
平成29年度原子力規制庁委託成果報告書

自然事象等の評価手法に関する調査

国立研究開発法人 産業技術総合研究所
平成30年3月



本報告書は、原子力規制委員会原子力規制庁からの委託により実施した業務の成果を取りまとめたものです。

本報告書に関する問合せは、原子力規制庁までお願いします。

目次

1 隆起速度及び侵食速度に関する評価手法の検討

- 1.1 光ルミネッセンス法の年代学的な適用限界及び適用可能条件についての検討… 1- 1
 - 1.1.1 光ルミネッセンス年代測定法の適用可能条件に関する検討 …………… 1- 1
 - 1.1.2 光ルミネッセンス年代測定法の適用時間枠の限界に関する検討…………… 1-14
- 1.2 時間スケールの異なる複数手法を使った隆起速度評価手法の適用可能性に
ついての検討…………… 1-29
 - 1.2.1 隆起速度評価に係る個別手法に関する検討 …………… 1-29
 - 1.2.2 花崗岩地域を対象とした隆起速度評価事例 …………… 1-35
 - 1.2.3 複数の隆起速度評価手法が適用された地域における隆起速度評価
結果の整合性の検討 …………… 1-40
 - 1.2.4 複数の隆起速度評価手法を適用した追補的な調査の実施可能性と
隆起速度評価結果の精度・確度の上昇可能性の検討 …………… 1-41
- 1.3 侵食速度評価手法の適用性・適用限界及び適用可能条件についての検討と
課題抽出…………… 1-47
 - 1.3.1 面的侵食速度の評価手法に関する検討 …………… 1-47
 - 1.3.2 既往研究により侵食速度が得られている地域を対象とした宇宙線
生成核種を用いた地球化学的評価手法の適用性の予察的検討 …………… 1-54

2 力学的指標による断層活動性評価手法の検討

- 2.1 正断層型断層を対象とした力学的指標による断層活動性評価手法の適用性
の検討…………… 2- 1
 - 2.1.1 活断層および地質断層の力学的断層活動性評価のための情報の
収集・整理 …………… 2- 1
 - 2.1.2 力学的指標による断層活動性評価手法の適用性・妥当性についての
検証…………… 2- 2

2.1.3	断層のタイプと力学的指標による断層活動性評価手法の適用性についての検討	2- 7
2.2	力学的指標による断層活動性評価手法の入力パラメータに関する検討	2- 11
2.2.1	力学的指標による断層活動性評価手法について最新知見のレビュー	2- 11
2.2.2	予察的な数値シミュレーションによる入力パラメータの検討	2-13
2.2.3	室内力学試験による応力・間隙水圧・摩擦係数等の影響の検討	2-15
2.3	沿岸陸域・海域を対象とした力学的指標による断層活動性評価手法の適用性の検討と課題抽出	2-24
2.3.1	沿岸陸域・海域に固有な応力場・テクトニックセッティングに関する検討	2-24
2.3.2	海域断層の探査可能性・探査精度・取得可能情報等に関する検討	2-32
2.3.3	沿岸陸域・海域を対象とした力学的指標による断層活動性評価手法の適用性の検討	2-34
3	低透水性環境下での地下水流動評価手法の検討	
3.1	亀裂性媒体分布地域における地下水水質・同位体の詳細調査に基づく地下水流動系評価・モデル化手法の検討	3- 1
3.1.1	水文地質学的知見の収集・整理	3- 1
3.1.2	瀬戸内中部（広島県東部から岡山県）沿岸域における地下水水質・同位体および地下水年代の特徴	3- 4
3.1.3	瀬戸内海沿岸地域における地下水流動系変化の概念モデルの構築	3-14
3.2	多孔質媒体分布地域における地下水水質・同位体の詳細調査に基づく地下水流動系評価・モデル化手法の検討	3-20
3.2.1	多孔質媒体分布地域における地下水水質・同位体に基づく地下水流動系評価	3-20
3.2.2	地下水の流動ポテンシャルの検討	3-53

3.3	低透水性環境下における長期的な地下水流動系変化に関する予察的解析・ 検討と課題抽出	3-74
3.3.1	目的	3-74
3.3.2	解析モデルの設定	3-74
3.3.3	解析結果	3-75
3.4	沿岸域地下水データベースの検討・整備	3-91
3.4.1	沿岸域地下水データベースの仕様検討	3-91
3.4.2	沿岸域地下水データベースの整備	3-104
3.5	沿岸域亀裂系媒体における塩水侵入現象に関する予察的解析・検討	3-107
3.5.1	解析の概要	3-107
3.5.2	解析モデルの設定	3-107
3.5.3	解析条件	3-109
3.5.4	再現解析の解析結果	3-112

4 研究に必要な国内外の情報収集

4.1	国際学会等における情報収集	4- 1
4.1.1	第 14 回加速器質量分析国際学会	4- 1
4.1.2	IAEA Technical Meeting on Site Investigation Technologies and Techniques for Radioactive Waste Disposal Facilities	4- 3
4.2	国内学会等情報収集	4- 5

1. 隆起速度及び侵食速度に関する評価手法の検討

隆起及び侵食速度の評価手法に関しては、これまでの原子力規制委員会委託事業において、海成段丘の堆積相解析及び形成年代測定（長石を用いた光ルミネッセンス法）を組み合わせた隆起速度推定手法の整備を行い、45万年前程度までの海成段丘から現在までの隆起速度評価が可能となった。また、宇宙線生成核種を用いた侵食速度あるいは侵食量推定手法の整備を行ってきた。

本事業では、より長期の隆起速度評価を行うため、光ルミネッセンス法の年代的な適用限界及び適用可能条件について評価する。また、より長期間の隆起速度評価を行うために、時間スケールの異なる複数手法を使った隆起速度評価手法の適用可能性について検討する。侵食速度評価に関しては、面的な侵食速度を評価するため、土石流堆積物等を用いた手法の適用性や適用限界に関する最新知見のレビューと具体的な適用可能条件を検討し、予察的な試験と課題の抽出を行う。

1.1 光ルミネッセンス法の年代的な適用限界及び適用可能条件についての検討

【実施内容】

平成28年度までの成果及び既往研究成果を基に、平成29年度は青森県上北地域と山口県宇部地域に発達する海成段丘に対し、堆積相解析手法と長石の光ルミネッセンス年代測定法を組み合わせた隆起速度の定量評価を実施する。青森県上北地域においては光ルミネッセンス法の年代的な適用限界及び適用可能条件について、山口県宇部地域においては後背地が花崗岩地帯である場合の適用性・適用可能条件について検討する。また、光ルミネッセンス年代測定装置を新たに導入し、同一試料に対する測定数を4倍程度増加させ、統計的な手法による測定誤差の減少効果について実データに基づき検討し、今後の課題を抽出する。以上の成果は、原子力規制委員会が整備する隆起・侵食活動、断層活動、地下水流動等の自然事象等に関する評価手法の議論に必要な科学的根拠と、廃棄物埋設施設の位置、構造及び設備の基準に関する規則及び評価ガイド等に反映される。

【成果】

1.1.1 光ルミネッセンス年代測定法の適用可能条件に関する検討

1.1.1.1 はじめに

地殻の長期安定性の評価では、数万から数十万年といったスケールでの長期地質変動を解明する必要がある。その中でも、沿岸域の長期安定性に影響を与える、隆起、沈降、侵食、堆積及びその速度と速度変化や空間的傾向を評価することが、将来の廃棄体と地表との接近過程の解明にとって重要である。海成段丘は沿岸域における数十万年間におよぶ隆起速度を議論する上で、最も重要な指標である（宮内1985、太田・平川、1979など）。海成段丘に依存する隆起速度はその隆起量と年代から得られるが、従来の手法ではその両方の見積もりの確度に問題点があった。

過年度に実施された本課題の関連課題においては、詳細な堆積相解析と Virtual Reference Station (VRS) GPS 測定の適用により隆起量の見積もりを改善し、またルミネッセンス年代測定を組み合わせることで新たな隆起速度評価手法を確立し、青森県上北平野をモデルフィールドとして有効性を検討してきた。また、ルミネッセンス年代のデータのバラつき（精度）と真値からの差（確度）に影響を及ぼす鉱物のルミネッセンス特性の地域的な差異についても検証

し、確立した手法の普遍性について検討してきた。平成 29 年度は、前年度までに上北平野の MIS5e, 7, 9, 11 の海成段丘において確立してきた手法を山口県宇部市と山口市に分布する海成段丘にも適用し、地域間での光ルミネセンス特性の差異や年代測定法上の問題点の有無について検討を行う。

1.1.1.2 隆起速度評価手法

海成段丘の地層は、主に上位の陸成層と下位の海成層により構成され、海成層は最近数十万年間の氷期—間氷期サイクル (Waelbroeck *et al.*, 2002, 図 1.1.1-1) における、間氷期 (高海水準期) に堆積した浅海成堆積物が隆起することでできたと考えられている (小池・町田, 2001)。間氷期の海面高度を現在と同じ程度とし、海成段丘面が当時の海面高度を表すと近似することで、その地域の隆起速度をおおまかに評価することができる。しかし、海成段丘の高度は陸成層の厚さの分だけ当時の海面高度よりも高くなり、また海成段丘の対比にも問題があることから、こうした手法による隆起速度の見積もりには不確実性があった。

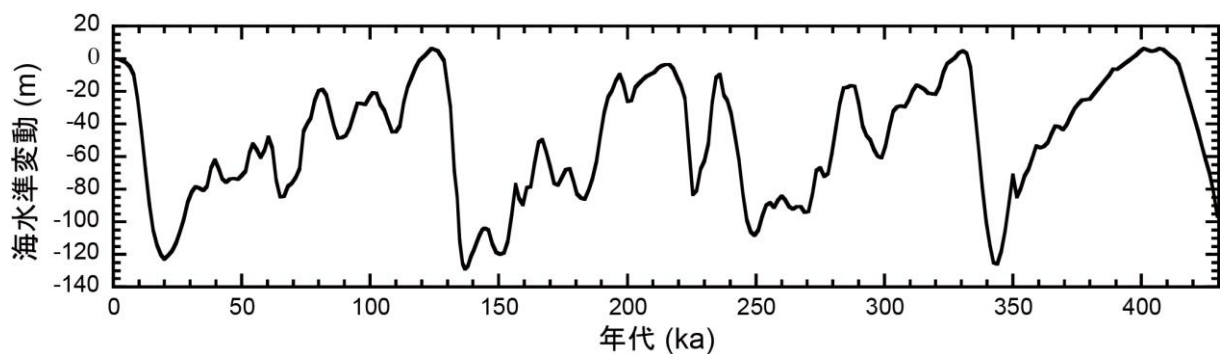


図 1.1.1-1 過去約 45 万年間の海水準変動。Waelbroeck *et al.* (2002) のデータを参考にした。

本課題では平成 25 年度より、これらの問題点を克服し隆起速度評価を高度化するため、浅海堆積物の堆積年代を直接決定できるルミネセンス年代測定法と、詳細な堆積相解析による海面指標の認定とを組み合わせた手法を確立し、各地で隆起量評価を行ってきた (産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, 2014, 2015 ; 産業技術総合研究所, 2016, 2017)。

ルミネセンス年代測定法は、堆積物中に普遍的に含まれる石英・長石を用い、現在から数十万年前までの堆積年代の測定が可能な手法である (図 1.1.1-2)。ルミネセンスは、石英・長石などの鉱物の結晶格子中の電子が、周囲に存在する天然の放射性核種からの α , β , γ 線や宇宙線を受けることで電離し、不対電子となり結晶の格子欠陥にトラップされた後、光や熱の刺激による励起で再結合されることによって発せられる。鉱物が地中に埋積される間、周囲の放射性核種からの放射線の照射は続き、時間とともに鉱物中の不対電子の蓄積量が増えた結果、ルミネセンス強度も大きくなる。この現象を利用し、試料から発せられるルミネセンス強度から放射線の蓄積量を求め、単位時間あたりの線量率 (年間線量) で割ることにより、埋積時間の長さ (ルミネセンス年代) を決定する。堆積物中の鉱物粒子は、運搬過程において光ブリーチングを受け光ルミネセンスがリセットされるため、堆積年代 (堆積後の経過年代) を求める場合には光ルミネセンス年代測定法が有効な手法となる。

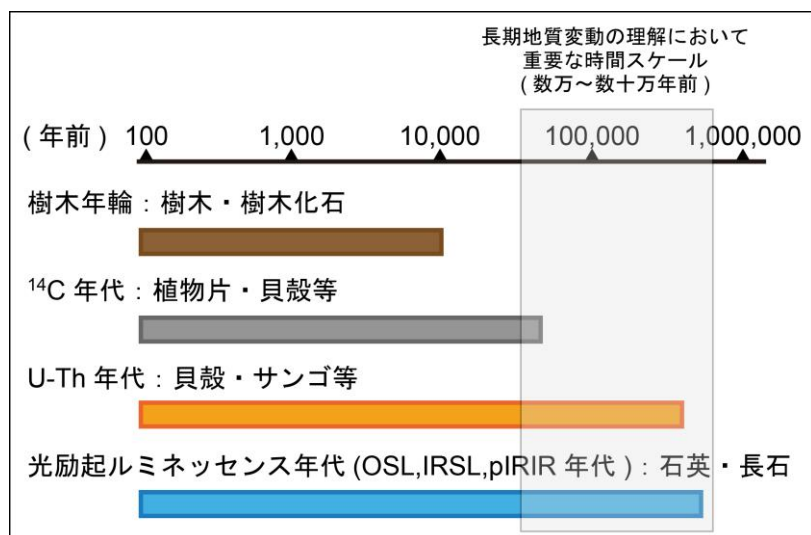


図 1.1.1-2 更新世中期以降の主要な地質年代測定法の比較

光ルミネッセンス年代測定法の対象となる石英と長石では、適用される手法や対象年代がこととなっている。Murray and Wintle (2000)による Single aliquot regenerative dose (SAR)法（再生曲線法）により、石英で顕著な実験中のルミネッセンス感度変化の問題が改善されて以来、石英 OSL 年代は広く用いられるようになってきている。しかし、その反面、石英は不対電子の容量が小さく、一般的には 10 万年を超える古い試料ではルミネッセンス信号が飽和してしまうため有効な年代値が得られないと考えられている。一方、長石は不対電子の容量が石英と比較してはるかに大きく、数十万年前の試料でも信号が飽和しないが、anomalous fading と呼ばれるルミネッセンス信号の不安定さが従来問題であった。そこで Thomsen *et al.* (2008)は、長石でも安定した信号を得られる post-IR IRSL(pIRIR)法を開発した。pIRIR 法は Thiel *et al.* (2012)などで応用され、数十万年前までの地層の年代測定に有効であることが報告されている。

日本列島の海成段丘における堆積相解析は 1980～1990 年代に盛んに行われ (Murakoshi and Masuda, 1992 ; Ito and O'Hara, 1994 ; Shirai and Tada, 2000 など)、特に目新しい手法ではないが、これまで隆起量評価に積極的には応用されてこなかった。日本列島の沿岸域の大半は太平洋など外洋に面した地域である。潮の干満の差が小さい日本の海岸において潮汐の堆積作用は目立たず外洋域では専ら波浪の作用が卓越する。こうした波浪卓越型の海岸域に形成される地層には海面の指標になる堆積構造が発達する。海成段丘面下の堆積物においてこうした海面指標を認定し、さらにその高度を VRS 方式の GPS (渡辺・七山, 2010) により ± 4 cm の精度で測量することにより、過去の高海水準期の高度を ± 1 m 以内の誤差で求めることができる。過年度の研究 (産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, 2014, 2015 ; 産業技術総合研究所, 2016, 2017) において、MIS5e, MIS7, MIS9 および MIS11 の海成段丘堆積物への堆積相解析の適用と光ルミネッセンス年代測定との組み合わせが隆起速度の評価に有効であることが明らかになってきた。

1.1.1.3 山口県宇部市～山口市地域の海成段丘の特徴

1) 地質と層序

山口県宇部市～山口市に分布する海成段丘では、これまで古殿面と丸尾原面が MIS5e と MIS5c に対比されてきた (小池・町田, 2001)。古殿面の分布高度は 25m 程度で地形面の保存

は比較的良く、広く平坦面が広がっている（河野ほか，1965；亀山，1968）。丸尾原面は古殿面の一段下位の標高 10-20m に発達し、地域によっては海食崖により古殿面と明瞭に区別されるが、ほとんどの地域では開析により旧汀線の位置が不明瞭であり古殿面との高度差は小さい（河野ほか，1965；亀山，1968）。また、古殿面と比べて平坦性に乏しく、それ以外のこの地域で見られる他の時代の海成段丘と比較しても傾斜が強い（河野ほか，1965；亀山，1968）。

古殿面、丸尾原面共に段丘構成層は吉南層である。河野ほか（1965）や高橋・河野（1968）では、吉南層を下位より黒崎礫層、黒崎粘土層、宇部砂礫互層、宇部火山灰層、宇部砂質粘土層に細分していたが、河野・松尾（1987）では上位の宇部火山灰層と宇部砂質粘土層を抜いた黒崎礫層、黒崎粘土層、宇部砂礫層（宇部砂礫互層）のみを吉南層としている。本研究では、河野・松尾（1987）にならい、黒崎礫層、黒崎粘土層、宇部砂礫層を吉南層とし、宇部火山灰層と宇部砂質粘土層を吉南層に含めないものとする（表 1.1.1-1）。一方、亀山（1968）は、吉南層と同時期に堆積したと考えられる琴崎層を別途記している。以下に、先行研究による吉南層の各層準と琴崎層、また上位の宇部火山灰層と宇部砂質粘土層の特徴を記す。

古殿面・丸尾原面の層序	主な特徴
宇部砂質粘土層	宇部火山灰層を不整合に覆う 火山灰層の再堆積
宇部火山灰層	Aso-4 火砕流 宇部砂礫層を不整合に覆う
宇部砂礫層	黒崎粘土層を整合的に覆う 本地域で広く分布する
黒崎粘土層	潮間帯の貝化石を産する 温～暖帯気候の花粉群を含む
黒崎礫層	吉南層の基底部の礫層
草江シルト層	黒崎海岸で黒崎礫層に不整合に覆われる青灰色のシルト層

表 1.1.1-1 古殿面・丸尾原面の層序。

河野ほか（1965）、亀山（1968）、高橋・河野（1968）、河野・松尾（1987）に基づく。

黒崎礫層

宇部市東岐波黒崎の海岸にみられる礫層で、草江シルト層を不整合に覆う。吉南層の基底部に当たり、黒崎粘土層に覆われる（河野ほか，1965；高橋・河野，1968；河野・松尾，1987）。

黒崎粘土層

宇部市東岐波黒崎の粘土採掘場にみられ、基盤の凹地だけに堆積した青灰色の粘土層である（河野ほか，1965；高橋・河野，1968；河野・松尾，1987）。潮間帯に見られる貝化石や、温～暖帯気候を示す花粉群（秋穂町筥倉）を含む（中国四国農政局計画部，1967）。

宇部砂礫層

本地域に広く分布する砂礫互層で、黒崎粘土層のみられるところではこれに整合に重なり、それ以外のところでは直接基盤岩類を不整合におおっている（河野ほか，1965；高橋・河野，1968；河野・松尾，1987）。厚さは場所により変化するが一般に 2～6m の厚さであり、上部は赤褐色の砂層、最上部（表層）はローム質土壌に漸移している（河野ほか，1965；高橋・河野，

1968；河野・松尾，1987）。礫は一般に数 cm の円礫で，礫種は石英や花崗岩・石英斑岩・砂岩・頁岩・結晶片岩の岩片からなる（河野ほか，1965）。礫の密集する層準が2～3層準存在する（河野ほか，1965）。下位に黒崎粘土層がみられるところでは1～3cmの黒色帯が見られることが多い（河野ほか，1965）。

琴崎層

琴崎層は，亀山（1968）でのみ示されている。宇部火山灰層に不整合に覆われること，堆積物の内容及びその作る地形などから，黒崎粘土層，宇部砂礫層とほぼ同時期の堆積物と考えられている。三郡変成岩，宇部層群を不整合に覆い，下位より角礫層，灰青色シルト層，シルト・砂互層，砂層の順で重なり，各層準では上位に行くほど堆積物の粒度が粗くなる。各堆積物は明瞭な境はなく，漸移している。層厚は20m内外である。下部の青灰色シルトからは淡水棲の貝化石を産する。このほかに，カシ・クリなどの植物の葉の化石も産する。

琴崎層の分布域の南に接して，東西方向に平均15mの高度に三郡変成岩が分布し，これに対し琴崎層は常に北落ちの傾斜をもつ不整合面にアバットしていることから，琴崎層はかつて存在した湖に堆積したものであると考えられている。

宇部火山灰層

丸尾原面を覆い広く分布する一方，古殿面には縁辺部のみに見られる火山灰層で，下部は灰白色の粘土化した火山灰，上部はおがくず状で黄褐色のガラス質火山灰からなる（河野・松尾，1987）。この火山灰層は阿蘇4火砕流（Aso-4）の周縁相で，九州の八女粘土および鳥栖ロームに相当するとされる（河野・松尾，1987）。本部層は宇部砂礫層の異なった層準の上に重なり，明らかに侵食面上を覆っているところが見られる（河野ほか，1965）。層厚は局所的に変わり，数cmのところから3mを超えるところまでであるが，上位の宇部砂質粘土層と漸移しているため正確な厚さを示すことは難しい（河野ほか，1965）。

宇部砂質粘土層

宇部火山灰層を不整合におおう砂質粘土層で，火山灰層などの再堆積物と考えられている（河野・松尾，1987）。また，この層中から始良Tn火山灰層に由来する火山ガラスが確認されている（河野・松尾，1987）。

2) 古殿面・丸尾原面の従来の段丘編年

日本の海成段丘を広く扱っている小池・町田（2001）では，段丘編年をその確実性から3段階に分けている。最も正確であるとされる“確実度Ⅰ”は，年代既知のテフラが段丘堆積物に狭在あるいは段丘堆積物を整合的に直接覆う場合，もしくは段丘堆積物中あるいは直上の試料を用いて行われた年代測定結果から段丘の形成年代を推定した場合など，直接的に形成年代を推定した場合に限られる。続く“確実度Ⅱ”は，段丘堆積物が風成ロームに覆われるとき，その風成ローム層の堆積速度を一定と仮定して，狭在するテフラの年代から外挿して推定した場合，もしくは隆起速度が一定と仮定して，既知の段丘の年代値から外挿して推定したものなど，間接的に形成年代を推定した場合である。最後に“確実度Ⅲ”は地形発達の順序に基づいて推定したものなど，推定根拠が曖昧な場合である。

古殿面は，宇部砂礫層が不整合ではあるがAso-4により覆われ，また下位の黒崎粘土層には海棲の貝化石と温暖期の花粉が含まれることから，確実度ⅡのMIS5eとされている（小池・町田，2001）。ただし，宇部砂礫層からは明確な海成層の証拠はこれまで提示されていない。

古殿面より標高の低い丸尾原面は，上記の通り古殿面と明瞭な海食崖で区別される場所は少

なく、傾斜しているため、吉南層堆積後の海面低下の途中における海水準の安定期に形成されたものと考えられ(河野・松尾, 1987), 確実度Ⅱの MIS5c とされている(小池・町田, 2001). ただし、古殿面との高度差があまりないことから MIS5e の後期とも考えられている(小池・町田, 2001).

1.1.1.4 試料採取地点

年代測定試料は、山口県宇部市東岐波の東岐波露頭 (N33°58'18.8", E131°19'40") と山口市阿知須岩倉の岩倉露頭 (N34°1'42.4", E131°21'23.9") から採取した(図 1.1.1-3). 東岐波露頭は上端の標高が約 23m で、小池・町田(2001)の段丘区分では古殿面の構成層に対比される. 一方、岩倉露頭は上端の標高が 13.4m で、小池・町田(2001)では古殿面に対比され、その東部のより低い面を丸尾原面としている. 岩倉地域に関しては、先行研究(中国四国農政局計画部, 1967)において宇部砂礫層を宇部砂質粘土層が覆う露頭が確認されている.

一方、本地域の砂のルミネッセンス特性を調べるために現世の海浜の砂も採取した. 試料は、北部に花崗岩の山地があるキワ・ラ・ビーチ (N33°58'59.59", E131°20'57.57") と中生代～ジュラ紀の蛇紋岩がある変成岩地域のシーサイド病院西側の海岸 (N33°57'58.33", E131°20'55.22") と後背地に後期更新世のデイサイト・流紋岩がある火成岩地域を有す白土海水浴場 (N33°57'17.20", E131°19'12.80") から試料を採取した.



図 1.1.1-3 (A) 調査対象地域. (B) 山口県山口市宇部市周辺の航空写真 (Google Earth). 試料採取地点は赤点で示す.

