

富士山の地下水・湧水

土 隆一*

Groundwater and Springs of Fuji Volcano, Japan

Ryuichi TSUCHI*

Fuji Volcano 3776 m in altitude, is a stratified one of a conical type, situating on the Pacific coast of central Japan. It began to form at ca. 100,000 y. B.P. and continued to erupt huge quantities of basaltic lavas and volcanic ashes through the activities. Its activities have been divided into two stages before and after ca. 11,000 y. B.P. The old stage, or the "Ko Fuji", is characterized by frequent volcanic mudflows and ashes, and the new stage, or the "Shin Fuji", is by eruptions of large quantities of basaltic lavas at the initial phase which are flowing down to most of the foot areas.

There are many springs on the foot of Fuji Volcano. Among them, large scale ones, such as "Kakida gawa", "Wakutama ike", etc., are located, respectively, at the ends of the above mentioned large quantities of basaltic lava flows. On the other hand, there is no permanent river on Fuji Volcano. Most of the rainfall and melted snow have, therefore, been considered to be percolating into underground, turning to groundwater, and beginning to spring on the foot. At the phase of eruption, the temperature of basaltic lavas will attain as high as 1200 or so. Therefore, the surface and bottom of the lava flow are cooled rapidly, and crushed, and become clinker like ones. However, the central or middle part of the lava flow gets cold slowly and solidifies densely. At high altitudes, the lava becomes thin and many parts of the lava are crushed. Therefore, the rainfall and melted snow tend to percolate into underground at the heights, and the groundwater is stored in crushed parts between the lava layers in the foot area where the slope is smooth, and is pushed out from the end with the pressure of water which sinks in one after another. Thus, the main springs around the foot of Fuji Volcano are not derived from underground rivers flowing on the Ko Fuji mudflows but ground waters with high pressures from heights.

By the oxygen and hydrogen isotope analyses of spring water, the origin of spring was presumed to be rainfall, which fell in and above the altitude of ca. 1000 m of Fuji Volcano before ca. 15 years. This means that it takes ca. 15 years for the rainfall, which fall above the halfway of Fuji Volcano, tending to springs at the foot.

Based on the flows of two rivers along the west foot, the amount of springs or ground waters in the west side of Fuji Volcano is estimated as $1.76 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{day}$, and the total amount of ground waters in Fuji Volcano is estimated as $(1.76 \times 3.78 = 6.55) \times 10^6 \text{ m}^3/\text{day}$ or $24 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{year}$. In this case, however, on the west side of Fuji Volcano, we can estimate rain falls of the foot areas 2500 mm/year in ca. 96 km², which are not in the ground waters but flowing into the rivers as surface waters of 430,000 m³/day. So, the amount of ground waters of the west side of Fuji Volcano is estimated as 1,330,000 m³/day, and those of total Fuji Volcano can be estimated as 5,030,000 m³/day.

1. はじめに

富士山 (3776 m) はおよそ 10 万年前、駿河湾北岸の愛鷹火山の北西側、小御岳火山の裾野に誕生し、玄武岩質溶岩と火山灰などの火山砕屑物を繰り返し噴出し、それらが成層してできた円錐型火山で、表面の傾斜は山頂では 30° 近くに達するが、中腹以下では 5° 前後のきわめて緩やかな傾斜をもつ広い裾野がひろがる。底面の直径はおよそ 35 - 40 km, 山体は北西 - 南東にやや伸びる形を示すが、体積はおよそ 1200 - 1400 km³ に達する。日本の火山の体

積の平均が 40 km³ ということを見ると、富士山はいかに大きいか分かる。その誕生から考えてもまだ若い火山のためか、表面に大きな谷も少なく、常時水の流れているような河川も見られない。一方、山麓一帯には、御殿場周辺の湧水群、三島湧水群、柿田川、吉原湧水群、富士宮湧水群、忍野八海など、数多くの湧水が知られ、これらのことから、富士山には多量の雨や雪が降り、それらが地下にしみ込んで地下水を涵養し、やがて湧水として湧き出していると考えられてきた。以下に、富士山の地下水・湧水のメカニズムを中心にこれまでわかってきたことを述べる。

* 〒422 8035 静岡市駿河区宮竹 1 9 24 土隆一研究事務所
静岡大学名誉教授・地球科学
Prof. Emer. Shizuoka Univ. Miyatake 1 9 24,
Suruga-ku, Shizuoka 422 8035 Japan

2. 富士山の降水量

富士山は南方上空から眺めると、海岸から直接聳え立つ独立峰といってよい。富士山頂では西北西の風が卓越するが、本州南岸を台風が通過したり、本州南岸に前線が停滞

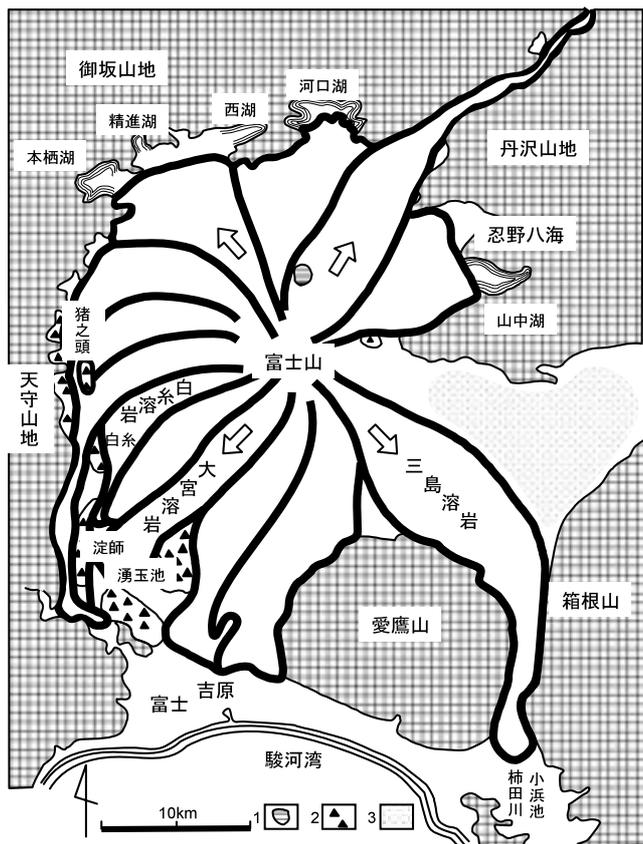


図4 富士山の新富士旧期溶岩流の分布と山麓の主な湧水。
 1 小御岳火山 2 古富士泥流 3 御殿場泥流
 Fig 4 . Distribution map of the Shin-Fuji Oldest Basaltic Lava Flows and main springs in the end areas of those basaltic flows .

