

# 温度検層時の注水データを用いた透水係数の算出方法

町田 功\*

Method for simulating hydraulic conductivity using injection test data in temperature logging

by

Isao MACHIDA\*

## Abstract

Hot spring is recognized as limited resource not only in study area, around Gora area but also in otherwise spa resorts, today. For its protection, we need to clarify the groundwater flow in deep region because the hot spring is formed by mixing of groundwater and thermal component. For the quantitative understanding of groundwater flow, we must obtain the hydraulic property of deep layer, for example, hydraulic conductivity,  $K$ , as one of the important parameters. However, in study area, it has been seldom obtained due to the problems of cost and time.

In current paper, the author exhibited a belief method for simulating the hydraulic conductivity using past injection test data. As a result of the analysis, the  $\log(K)$  value decreases with depth down to a depth of approximately 300m. This result implies that the  $K$  value depends on overburden pressure of geology. In other word, the depth dependence of  $K$  should be considered for simulating the large scale groundwater flow.

## 1. はじめに

神奈川県箱根町を始めとする多くの温泉地において、温泉資源の保全は今日の重要な課題である。持続可能な温泉利用を計るためには、従来まで行われてきた地球化学的な解析だけでなく、量という視点、すなわち“温泉の埋蔵量”に関して議論を行うことが必要である。火山性温泉は、深部から供給された熱・成分と地下水が混合することによって形成されるため、埋蔵量の問題を解決するには、まず地下水の動き、すなわち地下水流動の解明が第一の目標となる。そして、地下水流動を定量的に解明するためには、数値シミュレーションによる解析が有効である。

上記の内容は、水文学者あるいは温泉学者の間で、今までにも十分に認識されてきたことである。しかしながら、今日まで量的解明に対する試みは、地下情報の不足のために、ほとんどおこなわれてこなかった。なぜなら、深層地下情報を取得するためには、ボーリング掘削が必要となり、これには甚大なコストが必要となるためである。よって、シミュレーション解析を行おうにも、入力データとなる水理情報などのパラメータは、ほとんどの地域で未知となっている。本研究地域である箱根町強羅地区周辺は、全国的にも極めて地下情報が豊富な地域と言われているが、やはりこれに関するデータは極端に不足している。逆に言えば、これらのパラメータの空間分布を明らかにすることができれば、定量的解明への道筋

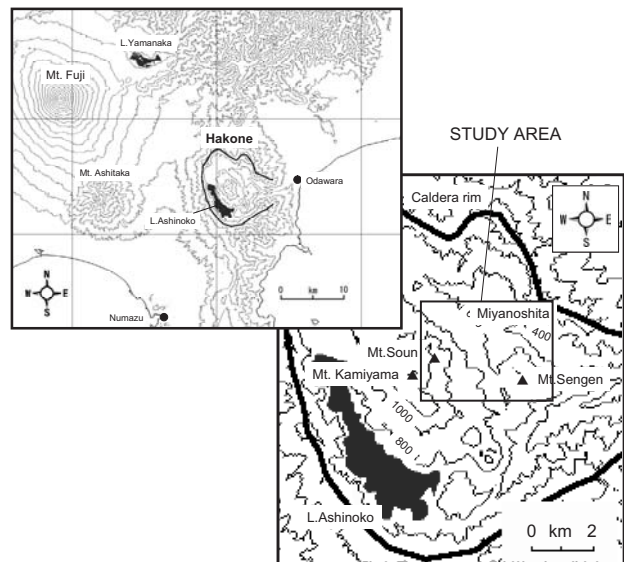


図1 研究地域。本論では“強羅周辺地域”と称す。本地域は現在も活動中の火山地域である、箱根カルデラ内にある。  
Fig.1 Study area. The study area is represented as "around Gora area" in this paper. The area is located in Hakone caldera, an active volcanic area.

が開けることになる。そこで本論では、既存の資料を用いることによって、水理情報の中で最も重要なパラメータの1つである、透水係数をターゲットとした解析をおこなった。用いたのは、約30年前～現在までに行われてきた、温度検層時における注水データである。また、本論ではこの計算結果に加えて、今後の温度検層時におけ

\* 日本学術振興会特別研究員(神奈川県温泉地学研究所勤務) 〒250-0031 神奈川県小田原市入生田586  
論文, 神奈川県温泉地学研究所報告, 第37巻, 39-44, 2005.

