



水の安定同位体比による水田からの地下水涵養の推定

吉岡有美¹・中村公人²

Estimation of groundwater recharge at paddy plot using oxygen and hydrogen stable isotopes

Yumi YOSHIOKA¹ and Kimihito NAKAMURA²

Abstract: Stable oxygen and hydrogen isotope ratios ($^2\text{H}/^1\text{H}$ and $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) are ideal (natural) tracers for evaluating the groundwater recharge sources and hydrological water cycles, because they are part of the water molecule itself and are transported and circulated as liquid and vapor phases. This paper introduces the isotope composition that is affected by equilibrium or non-equilibrium (kinetic) fractionation processes. The temporal variability of paddy water isotope composition and the differences between paddy water and soil water composition are summarized based on the high isotope composition frequencies observed in the atmosphere–surface–underground around a paddy field. An overview of isotope calculations using HYDRUS-1D is briefly described.

1. はじめに

地下水涵養は、地表面から地下水面までの不飽和帯で水が移動することで生じる。土壌水分ポテンシャルあるいは土壌水分量の深さ方向の観測を広域かつ長期的に行って涵養量を直接的に求めることは困難を有する。特に、不飽和帯が厚い場合は観測が難しい。土壌水分移動解析による推定が有効となるが、その際には適切な境界条件と土壌水分特性パラメータの設定が問題となる。適切な解析が行われているかを判断するためには、他の評価手法による結果と比較検討することが望ましい。

広域の地下水に対しては、例えば河川からの浸透や水田からの浸透など複数の涵養源が存在することが一般的であり、それぞれの涵養源からの涵養量を定性的あるいは定量的に評価するためにトレーサー（追跡子）が有効な手段として用いられる。トレーサーは、環境の状態やその時間変化を知るための情報を保持した物質や状態量のことであり、本研究で対象とする安定同位体 (^2H , ^{18}O) の他にも、放射性同位体、微量元素、水質指標、水温などが含まれる。トレーサーを用いた研究は 1 km 以

上の比較的広域を対象とした現地への適用が多く、特に 10 km 以上のスケールでは安定同位体がよく利用される。中でも、同位体分別によって空間分布に差異が生じる酸素・水素安定同位体比 ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$) が用いられる (土原ら, 2018)。これは、酸素・水素安定同位体比がトレーサーを選定する条件となる、濃度差があること、保存性が高いこと、分析が簡便という性質を有するためである。

2. 酸素・水素安定同位体の同位体分別

水分子を構成する酸素には ^{16}O に対して質量数が異なる ^{17}O と ^{18}O の安定同位体が存在し、水素には ^1H に対して ^2H の安定同位体と ^3H の放射性同位体が存在する。「同位体 (アイソトープ)」は原子核種に対して使われる表現であるが、水の安定同位体と慣例的に表現されている (芳村ら, 2009)。異なるアイソトープを含む分子は同位体分子種 (アイソトポマー) と呼ばれる。

本稿では、安定同位体の存在比 $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, $^2\text{H}/^1\text{H}$ をそれぞれ酸素同位体比、水素同位対比とする。国際標準試料である標準海水の酸素同位体比は $R_{\text{std,O}} = ^{18}\text{O}/^{16}\text{O} = 0.0200520$ (約 498.7 分の 1)、水素同位体比は $R_{\text{std,H}} = ^2\text{H}/^1\text{H} = 0.0015576$ (約 6420 分の 1) と小さい値でありかつその変動量は小さいため、(1) 式の測定試料の同位体比 R_i と国際標準試料の同位体比 R_{std} の相対差の千分率を用いた δ 表現が用いられ、それぞれ $\delta^2\text{H}$, $\delta^{18}\text{O}$ と表される。

$$\delta = \left(\frac{R_i}{R_{\text{std}}} - 1 \right) \times 1000 \quad (1)$$

δ 値が高いほど、 ^{18}O や ^2H を含む「重い同位体」をより多く含むとみなすことができる。日本の天水は負値となることが知られている。

$\delta^{18}\text{O}$ と $\delta^2\text{H}$ の測定については質量分析法が一般的であったが、波長スキャンキャビティリングダウン分光法を用いた新しい分析装置の開発により、複雑な前処理なしに高精度な分析が可能になった (山中・恩田, 2011)。

¹ Shimane University, 1060 Nishikawatsu-cho, Matsue, Shimane 690-8504, Japan. Corresponding Author: 吉岡有美, 島根大学.

² Kyoto University, Kitashirakawa Oiwake-cho, Sakyo-ku, Kyoto 606-8502, Japan.

