

原 著

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

村松容一¹⁾, 近藤史也¹⁾, 千葉 仁²⁾, 早稲田 周³⁾, 長島秀行⁴⁾

(平成 22 年 1 月 20 日受付, 平成 22 年 3 月 23 日受理)

Hydrochemistry and Its Geological Interpretation of Non-volcanic Hot Springs around the Northern Margin of the Kanto Mountains

Yoichi MURAMATSU¹⁾, Fumiya KONDO¹⁾, Hitoshi CHIBA²⁾,
Amane WASEDA³⁾ and Hideyuki NAGASHIMA⁴⁾

Abstract

Relatively low-temperature non-volcanic hot springs emerge from the Sanchu graben belt, marginal faults developed at the Sambagawa zone and Tertiary rocks around the northern margin of the Kanto Mountains. Major chemical, oxygen, hydrogen and sulfur isotopic compositions of the thermal and ground waters from twenty five wells of the study area, additionally rock samples from four wells for mineral constituents, were analyzed to discuss recharge mechanisms and water-rock interaction processes to make chemical properties of the fluids and flow system of deep fluids. Recharge occurred by local meteoric water near the hot spring sites as evidenced by the δD value-elevation relationship ($-2.30\text{‰}/100\text{ m}$) for the waters having low ionic concentrations. The sulfur isotopic composition of the sulfate-rich waters ranges between -11.1 and $+36.5\text{‰}$, interpreting that sulfur is originated by several potential sources (pyrite oxidation, sulphate reduction processes, volcanic gas, gypsum and anhydrite dissolution). The major chemical compositions of the waters are controlled by the following mechanisms: (1) formation of kaolinite by weathering of plagioclase (2) ion exchange of montmorillonite (3) dissolution of calcite, gypsum and anhydrite. The mechanisms are concordant with the

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.

²⁾ 岡山大学理学部地球科学科 〒700-8530 岡山県岡山市津島中 3-1-1. ²⁾ Department of Earth Science, Faculty of Science, Okayama University, 3-1-1 Tsushima, Okayama, Okayama 700-8530, Japan.

³⁾ 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. ³⁾ Research Center, Japan Petroleum Exploration Co., Ltd., Hamada 1-2-1, Mihama-ku, Chiba 261-0025, Japan.

⁴⁾ 東京理科大学理学部 〒162-8601 東京都新宿区神楽坂 1-3. ⁴⁾ Faculty of Science, Tokyo University of Science, 1-3 Kagurazaka, Shinjuku-ku, Tokyo 162-8601, Japan.

mineral assemblage of the reservoir, and fluid-mineral interaction calculation results that most deep fluids in the field are supersaturated with montmorillonite and kaolinite, and undersaturated with calcite and anhydrite.

Key words : northern Kanto Mountains, non-volcanic hot spring waters, chemical composition, fluid-mineral interaction, fluid flow system, genesis

要 旨

関東山地北縁の三波川帯・秩父帯およびこれらに接する第三系に分布する非火山性断層型温泉を対象に採取した温泉水について主成分および水素・酸素・硫黄同位体分析を実施するとともに、温泉井の掘削時に回収された岩石片について X 線回折分析を実施した。これらの結果に基づき、深部流体の流動機構と水質形成機構を地質学的視点から検討するとともに、水-鉱物相互作用の化学平衡論により検証した。

中央構造線・安中地域の塩化物泉は化石海水と天水の混合からなるのに対して、低溶存成分濃度を有する山中地溝帯地域の温泉および中央構造線地域の自然湧出泉の多くは天水に卓越する。天水は温泉地近傍で涵養されたものであり、標高の高い山中地溝帯地域では深部へと涵養されることなく比較的浅部で側方流動していると推察される。中央構造線・安中地域は一体の水理構造をなし、深部流体は出牛-黒谷断層、WNW-ESE 方向の逆断層群および礫部断層に主として貯留されていると推察される。温泉水に含まれる硫酸態硫黄の起源は石膏・硬石膏の溶解、火山ガス、黄鉄鉱の風化、硫酸還元など多様である。松井田地域の高塩化物泉と硫酸塩泉、および山中地溝帯地域の塩化物泉は化石海水に溶解した石膏・硬石膏、酸性硫酸塩泉は火山ガスをそれぞれ起源にしており、また、中央構造線・安中地域の高塩化物泉の硫酸態硫黄濃度は硫酸還元菌による硫酸還元の前進に規制される。山中地溝帯地域の泉質は方解石の溶解反応、中央構造線・安中および松井田地域の殆どの泉質は斜長石の風化作用およびモンモリロナイトの陽イオン交換反応にそれぞれ規制されるほか、松井田地域の硫酸塩泉と高塩化物泉の水質は硬石膏の溶解反応にそれぞれ規制される。これらの水質形成機構はモンモリロナイトとカオリナイトの存在、および水-鉱物相互作用に関する化学平衡計算結果と整合する。

キーワード : 関東山地北縁, 非火山性温泉, 水質, 安定同位体比, 水-鉱物相互作用, 流体流動機構, 水質形成機構

1. はじめに

環太平洋造山帯に位置する火山国日本の地下に豊富に存在する地熱資源は古くから温泉として利用されており、1966 年には地熱発電にも利用されるようになった。地熱資源の成立には熱、岩石の割れ目（貯留構造）および水の 3 要素が不可欠であり、これらの条件は断層や破碎帯などの割れ目を貯留層とする断層規制型（中村, 1970 ; 岡村ら, 1995）の温泉資源にも当てはまる。温泉事業者は温泉貯留層に賦存する流体（深部流体と呼称）を確保する目的で掘削するが、深部流体の流動機構と形成機構が明らかでない地域ではこの獲得に失敗する確率は高まる。多額の費用を要する掘削を成功させるとともに湧出量を長期にわたって持続させる上で、これらの機構を明らかにすることが不可欠である。

関東地方のなかで温泉資源に恵まれる群馬県内には断層規制型温泉が多数存在する。県中・北部の草津白根・榛名・赤城などの第四紀火山地域に分布する草津・万座・伊香保などの諸火山性温泉を対象にした主化学成分・微量化学成分および酸素・水素安定同位体比の地球化学的研究は多数実施され、温泉水の起源などが明らかになっている（例えば、松葉谷ら, 1985 ; 酒井, 1989）。一方、火山性温泉が分布しない県南地域でも、同様の地球化学的研究がとくに 1970~80 年代に精力的に実施され、温泉水や溶存物質の起源などが報告されている（例えば、Sakai and Matsubaya, 1974 ;

酒井・大木, 1978; 松葉谷, 1981; 酒井, 1981; 松葉谷ら, 1985; 酒井ら, 1986, 1990; 関ら, 2001). 例えば, 松葉谷ら (1985) は酸素・水素安定同位体比を研究し, 化石海水が天水による希釈を受けて高塩濃度泉 (磯部・八塩) は形成されたことを明らかにした. しかしながら, 本地域に多数分布する温泉水を包括した酸素・水素安定同位体比の広域的な研究はこれまで報告されておらず, 硫黄安定同位体比の研究は皆無である. さらに, 県南地域に分布する関東山地および新第三系の層序と構造については多数報告されているが (例えば, 松丸, 1977; 野村・秋間団体研究グループ, 1981; 大石・高橋, 1990; 大森ら, 1986; 高橋ら, 2006), これらの研究成果を踏まえた地質学的視点から, 温泉水の水質および安定同位体比を研究した報告は今日まで殆ど行われていない.

本研究では, 関東山地北縁の三波川帯・秩父帯およびこれらに接する第三系に分布する非火山性断裂型温泉を対象に, 満遍なく温泉水を採取して主成分および水素・酸素同位体分析を実施し, 地質構造との関係から降水の涵養機構を含む深部流体の流動機構を検討した. また, 硫黄同位体分析結果および温泉井の掘削時に回収された岩石片の X 線回折結果を加味して, 水質形成機構を検討するとともに水-鉱物相互作用の化学平衡論により検証した. なお, 本論では地表で採取された温泉水を温泉水 (discharged water) と呼び, 深部流体 (deep fluid) と区別する. また, 各温泉の名称は所在地名で表す.

2. 地質概要

高橋 (2006) および高橋ら (2006) をもとに作成した本地域の地質図を Fig. 1 に示す. なお, 本論では研究対象地域を 4 分割し, 中央構造線, 安中, 山中地溝帯および松井田地域と呼称する (Fig. 1 の凡例).

中央構造線および安中地域 中央構造線周辺の三波川帯および中新統が分布する地域を中央構造線地域 (Nos. 1~11), この地域の北部に広く分布する中新統発達地域 (安中・富岡・高崎地区) を安中地域 (Nos. 17~20) とそれぞれ呼称する. 関東山地の先新第三系基盤岩類として, 北から三波川帯と秩父帯が WNW-ESE 方向に帯状配列し (八島, 1981; 鈴木, 2002; 林ら, 2006 など), 両帯は御荷鉾構造線によって境される. 三波川帯は結晶片岩類を主体とし, 南縁には多量の塩基性火山岩類や斑れい岩・蛇紋岩などからなる御荷鉾緑色岩が分布する (牧本・竹内, 1992; 大森ら, 1986). 本帯は WNW-ESE 方向とこれを切る多数の南北方向の断層によって地塊化し, 東縁には NNW-SSE 方向で西または東へ高傾斜した出牛-黒谷逆断層, 北縁には北傾斜約 50° の牛伏山衝上断層が発達する (大森ら, 1986; 大石・高橋, 1990).

