

別府市の自噴温泉の現状調査

秋田大学理工学部システムデザイン工学科

網田 和宏・長久保 果恋

京都大学大学院理学研究科附属地球熱学研究施設

大沢 信二・三島 壮智

要 旨

別府地域において、一般温泉の自噴泉の現状を把握することを主な目的として現地調査を実施した。北部域と南部域を中心に見つけ出した7ヶ所の自噴泉に対して温泉水試料を採取し化学・同位体分析を行った結果、調査した自噴泉はNa-Cl型かNa-HCO₃型のどちらかの水質タイプを示すことが分かった。また、温泉水の水素・酸素同位体比を用いて自噴泉を形成している天水起源の水の平均涵養標高を見積もった結果、多くの自噴泉で約200m～360mの範囲の平均涵養標高が示された。このことから、自噴泉を形成している水は、扇状地の比較的標高の低い領域で地下浸透した天水が浅層地下水化したものである可能性が示唆された。

1. はじめに

別府温泉は、鶴見火山の東麓に形成された、火山性扇状地内に展開する温泉地の総称である。温泉・噴気活動のみられる範囲は広く、南北12km、東西8kmの湧出範囲内に源泉総数約2,300口、流出する温泉水量は1分間当たり87,346(L)であるとされており、日本最大規模の温泉地として広く認識されている(由佐, 2018)。

この地に温泉が湧いていることは、かなり古くから知られていた様であり、奈良時代に編纂された豊後国風土記にすでに別府温泉に関する記述を見出すことができる。しかし、別府温泉において近代的な手法を取り入れた温泉開発が開始されるのは明治期に入ってからである。1880年代に、いわゆる「上総掘り」と呼ばれる温泉掘削法が普及したことにより、別府全域の源泉数は大きくその数を増やすことになった。明治の末期には総源泉数は1,000孔に達していたとされている(由佐, 1995)。

その後、開発の勢いは一旦、落ち着きを見せたが1950年代中頃から再び開発が活発化していくことになった。この時の開発の推進に一役買ったのが、掘削技術の向上によって実現した温泉井の深度増加と、1960年代中頃より普及し始めるポンプを用いた動力揚湯である。これまで無かった技術の普及によって、源泉数は増加の一途を辿り、別府扇状地の高地部において高温の温泉水や蒸気の開発が進んだほか、従来は温泉が湧出しないとされてきた別府中央部の未開発地域でも井戸の掘削が行われるようになった。図1は、別府温泉における1949年以降の源泉数の変化を示したグラフである(由佐ほか, 2002)。グラフより1950年以降、増加をみせる動力泉と総源泉数の推移は相関しており、動力泉の開発が総源泉数に直結していることが見て取れる。その一方で、自噴泉のグラフは1949年時点では総源泉数に重なってお

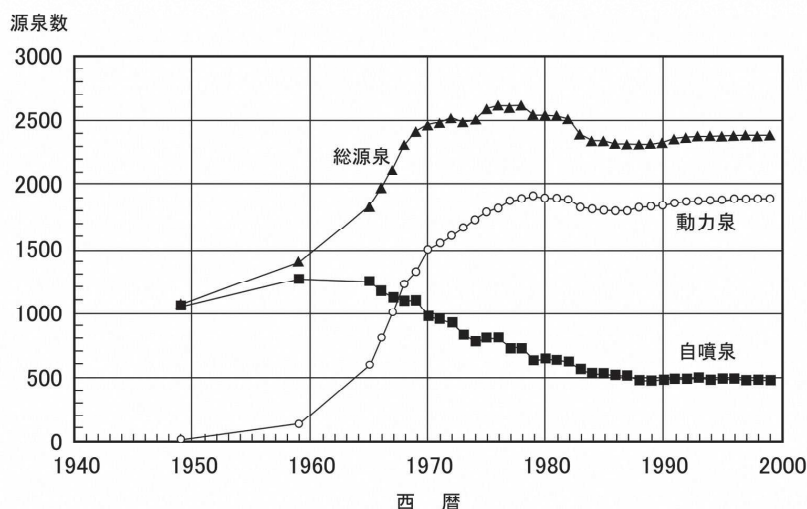


図1 別府温泉における掘削源泉数の変化 [別府市統計書による]

自噴井には、低地部の一般温泉と高地部の噴気・沸騰泉が含まれる。
由佐ほか（2002）を引用し、一部加筆した。

り、ほとんどの源泉が自噴していたことが示されているが、動力泉の増加に伴って急激に減少していった状況が記録されている。

このような、過剰ともいえる急激な開発は、深部温泉の圧力低下を招き、各所で温泉湧出量に変化が生じるなど、温泉資源の枯渇が懸念される事態を引き起こした。中でも、海岸域を中心に分布していた自噴する一般温泉が受けた影響は大きく、温泉開発が進められていく中で「一般温泉の自噴泉は姿を消した」と評されるほどにその数を減らしていき現在に至っている。そこで、本調査研究では別府地域において未だに残されている一般温泉の自噴泉（本報告では以後、自噴する一般温泉のことを単に「自噴泉」と称する）の現状を把握することを主な目的とした。最初の作業として、別府地域の全域を対象として探索を行った結果、北部域と南部域を中心に幾つかの自噴泉を見つけ出すことができたので、これらに対して採水調査を実施した。採取した温泉水試料の化学・同位体分析を行い、そこにみられる特徴などについて情報を得たので、ここに報告する。

2. 試料採取および測定方法

採水調査を行った自噴泉の位置を図2に示した。また、図2には水の水素・酸素安定同位体比の参照用試料として用いた別府地域の浅層地下水、湧水および沸騰泉（セパレーターで分離された直後の噴気凝縮水；RS-01と熱水；RB-01の両方を採取）の採取地点についても表示した。

調査を行った自噴泉は、内竈地区の1地点（H-01）、亀川地区の2地点（H-02、H-03）、石垣東地区（正確には若草町に位置）の1地点（H-04）、そして別府地区に位置する3地点（H-05～H-07；狭義の別府温泉の範囲に含まれることから、区分を別府地区とした）の計7地点である。また、これらの自噴泉とは温泉の成り立ちや素性が異なっているものの、自然湧出泉であることから上記の7箇所の自噴泉と比較する化学データが得られると考え、明礬地



図2 調査地点位置図

自噴泉を○，自然湧出泉を△，同位体用参照試料水は◆で表記した。

区の温泉1地点も調査地点に加えた。そのため、この温泉についてはRH-01として他の自噴泉とは扱いを分けることにする。

図2から分かる様に、今回の調査で自噴が認められた温泉は全て別府湾の海岸線より約500mの範囲に分布しており、それより内陸側については自噴泉を確認できなかった。亀川地区の自噴泉に関しては、採水調査に先立って実施した予備調査の際に、市街区域（JR亀川駅の南側）や、その周辺地域において自噴している泉源が複数個所、存在していることを確認した。ただ互いの自噴泉の泉温や位置の関係から、いくつかの温泉については地下における流動経路（起源）が同じであるとみなして良いと判断できるものがあったため、本調査では亀川地区に分布する自噴泉について、代表的な源泉としてH-02とH-03の2地点を選出した。また内麓地区のH-01についても、調査を行った温泉井の近隣（約150m程度の距離）に別の自噴泉を見つけることができた。ただし、その場所は湧出箇所が沢水の流れ込む水路の中に位置しており、水路を流れる水と温泉水とが混合してしまう状況にあったため、より試料採取環境の良いH-01の地点で採水を行った。

