

はじめに

大阪府内には、令和 7 年（2025 年）10 月末現在、172 本の温泉井戸があり、その多くは公衆浴場や旅館、社会福祉施設等の源泉として利用されている。近年は長寿社会の到来に伴う健康への関心の高まりや観光資源として、温泉の果たす役割は一層重要なものとなっている。

一方、温泉資源には限りがあり、決して無尽蔵なものではないことから、大阪府では温泉法に基づき、温泉をゆう出させる目的の掘削、増掘及び動力の装置（以下、「掘削等」という。）について、「大阪府環境審議会温泉部会」へ申請の内容を諮問し、その答申を踏まえ許可等の行政処分を行っている。

環境省が示す「温泉資源の保護に関するガイドライン」では、掘削等の不許可及び採取制限命令は、温泉の掘削等が温泉のゆう出量（揚水量）、温度又は成分に及ぼす影響についての科学的根拠に基づき行うことが必要とされており、本府では、温泉部会で審議する際の協議事項として、府内の温泉ゆう出量及び泉質等のデータに基づき、既存源泉からの距離規制や採取量の制限等を設けている。

現行の協議事項については、大阪市立大学（現・大阪公立大学）と共同で平成 26 年度（2014 年度）に水質分析を、平成 27 年度（2015 年度）から 28 年度（2016 年度）に揚水試験及び長期測水調査を実施し、これらの調査結果に基づき平成 29 年（2017 年）4 月から適用している。

地下資源の状況は経年変動するため、本協議事項の科学的有効性を維持するためには、現況を把握するとともに、定期的に基準の妥当性を検証する必要があることから、令和 6 年度（2024 年度）に長期測水調査を、令和 4 年度（2022 年度）から令和 7 年度（2025 年度）に泉質分析を実施し、これらの調査結果を基に、今後の温泉行政における資源保護のあり方についてとりまとめを行った。

なお、本調査については大阪公立大学で長期測水調査を、（地独）大阪健康安全基盤研究所で泉質分析を実施し、結果のとりまとめについては両機関に加え（一財）GRI 財団にも協力をいただいた。

1 長期測水調査の結果概要

(1) 温泉井戸の地下水位長期測定

今回の温泉資源保護にかかる検討では、揚水が休止されている温泉井戸 2 施設（表 1 及び図 1 の施設 L2、L3）において、長期の水位測定を行った。測定期間は 2024 年 5 月 16 日～2024 年 9 月 11 日で、いずれも前回調査（2015～2016 年）で測定を実施した地点である。水位測定では、水圧式地下水位データロガー（Onset 社 HOBO Water Level Data Logger U20L）を用いて、地下水位の長期観測を行った。各井戸において、水位校正用に大気圧測定のリガーを設置して各地点の大気圧測定も行っている。データ採取は 15 分間隔とした。一定の深度に設置した水位計の圧力データから大気圧の変化を差し引き、その補正後の圧力に対して水深換算を行い、計測開始時点あるいはロガーのデータ回収時点に水面接触式水位計で計測した地表面下の深度を基準値として観測水位を算出した。計測期間や井戸の諸元は表 1 に示す。

施設 L2、L3 の 3～4 か月間の測定結果と大気圧、潮汐、雨量との関係と気圧効果補正、潮汐補正後の水位のグラフを図 2、3 に示す。いずれの施設においても、気圧効果・潮汐変動除去後の地下水位は緩やかな上昇傾向にある。

(2) 大気圧に対する地下水位応答

大気圧変化に対しての地下水位の応答は顕著で、大気圧が低くなると、観測水位が上昇するという応答を示す。潮汐応答の影響を除くため地下水位・大気圧の 25 時間階差を求め、それらの階差の相関を見たものが図 4 である。いずれの井戸も地下水位階差と大気圧階差の相関は高く、相関係数はほぼ 0.9 である。大気圧に対する水位変化の応答係数は気圧効果（気圧係数）と呼ばれる。大阪市此花区施設 L2 での気圧効果は 0.0041 m/hPa、和泉市施設 L3 では 0.0042 m/hPa で、ほぼ同程度であった。山本¹⁾によると、気圧効果の値は一般的に 0.2～0.7 mm/mm H₂O (0.002～0.007 m/hPa) の範囲であることから、両地点とも一般的な気圧効果の値を示している。この気圧効果を補正したものが、図 2、3 の気圧効果補正水位である。

(3) 潮汐に対する地下水位応答

気圧効果補正水位はいずれも周期的な変動を伴っていて、潮汐に対して調和的に変動する。図 5 に令和 6 年（2024 年）6 月 3 日から 6 日間の気圧効果を補正した水位変動と潮汐の状況を示す。大阪市此花区施設 L2 は、大阪港の海面潮位に位相が合い、大阪港潮位差に対して約 36%の応答がある。

