



地下水涵養過程の数値解析再訪

斎藤広隆¹・取出伸夫²

Numerical analysis of groundwater recharge revisited

Hiroataka SAITO¹ and Nobuo TORIDE²

1. はじめに

降雨後の不飽和帯の下方浸透による水分移動は、地下水面に到達すると地下水涵養流となるが、定量的な測定には一定の困難さが伴い、モデルを用いた解析が有用である。塩沢・中野(1981)は、降雨による地下水涵養過程では圧力勾配が小さくなり重力が支配的となるため、重力流れのみを考慮した伝達モデルを用い地下水涵養過程を解析し、その有用性を示した。しかし自然条件下の土は、植物根を含む土中生物由来の粗間隙や亀裂などの構造に由来する間隙に富んでおり、土中水はこれら間隙構造を水みちとして流れ、局所的な水の流れが発生することは古くから知られている(Jury and Horton, 2006)。多孔質体中を進む流れをマトリックス流と呼ぶのに対して、このような局所的な流れを総称して選択流(または Preferential Flow)とよび、マトリックス流と比べて水分移動速度が有意に速い。地下水涵養過程において、涵養量の半分以上が選択流によることもあるともいわれ(Huang et al., 2019 など)、また選択流による水分移動に伴い汚染物質は化学的・生物学的な反応性の高い表層をバイパスし地下水に到達することが知られている(Allaire et al, 2009 など)。そのほかにも封入空気によるマトリックス流の阻害(Wang et al., 1998 など)など、地下水涵養過程は複雑な現象となる。しかし、複雑な構造をもたない多孔質を仮定し、飽和・不飽和土中水分移動の基礎方程式であるリチャーズ式にもとづいて、降雨浸透による地下水涵養過程を計算することは、地下水涵養フラックスの動態を不飽和帯の水文物理現象として理解する上で重要である。加えて、様々な土中水分移動に関するモデルの開発が進み、選択流の影響を考慮するため、土を水分フラックスが遅い領域と速い領域に分割して、それぞれの領域にリチャーズ式を適用する Dual Permeability (DP) モデルによる補正も可能である。

本報では、降雨による地下水涵養過程について、まず塩沢・中野(1981)の先駆的な伝達モデルを振り返り、

リチャーズ式に基づく汎用一次元不飽和土中水分・溶質移動モデル HYDRUS を用いた計算結果と比較する。HYDRUS のような汎用モデルの多くは、熱移動や溶質移動との同時解析も可能で、地下水涵養過程のような水文物理現象を理解する上での有用性に加えて、その応用の広さについても考察する。本報ではその一例として、浸透する降雨をトレーサーとみなした移流分散式による溶質移動解析により、土に侵入した新しい水と土層内の古い水を区別した解析が可能であることを示す。また、選択流の評価には、HYDRUS に実装されている DP モデルを用いて、降雨浸透下で選択流が水分と溶質の地下水涵養過程に与える影響のモデル化について計算例を示す。なお、本報のすべての解析は、オープンソースバージョンである汎用一次元飽和・不飽和水分移動解析プログラム HYDRUS-1D ver4.17 (Šimůnek et al., 2013) を用いた。

2. 地下水涵養流に重力の果たす役割： 伝達モデル

塩沢・中野(1981)は、地下水涵養流れにおいて地下水が十分に深いとき土中水圧力水頭勾配が水分移動に与える影響は重力と比較して十分小さく、重力のみを考慮した伝達モデルを使うことで、近似的な扱いが可能であったとした。この伝達モデルを使うことで、地表面水分フラックスの変化が地下水涵養流れとしての土中水フラックスの変化を予測することができ、非定常不飽和浸透流としての地下水涵養流れを特徴付けることができる。ここではまず、塩沢・中野(1981)による伝達モデルを用いて、そこからわかる地下水涵養流れの特徴について示す。まず、リチャーズ式による降雨による浸潤と排水の地下水涵養過程の計算結果に伝達モデルを適用し、重力流れの役割とモデルの有用性について論じる。なお、計算に用いた土性は、シルト(Silt)および砂質ローム(Sandy Loam)である。Fig. 1 に van Genuchten – Mualem モデル(VGM モデル)によるそれぞれの水分保持曲線 $\theta(h)$ および不飽和透水係数 $K(h)$ を示す。ここで θ は体積含水率、 h は土中水圧力水頭、 K は不飽和透水係数である。

¹ 東京農工大学大学院農学研究院。

² 三重大学大学院生物資源学研究所。

2023年2月2日受稿 2023年2月28日受理

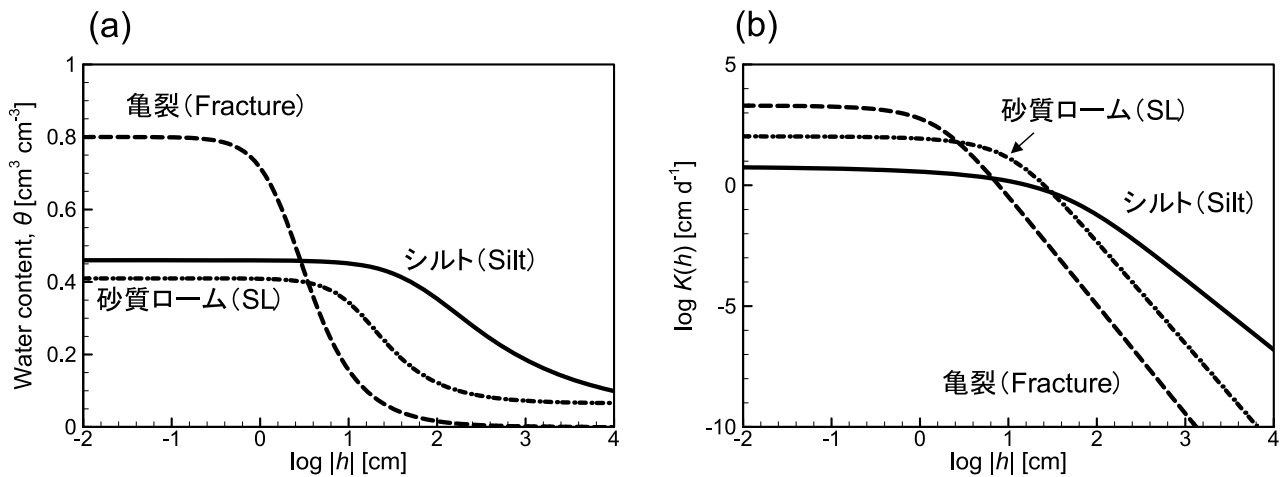


Fig. 1 シルト, 砂質ローム, および仮想的な亀裂の (a) 水分保持曲線 $\theta(h)$ と (b) 不飽和透水係数 $K(h)$.

2.1 伝達モデル

ここでは, 下方浸透流 (基底流) が生じている土層に対して降雨により浸潤前線が地下水に到達し, 定常流れとなった後に降雨が止み, 再び基底流による定常流れに戻る排水過程を考える. 基底流のフラックスは, 東京の年間降水量が約 1500 mm で, 可能蒸発量が 800 mm 程度であり (新井, 1989), 仮に余剰水がすべて浸透すると約 0.2 cm d^{-1} の下方浸透流となることを考慮して, 0.1 cm d^{-1} とした. Fig. 2 (a) – (c) は, シルトを対象として, 地下水面の深さ L が 500 cm のとき, 下向き 0.1 cm d^{-1} の定常基底水分フラックスが生じている土層に, 計算開始時間 ($t = 0 \text{ d}$) に 1.0 cm d^{-1} の降雨が生じ, それが計算期間を通して継続して起こるときに, 浸潤前線が下端の地下水に到達して定常水分流れとなるまでの土中水圧力水頭 h , 体積含水率 θ , 水分フラックス q 分布の計算結果である (今後座標は地表面を $z = 0 \text{ cm}$ とし, フラックスは上向きを正として設定する). また Fig. 2 (d) – (e) は, この後 1.0 cm d^{-1} の降雨が止んで, 基底流である 0.1 cm d^{-1} に戻るまでの排水過程における土中水圧力水頭, 体積含水率, 水分フラックス分布である. 基底流や降雨による定常水分流れが生じる条件では, 地下水の影響が少ない土層上部では均一な土中水圧力分布を示し, 圧力勾配がゼロとなる重力流れが生じる. このときの土中水圧力は $q = -K(h)$ となる h の値を示し, シルトにおいて大きさ 1.0 cm d^{-1} の降雨では, 土中水圧力は -16.5 cm となった. 一方, 地下水面の影響が及ぶ土層下部では, 土中水圧力は地下水面に向かって増加し, 透水係数が大きくなる. そのため, 定常水分流れが続いているときは圧力勾配が重力を打ち消す方向に形成され, 圧力分布は水分移動が静止する平衡分布に漸近する.

