

昭和 50 年 10 月

原 著

温 泉 の 物 理

福 富 孝 治*

(昭和 50 年 7 月 31 日受理)

Geophysics of Spa

Takaharu FUKUTOMI

1. 序 言

昭和 11 年に筆者は「温泉の物理」という文献抄を書いたことがあるが、その後この方面の研究は京都大学理学部別府地球物理研究施設、北海道大学理学部地球物理学教室、神奈川県温泉研究所科学技術庁防災科学技術センター等の人々によって進められ、その進歩は著しく、到底その成果の全容をここに紹介することはできない。

温泉について吾々が直接観察あるいは測定し、その結果について論議できるのは湧出口またはその付近の地表から深さ数 100 m、たかだか 1 km までである。この深さ以下は多少の手掛りはあるが、多くは推論である。温泉の熱、水、化学成分の起源の問題などはこの後者の場合に属する。ここで述べるのは前者の場合で、しかもその一部分である。また、問題を物理的に詳しく論じようとすると、とかく数式が付きものであるが、ここでは専門外の方が多いので数式は最小限度に留めることにした。ここに引用した論文はこの方面の研究の一部分に過ぎないので、その出所を挙げることを避け、また講演に際しては多くの図を使用したがる、この報告ではその大半を省略した。お許しを乞う次第である。

2. 温泉地域の地下構造を推定する物理的方法と温泉の湧出形態

温泉地域の地下構造、特に源に近い温泉水が地下のどの部分から湧出し如何なる形で流動してこの地域の温泉を涵養しているかを知ることは重要である。

この地域に温泉が自然湧出または温泉井の形で数多く存在する場合には、湧出口と削井の深さの水平分布ならびに泉温の分布を調べることが大切であるが、主要化学成分の分布も参考となる。温泉水が地下で水平方向に流動している場合には各温泉井の静止水頭の高さ、すなわち水圧の水平分布から流動方向が判る。温泉井の掘削時の地中温度の資料、温泉井の底の温度の

* 北海道大学名誉教授

測定値、また静止水頭が管口以下にあり、しかも長い間揚湯をしていない細い口径の温泉井があれば、その中の水温垂直分布の測定値等によって、その温泉地域の地中温度の分布の概略を知ることができ、これも地下構造や温泉水の源の位置を知るのに役立つ。温泉井が全くないか少ない地域については 1 m 深地温の水平分布を調べることも 1 つの方法である。

このような方法で北海道などの主要温泉地域の地下構造を調べた結果を用いて、地下における温泉水の流動に観点をおいて温泉の湧出形態を分類すると第 1 表のようになる。

第 1 表 温泉の湧出形態の分類
(括弧中の数字は温泉地数)

温 泉 (36)	}	裂か(罅)状温泉 (13)	{	単純裂か状温泉 (8)
				複合裂か状温泉 (5)
層 状 温 泉 (23)	}	層 状 温 泉 (23)	{	単純裂か層状温泉 (6)
				複合裂か層状温泉 (3)
				真層状温泉 (8)
				帯型層状温泉 (6)

地下深くから温泉水を地表近くまで導く通路は岩石中の割れ目と考えられているが、ある温泉地域ではこれらの割れ目が直接地表または薄い表層下まで到達して温泉を湧出する。このような温泉を裂か状温泉という。また、温泉地域の地下あまり深くない所に被圧帯水層が存在する場合には、地下深くから岩石中の割れ目伝いに上昇した温泉水はこの帯水層中に流入して拡がり、この帯水層への削井によって温泉が得られる場合がある。これを層状温泉という。この両者の数の比率は第 1 表から判るように 1:2 ぐらいとなっている。

裂か状温泉の中には、1 地域内の多くの温泉が火成岩や古い地質時代の堆積岩中に存在する 1~2 ぐらいの単純な割れ目から直接地表へ湧出している場合があり、これを単純裂か状温泉と仮称する。登別地獄谷、川湯硫黄山 (以上は北海道)、熱海中央の旧元湯間歇泉近傍 (静岡) 等はこの例である。また、温泉が湧出する割れ目がかかなり広い区域に亘って多く存在し複雑な構造である場合には複合裂か状温泉と呼ぶ。定山溪、温根湯 (以上北海道) はこれに属する。以上 2 つの場合、割れ目の存在する岩石が薄い表層によって覆われている場合も含める。

