

昭和59年4月

原 著

温泉水採取にともなう地下温泉水系の変化

(1) 漏れのある被圧地下水層における 水位低下の進展

京都大学理学部地球物理学研究施設

由 佐 悠 紀

(昭和59年2月9日受付, 昭和59年4月14日受理)

Change in Thermal Groundwater System Due to Withdrawal

(1) Development of Drawdown of Piezometric Level in Leaky Confined Aquifer

Yuki YUSA

Geophysical Research Station, Kyoto University

Abstract

A simple hydraulic model is treated to analyze the drawdown of piezometric level in a leaky confined aquifer due to regional withdrawal. The characteristic features of the hydraulic state can be described with a parameter $\gamma = a\sqrt{b}/T$, where a is length of withdrawal area, b coefficient of leakage and T transmissivity of the aquifer. Analytical results are followings; when the value of γ is large, (1) the steady state is attained in short time, (2) the drawdown is small, (3) the area of influence due to withdrawal is narrowed, and (4) the ratio of compensation by leakage becomes large in the withdrawal area.

The model is applied to the thermal groundwater system in the southern part of the Beppu hydrothermal field in order to analyze the influence due to withdrawal of hot water in the upper area. Even if the value of γ is provided to be rather small, the influence due to the withdrawal reaches almost steady state within only several days, and the drawdown is estimated to be 1.7~6.5m in the withdrawal area and 2~80cm in the coastal area.

1. 緒 言

第二次世界大戦後の1950年代以降, 全国的に推進された温泉開発により温泉採取量が増加した結果, 多くの温泉地で温泉水位が低下するという, いわゆる温泉の枯渇現象が進行したことはよく知られている。それとともに, 泉温が低下したり, 泉質が変化した事例も少なくなく, それら

は、温泉水位の低下にともなう、浅層地下水からの浸透量（漏れの量）が増加したためと説明されることが多い（甘露寺，1978）。

一般に、浅層の不圧地下水と深層の被圧地下水の間には、両者を隔てている難透水層を介して、いくばくかの水理的交流、すなわち漏れのあるのが普通であり、その様子は、被圧層が温泉水層となっている温泉地で、比較的容易にうかがい知ることができる（たとえば、吉川，1960）。

筆者は、温泉が高度に開発された大規模な温泉地である別府温泉や由布院温泉において、近年、塩素イオン濃度が低下していることを見出したが（由佐，1979，1980，1983），それらを浅層からの浸透量の増加という観点から解析するのに際し、温泉水採取量の増加にともなう温泉水位低下の進展速度と浸透量増加を見積る必要が生じた。本論文では別府温泉南部域を想定して、この問題を簡単な一次元水理モデルによって検討しようとする。

2. 別府温泉南部域の温泉水系

別府温泉は、東を別府湾に面し、北・西・南の三方を第四紀火山で囲まれた扇状地を中心に展開しており、地形・地熱活動・温泉水の化学組成などから、南部域と北部域に分けられる。そのうち南部域の南縁は、Fig. 1 に描かれた等高線に見られるように、海岸から北西方向に向かう急崖の断層地形で特徴づけられ、その斜面から海岸に至る広い範囲に1,000口を越す温泉井が掘さくされている。温泉は、採取される流体の種類によって、蒸気のみが噴出する噴気、高温水が沸騰しつつ噴出する沸騰泉および液体の温泉水が得られる一般温泉の3種に分類される。Fig. 1 には、1973年当時における噴気と沸騰泉の位置を示したが、最上流部に噴気、それよりやや低地部に沸騰泉が分布する。一般温泉は、噴気・沸騰泉域内やその周辺部にも掘られているが、ほとんどのものは、海岸に至る下流扇状地に分布している。

このように、扇状地部には、温泉水が被圧状態となって流動しているが、それらは、高地部の断層沿いに上昇してくる食塩型熱水が、流動途中で浅層からの浸透水によって希釈されて生成されると考えられている。沸騰泉は、その希釈の度合いが小さいものであり、高地部の蒸気は、熱水が蒸発して生じたものである。あちこちに点在する自然噴気地は蒸気層の露頭であり、そのような場所を通過してきた浅層水は、蒸気から熱やガス成分を受け取って蒸気性の温泉水になっている。

Fig. 2 は以上の状態を簡略化して描いた、別府温泉南部域における熱水から温泉水に至る水系の概念図である。浅層の不圧地下水位と深層の被圧温泉水位を比べると、中流から上流域では前者の方が高く、海岸に近い下流域では後者の方が高い（瀬野，1938；瀬野ら，1961）。したがって、中流—上流域では浅層から深層へと鉛直下向きの漏れがあり、下流域では深層から浅層へと上向きの漏れがある。このことは、それぞれの地域における地温鉛直分布にも現われている（由佐，1981）。

この地域の温泉開発は、1960年代に急速な勢いで進んだ。とくに注目されるのは、高地部における噴気・沸騰泉の開発であるが、なかでも、沸騰泉を通して、低地部温泉の熱や化学成分の源となっている高塩分濃度の高温水が多量に採取されはじめたことである。Table 1 には、この開発前後にあたる1961年と1973年における沸騰泉数と採取量を比較したが、採取量はこの間に2,270 m³/day 増加した。1975年における別府温泉南部域の一般温泉からの採取量は17,100 m³/day と見積られている（吉川ら，1976）。これと比べると、温泉源流域での高温水採取量の増加は、量的・質的に重大であり、一般温泉の塩素イオン濃度低下との関連性が指摘された（由佐，1979）。そこで、熱水—温泉水系をひと続きの漏れのある被圧地下水系とみなし、沸騰泉域での高温水