1.1.1.5 ルミネッセンス測定

1) 試料採取と前処理

ルミネッセンス測定用試料は、東岐波露頭から1試料、岩倉露頭から4試料、キワ・ラ・ビーチから1試料、シーサイド病院西側の海岸から1試料、白土海水浴場から1試料を採取した。露頭試料は、露頭の堆積相を確認後、採取対象の層準から均質性の高い部分を選び、プラスチックチューブ（長さ15cm、直径5cm）を水平に打ち込むことで遮光試料を採取し、両端をビニールテープで止めた後にユニパックに封入することで水分の蒸発を最小限に留めて、実験室まで輸送した。ビーチ試料は、ビーチ表層付近から同様のチューブを鉛直に打ち込み、露頭試料と同様の処理を行って採取した。

プラスチックチューブの試料は、両端約3cm分の露光部と内部の約9cm分の未露光部に分離した。露光部は含水率測定のために乾燥した後ミルで粉碎し、元素濃度(U, Th, Rb, K)を測定した。測定は日鉄鉱コンサルタント株式会社にICP-MS測定を依頼した。

ルミネッセンス測定の対象である石英およびカリ長石は、それぞれ以下のように抽出した。

石英

未露光部を乾燥させた後、篩で粒径250 μm 以上のフラクションを取り除く。その後塩酸と過酸化水素により炭酸塩鉱物と有機物を取り除いた後に、再び篩で粒径180 μm より小さいフラクションを取り除く。ポリタングステン酸ナトリウム(SPT)の重液により比重が2.62~2.70g/cm³のフラクションのみを取り出した後に、フッ化水素酸により石英以外の鉱物を除去する。その際、 α 線により影響を受ける石英粒子の外側10 μm も溶かされる。最後に再び篩で180 μm 以下のフラクションを取り除くことで、石英に富む粒径180~250 μm の測定試料を作成する。その後、直径9.8mmの円形ステンレス製disc内の直径8.0mmの円形シリコンスプレー塗布部に測定試料(250~500粒程度)を貼り付け、光ルミネッセンス年代測定用試料とする。また、比較のためRiso DTUより購入した線源校正用の石英(Batch No. 106)も測定用試料とする。

カリ長石

未露光部を乾燥させた後、篩で粒径250 μm 以上のフラクションを取り除く。その後塩酸と過酸化水素により炭酸塩鉱物と有機物を取り除いた後に、再び篩で粒径180 μm 以下のフラクションを取り除く。最後にSPTにより比重が2.53~2.58g/cm³のフラクションのみを取り出すことで、カリ長石に富む粒径180~250 μm の測定試料を作成する。その後、直径9.8mmの円形ステンレス製disc内の直径8.0mmの円形シリコンスプレー塗布部に測定試料(1,000~2,000粒程度)を貼り付け、光ルミネッセンス年代測定用試料とする。

2) 年間線量の計算

年間線量は、得られたU・Th・Rb・K濃度、Guérin *et al.* (2011)による各種変換係数、Bell (1980)による α 線減衰係数、Mejdahl (1979)による β 線減衰係数、Balescu and Lamothe (1994)によるカリ長石のa値0.15 \pm 0.05、Huntley and Baril (1997)によるカリ長石の内部K濃度12.5 \pm 0.5%、Prescott and Hutton (1994)による宇宙線量により計算した。試料の情報と年間線量を表1.1.1-2に記す。

表 1.1.1-2 採取試料の元素濃度と年間線量

試料	標高 (m)	濃度				含水率 (%)	年間線量 (Gv/ka)
		K (%)	Rb (ppm)	Th (ppm)	U (ppm)		
<i>東岐波露頭</i>							
GSJ17-301	19.65	3.65 ± 0.18	176 ± 9	10.40 ± 0.52	2.34 ± 0.12	23.6	4.88 ± 0.36
<i>岩倉露頭</i>							
GSJ17-300	12.25	2.06 ± 0.10	123 ± 6	16.10 ± 0.81	4.60 ± 0.23	29.7	4.34 ± 0.30
GSJ17-299	11.45	3.53 ± 0.18	156 ± 8	5.18 ± 0.26	1.46 ± 0.07	14.8	4.59 ± 0.36
GSJ17-298	8.60	3.61 ± 0.18	159 ± 8	7.30 ± 0.37	2.06 ± 0.10	20.3	4.68 ± 0.36
GSJ17-297	7.35	3.41 ± 0.17	167 ± 8	8.69 ± 0.43	2.21 ± 0.11	21.9	4.58 ± 0.34
<i>キワ・ラ・ビーチ</i>							
GSJ17-302	0.00	2.31 ± 0.12	102 ± 5	2.37 ± 0.12	0.87 ± 0.04	15.9	3.24 ± 0.25
<i>シーサイド病院西側のビーチ</i>							
GSJ17-303	0.00	2.32 ± 0.12	101 ± 5	2.30 ± 0.12	0.78 ± 0.04	14.7	3.25 ± 0.25
<i>白土海水浴場</i>							
GSJ17-304	0.00	3.35 ± 0.17	138 ± 7	3.42 ± 0.17	1.09 ± 0.05	17.9	4.16 ± 0.32

3) 石英のルミネッセンス測定

採取試料が花崗岩（深成岩）地域の特徴を持っているかどうかを調べるために、段丘堆積物から抽出した石英と現世の海浜試料から抽出した石英の熱ルミネッセンス測定を行った（Freiberg Instruments 社製 *lexsyg smart TL/OSL reader*）。比較のために OSL 信号を強く発する線源校正用の石英も測定した。現世の石英は露光されていて蓄積線量はないと考えられるため、はじめに 10Gy 程度の β 線照射を行い、その後石英の熱ルミネッセンスピークと被らない 120°C でプレヒートを行うことで、不安定なシグナルを除去した。測定は、常温（25°C）から 500°C まで 5°C/s で昇温し、紫外領域から青色領域までの広範囲の波長（310-500nm）のルミネッセンスを 0.2s/counts（1°C/counts）で受光した。

4) カリ長石の光ルミネッセンス年代測定

光ルミネッセンス年代測定は、前年度までに引き続き（産業技術総合研究所深部地質環境研究コア，2014，2015；産業技術総合研究所，2016，2017），カリ長石の pIRIR 法を用いた。本地域のカリ長石に適用した pIRIR 法測定では、測定温度 200°C での赤外励起ルミネッセンス（IRSL）測定の後、より高温（290°C）での赤外励起ルミネッセンス測定を行う（Riso DTU 社製 TL-DA-20 luminescence reader）。290°C での測定では、低温（200°C）での IR 刺激による不安定な信号成分が除去された、安定した信号成分のみが得られる。

光ルミネッセンス測定によって得られた蓄積線量、g-value（Huntley and Lamothe, 2001），年代値を表 1.1.1-3 に示す。表中の誤差は 1 σ である。

蓄積線量は、各試料について 6~8disc の測定を行い、その平均値から求めた。

g-value（Huntley and Lamothe, 2001）は、光ルミネッセンス特性のシグナル安定性の指標であり、g-value が大きいほど anomalous fading によるシグナルの不安定性が大きいとされる。g-value は、海成段丘堆積物試料について 8disc の測定値の平均値から、ビーチの試料については 4disc の測定値の平均値から求めた。

年代値については、蓄積線量と年間線量から得られた未補正年代と補正年代の両者を示した。これは、Ito et al.(2017)において、MIS5e の試料に関しては補正年代の方が未補正年代よりも既知年代に対して調和的な年代を示すことが示されたためである。年代の補正法は、各試料の

蓄積線量がある程度大きく、検量線が曲線になるため、Kars *et al.* (2008)と Kars and Wallinga (2009)を参考にして補正を行った。

表 1.1.1-3 採取試料の蓄積線量と g-value と未補正・補正年代

試料	測定	蓄積線量		g-value		未補正年代		補正年代	
	disc 数	(Gy)		(%/decade)		(ka)		(ka)	
<i>東岐波露頭</i>									
GSJ17-301	6	1256	± 46	0.71	± 0.19	258	± 21	326	± 28
<i>岩倉露頭</i>									
GSJ17-300	8	203	± 4	0.62	± 0.34	47	± 3	52	± 4
GSJ17-299	6	1166	± 50	0.85	± 0.20	254	± 23	328	± 32
GSJ17-298	6	1318	± 72	0.70	± 0.31	282	± 26	359	± 38
GSJ17-297	6	1358	± 56	0.42	± 0.25	297	± 25	345	± 31
<i>キワ・ラ・ビーチ</i>									
GSJ17-302	4			0.65	± 0.08				
<i>シーサイド病院西側のビーチ</i>									
GSJ17-303	4			0.84	± 0.34				
<i>白土海水浴場</i>									
GSJ17-304	4			1.06	± 0.08				

1.1.1.6 結果

1) 堆積相解析

東岐波露頭 (図 1.1.1-4) は、標高+19~23 m に地層の露出があり、下位から含礫砂岩、含礫砂質泥層、含礫砂層、礫層が見られる。各層とも側方変化が激しく、柱状図作成を行った場所の側方では、含礫砂層を覆う泥層が側方にせん滅する。この泥層はマッドクラストの集まりが間に含まれる細礫~粗粒砂とともに層をなしているように見える。露頭上部に見られる礫層は礫支持で、トラフ型斜交層理を示す。ウェーブリップやマッドドレープなどの波浪や潮流の影響を示す堆積構造は皆無であり貝化石や生痕化石も見られないことから、浅海の堆積環境を示す証拠に欠けている。一方で全体が礫主体であり、トラフ型斜交層理が見られることから、浅海よりも、網状河川など陸上の堆積環境が示唆される。露頭上端は植生に覆われているため観察できないが、その標高はおおよそ+24m である。年代測定用試料は標高+19.65m の砂層から採取した (GSJ17-301)。

岩倉露頭 (図 1.1.1-4) では、幅 25m、標高+7~13.5m の範囲で地層の露出があり、泥層、含礫泥層、含礫砂層、礫層からなり、さらに露頭最上部には土壌化した含礫砂層が見られる。ここでも東岐波露頭と同様に地層の側方変化が激しいため、幅 20 m の範囲で 3 箇所 (Log 1~3) を選択して柱状図を作成した。Log 1~3 のいずれでも、礫層と含礫砂層ともに塊状を示すことが多いが、Log 1 では含礫砂層中にトラフ型斜交層理が見られ、南東への古流向を示す。また、Log 1 最下部では土石流堆積物と考えられる含礫泥岩が観察される。Log 1~3 のいずれでも、露頭最上部の土壌化を示す含礫砂層への移り変わりは漸移的で、根痕を伴う。一方、Log 2 の最上部のみ局所的に砂泥互層が発達し、不明瞭な生痕が観察される。東岐波露頭と同様に浅海の堆積環境を示す証拠に欠ける一方で、一方向流によるトラフ型斜交層理や土石流堆積物の存在から、網状河川や扇状地といった陸上の堆積環境が示唆される。Log 2 の砂泥互層や生痕は潮汐低地堆積物の特徴ともとれるが、決定的ではなく、全体を海成層と判断するには足ら

ない。露頭上端は平坦面になっており、その標高は約+13.5 m である。

年代測定用試料は、Log 3 の標高+7.35m, 8.60m, 11.45m の砂層から各 1 試料 (GSJ17-297, GSJ17-298, GSJ17-299) と、最上部の含礫砂層の標高+12.25m から 1 試料 (GSJ17-300) を採取した。

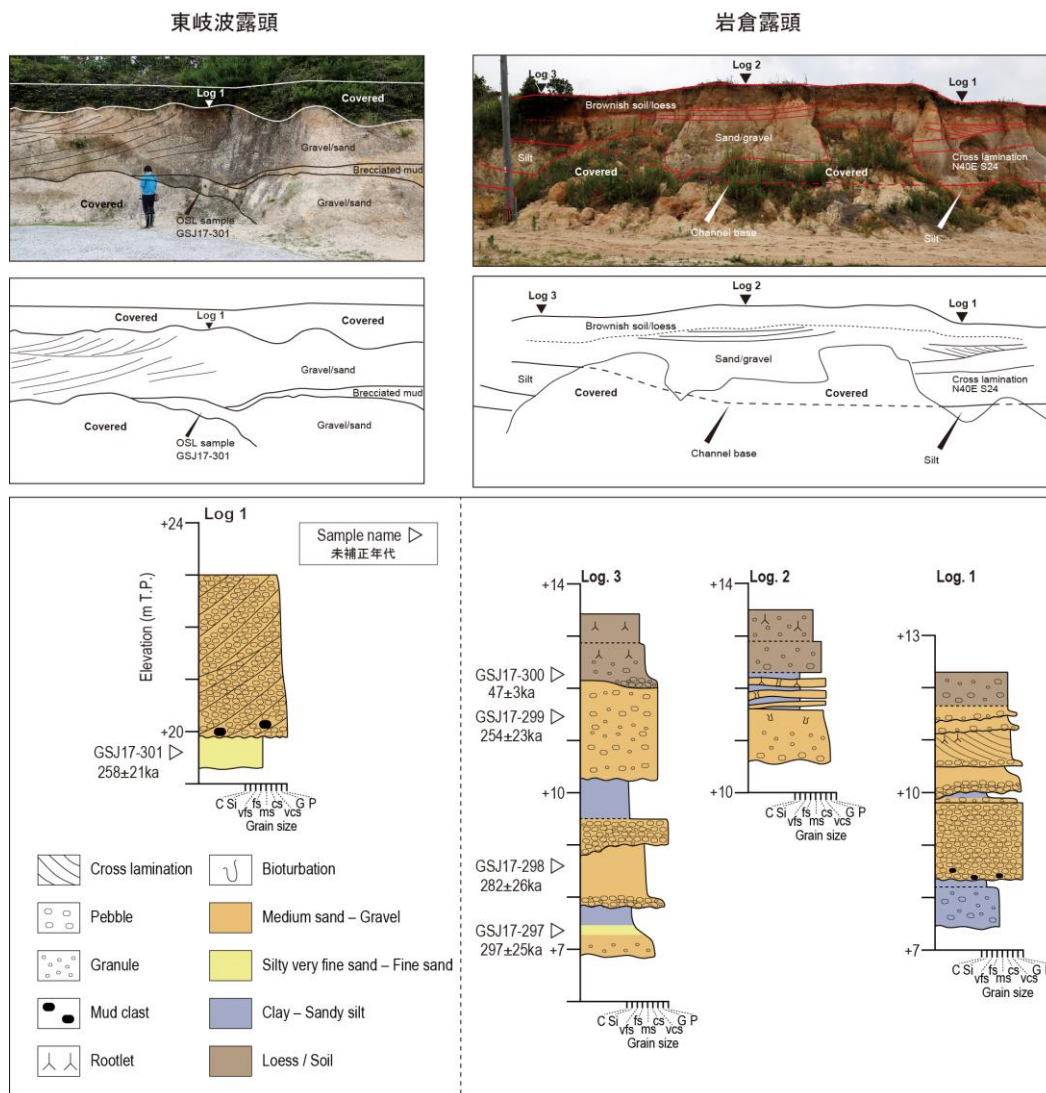


図 1.1.1-4 東岐波露頭・岩倉露頭における段丘構成層の露頭状況と柱状図

2) 石英のルミネッセンス特性

深成岩起源の石英の熱ルミネッセンスの特徴としては、青色に発光することと、OSL の起源とされる 325℃と 375℃にピークが見られることが挙げられる (Aitken, 1998 ; Wintle and Murray, 2006) . 強い OSL 発光が見られる線源校正用の石英からは少なくとも 325℃のピークが見られると考えたが、ルミネッセンス強度のピークは 350℃あたりで見られた (図 1.1.1-5) . そのため今回の測定に関しては、試料毎にいくつかの種類のピークがありそうではあるが、ピーク位置の議論を行うことは難しいと考える。しかしながら、どの試料に関しても青色熱ルミネッセンス強度が十分に高いことから、概ね花崗岩起源のルミネッセンスを発していると思われる。

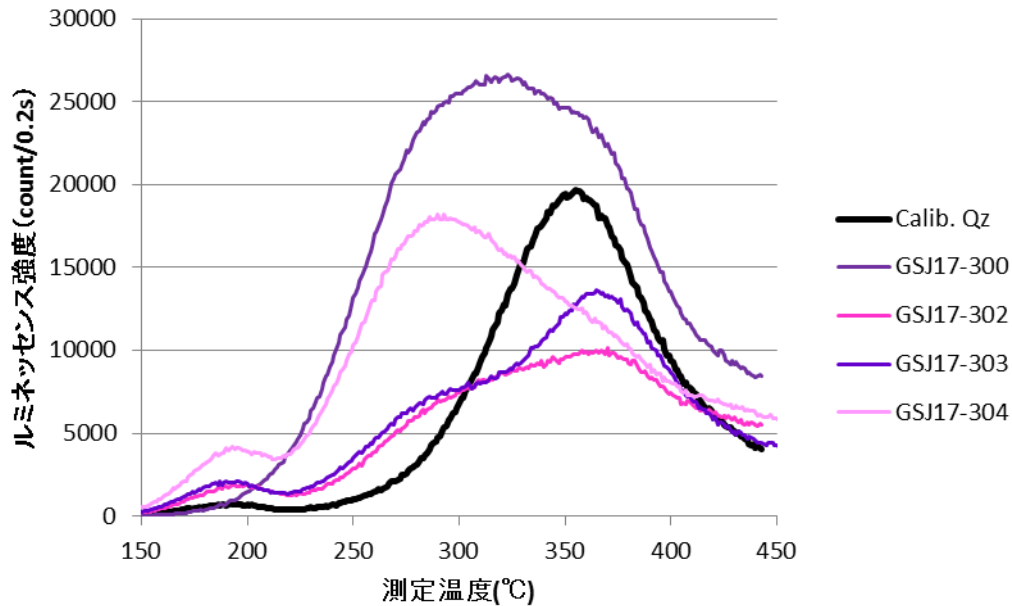


図 1.1.1-5 線源校正用石英 (calibration Qz) と宇部地域から採取した石英のルミネッセンス強度

3) カリ長石の光ルミネッセンス特性

各試料の g -value は $0.4 \sim 1.0\%/decade$ 程度で、試料ごとに大きな差異はなかった(表 1.1.1-3)。Buylaert *et al.*(2012)は、 g -value が $1.0 \sim 1.5\%/decade$ におさまる試料は天然試料においては無視できるほど小さいフェーディングしか示さないとしている。即ち、今回の測定により示された多少のフェーディングは光ルミネッセンス年代測定において有意な意味を持たず、今回算出された g -value の値からはどの試料からも安定したシグナルが得られていると言える。

4) 段丘堆積物の蓄積線量と年代

表 1.1.1-3 に示した蓄積線量と年代では、岩倉露頭最上部の GSJ17-300 だけが小さい値を示し、それ以外の 4 試料はほぼ類似した比較的大きな値を示す。最上部の宇部砂質粘土層から得た GSJ17-300 の未補正・補正年代は 47 ± 3 と $52 \pm 4ka$ であり、この露頭ではなかったが層序関係上は下位にあるとされる Aso-4 の年代 ($86.8 - 87.3 ka$) に対して調和的であった。一方、その他の試料の未補正年代は $258 \pm 21ka \sim 297 \pm 25ka$ で、MIS5e より古く、MIS7,8 程度であった。また GSJ17-299 とその下の GSJ17-298 の未補正年代は $254 \pm 23ka$ と $282 \pm 26ka$ で、多少差があるようであったが、補正年代ではその下の GSJ17-297 も含めてあまり差はない。未補正年代では MIS7 より少し古い程度であるが、補正年代では MIS9~11 となる。

1.1.1.7 議論

1) 段丘構成層の年代と堆積相の比較

産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2015) 及び産業技術総合研究所 (2016, 2017) でも示したように、我々が確立した手法においては、隆起速度は露頭観察で得た旧海面の標高、ルミネッセンス年代に基づく段丘編年、相対的海水準変動の 3 点から見積もられる。

宇部地域の 2 つの露頭では、MIS5c と 5e の海成段丘面に対比されてきた丸尾原面と古殿面の構成層上部である宇部砂礫層が観察された。ここで詳細な堆積相解析を初めて行った結果、

宇部砂礫層が海成層である明確な証拠が見当たらない一方で、網状河川や扇状地といった陸上の堆積環境が示唆された。このため、古殿面と丸尾原面が堆積性の段丘とするのであれば、海成ではなく河成段丘と考えることが妥当である。

カリ長石の光ルミネッセンス年代は、従来の対比よりもはるかに古い年代が示され、2つの露頭ともに宇部砂礫層は若くとも MIS7 以前という結果となった。ただし、岩倉露頭の Log 3 最上部の土壌化を示す宇部砂質粘土層から得られた年代は、下位の宇部砂礫層との間に大きな年代のギャップがあることを示している。宇部砂礫層が MIS5 に対比されてきた根拠は、不整合ながら Aso-4 火砕流堆積物に直接覆われることであった。しかし、岩倉露頭の光ルミネッセンス年代は、この不整合による時間間隙が 10 万年以上にも及び、この地域においては Aso-4 が段丘対比に意味をなさない可能性が高いことを示している。

一方、宇部砂礫層の下位の黒崎粘土層は潮間帯の貝化石など海成層の証拠を示す。今回確認できなかった宇部砂礫層と黒崎粘土層との境界部を詳しく観察し、また黒崎粘土層からも光ルミネッセンス年代を得ることで、全体的な地層発達過程を検討することは地域の地質を考える上では必要である。しかし、黒崎粘土層の上端が海成段丘を構成するわけではないため、隆起量の指標としては用いることができない。

2) 隆起速度

堆積相解析と光ルミネッセンス年代測定の結果、少なくとも丸尾原面と古殿面が堆積性の海成段丘面ではないことが示された。一方で、積極的な証拠があるわけではないが、丸尾原面と古殿面の平坦面が MIS5c と 5e の侵食平坦面を示すことは現時点で否定されるわけではない。暫定的に東岐波露頭の砂礫層の上限+23m を旧海面の指標とすると、MIS5e の相対的海水準変動+6.3m (Wealbroeck *et al.*, 2002) を差し引いて隆起量は 16.7m となり、隆起速度は 0.14m/千年程度であると推定される。MIS7c, MIS7e の場合は相対的海水準変動-3.5m, -9.4m を差し引いて隆起量は 26.5m, 32.4m となり、隆起速度は 0.13m/千年, 0.14m/千年程度であると推定される。

3) 光ルミネッセンス法の適用可能条件と年代的な適用限界についての検討ー青森県上北平野と石川県能登半島との比較ー

山口県宇部地域から得られた海成段丘堆積物と現世海浜堆積物のルミネッセンス特性に大きな違いはなく、当地域内での地質条件の違いはカリ長石のルミネッセンス特性に大きな影響を与えないことを 1.1.1.6 項 2) で示した。本項では、山口県宇部地域と青森県上北平野、石川県能登半島の試料を比較し、地理的・地質的に大きく異なる地域間での違いを検討する (表 1.1.1-4)。

光ルミネッセンスのシグナル安定性は、各地域の MIS5 とされた海成段丘の段丘構成層から得られた試料に基づく。上北平野は Ito *et al.* (2017) の 4 試料 (gsj13-039, gsj14-030, gsj13-094, gsj13-095) の各 8 ディスクの平均値を平均した値、能登半島は産業技術総合研究所 (2017) の 3 試料 (NT20160624-3, NT20160624-5, NT20160627-4) に石川県羽咋郡志賀町露頭の 1 試料 (NT20160627-5: 0.97±0.44%/decade) を加えた 4 試料の各 8 ディスクのデータを平均した値、宇部地域は宇部砂礫層の 4 試料 (GSJ17-297, GSJ17-298, GSJ17-299, GSJ17-301) の各 8 ディスクの平均値を平均した値である。

最大蓄積線量は、上北平野は 1.1.2 節で用いた GSJ17-318 の 32 ディスクの平均値、能登半

島は MIS9 の海成段丘から得た 4 試料 (NT20160627-8, NT20160627-9, NT20160628-1, NT20160628-4) の各 8 ディスクの平均値を平均した値, 宇部地域は宇部砂礫層の 4 試料 (GSJ17-297, GSJ17-298, GSJ17-299, GSJ17-301)の各 8 ディスクの平均値を平均した値である。測定限界は, 最大蓄積線量を求めた試料の測定限界の平均値であり, Wintle and Murray (2006)の $2D_0$ 値に基づく。年間線量は, 最大蓄積線量を求めた試料の値の平均値を用いた。

シグナル安定性は, 3 地域ともに 1.0%/decade 以下で違いは見られない。1.1.1.6 項 2)で既述したように宇部地域における地域内の地質の違いではシグナル安定性に影響はほとんどなかったが, 地理的・地質的に異なる 3 地域でもその傾向は同様であり, 少なくとも 3 地域間でルミネッセンス特性に違いはなく, カリ長石は同じように年代測定に用いることができると考えられる。

最大蓄積線量と測定限界 (Gy) は, それぞれ試料の持つ年代値と検量線を引くときに与える放射線量, つまり試料の蓄積線量に依存するため単純に比較することはできないが, 上北平野で $953 \pm 34 \text{Gy}$ と $1458 \pm 48 \text{Gy}$, 能登半島で $1066 \pm 47 \text{Gy}$ と $1876 \pm 141 \text{Gy}$, 宇部地域で $1287 \pm 40 \text{Gy}$ と $1655 \pm 35 \text{Gy}$ であった。各地点の最大蓄積線量はそれぞれの測定限界 (Gy) を 505Gy, 810Gy, 368Gy 下回るため, まだ蓄積できる余地があった。また, どの地域においても極端に測定限界 (Gy) が小さいことなどはなく, シグナル安定性と同様に少なくとも 3 地域間ではカリ長石の蓄積できる容量に違いはないと考えられる。ただし, 測定限界に対応する年代値 (ka) は 3 地点で大きく異なり, 上北平野は宇部地域 $317 \pm 26 \text{ka}$ (MIS9 程度) の 2.92 倍の $1045 \pm 74 \text{ka}$ (MIS30 程度), 能登半島は宇部地域の 1.51 倍の $534 \pm 50 \text{ka}$ (MIS14 程度) であった。これは各地域の年間線量が異なるためであり, 宇部地域の $4.86 \pm 0.05 \text{Gy/ka}$ に対し, 上北平野は 0.29 倍の $1.41 \pm 0.09 \text{Gy/ka}$, 能登半島は 0.72 倍の $3.51 \pm 0.20 \text{Gy/ka}$ であり, 年間線量の違いが測定限界に対応する年代値の違いに大きく作用した結果である。花崗岩地域である宇部地域は堆積物中にジルコン・モナズ石等の U・Th 含有量の高い鉱物や黒雲母等の K 含有量の高い鉱物などが他地域より多く入っていると推察され, 結果として放射性元素濃度が高く, 年間線量が大きくなったと考えられる。以上のことより, 各地域の試料のルミネッセンス特性には違いはないが, どの程度古くまで年代測定ができるかは地域毎の年間線量に依存することが明らかになった。

表 1.1.1-4 各地の試料とのルミネッセンス特性及び試料特性の比較

	青森県 上北平野	石川県 能登半島	山口県 宇部地域
シグナル安定性	MIS5e	MIS5c, 5e	MIS5c, 5e(7,8)
g-value (%/decade)	0.84 ± 0.39	0.86 ± 0.13	0.67 ± 0.09
最大蓄積線量	MIS11 以前	MIS9	MIS5c, 5e(7,8)
(Gy)	953 ± 34	1077 ± 47	1287 ± 40
測定限界	MIS11 以前	MIS9	MIS5c, 5e(7,8)
($2D_0$, Gy)	1458 ± 48	1876 ± 141	1655 ± 35
($2D_0$, ka)	1034 ± 72	534 ± 50	354 ± 9
年間線量	MIS11 以前	MIS9	MIS5c, 5e(7,8)
(Gy/ka)	1.41 ± 0.09	3.51 ± 0.20	4.86 ± 0.07

1.1.2 光ルミネッセンス年代測定法の適用時間枠の限界に関する検討

1.1.2.1 はじめに

産業技術総合研究所深部地質環境研究コア(2014, 2015), 産業技術総合研究所(2016, 2017), 及び1.1.1節では, これまで Murray and Wintle (2000)の Single-aliquot regenerative protocol (SAR 法)に基づき, 1 discにつき 0Gy を含めた 5 点の regenerative point で検量線を描いて蓄積線量を求め, 8disc の蓄積線量の平均値を各試料の蓄積線量としてきた。この 8 disc の平均値を試料の蓄積線量とすることの妥当性・信頼性に関して詳細な検討は行っていないが, これまでの MIS9 程度までの海成段丘のステージ区分に限ればその精度に特に問題はなかった。しかし, より古い試料になれば, 測定される蓄積線量の分散も大きくなり, また蓄積線量が飽和に近づくことにより検量線の直線性が悪くなり, 各 disc の蓄積線量の誤差も大きくなるのが考えられる。蓄積線量の誤差には, 系統誤差と偶然誤差の両者が含まれると考えられるが, 誤差の主因が偶然誤差であれば測定数を増加させることにより, 誤差を減少させることができる。そこでこれまで多くの試料を測定してきた青森県上北平野において, MIS11 より古い年代測定試料を採取し, 測定数を従来の 8 disc から 4 倍の 32 disc に増加させたときの測定値の分散や誤差の変化を求め, 平均値を代表値として使うことの信頼性や, 測定の精度, マシンタイムを含めた最適な分析 disc 数について検討を行う。

1.1.2.2 試料採取地点と採取方法

測定試料は, 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア(2015)に記載した青森県の野辺地町大撫沢の MIS11 の海成段丘構成層から採取した。これまでは標高約+69m~94m までの範囲のみを調査対象としていたが, 今年度は標高+69m よりも下位の, MIS11 の堆積物よりも前に堆積した堆積物を対象に試料を採取した。試料採取方法は 1.1.1 節と同様である。

1.1.2.3 堆積相解析

過年度の調査では, 大撫沢露頭の標高約+72 m に波食面が, それより上位が MIS11 の年代を示す外浜~前浜の浅海堆積物, 波食面より下位に浅海~ラグーン堆積物がそれぞれ認められた。今回調査を行った層準の地層の露出は断片的で, 標高+66~67 m と +58.2~63.5 m の 2 つの部分に分かれる(図 1.1.2-1)。前者ではハンモック状斜交層理とウェーブリップルを示す中~細砂が見られ, 下部外浜~内側陸棚の堆積環境が示唆される。一方, +63.5 m 以下の部分は生物擾乱をうけた泥層が主体で, 間にマッドドレープを示す細砂層が挟まることから, 内湾~エスチュアリーの堆積環境が示唆される。年代測定試料(GSJ17-318)は, 標高 60.7m の砂層から採取した。

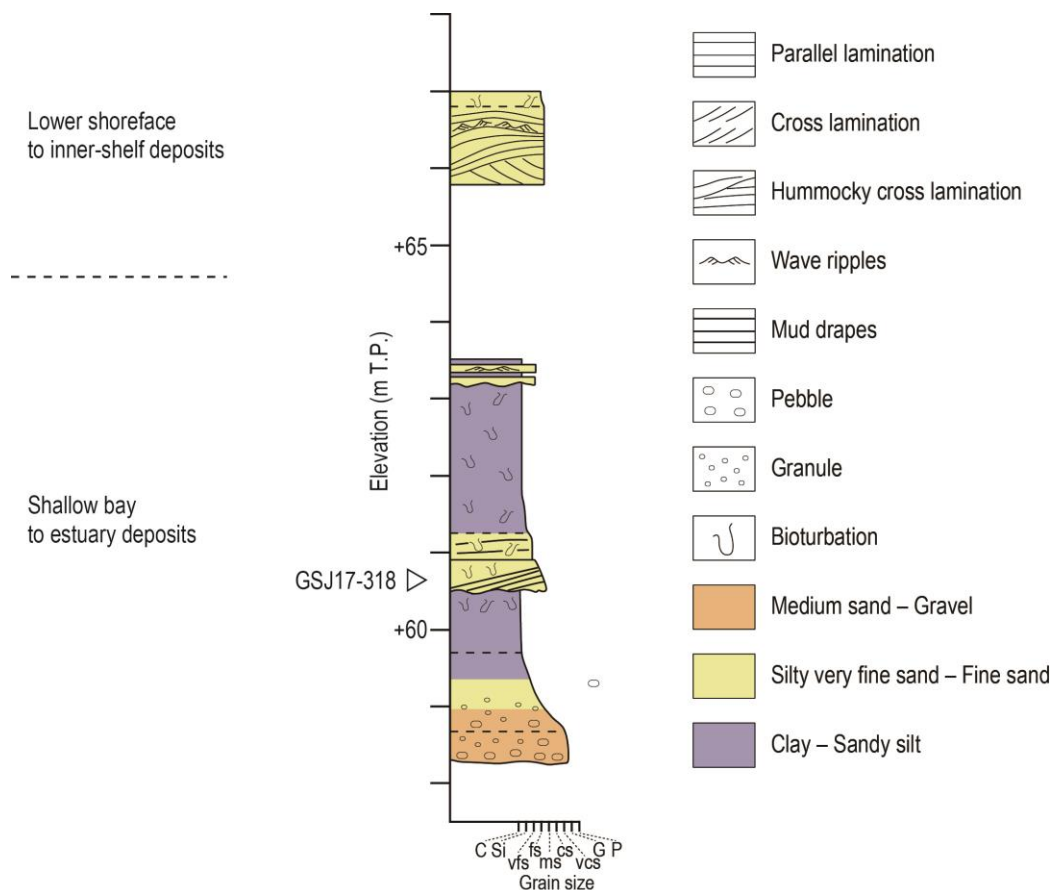


図 1.1.2-1 大撫沢露頭下部における柱状図

1.1.2.4 結果

ICP-MS 分析による各種元素濃度と採取標高と含水率を表 1.1.2-1 に、全 32 disc の各 disc の蓄積線量と年代値の結果を表 1.1.2-2 に示す。

