

はじめに

大阪府内には、平成**28**年（**2016**年）**10**月末現在、**172**本の温泉井戸が掘削されており、その多くは旅館、公衆浴場や社会福祉施設の源泉として利用されている。近年は長寿社会の到来、余暇時間の拡大や健康への関心の高まりなどを背景として、温泉の果たす役割はいつそう重要なものとなっている。

しかし、私たちの貴重な財産である温泉資源は限りがあり、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、その答申に基づき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、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、平成**15**年度（**2003**年度）から**16**年度（**2004**年度）にかけ、大阪市立大学と共同で温泉資源調査を、平成**17**年度（**2005**年度）に揚湯試験、比較試験等の追加調査を実施し、これらの調査結果に基づき平成**20**年（**2008**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、大阪市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）にかけ、揚湯試験並びに長期測水調査を実施した。

これらの調査結果を基に、地質学の専門家による助言をいただき、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。

1 揚湯試験結果の概要

平成 17 年度（2005 年）に実施した揚湯調査に引き続いて、今回の調査においても、揚湯試験によって温泉水取水帯水層の透水性の評価を行った。調査場所の選定にあたっては、対象となる源泉の所有者、使用者並びに利用者等の理解と協力が得られ、それぞれの使用、営業等に支障のないように十分調整を行ったうえで、大阪平野北部・中央部及び泉南・泉北地域から地質条件を考慮して、7 か所の井戸施設を選定した。

以下にその結果と評価を報告する。

(1) 揚湯試験井戸施設の概要と試験の解析法

今回の調査で揚湯試験を実施した温泉井戸施設の概要を表 1 に示す。連続揚湯では、各施設の揚水ポンプの性能と水位降下の状況から、無理のない範囲で行った。試験時の揚水量の範囲は $0.2 \sim 0.3 \text{ m}^3/\text{min}$ で、24 時間以上の揚水時間を確保するようにした。しかし、基盤岩にストレーナー設置されている大阪市北区施設 C と吹田市施設 G については、施設の井戸稼働と揚水ポンプの状況から十分な揚水時間が確保できなかった。各施設の下半部には井戸掘削後における動力申請時の揚湯試験条件を示す。

揚湯試験において連続揚水における水位低下状況をもとに、非平衡式に基づき、漏水補給のある条件での解析法であるハンタッシュ標準曲線法

(Hamtush-Jacob 法) と、漏水補給のない条件での解析法である直線回帰法(Jacob 直線回帰法、Cooper-Jacob 法)とを用いた解析から透水量係数(T)および貯留係数(S)を求めた。また、回復試験結果を用いて回復法(漏水補給なし条件)で透水量係数(T)を求めた。

本来、揚水試験で正確な帯水層特性を評価する場合、揚水井と別に少し離れた位置に同じ帯水層まで掘削された井戸を設けて水位観測を行う。しかし、温泉掘削許可にかかる現行の協議事項において、大阪府内では 800m 以内に 2 本の井戸を掘削することができないこと、及び取水目的ではない高深度の井戸を掘削するだけの経済的意義が認められないために、ひとつの井戸で、揚水井と水位観測井を兼ねて試験が行わざるを得ない状況にあり、今回の揚湯試験においても、このような状況での試験となっている。このため井戸損失によって、帯水層内で実際に生じる水位低下よりも大きな水位低下が現れてしまうことから、透水量係数は小さめに、貯留係数は大きめに評価されている。

(2) 揚湯試験結果とその評価

揚湯試験解析結果を表 2 から表 4 及び図 1 に示す。基盤岩とその上位の大阪層群最下部で取水している大阪市北区施設 C と吹田市施設 G は $1\sim 5\times 10^{-3}\text{m}^2/\text{min}$ の透水量係数を示し、比較的低い値となる。大阪層群最下部・下部の帯水層から取水する井戸では、透水量係数は、 $10^{-2}\sim 10^{-1}\text{m}^2/\text{min}$ オーダーとなっている。大阪層群下部からの取水である大阪市鶴見区施設 B と大阪市大正区施設 D は、値がばらつくものの、やや透水量係数は大きな傾向を示す。このように、大阪層群下部の帯水層が透水性良好で、大阪層群最下部・基盤岩と下位の層準では、透水性が悪くなる傾向にある。