安中・富岡地区の地表には中新統が分布する. 地下層序は庭谷層基底の庭谷不整合面を境に, 下位の富岡層群 (牛伏層, 小幡層, 原田篠層) と上位の安中層群 (庭谷層, 原市層, 板鼻層) に大別される (高橋ら, 2006). 富岡層群は NE-SW 方向の著しい圧縮変形を被って形成された WNW-ESE 方向の逆断層群で分断され, さらに同方向の褶曲構造が発達する (Fig. 1; 高橋ら, 2006). 牛伏山衝上断層に沿って分布する牛伏層 (層厚 400 m 以上) はアルコーズ質粗粒砂岩を主とし (高橋・林, 2004), これを整合に覆う小幡層 (積算層厚 1,400 m) は砂岩・暗灰色シルト岩の互層 (タービダイト), 原田篠層 (層厚 40 m 程度) は砂質シルト岩からそれぞれなる. 安中層群は変形が軽微で北東の平野側に傾斜する. 庭谷層 (層厚 40~400 m) は砂質シルト岩ないし凝灰質細粒砂岩, これを整合に覆う原市層 (層厚 500 m 程度) は青灰色砂質シルト岩, 上位の板鼻層 (層厚 1,200 m 以上) は砂岩・砂質シルト岩の互層および礫岩でそれぞれ構成される. 一方, 高崎地区の地表には鮮新統~更新統が分布する. 藤岡 GS-1 (掘削深度 3,004 m) の坑井地質調査によれば, 地下層序は後期鮮新世~更新世の下総層群相当層が深度 280 m 以浅, 上総層群相当層がその下位から 595 m まで分布し,

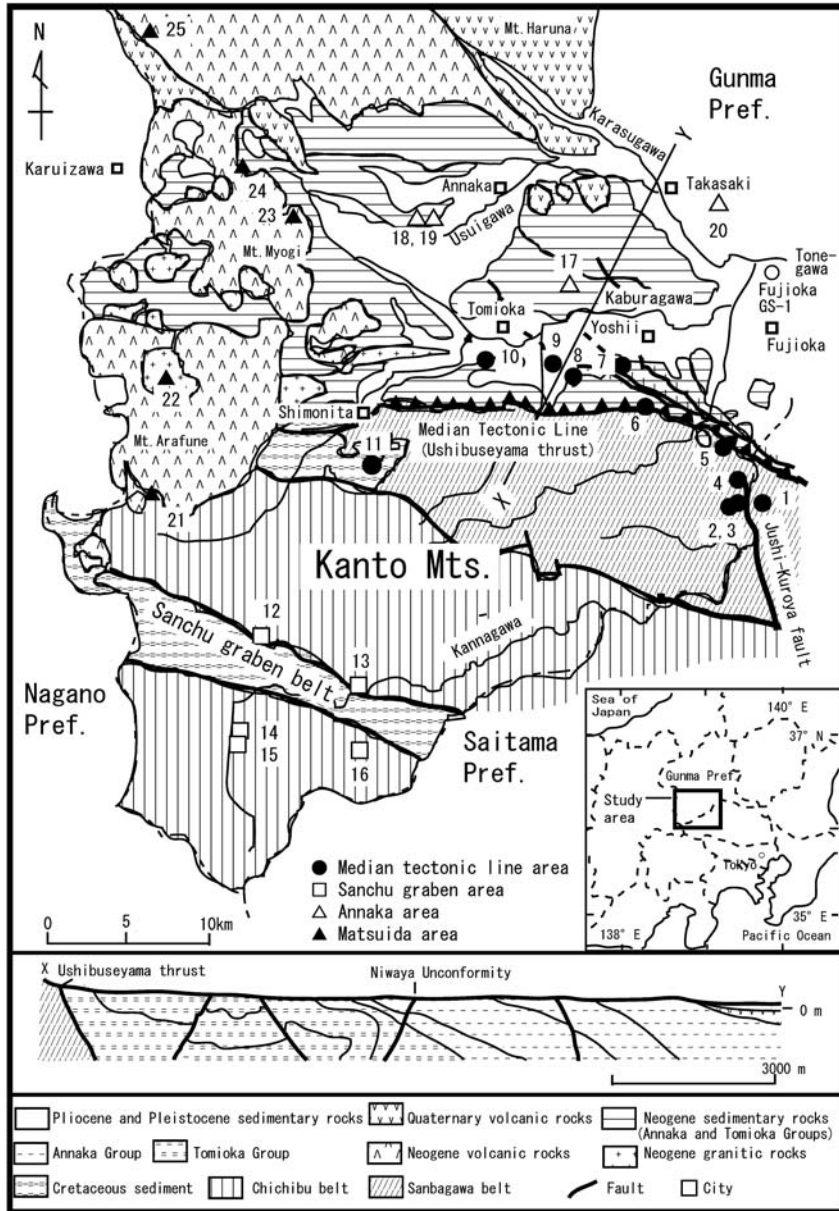


Fig. 1 Geological map and Sample locations of the discharged waters around the northern margin of the Kanto Mountains (after Takahashi., 2006 ; Takahashi *et al.*, 2006)

両層は青灰色シルト層を挟在する砂礫層からなる。それ以深には安中層群が分布し、板鼻層が 1,742 m まで、その下位には原市層と庭谷層が坑底まで分布する (福田, 1964 ; 鈴木, 2002)。

山中地溝帯地域 秩父帯および山中地溝帯からなる地域を山中地溝帯地域 (Nos. 12~16) と呼称する。このうち、秩父帯は砂岩・頁岩・石灰岩・チャートなどで構成され、NW-SE 方向に延びる幅 2~4 km の山中地溝帯を境に北帯と南帯に二分される。山中地溝帯は白亜系の礫岩、砂岩、泥岩で主に構成され、南北両縁は一般に正断層で境される (大森ら, 1986)。

松井田地域 研究対象地域の西部を中央～北に分布する火山岩地域を松井田地域 (Nos. 21～25) と呼称する. 本地域には中新世末～第四紀にかけて形成された火山噴出物が分布する. 長野県側の北西部では, 本宿層および秋間層が下位の富岡層群に不整合に重なる. このうち, 本宿層は荒船山周辺にみられる逆三角形の地域 (一辺約 13 km; No. 22 周辺) に分布し, 新第三紀中新世後期に活動した火山岩類および火砕岩類で構成される. 本層は基盤岩類 (秩父古生層, 大月中生層, 跡倉中生層, 新第三系の内山層, 下仁田層, 駒込グリーンタフ層, 井戸沢層, 福島層, 八重久保グリーンタフ層, 新第三系を貫く酸性ひん岩など) の陥没後の凹地に堆積したものであり (本宿グループ, 1970), この陥没後にヒン岩, 閃緑ヒン岩, 石英閃緑岩などで構成される市野萱貫入岩体が貫入する. この貫入に伴って本宿層は強い変質を受け, また岩体自身も著しく変質している. 一方, 北部の霧積川流域 (No. 25 付近) には, 本宿層に対比される上部中新統の秋間層相当層 (霧積層) の安山岩溶岩と凝灰角礫岩が分布する.

3. 試料採取および分析方法

温泉水は 2008 年 6～11 月に 24 地点で採取し, とくに安中温泉では地下水も採取した (Fig. 1). 温泉は自然湧出泉ないし掘削泉からなり, 後者はすべて水中ポンプによる動力揚湯であった. 採水は坑口付近の分岐バルブを原則としたが, バルブがない場合には浴槽ないし貯湯槽の吐出口で実施した. 現場で pH メーターおよび電気伝導度計を用いて泉温, pH および電気伝導度を測定した後, 分析用として 500 mL のポリエチレン瓶 3 本に採水するとともに, Al および Si 分析用試料を 50 mL ポリエチレン瓶に分取し, 濃硝酸 1 mL を加えて酸性に保った. 温泉施設では温泉所有者より温泉井の掘削データ (坑底深度, ケーシング挿入深度, スクリーン深度, 地質, 逸泥状況など) に関する聞き取り調査を実施したが, 一部の温泉施設ではデータが保管されておらず, 満足できる情報は得られなかった. さらに, 温度検層データを一部の施設で入手した.

水の分析方法は以下の通りである. Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Cl^- , SO_4^{2-} , F^- , Br^- および PO_4^{3-} 分析はイオンクロマトグラフィー (島津製作所製 LC-VP) を用いた. HCO_3^- は pH 4.8 アルカリ度を HCO_3^- 濃度に換算した. Al および Si 分析用試料は懸濁物を $0.2\mu\text{m}$ のフィルターで濾過した後, Al は簡易吸光光度計 (HACH 製 DR-2800), Si は紫外可視分光光度計 (島津製作所製 UV-1650PC) を用いてそれぞれ分析した.

酸素安定同位体比 ($\delta^{18}\text{O}$ 値) と水素安定同位体比 (δD 値) は全地点を対象にろ紙 (No. 5C) を用いて水試料をろ過した後, 元素分析計と直結した安定同位体質量分析計 (GV Instruments 製 IsoPrime-EA) で測定した. 元素分析計により, 水素についてはクロム炉を用いて水素に, 酸素についてはガラス炭素炉を用いて一酸化炭素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 ($\delta^{34}\text{S}$ 値) は 9 地点を対象に BaSO_4 として沈殿させた後に熱分解させて, 回収した二酸化硫黄の硫黄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 (δ 値) は標準物質からの千分率偏差 (‰) で表した.

$$\delta(\text{‰}) = [\text{R}_x/\text{R}_s - 1] \times 1000 \quad (1)$$

ここで, R_x および R_s は試料および標準物質の同位体比をそれぞれ表す. $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 比と D/H は Vienna 標準海水 (VSMOW), $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ 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 $\pm 0.2\text{‰}$, $\pm 2.0\text{‰}$, $\pm 0.3\text{‰}$ 程度である.