帯水層に加わった海水面の上下動の圧力は、浅層帯水層での側方への流動を伴って減衰している。つまり、大阪湾潮位変化によって生じる帯水層の有効応力の変化が帯水層の体積歪を生み出し、それに伴う水圧変化が、地下水位変化として現れる。地下水位の応答は、潮汐に対して時間遅れが生じていない。また、大阪港潮位変動に対して一日潮でも半日潮でも 36%の地下水位応答が認められ、その応答率に違いがない。このことは、山本¹⁾で示される帯水層の途中から漏水のある場合に相当する。

和泉市施設 L3 の地下水位変動は、固体潮汐（地球潮汐）による体積歪²⁾によるものである。潮汐影響評価プログラム GOTIC2³⁾で算出した大阪での固体潮汐を示すと、和泉市施設 L3 の地下水位変動はこれと調和的に応答している。

（4）長期水位変動

前述のように、上記の気圧効果・潮汐の影響を除去した補正水位の計測期間中における推移（図 2、3）から、いずれの井戸の地下水位も緩やかな上昇傾向にあり、降雨に対する明瞭な応答は認められなかった。2016 年度調査と今回調査の水位上昇傾向を図 6 に示す。図 6 に示した水位の値は、測定期間ごとの開始時と終了時の値である。1 年ごとの平均的な水位上昇率は、大阪市此花区施設 L2 で 0.45 m/年、和泉市施設 L3 で 0.33 m/年である。

大阪平野で観測される他の深部帯水層の地下水位記録としては、産業技術総合研究所が保有する天王寺観測井（地表面標高 15 m、井戸深度 535 m、ストレーナー中央深度 456 m）がある⁴⁾。この井戸では平成 24 年（2012 年）から令和 4 年（2022 年）の 10 年間で約 10 m の水位上昇がみられ（図 7）、平成 27 年（2015 年）から令和 5 年（2023 年）にかけて 1 年ごとの平均的な水位上昇率は 0.88 m/年である。同じく産業技術総合研究所が保有する池田観測井（地表面標高 36 m、井戸深度 670 m、ストレーナー中央深度 550 m）では、2016 年度調査の際に実施した揚水試験において揚水後に水位回復がなく健全な井戸状態でない可能性があるが、水位計が再設置された後の平成 29 年（2017 年）から令和 2 年（2020 年）の 3 年間で 1 m 以上の水位上昇がみられ、1 年ごとの平均的な水位上昇率は 0.38 m/年である。

また、大阪府内の地盤沈下水位観測井のうち、井戸深度 100 m 以上の地点を対象として、平成 24 年（2012 年）から令和 3 年（2021 年）の 10 年間の地下水位変化を整理した（図 8～10）。各観測井の井戸深度、ストレーナー中央深度、年平均水位と水位上昇率を表 2、3 に示す。まず、北摂地域・東大阪地域の地下水位変化を図 8 に示す。高槻観測井では 10 年間で大きな

水位変化はみられないが、その他の地点ではいずれも水位上昇傾向がみられ、吹田 2 観測井での平均的な水位上昇率が最も大きく 1.14 m/年、その他の観測井では 0.19～0.40 m/年である。堺・泉南地域の観測井（図 9）ではいずれも水位上昇傾向がみられ、貝塚 1 観測井での平均的な水位上昇率は 1.12 m/年、貝塚 2 観測井では 0.78 m/年、泉南観測井では 0.61 m/年である。大阪市内の観測井（図 10）でも同様に、全ての観測井で水位上昇傾向がみられる。水位変化は 10 年間で 1～4 m 程度であり、最も大きい港（Ⅱ）B 観測井での平均的な水位上昇率は 0.45 m/年である。

これらの結果から、観測井ごとに平均的な水位上昇率を求め、ストレーナー中央深度に相当する地層ごとに整理した（図 11）。地層区分は市原⁵⁾を参考にし、深度 100 m 付近に分布する Ma11 層及び広域的な遮水層となっている海成粘土層の Ma9 層、Ma6 層、Ma3 層と、最も古い海成粘土層である Ma-1 層で帯水層が区分されると考えた。ストレーナー深度に分布する地層は既往資料⁵⁻⁷⁾を参考に推定した。本報告で整理した全ての地点において水位上昇傾向が確認できたことから、相対的な地下水量（涵養量と利用量の差）は増加傾向であるといえる。水位上昇率が最大値を示した地点は貝塚-1 で 1.17 m/年（ストレーナー中央深度：129 m）、次に大きい値を示した地点は吹田第 2 で約 1.07 m/年（ストレーナー中央深度：111 m）である。一方、水位上昇率が最も低かったのは高槻で 0.07 m/年（ストレーナー中央深度：127 m）、天保山-B で 0.10 m/年（ストレーナー中央深度：98 m）であった。このように、平均的な水位上昇率は非常にばらついており、地層区分、深度、地域ごとの明確な傾向は認められないことから、広域的な環境条件というよりも、ローカルな地層分布や地下水利用状況によって水位上昇率の差が生じている可能性がある。