Fig. 2 (a) – (c) より, 浸潤過程では初期の土中水圧力 (および体積含水率) 分布が一定の深さにおいて, 明瞭な伝達領域と浸潤前線が形成され (取出ら, 2009), その形が維持されながら下方へ移動する. 地下水の影響が大きくなる深さにおいては, 徐々に浸潤前線先端部の圧

力勾配は小さくなり負となる (深くなるにつれて圧力が大きくなる). この負の勾配は正の勾配を持つ重力と打ち消しあって小さな全水頭勾配を作り, 透水係数が大きくなっても一定の下方水分フラックスを実現する.

降雨が止み土層からの排水が始まると, 土中水圧力が初期値より低下する排水前線が上端より形成され下方へ移動し, それに伴って土層全体で土中水圧力が低下する. $L = 500 \text{ cm}$ のとき, 上端の土中水圧力水頭が $q_2 = -K(h_2)$ に対応する $h = h_2$ となる前に排水前線は地下水面に到達し, 土層上部より徐々に土層全体の圧力水頭が h_2 に近づく. このとき, 土中水圧力の勾配は全体に緩やかなものとなる. Fig. 2 (e) に示す体積含水率分布をみると, 地下水面近傍では地下水面の影響が少ない深さと比較して, 体積含水率の変化は地下水面に向かって小さくなる. 一方で Fig. 2 (f) に示す水分フラックス分布からは, 浸潤過程では地下水面近傍でも水分フラックス変化が大きく, 排水過程では地下水面に向かって水分フラックスの変化が大きくなる. このことを説明するために, 塩沢・中野 (1981) は連続式を変形し得た次式を用いた (詳細な導出は付録に示す). ここで, 下付き文字は固定する変数を表し, z は任意のフラックス q を与える座標を表す.

$$-\left(\frac{\partial z}{\partial t}\right)_q = \left(\frac{\partial q}{\partial \theta}\right)_z \quad (1)$$

この式は, 任意の水分フラックス q となる座標 z の移動速度が, その地点の体積含水率 θ に対する水分フラックス q の変化率に等しいことを示している. Fig. 2 (b) (e) に示すように座標 z が地下水面に近づくにしたがって体積含水率 θ の変化が小さくなるため, 地下水面に向かって降雨の水分フラックス q の伝達が速くなることを示している.

また, 塩沢・中野 (1981) は, Fig. 2 の排水過程では圧力勾配が小さく, 水分動態は重力による要素が重要で

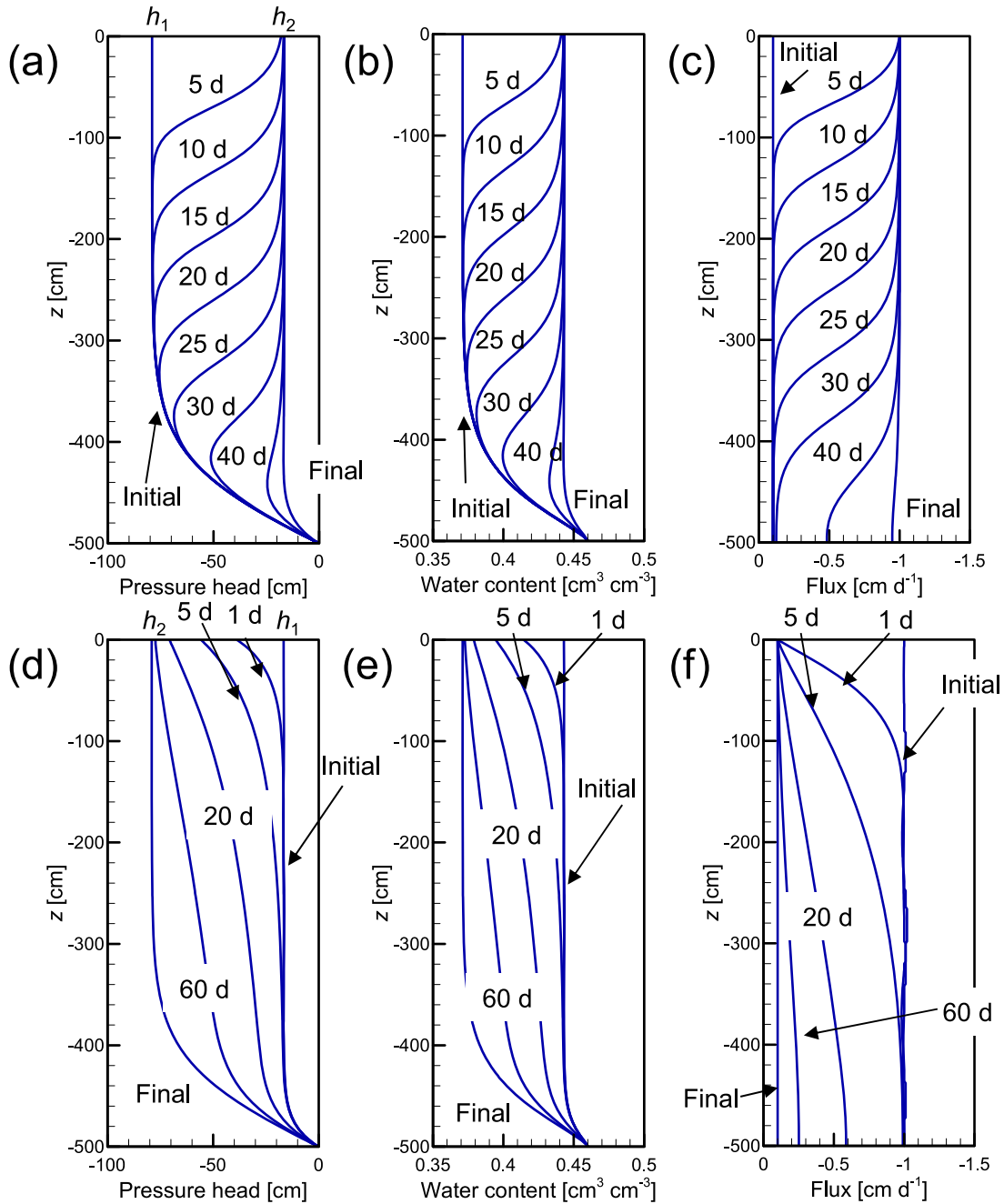


Fig. 2 地下水面が深さ $L = 500 \text{ cm}$ ($z = -500 \text{ cm}$) に位置するときの、HYDRUS を用いた数値計算によるシルトの浸潤過程（境界で下向き 1.0 cm d^{-1} ）とその後の排水過程（境界で下向き 0.1 cm d^{-1} ）における (a) (e) 土中水圧水頭分布、(b) (d) 体積含水率分布、(c) (f) 水分フラックス分布。

あるとして、圧力勾配による水分移動を無視した伝達モデルを使って、排水過程の水分動態を解析した。不飽和水分移動の基礎方程式であるリチャーズ式で重力項のみを考慮した伝達モデルでは、不飽和土中水分移動基礎方程式としては次式があたえられる。

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial K(h)}{\partial z} = \frac{\partial \theta}{\partial z} \frac{dK}{d\theta} \quad (2)$$

ここでは、 θ は z と t の関数であるが、 z を θ と t の関数とすると、次式のように書き換えることができる（詳細な導出は付録に示す）。

$$\frac{\partial z}{\partial t} = -\frac{dK}{d\theta} \quad (3)$$

式 (3) はある θ を与える z の降下だが、 $dK/d\theta (> 0)$ で与えられることを示しており、 $dK/d\theta$ は t によらず一定となるため、この降下速度は一定となることを示している。また、 $K(\theta)$ は通常下に凸な単調増加関数であり ($d^2K/d\theta^2 > 0$)、 θ が大きくなると $dK/d\theta$ は大きくなる。伝達モデルから、 θ が大きいところから排水が素早く進行し、 θ が小さいところはゆっくりと排水が進むという性質が示される。Fig. 2 (e) に示す排水過程の土中

