山の科学　第8巻　17-29ページ，2025年12月　doi.org/10.34532/jasms.8.0_17

論　説

火山活動の年代が異なる山体の源流域における河川水および地下水の水質形成機構の解明

榎本小楨[1)]・的場澄人[2)]・倉元隆之[1),3)*]

[1)] 東海大学人間環境学研究科
〒259-1292 神奈川県平塚市北金目4-1-1
[2)] 北海道大学低温科学研究所
〒060–0819 北海道札幌市北区北19条西8丁目
[3)] 東海大学教養学部人間環境学科
〒259-1292 神奈川県平塚市北金目4-1-1

*：責任著者

2025年7月31日受付
2025年10月14日受理

要旨

群馬県にある吾妻川水系源流域には4つの山体があり，それらの火山活動の年代は異なる．そのため，河川水や地下水の水質は，火山活動の年代の違いによる岩石の風化度を反映していると考えられる．これまで，河川水を多地点で採取し，同一水系内の山体間で水質を比較した研究例は少ない．そこで本研究では，吾妻川水系の4つの山体の源流域の河川水と地下水の化学的性質から吾妻川水系源流域の水質形成機構を明らかにすることを目的とした．調査は，2021年11月から2024年6月にかけて行い，河川水および地下水を97地点で採取した．採取した試料は，pH，電気伝導度，主要イオン濃度，SiO_2濃度，酸素・水素安定同位体比を測定した．吾妻川水系源流域では，岩石の風化が水質を決定する大きな要素であると示唆され，河川水や地下水の水質は，4つの山体で異なっていた．陰イオンに占めるHCO_3^-の割合は，山体の火山活動の年代順に大きくなっており，岩石の風化度の違いが，河川水や地下水の水質に反映されていた．四阿山の河川水の水質は，流域内に分布する岩石の，風化後の透水性および溶出成分の溶け易さを反映する結果となった．

キーワード：水文化学，化学組成，火山流域，化学風化，吾妻川水系

1. はじめに

河川水および地下水の水質は，自然要因の影響を大きく受けて形成されたのち，人為要因の影響が付加されることによって決定される（坂西ほか，1998）．自然要因には，地形や地質，植生，土壌などがあるが，中でも，地質が水質形成に与える影響は大きい（Gibbs，1970）．地質を構成する要素のうち，岩石は物理的風化作用と化学的風化作用を受け，鉱物を変質させる．物理的風化作用は，地表面の岩石が膨張と収縮を繰り返し，そこに降水などが染み込むことで，岩石の表面が破壊される作用である（中村，1998）．一方で，化学的風化作用は，地表に達した降水が，土壌から炭酸ガスを取り込んで酸性化し，岩石の結晶構造を分解する作用のことである（川越ほか，2022）．この化学的風化作用によって岩石から溶け出した成分が，接触する水中の成分と交換される作用を，水―岩石相互作用と呼ぶ（渡部ほか，1995）．水―岩石相互作用によって水の中に取り込まれた成分を，定性･定量分析することによって，水質形成に関わる要因やその影響の大きさを推定することができる（鹿園ほか，2020）．岩石中の主要な成分のうち，陽イオンおよびHCO_3^-は，化学的風化作用によって水の中に多く取り込まれる成分である．各成分が水に溶け込む速さや量は，岩石の種類や風化度によって異なる（Bluth and Kump，1994）．そのため，河川水の水質は，流域に分布する岩石の種類や風化度を反映して変化する．

山本（1993）は，透水性の高い火山体の山頂および山腹で涵養された地下水が，火山体内部を流下して，山麓で湧水となって流出する機構を明らかにした．湧水は，地下水流動系の末端であり，岩石の化学的風化作用から受ける影響が大きい．よって，湧水の水質を調べることは，地下での水質形成過程を知る重要な手段である．

水循環過程において，涵養域である山地源流域は，降水が岩石と接触することで，初期の水質形成が行われる場である（海老瀬ほか，2022）．涵養された水は，浸透および流下する過程で，岩石から化学成分を取り込みながら下流域へと流れ，やがて海へと運ばれる（小川，2005）．そのため，山地源流域は，地下水および河川の下流域の水質に大きな影響を与える．山地源流域を研究対象として，1990

年代頃までに盛んに行われた研究は，地下での水の挙動への関心の高さから，小流域を対象とする研究が多かった（坪山，2001）．小流域を対象とした研究は流域水文学に大きく貢献してきたが，小流域の成果を広域流域に直接適用することは難しく，小流域の水質の特徴を反映して，より大きな流域の水質を形成しているのか，あるいは山体や水系が持つ特徴を反映して形成されているのかといった，水質形成の詳細を明らかにすることは難しい．したがって，流域での詳細な現象を真に理解するためには，小流域ごとの試料採取や解析に加え，山体や水系全体を対象に，水質形成要因を比較検討することが重要である．これまでにも，火山を涵養源とする河川水や地下水の水質に関する研究は，富士山や阿蘇山，浅間山など，全国で行われている（下津，1986；佐伯・田瀬，1988；山本ほか，2017）．早津（2021）は，妙高火山群の火山活動年代から，近接する火山間で，岩石の化学組成が異なることを報告している．このことは，活動年代や岩石組成の違いにより，岩石風化度や溶出成分に影響し，1つの水系内であっても山体ごとに水質が異なる可能性を示している．したがって，複数の火山体が存在する場合に，それぞれの水質形成機構を比較することは，火山地域に特有の水循環を理解する上で有効である．しかし，同一水系内で火山活動の年代などの地質的背景の異なる山体が複数ある水系は少なく，その水質の違いを比較研究した例は少ない．さらに，火山地域の水質形成機構の解明は，学術的意義に加えて，地域や流域の水資源管理の観点からも重要である．群馬県西部に位置する吾妻川水系源流域には，1つの水系内に草津白根山，四阿山，烏帽子火山群および浅間山がある．これら4つの山体は，それぞれ火山活動の年代が異なっている（早川・由井，1989；西来ほか，2013；西来ほか，2014）．したがって，吾妻川水系源流域の河川水や地下水の水質は，火山活動の年代の違いによって生じる地形や岩石の風化度を反映し，山体ごとに水質が異なることが予想される．これまで，草津白根山では，中村・比留川（1957）や清棲・倉橋（1982）などによって，湧出する温泉の泉質に関する研究が行われてきた．浅間山では，田瀬ほか（1989）や鈴木・田瀬（2007，2010a，2010b）によって，山麓地下水の水質および農業と関連させた地下水水質の研究が行われている．一方で，四阿山や烏帽子火山群では，河川水や地下水の水質を調査した研究例が少なく，その水質および水質形成要因について，不明瞭な部分が多い．

そこで，本研究では，吾妻川水系の4つの山体の源流域において，河川水と地下水を多地点で採取し，それらの化学的性質から吾妻川水系源流域の水質形成機構を明らかにすることを目的とした．

2. 方法

1) 研究対象地の概要

1-1) 火山活動

草津白根山，四阿山，烏帽子火山群および浅間山の火山活動史を，図1に示す（早川，1983；西来ほか，2013；西来ほか，2014）．4つの山体のうち，烏帽子火山群が最も活動史が古く，約100万年前に火山活動を始めた．烏帽子火山群には4回の噴火期があり，火山群の西部を中心とした火山活動の後，約85 ～ 75万年前に，第2噴火期が始まった．第3噴火期は，約44 ～ 24万年前に西部から中央部にかけて，複数の成層火山体および溶岩ドームを形成した．第4噴火期が始まった約13万年前からは，活動の中心を東進させ，現在の浅間山の活動に至っている（飯島ほか，1958）．烏帽子火山群と浅間山の基盤岩類は，ともに新第三系の堆積岩類，火山岩類であり，主な岩石は，複輝石安山岩，角閃石複輝石安山岩，デイサイト溶岩およびカンラン石含有複輝石安山岩である（西来ほか，2013）．

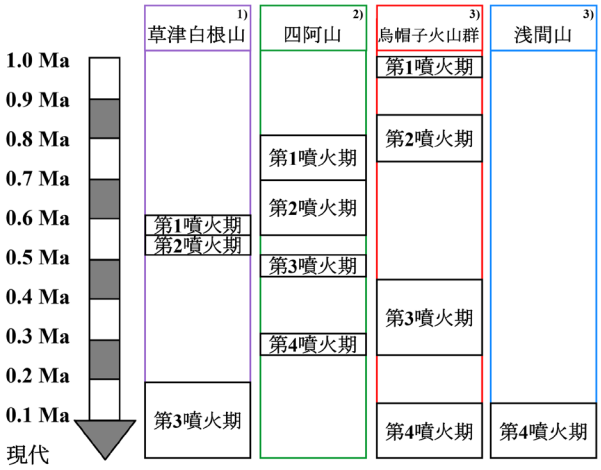


図1　研究対象地に位置する4つの山体の火山活動史
1) 早川，1983；2) 西来ほか，2014；3) 飯島ほか，1958を参考に作図．

Fig.1　Volcanic activity histories of four mountain bodies in the study area.
Drawn with reference to 1) Hayakawa (1983), 2) Nishiki et al. (2014), and 3) Iijima et al. (1958).

