

P3. 三波川帯の地すべり地形と地山透水性特性に関する考察（その4）

Comparing landslide topography and drainage for their characteristics of the Sanbagawa (Part4)

露口耕治、○青野涼音、大矢基弘、菅原大介、(株)四電技術コンサルタント、寺本光伸、栢木智明（(同) スイモン LLC）、野々村敦子、荒木裕行、山中稔、長谷川修一（香川大学）

1. はじめに

山地流域における地下水流動と水質形成は、地質・地形条件や降雨特性により複雑に変化し、流域の水文・水質特性を規定する重要な要因である。また、地下水流動に伴う水質形成過程の解明は、地下水流動の理解において重要である。

本調査対象地では、露口ほか（2022）、露口ほか（2023）により継続的な流量観測が実施され、硫酸イオン濃度が顕著に高い特異的な水質（Ⅲ型）の存在が確認され、含銅硫化鉄鉱床の影響が示唆された。また、地すべり地形を有する流域において谷密度と比流量の関係が明らかにされ、地形特性と流量特性の関連性が示された。さらに、豪雨後の流量観測により、豪雨後の流量減衰特性が把握された。

しかし、これらの既往研究では、詳細な水質形成に関わる化学的風化過程の解明が十分に行われていない。そこで本研究では、露口ほか（2022）、露口ほか（2023）と同一の17の山地流域を対象として、流量観測と水質分析を組み合わせた総合的な調査を実施した。基底流量時における流量・水質の同時観測により各流域の特性を把握するとともに、クラスター分析と化学的風化過程の検討により、水質形成過程の解明を行った。さらに、豪雨時の流量・水質変化の解析により、地下水流出における流域間差異と降雨応答特性の関係を明らかにし、山地流域における流出・水質特性の要因を検討した。

2. 調査地の概要

本調査地は、西南西-東北東に延びる佐田岬

半島の主稜軸南側で宇和海に面する東西方向約7 km、南北方向約1 kmの流域を対象とし、基盤岩として西南日本外帯の三波川変成岩類に属する塩基性片岩が多く分布する。片理面の走向傾斜は、東西～北東-南西走向が多く、20～30°でおおむね南側に傾斜している。地すべり地形は、主稜軸の一部をなす大峰（標高358 m）から西側へ延びる尾根、および、南側に並走する標高200 m前後の尾根周辺において、幅100 m、長さ200 mの規模の地すべり地形が点在している（図1）。当該流域に分布する地すべりの約半分は海水準の低下と推測される影響で、地すべり地形が“開析の少ない”または“開析された”化石地すべりの様相となっている。

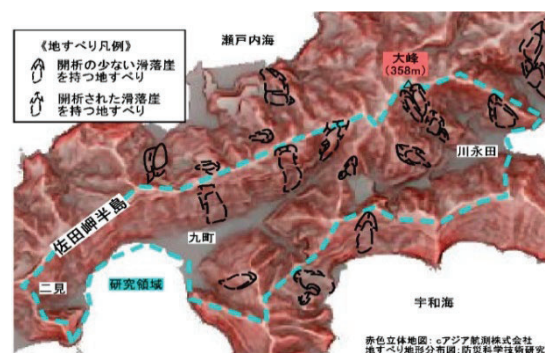


図1 調査位置図（赤色立体図）

3. 流量観測

3.1 流量観測方法

本調査地内の17の流域を対象に2024年5月から2025年2月の期間中に計4回の流量観測を実施した。流量観測方法は流量によって容器法と流速計測法のいずれかを選定した。

3.2 流量観測結果

2024 年 5 月～2025 年 2 月の比流量や地形量等を表 1 に示し、5 月と 10 月の比流量分布図を図 2、図 3 に示す。なお、地形量については露口ほか（2022）を参照されたい。