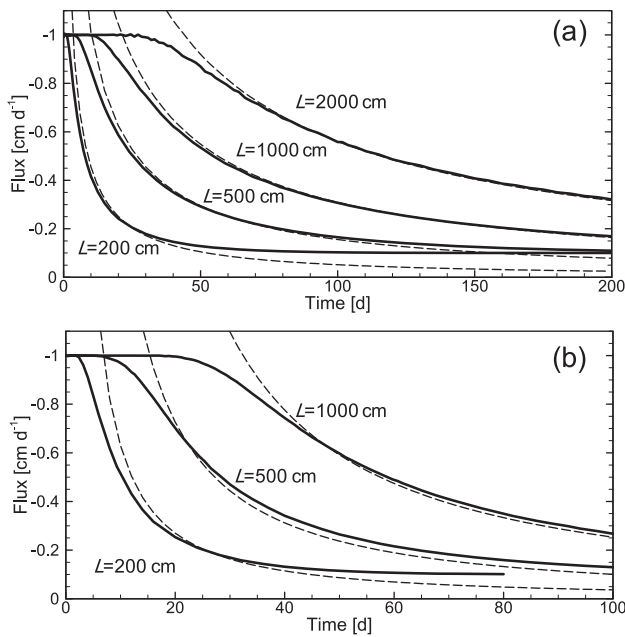


Fig. 3 (a) シルトと (b) 砂質ロームの排水過程における、地下水面深さ ($z = -L$) における水分フラックスの数値解 (実線) と伝達モデルによる予測 (破線)。

水分分布の計算結果から、飽和に近い θ の場合は 5 d でほぼ排水が完了しているにもかかわらず、 $0.4 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ 付近の θ の場合は 60 d でも地下水に到達しておらず、上記の性質を確認することができる。

このように地下水面近傍と地下水面の影響のない位置では、土中水の動態は大きく異なる。そこで、地下水面を無限に深いとし、地下水面の影響がない状態で、重力項のみを考慮した伝達モデルを使うことで、深さ L におけるフラックスを評価することができる。フラックス q となる z が距離 L 移動するのに要する時間 t は、 L を移動速度で割って

$$t = \left| \frac{L}{(\partial z / \partial t)_q} \right| \quad (4)$$

で与えられる。式 (3) および (4) より $L/t = dK/d\theta$ となる θ を得ることで、深さ L 、時間 t における水分フラックスの大きさが $|q(L, t)| = K(\theta)$ より得られる。塩沢・中野 (1981) では、パラメータ α と p を用いて、不飽和透水係数を $K(\theta) = \alpha\theta^p$ と単純な体積含水率の指数関数で与えることで、伝達モデルを解析的に評価した。本解析に対して伝達モデルを検証するためには、次式の VGM モデルの体積含水率による微分が必要である。

$$K(\theta) = K_s \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^l \left[1 - \left(1 - \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^{1/m} \right)^m \right]^2 \quad (5)$$

しかし、VGM の場合 $dK/d\theta = L/t$ を解析的に解くこと

はできないので、微分し、 $dK/d\theta = L/t$ となる θ を数値的に求め、 $q(L, t)$ を得ることができる。ここで、 K_s は飽和透水係数、 l および m は経験パラメータ、 θ_s および θ_r はそれぞれ飽和および残留体積含水率である。このようにして求められる地下水涵養フラックス $q(L, t)$ は深さ L にのみ依存し、基本排水曲線とよばれる。なお、塩沢・中野 (1981) では地下水面が深さ L にある場合、その影響がおよぶ範囲では重力流れを仮定できないため、その影響範囲 r を除いた $L' (= L - r)$ におけるフラックスで評価しており、本報ではシルト、砂質ロームともに $r = 50 \text{ cm}$ として解析を行った。

Fig. 3 に異なる地下水面深さに対して、シルトと砂質ロームを対象として伝達モデルより求められた地下水面深さ ($z = -L$) におけるフラックスとリチャーズ式に基づく数値解析によるフラックスを示す。数値解析による排水フラックスと伝達モデルによるフラックスは土性や L によらずよく一致しており、排水過程、つまり地下水涵養過程においては重力による水分移動が支配的であることについて、HYDRUS の計算結果でも再現できることが確認できた。

2.2 降雨による地下水涵養フラックス

実際の降雨下の地下水涵養過程では、前節の例題のように降雨時に浸潤前線が地下水面に到達し、一定の水分フラックスに達することなく、降雨が止む。したがって水分供給としては、一定量の水分が有限時間に与えられるパルス入力となる。このとき、降雨浸透過程では浸潤前線が形成され浸潤は進行するが、上部からの水分供給停止後は、浸潤前線上部では排水過程となる。Fig. 4 (a) に、地下水面が深さ 500 cm に位置するシルトと砂質ロームの土層に対して豪雨を想定して 10 cm の降雨を 10 cm d^{-1} の強度 (つまり 1 日かけて 10 cm の降雨量) で与えたときの土中水圧力変化を示す。降雨浸透過程では水分供給が持続されないためピーク圧力は徐々に低下するものの、土中水圧力が急激に変化する浸潤前線が下方へ移動する。一方で、浸潤前線より上部では排水により全体として緩やかな土中水圧力分布が形成される。このように、パルス入力下の水分移動でも前節に示した排水過程が進行し、この過程は土中水の「再分布」として知られている。

Fig. 5 にシルトについて様々な降雨強度 i に対して、その強度が 1 日続くと仮定し、地下水面深さが 500 cm と 200 cm のときの、地下水面深さ ($z = L$) における排水フラックスの時間変化および 2.2 節で求めた伝達モデルに基づく排水フラックス $q(L, t)$ を示す。浸潤前線が地下水面深さに到達すると水分フラックスが大きくなり、あるピークに達したのち排水過程となりフラックスは時間とともに小さくなる。フラックスの立ち上がり時間は降雨強度が小さくなるにつれて遅くなり、ピークフラックス値は小さくなる。一方で排水過程では、地下水面深さや降雨強度 i によらず、伝達モデルによる基本排水曲線に漸近し、パルス降雨においても排水過程の水分移動

