

平成 16 年 6 月

原 著

関東地方東部における大深度温泉の特徴
—水質と地質との関係—

独立行政法人産業技術総合研究所 深部地質環境研究センター

関 陽児, 中嶋輝允, 上岡 晃, 金井 豊, 間中光雄, 月村勝宏

(平成 15 年 12 月 4 日受付, 平成 16 年 3 月 10 日受理)

Discharged water from deep wells in the
eastern Kanto region

—the relationship between water quality and underground geology—

Yoji SEKI, Terumasa NAKAJIMA, Hikari KAMIOKA, Yutaka KANAI,
Mitsuo MANAKA and Katsuhiro TSUKIMURA

Research Center for Deep Geological Environment,
National Institute of Advanced Industrial Science and Technology

Abstract

Water quality in the eastern Kanto region, discharging from 65 deeper wells ranging from 700 to 2,000 m deep, was analyzed to examine relation to surrounding geology. The results can be summarized as follows.

(1) About a half of the analyzed waters shows alkaline ($\text{pH} > 8.5$) and no acidic water is found. Total dissolved ion shows a large variety of $> 10^3$ range. For most waters, Na^+ is predominant cation, while no ubiquitous predominant anion is recognized.

(2) The following relation to the surrounding geology are recognized on the analyzed waters : a) neutral Na-Cl type in the Kanto plains, which consists of fossil sea water, b) alkaline low concentration Na- HCO_3 type in the marginal mountainous area, which may consist of meteoric waters reacted with silicic igneous rocks, c) alkaline moderate concentration Na/Ca- SO_4 type mainly in the Kinugawa graben, which may consist mainly of meteoric waters reacted with pre-Tertiary sedimentary rocks and/or Tertiary volcanoclastic rocks.

(3) As long as limited to the waters with near-zero oxygen ($< 0.02 \text{ mg/l}$), very low redox potentials (Eh around -200 mV) are observed, which can be explained by $\text{S}_{\text{solid}}\text{-H}_2$

S redox equilibrium.

Key words : Kanto region, Deep well, Hot spring, Natural gas, Water quality, Redox potential

キーワード : 関東地方, 大深度孔井, 温泉, 天然ガス, 水質, 酸化還元電位

1. はじめに

孔井から湧出する水は、それが貯留されていた深度の地下水の化学組成や水質パラメーターを概ね保持していると考えられ、地下水の起源や形成機構の考察、地下空間利用に際しての化学環境の推定などにおいて有益な情報を提供しうる。

関東地方では、従来より天然ガス採取を目的として孔底深度 1,000 m 以上の大深度の孔井が掘削されてきた(河井・福田, 1973; 福田・ほか, 1986)。それらに加えて、1980 年代以降は温泉水の採取を目的とする大深度孔井が数多く掘削されるようになった(樋口, 1997; 森田, 2000)。これらの大深度孔井の大部分は、深度数 100 m 以浅を遮水仕上げとしているため、湧出してくる地下水は地下数 100 m 以深で孔井に流入してきたものである。したがって、これらの孔井からは、浅部の地下水が混入していない地下深部の地下水の水質に関する情報を入手できる。大深度孔井の掘削実績数が急増してきたのは比較的最近であるため、個々の温泉地域を対象とした報告は蓄積されつつあるものの(例えば栃木県(1986)、笹本・根本(1984)、高屋・佐藤(1992)、鈴木・宇塚(1995)など)、大深度孔井の地下水の水質を広域にわたり系統的に調査検討した例はない。

そこで本論文では、関東地方東半部に分布する合計 65 箇所の大深度孔井を対象として、その水質を記載するとともに、孔井地質との関係や地下水の起源について考察した。また、pH や電気伝導度などの通常測定される水質パラメーターに加えて、従来報告例の少ない溶存酸素濃度および酸化還元電位の現地測定を行い、それらの特徴を記載するとともにその意味を考察した。

2. 調査対象

関東地方東半部の沿岸地域、平野内部、八溝山地や足尾山地に代表される山岳地域等、種々の地形・地質に立地する合計 65 箇所の大深度の温泉井及び天然ガス生産井を調査対象とした。対象孔井の孔底深度は 500~2,000 m である。それらの位置を図 1 に、孔井の一般的構造を図 2 に、孔井の諸元を表 1 にそれぞれ示す。

孔底深度別に見ると、500~999 m が 10 箇所、1,000~1,499 m が 36 箇所、1,500 m 以深が 19 箇所である。多くの孔井では、孔底から 300 ないし 500 m の間のケーシングにスリット加工がなされ、温泉水等の流入区間となっている。湧出状況は、全量自噴が 6 箇所、一部自噴で動力揚湯を併用するものが 1 箇所、残りは全量水中ポンプまたはガスリフト(天然ガス生産井)による動力揚湯である。温泉分析書に記載された湧出量、すなわち掘削完了時の揚湯試験結果に基づく最大安定揚湯量は、50 l/分未満が 6 箇所、50~99 l/分が 8 箇所、100 から 199 l/分が 15 箇所、200 から 399 l/分が 18 箇所、400 l/分以上が 13 箇所である。ケーシングには、6 箇所が塩化ビニール管を、59 箇所が JIS 圧力配管用炭素鋼鋼管 STPG に代表される鋼管を用いている。

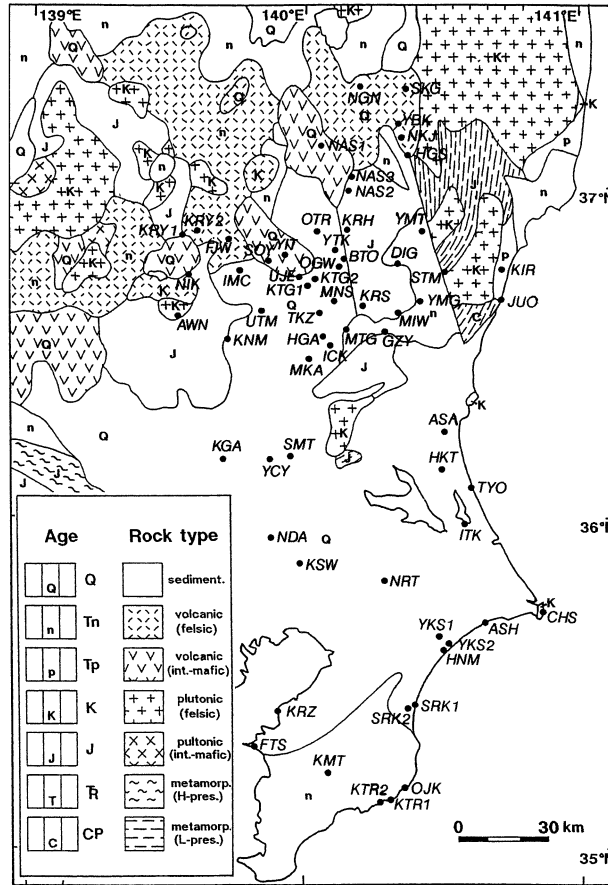


Fig. 1 Map showing localities of 65 deeper wells. Abbreviations with closed circles are the same as in table 1 and 2. Q : Quaternary, Tn : Neogene, Tp : Paleogene, K : Cretaceous, J : Jurassic, TR : Triassic, and CP : Carbo-Permian.

図 1 調査地点位置. 英 3 文字の略号を付した黒丸が調査対象で, 表 1, 2 に対応. 地質年代の凡例は, Q : 第四紀, Tn : 新第三紀, Tp : 古第三紀, K : 白亜紀, J : ジュラ紀, TR : 三畳紀, CP : 石炭-二畳紀.

3. 測定・分析方法

水温, 気温, pH, 電気伝導度, 溶存酸素濃度, 酸化還元電位の 6 項目を現地にて測定した. 測定方法は, 原則として「表流水・地下水の水質分析方法」(池田・永井, 1978) と「温泉・鉱泉の分析方法」(阿部・前田, 1978) に従った. 大気との接触・混入を防止するため, 測定に供する水は孔井立ち上がり部分直近の分岐バルブから取り入れることを原則とし, それができない場合には貯湯槽への吐出口, 貯湯槽ドレイン等から取り入れた. その水を大気遮断構造のフローセル型電極槽に導入した上で, フロー状態で 30~60 分間連続測定し指示値の安定を待って測定値とした. また, 必要に応じて試験紙等による鉄イオン (全 Fe, Fe²⁺), 還元イオウ種イオンの半定量を行った. 水温と気温は水銀温度計により, pH は横河電気(株)製 PH-82 により, 電気伝導度は同 SC-82 により, 溶存酸素濃度は電気化学計器(株)製 HDO-110 により, 酸化還元電位は酸化還元電位測定用白金電極 K9220YL を装着した横河電気(株)製 PH-82 により測定した.

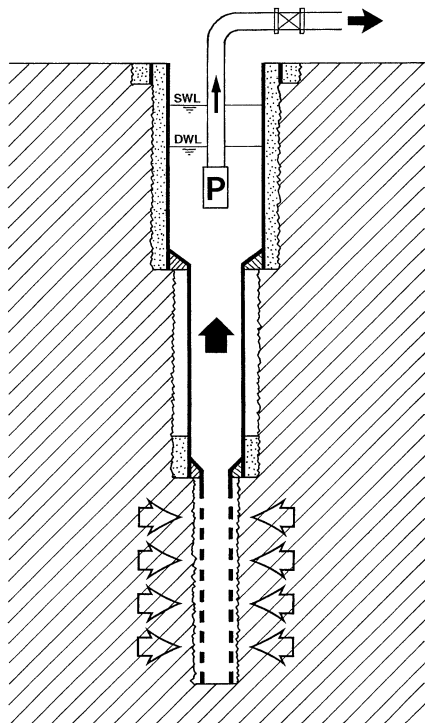


Fig. 2 Structure of a typical deeper well. P: discharging pump, SWL: static water level, DWL: dynamic water level while discharging, thick solid lines: blind casings, thick broken lines: screen casings, and dotted area: cement-packed zone.

図2 大深度温泉井の一般的な構造。孔井内部は孔壁の崩壊防止や保温のためケーシング（黒太線）により保護されている。温泉貯留深度のケーシングはストレーナーと呼ばれ、温泉水（白矢印）を取り入れるためのスリット加工が施されている（黒破線）。ケーシングと孔壁との間隙には、保温や腐食防止のためにセメントが注入されることが多い（砂目）。直径の異なるケーシングの接合部には、不要水の侵入を防ぐためのカラーが挿入される。流入した温泉水は自身の圧力で孔井内を上昇し、自噴井では孔内水位は地表面に到達する。動力揚湯井では、孔井内に設置された水中ポンプ（P）等により温泉水が地上に圧送されるのに伴い、孔内水位は自然状態の静水位（SWL）から動水位（DWL）に低下する。なお、図の縦横比は横方向が大きく拡大されている。実際の孔井は縦方向（掘進長）が1,000～1,500 m に対して、横方向（孔径）は浅部で25～30 cm、深部で10～15 cmである。

分析用水試料はポリエチレン容器に採取、運搬した。陽イオン測定用試料は0.45 μ mメンブランフィルターを通して手動真空ポンプにより吸引ろ過した上で、6NのHCLを1:100の割合いで添加し、pHを2以下に調整した。重碳酸イオンについては希硫酸滴定法により、その他の陰イオンについてはイオンクロマトグラフ（横河電機（株）製IC-7000）により、陽イオンについては原子吸光法（日本ジャーレルアッシュ社製AA-11）により定量した。

4. 結 果

関東地方東部の大深度孔井から湧出する地下水の水質は、全体の約半数がpH 8.5以上のアルカリ性であり酸性泉は認められない。溶存イオン総量は 10^3 の範囲の多様性を示し、大部分の孔井で陽イオン中にはNaが卓越するのに対し、陰イオン組成は多様である。溶存酸素濃度が十分に低い孔井では「大気と遮断された環境」に相当する低い酸化還元電位を示す。

現地水質測定結果を表2に、主要溶存成分の分析結果を表3にそれぞれ示す。温泉分析書に記載された湧出量と源泉温度、実測されたpH、電気伝導度、溶存酸素濃度、酸化還元電位の頻度分布を、図3に示す。以下では、天然ガス生産井からの採取分も含めた全ての大深度孔井水を「大深度温泉水」と呼ぶ。

(1) 水温

測定された水温は19.3 $^{\circ}$ C～71.5 $^{\circ}$ Cの範囲にある。実測水温は、温泉分析書に記載された源泉温度とほぼ一致するものが多いが、一部は測定ラインでの冷却等により源泉温度よりも低い値を示すものもある。源泉温度は22.0～78.0 $^{\circ}$ Cの範囲にある。その頻度分布は25～30 $^{\circ}$ Cにピークをもち、30～50 $^{\circ}$ Cの間はほぼ同数であり、50 $^{\circ}$ Cから80 $^{\circ}$ Cに向かって減少する（図3(1)）。大深度の孔井が一般化する以前にまとめられた国内の温泉の源泉温度のピークは40～60 $^{\circ}$ C（岩崎，1970）であり、今回得られたピークはそれよりも20～30 $^{\circ}$ C低い。その理由としては、1）従来は開発されることのない地温勾配の小さな非火山性地域に掘削され

た孔井が多いこと、2) 大深度であるがゆえに、流量が少ない温泉では孔井内の上昇に長時間を要するため浅所の低温部で冷却されること、等が考えられる。

(2) pH

測定された pH は 7.2~10.2 で中性~アルカリ性の範囲にある (図 3(2))。酸性泉は皆無であり、pH 7.5 以上の弱アルカリ~アルカリ性泉が全体の約 85% を、pH 8.5 以上のアルカリ性泉が約 50% を占める。国内の温泉では稀な pH 10 を超える強アルカリ泉 (岩崎, 1970) が 3 箇所ある。国内の温泉全体の pH 分布 (岩崎, 1970) は、pH 7~8 に大きなピークをもつほか pH 2~3 にも火山性温泉 (松葉谷, 1981) を主体とするピークをもつが、今回調査した関東地方東部の大深度温泉水には火山性の酸性温泉に相当するものは認められず、アルカリ性泉の割合が大きい。大深度温泉水の pH は地理的分布と関係が認められ、足尾山地や八溝山地などの山地にはアルカリ泉が多いのに対し、平野部では中性泉が卓越する (図 4(1))。