層状温泉の場合に地下から温泉水を導く割れ目が温泉が多く湧出している区域の地下に推定される場合、この温泉を裂か層状温泉と名付けるが、割れ目が 1~2 の単純な割れ目である場合を単純裂か層状温泉、割れ目が温泉の湧出する区域全般に亘り複雑な分布をする場合複合裂か層状温泉という。糠平、弟子屈 (北海道) は前者、虎杖浜一竹浦 (北海道)、伊東 (静岡) は後者の例である。層状温泉ではあるが、割れ目の位置が温泉湧出個所からかなり離れて推定される場合には真層状温泉と言う。洞爺湖、十勝川 (北海道) はこの例である。真層状温泉の一種であるが、被圧帯水層中の温泉水の拡がり帯型に長い形をしている場合には帯型層状温泉という。川湯、恵山 (北海道)、谷津 (静岡)、那須地獄谷 (栃木) などはこの例で、強酸性温泉にはこれに属するものが多い。普通の地下水の帯水層は砂層、砂利層等比較的新しい地質時代の水成岩が多いが、温泉帯水層には第三紀の凝灰岩質砂層や細かい割れ目の多い岩石などもかなり多いことは注意に値する。

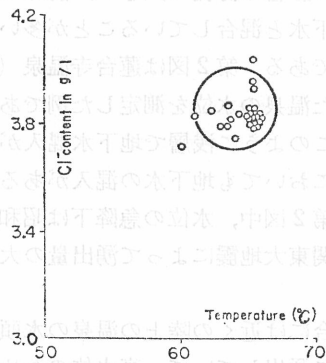
3. 地下浅層において混入する地下水

1 温泉地域は普通 3 km² 以下、多くは 1 km² 以下の狭い面積であるが、この範囲内に湧出

する温泉についても各湧出口毎に温度や主要化学成分が漸次変化していることが多い。しかし、例えば温度と Cl⁻ 含有量との関係を調べると単純な関係（1本の直線、2本の直線、三角形等）をなしていることが多いことはよく知られている。これは地下深くから夫々温度、Cl⁻ 含有量の異なる温泉水が独立に地表まで湧出するのではなく、元の温泉水は1~2種であるが、これに浅層で地下水が種々の割合で混入しているためである。同一温泉地域から湧出する多くの温泉の温度や化学成分が全く同一で、地下で地下水の混入がない場合はむしろ稀である。湯の川、温根湯（北海道）はこの場合である（第1図）。

この関係を用いていくつかの温泉地について、40°C以上の温泉に浅層で混入している地下水総量が水温40°C以上の総湧出量に対する割合を求めてみると、第2表に示したように、0~50%、平均して30%程度であることが判った。

地下浅所における地下水混入の割合と温泉の湧出形態との関係については、その構造上裂か状温泉は層状温泉よりも地下水混入量が少ないだろうと想像される。傾向としてはこのような関係が存在することは、殆んど地下水の混入のない湯の川、温根湯等が裂か状温泉であり、地



第1図 湯の川温泉における Cl⁻ と温度との関係

第2表 浅層における地下水混入率

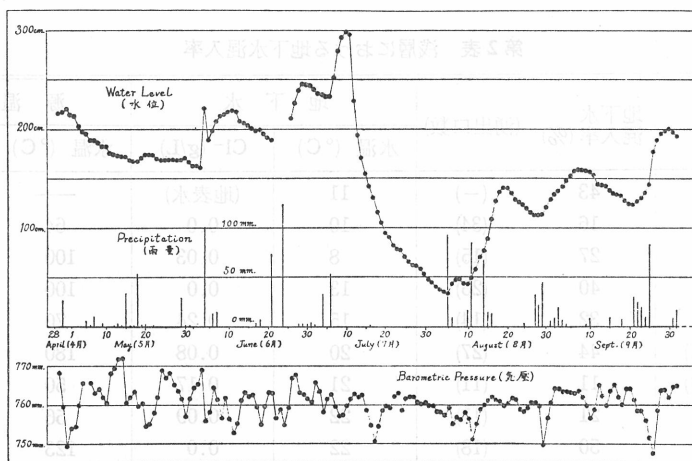
温泉名	地下水混入率 (%) (湧出口数)	地下水		源温泉水	
		水温 (°C)	Cl ⁻ (g/L)	水温 (°C)	Cl ⁻ (g/L)
登別地獄谷	43 (—)	11	(地表水)	—	—
川 湯	16 (34)	10	0.0	64	1.65
弟 子 屈	27 (15)	8	0.03	100	1.7
下 賀 茂	40 (25)	13	0.0	100	12.0
糠 平	32 (14)	15	0.24	70	0.26
熱 海 (A)	44 (27)	20	0.08	180	3.34
洞 爺 湖 (B)	11 (11)	21	0.17	50	0.41
蓮 台 寺	21 (11)	22	0.09	56	0.17
谷 津	50 (18)	22	0.0	123	0.60
伊 東 (B)	27 (174)	28	0.02	2種源温泉	
熱 海 (B)	50 (44)	34	0.03	98	0.7

