

関東平野中央部の地下水システム

Groundwater system in the central Kanto plain

安原正也¹・稲村明彦¹・森川徳敏¹・高橋正明¹・鈴木秀和²・
Stephen B. Gingerich³・高橋 浩¹・風早康平¹・大和田道子¹・戸崎裕貴¹・
牧野雅彦¹・林 武司⁴・宮越昭暢⁵・鈴木裕一⁶・藪崎志穂⁷・宮下雄次⁸・
中村俊夫⁹・太田友子⁹

Masaya Yasuhara¹, Akihiko Inamura¹, Noritoshi Morikawa¹, Masaaki
Takahashi¹, Hidekazu Suzuki², Stephen B. Gingerich³, Hiroshi Takahashi¹,
Kohei Kazahaya¹, Michiko Ohwada¹, Yuki Tosaki¹, Masahiko Makino¹,
Takeshi Hayashi⁴, Akinobu Miyakoshi⁵, Yuichi Suzuki⁶, Shiho Yabusaki⁷,
Yuji Miyashita⁸, Toshio Nakamura⁹ and Tomoko Ohta⁹

¹ 地質情報研究部門 (AIST, Geological Survey of Japan, Institute of Geology and Geoinformation)

² 駒澤大学 (Komazawa University)

³ 米国地質調査所 (U. S. Geological Survey)

⁴ 秋田大学 (Akita University)

⁵ 地圏資源環境研究部門 (AIST, Geological Survey of Japan, Institute for Geo-Resources and Environment)

⁶ 立正大学 (Rissho University)

⁷ 福島大学 (Fukushima University)

⁸ 神奈川県温泉地学研究所 (Hot Spring Research Institute of Kanagawa Prefecture)

⁹ 名古屋大学 (Nagoya University)

Abstract: In the central Kanto plain, the largest Quaternary groundwater basin in Japan, artesian groundwater samples from 187 boreholes were analyzed to characterize groundwater geochemistry and geologic constraints of subsurface structures such as faults and folds on the regional groundwater system. The spatial variation in chloride ion (Cl⁻) concentration shows that groundwater with an elevated Cl⁻ concentration of up to 216 mg/l occurs in a long, narrow strip between 180 and 430 m below the ground surface. This some 9 km wide, 35 km long strip with the Cl⁻-rich groundwater, spreading from the northwest to the southeast, is bounded by the Ayasegawa fault on its SW side and corresponds to a downfolded synclinal structure of the Kazusa Group formed in association with the Ayasegawa fault movement. Groundwater in the structure is also characterized by very low δD and δ¹⁸O values and increased ¹⁴C ages of 25,000 BP years or more. Both the chemical and isotopic evidences suggest this strip divides the central Kanto plain into three distinct hydrologic sub-areas. The Ayasegawa fault and the synclinal structure are thought to have long acted as barriers to the southward and northeastward movements of groundwater predominant in the central Kanto plain. As a result, artesian groundwater in this strip has been put under a quasi-isolated hydrologic environment for a long period of time with respect to the surrounding groundwater flows, resulting in the occurrence of groundwater with chemical and isotopic anomalies.

Keywords: Kanto plain, artesian groundwater, water chemistry, isotopes, fault, synclinal structure, groundwater system

1. はじめに

関東平野中央部における上総層群相当層中の被圧地下水の地球化学的特性について検討を行い, その結果に基づき, 綾瀬川断層に代表される地域の水理地質構

造が地下水の広域流動系や地球化学的特性に及ぼす影響の解明を試みた. 当該地域では, 過去にも一般水質による木野 (1970) や池田 (1984a), また酸素・水素同位体に基づく林 (2003) を始めとする多くの地下水研究が行われており, 平野中央部を北西～南東方向に

のびる高塩化物イオン濃度と低同位体組成で特徴づけられる地下水の存在が確認されている。木野 (1970) はこの高塩化物イオン濃度を有する地下水を“準化石水”からなる古利根地下水塊と命名し、周辺の循環性の地下水 (古河流動地下水、熊谷流動地下水、浦和流動地下水) と区別した。本研究では、これまでの一般水質、酸素・水素同位体に加えて新たに炭素の安定・放射性同位体や希ガスをトレーサーとして用いることによって、関東平野中央部の地下水システムをさらに詳細に検討した。深度 180 m 以上の上総層群相当層中の地下水を取水する井戸 (最も深い井戸は深度 430 m) から流体試料を採取し、一般水質と各種同位体組成、希ガス濃度の分析を行った。対象としたのは、Yasuhara et al. (2007) の 124 本の井戸に 2008 年に新たに調査を行った 63 本の井戸を加えた合計 187 本の水源井である (第 1 図)。また、深層地下水の地球化学的特性を把握するため、必要に応じて温泉井からの試料採取と化学分析を実施した。

2. 水理地質

関東平野中央部には北西～南東方向にのびる綾瀬川断層が存在する (杉山ほか, 1997)。清水・堀口 (1981) は、この綾瀬川断層の北東約 9 km 付近の大落古利根川の流路とほぼ一致する場所に久喜断層の存在を指摘し、綾瀬川断層と久喜断層によって画され北西～南東方向に延びる長さ約 35 km の地域を元荒川構造帯とよんだ。一方、反射法地震探査を行った山口ほか (2008) は、綾瀬川断層の北東側には向斜状構造は認められるが、久喜断層とされた場所に断層状の顕著な地層変形は存在しないことを示した。久喜断層についてはこのように現時点では不明な点が多いが、地理的区分を行って議論を進める便宜上、本稿では久喜断層という概念と用語をそのまま使用する。そして関東平野中央部を、「綾瀬川断層～(想定)久喜断層間」、久喜断層より北東側の「加須低地東部・中川低地東部・猿島台地」、綾瀬川断層より南西側の「大宮台地・武蔵野台地」という 3 地域に区分する。

関東平野中央部の上総層群相当層は、全体としては北西～南東方向の軸を持つ向斜状の構造をなしている (鈴木, 2002)。上位の下総層群との境界は、加須低地に位置する埼玉県久喜市菖蒲の GS-SB-1 地点 (第 1 図) では深度 165～184 m の間にある (山口ほか, 2009)。また、上総層群相当層と中新統の境界は加須市北東部で深度 800 m 付近 (旧大利根町の「大利根温泉」)、また久喜市西部 (旧菖蒲町) 付近で最も深く深度 1000 m 付近にあるとされている (納谷ほか, 2013)。上総層群相当層中の現在の被圧地下水の流動系は、当該地域で本格的な地下水開発が始まる 1960 年代初頭以前のそれとはかなり変化している (林, 2004)。しかし、水理水頭の分布 (林, 2004) からみて、大局的には木

野 (1970) と同様に、向斜状構造に従って現在でも茨城県古河市・境町や栃木県板倉町方面から南流する地下水 (「加須低地東部・中川低地東部・猿島台地」の地下水)、南西の武蔵野台地方面から北東方向に向かって流動する地下水 (「大宮台地・武蔵野台地」の地下水)、ならびに北西の埼玉県熊谷市方面から流入する地下水の寄与によって、「綾瀬川断層～(想定)久喜断層間」の地下水の地球化学的特性が規制されているものと考えられる。

3. 一般水質

第 1 図、第 2 図は研究地域の被圧地下水の pH 値と電気伝導度 (EC) の分布である。第 3 図にはパイパーダイヤグラムを用いて水質組成を表示した。また、それぞれのイオン濃度の空間分布を第 4 図 (ナトリウムイオン; Na^+)、第 5 図 (カリウムイオン; K^+)、第 6 図 (カルシウムイオン; Ca^{2+})、第 7 図 (マグネシウムイオン; Mg^{2+})、第 8 図 (塩化物イオン; Cl^-)、第 9 図 (炭酸水素イオン; HCO_3^-)、第 10 図 (硫酸イオン; SO_4^{2-}) に示す。

これらの図をもとに、「綾瀬川断層～(想定)久喜断層間」、「加須低地東部・中川低地東部・猿島台地」、「大宮台地・武蔵野台地」の被圧地下水の一般水質を比較すると、以下のようなおおまかな特徴を読み取ることができる: 1) 「大宮台地・武蔵野台地」のうち、武蔵野台地の地下水は特にその pH 値 (第 1 図) が低い。このことは、武蔵野台地の地下水は涵養されてからの時間が短い (涵養源に近い) ことを意味している。また、「大宮台地・武蔵野台地」や「加須低地東部・中川低地東部・猿島台地」の地下水の電気伝導度は「綾瀬川断層～(想定)久喜断層間」と比較して明らかに低い (第 2 図); 2) 「綾瀬川断層～(想定)久喜断層間」、「加須低地東部・中川低地東部・猿島台地」、「大宮台地・武蔵野台地」の地下水はそれぞれ $\text{Na}\cdot\text{Ca}\cdot\text{Cl}\cdot\text{HCO}_3$ 型、 $\text{Na}\cdot\text{Ca}\cdot\text{HCO}_3$ 型、 $\text{Ca}\cdot\text{HCO}_3$ 型という明瞭に異なる水質組成を示す (第 3 図)。すなわち、「加須低地東部・中川低地東部・猿島台地」には「大宮台地・武蔵野台地」に比べて地層中での滞留によって水質進化のより進んだ地下水が、また「綾瀬川断層～(想定)久喜断層間」にはこのような水質進化に加えてさらに非地質起源の塩化物イオンが付加された形の特異な水質タイプの地下水が賦存する; 3) 「綾瀬川断層～(想定)久喜断層間」には、特に電気伝導度 (第 2 図)、ナトリウムイオン (第 4 図)、カリウムイオン (第 5 図)、マグネシウムイオン (第 7 図)、塩化物イオン (第 8 図)、炭酸水素イオン (第 9 図) 濃度の高い地下水が存在するが、周辺部との濃度のコントラストは塩化物イオンについてとりわけ明瞭である (最高値は 216.4 mg/L; 第 8 図); 4) 「綾瀬川断層～(想定)久喜断層間」のこれら高イオン濃度地下水の分布は南西側については綾瀬川断層によってかなり明確に画されるが、反対に北東側ではナトリ

ウムイオン (第4図), カリウムイオン (第5図), 塩化物イオン (第8図), 炭酸水素イオン (第9図) で明らかなように周辺地下水に漸移する傾向が認められる; 5) 硫酸イオンは「綾瀬川断層～(想定)久喜断層間」と「加須低地東部・中川低地東部・猿島台地」の地下水中にはほとんど含まれておらず (第10図), これらの地域では地下水は還元的な環境下におかれていたものと推定される。

4. 同位体組成

酸素同位体比 ($\delta^{18}\text{O}$) と水素同位体比 (δD) の関係を第11図に, また水素同位体比の空間分布を第12図に示す。3地域地下水とも傾きが8の天水ライン上に分布しており, その d-value 値 ($=\delta\text{D}-8\times\delta^{18}\text{O}$) には地域間で差はない (第11図)。しかし, 同位体組成には明瞭な地域差が存在する (第11図, 第12図)。すなわち, 「綾瀬川断層～(想定)久喜断層間」の地下水の水素同位体比は平均で $-68\text{‰}\delta\text{D}$, 最低値で $-73\text{‰}\delta\text{D}$ であり, 「加須低地東部・中川低地東部・猿島台地」や「大宮台地・武蔵野台地」の地下水と比べると平均で 10‰ もしくはそれ以上低い水素同位体比によって特徴づけられる。中緯度地方においては天水の水素同位体比が 10‰ 低いことは, 同一の地形・気象条件下では年平均気温が $2\sim 3\text{℃}$ 低い時期にもたらされた降水によって涵養された地下水であることを意味している (たとえば, Yurtserver, 1975)。年平均気温が現在と比較してどの程度低かったかというその絶対値については検討の余地が残るものの, 「綾瀬川断層～(想定)久喜断層間」の地下水は周辺部の地下水と比べてより寒冷な時期に涵養された地下水と考えることは妥当であろう。なお, 綾瀬川断層の北西部を除き, 前述した水質と同様に, これら低同位体組成を有する地下水の分布は南西側については綾瀬川断層によってかなり明確に画されるが, 北東側は周辺地下水に漸移する傾向が認められる (第12図)。

