

富士山南麓地域における地下水起源の推定

Estimation of the Sources and Flow System of Groundwater in the Southern Foot of Mt.Fuji

藤川格司、鈴木悠仁*、小川 浩

FUJIKAWA Kakuji, SUZUKI Yuto*, OGAWA Hiroshi

1. はじめに

富士山麓には数多くの湧水が存在しており、周辺地域の重要な水資源として工業、生活用水などに広く活用されている。また、地下水流動系の末端部に位置する湧水は、水循環や地下水流動を反映した様々な特性を示していると予測される。地下水の水文学的研究において極めて重要な調査対象である。富士山に降る降水の一部は山体を流れ河川を形成するが、地下浸透量が多く新富士溶岩中に浸透して勾配に沿って徐々に流下する。山麓の傾斜の変換点や溶岩流の末端で湧水として流出する。傾斜変換点より下流においては、溶岩流の末端から流出する湧泉が多く見られ、またこれによって下流側の河川は涵養されている。また一部は新富士溶岩中の深部に流下し、海岸低地の深部に達すると考えられている（井野 1987, 堀内 1996）。過去に地下水が豊富で自噴していた地域でも、周辺環境の変化や工場の進出により、湧水の枯渇や流出量が減少するということが起きている。工場等の揚水している地下水の深度は深く、湧水とは別の地下水のように見える。しかし、両者の供給源は同じ降水であり、浸透や流動などで連続したものである。そして、新富士溶岩の地下水に注目するだけでなく、深部の古富士火山の噴出物を含めた富士山麓の地下水の起源を明らかにする必要がある。

地質構造が不均一であり、また流域全体において井戸による水位観測などが困難である火山体では、その周辺に分布する湧水の性状に基づき、地下水流動を推定する試みが数多くなされている。湧水温に着目した研究も多く、標高や湧出量との関係について議論されている（大山 1987, 都筑 1990）。また、より地下水流動を視野に入れた研究として鈴木（1994）、佐藤 他（1996）、鈴木 他（2007）などがある。これらの研究は、涵養時の気温や地温との関係について考察することで、湧水の涵養域を推定し、火山体の地下水流動系を検討している。

地下水流動を考察するために、水質の空間的变化や時間的变化を用いる手法は、従来からおこなわれてきた（佐藤 他 1997）。地下水の水質は地下での水の滞留時間、地層構成物質、地下水の起源などが反映され、地下水に関する多くの情報が得られる。富士山における地下水流動系の解明の基礎資料として、地下水の水質について空間的分布の特徴を明らかにする必要がある。

*新栄道路標識㈱

安原（2007）は、降水の安定同位体組成に基づき、富士山麓における地下水の平均涵養標高の推定を行った。標高1,100 m付近から森林限界より高い2,700 m付近までの山麓の中腹部にもたらされる降水が、新富士火山噴出物中を流動する地下水の涵養に対して最も重要であることを示した。しかし、1,000 m以下の山麓に降った降水については検討されていない。土（2007）は、富士山西側斜面において、中腹以下の降水は溶岩層間に入りやすく、表流水や表層不圧地下水として河川に流入するとしている。富士山西側斜面の標高800 m以下で涵養される不圧地下水の量は全体の涵養量の24.4%に当たり、残りが被圧地下水の涵養量にあると推定している。

本大学でおこなっている「水辺ウォッチング」は、富士山の湧水と地下水への人間活動の影響を通して、地域の水循環を学ぶプログラムである。プログラムは2年次の今泉湧水群の調査、3年次の田宿川の流量調査、それらの結果をもとに4年次の学会や地域での発表、そして全学年でおこなう富士山の湧水めぐりなどである。そのプログラムの中で、富士山の湧水からなる田宿川の環境を保全していくために、大学がどのように関わっていくかを研究している。

これまでの研究成果として田宿川の水位変化は、深層（被圧）地下水位が大きく関係し、その上昇により流出量が増加し、また、その上昇の程度により流出量も増減することがわかった。そして、変動幅の小さい規則的な水位の増減は、潮汐の影響によることも明らかにした。人間活動としての揚水量の影響が自然現象の潮汐の影響を上回ることも示した（藤川 他2007）。湧水の主な供給源である新富士溶岩の地下水に注目するだけでなく、深部の古富士火山の噴出物を含めた富士山麓の地下水の起源を明らかにする必要がある。