解析法の違いでは、漏水補給のある条件での解析法であるハンタッシュ標準曲線法による結果が多くの場合、他の解析法に比べて比較的低い透水量係数となっている。漏水補給を考慮している点から、結果として透水量係数は低く算定されている。漏水補給を考慮しない 2 種の解析法の結果は、漏水補給を考慮した場合に比べて、多くの場合、**2~5** 倍程度大きな透水量係数を示す結果となっている。

井戸掘削後の動力申請で行われた揚湯試験結果と今回の試験結果を比べると、動力申請時のほうが透水量係数は低く算定される場合が多い。これは、井戸掘削時に帯水層内に浸潤した泥水を井戸洗浄で除去してはいるものの、まだ十分に除去されない状況で実施され、その後の揚湯により、徐々に透水性が改善していることによるものとみられる。

貯留係数の算定結果は、漏水補給を考慮したハンタッシュ標準曲線法では、桁外れに大きな値となる。漏水を考慮しない直線回帰法でも値が大きくばらつく結果となる。これは、上述のように、ひとつの井戸で揚水井と水位観測井を兼ねて試験を実施していることにより、井戸損失の影響が大きく現れていることによる。今回調査の長期水位計測の結果で認められる大気圧効果より得られた比貯留率は 10^{-6} ($1/\text{m}$) オーダーで、ストレーナー長を帯水層厚とみなして仮に **100m** 区間とすると貯留係数は 10^{-4} オーダーとなり、一般的に示される貯留係数に相当する値となっている。

解析で得られた透水量係数(T) と比湧出量(Sc) の関係を図 2 に示す。ばらつきはあるものの、理論上の両者の関係を示す $\text{Sc}=1.22\text{T}$ の傾向に沿った分布を示している。

2 長期測水結果の概要

(1) 温泉井戸の地下水位長期測定

平成 19 年度 (2007 年度) に実施した調査 (大阪府温泉資源保護に係る検討委員会, 2008) では、湾岸部における温泉井戸の長期水位測定を行い、

その感潮水位変化をとらえ、大阪港の潮位変化の **3 分の 1** の水位変化が認められることを報告している。

今回の温泉資源保護にかかる検討においても、揚水が休止されている温泉井戸 **3** 施設（表 **5** の施設 **L1**～**L3**）において、長期の水位測定を行った。水位測定では、水圧式地下水位データロガーを用いて、地下水位の長期観測を行った。データロガーは、**Onset 社 HOBOWater Level Data Logger U20L** を用いた。各井戸において、水位更正用に大気圧測定のプロガーを設置して各地点の大気圧測定も行っている。データの採取間隔は **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を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として観測水位を算出した。計測期間や井戸の諸元は表 **5** に示す。

施設 **L1**～**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 **3a**～**3c** に示す。いずれの施設においても、大気圧変化に対して地下水位が応答している状況がみられるほか、潮汐についても地下水位の応答が認められる。

（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。いずれの地下水位階差・大気圧階差の相関は高く、相関係数 **0.9** を上回る。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。茨木市施設 **L1** 及び和泉市施設 **L3** の **2** 井戸については、気圧効果が **0.0042**～**0.0044 (m/hPa)** で 平均値は **0.0043 (m/hPa ; 0.42 mm/mm H₂O)** となった。大阪市此花区施設 **L2** については、ストレーナー深度が **983-862m** で、上記の **2** 井戸よりも深い帯水層となっていて、気圧効果が **0.0096 (m/hPa ; 0.94 mm/mm H₂O)** と高い値を示す。山本（**1983**）によると、気圧効果の値は一般的に、**0.2**～**0.7 (mm/mm H₂O)** の範囲であることから、大阪市此花区施設 **L2** は高い値となっている。この気圧効果を補正したものが、図 **3a**～**3c** 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** に平成 **28** 年（**2016** 年）**1** 月 **13** 日から **3** 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 **35%**の応答がある。上位の帯水層に加わった海水面の上下動の圧力は、一部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ている。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 **35%**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(1983)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。

茨木市施設 **L1** 及び和泉市施設 **L3** は大阪港潮位に約 **2** 時間先行して潮汐変化が現れる。海に対して閉じられた沿岸沿いの被圧帯水層では、潮位に対して先行する応答が理論的に示されている(吉川, 1956)。しかし、内陸に位置する茨木市施設 **L1** 及び和泉市施設 **L3** ではこれでは説明できない。これは、大阪港潮位ではなく、固体潮汐(地球潮汐)による体積歪によるもので(小泉ほか, 2005)、潮汐影響評価プログラム **GOTIC2**(Matsumoto et al., 2001) で算出した大阪での固体潮汐を示すと、茨木市施設 **L1** 及び和泉市施設 **L3** の地下水位変動は、これと調和的に応答していることがわかる。つまり、この **2** つの施設井戸においても、固体潮汐による体積歪が水位変化として現れている。