「綾瀬川断層～(想定)久喜断層間」の地下水は, 炭素安定同位体比 (第13図) についても「大宮台地・武蔵野台地」のそれ (概ね -16‰ 以下) に比べて重い傾向がある。一方で, 「加須低地東部・中川低地東部・猿島台地」の地下水との間には炭素安定同位体比に明瞭な違いを確認することはできない。第14図は放射性炭素同位体濃度から算出された地下水年代 (^{14}C 年代; 未補正值) の分布図である。実際には堆積物中の有機物や海成炭酸塩起源の ^{14}C を含まない炭素成分 (dead carbon) の付加があるため, 第14図中の数値は地下水の年代の上限値を示す目安と考えるべきである。しかし, このような未補正值からでも大まかながら重要な情報を読み取ることができる。すなわち, 「綾瀬川断層～(想定)久喜断層間」の地下水の ^{14}C 年代は $25,000\sim 30,000$ 年程度であり, 「加須低地東部・中

川低地東部・猿島台地」や「大宮台地・武蔵野台地」の地下水に比べて滞留時間がより長い停滞性の地下水といえる。特に綾瀬川断層を境として, 「大宮台地・武蔵野台地」の地下水との間には ^{14}C 年代に明瞭な違いが存在する (第14図)。対照的に, 「綾瀬川断層～(想定)久喜断層間」と「加須低地東部・中川低地東部・猿島台地」の地下水の間には, (想定)久喜断層を挟んでその両側の ^{14}C 年代に大きな差はなく, 上流 (北～北東側) に向かって地下水は徐々に若くなる傾向がある。

ここで, 「綾瀬川断層～(想定)久喜断層間」の地下水の ^{14}C 年代が周辺部と比べて古く, $25,000\sim 30,000$ 年程度 (未補正值) であるという結果は, 同地下水が涵養されたのは約2万年前の最終氷期最盛期, あるいは最盛期に向かう寒冷期であったことを示唆している。このことは, 「綾瀬川断層～(想定)久喜断層間」の地下水の水素同位体比が前述したように周辺部と比べて平均で 10‰ もしくはそれ以上低いという事実とも矛盾しない。

5. 地球化学的特性の鉛直構造

第15図は関東平野中央部の北東～南西断面に地下水の塩化物イオン濃度を投影した結果である。図中には反射法地震探査によって得られた山口ほか (2008) による反射断面も示してある。高塩化物イオン濃度, 低酸素・水素同位体比, さらに長い滞留時間によって特徴づけられる被圧地下水は, 綾瀬川断層と (想定)久喜断層によって挟まれた向斜状構造を有する上総層群相当層上部～中部に存在していることがわかる。

続いて, 埼玉県久喜市菖蒲 (第1図) において実施した深度 350m のオールコアボーリング GS-SB-1 によって得られた不攪乱コアから抽出した間隙水に基づき, このような特異な地球化学的性状を示す地下水の鉛直構造の把握を試みた。オールコアボーリングによって得られた不攪乱コアであっても, コア内部への掘削泥水の混入は避けられない。そこで, 抽出間隙水中への泥水混入率を評価するために, 掘削泥水にヨウ素を添加し (泥水のヨウ素イオン濃度を $80\sim 110\text{mg/L}$ に設定), 抽出間隙水のヨウ素イオン濃度と泥水のそれを比較することによって抽出した間隙水中への泥水の混入率 ($=$ 抽出間隙水中に含まれる泥水の量/抽出間隙水の量) を算出した。その結果, 深度 183m までの 15 深度の不攪乱コアから遠心分離器を用いて抽出された $\text{pF}3.0$ 以下の間隙水中への泥水混入率はいずれも低く, $0\sim 25\%$ (5% 以上は 3 深度) であった。これら 15 試料について, 泥水と抽出間隙水の化学的組成ならびに泥水の混入率に基づいて, 間隙水の有する“真の”化学組成を混合解析によって求めた (第16図)。第16図の鉛直プロファイルから, 水素同位体比 (δD), 酸素同位体比 ($\delta^{18}\text{O}$), 塩化物イオン (Cl^-) とともに, 間

隙水は深度 90 m 付近で GS-SB-1 周辺の 6 本の井戸（深度 200 ~ 350 m）の地下水とほぼ同じ性状を呈するようになることがわかる。すなわち、加須低地では深度 90 m 付近に低酸素・水素同位体比と高塩化物イオン濃度を有する地下水体の上限があることが明らかとなった。酸素・水素同位体比や塩化物イオン濃度のプロファイルの形状から判断すると、「綾瀬川断層～（想定）久喜断層間」に賦存する特異な地球化学的性状を示す地下水体は、地表付近の低い塩化物イオン濃度、また高い同位体組成を有する新しい時代の循環性の地下水によって、浅層部から順次フラッシングされている段階にあると考えられる。

一方、池田（1984b）によれば、「綾瀬川断層～（想定）久喜断層間」では深度 400 m の地下水の塩化物イオン濃度は上位の地下水と比較して再び低くなる。その一例として、深度 524.3 ~ 540.8 m にスクリーンをもつ埼玉県越谷市の井戸の塩化物イオン濃度（16 ~ 22 mg/L）を挙げている。また、本研究で対象とした最も深い深度 430 m の井戸でも、その塩化物イオン濃度は 40 mg/L 程度と低い値が得られている。これらの事実から、高塩化物イオン濃度によって特徴づけられる地下水体の下限は深度 400 m 付近にあるものとみなしてよいと考えられる。

さらに、「綾瀬川断層～（想定）久喜断層間」に掘削された 4 本の温泉井（深度 1,100 ~ 1,800 m）から 2009 年に採取した地下水の塩化物イオン濃度も同様に 7 ~ 52 mg/L と低かった。「加須低地東部・中川低地東部・猿島台地」や「大宮台地・武蔵野台地」のほぼ同じ深度を取水対象とする温泉井の塩化物イオン濃度が 1,000 ~ 10,000 mg/L 程度（産総研未公表データ）と高濃度であることと対照的である。すなわち、「綾瀬川断層～（想定）久喜断層間」の深度 400 ~ 1,800 m 付近には、「加須低地東部・中川低地東部・猿島台地」や「大宮台地・武蔵野台地」の同深度に存在する高い塩化物イオン濃度を有する地下水によって両側を挟まれるような形で、塩化物イオン濃度が低い地下水が賦存しているものと推定される。同時に、この低塩化物イオン濃度地下水は、上位の深度 90 m ~ 400 m に賦存する高い塩化物イオン濃度を有する地下水と比べて ^{14}C 年代は 35,000 年（未補正）と古いものの、同位体組成はほぼ同程度の値（水素同位体比で $-68 \sim -65 \text{ ‰}$ δD ；いずれも産総研未公表データ）を呈することも興味深い。

さて、第 17 図は、今回対象とした 187 本の水源井の地下水について、その水素同位体比と塩化物イオン濃度の関係を表したものである。同図から、「綾瀬川断層～（想定）久喜断層間」と「加須低地東部・中川低地東部・猿島台地」の地下水の間には混合関係があるものと判断できる。すなわち、茨城県古河市・境町や栃木県板倉町方面から南流する地下水との混合によって、「綾瀬川断層～（想定）久喜断層間」の地下

水のフラッシング（塩化物イオン濃度の低下と水素同位体比の上昇）が引き起こされているものと考えられる。一方で、綾瀬川断層によって画された「大宮台地・武蔵野台地」の地下水との間には明瞭な混合関係は存在しないように読み取れる。このことが、地下水の各種地球化学的特性が南西側については綾瀬川断層によってかなり明確に画される反面、北東側では周辺地下水に漸移する傾向を示す原因の一つと推定される。

「綾瀬川断層～（想定）久喜断層間」の地下水と周辺地下水の間の混合関係は希ガス濃度からも示唆される。すなわち、「綾瀬川断層～（想定）久喜断層間」の地下水のヘリウム 4 (^4He) 濃度と塩化物イオン濃度の間には強い正の相関が見られる（森川ほか、2006）。この事実は「綾瀬川断層～（想定）久喜断層間」の高塩化物イオン・高ヘリウム 4 濃度の地下水と、周辺の低塩化物イオン・低ヘリウム 4 濃度の地下水の 2 成分混合が起こっていることを意味している。つまり、高塩化物イオン濃度を有する「綾瀬川断層～（想定）久喜断層間」の地下水は、「加須低地東部・中川低地東部・猿島台地」や「大宮台地・武蔵野台地」、さらに浅層部から侵入する循環性の地下水と様々な割合で混合し、時間の経過とともに全体として徐々に希釈されつつあるものと考えられる。

6. 地下水システムモデル

本研究のまとめとして、関東平野中央部の地下水システムの模式横断面図を第 18 図に提示する。「綾瀬川断層～（想定）久喜断層間」の深度 90 ~ 400 m 付近には高塩化物イオン濃度、低酸素・水素同位体比、さらに長い滞留時間によって特徴づけられる停滞性の地下水が現在に至るまで保存されている。その理由の一つとして、まず綾瀬川断層の存在をあげることができる。新しい時代に涵養された「大宮台地・武蔵野台地」の循環性の地下水流動に対して、綾瀬川断層がシールドとして有効に機能しているものと推定される。一方で、清水・堀口（1981）によって久喜断層とされてきた場所に実際には断層状の顕著な地層変形が存在しないとすると（山口ほか、2008）、北東側については現段階ではその理由をはっきりしない。綾瀬川断層と平行な北西～南東方向の軸をもつ向斜状の水理地質構造の存在（第 15 図）が、茨城県古河市・境町や栃木県板倉町方面から南流する地下水との混合による希釈の進行を遅延させる要因となっている可能性がある。今後の検討課題である。また、北西の熊谷方面に賦存する低塩化物イオン濃度（第 8 図）、重い同位体組成（第 12 図）、若い ^{14}C 年代（第 14 図）を持つ上総層群相当層上部～中部の地下水と、「綾瀬川断層～（想定）久喜断層間」の停滞性地下水の間の混合・希釈関係の有無とその程度も今後検討すべき課題の一つである。さらに、大宮台地北西部では「綾瀬川断層～（想定）久

喜断層間」の停滞性の地下水が綾瀬川断層を越えて断層の西側にまで広がっている（たとえば、第8図、第12図、第14図）。この原因も現時点では不明であるが、あるいは大宮台地の西側から北西方向に伸びている深谷断層の変位量が大きいために、その影響が大宮台地北部周辺の地下水システムになんらかの形で及んでいるのかもしれない。