本研究では、溶岩の分布、地下水の水質、水温、流出量、土地利用のデータから富士山の地下水の涵養・流動メカニズムを明らかにすることを目的とする。特に、地下水の涵養高度は1,000 mから2,500 mと言われているが、水質調査により茶畑の影響や人為的な影響を調べることで、1,000 m以下の地域の地下水涵養への貢献度を明らかにする。そして、表層の不圧地下水よる湧水と工場の揚水に利用されている被圧地下水の関係を定量的なデータに基づいて検証を行う。

2. 研究方法

溶岩の分布、地下水の水質、水温、流出量のデータから富士山の地下水の涵養メカニズムを明らかにするため、以下により検討する。図-1に調査対象地域と観測地点と揚水井戸の位置を示した。

- ① 富士市上下水道部の地質柱状図をもとに、ストレーナーの位置から取水している帯水層の解析をして水文地質を明らかにする。
- ② 今泉地域の湧水（法雲寺東側）に自記圧力式水位計（UIZ-WL100-LR、データロガー UIZ5042、(株)ウイジン）と自記水温電気伝導度計（C 104 型、(株)CTI サイエンスシステム）を設置し、湧水の流出量の増減と電気伝導度の関係を解析する。
- ③ 今泉地域の湧水の水質分析により電気伝導度の変動がどの成分によるものか解析する。
- ④ 地下水の水位変動から湧水（不圧地下水）と被圧地下水の関係を解析する。



図-1 対象地域（●印は湧水の位置）

3. 結果・考察

3.1 水文地質

ここでは富士市上下水道部の地質柱状図をもとに、ストレーナーの位置から取水している帯水層の解析をして水文地質を明らかにする。

富士山は中新世の御坂層群を基盤として、その上に形成された火山である。そして、富士山は先小御岳、小御岳、古富士火山、その上に新富士火山が覆って形成されている。本地域の古富士火山の噴出物は玄武岩質の火山泥流で、津屋（1971）は集塊質泥流と呼んでいる。その上位に新富士溶岩が層厚 50～60 m で分布する。集塊質泥流とその上の新富士溶岩層の境界面から湧水が見られ、富士宮の湧玉池などと同じ構造である。富士山の降水は溶岩層の亀裂や割れ目を通して流下し、一部は溶岩層の下に分布する古富士集塊質泥流層に浸透し、新富士溶岩、古富士集塊質泥流層の両層の地下水を涵養する機構が考えられる。

村下（1982）によると、富士市の海岸沿いの低地は主として富士川、潤井川の河川堆積物（沖積層）で形成されている。富士川と和田川間の沖積層の下には、新富士溶岩が富士山麓から 3/100 程度の傾斜で潜入り、田子の浦が港付近では、その表面深度は約 100 m である。そして、和田川以東の沖積層の下には新富士溶岩は欠落して、愛鷹火山噴出物の紫蘇輝石安山岩質ローム層を挟む火山砂礫層が分布すると報告している。

池田（1995）によると、この地域は水質の良好な地下水の分布する所であったが、1960 年以前は新富士溶岩層から大量に揚水されていた。また、1970 年以降は古富士集塊質泥流層の地下水が開発された。

1955年から1960年間の揚水量は60万～80万 m^3 /日、1960年以降1980年代には100万～150万 m^3 /日の地下水が揚水されていたと推定されている。1950年代末からの地下水利用量の増加にともなって駿河湾沿いの平野部の地下水位は急に低下し始め、この頃から地下水の利用量が涵養量を上回って行われたことを示している。地下水塩水化は1961年から始まり1970年前後に極大に達し、その後は静岡県、富士市、地下水利用対策協議会等関係各方面の大きな努力による地下水利用量の減少によって縮小の傾向を示している。

図-2に富士市上下水道部の地質柱状図をもとに、地質断面図を示した。柱状図の位置は津屋（1971）の地質図に示した。対象地域の地質は、下部に古富士集塊質泥流層が分布し、その上に大淵溶岩（SSW1）と曾比奈溶岩（SSW4）が覆っている。湧水の位置は柱状図のBとCの間で、大淵溶岩と曾比奈溶岩の間から流出している。地質柱状図から取水している位置を見ると、大淵溶岩とその下部の古富士集塊質泥流層にストレーナーがあり、そこから取水している。より高い標高の柱状図E、Fでは古富士集塊質泥流層にストレーナーがある。

富士市上下水道部の水道水源の取水位置（ストレーナーの位置）は、矢印で示しているように古富士集塊質泥流層にあり、湧水の位置とは無関係である。湧水のように表層の不圧地下水と水道水源として利用されている被圧地下水は異なり、二つの地下水が存在することがわかる。しかし、柱状図A～D付近のように標高が低くなるとこれらの地下水の深度は接近している。不圧地下水の一部は溶岩層の下に分布する古富士集塊質泥流層に浸透し被圧地下水となり、新富士溶岩、古富士集塊質泥流層の両層の地下水を涵養する。また、逆に被圧地下水の揚水が湧水を枯渇させたように、被圧地下水の水位変動が不圧地下水や湧水の水位に影響を与えていることも考えられる。

