

富士山北麓・河口湖南岸の浅層地下水とその水質特性

山本真也¹・中村高志²・小石川浩^{1*}・内山高¹

(2016年10月31日受付 2017年8月18日受理)

Water quality of shallow groundwater in the southern coast area of Lake Kawaguchi at the northern foot of Mt. Fuji, Yamanashi, Japan

Shinya YAMAMOTO¹, Takashi NAKAMURA², Hiroshi KOISHIKAWA¹,
Takashi UCHIYAMA¹

要 旨

富士山北麓、河口湖南岸の浅層地下水の起源と水質特性を明らかにするために、富士河口湖町内に現存する古井戸の調査を行い、地下水の水素・酸素安定同位体比及び主要溶存化学成分、微量元素の測定を行った。河口湖南岸の浅層地下水の安定同位体比は、河口湖畔に近いOW1や勝山地区の古井戸(OW5, OW6)で、天水線より下方に乖離する傾向が見られ、蒸発の影響を受けた湖水の寄与が示唆された。一方、船津・小立地区の各井戸(OW2, OW3, OW4)では、安定同位体比がほぼ天水線に沿った分布を示し、これら地下水が主に富士山周辺に降った降水により涵養されていることが示唆された。河口湖南岸の地下水中の塩化物イオン(Cl^-)濃度は、河口湖南西部の井戸(OW4, OW5, OW6)で高く、ナトリウムイオン(Na^+)、マグネシウムイオン(Mg^{2+})、カルシウムイオン(Ca^{2+})とよい正の相関を示すことから、冬季の融雪剤等の影響が考えられた。また、河口湖南部～南西部の一部の井戸(OW3, OW4, OW5)からは、硝酸イオン(NO_3^-)が比較的高濃度で検出され、人為的影響が示唆された。

キーワード：河口湖、古井戸、地下水、水質、水素・酸素安定同位体

I はじめに

富士山北麓には、山中湖、河口湖、西湖、精進湖、本栖湖からなる「富士五湖」と呼ばれる火山性堰止湖が弧状に点在している。このうち最も北に位置する河口湖は、湖水面積 5.96km^2 、最大水深 16.1m 、湖岸線長 17.4km に及び東西に長細い形をした内陸湖で、その湖面標高は海拔約 833m と富士五湖の中では最も低い(有泉・吉澤, 2004)。河口湖の東・北及び西側は標高 1400m から 1700m の御坂山地の山々に囲まれており、南西側の一部は標高 1200m から 1300m の足和田山地に接するものの、南岸の大半は標高 840m ほどで一帯を富士山の溶岩に覆われている。流入する自然河川としては、三つ峠方面から流入する寺川と御坂山系を源流とする奥川がある他は降水時を除き涸れ沢となっており、流入水は伏流水あるいは湖底での湧水として集水域

から流入していると考えられている(吉澤・望月, 2005; 山本ほか, 2017)。

河口湖周辺の地下水流動に関しては、戦後、地下水資源開発を目的とした大規模調査が行われ、その概要が明らかにされている(農林省関東農政局計画部, 1964; 山梨県, 1975; 浜野, 1976)。これら調査に基づけば、河口湖と富士山の間には大きな地下谷構造が推定されており、これにより富士山側の浅層地下水のほとんどは湖に流入せず、また河口湖の湖水は地下水となって南(富士山側)に流出し、富士山の地下水と合流して桂川方向に流動する。こうした地下水流動は、地下水位データや地下水の水素・酸素安定同位体比からも支持されており(菅野ほか, 1986; 薄・田場, 1994; 林・坪井, 2005; 尾形・小林, 2015)、河口湖南岸の地下水位は湖水面に比べ低く、その安定同位体比は河口湖に近づくに

1. 山梨県富士山科学研究所*現・上野原市立秋山中学校 2. 山梨大学大学院総合研究部附属国際流域環境研究センター
Corresponding author: Shinya YAMAMOTO E-mail: s.yamamoto@mfri.pref.yamanashi.jp

従い湖水の値に近くなる傾向が見られる（薄・田場, 1994；林・坪井, 2005）。ただし、河口湖南岸の地下水位についてはこれまで2地点からの報告しかなく、また水質データも限られていることから、その地下水流動の詳細については未だ不明な点も多い。

一方、河口湖南岸沿いには、江戸時代から大正時代に掘られた古井戸が広く分布することが知られて

いる（菅沼, 1966）。これら古井戸では、地下水位が河口湖の湖水位と連動して変化することから（鈴木, 1896）、河口湖の湖水が主な涵養源となっていると考えられており、その水質特性の把握は、河口湖から南へ流下する地下水の流動状況を理解する上で極めて重要だと考えられる。そこで本研究では、河口湖南岸に現存する古井戸の地下水の安定同位体比や主要溶存化学成分、微量元素組成の分析を行い、その起源と水質特性の解明を試みた。

II 河口湖南岸の古井戸（掘抜井戸）について

河口湖南岸の地域では、透水性の高い富士山の火山噴出物（溶岩と火山砂礫の互層）に広く覆われていることから水利に乏しく、古昔、人々は生活に必要な水を湖水から得ていた（菅沼, 1977）。しかし、人口が増え、集落が湖畔から南（富士山側）に伸びていくに従い、近くに飲用・雑用水を求め井戸を掘るようになった（河口湖南水道企業団船津支所, 1983）。こうした井戸がどのような方法で掘られたかについてはよくわかっていないが、大正8年の調査によれば、湖南3ヶ村（当時の船津村・木立村・勝山村、現在はいずれも富士河口湖町）に点在した井戸の数は、私設のものも含めて、計63に上ったとされる（菅沼, 1966）。その後も、必要に応じて