(3) 電気伝導度

水中の電解質濃度と強い正相関をもつ電気伝導度 (EC) の測定値は、0.2~55 mS/cm の範囲にある (図 3(3))。水の電気伝導度は温度上昇により増加し、その温度係数は 0.020~0.025 とされている (半谷, 1975)。大深度温泉水の水温は調査井ごとに異なるため、式 (1) により水温 25°C の状態に換算した電気伝導度 (EC₂₅) を求めた。

$$EC_{25} = EC_x (1 + 0.022x(25 - T_w)) \quad \dots(1)$$

この 25°C 換算の電気伝導度も 0.2~50 mS/cm の広い範囲にあり、大深度温泉水の溶存イオン総量が幅広い範囲をとること (後述) と対応している。大深度温泉水の電気伝導度は地理的分布と関係が認められ、足尾山地や八溝山地などの山地では電気伝導度が低いものが卓越するのに対し、平野部では高いものが卓越する (図 4(2))。

(4) 溶存酸素濃度

大気酸素の混入度合いのチェックのために測定した溶存酸素濃度は、0.01 mg/l 以下からほぼ大気飽和溶存量に相当する 7.28 mg/l の範囲にある (図 3(4))。全調査井の約 80% は大気飽和濃度の 1/10 である 0.7 mg/l 以下、約 60% は 1/100 である 0.07 mg/l 以下であり、用いた溶存酸素濃度メーターの測定限界である 0.01 mg/l 以下のものが約 35% を占める。溶存酸素濃度 0.1 mg/l 以下の測定値が得られた、大気混入の程度が最も小さいと判断される測定サイトのほとんどは、孔口立ち上がり直下の分岐バルブか、天然ガス生産井のガス水セパレーターに隣接する沈砂池から試料を導入したものである。

(5) 酸化還元電位

比較電極として銀塩化銀電極を用いて得られた測定値 (ORP) を標準水素電極を基準とする酸化還元電位に換算した値 (Eh) は、-232~+391 mV の範囲にある (図 3(5))。全調査井の約 85% で 0 mV 以下の酸化還元電位が測定された。全調査井の約 40% を占める -100 mV 以下の酸化還元電位は、それらの pH 範囲が 7~10 であることとあわせて、「大気と遮断された環境」(Garrels and Christ, 1965) の酸化還元電位に相当する。

(6) 溶存イオン総量

定量された溶存イオンの当量合計は、4~1,176 me/l の 10³ にわたる広範囲に及び、電気伝導度の測定結果と相似する。溶存イオン総量は地理的分布と関係が認められ、足尾山地や八溝山地などの山地域では溶存イオン総量が低いものが卓越するが、平野部では高いものが卓越する (図 4(3))。

(7) イオン組成

陽イオンは大部分の孔井で Na が卓越する。キーダイアグラム上では、陽イオン中の Na+K 当量比が 75% 以上の孔井が、全調査井の 95% を占める (図 5)。残りの陽イオンは Ca が卓越する孔井

Table 1 Locality, depth and underground geology of the deeper wells discharging hot spring

表 1 調査孔井諸元

| Locality | Name | Abbr. | Depth (m) | Temp. (°C) | Discharge (l/min) | Geology for screen zone | | |
|-------------------------------------|-----------------------------|-------|--------------|---------------|----------------------|-------------------------|--------------------------|------------------|
| | | | | | | Lithology | Formation/Group | Age |
| Minowa Asahi-mura IB | Iko-no-numa Hinuma #2 | ASA | 1300 | 34.7 | 20/20 | sst, sst., cgl. | Taga G. | Miocene |
| Yada Daigo-machi IB | Gomenzawa #1 | DIG | 780 | 30.0 | 640 | tf. sst. | Kitataki F. | Miocene |
| Hasekura Gozenyama-mura IB | Shikisaikan | GZY | 1500 | 26.7 | 140 | sst, sh. | Yamizo G. | Jura. |
| Toma Hokota-machi IB | Hot Park Hokota #2 | HKT | 1250 | 31.3 | 75 | Gr. | Ryoke Gr. | Creta. |
| Mizuhara Itako-machi IB | Kanpo Itako | ITK | 1300 | 23.6 | 260 | sst, mst. | Taga G. | Miocene |
| Ishi Juo-machi IB | Kokuminsyukusya Unomisaki | JUO | 1300 | 46.0 | 400/400 | sst./Gr. | Shiramizu G./Abukuma Gr. | Paleocene/Creta. |
| Nekago Kitaibaraki-shi IB | Tohryanse | KIR | 800 | 35.0 | 60 | sst, mst./Gr. | Shiramizu G./Abukuma Gr. | Paleocene-Creta. |
| Shinhisada Koga-shi IB | Rojinfukushi Center | KGA | 1300 | 37.0 | 300 | sst, mst. | Kadzusa G. | Pleistocene |
| Hinosawa Miwa-mura IB | Sasanoyu | MIW | 701 | 25.3 | 320 | sst, sh. | Yamizo G. | Jura. |
| Ohnaka Satomi-mura IB | Nukumorinoyu | STM | 1500 | 34.0 | 75 | Gd, mica-schist | Abukuma Metamor. | Jura. |
| Nagatsuka Shimotuma-shi IB | Biaspark Shiotsuma | SMT | 1500 | 44.6 | 140 | Gr. | Ryoke Gr. | Creta. |
| Kamihataki Taiyo-mura IB | Top Sante Taiyo | TYO | 1050 | 27.4 | 63 | Gr. | Ryoke Gr. | Creta. |
| Matsumoto Yachiyō-machi IB | Kaiyukan Yachiyōnyu | YCY | 1500 | 36.5 | 78 | sst, mst. | Kadzusa G. | Pleistocene |
| Morosawa Yamagata-machi IB | Santanoyu | YMG | 1500 | 42.3 | 160 | tf./sh. | Kitataki F./Yamizo G. | Miocene/Jura. |
| Iriawano Awamo-machi TG | MaeNikko Tsutsujinoyu | AWM | 1500 | 34.0 | 200 | Gd. | Sohri Gr. | Creta. |
| Koisago Bato-machi Tochigi | Mitamanoyu | BTO | 1200 | 49.0 | 180 | sst, sh./Gr. | Yamizo G./Yamizo Gr. | Jura./Creta. |
| Fujiwara Fujiwara-machi TG | Choei #2 | FJW | 1405 | 36.5 | 440 | And., Rhy. | Shioya G. | Miocene |
| Kaminobuo Haga-machi TG | Romannoyu | HGA | 1500 | 40.0 | 110 | tf. | Arakawa G. | Miocene |
| Hanawa Ichikai-machi TG | Kenkohoyo Center | ICK | 1500 | 37.7 | 200 | tf. | Arakawa G. | Miocene |
| Mactitari Imaichi-shi TG | Katakurinoyu | IMC | 1400 | 46.0 | 75 | tf. brec. | Utsunomiya G. | Miocene |
| Sakenoya Kanuma-shi TG | Deainomori Fukushima Center | KNM | 1500 | 34.0 | 40 | sst, sh. | Yamizo G. | Jura. |
| Horinouchi Kurohane-machi TG | Gohonoyu | KRH | 1500 | 22.0 | 156 | sst, sh./Gr. | Yamizo G./Yamizo Gr. | Jura./Creta. |
| Yokomakura Karasuyama-machi TG | Yamabikonoyu | KRS | 1500 | 21.5 | 190 | sst. | Yamizo G. | Jura. |
| Kawamata Kuriyama-mura TG | Kuriyama son-ei | KRY1 | 1305 | 51.0 | 46 | no descrip. | | |
| Kurobe Kuriyama-mura Tochigi | Shikinoyu | KRY2 | 1000 | 48.9 | 340 | Gr. | Gr. | Creta. |
| Kitsuregawa Kitsuregawa-machi TG | Choei #1 | KTG1 | 1365 | 54.0 | 320 | mst, sst., tf. | Arakawa G. | Miocene |
| Kitsuregawa Kitsuregawa-machi TG | Choei #2 | KTG2 | 1242 | 48.0 | 300 | tf. mst., tf. brec. | Arakawa G. | Miocene |
| Iwako Minaminasu-machi TG | Ohganeonsen Grand Hotel | MNS | 1158 | 63.0 | 200 | sst, tf., tf. brec. | Nakagawa G. | Miocene |
| Machida Motegi-machi TG | Hotel Green Hill | MTG | 1200 | 27.8 | 24 | sh. | Yamizo G. | Jura. |
| Shimokagoya Moka-machi TG | Moka-Igashira onsen | MKA | 1535 | 56.6 | 414 | sst, mst., tf. | Arakawa G. | Miocene |
| Oshima Nasu-machi TG | Nasu Dobutsu Ohkoku | NAS1 | 1300 | 55.4 | 50 | mst, sst., tf. | Shioya G. | Miocene |
| Ashino Nasu-machi TG | Green Wood Ashino | NAS2 | 500 | 46.0 | 216 | Gr. | Yamizo Gr. | Creta. |
| Yorii Nasu-machi TG | Nasu Green Course | NAS3 | 1500 | 25.0 | 25 | sst. | Yamizo G. | Jura. |
| Kiyotaki Nikko-shi TG | Yashionoyu | NIK | 1063 | 39.0 | 580 | welded tf. | Irohazaka Welded Tuff | Creta. |
| Ogawa Ogawa-machi TG | Mahoroba Rotennoyu | OGW | 1500 | 56.2 | 211 | sst, sh. | Yamizo G. | Jura. |
| Nakadawara Ohtawara-shi TG | Ryujoen Taiyonoyu | OTR | 1050 | 50.9 | 217 | tf. c. sst. | Arakawa G. | Miocene |
| Tamanyu Shioya-machi TG | Yamayurinoyu | SOY | 1300 | 54.0 | 270 | Rhy., tf. | Shioya G. | Miocene |
| Kamikashiwazaki Takanezawa-machi TG | Genki-up mura | TKZ | 1500 | 70.2 | 200/400 | mst., tf. | Arakawa G. | Miocene |
| Matsushima Ujii-machi TG | Otomenoyu | UJE | 1500 | 41.6 | 388 | mst. | Arakawa G. | Miocene |
| Niisatomachi Utsunomiya-shi TG | Romantikku Onsenkan | UMT | 1220 | 43.0 | 110 | And., tf. brec. | Utsunomiya G. | Miocene |
| Kawasakisorimachi Yaita-shi TG | Shironoyu #1 | YIT1 | 1404 | 73.0 | 100 | tf., tf. c. sst. | Shioya G. | Miocene |
| Kawasakisorimachi Yaita-shi TG | Shironoyu #2 | YIT2 | 1500 | 78.0 | 190 | no descrip. | | |
| Yuzdukami Yuzdukami-mura TG | Yasuraginoyu | YTK | 1310 | 55.0 | 110 | tf./sst. | Nakagawa G./Yamizo G. | Miocene/Jura. |

| | | | | | | | | |
|--------------------------------------|----------------------------------|------|------|------|-----|---------------------|------------------------|-----------------|
| Kamako Higashi-mura FS | Kitsuneuchinsen | HGS | 972 | 35.0 | 512 | Metamor. Gr. | Abukuma Metamor. & Gr. | Creta. |
| Ebana Naganuma-machi FS | Yamayuriso | NGN | 1200 | 46.9 | 280 | tf. cgl. welded tf. | Odagawa F. | Miocene |
| Nameritsu Nakajima-mura FS | Fureainosato | NKJ | 800 | 38.1 | 282 | Gr. | Abukuma Gr. | Creta. |
| Chabatake Sukagawa-shi FS | Sukagawa Shimin-onsen | SKG | 801 | 45.0 | 400 | sst./Gr. | Odagawa F./Abukuma Gr. | Miocene./Creta. |
| Hachimanmachi Yabuki-machi FS | Yabukimachi Kenko Center | YBK | 800 | 52.7 | 500 | tf./Gr. | Odagawa F./Abukuma Gr. | Miocene./Creta. |
| Higashidate Yamatsuri-machi FS | Yuparu Yamatsuri | YMT | 1300 | 37.0 | 70 | Gr., Db. | Abukuma Gr. | Creta. |
| Nitama Asahi-shi CB | Kanpo Asahi | ASH | 1500 | 31.5 | 346 | sst., mst. | Miura G. | Miocene |
| Inubohsaki Choshi-shi CB | Inubosaki Keisei Hotel | CHS | 1300 | 28.0 | 300 | sst., sh. | Atagoyama G. | Jura. |
| Futtsu Futtsu-shi CB | Keikyu Futtsu Kanko Hotel | FTS | 1000 | 25.0 | 129 | mst. | Kadzusa G. | Pleistocene |
| Tonodai Hasunuma-machi CB | Kanto Tennen Gas Kaihatsu • Y11 | HNM | 1231 | 26.1 | | sst., mst. | Kadzusa G. | Pleistocene |
| Kashiwa Kashiwa-shi CB | Kashiwa Tennen Onsen | KSW | 1200 | 42.0 | 700 | slst./Gr. | Miura G./Ryoke Gr. | Miocene./Creta. |
| Sumina Katsuura-shi CB | Katsuura Hotel Mikadzuki | KTR1 | 1000 | 25.1 | 10 | sst., mst. | Miura G. | Miocene |
| Ubara Katsuura-shi CB | Kanpo Katsuura | KTR2 | 1400 | 25.6 | 186 | sst., mst. | Miura G. | Miocene |
| Toyota Kimitsu-shi CB | Kameyama Onsen Hotel | KMT | 2000 | 29.4 | 600 | sst., mst. | Miura G. | Miocene |
| Kitahamamachi Kisarazu-shi CB | Spa Mikadzuki Ryugujo | KRZ | 800 | 25.9 | | sst., mst. | Kadzusa G. | Pleistocene |
| Ohtake Narita-shi CB | Yamatonyu | NRT | 1000 | 20.0 | 120 | sst., mst. | Miura G. | Miocene |
| Hanai Noda-shi CB | Tobu Spa Resort | NDA | 1300 | 46.0 | 500 | sst., mst. | Miura G. | Miocene |
| Hama Onjuku-machi CB | Kuaraiyu Onjuku | OJK | 800 | 26.5 | 143 | sst., mst. | Kadzusa G. | Pleistocene |
| Furudokoro Shirako-machi CB | Ise Kagaku Kogyo • NR2 | SRK1 | 1304 | 29.5 | 486 | sst., mst. | Kadzusa G. | Pleistocene |
| Koji Shirako-machi CB | Kanto Tennen Gas Kaihatsu • H106 | SRK2 | 1340 | 31.2 | | sst., mst. | Kadzusa G. | Pleistocene |
| Yakata Yokoshiba-machi CB | Kanto Tennen Gas Kaihatsu • Y22 | YKS2 | 1231 | 28.4 | | sst., mst. | Kadzusa G. | Pleistocene |
| Karasuhamishinden Yokoshiba-machi CB | Kanto Tennen Gas Kaihatsu • Y75 | YKS1 | 1421 | 24.7 | | sst., mst. | Kadzusa G. | Pleistocene |