各 disc の蓄積線量は $613 \pm 28 \text{ Gy}$ ~ $1447 \pm 153 \text{ Gy}$ の範囲に分散し、年代値としては $435 \pm 33 \text{ ka}$ ~ $1027 \pm 125 \text{ ka}$ となり、MIS13 ~ MIS29 に相当する年代値として計算される。蓄積線量のヒストグラムを図 1.1.2-2 に示す。蓄積線量のヒストグラムは、高線量側に歪んだ分布を示す。

表 1.1.2-1 大撫沢露頭の海成段丘海成層試料 (GSJ17-318) の元素濃度と年間線量

試料	標高 (m)	濃度				含水 率	年間線量 (Gv/ka)
		K (%)	Rb (ppm)	Th (ppm)	U (ppm)		
大撫沢露頭							
GSJ17-318	60.65	0.58 ± 0.03	16 ± 1	2.02 ± 0.10	0.64 ± 0.03	38.9	1.41 ± 0.09

表 1.1.2-2 大撫沢露頭の海成段丘海成層試料 (GSJ17-318) の蓄積線量と未補正年代

ディスク No.	蓄積線量 (Gy)	未補正年代 (ka)
1	691 ± 34	490 ± 39
2	812 ± 39	576 ± 45
3	973 ± 50	690 ± 55
4	955 ± 57	678 ± 58
5	719 ± 35	510 ± 40
6	929 ± 52	659 ± 55
7	830 ± 45	589 ± 48
8	1057 ± 74	750 ± 70
9	1270 ± 88	901 ± 84
10	1444 ± 124	1025 ± 108
11	764 ± 41	542 ± 44
12	980 ± 61	696 ± 61
13	1057 ± 64	750 ± 65
14	947 ± 52	672 ± 55
15	875 ± 54	621 ± 54
16	1228 ± 84	871 ± 80
17	864 ± 43	613 ± 48
18	877 ± 35	622 ± 45
19	874 ± 51	620 ± 52
20	776 ± 42	551 ± 45
21	1003 ± 57	712 ± 60
22	696 ± 32	494 ± 38
23	915 ± 53	650 ± 55
24	974 ± 66	691 ± 63
25	950 ± 64	674 ± 61
26	1040 ± 64	738 ± 64
27	1049 ± 78	745 ± 72
28	939 ± 61	667 ± 60
29	613 ± 28	435 ± 33
30	1447 ± 153	1027 ± 125
31	858 ± 47	609 ± 50
32	1079 ± 76	766 ± 72
平均	953 ± 34	676 ± 48

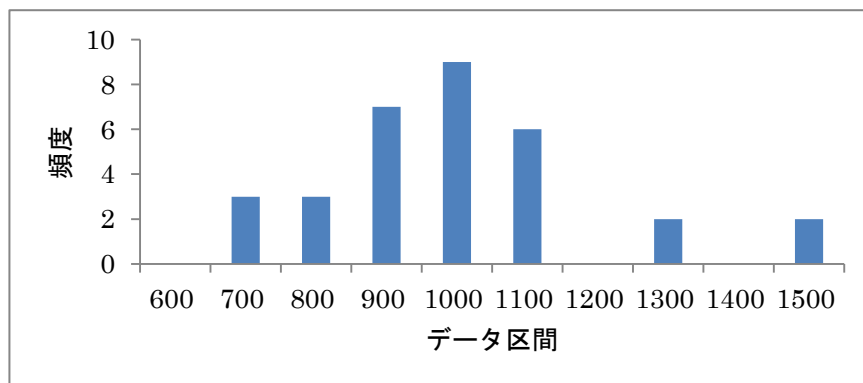


図 1.1.2-2 蓄積線量のヒストグラム

1.1.2.5 議論

1) 外れ値の検出

測定値の平均値を代表値として用いる場合、測定値中に大きすぎる値や小さすぎる値が含まれるとそれらの極端な数値が代表値に偏りを生じさせることになる。これらの大きすぎる値や小さすぎる値は“外れ値”と呼ばれ、平均値を代表値として用いる場合は、外れ値を除外したデータ群に基づく平均値の算出が必要となる。1.1.2.4で既述したように、蓄積線量の測定データ合計 32 個のヒストグラムは、高線量側に歪んだ分布を示し、偶然誤差以外の外れ値の存在が推認される。

蓄積線量のデータに対し、外れ値が存在し得る測定データに対して頑健な外れ値検出手法である **Interquartile Method** を適用し、外れ値の存否を検定する。**Interquartile Method** では、以下の諸量を用いて検定を行う。

- ・第 1 四分位値＝蓄積線量を大きさの順に並べたとき、中央値より下位のデータの中央にくる値
- ・第 3 四分位値＝蓄積線量を大きさの順に並べたとき、中央値より上位のデータの中央にくる値
- ・**IQR(Interquartile Range)**＝第 3 四分位値－第 1 四分位値

また、上記の諸量を用いて、通常は以下の下限値・上限値を用いて、外れ値の検定を行う。

- ・下限値＝第 1 四分位値－1.5×IQR
- ・上限値＝第 3 四分位値＋1.5×IQR

Interquartile Method による外れ値の検定により、表 1.1.2-3 に示す 2 つの測定データ (No.10 及び No.30) が外れ値として検出された。

No.10 及び No.30 の測定データを外れ値として除外すると、残りの 30 個のデータの分布は、やや歪ではあるものの正規分布に近い分布を示す。ここでは正規分布を仮定して、スミルノフ・グラブス(Smirnov-Grubbs)検定による外れ値の検出を行う。スミルノフ・グラブス検定では、標本数を n 、有意水準を α 、自由度 $n-2$ の t 分布の $\alpha/(n \times 100)$ パーセンタイルを τ として、

$$\cdot \tau = (n-1) \times t / (n \times (n-2) + n \times t^2)^{0.5}$$

を有意点として検定を行う。この検定は再帰的に行い、具体的には平均値から最も外れた 1 データのみを検定し、それが外れ値と判定されたら、それを除外した $n-1$ 個のデータに対して平均値を算出し、平均値から最も外れた 1 データ (n 個のデータの中では 2 番目に外れたデータ) を検定し、以下、外れ値が検出されなくなるまで繰り返す。スミルノフ・グラブス検定を 5% の有意水準で行った結果、表 1.1.2-3 に示す 3 つの測定データ (No.9, No.16 及び No.29) が外れ値として検出された (なお、表 1.1.2-3 には **Interquartile Method** で除外した 2 個のデータを含めて検定結果を示している)。

Interquartile Method およびスミルノフ・グラブス検定 (有意水準 5%) の結果として、32 個の測定データのうち合計 5 個のデータが外れ値として検出された。5 個の外れ値のうち、4 個が高線量側、1 個が低線量側の外れ値であり、系統誤差が存在することが示唆される。

表 1.1.2-3 外れ値検定により検出された測定データ

検定方法		Interquartile Method			
第1四分位値	851.1	第3四分位値	1042.1	IQR	191.0
第1四分位値-1.5×IQR	564.7	第3四分位値+1.5×IQR	1328.6	除外データ	1447, 1444

検定方法	Smirnov-Grubbs(両側検定)			検定結果 (n)	元データ		除外済データ		外れ値
有意水準	0.05				32		27		5
検定過程	n	平均	標準偏差	検定対象		T値	P値	検定結果	対立仮説
				最小値	最大値				
1回目	32	952.6	193.8	—	1447	2.55	0.016	棄却	最大値は外れ値である.
2回目	31	936.7	174.4	—	1444	2.91	0.007	棄却	最大値は外れ値である.
3回目	30	919.8	149.2	—	1270	2.35	0.026	棄却	最大値は外れ値である.
4回目	29	907.7	136.1	—	1228	2.35	0.026	棄却	最大値は外れ値である.
5回目	28	896.3	123.7	613	—	2.29	0.030	棄却	最小値は外れ値である.
6回目	27	906.7	112.6	691	—	1.92	0.067	保留	最小値は外れ値である.

2) 測定値の代表性の検討

MIS11 より古い試料のような測定誤差が大きくなる試料に関して 8 disc の平均値に基づいて蓄積線量を算出した場合の代表性について検討を行う。以下では 1) で検出された外れ値の分布・個数が真であると仮定して検討を行うものとする。即ち、32 個の測定値のうち、4 個の高線量側外れ値、1 個の低線量側外れ値、27 個の外れ値ではない測定値の分布・個数が真であると仮定する。この仮定のもと、8 disc の測定値が 27 個の外れ値ではない測定値のみからなる場合を真とし、外れ値を 1 個以上含む場合を偽として、高線量側外れ値と低線量側外れ値をそれぞれ幾つ含むかによるそれぞれの組み合わせの平均値に与える影響の評価や発生確率等を計算し、8 disc の測定値から算出された蓄積線量の代表性について検討する。表 1.1.2-4 に計算結果を示す。

8 disc の測定値が 27 個の外れ値ではない測定値のみからなる確率は 21%、高線量側外れ値と低線量側外れ値をそれぞれ 1 個ずつ含む結果として平均的な値を与える確率は 11% であり、8 disc の測定値の平均値が標本集団の平均値を代表する確率は合計 32% と推定される。これに対し、低線量側外れ値 1 個のみを含む標本集団の平均値より低い値を与える確率は 8.4%、高線量側外れ値の個数が低線量側外れ値の個数よりも多く標本集団の平均値より高い値を与える確率は 59% となる。従って、MIS11 より古い試料のような測定値の分散や測定誤差が大きくなる試料に関して 8 disc の測定値の平均値に基づいて蓄積線量を算出した場合には、高蓄積線量側に過大評価する可能性が高いことがわかる。

表 1.1.2-4 8 disc の測定値の平均値の真偽の推定

外れ値総数	過小側 外れ値数	過大側 外れ値数	外れ値でない データ数	組み合わせ 数	発生確率	組み合わせ の評価結果
0	0	0	8	2,220,075	0.2111	真
1	1	0	7	888,030	0.0844	偽(過小)
	0	1	7	3,552,120	0.3377	偽(過大)
2	1	1	6	1,184,040	0.1126	偽(中立)
	0	2	6	1,776,060	0.1689	偽(過大)
3	1	2	5	484,380	0.0461	偽(過大)
	0	3	5	322,920	0.0307	偽(過大)
4	1	3	4	70,200	0.0067	偽(過大)
	0	4	4	17,550	0.0017	偽(過大)
5	1	4	3	2,925	0.0003	偽(過大)

3) 外れ値の発生する要因とその対処法についての検討

2)で検討したように **Interquartile Method** で検出された蓄積線量の外れ値は高線量側に2個である。また、この2個の測定値を除外したデータ群に対して正規分布を仮定してスミルノフ・グラブス検定(有意水準5%)を行い、結果として検出された外れ値は高線量側に2個、低線量側に1個である。全体としては高線量側に4個、低線量側に1個の外れ値が存在することになり、蓄積線量の外れ値の分布は高線量側に偏っている。このような高線量側に偏った外れ値の存在は、系統誤差の存在を強く示唆するものであり、以下では高線量側の外れ値が発生する要因について検討する。

測定値に高線量側の外れ値が発生する要因としては、以下の2つが代表的な要因として考えられる。

- ①光ブリーチング不足により結晶格子中に不対電子が残存した鉍物粒子の偏在
- ②放射性核種の偏在

これに対し、試料採取や前処理過程を考慮すると、以下のような反証が成り立つ。

- ①年代測定用サンプルは比較的均質な堆積物から採取されている。
- ②サンプリングに用いるプラスチックチューブの直径(5cm)・長さ(15cm)を考慮すると、鉍物粒子や放射性核種の偏在は少ないと考えられる。
- ③光ルミネッセンス測定では、1,000~2,000個程度の鉍物粒子が発光するルミネッセンスを測定しており、鉍物粒子や放射性核種が偏在したとしても、その影響は少ないと考えられる。

従って、現時点では、高線量側の外れ値が発生する要因については不明であると言えない。しかしながら、実際の測定値に明らかな外れ値が存在する以上、それらを検定・除外し、平均値に基づく蓄積線量の代表性・信頼性を確保する手法が必要となる。2)で既述したように、測定数を32 discに増加させさせた場合、**Interquartile Method** およびスミルノフ・グラブス検定により外れ値を除外できることが明らかになった。このような統計的手法を用いて外れ値を除外し平均値を算出することにより、蓄積線量の代表性・信頼性を確保することができると考えられる。従って、蓄積線量の代表性・信頼性を確保する現時点で最も確実な手法としては、測定数を増加させ、外れ値検定を行う手法以外にないと考えられる。

4) 外れ値の検出可能性の検討

表 1.1.2-2 の蓄積線量の測定値では No.9~No.16 の 8 disc の測定シーケンスに、32 disc の測定値の検定結果として外れ値とされた3個の高線量側外れ値が含まれている。No.9~No.16 の 8 disc の測定値に対して頑健な外れ値検出手法である **Interquartile Method** を適用しても、蓄積線量の最も大きな No.10 の測定データを外れ値として検出することはできない(表 1.1.2-5)。2)で検討したように 8 disc の測定シーケンスに3個の高線量側外れ値が含まれる確率は3.1%と小さい(高線量側外れ値2個、低線量側外れ値1個を含む確率は4.6%)が、表 1.1.2-2 のように実際にそのような測定シーケンスが生じており、以下では **Interquartile Method** で検出されるような大きく外れた外れ値を No.9~No.16 を含む測定シーケンスで検出するために必要な測定 disc 数について検討する。具体的な検討方法としては以下の方法で行う。

第1章 隆起速度及び侵食速度に関する評価手法の検討

- ・ No.9～No.16 を含む測定シークエンスに対し、測定 No.の下位側・上位側に1個ずつの測定値を加え、Interquartile Method で検定を行い、No.10 の測定値を外れ値として検出可能か再帰的に検討する。

検討結果を、表 1.1.2-5 に示す。

表 1.1.2-5 外れ値の検出可能性 (Interquartile Method)

検定方法	Interquartile Method(上位側シークエンスの検定)					
No.9～16 (n=8)	第1四分位値	929.1	第3四分位値	1238.2	IQR	309.1
	第1四分位値-1.5×IQR	465.5	第3四分位値+1.5×IQR	1701.8	除外データ	—
No.8～16 (n=9)	第1四分位値	947.3	第3四分位値	1227.6	IQR	280.3
	第1四分位値-1.5×IQR	526.9	第3四分位値+1.5×IQR	1648.0	除外データ	—
No.7～16 (n=10)	第1四分位値	892.8	第3四分位値	1185.0	IQR	292.2
	第1四分位値-1.5×IQR	454.4	第3四分位値+1.5×IQR	1623.4	除外データ	—
No.6～16 (n=11)	第1四分位値	901.7	第3四分位値	1142.4	IQR	240.7
	第1四分位値-1.5×IQR	540.6	第3四分位値+1.5×IQR	1503.5	除外データ	—
No.5～16 (n=12)	第1四分位値	863.6	第3四分位値	1099.8	IQR	236.3
	第1四分位値-1.5×IQR	509.1	第3四分位値+1.5×IQR	1454.3	除外データ	—
No.4～16 (n=13)	第1四分位値	874.6	第3四分位値	1057.3	IQR	182.7
	第1四分位値-1.5×IQR	600.5	第3四分位値+1.5×IQR	1331.3	除外データ	1444
No.3～16 (n=14)	第1四分位値	888.1	第3四分位値	1057.2	IQR	169.1
	第1四分位値-1.5×IQR	634.5	第3四分位値+1.5×IQR	1310.9	除外データ	1444
No.2～16 (n=15)	第1四分位値	852.5	第3四分位値	1057.2	IQR	204.7
	第1四分位値-1.5×IQR	545.5	第3四分位値+1.5×IQR	1364.3	除外データ	1444
No.1～16 (n=16)	第1四分位値	825.8	第3四分位値	1057.2	IQR	231.4
	第1四分位値-1.5×IQR	478.8	第3四分位値+1.5×IQR	1404.3	除外データ	1444

検定方法	Interquartile Method(下位側シークエンスの検定)					
No.9～16 (n=8)	第1四分位値	929.1	第3四分位値	1238.2	IQR	309.1
	第1四分位値-1.5×IQR	465.5	第3四分位値+1.5×IQR	1701.8	除外データ	—
No.9～17 (n=9)	第1四分位値	874.6	第3四分位値	1227.6	IQR	353.0
	第1四分位値-1.5×IQR	345.1	第3四分位値+1.5×IQR	1757.1	除外データ	—
No.9～18 (n=10)	第1四分位値	875.1	第3四分位値	1185.0	IQR	309.9
	第1四分位値-1.5×IQR	410.3	第3四分位値+1.5×IQR	1649.8	除外データ	—
No.9～19 (n=11)	第1四分位値	874.2	第3四分位値	1142.4	IQR	268.2
	第1四分位値-1.5×IQR	471.9	第3四分位値+1.5×IQR	1544.7	除外データ	—
No.9～20 (n=12)	第1四分位値	871.5	第3四分位値	1099.8	IQR	228.3
	第1四分位値-1.5×IQR	529.0	第3四分位値+1.5×IQR	1442.3	除外データ	1444
No.9～21 (n=13)	第1四分位値	873.8	第3四分位値	1057.2	IQR	183.4
	第1四分位値-1.5×IQR	598.7	第3四分位値+1.5×IQR	1332.3	除外データ	1444
No.9～22 (n=14)	第1四分位値	866.8	第3四分位値	1043.6	IQR	176.8
	第1四分位値-1.5×IQR	601.5	第3四分位値+1.5×IQR	1308.9	除外データ	1444
No.9～23 (n=15)	第1四分位値	869.1	第3四分位値	1030.1	IQR	161.0
	第1四分位値-1.5×IQR	627.7	第3四分位値+1.5×IQR	1271.5	除外データ	1444
No.9～24 (n=16)	第1四分位値	871.5	第3四分位値	1016.5	IQR	145.1
	第1四分位値-1.5×IQR	653.9	第3四分位値+1.5×IQR	1234.1	除外データ	1444, 1270

頑健な外れ値検出手法である Interquartile Method を適用した場合、測定 No.の上位側のシークエンスでは5個の測定値を追加した No.4～No.16 の測定シークエンスにおいて、測定 No.の下位側のシークエンスでは4個の測定データを追加した No.9～No.20 の測定シークエンスにおいて、No.10 の測定値を外れ値として検出している。従って、Interquartile Method で検出されるような大きく外れた No.10 のような外れ値を No.9～No.16 を含む測定シークエンスで検出するためには、最低限 13 disc の測定数が必要となる。測定値の分散や分布の偏りなどを考慮すると、No.10 のような Interquartile Method で検出される大きく外れた外れ値を検出するためには測定 disc 数にある程度の尤度を持たせることが望ましいため、通常の測定ルーチンとしては 14 disc 以上の測定を行い、測定値の外れ値の検定を行い、外れ値を除外した上で平均値を算出することが必要と考えられる。

次に、32個の測定値から Interquartile Method で2個の測定値を除外したデータ群に対してスミルノフ・グラブス検定（有意水準5%）を適用した結果、外れ値として検出された No.9 および No.16 について検討する。具体的な検討方法としては以下の方法で行う。

- No.9～No.16 を含む13個以上の測定シークエンスから No.10 を除外したデータ群を作成し、これに対して測定 No.の下位側・上位側に1個ずつの測定値を加え、スミルノフ・グラブス検定（有意水準5%）を行い、No.9 および No.16 の測定データを外れ値として検出可能か再帰的に検討する。

検討結果を、表 1.1.2-6 に示す。

表 1.1.2-6 外れ値の検出可能性（スミルノフ・グラブス検定）

検定方法		Smirnov-Grubbs(両側検定;上位側シークエンスの検定)						T値	P値	検定結果	対立仮説
有意水準		0.05									
検定対象 シークエンス	検定過程	n*	平均	標準偏差	検定対象		T値	P値	検定結果	対立仮説	
					最小値	最大値					
No.4～16	1回目	12	967.6	167.4	—	1270	1.81	0.101	保留	最大値は外れ値である。	
No.3～16	1回目	13	967.9	160.3	—	1270	1.88	0.086	保留	最大値は外れ値である。	
No.2～16	1回目	14	956.8	159.6	—	1270	1.96	0.073	保留	最大値は外れ値である。	
No.1～16	1回目	15	939.1	168.4	—	1270	1.97	0.071	保留	最大値は外れ値である。	

検定方法		Smirnov-Grubbs(両側検定;下位側シークエンスの検定)						T値	P値	検定結果	対立仮説
有意水準		0.05									
検定対象 シークエンス	検定過程	n*	平均	標準偏差	検定対象		T値	P値	検定結果	対立仮説	
					最小値	最大値					
No.9～21	1回目	12	959.6	160.3	—	1270	1.94	0.081	保留	最大値は外れ値である。	
No.9～22	1回目	13	939.3	170.0	—	1270	1.95	0.078	保留	最大値は外れ値である。	
No.9～23	1回目	14	937.6	163.5	—	1270	2.03	0.065	保留	最大値は外れ値である。	
No.9～24	1回目	15	940.0	157.8	—	1270	2.09	0.057	保留	最大値は外れ値である。	
No.9～25	1回目	16	940.6	152.5	—	1270	2.16	0.048	棄却	最大値は外れ値である。	
	2回目	15	918.6	129.0	—	1228	2.40	0.032	棄却	最大値は外れ値である。	
	3回目	14	896.5	100.2	696	—	2.00	0.069	保留	最小値は外れ値である。	

* No.10の測定データを除いたデータ数

No.10 の測定データを除外したデータ群に対して、正規分布を仮定してスミルノフ・グラブス検定（有意水準5%）を適用した場合、測定 No.の上位側のシークエンスでは8個の測定値を追加した No.1～No.16 のデータ群においても外れ値は検出されず、No.1 より上位側の測定値が存在しないため、外れ値の検出に必要な測定数を検討できなかった。また、測定 No.の下位側のシークエンスでは9個の測定値を追加した No.9～No.25 のデータ群において、No.9 および No.16 を外れ値として検出できた。正規分布を仮定したスミルノフ・グラブス検定においては、当然のことではあるが Interquartile Method よりも多くの測定値が外れ値の検出に必要であることがわかる。

MIS11 より古い試料のような分散や誤差の大きい試料の測定において、MIS9 までの試料と同等の測定上の信頼性を確保するためには、上述したようにより多くの disc の測定が必要となることが明らかになった。従来の 8 disc 測定に基づく蓄積線量の平均値は、2)で検討したように蓄積線量を過大評価している可能性が高いため、平均値を代表値として用いるのであれば平均値の算定の基となる個々の測定データに立ち返って、その分布などを再検討する必要があると考えられる。また、検討の結果として測定 disc 数が不足していると判明した場合は、追加測定を実施した上で外れ値の検定・除外を行い、平均値を算出すべきと考えられる。

5) 測定 disc 数の増加に伴う測定誤差の減少効果に関する検討

上記 4) で検討したように、MIS11 より古い測定値のように分散や誤差が大きいと考えられる試料の測定においては、測定値の代表性・信頼性を確保するために、少なくとも 14 disc 以上の測定を行い、外れ値の検定を行い、外れ値を除外した上で平均値を用いることが必要となる。ここでは、表 1.1.2-2 の測定シーケンスを用いて、測定 disc 数の増加に伴う測定誤差の減少効果について検証する。具体的な検討方法としては以下の方法で行う。

- ・測定 disc 数の増加に伴う測定誤差の減少効果を簡便に見積もるため、全測定値数 32 個の 1/4 の 8 の倍数の個数であるデータ数 8 個、16 個、24 個、32 個を対象とした検討を行う。
- ・外れ値を含む代表的な測定シーケンスとして、以下の測定シーケンスについて外れ値の検出と外れ値を除外した平均値の算出を行い、測定数と測定誤差の関係を検討する。
 - ①データ数 8 個の測定シーケンス：No.1～No.8, No.9～No.16, No.17～No.24, No.25～No.32
 - ②データ数 16 個の測定シーケンス：No.1～No.16, No.9～No.24, No.17～No.32
 - ③データ数 24 個の測定シーケンス：No.1～No.24, No.9～No.32
 - ④データ数 32 個の測定シーケンス：No.1～No.32

各測定シーケンスに対して Interquartile Method を適用し、外れ値を検出した結果を表 1.1.2-7 に示す。

表 1.1.2-7 Interquartile Method に基づく外れ値の検出結果

検定方法	Interquartile Method					
No.1～8 (n=8)	第1四分位値	788.6	第3四分位値	959.2	IQR	170.6
	第1四分位値-1.5×IQR	532.7	第3四分位値+1.5×IQR	1215.2	除外データ	—
No.9～6 (n=8)	第1四分位値	929.1	第3四分位値	1238.2	IQR	309.1
	第1四分位値-1.5×IQR	465.5	第3四分位値+1.5×IQR	1701.8	除外データ	—
No.17～24 (n=8)	第1四分位値	842.3	第3四分位値	929.8	IQR	87.5
	第1四分位値-1.5×IQR	711.2	第3四分位値+1.5×IQR	1061.0	除外データ	696
No.25～32 (n=8)	第1四分位値	919.0	第3四分位値	1056.8	IQR	137.9
	第1四分位値-1.5×IQR	712.2	第3四分位値+1.5×IQR	1263.6	除外データ	1444, 613
No.1～16 (n=16)	第1四分位値	825.8	第3四分位値	1057.2	IQR	231.4
	第1四分位値-1.5×IQR	478.8	第3四分位値+1.5×IQR	1404.3	除外データ	1444
No.9～24 (n=16)	第1四分位値	871.5	第3四分位値	1016.5	IQR	145.1
	第1四分位値-1.5×IQR	653.9	第3四分位値+1.5×IQR	1234.1	除外データ	1444, 1270
No.17～32 (n=16)	第1四分位値	862.8	第3四分位値	1012.2	IQR	149.3
	第1四分位値-1.5×IQR	638.9	第3四分位値+1.5×IQR	1236.1	除外データ	1447, 613
No.1～24 (n=24)	第1四分位値	825.8	第3四分位値	985.8	IQR	160.0
	第1四分位値-1.5×IQR	585.8	第3四分位値+1.5×IQR	1225.8	除外データ	1444, 1270, 1228
No.9～32 (n=24)	第1四分位値	871.5	第3四分位値	1051.3	IQR	179.9
	第1四分位値-1.5×IQR	601.7	第3四分位値+1.5×IQR	1321.2	除外データ	1447, 1444
No.1～32 (n=32)	第1四分位値	851.1	第3四分位値	1042.1	IQR	191.0
	第1四分位値-1.5×IQR	564.7	第3四分位値+1.5×IQR	1328.6	除外データ	1447, 1444

次に、各測定シーケンスから Interquartile Method で検出された外れ値を除外し、残った測定値が正規分布に従うと仮定してスミルノフ・グラブス検定（有意水準 5%）を適用し、再び外れ値を検出・除外し、平均値を算出した結果を表 1.1.2-8 に示す。

表 1.1.2-8 スミルノフ・グラブス検定に基づく外れ値の検出結果と平均値

検定方法		Smirnov-Grubbs(両側検定)									
有意水準		0.05									
検定対象 シークエンス	除外 データ数*	検定過程	n	平均	標準偏差	検定対象		T値	P値	検定結果	対立仮説
						最小値	最大値				
No.1~8	0	1回目	8	870.7	128.8	—	1057	1.45	0.198	保留	最大値は外れ値である.
No.9~16	0	1回目	8	1070.6	226.8	—	1444	1.65	0.151	保留	最大値は外れ値である.
No.17~24	1	1回目	7	897.5	75.4	776	—	1.61	0.168	保留	最小値は外れ値である.
No.25~32	2	1回目	6	985.9	84.2	858	—	1.52	0.204	保留	最小値は外れ値である.
No.1~16	1	1回目	15	939.1	168.4	—	1270	1.97	0.071	保留	最大値は外れ値である.
No.9~24	2	1回目	14	916.4	133.5	—	1228	2.33	0.038	棄却	最大値は外れ値である.
		2回目	13	892.4	103.1	696	—	1.91	0.083	保留	最小値は外れ値である.
No.17~32	2	1回目	14	921.0	107.1	696	—	2.10	0.058	保留	最小値は外れ値である.
No.1~24	3	1回目	21	884.1	110.9	691	—	1.74	0.098	保留	最小値は外れ値である.
No.9~32	2	1回目	22	937.6	154.8	—	1270	2.15	0.044	棄却	最大値は外れ値である.
		2回目	21	921.8	139.2	613	—	2.20	0.041	棄却	最小値は外れ値である.
		3回目	20	937.2	123.0	—	1228	2.36	0.030	棄却	最大値は外れ値である.
		4回目	19	921.9	105.1	696	—	2.15	0.046	棄却	最小値は外れ値である.
		5回目	18	934.5	92.3	764	—	1.85	0.083	保留	最小値は外れ値である.
No.1~32	2	1回目	30	919.8	149.2	—	1270	2.35	0.026	棄却	最大値は外れ値である.
		2回目	29	907.7	136.1	—	1228	2.35	0.026	棄却	最大値は外れ値である.
		3回目	28	896.3	123.7	613	—	2.29	0.030	棄却	最小値は外れ値である.
		4回目	27	906.7	112.6	691	—	1.92	0.067	保留	最小値は外れ値である.