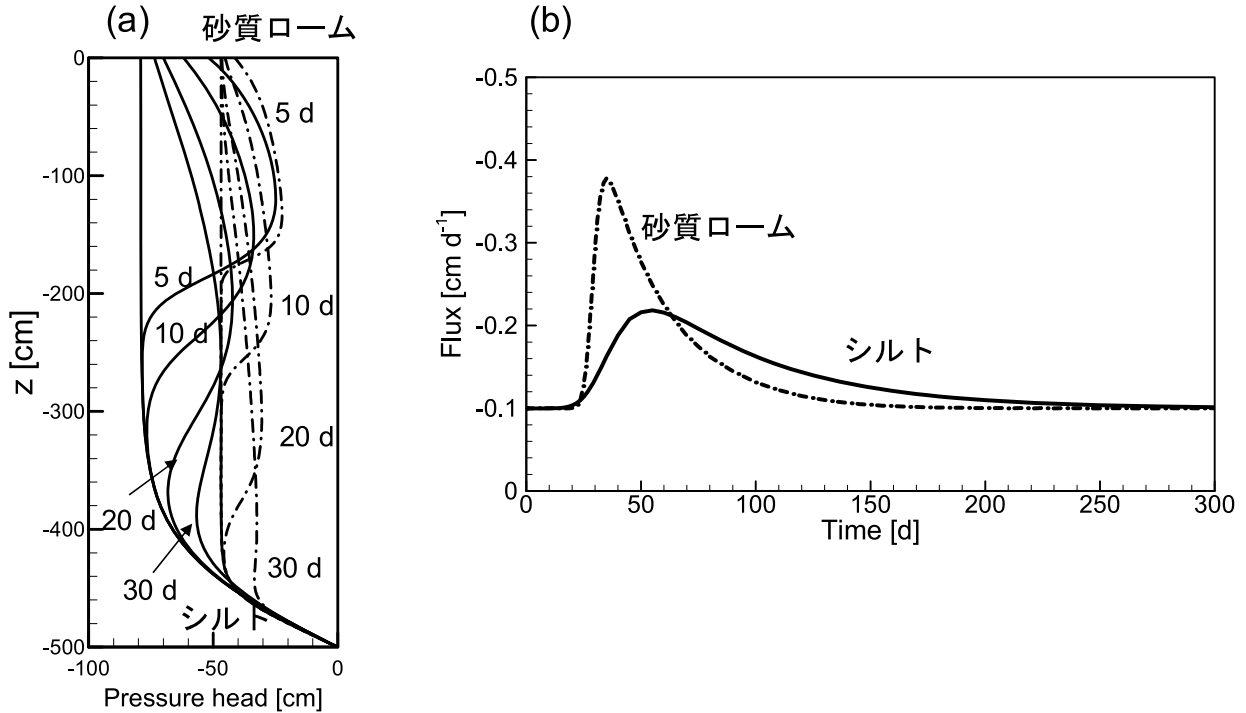


Fig. 4 シルトと砂質ロームの均一土層に 10 cm d^{-1} の強度 ($i = -10 \text{ cm d}^{-1}$) で 10 cm の降雨を与えたときの、(a) 土中水圧力水頭分布と (b) 地下水面深さ ($z = -500 \text{ cm}$) における水分フラックスの時間変化。

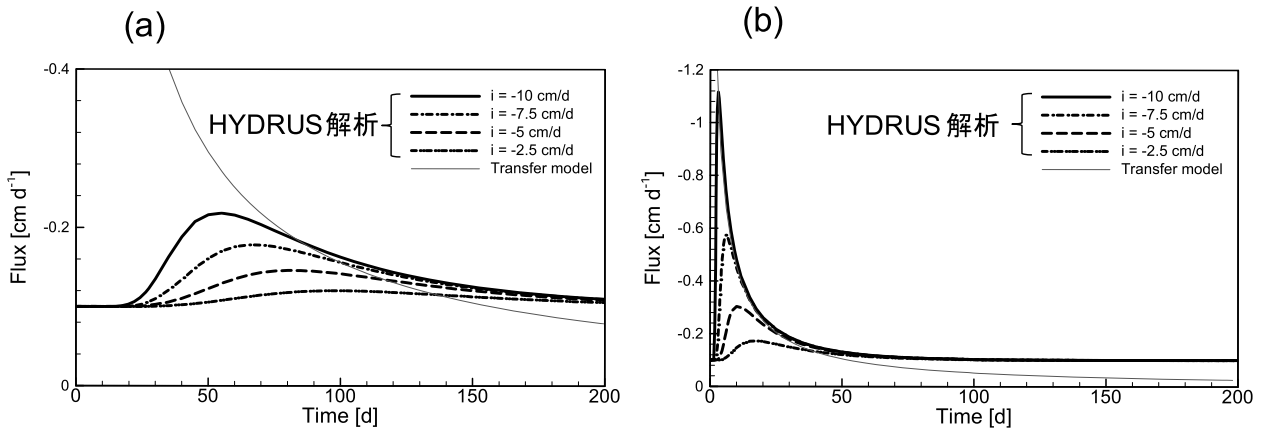


Fig. 5 シルトにおいて、地下水面深さが (a) 500 cm と (b) 200 cm のときに、降雨強度 i が異なる条件のもと HYDRUS で求めた地下水面フラックスの時間変化と伝達モデルによる予測。

は重力が支配的な流れとなる。

降雨による地下水涵養を評価する際に、水分フラックスのピーク時間を知ることも重要である。伝達モデルで求まる基本排水曲線において、時間 t' 以降の基本排水曲線の積分が総降雨量と一致するような時間 t' が得られると、伝達モデルでは重力のみを考慮した水分移動であり、その時間に地下水面においてピークフラックスが発生する。Fig. 6 に、リチャーズ式に基づく数値解析による降雨浸透過程の地下水涵養フラックスのピーク発生時間と伝達モデルによるピークフラックス発生時間の比較を示す。おおよそ 1:1 直線にのるものの、地下水面が深くなるにつれて (L が大きくなるにつれて) 数値解析に

よるピークフラックスの時間が遅くなるが、これは数値解析では圧力勾配を駆動力として考慮するため、 L が大きくなるにつれて圧力の拡散が起こりピーク到達時間が遅れるためである。

2.3 古い水と新しい水：移流分散式による解析

ここまで、降雨浸透による地下水涵養過程の特性は、重力項のみを考慮した伝達モデルによって把握することを示した。一方、リチャーズ式に基づく数値解析では地下水涵養過程の詳細をさらに知ることができる。古くから、地下水に到達する水が、土に侵入した「新しい水」であるか、土層内に存在していた「古い水」であるかについて議論されてきた。しかし、水分移動モデルで水分量

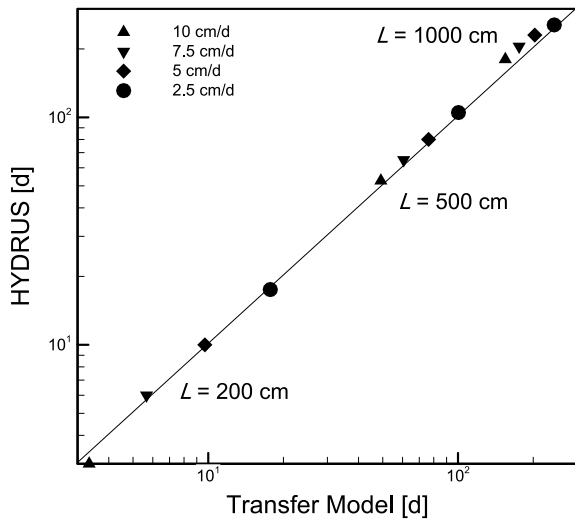


Fig. 6 シルトにおいて HYDRUS と伝達モデルを用いて求めた降雨下の地下水涵養フラックスのピーク強度発生時間の比較.

を求めることでは、この新しい水と古い水の区別はできない。そこで、浸透する新しい水を土粒子と反応しないトレーサーとみなし、移流分散式 (CDE) を仮定した溶質移動問題として検討した。

Fig. 7 に、 $L = 500$ cm で 10 cm の降雨を土粒子に吸着しないトレーサーとみなし、分散長を 10 cm とした CDE を適用したときの下端の水分フラックスとトレーサー濃度の時間変化と鉛直分布を示す。トレーサーの到達は水分フラックスのピークより大幅に遅れ、水分フラックスがピークとなるフラックスにはトレーサーは一切含まれない。基底流が -0.1 cm d^{-1} のとき、平均間隙流速は約 0.27 cm d^{-1} であり、500 cm の移動にはおよそ 1850 d かかる。この時間は、CDE に基づく数値解析による溶質移動のピーク到達時間とほぼ一致する (Fig. 7)。CDE による溶質移動では、浸透したトレーサーは断面方向に完全に混合しながら下方へ移動する (Jury and Horton, 2006)。そのため、CDE に基づく地下水涵養過程は、浸透する新しい水が古い水を押し出す現象であることを示している。一方、現実の地下水涵養過程は、局所的な流れが生じていて、断面方向の溶質の混合は不十分であり、CDE の予測よりは速やかに地下水に到達すると考えられる。この溶質混合の程度は溶質の移動速度に影響するので、特に汚染物質の移動を考える上で重要である。この点については、次節の DP モデルでさらに検討する。

3. 選択流の影響

2 章ではマトリックス流のみ考慮した均一土層にて、地下水涵養過程について伝達モデルによる現象の解析とリチャーズ式に基づく数値解析の有用性について示した。一方で、自然条件下の土は、植物根を含む土中生物由来の粗間隙や亀裂などの間隙構造に富んでおり、土中水はこれら間隙構造を水みちとして流れ、局所的な水

の流れである選択流が発生する。この選択流による水分移動に伴う汚染物質は、特に地下水汚染評価の上で極めて重要な役割を示す。ここでは計算領域を二分割してリチャーズ式を適用する DP モデルをとりあげ、その考え方および計算例を紹介する。

