

西南日本における深部流体の特徴と  
地表付近での挙動について

**The geochemical feature and behavior of the deep-seated fluid  
near the ground surface in southwest Japan**

2016年3月

村上 裕晃

Hiroaki MURAKAMI

山口大学大学院理工学研究科

Yamaguchi University



## 学位論文内容の要旨

### 学位論文題目

西南日本における深部流体の特徴と地表付近での挙動について

**The geochemical feature and behavior of the deep-seated fluid near the ground surface in southwest Japan**

専攻名・領域名： 自然科学基盤系・自然システム科学

申請者氏名： 村上 裕晃

### 和文要旨

近年、地震観測データや計算機・分析機器の性能の向上と手法の開発により、日本列島下での精密な地震分布や地震波速度構造が解明され、地下 300m を超える深部に存在する非天水起源の流体、すなわち「深部流体」の存在や分布傾向が明らかになってきた。また、地表で湧出する深部流体はマントル起源の物質を含み、大規模な構造線に沿う傾向があると言われている。しかし、深部流体の上昇・湧出といった地表付近における挙動について詳細に検討された例はほとんどない。深部流体は地下水の地化学的・水理学的特徴に影響を与えるため、その挙動の解明は現在世界中で検討および展開されている高レベル放射性廃棄物の地層処分事業をはじめとして、地下深部の空間を利用する事業に対して重要な知見をもたらすと考えられる。

本研究では、島根県南西部～山口県北東部に分布する深部流体を対象として、地表踏査や水質・ガス分析などの調査結果から深部流体の地化学的な特徴や分布傾向を明らかにし、深部流体の地表近傍における挙動について考察を行った。

本研究で明らかになった主な点は以下である。

#### (1) 調査地域の深部流体について

- ・ 調査地域の鉱泉水には、スラブから脱水した流体が関与していると考えられる。
- ・ 調査地域の深部流体は表層水によって半分以下に希釈されている。この希釈は地下 1,600m の地点で生じている。
- ・ 地震波トモグラフィーや深部低周波微動の分布に加えて、調査地域周辺における鉱泉水の塩化物イオン濃度やヘリウム同位体比の分布は、調査地域を中心としたスポット状を示す。これらのデータは、深部流体の拡がりを示す可能性がある。
- ・ 深部流体の分布やその流量の傾向から、深部流体は大原湖-弥畝山西断層系を水みちとして利用していると考えられる。一方で、数 km スケールにおける深部流体の分布

傾向からは、深部流体は活断層だけでなく、それと交差する地質断層や地層境界などに沿って分布すると推測される。

- ・ 深部流体の湧出箇所は河床に偏在しており、上位に堆積層がある地域では地下に伏在している可能性がある。これらのことから、深部流体の地表付近における挙動は、表層地下水や地質・地質構造に大きく規制されていると考えられる。

## (2) 西南日本に分布する深部流体の特徴について

- ・ 深部流体の大局的な分布は、第四紀火山や大規模構造線などの地質的要因に規制されている可能性が高い。また、深部流体は大規模構造線から水平に 20 km 程度の幅に分布する。その離間距離は、構造線の規模と関係している可能性がある。
- ・ 深部流体は、地表付近では活断層と交差する地質構造を利用していると考えられる。また地表付近では、断層破碎帯だけではなくその周辺に発達する透水性の高い領域を利用していると考えられる。
- ・ 兵庫県有馬地域を除き、深部流体は表層地下水によって半分程度に希釈されていると考えられる。表層水による希釈が生じている深度は千数百 m 規模である。

## (3) 地層処分事業における深部流体の評価について

- ・ 深部流体が表層地下水によって大きく希釈されていることに起因して、地層処分システムの閉じ込め機能に対する深部流体の影響は大きくない可能性がある。ただし炭酸成分については、地下深部におけるガスと水の挙動について不明な点が多く、断定はできない。
- ・ 地層処分システムの物理的隔離機能については、深部流体の存在が問題となるため、その上昇領域を検討することが重要となる。深部流体の上昇領域は、物理探査手法や地化学的手法を組み合わせることで概略的に検討できると示唆される。また、深部流体の構造線沿いの拡がりは、構造線全体の長さの数%程度の幅を示す地震学的プロセスゾーンに規制されている可能性がある。
- ・ 文献調査の段階では、大規模構造線の分布、地球物理学的データおよび地下水の地化学的特徴などのデータを組み合わせることで、深部流体が存在する可能性を推測できる。
- ・ 概要調査の段階では、湧水・ガスの水質と分布などの水文学的調査、活断層・地質断層の分布などの地質構造調査および比抵抗探査などの物理探査法を組み合わせることで、その存在と上昇範囲を詳細に推測可能であると考えられる。

## **Abstract**

Recent seismic monitoring suggests the existence of “deep-seated fluid” in the crust and the mantle wedge resulting from subducting slab dehydration. These deep-seated fluids contain mantle materials transferred through large tectonic lines. However, their behavior near the surface and the relation between their distribution and precise geological structure are not clear. The behavior of deep-seated fluids affects the geochemical and hydrological features of groundwater; therefore, clarification of its behavior is important for the safety assessment of geological disposal.

In this study, the geochemical properties and distribution of mineral spring water, river water and associated discharge gases in southwest Shimane Prefecture and northeast Yamaguchi Prefecture are examined with respect to the behavior of deep-seated fluids near the surface.

The results obtained in the study are summarized as follows:

### **(1) Deep-seated fluids in the study area**

- Dehydration fluids from the subducting slab are incorporated in groundwater in the study area.
- Deep-seated fluids are diluted with surface water at a depth of up to 1,600 m.
- High chloride-ion concentration in groundwater is distributed, which coincides with the high  $^3\text{He}/^4\text{He}$  distribution range of gas in the same circle. In addition, low underground velocity and deep low-frequency earthquake occurrences are distributed in a spot shape. It is probable that this circle indicates the extent of the deep-seated fluids.
- The largest deep-seated fluid flux occurs along active faults, which are members of the Lake Ohara-W. Yauneyama fault system, suggesting that this fault system provides pathways for fluid upwelling. Deep-seated fluids also penetrate into fractures, which intersect with active faults.
- The outwelling points of deep-seated fluids are unevenly distributed on the riverbed and valley. In addition, sedimentary layers disrupt the fluid upwelling. Thus, the geological and hydrological features at the surface probably control the migration of deep-seated fluids near the surface.

### **(2) Characteristic of deep-seated fluids in southwest Japan**

- The distribution of deep-seated fluids is probably controlled by large tectonic lines. The distance between a tectonic line and an outwelling point is restricted to 20 km. This interval is likely proportionate to the scale of the tectonic line and 10% or less relative to its length.

- Deep-seated fluids penetrate into high permeability zones as well as the faults' fracture zones.
- Deep-seated fluids are diluted with surface water more than twice as much above depth of 1,000 m, except in the Arima area, Hyogo Prefecture.

**(3) Assessment of the effect of deep-seated fluids on geological disposal**

- Due to dilution with surface water, the geochemical effects of deep-seated fluids on geological disposal are probably not critical. Influence of carbonic acid is unclear.
- Deep-seated fluids affect groundwater flow at a depth; thereby, the upwelling extent of deep-seated fluids is important for the safety assessment of geological disposal.
- The distribution of deep-seated fluids can be determined by combining geological, geophysical and geochemical data. In addition, the seismic process zone of fault system control the extent of the deep-seated fluids.
- At the literature survey stage, combining data from various territories provide initial indicators of the occurrence and extent of deep-seated fluids.
- At the preliminary investigation, the field survey and borehole investigation enable us to distinguish whether deep-seated fluids exist. Furthermore, geophysical exploration data suggest the underground distribution of deep-seated fluids. These results indicate the upwelling area of deep-seated fluids.

## 目次

<b>第1章 序論</b> .....	<b>1</b>
1.1. 背景 .....	1
1.2. 目的 .....	2
1.3. 本論文の構成 .....	2
[引用文献].....	3
<b>第2章 既往研究</b> .....	<b>5</b>
2.1. 深部流体とは .....	5
2.2. 化石水について .....	5
2.2.1. 化石水の地化学的特徴.....	6
2.2.2. 泥火山について.....	6
2.3. 火山性流体について.....	7
2.3.1. 火山性流体の起源と発生.....	7
2.3.2. 火山性流体の地化学的特徴.....	8
2.3.3. 火山性流体に関するまとめ.....	9
2.4. 有馬型深部流体について.....	9
2.4.1. 有馬型深部流体の起源と発生.....	9
2.4.2. 有馬型深部流体の分布傾向.....	10
2.4.3. 有馬型深部流体の地化学的特徴.....	10
2.4.4. 有馬型深部流体に関するまとめ.....	11
2.5. 本研究で議論する深部流体について.....	11
[引用文献].....	12
<b>第3章 島根県南西部～山口県北東部に分布する高塩濃度流体の調査</b> .....	<b>17</b>
3.1. 研究のモチベーション.....	17
3.2. 地質概説 .....	17
3.3. 実施内容 .....	19
3.3.1. 地表踏査とサンプリング .....	19
3.3.2. 分析 .....	19
3.4. 調査結果 .....	20
3.4.1. 調査地域に分布する鉱泉水.....	20
3.4.2. 分析結果 .....	28
3.4.3. 地下水および河川水の流量.....	34
[引用文献].....	35

<b>第4章 考察</b> .....	<b>38</b>
4.1. 高塩濃度流体の起源.....	38
4.2. 深部流体の挙動 .....	41
4.2.1. 広域スケールにおける深部流体の分布.....	41
4.2.2. 地域スケールにおける深部流体の挙動.....	44
4.2.3. 露頭スケールにおける深部流体の挙動.....	46
4.3. 西南日本における深部流体の分布傾向と地表付近の挙動.....	46
4.3.1. 深部流体の大局的な分布傾向.....	47
4.3.2. 数 km スケールの分布傾向.....	50
4.3.3. 露頭スケールにおける分布傾向.....	51
4.4. まとめ .....	51
[引用文献].....	52
<b>第5章 深部流体と地層処分</b> .....	<b>58</b>
5.1. 地層処分事業と深部流体の関係.....	58
5.2. 閉じ込め機能に影響を与える要因.....	59
5.2.1. 地下水の温度.....	59
5.2.2. 地下水の pH.....	60
5.2.3. 地下水の炭酸成分の濃度.....	60
5.2.4. 地下深部における深部流体の地化学的特徴について .....	60
5.2.5. まとめ .....	61
5.3. 物理的隔離機能に影響を与える要因.....	61
5.4. まとめ .....	63
[引用文献].....	64
<b>第6章 深部流体の調査手順の提案</b> .....	<b>67</b>
6.1. 文献調査段階における深部流体の調査手順.....	67
6.2. 概要調査段階における深部流体の調査手順.....	67
[引用文献].....	68
<b>第7章 結論</b> .....	<b>70</b>
7.1. 研究成果のまとめ.....	70
7.2. 本研究の意義 .....	71
<b>謝辞</b> .....	<b>73</b>



## 図一覧

図 1	日本列島周辺における水循環のイメージ	8
図 2	調査地域の位置図	18
図 3	調査地域の地質図	18
図 4	津和野地域の鉱泉水の写真	22
図 5	耕田鉱泉周辺の河床から噴出するガスの噴出箇所の分布	23
図 6	寺田鉱泉周辺のガスの噴出箇所	24
図 7	直地鉱泉の南方に分布する炭酸塩でこご結された河床	25
図 8	吉賀地域の鉱泉水の写真	27
図 9	調査地域の鉱泉水・温泉水のヘキサ（シュティフ）ダイアグラム	29
図 10	調査地域の鉱泉水・温泉水の同位体組成	30
図 11	鉱泉水の DIC 濃度と炭素同位体比の関係	30
図 12	調査地域の河川水の水質組成	32
図 13	瀬戸鉱泉および鷺原鉱泉近傍における河川水の電気伝導度の分布	33
図 14	調査地域の希ガスの $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比と $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$ 比の関係	34
図 15	調査地域の鉱泉水・温泉水の流量	35
図 16	深部流体の同位体組成と塩化物イオン濃度との関係	39
図 17	調査地域周辺の鉱泉水・温泉水の塩化物イオン濃度	42
図 18	調査地域およびその周辺のヘリウム同位体比	42
図 19	調査地域における深部流体の上昇の模式図	44
図 20	高 EC 河川水の分布	45
図 21	深部流体と構造線の分布図	47
図 22	深部流体と構造線の離間距離の数え方	48
図 23	深部流体と構造線の離間距離の関係	48
図 24	構造線の長さ L と深部流体の分布幅 W の関係	49
図 25	深部流体の深度と水温および Cl イオン濃度との関係	51
図 26	深部流体の上昇範囲の模式図	62
図 27	地表付近における深部流体の挙動の模式図	63
図 28	深部流体の調査手順の提案	68

## 表一覧

表 1	既往報告で定義されている深部流体の特徴.....	6
表 2	調査地域の鉱泉水・温泉水の水質組成.....	29
表 3	調査地域の河川水の水質組成.....	31
表 4	調査地域のガスの組成および炭素同位体比.....	33
表 5	調査地域の希ガスの組成および同位体比.....	33
表 6	調査地域に供給される鉱泉水・温泉水と塩化物イオンの流量.....	35
表 7	閉じ込め機能に影響を与える各要因と深部流体の特徴.....	59

## 付録

A1.	二酸化炭素の脱ガスに関する計算について.....	75
A1.1.	脱ガスの計算における前提条件.....	75
A1.2.	脱ガス深度の計算.....	75
A1.3.	本計算に対する課題.....	77
	[引用文献].....	78
付図 1	CO <sub>2</sub> の溶解度と水温および圧力の関係.....	76
付表 1	調査地域における深部流体の炭素流量の計算結果.....	77

## 第1章 序論

### 1.1. 背景

近年、地震観測データや計算機・分析機器の性能の向上と手法の開発により、日本列島下での精密な地震分布や地震波速度構造が解明されつつある。例えば、地震波を利用して地下の速度構造が推測されており、日本列島の地下に存在する低速度体の分布が明らかになってきている (Nakajima and Hasegawa, 2007)。また、東海地方、紀伊半島、四国に沿って、流体が関与していると考えられる深部低周波微動が帯状に分布する (Obara, 2002)。このような地下深部の流体の存在は、古くから沈み込み帯におけるマグマの発生に重大な影響を与えると考えられている (Tatsumi, 1989; Giggensbach, 1992)。その流体の具体的な挙動としては、沈み込むプレートに含まれる鉱物中の層間水等の形で数 wt% 付加された水 (Staudigel et al., 1995) が、圧密による絞り出しや、エクロジャイトや蛇紋石などの鉱物の相転移によって、様々な深度でマントルウェッジへ放出されると考えられている (片山ほか, 2010)。沈み込み帯における流体は、地球規模の水循環において大きな影響を与える (岩森, 2007) とともに、地震発生や火山噴火などの地殻活動においても重要な役割をはたすと考えられている (西尾, 2013)。この流体については、温泉水や火山ガス、流体包有物などを用いた地化学的な特徴の把握 (例えば, 大沢ほか, 2010; Kawamoto et al., 2013) や、シミュレーションを用いたその分布および挙動の推測 (例えば, 岩森, 2007) が行われており、その特徴が徐々に明らかになりつつある。このような流体については、従来から「深層地下水」や「地殻流体」などの様々な名称が用いられているが、産業技術総合研究所 (2007; 以下「産総研」) はこれらを包括する言葉として「深部流体」を定義している。深部流体とは、地下深部に存在する非天水起源の流体の総称である (産総研, 2007)。

現在、わが国を含めた世界各地で、地下深部が物質を保持する能力、例えば地下水の動きが緩慢であることなど (核燃料サイクル開発機構 (以下「サイクル機構」), 1999) を期待して、高レベル放射性廃棄物の地層処分が計画されている。しかし、深部流体の特徴、特に地下深部から地表へ向かう地下水流動場を形成する特徴は、地層処分事業の実施に大きな影響を与える可能性がある。このことから、地下深部を利用する際は、深部流体による地化学的影響や水理学的影響などを考慮する必要がある (産総研, 2012)。近年、深部流体が地層処分システムに与える影響に関する議論が始まっている (地層処分技術 WG, 2014)。しかし、その検討は比較的最近のことであり、地表付近において、深部流体がどこでどのような挙動をしているのか詳細に検討された例はほとんどない。また、深部流体のうち、島弧マグマやスラブ起源の熱水は沈み込み帯に密接に関わっており (風早ほか, 2014)、安定大陸に位置する諸外国では見られない。このように、深部流体の存在は変動地質帯である日本固有 (Japan Specific) とも言える現象である。したがって、深部流体の特徴とその評価方法を整理することは、地層処分事業における処分場の選定プロセスに対して、非常に重要な知見を与える。

## 1.2. 目的

本研究では、深部流体の特徴と地表付近での挙動を把握するため、島根県南西部～山口県北東部に分布する高塩濃度流体に対し、以下の検討を行う。

- 1) 調査地域に分布する高塩濃度流体を対象とし、水質組成、ガス組成、同位体組成などの地化学的特徴を把握し、その結果を用いて起源を推測する
- 2) 高塩濃度流体の分布傾向と地質・地質構造の関係から、調査地域に分布する高塩濃度地下水の地表付近における挙動を推測する
- 3) 調査結果と他地域に分布する深部流体の特徴を踏まえ、深部流体の地化学的特徴と地表付近における挙動を推測する
- 4) 以上の結果に基づき、地層処分システムに対して深部流体が与える影響を整理する
- 5) 概要調査段階における深部流体の調査手順について提案する

## 1.3. 本論文の構成

本研究ではまず、深部流体の定義を行い、どのような現象が深部流体に該当するのかを整理する。次に、調査地域において自噴する高塩濃度流体を対象に、水質・同位体・ガスの分析結果による特徴の整理と、分布傾向と地質・地質構造の関係性からその挙動を考察する。この結果を主軸に、深部流体が地層処分場に与える可能性がある影響として、化学的な影響と、物理的な影響（地下水流動）の2点について整理を行う。さらに、この検討結果を用いて、深部流体が地層処分システムに与える影響の程度を議論する。最後に、これらの結果に基づき、深部流体の調査手法について提案する。

本章では、深部流体の既往研究および地層処分事業における深部流体の考え方の概説を述べ、本研究の目的を示した。

第2章では、深部流体の既往研究を整理し、深部流体の定義を行う。また、深部流体を化石水、火山性流体、有馬型深部流体の3つに小分類し、それぞれの特徴について概説する。

第3章では、島根県南西部～山口県北東部において実施した高塩濃度流体の調査研究について述べる。本章では、まず調査地域の地質概略について既往研究を基に述べる。次に調査地域に分布する高塩濃度地下水とガスの湧出位置とその概略を述べる。最後に、調査地域において実施した調査内容と結果について述べる。

第4章では、第3章の結果を元に、調査地域に分布する高塩濃度流体の起源について検討する。また、その地表付近における挙動について考察する。さらに、西南日本における深部流体の分布傾向と地表付近における挙動に関する考察を展開する。

第5章では、深部流体が地層処分システムに与えると考えられる影響について、地化学的な影響と水理学的な影響について整理を行う。

第6章では、これまでの結果をもとに、深部流体の調査手順に関する提案を行う。

第7章では、本研究の成果についてまとめ、研究成果の意義を述べる。

**[引用文献]**

- 地層処分技術 WG (2014): 最新の科学的知見に基づく地層処分技術の再評価 —地質環境特性および地質環境の長期安定性について—. 総合資源エネルギー調査会, 61p.
- Giggenbach, W.F. (1992): Isotopic shifts in waters from geothermal and volcanic systems along convergent plate boundaries and their origin. *Earth and Planetary Science Letters*, **113**, 495-510.
- 岩森 光 (2007): 沈み込み帯とマントルでの水循環. 地学雑誌, **116** (1), 174-187.
- 核燃料サイクル開発機構 (1999): わが国における高レベル放射性廃棄物地層処分の技術的信頼性 —地層処分研究開発第2次取りまとめ— 分冊1 わが国の地質環境. サイクル機構技術資料, JNC TN1400 99-021.
- 片山郁夫・平内健一・中島淳一 (2010): 日本列島下での沈み込みプロセスの多様性. 地学雑誌, **119**, 205-223.
- Kawamoto, T., Yoshikawa, M., Kumagai, Y., Mirabueno, M.H.T., Okuno, M. and Kobayashi, T. (2013): Mantle wedge infiltrated with saline fluids from dehydration and decarbonation of subducting slab. *Proceedings of the National Academy of Sciences, U.S.A.*, **110**, 9663-9668.
- 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.
- Nakajima, J. and Hasegawa, A. (2007): Tomographic evidence for the mantle upwelling beneath southwestern Japan and its implications for arc magmatism. *Earth and Planetary Science Letters*, **254**, 90-105.
- 西尾嘉朗 (2013): リチウム同位体による地殻流体研究の新展開 —地殻活動の全貌解明に向けて—. 日本水文科学会誌, **43**, 119-135.
- Obara, K. (2002): Nonvolcanic deep tremor associated with subduction in southwest Japan. *Science*, **296**, 1679-1681.
- 大沢信二・網田和宏・山田 誠・三島壮智・風早康平 (2010): 宮崎平野の大深度温泉井から流出する温泉水の地化学特性と成因 —温泉起源流体としての続成脱水流体—. 温泉科学, **59**, 295-319.
- 産業技術総合研究所深部地質環境研究センター編 (2007): 概要調査の調査・評価項目に関する技術資料 —長期変動と地質環境の科学的知見と調査の進め方—. 地質調査総合センター研究資料集, no.459.
- 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア編 (2012): 概要調査の調査・評価項目に関する技術資料 —立地要件への適合性とその根拠となる調査結果の妥当性—. 地質

調査総合センター研究資料集, no.560.

Staudigel, H., Davies, G.R., Hart, S.R., Marchant, K.M. and Smith, B.M. (1995): Large scale isotopic Sr, Nd and O isotopic anatomy of altered oceanic crust: DSDP/ODP sites 417/418. *Earth and Planetary Science Letters*, **130**, 169-185.

Tatsumi, Y. (1989): Migration of fluid phases and genesis of basalt magmas in subduction zones. *Journal of Geophysical Research*, **94**, 4697-4707.

## 第2章 既往研究

### 2.1. 深部流体とは

前述した通り、深部流体は「地下深部に存在する非天水起源の地下水」のことを指す(産総研, 2007)。具体的には、「化石海水や油田かん水」、「有馬型温泉水に代表される深部流体」、背弧域の地溝帯(Graben)の断層系から検出されるCO<sub>2</sub>を含む深部上昇流体(産総研, 2007)や、火山活動に伴いマグマから放出され、地表で火山ガスや熱水として観測される揮発性物質(篠原, 2003)、地下数百～数kmから上昇した泥水が形成する泥火山(千木良・田中, 1997; Kopf, 2002)が該当すると考えられる。これらの流体は総じてガス成分を多く含み、溶存イオン濃度が天水起源の表層地下水と比較して高い傾向がある。

地下水は広義には「地下に賦存する水の総称」である(佐藤編, 2005)。しかし、その性質や分布が多岐にわたるため、水質の形成過程や地下水利用の観点に基づいた様々な用語が存在する(丸井, 2012)。したがって深部流体についても、議論を展開する前に用語の整理を行う必要がある。既往報告で用いられている「深部流体」という言葉は、個々の研究で議論している現象によってその定義が異なっている。既往報告で定義されている深部流体の特徴を整理すると、以下の4つに区分される(表1)。

- 1) 地下深部の流体の総称(吉田ほか, 2002; 村松ほか, 2008 など)
- 2) 地下深部に存在する非天水起源の流体(産総研, 2007 など)
- 3) 地下深部から上昇するスラブ起源の流体(網田ほか, 2014; 風早ほか, 2014 など)
- 4) 断層系等を通じて地表へ上昇するマントル起源の流体(地層処分技術 WG, 2014)

したがって、深部流体という用語には、起源と挙動という2つの観点に基づく複数の定義があると解釈できる。これを具体的な現象に当てはめると、「天水」、「化石水・油田鹹水」、「火山性流体」、「有馬型深部流体」の各流体を含むかどうかの違いであると整理できる。これ以降では、ここに挙げた各地下水・流体の特徴について概説する。

### 2.2. 化石水について

化石水(fossil water)や油田かん水(brine water)は、堆積岩地域に分布し、地層にトラップされた、あるいは水文循環から孤立した地下水であるとされている(Bates and Jackson, 1987; 地学団体研究会編, 2003; 酒井・松久, 1996)。本来の用語の意味としては、化石水は成因に、かん水は水質組成に基づいた用語であり、同一の地下水を指すものではない(高村・丸井, 2006)。しかし、日本で化石水の存在が報告されている場所は新潟平野(加藤・梶原, 1986)、関東平野(杉崎ほか, 1963)、北海道(馬原ほか, 2006; 岩月ほか, 2009)などであり、いずれの地域も第三系～第四系の堆積岩が分布し、水質の形成過程は古海水と天水の混合で説明されている。すなわち、日本においては、化石水とかん水はほぼ同一の地下水を表す。したがって本稿では「堆積岩地域の地下深部に存在する海水由来の塩水」を総じて「化石水」と呼称する。

表 1 既往報告で定義されている深部流体の特徴

「深部流体」の定義	各定義に含まれる具体的な流体			
	天水	化石水	火山性流体	有馬型深部流体
地下深部の流体の総称	○	○	○	○
地下深部に存在する非天水起源の流体	-	○	○	○
地下深部から上昇するスラブ起源の流体	-	-	○	○
スラブ起源の流体が断裂系等を通じて地表へ上昇するもの	-	-	-	○

### 2.2.1. 化石水の地化学的特徴

化石水の水質組成は主に海水由来の高い  $\text{Na}^+$  および  $\text{Cl}^-$  に特徴づけられるが、水-岩石反応によって現海水と比較して変化に富む（馬原ほか, 2006）。この原因は二次鉱物の生成による各イオンの除去や、粘土鉱物とのイオン交換などによるものだと考えられている（Fritz and Frapé, 1982）。一方で、ハロゲン元素（Br や Cl など）は水-岩石反応による存在量の変化が乏しいことから、Br/Cl 比などにより海水由来の水の関与について推測されている例もある（太秦・那須, 1960; 上村ほか, 1988）。また、化石水の酸素同位体比は、周辺の岩盤との水-岩石反応によって現海水（ $\delta^{18}\text{O} = 0 \text{ ‰}$ ）と比較して高い値を示す傾向がある（ヘフス, 2007）。

堆積岩が分布する地域では、堆積物中の有機物が微生物の活動や地熱によって分解され生成されたメタンなどの炭化水素ガスが普遍的に認められる（舟木ほか, 2012）。これらのガスの炭素同位体比は、各地域における有機物の熟成度により様々な値をとり得るが、メタン・エタン・プロパンの炭素同位体組成および炭化水素組成を用いた起源や成因などが推測可能である（早稲田, 2002）。

### 2.2.2. 泥火山について

泥火山は、石油に関係するガスや火山性ガスを伴って噴出した泥や岩片によって形成された円錐状の高まりである（Bates and Jackson, 1987）。後者の火山性ガスを伴う泥火山は、例えば大分県の鶴見岳近傍などで確認されている（大沢ほか, 1996）が、本稿においてこのような泥火山は火山性流体として扱う。前者の天然ガスを伴う泥火山は、日本の陸域では北海道（千木良・田中, 1997; Miyakawa et al., 2013）と新潟県（新谷・田中, 2009）の第三系堆積岩地域に偏在している。

日本に分布する陸上泥火山については、化石水、粘土鉱物の脱水流体および天水が混合した水が関与しており（石原・田中, 2009）、有機物由来の炭化水素ガスを伴う傾向があることが報告されてきた（溝部ほか, 2006; Miyakawa et al., 2013）。また泥流体は、深度数千 m から地層の背斜軸の翼部などの弱線を通じて上昇してきている可能性がある（新谷・田中,



2009; Miyakawa et al., 2013)。これらの報告から、日本に分布する泥火山を形成する流体には化石水が関与しており、その分布範囲は限られている。

以上のことから、本稿では泥火山を化石水の一部として扱うこととする。

### 2.3. 火山性流体について

マグマに含まれる  $H_2O$ ,  $CO_2$ , S, Cl などの揮発性物質は、マグマの地表への上昇による圧力の低下やマグマの固化などの影響によってマグマから放出され、地表では火山ガスもしくは熱水（温泉水、地熱水）として観測される（篠原, 2003）。本研究ではこれらのガス・水を総称し、「火山活動に伴われる水やガスなどの流体」を火山性流体と定義する。

火山性流体の分布と密接な関わりがある火山活動の影響範囲に関しては、火山体の形成、噴火、噴気活動や温泉の形成などの現象が、火山の噴火中心から半径 15~20 km であると言われている（中田・田中, 2001; 浅森ほか, 2002）。したがって、カルデラを形成する規模の火山や単成火山群はこの範囲に収まらない傾向があるものの、一般的に火山性流体の分布範囲は火山体周辺に限定される。

#### 2.3.1. 火山性流体の起源と発生

火山性流体の起源について、古くは Craig (1963) がその水素と酸素の同位体比を用いて、水成分のほぼ全てが天水起源である可能性を指摘した。一方 Giggenbach (1992) は、島弧の火山性流体は、沈み込むスラブから脱水した流体と浅層地下水の混合によって形成されていると説明し、前者を安山岩水と呼称している。マグマの発生は沈み込んだスラブ起源の脱水流体が関与していることは古くから言われており（Kushiro et al., 1968; 巽, 1995）、火山岩の中に沈み込む遠洋底堆積物由来の放射性核種が含まれていること（Morris and Tera, 1989）や、スラブ沿いで流体の存在を示唆する地震が頻発している（鎌谷・勝間田, 2004）ことから、スラブの脱水流体の存在が示唆されてきている。したがって、火山性流体はスラブ起源の流体がマグマとともに地表へもたらされたものであると考えられる。

スラブから流体が脱水する深度として、Peacock and Wang (1999) は沈み込むプレートの温度構造を数値モデリングにより計算しており、大量の水を放出すると考えられる蛇紋石からエクロジャイトへの相転移反応は、東北日本では深度 95 km 付近で、西南日本では深度 50 km 付近で起きると報告している。しかし、沈み込むスラブに含まれる含水鉱物は蛇紋石以外にも多数存在し（岩森・中村, 2012）、輝石やザクロ石のような無水鉱物であっても数百~数千 ppm 程度の水を含んでいる可能性が指摘されている（Katayama et al., 2003）。したがって、実際の流体の発生と上昇のプロセスは複雑であると考えられるが、東北日本と西南日本で沈み込むスラブの物性を考慮すると、少なくとも両地域における地下深部の温度構造や流体の発生とその挙動は異なっていると考えられている（図 1; 片山, 2010; 風早, 2014）。