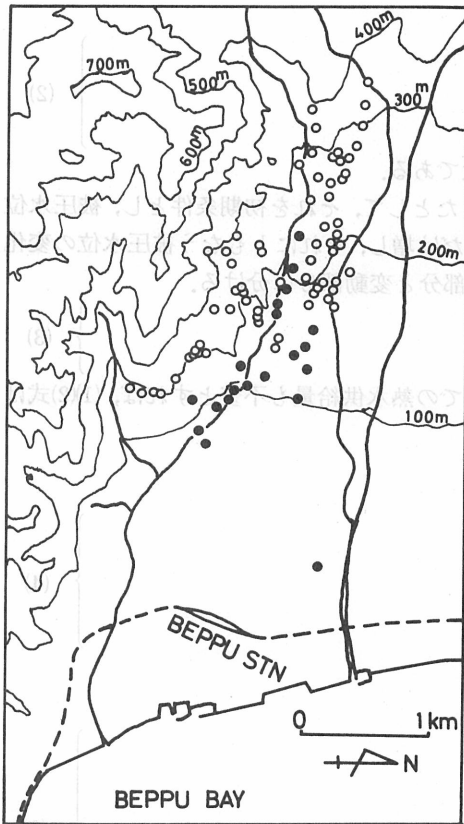


Fig. 1 Topography and locations of fumaroles (○) and boiling springs (●) in the southern part of the Beppu hydrothermal field.

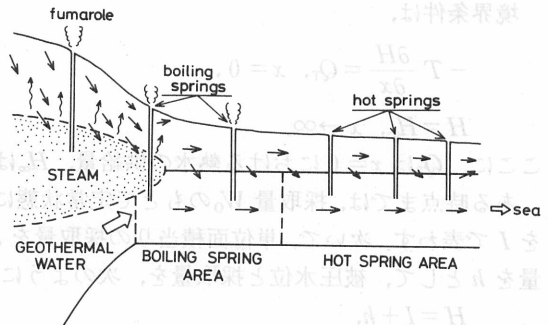


Fig. 2 Schematic hydrothermal system in the southern part of the Beppu hydrothermal field.

Table 1 Change in withdrawal from boiling springs in the southern part of the Beppu hydrothermal field. Data in 1961 and 1973 were arranged from observations conducted by Yuhara (1964) and Kikkawa et al. (1976) respectively.

	number	amount of withdrawal (m ³ /day)
1961	4	786
1973	19	3056
increment	15	2270

採取量の増加によって、被圧温泉水位と浅層からの浸透量(補償量)がどのように変化するかを、簡単な水理モデルを用いて調べよう。

3. 水理モデルと解析解

Fig. 2をさらに簡略化して、Fig. 3のような水理モデルを取扱う。すなわち、半無限の水平な被圧地下水層があり、その上部には透水性の悪い層を介して不圧地下水が流動しているとする。被圧水の流動は一次元とし、その基点 ($x=0$) では熱水の供給があり、不圧層と被圧層の間には至る所で両者の水頭差に比例した漏れがあるとする。被圧層全体にわたって、貯留係数(S)、透水量係数(T)および漏れの係数(b)などの水理定数は一定とし、被圧水位を H 、不圧水位を P 、被圧層単位面積当りからの採取量を W とおけば、ダルシー則と連続の式より次式が導かれる。

$$S \frac{\partial H}{\partial t} = T \frac{\partial^2 H}{\partial x^2} + b(P - H) - W \tag{1}$$

ここに、 t は時間、 x は水平座標であり、また、不圧層から被圧層への漏れを正としている。

境界条件は,

$$\begin{aligned} -T \frac{\partial H}{\partial x} &= Q_T, \quad x = 0, \\ H &= H_\infty, \quad x \rightarrow \infty. \end{aligned} \quad (2)$$

ここに、 Q_T は $x = 0$ における熱水の供給量、 H_∞ は定数である。

ある時点までは、採取量 W_0 のもとで定常状態にあったとして、それを初期条件とし、被圧水位を I で表わす。次いで、単位面積当りの採取量を ΔW だけ増し、それにとまう被圧水位の変化量を h として、被圧水位と採取量を、次のように定常部分と変動部分に分ける。

$$\begin{aligned} H &= I + h, \\ W &= W_0 + \Delta W. \end{aligned} \quad (3)$$

さらに簡単のため、不圧水位は一定に保たれ、 $x = 0$ での熱水供給量も不変とすれば、(1)(2)式は定常部分と変動部分に分けられる。

— 定常部分 —

$$\begin{aligned} 0 &= T \frac{\partial^2 I}{\partial x^2} + b(P - I) - W_0, \\ -T \frac{\partial I}{\partial x} &= Q_T, \quad x = 0, \\ I &= H_\infty, \quad x \rightarrow \infty. \end{aligned} \quad (4)$$

— 変動部分 —

$$\begin{aligned} S \frac{\partial h}{\partial t} &= T \frac{\partial^2 h}{\partial x^2} - bh - \Delta W, \\ -T \frac{\partial h}{\partial x} &= 0, \quad x = 0, \\ h &= 0, \quad x \rightarrow \infty, \\ h &= 0, \quad t = 0, \end{aligned} \quad (5)$$

ただし、 $t = 0$ は採取量が増えた時点である。ここでは採取量増加の影響を調べるので、(5)式が解析の基礎式である。

採取量は $0 \leq x \leq a$ の範囲だけで増加したとして、その範囲の水位変化を h_1 、 $x > a$ での変化を h_2 と書けば、それぞれの式と境界条件および初期条件は次のようになる。

$$\begin{aligned} \frac{\partial h_1}{\partial t} &= \kappa \frac{\partial^2 h_1}{\partial x^2} - \lambda h_1 - w, \quad 0 \leq x \leq a, \\ \frac{\partial h_2}{\partial t} &= \kappa \frac{\partial^2 h_2}{\partial x^2} - \lambda h_2, \quad x > a, \\ \frac{\partial h_1}{\partial x} &= 0, \quad x = 0, \\ h_1 &= h_2, \quad \frac{\partial h_1}{\partial x} = \frac{\partial h_2}{\partial x}, \quad x = a, \\ h_2 &= 0, \quad x \rightarrow \infty, \\ h_1 &= h_2 = 0, \quad t = 0. \end{aligned} \quad (6)$$