烏帽子火山群に次いで古い火山活動史を持つ四阿山には，4回の噴火期がある（西来ほか，2014）．約80 ～ 55万年前に第1噴火期が始まり，約70 ～ 65万年前に第2噴火期を迎え，成層火山を形成した．その後，約5万年の活動休止期を挟み，約50 ～ 45万年前には，第3噴火期が始まった．さらに，約30万年前に小規模な火山体を形成し，5万年程で活動を休止したといわれている．新第三系の緑色火山岩類，堆積岩類，鮮新世火山岩類および新第三系貫入岩類によって構成される基盤岩を有しており，主な岩石は，輝石安山岩，カンラン石輝石安山岩および輝石デイサイトである（竹下ほか，2015）．

草津白根山は．3回の噴火期に分けられ，第1噴火期は，約60 ～ 50万年前で，その際，小型の成層火山を形成した．約55万年前の第2噴火期には，大規模な火砕噴火や溶岩噴火を繰り返し，その後20 ～ 30万年ほど火山活動を休止した．長い火山活動の休止期を経て，約20万年前に第3噴火期の活動を始め，2つの火砕丘を形成して現在の火山活動に至っている．基盤岩類は，新第三系変質火山岩類であり，

主な岩石は，斑状の安山岩やデイサイトである．

1-2) 地形

本研究の研究対象地である吾妻川水系源流域の位置を図2に示す．本研究の対象地域である吾妻川水系源流域には，北部に草津白根山，北西部に四阿山，南西部に烏帽子火山群，南部に浅間山が位置している．これらの山体によって，吾妻川水系源流域は，東側に開いた半弧状の地形が形成されている．4つの山体のうち，四阿山と烏帽子火山群の稜線を結んだ線は，中央分水嶺の一部である．四阿山と烏帽子火山群の境目である鳥居峠に端を発する吾妻川は，各山体から流れる支流を集めながら東に向けて流下し，やがて太平洋へと注がれる．各山体の地形の特徴として，草津白根山は，新しい溶岩による凹凸があり，四阿山には，谷が発達したことによる侵食が進んでいる．一方で，烏帽子火山群は，複数の火山が連なって構成された，大きな起伏がある．さらに，浅間山は，凹凸が小さく，なだらかな裾野が広がっている．

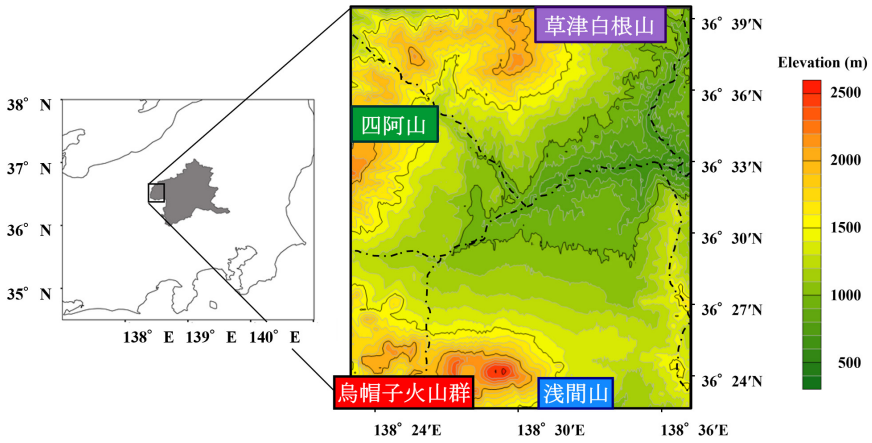


図2　研究対象地の場所
　　図中の一点鎖線は，流域界を示す．
Fig.2　Location of the study area. Dash-dot lines indicate watershed boundaries.

1-3) 地質・土壌・植生

図3に，吾妻川水系源流域の地質図と採水地点を示す．吾妻川水系源流域では，吾妻川の河川敷を除いて広く火山岩が分布しており，火山岩の中でも安山岩が卓越している．草津白根山と浅間山は，現在も活動中の火山であるため，表層には新しい地質が分布している．一方で，四阿山と烏帽子火山群では，火山活動が休止していることから，草津白根山や浅間山に比べて古い地質が分布している．

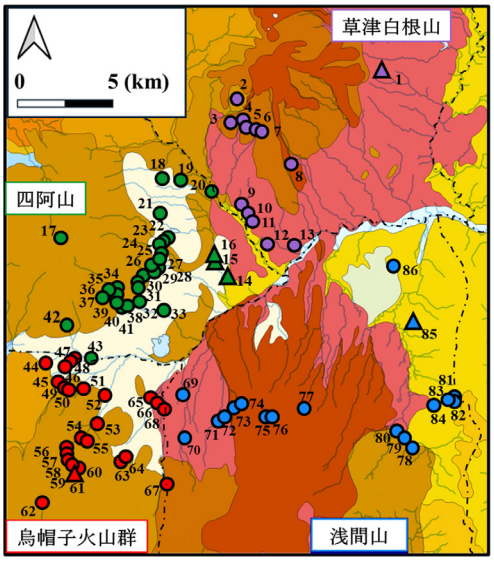
吾妻川水系源流域が位置する群馬県北西部の土壌は，腐植含量の高い黒ボク土が広く分布している（塚本，2007）．この黒ボク土は，火山の多い日本では広く分布している土壌であり，テフラ物質を母材とし，湿潤かつ冷温から温暖な気候下で生成され，腐植の集積によって土色が黒色となっている（細野・佐藤，2015）．さらに，黒ボク土は，団粒構造によって孔隙が多く，保水性や透水性が良いため，物理性に優れた土壌である．一方で，リン酸の吸着力が強く，化学性には劣るため，作物の大量生産には，肥料の施肥が必要不可欠である（庄子，1984）．本研究対象地と同様，黒ボク土が広く分布している鹿児島県笠之原台地周辺では，畑作や畜産業が活発に行われており，施肥や家畜排せつ物由来と考えられる窒素によって，地下水が汚染されている可能性が報告されている（松元ほか，2005）．

吾妻川水系源流域のある嬬恋村は，約338 km^{2}の面積のうち，山林の面積が約178 km^{2}と，村の半分以上を山林が占めている（嬬恋村，2023）．吾妻川水系源流域に分布する山林には，スギやカラマツなどの針葉樹が多く生育しており，広葉樹は，コナラやミズナラなどが山林の一部で生育している（小島・石田，1995）．

1-4) 水文・土地利用

吾妻川水系源流域に位置する山体の山麓には，地下水の湧出点が複数存在している．また，四阿山には，山麓ではなく，山頂付近から湧出する地下水がある．四阿山の山頂付近で湧出する地下水は，標高約2200 mから年間を通して枯れることなく湧出している（環境省，2025）．

吾妻川水系源流域では，山体の地形に合った土地利用が行われている．中でも，浅間山の北側の山麓では，なだらかな裾野と夏に冷涼な気候を利用して，キャベツなどが栽培されている（JA嬬恋村，2025）．農業活動と浅間山山麓から湧出する地下水の水質との関連は，田瀬ほか（1989）によって報告されており，長い期間をかけて，農業活動に由来する物質による地下水汚染が顕在化する可能性が示唆されている．しかし，硝酸性窒素及び亜硝酸性窒素が環境