3.1 Dual Permeability モデル

選択流を含む土中水分・溶質移動の解析に用いられるモデルの一つに DP モデルがある (Šimůnek and van Genuchten, 2008)。DP モデルでは、Fig. 8 に示すように土をフラックスの小さい遅い領域 (マトリックス部分) とフラックスの大きい速い領域 (亀裂部分) にわけ、それぞれの領域に対して水分移動にはリチャーズ式を、溶質移動には CDE を適用する。なお、本報では遅い領域をマトリックス、速い領域を亀裂として表記するが、DP モデルの本質は二領域に分割することであり、マトリックスと亀裂の適用に限定されるものではない。DP モデルでは亀裂とマトリックスの体積割合を w 、 $1-w$ としてリチャーズ式を適用する。また、領域間の水分交換は圧力差に比例する吸込み・湧き出し項として一次水分移動速度 Γ_w により与える。ここで、 $w=0$ の場合はマトリックスのみの均一モデルとなる。

$$\begin{aligned} \frac{\partial \theta_f}{\partial t} &= \frac{\partial}{\partial z} \left[K_f(h_f) \left(\frac{\partial h_f}{\partial z} + 1 \right) \right] - \frac{\Gamma_w}{w} \\ \frac{\partial \theta_m}{\partial t} &= \frac{\partial}{\partial z} \left[K_m(h_m) \left(\frac{\partial h_f}{\partial z} + 1 \right) \right] + \frac{\Gamma_w}{1-w} \quad (6) \\ \Gamma_w &= \alpha_w (h_f - h_m) \\ \theta &= w\theta_f + (1-w)\theta_m = \theta_F + \theta_M \end{aligned}$$

ここで、下付き文字 f と m はそれぞれ亀裂とマトリックスを指し、 α_w は一次水分移動係数、 θ_f と θ_m はそれぞれ亀裂とマトリックスにおける体積含水率、 θ_F と θ_M はそれぞれ土全体積に対する亀裂とマトリックス領域の体積含水率である。亀裂とマトリックス間の水分移動速度 Γ_w は、二領域間の土中水圧力水頭の差を駆動力とする一次式で与える。なお α_w は $[T^{-1}]$ の次元を持ち、その逆数 $1/\alpha_w$ は亀裂とマトリックスの水分交換の時間スケールを与える。溶質移動ではそれぞれの領域に以下の CDE を適用する。ただし、ここでは吸着のないトレーサーを対象とする。

$$\begin{aligned} \frac{\partial \theta_f c_f}{\partial t} &= \frac{\partial}{\partial z} \left(\theta_f D_f \frac{\partial c_f}{\partial z} \right) - \frac{\partial q_f c_f}{\partial z} - \frac{\Gamma_s}{w} \\ \frac{\partial \theta_m c_m}{\partial t} &= \frac{\partial}{\partial z} \left(\theta_m D_m \frac{\partial c_m}{\partial z} \right) - \frac{\partial q_m c_m}{\partial z} + \frac{\Gamma_s}{1-w} \quad (7) \end{aligned}$$

Γ_s は二領域間の溶質の交換速度を表し、水分交換と同様に濃度差に比例する交換項と水分交換による移流項の和で与える。

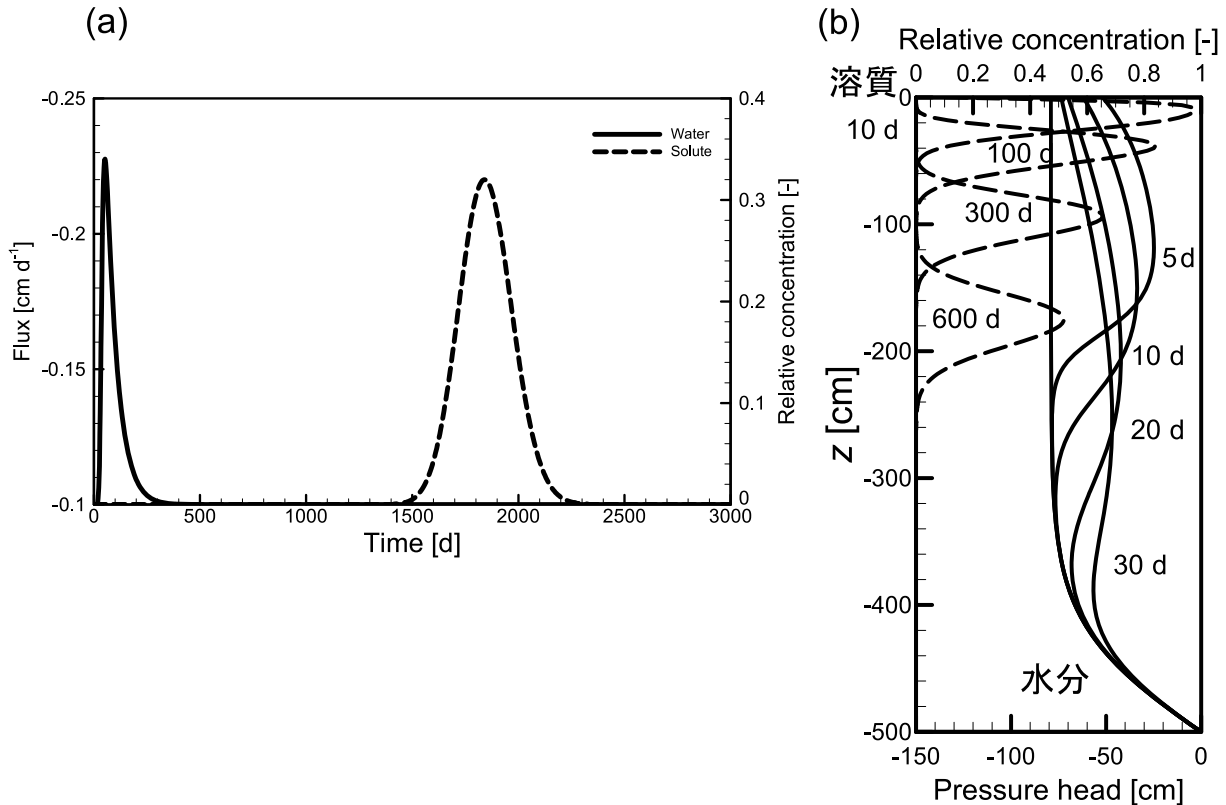


Fig. 7 シルトにおいて、地下水面深さが 500 cm のときに、100 mm の降雨を与えたときの (a) 地下水面における水分フラックスおよび降雨に含まれるトレーサー溶質フラックスの時間変化と (b) 土中水圧力水頭分布とトレーサー濃度分布。

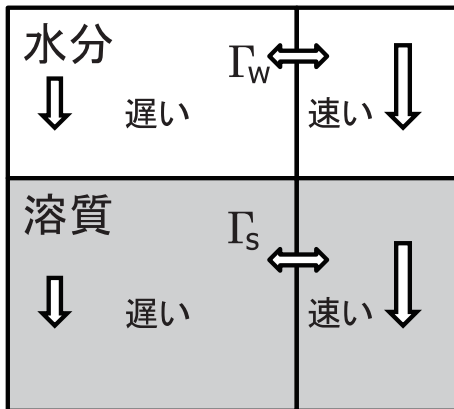


Fig. 8 Dual Permeability モデルの概念図。

$$\Gamma_s = \omega_{dp} (1 - w) \theta_m (c_f - c_m) + \Gamma_w c^* \quad (8)$$

ここで、 c^* は Γ_s が正の場合（亀裂からマトリックスへの水分移動発生時）は c_f 、負の場合は c_m となる。また c は溶質濃度、 D は分散係数、 q は水分フラックス、 ω_{dp} は二領域間の濃度差を駆動力とする溶質移動係数である (Gerke and van Genuchten, 1993)。次に DP モデルによる地下水涵養過程の水分・溶質移動について、 $\omega_{dp} = 0$ として有効拡散による移動がない単純な場合を用いて、前節の均一モデルに対して α_w による補正の効果を示す。

