

---

総 説

---

## 有馬型温泉とはいかなる定義のものか

松 葉 谷 治<sup>1)</sup>

(平成 21 年 3 月 23 日受付, 平成 21 年 5 月 18 日受理)

### What is Definition of the Arima-type Hot Spring?

Osamu MATSUBAYA<sup>1)</sup>

#### Abstract

The term of Arima-type hot spring is one of classes of grouping of Japanese hot spring based on their origin or genetical process. The Arima-type hot spring is high saline and of Na · Ca-Cl · (HCO<sub>3</sub>) type, and also characterized by a hydrogen isotopic ratio of about -30‰ in δD. Although origin or genetical process of the Arima-type hot spring is not yet well understood, several possibilities are considered, that are, degassing of magmatic water, dehydration from subducting ocean crust, membrane effect of compressed clay formation, alteration of fossil sea water, burial of saline lake, squeeze-out of water from ocean sediment and others. However, these possibilities are only able to explain part of the character of Arima-type hot spring. Recently, saline water similar to the Arima-type is found from deep part of plains in Japan. The various scope studies of those saline waters about chemical character and reservoir process may be useful to explain their genetical process, and consequently may progress in understanding of the Arima-type hot spring and bring forth a clear definition of the Arima-type hot spring.

Key words : Arima-type hot spring, High saline water, Hydrogen and oxygen isotope ratio, Grouping of hot spring.

#### 要 旨

有馬型温泉とは、日本の温泉をその成因にもとづき分類したときの 1 類型である。その泉質は、高塩濃度の Na · Ca-Cl · (HCO<sub>3</sub>) 型で、水の水素同位体比が δD で -30‰ 位であることが特徴である。その成因はまだ明らかでないが、可能性としては、マグマからの脱水、沈み込む海洋地殻からの脱水、圧縮された粘土層の膜効果による塩濃度と同位体比の上昇、化石海水の変質、塩湖の埋没、海成堆積物からの圧縮による脱水などが挙げられる。しかし、これらの過程はいずれも有馬型温泉の特徴を部分的に説明できるに過ぎない。最近、平野の深部で既存の有馬型温泉と類似する塩水が発見されている。そのような塩水について、化学的特徴や貯留状

---

<sup>1)</sup> 秋田大学 (名誉教授) 〒010-0852 秋田県秋田市手形学園町 1 番 1 号. 連絡先 : 〒010-0043 秋田市桜が丘 3-10-25. <sup>1)</sup> Akita University (Professor Emeritus), Tegata Gakuenmachi 1-1, Akita, Akita Prefecture 010-0852, Japan. Contact address : Sakuragaoka 3-10-25, Akita, Akita Prefecture 010-0043.

況などを多角的に検討し、その成因を考察することが、有馬型温泉の成因解明につながり、その定義を明確にすることができるようになると考えられる。

キーワード：有馬型温泉，高塩泉，水素・酸素同位体比，温泉の分類

## 1. はじめに

有馬型温泉とは、酒井均教授と著者が、新しい試みとして温泉の成因にもとづく分類を提唱したときの類型の 1 つである。その分類法は、温泉水および溶存化学成分の水素や酸素、硫黄の安定同位体比と化学組成から水や溶存成分の起源を推定し、さらに湧出・貯留の地質学的状況を考慮し温泉の成因を推定することによる。その結果、日本の温泉をグリーンタフ型、海岸温泉型、火山性型および有馬型の 4 類型に分類した (Matsubaya *et al.*, 1973; Sakai and Matsubaya, 1974, 1977)。この分類法は既に本誌「温泉科学」に概略紹介されている (松葉谷, 1981)。有馬型温泉は高塩濃度の Na・Ca-Cl 型であり、初めは、有馬温泉のような高塩泉と油田塩水のような高塩泉が明確には区別されなかった。しかし、水の水素同位体比 ( $\delta D$ ) と Cl 濃度の関係が両者の間で明らかに異なり、また油田塩水のようなものの  $\delta D$  と Cl の関係が海水を起源とする海岸型温泉の関係とほぼ同じであることから、油田塩水などは古い時代の海水が地下に長期間貯留されたもの (化石海水) と判断し、海岸型温泉に分類するのが妥当と判断した。その結果、有馬型温泉としては、兵庫県の有馬および宝塚と大阪府河内長野市の石仏 (天見) の 3 ヶ所の温・鉱泉が残り、その後、長野県の鹿塩の鉱泉が有馬型に属すると判明した (松葉谷ら, 1980)。なお、有馬型と化石海水起源の区別については松葉谷 (1991a) にやや詳しい説明がある。

上記 4 ヶ所の有馬型温泉では、地表で得られる塩水は地下の起源塩水が天水 (地下浅所の淡水) により様々に希釈されたものであり、その地下の起源塩水は 4 ヶ所ともほぼ同質であり、 $\delta D$  が  $-30\%$ 、 $\delta^{18}O$  が  $+8\%$ 、Cl が 50 g/kg 程度である。この起源塩水の成因については、マグマ水起源、岩石と十分に反応した水、堆積盆中で生成されたものなどの可能性が検討されており、それらについては西村ら (2006) に簡潔に紹介されている。しかし、有馬型温泉の成因については現在でも明確な答えは得られておらず、有馬、宝塚、石仏および鹿塩が共通した成因によるのか、それともそれぞれの成因に差異があるのかも定かでない。また、日本で上記 4 ヶ所の他に有馬型温泉が存在するか否かも明らかでない。最近、地下深部の温泉開発により高塩濃度の塩水が見つかっており (例えば、松波 1993, 1994; 網田ら, 2005; 道前ら, 2005)、一部では有馬型温泉であるとの考えも示された。

このような時期に、有馬型温泉とは何かを明確にする必要があると思われる。そこで、本論文では、有馬型温泉の特徴を簡単に紹介した後に、その成因についてのいくつかの可能性を検討する。

## 2. 有馬型温泉の特徴

### 2.1 同位体比および化学組成

有馬、宝塚、石仏および鹿塩の代表的源泉についての泉温、同位体比および化学組成は Tabel 1 に示すとおりである。泉温は、有馬では高温の源泉と低温の源泉がある (西村ら, 2006) が、他の 3 地域はいずれも低温である。Cl 濃度は、各地域間あるいは同じ地域の源泉間で様々に異なる。それらの  $\delta D$  対 Cl および  $\delta D$  対  $\delta^{18}O$  の関係にはその地域の天水を一端とする直線関係が見られ (松葉谷, 1981)、地下に高濃度の塩水があり、それが天水 (浅層地下水) により様々な割合で希釈されたと考えられる。有馬、宝塚および石仏は同じ直線関係に合致し、地下の起源塩水が同質なものであると推定される。その起源塩水について、著者らは既報の最高の Cl 濃度を参考に Cl が 44 g/kg、

Table 1 Isotopical and chemical character of representative hot spring in Arima, Takarazuka, Ishibotoke and Kashio areas, respectively.

