

2024年3月11日

流域からの流出量と流域貯留量関係の準定常性に関するメモ

谷 誠

1. はじめに

菅原正巳のタンクモデル、木村俊晃の貯留関数法、福嶋義宏・鈴木雅一など、流出量と流域貯留量の間をベースに置く貯留型流出モデルが多数あって、洪水流出応答のみならず、基底流出量のハイドログラフを長期間再現することができることが知られている。流出機構に関する観測研究の成果が蓄積している現在でも、多くの水文学の研究が流量貯留関係を使って行われている。こうした研究の動機としては、雨量、流出量、蒸発散量という水文量を流域水収支式で結合したときに現れる流域貯留量を用いて、それらの総量ならびに時間変動を考えることで、流域内部の水がいつどこをどのように流れてくるのか？という時間空間分布を解明することが可能ではないか、と期待があるのだと考えられる。つまり、観測した水文量の間を貯留型モデルで表現できたらよい、というような実用業務的な流出解析研究は別として、この研究水準を越えて、流域条件とその変化が水文量の応答関係に及ぼす影響とそのセンシティブティを評価することが、水文学の社会貢献のうえで重要だ、との水文研究者の意図が、研究の背景になっているわけである。

こうした背景の中で、本メモの目的は、流出量の時間変化が貯留量と関係を持つという点に関するうえで前提となるポイントをまとめておくことである。

2. 貯留関数法で飽和雨量を越える出水ハイドログラフを再現できるのはなぜか？

まず、あげなければならないのは、累加雨量が大きくて飽和雨量を越えるような大雨において、堆積岩流域の多くでは、新たに降った雨量のほぼすべてが洪水流出となること、そしてその期間では、木村の貯留関数法の基礎式

$$\frac{dS}{dt} = r - q \quad (1)$$

$$S = kq^p \quad (2)$$

によって洪水流出のハイドログラフが良く再現できることである。ここで、 r は降雨強度、 S は貯留量、 q は流出強度、 k と p は経験的パラメータである。これらの式は、入力降雨 r_1 と出力の流出 q_1 が等しい値でいつまでも続く定常状態の場合の貯留量を S_1 とすると、降雨がゼロで流出が q_1 である場合の貯留量も S_1 であることを意味している。この場合を、準定常状態と呼ぼう。

一般に、場が非定常であっても、場の中の物理量の時間的遷移が緩やかで一部分に偏らない場合は、定常状態での物理量の分布が時間とともに変わってゆく場合の物理量の空間分布は定常状態での空間分布で近似される。貯留関数法での基礎式では、貯留量が空間分

布を持たないため、近似ではなく両者で完全に同じ値になる。

現実の流域では、流出が q_1 である場合、降雨強度が $r_1 (=q_1)$ であることは人工降雨実験では起こるし、自然条件でもたまには起こる（竜ノ口山では 1976 年 9 月台風時にみられた）。けれども、降雨が止んだ場合は、圧力水頭 ψ や体積含水率 θ は直ちに低下する。もちろん、地表付近の変化が大きいけど変化は流出場全体に及び、空間分布は定常状態とは変化し、流出も q_1 より低下する。重要な点は、貯留関数法の基礎式(1)(2)式で洪水ハイドログラフが再現できることは、流域の洪水流出を生み出す流出場の ψ (θ も同じなので以下省略する) の空間分布が定常状態のそれに近い。つまり、流速は小さくとも伝播速度 (celerity) は大きいわけである。谷論文 (水水 2023) の図 11 を再録するが、これは、Anderson et al. (WRR, 1997) の CB1 での人工降雨実験を引用したもので、降雨をストップすると速やかに ψ と流出が低下することがわかる。

さて、 r_1 より降雨強度が小さい r_2 での人工降雨を与えて定常状態を作ったとき、 r_1 の場合と全く同じように、降雨が継続している場合とストップした直後は、 ψ の空間分布が定

