富士地区における溶岩層の水文地質的特徴

村下 敏夫*

Hydrogeologic Features of Lava-Flows in Fuji Region

Toshio MURASHITA *

Many aquifers are hydrogeologically classified as two types of soil and rock.

The pore and permeability of fractured rocks are larger than those of soil. In permeable zones of fractured rock, ground water is very easy to flow, and water level rises rapidly under rainfall.

The lava-flows in Fuji region with cooling joints, fractures, tubes, vesicles have the highest transmissivity. According to the observation data of wells in the lava-flows, the cyclic fluctuations of the water level reflect recharge from seasonal rainfall. The serious salt-water intrusion into the lava-flows since 1960 occurred as the result of over-draft in the region.

The management of ground-water resources was started in 1967, and the net effect of the regulation of pumping is the rapid rising of the regional water level and the recovery of fresh water in the salt-water contaminated lava-flows after several years.

I まえがき

帯水層には、水文地質的に大別して二つの型がある。一つは有効間隙を有する土、例えば砂・礫から成る地層、他の一つは割れ目・空洞などが連続して存在する岩石、例えば溶岩層などである。

君島(1934)は、土砂の間隙に貯留または移動する「地下水」に対して、地中の割れ目・罅隙・空洞その他岩盤内の溝を流れる水を「地下川」として区

別した。そして、地下川の流速は地下水の流速に比べて非常に大きく、また、地下川の水位の変動は降雨に従う、と地下川の特徴を例をあげて説明している。

筆者は、1960年に富士市の田子ノ浦港周辺の深井戸に塩水(村下、1982)が侵入し、水質の悪化のために被圧地下水の利用価値が著しく低下する兆しがあったので、翌年から地質調査所の経常研究費をもって我が国の海岸地帯における地下水の塩水化に関する研究を始め、1981年春まで継続した。富士市における研究の一部は、機会あるごとに発表(村下・岸、

*地質調査所 Geological Survey of Japan

1967; 村下、1974、1977、1982)し、塩化物イオンの増加に、一つは大きな季節変動を繰り返して急増する型と、一つはほとんど季節変動を示さないで漸増する型とがあり、前者は溶岩層、後者は火山砂礫層での現象であることを指摘した。

我が国の山地には、溶岩層類似の帯水層があるので、君島のいう「地下川」に関する参考資料として、富士地区における溶岩層の水文地質的特徴を、地下水位・塩化物イオンの変動を通して、改めて紹介する。

II 地下地質

富士地区において、地下水利用と関係が深い地層

は、弾性波探査の結果や水井戸の資料などに基づいて区分すると、6層ある。各層の特徴は、概略次のとおりである。

A層 本層は砂礫と粘土を主体とする。本層は、富士川扇状地、潤井川左岸低地、浮島原(和田川以東の低湿地)に分布する沖積層である。

B層 本層は富士火山溶岩層である。低地における本層の分布範囲は図-1に示すとおり、西は富士市街地の西はずれ、柚木—水戸島—三四軒屋を結ぶ線から、東は今泉小学校を通過して和田川に沿う南北の線までの間である。本層が厚いのは分布域の中央部で、厚さ20~40m、火山灰層または火山砂礫層を挟んで2層位に分かれ、上部は堅硬、下部は多孔質で割れ目に富む($k=1\times 10^{-1}\sim 1\times 10^{-2}\text{cm/s}$)。分布域

On: 大野新田, U: 柚木, M: 水戸島, S: 三四軒屋, I: 今泉, Mi: 三ッ沢, Su: 水神, G: 神戸, Mo: 本市場, T: 蓼原, H: 原田, Ma: 松岡, Sz: 鈴川

図-1 富士火山溶岩層と愛鷹火山噴出物の分布(村下、1982)

Fig. 1 Distribution of Fuji Lava-Flows and Ashitaka Volcaniclastic Material

の東部、西部および海岸に向かって厚さが薄くなり、東部では多孔質、西部では堅硬な岩質に変わる。

富士山麓の本層は幾層にも分かれ、層間に火山灰・火山砂礫を挟むことが多い。層厚はまちまちで、西部の穴原・大久保で15～40m、中央部の大淵～石坂で40～60m、東部の神戸で25～40m、最大は三ツ沢の約150mである。

なお、富士川沿いに分布する溶岩層は不透水性である。

C層 本層は火山灰質泥層を主体とし、図-1に示すとおり低地の一部に分布する。厚さは最大30mにも及ぶ。

D層 本層は、富士火山体では火山砂礫・火山灰など(古富士泥流)から成り、転石を混える($k=1 \times 10^{-3} \sim 7 \times 10^{-3} \text{cm/s}$)。低地では凝灰角礫岩層で、地下水位観測2号井の掘さく試料についての沢村孝之助博士の鑑定によれば、約110m以深が本層である。その分布はB層の分布範囲とほぼ同じであるが、低地での本層が古富士泥流であるか、さらに古い富士火山噴出物であるかは、上記の試料鑑定だけでは判断しにくい、という。