(4) 降雨に対する変動

降雨に対する応答は、茨木市施設 **L1** 及び和泉市施設 **L3** で認められる。大阪市此花区施設 **L2** については、降雨の応答は認められない。

茨木市施設 **L1** は掘り込まれたコンクリート枡(**L:2m** × **W:1.2m** × **D:1.36m**)の地表下 **1.13m** に井戸孔口が位置し、枡底盤からケーシングパイプが **23cm** 立ち上がった状態にある。しかし、この孔口掘り込み部分には、水位スイッチで電動ポンプが作動し、井戸孔口まで水位が上昇することを防いでいることから、井戸孔口からの雨水越水による水位上昇は起こり得ない。和泉市施設 **L3** についても、既成コンクリート枡(約 **60cm** 角)にケーシングパイプが **13cm** の立ち上がりで設置され、周りはバラスが敷かれていて、枡内に水が滞留しない。

このように井戸孔口から直接の雨水流入がない状況であることから、降雨浸透に伴う浅層帯水層での水位変化の影響を受けて、深層の帯水層にもその圧力が及んでいる可能性を示唆する。

茨木市施設 **L1** で降雨量に対する地下水上昇量は **23**~**35%**、和泉市施設 **L3** で **18**~**48%**といった応答をしている。

(5) 長期水位変動

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を図 6 に示す。いずれの地下水位も緩やかな上昇傾向にあることがわかる。

茨木市施設 L1 については、平成 27 年(2015 年)8 月から平成 28 年(2016 年)7 月まで 30cm 余りの水位上昇が認められるが、平成 28 年(2016 年)7 月から 8 月の 2 か月間は、約 5cm の水位低下を生じ、9 月以降は水位上昇傾向に転じる。1 年間(平成 27 年(2015 年)9 月から平成 28 年(2016 年)9 月)に 25cm 程度の水位となっている。

大阪市此花区施設 L2 について、1 年間で約 40cm の水位上昇である。この施設 L2 については、平成 19 年度(2007 年度)に実施された調査(大阪府温泉資源保護に係る検討委員会, 2008)でも水位観測が行われていて、地下水位は地表下 18m 付近に確認されている。今回の水位観測では地表下 15.6~15.0m にあることから、8 年余りの期間に、約 3m の水位上昇を生じていることが確認される。

和泉市施設 L3 については、8 月から 1 月の 5 か月間で水位上昇 10cm 程度、2 月から 6 月の約 4 か月間で 20cm 程度の水位上昇、7 月から 8 月は、10cm 程度の水位降下が認められるが、9 月以降水位降下は生じていない。1 年間(平成 27 年(2015 年)8 月から平成 28 年(2016 年)8 月)で、25cm の水位上昇となる。

茨木市施設 L1 と和泉市施設 L3 はいずれも平成 28 年(2016 年)7 月から 8 月の間に類似した水位低下を示している。いずれも郊外地域で、周辺の沖積低地には水田が広がっており、農業用深井戸が存在する。このことから、この間の水位低下は、灌漑用地下水揚水による影響が及んでいるものとみられるが、その水位低下の程度は、年間を通じた涵養による水位上昇に対して 5 分の 1 程度にとどまるとみられる。一方、大阪市内の沿岸域に位置する大阪市此花区施設 L2 については、灌漑時期の揚水の影響は及んでいない。

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(標高 10m, 深度 603m, ストレーナー深度 464-447m)がある(北川ほか, 2004)。この井戸の水位は平成 26 年(2014 年)6 月から平成 28 年(2016 年)6 月の 2 年間で 2m 以上の上昇傾向にある。また、大阪市地盤沈下対策の地下水位観測井の港(Ⅱ)B(ストレーナー深度 446-441m)では、平成 19 年度(2007 年度)から平成 25 年度(2013 年度)までの 6 年間で 2.86m の水位上昇となっている。

以上のように、施設 L1 から L3 の深度 500m を超える帯水層の水位は、全般的に水位上昇傾向にある。温泉井戸よりやや浅い深度 450m 前後にス

トレーナーを持つ他の水位観測井においても同様に水位上昇となっている。この状況は、温泉水として揚水対象となっている深部の帯水層は、上位の帯水層の影響を受け、揚水量よりも涵養量が現状として大きく、水収支としては黒字状況であるとみられる。しかし、低地部の井戸の地下水位はいまだに海面下に位置しており、地盤沈下が著しかった頃の過剰揚水による水位低下からの回復段階にまだあるとみられる。