2023年1月5日受稿 2023年3月1日受理

同装置を用いた原位置での大気水蒸気の同位体比分析も可能であり、蒸発散の分離の研究が行われている（例えば、Wei et al., 2015; Hogan et al., 2020）。水の同位体比は、水分子そのものが有する性質であるというわかりやすさがある。つまり、通常のトレーサー物質とは異なり液相および気相として輸送、すなわち水循環を通して同位体も輸送・循環している。そのため、水や水と共に運ばれる物質の循環を追跡するためのトレーサーとして、水文学、気象学、作物学、土壌物理学など多く研究分野に用いられている。水の同位体を用いた水循環研究については檜山ら（2008）によってレビューされている。後述するが $\delta^{18}\text{O}$ と $\delta^2\text{H}$ の関係（傾き、降水の同位体比からのずれの大小を表す指標である deuterium excess（以下、d-excess 値）、line conditioned excess（以下、lc-excess 値））も指標とすることができる。地表水では他のトレーサー物質では必ずしも濃度差があるとは限らないが、水の同位体比は平衡同位体分別（以下、平衡分別）と動的同位体分別（以下、動的分別）の 2 つによって地表水体間において同位体比の差が生じる可能性が高い。

平衡分別とは、同位体的に重い水分子（以下、重い水分子）と通常の水分子の二相間での交換が平衡状態に達した状態（同位体交換反応）であり、1) 相変化を伴う蒸発や凝結の過程で同位体を含む水は分別される、2) 降水の同位体比変化をもたらす、3) 傾きに相当する、分別に伴う酸素・水素同位体比のそれぞれの変化量の比 $\Delta\delta^2\text{H}/\Delta\delta^{18}\text{O}$ がおよそ 8 となる反応である。この平衡分別はレイリーモデルによって表すことができ、一定量の水蒸気が飽和状態を保ったまま連続的に凝結する過程における水蒸気の同位体比変化を推定することができる。

$$R_{v,t} = R_{v,0} f^{\alpha^+ - 1} \quad (2)$$

ここで、 $R_{v,t}$ 、 $R_{v,0}$ はそれぞれ時間 t と初期における水蒸気の同位体比、 f は時間 t における水蒸気残存率（相変化前の水蒸気の総量に対する残留水蒸気量）、 α^+ は平衡同位体分別係数である。 f が低下するほど $R_{v,t}$ は低下する。 α^+ は水の相変化における一方の相ともう一方の相の同位体比の比で表され、気相の同位体比 R_v 、液相の同位体比 R_l を用いる場合、下記の式となる。

$$\alpha^+ = \frac{R_l}{R_v} > 1 \quad (3)$$

α^+ は温度による関数で表される。例えば、20 °C のとき $\alpha^+_{,O} = 1.0098$ 、 $\alpha^+_{,H} = 1.0850$ 、10 °C のとき $\alpha^+_{,O} = 1.0107$ 、 $\alpha^+_{,H} = 1.0977$ （芳村ら, 2009）であり、係数が 1 より大きいことから平衡状態に達する場合、重い同位体が気相よりも液相に集まりやすいことがわかる。 α^+ の時間的、空間的な違いに起因して、降水が温度効果（温度が低いほど同位体比は低い）、緯度効果（緯度が高いほど同位体比は低い）、標高効果（標高が高いほど

同位体比は低い）、内陸効果（内陸にいくほど同位体比は低い）、雨量効果（雨量が多いほど同位体比は低い）という特徴がもたらされる。

動的分別とは、1) 二相間の双方向の分別が平衡反応ではない、2) 水分子と重い水分子の気相中における分子拡散係数の差に起因し、蒸発が生じるときに重い水分子が液相に偏し液相の同位体比が高くなる、3) 地表、土壌内での同位体比変化をもたらす、4) 傾き $\Delta\delta^2\text{H}/\Delta\delta^{18}\text{O}$ が 8 より小さくなる反応である。Craig and Gordon モデル（Craig and Gordon, 1965）を用いれば、動的分別を考慮して水面からの蒸発フラックス E 、重い水分子の蒸発フラックス E_i の比である R_E を推定することができる。

$$R_E = \frac{E_i}{E} = \frac{1}{\alpha_{ik}} \frac{h_{rs} \frac{1}{\alpha^+} R_l - h'_a R_a}{h_{rs} - h'_a} = \frac{1}{\alpha_{ik}} \frac{h_{rs} R_v - h'_a R_a}{h_{rs} - h'_a} \quad (4)$$

ここで、 h_{rs} は水面温度における飽和比湿 (kg kg^{-1})、 h'_a は蒸発過程に依存しない大気の比湿 (kg kg^{-1})、 R_l 、 R_a はそれぞれ液相、大気水蒸気（気相）の同位体比、 α_{ik} は動的同位体分別係数であり、例えば次式で表される。

$$\alpha_{ik} = \left(\frac{D_v}{D_{vi}} \right)^n \quad (5)$$

ここで、 D_v は気相中での水蒸気の分子拡散係数 ($\text{m}^2 \text{s}^{-1}$)、 D_{vi} は同位体に関する分子拡散係数 ($\text{m}^2 \text{s}^{-1}$) である。後述する土壌内での同位体比の変化にも大きく影響し、この係数の与え方について複数の検討が行われている。例えば、酸素については $D_v/D_{vi} = 1.03189$ 、水素については $D_v/D_{vi} = 1.01636$ が提案されている（Cappa et al., 2003）。 n は水面上の乱流状態に応じた係数であり、平均的な乱流で $n = 1/2$ 、層流で $2/3$ 、静止大気中で 1 となり、 n が大きいほど α_{ik} は大きく R_E は小さくなり、蒸発の影響を受けた液相の同位体比は高くなる。水面からの自然蒸発では $n = 1/2$ が適用される（Gonfiantini, 1986）。土壌表面および土壌内での n については例えば、(6) 式が提案されている（Mathieu and Bariac, 1996）。

$$n = \frac{(\theta_{\text{surface}} - \theta_r) n_a + (\theta_s - \theta_{\text{surface}}) n_s}{\theta_s - \theta_r} \quad (6)$$