第5章でも述べたが、「綾瀬川断層～（想定）久喜断層間」の深層部には、「加須低地東部・中川低地東部・猿島台地」や「大宮台地・武蔵野台地」の同深度の高塩化物イオン濃度地下水によって両側を挟まれるような形で、塩化物イオン濃度が低い深層地下水が賦存していると考えられる。このような特異な地球化学的構造が関東平野中央部の深層地下水系に形成された原因については、綾瀬川断層の水理学的なシールド機能や向斜状構造が一定の役割を果たしていると考えられることもできるが、あるいは上総層群相当層中部～下部の堆積環境の地域間での違い（海成層と陸成層の比率など）により大きく依存しているのかもしれない。今後、温泉井を対象とした密な試料採取を行うことによって、深層地下水の地球化学的構造の詳細な実態把握とその形成機構の解明を進める必要がある。

最後に、放射性塩素同位体 ($^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$) に基づく研究によると、「綾瀬川断層～（想定）久喜断層間」の地下水中に大量に含まれる塩化物イオンについては、上総層群相当層の堆積時に地層中に取り込まれた海水ではなく、より新しい時代の海水に起源がある可能性が示唆されている（安原ほか、2011）。すなわち、下総層群堆積時に地層中に取り込まれた海水が、その後の海水準低下時に活発化した地下水流動によって、浅層部から上総層群相当層中にもたらされた「異地性」のものであるという考え方である。詳細なプロセスについてはさらに検討の余地はあるものの、塩化物イオンの起源についてこのような新しい知見も得られつつある。今後、新しいトレーサーに基づくこのような研究結果や上総層群相当層の堆積環境に関する最新の知見（山口ほか、2009；納谷ほか、2009）を加味することによって、関東平野中央部における高塩化物イオン濃度地下水の成因（水と塩化物イオンの起源）、周辺の循環性地下水との交流に果たす断層や向斜状構造といった水理地質構造の役割の評価を含めた地下水システムのさらなる解明が待たれる。

謝辞 地下水試料の採取にあたり、埼玉県、千葉県、茨城県の各自治体の関係者の方々には多大な便宜を図って頂いた。産業技術総合研究所地質情報研究部門の水野清秀研究グループ長と山口和雄主任研究員には研究結果のとりまとめに際し、多大な援助とご助言を頂いた。また、同木村克己上級主任研究員には、地下水システムの模式断面図作成にあたり、その基礎となる作業仮説図を提供して頂いた。記して感謝いたします。

す。

文献

- 林 武司 (2003) 関東平野中央部に見られる低酸素水素同位体比・高 Cl 濃度地下水帯の三次元的分布と成因. 日本水文科学会誌, **33**, 53-70.
- 林 武司 (2004) 関東平野中央部における地下水環境の変化と地下水質. 日本水文科学会誌, **34**, 217-226.
- 池田喜代治 (1984a) 関東構造盆地中央部の被圧地下水の水質. ハイドロロジー (日本水文科学会誌), no.14, 36-49.
- 池田喜代治 (1984b) 関東構造盆地中央部の被圧地下水の水質とくに高 Cl 濃度域について (第 166 回研究発表会「関東構造盆地の被圧地下水の地球化学」講演要旨). 地質調査所月報, **35**, 665-666.
- 木村克己・水野清秀・山口和雄・駒澤正夫・安原正也・小松原純子・竹村貴人・関口春子 (2010) 関東平野沿岸域の地震動特性と広域地下水流動系の解明に関する地質学的総合研究. 平成 21 年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告, 地質調査総合センター速報, no.54, 167-187.
- 木野義人 (1970) 関東平野中央部における被圧地下水の水理地質学的研究. 地質調査所報告, no.238, 1-39.
- 森川徳敏・安原正也・風早康平・高橋正明・仲間純子・稲村明彦・林 武司 (2006) 関東平野中央部地下水の希ガス水文地球化学的研究. 日本地球惑星科学連合 2006 年大会予稿集, H121-004.
- 納谷友規・山口正秋・水野清秀 (2009) 関東平野中央部埼玉県菖蒲町で掘削された 350m ボーリングコア (GS SB 1) の珪藻化石産出層準と淡水成層準及び海成層準の識別. 地質調査研究報告, **60**, 245-256.
- 納谷友規・平松 力・古澤 明・柳沢幸夫・山口和雄 (2013) 関東平野中央部埼玉県大利根町で掘削された 1505 m 温泉ボーリングの年代層序. 地質学雑誌, **119**, 375-395.
- 清水康守・堀口萬吉 (1981) 大宮台地北東部における元荒川構造帯 (新称) について. 地質学論集, no. 20, 95-102.
- 杉山雄一・佐竹健治・駒澤正夫・須貝俊之・井村隆介・水野清秀・遠藤秀典・下川浩一・山崎晴雄・石田瑞穂・広島俊男・長谷川 功・村田泰章 (1997) 50 万分の 1 活構造図「東京」(第 2 版). 3 図葉 + 説明書 34p, 地質調査所.
- 鈴木宏芳 (2002) 関東平野の地下地質構造. 防災科学研究所研究報告, no.63, 1-19.
- 山口和雄・加野直巳・大滝壽樹・住田達哉・牧野雅彦・伊藤 忍・横田俊之・木村治夫 (2008) 関東平野

中部, 加須低地・荒川低地の浅部地下構造. 活断層・古地震研究報告, no.8, 119-131.

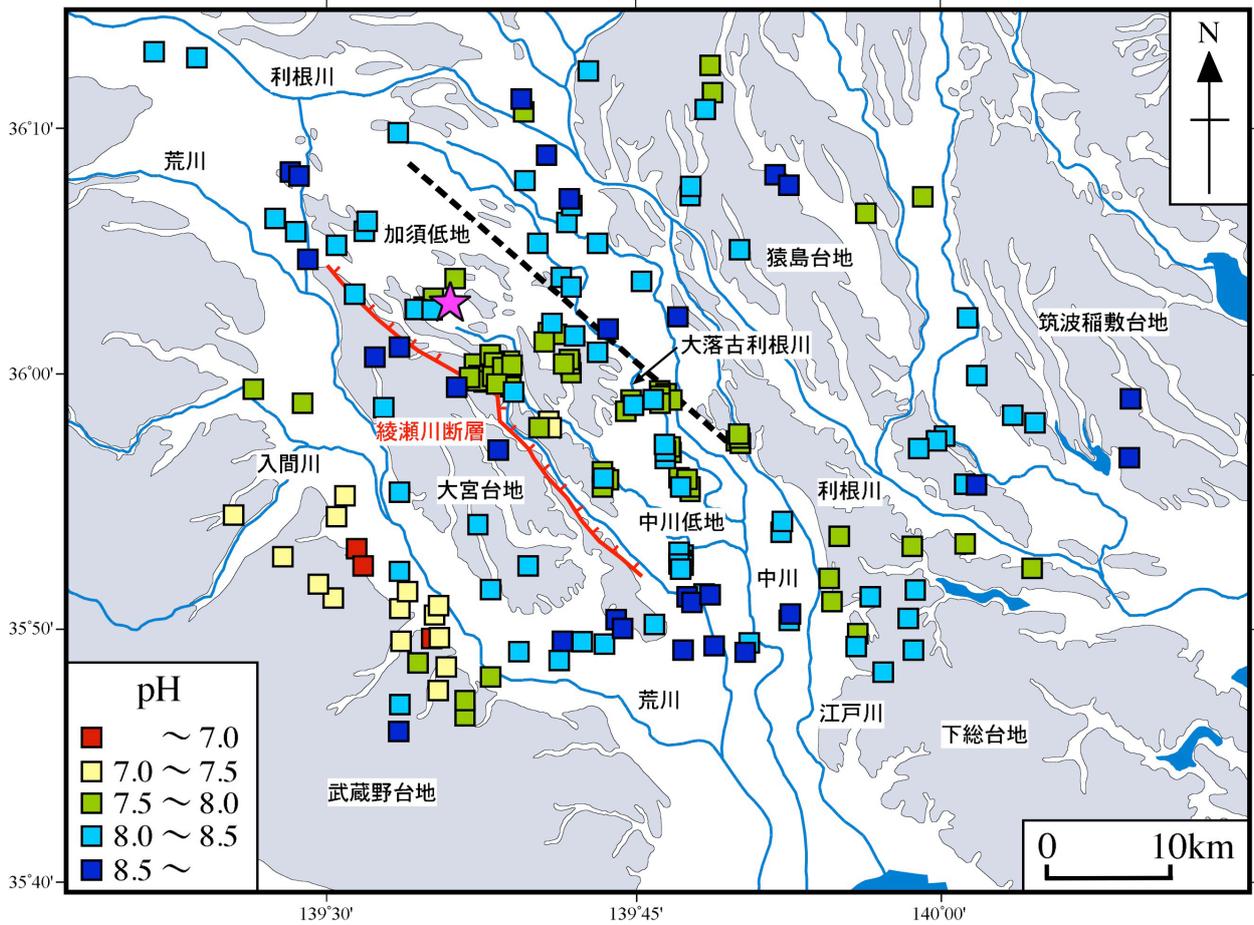
山口正秋・水野清秀・納谷友規・本郷美佐緒・中里裕臣・中澤 努 (2009) 関東平野中央部, 埼玉県菖蒲町で掘削された 350 m ボーリングコア (GS-SB-1) の層相と堆積物物性. 地質調査研究報告, **60**, 147-197.

Yasuhara, M., Inamura, A., Takahashi, M., Hayashi, T., Takahashi, H., Makino, M., Handa, H., and Nakamura, T. (2007) Groundwater system compartmentalized by a tectonic zone in the Kanto plain, central Japan. *IAH Selected Papers*, **10**, 281-288.

安原正也・稲村明彦・森川徳敏・高橋 浩・水野清秀・高橋正明・大和田道子・風早康平・戸崎裕貴・宮越昭暢・Gingerich, S.B.・林 武司・鈴木秀和・宮下雄次・藪崎志穂・鈴木裕一 (2011) 関東平野の被圧地下水中の塩化物イオンと水の起源に関する同位体的検討. 日本地球惑星科学連合 2011 年大会予稿集, AHW023-P10.