3 温泉水の水質の概要

大阪府では平成 15 年（2003 年）に 50 地点の温泉井戸を対象として水質分析を行い、温泉資源としての評価を行った。その当時の大阪府内の源泉数は約 140 本であった。調査後すでに 10 年以上が経過しており、平成 28 年（2016 年）10 月末現在、172 本ある。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、再評価する時期に来ている。そのことから、平成 26 年（2014 年）から 27 年（2015 年）にかけて、温泉水の水質分析と揚湯試験を実施した。ここでは、水質分析の結果について述べる。

（1）採水と分析法

試料は井戸の取水口に一番近い場所から採水した。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。止水栓がない場合には、貯留タンク中の温泉水吐出口など、可能な限り、変質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。現地では、水温・電気伝導度・pH・酸化還元電位を、電極を用いて測定した。この測定に当たっては、水試料が空気と接触しないように注意して採水した。試料は、陰イオン分析用にろ過してポリ瓶に、陽イオン分析用にはろ過した後にポリ瓶に入れ、硝酸を加えて 0.05M の希硝酸溶液として持ち帰った。

陰イオンは、アルカリ度を塩酸を用いた滴定で、その他の成分についてはイオンクロマトグラフ法で分析した。陽イオンは、カルシウム・マグネシウムは EDTA を用いた滴定、ナトリウム・カリウムは原子吸光光度法、ケイ素とその他の微量元素は高周波誘導プラズマ質量分析計で定量した。

（2）水質分析結果

採水を行った井戸は 68 地点である（図 7）。分析結果は表 6 に示した。表 6 には、今回の調査井戸のうち、平成 15 年（2003 年）の調査でも分析を行った温泉 17 地点の結果を併記してある。以下に結果の概要を述べる。

ア 主成分組成と分布

図 8 にヘキサダイアグラムを用いて、温泉水の主成分組成を示した。この図から、府内の温泉水は、水質から大まかには、**1) 重曹泉**、**2) 重曹**（炭酸水素ナトリウム）型の単純温泉、**3) 食塩泉**の**3**種に分類できる。分布には地域性がある。

重曹泉は府の南北を占める北摂山地と和泉山地の山間部に多い。特にアルカリ度が **10 meq/L** (NaHCO_3 として **840 mg/L**) を超える地点は大部分が和泉山脈と北摂山地に分布している（図 9-a）。この温泉水の井戸は掘削深度が **300m** 以内のものが多く、自然湧出するものもある。岩盤中の比較的浅所に帯水していると言える。また、箕面市とその周辺の北摂山地と接する大阪平野北端部にも複数見られる。この地域には、食塩泉も近傍に分布するが、重曹泉の井戸深度の方が食塩泉のものより小さい傾向がある。

単純温泉と低濃度の重曹泉は中央の平野部を中心に分布する（おおむね、図 9-b のアルカリ度が **5 meq/L** 以下のものと一致する）。平野部では、これらの井戸深度は **400~1000 m** である。このタイプの温泉水は、温度が **40℃** までである。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、比較的滞留時間の長い希薄な地下水であると言える。また、わずかに塩化物イオン濃度が高いことがある。数十~**200 mg/L** 程度の塩化物イオン濃度を含む温泉水は、上町台地より西側か、上町台地より東側では守口市や寝屋川市などの比較的淀川に近い河内平野の北部に多い。これらの地域は、約 **6000** 年前までの海進時に海没していた場所である。東大阪市から守口市では **300m** 程度までの井戸で化石海水が存在することが知られていた。したがって、それより深い深度から採水される温泉水に含まれる塩分も化石海水であるかもしれない。

食塩泉は平野中央部に多く分布するが、北部の箕面市周辺と南部の和泉山脈の山間部にも分布する。特に、今回の調査で最高濃度を示した南部の温泉水は、約 **15,000 mg/L** の塩化物イオンを含んでいた。この地点の温泉水（OH-60）は、平成 15 年（2003 年）の調査では塩化物イオン濃度は **200 mg/L** であった。このときのアルカリ度（ HCO_3^- ）は **170 mg/L** であったが、今回の調査では **3400 mg/L** であった。この井戸の近くの石仏では、かつて含炭酸高食塩泉から二酸化炭素を採取する工場があった。平成 15 年（2003 年）には操業中であった。この工場が操業を停止した後に、OH-60 の温泉水水質が変化すると推定される。和泉山脈山間にある食塩泉は、石仏の二酸化炭素採取井戸（**800 m**）を除けば、井戸深度は **400m** 程度までである。箕面市の山間部で採取されている高塩濃度泉

