公益財団法人国土地理協会 第18回学術研究助成

(地理学および関連する分野の学術的調査・研究)

諏訪湖流域における地下水の滞留時間推定と 水資源の持続性評価

研究代表者	榊原	厚一	信州大学理学部理学科
共同研究者	堀	瑞季	信州大学理学部理学科
共同研究者	宮原	裕一	信州大学理学部理学科
共同研究者	鈴木	啓助	信州大学理学部理学科

1. はじめに

地下水は農業・工業・生活用水・飲用水等に広く利用 される主要な水資源の一つである. 地球上に存在する 水の総量は、約13.8×10⁸km³であり、そのうち約97.4% は塩水が占め、淡水は残りの2.6%である約0.35×10⁸ km³にすぎない(国立天文台編, 2017). 淡水のなかで最 も多いのは、氷河であり、地球上に存在する水の約2% 近くを占めるが、水資源としての利用は難しい. その次 に多いのは地下水であり,地球上に存在する水の約 0.6%を占めると言われている.一方で、河川や湖沼に 存在する地表水は 0.01%と地下水と比較してもはるか に少ない. このことからも、人間が使用することのでき る淡水資源として、地下水の重要性は非常に高いとい える. さらに地下水は、地表水と比較して、降水量や外 気温による影響を受けにくく、水質や水温が安定して おり、比較的容易に採取できるといった数多くの利点 を有している (山口, 2010).

これらの特徴から、国内外において地下水を水資源 として利用する地域は多い、特に乾燥・半乾燥地域では、 水需要の大半を地下水に依存しており、経済成長の著 しいアジア地域においても地下水は発展を支える資源 として多様に利用されている(片岡, 2010). しかしな がら、高まる水資源需要により、とりわけ地下水に関連 する諸問題が顕在化していることは事実である. 例え ば、台湾では、急速な経済発展とそれに伴う産業拡大お よび人口増加による地下水の過剰揚水が地盤沈下や塩 水侵入を引き起こし、地下水塩分濃度の上昇と土壌質 の低下をもたらしている (Peng et al., 2014). この ような地下水障害は国内においても発生し、大きな社 会問題となった. 高度経済成長期において, 主要産業地 帯である関東・中部・関西圏における都市域では、地下 水の過剰揚水により急激な地下水位の低下や地盤沈下 が発生した(嶋田, 2012). その後, 地下水の揚水規制 によりこれらの地下水障害は沈静化したが、産業廃棄 物等による地下水汚染や地下構造物への浮力の増加,

地下水漏水等の新たな問題が顕在化している(石井・安 原,2000;林ほか,2007).したがって、地下水を水資 源として持続的に利用していくためには、このような 地下水障害を防ぎ、適切な管理に基づいた地下水利用 を行うことが重要となる.

地下水を適切に管理し持続的な利用を推進するため

には、流域の地下水流動系を把握することが必要不可 欠である.また同時に、従来独立しているものとして扱 われてきた地下水と地表水の相互関係も把握する必要 がある (Winter et al., 1998;嶋田・谷口, 2014). こ れまでに、地下水流動系や地下水・地表水の交流関係を 扱った研究は数多く行われてきた (例えば、吉岡ほか、 2018; 土原ほか, 2018). そのなかでも, 地下水位変化 の直接的な把握は非常に重要な情報となることが知ら れている (安西ほか, 2013). 平野や盆地スケールにお いて,物理的手法を適用して広域地下水流動系を評価 することは、帯水層構造や断層、河川系などの水理地質 構造,土地利用,揚水等の制約により困難が多い.それ に対し、小宮ほか(2003)では、水質・同位体比データ を用いた地下水流動評価法は、物理的手法による問題 点を補完することができると述べられている. さらに 池田ほか(2017)では、十勝平野において広域地下水流 動系を解明するうえで、地下水位だけでなく、一般水質、 地下水温,同位体比などの環境トレーサーの利用が有 効であると報告された. これらの環境トレーサーのな かでも,酸素・水素安定同位体比(δ¹⁸0・δ²H)は,環 境中で他の物質と反応して変化することがほとんどな く、 起源となる水の情報を保持するため、 水循環研究に おける代表的なトレーサーとして利用されている(中 山ほか, 2000). また, 地下水流動系を把握する上で, 地下水涵養からの経過時間として定義される地下水の 年代(滞留時間)もまた重要な情報である(榊原ほか, 2017). 六フッ化硫黄 (Sulfur Hexafluoride: SF₆) は, 1950年代以降,工業用途で生成され,1960年代から大 気中濃度が単調増加し、特に1980年代からは年約7% の非常に早い速度で上昇し続けている(浅井・辻村、 2010). その特徴を利用して、国内外において若い地下 水の年代推定に用いられている. 例えば, Asai et al.

(2011)は、中部日本における湧水と地下水のSF6濃度 を測定し、山岳地域では自然由来のSF6の影響は少な いこと、さらに人為的なSF6の汚染が少ない場合、SF6を 用いた年代推定法は日本の若い地下水に対して有効で あることを報告した。

長野県諏訪湖流域は、八ヶ岳や霧ヶ峰を代表とする 山々に囲まれ、地下水資源が豊富なことから水道水源 の多くを地下水に依存している地域である.しかし一 方で、諏訪湖や周辺河川の水質低下やアオコの発生等、 諸問題を抱えている地域でもある.そのため持続的な



図1. 諏訪湖流域と採水地点

水資源利用へ向けた取り組みの模索は喫緊の課題であ るといえる.これまで,諏訪湖流域における地下水研究 は、地下水水質・涵養標高推定・賦存量推定等を目的と したものがほとんどであり(例えば、宮原・木下,2014; 木下,2014;宮原,2017)、地下水の年代情報の取得や 地下水流動系の記述によって、水資源の持続性を評価 した研究はほとんどない.