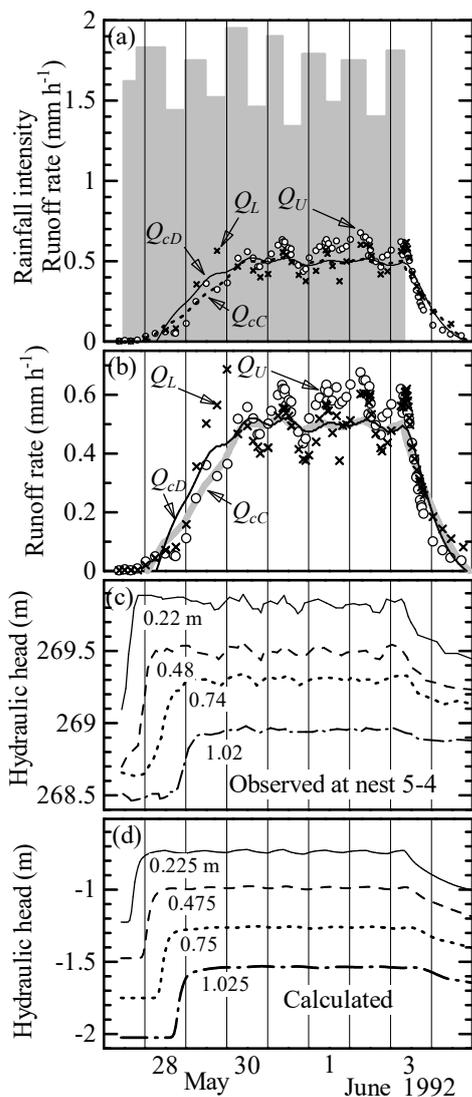


図-11 MR の CB1 での人工降雨実験 (MREX) の結果と VZ モデルの計算結果の比較

- (a) 降雨強度と流出強度の観測値と計算値。 Q_U , Q_L は上流堰と下流堰による観測値, Q_{cD} , Q_{cC} は調査分布と線形分布による流出強度の計算値を示す。
 - (b) (a) の流出強度の相互比較を見やすくするために作成し, Q_{cC} は(a)とは記号を変更した。
 - (c) nest-5-4 地点における水理水頭の観測値。
 - (d) 水理水頭の計算値。数字は地表面からの深さを表す。
- 降雨と流出強度は、Suzanne P. Anderson 博士のご厚意によってデータの提供を受けた。(c)は Ebel et al. (2007) の図-18 を読み取って作成した。

常状態とほとんど変わらず定常状態で近似され、流出場の ψ の空間分布と流出は速やかに低下を始める。とすれば、 r_1 の人工降雨実験で降雨をストップして流出が減少してその値が q_2 に到達したときの ψ の空間分布は、大きくは異ならない。つまり、「流出場の ψ の空間分布は、定常状態の場合と降雨がゼロでの減衰過程における場合とでほとんど同じであって、流出場の θ を流出場全体で積分して得られる貯留量が両者でほとんど同じだということになる。すなわち、流出場は準定常状態で近似でき、だからこそ、貯留関数法の基礎式(1)(2)式でハイドログラフが再現できるわけである。

3. 土壌層での準定常状態の流向について

前章で「流出場」として表現した空間は、現場の斜面では、通常、土壌層と風化基岩層の表面に近い部分とみなして良いが、周知のように不均質である。そこでの流れを分類すると、毛管力をもつ通常の間隙であるマトリクスにおいては、毛管力で吸引する負圧状態の流れと圧力によって押し込まれている正圧状態の流れがあり、後者は大気圧を持つ地下水水面のある不圧地下水の流れと不透水または難透水層によって水面を持たない被圧地下水の流れに分かれる。そのほか亀裂やパイプ状の間隙があり、この選択的流路 (preferential path) も不圧に対応する水面が不圧地下水に対応する開水路の流れと相対的に透水性の低いマトリクスによって被圧された管水路の流れに分かれる (堤、水耕論文集、2005)。

土壌マトリクスにおける単位断面積当たりの流量が、水理水頭 (圧力水頭 ψ と位置水頭の和) の勾配に比例するというダルシーの法則が成り立つかどうかは土壌の間隙サイズによって異なり、Beven and Germann (WRR, 2013) はさまざまな議論をしているのだが、筆者は、マトリクスにおける流れが正圧と負圧を通じてこの法則が成り立つと仮定して現場の水文応答を扱うことが可能だし、それが重要な意義を持つという立場をとってきた。もちろん、選択的流路はその法則から外れる。