ここに、 $\kappa = T/S$ 、 $\lambda = b/s$ 、 $w = \Delta W/S$ 。後の計算の便利のため、 ΔW (したがって w) が $0 \leq x \leq a$ の範囲で一様な一定値という理想的な場合を仮定して、(6)式の変数を次のように無次元化する。

$$\begin{aligned} x &= \xi a, \quad t = \tau a^2 / \kappa, \quad h_1 = \xi_1 a^2 w / \kappa, \quad h_2 = \xi_2 a^2 w / \kappa. \end{aligned} \quad (7)$$

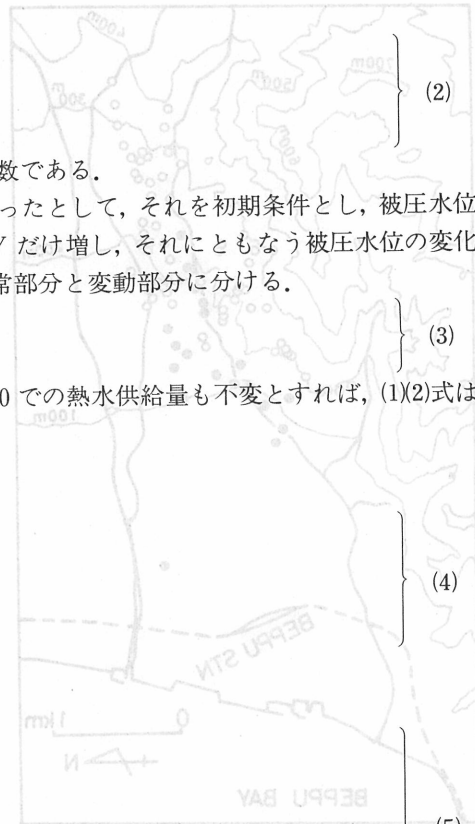


Fig. 1 Topography and locations of fumaroles (○) and boiling springs (●) in the southern part of Bepu Bay.

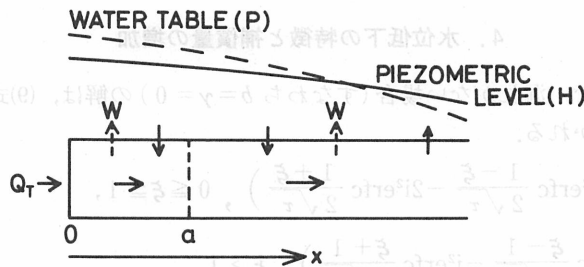


Fig. 3 Model of groundwater system for analysis.

ここに、 ξ , τ , ξ_1 , ξ_2 はそれぞれ、座標 x , 時間 t , 水位変化 h_1 , h_2 の無次元量である。これにより、(6)式は次のように書き直される。

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial \xi_1}{\partial \tau} &= \frac{\partial^2 \xi_1}{\partial \xi^2} - \gamma^2 \xi_1 - 1, & 0 \leq \xi \leq 1, \\ \frac{\partial \xi_2}{\partial \tau} &= \frac{\partial^2 \xi_2}{\partial \xi^2} - \gamma^2 \xi_2, & \xi > 1, \\ \frac{\partial \xi_2}{\partial \xi} &= 0, & \xi = 0, \\ \xi_1 &= \xi_2, \quad \frac{\partial \xi_1}{\partial \xi} = \frac{\partial \xi_2}{\partial \xi}, & \xi = 1, \\ \xi_2 &= 0, & \xi \rightarrow \infty, \\ \xi_1 &= \xi_2 = 0, & \tau = 0. \end{aligned} \right\} (8)$$

ここに、 $\gamma = a\sqrt{b}/T$ で、無次元化された系の特性は、ただ一つのパラメーター γ によって表現される。なお、 b/T は浸出係数と呼ばれ、漏れのある被圧地下水層における基本的な水理定数のひとつとされている(吉川ら, 1959)。