Data from individual institutions. Abbreviations are sst.: sandstone, slst.: siltstone, mst.: mudstone, sh.shale, cgl: conglomerate, tf.: tuff, tf.br.: tuff breccia, wl.tf.: welded tuff, tfc.: tuffaceous, And.: Andesite, Db.: Diabase, Gd.: Granodiorite, Gd.: Granite, Rhy.: Rhyolite, G.: Group, F.: Formation. IB: Ibaraki prefecture, TG: Tochigi prefecture, FS: Fukushima prefecture, CB: Chiba prefecture. 略号は図 1 に対応。水温と湧出量は温泉分析書に記載された数値，その他は各施設からの提供資料による。湧出量に斜線があるものは，左側が自噴量，右側が総湧出量を示す。略号は，sst.: 砂岩，slst.: シルト岩，mst.: 泥岩，sh.: 頁岩，cgl: 礫岩，tf.: 凝灰岩，tf.br.: 凝灰角礫岩，wl.tf.: 溶結凝灰岩，tfc.: 凝灰質，And.: 安山岩，Db.: 輝緑岩，Gd.: 花崗閃緑岩，Gr.: 花崗岩，Rhy.: 流紋岩，G.: 層群，F.: 層，IB: 茨城県，TG: 栃木県，FS: 福島県，CB: 千葉県。

が多いが，沿岸部や天然ガス生産井に限り，Ca と同程度またはそれ以上に Mg が含まれるものが多い。

陰イオン組成は多様性を示す。キーダイアグラム上では，全調査井の 3/4 が $SO_4 + Cl$ 優勢，1/4 が $HCO_3 + CO_3$ 優勢である (図 5)。平野部には Cl が卓越する孔井が多い。

5. 考 察

5.1 物理化学パラメーター相互の関係

現地で測定された水質パラメーターを相互に比べると，アルカリ性泉には高温泉や高濃度泉を欠く，特に高濃度の深層温泉は低温泉に限られる，低い溶存酸素濃度の孔井では例外なく酸化還元電位が低い，等の関係が認められる。水温，湧出量，pH，電気伝導度，溶存酸素濃度，酸化還元電位の各パラメーター間で，一定の相関が認められた組み合わせを図 6 に示す。

Table 2 Results of field measurement for well waters

表 2 現地水質測定結果

| Abbr. | Date of measurement | T _w °C | T _a °C | pH | EC mS/cm | EC25 mS/cm | ORP mV | Eh mV | DO mg/l | Sampling position/condition |
|-------|---------------------|-------------------|-------------------|-------|----------|------------|--------|-------|---------|-----------------------------------|
| ASA | 2000. 2. 24 | 19.3 | 2.9 | 8.25 | 4.87 | 5.48 | -210 | 0 | 2.85 | artesian flow with air |
| DIG | 2000. 12. 14 | 29.7 | 3.2 | 8.41 | 1.71 | 1.53 | -321 | -119 | 0.09 | next to wellhead |
| GZY | 2000. 1. 31 | 26.7 | 3.6 | 8.00 | 8.80 | 8.47 | -240 | -36 | 0.14 | wellhead valve |
| HKT | 2000. 2. 24 | 27.7 | 8.4 | 7.22 | 40.40 | 38.00 | 187 | 391 | 7.28 | research tank drain |
| ITK | 2000. 8. 29 | 22.2 | 32.2 | 7.66 | 22.50 | 23.89 | -295 | -87 | 0.00 | next to wellhead |
| JUO | 2000. 2. 23 | 48.0 | 7.0 | 8.94 | 4.95 | 2.45 | -321 | -133 | 0.03 | artesian flow wellhead |
| KIR | 2000. 2. 23 | 35.1 | 5.5 | 8.52 | 3.80 | 2.96 | -123 | 75 | 3.70 | research tank drain |
| KGA | 2000. 10. 10 | 28.6 | | 7.45 | 12.42 | 11.44 | 125 | 328 | 3.80 | research tank siphon |
| MIW | 2000. 6. 13 | 22.2 | 19.8 | 8.44 | 0.25 | 0.27 | -151 | 57 | 2.58 | research tank siphon |
| STM | 2000. 2. 1 | 32.8 | 4.9 | 10.24 | 0.44 | 0.36 | -304 | -104 | 1.65 | wellhead valve |
| SMT | 2000. 2. 22 | 41.0 | 7.0 | 8.40 | 5.70 | 3.69 | -168 | 26 | 1.07 | research tank drain |
| TYO | 2000. 2. 24 | 23.5 | 9.2 | 7.68 | 14.17 | 14.64 | -253 | -46 | 0.00 | wellhead siphon |
| YCY | 2000. 2. 22 | 21.9 | 8.4 | 7.54 | 2.49 | 2.66 | -130 | 78 | | research tank drain |
| YMG | 2000. 6. 13 | 37.6 | 19.8 | 8.41 | 1.96 | 1.41 | -329 | -133 | 0.05 | wellhead siphon |
| AWN | 2001. 3. 22 | 35.2 | 11.0 | 10.19 | 0.27 | 0.21 | -480 | -232 | 0.01 | wellhead valve |
| BTO | 2000. 2. 2 | 46.7 | 5.8 | 8.95 | 0.87 | 0.45 | 7 | 196 | 2.16 | bathtub faucet |
| FJW | 2000. 9. 1 | 35.6 | 26.3 | 9.43 | 0.65 | 0.49 | -337 | -139 | 0.01 | wellhead valve |
| HGA | 2000. 2. 23 | 38.0 | 5.5 | 7.64 | 5.98 | 4.27 | -247 | -51 | 0.04 | sand trap drain |
| ICK | 2000. 6. 13 | 36.2 | 21.0 | 8.07 | 2.21 | 1.67 | -303 | -106 | 0.02 | 200 m downstream |
| IMC | 2000. 8. 31 | 45.8 | 26.6 | 9.59 | 0.57 | 0.31 | -391 | -201 | 0.00 | wellhead valve |
| KNM | 2000. 10. 13 | 31.4 | 17.0 | 8.82 | 3.70 | 3.18 | -340 | -139 | 0.00 | wellhead valve. scale-inhibiter |
| KRS | 2000. 2. 3 | 26.6 | 9.0 | 8.99 | 0.52 | 0.50 | -311 | -107 | 0.07 | wellhead valve |
| KTG1 | 2000. 2. 3 | 52.1 | 10.6 | 7.82 | 21.87 | 8.83 | -380 | -195 | 0.04 | gas separator siphon |
| KTG2 | 2000. 2. 3 | 50.5 | 11.1 | 7.85 | 26.90 | 11.81 | -308 | -121 | 0.10 | next to wellhead |
| KRY1 | 2000. 10. 12 | 51.1 | 16.0 | 7.44 | 4.48 | 1.91 | -308 | -122 | 0.00 | 30 m downstream |
| KRY2 | 2000. 10. 12 | 42.3 | 23.2 | 9.78 | 0.28 | 0.17 | -414 | -221 | 0.00 | 30 m downstream |
| KRH | 2000. 2. 2 | 21.9 | 7.5 | 10.12 | 0.27 | 0.29 | -4 | 204 | 2.83 | 2600 m downstream |
| MNS | 2000. 8. 30 | 63.4 | 30.0 | 7.37 | 42.10 | 6.53 | -285 | -108 | | wellhead valve |
| MTG | 2000. 2. 3 | 27.5 | 5.5 | 8.26 | 4.80 | 4.54 | -250 | -46 | 0.58 | research tank drain |
| MKA | 2000. 2. 22 | 39.9 | 9.4 | 7.56 | 31.40 | 21.11 | -212 | -18 | 0.32 | wellhead valve. scale-inhibiter |
| NAS1 | 2000. 10. 13 | 56.3 | 10.9 | 8.07 | 1.61 | 0.50 | -330 | -148 | | wellhead valve |
| NAS2 | 2000. 10. 11 | 25.5 | 21.2 | 8.42 | 0.69 | 0.68 | -296 | -91 | 0.09 | wellhead valve |
| NAS3 | 2000. 10. 11 | 28.5 | 24.5 | 9.93 | 0.34 | 0.31 | -289 | -86 | 0.09 | wellhead valve |
| NIK | 2000. 9. 1 | 38.5 | 27.4 | 9.76 | 0.44 | 0.31 | -388 | -192 | 0.00 | wellhead valve |
| OGW | 2000. 2. 3 | 58.1 | 11.2 | 8.37 | 6.60 | 1.79 | -321 | -140 | | wellhead valve |
| OTR | 2000. 10. 11 | 48.8 | 25.0 | 9.04 | 3.63 | 1.73 | -356 | -168 | 0.01 | 12 m downstream |
| SOY | 2001. 3. 23 | 51.4 | 17.0 | 8.43 | 5.14 | 2.15 | -326 | -140 | 0.02 | next to wellhead |
| TKZ | 2000. 8. 30 | 64.6 | 27.7 | 7.75 | 23.10 | 2.98 | -309 | -133 | 0.06 | wellhead valve. scale-inhibiter |
| UJE | 2001. 1. 26 | 39.6 | 3.7 | 9.36 | 0.54 | 0.36 | -417 | -222 | 0.00 | wellhead valve |
| UTM | 2000. 9. 1 | 43.7 | 28.5 | 9.27 | 1.14 | 0.67 | -273 | -81 | 0.39 | wellhead valve |
| YIT1 | 2000. 8. 30 | 41.3 | 30.9 | 7.45 | 1.00 | 0.64 | -270 | -77 | 0.08 | 100 m downstream |
| YIT2 | 2000. 8. 30 | 71.5 | 30.9 | 7.99 | 10.22 | | -302 | -131 | | 2500 m downstream |
| YTK | 2000. 2. 2 | 53.5 | 7.7 | 7.80 | 0.88 | 0.33 | -192 | -8 | 1.03 | next to wellhead |
| HGS | 2000. 6. 14 | 29.9 | 20.4 | 9.21 | 0.40 | 0.36 | -344 | -142 | 0.01 | 150 m downstream, sand-trap drain |

| | | | | | | | | | | |
|------|--------------|------|------|------|-------|-------|------|------|------|---------------------------------------|
| NGN | 2001. 6. 15 | 43.7 | 25.0 | 9.23 | 1.25 | 0.74 | -329 | -137 | 0.21 | 30 downstream |
| NKJ | 2000. 6. 14 | 38.4 | 21.0 | 9.17 | 0.48 | 0.34 | -352 | -155 | 0.04 | wellhead valve |
| SKG | 2000. 6. 14 | 38.8 | 21.8 | 8.76 | 0.81 | 0.56 | -287 | -92 | 0.23 | 30 m downstream |
| YBK | 2001. 1. 12 | 47.4 | 8.7 | 8.74 | 1.36 | 0.69 | -400 | -211 | 0.00 | 500 m downstream |
| YMT | 2000. 6. 14 | 26.0 | 21.0 | 9.35 | 0.41 | 0.40 | -90 | 115 | 0.16 | wellhead valve, scale-inhibiter |
| ASH | 2000. 11. 7 | 28.0 | 19.0 | 7.57 | 44.30 | 41.38 | -272 | -69 | 0.00 | wellhead valve, gas discharging |
| CHS | 2001. 2. 6 | 22.2 | 9.9 | 7.53 | 33.40 | 35.46 | -278 | -70 | 0.00 | 25 m downstream, gas discharging |
| FTS | 2000. 12. 12 | 24.9 | 5.9 | 7.30 | 29.10 | 29.16 | -292 | -86 | 0.00 | W/G separator siphon |
| HNM | 2001. 2. 7 | 26.1 | 5.8 | 7.35 | 50.30 | 49.08 | -287 | -82 | 0.00 | W/G separator siphon |
| KSW | 2000. 10. 10 | 40.8 | 23.5 | 7.48 | 40.00 | 26.10 | -281 | -87 | 0.00 | 30 m downstream, gas discharging |
| KTR1 | 2000. 11. 9 | 19.7 | 15.7 | 8.33 | 1.74 | 1.94 | -203 | 6 | 0.24 | next to wellhead, gas discharging |
| KTR2 | 2000. 11. 8 | 20.4 | 15.6 | 8.49 | 7.49 | 8.25 | -300 | -91 | 0.00 | wellhead valve, gas discharging |
| KMT | 2000. 11. 10 | 22.9 | 15.2 | 8.72 | 2.56 | 2.68 | -368 | -156 | 0.00 | 80 m downstream, bathtub faucet |
| KRZ | 2001. 2. 9 | 25.9 | 5.7 | 8.10 | 33.00 | 32.35 | -208 | -3 | 0.06 | researve tank siphon, gas discharging |
| NRT | 2000. 11. 7 | 19.3 | | 7.61 | 11.37 | 12.80 | -39 | 171 | 0.26 | bathtub faucet |
| NDA | 2000. 10. 10 | 46.3 | 26.0 | 7.17 | 53.50 | 28.43 | -261 | -71 | 0.00 | next to wellhead, gas decharging |
| OJK | 2000. 11. 8 | 26.5 | 36.1 | 8.53 | 3.66 | 3.54 | -41 | 168 | 1.31 | researve tank drain |
| SRK1 | 2000. 11. 8 | 31.2 | 21.0 | 7.52 | 54.50 | 47.07 | -212 | -11 | 0.01 | W/G separator siphon |
| SRK2 | 2000. 11. 8 | 30.5 | 19.8 | 7.61 | 54.50 | 47.91 | -209 | -8 | 0.00 | W/G separator siphon |
| YKS1 | 2001. 2. 7 | 28.4 | 5.6 | 7.29 | 53.30 | 49.31 | -289 | -86 | 0.00 | W/G separator siphon |
| YKS2 | 2001. 2. 7 | 24.7 | 6.8 | 7.35 | 49.50 | 49.83 | -278 | -72 | 0.00 | W/G separator siphon |

T_w : water temperature at flow-sell measurement, T_a : air temperature at measurement, EC: electrical conductivity, $EC_{25} = EC_x(1 + 0.022x(25 - T_w))$, ORP: redox potential measured by Ag-AgCl reference electrode, $E_h = ORP + 224 - 0.74xT_w$, DO: dissolved oxygen. The other abbreviations are the same as in Fig. 1.