Hot spring	Temperature, °C	$\delta D$ , ‰	$\delta^{18}O$ , ‰	Cl, g/kg	Na/Ca**	Na/K**
Arima (HT)*	98	-33	+5.7	37.7	5.2	4.8
Arima (LT)*	48	-36	+4.3	32.9	4.4	5.6
Takarazuka	20	-44	-3.2	12.4	11.5	9.4
Ishibotoke	21	-43	-2.0	14.8	5.3	21.6
Kashio	14	-54	-2.5	23.8	8.3	—

\* HT and LT mean high and low temperatures, respectively.

\*\* Weight ratio.

$\delta D$  が  $-30\%$ ,  $\delta^{18}O$  が  $+8\%$  と推定した (Matsubaya *et al.*, 1973; 松葉谷ら, 1974). また, Masuda *et al.* (1985) は同様な考え方で Cl が  $55 \text{ g/kg}$ ,  $\delta D$  が  $-30\%$ ,  $\delta^{18}O$  が  $+10\%$  と推定した. このような起源塩水と天水の混合関係は温泉水のトリチウム濃度についても見られる (Sakai and Matsubaya, 1974; Tanaka *et al.*, 1984). 鹿塩では, 2つの源泉の Cl 濃度が大きく, 明らかな直線関係は見られない. しかし, 温泉水と天水を結ぶ線を高塩濃度側に延長すると, 有馬などの起源塩水と類似する関係に到達し, 鹿塩でも地下に有馬などとほぼ同質の塩水が存在することが示唆される. このことから, 有馬, 宝塚, 石仏および鹿塩の起源塩水が共通する成因を持つのではないかと推定し, 以下ではこれを有馬型塩水と呼ぶ.

溶存化学成分については, Masuda *et al.* (1985, 1986) が詳細に議論した. Na/Ca 比は 4 地域とも 4~12 であり, 海水 (26.5) よりも小さい. このような小さい値は一般には岩石との反応が進んだ温泉水に見られる. Na/K 比も海水 (27.9) よりも小さく, 岩石との反応が進んだものと推定される. Na/K 地化学温度計の概念を適用すると 2~300°C (Na/K=20~4) に相当する. なお, 天水起源の塩水で, 低温で岩石と十分に反応したと考えられる群馬県大戸と福岡県石堂川の塩水は Na/Ca が 0.6, Na/K が 80~90 (酒井・松葉谷, 1989) で全く異なる. 有馬温泉では狭い範囲 (半径 100 m 程度) に沸騰温度に近い高温泉があり, その周辺に中・低温泉がある (西村ら, 2006). 両者の間では, Na/Ca 比および Na/K 比に特に差はなく, また  $\delta D$ ,  $\delta^{18}O$  および Cl の関係にも差が見られない. 溶存全炭酸濃度は中・低温泉が高く, 高温泉は低い. 鶴巻 (1964) によると, 地下の起源塩水は低温で, 高温泉はそれが 2 次的に加熱され, 溶存全炭酸を失ったと考えられる.

## 2.2 新たに開発された深部塩水との比較

最近, 平野の深部で温泉の開発が盛んに行われ, 塩水が見つかった. 網田ら (2005) によると, 大分平野の深度 800 m 位のところから Na-Cl 型の塩水が得られ, Cl 濃度が最高のもは  $23.9 \text{ g/kg}$  であり, その  $\delta D$  が  $-22\%$ ,  $\delta^{18}O$  が  $+2.7\%$  である. また, 道前ら (2005) によると, 大阪平野の深度 1,000 m 位のところから Na・Ca-Cl 型の塩水が得られ, Cl 濃度が最高のもは  $18.0 \text{ g/kg}$  であり, その  $\delta D$  が  $-39\%$ ,  $\delta^{18}O$  が  $-3.5\%$  である. この 2ヶ所の塩水を有馬型塩水と比較するために,  $\delta D$  対 Cl および  $\delta D$  対  $\delta^{18}O$  の関係を並べると Fig. 1 のようになる. Fig. 1 には, 比較のために有馬型塩水の関係ならびに有馬, 宝塚および石仏と鹿塩についてそれぞれ天水との混合関係を示した. また, 松波 (1994) による北海道中央部炭田地帯の浦臼町の Cl が  $34.2 \text{ g/kg}$  の塩水と, 群馬県八塩, 磯部の塩水 (松葉谷ら, 1975) の関係を示した. 北海道中央部炭田地帯の塩水の大半は化石海水起源と推定され, Cl 濃度は海水よりも低い. 浦臼町の塩水は例外的に Cl 濃度が海水よりも高いが,  $\delta D$  対  $\delta^{18}O$  の関係は Cl 濃度が海水よりも低い塩水と大差ない (松波, 1994). 八塩, 磯部の塩

