

マルチトレーサーおよびモデリング手法による濁水流下現象が扇状地の地下水水位に与える影響評価

Identifying effects of high turbidity river water on groundwater level variation in alluvial fan by multi-tracer and modeling methods

島根大学学術研究院 助教 吉岡 有美

(研究計画ないし研究手法の概略)

1. 研究背景

石川県中央に位置する手取川扇状地に賦存する豊富な地下水は、水道用水、工業用水、消融雪用水などを供給している。手取川源流部で2015年5月に発生した大規模な斜面崩壊後、手取川と手取川から灌漑水を取水する用水路で濁水現象が継続的に観測された。同時期に、扇状地内の河川中流域の河川両岸から4km程度の範囲で急激な地下水水位低下が生じ、最終的な低下量は数m～15mに達した。続く2016年の低下量も前年と同程度に大きく、2015・2016年は特異な地下水水位変動であった。2017年8月頃から灌漑期の水位上昇がみられ、2018年には斜面崩壊前と同程度まで回復した(図1)。

本扇状地では、ほとんどの河川区間において河床堆積物を通して河川水は地下水へ移動しており、河川水による地下水涵養が生じる。また、扇状地面積の約半分を水田が占めており、灌漑期には水田からも比較的多くの地下水涵養が生じる。さらに、降水を加えて、地下水は複数の地表水からの涵養を受ける。したがって、濁水流下が地下水涵養機構に与えた影響を検証するためには、異なる涵養源からの涵養水を区分すること、つまり保存性が高くかつ涵養源によって値が異なるトレーサーによる評価が有効である。本研究では、2016年4月から2ヶ月間隔で採水調査、多項目の水質成分の分析を実施した。1) 強い蒸発を受けると値が変化することから、水田からの涵養のトレーサーである酸素・水素安定同位体比から地下水涵養機構の変化を評価すること、2) 複数の微量元素からトレーサーとなる項目を探求するとともに、地下水涵養機構の変化を評価すること、3) 地下水流動モデルによって特異な地下水変動を再現し、モデルとマルチトレーサーという異なる手法により評価した涵養機構の変化の妥当性を検証することを目的とした。

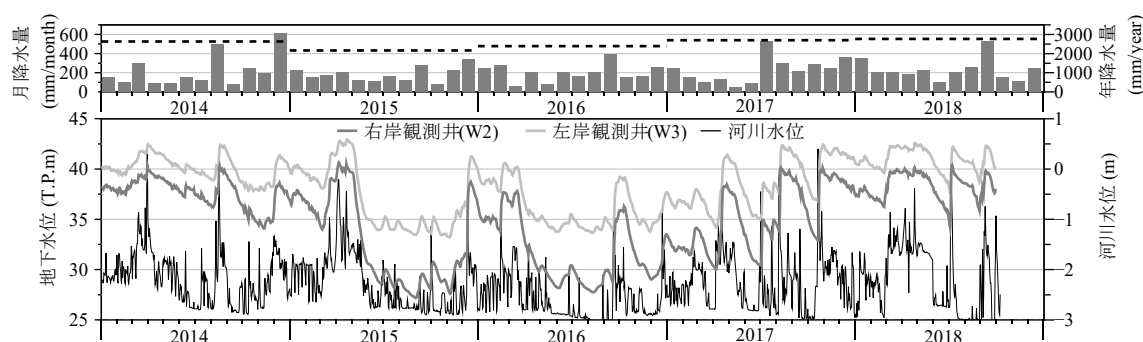


図1 降水量，地下水水位，河川水位の経時変化

2. 材料と方法

2.1 採水調査

2016年4月～2018年10月までの期間に、2ヶ月間隔で各調査月の下旬に、犀川，梯川を境界とした

面積190km²の扇状地内において現地調査を実施し、地下水として浅層地下水と湧水を、地表水として河川水、田面水、降水を採取した。図2にそれぞれの採水地点を示す。浅層地下水については、時期