3.2 DP モデルの計算例

本来、亀裂内に水分流れが生じるのは強度の強い雨のときで、弱い雨の時は水分流れが生じない。そのため、解析の際に境界であたる水分フラックスの大きさは、水分移動の計算に極めて重要な役割を果たす。しかし、ここでは Fig 4 の例題と同じ境界条件とし、境界条件が亀裂内水分フラックスの違いに与える影響については検討していない。Fig. 9 にシルトを対象として Fig. 4 と同じ境界条件で $w = 0.05$ 、 $\omega_{dp} = 0$ （有効拡散移動なし）のとき、 α_w を変化させ亀裂とマトリックスそれぞれの地下水面深さ（ $L = 200$ cm）における水分フラックスを示す。ここで、亀裂の水分移動特性は、Fig. 1 に示す $\theta_s = 0.8$ で粗間隙が大半を占め保水力が弱く飽和領域での透水係数が大きい水分保持関数と不飽和透水係数を用いた。二領域間の水分移動を考慮しない場合（ $\alpha_w = 0$ ）、亀裂では浸潤前線の到達が速く、ピークフラックスも大きくなる。一方マトリックスでは亀裂よりも大きく遅れて浸潤前線が地下水面に到達し、水分フラックスのピークは Fig. 5(b) と同様およそ 10 d 前後に現れる。 α_w を 0.0001, 0.001, 0.01 と大きくし亀裂からマトリックスへの水分移動が増えると、亀裂を流れる水分フラックスの地下水到達時間がわずかに遅れ、フラックスのピークが減少する。亀裂とマトリックス間での水分交換を伴う場合、亀裂で浸潤前線が進行すると同時に、マトリックスへの水分移動が生じ、その結果としてマトリックスからの水分フラックスのピークが大きくなり、ピーク到達

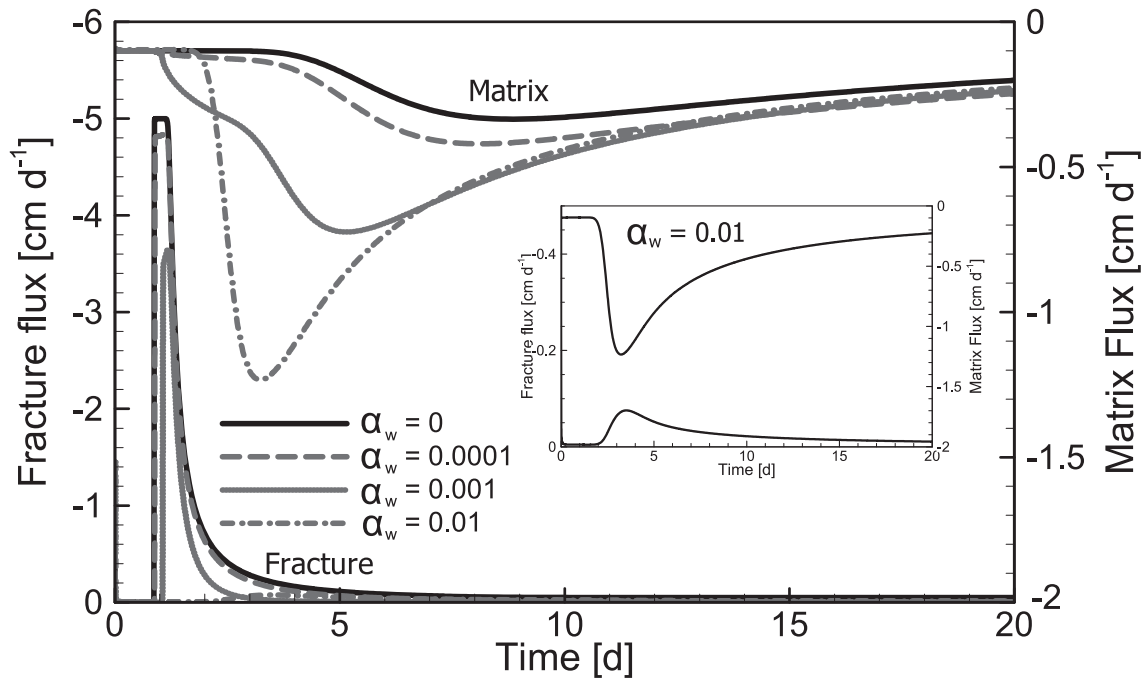


Fig. 9 シルトで地下水面深さ $L = 200$ cm のとき Dual Permeability モデルにより求められた、異なる一次水分移動係数 α_w における亀裂とマトリックスの地下水面深さにおける水分フラックスの変化. 一部 $\alpha_w = 0.01$ についての結果を拡大して示す.

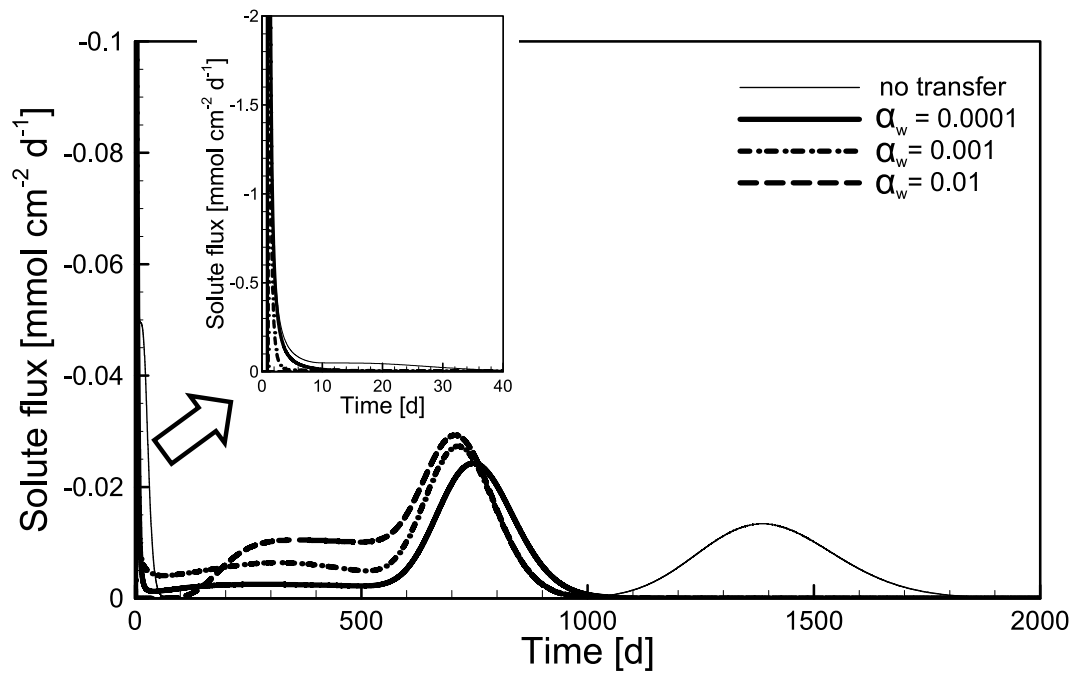


Fig. 10 シルトで地下水面深さ $L = 500$ cm のとき Dual Permeability モデルにより求められた、地下水面深さにおけるトレーサの溶質フラックスの変化. 初期の溶質フラックスの立ち上がりについては拡大して示す.