4. 富士山の地下水・湧水のメカニズムとこれまでの研究

御殿場から三島に至る、愛鷹山と箱根山にはさまれた南北の谷間は、やや平坦な台地で、その上を黄瀬川が流れている。この台地は新富士旧期溶岩流の1つ、三島溶岩がつくる台地である(図5)。三島溶岩は現在の山頂あたりから約35kmにわたって三島まで流下したもので、三島湧水群も柿田川もこの三島溶岩の末端に位置し、小浜池や水泉園では溶岩の間から湧水しているのがよくわかる。そして、これらの湧水は、富士山頂の雪融け水が地下にしみ込んでここまで流れ、湧出したものと古くから信じられてきた。三島溶岩の地下水については、蔵田(1951,1952,1967)がはじめて詳しい研究をおこない、そのほかに、志村(1960)、落合・川崎(1968,1969)などの研究がある。これまでの研究によると、富士山の雪融け水と降雨はすぐに地下へしみ込んで地下水となり、クリンカー状のがさがさに破碎された溶岩中に入り込み、水の浸透しにくい古富士泥流層の上を地下川として流れ、末端で湧出すとされてきた。このほかの研究としては、富士山全体を不透水基盤

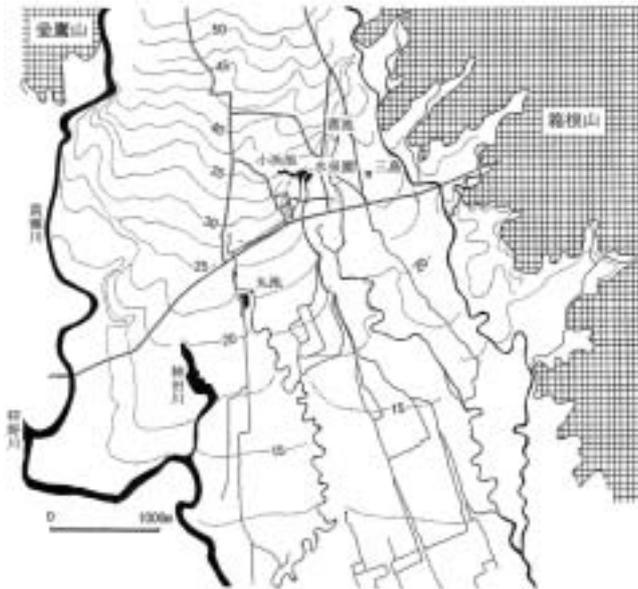


図5 三島溶岩台地末端の地形。等高線(点線)は標高mを示す。(1:20,000地形図「三島宿」明治20年により作成) 小浜池周辺の三島湧泉群と柿田川の位置を示す。
 Fig 5 . Topography of end areas of the Mishima basaltic lava flow in the vicinity of Mishima City . The topography was written by an old map [Mishima-shuku ,1 ; 20 ,000 (1867)]. Locations of Kohama-ike and Kakidagawa Springs are shown in the map .

が基底にひろがる地下水体として捉え、山頂の涵養から山腹の流動、そして山麓の湧水帯とする考え(山本,1970)がある(図6)。

柿田川は国道1号線のすぐ南側の湧水が水源となり、狩野川に合流するわずか1.2kmの川であるが、日量100万m³以上の豊富な湧水が流れている。ここでは溶岩が近くに露出していないので、これまで不明の点があったが、水源のすぐ北側、清水町運動公園におけるボーリング調査によって湧水のメカニズムがわかってきた(土,1993)(図7)。地下の状況を見ると、地表から深さ25mまでは沖積砂礫層で、深さ20mのところにて天城側火山カワゴ平の約3000年前の噴火で飛来した軽石の層がはさまれている。深さ25mから70mまでは10層の三島溶岩層があり、その下はまた砂礫層になっている。これら溶岩層の間のクリンカー部分と下位の砂礫層からは、何れも地表近くまでの高い水圧を持った地下水が湧き出している。溶岩層の間の地下水の水質はそれぞれよく似ていて、何れも富士山系の地下水と考えることができる。水源から下流300mにわたって川底から湧水の湧き出すのが昔は見られたといわれ

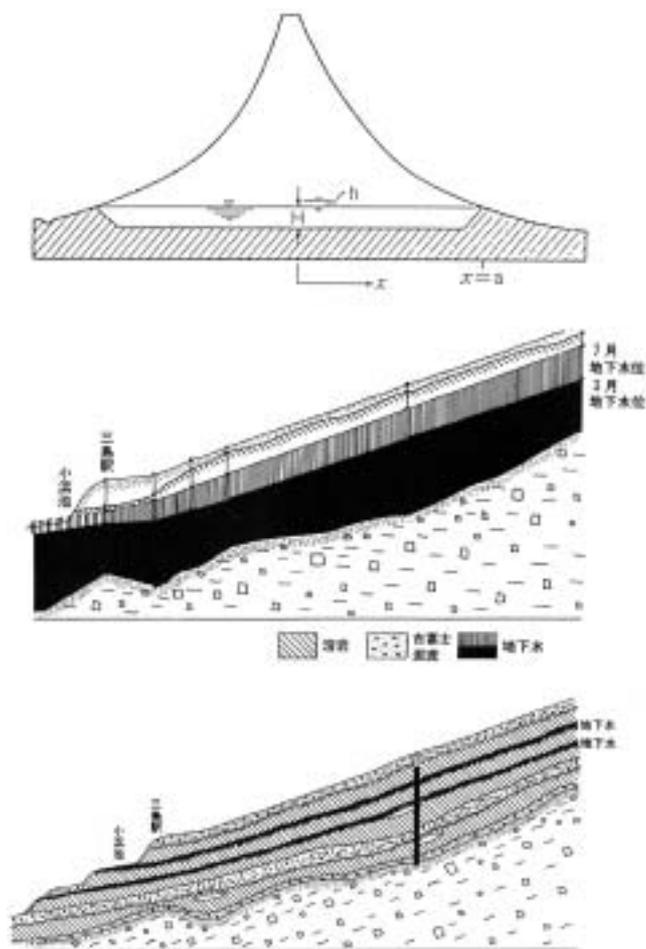


図6 富士山の地下水についてのこれまでの考え
 上：富士山の地下水体モデル（山本,1970）
 中：古三島川（地下川）の断面概念図（蔵田,1951,1967）
 下：三島溶岩層間の被圧地下水の流れについての筆者の考え
 Fig 6. Representative ideas on the mechanism of water springs on the foot areas of Fuji Volcano .
 (Upper): A model of groundwater body in Fuji Volcano (Yamamoto ,1970)
 (Middle): An underground river (unpressured waters) in the Mishima lava flow (Kurata,1951,1967)
 (Lower): An idea on water springs at Mishima by pressured ground waters within the Mishima lava flow .(Tsuchi ,1992) .