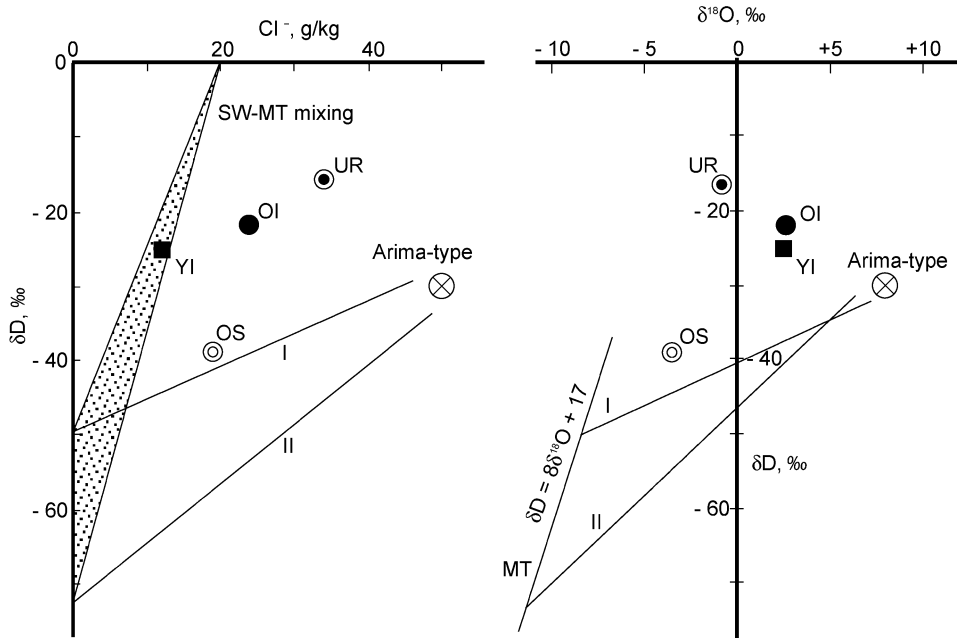


Fig. 1 Comparison of  $\delta D$ ,  $\delta^{18}O$  and  $Cl$  relationships between saline water from deep part of plain, i.e. Urausu (UR), Oita (OI) and Osaka (OS) and the Arima-type. A typical fossil sea water type, Yashio-Isobe (YI) is also shown. SW and MT stand for sea water and meteoric water. Line I and II show mixing relationship of the Arima-type saline water and local meteoric water at Arima and Kashio, respectively. The relationships at Takarazuka and Ishitoke agree with the line I.

水は、化石海水が地層中に貯留される間に岩石と酸素同位体交換を起こし、 $\delta^{18}O$  だけが高くなり、 $\delta D$  と  $Cl$  の関係は海水と天水の混合関係を保持していると推定される (松葉谷ら, 1975)。

大分平野の塩水は、 $\delta D$  が  $-22\text{‰}$  で有馬型塩水と類似する。しかし、 $\delta^{18}O$  および  $Cl$  は両方とも有馬型塩水よりも低く、 $\delta D$  対  $Cl$  あるいは  $\delta D$  対  $\delta^{18}O$  の関係は有馬型塩水と明らかに異なる。大阪平野の塩水については、天水による希釈の程度が大きいためで確実ではないが、希釈前の塩水の  $\delta D$  が  $-30\text{‰}$  位とすると、その  $\delta D$  対  $Cl$  の関係は有馬型塩水と類似し、 $\delta D$  対  $\delta^{18}O$  の関係は大分平野の塩水と類似する。このように大分平野および大阪平野の塩水については、 $\delta D$ 、 $\delta^{18}O$  および  $Cl$  の関係があるものは有馬型塩水と類似し、あるものは異なる。しかし、このことからそれらの塩水が有馬型温泉に分類されるか否かを議論することは意味がない。著者らによる有馬型温泉の定義は、基本的には、成因が共通するというものであり、結果として  $\delta D$ 、 $\delta^{18}O$  あるいは  $Cl$  濃度が類似するだけである。したがって、新たに開発された深部塩水の成因が有馬型塩水と同じであれば、たとえその  $\delta D$ 、 $\delta^{18}O$  あるいは  $Cl$  が有馬型塩水とは異なっても、有馬型温泉に分類されるべきである。ただし、有馬型塩水と同じ成因の塩水が有馬型塩水と異なる  $\delta D$ 、 $\delta^{18}O$  あるいは  $Cl$  を持ち得るか否かが問題である。現在、有馬型塩水の成因が明らかでない状況では、この問題に答えることは難しい。新たに開発された深部塩水の成因についての議論を進めることにより、有馬型塩水への理解も深まるであろう。そのような議論を進めるために、次に、有馬型塩水の  $\delta D$ 、 $\delta^{18}O$  あるいは  $Cl$  濃度を規制する要因として考えられる可能性について議論する。

### 3. 有馬型塩水の成因についての可能性

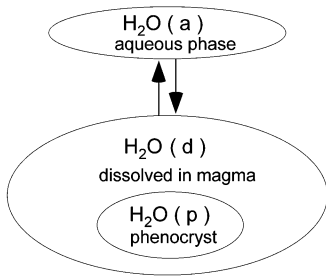
#### 3.1 マグマあるいはマントル起源

有馬温泉の起源としては、以前からこの地域に広く分布する花崗岩が固結した際に放出されたマグマ水が1つの候補として考えられてきた。ところが、最近、日本を含む世界中の島弧火山の火山ガス（水蒸気）が、 $\delta D$  が $-20\sim-40\%$ 、 $\delta^{18}O$  が $+6\sim+8\%$ という特有な同位体比を持ち（日下部・松葉谷, 1986; Giggenbach, 1992; 松葉谷, 1996）、その同位体比が有馬型塩水の同位体比と類似することから、両者の成因が共通しているのではないかという説が提唱された。ただし、現在有馬型温泉が見つまっている場所では第四紀火山の活動はないので、島弧火山のマグマから放出される水が有馬型温泉の起源になるとは考えられない。そこで、1つの可能性として、島弧火山のマグマの形成には沈み込む海洋地殻から脱水する水が関与するという考えに従い、島弧火山ガスと類似する水素同位体比の水が沈み込む海洋地殻から脱水した後、マグマの形成には関与せず、そのまま地表まで上昇し、有馬型温泉の起源となるという考えが示された（西村ら, 2006）。しかし、そのような過程には次に述べるような多くの不明な点があり、この考えが正しいか否かの判断は今のところ困難である。島弧火山ガスが沈み込む海洋地殻から脱水する水であるという考えは、単に、沈み込む海洋地殻から脱水する水がその上のくさび形マントル内でマントル物質の部分熔融を引き起こし、島弧火山のマグマが発生するという考えによるものであり、水の水素同位体比についてはほとんど何も議論されていない。島弧火山ガスと沈み込む海洋地殻から脱水する水の水素同位体比の比較には、少なくとも次に挙げる問題について検討されなければならない。