これらの事からも分かる様に、別府の北部地域に関しては採水調査を行った地点（H-01～H-03）以外にも、幾つかの場所で自噴泉が残されていることが確認できた。一方、南部地域については今回の調査地点以外には、自噴泉を確認することはできなかった。南部地域は古くから人の住んでいる市街区域にあたることから、家屋の間の路地や細道なども多く、本調査では見出すことのできなかつた自噴泉が未だに残されている可能性もあるが、採水調査時に地域の住民の方々に対して行った聞き取り調査の結果からも自噴する温泉の情報は特に得

られなかった。これらの地域では、過去に自噴の有無に関するアンケート調査が実施されており（吉川ほか、1976、由佐・大石、1988）、1975年から1987年の年の間に南部域の海岸部で自噴域の縮小が認められた一方で、亀川地区の海岸部での縮小はそれほど顕著でなかった、との回答を得ている。本調査において確認された自噴泉の分布に関する状況についても、基本的には、吉川ほか（1976）や由佐・大石（1988）によって示された傾向と調和的な結果が得られたといえる。

なお、調査を行った時期については、H-03、H-04、H-06、およびH-07の4地点は2017年10月に、またRS-01、RB-01についても2017年の11月にそれぞれ調査が行われていたため、今回はその際に得られたデータを使用した。その他の自噴泉、地下水、湧水については、2018年7月および12月に現地調査を実施した。

現地では泉温、採水時の気温、pH、電気伝導度（Electric Conductivity : EC）、酸化還元電位（Oxidation-Reduction Potential : ORP）の測定のほか緯度経度の測位も実施し、さらに温泉水試料の採水を行った。気温と泉温の測定には、ebro 社製デジタル温度計 TFX410 を使用した。pH および EC の測定には東亜ディーケーケー社製の WM-32EP を、ORP の測定には東亜ディーケーケー社の RM-30P をそれぞれ使用した。また、緯度経度の測位には GARMIN 社製の GPSmap 62sc を用いた。温泉水試料については、主要溶存成分分析用の試料はポリプロピレン製の容器に採取し、また水の水素・酸素同位体比測定用の試料はガラスバイアルに封入して持ち帰った。

実験室に持ち帰った試料については、pH4.3 アルカリ度を測定し、これを炭酸水素イオン濃度に換算した。温泉水の主要化学組成（ Li^+ 、 Na^+ 、 K^+ 、 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 、 Cl^- 、 SO_4^{2-} 、 NO_3^- ）については、イオンクロマトグラフ（DIONEX 社製、DX-120 システム）を用いて定量した。また、水の水素・酸素同位体比（ δD 、 $\delta^{18}\text{O}$ ）の測定については、（株）地球科学研究所に分析を委託し、近赤外レーザーキャビティリングダウン吸収分光法にて測定した。測定誤差は、 $\delta^{18}\text{O}$ （‰、V-SMOW）で $\pm 0.1\%$ 、 δD （‰、V-SMOW）で $\pm 0.5\%$ である。

3. 結果

3.1 自噴泉の一般水質項目および主要化学組成

自噴泉の一般水質項目および主要化学組成について表 1 に示す。泉温については、H-02 と RH-01 の 2 箇所 で 70°C 以上、H-03、H-07 では約 50°C の温度が測定された。その他の自噴泉については、概ね 30°C ～ 40°C 程度の泉温が示された。高温の噴気が吹き込んで形成されていることが想定される明礬地区の RH-01（後述）を除いて考えれば、亀川地区の 2 箇所と別府温泉に属する 1 箇所の自噴泉で高い泉温が示された。また H-06 (31.6°C) については採水調査時に源泉の所有者の方に話を聞いたところ、近年は泉温が低くなったと感ずることがあるとのことで、以前は一年を通して源泉から湧出したままの温泉を利用できていたが、現在は冬季には加温して使用することもある、というお話を聞かせて頂いた。

pH は今回、調査した全ての自噴泉で pH 6.4～7.0 と中性域の値を示した。一方、RH-01 については pH 4.4 と酸性の値を示した。EC については、泉温が 50°C を超える H-02 と H-07 でそれぞれ 325 mS/m、618 mS/m と高い値が示されたが、その他の自噴泉については概ね 65～100 mS/m の範囲の値をとった。特に、亀川地区の H-02 と H-03 や、別府地区における H-05、H-06、H-07 などは、互いが地理的に近い関係にある温泉であるが、水温や EC のとる値には差が認められた。また RH-01 については 18.7 mS/m と、他の自噴泉と比較して低い

EC が示された。

ORP については全ての自噴泉で、+152 mV~+411 mV と正の値が測定された。最も高い ORP を記録した H-01 の+411 mV を除けば、概ね+200±50 mV の範囲の値が測定されたが、いずれにせよ各自噴泉が地下で強い還元的環境下にはおかれていない状況にあることが示唆された。一方、RH-01 に関しては、ORP が-19 mV と、他の自噴泉とは異なる酸化・還元環境下にあることを示す結果が得られた。

それぞれの自噴泉において得られた主要化学組成を用いてヘキサダイアグラムを作成し、採水地点位置図上に配置したヘキサダイアグラム分布図を作成した (図 3)。ヘキサダイアグラムは、溶存イオンのイオン種を六角形の頂点の位置で表し、また濃度 (当量濃度) を中心線からの距離で示したダイアグラムである。そのためダイアグラムの外形より水質の特徴を、面積より溶存成分量の大小の関係を読み取ることが可能である。

EC の値にも示されていた様に、自噴泉に含まれる溶存イオンの総量は、H-02 と H-07 の 2 試料が他の地点のもの比べて有意に高い値を有していた。そのため、これら 2 地点のダイアグラムは他の自噴泉と比較して面積が 5 倍以上も大きなものとなってしまう。同一の濃度スケールを用いた場合には、一枚の分布図に全ての自噴泉を表示することが難しかった。そこで H-02 および H-07 のダイアグラムに関しては、イオン濃度を表す線分の長さを、凡例 (図 3) で示した基準の長さに対して 7 分の 1 倍にして表記し、他の自噴泉のダイアグラムと区別するために灰色で示した。一方、RH-01 については溶存イオンの総量が低かったため、イオン濃度を表す線分の長さを凡例の 4 倍スケールで表示し、区別のためにダイアグラム内を水玉模様で表示した。

図 3 より、H-02、H-03、H-07 の自噴泉については、Na-Cl 型 (食塩型) の水質が示された。この内、H-02 の Na⁺と Cl⁻については当量比が 1 : 1 に近いのに対して H-03 は相対的に Na⁺の割合が高く、また、SO₄²⁻の濃度も高いことが分かる。一方で H-07 については Na⁺に対して Cl⁻の割合の方が高くなっていた。残りの H-01、H-04、H-05、H-06 の自噴泉に関しては Na-HCO₃ 型 (ナトリウム-炭酸水素塩泉型) の水質を示し、今回調査した自噴泉の水質タイプは 2 つのグループに大別されることが明らかになった。ただ、水質の型こそ同じであったが北部地域に位置する H-01 は、南部地域の H-04、H-05、H-06 のデータと比較してダイアグラムの面積が大きく、Cl⁻、HCO₃⁻、Na⁺の濃度が高いことが分かる。

