



原 著

糸魚川—静岡構造線活断層帯中部（牛伏寺断層付近）における 温泉の水質および安定同位体比とその地質鉱物学的解釈

村松容一^{1)*}, 山野 恭²⁾, 千葉 仁³⁾, 奥村文章⁴⁾

(平成 25 年 12 月 10 日受付, 平成 26 年 3 月 3 日受理)

Chemical and Stable Isotope Compositions of Hot Springs from the Central Part of the Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line Active Fault System (Gofukuji fault), Central Japan, and Their Geological and Mineralogical Interpretations

Yoichi MURAMATSU^{1)*}, Takashi YAMANO²⁾, Hitoshi CHIBA³⁾
and Fumiaki OKUMURA⁴⁾

Abstract

Chemical and stable isotope ($\delta^{18}\text{O}$, δD , $\delta^{34}\text{S}$) compositions of the eighteen hot spring and river waters from the Central Part of the Itoigawa-Shizuoka tectonic line Active Fault System (Gofukuji fault), Central Japan, were analyzed to constrain the flow system and formation mechanism of the fluids. The hot spring waters from the southeastern marginal area of the Matsumoto basin (MBA) and the Suwa basin area (SBA) belong mainly to Na-SO_4 , and Na-Cl , Na-HCO_3 types, respectively, and were heated by heat source of the Kirigamine volcano. Based on the comparison of chemical compositions of the waters before and after the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake, it did not affect the qualities of main dissolved components of almost all.

The sulfate-rich hot spring waters from the MBA and the SBA have wide ranges of $\delta^{34}\text{S}$ from +1.3 to +16.3%, and -7.1 to +19.6%, respectively, interpreting by dissolution of anhydrite, sulfate reduction, pyrite oxidation and domestic wastewater. The sulfate-rich

¹⁾ 東京理科大学理工学部教養科 〒278-8510 千葉県野田市山崎 2641. ¹⁾ Department of Liberal Arts, Faculty of Science and Technology, Tokyo University of Science, 2641 Yamazaki, Noda, Chiba 278-8510, Japan. *Corresponding author: E-mail muramatu@rs.noda.tus.ac.jp, TEL & FAX: 047-347-0621

²⁾ 東京理科大学大学院科学教育研究科科学教育専攻 〒162-8601 東京都新宿区神楽坂 1-3. ²⁾ Graduate School of Educational Science, Tokyo University of Science, 1-3 Kagurazaka, Shinjuku-ku, Tokyo 162-8601, Japan.

³⁾ 岡山大学理学部地球科学科 〒700-8530 岡山県岡山市北区津島中 3-1-1. ³⁾ Department of Earth Sciences, Faculty of Science, Okayama University, 3-1-1 Tsushima-naka, Kita-ku, Okayama, Okayama 700-8530, Japan.

⁴⁾ 石油資源開発(株)技術研究所 〒261-0025 千葉県千葉市美浜区浜田 1-2-1. ⁴⁾ Research Center, Japan Petroleum Exploration Co., Ltd., 1-2-1 Hamada, Mihama-ku, Chiba, Chiba 261-0025, Japan.

deep fluid in the MBA was formed by mixing of the anhydrite dissolution derived sulfate-rich fluid reserved in the Susukigawa fault with the precipitation recharged from the Utsukushigahara- Kirigamine plateau. On the other hand, the chloride-rich deep fluid in the Kamisuwa area and the sulfate-rich deep fluid in the Shimosuwa area were formed by mixing of the chloride-rich fluid containing sulfate produced by dissolution of anhydrite and the pyrite oxidation derived sulfate-rich fluid, respectively, with the precipitation recharged from the Kirigamine plateau.

The major chemical compositions of the waters are controlled by calcite and anhydrite dissolutions, reaction of plagioclase to form smectite, sulfate reduction, pyrite oxidation, ion exchange of smectite, and also by domestic wastewater. The fluid formation mechanisms are concordant with the fluid-mineral interaction results and stable isotopic inference.

Key words : Itoigawa-Shizuoka tectonic line, Gofukuji fault, hot spring waters, fluid flow system, fluid formation mechanism, geological and mineralogical interpretations.

要 旨

糸魚川—静岡構造線活断層帯中部 (牛伏寺断層付近) の温泉を対象に、主成分および酸素・水素・硫黄安定同位体分析を実施するとともに、東北地方太平洋沖地震の発生前後における溶存成分濃度変化を調査し、地質鉱物学的視点に立って深部流体の流動機構と水質形成機構を検討した。本研究対象地域の温泉は霧ヶ峰火山を熱源にしており、松本盆地南東縁地域には Na—SO₄ 泉、諏訪盆地地域には Na—Cl 泉と Na—HCO₃ 泉が多い。東北地方太平洋沖地震に起因する主要溶存成分濃度の顕著な変化はほとんどの温泉で認められない。SO₄²⁻ に富む温泉水の δ³⁴S 値は硬石膏の溶解と硫酸還元反応のほか、松本・下諏訪岩体の貫入に関連した黄鉄鉱の鉱化作用を受けた地域では黄鉄鉱の酸化、松本市街地では生活排水の関与を示唆する。上諏訪地域の塩化物泉の深部流体は諏訪断層群深部に貯留される Cl⁻ に富む流体 (硬石膏の溶解由来の SO₄²⁻ を含む)、下諏訪地域の SO₄²⁻ に富む温泉の深部流体は同断層群に貯留される SO₄²⁻ (黄鉄鉱の酸化由来) に富む流体が、霧ヶ峰高原で地下に涵養されて温められた降水起源水とそれぞれ混合したものである。一方、松本盆地南東縁地域の硫酸塩泉の深部流体は主に薄川断層に貯留される SO₄²⁻ (硬石膏の溶解由来) に富む流体が、美ヶ原～霧ヶ峰高原で涵養されて温められた降水起源水と混合したものと推察される。本地域の泉質形成には、方解石・硬石膏の溶解作用、斜長石の風化作用、硫酸還元反応、黄鉄鉱の酸化作用、イオン交換反応、生活排水が関与している。

キーワード：糸魚川—静岡構造線、牛伏寺断層、温泉水、流体流動機構、水質形成機構、地質鉱物学的解釈

1. はじめに

長野県松本市の牛伏寺断層周辺では、2011年3月11日に発生した気象庁観測史上最大 (M9.0) の東北地方太平洋沖地震以降に地震活動が活発化し、同年6月30日にはM5.4の地震が発生している。本地震の発生が全国の主要活断層帯に及ぼした影響の評価結果によれば、糸魚川—静岡構造線活断層帯中部の牛伏寺断層を含む区間で地震が最も活発化し、今後30年以内に地震が発生する確率は14% (M8程度) と高まっている (地震調査研究推進本部, 2013)。このような断層は温泉水の流動や遮断の場となり、東北地方太平洋沖地震は日本各地で断層周辺の温泉に湧出・枯渇、水位・泉質変化などの現象を引き起こしている (堀川, 2012; 大塚ら, 2012; 西村・城森, 2012 など)。

牛伏寺断層を挟む松本盆地から諏訪盆地にかけての地域には歴史ある多数の温泉 (浅間温泉, 美ヶ原温泉, 下諏訪温泉, 上諏訪温泉など) が分布し、塩化物泉, 硫酸塩泉, 酸性緑礬泉, 炭酸塩泉などの多様な泉質が存在することで知られている。長野県は温泉資源に恵まれ、温泉地数225か所

(2011年度は北海道に次ぐ全国第2位)と源泉総数998か所(同第7位)を有し(環境省, 2013), とくに松本・諏訪地域の源泉総数と総湧出量(2009年度)は県の約3割を占めている(長野県, 2013a). このように, 温泉資源に恵まれる両地域における温泉事業の持続的発展および維持管理を行う上で, 温泉水の流動機構と水質形成機構を明らかにすることが欠かせない. 本地域では, 地震活動が活発であり, また霧ヶ峰・八ヶ岳などの第四紀火山が分布することから, 地質・地質構造に関する研究は多数行われている(近藤ら, 2006; 澤ら, 2007; 田力ら, 2007; 向井ら, 2009; 遠田ら, 2009; 浅野ら, 2010など). 一方, 地球化学的分野では, 温泉水や地下水の主成分および酸素・水素安定同位体組成, 松本盆地における地下水の涵養源と流動系に関する研究などが報告されている(松葉谷ら, 1980; 小宮ら, 2003; 藪崎, 2012など). しかしながら, 地質鉱物学的視点を踏まえて, 松本盆地および諏訪盆地地域を包括した広域的かつ詳細な温泉水の流動機構と水質形成機構を検討した研究はこれまでほとんど報告されていない.

本研究では, 糸魚川—静岡構造線活断層帯中部(牛伏寺断層付近)にあたる松本盆地南東縁—諏訪盆地地域を対象に, 主に温泉水を採取して主成分および水素・酸素・硫黄安定同位体分析を実施するとともに, 主要溶存成分濃度の経年変化を調査した. こうして得られた結果をもとに, 地質鉱物学的視点に立ち深部流体の流動機構と水質形成機構を検討し, 水—鉱物相互作用の化学平衡論により検証した. 本研究により, (1) 上諏訪地域の塩化物泉 (2) 下諏訪地域の SO_4^{2-} に富む温泉 (3) 松本盆地南東縁地域の硫酸塩泉の形成に関与した深部流体の流動機構と水質形成機構などを明らかにすることができた. 本論では, 地表で採取された温泉水を温泉水(hot spring water)と呼称し, 深部流体(deep fluid)と区別する.

2. 地質概要

本研究対象地域の地質および地質構造は熊井(1997), 向井ら(2009), 断層は狩野(2006), 田力ら(2007), 澤ら(2007)などによって報告されており, これらをもとに作成した本地域の地質図をFig. 1に示す. 図中, 松本盆地と諏訪湖の地質断面図(Figs. 1b, c)はそれぞれ小宮ら(2003)および熊井(1997)による. 北部フォッサマグナの河東山地・内村—諏訪地域(飯島, 1962)には, 主に変質した安山岩・玄武岩質の火山岩類(グリーンタフ)とそれを貫く花崗岩類が分布する. そのうち, フォッサマグナの西縁を画する糸魚川—静岡構造線に沿って形成された松本盆地(標高525~710m)~諏訪盆地東側の内村—諏訪地域を本研究の対象にした. 美ヶ原高原(最高峰は王ヶ頭2,034m)から霧ヶ峰高原(同車山1,925m)にかけて本地域は横河川変成岩を基盤とし, 新第三紀の堆積岩類と花崗岩類, およびこれらを前期更新世の塩嶺火山岩類が美ヶ原高原~霧ヶ峰高原に広く不整合に覆う(小坂・山岸, 1988). 糸魚川—静岡構造線は北から松本盆地東縁断層群, 牛伏寺断層として存在し, 諏訪盆地では諏訪湖を挟んで岡谷断層群および諏訪断層群として併走した後, 茅野断層に合流する(狩野, 2006).