ここで、 θ_s 、 θ_r 、 θ_{surface} は飽和体積含水率、残留体積含水率、土壌表面における体積含水率 ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$)、係数 n_a 、 n_s をそれぞれ $1/2$ 、 1.0 とすれば $\theta_{\text{surface}} = \theta_s$ のとき $n = 1/2$ 、 $\theta_{\text{surface}} = \theta_r$ のとき $n = 1.0$ となり乾燥しているほど R_E は小さく動的分別の影響が大きくなる（Braud et al., 2005）。動的分別を考慮して同位体比の変化を推定する研究は、多くは湖水を対象にしたものであるが（例えば、Gibson and Birks, 2016）、灌漑用ため池（Tsuchihara et al., 2019）、非湛水で乾燥した土壌を対象とした研究

(Sprenger et al., 2016) も進められている。平衡および動的分別については芳村ら (2009), 山中 (2020) の教科書で詳しく解説されている。

縦軸に $\delta^2\text{H}$, 横軸に $\delta^{18}\text{O}$ をとった散布図は δ ダイアグラムとよばれており, 全球スケールでの降水の観測 (後述の GNIP) から, δ ダイアグラム上で $\delta^2\text{H} = 8.0\delta^{18}\text{O} + 10$ (Craig, 1961) や $\delta^2\text{H} = 8.2\delta^{18}\text{O} + 11.27$ (Rozanski et al., 1993) となる回帰直線が得られることが報告されている。この回帰直線は天水線やグローバル天水線とよばれるのに対し, 各地域で観測した降水の回帰直線にはこの天水線とやや異なる傾きや切片が得られることが多く, ローカル天水線とよばれる。降水, 河川水については IAEA による全球同位体比観測ネットワーク GNIP (Global Network of Isotopes in Precipitation), GNIR (Global Network of Isotopes in Rivers) のデータが公開されている。

δ ダイアグラム上でグローバル天水線と同じ傾き 8 の回帰直線を測定試料に適用した場合の切片である $\delta^2\text{H}$ の値は d-excess 値とよばれ次式で計算される。

$$\text{d-excess} = \delta^2\text{H} - 8\delta^{18}\text{O} \quad (7)$$

これは, 海水 (標準物質) からどれだけ非平衡なプロセスを経たかの指標となり, 日本周辺では冬季の日本海起源の降水の d-excess 値は高く, 夏季の太平洋起源の降水の d-excess 値は低く, 季節変動性がみられる (例えば, 田上ら, 2013)。また, 動的分別の影響によって同位体比が高くなる時, 傾き $\Delta\delta^2\text{H}/\Delta\delta^{18}\text{O} < 8$ となり, それら測定試料に対する δ ダイアグラム上の回帰直線は蒸発線と呼ばれる。d-excess 値は動的分別の指標にも用いられる (壁谷ら, 2002)。グローバル天水線の傾き 8 を用いる d-excess 値に対して, ローカル天水線を測定試料に適用した lc-excess 値は次式で計算される。

$$\text{lc-excess} = \delta^2\text{H} - a\delta^{18}\text{O} - b \quad (8)$$

ここで, a はローカル天水線の傾き, b は切片 (‰) である。これはローカル天水線からのオフセット量を示し, 地表において降水からどれだけ非平衡なプロセスを経たかの指標となる (Landwehr and Coplen, 2006, Xiang et al., 2021)。

水の同位体比をトレーサーとする場合のデメリットとしては, 浸透・蒸発によってトレーサーそのものが失われる, 土壌内での気相の移動で同位対比は変化する, トレーサーを過剰に投入すると涵養量を過大推定するおそれがあることが挙げられる (Koeniger et al., 2016)。この点は, 既知あるいは人為的に同位体比を調整した水を用いたトレーサー試験においても留意する必要がある。水の同位体比を用いた地下水涵養推定方法については Koeniger et al. (2016), 水循環評価方法については山中 (2020), Sprenger et al. (2016) に詳しい。