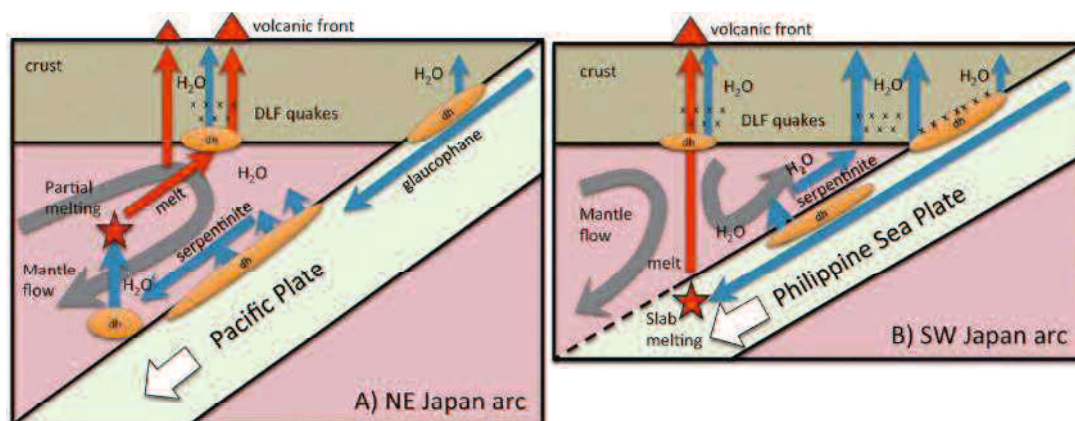


図 1 日本列島周辺における水循環のイメージ  
風早ほか (2014) を引用。

### 2.3.2. 火山性流体の地化学的特徴

Oki and Hirano (1970) や Hedenquist and Lowenstern (1994) などによれば、火山性流体はマグマ由来の物質と地表付近の岩石および浅層地下水が関係することで様々な特徴を示す。火山性流体の物理化学パラメータの特徴としては、水温が高く pH が低い傾向がある(浅森ほか, 2002) が、水-岩石反応や浅層地下水による希釈の程度によりその傾向は異なる。水素と酸素の同位体比は、前述した安山岩水(Giggenbach, 1992)は  $\delta^{18}\text{O}$  が約+10 ‰,  $\delta\text{D}$  が約-20 ‰であり、マグマ水(上部マントルと平衡な水)は、 $\delta^{18}\text{O}$  が+6~+10 ‰,  $\delta\text{D}$  が-50~-80 ‰と言われている(ヘフス, 2007)。天水はデルタダイアグラム上で天水線(世界の天水線は  $\delta\text{D}=8\delta^{18}\text{O}+10$ ; Craig, 1961) 付近にプロットされる傾向があることを考慮すると、火山性流体の  $\delta^{18}\text{O}$  は天水と比較して明確に高い値を示す傾向がある。また、上部マントルに存在する炭素の同位体比は、およそ-7~-5 ‰の範囲で比較的一致していると考えられている(ヘフス, 2007)。一方、島弧の火山ガスは、MORB に似た炭素、遠洋性堆積物の有機炭素化合物、海成炭酸塩の3つの異なる起源の炭素が混合し、様々な値を示すと考えられている(Sano and Marty, 1995)。

さらに、希ガスは表層水による希釈の効果を受けにくいことから、その同位体組成を用いた流体の起源に関する考察がなされている(風早ほか, 2007)。特にヘリウムの同位体比( $^3\text{He}/^4\text{He}$  比)は大気、地殻、マントル間で大きく異なることが知られており、ガスの起源を推測する強力なツールとして用いられている(例えば, Sano and Wakita, 1985)。それぞれの  $^3\text{He}/^4\text{He}$  比は、大気が  $1.4 \times 10^{-6}$ 、地殻が  $10^{-7} \sim 10^{-8}$  であるのに対し、マントルが  $10^{-5}$  と明確に高い値を示す(Ozima and Podosek, 2002)。したがって、火山性流体の  $^3\text{He}/^4\text{He}$  比は、その多くが大気よりも高い値を示す(Sano and Wakita, 1985)。

### 2.3.3. 火山性流体に関するまとめ

火山性流体は、スラブ由来の流体がマグマとともに上昇し、地表へもたらされた流体である。また、その分布範囲は火山体の周辺に限定される。火山性流体の特徴として、ガスを伴うことが多く、pH や水温、同位体比などの地化学的特徴が天水と異なる傾向を示す。

ただし、高温の熱水であっても、天水起源の水でその温度や同位体比が説明できる可能性も指摘されている（北岡ほか, 2014）。また、現在活動的な火山の近傍に存在する流体であっても、マグマだまりと直接関与していない可能性がある流体の存在が報告されている（Nishio et al., 2010）。つまり、火山近傍で認められる非天水起源の流体については、その多くはマグマと関連していると考えるのが妥当であろうが、マグマと関連していない流体が存在している可能性もある。

### 2.4. 有馬型深部流体について

兵庫県の有馬温泉では、非火山地域にも関わらずマントル由来の希ガスを伴い（Sano and Wakita, 1986）、現海水や化石水では説明できない同位体組成を示す温泉水が存在している。Matsubaya et al. (1973) はこの温泉水を「有馬型温泉」と呼び、化学・同位体組成が類似する兵庫県宝塚市の宝塚鉱泉、大阪府河内長野市の石仏湧水群や長野県伊那市の鹿塩鉱泉が該当すると指摘した。その成因について主に地化学的な観点から議論がなされていた（松葉谷ほか, 1981; Masuda et al., 1985）が、西村ほか（2006）は有馬温泉の地化学データがスラブ由来の流体やマントル起源を示すことと、その分布が有馬-高槻断層帯沿いであることから、プレートの沈み込みに伴いプレートから脱水した流体が構造線を利用して地表へ上昇している可能性を指摘した。これ以降、西南日本を中心として、有馬型温泉に類似する傾向を示す地下水・温泉水が報告されつつある（網田ほか, 2005; 2014; 産総研, 2007; 風早ほか, 2014）。本項では有馬型温泉を「有馬型深部流体」と呼称し、その特徴について整理する。

#### 2.4.1. 有馬型深部流体の起源と発生

既に第1章で述べたように、沈み込むスラブから流体が脱水しており、マントルに付加されている可能性があることは様々な研究分野から指摘されている（片山ほか, 2010）。したがって、沈み込み帯の地下深部においてスラブ起源の流体が存在している可能性が高い。

西村ほか（2006）は、有馬温泉がスラブ起源の流体と関連していると考えた根拠として、①有馬温泉の地下約 50～60 km 付近においてフィリピン海プレートが沈み込んでおり、温度・圧力条件を考えるとスラブに含まれる鉱物の脱水が起こりうる条件を満たしていること、②有馬温泉は有馬-高槻断層帯に沿って分布しており、この断層を利用して熱水が地表へ噴出することができることの2点を挙げている。また、西村ほか（2015）は、スラブの脱水流体が超臨界状態で上昇してきており、珪長質の貫入岩周辺の緩み領域を利用して地殻付近へ上昇し、地殻内では断層を利用している可能性があるとして述べている。

片山ほか (2010) によれば、地下の温度構造とプレートの沈み込み角度の違いにより、東北日本ではスラブの脱水流体がマグマ生成に寄与する。一方、西南日本の地下深部では、スラブの脱水流体がマグマを作らずそのまま上昇する。Shelly et al. (2006) は、西南日本で発生している深部低周波微動と地震波トモグラフィの解析結果を用いて有馬温泉周辺の地下に流体が存在していることを示唆している。また風早ほか (2014) は、流体の存在を示唆する深部低周波微動の分布傾向が地表における深部流体の分布と一致することから、その関連性を指摘している。

以上のように、西南日本の地下深部にはスラブ起源の流体が存在している可能性が高いことと、非火山地域の地表付近にそのような流体が認められることから、有馬型深部流体は、スラブ起源の流体がマグマを伴わずに地表へ上昇してきていると考えるのが現実的である。ただし、スラブから脱水した流体がマントルの中をどのように流動するのかは明らかになっていない。

#### 2.4.2. 有馬型深部流体の分布傾向

これまでに有馬型深部流体の存在が指摘されているのは、兵庫県の有馬温泉および宝塚鉱泉、大阪府の石仏湧水群、長野県の鹿塩鉱泉、大分県の大分平野深部の熱水である (Matsubaya et al., 1973; 橋爪, 1984; Masuda et al., 1985; 網田ほか, 2005; 田中ほか, 2013)。また、風早ほか (2014) によると、四国の中央構造線沿いや安芸構造線、兵庫県の山崎断層沿いにもその関与が示唆される地下水・温泉水が分布する。

これらの有馬型深部流体の分布は、地図スケールで俯瞰すると中央構造線や有馬-高槻断層帯などの大規模な構造線に沿って点在しているという特徴がある (風早ほか, 2014)。したがって、有馬温泉以外の有馬型深部流体も、有馬温泉と同様にスラブ起源流体が構造線を利用して上昇していると考えられる。一方で、有馬型深部流体が地表付近においてどのような挙動を示しているかを地質・地質構造と合わせて議論した例はほとんどない。田中ほか (2013) は、大阪府の石仏湧水群周辺で地表踏査を実施し、中央構造線から派生した断層が有馬型深部流体の水みちになっている可能性を指摘している。

#### 2.4.3. 有馬型深部流体の地化学的特徴

有馬型深部流体は、その多くが高塩濃度を示し (Matsubaya et al., 1973; 橋爪, 1984; 田中ほか, 2013), 端成分と考えられているものは塩濃度が海水の2倍程度である (Kazahaya et al., 2011)。また、海水と比較すると  $\text{SO}_4^{2-}$  濃度が低く、炭酸成分の濃度が高い傾向がある。網田ほか (2005) や風早ほか (2014) は微量元素としてホウ素やリチウムの濃度に注目し、これらの元素が表層地下水にあまり含まれていないことから、有馬型深部流体の関与の指標になる可能性を指摘している。とくに  $\text{Li}^+$  は熱水に多く含まれ、地表水の影響を受けにくいため、熱水の影響の指標として有効であり (Nishio et al., 2010), 風早ほか (2014) はスラブ起源流体の  $\text{Li}/\text{Cl}$  比が 0.001 以上を示す傾向があると述べている。

有馬型深部流体の酸素同位体比は天水と比較して高く、その端成分は  $\delta^{18}\text{O} = +6\%$  に達し (Kazahaya et al., 2011), 先に述べた火山性流体の同位体組成と類似する値を示す。また、その水素の同位体比は塩濃度と明瞭な比例関係を示す (Matsubaya et al., 1973)。二酸化炭素ガスの炭素同位体比は  $\delta^{13}\text{C} = -10 \sim 0\%$  程度であり、海成炭酸塩や MORB の値に近い値を示す傾向がある (Kusuda et al., 2014)。さらに、有馬温泉をはじめとして、有馬型深部流体の  ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$  比は大気値 ( $1R_A: {}^3\text{He}/{}^4\text{He} = 1.6 \times 10^{-6}$ ) よりも高い値 ( $\sim 10 R_A$ ) を示し、加えて  ${}^4\text{He}/{}^{20}\text{Ne}$  比の値が高いことから、マントル由来の希ガスが含まれていると考えられる (Sano and Wakita, 1985; Kusuda et al., 2014)。

Kawamoto et al. (2013) によると、スラブの脱水流体は塩濃度が約 5 wt% の二酸化炭素を含む流体である可能性がある。この特徴は有馬型深部流体と一致し、有馬型深部流体にスラブの脱水流体が関与しているという考えと矛盾しない。一方、スラブの脱水流体の発生と上昇の過程で起こる反応について不明な点が多く、有馬型深部流体の起源がスラブの脱水流体に由来すると断定することは難しいとされている (松葉谷, 2009; 益田, 2011)。大沢ほか (2010) や網田ほか (2014) は、地下水中の Cl, B, Li の濃度比を用いて、圧密による海水の絞り出しや粘土鉱物の脱水などといった流体の成因を推測できる可能性を指摘しており、この分野のさらなる検討が期待される。

#### 2.4.4. 有馬型深部流体に関するまとめ

有馬型深部流体が「起源不明の温泉水である」という観点から定義されたこともあり、地化学的なデータの収集とそれに基づく起源の議論が精力的に実施されてきた。現在のところはスラブ起源の流体が関与していると考えるのが現実的である。島弧においてスラブから脱水した流体は、マントル内でマグマを生成するものとそのまま熱水として上昇する水の 2 種類がある (風早ほか, 2014)。したがって、有馬型深部流体の地化学的な特徴は、前述した火山性流体と類似している。

一方で、有馬型深部流体の分布が西南日本において広く認められ、大局的に見て大規模な構造線に沿うという特徴 (風早ほか, 2014) 以外は、分布範囲に関する検討がなされていない。すなわち、これまで議論した化石水や火山性流体と比較すると、その挙動は明らかにされていない。

#### 2.5. 本研究で議論する深部流体について

前述した通り、本研究では地層処分事業における深部流体の影響について議論することも主要な目的としている。したがって、既に存在する地域が限定されている化石水や火山性流体については、本研究で改めて議論しない。しかし有馬型深部流体は、地球物理学的データから明らかにされてきた地下深部の流体と大きく関与する可能性が高いものの、その分布や地表付近の挙動に関する報告が少なく、地質・地質構造との関連性が議論されていない。したがって地層処分事業の観点からは、有馬型深部流体の挙動を理解することが

非常に重要となる。

一方で、火山性流体と有馬型深部流体はその地化学的特徴が非常に類似しており、両者を区分する方法は確立していない。なぜならどちらの水もスラブから脱水した流体が関与しているからである(風早ほか, 2014)。さらに、現在活動的な火山の近傍に存在する流体であっても、マグマだまりと直接関与していない可能性がある流体の存在が報告されている(Nishio et al., 2010)。したがって、火山近傍に存在する深部流体であっても、必ずしも火山性流体とは言えない可能性がある。

このような背景の元、本研究では火山性流体と有馬型深部流体を区別せず、「地下深部から上昇するスラブ起源の流体」を深部流体と定義する。

### [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.
- 網田和宏・大沢信二・西村光史・山田 誠・三島壮智・風早康平・森川徳敏・平島崇男 (2014): 中央構造線沿いに湧出する高塩分泉の起源 —プレート脱水流体起源の可能性についての水文化学的検討—. *日本水文科学会誌*, **44**, 17-38.
- 浅森浩一・石丸恒存・岩月輝希 (2002): 日本列島における火山周辺の酸性地下水分布. *サイクル機構技報*, **15**, 103-111.
- Bates, R. and Jackson, J. (1987): *Glossary of Geology*. 3rd edition, American and Geological Institute, 788p.
- 地学団体研究会編 (2003): 新版 地学辞典. 第7版, 平凡社, 1443p.
- 千木良雅弘・田中和広 (1997): 北海道南部の泥火山の構造的特徴と活動履歴. *地質学雑誌*, **103**, 781-791.
- 地層処分技術 WG (2014): 最新の科学的知見に基づく地層処分技術の再評価 —地質環境特性および地質環境の長期安定性について—. 総合資源エネルギー調査会, 61p.
- Craig, H. (1961): Isotopic variations in meteoric waters. *Science*, **133**, 1702-1703.
- Fritz, P. and Frappe, S.K. (1982): Saline groundwater in the Canadian Shield -A first overview. *Chemical geology*, **36**, 179-190.
- 舟木泰智・石山宏二・早稲田 周・加藤 進・渡辺邦夫 (2012): 北海道北部, 幌延地域に分布する新第三紀堆積岩中の炭化水素ガスの分子組成と炭素同位体組成. *地学雑誌*, **121**, 929-945.
- Giggenbach, W.F. (1992): Isotopic shifts in waters from geothermal and volcanic systems along convergent plate boundaries and their origin. *Earth and Planetary Science Letters*, **113**, 495-510.

- 橋爪 傳 (1984): 中央構造線外帯 (伊那谷) における食塩泉に関する地球化学的研究. 温泉科学, **35**, 1-10.
- Hedenquist, J.W. and Lowenstern, J.B. (1994): The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits. *Nature*, **370**, 519-527.
- ヘフス, J. (2007): 同位体地球化学の基礎. 和田秀樹・服部陽子訳, シュプリンガー・ジャパン, 369p.
- 石原朋和・田中和広 (2009): 泥火山周辺の地質構造と地下水の地化学特性. 地学雑誌, **118**, 350-372.
- 岩森 光・中村仁美 (2012): 沈み込み帯での地殻流体の発生と移動のダイナミクス. 地学雑誌, **121**, 118-127.
- 岩月輝希・石井英一・新里忠史 (2009): 北海道幌延地域における深部地球化学環境の長期変遷シナリオの構築. 地学雑誌, **118**, 700-716.
- 鎌谷紀子・勝間田明男 (2004): 火山から離れた地域で発生している深部低周波微動・地震—その分布と発生原因—. 地震 第2輯, **57**, 11-28.
- Katayama, I., Hirose, K., Yurimoto, H. and Nakashima, S. (2003): Water solubility in majoritic garnet in subducting oceanic crust. *Geophysical Research Letters*, **30**, DOI: 10.1029/2003GL018127.
- 片山郁夫・平内健一・中島淳一 (2010): 日本列島下での沈み込みプロセスの多様性. 地学雑誌, **119**, 205-223.
- 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**, 1-10.
- Kawamoto, T., Yoshikawa, M., Kumagai, Y., Mirabueno, M.H.T., Okuno, M. and Kobayashi, T. (2013): Mantle wedge infiltrated with saline fluids from dehydration and decarbonation of subducting slab. *Proceedings of the National Academy of Sciences, U.S.A.*, **110**, 9663-9668.
- 風早康平・安原正也・高橋 浩・森川徳敏・大和田道子・戸崎裕貴・浅井和由 (2007): 同位体・希ガストレーサーによる地下水研究の現状と新展開. 日本水文科学会誌, **37**, 221-252.
- Kazahaya, K., Matsuzawa, T., Hasegawa, A., Yasuhara, M., Takahashi, M., Oyama, Y. and Iwamori, H. (2011): CO<sub>2</sub>-bearing saline water found in groundwater, related to deep low frequency earthquakes. *American Geophysical Union, Fall Meeting 2011, abstract #V41D-2543*.
- 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.

- 北岡豪一・吉岡龍馬・西田良平・山口一裕・竹内 徹 (2014): 山陰地方における花崗岩割れ目系の深部水循環による高温温泉水の形成. *温泉科学*, **64**, 77-106.
- Kopf, A.J. (2002): Significance of mud volcanism. *Review of Geophysics*, **40**, 2-1-2-52.
- Kushiro, I., Yoder, H.S. and Nishikawa, M. (1968): Effect of water on the melting of enstatite. *Geological Society of America Bulletin*, **79**, 1685-1692.
- Kusuda, C., Iwamori, H., Nakamura, H., Kazahaya, K. and Morikawa, N. (2014): Arima hot spring waters as a deep-seated brine from subducting slab. *Earth, Planets and Space*, **66**: 119, doi:10.1186/1880-5981-66-119.
- 馬原保典・中田英二・大山隆弘・宮川公雄・五十嵐敏文・市原義久・松本裕之 (2006): 化石海水の同定法の提案 —太平洋炭鉱における地下水水質・同位体分布と地下水年代評価—. *地下水学会誌*, **48**, 17-33.
- 丸井敦尚 (2012): 水循環における深層地下水の役割. *日本水文科学会誌*, **42**, 61-68.
- 益田晴恵 (2011): 地球深部の窓—有馬温泉. *温泉科学*, **61**, 203-221.
- 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. *Geochemical Journal*, **19**, 149-162.
- 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 (2009): 有馬型温泉とはいかなる定義のものか. *温泉科学*, **59**, 24-35.
- Matsubaya, O., Sakai, H., Kusachi, I. and Satake, H. (1973): Hydrogen and oxygen isotopic ratios and major element chemistry of Japanese thermal water systems. *Geochemical Journal*, **7**, 123-151.
- Miyakawa, K., Tokiwa, T. and Murakami, H. (2013): The origin of muddy sand sediments associated with mud volcanism in the Horonobe area of northern Hokkaido, Japan. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **14**, 4980-4988.
- 溝部かずみ・加藤 進・田中和広 (2006): 新潟県十日町市の泥火山から噴出する天然ガスの地化学的特徴. *日本応用地質学会平成 18 年度研究発表会講演論文集*, 445-448.
- Morris, J. and Tera, F. (1989): <sup>10</sup>Be and <sup>9</sup>Be in mineral separates and whole rocks from volcanic arcs- Implications for sediment subduction. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **53**, 3197-3206.
- 村松容一・岡崎公美・大城恵理・安諸政俊 (2008): 関東平野中央部の非火山性温泉における深部流体の生成機構. *地下水学会誌*, **50**, 145-162.
- 中田英二・田中和広 (2001): マグマの貫入が岩盤に与える影響 —活火山周辺に分布するマグマ噴出後の分布—. *日本応用地質学会研究発表会講演論文集*, 55-58.
- 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.
- 西村 進・桂 郁夫・西田潤一・川崎逸男・城森信豪 (2015): 有馬温泉の貯留層について. *温*



- 泉科学, **65**, 14-24.
- Nishio, Y., Okamura, K., Tanimizu, M., Ishikawa, T. and Sano, Y. (2010): Lithium and strontium isotopic systematics of waters around Ontake volcano, Japan: Implications for deep-seated fluids and earthquake swarms. *Earth and Planetary Science Letters*, **297**, 567-576.
- 大沢信二・大上和敏・由佐悠紀 (1996): 1995年伽藍岳塚原鉦山跡に出現した泥火山. 火山, **41**, 103-106.
- 大沢信二・網田和弘・山田 誠・三島壮智・風早康平 (2010): 宮崎平野の大深度温泉井から流出する温泉水の地化学特性と成因 —温泉起源流体としての続成脱水流体—. 温泉科学, **59**, 295-319.
- Oki, Y. and Hirano, T. (1970): The geothermal system of the Hakone volcano. *Geothermics, special issue 2*, 1157-1166.
- Ozima, M. and Podosek, F.A. (2002): *Noble Gas Geochemistry*. 2nd edition, Cambridge University Press, 289p.
- Peacock, S.M. and Wang, K. (1999): Seismic consequences of warm versus cool subduction metamorphism: Examples from southwest and northeast Japan. *Science*, **286**, 937-939.
- 酒井 均・松久幸敬 (1996): 安定同位体地球化学. 東京大学出版会, 403p.
- 産業技術総合研究所深部地質環境研究センター編 (2007): 概要調査の調査・評価項目に関する技術資料 —長期変動と地質環境の科学的知見と調査の進め方—. 地質調査総合センター研究資料集, no.459.
- Sano, Y. and Wakita, H. (1985): Geographical distribution of  $^3\text{He}/^4\text{He}$  ratios in Japan: Implications for arc tectonics and incipient magmatism. *Journal of Geophysical Research*, **90**, 8729-8741.
- Sano, Y. and Marty, B. (1995): Origin of carbon in fumarolic gas from island arcs. *Chemical Geology*, **119**, 265-274.
- 佐藤邦明編 (2005): 地下水環境・資源マネジメント. 同時代社, 266p.
- Shelley, D.R., Beroza, G.C., Ide, S. and Nakamura, S. (2006): Low-frequency earthquakes in Shikoku, Japan, and their relationship to episodic tremor and slip. *Nature*, **442**, 188-191.
- 新谷俊一・田中和広 (2009): 新潟県十日町市における泥火山噴出物の起源, 地学雑誌, **118**, 340-349.
- 篠原宏志 (2003): 地殻内流体の関与する化学現象. 野津憲治・清水 洋共編, 地球化学講座 3 マントル・地殻の地球化学, 培風館, 271-295.
- 杉崎隆一・吉本泰介・加藤喜久雄・杉浦 孜 (1963): 南関東ガス田の地球化学的考察 —とくにガス成分と鉦床の存在状態との関連について—. 地質学雑誌, **69**, 67-81.

- 高村弘毅・丸井敦尚 (2006): 地下鹹水の定義と事例. 日本海水学会誌, **60**, 86-90.
- 田中和広・東田優記・村上裕晃 (2013): 紀伊半島の中央構造線付近に見られる深部流体と地質・地質構造. 日本水文科学会誌, **43**, 137-150.
- 巽 好幸 (1995): 沈み込み帯のマグマ学—全マントルダイナミックに向けて. 東京大学出版社, 186p.
- 上村京子・高松信樹・今橋正征 (1988): 食塩泉の Br/Cl 比について. 温泉科学, **38**, 111-119.
- 太秦康光・那須義和 (1960): 油田塩水と温泉水の化学成分の比較. 日本化学雑誌, **81**, 401-404.
- 早稲田 周・岩野裕継・武田信従 (2002): 地球化学からみた天然ガスの成因と熟成度. 石油技術協会誌, **67**, 3-15.
- 吉田則夫・奥澤 保・塚原弘昭 (2002): 同位体比から見た松代群発地震地域の深部流体の起源. 地震 第2輯, **55**, 207-216.

## 第3章 島根県南西部～山口県北東部に分布する高塩濃度流体の調査

### 3.1. 研究のモチベーション

島根県鹿足郡津和野町の周辺では、古くから塩濃度の高い自噴泉の存在が報告されている(松浦・廣田, 1949)。また1997年には、1,636m掘削したボーリング孔から高さ約60mまで噴き上がる高塩濃度の間欠泉が噴出した(藤田ほか, 1997; 2015年現在、この間欠泉は閉塞されている)。地化学的調査としては、安川・田中(2008)、佐々木ほか(2009)や風早ほか(2014)によって溶存イオンや $\delta D$ 、 $\delta^{18}O$ 等の分析が実施されており、それらの報告は総じてこの地域の地下水に深部流体が関与している可能性を指摘している。しかしこれらの報告は高塩濃度の自噴泉の存在と地化学的特徴を報告しているにとどまり、地質・地質構造との関係については言及されていない。

津和野町周辺では、津和野駅及び市街地周辺を除いて露頭が数多く存在する。また既往報告によると、水質組成の異なる地下水が複数箇所で見られる(安川・田中, 2008; 佐々木ほか, 2009)。したがって、深部流体の地表付近における挙動や拡がりを検討するために必要なデータを得ることができる。さらに第2章で述べた通り、山口県中央部から島根県南西部にかけて分布する大原湖-弥畝山西断層系に関する詳細な調査が行われており(Kanaori, 1997; 福塚・金折, 2002; 佐川ほか, 2008; 相山・金折, 2012など)、深部流体の流動経路に関する検討に必要な地質・地質構造に関する情報が豊富である。

以上のような背景のもと、島根県鹿足郡津和野町およびその周辺を調査地域として地質学的・地化学的調査を実施し、まず調査地域の地下水に対する深部流体の関与の可能性について検討し、次に地表付近における流体の挙動に関して考察する。

### 3.2. 地質概説

本研究の調査地域は島根県津和野町を中心とし、島根県と山口県の県境を含む約30km四方の範囲である(図2)。調査地域の中央部には青野山(標高907m)が位置する。両県の県境が分水嶺となっており、津和野地域の主要な河川である津和野川および高津川は日本海側へ流下する。津和野川の河川水の一部は、西山(2004)によると $Na^+$ と $Cl^-$ に富む水質組成を示す流域が存在する。

金折・遠田(2007)、松浦ほか(2007)、佐川ほか(2008)および相山・金折(2012)に基づいた調査地域周辺の地質図を図3に示す。調査地域には主にデイサイト質の溶結凝灰岩からなる白亜紀の阿武層群および匹見層群が広く分布する。また、第四紀の単成火山である青野山火山群が点在している。青野山火山群は安山岩～デイサイト質の溶岩円頂丘から構成されており、アダカイト質安山岩であることが指摘されている(角縁・永尾, 1994)。青野山の火山岩を用いたK-Ar年代測定により、青野山の活動年代は $0.23 \pm 0.01$  Maと報告されている(Kamata, 1998)。青野山北西部では、北部にジュラ紀の混在岩から成る鹿足コンプレックス、東部にペルム紀の海成堆積岩から成る舞鶴帯、両者の間に泥質片岩から成



図 2 調査地域の位置図  
カシミール 3D ver.8.7.2 を使用。

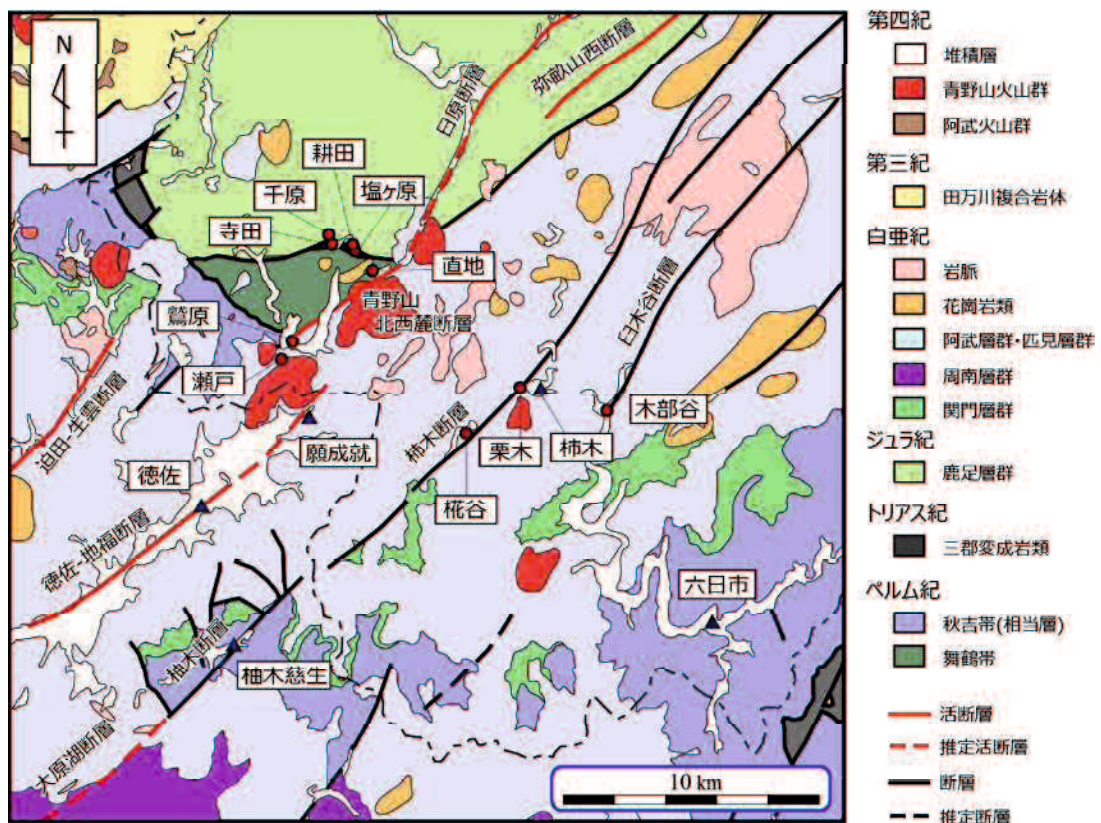


図 3 調査地域の地質図  
金折・遠田 (2007), 松浦ほか (2007), 佐川ほか (2008), 相山・金折 (2012) を元  
に作成。四角で囲った名称が湧水地点。赤い丸は自噴、青い三角は揚水および掘削自噴。