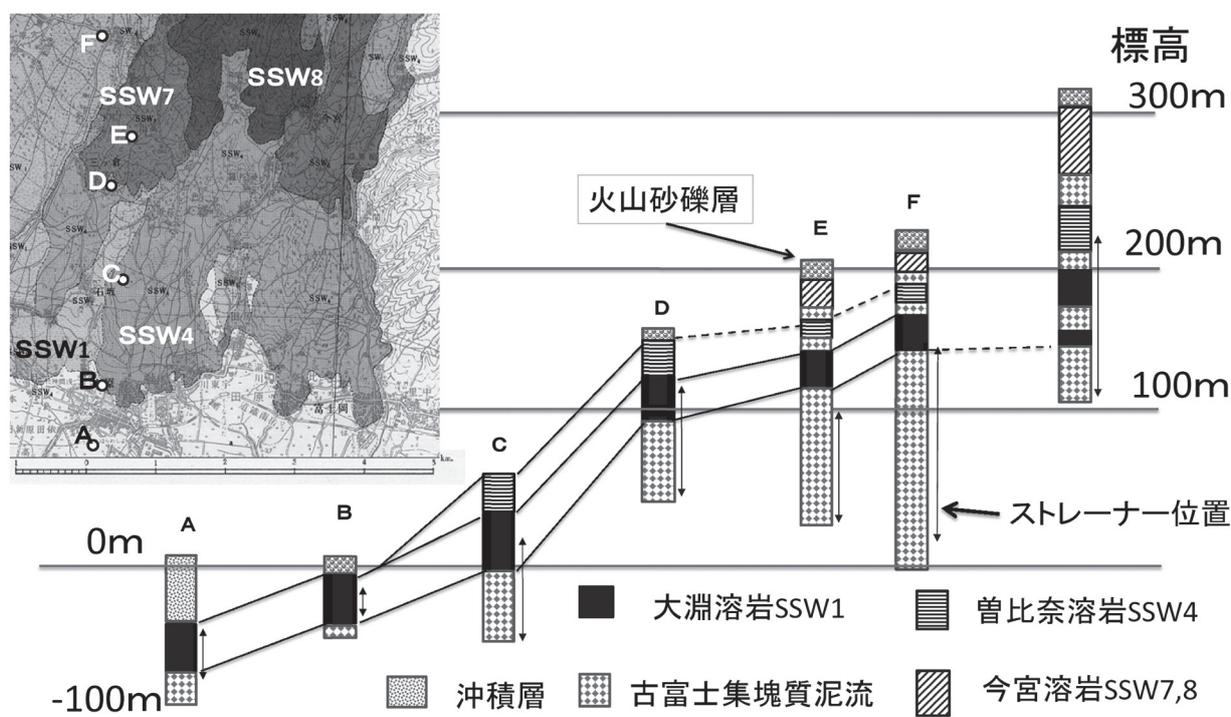


図-2 地質柱状図（位置図は津屋1971に一部加筆した）

3.2 湧水の水位、水温・電気伝導度の季節変動

写真-1に、水位と水温・電気伝導度の連続観測を行っている法雲寺東側の湧水を示した。流出量は $0.10\sim 0.20\text{ m}^3/\text{sec}$ で、湧水地点は水路の右側奥になる。観測機器の設置の関係で湧水地点から少し離れた場所で測定を行っている。そのため、気温と降水の影響を受けることになる。流出量と水位の関係は流量調査の結果によると相関関係にある。しかし、高水位時の流速を測定できなかったため、ここでは簡易的に湧水の流出量を観測している水位で表示する。



写真-1 湧水測定地点（法雲寺東側）

図-3に湧水の水位、水温と電気伝導度（EC）の測定結果を示した。棒グラフで降水量も示した。水位は冬季に低く、夏季に高い傾向を示す。水位とECの関係は、水位が低いとECが高く、水位が高いとECが低い傾向にある。水温は季節を通して 15.0°C 前後で、気温の高い夏季は 0.2°C ほど高くなっている。水路を流下中に気温の影響を受けている。ECは急激に短期間上昇している部分があるが、降水や水位との関係はなく不明である。