る注水に係わる測定項目について提言をおこなった。

## 2. 研究地域

研究地域は箱根カルデラ内中央火口丘麓の北東斜面に位置する(図1)。本地域の最も下部には、湯ヶ島層群や早川凝灰岩といった新第三系が存在し、これらは箱根火山の基盤をなす。その上位に、第四系の箱根火山噴出物が分布する(Kuno *et al.*, 1970)。基盤の標高については、横山ほか(2002)が、柱状図と重力異常データを併用して推定を試みている。この報告によると、基盤は中央火口丘(神山)の地下にて標高約690mにドーム状に存在するものの、早雲山の麓付近においては、凹状をなし、0m以下になる。そして、さらに東へ移るに従い再び凸となり、標高200~300m付近に分布する。そして、早川流域・宮ノ下付近では、標高約350mにて露頭として地表に現れる。このように、本地域においては、基盤深度は場所によって大きく異なると考えられている。なお、研究対象地域には、強羅、宮ノ下、堂ヶ島、小涌谷、芦之湯といった地区が含まれるが、ここでは、強羅地区周辺と称することにする。

## 3. 注水温度検層法について

本論では深層の水文学的情報を把握するために、ボーリング孔の温度検層時の注水データを使用し、これを揚水試験の理論に応用している。水井戸や温泉井戸の温度検層は、一般に、帯水層の位置を特定するために行われるものであり、静水時における井戸孔内の温度鉛直プロフィールを測定するものを指す。また、ボーリング施工中に行っていた泥水注入を停止した直後から温度プロフィールを測定しはじめ、その時間変化から地質的・物理的な情報を判読する、といった温度検層法もある(山口, 1962; 山本, 1986)。本研究所でおこなっている、すなわち本論で用いている温度検層法は、大木ほか(1963)に示されている注水温度検層法とよばれるものであり、上記の手法とは若干異なる。そこで以下では、これについて、簡単な説明を行う。

本論で用いているボーリング孔の温度検層には、主に注水前に測定する温度検層(以後、注水前検層という)と注水しながら測定する温度検層(以後、注水検層という)の2つがある。注水前検層は、上述した温度検層そのものであり、ボーリング孔内の安静時の温度鉛直プロフィールを測定する、というものである。一方、注水検層は管頭から数L/min~数100L/minの冷水を任意の時間(通常は十数時間)注入し、注水中に一度だけ温度プロフィールを測定する。用いる注水量は現場の条件による。注

水によって孔内は十分に冷やされるため、仮に地層中に顕著な熱水亀裂が存在すると、測定された温度プロフィール中の、その部分にて高温を示す領域が確認される。注水検層を行う主目的は、このような熱水亀裂の位置の確認である。現在のところ、この検層法は完全にマニュアル化されてはならず、注水中の水位や注水時間の記載がなされていない場合が多々見られる。

## 4. 揚水試験について

後述するように、本論では、揚水試験の理論を応用することによって、地層の透水係数を導いている。揚水試験については、Dawson and Istok(1991)などにまとめられているため、ここでは簡単に述べることにする。一般的な揚水試験は、透水係数Kや貯留係数Sといった水理定数を求めることを目的として行われる。その手法は、井戸から揚水をおこない(注水の場合もある)その揚水井と近傍の観測井にて水位を観測する、というものである。揚水速度を一定にしたものをconstant discharge testといい、段階的に増加させていくものをstep discharge testという。また、近傍に観測井が存在しない場合は、スラグテストといわれる試験方法を用いることもある。スラグテストは、対象としている井戸から急激に揚水もしくは注水をおこなうことにより、水位を降下もしくは上昇させ、その後、初期状態へ向かう水位変化を観測する。ただし、実際の温泉ボーリング調査においては、このような水文学的な調査を行うことは稀である。例えば、神奈川県温泉地学研究所にて所蔵されている温度検層データは55地点あったが、その中で、同時に揚水試験やスラグテストをおこなっている地点は皆無であった。しかしながら、このうち31地点では、注水検層において、注水量、注水時間、初期水位、ある注水時間が経過したときの水位、井戸情報の5つのデータが記録されているか、もしくは推定可能であった。萬年ほか(2001)を始めとする温度検層データによると、地下水の流れは亀裂系によって支配されていることが考えられるが、マクロ的には、帯水層全体を多孔質媒体とみなすことが可能であろう。この仮説を認めれば、上記のデータに対して、揚水試験およびスラグテストの理論が応用可能であり、そこから水理定数を推定することができる。