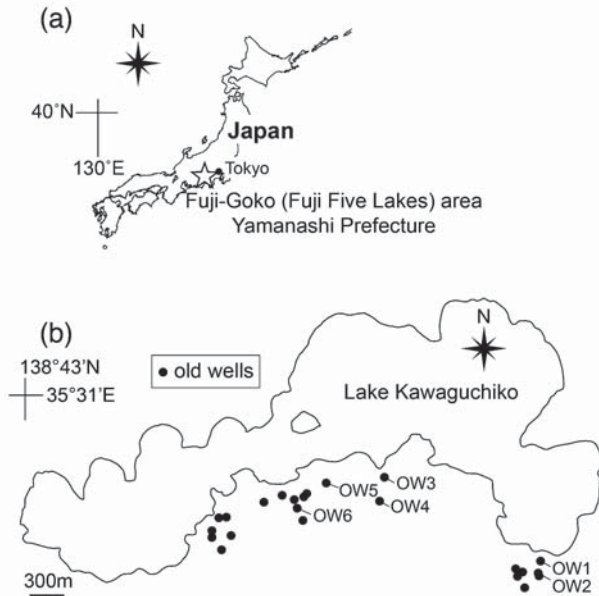


図1 (a) 富士五湖地域と (b) 本調査で明らかとなった河口湖南部の古井戸の分布。



図2 河口湖南岸に現存する古井戸: (a) 円通寺 (b) 五角井戸。

新たな井戸が掘られたが、戦後の水需要の増加による上水道の普及に伴い、現在ではこれら井戸のほとんどは使われなくなっている。なお、当地域の上水道の歴史については、萱沼 (1966)、河口湖南水道企業団船津支所 (1983)、小林 (1989)、勝山村史編纂委員会 (1999)、外川 (2015) に詳しい。

本研究では、採水調査に先立ち、これら古井戸の現況について、文献や地元住民からの情報を基に整理した。図 1 には本調査によって明らかとなった古井戸の分布を示した。これら井戸の中には、現存するものの井筒に鉄板や石板で覆いがされたもの、都市開発等により埋められたものも含まれている。場所によっては、かつて井戸があったことを示す石碑が建てられていたり、また「五角井戸」や「甘露井」のように上屋と併に井戸が保存されていたりする場所もあった (図 2)。

III 調査方法

1 採水調査

本研究では前述の古井戸の内、井戸自体が残されており貯水が確認できたものを調査対象とした。対象とした古井戸は、船津 (OW1, OW2)、小立 (OW3, OW4)、勝山 (OW5, OW6) 地区でそれぞれ 2 か所ずつ計 6 か所である。採水調査は、2014 年 8 月 5 日、同年 10 月 24 日、2015 年 10 月 28 日に実施した (表 1)。採水調査では、ロープをつけたポリバケツを井戸底に降ろし、地下水を採取した。採取した水は、あらかじめ洗浄した 500mL のポリエチレン容器に移し、実験室に持ち帰った。また、下記の携帯式水質計を使い、採取地点にて採水後直ちに pH、水温、電気伝導度 (EC)、酸化還元電位 (ORP)、溶存酸素濃度 (DO) を測定した。各測定に用いた機器は以下の通りである。pH、水温：東亜電波工業 (株) 製ポータブル pH 計 HM-14P、電気伝導度：東亜電波工業 (株) 製ポータブル電気伝導率計 CM-14P、酸化還元電位：Martini 社製 ORP 計 ORP57、溶存酸素濃度：HACH 社製蛍光式溶存酸素計 HQ30d。

2 化学分析と同位体分析

採取した水試料は、孔径 0.2 μ m のメンブレンフィルターでろ過し、水の水素・酸素安定同位体比、主要溶存化学成分 (F^- , Cl^- , NO_2^- , Br^- , NO_3^- , PO_4^{3-} , SO_4^{2-} , Li^+ , Na^+ , NH_4^+ , K^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+})、微量元素 (Li, Be, V, Cr, Fe, Ni, Cu, Zn, As, Se, Rb, Sr, Mo, Sb, Ba, Pb) の分析を行った。この内、主要溶存化学成

分と水素・酸素安定同位体比の測定には、山梨大学国際流域環境センターのイオンクロマトグラフ装置 (DIONEX, ICS-1100) 及び安定同位体質量分析計 (PICARRO 社製 L1102-i) をそれぞれ用いた。得られた同位体比は、以下の式でウィーン標準平均海水 (VSMOW) に対する千分率として示した。

$$\delta \text{ sample}(\%) = [(R_{\text{sample}} - R_{\text{VSMOW}}) / R_{\text{VSMOW}}] \times 1000$$

ここで R は、D/H (水素) 及び $^{18}O/^{16}O$ (酸素) である。水の水素・酸素安定同位体比測定のスランダードは国際標準物質の V-SMOW, SLAP, GISP から値付けされた 3 種の異なる同位体比値を有するワーキングスランダードを用いた。スランダードの水素・酸素安定同位体比の測定精度は、それぞれ $\pm 1\%$ 、 $\pm 0.1\%$ ($n = 4$) 程度であった。