本研究対象地域の地質を述べる. 中央構造線のフォッサマグナ内部への延長と考えられる諏訪湖北方の横河川断層の東側には, 三波川帯の北方延長部にあたる横河川変成岩類(黒色片岩, 緑色片岩)が蛇紋岩とともに, 新第三系の基盤として断片的に分布する(沢村・大和, 1953; 河内ら, 1966). 新第三紀堆積岩類は日本海の形成に伴って生じたフォッサマグナに侵入した海に堆積したグリーンタフ変動発生期の内村層, 小滝山累層, 赤沢層で構成される(熊井, 1997; 澤ら, 2007; 遠田ら, 2009). このうち, 前期中新世の内村層(本郷層, 武石層, 一之瀬層, 富士山層に細分)は松本市の北部から東部に広く分布し, 松本市側は本郷層の礫岩・砂岩・泥岩(陸源性碎屑物)などからなり, 東方に向けて次第に火山岩層が増える傾向にあり, 東側に分布する緑色変質し

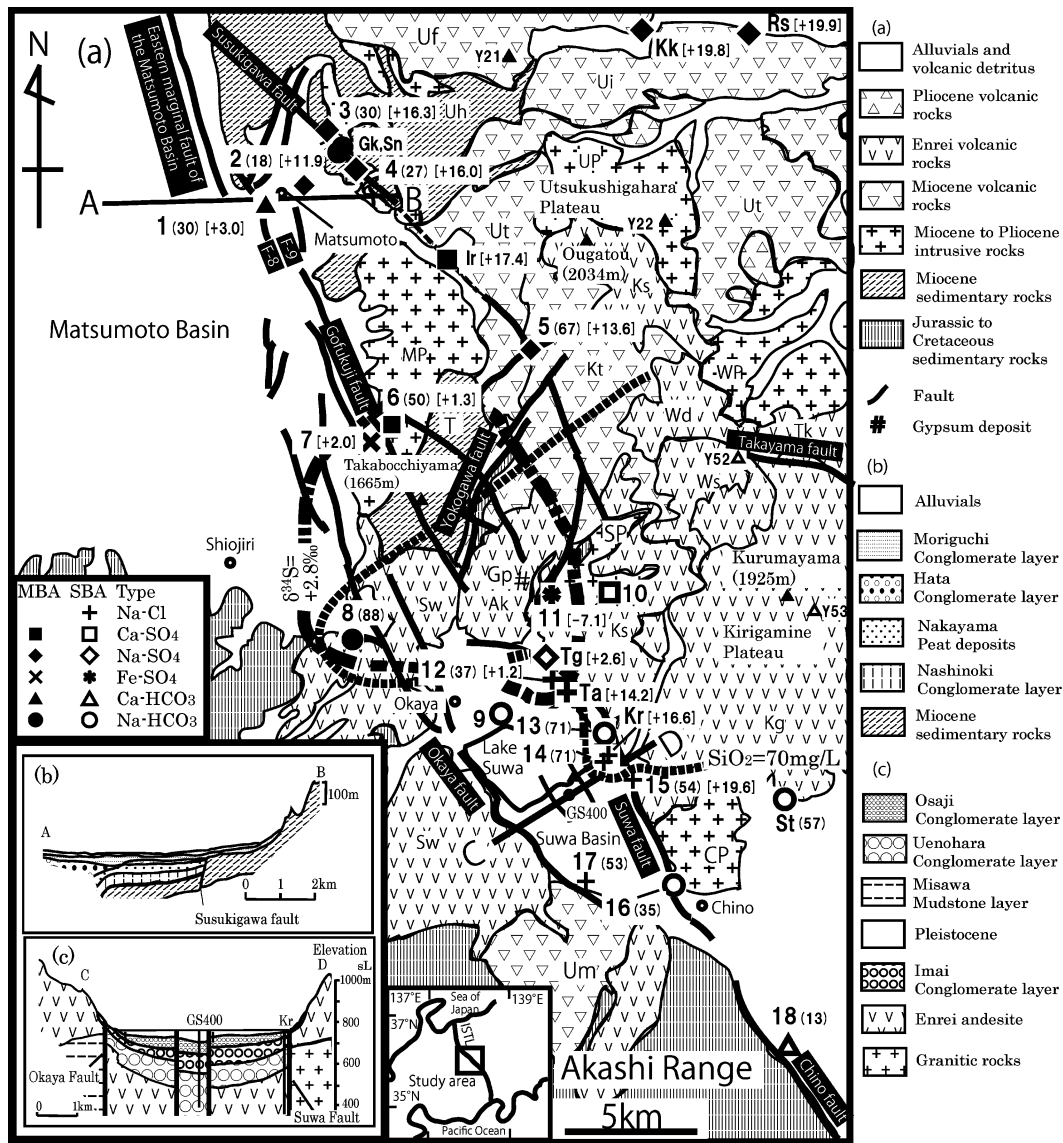


Fig. 1 Geological map and sample locations of hot spring and river waters along the central part of the Itoigawa- Shizuoka tectonic line active fault system, Central Japan (after Kumai, 1997; Mukai *et al.*, 2009; Sawa *et al.*, 2007; Tajikara *et al.*, 2007). The MBA and SBA are shown the southeastern marginal area of the Matsumoto basin and Suwa basin area, respectively. Uf, Uchimura F. (Fujisan F.); Ui, Uchimura F. (Ichinose F.); Ut, Uchimura F. (Takeshi F.); Uh, Uchimura F. (Hongo F.); Um, Uchimura F. (Moriya F.); T, Takabocchi F.; Kt, Kotakizawa F.; Ak, Akashibuzawa F.; UP, Utsukushigahara Pluton; WP, Wada Pluton; MP, Matsumoto Pluton; SP, Shimosuwa Pluton; CP, Chino Pluton. Sw, Volcanics around Lake Suwa; Ks, Karasawagawa volcanics; Wd, Wadatoge volcanics; Tk, Takayama volcanics; Ws, Washigamine volcanics; Kg, Kirigamine volcanics. Kk, Kakeyu hot spring; Rs, Reisenji hot spring; Gk, Genkoji hot spring; Sn, Shionoyu hot spring; Tg, Tanga hot spring; Ta, Takei hot spring; Kr, Koryu hot spring; St, Shitsubo hot spring; GS400, GS survey well. Gp, Gypsum mine. Parentheses and square brackets show SiO₂ concentration (mg/L) and $\delta^{34}\text{S}$ value (%), respectively. Two broken lines show SiO₂ isoconcentration of 70 mg/L and $\delta^{34}\text{S}$ isovalue of +2.8%.

た玄武岩～流紋岩質の火山岩・火砕岩類（グリーンタフ）からなる武石層・一之瀬層・富士山層と指交関係にある（小坂・山岸, 1988）. 内村層は中部漸深海帯（約 700 m）以深で堆積したと考えられている（山田ら, 2004）. 内村層相当層は諏訪盆地地域では横河川断層の西側に北北東―南南西の断層群に挟まれて高ボッチ累層（泥岩・礫岩・砂岩・グリーンタフ）, 諏訪盆地南方では守屋層（礫岩・泥岩・凝灰岩）として分布し, 両地域では基底部に瀕海性の礫岩や砂岩が堆積した後にグリーンタフが海底火山活動によって堆積し, その後再び外洋性の泥岩, 砂岩, 凝灰岩が順次堆積する（熊井, 1997）. 後期中新世の小滝山累層は安山岩質火砕岩・砂岩・礫岩・シルト岩, 鮮新世の赤渋沢層は安山岩溶岩でそれぞれ構成される.

中期中新世後期から始まった花崗岩類の貫入に伴う隆起と, それに引き続く全般的隆起によって後期中新世末には広範が陸化し, グリーンタフ変動は終息する（吉村, 1988）. 花崗岩類のなかでは, 石英閃緑岩・花崗閃緑岩からなる松本岩体, 美ヶ原岩体, 和田岩体, 下諏訪岩体, 茅野岩体が比較的大規模に露出しており, これらは全体として一つの岩体をなしている（柴田ら, 1976; 中野ら, 1998; 周藤・山岸, 1988）. 高ボッチ累層は松本岩体の貫入に関係した浅熱水性鉍化作用を広範に受け, 石英・黄鉄鉍（方解石・緑簾石）脈が発達するほか, 周囲に赤茶けた硫黄臭の硫化帯を伴う場合があり, 含金石英脈も観察される（吉野, 1982）. 守屋層も下諏訪・茅野岩体の貫入に関係した局所的熱水作用を受け, 緑泥石脈, セリサイト・炭酸塩鉍物脈が発達する.

後期鮮新世～前期更新世になると, 陸上火山活動による塩嶺火山岩類（安山岩溶岩・火山砕屑岩; 積算層厚 1,900 m）がグリーンタフと花崗岩質岩体を覆う. 塩嶺火山岩類の主な活動時期（約 1.5～0.75 Ma）は八ヶ岳火山と同じであり, 諏訪・八ヶ岳地域では大量の噴出物を放出した火山活動が前期更新世に行われたと考えられている（Oikawa and Nishiki, 2005）.

松本盆地南東縁地域の地下地質は温泉井地質調査などで明らかにされており, 松本盆地内堆積物は更新世の砂礫層（深層の梨ノ木・赤木山各礫層, 中山泥炭層, 浅層の波田・森口各礫層, 完新世の沖積層）で構成される（Fig. 1b; 小宮ら, 2003）. 松本盆地の基盤岩は東側の新第三紀の堆積岩類と花崗岩類, および西側的美濃帯堆積岩類と花崗岩類からなり, 深度 400～550 m 以深に出現する. 松本市街地に分布する地下水の Cl⁻濃度は深部に向けて高まり, 地下水は松本盆地内堆積物からなる水平帯水層に貯留されと考えられている（小宮ら, 2003; 藪崎, 2012）. 一方, 諏訪盆地の天然ガス田調査井地質調査結果などによれば, 諏訪湖を挟んだ東縁では諏訪断層群が基盤の塩嶺火山岩類および花崗岩類と, 西縁では岡谷断層群が塩嶺火山岩類とそれぞれ境し, 中央部は高角伏在断層群によって小地溝状に落ち込み, 縁辺の湖柳温泉井（Kr）では湖底堆積物（長地礫層, 今井礫層, 上の原礫層）の下位に塩嶺火山岩類が分布するが, 中央の GS400 井では孔底深度 400 m でも塩嶺火山岩類に達しない（Fig. 1c; 熊井, 1997）.

3. 試料採取および分析方法

松本盆地南東縁地域から 8 地点（Nos. 1～8）, 諏訪盆地地域から 9 地点（Nos. 9, 11～18）の計 17 地点で 2011～2012 年に温泉水（定義上, 地下水に該当するものも含む）を採取するとともに, 砥川（No. 10 地点）で 2012 年に河川水を採取した（Fig. 1, Table 1）. 現地で水温, pH, 電気伝導度をカスターニー ACT pH メータ（堀場製作所製 D-24）で測定した後, 500 mL ポリエチレン瓶 3 本に採水するとともに, Fe, Al 分析用として 50 mL ポリエチレン瓶 2 本に採水して時間経過により沈殿物が生じないように, 速やかに濃硝酸 1 mL を加えて pH を 1 程度に調整した. これらの水試料を実験室に持ち帰り, 各種溶存化学成分を分析した. 温泉は自然湧出泉ないし掘削泉（すべて動力揚湯）であり, 前者は湧出口, 後者は孔口付近ないし施設内の浴槽でそれぞれ採水した.

