\beta \frac{\partial q}{\partial x} = \alpha q^\beta r(t) \quad (3), \quad a = (m+1)\alpha^{\frac{1}{m+1}} \quad (4), \quad \beta = \frac{m}{m+1} \quad (5)$$

$$\alpha = \frac{k_s i}{D^{\gamma-1} w^\gamma}, \quad \gamma = m+1 \quad (6), \quad \frac{\partial(c \cdot h)}{\partial t} + \frac{\partial q_c}{\partial x} = f(t) \quad (7), \quad q_c = c \cdot q - \kappa \frac{\partial q}{\partial x} \quad (8), \quad \frac{f}{h} = f_0 \quad (9), \quad \frac{\partial c}{\partial t} + v \frac{\partial c}{\partial x} = f_0 - \frac{c \cdot r}{h} \quad (10)$$

降雨流出に伴う物質濃度変化の基本式に関して、質量保存則として(7)式が成立する。また、負荷量として濃度フラックス(8)式を用いる。ここに、 c ：断面平均濃度[g/mm²]、 $f(t)$ ：析出量[g/mm・h]、 q_c ：負荷量[g/h]、 κ ：拡散係数[g/mm]、 h ：水深[mm]である。本論文では負荷量中の拡散項は簡易化のため考慮していない。析出量と水深の関係に対して(9)式のように単位水深に関する析出量 f_0 を導入し、(7)、(8)式を整理することにより物質濃度変化の基礎式である(10)式を得る。濃度変化は発生項である析出量と希釈効果である降雨と濃度の積の関数との差によって生じるといえる物質濃度変化の基礎式(10)式が質量保存則から理論的に導出された。

3. 降雨流出過程および濃度変化過程の集中化：直接流出は流出寄与域のみからの流出と考えると斜面長は実地形上の斜面長にくらべ十分に短いと考えられ、(11)式の変数分離形の近似式が成立する。同様に斜面における物質濃度の近似式(12)式が仮定できる。ここに、 q_* ：流出高[mm/h]であり、 c_* は物理的意味よりは、計算上の簡易性から用いるものである。 c_0 は上端境界濃度であり斜面上端からの濃度流入があるものとし集中化の際に考慮し、初期濃度と同一の記号、値を用いる。この(11)、(12)式の近似式を用い(3)、(10)式を整理することにより、流出高および濃度に関する集中定数系方程式(13)、(14)式を得る。

$$q(x, t) = x q_*(t) \quad (11), \quad c(x, t) = x c_*(t) + c_0 \quad (12), \quad \frac{dq_*}{dt} = a_0 q_*^\beta (r(t) - q_*) \quad (13), \quad \frac{dc_*}{dt} = \frac{f_0}{L} - a_* q_*^\beta c_* \left(1 + \frac{r}{q_*} + \frac{c_0 r}{c_* q_* L} \right) \quad (14)$$

$$a_0 = (m+1)\alpha^{\frac{1}{m+1}} L^{\frac{-1}{m+1}} \quad (15), \quad a_* = \alpha^{\frac{1}{m+1}} L^{\frac{-1}{m+1}} \quad (16), \quad f_0 = L \left\{ \frac{dc_*}{dt} + a_* q_*^\beta c_* \left(1 + \frac{r}{q_*} + \frac{c_0 r}{c_* q_* L} \right) \right\} \quad (17)$$

ここに、 L ：斜面長[mm]である。上記導出過程は分布定数系から集中定数系への変換、つまりは偏微分方程式形から集中定数系方程式形への変換を意味する。

4. 析出・巻き上げ関数の逆推定：降雨流出に伴う物質濃度変化の集中定数系方程式(14)式より(17)式に示す析出・巻き上げ関数が求まり、実測水質濃度、流量及び降雨データから析出量を求めることが可能である。(17)式中の濃度の微分項はデータを数値補間、平滑化を行い計算した。計算条件としては土壌、地形特性を一例として表層土層厚 $D=15$ cm、斜面長 $L=10$ m、飽和透水係数 $k_s=0.0035$ cm/s、有効空隙率 $w=0.42$ 、斜面勾配 $i=20^\circ$ 、透水性を示す無次元パラメータ $\gamma=5$ を基本斜面とし、降雨は実測降雨そのものを用いた。流量データに関しては基底流量一定値をカットし、流域面積で除し直接流出高として計算を行った。本論文で析出量の逆推定を行うにあたり使用した水質濃度及び降雨流量データは竹内・坂本ら²⁾が山梨県相川流域(8.4km²)において、平田・村岡ら³⁾らが筑波森林試験地(0.675km²)において長期間にわたる現地観測から得た貴重なデータを使用させていただいている。二つの流域とも山地小流域といえる。各出水における降雨、流量、水質濃度、平滑化濃度および求めた析出量を図-1~4に示す。図-1~3は竹内・坂本らの降雨流出に伴う NO₃⁻-N 濃度変化の実測から求めた析出量である。図-1は総降雨量 33.5mm の小降雨時のケースであるが、降雨に伴い流量増加以前に析出が生じ、濃度が増加していることがわかる。負の値を示す析出に関しては析出物質の沈降等が考えられる。図-2は2つの出水が連続して生じた場合の濃度変化である。初期出水に対しては非常に強い析出が生じているがその後の出水に対しては初期に比して弱い析出が生じていることがわかる。これは、出水初期のフラッシュ効果に伴い析出する物質が減少したため2回目の出水では析出が減少したものと考えられる。また、図-1にて求めた析出量と比較すると降雨強度は同程度であるが初期の析出が強いことがわかる。これは、初期濃度が大きいいため析出される物質が多く存在しているためと考えられる。図-3は総降雨