表 1 自噴泉および自然湧出泉の一般水質項目および主要化学組成

Site	水温 (°C)	pH	EC (mS/m)	ORP (mV)	Li ⁺	Na ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻
(mg/L)													
H-01	40.4	6.4	107	411	n.d.	126	21.3	26.1	39.8	111	n.d.	34.1	402
H-02	71.4	6.7	325	236	1.03	437	73.7	32.5	86.3	765	n.d.	208	198
H-03	50.1	7.0	86.5	192	0.59	124	20.2	5.2	17.0	112	6.8	94	116
H-04	28.6	6.4	65.4	238	0.15	62.5	10.5	22.4	21.3	42.8	n.d.	43.6	254
H-05	40.9	6.9	84.2	152	0.50	88.0	9.0	20.9	35.3	93	n.d.	99	195
H-06	31.6	6.5	75.5	232	0.40	64.1	6.6	22.4	37.5	63	n.d.	67	240
H-07	51.4	6.5	618	217	1.93	596	84.7	141	348	1820	1.7	166	379
RH-01	73.4	4.4	18.7	-19	n.d.	7.0	1.6	4.0	10.3	3.2	n.d.	56	0.0

* n.d. [not detect]

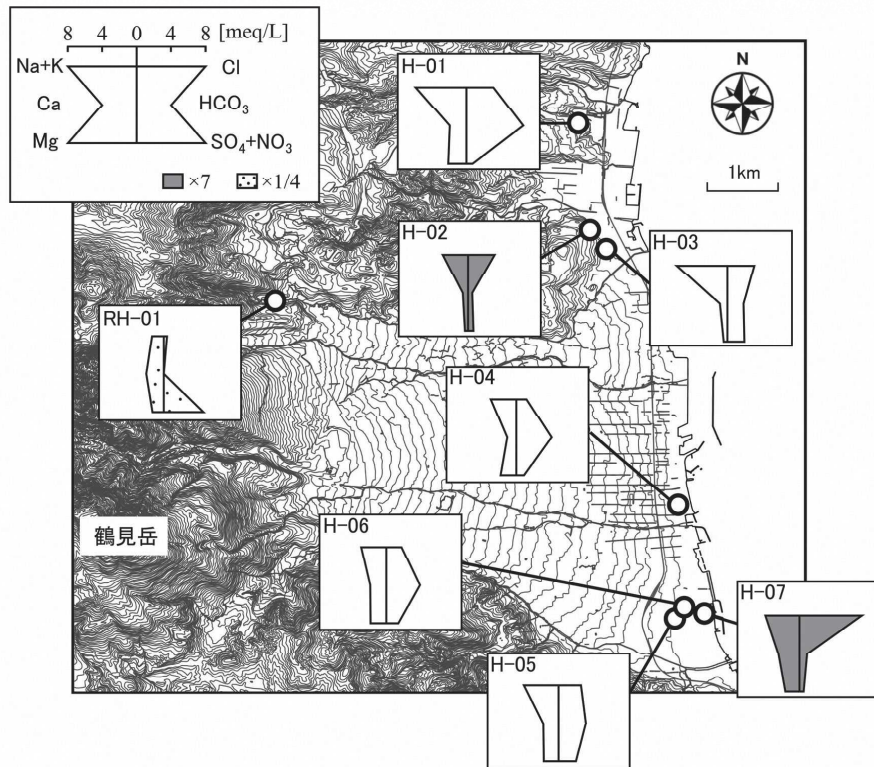


図3 別府地域の自噴泉のヘキサダイアグラム分布図

溶存成分量に応じて濃度軸を変えて表示しているため、灰色で示した H-02 および H-07 に関しては、中心線からの距離を 7 倍したものが真の濃度を反映したダイアグラムとなる。逆に、RH-01 については 1/4 倍して評価する必要がある（詳しくは本文参照）。

一方、RH-01は、 SO_4^{2-} が陰イオンの主成分となっており、また陽イオンについては Ca^{2+} が多いことからCa- SO_4 型の水質を示した。明礬地区の温泉については、浅層を流れる地下水に、地下深所で熱せられた多量の H_2S や SO_2 を含む二次蒸気が吹き込むことによって形成される「噴気ガス 吹き込み型」の温泉であることが知られている（古賀・野田，1970）が、RH-01のダイアグラムにおいても、その外形は自噴泉のものとは大きく異なっており、硫酸酸性の水質であることや、総溶存成分量が少ないことなど、RH-01が明礬地区に多くみられる温泉の特徴を有していることが示された。

次に自噴泉の主要化学組成を用いてパイパー・トリリニアダイアグラムを作成した（図4）。左下の三角プロット内に示された陽イオンの組成比より、各自噴泉とも Mg^{2+} の相対存在度は3割程度かそれ以下であり、またプロットが $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ の頂点から斜め左上方向に並ぶように位置していることから、 $\text{Ca}^{2+}/\text{Mg}^{2+}$ 比に大きな違いがみられない一方で、 $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ の存在割合の違いが、各自噴泉の陽イオン組成比を特徴づけていることが分かる。また、亀川地区のH-02とH-03や、南部域のH-05、H-06、H-07については、それぞれが近い位置関係でプロットされていることから、溶存成分濃度には差がみられたが（図3）、陽イオン組成比については、地域毎に近い組成関係にあることが分かる。

右下に配置されている陰イオンの三角プロットをみると、Na-Cl型を示したH-02、H-

03, H-07 については Cl コーナー付近から左斜め上方に向けてプロットが並んでいることから, $\text{HCO}_3^-/\text{SO}_4^{2-}$ 比の違いに乏しく, Cl^- の存在割合の違いがそれぞれの自噴泉の陰イオン組成比の違いを生み出していることが分かる. 一方で, 南部域に分布する H-05, H-06, と石垣地区の東側に湧出する H-04 については, HCO_3^- のコーナーから右斜め上方に向けてプロットが並んでおり, HCO_3^- の存在割合の違いによって陰イオン組成比が特徴づけられていることが分かる.

陽イオン・陰イオンの相対存在度の関係が投影される中央のキーダイアグラムにおけるプロット分布をみると, Na-Cl 型を示した亀川地区の H-02, H-03 および別府地区の H-07 が, ダイアグラムの右側の領域にプロットされた. 一般的に, 水質がこれらの領域にプロットされるのは, 温泉水や海水といった Na^+ および Cl^- 濃度の高い水であるか, その様な塩水が混入することによる影響を受けた水の場合であるとされる. 参考までに図 4 のダイアグラム中に海水の組成比によるプロット (黒の星形) を表示した. これら, 同じ Na-Cl 型の 3 地点の自噴泉のキーダイアグラム内におけるプロット位置が少しずつ異なるのは, 主には陽イオンにおける $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ の組成比の違いによるものである. それ以外の自噴泉 (H-01, H-04~H-06) については, キーダイアグラムの中心部付近の, いわゆる「中間型」と呼ばれる領域にプロットされた.