また, 5 本の温泉井を掘削した時に採取された 10 m 毎の岩石片を対象に, 地層を構成する堆積物や岩石を肉眼観察するとともに, 粉末 X 線回折法を用いて約 20 m 間隔で構成鉱物を同定した. なお, 方解石の同定には塩酸を併用した.

4. 結果および考察

4.1 温泉水の化学組成

温泉水の化学分析結果を Table 1 に示す。本地域に分布する温泉貯留層は、岩相規制型（層状に存在する透水層）である高崎 3 号泉 (No. 20) を除けば、断層規制型に属する。表中、括弧付きの泉温は浴槽や貯湯槽の吐出口で測定したために、坑口付近より低下している。温泉水の pH は 3.8~9.8、泉温は 7.8~43.1°C にある。温泉水のトリリニアダイアグラムを Fig. 2 に示す。中央構造線および安中地域の温泉群は Na-Cl 型に属するが、一部の湧出泉は Ca・SO₄ (No. 4), HCO₃ (Nos. 6, 10), Ca・HCO₃ (No. 11) に富む。山中地溝帯地域の温泉群の多くは低溶存成分濃度（電気伝導度 1.7 mS/cm 以下）を示し、泉質は Na-Cl 型 (Nos. 15, 16), Na-Cl・HCO₃ 型 (No. 12), Na-HCO₃ 型 (No. 13), 酸性 Ca-SO₄ 型 (No. 14) と多様である。松井田地域の温泉群も Na-Cl 型 (No. 22), Na-Cl・HCO₃ 型 (Nos. 23, 24), Na・Ca-Cl・HCO₃ 型 (No. 21), 弱アルカリ性 Ca-SO₄ 型 (No. 25) と多様な泉質を示す。

4.2 深部流体の流動機構

温泉水の Na と Cl 濃度間に正相関が認められ (Fig. 3a ; R²=0.9666), 温泉水は天水と海水の混合物からなることがわかる。高塩化物泉 (Cl 濃度 > 15,000 mg/L ; Nos. 5, 18, 22) の Mg と SO₄ 濃度は現海水組成 (Table 1 ; 今橋ら, 1996) に比して 1 桁以上低い一方, HCO₃ 濃度は 1 桁以上高い。このような化学的特徴は南関東に分布する化石海水を起源にする天然ガス付随水 (河井・福田, 1973) とよく似ており, 温泉水の海水端成分は第三系などの地層に封じ込められた化石海水と判断される (大森ら, 1986 ; 柴崎・水収支研究グループ, 1976)。

(1) 降水の涵養

安中および松井田地域の温泉井 (Nos. 9, 18, 22, 23) の掘削終了後に, 流入深度を把握するために 1 回だけ実施された温度検層結果は典型的な伝導型温度曲線を示しており (地温勾配 2.3~3.6°C/100 m ; Fig. 4), これらの地域には深部に及ぶ天水の涵養および深部からの優勢な上昇流体は存在しないことがわかる。

温泉水が天水起源であれば, 同位体の標高効果を用いて天水の涵養域が推定できる。温泉水の δ¹⁸O 値 - δD 値の関係をみると, 中央構造線と山中地溝帯地域に分布する低溶存成分濃度（電気伝導度 1.3 mS/cm 以下）の温泉群 (Nos. 6, 10, 12~14) は太平洋側の降水の平均的な関係式 δD = δ¹⁸O + 10 (松葉谷ら, 1985) に沿って分布する (Fig. 5a)。これらの温泉水の δD 値と採水地点の標高には, 次式のような反比例の関係が成立する (Fig. 6)。

$$\text{標高 (m)} = -43.436\delta D - 2342.9 (R^2 = 0.8389) \quad (2)$$

この式は山中地溝帯および松井田地域を流れる 3 本の河川水のうちの 2 本 (松葉谷ら, 1985 ; 酒井ら, 1990) を満足しており, 今回の研究対象となった全域に適用可能である。なお, (2) 式より求めた δD の標高効果は -2.30‰/100 m であり, 中部日本および東北日本における -2‰/100 m (早稲田・中井, 1983) にほぼ等しい。

天水と化石海水の混合によって形成された中央構造線および安中地域の温泉に関与した降水の δD (約 -60‰ ; Fig. 5a) を (2) 式に代入すると, 標高は約 263 m と求められる。したがって, 当該地域の温泉水 (例えば, No. 3 の標高は約 145 m) に関与した降水は関東山地の高標高部ではなく温泉地近傍のあまり高くない標高域で涵養されたことが明らかとなった。同様に, 山中地溝帯地域の温泉群に関与した降水の δD (約 -69‰ ; Fig. 5a) を (2) 式に代入して得られた標高は約 654 m であり, やはり降水は温泉地周辺で涵養されたと判断される。山中地溝帯地域で温度検層データは入手でき

Table 1 Chemical composition of the discharged waters around the northern margin of the Kanto Mountains.

No.	Locality	Sampling date	Elevation (m)	Depth (m)	Feed point (m)	WT ^o (°C)	pH	EC (mS/cm)	Na ⁺ (mg/L)	K ⁺ (mg/L)	Ca ²⁺ (mg/L)	Mg ²⁺ (mg/L)	Al ³⁺ (mg/L)	Cl ⁻ (mg/L)	SO ₄ ²⁻ (mg/L)	HCO ₃ ⁻ (mg/L)	F ⁻ (mg/L)	Br ⁻ (mg/L)	PO ₄ ³⁻ (mg/L)	SiO ₂ (mg/L)	δ ¹⁸ O (‰)	δD (‰)	δ ³⁴ S (‰)
Median tectonic line area (11)																							
1	Kodama ^{*1}	26/7/2006	130	750	750	26.3	6.5	38.5	9586	785.5	1504	250.2	0.700	15657	1652	4570	<0.1	<0.1	<0.1	27.4	+3.71	-24.1	—
2	Fujioka-1	12/8/2008	80	3	3	(20.3)	6.3	15.4	3581	294.0	219.0	28.4	0.001	4383	543.0	1955	<0.1	58.2	<0.1	19.4	-3.98	-45.3	+27.1
3	Fujioka-2	12/8/2008	145	5	5	21.5	6.6	31.7	8300	588.0	303.0	115.0	0.000	11151	1070	3440	<0.1	<0.1	<0.1	18.2	+1.70	-21.6	+29.7
4	Fujioka-3	12/8/2008	500	5	5	19.0	6.5	3.3	445.0	39.1	245.0	67.2	0.006	704.0	473.0	490.0	<0.1	<0.1	<0.1	42.5	-8.30	-57.8	+36.5
5	Fujioka-4	12/8/2008	150	260	260	20.2	6.7	43.2	12546	541.0	300.0	164.0	0.002	16657	865.0	5195	<0.1	<0.1	<0.1	36.2	+6.40	-15.3	+36.5
6	Fujioka-5	12/8/2008	250	3	3	18.5	9.0	1.2	219.0	3.6	32.5	11.1	0.008	214.0	45.9	264.0	2.1	<0.1	14.1	17.1	-8.80	-60.1	—
7	Yoshii-1	21/11/2008	200	0	0	(9.9)	8.3	10.0	2370	5.4	33.2	8.3	0.008	3322	51.9	582.0	0.4	6.5	169.0	12.5	-6.50	-52.8	—
8	Yoshii-2	30/6/2008	280	415	415	(18.5)	6.7	33.2	8420	20.6	80.7	31.7	0.007	13887	27.5	930.0	<0.1	21.7	79.4	9.9	+1.30	-28.2	—
9	Kanra	30/6/2008	200	1200	250	19.4	7.7	34.5	8707	89.6	389.0	152.0	0.005	13794	15.5	1865	6.2	22.0	37.7	24.9	+1.26	-18.1	—
10	Tomioaka-1	21/11/2008	200	6	6	13.6	9.3	1.3	292.0	1.0	9.7	1.1	0.007	162.0	82.9	328.0	0.9	0.4	8.1	13.4	-8.50	-58.1	-11.1
11	Shimonita	21/11/2008	350	1	1	(11.3)	6.1	1.7	204.0	5.2	220.0	31.3	0.014	124.0	7.3	943.0	1.0	0.2	42.0	44.7	-9.50	-61.7	—
Sanctu graben area (5)																							
12	Ueno-1	11/8/2008	765	85	85	(13.5)	7.1	0.6	104.0	8.7	41.8	6.7	0.009	116.0	39.3	188.0	<0.1	<0.1	<0.1	13.8	-9.46	-69.2	-6.4
13	Ueno-2	11/8/2008	480	500	500	(16.2)	9.8	0.6	124.0	2.0	3.9	0.4	0.001	26.9	15.7	269.0	3.8	<0.1	7.3	8.2	-9.73	-68.9	—
14	Ueno-3	11/8/2008	730	0	0	(26.6)	3.8	0.6	23.0	0.7	64.0	16.0	0.014	1.7	274.0	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	74.1	-9.90	-69.3	+1.7
15	Ueno-4	11/8/2008	675	0	0	(15.3)	6.9	13.0	2307	40.7	620.0	106.0	0.005	4371	83.3	103.0	<0.1	<0.1	<0.1	22.6	-9.06	-68.3	+17.8
16	Ueno-5	11/8/2008	600	0	0	(26.8)	6.7	7.0	1318	52.2	235.0	34.9	0.002	2175	18.9	770.0	<0.1	4.5	66.2	13.4	-8.79	-65.4	—
Annaka area (4)																							
17	Yoshii-3	21/11/2008	150	5	5	(11.2)	8.6	5.1	1215	8.1	31.9	2.9	0.007	1356	30.3	819.0	<0.1	3.5	<0.1	41.6	-7.10	-50.9	—
18	Annaka-1	30/6/2008	210	1500	1455	(34.6)	7.2	42.0	11469	172.0	168.0	112.0	0.012	15073	<0.1	5880	<0.1	22.7	154.0	55.3	+2.90	-18.4	—
19	Annaka-2	21/11/2008	210	450	450	(7.8)	8.2	28.5	8123	121.0	104.0	71.4	0.007	8565	67.0	5713	<0.1	12.7	<0.1	25.5	+0.97	-23.0	—
20	Takasaki	30/6/2008	85	1500	1350	43.1	7.5	5.2	1134	15.9	98.5	15.1	0.007	1585	5.4	545.0	0.6	3.1	24.3	47.0	-7.56	-61.3	—
Matsuda area (5)																							
21	Nanmoku	11/8/2008	600	0	0	15.4	6.2	1.6	189.0	15.3	148.0	20.1	0.009	271.0	97.7	445.0	<0.1	<0.1	<0.1	15.4	-9.32	-68.1	—
22	Matsuda-1	24/7/2008	405	1500	1225	(22.7)	6.4	54.2	14960	967.0	561.0	120.0	0.004	23618	222.0	3165	<0.1	41.5	<0.1	81.3	+2.24	-25.5	+16.1
23	Tomioaka-2	24/7/2008	400	1997	780	20.0	7.0	21.0	6021	17.0	96.1	27.4	0.004	5576	14.6	6370	4.7	14.1	316.0	19.7	-3.21	-28.6	—
24	Matsuda-2	24/7/2008	420	182	182	37.0	7.0	5.9	1539	19.4	59.2	18.0	0.007	966.0	30.5	2185	7.4	<0.1	143.0	74.1	-7.49	-55.5	—
25	Matsuda-3	24/7/2008	1040	53	53	37.7	8.3	2.0	46.4	0.8	525.0	7.3	0.008	50.4	1337.0	17.0	<0.1	<0.1	<0.1	25.9	-9.43	-64.3	+18.0
Sea water ^{*2} 4/3/1998																							
			0	0	0	—	8.4	—	11000	391.0	410.0	1387	—	19750	2690	150.0	—	67.5	—	—	—	—	+21.5