(8)式の解は次のように求められる。

$$\left. \begin{aligned} \xi_1 &= \frac{1}{\gamma^2} \left[e^{-\gamma^2 \tau} - 1 - \frac{e^{-\gamma^2 \tau}}{2} \left\{ \operatorname{erfc} \frac{1-\xi}{2\sqrt{\tau}} + \operatorname{erfc} \frac{1+\xi}{2\sqrt{\tau}} \right\} \right. \\ &\quad + \frac{1}{4} \left\{ e^{-\gamma(1-\xi)} \cdot \operatorname{erfc} \left(\frac{1-\xi}{2\sqrt{\tau}} - \gamma\sqrt{\tau} \right) + e^{\gamma(1-\xi)} \cdot \operatorname{erfc} \left(\frac{1-\xi}{2\sqrt{\tau}} + \gamma\sqrt{\tau} \right) \right. \\ &\quad \left. \left. + e^{-\gamma(1+\xi)} \cdot \operatorname{erfc} \left(\frac{1+\xi}{2\sqrt{\tau}} - \gamma\sqrt{\tau} \right) + e^{\gamma(1+\xi)} \cdot \operatorname{erfc} \left(\frac{1+\xi}{2\sqrt{\tau}} + \gamma\sqrt{\tau} \right) \right\} \right], \\ &0 \leq \xi \leq 1, \\ \xi_2 &= \frac{1}{2\gamma^2} \left[e^{-\gamma^2 \tau} \left\{ \operatorname{erfc} \frac{\xi-1}{2\sqrt{\tau}} - \operatorname{erfc} \frac{\xi+1}{2\sqrt{\tau}} \right\} \right. \\ &\quad - \frac{1}{2} \left\{ e^{-\gamma(\xi-1)} \cdot \operatorname{erfc} \left(\frac{\xi-1}{2\sqrt{\tau}} - \gamma\sqrt{\tau} \right) + e^{\gamma(\xi-1)} \cdot \operatorname{erfc} \left(\frac{\xi-1}{2\sqrt{\tau}} + \gamma\sqrt{\tau} \right) \right. \\ &\quad \left. \left. - e^{-\gamma(\xi+1)} \cdot \operatorname{erfc} \left(\frac{\xi+1}{2\sqrt{\tau}} - \gamma\sqrt{\tau} \right) + e^{\gamma(\xi+1)} \cdot \operatorname{erfc} \left(\frac{\xi+1}{2\sqrt{\tau}} + \gamma\sqrt{\tau} \right) \right\} \right], \\ &\xi > 1. \end{aligned} \right\} (9)$$

ここに、 $\operatorname{erfc} y = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_y^\infty e^{-\eta^2} d\eta$.

4. 水位低下の特徴と補償量の増加

ここで取扱うモデルで、漏れがない場合(すなわち $b = \gamma = 0$)の解は、(9)式で $\gamma \rightarrow 0$ とすることにより次のように導かれる。

$$\left. \begin{aligned} \xi_1 &= -\tau \left(1 - 2i^2 \operatorname{erfc} \frac{1-\xi}{2\sqrt{\tau}} - 2i^2 \operatorname{erfc} \frac{1+\xi}{2\sqrt{\tau}} \right), \quad 0 \leq \xi \leq 1, \\ \xi_2 &= -2\tau \left(i^2 \operatorname{erfc} \frac{\xi-1}{2\sqrt{\tau}} - i^2 \operatorname{erfc} \frac{\xi+1}{2\sqrt{\tau}} \right), \quad \xi > 1. \end{aligned} \right\} (10)$$

ここに、 $i^2 \operatorname{erfc} y = \frac{1}{4} \left\{ (1+2y^2) \operatorname{erfc} y - \frac{2}{\sqrt{\pi}} y e^{-y^2} \right\}$ 。この解は、類似の条件下ですでに求め

られている熱伝導に関する解(CarslawとJaeger, 1959, p. 80)と同等であり、時間の経過とともに ξ_1 も ξ_2 も低下し続けるので、定常状態はあり得ない。これは、 $\xi = 0$ ($x = 0$)での境界条件を $\partial \xi_1 / \partial \xi = 0$ 、すなわち熱水の供給量を一定としたための当然の帰結である。一般には、下流部の水位が低下すると、それに応じて $\xi = 0$ における熱水供給量は増加するであろう。したがって、このモデルは、 $\xi = 0$ での熱水供給量の増加が浅層からの漏れの量の増加に比べて無視されるほどに小さい場合に対する近似的なもののみならずべきであり、 $\gamma \rightarrow 0$ とするのは実際上あまり意味がない。ただ、取扱っているモデルの特性を調べるために(10)式を掲げたが、熱水供給量の変化も考慮した、より一般的なモデルは将来の研究課題としたい。

さて、漏れがある場合には、新たな採取量と漏れによる地下水補償量とが釣り合うような定常状態が出現する。そのときの水位低下は、(9)式で $\tau \rightarrow \infty$ とすることにより、次のように求められる。

$$\left. \begin{aligned} \xi_1 &= -\frac{1}{\gamma^2} F_1(\gamma, \xi), \quad 0 \leq \xi \leq 1, \\ \xi_2 &= -\frac{1}{\gamma^2} F_2(\gamma, \xi), \quad \xi > 1, \end{aligned} \right\} (11)$$

ただし、 $F_1(\gamma, \xi) = 1 - e^{-\gamma} \cdot \cosh \gamma \xi$,

$$F_2(\gamma, \xi) = \sinh \gamma \cdot e^{-\gamma \xi}.$$

Fig. 4, 5, 6は、いろいろな γ の値について、上式から計算された定常状態における水位低下の様子である。

γ の値が大きいと、新たな採取による無次元水位低下量は小さく、その影響は採取域とその近傍に限られることがわかる。一方、 γ の値が小さくなれば、無次元水位低下量は大きくなり、また、採取域から遠く離れた所まで採取の影響がおよぶという一般的傾向がある。

γ の値を左右するのは、その定義にみられるように、採取域の大きさ(a)、透水量係数(T)および漏れの係数(b)である。しかし、次元のある水位低下に直して考えるとき、 b の効果と a および T の効果は性質が異なる。(11)式の無次元水位 ξ_1 , ξ_2 を(7)の関係によって次元量に書き換えれば、無次元量を構成する a および T と、係数 $-1/\gamma^2$ 中のそれらが打ち消し合うので、次式が得られる。

$$\left. \begin{aligned} h_1 &= -\frac{\Delta W}{b} F_1(\gamma, \xi), \quad 0 \leq \xi \leq 1, \\ h_2 &= -\frac{\Delta W}{b} F_2(\gamma, \xi), \quad \xi > 1. \end{aligned} \right\} (12)$$