下水の混入の認められる川湯、洞爺湖等が層状温泉であることから窺える。温泉の水の起源を解明するために、アメリカでは Tr を用いた調査の結果から、温泉水の 5% 以下が岩漿水で残りは地下水であるとしている。その他種々の試みがなされているが、岩漿水の割合を求めることは仲々むづかしい。逆に、温泉水にどの位の地下水が混入するかを調べる方が比較的容易であろう。上に述べたような方法で浅層の地下水混入量を調べ、更に下方から来る温泉水について何らかの方法（例えば降雨との関係）を用いて調べることも可能ではあるまいか。

4. 温泉の湧出量または水頭の時間的変化

ある温泉湧出口について湧出量、水位等の時間的変化を測定してみると、降雨、気圧、地震によって変化すること、またその温泉が海や川、湖水に近い場合には、潮汐、川水位の変化、湖の静振などによって変化することもよく知られている。別府温泉における降雨、潮汐、気圧、海の静振の影響は京大理学部野満、瀬野両氏等によって詳しく調査されている。別府では降雨の影響は山側で大きく、潮汐の影響は海側で大きい。前節で述べたように、深くから上昇した源の温泉水は浅層において地下水と混合していることが多いから、降雨によって湧出量が増加し水頭が上昇することは当然である。第 2 図は蓮台寺温泉（静岡）北側の蓮台寺鉦山の坑道中の火成岩の割れ目から湧出した温泉の水位を測定した例であるが、やはり降雨の影響が顕著にあらわれている。すなわち、このように浅層で地下水混入がないと思われる温泉についても降雨の影響があることは、深層においても地下水の混入があるか、温泉水自体が地下水起源であると考えなければならない。第 2 図中、水位の急降下は昭和 10 年 7 月 11 日静岡地震による水位降下である。蓮台寺温泉は関東大地震によって湧出量の大減少と温度低下がおこったことが知られていて興味がある。

川の増水または海の高潮の場合には近くの陸上の温泉の水頭が高くなり湧出量が増加する。これは温泉の 1 部が川底や海底に湧出していて、高水位のためこの湧出量が減少しその影響で



第 2 図 蓮台寺河津鉦山内温泉水位変化
(昭和 10 年 4 月 28 日—10 月 2 日間)

近くの陸上の温泉水頭が上昇し湧出量が増加するのであるが、海底に全く温泉の湧出がなく高潮のため海底の圧力が増加し、これが海底の地層を通じて海底下の温泉帯水層に影響を与え湧出量変化をひき起す場合のあることも認められている。気圧変化に対しては普通低気圧の際に湧出量の増加が高気圧の際に減少が認められているが、これは湧出口に働く気圧の影響と海面または地表から地層を通じて帯水層に働く気圧の影響の差によることが認められている。

5. 温泉の熱エネルギー

温泉地から放出される熱はすべて地下深くから上昇する源の温泉水から供給される場合が多い。この源の温泉水の熱の一部分は上昇する割れ目の壁から熱伝導または熱対流の形で周囲の岩石を通じて地表から放出される。この熱は平均して全熱量の30%程度であるが、自然湧出の温泉地では比較的大きく、深い削井によって揚湯している地域では小さい。これらの熱を除いた残りの大部分の熱は湧出口から温水または水蒸気として湧出する。1地域から出る温泉の総熱量はこれらの総和であるが、その土地の普通地下水の温度を基準として測り 10^7 cal/min の単位で表わせば1~数100の程度である。未だ本邦全体の温泉数から見れば、1部の温泉でしか調査されていないので、今後全国の温泉について調査することが望ましい。筆者がその大略の値を推定したところ、 10^9 cal/sec すなわち 3.5×10^{16} cal/yr の程度となり、器械エネルギーに換算すると 1.5×10^{24} erg/yr、この熱の仕事工率を10%と仮定すれば1948年の福井地震(マグニチュード7.2、エネルギー 4×10^{22} erg)が年4回程度発生するときのエネルギーに当る。