温泉施設では温泉所有者より温泉井の掘削データ (孔底深度, ケーシング挿入深度, ストレーナー深度, 地質, 逸泥状況など) に関する聞き取り調査を実施した。

水の分析項目と方法は次の通りである。HCO₃⁻は容量法によって総アルカリ度として算出し、HCO₃⁻濃度に換算した。その際、アルカリ度は pH4.8 酸消費量として、MR—BCG 混合指示薬で硫酸標準溶液による滴定法で実施した。Na⁺, Ca²⁺, Mg²⁺, Cl⁻, SO₄²⁻, F⁻, Br⁻濃度の測定にはイオンクロマトグラフ (島津製作所製 LC—VP) を用いた。K⁺, Fe, Li 濃度は原子吸光光度計 (島津製作所製 AA—6200), Al³⁺ 濃度は簡易吸光光度計 (エリオクロムシアン R (ECR) とアルミニウムイオンとの呈色反応を利用した比色法; HACH 製 DR—2800), B は簡易吸光光度計 (カルミン法; HACH 製 DR—2800), SiO₂ は紫外可視分光光度計 (モリブデンイエロー法; 島津製作所製 UV—1650PC) でそれぞれ分析した。

酸素安定同位体比 ($\delta^{18}\text{O}$) と水素安定同位体比 (δD) は全水試料を 0.45 μm のフィルターで濾過した後、元素分析計と直結した安定同位体質量分析計 (GV Instruments 製 Iso Prime—EA) で測定した。元素分析計により、水素については 1050°C に加熱したクロム炉にて水を熱分解して H₂ ガスに、酸素については 1260°C に加熱したガラス質炭素の炉で CO ガスにそれぞれ変換した後、質量分析計に導入した。また、硫黄安定同位体比 ($\delta^{34}\text{S}$) は SO₄²⁻ に富む温泉が多い松本盆地南東縁地域を重点的に測定した。水試料の SO₄²⁻ を BaSO₄ として沈殿させた後に電気炉を用いて二酸化硫黄に変換し、硫黄安定同位体比を質量分析計 (GV Instruments 製 Iso Prime—EA) で測定した。安定同位体比は次式により求め、標準物質からの千分率偏差 (%) で表した。

$$\delta(\%) = [\text{Rx}/\text{Rs} - 1] \times 1000 \quad (1)$$

ここで、Rx および Rs は試料および標準物質の安定同位体比をそれぞれ表す。¹⁸O/¹⁶O 比と D/H 比は Vienna 標準海水 (VSMOW), ³⁴S/³²S 比は Canyon Diablo Troilite (CDT) を標準物質に用い、 $\delta^{18}\text{O}$ 値, δD 値, $\delta^{34}\text{S}$ 値の測定精度はそれぞれ $\pm 0.2\%$, $\pm 2.0\%$, $\pm 0.3\%$ 程度である。

4. 結果および考察

4.1 温泉水・河川水の主成分および安定同位体組成

温泉水・河川水の化学分析結果を Table 1 に、トリリニアダイアグラムを Fig. 2 に示す。温泉水・河川水の pH は 2.5~9.8, 水温は 12.5~59.5°C である。松本盆地南東縁地域と諏訪盆地地域の温泉水の $\delta^{34}\text{S}$ 値はそれぞれ +1.3~+16.3%, -7.1~+19.6% と大きく変動する。松本盆地南東縁地域の水質は Na—SO₄ 型 (厳密には Na—SO₄·Cl 型の No. 2 を含む), Ca—SO₄ 型, 酸性 Fe—SO₄ 型, Ca—HCO₃ 型, Na—HCO₃ 型に属する一方、諏訪盆地地域の水質は Na—Cl 型と Na—HCO₃ 型を主とするほか、酸性 Fe—SO₄ 型, Ca—HCO₃ 型, Ca—SO₄ 型 (砥川) に属する。

温泉の深部流体は多孔質の地層, 断層群, 貫入岩体周縁の割れ目などに貯留されている場合が多い (森・陶山, 1980; わが国の地熱発電所設備要覧 (新版) 編纂委員, 2000)。このうち、水質組成が似ている松本盆地南東縁地域の硫酸塩泉 (Nos. 3~5) の深部流体は薄川断層を、また諏訪盆地地域の塩化物泉 (Nos. 12, 14, 15) の深部流体は諏訪断層群にそれぞれ貯留されると考えられる。その他の温泉の深部流体も断層ないし貫入岩体周縁の割れ目が主な貯留層になっている可能性が高いことから、各温泉の主要貯留層を周辺の地質構造と井戸の地理的位置関係、掘削深度などに基づいて推定すると、Table 1 のとおりである。

4.2 主要溶存成分濃度の経年変化

本研究で対象とした多くの温泉で東北地方太平洋沖地震 (2011 年 3 月 11 日) が発生する前の主

Table 1 Chemical composition of hot spring and river waters in the southeastern marginal area of the Matsumoto basin and Suwa basin area

No.	Locality	Depth (m)	Reservoir	Sampling date	Type	WT ^{*1} (°C)	TG ^{*2} (°C/100m)	pH	EC ^{*3} (mS/cm)	Na ⁺ (mg/L)	K ⁺ (mg/L)	Ca ²⁺ (mg/L)		
Southeastern marginal area of the Matsumoto basin(MBA)														
1	Matsumoto	unknown	F-8?	9/20/2011	Ca-HCO ₃	14.8	—	7.0	22.5	10.6	1.27	19.0		
2	Matsumoto	unknown	F-9?	9/20/2011	Na-SO ₄	25.4	—	7.1	36.4	70.3	1.61	34.2		
3	Asama	123	Susukigawa F.	9/20/2011	Na-SO ₄	43.1	22.8	8.3	67.1	79.5	1.95	46.1		
4	Utsukushigahara	0	Susukigawa F.	11/8/2011	Na-SO ₄	37.7	—	8.6	65.6	109	1.43	23.7		
5	Matsumoto	250	Susukigawa F.	11/8/2011	Na-SO ₄	36.9	8.8	9.0	97.7	122	1.90	94.8		
6	Matsumoto	0	Gofukuji F.?	11/8/2011	Ca-SO ₄	13.9	—	7.9	43.1	23.7	4.02	141		
7	Shiojiri	0	Gofukuji F.	9/20/2011	Fe-SO ₄	12.5	—	3.1	51.3	4.37	0.78	7.80		
8	Shiojiri	0	Okaya F.	9/17/2011	Na-HCO ₃	19.3	—	6.3	892	128	11.8	40.4		
Suwa basin area(SBA)														
9	Okaya	1368	Concealed F.	9/12/2012	Na-HCO ₃	40.8	1.9	7.8	1.1	192	24.2	18.1		
10	Togawa	0		9/20/2012	Ca-SO ₄	15.9	—	7.4	8.8	4.05	1.54	7.41		
11	Shimosuwa	0	NNE-SSW F.	9/17/2011	Fe-SO ₄	22.2	—	2.5	222	6.84	1.44	10.5		
12	Shimosuwa	0	Suwa F.	9/17/2011	Na-Cl	52.0	—	8.2	155	170	4.72	28.1		
13	Kamisuwa	160	Suwa F.	9/20/2012	Na-HCO ₃	39.7	15.4	8.1	80.4	98.4	17.8	21.5		
14	Kamisuwa	400	Suwa F.	9/12/2012	Na-Cl	49.2	8.6	7.8	0.8	142	9.86	25.4		
15	Kamisuwa	350	Suwa F.	9/17/2011	Na-Cl	59.5	55.2	8.5	122	204	6.02	26.0		
16	Chino	535	Margin of granite	9/20/2012	Na-HCO ₃	29.2	2.7	9.8	45.4	43.7	1.02	8.01		
17	Jinguji	150	Okaya F.	9/12/2012	Na-Cl	49.5	23.0	8.4	2.1	398	15.7	43.0		
18	Chino	unknown	Chino F.	9/20/2012	Ca-HCO ₃	17.7	—	7.2	7.4	2.77	0.96	4.29		
Seawater ^{*4}								8.4	—	11000	391	410		
No.	Locality	Mg ²⁺ (mg/L)	Al ³⁺ (mg/L)	Fe ²⁺ +Fe ³⁺ (mg/L)	Cl ⁻ (mg/L)	F ⁻ (mg/L)	Br ⁻ (mg/L)	SO ₄ ²⁻ (mg/L)	HCO ₃ ⁻ (mg/L)	B (mg/L)	SiO ₂ (mg/L)	δ ¹⁸ O (‰)	δD (‰)	δ ³⁴ S (‰)
Southeastern marginal area of the Matsumoto basin(MBA)														
1	Matsumoto	9.97	0.006	<0.1	12.4	<0.1	<0.1	32.6	68.0	0.40	30.3	-11.16	-76.9	+3.0
2	Matsumoto	1.83	0.008	<0.1	64.7	0.99	<0.1	103	52.0	0.20	17.9	-10.99	-81.5	+11.9
3	Asama	4.01	0.002	<0.1	33.6	1.46	<0.1	223	19.0	0.20	30.2	-12.27	-86.7	+16.3
4	Utsukushigahara	<0.1	0.007	<0.1	28.1	<0.1	<0.1	205	15.0	0.40	27.4	-11.47	-79.7	+16.0
5	Matsumoto	<0.1	0.006	<0.1	7.35	<0.1	<0.1	410	14.0	0.20	67.2	-11.17	-78.7	+13.6
6	Matsumoto	7.77	0.005	1.27	0.98	<0.1	<0.1	311	100	0.50	49.9	-10.90	-78.7	+1.3
7	Shiojiri	1.60	0.007	87.0	1.98	<0.1	<0.1	244	<0.1	0.60	21.9	-11.36	-76.2	+2.0
8	Shiojiri	28.2	0.012	4.17	65.4	<0.1	<0.1	74.0	430	1.00	88.3	-10.97	-83.6	—
Suwa basin area(SBA)														
9	Okaya	0.12	0.007	0.10	136	<0.1	<0.1	10.1	325	0.70	88.3	-12.30	-84.6	—
10	Togawa	1.27	0.110	0.29	5.21	<0.1	<0.1	15.9	12.0	0.30	19.8	-11.50	-77.3	—
11	Shimosuwa	27.6	73.00	185	1.14	<0.1	<0.1	949	<0.1	0.30	76.3	-9.69	-65.3	-7.1
12	Shimosuwa	1.27	0.007	<0.1	205	<0.1	<0.1	93.3	33.0	4.60	37.2	-10.89	-78.0	+1.2
13	Kamisuwa	9.18	0.017	1.86	44.8	<0.1	<0.1	0.13	321	0.90	70.6	-11.30	-78.8	—
14	Kamisuwa	1.24	0.009	<0.1	169	<0.1	<0.1	94.7	58.0	2.10	70.6	-11.60	-80.2	—
15	Kamisuwa	3.25	0.040	<0.1	231	<0.1	<0.1	95.0	99.0	3.20	53.5	-10.96	-80.8	+19.6
16	Chino	1.40	0.020	<0.1	16.3	<0.1	<0.1	31.7	73.0	0.30	35.3	-12.10	-84.1	—
17	Jinguji	1.61	0.006	<0.1	550	<0.1	<0.1	105	39.0	3.10	52.5	-11.90	-86.2	—
18	Chino	2.20	0.007	0.10	1.89	<0.1	<0.1	5.20	28.0	0.40	13.2	-11.40	-77.4	—
Seawater ^{*4}		1390	—	—	19800	—	67.5	2690	150	4.50	—	0.00	0.00	+21.5

*1Water temperature. *2Temperature gradient. *3Electric conductivity. *4Data from Imahashi *et al* (1996).