したがって、本研究は、水文観測および水質、酸素・ 水素安定同位体比、SF6を含む複数の環境トレーサーを 用いることによって、諏訪湖流域における地下水年代 と地下水流動系を明らかにし、水資源の持続性を評価 することである.

2. 研究方法

2.1 研究対象地域概要

諏訪湖流域(図1)は長野県のほぼ中央部に位置し, 流域の北西部から北部にかけて,霧ヶ峰を含む2000 m 級の筑摩山地,北東部から南東部には赤岳を最高峰と する3000 m級の八ヶ岳の山々,南西部は2000 m級の 入笠山(南アルプス北端),西部には湖南山地が連なっ ている.諏訪湖の湖周は約15.9 km,湖面積は約13.3 km²であるのに対し,諏訪湖流域の面積は約531.2 km² である.また,横河川,砥川,上川,宮川といった主要 河川も含め,計31の河川が諏訪湖に流入する一方で, 流出は天竜川1河川だけの典型的な閉鎖性水域である

(宮原ほか,2008;降幡,2011). 流域内には,7市町 村(岡谷市・諏訪市・茅野市・立科町・下諏訪町・富士 見町・原村)が位置している.本研究では,八ヶ岳西麓 から諏訪湖に広がる地域を中心とする諏訪湖流域を対 象とした.

気候については、内陸部特有の気候を示し、気温の日 較差および年較差が大きく、湿度が低いこと、降水量が 少ないことが特徴として挙げられる. 流域のほぼ中央 に位置する長野県諏訪市における諏訪特別地域気象観 測所におけるアメダスデータによれば、1991-2019 年 の約 30 年間の年平均気温は 11.4℃、年平均降水量は 1294.1 mm である. 図 2 に諏訪市における雨温図を示 す. 1991-2019 年における最暖月(8月)と最寒月(1 月)の月平均気温は、それぞれ 24.0℃および-1.2℃で あり、冬季の降水量は夏季と比較して少ない傾向がみ られる.

研究対象地域では、糸魚川ー静岡構造線断層帯の一



部と考えられている断層が諏訪湖を挟み、北西-南東 方向に走っている. さらに, 諏訪湖流域の南部では, 中 央構造線が南から杖突峠付近に達している. 諏訪地域 における糸魚川ー静岡構造線の特徴は、一本の断層で はなく活断層群を成している点であり、現在までに繰 り返し断層運動が起こり、糸魚川ー静岡構造線と並行 する付随断層線が発達している(森, 1999). また, 藤 森・太田(1992)によると、諏訪盆地には多くの活断層 が分布するが、その位置は不確実なものも多いと報告 されている. 諏訪湖流域の南西側 (入笠山付近) は、中 生代の泥質片岩等の変成岩類が帯状に分布し、西側の 湖南山地では、これらの上に新生代に噴出した火山岩 類などが覆っている. 北東側でも新生代の火山岩類な どが広く分布しており,霧ヶ峰や八ヶ岳等の火山群の 噴出物や溶岩が堆積し、広大な山麓がつくられている. また、これらの山麓が河川によって侵食・運搬・堆積を 繰り返され、なだらかな裾野となり、諏訪盆地や茅野市 の平坦部となっている.一方,諏訪湖の南東側の,上川 や宮川が流れる低平地は、かつて湖が広がっていた場 所であり、腐植土が多く含まれ粘土層やシルト層から なる分厚い堆積層が分布している(中野, 1999). また, 宮原 (2012) によると、これらの堆積層からは天然ガス が採取され、ガスとともに栄養塩を多く含む地下水が 存在していることが報告されている.

2.2 調査概要

図1に諏訪湖流域図に加え、本研究における採水地 点も示している. 採水地点の座標は GPS (eTrex 30x, GARMIN) で計測した. 調査および試料採取は、2018 年 12月から2019年11月にかけて実施した.採水時には、 現地にてデジタル水温計 (ASF-270T, AS ONE)とポータ ブル電気伝導率・pH 計 (D-74, HORIBA)を用いて、水 温、電気伝導率 (Electrical Conductivity: EC)およ び pH を測定し、試料で3回共洗いした500 ml ポリ瓶 に採水した.また、地下水はベイラーサンプラーを用い て採水した.降水試料は、信州大学理学部湖沼高地教育 研究センター (諏訪臨湖実験所) において、夏季は蒸 発防止のため漏斗の円錐形部分にピンポン玉を入れた 採水器を、冬季は凍結防止のため漏斗にヒーターを巻 いた採水器を用いて、約1ヶ月間隔で回収した.現地 で測定を行う前に、pH 計はpH = 4、7の校正を行った.

2019年4月には、地下水および湧水中の六フッ化硫

黄(Sulfur Hexafluoride:SF₆)濃度分析のための試料 採取を行った.チューブポンプ(GEO-pump-CFC-a,株式 会社地球科学研究所)を使用し,500 ml 褐色ガラス瓶 2本に水試料を採取した.現在の大気中 SF₆濃度は過去 の大気中濃度より高く,大気との接触は試料を汚染す る可能性がある.したがって,大気と地下水試料との接 触を防ぐ方策を取り,採水を行った.また,SF₆濃度分 析用採水時には,EC と pH 測定に加えて,酸化還元電位

(Oxidation Reduction Potential : ORP), 溶存酸素 濃度 (Dissolved Oxygen : DO)の測定も行った. 測定 には, ポータブル酸化還元電位・溶存酸素計 (D-75, HORIBA)を使用した.