では、土壌層と風化基岩の一部から成る洪水流出応答をもたらす流出場において、定常状態の流れはどのような性質をもつだろうか。筆者は、Tani (J. Hydrol., 2008) 論文において、傾斜した不透水層上の流出場の圧力水頭 ψ と体積含水率 θ と透水係数 K の関係が均質であるときの、流向について、分類を行っている。その結果は、鉛直方向への負圧 (不飽和流) の領域 (I 領域) と傾斜方向の負圧 (土壌水) の領域 (U 領域)、傾斜方向の正圧 (地下水) の領域 (S 領域) に分かれることを明らかにした。「谷、水と土と森の科学」の図 3.5 を引用しておく。この分類は、均質条件ではあるが、傾斜した流出場における流れを理解するうえで、基本となると、筆者は考えている。たしかに、不均質な土壌層では様々な流れが生じるのだが、少なくとも、均質条件でのマトリクスの流れの性質を無視して、選択流を含む不均質性を持つ流出場の流れを理解することはできない。詳しくは、Tani (J. Hydrol., 2008) 論文、または、「水と土と森の科学」の P123-132 を参照していただきたい。

本メモで重要なのは、通常の降雨強度（1～100mm/h）の降雨条件での定常状態であれば、鉛直浸透のI領域が生じるが、下流に行くにしたがってI領域は、傾斜方向への流れをもたらすUとSの両領域が地下水面上昇によって、斜面上部に追いやられてゆくことになる。しかし、S領域に選択流路があってそこでの流れによって水面上昇が抑制されるならば、鉛直浸透が生じるI領域は斜面下部まで維持されることになる。

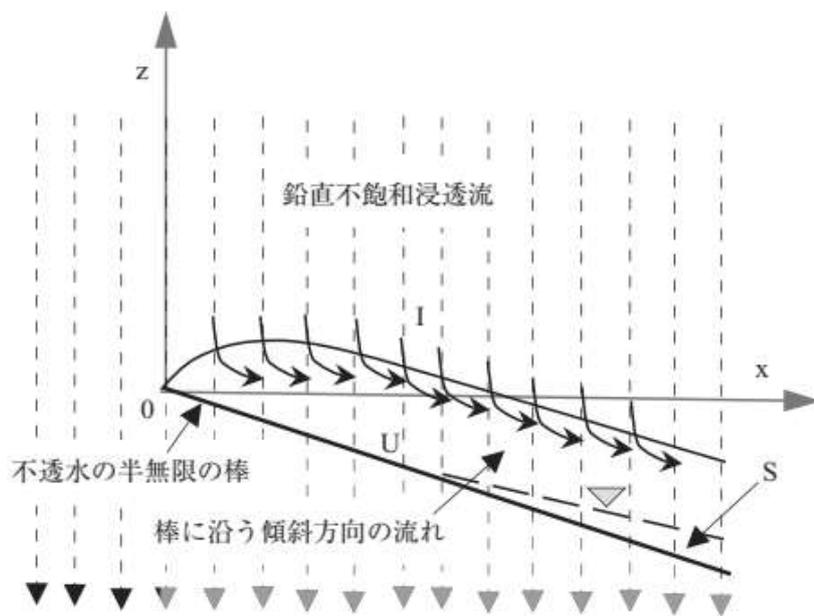


図3-5 無限に広い土壤に定常な鉛直不飽和浸透流があり、そこへ傾斜した不透水の半無限の棒を置いた場合に、棒に沿う流れの発達を示す概念図

Tani (2014) を一部改変。

I, U, S の記号は領域区分を表す。第3章 1-7 参照。

現場の不均質な流出場であっても、累加雨量が飽和雨量を越えるような場合においては、負圧領域では、選択的流路でのダルシー則が当てはまらない流れが含まれていても、少なくともマトリクスでの流れは確実にあるはずなので、地下水面上側の負圧帯はI領域となって鉛直方向の流れが主要になる。もちろん、水面の上側の毛管水帯はU領域として傾斜方向の流れとなるが、この厚さはうすい。詳しくは、Tani (J. Hydrol., 2008)論文を参照したい。

ここで強調したいのは、飽和雨量越えの洪水流出期間においては、流出場が準定常状態にあって、その流向は、たとえ不均質性があっても、地下水面上側はI領域となるということである。結果的に、準定常状態での ψ の空間分布から得られる流向は、負圧土壤層ではほぼI領域となって鉛直下向き、正圧地下水帯では流れの向きはS領域で傾斜方向で

