

水質及び同位体分布特性からみた水田主体扇状地における地下水涵養源の分類

メタデータ	言語: Japanese 出版者: 独立行政法人 農業・食品産業技術総合研究機構 農村工学研究所 公開日: 2025-10-31 キーワード (Ja): キーワード (En): 作成者: 土原, 健雄, 吉本, 周平, 石田, 聡, 今泉, 眞之 メールアドレス: 所属:
URL	https://doi.org/10.24514/0002001411

〔農工研技報 211〕
21~34, 2011〕

水質及び同位体分布特性からみた水田主体扇状地における 地下水涵養源の分類

土原健雄*・吉本周平*・石田 聡*・今泉眞之**

目 次

I 緒 言	21	IV 結 果	25
II 調査地概要	22	1 地下水の水質組成	25
1 地 形	22	2 水素・酸素安定同位体比分布	25
2 地 質	22	3 放射性同位体分布	28
3 地下水利用	22	V 考 察	30
III 研究方法	23	1 浅層地下水の涵養源の分類	30
1 採水地点	23	2 浅層地下水と深層地下水の差異	31
2 水質及び同位体分析	23	VI 結 言	32
3 動的同位体分別を考慮した蒸発線の推定	24	参考文献	32
4 地下水年代の補正	24	Summary	34

I 緒 言

日本の低地全体の半分強(54%)を占める扇状地は、我が国の広大な水田農業地帯を形成しており(瀬戸, 1986)、また扇状地を有する流域のうち集水面積が200km²を越えるものは72に及ぶ(斉藤, 1988)。扇状地ではその地形を利用し、扇頂部で取水された河川水をネットワーク状に広がるかんがい用水路を通じて水田に供給するとともに、かんがいされた用水は水田から地下水を涵養している。扇状地内の地下水の流動機構については環境同位体や希ガスをトレーサーとした研究があるが(例えば、井川ら, 2005; Althaus et al., 2009)、地表水の量、帯水層への涵養量、地下水の流動速度、被圧地下水の被圧度等においては地域的な差異が大きく(嶋田, 1998)、また時期により異なる農業用水利用は、扇状地において複雑な地表水と地下水の交流現象を生じさせている(例えば、土原ら, 2009)。特に農業用水利用に伴う地下水涵養量の変化、河川への地下水の流出、伏流といった現象、地下水質の形成メカニズムについては十分に解明されているとはいえず、実証的な調査・研究例が不足しているのが現状である。

地下水位の低下や水質の悪化といったこれまでの地下水資源管理の問題に加え、気候変動への適応という新たな問題がある。気候変動に伴う降水量、降水パターン、蒸発散量の変化は、地下水の涵養能の変化として、特に浅層の不圧地下水に影響を及ぼすと考えられる。さらに、降水の地域的・時間的変動性が強くなることにより、地表水利用の不確実性が増大し、予備的な淡水資源として相対的に地下水利用への依存が増大する可能性が指摘されている(IGES, 2008)。しかし、地下水についての気候変動による影響評価への関心は地表水と比較して低く(Kundzewicz et al., 2007)、特に浅層の不圧地下水と地表水との交流現象に関する研究はほとんど行われていない(Okkonen et al., 2010)。農業農村地域において、今後の気候変動に適応した適正な地下水資源管理を実施していくためには、水田かんがいを考慮した浅層地下水の涵養-流動-流出特性を定量的に評価する必要がある。

一般的に扇状地は、土石流の砂礫により形成される「土石流涵養型扇状地」と洪水時に運搬される掃流砂礫によって形成される「掃流砂礫堆積型扇状地」に分類され、前者は比較的小規模であり、後者は大扇状地を形成する(斉藤, 1988)。本研究で対象とした手取川扇状地(石川県)は掃流砂礫堆積型の典型例の1つであり、流路を放射状に移動しながら掃流砂礫を厚く堆積させた扇状地である。手取川扇状地では、水田を中心とした農業地帯が広がるとともに、農業用に加え、工業用・水道用としての地下水取水が行われている。近年、手取川扇状地における地下水揚水量は減少傾向にあるが、都市化・水田

* 農村総合研究部地球温暖化対策研究チーム

** 農村環境部

平成23年1月18日受理

キーワード：扇状地、環境同位体、水田、地下水、涵養源、河川浸透

面積減少に伴う地下水涵養量の減少、また地下水位低下に伴う深層地下水利用の増加が問題として顕在化している。このため、地表水から地下水への水循環を正確に把握した上で、扇状地における地下水保全の手法を検討する必要があるといえる。これより、本研究では、水田農業が主体の手取川扇状地内の地表水・地下水の水質及び同位体（主要イオン、酸素・水素同位体比、放射性同位体であるトリチウム、放射性炭素）の分布特性を示し、浅層地下水の涵養源の分類を行う。また、それら水質及び同位体分布特性から扇状地の浅層地下水と深層地下水の差異を明らかにする。

なお、本研究は、農林水産省委託プロジェクト研究「地球温暖化が農業分野に与える影響評価と適応技術の開発」及び石川県委託研究「農業用水を核とした健全な水循環に関する研究」の支援を受けて実施された。ここに記して深謝の意を表す。

II 調査地概要

1 地形

手取川扇状地は、白山市鶴来を扇頂部として金沢市南から能美市根上にかけて広がり、扇面面積は191km²、手取川の集水域は750km²に及ぶ。扇頂部で取水された手取川の河川水は、扇頂部から扇端部にかけて樹枝状に広がる用水路を通じて、水田にかんがい用水として供給される。扇状地主部の地表面標高は同心円状を呈し、扇頂部の標高約90m、扇端部の標高約5m、勾配は扇頂部から扇中央部にかけて1/130、扇端部で1/200である。扇頂部を中心に扇状地を4つに分割した場合（Fig.1中のzone 1～4）の土地利用割合はTable 1となる（国土数値情報土地利用細分メッシュ2006年度より作成）。zone 1～3の土地利用は水田が卓越するのに対し、都市部に近いzone 4は水田面積の割合が減少し、相対的に建物用地の割合が増加する。

2 地質

扇頂部にあたる白山市鶴来付近の山地は、第三紀中新世の火山岩類・同火砕岩類（緑色凝灰岩及び流紋岩類）から構成され、本扇状地区の基盤を形成している。扇状地の右岸丘陵は、鮮新統の大桑砂岩層及び下部洪積統の卯辰山層が分布する（北陸農政局計画部、1977）。扇状地砂礫層は、周辺の丘陵地の地層と断層によってできた沈降帯に形成された。すなわち、卯辰山層堆積後10万年より前の構造運動によって、東縁丘陵部と南縁丘陵部との境に断層ができ、ここに手取川による砂礫層が堆積し始め、基盤の沈降運動が継続して卯辰山層の上に厚い扇状地砂礫層が形成された（渡辺、2002）。扇中央部付近での砂礫層の厚さは130m以上を有する。Table 2に第四紀地質層序、Fig.2に地質断面図を示す。ここでは、北陸農政局計画部（1977）の区分に従い、扇状地堆積層

を上部と下部に分け、上部を沖積統AG(f)層、下部を上部洪積統相当のDG(f)層とした。洪積統は、上位より砂礫層からなるDG₁層（扇状地堆積物として性質の強いものはDG(f)層）、粘土層からなるDC₁層、砂礫層からなるDG₂層、粘土層からなるDC₂層、砂礫・粘土の互層からなるD-T層に分けられる。AG(f)層は20～30mの層厚で、DG(f)層より粗粒礫が多く透水性も大きいようである（北陸農政局計画部、1977）。本研究では、渡辺（2002）の区分に従い、AG(f)層を第一帯水層、DG(f)層を第二帯水層、D-T層を第三帯水層とする。地下水表面は時期により上下するが第一、二帯水層中に現れている。ここでは第一、二帯水層中の地下水を浅層地下水、第三帯水層中の地下水を深層地下水とする。

3 地下水利用

石川県環境部水環境創造課（2007）によれば、手取川扇状地に含まれる4市2町（金沢市、小松市、白山市、能美市、川北町、野々市町）の2005年度の地下水揚水量は1億1,190万m³であった。内訳は工業用が51.4%で最も多く、水道用31.5%、消雪用8.9%、農業用4.9%、建築物用3.3%であり、農業用は4～8月、消雪用は12～3月に揚水量が増加する。

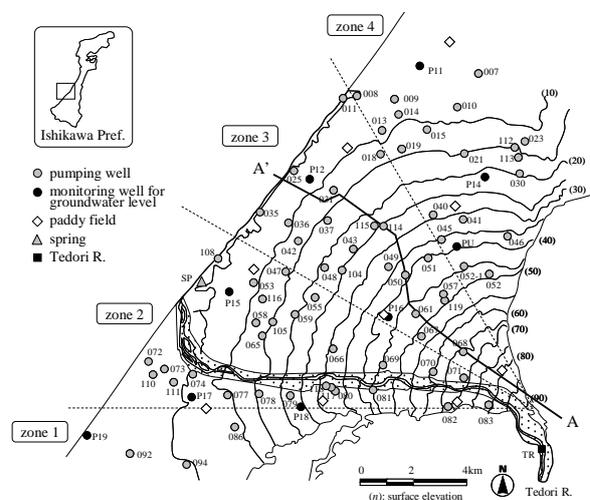


Fig.1 手取川扇状地及び調査地点位置図

Location map of the Tedori River fan and observation points

Table 1 各ゾーンの土地利用割合
Land use ratio in each zone

zone	1	2	3	4
水田	56.3	64.2	68.2	33.2
その他農地	0.4	0.5	0.9	3.6
森林	6.4	1.2	0.3	2.0
建物用地	28.7	17.0	23.6	50.9
水面	1.3	10.6	0.4	0.7
その他	7.0	6.5	6.6	9.6