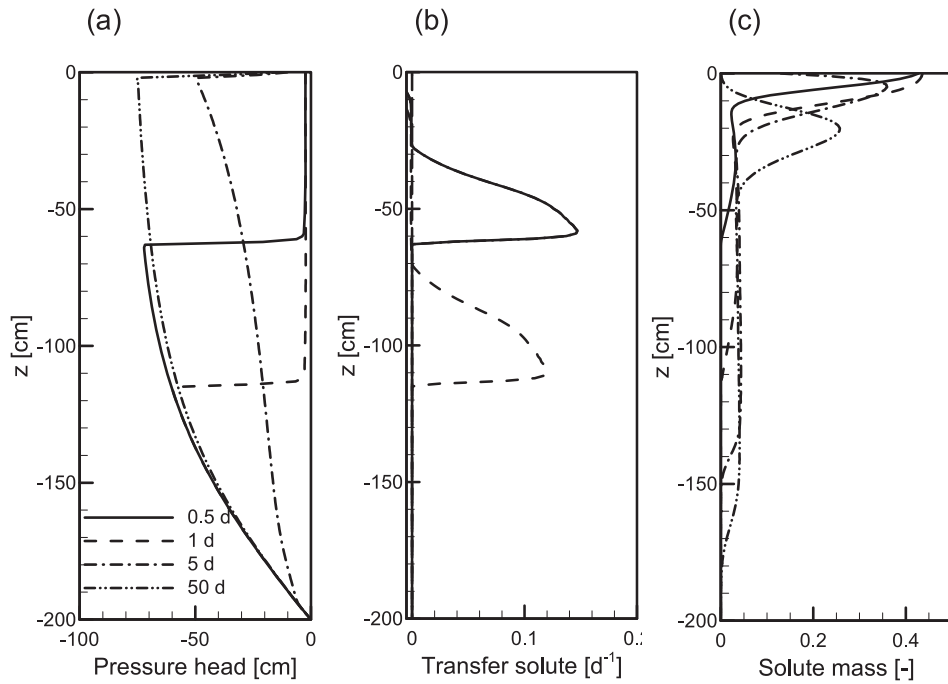


Fig. 11 シルトで地下水面深さ $L = 200$ cm で $\alpha_w = 0.01$ のとき Dual Permeability モデルにより求められた、亀裂内の (a) 土中水圧力水頭分布, (b) 亀裂とマトリックス間の溶質移動 (正が亀裂からフラックス) 分布, (c) マトリックス内の溶質濃度分布.

時間が早くなる. $\alpha_w = 0.01$ のとき, $1/\alpha_w = 100$ d となり領域間の水分移動の時間スケールが移動時間のスケールと近くなり, 下方フラックスの移動と比較して亀裂とマトリックス間の水分移動が十分に速く進行するため, 結果として亀裂内の水分移動が遅れ, マトリックス内の水分移動が速くなり, ピークが発生する時間がほぼ一致する (Fig. 9).

Fig. 10 に, 地下水面深さ ($z = -L$) での全溶質フラックスの時間変化を示す. 亀裂とマトリックスで水分移動がない場合 ($\alpha_w = 0$), $\omega_{dp} = 0$ と拡散を考慮していないため領域間の溶質移動もなく, 亀裂からの極めて速い溶質の流出とマトリックスからの極めて遅い流出に二分され, 亀裂を通過する溶質の地下水面への到達時間は, マトリックスのみを考慮したときの溶質の地下水への到達時間は約三十分の程度まで速くなる. 一方, α_w が大きくなるにつれて, 溶質移動はマトリックスで速く, 亀裂で遅くなるため, 亀裂とマトリックスからの溶質フラックスのピークは近づく. Fig. 11 に $\alpha_w = 0.01$ のときの亀裂内の土中水圧力水頭の変化と, そのときの亀裂・マトリックス間の溶質交換分布 (正は亀裂からマトリックスへの移動) およびマトリックス内の溶質分布を示す. Fig. 7 のようにマトリックス内の水分と完全混合する場合と比較して, 亀裂内を速い速度で下方へ移動する水分によって, 亀裂からマトリックスへの溶質移動も大きく, その結果として 50 d 後の表層近くのマトリックス内の溶質分布に加えて, 深さ 150 cm より深いところまで溶質が到達する.

4. まとめ

本報では, まず一定の深さに地下水面が存在する均一な土層を想定し, リチャーズ式による降雨による浸潤と排水の地下水涵養過程の数値計算に対して, 塩沢・中野 (1981) による伝達モデルを適用し, 重力流れの役割とモデルの有用性について示した. 伝達モデルにより, 排水過程において, 地下水の影響が及ばない土層上部ではある水分フラックスを与える座標の移動速度は一定であるのに対し, 地下水面に向けて水分量が増加する領域では速くなる特性を確認できた. また, 地下水面における水分フラックス, すなわち地下水涵養フラックスの変化は, 伝達モデルと数値計算の結果はよく一致し, 伝達モデルによる現象理解の有用性を示した. 伝達モデルは地下水涵養過程における水分移動の特徴を理解する上では有用であるが, 限られた条件のもとでの解析に限定され, 汎用性は必ずしも高くない. リチャーズ式に基づく数値解析では, 伝達モデルによる涵養フラックス変化を再現することができ, 数値解析モデルは, 溶質や熱移動モデルとの同時解析や, 様々な水分特性関数 (水分保持関数と不飽和透水係数) を用いることが可能で, 現象の理解のみならず実問題への適用など汎用性が高く極めて有用である.

たとえば降雨として土層へ侵入する「新しい」水と, もともと土層に存在する「古い水」を区別するために, 新しい水を土粒子と反応しないトレーサーの溶質移動問題として扱い, CDE に基づく数値解析を行うことができ

る。その結果、新しい水の移動が圧力伝播としての浸潤前線の移動に対して大幅に遅れることを示した。数値解析手法を適切に使うことで、地下水涵養過程において新しい水と古い水を区別した解析も可能となる。

また、遅いマトリックス流と速い亀裂流れを考慮可能な DP モデルが実装されている数値解析プログラムを用いることで、選択流の発生が問題となる自然条件下の土に対して、均一な間隙構造をもつマトリックスを仮定した水分・溶質移動解析結果の補正が可能である。本報では、DP モデルの概要と適用事例について、特にマトリックスと亀裂の間の水分および溶質の交換が地下水涵養に与える影響に焦点を絞って解説した。亀裂に伴う選択流によって、地下水に素早く浸潤前線が到達し、マトリックスと亀裂の間の水分と溶質の交換の程度によって、特にマトリックス中の水分・溶質移動が影響を受けることが示された。なお有効拡散を含む例 ($\omega_{dp} \neq 0$) については、本報では扱わないが、パラメータ ω_{dp} の与える影響や適用事例の検討などは今後の課題とする。また亀裂による選択流が発生する場合でも、新しい水、古い水の動態を知ることは溶質移動の観点から極めて重要である。Fig. 12 に、Klaus et al. (2013) による、亀裂を伴う土中での水分移動の概念図を示す。亀裂を含む土層に降雨があると新しい水が亀裂を流れながらマトリックス内へと移動するが、マトリックスが十分に湿ってくると古い水がマトリックスへ移動し、亀裂を浸潤する新しい水と混合しながら流出するとしており、DP モデルを活用することで、Fig. 12 に示す概念を実際に数値計算することができる。

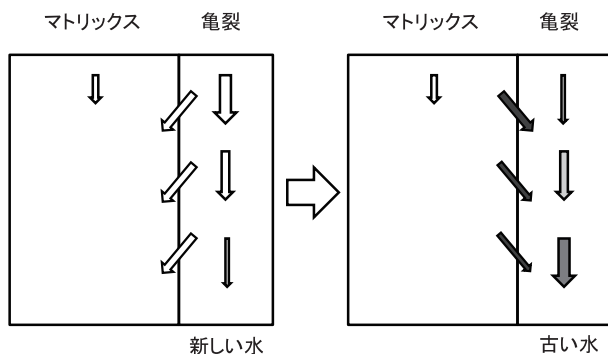


Fig. 12 亀裂とマトリックス間の物質移動の概念図 (Klaus et al. (2013) を改変)。白矢印が新しい水、灰色矢印が古い水と新しい水の混合物を表し、色が濃いほど古い水の割合が高い。

引用文献

- Allaire, S.E., Roulier, S. and Cessna, A.J. (2009): Quantifying preferential flow in soils: A review of different techniques. *Journal of Hydrology*, 378: 179–204.
- 新井 正 (1989): 東京の小河川の変化と水収支. 水質汚濁研究, 12(7): 7–10.