微量元素の分析は、樹脂製のメスピペットで計量した水試料 9ml にイットリウム (^{89}Y) 100 μ g/L を含む硝酸 1ml 添加したものを測定用試料とし、山梨県富士山科学研究所の誘導結合プラズマ質量分析計 (横河アナリティカルシステムズ, HP4500 ICP-MS) を用いて定量した (内山ほか, 2014)。

IV 結果

1 水質測定結果

表 1 に河口湖南岸の古井戸の地下水の水質測定結果を示した。pH は、2014 年 10 月 24 日に採取した OW1, OW2, OW3 でやや高く (pH > 8)、弱アルカリ性を示したが、2014 年 8 月 5 日採取の OW4 及び 2015 年 10 月 28 日採取の OW5, OW7 ではほぼ中性 (pH = 7.1 から 7.4) の値が得られた。電気伝導度は、概ね 150 μ S/cm から 165 μ S/cm の範囲にあったが、OW2 でやや低い値 (123.4 μ S/cm) が得られた。また DO は 4.87mg/l から 9.21mg/l, ORP は 60mV から 120mV の範囲にあり、水温は 13.9 $^{\circ}$ C から 16.6 $^{\circ}$ C の範囲にあった。

2 溶存化学成分組成

表 2 に河口湖南岸の古井戸の地下水中の溶存化学成分の測定結果を示した。溶存化学成分濃度は、フッ素イオン (F^-)、亜硝酸イオン (NO_2^-) を除き、船津地区の井戸 (OW1, OW2) で全般に低く、小立・勝山地区の井戸 (OW3, OW4, OW5, OW6) ではやや高くなる傾向が見られた。 F^- は、OW2 で最も高く、また NO_2^- は OW1 でのみ検出された。塩化物

イオン (Cl^-)、ナトリウムイオン (Na^+)、マグネシウムイオン (Mg^{2+})、カルシウムイオン (Ca^{2+}) は OW4, OW5, OW6 でやや高く、硝酸イオン (NO_3^-) は OW3, OW4, OW5 で高かった。硫酸イオン (SO_4^{2-}) は OW2 を除く井戸で比較的高く、OW4 で最も多く検出された。カリウムイオン (K^+) は OW1 を除く井戸で比較的多く含まれており、特に OW3 から高濃度で (4.9mg/L) 検出された。

3 微量元素組成

表3に河口湖南岸の古井戸の地下水中の微量元素の測定結果を示した。井戸水中の微量元素濃度は、アンチモン (^{121}Sb) を除き OW1 でいずれも最も低い値を示した。また富士山周辺の地下水に特徴的に多く含まれるバナジウム (^{51}V) は、いずれの井戸からも検出され、湖岸から離れた井戸 (OW2, OW4, OW5) では比較的高い傾向にあった。

表1 河口湖南岸古井戸の諸元と地下水の水質測定結果。

ID	OW1	OW2	OW3	OW4	OW5	OW6
地点名	船津1	船津2	小立1	小立2	勝山1	勝山2
調査日	2014.10.24	2014.10.24	2014.10.24	2014.8.5	2015.10.28	2015.10.28
地盤標高(m)*	841.9	839.0	840.8	839.8	840.9	836.7
地下水水面標高(m)	829.3	829.0	832.6	829.4	830.8	829.7
開口部径(m)	1	nd	nd	2	nd	nd
井戸の深さ(m)	14	nd	nd	11	nd	nd
pH	8.15	8.23	8.39	7.08	7.52	7.42
EC ($\mu\text{S}/\text{cm}$)	152.7	123.4	163.8	162.7	159.3	151.2
DO (mg/l)	6.59	9.07	9.21	nd	6.76	4.87
ORP (mV)	120	93	105	nd	60	113
水温 ($^{\circ}\text{C}$)	16.6	14.3	14.8	15.2	14.7	13.9
河口湖面との水位差(m)	-2.8	-3.1	0.4	-1.9	-1.2	-2.3

*国土地理院の基盤地図情報数値標高モデル (DEM5A) に基づく

nd, not determined

表2 河口湖南岸地下水中の主要溶存成分と酸素・水素安定同位体比分析結果。

	F^-	Cl^-	NO_2^-	Br^-	NO_3^-	PO_4^{3-}	SO_4^{2-}	Li^+	Na^+	NH_4^+	K^+	Mg^{2+}	Ca^{2+}	$\delta^{18}\text{O}$	δD
	(mg/L)	(mg/L)	(mg/L)	(mg/L)	(mg/L)	(mg/L)	(mg/L)	(mg/L)	(mg/L)	(mg/L)	(mg/L)	(mg/L)	(mg/L)	(‰)	(‰)
OW1	0.04	3.1	0.4	nd	0.3	nd	8.0	nd	5.2	nd	0.8	4.1	12.1	-8.5	-62
OW2	0.15	2.5	nd	nd	1.3	nd	3.9	nd	4.9	nd	2.8	3.0	10.3	-10.1	-67
OW3	0.04	2.4	nd	nd	3.9	nd	9.3	nd	5.2	nd	4.9	2.7	12.4	-10.2	-68
OW4	0.08	6.6	nd	nd	2.5	nd	14.0	nd	6.8	nd	3.4	5.3	14.1	-10.5	-71
OW5	0.10	5.5	nd	nd	2.5	nd	9.5	nd	6.5	0.1	3.2	4.3	14.5	-9.2	-65
OW6	0.07	7.8	nd	nd	0.9	nd	8.3	nd	6.7	nd	2.2	4.5	14.8	-9.3	-65