* Interquartile Methodにより除外されたデータ数

Interquartile Method 及びスミルノフ・グラブス検定（有意水準 5%）により外れ値として除外される測定データが、測定値の平均値や誤差に与える影響を表 1.1.2-9 に示す。4)で検討したように、Interquartile Method で検出されるような大きく外れた外れ値を検出するために必要な測定 disc 数は 14 disc 以上と見積もられており、実際に表 1.1.2-9 の 8 disc の測定に基づく蓄積線量の平均値は外れ値を除外するか否かに関わらず、大きくばらついている。16 disc の測定に基づく平均値は比較的収束しているように見えるが、24 disc の測定に基づく平均値は 16 disc の測定に基づく平均値よりばらついており、データの収束性は見かけのものにすぎないと考えられる。

蓄積線量の平均値に対する誤差は、8 disc 測定 of 平均値で 6.3%、16 disc 測定 of 平均値で 5.1%、24 disc 測定 of 平均値で 4.1%、32 disc 測定 of 平均値で 3.6%と計算される。16 disc 測定 of 平均値の誤差に対する誤差減少率は、24 disc 測定 of 平均値で 1.0%、32 disc 測定 of 平均値で 1.5%となる。測定誤差が偶然誤差のみからなる場合は、測定数の増加に対して測定誤差は-1/2 乗の割合で減少することが見込まれるが、実際の誤差減少率はこれよりも低くなっている。その原因としては、以下が考えられる。

①系統誤差の影響が少なからず残っている可能性

②古い測定資料の場合、測定値 L_1/T_1 のプロットされる位置が飽和に近づき、また検量線が曲線となるため、測定値の少しのバラつきが蓄積線量の大きなばらつきに繋がること

蓄積線量を年代値に換算した場合の誤差としては、8 disc 測定 of 平均値で 8.9%、16 disc 測定 of 平均値で 8.0%、24 disc 測定 of 平均値で 7.4%、32 disc 測定 of 平均値で 7.1%となり、16 disc 測定 of 平均年代値の誤差に対する誤差減少率は、24 disc 測定 of 平均値で 0.6%、32 disc 測定 of 平均値で 0.9%となる。

平均年代では、年間線量の誤差も加味されることから、16 disc 測定 of 平均年代値で $681 \pm 54ka$ 、24 disc 測定 of 平均年代値で $681 \pm 50ka$ 、32 disc 測定 of 年代値で $676 \pm 48ka$ となり、誤差範囲内で一致する。また、測定 disc 数を 16 disc から 32 disc に増加させても、年代誤差は 54ka から 48ka までのわずかな減少に留まり、平均年代値も誤差範囲内で一致することから、測定 disc 数を 32 disc まで増加させることによる測定誤差の減少効果はあまりないと考えられる。なお、

外れ値を除外した測定 disc 数 16 disc 以上の平均年代の最小値 627±42ka (測定シーケンス No.1~No.24), 最大値 667±50ka (測定シーケンス No.9~No.24) に対する海洋酸素同位体ステージは MIS15~MIS17 に相当すると考えられる。

表 1.1.2-9 検出された外れ値が平均値と誤差に与える影響

測定データ数	検定対象シーケンス	除外されたデータ数		除外されたデータ No.	外れ値でないデータ数	外れ値を除外したデータ群			外れ値を除外しないデータ群		
		Interquartile Method	スミルノフ・グラブス検定			平均値	標準偏差	誤差	平均値	標準偏差	誤差
8	No.1~8	0	0	—	8	870.7	128.8		870.7	128.8	
	No.9~16	0	0	—	8	1070.6	226.8		1070.6	226.8	
	No.17~24	1	0	22	7	897.5	75.4		872.3	99.7	
	No.25~32	2	0	29,30	6	985.9	84.2		997.0	234.9	
16	No.1~16	1	0	10	15	939.1	168.4		970.6	205.9	
	No.9~24	2	1	9,10,16	14	940.0	157.8		971.5	197.8	
	No.17~32	2	0	29,30	14	921.0	107.1		934.7	185.9	
24	No.1~24	3	0	9,10,16	21	884.1	110.9		937.9	181.5	
	No.9~32	2	4	9,10,16,22,29,30	18	934.5	92.3		980.0	206.1	
32	No.1~32	2	3	9,10,16,29,30	27	906.7	112.6		952.6	193.8	

6) 測定値の代表性・信頼性とマシンタイム考慮した最適な分析 disc 数に関する検討

今回測定を行った MIS11 より古い海成段丘堆積物層の試料 (GSJ17-318) の測定には、試料前処理過程を除いて、蓄積線量と g-value の測定のみで 8 disc で 17 日間を要する。測定 disc 数を増やすと測定時間は単純に比例して増加し、16, 24, 32 disc で 34 日間, 51 日間, 68 日間となる。

一方、4) で検討したように、Interquartile Method で検出されるような大きく外れた外れ値を検定するために必要な最低限の測定 disc 数は 13 disc であり、測定データの偏りや測定のルーチン化を図る上では多少の裕度をもたせて 14 disc 以上の測定が測定値の代表性・信頼性を確保する上で望ましいと考えられる。

また、5) で検討したように、測定 disc 数を 16, 24, 32 と増加させても、測定誤差はそれほど減少しないことが明らかになっている。

上記を総合すると、MIS11 より古く誤差が大きいと考えられる年代測定試料については、従来の 8 disc ではなく、14~16 disc 程度の測定が最適解と考えられる。

【まとめと今後の課題】

本課題については、主に以下の 2 つの成果を得た。

- ・光ルミネッセンス年代測定法と堆積相解析を組み合わせた隆起速度評価手法を、山口県宇部地域の小池・町田 (2001) において MIS5e, MIS5c と対比されていた海成段丘 (古殿面, 丸尾原面) に適用した結果、以下のことが明らかになった。

- ①宇部地域の MIS5e とされた海成段丘の構成層には、海成堆積相である証拠が見当たらない一方で、網状河川や扇状地といった陸上の堆積環境が示唆された。そのため、宇部地域においては、旧海面指標に基づく隆起量を見積もることはできなかった。
- ②宇部地域の MIS5e とされた海成段丘の段丘編年は、小池・町田 (2001) において確実度 II である。今回その年代を検証したところ、段丘構成層から MIS7 相当の堆積年代が得られ、MIS5 相当の堆積層を欠くことがわかった。
- ③宇部地域の段丘構成層や現世海浜堆積物の光ルミネッセンス特性には、地域内での後背地の地質の違いによる差を認められなかった。また、十和田・八甲田火山から火山性の物質が多く供給されていると考えられる青森県上北平野、火山性の物質だけでなく場所に

よっては深成岩起源の物質も供給されている可能性もある石川県能登半島と同様な光ルミネッセンス特性を示し、堆積物中のカリ長石に光ルミネッセンス年代測定法を適用する条件に制限がないこと、花崗岩地域を後背地に持つ宇部地域にも光ルミネッセンス年代測定が適用可能であることが明らかになった。

- ④光ルミネッセンス年代測定の年代的な適用限界には、環境放射能（堆積物中の年間線量）が大きく関係する。堆積物中の環境放射能は、後背地の地質の違いに依存し、火山碎屑岩からなる上北平野の年間線量は、花崗岩地域を後背地に持つ宇部地域の 1/3 程度であり、結果として上北平野の段丘構成層の年代測定は宇部地域のその約 3 倍古くまで年代測定が可能となる。
- ⑤小池・町田（2001）において確実度ⅡやⅢの段丘編年とされた海成段丘に対して光ルミネッセンス年代測定を適用することで、確実度Ⅰの段丘編年を持つ海成段丘を増やすことに貢献できる可能性がある。
- ⑥小池・町田（2001）は、海成段丘の認定・対比において大きな意義を持つものであるが、廃棄物埋設地の深度の確保に係る基礎資料として用いる場合、以下の事項に注意が必要であることが明らかになった
 - a)段丘構成層の堆積相の確認：段丘構成層の堆積相に基づき、海成段丘層と認定できるかを確認する。海成段丘層であった場合には、海成層と陸成層の境界高度や、旧海面指標となる海成堆積相の高度を確認し、隆起量を認定する。
 - b)段丘構成層の形成年代の確認：段丘構成層の形成年代を、光ルミネッセンス年代測定により確認する。なお、石英の光ルミネッセンス年代測定は、環境放射能の高い地域では10万年程度が適用限界となることに留意すること。

また、宇部地域のように隆起傾向がそれほど明瞭でない地域においては、段丘構成層の形成年代を広域テフラとの累重関係等のみで推定することは段丘構成層の形成年代の誤認に繋がる危険性があることに留意すること。
- ・MIS11より古く、蓄積線量の分散や測定誤差が大きいと考えられる試料を測定した場合の、測定値の代表性・信頼性、測定数の増加に伴う測定誤差の減少効果に関して検討を行うため、測定 disc 数を従来の 8 disc から 32 disc に増加させた光ルミネッセンス年代測定を行った。その結果、以下のことが明らかになった。
- ①光ルミネッセンス年代測定においては、蓄積線量が過大となる外れ値が一定割合含まれており、それらを除外した蓄積線量の検討が必要であることが明らかになった。32 disc の測定結果には、Interquartile Method で検出されるような高線量側に大きく外れた外れ値 2 個が含まれていた。また、Interquartile Method により 2 個の外れ値を除外した 30 個のデータ群に対してスミルノフ・グラブス検定（有意水準 5%）を行ったところ、高線量側 2 個および低線量側 1 個の外れ値が検出された。これら 2 つの検定手法により、結果として高線量側 4 個および低線量側 1 個の外れ値が検出されたことになり、系統誤差の存在が示唆される結果となった。
- ②光ルミネッセンス年代測定において、蓄積線量の信頼性・代表性を確保するため Interquartile Method で検出されるような大きく外れた外れ値を除外するために必要な測定 disc 数について、32 disc の測定結果に基づいて検討した。Interquartile Method で検出されるような外れ値を除外するために必要な測定 disc 数は 13 disc 以上であり、測定値の分散等を考慮し、一定の尤度を持たせた場合、14 disc 以上の測定が望ましいと結論

された。古い年代の試料の測定にはマシンタイムが長くかかるため、マシンタイムを考慮した場合の最適分析数は、14～16 disc 程度となる。なお、従来の 8 disc に基づく測定値については個々の disc の測定値に立ち返って妥当性の検討が必要であり、必要に応じて追加測定が必要となることが明らかになった。

今後の課題として、次の 2 点が挙げられる。

- ・モデルフィールドである青森県上北平野地域の周辺地域に隆起速度評価手法を適用し、隣接する地域間の隆起速度を比較・検討することにより、隆起活動の空間スケールの評価を行うこと。
- ・測定値の代表性・信頼性を確保し、測定誤差を減少させる別の手法として、光ルミネッセンス年代測定に単粒子法を適用した場合の、測定粒子数と測定結果の代表性・信頼性、測定誤差の減少効果、測定時間の短縮効果等について検討を行うこと。

【引用文献】

- Aitken M. J. (1998) An Introduction to Optical Dating: The Dating of Quaternary sediments by the Use of Photon-Stimulated Luminescence. Oxford University Press. 267 pp.
- Aoki K. (2008) Revised age and distribution of ca. 87 ka Aso-4 tephra based on new evidence from the northwest Pacific Ocean. *Quaternary International* 178, 100-118.
- Balescu S. and Lamothe M. (1994) Comparison of TL and IRSL age estimates of feldspar coarse grains from waterlain sediments. *Quaternary Science Reviews* 13, 437-444.
- Bell W. T. (1980) Alpha dose attenuation in quartz grains for thermoluminescence dating. *Ancient TL* 12, 4-8.
- Buylaert, J.P., Jain, M., Murray, A.S., Thomsen, K.J., Thiel, C. and Sohbaty, R. (2012) A robust feldspar luminescence dating method for Middle and Late Pleistocene sediments. *Boreas* 41, 435-451.
- 中国四国農政局計画部 (1967) 干拓予備調査榎野川地区調査報告書 (地質地下水編), 92p.
- Guérin G., Mercier N. and Adamiec G. (2011) Dose-rate conversion factors: update. *Ancient TL* 29, 5-8.
- Huntley D. J. and Baril M. R. (1997) The K content of the K-feldspars being measured in optical dating or in thermoluminescence dating. *Ancient TL* 15, 11-13.
- Huntley D.J. and Lamothe M. (2001) Ubiquity of anomalous fading in K-feldspars and the measurement and correction for it in optical dating. *Canadian Journal of Earth Science* 38, 1093-1106.
- Ito, M., and O'HARA, S. (1994) Diachronous evolution of systems tracts in a depositional sequence from the middle Pleistocene palaeo-Tokyo Bay, Japan. *Sedimentology* 41, 677-697.
- Ito K., Tamura T. and Tsukamoto S. (2017) Post-IR IRSL dating of K-feldspar from last interglacial marine terrace deposits on the Kamikita Coastal Plain, Northeastern Japan. *Geochronometria*, 44, 352-365.
- 亀山徳彦 (1968) 関門地方の第四系. *地質学雑誌*, 74, 415-426.
- Kars R. H. and Wallinga J. (2009) IRSL dating of K-feldspar: Modeling natural dose response curve to deal with anomalous fading and trap competition. *Radiation Measurements* 44,

594-599.

Kars R. H., Wallinga J. and Cohen K. M. (2008) A new approach towards anomalous fading correction for feldspar IRSL dating – test on samples in field saturation. *Radiation Measurements* 43, 786-790.

河野通弘・高橋英太郎・小野忠濃 (1965) 本州西端部海岸の洪積層とその問題. 山口大学教育学部研究論叢 第2部 (自然科学), 14, 17-34.

河野通弘・松尾征二 (1987) 第四系 宇部一小郡地域. 日本地質『中国地方』編集委員会編: 日本の地質 7 中国地方. 共立出版, 東京, 148-149.

小池一之・町田 洋 (編) (2001) 日本の海成段丘アトラス. 東京大学出版会, 122 p.

Mejdahl, V. (1979) Thermoluminescence dating: beta-dose attenuation in quartz grains. *Archaeometry* 21, 61-72.

宮内崇裕 (1985) 上北平野の段丘と第四紀地殻変動. *地理学評論* 58, 492-515.

Murakoshi, N., and Masuda, F. (1992) Estuarine, barrier-island to strand-plain sequence and related ravinement surface developed during the last interglacial in the Paleo-Tokyo Bay, Japan. *Sedimentary Geology* 80, 167-184.

Murray, A.S., and Wintle, A.G. (2000) Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. *Radiation Measurements* 32, 57-73.

太田陽子・平川一臣 (1979) 能登半島の海成段丘とその変形. *地理学評論* 52, 169-189.

Prescott J. R. and Hutton J. T. (1994) Cosmic ray contributions to dose rates for luminescence and ESR dating: large depths and long-term time variations. *Radiation Measurements* 23, 497-500.

産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2014) 地層処分に係る地質評価手法等の整備 (地質関連情報の整備): 平成 25 年度事業報告書.

産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2015) 平成 26 年度地層処分の安全審査に向けた評価手法等の整備委託費 (地質関連情報の整備) 事業: 平成 26 年度事業報告

産業技術総合研究所 (2016) 平成 27 年度原子力発電施設等安全技術対策委託費(自然事象等の長期予測に関する予察的調査)事業: 平成 27 年度事業報告

産業技術総合研究所 (2017) 平成 28 年度原子力発電施設等安全技術対策委託費(自然事象等の長期予測に関する予察的調査)事業: 平成 28 年度事業報告

Shirai, M., and Tada, R. (2000) Sedimentary successions formed by fifth-order glacio-eustatic cycles in the middle to upper Quaternary formations of the Oga Peninsula, northeast Japan. *Journal of Sedimentary Research* 70, 839-849.

高橋英太郎・河野通弘 (1968) 山口県における第四系—主として洪積統一と対比について. 山口大学理科報告, 18, 37-46.

Thiel C., Buylaert J. P., Murray A. S., Elmejdoub N. and Jedoui Y. (2012) A comparison of TT-OCL and post-IR IRSL dating of coastal deposits on Cap Bon peninsula, north-eastern Tunisia. *Quaternary Geochronology* 10, 209-217.

Thomsen K.J., Murray A.S., Jain M. and Bøtter-Jensen L. (2008) Laboratory fading rates of various luminescence signals from feldspar-rich sediment extracts. *Radiation Measurements* 43, 1474-1486.

Waelbroeck, C., Labeyrie, L., Michel, E., Duplessy, J.C., McManus, J.F., Lambeck, K., and

Labracherie, M. (2002) Sea-level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records. *Quaternary Science Reviews* 21, 295-305.

渡辺和明・七山 太 (2010) GPS-VRS-RTK 方式による短時間・高精度位置測定技術の解説. 地質ニュース, 674 号, 39-44.

Wintle A. G. and Murray A. S. (2006) A reviews of quartz optically stimulated luminescence characteristics and their relevance in single-aliquot regeneration dating protocols. *Radiation Measurements* 41, 369-391.

1.2 時間スケールの異なる複数手法を使った隆起速度評価手法の適用可能性についての検討

【実施内容】

平成28年度までの成果及び既往研究成果を基に、平成29年度は既往研究によって隆起速度が得られている花崗岩山岳地域等を対象に、100万年を超える範囲までの長期間を対象とした時間スケールの異なる複数の隆起速度評価手法の適用可能性と、適用した場合の実施可能性について検討を行う。以上の成果は、原子力規制委員会が整備する隆起・侵食活動、断層活動、地下水流動等の自然事象等に関する評価手法の議論に必要な科学的根拠と、廃棄物埋設にかかる立地及び安全評価に関する規則及びガイド等に反映される。

【成果】

1.2.1 隆起速度評価に係る個別手法に関する検討

放射性廃棄物の埋設処分においては、廃棄物埋設地において一定の期間以上の間、廃棄物埋設深度の確保が必要とされる。一定期間以上の間の廃棄物埋設深度の確保には、廃棄物埋設地における侵食速度の評価が求められるが、中深度処分などのように10年以上の長期間にわたる侵食速度を一定の信頼度のもとに求めることは困難なことが多い。侵食速度と隆起速度との関係については、面的な侵食速度が第四紀の隆起速度と相関が高いこと（藤原ほか、1999）、また河川による下刻速度が河成地形が平衡状態になるような10万年オーダーでは隆起速度に近い値になること（核燃料サイクル開発機構、1999）が報告されており、隆起速度は侵食速度の上限値を与える保守的な値として用いられることも多い。

隆起速度は、“隆起量／隆起に要した時間”として与えられるものであり、“隆起量”と“隆起に要した時間”の両者を定量的に評価する必要がある。本委託事業では、H28年度の事業報告書において「1.2 超長期間にわたる隆起速度評価手法の総合的な検討」の中で、沿岸陸域と内陸域におけるそれぞれ現在～約41万年前、現在～約15万年前程度までの隆起速度評価手法をまとめている（産業技術総合研究所、2017）。本節では、平成28年度までの成果及び既往研究成果をもとに、内陸山岳地域の隆起速度を評価可能な、100万年を超える範囲までの長期間を対象とした時間スケールの異なる隆起速度評価手法（表1.2.1-1）について、手法やその指標、対象期間、対象地域について概略を取りまとめる。

1.2.1.1 測地学的手法

1) GPS：電子基準点（GPS連続観測点）等を用いた地殻変動観測

2004年のGPS連続観測システム（GEONET）の運用開始により、電子基準点のGPS連続観測データに基づく隆起速度を、花崗岩山岳地域を含めた日本各地で求めることができる。GEONETの精度は様々な補正後の精度は概ね1cm以内である。電子基準点でのGPS観測は1990年代から開始されており、過去20年間程度という短期間ではあるが地盤の隆起量と隆起速度を面的にかつ連続的に高精度で評価可能である。ただし、内陸山岳地域における電子基準点の設置数は少なく、平野・盆地等と比較してデータ数が少なく、データの質が劣る傾向にある。

表 1.2.1-1 内陸山岳地域を対象とした隆起・削剥量評価手法（末岡ほか（2015）を一部改変）
赤枠内は 1.2 節の隆起速度評価手法で取り扱う手法を示す。

	分野	手法・指標	時間スケール	対象地域等
隆起	測地学	測量	$\leq 10^1$ 年 (GPS) $\leq 10^2$ 年 (水準測量)	ほぼ全ての地域 (基準点等のある地点)
	地形学・ 地質学	段丘面高度	$10^3 \sim 10^5$ 年	河川流域 (河成段丘) 沿岸部 (海成段丘)
		侵食小起伏面高度	10^6 年	山地地域
		地質学的深度データ* +年代	$10^6 \sim 10^8$ 年	山地地域等
削剥	堆砂量		$10^1 \sim 10^2$ 年 (ダム) $10^6 \geq$ 年	ダムの集水域 扇状地・盆地の集水域
		宇宙線生成核種	$10^2 \sim 10^6$ 年	侵食地域
	地球化学	熱年代	$10^6 \sim 10^8$ 年	侵食地域

* 堆積岩の埋没深度、火成岩の固化深度等

2) 水準測量：水準点を用いた鉛直変位量観測

日本全国の水準点を対象とした水準測量は、過去 120～20 年程度前まで実施されており、それらの過去の水準測量データに基づく隆起速度を、花崗岩山岳地域を含めた日本各地で求めることができる。精密な水準測量は、0.1mm 以内の鉛直精度を持っており、GPS 測地よりも鉛直方向の精度は高いが、水平方向の精度は GPS 測地より著しく劣る。水準測量データに基づく隆起量／隆起速度評価の例としては、1947～1986 年（開始年）の約 40 年間（村上・小沢，2004）、1883～1955 年（開始年）の約 70 年間（檀原，1971）、1883～1986 年（開始年）の約 100 年間（国見ほか，2001）の異なった時間間隔の水準測量データを用いたまとめがなされている。水準測量の測定頻度は 10～20 年に 1 回程度で、GEONET などの GPS 測地と比較して連続性では劣っているが、測量期間の長さの点で優れている。ただし、内陸山岳地域における水準点の設置数は少なく、平野・盆地等と比較してデータ数が少なく、データの質が劣る傾向にある。

1.2.1.2 地形・地質学的手法

1) 河成地形面：河成地形面の高度分布を用いた隆起量評価

過去 10 万年～数 10 万年間における内陸部における隆起速度評価では、河成地形面の分布や河成堆積層の構成物質、形成年代等を用いて、隆起速度を評価することができる。河成地形面を用いた隆起速度評価方法には、現河床と埋没谷底の比高を利用する BV(Buried Valley)法、埋没谷底間の比高を利用する BB(Bottom to Bottom)法、河成段丘間の比高を利用する TT(Terrace to Terrace)法がある（図 1.2.1-1；吉山・柳田，1995）。

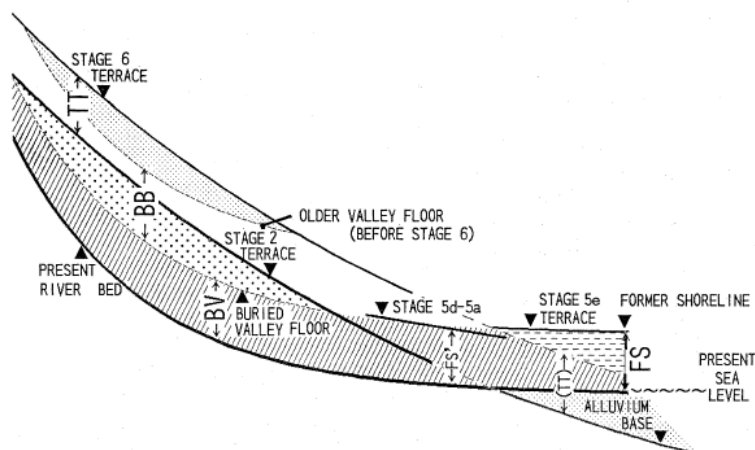


図1 第四紀の各 isotope stage における気候・海面変動に対応して形成された河成地形面の模式縦断面および隆起量の指標となる地形面の比高値の定義
 FS: 最終間氷期 stage 5e 海成面の旧汀線 (Former Shoreline)
 FS': stage 5 の河成段丘と現河床の比高値 (FS 値に準ずる)
 BV: stage 5e の埋没谷底と現河床面の比高値
 TT: stage 2 と stage 6 の河成段丘面の比高値
 (TT): stage 2 と stage 6 の埋没河成面 (河口部) の比高値
 BB: stage 5e とそれより古い時代の埋没谷底の比高値

図 1.2.1-1 河成段丘を用いた様々な隆起速度評価手法(吉山・柳田, 1995)

BV 法および BB 法：河床面・旧河床面の比高を用いた隆起速度評価法

BV 法では、現河床と最終間氷期 (MIS5e) に形成された埋没谷底面との比高を隆起量の指標に用いる。一方、BB 法では、最終間氷期 (MIS5e) とその前の間氷期 (MIS7) に形成された埋没谷底面間の比高を隆起量の指標に用いる。これらの手法は、後氷期と最終間氷期 (MIS5e)、あるいは最終間氷期 (MIS5e) とその前の間氷期 (MIS7) に形成された河床面が類似した河床縦断面を形成していることが前提条件となっている。そのため、後氷期に入ってから期間が短い現河床では、下刻が進行中である区間がしばしば存在し、そのような区間では BV 法による隆起速度評価が過小評価になることに留意が必要である。

TT 法：河成段丘面の比高を用いた隆起速度評価法

TT 法では、最終氷期 (MIS2) の河成段丘面と最終間氷期の前の氷期 (MIS6) の河成段丘面との比高を隆起量の指標に用いる。この手法も、MIS2 と MIS6 の氷期に形成された河床面が類似した河床縦断面を形成していることが前提条件となっている。

BV 法、BB 法、TT 法ともに、河成地形面の対比とその編年が非常に重要である。TT 法の対象である MIS2 の河成段丘は ^{14}C 年代測定法の適用範囲内であり、高精度の編年を行うことが可能である。一方、 ^{14}C 年代測定法の適用範囲外である MIS5e~7 のような古い酸素同位体ステージに形成された河成地形面については、広域テフラや地域の主要テフラにより編年されることが一般的であり、編年に適当なテフラが存在しない場合は河成地形面の形成年代の認定が困難であった。また、河成堆積層とテフラ等を含む被覆層の間に欠落部が存在する場合は、河成地形面の形成年代はテフラ等を含む被覆層よりも古い年代であるとしか認定できないこともあった。しかし、近年、石英や長石を用いた光ルミネッセンス年代測定により MIS5e~7 のような古い酸素同位体ステージに形成された河成地形面についても年代測定が可能となっており、今後これらの絶対年代に基づく河成地形面の編年が進むことが期待される。

BV法は現在とMIS5eとの間、BB法はMIS5eとMIS7との間、TT法はMIS2とMIS6との間と、それぞれ隆起量を評価する時期は異なるが、期間の長さはいずれも約10万年程度であり、複数の手法を適用できる地域においてはクロスチェックも可能である。問題点としては、いずれの手法も得られるのは約10万年間の平均的な隆起速度のみであり、その間の隆起速度の変化を追うことはできないことが挙げられる。また、これらの河成地形面を用いる手法の適用範囲は河川の周囲に限られるため、面的な隆起量評価を行う場合は、その領域を流れる河川毎に隆起量評価を行い、得られた隆起量評価結果を総合的に評価する必要がある。