(単位：%)

Table 2 地質層序（北陸農政局計画部（1977）より抜粋）
Geological stratigraphy

時代	地形面区分	水理地質区分
沖積世	砂丘	砂丘砂Ad
	潟埋積層	上部層（粘土AC ₁ ） 下部層（砂As, 粘土AC ₂ ）
	扇状地	扇状地砂礫層AG(f), 砂礫層（AG）
洪積後期	上部洪積統 （低位段丘）	砂礫層DG ₁ 扇状地性礫層DG(f)
	上部洪積統 （中位段丘）	粘土層DC ₁
洪積中期	中部洪積統 （高位段丘）	砂礫層DG ₂
		粘土層DC ₂
洪積前期	下部洪積統 堆積層	砂礫・粘土互層（D-T）
基盤	丘陵	鮮新統Tu
	山地	

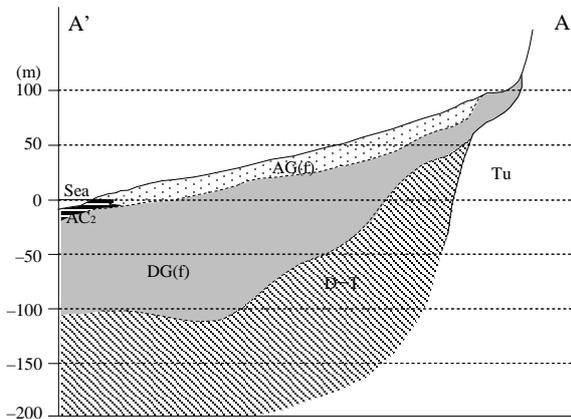


Fig.2 地質断面図（A-A'）（北陸農政局計画部，1977）
Geological cross section A-A'

III 研究方法

1 採水地点

手取川扇状地及びその後背流域において、主要イオン、水素・酸素安定同位体比、トリチウム (T, ³H)、放射性炭素 ¹⁴C 分析用の採水を行った。扇状地内の採水地点を Fig.1 に示した。井戸は市町村の水道課、学校等の公共施設や企業の取水井、石川県が保有する地下水位観測井 (Fig.1 中の P + 数字) 及び石川県立大が保有する観測井 (同 PU) を対象とした。取水井については揚水機により揚水された地下水を採水した。観測井は、ストレーナが異なる深度に設けられている場合は深度別の採水を行った。対象とした井戸において地下水の一斉採水をかんがい期の 2 時期 (2008 年 8 月, 2010 年 6 月)、非かんがい期の 1 時期 (2009 年 11 月) に実施した。本地域におけ

るかんがい期は 4 月 13 日～9 月 10 日である。

定期観測地点として浅層・深層地下水を区分して採水可能な PU 地点を選定し、浅層地下水 (PU50)、深層地下水 (PU150) の定期採水を実施した。PU50 は深度 50m, オールストレーナであり、地下水面が存在する帯水層は DG (f) 層に相当する。PU150 は深度 150m, ストレーナ区間である 144～150m の帯水層は D-T 層である。採水深度は、PU50 は水面下 1m, PU150 は 145m である。採水は上記の一斉観測に加え、2009 年 5 月～2010 年 7 月の期間において 2 週間～1 ヶ月程度の間隔で採水を実施した。また、PU50, PU150 のトリチウム分析用の採水を河川水 (TR), 湧水 (SP) とともに、2009 年 11 月に実施した。さらに、PU150 において ¹⁴C 分析の採水を 2010 年 9 月に実施した。

扇状地内の降水の採取を PU 地点において、2008 年 6 月～2009 年 3 月まで行った。採取には、油膜タイプ (Friedman et al., 1992) とボールタイプ (風早・安原, 1994) の両方の特性を取り入れた蒸発防止用採取器を用いた。さらに、水田における水素・酸素安定同位体比分布を明らかにするために、2009 年 5 月 28 日, 6 月 22 日, 8 月 6 日に扇状地内の水田 9 ヶ所 (Fig.1) 及び各水田の水口に接続する用水路においてかんがい水を採取した。また PU 地点の水田において、2010 年 6 月 3 日に田面水の連続採水を実施した。

手取川扇状地の後背の手取川流域では、広域の安定同位体比分布を明らかにするために、標高の異なる集水域で地表水を採取した。採水地点は、2008 年 (土原ら, 2010) の地点と重複する 13 地点であり、採取は 2009 年 11 月に実施した。

2 水質及び同位体分析

a 主要イオン

陽イオン (Na⁺, K⁺, Mg²⁺, Ca²⁺), 陰イオン (NO₃⁻, NO₂⁻, Cl⁻, SO₄²⁻) は、イオンクロマトグラフ (東亜 DKK 社製, ICA2000) により測定を行った。HCO₃⁻ はアルカリ度とし、アルカリ度 (pH4.8 酸消費量) は MR-BCG 混合溶液指示薬で硫酸標準溶液による滴定法により求めた。

b 水素・酸素安定同位体比

自然界における D(²H), ¹⁸O の存在率は非常に小さいため、測定値は VSMOW (Vienna Standard Mean Ocean Water) とよばれる標準海水の同位体比からの千分率偏差 (‰) として次式で表す。

$$\delta (\text{‰}) = (R_{\text{sample}} / R_{\text{ref}} - 1) \times 1000 \quad (1)$$

ここで、R_{sample} は試料中の D/¹H, ¹⁸O/¹⁶O, R_{ref} は標準海水中の D/¹H, ¹⁸O/¹⁶O である。一般に δ 値が大きいほど重い同位体に富むことから重い水、逆に δ 値が小さいほど軽い水とよばれる。水素、酸素の安定同位体比の測定は、それぞれ水素、二酸化炭素ガスを試料瓶の気相部

分に加え、水とガスを同位体交換平衡の状態にさせ、平衡ガスを測定し、ガスと平衡状態にある水の安定同位体比を逆算する。Finnigan 社製 GAS BENCH II により平衡ガスを導入し、安定同位体比質量分析計 (Thermo Fisher Scientific 社製, DELTA V Advantage) により測定を行った。水素・酸素安定同位体比の測定誤差はそれぞれ 2%, 0.05% であった。

c トリチウム

自然界のトリチウムは、宇宙線の中性子と大気中の窒素原子との衝突による核反応により生成され、HTO の形で水分子を構成して自然界を循環している。しかし、1952 年に開始された大気中での熱核爆発実験の結果、降水中のトリチウム濃度は急激に増加し、北半球では 1963 年にピークに達した。以後、大気中での核実験の中止とともに、トリチウム濃度は半減期 (12.4 年) に従って指数関数的に減少し、現在ではほぼ自然発生レベルに回復している。採取した試料は、固体高分子電解質型自動トリチウム濃縮装置を用いて電解濃縮を行う。電解濃縮後、蒸留精製した試料を液体シンチレーションカウンタ (ALOKA 社製, LB5) により測定した。検出限界は 0.03Bq/L であり、濃度の単位として 1TU (Tritium Unit) = 0.12Bq/L を用いる。

d 放射性炭素 ^{14}C

^{14}C は半減期 5568 年の放射性同位体で、放射性炭素とも呼ばれる。上述のトリチウムよりも半減期が長く、 ^{14}C 濃度はトリチウムよりも古い地下水年代測定の指標として用いることが可能である。 ^{14}C 濃度は AD1950 年の濃度を 100 とした場合の割合として pMC (percent Modern Carbon) で表記される。また、地下水の年代値は AD1950 年から何年前であるかを半減期に基づいて逆算することで推定可能であり、yBP (year Before Present) で表記される。

採水した試料は、塩化ストロンチウムを添加することで、試料水中の溶存無機炭素 (Dissolved Inorganic Carbon, 以下 DIC) を炭酸ストロンチウムとして沈殿させる。得られた沈殿物をリン酸と反応させ、 CO_2 ガスを生成し、水素ガスとともに加熱反応させグラファイトに還元する。得られたグラファイトを用いて、加速器質量分析計 (AMS: Accelerator Mass Spectrometry) により ^{14}C 濃度を測定する。また、得られた CO_2 ガスから安定同位体比質量分析計 (Thermo Fisher Scientific 社製, DELTA plus) により年代値補正用の $\delta^{13}\text{C}$ を測定する。

3 動的同位体分別を考慮した蒸発線の推定

一般的に同位体分別は、平衡同位体分別と動的同位体分別に区別されている。動的同位体分別は双方向の同位体交換反応ではなく、化学反応や相変化、分子拡散等の一方的な過程において生じる同位体分別効果を指し、水田に供給されたかんがい用水は湛水中に蒸発に伴う動的同位体分別の影響を受ける。平衡同位体分離係数 ε^* 、