るので、この間に溶岩層が順次末端になって終わっていると推定される。湧水は約3000年前の軽石層を突き破って湧き出しているのだから、かつては湧水池だったと思われる柿田川が現在のような河川として流れるようになったのは、およそ2000年前頃からと思われる。

上述したように、柿田川の水は溶岩層の間の被圧地下水が主であるが、そのほかに、表層砂礫層中の表層自由地下水、軽石層の下の被圧地下水、溶岩層の下の砂礫層の被圧地下水、と何系統かの地下水が混ざり合ったものである。

表層の地下水や軽石層の下の地下水、溶岩層の下の地下水には、愛鷹山や箱根山からの地下水が流入または混入している可能性がある。

このように、湧水の主体はいくつも重なっている溶岩層間のクリンカー状に破碎された部分の被圧地下水であることがわかったが、玄武岩溶岩層の中心部はゆっくりと緻密に冷え固まって水も透さず、表層と下底はクリンカー状になり、高所へ行くほど溶岩層はより薄く、より傾き、クリンカー部分が多くなるという溶岩層の構造を考えると、高所ほど降雨と雪融け水は溶岩層間に入り易く、山麓では被圧地下水体として溶岩層間に蓄えられ、高さによる水圧で溶岩末端から押し出されるように湧き出す湧水のメカニズムが明らかになってきたように思われる(図8,9)。このような湧水の状況は小浜池(土,1985)、湧玉池(土,1992)でも同様であった。また、黄瀬川は三島溶岩の上を流れているが、このことは玄武岩溶岩流には水を透さない部分があることを明らかに示している。

5. 小浜池の水位と周辺の降水量および富士山頂積雪量の関係

つぎに、小浜池の水位変化について、富士山東側の降水量、富士山頂の積雪量との関係を検討してみる。ここでは山頂積雪量が多くて3m近くに達した1983(昭和58)年の日観測の例を示す(図10)。三島溶岩の地下水に関する降雨は富士山南東斜面、愛鷹山東斜面、箱根山西斜面、御殿場～三島溶岩台地の範囲内にある。それらを代表するものとして御殿場、三島の2地点の降水量を見ることにする。両者は富士山南東側として一括してもよい位で、殆どの場合、同時に降雨がある。

ところで、上記2地点に大雨があるとその直後に小浜池の水位が顕著に上昇することがわかる。例えば8月14日から17日までに三島で289mm、御殿場で602mmの大雨があったが、小浜池の水位は三島の降雨量よりも多い43cmも上昇している。このように、水位の上昇量は三島の降雨量よりもはるかに大きいので、少なくとも三島の降雨の影響だけではない。御殿場は多くの場合三島より降水量は多い。しかし、常に流れている小浜池の水位を上昇させるには、実際に調べて見ると三島の降水量の30倍も多い降水量を必要とする。富士山では御殿場から太郎坊に向かって降水量はさらに増大する。富士山東側に大雨があった場合、小浜池の水位が顕著に上昇することはグラフにも実際にも明瞭に表れる。

以上の事実を説明するためには、小浜池に湧水する地下水は富士山の水源から被圧地下水として末端の小浜池に通じ、水源付近の大雨による地下水圧の増加によって、溶岩末端で直ちに湧水量の増加となってあらわれると考えるのがもっともよさそうである。つまり、おそらく富士山の中腹以上からの地下水圧によって末端では押し出されるように湧水すると考えられる。もしそうだとすれば、小浜池に湧水する三島溶岩中の水脈はある範囲で独立した地下水系ということになる。そして、地下水の流下速度もこれまで

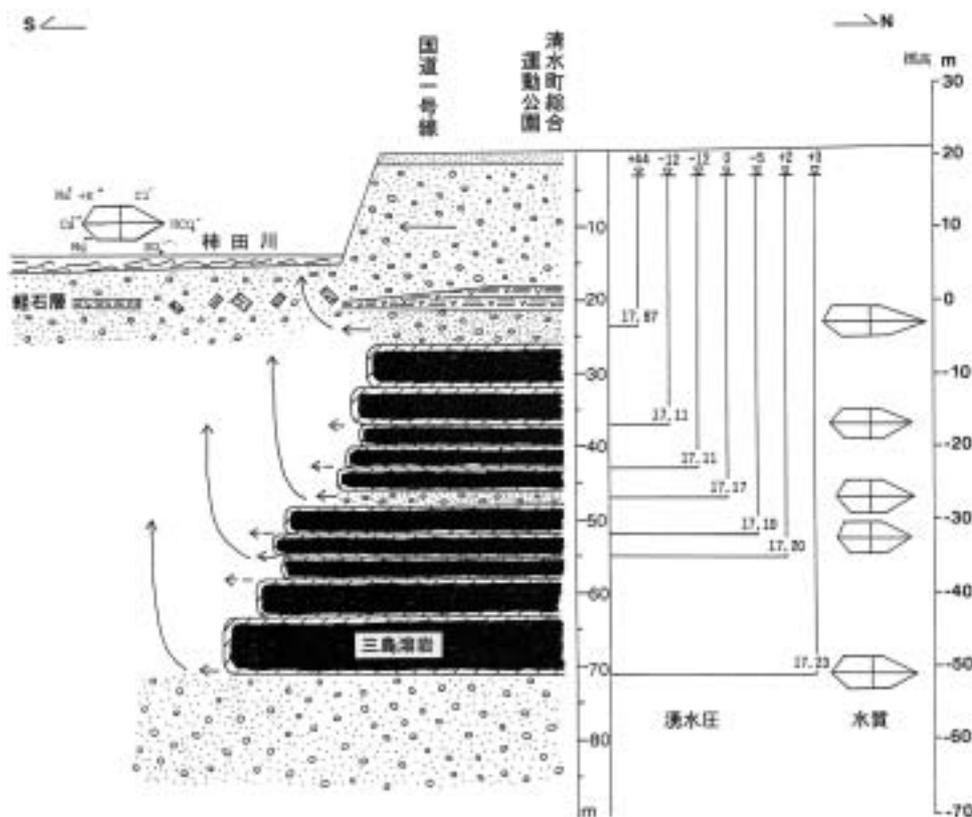


図7 柿田川源流部の地質断面図 (土,1993).

(〇 は代表的な湧水圧の高さ,ヘキサダイアグラムはその層位の湧水の水質を示す)

Fig 7. A geologic profile of the source area of the Kakidagawa Spring on the end of the Mishima basaltic flows at the Shimizu cho area (Tsuchi, 1993). 〇 : Hights of the pressured ground waters .Hexadiagrams of some springs are also shown .

古富士泥流層の上を流れる“地下川”として予想されてきた“75日”よりはるかに遅い筈である。

つぎに、富士山の積雪量との関係を見てみよう。実際には山頂の降雨量や、降雪量、融雪量を知りたいが、現在のところ山頂の毎日の積雪量のみを平成16年までは知ることができる。昭和58年について見ると、融雪の始まる時期と小浜池の水位が上昇を始める時期はきわめてよく一致する。そして、雪が全部融け終わると同時に、小浜池の水位上昇は止まり、その後、水位は漸減する。しかし、その頃は梅雨や台風の時期ともなるので、大雨があるとそのつど水位は上昇する。秋になって積雪が始まると、例えば雨が降っても水位は低下してゆく。昭和59年春、多量の降雪があり、中腹以下では忽ち融雪したにもかかわらず、小浜池の水位には何の影響も与えなかった。このようなことから、小浜池湧水の水源は富士山南東側の中腹以上にあると考えてよい。

6. 湧玉池の湧水

富士宮浅間大社境内にある湧玉池は富士山の雪融け水に由来する自然湧水として古くから知られている。湧玉池から流れ出ている神田川の年平均流量、平成6年からは湧玉池の地下水の年平均水位と白糸の年降水量の関係を示したのが図11である。この平成年間では白糸の降水量は1500~3900mmと年によって上下するものの、特に減少傾向にあるようには見えない。そして、湧水量の増減は年降水量の多少とゆるやかに相関し、通常の河川とは明らかに異