地球内部から熱伝導で地表に放出される熱流量は平均して 1.5×10^{-6} cal/cm²-sec であるので、本邦全域では 5.4×10^9 cal/sec と推定される。この値と比較すれば温泉の総エネルギーは約2割に当る。

6. 温泉水の地下流動

温泉水の地下流動の問題は温泉の物理的研究の最も大切な分野の1つである。第2節に述べたように温泉地域の地下構造を分類すると裂か状温泉と層状温泉とになっているが、この両者の割合はおよそ1:2となっている。裂か状温泉はどちらかと言うと山間の温泉に多く層状温泉は平野部で、しかも大規模な温泉地に多い。層状温泉は被圧帯水層に温泉水が拡がっているので、地下水学の応用が直ちにできるという利点があり、したがって、層状温泉についての研究が多くなされている。裂か状温泉についての研究も多少はあるが、未だ多くは今後の問題である。このような理由から、ここでは主として層状温泉の場合について述べる。

DARCY の法則は砂層のような一様な多孔質物質中の空隙を満している水の流動に関する実験則であるが、透透性地層の中に水平にとった直角座標 x , y と鉛直方向を z とし、点 x, y, z における水頭(水圧を水の密度と重力加速度で割った値と高さ z との和)を h 、その点における x, y, z 方向の流れの平均分速度を v_x, v_y, v_z とし、微分形で表わせば

$$v_x = -k \frac{\partial h}{\partial x}, \quad v_y = -k \frac{\partial h}{\partial y}, \quad v_z = -k \frac{\partial h}{\partial z} \quad (1)$$

である。これが透透性地層中の水の流動を示す運動方程式である。 k は有効透水係数と呼ばれ地層中の水の透透のよしあしを示す。普通帯水層は水平と考えられることが多く、その厚さ m

もあまり大でないので、 z 方向の流れ v_z はないとし、しかも水平流速 v_x, v_y は深さに無関係として取扱う。この場合 $T=km$ とおき T を透水量係数という。ここで、被圧帯水層を構成する砂粒骨組の圧力変化に伴う上下方向の圧縮性と水の圧縮性を考えて THEIS, JACOBS 等により流量の連続条件から求められた式は

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

これを円筒座標で表わせば

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{T}{S} \left(\frac{\partial^2 h}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial h}{\partial r} \right) \quad (3)$$

となる。但し、 t は時間、 S は単位の水頭低下によって帯水層中の単位底面積の柱から解放される水量であって貯溜係数と呼ばれる。上の2式は被圧帯水層内の水の流動を示す基礎方程式で、種々の問題はこの式を初期条件と境界条件を満足するように解けばよいのである。

帯水層や水の圧縮性を無視する ($S=0$) か定常状態 $\partial h/\partial t=0$ を考えれば、(2) 式および (3) 式は

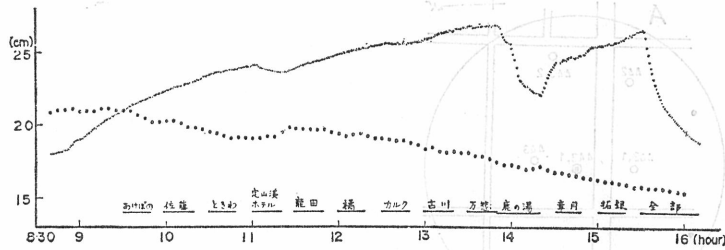
$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} = 0 \quad (4)$$

$$\frac{\partial^2 h}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial h}{\partial r} = 0 \quad (5)$$

となる。

有効透水系数 k は分母に水の粘性係数 μ を含んでいるが、 μ の値は温度が高くなると小となるので k の値は大きくなる。したがって、温泉水の流動の場合には帯水層中の温泉水が流動の途中で常に一定温度とみなされる場合には上述の地下水の理論がそのまま適用できるが、流動の途中で地下水との混合や熱伝導によってかなりの温度低下が起るような場合には k したがって透水量係数 T は温度の関数となるので、理論的に解くことはむつかしくなる。現在行なわれている帯水層中の温泉水の流動の研究は、すべて T が一定の場合であり、将来 T が温度の関数である場合についても発展させる必要がある。