動的同位体分離係数 ε_K を合わせた同位体分離係数 ε は次式で表される (Craig and Gordon, 1965)。

$$\varepsilon = \varepsilon^* + \varepsilon_K \quad (2)$$

$$\varepsilon^* = (1 - a^*) \times 10^3 \quad (3)$$

$$\varepsilon_K = C_K (1 - h) \quad (4)$$

ここで、 a^* は気相に対する液相の平衡分別係数 a の逆数として表される ($a^* = 1/a$)。 a は Majoube (1971) が実験的に求めた温度の関数として求めた。 h は蒸発重み付き平均相対湿度 (小数点標記, $0 \leq h \leq 1$)、 C_K は水蒸気の分子拡散係数と水面上の乱流状態に応じた変数であり、水面からの自然状態での蒸発の場合、酸素、水素に対する C_K はそれぞれ 14.3, 12.5% である (Gonfiantini, 1986; Araguás-Araguás et al., 2000)。動的同位体分別は、蒸発線 (LEL, Local Evaporation Line) に沿った濃縮を生じさせ、その傾きは 4~7 であり、平衡同位体分別による天水線 (MWL, Meteoric Water Line) の傾きとは異なる (Gibson, 2002)。Gat (1995) は蒸発線の傾き S_{LEL} を次式により求めており、湖水における蒸発線の傾きの推定に用いられている (例えば, Mayr et al., 2007)。

$$S_{LEL} = \frac{[h(\delta_A - \delta_l) + \varepsilon]_H}{[h(\delta_A - \delta_l) + \varepsilon]_O} \quad (5)$$

ここで、 δ_l は流入水の安定同位体比を示し、水田においては供給されたかんがい用水に該当する。 δ_A は大気中の水蒸気の安定同位体比を示し、 $\delta_A = (\delta_p - \varepsilon^*)/a^*$ (Gibson, 2002) より推定した。 δ_p は降雨の安定同位体比を示し、ここでは PU 地点で採取した降雨の降水量加重平均値を用いた。また下付き文字 H, O はそれぞれ水素、酸素を示す。

4 地下水年代の補正

地下水の年代は ^{14}C の半減期から以下のように推定される。

$$t = \frac{\ln(C_0/C)}{\lambda} \quad (6)$$

ここで、 t は推定年代 (yBP)、 C_0 は涵養時の ^{14}C 濃度、 C は試料水の ^{14}C 濃度、 λ は崩壊定数で $\lambda = \ln 2/\tau_{1/2}$ である。 $\tau_{1/2}$ は ^{14}C の半減期 5568 年である。

地下水中の ^{14}C 濃度は見かけの濃度であり、実際には流動過程において、地層中の炭酸塩鉱物からの溶解により ^{14}C を含まない炭素 (dead carbon) が付与され、地下水中の ^{14}C 濃度は希釈される。このため、年代推定においては炭酸塩鉱物からの溶解の影響を除去するための補正が必要である。さらに溶存重炭酸の土壌 CO_2 への同位体分別を考慮し、 $\delta^{13}\text{C}$ を指標とした以下の ^{13}C 混合

モデルにより C_0 を求めることができる (Clark and Fritz, 1997; Geyh, 2000)。

$$C_0 = C_{CO_2(soil)} \frac{\delta^{13}C_{DIC} - \delta^{13}C_{carb}}{\delta^{13}C_{CO_2(soil)} + \epsilon - \delta^{13}C_{carb}} \quad (7)$$

ここで、 $C_{CO_2(soil)}$ は土壌 CO_2 の ^{14}C 濃度で 100pMC と仮定される (Geyh, 2000)。 $\delta^{13}C_{DIC}$ は試料水の DIC の $\delta^{13}C$ 、 $\delta^{13}C_{carb}$ は炭酸塩の $\delta^{13}C$ ($\approx 0\%$)、 $\delta^{13}C_{CO_2(soil)}$ は土壌 CO_2 の $\delta^{13}C$ ($\approx -23\%$)、 ϵ は溶存重炭酸と土壌 CO_2 間の同位体分別係数であり、 $+7 \sim +10\%$ をとる (Geyh, 2000)。 ϵ は pH, 温度に依存して変化し、ここでは Clark and Fritz (1997) が示す方法により推定した。

IV 結 果

1 地下水の水質組成

Fig.3 に地下水のトリリニアダイアグラムを示す。採水を実施した取水井のストレーナ位置に相当する層は概ね Ag(f), DG(f) 層であるが、深度の大きい井戸は一部 D-T 層にストレーナが位置している。採取された地下水は時期によらず、概ね $Ca-HCO_3$ 型を示し、一般的な浅層地下水の水質組成を示すことから、取水井は主に浅層地下水を揚水していると考えられる。石川県保有の地下水位観測井から採取された深層地下水は、浅層地下水と異なり $Na-HCO_3$ 型寄りの水質組成を示している。zone

1 に位置する 94 は $Ca-HCO_3$ 型を示すのに対し、86, 92 の地下水は $Na-HCO_3$ 型に分類され、他の地下水とは異なる水質組成を示した。また、沿岸部に位置する P19 地点は塩水侵入が生じている観測井であり、浅層・深層ともに $Na-Cl$ 型の水質組成を示した。

2008 年 8 月, 2009 年 11 月, 2010 年 6 月の浅層地下水の硝酸態窒素 ($NO_3^- -N$) 濃度平均値は、それぞれ 0.98mg/L (0.00 ~ 3.06mg/L), 0.96mg/L (0.00 ~ 3.07mg/L), 1.10mg/L (0.00 ~ 2.88mg/L) であり、かんがい期, 非かんがい期を通じて同程度の $NO_3^- -N$ が検出された。浅層地下水のかんがい期 (6 月, 8 月), 非かんがい期 (11 月) の $NO_3^- -N$ 濃度分布を Fig.4 に示す。 $NO_3^- -N$ 濃度の空間的な分布としては、手取川近傍の地下水で濃度が低く、手取川より離れた北東部は濃度が高い傾向は調査を実施した 3 時期に共通する。手取川の $NO_3^- -N$ 濃度は 0.18 ~ 0.37mg/L と相対的に低い値を示す。後述する酸素安定同位体比の結果から、手取川からの河川水の浸透の影響が示されることから、地下水中の低い $NO_3^- -N$ 濃度は手取川からの浸透水による希釈効果といえる。また、深層地下水からはいずれの時期においても $NO_3^- -N$ は検出されなかった。

2 水素・酸素安定同位体比分布

a 手取川流域の地表水の酸素安定同位体比分布

手取川流域の地表水の $\delta^{18}O$ は、標高が高い白山 (2,702m) 周辺の地表水は同位体比が小さく、扇状地に近い沿岸側の地表水ほど同位体比は大きくなる (Fig.5)。