(OH-13) にも、**600 m** の深度の井戸で塩化物イオン濃度が **4000 mg/L** を超えるものがある。

平野部では、食塩泉は **1000m** より深い大阪層群の堆積物の最下部またはその下位の基盤岩中から採取される。山間部の高塩濃度の温泉水は、食塩と重曹の両方が高濃度であることがしばしばあるが、平野部ではそのような温泉水はほとんどない。多くが食塩の濃度のみ高い。このことは、泉南地区を除いて特に顕著である。一方、これらの食塩泉は、海水と比較すると、ナトリウムの割合が少なく、カルシウムの割合が高い (図 **10**)。これは、温泉水が高温で岩石と反応した結果であり、温泉水が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、塩化物イオン濃度と臭化物イオンの関係は、温泉水ではほぼ直線上に乗る (図 **10-d**)。このことは、塩分が同一の起源であることを示す。一方で、**Br/Cl** 比は海水のそれよりも小さく、こちらからも、塩分の起源が単純な海水ではないと言える。したがって、塩分が海水に起源を持つとしても、地下で変質している。以上のことは、大阪平野の地下の食塩泉は高温で反応した履歴があることを示す。

イ 泉質の経年変化

平成 **15 年 (2003 年)** と平成 **26 年 (2014 年)** に同じ井戸から採水された **17** 地点の試料について、塩化物イオン濃度とアルカリ度の変化を図 **11** に示した。このうち、前述した南の山間部の井戸 (**OH-60**) で塩濃度が大きく増加したほか、箕面市の井戸で、高濃度の重曹泉が高濃度食塩泉に変化した例がある。変化が **10%** 程度以内の井戸が **11** か所あった。残りの **5** か所では、特徴となる塩濃度が大きく減少している (図 **12**)。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、深層の地下水の割合が増加したのであろう。一方、塩濃度が減少傾向にある井戸は、周囲の井戸と濃い濃度の温泉水の取水が競合していることだけでなく、当該井戸からの取水も過剰である可能性が高い。塩濃度が減少傾向にある井戸は、元々の泉質が高濃度に塩類を含んでいるものとそうでないものとがある。それぞれの異なる状況を示す井戸の分布には地域性が見られない。個別の井戸とその周囲の、比較的狭い地域での水循環システムが、水質変動へ影響しており、余り広範囲に影響が及んではないのであろう。

4 大阪平野の物理探査結果と長期地下水位計測結果をもとにした帯水層の貯留係数の算定

井戸における地下水位が、大気圧変化に伴って変動する応答は帯水層の弾性的挙動として理解されていて、その応答から、帯水層の貯留係数を評価することができる。このためには、帯水層の弾性係数や密度が判明していないといけない。大阪平野では弾性波探査などによって、平野地下の堆積層における弾性波速度が評価されていることから、その資料を用いて、帯水層の弾性係数を導くことができる。それらをもとに、大気圧に伴う地下水位の圧力効果から帯水層の貯留係数の算定を試みる。

(1) 大阪平野地下における帯水層の貯留係数の算定の方法

大阪平野では、地下構造探査のために実施された反射法地震探査・常時微動測定および長尺ボーリングによる地下層序が明らかになっている。これら集約された資料から、地層の形成年代 T (万年) と存在深度 D (m) から、P波速度 V_p (m/sec) を算定する下記の推定式が示されている (横田・末廣, 2002 ; 大阪府, 2004)。

$$V_p = 1440 + 7.75 (T \times D)^{0.392} \quad \text{----- (1)}$$

松本ほか (1998)、堀川 (2002) は、間隙が水で満たされた多孔質媒質中の弾性波速度を説明する理論式である Gassmann 式 (Gassmann, 1951) を利用して、下記の条件①～④をおいて、P波速度 V_p' (深度依存しないP波速度, m/sec) から間隙率 n を求める推定式を提示し、推定される値が概ね一致することを示している。