岩石	形成年代	構成する岩石
火山岩	約730万年前	安山岩・玄武岩質安山岩 溶岩・火砕岩
火山岩	約260万年前	火山岩 火山麓扇状地堆積物
火山岩	約160万年前	安山岩・玄武岩質安山岩 溶岩・火砕岩
火山岩	約77万年前	安山岩・玄武岩質安山岩 溶岩・火砕岩
火山岩	約36万年前	安山岩・玄武岩質安山岩 溶岩・火砕岩
火山岩	約13万年前	デイサイト・流紋岩 溶岩・火砕岩
火山岩	約13万年前	火山岩 岩屑なだれ堆積物
火山岩	現代	安山岩・玄武岩質安山岩 溶岩・火砕岩
堆積岩	現代	谷底平野・山間盆地・河川・海岸平野堆積物

図3 研究対象地の地質図と採水地点
○は河川水の採水地点，△は地下水の採水地点を示し，色は採水地点が属する山体（草津白根山：紫，四阿山：緑，烏帽子火山群：赤，浅間山：青）を示す．図中の破線は，流域界を示す．
産総研 地質図Navi https://gbank.gsj.jp/geonavi/geonavi.php（引用：2025年1月19日）

Fig.3 Geological map of the study area and water sampling points.
Circles (○) indicate river water sampling sites, and triangles (△) indicate groundwater sampling sites. Colors represent the mountains to which each site belongs (Kusatsu-Shiranesan: purple, Azumayasan: green, Eboshi volcano group: red, Asamayama: blue). Dash-dot lines indicate watershed boundaries. Source: Geological Map Navi, National Institute of Advanced Industrial Science and Technology (AIST), https://gbank.gsj.jp/geonavi/geonavi.php（Cited 19 Jan 2025）.

基準値を超えるような地下水汚染は観測されていない（群馬県, 2024）.

2) 現地調査

調査は，2021年11月から2024年6月にかけて8回に分けて行った．採水地点は，吾妻川水系源流域において河川水を91地点, 地上に湧き出た地下水を6地点, 合計97地点とした．四阿山の山麓に位置する河川地点16は，湧出点から近い場所で採水を行ったため，地下水として扱う．調査した97地点のうち，60地点においては，2回から8回の複数回調査を実施した．そのため，試料の合計数は，271試料となった．採取した試料の中には，明らかにpHが低いなど，火山活動の影響を受けた，あるいは温泉水が混入したと考えられる試料があった．そのため，本研究では，明らかな火山活動の影響や，温泉水の混入が推測される試料は除外した，合計86地点，235試料で議論を行った（図3）．河川水の採水地点は，採水場所より上流になるべく畑や民家がない場所を選択した．河川水試料は，河川に近づくことができる場合は，直接清浄なポリプロピレン製の瓶に採水し，河川に近づくことができない場合は，紐をつけたバケツを橋から下ろして採水した．加えて，研究対象地域に湧出する湧水を採取した．湧出点のなるべく近くで，直接清浄なポリプロピレン製の瓶に採水し，本稿では，湧水を地下水の代表と位置づけ，地下水試料として解析対象とした．また，試料の採水は，pH，電気伝導度，イオン分析，水の酸素・水素安定同位体比分析に用いる試料とSiO_2分析用の試料に分けて行った．

3) 解析方法

3-1) 水質の分析方法

採取した試料を研究室に持ち帰り，孔径0.45 μmのメンブレンフィルターでろ過した．その後，マルチ水質計（TOA-DKK，MM-60R）を用いて，pH，電気伝導度を測定した．次に，イオンクロマトグラフ（Thermo Fischer Scientific，ICS-1500）を用いて，主要イオン（Na^+, K^+, Mg^{2+}, Ca^{2+}, Cl^-, NO_3^-, SO_4^{2-}）濃度を測定した．HCO_3^-濃度は，電位差滴定装置（TOA-DKK，TP-70）を用いて，硫酸滴定法で測定を行った．また，岩石からの風化の影響を明らかにするため，SiO_2濃度の測定を実施した．SiO_2濃度の測定は，2023年4月以降に採取した168試料で行った．SiO_2濃度の測定は，紫外可視分光光度計（Shimadzu，UV-1280）を用いて，工業用水試験方法（JIS K0101）のモリブデン黄吸光光度法で実施した．分析の際には，ガラスから試料へのSiO_2の溶出を防ぐため，試料の採取から，ろ過，分析に至るまで，ガラス器具を用いず，プラスチック製の器具を用いて作業を行った．さらに，河川水および地下水の起源や反応過程を検討するため，水の酸素・水素安定同位体比（$\delta^{18}O$，δD）の測定を行った．水の酸素・水素安定同位体比の測定には，水安定同位体比分析装置（Picarro, L2130-i）を用いた．水の酸素・水素安定同位体比の値は，標準海水（SMOW）の同位体比からの千分率偏差を用いた，式（1）であらわされる．

$$\delta\,(‰) = \{R_{(試料)} / R_{(SMOW)} - 1\} \times 1000 \qquad (1)$$

加えて，d-excessは，$\delta^{18}O$およびδDの値を用いて，式（2）で求めた．

$$\text{d-excess}\,(‰) = (\delta D - 8 \times \delta^{18}O) \qquad (2)$$

3-2) 地形要素の解析方法

河川水および地下水の水質と，地形や地質，人間活動と

の関連を検討するため，各流域の地形要素（最大流路長，流域面積，農地面積）を求めた．それぞれの地形要素は，25000分の1地形図を利用して算出した．まず，最大流路長は，地形図の等高線から尾根地形を読み取り，流域ごとの流域界を定めた．その後，地形図上で，採水地点からその流域の最高地点までの，最も長い流路の長さを測り，縮尺率を掛けて実距離に換算した．流域面積は，地形図に1 mm方眼をかけて透写し，各流域内にある方眼のマス目を数え，実面積に換算した．農地面積は，Google Maps（Google, 2025）の航空写真から農地を判別し，流域面積同様，1 mm方眼のマス目を数えて算出した．

3. 結果

1) 吾妻川水系源流域の水の酸素・水素同位体比の特徴

図4にδ^{18}OとδDの関係を示す．一般に，グローバル天水線は，式（3）で示される．

$$\delta D = 8.00 \times \delta^{18}O + 10.0 \quad (3)$$

一方で，本研究対象地で採取した河川水および地下水の回帰直線では，式（4）が得られた．

$$\delta D = 6.99 \times \delta^{18}O - 2.47 \quad (4)$$

本研究対象地で採取した河川水および地下水の回帰直線は，グローバル天水線よりも，傾きおよび切片が小さくなっていた．さらに，本研究対象地で採取した河川水および地下水の回帰直線の方が，グローバル天水線よりも図中の右側に位置していた．このような現象は，河川水が地表で蒸発した，あるいは異なるδ^{18}OおよびδDを持つ水の混合が行われた場合にみられる（薮崎，2020）．

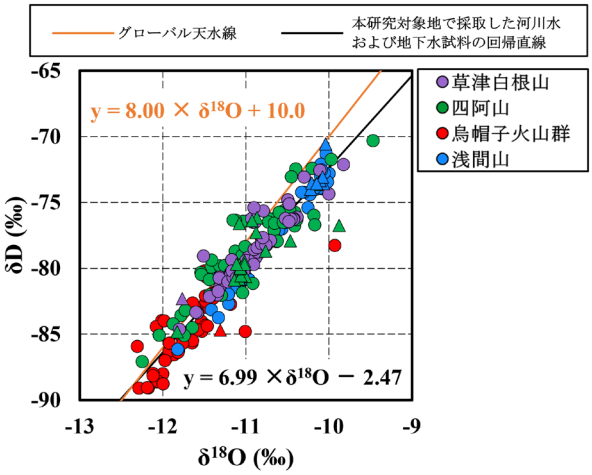


図4　δ^{18}OとδDの関係
　　○は河川水試料，△は地下水試料を示す．
Fig.4　Relationship between δ^{18}O and δD. River water samples are shown as circles (○), and groundwater samples as triangles (△).