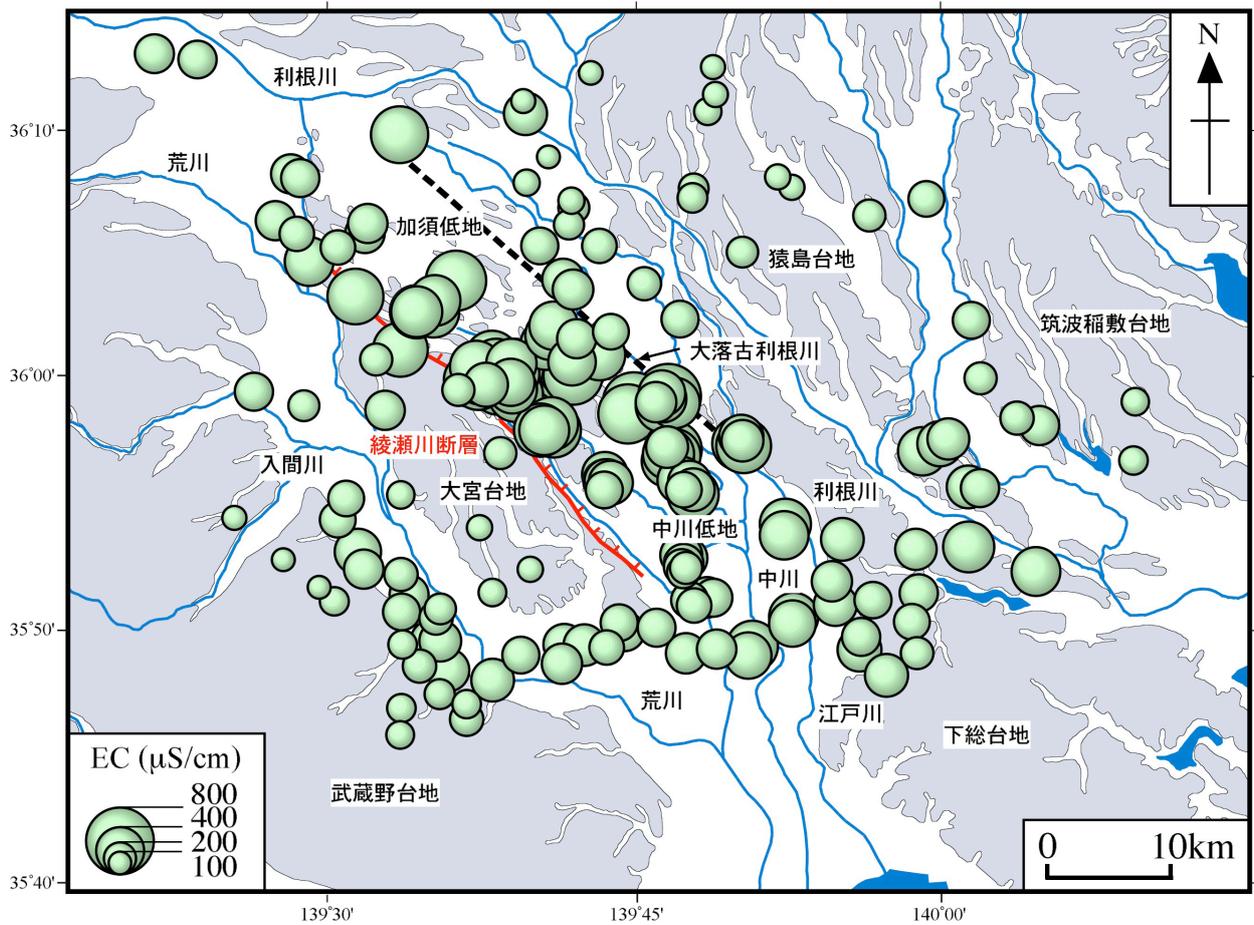
Yurtserver, Y. (1975) Worldwide survey of stable isotope in precipitation. *Rept. Sec. Isotope Hydrol.*, IAEA, 40p.

(受付 : 2014 年 2 月 6 日 受理 : 2014 年 2 月 14 日)



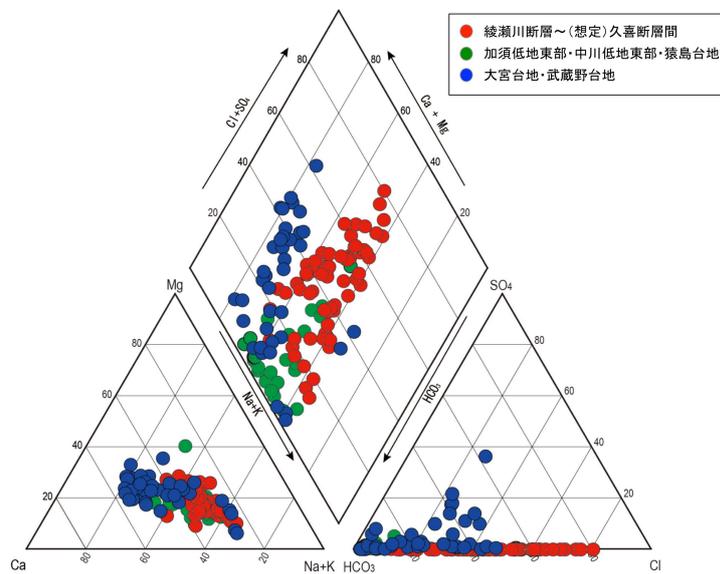
第1図 関東平野中央部における調査地点と被圧地下水のpH値の分布. 図中の☆印は山口ほか(2009)によるオールコアボーリング(GS-SB-1)実施地点. 綾瀬川断層の位置は杉山ほか(1997)による. 破線は清水・堀口(1981)が想定した久喜断層. 久喜断層については現時点では不明な点が多いが, 本研究では地理的な区分を行う便宜上, この用語をそのまま用いる. 以後, 「大宮台地・武蔵野台地」は綾瀬川断層より南西側を, 「加須低地・中川低地・猿島台地」は久喜断層より北東側を, また「綾瀬川断層~(想定)久喜断層間」は両者に挟まれた地域をそれぞれ示す.

Fig.1 Location of boreholes sampled and pH value of artesian groundwater in the central Kanto plain. Pink star indicates the site of the Shobu boring GS-SB-1 (Yamaguchi et al., 2009). Red line is the Ayasegawa fault from Sugiyama et al. (1997). Black broken line is the surface trace of the Kuki fault proposed by Shimizu and Horiguchi (1981). The central Kanto plain is conventionally divided into three hydrologic sub-areas: the area between the Ayasegawa and Kuki faults; the eastern Kazo lowland, eastern Nakagawa lowland, and Sashima upland; and the Omiya and Musashino uplands.



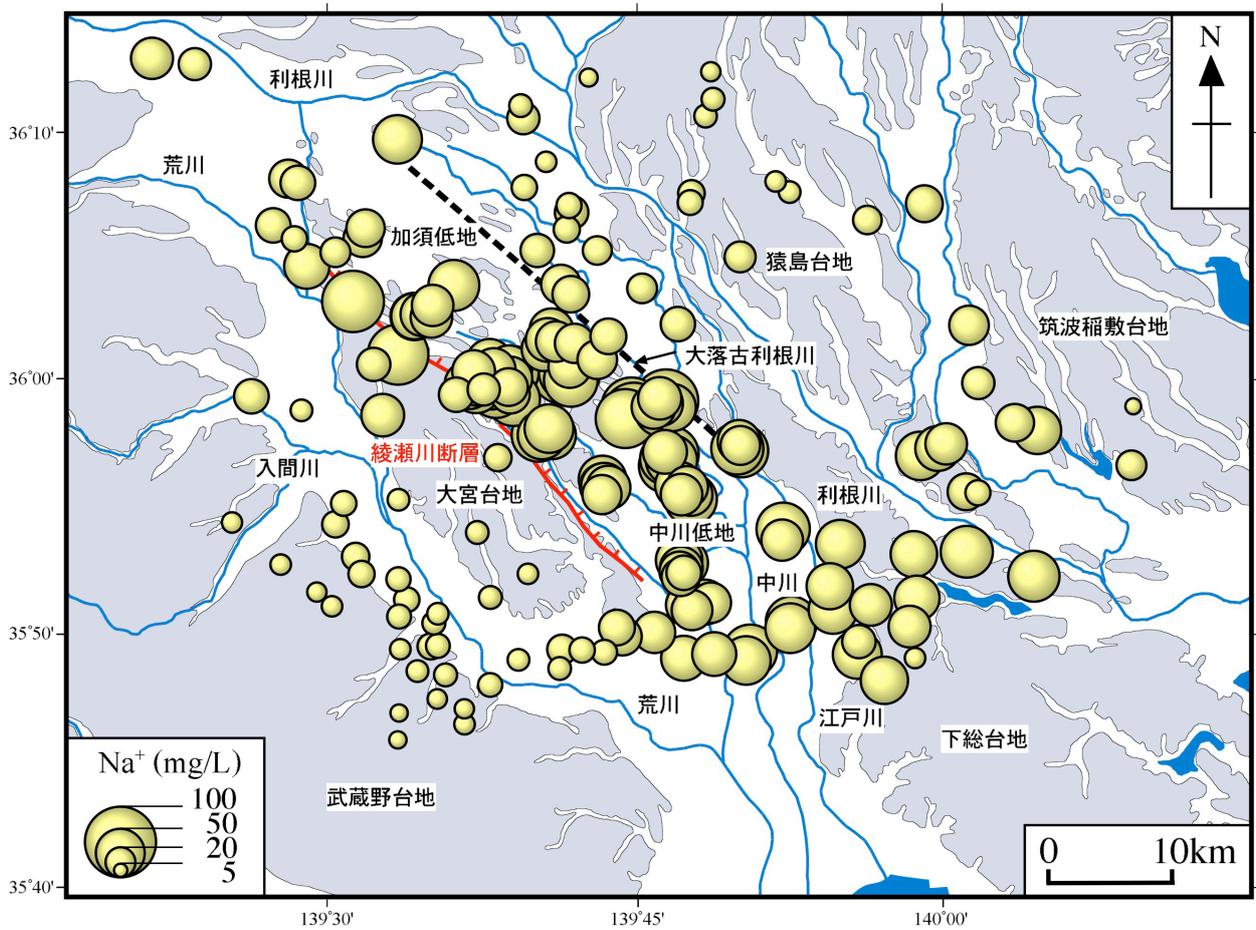
第2図 関東平野中央部における被圧地下水の電気伝導度 (EC) の分布。綾瀬川断層の位置は杉山ほか (1997) による。破線は清水・堀口 (1981) が想定した久喜断層。

Fig.2 Electrical conductivity (EC) of artesian groundwater in the central Kanto plain. Red line is the location of the Ayasegawa fault from Sugiyama et al. (1997). Black broken line is the surface trace of the Kuki fault proposed by Shimizu and Horiguchi (1981).



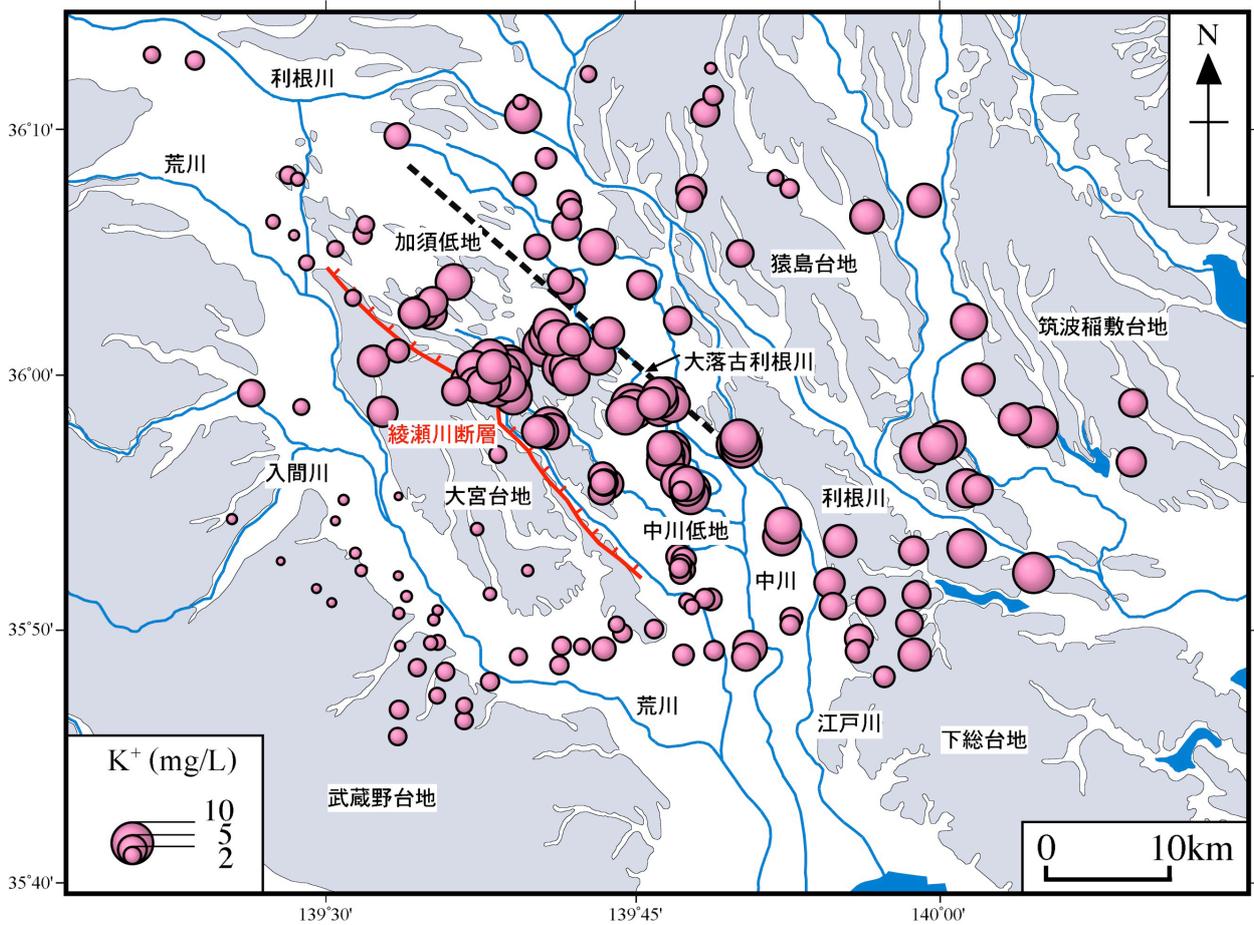
第3図 関東平野中央部における被圧地下水の一般水質組成 (パイパーダイアグラム)。