略号は図 1 に対応。水温 (T_w) はフローセル型電極槽中で測定されたものであり、源泉温度よりも若干低下していることが多い。EC25 は、式: $EC_{25} = EC_x(1 + 0.022x(25 - T_w))$ により、実測された電気伝導度 (EC) を 25°C 状態に換算した値。Eh は、式: $E_h = ORP + 224 - 0.74xT_w$ により、比較電極に銀塩化銀電極を用いた携帯型酸化還元電位メーターの測定値 (ORP) を水素標準電極基準に換算した値。DO は溶存酸素濃度。

(1) 水温-pH

源泉温度と pH との関係 (図 6(1)) を見ると、pH が 7~8 の中性付近の温泉水は 20~80°C と高温から低温までの広い範囲の温度をもつが、pH 8~10 では 20~60°C と中性付近と比べ温度の分布範囲の上限が下がり、さらに pH 10 以上のアルカリ泉の温度は 40°C 以下と低温に限られる。pH 7~8 で源泉温度が 60°C 以上の高温泉 (MNS, TKZ, YIT1, YIT2) はいずれも鬼怒川地溝帯 (高屋・佐藤, 1992) 中に、また pH 10 以上の低温泉 (AWN, KRH, STM) はいずれも花崗岩体中を掘削された温泉である。

(2) 水温-電気伝導度

源泉温度と電気伝導度のプロット (図 6(2)) は広く分散するが、電気伝導度の特に高いものには高温泉が認められない。すなわち、電気伝導度が 30 mS/cm を超える高塩濃度泉 (HKT2, ASH, CHS, HNM, KRZ, SRK1, SRK2, YKS1, YKS2) は、いずれも源泉温度 35°C 以下の低温泉であり、茨城県及び千葉県太平洋沿岸部に位置する。天然ガス生産井は全てこのグループに含まれる。

(3) pH-電気伝導度

pH と電気伝導度との関係 (図 6(3)) は、pH が 7~9.5 の間と、pH 9.5 以上とで傾向が異なる。pH

Table 3 Analytical results

表 3 水質分析結果

| abbr. | HCO ₃ ⁻ mg/l | CO ₃ ⁻⁻ mg/l | F ⁻ mg/l | Cl ⁻ mg/l | Br ⁻ mg/l | SO ₄ ⁻⁻ mg/l | Na ⁺ mg/l | K ⁺ mg/l | Ca ⁺⁺ mg/l | Mg ⁺⁺ mg/l | t-Fe mg/l | Fe ⁺⁺ mg/l | HS ⁻ mg/l |
|-------|---------------------------------------|---------------------------------------|------------------------|-------------------------|-------------------------|---------------------------------------|-------------------------|------------------------|--------------------------|--------------------------|--------------|--------------------------|-------------------------|
| ASA | 671.0 | 0.0 | 0.0 | 1430.0 | | 238.0 | 1130.0 | 37.2 | 15.2 | 21.5 | 0.8 | | |
| DIG | 38.4 | 3.6 | 5.7 | 152.0 | | 467.0 | 284.0 | 0.8 | 29.3 | 0.5 | 0.0 | 0.0 | |
| GZY | 179.0 | 0.0 | 0.4 | 354.0 | | 4430.0 | 1740.0 | 16.3 | 351.0 | 82.1 | 1.7 | | |
| HKT | 23.8 | 0.0 | 0.0 | 15600.0 | | 650.0 | 7510.0 | 40.4 | 1330.0 | 328.0 | 0.0 | | |
| ITK | 1171.0 | 0.0 | 0.3 | 8271.0 | 42.1 | 26.6 | 5900.0 | 156.0 | 90.6 | 185.8 | 3.1 | 0.3 | |
| JUO | 6.7 | 10.2 | 7.0 | 114.0 | | 1390.0 | 697.0 | 7.3 | 85.8 | 0.6 | 0.0 | | |
| KIR | 29.9 | 1.2 | 7.2 | 132.0 | | 1250.0 | 578.0 | 10.1 | 137.0 | 1.5 | 0.0 | | |
| KGA | 129.0 | 0.0 | 0.4 | 4210.0 | | 73.7 | 2200.0 | 62.2 | 489.0 | 27.0 | 0.0 | | |
| MIW | 159.0 | 0.0 | 0.1 | 3.2 | | 8.4 | 50.7 | 1.5 | 8.3 | 4.0 | 0.1 | 0.1 | |
| STM | 0.0 | 51.6 | 8.9 | 25.8 | | 5.7 | 71.1 | 0.5 | 1.4 | 0.0 | 0.1 | 0.1 | |
| SMT | 34.8 | 0.0 | 5.0 | 1290.0 | | 73.7 | 708.0 | 6.6 | 160.0 | 0.6 | | 0.5 | |
| TYO | 1280.0 | 0.0 | 0.0 | 4350.0 | | 400.0 | 3140.0 | 64.6 | 53.3 | 136.0 | | 7.7 | |
| YCY | 110.0 | 0.0 | 0.3 | 802.0 | | 0.1 | 485.0 | 15.9 | 38.7 | 4.2 | | 3.3 | |
| YMG | 413.0 | 22.0 | 4.6 | 142.0 | | 185.0 | 330.0 | 5.0 | 6.5 | 1.5 | | 1.2 | |
| AWN | 0.0 | 25.1 | 3.0 | 18.8 | 0.0 | 9.4 | 46.5 | 1.0 | 3.0 | 0.0 | 0.1 | | 4.0 |
| BTO | 84.8 | 30.0 | 1.7 | 14.0 | | 126.0 | 103.0 | 1.5 | 13.2 | 0.7 | 0.0 | | |
| FJW | 17.7 | 2.4 | 1.4 | 26.4 | | 177.0 | 37.0 | 1.3 | 79.7 | 0.2 | | 0.2 | |
| HGA | 455.0 | 0.0 | | 1380.0 | | 9.9 | 844.0 | 10.8 | 146.0 | 0.6 | 0.0 | | |
| ICK | 475.0 | 0.0 | 7.8 | 253.0 | | 93.6 | 387.0 | 4.4 | 10.3 | 0.9 | 0.7 | 0.7 | |
| IMC | 23.2 | 13.2 | 5.7 | 67.8 | 0.1 | 21.6 | 74.8 | 1.5 | 7.9 | 0.1 | | 1.5 | 0.2 |
| KNM | 1072.0 | 0.0 | 3.3 | 394.0 | 1.4 | 50.3 | 883.0 | 10.5 | 8.5 | 3.1 | 0.0 | | 0.2 |
| KRS | 309.0 | 3.0 | 0.4 | 2.1 | | 7.3 | 111.0 | 2.7 | 6.1 | 3.0 | 0.1 | | |
| KTG1 | 270.0 | 0.0 | | 4460.0 | | 70.0 | 2900.0 | 44.7 | 137.0 | 3.9 | 0.1 | | 2.5 |
| KTG2 | 220.0 | 0.0 | | 5880.0 | | 129.0 | 3740.0 | 40.0 | 296.0 | 5.4 | 0.1 | | |
| KRY1 | 376.0 | 0.0 | 5.8 | 446.0 | 2.2 | 379.0 | 614.0 | 11.2 | 53.3 | 5.2 | 1.2 | | 0.8 |
| KRY2 | 0.0 | 30.5 | 3.5 | 6.3 | | 19.1 | 41.4 | 0.5 | 2.4 | 0.0 | | 0.7 | |
| KRH | 72.0 | 40.8 | 0.7 | 1.6 | | 8.2 | 60.3 | 0.3 | 1.0 | 0.0 | | 0.2 | 0.1 |
| MNS | 31.7 | 0.0 | | 8472.0 | | 1056.0 | 3850.0 | 29.4 | 3060.0 | 11.7 | 0.5 | 0.5 | <0.1 |
| MTG | 339.0 | 0.0 | 1.8 | 337.0 | | 1970.0 | 944.0 | 14.0 | 120.0 | 19.7 | | 6.1 | |
| MKA | 18.0 | 0.0 | | 9660.0 | | 0.0 | 3440.0 | 29.1 | 2661.0 | 7.8 | 0.5 | 0.5 | 0.1 |
| NAS1 | 512.0 | 0.0 | 1.7 | 9.1 | | 44.5 | 178.0 | 3.2 | 2.7 | 0.4 | 0.1 | 0.0 | 0.3 |
| NAS2 | 388.2 | 10.4 | 3.6 | 2.3 | | 6.8 | 168.0 | 2.3 | 4.5 | 1.4 | | 0.6 | 0.7 |
| NAS3 | 62.7 | 50.9 | 0.5 | 3.7 | | 8.1 | 73.5 | 0.8 | 1.2 | 0.0 | 0.1 | 0.1 | 0.1 |
| NIK | 50.3 | 19.2 | 18.4 | 25.9 | 0.1 | 11.8 | 81.5 | 1.2 | 2.7 | 0.1 | | 0.1 | 0.5 |
| OGW | 53.1 | 0.0 | 5.6 | 292.0 | | 1340.0 | 754.0 | 8.5 | 83.8 | 1.1 | 0.3 | 0.3 | 0.2 |
| OTR | 54.0 | 17.4 | 2.8 | 668.0 | 1.4 | 70.7 | 516.0 | 3.6 | 10.3 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.3 |
| SOY | 20.0 | 0.0 | 4.6 | 308.0 | | 1318.0 | 538.0 | 7.8 | 244.0 | 3.3 | | 3.8 | 0.0 |
| TKZ | 66.5 | 0.0 | 5.5 | 4090.0 | 12.4 | 11.4 | 2870.0 | 20.4 | 206.0 | 1.2 | | 0.4 | 0.1 |
| UJE | 102.5 | 29.4 | 1.9 | 41.7 | 0.1 | 1.1 | 93.9 | 5.7 | 1.5 | 0.0 | | 0.1 | <0.1 |
| UTM | 14.6 | 6.6 | 8.4 | 59.0 | | 342.0 | 177.0 | 2.5 | 40.0 | 0.0 | 0.5 | 0.5 | 0.1 |
| YIT1 | 106.0 | 0.0 | 1.6 | 146.0 | 0.6 | 64.6 | 170.0 | 3.1 | 8.5 | 1.3 | 1.2 | 1.2 | 0.0 |
| YIT2 | 160.0 | 0.0 | 7.4 | 946.0 | 4.2 | 1177.0 | 1110.0 | 12.5 | 30.3 | 0.5 | 0.3 | | |
| YTK | 145.0 | 0.0 | 4.1 | 729.0 | | 1660.0 | 1080.0 | 18.6 | 177.0 | 12.4 | | | |
| HGS | 155.0 | 37.8 | 2.2 | 12.6 | | 0.2 | 91.1 | 1.5 | 1.7 | 0.0 | | 0.5 | 0.0 |

| | | | | | | | | | | | | | |
|------|--------|------|-----|---------|-------|-------|---------|-------|--------|-------|-----|-----|------|
| NGN | 23.4 | 26.0 | 7.4 | 46.0 | | 232.0 | 161.0 | 1.6 | 9.3 | 0.0 | | 0.2 | 0.8 |
| NKJ | 156.0 | 30.0 | 1.6 | 14.2 | | 0.4 | 85.8 | 1.0 | 1.3 | 0.0 | 0.3 | 0.3 | |
| SKG | 279.0 | 20.1 | 5.5 | 44.6 | | 0.7 | 139.0 | 1.3 | 1.6 | 0.1 | | 0.1 | |
| YBK | 409.0 | 24.0 | 6.5 | 76.0 | 0.3 | 0.0 | 198.0 | 1.2 | 4.7 | 0.4 | 1.2 | 1.2 | 0.0 |
| YMT | 89.8 | 25.0 | 8.5 | 22.9 | | 20.7 | 90.7 | 0.7 | 8.8 | 0.8 | | 0.9 | |
| ASH | 226.0 | 0.0 | 3.7 | 16510.0 | 66.2 | 2.4 | 9885.0 | 309.0 | 500.0 | 363.0 | | 1.7 | |
| CHS | 65.3 | 0.0 | 5.5 | 14750.0 | 44.3 | 4.5 | 7770.0 | 34.7 | 1271.0 | 125.0 | 3.0 | 3.0 | |
| FTS | 680.0 | 0.0 | 2.7 | 11360.0 | 53.9 | 1.8 | 7100.0 | 237.0 | 76.3 | 131.5 | 0.1 | | <0.1 |
| HNM | 1244.0 | 0.0 | | 14800.0 | 108.0 | 30.8 | 12000.0 | 436.0 | 224.0 | 465.0 | 1.4 | | <0.1 |
| KSW | 293.0 | 0.0 | 3.8 | 12300.0 | 33.6 | 0.6 | 7600.0 | 77.5 | 385.0 | 172.0 | | 2.1 | |
| KTR1 | 870.0 | 0.0 | 0.9 | 191.0 | 1.0 | 37.3 | 526.0 | 18.4 | 4.3 | 4.2 | | 0.3 | |
| KTR2 | 207.0 | 0.0 | 0.4 | 2601.0 | 7.3 | 16.9 | 1192.0 | 17.4 | 55.6 | 5.8 | 0.1 | | |
| KMT | 818.6 | 8.4 | 0.7 | 568.0 | 2.8 | 13.2 | 691.0 | 17.4 | 4.4 | 1.6 | | | |
| KRZ | 976.0 | 0.0 | | 9350.0 | 53.5 | | 7700.0 | 272.0 | 142.0 | 163.0 | 0.7 | | <0.1 |
| NRT | 2350.0 | 0.0 | | 3689.0 | 11.1 | 1.7 | 3140.0 | 115.0 | 29.0 | 87.5 | | | |
| NDA | 170.0 | 0.0 | 5.1 | 15900.0 | 42.7 | 1.6 | 9120.0 | 88.4 | 636.0 | 220.0 | 4.1 | | |
| OJK | 2080.0 | 0.0 | 0.7 | 235.0 | 0.6 | 0.2 | 915.0 | 21.6 | 3.1 | 1.4 | | 3.6 | |
| SRK1 | 817.0 | 0.0 | 3.7 | 19850.0 | 131.5 | 4.7 | 12125.0 | 416.0 | 336.7 | 356.0 | 0.3 | | |
| SRK2 | 817.0 | 0.0 | 4.3 | 20170.0 | 135.7 | 2.2 | 12200.0 | 410.0 | 320.0 | 351.0 | 0.2 | | |
| YKS1 | 1337.0 | 0.0 | | 14900.0 | 107.0 | 31.1 | 12000.0 | 419.0 | 232.0 | 467.0 | 1.6 | | <0.1 |
| YKS2 | 1109.0 | 0.0 | | 14700.0 | 107.0 | 30.8 | 12070.0 | 445.0 | 230.0 | 483.0 | 1.7 | | |

t,Fe, Fe⁺⁺ and HS⁻ were determined by semi-quantitative analysis in the field.