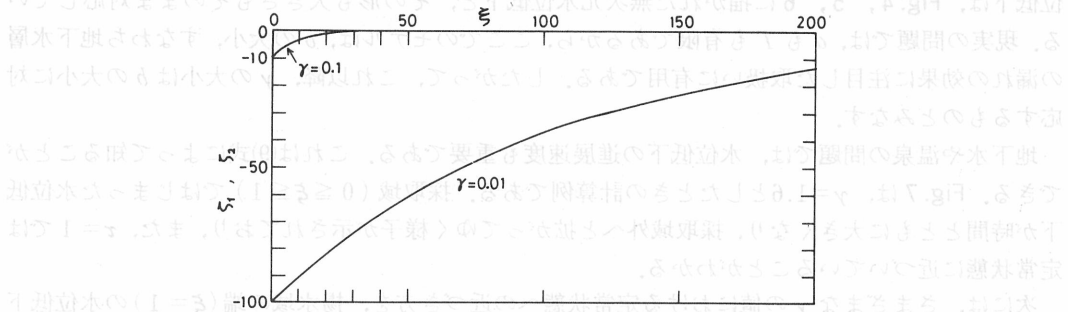


Fig. 4 Nondimensional drawdown at the steady state, when $\gamma=0.01$ and 0.1 .

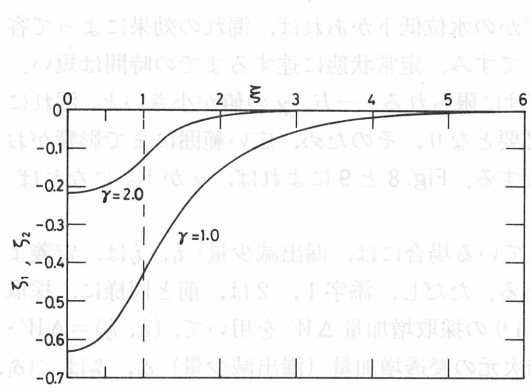


Fig. 5 Nondimensional drawdown at the steady state, when $\gamma=1.0$ and 2.0 .

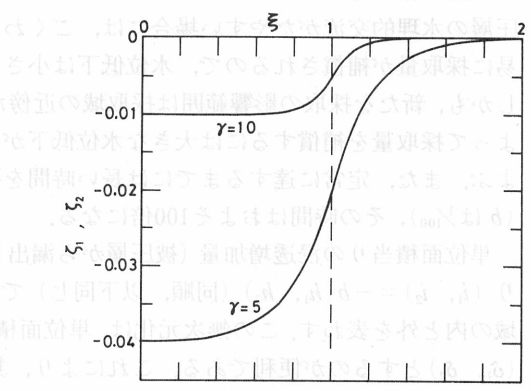


Fig. 6 Nondimensional drawdown at the steady state, when $\gamma=5.0$ and 10.0 .

このように、 h_1 と h_2 も無次元関数 $F_1(\gamma, \xi)$ と $F_2(\gamma, \xi)$ によって表現されるが(以下それぞれを F_1 および F_2 と略記する)、掛っている係数は $-\Delta W/b$ であるから、 a と T は F_1 と F_2 の γ を通してのみ作用する。それに対し、 ξ_1 と ξ_2 は係数 $-1/\gamma^2$ の γ を通して a と T の影響を受ける。したがって、 a が非常に小さいか T が非常に大きいとき(すなわち $\gamma \rightarrow 0$)、無次元水位では係数 $-1/\gamma^2$ の影響のために、 $\xi_1 \rightarrow -\infty$ 、また ξ の有限の範囲では $\xi_2 \rightarrow -\infty$ という奇妙な結果になるが、次元量では $F_1 \rightarrow 0$ 、 $F_2 \rightarrow 0$ であるから、 $h_1 \rightarrow 0$ および $h_2 \rightarrow 0$ となる。逆に、 a が非常に大きいとか T が非常に小さいと(γ が非常に大きい)、無次元水位 ξ_1 および ξ_2 は両者とも0に近づくが、次元のある水位は、 $F_1 \rightarrow 1$ 、 $F_2 \rightarrow 0$ であるから、 $h_1 \rightarrow -\Delta W/b$ 、 $h_2 \rightarrow 0$ となる。それゆえ、 a あるいは T の値の大小に着目してFig. 4, 5, 6を見ると、各図は場所毎の水位低下の形を示しているが、無次元量の大小が次元量の大小に対応しているわけではないことがわかる。

次に a と T を一定に保ち、 b の値を変化させた場合を考えてみよう。 $b \rightarrow 0$ 、すなわち $\gamma \rightarrow 0$ では、前述したように $\xi_1 \rightarrow -\infty$ 、また ξ が有限の範囲では $\xi_2 \rightarrow -\infty$ であり、一方、(12)式で同様の極限值を調べると $h_1 \rightarrow -\infty$ 、 $h_2 \rightarrow -\infty$ (ただし ξ は有限)となる。これは、この節の冒頭で $\gamma \rightarrow 0$ では定常状態が無いと述べたことと同じ意味である。他方、 $b \rightarrow \infty$ ($\gamma \rightarrow \infty$)では、無次元水位 ξ_1 、 ξ_2 も次元のある水位 h_1 、 h_2 もともに0に近づく。このように、 b の値に依存した次元のある水

位低下は、Fig. 4, 5, 6に描かれた無次元水位低下と、その形も大きさもそのまま対応している。現実の問題では、 a も T も有限であるから、ここでのモデルは、 b の大小、すなわち地下水層の漏れの効果に注目した取扱いに有用である。したがって、これ以降、 γ の大小は b の大小に対応するものとみなす。

地下水や温泉の問題では、水位低下の進展速度も重要である。これは(9)式によって知ることができる。Fig. 7は、 $\gamma=1.6$ としたときの計算例である。採取域($0 \leq \xi \leq 1$)ではじまった水位低下が時間とともに大きくなり、採取域外へと拡がってゆく様子が示されており、また、 $\tau=1$ では定常状態に近づいていることがわかる。