## 5. 計算方法

通常の揚水試験では、注水井もしくは揚水井や観測井の、水位変化の連続観測結果から透水係数Kや貯留係数Sを算出する。その際、求められた観測値に対して、解析解を用いれば直ちにKやSを導くことができる。しか

しながら、第3章で述べたように、注水検層では、注水井以外の水位データはなく、スラグテストに必要な瞬間的な水位変化も生じさせていない。このような条件では解析解は存在しないため、シミュレーションを行うことによって水理定数を求める必要があるだろう。シミュレーションに用いた式は、以下の2次元非定常地下水流動方程式である。

$$T \left( \frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} \right) = S \frac{\partial h}{\partial t} \quad (1)$$

$$h(x, y, t = 0) = h_0 = m \quad (2)$$

$$\left. \frac{\partial h}{\partial t} \right|_{x,y=\pm\infty} = 0 \quad (3)$$

$$(T\nabla h)_{x,y=0,t>0} = Q \quad (4)$$

ここで、 $T=mK$  は透水量係数である。 $m$  は帯水層厚であり、孔底深度 - 水止め管深度と仮定した。 $K$  は透水係数である。 $h$  は水位、 $S$  は貯留係数であるが、ここでは被圧地下水と仮定して、 $S=S_s m$  を用いた ( $S_s$  は比貯留量)。式(1)において、未知の水理定数は  $K$  と  $S$  である。一方、得られている水位データは、“注水開始から、ある時間が経過したときの水位変化量”という、1時点のデータのみである。そのため、 $K$  と  $S$  を同時に決定することはできない。そこで、 $S$  については、一律に  $S_s=10^{-6}$  (亀裂性岩石, Walton, 1988) を与え、目的変数を  $K$  としたシミュレーションをおこなった。シミュレーションでは、与える  $K$  によって算出される水位変化量が異なるが、もし、ある  $K$  を与えた時の算出値が観測水位を再現していれば、その与えた  $K$  が地層の透水係数を表していると考えた。式(2)は初期条件であり、計算前は領域内が一定水位  $h_0=m$  であることを示す。式(3)(4)は境界条件であり、式(3)では無限遠方にて定水頭境界を与えたことを示している。式(4)は  $(x=0, y=0)$  にて注水井が存在し、 $t > 0$  にて一定量  $Q$  [ $m^3/s$ ] の注水が行われたことを示す。

シミュレーションについて改めてまとめると表1のよ

表1 シミュレーションに用いたパラメータ  
Table 1 Parameters for the simulations

Parameter	Sign	Comment	
Hydraulic conductivity	K	determined through a trial and error process	unknown
Specific storage	Ss	$10^{-6}$	estimated
Thickness of aquifer	m	well depth - depth of water stopper	estimated
Injection rate	Q		measured
Change in groundwater level	$\Delta h$	difference of groundwater level between during and before injection	measured

うになる。シミュレーションでは、表1の推定値および実測値と、任意に設定した透水係数を与えることにより、式(1)~(4)を解く。その結果として得られる、注水井における水位  $h$  の変化量と実測値が一致するよう、試行錯誤的に透水係数を決定した。

計算には、MODFLOW (McDonald and Harbaugh, 1988) を用いた。計算領域は  $1\text{km} \times 1\text{km} \times 1\text{km}$  とし、外枠部には初期水頭値 = 帯水層厚  $m$  を定水頭境界として与えている。この計算領域は、本研究においては十分な広さである。計算メッシュは、図2のとおりであり、計算領域の中心  $(x, y) = (0, 0)$  を注水井とした。 $z$  方向のレイヤー数は1である。また、MODFLOWでは有限差分法を用いているが、この手法で得られる解はメッシュ内の平均水位である。そこで、注水井内の水位 = メッシュ内の