地下水位観測では,既存の観測井4地点 (w1, w2, w3, w4)の各孔内の地表面から15m下方にデータロガ - (Onset 社 水中用水位/温度計測データロガー:HOBO U20) を設置し,水圧,水温の自動観測を行った.また, 各観測井において、井戸孔内気圧計測用のロガーを井 戸孔内の天端付近に設置して自動観測を行い、気圧の 影響による水圧変化を補正した. これらの自動観測の 頻度は15分に1回とし、約1ヶ月毎にデータの回収を した. また, 現地調査時には水位計 (ミリオンロープ水 位計, YAMAYO) にて地下水位の実測を行うことで、自動 観測の水位が正しいかどうかの検証を行った.w1,w2の 観測井は、削孔長100 mのうち、無孔区間は0-10 m、 有孔区間 (ストレーナー区間) は 10-100 m である. w3, w4の観測井は、削孔長20mのうち、無孔区間は0 -10 m, 有孔区間 (ストレーナー区間) は10-20 m で ある.また孔径は全ての観測井で5 cm である.

気温データは、井戸孔内に設置した水圧、水温、孔内 圧観測用のデータロガーと同様のものを用いて、諏訪 臨湖実験所にて15分間隔で観測を行った.降水量デー タは、気象庁ウェブサイト過去の気象データより諏訪 特別地域気象観測所におけるアメダスデータを使用し た.河川流量および諏訪湖湖水位・湖水放流量データは、 諏訪市防災気象情報システムのデータを使用した.

2.3 環境トレーサー分析

採取した水試料は実験室に持ち帰った後,可能な限 り速やかに,0.22 μmのフィルターを用いて濾過処理 を行った.さらに,重炭酸イオン濃度(HCO₃⁻)測定の ための pH4.8 アルカリ度滴定も行った.濾過処理後の 水試料は,濾過した水試料で3回共洗いした50 ml ポ

リ瓶にて冷蔵保存し、項目ごとに以下の手法を用いて 分析を行った. HCO3-を除く無機溶存イオン濃度 (Na+, NH₄⁺, K⁺, Mg²⁺, Ca²⁺, Cl⁻, NO₃⁻, SO₄²⁻)の分析は、イ オンクロマトグラフ (ICS-1500, ICS-2100, DIONEX) を 用いた. ここで, ECが10 mS/mを超える試料について は、超純水を用いて希釈し、無機溶存イオン濃度の分析 を行った.水の酸素および水素安定同位体比(δ¹⁸0・ δ भ)は、波長スキャンキャビティリングダウン分光分 析法 (L2130-i, PICARRO) により分析を行った. 酸素・ 水素安定同位体比では、全ての試料および標準試料を 10回連続して測定し、メモリー効果を回避するために、 6-10 回目の測定値のうち3回の平均値を測定値とし た. 測定された酸素・水素安定同位体比は、国際標準試 料 (Vienna Standard Mean Ocean Water : VSMOW) から の千分率偏差として、 δ 値で表した。 δ^{18} 0 と δ^{2} H の分 析精度は、それぞれ0.05%、0.2%である(三洋貿易株 式会社 web).

湧水および地下水のSF₆濃度は、Purge and Trap GC-ECD 分析システムを用い分析した. 試料中のSF₆を含む 全気体を純窒素のバブリングによって追い出し、濃縮 トラップに捕集後、SF₆のみを ECD 検出器付きガスクロ マトグラフ (GC-8AIE、SHIMADZU) に導入した. 湧水お よび地下水の SF₆濃度は fmol/L で表示する. 繰り返し 測定による溶存 SF₆濃度の分析精度は 3.8%である.

3. 結果

3.1 水文データの時空間変化

2018年12月から2019年11月までの日降水量,2河 川(上川・宮川)の流量の経時変化を図3に示す.降水 量は諏訪特別地域気象観測所におけるアメダスデータ, 河川流量は諏訪市防災気象情報システムの値である.





図3より,研究期間中の降水量は2018年12月から2019 年5月にかけて少なく,2019年6月から8月,10月に 多くなる傾向がみられた.河川流量は、宮川および上川 の両河川とも降水量の少ない12月から5月にかけては 少ないレベルで推移し、降水量が多い6月から8月, 10月にかけては多いレベルで推移する傾向がみられた. 梅雨や台風などの影響を受けているものと考えられる. また2019年10月12日の台風19号の直後,河川流量 は急激に増加し、上川で231 m³/s、宮川で92 m³/s とい う観測期間中の最大値を記録した.一方,2019年8月 19日に諏訪市において日降水量118.5 mmの局地的に 激しい雨が観測されたが、この大雨に伴う河川流量の 増加はほとんど観測されなかった.したがって、対象地 域における河川流量は、広域の降水イベントに対応し た応答を示すと考えられる.