る三郡変成岩類、南西部にはペルム紀の付加コンプレックスから成る秋吉帯が分布しており、それぞれが断層関係で接する複雑な地質となっている（福富・磯崎, 1988）。

調査地域には大原湖-弥畝山西断層系（Kanaori, 1997）に属する北東-南西方向のリニアメントおよび断層が多数存在している（福塚・金折, 2002; 金折ほか, 2006; 森岡ほか, 2007; 佐川ほか, 2008）。調査地域に分布するこの断層系に属する断層のうち、日原断層、青野山北西麓断層、徳佐一地福断層、大原湖断層は活断層である（金折・遠田, 2007）。徳佐一地福断層については性状と活動性について議論がなされており（佐川ほか, 2008）、最新活動時期は 5,200 年以前であることが指摘されている（森岡ほか, 2007）。

### 3.3. 実施内容

#### 3.3.1. 地表踏査とサンプリング

調査地域において分布する鉱泉水の分布と地質・地質構造の関係を把握するため、地表踏査を行った。さらに、鉱泉水、河川水および井戸水の水質を明らかにするため、pH、EC、酸化還元電位（以下「ORP」）、水温の現地測定を行った。pH の測定は Twin pH AS-212、EC の測定は compact conductivity METER、ORP と水温の測定は ORP METER RM-20P を用いた（いずれも HORIBA 社製）。鉱泉水、河川水および井戸水はポリエチレン瓶に採水し、採水時にはポリ瓶の共洗いを最低 2 回行った。ガスは水上置換法を用いてガラス瓶に採取し、ゴム栓をして瓶を逆さにした状態で分析直前まで保管した。希ガス測定用のガスは水上置換法を用いて集め、焼きなました銅管に容積の 3 倍以上のガスをオーバーフローさせた後にクランプで銅管を閉じて採取した。

ガスの噴出箇所の傾向を把握するため、津和野川の河床から複数箇所でもガスが噴出している耕田鉱泉周辺でマッピングを行った。マッピング方法は以下の通りである。①5,000 分の 1 都市計画上で特定可能な任意の基準点を決める。②基準点からガスの噴出箇所までの距離を巻き尺で、方位をクリノメータでそれぞれ測定する。③5,000 分の 1 都市計画図にガスの噴出地点をプロットする。

また、鉱泉水の湧水量、ガスの湧出量と河川流量を測定した。鉱泉水の湧水量およびガスの湧出量はビーカーとストップウォッチを使用して測定した。河川流量は山本（1983）に基づき以下の手順で測定した。大きな転石や倒木等が存在せず、かつ河川が大きく蛇行していない場所を選んで、流向と垂直になるように測線を設定した。この測線を等間隔に 10 分割するように測点を設定し、各測定において水深と流速を計測した。測線長と水深から河川の断面積を計算し、断面積と流速を用いて河川流量を計算で求めた。河川流量は津和野川において合計 10 地点で測定した。

#### 3.3.2. 分析

鉱泉水、河川水および井戸水中の陽イオン（ $\text{Na}^+$ 、 $\text{K}^+$ 、 $\text{Ca}^{2+}$ 、 $\text{Mg}^{2+}$ ）は（独）山口県産業技術センターが所有する ICP-AES（VARIAN VISTA-PRO, Varian Technologies Japan 社製）を、

陰イオン ( $\text{Cl}^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ) は同センターが所有するイオンクロマトグラフ (JASCO-BORWIN, Jasco 社製) を用いてそれぞれ測定した。重炭酸イオン濃度は硫酸を用いた滴定法によりアルカリ度を求め算出した。水素と酸素の同位体比 (以下「 $\delta\text{D}$ 」と「 $\delta^{18}\text{O}$ 」) は熊本大学理学部嶋田研究室が所有する質量分析計 (Thermo Quest delta S, Finnigan Mat 社製) で測定した。ガス組成およびガスの炭素同位体比 (以下「 $\delta^{13}\text{C}$ 」) の測定は石油資源開発株式会社が所有するガスクロマトグラフ (Agilent 6890N, Agilent 社製) および質量分析計 (Isoprime-EA, GV Instruments 社製) を、溶存無機炭素の  $\delta^{13}\text{C}$  は産業技術総合研究所 (以下「産総研」) が所有する質量分析計 (DELTA V ADVANTAGE, Thermo ELECTRON CORPORATION 製) を用いて測定した。希ガス (He, Ne, Ar, Kr, Xe) の同位体比は産総研が所有する希ガス質量分析計 (MM5400, micromass 社製) を用いて測定した。なお、炭素同位体組成は PDB を、水素および酸素同位体組成は SMOW を標準試料とした千分率偏差 ( $\delta$ ) で表示する。 $^3\text{He}/^4\text{He}$  比は大気の値 ( $1.40 \times 10^{-6}$ ; Sano and Wakita, 1985) で規格化した  $R_A$  値で表す。

### 3.4. 調査結果

以下に調査結果を示す。なお本項以降では、調査地域を「津和野地域」「吉賀地域」「徳佐地域」の3地域に分割して議論する (図 3)。

#### 3.4.1. 調査地域に分布する鉱泉水

各湧出地点の名称は岩谷 (1978) に従い、岩谷 (1978) に記載されていない地点については地区名を採用した。また、温泉として利用されている湧水は「～温泉」、そのほかの湧水は「～鉱泉」と記述する。前述した津和野間欠泉 (藤田ほか, 1997) は現在閉塞されていて採水ができないため、本調査では分析対象としない。藤田ほか (1997) によると、津和野間欠泉は塩濃度が 3.05%、pH が 7.41、水温が 34.04°C の含二酸化炭素—ナトリウム—塩化物強塩泉で、鉱泉水が噴出した際の掘削深度は 1,636m である。

##### 3.4.1.1. 津和野地域の鉱泉水

津和野地域は島根県鹿足郡津和野町を中心とした地域で、調査地域の中央～北部に位置する。ここでは塩ヶ原鉱泉、耕田鉱泉、寺田鉱泉、千原鉱泉、直地鉱泉、鷺原鉱泉、瀬戸鉱泉が自噴している (図 4)。以下に各鉱泉における調査結果を述べる。

##### 塩ヶ原鉱泉 (Shiogahara)

津和野町耕田の津和野川の右岸側で鉱泉水がガスを伴い自噴している (図 4a, b)。湧出口の周辺には数 m 規模の炭酸塩マウンドおよびリムストーンプールが形成されており、炭酸塩は全て方解石からなる (佐々木ほか, 2009)。

塩ヶ原鉱泉の周辺では、塩ヶ原鉱泉を中心として、津和野川の上流および下流方向へ合計数十 m の範囲において、黒色片岩からなる河床の岩盤に発達する割れ目からガスとともに

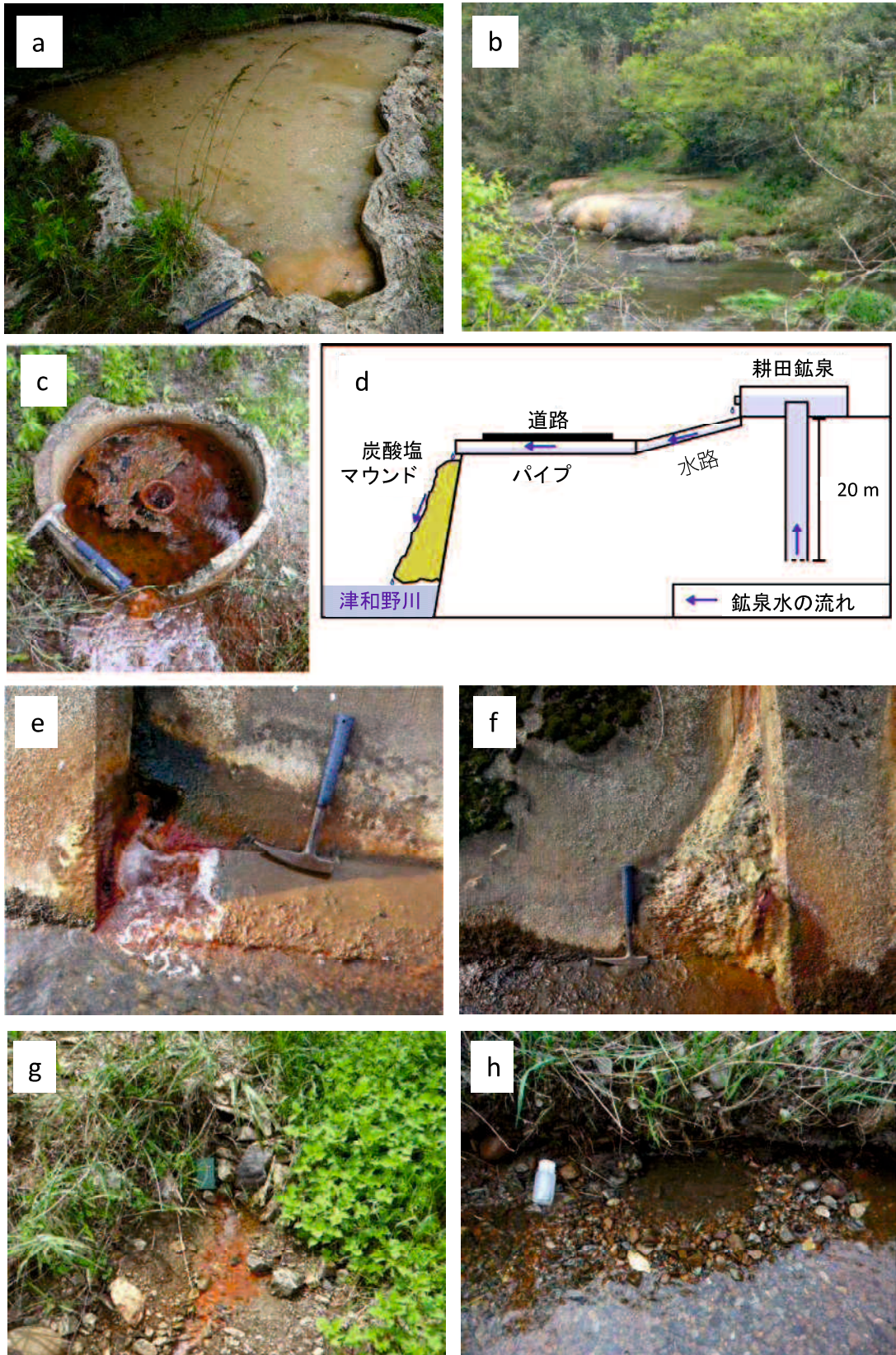




図 4 津和野地域の鉱泉水の写真

a) 塩ヶ原鉱泉周辺にて形成されたリムストーンプール, b) 塩ヶ原鉱泉から沈殿した炭酸塩マウンド, c) 耕田鉱泉の湧出口, d): 耕田鉱泉の概念図, e), f) 寺田鉱泉の湧出口, g) 千原鉱泉の湧出口, h) 直地鉱泉の湧出口, i) 鷺原鉱泉から沈殿した炭酸塩マウンド, j): 鷺原鉱泉の湧出口, k) 瀬戸鉱泉から沈殿した炭酸塩マウンド, l): 瀬戸鉱泉の湧出口。

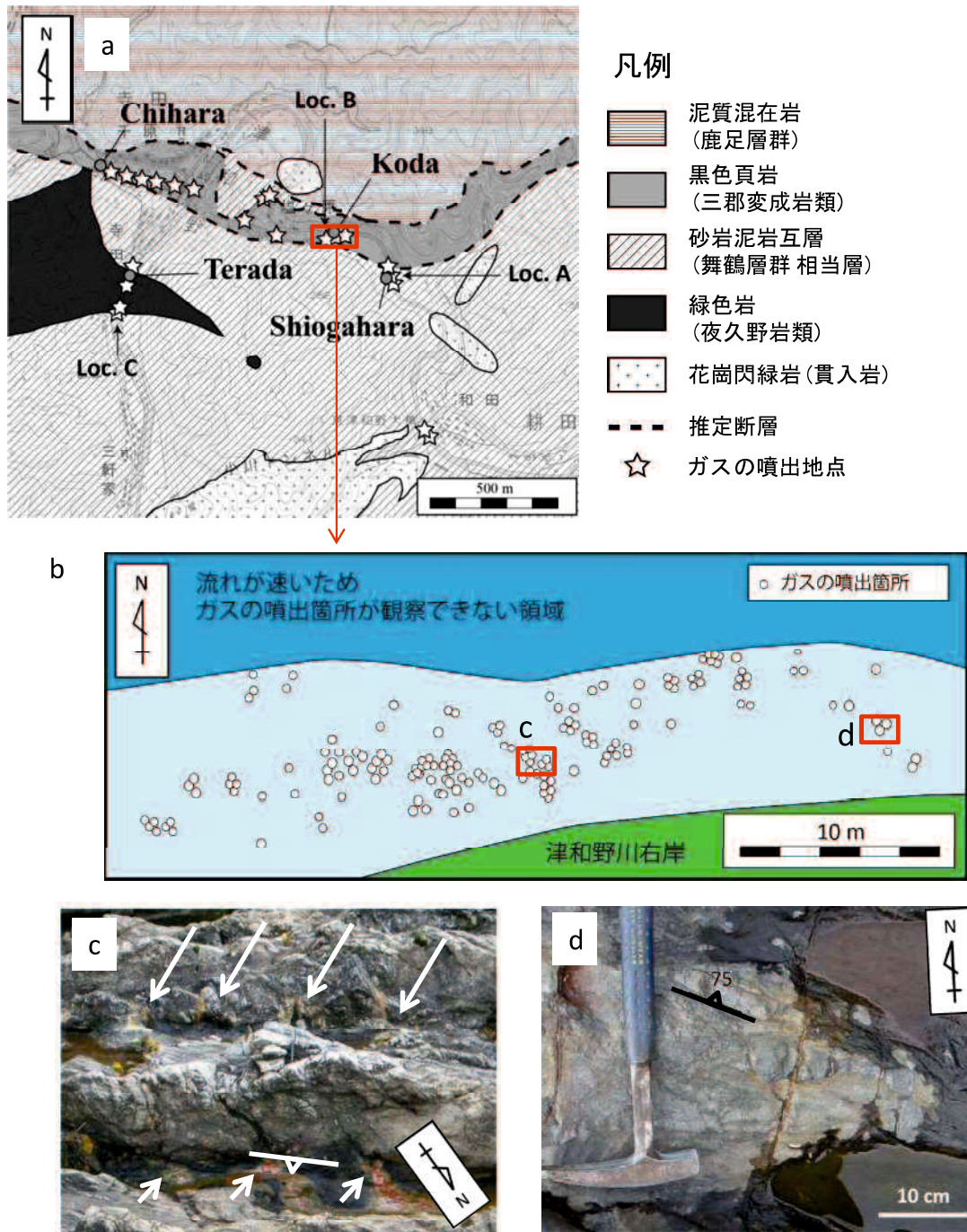
に電気伝導度（以下「EC」）が塩ヶ原鉱泉と同等の値（約 2,000 mS/m, 表 2 参照）を示す鉱泉水が滲み出している。

#### 耕田鉱泉 (Koda)

津和野町耕田の津和野川の左岸側で、鉛直下向きに 20 m 掘削したボーリング孔から鉱泉水がガスを伴い自噴している（図 4c）。耕田鉱泉から湧出した鉱泉水は簡易水路を通過して津和野川へ流れ込んでおり、護岸コンクリート上に鉱泉水由来の炭酸塩マウンドが形成されている（図 4d）。炭酸塩マウンドは全て方解石からなる（佐々木ほか, 2009）。

耕田鉱泉周辺の河床では、塩ヶ原鉱泉と同様に、耕田鉱泉を中心として津和野川の上流および下流方向へ合計数十 m の範囲において黒色片岩の岩盤からガスおよび鉱泉水が湧き出している。耕田鉱泉周辺におけるガスの噴出点のマッピング結果を図 5 に示す。河川の流が速い場所で噴出しているガスは、噴出地点を正確に把握できなかったため記載して





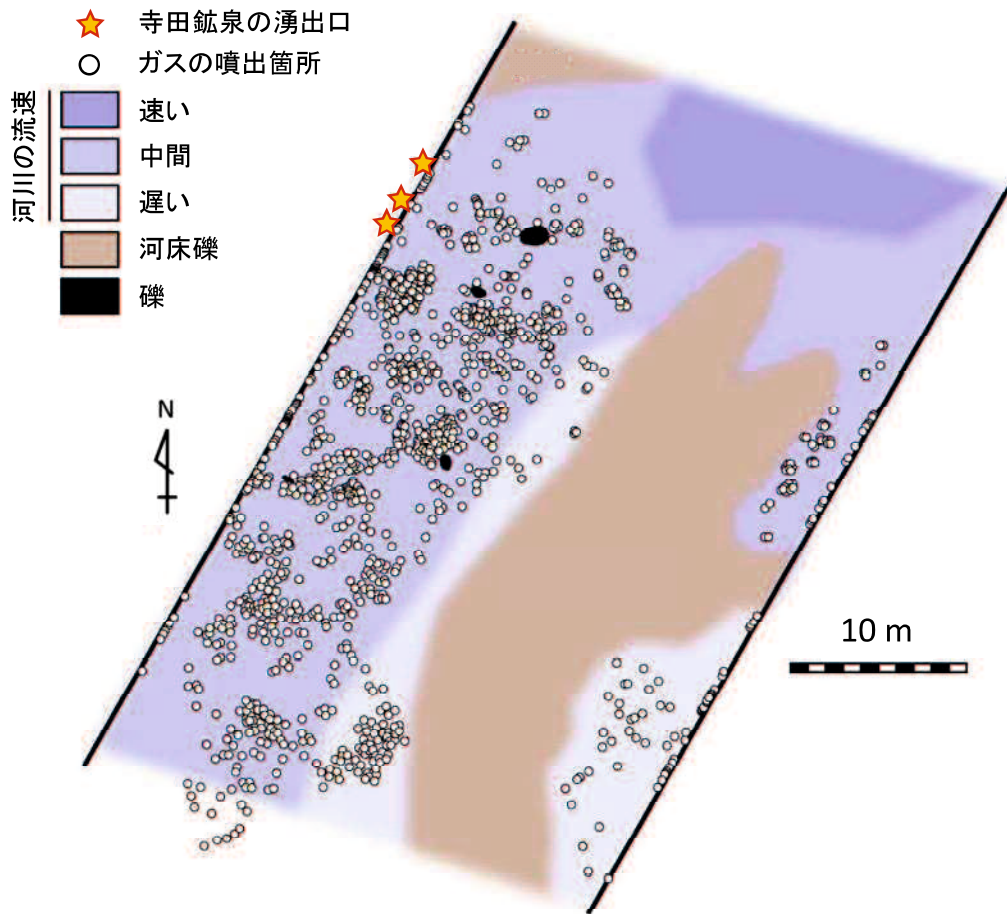


図 6 寺田鉱泉周辺のガスの噴出箇所

いない。ガスの噴出点の分布はNW-SE方向(約N30° W)に配列する傾向があり(図 5b, c), この方向は泥質片岩と砂質片岩の片理面方向と同一である。しかし, 実際に岩盤からガスが噴出する割れ目は, 片理面方向に直交する連続性の悪い小さな割れ目である(図 5b)。

#### 寺田鉱泉 (Terada)

津和野町寺田において, 津和野川の左岸側で鉱泉水がガスを伴い自噴している。寺田鉱泉は護岸コンクリートを突き破るように湧出しており, 数 m の範囲で鉱泉水の湧出口が複数存在する(図 4e, f)。これらを一括して寺田鉱泉と呼ぶ。

寺田鉱泉周辺の津和野川の河床部では, 寺田鉱泉を中心に津和野川に沿って上流および下流方向に合計数十 m の範囲で大量のガスが噴出している(図 6)。耕田鉱泉周辺と異なり河床が堆積物に覆われているため, 母岩を確認することは難しい。

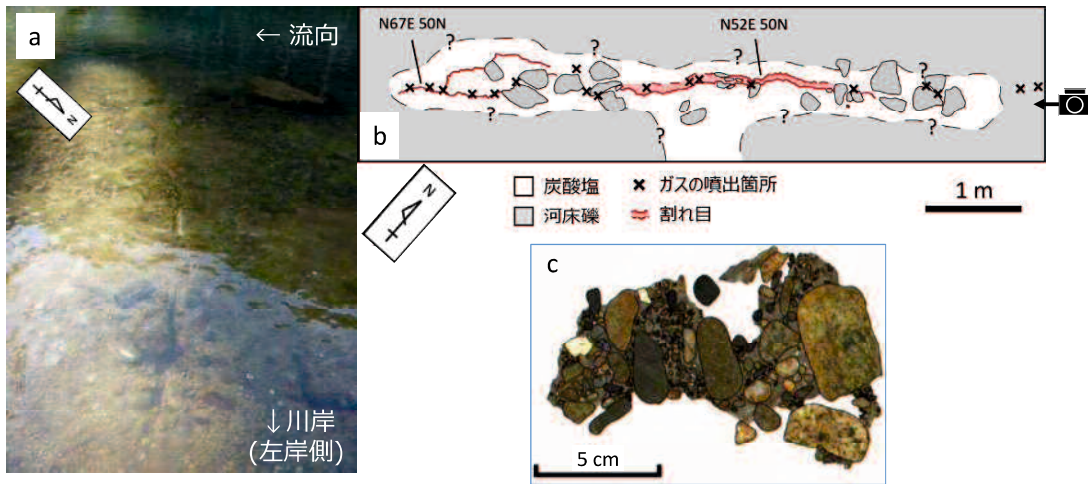


図 7 直地鉱泉の南方に分布する炭酸塩でこう結された河床  
a) 河床の写真, b) スケッチ, c) 河床をこう結する炭酸塩の断面図。

#### 千原鉱泉 (Chihara)

津和野町千原の津和野川の支流において、鉱泉水がガスを伴わずに河床礫の間から滲み出ている (図 4g)。この湧出口は河川の水面付近に存在し、湯水期 (夏期) を除くと水面下に位置する。千原鉱泉周辺の河床では、津和野川の支流に沿って数十 m の範囲で河床砂礫の間からガスが噴出しているが、塩ヶ原鉱泉、耕田鉱泉、寺田鉱泉と比較すると噴出箇所数は少なく、ガスの噴出量も少ない。

#### 直地鉱泉 (Tadachi)

津和野町直地において、津和野川の河床を覆う礫の間から鉱泉水がガスを伴わずに滲み出ている (図 4h)。直地鉱泉の湧出口は基本的に河川中に浸かっており、湯水期 (夏期) のうち特に河川の水量が少ない時期にのみ湧出口が水面より上位に位置する。直地鉱泉周辺の河床において、ガスの噴出は確認できない。

直地鉱泉から津和野川に沿って西 (上流) 側に約 2 km の地点において、河床に分布する割れ目からガスが噴出している (図 7a, b)。割れ目の走向・傾斜は約 N60°E 60°N である。この地点では河床礫の基質部を炭酸塩鉱物が埋めるように充填しており、河床礫がこう結されている (図 7c)。

#### 鷺原鉱泉 (Washibara)

津和野町鷺原において、津和野川の左岸側で鉱泉水とガスが自噴している。この湧出箇所は岩谷 (1978) に従い鷺原鉱泉と呼称する。塩ヶ原鉱泉と同様に、鷺原鉱泉の湧出口の周辺には数 m 規模の炭酸塩マウンドおよびプールが形成されている (図 4i, j)。鷺原鉱泉周辺の河床では、ガスの噴出は確認できない。

### 瀬戸鉱泉 (Seto)

津和野町鷺原において、津和野川の支流である名賀川の左岸側に深さ数 m 程度のボーリング孔が掘削されており、そこから鉱泉水とガスが自噴している。この湧出箇所は岩谷(1978)に従い瀬戸鉱泉と呼称する。瀬戸鉱泉の湧出口の周辺には直径 1 m 程度のコンクリート製の釜状構造物が作られており、そこに鉱泉水が貯まっている (図 4k, l)。瀬戸鉱泉周辺の河床では、ガスの噴出は確認できない。

#### **3.4.1.2. 吉賀地域の温泉・鉱泉水**

吉賀地域は島根県鹿足郡吉賀町を中心とする調査地域の南東部に位置する。吉賀地域では、栗木鉱泉、椋谷鉱泉、木部谷温泉が自噴しており、柿木温泉、六日市温泉が揚湯されている。津和野地域と異なり、吉賀地域では河床においてガスの噴出は認められない。以下に各温泉・鉱泉における調査結果を述べる。

### 柿木温泉 (Kakinoki)

柿木温泉の泉源は吉賀町柿木村柿木に深度 600m まで掘削されたボーリング孔である。ここでは 29°C の地下水が毎分 87 L でくみ上げられている。鉱泉水が高津川に流下する地点では、高さ 3m、幅 15m に及ぶ炭酸塩マウンドが形成されている (図 8a)。また、泉源から約 3m 離れた露頭では、壁一面に炭酸塩が析出している。周辺の河床には中生代の溶結凝灰岩が分布している。

### 栗木鉱泉 (Kuriki)

栗木鉱泉は福川川の左岸側に形成された炭酸塩マウンドの頂部から染み出ている (図 8b)。中生代の溶結凝灰岩が河床に分布しており、基盤岩の割れ目から地下水がにじみ出ている。

### 木部谷温泉 (Kibetani)

木部谷温泉は、吉賀町柿木村木部谷で掘削されたボーリング孔から自噴する間欠泉である。ボーリング孔は高津川支流の現河床から比高 15m に位置する河成段丘の頂部に位置し、高さ 2m ほどの炭酸塩マウンドにおいて、深度約 80m まで掘削された。木部谷温泉の炭酸塩は全て方解石からなる (佐々木ほか, 2009)。

図 8c に木部谷温泉周辺の概念図と写真を示す。木部谷温泉の所有者によると、本地域でボーリング孔を掘削する前は炭酸塩マウンドの頂部において鉱泉水が複数個所で自噴していたが、深さ 80m のボーリング掘削を実施したところ、現在のような間欠泉になったという。木部谷温泉は、2010 年の時点では 25 分の休止時間を経て約 1,800 L の地下水を高さ 1.5m まで噴出する。相川・野口 (1980) や石井 (2006) によると、噴出の駆動力は二酸化炭素の脱ガスによるガス圧である。周辺の河床には中生代の溶結凝灰岩が分布する。

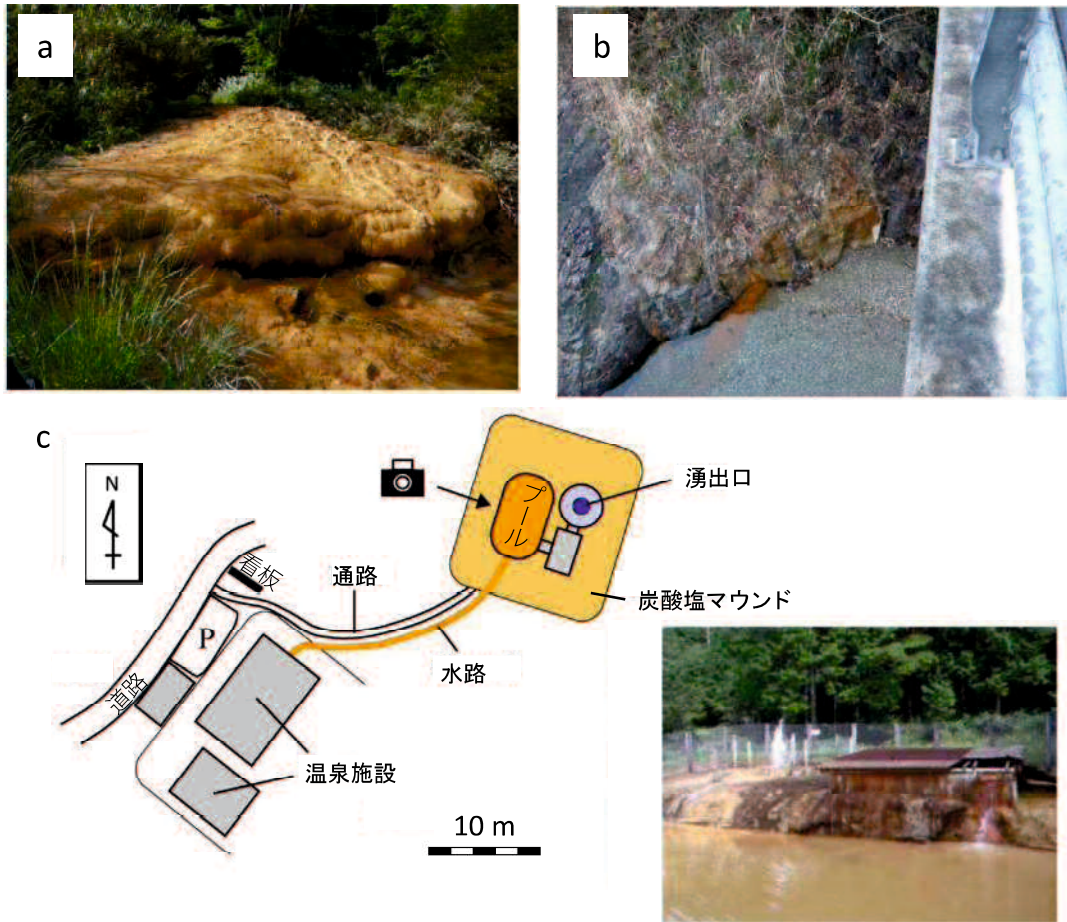


図 8 吉賀地域の鉱泉水の写真

- a) 柿木温泉の排水先で形成している炭酸塩マウンド, b) 栗木鉱泉,  
c) 木部谷温泉の概念図および写真。

#### 栴谷鉱泉 (Kabatani)

栴谷湧水は福川川の左岸側に位置する塩化ビニル管の先から滴下している。塩化ビニル管は河成段丘に埋設されており、地下水の供給先は不明である。周辺の河床には中生代の溶結凝灰岩が分布する。

#### 六日市温泉 (Muikaichi)

六日市温泉の泉源は六日市町役場から 200m 南西の地点で深度 100m まで掘削されたボーリング孔である。ここでは 39℃の地下水が毎分 1,000 L の速度でくみ上げられている。