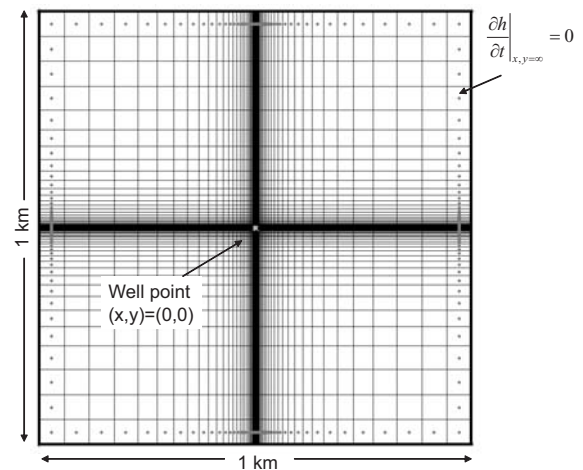


図2 計算に用いたグリッドおよび初期・境界条件。全ての計算にて、注水井は  $(x, y) = (0, 0)$  に設けている。図中の・は、定水頭境界であることを示す。

Fig.2 Created grids for simulations, and initial and boundary conditions. Injection well was set at  $(x,y)=(0,0)$  for all simulations. The "・" marks indicate the meshes given a constant hydraulic head during simulation.

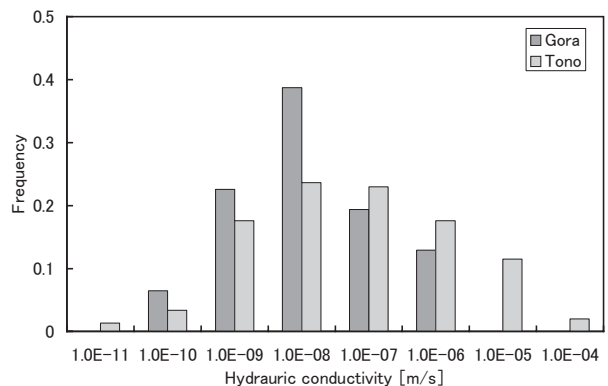


図3 計算結果および岐阜県東濃地区における参考データ (核燃料サイクル開発機構, 1999)。強羅地区周辺の深層の透水係数は  $10^{-6}$  から  $10^{-10}$  [ $m/s$ ] の範囲にある。

Fig.3 Result of simulations and reference data measured at Tono area, Gifu Prefecture (Japan nuclear cycle development institute, 1999). The hydraulic conductivities of deep layer around Gora area range from  $10^{-6}$  to  $10^{-10}$   $m/s$ .



平均水位と仮定して、注水井に対応するメッシュの大きさを井戸の面積に合わせた。すなわち、口径 [mm] の井戸であれば、メッシュの一辺は  $R$  [m] となる(式5)。

$$R = \sqrt{\pi \left( \frac{0.001\phi}{2} \right)^2} \quad (5)$$

しかしながら、計算領域全てのメッシュをこの大きさにすると、多くの場合、コンピュータのメモリ不足に陥る。そのため、井戸から離れるにつれて、メッシュ長を一定比率(1.2倍)で変化させた。非定常計算の時間ステップは注水時間[秒]100である。

## 6. 結果および考察

### 6. 1. 透水係数値の特性

計算された透水係数の度数分布を図3に示す。なお、比較データとして、核燃料サイクル開発機構(1999)のデータベースによる、岐阜県東濃地区における土岐花崗岩の透水係数分布も同時に示す。強羅地区は新第三系～第四系を主体とし、火山・地震活動が極めて活発な“不安定な”地質条件であるのに対し、東濃地区は“安定な”地質条件下にあると考えることができるであろう。強羅地区周辺のデータは、平均深度約410m、透水係数の中央値は  $10^{-8}$  [m/s] のオーダーであり、 $10^{-6} \sim 10^{-10}$  の範囲で正規分布形を成している。一方、東濃地区では平均深度162m、透水係数の中央値は  $10^{-8}$  [m/s] (n=148) となっている。両地域共に中央値は  $10^{-8}$  のオーダーであるが、東濃地区では測定深度が浅いことに注意されたい。