水位とECの関係に注目すると、水位の高い降水量の多い湿潤な時期は、流域内部の地下水面が上昇して地下水面勾配が大きくなり、地下水の比較的浅い部分を流れる年代の若い成分が湧水に寄与する割合が大きくなる。一方、水位の低い降水量の少ない乾燥した時期は、流域内部の地下水面が低下し、水面勾配も小さくなることから、相対的に若い地下水に比べ、深い部分を流動する地下水の湧水に対する寄与が大きくなる。このため、湧水のECに季節変動が生じると考える。

図-4に水位とECの関係を示した。水位とECには逆比例の関係が見られ、特に2012年は明瞭である。そして、2012年の水位とECの関係は時計回りの軌跡が得られ、ヒステリシス現象が起きている。同じ水位でも水位上昇期では高いECを示し、逆に下降期には低いECを示す。これは年代の若い地下水と深い部分を流動する地下水の比率が異なることから、こうしたヒステリシスが生じたと考えられる。つまり、年代の若い地下水のECは低く、水位上昇期のECの高い深い部分を流動する地下水を徐々に希釈するのでECの高いコースを通過する。逆に、水位下降期は低いEC値から始まるので、ECの高い深

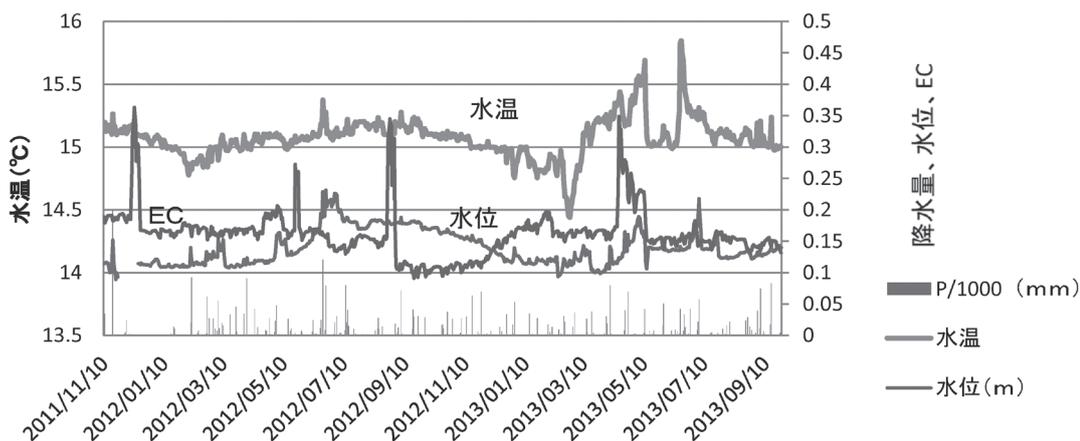


図-3 湧水の水位と水温・ECの関係

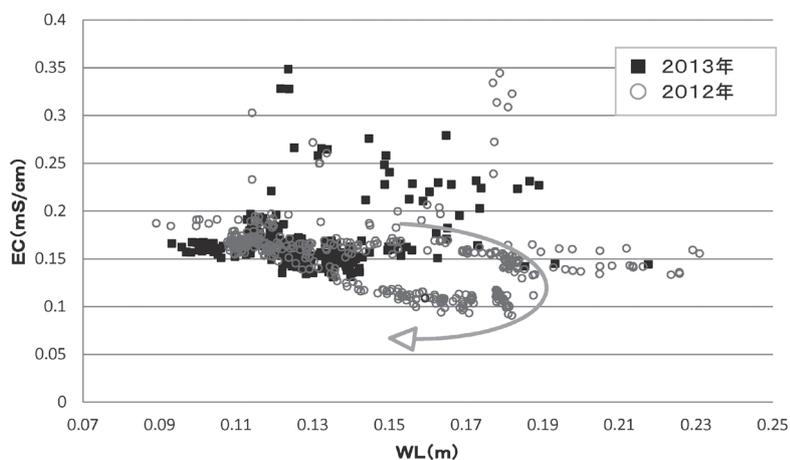


図-4 水位とECの関係

い部分を流動する地下水の比率が小さく、低いコースを通過する。これは、上記の季節変動のモデルを支持していると考えられる。

3.3 湧水の水質分析による季節変化

表-1 に湧水の水質分析結果を示した。そして、図-5 に水質成分の季節変化を示した。水質分析方法として陽イオン(Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , NH_4^+)は、日立製 L-7000 シリーズのイオンクロマトグラフィー、陰イオン(Cl^- , SO_4^{2-} , NO_3^-)は日本ダイオネクス製イオンクロマトグラフィーで測定した。水質分析の機器の関係から、 HCO_3^- イオンと溶存性のケイ酸の分析は行えなかった。