要溶存成分濃度が報告されているので、発生後に採水した今回の分析結果と比較した。その結果、温泉分析表が入手できた11地点 (Nos. 3~6, 8, 9, 11, 14~17) のうち、No. 16地点を除く温泉では、本地震発生の前後で主要溶存成分濃度に顕著な変化は認められなかった (Fig. 2)。

諏訪盆地のNo.16地点では2本の温泉井が150m離して掘削されており (長野県, 2013b), このうち第1号井 (掘削深度450m) の1976年 (採水試料をNo. 16aと呼称) と1981年 (同No. 16b) の泉質はNa—Cl型に属し (Fig. 2の矢印), 泉温もそれぞれ40.0, 38.2°Cで近い (稲垣, 1983)。一方, 第2号井 (掘削深度535m) の泉質は2001年 (同No. 16c) のNa—SO₄型 (厳密にはNa—SO₄・Cl型) から2012年 (同No. 16) のNa—HCO₃型へと変化し (Fig. 2の矢印), 泉温

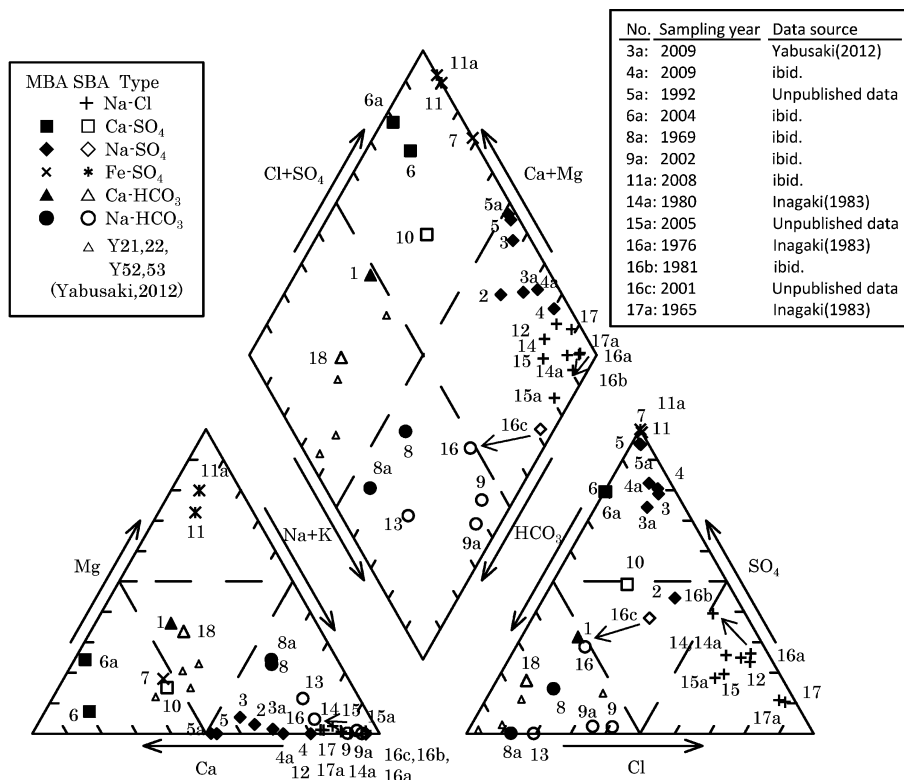


Fig. 2 Trilinear diagram for hot spring and river waters. Small open triangles show data of springs and groundwaters from Yabusaki (2012). The sample numbers are the same as in Fig.1. The arrows show changes with time of water quality for the No.1 well (samples of Nos.16a, b) and No.2 well (samples of No.16c and 16) of location No.16.

はそれぞれ 30.9, 29.2°C でほぼ等しく, 第 1 号井よりやや低い. この間に東北地方太平洋沖地震が発生しているが, その影響については不明である. 孔井地質調査結果 (稲垣, 1983) および周辺の地質構造を勘案すれば, 1976 年と 1981 年 (Nos. 16a, b) の第 1 号井では諏訪湖北東縁付近に分布する 3 地点 (Nos. 12, 14, 15) と同じ諏訪断層群に貯留される Na—Cl 型の深部流体を, また 2001 年と 2012 年 (Nos. 16c, 16) の第 2 号井では茅野岩体の内部や周縁に発達する割れ目などに貯留される Na—SO₄ 型および Na—HCO₃ 型の深部流体をそれぞれ採取したと推察される.

4.3 深部流体の起源

4.3.1 温泉の貯留母岩および熱源

松本盆地南東縁地域の温泉 (Nos. 6, 7 を除く) および諏訪盆地地域の温泉 (Nos. 11, 18 を除く) の B/Cl モル比は 0.01~0.1 にあり, 内村層 (本郷層) の砂岩泥岩互層に挟在する緑色変質した安山岩質凝灰岩および塩嶺火山岩類がそれぞれ主要貯留母岩になっていると推察される. Nos. 6, 7 地点の B/Cl モル比 (0.994~1.673) は高ボッチ累層 (内村層相当層) の黒色泥岩・砂岩礫岩を主要貯留母岩にしていることを示唆する (Fig. 3a; 犬山ら, 1999; 茂野・阿部, 1987; 中村・鈴木, 1957).

地表温度を 15°C とし, 泉温が孔底温度に等しいと仮定すると, 非火山地域の地温勾配 (2~3°C/100m 程度; 入船, 1995) をもつ 2 地点 (Nos. 9, 16; 地温勾配は 1.9~2.7°C/100m) を除けば,

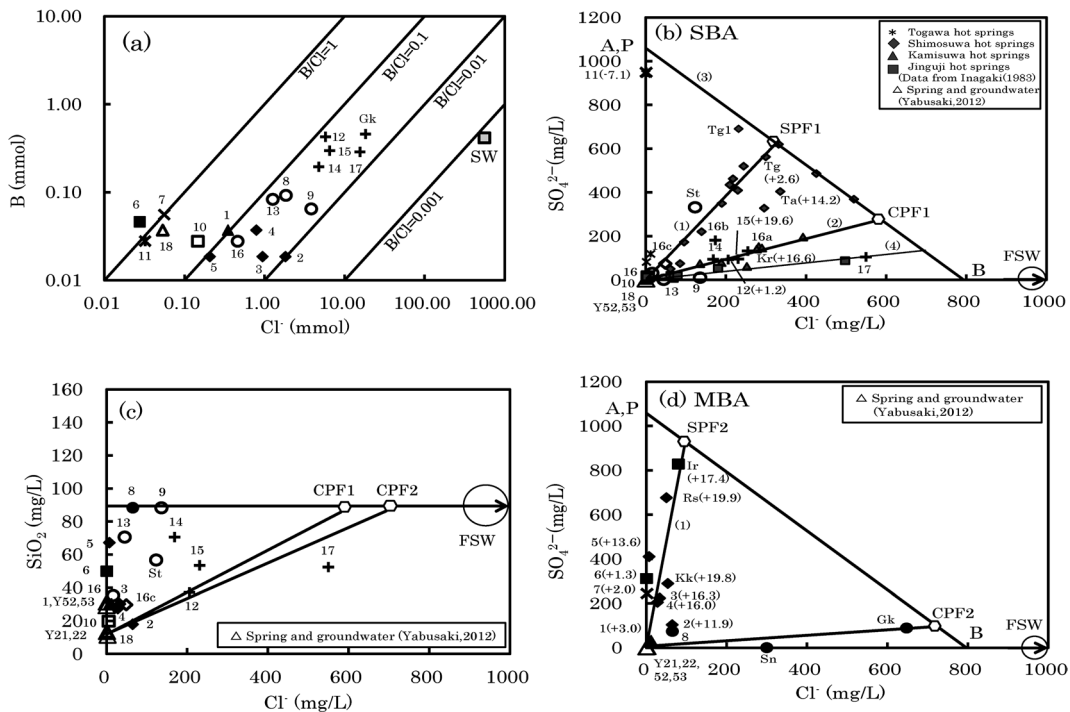


Fig. 3 Cl⁻-B (a) and Cl⁻-SiO₂ (c) diagrams for hot spring and river waters, Cl⁻-SO₄²⁻ (b)(d) diagrams for the spring waters from the SBA and MBA, respectively. The sample numbers, names and symbols are the same as in Fig. 1. SW, sea water; FSW, fossil sea water. See in the text for the CPF1, 2, SPF1, 2 and straight lines (1) to (4). Parenthesis in Figs. 3b, d shows δ³⁴S value of the water.

本地域は火山性温泉地域の地温勾配 (8.6~55.2°C/100m) を示している (Table 1). 火成岩類の年代測定結果によれば、茅野深成岩体 (K-Ar 年代は約 11 Ma; 佐藤, 2012) は温泉の熱源としては古すぎるようである。本研究対象地域のなかでは、諏訪盆地を取り巻く塩嶺火山岩類 (K-Ar 年代は約 1.5~0.75 Ma) のうち、最上部の霧ヶ峰火山岩類 (約 1.3~0.75 Ma; Oikawa and Nishiki, 2005) が最も若く、温泉の熱源は霧ヶ峰火山である可能性が高い。

本研究対象地域には火山性および非火山性温泉の地温勾配を示す温泉井が共存するが、両者を通じて SiO₂ 濃度が高くなるとともに深部流体温度は概ね上昇することから、深部流体温度の高低は SiO₂ 濃度によっておおそ知ることが可能である (村松ら, 2013). Figure 1 からわかるように、等 SiO₂ 濃度線 (70 mg/L) は霧ヶ峰火山を取り巻くように描かれており、また SiO₂ 濃度は松本盆地南東縁地域の薄川断層に貯留される Na—SO₄ 泉 (Nos. 3~5) のなかで最も霧ヶ峰火山寄りの No. 5 地点で高く、霧ヶ峰火山が温泉の熱源になっている推論を支持する。

4. 3. 2 深部流体の形成機構

本研究対象地域の温泉水の δ¹⁸O, δD 値, Cl⁻ 濃度の関係を、地理的に見て降水の涵養域と考えられる美ヶ原・霧ヶ峰高原の湧水・地下水 (Y21, 22, 52, 53; 藪崎, 2012) とともに Fig. 4 に示す。Figure 4a からわかるように、ほとんどの温泉水は天水線 (δD = 8δ¹⁸O + 13) に沿ってほぼ分布し、岩石との反応による酸素同位体交換は経験していても僅かに過ぎない。美ヶ原・霧ヶ峰高原の湧水・地下水の δ¹⁸O, δD 値は天水線上にあって、温泉水の最小値付近ないしそれ以下を示している。こ

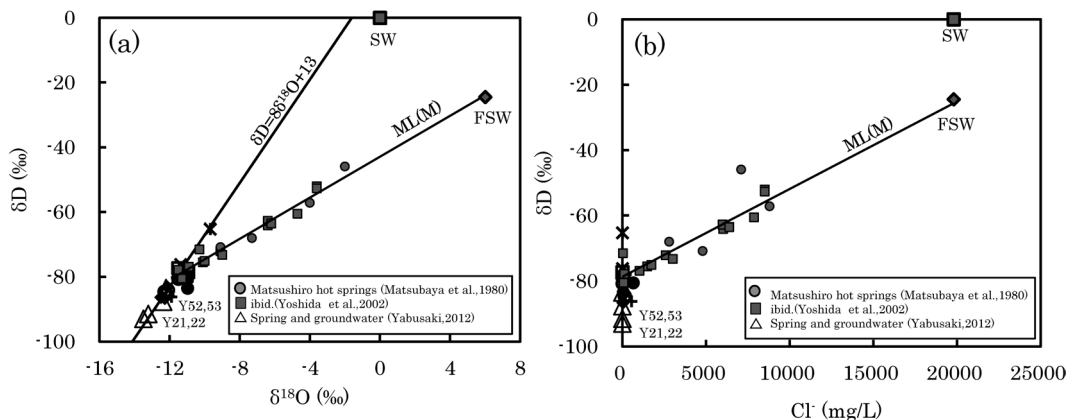


Fig. 4 $\delta^{18}\text{O}-\delta\text{D}$ (a) and $\text{Cl}^{-}-\delta\text{D}$ (b) diagrams for hot spring and river waters. SW, sea water ; FSW, fossil sea water. The ML (M) shows the mixing line of fossil sea water and meteoric water.