### 6. 2. 透水係数と最近の地震活動

万年ほが(2001)は、本研究地域南部にある芦之湯にて、単一孔の水理ポテンシャルの鉛直分布を明らかにしているが、その中で連続性の高い温泉脈(もしくは冷水脈)の存在に言及している。このことを考えると、亀裂系の発達度合いが地層の透水性に大きく関わっていると考えられる。強羅地区周辺が位置する箱根カルデラ内は、地震多発地域であるため、この亀裂系の発達は、地震活動による地質構造の破壊に起因する可能性がある。最近(1989年4月から2004年12月)の地震の震源分布については、図4に示すとおりであるが、これによると、カルデラ内の震源分布は、本研究地域の西部に帯状に分布している。図4の分布が最近の地震活動の震源を代表するものと仮定した場合、地震が亀裂系の局所的発達に大きく寄与しているのであれば、震源に近い、本研究地域の西部で透水係数が大きい地域が見られるはずである。しかし、透水係数の水平空間分布(図5)からは、この仮説

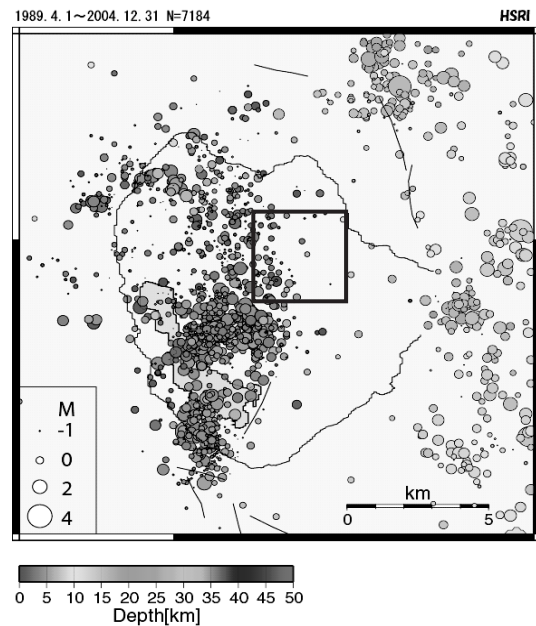


図4 1989年4月～2004年12月の震源分布(神奈川県温泉地学研究所より提供)。図内の枠は図5に対応。  
Fig.4 Seismicity in Hakone area during 1989.4 - 2004.12 (by Hot springs research institute of Kanagawa Prefecture). The area surrounded with frame corresponds to the area shown in Fig.5.

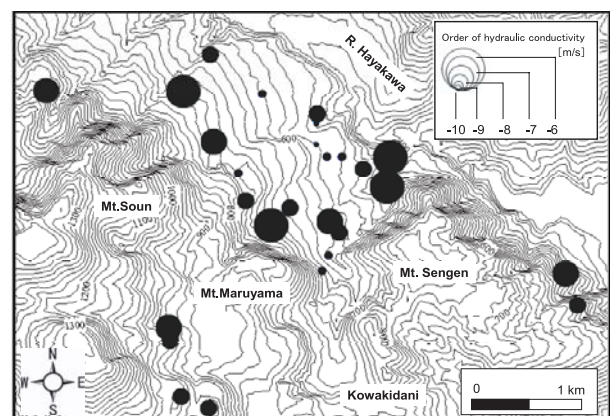


図5 深層の透水係数の水平空間分布。透水係数のオーダーを円の大きさで表した。透水係数分布と図4に示された最近の震源分布との関連性は見出せない。  
Fig.5 Horizontal distribution of hydraulic conductivities of deep layer. The diameter of solid circles exhibits the order of hydraulic conductivity. The relationship to the spatial distribution of recent seismic focus, shown in Fig.4, is not recognized.

を支持する傾向は判読できない。すなわち、局所的な透水係数の違いには、地震活動が大きくは関与していないと考えられる。

### 6. 3. 透水係数と深度

次に透水係数の鉛直方向の変化について検討した(図6)。図6では、明らかに井戸深と透水係数( $\log K$ )に相関関係が認められる。井戸深300m程度までは、 $\log K$ との関係は直線的であるものの、それ以深では、井戸深

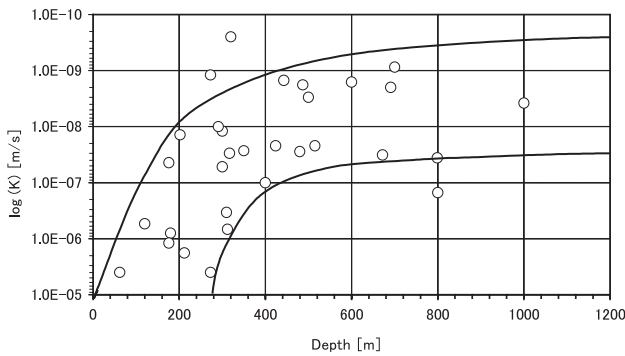


図6 強羅地区周辺における深層の透水係数と井戸深の関係。約300m深までは深度に対して相関関係が見られ、それ以降は大きな変化は見られない。

Fig.6 Relationship between depth of wells and hydraulic conductivities of deep layer around Gora area. There is a correlation down to a depth of approximately 300m depth.

