

論文

九州北部の結晶片岩からなる森林流域における基底流出水の平均通過時間の推定^{*1}

○壁谷直記^{*2}・清水 晃^{*2}・酒井佳美^{*2}・鳥山淳平^{*2}・釣田竜也^{*3}
小林政広^{*4}・清水貴範^{*4}・飯田真一^{*4}・一柳錦平^{*5}

壁谷直記・清水晃・酒井佳美・鳥山淳平・釣田竜也・小林政広・清水貴範・飯田真一・一柳錦平：九州北部の結晶片岩からなる森林流域における基底流出水の平均通過時間の推定 九州森林研究 76:55-59, 2023 降水が表流水となるまでの間の水の平均通過時間は、岩石と水との接触時間など、化学反応が進むための条件に影響を与えることから、流域内部での水質形成に関する重要な指標となる。本研究では表層地質が結晶片岩からなる鹿北流域試験地Ⅲ号沢（流域面積：3.69 ha、標高：157-255 m）において、降水と基底流出水の安定同位体比（ $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta^2\text{H}$ ）の季節変動を調査した。さらに、これらの値から d 値（ $d = \delta^2\text{H} - 8 \delta^{18}\text{O}$ ）を算出し、応答関数に拡散モデルを用いて基底流出水の平均通過時間を推定した。その結果、基底流出水の平均通過時間は415日と推定された。また、推定された基底流出水の通過時間の分布形状において通過時間0~90日程度の“若い水”の寄与がほとんどみられなかった。この通過時間の分布形状は、流域内の土層厚分布を反映していると考えられた。

キーワード：トレーサー、水の安定同位体比、平均通過時間

I. はじめに

降水が表流水となるまでの間の水の平均通過時間は、岩石と水との接触時間など、化学反応が進むための条件に影響を与えることから、流域内部での水質形成に関する重要な指標となる。また、流出水の平均通過時間は、汚染物質の混入、土地利用の変化などに対する流域スケールの応答を予測するために極めて有用な情報である。

1980年代以降、水の安定同位体比の季節変動を利用して地中水、湧水、渓流水の通過時間を推定する方法が源頭部流域を中心に行われてきた。初期には、Maloszewski *et al.*, (1983)により、降水と渓流水の安定同位体比の季節変化をそれぞれの正弦関数で近似し、降水から渓流水に至る過程での振幅の減衰から平均通過時間を求める簡易的な手法としてサイン波法が提案された。その後、応答関数モデルなどを利用した様々なモデルが提案されている（山中, 2020）。これらのモデルを利用する場合、一般に入力となる降水の安定同位体比の変動特性が重要となる。

Dansgaard (1964)は、水蒸気団の生成環境を表す指標として d 値（deuterium excess もしくは d value）を次のような式で定義した。

$$d = \delta^2\text{H} - 8 \delta^{18}\text{O} \quad (1)$$

d 値は、海水が蒸発して水蒸気になるときの蒸発速度に比例して大きくなる。つまり d 値が大きいほど、その水蒸気は非平衡下での急速な蒸発を受けたことになる。そして、蒸発速度を規定するのは海面上の相対湿度、温度、風速などであるが、特に相対湿度が主要な要因である。相対湿度が低いほど蒸発速度は速くなり、 d 値は大きくなる。Kabeya *et al.*, (2007)は水蒸気団の起

源およびその生成環境が季節的に大きく変化する日本などの東アジアモンスーン地域において d 値は、正弦関数として近似可能であり、この季節変化シグナルをトレーサーとして利用することで源頭部小流域内の土壌水、地下水、湧水、流出水など、様々な水の平均通過時間を推定することが可能であることを示した。

本研究では表層地質が結晶片岩からなる鹿北流域試験地Ⅲ号沢（流域面積：3.69 ha、標高：157-255 m）において、降水から地中水、湧水、基底流出水までの一連の水文過程に沿った水の安定同位体比（ $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta^2\text{H}$ ）の季節変動を調査した。このうち降水および基底流出水の d 値（ $d = \delta^2\text{H} - 8 \delta^{18}\text{O}$ ）を算出し、応答関数モデルを用いて水の平均通過時間を推定した。

