

平成6年6月

原 著

掘削による地下温泉水の層構造の検出 —別府温泉南部地域での試み—

京都大学理学部地球物理学研究施設

由 佐 悠 紀, 北 岡 豪 一,
神 山 孝 吉*, 竹 村 恵 二

(平成6年4月22日受付, 平成6年5月10日受理)

Detection of Stratified Structure of Thermal Groundwaters by a Drilling in the Southern Part of the Beppu Hydrothermal System, Japan

Yuki YUSA, Koichi KITAOKA,
Kokichi KAMIYAMA* and Keiji TAKEMURA

Beppu Geophysical Research Laboratory, Kyoto University,
Noguchibaru, Beppu 874, Japan

Abstract

A 300m drilling was carried out to measure a temperature profile and also to collect water samples at every 50m depth in the southern part of the Beppu hydrothermal system, Japan. The temperature rises downwards to reach the maximum (151.3°C) at the 230m deep, and then lowers to be 96.0°C at the bottom. Bicarbonate type waters exist at the zones shallower than 200m deep and also at the 300m deep, whereas a chloride type water exists at the 250m deep. Considering horizontal distributions of subsurface temperatures and thermal groundwaters in the surrounding area, this stratified structure suggests that the chloride type geothermal water flows laterally from the southwestern upland to the alluvial lowland and intrudes into the regional flow system consisting of the bicarbonate type water.

1. はじめに

別府温泉に分布する基本的な熱水は、塩化物イオンを主成分とする深部熱水型のもので、それより発する蒸気によって浸透水が加熱された蒸気加熱型のものに大別される。後者は、蒸気に含まれるガス成分の影響を受けて、北部地域では硫酸イオン、南部地域では炭酸水素イオンに富

*: 現在, 国立極地研究所 (Presently, National Institute of Polar Research)

むことで特徴づけられる¹⁾。このうち南部地域においては、深部熱水型および蒸気加熱型の温泉水それぞれの分布域がかなり明瞭に区別され、しかも、それらが流動する方向や深度にも違いのあることが推定された^{2~4)}。そうとすれば、2種の温泉水の流動系は、錯綜した層状の構造を形成しているものと考えなければならない。

他方、この地域では、1970年代の末に、深部熱水型温泉水の塩化物イオン濃度の明瞭な低下が検出された。その原因として、1960年代に進行した高地部における熱水開発の影響が指摘され、また、長期にわたるモニタリングの必要性が提唱された^{5,6)}。

そこで、地下温泉水流動系の層構造を検出し、かつ、長期モニタリングの観測拠点を確保するために、1987年11月から1988年2月にかけて、温泉実験井の掘削が行われた。これによりさまざまな情報が得られたので、予察的な流動系の概要および掘削・採水の方法とともに、その結果を報告する。

2. 流動系の概要と掘削位置の選定

前節で述べた塩化物イオン主体および炭酸水素イオン主体の水を、以下では、それぞれCl型およびHCO₃型とよぶことにする。それらの分布状態を見るため、両者の当量濃度比(Cl/HCO₃)を、1.0以上、0.5以上1.0未満、および0.5未満の3段階に分類して、図1にプロットした。用いたデータは、高地部における熱水開発が進行しつつあった1960年代の後半に得られたものである²⁾。したがって、図1の分布は、この開発の影響がまだ顕著には現れていなかった時代、すなわち、自然の状態が保存されていた時代のものと言える。こうして分類された泉質と井戸口での温度との間にはおおまかな対応があり、Cl型は比較的高温で(その多くは沸騰泉)、HCO₃型は50℃前後のものが多い。

図に明らかなように、Cl型とHCO₃型の水が帯状に南から北へと交互に分布している。このHCO₃型の水のうち、北側の境川に沿うものは200~300m深あるいはそれより深い掘削によって得られたもので、HCO₃濃度はおおむね800mg/kgを超えるほどに高濃度である。それに対し、南側(中央部)水は100~150m深の比較的浅い層から採取されており、その濃度は500mg/kg程度である。