nd, not determined

表3 河口湖南岸の地下水中の微量元素分析結果。

	^7Li	^9Be	^{51}V	^{53}Cr	^{57}Fe	^{60}Ni	^{63}Cu	^{66}Zn	^{75}As	^{82}Se	^{85}Rb	^{88}Sr	^{95}Mo	^{121}Sb	^{137}Ba	^{208}Pb
	($\mu\text{g}/\text{L}$)	($\mu\text{g}/\text{L}$)	($\mu\text{g}/\text{L}$)	($\mu\text{g}/\text{L}$)	($\mu\text{g}/\text{L}$)	($\mu\text{g}/\text{L}$)	($\mu\text{g}/\text{L}$)	($\mu\text{g}/\text{L}$)	($\mu\text{g}/\text{L}$)	($\mu\text{g}/\text{L}$)	($\mu\text{g}/\text{L}$)	($\mu\text{g}/\text{L}$)	($\mu\text{g}/\text{L}$)	($\mu\text{g}/\text{L}$)	($\mu\text{g}/\text{L}$)	($\mu\text{g}/\text{L}$)
OW1	BDL	0.02	1.9	0.1	48	0.4	BDL	BDL	0.2	BDL	0.7	15	0.28	0.72	BDL	BDL
OW2	0.13	0.02	10.7	0.3	41	0.4	BDL	BDL	0.4	<0.5	2.3	19	0.56	1.15	BDL	BDL
OW3	BDL	0.03	1.9	0.2	55	0.8	BDL	<26	0.2	<0.5	4.1	25	0.32	1.76	2.1	BDL
OW4	0.21	0.05	4.8	0.2	62	0.6	0.5	BDL	0.3	<0.5	5.4	20	0.49	0.51	BDL	BDL
OW5	0.18	BDL	7.9	0.1	47	0.3	2.8	BDL	0.3	<0.5	4.8	33	0.46	0.30	2.5	BDL
OW6	0.19	BDL	1.7	0.2	53	0.3	0.7	<26	0.1	<0.5	2.7	34	0.63	0.17	9.9	0.1

BDL, below detection limit

4 水素・酸素安定同位体比

表2に河口湖南岸の古井戸の安定同位体比の測定結果を示した。地下水の酸素安定同位体比($\delta^{18}\text{O}$)は、 -10.9% から -9.0% の範囲にあり、OW2、OW3、OW4でやや低い値が得られた。一方、水素安定同位体比(δD)は、 -71% から -63% の範囲にあり、 $\delta^{18}\text{O}$ 同様、OW2、OW3、OW4でやや低い値を示した。

V 考察

1 河口湖南部の地下水流動と古井戸地下水との関係

地下水資源開発を目的とした詳細な物理探査や地下水調査により、河口湖南部では現在の国道139号線にほぼ沿う東西方向の地下谷構造が推定されている(農林省関東農政局計画部, 1964; 山梨県, 1975; 浜野, 1976)。この地下谷は、やや低い透水性を示す古富士泥流堆積物の表面に形成されていると考えられており、これにより富士山側の浅層地下水のほとんどは湖に流入せず、また河口湖の湖水は地下水となって南(富士山側)に流出し、富士山の地下水と合流して桂川方向に流動するものとされてきた(菅野ほか, 1986)。一方、河口湖南部の地下水位データや地下水の安定同位体比は、河口湖の湖水が富士山の火山噴出物を通して定常的に地下流出していることを強く示唆しているが(薄・田場, 1994; 林・坪井, 2005; 尾形・小林, 2015)、この地域の揚水井の多くは複数の火山砂礫層を帯水層としており、その流出経路の詳細については未だ不明な点が多い。なお最近では、ボーリング調査結果から推定された地下地質構造と地下水位データの比較から、河口湖南部の帯水層が、新富士火山噴出物中に存在する可能性が指摘されている(山梨県環境科学研究所, 2013)。

河口湖南岸の井戸では、地下水位が湖水位と連動した季節変化を示すことが古くから知られており(鈴木, 1896)、大正時代には発電用の取水に伴う湖水位の低下により、これら井戸の多くが枯れたという(萱沼, 1966)。本研究で調査した河口湖南岸の古井戸の地下水面標高(829.0mから832.6m; 表1)は、地盤標高の算出に用いた数値標高モデルの精度($< 0.3\text{m}$)を考慮すれば、OW3を除きいずれも調査時の湖水面標高(831.33mから832.11m)より低くなっており、河口湖水の湖南部への流出を指摘した既報の研究結果(薄・田場, 1994; 林・坪井,

2005; 尾形・小林, 2015)と調和的であった。また、河口湖南岸の古井戸の地下水面標高(表1)を、尾形ほか(2014)が推定した河口湖南部の水道水源井戸の地下水面標高(807mから824m)と比較すると、いずれも湖岸から離れるほど地下水面が低くなっており、これら地下水の河口湖南部への流出が示唆される。