まず、沈み込む海洋地殻から脱水する水の水素同位体比はどのようなものであろうか。沈み込む海洋地殻に含まれる水としては、間隙水、海底堆積物中の粘土鉱物および海嶺において熱水変質で生成した含水鉱物の3種類が考えられる。間隙水は海水であり、 $\delta D$  は $0\%$ に近いであろう。しかし、埋没し、圧縮され、しばり出された水の上方向への拡散やメタン発酵などの生物活動により水素同位体比が変化するという指摘もある（Lawrence, 1989）。海底堆積物中の粘土鉱物の $\delta D$  は $-50\sim-60\%$ （Savin and Epstein, 1970）であり、また海嶺での熱水変質鉱物の $\delta D$  は $-30\%$ 位（例えば、Kawahata *et al.*, 1987）である。問題は、部分熔融に関与する水にこれら3種類の水がどのような割合で含まれるかである。また、脱水過程での水素同位体分別により脱水する水の同位体比が変化することも問題である。粘土鉱物の層間水を真空中で脱水させると著しく大きい水素同位体分別が起こる（Marumo *et al.*, 1995）。あるいは、含水鉱物の真空中の脱水では、2価鉄などにより水の一部が水素（ $H_2$ ）に還元されると著しく大きい水素同位体分別が起こる（Miyagi *et al.*, 1998）。地殻の沈み込みのような高圧下での脱水ではどのような水素同位体分別が起こるか今のところ何も情報はない。脱水した水が低密度の水蒸気のような状態で速やかに上方に移動する場合は、脱水時の同位体比が保たれるであろう。ところが、高密度の流体相がその場所にある程度の時間とどまる場合は、脱水した水と残りの水の間で水素同位体の再分配が起こる可能性も考えられる。

次に、部分熔融の過程では何が起こるであろうか。脱水した水の一部は熔融部分に溶解し、残りは周囲に残留するであろう。両者の間で水素同位体分別が起こるであろうか。また、マントル物質もある程度水を含むはずである。例えば、海嶺の玄武岩マグマでは含水量が $0.5\%$ 、その水の $\delta D$  が $-80\%$ 位（例えば、Kyser and O'Neil, 1984）である。島弧火山のマグマでは、このマントル中の水と海洋地殻からの水の割合はどうなるであろうか。さらに、生じたマグマが地殻浅所まで上昇する間、溶存する水の水素同位体比は変化しないだろうか。

地殻の深さ数 km まで上昇してきたマグマから火山ガスが放出される過程では、水素同位体分別が生じる（例えば、Taylor *et al.*, 1983）。これは、Fig. 2 に示すようにマグマ中に溶存する水、含水



Probably :

$$M(d) > M(a) \geq M(p)$$

$$\delta D(a) > \delta D(d) > \delta D(p)$$

Fig. 2 Idea of three forms of H<sub>2</sub>O in relation to magma. M stands for amount of H<sub>2</sub>O.

鉱物斑晶および共存する水を主とする独立した流体相の間で水素同位体分別が起こるためである。マントル中で生じた島弧マグマに溶存する水がその初生的水素同位体比を保ったまま地殻浅所まで上昇してきたとすると、その同位体比はマグマ中に溶存する水の同位体比であり、放出される火山ガスの同位体比はそれとは異なる。また、含水鉱物斑晶の値とも異なる。この3種の水の量比および水素同位体比はマグマの性質や状態で異なるが、多くの場合 Fig. 2 の下部に不等号で示したようであると考えられる。この点については、Miyagi and Matsubaya (2003) が日本の第四紀火山岩中の角閃石の水素同位体比と関連して考察した。

以上のように、島弧火山ガスの  $\delta D$  が  $-20 \sim -40\%$  であることからその起源を沈み込む海洋地殻から脱水する水に求めるためには、まだ解明されねばならない問題が多数残されている。

酸素同位体比についても、沈み込む海洋地殻から脱水する水と島弧の火山ガスとは差があると考えられる。島弧火山ガス

はマグマから放出された後、短時間で地表に噴出するので、マグマ ( $+6 \sim +9\%$ ) と類似した値を保持する。ところが、沈み込む海洋地殻から脱水する水は、数十 km の深さから地表近くまで上昇する間に温度が下がりながら様々な岩石と酸素同位体交換を行うであろう。相手の岩石が火成岩で、 $\delta^{18}O$  が  $+8\%$  とすると、それと平衡な水の  $\delta^{18}O$  は、600,300 および  $100^\circ C$  でそれぞれ  $+8, +4$  および  $-6\%$  となる。 $\delta^{18}O$  が  $+18\%$  の堆積岩が相手の場合は、上記の温度で  $+18, +14$  および  $+4\%$  となる。石灰岩を考えるとその  $\delta^{18}O$  が  $+25 \sim +30\%$  であるので、水の  $\delta^{18}O$  はさらに高くなる。このように沈み込む海洋地殻から脱水する水が地表近くまで上昇する場合は、その  $\delta^{18}O$  は広い範囲で様々な値になると考えられる。

Cl 濃度についても多くの不明な点がある。火山ガスの場合、Cl は HCl として含まれる。日本で HCl 濃度の高い火山の場合、HCl/H<sub>2</sub>O 比は 0.01 程度であり、その水蒸気が凝縮すると Cl 濃度は海水 (20 g/kg) と同程度となる。沈み込む海洋地殻から脱水する水がもし高密度の流体相であれば、NaCl などある程度溶解するであろう。しかし、低密度の水蒸気のようなものであれば、NaClなどを伴うことはないであろう。マグマのようなケイ酸塩メルトと水間の NaCl などの分配については多くの実験的研究がある。しかし、火山ガス中に Cl が HCl として含まれる理由はまだよく解明されていない (例えば、篠原, 1991)。