BV法およびBB法では過去に形成された埋没谷底の高度を把握する必要があるが、比較的露頭の露出状況がよい内陸山岳地域においても、埋没谷底を露頭で確認することは困難である。そのため、過去10万年～数10万年間における内陸部における隆起速度評価では、TT法を用いることが一般的である。TT法では、MIS6を示す広域テフラとして約100ka（町田・新井，2003）のOn-Pm1、約106ka（白井ほか，1997）のToyaなどが有用であり、これらテフラに覆われる河川段丘面をMIS6とみなし、隆起量評価が行われている。

2) 隆起準平原遺物：侵食小起伏面等の高度分布を用いた隆起量評価

過去数10万年間よりも古い100万年オーダーの時間スケールでは、侵食小起伏面*等を用いた隆起速度評価が試みられている。その初期の試みとして、第四紀地殻変動研究グループ（1968）による第四紀地殻変動図（図1.2.1-2）がある。第四紀地殻変動図では、山地のような侵食卓越地域では新第三紀末～第四紀初頭に形成された侵食小起伏面の海拔高度を第四紀における隆起量と、内陸盆地等のような堆積卓越地域では新第三系／第四系の境界層準の分布上限の海拔高度を第四紀における隆起量とする方法により隆起・沈降量の評価結果が示されている。これらの隆起・沈降量推定手法では、新第三紀末～第四紀初頭に海水準付近に形成された準平原面が、第四紀の地殻変動によって現在侵食小起伏面が存在する高度まで隆起したという仮定に基づいて隆起量が求められている。

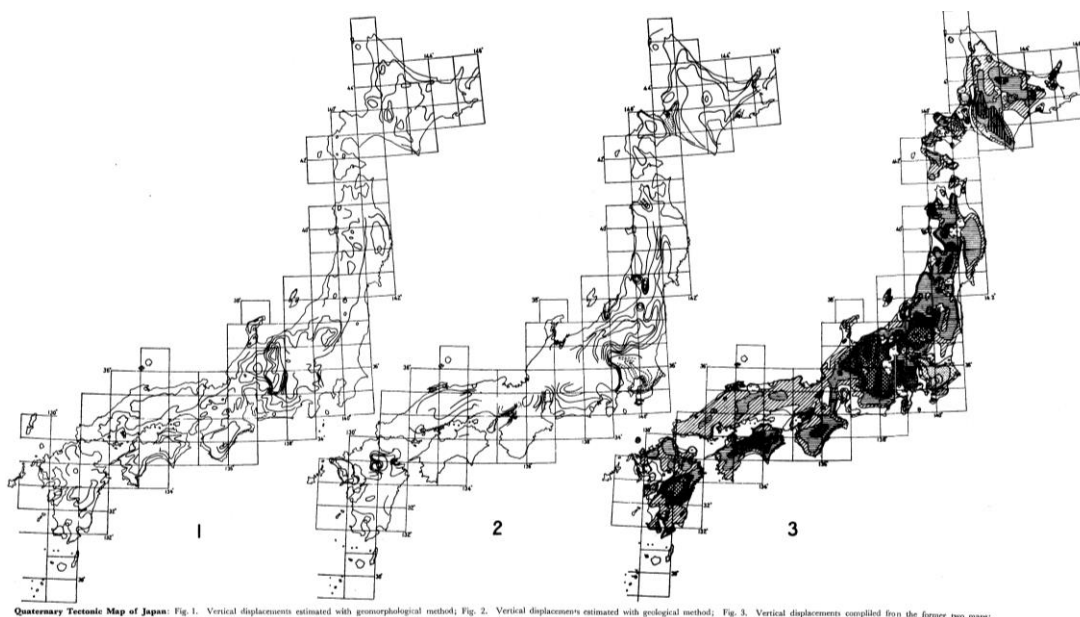


図 1.2.1-2 第四紀地殻変動図（第四紀地殻変動研究グループ，1968）

* 侵食小起伏面：1km方眼内の最高点と最低点との高度差が約100m以下で、尾根頂が丸みをもち、山腹は緩傾斜で、浅い谷が発達する地区をいう記載用語（地形の辞典，2017）

一方、吉川（1984，1985）は、森林限界よりも標高の高い領域あるいは強風にさらされる一部の山稜等において周氷河作用による、岩石の節理沿いの天水の侵入と凍結・融解による激しい風化・削剥作用により高位削剥面が形成される可能性を指摘している。須貝（1990，1995）は、中部山岳地域に分布する侵食小起伏面を高位削剥面と隆起準平原遺物に分類し、高度1500m以上が高位削剥面、それ以下が隆起準平原遺物に分けられることを指摘した。末岡ほか（2015）は、これらの侵食小起伏面と高位削剥面に係る議論を総括し、「標高1,500mを越える高山地域では、激しい削剥により隆起開始以前の原地形の保存は悪く、周氷河作用や基盤隆起と削剥の動的平衡によって、現在の標高付近で平坦面が形成されている可能性がある」としている。すなわち、侵食小起伏面を隆起準平原遺物として隆起量の指標として用いる場合は、その高度・分布・形態・地表地質等を慎重に検討し、高位削剥面と隆起準平原遺物を高い確度で分離し、隆起量を適正に見積もる必要があることになる。

準平原とみなしうる侵食小起伏面は面的な広がりをもつため、地域毎の隆起量の違いを検討することはできる。ただし、隆起準平原遺物による隆起量は第四紀全体の平均的な隆起量を示しているため、その間の10万年スケールでの隆起速度の変化を追うことはできないことが問題点として挙げられる。

3) 現在～過去数100万年間以上：地質学的に推定される深度データと年代値を組み合わせた隆起速度評価

堆積岩類の堆積相や構成鉱物・間隙率等あるいは火成岩類の岩相等の地質学的エビデンスに基づいて、堆積岩類の埋没深度や火成岩類の固化深度の推定が可能である。これらの深度データと現在の標高、年代値を組み合わせることによって隆起速度を評価することが可能となる。火成岩類の固化深度の例については1.2.2.5項で記述するため、以下では堆積岩類について記述することとする。

堆積岩類の構成鉱物・間隙率等による埋没深度推定は、続成作用に伴うopal-A→opal-CTの変化、沸石相の変化等の温度－圧力条件の上昇に伴う変化などから埋没深度を推定するものである（勘米良ほか，1991など）。また、間隙率も圧密により減少するため、圧力条件のみによる変化からも埋没深度を推定することができる（清水，1989など）。年代値としては、堆積年代、鉱物の生成年代・閉鎖年代等の様々な年代値を用いることが想定され、推定すべき隆起速度評価期間に応じた適切な年代値を用いる必要がある。

この方法の問題点として、隆起準平原遺物による隆起速度評価と同様に、基本的には極めて長い期間における平均的な隆起速度しか得ることができず、その間の10万年スケールでの隆起速度の変化を追うことはできないことが挙げられる。また、珪質堆積物中のopal-A→opal-CT→石英などの変化や火山砕屑岩類中の沸石相の変化等の続成作用に伴う変化速度は低温では極めて緩やかであり、高温では速く進むという特徴がある。従って、比較的深い深度まで埋没し比較的高い地温状態を経たような履歴を持つ堆積岩類に対しては最大埋没深度等の推定が容易であるが、埋没深度が比較的浅く低い地温状態が保たれたような堆積物などでは埋没深度の増加に伴う温度上昇による変化と経過時間の増加による変化との判別がつかず深度の推定が困難になることがある。中深度処分や地層処分が対象とする10万年スケールと接続可能な100～200万年程度の時間スケールで埋没深度の評価が可能な地域は、地温が著しく高い地域か、急激な堆積・埋没作用が第四紀に起こった堆積盆に限定される。第四紀堆積盆が現在は隆起場になっており、埋没深度の評価が地表で可能であるとすれば、その地域の隆起速度は著しく速い

可能性が高いことに留意すべきであろう。

1.2.1.3 地球化学的手法

熱年代法：一定の仮定のもとに削剥量から隆起量を推定

熱年代法は、放射壊変により生じる α 粒子や放射線損傷が鉱物中に固定される閉鎖温度を利用して、過去の熱イベントの時期や温度などを推定する手法である。熱年代法は、冷却量/冷却速度を削剥量/削剥速度に読み換えることで侵食速度の推定を行うものであり、直接的に隆起速度を推定する手法ではない。しかし、数100万年以上にわたって基盤隆起が継続する山地では、Ohmori (1978, 1985) が提唱するように最終的には基盤隆起と削剥の動的平衡状態に達するため、山地スケールでの削剥速度を基盤隆起速度に読み替えることが可能となるため、しばしば削剥速度と隆起速度が釣り合っていると仮定して隆起速度が求められており、熱年代法についても隆起速度評価手法の一つとして取り扱うこととする。

熱年代法では、様々な鉱物と手法の組み合わせが用いられるが、山岳地域の隆起・削剥史(隆起・侵食速度)の解明に主として適用されてきた手法は、アパタイトやジルコンを用いたFT法とHe法である(末岡ほか, 2015)。FT法の閉鎖温度は、アパタイトFT法で90~120°C、ジルコンFT法で210~350°Cと低く、熱年代学分野では従来から中心的な役割を果たしてきた。He法の閉鎖温度はFT法よりも低く、アパタイトHe法で55~80°C、ジルコンHe法で160~200°Cである。日本国内の山岳地域における熱年代法の適用事例については、日高山脈、飛騨山脈、赤石山脈、丹沢山地における事例が末岡ほか(2015)により取りまとめられている。

熱年代法は、閉鎖温度の低い鉱物・手法を用いることにより、山地の隆起・削剥過程の解明や地殻変動の研究に貢献してきている。しかしながら、現状の熱年代法が適用範囲とする隆起速度の範囲は、放射性廃棄物の埋設処分において埋設深度の確保が難しいなど比較的隆起速度の速い領域であることに留意する必要がある。末岡ほか(2015)は、日本列島における熱年代学的手法の適用のおよその目安として以下の3つの条件を述べている。

- (1) 基盤隆起速度が0.5~1mm/yr以上であること
- (2) 山地が動的平衡状態に達している、すなわち、明瞭な隆起準平原が保存されていないこと*
- (3) 最大標高が約1,000mを越えていること

(1)によれば基盤隆起速度は10万年あたり50m~100m以上であり、かつ(3)によれば廃棄物埋設地の属する山岳地域の最大標高が1,000m以上と内陸地域でも比較的険しい山岳地域のみが、熱年代法による隆起速度の算定が可能な地域となる。従って、熱年代法については、現状のアパタイトやジルコンを用いたFT法とHe法に基づいて、廃棄物埋設地の埋設深度の確保に関するデータが提出される可能性は低いと考えられる。ただし、より低温の閉鎖温度を対象とした熱年代法の開発が行われており、将来的には基盤隆起速度のより遅い領域や最大標高のより低い領域が熱年代法で解析可能となる可能性はあり、今後の研究開発の動向を注視していく必要があると考えられる。

* 山地の隆起前に形成された準平原状の地形が山地内に隆起準平原として残存していることは、隆起後に開始された削剥作用が及んでいない地域が山地内に残っていることを示す。即ち、山地内に動的平衡状態に達してしていない地域が残っていることを示している。

1.2.2 花崗岩地域を対象とした隆起速度評価事例

本節では、花崗岩山岳地域を対象に個別の隆起速度評価法を適用した研究事例を時間スケールごとに整理し、隆起速度の推定値を整理する。また、隆起量は求められているが隆起速度として整理されていないものに関しては、研究事例中に示されたデータ（隆起量・年代）を参考にしてその値を推定することとする。なお、熱年代法の適用事例については、隆起速度まで求められている事例については隆起速度を、削剥速度のみの場合は削剥速度を示すこととする。

1.2.2.1 現在～過去 20 年間：GPS 測位に基づく隆起速度評価

電子基準点の GPS 測位に基づき、村上・小沢(2004)は 1996～2003 年の 7 年間(図 1.2.2-1)、吉井(2005)は 1996～2004 年の 8 年間の地殻変動を評価している。村上・小沢(2004)による代表的な花崗岩地域の隆起速度を表 1.2.2-1 に示す。阿武隈高地・関東北部・飛騨山脈・木曾山脈・中国山地と花崗岩山地の大半で沈降傾向であるが、美濃高原では隆起傾向が認められる。

1.2.2.2 過去 20～120 年間：水準測量に基づく隆起速度評価

檀原(1971)による第 1 回(1883～1913 年)と第 4 回(1955～1973 年)の 2 回の水準測量データの比較による約 70 年間の上下変動(図 1.2.2-2)、村上・小沢(2004)による第 3 回(1947～1961 年)と第 8 回(1986～1999 年)の 2 回の水準測量データの比較による約 40 年間の上下変動(図 1.2.2-3)、国見ほか(2001)による第 1 回(1883～1913 年)と第 8 回(1986～1999 年)の 2 回の水準測量データの比較による約 100 年間の上下変動(図 1.2.2-4)に基づく代表的な花崗岩地域の隆起速度を表 1.2.2-1 に示す。

檀原(1971)による検討では、阿武隈高地・関東北部・飛騨山脈・中国山地は沈降傾向、木曾山脈・美濃高原は隆起傾向を示す。村上・小沢(2004)による検討では、阿武隈高地・関東北部・中国山地は沈降傾向、飛騨山脈は安定、木曾山脈・美濃高原は隆起傾向を示す。国見ほか(2001)による検討では、阿武隈高地・関東北部・飛騨山脈・中国山地は沈降傾向、木曾山脈・美濃高原は隆起傾向を示す。それぞれの隆起速度の見積もりには、数値的には多少の違いはあるものの、木曾山脈・美濃高原が隆起する一方で、その他の花崗岩山地は沈降する傾向は一貫している。

表 1.2.2-1 代表的な花崗岩地域の測地学的隆起速度（赤字は沈降傾向を示す）

(期間)	GPS*1	水準測量		
		第1回～第4回*2	第3回～第8回*1	第1回～第8回*3
(期間)	7年	約70年	約40年	約100年
日高山脈	-2～0mm/yr	-6～-4mm/yr	-2～0mm/yr	-6～-3mm/yr
阿武隈高地	-3～0mm/yr	-2～0mm/yr	-3～0mm/yr	-2～-1mm/yr
関東北部	-3～0mm/yr	-2～0mm/yr	-5～0mm/yr	-1～0mm/yr
飛騨山脈	-3～0mm/yr	-2～0mm/yr	-2～+2mm/yr	-1～0mm/yr
木曾山脈	-3～0mm/yr	+2～+4mm/yr	0～+5mm/yr	+2～+3mm/yr
美濃高原	0～+3mm/yr	0～+2mm/yr	0～+5mm/yr	0～+1mm/yr
中国山地	-5～0mm/yr	-2～0mm/yr	-5～0mm/yr	-2～0mm/yr

*1 村上・小沢(2004) *2 檀原(1971) *3 国見ほか(2001)

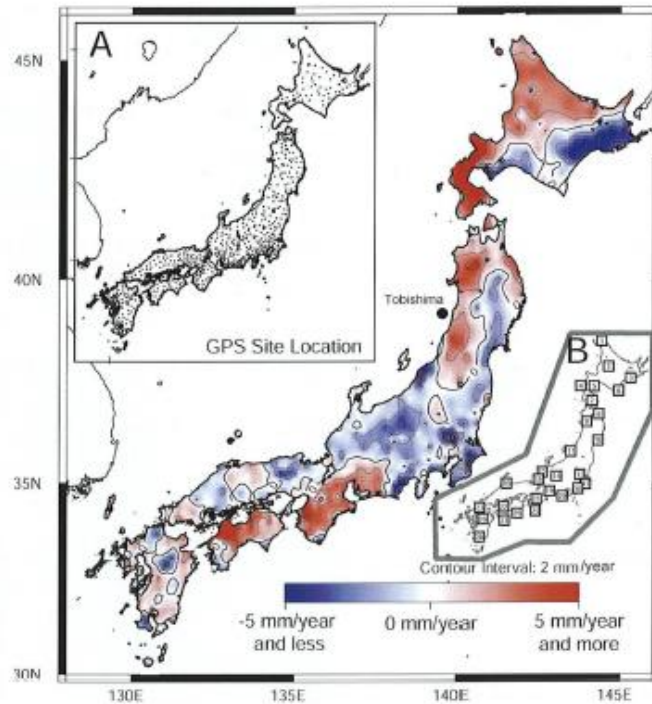


図 1.2.2-1 GPS 測量から求められた 7 年間(1996-2003)の地殻上下変動(村上・小沢, 2004)

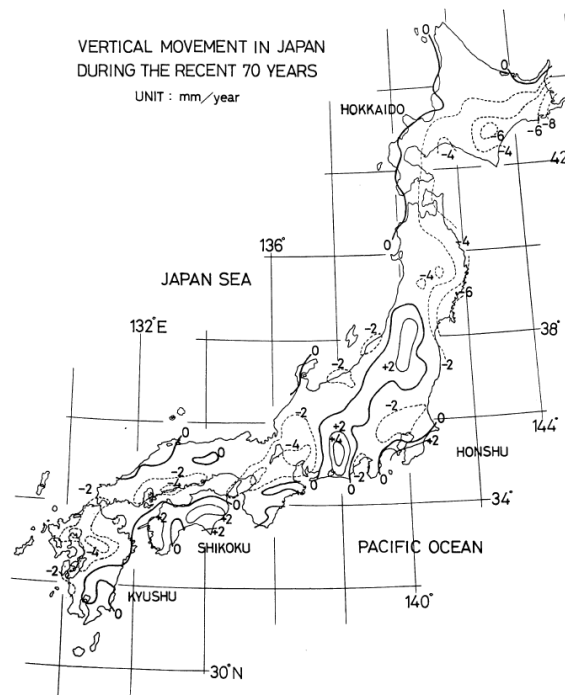


Fig. 4. Equal velocity contour of movements from about 1895 to about 1965.

図 1.2.2-2 第 1 回 (1883~1913 年) 及び第 4 回 (1955~1973 年) 水準測量データから求めた日本列島 70 年間の地殻上下変動 (檀原, 1971)

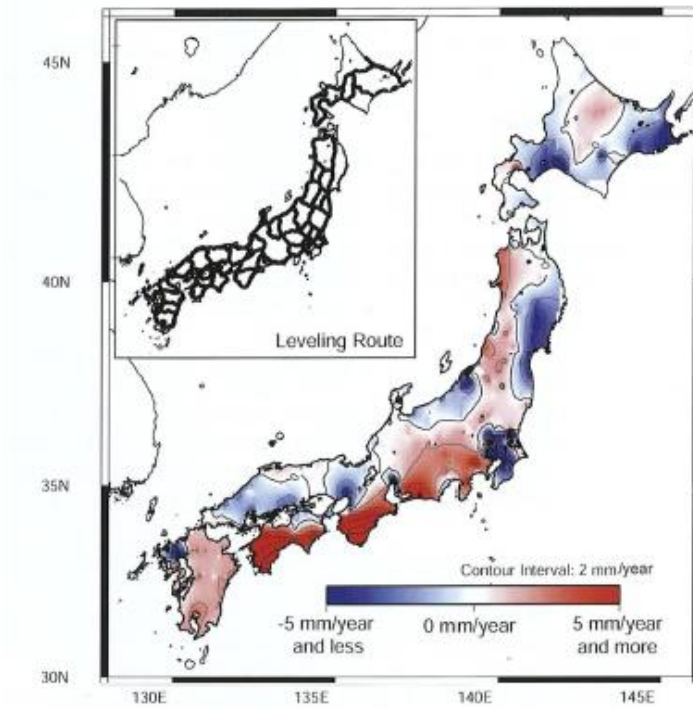


図 1.2.2-3 第 3 回（1947～1961 年）及び第 8 回（1986～1999 年）の水準測量データから求めた日本列島 40 年間の地殻上下変動（村上・小沢，2004）

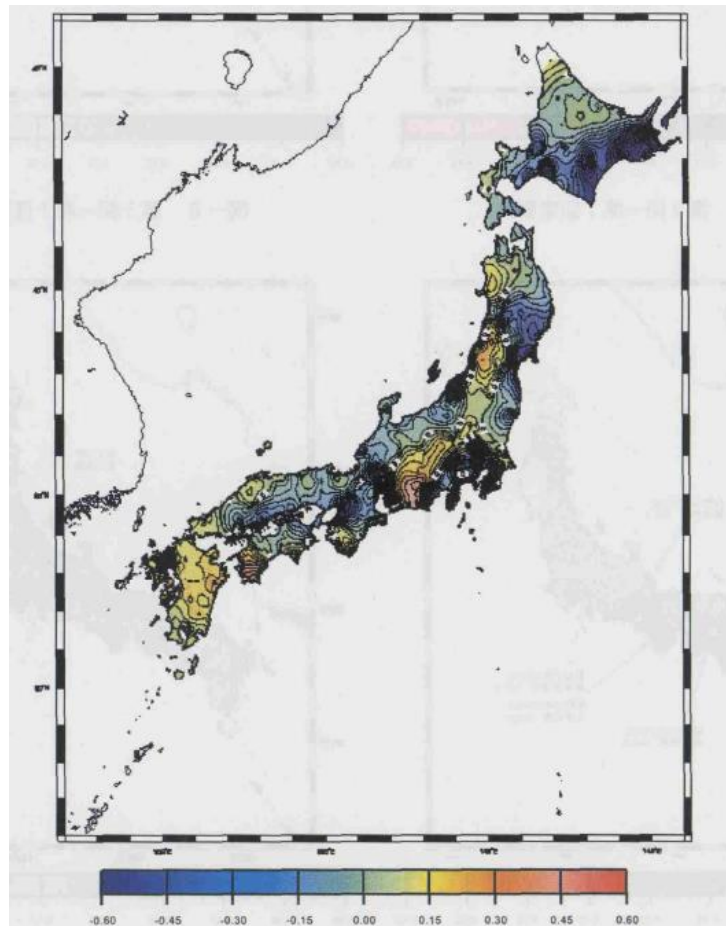


図 1.2.2-4 第 1 回（1883～1913 年）及び第 8 回（1986～1999 年）水準測量データから求めた過去 100 年間の地殻上下変動（国見ほか，2001）

1.2.2.3 現在～過去 15 万年間：河成段丘を利用した隆起速度評価

北海道日高山脈では日高主衝上断層の東側に花崗岩類が分布する。花崗岩類分布域そのものの隆起量は評価されていないが、その周辺部において河成地形を用いた隆起量が評価されている。日高山脈を源として東西に流れる河川の河成地形では、TT 値・BV 値ともに日高山脈の東側では西側よりも小さく、東側の TT 値は 10～25m、BV 値は 0～10m であるのに対し、西側の TT 値は 25～65m、BV 値は 50～55m である（吉山・柳田，1995）。花崗岩類が分布する日高山脈東側の山麓地域の隆起速度は、0.1～2.5mm/yr 程度と見積もることができる。

阿武隈花崗岩類が分布する阿武隈高地内で、Yamamoto (2005) は河成段丘の形成時期をテフラを用いて同定し、高位面・中位面・低位面の 3 面に分類している。河成段丘の形成時期は、テフラの年代等から、高位面は MIS6、中位面は MIS5.4-5.2、低位面は MIS3-2 と推定されている。Yamamoto (2005) は、現河床と河成段丘面との比高を用いた隆起速度評価を行い、隆起速度を 0.8～1.5m/10,000 年 (0.08～0.15mm/yr) と見積もっている。Yamamoto (2005) では河成段丘面間の高度比較も行っており、TT 法と同じ評価基準を用いた隆起速度評価結果を読み取ることができる。現河床と河成段丘面の比高を用いた隆起速度は 0.8～1.5m/10,000 年 (0.08～0.15mm/yr)、Yamamoto (2005) の Fig.8 に示された高位面 (MIS6) と低位面 (MIS3-2) との平均的な高度差 11～13m を用いた TT 法による隆起速度は 0.1mm/yr であり、両者は整合的な値を示している。

領家花崗岩～山陽帯花崗岩類が分布する美濃高原と三河高原に挟まれた土岐川において、河成段丘を用いた TT 法による隆起量評価が行われている（田力ほか，2011；安江ほか，2011）。田力ほか（2011）では、空中写真判読により河成段丘面を高位面・中位面・低位面の 3 面に分類している。低位段丘は、堆積物中の黒色腐植土から MIS2 の ^{14}C 年代が得られ、また花粉分析により現在より冷涼な気候であったこと、段丘堆積物の礫径の小ささと層厚の厚さ、河床縦断形の直線性により、高い確度で MIS2 相当層であると推定されている。一方で、中位段丘の編年については、不整合に覆う風成堆積物中に Aso-4 と K-Tz が確認されたのみあり、段丘堆積物上部におけるフラッドローム層の認定や広域火山灰の抽出、花粉・植物珪酸体分析等による気候の推定などが必要ではあるが、段丘面縦断形が直線的であり、1 段低位に広く分布する MIS2 の段丘面縦断形と同じ形状であることから、MIS6 に形成された可能性が高いとしている。田力ほか（2011）では、中位段丘を MIS6 相当層とすることで TT 値を 13～19m と算出し、隆起速度を 0.11-0.16mm/yr と見積もっている。

先新第三系の深成岩類が分布する太平山地が上流部にある岩見川において、河成段丘を用いた TT 法による隆起量評価が行われている（田力・池田，2005）。田力・池田（2005）では、空中写真・地形図判読と現地調査により、ft2 と ft6 の河成段丘を含む数段の段丘が確認されている。ft2 は、 ^{14}C 年代などの直接的な年代資料はないが、支流の谷を埋めるように広く分布する最低位の段丘面であること、現河床との比高が下流側に減少し、赤平付近で沖積面下に没すること、ft2 の縦断形が下流部の沖積面基底を連ねた線に滑らかに連続することなどから MIS2 に形成されたことはほぼ確実と判断している。一方、ft6 は、ft2 とほぼ平行な縦断形を持つ比較的面積の広い段丘であること、下流側で mT5e に滑らかに連続すること、面の開析が進み ft2 と ft6 の間の他の面と比べて段丘崖が丸みを帯びていること、段丘堆積物にやや風化した花崗岩礫を含むこと、段丘堆積物の上位に ft2 と ft6 の間の他の面よりもやや厚い風成ローム層がみられることなどから MIS6 に形成された可能性が高いとしている。田力・池田（2005）は、岩見川中流域での TT 値を 39-51m、TT 値の確実性は ft6 の年代資料がないことから確実

度Ⅱとしている。田力・池田（2005）では隆起速度を算出していないが、田力ほか（2011）と同様に計算すると0.33-0.43mm/yrと見積もられる。

1.2.2.4 現在～過去数100万年間：隆起準平原遺物を利用した隆起速度評価

阿武隈高地には広く花崗質岩が分布し、侵食小起伏面が複数認められる。中村（1960）は、阿武隈高地北部の侵食平坦面をⅠ・Ⅱ・Ⅲ面の3面に分類し、Ⅲ面の一部を除きいずれも隆起準平原であるとした。その中でも標高560-660mのⅡ面は新第三紀中新世中頃までには形成され、中新世後期の東縁の双葉構造線の活動により隆起したものと考えた。木村（1994）は、阿武隈高地北部の侵食小起伏面を高位面群・中位面群・低位面群の3面に分類し、いずれも陸上削剥により成立したと考えている。Yamamoto（2005）は、木村（1994）の低位面群を埋積する三春火砕流堆積物が従来考えられていたよりも古い4.8Ma±0.4Maの年代値を持つことを報告している。木村（1994）は低位面群は中新世後半以降から形成されたとしており、Yamamoto（2005）の年代値を参考にすると、中新世～鮮新世境界頃には既に低位面群の平坦面が形成されていたと考えられる。低位面群の高度は阿武隈高地内の断層活動によって300～550mと差を生じており、隆起速度は0.06～0.11mm/yrと見積もることができる。

木曾山脈の山頂付近に分布する小起伏面を、須貝（1995）はA、B、Cタイプの3つに分類し、その中でも標高1500mより高い位置に分布するAタイプは高位削剥面、標高300m～1200mに分布するBタイプ・Cタイプを隆起準平原遺物とし、Cタイプの形成は新第三紀中新世後期頃に始まり、第四紀更新世前期まで継続したと推定した。一方、森山・光野（1989）は、木曾山脈の隆起開始を清内路峠断層・木曾山脈山麓断層群・竜西断層群の活動によるものとし、第四紀更新世中期と推定した。これらの研究では隆起速度は算出していないが、隆起量を300m～1200m、隆起開始時期を第四紀更新世中期の初めの78万年前とすると、計算値として隆起速度を0.38-1.54mm/yearと見積もることができる。

赤石山脈の山頂付近に分布する小起伏面を、須貝（1990）はA、B1、B2、C、Dタイプの5つに分類し、その中でも標高300m～1900mに分布するBタイプ・Cタイプを隆起準平原遺物とした。また、森山・光野（1989）は、赤石山脈と阿寺山地の隆起開始時期を第四紀初めと推定した。これらの研究では隆起速度は算出していないが、隆起量を300m～1900m、隆起開始時期を第四紀初めの260万年前とすると、隆起速度は0.12-0.73mm/yrと見積もられる。