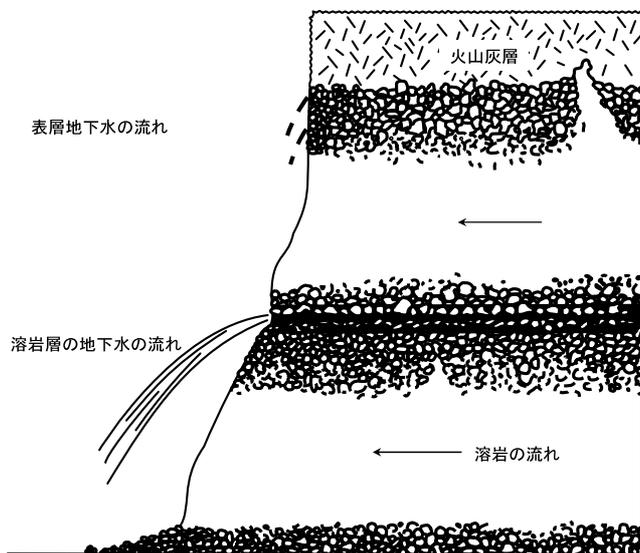


図8 玄武岩溶岩の重なりとその間の地下水の流れの模式図。

Fig 8. An idealized sketch for flowings of pressured underground waters within overlapping basaltic lava flow beds and unpressured underground waters within surface volcanic ash beds .

なり、被圧地下水である湧水の流れをよく表している。同じような被圧水による湧水の例として、柿田川の年平均地下水位と御殿場年降水量、西湖の年平均水位と河口湖観測

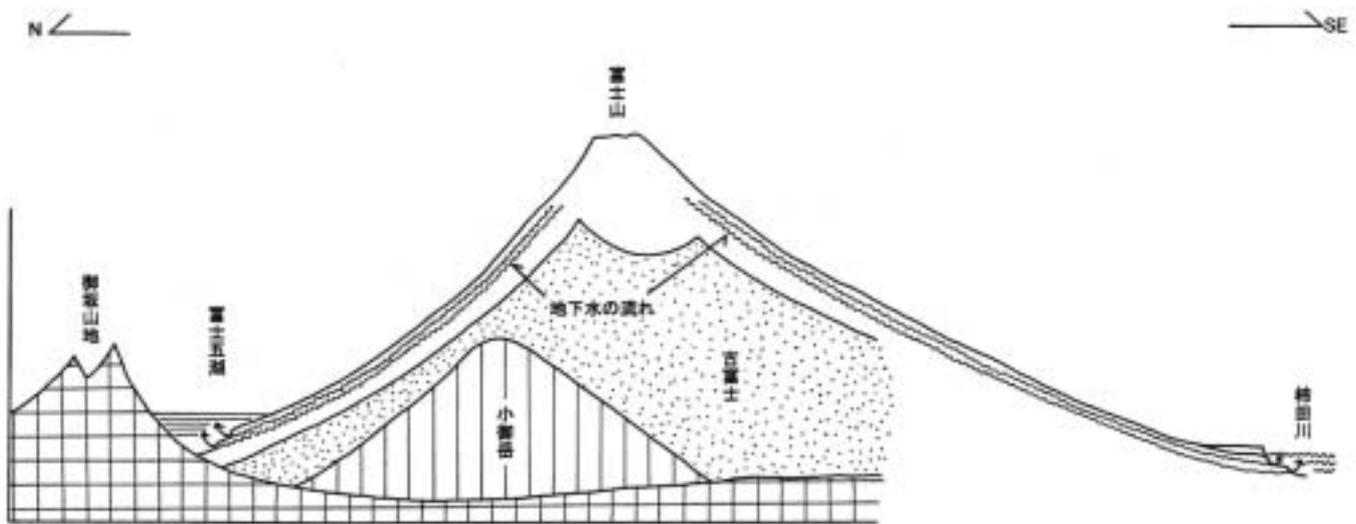


図9 富士山の溶岩層間の被圧地下水の流れの模式的断面図。

Fig 9. An idealized profile of Fuji Volcano (North South), with flowing down and making springs by pressured underground waters.

所の年降水量の関係をあわせて示した。富士五湖のうちでは排水路、発電用取水など人工の影響が最も少ないものとして西湖を選んだ。なお、平成3年は富士五湖異常増水の影響が表れている。また、平成10年は富士宮異常湧水のあった年でこの年の相関は特に顕著で、湧玉池の湧水は富士山南西側斜面の降水量の多少にかなり関係があることを示している。

湧玉池の湧水の状況を見ると、池のすぐ北側に迫る大宮溶岩（富士宮溶岩）の間から、湧き出していることがわかる。大宮溶岩は同じく新富士旧期溶岩の1つで湧玉池はその末端にあっている。大宮溶岩の厚さは、電気探査から30～60mと推定され、その下位に古富士泥流層が分布する。湧玉池の湧水の湧き出し方は柿田川の場合と同様であった。図12に湧玉池付近の地質断面図を示す。ここでは湧玉池の背後、北東側に大宮溶岩の末端の一部が迫り、7層の玄武岩溶岩層からなっている。地下水は下部の溶岩3層の間のクリンカー部分と、古富士泥流層と溶岩層の間のクリンカー部分および火山灰層中を被圧地下水として流れている。地下水は湧玉池水面より175cm高い地下水圧で湧玉池に流出していた（土,1992）。

湧玉池湧水の水位に関しては、背後の溶岩層中に掘られた観測井により、湧玉池より175cmほど高い地下水面が、その後富士宮市によって毎日観測されている。これを平成10-12年について示したのが図13である。この図を見ると、湧玉池の地下水位は白糸の降水量の半分以上も上昇している。例えば、平成10年8月26-29日に白糸で503mmの降雨があったが、湧玉池の地下水位はその時37cmも上昇している。このことは、湧玉池の地下水位上昇は池の周囲の雨量よりもはるかに多量の雨が関係していることを示す。湧玉池の面積はおよそ2500m²、水深を1mとすれば池の容積は2500m³になる。そして、地下水位が1m上下

すると神田川の流量7万m³の増減に相当する（図13）。地下水位の上下は湧玉池の水位の上下におよそ比例するので、富士宮に100mmの降雨があると、湧玉池には2500m³の1/10にあたる250m³の水が供給され、池の水位は1mで7万m³に相当するので250m³であれば、その1/280にあたる3.5mmほど上昇することになる。常時流れている湧玉池の水が10cm上昇するためには7000m³の水、あるいは2800mmの降雨が必要なのである。

このように、湧玉池の水位も富士山南西斜面の融雪・積雪および水源付近の多量の降水と関連し、それらによって地下水圧が高められ、その増減を通じて湧水量が増減すると考えた方がよい。富士宮付近の雨よりも多量の雨が湧玉池水位に関係するという事は、水源は富士山南西側中腹以上にあることを示唆している。