キーワード：水質ハイドログラフ、逆推定、析出・巻き上げ関数

連絡先(東京都文京区春日 1-13-27 中央大学理工学部土木工学科・tel03-3817-1805・fax03-3817-1803

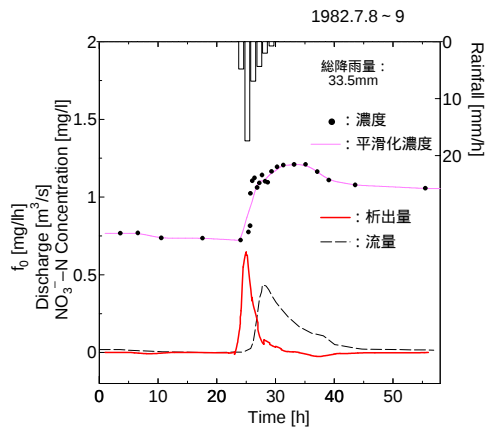


図-1 NO₃⁻-N 濃度(竹内・坂本ら,1983)の実測を用い,逆推定から求めた析出量

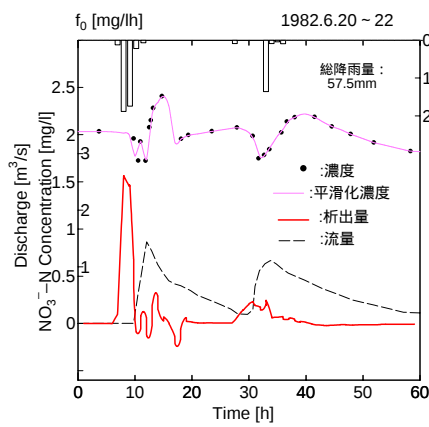


図-2 NO₃⁻-N 濃度(竹内・坂本ら,1983)の実測を用い,逆推定から求めた析出量

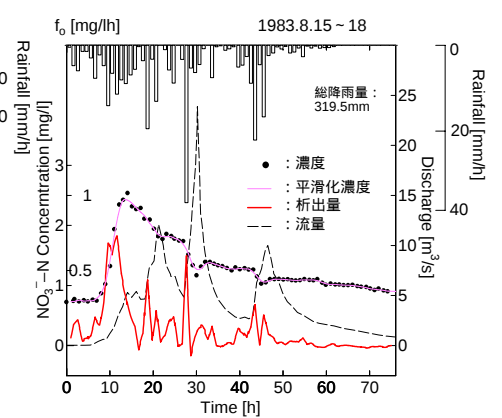


図-3 NO₃⁻-N 濃度(竹内・坂本ら,1983)の実測を用い,逆推定から求めた析出量

量 319.5mm と大きな出水を伴った場合であるが、流量ピーク以前に濃度ピークが現れていることがわかり、初期高濃度型(ファーストフラッシュ型)の水質ハイドログラフである。流量増加以前に降雨に伴い強い析出が生じ析出量が流量増加に伴い減少していることがわかる。また、析出は継続的に生じているが流量の希釈効果にともない濃度は減少を続けていることがわかる。図-4 は平田・村岡らの NO₃⁻-N 濃度変化の実測から求めた析出量である。図-4 は上記図-3 と同様に総降雨量が大い場合であるが、降雨に伴う析出に対して流量増加にともなう減少が見られない。また、濃度に関しても流量ピーク時に減少を見せているのみで、降雨継続期間中常に増加を続けている。これは、流域特性として析出物質の存在が多いためと、流量の値を流出高に換算すると前のケース(図-3)より少なく希釈効果が小さいためと考えられる。以上のように、実測濃度、流量、降雨データを用いることにより発生項としての析出量を逆推定から求めることができることを示した。また、求めた析出量から発生項としての析出は降雨に伴い生じ、析出量の値および濃度変化の挙動は初期濃度および流量による希釈効果との関係から決定されることがわかった。