一方、Cl型のうち、南側の朝見川(この地域の代表的な断層である朝見川断層にはほぼ一致する)に沿うものは、すべてが掘削によ

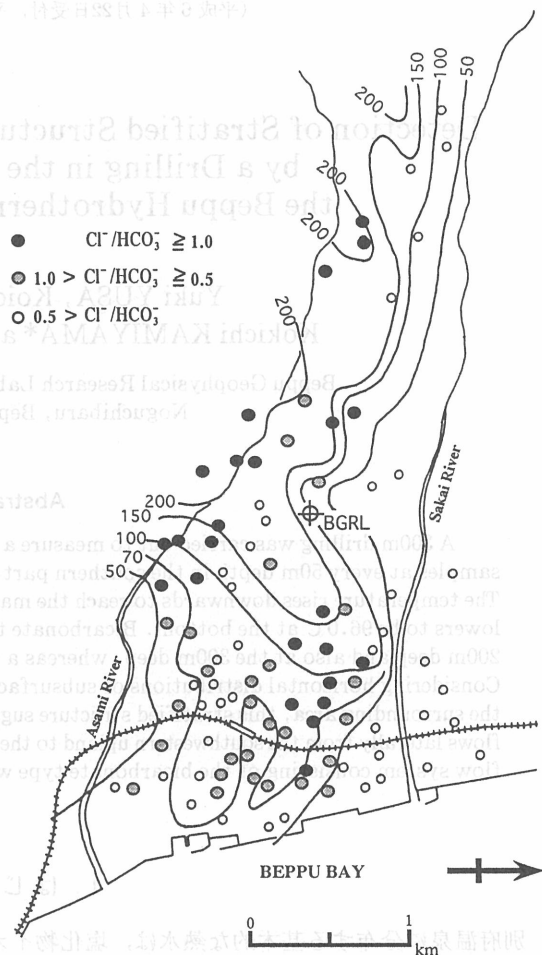


図1 別府南部地域における温泉水のCl/HCO₃(当量比)分布と地下200m深における等温線(℃)

て得られた沸騰泉である。この範囲にはかつて自然の噴気地帯があり、もともと地熱活動が活発であった。これに対し、北側に分布するC1型の水は、200m前後の掘削によって見いだされたもので、現在も海岸近くに1本の沸騰泉が存在する。このC1型の熱水が、西方の高地部からきたものか、あるいは、南西の沸騰泉域からきたものかは、泉質の分布だけでは判定できなかった。

図1には、膨大な掘削記録を整理して作成された地下200m深の等温線が描かれている。これによれば、南西の山地(沸騰泉域)から北東方向に向かって舌状に高温域が伸びだしており、この方向への熱水の流動がうかがわれる⁴⁾。

以上のデータより、この地域の中央部では、HCO₃型の水(その濃度は500mg/kg程度)が比較的浅層をほぼ地形に沿って海岸方向に流動し、他方、C1型の水は、それよりやや深層を、いったん南西から北東方向に向かった後、南東方向に向きを転じて流動していると推定された。かくして、舌状の高温域では、これら2つの型の水が交錯し、層状の構造を形成していると考えられ、その実証を第1の目的として、この範囲のどこかで掘削することが計画された。

掘削を実施するに当たっては、資金の問題は別にしても、いくつかの問題がある。もっとも重大な問題のひとつは掘削用地の確保であり、もうひとつは、温泉法をはじめとする温泉掘削に関する法令による制限である。ところが非常に幸いなことに、この2つの問題は比較的容易に解決された。すなわち、われわれの研究施設の敷地が舌状高温域内に位置しているからであり、また、この敷地内での掘削が大分県の定める距離制限にも抵触しないからである。なお、学術研究を目的とするという公共性が、当局によって認められたことも付記しておきたい。

こうして決定された掘削位置が、図1のBGRL(海岸からの距離:約2km, 標高:79.3m)である。見られるように、舌状高温域の中心からやや離れた縁辺部に位置している。したがって、所期の目的からすれば、最善の場所でないかもしれないという懸念があった。しかしながら、この位置は、境川沿いに分布するHCO₃濃度の高い水との関連性を探るという観点からは、かえって好適と考えられた。