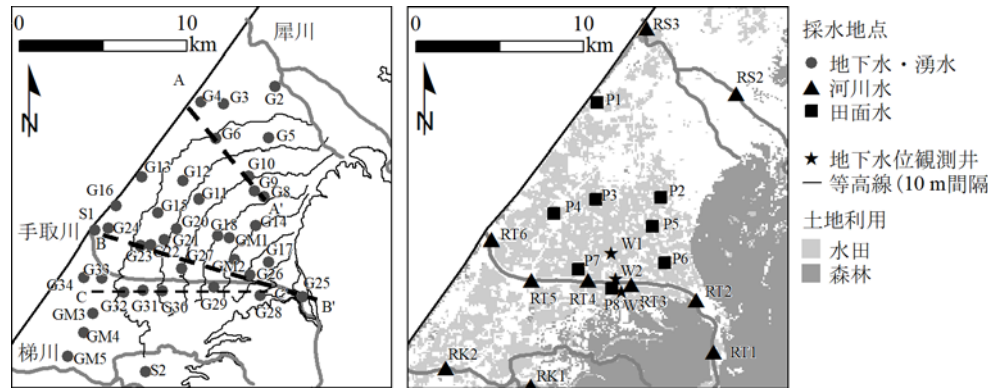


図2 採水地点および土地利用分布

によって若干異なるが、通年的に使用されている官民所有の井戸34地点 (G1~G34), 冬期のみ稼働する消雪用井戸5地点 (GM1~5) で採取した。地下水は、基本的にはポンプにより揚水された水をサンプリングした。湧水については、S1およびS2の2点で採取した。また、河川水については、犀川において3地点 (RS1~3), 手取川において6地点 (RT1~6), 梯川において2点 (RK1~2) で採取し、田面水については8地点 (P1~8) で採取した。降水については、対象エリア内にプラスチック製ロート付きのタンクを1個設置して採取を行った。上記に加え、2008年8月, 2009年11月, 2010年6月, 2011年6月に実施された類似調査の結果 (微量元素は2011年のみ計測) も考察に用いた。

2.2 水質分析

現地で得られた各水サンプルにおける酸素・水素安定同位体比 ($\delta^{18}\text{O}$ と $\delta^2\text{H}$) および含有微量元素濃度を分析した。

$\delta^{18}\text{O}$ と $\delta^2\text{H}$ については、水同位体比アナライザー (Picarro 社製, L2120-i 及び L2130-i) を用いた。 $\delta^{18}\text{O}$ と $\delta^2\text{H}$ の測定誤差は、それぞれ 0.025‰, 0.1‰であった。2008~2010年の採水試料の $\delta^{18}\text{O}$ と $\delta^2\text{H}$ は、安定同位体比質量分析計 (Thermo Fisher Scientific 社製, DELTA V Advantage) で計測を行った。 $\delta^{18}\text{O}$ と $\delta^2\text{H}$ の測定誤差は、それぞれ 0.05‰, 2‰であった。

含有微量元素濃度については、厚生労働省の水質基準項目を参考にLi, V, Cr, Mn, Ni, Cu, Rb, Sb, Mo, Ba, Pbに着目し、ICP質量分析計 (ICPM8500, 島津製作所) を用いてこれらの濃度を測定した。

2.3 地下水流動解析

不飽和帯を飽和帯と一体的に扱えるモデルであるMODFLOW-SURFACT (HydroGeoLogic, 1996) を用いて、対象エリア内における地下水流動解析を行った。今回対象としているエリアのうち、手取川流域の部分のみを対象に同手法にて構築した地下水流動モデル (Iwasaki et al., 2014) が既にあることから、本研究では、そのモデルでは手取川左岸域までが対象エリアだったところを梯川まで拡張させ、さらに地表面に水田表層土を表現するレイヤーを追加する形でモデル構築を図った、

地下水流動の支配方程式は連続式とダルシー則から導かれる次式で与えられる。

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(K_{xx} K_{rw} \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_{yy} K_{rw} \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_{zz} K_{rw} \frac{\partial h}{\partial z} \right) - W = \phi \frac{\partial S_w}{\partial t} + S_w S_s \frac{\partial h}{\partial t} \quad (1)$$