次に，山体ごとの特徴を検討するため，図5に河川水および地下水の採水地点ごとのδ^{18}O，δDおよびd-excessを示す．なお，図中の丸印の色は採水日を示す．本研究では，草津白根山，烏帽子火山群および浅間山の河川水および地下水試料において，δ^{18}OやδDの季節変動が小さかった．しかし，四阿山の河川水および地下水試料のδ^{18}OやδDは，6月および9月に採取した試料で高く，4月に採取した試料で低い傾向の季節変動がみられた．

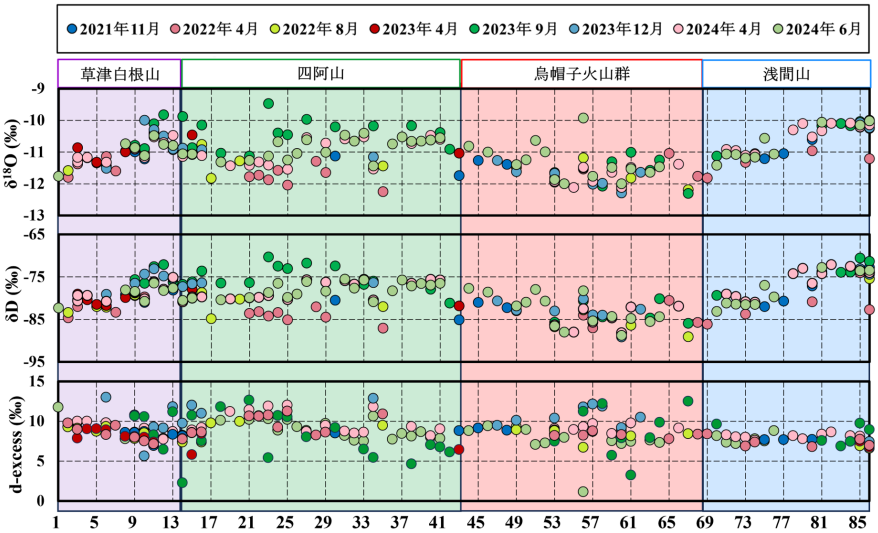


図5　地点ごとのδ^{18}O，δDおよびd-excess．
　　○の色は採水した年月を示す．
Fig.5　δ^{18}O, δD, and d-excess values at each site. Circle colors indicate the year and month of sampling.

2) 吾妻川水系源流の化学成分の特徴

図6に，河川水および地下水の電気伝導度とpHの関係を示す．多くの試料は，pHが7程度であり，これらの試料の電気伝導度は低かった．

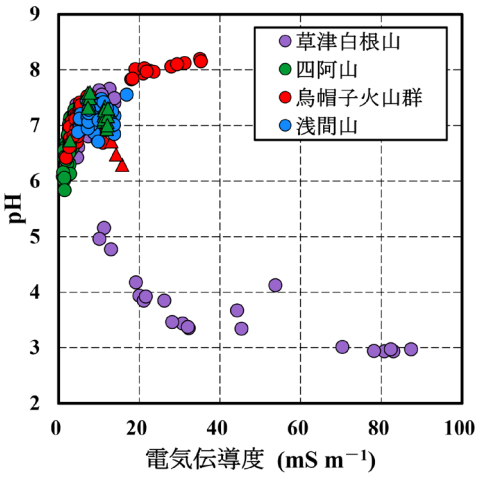


図6 電気伝導度とpHの関係
○は河川水試料，△は地下水試料を示す．
Fig.6 Relationship between electrical conductivity and pH. River water samples are shown as circles (○), and groundwater samples as triangles (△).

図7に，地点ごとの陽イオン濃度と陰イオン濃度を示す．複数回採水を行った地点においては，水質に大きな季節変動がみられなかったため，複数回採水を行った地点では濃度の平均値を用いた．試料の中には，SO_4^{2-}濃度が明らかに高い試料があり，火山活動の影響を受けた，あるいは温泉水が混入したと考えられる．そのため，SO_4^{2-}濃度が0.6 meq l^{-1}を超える試料については，除外した．吾妻川水系源流の河川水は，浅間山の流域で主要イオン濃度が全体的に高く，四阿山の流域で主要イオン濃度が全体的に低い特徴があることが分かった．地下水の主要イオン濃度は，山体ごとの特徴はみられなかったが，四阿山の地下水の主要イオン濃度が，同山体の河川水に比べて高かった．これらの結果から，同一水系内でも水の中に含まれる主要イオン濃度が異なるため，山体ごとに水質の形成機構が異なることが示唆された．

次に，各山体の水質を，主要イオン濃度の割合で検討するため，図8にトリリニアダイアグラムを示す．多くの試料が，Ca^{2+}+ Mg^{2+}の割合が高く，Cl^-+ NO_3^-+ SO_4^{2-}の割合が低い位置にプロットされていた．このような水質は，主に地下水に相当する組成である（杉田・田中，2009）．一方で，一部の試料では，Mg^{2+}+ Ca^{2+}の割合は多くの試料と変わらず，Cl^-+ NO_3^-+ SO_4^{2-}の割合の高い試料があった．これらの，Cl^-+ NO_3^-+ SO_4^{2-}の割合が高く，キーダイアグ

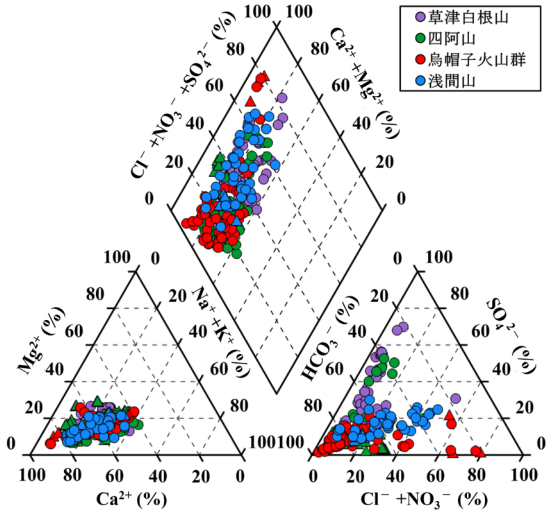


図8 主要イオン濃度による河川水および地下水に含まれる化学成分の組成
○は河川水試料，△は地下水試料を示す．
Fig.8 Chemical composition of river water and groundwater based on major ion concentration. River water samples are shown as circles (○), and groundwater samples as triangles (△).

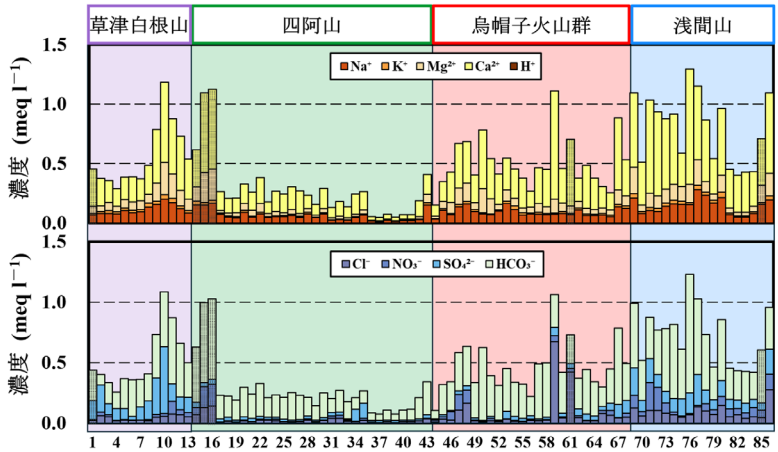


図7 地点ごとの陽イオン濃度組成と陰イオン濃度組成
ドット柄は地下水試料を示す．
Fig.7 Cation and anion concentration composition at each site. The dotted pattern indicates groundwater samples.