5. 析出・巻き上げ量と降雨強度の関係：逆推定の適用結果から、水質ハイドログラフの形成過程における物質発生項としての析出・巻き上げ関数 f_0 は降雨に伴い発生することがわかった。降雨強度と求めた析出・巻き上げ量の関係を図-5(相川流域)、6(筑波試験林)に示す。ここで、初期濃度の影響を無視するため、初期濃度で除した析出量の値を用いる。上記で示した出水以外のケースも同時に示す。求めた結果より、降雨強度と析出量は線形関係にあることがわかる。筑波試験林(図-6)では降雨強度と析出量の関係を一つの直線で近似可能であるが、相川流域(図-5)においては2本の直線に分かれることがわかる。急勾配の直線は小流量時の降雨に伴う析出量であり、緩勾配の直線は流量増大時の析出量である。緩勾配の直線は、流量増大時のフラッシュ効果に伴う析出物質の減少に伴うものと考えられる。以上により、析出・巻き上げ関数は降雨に伴い発生し、その関係は線形関係で表現可能であることがわかった。

6. まとめ：本論文は降雨流出に伴う単一斜面での物質濃度変化の基礎式を導出するとともに、析出・巻き上げ関数を逆推定から求める手法を提案したものである。水質ハイドログラフの形成過程における発生項として析出・巻き上げ量は実測濃度、流量、降雨データから推定できることを示した。求めた析出量は降雨に伴い発生し、析出量および濃度変化の挙動は初期濃度および流量増加に伴う希釈効果から決定されることがわかった。また、降雨強度と析出・巻き上げ量は線形関係で近似可能であることを示した。

謝辞：本論文における析出量の逆推定を行うにあたり、使用した貴重な諸データは山梨大学坂本康先生、竹内邦良先生及び国立公害研究所村岡浩爾先生(現大阪産業大学教授)、海老瀬潜一先生(現摂南大学教授)、平田健正先生(現和歌山大学教授)らが現地観測により得られたデータであり、これを使用させていただいたものである。ここに深甚なる感謝の意を表す。

参考文献：1) 呉修一, 山田正：単一斜面における水質ハイドログラフ形成過程に関する研究, 土木学会水工学論文集, Vol. 48, pp. 55-60, 2004. 2) 竹内邦良, 坂本康, 本郷善彦：土木学会水工学論文集, Vol. 27, pp. 405 ~ 413, 1983. 3) 平田健正, 村岡浩爾：山地小流域における溶存物質の降雨流出特性について, 土木学会水工学論文集, Vol. 30, pp. 43-48, 1986.

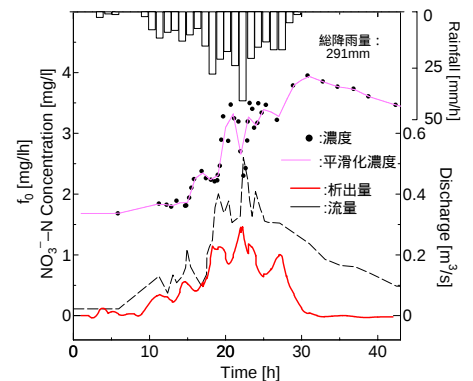


図-4 NO₃⁻-N 濃度(平田・村岡ら,1985)の実測を用い,逆推定から求めた析出量

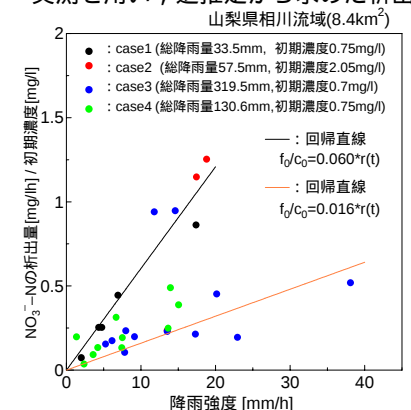


図-5 NO₃⁻-N の析出量と降雨強度の関係

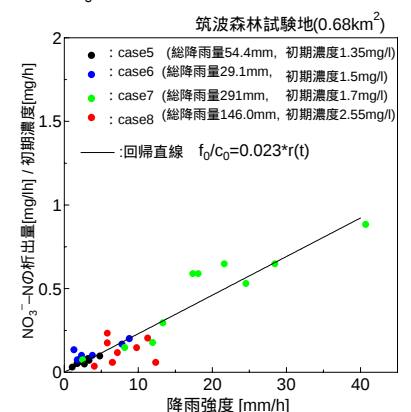


図-6 NO₃⁻-N の析出量と降雨強度の関係