以上に述べてきたように、有馬型温泉水の起源を沈み込む海洋地殻から脱水する水に求めるためには、水の水素同位体比についてはもとより、酸素同位体比、更に、特に塩化物イオンの起源について理解を深めなければならない。

有馬温泉が花崗岩のマグマ水を起源とするという考えは、花崗岩中の含水鉱物と平衡にある水の  $\delta D$  が  $-20 \sim -30\%$  である (黒田, 2002) という点では、1つの可能性かもしれない。しかし、その場合も、Fig. 2 に示したマグマ中に溶存する水とマグマと共存する水の間で水素同位体比に差があることを考慮しなければならない。有馬温泉が花崗岩のマグマ水を起源とするという考えは、水素同位体比が議論される以前に提唱されたものであり、有馬温泉に沸騰泉があることからその熱源として花崗岩の残熱が考えられたためではないかと推定される。しかし、上述のように、有馬温泉の起源塩水は低温であり、高温泉はその低温の塩水が2次的に加熱されたものと考えられる。したがって、有馬温泉の熱源は起源塩水の成因とは直接関係ないものと考えてよいであろう。むしろ興

味あることは、高温泉でも低温泉でも起源塩水の  $\delta^{18}\text{O}$  は +8‰ と同じであり、高温泉において 100°C を超す温度で周囲の岩石と酸素同位体交換を起こした形跡が認められないことである。1つの可能性として、加熱後速やかに地表に噴出し、岩石と酸素同位体交換を起こす時間がないことである。しかし、そのような加熱が可能か否かは今後解明されなければならない問題ある。

### 3.2 圧縮された粘土層の膜効果

有馬型塩水が堆積盆中で生成する可能性として松葉谷ら (1974) は Graf *et al.* (1965) が提唱した圧縮された粘土層の膜効果を考慮した。アメリカのイリノイ盆 (Graf *et al.*, 1965) やカナダのアルバーター盆 (Hitchon and Friedman, 1969) 中の油田塩水については、Cl が 100 g/kg を起こすような広い濃度範囲で Cl 濃度と  $\delta\text{D}$  が相関して高くなることから、天水が圧縮された粘土層を流動する際に膜効果により Cl 濃度と  $\delta\text{D}$  が相関して高くなると考えられた。有馬、宝塚および石仏の塩水の  $\delta\text{D}$  と Cl の関係がイリノイやアルバーターの塩水の関係と類似することから、松葉谷ら (1974) は圧縮された粘土層中を流動することが有馬型塩水の成因の1つの可能性ではないかと指摘した。ところが、その後見つかった鹿塩の塩水の  $\delta\text{D}$  と Cl の関係は有馬等とは異なり (Fig. 1), また有馬型塩水の  $\delta\text{D}$  と  $\delta^{18}\text{O}$  の関係がイリノイやアルバーターの塩水とは必ずしも同じでない。更に、天水が圧縮された粘土層中を流動する速度が遅く、流動期間が数~数十万年であるとする、天水はそのような古い時代に地下に浸透したものであり、塩水の  $\delta\text{D}$  と Cl の直線関係の一端に現在の天水を考えることは妥当とは言えない。現在の天水を一端とする直線関係は有馬型温泉について述べたように浅層の天水による希釈と考えるのが妥当である。したがって、圧縮された粘土層の膜効果が有馬型塩水の成因となる可能性は低いように思われる。

### 3.3 残存湖の埋没

流出がなく、流入と湖水の蒸発が均り合っている湖では、湖水の水素、酸素同位体比が、蒸発の際の動的同位体効果ならびに大気中の水蒸気との交換により高くなる (酒井, 1977; 松葉谷, 1991b)。そのような場合でも、湖が海に近いところに位置すると、海上の大気中の水蒸気の影響で湖水の同位体比は海水と似た値になる。例えば、鹿児島県の池田湖では、流出の全くない場合の湖水の値は  $\delta\text{D}$  が 0~−3‰,  $\delta^{18}\text{O}$  が +0.5~+3.5‰ になると推定される (Sakai and Matsubaya, 1977)。ところが、内陸などで、乾燥状態の場合は大気中の水蒸気の影響が小さくなり、湖水の同位体比は著しく高くなる。現在日本では、そのような状態の湖はないが、地熱地域の湯沼の場合、水温が高いため通常の大気に対して著しい乾燥状態と同じことになる。例えば、秋田県後生掛温泉の大湯沼では湖水の  $\delta\text{D}$  が −28‰,  $\delta^{18}\text{O}$  が +5.4‰ となる (Matsubaya and Sakai, 1978)。もし、海水が内陸に取り残され、残存湖となった場合、蒸発により塩濃度が上がり水素、酸素同位体比が上記のように高くなるのが予想される。酒井 (1977) が示唆するように、そのような塩湖が地下に埋没し、有馬型塩水となる可能性が考えられる。

日本の化石海水は、第三紀中新世の海進時期の海水を起源とすると考えられる。その後の海退時期に海水が内陸に取り残され、塩湖となることが考えられる。有馬型塩水がそのような塩湖を起源とするという考えは、 $\delta\text{D}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$  および Cl を単一の過程で説明できることが利点である。ただし、湖水の塩濃度は流入と蒸発の水収支によって変わり得るであろう。

### 3.4 化石海水の変質

地下の塩水が化石海水であると判断する重要な根拠は、その  $\delta\text{D}$  と Cl の関係が海水と天水の混合関係を示すことである。ところが、秋田県の化石海水起源の温泉の中には、Fig. 3 に示すように、