Fig. 3 Artesian groundwater chemistry in the central Kanto plain shown on a Piper diagram. Points for the area between the Ayasegawa and Kuki faults are shown in red; for the eastern Kazo lowland, eastern Nakagawa lowland, and Sashima upland in green; and for the Omiya and Musashino uplands in blue.



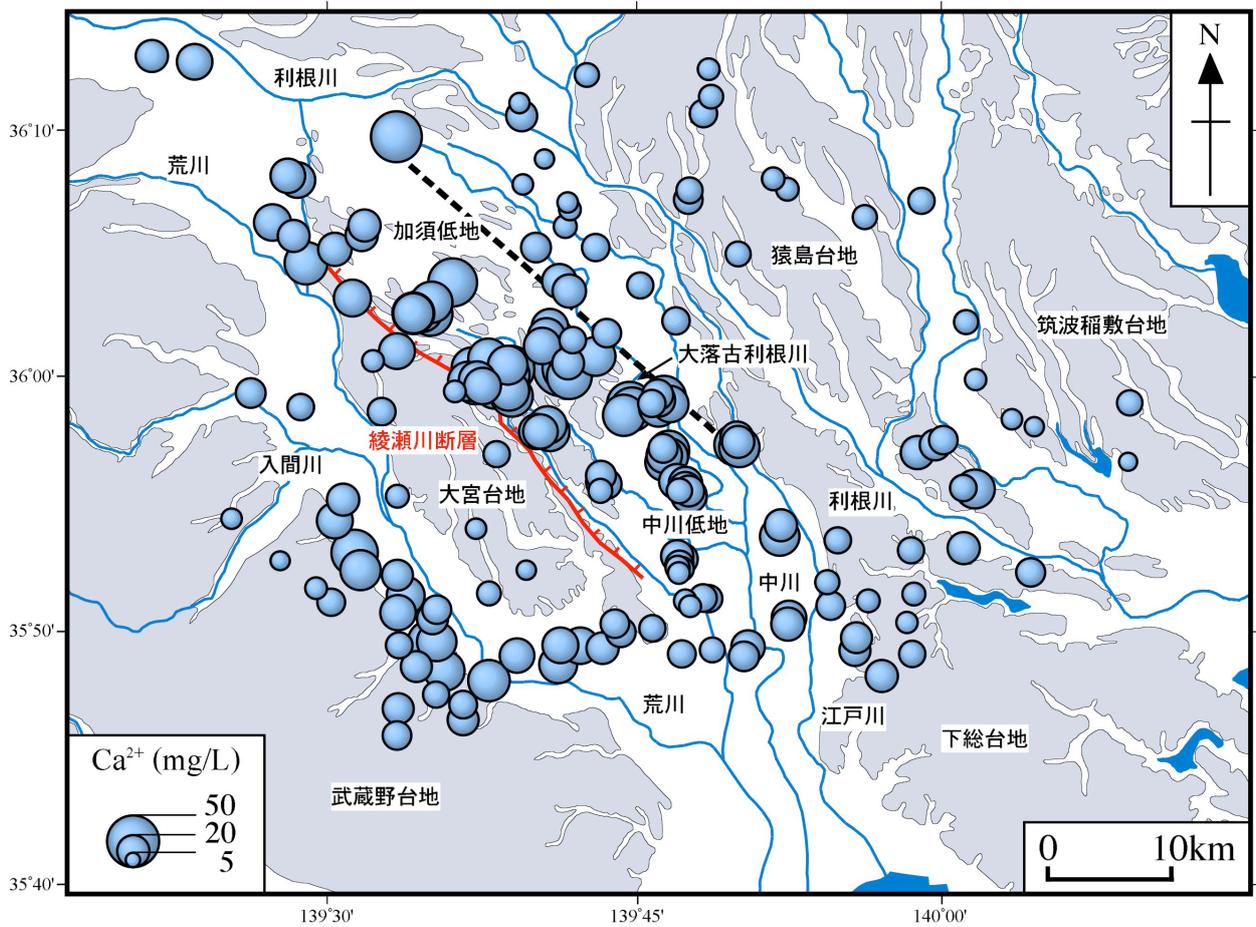
第4図 関東平野中央部における被圧地下水のナトリウムイオン (Na^+) 濃度の分布. 綾瀬川断層の位置は杉山ほか (1997) による. 破線は清水・堀口 (1981) が想定した久喜断層.

Fig.4 Sodium ion (Na^+) concentration of artesian groundwater in the central Kanto plain. Red line is the location of the Ayasegawa fault from Sugiyama et al. (1997). Black broken line is the surface trace of the Kuki fault proposed by Shimizu and Horiguchi (1981).



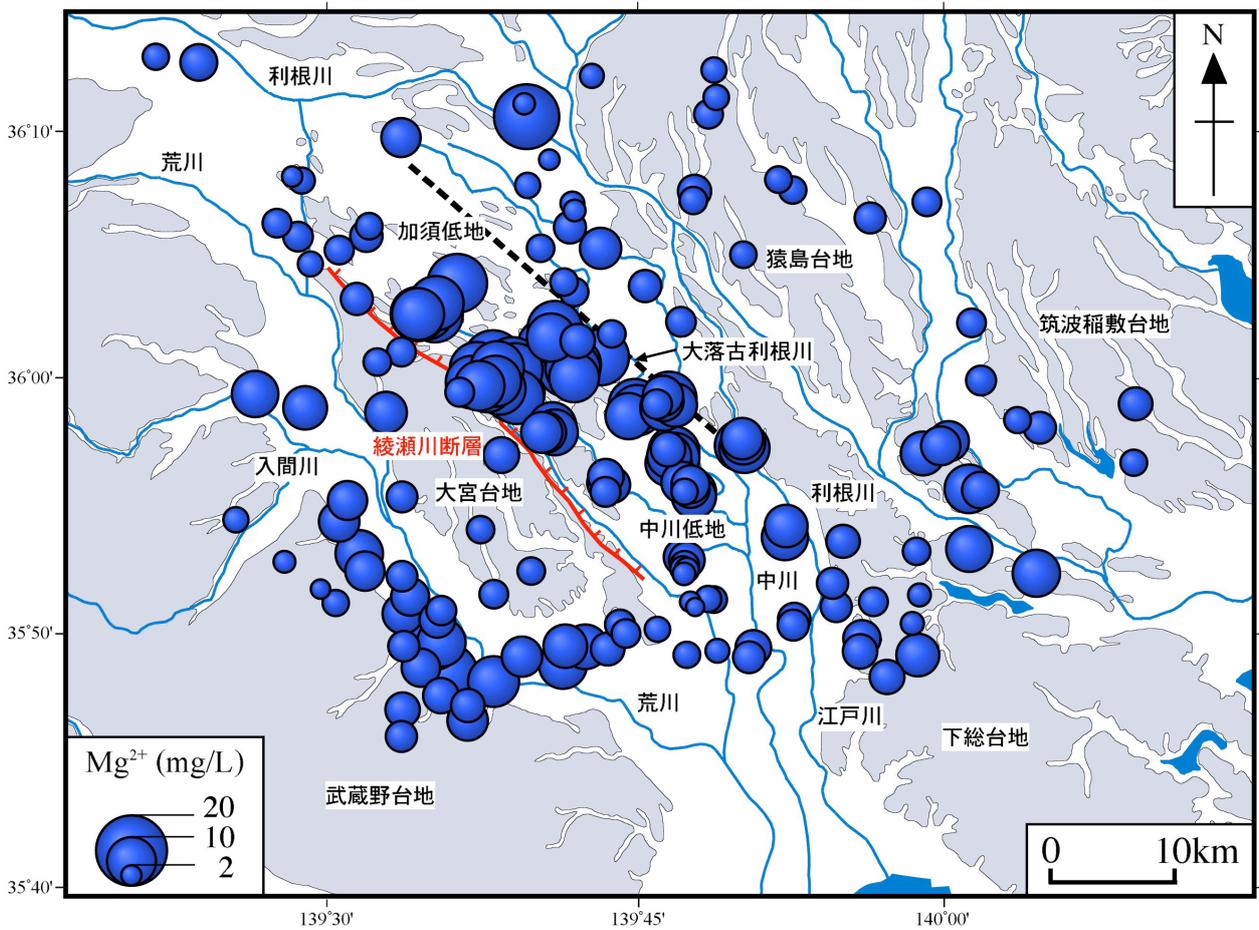
第 5 図 関東平野中央部における被圧地下水のカリウムイオン (K^+) 濃度の分布. 綾瀬川断層の位置は杉山ほか (1997) による. 破線は清水・堀口 (1981) が想定した久喜断層.

Fig.5 Pottasium ion (K^+) concentration of artesian groundwater in the central Kanto plain. Red line is the location of the Ayasegawa fault from Sugiyama et al. (1997). Black broken line is the surface trace of the Kuki fault proposed by Shimizu and Horiguchi (1981).