E層 本層は愛鷹火山砂礫層($k=2 \times 10^{-3} \sim 7 \times$

10^{-3}cm/s)である。本層は和田川～赤沢川間の浮島原北部では、層厚1～2mの紫蘇輝石安山岩質火山灰(沢村博士鑑定)によって上部層と下部層に分かれる。上部層は堅く、下部層は軟かい。

F層 本層は砂礫より成る。礫はよく水磨された円礫で未固結である。本層は富士川寄りで浅く分布し、松岡ではA層下位、海岸近くではB層またはD層下位にある。

本地区における東西方向の地下地質断面は、図-2に示してある。6層のうち、本文で説明の対象とする地層は、B層(溶岩層)とD層(凝灰角礫岩層)・E層(火山砂礫層)である。

III 地下水位と変動

1. 地下水位

富士山麓における溶岩層の地下水位は、海拔高度がおおよそ150mを超えると、同層の最下部近くにあるか、全く空の状態となって下位の古富士泥流にあるところもある。しかし、150m以下に下がると、水位が浅く——帯水深が大きく——なり、低地に移行するところで、地下水の一部は泉となる。低地で

図-2 水文地質断面図(浮島原以外の塩水は侵入塩水)(村下, 1982)

Fig. 2 Hydrogeological cross section.

は、非揚水のときに大部分の井戸が自噴状態になる。

地下水位観測記録(静岡県、1984)によると、1983年の水位は、溶岩層に達する1号井(深度106m, 位置は図-1参照)で、月平均海拔標高4.17m(最低7月3.33m、最高8月4.76m)であった。また、同じ3号井(深度100m)は、月平均海拔標高4.76mであった。

凝灰角礫岩層に達する2号井(深度180m)の水位は、1983年の月平均海拔標高4.98m(最低7月3.56m、最高11月5.86m)であった。

火山砂礫層の同年の水位は、5号井(図-1で、滝川の右岸にある①の東方約1kmの位置、深度200m)で、海拔標高6.43mを年間保って変動しなかった。

以上のとおり、当地区の地下水位は、下位層の方が高い。

2. 地下水位の変動

1966年～1975年の10年間にわたる地下水位記録(図-3)は、溶岩層と凝灰角礫岩層とで異なった変動を示している。

富士山体における降水量は、測候記録が少ないので以前から推定の域を出ないが、海拔500m以下の地帯では1,900～2,000mmである。高度が高くなると、降水量がこれよりも多いといわれている。冬期間は積雪が多く表土が凍結するので、この期間の地下水補給は高度が低い地帯に限られることも考えられる。

富士市で測候記録が最も豊富なのは、静岡県茶業試験場富士分場(海拔高度80m)であろう。ここにおける1948年7月～1973年7月の25年間の月平均降水量は、最小が1月の79.1mm、最大が6月の

図-3 地下水位と降水量の経年変動(村下, 1977)
1号井は溶岩層, 2号井は凝灰角礫岩層から採水する井戸

Fig. 3 Variations of annual ground-water level and rainfall.
1—lava-flow aquifer; 2—tuff breccia aquifer.

図-4 塩水化域の消長(村下, 1982)

Fig.4 Enlargement and reduction of salt-water encroachment area due to withdrawal of artesian water.

293.4mmである。降水量が100mm以下の月は12月～2月の3か月、200mm以上の月は4月～9月の6か月である。この6か月間が年降水量の66.5%を占めている。なお各図の降水量は、上記分場の測候記録に基づいている。

図-3のとおり、地下水位の変動は溶岩層で著しい。1号井の水位は、5月になると急上昇を始め、大体6～8月に最高となり、9月に入ると下降を始めて、12月から翌年4月までの間に最低となる。水位の年較差は1.5～2.0m、降水の影響は1か月後によく水位に現れる(村下、1977)。

凝灰角礫岩層の2号井の水位は、自然状態では季節変動が小さいが、周辺の揚水井戸の影響を強く受けている。したがって、同図では年末～年始、5月上旬、8月中旬(盆休み)の揚水停止期間に水位が急上昇している。そして、2号井は時々自噴状態になって、水が観測井の管頭から溢流して観測が不可能になることがあり、梅雨後半の集中豪雨や台風時の降雨直後にも、同様の現象が見られた。

火山砂礫層の地下水位は、前記5号井の記録の通り、降水の影響をほとんど受けない(村下、1977、1982)。

Ⅳ 塩水侵入

富士地区で1960年7月に最初に発見された Cl^- 500mg/ℓの深井戸は、国鉄吉原駅のすぐ北にある深度約100mの溶岩層に達する井戸であった。この井戸の Cl^- は、同年末には1,000mg/ℓ、翌年1月には3,300mg/ℓとなり、廃井になった。

1961年春、田子ノ浦港周辺の深井戸——非揚水時には自噴——は、塩水となったが、夏期にはごく一部を除いて淡水に戻った。しかし、同年秋には再び塩水となり、かつ塩水化する井戸が内陸に広がった。