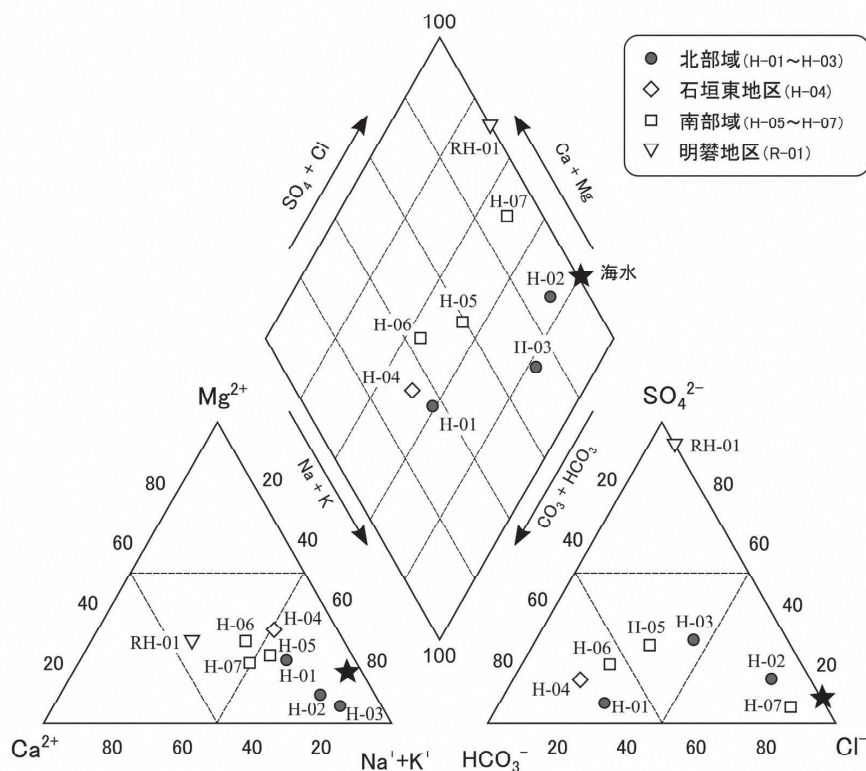


図 4 別府地域の自噴泉によるパイパー・トリリニアダイアグラム

北部域 (H-01~H-03), 南部域 (H-05~H-07) および石垣東地区 (H-04) のそれぞれでプロットを分けて表示してある. また海水の組成比について星印 (★) で示した.

3.2 自噴泉の水の水素・酸素安定同位体組成

自噴泉および参照試料水の水の水素・酸素安定同位体比について表2に示し、それらの値を用いてデルタダイアグラムを作成した(図5)。なお安定同位体比は、同位体比の標準試料(V-SMOW)からの千分率偏差(‰)である δ 値を用いて表した。

$$\delta D \text{ もしくは } \delta^{18}O \text{ [‰]} = [(R_x/R_s) - 1] \times 1000 \quad (1)$$

ここに R_x と R_s は、それぞれ試料(X)および標準試料(Standard)の同位体比(D/H, $^{18}O/^{16}O$)である。また、図中には北岡ほか(1993)によって求められた別府地域における天水線($\delta D = 8 \delta^{18}O + 13$)も示した。なお、参照試料水と自噴泉とでは、同位体比のとする範囲に隔たりがあったため、表示範囲を広くとった図5Aの中で灰色に網掛けした範囲について図5Bで拡大表示した。

図5Aより本地域で得られた地下水・湧水(RW-01~RW-05)の水素・酸素同位体比は、 δD : $-53.7\text{‰} \sim -50.8\text{‰}$, $\delta^{18}O$: $-8.3\text{‰} \sim -7.9\text{‰}$ の範囲の値をとり、全ての水が天水線上、あるいは天水線のごく近傍にプロットされた。また、沸騰泉の噴気凝縮水(RS-01)と熱水(RB-01)の同位体比は、それぞれ、RS-01(δD : -73.6‰ , $\delta^{18}O$: -10.6‰), RB-01(δD : -44.9‰ , $\delta^{18}O$: -5.1‰)となり、セパレーター内で熱水から蒸気が分離した際に同位体分別が起きたことを示唆する結果(熱水=重い同位体比に富む、蒸気=軽い同位体比に富む)が得られた。

自噴泉の水素・酸素同位体比についてはH-04を除くと、 $\delta^{18}O$ 値が $-7.9\text{‰} \sim -7.3\text{‰}$, δD 値が $-52.2\text{‰} \sim -49.8\text{‰}$ の範囲の値を示し、天水線よりやや $\delta^{18}O$ の高い側へずれてプロットされた(図5B)。これらの同位体比は、過去に別府地域の蒸気加熱型の温泉や熱水混入型の温泉でみられた同位体比(北岡, 1993)のとする範囲とも重なっていることから、北岡ほか(1993)によって解釈された「源熱水(深部まで到達した降水によって形成されたものでO-シフトを受けている)と、現在の降水との混合によって生成された温泉」として説明することが可能である。また、これらの同位体比については、やや天水線から外れているとはいえ、プロットの分布域は線の近傍にまとまっていることから、その起源については大半が天水(降水)に由

表2 自噴泉および参照試料水の水素・酸素安定同位体比

Site	種類	採水日	$\delta^{18}O$ (‰)	δD (‰)
H-01	自噴泉	12-Dec-18	-7.9	-52.2
H-02	自噴泉	13-Jul-18	-7.3	-50.4
H-03	自噴泉	25-Oct-17	-7.6	-51.6
H-04	自噴泉	25-Oct-17	-8.5	-54.8
H-05	自噴泉	12-Dec-18	-7.7	-51.6
H-06	自噴泉	25-Oct-17	-7.7	-50.7
H-07	自噴泉	25-Oct-17	-7.4	-49.8
RH-01	自然湧出泉	12-Dec-18	-8.1	-52.6
RW-01	湧水	10-Jul-18	-8.2	-52.5
RW-02	湧水	10-Jul-18	-8.3	-52.7
RW-03	地下水	10-Jul-18	-8.2	-52.6
RW-04	湧水	11-Jul-18	-8.2	-53.7
RW-05	地下水	13-Jul-18	-7.9	-50.8
RS-01	噴気凝縮水	9-Nov-17	-10.6	-73.6
RB-01	沸騰泉	9-Nov-17	-5.1	-44.9

来する水であると考えることが可能である。

一方、石垣地区の東側に湧出する H-04 については δD 値, $\delta^{18}O$ 値が共に他の自噴泉と比べて低い値を示し (δD : -54.8‰ , $\delta^{18}O$: -8.5‰), プロットの位置も天水線上にプロットされた。また, RH-01 も同様に (δD : -52.6‰ , $\delta^{18}O$: -8.1‰) 天水線のごく近傍にプロットされており (図 5B), これら 2 地点についても, 水の起源については天水に求めて良いことが示されたが, 他の自噴泉とは若干, 異なる同位体組成を示すという結果が得られた。この内, 明礬地域の温泉については, 水の起源が浅層の地下水にあると考えられたが, RH-01 で得られた同位体比はこの考え方に調和的な結果であるといえる。