*1 : Data from Muramatsu *et al.* (2008), *2 : Data from Imahashi *et al.* (1996), *3 : Parenthesis shows water temperature measured at faucet of bathtub or entrance of reserve tank. WT : water temperature, EC : Electric conductivity.

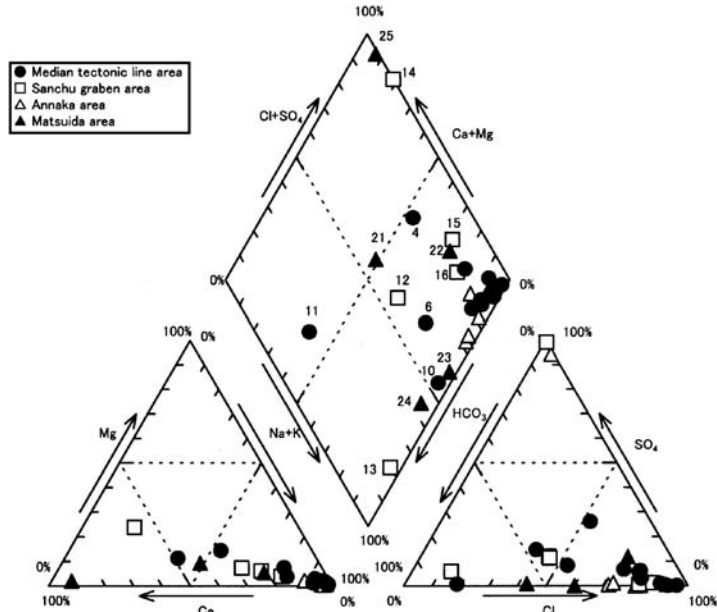


Fig. 2 Trilinear diagram for the discharged waters. Figure shows number of sample location.

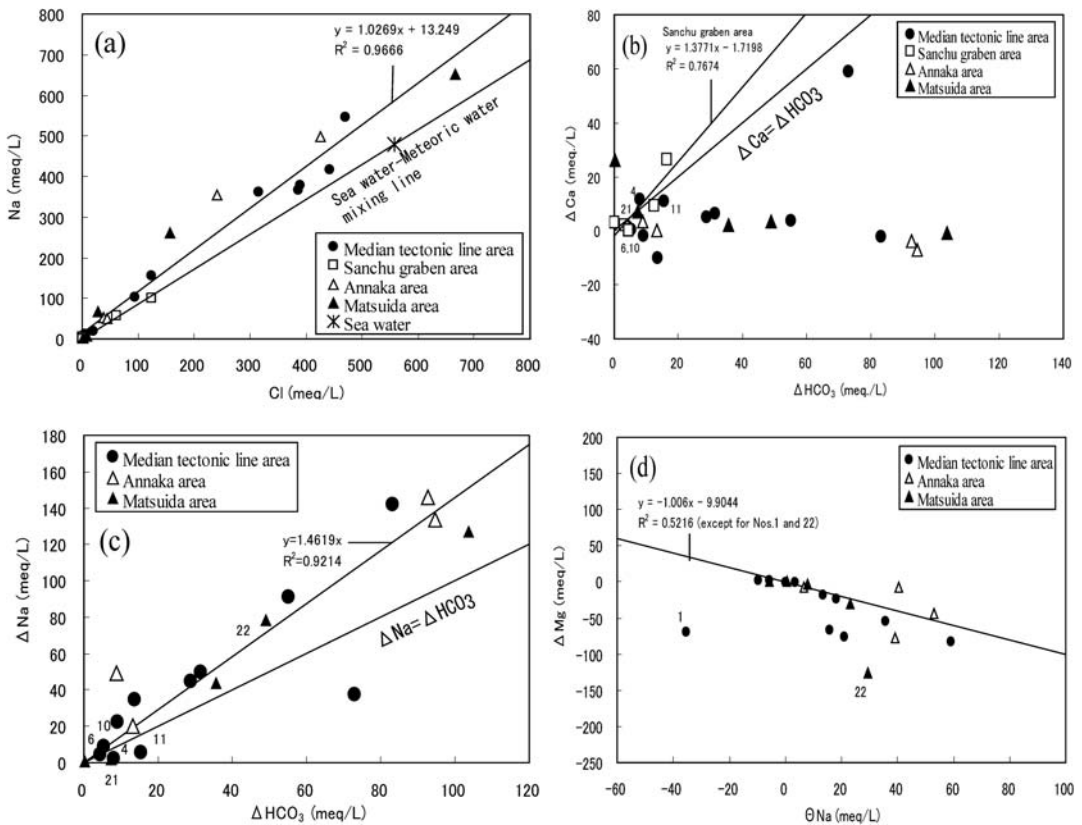


Fig. 3 Na-Cl, $\Delta HCO_3 - \Delta Ca$, $\Delta HCO_3 - \Delta Na$ and $\Theta Na - \Delta Mg$ diagrams for the discharged waters. Figure shows number of sample location.

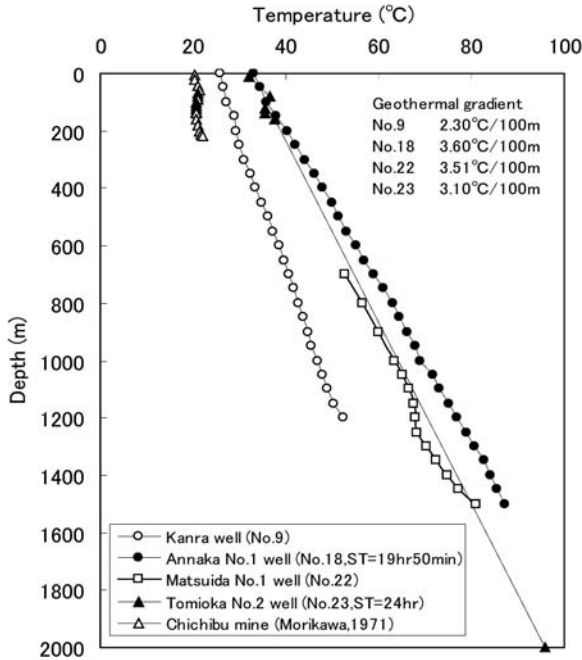


Fig. 4 Temperature logging data of the three wells after completion of drilling. (a) Kanra well (No. 9) (b) Annaka No. 1 well (No. 18) (c) Matsuida No. 1 well (No. 22) (d) Tomioka No. 2 well (No. 23).