ラムの上部にプロットされた水の水質は，熱水や化石水，あるいは化石水が混合した水に相当する組成である（杉田・田中，2009）．キーダイアグラムの内訳をみるため，三角ダイアグラムに着目した．まず陽イオンでは，4つの山体の河川水および地下水の水質に大きな差はなく，Ca^{2+}に次いでMg^{2+}，Na^{+}+ K^{+}の割合が大きかった．一方で，陰イオンの三角ダイアグラムに着目すると，草津白根山では，HCO_3^-の割合が低く，SO_4^{2-}の割合が高い試料があり，四阿山の一部の河川水試料でも，同様の試料があった．烏帽子火山群では，SO_4^{2-}の割合は小さいが，Cl^-+ NO_3^-の割合が大きい試料があり，浅間山の試料は，烏帽子火山群の試料よりもSO_4^{2-}の割合が大きい水質となっていた．

4. 考察

1) 人間活動の影響

浅間山の河川水では，他の山体と比べ，全体的にNO_3^-濃度が高かった（図7）．NO_3^-は，源流域の河川水中には，ごく低濃度しか含まれない成分（楊ほか，2004）であるため，河川水中のNO_3^-濃度が高いことは，人間活動に由来する成分であると考えられる．本研究の対象地におけるNO_3^-の起源の1つとして，農業活動が考えられる．NO_3^-の起源を農業活動由来と仮定した場合，肥料中に含まれる窒素化合物がNO_3^-として河川水に流出し，河川水中のNO_3^-濃度に季節性があらわれることが予想される．そこで，図9に，採水地点より上流の農地面積と調査月別のNO_3^-濃度の関係を示す．夏秋キャベツの栽培では，5月から6月初めに施肥を行うが，同時期に，河川水中のNO_3^-濃度が高くなる傾向はみられなかった．このことから，農業活動による施肥とは異なる起源によって，河川水中にNO_3^-が付加されている可能性がある．一方，四阿山の地下水（地点14,15,16）では，同山体の河川水に比べ，NO_3^-濃度が高かった（図7）．久保田ほか（2005）によると，人間活動によって水中に付加されたNO_3^-は，表層水だけではなく，地下深くまで到達することが報告されている．そのため，本研究対象地でも，起源の特定はできないが，NO_3^-が地下へと溶脱することで，地下水のNO_3^-濃度が高くなる現象が起きている可能性が示唆された．

2) 火山活動の影響

火山活動に関連する成分であるSO_4^{2-}は，草津白根山および浅間山の多くの流域で，四阿山および烏帽子火山群の流域よりも濃度が高かった（図7）．鈴木・田瀬（2010b）は，浅間山北麓のSO_4^{2-}を多く含む地下水の水質について，山体深部の火道付近で形成された熱水が，その流動過程で水―岩石相互作用によって中和され，浅層地下水に混入することで形成されると報告している．したがって，本研究対象地では，現在も火山活動の続いている山体に共通して，SO_4^{2-}が水の中に多く取り込まれている可能性がある．一方で，化石水や火山ガス，人間活動などの起源があるCl^-は，烏帽子火山群の地点59および地点61で濃度が高かった．烏帽子火山群の地下5 ～ 10 km付近には，浅間山へと供給されるマグマ溜まりが存在することが，Takeo et al.（2022）によって推定されている．そのため，地点59および地点61は，烏帽子火山群の山体内部を上昇した火山ガスが，地下水と混合して湧出している可能性がある．山体ごとの主要陰イオンの割合をみると（図8），浅間山と烏帽子火山群の河川水試料は，HCO_3^-とCl^-+ NO_3^-を基底成分とし，SO_4^{2-}の付加量が異なっていた．この要因について，烏帽子火山群と浅間山が元々同一山体であり，山体を構成する基盤岩が同じであることが関係していると考えられる．同一基盤であることが，烏帽子火山群と浅間山の水質の基底成分に反映され，さらに，現在の火山活動の有無が，SO_4^{2-}の割合に反映されると推定される．

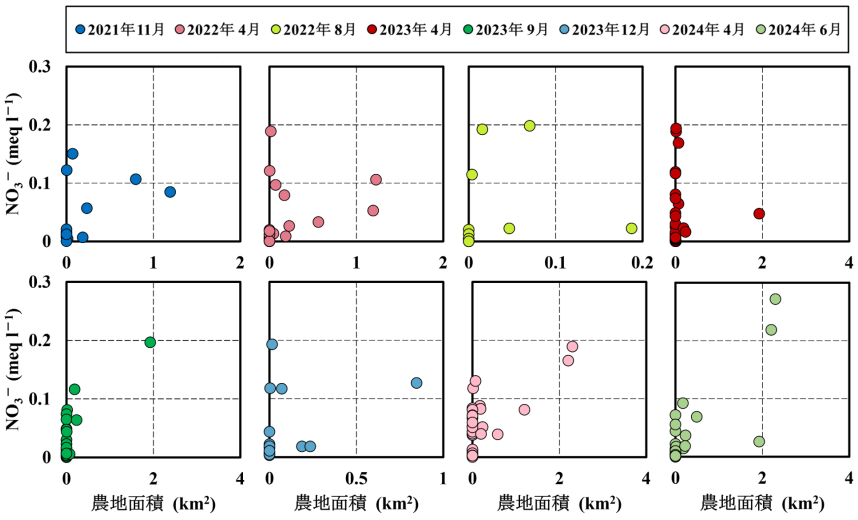


図9 調査月別の農地面積と河川水のNO_3^-濃度の関係
Fig.9 Relationship between farmland area and NO_3^- concentration in river water by survey month.

3) 蒸発および混合の影響

吾妻川水系源流の河川水および地下水は，蒸発あるいは異なるδ^{18}OおよびδDを持つ水の混合が行われている可能性がある（図4）．中でも地下水は，地下で長時間滞留することにより，降水のδ^{18}OやδDと比べ，季節変動が小さくなることが知られている（林, 2005）．しかし，四阿山では，降水からの影響を受けやすい河川水だけでなく，地下水においてもδ^{18}OやδDの季節変動があった（図5）．したがって，他の山体と比べて，四阿山には地表から地下への浸透が行われにくい地質があることが示唆される．四阿山には，主に輝石安山岩，カンラン石輝石安山岩および輝石デイサイトが分布している（西来ほか, 2014）と報告されている．輝石には，風化によって粘土化し，透水性が悪くなるという特徴がある（関，1998）．そのため，降水や土壌水，地下水同士の混合が十分に行われないまま，直接河川に流れ込んでいることが考えられる．

次に，水質形成に関わっていると考えられる，蒸発の程度について検討するため，図10にギブス図を示す．表層水の化学的性質は，蒸発，岩石の風化作用，大気降水の3つの自然メカニズムによって支配されている（Gibbs, 1970）．ギブス図は，世界の主要な表層水の水質が，3つの自然メカニズムのうち，どの要因によって支配されているのかを表す図であり，陰イオンに対するTDS（総溶解固形物）の対数で分類される．TDSは，Evangelou（1998）に倣い，式（5）で算出した．

$$TDS = EC\ (mS/m)\ /100 \times 640 \qquad (5)$$

多くの試料は，岩石風化作用の支配領域（Rock dominance）にあり，岩石の風化が，本研究で採取した河川水および地下水の水質を決定づける，大きな要因であることが分かった．一方で，吾妻川水系源流域の河川水および地下水の水質形成に関わっていると考えられる，蒸発，あるいは降水や土壌水，地下水との混合のうち，蒸発の影響は小さいと考えられる．そのため，本研究での河川水および地下水は，岩石から成分を取り込んだ水の混合が，水質に大きな影響を与えていることが確認された．

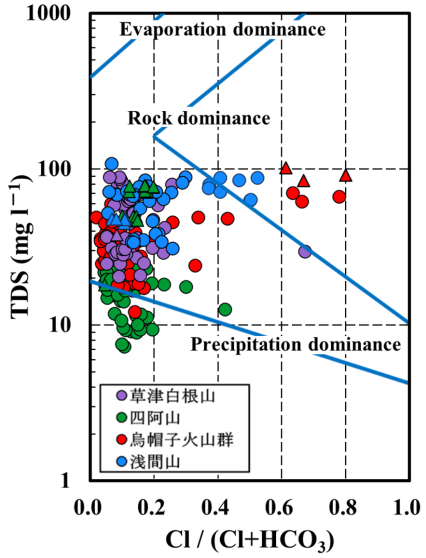


図10 $Cl^-/(Cl^- + HCO_3^-)$とTDSの関係
○は河川水試料，△は地下水試料を示す．
Fig.10 Relationship between $Cl^-/(Cl^- + HCO_3^-)$ and TDS. River water samples are shown as circles (○), and groundwater samples as triangles (△).