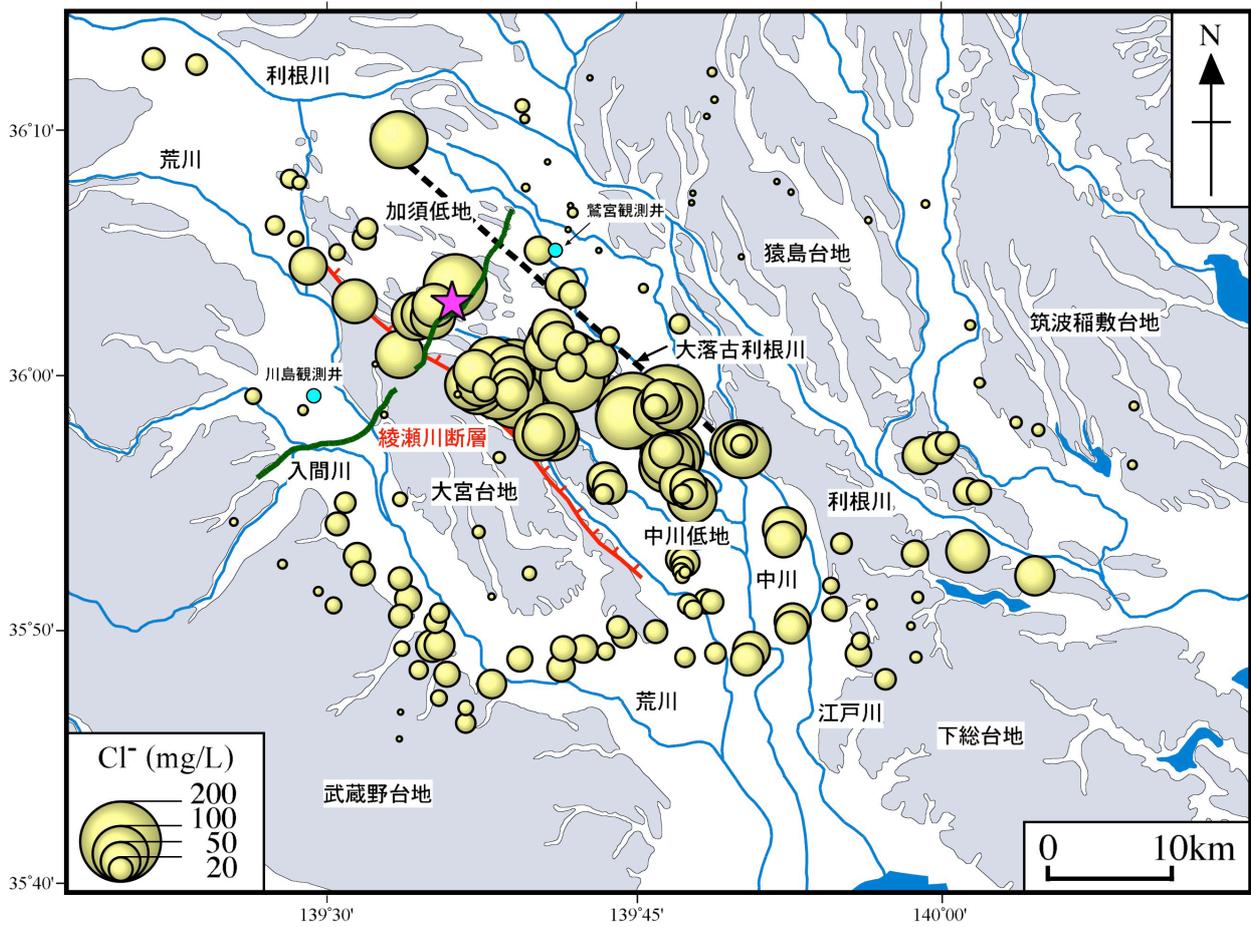
第 6 図 関東平野中央部における被圧地下水のカルシウムイオン (Ca^{2+}) 濃度の分布. 綾瀬川断層の位置は杉山ほか (1997) による. 破線は清水・堀口 (1981) が想定した久喜断層.

Fig.6 Calcium ion (Ca^{2+}) concentration of artesian groundwater in the central Kanto plain. Red line is the location of the Ayasegawa fault from Sugiyama et al. (1997). Black broken line is the surface trace of the Kuki fault proposed by Shimizu and Horiguchi (1981).



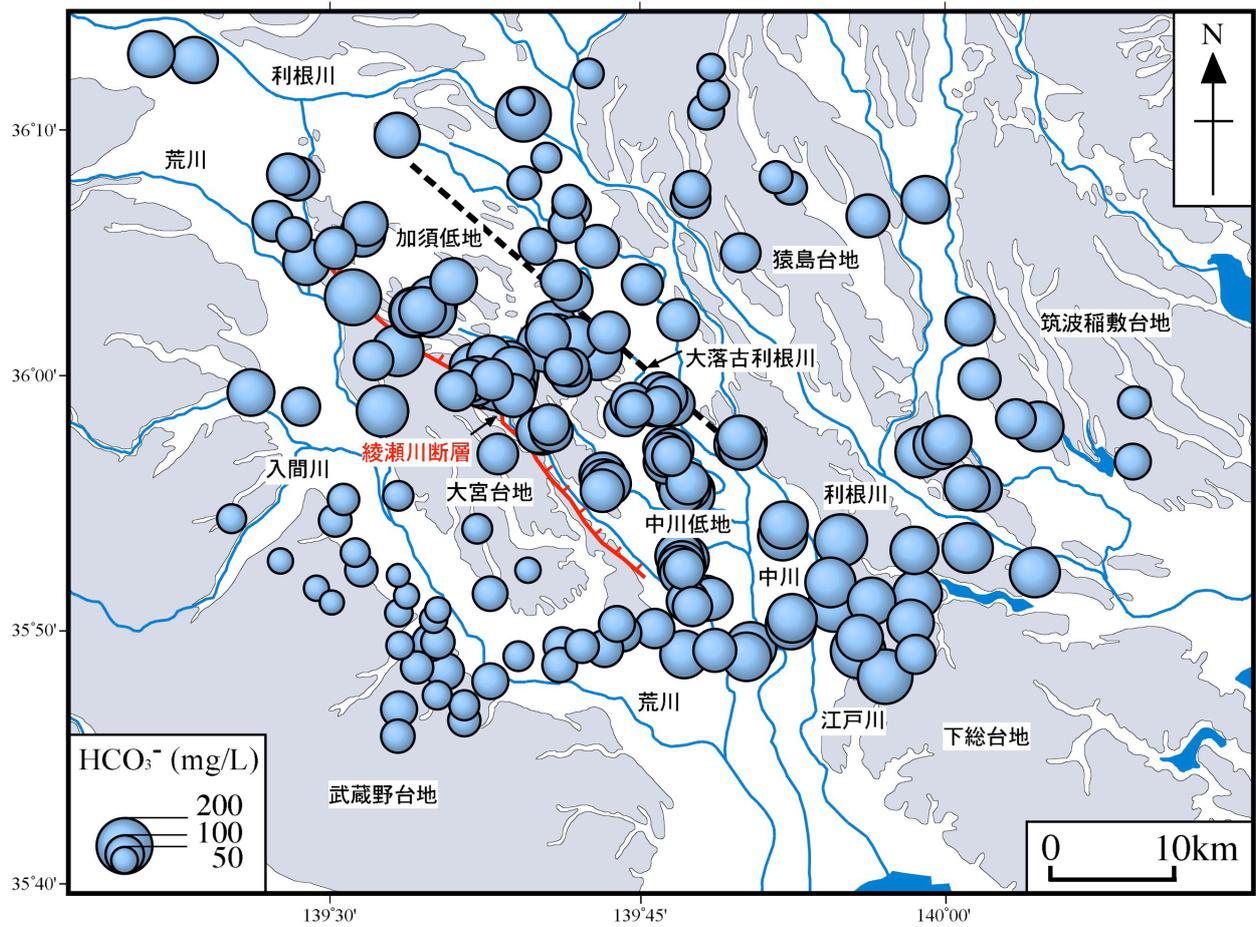
第7図 関東平野中央部における被圧地下水のマグネシウムイオン (Mg^{2+}) 濃度の分布. 綾瀬川断層の位置は杉山ほか (1997) による. 破線は清水・堀口 (1981) が想定した久喜断層.

Fig.7 Magnesium ion (Mg^{2+}) concentration of artesian groundwater in the central Kanto plain. Red line is the location of the Ayasegawa fault from Sugiyama et al. (1997). Black broken line is the surface trace of the Kuki fault proposed by Shimizu and Horiguchi (1981).



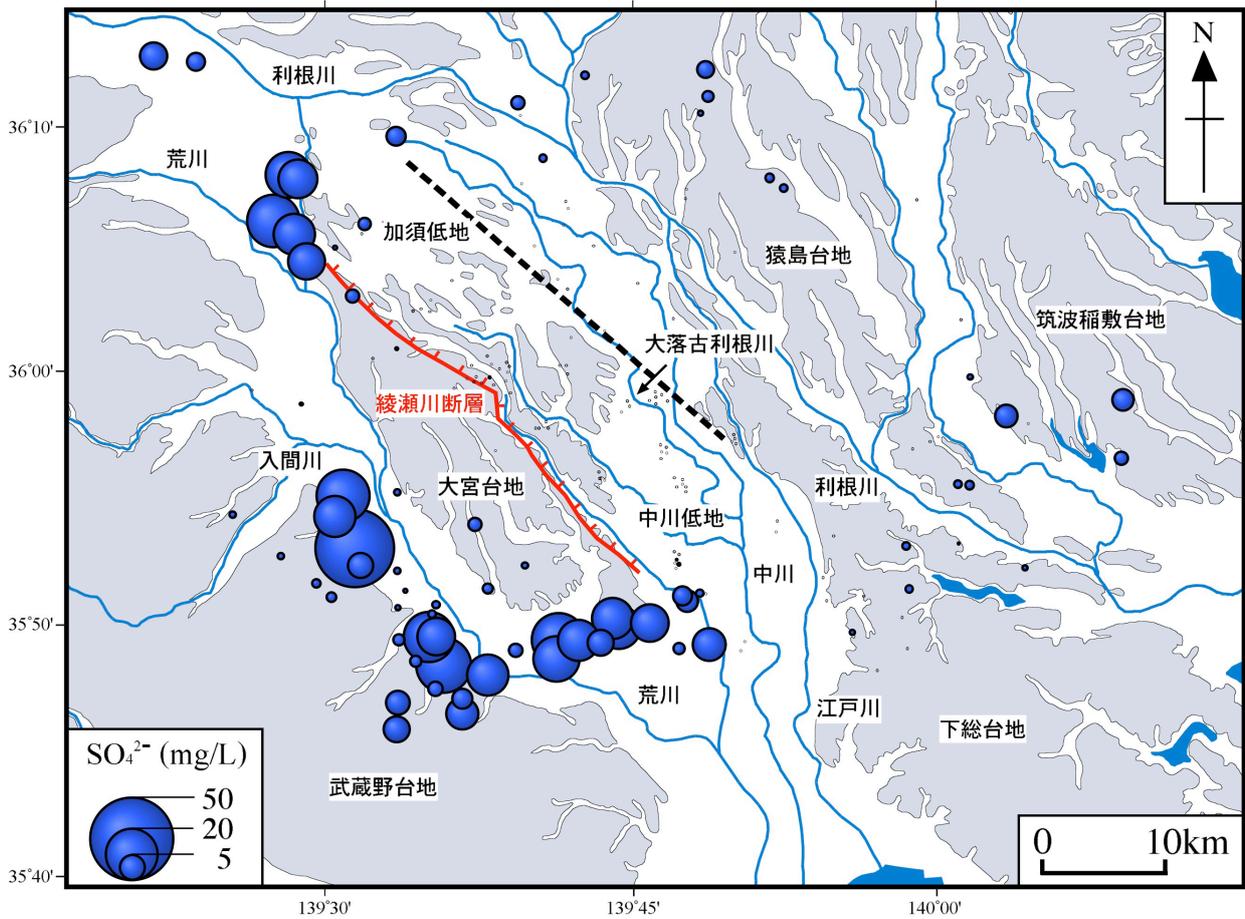
第 8 図 関東平野中央部における被圧地下水の塩化物イオン (Cl⁻) 濃度の分布. 綾瀬川断層の位置は杉山ほか (1997) による. 破線は清水・堀口 (1981) が想定した久喜断層. 図中の☆印はオールコアボーリング (GS-SB-1) 実施地点. 緑線は山口ほか (2008) による反射法地震探査測線.