2 河口湖南岸の古井戸の地下水と湖水との関係

図3には、河口湖南岸の地下水の酸素($\delta^{18}\text{O}$)・水素(δD)安定同位体比の δ ダイアグラムを示した。また参考のため、富士山周辺の天水線($\delta\text{D} = 8\delta^{18}\text{O} + 15.1$; 安原ほか, 2007)を合わせて示した。一般に富士山周辺では、標高の高い地点の降水ほど低い同位体比を示すことが知られている(中井ほか, 1995; 安原ほか, 2007)。また、富士山麓では、降水と地下水の $\delta^{18}\text{O}$ と δD の関係の傾きやd値がほぼ一致しており、浸透時の蒸発プロセスが同位体的平衡条件下で進行することが強く示唆されることから、地下水の安定同位体比からその涵養域を推定することができる(安原ほか, 2007)。河口湖南岸の地下水の $\delta^{18}\text{O}$ ・ δD 値は、調査した古井戸がほぼ同一標高(海拔836.7mから841.9m; 表1)に位置しているにも関わらず、井戸間でそれぞれ最大1.9%と8%の違いを示し、地下水の起源が井戸により大きく異なっていることが示唆された。

河口湖南岸の古井戸のうち、河口湖畔に近いOW1や勝山地区のOW5、OW6の各井戸では、安定同位体比が他の井戸に比べ高く、その回帰直線は、天水線より低い傾きを示した($r = 0.97$, $p < 0.05$;

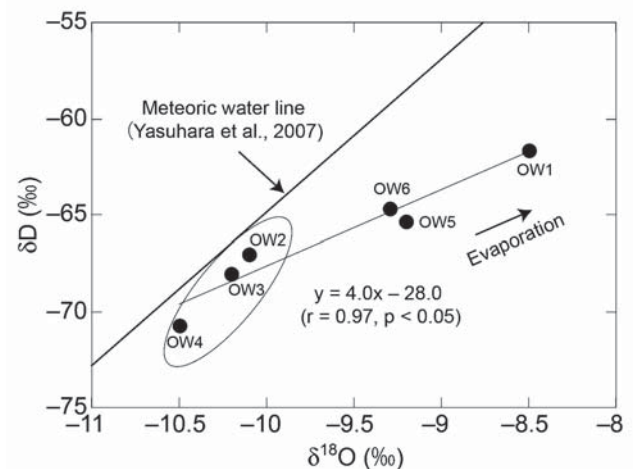


図3 河口湖南岸の地下水の安定酸素($\delta^{18}\text{O}$)・水素(δD)同位体比の関係。

図3)。一般に、陸域で天水により涵養された湖水等が蒸発の影響を受ける場合、水の $\delta^{18}\text{O}$ ・ δD が天水線から乖離することが知られている (Jasechko et al., 2013)。河口湖では、湖水の安定同位体比が蒸発の影響により周辺の地下水に比べて高い値を示すことから ($\delta^{18}\text{O}$: -8.9% から -7.7% ; δD : -63% から -70% ; 内山ほか, 2014)、これら古井戸内の地下水における相対的に高い安定同位体比は、地下水への湖水の寄与によるものと考えられる。

一方、船津・小立地区に位置するOW2、OW3、OW4の各井戸では、地下水の安定同位体比がほぼ天水線に沿った分布を示し (図3)、また、これら地下水のd値 ($d = \delta\text{D} - 8\delta^{18}\text{O}$) が13.3から13.8と富士山周辺の地下水のd値 (13.5 ; 安原ほか, 2007) にほぼ等しいことから、地下水が湖水ではなく主に富士山周辺に降った降水によって涵養されていることが示唆される。ただし、これら地下水の $\delta^{18}\text{O}$ ・ δD は、河口湖南部の地下谷より富士山側で採取された地下水 ($\delta^{18}\text{O}$: -11.9% から -10.7% ; δD : -84% から -75% ; 山本ほか, 2017) と比べると相対的に高い値を示すことから、その涵養域は大きく異なっているものと考えられる。このことは、古井戸内の地下水中のバナジウムが、バナジウム/ニッケル比 (V/Ni比 = 2.4 ~ 29.6) から、自然起源であることが示唆されるものの (浮遊粒子状物質対策検討会, 1997)、その濃度は、一般的な富士山の地下水 (山梨県環境科学研究所, 2004a) に比べ5分の1から10分の1と低くなっていることから支持される。従来、河口湖南部では、地下水が主に湖水によって涵養されていると考えられてきたが (菅野, 1986 ; 薄・田場, 1994 ; 林・坪井, 2005)、本研究の結果は、湖水の流出機構が地理的に必ずしも一様ではないことを示唆している。そのため、今後こうした井戸を対象に水位観測を行なう等、湖水との関係については更なる検討が必要である。

3 河口湖南岸の地下水の水質と人為的汚染

図4には、河口湖南岸の地下水中の塩化物イオン (Cl^-) とナトリウムイオン (Na^+) 濃度の関係を示した。一般に、ナトリウムイオン (Na^+) は水-岩石反応によって地下水に溶出して濃度が増加するのに対して、塩化物イオン (Cl^-) は岩石中にほとんど含まれておらず、その起源としては風送塩や雨水など自然起源のもの、生活排水、尿尿、融雪剤な