4) 岩石の化学風化の影響

烏帽子火山群の河川水では，他の山体よりもMg^{2+}濃度，Ca^{2+}濃度およびHCO_3^-濃度が高かった（図7）．Mg^{2+}，Ca^{2+}およびHCO_3^-は，岩石の化学的風化の指標として用いられる成分である（竹村，1985）．例えば，安山岩に含まれる灰長石やカンラン石は，化学的風化によって，それぞれ式（6）および式（7）であらわされる化学反応が生じる（塚本・水谷，1988；関，1998）．

$$CaAl2Si_2O_8 + 2CO_2 + 3H_2O \rightarrow Ca^{2+} + 2HCO_3^- + AlSi_2O_5 \qquad (6)$$

$$Mg_2SiO_4 + 4CO_2 + 2H_2O \rightarrow 2Mg^{2+} + 4HCO_3^- + SiO_2 \qquad (7)$$

烏帽子火山群は，火山活動の時期が古い山体であることから，岩石の化学的風化が水質に影響を与えている可能性が考えられる．

岩石の風化をあらわす指標として，SiO_2がある．SiO_2は，降水中にはほとんど含まれず，地上に到達してから，岩石の風化作用によって，水の中に取り込まれる成分である．図11に，地点番号ごとのSiO_2濃度を示す．SiO_2は，草津白根山，烏帽子火山群，浅間山の試料に比べ，四阿山の試料で全体的に濃度が低かった．このことは，四阿山において，地表から地下への浸透が行われにくい地質があることを支持する結果となった．

水と岩石との接触時間が河川水の水質に及ぼす影響を検討するため，最大流路長および流域面積とSiO_2濃度の関係を考察した．まず，図12に河川の最大流路長とSiO_2濃度の関係を示す．このとき，地点ごとの採水回数による重みを取り除くため，地点ごとに平均したSiO_2濃度を用いた．4つの山体に共通して，流域の最大流路長が長いほどSiO_2濃度が高くなる，正の回帰係数が得られた．最大流路長とSiO_2濃度の関係における正の回帰係数は，草津白根山，烏帽子火山群および浅間山の3つの山体に比べ，四阿山で小さかった．さらに，図13に河川の流域面積とSiO_2濃度の関係を示す．4つの山体に共通して，流域面積が大きい地点でSiO_2濃度が高い，正の回帰係数が得られた．しかし，四阿山の流域面積とSiO_2濃度の関係から得られた回帰係数は，他の山体の回帰係数よりも小さかった．したがって，四阿山における流域の最大流路長が長い地点および流域面積が大きい地点で，SiO_2濃度の増加が小さかった要因とし

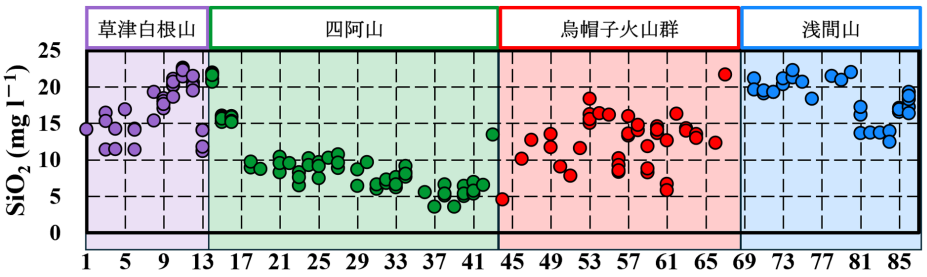


図11　地点ごとの河川水のSiO_2濃度
Fig.11　SiO_2 concentration in river water at each site.

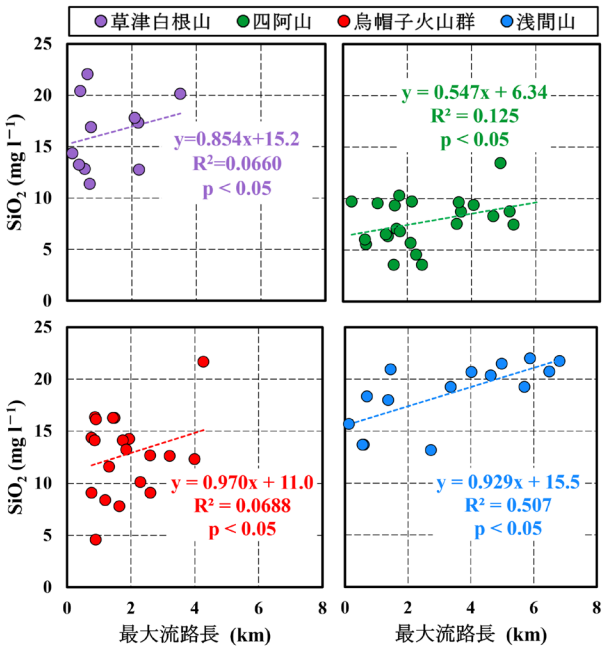


図12　河川の最大流路長と地点平均のSiO_2濃度の関係
Fig.12　Relationship between the maximum river flow length and average SiO_2 concentration at each site.

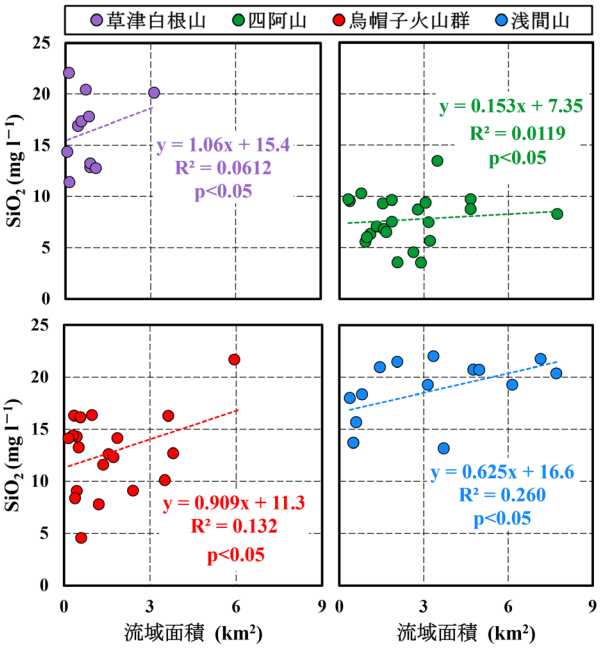


図13　河川の流域面積と地点平均のSiO_2濃度の関係
Fig.13　Relationship between watershed area in river and average SiO_2 concentration at each site.

て，山体に分布している岩石が関係していると考えた．四阿山には，主に輝石安山岩，カンラン石輝石安山岩および輝石デイサイトが分布している（西来ほか，2014）．輝石には，風化によって粘土化し，透水性が悪くなるという特徴がある（関，1998）．さらに，1 mmの球形結晶の輝石が溶け去るまでの期間は，25℃かつpHが5の環境下で10100年であり，これは主要な鉱物の中では，カンラン石に次いで速い風化速度である（村上，1998）．したがって，四阿山に分布する岩石が風化によって粘土化したため，水と岩石との接触時間が長くても，鉱物から溶出する化学成分が少なかったと考えられる．

次に，岩石の化学的風化の指標として扱われているHCO_3^-（北野ほか, 1967）に着目し，風化の影響を検討する．HCO_3^-は，岩石の風化によって接触する水の中に溶け込むほか，微生物の呼吸や植物根の呼吸によっても，水の中に付加される成分である（大手，2001）．そこで，SiO_2が岩石由来の物質であることを利用し，同じく岩石由来の起源を持つHCO_3^-との関係を検討した（図14）．SiO_2濃度とHCO_3^-濃度の間には，正の相関があったことから，HCO_3^-の起源に岩石由来が大きいことが分かった．また，一部の試料では，HCO_3^-濃度がSiO_2濃度よりも高い方向にプロットされた試料があった．HCO_3^-は，岩石から水への溶解速度が速いため（Hartmann, 2009），SiO_2よりも濃度が高くなったと考えられる．岩石由来が大きいと考えられたHCO_3^-の，陰イオンに占める割合をみるため，陰イオンの組成を図15に示す．ここでは，人間活動からの影響を含む成分であるNO_3^-は除いて示した．陰イオンに占めるHCO_3^-の割合は，烏帽子火山群で大きい試料が多くあり，次いで四阿山の多くの試料で大きかった．草津白根山と浅間山は，烏帽子火山群や四阿山の試料に比べ，陰イオンに占めるHCO_3^-の割