2018年12月から2019年11月までの日降水量,諏訪 湖湖水位および湖水放流量の経時変化を図4に示す. 諏訪湖湖水位および湖水放流量のデータは,河川流量 と同様に諏訪市防災気象情報システムの値である.図4 に示したように,諏訪湖湖水位は2019年8月,10月の 大雨による一時的な上昇はみられたものの,河川流量 の変化とは異なり,多雨の影響による大きな変化はみ られなかった.しかしながら,湖水放流量は,降水イベ ントに応答し増加する傾向がみられた.諏訪湖は31の 流入河川に対し,流出河川は天竜川の1河川のみであ る.過去,諏訪湖は氾濫を繰り返していたことから, 1936年以降,諏訪湖から天竜川への放流量を管理し諏 訪湖湖水位を調節することを目的として,釜口水門が 建設された(長野県web).図4のように,降水量に対 する湖水位変化の応答が明瞭ではないことは,釜口水



門により放流量および湖水位が管理されているためと いえる. また, 2018年12月から2019年11月までの日 降水量および各観測井(w1, w2, w3, w4)における地下 水位の経時変化を図 5 に示す. 諏訪湖湖岸からの距離 が0.13 km, 0.90 km, 2.70 km, 4.80 km であるw1, w2, w3, w4 の観測井は、それぞれ異なる水位変化がみ られた. w1, w2, w4 の3 地点における観測井では、水 位の変化幅に違いはあるものの,2018年12月から2019 年2月中旬にかけて地下水位は緩やかな低下傾向を示 したが、2月末から3月上旬の降水イベント以降、水 位は上昇に転じ、この上昇傾向は8月中旬まで継続し た. その後,9月における降水量の減少に伴い、地下水 位の上昇は止まり緩やかな低下傾向を示したが、10月 の降水イベント後,地下水位は再度上昇した.特に変化 幅の大きかったw1の観測井では、観測期間中に約1.39 mの地下水位変化が観測された.一方, w3 における観 測井では、他の3地点と比較して、観測期間中に大き な水位変化は観測されなかった.しかしながら,2019年 10月12日の台風19号の直後には、全ての観測井にお いて、20 cm 程度の地下水位上昇が観測された. このよ うに観測井ごとに水位の変化幅に大小はあるが、地下 水位の上昇は、多雨期や台風などの広範囲にわたる大 雨の後に起こる傾向がみられたことから、対象地域に おける地下水位変化も降水との関係があることが示唆 された. 観測期間を通じた地下水位変化は, w1 で756.67 -758.05 m, w2 で759.89-760.42 m, w3 で760.56-760.88 m, w4 で 762.12-762.60 m, 湖水位の変化は 758.71-759.11 m (いずれも平均海水面基準) であっ



図5. 降水量と地下水位の時間変化

た.

3.2 水質の特徴

2018 年 12 月から 2019 年 11 月までの気温と 4 地点の観測井における地下水温の経時変化を図 6 に示す.



図 6. 気温・地下水温の時間変化

調査期間中の気温は、2019 年 8 月に最高気温 34.7℃, 2019 年 1 月に氷点下 9.7℃を記録し、大きな季節変化 がみられた.これに対し、地下水温は観測井ごとにほぼ 一定の値で安定していた.

毎月の頻度で採水をした地下水・河川水・湖水・降水 の主要無機溶存イオンの分析結果をトリリニアダイア グラムとして図7に示す.トリリニアダイアグラムは、 菱形のキーダイアグラムと左右の下についた三角ダイ アグラムからなる.キーダイアグラムは、陽イオンをア ルカリ金属イオン(Na⁺+ K⁺)とアルカリ土類金属イオ ン(Ca²⁺+Mg²⁺),陰イオンを炭酸イオン(HCO₃⁻)と非 炭酸イオン(C1⁻+NO₃⁻+SO₄²⁻)に分類し、その組成を% で表示する.また、三角ダイアグラムは、左下に陽イオ ン,右下に陰イオンの組成を表示する.その結果、諏訪



図 7. 水質組成

湖近傍の低標高地域で採水をした河川水では、ほとん どがCa-SO4型(非炭酸)とCa-HCO3型の中間型の水質組 成であった.一方,標高約1650 mの河川はCa-HCO3型 の水質を示し、トリリニアダイアグラム上でそのほか の河川とは離れた位置にプロットされ、河川間でも水 質組成の違いがみられた. また, 湖水のほとんどは, キ ーダイアグラムのほぼ中央に分布した. 調査期間を通 して,降水の水質組成は見かけ上変化が大きかったが, これは、降水に溶存するイオン濃度が他の環境水と比 較し、低いことが要因と考えられる. また、地下水のイ オン濃度(絶対値)は、他の採水対象の環境水(河川水、 湖水、降水)よりもはるかに高い傾向がみられた.この ことは、宮原(2012)で、観測井が位置する堆積層から はガスとともに栄養塩を多く含む地下水が存在してい ると報告されたことと整合的な結果である.また、2019 年4月と同年10月において、w1、w2、w4の地下水は、 溶存イオン濃度は異なるが、Na(K)-HCO3型を示し、w3の 地下水のみMg-HCO3型を示した. 図8, 図9に各観測井



図8. 地下水中の各種陰イオン濃度の時間変化



図9. 地下水中の各種陽イオン濃度の時間変化

における地下水中の各種陰イオン濃度および陽イオン 濃度の経時変化を示す.その結果、調査期間を通じて、 地下水の主要陰イオン成分は全ての試料において HCO₃ ~であるのに対し、主要陽イオン成分はNa⁺もしくはNL⁺ であり、w3 の地下水においては Mg²⁺が高い濃度で認め られた.また各イオンの明確な時間変化の傾向はみら れなかった.