表 1 各流域の比流量と地形量

流域名	流域面積 (m ²)	比流量(L/s/km ²)				平均比流量 (L/s/km ²)	地すべり 有無	谷密度 (1/km)	傾斜 (度)	水質型
		2024/05	2024/10	2024/11	2025/02					
A	49,948	34.4	2.9	1.9	0.2	9.9	あり	3.8	25.0	Ⅲ型
B	302,018	42.4	2.3	4.1	1.6	12.6	あり	4.7	29.2	Ⅲ型・Ⅰ型
C	311,809	56.7	4.7	6.7	3.2	17.8	あり	4.4	26.7	Ⅰ型・Ⅱ型
D	84,628	26.6	0.9	0.9	0.9	7.3	なし	8.1	24.8	Ⅰ型
E	94,766	43.1	3.4	4.3	2.3	13.3	なし	5.6	27.6	Ⅰ型
F	88,032	27.1	0.0	0.0	0.0	6.8	あり	4.5	24.9	未実施
G	398,020	32.6	2.5	2.8	1.2	9.8	あり	5.3	26.5	Ⅰ型
H	114,926	62.8	3.5	5.1	2.3	18.4	あり	2.9	23.3	Ⅲ型
I	73,270	14.0	1.3	1.5	0.6	4.3	なし	6.3	24.0	Ⅲ型
J	69,642	33.5	13.3	15.1	11.5	18.3	あり	4.2	26.5	Ⅲ型
K	79,682	53.3	0.3	39.3	0.0	23.2	なし	4.5	22.8	未実施
L	106,543	44.7	2.0	3.1	0.7	12.6	なし	5.0	29.1	Ⅲ型
M	431,003	22.2	0.1	0.3	0.0	5.7	あり	5.7	27.5	Ⅲ型
N	177,038	25.9	1.4	2.4	1.0	7.7	あり	5.4	26.0	Ⅲ型
O	62,737	4.5	0.0	0.0	0.0	1.1	あり	7.3	26.2	Ⅰ型
P	106,167	17.7	0.0	5.7	0.0	5.8	あり	3.4	26.9	未実施
Q	95,939	27.6	0.7	0.8	0.2	7.3	なし	4.6	27.5	Ⅲ型

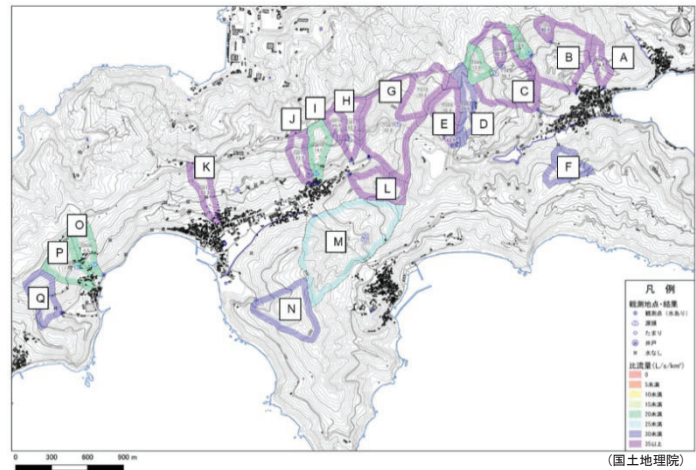


図 2 比流量分布図 2024 年 5 月

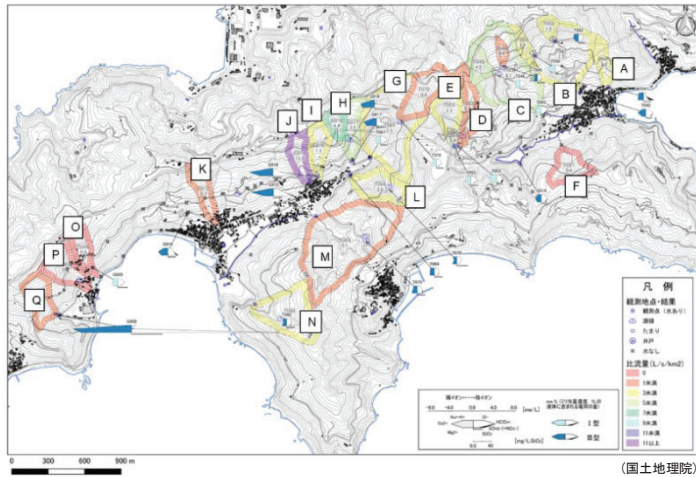


図 3 比流量分布図 2024 年 10 月

2024 年 5 月は観測日前の累積雨量 115.5mm の降雨直後に実施し、ほぼ全流域で比流量が大きな値を示した。観測日前にまとまった降雨が無かった 2024 年 10 月と 11 月は類似した比流量分布を示した。少雨時期の 2025 年 2 月は比流量が減少したが、相対的な比流量分布は他の時期と類似していた。