あり、その水面直上にうすいU領域の傾斜方向流れが付随するという流向構造が成立するわけである。

4. 飽和雨量に達するまでの流出機構の不均質性

こうした流出場の準定常状態は、不飽和透水係数 K の大きさが、現場の降雨強度の範囲（おおむね 1mm/h から 100mm/h）になっていることが条件である。つまり、土壌が乾燥した状態であれば、その K は降雨強度より著しく小さいので、流れは流出場の不均質性に依存して極めて複雑で多様になり、準定常状態とはならないし、洪水流出応答を生み出すことはできない。いわゆる洪水流出に対する寄与域にはならないわけで、例えば、Liang et al. (J. Hydrol., 2009) が示しているように、樹幹流が集中するような場所付近にある水みちを通過した流れによって土壌深部まで極めて速やかに湿潤化するような現象が起こる。

ここで強調したいのは、流出場での流れと流出との関係が貯留型モデルで表現できるのは、降雨強度と不飽和透水係数の値が近いような場合に限られるということで、マトリクス of K が降雨強度よりも十分小さい間は、準定常状態には到達しておらず、流出と貯留量との対応関係はまだ成立していない、言い換えれば、 θ は局所的に大きくなるだけで偏りが著しく（ウェッティングフロントが生じているかたち）、貯留量と流出とに、関数関係が成立することはない。それゆえ、累加雨量が飽和雨量に達しない場合に貯留関数法を適用しようとする、有効降雨を観測降雨から分離する手法を工夫する必要がある。

さらに言えば、準定常状態の流出場における流れの一般性を反映しているからこそ、洪水流出ハイドログラフを貯留型モデルで再現できるのであり、準定常状態でない場合は、貯留型モデルは成り立たないと言わざるを得ない。

5. 基底流出の流出場の多様性

さて、累加雨量が飽和雨量を越えて流出場が準定常状態となったとしても、流出場に貯留された雨水は、蒸発散量を除くと、無降雨時に基底流として流出する。具体的には、土壌層と風化基岩の表面付近の洪水流出における流出場に残された雨水と、さらに深部に浸透した雨水が基底流のソースとなり得るのであって、地下構造の複雑さを反映して、洪水流出のような 1 個の準定常状態を持つ流出場を仮定することはできないだろう。

菅原のタンクモデルでは、複数の直列タンクによって、複数の流出場を扱っている。要するに、基底流量は単調減衰で一見単純に見えるかもしれないが、たいへん複雑な流出機構から生み出されると考えなければならない。鉛直方向と傾斜方向に多数の流出場があって、組み合わせられていると見るべきである。六甲の西おたふく山流域での Kosugi et al. (WRR, 2011) の研究は、複数の流出場が明確に異なる個性を持ち、それぞれが流出に反映された結果として、流出が複数のピークを持つことが示された稀有な例を示すものとして重

要である。

中野秀章の竜ノ口山北谷での森林皆伐前後の洪水水流出総量を単独流域法で比較した研究（林試研報、1964）では、降雨前の基底流量が皆伐前後で同じ場合、その流量が低く乾燥している場合は洪水総量が皆伐後減少、流量が高く湿潤な場合は皆伐後洪水流量が増加したと報告している。しかし、対照流域法のデータでは、森林減少で洪水総量は一様に増加することが明らかになっており、中野の結果は、流量が同じであっても流域全体に含まれる複数の流出場からの流量が組み合わせられているために生じた結果で妥当ではないと推測される。中野が用いたデータを再解析し、例えば、皆伐前の流量を再現するモデルによって皆伐がなかった時の流量を予想して、観測された皆伐後の流量と比較するような研究が為されることが期待される。

6. 流量と貯留量との関係を利用した流出機構解明の今後

はじめに、流量と貯留量との関係を用いた研究を行う動機について、「雨量、流出量、蒸発散量という水文量を流域水収支式で結合したときに現れる流域貯留量を用いて、それらの総量ならびに時間変動を考えることで、流域内部の水がいつどこをどのように流れてくるのか？という時間空間分布を解明することが可能ではないか」という点を指摘した。これについて、本メモの結論として、次の問題点を指摘しておきたい。

1) 一般に、流域における降雨流出応答現象においては、複数の異なる性質の流出場がかかわっており、洪水流量と基底流量を含む長期間における流量と貯留量の関係から流出機構を解明しようとする研究は、容易ではない。

2) 累加雨量が飽和雨量を越えるような期間における洪水流出応答は、例外的に、流量と貯留量の関係が単純な(2)式で近似でき、それは、流出場における ψ や θ などの水文量の空間分布が定常状態の場合に近い準定常状態であることによっている。

3) その準定常状態での流れの主体は、I層の鉛直不飽和浸透とS層の選択流路を通過した正圧の傾斜方向の流れによってもたらされていると推定できる。