ここで、 x, y, z は座標 (L), K_{xx}, K_{yy}, K_{zz} はそれぞれ x 軸方向, y 軸方向, z 軸方向の飽和透水係数 (LT^{-1}), K_{rw} は相対透水係数, h は水頭 (L), W は吸い込み・湧き出し項 (T^{-1}), ϕ は排水可能な間隙率 (比産出率 S_y と同義), S_w は飽和度, S_s は比貯留率 (L^{-1}), t は時間 (T) である。(1)式で使われる相対透水係数 K_{rw} の計算にはVan Genuchtenの式を用いた。

また、地表面からの涵養量は次式で推定した。

$$R = \sum \alpha_i (P - K_{ci} E_p) \quad (2)$$

ここで、 R は涵養量 (L/T)、 α_i は各グリッド内の土地利用 i (1:水田, 2:転作田, 3:畑地, 4:都市域)の割合、 P は降水量 (L/T)、 K_{ci} は作物係数であり、 E_p はペンマン法によって推定された蒸発散位 (L/T)である。水田での灌漑期の涵養量は、取水量や減水深の観測データに基づき設定した。

手取川における、河川からの地下水涵養は流量境界条件でモデル化した。流量境界条件では、河川水位と地下水位の水位差に水の交換のしやすさを表すコンダクタンスを乗じて浸透量とする。コンダクタンスは、河床堆積物の透水係数に河道幅、河道長さに乗じて、河床堆積物の厚さで除したものである。河床堆積物の厚さを1 mに変更し、河川水位と河道幅は日別で与えた。モデルに含まれるパラメータのうち、比貯留係数、比産出率、帯水層の透水係数(計18個のパラメータ)および河床の透水係数を濁水発生前までの地下水位が再現されるように最適化計算から同定した。灌漑期の水田からの涵養量を変化させる、河床の透水係数を低下させるといった計算シナリオを設定し、地下水位に影響を与える因子を評価した。さらに、もっとも特異な地下水位変動が再現されるシナリオを抽出し、地下水涵養機構の変化について考察した。

(実験調査によって得られた新しい知見)

3. 結果と考察

3.1 安定同位体比による涵養源の評価

本研究で得られた $\delta^{18}\text{O}$ と $\delta^2\text{H}$ のうち、ここでは分布の時間的変動が特徴的と思われた $\delta^{18}\text{O}$ のみに着目して考察を述べる。地下水中の $\delta^{18}\text{O}$ の分布を図3に示す。この図から見受けられる基本的な傾向として、①手取川河川沿いでは年間を通じて $\delta^{18}\text{O}$ の値が低く、手取川河川から離れるに従い高くなっていることと、②手取川から北東部に少し離れたエリア一帯では、2017年10月のような例外はあるものの、どの年も概して6~10月にかけて $\delta^{18}\text{O}$ の値が大きくなっていることの2点が挙げられる。本地域における地下水の降水以外の主たる涵養源は、手取川河川からの浸透水と地域全体に広く分布した水田からの浸透水の2つと考えられ、調査期間中における手取川河川水の $\delta^{18}\text{O}$ 値は-11.2~-6.3 ‰であり、一方、田面水のそれはより大きく最大で-3 ‰であった。水が地表面で蒸発作用、すなわち動的分別作用を受けると $\delta^{18}\text{O}$ はより大きい値へと変化していくことが知られており、両者における $\delta^{18}\text{O}$ 値の差異は、降水あるいは手取川から取水され水田に供給された水が、湛水中に蒸発作用を受けたことによって生じたものと考えられる。手取川河川沿いの地下水は、河川からの涵養を安定的に受けており、一方、河川から離れ、地表が水田となっているエリアの地下水では、水田からの涵養がより多くなり、また、その相対的な寄与割合は、湛水管理が行われる灌漑期では高く、非灌漑期では低くなるという時期的変動が起こり得ると考えるのが自然であり、図3はその様子を妥当に表現できているといえる。なお、崩壊前のデータから作成した $\delta^{18}\text{O}$ の分布図と比較したところ、崩壊前後で明確に変化しているような傾向は認められなかった。