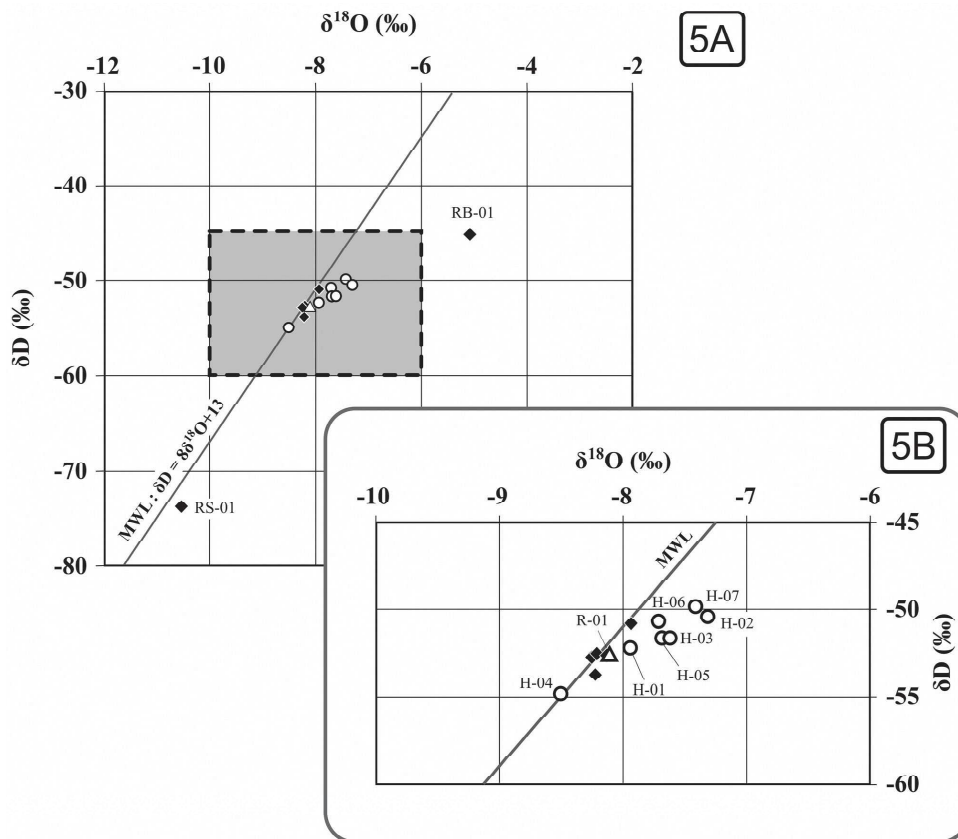


図5 自噴泉と参照試料水の水素・酸素同位体比 (デルタダイアグラム)

図中に示された天水線 (Meteoric Water Line : MWL) は雨や湧水のデータから求められた, 降水起源の水が分布する範囲を示す線 (北岡ほか, 1993)。

4. 考察

4.1 水素同位体比を用いた自噴泉の平均涵養標高の推定

陸域で採水される水の水素・酸素同位体比には, 高度効果と呼ばれる関係があることが知られている。これは, 海上で形成された雲が, 陸域へと移動してきた後で降水が生じる際, 降り始めの雨ほど同位体的に重い水に富んでいることから ($^{18}O/^{16}O=大$), 残される雲の水蒸気同位体比が徐々に軽い水に富んでいく ($^{18}O/^{16}O=小$) ことによってもたらされる傾向で

ある。結果として海岸付近の平野部（低標高域）で涵養された水ほど δ 値が高く、内陸の山岳部（高標高域）で涵養された水ほど δ 値が低い値を示す傾向をもつことになる。

大沢ほか（2009）は、別府地域において涵養域が限定される湧水の推定涵養標高と水素・酸素同位体比との関係から地下水涵養線を求めているが、その関係は次の式で表される。

$$\delta D = -0.0111 \cdot E - 48.19 \quad (2)$$

ここに E は平均涵養標高（m）を示している。地下水涵養線から求められる安定同位体比と涵養標高の関係は、 $\delta^{18}O$ についても得られるが、温泉のような熱水流体に関しては、地層中の岩石の酸素同位体と水との間で同位体交換が行われることによる、いわゆる O-シフトの影響を受けている可能性があるため、大沢らは δD に関する関係式を提示している。また（2）式を用いた場合、涵養標高は、平均涵養標高（E） ± 100 m 程度の見積もり幅を有しているため（大沢ほか，2009），算出された結果について評価する際には、その点を考慮する必要がある。

今回、調査した自噴泉は、3.2 項で述べたように、温泉水を形成する水の多くを天水性の地下水によってもたらされたものであると考えることができ、（2）式の関係を用いて平均涵養標高を算出しても問題ないと判断した。表 3 に自噴泉ごとに求めた平均涵養標高を示す。

H-04 において約 600m という高い平均涵養標高が、また、H-07 では約 150m という低い平均涵養標高が示されたが、その他の自噴泉に関してはいずれも 200m~360m の範囲内に平均涵養標高が求められた（平均 280 m）。標高 300m 近辺の領域は、鶴見岳の標高（1,375m）のおよそ 2 割程度に相当し、別府市の市街地分布域の山側の境界部付近にあたる高さである。この結果は、自噴泉の多くが比較的、標高の低い領域で涵養された天水によって形成された温泉であることを示唆している。

大沢ほか（2009）は、京都大学地球熱学研究施設の敷地内に設置された温泉掘削井から深さ別に採水した熱水の水素・酸素同位体比を用いて熱水の平均涵養標高を推定しているが、深度 250m を流れる熱水では 335m、深度 300m の熱水からは 443m という平均涵養標高が求められている。大沢らは、約 300m という平均涵養標高や、推定される熱水の流動経路の関係などを用いて検討した結果、水の涵養域が活断層（朝見一堀田断層系）上に求められることに着眼し、浸透降水の混入がこれら活断層を通じて行われたのではないかと推察している。今回、調査した自噴泉については地下 200m や 300m といった深い経路を流動して湧出している可能性は低いと考えるが、別府扇状地の南北を隔てる朝見一堀田断層系や、鉄輪断層、あるいは亀川断層などの活断層を利用して効率よく地下に浸透していく

表 3 自噴泉の水素同位体比を用いて算出した平均涵養標高

Site	δD (‰)	平均涵養標高 (m)
H-01	-52.2	361
H-02	-50.4	199
H-03	-51.6	307
H-04	-54.8	595
H-05	-51.6	307
H-06	-50.7	226
H-07	-49.8	145
RH-01	-52.6	397

降水の一部が浅層地下水化し、自噴泉を形成する水の起源水になったと考えれば、自噴泉の平均涵養標高が 300m 前後の値になったことに対して一定の説明が可能であるように思われる。

実際、北部域や南部域で行った現地調査の際に、「強い降水があった翌日～数日後などは井戸の水位が上昇している（湧出量が増加する）ことがある」との話を伺ったが、降水後、比較的短時間で水頭に影響が出るのは、浅い循環系を有する地下水ではよく観測される現象であり、自噴泉の水の起源が浅層の地下水にあると考えれば、このような現象が生じることも理解しやすい。