これらの同位体結果を踏まえて、温泉水・河川水の $\text{Cl}^{-}-\text{SO}_4^{2-}$ 濃度および $\text{SiO}_2-\text{Cl}^{-}$ 濃度の関係から深部流体の形成機構を、諏訪盆地地域と松本盆地南東縁地域 (Fig. 1) に分けて考察しよう。

(1) 諏訪盆地地域

諏訪盆地地域の温泉水・河川水の $\text{Cl}^{-}-\text{SO}_4^{2-}$ 濃度を、砥川, 下諏訪, 上諏訪, 神宮寺温泉, 塩壺温泉 (稲垣, 1983) とともに Fig. 3b に示す。下諏訪温泉 (16 地点) と上諏訪温泉 (7 地点) の $\text{Cl}^{-}-\text{SO}_4^{2-}$ 濃度間にはそれぞれ高い正相関 (前者は相関直線 (1) で $R^2=0.946$, 後者は相関直線 (2) で $R^2=0.721$) が認められる。また, 下諏訪の 3 地点間には逆相関 (端成分を A, P および B と呼称) が認められ, この相関直線 (3) より右側にプロットされる温泉は存在しない。地理的に見て降水の涵養域にあたる霧ヶ峰高原の湧水・地下水 (Y52, 53) が降水起原水 (原点) に近い。

砥川沿いの No. 11 地点は Cl^{-} を殆ど含まず, SO_4^{2-} 濃度がかかなり高い。 $\delta^{34}\text{S}$ 値 (-7.1%) は SO_4^{2-} が黄鉄鉱の酸化由来であることを示唆し, 深部流体は端成分 P (黄鉄鉱の酸化由来の SO_4^{2-} 起源流体を想定) に降水起原水が少量混合したものと考えられる。砥川の下流付近に位置する下諏訪温泉うち, 且過の湯温泉 (Tg) の $\delta^{34}\text{S}$ 値 ($+2.6\%$; 松葉谷ら, 1980) は SO_4^{2-} が黄鉄鉱の酸化由来であることを示唆し, SPF1 (SO_4^{2-} に富む流体) は端成分 P と B (Cl^{-} 起源流体を想定) の混合流体であり, 下諏訪温泉の深部流体は SPF1 と降水起原水が混合したものと推察される。なお, 端成分 P は高ボッチ山周辺に限定的に存在する (第 4.4 節)。一方, 上諏訪温泉の $\delta^{34}\text{S}$ 値 ($+16.6\sim 19.6\%$) は SO_4^{2-} が硬石膏の溶解由来であることを示唆し, CPF1 (Cl^{-} に富む流体) は端成分 A (硬石膏の溶解由来の SO_4^{2-} 起源流体を想定) と B の混合流体であり, 上諏訪温泉の深部流体は CPF1 と降水起原水が混合したものと推察される。諏訪湖周辺の温泉井の深度と SO_4^{2-} 濃度の関係を検討した結果によれば, 深度 200 m より深い温泉井は $\text{Na}-\text{Cl}$ に富む一方, それより浅い温泉井は SO_4^{2-} に富む傾向が認められており (和田ら, 1992), 端成分 A, P は降水由来の SO_4^{2-} 起源流体, 端成分 B は深部由来の Cl^{-} 起源流体であると考えられる。神宮寺温泉の深部流体は CPF1 より端成分 B に近い流体と降水起原水の混合からなるのであろう (直線 (4))。

Figure 3b には深部流体の温度情報は含まれていないので, 深部流体温度を反映する SiO_2 濃度と Cl^{-} 濃度の関係を Fig. 3c に示す。なお, SiO_2 濃度を用いた深部流体温度の推定法は酸性泉では不確かになるので (森・陶山, 1980), No. 11 地点は示していない。図中, CPF1 の SiO_2 濃度は温泉水のなかで最も高い Nos. 8, 9 地点と同じ (約 88 mg/L) であると仮定している。諏訪盆地地域の

温泉水 (No. 17 を除く) は CPF1 (Cl^- に富む流体; SiO_2 濃度約 88 mg/L, Cl^- 濃度約 587 mg/L) と低温降水起源水 (No. 18 に近い; SiO_2 濃度約 13 mg/L) および加熱降水起源水 (同約 88 mg/L) の両混合線に挟まれた範囲にあり, Na—Cl 泉 (Nos. 12, 15) はほぼ低温降水起源水と CPF1 の混合, Na— HCO_3^- 泉 (Nos. 9, 13, 16, St) はさまざまに温められた降水起源水と CPF1 の混合からなると考えられる.

主要溶存成分濃度の経年変化を検討した結果, No. 16 地点の泉温と溶存成分濃度に大きな変化が認められた (第 4.2 節). Figure 3b に基づけば, 1976~1981 年の Na—Cl 泉 (Nos. 16a, b) はほぼ CPF1 と降水起源水の混合流体, 2001 年の Na— SO_4 泉 (No. 16c) は SPF1 と降水起源水の混合流体, 2012 年の Na— HCO_3^- 泉 (No. 16) は降水起源水をそれぞれ主な深部流体にしていると解釈される. さらに, Na— SO_4 泉 (No. 16c) と Na— HCO_3^- 泉 (No. 16) の泉温が Na—Cl 泉 (Nos. 16a, b) より約 10°C 低い特徴は, 低温降水起源水の混合割合の増加によって説明できることがわかる.

以上に得られた結果に基づけば, 諏訪盆地地域の深部流体の主な形成機構は以下のものであったと推察される. 上諏訪では, 諏訪断層群を上昇してきた端成分 A と B の混合からなる CPF1 が, 霧ヶ峰高原で涵養された後にさまざまに温められた降水起源水によって希釈されて塩化物泉の深部流体となった. 一方, 下諏訪では, 端成分 P と B の混合からなる SPF1 が CPF1 に代わって関与することを除けば, SO_4^{2-} に富む温泉の深部流体の形成機構は上諏訪と同様である.

(2) 松本盆地南東縁地域

松本盆地南東縁地域の温泉水の Cl^- — SO_4^{2-} 濃度を, 鹿教湯温泉 (Kk; 藪崎, 2012), 霊泉寺温泉 (Rs; 中村・鈴木, 1957), 入山辺温泉 (Ir; 赤羽・松田, 1952), 玄向寺温泉 (Gk; 野口, 1967), 塩の湯温泉 (Sn; 中村・鈴木, 1957) とともに Fig. 3d に示す. 図中, 端成分 A, P と B の混合線は温泉分析値の豊富な諏訪盆地地域で得られたものであり (Fig. 3b), 端成分 A, P, B は諏訪盆地地域と同一である. 本地域では, 地理的に見て降水の涵養域にあたる美ヶ原・霧ヶ峰高原の湧水・地下水 (Y21, 22, 52, 53) が降水起源水 (原点) に近い. 5 地点 (Nos. 3, 4, Kk, Rs, Ir) の Cl^- — SO_4^{2-} 濃度間には正相関 (相関直線 (1)) が認められ, $\delta^{34}\text{S}$ 値 (+16.0~+19.9 ‰) は SO_4^{2-} が硬石膏の溶解に由来することを示唆する. したがって, これらの温泉の深部流体は端成分 A と B の混合流体である SPF2 (SO_4^{2-} に富む流体) が降水起源水によって希釈されたものと推察される. SO_4^{2-} 軸上にある 2 地点 (Nos. 6, 7) の $\delta^{34}\text{S}$ 値 (+1.3~+2.0 ‰) は SO_4^{2-} の黄鉄鉱の酸化由来を示唆し, 深部流体は端成分 P と降水起源水が混合したものと判断される. 一方, 玄向寺温泉と塩の湯温泉の深部流体は Cl^- に富む流体 (CPF2) および端成分 B がそれぞれ降水起源水によって希釈されたであろう.

Cl^- — SiO_2 濃度図 (Fig. 3c) をみると, 松本盆地南東縁地域の温泉水は低温降水起源水 (Y21, 22 に近い; SiO_2 濃度約 12 mg/L) と加熱降水起源水 (同約 88 mg/L) 間の Cl^- 濃度がゼロに近い付近にプロットされ, 深部流体はこの SiO_2 濃度間に相当する温度まで温められた降水起源水を主体にしていると解釈される.

以上に得られた結果に基づけば, 松本盆地南東縁地域では, 主要温泉貯留層である薄川断層を深部から上昇してきた端成分 A と B の混合からなる SPF2 が, 美ヶ原~霧ヶ峰高原で涵養された後にさまざまに温められた降水起源水によって希釈されて, 硫酸塩泉の深部流体が形成されたと推察される.

4.3.3 Cl^- の起源

本研究対象地域で諏訪断層群などを介して深部から上昇してくる起源流体は Na—Cl 型であることが推察された. ここで, この Cl^- の起源を考察しよう.

北部フォッサマグナの河東山地・内村—諏訪地域に分布するグリーンタフ層のうち, 本研究の対

象となった内村-諏訪地域の Na-Cl 型起源流体は主に内村層に貯留されている。本地域の北東延長にあたる河東山地の松代群発地震地域では 1965 年に群発地震が発生し、高塩分濃度の深部地下水が多量に湧出している (野口ら, 1969)。この地域で 1970 年に掘削した調査井では、Cl⁻濃度が約 12,000 mg/L の高塩化物水が深度 1,600 m の破碎帯から湧出した実績が報告されている (吉田ら, 2002)。松代温泉水の化学分析結果によれば (野口, 1967), Mg/Cl 当量比 (0.065~0.093) と SO₄/Cl 当量比 (0.028~0.032) は現海水 (Mg/Cl 当量比 0.205, SO₄/Cl 当量比 0.101) より低い一方、Ca/Cl 当量比 (0.239~0.393) は現海水 (Ca/Cl 当量比 0.037) より高く、海水端成分は化石海水の特徴を示している。松代温泉水の Cl⁻濃度、δ¹⁸O、δD 値は松葉谷ら (1980) や吉田ら (2002) によって報告されており、δ¹⁸O—δD 値、Cl⁻濃度—δD 値間の相関直線 (ML (M)) を Fig. 4 に示す。Cl⁻濃度が現海水に等しい (19,800 mg/L) と仮定した化石海水の δ¹⁸O 値と δD 値はそれぞれ +6.45‰ (図は割愛) と -25.2‰ (Fig. 4b) と見積もられ、松代温泉の深部流体は現海水より高い δ¹⁸O 値をもった化石海水と降水の混合によって形成されたと考えられる。

Figure 4 からわかるように、松代温泉水の同位体組成と Cl⁻濃度は、化石海水を通る相関直線 (ML (M)) で近似され、その低濃度側は本研究対象地域の温泉の組成を示す範囲と重なっている。松代温泉 (3 号井) の地下では奇妙山火山岩類が別所層 (黒色頁岩) とひん岩類を不整合に覆っており (露木ら, 2008), 別所層に発達した割れ目が温泉貯留層になっていると考えられる。本研究の対象となった内村-諏訪地域の Na-Cl 型起源流体の主要温泉貯留層である内村層は別所層と同じグリーンタフ層に属しており、化石海水が未開発の深部に存在する可能性は高い。したがって、Cl⁻は化石海水を起源にしており、端成分 B (Figs. 3b, d) はこの化石海水が降水起源水で希釈されたものと推察される。

4.4 深部流体の水質形成機構

温泉水の主要化学成分の起源を検討するにあたっては、温泉水に含まれる各成分の海水に対する過剰・欠損量を求める必要がある。ここでは、Cl⁻は海水起源であると仮定して、次式より試料の M 成分の過剰・欠損量を算出した。

$$\Delta[M] = [M] - [M/Cl]_{sea} \times [Cl] \quad (2)$$

ここで、 $\Delta[M]$: 試料の M 成分の過剰・欠損量, $[M]$: 試料の M 成分の濃度, $[M/Cl]_{sea}$: 海水の Cl⁻に対する M 成分の濃度, $[Cl]$: 試料の Cl⁻濃度。

4.4.1 方解石の溶解作用およびイオン交換反応

Ca-HCO₃ 泉 (Nos. 1, 18) の ΔCa^{2+} と ΔHCO_3^- は直線 $\Delta Ca^{2+} = \Delta HCO_3^-$ 付近に分布しており (Fig. 5a), 両成分濃度は方解石の溶解作用に規制されていると判断される。