扇状地扇頂から日本海を結ぶ縦断面(図1のA-A', B-B', C-C')を設定し、各側線沿いの地下水および手取川河川水の $\delta^{18}\text{O}$ を図4に示す。各地点の井戸深度は大きく変わらないことから井戸の地盤標高を横軸とした。特異な地下水位がみられた2016年の $\delta^{18}\text{O}$ については、左岸域の河川中流部では-9 ‰前後の値をとる。同時期の右岸域および手取川河川水は-10 ‰前後であるのに対して、左岸域は1 ‰程度高い。さらに、左岸域では崩壊前よりも高いことがわかる。2017年および2018年では同一地点でも2 ‰程度の季節変化がみられ、手取川の左岸域と右岸域の地下水での $\delta^{18}\text{O}$ の差異は小さくなっている。以上より、2016年左岸域では右岸域とは異なる涵養主体に移行したことが推察される。

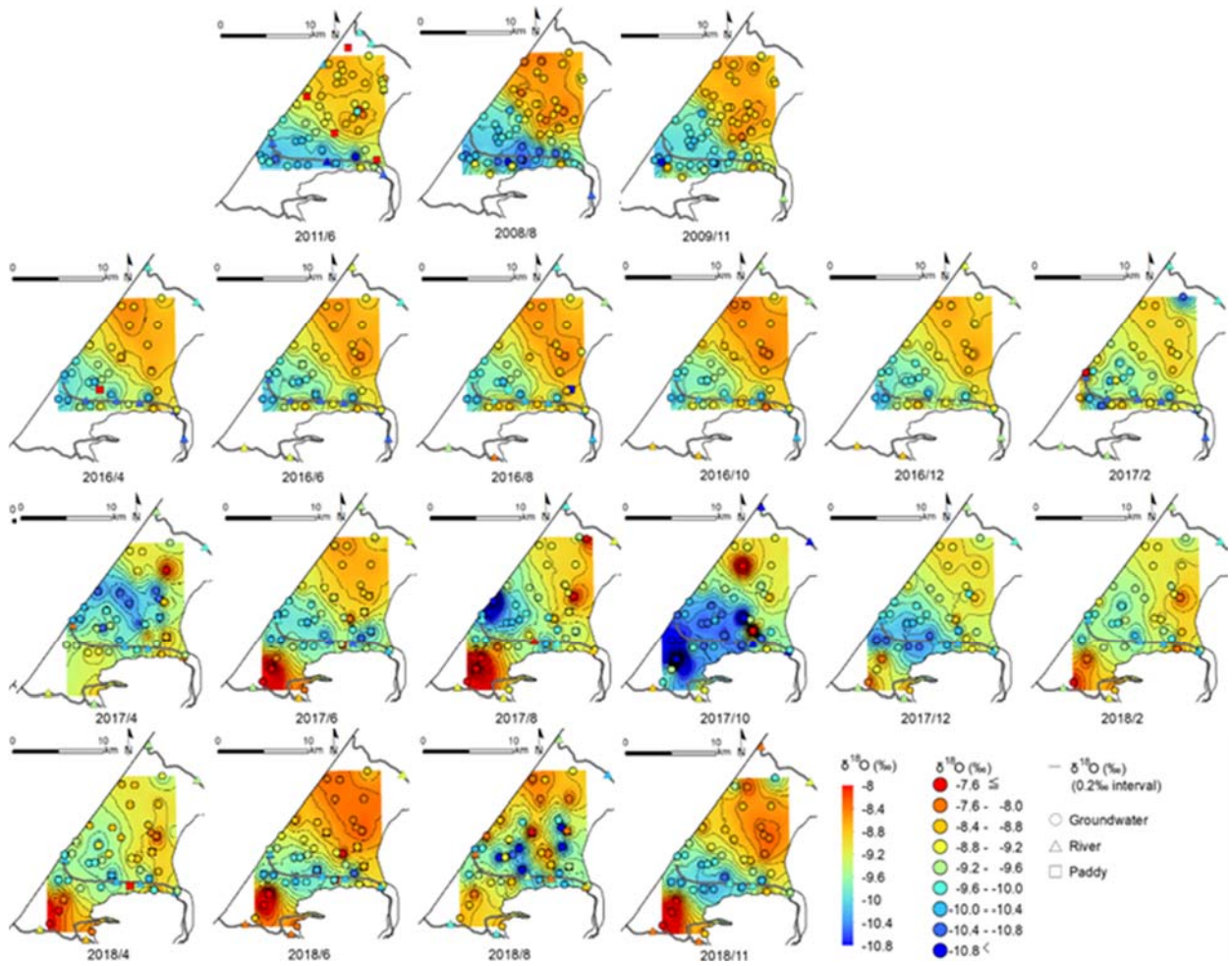


図3 地下水の $\delta^{18}\text{O}$ の分布

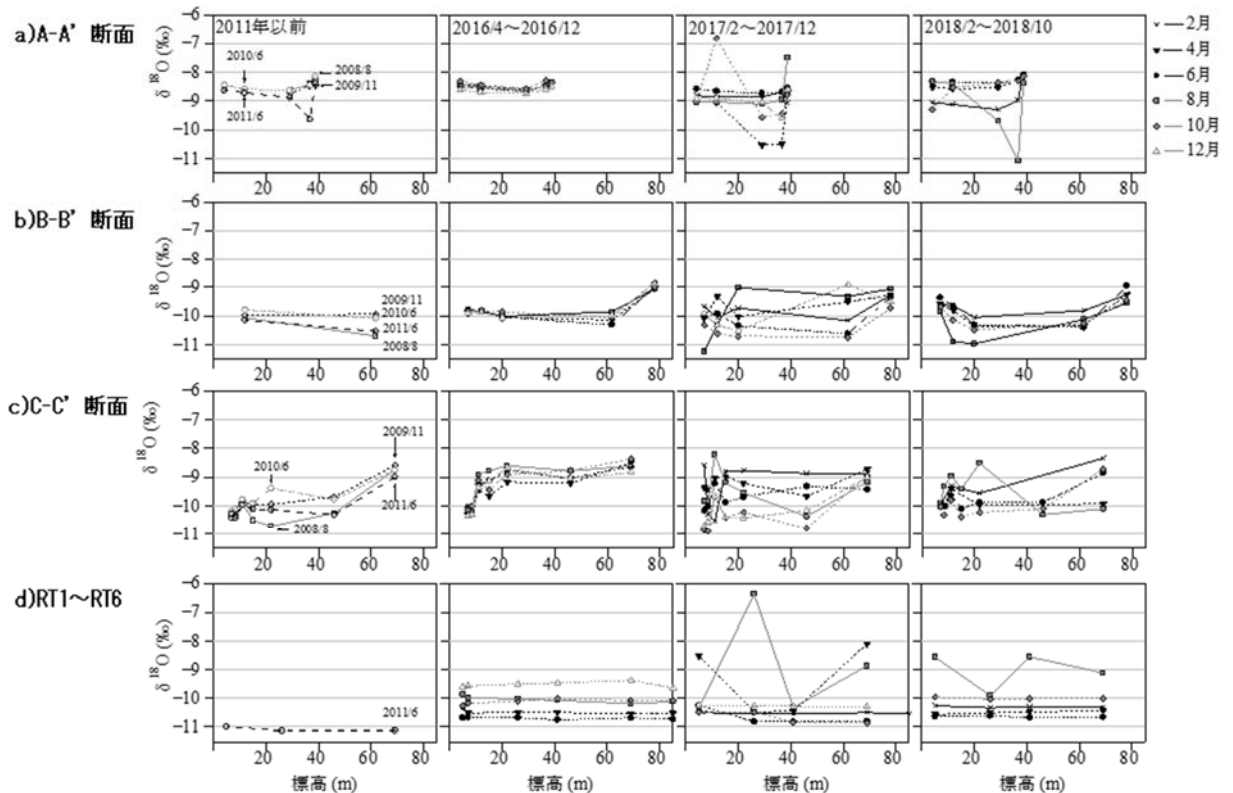


図4 縦断面における地下水と河川水の $\delta^{18}\text{O}$

3.2 微量元素

3.2.1 分布特性

10元素のうち2種の濃度比（ $^{10}\text{C}_2=45$ 通り）の分布特性を検討した結果、複数ある元素の濃度比のうち、Rb/Li比は降雨等による短期的な濃度変動の影響を小さくすることができ、かつ手取川のRb/Li比は地下水と比較して小さいことがわかった。