以上のように、温泉井戸よりも浅い観測井で水位上昇傾向が明瞭であることから、より深部の地下水を利用している温泉井戸では、上位からの圧力伝播によって水圧（水位）が上昇する可能性がある。また上位の水圧が高くなることで、ケーシングの外側からの漏水量が増し、結果的に地下水量が増加する可能性も考えられる。これらの可能性は、量的観点からは温泉資源の健全性が示唆されるが、一方で、溶存成分濃度が低い地下水の混入等による水質変化の傾向も十分検証していく必要がある。

2 揚水試験結果から算定した帯水層の透水係数

(1) 動力装置選定に係る試験方法

大阪府環境審議会温泉部会協議事項において、動力装置の選定に係る試験方法については、以下の定めがある。

- ・ 段階揚水試験、連続揚水試験の結果より揚水量を求め、動水位から求められている全揚程を考慮し、揚水ポンプの性能に見合った出力とする。
- ・ 揚水試験の結果を非平衡式で解析し、①の計画揚水量における 800 m 影響圏での影響水位の算出結果及び、大阪層群下部及び最下部で取水する場合は、漏水係数等漏水量の試算結果に基づき①の動力装置の出力の確認を行う。
- ・ 揚水量の上限を 500 L/分とする。

また、各試験方法は以下のように定められている。

- ・ 段階揚水試験は、1 段階あたり 2 時間以上とし、5 段階以上行ったものとする。
- ・ 連続揚水試験は、計画揚水量またはそれ以上で 48 時間以上行ったものとする。回復試験については、水位が安定するまで行ったものとする。
- ・ 水位の測定方法は触針式とする。

揚水試験を実施することにより、ストレーナー設置深度における帯水層の透水量係数、比湧出量、貯留係数を求めることができる。本報告では、各源泉（127 本）の動力装置許可申請書に記載されている揚水試験の結果等を整理し、大阪府内で温泉利用されている帯水層の透水係数の全体的な傾向をとりまとめた。

なお、一般的な揚水試験は、揚水井と離れた位置に設置した複数の観測井で測定した水位変化を用いて解析するよう定められている^{8,9)}。一方で、本部会のように温泉利用のための動力装置選定を目的として実施する場合、申請者の敷地外での観測井掘削が困難である上、対象とする帯水層が深く複数井戸の掘削はコスト面でも実質不可能であることから、揚水と水位観測は単孔で実施されている。単孔で揚水試験を実施した場合、井戸直近部においては、揚水に伴う水位低下量が本来の帯水層の値よりも大きくなる。このような現象を井戸損失とよび、その結果として、透水量係数は小さく、貯留係数は大きな値が算出されることに十分留意が必要である。

連続揚水試験から帯水層の透水量係数等を求める解析手法として、帯水層の上下の地層が完全な不透水層で漏水はないと仮定するタイス（Theis）の方法^{8,10)}がある。計算式は以下のように表され、標準曲線と実測データを重ね合わせる「マッチング法」によって値を求める。タイスの式は以下のように示される。

$$s = \frac{Q}{4\pi T} W(u)$$

$$u = \frac{r^2 S}{4Tt}$$

$W(u)$:井戸関数、 s :水位低下量 (m)、 Q :揚水量 (m³/day)、 T :透水量係数 (m²/day)、 S :貯留係数、 r :揚水井から観測井までの距離、 t :揚水開始からの経過時間

実際の自然地盤では、漏水のない完全な不透水層はほとんどなく、多少の漏水が生じる難透水層（粘土層等）である場合がほとんどであり、揚水によって圧力が下がると難透水層からの漏水が発生する。このように漏水の現象を考慮した解析モデルがハンタッシュ・ヤコブ（Hantush-Jacob）の方法¹¹）である。ハンタッシュ・ヤコブの方法は、タイスの井戸関数に漏水の影響を示すパラメータを追加したものであり、タイスの方法と同様に標準曲線と実測データを重ね合わせる「マッチング法」によってパラメータ値を求める。