3.3 水の酸素・水素安定同位体比の特徴

毎月の頻度で採水をした地下水・河川水・湖水・降水 の酸素および水素安定同位体比の関係を表したデルタ ダイアグラムを図 10 に示す. 図 10 の破線は降水試料 の安定同位体比データの回帰直線である. この回帰直 線(R²=0.96)を研究対象地域の地域天水線とすれば、 その式は、傾き 8.67、切片 21.75 を持つ一次関数で示 すことができる. また, 調査期間 (2018 年 12 月から 2019 年11 月) における降水量加重平均値はδ¹⁸0 は-11.02‰, δ H は-76.63‰であった.調査期間を通じて, 降水は δ¹⁸0 が-16.5‰から-7.9‰, δ²H が-121.0‰か ら-42.0‰の範囲を示した.一方,地下水はδ¹⁸⁰が -12.0‰から-11.1‰, δH が-82.3‰から-77.7‰の範 囲を、河川水はδ¹⁸0が-12.4‰から-10.8‰、δ沿が -85.6‰から-74.0‰の範囲を、湖水は δ¹⁸0 が-11.7‰ から-10.0‰, δ 沿が-80.2‰から-69.8‰の範囲を示し た. 調査期間を通じて降水の同位体比は大きく変化し たのに対し、 地下水・ 河川水・湖水の同位体比の変化幅 は小さかった.また、調査期間を通じて宮川における河 川水の同位体比は、上川における同位体比よりも大き





図11. 地下水の安定同位体比の時間変化

い値を示した. さらに上川上流と上川下流を比較する と、上流で同位体比が小さく、下流で大きいという傾向 がみられた. 湖水に着目すると、夏季(5月-9月)に かけて同位体比が大きくなる傾向がみられた. 一方,地 下水における同位体比は、湖水、河川水と比較して、経 時変化が小さい傾向がみられ、夏季を除くと、ほとんど の地下水は湖水と河川水の間の値を示した. 4 地点の観 測井における地下水の安定同位体比の経時変化を図 11 に示す. 図11より、地下水の安定同位体比はわずかで はあるが、月ごとに変化がみられた. しかしながら酸 素・水素安定同位体比とも、湖水のように夏季に大きく なるという明確な変化傾向はみられなかった.

3.4 溶存 SF₆濃度

2019 年4月に採取した湧水および地下水における溶存 SF6 濃度の分析結果を空間分布として図 12 に示す. 湧水の SF6 濃度は、1.07 fmol/L から4.12 fmol/L の範



12. 湧水・地下水にありる 溶存SF₆濃度の空間分布

囲を示した. SF。濃度が最も高い湧水地点は,採水地点 標高が1633 mである女の神氷水であり,最も低い湧水 地点は,採水地点標高が898 mの大清水であった. ま た,3地点の観測井(w1,w3,w4)における地下水の溶 存SF。濃度は,諏訪湖湖岸からの距離が4.80 km離れた 山地-平野境界部に位置する地下水(w4)を除き,検出 限界以下であった.しかしながら,w4の地下水では0.14 fmol/Lの微量のSF。濃度が検出された.このw4 におけ る地下水のSF6濃度は,湧水のSF6濃度と比較しても明 らかに低い値を示した.

4. 考察

4.1 環境水の起源

調査期間中の全ての試料は、デルタダイアグラム(図 10)上で地域天水線に沿うようにして分布した.したが って、本研究で採取した水試料は全て降水起源である と考えられる.中野(1999)は、上諏訪地域の温泉水に おいて、本研究と同様に酸素・水素安定同位体比により、 温泉水の大部分が火山ガスの影響をほとんど受けてい ない降水起源であることを報告している.そのため、本 研究で諏訪地域にて採取した地下水、河川水、湖水が降 水起源であると示唆されたことと整合的な結果である と考えられる.

また、デルタダイアグラムから降水の同位体比は、地下水、河川水、湖水と比較して値のばらつきが大きい傾向がみられた.酸素・水素安定同位体比から定義される動的分別の指標であるd-excess は水の起源の特定や混合過程を論ずる研究等、多くの水循環に関わる研究に用いられている(例えば、檜山ほか、2008;田上・一柳、2016).d-excess は水蒸気団の生成時に決まり、海面上の気団の相対湿度が低いほど、海面から海水が急速に蒸発し、同位体的に非平衡が生じて値が大きくなる.本研究において採取した降水のd-excess の経時変化を図13に示す.その結果、d-excess は2018年12月から2019年2月、2019年11月で相対的に高い値を示し、



図 13. 降水の d-excess の時間変化

特に 2019 年 1 月, 11 月には d-excess が 20 以上の値を 示した.一方、2019年3月から9月では相対的に低い 値を示した.日本における降水のd-excess は冬季に高 く, 夏季に低いという季節変化が数多くの研究で報告 されている (例えば、小宮ほか、2003;田上・一柳、2016). 本研究対象地域においても他の地域と同様に, dexcess は冬季に高く、夏季に低い変化を示すことが明 らかとなった. 2019年1月, 11月に降水のd-excess が 急激に増大した原因としては、水蒸気の起源域が変化 したこと、または起源域における湿度環境が急激に低 下した可能性が考えられる.また,降水のd-excessは、 一般的に日本海側起源の水蒸気では高く、太平洋側起 源の水蒸気では低くなることが知られている(藪崎 2010). しかしながら、水蒸気の起源を詳細に示すには、 複数地点で長期間観測した同位体比データや標高、気 温,風向,降水量等を考慮する必要があり、本研究のみ では明確にできないため、諏訪地域にもたらされる降 水の起源の解明は今後の課題である.