裂か状温泉の場合、温泉水の流動の路となっている割れ目または細い管状通路中の水の流動については通路がかなり細く、網状の通路と考えられる場合も多く、流動に伴って流速の1乗に比例する水頭の損失が起ることが裂か状温泉である定山溪温泉において認められた。これは帯水層における DARCY の法則と類似な関係である。裂か状温泉において、層状温泉と同様に貯溜係数 S に相当する定数が存在するか、あるいは $S=0$ であるかを知ることは今後の理論を進めるのに大切である。第3図は定山溪温泉の割れ目上にある1湧出口の静止水頭が、付近の温泉の揚湯の開始や停止に伴い変化する様子を測定したものであるが、 $S=0$ であれば水頭の変化は揚湯の開始、停止に直ちに対応して一定値に達するべきであるのに、図から判るように、緩く対応する結果が得られた。しかし、定山溪の場合には、この結果から直ちに $S \neq 0$ であると考えすることはできない。この温泉の場合には湧出口の周囲を拡げてコンクリートで固め貯湯槽としているものが多いので、この影響と考えられるからである。この問題を調べるためには水頭測定を行なう湧出口の周辺のすべての湧出口が自然のままの割れ目であることが必



第3図 裂か状温泉における水頭の時間的変化の1例 (黒点は温泉水頭, 白丸は川水位の読取値, 黒線はその名の泉源が揚湯を行なった時間)

要であるが, このような条件は現在では余程山中の未開発の温泉でなければ得られないかも知れない。

7. 層状温泉における湧出量の相互影響と帯水層常数 T, S の測定

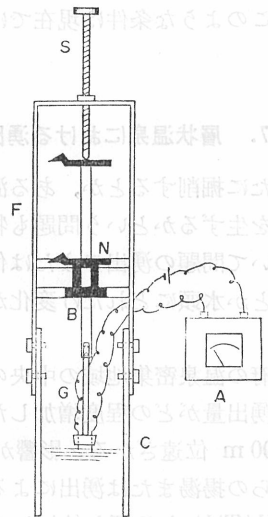
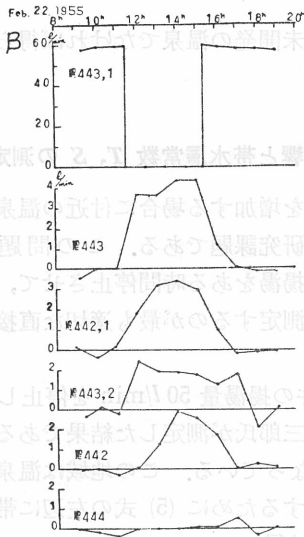
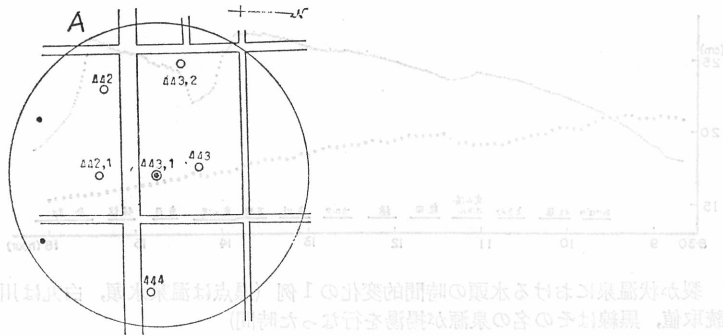
温泉井を新たに掘削するとか, ある温泉の揚湯量を増加する場合に付近の温泉の湧出量にどの程度の影響を生ずるかという問題も物理的分野の研究課題である。この問題を解明するには, 現地において問題の湧出口または付近の温泉の揚湯をある時間停止させて, 他の湧出口について湧出量とか水頭にどれだけ変化がおこるかを測定するのが最も適切な直接の方法である。

第4図は別府の温泉密集地域の中央の443-1号井の揚湯量50 l/minを停止して半径100 m以内の各井の湧出量がどの程度増加したかを山下幸三郎氏が測定した結果である。すなわち, 揚湯井から100 m位遠ざかると影響が殆んどなくなっている。この地域は温泉の密集区域であり, 各井からの揚湯または湧出による影響を考慮するために(5)式の左辺に帯水層からの滲出として $(-b/T)h$ なる項を付加して解を求め, 結局

$$\Delta q = -q_0 K_0 \left(r \sqrt{\frac{b}{T}} \right) / K_0 \left(r_0 \sqrt{\frac{b}{T}} \right) \quad (6)$$