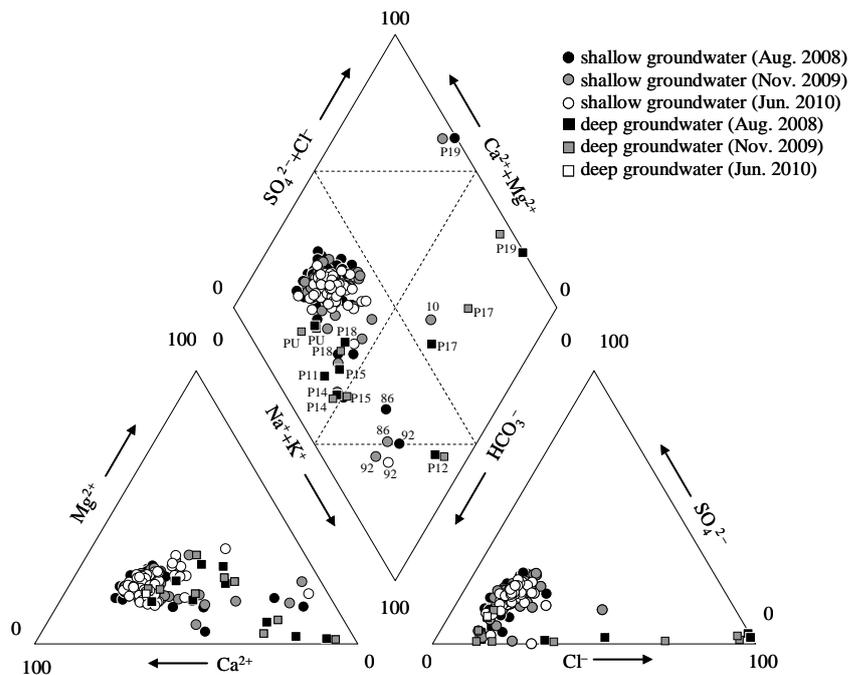


Fig.3 トリリニアダイアグラム
Trilinear diagram

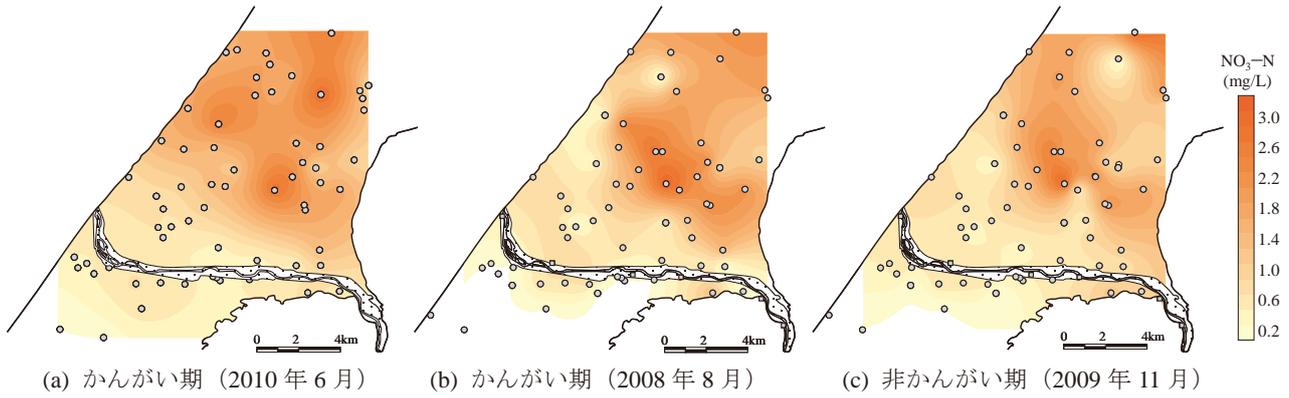


Fig.4 浅層地下水のNO₃⁻-N濃度分布
Distribution of NO₃⁻-N concentration in shallow groundwater

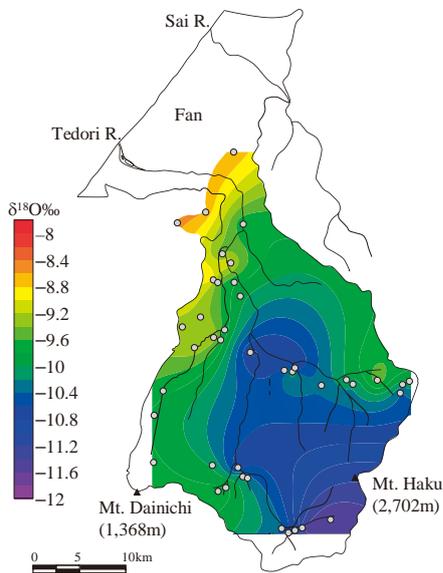


Fig.5 手取川流域における地表水δ¹⁸O分布 (土原ら, 2010)
Distribution of δ¹⁸O in stream water of the Tedori River Basin

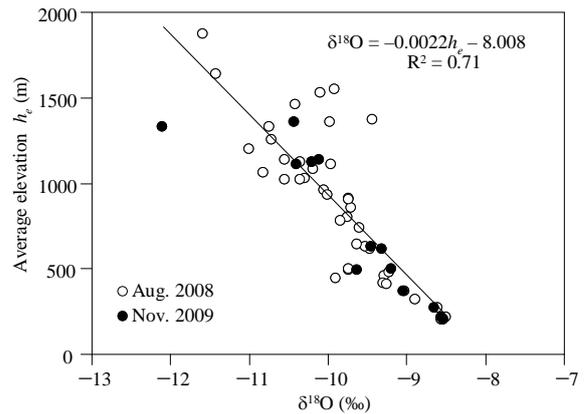


Fig.6 集水域の平均標高とδ¹⁸Oの関係
Relation between δ¹⁸O in stream water and mean altitude of its catchment area

これは、同位体分別効果の一つである高度効果の影響による。2008年のデータ(土原ら, 2010)に2009年11月に採水したデータを追加し、平均標高とδ¹⁸O値の関係を求めた(Fig.6)。地表水のδ¹⁸Oは、-12.12~-8.51‰の範囲内に分布する。また、採水した地表水のδ¹⁸O値はその地点より上流側の水の合算値となるため、平均標高は採水地点より上流側の集水域の平均値とした。最小自乗法から求められた近似直線の傾きより、手取川流域の地表水の高度効果は-0.22‰/100mと推定される。日本の地表水を対象にした場合、δ¹⁸Oの高度効果は-0.25~-0.15‰/100mであり(林, 2005)、手取川流域の地表

水の高度効果もこれらの値と同程度といえる。手取川のδ¹⁸O平均値は-10.28‰(n=9, 2008年8月~2010年7月)であった。これは、手取川は後背流域の地表水を集水しているためであり、後述する扇状地内の降水よりも相対的に低い安定同位体比を示す。

b 降水及び田面水の水素・酸素安定同位体比分布

PU地点で採取した降水の酸素安定同位体比変化をFig.7に示す。日本では、夏季には太平洋からの湿潤な季節風や気団が卓越し、冬季には大陸からの乾燥した季節風・気団が卓越する。温度が高いほど水蒸気の凝縮する割合が小さく、相対的に重い同位体が降水中に濃縮され

るため、一般的に降水の同位体組成は夏に重く、冬に軽い値を示す（早稲田・中井，1983）。手取川扇状地への降水も同様の傾向を示す。降水の $\delta^{18}\text{O}$ 、 δD の降水量による加重平均はそれぞれ -8.07% 、 -43.94% であり、流域の高度効果を示す回帰線（Fig.6）と矛盾しない。LMWL（Local MWL）は $\delta\text{D}=8.05\delta^{18}\text{O}+19.52$ で表される。

かんがい用水は扇頂部で手取川から取水され、樹枝状に広がるかんがい水路により扇状地内の各水田へ配水される。このため、手取川の河川水とかんがい用水は同一であるが、かんがいされた用水は、水田での湛水中に蒸発の影響を受ける。Fig.8に2009年5、6、8月に採取した扇状地内の9ヶ所の田面水及び水田流入前のかんがい水の δ ダイアグラム（ $\delta^{18}\text{O}-\delta\text{D}$ ）を示す。蒸発の影響を受けた田面水は、天水線から外れた、傾き4.21～4.58のLEL上に分布する。3時期を併せた場合のLELは、 $\delta\text{D}=4.71\delta^{18}\text{O}-15.84$ で表される。これは、平衡

同位体分別では無視できていた分子拡散速度の差に起因する水面からの蒸発時の動的同位体分別の影響（芳村ら，2009）といえ、田面水は蒸発に伴う同位体濃縮が生じている。(5)式により推定される5、6、8月、期間平均の蒸発線の傾きは、それぞれ4.42、4.34、4.43、4.41であった。これより、湖沼と同様に動的同位体分別を考慮することで水田における蒸発の影響を概ね推定可能といえる。5、6、8月の田面水の $\delta^{18}\text{O}$ 平均値はそれぞれ -4.32 、 -6.86 、 -9.28% で、時期により異なる。これは、稲の生長度が低く、田面の被覆度が小さい5月ほど蒸発の影響が大きく、水稻により田面が被覆される8月は蒸発の影響が小さいためといえる（濱田ら，2004）。

Fig.9にPU地点の水田における田面水の $\delta^{18}\text{O}$ 及び水深の日内変化（2010年6月3日）を示す。ここでは水口付近（Pa）、中間地点（Pb）、水尻付近（Pc）の田面水、水田流入前のかんがい水の1時間ごとの変化を示してい

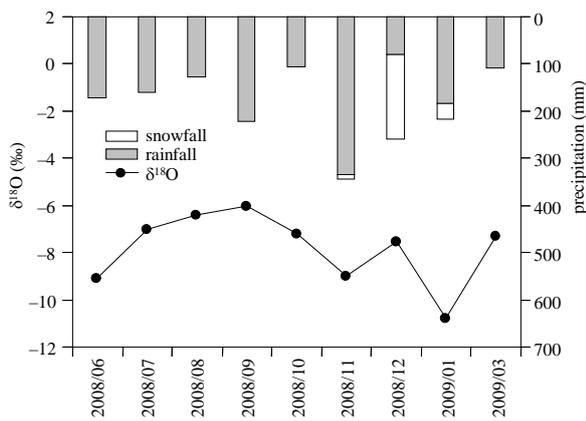


Fig.7 降水の $\delta^{18}\text{O}$ 変化
Profile of $\delta^{18}\text{O}$ in rainwater

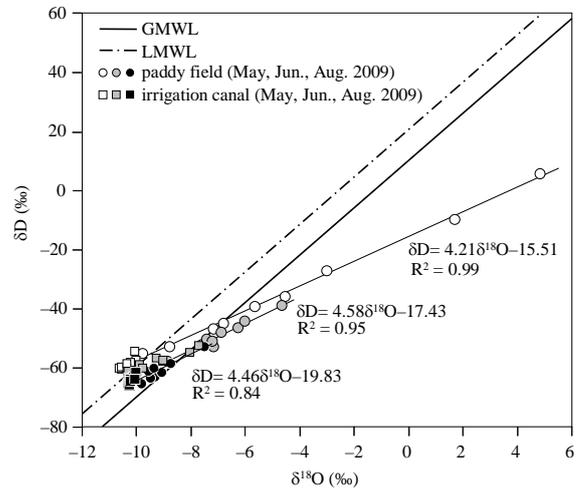


Fig.8 田面水及びかんがい水の δ ダイアグラム
 δ diagram of ponded water and irrigation water

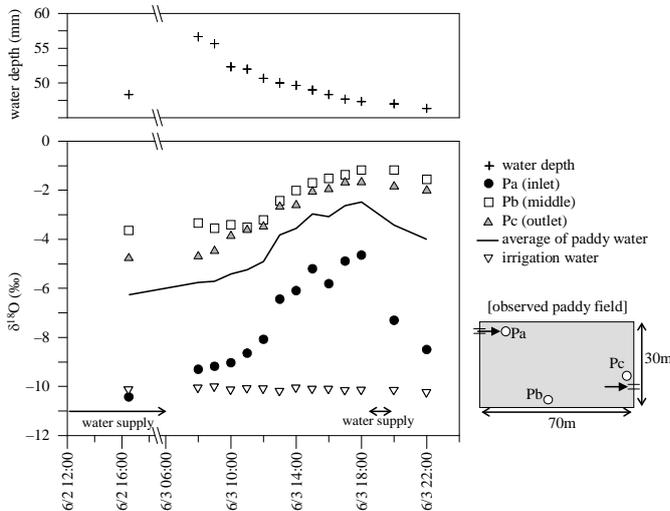


Fig.9 水田（PU地点）における $\delta^{18}\text{O}$ 及び水深の日内変化
Daily fluctuation of $\delta^{18}\text{O}$ in paddy water and water depth at PU