7. 白糸の滝、富士五湖、御殿場湧水群

富士山西麓にある白糸の滝は富士山の溶岩の崖から湧水が噴き出して白いすだれのように見えることから、“白糸の滝”と名づけられ、国の天然記念物に指定されている。ここには新富士旧期溶岩流の1つ、白糸溶岩が山頂付近からここまで流下してきている。滝の基盤をよく見ると、泥質火山灰中に火山礫をまじえた古富士泥流層がつくる崖があり、その上に白糸溶岩が3層のっている。そして、湧水は溶岩層間と溶岩層と古富士泥流層の間から噴き出すように湧き出していることがよくわかる（図14）。この湧水のメカニズムもこれまでのものと同じで、富士山西側の中腹以上で白糸溶岩層の間にしみ込んだ地下水が、上からの水圧によって押し出されるように末端で噴き出したものである。富士山に大雨が降った時や、融雪の時期6月頃の勢いのよい滝の噴き出し方はそれをよく物語っている。

以上述べてきたように、富士山麓の多くの湧水のうち、

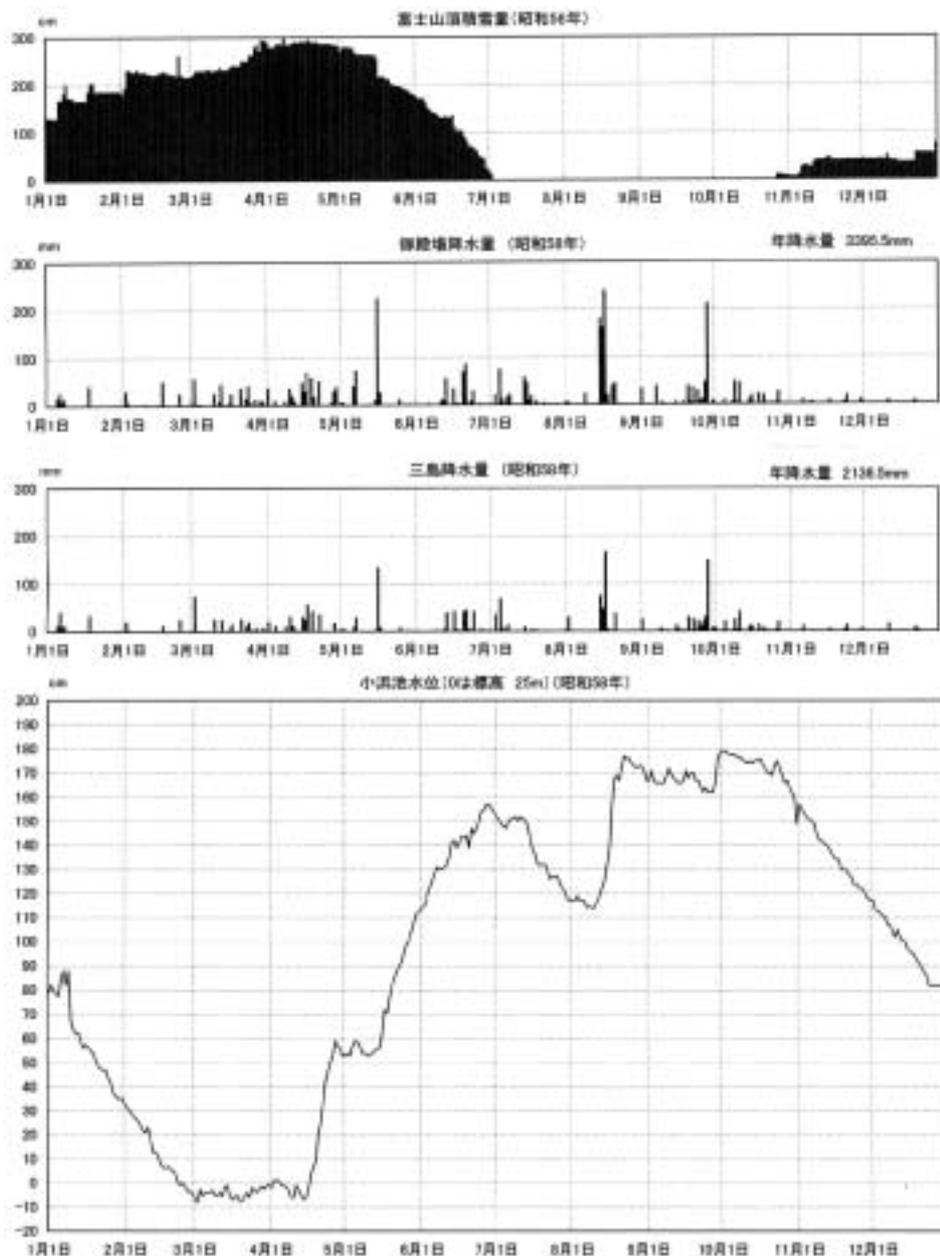


図 10 小浜池の水位の日変化と御殿場，三島の降水量および山頂積雪量の関係．

昭和 58 (1983) 年について示す．小浜池の水位は三島市楽寿園の観測による．

Fig .10 . Daily levels of the Kohama-ike Spring in 1988 ,with daily snow falls at the top of Fuji Volcano ,and daily precipitations at Gotenba and Mishima (Observations were made by the Mishima Rakujuen Park Office and the Meteorological Agency) .

小浜池など規模の大きな湧水は何れも新富士旧期溶岩流の末端の中央近くに位置し，限られた数で分布していることは注目すべきで，層状に重なった玄武岩層のある範囲が地下水脈になっているため，末端の限られたところへ湧水すると考えられる．現在のところ，地下水路の幅がどれくらいについては未詳である．富士五湖も昔から湖底に湧水が知られ，旧期溶岩流が御坂山地山麓の凹所まで流下し，末端から湧水してつくられたと考えている．平成 3 年秋の富士五湖異常増水の際，河口湖観測所では 9 月 19 日に 208 mm の降雨があったが，その後 2 日間は降雨がなかったにもかかわらず西湖では 2 日後の 21 日までに 2 m 近く水位は急上昇し，その後も少しずつ増水して 10 月中旬には水位は 9 m 近くに達した．このような短時日に大きな水位

上昇は富士山高所における大雨が被圧地下水となって湖底からの多量の湧出を考えないと説明できないように思われる．

また，旧期溶岩流の分布していない御殿場付近にも多くの湧水が知られている．御殿場南部には水神池や中清水湧水など旧期溶岩の末端からの湧水も 2 - 3 知られるが，他の地域には火山灰，礫をまじえた御殿場泥流が広く分布し，層間の粗粒部分を通じて湧水していると考えている．このためか規模の大きな湧水は見られない．

なお，地下水については富士宮北東の木伐山付近の調査の際，ここでは地表に露出している古富士泥流層を 110 m ほど掘削したところ，40 m 以深のやや粗粒の火山泥流層部分にはじわじわとしみ出すように地下水が出てくるのが見