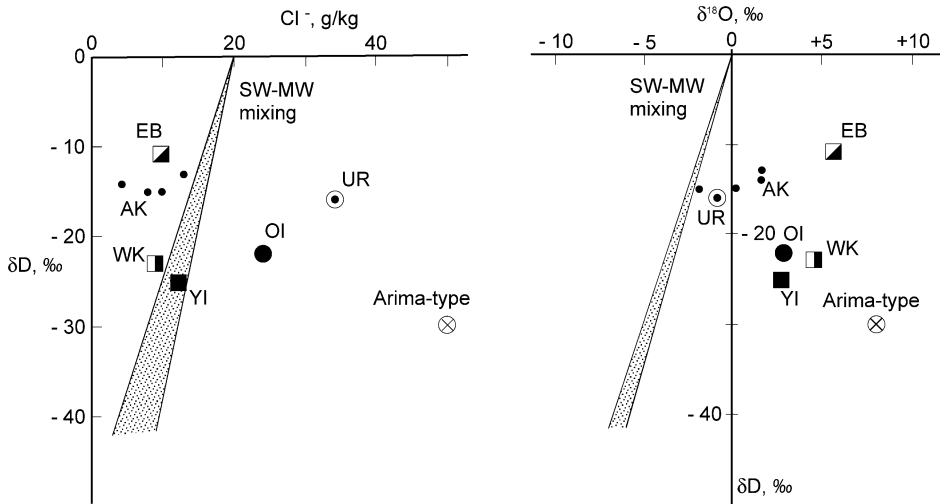


Fig. 3  $\delta D$  vs.  $Cl^-$  and  $\delta D$  vs.  $\delta^{18}O$  of fossil sea water type saline water of which  $\delta D$  are in a rang of  $-10$ – $-30$ ‰ and  $Cl^-$  are lower than expectation from sea water (SW) and meteoric water (MT) mixing, from Enbetsu (EB) and Wakkanai (WK), Hokkkaido as well as Akita (AK). The relationships of the Arima-type, Urausu, Oita and Yashio-Isobe in Fig. 1 are also shown.

$\delta D$  が  $-15$ ‰ 位で,  $Cl^-$  が海水と天水の混合関係よりも低く,  $4 \sim 12$  g/kg で様々な値のものがある (松葉谷, 1997). それらの  $\delta^{18}O$  は  $-2 \sim +2$ ‰ で海水と天水の混合関係よりも少し高い. 松波 (1993) によると, 北海道北西部の稚内と遠別の化石海水起源の塩水も同様な  $\delta D$  と  $Cl^-$  の関係を示す. しかし,  $\delta^{18}O$  は秋田のものよりもさらに高い (Fig. 3).

秋田の  $Cl^-$  濃度の低い化石海水は石油を伴う. 油・ガス田の塩水 (化石海水) の中には, 貯留温度が高い場合, 水蒸気の分離が起こり, その水蒸気が凝縮し, 低  $Cl^-$  濃度の塩水が生じる (例えば, 加藤・梶原, 1986). そのような水蒸気の分離により残りの塩水の  $Cl^-$  濃度が高くなることが予想される. しかし, 浦臼のような  $30$  g/kg を超す (Fig. 1) ものは見つかっていない.  $Cl^-$  濃度の変動が水蒸気の分離・凝縮で説明できるとしても, それ以上に興味ある問題は  $Cl^-$  濃度の低い化石海水の多くは  $\delta D$  が  $-10 \sim -30$ ‰ の範囲に入ることである. 水蒸気の分離・凝縮だけであれば,  $\delta D$  は, それ以前の値, すなわち海水と天水の混合率に応じて様々な値になるはずである. もし,  $\delta D$  が  $-10 \sim -30$ ‰ の範囲でほぼ一定であることが, 水蒸気の分離・凝縮に関係なく, 海水が地層中に貯留される間に起こる何か共通の要因, 例えば次に述べる岩石との反応によるのであれば, 有馬型塩水の  $\delta D$  も同様な要因で規制される可能性を否定できない.

### 3.5 岩石と著しく反応した水

有馬型塩水が岩石と著しく反応した水であるという考えもある. しかし, その岩石との反応についての具体的説明は何も示されていない. ところが, 最近, 海洋プレートが沈み込む大陸縁辺の付加帯において, 泥火山 (mud volcano) の形成に伴って  $\delta D$  が  $-10 \sim -40$ ‰,  $\delta^{18}O$  が  $+6 \sim +10$ ‰ の塩水が湧出することが明らかにされた. トリニダードの泥火山では  $Cl^-$  濃度は海水と同程度であり (Dia *et al.*, 1999), 台湾南西部の場合は海水の  $3$  分の  $2$  程度である (You *et al.*, 2004). 彼らは, そのような塩水の成因として, 付加体の一部が断層活動などにより著しく圧縮される際に間隙水や粘土鉱物の水がしぼり出される過程を考えた. 付加体ではないにしても, もし堆積盆中の海成堆積物



について同様な現象が起こるとすると、有馬型塩水が生成される可能性が考えられる。

火成岩との反応としては、アイスランドの $\delta D$ が $-22\sim-26\%$ の地熱水が注目される。アイスランドのレイキャネス半島の地熱開発で、海岸に位置するレイキャネスとそれよりも北東、約10 km離れた内陸のスワルツセングの2ヶ所では、地下800~1,500 mから240~320°Cの地熱水が得られる。その $\delta D$ 、 $\delta^{18}O$ およびClは、レイキャネスが $-22\%$ 、 $-0.5\%$ 、および19.0 g/kgであり、ところがスワルツセングは $-26\%$ 、 $-1.5\%$ 、および12.7 g/kgである(Kristmannsdóttir and Matsubaya, 1995)。これらの $\delta D$ と $\delta^{18}O$ はほぼ同じで、 $\delta D$ は有馬型塩水と類似し、 $\delta D$ と $\delta^{18}O$ の関係はFig. 3に示した日本の化石海水と類似する。ところが、Cl濃度はレイキャネスが海水とほぼ同じであるのに対して、スワルツセングはその約3分の2と大きく異なる。これらの地熱水は海水が地下の高温の玄武岩と反応して生成したと考えられる。その場合は、水/岩石比の小さい状況で地熱水の $\delta D$ が岩石中の水( $H_2O$ , OH)により規制されたと考えられる。また、その時点での地熱水の $\delta^{18}O$ は上記の値よりも高かったが、地熱水の上昇、温度降下により、300°C位の温度での岩石と酸素同位体交換により上記の値になったと考えられる。