なかったが、上野2号泉 (No. 13; 標高 480 m) で掘削終了直後の湧出量調査時に得られた泉温 (15.2°C) は気温 (14.5°C) とほぼ等しいことから、地温勾配は坑底深度 500 m 付近までほぼゼロに近い。当該温泉の溶存成分濃度は極めて低く (電気伝導度は全試料中の最低値 0.6 mS/cm)、天水を起源にしている。本地域でもっとも標高が高い上野5号泉 (No. 16; 標高約 600 m) の近くにある秩父鉾山坑内 (標高 600 m) で実測された地温は深度 180 m 付近まで変化せず、それ以後は深度 240 m まで 2.0°C/100 m で上昇する (Fig. 4; 森川, 1971)。以上のことから、山中地溝帯地域の降水は地下深部に下降することなく、深度約 200~500 m 付近まで浸透する過程で側方流動に転じていると推察される。

(2) 化石海水への天水の混合プロセス

非火山性温泉の深部流体は関東平野中央部 (村松ら, 2008) と同様に、関東山地北縁地域においても第三系などの地層に貯留される化石海水に天水が種々の割合

で混合することによって形成されたと考えられ、その混合プロセスを地質構造 (Fig. 1) と関連づけて考察する。

中央構造線および安中地域 中央構造線地域の温泉には $\delta^{18}\text{O}$ 値- δD 値間および Cl 濃度- δD 値間に高い相関が認められ (前者 $R^2=0.9623$, 後者 $R^2=0.9681$)、また安中地域の温泉もそれらの相関曲線にほぼ沿って分布する (Figs. 5a, b)。したがって、両地域の温泉は一体の水理構造にあり、似たような $\delta^{18}\text{O}$ と δD 値を有する天水と化石海水の混合によって形成されたと判断され、湧出泉 (Nos. 4, 6, 7, 10, 17) は天水、全掘削泉 (Nos. 1, 5, 8, 9, 18, 19) は化石海水にそれぞれ卓越する。この化石海水の Cl 濃度が現海水 (19,750 mg/L) に等しいとすれば、温泉水の Cl 濃度- δD 値の相関曲線から、化石海水の δD 値として -8.40‰ が得られる (Fig. 5b の *印)。同様にして、Cl 濃度- $\delta^{18}\text{O}$ 値の相関曲線 (図は割愛) より求めた化石海水の $\delta^{18}\text{O}$ 値は +6.92‰ である。得られた化石海水の $\delta^{18}\text{O}$ 値と δD 値は温泉水の相関曲線にほぼ載り (Fig. 5a の *印)、両地域の温泉は大局的にこのような $\delta^{18}\text{O}$ と δD 値を有する化石海水と天水の混合によって形成されたものと判断される。

中央構造線東部の高塩化物泉 (Nos. 1~3) の深部流体は出牛-黒谷断層を流動すると考えられている (大久保・堀口, 1969; 飯島・木崎, 1986; 村松ら, 2008 など)。中央構造線寄りの中新統に掘削された温泉水 (Nos. 8, 9) は似た Na と Cl 濃度、および δD と $\delta^{18}\text{O}$ 値を示す故 (Table 1)、深部流体は WNW-ESE 方向の逆断層群に貯留されていると推察される (Fig. 1)。本逆断層の西北西への連続性は鍋川および碓水川流域に第四系が堆積しているために不明であるが、ほぼ延長線上に位置する安中地域の安中 1, 2 号泉 (Fig. 1; Nos. 18, 19) の δD と $\delta^{18}\text{O}$ は中央構造線寄りの掘削泉群 (Nos. 8, 9) に似た値を示す (Fig. 5a)。安中 1 号泉 (No. 18) の深部流体は既存の天然ガス井と同

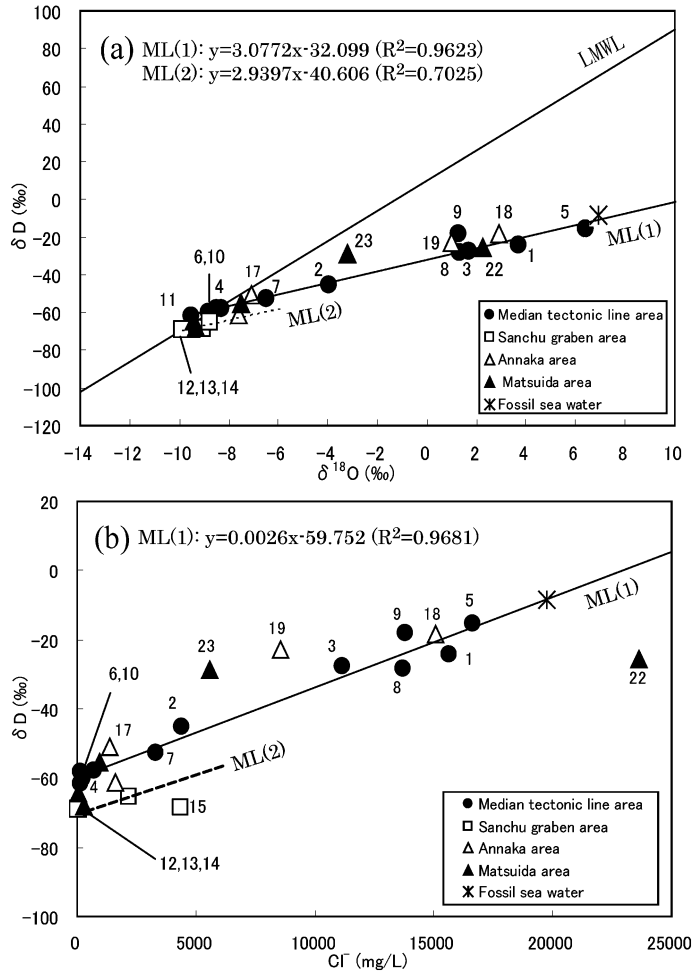


Fig. 5 $\delta^{18}O$ - δD and Cl - δD diagrams for the discharged waters. The LMWL line is the Local Meteoric Water Line, $\delta D=8\delta^{18}O+10$ (Matsubaya *et al.*, 1985). The ML (1) and ML (2) show the mixings of fossil seawater and meteoric water of the Median tectonic line and Annaka areas, and Sanchu graben area, respectively. Figure shows number of sample location.

じく第三紀安中層群の礫部断層 (NNE-SSW 方向) 付近に貯留されると考えられており (本島, 1957; 赤岩・田島, 1962), 礫部断層と WNW-ESE 方向の伏在断層を介して中央構造線寄りの掘削泉群 (Nos. 8, 9) の深部流体と水理的に繋がっている可能性が高い。吉井 1 号泉 (No. 7) と吉井 3 号泉 (No. 17) は自然湧出にも拘わらず, 比較的高い Cl 濃度 (1,356~3,322 mg/L) を有しており, 深部流体は岩相に規制されて表層に貯留されているとは考え難い。両温泉は天水-化石海水混合線に載る故 (Fig. 5a), 深部流体は WNW-ESE 方向の逆断層群に貯留されていると解釈するのが妥当であろう (Fig. 1)。安中市では, 安中 2 号泉とほぼ同じ掘削深度 (深度 452.5 m) を有する天然ガス井の地下水は 1955 年当時高 Cl 濃度 (13,510 mg/L) を有しており (本島, 1957), 礫部断層や WNW-ESE 方向の伏在断層の当該深度付近に貯留される深部流体は, これらの断層などを介した降水の浸透によって今日までに約 1.6 倍希釈されたものと考えられる。

山中地溝帯地域 山中地溝帯地域の温泉群 (Nos. 12~16) は中央構造線・安中地域とは異なる天

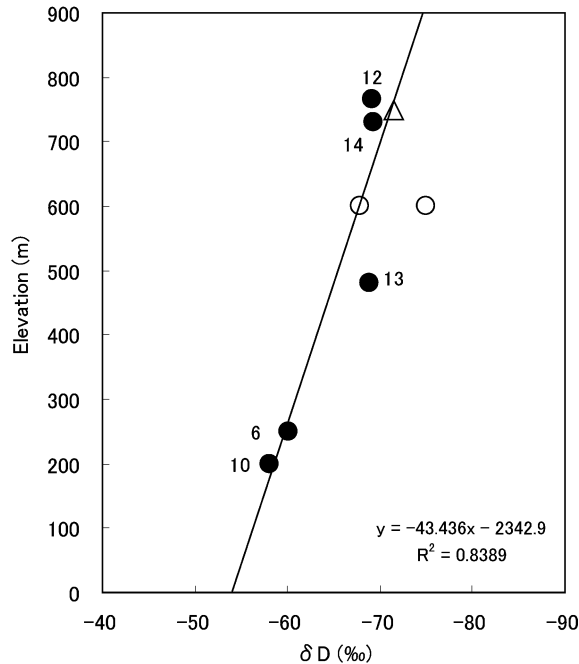


Fig. 6 δD -elevation relationship for the discharged waters having low ionic concentrations. Open circles and triangular are data for river waters at the Sanchu graben area from Matsubaya *et al.* (1985) and Sakai *et al.* (1990), respectively.

水-化石海水混合線上にある (Figs. 5a, b の波線). 上野 1, 2 号泉 (Nos. 12, 13) は本地溝帯の北縁断層に沿って分布し (Fig. 1), この東方延長部にあたる秩父山地には間明平, 皆本沢, 日向沢鉱泉が当該断層沿いに湧出していたことが報告されている (森川, 1971). したがって, これらの温泉の深部流体は北縁断層を流動していると推察される. 上野 1 号泉 (No. 12) の Cl 濃度は 1985 年当時 4,070 mg/L と高かったことが報告されている (酒井ら, 1986). この深部流体の形成に関与した化石海水は地溝帯の白亜系海成層 (大森ら, 1986) の破碎帯に元々貯留されており, その後 20 年以上にわたって北縁断層を介した降水の浸透によって化石海水の希釈が一段と進行した結果, 今日では天水主体の深部流体と化したと考えられる. 上野 4 号泉 (No. 15) の Cl 濃度は 4,371 mg/L と比較的高く, この Cl の起源となる化石海水は山中部地溝帯に近接する秩父帯南帯の割れ目に貯留されていると考えられる. 降水が秩父帯に発達した縦型割れ目に沿って下降浸透し, この化石海水を希釈することによって形成された深部流体が上野 5 号泉 (No. 16) として自然湧出しているのであろう.