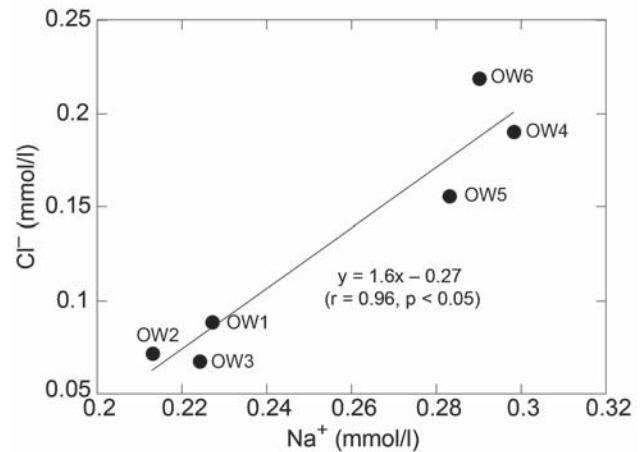


図4 河口湖南岸の地下水中の塩化物イオン (Cl^-) とナトリウムイオン (Na^+) 濃度の関係。

ど人為的汚染によるものが考えられる (山梨県環境科学研究所, 2004a ; 鹿園ほか, 2014)。河口湖南岸の地下水中の Cl^- 濃度は、 Na^+ 濃度とよい正の相関を示し ($r = 0.96$, $p < 0.05$)、河口湖南岸~南西岸の古井戸 (OW4, OW5, OW6) で増加する傾向にあった (図4)。河口湖の湖岸に近い古井戸 (OW1, OW2, OW3) の Cl^-/Na^+ 比は、0.30から0.34と河口湖湖水に近い値 (0.44) を示したが、OW4、OW5、OW6の Cl^-/Na^+ 比は1.60 (図4) と、日本の雨水や海水の平均的な Cl^-/Na^+ 比 (それぞれ0.65, 1.18 ; 北野, 1992) に比べ著しく高値であった。富士山周辺では、山頂付近の降水中に Cl^- が濃集することが報告されているが ($\sim 8\mu\text{eq/l}$; 土器屋ほか, 1993)、その濃度は地下水に比べると低いいため、OW4、OW5、OW6の地下水中の Cl^- イオンが自然起源であるとは考え難い。このことは、富士山周辺の地下水中の Cl^-/Na^+ 比が0.20と低い値を示すことから支持される (山梨県環境科学研究所, 2004b)。

図5には、塩化物イオン (Cl^-) とマグネシウムイオン (Mg^{2+})、カルシウムイオン (Ca^{2+}) との関係を示した。これらイオンは、一般には地質起源であると考えられており、富士山周辺の地下水でも低標高域ほど増加する傾向にある (鹿園, 2012)。一方、河口湖南岸の地下水中の Mg^{2+} 、 Ca^{2+} 濃度は、周辺深井戸の地下水 (それぞれ $3.2 \pm 1.4\text{mg/l}$, $8.15 \pm 2.2\text{mg/l}$; 山梨県環境科学研究所, 2004a) に比べて高く (表2)、特に河口湖南部~南西部の古井戸 (OW4, OW5, OW6) において高濃度で検出された。

地下水中の Mg^{2+} 、 Ca^{2+} 濃度は、 Cl^{-} 濃度とよい正の相関を示しており（それぞれ $r = 0.82$, $p < 0.05$, $r = 0.88$, $p < 0.05$ ）、 Cl^{-} が自然起源と考え難いことから、これらイオンが増加する要因としては人為的汚染、特に冬季の融雪剤等（共融点の低い塩化カルシウムや塩化マグネシウム）の使用の影響が考えられる。

一方、富士山周辺では、硝酸性窒素による地下水汚染が近年問題となっている（鹿園ほか, 2014）。地下水中の硝酸性窒素は、人間活動の影響により増加することが知られており、主な起源としては生活排水や家畜糞尿、農地に散布される無機化学肥料などが考えられる。河口湖南岸の地下水中の硝酸イオン (NO_3^{-}) 濃度は、河口湖の湖岸に近い OW1、OW2、OW6 の各井戸で低く（表 2）、湖水中の NO_3^{-} 濃度 (0.4 mg/L ~ 1.1mg/L；山梨県環境科学研究所, 2004b) と同等であった。一方、河口湖南部～南西部の OW3、OW4、OW5 の井戸では、前者の 2 倍以上の NO_3^{-} が検出され、窒素汚染が進んでいることが示唆された。一般に、硫酸など

農業肥料の影響を受けた地下水の場合、 NO_3^{-} に加え、 SO_4^{2-} 、 K^{+} 、 Mg^{+} 、 Ca^{2+} が増加することが知られている（田瀬, 2011；鹿園ほか, 2014）。河口湖南岸の地下水では、 NO_3^{-} は K^{+} と有意な相関を示したが ($r = 0.96$, $p < 0.05$ ；図 6)、その他成分とは相関が見られず、農業肥料による地下水中の NO_3^{-} への寄与は限定的であることが示唆される。