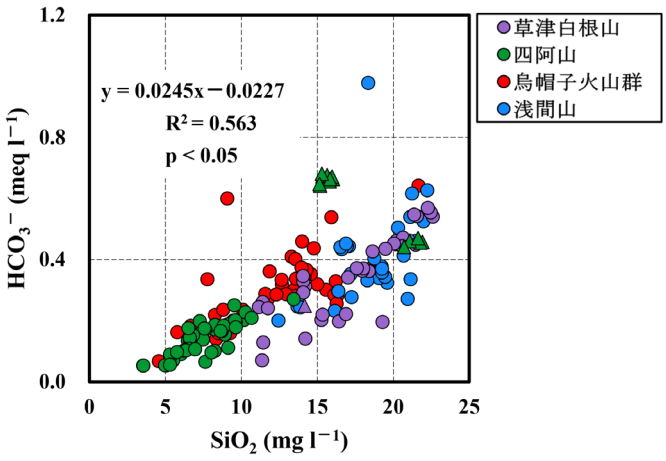


図14 SiO_2濃度とHCO_3^-の関係
○は河川水試料，△は地下水試料を示す．
Fig.14 Relationship between SiO_2 concentration and HCO_3^-. River water samples are shown as circles (○), and groundwater samples as triangles (△).

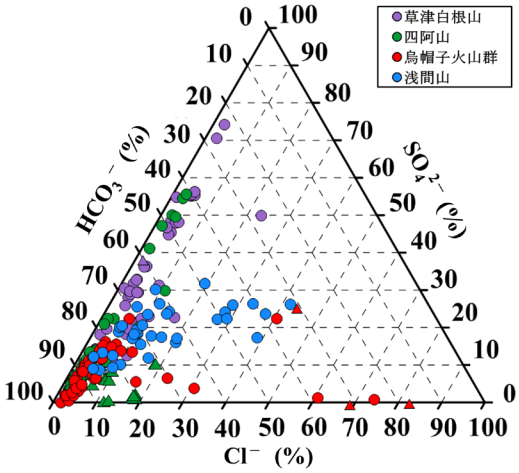


図15 陰イオン組成
○は河川水試料，△は地下水試料を示す．
Fig.15 Anion composition. River water samples are shown as circles (○), and groundwater samples as triangles (△).

合が小さい試料が多かった．このHCO_3^-の割合の大きさは，概ね山体の火山活動の年代順になっていた．したがって，河川水および地下水の水質は，各山体の岩石の風化度を反映して形成されていると考えられる．

以上から，河川水および地下水の水質に与える山体ごとの岩石からの影響は，岩石の種類に起因する風化後の透水性の違いを反映していた．さらに，岩石の風化度に反映される成分の，溶け易さの違いが，河川水および地下水の水質に反映されることが示唆された．

5. まとめ

吾妻川水系源流域の河川水および地下水の水質の特徴とその水質形成要因を検討した．その結果，同一水系であっても，山体ごとに異なる水質形成機構があることがわかった．吾妻川水系源流域の河川水および地下水は，岩石の風化作用の影響を強く受けており，さらに，降水と地表水および地下水とが混合することによって，水質が変化することが明らかになった．

四阿山の河川水では，岩石由来であるSiO_2濃度が低かった．その要因について検討したところ，四阿山の河川水では，他の山体に比べて，水と岩石との接触時間の増加に伴う，SiO_2濃度の上昇傾向が小さいことが分かった．さらに，四阿山の流域において，水と岩石との接触時間に伴うSiO_2濃度の上昇傾向が低かった要因として，古くに活動を停止させている山体であるため，他の山体よりも輝石の風化が進んでおり，岩石から溶出する成分が少なかったことが考えられる．

風化の指標であるHCO_3^-の陰イオンに占める割合は，烏帽子火山群で大きい試料が多く，次いで四阿山で大きい試料が多くあった．草津白根山と浅間山は，烏帽子火山群や四阿山の試料に比べ，陰イオンに占めるHCO_3^-の割合が小さい試料が多く，このHCO_3^-の割合の大きさは，概ね山体の火山活動の年代順になっていた．このことから，吾妻川水系源流域の河川水および地下水の水質は，各山体の岩石の風化度を反映して形成されていることが明らかになった．

浅間山の河川水は，烏帽子火山群の河川水と，主要な陽イオン，HCO_3^-，Cl^-およびNO_3^-の割合が類似しており，SO_4^{2-}の割合のみが異なっていた．この要因について，浅間山が烏帽子火山群と共通した基盤岩を持っているため，火山活動に関係するSO_4^{2-}以外の成分の組成が類似したと考えられる．烏帽子火山群および浅間山の一部の河川水および地下水では，Cl^-濃度が高い試料や，SO_4^{2-}濃度が高い試料があり，火山活動の影響を受けたと考えられる．

人間活動の由来を持つNO_3^-と本研究対象地の主要な産業である農業との関連を検討したところ，施肥を行う時期に河川水中の NO_3^-濃度が高くなる傾向はみられなかった．そのため，NO_3^-の起源に農業以外の由来があることが考えられる．しかし，四阿山では，河川水よりも地下水でNO_3^-濃度が高かったため，NO_3^-が地下へと溶脱している可能性もある．

謝辞

本研究の実施に当たり，吾妻森林管理署には林道の通行許可をいただいた．調査に際しては，東海大学の学生であった恒川穂乃佳さん，石川優成さん，田上陽葵さん，平沙落雁さんにご協力いただいた．2名の匿名査読者および編集担当者からは有益なご指摘をいただき，本稿の内容の改善に大いに役立てることができた．ここに記して深く感謝の意を表する．

文献

Bluth, G. J. S. and Kump, L. R. (1994): Lithologic and climatologic controls of river chemistry. *Geochimica et*