t,Fe, Fe⁺⁺, HS⁻ は現地における試験紙等による半定量値。

が7~9.5の間は電気伝導度は広い範囲をとりながらも、pHの上昇に伴い電気伝導度のとり得る最高値が減少する。pHが9.5以上の温泉(STM, AWN, IMC, KRY2, KRH, NAS3, NIK)の電気伝導度は全て0.5 mS/cm以下であり、源泉温度の特徴とあわせ低温・低溶存成分濃度のアルカリ泉群を形成している。このタイプの水は、限定されたCO₂供給量のもとで降水と珪長質岩との水-岩石反応により生成されると言われる低溶存成分の高pH鉱泉水(一國・他, 1982)と、その特徴が一致する。全体としては酸性側で溶存成分量が大きくアルカリ性側で小さい傾向が認められ、国内の温泉全般に認められる傾向(岩崎, 1970)と調和する。

(4) 溶存酸素濃度-酸化還元電位

溶存酸素濃度と酸化還元電位との関係(図6(4))は、溶存酸素濃度0.1 mg/l付近を境に傾向を異にする。溶存酸素濃度0.1 mg/l以上では、酸化還元電位は酸化的環境から還元的環境までの広い範囲をとりながらも、溶存酸素濃度の低下に伴い酸化還元電位のとり得る最高値が減少する。溶存酸素濃度が0.1 mg/l以下の温泉は40箇所あり、その全てで酸化還元電位は0~-200 mVの還元的領域を示す。溶存酸素濃度が0.1 mg/l以上では混入大気酸素の影響が増大し、本来は還元的であった大深度温泉水の酸化還元電位が、様々な程度に酸化側にシフトしていると解釈できる。

(5) pH-酸化還元電位

全ての測定値についてのpH-酸化還元電位プロット(図6(5))を見ると、pH 7~10、酸化還元電位+400~-200 mVの範囲内のほぼ全域に分散する。しかし溶存酸素濃度0.1 mg/l以下に限ると、プロットはpH 7・酸化還元電位-50 mVとpH 10・酸化還元電位-200 mVとを結ぶ直線の近傍に収斂する。すなわち、pH 7から10の範囲でpHの上昇に伴い酸化還元電位が-50 mVから-200 mVまで低下する。溶存酸素濃度0.02 mg/l以下に限ると、この傾向は一層明瞭である。溶存酸素濃

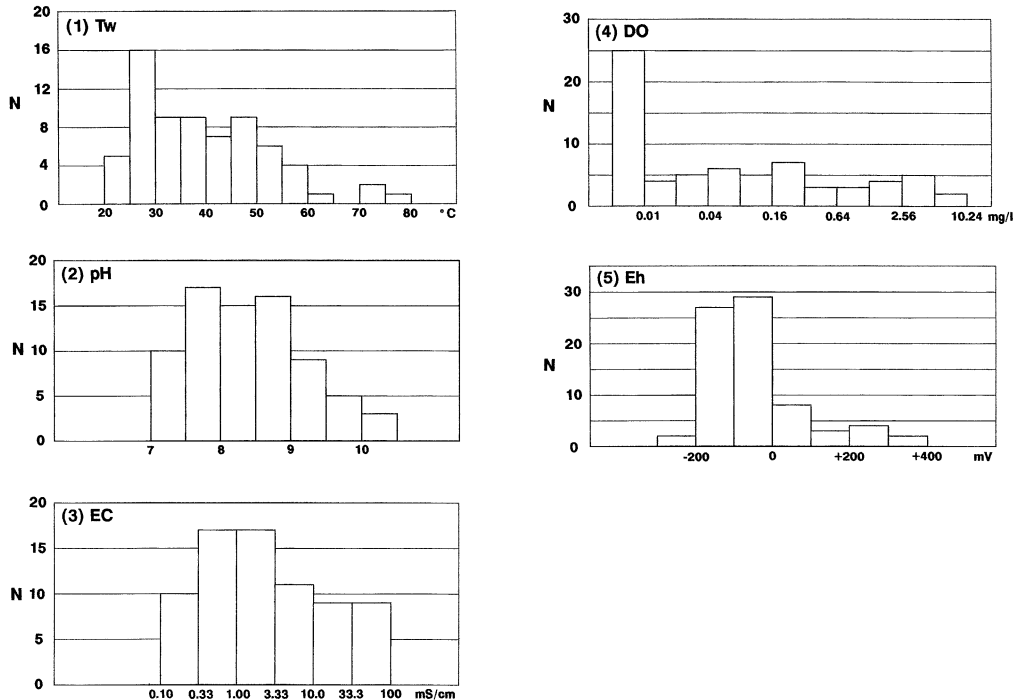


Fig. 3 Histograms for major chemical parameters. (1) Tw : water temperature, (2) pH, (3) EC : electric conductivity, (4) DO : dissolved oxygen, (5) Eh : redox potential.

図3 現地測定された水質パラメーターの頻度分布。(1) Tw:水温, (2) pH, (3) EC:電気伝導度, (4) DO:溶存酸素濃度, (5) Eh:酸化還元電位。縦軸は個数。

度 0.1 mg/l 程度を境に, それ以下では大深度温泉水が本来有している酸化還元電位ないしはその傾向を反映する一群の測定値が得られている一方, 溶存酸素濃度が 0.1 mg/l 以上になると, 混入大気酸素の影響の度合いが急激に増加し, 酸化還元電位が様々な程度に酸化側にシフトしている可能性が高い。

5.2 温度分布と地質構造との関係

地下温度分布は, 大局的には太平洋側から火山フロントに向かう増温構造が認められるものの, 鬼怒川地溝帯における高温泉の集中に代表される, 地域的な地質構造との関係が強く現れている。

図7に, 関係施設から提供された孔内温度検層データに基づいて描かれた, 深度 1,000 m における等地温線を示す。深度 1,000 m の地温が 50°C 以上の地域は, 源泉温度が 50°C を超える温泉の分布域とほぼ一致する。地温構造には, 広域的な構造である太平洋側から内陸側に向かう増加傾向に加え, 以下に示す地域的な特徴が認められる。顕著な特徴として, 那須岳東麓から栃木県大田原市, 喜連川町を経て高根沢町へ至る, 1,000 m 深地温が 60°C を超える南北に狭長な高温領域の存在が認められる。この高温部は, 高屋・佐藤 (1992) により「鬼怒川地溝帯中央部の高温域」とされた地域ならびにその北方延長部と見ることができる。また, 鬼怒川地溝帯高温部の南方には, 低温泉が卓越する関東平野にやや高温の温泉が分布する (SMT, YCY, NDA)。この高温部の西縁は不明だが, 鬼怒川地溝帯高温部の南方延長の可能性もある。福島県矢吹町の周辺にも, 上記高温部から南東方向へ張り出す形で高温部が認められる。この高温部は, 阿武隈山地と八溝山地の低温部に挟ま

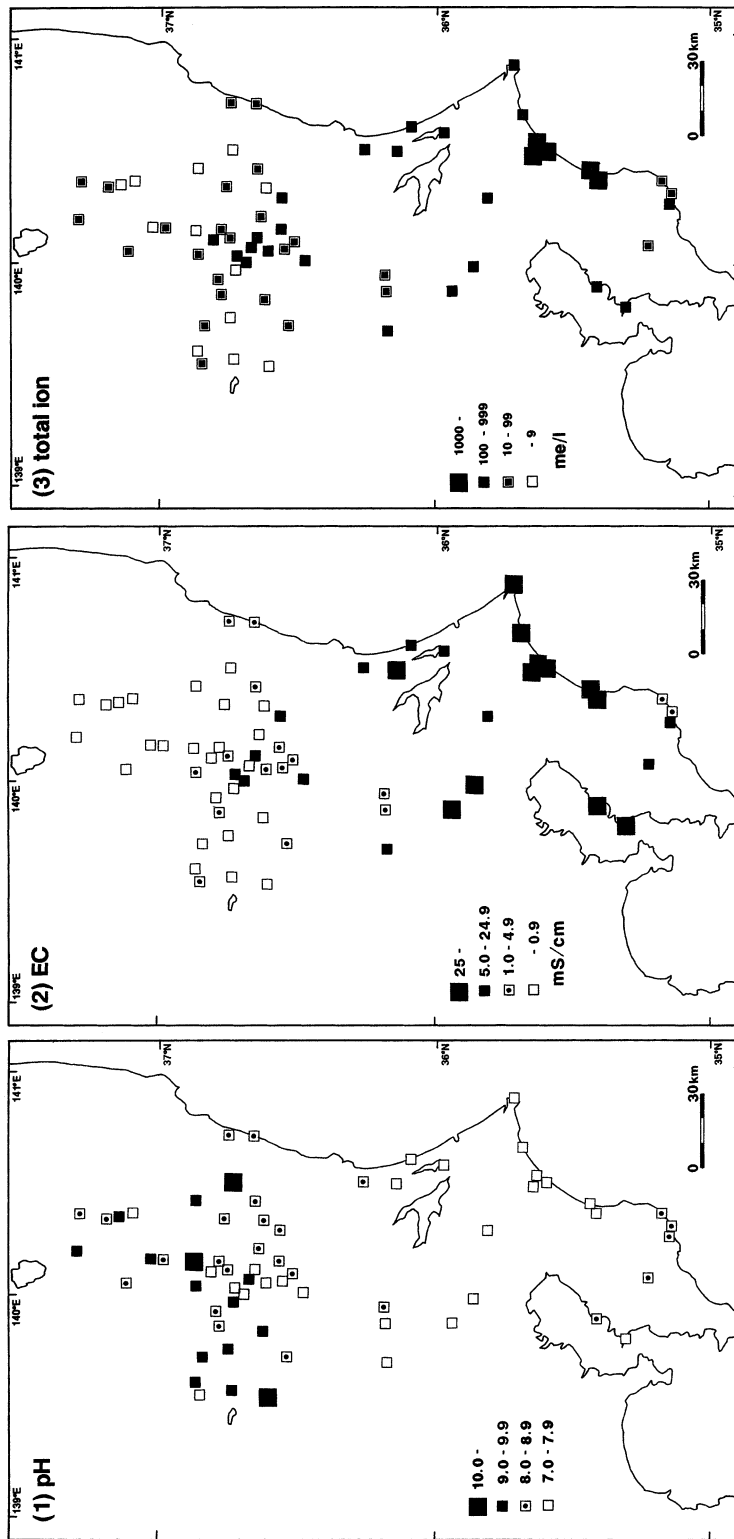


Fig. 4 Spatial distributions for major chemical parameters. (1) pH, (2) electric conductivity (at 25°C), and (3) total dissolved ion.
 図 4 主要な水質成分の空間分布. (1) pH, (2) 電気伝導度 (25°C換算値), (3) 溶存イオン総量.

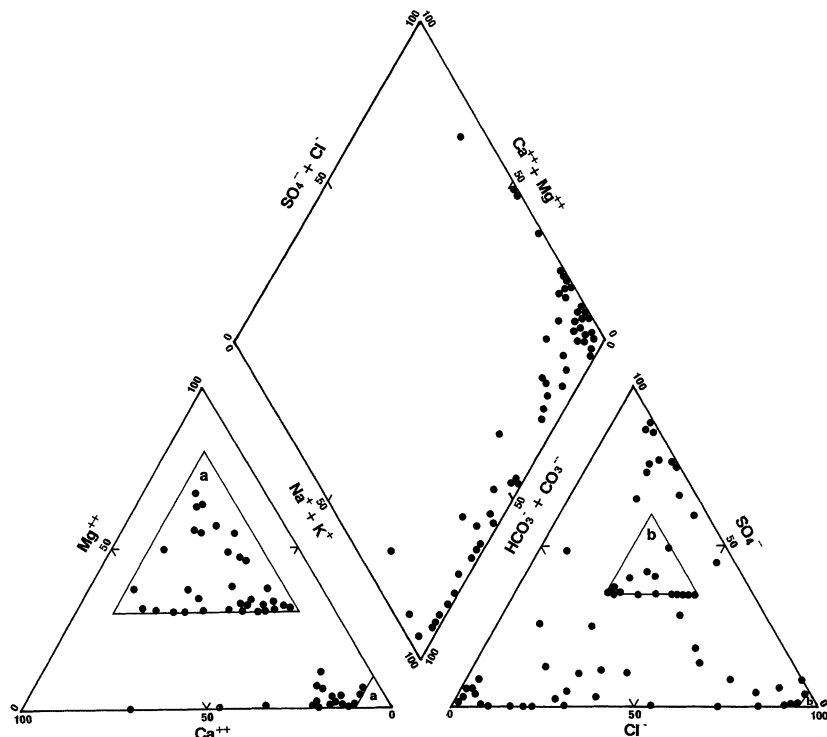


Fig. 5 Tri-linear diagrams. Abbreviations are the same as in table 1 and 2.