溶液-鉱物平衡計算プログラム「SOLVEQ」(Reed, 1982) を用いて、水温における深部流体の方解石に対する飽和指数を計算した結果によれば、両温泉水は方解石に不飽和であり (Fig. 6a), この推論を支持する。No. 8 地点の ΔCa^{2+} は直線 $\Delta Ca^{2+} = \Delta HCO_3^-$ よりかなり欠損する (Fig. 5a)。この ΔCa^{2+} 欠損量 (ΦCa^{2+}) の絶対値は ΔNa^+ よりやや高い程度であり (Fig. 5b), 本温泉水は方解石の溶解作用に加えて、Na-スメクタイトと Ca²⁺ に富む深部流体間のイオン交換反応を経験してきたと判断される。



一方、No. 12 地点では ΦCa^{2+} 過剰量と ΔMg^{2+} の絶対値がほぼ等しく (Fig. 5c), 方解石の溶解作用とともに、Ca-スメクタイトと Mg²⁺ に富む深部流体間のイオン交換反応が行われたと推察される。

地質鉱物学的視点に立てば、No. 1 地点では美ヶ原草原で涵養された降水が地下に浸透する過程

で内村層の方解石 (山岸, 1965) や本郷層 (藤井砂岩泥岩層) の底生有孔虫 (山田ら, 2004) など
 を, 諏訪地域の3地点 (Nos. 8, 12, 18) では霧ヶ峰高原で涵養された降水が地下浸透過程で塩嶺火
 山岩類の方解石を溶解して深部流体になったと推察される. また, 諏訪地域の2地点 (Nos. 8, 12)
 における陽イオン交換反応には, 塩嶺火山岩類の火山ガラスの変質生成物などとして存在するスメ

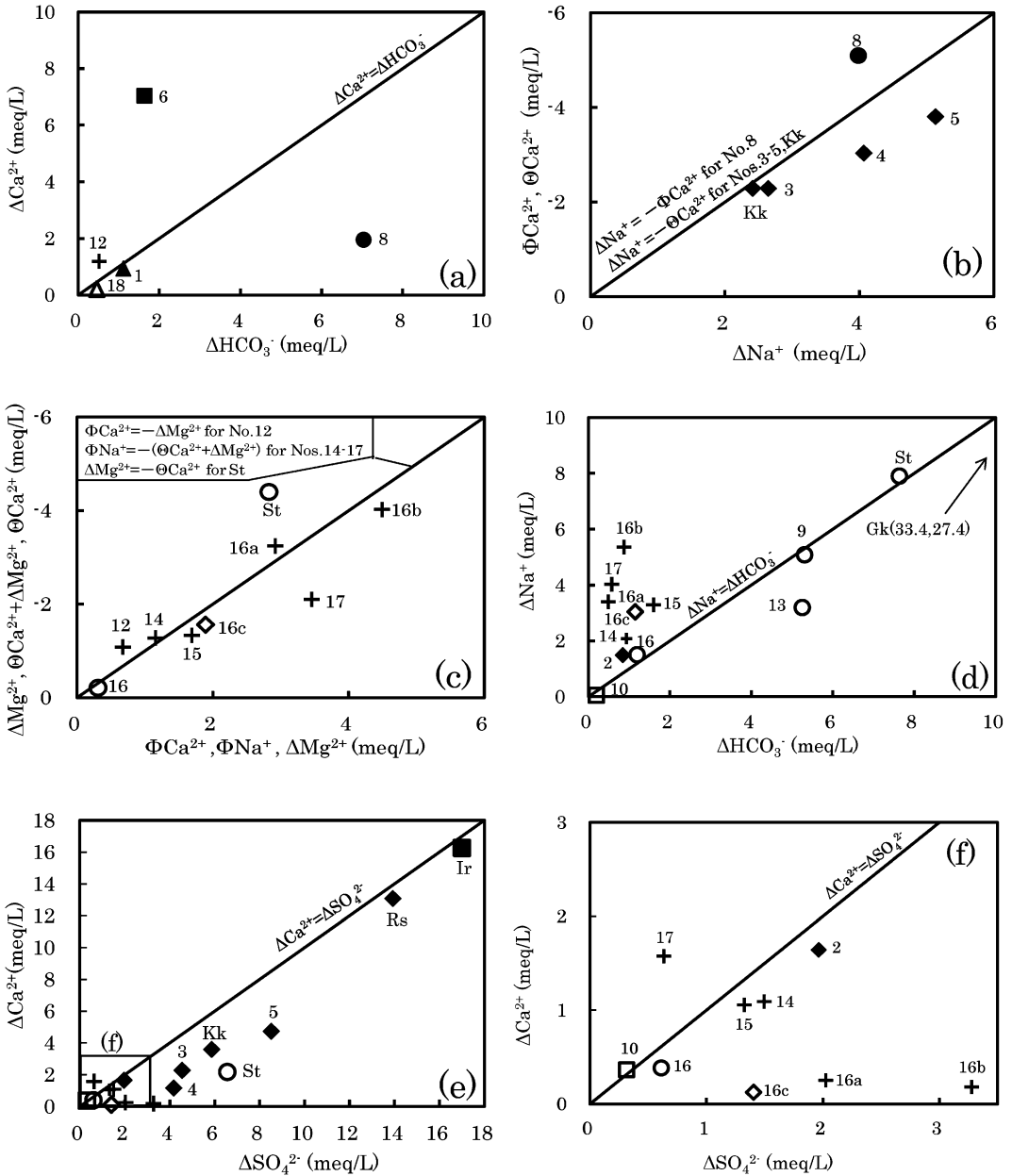


Fig. 5 $\Delta\text{HCO}_3^- - \Delta\text{Ca}^{2+}$ (a), $\Delta\text{Na}^+ - \Phi\text{Ca}^{2+}$, ΘCa^{2+} (b), ΦCa^{2+} , ΦNa^+ , $\Delta\text{Mg}^{2+} - \Delta\text{Mg}^{2+}$, $(\Theta\text{Ca}^{2+} + \Delta\text{Mg}^{2+})$, ΘCa^{2+} (c), $\Delta\text{HCO}_3^- - \Delta\text{Na}^+$ (d) and $\Delta\text{SO}_4^{2-} - \Delta\text{Ca}^{2+}$ (e)(f) diagrams for hot spring and river waters. The sample numbers, names and symbols are the same as in Fig. 1.

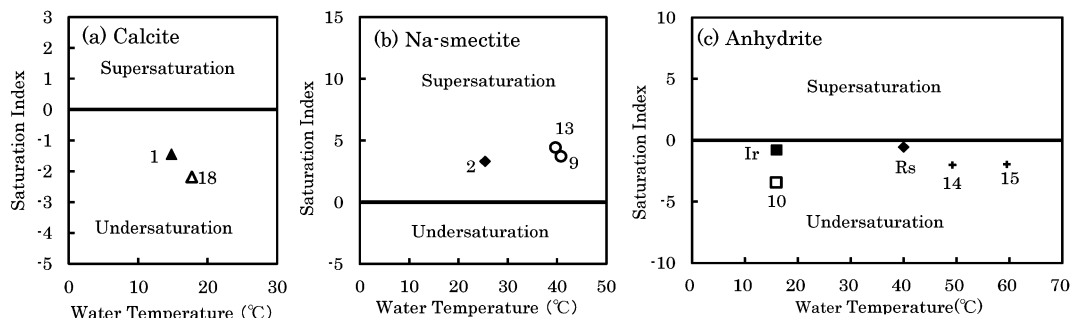


Fig. 6 Water temperature versus saturation index for the deep fluids. (a) Calcite (b) Na-smectite (c) Anhydrite. The sample numbers and symbols are the same as in Fig. 1.

クタイトが関与したのであろう。

4. 4. 2 斜長石の風化作用およびイオン交換反応

本研究対象地域の Na—HCO₃ 泉 (Nos. 9, 13, 16, Gk, St), Na—SO₄ 泉 (No. 2) の ΔNa⁺ と ΔHCO₃⁻ は直線 ΔNa⁺ = ΔHCO₃⁻ 付近にプロットされる (Fig. 5d). これらの温泉の貯留母岩となっている中性・酸性火成岩 (塩嶺火山岩類の安山岩溶岩・火山砕屑岩, 下諏訪岩体の石英閃緑岩・花崗閃緑岩, 内村層の安山岩質凝灰岩) 中の斜長石は曹長石成分に富み (黒田・諏訪, 1983), 内村層の斜長石には曹長石化が認められている (山岸, 1965). そこで, 斜長石を曹長石からなると仮定すると, 温泉水の Na⁺ と HCO₃⁻ 濃度は曹長石の Na—スメクタイト化に規制されていると解釈される.



Nos. 2, 9, 13 地点は Na—スメクタイトに過飽和であり (Fig. 6b), (5) 式の進行を支持する. 斜長石の風化作用は本研究対象地域の広範 (温泉の約半数) で進行している現象である.

4. 4. 3 硬石膏の溶解作用およびイオン交換反応

松本盆地南東縁地域の硫酸塩泉 (Nos. 2~5, Ir, Rs, Kk), 上諏訪地域の塩化物泉・炭酸塩泉 (Nos. 14~16), 砥川 (No. 10) の ΔCa²⁺ と ΔSO₄²⁻ 間に正相関が認められる (Figs. 5e, f). このうち, 松本盆地南東縁地域の硫酸塩泉 (Nos. 3~5, Ir, Rs, Kk) および上諏訪地域の湖柳温泉 (Kr) の δ³⁴S 値は +13.6~+19.9‰ (Table 1; 松葉谷ら, 1980) を示し, 硬石膏 (含石膏) の溶解に由来する日本のグリーンタフ型温泉の δ³⁴S 値 (+15~+33‰; Sakai and Matsubaya, 1974) にほぼ含まれることを勘案すると, これらの温泉水と河川水は硬石膏の溶解を経験してきたと推察される. 入山辺温泉, 霊泉寺温泉, 上諏訪の 3 地点 (Nos. 10, 14, 15) の深部流体は硬石膏にほぼ飽和ないし不飽和であり (Fig. 6c), この推論と整合する.

Figure 5e からわかるように, 松本盆地南東縁地域の Na—SO₄ 泉 (Nos. 3~5, Kk) は直線 ΔCa²⁺ = ΔSO₄²⁻ より ΔCa²⁺ にやや欠損している. この Ca²⁺ 欠損量 (ΘCa²⁺) と ΔNa⁺ 間には逆相関が認められ (Fig. 5b), これらの温泉水は, 硬石膏の溶解作用に加えて, 内村層 (本郷層) の安山岩質凝灰岩や霧ヶ峰火山岩などに含まれる Na—スメクタイトと Ca²⁺ に富む深部流体間のイオン交換反応を経験してきたと判断される.

上諏訪地域以南に分布する多くの温泉 (Nos. 14~16a, b, c, 17) では直線 ΔNa⁺ = ΔHCO₃⁻ より過剰な ΔNa⁺ (ΦNa⁺; Fig. 5d) と (ΘCa²⁺ + ΔMg²⁺) 間に逆相関が認められ (Fig. 5c), 斜長石の風化作用および硬石膏の溶解作用に加えて, Na—スメクタイトと (Ca²⁺, Mg²⁺) に富む深部流体間でイオン交換反応が行われたと推察される.



また, 塩壺温泉 (St) は直線 $\Delta Mg^{2+} = -\Theta Ca^{2+}$ 付近にプロットされ (Fig. 5c), 硬石膏の溶解作用とイオン交換反応が示唆される. 地質鉱物学的視点に立てば, イオン交換反応に関与するスメクタイトは守屋層 (吉野, 1982), 内村層, 塩嶺火山岩類の火山ガラスの変質生成物, 茅野岩体を構成する斜長石の風化生成物などとして存在すると考えられる.