次には、さまざまな γ の値における定常状態への近づき方を、揚水域の端($\xi=1$)の水位低下によって調べよう。Fig. 8と9は、定常状態の水位低下に対して規格化された水位低下(ξ_r/ξ_∞)の時間変化である。なお、 ξ_r と ξ_∞ はそれぞれ時刻 τ および定常状態での水位低下である。(8)・(9)式からも推定されることであるが、 γ の値が大きいほど、すみやかに定常状態に達する。

以上の結果を漏れの効果に着目すると、次のようにまとめられる。 γ の値が大きく、被圧層と不圧層の水理的交流がたやすい場合には、ごくわずかの水位低下があれば、漏れの効果によって容易に採取量が補償されるので、水位低下は小さくてすみ、定常状態に達するまでの時間は短い。しかも、新たな採取の影響範囲は採取域の近傍だけに限られる。一方、 γ の値が小さいと、漏れによって採取量を補償するには大きな水位低下が必要となり、そのため、広い範囲にまで影響がおよぶ。また、定常に達するまでには長い時間を要する。Fig. 8と9によれば、 γ が $1/10$ になれば(b は $1/100$)、その時間はおよそ100倍になる。

単位面積当りの浸透増加量(被圧層から漏出している場合には、漏出減少量) i_1 、 i_2 は、定義より(i_1 、 i_2) $=-b(h_1$ 、 $h_2)$ (同順、以下同じ)である。ただし、添字1、2は、前と同様に、採取域の内と外を表わす。この無次元化は、単位面積当りの採取増加量 ΔW を用いて、(i_1 、 i_2) $=\Delta W \cdot (\delta_1$ 、 $\delta_2)$ とするのが便利である。これにより、無次元の浸透増加量(漏出減少量) δ_1 、 δ_2 は、(δ_1 、 δ_2) $=-\gamma^2 \cdot (\xi_1$ 、 $\xi_2)$ と表わされる。

採取域の内と外それぞれにおける単位巾当りの無次元浸透増加量(漏出減少量) Δ_1 、 Δ_2 は、次により計算される。

$$\Delta_1 = \int_0^1 \delta_1 d\xi, \quad \Delta_2 = \int_1^\infty \delta_2 d\xi \quad (13)$$

非定常の場合については、既存の関数で表わすことはできないが、定常の場合には、それぞれ次のようになる。

$$\Delta_1 = 1 - \frac{1 - e^{-2\gamma}}{2\gamma}, \quad \Delta_2 = \frac{1 - e^{-2\gamma}}{2\gamma} \quad (14)$$

もちろん、 $\Delta_1 + \Delta_2 = 1$ であり、このモデルでは、新たな採取が採取域内外の浸透量や漏出量の変化によって補償され、(14)の各式はそれぞれの範囲における補償量の割合を示している。Table 2には、いろいろな γ の値に対する定常状態での補償量の割合を、採取域の内と外に分けて示した。 γ の値が大きいほど、採取域内における補償量の割合が増す。

5. 別府温泉南部域への応用

別府温泉南部域では、1960年代に高地部で沸騰泉の開発が進み、多量の高温水が採取されはじめたことはすでに述べた。そこで、これにともなう温泉水位低下の度合と進展の速さを、きわめておおまかであるが、上記理論を適用して見積ってみよう。

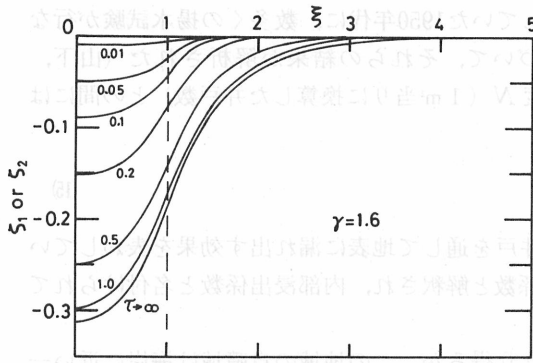


Fig. 7 Nondimensional drawdown at various times τ , when $\gamma=1.6$.

Table 2 Ratio of compensation due to leakage for various values of γ , calculated by Equation (13).

γ	inside of withdrawal area ($0 < \xi < 1$)	outside of withdrawal area ($\xi > 1$)
0.01	0.010	0.990
0.1	0.094	0.906
1.0	0.568	0.432
2.0	0.755	0.245
5.0	0.900	0.100
10.0	0.950	0.050
25.0	0.980	0.020

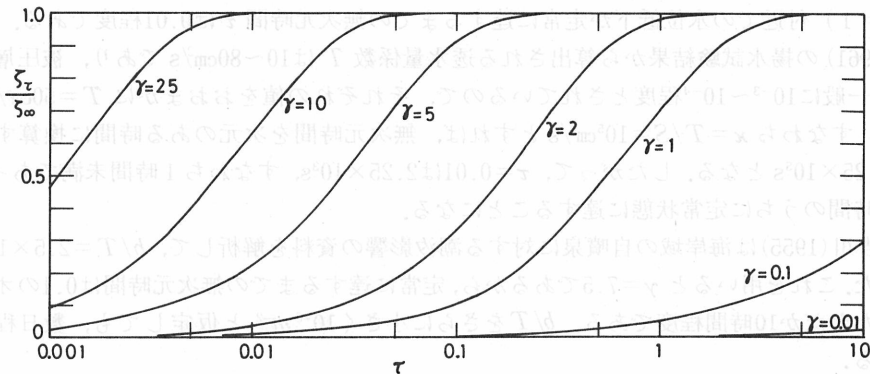


Fig. 8 Development of drawdown at the margin of the withdrawal area ($\xi=1$) for various values of γ , normalized by the steady state. ξ_τ and ξ_∞ are drawdowns at time τ and at the steady state respectively.