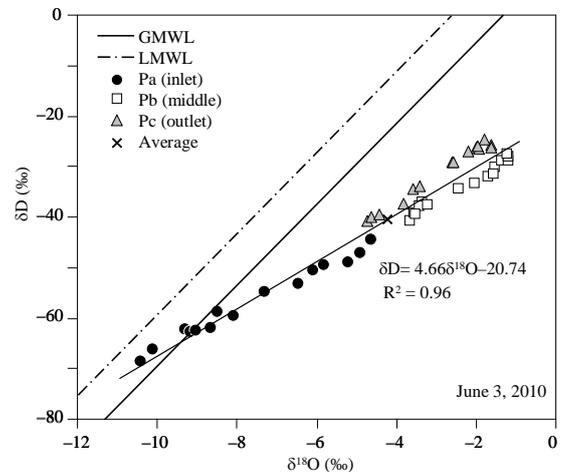


Fig.10 田面水の δ ダイアグラム（2010年6月3日）
 δ diagram of ponded irrigation water in June 3, 2010

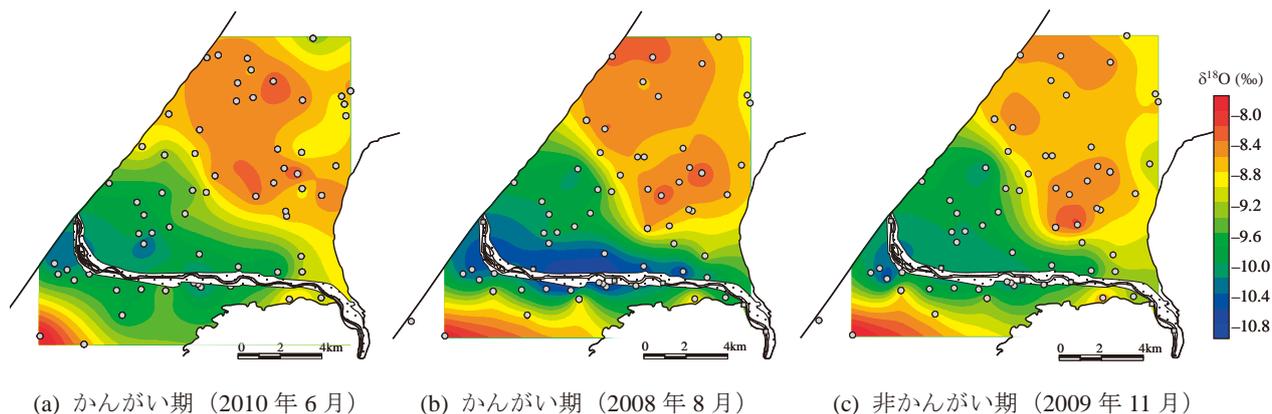


Fig.11 浅層地下水の $\delta^{18}\text{O}$ 分布
Distribution of $\delta^{18}\text{O}$ in shallow groundwater

る。前日の6月2日に水田内へかんがい用水が供給され、調査実施日は水口側の給水口は閉鎖していた。供給されたかんがい水 ($\delta^{18}\text{O}$: -10.19%) は水田内に平均的には広がっておらず、水口付近のPaで $\delta^{18}\text{O}$ は低く、Pb、Pcは相対的に重い値を示した。Pa、Pb、Pcいずれの地点においても田面水の $\delta^{18}\text{O}$ は時間経過とともに線形的に上昇し、18時以降の $\delta^{18}\text{O}$ はほぼ横ばいとなる(Pb、Pc)。ただし、18~19時に一時的に給水口が開栓されたためPa地点はかんがい水の流入によりの $\delta^{18}\text{O}$ は低下した。田面水はLEL上に分布することから(Fig.10)、田面水の $\delta^{18}\text{O}$ の上昇は蒸発による同位体濃縮の結果といえる。また8~18時の減水深は $0.93\text{mm}/\text{hour}$ 、18~22時の減水深は $0.25\text{mm}/\text{hour}$ であった。夜間は日中と比べて蒸発が極めて小さくなるため、 $\delta^{18}\text{O}$ の変化が小さくなったと考えられる。3地点の田面水の $\delta^{18}\text{O}$ 平均値は -4.23% であり、2009年5月28日の扇状地内の田面水の $\delta^{18}\text{O}$ 平均値である -4.32% に近い値を示した。

c 地下水の酸素安定同位体比分布

手取川扇状地の浅層地下水のかんがい期(6月, 8月)、非かんがい期(11月)の $\delta^{18}\text{O}$ 分布をFig.11に示す。前項で示したように手取川の $\delta^{18}\text{O}$ 平均値は -10.28% であり、いずれの時期においても、手取川から扇状地内帯水層へ同位体的に軽い水である河川水の浸透が生じていることが示された。Fig.12は2009年6月及び2010年6月の浅層地下水の水位コンターを示す。かんがい期と非かんがい期で水位差は異なるが、水面形状は類似している。なお、スポット的な地下水位低下は揚水ポンプの稼動に起因する。扇頂部付近の手取川右岸側の地下水位コンターは河川に平行していることから、河川水の浸透は扇頂部から開始されると考えられるが、 $\delta^{18}\text{O}$ 分布から特に扇中部右岸側から扇端部にかけて河川水の浸透領域が拡大していくのがわかる。一方で、左岸側は右岸側に比して河川水の浸透領域は小さいといえる。扇状地北東部のzone4における浅層地下水の $\delta^{18}\text{O}$ は、時期別の平

均値が $-8.71 \sim -8.60\%$ であり、手取川近傍のzone2の浅層地下水($\delta^{18}\text{O}$ 平均値 $-10.11 \sim -9.84\%$)よりも相対的に大きい。これより、扇状地北東部では河川水の浸透の影響は小さく、水田及び降水による涵養の影響が大きいと考えられる。また、扇状地右端を流下する犀川の河川水の $\delta^{18}\text{O}$ は -9.60% (2010年6月)であるが、北東部地下水へ軽い水の浸透は見られず、犀川から帯水層への河川の浸透の影響は小さいと考えられる。

PU地点で採水された浅層地下水(PU50)、深層地下水(PU150)の地下水位及び $\delta^{18}\text{O}$ 変化をFig.13に示す。地下水位は浅層地下水が常に高いが、水位変動は連動している。また、かんがい期に深層地下水との水位差が拡大し、非かんがい期に水位差は縮小する傾向にある。

浅層・深層地下水の $\delta^{18}\text{O}$ の平均値は、それぞれ -8.22% 、 -9.35% であり、年間を通して約1%の差を有し、深層地下水の $\delta^{18}\text{O}$ は、期間を通して浅層地下水よりも低い値を示す。また、 $\delta^{18}\text{O}$ の標準偏差は、浅層・深層地下水それぞれ 0.26% 、 0.11% であり、浅層地下水は相対的に変動が大きく、深層地下水は小さい。浅層地下水の $\delta^{18}\text{O}$ はかんがい期と冬期の降雨時に上昇する傾向が見られた。かんがい期は同位体濃縮の影響を受けた水田からの重い水の浸透が地下水面に到達するためと考えられる。また、2009年11月からの3ヶ月間の降水量は 864mm であり、地下水位は約5m上昇している。これより、2009年度の冬期においては、降雨期源の重い水が浅層地下水に到達し、地下水の $\delta^{18}\text{O}$ を上昇させたと考えられる。また、上述した一斉観測時と同様に、浅層地下水の $\text{NO}_3^- - \text{N}$ 濃度は平均 $0.88\text{mg}/\text{L}$ であるのに対し、深層地下水から $\text{NO}_3^- - \text{N}$ は検出されなかった。