図-5 によると水位が上昇すると濃度が低下する傾向があり、図-4 の EC と同様の関係が認められる。特に、 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 、 Na^+ イオンにその傾向が高い。一方、 SO_4^{2-} 、 NO_3^- 、 K^+ 、 Cl^- イオンの変化は少ない。

図-6 に水位と水質成分の濃度の関係を示した。図から、地質と関係する成分 (Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 、 Na^+) の濃度は水位と反比例の関係にあり、水位が高いと低下傾向にある。地表面の土地利用と関係する肥料や有機物の分解による成分 (SO_4^{2-} 、 NO_3^-) の濃度は水位とのあまり関係はない。塩素 (Cl^-) イオ

表-1 湧水の水質分析結果（水神）

採水日	水位 m	pH	水温 °C	EC μ S/cm	Na	K	Mg	Ca	Cl	NO ₃	SO ₄
					mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	
2012/1/26	0.109	7.08	15.2	182	8.7	2.7	5.5	15.7	6.3	15.4	16.0
2012/3/2	0.127	6.60	15.0	155	8.1	2.4	5.2	14.2	5.9	14.4	14.0
2012/3/26	0.111	6.89	15.6	143	8.7	2.8	6.0	15.7	5.6	12.8	12.9
2012/4/30	0.120	7.34	15.6	166	6.7	2.2	4.8	12.2	5.3	13.7	13.2
2012/6/23	0.205	7.39	15.8	162	7.0	2.0	4.4	11.6	5.6	12.2	12.3
2012/7/22	0.181	7.34	15.6	166	7.0	2.0	4.5	12.0	5.7	13.4	13.7
2012/8/26	0.179	7.23	16.0	159	4.4	1.2	2.6	7.1	5.6	12.2	12.3
2012/9/29	0.170	7.60	16.1	212	7.8	2.3	4.9	13.7	5.7	14.1	13.7

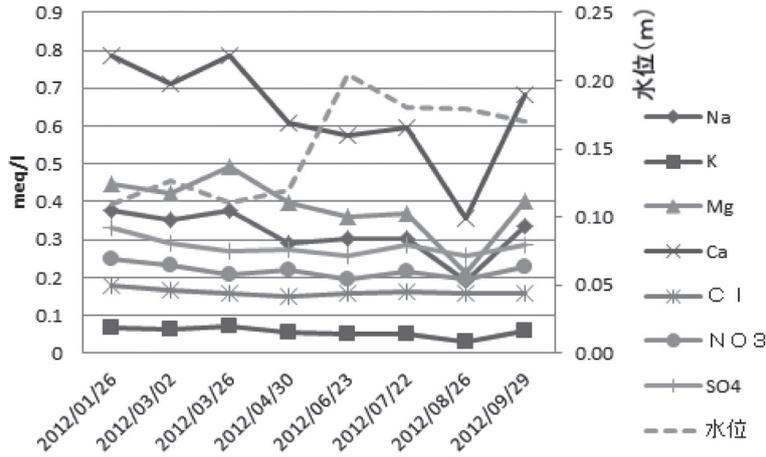


図-5 水質成分の変化

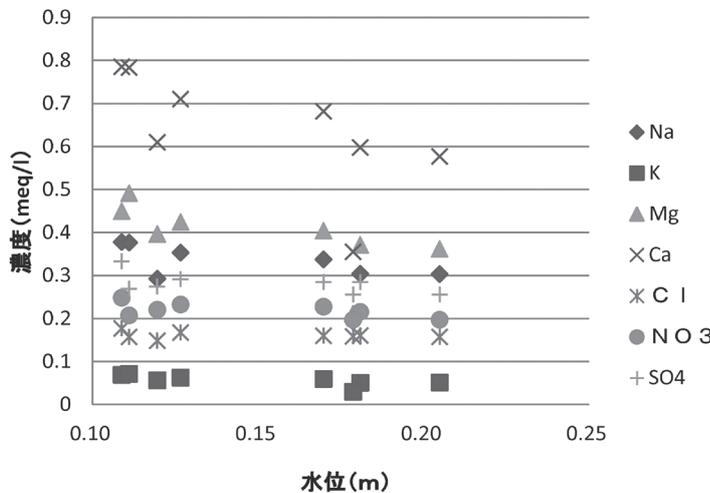


図-6 湧水の水位と濃度の関係

ンは水位との関係が認められない。

これは図-3、4に示した水位低下とECと同様の関係を示している。地質と関係する成分（Ca²⁺、Mg²⁺、Na⁺）は地下水の比較的浅い部分を通る年代の若い、濃度の低い水の寄与が大きくなり、希釈効果による濃度低下したと考えられる。地表面の土地利用と関係する成分（SO₄²⁻、NO₃⁻）は、浸透の段階で濃度が決まり、地下水の流動中にはあまり変化しないので希釈効果による濃度低下は少ない。また、塩素イオンはそれらの成分とは供給源が異なる。風送塩による影響と地表面の人為的汚染のみで、地下水の流動による増減の影響がないためと考えられる。