4.2 地下水と湖水の交流関係

地下水の流れは、河川等の地表水とは異なり、圧力水 頭と重力水頭の和である水理水頭(水理ポテンシャル) によって支配されている (内田ほか, 2005). 地下水の 水理水頭は直接計測することは難しいため, 通常, 基準 面から地下水面までの距離(水柱高:mH_0)として表さ れる. 平均海水面標高を基準として、湖水面と地下水面 の関係性を検討すると、w2、w3、w4の3地点における 地下水位は、湖水位よりも常に高く水理ポテンシャル が大きいことがわかった (図4,図5). このことから, 陸域 (諏訪湖の上流側) から湖方向への地下水流動が卓 越していることが示唆される.一方, w1の地下水位は, 湖水位よりも常に低く水理ポテンシャルが小さかった. またwl は諏訪湖湖岸との距離が約130mであり、隣接 しているにも関わらず、地下水位と湖水位の変化は応 答していない様子も見て取れる. このことから, w1 に おける地下水と湖水は水理的に連続していないことが 考えられる.しかしながら、本研究において研究対象と した地下水観測井は、地表面から地下10mまではスク リーンが無い状況である. すなわち, 地表面下10mま でにおける地下水に関連するデータは取得できていな いことになる、したがって、今後、諏訪湖流域の浅層地 下水に焦点を当ててデータを取得することは、諏訪湖

湖水と地下水の相互作用を検討する上で必要不可欠で あると考えられる.

また、デルタダイアグラム(図 10)上で湖水の一部 は、地域天水線よりも下方にプロットされている点が ある.それらの水試料の採水時期を確認すると、夏季(5 月-9月)であった.このことは、夏季の気温が高い時 期においては、蒸発に伴う同位体濃縮が湖水で生じて いることが考えられる.しかしながら、地下水試料では このような傾向はみられず、湖水との明瞭な関係性は 同位体比データからも示されていない.そのため、湖水 と周辺地下水の交流は限定的であると考えられる.

4.3 湧水·地下水年代

SF₆をトレーサーとして用いた地下水年代推定法は、 大気中 SF6 濃度が、1960 年以降単調に増大しているこ とを利用した手法である. 詳細な手法については、榊原 ほか (2017) をご覧いただきたい. 研究対象期間におけ る北半球平均値としての大気中 SF6濃度は,9.9 pptv か ら10.3 pptv であり (USGS, 2019), 研究対象地におけ る実測した大気中 SF6濃度は9.1 pptv であった. その ため,研究対象地域の大気中SF6濃度の経年変化は,北 半球平均値と同等とみなして、本研究では年代推定の インプットデータとして用いた.また、年代推定のため には地下水流動モデルの決定が必要であるが、本研究 では詳細な地下水流動過程のモデル化は難しいため、 便宜的に、 ピストン流モデル (非混合モデル) と完全混 合モデルの適用をした. 両モデルは, 地下水流動モデル で両極端なものであり,通常,実年代は,非混合と完全 混合モデルを考慮した時の推定年代の間の数値を示す と考えられる. そのほかのパラメータ設定として, 涵養 温度は湧水・地下水の水温, 涵養標高は採水標高と流域 最高標高の平均値として設定した. さらに, 過剰空気量 (excess air) は、一律1 ml/kg として年代計算に用 いた.

推定年代を空間分布として、図14に示した. 湧水の 推定年代は,非混合モデルで2.0年から26.0年を示し、 完全混合モデルでは2.5年から48.0年を示した.また、 湧水年代は、標高の高い地点ほど若く、標高の低い地点 ほど古いということが明瞭であった.地下水の推定年 代は、湧水と比較して明らかに古く、SF6濃度が非検出 であった地下水の年代は、少なくとも50年よりも古い と考えられる.ただし、SF6をトレーサーとして用いた



図14. 湧水・地下水のSF₆年代の空間分布

地下水年代推定法は50年よりも古い地下水では誤差が 大きく,具体的な年代が推定できない.そのため,当該 地域の地下水の具体的な年代推定には、別手法の適用 が求められる. これは今後の課題としたい. 一方, 地下 水の中でw4の地点では微量(0.14 fmol/L)のSF6濃度 が検出された. この場所は、山地-平野の境界部に位置 するため、降水による地下水涵養のほかに、山体地下水 の寄与が存在する可能性が示唆された.内田ほか(2010) は、基盤岩やその上部に断層などが存在する場合、断層 は地下水流動の阻害や水みちとしての機能を生じさせ る可能性があることを報告した.本研究対象地域では、 山地-平野境界部付近に、糸魚川-静岡構造線断層帯の 一部と考えられている大規模な断層が存在している. したがって、山地-平野境界部に位置する w4 の地下水 において、この断層が水みちとなる地下水涵養(山体地 下水の涵養)が生じている可能性があると考えられる.

4.4 地下水流動系と水資源の持続性

本研究より得られた上記の結果と考察に基づき, 諏 訪湖流域における地下水流動系を次のように3区分す ることで検討する:標高1600m付近に位置する高標高 地域湧水群(I),標高780m-1000m付近に位置する 低標高地域湧水群(II),標高760m付近に位置する4 地点の観測井の地下水(III).これまでに述べたように, 本研究で採取した環境水は全て降水起源と考えられる ため,地下水(湧水)の涵養源は諏訪湖流域に降る降水 であるということが前提となる.まず(I)の地域であ るが、年代が数年程度と若いことから、湧水点よりも上 流域にもたらされた降水が、地下水に涵養されてから 速やかに湧水として流出していると考えられる. 溶存 イオン濃度の絶対値がそのほかの地域と比較して小さ く、地質との接触時間が短いと考えられることも、この 考えを支持している. また(II)では(I)よりも低い SF6濃度(1.0-3.0 fmol/L)が検出され、年代は10年 以上を示す湧水が多くある. そのため、(I)よりも地 下水流動距離がやや長いことが示唆される. 一方、(III) では、山地-平野境界部(w4)においてのみ微量のSF6濃 度(0.14 fmol/L)が検出され、それ以外の地点では検 出限界以下であった. このことから(III)では、(I) や(II)の湧水群よりも流動距離が長い、もしくは、非 常に停滞している地下水が存在していることが示唆さ れる.