3. 作業の概要

図2の右欄に、実験井のケーシングの概要を示す。仕上がり深度は300mであるが、深度別の水を採取するため、50m毎に径を細くしながら掘削した。掘削時に行った作業の概要は以下のとおりである。

(1) 岩石試料の採取

掘削の大部分はトリコン・ビット方式によって行い、循環泥水とともに回収されるカッタングスを1m深毎に採取した。また、25m深毎にロータリー方式の掘削を部分的に行い、長さ1mのコア試料をスポット的に採取した。

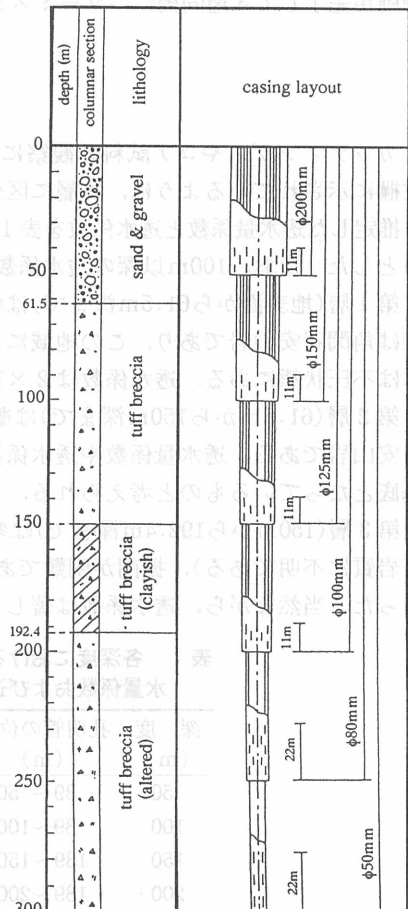


図2 BGRL実験井における層序と井戸の構造(φは挿入管の口径(mm))

(2) 深度別水試料の採取

50m深毎に水試料を採取した。ボーリング時の循環泥水や浅層水の混入を避けるため、つぎのような方法を採用した。まず、井戸口から50m深までは径250mmで掘削し、最下部11mを孔明管とした口径200mmのケーシング・パイプを挿入して、循環泥水の影響がなくなるまで揚水した後(3日間)、採水した。ついで、十分に遮水した後、その内部を径195mmで100m深まで掘削し、口径150mmのケーシング・パイプ(孔明管は最下部11m)を挿入し、前と同様にして採水した。このような手順を50m深毎に繰り返した。なお、250m深と300m深での孔明管の長さは、22mとした。図2に示したケーシング・レイアウトのように、仕上がり口径は50mmである。このような方法を採用したために、浅部では多重管となっており、たとえば、0~50m深までの間は6重管である。

(3) 深度別静止水位の測定と揚水試験

各深度での揚水に先だって、静止水位を測定した。また、揚水時には、揚水量と井戸内水位の低下量を測定した。

(4) 温度鉛直分布の測定

各深度掘削完了後および揚水試験終了後に、モニターのため井戸内の温度を測定した。さらに、掘削が完了して3週間後に、サーミスター温度計によって1.0m間隔で温度鉛直分布を測定した。

4. 地層と水理状態

カッティングスやコア試料の観察によれば、掘削地点における300m深までの地層は、図2の左欄に示されているように、4層に区分される。また、50m深毎の静止水位、および揚水試験より推定した透水量係数と透水係数を表1に掲げた。この算出にはTheimの方法を用い、影響圏は100mとした。なお、100m以深の透水係数は、透水量係数を孔明管長で割った値である。

第1層(地表面から61.5m深まで)は転石を含む砂礫層で、変質は認められない。なお、転石や礫は角閃石安山岩であり、この地域におけるもっとも新しい火山岩である。また、この層の地下水は不圧状態にある。透水係数は 2×10^{-5} m/s程度と、かなり大きい。