図 5 トリリニアードイアグラム。略号は表 1, 2 に対応。陰イオン組成図と陽イオン組成図はそれぞれ Cl^- と $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ 端点付近を拡大して表示。

れ、棚倉破碎帯（大槻，1975）に沿って分布する。さらに、茨城県十王町の海岸部には、他の高温部から孤立して 1,000 m 深地温 50°C 程度の高温部が存在する。

5.3 3つの水質タイプ

関東地方東部の大深度孔井から湧出する地下水は、① 中性 Na-Cl 型、② アルカリ性低濃度 Na- HCO_3 型、③ アルカリ性中濃度 Na · Ca- SO_4 型に大別できる。

キーダイアグラムのプロットに pH を重ねると、pH 9 以上のアルカリ温泉がアルカリ炭酸塩型に集中する傾向が認められる（図 8(1)）。この傾向は、pH 10 以上の強アルカリ温泉では特に明瞭に現れる。また、キーダイアグラムのプロットに電気伝導度を重ねると、高い電気伝導度の温泉はアルカリ非炭酸塩型に集中する傾向が認められる（図 8(2)）。この傾向は、電気伝導度が 10 mS/cm を超える高電気伝導度泉では特に明瞭に現れる。電気伝導度は溶存イオン総量にほぼ比例するので、高濃度泉はアルカリ非炭酸塩型に集中すると言い換えられる。

関東地方東部の大深度温泉の溶質組成を見ると、「4. 結果」で述べたように、陽イオンは大部分の孔井で Na が卓越するのに対して、陰イオン組成は多様性を示す。ここで、陽（陰）イオン中に陽（陰）イオン総量の過半を占めるイオン種が認められた場合、そのイオン種を「卓越陽（陰）イオン」と呼ぶことにする。卓越陰イオンは、全調査孔井の 9 割以上に認められる。キーダイアグラム上で溶質組成との関係が認められた二つの指標、pH 及び電気伝導度、すなわち溶存イオン総量を軸と

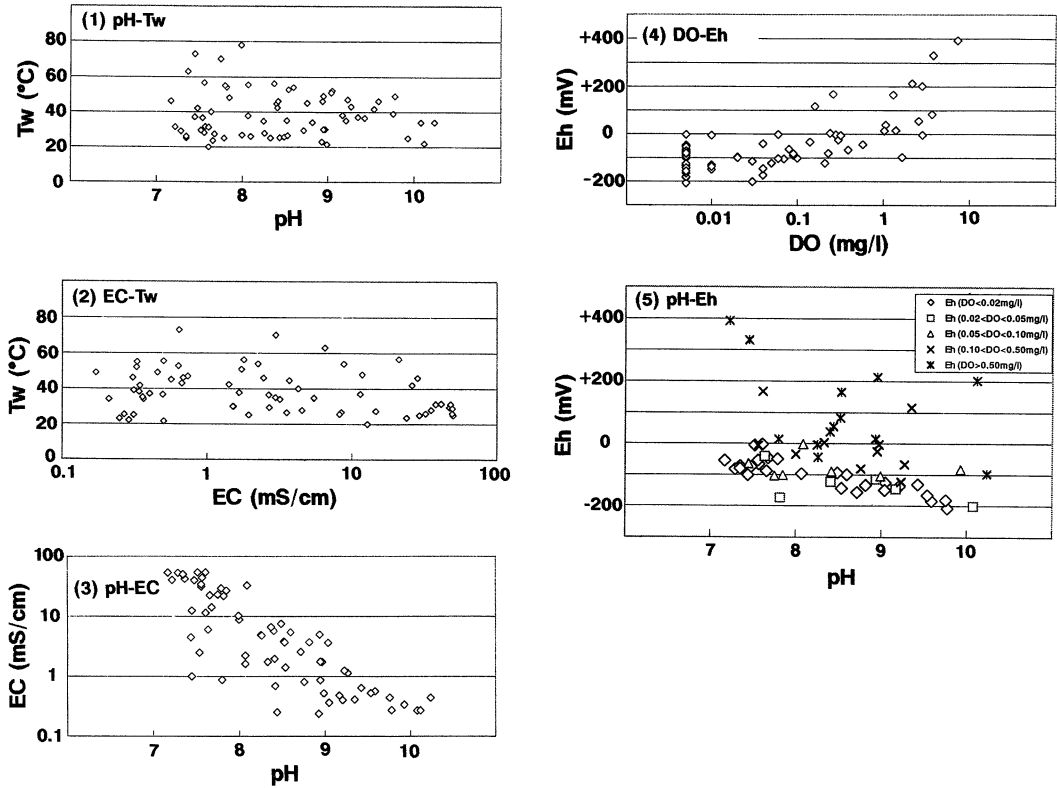


Fig. 6 Di-component diagrams showing particular tendencies.

図 6 特定の傾向が認められる 2 成分間のプロット。

するプロットに卓越陰イオンを重ねると、それぞれの卓越陰イオンがプロット上の特定の領域に集中する傾向が認められる (図 9)。

すなわち、 Cl^- を卓越陰イオンとするものの多くは、pH 7-8 の中性 pH かつ溶存イオン総量が 0-1,200 me/l の高～低溶存イオン濃度の領域に集まる。このグループを「中性 Na-Cl 型」と呼ぶことにする。

炭酸イオン種を卓越陰イオンとする大深度温泉は、pH 8 以上のアルカリ性かつ溶存イオン総量が 100 me/l 以下の低濃度の領域に限定される。このグループを「アルカリ性低濃度 Na- HCO_3^- 型」と呼ぶことにする。

SO_4^{2-} を卓越陰イオンとするものの大部分は、pH 8-9.5 のアルカリ性かつ溶存イオン総量が 0-200 me/l の中～低濃度の領域に集中する。このグループを「アルカリ性中濃度 Na・Ca- SO_4 型」とよぶことにする。この型には、陰イオン中の SO_4 占有率が 50% を大きく超えず、Cl や HCO_3^- の占有率が比較的大きいものが多い。

5.4 水質タイプと地質との関係

前節で述べた 3 つの水質タイプと地質の間には、おおむね以下の関係が認められる。

「中性 Na-Cl 型」は平野部の海成第四系または海成新第三系の、「アルカリ性低濃度 Na- HCO_3^- 型」は八溝山地、阿武隈山地、足尾山地などの珪長質火成岩類の、「アルカリ性中濃度 Na・Ca- SO_4 型」

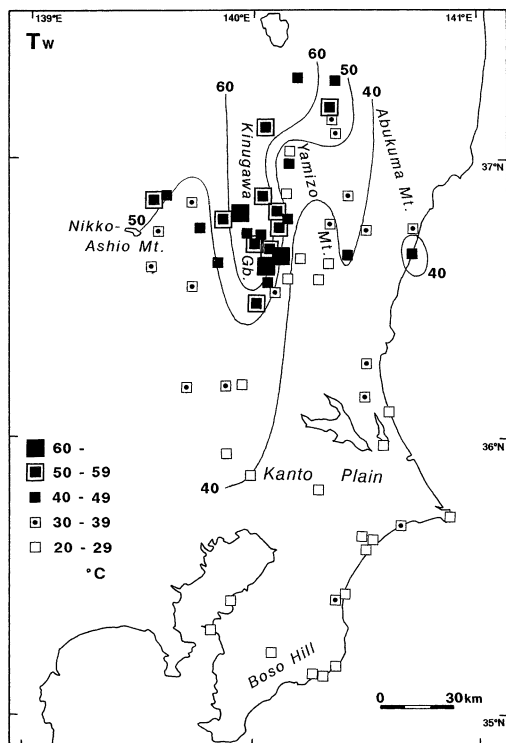


Fig. 7 Isotherm at the depth of 1,000m below the surface and water temperatures at discharging points. High temperature anomaly around the Kinugawa graben is clearly recognized.

図 7 深度 1,000 m の等地温線と源泉温度の分布。地下温度は、大局的には太平洋側から脊梁山地向けて上昇するが、「鬼怒川地溝帯」を中心とする局地的な高温異常域が目立つ。

オン総量が 600 me/l 以下の中～低溶存成分の領域に集まる。この結果を、前節で述べた水質タイプと比較すると、「関東平野」はほとんど全てが「中性 Na-Cl 型」, 「周辺山地」の多くは「アルカリ性低濃度 Na-HCO₃ 型」で一部が「アルカリ性中濃度 Na・Ca-SO₄ 型」, 「鬼怒川地溝帯」は 3 つの水質タイプの全てを含むことになる。大深度温泉の水質が地形の大区分と比較的良好に対応することは、大規模な地形区分が大局的には地質と対応していることを考えると、その水質が地質と密接に関係していることを示唆する。

大深度温泉の水質と地質との関係をより正確に知るためには、孔井に温泉水が流入するストレーナー区間の地質と温泉水質との関係の検討が有効と思われる。pH と溶存イオン総量を軸とするプロットに、孔井のストレーナー区間の主たる地質を重ねて、図 11 に示す。この図で、花崗岩からの温泉水の水質は明瞭な特徴を示す。すなわち、花崗岩をストレーナー区間の主たる地質とする温泉 (Gr.+ , Gr.) の大部分は、pH 8 以上のアルカリ性かつ溶存イオン総量が 100 me/l 以下の低溶存成分の領域に集中する。この領域から逸脱する温泉 (TYO, HKT) は、いずれもストレーナー区間の上位に厚さ数 100 m の海成第三系を載せていることから、上位の海成層中に存在する高溶存成分の地下水の影響を受けている可能性が高い。逆に、ストレーナーの有無にかかわらず、孔井がほ

は第三系火山碎屑岩や先第三系堆積岩の分布域に認められる。

関東地方東部の地形は、主として先第三系基盤岩からなる「八溝山地」, 「阿武隈山地」, 「足尾山地」などの山地、主要河川に沿う沖積低地とその間に分布する洪積台地からなる平野部、第三系を主とする丘陵地に大別できる。以下では、調査範囲の地形を、山地と丘陵地からなる「周辺山地」、大部分の沖積平野と洪積台地からなる「関東平野」、及び「鬼怒川地溝帯」に区分する。ここで、「鬼怒川地溝帯」とは八溝山地と足尾山地の間に挟まれた、喜連川丘陵、宝積寺台地、宝木台地などと、それらの台地間の低地部から構成される地域を指す (図 7)。

pH と溶存イオン総量を軸とするプロットに、前述の地形区分を重ねると、「関東平野」, 「周辺山地」, 「鬼怒川地溝帯」の 3 つのグループが、pH-溶存イオン総量プロット平面上のそれぞれ特定の領域に集中する傾向が認められる (図 10)。すなわち、「関東平野」に位置する温泉の大部分は、pH 7-8 の中性かつ溶存イオン総量が 200-1,200 me/l の中～高溶存成分の領域に集まる。八溝山地、阿武隈山地、日光-足尾山地、房総丘陵などの「周辺山地」に位置する温泉の大部分は、pH 8 以上のアルカリ性かつ溶存イオン総量が 100 me/l 以下の低溶存成分の領域に集まる。「鬼怒川地溝帯」の温泉の大部分は、pH 7.5-9.5 の中性～アルカリ性かつ溶存イ

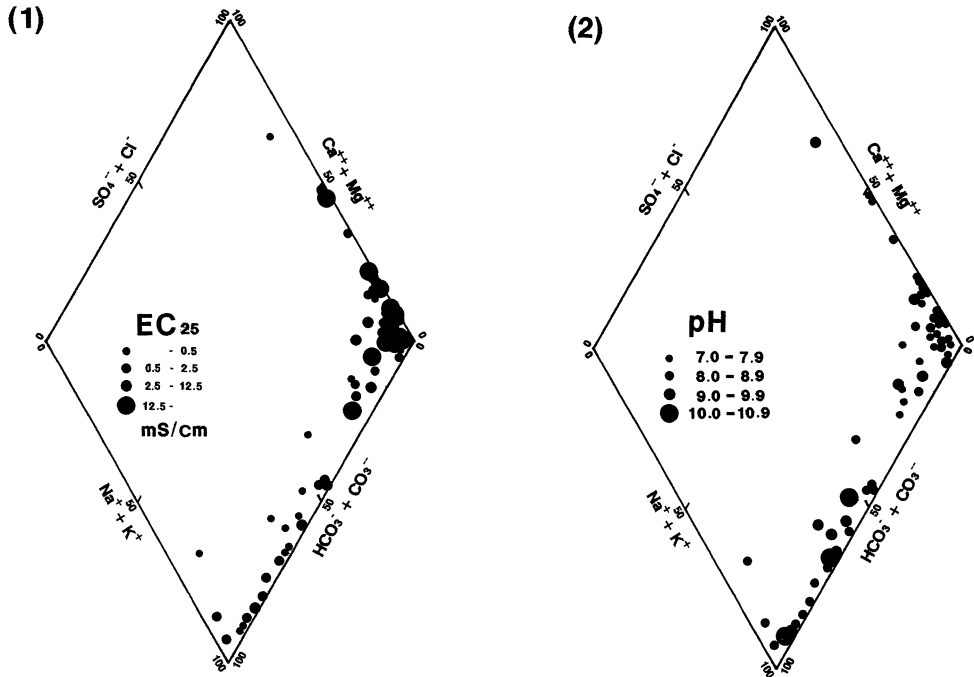


Fig. 8 Plots showing (1) relationships between key-daigram and electric conductivity, and (2) key-diagram and pH. Positive relationship between high pH and Na+K/HCO₃ type, and high electric conductivity and Na+K/SO₄+Cl type are clearly recognized.

図 8 キーダイアグラムに電気伝導度 (1) と pH (2) を重ねたプロット. 高 pH 泉はアルカリ・炭酸塩型の, 高電気伝導度はアルカリ・非炭酸塩型の領域に集中する.