塩水化の範囲は、夏期に縮小、冬期に拡大の季節変動を繰り返して1962年春には前年よりも600～700m内陸へ、翌年春には更に400～500m内陸へと年を追って拡大した。そして、1968年の塩水化が最

も顕著で、吉原市街地の大半が侵された(図-4)。

一方、1965年春から溶岩層が分布しない和田川以東の浮島原で塩水化が発生し、滝川沿岸の塩水化は、およそ100m以浅の火山砂礫層上部層で始まった。しかし、塩化物イオンは、溶岩層の場合とは著しく異なり、季節変動をほとんど示さないで増加している。

図-5は、溶岩層と火山砂礫層とでは塩化物イオンの変動が異なる事例である(位置は図-1参照)。なお、溶岩層の塩化物イオンに降水の影響が明瞭に現れるのは、1か月半から2か月後である(村下、1982)。

富士地区における地下水の塩水化は、1968年を境に拡大を停止し、以後は縮小の方向に向かった。淡水化は、溶岩層分布域では顕著で(図-6)、1973年春の塩水化域は1968年の約2/3に縮小し、同年末には和田川の河口周辺の限られた範囲になった。浮島原の塩水化域は、海岸寄りに徐々に縮小しているが、現在最大範囲の2/3程度に止まっている(図-4)。

富士・愛鷹両火山山麓で淡水化が進行しているのは、地下水塩水化防止対策として工業用水道の整備、製紙工場などにおいて水使用の合理化を積極的に行い、地下水汲み上げ量を削減したからである(村下、1977、1982)。詳細な説明は省くが、上記の地下水対策が実行できたのは、地下水位と塩化物イオンの定期観測結果——地下水の汲み上げ量が年間一定

で、塩水化が夏(豊水)期に鈍化し、冬(渇水)期に進行する——を考察して、地下水補給量に見合った汲み上げ量に制限すれば塩水化防止が可能であると判断されたからであった。そして、汲み上げ量は、全域の地下水位が内陸(補給)側で高く、海岸(排出)側

図-5 溶岩層①と火山砂礫層②における塩化物イオン変動の特徴(村下、1974)

Fig. 5 Variation of chloride concentration with time of pumping wells in different aquifer.
①—lava-flow aquifer; ②—volcanic sand aquifer.

図-6 地下水汲み上げ量削減措置に伴う効果
(海岸から1.2km内陸にある溶岩層からの採水井の塩化物イオン変動)(村下、1977)

Fig. 6 Effect of ground-water management on prevention of salt-water intrusion. Great variation of chloride concentration of well in lava-flows on 1.2 km inland from coast.

で低く——塩水化発生以前の地下水位状態——なるように削減された。

V 考察

富士地区における被圧地下水の塩水化に関する研究を通じて、塩水化の消長に二つの型があることが、明らかになった。一つは、溶岩層の塩水化で、降水量の増減に応じて Cl^- の季節変動が大きい。他の一つは火山砂礫層の塩水化で、降水量にほとんど影響なく Cl^- の季節変動もほとんど示さない。

後者の型は、我が国の海岸地帯で発生している一般的な塩水化で、前者の型はこの地区特有のものである(村下、1982)。このような現象は、帯水層が割れ目・空洞等に富む岩石と土の粒子間隙から成る地層との水文地質的性質の相違に起因する。

溶岩は、本質的には堅硬かつ密で、不透水性の岩石であるが、富士地区の場合には流動・冷却・固結の過程で生じた不規則な割れ目や小さな空洞が多い。溶岩層の透水係数($1 \times 10^{-1} \sim 1 \times 10^{-2} \text{cm/s}$)は、通常の砂・礫と同程度の値であるが、実際の間隙は土とは違って透水には極めて有効な通路であり、パイプに類似した「透き間」であろう。

水は、溶岩層の透き間を自由に通過できるので、地下水位が海面よりも下がると、海水が陸側へ侵入

し、水位が逆に高くなると淡水が海側へ流出する。そして、溶岩層(一般に岩石)の貯留(包蔵)性は、火山砂礫層(一般に土)に比べて小さいと考えられる。

VI あとがき

割れ目・空洞などが連続して存在する岩石を流れる水は、天水の影響をうけて水量(水位)の増減が短期間に起こり、君島の「地下川」の性質をもっている。

この性質は、水資源開発、地下水の汚染、土木工事等の場合、水量の確保、問題の発生・対策などの決定に際してきわめて重要な要素となろう。

参考文献

- 君島八郎(1934)：『地下水』，丸善，434p.
村下敏夫・岸 和男(1967)：地下水の塩水化について，第1報 熔岩帯水層の水理地質学的性質，地調月報，18，379～392.
村下敏夫(1974)：静岡県における地下水の塩水化，工業用水，190，26～37.
村下敏夫(1977)：静岡県富士市における地下水の塩水化，工業用水，225，30～42.
村下敏夫(1982)：本邦における地下水の塩水化，地調月報，33，479～530.
静岡県(1984)：地下水調査報告書(58年1月～12月)，262p.

(受付：1984年7月30日，受理：1984年10月31日)