4. 水質分析

4.1 水質分析方法

2024 年 10 月に採水を実施し、主要成分分析を行った。分析項目は、陰イオンとして SO_4^{2-} 、 HCO_3^- 、 Cl^- 、 NO_3^- 、陽イオンとして Mg^{2+} 、 Ca^{2+} 、 Na^+ 、 K^+ 、その他として SiO_2 である。

4.2 水質分析結果

8 つのイオン成分のモル等量 (SO_4^{2-} 、 HCO_3^- 、 Cl^- 、 NO_3^- 、 Mg^{2+} 、 Ca^{2+} 、 Na^+ 、 K^+) を入力値とし、最小分散法 (Ward 法) によるクラスター分析を実施した。結果はデンドログラム (樹形図) として図化し、ヘキサダイアグラムを併記した (図 4)。

分析の結果、調査地の水質を大きく 3 つの区分に分類した。硫酸イオンを多く含有する水質 (A 区分)、硫酸イオンの含有量が少ない水質 (B 区分) に加え、溶存成分が特異的に高く、特に硫酸イオン濃度が顕著に高い水質を C 区分として分類した。なお、B 区

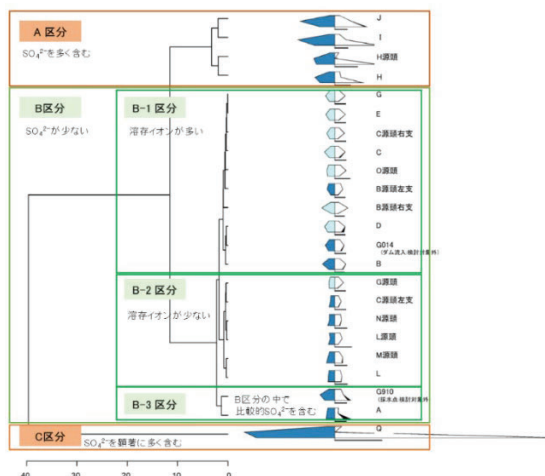


図4 クラスター分析結果

分は溶存イオン濃度が相対的に高い B-1 区分と低い B-2 区分、B 区分の中で比較的硫酸イオンを含む B-3 区分に細分した。

4.3 化学的風化過程の検討

本調査地の主要な地質は緑色片岩である。緑色片岩類に主に含まれる緑泥石の風化過程において、緑泥石は風化の進行に伴い SiO_2 、 FeO 、 MgO 、 CaO の減少と Al_2O_3 、 Fe_2O_3 、 H_2O の増加が顕著に認められる（金原ほか（1980））。したがって、緑泥石の SiO_2 、 FeO 、 MgO 、 CaO が地下水中に溶脱し、シリカ、鉄イオン、マグネシウムイオン、カルシウムイオンとして含まれることになる。

また、化学的風化過程の評価にあたり、通常、地下水が地中を流動する際に生じる化学的風化過程（水-岩石相互作用）では、方解石や長石の風化によって、地下水中に Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 、 Na^+ 、 HCO_3^- が含まれることになる（渡辺ほか（2021））。

これらの知見を踏まえて、主要成分分析結果から $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$ (me/L) と HCO_3^- (me/L) 濃度の相関を検討した（図5）。なお、調査対象地域は海に近接しており、 Na^+ は海塩由来で供給されている可能性があるため、岩石の化学的風化過程を考慮する陽イオンから除外した。 $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$ (me/L) と HCO_3^- (me/L) 濃度が正の相関を示し直線状にプロットされる地点と、この直線か

らの外れ値を示す地点が確認された。直線状にプロットされる地点はクラスター分析で分類した B-1、B-2 区分に、外れ値を示す地点は A 区分、C 区分、および B-3 区分に分類した地点であった。また、B-1・B-2 区分のうち、 Ca^{2+} 濃度、 Mg^{2+} 濃度および HCO_3^- 濃度が相対的に高い地点はクラスター分析では B-1 区分に分類され、相対的に低い地点は B-2 区分に分類されている。なお、流域 B 源頭左支は B-1 区分に分類されているが、図5では B-2 区分の領域にプロットされている。

また、化学的風化が進行するとシリカが溶出する。よって、横軸を重炭酸イオン濃度の昇順に配列してシリカ濃度を比較した結果（図6）、B 区分の中では、一部の地点（流域 L 源頭および流域 O 源頭）でシリカ濃度が高い値を示した。しかし、その他の大半の地点において、シリカ濃度に明瞭な差は認められなかった。