#### 3.4.1.3. 徳佐・柚木地域の温泉・鉱泉水

徳佐地域は山口県山口市阿東徳佐（旧山口県阿武郡阿東町）から山口市徳地柚木を中心

とした調査地域の南西部である。徳佐地域では、徳佐鉱泉が掘削自噴しており、願成就温泉が揚湯されている。柚木地域では、柚木慈生鉱泉が揚湯されている。吉賀地域と同様に、徳佐・柚木地域では河床においてガスの噴出は認められない。以下に各温泉・鉱泉における調査結果を述べる。

#### 徳佐温泉 (Tokusa)

徳佐鉱泉は山口市阿東徳佐町の私宅の庭において約 150m 掘削されたボーリング孔から湧出している。湧出する地下水の量は毎分数 L 程度である。

#### 願成就温泉 (Ganjoju)

願成就温泉は山口市阿東徳佐町において沖田川の源流から約 500m 北西の地点に位置する。ここでは、約 1,200m 掘削されたボーリング孔を利用しており、30°Cの地下水が毎分 77 L でくみ上げられている。周辺の河床には中生代の溶結凝灰岩が分布する。ボーリングでは白亜紀の花崗岩類が採取されている。

#### 柚木慈生温泉 (Yunoiki Jisho)

柚木慈生温泉は山口市徳地柚木に分布する佐波川の右岸側にて掘削されたボーリング孔からくみ上げられている。柚木慈生温泉の水温は 17.9°Cである。周辺の河床には中生代の堆積岩が分布している。

### 3.4.2. 分析結果

#### 3.4.2.1. 鉱泉水

EC および溶存イオン濃度が最も高い鉱泉水は塩ヶ原鉱泉および寺田鉱泉から湧出し、海水の半分程度である (表 2)。全ての鉱泉水の EC は、調査地域の河川水の EC と比較すると 1~2 桁高い値を示し、溶存イオン濃度が高い (表 2)。また、鉱泉水の pH は弱酸性~中性を示し、ORP は河川水の値 (後述; 表 3) と比較すると還元的である。鉱泉水の水温は 9.8~18°Cであり、河川水と比較して若干高い値を示すものの、大きな差はない。溶存イオンの特徴として、津和野地域の鉱泉水 (塩ヶ原, 寺田, 耕田, 千原, 直地) および六日市温泉をのぞく吉賀地域の鉱泉水 (柿木, 木部谷, 椈谷, 栗木) は  $\text{Na}^+$  および  $\text{Cl}^-$  に富む (図 9)。これらと異なり、六日市温泉および徳佐地域の鉱泉水 (願成就, 柚木, 徳佐) は  $\text{HCO}_3^-$  に富む傾向がある (図 9)。また、鉱泉水の  $\text{Li}/\text{Cl}$  比は 0.002~0.004 を示し、[風早ほか \(2014\)](#) による高温を経験した流体 ( $\text{Li}/\text{Cl}$  比が 0.001 以上) の特徴を示す。

鉱泉水の  $\delta\text{D}$  および  $\delta^{18}\text{O}$  をデルタダイアグラムにプロットする (図 10a) と、塩濃度が高い塩ヶ原鉱泉および寺田鉱泉の組成は天水線 ([Craig, 1961; Matsubaya et al., 1973](#)) の右側にプロットされ、 $\delta^{18}\text{O}$  が高い値を示す傾向がある。また、両者の値は浅層地下水と現在の海水 (SMOW) との希釈ラインからも外れている。その他の鉱泉水の組成は天水線の近傍

表 2 調査地域の鉱泉水・温泉水の水質組成

空欄は未測定, "N.D."は未検出。

地域	試料名	採水日	EC mS/m	pH	Temp. °C	ORP <sub>SHE</sub> mV	Li <sup>+</sup> mg/L	Na <sup>+</sup> mg/L	K <sup>+</sup> mg/L	Ca <sup>2+</sup> mg/L	Mg <sup>2+</sup> mg/L	Cl <sup>-</sup> mg/L	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> mg/L	HCO <sub>3</sub> <sup>*</sup> mg/L	Li/Cl	δD ‰ <sub>SMOW</sub>	δ <sup>18</sup> O ‰ <sub>SMOW</sub>	δ <sup>13</sup> C <sub>DIC</sub> ‰ <sub>PDB</sub>
津和野	塩ヶ原鉱泉	2009/10/15	3,100	6.80	13.5											-41	-4.2	-2.9
	"	2009/12/04	3,000	6.71	10.2	210										-42	-4.2	
	寺田鉱泉	2009/12/04	2,900	6.60	18.1	200	22	8,200	73	610	280	10,000	120	3,800	0.002	-45	-4.6	
	耕田鉱泉	2009/10/15	1,200	6.04	16.0											-49	-6.8	-5.7
	"	2009/12/04	1,200	5.81	15.4	310	7.1	2,300	19	200	99	3,500	38	1,200	0.002	-49	-6.8	
	鷺原鉱泉	2009/10/15	1,300	6.40	16.1											-52	-7.0	-4.0
	"	2009/12/04	1,100	6.26	15.5	230	7.7	2,100	23	560	150	3,300	6.7	3,900	0.002	-50	-7.0	
	瀬戸鉱泉	2009/10/15	630	6.30	13.3											-52	-7.6	
	"	2009/12/04	670	6.30	11.8	200	4.2	1,400	18	600	120	1,400	7.9	2,200	0.003	-52	-7.8	
	千原鉱泉	2009/12/04	620	6.26	10.1	230										-50	-7.5	
直地鉱泉	2009/09/01	150	6.33	9.8	330										-50	-8.1		
吉賀	木部谷温泉	2009/12/04	720	6.27	18.8	190										-52	-7.8	
	柿木温泉	2009/10/15	660	6.22	29.2													-6.0
	"	2009/12/04	650	6.25	29.5	140	3.2	1,100	6.2	390	45	1,600	N.D.	1,300	0.002	-53	-8.0	
	栗木鉱泉	2009/12/04	620	6.15	11.0													
	栴谷鉱泉	2009/12/13	460	6.38	13.5	220	2.9	920	4.5	280	54	1,000	6.6	1,100	0.003			
徳佐	徳佐鉱泉	2009/10/15	420	6.36	15.9													-6.0
	"	2009/12/04	410	6.28	15.0	190	2.2	890	3.3	0.38	42	580	0.55	1,800	0.004	-54	-7.6	
	柚木慈生温泉	2009/12/04	410	6.06	19.6	170										-53	-8.2	-6.1
	願成就温泉	2009/12/04	120	6.90	17.8	230										-54	-8.3	-5.6
	六日市温泉	2009/12/04	130	7.76	23.1	280										-57	-8.9	-7.8

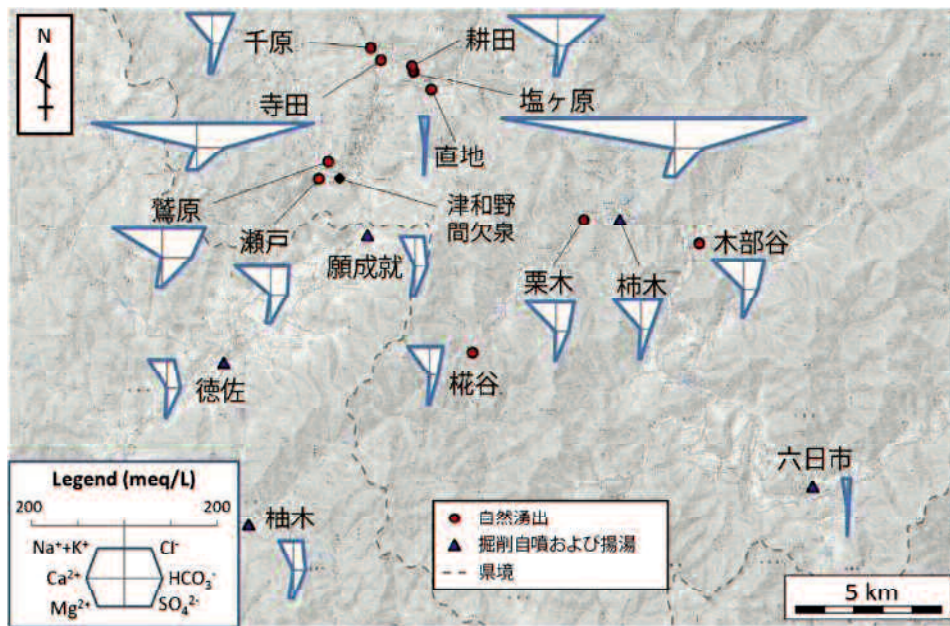


図 9 調査地域の鉱泉水・温泉水のヘキサ（シュティフ）ダイアグラム

国土地理院の電子地形図 25,000 『十種ヶ峰』『津和野』『安蔵寺山』『徳佐中』『栴谷』『六日市』『大原湖』『苜ヶ岳』『周防広瀬』に追記。

にプロットされる。δD と Cl<sup>-</sup>の関係からも、塩濃度が高い塩ヶ原鉱泉や寺田鉱泉と天水との混合ラインは、現海水と天水とのそれと大きく異なる傾向を示す(図 10b)。すなわち、調査地域の鉱泉水は全体的に塩濃度が高いものの、現海水とは異なる起源を持つ水が関与していると考えられる。

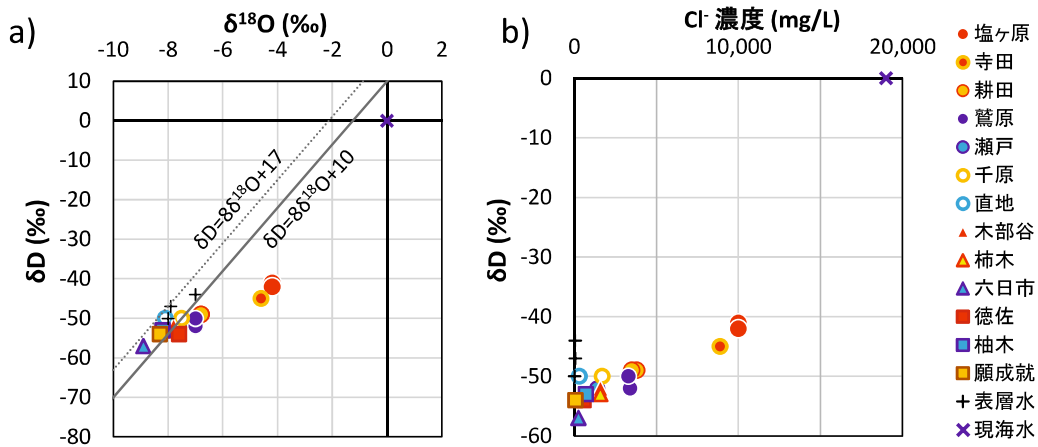


図 10 調査地域の鉱泉水・温泉水の同位体組成

a) デルタダイアグラム。灰色の直線は世界の天水線 (Craig, 1961), 点線は日本の天水線 (Matsubaya et al., 1973)。「表層水」は河川水および井戸水の値。  
b)  $\delta D$  と Cl イオン濃度の関係。

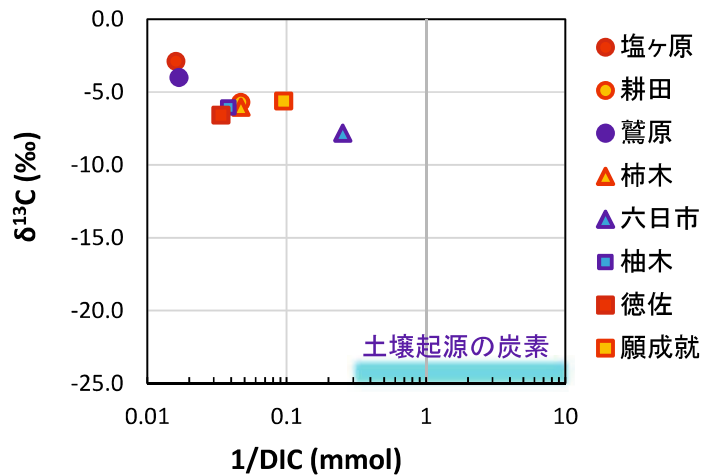


図 11 鉱泉水の DIC 濃度と炭素同位体比の関係

土壌起源の炭素の組成は水谷 (1995) を引用。

鉱泉水の溶存無機炭素 (DIC) の濃度と炭素同位体比の関係を図 11 に示す。通常、地下水には土壌に含まれる有機物由来の炭酸成分が含まれているが、このような炭酸は  $\delta^{13}C$  が -25 ‰,  $1/DIC$  は最大で 0.3 程度である (水谷, 1995)。しかし、鉱泉水の  $\delta^{13}C$  は  $5 \pm 3\%$ 前後を示し、土壌起源の炭素の組成から大きく外れる傾向がある。沈み込み帯における炭素の端成分としては、土壌以外に MORB や海成炭酸塩由来の炭素が挙げられる。これらの炭素



表 3 調査地域の河川水の水質組成

空欄は未測定。採水位置は図 12 を参照。日本の河川水の平均値は山本 (1983) を引用。

流域	試料名	採水日	EC	pH	Temp.	ORP <sub>SHE</sub>	Na <sup>+</sup>	Ca <sup>2+</sup>	K <sup>+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Cl <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	δD	δ <sup>18</sup> O
			mS/m		°C	mV	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	% <sub>OSMOW</sub>	% <sub>OSMOW</sub>
津和野川	Tw1	2009/9/2	12	7.1	12	350	10	12	1.2	2.0	28	10	19		
	Tw2	2009/9/2	13	7.6	11	340	17	15	1.0	2.1	33	6.6	37		
	Tw3	2009/9/2	14	7.2	12	350	21	13	1.2	2.2	38	9.3	37		
	Tw4	2009/9/2	20	6.0	12	370	25	14	1.2	2.5	51	8.2	37		
	Tw5	2009/9/2	21	6.3	12	350	25	16	1.3	2.6	57	8.8	42		
	Tw6	2009/9/2	21	6.6	12	360	26	17	1.2	2.6	57	8.1	42	-44	-7.0
	Tw7	2009/9/2	23	7.3	12	340	39	18	1.3	2.3	70	6.9	47	-47	-7.9
	Tw8	2009/9/1	40	7.4	13	350	37	10	1.3	1.8	69	4.1	42		
	Tw9	2009/9/1	37	8.2	13	360	39	10	1.1	1.9	66	4.6	47		
	Tw10	2009/8/26	35	8.0	13	390	36	11	1.2	1.9	66	4.5	42		
	Tw11	2009/8/26	33	8.0	14	370	35	10	1.1	1.9	65	4.4	42		
	Tw12	2009/8/26	36	7.9	14	360	44	13	1.5	2.6	80	4.9	58		
高津川	Tk1	2009/12/5	5.1	7.7	8.4	350	4.8	4.6	0.11	0.58	5.4	4.4	11		
	Tk2	2009/12/5	5.6	7.9	9.1	350	5.7	4.6	0.12	0.61	6.7	5.0	10		
	Tk3	2009/12/5	5.3	7.3	7.7	360	5.5	3.8	0.10	0.62	6.4	4.3	12		
	Tk4	2009/12/5	7.9	7.2	7.9	390	8.3	6.4	0.13	0.80	4.3	9.1	19		
	Tk5	2009/11/22	9.2	7.8	9.3	360	7.0	6.6	0.22	0.8	10	3.4	18		
	Tk6	2009/11/22	6.8	7.8	7.8	360	4.9	4.5	0.12	0.7	10	2.3	8.8		
	Tk7	2009/8/26	9.3	9.2	19	350	15	9.7	0.26	1.2	19	4.7	31		
	Tk8	2009/8/26	10	7.7	19	390	17	22	0.54	2.5	35	4.0	39		
	Tk9	2009/8/26	11	7.5	20	380	17	20	0.59	2.4	32	4.0	39		
	Tk10	2009/8/26	17	9.5	20	350	35	11	1.1	2.1	68	5.9	41		
	Tk11	2009/12/6	12	8.0	8.3	350	7.7	7.2	0.13	2.2	11	9.6	16		
	Tk12	2009/12/6	11	8.0	8.5	350	7.2	5.7	0.11	1.9	11	7.7	17		
	Tk13	2009/12/6	15	7.7	8.3	360	8.8	11	0.13	2.6	11	13	25		
	Tk14	2009/12/6	15	8.2	8.2	390	8.2	10	0.13	2.4	11	13	22		
日本の河川水の平均値							6.7	8.8	1.19	1.9	5.8	10.6	31.0		

の  $\delta^{13}\text{C}$  はそれぞれ  $-6.5\text{‰}$  と  $0\text{‰}$  であり (Sano and Marty, 1995), 鉱泉水の  $\delta^{13}\text{C}$  に近い値を示す。地表付近で炭素同位体比を変化させる可能性のある過程は数多く存在する (ヘフス, 2007) ため, 炭素の  $\delta^{13}\text{C}$  値だけでその起源を推測するのは難しいが, 調査地域の鉱泉水には, 少なくとも土壌起源以外の炭素が混入していると考えられる。

以上のような傾向は深部流体にみられる特徴であることから, 調査地域の鉱泉水には深部流体が関与している可能性がある。これ以降, 調査地域に分布する高塩濃度の地下水とガスを含めた流体を高塩濃度流体と呼称する。

### 3.4.2.2. 河川水

調査地域の多くの河川水および井戸水は EC が 20 mS/m より低い値を示すが, Tw4~Tw12 は 20 mS/m よりも高い値を示す (表 3)。前者は  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Na}^{+}$  や  $\text{HCO}_3^{-}$  に富むが, 後者は  $\text{Na}^{+}$  や  $\text{Cl}^{-}$  に富む傾向がある (図 12)。本稿では EC の高い河川水を「高 EC 河川水」と呼ぶ。高 EC 河川水は, 寺田鉱泉近傍から津和野川が高津川へ合流する地点まで分布している。また, この流域における津和野川の支流の EC は千原鉱泉近傍を除くと低い値を示すことから, 高 EC 河川水が分布するのは津和野川の本流のみである。鷲原鉱泉および瀬戸鉱泉の近傍において, 鉱泉水が流下する周辺の河川水の EC を測定した結果, 鉱泉水が河川水へ流入した地点では一時的に EC が上昇するが, 下流に向かうにつれて周囲の河川水に希釈されること

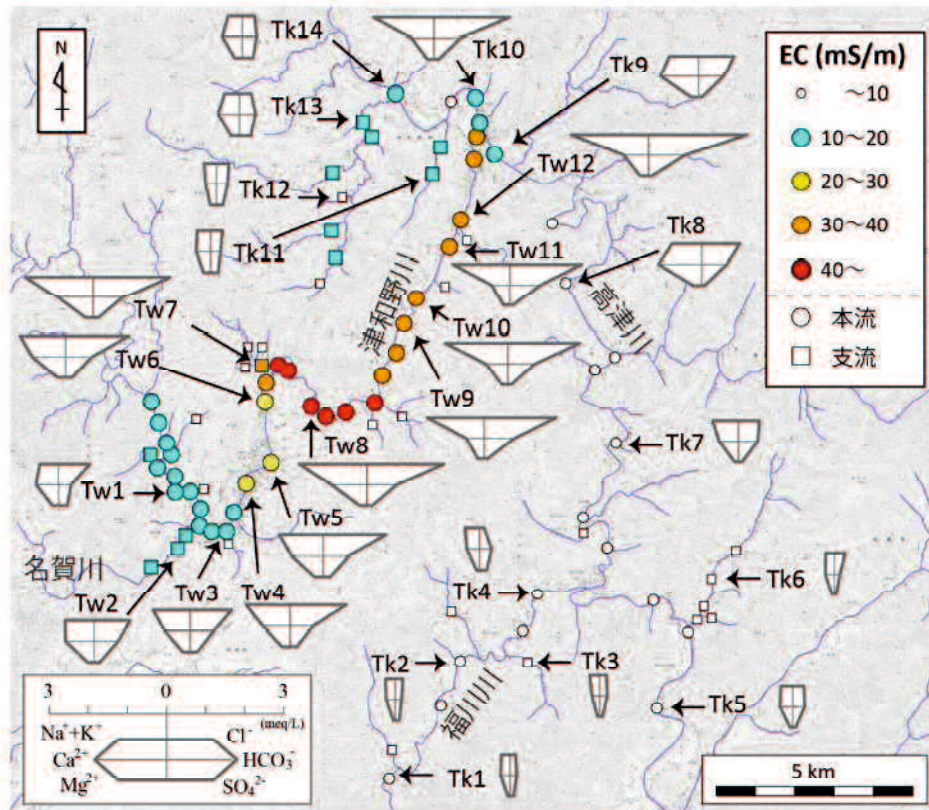


図 12 調査地域の河川水の水質組成

国土地理院の電子地形図 25,000 『十種ヶ峰』『津和野』『安蔵寺山』『徳佐中』『椋谷』『六日市』に追記。

で EC は低くなる (図 13)。したがって、高 EC 河川水が流下している範囲では、高 EC を示す地下水が常に供給されていると考えられる。

### 3.4.2.3. ガス

津和野地域で噴出するガス組成は大部分が二酸化炭素であり、炭化水素ガスは含まれていない (表 4)。また、この二酸化炭素ガスの  $\delta^{13}\text{C}$  値は  $-7.2\sim-9.0\text{‰}$  である。早稲田 (2010) によると、天然ガスはメタンやエタン等の炭化水素ガスを伴うことが多く、それに付随する二酸化炭素ガスの  $\delta^{13}\text{C}$  値は  $+5\text{‰}$  より重い傾向がある。前述した通り、地表付近で炭素同位体比を変化させる可能性のある過程は数多く存在する (ヘフス, 2007) ため、二酸化炭素ガスの  $\delta^{13}\text{C}$  値だけでその起源を推測するのは難しいが、調査地域のガスは炭化水素ガスを伴わないことから、無機起源である可能性が高い。

塩ヶ原鉱泉において噴出するガスの  $^3\text{He}/^4\text{He}$  比は  $3.62\sim 5.68 R_A$ ,  $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$  比は  $1.89\sim 120.73$  であり、大気値 ( $^3\text{He}/^4\text{He}$  比が  $1 R_A$ ,  $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$  比が  $0.318$ ; Sano and Wakita, 1985) よりも高い (表 5)。大気の  $^3\text{He}/^4\text{He}$  比よりも高い値を示すのはマントル起源のヘリウムである (角

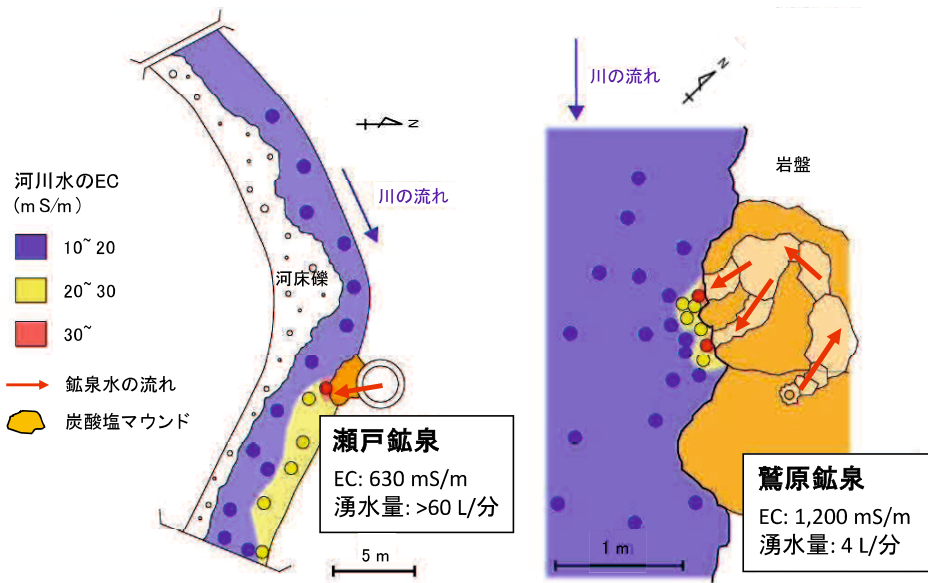


図 13 瀬戸鉱泉および鷲原鉱泉近傍における河川水の電気伝導度の分布

表 4 調査地域のガスの組成および炭素同位体比

“N.D.”は未検出。Loc.A～C の位置は図 5 を参照。

試料名	CO <sub>2</sub> %	N <sub>2</sub> %	O <sub>2</sub> %	C <sub>1</sub> %	C <sub>2</sub> %	C <sub>3</sub> %	C <sub>4</sub> %	δ <sup>13</sup> C CO <sub>2</sub> ‰PDB
塩ヶ原鉱泉	89.6	8.1	2.4	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	-8.5
耕田鉱泉	98.5	1.2	0.4	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	-9.0
Loc. A	87.0	9.9	3.0	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	-7.5
Loc. B	82.3	13.6	4.2	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	-7.3
Loc. C	92.8	5.6	1.6	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	-7.2

表 5 調査地域の希ガスの組成および同位体比

試料名	<sup>4</sup> He (cm <sup>3</sup> STP/g)	<sup>20</sup> Ne (cm <sup>3</sup> STP/g)	<sup>22</sup> Ne (cm <sup>3</sup> STP/g)	<sup>36</sup> Ar (cm <sup>3</sup> STP/g)	<sup>40</sup> Ar (cm <sup>3</sup> STP/g)	<sup>84</sup> Kr (cm <sup>3</sup> STP/g)	<sup>132</sup> Xe (cm <sup>3</sup> STP/g)	<sup>4</sup> He/ <sup>20</sup> Ne (×10 <sup>6</sup> )	<sup>3</sup> He/ <sup>4</sup> He (R <sub>A</sub> )	<sup>3</sup> He/ <sup>4</sup> He (R <sub>A</sub> )
塩ヶ原鉱泉	1.62E-07	8.56E-08	8.55E-10	4.33E-07	1.28E-04	1.38E-08	7.65E-10	1.89	6.13	4.41
木部谷温泉	2.67E-06	7.11E-08	7.13E-09	2.32E-07	7.97E-05	7.88E-09	5.34E-10	37.63	7.90	5.68
柿木温泉	7.82E-07	2.91E-08	2.95E-09	1.32E-07	3.99E-05	5.06E-09	4.44E-10	26.82	6.86	4.94
徳佐鉱泉	3.02E-06	5.86E-08	5.96E-09	4.76E-07	1.46E-04	1.68E-08	1.37E-09	51.49	6.71	4.83
袖木慈生温泉	3.18E-06	4.71E-08	4.81E-09	2.71E-07	9.46E-05	1.18E-08	1.12E-09	67.35	5.54	3.99
願成就温泉	1.03E-05	1.53E-07	1.56E-08	8.05E-07	2.48E-04	2.90E-08	2.11E-09	67.22	6.51	4.68
六日市温泉	2.88E-05	2.38E-07	2.43E-08	9.82E-07	3.08E-04	3.62E-08	2.41E-09	120.73	5.03	3.62

野ほか, 2005)。地殻内部ではウランやトリウムの放射壊変により <sup>4</sup>He が蓄積されていくため、<sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He 比は大気値よりも低くなる (< 0.02 R<sub>A</sub>; 角野ほか, 2005)。このことから、調査地域のガスには、マントルに由来するヘリウムが含まれると考えられる。<sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He 比と <sup>4</sup>He/<sup>20</sup>Ne 比の関係も、調査地域の希ガスがマントル起源であることを支持する (図 14)。一

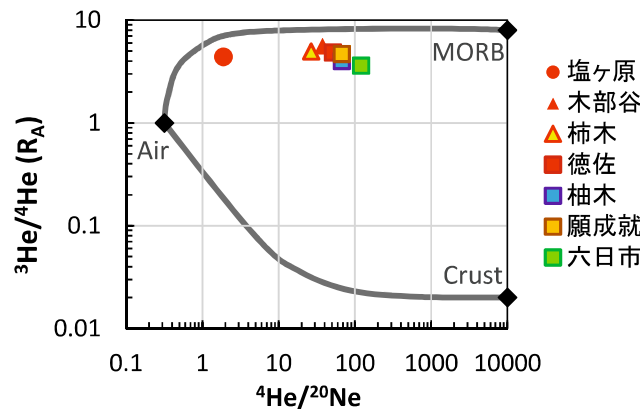


図 14 調査地域の希ガスの  $^3\text{He}/^4\text{He}$  比と  $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$  比の関係  
Air, MORB, Mantle の値は Shimizu et al. (2005) を引用。

方、角野ほか (2005) によると、沈み込み帯の火山や MORB (海嶺玄武岩) などの上部マントルを代表すると考えられる  $^3\text{He}/^4\text{He}$  比は  $8 R_A$  前後であり、深部マントルの  $^3\text{He}/^4\text{He}$  比は  $50 R_A$  以上であると推測されている。 $^3\text{He}/^4\text{He}$  比の値だけではどちらのヘリウムが関与しているか断定はできないが、日本は沈み込み帯に位置することから、調査地域のガスに関与しているヘリウムを沈み込み帯や上部マントル由来 ( $^3\text{He}/^4\text{He}$  比 =  $8 R_A$ ) と仮定し、Shimizu et al. (2005) の手法を用いて調査地域の希ガスに含まれるヘリウムの混合比を計算した。ヘリウムの端成分は Shimizu et al. (2005) を用い、上部マントル起源を  $^3\text{He}/^4\text{He}$  比が  $8 R_A$ 、 $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$  比が 10,000、地殻起源を  $^3\text{He}/^4\text{He}$  比が  $0.02 R_A$ 、 $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$  比が 10,000、大気起源を  $^3\text{He}/^4\text{He}$  比が  $1 R_A$ 、 $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$  比が 0.318 とした。この仮定による計算の結果からは、調査地域のヘリウムは、上部マントル起源のヘリウムが 50%以上含まれていると算出される。

### 3.4.3. 地下水および河川水の流量

各湧出地点における鉱泉水の湧水量、湧出するガスと水の体積比および河川流量を表 6 に示す。鉱泉水の湧水量は鷺原鉱泉や瀬戸鉱泉が相対的に高く、それぞれ毎分 4.0~16 L と毎分 60 L 以上である。津和野川の流量は  $1.7\sim 7.3 \text{ m}^3/\text{sec}$  である。また、田河 (2014BS) によると、木部谷温泉は 25 分毎に 2,460 L の地下水を 5 分間かけて自噴する。

調査地域の鉱泉水が CF に富むことと、一般的に CF は岩石から地下水へ溶出しにくい傾向があること (馬原, 2006) から、CF の濃度と流量を用いて各鉱泉水の CF の供給量を計算した (表 6)。その結果、塩ヶ原鉱泉や寺田鉱泉は最も CF を多く含むが湧水量が少ないため、CF の供給量は鷺原鉱泉や瀬戸鉱泉の方が多いため傾向がある (図 15a)。また、高 EC 河川水は、各鉱泉水と比較すると、CF 濃度が低いものの流量が 4 桁以上高い値を示すため、調査地域における CF の供給量が最も多い。高 EC 河川水と鉱泉水の CF の流量を合計すると、調査地域では約  $10 \text{ kg}/\text{min}$  ( $14 \text{ t}/\text{day}$ ) の CF が地表に供給されていると算出される。また、CF 供給