松井田地域 松井田 1 号泉 (No. 22) は現海水を大きく上回る Cl 濃度を有する化石海水からなり, 中央構造線・安中地域に比して $\delta^{18}O$ 値は約 4.7%, δD 値は約 17‰ 小さく (Fig. 5b), 両地域とは異なる変質作用に伴う岩石との同位体交換を経験した化石海水が松井田地域に存在すると推察される. 当該温泉の温度検層結果をみると, 深度 1,225 m 付近に温度の低下が明瞭に認められるので, 深部流体はこの深度付近に発達する市野貫入岩体中の割れ目から坑井内に流入していると判断される (Fig. 4). 化石海水は海成層の基盤岩類に貯留されており, 上記の貫入岩の割れ目を介して流入していると推察される. 本温泉は基盤岩類の陥没によって形成された堆積盆地に位置しており, 安中地域とは正断層で遮断された閉塞的水理構造が超高 Cl 濃度の保持に関係しているのであろう.

4.3 深部流体の水質形成機構

温泉水の各種化学成分の起源を検討するに当たっては、本研究の対象となった温泉水の約 8 割は化石海水が天水によって希釈されたものであることから、海水の当該成分濃度に対する過剰量、例えば海水に対する温泉水の Na 過剰量を求める必要がある (Fig. 3a)。温泉水の Cl が海水起源であると仮定すると、過剰な M 成分の濃度は次式で求められる。

$$\Delta[M] = [M] - [M/Cl]_{\text{sea}} \times [Cl] \quad (3)$$

$\Delta[M]$: 試料の過剰な M 成分の濃度, $[M]$: 試料の M 成分の濃度, $[M/Cl]$: 海水の Cl に対する M 成分の濃度比, $[Cl]$: 試料の Cl 濃度.

(1) 方解石の溶解作用

山中地溝帯および南接する幅 1 km 前後の秩父層群の乙父沢層に分布する石灰岩 (大森ら, 1986) を構成する方解石の溶解反応は次式で表される。



低溶存成分濃度の温泉が多い山中地溝帯地域の温泉群 (Nos. 12~16) の ΔCa と ΔHCO_3^- 濃度間には正相関が認められ (Fig. 3b; $R^2=0.7674$), 方解石の溶解反応に規制されている。同様の解釈は低溶存成分濃度を示す中央構造線地域の藤岡 3 号泉 (No. 4) と下仁田温泉 (No. 11) および松井田地域の南牧温泉 (No. 21) においても成り立つ。溶液-鉱物平衡計算プログラム「SOLVEQ」(Reed, 1982) を用いて深部流体の方解石に対する飽和指数を計算した結果、深部流体は方解石に対して不飽和ないし飽和状態にある (Fig. 7a)。これらの温泉の殆ど (No. 13 除外) は浅部掘削泉ないし自然湧出泉であり、降水が地下浸透する過程で石灰岩を溶解していったのであろう。

中央構造線地域の高塩化物泉 (Nos. 1, 3) の深部流体は出牛-黒谷断層を流動していると考えられるにも拘わらず、児玉温泉 (No. 1) は藤岡 2 号泉 (No. 3) に比して著しく Ca に富む (Table 1)。この特徴は、出牛-黒谷断層に沿い深部流体が降水の涵養に伴って三波川帯の方解石 (Toriumi, 1975; 大森ら, 1986) ないし小幡層貝化石 (大森ら, 1986) を溶解した地下水と混合することで説明できる。すなわち、藤岡 2 号泉 (No. 3) 付近に発達する小破碎帯に沿って発泡 (CO_2) を伴う湧水が認められる事実 (飯島・木崎, 1986) と考慮すれば、児玉温泉 (No. 1) は同断層の深部では (4) 式の逆反応により CO_2 を放出しながら方解石の沈殿が進行する深部流体を深度 750 m 付近で回収したものであり、地上配管には炭酸カルシウムの沈殿が発生している。児玉温泉の温泉水は方解石にかなりの過飽和状態にある。一方、その後一段と天水による希釈が進んだ深部流体が藤岡 2 号泉 (No. 3) で湧出していると推察される。

(2) 斜長石の風化作用

斜長石は関東山地の三波川帯や本宿層に初生鉱物として石英とともに普遍的に分布するほか (本宿団体研究グループ, 1970; Toriumi, 1975; 牧本・竹内, 1992), 中央構造線・安中地域の第三系にも普遍的に分布することが 2 本の温泉井 (Nos. 9, 18) の掘削時に採取した岩石片で確認されている (Figs. 8a, b)。このうち、三波川帯の黒色片岩には曹長石 ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$) が普遍的に存在し、本宿層でも確認されている。さらに、中央構造線・安中、松井田地域の 3 本の温泉井の地下にはカオリナイトが二次鉱物として存在していることから (Fig. 8), 過剰の Na は次式による斜長石の風化に伴うカオリナイトの生成によってもたらされたと予想される。



中央構造線・安中、松井田地域 (HCO_3^- 濃度が方解石の溶解作用に規制される Nos. 4, 11, 21 を除く) の温泉群における ΔNa と ΔHCO_3^- 濃度間に高い正相関が認められる (Fig. 3c; $R^2=0.9214$)。深部流体はカオリナイトに対してかなりの過飽和状態にあることから (Fig. 7b), 両成分の濃度は斜長石の風化に伴うカオリナイトの生成に規制される。斜長石の風化作用は高塩化物泉の HCO_3^- 濃

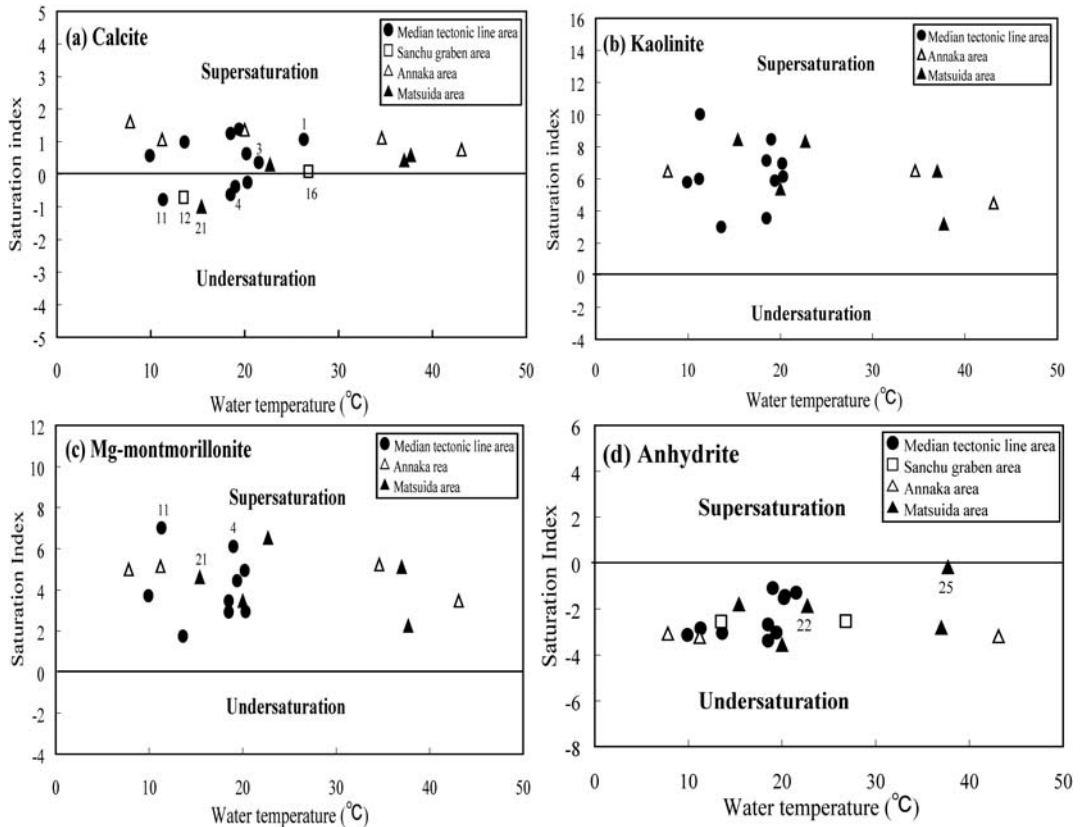


Fig. 7 Water temperature versus saturation indexes for (a) calcite, (b) kaolinite, (c) Mg-montmorillonite and (d) anhydrite. Figure shows number of sample location.