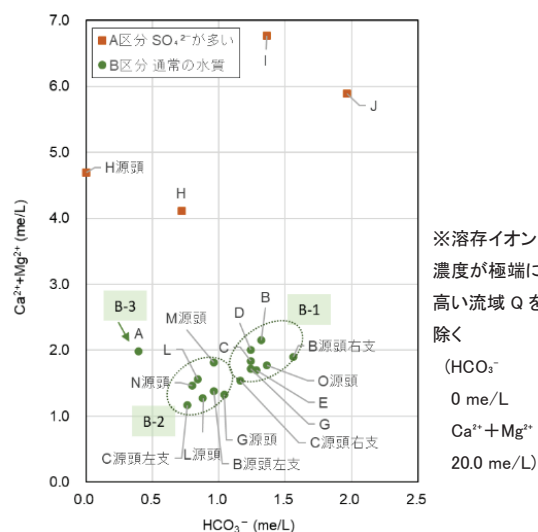


図5 陽イオンと重炭酸イオンの関係

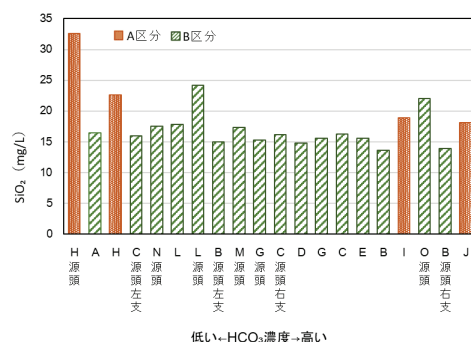


図6 SiO_2 濃度と HCO_3^- 濃度との関係

※溶存イオン濃度が極端に高い流域 Q を除く (SiO_2 67.1 mg/L)

5. 豪雨時連続流量観測

5.1 観測方法

2024年8月28日から8月30日にかけて、台風10号の接近に伴い累積降水量155mm（気象庁 瀬戸）が観測された。8月28日から9月1日にかけて調査範囲のうち主要溪流において流量観測を実施し（図7）、流量の減衰過程を観測した。

5.2 観測結果

流量観測結果および降水量の時間変化を図8に示す。流量観測地点は、流量の変動特性により大きく2つに分類された。流量の増減が顕著な地点群（流域B・流域C・流域G・流域M）と、流量の増減が比較的小さい地点群（流域I・流域J・流域P・流域Q）である。流量の増減が顕著な地点群は流域面積が大きく、比較的小さい地点群は流域面積が小さい傾向にある。