3 放射性同位体分布

a トリチウム

古い地下水と新しい地下水の混合がないと仮定した場合、地下に浸透した水は新たにトリチウムが加わること

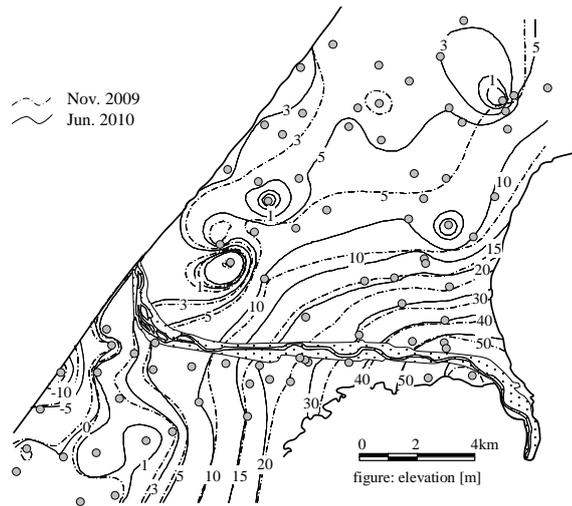


Fig.12 浅層地下水の地下水面分布 (2009年11月, 2010年6月)
Shallow groundwater table in November 2009 and June 2010

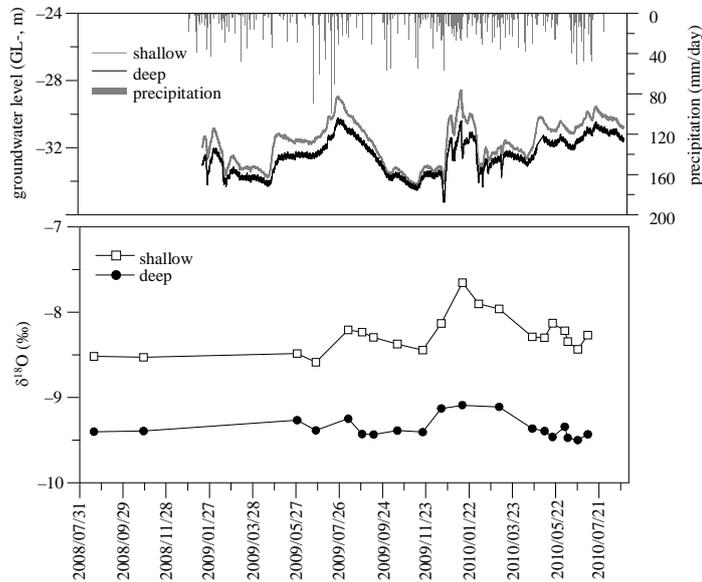


Fig.13 PU 地点の浅層・深層地下水の地下水位及び $\delta^{18}\text{O}$ 変動
Profile of groundwater level and $\delta^{18}\text{O}$ of shallow and deep groundwater at PU

がなく、半減期に従い減衰するため、古い水ほどトリチウム濃度は小さい。この特性を利用し、地下水の年代や流速を推定する研究、涵養速度に関する研究が行われている(今泉ら, 2001)。**Fig.14** に手取川、扇端部湧水、PU 地点の浅層地下水 (PU50)・深層地下水 (PU150) のトリチウム濃度を示す。手取川、扇端部湧水、PU50 のトリチウム濃度は 3.1 ~ 3.5TU と自然発生レベルに近い値を示しており、比較的新しい地下水と推測される。一方、PU150 は 0.1TU と極めて低い濃度を示した。2009 年時点で 0.1TU を示すトリチウムの崩壊曲線は、地表での原水爆実験以降の降水中のトリチウム濃度曲線と交差しないことから (**Fig.15**)、手取川扇状地の深層地下水

は、少なくとも 1950 年以前の降水に涵養された地下水であるといえる。

b ^{14}C

Table 3 に深層地下水の ^{14}C 濃度及び推定年代結果を示す。見かけの ^{14}C 濃度は $68.6 \pm 0.3\%$ であった。補正 1 では、炭酸塩からの溶解のみを考慮し、同位体分別を考慮しない ($\epsilon = 0$) 単純な $\delta^{13}\text{C}$ モデルを適用した。 ϵ は涵養時の pH に依存して変化するが、pH が 7 あるいはそれ以上の場合、 H_2CO_3 に比して HCO_3^- のモル分率が上昇するため、年代推定結果に大きな差は生じない (Clark and Fritz, 1997)。また pH が 6 以下の場合、 H_2CO_3 のモル分率が上昇し ϵ は 0 に漸近する。補正 2 では、

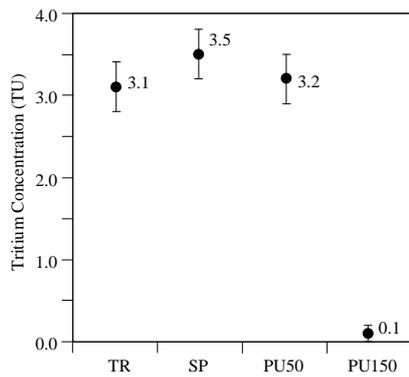


Fig.14 手取川, 湧水, 浅層・深層地下水のトリチウム濃度
Tritium concentration in the Tedoru River water, spring water,
shallow and deep groundwater

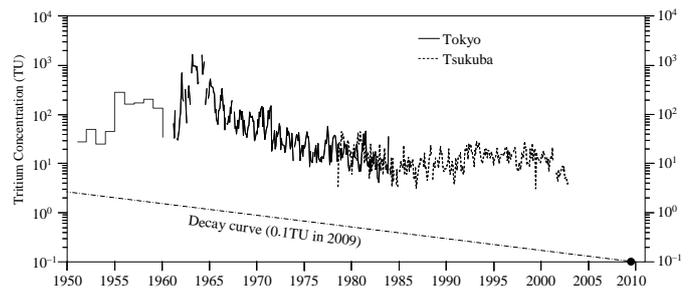


Fig.15 降下中のトリチウム濃度と崩壊曲線
Tritium profile in rainwater and decay curve of tritium

pH を 6~7 で変化させて ε を計算し, 年代推定を行った。また, 温度については深層地下水の年間平均水温である 14.1°C を仮定した。Table 3 が示すように, 深層地下水の推定年代は, 1000~3000 年オーダーと推定された。これらの結果はトリチウムを指標とした推定結果とも整合的である。

Table 3 ^{14}C による深層地下水の年代推定
Age dating of deep groundwater using ^{14}C

^{14}C (pMC)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	推定年代 (yBP)		
		補正なし	補正1	補正2
68.6	-18.0	3,030	1,058	1,664 ~ 3,973

V 考察

1 浅層地下水の涵養源の分類

ゾーン別の浅層地下水, 手取川河川水, 降水, 田面水の δ ダイアグラムを Fig.16 に示す。手取川扇状地の浅層地下水の涵養源は, 水質・安定同位体比分布から, 手取川からの河川浸透, 水田かんがい用水, 降水といえる。LMWL は $\delta\text{D} = 8.05 \delta^{18}\text{O} + 19.52$ ($R^2 = 0.67$), LEL は $\delta\text{D} = 4.71 \delta^{18}\text{O} - 15.84$ ($R^2 = 0.98$) で表される。ここでは, 複数の涵養源で構成される浅層地下水の混合線を GML (Groundwater Mixing Line) とする。かんがい期・非かんがい期を併せた 3 時期を対象とした場合, GML は $\delta\text{D} = 6.31 \delta^{18}\text{O} + 2.33$ ($R^2 = 0.90$) で表される。 δ ダイアグラムにおいて, 天水起源の水は傾き 8 の線上に分布する (Craig, 1961)。LMWL の傾きは 8.05 であるが, 浅層地下水は LMWL から逸れて分布する。これは, 湛水中の蒸発に伴い同位体的に濃縮された水田かんがい用水の涵養の影響といえる。GML の傾きは LMWL と LEL の間にあることから, 扇状地内の浅層地下水は, 天水起源と

水田涵養起源の水の混合により形成されるといえ, さらに浅層地下水は同位体比的に軽い手取川からの浸透水の混合の影響を受ける。手取川の浸透の影響は河川近傍の zone 2 の地下水で大きく, zone 3, 4 の地下水ではその影響は小さい。

δ ダイアグラムにおいて, 河川水, 降水, 水田からの涵養水の平均 δ 値をそれぞれ端成分 EM1, EM2, EM3 (End-Member) とし, EMMA (End-Members Mixing Analysis) を行った。EMMA は複数の端成分で構成される地表水・地下水において各端成分の混合割合を推定するための手法として適用されている (例えば, Hooper et al., 1990; Ladouche and Weng, 2005)。異なる $\delta^{18}\text{O}$, δD を持つ水が帯水層中で混合した場合, 化学変化等により $\delta^{18}\text{O}$, δD は変質しないため, EM 同士の独立性が保たれている。Gehrels et al. (1998), 藪崎ら (2003) は, 深度別の土壌水の観測から, 表層付近の δ 値のパラつきは浸透過程において一定化する傾向を示している。これより, ここでは各要素の平均値を端成分として扱い, 手取川の $\delta^{18}\text{O}$, δD 平均値 -10.28‰, -63.68‰ (2008 年 8 月~2010 年 7 月) を EM1, PU 地点で採取した降水の $\delta^{18}\text{O}$, δD 平均値 -8.07‰, -43.94‰ (2008 年 6 月~2009 年 3 月) を EM2 とした。田面水の $\delta^{18}\text{O}$, δD 平均値はそれぞれ -6.82‰, -47.93‰ (2009 年 5, 6, 8 月) であるが, 田面へかんがい水が供給された時点から地下への浸透は開始しており, 地下へ涵養されている水は田面水よりも軽い値を示すと考えられる。ここでは供給されたかんがい水が湛水中に, LEL 上で線形的に同位体濃縮を生じると仮定し (Figs.9, 10), 水田からの涵養水 EM3 は田面水と河川水の間値 (-8.55‰, -55.96‰) とした。ただし, zone 1 の地下水は Na-HCO₃ 型の水質組成を示すことから, 他の浅層地下水と異なる涵養特性を有すると判断し, 以下の検討からは除外した。また, 端成分から外れた地点の補正は, Liu et al. (2004) に従った。zone 2 の浅層地下水への手取川からの浸透による寄与割合は 76.8% と算定され, zone 2 の地下水は河川の水位