II. 調査値と方法

1. 調査地の概要

鹿北流域試験地（熊本県山鹿市）は、I号沢（流域面積2.3 ha、以下同様）、II号沢（2.6 ha）、III号沢（3.69 ha）の3つの流域から構成されている（図-1）。表層地質は結晶片岩で、植生はスギ、ヒノキの人工林を主体としている。III号沢は、I号沢とII号沢にくらべて、主に河道の平均勾配が急で、流域内の溪畔域（河道を含む）が広い特徴を有している（壁谷ら, 2014）。III号沢の土層厚分布に関しては、表層土壌および風化層を合わせた平均土層厚は1~2 m程度であるが、源頭部には5~6 mと土層が厚い部分が存在している（釣田ら, 2015）。

降水は雨量計測地点に設置した直径21 cmのロートを付けた10 Lのポリボトルに貯留して採取した（図-1 (b)）。ポリボトルは降水を採取するごとに交換した。基底流出水はIII号沢流域の量水地点の気密性の高い12 cc ねじ口ガラス瓶に直接汲み取った

^{*1} Kabeya, N., Shimizu, A., Sakai, Y., Toriyama, J., Tsurita, T., Kobayashi, M., Shimizu, T., Iida, S., Ichiyangi, K.: A study of mean transit time estimation of baseflow from a schist forested watershed in the northern part of Kyushu Island

^{*2} 森林総合研究所九州支所 Kyushu Res. Ctr., For. & Forest Prod. Res. Inst., Kumamoto 860-0862

^{*3} 農林水産省技術会議 Agr. For. & Fisheries Res. Council, Tokyo 100-8950

^{*4} 森林総合研究所 For. & Forest Prod. Res. Inst., Ibaraki 305-8687

^{*5} 熊本大学大学院先端科学研究部 Faculty of Advanced Science and Technology, Kumamoto Univ., 860-8555