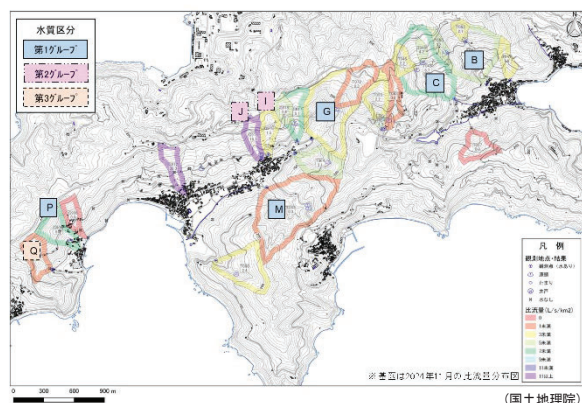


図7 豪雨時連続流量観測地点・水質分類

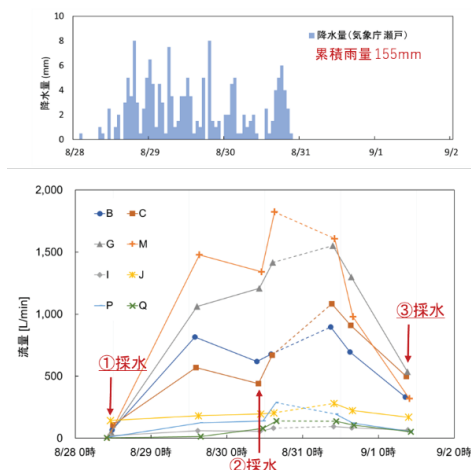


図8 豪雨時連続流量観測結果

5.3 水質変化

各採水地点における採水時期別の結果をヘキサダイアグラムで示し、平水流量観測時（2024年10月）に採水した主要成分分析結果と比較した（図9）。

硫酸イオン濃度の特徴に基づき、調査地点は大きく3つのグループに分類した。第1グループ（流域B、流域C、流域G、流域M、流域P）は、平常時および降雨時ともに水質変化が小さい特徴を示した。第2グループ（隣接する流域I、流域J）では、顕著な水質変化は認められないものの、 SO_4^{2-} 濃度および他の溶存イオン濃度にわずかな減少が観測された。第3グループ（流域Q）では、全溶存イオン濃度および硫酸イオン濃度の顕著な減少が観測され、大きな水質変化を示した。また、第1グループに属する流域は広範囲に分布するのに対し、第2グループおよび第3グループの流域は局所的な分布を示している（図7）。なお、流量の増減が顕著な地点群は第1グループ、比較的小さい地点群は第2、3グループ（流域Pを除く）を示した。

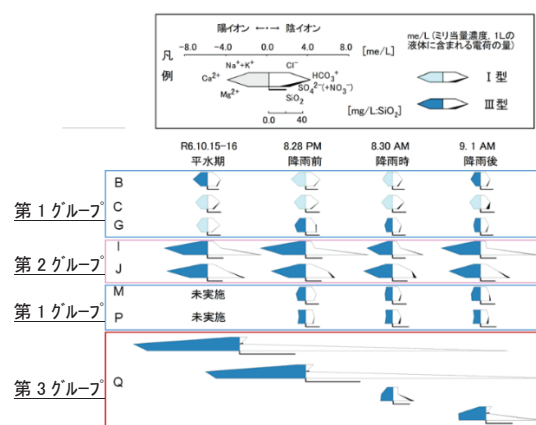


図9 豪雨時の水質変化

6. 考察

6.1 流出特性

本調査対象地では露口ほか（2022）、露口ほか（2023）により継続的な流量観測が実施されている。これらの結果と比較すると、降雨量により流量は変動するが、相対的な比流量分布の

パターンは近似している。

6.2 水質形成過程

6.2.1 化学的風化過程による水質形成

化学的風化過程を経た地下水は、陽イオンでは Ca^{2+} および Mg^{2+} 、陰イオンでは HCO_3^- を多く含有する。 $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}(\text{me/L})$ と $\text{HCO}_3^-(\text{me/L})$ 濃度が正の相関を示し直線状にプロットされる地点は、通常の化学的風化過程により形成された循環水と考えられる。この地下水の水質は、クラスター分析における B-1、B-2 区分（硫酸イオン濃度が低い水質）に分類された地下水に相当する。一方、この直線からの外れ値は、通常の化学的風化過程・循環とは異なる地下水であると考えられる。外れ値を示す地点は、A 区分（硫酸イオン濃度が高い水質）および C 区分（陽イオン濃度、硫酸イオン濃度が特異的に高い水質）、B-3 区分（B 区分の中で比較的硫酸イオンを含む）に分類される地点であり、硫酸イオンを含む流動過程を経ていることが原因と考えられる。A 区分と C 区分の水質を示す地点には含銅硫化鉄鉱床（二見銅山・九町銅山）が分布しており（渡辺ほか（1984））、鉱床、もしくは採掘後の地表に残されたズリの影響を受けたと考えられる。なお、B-3 区分を示す流域 A は上流にミカン畑があり、硫酸イオン濃度だけでなく硝酸イオン濃度も高いことから農業用肥料の影響を受けたと考えられ、地下水流動は通常の循環水と同等である可能性がある。

6.2.2 地下水滞留時間の検討

4.3 節で示した化学的風化過程に基づくと、地下水の滞留時間が長くなり、化学的風化が進行することによりシリカが生成される。B-1・B-2 区分でシリカ濃度が高かった流域 L 源頭および流域 O 源頭、ならびに A 区分や C 区分は、シリカ濃度が高いため滞留時間の長い地下水を含んでいる可能性がある。一方で、それ以外の多くの地点では、地下水の滞留時間は同程

度であると考えられる。

流域 L 源頭および流域 O 源頭を除いた B-1・B-2 区分の地下水について、地下水の滞留時間に差がないにも関わらず、 Ca^{2+} 濃度、 Mg^{2+} 濃度および HCO_3^- 濃度において、B-1 区分（溶存成分が相対的に多い）と B-2 区分（溶存成分が相対的に少ない）で差が生じている。