表 6 調査地域に供給される鉱泉水・温泉水と塩化物イオンの流量

試料名	Cl <sup>-</sup> 濃度 (mg/L)	湧水量 (L/min)	Cl <sup>-</sup> の流量 (g/min)	ガス/水体积比
塩ヶ原鉱泉	10,000	0.23~1.2	2.3~12	0.3~1.6
耕田鉱泉	3,800	0.75~1.2	2.8~4.7	0.3~0.5
鷲原鉱泉	3,300	4.0~16	13~53	1.9~2.8
瀬戸鉱泉	1,400	> 60	> 82	> 2
木部谷温泉	1,200	41**	49	> 3
高EC 河川水	60~150*	438,000***	9,600~49,000	-

\* 高 EC 河川水の Cl<sup>-</sup>濃度は河川水の最高値 (Cl<sup>-</sup>=38 mg/L) を除算した値

\*\* 木部谷温泉の湧水量は田河 (2014BS) の値を引用

\*\*\* 河川の流量は本研究で測定した河川流量のうち最高値を使用

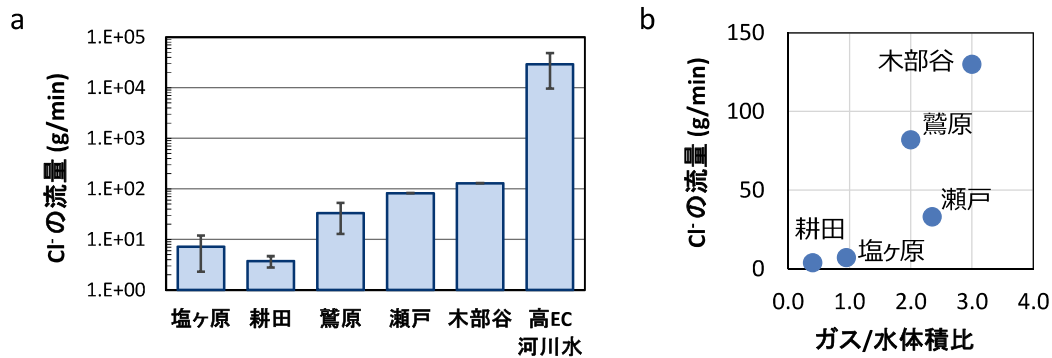


図 15 調査地域の鉱泉水・温泉水の流量

a) Cl<sup>-</sup>イオン濃度の流量, b) Cl<sup>-</sup>イオン濃度の流量とガス/水体积比の関係。

量と各鉱泉のガスと水の流量のガス/水体积比を図 15b に示す。各鉱泉の Cl<sup>-</sup>供給量とガスの噴出量は比例関係にある。

#### [引用文献]

- 相川嘉正・野口喜三雄 (1980): 島根県木部谷間欠泉における噴騰中の化学組成の変化. 温泉科学, **30**, 182-190.
- 相山光太郎・金折裕司 (2012): 隣接する活断層の連結性と変位様式 — 弥畝山西断層と都茂断層の例 —. 応用地質, **53**, 21-30.
- Craig, H. (1961): Isotopic variations in meteoric waters. *Science*, **133**, 1702-1703.
- 藤田岳之・秋山 卓・鈴木紀生・武藤 豊・石井栄一・前田直樹・田中康裕・伊藤義朗・斎藤道夫 (1997): 島根県津和野間欠泉のメカニズム. 関東学院大学工学部研

- 究発表講演会, 67-68.
- 福富孝義・磯崎行雄 (1988): 島根県西部のジュラ紀コンプレックス (鹿足層群) に南接するペルム紀コンプレックスおよび結晶片岩類. 地質学雑誌, **94**, 59-62.
- 福塚康三郎・金折裕司 (2002): 断層の地形・地質学的特徴と地震活動および重力異常 — 島根県南西部, 弥畝山西断層を例として—. 応用地質, **43**, 226-234.
- ヘフス, J. (2007): 同位体地球化学の基礎. 和田秀樹・服部陽子訳, シュプリンガー・ジャパン, 383p.
- 石井栄一 (2006): 間欠泉の発生と消滅のメカニズム. 大沢信二編, 温泉科学の新展開, ナカニシヤ出版, 131-148.
- 岩谷健三 (1978): 近代の津和野. 津和野歴史シリーズ刊行会, 378p.
- 角縁 進・永尾隆志 (1994): 青野山火山群のデイサイトはアダカイトか?. 日本火山学会講演予稿集, 173.
- Kamata, H. (1998): Quaternary volcanic front at the junction of the South-west Japan Arc and the Ryukyu Arc. *Journal of Asian Earth Sciences*, **16**, 67-75.
- Kanaori, Y. (1997): Seismic risk assessment of active fault systems in the western Chugoku district of southwest Japan. *Journal of Natural Disaster Science*, **19**, 9-29.
- 金折裕司・田中竹延・柳田 誠・山口大学断層テクトニクス研究グループ (2006): 山口県中央部, 大原湖断層系の性状と活動性. 応用地質, **47**, 218-231.
- 金折裕司・遠田晋次 (2007): 中国地方西部に認められるプレート内山ロ—出雲地震帯の成因と地震活動. 自然災害科学, **25**, 507-523.
- 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 齊・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.
- 馬原保典・中田英二・大山隆弘・宮川公雄・五十嵐敏文・市原義久・松本裕之 (2006): 化石海水の同定法の提案 — 太平洋炭鉄における地下水水質・同位体分布と地下水年代評価—. 地下水学会誌, **48**, 17-33.
- Matsubaya, O., Sakai, H., Kusachi, I. and Satake, H. (1973): Hydrogen and oxygen isotopic ratios and major element chemistry of Japanese thermal water systems. *Geochemical Journal*, **7**, 123-151.
- 松浦浩久・尾崎正紀・脇田浩二・牧本 博・水野清秀・亀高正男・須藤定久・森尻理恵・駒澤正夫 (2007): 20 万分の 1 地質図幅「山口及び見島」. 産業技術総合研究所地質調査総合センター, NI-52-2・3.
- 松浦新之助・廣田正義 (1949): 中国地方の温泉の化学的研究 (第 2 報) 島根県青野山附近の鑛泉. 日本化学雑誌, **70**, 62-63.
- 水谷義彦 (1995): 地下水の地化学特性. 島崎英彦・新藤静夫・吉田鎮男編, 放射性廃棄物

- と地質科学 一地層処分の現状と課題, 東京大学出版会, pp.123-146.
- 森岡達也・佐川厚志・金折裕司・田中竹延 (2007): 山口県中央部, 徳佐-地福断層南西部と木戸山西方断層北東端の性状および活動性. 応用地質, **48**, 35-47.
- 西山 勉 (2004):  $\text{Na}^+$ ,  $\text{Cl}^-$ 成分を多く含む高津川支流の津和野川の河川水について. 東洋大学紀要 自然科学篇, **48**, 187-193.
- 佐川厚志・相山光太郎・金折裕司・田中竹延 (2008): 山口県中東部, 徳佐-地福断層と迫田-生雲断層の性状および活動性. 応用地質, **49**, 78-93.
- Sano, Y. and Marty, B. (1995): Origin of carbon in fumarolic gas from island arcs. *Chemical Geology*, **119**, 265-274.
- Sano, Y. and Wakita, H. (1985): Geographical distribution of  $^3\text{He}/^4\text{He}$  ratios in Japan: implications for arc tectonics and incipient magmatism. *Journal of Geophysical Research*, **90** (B10), 8729-8741.
- 佐々木宗建・徂徠正夫・奥山康子・村岡洋文 (2009): 本邦の炭酸塩沈殿物を多量に伴う温泉・鉱泉の地化学的特徴 一 $\text{CO}_2$  地中貯留に対するナチュラルアナログの可能性一. 岩石鉱物科学, **38**, 175-197.
- Shimizu, A., Sumino, H., Nagao, K., Notsu, K. and Mitropoulos, P. (2005): Variation in noble gas isotopic composition of gas samples from the Aegean arc, Greece. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **140**, 321-339.
- 角野浩史・山本順司・熊谷英憲 (2005): マントル捕獲岩の希ガス研究: 希ガスで探るマントルメタソマティズム. 岩石鉱物科学, **34**, 173-185.
- 田河翔大 (2014MS): 木部谷間欠泉の地球化学的研究. 山口大学理学部卒業論文, 49p.
- 早稲田 周 (2010): 国内天然ガスの炭素同位体地球化学. *Researches in organic geochemistry*, **26**, 3-12.
- 山本荘毅 (1983): 新版地下水調査法. 古今書院, 490p.
- 安川知里・田中和広 (2008): 山口市湯田温泉の温泉水の地球化学的特徴と起源. 山口地学会誌, **60**, 9-20.

## 第4章 考察

### 4.1. 高塩濃度流体の起源

調査地域の高塩濃度流体は、前述した通り高い塩濃度を示し、かつ多量の Cl<sup>-</sup>を供給し続けている。また、天水と比較して  $\delta^{18}\text{O}$  が高い値を示すものの、デルタダイアグラム上で  $\delta\text{D}$  と  $\delta^{18}\text{O}$  が天水と現在の海水との混合線から外れる値を示すことから、現在の海水は関与していない。さらに、調査地域には第四紀に活動した青野山火山群が分布する。このような特徴から、調査地域の高塩濃度流体に関与している可能性がある流体として、①化石水や油田鹹水、②水-岩石反応を経験した天水、③火山活動に伴われた流体、④地下深部から供給される流体の4つが挙げられる。ここでは、調査地域の高塩濃度流体の特徴を元に、その成因に関する可能性を検討する。

#### ①化石水や油田鹹水

前述した通り、化石水は第三系～第四系の堆積岩の分布地域から湧出し、メタンなどの炭化水素ガスを伴い、化石水の起源は古海水と天水の混合で説明されている。しかし、調査地域に化石水を賦存しうる堆積岩は分布していない。また、調査地域で自噴するガスは二酸化炭素が主成分であり、その起源は無機起源であると考えられる。さらに、調査地域において噴出するヘリウムには、マントルに由来するヘリウムが含まれていると考えられる。これらのことから、調査地域の高塩濃度流体に化石水が関与しているとは考えにくい。

#### ②火山活動に伴われた流体

調査地域において自噴するガスにはマントルに由来するヘリウムが含まれると考えられることから、調査地域の高塩濃度流体のうち、少なくとも希ガスはマントル由来であると考えられる。火山フロントよりも背弧側では、マグマに伴われて上昇したと考えられる高い  $^3\text{He}/^4\text{He}$  比を示すヘリウムが地下水や温泉水に含まれており (Sano et al., 2006)、調査地域には第四紀の青野山単成火山群が分布する (角縁・永尾, 1994)。これらのことから、調査地域の高塩濃度流体が青野山の活動と関連している可能性について検討する。

前述した通り、火山性流体は、火山活動に伴い地下深部から地表へと上昇する過程で、水-岩石反応、気液分離、浅層地下水との混合などの様々な現象を経るため、化学組成も NaCl 型を含め変化に富む (例えば, Oki and Hirano, 1970; Hendenquist and Lowenstern, 1994)。また、Giggenbach (1992) が提唱する安山岩水の同位体比は  $\delta\text{D}$  が約-20‰、 $\delta^{18}\text{O}$  が約+10‰であり、デルタダイアグラム上で津和野地域の天水と塩ヶ原鉱泉や寺田鉱泉との混合線の延長上に位置する (図 16)。さらに調査地域の鉱泉水の Li/Cl 比は 0.002~0.004 を示すことから、調査地域の高塩濃度流体には地下で高温を経験した流体に関与している可能性が高い。したがって、調査地域の高塩濃度流体は、火山性流体に由来すると考えても矛盾しない。

次に、火山性流体に関与していると仮定した場合の流体の挙動を推測する。調査地域の鉱泉水の水温は 9.8~18℃であり、河川水と比較して大きな差はない。また、1,636m の深度から噴出した津和野間欠泉の水温は 34.04℃であり (藤田ほか, 1997)、地表で自噴する鉱泉



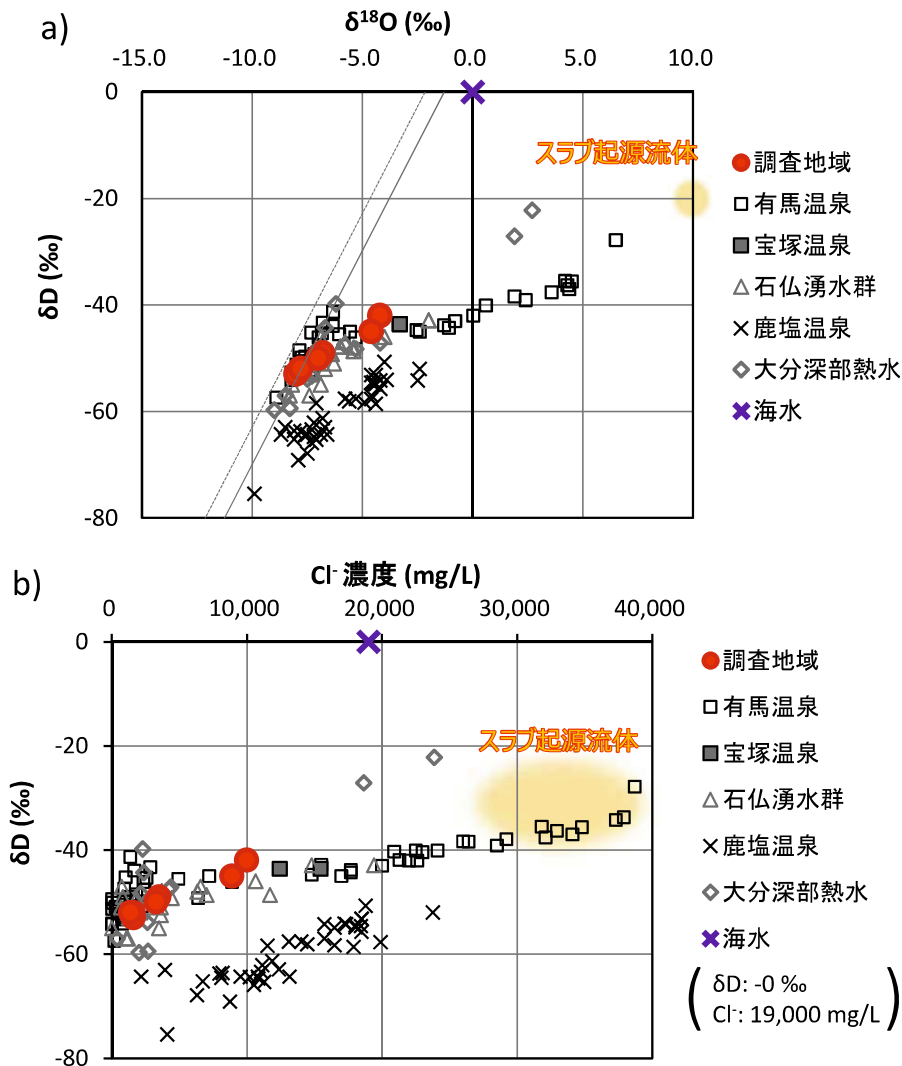


図 16 深部流体の同位体組成と塩化物イオン濃度の関係

a) デルタダイアグラム, b)  $\delta D$  と塩化物イオン濃度の関係。有馬温泉は Matsubaya et al. (1973); Kusuda et al. (2014), 石仏湧水群は Matsubaya et al. (1973); 田中ほか (2013), 鹿塩温泉は Masuda et al. (1985), 大分深部熱水は網田ほか (2005) を引用。スラブ起源流体の値は Giggenbach (1992) および Kawamoto et al. (2013) を引用。

水と比較すると高温を示すが、浅層地下水を  $14^{\circ}C$ , 地温勾配を  $2\sim 3^{\circ}C/100m$  (矢野ほか, 1999) とすると地温勾配のみで十分に説明できる。このことは、青野山火山群は比較的新しい火山である (青野山の火山岩の K-Ar 放射年代値:  $0.23 \pm 0.01$  Ma; Kamata, 1998) が、熱源としては機能していないことを示唆する。調査地域を含めた本州西部において地殻熱流量が低い値を示す (産総研, 2004) ことも、この考えを支持する。これらのことから、調査地域の地下には、現在、高温のマグマは供給されていない可能性がある。つまり、調査地域の高

塩濃度流体が青野山火山群の活動に伴われた火山性流体を起源とするならば、青野山が噴火した約 0.2 Ma にマグマと共に上昇してきた流体が現在まで存在し続けていることとなる。一方、Nishio et al. (2010) は、御嶽山近傍で自噴する地下水の Li 同位体比の特徴から、噴火に関与したマグマと平衡状態ではない深部流体が御嶽山近傍で上昇している可能性を指摘している。このことを考慮すると、調査地域においても、青野山火山群の噴火と直接関連しない深部流体が上昇している可能性もある。本研究の調査結果からは、調査地域で自噴する深部流体と青野山火山群の噴火との関連性について、これ以上の議論は難しい。

以上のことから、調査地域の高塩濃度流体には、青野山火山群の活動に伴われた火山性流体が関与している可能性があるものの、本調査の結果のみで火山性流体が関与していると断定することは難しい。

### ③水-岩石反応を経験した天水

調査地域の高塩濃度流体の  $\delta^{18}\text{O}$  は天水線より右側にプロットされ、非天水起源の流体が関与している可能性が高い。一方で、岩石と水が高温で、あるいは厚い堆積盆のような環境で長時間反応した場合に、地下水の  $\delta^{18}\text{O}$  を濃縮する現象が生じる (ヘフス, 2007; 益田, 2011)。このため、調査地域の高塩濃度流体に含まれる水は、涵養した天水で説明できる可能性もある。しかし、前述したように青野山火山群は熱源として機能していない可能性が高く、津和野地域には厚い堆積盆は分布しない。また、一般的に CI は岩石との相互作用による変動が小さい (馬原ほか, 2006) ため、調査地域の高塩濃度流体を全て天水起源と仮定すると、高い塩濃度を説明するのは困難である。したがって、調査地域の高塩濃度流体の成因は、涵養した天水の水-岩石反応によるものだけでは説明できない。

### ④有馬型深部流体

安川・田中 (2008) や佐々木ほか (2009) は、調査地域の高塩濃度流体に有馬型深部流体が関与している可能性を指摘している。有馬型深部流体は、高塩濃度、高温、高  $^3\text{He}/^4\text{He}$  比を示し、二酸化炭素ガスを伴い、その湧出箇所は断層に沿うという特徴がある (益田, 2011; 田中ほか, 2013; 風早ほか, 2014)。また、火山性流体と同様にスラブの脱水流体が起源であると考えられている (西村ほか, 2006; 風早ほか, 2014)。有馬型深部流体の端成分は、デルタダイアグラム上で津和野地域の天水と塩ヶ原鉱泉や寺田鉱泉との混合線の延長上に位置する (図 16a)。同様に、 $\delta\text{D}$  と CI 濃度の関係も類似する傾向を示す (図 16b)。したがって、調査地域の高塩濃度流体には有馬型深部流体が関与している可能性がある。一方で、有馬型深部流体の地化学的特徴は火山性流体に類似しており、地化学的特徴のみで両者の関与を区別することは難しい。つまり、調査地域の高塩濃度流体は、地化的特徴や湧出地点の分布傾向が有馬型深部流体の特徴に類似するものの、本調査結果だけで有馬型深部流体が関与しているとは断定できない。

以上のように、これらの 4 つの成因はどれも調査地域の高塩濃度流体の特徴の一部のみを説明するものであり、その成因を決定するには至らない。しかし、化石水や油田鹹水、天水ではないとすると、地下深部から供給される深部流体が関与していると考えるのが最

も合理的である。したがって、調査地域の高塩濃度流体には、深部流体が関与していると考えられる。

ただし、沈み込み帯に特徴的な水であるスラブ起源流体の端成分の同位体組成は  $\delta D = -20\text{‰}$ ,  $\delta^{18}O = +10\text{‰}$  (Giggenbach, 1992), 塩濃度が 5 wt%前後であると考えられており (Kawamoto et al., 2013), また有馬型深部流体の端成分は  $Cl^- = 4 \text{ wt.}\%$ ,  $\delta D = -35\text{‰}$ ,  $\delta^{18}O = +6 \text{ ‰}$  (Kazahaya et al., 2011) と推測されている (図 16)。つまり、調査地域の高塩濃度流体よりも塩濃度、 $\delta D$  や  $\delta^{18}O$  が高い。このことから、調査地域に分布する深部流体は、浅層地下水により大きく希釈されたと考えられる。調査地域の高塩濃度流体への深部流体の寄与率は、 $Cl^-$ ,  $\delta D$  や  $\delta^{18}O$  の値から単純に推測すると、最も寄与率が高いと考えられる塩ヶ原鉱泉や寺田鉱泉の鉱泉水でも 3 分の 1 程度である。また、深度 1,636m の地点に分布する津和野間欠泉は、塩濃度が 3 wt%程度を示す (藤田ほか, 1997)。したがって、調査地域において、深部流体は深度 1,636m の時点で既に半分程度に希釈されていると考えられる。

## 4.2. 深部流体の挙動

### 4.2.1. 広域スケールにおける深部流体の分布

調査地域の地下深部には、地震波トモグラフィーによって低速度帯が分布していることが捉えられている (Zhao et al., 2002)。通常、地震波トモグラフィーの低速度帯は水やマグマなどの流体の分布を示すが、水流体の存在や移動を捉えている可能性も指摘されている (片山ほか, 2010)。このことから、調査地域の地下深部に深部流体が分布していると考えても矛盾しない。また、この低速度帯は、四国の地下に沈み込むフィリピン海プレートの上面から、山陰地方の地表部へかけて分布する傾向があり (Zhao et al., 2002; Nakajima and Hasegawa, 2007), 沈み込むスラブから脱水した流体が地表へ向かって上昇する分布を捉えている可能性がある。一方で、この低速度帯はフィリピン海プレートに沿って水平方向に連続して分布しているわけではなく、スポット状に分布している (Nakajima and Hasegawa, 2007)。さらに、中国地方の地下深部で発生している深部低周波地震は、四国や紀伊半島の深部低周波地震の帯状分布と異なり、スポット状に分布する (高橋・宮村, 2009)。流体の存在を示唆する低速度帯や深部低周波地震の分布がスポット状を示していることから、調査地域の地下に存在する深部流体の分布はスポット状であると考えられる。

次に、調査地域に存在する深部流体の  $Cl^-$ 濃度を広域スケールの地図にプロットした図を図 17 に示す。採水深度や流量の差異はあるものの、津和野地域は、①最も塩濃度が高い鉱泉水が自噴すること、②調査地域で唯一河床から大量のガスが噴出していること、③深部流体の流量が最も多い高 EC 河川水が分布することから、調査地域において最も深部流体の供給量が多い地域であると推測される。したがって図 17 は、調査地域へ供給される深部流体の影響の程度を示しており、調査地域における深部流体の供給が、津和野地域を中心として同心円状に拡がっている可能性があることを示唆する。一方、調査地域周辺のヘリウム同位体比の分布 (図 18) を見ると、調査地域の深部流体は一様に高い値を示す。希ガス

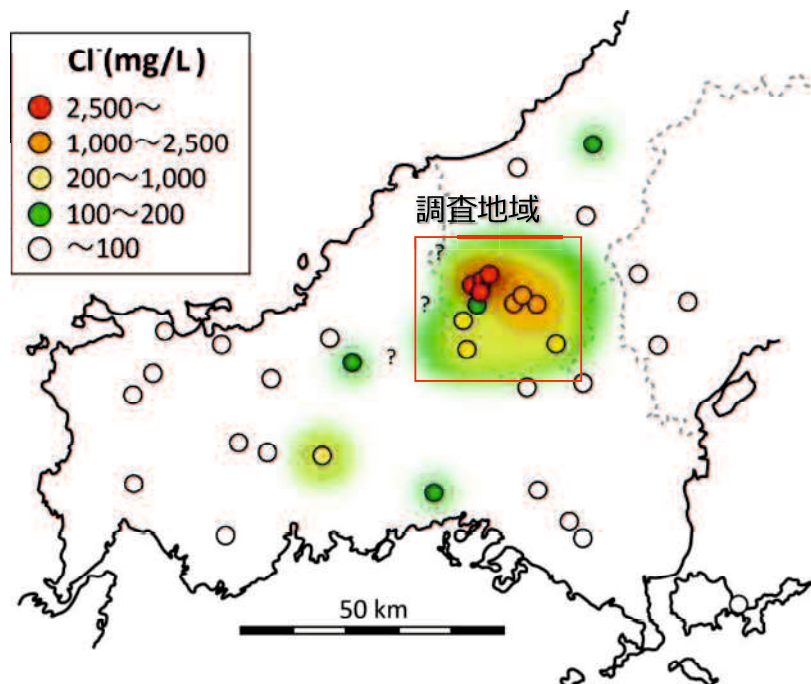


図 17 調査地域周辺の鉱泉水・温泉水の塩化物イオン濃度  
調査地域以外の温泉水のデータは安川・田中 (2008) を引用。

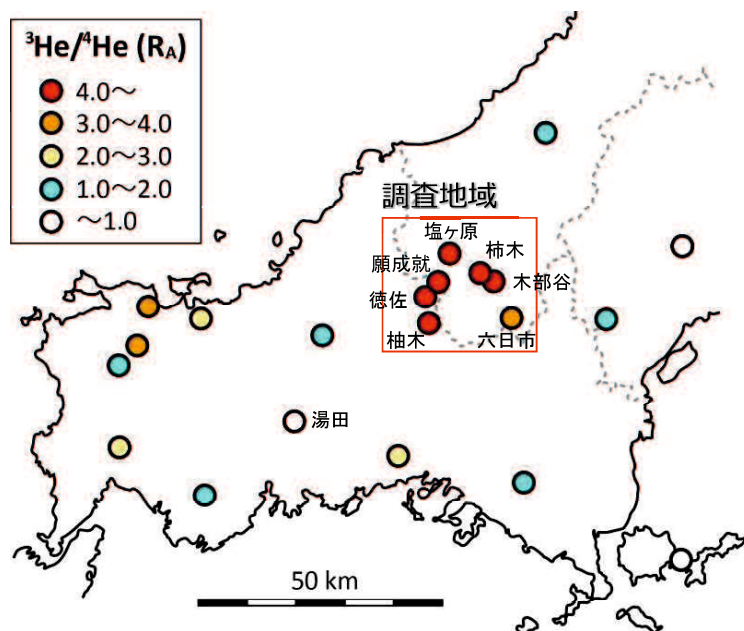


図 18 調査地域およびその周辺のヘリウム同位体比  
調査地域以外のヘリウムのデータは、湯田温泉は安川・田中 (2008),  
それ以外は Sano et al. (2006) を引用。

は表層水には微量しか溶存していない(風早ほか, 2007) ため, 水質組成と異なり表層水の希釈の影響を受けにくい。したがって, この高い $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比を示す範囲は, 地表付近における深部流体の拡がりをもそのまま示していると推測される。さらに, ヘリウム同位体比と Cl イオン濃度からそれぞれ推測される深部流体の拡がりとは, 両者とも調査地域周辺において深部流体がスポット状に分布していることを示唆する。

ここで, 地下深部における流体の発生と上昇について検討する。スラブから脱水した深部流体は, 高温・高圧環境下におかれることから超臨界流体であると考えられる(Kawamoto et al., 2013)。また, 地下数 km 以深の地下深部に分布する地下水は, 通常の地下水が静水圧(hydrostatic pressure)を示すのに対し, 岩柱圧(lithostatic pressure)に近い値を示すと考えられている(例えば, Meyers, 1968; Nicholson, 1993)。したがって, スラブから発生した深部流体もリソスタティックな圧力をもっていると考えられている(Katayama et al., 2012)。深部流体のマントル内の上昇経路は不明だが, スラブから脱水した深部流体がプレート沿いに流動することで深部低周波微動のトリガーとなっている可能性(Katayama et al., 2012)や, 深部流体がスラブから引きはがされたメランジュと一体となって上昇している可能性(Marschall and Schumacher, 2012)が議論されており, これらの報告はいずれも深部流体が上昇していることを示唆している。また, Wannamaker et al. (2009)によると, 塑性領域である上部マントルからモホ面において, 深部流体はダイアピル状に上昇し, 脆性領域との境界部付近からは断層や割れ目などを選択的に利用する。これらのことから, 調査地域の地下深部で発生した深部流体は, 自身が持つリソスタティックな圧力によって上昇し, 脆性領域にいたるまではダイアピル状に上昇している可能性がある。

次に, 脆性領域から地表付近における深部流体の流動経路について検討する。金折・遠田(2007)によると, 調査地域を含めた山口県から島根県にかけて, 大原湖-弥岐山西断層系を含む NE-SW 方向の活構造に関係する地震帯が, 幅 2~6 km, 深さ 20 km 程度の拡がりをもって分布する。したがって, 調査地域において, 地表から深度 20 km まではこの地震帯に沿って断層が存在していると示唆される。また, 微小地震は, 調査地域近傍では断層系の北側において集中している。調査地域において深部流体の寄与率が最も大きいと考えられる津和野地域では, 鉱泉水やガスの自噴は断層系の北側に分布しており, 地震帯の分布と同じ傾向を示す。また, 金折・遠田(2007)はこの地震帯を「地震学的プロセスゾーン」と呼び, 地震学的プロセスゾーンが地震帯の全長に対して幅数%程度の拡がりをもつことを指摘している。これらのことから, 調査地域において自噴する深部流体は, 深度 20 km 以浅においては地震学的プロセスゾーンに関連する断層を利用して地表へ上昇している可能性がある。

以上のことをまとめた, 調査地域における深部流体の上昇の模式図を図 19 に示す。地震波トモグラフィーの低速度帯の分布, 深部低周波地震の分布, 深部流体の地化学的データの拡がりから, 調査地域の地下深部で発生した深部流体はダイアピル状に上昇している可能性がある。地下 20 km 以浅では, 断層系に沿って形成される地震学的プロセスゾーンに

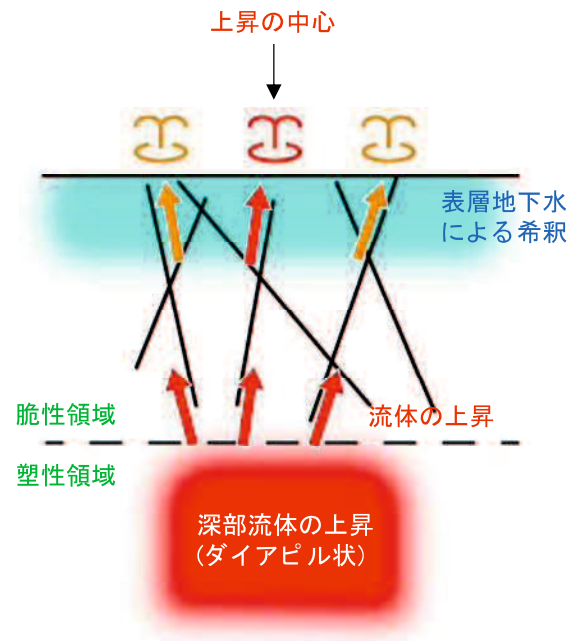


図 19 調査地域における深部流体の上昇の模式図

関連する断裂を利用していると考えられる。しかし、調査地域の地下に沈み込むプレートの上面は深度 50 km より深く (Shiomi et al., 2008; Ide et al., 2010)，流体がプレートから断層系に至るまでの過程は詳細に分かっていない。