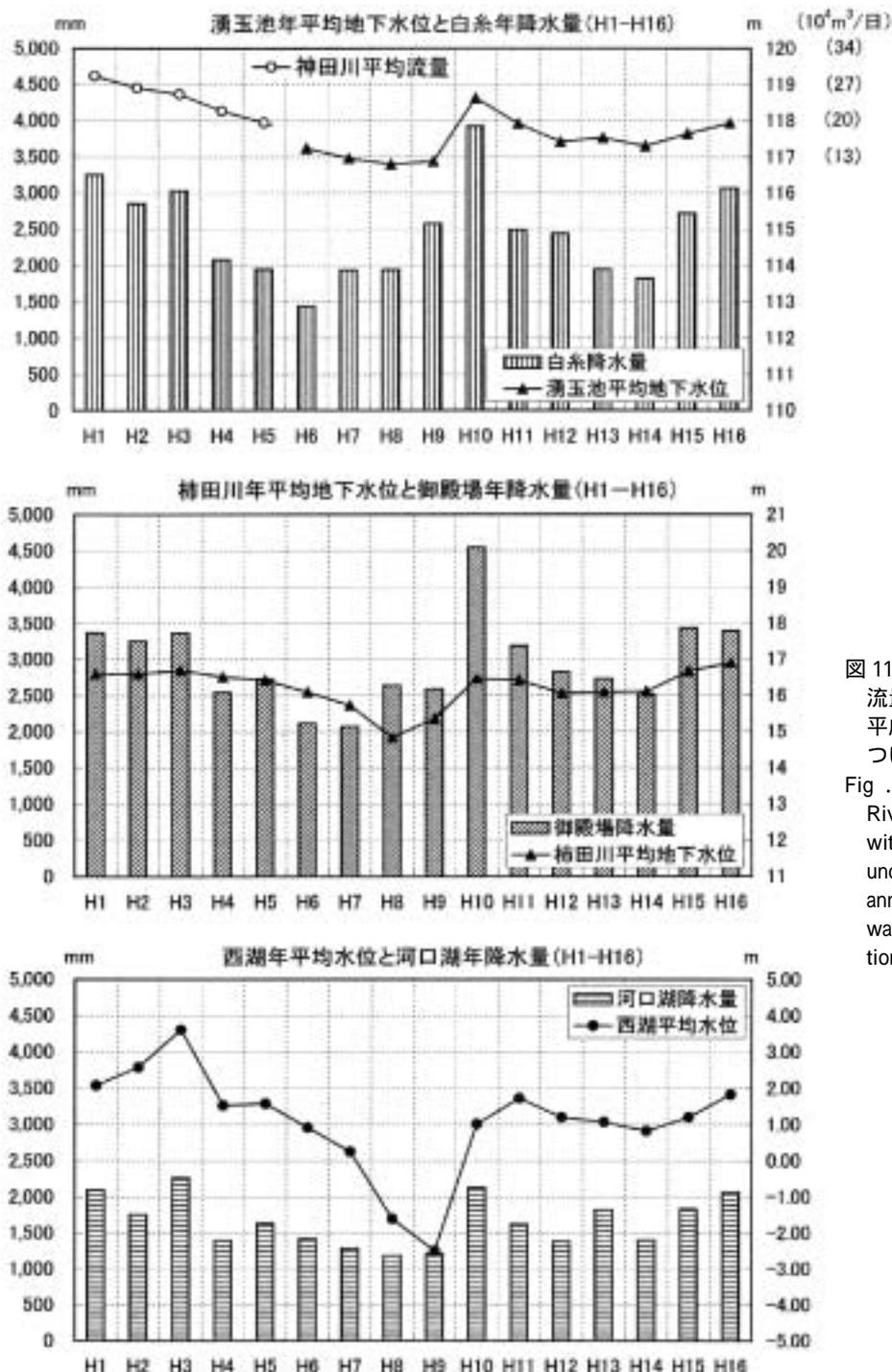


図 11 湧玉池年平均地下水位・神田川年平均流量と白糸降水量。

平成 1 - 16 年について示す。柿田川と西湖についても併せて示す。

Fig. 11. Averaged water levels of Kanda River derived from the Wakutama-ike Spring, with annual precipitations at Shiraito, those of underground water levels of Kakida Spring, with annual precipitations at Gotenba and averaged water levels of Lake Sai, with annual precipitations at Kawaguchi-ko in 1989 - 2004.

られた(土,1996)。量的な問題を別とすれば、溶岩の割れ目や中期・新期溶岩層間にも地下水は見られると思っ
ている。

8. 富士山の湧水の同位体組成とそれによる水源高度、涵養年数の推定

湧水の水質分析によりヘキサダイアグラムをつくって見ると、富士山起源の湧水は何れも Ca HCO₃ 型が卓越し、高

濃度を示す(図 15)。そして、箱根火山、愛鷹火山、天守山系など周辺の山地からの水とはっきり区別することができる。また、バナジウム含有量も多く、地下水の滞留時間が長いことを示唆する。酸素同位体の δ¹⁸O は軽いほど標高の高いところの降水に由来するが、小浜池は - 8.2‰、柿田川は - 8.6‰、湧玉池は - 8.5‰を示し、中部日本の平地の平均である - 6.5 ~ - 7.0‰より軽く、標高約 1000 m または、より高所の降水に由来すると考えてよい(早稲田・

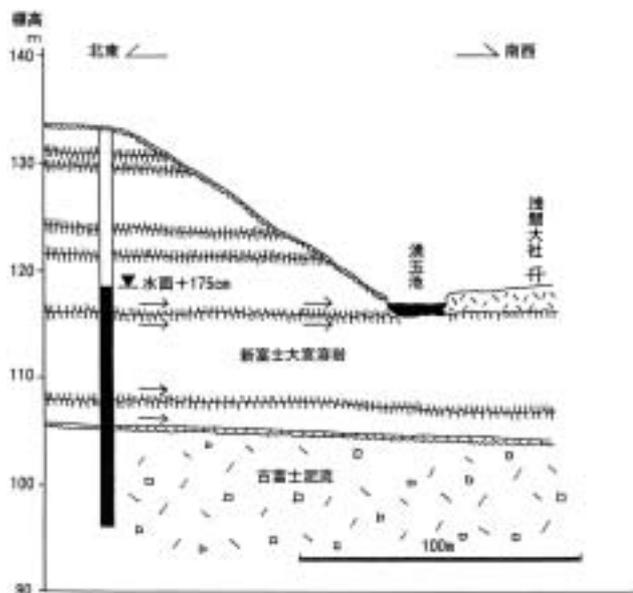


図 12 大宮（富士宮）溶岩の構造と湧玉池の湧水。

ここでは溶岩層は7層からなり、下に古富士泥流層がくる。矢印は地下水流を示す。

Fig.12. A geologic profile of the Omiya basaltic lava flow and the Wakutama-ike Spring.