なる式を得た。但し, r_0 は揚湯井の半径, q_0 は揚湯井の汲揚量, $-\Delta q$ はこの揚湯井から r の距離にある自噴井の湧出量の減少, T は帯水層の透水量係数, b は帯水層の滲出係数, K_0 は0次の変形された Bessel 関数である。同氏は測定値をこの式に代入して b/T の値を求め温泉の密集度と関係あることを指摘している。

温泉は常に使用されていることが多いので揚湯を長時間に亘って停止することは仲々むづかしく, たかだか数時間程度の停止しか望めない場合が多い。したがって, 揚湯停止の影響が定常状態に達しない場合もあり, また距離が大きくなるとその影響も小になるので, 精度のよい測定方法が望まれる。一般に, 湧出量の測定に比較して, 水位の測定は精度がよく, しかも連続観測も可能である。第5図は筆者らが使用している読取式ではあるが精度が1/20 mm程度の水位計で, 1~2分毎の読取りも可能である。第6図は弟子屈温泉において29号井の揚湯 ($Q=25.5$ l/分)を充分長く継続した後に停止し, それから約40 m離れた28号井の水位の上昇 y (図中点線)を上記の装置で測定した1例であるが, 図中白丸は y の時間 t についての微分値 dy/dt を計算して示したものである。



第 4 図 A: No. 443-1 揚水井周辺
の温泉分布 (円の半径
100 m)

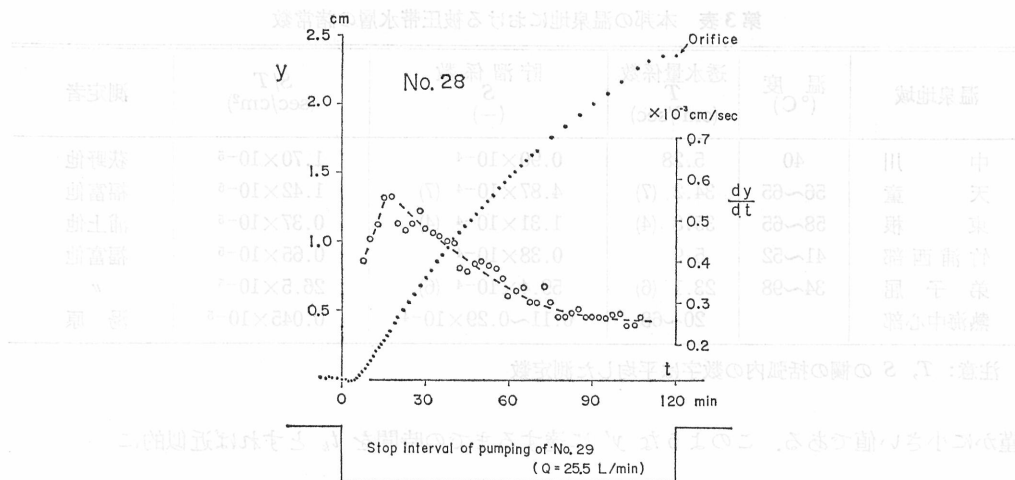
第 5 図 精密水位計の構造の
略図

B: No. 443-1 揚水による
周辺温泉の湧出量変化
(山下幸三郎氏による)

弟子屈温泉は単純裂か層状温泉であるので、水平で均質一様な被圧帯水層 (常数 S, T は一定) の 1 端に地下深くから源の温泉水を供給する鉛直平面をなす割れ目があって、その帯水層との接触部では常に一定な水頭 H であるとする。割れ目から a_1 の距離に半径 r_0 の揚湯井があって長時間継続して一定量 Q を揚湯していたが、時間 $t=0$ で急に停止したとする。この揚湯井 A から r_1 の距離にある観測井 P (割れ目まで距離 a , A の割れ目に対する対象点までの距離 r_2) における $t \geq 0$ の温泉水位 y ($t=0$ のこの井戸の水位を基準として測る) を継続して測定したと考えれば基礎方程式 (3) から

$$y = \frac{Q}{4\pi T} \{W(u_1) - W(u_2)\} \quad (7)$$

但し



第6図 温泉 No. 29 の揚湯停止による No. 28 の静止水頭の上昇 y と dy/dt の時間的变化

$$W(u) = \int_u^{\infty} \left(\frac{e^{-z}}{z} \right) dz, \quad u_1 = \frac{Sr_1^2}{4Tt}, \quad u_2 = \frac{Sr_2^2}{4Tt}, \quad r_2 \geq r_1$$