#### 4.2.2. 地域スケールにおける深部流体の挙動

##### 1) 深部流体の移動経路

深部流体の流量は高 EC 河川水の分布する範囲が最も高く、スポット的に分布する他の鉱泉水の流量と比較して 4 桁程度の差がある (表 5)。つまり、調査地域において、高 EC 河川水が深部流体の主要な湧出箇所である。また、高 EC 河川水の分布範囲は、大原湖-弥畝山西断層系に属する青野山北西麓断層や日原断層 (金折・遠田, 2007) の分布とおおむね一致する (図 20)。一般的に断層破碎帯は透水性が高いこと (宮川・馬原, 2005) から、深部流体はこれらの活断層を主要な水みちとして利用していると考えられる。

一方で、津和野地域に分布する鉱泉水は、活断層である日原断層や青野山北西麓断層と交差する方向の地質断層や地層境界に沿っている。また、津和野地域の河床に分布する黒色片岩 (三郡変成岩類) から湧出する鉱泉水およびガスの分布は、黒色片岩 (三郡変成岩類) の南北に位置する地質断層の方向と同一であり、活断層と交差する NW-SE 方向に並列する傾向がある (図 5)。さらに、この地点では活断層である日原断層や青野山北西麓断層の分布とは一致しないにも関わらず、高 EC 河川水が流下している。これらのことから、深部流体は活断層を主に利用しているが、活断層と交差する地質断層や地質境界などの亀裂

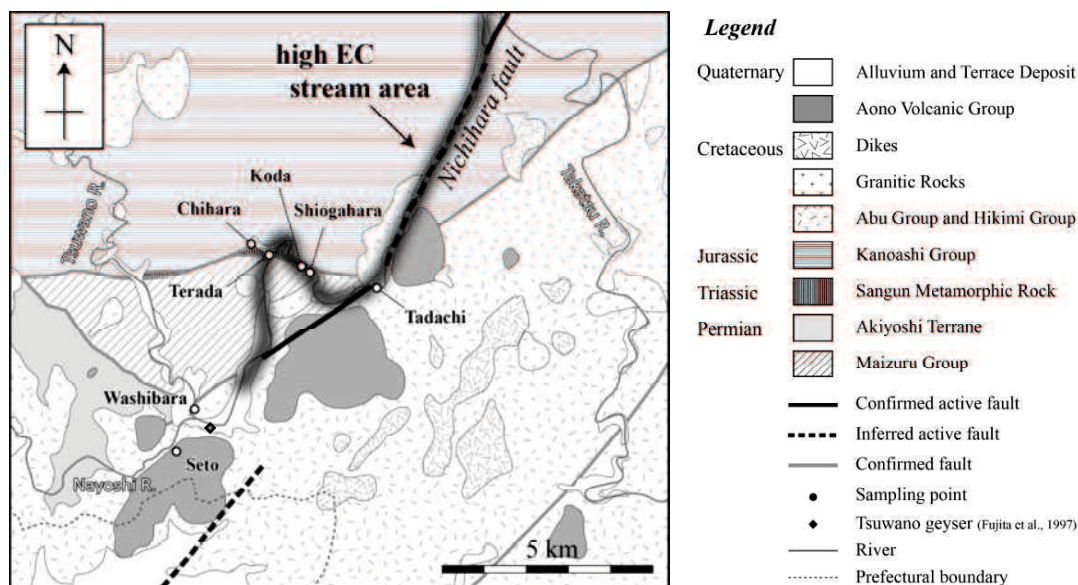


図 20 高 EC 河川水の分布

も利用していると考えられる。この NW-SE 方向は、日原断層や徳佐-地福断層を右横ずれ断層とした際の R2 面に相当することから、活断層の活動によって地質断層や亀裂の一部が開口し、そこを流体が利用している可能性がある。ただし、深部流体が活断層からこれらの亀裂へと移動する深度は不明である。また、鉱泉水の湧出点は、地質断層や地質境界に沿って連続的に分布しているわけではない。このことは、地質断層や岩盤中の小さな亀裂も流体の通路となるが、割れ目の開口幅や連結性等、流体の湧出を規制する要因があることを示唆する（例えば、舟木ほか, 2009）。

## 2) 深部流体の地表付近における挙動

徳佐鉱泉の周辺では、CSAMT 法による比抵抗探査が実施されており（西山ほか, 2014; Suzuki et al., 2016）、高塩濃度の地下水が徳佐-地福断層の推定位置に沿って分布していることや、第四紀層中で水平方向に拡がっている傾向を示すことが指摘されている。これは、断層を利用して岩盤中を移動していた深部流体が、第四紀層中の帯水層に侵入することで上昇力を失い、浅層地下水と混合しながら第四紀層中に拡がっている可能性があることを示している。この考えは、調査地域の深部流体が浅層地下水により大きく希釈されていることや、徳佐鉱泉の湧水量が地震活動に応答する傾向を示すこと（西山・田中, 2015）と調和的である。

さらに、鉱泉水が地表において自噴する地点は全て河川に沿って分布しており、かつその多くは河川と河川が会う谷地に位置している。一般的な山地の地下水流動系としては、山頂で涵養した天水は地下を流下して河川中へ流れ出すが、積層状態の地層を仮定した場合の 2 次元断面上では、低地側では湧昇流が生じることが分かっている（Toth, 1963）。実際の地下水流動はその地域の地質・地質構造に大きく影響される（登坂, 2006）ものの、鉱泉

水の自噴が河床付近でのみ認められることは、浅層地下水の流動系が地表付近における深部流体の挙動に影響を与えていることを示唆する。

一方で深部流体の流量はガス/水体积比と明瞭な関係があることから、ガスの浮力も深部流体の自噴に重要な要因であると考えられる。そこで、調査地域における脱ガスの深度を計算し、脱ガスによる浮力が生じる深度を推定した。前述した通り、津和野間欠泉の水温は調査地域周辺の地温勾配で十分に説明できる温度である。このことから、地下水の水温は地温勾配に依存すると仮定する。さらに、地下で脱ガスした炭酸成分は、脱ガスして気化しても水と同じ流速で上昇すると仮定する。この仮定に基づき、ガス/水比、ガス中の二酸化炭素の濃度、重炭酸イオン濃度を用いて深部流体の炭酸種全体の濃度を算出する。次に、炭酸ガスの塩水に対する溶解度を [Duan and Sun \(2003\)](#) を参考にして、深部流体に含まれる炭酸成分が全て溶存しうる圧力を推測する。最後に、静水圧は 10m で 1 気圧上昇すると仮定し、炭酸成分の脱ガスが発生する圧力を深度に換算する。この仮定に基づく計算を行った結果、調査地域の深部流体から二酸化炭素が脱ガスする深度は、地下数十 m 程度と算出される。

以上の結果から、深部流体は地表付近において浅層地下水と混合しており、その挙動は浅層地下水に大きく規制されていると考えられる。さらに、深部流体の自噴箇所を規制するのは、地域流動系が形成される領域や、地下数十 m 地点での二酸化炭素の脱ガスといった、その起源と比較すると非常に浅い場所の現象であると考えられる。

#### 4.2.3. 露頭スケールにおける深部流体の挙動

調査地域の深部流体の自噴箇所は、断層に関連すると考えられる割れ目を利用しているもの (図 7) もあれば、岩盤の片理面と斜交する小さな割れ目を利用しているもの (図 5) もある。したがって、露頭スケールにおいて、深部流体の流動経路は断層破碎帯に限定されず、その周辺の透水性が高い場所を利用していると考えられる。

また、深部流体の湧出箇所周辺では炭酸塩鉱物の沈殿がしばしば認められ、一部の割れ目は炭酸塩鉱物で充填されており、地下水やガスの自噴が認められないものもある。また、地下環境において炭酸カルシウムの沈殿速度は極めて速い可能性があり ([Yoshida et al., 2015](#))、実際に炭酸カルシウムによって地下深部の水みちがシーリングされている例もある ([石橋ほか, 2014](#))。これらのことから、深部流体から沈殿した炭酸塩鉱物が水みちをシーリングしている可能性がある。ただし炭酸塩鉱物は溶解速度も速く、一度閉じた割れ目が化学反応の結果として再び水みちとなる可能性も否定できない。

#### 4.3. 西南日本における深部流体の分布傾向と地表付近の挙動

調査地域における深部流体の議論をもとに、西南日本における深部流体の分布傾向について考察を行った。



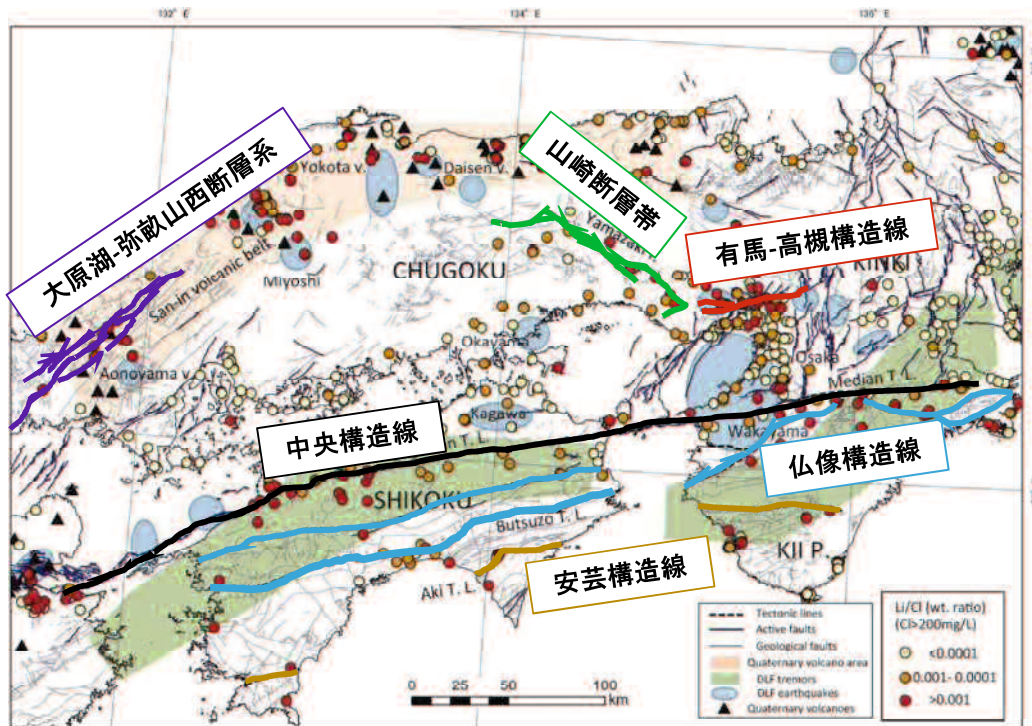


図 21 深部流体と構造線の分布図

地下水・温泉水の Li/Cl 比の分布図は風早ほか (2014) を引用。

#### 4.3.1. 深部流体の大局的な分布傾向

##### 1) 深部流体の湧出地点と地質構造

風早ほか (2014) は、Li/Cl 比に基づき深部流体が関与している地下水の分布傾向を推測している。彼らは、西南日本における深部流体の分布は火山列や大規模構造線の近傍に偏在しており、かつその地下では深部低周波地震が発生していることを明らかとした。さらに、深部流体が地殻深部から表層へ上昇するには上昇経路が必要であり、火山や構造線がその水みちとなっている可能性があるとして述べている。このうち第四紀火山に関連する火山性流体は、カルデラや単成火山群を除くと火山の噴火中心から半径 15 km の範囲に収まる (核燃料サイクル開発機構, 1999)。一方で、構造線を利用する有馬型深部流体については、その分布と構造線との離間距離は明らかにされていない。そこで、風早ほか (2014) および本研究の成果を用いて、深部流体と構造線との水平距離を測定した。

対象とする構造線は、中央構造線 (MTL) 断層帯、仏像構造線 (BTL)、安芸構造線 (安芸 TL)、有馬-高槻断層帯、山崎断層帯、大原湖-弥畝山西断層系の 6 つとし、これらの構造線の分布は地震調査研究推進本部 (2006; 2013)、三海 (2006MS)、金折・遠田 (2007)、地震調査研究推進本部地震調査委員会編 (2009)、磯崎ほか (2010)、相山・金折 (2012) を参考にした (図 21)。地図の精度を考慮して離間距離を 2 km 単位に設定し、構造線から 2 km 毎に深部流体が分布している数をカウントした (図 22)。途中で別の断層系や活断層と遭

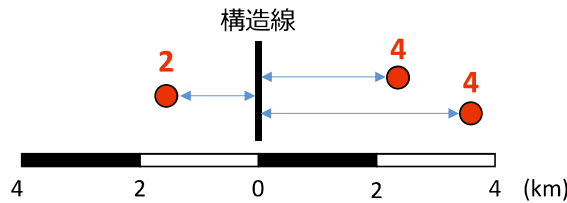


図 22 深部流体と構造線の離間距離の数え方

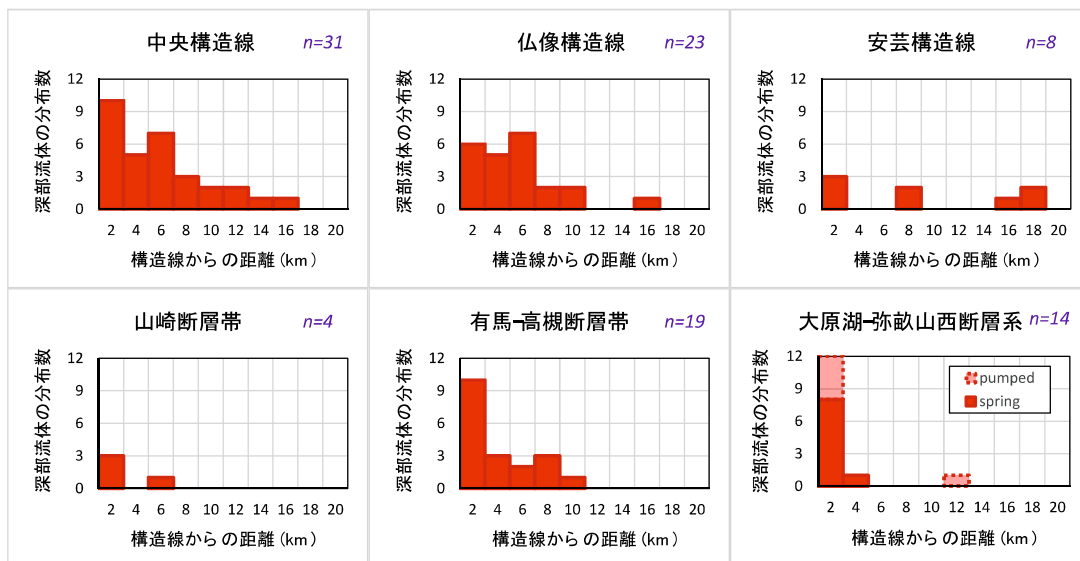


図 23 深部流体と構造線の離間距離の関係

大原湖-弥叡山西断層系沿いの深部流体は、実線が自然湧水、点線が掘削揚湯を示す。

遇する場合はカウントを中止した。

集計結果を図 23 に示す。深部流体の分布箇所は、各構造線から水平距離で 20 km 以内に収まる。すなわち、深部流体は構造線から 20 km の範囲に分布すると考えられる。また、深部流体の分布は、MTL、BTL や安芸 TL といった比較的大規模な構造線と比較すると、有馬-高槻断層帯、山崎断層帯や大原湖-弥叡山西断層系といった比較的小規模な構造線沿いでは構造線近傍に集中している。そこで、構造線の総延長が引用できる中央構造線断層帯、有馬-高槻断層帯、山崎断層帯および大原湖-弥叡山西断層系を対象に、構造線の総延長と深部流体の離間距離の関係を比較した (図 24)。その結果、両者は比例関係を示すことと、構造線の長さ (L) に対する深部流体の分布幅 (W) は数%程度であることが明らかになった。したがって、深部流体の平面的な拡がり、は、構造線の規模に関係していると考えられる。先に述べた、深部流体の分布と関係があると考えられる断層系の地震学的プロセスゾーンも、断層系の総延長に対して数%程度の幅を示している (金折・遠田, 2007)。したがって、本検討の結果は、調査地域で推測された結果と調和的である。

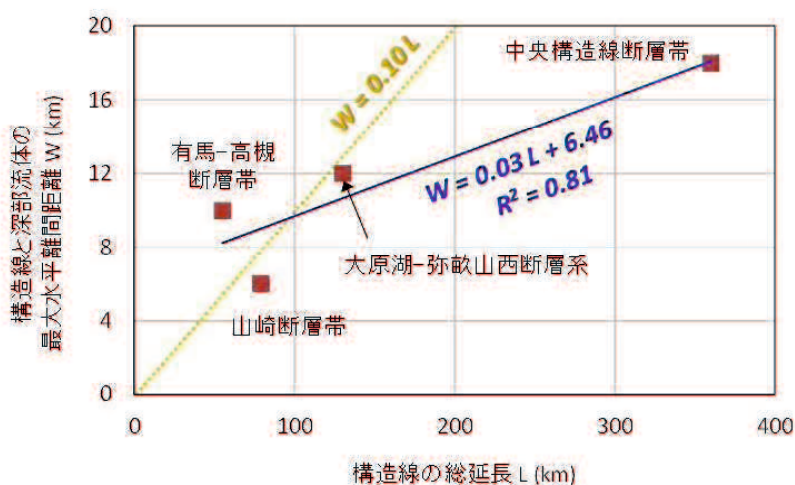


図 24 構造線の長さ L と深部流体の分布幅 W の関係

ただし、有馬-高槻断層帯は、構造線の総延長が比較的短いにも関わらず、深部流体が広く分布する傾向がある ( $W/L=0.18$ )。有馬-高槻断層帯の周辺では、直近に六甲-淡路島断層帯、上町断層帯などの断層帯が分布していることや、北部の広い範囲で微小地震が頻発していること (青柳・阿部, 2005) から、深部流体が利用できる断裂が広く分布している可能性がある。さらに Ide et al. (2010) は、有馬温泉周辺の地下ではフィリピン海プレートが分離しており、マントルまで到達する裂け目が存在する可能性があることを指摘している。このような地下構造によって、構造線の長さや深部流体の分布の関係が他の地域と異なっている可能性もある。

また、本検討は Li/Cl 比に基づき判別された深部流体を対象としたが、深部流体が関与しているかどうかを判断するためには、水やガスの同位体組成などを用いた詳細な検討が必要である (例えば、大沢ほか, 2015)。しかし、地下水の地化学的特徴や分布に関するデータ量は地域によって差がある事から、それぞれの構造線沿いに分布する深部流体のデータを拡充し、より詳細な議論を展開していくことが重要である。

## 2) 深部流体の深度方向の分布傾向

調査地域では、地下で発生している微小地震帯が大原湖-弥畝山西断層系の北部に帯状に分布し (金折・遠田, 2007)、この地震による断裂が深部流体の主要な水みちとなっている可能性があることを既に指摘した。したがって、深部流体の地下における分布は、移動経路となる構造線の分布に規制される可能性がある。中央構造線の例として、田中ほか (2013) は大阪府の石仏湧水群が中央構造線から北に約 15 km の地点に位置することから、深部流体が地下深部で中央構造線の派生断層に乗り移って地表へ上昇してきている可能性を指摘している。また、兵庫県の有馬温泉街では、深部流体の分布は有馬-高槻断層帯を構成する場的場山断層の北部に集中しており、南部では認められない (益子ほか, 2011; 中村, 2011BS)。

有馬-高槻断層帯は、全体的には北傾斜を示すとされており(地震調査研究推進本部, 2006), 深部流体の分布と調和的である。

これらのことから、深部流体の地表における分布は、調査地域で得られた結果と同様に、水みちとなる構造線の特徴に規制されていると考えられる。

#### 4.3.2. 数 km スケールの分布傾向

ここまでの議論で、深部流体の流動と分布が断層系の地震学的プロセスゾーンと関連している可能性が高いことを既に指摘した。一方で、数 km スケールで見ると活断層だけでなく、その近傍の地質断層や地質境界に沿って点在している。したがって、深部流体の主な移動経路は大規模な構造線であると考えられるが、数 km スケールではその周辺の地質構造を利用していると考えられる。

兵庫県の有馬温泉は、有馬-高槻断層帯を構成するの場山断層の北側に位置している(益子ほか, 2011)。また、CSAMT 法による比抵抗探査(益子ほか, 2011; 西村ほか, 2015)、土壌中の二酸化炭素ガス濃度の分布傾向(益子ほか, 2011)や、掘削場所および深度と温泉水の塩化物イオン濃度との関係を整理した結果(中村, 2011BS)から、有馬-高槻断層帯を構成するの場山断層と交差する南北系の断層が推定されており、深部流体はこの南北系断層を利用して流動していると考えられている。さらに、有馬-高槻断層帯の周辺では、断層帯の北部に微小地震の集中域が存在する(地震調査研究推進本部地震調査委員会編, 2009)。したがって、調査地域と同様に、有馬温泉周辺における深部流体の流動経路は断層帯であると考えられるが、それらと交差する地質構造を利用していると考えられる。

一方で、大阪府の石仏湧水群近傍では、調査地域や有馬温泉周辺のように微小地震が集中していない(例えば、青柳・阿部, 2005)。また、石仏地域では地下深部で深部低周波微動が生じており(高橋・宮村, 2009)、深部流体が断層破砕帯を通過した痕跡がある(田中ほか, 2013)。したがって、微小地震が集中していない地域であっても、深部流体が地下に存在し、上昇する経路があれば、深部流体が地表へ湧出する可能性がある。このような場合は、深部低周波微動の分布や地表踏査の結果を用いることで、深部流体の存在を把握することができると考えられる。

次に、深部流体の深度方向における分布傾向を把握するため、深部流体の水質と深度の関係を整理した(図 25)。深部流体の端成分の塩化物イオン濃度は前述した通り 30,000~40,000 mg/L と考えられる(Kazahaya et al., 2011; Kawamoto et al., 2013)が、有馬温泉を除くとおおむね半分程度の濃度である。また、深部流体がスラブの脱水流体だとすると、本来は非常に高温であると考えられるが、有馬温泉を除いた各地域の深部流体は、深度千数百 m においても 50°C以下を示す。したがって、有馬温泉のように端成分と同程度の濃度を保持して深部流体が上昇してきている地域を除けば、本研究の調査結果で推測されたように、深部流体は深度千 m の地点で表層地下水によって半分程度まで希釈されていると考えられる。

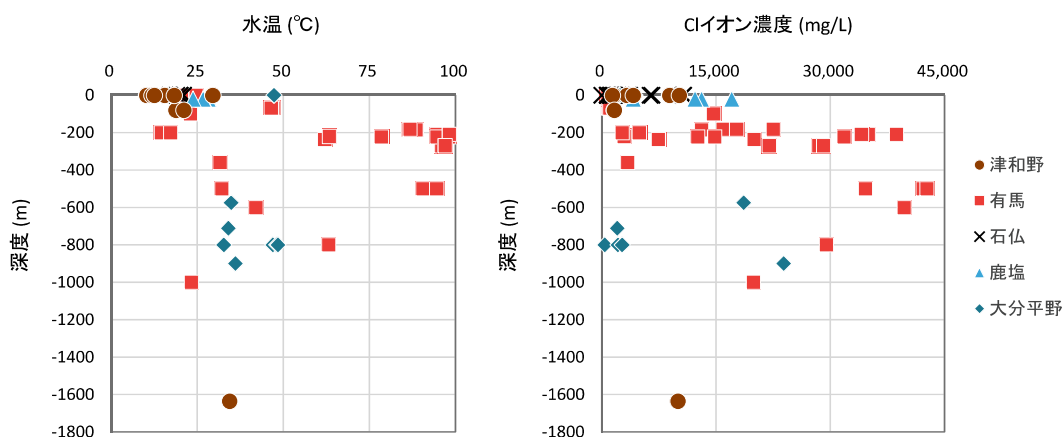


図 25 深部流体の深度と水温および Cl イオン濃度の関係

有馬温泉と石仏湧水群は Matsubaya et al. (1973) および Masuda et al. (1985), 鹿塩温泉は橋爪 (1984), 大分平野深部熱水は網田ほか (2005) を引用。

#### 4.3.3. 露頭スケールにおける分布傾向

本研究の結果、深部流体は断層に関連すると考えられる割れ目を利用しているが、片理面に沿う連続性の悪い割れ目も利用していることが明らかとなった。このスケールの調査を報告した事例は少ないが、田中ほか (2013) は大阪府の石仏湧水群を対象として露頭調査を行っており、深部流体がカタクレサイトやその周辺岩盤に発達する割れ目を利用して自噴していることを報告している。

断層破碎帯の周辺岩盤には、断層活動の影響を受けたダメージゾーン (Vermilye and Scholz, 1998) が分布し、割れ目頻度が高いため透水性も比較的高いと考えられている (金折, 2001; 吉田ほか, 2009; Mitchell et al., 2011)。したがって、深部流体は地下数十 km では地震を伴う断層を利用し、地表付近では断層破碎帯を利用していると考えられるが、その周辺に発達したダメージゾーンなど、透水性の高い場所も通過しうると考えられる。このことは、深部流体の自噴箇所が、断層破碎帯だけでなく岩盤中に発達する小さな割れ目であることと調和的である。ただし、このスケールの記載は調査地域と石仏湧水群 (田中ほか, 2013) で行われているのみであり、今後、西南日本の各地域において深部流体と地質・地質構造の関係を把握していく必要がある。

#### 4.4. まとめ

島根県南西部～山口県北東部において自噴する鉱泉水およびガスを対象として地化学的特徴と分布傾向を把握し、地表付近における挙動について考察を行った。その結果、以下の結論が得られた。

- ・ 調査地域の鉱泉水には、スラブから脱水した深部流体が関与していると考えられる。調査地域において深部流体の寄与量が最も高いのは津和野地域である。

- ・ 既往報告による深部流体の端成分と比較すると、調査地域の深部流体は表層水によって半分以下に希釈されている。また、表層水による希釈は地下 1,600m の地点で既に生じていると考えられる。
- ・ 調査地域の地下には、地震波トモグラフィーによる低速度体や深部低周波微動が分布していることから、流体の存在が示唆される。
- ・ 調査地域周辺における地下水の塩化物イオン濃度やヘリウム同位体比の分布傾向は、調査地域を中心とした同心円状の分布傾向を示す。これらのデータと先に述べた地球物理学的データの傾向から、深部流体は調査地域の地下深部からダイアピル状に上昇していると考えられる。
- ・ 深部流体は、地下 20 km 以浅では、大原湖-弥畝山西断層系に沿って分布する地震学的プロセスゾーンを利用して地表へ上昇していると考えられる。一方で、数 km スケールにおける深部流体の分布傾向からは、深部流体は活断層だけでなく、それと交差する地質断層などに沿って分布すると推測される。
- ・ 深部流体の湧出箇所は河床に偏在していること、上位に堆積層がある地域では地下に伏在している可能性があること、二酸化炭素の脱ガスが深部流体の自噴の駆動力に関与していることが明らかになった。これらのことから、深部流体の地表付近における挙動は、表層地下水や地質・地質構造に大きく規制されていると考えられる。

さらに、調査地域で得た結論をもとに西南日本における深部流体の分布傾向と地表付近の挙動について考察した結果、以下の結論が得られた。

- ・ 構造線沿いに存在する深部流体の分布は、構造線から水平距離にして 20 km の範囲に収まる。その離間距離は構造線の規模と関係する傾向があり、深部流体の分布幅は構造線の総延長に対して数%程度である可能性がある。
- ・ 深部流体は、地表付近では活断層と交差する地質構造を利用していると考えられる。また地表付近では、断層破碎帯だけではなくその周辺に発達する透水性の高い領域を利用していると考えられる。
- ・ 兵庫県有馬地域を除き、深部流体は表層地下水によって半分程度に希釈されていると考えられる。表層水による希釈が生じている深度は千数百 m 規模である。

#### [引用文献]

- 相山光太郎・金折裕司 (2012): 隣接する活断層の連結性と変位様式 —弥畝山西断層と都茂断層の例—. 応用地質, **53**, 21-30.
- 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.
- 青柳恭平・阿部信太郎 (2005): 日本列島陸域における地震活動度の地域性に関する統計的

- 検討. 電力中央研究所報告, N04037, 16p.
- Duan, Z. and Sun, R. (2003): An improved model calculating CO<sub>2</sub> solubility in pure water and aqueous NaCl solutions from 273 to 533 K and from 0 to 2000 bar. *Chemical Geology*, **193**, 257-271.
- 藤田岳之・秋山 卓・鈴木紀生・武藤 豊・石井栄一・前田直樹・田中康裕・伊藤芳朗・斎藤道夫 (1997): 島根県津和野間欠泉のメカニズム. 関東学院大学工学部研究発表講演会, 67-68.
- 舟木泰智・石井英一・常盤哲也 (2009): 新第三紀堆積岩中の割れ目は主要な水みちとなり得るか?. *応用地質*, **50**, 238-247.
- Giggenbach, W.F. (1992): Isotopic shifts in waters from geothermal and volcanic systems along convergent plate boundaries and their origin. *Earth and Planetary Science Letters*, **113**, 495-510.
- 橋爪 傅 (1984): 中央構造線外帯 (伊那谷) における食塩泉に関する地球化学的研究. *温泉科学*, **35**, 1-10.
- Hedenquist, J.W. and Lowenstern, J.B. (1994): The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits. *Nature*, **370**, 519-527.
- ヘフス, J. (2007): 同位体地球化学の基礎. 和田秀樹・服部陽子訳, シュプリンガー・ジャパン, 383p.
- Ide, S., Shiomi, K., Mochizuki, K., Tonegawa, T. and Kimura, G. (2010): Split Philippine Sea plate beneath Japan. *Geophysical Research Letters*, **37**, L21304, doi: 10.1029/2010GL044585.
- 石橋正祐紀・安藤友美・笹尾英嗣・湯口貴史・西本昌司・吉田英一 (2014): 深部結晶質岩における割れ目の形成・充填過程と透水性割れ目の地質学的特徴 —土岐花崗岩を例として—. *応用地質*, **55**, 156-165.
- 磯崎行雄・丸山茂徳・青木一勝・中間隆晃・宮下 敦・大藤 茂 (2010): 日本列島の地体構造区分再訪 —太平洋型 (都城型) 造山帯構成单元および境界の分類・定義—. *地学雑誌*, **119**, 999-1053.
- [http://www.jishin.go.jp/resource/seismicity\\_japan/](http://www.jishin.go.jp/resource/seismicity_japan/)
- 地震調査研究推進本部 (2006): 有馬-高槻断層帯の評価. 2015年12月6日閲覧.  
[http://www.jishin.go.jp/main/chousa/katsudansou\\_pdf/76\\_arima-takatsuki.pdf](http://www.jishin.go.jp/main/chousa/katsudansou_pdf/76_arima-takatsuki.pdf),
- 地震調査研究推進本部 (2013): 山崎断層帯の長期評価 (一部改訂) について. 2016年1月4日閲覧.  
[http://jishin.go.jp/main/chousa/katsudansou\\_pdf/82\\_yamasaki\\_2.pdf](http://jishin.go.jp/main/chousa/katsudansou_pdf/82_yamasaki_2.pdf)
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会編 (2009): 日本の地震活動 —被害地震から見た地域別の特徴— 第2版. 2015年1月4日閲覧.
- 角縁 進・永尾隆志 (1994): 青野山火山群のデイサイトはアダカイトか?. 日本火山学会