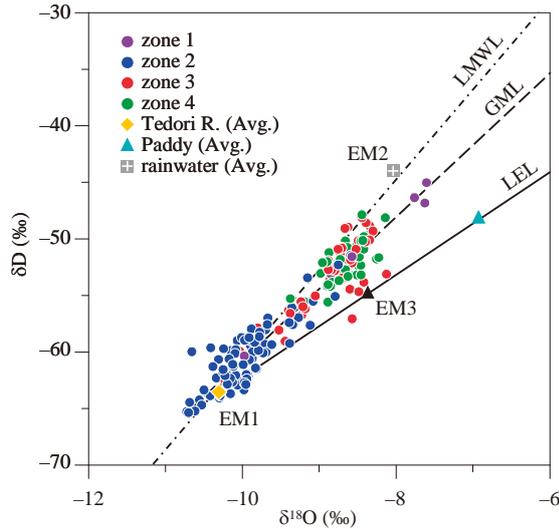


Fig.16 浅層地下水の δ ダイアグラム
 δ diagram of shallow groundwater

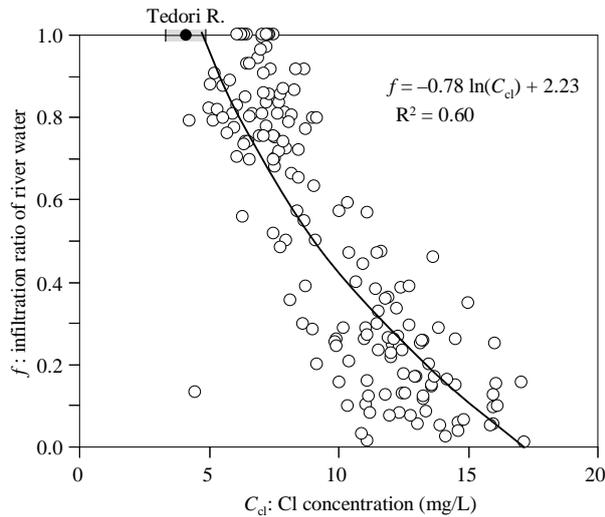


Fig.17 河川水浸透割合と浅層地下水 Cl^- 濃度の関係
Relation between infiltration ratio of river water and Cl^- in shallow groundwater

変化の影響を受けやすいといえる。zone 3の地下水では河川浸透の寄与割合は26.3%に低下するが、手取川から最も離れたzone 4の地下水であっても、河川水の浸透の寄与は18%程度あることが示された。この結果は、扇頂部付近からzone 4へ向かって河川水の浸透が地下水形状から推測されること (Fig.12)、手取川の流量観測結果から扇頂部付近から手取川は失水河川の状態にあること (岩崎ら, 2010) と整合的である。推定された浅層地下水への河川水の寄与割合と保存性の高い Cl^- 濃度との関係を Fig.17 に示す。両者は負の相関を持ち、河川水の浸透の寄与が大きくなると地下水中の Cl^- 濃度は低下する関係を表している。得られた回帰曲線は、河川浸透の寄与割合が100%の場合、手取川の平均 Cl^-

濃度 4.09mg/L ($\sigma = 0.78$) に概略一致することが示され、EMMA で推定された涵養源別の寄与割合は概ね妥当な結果と考えられる。

以上、 $\delta^{18}\text{O}$ 、 δD 分布から手取川扇状地における浅層地下水の涵養源の推定を行うとともに、それぞれの涵養源からの寄与割合を推定した。ただし、zone 2の手取川近傍の地下水については、手取川の $\delta^{18}\text{O}$ 、 δD 平均値よりも低い値を示すものが含まれ、本報で設定したEM1では河川水の浸透割合を過大評価している可能性がある。今後はさらに同位体データを蓄積し、検証する必要がある。

2 浅層地下水と深層地下水の差異

PU 地点の浅層・深層地下水の定期観測結果である $\delta^{18}\text{O}$ の経年的な差から両層の地下水の交流は小さいまま流動しているといえる。この差異は、浅層地下水においては $\text{NO}_3^- - \text{N}$ が検出されるのに対し、深層地下水からは検出されないことも整合的である。また、トリチウム濃度から、浅層地下水は現代の水であるのに対し、深層地下水は60年以上前に涵養された地下水であると推定された。さらに ^{14}C 濃度から深層地下水の滞留時間は1,000～3,000年オーダーであると推定された。これらの結果は、 $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\text{NO}_3^- - \text{N}$ から推測された結果と矛盾しない。ただし、 ^{14}C 濃度を指標とした年代推定においては、本研究で用いた $\delta^{13}\text{C}$ を指標とした補正法以外の手法 (アルカリ度補正, 化学物質収支補正等) との比較が必要である。また、得られた地下水の推定年代は他の同位体指標の結果と整合性を示したが、データ数が不足しているため、さらなるデータの蓄積と検証が必要といえる。

浅層地下水の水位は深層地下水に比して常に高位を維持するが、両層の地下水位は降水量にตอบสนองし連動して変化する。粘土と砂礫の互層から成るD-T層は層相が複雑で水平方向への連続性が乏しく (北陸農政局計画部, 1977)、加圧層となる粘土層は一様に分布していないといえる。このため、DG(f)層からD-T層へ水頭ポテンシャルが伝播し、両層の地下水位変化は連動していると考えられる。ただし、上述のように、両層の地下水の同位体組成の差異は明瞭であり、DG(f)層からD-T層への鉛直方向への浸透よりも、水平方向の流動が卓越し、浅層と深層では異なる流動をしているといえる。

以上より、手取川扇状地における浅層地下水と深層地下水は、交流が少ないまま異なる流動をしていることが示された。深層地下水は、滞留時間が浅層地下水に比して極めて長いことから、水田からの涵養の影響を受けおらず、扇頂部付近から降水、河川水により涵養されていると考えられる。さらに広域流動系の地下水の混合も考慮にいたした涵養源の推定は今後の検討課題である。また、深層地下水を過剰揚水した場合、地表面からの涵養を受ける浅層地下水とは異なり、本来の涵養源からの供

給が期待できず、浅層地下水からの引き込み(漏水)あるいは粘土層からの絞り出しによる涵養が生じる。その場合、浅層地下水の水位低下、地層の圧密収縮による地盤沈下を誘発する可能性があり、深層地下水の循環速度を考慮した適正な揚水管理が必要といえる。

VI 結 言

手取川扇状地内の地表水・地下水の水質及び同位体分布特性を明らかにし、浅層地下水の涵養源の分類を行うとともに、浅層地下水と深層地下水の差異を示した。得られた結果は以下のようにまとめられる。

- (1) かんがい期・非かんがい期いずれの時期においても、手取川から扇状地帯水層内へ河川水の浸透が生じていることが浅層地下水の $\delta^{18}\text{O}$ 分布から示された。河川水の浸透領域は、特に扇中央部右岸側から扇端部にかけて拡大し、浸透した河川水は浅層地下水の NO_3^- -N濃度を希釈する効果を有している。
- (2) $\delta^{18}\text{O}$ 、 δD 分布から、浅層地下水の混合線(GML)は天水線(LMWL)と蒸発線(LEL)の間に位置することから、浅層地下水は降水と蒸発の影響を受けた水田涵養水の混合により形成され、さらに同位体比的に軽い手取川からの浸透水の混合の影響を受けることが示された。河川水、降水、水田涵養水を端成分としてそれぞれの涵養源から浅層地下水への寄与割合を算定し、河川水の浸透は扇頂部付近から開始し、河川から最も離れた都市部に近いzone 4の地下水へも影響していることを明らかにした。
- (3) 浅層地下水と深層地下水の酸素安定同位体比は経年的に約1%の差を有していた。また浅層地下水からは硝酸態窒素が検出されるのに対し、深層地下水からは検出されなかった。さらに、放射性同位体から推定された滞留時間の差から、浅層と深層地下水は交流が少ないまま異なる流動をしていることが明らかとなった。滞留時間が浅層地下水に比して極めて長い深層地下水は、水田からの涵養の影響を受けていないと推測された。