- ①土粒子密度 ρ_s : 2.65 (g/cm³)
- ②土粒子の体積弾性率 K_s : 54.7×10^{10} (dyn/cm³)
- ③水の密度 ρ_f : 地表水温 15°Cとして 3°C/100mの温度勾配を与える。
- ④水の体積弾性率 K_f を高温・高圧下のP波速度から算出

$$V_p' = V_p - 355 \times D^{0.1675} + 816 \quad \text{----- (2)}$$

$$\log_{10}(n) = -0.000563 \times V_p' + 0.595 \quad \text{----- (3)}$$

これらの式 (1)～(3)から得られる間隙率 n を用いて、

$$\rho' = (1 - n) \times \rho_s + n \times \rho_f \quad \text{----- (4)}$$

形成年代 T (万年)・深度 D (m) の水で飽和した堆積層の密度が算定できる。

ここでは、 $\rho_s = 2.65 \text{ (g/cm}^3\text{)}$ 、 $\rho_f = 0.992 \text{ (g/cm}^3\text{)}$ 、水温 40°C の水の密度とする) とおく。

帯水層の体積弾性率 K_s 、間隙率 n 、水の体積弾性率 K_f と帯水層の圧縮率 β には、

$$\beta = (n / K_f) + (1 / K_s) \quad \text{----- (5)}$$

の関係がある。

大気圧変化に対する地下水位の水位変化は、帯水層の弾性応答から生じるとされ、その応答は、気圧変化に対する水位変化の比で表され、気圧係数または気圧効果(**Barometric effect**) と呼ばれる。

気圧効果 B_E は、大気圧に対する弾性応答であることから、帯水層の体積弾性率、水の体積弾性率、間隙率 n から、

$$B_E = (n \times K_s) / (n \times K_s + K_f) \quad \text{----- (6)}$$

で示せ、帯水層の圧縮率 β は (8) 式から、気圧効果 B_E を用いて、

$$\beta = n / (K_f \times B_E) \quad \text{----- (7)}$$

とも表せる (山本, 1983)。

帯水層の比貯留率 S_s (m^{-1})、貯留係数 S はその定義から、 β あるいは B_E を用いて

$$S_s = \beta \times \rho' \times g \quad (\text{g は重力加速度}) \quad \text{----- (8)}$$

$$= (n \times \rho' \times g) / (K_f \times B_E) \quad \text{----- (8')}$$

$$S = S_s \times d \quad (\text{d は帯水層の厚さ (m)}) \quad \text{----- (9)}$$

となる。

つまり、気圧効果 B_E と、地層の形成年代 T (万年)、存在深度 D (m) から導ける帯水層の間隙率 n とを用いて、帯水層の比貯留率 S_s 貯留係数 S の値を推定できる。

(2) 大阪平野西大阪地域における貯留係数算定の条件設定

上記の算定方法で帯水層貯留係数を試算するにあたって、次のような状況に合わせて、算定条件を設定した。

大阪平野の第四紀堆積層の形成年代 T (万年) と存在深度 D (m) については、長尺層序ボーリングの結果や介在する火山灰層の放射年代、第四紀気候変動に伴う海進期の堆積物である海成粘土層の堆積年代、古地磁気層序による地磁気反転と地層に残される残留磁化方位の検討から、その関係

が判明している（コア精密対比研究会，2002）。

表 7 に大阪 OD-1 ボーリングや東灘 1700m ボーリング(GS-K1)の層序をもとにした年代-深度関係と、上載圧の算定結果を示す。表 7 に示す年代-深度関係は、大阪平野西大阪地域の低地部で概ね該当する状況であるとみられる。

表 7 に同時に示した上載圧の深度分布をみると、温泉井戸の掘削条件として地盤沈下対策に伴う揚水規制から深度 500m 以深という条件があることから、上載圧の範囲は、50～180 kgf/cm²となる。図 1 に示す水の体積弾性率の圧力・温度依存は、100 kgf/cm³以下では、温度依存性が高く、2.2×10⁴ kgf/cm² (2.16×10⁹Pa)程度となる。つまり深度 500～1000m であればこの値を利用できる。一方、深度 1000m を超える場合は、2.3～2.4×10⁴ kgf/cm²の範囲で条件設定する必要がある。水の水温に対する密度の変化については、取水対象となる帯水層での水温から設定する。今回の場合、水温 40℃としてその温度での密度を与えた。

(3) 貯留係数の算定結果

揚水を休止している 3 井戸の地下水位測定結果から、潮汐応答の影響を大きく受けない地下水位・大気圧の 25 時間階差の相関から気圧効果を求めた。この気圧効果 B_E から帯水層の比貯留率・貯留係数を算定した。その結果を表 8a～8c に示す。