度が化石海水に比して著しく大きかった原因となっている。斜長石の風化作用は関東山地の基盤岩東縁地域とその周辺の三浦層群相当層・上総層群相当層に胚胎する温泉で確認されており(村松ら, 2008), 関東山地周辺で広範に進行していることが明らかとなった。

(3) イオン交換反応

Fig. 3c からわかるように, 中央構造線・安中, 松井田地域 (Nos. 4, 11, 21 を除く) の温泉群は直線 $\Delta Na = \Delta HCO_3$ に対して Na に過剰であり, 過剰分 ΘNa は次式で求められる。

$$\Theta Na = \Delta [Na] - \Delta [HCO_3] \tag{6}$$

当該温泉群 (Nos. 1, 22 を除く) の ΘNa と ΔMg 濃度間に負の相関関係が認められ (Fig. 3d ; $R^2 = 0.5216$), Na 濃度の過剰に伴い Mg 濃度は欠損する。安中 1 号泉 (No. 18) の温泉貯留層にモンモリロナイト (スメクタイトの主体) が二次鉱物として存在する事実 (Fig. 8a) は, Na-モンモリロナイトが Mg^{2+} を含む深部流体と接触し, 次の陽イオン交換反応が行われたことを示唆する。



深部流体は Mg-モンモリロナイトに対してかなりの過飽和状態にある (Fig. 7c)。イオン交換反応は高塩化物泉の Mg 濃度が化石海水に比して著しく小さかった原因となっている。この反応は関東平野中央部の三浦層群相当層・上総層群相当層に胚胎する温泉に認められており (村松ら, 2008), 関東平野で広範に進行していることが明らかとなった。

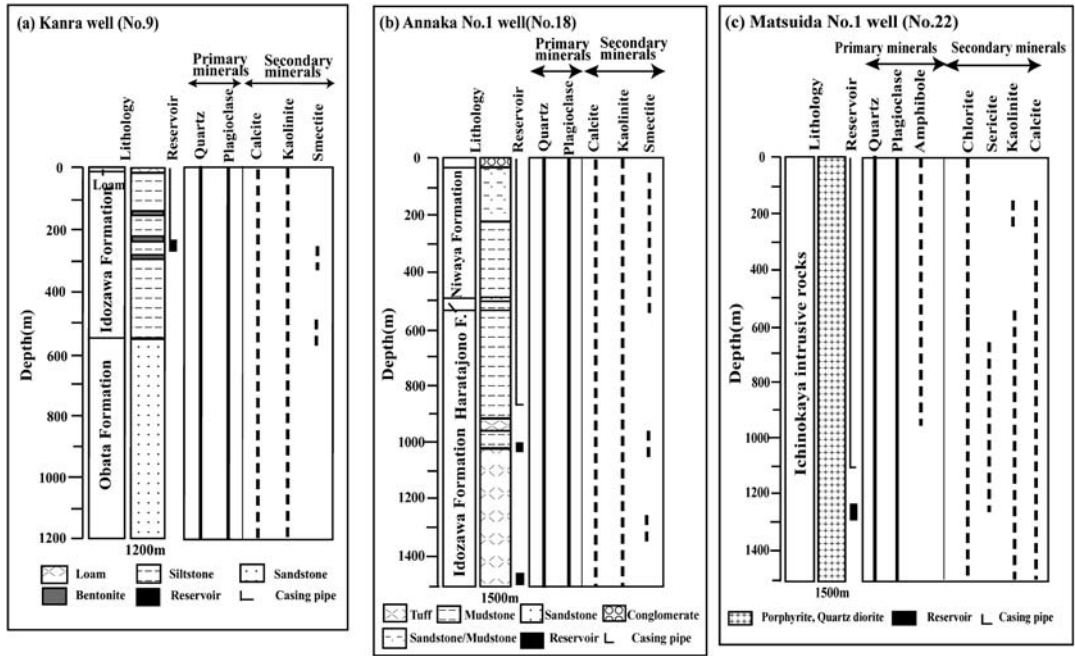


Fig. 8 Stratigraphy, reservoir and distribution of minerals in the three wells. (a) Kanra well (No. 9) (b) Annaka No. 1 well (No. 18) (c) Matsuida No. 1 well (No. 22). Reservoirs below depth of casing pipe are shown in the figure.

(4) 石膏・硬石膏の溶解作用

上野 4 号泉 (No. 15) および松井田 3 号泉 (No. 25) の $\delta^{34}\text{S}$ 値は +17.8~+18.0‰ を示す (Fig. 9)。この値は第三紀化石海水の範囲 (+16~+23‰; Clark, 1997) にあり、丹沢山地のグリーンタフに産する硬石膏の $\delta^{34}\text{S}$ 値 (+20.0‰; 村松, 未公表) とほぼ同じであることから、Na-Cl 型の上野 4 号泉 (No. 15) に含まれる硫酸態硫黄は化石海水に溶解した石膏・硬石膏を起源にしている。弱アルカリ性 Ca-SO₄ 型の松井田 3 号泉 (No. 25) の Ca (26 meq/L) と SO₄ (28 meq/L) の当量はほぼ等しく、深部流体は硬石膏に対してほぼ溶解平衡にあり (Fig. 7d)、硫酸態硫黄は同様の起源であると考えられる。一方、松井田地域の松井田 1 号泉 (No. 22) の $\delta^{34}\text{S}$ 値も上記の両温泉とほぼ同じく +16.1‰ を示す (Fig. 9)。深部流体は硬石膏に対してやや不飽和である (Fig. 7d) ことから、化石海水が深度 1,225 m 付近 (Fig. 4) に発達する同貫入岩体の割れ目を流動する過程で硬石膏を溶解することによってもたらされた可能性が高い。しかしながら、本地域には、新第三紀中新世末期の本宿層の変質した石英安山岩質火砕岩を主とする地層を切って市野萱貫入岩体が貫入し (Fig. 8c)、本岩体の一員である粘土化した石英安山岩を母岩とする浅熱水性鉍脈型鉍床型の中丸鉍山 (現在廃坑) で黄鉄鉍、閃亜鉛鉍、輝安鉍、方鉛鉍などの鉍石鉍物とともに石英、重晶石、絹雲母などの脈石鉍物を産出する (加藤, 2008)。したがって、松井田 1 号泉 (No. 22) の硫酸態硫黄は重晶石の溶解によってもたらされた可能性も考えられ、今後検討する必要がある。

(5) 有機物の分解

中央構造線地域に分布する高塩化物泉 (Nos. 2, 3, 5) の $\delta^{34}\text{S}$ 値は +27.1~+36.5‰ と重い。地下生物圏では微生物は多様な電子受容体を呼吸に用いており、浅所の酸化還元境界付近では NO₃⁻ や Fe³⁺、Mn⁴⁺ などが用いられるが、やや深所では SO₄²⁻ 呼吸 (硫酸還元) が行われるようになる (長

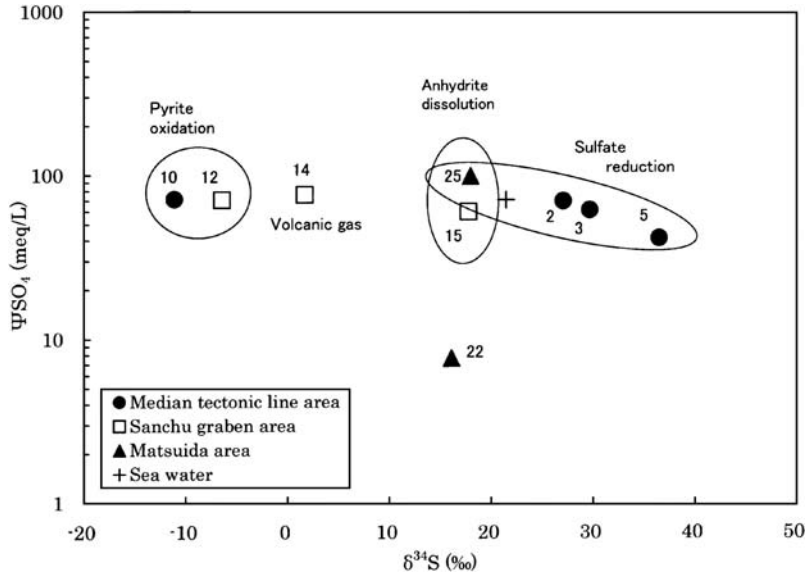


Fig. 9 Relationship between $\delta^{34}\text{S}$ values and ΨSO_4 concentrations in the discharged waters. Figure shows number of sample location.

沼, 2003). 硫酸還元菌による硫酸還元が進行している場合, 温泉水に残留する SO_4^{2-} の $\delta^{34}\text{S}$ 値は次第に上昇する. この際, 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 $\delta^{34}\text{S}$ 値をプロットすると直線関係になる (永田・宮島, 2008). 本地域の温泉のなかには SO_4^{2-} 濃度が海水の値を下回るものがあるので, ΔSO_4 濃度に 70 meq/L 加えた値を ΨSO_4 濃度と定義し, ΨSO_4 濃度の対数に対して $\delta^{34}\text{S}$ 値をプロットしたのが Fig. 9 である. 図からわかるように, これらの高塩化物泉の ΨSO_4 濃度と $\delta^{34}\text{S}$ 値はほぼ一直線上にあり, 海水はその外挿線に載る. したがって, 海水から藤岡 1, 2 号泉 (Nos. 2, 3; 掘削深度 3~5 m) を経て藤岡 4 号泉 (No. 5; 掘削深度 260 m) へと深部へ向けて硫酸還元の進行が著しくなっている. 同地域のその他の高塩化物泉 (Nos. 8, 9, 22) も SO_4^{2-} に乏しい. 安中地域の中塩化物地下水 (No. 19; 掘削深度 450 m) が SO_4^{2-} を 67.0 mg/L 含むのに対して高塩化物泉 (No. 18; 掘削深度 1,500 m) が全く含まない理由は化石海水の同イオンを硫酸還元菌が完全に消費したためと考えられていることから (Sakai and Matsubaya, 1974), 硫酸還元菌による硫酸還元は中央構造線・安中地域に広く行われている作用といえよう.