参考文献

- 1) Althaus, R., Klump, S., Onnis, A., Kipfer, R., Purtschert, R., Stauffer, F., Kinzelbach, W. (2009): Noble gas tracers for characterisation of flow dynamics and origin of groundwater: A case study in Switzerland, *Journal of Hydrology*, **370**, 64-72.
- 2) Araguás - Araguás, L., Froehlich, K., Rozanski, K. (2000): Deuterium and oxygen - 18 isotope composition of precipitation and atmospheric moisture, *Hydrological Processes*, **14**(8), 1341-1355.
- 3) Clark, I.D., Fritz, P. (1997): Environmental isotopes in hydrogeology, Boca Raton, *CRC Press*. 328
- 4) Craig, H. (1961): Isotopic variation in meteoric waters, *Science*, **133**, 1702-1703.
- 5) Craig, H., Gordon, L.I. (1965): Deuterium and oxygen 18 variations in the ocean and marine atmosphere. In: Tongiorgi, E. (Ed.), *Stable Isotopes in Oceanographic Studies and Paleotemperatures*, Laboratorio di Geologia Nucleare, Pisa, Italy, 9-130.
- 6) Friedman, I., Smith, G. I., Gleason, J. D., Warden, A., Harris, J. (1992): Stable isotope composition of waters in southeastern California 1. Modern precipitation, *Journal of Geophysical Research*, **97**(D5), 5795-5812.
- 7) Gat, J.R. (1995): Stable isotopes of fresh and saline lakes. In: Lerman, A., Imboden, D.M., Gat, J.R. (Eds.), *Physics and Chemistry of Lakes*, Springer, Berlin, 139-165.
- 8) Gehrels, J.C., Peeters, J.E.M., De Vries, J.J., Dekkers, M. (1998): The mechanism of soil water movement as inferred from 18O stable isotope studies, *Hydrological Sciences Journal*, **43**(4), 579-594.
- 9) Geyh M.A. (2000): An overview of 14C analysis in the study of groundwater, *Radiocarbon*, **42**(1), 99-114.
- 10) Gibson, J.J. (2002): A new conceptual model for predicting isotopic enrichment in lakes in seasonal climates, *PAGES News* **10**, 10-11.
- 11) Gonfiantini, R. (1986): Environmental isotopes in lake studies. In: Fritz, P., Fontes, J.C. (Eds.), *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry*, *The Terrestrial Environment*, **2**. Elsevier, New York, 113-168.
- 12) 濱田洋平, 藪崎志穂, 田瀬則雄, 谷山一郎 (2004): 田面水の水素・酸素安定同位体比とそれに及ぼす蒸発の影響, *日本水文科学会誌*, **34**(4), 209-216.
- 13) 林武司 (2005): 酸素・水素安定同位体比を用いた地下水調査, *地下水技術*, **47**(8), 27-38.
- 14) 北陸農政局計画部 (1977): 石川県の水理地質と地下水および付図, 北陸農政局計画部, 58
- 15) Hooper, R.P., Christophersen, N., Peters, N.E. (1990): Modeling streamwater chemistry as a mixture of soilwater end-members-an application to the Panola Mountain catchment, Georgia, U.S.A, *Journal of Hydrology*, **116**, 321-343.
- 16) IGES (2008): アジア太平洋の未来戦略—気候政策と持続可能な開発の融合を目指して—, IGES 白書, 217
- 17) 井川怜欧, 嶋田純, 佐伯憲一, 谷口真人 (2005): 静岡平野における地下水流動系, *地球科学*, **39**(3), 107-118.
- 18) 今泉眞之, 石田 聡, 土原健雄 (2002): 環境同位体を使った地下水涵養機能研究の現状—同位体水文学からみた地下水涵養機能—, 農業工学研究所

- 報告, 41, 1-17.
- 19) 石川県環境部水環境創造課 (2007): 平成 18 年度石川県地下水保全対策調査報告書, 石川県, 76
 - 20) 岩崎有美, 尾崎正志, 中村公人, 堀野治彦 (2010): 手取川扇状地における地下水位変化, 平成 22 年度農業農村工学会大会講演会要旨集, 246-247.
 - 21) 風早康平, 安原正也 (1994): 湧水の水素同位体比からみた八ヶ岳の地下水の涵養・流動過程, ハイドロロジー, 24(2), 107-119.
 - 22) Kundzewicz, Z.W., Mata, L.J., Arnell, N.W., Döll, P., Kabat, P., Jiménez, B., Miller, K.A., Oki, T., Sen, Z., Shiklomanov, I.A. (2007): Freshwater resources and their management. In: Climate Change 2007: Impacts, Adaptation and Vulnerability, Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge University Press, Cambridge, UK., 173-210.
 - 23) Ladouche, B., Weng, P. (2005): Hydrochemical assessment of the Rochefort marsh: Role of surface and groundwater in the hydrological functioning of the wetland, *Journal of Hydrology*, **314**, 22-42.
 - 24) Liu, F., Williams, M., Caine, N. (2004): Source waters and flowpaths in a seasonally snow-covered catchment, Colorado Front Range, USA, *Water Resources Research*, **40**, W09401, doi: 10.1029/2004WR003076
 - 25) Majoube, M. (1971): Fractionnement en oxygène¹⁸ et en deutérium entre l'eau et sa vapeur. *Journal de Chimie Physique et de Physico-chimie biologique*, **10**, 1423-1436.
 - 26) Mayr, C., Lücke, A., Stichler, W., Trimborn, P., Ercolano, B., Oliva, G., Ohlendorf, C., Soto, J., Fey, M., Habertzettl, T., Janssen, S., Schäbitz, F., Schleser, G.H., Wille, M., Zolitschka, B. (2007): Precipitation origin and evaporation of lakes in semi-arid Patagonia (Argentina) inferred from stable isotopes ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$), *Journal of Hydrology*, **334**, 53-63.
 - 27) Okkonen, J., Jyrkama, M., Kløve, B. (2010): A conceptual approach for assessing the impact of climate change on groundwater and related surface waters in cold regions (Finland), *Hydrogeology Journal*, **18**(2), 429-439.
 - 28) 齊藤享治 (1988): 日本の扇状地, 古今書院, 280
 - 29) 瀬戸玲子 (1986): 日本における地形分類別土地利用地図, 24(4), 1-11.
 - 30) 嶋田純 (1998): 扇状地における地下水涵養と流出, 日本水文科学会誌, 28(2), 61-67.
 - 31) 土原健雄, 福田武真, 吉本周平, 石田 聡, 増本隆夫, 今泉眞之 (2009): 環境同位体からみた農業用水利用に伴う地表水-地下水交流特性, 応用水文, 21, 10-19.
 - 32) 土原健雄, 吉本周平, 石田 聡, 皆川裕樹, 増本隆夫, 今泉眞之 (2010): 環境同位体からみた沿岸扇状地における地下水涵養・流出特性, 応用水文, 22, 11-20.
 - 33) 芳村圭, 一柳錦平, 杉本敦子 (2009): 気象学における水安定同位対比の利用, 日本気象学会, 128
 - 34) 早稲田周, 中井信之 (1983): 中部日本・東北日本における天然水の同位体組成. 地球化学, 17, 83-91.
 - 35) 渡辺影隆 (2002): 手取川流域の自然環境 III 手取川扇状地の地下水系と水管理計画, 地学教育, 55(4), 149-172.
 - 36) 藪崎志穂, 田瀬則夫, 木方展治, 結田康一 (2003): 茨城県つくば市の水田・畑地・林地における土壌水および地下水の酸素安定同位体比の特徴, 日本水文科学会誌, 33(3), 161-176.

Classification of Recharge Sources of Groundwater in a Paddy Dominant Alluvial Fan Based on Geochemical and Isotopic Analyses

TSUCHIHARA Takeo, YOSHIMOTO Shuhei, ISHIDA Satoshi and IMAIZUMI Masayuki

Summary

Geochemical and environmental isotopic aspects of groundwater in a paddy dominant alluvial fan of the Tedoru River in Ishikawa Prefecture, Japan were investigated during paddy irrigation and non-irrigation periods. The distribution of stable isotopic compositions of oxygen in shallow groundwater revealed that river-water dominated groundwater flows from the right bank of the river towards northwest, and the contribution of infiltrated river water decreases to the northeast in both irrigation and non-irrigation periods. The river infiltration has a significant effect on decreasing the nitrogen-nitrate concentration in the shallow groundwater along the Tedoru River through dilution.

The groundwater mixing line (GML), which is a regression line of stable isotopic compositions of oxygen and hydrogen of the shallow groundwater, lies between local meteoric water line (LMWL) and local evaporation line (LEL), determined by linear regression of observed rainwater and paddy water. It is thus deduced that the shallow groundwater is recharged by three sources: rainwater, paddy water and river water. The mixing analysis of three recharge sources suggested the contribution fraction of each source to the shallow groundwater, and indicates that the infiltration of river water can be of great importance in keeping self-reliance of the shallow groundwater and its influence is not limited only to areas around the river.

The differences of stable isotope compositions in shallow and deep groundwater clearly imply that both groundwater take different flow paths with little interaction between both aquifers. The age of the deep groundwater are estimated from tritium profile to be pre-1960s unlike young shallow groundwater. Further, age-dating method using ^{14}C activity estimated that deep groundwater was recharged between about 1,000 and 3,000 years before the present. The estimated residence times also justify the difference of flow mechanism between in shallow and deep groundwater.

Keywords : alluvial fan, environmental isotope, paddy field, groundwater, recharge source, river infiltration