3.4 地下水の水位変動から湧水（不圧地下水）と被圧地下水の関係

図-7に2007年度の広見小学校と岳南6号井戸の被圧地下水の水位変化を示した。広見小学校の井戸は、柱状図のC付近にあり、大淵溶岩と曾比奈溶岩があり、不圧地下水と被圧地下水が存在する地点である。岳南6号井戸は、柱状図のAに位置し、沖積層と大淵溶岩があり、曾比奈溶岩がない所で、被圧地下水のみの井戸である。図によると広見小学校の井戸の水位変動が大きいように見える。しかし、7月の岳南排水路の点検と1月の正月休みによる工場の揚水量の停止による地下水水位の上昇量を見ると、岳南6号井戸の水位の上昇量が大きい。大淵溶岩と古富士集塊質泥流層の被圧地下水は相当な圧力を受けていることがわかる。広見小学校の井戸の水位変動から見ても、被圧地下水の水圧が不圧地下水に影響を与えていることが考えられる。

図-8に被圧地下水の揚水停止期間の法雲寺東側の湧水（写真-1）の水位、水温、ECの変化を示した。(a)は正月休みのための揚水停止期間の状況、(b)は岳南排水路点検のための7月の揚水停止期間の状況を示している。被圧地下水の揚水の停止による湧水への影響を調べることで、両者の関係を明らかにする。

(a)では田宿川での観測と同様に揚水停止期間に水位と水温が上昇している。ECは少し上昇し、揚水期間終了後に低下をしてから上昇している。被圧地下水の揚水が止まると、図-7のように被圧地下水は自然の水位に戻るために0.5～1.0mぐらい水位上昇をする。これは地層の中の圧力が上昇する現象で、水位上昇は見かけのものであり、地層の中を実際に水が上昇するわけではない。不圧地下水は下からの圧力で、少しは水位上昇があるかもしれない。むしろ、揚水により地下浸透していた水が、不圧地下水として横方向の流動として移動し、湧水の流出量とECを増加させていると考える。ECの低下は不圧地下水の上部の比較的浅い部分を通る年代の若い地下水が、遅れて流出するためと考えるが、今後検討を行いたい。

(b)では田宿川での観測とは逆に、揚水停止期間に水位が低下している。水温は上昇しているが、ECは上昇して、(a)と同様に期間終了後に少し低下をしている。図-3の長期間のデータを見ると、(b)は降水の多い時期で、水位も0.18mと高いことから、揚水停止期間前の降水による影響を強く受けている。(a)の場合は降水の少ない時期で、水位も0.12mと低いことから、降水の影響をあまり受けていないと考える。