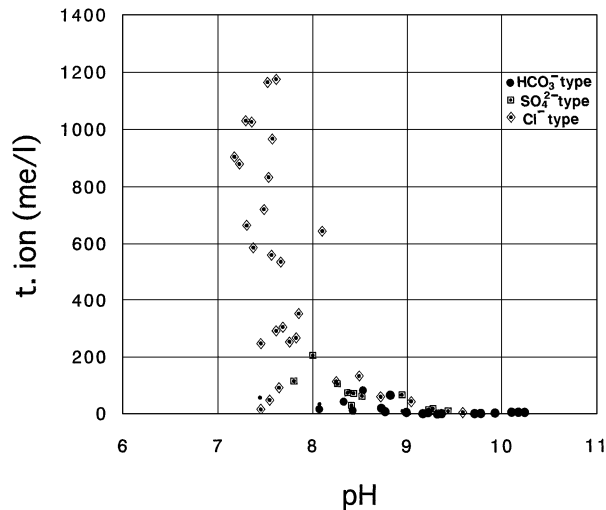


Fig. 9 Diagram showing dominant anion type of each water on the two-dimensional space of pH and total dissolved ion. Each dominant anion type is located in the particular area of the space.

図 9 pH-溶存イオン総量の関係に, 卓越陰イオンを重ねたプロット. 卓越陰イオンとは, 陰イオン中の当量占有率が 50% 以上のイオン種を言う. 卓越陰イオン種ごとに pH-溶存イオン総量プロット上の特定の領域に集中する.

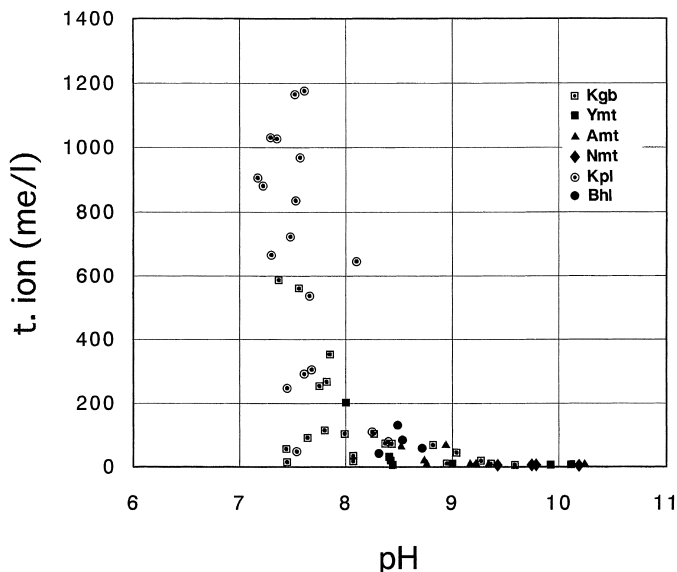


Fig. 10 Diagram showing topographical type of each well water on the two-dimensional space of pH and total dissolved ion. Kgb : Kinugawa graben, Ymt : Yamizo mountain, Amt : Abukuma mountain, Nmt : Nikko-Ashio mountain, Kpl : Kanto plain, Bhl : Boso highland. Well waters in mountainous area are located in the area of high pH and low total dissolved ion, while those in plain is located in the area of neutral pH. Well waters in the Kinugawa graben are scattered between the above two areas.

図 10 pH-溶存イオン総量の関係に地形区分を重ねたプロット。Kgb : 鬼怒川溝帯, Ymt : 八溝山地, Amt : 阿武隈山地, Nmt : 日光・足尾山地, Kpl : 関東平野, Bhl : 房総丘陵。山地の温泉は高 pH 低溶存成分の, 平野の温泉は中性 pH の, 鬼怒川地溝帯はそれらの中間の領域に, それぞれ集中する。

ば全深度にわたって花崗岩を貫いている温泉 (KRH, STM, AWN, YMT) は, いずれも pH 9 以上のアルカリ性かつ溶存イオン総量が 10 me/l 以下の極低溶存成分の領域に集中する。また, 流紋岩や安山岩などの火山岩をストレーナー区間の主たる地質とする温泉 (Tert.v., Meso.v.) にも, 花崗岩と同様に「高 pH・低溶存成分」の特徴が認められる。これらと対照的に, 第四系堆積岩をストレーナー区間の主たる地質とする温泉 (Quat.s) は, 中性 pH で高い溶存成分をもつものが多い。特に, 主として上総層群 (三梨・ほか, 1959) から天然ガスを生産する孔井 (SRK1,2, YKS1,2, HNM) は, いずれも pH 7 台の中性かつ溶存イオン総量が $1,000\text{ me/l}$ 以上の高溶存成分の領域に集中する。同様に「中性 pH・高溶存成分」の水質をもつ温泉の多くは, 海成上部第三系~第四系からなる上総層群をストレーナー区間の地質とするものである (例えば, NDA, KSW, FTS, KRZ など)。第三系や先第三系の堆積岩を主たるストレーナー区間の地質とする温泉 (Tert.s., Meso.s) は, 「高 pH・低溶存成分」の花崗岩及び「中性 pH・高溶存成分」の第四系堆積岩の中間に, 両者の占める領域の一部と重複して分布する。

以上のように, 水質タイプ, 地形区分, ストレーナー区間の地質の相互関係は, 以下にまとめられる。「関東平野」の海成第四系または海成新第三系を貯留層とする大深度温泉井は「中性 Na-Cl 型」の, 「周辺山地」や「鬼怒川地溝帯」の珪長質火成岩類を貯留層とする孔井は「アルカリ性低濃度 Na-HCO₃ 型」の, 「周辺山地」や「鬼怒川地溝帯」の第三系火山砕屑岩や先第三系堆積岩を貯留層とする孔井は「アルカリ性中濃度 Na・Ca-SO₄ 型」の水質を示す。

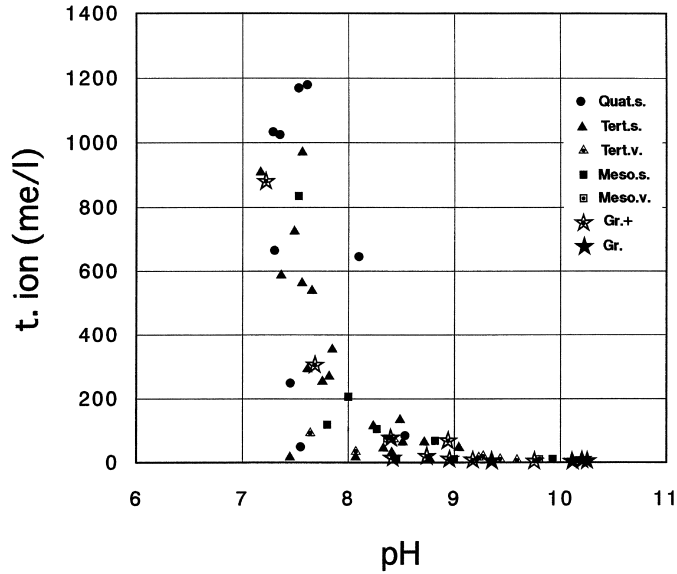


Fig. 11 Diagram showing screen zone geology of each well on the two-dimensional space of pH and total dissolved ion. Quat.s. : Quaternary sedimentary rocks, Tert.s. : Tertiary sedimentary rocks, Tert.v. : Tertiary volcanic rocks, Meso.s. : Pre-Tertiary sedimentary rocks, Meso.v. : Pre-Tertiary volcanic rocks, Gr.+ : mainly granitic rocks with smaller amount of the other rock types, Gr. : granitic rocks.

図 11 pH-溶存イオン総量の関係にストレーナー区間の地質を重ねたプロット。Quat.s. : 第四紀堆積岩, Tert.s. : 第三紀堆積岩, Tert.v. : 第三紀火山岩, Meso.s. : 先第三紀堆積岩, Meso.v. : 先第三紀火山岩, Gr.+ : 花崗岩を主としそれ以外の地質を伴うもの, Gr. : 花崗岩のみからなるもの。

ストレーナー区間の地質と温泉水質との関係は、地形区分と温泉水質との関係に比べるとやや複雑に見える。この理由としては、孔井から湧出する温泉水は、ストレーナー区間の地質だけでなく、その上位に載る地層とも相互作用しているため、その水質がストレーナー区間の地質と必ずしも一対一に対応しないことによると考えられる。特に、関東平野に多く見られる先第三系花崗岩上に第四系が不整合に載る例では、多孔質媒体としての水理地質の特徴をもち多量の間隙水を保持する第四系から、その間隙水の一部が下位に分布する花崗岩類の亀裂中に移流する可能性は高い。地形区分上「関東平野」に含まれる孔井には、先第三系基盤に到達しているものも未到達のものも含まれるが、それらの孔井から湧出する温泉水の水質は、新第三系中の相対的に高濃度の地下水の水質でほとんど規定されることになる。したがって、「関東平野」の孔井は、そのストレーナー区間の地質が第三系か先第三系基盤かで区分するよりも、第三系と第四系の厚層に覆われた「関東平野」として一括して扱う方が、湧出する温泉水の水質との対応関係が明瞭になると言える。

5.5 大深度温泉水の起源と形成機構

これまでに述べたように、関東地方東部の大深度温泉井から湧出する地下水の水質は、地質と密接に関係している。これは、地下の地質が大深度温泉水の起源や水質形成機構を規定していることを示唆する。

平野部の海成第四系及び海成新第三系を貯留層とする「中性 Na-Cl 型」の温泉水は、間隙中に包蔵される化石海水を主とし、それに様々な程度に天水が混合することにより、溶存成分総量が多様

性を示すに至ったものと考えられる。「中性 Na-Cl 型」の大深度温泉水のうち溶存イオン総量が 1,000 me/l を超える高濃度泉は、全て南関東天然ガス田（河井, 1961）に属する稼行中の天然ガス生産井である。それらのガス田塩水の起源は、主成分組成や同位体組成に基づき、地層堆積時に間隙中にトラップされた化石海水と考えられてきた（杉崎・ほか, 1963; 須藤, 1967, 中井・ほか 1974 など）。また、溶存イオン総量 500~1,000 me/l の「中性 Na-Cl 型」の多く（NDA, KSW, ITK, NRT, KRZ, FTS, CHS など）も、Cl に比べて著しく低い SO_4 , 1 前後の比較的大きな Mg/Ca 比など、ガス田塩水の特徴（須藤, 1967）をもつ。それらのうち、南関東ガス田の周辺に位置し Cl が 10,000 mg/l 以下で稼行ガス井よりも低いものは、下降天水による化石海水の希釈・置換（河井, 1961, 楡井, 1981 など）が進行している部分であろう。

八溝山地や足尾山地の珪長質火成岩類の分布域に多く見られる「アルカリ性低濃度 Na- HCO_3 型」の温泉水は、花崗岩や流紋岩などと反応した天水を起源とすると考えられる。花崗岩類分布域には、低温で溶存成分量の少ないアルカリ性鉱泉が多いことが知られている（益子・ほか, 1959; 鈴木, 1979; 高松・ほか, 1981 など）。この種の温泉水の形成機構として、pH の上昇については、限られた CO_2 供給量のもとでの地下水による Ca 長石の分解（高松・ほか, 1981; 一國・ほか, 1982）や方解石の溶解（Iwatsuki and Yoshida, 1999）が、陽イオン中に Na^+ が卓越する点については、カオリナイトの Ca モンモリロナイトへの移行（一國・ほか, 1982）やモンモリロナイトによる陽イオン交換（Iwatsuki and Yoshida, 1999）が考えられてきた。また、水の起源については、溶存成分総量が小さいことや水素酸素同位体組成などから、天水起源と考えられている（一國・ほか, 1982; Iwatsuki and Yoshida, 1999）。従来の研究では、対象の多くが地表の湧水や比較的浅い井戸であったのに対して、今回の大深度温泉水の湧出深度はより深いにもかかわらず、花崗岩類を母岩とする温泉水の水質は、ほぼ例外なく、従来の報告と同じ「アルカリ性低濃度 Na- HCO_3 型」である（例えば STM, Awn, KRH, HGS, YMT など）。天水起源の花崗岩類中の地下水の水質が「アルカリ性低濃度 Na- HCO_3 型」であることは、深度や地域にかかわらずかなり高い普遍性をもっていると言える。

「アルカリ性中濃度 Na・Ca- SO_4 型」は、房総丘陵を除く周辺山地や鬼怒川地溝帯に位置する第三系火山砕屑岩や先第三系堆積岩を貯留層とする温泉の一部に見られる。硫酸根中の硫黄の起源としては、黄鉄鉱に代表される硫化鉱物や石膏に代表される硫酸塩鉱物が考えられる。温泉水中の Fe 濃度が比較的高いもの（MTG, SOY, GZY など）は黄鉄鉱の、Ca 濃度が高いもの（FJW, SOY など）は石膏の溶解が寄与していると考えられる。この型の温泉水は陰イオン中の SO_4 占有率が 50% を大きく超えないものが多く、残りの多くを Cl が占めることが多い。日本の温泉水を水素酸素同位体組成に基づいて 4 分類した松葉谷（1981）は、主成分が Na, Ca-Cl, SO_4 , HCO_3 で、水の水素酸素同位体組成が天水と等しく、硫酸イオンの硫黄酸素同位体組成が海水と等しいタイプを「グリーンタフ型」とし、海成堆積岩中に浸透した天水が地層中の化学成分を溶出して形成された温泉であるとした。「アルカリ性中濃度 Na・Ca- SO_4 型」の主成分組成は、この「グリーンタフ型」と類似しており、海成層を母岩としている点も共通するが、その時代は先第三系が含まれる。

5.6 酸化還元電位と溶存イオン種との関係

測定された深井戸温泉水のうち、大気酸素の混入程度が最も低い溶存酸素濃度 0.02 mg/l 以下に限ると、pH が 7~10, Eh が -50~-200 mV の pH-Eh 領域内にプロットされる（図 6）。

このような還元環境にある地下水の酸化還元電位を支配する可能性の高い酸化還元対としては、 $\text{Fe}(\text{OH})_3 - \text{Fe}^{2+}$, $\text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{Fe}^{2+}$, $\text{SO}_4^{2-} - \text{FeS}_2$, $\text{S}^0 - \text{H}_2\text{S}(\text{aq})$, $\text{SO}_4^{2-} - \text{H}_2\text{S}(\text{aq})$ などが考えられる（Stumm and Morgan, 1996; Drever, 1997）。調査対象とした温泉水のうち鉄を含むものにつ