第2層(61.5mから150m深まで)は凝灰角礫岩であるが、その固結度は小さい。礫質は、角閃石安山岩である。透水量係数や透水係数は上層よりやや小さく、この上面が、浅層不圧地下水の基底となっているものと考えられる。

第3層(150mから192.4m深まで)は変質した凝灰角礫岩から成るが、粘土化が激しく(したがって岩質は不明である)、掘削が困難であった。また、この最下部を含む200m深での揚水も困難であった。当然ながら、透水係数は著しく小さい。

表1 各深度における孔明管の位置、静止水位(地表面下)、透水量係数および透水係数

深 度 (m)	孔明管の位置 (m)	静止水位 (m)	透水量係数 (m^2/s)	透 水 係 数 (m/s)
50	39~50	35.54	6.0×10^{-4}	2.3×10^{-5}
100	89~100	38.32	1.4×10^{-4}	1.3×10^{-5}
150	139~150	38.91	1.8×10^{-4}	1.6×10^{-5}
200	189~200	39.34	6.6×10^{-7}	6.0×10^{-8}
250	228~250	52.75	2.5×10^{-5}	1.1×10^{-6}
300	278~300	53.60	5.5×10^{-5}	2.5×10^{-6}

第4層(192.4mから300m深まで)も上層と同様に変質した凝灰角礫岩から成るが、スポット・コア試料を観察した限りでは、その粘土化の程度は第3層よりやや弱いようである。250m以深では黄鉄鉱がみられ、一部に方解石の脈が認められた。透水係数は、 10^{-6} m/sのオーダーである。

表1に示されているように、静止水位は明らかに深い層ほど低い。これは、地下水が下向きに流動する水理状態にあること、すなわち、この実験井の付近は地下水供給域であることを意味している。とくに、200m深と250m深の間では、13mを超える大きな低下が観測された。しかしながら、200m深付近の透水性は極端に悪いから、この間における下向きの流動は非常に小さいものと考えられる。

5. 温度および水質の鉛直分布—層構造—

掘削が終了して3週間後に測定された温度の鉛直分布を、図3に示す。浅層で徐々に上昇したのち、130m深付近から急上昇して、230m深で151.3℃の最高温に達し、これ以深では逆に低下して、井戸底では96.0℃となった。この特徴的な温度プロファイルは、高温水が横方向から流動してきていることを示唆している。

表2は、50m深毎に採取された水試料の主要化学組成である。なお、表中の温度は、各深度における孔明管間の平均値である。また、主要陰イオンであるClとHCO₃の濃度、および組成のヘキサダイアグラムの鉛直分布を図3に示した。各試料の深度は、孔明管の中央に描いてあるが、以下では簡単のため、39mから50m間の水は「50m深の水」というように書くことにする。