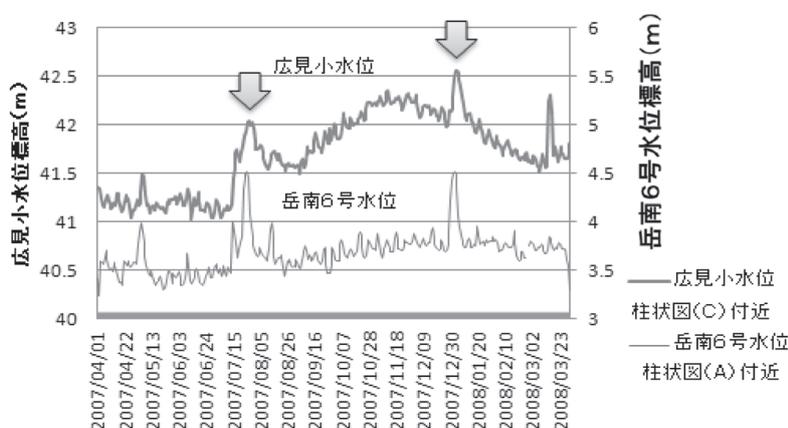


図-7 広見小学校と岳南6号井戸の水位変化（2007年度）
矢印は岳南排水路点検と正月休みによる地下水の揚水停止期間

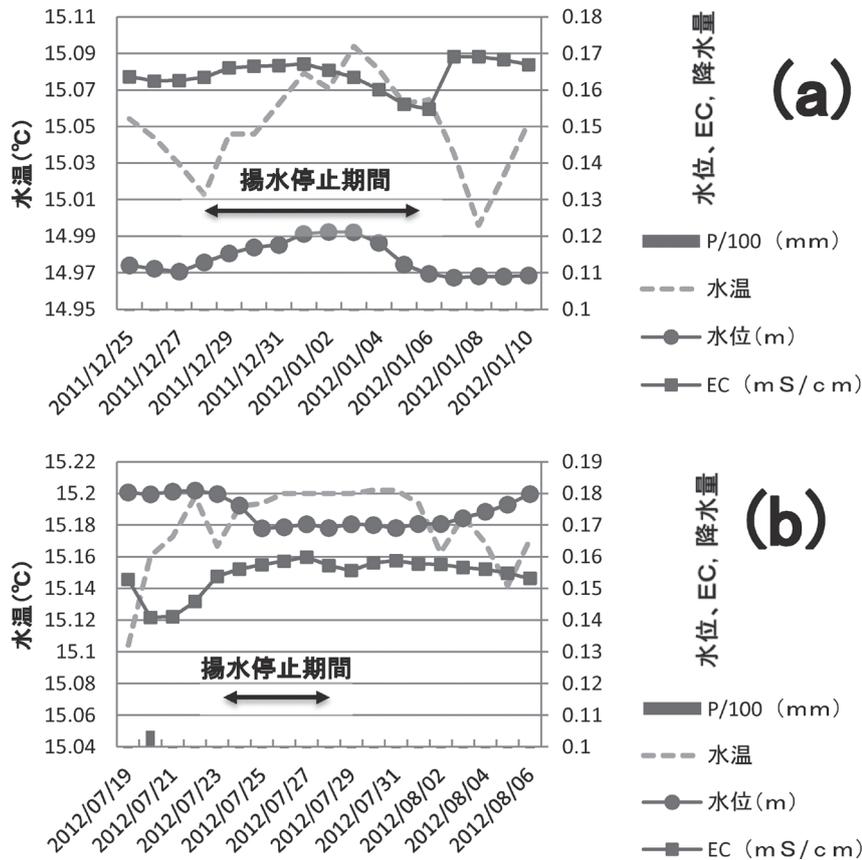


図-8 揚水停止期間の湧水の水位、水温、ECの日変化 (a)正月休み、(b)岳南排水路点検

4. まとめ

溶岩の分布、地下水の水質、水温、流出量のデータから富士山南麓の地下水の涵養メカニズムの検討を行い、図-9に地下水の流動・涵養のモデルを示した。富士市上下水道部の水道水源の取水位置は、古富士集塊質泥流層にあり、湧水の位置は古富士集塊質泥流層とその上位の新富士溶岩の境界面付近にある。湧水のように表層の不圧地下水と水道水源として利用されている被圧地下水の二つの地下水が存在する。しかし、標高が低くなると二つの地下水の深度は接近している。不圧地下水の一部は溶岩層の下に分布する古富士集塊質泥流層に浸透し被圧地下水となり、新富士溶岩、古富士集塊質泥流層の両層の地下水を涵養する。また、逆に被圧地下水の揚水が湧水を枯渇させたように、被圧地下水の水位変動が不圧地下水や湧水の水位に影響を与えている。

湧水の流出量とECの関係は、水位が低いとECが高く、水位が高いとECが低い傾向にある。水位の上昇期と下降期では同じ水位であっても、湧水のECの値が異なる。これは年代の若いECの低い表層の地下水と深い部分を流動するECの高い地下水の比率が異なることから、こうしたヒステリシスが生じたと考える。

水位と水質成分の濃度の関係から、地質と関係する成分 (Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 、 Na^+)、地表面の土地利用と関係する成分 (SO_4^{2-} 、 NO_3^-) と風送塩による影響と地表面の人為的汚染による成分 (Cl^-) により、年代の若い地下水と深い部分を流動する地下水の比率が異なることを示した。