が得られる。この y が第6図の $y(t)$ 曲線である。

もし、 $r_2 \gg r_1$ すなわち $4aa_1 \gg r_1^2$ であれば、(7) 式右辺の括弧内の第2項は無視できるから、 $y(t)$ 曲線の転向点すなわち dy/dt 曲線の極大値に対する t の値を t_0 、 y の値を y_0 、 dy/dt の値を $(dy/dt)_0$ とおけば

$$\left. \begin{aligned} T &= 1.744 \times 10^{-2} \cdot \frac{Q}{y_0} \quad [\text{cm}^2/\text{sec}] \\ S &= 6.98 \times 10^{-2} \cdot \frac{t_0 Q}{y_0 r_1^2} \quad [\text{無次元}] \\ t_0 \left(\frac{dy}{dt} \right)_0 / y_0 &= 1.675 \quad [\text{無次元}] \end{aligned} \right\} \quad (8)$$

となるから、 T および S の値、したがって S/T の値も求められ、(8) の最後の式からは、以上の値がどの程度に正確かが検討される。ここで注意すべきことは、予め第2節に述べたその地域の地下構造を調査して源の温泉水の湧出する地下の割れ目の凡その位置を知り、揚湯井と観測井から割れ目までの距離が両井間の距離より大きくなるように、両井を選ぶ必要がある。この条件は単純裂か層状温泉よりもむしろ真層状温泉の場合に満足される。第3表はこのような方法で求められたいくつかの温泉帯水層の T 、 S および S/T の値である。

第6図に示されたような $y(t)$ 曲線は長い時間の後には遂に定常値 $y_{t=\infty}$ に達する。この値は(7) 式の t を ∞ に大きくすれば次のように得られる。

$$y_{t=\infty} = \frac{Q}{4\pi T} \log_e \left(\frac{r_2}{r_1} \right)^2 \simeq \frac{Q}{4\pi T} \log_e \left(1 + \frac{4aa_1}{r_1^2} \right) \quad (9)$$

k を 1 より僅かに小さい値として $y' = ky_{t=\infty}$ である y' を考えると、この値は定常値より

第3表 本邦の温泉地における被圧帯水層の諸常数

温泉地域	温 度 (°C)	透水量係数 T (cm ² /sec)	貯留係数 S (-)	S/T (sec/cm ²)	測定者
中 川	40	5.28	0.90×10^{-4}	1.70×10^{-5}	荻野他
天 童	56~65	34.2 (7)	4.87×10^{-4} (7)	1.42×10^{-5}	福富他
東 根	58~65	35.8 (4)	1.31×10^{-4} (4)	0.37×10^{-5}	浦上他
竹浦西部	41~52	5.9	0.38×10^{-4}	0.65×10^{-5}	福富他
弟子屈	34~98	23.1 (6)	59.4×10^{-4} (6)	26.5×10^{-5}	"
熱海中心部	20~68	20~68	$0.11 \sim 0.29 \times 10^{-4}$	0.045×10^{-5}	湯 原

注意: T, S の欄の括弧内の数字は平均した測定数

僅かに小さい値である. このような y' に達するまでの時間を t_k とすれば近似的に

$$t_k = \frac{S}{T} aa_1 / \left\{ (1-k) \log_e \left(1 + \frac{4aa_1}{r_1^2} \right) \right\} \quad (10)$$

となる. 第3表から各温泉地の中間の値をとり $S/T = 10^{-5}$ sec/cm² を用い, $k = 0.95$ とし, $a = a_1$ すなわち, 揚湯井と観測井から割れ目までの距離が等しい場合に, 両井間の距離 r_1 と a に種々な値を入れて揚湯井の汲あげを停止して後 95% 定常値に近づく時間 t_k の値を第4表に示した. 表から判るように, a が 100 m 以下, r_1 が 50 m 以下であれば, y の値が 2 時間以内にはほぼ定常値に近づくので, 実測の場合に揚湯井と観測井を割れ目に対しこのような関係を満足するように選べば, 観測井の水位の定常値を知ることができる. それで, 予め観測井についての揚湯量と動水位との関係を測っておけば, 上に述べた観測井 P の水位の定常値から, 揚湯井 A の汲上量 Q に対する影響水量が求められる ((11) 式と全く同様な式を P について考えればよい). または, 揚湯井 A において, Q を継続揚湯中の動水位と A が揚湯停止後観測井 P の水位が定常値に達したときの A 井中の水頭との差を y_A とすれば