Cosmochimica Acta, **58**, 2341-2359.
海老瀬潜一・永淵修・川村祐紀（2022）：日本海・東シナ海側離島・高山の湿性沈着物に対する低水流出の渓流水質の応答．日本水文科学会誌，**52**，39-60.
Evangelou, V. P. ed. (1998): Environmental soil and water chemistry. *A Wiley-Interscience Publication.* 408pp.
Gibbs, R. J. (1970): Mechanisms Controlling World Water Chemistry. *Science*, **170**, 1088-1090.
Google：Google Maps. https://www.google.co.jp/maps（引用：2025年1月7日）
群馬県（2024）：地下水質調査結果について令和5年度概況調査 https://www.pref.gunma.jp/page/6882.html（引用：2025年9月22日）
Hartmann, J. (2009): Bicarbonate-fluxes and CO_2-consumption by chemical weathering on the Japanese Archipelago―Application of a multi-lithological model framework. *Chemical Geology*, **265**, 237–27.
早川由紀夫（1983）：草津白根火山の地質．地質学雑誌，**89**，511-525.
早川由紀夫・由井将雄（1989）：草津白根火山の噴火史．第四紀研究，**28**，1-17.
林武司（2005）：酸素・水素安定同位体比を用いた 地下水調査．地下水技術，**47**，27-38.
早津賢二（2021）：妙高火山群の中でみた飯縄火山．いいづな歴史ふれあい館紀要，1-10.
細野衛・佐藤隆（2015）：黒ボク土層の生成史：人為生態系の観点からの試論．第四紀研究，**54**，323-339.
飯島南海夫・田口今朝男・石和一夫・甲田三男・巾村二郎・木船清・小林将喜・矢野和男・山岸いくま（1958）：フォッサ・マグナ東部の火山と基盤．地球科学，**37**, 46-59.
JA嬬恋村：嬬恋村の特産品 https://jatsumagoi.jp/agriinfo_specialty.html（引用：2025年1月7日）
環境省（2025）：群馬県の代表的な湧水. https://www.env.go.jp/water/yusui/result/sub2/gunma.html.（引用：2025年9月22日）
川越 清樹・佐藤 綺香・幡谷 有翼・藪崎 志穂（2022）：花崗岩類地帯のマスムーブメントの事例と化学組成の特徴の比較検証．土木学会論文集B1（水工学），**78**（2），I_913-I_918.
北野康・加藤喜久雄・金森悟・金森暢子・吉岡龍馬（1967）：水質調査による岩石崩壊の予知の可能性．京大防災研究所年報，**10**，557-587.
清棲保弘・倉橋誠（1982）：草津白根火山周辺における酸性泉の化学成分と同位体組成．地球科学，**16**，17-24.
小島正・石田畝之（1995）：群馬県民有林における広葉樹林の現況．群馬県林業試験場，29-54.
久保田富次郎・増本隆夫・松田周・古江広治（2005）：水質環境と水循環からみた笠野原台地の水文地質特性．農工研技報，**203**，81-100.
松元順・餅田利之・古江広治（2005）：笠野原シラス台地周縁の水質実態．鹿児島県農業試験場研究報告，41-48.
村上隆（1998）：鉱物の化学的風化―鉱物・水・大気相互作用の意義．化学と教育．46 (**1**), 6-10.
中村久由・比留川貴（1957）：群馬県・万座温泉調査報告特に変質帯と噴気・温泉との関係. 地質調査所月報, **8**, 1-14.
中村康夫（1998）：岩石材料の風化指標．応用地質, **39**, 221-229.
日本産業標準調査会（1998）：工業用水試験方法JIS K0101．日本規格協会，181-182.
西来邦章・高橋康・松本哲一（2013）：浅間・烏帽子火山群の火山活動場の変遷．地質学雑誌，**119**，474-487.
西来邦章・竹下欣宏・田辺智隆・松本哲一（2014）：中部日本，四阿火山のK-Ar 年代：四阿火山の火山活動史の再検討．地質学雑誌，**120**，89-103.
小川滋（2005）：森林地からの水・土砂・栄養塩の流出と森林管理．応用生態工学，**8**，51-59.
大手信人（2001）：植生のある流域の地下水・渓流水の水質形成機構．地下水学会誌，**43**，201-213.
佐伯明義・田瀬則雄（1988）：浅間山北麓の地下水と湧水の水質．筑波大学水理実験センター報告，**12**，57-63.
坂西研二・芝野和夫・大嶋秀雄（1998）：農村地域小河川おける水質モニタリングに関する調査事例．土壌の物理性，**80**，49-54.
産業技術総合研究所：地質図navi https://gbank.gsj.jp/geonavi/（引用：2025年1月19日）
関陽児（1998）:土壌・風化帯の形成と水質変化．地質調査月報，**49**，639-667.
鹿園直建・大友一夫・浅井和由・中田正隆（2020）：溶解カイネティックス－流動モデルとクロロフルオロカーボン（CFCs）濃度による富士山地域の地下水水質の解釈と滞留時間の推定. 地学雑誌, **129**，725-743.
下津昌司（1986）:阿蘇火山体における循環地下水の特性について．日本地下水学会会誌，**28**，1-13.
杉田倫明・田中正（2009）：第8章 水・物質循環，田瀬則雄，水文科学Hydrologic Science. 筑波大学水文科学研究室，東京都文京区, 共立出版株式会社, 200頁.
鈴木秀和・田瀬則雄（2007）：浅間山北麓における湧水温の形成機構と地域特性．日本水文科学会誌，**37**，9-20.
鈴木秀和・田瀬則雄（2010a）：浅間山における湧水の溶存炭酸の炭素同位体比―火山性CO_2の寄与率の推定―．地下水学会誌，**52**，247-260.
鈴木秀和・田瀬則雄（2010b）：浅間火山の湧水の水質形成における火山ガスの影響と地下水流動特性―硫黄同位体比を用いた検討―．日本水文科学会誌，**40**，149-162.
庄子貞雄（1984）：黒ボク土―その今日的課題を探る―．化学と生物，**22**，242-250.
竹村元志（1985）：水-岩石相互作用を通してみた長野県下

伊那西部地区における河川の水質．陸水学雑誌, **46** (2), 128-134.

Takeo, M., Aoki, Y. and Koyama, T. (2022): Recent volcanic activity at the Asama volcano and long-period seismic signals. *Proceedings of the Japan Academy*, **98**, 416-438.

竹下欣宏・西来邦章・富樫均（2015）：四阿火山：成層火山体の開析地形とその利用．地質学雑誌，**121**，233-248.

田瀬則雄・佐伯明義・伏脇裕一（1989）：浅間山北麓における殺菌剤PCNBによる地下水汚染．地下水学雑誌，**31**，31-37.

坪山良夫（2001）：シンポジウム「山地流域の降雨流出過程と山体地下水」に参加して. 日本水文科学会誌，**31**，83-84.

塚本斉・水谷伸治郎（1988）：風化粘土の生成と変遷．応用地質，**29**，25-35.

塚本雅俊（2007）：群馬県の農業と土壌肥料 ―「豊かで力強い群馬県農業の創造」をめざして―．日本土壌肥料學雑誌，**78**，639-640.

嬬恋村（2023）：令和4年統計調査結果 嬬恋村統計書. https://www.vill.tsumagoi.gunma.jp/www/contents/1000000000267/simple/R4toukeisyo.pdf（引用：2025年2月16日）

渡部直喜・鷲津史也・大木靖衛・佐藤修（1995）：新潟県松之山地すべり地域の地下水の水質について．地すべり，**32**，32-40.

藪崎志穂（2020）：福島県北部沿岸の地下水，湧水等の水質特性の把握と安定同位体を用いた涵養域の推定．地下水学会誌，**62**，449-471.

山本真也・中村高志・小石川浩・内山高（2017）：富士山北麓・河口湖南岸の浅層地下水とその水質特性．富士山研究，**11**，1-9.

山本荘毅（1993）：浅間火山の湧水．東京成徳短期学紀要，**26**，73-81.

楊宗興・木平英一・武重祐史（2004）：渓流水のNO_3^-濃度と森林の窒素飽和．地球環境，**9**，29-40.

Japanese Journal of Mountain Research, Vol. 8, p.17-29 December 2025

Research Article

Elucidating the mechanisms of river and groundwater quality formation in mountainous headwaters with different volcanic ages

Komaki ENOMOTO[1)] • Sumito MATOBA[2)] • Takayuki KURAMOTO[1), 3)]*

The headwaters of the Agatsuma River system in Gunma Prefecture include four mountain bodies with distinct ages of volcanic activity. The quality of river water and groundwater in these regions is believed to reflect differences in the degree of weathering associated with each mountain's geological age. However, few studies have compared water quality among multiple mountain bodies within a single river system. This study investigates the mechanisms of water quality formation by analyzing the chemical properties of river water and groundwater in the headwaters of the Agatsuma River system. From November 2021 to June 2024, water samples were collected from 97 sites. These samples were analyzed for pH, electrical conductivity, major ion concentrations, SiO_2 concentrations, and water stable isotope ratios of oxygen and hydrogen. The results indicate that rock weathering is a major factor influencing the water quality in the headwaters of the Agatsuma River system. Distinct differences in chemical composition were observed among the four mountain bodies. The proportion of HCO_3^- among anions increased with the age of volcanic activity, indicating that differences in the degree of rock weathering affect river and groundwater chemistry. In particular, the river water quality in the Mt. Azumaya watershed appears to reflect the permeability and solubility of weathered rocks distributed throughout the catchment.

Key words: Hydrochemistry, Chemical composition, Volcanic catchment, Chemical weathering, Agatsuma River System

[1)] School of Human Environmental Studies, Tokai University, Kitakaname 4-1-1, Hiratsuka 259-1292, Japan
[2)] Institute of Low Temperature Science, Hokkaido University, Kita-19, Nishi-8, Kita-ku, Sapporo 060-0819, Japan
[3)] Department of Human Development, School of Humanities and Culture, Tokai University, Kitakaname 4-1-1, Hiratsuka 259-1292, Japan
* corresponding author