6つの試料のうち、100・150・200・300m深の水はHCO₃型である。50m深の水は、この地域における通常の地下水であるが、やはりHCO₃型を呈し

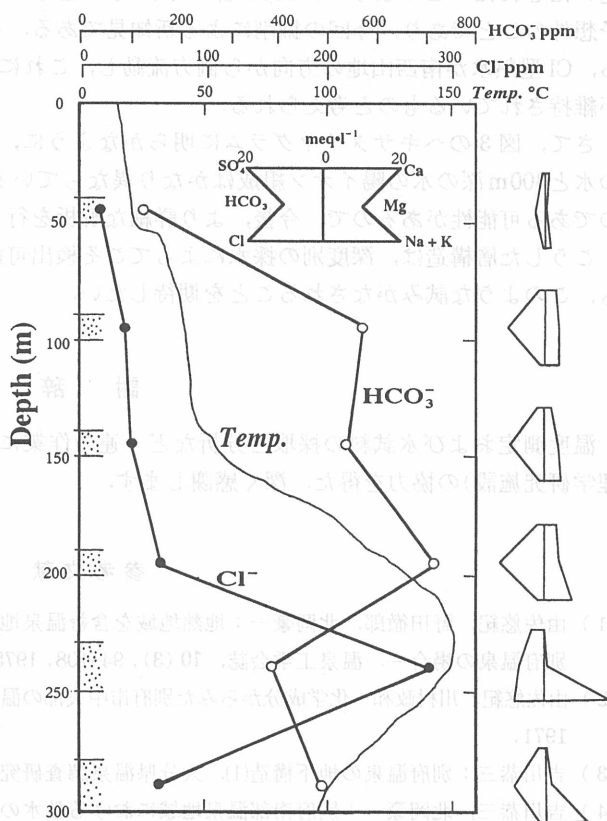


図3 BGRL実験井における地温と水質の鉛直分布

表2 各深度における温泉水の化学組成(濃度の単位はmg/kg)

深度(m)	温度(℃)	pH	Na	K	Ca	Mg	Cl	HCO ₃	SO ₄	SiO ₂
50	20.9	7.30	32.3	3.6	20.5	10.5	17.5	127	34	64
100	42.0	6.86	73.8	13.1	57.9	46.7	36.9	569	60	128
150	54.4	7.04	97.5	13.3	41.5	44.2	42.1	536	78	109
200	125.6	7.23	154	16.8	65.4	48.2	65.7	714	84	124
250	147.9	8.82	380	23.0	1.4	7.1	282	390	166	230
300	101.8	8.42	229	17.9	5.8	6.1	64.6	487	85	161

ている。これらに対し、最高温部から採取された250m深の水は異質で、かなりの量のHCO₃を含有しているとはいえ、深部熱水に特徴的なClを主成分としている。このように、上から下へと順に、通常の地下水、HCO₃型の水、Cl型の水、さらにHCO₃型の水が流動しているという層構造が確認された。

6. おわりに

別府温泉南部域の扇状地において300m深の掘削を行い、50m深毎に採水・分析した結果、地下温泉水の層構造(200m以浅にHCO₃型、250m深にCl型、および300m深にHCO₃型)が確認された。温度は230m深で最高(151.3℃)に達し、それ以深では低下するという特徴的な鉛直分布が見いだされた。このように、300m深の水がその上方より低温で、しかもHCO₃型であったのは予想外のことであり、今回の掘削による新知見である。これらの新知見および周辺地域の状況から、Cl型熱水が南西山地の方向から側方流動し、これによって、230m深を中心とする高温状態が維持されているものと考えられる。

さて、図3のヘキサダイアグラムに明らかのように、同じHCO₃型でありながら、200m以浅の水と300m深の水の陽イオン組成はかなり異なっている。したがって、それぞれが別系統のものである可能性があるため、今後、より詳細な解析を行う必要がある。

こうした層構造は、深度別の採水によってこそ検出可能である。他の地熱・温泉地域においても、このような試みがなされることを期待したい。

謝 辞

温度測定および水試料の採取と分析など一連の作業には、馬渡秀夫氏(京都大学理学部地球物理学研究施設)の協力を得た。深く感謝します。

参考文献

- 1) 由佐悠紀, 野田徹郎, 北岡豪一: 地熱地域を含む温泉地からの流出水量, 熱量および化学成分量—別府温泉の場合—. 温泉工学会誌, **10** (3), 94-108, 1975.
- 2) 由佐悠紀, 川村政和: 化学成分からみた別府市中央部の温泉. 大分県温泉調査研究会報告, **22**, 55-65, 1971.
- 3) 吉川恭三: 別府温泉の地下構造(1). 大分県温泉調査研究会報告, **23**, 1-10, 1972.
- 4) 吉川恭三, 北岡豪一: 別府南部温泉地域における熱水の流動経路と温泉水の形成. 大分県温泉調査研究会報告, **33**, 1-10, 1982.
- 5) 由佐悠紀: 別府温泉南部域の化学成分長期変化について. 大分県温泉調査研究会報告, **30**, 10-18, 1979.
- 6) 由佐悠紀: 温泉水採取にともなう地下温泉水系の変化(2)別府温泉南部域における塩素イオン濃度低下と地下温泉水層の水理学的特性. 温泉科学, **34** (3), 92-104, 1984.