また、OW2 を除く古井戸の地下水には、周辺の深井戸の地下水（平均 7.1mg/L；山梨県環境科学研究所, 2004a）に比べ SO_4^{2-} 濃度が高い傾向にあった（表 2）。前述の通り SO_4^{2-} も農業肥料（硫酸）の散布により増加するイオンであるが、 NO_3^{-} とは有意な相関がなく、また両者のモル比を見ても SO_4^{2-} が NO_3^{-} の 1.5 倍以上含まれていることから、肥料散布以外の要因が示唆される。河口湖周辺の上水道では、一般に高標高域に涵養域を持つ富士山の地下水を利用しているため、生活雑排水の影響があればその同位体比は負の方向にシフトすると考えられるが、 SO_4^{2-} と $\delta^{18}O$ の間には統計的に有意な相関は見られず ($r = -0.45$, $p = 0.37$)、生活雑排水の影響は考えにくい。一方、河口湖南岸や南東岸の一部では地下水中の SO_4^{2-} が高値を示すことから（山梨県環境科学研究所, 2004a）、古井戸の地下水中の SO_4^{2-} が自然起源である可能性もあり、今後更なる検討が必要である。

VI まとめ

本研究では、河口湖南岸の古井戸の浅層地下水の安定同位体比や主要溶存化学成分、微量元素組成の分析を行い、その起源と水質特性の解明を試みた。その結果、以下のことが明らかとなった。

(1) 河口湖南岸の浅層地下水の酸素 ($\delta^{18}O$)・水素 (δD) 安定同位体比の関係から、湖畔に近い OW1 や勝山地区の OW5、OW6 の古井戸では地下水への湖水の影響が確認された。一方、船津・小立地区の OW2、OW3、OW4 の各井戸では湖水の影響がほとんど見られず、地下水が主に富士山周辺に降った降水により涵養されていることが示唆された。

(2) 古井戸の地下水中の塩化物イオン (Cl^{-})、ナトリウムイオン (Na^{+}) 濃度は、河口湖南西岸の井戸 (OW4, OW5, OW6) で高い傾向にあり、また地下水中の Cl^{-} は、マグネシウムイオン (Mg^{2+})、カルシウムイオン (Ca^{2+}) とよい正の相関を示すことから、これら地下水への冬季の融雪剤等の影響が示唆された。また河口湖南岸～南西岸の井戸 (OW3,

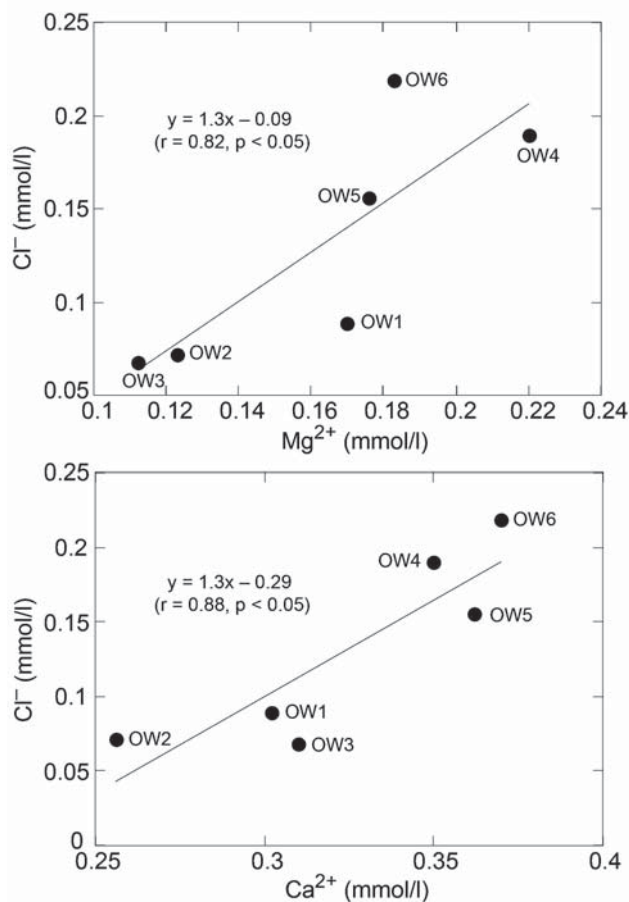


図 5 河口湖南岸の地下水中の塩化物イオン (Cl^{-}) とマグネシウムイオン (Mg^{2+})、カルシウムイオン (Ca^{2+}) との関係。

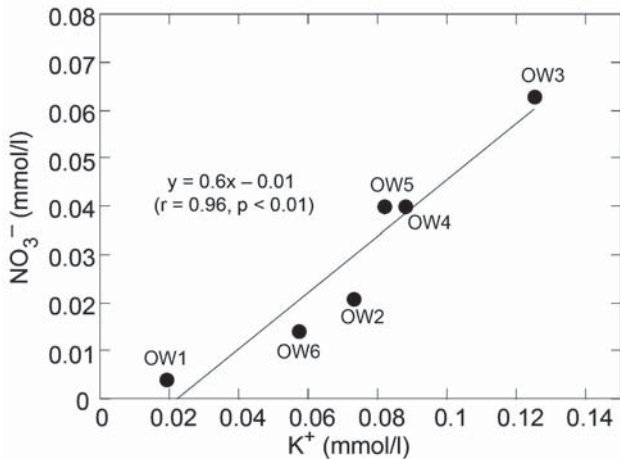


図6 河口湖南岸の地下水中の硝酸イオン (NO₃⁻) とカリウムイオン (K⁺) の関係。

OW4, OW5) の地下水からは、その他の井戸の2倍以上のNO₃⁻が検出され、窒素汚染が進んでいることが示唆された。

これら結果は、従来、湖水が主な涵養源と考えられてきた河口湖南岸の浅層地下水の起源が地理的に必ずしも一様ではないことを示唆しており、今後こうした井戸で水位観測を行なう等、湖水との関係について更なる検討が必要である。