6.2.3 豪雨時における水質変化特性

第 1 グループ（豪雨による水質変化が小さい）では、降雨時に流出する水は、降雨の直接流出ではなく、山体に貯留されていた地下水が降雨により押し出されて流出している可能性が高いと推察される。第 2 グループ（豪雨による顕著な水質変化はないが、豪雨中に硫酸イオン濃度や他の溶存イオン成分が減少する）および第 3 グループ（豪雨中に顕著な水質変化（特に硫酸イオン濃度変化）が認められる）については、降雨に伴う地下水位の上昇、および動水勾配の増加により山体の地下水流動性が高まる。この結果、 SO_4^{2-} の影響を受けていない浅層地下水の流入が平常時よりも増加することで希釈効果により SO_4^{2-} 濃度が減少すると考えられる。

7. まとめ

本研究は、17 の山地小流域を対象として流量観測と水質分析を実施し、流出・水質特性の要因を検討した。主要な成果は以下の通りである。

- ・平水期の流量観測により、降雨量により流量は変動するが相対的な比流量分布のパターンは近似している。また、豪雨時の流量変動は流域面積の違いにより流量の増減が顕著な流域とそうでない流域の 2 つに分類された。
- ・水質分析により、硫酸イオン濃度の特徴に基づいて 3 つに分類された。化学的風化過程の解析から、通常の地下水循環による水質（B-1・B-2 区分）と硫酸イオン（A 区分・C 区

分)を含む特異的な流動過程による水質が識別された。

- ・B-1・B-2 区分において、水質分析のシリカ濃度値から、一部を除く多くの地点で滞留時間は同程度であると推察された。滞留時間が同程度であるにも関わらず陽イオン濃度と HCO_3^- 濃度に差が生じた。
- ・豪雨による水質変化が小さい地点は、降雨時の流出水は降雨の直接流出ではなく、山体に貯留されていた地下水が降雨により押し出されて流出していると推察される。

8. 今後の研究課題

本研究では、山地流域における比流量分布、化学的風化過程に基づく水質形成メカニズムと地下水滞留時間、および降雨応答特性の流域間差異は明らかになった。特に、水質分析結果に基づく化学的風化過程の検討により、水質形成過程の検討を行った。しかし、地質・地形条件が水質に与える影響は明らかになっていない。よって、今後の課題として、地質状況・地形量と水質（化学的風化過程）の関係を明らかにすることが挙げられる。特に、土壌・風化層の分布や厚さ、透水性等の地質条件が地下水流動経路や滞留時間に与える影響は十分に解明されていない。したがって、地形的要因（地すべり有無、斜面勾配、集水面積、谷密度等）と地質要因（岩盤の風化度、土層厚、風化層厚、透水係数等）を総合的に評価し、これらが化学的風化過程および水質形成に与える影響を明らかにすることが課題である。

引用文献

- 1) 金原啓司, 藤井紀元 (1980) 徳島県木藤一宗森地すべり地における結晶片岩類の風化 (その1)―地製結晶片岩類の風化―, 粘土科学, 第20巻, 第4号, pp.120-128.
- 2) 露口耕治, 大矢基弘, 菅原大介, 青野涼音, 寺本光伸, 栢木智明, 野々村敦子, 荒木裕

行, 山中稔, 長谷川修一 (2022) 三波川帯の地すべり地形と地山透水性特性に関する考察(その2), 日本応用地質学会 中国四国支部令和4年度研究発表会要旨.

- 3) 露口耕治, 青野涼音, 大矢基弘, 菅原大介, 寺本光伸, 栢木智明, 野々村敦子, 荒木裕行, 山中稔, 長谷川修一 (2023) 三波川帯の地すべり地形と地山透水性特性に関する考察(その3), 日本応用地質学会 中国四国支部令和5年度研究発表会要旨.
- 4) 渡辺修, 吉村和久, 神野郁美, 伊藤啓太 (2021) シリーズ地すべりキーワード101 (ワン・オー・ワン) -49-地すべりと地下水水質 科学的風化の観点から, 日本地すべり学会誌, 第58巻, 第5号, pp.7-11.
- 5) 渡辺武男, 沢村武雄, 宮久三千年 編 (1973) 日本地方鉱床誌 四国地方, 朝倉書店.