そこで、地下水のRb/Li比の空間分布を灌漑期と非灌漑期、濁水流下前後の灌漑期と比較した（図5）。扇状地内の地下水におけるRb/Li比の分布は、調査期間のいずれの月においても扇状地北東部において局所的に高く、また手取川中流部の左岸部一帯においても高いという共通点がみられた。一方、灌漑期である6月と非灌漑期である10月の分布を比較すると、手取川中流部の右岸一帯では、値に比較的大きな違いが確認された。同扇状地は、地下水（平均Rb/Li比=2.5）に比べて相対的に値の小さい手取川河川水（平均Rb/Li比=0.4）が扇状地全域の水田用水として利用されていることから、この変化は水田からの地下水涵養の増減に起因し、河川からの直接的な涵養量は年間を通して比較的少ないと推察される。一方で、濁水流下前後の6月では、分布傾向の差異は小さいことがわかった。

3.2.2 主成分分析

8つ微量元素のLiとの濃度比について、2011年と2016年～2018年における地下水のべ542サンプルと手取川河川水のべ75サンプルに対して主成分分析を行った。主成分分析の結果を表1に示す。各元素においてLiとの濃度比を用いることで、第2主成分までを考慮して元のデータの7割以上を説明できるという結果を得た。主成分分析によって得られた各地点の地下水における第1、2主成分の得点を、2016年4月～2017年6月の「地下水位低下期」、それ以降2017年8月～2018年10月の「地下水位回復期」に分け、2011年の地下水とともに整理した例を図6に示す。ほとんどの地点では、手取川から離れたG2にみられるように時期ごとのバラツキが少なく、2011年の地下水付近にデータが集中するという傾向がみられた。