いてそのイオン種を見ると、全て Fe^{2+} であり Fe^{3+} を含むものは全くない。それに対し、イオン種については多くの温泉水が SO_4^{2-} を溶存するほか、 H_2S を含むものも多い。そこでイオン種が関与する酸化還元対である $\text{S}^0-\text{H}_2\text{S}(\text{aq})$, $\text{SO}_4^{2-}-\text{H}_2\text{S}(\text{aq})$ の 2 つのペアについて、溶存イオン種により決定される酸化還元電位 (Ehc) を計算し、その結果と現場で実測された酸化還元電位 (Ehm) とを比較した。計算の基とした $\text{S}^0-\text{H}_2\text{S}(\text{aq})$ 系の酸化還元平衡式を式 (2) と (3) に、 $\text{SO}_4^{2-}-\text{H}_2\text{S}(\text{aq})$ 系の酸化還元平衡式を式 (4) と (5) に示す。



結果は図 12 に示すとおり、 $\text{S}^0-\text{H}_2\text{S}(\text{aq})$ ペアの計算値が実測値とよく一致した。還元イオン種と固体イオウのペアについては、常温における反応速度が速くかつ可逆的の反応を行うことや (Voge, 1939; Peschanski and Valensi, 1949; Berner, 1963), 天然水及び実験的に作成した硫化物溶液について、このペアによる計算値が実測値とよく一致することが (Boulegue and Michard, 1973, 1977) 知られている。今回の結果はこれらの報告を支持するものとなった。

図 13 は、実測値の pH-酸化還元電位プロットに $\text{S}^0-\text{H}_2\text{S}(\text{aq})$ 系の安定領域を重ねたものである。実測値のほとんどは $\text{S}^0-\text{H}_2\text{S}(\text{aq})$ 系の平衡ライン上にプロットされる。

5.7 測定された酸化還元電位の意味

温泉の酸化還元電位に関する既往の報告としては、全国の温泉水を対象とした調査 (大河内・他, 1998) や、二酸化炭素泉を対象とした調査 (大河内・他, 2000) があるが、いずれも地下の状態については述べられていない。本研究で測定された酸化還元電位は、硫化物 (HS^- または H_2S) - 固体イオン (S^0 rhombic) の酸化還元対に対して得られる計算結果とよい一致を示したが、その実測値は地表施設において得られたものであり、地下深部における酸化還元電位と同一である保証はな

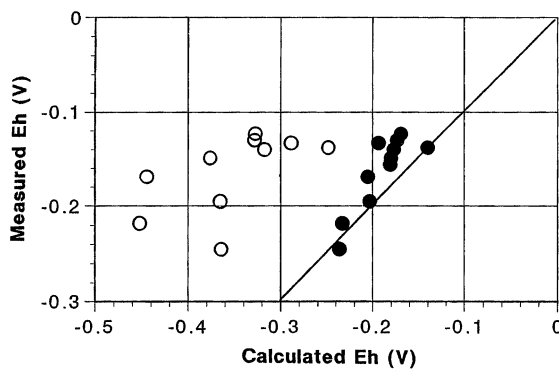


Fig. 12 Measured and calculated redox potential for samples measured under almost zero oxygen condition. Open circles and closed circles are calculated values for $\text{HS}^--\text{SO}_4^{2-}$ pair and HS^--S^0 pair, respectively. Measured redox potentials generally agree with values calculated for the HS^--S^0 pair.

図 12 溶存酸素濃度がほぼゼロの試料に対する酸化還元電位の実測値と計算値との関係。白丸は $\text{HS}^--\text{SO}_4^{2-}$ 系に対して、黒丸は HS^--S^0 系に対して「温泉分析書」に記載された化学分析結果に基づいて計算で得られる「理論値」と、現場で測定された「実測値」との関係を示す。実測値の多くは HS^--S^0 系の計算値とほぼ一致する。

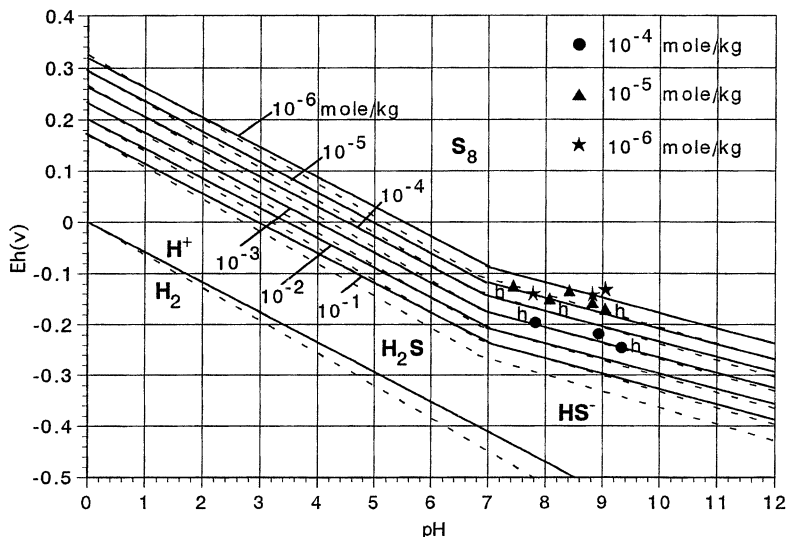


Fig. 13 pH-Eh plots for samples measured under almost zero oxygen condition and equilibrium lines for S^0 - H_2S (aq) at different total sulfur. Most measured values are on the equilibrium lines. Solid lines and broken lines are for 25°C and 50°C, respectively.

図 13 溶存酸素濃度がほぼゼロの試料に対する pH-酸化還元電位プロットと S^0 - H_2S (aq) 系イオン種の安定領域との関係。いくつかの硫黄濃度に対する境界を実線（水温 25°C）と破線（50°C）で示す。実測値のほとんどは S^0 - H_2S (aq) 系の平衡ライン上にプロットされる。

い。実測された酸化還元電位は、以下のいずれかあるいはいくつかの複合されたものである可能性がある。1) 地下深部の地下水の酸化還元電位が、実際に硫化物-固体イオンによりバッファーされている、2) 地下深部の地下水の酸化還元電位は複数の酸化還元対により決定されているが、その結果生じる複合電位が見掛け上硫化物-固体イオンによる電位と一致する、3) 孔井内に流入・上昇する過程で、ケーシング材料の鋼管や孔内最上部に滞留する大気などとの間に生じた何らかの反応の影響を被った値が観測された、4) 使用した酸化還元電位電極が測定時間内に反応性を有する酸化還元対にのみ反応し、試料水の真の酸化還元電位は実測値と異なる、等。

深部地下水の酸化還元電位は、pH や溶質組成とともに、それを包蔵する岩盤の化学性状を理解する上で重要なパラメーターであり、最近では孔井内での原位置測定が試みられている（岩月・他、1998；Iwatsuki and Yoshida, 1999）。大深度温泉水の地表施設において測定された酸化還元電位は、孔井内の温泉水流入深度における原位置測定結果と比較することにより、その意味が一層明確になるであろう。

6. ま と め

測定と分析の結果、及び考察は以下にまとめられる。

(1) 関東地方東部の大深度孔井から湧出する地下水の水質は、全体の約半数が pH 8.5 以上のアルカリ性であり酸性泉は認められない。溶存イオン総量は 10^3 の範囲の多様である。大部分の孔井で陽イオン中には Na が卓越するのに対し、陰イオン組成は多様性を示す。溶存酸素濃度が十分に低い孔井では「大気と遮断された環境」に相当する低い酸化還元電位を示す。

(2) 関東地方東部の大深度孔井から湧出する地下水の水質は、① 中性 Na-Cl 型、② アルカリ性低

濃度 Na-HCO_3 型, ③ アルカリ性中濃度 $\text{Na} \cdot \text{Ca-SO}_4$ 型に大別できる. 平野部に卓越する ① は海成新第三系～第四系中の化石海水を, 周辺山地に多く認められる ② は珪長質火成岩と反応した天水を, 鬼怒川地溝帯や周辺山地に認められる ③ は先第三系堆積岩や新第三系火山砕屑岩と反応した天水を, それぞれ主たる起源とすると考えられる.

(3) 溶存酸素濃度が十分に低い孔井の酸化還元電位は, 硫化物-固体イオウの酸化還元対に対して得られる計算結果とよい一致を示す.

謝 辞

運転中の源泉への立ち入りや水質測定を快諾され, 孔井地質・仕上げに関する資料の閲覧及び使用をご許可下さった関係自治体・施設等のご担当者各位に深謝申し上げます.

文 献

- 阿部喜久男, 前田憲二郎 (1978): 温泉・鉱泉の分析方法. 地質調査所化学分析法・地球科学的試料の分析法 2, 540-563.
- Berner, R.A. (1963): Electrode studies of hydrogen sulfide in marine sediments. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **27**, 563-575.
- Boulegue, J. and Michard, G. (1973): Formation de polysulfures dans les conditions physicochimiques de l'eau de mer. *C.R. Acad. Sc. Paris*, **277** (D), 2613-2616.
- Boulegue, J. and Michard, G. (1977): *Geochimie de l'eau géothermale du Dogger (forage de Melun)*. *C.R. Acad. Sc. Paris*, **282** (D), 145-148.
- Drever, J.I. (1997): *The Geochemistry of Natural Waters*. Prentice Hall, 436.
- 福田 理, 永田松三, 鈴木宏芳 (1988): 関東平野の地下地質と地層流体. 地質学論集, **31**, 5-40.
- Garrels, R.M. and Christ, C.L. (1965): *Solutions, Minerals, and Equilibria*. Jones and Bartlett Publishers, 450 p Boston.
- 半谷高久 (1975): 水質調査法. 399 p, 丸善.
- 樋口勝彦 (1997): 温泉ボーリングについて—掘削工事での問題点・留意点—. 温泉工学会誌, **25**, 84-94.
- 一国雅巳, 鈴木励子, 鶴見 実 (1982): 水-岩石相互作用の生成物としてのアルカリ性鉱泉水. 地球化学, **16**, 25-29.
- 池田喜代治, 永井 茂 (1978): 表流水・地下水の水質分析方法. 地球科学的試料の科学分析法—2—, 地質調査所, 467-523.
- 岩崎岩次 (1970): 温泉の化学. 温泉科学, **21**, 49-64.
- 岩月輝希, 豊嶋賢治, 吉田英一 (1998): 深地層を対象とした地下水の地球化学調査の現状. 原子力バックエンド研究, **4**, 73-77.
- Iwatsuki, T. and Yoshida, H. (1999): Groundwater chemistry and fracture mineralogy in the basement granitic rock in the Tono uranium mine area, Gifu Prefecture, Japan — Groundwater composition, Eh evolution analysis by fracture filling minerals—. *Geochem. Jour.*, **33**, 19-32.
- 河井興三 (1961): 南関東ガス田地帯についての鉱床地質学的研究. 石技誌, **26**, 212-266.
- 河井興三, 福田 理 (1973): 可燃性天然ガス. 日本地質鉱床誌「関東地方」, 352-416.
- 益子 安, 甘露寺泰雄, 佐藤桂子, 足立原惇子 (1959): 温泉の地球化学的研究. VIII. 茨城県における鉱泉の分布ならびに泉質について. 温泉科学, **10**, 87-91.

- 三梨 昂, 安国 昇, 品田芳二郎 (1959): 千葉県養老川・小櫃川の上総層群の層序. 地調月報, **10**, 83-98.
- 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.
- 森田高敏 (2000): 最近の温泉掘削技術. 温泉工学会誌, **27**, 60-71.
- 中井信之・吉田 裕・安藤直行 (1974): 石油, 天然ガス鉱床の同位体地球化学. 地球化学, 7/8, 87-98.
- 楡井 久 (1981): 堆積盆中の地下水流動史—南部関東構造盆地を例として—. 堆積盆中の流体移動, 東海大学出版会, 151-171.
- 大河内正一, 水野 博, 草深耕太, 石原義正, 甘露寺泰雄 (1998): 温泉水のエージング指標としての酸化還元電位. 温泉科学, **48**, 29-35.
- 大河内正一, 菅野こゆき, 鈴木雅樹, 甘露寺泰雄 (2000): 二酸化炭素泉の ORP と pH の関係. 温泉科学, **50**, 94-101.
- 大槻憲四郎 (1975): 棚倉破砕帯の地質構造. 東北大学理学部地質学古生物学教室研究邦文報告, **76**, 1-71.
- Peschanski, D. and Valensi, G. (1949): Contribution a l'electrochimie des solutions aqueuses de polysulfures. J. Chim. Phys., **46**, 602-619.
- Stumm, W. and Morgan, J.J. (1996): Aquatic Chemistry (3rd ed.). New York, Wiley-Interscience.
- 笹本和博, 根本雄二 (1984): 茨城県北部の温泉および地下水について. 温泉工学会誌, **19**, 7-11.
- 須藤能光 (1967): 日本における油田・ガス田塩水の地球化学的研究. 石技誌, **32**, 286-296.
- 杉崎隆一, 吉本泰介, 加藤喜久雄, 杉浦 牧 (1963): 南関東ガス田の地球化学的考察—特にガス成分と鉱床の存在状態との関連について—. 地雑, **69**, 67-81.
- 鈴木励子 (1979): アルカリ性鉱泉中のフッ素. 地球化学, **13**, 25-31.
- 鈴木陽雄, 宇塚清司 (1995): 栃木県那須扇状地北西部の温泉群について. 温泉科学, **45**, 52-62.
- 高松信樹, 下平京子, 今橋正征, 吉岡龍馬 (1981): 花崗岩地帯湧水の化学組成に関する一考察. 地球化学, **14**, 69-76.
- 高屋 正, 佐藤幸二 (1992): 鬼怒川地溝帯の温泉. 温泉科学, **42**, 114-124.
- 栃木県業務課 (1986): 栃木県の温泉地質 (下巻). 140 p, 栃木県.
- Voge, H.H. (1939): Exchange reactions with radiosulfur. J. Amer. Chem. Soc., **61**, 1032-1035.