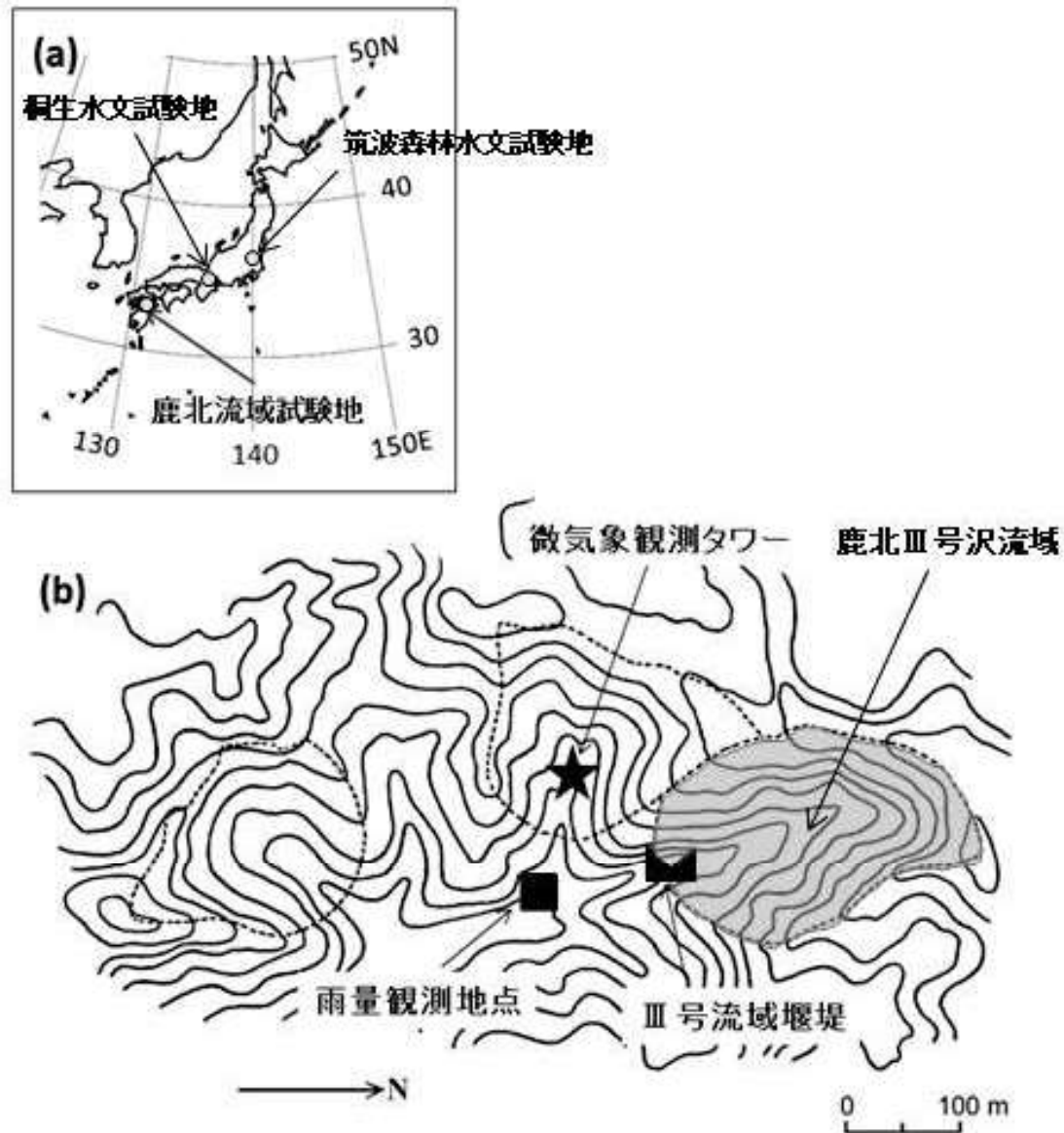


図-1. 検討に用いた試験地の位置(a)と鹿北流域試験地の地形図(b)

(図-1 (b))。基底流出水の採取は、いずれも無降雨日でハイドログラフの基底流出時に行った降水および基底流出水のサンプルは、概ね2週間に1回の間隔で採取した。採取した降水および基底流出水サンプルは、釣田ら (2015) により水質分析が行われた。そのサンプルの一部をガラスバイアルに採取して冷蔵庫 (4℃) で保管した。

2. 水の安定同位体比の分析方法

水の安定同位体比の分析は、熊本大学理学部の質量分析器を用いて酸素、水素安定同位体比 ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$) を分析した。これらの値を式1に代入し d 値を算出し、応答関数モデルを用いて水の平均通過時間を推定した。2011年7月から2012年12月までの約1年半のデータを用いた。

なお安定同位体比の表記に用いられる、 δ 値に関しては、すでに壁谷ら (2022) で詳しく述べたのでここでは省略する。

3. 水の平均通過時間推定方法

時刻 t に流域内のある地点で採取された水の d 値 (d_{out}) は、それ以前の降水の d 値によって次のような積分式で表すことができる。

$$d_{\text{out}}(t) = \int_0^{\infty} g(t') d_{\text{in}}(t-t') dt' \quad (2)$$

ここで、 d_{in} : 降水の d 値 (%), t' : 通過時間 (day) である。 $g(t)$ は応答関数 (weighting function) と呼ばれ、流域内でのトレーサー物質の到達時間の頻度分布を示すものである (Zuber, 1986)。つまり、地中に浸透した水が、湧水、渓流水として流出するまでの地下部での水の混合様式を表現する部分に当たる。

入力となる降水 d 値が式3のような正弦関数により近似できる場合、出力である基底流出水は式4のように示すことができる

(Kabeya *et al.*, 2007)。

$$d_{in} = d_0 + kt + A \sin(\omega t) \quad (3)$$

$$d_{out}(t) = d_0 + k(t - \tau) + B \sin(\omega t + \varphi) \quad (4)$$

式3のうち、降水 d 値の平均値 (d_0)、降水 d 値の長期トレンド (k)、降水 d 値の変動振幅 (A)、角振動数 (ω) は、降水 d 値の計算値と観測値が最も近くなるようにフィッティングすることで決定した。なお、降水 d 値の平均値 (d_0) は、Kabeya *et al.*, (2007) および Kabeya *et al.*, (2011) と同様に観測期間中の基底流出水の平均値 (13.3%) で代用した。一方、本研究においては Kabeya *et al.*, (2007) で観測された降水同位体比の長期的な変動傾向は確認されなかった。そのため入力関数 (式1) における、 k はゼロとした。

応答関数に拡散モデルを用いた場合、出力を示す式4において基底流出水 d 値の変動振幅 (B) および位相のずれ (φ) はそれぞれ次式により示される (Kabeya *et al.*, 2007)。

$$B = A \exp\left(\frac{1}{2D_p}\right) \exp\left(-\sqrt{\frac{1}{2D_p}} \sqrt{\omega^2 \tau^2 + \left(\frac{1}{4D_p}\right)^2} + \frac{1}{4D_p}\right) \quad (5)$$

$$\varphi = -\sqrt{\frac{1}{2D_p}} \sqrt{\omega^2 \tau^2 + \left(\frac{1}{4D_p}\right)^2} - \frac{1}{4D_p} \quad (6)$$