Fig.8 Chloride ion (Cl⁻) concentration of artesian groundwater in the central Kanto plain. Red and black broken lines are the Ayasegawa fault by Sugiyama et al. (1997) and the surface trace of the Kuki fault proposed by Shimizu and Horiguchi (1981), respectively. Pink star indicates the location of the Shobu boring GS-SB-1 (Yamaguchi et al., 2009). Green line is the seismic reflection survey line by Yamaguchi et al. (2008).



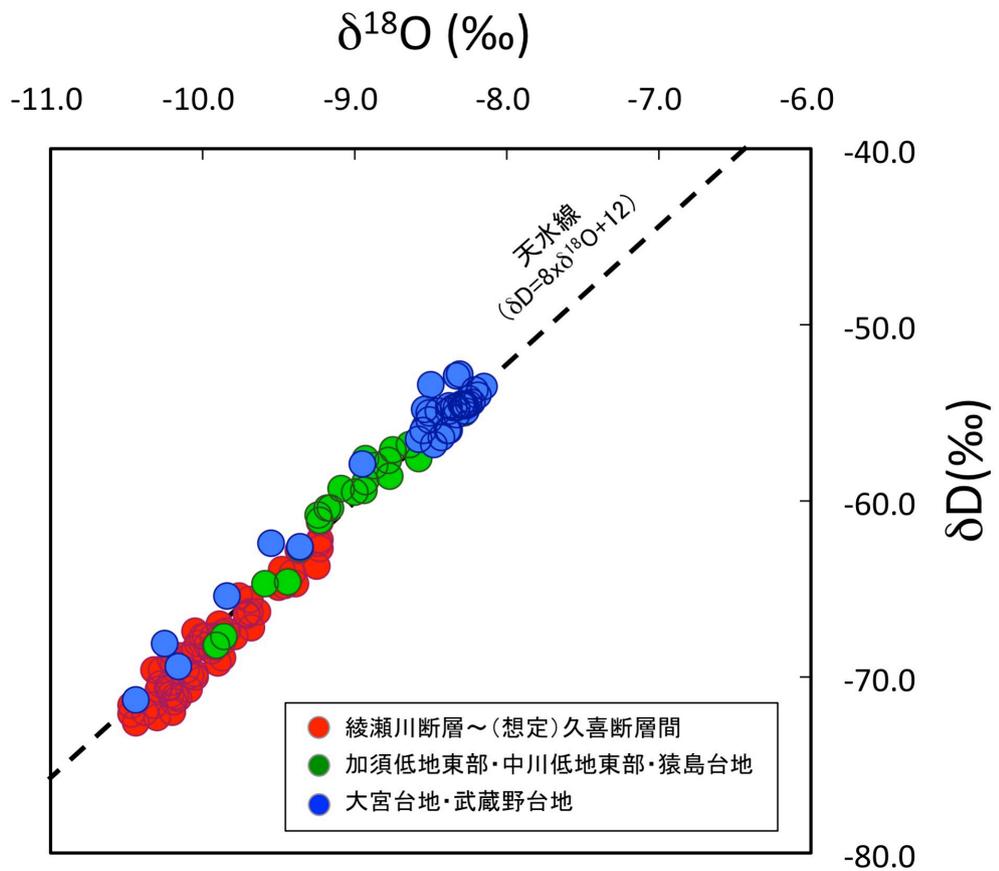
第9図 関東平野中央部における被圧地下水の炭酸水素イオン (HCO_3^-) 濃度の分布. 綾瀬川断層の位置は杉山ほか (1997) による. 破線は清水・堀口 (1981) が想定した久喜断層.

Fig.9 Hydrogen carbonate ion (HCO_3^-) concentration of artesian groundwater in the central Kanto plain. Red line is the location of the Ayasegawa fault from Sugiyama et al. (1997). Black broken line is the surface trace of the Kuki fault proposed by Shimizu and Horiguchi (1981).



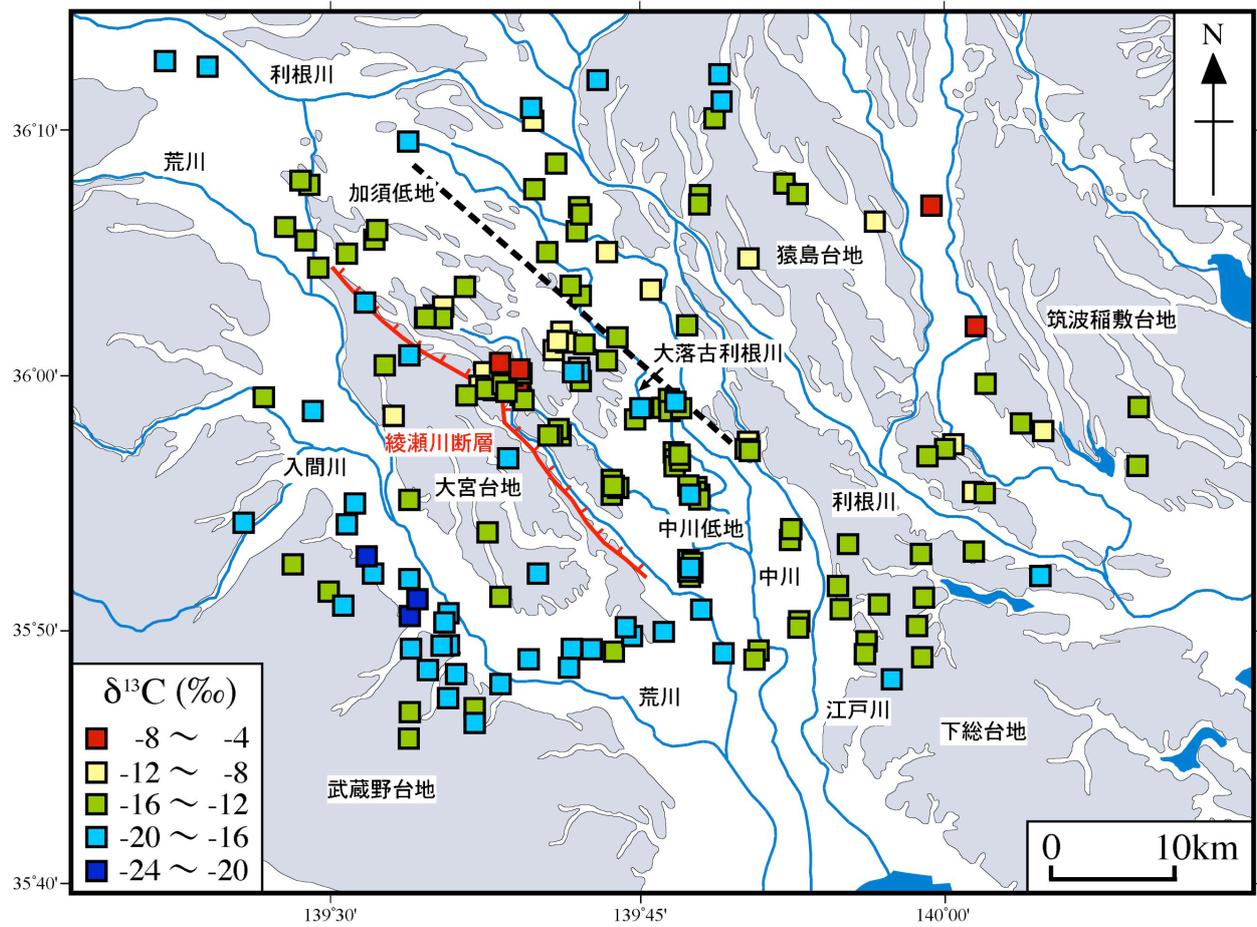
第10図 関東平野中央部における被圧地下水の硫酸イオン(SO_4^{2-})濃度の分布. 綾瀬川断層の位置は杉山ほか(1997)による. 破線は清水・堀口(1981)が想定した久喜断層.

Fig.10 Sulfate ion (SO_4^{2-}) concentration of artesian groundwater in the central Kanto plain. Red line is the location of the Ayasegawa fault from Sugiyama et al. (1997). Black broken line is the surface trace of the Kuki fault proposed by Shimizu and Horiguchi (1981).



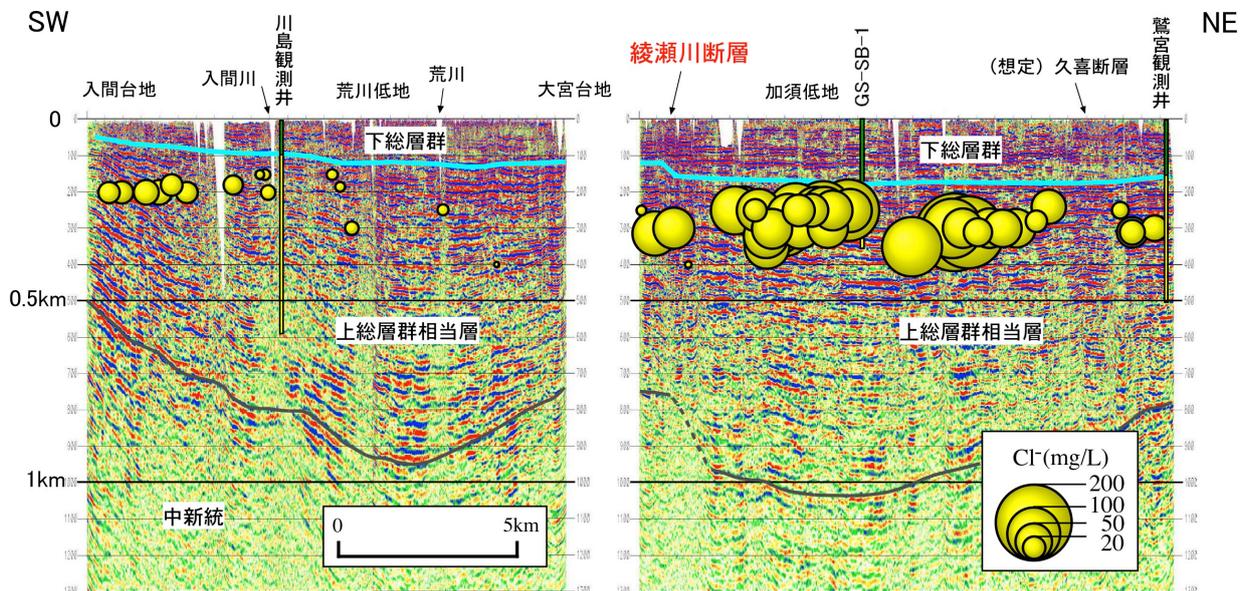
第 11 図 関東平野中央部の被圧地下水の酸素 ($\delta^{18}\text{O}$)・水素 (δD) 同位体比プロット。図中の破線は地域の天水線： $\delta\text{D} = 8 \times \delta^{18}\text{O} + 12$ 。

Fig.11 Plot of oxygen ($\delta^{18}\text{O}$) and hydrogen (δD) isotopes of artesian groundwater in the central Kanto plain. Local meteoric water line is expressed by $\delta\text{D} = 8 \times \delta^{18}\text{O} + 12$. Points for the area between the Ayasegawa and Kuki faults are shown in red; for the eastern Kazo lowland, eastern Nakagawa lowland, and Sashima upland in green; and for the Omiya and Musashino uplands in blue.