諏訪地域の水資源は湧水や地下水に依存しているが、 それらの水源地は諏訪湖近傍地域ではなく、山地に面 した比較的標高の高い場所に集中している. 水源地の 具体的な場所はこの報告内には示さないが、それらの 分布と本研究の推定地下水年代の分布から考えると, 水源の水年代はおおむね数年から10年程度ではないか と推察される. 地下水年代は、言い換えると、地下水の 使用後から元の地下水量に戻るまでに要する時間のこ とである. その意味で、地下水年代が古い諏訪湖近傍の 地下水と比較し、水源地の地下水年代は比較的若いと 考えられるため、水資源の持続性の観点からは、持続的 な水資源利用が可能な選択をしていると思われる. し かしながら、地下水年代は数年以上を示すことから、も し仮に、水源地下水を枯渇させるような揚水を行って しまった場合、その水源地下水の回復には数年以上を 要する可能性が指摘できる.また,諏訪湖流域における 地下水の起源は降水であり、特に上流域における降水 が主な地下水涵養源であると先に述べた. すなわち、水 資源の持続性を評価・検討していくためには、評価すべ き水源地の点的な情報だけではなく、その地点を最下 流部とした流域全体の水収支や地下水涵養量を左右す る土地利用状況の把握, さらに, 降水量変化の将来予測 等を着実に実施していかなければならないと考えられ る.

湖水と地下水の交流においては、本研究の結果から、 流域上流部から諏訪湖方面への地下水流動が卓越して いることが示唆されたが、湖水と周辺地下水の相互作 用は限定的であると考えられた.そのため、水資源の観 点からは、諏訪湖の役割は限定的であると考えられる. しかしながら、本研究によってモニタリングを実施し た諏訪湖周辺地下水は諏訪湖の東側地域に限られる. そのため、諏訪湖全体として、諏訪湖が地域の水資源で ある地下水にどのように寄与しているのかは、不明な 部分が多い.さらに、諏訪湖という大きな地表水の存在 が、地域の水資源だけでなく、観光・産業・さらに洪水 発生防止等の防災の面にも役割を担っている.地域の 将来を考え、発展させていく上では局所的な水循環の 研究だけでなく、流域全体の環境として、今後研究を実 施していく必要があると考えられる.

5. 結論

本研究は、長野県諏訪湖流域における地下水年代と 地下水流動系を明らかにし、水資源の持続性を評価す るという目的で、水文観測・水試料の採取を実施した. 水文データ解析と各種環境トレーサーの定量分析を実 施することで、以下のことが明らかになった.

- 地下水位は諏訪湖近傍の一地点を除き,観測期間 中,常に湖水位よりも高い位置にあった.このこと は、地下水の水理ポテンシャルが湖よりも常に大 きいことを示し、流域上流部から諏訪湖方面の地 下水流動が卓越していることを示唆した.一方、諏 訪湖近傍の地下水位は湖水位よりも常に低く、湖 水位と地下水位変化の関係性も乏しかった.これ は、諏訪湖近傍では地下水と湖は水理的に連続し ていない可能性を示しており、地下水と湖水の相 互作用は限定的であることが考えられた.
- 地下水、河川水、湖水の酸素・水素安定同位体比は 全て降水の同位体比の回帰直線付近に分布するこ とから、諏訪湖流域における環境水はそのほとん どが降水起源であると考えられた。
- 河川水、湖水は概ね Ca-HCO₃型の水質を示すのに対して、地下水は Na(K)-HCO₃型や Mg-HCO₃型を示した.また、地下水の総溶存イオン量が河川水・湖水と比較して明らかに多い傾向がみられたことは、地下水は、土壌や岩石と長時間接触することや温泉水との混合による水質形成過程を経ていると考

えられた.

- 地下水と湧水の溶存 SF6濃度は、採水地点標高が高いほど高く、採水地点標高が低いほど低かった. SF6 濃度をもとに、地下水・湧水年代を算出すると、高標高地域ほど年代が若く(<50年)、低標高地域の 地下水・湧水ほど年代が古い(>50年)ことが分かった.
- 5. 山地-平野境界部の地下水では、微量の溶存 SF₆ 濃 度が観測された. 当該地下水の付近に大規模な断 層が存在しているため、断層を水みちとした地下 水涵養が山体部と平野部の境界で生じている可能 性があると考えられた.
- 6. 諏訪湖流域には場の条件によって、水質・年代・涵 養過程・流動過程が異なる地下水が存在すること が示唆されたことから、持続的な水資源管理を推 進していく上では、地下水を量・質の両面からモ ニタリングを継続し、流域全体の水循環の動態を 詳細に把握していくことが重要である.

謝辞

本研究を行うにあたり、長野県諏訪市役所の生活環境課の皆様 には、大変お世話になりました. とりわけ、諏訪市観測井戸の研 究利用に関して便宜を図っていただきました. ここに記して、御 礼申し上げます.