式4~6を用いて基底流出水 d_{out} 値の計算値と実測値が最も近くなる平均通過時間 (τ) と拡散係数 (D_p) をフィッティングパラメータとして求めた。

なお、本研究においては降水を d_{in} 、基底流出水を d_{out} とし、こ

れらの d 値の変動からⅢ号沢流出水の観測値の変動を最も良好に再現する平均通過時間 (τ) と拡散係数 (D_p) を推定した。

また、本研究で用いた拡散モデルには、平均通過時間 (τ) と拡散係数 (D_p) という2つのパラメーターを有しており、ピストン流的な流れから完全混合流的な流れまで幅広い混合様式をもつ流出システムを再現することが可能である (Zuber, 1986)。

さらに、今回得られた結果を、過去に同様の手法を用いて求めた筑波森林水文試験地 (茨城県石岡市) の全体流域 (O 流域: 3.79 ha; Kabeya *et al.*, 2011) および桐生水文試験地 (滋賀県大津市) のマツ沢流域 (0.68 ha; Kabeya *et al.*, 2007) における基底流出水の平均通過時間の推定結果と比較した (図-1 (a))。

Ⅲ. 結果と考察

図-2に降水の d 値の季節変化を示した。降水の d 値は、夏と冬の水蒸気起源・生成環境の変化に対応した明瞭な季節変化を示した。そのため、 d_{in} は正弦関数で良好に再現可能であった。図-3に基底流出水の d 値の季節変化とモデル出力値 d_{out} を示した。基底流出水の d 値は降水にくらべて振幅は小さくなっているものの、年周期的な季節変動は残存していた (図-3)。推定の結果、得られた2つの最適パラメーターは、それぞれ $\tau = 415$ days, $D_p = 0.0707$ だった。

最適パラメーターを与えた際の応答関数の形状を図-4に示した。この図は、流域システムにおける水の通過時間分布を示すものであり、流域内の水の移動と混合過程の特徴を示すものである。九州地方に位置する表層地質が結晶片岩からなる鹿北Ⅲ号沢 (3.69 ha) の基底流出水に占める寄与率は、平均通過時間の415日より、85日短い330日前後にピークを示した。また、通過時

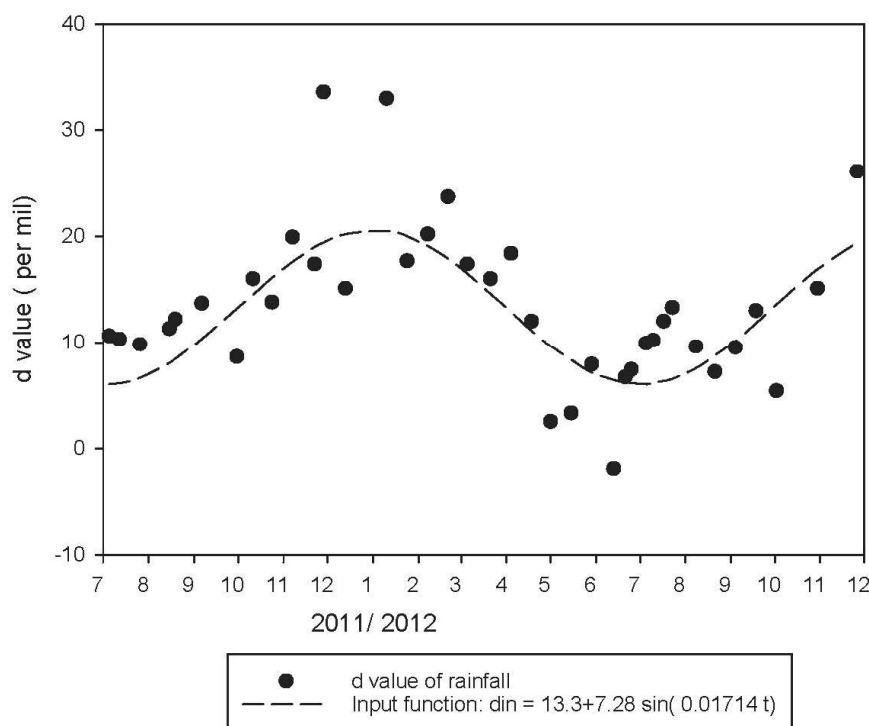


図-2. 降水の d 値の季節変動

間0日~90日程度の“若い水”の寄与がほとんどなかった。これらの値は、関東地方に位置する片麻岩を表層地質としローム層が厚く堆積する筑波森林水文試験地における全体流域（O流域；3.79 ha）の基底流出水の推定値（ $\tau = 605$ days, $D_p = 0.114$;