一方、地下水位低下の影響が比較的大きかった手取川中流部のG27とG29などの地点では、地下水位低下期のバラツキが回復期に比べて大きく、また回復期のデータのほとんどが2011年の地下水付近に位置するという傾向がみられた。こうした傾向の違いは、崩落に伴う地下水位変動への影響の有無を表していると解釈できる可能性がある。回復期には崩落前における得点とほぼ同じであることから、現時点では崩落前の状況に回復しているとも解釈できる。

3.3 地下水流動モデル

水田域に位置する観測井W1地点におけるモデルによる地下水位の計算結果と観測値の比較を図7に示す。崩壊前についてはおよその再現性が得られた。崩壊後の地下水位低下傾向に対する複数の

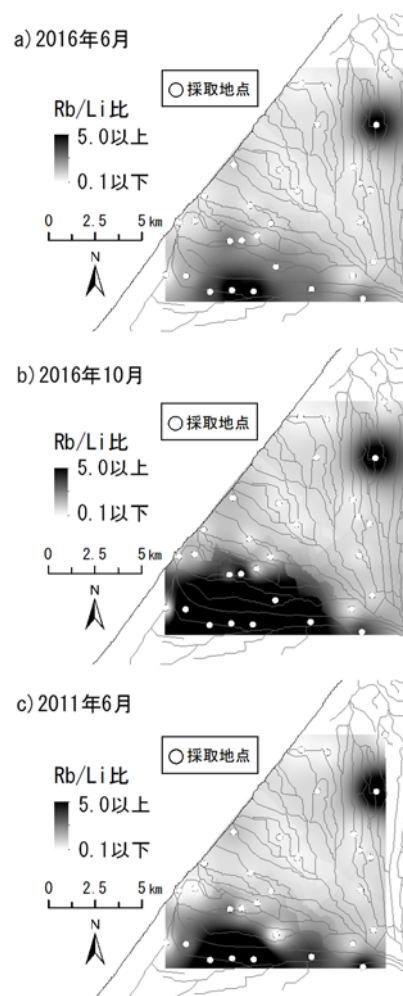


図5 地下水 Rb/Li 比分布図

表1 主成分分析の結果

変数	平均	標準偏差	主成分負荷量			
			第1	第2	第3	第4
V/Li	8.29	27.1	0.70	-0.61	0.13	0.09
Cr/Li	0.88	2.05	0.65	-0.63	0.25	-0.12
Mn/Li	8.49	34.7	0.55	0.45	0.58	0.38
Cu/Li	10.8	23.2	0.65	0.35	0.16	-0.65
Rb/Li	2.24	4.75	0.79	0.05	-0.51	0.05
Sb/Li	0.17	0.35	0.93	0.20	0.08	0.05
Ba/Li	18.5	31.9	0.80	0.17	-0.43	0.17
固有値			3.77	1.17	0.90	0.62