揚水試験を開始すると、最初はタイスの曲線（漏水なし）に沿って水位が低下するが、時間が経過して上下の難透水層から漏水による補給が始まると、水位低下の速度が遅くなり平衡水位に落ち着く。ハンタッシュ・ヤコブの式は以下のように示される。

$$s = \frac{Q}{4\pi T} W(u, r/B)$$

$$r/B = r / \sqrt{T / (K' / b')}$$

$W(u, r/B)$:井戸関数、 B :漏水係数 (m)、 K' :漏水層の鉛直方向の透水係数 (m/day)、 b' :漏水層の厚さ (m)

単孔で揚水試験を実施する場合、 r の値は単純に揚水井のケーシング(管)の外半径とせざるを得ないが、井戸周りに充填されたグラベルパッキン(砂利)の影響や井戸損失により理論値と整合しないことが多く、貯留係数(S)の値は信頼性が低くなる可能性がある。透水量係数(T)については、揚水初期のデータをタイスの曲線にフィッティングして決定することで、比較的信頼性の高い値が得られる可能性がある。

以上のような解析手法を用いて、各源泉の動力装置許可申請書に記載された透水量係数の値を整理した。なお、申請時に透水量係数が求められていな

い源泉のうち、連続揚水試験の結果が添付されているものについては今回改めて透水量係数の値を求めた。透水量係数は帯水層の厚さに透水係数を乗じた値であるため、ここでは帯水層の厚さをストレーナー長に置き換えて、透水量係数をストレーナー長で除して透水係数の値とした。

(2) 帯水層ごとの透水係数の分布

前述のように、各源泉で実施された揚水試験の結果から透水係数を推定し、ストレーナーの設置深度の帯水層区分ごとに整理した。帯水層区分は市原⁵⁾にならい、大阪層群を上部・下部・最下部に区分し、基盤岩を含めて4区分とした。ただし、大阪府内では大阪層群上部層から取水している源泉はなかったため、ここでは大阪層群下部・最下部・基盤岩の帯水層の透水係数について整理した。ストレーナー深度における帯水層区分は、既往の地質調査ボーリングや反射法地震探査の結果⁵⁻⁷⁾による地層分布の情報をもとに、総合的に判断した。

図12～14に帯水層区分ごとの透水係数の分布を示す。いずれの帯水層も 1.0×10^{-4} m/s未満の透水係数を示すが、特に基盤岩では大阪層群と比較して明らかに低い傾向があり、36地点中18地点で 1.0×10^{-7} m/s未満である。地盤工学会編¹²⁾による透水係数と土質区分の目安は、 $10^{-7} \sim 10^{-5}$ m/sオーダーの透水係数をもつ帯水層の透水性は「低い」、対応する土の種類は「細砂、シルト、砂・シルト・粘土混合土」である。前述のとおり、本報告で算出した透水係数は単孔の揚水試験の結果をもとにした推定値であることから、実際の値よりも小さく見積もられている可能性が高い。ただ、試験方法に起因するデータの不確実性を考慮しても、大阪府内の温泉水が取水されている帯水層の透水性はそれほど高くないであろう。低透水性の帯水層から無理な揚水を続けると、取水量に対して涵養量が追いつかず、温泉資源は短期間で枯渇してしまう危険性がある。今後も温泉資源を継続的に利用していくために、一定のルールに基づく管理と、温泉水を含む地下水の性状や賦存状況を定期的に把握していくことが重要である。

3 泉質分析の概要

大阪府では平成15年(2003年)に50地点(源泉数:約140本)、平成26～27年(2014～2015年)に68地点(源泉数:172本、平成28年10月時点)の温泉井戸を対象として泉質分析を行い、温泉資源としての評価を行った¹¹⁾。その結果、「規制を厳しくするほど深刻な状態ではないが、緩和するほど良好な状態ではない」と結論づけられ、温泉水の賦存状況の把握に努め、継続した調査が必要とされた¹³⁾。現在、前回調査時から約10年が経過

し、令和 7 年 8 月時点において、源泉数は 172 本で変動はないが、入れ替わりは生じている¹⁴⁾。今後、温泉資源を枯渇させることなく、有効に利用するために、現在の掘削許可条件が温泉資源を適切に利用できる指針となり得ているかどうか、再び評価すべき時期にきている。

そこで今回、令和 4～7 年（2022～2025 年）にかけて温泉水の泉質分析を実施したので、その結果について述べる。

（1）採水と分析法

試料は源泉に近い場所から採水することとしたが、多くの場合は、井戸上端付近の温泉水分取用の止水栓から採取した。なお、止水栓がない場合には、貯留用タンク中の温泉水吐出口等、可能な限り泉質が変化していない温泉水を取水できる場所からの採取を心がけた。