Kabeya *et al.*, 2011) に比べて平均通過時間は190日短く、 D_p の値は、やや小さい値を示した（図-4）。筑波森林水文試験地の基底流出水の通過時間分布においても、鹿北Ⅲ号沢と同様に“若い水”の寄与がほとんどなかった（図-4）。これに対して、関西

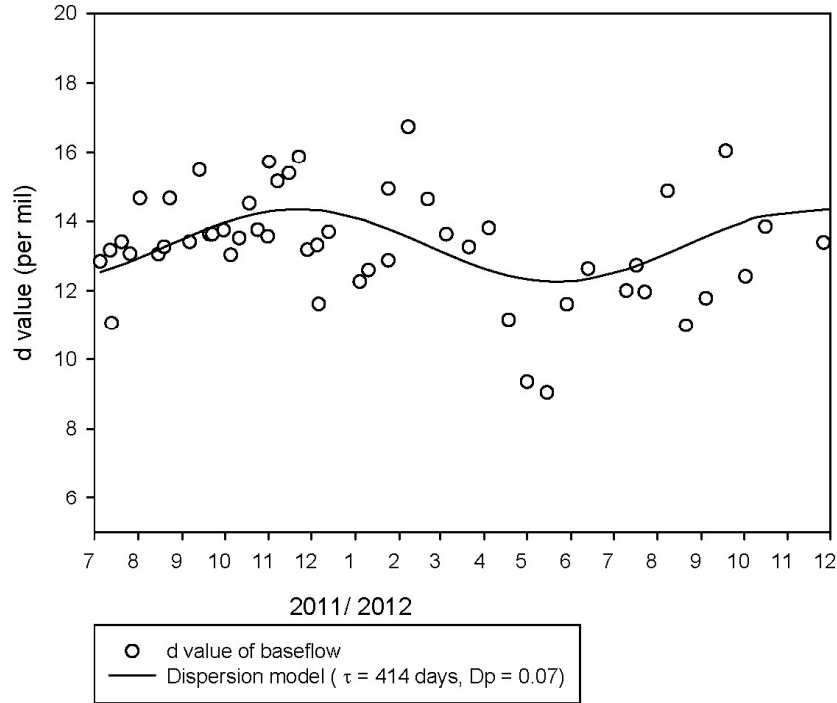


図-3. 基底流出水の d 値の季節変動とモデルの出力

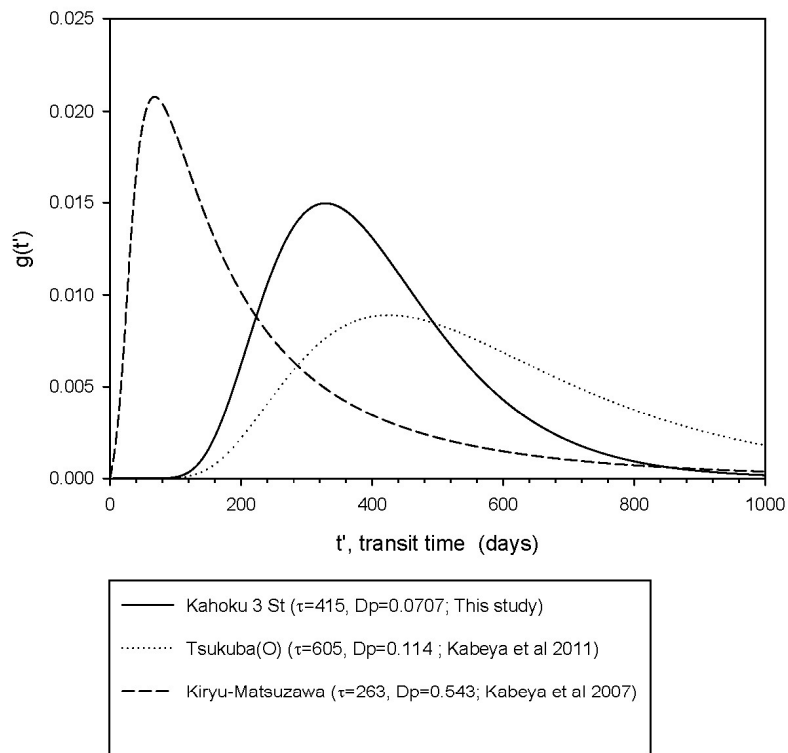


図-4. 拡散モデルによる基底流出水の通過時間分布

地方に位置する表層地質が風化花崗岩からなり前述の2つの流域よりも土層厚が薄い桐生水文試験地マツ沢流域 (0.68 ha) における基底流出水の推定値 ($\tau = 263$ days, $D_p = 0.543$; Kabeya *et al.*, 2007) は、鹿北Ⅲ号沢にくらべて平均通過時間は150日程度短かった。また、桐生水文試験地マツ沢流域の基底流出水の通過時間分布は、前述の2流域と異なり、比較的“若い水”の寄与が大きかった(図-4)。これらの3つの流域の基底流出水の通過時間分布の違いには、流域の土層厚分布に基づく地中の水の移動経路の違いが反映されているものと考えられる。

IV. 結論

九州北部の結晶片岩からなる森林小流域において d 値の季節変動を利用して基底流出の平均通過時間を推定した。鹿北Ⅲ号沢の基底流出水の平均通過時間は415日と推定された。また、推定された基底流出水の通過時間の分布形状において0~90日程度の短い通過時間を持つ“若い水”の寄与がほとんどみられなかった。この傾向は、関東地方でローム層が厚く堆積している特徴を有する森林小流域(筑波森林水文試験地)と類似していた。一方、関西地方の流域内に斜面部の土層厚が薄い特徴を持つ風化花崗岩の源頭部流域(桐生水文試験地マツ沢)のように“若い水”の寄与は見られなかった。

これらの両者の応答関数の形状の違いは、流域ごとの土層厚分布の特徴が、流域内の地中水の移動経路を規定しているためと考えられる。今後は、これらの手法を流域内部の土壌水や地下水、湧水などにも適用し、流域内部の水通過時間の空間分布を把握する予定である。また、これらのトレーサーにより得られた水文情報を、 HCO_3^- 濃度や SiO_2 濃度など風化過程に伴い変化する地球化学情報と組み合わせることで、流域内部の水移動に伴う土壌・基岩の風化過程について明らかにする予定である。

謝辞

本研究は、環境省・地球環境保全等試験研究費「気候変動への適応に向けた森林の水循環機能の高度発揮のための観測網・予測手法の構築」(農1942)の一環として行った。

引用文献

- Dansgaard, W. (1964) Stable isotopes in precipitation. *Tellus* 16: 436-468.