中井,1983; 安原・風早,1995)。湧水には山頂付近の融雪水や降水は勿論、湧水の近くでは表層地下水や昨日の雨も入り込んでいるに違いない。しかし、主体は1000mかそれ以上の高さからの降水と考えるべきであろう。

トリチウム³H(半減期12.4年)濃度は小浜池で5.4TU、柿田川で5.0TU、湧玉池で4.5TUの値を得た。トリチウムは1854年より前の通常の雨水には10TU含まれるとされたが、1963-64年の原水爆実験により1000TUまで増加し、やがて次第に低下して、2000年頃の降雨には5TU前後が含まれるようになった。それらを考慮した降水のトリチウム濃度の経年変化のグラフにあてはめてみると、これらの湧水はいずれも15年前後の年数を経た水と考えることができる。

9. 富士山の地下水涵養量

富士山の総降水量は、周辺の降水量分布から年22億³m³が見積もられている。これとは別の方法で地下水・湧水の総量を調べられないかと考え、芝川と潤井川の流量観測を試みた。富士山麓にはいくつかの河川が知られるが、このうち芝川と潤井川は富士山西側斜面の湧水等を源流とし、それらを集めて流れる川で、この2つの河川の流量の合計は、富士山西側斜面の湧水の総量をおよそあらわしていると考えてよい。そこで、富士山の底面積を旧期溶岩流の分布にもとづいて東西南北(EWSN)に4区分し、N 246 km²、E 243 km²、S 160 km²、W 224 km²、計 873 km²となった(図16)。なお、図をできるだけ簡単にするため、三島溶岩流南端部15 km²と猿橋溶岩流の富士吉田以遠はここでは除

いてある。また、それぞれの区域の代表的降水量観測地として、御殿場(標高468m)(2789mm,30年間平均値)、白糸(標高530m)(2232mm)、吉原(標高65m)(2148mm)、河口湖(標高860m)(1526mm)を使い、また、降水の影響が予想される周辺山地の富士山側斜面は必要に応じて考慮することとした。ただ、降水量観測地はいずれも富士山麓をとったとはいえ、中腹以上の降水量を十分考慮しない点に問題はあるが、これらの観測地は長期の降水量観測が続けられ、それぞれの区域の山麓中央部に位置しているので、現段階ではとりあえずこれらの値を使うこととした。

つぎに2つの河川について1993年8月から1994年8月まで1年間の流量を観測した。なお、流量観測は応用地質(株)に委託し、建設省河川砂防技術基準に示された方式でなされた。その結果2つの河川流量は、芝川町橋本で芝川の平均流量95万³m³/日、富士宮市黒田で潤井川の平均流量149万³m³/日を得られた。この両者の値の合計244万³m³/日から、西側の天守山地からの流入量19万³m³/日と芝川・潤井川流域の地下水の取水・流入量48.6万³m³/日を除いて、合計1日あたり176万³m³となった(土,2004)。また、幸いにも、1993-94年は白糸の降水量が最近10-15年間の平均に近い値であった。

そこで、富士山のWNES4区分の底面積比1:1.10:1.08:0.71と、それぞれの地域の山麓平均降水量の比1:0.68:1.25:0.96を掛け合わせたものは、Wを1とすればN 0.75、E 1.35、S 0.68、計 3.78となる。これにより、富士山西側斜面の地下水涵養量176万³m³/日の3.78倍である665万³m³/日、約24億³m³/年が富士山全体の湧水量、または富士山の地下水涵養量に近い値と思われる。なお、西側斜面の湧水量176万³m³/日に対して、北側斜面は0.75倍の132万³m³/日、東側斜面は1.35倍の238万³m³/日、南側斜面は0.96倍の120万³m³/日となる。

この値が湧水量の正確さをどの程度あらわしているかという点については、河川流量にもとづく試算は初めての試みであり、井戸による地下水の汲上げ量と河川への放流量のより詳しい検討など、より確からしさを増すよう今後も検討を続けたいと思っている。

ところで、富士山西側斜面からの湧水流入総量は176万³m³/日と述べたが、実際には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両河川に流入すると考えられるので、ここではそれらを除く必要がある。西側斜面の標高800m以下の面積は96 km²、その区域の降水量は年平均2500mm、蒸発散量を35%とすれば、流入する表流水等は43万³m³/日となり、176万³m³から43万³m³を除いた133万³m³/日が富士山西側斜面の被圧地下水涵養量にあたり、そして富士山全域がもしこれと同じ割合だとすれば、133万³m³/日×3.78=503万³m³/日が富士山全体の被圧地下水涵養量と考えたい。

10. あとがき

以上、富士山の地下水とそれに関する主な湧水につい

富士山の地下水・湧水

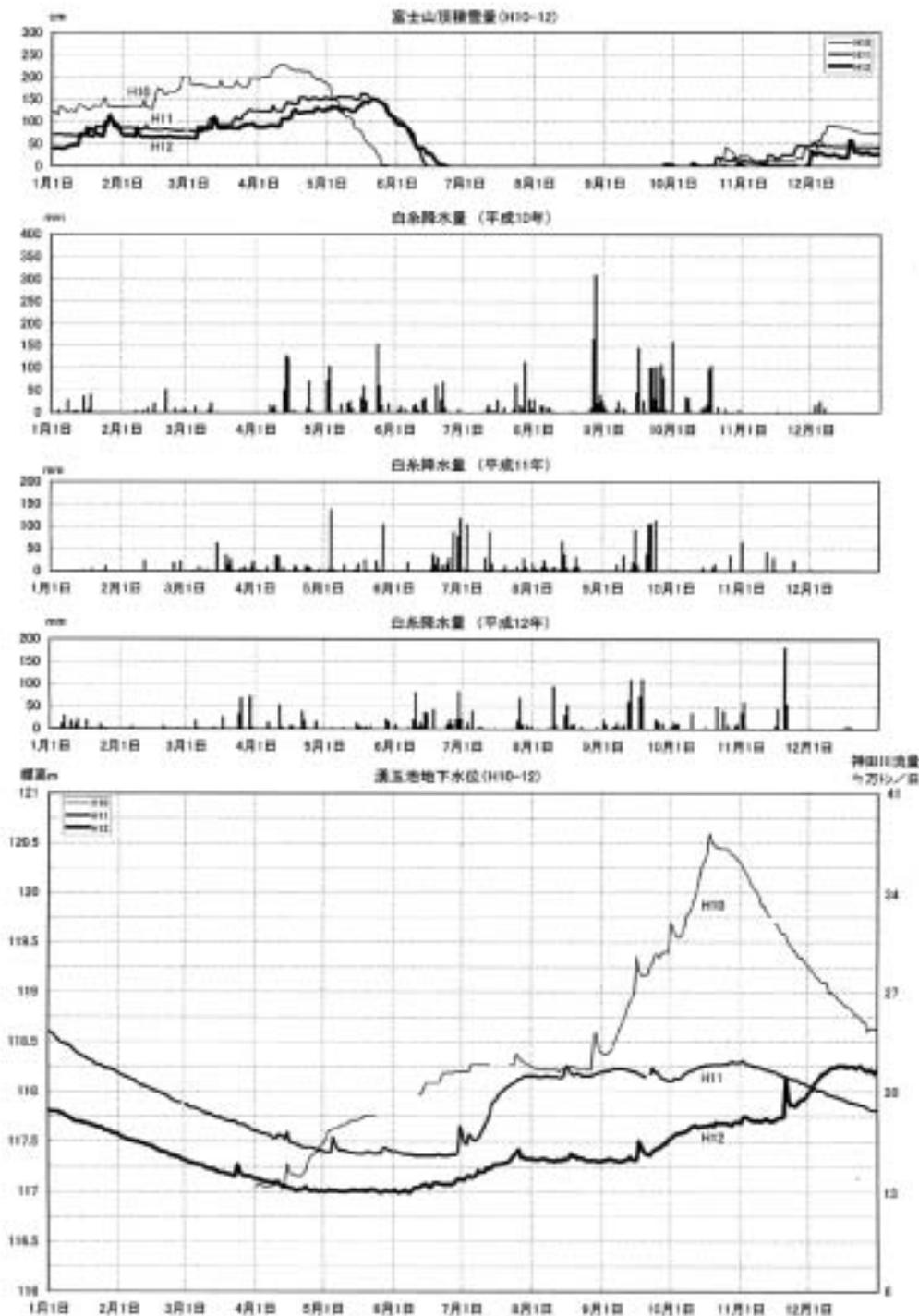


図13 湧玉池の地下水位日変化と白糸降水量・富士山頂積雪量。
平成10-12年の3年間について示す。平成10年は富士宮異常湧水が表れている。
Fig.13. Daily underground water levels related to the Wakutama-ike Spring, with daily precipitations at Shiraito and daily snow falls at the top of Fuji Volcano in 1998-2000.