現地及び試験室での測定項目を表 4 に示した。現地での測定にあたっては、試料が空気と接触しないように注意して採水して行った。試験室での測定用試料はポリ容器 2 本に採水し、金属類測定用には採水後直ちに硝酸（最終濃度 1%）を添加し、他方は未処理とした。ただし、pH がアルカリ性の場合のみ、別のポリ容器に採水後、硫酸を添加し、pH7 以下に固定して、アンモニウムイオンの測定用試料とした。

各項目の測定は、鉱泉分析法指針¹⁵⁾に準拠して行った。すなわち、炭酸水素イオンは滴定法、陰イオン及び陽イオンはイオンクロマトグラフ法、金属類は誘導結合プラズマ-質量分析法による一斉分析により測定を行った。

（2）泉質分析結果

今回、採水を行った温泉井戸は 83 地点である（図 15）。分析結果は表 5 に示した。以下に結果の概要を述べる。

ア 基礎的項目

泉温の範囲は 11.0～59.9℃で、温泉法の定義の 1 つである 25℃以上を満たしたものは 83 試料中 39 試料（47%）であった。pH（現地）の範囲は 6.0～10.1 であった。密度の範囲は 0.9956～1.030 で、75%値が 1.001 であったことから、大半の試料は 1.000 未満であった。溶存物質質量と電気伝導率との間には極めて高い相関関係（ $R^2=0.9794$ ）が認められた（図 16）。

イ 主成分組成と分布

図 17 にヘキサダイアグラムを用いた温泉水の主成分組成を示す。府内の温泉水を泉質と分布から以下の 3 種に分類される。

- 1) 炭酸水素塩泉：主に北摂山地・和泉山脈に分布

- 2) 塩化物泉（深部流体型 /化石海水型）：府内中央部の南北に分布
- 3) 単純温泉型：大阪市周辺及び臨海部に分布

炭酸水素塩泉は北摂山地と和泉山脈に多く分布する。特に、炭酸水素イオンが 30 mval/L (NaHCO_3 として約 2,520 mg/L) を超える地点は、府南部に位置する阪南市と泉南市の市境付近及び北部の箕面市、池田市に集中している。炭酸水素塩泉は井戸深度が 500 m 以内のものが 17 地点のうち 9 地点と半数以上を占めており、岩盤中の比較的浅所に帯水していると考えられる。

一方、塩化物泉は府内中央部の南北に分布するが、北部に位置する高濃度の泉源は、有馬—高槻断層帯付近に集中している。これらの有馬—高槻断層帯から北西付近と和泉山脈に位置している炭酸水素塩泉と塩化物泉の多くからはリチウムイオン (Li^+) が検出された (29/83 地点、図 18)。リチウムはナトリウムと同族で化学的性質が類似しているため、通常塩化物泉では検出されるが、府内の炭酸水素塩泉の多くの地点 (14/17 地点) においても Li^+ の検出が認められた。 Li^+ は地下深部から供給される熱水に多く含まれ、地表水の影響を受けにくいことから深部から上昇する熱水（深部流体）の指標とされる¹⁶⁾。また、 Li^+ とともに深部流体の寄与の指標として、 Li^+ と塩化物イオン (Cl^-) の比 (Li/Cl 比) が用いられており、同比が 0.001 以上の場合、「有馬型塩水」と呼ばれる深部流体起源の流体を含んでいるとされる¹⁷⁾。今回の調査において Li/Cl 比が 0.001 以上の地点を確認したところ、 Li^+ の検出地点の中でも、特に前述の地域に集中していた (図 18、19)。このことから、これらの温泉が深部流体の影響を受けていることが示唆された。

塩化物泉では、 Li/Cl 比により 2 つのグループに分類できる。1 つは Li/Cl 比が 0.001 に近いグループ (No.3、7、41) で、これらは炭酸水素塩泉の近傍に位置していた。また、No.70、76 は Li/Cl 比が 0.001 をやや下回るものの、高濃度の Li^+ が検出され、他の塩化物泉と比較して炭酸水素イオンが高い傾向にあることから、これらも深部流体の寄与があると推定される。対照的に、 Li/Cl 比が 5×10^{-4} よりも小さい塩化物泉は、その多くが大阪平野の高深度の帯水層から得られている。これは、地層水 (Formation water) と定義されるものであり¹⁷⁾、化石海水であると判断される。