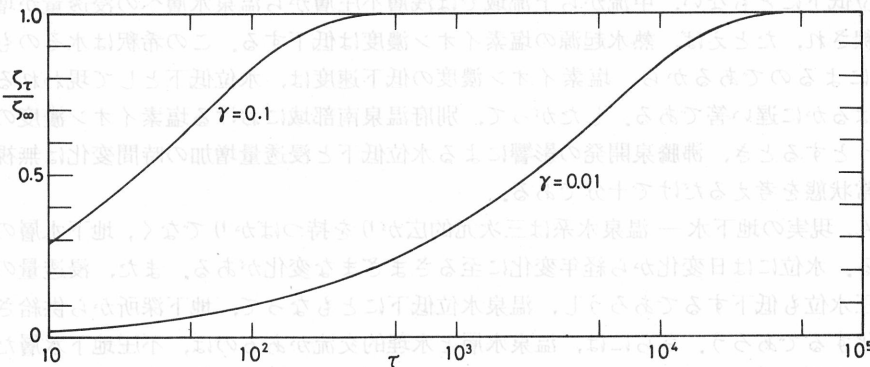


Fig. 9 Development of drawdown at the margin of the withdrawal area ($\xi=1$) for various values of γ , normalized by the steady state. ξ_τ and ξ_∞ are drawdowns at time τ and at the steady state respectively.

この地域の低地部では、ほとんどの温泉が自噴していた1950年代に、数多くの揚水試験が行なわれ、漏れのある地下水層からの揚水理論にもとづいて、それらの結果が解析された(山下, 1961)。それによれば、 b/T と周辺域の井戸密集度 N (1 m²当りに換算した井戸数)との間には次の関係がある。

$$\frac{b}{T} = 1.2N + 2.84 \times 10^{-4}, \quad (m^{-2}). \quad (15)$$

この式で、右辺第1項は外部浸出係数と呼ばれ、井戸を通して地表に漏れ出す効果を表わしている。第2項は他の地下水層との交流の効果に関する係数と解釈され、内部浸出係数と名付けられている。

自噴泉があれば、外部浸出係数がかなり大きくなり得るが、この地域の自噴域は海岸に近い一部の範囲に限られるので、扇状地全体の温泉水層に対しては、内部浸出が重要な役割を果たすと考えて、外部浸出の効果は無視する。Fig. 1に描かれた高地部における沸騰泉分布域の上流から下流への長さは約1.5kmである。さらに上流の噴気については考慮せず、 a にはこの値を用い、 b/T には(15)式の右辺第2項を採用すれば、 $\gamma = 25$ とかなり大きな値になる。Fig. 8によれば、沸騰泉の下端部 ($\xi = 1$) 付近での水位低下が定常に達するまでの無次元時間 τ は0.01程度である。

山下(1961)の揚水試験結果から算出される透水量係数 T は10~80cm²/sであり、被圧層の貯留係数 S は一般に10⁻³~10⁻⁴程度とされているので、それぞれの値をおおまかに $T = 50$ cm²/s, $S = 5 \times 10^{-4}$, すなわち $\alpha = T/S = 10^5$ cm²/s とすれば、無次元時間を次元のある時間に換算する係数 a^2/α は2.25×10⁵sとなる。したがって、 $\tau = 0.01$ は2.25×10³s, すなわち1時間未満であって、きわめて短時間のうちに定常状態に達することになる。

他方、吉川(1955)は海岸域の自噴泉に対する潮汐影響の資料を解析して、 $b/T = 2.5 \times 10^{-5} m^{-2}$ の値を得た。これを用いると $\gamma = 7.5$ であるから、定常に達するまでの無次元時間は0.1のオーダーであり、たかだか10時間程度である。 b/T をさらに小さく10⁻⁶m⁻²と仮定しても、数日程度で定常に達する。

このように、 b/T をかなり小さく選んでも、沸騰泉開発による水位低下の進展速度は非常に早く、沸騰泉域やその周辺部では、短時間のうちに定常状態に達すると考えられる。より低地部や海岸域では、影響の現われる時間がいくらか遅れることになるけれども、数10日のうちには、扇状地全体の水位低下は、ほぼ定常状態に達するであろう。

この水位低下にともない、中流から上流域では浅層不圧層から温泉水層への浸透量が増して温泉水は希釈され、たとえば、熱水起源の塩素イオン濃度は低下する。この希釈は水そのものの流動・混合によるのであるから、塩素イオン濃度の低下速度は、水位低下として現われる圧力の伝播よりはるかに遅い筈である。したがって、別府温泉南部域における塩素イオン濃度の低下を解析しようとするとき、沸騰泉開発の影響による水位低下と浸透量増加の時間変化は無視されてよく、定常状態を考えるだけで十分である。

もちろん、現実の地下水—温泉水系は三次元的広がりを持つばかりでなく、地下水層の構造も複雑である。水位には日変化から経年変化に至るさまざまな変化がある。また、浸透量の増加によって不圧水位も低下するであろうし、温泉水位低下にもなって、地下深所から供給される熱水量も変化するであろう。さらには、温泉水層と水理的交流があるのは、不圧地下水層だけとは限らない。水位の変化には、簡単化のために除外した種々の要因が複雑にからみ合っているから、ここで取扱った二次元モデルによる結果は、ひとつの目安でしかない。しかし、より現実的なモデルによっていくぶんかの修正を要するとしても、上記の特性は有効であろうと考えられる。

次元のある水位低下は、無次元水位に $a^2 w/\alpha (= a^2 \Delta W/T)$ を乗ずることによって求められ

Table 3 Calculated drawdown in the steady state for various values of γ , caused by withdrawal from boiling springs in the southern part of the Beppu hydrothermal field.