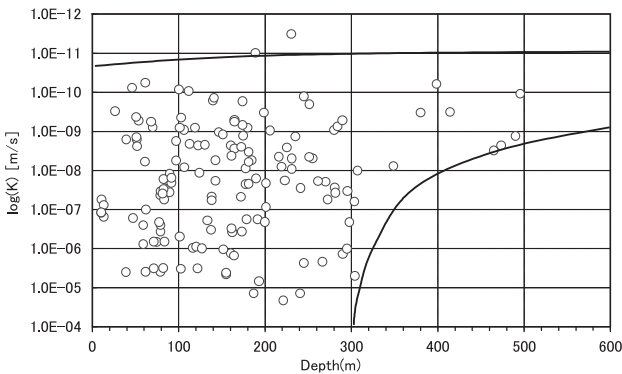


図7 東濃地区における深層の透水係数と井戸深の関係(核燃料サイクル開発機構、1999より)

Fig.7 Relationship between depth of wells and hydraulic conductivities of deep layer at Tono area (Japan nuclear cycle development institute, 1999).

の増加に対する透水係数の減少割合は小さくなる。そして500m以深では、ほぼ一定の値に収束している。このような透水係数の深度依存性は、カナダ、スウェーデンにおいても確認されており、これらの地域では深度500m程度まで、深度に伴う透水係数の低下が報告されている(核燃料サイクル開発機構、1999)。この報告では、この原因として荷重(土圧)の度合いが考えられているため、強羅周辺地域でも同様に、荷重が透水係数に関係していることは十分に考えられることである。

以上の結果は、広域地下水流動シミュレーションを行う際に考慮する必要があるだろう。すなわち、広域地下水流動シミュレーションを行う場合、地下の地層の透水係数分布を計算条件として与える必要があるが、今日では地層毎に透水係数を与えることが暗黙の内に行なわれている。しかしながら、図6の結果は、透水係数を地層の違いだけでなく、深度に伴って変化するように与える必要性を示唆している。

その一方で、東濃地区におけるデータでは、300m深程

度までは分布に規則性が見られない(図7)。この理由として、断層破砕帯や割れ目帯などの影響が推定されている(核燃料サイクル開発機構、1999)。ただし、300m以深では透水係数が $10^{-9} \sim 10^{-10}$ という小さな値に収束しているように見えることから、図6と同様に透水係数の深度依存性が存在すると考えられる。

東濃地区におけるデータの平均深度が162mであることは既に述べたが、図6から見積もられる強羅地区周辺における同深度(162m深)の透水係数は高々 $10^{-6} \sim 10^{-7}$ 程度である。この値は、対応する東濃地区での透水係数よりも大きい。両地域にて値が異なる理由は、地質特性の違い、もしくは安定性の違いに起因すると予想される。すなわち、東濃地区は古生界～第三系以前を中心とする地層を有するのに対し、強羅地区周辺は、新第三系～第四系という比較的新しい地層によって成り立っており、そのために透水係数が異なっている、という可能性である。また、図4、図5より、震源分布と透水係数の局所的变化の関連性は見出せないものの、地域全体として考えた場合、地震の有無、すなわち地質の安定性が平均的な透水係数に影響を与えていることは、十分に考えられることである。この問題については今後の検討課題としたい。

## 7. 提言

ここでは今後の検層法について、若干の提言をおこなう。まず行うべきは、本検層方法のマニュアル化であり、その中で注水時間および注水中の水位測定の必要性を明記することを提案する。第4章でも述べたが、今回、確認された温度検層データ数は55地点分であるが、そのうちで計算が不可能であった地点は24地点あった。計算ができなかった理由の大部分が、注水中の水位データが記載されていないためである。確かに、温度検層という目的を考えた場合、水位の測定は必ずしも必要なものではないだろう。しかし、現在の手順に若干の手間を加えるだけで、注水検層は、水文学的にも極めて重要なものになるのである。このことを考えると、水位測定を行う価値は十分にあると思われる。