なお、 Li^+ が未検出であった炭酸水素塩泉は、府東部に位置する No.75、79 及び南部の検出地域に位置する No.22 の 3 地点であった。特に No.22 は「 Cl^- が低く、硫酸イオンが高い」という特徴を有しており、これら 3 地点は他の炭酸水素塩泉とは異なる起源を持つ可能性が考えられる。

塩化物泉の多くは 1,000 m より深い大阪層群の最下部、またはその下位の基盤岩から採取される。塩化物泉は海水と比較すると、ナトリウムイオン (Na^+) の割合が少なく、カルシウムイオン (Ca^{2+}) の割合が高い (図 20、

21)。これは、温泉水が地表よりも高温で岩石と反応した結果であり、単純に海水を起源としているわけではないことを示唆している。また、塩化物イオン (Cl⁻) と臭化物イオン (Br⁻) の関係は、ほぼ直線上にプロットされる一方、Br/Cl 比は多くの温泉水で海水の値よりも小さい値を示した (図 22)。

このことから、多くの温泉水において、化石海水は地下で変質していることが読み取れる。

一方、No.3 の Br/Cl 比は他の塩化物泉と異なり、海水希釈線付近に位置している (図 22)。Li/Cl 比からは深部流体の寄与が推定されるが、地表からの海水の寄与の可能性も考慮する必要がある。また Ca²⁺と Cl⁻のプロットは 2 つのグループに分けられ、海水希釈線付近のグループは前述した深部流体の影響を受けている試料と一致する (図 21)。このことは、これらの塩化物泉が、他の塩化物泉とは異なる供給経路を持つことを裏付けるものである。

単純温泉及び温泉法上の温泉 (療養泉に該当しない温泉) (ただし、放射能泉は対象外) は大阪市周辺と海側に分布し、炭酸水素イオンが概ね 6 mval/L 以下の場所と一致する。これらの井戸深度は概ね 500~1,000 m、泉温が 40℃程度までである。また、陽イオンの組成はナトリウムが支配的でカルシウムやマグネシウムをほとんど含んでいないことから、堆積層内で比較的長く滞留した成熟した地下水であると言える。

一方、泉温が 40℃以上の一部の井戸は、深度が 1,000 m を超えていた。深度が 1,000 m 以上であるにも関わらず、泉温が 25℃未満であった井戸が 2 地点あったが、そのうち No.67 は貯水槽からの採水であったため、採水時には揚水時よりも温度が低下していたと推察された。No.73 は井戸深度が 1,500 m で、源泉井戸からの採水であったものの、泉温は 24.4℃であった。当該井戸については、深部ストレーナーの閉塞や過剰揚水による浅部滞水層からの涵養 (上位の地下水の混入) が原因として考えられる。

今回の分析結果から、温泉法上の温泉 (療養泉に該当しない温泉) に分類された 14 地点のうち 12 地点は、直近の温泉分析では単純温泉に分類されていた。そのうち、2 地点は前述の通り、井戸深度が 1,000 m 以上であったが、その他は 1,000 m 未満であった。今回の調査で源泉井戸からの採水が困難で、貯水槽や中間槽からの採水が多かったこと (14 地点中 10 地点) も泉温が低く測定された一因と考えられた。

ウ 泉質の経年変化

掘削当初、前回調査 (平成 26~27 年)、及び今回調査 (令和 4~7 年) の計 3 回の調査で比較可能な 53 地点を対象に、泉質の比較を行った (図 23~29)。図 24~29 の括弧内の番号及び表 5 の通し番号は前回の調査と共通で

ある。

掘削当初から今回の調査までの期間で、陽イオンと陰イオンの合計濃度である総イオン濃度（以下、「塩濃度」という。）の変化率が20%を超えた井戸は14地点であり、2地点で増加、12地点で減少していた。塩濃度が増加方向へ変動した井戸は、周囲の温泉水の取水状況の変化により、深層からの地下水の供給割合が増加したことが原因と考えられる。塩濃度が減少していた井戸は大阪府北中部に集中していた（図23）。これらの地下水のうち、掘削当初に塩化物泉であった大阪府平野東部に位置する6地点で、特に顕著な減少が確認された（図24）。

特に、No.68（OH-6）は掘削時、ナトリウム・カルシウム-塩化物温泉であったが、前回の調査時（平成26年（2014年））に既に塩濃度が99%以上減少し、今回の調査ではさらなる減少が確認された。本井戸は、掘削深度が1,206mで、掘削当初は泉温が40.7℃あったが、今回は源泉井戸で採水したものの泉温が25℃に満たなかった。この急激な温度変化はストレーナーの閉塞、あるいは浅部帯水層からの涵養等、井戸の維持管理上の問題に起因するものと推察される。一方で、近傍のNo.67においても、約10年（平成25年～令和6年（2013～2024年））で塩濃度が約70%減少している。なお、No.67及びNo.68のいずれも、温泉を公共の浴用又は飲用に供していないため、温泉法第18条第3項に基づく定期的な温泉成分分析は実施していない。