(6) 黄鉄鉱の風化および火山ガス

富岡 1 号泉 (No. 10) および上野 1 号泉 (No. 12) の $\delta^{34}\text{S}$ 値は $-11.1 \sim -6.4\text{‰}$ とかなり軽い (Fig. 9). 黄鉄鉱の風化に由来する SO_4^{2-} の $\delta^{34}\text{S}$ は低い値を示すことから (Negrel and Pauwels, 2004; Sharp, 2007; 永田・宮島, 2008), 富岡層群の堆積岩および山中部溝帯の白亜紀堆積岩に含まれる黄鉄鉱の風化に起因すると考えられる. 一方, 酸性 Ca- SO_4 型 (pH 3.8) の上野 3 号泉 (No. 14) も軽い $\delta^{34}\text{S}$ 値 ($+1.7\text{‰}$) を示す. この付近に活火山は報告されていないが, 硫化水素臭が報告されており (飯島・木崎, 1986), 硫酸態硫黄は火山ガス H_2S の酸化による可能性が考えられる. 今後, 源泉周辺の変質鉱物種を明らかにする必要がある.

5. ま と め

関東山地北縁周辺地域に分布する非火山性温泉を対象に主成分および水素・酸素同位体分析を実施し、地質学的視点から深部流体の流動機構を検討した。さらに、硫黄同位体分析および岩石片の X 線回折結果を加味して水質形成機構を検討するとともに、水-鉱物相互作用の化学平衡論により検証した。得られた結果は以下のとおりである。

(1) 山中地溝帯地域の温泉および中央構造線地域の自然湧出泉の多くは天水起源である一方、中央構造線・安中地域の Na-Cl 泉は化石海水と天水の混合からなる。降水は温泉地近傍で涵養されたものであり、高標高にある山中地溝帯地域では深部への涵養はなく比較的浅部で側方流動していると推察される。中央構造線・安中地域は一体の水理構造をなし、深部流体は出牛-黒谷断層、WNW-ESE 方向の逆断層群および礫部断層に主として貯留されていると推察される。

(2) 温泉水に含まれる硫酸態硫黄の起源は石膏・硬石膏の溶解、火山ガス、黄鉄鉱の風化、硫酸還元など多様である。松井田地域の Na-Cl 泉と Ca-SO₄ 泉および山中地溝帯地域の Na-Cl 泉は化石海水に溶解した石膏・硬石膏、酸性 Ca-SO₄ 泉は火山ガスをそれぞれ起源にしていると考えられ、また中央構造線・安中地域の高塩化物泉の硫酸態硫黄濃度は硫酸還元菌による硫酸還元の進行に規制される。

(3) 山中地溝帯地域の泉質は方解石の溶解反応、中央構造線・安中および松井田地域の殆どの泉質は斜長石の風化作用およびモンモリロナイトの陽イオン交換反応にそれぞれ規制される。そのほか、松井田地域の弱アルカリ性 Ca-SO₄ 泉と高塩化物泉の水質は硬石膏の溶解反応にそれぞれ規制される。これらの水質形成機構は地下構成鉱物および水-鉱物相互作用に関する化学平衡計算結果と整合する。

謝 辞

本研究を遂行するにあたり、温泉所有者各位には温泉水の採取および温泉井の岩石試料の借用に便宜を図られた。東京理科大学の大城恵理氏、大平 孟氏、谷口無我氏には安定同位体分析にご協力いただいた。また、匿名の 2 名の査読者には懇切丁寧なご指摘を頂いた。以上の方々に深甚なる謝意を表す。

引用文献

- 赤岩英夫, 田島栄作 (1962): 群馬県鉱泉の研究 第 3 報 八塩, 原市鉱泉群について. 温泉科学, **13**, 2, 33-40.
- Clark, I.D. (1997): Environmental Isotopes in Hydrogeology (ed. Fritz, P.), 328 p. Lewis Publishers, New York.
- 福田 理 (1964): 藤岡層序試錐 (予報). 地質ニュース, no. 114, 1-10.
- 林 広樹, 笠原敬司, 木村尚紀 (2006): 関東平野の地下に分布する先新第三系基盤岩類. 地質学雑誌, **112**, 2-13.
- 飯島静男, 木崎喜雄 (1986): 群馬県南西部の温泉地質. 群馬県温泉協会学術調査研究報告書, 1-12.
- 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.
- 加藤 昭 (2008): 群馬県甘楽郡下仁田町中丸鉱山. 鉱物観察ガイド. 国立科学博物館叢書 7, pp. 67-69. 東海大学出版会, 秦野.
- 河井興三, 福田 理 (1973): 可燃性天然ガス. 日本地方産誌「関東地方」, pp. 352-416, 朝倉書

- 店, 東京.
- 牧本 博, 竹内圭史 (1992): 寄居地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 136 p.
- 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, 酒井幸子, 越中 浩 (1985): 群馬県の温泉水の水素および酸素同位体比. 温泉科学, **36**, 1-11.
- 松丸国照 (1977): 関東山地北縁～北東縁の新第三系の層序. 地質雑, **109**, 215-233.
- 森川六郎 (1971): 秩父山地の鉱泉について. 秩父自然科学博物館研究報告, 1-20.
- 本宿団体研究グループ (1970): グリーントフ変動の研究—本宿グリーンタフ層についての団体研究. 地団研専報, 16, 95 p.
- 本島公司 (1957): 群馬県磯部町付近地化学調査報告. 地質調査所月報, **8**, 1, 23-40.
- 村松容一, 岡崎公美, 大城恵理, 安諸正俊 (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.
- 長沼 毅 (2003): II-B5 地下生物圏の自然史. 資源環境地質学—地球史と環境汚染を読む—, 資源地質学会, 239-246.
- 永田 俊, 宮島利宏編 (2008): 流域環境評価と安定同位体, pp. 199-248, 京都大学学術出版会, 京都.
- 中村久由 (1970): 1-4 温泉の分布. 日本の地熱資源, 日本地熱調査会, 25-33.
- Negrel, P. and Pauwels, H. (2004): Interaction between different groundwaters in Brittany catchments (France): Characterizing multiple sources through strontium- and sulphur isotope tracing. *Water, Air, and Soil Pollution*, **151**, 261-285.
- 野村 哲, 秋間団体研究グループ (1981): 関東平野北西縁の地質. 地質学論集, **20**, 161-167.
- 岡村 聡, 武蔵野 実, 渡辺暉夫, 石田 聖, 久保田喜裕, 久家直之, 棚瀬充史, 水落幸広, 吉野博厚 (1995): 新版地学教育講座④ 岩石と地下資源. 201 p. 東海大学出版会, 秦野.
- 大石雅之, 高橋雅紀 (1990): 群馬県高崎地域に分布する中新統一とくに庭谷不整合形成過程について. 東北大地質古生物研報, **92**, 1-17.
- 大久保雅弘, 堀口万吉 (1969): 地域地質研究報告, 5 万分の 1 図幅 万場地域の地質, 66 p. 地質調査所.
- 大森昌衛, 端山好和, 堀口万吉 (1986): 日本の地質 3 関東地方 (日本の地質『関東地方』編集委員会編), 335 p. 共立出版, 東京.
- Reed, M.H. (1982): Calculation of multicomponent chemical equilibria and reaction processes in systems involving minerals, gases, and an aqueous phase. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **46**, 513-528.
- 酒井幸子 (1989): 群馬県の温泉の化学成分. 温泉科学, **39**, 48-57.
- 酒井幸子 (1981): 群馬県下の温泉水中のホウ酸含量. 温泉科学, **31**, 128-138.
- 酒井幸子, 斎藤 実, 鈴木励子 (1990): 群馬県の荒船温泉の化学成分. 温泉科学, **40**, 80-89.
- 酒井幸子, 氏家淳雄, 木崎喜雄 (1986): 群馬県南西部にある温泉の化学成分. 群馬県温泉協会学術調査研究報告書, 1-8.
- 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.
- 酒井 均, 大木靖衛 (1978): 日本の温泉. 科学, **48** (1), 41-52.
- 柴崎達雄, 水収支研究グループ (1976): 地下水盆の管理. 32-46. 東海大学出版会, 秦野.

- 関 寿子, 林 武司, 丸井敦尚 (2001): 関東平野における深層地下水の性状. 日本水文科学会誌, **3**, 11-24.
- Sharp, Z. (2007): Principles of Stable Isotope Geochemistry. 344 p., Pearson Prentice Hall, New Jersey.
- 鈴木宏芳 (2002): 関東平野の地下地質構造. 防災科学技術研究所研究報告, **63**, 1-19.
- 高橋雅紀 (2006): 日本海拡大時の東北日本弧と西南日本弧の境界. 地質学雑誌, **112**, 14-32.
- 高橋雅紀, 林 広樹 (2004): 群馬県富岡地域に分布する中新統の地質と複合年代層序. 地質学雑誌, **110**, 175-194.
- 高橋雅紀, 林 広樹, 笠原敬司, 木村尚紀 (2006): 関東平野西縁の反射法地震探査記録の地質学的解釈—とくに吉見変成岩の露出と利根川構造線の西方延長—. 地質学雑誌, **112**, 33-52.
- Toriumi, M. (1975): Petrological study of Sambagawa metamorphic rocks- the Kanto mountains, central Japan. 99 p., Univ. Tokyo Press, Tokyo.
- 八島敏彦 (1981): 関東平野基盤岩類の岩石学的特徴と地質構造. 地質学論集, **20**, 187-206.
- 早稲田周, 中井信之 (1983): 中部日本・東北日本における天然水の同位体組成. 地球化学, **17**, 83-91.