- Kabeya, N., Katsuyama, M., Kawasaki, M., Ohte, N., Sugimoto, A. (2007) Estimation of mean residence times of subsurface waters using seasonal variation in deuterium excess in a small headwater catchment in Japan. *Hydrol. Process.* 21: 308-322.
- Kabeya, N., Shimizu, A., Tamai, K., Iida, S., Shimizu, T. Transit times of soil water in thick soil and weathered gneiss layers using deuterium excess modelling. (2011) In: Abesser, C., Naitman, G., Hill, MC., Blöschl, G., Laksmanan, E. (ed) *Conceptual and Modelling Studies of Integrated Groundwater, Surface Water, and Ecological Systems* (IAHS Publ. 345). IAHS Press, Wallingford, UK, p. 163-168.
- 壁谷直記, 浅野志穂, 清水晃, 萩野裕章, 黒川潮, 北村兼三, 釣田竜也, 清水貴範 (2014) 九州北部の結晶片岩からなる森林流域における年平均土砂生産量の検討. *九州森林研究 九州森林研究* 68: 67-72.
- 壁谷直記, 清水晃, 酒井佳美, 鳥山淳平, 釣田竜也, 小林政広, 清水貴範, 一柳錦平 (2022) 自動採水器を用いた時間別降雨採取装置の開発. *九州森林研究 九州森林研究* 75: 85-87.
- 釣田竜也, 大貫靖浩, 壁谷直記 (2015) 九州北部の森林小流域における土壌から溪流への水質変化. *地形* 36: 173-193.
- 山中勤 (2020) 環境同位体による水循環トレーシング. 共立出版, 東京, 242 p.
- Maloszewski P, Rauert W, Stichler W, Herrmann A (1983) Application of flow models in an alpine catchment area using tritium and deuterium data. *J Hydrol* 66: 319-330.
- Zuber A (1986) Mathematical models for the interpretation of environmental radioisotopes in groundwater systems. In: Fritz P, Fontes JC (eds) *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry, Vol. 2, Terrestrial Environment B*. Elsevier, Amsterdam, The Netherlands, pp 1-59.
- (2022年11月12日受付; 2022年12月19日受理)