地下水の水位変動から湧水（不圧地下水）と被圧地下水の関係を示した。被圧地下水の揚水が止まる

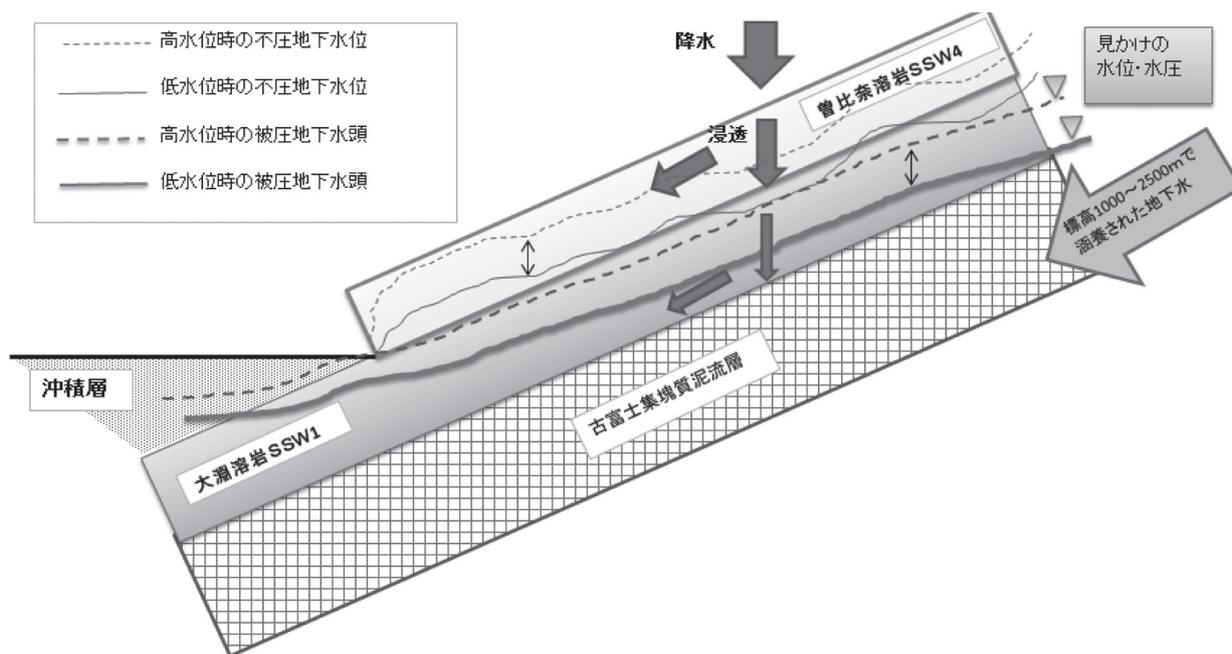


図-9 富士山南麓の地下水の流動モデル

と、被圧地下水は自然の水位に戻るために0.5～1.0 mぐらい水位上昇をする。これは、揚水により地下浸透していた水が、不圧地下水として横方向の流動として移動し、湧水の流出量を増加させていると考える。

今後、湧水の水質分析において地質と関係する HCO_3^- イオンと溶存性のケイ酸の分析をおこない、水位観測等を継続してモデルの検証を行いたい。

謝 辞

資料収集や水道施設の見学などで、富士市役所上下水道部水道工務課の方々にお世話になりました。ここに記して謝意を表します。

参考文献

池田喜代治 (1995) 富士山南麓地域における地下水の水文化的研究、日本水文科学会誌、25、2、57-70.
 井野盛夫 (1987) 富士山東南西麓の湧水、ハイドロロジー、17、63-74.
 大山正雄 (1987) 箱根カルデラ内の湧水、日本水文科学会誌、17、2、75-87.
 佐藤 他 (1996) 富士山の湧水および地下水の水温について、日本水文科学会誌、26、1、23-34.
 佐藤 他 (1997) 富士山の湧水および地下水の水質について、日本水文科学会誌、27、1、17-25.
 鈴木裕一 (1994) ハヶ岳の湧水および地下水の水温について、日本水文科学会誌、24、2、83-92.
 鈴木 他 (2007) 浅間山北麓における水温の形成機構と地域特性、日本水文科学会誌、37、1、9-20.
 筑紫 他 (1990) 岩手山南麓の湧水、日本水文科学会誌、20、2、97-102.
 土 隆一 (2007) 富士山の地下水・湧水、富士火山、山梨県環境科学研究所、375-387.
 津屋弘達 (1971) 富士山の地形・地質、富士山総合学術調査報告書、富士急行、p 127.
 藤川 他 (2007) 富士山南麓地下水の水文学的研究、富士常葉大学研究紀要、7、113-123.

堀内清司（1996）富士山南麓の地下水の 2,3 の特徴、地下水技術、38,10,1-12.

村下敏夫（1982）本邦における地下水の塩水化。地質調査所月報、33、479-530.

安原正也（2007）富士山の地下水とその涵養プロセスについて、富士火山、山梨県環境科学研究所、389-405.