No.58も同様にナトリウム-塩化物温泉であったが、前回の調査時にすでに塩濃度が98%と大きく減少し、その後10年間、塩濃度及び温度に大きな変化はなかった。一方、No.50（OH-83）及びNo.65（OH-87）は掘削時から比較すると塩濃度が90%程度減少している。

No.82（OH-108）とNo.2（OH-4）は元々塩化物イオン濃度が高いが、減少傾向にある（図26）。No.82（OH-108）は、ナトリウム・カルシウム-塩化物温泉の泉質を維持しているものの、約10年で塩濃度が約80%減少しているため、注意が必要である。No.2（OH-4）は30年で約40%の減少と比較的緩やかであるものの、長期的な減少傾向は継続している。

今回、塩濃度が減少傾向にある源泉が比較的多く確認された。中には減少率が高く、泉質が変化している事例も見られた。しかし、これらの井戸は大阪平野東部と北部山地に点在していた。減少のパターンには低下が続いている「継続的な低下型」と低下後一定の値で推移している「低下後の安定型」の2種類に大別される。塩濃度が減少した井戸の揚水量は計画揚水量の35%以内にとどまっており、過剰揚水が直接的な要因である可能性は低いと考えられた。したがって、塩濃度が減少し、泉温も低下している井戸については

浅部帯水層からの涵養の影響が、塩濃度のみ減少している井戸については取水している地下水の供給源の変化等に起因する泉質の変化が推察された。これらの平野の地下深部に滞水する塩水は、上述のように化石塩水である。すなわち、当該地域の温泉井戸は賦存量が限定的な帯水層から取水しており、枯渇しつつある可能性も排除できない。塩濃度の減少傾向が継続している井戸については、将来的に温泉の採取・利用に支障が生じ得るため、注視が必要である。

一部の温泉で見られた泉温の低下、塩濃度減少の背景には、地下水環境の局所的な変化に加え、温泉井戸の維持管理上の課題も一因として推察される。

以上のことから、今後、定期的な泉質分析、適切な維持管理等、貴重な温泉資源の適切利用を促す必要がある。

4 大阪平野における温泉水の賦存状況

長期測水調査の結果及び地盤沈下水位観測井のデータから、前回の調査結果と同様、大阪平野で観測される帯水層の水位は深度に関わらず上昇傾向にあり、揚水量よりも涵養量の多い状態が継続している。一方で、各源泉の動力装置許可申請書に添付された揚水試験結果から、府内全域で温泉が揚水されている帯水層の透水性はそれほど高くないことが明らかとなった。温泉の揚水量を増やした場合、涵養が追いつかず井戸が枯渇するおそれがある。

掘削以降の泉質の経年変化をみると、対象とした53井戸のうち約8割については塩濃度に大きな変化がなかったか増加していたことから、これらの井戸については温泉の取水状況が適切であることを示している。一方で、井戸の掘削時や前回の調査結果と比較して塩濃度が著しく減少している井戸については、その原因が地下成分の変化によるものか、井戸の維持管理の不備等により温泉が適切に取水できていないものか引続き注視していく必要がある。

現在協議事項で設けている源泉間の距離や揚水量等の規制により、地下水位は上昇傾向にあり、大半の温泉井戸については水質に大きな変化がなく、適正な状態が保たれている。一方で、温泉帯水層の透水性はそれほど高くない無理な揚水を続けると温泉資源が短期間で枯渇するおそれがあることから、引続き現行規制を維持しつつ温泉水の賦存状況の把握や分析を継続していく必要がある。

5 引続き検討が必要な課題

(1) 温泉モニタリングの継続

温泉のゆう出状況を定期的に把握することは、温泉の枯渇や泉質の低下に

つながる兆候を早期に察知し適切な対策を講じる上で重要である。今回の泉質分析で採水に協力いただいた源泉以外のものを含め、府域全体の温泉について定期的な分析を継続する必要がある。

また、温泉を公共の浴用又は飲用に供している場合は、法に基づき 10 年ごとの成分分析が義務付けられており、その結果が温泉資源の状況を把握する上で重要なデータとなっているが、これに該当しない温泉については定期的な分析がなされている事例が少ない。これらの温泉についても、所有者等に定期的なモニタリングの重要性を説明し、分析を行うよう促していくことが重要である。