3. 手取川扇状地での観測事例

3.1 降水, 地表水, 田面水の同位体比の特徴

著者らは, 石川県手取川扇状地の地下水涵養機構の解明を通して地下水保全に必要な事項を明らかにすることを目的に, 地下水流動の定常・非定常解析 (岩崎ら, 2013; Iwasaki et al., 2014) と並行して, 水田での大気-地表-地下を対象とした大気水蒸気, 降水, 河川水, 灌漑 (用水), 田面水, 土壌水, 地下水の網羅的・集中的な水の安定同位体に関する採水調査を行ってきた。降水と地表水の $\delta^{18}\text{O}$ の箱ひげ図およびデータ分布の確率密度を表すバイオリン図を Fig. 1, 水田の水収支成分および $\delta^{18}\text{O}$ の経時変化を Fig. 2 に示す。本地域の水田に灌漑される用水は手取川から取水される。雨量効果により降水の $\delta^{18}\text{O}$ が低くなる夏季の一部時期を除いて地表水の $\delta^{18}\text{O}$ の大小は, 田面水 > 降水 > 河川水 \approx 用水という傾向を示す。降水は雨量効果などの影響を受けて大きく変動する一方, 変動量をもっとも少ないのは河川水となる。また, 扇状地は 3 つの河川が存在しているが流域標高が高い手取川がもっとも低い。Fig. 1 (b) より田面水の同位体比は灌漑期初期の 5 月にもっとも高く, その後 6 月, 7 月, 8 月の順に値が小さくなる傾向を示す。イネの生長による日射の遮断, 中干しによる透水性の増加 (水田内の滞留時間の減少) などの影響があると考えられる。9 月以降は稲刈り後のイネによる日射の遮断の影響を受けないため 7 月や 8 月より同位体比が高い。 δ ダイアグラム上における回帰直線は用水と比較して, 田面水で傾きが小さくかつ同位体比も高くなるため (非表示), 灌漑期初期においては特に用水つまり河川水と田面水が識別可能であることがわかった。

3.2 水の同位体比を用いた地下水涵養源評価

水田域における水の同位体比を用いた地下水涵養源の高精度な定量化には課題が残されており, その一要因が

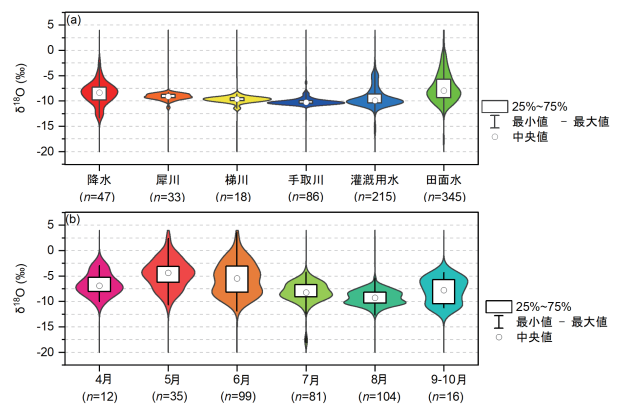


Fig. 1 手取川扇状地における 2016 ~ 2021 年の $\delta^{18}\text{O}$ の箱ひげ図とバイオリン図, (a) 降水, 河川水, 用水, 田面水, (b) 月別の田面水。

Box plots and violin plots of $\delta^{18}\text{O}$ (a) precipitation, rivers, irrigation water, paddy water during 2016–2021, (b) plots of paddy water by month in the Tedoru River alluvial fan.

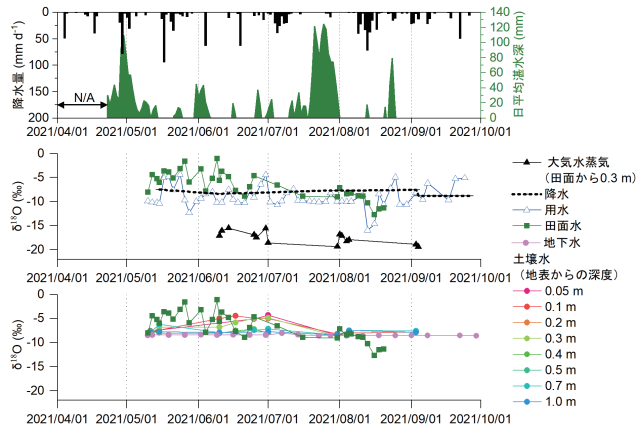


Fig. 2 手取川扇状地の水田圃場における降水量および湛水深、降水、用水、田面水、土壌水の $\delta^{18}\text{O}$ の経時変化。

Fluctuations of paddy water balance and $\delta^{18}\text{O}$ in precipitation, irrigation water, paddy water, and soil water of a paddy plot in the Tedori River alluvial fan.

田面水の同位体比が時間的に変化することである。著者らは田面水の同位体比の時間的変動のモデル化に取り組み、日単位の水田内の水収支と同位体収支および Craig and Gordon モデルで表現される R_E を考慮することで再現できることを明らかにしたが、田面水が蒸発を受ける程度は、灌漑排水管理や土壌物理性つまり浸透量の影響を受ける。言い換えれば、田面水や土壌水の同位体比を観測することで灌漑排水管理や土壌物理性の評価につながる可能性がある。対象地区では、河川水と田面水は主要な地下水涵養源であり、時空間的に河川水と田面水、そして地下水の同位体比変化を測定することで涵養源の情報を付与でき、地下水に対する河川水と田面水の寄与を時空間的に推定することができる。