Cl濃度の差は、レイキャネスの地熱水が海水を起源とするのに対して、スワルツセングの地熱水は海水と天水の混合したものを起源とするのであろうか。それとも、両方とも海水を起源とするが、岩石との反応の過程でCl濃度が変化したのであろうか。もし、岩石との反応にCl濃度を変化させる要因があるとすると、Fig. 3に示した化石海水のCl濃度も同様な要因で変化したことも考えられる。また、そのような要因によりCl濃度が高くなり得るのであれば、有馬型塩水の成因として考慮する必要があるように思われる。

#### 4. おわりに

これまで有馬型温泉の成因についていくつかの可能性を示したが、それらはいずれも有馬型温泉の特徴を部分的に説明できるに過ぎず、有馬型温泉の理解を深めることはできなかった。したがって、有馬型温泉の定義を的確に示すこともできなかった。今後やるべきこととしては、新たに見つけられた深部塩水や未調査の高塩泉について同位体比や化学組成の情報を蓄積し、多角的に比較し、複数の成因の可能性を検討することが重要である。その場合、塩水の溶存成分や付随ガスの中には水と共通する起源のもの異なる起源のものがあることに十分留意しなければならない。例えば、金属陽イオンの大半は、塩水が貯留や流動中に接した岩石との間での交換により供給されたものと考えられる。したがって、それから得られる情報は、塩水の起源に関するものではなく、地下でどのような岩石と接してきたかを示すものであり、それからは塩水の地下での貯留や流動についての情報が得られるであろう。また、水の水素、酸素同位体比については、上述のように、塩水の生成から地表に到達するまでの間で、様々な過程における同位体分別や他の物質との同位体交換あるいは混合により初生的同位体比が様々に変化する。水の $\delta D$ が $-30\%$ 位であるということも有馬型塩水だけに見られる特徴ではなく、上述のように複水の成因の異なる水に見られるものである。同様な同位体比の変動はホウ素、リチウム、ストロンチウムなどについても起こり得ることである。以上のようなことを十分に考慮しながら、塩水から得られる様々な情報について個々に検討し、その結果を総合して塩水の成因として可能性のより高いものを見つけ出すことが必要であろう。

また、地球化学的情報からだけでは成因に関する具体的過程を推定することは難しい。具体的な過程を考察するためには、産出場所の地質学的特徴や貯留、湧出構造についての考察も重要であろう。現在、有馬型温泉が堆積盆と断層の一見無関係な2つのものと関係するように思われる。もし、この堆積盆と断層が何かの関係で結び付くのであれば、考え方に新たな展開が期待される。例えば、

有馬, 宝塚および石仏の 3 ヶ所で有馬型塩水が見つかった時は, その 3 ヶ所でそれぞれ独立して有馬型塩水が生成した可能性と, 大阪の堆積盆の中で生成した塩水が断層に沿って移動した可能性が考えられた. 最近, 大阪平野で広く塩水が見つかり, 特に石仏の北方 20 km のところ (松原市) と大阪平野の西側 (尼崎市) で有馬型塩水と思われるものが見つかったことは, 大阪堆積盆中で生成した塩水が周辺に移動したことを示唆するのであろうか. しかし, それが事実なら, なぜ有馬に塩濃度が最高のものであるのか. 大阪盆から有馬までは恐らく塩水は六甲断層に沿って移動したであろう. その場合, 宝塚の塩水は同じ移動経路のものと考えられるが, 六甲断層沿いの他の場所には塩水が湧出した記録がないのであろうか. あるいは, 鹿塩ではどこか堆積盆のようなものが考えられないのか. 更に, 大分平野でも, 2 つの高塩濃度のものが約 30 km 離れて平野の東と西の縁辺に存在する. 塩水が平野 (堆積盆) の縁辺に存在する理由があるのだろうか.

以上のような観点から, 新たに見つかった塩水について, 単に有馬型塩水であるか否かを議論するのではなく, 個々にその成因, 起源などを考察することが重要である. そのような考察の中から有馬型塩水の起源を明らかにする手がかりが得られ, 有馬型温泉を正しく定義することが可能となると思われる.

## 引用文献

- 網田和宏, 大沢信二, 杜 建国, 山田 誠 (2005): 大分平野の深部に賦存される有馬型熱水の起源, 温泉科学, **55**, 64-77.
- Dia, M.L., Castrec-Rouelle, M., Boulègue, J. and Comeau, P. (1999): Trinidad mud volcanoes: Where do the expelled fluids come from? *Geochim. Cosmochim. Acta*, **63**, 1023-1038.
- 道前香緒里, 丸岡幹男, 石賀裕明 (2005): 大阪平野の温泉の特性, 日本温泉科学会第 58 回大会, 一般講演 18.
- Giggenbach, W.F. (1992): Isotopic shifts in waters from geothermal and volcanic systems along convergent plate boundaries and their origin. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **113**, 495-510.
- Graf, D.L., Friedman, I. and Meents, W.F. (1965): The origin of saline formation waters. II: Isotopic fractionation by shale micropore systems. *Illinois Geol. Survey Circ.* 393.
- Hitchon, B. and Friedman, I. (1969): Geochemistry and origin of formation waters in the western Canada Sedimentary basin-I. Stable isotopes of hydrogen and oxygen. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **33**, 1321-1349.
- 加藤 進, 梶原義照 (1986): 新潟地域油・ガス田付随水の水素および酸素の同位体組成, 石油技術協会誌, **51**, 113-122.
- Kawahata, H., Kusakabe, M. and Kikuchi, Y. (1987): Strontium, oxygen, and hydrogen isotope geochemistry of hydrothermally altered and weathered rocks in DSDP Hole 504B, Costa Rica Rift. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **85**, 343-355.
- Kristmannsdóttir, H. and Matsubaya, O. (1995): Stable isotope interaction in geothermal systems on the Reykjanes peninsula, SW Iceland. *Water-Rock Interaction, WRI-8*, pp. 199-202, Vladivostok, Russia.
- 黒田吉益 (2002): 水素同位体比から見た水と岩石・鉱物, 59-88 (3 章), 共立出版, 東京.
- 日下部実, 松葉谷治 (1986): マグマ性揮発物質・火山ガス・地熱水, 火山第 2 集, **30**, S267-S283.
- Kyser, T.K. and O'Neil, J.R. (1984): Hydrogen isotope systematics of submarine basalts. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **48**, 2123-2133.
- Lawrence, J.R. (1989): The stable isotope geochemistry of deep-sea pore water. *Handbook of*