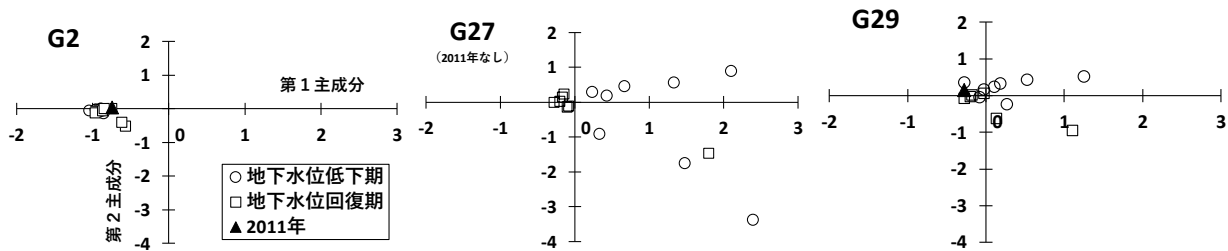


図6 地点ごとの主成分得点

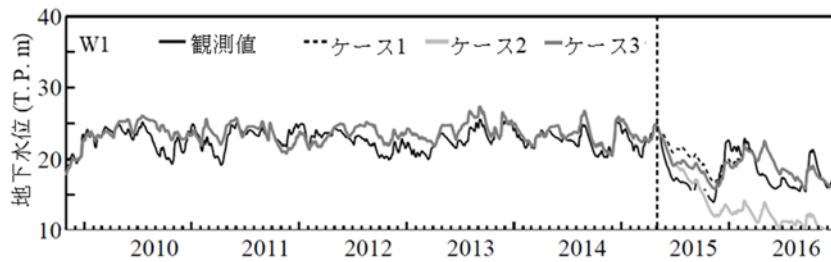


図7 地下水位の計算値と観測値の比較

シナリオによる計算の結果を以下に説明する。2014年と2016年の現地観測に基づいて崩壊（2015年5月1日）以降の水田からの涵養量を52～69%減少させたケース1では、計算水位で灌漑期の地下水位低下がみられたが、低下速度および低下量ともに再現性は低い。つぎに、ケース1の条件に崩壊以降、河川区間によって値は異なるが河床の透水係数をm/s単位で一律1オーダー低下させたケース2では、低下速度が概ね再現できた。ただし、灌漑期終わりでの、地下水位低下量は観測値よりも大きくなった。そこでケース3では、河床透水係数の低下期間を2015年5月1日～2015年7月1日（小規模な出水イベント、河川流量87m³/s）までとした。このケース3においてもっとも地下水位低下速度および低下量ともに計算値の再現性が高かった。

計算された年間水収支では、崩壊後の水田と河川からの涵養量の低下をモデル上考慮しない場合でも地下水貯留量が低下しており、水供給量がそもそも少ないことがわかった。それに加え、水田と河川からの涵養量の低下が河川周辺の局所的な地下水位の低下を引き起こしたものと考えられる。

4. まとめ

地下水中の微量元素の濃度比を用いた主成分分析によって、崩壊後に生じた地下水位変動への影響を評価できる可能性が示され、さらにその結果から、崩壊による地下水への影響は収束あるいは崩壊前の状態に回復しつつあることが示唆された。酸素安定同位体比あるいは微量元素濃度比における時期的分布特性を踏まえると、崩壊が地下水涵養機構に及ぼした影響は時間的にも空間的にも限定的であった可能性が高い。また、地下水流動モデルによる解析からは、崩壊後以降約2ヶ月間河床の透水係数の低下とその後の回復が生じた可能性が示唆され、マルチトレーサーの検討結果を一部支持するものであった。

（発表論文）

- ・ 吉岡有美, 伊藤真帆, 中村公人, 瀧本裕士, 土原健雄: 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, 2018
- ・ Yumi Yoshioka, Kimihito Nakamura, Hiroshi Takimoto, Shinji Sakurai, Takao Nakagiri, Haruhiko Horino: 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 (投稿準備中)