手取川扇状地においては手取川周辺の地下水の同位体比は河川水と同程度に低く、右岸域の地下水では河川からの距離が離れるにつれて同位体比が上昇する傾向があった。さらに、主要イオン濃度などが低濃度である河川水による地下水の希釈効果、つまり河川周辺の地下水で低濃度、河川から離れるにしたがって高濃度となる結果が得られた。一方、左岸域の地下水については右岸域のような傾向はみられなかった。以上から、河川から地下に涵養された水はとくに右岸域に向かって流動し、その過程で降水と田面水の影響を受けていることを示すことができた。(Yoshioka et al., 2016)。

また、手取川源流域で生じた地すべり性斜面崩壊によって2015年5月から濁水流下が発生し、2015、2016年に扇中央部河川兩岸周辺で急激な地下水位低下が生じた際の地下水の同位体比変化に着目して地下水涵養源の寄与率の変化について検討し、土砂堆積による河床と水田からの浸透量減少の程度が右岸側と左岸側で異なることを示した(吉岡ら, 2018; Yoshioka et al., 2020)。

このように水の同位体比は、地下水涵養源の定性的な

情報を得ることができるが、水田からの浸透量データといった定量的なデータと組み合わせることが重要である。同位体比データを用いて水循環モデルのパラメータを同定・検証する取り組みも進められており、例えば、河川流出解析のためのタンクモデル (Ma and Yamanaka, 2016)、大気循環モデル (Yoshimura et al., 2014) といった研究がある。

4. 土壌物理学との関係

水の同位体比は浸透後の土壌や岩石との接触・化学反応によっては変化しないため、涵養時の環境を保持した理想的な水文トレーサー(風早ら, 2007)とされるが、土壌内での蒸発に伴う動的分別により浸透過程で同位体比は変化しうる。実験室でのカラム実験 (Rothfuss et al. 2015; Quade et al., 2018) により地表や蒸発前線付近で土壌水の同位体比が高くなることが報告されている。Sprenger et al. (2016) は25地域での観測事例をレビューし、地表から0.3 m以浅の土壌水で蒸発の影響がみられ、温帯や乾燥地帯によってその影響が異なることを示している。その一方で、水田での土壌水の研究事例は僅少であり (Shen et al., 2015)、田面水より土壌水で高い同位体比が観測されている。石川県手取川扇状地の水田の深さ0.05 mから1.0 mの土壌水の同位体比の鉛直プロファイル例を Fig. 3 に示す。採水地点周辺の地下水位は地表から30 m以深にある。大気水蒸気、降水、用水、田面水の同位体比も併せて示す。土壌水の $\delta^{18}\text{O}$ は0.2 m以浅では相対的に高い傾向がみられるが、0.3 m以深の土壌水の $\delta^{18}\text{O}$ は一定値となり、混合、移流、分散の影響を受けて均質化しており、Shen et al. (2015) の観測結果と整合する。この観測結果からは、田面水と比べて土壌水の同位体比が顕著に高くなる現象は確認されなかったが、水田のように灌漑期間中に湛水・非湛水が繰り返される場合の土壌表面あるいは土壌内での同位体比変化に

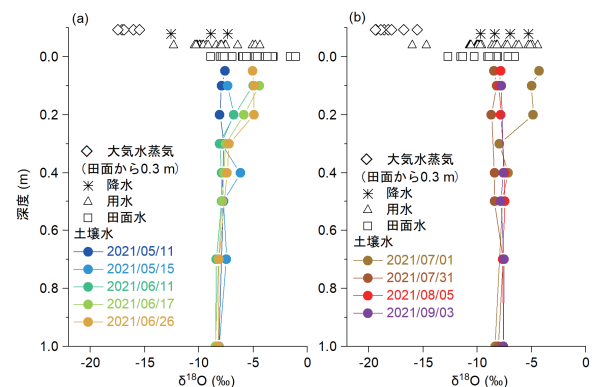


Fig. 3 手取川扇状地の水田圃場における土壌水の $\delta^{18}\text{O}$ の鉛直プロファイル, (a) 中干し前, (b) 中干し後。

Profiles of $\delta^{18}\text{O}$ of soil water of a paddy plot in the Tedori River alluvial fan, (a) before the mid-summer drainage, (b) after the mid-summer drainage.

ついて詳細な観測とモデル化の検討が必要である。

平衡および動的分別によって地表水の同位体比は変化し、不飽和帯へのインプットである水が同位体比によって区別できるとき、不飽和帯において同位体比を観測あるいは不飽和水分・化学物質移動モデルによって計算することで、下方への水分フラックスの推定が可能となる。具体的には、土壌水分解析と水の同位体移動解析を組み合わせることで、適切な下端境界条件の設定やパラメータ設定について検討でき、その結果として適切なフラックス推定が可能となる。