以上からわかるように, 硬石膏の溶解作用は本研究対象地域の広範 (温泉の約半数) で行われており, 端成分 A (Figs. 3b, d) の形成に関与している. 粘土鉱物に対する主要な陽イオンの吸着力の大きさは $Ca^{2+} > Mg^{2+} > Na^{+}$ であり (藤貫ら, 1967), 本研究対象地域で行われた深部流体とスメクタイト間のイオン交換反応はほぼこれに従うものの, その反応は多様であるとともに, 広範 (温泉の約半数) に進行している現象であることがわかる.

4.4.4 硫酸還元反応

松本盆地南東縁地域の硫酸塩泉 (Nos. 3~5, Ir, Rs, Kk) に含まれる SO_4^{2-} は硬石膏の溶解に由来することが推定されたが, $\delta^{34}S$ 値は +13.6~+19.9%の変動幅をもっている (Table 1). 地下のやや深所では, 微生物は SO_4^{2-} 呼吸 (硫酸還元) を行うようになる (長沼, 2003). 硫酸還元菌による硫酸還元が進行すると, 温泉水に残留する SO_4^{2-} の $\delta^{34}S$ 値は次第に高くなり, 硫酸還元に伴う硫黄同位体分別が一定であれば, SO_4^{2-} 濃度の対数に対して $\delta^{34}S$ 値をプロットすると直線関係になる (永田・宮島, 2008). Figure 7 からわかるように, 6 地点 (Nos. 3~5, 15, Ta, Kr) の $\delta^{34}S$ 値と ΔSO_4^{2-} 間には逆相関トレンドが認められており, 松本盆地南東縁地域の硫酸塩泉 (Nos. 3~5, Ir, Rs, Kk) における $\delta^{34}S$ 値の変動は硫酸還元反応によって説明可能である. したがって, Nos. 3~5 地点で ΘCa^{2+} 欠損量の絶対値が ΔNa^{+} よりやや低いのは, 硫酸還元反応が影響しているのであろう (Fig. 5b). この硫酸還元反応は関東山地北縁 (村松ら, 2010a) や房総半島~茨城県南東部 (村松ら, 2012) などで報告されている.

No. 2 地点の $\delta^{34}S$ 値 (+11.9%) は硬石膏よりやや軽く, 硫酸還元反応を示唆する $\delta^{34}S$ 値と ΔSO_4^{2-} 間の逆相関トレンドから大きく外れる (Fig. 7). 本地点は松本市街地にあり, 硬石膏の溶解作用に加えて生活排水起源の SO_4^{2-} も含まれるために, $\delta^{34}S$ 値が硬石膏よりやや軽くなったのであろう.

4.4.5 黄鉄鉱の酸化作用

高ボッチ高原周辺にある酸性 Fe— SO_4 泉 (Nos. 7, 11; pH=2.5~3.1) の $\delta^{34}S$ は軽い値 (-7.1~+2.0‰) を示している (Fig. 7). このうち, No. 7 地点は金掘の廃坑から自然湧出しており, この南東に分布する高ボッチ累層には松本岩体の貫入に関連して生成した黄鉄鉱・輝水鉛鉱が鉱染状に

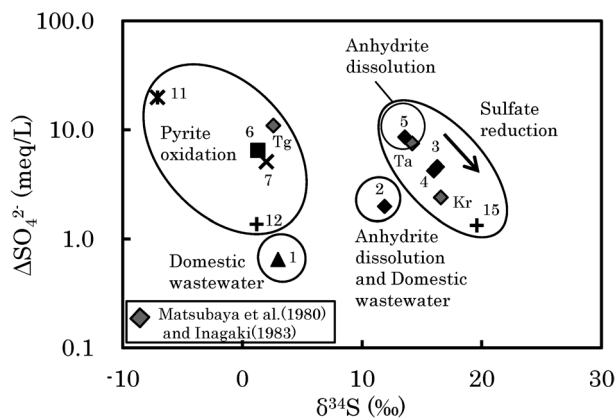
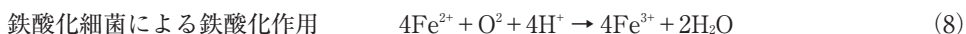
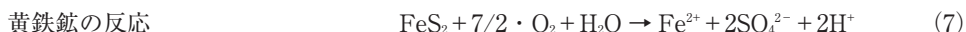


Fig. 7 Relationship between $\delta^{34}S$ value and ΔSO_4^{2-} concentration for hot spring waters. The sample numbers, names and symbols are the same as in Fig. 1.

発達しており (長野県地学会, 1957), 黄鉄鉱の酸化作用を受けてきたと判断される (Appelo and Postma, 2005).



Nos. 6, 8 地点は Fe と SO_4^{2-} を含み, 軽い $\delta^{34}\text{S}$ 値 (No. 6 地点は +1.3%) を示す点で酸性 Fe— SO_4 泉と共通するが, 中性~弱アルカリ性 (pH=6.3~7.9) である. 高ボッチ累層には石英・黄鉄鉱 (方解石) 脈が特徴的に発達すること (吉野, 1982), および両温泉は Ca^{2+} と HCO_3^- をかなり含むことを勘案すると, 深部流体の形成には地表付近における黄鉄鉱の酸化作用に加えて, 方解石の溶解作用による中和が関わっていると推察される. しかしながら, No. 6 地点の Ca^{2+} 濃度は方解石の溶解作用によるものよりかなり過剰であり, その理由は明らかでない (Fig. 5a).



砥川沿いの輝石ひん岩 (下諏訪岩体の先駆的貫入) の割れ目から自然湧出する No. 11 地点は, No. 7 地点と同様に深成岩体縁部に位置しており, Fe と SO_4^{2-} は黄鉄鉱の酸化作用に由来すると考えるのが妥当であろう. 砥川の河口付近の下諏訪に且過の湯温泉と No. 12 地点が分布する (Fig. 1). このうち, 且過の湯温泉 (pH=7.7) は Fe, SO_4^{2-} , Ca^{2+} , HCO_3^- を含み (野口, 1960; 稲垣, 1983), $\delta^{34}\text{S}$ 値が +2.6% (松葉谷ら, 1980; Fig. 7) を示すことから, 深部流体は黄鉄鉱の酸化作用と方解石の溶解作用を経験してきたと考えられる. 一方, No. 12 地点も同様の化学・安定同位体組成を有するが, Fe は未検出である (Table 1). 恐らく, pH が極端に低くならなかったために, Fe^{3+} は $\text{Fe}(\text{OH})_3$ として沈殿してしまったのであろう (Appelo and Postma, 2005).



黄鉄鉱の酸化作用が水質形成に関与する温泉は松本・下諏訪岩体の貫入に関連した黄鉄鉱の酸化作用を受けた高ボッチ山周辺, すなわち Fig.1 に示した $\delta^{34}\text{S}$ 値 = +2.8% の等安定同位体比線の内側に限られ, 端成分 P (Figs. 3b, d) の形成に関与している.

4.4.6 人為的影響

松本市街地の No. 1 地点は軽い $\delta^{34}\text{S}$ 値 (+3.0%) を示している (Fig. 7). この温泉周辺の地下水には NO_3^- (4.9~14.5 mg/L) が含まれ, 周辺に住宅地・商業施設・工場などが密集していることから, 人為的影響が予想されている (藪崎, 2012). 販売量が上位の台所・洗濯用合成洗剤の水溶液には Na^+ , Cl^- , SO_4^{2-} , NO_3^- などが含まれ, 合成洗剤水溶液と生活排水の $\delta^{34}\text{S}$ 値はそれぞれ -4.2~-0.7%, +6~+10% をそれぞれ示すことを勘案すると (村松ら, 2010b), No. 1 地点の SO_4^{2-} , Na^+ , Cl^- には生活排水が影響している可能性が考えられる.

5. ま と め

糸魚川-静岡構造線活断層帯中部 (牛伏寺断層付近) の松本盆地南東縁~諏訪盆地地域に分布する温泉を対象に, 主成分および酸素・水素・硫黄安定同位体分析を実施するとともに, 温泉水の主要溶存成分濃度の経年変化を調査した結果をもとに, 地質鉱物学的視点に立って深部流体の流動機構と水質形成機構を検討した. 得られた結果は以下のとおりである.

(1) 本研究対象地域の温泉は霧ヶ峰火山を熱源にしており, 松本盆地南東縁地域には Na— SO_4 泉, 諏訪盆地地域には Na—Cl 泉と Na— HCO_3 泉が多い. 東北地方太平洋沖地震に起因する主要溶存成分濃度の顕著な変化はほとんどの温泉で認められない.

(2) 松本盆地南東縁地域と諏訪盆地地域の SO_4^{2-} に富む温泉水の $\delta^{34}\text{S}$ 値はそれぞれ +1.3~+16.3%, -7.1~+19.6% であり, 硬石膏の溶解作用と硫酸還元反応のほか, 松本・下諏訪岩体の貫

入に関連した黄鉄鉱の鉱化作用を受けた地域では黄鉄鉱の酸化作用, 松本市街地では生活排水が関与していることを示唆する。

(3) 上諏訪地域の塩化物泉の深部流体は諏訪断層群に貯留される Cl^- に富む流体 (CPF1), 下諏訪地域の SO_4^{2-} に富む温泉の深部流体は同断層群に貯留される SO_4^{2-} に富む流体 (SPF1) が, 霧ヶ峰高原で地下に涵養された後にさまざまに温められた降水起源水と混合することによってそれぞれ形成された。一方, 松本盆地南東縁地域の硫酸塩泉の深部流体は主に薄川断層に貯留される SO_4^{2-} に富む流体 (SPF2) が, 美ヶ原~霧ヶ峰高原で涵養された後にさまざまに温められた降水起源水と混合することによって形成された。3種の流体のうち, CPF1 と SPF2 は端成分 A (硬石膏の溶解由来の SO_4^{2-} 起源流体) と端成分 B (深部由来の $\text{Na}-\text{Cl}$ 起源流体) の混合, SPF1 は端成分 P (黄鉄鉱の酸化由来の SO_4^{2-} 起源流体) と端成分 B の混合によってもたらされたと考えられる。

(4) $\text{Na}-\text{SO}_4$ 泉の水質は硬石膏の溶解作用, イオン交換反応, 硫酸還元反応, $\text{Fe}-\text{SO}_4$ 泉と $\text{Ca}-\text{SO}_4$ 泉は黄鉄鉱の酸化作用, 方解石の溶解作用, $\text{Na}-\text{Cl}$ 泉は斜長石の風化作用, イオン交換反応, 硬石膏の溶解作用, $\text{Na}-\text{HCO}_3$ 泉は斜長石の風化作用, $\text{Ca}-\text{HCO}_3$ 泉は方解石の溶解作用, 生活排水にそれぞれ主として規制される。

謝 辞

本研究を行うにあたって, 温泉施設管理者ならびに関係者の皆様には温泉水の採取にご協力頂きました。また, 匿名の2名の査読者および編集委員会委員長井上源喜先生には, 懇切丁寧なご指摘を頂きました。以上の方々に深く感謝いたします。