$$y_A = \frac{Q}{4\pi T} \log_e \left(\frac{2a_1}{r_0} \right)^2 \quad (11)$$

第4表 長時間揚湯後 $t=0$ に停止した揚湯井から r_1 の距離にある観測井において水頭が定常値の 95% まで上昇するに要する時間 t_k と r_1 および a との関係
($S/T = 10^{-5}$ sec/cm², $a = a_1$ の場合)

a (m) \ r_1 (m)	20	50	100	150	200	300
20	0 ^h 08 ^m	0 ^h 26 ^m	1 ^h 12 ^m	2 ^h 18 ^m	3 ^h 42 ^m	7 ^h 21 ^m
50	0 27	0 52	1 58	3 28	5 19	10 03
100	1 30	2 00	3 27	5 26	7 51	13 51
150	3 14	3 47	5 26	7 46	10 37	17 39
200	5 40	6 13	8 01	10 36	13 48	21 43
300	12 27	13 12	15 07	21 45	21 45	31 04

であるから、(11)式と(9)式とから A から割れ目までの距離 a_1 および P から割れ目までの距離 a の値が求められる理である。但し、 r_0 は揚湯井 A の半径である。 a_1 および a の値が判れば、 Q だけ揚湯していた A 井が観測井 P の湧出量に及ぼす影響量 Δq は、 r_p を P 井の半径とすれば

$$\Delta q = Q \log_{10} \left(1 + \frac{4aa_1}{r_1^2} \right) / \log_{10} \left(\frac{2a}{r_p} \right)^2 \quad (12)$$

となる。故に、 a_1 および a が知れておれば Δq は求められる。第5表は $a=a_1$ で $r_p=5.08$ cm の場合に定常状態における湧出量の影響度 ($\Delta q/Q$) の値が a および両井間の距離 r_1 によって如何に変化するかを示したものである。

第5表 湧出量の影響度 $\Delta q/Q$ の値の a および r_1 による変化 ($a=a_1, r_p=5.08$ cm) の場合

r_1 (m) \ / \ a (m)	50	100	150	200	300
50	0.11	0.05	0.03	—	—
100	0.17	0.10	0.06	0.04	0.03
150	0.21	0.14	0.09	0.06	0.04
200	0.23	0.16	0.12	0.09	0.06
300	0.27	0.20	0.16	0.13	0.08

8. 温泉地域の総湧出量の増加に伴う水圧低下 (枯渇現象)

近年、本邦各温泉地では開発によって温泉数が増加し、したがって総湧出量または総揚湯量が増大するに伴い、漸次温泉水圧の低下がおこり、自然湧出や自噴井が減少し、動力による温泉井も動水位が降下し地下 100 m 以深にも達している所もある。これに伴って地下水や海水の混入量が増加し、温度の低下、化学成分の変化が起った湧出口も増加し、廃井のやむなきに到った温泉井も多く生じている。この現象は温泉間の相互影響とは異なりその水圧低下の進行は緩慢でかなりの年月の後やっと判然してくる場合が多い。

温泉地域の地下浅くに貯溜されている温泉水が湧出または揚湯されると、定常状態においてそれと同量の温泉水が地下深くから割れ目等の通路によって補給される。層状温泉の場合について考え、割れ目と帯水層の接合部の水頭を H とし、地下深くの源温泉水の水頭を H_0 とすると、湧出量または揚湯量の総量 Q が大きくなると地下深くから補給される温泉水量も増加するが、それに伴って通路の抵抗も増大するため水頭 H の低下が起る。すなわち、近似的に

$$-\frac{dH}{dQ} = \frac{H_0 - H}{Q} \equiv D \quad (13)$$

なる関係が成り立つ。 D は単位の湧出量増加に対する割れ目と帯水層の接合部の水頭の低下であるが、仮にこれを、温泉地の水頭低下係数 (または枯渇係数) と呼べば、この D の値は温泉地によって異なる筈である。

1例として北海道白老町の虎杖浜一竹浦の温泉の場合について述べてみよう。この地域は元来温泉の地表徴候の全くなかった地域であるが、昭和37年7月西側に隣接する登別駅付近に深さ 450 m の削井が掘られ温泉が得られて以来、当地域に漸次掘削が行なわれ現在およそ 80