参考文献

- Asai, K., Tsujimura, M., Fantong, W.Y., and Satake, H. (2011): Impact of natural and local anthropogenic SF₆ sources on dating springs and groundwater using SF₆ in central Japan. Hydrological Research Letters, 5, 42-46.
- Peng, T.R., Lu, W.C., Chen, K.Y., Zhan, W.J., and Liu, T.K. (2014): Groundwater-recharge connectivity between a hills-and-plains' area of western Taiwan using water isotopes and electrical conductivity. Journal of Hydrology, 517, 226-235.
- USGS (2019): Groundwater Dating Lab, Air Curves. https://water.usgs.gov/lab/ (2019年1月24日閲覧).
- Winter, T.C., Harvey, J.W., Franke, O.L., and Alley, W.M. (1998): Ground water and surface water: A single resource. U.S. Geological Survey Circular, 1139, 79p.
- 浅井和由・辻村真貴(2010): トレーサーを用いた若い地下水の 年代推定法.日本水文科学会誌、39(3),67-78.
- 安西俊彦・清水克之・北村義信・Shakibaev, I. I. (2013): カザ フスタン・イリ川下流域灌漑地区における地下水位変動特性 とその要因に関する研究. 農業農村工学会論文集, 81(1), 51-56.
- 池田光良・秋田藤夫・阪田義隆・知北和久(2017): 広域地下水

流動系を解明するための環境トレーサーと地下水位変動の 有効性-+勝平野を例として--. 日本水文科学会誌,47(3), 145-161.

- 石井武政・安原正也(2000):都市域の地下水環境 日本水文科 学会誌, 30(2), 73-80.
- 内田洋平・安川香澄・天満則夫・大谷具幸(2005): 地下温度分 布と地下水流動. 地質ニュース, 611, 21-29.
- 内田洋平・丸井敦尚・町田功・宮越昭暢・井川怜欧・越谷賢・吉 澤拓也・伊藤成輝(2010): 堆積平野の水理地質環境 地質 調査総合センター速報, 54, 平成21年度沿岸域の地質・活 断層調査研究報告, 201-214.
- 片岡八束(2010): アジア地域の地下水管理の現状と今後の地下 水管理政策研究課題,地下水学会誌,52(1),79-86.
- 気象庁 (2019) : 過去の気象・データダウンロード. https://www.data.jma.go.jp/gmd/risk/ obsdl/index.php (2019 年 1 月 13 日閲覧).
- 木下悠史(2014): 長野県諏訪地域における地下水の水質とその 資源量の推定. 信州大学大学院理工学系研究科地球生物圏 科学専攻 平成25 年度修士論文.
- 国立天文台編(2017): 理科年表シリーズ 環境年表 平成 29-30 年, 丸善出版, 530p.
- 小宮洋行・中屋眞司・益田晴恵・日下部実(2003): 酸素および 水素の安定同位体比と水質から見た長野県松本盆地中・南部 地域の広域地下水流動系. 地下水学会誌, 45(2), 145-168.
- 榊原厚一・辻村真貴・浅井和由(2017): 六フッ化硫黄(SF₆)を 用いた地下水の滞留時間推定における課題と展望.地下水 学会誌,59(2),87-103.
- 三洋貿易株式会社ウェブサイト (2019):酸素水素安定同位体比分 析装置 製品情報.https://www.sanyo-si.com/wpcontent/uploads/Picarro_L2130-i_2015.pdf (2019年1月 27日閲覧).
- 嶋田純(2012):モンスーンアジア地域における可能地下水涵養 量を考慮した地下水資源管理.日本水文科学会誌,42(2), 33-42.
- 嶋田純・谷口真人(2014): 水循環基本法に関する学会からの提 言. 地下水学会誌、56(3), 187-188.
- 田上雅浩・一柳錦平(2016): 日本における降水の d-excess と 水蒸気の起源 日本水文科学会誌,46(2),101-115.
- 土原健雄・吉本周平・皆川裕樹・白旗克志・石田聡(2018):環 境トレーサ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.

- 中野いず美(1999): 上諏訪地域における温泉水の化学的特徴と 地震時の変化について. 信州大学大理学部物質循環学科地球 システム解析講座 平成10年度卒業研究
- 長野県ウェブサイト (2019) : 諏訪建設事務所 釜口水門の概要. https://www.pref. norpho.lg.ip/awww.kop/jimucho/documento/komographi.pdf

nagano.lg. jp/suwaken/jimusho/documents/kamaguchi.pdf (2019年1月27日閲覧).

- 中山友栄・谷口真人・嶋田純(2000): 琵琶湖流域における降水 と地下水の安定同位体比特性 陸水学雑誌, 61(2), 119-128.
- 林武司・宮越昭暢・安原正也(2007): 大都市圏の発達に伴う地 下水環境の変化と課題 日本水文科学会誌 37(4), 271-285.
- 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.
- 藤森孝俊・太田陽子(1992): 諏訪盆地の活断層詳細図―武作例 ―. 活断層研究, 10, 27-39.
- 降幡成敏(2011): 諏訪湖浄化における諏訪湖流域下水道の役割. 環境システム計測制御学会誌EICA, 16 (2, 3), 3-5.
- 宮原裕一・石母田誠・今井晶子(2008): 諏訪湖流入河川の水質 一斉調査. 信州大学環境科学年報, 30, 15-20.
- 宮原裕一(2012): 諏訪における水田湧水の水質特性 信州大学 環境科学年報、34, 10-16.
- 宮原裕一・木下悠史(2014):長野県諏訪地域における地下水の 水質.信州大学環境科学年報,36,16-28.
- 宮原裕一(2017): 諏訪市水道水源の水質及び涵養域に関する基礎調査. 信州大学環境科学年報, 39, 74-84.
- 森康則(1999): 諏訪盆地活断層系に湧出する温泉ガスの組成と 挙動. 信州大学大理学部物質循環学科地球システム解析講 座 平成10年度卒業研究.
- 藪崎志穂(2010): 埼玉県熊谷市の降水の酸素・水素安定同位体 比の特徴、地球環境研究, 12, 121-125.
- 山口嘉一(2010):総合水資源管理における地下水対策.地下水 学会誌,52(1),21-27.
- 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.