また、唯一、異なる平均涵養標高が示された H-04 については、源泉の近隣や山側に活断層の分布がみられないことから、北部域や南部域とも異なる地下水流動系によって水の供給が行われていることが同位体比に反映された結果ではないかと考える。実際、デルタダイアグラム（図 5）においてもデータは天水線上にプロットされるなど、他の自噴泉とは異なる同位体組成の傾向が示されており、異なる流動系に属しているとする考えに矛盾は生じない。

RH-01 に関しては、平均涵養標高（397m）と採取地点標高（363m）との間の隔たりが小さく、降水が涵養された後、すぐに温泉化されて湧出している状況が示唆された。このことは明礬温泉の水の起源が浅層地下水にあるとした従来の知見に沿う結果であるといえる。平均涵養標高を求める地下水涵養線については、単一山体であっても斜面ごとに求めることが推奨されているが（風早・安原，1994）、明礬地区に位置する RH-01 において妥当な結果が得られていることから、別府地域の南部域で求められた地下水涵養線は、北部域の自噴泉に対しても適応可能であることが示されたものであると考える。

4.2 過去データとの比較からみる自噴泉の化学組成変化

別府地域の温泉・地熱・火山などの熱的現象については、1924年に地球物理学研究所（現・京都大学大学院理学研究科附属地球熱学研究施設）が設立されて以降、学術的な研究が精力的に行われてきており（例えば、由佐，2010）、温泉の化学組成や同位体組成に関するデータについても多くの報告がなされてきた。また大分県では過去に申請のあった温泉の温泉分析書、および、それらを取りまとめた大分県鉱泉誌についてホームページ上で公開しているほか、大分県温泉調査研究会報告についても第1巻（昭和25年）より全てダウンロード可能な形式で公開するなど情報開示に積極的な姿勢を示してきた。

そこで、大分県温泉調査研究会報告を含む学術誌や大分県鉱泉誌、温泉分析書などに記載されている温泉の化学組成のデータの中から、7か所の自噴泉と同じ地点（住所記録など）における過去の調査時のデータの記載がないかどうかについて文献調査を行った。その結果、過去に同一の地点で調査された際の記録が残されていることが確認できた地点が1地点（H-06）、論文に記載されている図などの情報やその他の記述から、同じ地点であることが確認できた自噴泉1地点（H-01）を見出すことができた。また、全く同じ地点であることまでは確認できなかったものの、文献における記述の内容から、おそらくは同じ温泉の事を扱っており、比較の対象に加えて良いと判断できた自噴泉も1地点あった（H-02）ため、これも加え、3か所の自噴泉について、過去における水質データと現在の値との比較を行うことにした。

最初に南部域の自噴泉である H-06 について比較する。この地点では由佐・川村（1971）と

表 4.1 南部域の自噴泉(H-06)における泉温, pH, 化学組成の比較

調査年	泉温 (°C)	pH	化学組成 (mg/L)					
			Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Cl ⁻	HCO ₃ ⁻
1971	49	6.3	92	13.3	6.8	36.8	66	454
1979	56	6.4	112	14.5	61.2	43.3	88	573
2018	32	6.5	64	6.6	37.5	22.4	63	240

※ 過去のデータについては由佐・川村 (1971) , および由佐 (1979) より引用

表 4.2 北部域の自噴泉(H-01)における泉温, pH, 化学組成の比較

調査年	泉温 (°C)	pH	化学組成 (mg/L)						
			Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻
1977	44	6.4	132	20.7	24.8	26.7	120	30	362
2018	40	6.4	126	21.3	39.8	26.1	111	34	403

※ 過去のデータについては吉川ほか (1977) より引用

表 4.3 北部域の自噴泉(H-02)における泉温, pH, 化学組成の比較

調査年	泉温 (°C)	pH	化学組成 (mg/L)						
			Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻
1966_K17	71.4	6.7	512	72.0	126	18.6	760	210	208
1966_K36	69.8	6.7	456	69.6	94	32.4	794	158	198
2018	71.4	6.7	437	73.7	86	32.5	765	208	198

※ 過去のデータについては吉川・志賀 (1966) より引用 (K17, K36は文献内で使用された番号)

由佐 (1979) の過去 2 回に渡って調査結果が報告されており, 採水が行われた期間は, 前者は 1967 年~1971 年 (採水調査が実施された正確な年月までは記載されていない), 後者は 1978 年となっている. 以降では便宜上, 論文が発行された年を基準として記述を行うこととする. 表 4.1 に示した 1970 年代のデータの内, 泉温・濃度共に高い値を示した 1979 年のデータと比較した場合, 2018 年の H-06 は泉温が 20 °C 以上も低く, またイオン濃度についても比較が可能であった全ての成分で濃度が低い関係にあることが分かった. Cl⁻濃度では 88.0 mg/L に対して 63.2 mg/L と 30 % ほど低い濃度が示されたが, その他のイオンにいたっては, 1979 年の半分程度の濃度しか示されないという結果となった. 最も濃度差の大きかった成分は HCO₃⁻濃度であり, 573 mg/L に対して 240 mg/L と 60 % 近い開きがみられた.

一方で, 1970 年代の 2 回 (1971 年, 1979 年) のデータを比較すると, 濃度・泉温ともに 1979 年の方が高い値を示していることから, 少なくとも 1970 年代の H-06 に関しては, 泉温や溶存成分濃度が単調に低下し続けていた訳ではなく, 採水時期などの違いに呼応して泉温や泉質が変動していた可能性が高いと考える. 仮に 70 年代の 2 回のデータにみられた, これらの差を自然変動の幅であるとみなした場合には, Cl⁻などは 2018 年と同等の値が示されている時期もあることになり, 「濃度低下が認められた」と単純に判断できない側面が出てく

ることになる。同位体比の解析から、自噴泉を形成する水が浅層地下水系に属する水ではないかと推察したが、浅層地下水系の水が混入してくる場合、水質などに季節変動項が含まれることは十分に考えられる。今回、H-06 で認められた過去と現在におけるデータの差は、それなりに大きなものであるため、1970年代と比較して2018年の泉温や成分濃度には低下がみられた、とする評価は妥当であるようにも思えるが、今後は、自噴泉の水質の経時変化の傾向を明らかにしていくなど、水質評価のために必要な知見を増やしていくことが重要であると考えられる。

次に北部域の内竈地区に位置するH-01について比較を行う。データは吉川ほか(1977)に掲載されているもので、採水調査はその前年(1976年)に行われたものである。表4.2からも分かるようにH-01に関しては泉温がどちらも40°C程度の値を示し、かつ各溶存イオン濃度についても、ほとんどが数mg/L~10mg/L程度の違いしかないことが分かる。例外的にイオン濃度の差が認められた HCO_3^- についてもその差は40mg/Lと、濃度全体に対して10%程度の違いである上に、2018年のデータの方が濃度が高い、という結果であった。このように、H-01についてはH-06で見られたような濃度の隔たりは認められず、自噴泉の水質は40年前と比べてもさほど変化していないように見受けられることが分かった。