(2) 温泉井戸の維持管理に関する助言指導

今回の泉質分析の結果、ストレーナーの閉塞やケーシングの破損に伴う上位帯水層の水の井戸管内混入等により、温泉を揚水できていないことが疑われる事例がみられた。大阪府内にある温泉井戸の約 70%が掘削から 20 年以上経過しており（図 30）、井戸管の老朽化に伴い揚水能力が低下し、管内の調査や洗浄、ケーシングの補修等の浚渫を要する井戸が今後増加する可能性がある。

温泉の所有者等に対し、立入検査時等に泉温の低下や塩濃度の減少といった異状がないか確認するとともに、必要に応じて井戸の維持管理に関する助言指導を行う必要がある。

引用文献

- 1 山本荘毅 (1983) : 地下水位の変化. 新版 地下水調査法, 古今書院, 147-168.
- 2 小泉尚嗣・高橋 誠・松本則夫・佐藤 努・大谷 竜・北川有一 (2005) : 水文学的手法による地震予知研究-地下水変化から地震前の地殻変動を検知する試みー, 地震 2, 58, 247-258.
- 3 Matsumoto, K., T. Sato, T. Takanezawa, and M. Ooe (2001) : GOTIC2: A Program for Computation of Oceanic Tidal Loading Effect, J. Geod. Soc. Japan, 47, 243-248.
- 4 北川有一・小泉尚嗣・高橋 誠・松本則夫・佐藤 努・桑原保人・伊藤久男・長 秋雄・佐藤隆司・佃 栄吉 (2004) : 近畿地方及びその周辺における産業技術総合研究所地下水観測点での地下水位の大気圧応答. 地質調査研究報告, 55, 5/6, 129 - 152.
- 5 市原実 (1993) : 大阪層群. 創元社, 340p.
- 6 関西圏地盤情報ネットワーク (KG-NET)・関西圏地盤研究会 (2007) : 新関西地盤 大阪平野から大阪湾. 354p.+資料
- 7 三田村宗樹・吉川周作・石井陽子・貝戸俊一・長橋良隆 (1998) : 大阪平野 OD ボーリングコアの岩相、大阪市立自然史博物館研究報告, 52, 1-20.
- 8 高橋直人・高坂信章・進士喜英 (2020) : 原位置地下水調査法の留意点と建設現場での活用 5. 多孔式揚水試験, 地下水学会誌, 62, 4, 613-641.
- 9 高坂信章 (2024) : 地下水の事典 3.4.3 複数孔を利用した透水試験, 日本地下水学会編, 朝倉書店, 210-214.
- 10 公益社団法人地盤工学会編 (2013) : 地盤調査の方法と解説―二分冊の 1― 第 7 編地下水調査, 471-659.
- 11 Hantush, M.S. and Jacob, C.E. (1955): Non-steady flow in an infinite leaky aquifer: Transactions of the American Geophysical Union, vl. 36, 95-100.
- 12 公益社団法人地盤工学会編 (2020) : 地盤材料試験の方法と解説〔第 1 回改訂版〕―二分冊の 1― 第 2 章土の透水試験, 地盤工学会室内試験規格・基準委員会編集, 丸善出版, 467-480.
- 13 大阪府温泉資源保護にかかる調査報告書 (平成 29 年 2 月)
<https://www.pref.osaka.lg.jp/o100090/kankyoeisei/onsen/chosa.html>
(令和 7 年 11 月 20 日接続)
- 14 大阪府内温泉 (源泉) 一覧
<https://www.pref.osaka.lg.jp/documents/19594/osakahotspring20250818.pdf>
(令和 7 年 11 月 20 日接続)

15 環境省 鉱泉分析法指針（平成 26 年改訂）

https://www.env.go.jp/nature/onsen/pdf/2-5_p_14.pdf

（令和 7 年 11 月 20 日接続）

16 Nishio, Y., Okamura, K., Tanimzu, M., Ishikawa, T. & Sano, Y. (2010): Lithium and strontium isotopic systematics of waters around Ontake volcano, Japan: implications for deep-seated fluids and earthquake swarms, *Earth planet. Sci. Lett.*, 297, 567–576.

17 風早康平，高橋正明，安原正也，西尾嘉朗，稲村明彦，森川徳敏，佐藤努，高橋浩，北岡豪一，大沢信二，尾山洋一，大和田道子，塚本斉，堀口桂香，戸崎裕貴，切田 司（2014）：西南日本におけるスラブ起源深部流体の分布と特徴，日本水文科学会誌， 44, 3-16.