- Gerke, H.H. and van Genuchten, M.Th. (1993): A dual-porosity model for simulating the preferential movement of water and solutes in structured porous media. *Water Resources Research*, 29(2): 305–319.
- Huang, Y., Evaristo, J. and Li, Z. (2019): Multiple tracers reveal different groundwater recharge mechanisms in deep loess deposit. *Geoderma*, 353: 204–212.
- Klaus, J., Zehe, E., Elsner, M., Kulls, C. and McDonnell, J.J. (2013): Macropore flow of old water revisited: experimental insights from a tile-drained hillslope. *Hydrological Earth System Sciences*, 17: 103–118.
- Jury, W.A. and Horton, R. (2006): 土壌物理学 — 土中の水・熱・ガス・化学物質移動の基礎と応用 — (取出伸夫 監訳: 井上光弘・長 裕幸・西村 拓・諸泉利嗣・渡辺晋生訳), 築地書店, 東京.
- 塩沢 昌, 中野政詩 (1981): 不飽和層の排水過程としての地下水涵養機構. 農業土木学会論文集, 92: 35–42.
- Šimůnek, J., Šejna, M., Saito, H., Sakai, M. and van Genuchten, M.Th. (2013): The Hydrus-1D software package for simulating the movement of water, heat, and multiple solutes in variably saturated media, version 4.17, HYDRUS Software Series 3, pp. 342. Department of Environmental Sciences, University of California Riverside, Riverside, California, USA.
- Šimůnek, J. and van Genuchten, M.Th. (2008): Modeling nonequilibrium flow and transport processes using HYDRUS, *Vadose Zone Journal*. 7(2): 782–797.
- 取出伸夫, 渡辺晋生, 坂井 勝 (2009): 土中への水の浸潤 1. フラックス境界と圧力境界条件. 土壌の物理性, 31–41.
- Wang, Z., Feyen, J., van Genuchten, M.Th. and Nielsen, D.R. (1998): Air entrapment effects on infiltration rate and flow instability, *Water Resources Research*, 34(2): 213–222.

付録

ここでは、塩沢・中野 (1981) に基づいて、本文中の式 (1) および式 (3) を導出する。式 (1) の水分フラックス q となる座標 z の移動速度は水分フラックス q の変化率に等しい関係は、水の連続式の別の表現形である。不飽和土中の連続式は、

$$\left(\frac{\partial \theta}{\partial t}\right)_z = -\left(\frac{\partial q}{\partial z}\right)_t \quad (\text{A1})$$

ここで、 q は上向き正の水分フラックス、 z は上向き正の座標、 θ は体積含水率、 t は時間を表し、下付き添字 (t と z) は固定する変数を示す。ここでは q と θ はともに z と t の関数であり、式 (A1) の連続式は、位置 z における θ の時間変化は、時刻 t における q 分布の勾配にマイナスをかけたものに等しいことを示す。水分フラックス q が一定となる z の移動速度は t の関数であるため、 $q(t, z) = q(t, g(t)) = \text{const}$ と書ける。このとき、 q の時間微分はゼロであり、陰関数の定理を用いると次式となる。

$$\begin{aligned} \frac{dq}{dt} &= \left(\frac{\partial q}{\partial t}\right)_z \frac{dt}{dt} + \left(\frac{\partial q}{\partial z}\right)_t \frac{dz}{dt} \\ &= \left(\frac{\partial q}{\partial t}\right)_z + \left(\frac{\partial q}{\partial z}\right)_t \frac{dz}{dt} = 0 \end{aligned} \quad (\text{A2})$$

したがって、

$$\frac{dz}{dt} = - \frac{\left(\frac{\partial q}{\partial t}\right)_z}{\left(\frac{\partial q}{\partial z}\right)_t} \quad (\text{A3})$$

ここで、 z を q と t の関数 $z(q,t)$ として式(A3)の左辺を偏微分として表すと、

$$\left(\frac{\partial z}{\partial t}\right)_q = - \frac{\left(\frac{\partial q}{\partial t}\right)_z}{\left(\frac{\partial q}{\partial z}\right)_t} \quad (\text{A4})$$

また、 $q(z(t), \theta(t))$ の時間微分は次式となる。

$$\frac{dq}{dt} = \left(\frac{\partial q}{\partial z}\right)_\theta \frac{dz}{dt} + \left(\frac{\partial q}{\partial \theta}\right)_z \frac{d\theta}{dt} \quad (\text{A5})$$

ここで、 q と θ は z と t の関数であるので、ある位置 z を固定した式(A5)は偏微分を用いて表せる。

$$\left(\frac{\partial q}{\partial t}\right)_z = \left(\frac{\partial q}{\partial z}\right)_\theta \frac{dz}{dt} + \left(\frac{\partial q}{\partial \theta}\right)_z \left(\frac{\partial \theta}{\partial t}\right)_z \quad (\text{A6})$$

また、式(A6)は z を固定したときの時間微分であるため $dz/dt=0$ となり、右辺第一項はゼロである。

$$\left(\frac{\partial q}{\partial t}\right)_z = \left(\frac{\partial q}{\partial \theta}\right)_z \left(\frac{\partial \theta}{\partial t}\right)_z \quad (\text{A7})$$

式(A7)を式(A4)に代入すると、

$$\left(\frac{\partial z}{\partial t}\right)_q = - \frac{\left(\frac{\partial q}{\partial \theta}\right)_z \left(\frac{\partial \theta}{\partial t}\right)_z}{\left(\frac{\partial q}{\partial z}\right)_t} \quad (\text{A8})$$

さらに式(A1)を用いると、本文中の式(1)が得られる。

$$\left(\frac{\partial z}{\partial t}\right)_q = \left(\frac{\partial q}{\partial \theta}\right)_z \quad (\text{A9})$$

なお、塩沢・中野(1981)では q を下向き正としているため、式(A1)と式(A9)の符号が逆である。

式(3)は、重力のみを考慮した水分移動式である本文中の式(2)より得られる。

$$\left(\frac{\partial \theta}{\partial t}\right)_z = \left(\frac{\partial K(h)}{\partial z}\right)_t = \left(\frac{\partial \theta}{\partial z}\right)_t \left(\frac{dK}{d\theta}\right)_t \quad (\text{A10})$$

ここで、 θ は z と t の関数であり、式(A10)の移動式は、位置 z における θ の時間変化は、時刻 t における θ 分布の勾配に透水係数の θ に関する勾配をかけたものと等しいことを示す。この関係は、式(A1)の右辺と係数は異なるが q を θ に置き換えた関係と同じである。 θ が一定となる z の移動速度は t の関数であるため、 $\theta(t,z) = \theta(t,g(t)) = \text{const}$ と書ける。このとき θ の時間微分はゼロであり、式(A2)と同様に陰関数の定理を用いると次式となる。

$$\frac{d\theta}{dt} = \left(\frac{\partial \theta}{\partial t}\right)_z \frac{dt}{dt} + \left(\frac{\partial \theta}{\partial z}\right)_t \frac{dz}{dt} \quad (\text{A11})$$

$$= \left(\frac{\partial \theta}{\partial t}\right)_z + \left(\frac{\partial \theta}{\partial z}\right)_t \frac{dz}{dt} = 0$$

したがって、

$$\frac{dz}{dt} = - \frac{\left(\frac{\partial \theta}{\partial t}\right)_z}{\left(\frac{\partial \theta}{\partial z}\right)_t} \quad (\text{A12})$$

ここで、 z を θ と t の関数として式(A12)の左辺を偏微分によって表すと、

$$\left(\frac{\partial z}{\partial t}\right)_\theta = - \frac{\left(\frac{\partial \theta}{\partial t}\right)_z}{\left(\frac{\partial \theta}{\partial z}\right)_t} \quad (\text{A13})$$

式(A10)を式(A13)に代入すると、本文中の式(3)が得られる。

$$\frac{\partial z}{\partial t} = - \frac{dK}{d\theta} \quad (\text{A14})$$

引用文献

塩沢 昌, 中野政詩(1981): 不飽和層の排水過程としての地下水涵養機構. 農業土木学会論文集, 92: 35-42.

要 旨

降雨後の不飽和帯の下方水分移動は、地下水面に到達すると地下水涵養流となるが、定量的な測定は困難で、リチャーズ式に基づく数値解析による評価が有効である。本報では、まず降雨浸透後の地下水涵養過程では土中水圧力勾配が小さくなり重力が主な駆動力となるため、重力のみを考慮した塩沢・中野 (1981) による伝達モデルについて解説した。そして、HYDRUS-1D による数値解析の結果を伝達モデルと比較し、数値解析手法の有用性について考察した。一方、自然条件下の土に多く観察される局所的な選択流が、地下水涵養過程にあたる影響について、遅いマトリックス流と速い選択流を考慮可能な Dual Permeability モデルを適用し、その特徴を示した。

キーワード：リチャーズ式, 重力流れ, Dual Permeability モデル, 数値計算