茨木市施設 L1 及び和泉市施設 L3 の 2 井戸については、気圧効果 B_E が 0.0042～0.0044 (m/h Pa) で 0.0043 (m/h Pa ; 0.42 mm/mm H₂O) となった。いずれの地域も、大阪層群上部層準が周辺地域に分布し、盆地縁辺部の地域であり、そのストレーナー深度が茨木市施設 L1 で 558～666m (中央値 540m)、和泉市施設 L3 で 510～559m (中央値 600m) となっており、大阪層群の最下部の基底部に近い層準となることから、帯水層形成年代を 200 万年前と仮定し、貯留係数の算定を行った。

和泉市及び茨木市の 2 井戸について、比貯留率は、2.4～2.5×10⁻⁶ (m⁻¹) となり、概ね一般的な値を算出することができる。

一方、大阪市此花区の 1 井戸については、ストレーナー深度が 862～983m で、上記の 2 井戸よりも深い帯水層となっている。しかし、盆地中央に近い領域にあり、表 7 に示したように、帯水層形成年代は 160 万年前とし、帯水層深度を 920m として、気圧効果 B_E が 0.0096 (m/h Pa ; 0.94 mm/mm H₂O) が得られているので、これをもとに比貯留率を求めると、1.0×10⁻⁶ (m⁻¹) となる。

3 井戸のストレーナー区間を帯水層層厚と仮定すると、比貯留率に層厚(数

10m~100m)をかけることで、貯留係数が求まる。その値は 10^{-4} 前後となり、通常示される被圧帯水層の貯留係数にみあうものとなっている。

揚水試験では本来、揚水井からある程度距離をおいた水位観測井で水位観測を行うことが必要であるが、掘削深度が **500m** を上回る大阪平野の低地部に掘削される温泉井戸において、試験用に **2** 井戸を設けることはできず、ひとつの井戸で揚水と水位観測を行っている。今回の揚湯試験解析でも、**Hantush-Jacob** 標準曲線を用いた漏水補給のある解析法の結果も、いずれの箇所でも 10^{-1} を大きく上回る値となり、上記で求めた貯留係数より大きな値を示す。**Cooper-Jacob** 法による簡便法から求まる貯留係数も $10^{-7} \sim 10^{-1}$ とばらつきが大きい。

本来、不圧帯水層でさえ、帯水層の有効間隙率が貯留係数に相当するもので 10^{-1} 程度となる。一方、温泉井戸は **500m** 以深の被圧帯水層を揚水対象としていることから、本来、貯留係数は水圧減少に伴う弾性変形に関わる値と定義されるので、 10^{-1} より小さな値をとるべきで、単井の揚水試験から求まる貯留係数はそれほど正確に求められていない。

以上から、大阪平野の **500m** より深い帯水層において、一般的な比貯留率は 10^{-6} (m^{-1}) オーダーで、それに温泉井戸のストレナー区間長を帯水層層厚と仮にみなすと、貯留係数は 10^{-4} オーダーとみなすのが妥当である。

5 大阪平野における温泉水の賦存状況

今回の長期水位変動の記録から、大阪平野で観測される深度 **500m** を超える帯水層の水位は、全般的に水位上昇傾向にある。温泉井戸よりやや浅い深度 **450m** 前後にストレナーを持つ他の水位観測井戸においても同様に水位上昇となっている。海面潮汐や降雨浸透の影響が認められることから、温泉水の揚水対象となっている深部の帯水層は、それより上位の帯水層の影響を受けた圧力応答をしている。つまり、温泉水揚水対象となっている帯水層が、より上位の帯水層と分離しているわけではなく、相互に影響を及ぼしあっている状況にあることがわかる。

大阪平野とその周辺の第四紀層の被圧帯水層については、長期水位変動測定や他機関の水位測定の結果からも、全般的に揚水量よりも涵養量が現状として大きく、水収支としては黒字状況であるとみられる。しかし、低地部の井戸の地下水位はいまだに海面下に位置しており、特に平野部では、地盤沈下が著しかった頃の過剰揚水による水位低下からの回復段階にまだあるとみられる。

また、泉質の経年変化をみると、大阪平野中央部で、前回調査から約 **10** 年経過後に水質が変化していない井戸があることは、これらの井戸とその周辺

地域では、温泉の取水状況が適切であることを示している。一方、泉質が悪化の方向へ大きく変化している井戸は、変化していない井戸に比べれば少ないとは言え、3割程度ある。また、それらの井戸の分布には地域性は見られない。