六甲山の山頂付近には小起伏面が存在し、藤田・笠間（1983）はこれを隆起準平原遺物とした。また、六甲山系の標高500mの地点に大阪層群の海成粘土層Ma1（約1Ma）と同層準の地層が存在していることから、約1Maの間に500mは隆起したと考えている。藤田・笠間（1983）では隆起速度を算出していないが、海成粘土層をもとにした計算値として隆起速度を0.5mm/yrと見積もることができる。

中国山地には広く花崗質岩が分布し、地形学的には中国山地中軸部を東西にのびる高度不連続を境に、北側の脊梁山地と南側の吉備高原に二分される。中国脊梁山地は山頂高度1,000～1,200mの開析が比較的進んだ山地で、南縁部にはほぼ水平な小起伏面が残存しており、中北部は北へ緩やかに傾斜して日本海に沈む。吉備高原（小藤，1908）は海拔300～600mの隆起準平原で、北側へ僅かに傾斜しており、北縁部に津山・庄原・三次等の山間盆地群を形成する（Hujita, 1980）。矢野・吉谷（1998）は、新第三紀中新世末期～鮮新世初期にかけては、山陰沖から四国にかけての陸域では低位に準平原が拡がり、中国山地の脊梁山地や吉備高原面、四国山地に散在する侵食小起伏面などが、ほぼ同準の地形面を構成しており、鮮新世初期以降

に東西性の断層によりブロック化しながら隆起・沈降したと考えている。中国山地の隆起開始時期を約500万年前と仮定すると、現在の各面の標高値から計算すると、中国山地の脊梁山地の隆起速度は0.20～0.24mm、吉備高原面の隆起速度は0.06～0.12mmと見積もることができる。

1.2.2.5 現在～過去数100万年間以上：地質学的に推定される深度データと年代値を組み合わせた隆起速度評価

飛騨山脈北部には日本で最も若い花崗岩が分布しており (Harayama, 1992)、隆起・削剥速度が極めて速い地域である。飛騨山脈黒部川流域に分布する黒部川花崗岩は、マグマ溜まり存在当時の深度と岩相の関係から、上部花崗岩と下部花崗岩に分類され、上部花崗岩はマグマ溜まり上部の液相農集部、下部花崗岩はマグマ溜まり下部の結晶農集相 (クリスタルマッシュ) に相当すると推定されている (Wada *et al.*, 2004)。黒部川花崗岩西縁部では固結時の推定深度10km (Wada *et al.*, 2004)、黒部川花崗岩の石基年代 $1.55 \pm 0.14\text{Ma}$ (原山ほか, 2010) に基づいた計算値としては隆起速度を6mm/yrと見積もることができる。

1.2.2.6 現在～過去数100万年間：熱年代法を利用した隆起速度評価

北海道日高山脈は、日高衝突帯として知られる造山帯の一部であり、基盤岩の温度-圧力条件や衝突開始時期の推定のため、多くの熱年代学的研究が行われている (例えば, Arita *et al.*, 1993; 在田ほか, 2001; 川上ほか, 2006)。日高山脈の隆起は、新第三紀の前期中新世後期～中期中新世初頭頃に最も活発であり、この時期の削剥速度 (=ここでは隆起速度とみなす) として6～8mm/yr (Arita *et al.*, 1993)、5～6mm/yr (在田ほか, 2001)、3～6mm/yr (川上ほか, 2006) といった大きな値が報告されている。また、中期中新世以降の削剥速度はそれ以前の速度と比べて1桁小さい0.3～0.6mm/yr (在田ほか, 2001) という値が報告されている。

木曾山脈について、末岡ほか (2015) は隆起開始時期を約0.8Ma (松島, 1995)、隆起開始前の地温勾配の推定値を $30.3 \pm 0.8^\circ\text{C}/\text{km}$ と仮定した場合、木曾山脈の隆起開始以降の削剥速度は1.3～4.0 mm/yr、基盤隆起速度の上限は3.4～6.1 mm/yrと推定している。

赤石山脈について、末岡ほか (2015) は隆起開始時期を約3Ma、末岡ほか (2011) の推定総削剥量と現在の標高から、隆起開始以降の削剥速度は2～3 mm/yrと推定している。

丹沢山地については、Yamada & Tagami (2008) は地温勾配を $40^\circ\text{C}/\text{km}$ 、地表気温を 10°C と仮定した場合、丹沢岩体の削剥速度は0.5～1.5 mm/yr (約7～3.3 Ma)、約2 mm/yr (3.3～2.0 Ma)、0.8 mm/yr (2.0～0 Ma) と推定している。

1.2.3 複数の隆起速度評価手法が適用された地域における隆起速度評価結果の整合性の検討

本節では、複数の隆起速度評価手法が適用された花崗岩地域における隆起速度評価結果 (表1.2.3-1) を比較検討し、その整合性について検討する。特に、現在に近い時代の比較的短期間の隆起量とより長期間の隆起量に着目し、複数の隆起速度評価手法の整合性について検討する。

現在から120年前までの期間の短期間の隆起傾向については、1.2.2.1項で記述したGPS測量と1.2.2.2項で記述した水準測量のデータの間では、花崗岩地域においては木曾山脈を除いて両者ではほぼ同様の傾向が認められる。一方、1.2.2.3項で記述した河成段丘高度、1.2.2.4項で記述した隆起準平原遺物高度、1.2.2.5項で記述したに地質学的深度に基づく長期間の隆起傾向については、事例が少ないものの、短期間の傾向と異なりいずれも隆起傾向を示している。

村上・小沢（2004）や吉井（2005）の GPS 観測結果では美濃高原を除く山脈・山地が、国見ほか（2001）の水準測量結果では阿武隈高地，飛騨山脈，中国山地が，沈降傾向を示している．これらの地域はいずれも長期的には隆起傾向にあることは明らかであり，この短期的な沈降傾向と長期的な隆起傾向の差は，山脈・山地の隆起に関わっている内陸活断層やプレート境界断層が数 10 年から数万年の間隔で間欠的に変位していることや，粘弾性緩和のような時間差を伴って作用する現象の影響により，山脈・山地が一次関数的に単調に隆起しているわけではないことを示していると考えられる，また山間地域では，一般に水準点・三角点や GPS 観測点などの設置点数が少なく，特に山脈・山地の中心部では設置点数が少なく，平野部に比べデータの質が劣ることにも留意が必要であろう．

表 1.2.3-1 代表的な花崗岩地域の隆起速度（赤字は沈降傾向を示す，単位は mm/yr に換算して統一）

	GPS*1 (7年間)	水準測量			段丘面高度	隆起準平原 遺物高度	地質学 的深さ	熱年代	堆砂量
		第1回-第4回*2 (約70年間)	第3回-第8回*3 (約40年間)	第1回-第8回*3 (約100年間)					
日高山脈	-2~0	-6~-4	-2~0	-6~-3	+0.10~+0.25 ^{*4}				
阿武隈高地	-3~0	-2~0	-3~0	-2~-1	+0.08~+0.15 ^{*5}	+0.06~+0.11 ^{*9}			
飛騨山脈	-3~0	-2~0	-2~+2	-1~0	max.+2.5 ^{*4}		+6 ^{*11}		+6 ^{*8}
木曾山脈	-3~0	+2~+4	0~+5	+2~+3				+3.4~+6.1 ^{*7}	
美濃高原	0~+3	0~+2	0~+5	0~+1	+0.11~+0.16 ^{*6}				
中国山地	-5~0	-2~0	-5~0	-2~0		+0.06~+0.12 ^{*10} +0.20~+0.24 ^{*10}			

*1 村上・小沢（2004） *2 檀原（1971） *3 国見ほか（2001） *4 吉川・柳田（1995） *5 Yamamoto（2005） *6 田力ほか（2011） *7 末岡ほか（2015）

*8 Yoshikawa（1974） *9 Yamamoto（2005）等に基づく計算値 *10 矢野・吉谷（1998）等に基づく計算値（上段；吉備高原，下段；脊梁山地）

*11 原山ほか（2010）等に基づく計算値

1.2.4 複数の隆起速度評価手法を適用した追補的な調査の実施可能性と隆起速度評価結果の精度・確度の上昇可能性の検討

短期的な隆起速度評価法については水準点・三角点や GPS 観測点などの設置点数について疎密はあれど日本国内の全域を基本的にはカバーしている．一方，長期的な隆起速度評価法については適用事例の数が少ないため，追補的な調査を行い複数の隆起速度評価手法を適用し，隆起速度評価法の精度・確度を検証し，その信頼性を向上させる努力は必要であろう．中深度処分では“少なくとも 10 万年間”を対象とした隆起量評価が必要とされる．過去の隆起量を将来に外挿するためには少なくとも 1 回以上の氷期-間氷期サイクルを経た指標地形面を用いた隆起量評価が必要であり（産業技術総合研究所深部地質環境研究コア，2012），10 万年間の隆起量評価を高い信頼性で確保するためには氷期-間氷期サイクル 3 回程度以上の指標地形面を用いた隆起速度評価が望ましい．また，中深度処分や地層処分では隆起速度が概ね 1.0mm/yr 程度以上の地域は埋設処分候補地として不適と考えられることから，比較的隆起速度が小さい地域の評価が可能であることも考慮する必要がある．1.2.1.3 項で記述したように熱年代法による隆起速度評価法は，隆起速度が比較的速い 0.5~1.0mm/yr 以上，かつ標高 1,000m 以上の地点が評価可能であることを考慮すると，今後の技術開発動向を注視する必要があるが，現時点では中深度処分や地層処分の隆起速度評価に用いる可能性は低いと考えられる．

表 1.2.3-1 に示したように短期間の隆起速度評価結果と長期間の隆起速度評価結果には大きな乖離がある．中深度処分や地層処分では 10 万年スケールの隆起速度評価が直接的に必要とされ，これらと接続可能な数 100 万年程度までの時間スケールにおける隆起速度評価が併用で

きることが複数の隆起速度評価手法を適用し相互検証する上で望ましいと考えられる。これらを考慮すると、10～数10万年程度を対象とする河成地形面高度を用いた隆起速度評価手法と数100万年程度を対象とした隆起準平原遺物高度を利用した隆起速度評価手法の併用が可能な地域が追補的な調査を行う地域としては適当である。表1.2.3-1に示した花崗岩地域では、阿武隈高地・美濃高原・中国山地等が、中深度処分や地層処分等における隆起速度評価手法の検証のための追補的な調査を行う候補地として適当であろう。これらの地域において、河成地形面高度や隆起準平原遺物高度を用いた隆起速度評価法を適用する上での課題や問題点等について以下にまとめる。

河成地形面高度

河成地形面高度を用いた隆起量評価法（BV, TT法）においては、段丘編年の向上が最も重要な課題の一つである。MIS2の河成段丘の年代に関しては¹⁴C法の適用範囲内であるため精度よく決定することが可能である。一方、MIS6の河成段丘の編年は従来は火山灰層序による編年に頼っており、適切な火山灰層の有無に依存していた。従って、第四紀堆積物に乏しい地域や適当な火山灰が分布しない地域では、BV法やTT法に基づく隆起量評価の事例研究が少ない原因の一つとなっていた。この問題点を解消するためには、段丘構成層中に普遍的に存在する石英・長石を利用する年代測定手法であるルミネッセンス年代測定法を適用することが一つの可能性として挙げられる。河成段丘堆積物にルミネッセンス年代測定法を適用する場合、石英のOSL法と長石のIRSL法の二つの可能性がある。石英のOSL法は、(1)日本の一般的な地質環境においては10万年程度が測定限界である、(2)火山岩起源の石英はOSL信号の強度（Preusser *et al.*, 2009）が小さかったり、不適切な成分を含んでいたり年代測定が困難な場合があるため、MIS6の河成段丘の編年に適用することが難しい。一方、長石のIRSL法については、(1)長石の最大蓄積可能線量が石英よりも多いこと、(2)1.1.1節で検討したようにpost-IRIRSL(pIRIR)法（Thomsen *et al.*, 2008）では環境放射能の高い花崗岩地域においてもMIS7～8程度が測定限界であることが示されており、MIS6の河成段丘の編年に適用する上で問題が少ない。しかしながら、長石のpIRIR信号には年代の過大評価につながる残存線量が比較的大きいという問題があり、河成堆積物の場合は特に問題となると考えられる。従って、長石のpIRIR法の河成堆積物への有効性を検証した上で編年に用いることで、より多くの地域においてBV法やTT法の適用が可能になると考えられる。

小池・町田(2001)によれば、福島県いわき市などでMIS6より古いMIS7～MIS9の河成段丘が確認されている。これらの段丘は、MIS5eの河成段丘より高い位置にあること以外は火山灰層等の証拠もなく、現在の段丘編年の確実度はⅢであるが、pIRIR法により年代測定できる可能性がある。河成地形を用いたBV法やTT法の現時点での時間遡及限界は15万年程度であるが、段丘編年手法の改良や将来の技術革新等による測定可能な年代幅の拡張により、隆起準平原遺物による数100万年程度の期間の隆起速度と比較することができるようになる可能性があると考えられる。

隆起準平原遺物高度

比較的隆起速度の遅い地域に適用可能な唯一の評価指標である隆起準平原遺物の利用にも課題があるとの指摘がある。岡（1986）は、日本列島のような新生代の変動帯では、山地が侵食作用によって平坦化する前に次の変動が加わるなどの継続的な変動が予測され、複数の変動地

形が累重・合成されて現在の山地地形が形成されたと考え、山地の頂上部の侵食小起伏面を一律な時代を示す侵食面とすることは問題であるとした。吉川（1985）は侵食小起伏面の中には新しい時代の周氷河作用により形成された高位削剥面が含まれる可能性があることを指摘し、須貝（1990, 1995）は侵食小起伏面を形成過程毎に区別することで準平原遺物のみを抽出できるとした。しかし、区別すべき対象が侵食面であるため面形成時の環境を示す証拠が侵食によって失われていることがあり、面の形成過程復元には多少の不確実性を伴う。また、面の形成年代に関しても侵食により年代指標となる証拠が失われていることがあり、山地の隆起・削剥に伴う周縁部への削剥物質の供給、具体的には山地由来の砂礫層の形成年代等による間接的な推定に限られることが多い。

【まとめと今後の課題】

本課題については、主に以下の2つの成果を得た。

- ・異なった時間スケールの隆起速度評価手法（GPS 測量、水準測量、河成地形面高度、隆起準平原遺物高度、地質学的推定深度、熱年代）の概略を示し、花崗岩山岳地域等を対象に適用した事例を挙げ時間スケール毎の隆起速度を取りまとめた。
- ・短期間の隆起速度評価手法（GPS 測量、水準測量）と長期間の隆起速度評価手法（河成地形面高度、隆起準平原遺物高度、地質学的推定深度、熱年代）との評価結果の乖離を具体的に示し、長期間の隆起速度評価手法を中深度処分や地層処分に適用する上での課題・問題点を抽出した。特に 10 万年を超える時間スケールにおける河成段丘の編年上の問題点を挙げ、火山灰層序を補完する直接的な年代測定手法として長石の pIRIR 法を提示した。また、段丘編年手法の改良や将来の技術革新等による測定可能な年代幅の拡張による、より古い河成段丘への TT 法や BB 法の適用により隆起準平原遺物高度による隆起速度とクロスチェックすることができる可能性を示した。

今後の課題として、次の2点が挙げられる。

- ・100 万年程度を対象とした隆起速度評価手法として、10 万年～数 10 万年程度を対象とする河成地形面高度を用いた隆起速度評価手法と数 100 万年程度を対象とした隆起準平原遺物高度を利用した隆起速度評価手法の併用が有効と考えられる。両手法の併用が可能な地域として、花崗岩地域では阿武隈高地・美濃高原・中国山地等が考えられ、これらの地域の追補的な調査により、両手法の併用の有効性を検証する必要があると考えられる。
- ・隆起準平原遺物による隆起速度をクロスチェックするために、より古い河成段丘の段丘編年を長石の pIRIR 法により行うことを挙げたが、pIRIR 法の適用限界は数十万年オーダーであり百万年には到達しない。一方、花崗岩山岳地域では、そうした時間スケールにおいて宇宙線生成核種を利用して削剥速度を求める事例もあるため（城谷，2014）、隆起速度評価手法と削剥速度評価手法を合わせて検討する必要がある。

【引用文献】

Arita, k., Shingu, H. and Itaya, T. (1993) K-Ar geochronological constraints on tectonics and exhumation of the Hidaka metamorphic belt, Hokkaido, northern Japan. *Jour. Mineral Petrol. Eco. Geol.*, 88, 101-113.

在田一則・雁澤好博・板谷徹丸（2001）日高山脈のテクトニクスと上昇過程—熱放射年代学からの検討—。地震研彙報，76，93-104。

- 第四紀地殻変動研究グループ (1968) 第四紀地殻変動量図. 第四紀研究, 7, 182-187.
- 檀原 毅 (1971) 日本における最近 70 年間の総括的上下変動. 測地学会誌, 17, 100-108.
- Harayama, S. (1992) Youngest exposed granitoid pluton on Earth: Cooling and rapid uplift of the Pliocene – Quaternary Takidani Granodiorite in the Japan Alps, central Japan. *Geology*, 20, 657-660.
- 原山 智・高橋正明・宿輪隆太・板谷徹丸・八木公史 (2010) 黒部川沿いの高温泉と第四紀黒部川花崗岩・地質学雑誌, 116, 補遺, 63-81.
- 藤原 治・三筒智二・大森博雄 (1999) 日本列島における侵食速度の分布. サイクル機構技報, 5, 85-93.
- Hujita, K. (1980) Role of the Median Tectonic Line in the Quaternary tectonics of the Japanese Islands. *Mem. Geol. Soc. Japan*, 18, 129-153.
- 藤田和夫・笠間太郎 (1983) 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅) 「神戸地域の地質」. 地質調査所.
- 核燃料サイクル開発機構 (1999) わが国における高レベル放射性廃棄物地層処分の技術的信頼性—地層処分研究開発第 2 次取りまとめ— 分冊 1 わが国の地質環境. 核燃料サイクル開発機構, TN1400 99-21
- 勘米良亀齡・水谷伸治郎・鎮西清高 (編) (1991) 地球表層の物質と環境. 地球科学選書, 岩波書店, 326p.
- 川上源太郎・大平寛人・在田一則・板谷徹丸・川村信人 (2006) 熱年代学データに基づく日高山脈の上昇史. 地質学雑誌, 112, 684-698.
- 木村和雄 (1994) 阿武隈高地北部の侵食小起伏面と後期新生代地形発達史. 季刊地理学, 46, 1-18.
- 小池一之・町田 洋 (編) (2001) 日本の海成段丘アトラス. 東京大学出版会, 122 p.
- 小藤文次郎 (1908) 中国筋の地貌式. 震災予防調査会報告, 63, 1-15.
- 国見利夫・高野良仁・鈴木 実・斎藤 正・成田次範・岡村盛司 (2001) 水準測量データから求めた日本列島 100 年間の地殻上下変動. 国土地理院時報, 96, 23-37.
- 町田 洋・新井房夫 (2003) 新編火山灰アトラス. 東京大学出版会, 360p.
- 松島信幸 (1995) 伊那谷の造地形史—伊那谷の活断層と第四紀地質—. 飯田市美術博物館, 145p.
- 森山昭雄・光野克彦 (1989) 伊那谷南部, 伊那層の堆積構造からみた木曾・赤石両山脈の隆起時期. 地理学評論, 62, 691-707.
- 中村嘉男 (1960) 阿武隈隆起準平原北部の地形発達. 東北地理, 12, 62-70.
- Ohmori, H. (1978) Relief structure of the Japanese mountains and their stage in geomorphic development. *Bull. Dept. Geogr., Univ. Tokyo*, 10, 31-85.
- Ohmori, H. (1985) A comparison between the Davisian scheme and landform development by concurrent tectonics and denudations. *Bull. Dept. Geogr., Univ. Tokyo*, 17, 19-28.
- 岡 義記 (1986) 日本における山地地形発達史研究の方法に関する考察. 地理科学, 41, 150-164.
- Preusser F., Chithambo M. L., Götte T., Martini M., Ramseyer K., Sendezera E. J., Susino G. J. and Wintle A. G. (2009) Quartz as a natural luminescence dosimeter. *Earth-Science Reviews*, 97, 184-214.
- 産業技術総合研究所 (2017) 平成 28 年度原子力発電施設等安全技術対策委託費(自然事象等の長期予測に関する予察的調査)事業: 平成 28 年度事業報告.

- 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2012) 概要調査の調査・評価項目に関する技術資料—立地要件への適合性とその根拠となる調査結果の妥当性—。産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, 地質調査総合センター研究資料集, no.560.
- 清水昭男 (1989) 泥質堆積物の圧密と固化作用 (その1) —物理的, 力学的性質からみた圧密固化—。応用地質, 30, 14-28.
- 白井正明・多田隆治・藤岡換太郎 (1997) ODP 日本海試料との対比に基づく男鹿半島安田海岸更新世中 - 後期のテフラの同定と年代。第四紀研究, 36, 183-196.
- 城谷和代 (2014) 地質環境の長期安定性評価手法開発にむけた宇宙線生成核種の利用。地形, 35, 187-197.
- 須貝俊彦 (1990) 赤石山地・三河高原南部の侵食小起伏面の性質と起源。地理学評論, 63, 793-813.
- 須貝俊彦 (1995) 木曾山脈・美濃三河高原北部における山頂小起伏面の起源。東京大学人文科学紀要 (人文科学XII), 101, pp.1-40.
- 村上 亮・小沢慎三郎 (2004) GPS 連続観測による日本列島上下地殻変動とその意義。地震 第2輯, 57, 209-231.
- 末岡 茂・堤 浩之・田上高広 (2015) 低温領域の熱年代学の発展と日本の山地の隆起・削剥史研究への応用。地球科学, 69, 47-70.
- 田力正好・池田安隆 (2005) 段丘面の高度分布からみた東北日本弧中部の地殻変動と山地・盆地の形成。第四紀研究, 44, 229-245.
- 田力正好・安江健一・柳田誠・古澤明・田中義文・守田益宗・須貝俊彦 (2011) 土岐川 (庄内川) 流域の河岸段丘の更新世中期以降の地形発達。地理学評論, 84, 118-130.
- Thomsen K. J., Murray A. S., Jain M. and Bøtter-Jensen L. (2008) Laboratory fading rates of various luminescence signals from feldspar-rich sediment extracts, Radiation measurements, 43, 1474-1486.
- Yamada, K. and Tagami, T. (2008) Postcollisional exhumation history of the Tanzawa Tonalite Complex, inferred from (U-Th)/He thermochronology and fission track analysis. Jour. Geophys. Res., 113, B03402, doi:10.1029/2007JB005368.
- Yamamoto, T. (2005) The rate of fluvial incision during the late Quaternary period in the Abukuma Mountains, northeast Japan, deduced from tephrochronology. The Island Arc, 14, 199-212.
- 矢野孝雄・吉谷昭彦 (1998) 山陰東部における地形景観とその起源。鳥取大学境域学部研究報告 (自然科学), 47, 115-140.
- 安江健一・田力正好・谷川晋一・須貝俊彦・山田浩二・梅田浩司 (2011) 第四紀後期における内陸部の隆起量の推定方法: 鏑川流域および土岐川流域を例に。原子力バックエンド研究, 18, 51-61.
- 吉井敏尅 (2005) GPS 観測による日本列島の最近の上下地殻変動。日本大学文理学部自然科学研究所研究紀要, 40, 67-72.
- 吉川虎雄 (1984) 湿潤変動帯の地形学。地理評, 57A, 691-702.
- 吉川虎雄 (1985) 湿潤変動帯の地形学。東京大学出版会, 東京, 132p.
- 吉山 明・柳田 誠 (1995) 河成地形面の比高分布からみた地殻変動。地学雑誌, 104, 809-826.
- Wada, H., Harayama, S and Yamaguchi, Y. (2004) Mafic enclaves floating through a vertically fractionating felsic magma chamber: The Kurobegawa Granitic Pluton, Hida Mountain

Range, central Japan. Bull. Geol. Soc. Amer., 116, 788-801.

1.3 侵食速度評価手法の適用性・適用限界及び適用可能条件についての検討と課題抽出

【実施内容】

平成28年度までの成果及び既往研究成果を基に、平成29年度は面的侵食速度を評価するための堆積物量や堆積物中に含まれる宇宙線生成核種等を用いた地球化学的手法の適用性・適用限界等について最新知見のレビューを行い、具体的な適用可能条件等について検討し、課題の抽出を行う。また、既往研究により侵食速度が得られている地域を対象に宇宙線生成核種を用いた地球化学的手法による侵食速度評価手法について予察的な実験的検討を行う。以上の成果は、原子力規制委員会が整備する隆起・侵食活動、断層活動、地下水流動等の自然事象等に関する評価手法の議論に必要な科学的根拠と、廃棄物埋設施設の位置、構造及び設備の基準に関する規則及び評価ガイド等に反映される。

【成果】

1.3.1 面的侵食速度の評価手法に関する検討

放射性廃棄物の埋設処分においては、廃棄物埋設地において一定の期間以上の間、廃棄物埋設深度の確保が必要とされる。一定期間以上の間の廃棄物埋設深度の確保には、廃棄物埋設地における侵食速度の評価が求められるが、中深度処分などのように10万年以上の長期間にわたる侵食速度を一定の信頼度のもとに求めることは困難なことが多い。1.2節では、隆起速度に関して侵食速度の上限値を与える保守的な値として用いられることを述べたが、本節では面的な侵食速度そのものを取り扱う。表1.3.1-1に100万年を超える範囲までの長期間を対象とした時間スケールの異なる侵食（削剥）速度評価手法について、手法やその指標、対象期間、対象地域について概略を示す。

表 1.3.1-1 隆起・削剥量評価手法（末岡ほか，2015）を一部改変）
赤枠内は 1.3 節の面的侵食速度評価手法で取り扱う手法を示す。

	分野	手法・指標	時間スケール	対象地域等
隆起	測地学	測量	$\leq 10^1$ 年 (GPS) $\leq 10^2$ 年 (水準測量)	ほぼ全ての地域 (基準点等のある地点)
	地形学・ 地質学	段丘面高度	$10^3 \sim 10^5$ 年	河川流域 (河成段丘) 沿岸部 (海成段丘)
		侵食小起伏面高度	10^6 年	山地地域
		地質学的深度データ* +年代	$10^6 \sim 10^8$ 年	山地地域等
削剥		堆砂量	$10^1 \sim 10^2$ 年 (ダム) $10^6 \geq$ 年	ダムの集水域 扇状地・盆地の集水域
		地球化学	宇宙線生成核種	$10^2 \sim 10^6$ 年
		熱年代	$10^6 \sim 10^8$ 年	侵食地域

* 堆積岩の埋没深度、火成岩の固化深度等

1.3.1.1 流域の面的侵食速度評価手法に関する検討

流域単位での面的侵食速度は以下のように定義される。

$$\text{面的侵食速度} = \text{単位時間あたりの平均土砂生産量} / (\text{平均表層密度} \times \text{面積})$$

これらのうち、流域面積は GIS 等により高精度で算出可能である。また、流域の表層密度は、

地質の違い等を考慮しながら、一定の精度で推定可能である。従って、流域の面的侵食速度の精度・確度は、流域からの土砂生産量を如何に把握するか依存すると言われている。ある流域から生産される土砂の量を定量的に把握する方法としては、流域の出口に設けられたダム・堰堤の堆砂量や、流域出口に形成される扇状地堆積物量、あるいは盆地等を埋設する堆積物量などから把握することができる（表 1.3.1-1）。

ダム・堰堤の堆砂量

ダム・堰堤の堆砂量は、比較的高い精度で把握可能であり、イベント的なフラックスや期間平均値等も取得可能である。しかし、近代的なダム・堰堤は設置後長くとも 10^2 年オーダーしか経過しておらず、堆砂量等のデータが保存されている期間はこれよりも短く 10^1 年オーダーであろう。実測に基づく土砂生産量の経時的な変動で把握される範囲は、豪雨や地震等によって発生する深層斜面崩壊等によって土砂が大規模に供給されるイベントの再来周期よりも概して短く、短期間のダム等の堆砂量の実測による流域土砂生産量の予測は、長期間の平均的な流域土砂生産量を過少評価する傾向にあるとされる（松四・松崎，2013；図 1.3.1-1）。