- 講演予稿集, 173.
- 核燃料サイクル開発機構 (1999): わが国における高レベル放射性廃棄物地層処分の技術的信頼性 —地層処分研究開発第2次取りまとめ— 分冊1 わが国の地質環境. サイクル機構技術資料, JNC TN1400 99-021.
- Kamata, H. (1998): Quaternary volcanic front at the junction of the South-west Japan Arc and the Ryukyu Arc. *Journal of Asian Earth Sciences*, **16**, 67-75.
- 金折裕司 (2001): 断層の影響はどこまで及んでいるか. *応用地質*, **41**, 323-332.
- 金折裕司・遠田晋次 (2007): 中国地方西部に認められるプレート内山ロー出雲地震帯の成因と地震活動. *自然災害科学*, **25**, 507-523.
- 片山郁夫・平内健一・中島淳一 (2010): 日本列島下での沈み込みプロセスの多様性. *地学雑誌*, **119**, 205-223.
- Katayama, I., Terada, T., Okazaki, K. and Tanikawa, W. (2012): Episodic tremor and slow slip potentially linked to permeability contrasts at the Moho. *Nature Geoscience*, **5**, 731-734.
- Kawamoto, T., Yoshikawa, M., Kumagai, Y., Mirabueno, M.H.T., Okuno, M. and Kobayashi, T. (2013): Mantle wedge infiltrated with saline fluids from dehydration and decarbonation of subducting slab. *Proceedings of the National Academy of Sciences, U.S.A.*, **110**, 9663-9668.
- 風早康平・安原正也・高橋 浩・森川徳敏・大和田道子・戸崎裕貴・浅井和由 (2007): 同位体・希ガスレーザーによる地下水研究の現状と新展開. *日本水文科学会誌*, **37**, 221-252.
- Kazahaya, K., Matsuzawa, T., Hasegawa, A., Yasuhara, M., Takahashi, M., Oyama, Y. and Iwamori, H. (2011): CO<sub>2</sub>-bearing saline water found in groundwater, related to deep low frequency earthquakes. *American Geophysical Union, Fall Meeting 2011*, abstract #V41D-2543.
- 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.
- Kusuda, C., Iwamori, H., Nakamura, H., Kazahaya, K. and Morikawa, N. (2014): Arima hot spring waters as a deep-seated brine from subducting slab. *Earth, Planets and Space*, **66**, doi:10.1186/1880-5981-66-119.
- 馬原保典・中田英二・大山隆弘・宮川公雄・五十嵐敏文・市原義久・松本裕之 (2006): 化石海水の同定法の提案 —太平洋炭鉱における地下水水質・同位体分布と地下水年代評価—. *地下水学会誌*, **48**, 17-33.
- Marschall, H.R. and Schumacher, J.C. (2012): Arc magmas sourced from mélange diapirs in



- subduction zones. *Nature Geoscience*, **5**, 862-867.
- 益田晴恵 (2011): 地球深部の窓—有馬温泉. 温泉科学, **61**, 203-221.
- 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. *Geochemical Journal*, **19**, 149-162.
- 益子 保・大塚晃弘・高橋孝行・安藤 大 (2011): 有馬温泉炭酸泉の湧出に関わる射場山断層. 温泉科学, **61**, 33-48.
- Matsubaya, O., Sakai, H., Kusachi, I. and Satake, H. (1973): Hydrogen and oxygen isotopic ratios and major element chemistry of Japanese thermal water systems. *Geochemical Journal*, **7**, 123-151.
- Meyers, J.D. (1968): Differential pressures, a trapping mechanism in Gulf Coast oil and gas fields. *Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions*, **18**, 56-80.
- Mitchell, T.M., Ben-Zion, Y. and Shimamoto, T. (2011): Pulverized fault rocks and damage asymmetry along the Arima-Takatsuki Tectonic Line, Japan. *Earth and Planetary Science Letters*, **308**, 284-297.
- 三海俊則 (2006MS): 島根県南西部～山口県北東部の断層群の性状および関連性. 山口大学大学院理工学研究科修士論文, 71p.
- 宮川公雄・馬原保典 (2005): 地下水流動における断層破碎帯影響評価手法—地下水化学的調査の適用と系統的評価手段の提案—. 電力中央研究所報告, N04039, 26p.
- Nakajima, J. and Hasegawa, A. (2007): Tomographic evidence for the mantle upwelling beneath southwestern Japan and its implications for arc magmatism. *Earth and Planetary Science Letters*, **254**, 90-105.
- 中村 彩 (2011BS): 神戸市有馬型温泉の地質と温泉水の地化学特性. 山口大学理学部地球圏システム科学科卒業論文, 41p.
- Nicholson, K. (1993): *Geothermal Fluids. Chemistry and Exploration Techniques*, Springer-Verlag, 263p.
- 西村 進 (2000): 紀伊半島における前弧火成作用と温泉. 温泉科学, **49**, 207-216.
- 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.
- 西村 進・桂 郁夫・西田潤一・川崎逸男・城森信豪 (2015): 有馬温泉の貯留層について. 温泉科学, **65**, 14-24.
- Nishio, Y., Okamura, K., Tanimizu, M., Ishikawa, T. and Sano, Y. (2010): Lithium and strontium isotopic systematics of waters around Ontake volcano, Japan: Implications for deep-seated fluids and earthquake swarms. *Earth and Planetary Science Letters*, **297**, 567-576.
- 西山成哲・田中和広・鈴木浩一 (2014): 未確認の深部流体が断層沿いに上昇する可能性. 日本応用地質学会中国四国支部研究発表会発表論文集, 13-14.

- 西山成哲・田中和広 (2015): 湧出量の時間変化から見た深部流体の流動特性 —山口県徳佐盆地の例—. 日本地質学会西日本支部講演要旨集, p.20.
- 大沢信二・網田和宏・大上和敏・酒井拓哉・三島壮智 (2015): 有馬型熱水と水質のよく似た同位体的性質の異なる高塩分温泉—兵庫県吉川温泉の例. 温泉科学, **64**, 369-379.
- Oki, Y. and Hirano, T. (1970): The geothermal system of the Hakone volcano. *Geothermics, special issue 2*, 1157-1166.
- 産業技術総合研究所 (2004): 日本列島及びその周辺域の地温勾配及び地殻熱流量データベース. 数値地質図 P-5.
- Sano, Y., Takahata, N. and Seno, T. (2006): Geographical Distribution of  $^3\text{He}/^4\text{He}$  Ratios in the Chugoku District, Southwestern Japan. *Pure and Applied Geophysics*, **163**, 745-757.
- 佐々木宗建・徂徠正夫・奥山康子・村岡洋文 (2009): 本邦の炭酸塩沈殿物を多量に伴う温泉・鉱泉の地化学的特徴 —CO<sub>2</sub> 地中貯留に対するナチュラルアナログの可能性—. 岩石鉱物科学, **38**, 175-197.
- Shiomi, K., Matsubara, M., Ito, Y. and Obara, K. (2008): Simple relationship between seismic activity along Philippine Sea slab and geometry of oceanic Moho beneath southwest Japan. *Geophysical Journal International*, **173**, 1018-1029.
- Suzuki, K., Kusano, Y., Ochi, R., Nishiyama, N., Tokunaga, T. and Tanaka, K. (2016): Electromagnetic exploration in high-salinity groundwater zones: case studies from volcanic and soft sedimentary sites in coastal Japan. *Exploration Geophysics*, Published online 20 January 2016, <http://dx.doi.org/10.1071/EG15121>.
- 高橋浩晃・宮村淳一 (2009): 日本列島における深部低周波地震の発生状況. 北海道大学地球物理学研究報告, **72**, 177-190.
- 田中和広・東田優記・村上裕晃 (2013): 紀伊半島の中央構造線付近に見られる深部流体と地質・地質構造. 日本水文科学会誌, **43**, 137-150.
- 登坂博行 (2006): 地圏の水環境科学. 東京大学出版会, 364p.
- Tóth, J. (1963): A Theoretical analysis of groundwater flow in small drainage basins. *Journal of Geophysical Research*, **68**, 4795-4812.
- Vermilye, J.M. and Scholz, C.H. (1998): The process zone: A microstructural view of fault growth. *Journal of Geophysical Research*, **103**, 12223-12237.
- Wannamaker, P.E., Caldwell, T.G., Jiracek, G.R., Maris, V., Hill, G.J., Ogawa, Y., Bibby, H.M., Bennie, S.L. and Heise, W. (2009): The fluid and deformation regime of an advancing subduction system at Marlborough, New Zealand. *Nature*, **460**, 733-737.
- 矢野雄策・田中明子・高橋正明・大久保泰邦・笹田政克・梅田浩司・中司 昇 (1999): 300万分の1日本列島地温勾配図. 地質調査所.
- 安川知里・田中和広 (2008): 山口市湯田温泉の温泉水の地球化学的特徴と起源. 山口地学

会誌, **60**, 9-20.

吉田英一・大嶋章浩・吉村久美子・長友晃夫・西本昌司 (2009): 断層周辺に発達する割れ目形態とその特徴 —阿寺断層における'ダメージゾーン'解析の試み—. 応用地質, **50**, 16-28.

Yoshida H., Ujihara, A., Minami, M., Asahara, Y., Katsuta, N., Yamamoto, K., Sirono, S., Maruyama, I., Nishimoto, S. and Metcalfe, R. (2015): Early post-mortem formation of carbonate concretions around tusk-shells over week-month timescales. *Scientific Reports*, **5**, DOI: 10.1038/srep14123.

Zhao, D., Mishra, O.P. and Sanda, R. (2002): Influence of fluids and magma on earthquakes: seismological evidence. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **132**, 249-267.

## 第5章 深部流体と地層処分

### 5.1. 地層処分事業と深部流体の関係

原子力施設等から排出される高レベル放射性廃棄物について、日本では2000年に「特定放射性廃棄物の最終処分に関する法律（以下「特廃法」）」が制定され、同年に設立された原子力発電環境整備機構（以下「原環機構」）が実施主体となって地層処分することが法律で定められた。地層処分とは、高レベル放射性廃棄物を地下深部（地下300m以深）に設置し、核種の流出を遅延させることを目的とした人工バリアと、天然環境を利用した天然バリアから構成される多重バリアシステムによって安全性を確保するものである（原環機構, 2009）。日本における地層処分事業は、サイクル機構がまとめた報告書（サイクル機構, 1999）により、主に以下の3点が確認でき、わが国にも技術的基盤が整備されたことを受けて事業段階へ進んでいる；(1) わが国にも地層処分概念の成立に必要な条件を満たす地質環境が広く存在すること、(2) 幅広い地質環境条件に対して人工バリアや処分施設を適切に設計・施工する技術が開発されたこと、(3) 長期にわたる安全性を予測的に評価する方法が開発され、それを用いて安全性が確認されたこと。すなわち、適切な場所を選定することで、地層処分が可能であるということを示したものである。

地層処分における安全の妥当性を判断する「安全評価」は、大きく2つのシナリオに基づき、人間とその生活環境が受けると想定される線量を評価することによってなされる。現時点で想定されるシナリオには、天然現象や人間活動によって放射性核種が生活環境にもたらされるという「接近シナリオ」と、漏出した核種が地下水の移行に伴ってもたらされるという「地下水シナリオ」とがある（サイクル機構, 1999）。すなわち、地層処分のバリアシステムには、廃棄体を我々の生活環境から隔離する「物理的隔離機能」と、放射性核種が地下深部から地表へ移動するのを遅らせる「閉じ込め機能」の2つの機能が期待されている（原環機構, 2011）。地層処分場を選定する際には、概要調査、精密調査、最終処分施設建設時の各調査段階を経て候補地を絞り込むこととし、地層処分場に期待される2つの機能を著しく低下させる可能性がある場所は選定しないこととされている（原環機構, 2009）。

具体的には、特廃法による法定要件と原子力安全委員会（2002）により提言された考慮すべき環境要件をふまえ、①地震・断層活動、②火山・火成活動、③隆起・侵食、④第四紀末固結堆積物、⑤鉱物資源の分布地域が「法定要件に関する事項」として設定されている（原環機構, 2009）。すなわち、これらの自然現象によって地層処分のバリアシステムが著しい影響を受ける可能性がある場所は、地層処分場の概要調査地区として選定しない。一方で、深部流体はその存在が指摘されたのが比較的最近のことであり（産総研, 2007; 2012）、地層処分のバリアシステムに影響を与える可能性があることが指摘されつつある（産総研, 2007; 2012; 地層処分技術 WG, 2014）ものの、地層処分事業における深部流体の考え方について詳細に議論した例はほとんどない。したがって、深部流体が地層処分のバ

表 7 閉じ込め機能に影響を与える各要因と深部流体の特徴

引用文献は本文参照。

要因	閉じ込め機能への影響	しきい値	深部流体の最大値
温度	緩衝材が変質	100°C (処分深度)	約100°C (有馬温泉), その他は50°C以下 (-1,000m規模)
pH	低pH: 緩衝材と天然バリアの 取着機能の低下 高/低pH: ガラス固化体の溶出 速度の増加	具体的な値は議論されていないが、浅層地下水のpHは5~9程度	6~9程度
塩濃度	塩濃度の増加により緩衝材の 透水係数が増加	海水と同程度の塩濃度の場合、緩衝材の透水係数が1~2桁上昇 (上昇後の透水係数は $10^{-10}$ m/s程度)	海水の2倍程度 (有馬温泉)
炭酸種	オーバーバックが不動態化し、 局部腐食に発展	0.5 mol/L以上 (重炭酸イオン換算で約30,500 mg/L)	重炭酸イオン濃度で約19,000 mg/L (大分平野深部熱水)

リアシステムに与える可能性がある影響を整理する必要がある。

本章では、深部流体が地層処分システムに与える影響について、閉じ込め機能と物理的隔離機能の2つの視点から検討する。

## 5.2. 閉じ込め機能に影響を与える要因

地層処分技術 WG (2014) は、人工バリアの設置環境として好ましい地質環境を、低温環境下であり、地下水が極端な pH でなく、酸化状態でなく、含有する炭酸成分が少ないこととしている。したがって、このような条件から逸脱する特徴をもつ流体が地層処分場に接触することは避けるべきである。一方、深部流体の化学的な特徴は、低 pH・高温・高塩濃度の水であることと、多量の炭酸ガスをしばしば伴うことである (産総研, 2007)。すなわち、深部流体が人工バリアと接触した場合、温度、pH、炭酸および塩濃度によってその機能を低下させる恐れがある。地層処分技術 WG (2014) は、高橋ほか(2011)や尾山ほか(2011)に基づき、深部流体の特徴として炭酸化学種に富むことを指摘し、保守的な観点から見れば、深部流体は化学場に対して著しい影響を与える事象であると述べている。一方で、その他の要因に関する具体的な検討はなされていない。本項では、深部流体が閉じ込め機能に影響を与える可能性がある各要因について表 7 のようにまとめ、各条件について検討する。

ただしこの特徴のうち塩濃度は、海水と同程度の地下水であっても、緩衝材の締固め圧を上げることで蒸留水と同程度の透水係数を担保できるため (長谷川, 2004)、塩濃度は考慮しない。

### 5.2.1. 地下水の温度

100°Cを超える高温環境下では、人工バリアのうち緩衝材として用いるベントナイトが変質し、膨潤性や遮水性を失うおそれがある (Karlund et al., 2000)。そのため、おおむね 100°C を超える流体が地層処分場へ侵入するようなケースは避けるべきである (サイクル機構,

1999)。深部流体の特徴としては、兵庫県の有馬温泉は地表において 100°C前後の高温を示す (Matsubaya et al., 1973)。したがって、有馬地域に分布する深部流体によっては、閉じ込め機能を喪失する可能性が否定できない。一方で、他の地域で認められる深部流体は表層地下水によって希釈されており、地下千 m においても 50°C前後を示す (図 25)。すなわち、有馬地域を除けば、深部流体の温度が地層処分システムの閉じ込め機能に与える影響は低いと推測される。

### 5.2.2. 地下水の pH

地下水の pH が極端に低い場合、緩衝材 (ベントナイト) や天然バリアである岩盤が有する放射性核種の収着機能が低下する傾向があり (館ほか, 2008; 産総研, 2012)、高 pH および低 pH の溶液はガラス固化体の溶出速度を増加させる傾向がある (Inagaki et al., 2012)。したがって、極端に高いあるいは低い pH を示す地下水が分布する場所は、サイト選定時に回避すべきである (地層処分技術 WG, 2014)。深部流体の pH は場所によって幅があるものの、おおむね 6~9 を示す (Matsubaya et al., 1973; Masuda et al., 1985; 網田ほか, 2005; 田中ほか, 2013)。この値は日本の浅層地下水の値 (おおむね 5~9 程度; 浅森ほか, 2007) と同程度である。このことから、深部流体の pH が地層処分システムの閉じ込め機能に与える影響は低いと推測される。

### 5.2.3. 地下水の炭酸成分の濃度

炭酸成分が 0.5 mol/L (重炭酸イオン濃度に換算すると 30,500 mg/L) を越えて溶存している地下水が存在していると、人工バリアの一つであるオーバーパックが不動態化し、局部腐食に発展し、局所的に穴が生じるおそれがある (谷口ほか, 1999)。一方、深部流体が含有している炭酸成分は、最も高い値であっても大分平野深部熱水の約 19,000 mg/L (網田ほか, 2005) である。したがって、地表付近における深部流体の炭酸成分の濃度から単純に検討すると、深部流体に含まれる炭酸成分は地層処分システムの閉じ込め機能に与える影響は低いと推測される。

### 5.2.4. 地下深部における深部流体の地化学的特徴について

地下水に溶解しうるガスの濃度は、一般的には圧力が高くなると増加する。二酸化炭素ガスの溶解度は、50 気圧まではほぼ圧力に比例する (Duan and Sun, 1990)。地下深部に分布する地下水の水圧が地表の地下水よりも高い値を示すことを考慮すると、地表付近で認められる炭酸ガスは、地下深部では地下水に溶存している可能性がある。このことを考慮して、ガス/水比が実際に求められている調査地域のデータを用いて、二酸化炭素ガスが全て溶解した際の炭酸成分の濃度を算出した。炭酸成分の流量が地表と地下深部で変わらないと仮定すれば、調査地域における深部流体の全炭酸成分の流量は 0.1 mol/L 前後と算出された。この値は、地下水の値と比較して 2 倍程度高い値である。また、二酸化炭素がイオン

化する際には、pHが低下する傾向がある（三戸ほか, 2008）ここで、地下水の二酸化炭素濃度を0.1 mol/Lとし、Plummer and Busenburg (1982)による25°Cにおける解離定数を用いて単純計算すると、地下水のpHは4以下と求まる。つまり、地表で測定した値よりも大きく酸性に偏る値を示すこととなる。これらのことは、地表で測定した深部流体のデータが、地下深部における深部流体の化学的なデータを必ずしも示すものではないことを示唆する。

しかし、兵庫県の有馬温泉では、深部流体が上昇する途中で炭酸に富むガス成分と塩濃度の高い水成分に分離していると推測されており（Masuda et al., 1985）、炭酸成分が必ずしも水成分と一体となって挙動しているわけではないことが示唆される。地下深部におけるガスと水の挙動は不明な点が多く、本研究のデータから現時点では断定できない。

### 5.2.5. まとめ

深部流体が存在することにより、地層処分システムにおける閉じ込め機能を低下させる可能性について検討した。具体的な要因としては、深部流体の化学的な特徴のうち、温度、pHおよび炭酸成分の濃度が該当する。それぞれの要因について個別に検討した結果、表層地下水による希釈効果や炭酸成分の脱ガスによる逸脱などに起因して、深部流体が人工バリアに与える影響は低い可能性があると考えられる。ただし、炭酸成分の挙動については不明な点が多く、深部流体の地下深部における化学的特徴に関する詳細な検討は課題として残る。

### 5.3. 物理的隔離機能に影響を与える要因

地層処分システムにおける物理的隔離機能の喪失とは、天然事象によって廃棄物が地表に著しく接近することを指し、具体的には「マグマの処分場への直撃と地表への噴出」と「著しい隆起・侵食に伴う処分場の地表への著しい接近」が挙げられている（地層処分技術WG, 2014）。また、地層処分システムの基本的な考え方は、地下深部では地下水の流速が著しく遅いということを期待するものである（サイクル機構, 1999）。一方、深部流体は沈み込むスラブ起源の流体が地表へ上昇してきていると考えられていることから、通常の地下水系とは異なり、地下深部から地表へ向かう流れを形成していると推測される。つまり、廃棄体から溶出した放射性核種が、深部流体の流動の影響を受けて直接地表へもたらされる可能性がある。このことから、深部流体が上昇している範囲は、地層処分のサイト選定時に回避することが望ましいと考えられる。

本研究で定義した「深部流体」のうち、火山性流体による熱的・化学的な影響が及ぶ範囲は、火山の噴火中心から約15 km程度であると考えられている（サイクル機構, 1999）。一方、有馬型深部流体の影響範囲に関する検討として、その分布が断層系に沿う傾向があり、地球物理学的データがその存在を示唆するなど、大局的な拡がりに関する報告はある（例えば、風早ほか, 2014）。しかし、その具体的な拡がりに関する検討はほとんどなされていない。有馬型深部流体の上昇範囲が物理的隔離機能を低下させるおそれがあることを

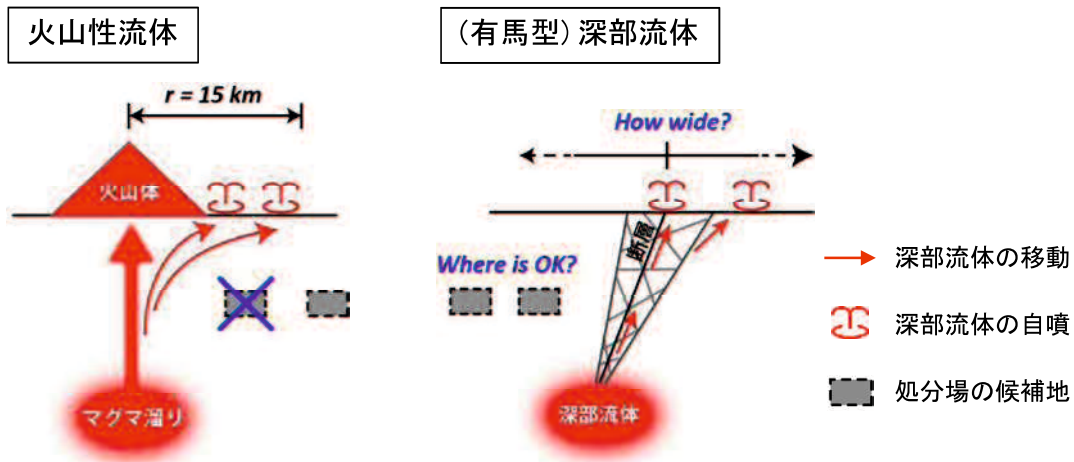


図 26 深部流体の上昇範囲の模式図

考慮すると、その上昇範囲を検討することは、処分場のサイト選定に重要な知見をもたらすと考えられる (図 26)。そこで本項では、本研究の成果を中心に、深部流体の地表付近における挙動と拡がりについてまとめる。

本研究の結果から、深部流体は、地表付近では表層水によって希釈され、地表付近における深部流体の挙動は表層水の流動や脱ガスによって規制されることが明らかとなった。また、徳佐鉦泉で実施された比抵抗探査の結果 (西山ほか, 2014) から、帯水層に侵入した深部流体は自噴しない傾向があることが示唆されている。これらのことから、第三系の堆積岩が地下数 km まで及ぶ地域のように、帯水層が深い地点まで分布している地域では、リソスタティックな圧力をもって上昇してきた深部流体が地下数 km の地点で帯水層へ侵入することとなり、それ以上では静水圧を示し、通常の地下水と同じ水頭差によって流動すると考えられる。このような場所では、深部流体は物理的隔離機能に大きな影響を与えない可能性がある。一方で、割れ目系岩盤が地表に露出している地域など、帯水層が厚く分布していない地域では、深部流体は地表まで上昇することができる可能性がある。このような地域で深部流体が地層処分場と接触する場合は、深部流体が放射性核種を直接地表へもたらす可能性がある。以上のように、地質学的・水文学的な観点から、深部流体が地層処分システムに与える影響の程度が異なることが示唆される。ただし、本研究は地域を限定して議論するものではなく、また現在深部流体が認められる各地域において詳細な地下構造の調査がなされていないことから、深部流体の地表付近における上昇過程を整理するにとどめる。

深部流体の分布が深部低周波微動の分布域、大規模構造線や第四紀火山の近傍に偏在していることは既に述べられている (風早ほか, 2014)。さらに本研究の結果から、深部流体は大規模構造線から水平に 20 km 程度の幅の中において認められる傾向があること、その拡がりには構造線の規模に比例していること、有馬-高槻断層帯の近傍を除くと構造線の総延



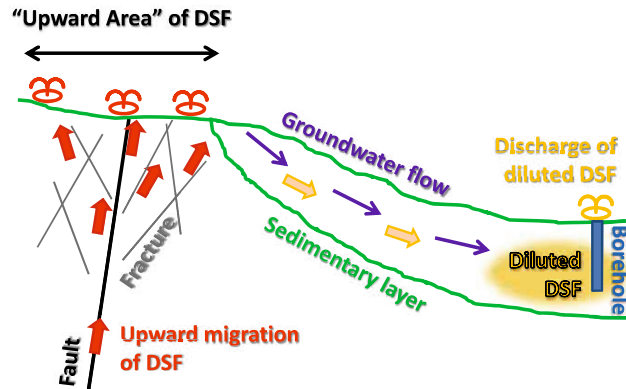


図 27 地表付近における深部流体の挙動の模式図

長の数%程度の範囲に収まる可能性があることが示された。したがって、深部流体は構造線を起点としてある幅をもった領域内で上昇すると考えられる。一方で、本研究において、①津和野地域における広域的な深部流体の分布はスポット的であると考えられること、②地下 20 km 以浅では、断層系の長さに対して数%程度の幅を持つ地震学的プロセスゾーンが深部流体の水みちとなっている可能性があること、の 2 つの結論が得られた。この結果から、深部流体が上昇する領域は、構造線に沿って一様に分布するわけではなく、主要な上昇域が存在すると考えられる。さらに、深部流体の上昇は大規模構造線の傾斜方向に依存する可能性がある（田中ほか, 2013）ため、流路となる構造線の性状を把握することが重要であると考えられる。

また、本研究の結果から、地表付近における深部流体の挙動は、地表付近の地質学的・水文学的特徴に依存することが明らかとなった。徳佐鉱泉の比抵抗探査の例では、深度数百 m の地点では断層に沿って分布する高塩濃度の流体が、地表付近では第四紀層に沿って水平方向に広がっている様子が捉えられている（西山ほか, 2014; Suzuki et al., 2016）。つまり、地表付近における深部流体の分布は、その上昇範囲と比較して広がっている可能性がある（図 27）。このことから、深部流体が上昇する範囲を推測するためには、深部流体の地化学的特徴とその分布傾向を把握し、解像度の高い物理探査手法やボーリング調査などによる深度方向のデータを組み合わせることが重要となる。

#### 5.4. まとめ

深部流体が地層処分システムに与える可能性がある影響について、閉じ込め機能と物理的隔離機能の 2 つの観点から検討した。深部流体が表層地下水によって大きく希釈されていることに起因して、地層処分システムの閉じ込め機能に対する深部流体の影響は大きくない可能性がある。ただし炭酸成分については、地下深部におけるガスと水の挙動について不明な点が多く、断定はできない。地層処分システムの物理的隔離機能については、深部流体の存在が問題となるため、その上昇領域を検討することが重要となる。深部流体の

構造線沿いにおける拡がりは、構造線の規模に比例し、構造線の総延長に対して数%程度の範囲に収まる可能性がある。一方で、深部流体は構造線全体に広がるわけではなく、スポット状に分布する傾向がある。深部流体の上昇範囲を具体的に把握するためには、地表で湧出する深部流体の地化学的特徴と分布傾向を把握し、解像度の高い物理探査を実施することが必要であると考えられる。

#### [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.
- 地層処分技術 WG (2014): 最新の科学的知見に基づく地層処分技術の再評価 ―地質環境特性および地質環境の長期安定性について―. 総合資源エネルギー調査会, 61p.
- Duan, Z. and Sun, R. (2003): An improved model calculating CO<sub>2</sub> solubility in pure water and aqueous NaCl solutions from 273 to 533 K and from 0 to 2000 bar. *Chemical Geology*, **193**, 257-271.
- 原子力安全委員会 (2002): 高レベル放射性廃棄物処分の概要調査地区選定段階において考慮すべき環境要件について. 平成 14 年 9 月 30 日.
- 原子力発電環境整備機構 (2009): 概要調査地区選定上の考慮事項. 放射性廃棄物の地層処分事業について 分冊-2.
- 原子力発電環境整備機構 (2011): 地層処分事業の安全確保 (2010 年度版) ―確かな技術による安全な地層処分の実現のために―. 原子力発電環境整備機構技術報告書, NUMO-TR-11-01.
- 長谷川琢磨 (2004): ベントナイトの透水・浸潤特性への海水影響. 電力中央研究所報告, N04005, 24p.
- Inagaki, Y., Makigaki, H., Idemitsu, K., Arima, T., Mitsui, S. and Noshita, K. (2012): Initial dissolution rate of a Japanese simulated high-level waste glass P0798 as a function of pH and temperature measured by using micro-channel flow-through test method. *Journal of Nuclear Science and Technology*, **49**, 438-449.
- 核燃料サイクル開発機構 (1999): わが国における高レベル放射性廃棄物地層処分の技術的信頼性 ―地層処分研究開発第 2 次取りまとめ― 総論レポート. JNC-TN1400-99-021.
- Karland, O., Sandén, T., Johannesson, L.E., Eriksen, T.E., Jansson, M., Wold, S., Pedersen, K., Motamedi, M. and Rosborg, B. (2000): Long term test of buffer material Final report on the pilot parcels. SKB Technical Report, SKB TR-00-22.
- 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.
- 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. *Geochemical Journal*, **19**, 149-162.
- Matsubaya, O., Sakai, H., Kusachi, I. and Satake, H. (1973): Hydrogen and oxygen isotopic ratios and major element chemistry of Japanese thermal water systems. *Geochemical Journal*, **7**, 123-151.
- 三戸彩絵子・薛 自求・大隅多加志 (2008): 二酸化炭素地中貯留における地球化学反応特性について 一長岡実証試験サイトの地層水分析例一. 地学雑誌, **117**, 753-767.
- 西山成哲・田中和広・鈴木浩一 (2014): 未確認の深部流体が断層沿いに上昇する可能性. 日本応用地質学会中国四国支部研究発表会発表論文集, 13-14.
- 尾山洋一・高橋正明・塚本 斉・風早康平・安原正也・高橋 浩・森川徳敏・大和田道子・芝原暁彦・稲村明彦 (2011): 日本列島の非火山地域における深層地下水水質と地質との関係について. 原子力バックエンド研究, **18**, 25-34.
- Plummer, L.N. and Busenberg, E. (1982): The solubilities of calcite, aragonite and vaterite in CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O solutions between 0 and 90°C, and an evaluation of the aqueous model for the system CaCO<sub>3</sub>-CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **46**, 1011-1040.
- 産業技術総合研究所深部地質環境研究センター編 (2007): 概要調査の調査・評価項目に関する技術資料 一長期変動と地質環境の科学的知見と調査の進め方一. 地質調査総合センター研究資料集, no.459.
- 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア編 (2012): 概要調査の調査・評価項目に関する技術資料 一立地要件への適合性とその根拠となる調査結果の妥当性一. 地質調査総合センター研究資料集, no.560.
- Suzuki, K., Kusano, Y., Ochi, R., Nishiyama, N., Tokunaga, T. and Tanaka, K. (2016): Electromagnetic exploration in high-salinity groundwater zones: case studies from volcanic and soft sedimentary sites in coastal Japan. *Exploration Geophysics*, Published online 20 January 2016, <http://dx.doi.org/10.1071/EG15121>.
- 舘 幸男・栃木善克・陶山忠宏・齋藤好彦・オーチス, M.・油井三和 (2008): 地層処分安全評価のための核種の収着・拡散データベースシステムの開発. 日本原子力研究開発機構研究開発報告書, JAEA-Data/Code 2008-034, 36p.
- 高橋正明・風早康平・安原正也・塚本 斉・佐藤 努・高橋 浩・森川徳敏・大和田道子・尾山洋一・芝原暁彦・稲村明彦・鈴木秀和・半田宙子・仲間純子・松尾京子・竹内久子・切田 司・大丸 純 (2011): 深層地下水データベース. 地質調査総合センター研究資料集, No.532.