平成10年（1998年）から20年（2008年）頃の、府内での温泉掘削申請は、年間平均約15件以上あり、これまでのピークを迎えていた時期であった。当時は、温泉井戸の分布と揚湯量の急激な増加による温泉水自体の枯渇が懸念される事態となっていたが、近年の申請数は年間2～3本程度となっている。また、府内の172源泉のうち、46源泉が未利用であり、利用を停止した井戸の周辺で、水質が回復したり、維持されている可能性がある。一方で、3割の水質劣化が観察された井戸に加えて、温泉水として水質劣化のために利用を停止した井戸もあると推定される。したがって、現況としては、温泉水が府内全域で健全な状態にあるとは考えない方がよい。現状は、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る。

現在は、距離規制や採取量の制限により、地下水位は回復しつつあり、水質は概ね大きな変化がみられなかった。今後も、現行規制を継続しながら、温泉水の賦存状況の把握並びに分析を重ね、検証を進めていく必要がある。

6 引き続き検討が必要な課題

(1) 帯水層特性の評価について

本来、揚水試験で正確な帯水層特性を評価する場合、揚水井と別に少し離れた位置に同じ帯水層まで掘削された井戸を設けて水位観測を行う。しかし、温泉掘削許可にかかる現行の協議事項において、大阪府内では800m以内に2本の井戸を掘削することができないこと、及び取水目的ではない高深度の井戸を掘削するだけの経済的意義が認められないために、ひとつの井戸で、揚水井と水位観測井を兼ねて試験が行わざるを得ない状況にあり、今回の揚湯試験においても、このような状況での試験となっている。このため井戸損失によって、帯水層内で実際に生じる水位低下よりも大きな水位低下が現れてしまうことから、透水量係数は小さめに、貯留係数は大きめに評価されている。

(2) 温泉モニタリングの継続について

温泉のゆう出状況は、一定ではなく常に変動していることから、温泉モニタリングを通じて普段から季節的な変動や経年的な変動状況を把握しておく必要がある。ゆう出状況の把握ができないと温泉の過剰な採取を引き起こ

し、個々の温泉の枯渇を誘発する可能性があるだけでなく、周辺地域の温泉資源全体の衰退を招くことにもなりかねない。

温泉モニタリングの最大の目的は、温泉の状態を継続的に把握することで、枯渇や泉質低下等につながる特異な変動を早期に察知し、適切な対策を講じることにある。

法に基づく **10** 年ごとの温泉成分の分析結果は、温泉資源の状況を把握する上で極めて貴重なデータであり、他のモニタリング項目とともに記録が活用できる。さらに、温泉井戸の所有者等の協力を得ながら定期的に水位観測を行い、個々の温泉のモニタリング結果を総括的にとりまとめることにより、大阪府域の温泉資源の状況を把握でき、保全対策を講じるための基礎資料とすることができる。

引用文献

吉川恭三（1956）愛知県海部郡に於ける水理学的研究（Ⅱ）被圧地下水と海水との関係，陸水学雑誌，**18**，67-78.

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.

小泉尚嗣（1997）地球化学的地震予知研究について．自然災害科学，**16**，41-60.

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-，地震**2**，**58**，247-258.

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.

大阪府温泉資源保護に係る検討委員会（2008）大阪府温泉資源保護に係る検討委員会報告書．大阪府健康福祉部環境衛生課，**26p**，15 図，3 表．

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**．

Gassmann, (1951) Elastic waves through a packing of spheres. Geophysics, Vol.16, 673-685.

堀川晴央・水野清秀・佐竹健治・関口春子・加瀬祐子・杉山雄一・横田 裕・末廣匡基・Arben Pitarka（2002）大阪平野の 3 次元地盤構造モデルの作成．活断層・古地震研究報告，**No. 2**，291-324.

コア精密対比研究会（2002）コア精密対比による京阪神地域の地下地質・地質構造の高精度解読．応用地質学会関西支部編，**187p**．

松本正毅・小池章久・山田雅行・伊藤佳洋・岩崎好規・横田 裕・伊藤信一（1998）地下深部における大阪層群の動的特性．物理探査学会第 98 回学術講演会講演要旨，**54-58**．

大阪府（2004）大阪平野の地下構造調査成果報告書．大阪府，平成 15 年度地震関係基礎調査交付金成果報告書，**116p**．

末廣匡基・横田 裕（2002）各機関の反射法地震探査データの再開析の試み．ベイエリアの地盤と建設-大阪湾を例として-，大阪湾地盤情報の研究協議会，**233-240**．

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**．