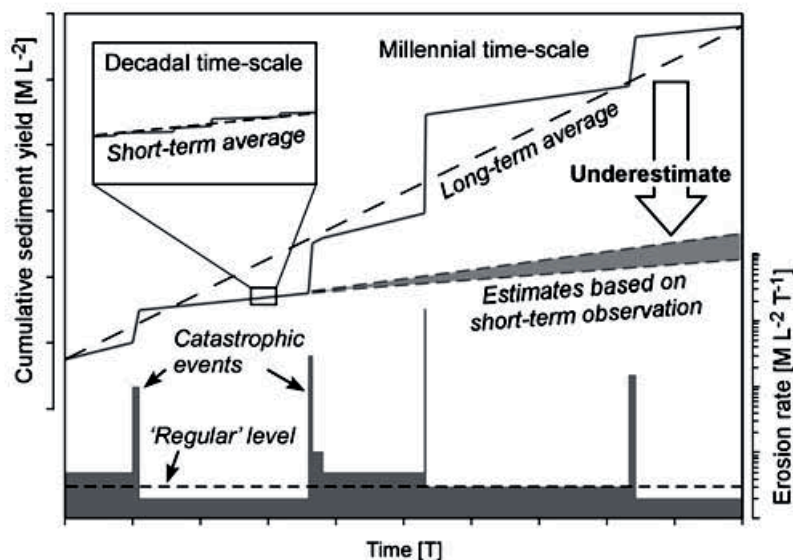


図 1.3.1-1 土砂生産量の経時的変動と土砂生産量予測との関係(松四・松崎，2013)

扇状地堆積物量や盆地等の埋積堆積物量

陸域における扇状地の形成や盆地の埋積に要する時間スケールは、豪雨や地震等によって発生する深層斜面崩壊によって土砂が大規模に供給されるイベントの再来周期よりも概して長く、長期間の平均的な土砂生産量を把握することができる。しかし、扇状地堆積物量や盆地の埋積堆積物量は、高密度の物理探査等を実施すれば別であるが、一般的には低い精度でしか把握できない。また、堆積の開始時期の特定や同時代面の認定が困難な場合も多く、単位時間あたりの平均土砂生産量の推定値の精度・確度は一般的には低い。

海域に形成されたデルタに供給される土砂量は、その流域が動的平衡状態に達していれば、流域の削剥量と釣り合うと考えられる。しかし、日本の多くの山地は、隆起開始から数 10 万～数 100 万年しか経過しておらず、動的平衡状態に達する前（あるいは達した前後）の比較的若い状態にあると推測され（末岡ほか，2015）、山間盆地入り口における扇状地の形成や山間盆地

自体の埋積，海岸平野入り口における扇状地の形成や平野部での埋積など，削剥域から海域デルタに到達する途中の領域で堆積する土砂が一定量存在する．従って，デルタに供給される土砂量は流域の削剥量の下限值を与えるのみであり，流域の削剥量を推定するためには中間領域で堆積する堆積物量の推定を行う必要がある．

宇宙線生成核種を用いた地球化学的評価手法

地表面は大気を透過した宇宙線により常に暴露されており，地表近傍に存在する鉱物の結晶格子中には，宇宙線粒子との衝突による核反応に由来する核種（宇宙線生成核種）が常に生成しており，これらの核種の生成率は緯度・標高・埋没深度に依存している．宇宙線生成核種のうち，長期間の侵食速度の推定には比較的長い半減期を持つ ^{10}Be （半減期 136 万年）や ^{26}Al （半減期 70 万年）が用いられる．

地表面における宇宙線生成核種濃度は，放射壊変を無視できる時間スケールでは，宇宙線の暴露による継続的な生成による蓄積と，侵食による表層物質の削剥により，動的平衡となる（松四ほか，2014；図 1.3.1-2）．流域出口に排出される土砂は，流域の上流側で動的平衡となった表層物質が削剥されたものであるという前提のもと，流域出口の土砂中の宇宙線生成核種濃度から流域内の平均的な侵食（削剥）速度を推定する試みが世界各地で行われている（Portenga & Bierman, 2010）．山地の斜面流域から流域出口への土砂移動の時間が短く，流域出口での堆積後に長い時間が経っていない場合，土砂中の宇宙線核種濃度は山地斜面で動的平衡となった表層物質の削剥速度を反映したものとなる．

山地斜面で生産されて流域出口に堆積した土砂は，流域内の全ての斜面表面から生産された土砂がよく混合した状態にあると仮定する．宇宙線の貫入する深度（地表から約 2 m 程度）の厚さの表層物質が削剥によって除去されるのに必要な時間が，核種の半減期より極めて短く，核種の放射壊変が無視できると仮定すると，下式により，土砂中の核種濃度 \bar{C} (atoms/g) から，流域内の平均的な侵食速度 \bar{D} (m/yr) が算出される．

$$\bar{D} = \frac{\bar{P} \cdot \Lambda}{\bar{C} \cdot \bar{\rho}}$$

ここで， \bar{P} (atoms/g/yr) は流域内地表面の核種生成率の平均値であり， Λ (g/m²) は宇宙線の平均減衰長， $\bar{\rho}$ (g/cm³) は流域内地表面の平均密度である．

宇宙線生成核種に基づく侵食速度評価手法で想定している表層削剥は，図 1.3.1-2 に示すようにソイルクリープやガリー侵食，表層崩壊といった地表面における宇宙線の平均減衰長の範囲内の削剥作用までである．豪雨や地震等によって発生する深層斜面崩壊は，地表面における宇宙線の平均減衰長よりも深い領域で発生し，土砂を大量に供給するが，このような深層斜面崩壊は宇宙線生成核種に基づく侵食速度評価手法では原理的に評価できない事象である．

宇宙線生成核種に基づく侵食速度評価手法は，地表面において小規模な表層崩壊しか起こっていない地域や，小規模な深層斜面崩壊が稀にしか起こらない地域の侵食速度の評価に適した手法といえる．宇宙線生成核種に基づく侵食速度評価手法を，深層斜面崩壊が大規模に発生する地域に適用することは適切ではない可能性があることに留意する必要がある．

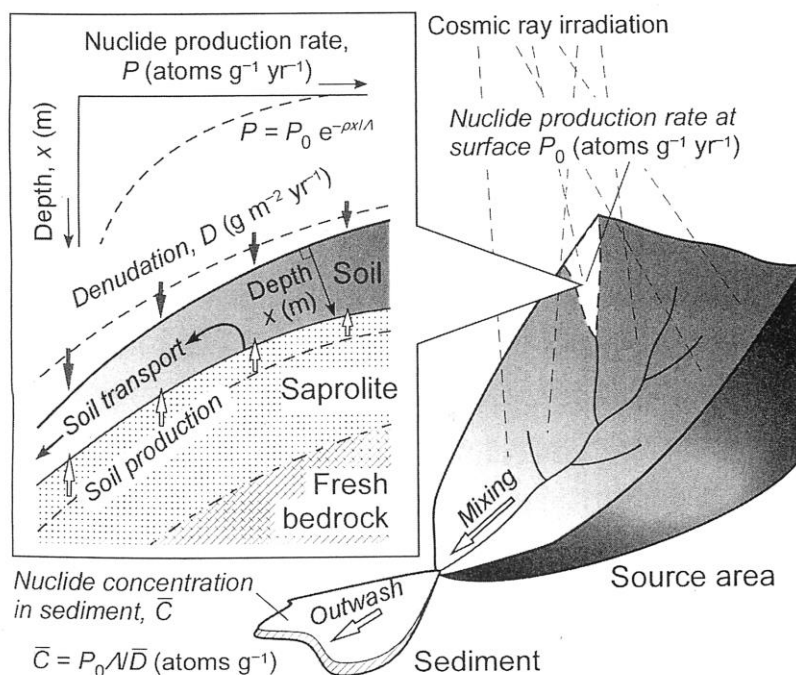


図 1.3.1-2 宇宙線生成核種濃度に基づく流域の平均削剥速度の定量化の原理(松四ほか, 2014)

1.3.1.2 基準面の侵食速度評価手法

ある地形面が受ける侵食の速度を宇宙線生成核種を用いて評価する場合、同一地形面が1つの流域に露出していれば1.3.1.1項の流域の面的侵食速度評価手法を適用することができる。しかし、そのような場合は極めて稀であると考えられ、対象とする地形面が露出している地点毎に宇宙線生成核種の深度分布に基づく侵食速度評価を実施し、同一面に対する複数の侵食速度評価結果を総合することで対象とする地形面が受ける侵食の速度を評価することになる。

宇宙線生成核種濃度の深度分布を用いた侵食速度評価

表層の岩石・土壌等に含まれる宇宙線生成核種濃度の深度分布を調べることによって、長期間にわたって定常的に侵食を受け続けている尾根等の基準地形面の侵食速度を求めることが可能である。また、地表に露出した断層面などの侵食速度なども求めることができる。任意の深度での宇宙線生成核種濃度は、侵食速度と地形面の形成年代を変数とする関数で表される。

$$C(x,t) = \frac{P_0 \cdot P_{spal}}{\rho \cdot \varepsilon + \lambda} \cdot e^{\frac{-\rho \cdot x}{\Lambda_{spal}}} \cdot \left(1 - e^{-\left(\lambda + \frac{\varepsilon \cdot \rho}{\Lambda_{spal}}\right)t} \right) + \frac{P_0 \cdot P_{stop}}{\rho \cdot \varepsilon + \lambda} \cdot e^{\frac{-\rho \cdot x}{\Lambda_{stop}}} \cdot \left(1 - e^{-\left(\lambda + \frac{\varepsilon \cdot \rho}{\Lambda_{stop}}\right)t} \right) + \frac{P_0 \cdot P_{fast}}{\rho \cdot \varepsilon + \lambda} \cdot e^{\frac{-\rho \cdot x}{\Lambda_{fast}}} \cdot \left(1 - e^{-\left(\lambda + \frac{\varepsilon \cdot \rho}{\Lambda_{fast}}\right)t} \right)$$

$C(x, t)$; 石英試料中の照射年代 t (yr), 深度 x (cm) における核種濃度(atoms/g Quartz). P_0 ; 表面における石英中の核種生成率 (atoms/g Quartz/yr). ε ; 侵食速度. ρ ; 試料採取層の密度 (g/cm^3). λ ; 核種の減衰長 (^{10}Be : 5.10×10^{-7} ; ^{26}Al : 9.83×10^{-7}). P_{spal} (0.9815), P_{slow} (0.012), P_{fast} (0.0065); 地表面における各宇宙線粒子の核種生成寄与率($P_{spal} + P_{slow} + P_{fast} = 1$). Λ_{spal} (160 g/cm^2), Λ_{slow} (1500 g/cm^2), Λ_{fast} (5300 g/cm^2); 各宇宙線粒子との反応に係る平均自由行程(Braucher et al., 2003; Gosse & Phillips, 2001; Heisinger et al., 2002).

この手法では、原理的には、異なる2点以上の深度で求めた核種濃度の深度分布に侵食速度と地形面の形成年代を変数とするモデルカーブをフィッティングさせることで、侵食速度および地形面の形成年代を求めることが可能である(Siame *et al.*, 2004)が、これまでに報告された測定精度・誤差等を考慮すると、異なる5点以上の深度で求めた核種濃度の深度分布に対して侵食速度と地形面の形成年代を変数とするモデルカーブをフィッティングさせることが望ましいと考えられる。

1.3.1.3 面的侵食速度評価手法の適用性についての検討と課題抽出

1.3.1.1 項及び 1.3.1.2 項の検討結果に基づき、面的侵食速度評価手法の適用性と課題について検討する。また、宇宙線生成核種を用いた面的侵食速度評価手法を適用する上で問題となる多量の石英粒子を抽出・純化する前処理作業についても検討を行う。

1) 流域の面的侵食速度評価手法に関する検討

流域単位での面的侵食速度算出に必要な諸量のうち、最も捕捉が難しいのは“単位時間あたりの平均土砂生産量”である。土砂生産量は、流域の出口に設けられたダム・堰堤の堆砂量や、流域出口に形成される扇状地堆積物量、あるいは盆地等を埋設する堆積物量などから把握することができるが、精度・確度の点で問題が多い。

- ・ダム・堰堤の堆砂量は、比較的高い精度で把握可能であるが、実測に基づく土砂生産量の経時的な変動で把握される範囲は、豪雨や地震等によって発生する深層斜面崩壊等によって土砂が大規模に供給されるイベントの再来周期よりも概して短く、短期間のダム等の堆砂量の実測による流域土砂生産量の予測は、長期間の平均的な流域土砂生産量を過少評価する傾向にある(松四・松崎, 2013)。
- ・扇状地堆積物量や盆地の埋積堆積物量は、長期間の平均的な土砂生産量を示す点で優れているが、その堆積量を高い精度で把握することができず、また堆積の開始時期の特定や同時代面の認定も困難な場合が多く、単位時間あたりの平均土砂生産量の推定値の精度・確度は一般的には低い。
- ・海域に形成されたデルタに供給される土砂量は、後背地となる山地域が隆起開始から数10万～数100万年しか経ておらず、動的平衡状態に達する前(あるいは達した前後)の比較的若い状態にあるため(末岡ほか, 2015)、デルタに供給される土砂量に基づく削剥量の評価は流域の削剥量の下限值を与えるのみであり、流域の削剥量を推定するためには削剥域からデルタまでの中間領域で堆積する堆積物の土砂量の推定が必要である。
- ・地表面が定常的な削剥を受けているような流域では、流域出口に堆積した土砂を用いた削剥量評価が可能である。長期間の削剥速度評価に用いられる ^{10}Be や ^{26}Al といった宇宙線生成核種の半減期より極めて短い時間で、宇宙線の貫入する深度(地表から約2 m程度)の厚さの表層物質が削剥によって除去されると仮定すると、流域出口に堆積した土砂中の核種濃度から流域内の平均的な侵食速度が算出できる。ただし、宇宙線生成核種に基づく侵食速度評価手法で想定している表層の削剥は、ソイルクリープやガリー侵食、表層崩壊といった地表面の極浅層の削剥作用までであり、深層斜面崩壊が多発するような流域の侵食速度評価には不適である。

2) 基準面の侵食速度評価手法に関する検討

ある地形面が受ける侵食の速度を宇宙線生成核種を用いて評価する場合、同一地形面が1つ

の流域に露出していれば流域の面的侵食速度評価手法を適用することが可能であるが、そのような場合は極めて稀である。その他の手法としては、ある地形面が露出している地点毎に宇宙線生成核種の深度分布を調査し、地点毎の侵食速度評価を実施することが考えられる。

- ・表層の岩石・土壌等に含まれる宇宙線生成核種濃度の深度分布を調べることによって、長期間にわたって定常的に侵食を受け続けている尾根等の基準地形面の侵食速度を求めることが可能である。原理的には、異なる2点以上の深度で求めた核種濃度の深度分布に侵食速度と地形面の形成年代を変数とするモデルカーブをフィッティングさせることで、侵食速度および地形面の形成年代を求めることが可能である(Siame et al., 2004)が、測定精度・誤差等を考慮すると、異なる5点以上の深度で求めた核種濃度の深度分布に侵食速度と地形面の形成年代を変数とするモデルカーブをフィッティングさせることが望ましい。

3) 石英粒子を抽出・純化する前処理作業に関する検討

石英中の宇宙線生成核種 (^{10}Be) の蓄積量は、侵食速度や宇宙線被ばく期間および試料の採取高度によって異なる。乾燥地域など侵食速度が小さく、地表面が非常に長い間保存されているような場所では、宇宙線生成核種の蓄積量も多く、石英中の ^{10}Be 濃度を測定する場合は、わずか数gの石英で十分である。一方、日本のような湿潤変動帯では侵食速度が速いため、乾燥地域などに地形面が長く保存される地域と比べ核種の蓄積量は非常に少なく、海拔付近の試料を測定する場合は30~60g以上の多量の石英を必要とする。

岩石や堆積物から石英を精製する方法として、石英以外の鉱物をフッ酸などの酸によって溶かす化学処理法が確立されおり、広く用いられている(Kohl & Nishiizumi, 1992)。この方法は、石英を多く含む花崗岩などの岩石種に効率的に利用できる。しかし、岩石の状態によっては、石英のまわりに接している他の鉱物と石英を酸処理のみによって完全に分離することが困難な場合もある。数回の酸処理によるエッチングを繰り返すことで、石英自体も溶出し損失してしまうこともある。

平成27年度の受託研究では、石英の損失を少なくしながら他の鉱物との分離を効率的に行うことを目的とし、高電圧パルスを用いた石英の単体分離を試み、一定の成果を得た(産業技術総合研究所, 2016)。平成29年度は、石英と他の鉱物との物性の差を利用した物理的精製法について検討を行った。

対象試料

1.3.2節で分析を行った風化花崗岩及び風化花崗岩等からなる土石流堆積物を対象に、石英の抽出・純化に係る前処理作業の検討を行った。

対象試料の粒径

石英の化学処理法に基づく抽出・純化作業(Kohl and Nishiizumi, 1992)では、粒径0.25~1mm程度の石英粒子を用いるが、本検討においては物理的精製法の効率とその抽出・純化作業の結果を簡単に確認するため、粒径1~2mm程度の粒子を対象に検討を行った。

石英の分離抽出・純化作業

① ふるい・洗浄作業

粉碎済み試料をフルイを用いて粒径1~2mmに整粒する。その後、ビーカーに試料及び

水道水を入れ、攪拌して濁った上澄みを捨てる洗浄作業を上澄みが濁らなくなるまで続ける。その後、超音波洗浄を濁りがなくなるまで行い、洗浄後、試料を90℃のオーブンで乾燥する。

② 磁性鉱物分離・除去

ネオジム磁石を用いて、強磁性の鉱物粒子を除去し、非磁性～弱磁性の鉱物のみを濃集する。

③ バレル研削処理

試料を250mlの専用容器に入れ、粒径2mm以上の白銑グリッド（不二製作所；修正モース硬度9；ビッカース硬度800～900HV）を研削剤として用い、遠心バレル研磨機（300rpm）で研削する。研削時間は、初期は研削される岩石・鉱物片が多いため15分間×2回、その後30分間、1時間と研削時間を延ばしながら研削を行った。

④ 塩酸処理

表面に付着したFe等を除去するため、6N HClを加えて攪拌、5分間超音波洗浄する。塩酸処理後、イオン交換水で3回程度洗浄し、洗浄後、試料を90℃のオーブンで乾燥する。

⑤ ふるい分けによる細粒物除去

試料の乾燥後、開口幅1mmのフルイで破碎された細粒分を除去した。再粒度調整後はイオン交換水で1～2回すすぎ、再度乾燥させる。

石英の分離抽出・純化作業結果

① 残存鉱物

斜長石が白く風化した花崗岩試料の粉碎試料を対象とした石英の分離抽出・純化作業の結果、表面等に白濁した風化花崗岩試料を対象とした6時間に及ぶバレル研削処理により、石英とカリ長石以外の鉱物粒子は細粒化し、ふるい分けにより除去することができた。

② 残存鉱物の表面付着物

バレル研磨機に投入した初期状態の粒子は、石英と斜長石・黒雲母等が複雑に入り組んだ集合斑晶が多く認められたが、残存した石英とカリ長石の粒子表面には大きな集合斑晶は認められなかった。しかし、粒子表面の一部には別種の鉱物の付着が認められ、完全に清浄な表面を得ることはできなかった。

石英の分離抽出・純化作業に関する考察

① 遠心バレル研削のみによる石英の純化の可能性について

研削材として用いた白銑グリッドは、不二製作所のHPによれば、修正モース硬度9、ビッカース硬度800～900HVであり、修正モース硬度は石英の8より高く、ビッカース硬度は石英の950～1,100よりも低い値である。風化花崗岩中のカリ長石（修正モース硬度6、ビッカース硬度700）が、石英とほぼ同じ粒径で残存していることを考慮すると、未風化のカリ長石を遠心バレル研削のみで除去することは難しいと考えられる。

② 表面付着物の除去の可能性について

バレル研削時間が3時間の試料と6時間の試料を比較すると、残存鉱物の表面付着物の状況に明瞭な差があった。従って、研削時間の長時間化あるいは細粒の研削材を併用することにより、表面の清浄度が上がる可能性があると考えられる。

③ 手選による石英の純化について

粒径0.25～1mmの純化された石英試料を30～60mg以上抽出するためには、その10～20倍以上の試料が必要である。ボーリングコア等から宇宙線生成核種分析用の試料の採取することを考えると、比較的粗粒の試料に限られるが、以下の手法が最も石英の損失が少ないと考えられる。

- (i) 高電圧パルスを用いた鉱物単体分離・ふるい分け
- (ii) 磁性鉱物分離・除去
- (iii) バレル研削処理
- (iv) 塩酸処理
- (v) ふるい分けによる細粒物除去
- (vi) 手選
- (vii) 粉碎後、化学処理法に基づく抽出・純化（最低限の回数で実施）

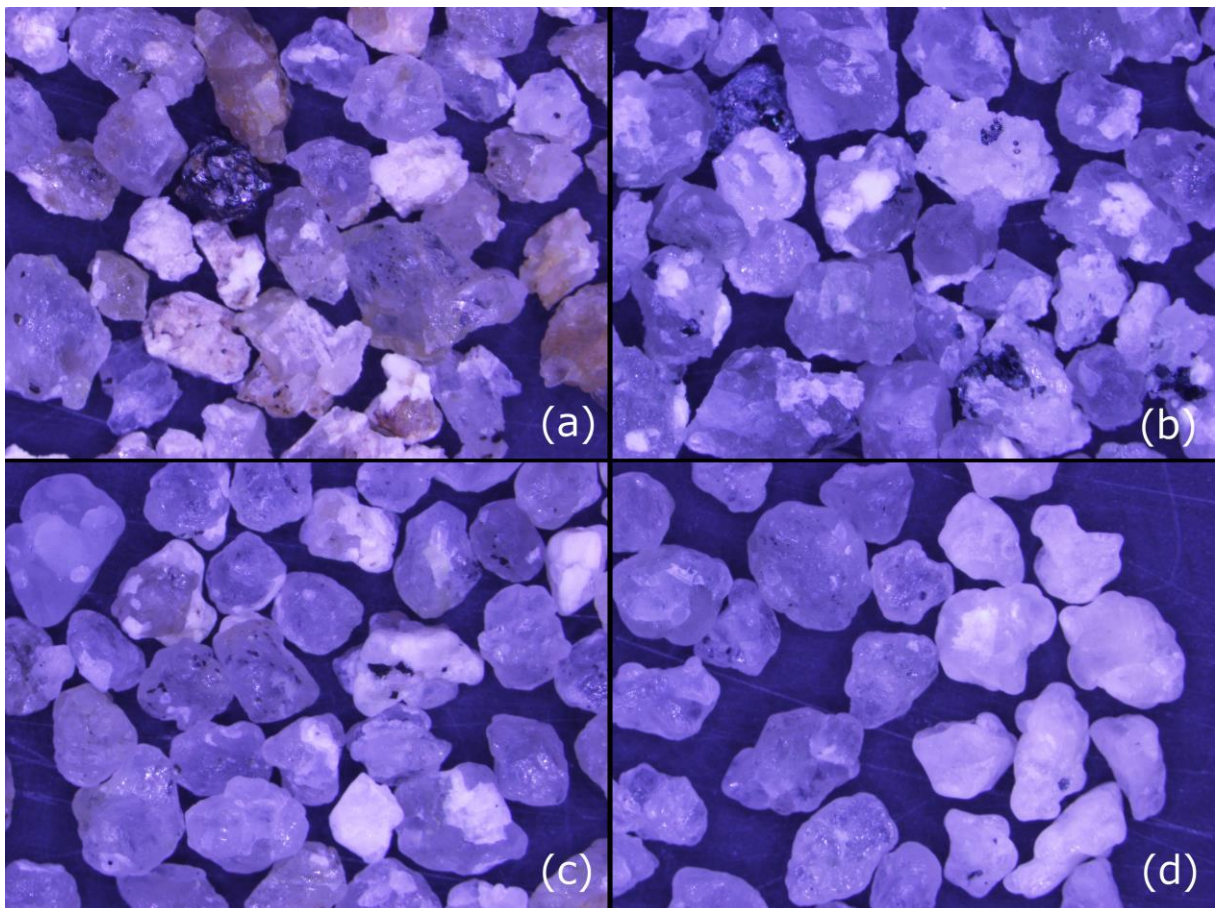


図 1.3.1-3 花崗岩粉碎試料の物理的精製結果. a)水洗試料, b)HCL 処理後試料, c)遠心式バレル研削（3 hours）HCL 処理後試料, d)遠心式バレル研削（6 hours）HCL 処理後手選試料（左側の透明感のある粒子が石英, 右側の白い粒子がカリ長石）

1.3.2 既往研究により侵食速度が得られている地域を対象とした宇宙線生成核種を用いた地球化学的評価手法の適用性の予察的検討

宇宙線生成核種を用いて流域の面的侵食速度を求める手法については1.3.1.1項で概説した。本項では、土石流堆積物等に宇宙線生成核種による侵食速度評価手法を適用した場合の適用性

や適用限界について検討する。

流域下流域へ運搬された土砂や礫には、削剥・運搬される前に斜面上で宇宙線に照射され、生成・蓄積された宇宙線生成核種（インヘリタンス; C_{in} ）が保存されており、土砂等の中の宇宙線生成核種濃度は上流域（山地）の侵食速度を反映していると考えられている。土砂等の運搬が非常に遅い、あるいは運搬と停止（堆積）を繰り返しながら運搬された場合は、運搬・停止中に宇宙線の照射を受けて生成した宇宙線生成核種が蓄積する（ C_{tra} ）。さらに運搬が最終的に停止し堆積した後に、地表面に露出した場合は、宇宙線の照射を受け、露出期間に応じた宇宙線生成核種が蓄積することになる（ C_{sed} ）。従って、河川堆積物に含まれる核種（ C_{total} ）は、以下の式で表すことができる。

$$C_{total}=C_{in}+C_{tra}+C_{sed}$$

流域の面的侵食速度を評価するためには、 C_{in} のみの寄与を調べる必要がある。そのためには、(a)運搬中の宇宙線照射による核種蓄積量がほぼ無い（ $C_{tra}=0$ ）と考えられる、(b)堆積後の核種生成が無視できる（ $C_{sed}=0$ ）堆積物を対象に選ぶことが望ましい。 C_{in} のみの寄与を調べる上で好適と考えられる堆積物の条件は以下のようになる。

- ・堆積前の運搬時間が短い → 土石流堆積物等のようにある時期に一度に運搬されたもの
- ・堆積後の宇宙線照射の影響がない → 堆積物直上に厚さ2m以上の堆積物が十分に短い時間の間に被覆している
- ・堆積した年代情報がある、あるいは制約ができる → 被覆部に鍵層や植物片がある

平成26～27年度の検討においては、山地斜面の崩壊状況として小規模な崩壊は発生しているものの大規模な斜面崩壊が発生していない阿武隈高地南部の多賀山地の小流域を対象に宇宙線生成核種に基づく侵食速度評価の検討を行っている（産業技術総合研究所，2016，2017）。多賀山地を開析する河川沿いには、第四紀更新世後期に形成された高位段丘，更新世後期の後半に形成された中位段丘，第四紀完新世に形成された低位段丘が発達する（磯部，1991）。各段丘堆積物は砂礫質～砂質であり，砂礫質堆積物は土石流堆積物と考えられる。また，後背地の花崗質岩に由来する花崗岩礫と石英砂を大量に含んでおり，宇宙線生成核種を分析するために必要な石英の抽出に適している。各段丘堆積物では，検討対象となる砂礫質堆積物の上に厚さ2m以上の被覆層が分布しており，被覆層の中には火山灰や植物片等の堆積時期を制約できる試料等が含まれている。平成29年度は，平成26～27年度の検討において課題として残されたものの検討を行うと同時に，宇宙線生成核種に基づく面的侵食速度評価法の適用性を検討する。

対象地域

検討対象地域として，平成26年度に河成段丘中の土石流堆積物の宇宙線生成核種濃度を検討した阿武隈高地南部地域の多賀山地（茨城県高萩市）に分布する低位段丘を選定し，宇宙線生成核種に基づく隆起速度評価法に関して予察的な検討を行った。当該地点は阿武隈花崗岩類の鳥曾根岩体を流下する関根前川が海岸平野部に突入する山麓末端部で，東方の海岸平野に向けて，花崗岩起源の碎屑物が流出する地域である。平成29年度の検討では，関根前川流域に分布する砂礫質堆積物からなる低位段丘面（L1堆積面；磯部，1991）を対象として検討を実施した（図1.3.2-1）。低位段丘の上流側の山地斜面には小規模な崩壊跡が多数確認されるが，大規模な斜面崩壊跡は確認されない。1977年の台風11号による豪雨では，多賀山地中北部で270個所の崩壊が発生したものの，花崗岩分布地域における比較的大規模な崩壊は6個所のみであり，崩壊源部における崩壊深の最大（平均）は2m以内，侵食・堆積部での侵食深の最大深さは1個所（3.0m）を除き2m以内であることが報告されている（早川・酒井，1981）。従って，多賀