亀川地区のH-02については、北岡(1978)によって「亀川港の背後、約400m野田よりの山の手に、市街地の低濃度域を介して Cl^- 濃度0.5~0.8g/Lを有するやや高塩分の温泉が数本みられる」として記述されている。この温泉は泉温が70°C前後であり、 Li^+ 濃度が1ppm前後(山下, 1966)であること、高塩分泉であるにもかかわらず全陽イオン組成中 Mg^{2+} の割合が10%を超えること、などの特徴があることが報告されている(北岡, 1978)。これらの特徴についてはH-02にも認められるものであり、また、温泉の位置について示された図における源泉位置が、本調査研究においてH-02を採水した地点とほぼ同じ地点を含んでいた(北岡, 1978の図では3地点が提示されている)ことから、これをH-02と同じ温泉であるか、あるいは比較の対象として用いても良いものと判断した。

表4.3にH-02および亀川地区山の手の高塩分泉の化学組成についてまとめた。高塩分泉の化学組成については、吉川・志賀(1966)によって2ヶ所のデータが報告されていたが、文献からは温泉の位置と化学組成との対応はとれなかったため2地点のデータの両者を表4.3に記載した。表より、 Ca^{2+} および Mg^{2+} 濃度、 HCO_3^- 濃度などで、温泉ごとの若干の差が認められるものの、総体としてみた場合にはそれらの違いは必ずしも大きなものとはいえず、吉川・志賀(1966)の調査から半世紀を経ているにもかかわらず、泉温、泉質ともに大きな変化はみられないことが明らかとなった。

以上、過去の文献値を用いながら、調査年の違いによる自噴泉の泉温や泉質にみられる関係について検討してきた。残念ながら7地点中3地点についての比較しか行うことはできなかったが、過去のデータと比較して泉温、泉質共に違いが認められた南部地域の自噴泉に対して、北部地域の自噴泉では大きな差がみられない、という対照的な結果が得られた。別府地域の温泉の化学成分の長期変化については由佐ほか(1989, 1990)によって南部域、北部域のそれぞれに対して調査報告が行われている。その中で南部域の一般温泉に関しては、1960年代から80年代にかけて、時代を経るごとに泉温や Cl^- 濃度が低下し続けてきたことが指摘されており、本調査で明らかになった泉温や化学成分濃度の変化についても、南部域で長年続いてきた深部熱水の圧力低下による水質への寄与率の減少の影響が、少なからず自噴泉に

においても認められたものと捉えることができる。

一点、興味深い結果が得られたのは H-06 の HCO_3^- 濃度についてであり、前述したように今回、得られた自噴泉の HCO_3^- 濃度は 1970 年代 (450mg/L, 570mg/L) と比較して、半分程度の値 (240mg/L) しか示さなかった。由佐ほか (1989) によると、一般温泉において Cl^- 濃度の減少傾向は明瞭である一方で HCO_3^- 濃度に関しては、ほぼ不変であると報告されている。また南部域には、1960年代より長期にわたって化学成分のモニタリングが行われてきた (例えば、大沢, 2016) 天満温泉があるが、この温泉は、以前は沸騰泉であったものが2006年以降は自噴が停止した温泉である。天満温泉で行われてきたモニタリングの結果からも1990年代以降や、あるいは自噴が停止した2000年代以降で HCO_3^- 濃度にめだつた変化は認められていないことから、南部域の一般温泉の HCO_3^- 濃度に関しても、濃度を半減させるほどの大きな変化が生じている状況は考えにくい。H-06において HCO_3^- 濃度が低い値を示したことの主な要因は、自噴泉の水の大半が降水由来であることから、降水起源の浅層地下水によって温泉水が相応に希釈された結果、 HCO_3^- 濃度が低い値を示すに至ったのではないかと考える。その様に考えると、泉温や他の化学成分にみられた違いについても、希釈 (季節変動項を含む) の効果によって見かけ上、変化が生じているように見えている可能性も皆無ではない。繰り返しになるが、自噴泉の水質の経年変化項などを正確に把握していくことが、現象の理解のために重要であると考え。

一方、北部地域においても、一般温泉の化学成分において Cl^- 濃度の経年的な低下が認められており、地下深部の温泉の圧力低下の影響が指摘されている (由佐ほか, 1990)。ただし、その変化の度合いは南部域のような顕著な変化を示すものではなく、また Cl^- 以外の成分については明瞭な低下傾向などが認められていない。前述した 70 年代～80 年代における亀川地区の自噴域の縮小範囲が顕著でなかったことも含めて考えると、南部域と比較した場合には北部域の一般温泉は地下深部の温泉水の圧力低下の影響がやや小さいとみることもできる。以上のように南部域と北部域とで、温泉の長期的な化学組成の変遷にみられた傾向の違いは、本調査における自噴泉の水質変化の程度の差としても現れたのではないかと考える。

4.3 自噴泉への海水侵入に関する考察

最後に、Na-Cl 型水質を示した自噴泉に対する海水侵入の影響に関して簡単に述べておきたい。3.1 項で述べたように、本調査において Na-Cl 型を示したのは、H-02, H-03, H-07 の 3 か所の自噴泉であった。この内、特に高い Cl^- 濃度を示したのが H-02 (765 mg/L) と H-07 (1820 mg/L) である。より高い Cl^- 濃度を示した H-07 については、竹瓦温泉の 100 m ほど南側に位置しており、今回、採水を行った中では最も海岸線に近い場所 (楠町) に湧出する自噴泉である。この朝見川の北側の海岸沿いの一帯は 1960 年代には温泉への海水侵入が確認されている区域にあたるが (吉川・北岡, 1977)、近年、Sr 同位体比を用いて調査が行われた結果からも海水侵入がみられる範囲には大きな変化が生じていない、との結果が得られている (由佐ほか, 2004)。

吉川・北岡 (1977) は、500 mg/L 以上の Cl^- 濃度を示す温泉を閾値として本地域における海水侵入泉を区分したが、H-07 が示した Cl^- 濃度は、別府温泉の深部熱水に対して推定されている Cl^- 濃度 (1500 mg/L 程度 ; Alice and Yusa, 1989) よりも高い値であり、その条件を十分に満たしているといえる。また、吉川・北岡 (1977) の調査によるとこの地域で得られる温泉水の泉温は平均 49.5°C、最高が 63.5°C であったが、これも H-07 の自噴泉 (51.4°C) と同

様である。これらの点を踏まえて考えれば、H-07については海水侵入を経験した自噴泉であると判断してもよさそうである。その場合、水素・酸素同位体組成に関しても僅かとはいえ、海水の混入による影響を受けた可能性が考慮されることになる。H-07で求められた平均涵養標高は145mと他の自噴泉の値と比較してもかなり低い値を示していたが、これは、海水と混合する前にH-07が有していた元々の同位体比が、海水混入の影響を受けて δ 値の高い側へ僅かにシフトしたことにより、平均涵養標高が本来示すべき値よりも低くなってしまったために生じたものとして説明することが可能である。

一方、もう一つの高塩分泉であるH-02については過去にも北岡(1977)によって、海水侵入に関する考察が行われている。北岡(1977)はH-02のような亀川地区山の手の高塩分泉に対して、従来の解釈である「高標高側にある野田地区の地熱地帯から伏流してきた熱水性の温泉である」との考えに対し、山の手の高塩分泉の湧出量が潮汐の影響を受けるとや静止水頭の分布図より海岸地区と山の手の水頭差がほとんどない点、また、高塩分泉でありながら Mg^{2+} の組成割合の高い点、などに着目して、山の手の高塩分泉に海水が侵入している可能性を考えても良いことを指摘している。