引用文献

- 赤羽治郎, 松田博之 (1952): 長野県入山辺鉱泉の研究 (第1報) 重碳酸土類泉飲用の胃液分泌に及ぼす影響. 信州大学紀要, 2, 83-90.
- Appelo, C.A.J. and Postma, D. (2005): Geochemistry, groundwater and pollution. 2nd edition, p. 649, Balkema, Leiden.
- 浅野陽一, 武田哲也, 行竹洋平, 三好崇之, 小原一成, 笠原敬司 (2010): 糸魚川静岡構造線断層帯における観測整備によって明らかになった地震波速度構造と地震活動. 防災科学技術研究所研究報告, 77, 31-47.
- 藤貫 正, 藤井紀之, 武司秀夫 (1967): 粘土の陽イオン交換容量 (CEO) の測定と交換性陽イオンの定量. 地質ニュース, 156, 10-14.
- 堀川 有 (2012): 東北地方太平洋沖地震における茨城県内の温泉 (源泉) 状況 (報告). 温泉科学, 61, 280-285.
- 飯島南海夫 (1962): フォッサ・マグナ北東部の火山層序学的並びに岩石学的研究 (その1) —火山層序学的研究. 信州大学教育学部紀要, 12, 86-133.
- 今橋正征, 加藤尚之, 高松信樹, 相川嘉正 (1996): 千葉県を中心とした地域の温鉱泉水およびガス田付随水中の臭化物およびヨウ化物イオン含量. 温泉科学, 46, 69-78.
- 稲垣益次 (1983): 諏訪地方の温泉. 温泉科学, 33, 200-210.
- 犬山文孝, 島田寛一, 鵜田洋行, 横井浩一 (1999): 地熱発電所環境保全実証調査 温泉・地下水系影響予測マニュアル (1). 地熱エネルギー, 87, 245-281.
- 入船徹男 (1995): マントルと核の物性. 地学団体研究会編「新版地学教育講座5巻 地球内部の構造と運動」, 75-96, 東海大学出版会, 秦野 (神奈川).
- 地震調査研究推進本部 (2013): 東北地方太平洋沖地震後の活断層の長期評価について—地震発生

- 確率が高くなっている可能性がある主要活断層帯一。地震に関する評価。http://www.jishin.go.jp/main/chousa/11sep_chouki/chouki.pdf。地震調査研究推進本部事務局 (2013. 12. 2 閲覧)。
- 環境省 (2013) : 平成 23 年度温泉利用状況。http://www.env.go.jp/nature/onsen/index.html。環境省自然環境局 (2013. 12. 2 閲覧)。
- 狩野謙一 (2006) : 糸魚川-静岡構造線。日本地質学会編「日本地方地質誌 4 中部地方」, 120-124, 朝倉書店, 東京。
- 河内洋佑, 山田哲雄, 横田勇治 (1966) : 諏訪湖北方横河川上流の結晶片岩 (横河川變成岩)。岩鉱, 56, 21-29。
- 小宮洋行, 中屋真司, 益田晴恵, 日下部 実 (2003) : 酸素および水素の安定同位体比と水質から見た長野県松本盆地中・南部地域の広域地下水流動系。地下水学会誌, 45, 145-168。
- 近藤久雄, 遠田晋次, 奥村晃史, 高田圭太 (2006) : 糸魚川静岡構造線活断層系・松本盆地東縁断層南部に沿う左横ずれ変位地形。地学雑誌, 115, 208-220。
- 小坂共栄, 山岸猪久馬 (1988) : 内村一諏訪地域。日本地質学会編「日本の地質 4 中部地方 I」, 81-84, 共立出版, 東京。
- 熊井久雄 (1997) : 諏訪湖のおいたち一諏訪盆地とその周辺地域の地史の概要。特集「諏訪湖」, URBAN KUBOTA, 36, 2-11。
- 黒田吉益, 諏訪兼位 (1983) : 偏光顕微鏡と岩石鉱物, p. 110, 共立出版, 東京。
- 松葉谷 治, 酒井 均, 日下部 実, 佐々木 昭 (1980) : 長野県の温泉についての同位体化学的調査報告。岡大温研報告, 50, 17-24。
- 森 康夫, 陶山淳治 (1980) : 地熱エネルギー読本, p. 232, オーム社, 東京。
- 向井理史, 三宅康幸, 小坂共栄 (2009) : 中部日本, 美ヶ原高原とその周辺地域における後期鮮新世-前期更新世の火山活動史。地質学雑誌, 115, 400-422。
- 村松容一, 近藤史也, 千葉 仁, 早稲田 周, 長島秀行 (2010a) : 関東山地北縁における非火山性温泉の水質および安定同位体比とその地質学的解釈。温泉科学, 60, 4-21。
- 村松容一, 荒井寛未, 近藤史也, 大城恵理, 千葉 仁 (2010b) : 窒素および硫黄安定同位体比による地下水汚染に及ぼす人間活動の影響の解明一北西下総台地の例一。土肥誌, 81, 7-15。
- 村松容一, 濱井昂弥, 山野 恭, 千葉 仁, 早稲田 周 (2012) : 千葉県房総半島および茨城県南東部における非火山性温泉の水質および安定同位体比とその地質学的解釈。温泉科学, 62, 112-134。
- 村松容一, 大平 孟, 片山秀雄, 千葉 仁, 早稲田 周 (2013) : 足尾山地, 赤城火山, 利根川中流低地帯における温泉の水質および安定同位体比とその地質鉱物学的解釈。温泉科学, 63, 118-140。
- 長野県 (2013a) : 健康福祉部衛生年報 146。温泉源泉数・利用施設数, 保健所別 (平成 21 年度版)。http://www.pref.nagano.lg.jp/kenko-fukushi/kenko/kenko/toukei/hokeneisei/documents/34onsen.pdf。健康福祉部健康福祉政策課 (2013. 12. 2 閲覧)。
- 長野県 (2013b) : 平成 24 年度第 2 回 (第 295 次) 長野県環境審議会温泉審査部会議事録, p. 8。http://www.pref.nagano.lg.jp/yakuji/kensei/soshiki/shingikai/ichiran/documents/gijiroku24-2.pdf。健康福祉部薬事管理課 (2013. 12. 2 閲覧)。
- 長野県地学会 (1957) : 20 万分の 1 長野県地質図説明書, p. 73, 内外地図, 長野。
- 長沼 毅 (2003) : 地下生物圏の自然史。資源地質学会編「資源環境地質学一地球史と環境汚染を読む一」, 239-246, 資源地質学会, 東京。

- 永田 俊, 宮島利宏 (2008): 流域環境評価と安定同位体—水循環から生態系まで—. 207-230, 京都大学学術出版社, 京都.
- 中村久由, 鈴木 孝 (1957): 長野県浅間温泉温泉調査報告—特に中部信濃地方温泉群の地域性に
関連して—. 地質調査所月報, **8**, 65-75.
- 中野 俊, 竹内圭史, 加藤碩一, 酒井 彰, 浜崎聡志, 広島俊男, 駒沢正夫 (1998): 20 万分の 1
地質図幅「長野」, 地質調査所.
- 西村 進, 城森信豪 (2012): 東北地方太平洋沖地震に伴う南紀白浜湯崎温泉の水位変化 (付: 山
梨県西山温泉泉源に与えた影響). 温泉科学, **61**, 299-305.
- 野口喜三雄 (1960): 諏訪地方の温泉の化学的研究. 温泉科学, **11**, 1-11.
- 野口喜三雄 (1967): 長野県の温泉の化学成分. 温泉科学, **18**, 47-64.
- 野口喜三雄, 上野精一, 西井戸敏夫 (1969): 松代群発地震にともなう温泉水の変化に関する地球
化学的研究. 温泉科学, **20**, 67-93.
- 大塚晃弘, 高橋孝行, 益子 保 (2012): 平成 23 年 (2011 年) 東北地方太平洋沖地震に伴ういく
つかの温泉の変化. 温泉科学, **61**, 286-291.
- Oikawa, T. and Nishiki, K. (2005): K-Ar Ages of the Lavas from Kitigamine Volcano, Central
Japan. Bull. Volcanol. Soc. Japan, **50**, 143-148.
- Reed, M.H. (1982): Calculations of multi component chemical equilibria and reaction processes in
systems involving minerals gases, and an aqueous phase. Geochim. Cosmochim. Acta, **46**,
513-528.
- Sakai, H. and Matsubaya, O. (1974): Isotopic geochemistry of the thermal waters of Japan and its
bearing on the Kuroko ore solutions. Econ. Geol., **69**, 974-991.
- 佐藤興平 (2012): フォッサマグナ中央部の和田峠周辺部に分布する花崗岩質岩体群の K-Ar 年代.
群馬県立自然史博物館研究報告, **16**, 77-84.
- 澤 祥, 谷口 薫, 廣内大助, 松多信尚, 内田主税, 佐藤善輝, 石黒聡士, 田力正好, 杉戸信彦,
安藤俊人, 隈元 崇, 佐野滋樹, 野澤竜二郎, 坂上寛之, 渡辺満久, 鈴木康弘 (2007): 糸魚
川静岡構造線活断層帯中部, 松本盆地南部・塩尻峠および諏訪湖南岸断層群の変動地形の再検
討. 活断層研究, **27**, 169-190.
- 沢村孝之助, 大和栄二郎 (1953): 5 万分の 1 図地質図幅「諏訪」. 地質調査所.
- 柴田 賢, 青木正博, 河内晋平, 山崎哲良, 小林哲夫 (1976): 長野県和田村第三紀石英閃緑岩中
のペグマタイトと K-Ar 年代. 地調月報, **27**, 509-516.
- 茂野 博, 阿部喜久男 (1987): 温泉・噴気の化学に基づく仙岩地域地熱系の概念的モデル. 地質
調査所報告, **266**, 251-283.
- 周藤賢治, 山岸猪久馬 (1988): 3.4 新第三紀の貫入岩類 (1) 北部フォッサマグナ地域およびそ
の周辺. 日本の地質『中部地方 I』編集委員会編「日本の地質 4 中部地方 I」, 114-117, 共
立出版, 東京.
- 田力正好, 杉戸信彦, 澤 祥, 谷口 薫, 廣内大助, 松多信尚, 佐藤善輝, 石黒聡士, 安藤俊人,
内田主税, 坂上寛之, 隈元 崇, 渡辺満久, 鈴木康弘 (2007): 糸魚川—静岡構造線活断層帯
中部, 諏訪盆地北東縁の変動地形とその認定根拠, および変位速度分布. 活断層研究, **27**,
147-168.
- 遠田晋次, 小俣雅志, 郡谷順英 (2009): 糸魚川静岡構造線活断層系松本盆地東縁断層群中央部の
古地震調査 活断層・古地震研究報告, **9**, 261-277.
- 露木貴裕, 石川有三, 本間直樹, 小山卓三, 森脇嘉一 (2008): 大坑道前での地震観測井ボーリン

- グ工事は既存の温泉へ影響を与えるか? . 気象庁精密地震観測室技術報告, 25, 33-49.
- 和田信彦, 原田一行, 稲澤智昭, 酒田靖子, 佐藤鋭一, 山田朝常, 新見知宏 (1992): 諏訪湖周辺の地質構造と温泉地質. 日本地質学会講演要旨集, 99, 514.
- わが国の地熱発電所設備要覧 (新版) 編纂委員 (2000): わが国の地熱発電所設備要覧 (新版), p. 254, (社) 日本地熱調査会, 東京.
- 藪崎志穂 (2012): 名水を訪ねて (99) 松本盆地の名水. 地下水学会誌, 54, 229-247.
- 山田伊久子, 備前信之, 小坂共栄, 磯村智香子 (2004): 北部フォッサマグナ, 下~中部中新統内村層の地質学的研究. 地球科学, 58, 1-16.
- 山岸いくま (1965): 長野県内村地域における緑色凝灰岩類の変質鉱物について (その I). 地質学雑誌, 71, 215-227.
- 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, 55, 207-216.
- 吉村尚久 (1988): 10.6 グリーンタフ変動. 日本の地質『中部地方 I』編集委員会編「日本の地質 4 中部地方 I」, 267-271, 共立出版, 東京.
- 吉野博厚 (1982): 長野県諏訪湖周辺の新第三系. 地球科学, 36, 128-149.