て、湧水のメカニズムを中心に述べてきた。富士山の地下水、湧水の特徴は、1) 水量の豊富なこと、2) 水温は12° - 15° と平均気温よりやや低いほぼ一定な低温であること、3) よく濾過されたためか鉱物成分がほど良く溶け込んで美味しいこと、など人々にとってよいことばかりである。それに長年月の間溶岩層間に蓄えられ、高さによる水圧で湧き出す被圧地下水であることは、何年間もの降水量の平均的な水圧で押し出されることになるので、少雨が2

-3年続いてもあまり減少しないし、反対に大雨の年が続いても河川の水量と違ってそれほど変化せず、水害なども滅多に起こらない。
一方、小浜池、柿田川などでは湧水量の減少が心配されているが、これは黄瀬川・大場川流域水循環システム対策協議会(1998)の報告書を見ても、流域の地下水利用量と湧水量を加えたものが毎年ほぼ一定であることや、年末年始の湧水量が一時的に上昇することを見ても、地下水利用

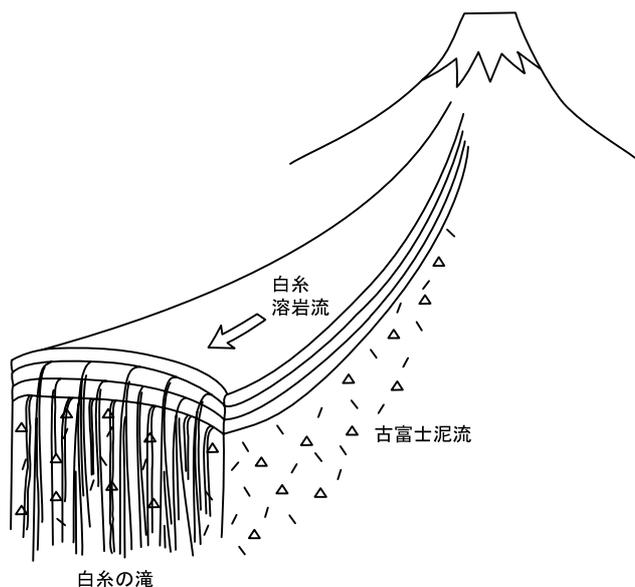


図 14 白糸の滝の湧出メカニズムのスケッチ
Fig.14. An idealized sketch of Shiraito no taki Spring at Shiraito .

水質分析	TR	$\delta^{18}O$	採水年月日
栗奔園	5.4±0.4	-8.2‰	H7.8.22
柿田川	5.0±0.4	-8.6‰	H7.8.22
湧玉池	4.5±0.4	-8.5‰	H5.7.12

図 15 主な湧水の水質と同位体濃度。
小浜池，柿田川，湧玉池の3湧水について示す(± 2002)。
Fig.15. Water analyses, values of Tritium and $\delta^{18}O$ for the Kohama ike, Kakidagawa and the Wakutama ike Springs in 1993 & 1995 .



図 16 新富士旧期溶岩流の分布に基づく富士山の東西南北4区分とそれぞれの底面積，および山麓の代表的降水量と山麓の河川。

1.古富士泥流層 2.周辺山地の富士山側斜面
Fig.16. Four areal divisions of E,W,N,S for Fuji Volcano based on distributions of the Shin Fuji Oldest Basaltic Lava Flows, with respective areas of the base. Main annual precipitations (mm) in the foot areas, and main rivers along the foot area are also shown. 1:Ko Fuji mud flows 2:Fuji Volcano-side slopes of surrounded mountains .

量の増加によることは明らかである。溶岩流が別ならば地下水系も別と考えてよいが、同じ溶岩流ならば上流側で取水しても下流側で取水しても互いに水圧でつながっているので、圧力が減る点では同じである。通常の河川水とどのように違うかをよく考え、湧水・地下水の有効利用に当たって、上流側と下流側はより一層協力し合う必要があると思っている。

引用文献

藤村郁夫 (1971) 富士山の気象。「富士山」富士山総合学術調査報告書，富士急行(株)，215-345。
黄瀬川・大場川流域水循環システム対策協議会(1998) 総括報告書。144 p。
蔵田延男(1951) 三島溶岩中の地下川について。地質学雑誌，57,(666)，79-86。
蔵田延男(1952) 三島湧水群についてのその後の知見。地質学雑誌，74,(687)，522。
蔵田延男(1967) 富士山水理地質図，14，1-32。

- 宮地直道 (1988) 新富士火山の活動史. 地質学雑誌, 94, 433-452.
- 落合敏郎・川崎宏直 (1968, 1969) 黄瀬川水系地下水調査報告書. 農林省農業土木試験場・静岡県, (I), 46 p.; (II), 93 p.
- 志村馨 (1960) 富士山麓および東麓地域における地質, 地下水調査について. 物理探鉱, 13, (I), 46-64.
- 静岡県 (2002) 静岡県のわき水マップ.
- 土 隆一編著 (1985) 三島市小浜池保存調査に関する報告書. 三島市, 137 p.
- 土 隆一 (1992) 富士山のどこに地下水があるのか - その知られざるメカニズムを探る. 諏訪彰編著「富士山 - その自然のすべて」, 同文書院, 225-249.
- 土 隆一 (1993) 柿田川湧水のメカニズムと小浜池. 三島市小浜池湛水調査研究報告書 [その3], 三島市, 21-25.
- 土 隆一 (1996) 富士宮市の地形・地質と水資源. 富士宮市域地下水調査報告書, 富士宮市, 37-35.
- 土 隆一 (2002) 富士山の地下水と湧水. “富士山の自然と社会”. 国交省富士砂防工事事務所, 65-78.
- 土 隆一 (2004) 富士山の地下水涵養量について. 地下水技術, 46(6), 1-10.
- 津屋弘遠 (1971) 富士山の地形・地質. 富士山, 富士山総合学術調査報告書, 富士急行(株), 1-49.
- 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, 89-91.
- 山本荘毅 (1970) 富士山の水文学的研究 - 火山帯の水文学序説. 地理学評論, 43(5), 267-284.
- 山本荘毅 (1971) 富士山とその周辺の陸水. 「富士山」, 富士山総合学術調査報告書, 富士急行(株), 151-209.
- 安原正也・風早泰平 (1995) 富士山における天水の安定同位体と地下水の涵養高度. 高山茂美編「富士山の地下水流動系の研究」文部省科研費報告書, 42-55.
- 吉村 稔 (1968) 富士山の積雪. 文部省総合研究報告, 山本荘毅, 火山体の水資源的価値.