また、ほぼ全ての地点にて、水位が測定されているのが、1時点のみであったため、本論では比貯留量  $S_s$  を仮定せざるを得なかった。もし、ここで注水中水位  $h$  を異なる2つ以上の時点で取得することができれば、理論上  $K$  と  $S$  の両方を導くことが可能である。このことは、式(1)において未知数がこの2つであり、既知数(測定値)が  $h$  であることから直ちに理解できるであろう。現実には、水位データは2回だけでなく、複数回測定すること

が望ましく、測定回数が、多ければ多いほど算出された水理定数の精度が高まるであろう。

次に測器に関して、注水時にも測定が可能なように水位計を工夫することが必要である。電流感知型センサーを持つ、手巻きの水位計を用いる場合、注水中のボーリング孔にセンサーを入れると、上部から注がれている水とセンサーが接触して正しく水位を測定できない恐れがある。この現象はセンサー部に“傘”を設けることで防ぐことが可能であるが、条件によって、現場での試行錯誤も必要となるであろう。

## 8. まとめ

本研究により次の結論を得た。

- (1) 温度検層時の注水データを用いて、深層の透水係数 $K$ の算出をおこなった。その結果を用いて井戸深と $\log(K)$ の関係を求めたところ、深度300m程度まで両者には相関関係が見られた。この理由として、荷重の程度が透水係数に影響していることが考えられる。
- (2) 上記の結果を考慮すると、広域地下水流動シミュレーションをおこなう際には、透水係数を深度に伴って変化するように与える必要がある。
- (3) 岐阜県東濃地区における地層の透水係数と比較して、同深度の強羅地区周辺のそれはやや大きい。その理由として、地層の形成年代の違い、そして地質の安定性の違い(地震の有無)という2つの可能性が考えられる。
- (4) 温度検層データを水文学的に有意なものとするために、今後、注水検層時に行うべき測定項目を提案した。本手法を応用するためには、注水量、注水時間、初期水位、ある注水時間が経過したときの水位、井戸情報、という5つのデータが必要となる。この手法による調査を積み重ねることにより、将来的に深層そして地下水流動の状況をより詳しく明らかにすることができるであろう。

謝辞

本研究には、神奈川県温泉地学研究所が長年蓄積してきたデータを利用した。温度検層については同研究所の小沢清専門研究員の助言があった。また、本研究は日本学術振興会による特別研究員奨励費によって遂行された。謝意を表す。

参考文献

- Walton, W. C.( 1988 ) Groundwater pumping tests. Lewis Publishers, Inc., Chelsea, MI., 201p.
- 大木靖衛、萩野喜作、広田 茂、松坂 進( 1963 ) 温泉抗井の検層, 温泉工学会誌, 1, 16-22 .
- 核燃料サイクル開発機構( 1999 ) わが国における高レベル放射性廃棄物地層処分の技術的信頼性 - 地層処分研究開発第2次取りまとめ -, 551p .
- Kuno, H., Oki, Y., Ogino, K., and Hirota, S. ( 1970 ) Structure of Hakone caldera as revealed by drilling, Bull. Volcanol., 34, 713-725.
- Dawson, J.K. and Istok, D.J. ( 1991 ) Aquifer testing, design and analysis of pumping and slug tests, Lewis Publishers, Inc., 329p.
- McDonald, M. G. and Harbaugh, A. W. ( 1988 ) A modular three-dimensional finite-difference groundwater models, Techniques of water resources investigations 06-A1, USGS, 576p.
- 萬年一剛、板寺一洋、松坂 進、大山正雄( 2001 ) 箱根町・芦之湯9号温泉井の地質と温泉帯水層, 温地研報告, 32, 17-24 .
- 山口久之助( 1962 ) さく泉の電気検層法, 昭晃堂, 254p .
- 山本莊毅編( 1986 ) 地下水学用語辞典, 古今書院, 141p .
- 横山 泉、棚田俊収、萬年一剛( 2002 ) 箱根火山地域における補足的重力測定( 1999年 ), 温地研報告, 33, 1-10 .