VII 謝辞

本研究は、山梨県総合理工学研究機構の研究課題「富士北麓水資源の保全と活用のための水文科学的研究」(平成25年度～平成27年度:代表 内山高)の一環として行われた。また、円通寺の御住職田村様、勝山地区の倉澤様にはそれぞれ船津地区・小立地区での古井戸についてご教示いただいた。各井戸での採水にあたっては、富士河口湖町教育委員会の杉本悠樹様及び地域住民の皆様にご協力いただいた。都留文科大学の内山美恵子特任教授には本稿を改善する上で大変有意義なコメントを頂いた。記して御礼申し上げます。

VIII 参考文献

有泉和紀, 吉澤一家 (2004) 富士五湖の水温について. 山梨県衛生公害研究所年報 48: 64-71.
土器屋由紀子, 坪井一寛, 丸田恵美子 (1993) 富士山の降水の化学成分の季節変化. 天気 40: 39-42.
浮遊粒子状物質対策検討会 (編) (1997) 浮遊粒子状物質汚染予測マニュアル. 398p.

浜野一彦 (1976) 富士山北麓の地下水. 山梨大学教養学部研究報告 27: 59-66.
林武司, 坪井哲也 (2005) 富士山北麓における山体地下水と山麓湖の交流. 地下水技術 47(11): 3-14.
Jasechko, S., Sharp, Z.D., Gibson, J.J., Birks, S.J., Yi, Y., and Fawcett, P.J., 2013. Terrestrial water fluxes dominated by transpiration. *Nature* 496: 347-350.
菅野敏夫, 石井武政, 黒田和男 (1986) 水文地質構造から見た富士山北麓地域の地下水流動と河口湖の水位変動機構に関する一考察. 日本地下水学会会誌 28(1): 25-32.
勝山村史編纂委員会 (1999) 勝山村史(下巻). 勝山村, 1271p.
河口湖南水道企業団船津支所 (1983) ふなつの水道 上水道55年のあゆみ. 河口湖南水道企業局, 167p.
北野康 (1992) 化学の目でみる地球の環境—空・水・土—. 裳華房, 152p.
小林真 (1989) 勝山の伝承と伝説. 32p.
中井信之, 菊田直子, 土隆一 (1995) 富士山及び周辺の地下水・河川水の安定同位体組成とその水文学への応用. 水文科学会誌 25(2): 71-81.
農林省関東農政局計画部 (1964) 昭和37年度農業用大規模地下水賦存調査富士北麓地区調査報告書. 475p.
尾形正岐, 小林浩 (2015) 河口湖の水位変動と河口湖南東部の地下水位変動. 山梨県総合理工学研究機構研究報告書第10号: 91-94.
鹿園直建, 荒川貴之, 中野孝教 (2014) 富士山南麓の地下水水質, 流動と窒素汚染. 地学雑誌 123(3): 323-342.
鹿園直建 (2012) 水資源の科学. オーム社, 166p.
萱沼英雄 (編) (1966) 河口湖町史. 河口湖町, 701p.
菅沼英雄 (1977) 富士五湖周辺の水—水の所在と水利—. 甲斐路 31: 91-103.
薄栄幸, 田場穰 (1994) 富士五湖とその周辺地下水の関係について. 日本大学文理学部自然科学研究所研究紀要 29: 43-60.
鈴木敏 (1896) 甲斐國河口西兩湖疎水工事に就き地質上の意見. 地学雑誌 8: 397-412.
田瀬則雄 (2011) スキー場における薬剤の使用と環境への影響. (高村弘毅編) 地下水と水循環の科

学, 古今書院, 109-124.

外川寿雄 (2015) 船津・小立・勝山地区の上水道の沿革. 富士河口湖古の小径. 広報富士河口湖平成 27 年 1 月号: 12-13.

内山高, 小田切幸次, 佐野哲也, 小林浩, 中村高志, 長谷川達也, 山本真也, 村中康秀, 神谷貴文, 渡辺雅之, 古屋洋一, 吉澤一家, 赤塚慎, 内山美恵子 (2014) 富士北麓水資源の保全と活用のための水文学的研究. 山梨県総合理工学研究機構研究報告書 9: 67-85.

山梨県 (1975) 山梨県の地下水資源 富士山北麓区域. 41p. 山梨県.

山梨県環境科学研究所 (2004a) 富士山周辺における自然特性に関する研究. 山梨県環境科学研究所研究報告書 12, 山梨県環境科学研究所, 179p.

山梨県環境科学研究所 (2004b) 山梨県の水質の地域特性とその健康影響に関する研究. 山梨県環境科学研究所研究報告書 14, 山梨県環境科学研究所, 110p.

山梨県環境科学研究所 (2013) 山梨県環境科学研究所年報 16, 山梨県環境科学研究所, 104p.

安原正也, 風早康平, 丸井敦尚 (2007) 富士山の地下水とその涵養プロセスについて. (荒牧重雄ほか編) 富士火山. 山梨県環境科学研究所, pp. 389-405.

吉澤一家, 望月映希 (2005) 夏季の河口湖湖底直上水の水質. 山梨県衛生公害研究所 49: 54-59.

山本真也, 中村高志, 内山高 (2017) 富士山北麓・河口湖で新たに見つかった湖底湧水. 日本水文科学会誌 47: 49-59.