$\gamma \setminus \xi$	0	0.5	1.0	2.5(coast)
0.01	1174 m	1174 m	1168 m	1151 m
0.1	112	111	107	92
1.0	746 cm	690 cm	510 cm	114 cm
2.0	255	234	145	7.2
5.0	46.8	45.2	23.6	0.01
20.0	11.8	11.8	5.9	0
25.0	1.9	1.9	0.94	0

る。Table 3は、別府温泉南部域を想定し、さまざまな γ の値について計算された定常な水位低下である。ただし、単位面積当りの採取増加量は、沸騰泉域の面積を 10^6m^2 として、 $\Delta W = 2.63 \times 10^{-6} \text{cm}^3/\text{cm}^2 \cdot \text{s}$ とした。 a および T には前出の値を用いれば、乗すべき係数の大きさは、 $1.18 \times 10^3 \text{cm}$ である。

$\gamma = 0.01$ と不圧地下水との交流が弱い場合には、 $1,000\text{m}$ を越える水位低下となり、現実的でない。他方、山下(1961)の内部浸出係数を用いれば、水位はほとんど低下しないし、吉川(1955)が求めた b/T の値では、沸騰泉域内でもおよそ 25cm 程度の小さな低下しかなく、また、海岸近くの水位は影響を受けない。

海岸域における温泉水層からの漏出の減少による補償を無視して、塩素イオン濃度の低下から見積られる γ の値は 2.5 あるいは 1.1 である(由佐、準備中)。いずれの場合においても、沸騰泉開発の影響は数日のうちにほとんど定常状態に達し、そのときの水位低下は沸騰泉域内で $1.7 \sim 6.5\text{m}$ 、海岸近くでは $2 \sim 80\text{cm}$ 程度にしかならない。別府温泉南部域の海岸域では、1959年当時629口の自噴泉があったが、1975年には287口へと減少したことからも明らかのように(吉川ら、1976)、温泉水位は低下している。しかし、現在もなお、相当数の自噴泉が残っていることは、その水位低下がそれほど大きくないことを意味しており、これはここで得られた結果と調和的である。

6. 結 論

浅層不圧地下水との間に水理的交流(漏れ)のある被圧地下水が、ある範囲にわたって開発され、新たな採取が行なわれたときの水位低下と補償量を、簡単な一次元モデルによって解析した。その結果、水理状態の変化の特性は、ただひとつのパラメーター $\gamma (= a\sqrt{b/T})$ によって表現されることが知られた。また、 γ の値が大きいほど、次のような傾向のあることが明らかとなった。

1. 定常状態に達するまでの時間は短い。
2. 水位低下量は小さい。
3. 新たな採取の影響範囲は、採取域とその周辺部に限られる。
4. 採取量を補償する量のうち、採取域における量の割合が増す。

提出されたモデルを用いて、別府温泉南部域における沸騰泉開発の水理的影響が解析された。それによれば、 γ の値をかなり小さく想定したとしても、沸騰泉開発の影響は数日のうちにほとんど定常状態に達し、水位低下は沸騰泉域内で $1.7 \sim 6.5\text{m}$ 、海岸近くでは $2 \sim 80\text{cm}$ 程度と推定される。

Table 3. Calculated drawdown in the steady state for various values of γ caused by withdrawal from boiling springs in the southern part of the Beppu hydrothermal field.

謝 辞

本研究に用いた費用の一部は、文部省科学研究費補助金（課題番号：57540218）によった。記して感謝の意を表す。

参 考 文 献

Carslaw, H.S. and J.C. Jaeger (1959) : Conduction of Heat in Solids, Oxford University Press.

甘露寺泰雄 (1978) : 温泉統計と枯渇現象, 温泉科学, 29, 3, 118-128.

吉川恭三 (1955) : 地下水圧の周期的変化に伴う地面の傾動, 陸水学雑誌, 17, 3, 91-99.

吉川恭三 (1960) : 地下二透水層間の水の交流を示す別府温泉での観測例, 同上, 21, 1, 9-16.

吉川恭三, 山下幸三郎 (1959) : 温泉の揚水影響に関する一考察, 温泉科学, 10, 4, 98-109.

吉川恭三, 由佐悠紀 (1976) : 別府温泉の現況調査(3)別府全域の噴気・沸騰泉と一般温泉, 大分県温泉調査研究会報告, 27, 1-15.

瀬野錦蔵 (1938) : 別府市街地の温泉水頭分布, 地球物理, 2, 3, 280-290.

瀬野錦蔵, 吉川恭三 (1961) : 別府市街地温泉の静止水頭調査, 大分県温泉調査研究会報告, 12, 23-30.

山下幸三郎 (1961) : 自噴泉群における揚水の影響について, 同上, 12, 31-40.

湯原浩三 (1964) : 別府周辺噴気孔の噴出熱量と熱力学的性質, 同上, 15, 15-25.

由佐悠紀 (1979) : 別府温泉南部域の化学成分長期変化について, 同上, 30, 10-18.

由佐悠紀 (1980) : 別府温泉北部域の化学成分長期変化について, 同上, 31, 1-7.

由佐悠紀 (1981) : 地熱地域における地温分布形成のモデルについて, 水温の研究, 24, 5, 37-43.

由佐悠紀 (1983) : 由布院温泉の化学成分長期変化, 大分県温泉調査研究会報告, 34, 18-23.

由佐悠紀 (準備中) : 温泉水採取にともなう地下温泉水系の変化(2)温泉水の塩素イオン濃度変化の解析.

論 語

る発開の... (The text in this section is extremely faint and largely illegible, appearing to be a continuation of the discussion or a separate section of text.)