HYDRUS 開発者の Šimůnek らのグループは、HYDRUS-1D の溶質移動計算を改良して水の同位体解析事例を報告している。Stumpp et al. (2012) は、HYDRUS-1D では蒸発が生じると溶質は地表面に集積するが、この部分を改良して蒸発が生じると水分子および重い水分子が同時に移動（失われる）ように変更した。Zhou et al. (2021) は Braud et al. (2005) が用いた (9) 式で表される同位体濃度 C_i および土壌内で速やかに液相と気相が平衡状態であるとする平衡分別 ((3) 式と類似)、水蒸気の移動による動的分別を考慮した (10) 式で表される方程式に依拠して HYDRUS-1D の改良を行っている。

$$C_i = \frac{m_i}{V} = \frac{m_i m_T}{m_T V} = \frac{N_i M_i}{N_i M_i + N_w M_w} = \frac{N_i M_i}{V} \frac{N_i M_i + N_w M_w}{N_i M_i + N_w M_w} \quad (9)$$

$$\approx \frac{N_i M_i}{N_w M_w} \frac{N_w M_w}{V} = \frac{M_i}{M_w} R_i \rho$$

$$\frac{\partial (C_{li} \theta_l + C_{vi} \theta_v)}{\partial t} = - \frac{\partial}{\partial z} (q_{li} + q_{vi}) - S C_{li} \quad (10)$$

ここで、 C_i は同位体濃度 ($M L^{-3}$)、 V は体積 (L^3)、 m_i 、 m_T は水に含まれる同位体の質量、水の総質量 (M)、 N_i 、 N_w はそれぞれ重い水分子と水分子のモル数 (mol)、 M_i 、 M_w はそれぞれ重い水分子と水分子のモル質量 ($M mol^{-1}$)、 ρ は水の密度 ($M L^{-3}$)、 θ_l 、 θ_v はそれぞれ液相と気相の体積含水率 ($L^3 L^{-3}$)、 C_{li} 、 C_{vi} はそれぞれ液相と気相の同位体濃度 ($M L^{-3}$)、 q_{li} 、 q_{vi} は液相と気相の同位体フラックス ($M L^{-2} T^{-1}$) であり液相水フラックス q_l 、水蒸気フラックス q_v にそれぞれ C_{li} 、 C_{vi} を乗じたものである。 S は各位置における根の吸水速度 (T^{-1})、 t は時間 (T)、 z は上向き正の位置 (L) である。 上端境界条件として重い水分子の蒸発フラックス E_i ((4) 式)、(5) 式の分子拡散係数の比を考慮することで土壌表面あるいは土壌内で同位体比が高くなることになる。 さらに、Zhou et al. (2022) は土壌カラムの下端から浸透水の同位体比の時間的变化が再現されるように土壌水分特性曲線パラメータの同定を行なっている。 このほかにも水の同位体比を用いてパラメータを同定・検証する取り組みが行われている (Rothfuss et al., 2012; Groh et al., 2018)。 土壌

内での同位体比の変化・移動をモデル化すれば、土壌水の同位体比が再現されるような各種パラメータが推定され、浸透量という水文データが得られることでインプットとなる田面水の同位体比変化の精緻な推定が可能となり、統合的な評価手法の確立につながる。

5. おわりに

筆者らは地下水涵養機構の解明のために、地下水とその涵養源となる様々な地表水を対象として酸素・水素安定同位体比の網羅的かつ集中的な観測を実施してきた。 一方、緯度や標高といった地理空間情報を用いて同位体比の時空間変動情報を取り扱うアイソスケープ (同位体地図) を降水などについて作成する取り組みも行われている (例えば、山中ら, 2016; Bedaso and Wu, 2021)。 HYDRUS-1D などを用いて土壌中の水・物質移動と同位体移動解析を併せて行う手法は、トレーサー利用における定量的データの不足、空間的・時間的な情報の不足を補完する手法として有効であるとともに、こうした取り組みにより灌漑排水管理の評価ができないであろうかと考えている。 浸透性の高低も考慮しながら、水の有効利用につながる農業地域の水管理の診断が可能となるような水の同位体比を用いた手法についての研究展開を行っていききたい。

謝辞

本研究は、JSPS 科研費 (16K18771, 19KK0171, 19K06316, 22K05886)、日本地下水学会若手地下水研究助成、河川財団河川基金助成事業、住友財団環境研究助成、前田記念工学振興財団研究助成、総合地球環境学研究所同位体環境学共同研究および人・モノ・自然プロジェクトの支援を受けて実施した。 研究共同者である諸先生方、学生諸氏、ならびに採水調査にご協力いただいた全ての方に対して、ここに記して感謝致します。

引用文献

- Bedaso, Z. and Wu, S.Y. (2021): Linking precipitation and groundwater isotopes in Ethiopia — Implications from local meteoric water lines and isoscapes. *Journal of Hydrology*, 300(596): 126074.
- Braud, I., Bariac, T., Gaudet, J.P. and Vauclin, M. (2005): SiSPAT-Isotope, a coupled heat, water and stable isotope (HDO and $H_2^{18}O$) transport model for bare soil. Part I. Model description and first verifications. *Journal of Hydrology*, 309(1–4): 277–300.
- Cappa, C.C., Hendricks, M.B., Depaolo J.D. and Cohen R.C (2003): Isotopic fractionation of water during evaporation. *Journal of Geophysical Research*, 108(16): 4525.
- Craig, H. (1961): Isotopic variations in meteoric waters. *SCI-*