- 田中和広・東田優記・村上裕晃 (2013): 紀伊半島の中央構造線付近に見られる深部流体と地質・地質構造. 日本水文科学会誌, **43**, 137-150.
- 谷口直樹・森本昌孝・本田 明 (1999): ベントナイト中における炭素鋼の不動態化条件の検討. サイクル機構技報, **4**, 87-91.

## 第6章 深部流体の調査手順の提案

ここまでで得られた考察を元に、地層処分事業における文献調査段階および概要調査段階を想定した深部流体の調査手順を提案する。

### 6.1. 文献調査段階における深部流体の調査手順

本研究の結果、深部流体が分布する可能性が高い場所は、地質学的・地球物理学的データからは、①第四紀火山の近傍である、②地下数十 km に及ぶ微小地震を伴う大規模な構造線の近傍である、③大規模構造線から水平方向に幅約 20 km の範囲である、④深部低周波微動が該当地域の近傍で発生している、⑤地下に低速度帯が分布している、といった特徴をもつと考えられる。さらに、温泉水や地下水の分析から得られる地化学的なデータからは、①塩濃度が高い地下水が分布している、②Li/Cl 比の高い地下水や温泉水が分布している(風早ほか, 2014)、③水や炭素の同位体比が天水や表層地下水の値と異なる傾向がある、④希ガス同位体比によりマントル起源の希ガスの混入が示唆される、という条件が揃う地域で深部流体が地下に分布している可能性が高い。

これらのデータを個別に解釈して深部流体が関与している可能性を検討することは難しい。したがって文献調査段階では、該当地域においてここで述べた特徴が認められるかどうかを把握し、それぞれの傾向を組み合わせて解釈をする必要がある。また地化学的データは、溶存イオンや pH 等のデータと比較すると、各元素の同位体比や希ガスの分析結果は少ない傾向があるため、概要調査の前に決定的な情報が得られない地域もあると考えられる。すなわち、文献調査段階では、深部流体が存在する可能性の程度は推定できるが、その有無を断定することは難しい場合もあると考えられる。

ただし、文献調査段階の時点で、調査地域のように深部流体が存在しており、かつ自噴していることが明らかとなった場合、その地域では深部流体が地層処分システムの閉じ込め機能および物理的隔離機能に影響を与える可能性が高い。このような地域は、概要調査地域から除外すべきと考える。

### 6.2. 概要調査段階における深部流体の調査手順

概要調査段階における地表踏査やボーリング調査・物理探査手法による深度方向の地質・地質構造調査は、文献調査段階の調査結果によらず実施される(原環機構, 2004)。したがって、文献調査段階の時点で深部流体の在否が判断できなかった地域においても、概要調査段階の調査結果を用いることで、該当地域において深部流体が存在しているかどうかを判断できるデータが揃うと考えられる。

概要調査段階では、本研究で実施したような地表踏査により、湧水やガスの分布と地化学的特徴を把握する。深部流体の関与の有無を同定する手法については産総研(2012)に詳しいが、本研究で実施した水素、酸素、炭素の各同位体比の測定や、希ガス分析が有効で

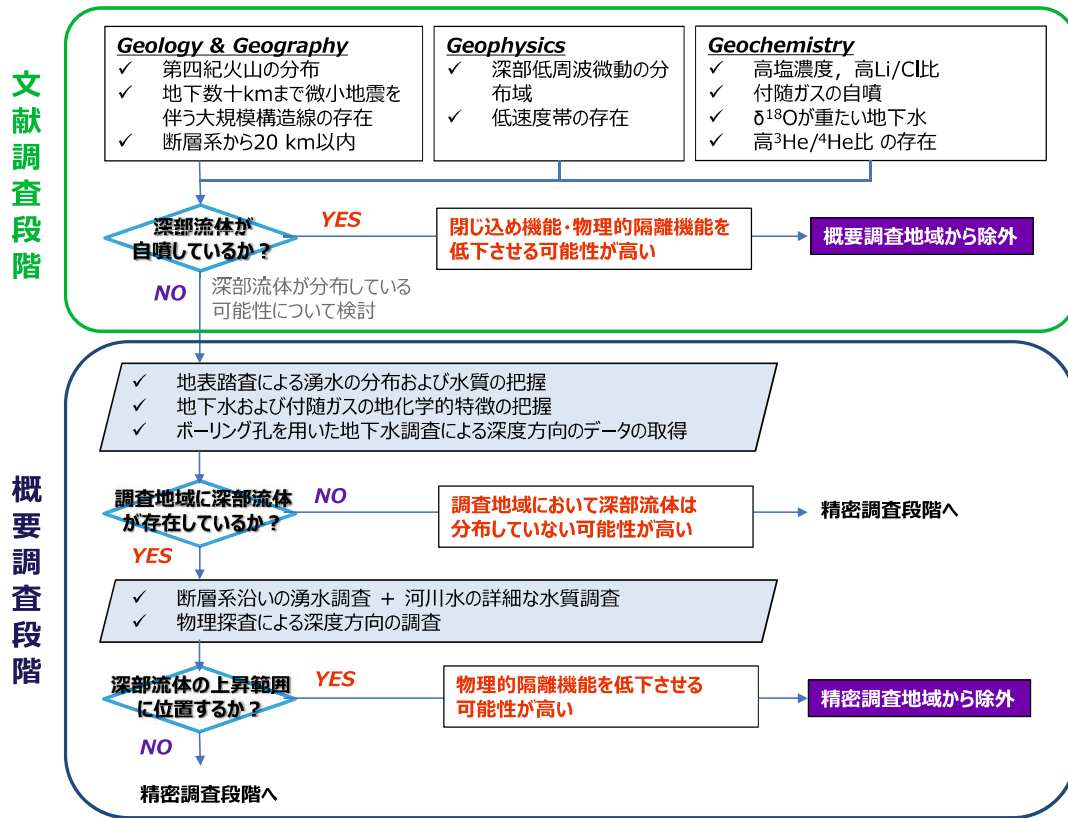


図 28 深部流体の調査手順の提案

ある。さらに、ボーリング孔を用いた地下水調査により、深度方向の地下水水質のデータの取得がなされる。これらのデータを用いて、該当地域における深部流体の関与の有無を判断する。これらの調査の結果、深部流体の存在が確認されない場合は、該当地域に深部流体は存在していない可能性が高い。この場合は、精密調査へと段階を進める。

一方で、該当地域において深部流体が分布していると確認された場合は、その上昇範囲に該当しているかどうかが重要となる。深部流体の上昇範囲を把握するためには、本研究で実施した断層沿いの湧水や河川水の水質と分布に関する詳細な調査に加えて、西村ほか(2015)やSuzuki et al. (2016)で報告されていたような物理探査法が有効である。これらの調査により、該当地域が深部流体の上昇範囲に位置していると考えられる場合は、深部流体が地層処分システムの物理的隔離機能を低下させる可能性が高いと考えられる。このような地域は、精密調査地域から除外すべきと考える。

以上の手順をまとめた図を図 28 に示す。

[引用文献]

原子力発電環境整備機構 (2004): 概要調査地区選定上の考慮事項の背景と技術的根拠—

「概要調査地区選定上の考慮事項」の説明資料― 原子力発電環境整備機構技術報告書, NUMO-TR-04-02.

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.

西村 進・桂 郁夫・西田潤一・川崎逸男・城森信豪 (2015): 有馬温泉の貯留層について. 温泉科学, **65**, 14-24.

産業技術総合研究所深部地質環境研究コア編 (2012): 概要調査の調査・評価項目に関する技術資料 ―立地要件への適合性とその根拠となる調査結果の妥当性―. 地質調査総合センター研究資料集, no.560.

Suzuki, K., Kusano, Y., Ochi, R., Nishiyama, N., Tokunaga, T. and Tanaka, K. (2016): Electromagnetic exploration in high-salinity groundwater zones: case studies from volcanic and soft sedimentary sites in coastal Japan. *Exploration Geophysics*, Published online 20 January 2016, <http://dx.doi.org/10.1071/EG15121>.

## 第7章 結論

### 7.1. 研究成果のまとめ

本研究では、島根県の津和野町を中心とした地質学的・地化学的調査を行い、地下水とガスの地化学的特徴とその分布傾向を明らかにし、深部流体の地表付近における挙動について考察した。本研究の主な成果を以下に示す。

#### (1) 調査地域の研究成果

- ・ 調査地域において自噴する地下水およびガスは、その組成と同位体比の特徴から、スラブ起源の深部流体が関与している可能性が高いことが明らかとなった。ただし、深部流体は表層地下水によって大きく希釈されている可能性が高い。
- ・ 調査地域において自噴する深部流体の分布は、深部低周波微動や地震波トモグラフィによる低速度帯の分布と重なる。また、深部流体の寄与量は津和野地域が最も高い。これらのことから、深部流体は津和野地域を中心にダイアピル状に上昇してきている可能性がある。
- ・ 深部流体は大原湖-弥畝山西断層系の近傍においてスポット的に分布しており、断層系を利用して地表へ上昇していると考えられる。その主な上昇経路は地震学的プロセスゾーンに規制されている可能性がある。
- ・ 深部流体は、地表付近では表層地下水の影響を大きく受けており、自噴箇所は表層地下水の流動と二酸化炭素の脱ガスによって規制されていると考えられる。また、深部流体は断層活動に関連する割れ目だけでなく、地表近傍の透水性が高い地質構造も水みちとして利用している。

#### (2) 深部流体の分布と流路

- ・ 従来から指摘されているように、深部低周波微動、地震波トモグラフィ、地下水の Li/Cl 比などの手法を組み合わせることで、深部流体の概略的な分布は把握可能である。
- ・ 深部流体は大規模構造線に沿って分布する傾向があるが、その幅は構造線から水平距離にして 20 km 程度の範囲に限定されている可能性がある。さらにこの分布幅は構造線の規模に比例しており、構造線の幅に対して数%程度の範囲に収まる可能性がある。
- ・ 地表付近においては、活断層と交差する地質構造も深部流体の水みちとなっていると考えられる。
- ・ 深部流体の地表付近における具体的な挙動に関しては、各地域における深部流体の分布および地化学的特徴と、詳細な地質・地質構造調査が必要であると考えられる。

#### (3) 地層処分事業における深部流体の考え方

- ・ 深部流体は、その地化学的特徴と水理学的特徴から、地層処分システムにおける



閉じ込め機能と物理的隔離機能に影響を与える可能性がある。

- ・ほとんどの深部流体は、表層地下水によって希釈されているため、地層処分システムの閉じ込め機能には大きな影響を与えない可能性がある。ただし、地下深部における炭酸成分の挙動の理解が課題として残る。
- ・深部流体は、地下深部から地表へ上昇する挙動を示すため、その上昇範囲では地層処分システムの物理的隔離機能に影響を与えるおそれがある。したがって、深部流体の存在が確認された地域においては、深部流体の上昇範囲を推測することが重要となる。
- ・深部流体の上昇範囲を推測する際は、本研究で実施した地表踏査のような詳細な調査に加え、物理探査法を用いた深度方向のデータを組み合わせることが重要である。

## 7.2. 本研究の意義

### (1) 深部流体の地表付近における挙動の解明の重要性

深部流体が地下深部から上昇する流体であると認識されてから、その大局的な分布を把握することや、地化学的なデータを用いた起源に関する議論が精力的に行われてきた。一方で、地表で認められる深部流体について、その分布傾向や範囲と地質・地質構造の関連性を詳細に調査した既往報告はほとんどなかった。

本研究では、深部流体の地化学的特徴と分布範囲を把握し、深部流体の地表付近における挙動が、地表付近の地質・地質構造と表層地下水によって大きく規制されていることを指摘した。このことは、深部流体の地表付近における分布は、地表踏査、水文調査や物理探査などの手法を組み合わせることによって把握できる可能性を示している。さらに、今まで概略的な拡がりとしてとらえられていた深部流体の分布が、詳細な調査を行うことで限定されることを示唆している。

本研究のような調査に基づく深部流体の挙動に関する検討は、深部流体が分布する他の地域では実施されていない。したがって、今後は調査地域以外の深部流体の分布地域において同様の調査を実施し、深部流体の地表付近の挙動を一般化していく必要がある。

### (2) 深部流体が地層処分システムに与える影響に関する考察

深部流体は、通常の地下水系とは異なる水質や地下水流動場を形成する特徴があることから、放射性廃棄物の地層処分事業において、放射性核種の閉じ込め機能や物理的隔離機能に影響を与える可能性がある。本検討では、これまでの既往研究で実施されていなかった、深部流体に関する具体的なデータを用いて、深部流体に影響を受けると考えられる地層処分システムの2つの機能について考察を行った。

その結果、深部流体の地化学的な特徴は、有馬温泉のような端成分に近い水質組成を示さない限り、閉じ込め機能に大きな影響を与えない可能性があることが明らかとなった。しかし、深部流体が上向きの地下水流動場を形成することは、物理的隔離機能の低下につ

ながるおそれがあるため、その上昇場を推測することが重要であることを述べた。さらに、深部流体の上昇場は、大規模構造線から 20 km 以内で認められることや、構造線の総延長に対して数%程度の幅に収まる可能性があることを明らかにし、地震学的プロセスゾーンがその分布範囲を規制する要因である可能性を指摘した。

以上の事から、本研究の結果は島根県南西部～山口県北東部に分布する深部流体の地化学的特徴と地表付近における挙動を示しただけでなく、地化学的データに加え、地質調査、水文調査や物理探査などによる地質・地質構造や表層地下水のデータを組み合わせることによって、深部流体の拡がりを把握することが可能であることを示している。

## 謝辞

本博士論文は、筆者が山口大学大学院理工学研究科自然基盤科学専攻において行った研究をまとめたものである。本研究の遂行と本論文の作成にあたり、多くの方々からご指導、ご協力やご援助を賜った。ここに皆様方から賜った内容を記し、感謝の意を述べたい。

本研究に関して、終始ご指導・ご鞭撻を頂いた山口大学の田中和広教授には、筆者が山口大学理学部に在籍していた当時から大変お世話になった。田中教授から身をもって教えていただいた研究に対する情熱・姿勢や、研究に携わることで味わう楽しさや苦しさは、筆者にとって何にも代えがたい大きな経験となった。さらに田中教授からは、多様な分野に対する興味や知識の大切さ、学生へ指導する姿勢など、ここに書ききれないほど多くのことを御教授いただいた。

国立研究開発法人産業技術総合研究所の風早康平博士には、分析装置の便宜を図っていただくとともに、現地調査に同行していただき、多数の有益な助言をいただいた。加えて、本研究内容の第一人者として、本論文に対する多数のご指摘やご助言を賜った。本学の坂口有人教授には、筆者の博士論文の主査になっていただき、様々な面でご協力していただいた。さらに、大和田正明教授、宮田雄一郎教授には、ご多忙の中にも関わらず本論文をご精読頂き、多数の有益なコメントを頂いた。

熊本大学大学院の嶋田純教授および同研究室の皆様には、酸素・水素同位体測定装置の使用を許可していただくとともに、多くの有益な助言を頂いた。また、Inter University Hydrology Seminar の参加者の皆様と実施した、本研究を含めた様々な分野の最新の動向に関する議論は、筆者の研究に対する励みとなった。

国立研究開発法人日本原子力研究開発機構の笹尾英嗣博士をはじめとする上司・同僚の皆様には、筆者が就職してから今日まで、同じ職場で働く研究者として多数のご助言、ご協力を賜った。とくに笹尾博士からいただいた本研究に関する多くの有益な助言や、筆者に対する様々なフォローは、本研究の大きな一助となった。

さらに、本研究の主要な調査結果である島根県鹿足郡津和野町、同郡吉賀町、山口県山口市における数々のデータは、これらの市町における筆者の地質・水質調査を快諾していただいた役場、地権者や市民・町民の方々のご厚意によって得ることができたものである。

本研究は、以上のような方々の熱意、ご厚意とご助力により成し得たものである。これらのご協力を深く感謝したい。

故・芦澤政臣氏をはじめとした山口大学田中研究室の同期生の皆様には、入学当初から公私ともにお世話になった。特に芦澤氏には調査手法の提案をしていただくとともに、筆者の現地調査に何度も同行していただいた。また、清杉孝司氏をはじめとした同研究室の先輩の皆様には、研究室に配属直後で右も左も分からなかった筆者を様々な場面でサポー

トしていただいた。東田優記氏をはじめとした同研究室の後輩の皆様には、筆者と同じ研究室で励む仲間として、研究の議論のみならず、私生活においても様々な場面でご協力いただいた。さらに、河野光宏氏をはじめとした他の研究室の学生の皆様からも多くの議論の場を提供していただき、様々なご指摘や励ましをいただいた。

博士後期課程に在学中は、小松原大氏、西山成哲氏をはじめとした多くの後輩たちと議論することができ、多くの示唆や活力を提供していただいた。また、徳安慎吾氏、森川佳太氏をはじめとして、筆者が学生時代に直接関わりがなかった田中研究室の諸先輩方からも、様々な場面でお会いした際に励ましのお言葉を賜った。

以上のように、本研究を通じて多くの方々と出会う機会を得ることができたことと、先輩、後輩や友人からいただいたご協力・ご助力の積み重なりが、本研究の遂行への大きな一助になったと深く感じている。皆様のご協力に心から感謝したい。

最後に、今日までの長きに渡り、父・雅宣、母・章子、弟・尚史をはじめとする親族一同からいただいた生活面・経済面のフォローや、筆者をあたたく応援し、日々の生活を支えてくれた妻・偉代の声援は、本研究を遂行する上で何にも代え難い大きな励みとなった。本論文の執筆に寄せ、ここに深い感謝の意を表する。

## 付録

### A1. 二酸化炭素の脱ガスに関する計算について

本文の第 3 章で示した通り，調査地域において自噴する深部流体の駆動力は，二酸化炭素の脱ガスが関与している可能性が高い。このことから，深部流体の地表付近における挙動を理解するためには，脱ガスがどの程度の深さで生じているかを検討することが重要である。本章では，調査地域の地下で生じている炭酸成分の脱ガスについて計算を試みた結果を記す。

#### A1.1. 脱ガスの計算における前提条件

地下における炭酸成分の挙動は実際に観察・観測することができないため，以下のような仮定の下で計算を行った。

まず，調査地域で自噴する深部流体が含有する炭素の総量は，地下から地表まで変わらないと仮定する。すなわち，深部流体に含まれる炭酸成分は，地表へ向かって上昇する過程で脱ガスしたとしても，常に水と同じ速度で上昇する。つまり，地表で観測した炭酸成分の流量は，深部流体の地下浅部における炭酸成分の流量を反映しているものとする。

次に，深部流体は浅層地下水と混合しながら上昇すると考えられるが，二酸化炭素の脱ガスが生じる深度から地表まで，水の流量は変化しないとする。つまり，地下浅部における深部流体の水成分の流量は，地表で観測した湧水量と等しいと仮定する。

この 2 つの仮定と二酸化炭素の溶解度を用いることで，二酸化炭素が脱ガスする深度を計算した。

#### A1.2. 脱ガス深度の計算

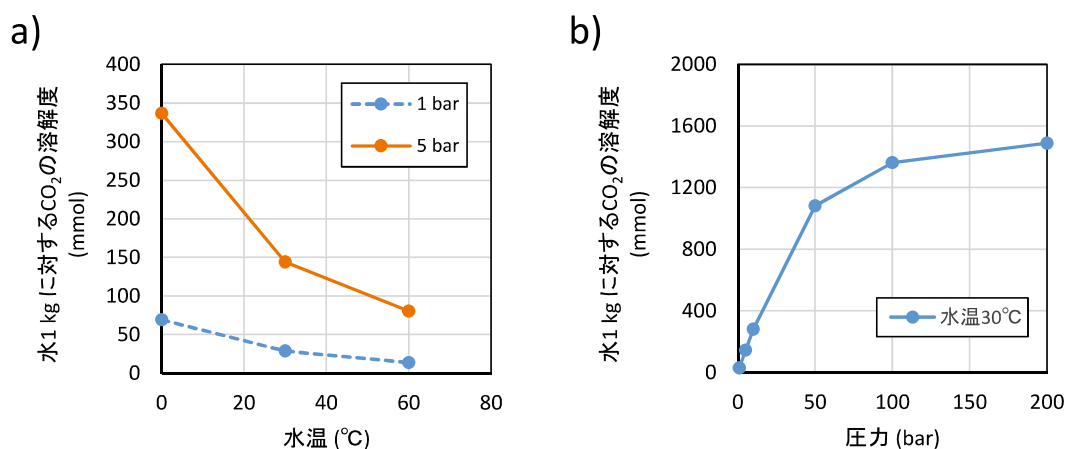
まず，湧水のガス/水体积比とガス中の二酸化炭素ガスの割合から，深部流体の水成分 1 L に対するガスに含まれる炭素の流量を計算する（式 1）。

$$F_{C_{GAS}} [mol/L] = R_{G/W} [L/L] \times R_{CO_2} [\%] / 22.7 [L] \quad (1)$$

ここで， $F_{C_{GAS}}$  はガス中の炭素の流量を， $R_{G/W}$  はガス/水体积比を， $R_{CO_2}$  はガス中の二酸化炭素ガスの割合を示す。標準状態における気体 1 mol の体積は STP（1 気圧，0°C）の 22.7 L を用いる。

この値に湧水中の炭素の流量を合算し，深部流体の水成分 1 L に対する炭素成分の流量を算出する（式 2）。なお，原子量は炭素: 12，酸素: 16，水素: 1 とする。したがって，重炭酸イオンの分子量は 61 となる。

$$F_{C_{DSF}} [mol/L] = F_{C_{GAS}} [mol/L] + HCO_3^- [mg/L] \times 12/61 \quad (2)$$



付図 1 CO<sub>2</sub>の溶解度と水温および圧力の関係

a) 1 bar および 5 bar の時の二酸化炭素の溶解度と水温の関係。b) 水温が 30°C の時の二酸化炭素の溶解度と圧力の関係。Duan and Sun (2003) のデータに基づく。

ここで、 $F_{c_{DSF}}$  は深部流体の水成分 1 L に対する炭素成分の流量を、 $\text{HCO}_3^-$  は湧水中の重炭酸イオン濃度を示す。

ここで算出した炭素成分が全て液相に溶解する時の圧力  $P$  を二酸化炭素の溶解度から求める。二酸化炭素の水に対する溶解度は Duan and Sun (2003) を引用する。彼らによって算出された二酸化炭素の溶解度と温度・圧力の関係を付図 1 に表す。

最後に、求めた圧力を地下水の水圧とし、深度に換算する。地下浅部の地下水圧は一般的に静水圧を示し、深度に対する地下水圧の上昇は 1 気圧/10m の関係を示す。したがって、脱ガスが生じる深度  $D$  は以下の計算式で求まる (式 3)。

$$D [m] = 10 \times P [atm] \quad (3)$$

以上の計算を行うと、調査地域の  $F_{c_{DSF}}$  は 39~159 mmol/L と算出される (付表 1)。したがって、調査地域ではこの量の炭素が水成分と一緒に流動していると算出される。湧水の水温は、浅層地下水の水温を 15°C、地温勾配を 3°C/100m と仮定すると、深度 100m の地点でも 20°C 程度である。このことから、地下水の水温を 20°C とした場合、算出した炭素が全て炭酸成分として溶解している時の圧力は、付図 1 より 5 気圧以下であると推測される。つまり、調査地域の地下で炭酸成分の脱ガスが生じる深度は 50 m よりも浅いと考えられる。

一方、塩濃度が高い溶液に対する二酸化炭素の溶解度は低くなる傾向がある (Enick and Klara, 1990; 飯島ほか, 1993; Duan and Sun, 2003)。そこで、Enick and Klara (1990) の手法を用いて塩濃度に対する溶解度の違いを計算した。その結果、純水と比較した時の各湧水の

付表 1 調査地域における深部流体の炭素流量の計算結果

	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> mg/L	DIC mmol/L	R <sub>G/W</sub> * L/L	R <sub>CO2</sub> ** L/L	F <sub>C GAS</sub> mmol/L	F <sub>C DSF</sub> mmol/L
塩ヶ原鉱泉	3,800	62.3	1.0	0.90	40	102
耕田鉱泉	1,300	21.3	0.4	0.98	17	39
鷺原鉱泉	3,900	63.9	2.4	0.90	95	159
瀬戸鉱泉	2,300	37.7	2	0.90	79	117
木部谷温泉	1,900	31.1	3	0.90	119	150

\* ガス/水体積比は実測値の平均値

\*\* 塩ヶ原鉱泉と耕田鉱泉は実測値、その他の鉱泉水は塩ヶ原鉱泉の値を代用

溶解度は、塩ヶ原鉱泉で 89%、瀬戸鉱泉、鷺原鉱泉、木部谷温泉で 95~98%と算出される。つまり、調査地域の深部流体の塩濃度を考慮しても、二酸化炭素の溶解度は 1 割ほどしか低下しない。このことから、調査地域の深部流体から炭酸成分が脱ガスする深度は、塩濃度を考慮しても、深度数十 m 程度と推測される。

### A1.3. 本計算に対する課題

この計算は、以下に述べる点を考慮しておらず、脱ガス深度を過小・過大評価している可能性がある。

1. 津和野間欠泉のデータ（藤田ほか, 1997）から、調査地域に分布する深部流体は、地下 1,636m の時点で希釈されていると考えられる。つまり、本検討で用いた深部流体の水成分の流量は、表層水で希釈された後の流量である。このことから、深部流体そのものの水成分の流量は、本検討で用いた値よりも低い値を示す可能性が高い。この場合、本検討で求めた F<sub>C DSF</sub> の値は過小評価であり、脱ガス深度は計算結果よりも深くなる。
2. 本章で議論した通り、水とガスは地下で異なる挙動を示している可能性がある。ガスの流動性が水よりも高いことを考慮すると、脱ガスした二酸化炭素の一部は、水と共に流動せず周辺へ散逸している可能性がある。この場合、実際の深部流体の F<sub>C DSF</sub> は、地表で認められる値よりも高い値を示すこととなる。つまり、実際の脱ガス深度は本計算の結果よりも深くなる。
3. 一方で、各湧水の湧出箇所では認められる二酸化炭素ガスに、深部流体の水成分の流動と直接関係しない場所で脱ガスした二酸化炭素ガスが付加されている可能性も否めない。この場合、炭素の流量を実際よりも多く見積もったこととなるため、実際の深部流体の F<sub>C DSF</sub> は計算値よりも低い値を示すこととなる。したがって、脱ガス深度は計算結果よりも浅くなる。

本検討ではこれ以上の考察は難しいが、これらの点を考慮することができれば、深部流体に含まれる炭酸ガスの脱ガス深度をより詳細に見積もることが可能となると考えられる。

**[引用文献]**

- Duan, Z. and Sun, R. (2003): An improved model calculating CO<sub>2</sub> solubility in pure water and aqueous NaCl solutions from 273 to 533 K and from 0 to 2000 bar. *Chemical Geology*, **193**, 257-271.
- Enick, R.M. and Klara, S.M. (1990): CO<sub>2</sub> solubility in water and brine under reservoir conditions. *Chemical Engineering Communications*, **90**, 23-33.
- 藤田岳之・秋山 卓・鈴木紀生・武藤 豊・石井栄一・前田直樹・田中康裕・伊藤義朗・斎藤道夫 (1997): 島根県津和野間欠泉のメカニズム. 関東学院大学工学部研究発表講演会, 67-68.
- 飯島正樹・伊藤和逸・堀添浩俊・野口嘉一・田崎義行・進藤勇治・小出 仁 (1993): 帯水層への CO<sub>2</sub> 処理に関する研究 —CO<sub>2</sub> 溶解特性について—. 化学工学論文集, **19 (5)**, 914-918.