- Environmental Isotope Geochemistry (ed. by Fritz, P. and Fontes, J.C.), Vol. 3, Chap. 9, pp. 318-356, Elsevier, Amsterdam.
- Marumo, K., Longstaff, F. J. and Matsubaya, O. (1995) : Stable isotope geochemistry of clay minerals from fossil and active hydrothermal systems, southwestern Hokkaido, Japan. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **59**, 2545-2559.
- Masuda, H., Sakai, H., Chiba, H. and Tsurumaki, M. (1985) : Geochemical characteristics of Na-Ca-Cl-HCO<sub>3</sub> type waters in Arima and its vicinity in the western Kinki district, Japan. *Geochem. J.*, **19**, 149-162.
- Masuda, H., Sakai, H., Chiba, H., Matsuhisa, Y. and Nakamura, T. (1986) : Stable isotopic and mineralogical studies of hydrothermal alteration at Arima Spa, southwest Japan. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **50**, 19-28.
- 松葉谷治 (1981) : 水素および酸素同位体比からみた温泉水の起源, *温泉科学*, **31**, 47-56.
- 松葉谷治 (1991a) : 熱水の地球化学, 68-77 (7章), 裳華房, 東京.
- 松葉谷治 (1991b) : 熱水の地球化学, 39-42 (4章2), 裳華房, 東京.
- 松葉谷治 (1996) : 熱水の水素・酸素同位体比から見た日本の地熱系, *月刊地球*, 号外 No. 16, 154-158.
- 松葉谷治 (1997) : 秋田県の温泉の同位体組成および化学組成の特徴, *温泉科学*, **47**, 104-110.
- Matsubaya, O., Sakai, H., Kusachi, I. and Satake, H. (1973) : Hydrogen and oxygen isotopic ratios and major element chemistry of Japanese thermal water systems. *Geochem. J.*, **7**, 123-151.
- 松葉谷治, 酒井 均, 鶴巻道二 (1974) : 有馬地域の温泉, 鉱泉の水素と酸素の同位体比について, *岡山大学温研報告*, **43**, 15-28.
- 松葉谷治, 酒井 均, 佐々木昭 (1975) : 秋田県, 青森県の黒鉱地域およびその周辺の温泉水についての同位体化学的研究, *地質調査所月報*, **26**, 1-11.
- Matsubaya, O. and Sakai, H. (1978) : D/H and <sup>18</sup>O/<sup>16</sup>O fractionation factors in evaporation of water at 60 and 80°C, *Geochem. J.*, **12**, 121-126.
- 松葉谷治, 酒井 均, 日下部実, 佐々木昭 (1980) : 長野県の温泉についての同位体化学的調査報告, *岡山大学温研報告*, **50**, 17-24.
- 松波武雄 (1993) : 北海道中央部新第三系堆積盆の塩水について, *北海道地下資源調査所報告*, **65**, 55-72.
- 松波武雄 (1994) : 北海道中央部および東部炭田地帯の塩水について, *北海道地下資源調査所報告*, **66**, 27-39.
- Miyagi, I., Matsubaya, O. and Nakajima, S. (1998) : Change in D/H ratio, water content and color during dehydration of hornblende. *Geochem. J.*, **32**, 33-48.
- Miyagi, I. and Matsubaya, O. (2003) : Hydrogen isotopic composition of hornblende and biotite phenocrysts from Japanese island arc volcanoes : Evaluation of alteration process of the hydrogen isotopic ratios by degassing and re-equilibration. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **126**, 157-168.
- 西村 進, 桂 郁雄, 西田潤一 (2006) : 有馬温泉の地質構造, *温泉科学*, **56**, 3-15.
- 酒井 均 (1977) : 現代鉱床学の基礎, 立見辰雄編, 96-118 (第7章), 東京大学出版会, 東京.
- Sakai, H. and Matsubaya, O. (1974) : Isotopic geochemistry of the thermal waters of Japan and its bearing on the Kuroko ore solutions. *Econ. Geol.*, **69**, 974-991.

- Sakai, H. and Matsubaya, O. (1977) : Stable isotopic studies of Japanese geothermal systems. *Geothermics*, **5**, 97-124.
- 酒井幸子, 松葉谷治 (1989) : 群馬県大戸の Ca・Na-Cl 型塩水について, *地球化学*, **23**, 45-52.
- Savin, S.M. and Epstein, S. (1970) : The oxygen and hydrogen isotope geochemistry of ocean sediments and shales. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **34**, 43-63.
- 篠原宏志 (1991) : マグマ性熱水系の地球化学, *地球化学*, **25**, 27-38.
- Tanaka, K., Koizumi, M., Seki, R. and Ikeda, N. (1984) : Geochemical study of Arima hot-spring waters, Hyogo, Japan, by means of tritium and deuterium. *Geochem. J.*, **18**, 173-180.
- Taylor, B.E., Eichelberger, J.C. and Westrich, H.R. (1983) : Hydrogen isotopic evidence of rhyolitic magma degassing during shallow intrusion and eruption. *Nature*, **306**, 541-545.
- 鶴巻道二 (1964) : 神戸市有馬温泉に関する地質および泉源調査報告, 8-47, 神戸市経済局, 神戸.
- You, C.F., Gieskes, J.M., Lee, T., Yui, T.F. and Chen, H.W. (2004) : Geochemistry of mud volcano fluids in the Taiwan accretionary prism. *Appl. Geochem.*, **19**, 695-707.