現在のところ、H-02に海水侵入が生じていることを積極的に示す根拠となるようなデータは得られていないため、この問題に対しては、これ以上の言及は避けたいが、H-07と同様にH-02についても水素同位体比より算出した平均涵養標高が若干、低い値を示している(199m)ことは事実である。その点から考えれば、H-02に関しても海水混入の影響を受けて平均涵養標高が、他の自噴泉よりも低めに出ている可能性は考えられなくもない。その一方で、約200mという涵養標高を野田地区の方向へと辿っていった場合には、鉄輪温泉の位置している近辺が涵養標高によって示される水の涵養域と一致することになり、高温で高塩分であるH-02の水の起源を考える上で、興味深い結果であるといえる。H-02の海水侵入問題に対しては、水質や同位体比だけではなく、湧出量なども含めたモニタリングを行い、自噴泉の物理・化学的な挙動に対する理解を深めていくことが重要であると考えられる。

5. まとめ

別府地域において現在も自噴が確認された7箇所の一般温泉を対象として、採水調査を実施した。温泉水の化学・同位体組成の分析結果を用いたデータ解析と結果に対する考察を行った結果、(1)自噴泉の水質はNa-Cl型とNa-HCO₃型のどちらかに分類される点、(2)水の水素・酸素同位体組成より、自噴泉を形成している水の大半は天水に起源をもつものである点、(3)自噴泉の多くで、標高約300m前後の平均涵養標高を示した点、などが明らかになった。また、それらの結果を踏まえて考察した結果、自噴泉を形成する水は別府扇状地の比較的標高の低い領域で地下に涵養された水が浅層地下水となり、それら浅層地下水が深部の源熱水と混合することで自噴泉を形成していることが推定された。

温泉開発が進んでいく中で、多くの自噴泉が自噴停止に追い込まれてきた経緯などもあったことから、現存する自噴泉については「かろうじて自噴するための地下水理条件が保たれた」状態であろうと考えて調査を開始してみたが、北部域の一部の地点にみられたように、40年前や50年前のデータと比較しても化学組成や泉温に大きな変化が認められない自噴泉が残されていることを確認できた。別府地域全体では自噴泉が減少している状況に変わりはないため、本調査研究の結果のみをもって、自噴泉の長期変動に関する評価を下すことは早

計であろうが、自噴泉の現状を把握するとして当初の目的は十分に達成できたものであると考える。今後、自噴泉の化学組成や同位体組成の経時変化などを明らかにするためのモニタリング調査などを行うことによって、自噴泉の詳細な性状を明らかにするための知見が得られるものとする。

参考文献

- Allis, R. G., Yusa, Y. (1989) Fluid flow process in the Beppu Geothermal systems, Japan. *Geothermics*, 18, 713-759.
- 大沢信二, 山田誠, 三島壮智, 北岡豪一 (2009) 天然同位体をトレーサーとした別府南部域の温泉涵養域の推定. 大分県温泉調査研究会報告, **60**, 7-18.
- 大沢信二, 三島壮智, 竹村恵二 (2016) 天満温泉 (別府市) の泉質モニタリング. 大分県温泉調査研究会報告, **67**, 15-22.
- 風早康平, 安原正也 (1994) 湧水の水素同位体比からみた八ヶ岳の地下水の涵養・流動経路. *ハイドロロジー*, **24**, 107-117.
- 北岡豪一 (1978) 別府北部温泉地域への海水侵入. 大分県温泉調査研究会報告, **29**, 21-29.
- 北岡豪一, 由佐悠紀, 神山孝吉, 大沢信二, Michael K. STEWART, 日下部実 (1993) 水素と酸素の同位体比から見た別府温泉における熱水流体の移動過程. *地下水学会誌*, **35**, 4, 287-305.
- 吉川恭三, 志賀史光 (1966) 大分県下温泉の生成過程 (2) 別府北部温泉群の生成機構. 大分県温泉調査研究会報告, **17**, 5-11.
- 吉川恭三, 由佐悠紀, 大分県環境管理課, 大分県別府保健温泉課, 別府市役所温泉課 (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.
- 吉川恭三, 由佐悠紀, 北岡豪一, 野田哲郎 (1977) 別府市内竈地区の温泉調査. 大分県温泉調査研究会報告, **28**, 1-10.
- 吉川恭三, 北岡豪一 (1977) 別府南部温泉地域への海水侵入. 大分県温泉調査研究会報告, **28**, 17-25.
- 古賀昭人, 野田徹郎 (1970) 別府明礬温泉の成因とその特徴ある化学成分. 大分県温泉調査研究会報告, **21**, 65-69.
- 山下幸三郎, 森忠敬 (1966) 別府市亀川温泉の水系. 大分県温泉調査研究会報告, **17**, 12-17.
- 由佐悠紀, 川村和正 (1971) 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.
- 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. 大分県温泉調査研究会報告, **30**, 10-18.
- 由佐悠紀, 大石郁朗 (1988) 別府温泉の統計 - 昭和 60~62 年における採取水量および熱量 -. 大分県温泉調査研究会報告, **39**, 1-6.
- 由佐悠紀, 神山孝吉, 川野田実夫 (1989) 別府温泉南部域の化学成分長期変化について (2). 大分県温泉調査研究会報告, **40**, 21-29.

- 由佐悠紀, 神山孝吉, 川野田実夫 (1990) 別府温泉北部域の化学成分長期変化について
(2). 大分県温泉調査研究会報告, **41**, 13-24.
- 由佐悠紀 (1995) 別府地域の温泉と地球物理. 「別府の自然」(別府市自然環境学術調査
団), 55-83.
- 由佐悠紀, 大沢信二, 北岡豪一 (2002) 別府温泉における温泉水系の変動. 大分県温泉調査
研究会報告, **53**, 1-11.
- 由佐悠紀, 柴田知之, 芳川雅子 (2004) 別府温泉南部域の温泉水への海水混入の検出(1)ス
トロンチウム同位体による試み. 大分県温泉調査研究会報告, **55**, 1-4.
- 由佐悠紀 (2010) 別府を中心とした陸水学・温泉研究の系譜. 京大地球物理学研究の百年
(II), **2**, 33-36.
- 由佐悠紀 (2018) 別府温泉の成り立ち. 地質調査, **2**, 31-36.

参照 web ページ

別府温泉地球博物館 HP : 由佐悠紀, 大分県の温泉 (9)

<<http://www.bepmuseum.jp/archives/epo09.html>> ; 2019年3月7日閲覧

別府市 HP : 別府の文化財

<<https://www.city.beppu.oita.jp/pdf/gakusyuu/bunkazai/booklet/no35.pdf>> ; 2019年3月7日
閲覧, No.35, 2004

大分県 HP : 大分県鉱泉誌 1970,

(1)<<https://www.pref.oita.jp/uploaded/attachment/136457.pdf>>

(3)<<https://www.pref.oita.jp/uploaded/attachment/136459.pdf>>, 2019年1月28日閲覧, 1970

大分県 HP : 大分県鉱泉誌 2006

(4)<<https://www.pref.oita.jp/uploaded/attachment/136465.pdf>>

(6)<<https://www.pref.oita.jp/uploaded/attachment/136467.pdf>>, 2019年1月28日閲覧, 2006