- ENCE, 133(3465): 1702–1703.
- Craig, H. and Gordon, L.I. (1965): Deuterium and oxygen-18 variations in the ocean and the marine atmosphere, stable isotopes in oceanographic studies and paleotemperatures, pp. 9–130. Laboratoriotrio di Geologia Nucleare, Italy.
- Gibson, J.J. and Birks, S.J. (2016): Stable isotope balance of lakes: a contemporary perspective. *Quaternary Science Reviews*, 131: 316–328.
- Gonfiantini, R. (1986): Environmental isotopes in lake studies. Fritz, P., Fontes and J.C. (ed.) *Handbook of environmental isotope geochemistry*. 3, pp.113–168. Elsevier, New York.
- Groh, J., Stumpp, C., Lücke, A., Pütz, T., Vanderborght, J. and Vereecken H. (2018): Inverse estimation of soil hydraulic and transport parameters of layered soils from water stable isotope and lysimeter data. *Vadose Zone Journal*, 17: 170168.
- 檜山哲哉, 阿部 理, 栗田直幸, 藤田耕史, 池田健一, 橋本重将, 辻村真貴, 山中 勤 (2008): 水の酸素・水素安定同位体を用いた地球水循環研究と今後の展望. *水文・水資源学会誌*, 21(2): 158–176.
- Hogan, P., Parajka, J., Oismüller, M., Heng, L., Strauss, P. and Blöschl G. (2020): High-frequency stable-isotope measurements of evapotranspiration partitioning in a maize field. *Water*, 12(11): 3048.
- 岩崎有美, 尾崎正志, 中村公人, 堀野治彦, 川島茂人 (2013): 定常地下水流動解析に基づく手取川扇状地における灌漑期の地下水位に影響を与える要因の評価. *水文・水資源学会誌*, 26(2): 99–113.
- Iwasaki, Y., Nakamura, K., Horino, H. and Kawashima, S. (2014): Assessment of factors influencing groundwater-level change using groundwater flow simulation, considering vertical infiltration from rice-planted and crop-rotated paddy fields in Japan. *Hydrogeology Journal*, 22(8): 1841–1855.
- 壁谷直記, 大手信人, 杉本 敦子, 吉川 賢, 王林 和 (2002): 中国毛烏素沙地における地下水の Cl^- 濃度, 酸素・水素安定同位体比の水平分布に地表面状態が及ぼす影響. *水文・水資源学会誌*, 15(1): 13–22.
- 風早康平, 安原正也, 高橋 浩, 森川徳敏, 大和田道子, 戸崎裕貴, 浅井和由 (2007): 同位体・希ガスレーザーによる地下水研究の現状と新展開. *日本水文科学会誌*, 37(4): 221–252.
- Koeniger, P., Gaj, M., Beyer, M. and Himmelsbach T. (2016): Review on soil water isotope based groundwater recharge estimations. *Hydrological Processes*, 30(16): 2817–2834.
- Landwehr, J.M. and Copen T.B. (2006): Line-conditioned excess: a new method for characterizing stable hydrogen and oxygen isotope ratios in hydrologic system. *Isotopes in environmental studies Aquatic Forum 2004*, pp. 132–135. IAEA, Monaco.
- Ma, W. and Yamanaka, T. (2013): Temporal variability in mean transit time and transit time distributions assessed by a tracer-aided tank model of a meso-scale catchment. *Hydrological Research Letters* 7: 104–109.
- Mathieu, R. and Bariac, T. (1996): A numerical model for the simulation of stable isotope profiles in drying soils. *Journal of Geophysical Research*, 101(D7): 12685–12696.
- Quade, M., Brüggemann, N., Graf, A., Vanderborght, J., Vereecken and H., Rothfuss, Y. (2018): Investigation of kinetic isotope fractionation of water during bare soil evaporation. *Water Resources Research*, 54: 6909–6928.
- Rothfuss, Y., Braud, I., Moine, N.L., Biron, P., Durand J.L., Vauclin, M. and Variac, T. (2012): Factors controlling the isotopic partitioning between soil evaporation and plant transpiration: Assessment using a multi-objective calibration of SiSPAT-Isotope under controlled conditions. *Journal of Hydrology*, 442–443: 75–88.
- Rothfuss, Y., Merz, S., Vanderborght, J., Hermes, N., Weuthen, A., Pohlmeier, A., Vereecken, H. and Brüggemann, N. (2015): Long-term and high-frequency non-destructive monitoring of water stable isotope profiles in an evaporating soil column. *Hydrology and Earth System Science*, 19: 4067–4080.
- Rozanski, K., Araguás, L. and Gonfiantini, R. (1993): Isotopic patterns in modern global precipitation. Swart, P. K., Lohmann, K. C., Mckenzie, J. and Savin, S. (ed.) *Climate change in continental isotopic records*. 78. American Geophysical Union, Washington DC.
- Shen, Y.J., Zhang, Z.B., Gao, L. and Peng, X. (2015): Evaluating contribution of soil water to paddy rice by stable isotopes of hydrogen and oxygen. *Paddy and Water Environment*, 13: 125–133.
- Sprenger, M., Leistert, H., Gimbel, K. and Weiler, M. (2016): Illuminating hydrological processes at the soil-vegetation-atmosphere interface with water stable isotopes. *Reviews of Geophysics*, 54(3): 674–704.
- Stumpp, C., Stichler W., Kandolf M. and Šimůnek, J (2012): Effects of land cover and fertilization method on water flow and solute transport in five lysimeters: A long-term study using stable water isotopes. *Vadose Zone Journal*, 11(1): 14.
- 田上雅浩, 一柳錦平, 嶋田 純 (2013): : 日本における降水の安定同位体比の季節変動と空間分布. *日本水文科学会誌*, 43(3): 73–91.
- 土原健雄, 吉本周平, 皆川裕樹, 白旗克志, 石田 聡 (2018): 環境レーザーを用いた地表水と地下水の交流研究の現状. *地下水学会誌*, 60(2): 169–192.
- Tsuchihara, T., Shirahata, K., Yoshihomo, S. and Ishida, S. (2019): National scale variations in the stable isotopic compositions of irrigation-pond and spring waters across Japan. *Paddy and Water Environment*, 17(3): 429–438.
- Wei, Z., Yoshimura, K., Okazaki, A., Kim, W., Liu, Z. and Yokoi, M. (2015): Partitioning of evapotranspiration using high-frequency water vapor isotopic measurement over a rice paddy field. *Water Resources Resource*, 51(5): 3716–