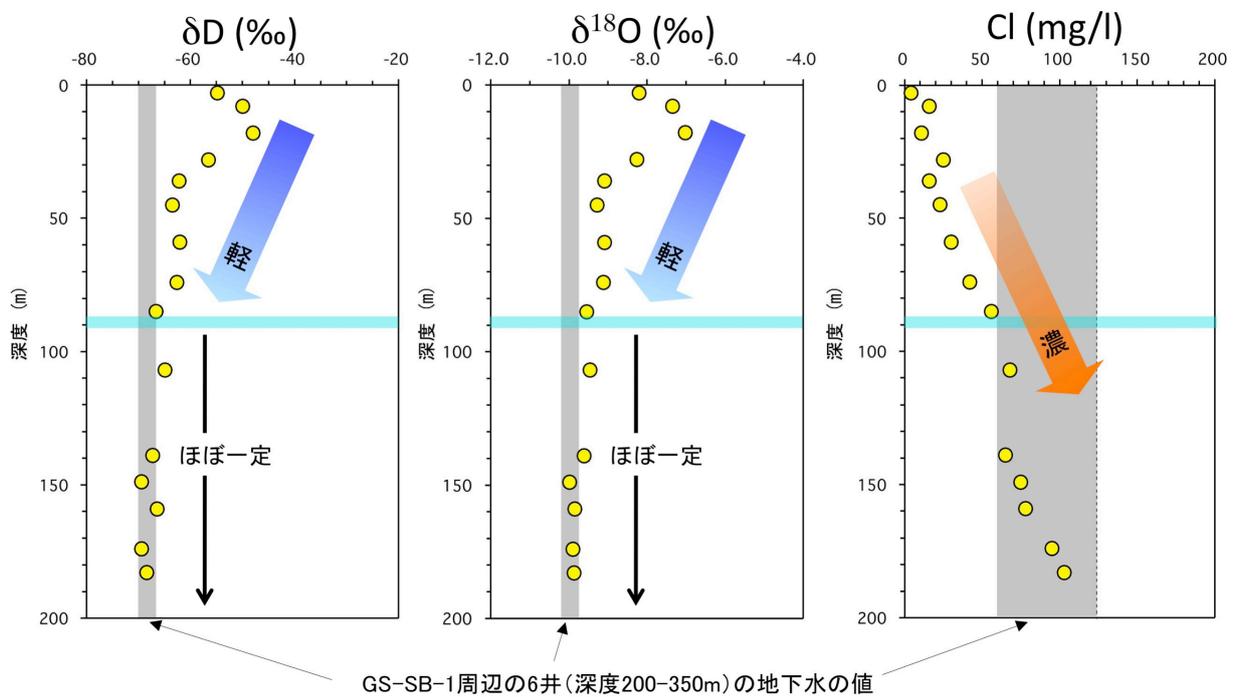
第 13 図 関東平野中央部における被圧地下水の炭素安定同位体比 ($\delta^{13}\text{C}$) の分布. 綾瀬川断層の位置は杉山ほか (1997) による. 破線は清水・堀口 (1981) が想定した久喜断層.

Fig.13 Stable carbon isotope ($\delta^{13}\text{C}$) of artesian groundwater in the central Kanto plain. Red line is the location of the Ayasegawa fault from Sugiyama et al. (1997). Black broken line is the surface trace of the Kuki fault proposed by Shimizu and Horiguchi (1981).



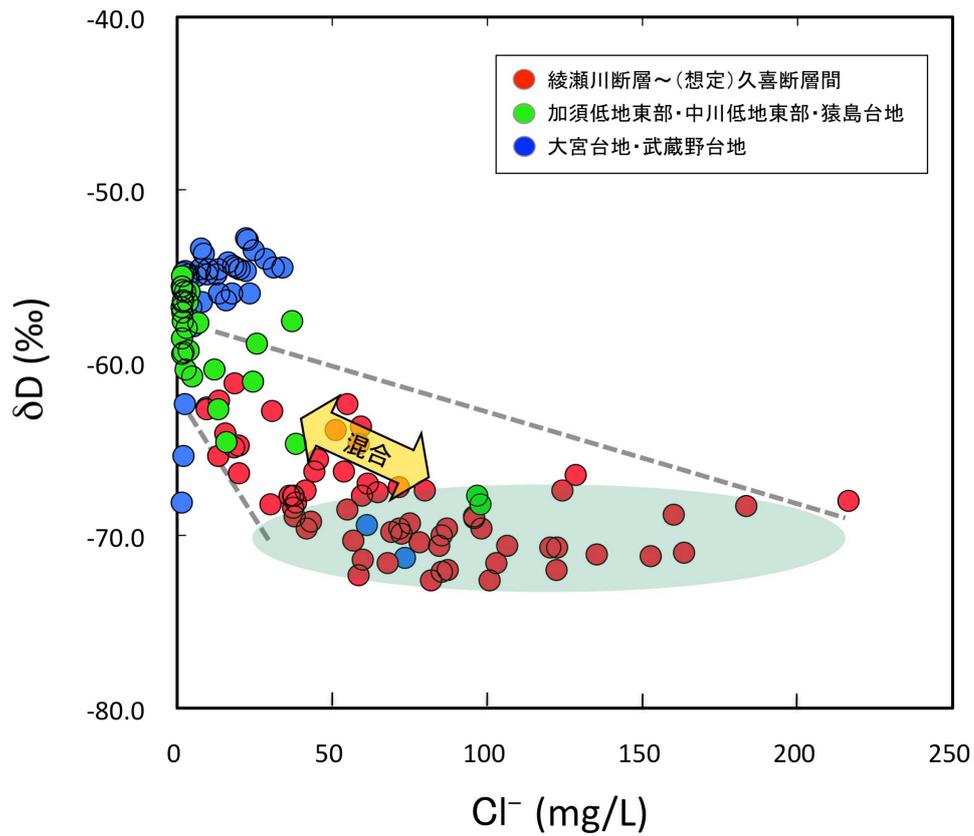
第 15 図 関東平野中央部の北東～南西断面における被圧地下水の塩化物イオン (Cl⁻) 濃度の分布. 各井戸における Cl⁻ 濃度を山口ほか (2008) の反射断面 (第 8 図中の緑線) に投影. 各井戸の下端深度に Cl⁻ 濃度を表示した. 下総層群と上総層群相当層の境界は木村ほか (2010) による.

Fig.15 Distribution of chloride ion (Cl⁻) concentration of artesian groundwater in the NE-SW cross section across the central Kanto plain (green line in Fig. 8 by Yamaguchi et al., 2008). Cl⁻ concentration of groundwater was projected to the colored seismic depth section (Yamaguchi et al., 2008) at a depth of the bottom of each well. Boundary between the Shimosa and Kazusa Groups is from Kimura et al. (2010).



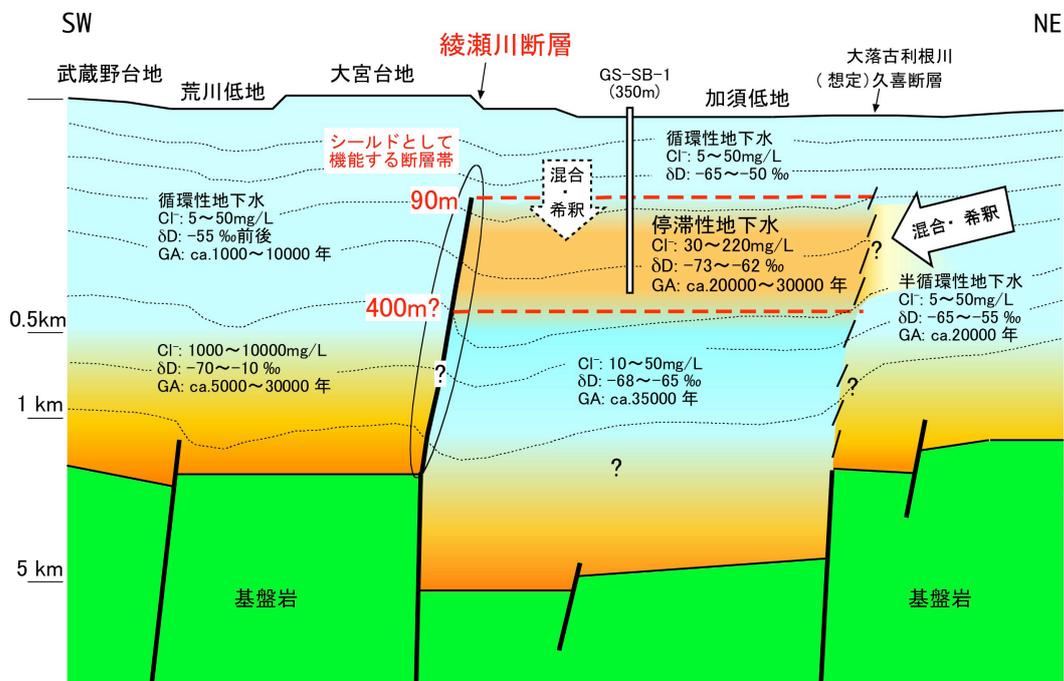
第 16 図 GS-SB-1 (第 8 図, 第 12 図参照) より採取した不攪乱コアから抽出した間隙水の水素同位体比 (δD), 酸素同位体比 ($\delta^{18}O$), 塩化物イオン (Cl^-) 濃度の鉛直分布. 掘削泥水に添加したヨウ素イオン濃度に基づき, 抽出間隙水への泥水混入率を産出し, 泥水混入前の間隙水の有するオリジナルの値を混合解析により求めた.

Fig.16 Vertical distribution of oxygen ($\delta^{18}O$) and hydrogen (δD) isotopes and chloride ion (Cl^-) concentration in pore waters centrifugally extracted from undisturbed sediment cores at the boring site GS-SB-1 (Figs. 8 and 12). Iodine was added to the drilling fluid as a tracer material. By comparing iodine ion concentration of the extracted pore waters with that of the drilling fluid, analyses were corrected for the drilling fluid content of the extracted pore waters.



第 17 図 関東平野中央部の被圧地下水の水素同位体比 (δD) と塩化物イオン (Cl^-) 濃度の関係。

Fig.17 Plot of hydrogen isotope (δD) and chloride ion (Cl^-) concentration of artesian groundwater in the central Kanto plain. Points for the area between the Ayasegawa and Kuki faults are shown in red; for the eastern Kazo lowland, eastern Nakagawa lowland, and Sashima upland in green; and for the Omiya and Musashino uplands in blue.



第 18 図 関東平野中央部の地下水システムの模式断面図 (暫定版). 本研究の結果, 池田 (1984b) ならびに産総研未公表データに基づき作成. GA は ¹⁴C 年代. 深層地下水 (深度 1,000 m 程度付近) の地球化学特性の地域的な差異に及ぼす綾瀬川断層や向斜状構造の水理学的影響については, 現時点ではその詳細は不明.

Fig.18 Tentative and schematic representation of groundwater system in the central Kanto plain based on the results of this study, Ikeda (1984b), and AIST unpublished data. GA indicates ¹⁴C groundwater age in BP years. Details about the Ayasegawa fault and the synclinal structure effects on the regional hydrogeochemistry of deep (about 1,000 m) groundwater remain unclear.