- 3729.
- Xiang, W., Si, B., Li, M. Li, H., Lu, Y., Zhao, M. and Feng, H. (2021): Stable isotopes of deep soil water retain long-term evaporation loss on China's Loess Plateau. *Science of The Total Environment*, 784: 2021.
- 山中 勤, 恩田裕一 (2011): 波長スキャンキャビティリングダウン分光法を用いた水同位体分析計の測定精度について. 筑波大学陸域環境研究センター報告, 12: 31–40.
- 山中 勤 (2020): 環境同位体による水循環トレーシング, p. 258. 共立出版, 東京.
- 山中 勤, 鈴木啓助, 脇山義史, 岸 和央, 牧野裕紀, 丸山浩輔, 加納正也, 馬 文超, 正木大祐, 杉山昌典, 山川陽祐, 吉竹晋平 (2016): 山岳域の同位体マッピング：現状と展望. *日本水文科学会誌*, 46(2): 73–86.
- 芳村 圭, 一柳錦平, 杉本敦子 (2009): 気象学における水安定同位体比の利用, p. 128. 日本気象学会, 東京.
- Yoshimura, K., Miyoshi, T. and Kanemitsu, M. (2014): Observation system simulation experiments using water vapor isotope information. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 119(13): 7842–7862.
- Yoshioka, I.Y., Nakamura, K., Nakano, T., Horino, H., Shin, K.C., Hashimoto, S. and Kawashima, S. (2016): Multiple-indicator study of groundwater flow and chemistry and the impacts of river and paddy water on groundwater in the alluvial fan of the Tedoru River, Japan. *Hydrological Processes*, 30: 2804–2816.
- 吉岡有美, 伊藤真帆, 中村公人, 瀧本裕士, 土原健雄 (2018): 酸素・水素安定同位体比からみた手取川扇状地の河川水-地下水の交流現象と地下水涵養源. *地下水学会誌*, 60(2): 205–221.
- Yoshioka, Y., Nakamura, K., Takimoto, H., Sakurai, S., Nakagiri, T., Horino, H. and Tsuchihara, T. (2020): Multiple-indicator study of the response of groundwater recharge sources to highly turbid river water after a landslide in the Tedoru River alluvial fan, Japan. *Hydrological Processes*, 34(16): 3539–3554.
- Zhou, T., Šimůnek, J. and Braud, I. (2021): Adapting HYDRUS-1D to simulate the transport of soil water isotopes with evaporation fractionation. *Environmental Modelling & Software*, 143: 105118.
- Zhou, T., Šimůnek, J., Braud, I., Nasta, P., Brunetti, G. and Liu, Y. (2022): The impact of evaporation fractionation on the inverse estimation of soil hydraulic and isotope transport parameters. *Journal of Hydrology*, 612(A): 128100.

要 旨

水の安定同位体比とは、水の中の水素安定同位体比 ($^2\text{H}/^1\text{H}$) あるいは酸素安定同位体比 ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) のことである。水の安定同位体比は、水分子そのものというわかりやすさがある。他の安定あるいは放射性同位体や溶質といったトレーサー物質とは異なり液相および気相として輸送、すなわち水循環を通して同位体も輸送・循環しており、地下水涵養源の評価や水循環評価などに用いられる。本稿では、地表水体間においても同位体比の違いが生じる原因である水の同位体の平衡分別と動的分別の2つについて概説する。さらに、水田での大気-地表-地下を対象とした同位体比の高頻度観測からとくに田面水の時間変動特性や田面水と土壌水の同位体比の比較、および HYDRUS-1D を用いた同位体の移動計算について簡単に紹介する。

キーワード：酸素・水素安定同位体比, 同位体分別, 田面水, 灌漑排水