山地における比較的大規模な崩壊であっても崩壊深さは地表面における宇宙線の平均減衰長の範囲内にほぼ留まっており，宇宙線生成核種による侵食速度評価手法を適用する上で問題はないと考えられる。

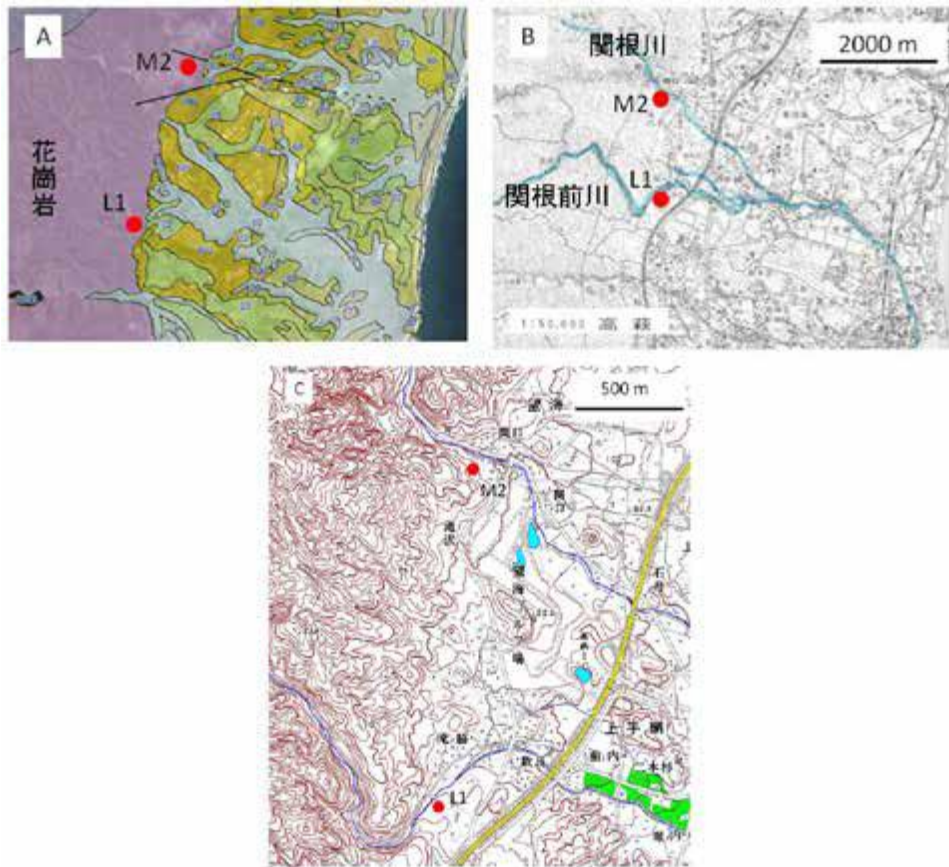


図1.3.2-1 対象地域（茨城県高萩市）の地質および地形。

赤丸はボーリング掘削地点。L1; N36°44'11.5", E140°40'19.7" : M2; N36°45'13.8", E140°40'26.2"
 (A)試料採取地周辺の地質図。黄色；古第三紀堆積岩類，黄緑色；中位段丘堆積物(産業技術総合研究所地質調査総合センター，2014)。 (B) 試料採取地周辺の地形図（5万分の1「高萩」）(国土地理院，2003)。 (C)ボーリング掘削地点付近の詳細な地形図（2万5千分の1「高萩」および「磯原」）(国土地理院，2000a, b)

L1堆積面

L1堆積面（標高76 m）は関根前川の河川沿いに分布する低位段丘堆積面である（磯部，1991）。ボーリング柱状図を図1.3.2-2に示す。コア状況は以下のとおりである。

- 深度0.00-0.78 m：草木混じりの腐食土からなる。
- 深度0.78-1.00 m：風化火山灰層と中粒砂を少量含むシルトからなる。
- 深度1.00-3.00 m：淘汰の悪い中～粗粒砂を主体とし，シルトも混在する。
- 深度1.85-2.00 m：腐食土が狭在する。
- 深度1.985 m： 木片の¹⁴C 年代測定値=960±15 (yr B.P.)
- 深度2.295 m： 木片の¹⁴C 年代測定値=1,050±15 (yr B.P.)
- 深度3.00-4.54 m:粗粒砂を主体とした最大径5 cm 以下の花崗岩の垂角礫を多く含む。
- 深度4.54-10.90 m：砂礫層からなり，礫は平均径5-15 cm の花崗岩を主体とする垂角礫からなる。礫率は30-40 % で，基質部は粗粒砂からなる。

深度10.90-12.23 m：砂礫層からなり，礫は平均径1 cm，最大径15 cm の花崗岩を主体とする亜角礫からなる．礫率は10-20 % であり，基質部は粗粒砂からなる．

深度12.23 m 以深：花崗閃緑岩からなる．斜長石は風化により白濁している．

コアの深度3.00 m 以深に淘汰の悪い亜角礫が多く観察され，深度3.00～12.23mの部分は土石流堆積物と考えられる．また，既知の火山灰に覆われていないこと，土石流堆積物よりも上部に960±15 (yr B.P.) および1,050±15 (yr B.P.) の木片が存在することから，土石流堆積物は完新世のものと考えられる．

宇宙線生成核種分析

土石流堆積物と認定された深度においては，平成26年度に4深度の宇宙線生成核種測定がなされている．平成26年度の測定試料は花崗岩礫を主体としているため，平成29年度は土石流堆積物のマトリックス（粗砂）と，土石流堆積物が不整合で覆う基盤岩の花崗閃緑岩の表層部と基盤岩表面から2.6mの深度から試料を採取し，分析用試料とした（図1.3.2-2）．なお，河成堆積物中の宇宙線生成核種分析の対象としては，堆積物のマトリックス（粒径0.5～1mm程度）を用いることが一般的であり（Schaller *et al.*, 2001, 2002）, Schaller *et al.*(2001) では粒径0.125～2mmの試料が分析に用いられている．

分析試料は，試料の前処理から測定までを，アメリカ合衆国Purdue Univ.のPRIME Lab.に依頼した．測定誤差は，平成26年度に測定を依頼した日本原子力研究開発機構東濃地科学センターと同等か，それ以下であり，装置に帰属する誤差の影響は試料の同位体比測定結果の評価に影響を与えていないと考えている．

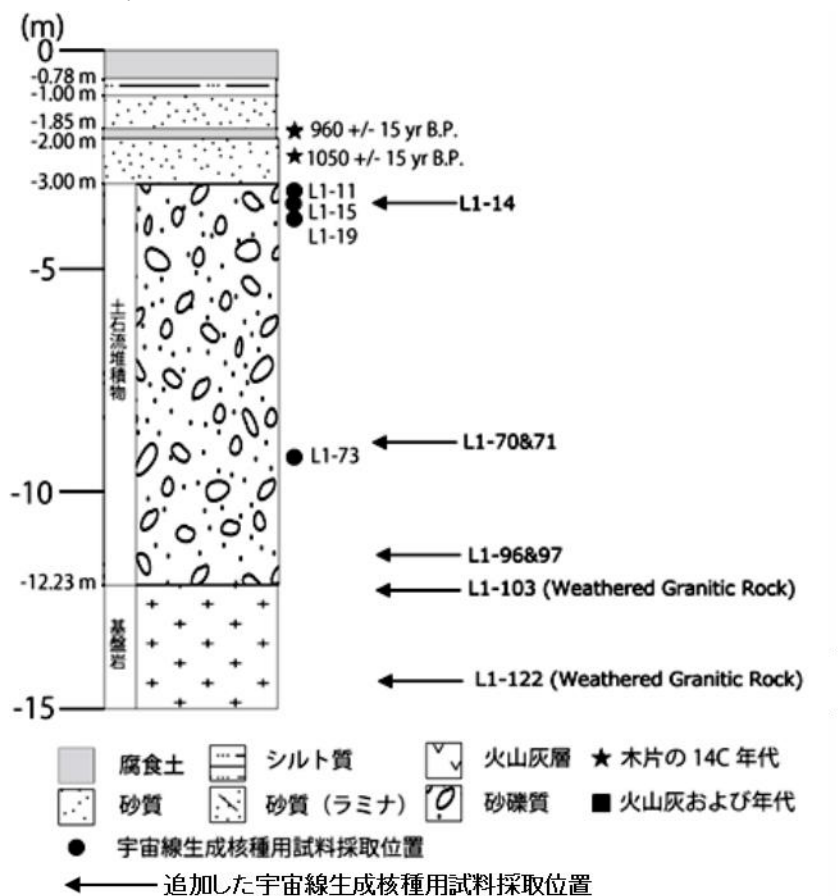


図1.3.2-2 L1ボーリングコアの柱状図と試料採取深度

分析結果及び考察

平成26年度および平成29年度の宇宙線生成核種の分析結果をまとめて表1.3.2-1に、試料採取深度と¹⁰Be濃度の関係を図1.3.2-3に示す。土石流堆積物（L1-11～96&97）と基盤の花崗閃緑岩（L1(B)-103～122）とでは、宇宙線生成核種濃度に大きな差が存在することがわかる。

表1.3.2-1 ¹⁰Be濃度データ

Sample ID	Depth(cm)		Rock	Analytical Year	Quartz (g)	Cosmogenic ¹⁰ Be conc.(atoms/g-Qtz)	
	min.	max.					(std-dev)
L1-11	300	310	Debris flow dep.	H26FY	45.1	29,233	2,750
L1-14	330	340	Debris flow dep.	H29FY	20.3	23,057	2,550
L1-15	340	350	Debris flow dep.	H26FY	48.6	21,121	3,113
L1-19	380	390	Debris flow dep.	H26FY	47.9	30,284	3,268
L1-70&71	890	910	Debris flow dep.	H29FY	21.6	19,902	1,552
L1-73	918	932	Debris flow dep.	H26FY	49.2	27,693	2,706
L1-96&97	1,150	1,170	Debris flow dep.	H29FY	14.0	17,989	2,517
L1(B)-103	1,220	1,230	Granodiorite	H29FY	16.2	4,436	1,190
L1(B)-122	1,480	1,496	Granodiorite	H29FY	16.7	3,243	976

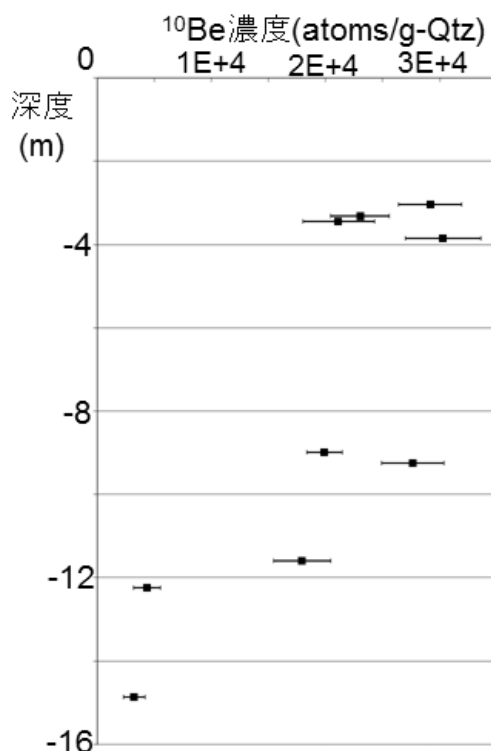


図1.3.2-3 L1ボーリングコア中の¹⁰Be濃度の深度分布

L1の土石流堆積物（L1-11～96&97）は、 $1.8\sim 3.0\times 10^4$ (atoms/g Quartz) の範囲内の¹⁰Be濃度を持ち、浅部の試料(L1-11,14,15,19)の濃度とそれらよりも5～8m以上深い試料(L1-70&71,73,96&97)の濃度には大きな差は見られず、同程度の濃度を持っている。土石流堆積物の堆積後に宇宙線照射を受けていた場合は、浅部ほど宇宙線生成核種の濃度が高く、宇宙

線強度が深部へ向かって指数関数的に減衰するため、深部ほど宇宙線生成核濃度が低くなると考えられるが、そのような傾向を示していない。そのため堆積後の宇宙線の照射により新たな核種を獲得した可能性は少ないと考えられる ($C_{sed} \approx 0$)。土石流による堆積物の運搬は極めて短い間であったと考えられるが、土石流堆積物中の礫や砂が上流側の山間小盆地や河川沿いの段丘に堆積後、低位段丘堆積物として再堆積した可能性は排除できず、山地斜面の原位置から山地出口の低位段丘まで運搬される間に獲得した核種は一定量ある可能性がある ($C_{tra} \neq 0$)。従って、堆積物試料がもつ核種は、土石流堆積物として運搬される前に山地斜面で獲得した核種 (C_{in}) と、運搬中に獲得した核種 (C_{tra}) の和と考えられる。

$$C_{total} = C_{in} + C_{tra}$$

平成26年度の測定試料については花崗岩礫を主体としたと記載されている。コア写真では、L1-11,73については花崗岩礫が確認でき、L1-19についても花崗岩礫らしきものが推認できる。L1-15については、コア写真からは花崗岩礫らしきものが確認できず、マトリックスの粗砂のように見える。平成29年度の土石流堆積物の測定試料はいずれもマトリックス（粗砂）の部分から試料を採取しており、平成26年度のL1-15がマトリックス（粗砂）であったと仮定すると、土石流堆積物中の宇宙線生成核種濃度は礫のほうがマトリックス（粗砂）よりも 1σ の範囲を超えて有意に高い値を示すことになる。このことは、土石流堆積物を構成する礫とマトリックス（粗砂）では、山地斜面における侵食耐性の違い（花崗岩礫の原岩の侵食耐性が高く、山地斜面に長期間露出していた）による核種の蓄積量 (C_{in}) や、山地斜面の原位置から低位段丘までの運搬過程（再堆積の可能性を含む）における核種の蓄積量 (C_{tra}) に違いがあることを暗示している。

基盤の花崗閃緑岩 (L1(B)-103&122) に含まれる宇宙線生成核種量は、土石流堆積物中で最も小さな値を示すL1-96&97の1/4以下の値であり、土石流堆積物の核種量と大きく異なる。また、基盤表層のL1-103と2.6m程度下位のL1-122は誤差範囲内で一致し、浅部ほど宇宙線生成核種の濃度が高くなる傾向は認められない。同地域の中位段丘面で掘削されたM2コア (図1.3.2-1) では、基盤岩の最上部の宇宙線生成核種濃度は、土石流堆積物の最下部の値よりも高く、基盤の花崗岩は土石流堆積物に覆われるまでに離水環境下で定常的に宇宙線の被ばくを受けていたと考えられている（産業技術総合研究所, 2017）。これに対し、L1コアの基盤岩である花崗閃緑岩は、離水していなかったか、離水していても著しい削剥を受ける環境下にあったため、基盤岩表層に核種の蓄積が進まなかったと推定される。

宇宙線生成核種による侵食速度評価法の土石流堆積物に対する適用性

土石流の発生原因について、武居（1980）は、以下の5つに整理している。

- (1) 豪雨等による山腹崩壊・地すべり性崩壊が発生し、崩壊土砂が直接土石流化 or 崩壊土砂が溪床土砂を流動化させ土石流化したもの
- (2) 山腹崩壊物等が溪流をせき止めた天然ダムが水圧で破壊 or 溢流による急激な崩壊により土石流化したもの
- (3) 溪床上の堆積土砂が、異常な洪水流により土石流化、さらに溪岸を侵食して土砂を加えながら流下したもの
- (4) 粘質土地すべりが流動化して流下して土石流化したもの
- (5) 火山泥流型土石流

図 1.3.1-2 に示したように、宇宙線生成核種に基づく侵食速度評価手法で想定している削剥は、表層のソイルクリープやガリー侵食、表層崩壊といった地表面における宇宙線の平均減衰

長の範囲内の削剥作用までである。豪雨や地震等によって発生する深層斜面崩壊は、地表面における宇宙線の平均減衰長よりも深い領域で発生し、結果として宇宙線生成核種濃度の低い土砂を大量に供給する土石流等を引き起こす可能性があるが、このような深層崩壊は宇宙線生成核種に基づく侵食速度評価法では原理的に評価できない。深層崩壊によって供給される深部の土砂は表層よりも風化が進行しておらず、礫として供給されるものも多いと推定される。しかしながら、対象地域の上流部には小規模の表層崩壊は多いものの、深層崩壊の痕跡は確認されず、深層崩壊によってもたらされた礫はほとんどないと考えられる。

磯部（1991）は、多賀山地の基盤岩の風化度の違いからみた山地の侵食と崩壊について、起伏量の大きな地域ほど侵食に耐え得るより新鮮で堅硬な花崗岩が分布することを指摘している。土石流堆積物中の花崗岩礫の原岩は、山地の急斜面に位置していた侵食耐性の高い比較的新鮮で堅硬な花崗岩であり、斜面上で長期間露出する間に宇宙線生成核種を多く蓄積（Cin）した可能性がある。また、花崗岩礫が山地斜面の原位置から低位段丘まで運搬される過程において、移動距離の短い運搬と停止（堆積）を繰り返し、その間に核種の蓄積量（Ctra）が増加した可能性もある程度は存在すると考えられる。

これらの事実を考慮すると、松四ほか（2014）の宇宙線生成核種濃度に基づく流域の平均削剥速度の定量化の原理については、若干の見直しの必要があり、今後の課題の一つとして検討する必要がある。

【まとめと今後の課題】

本課題については、主に以下の5つの成果を得、課題の抽出を行った。

- ・異なった時間スケールの面的侵食速度評価手法（ダム・堰堤等の堆砂量、扇状地堆積物量、盆地の埋積堆積物量等）の概略を示し、ダム・堰堤等の堆砂量を基にした流域の土砂生産量予測は長期間の平均的な流域土砂生産量を過少評価する傾向があること、扇状地堆積物量や盆地の埋積堆積物量には堆積土砂量の見積もりや堆積開始時期の精度が低いこと、海城デルタ堆積物の堆積量は山地高度が動的平衡に達していない日本では海城へ流入する土砂量から流域削剥量を復元することが難しいなどの課題を抽出した。
- ・宇宙線生成核種を用いた流域の平均削剥速度評価手法の概略を示し、地表面から入射する宇宙線の平均減衰長よりも深い領域が係ってくる深層崩壊などが原理的に評価できない可能性があることを示した。
- ・ある地形面が受ける侵食の速度を、宇宙線生成核種を用いて評価するための手法として宇宙線生成核種の深度プロファイルを用いる手法の概略を示し、高い精度で侵食速度を評価するためには5深度程度の多深度のデータを用いることが望ましいことを提言した（原理的には異なる2深度以上のデータで推定可能である）。
- ・宇宙線生成核種分析に用いる石英を大量に抽出・純化する方法について検討し、石英と同程度の硬度を持つ白銑グリッドを研削材とした遠心バレル研磨法による物理的精製法の可能性について実験的検討を行った。遠心バレル研削を花崗岩質試料に適用した結果、①遠心バレル研削により石英粒子表面に付着していた他鉱物の除去が可能であること、②遠心バレル研削により黒雲母・角閃石等の有色鉱物や風化した斜長石などの除去が可能であること、③遠心バレル研削による残存鉱物は石英とカリ長石からなること、④遠心バレル研削のみによる石英とカリ長石の分離は困難であること、⑤手選を併用することでほぼ石英のみからなる試料精製が可能であることが明らかになった。平成27年度に検討した高電圧パルスを用いた鉱物単体分離法と平成29年度に検討した遠心バレル研削法を併用すれば、ボーリングコア等の少量試料から宇宙線生成核種分析用に必要な量の石英を抽出する

ことが可能と考えられる。

- ・上流域に小規模な表層崩壊しか存在しない花崗岩地帯の土石流堆積物を対象に、宇宙線生成核種による侵食速度評価手法を適用し、検討を行った。平成 26 年度の受託事業成果と合わせて検討した結果、土石流堆積物中では花崗岩礫中に含まれる宇宙線生成核種量がマトリックス（粗砂）よりも有意に多いことが判明した。このことは、起伏量の大きな斜面に分布する侵食耐性の高い比較的新鮮で堅硬な花崗岩が土石流堆積物中の花崗岩礫の原岩となっており、斜面上で長期間露出する間に宇宙線生成核種（Cin）を多く蓄積した可能性を示唆する。また、山地斜面の原位置から低位段丘までの運搬過程において移動距離の短い運搬と停止（堆積）を繰り返し、その間に核種の蓄積量（Ctra）が増加した可能性も考慮する必要がある。従来、流域の平均削剥量の推定は、地表面付近での土砂移動を中心にモデル化されているため、比較的新鮮堅硬で宇宙線生成核種量の多い花崗岩礫の存在など、評価対象の流域の実態に即した削剥と土砂運搬のモデルを再構築することが必要と考えられる。

今後の課題として、次の 2 点が挙げられる。

- ・流域から生産される土砂が、侵食耐性が高く地表面に比較的長く露出した礫等と侵食耐性が低く相対的に短い時間しか地表面に露出していない砂～シルト等からなる場合の削剥速度をどのように考えるか、即ち削剥過程や削剥物の運搬過程が一樣でない場合の削剥速度をどのようにモデル化するかについて、今後検討する必要がある。平均的な削剥量を求めるためには、礫等を運搬可能な土石流等によるイベント堆積物量と砂～シルト等を運搬堆積させるノーマル堆積物量の量比、土石流等によるイベント堆積物中の礫と砂の含有率比などのデータが必要であるが、それらの取得には困難が伴う。これらの値について大まかな推定が可能であれば、斜面の削剥過程のモデル化も可能であると考えられる。斜面における土砂の生産形態と生産量等の削剥過程とその運搬過程に対する一層の理解と検討が必要と考えられる。
- ・宇宙線生成核種による侵食速度評価手法は、大規模な深層斜面崩等が発生しない流域の侵食速度評価に有用な方法ではあるが、宇宙線生成核種を分析する石英の抽出に多量の岩石試料を要することが課題の一つとなっていた。この石英の抽出・純化法については、電磁パルス法と物理的精製法および化学的精製法を組み合わせることで、ボーリングコア試料なども分析可能と考えられるが、今後もさらに検討を進める必要がある。

【引用文献】

Braucher, R., Brown, E. T., Bourles, D. L., and Colin, F. (2003) In situ produced Be-10 measurements at great depths: implications for production rates by fast muons: *Earth Planetary Science Letters*, 211, 251-258.

不二製作所 (2018) <http://www.fujimfg.co.jp/kenmazai/Abrasivewhitepigirongrid.html>

Gosse, J. C., and Phillips, F. M. (2001) Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: theory and application: *Quat. Sci. Rev.*, 20, 1475-1560.

早川唯弘・酒井高志 (1981) 茨城県における雨を誘因とした崩壊災害の発生と崩壊個所の分布。茨城大学教育学部紀要（自然科学），30，1-16。

Heisinger, B., Lal, D., Jull, A. J. T., Kubik, P., Ivy-Ochs, S., Knie, K., and Nolte, E. (2002) Production of selected cosmogenic radionuclides by muons: 2. Capture of negative muons: *Earth Planetary Science Letters*, 200, 357-369.

磯部一洋 (1991) 花崗岩山地における侵食と崩壊－茨城県高萩市・十王町西武の例－。地質調

- 査所月報, 42, 175-197.
- Kohl, C. P., and Nishiizumi, K. (1992) Chemical isolation of quartz for measurement of insitu-produced cosmogenic nuclides: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56, 3583-3587.
- 松四雄騎・松崎浩之 (2013) 宇宙線生成核種による山地流域からの長期的な土砂生産速度の推定. 平成 25 年度砂防学会研究発表会概要集, 62, B-4~B-5
- 松四雄騎・松崎浩之・牧野久識 (2014) 宇宙線生成核種による流域削剥速度の決定と地形変化方程式の検証. *地形*, 35, 165-185.
- 産業技術総合研究所 (2015) 平成 26 年度地層処分の安全審査に向けた評価手法の整備委託費 (地質関連情報の整備) 事業: 平成 26 年度事業報告.
- 産業技術総合研究所 (2016) 平成 27 年度原子力発電施設等安全技術対策委託費(自然事象等の長期予測に関する予察的調査)事業: 平成 27 年度事業報告.
- Schaller, M., von Blanckenburg, F., Hovius, N. and Kubik, P. W. (2001) Large-scale erosion rates from in situ-produced cosmogenic nuclides in European river sediments. *Earth Planet. Sci. Letters*, 188, 441-458.
- Schaller, M., von Blanckenburg, F., Veldkanp, A., Tebbens, L. A., Hovius, N. and Kubik, P. W. (2002) A 30000 yr record of erosion rates from cosmogenic ^{10}Be in Middle European river terraces. *Earth Planet. Sci. Letters*, 204, 307-320.
- Siame, L., Bellier, O., Braucher, R., Sebrier, M., Cushing, M., Bourles, D., Hamelin, B., Baroux, E., de Voogd, B., Raisbeck, G., and Yiou, F. (2004) Local erosion rates versus active tectonics: cosmic ray exposure modelling in Provence (south-east France): *Earth and Planetary Science Letters*, v. 220, no. 3-4, p. 345-364.
- 末岡 茂・堤 浩之・田上高広 (2015) 低温領域の熱年代学の発展と日本の山地の隆起・削剥史研究への応用. *地球科学*, 69, 47-70.
- 武居有恒 (監修) (1980) 地すべり・崩壊・土石流—予測と対策. 鹿島出版会, 334p.

2. 力学的指標による断層活動性評価手法の検討

断層に関する応力場の評価と力学的指標による活動可能性評価手法に関しては、過年度において逆断層型及び横ずれ断層型の断層に対して適用し、断層の活動履歴から評価される活動性と比較することで、適用限界を示した。また、力学的指標に関して、入力パラメータとなる摩擦係数、間隙水圧、局所的応力場等の要因に不確定な要素が多く、活動可能性への影響について十分な評価ができていない状況である。

本事業では、過年度の成果を踏まえ、まだ評価が行われていない正断層型の断層を対象とした断層活動性について、力学的指標による活動性評価を実施し、断層活動履歴との整合性を検証する。また、評価に必要な各パラメータに関する最新知見をレビューし、予察的な数値シミュレーションを行うことで、各パラメータの影響や重み付けに関する取りまとめを行う。さらに、沿岸陸域や露頭調査が困難な海域の断層に関して、断層活動性評価を行うに当たっての課題を抽出する。

2.1 正断層型断層を対象とした力学的指標による断層活動性評価手法の適用性の検討

【実施内容】

平成28年度までの成果を踏まえ、平成29年度は九州地方の正断層型が卓越した地域を対象に力学的指標による断層活動性評価を行い、断層活動履歴等の整合性について検証を行う。また、九州地方の検討結果を、過年度に行った逆断層型が卓越する東北日本および横ずれ断層型が卓越する西南日本（九州地方を除く）と比較を行うことで、断層活動性評価手法の適用性を検証するとともに、課題の抽出を行う。以上の成果は、原子力規制委員会が整備する隆起・侵食活動、断層活動、地下水流動等の自然事象等に関する評価手法の議論に必要な科学的根拠と、廃棄物埋設施設の位置、構造及び設備の基準に関する規則及び評価ガイド等に反映される。

【成果】

2.1.1 活断層および地質断層の力学的断層活動性評価のための情報の収集・整理

過年度の原子力規制庁委員会委託事業において、地質断層の再活動性評価手法について、地殻応力や間隙水圧と断層姿勢等の幾何学・力学パラメータの関係等について情報を収集し、これらの情報に基づくスリップテンデンス（以下、ST; Morris *et al.*, 1996）に基づく計算および評価を行うことで、地質断層の再活動性評価手法の開発に向けた検討と課題の抽出をおこなった（Miyakawa and Otsubo, 2015; 2017）。その結果、東北地方と近畿地方を事例研究としてスリップテンデンス（ST）に基づく断層活動性評価手法が、活断層のみならず地質断層でも適用可能であることを示した。ここで先に検討した東北地方および近畿地方において知られている活断層の多くは逆断層型および横ずれ型の断層であり、正断層型の活断層の数は少ない（例えば、福島県南東部の井戸沢断層や湯ノ岳断層など；Imanishi *et al.*, 2012）。一方、大分県府地帯を含む中部九州地域は、日本列島において特徴的に正断層型の活断層が密集する地域として知られている（図 2.1.1-1; 活断層研究会, 1991）。別府湾から九重・阿蘇を経て島原半島に至る中部九州地域では、延長約 200 km、幅 20~30 km にわたる地溝状の構造が追跡されることが指摘され、この構造は「別府-島原地溝」と呼ばれている。この地域には、別府-一万年山断層帯をはじめとする多数の活断層帯が存在し、その多くは正断層である（図 2.1.1-1; 活断層研究会, 1991）。

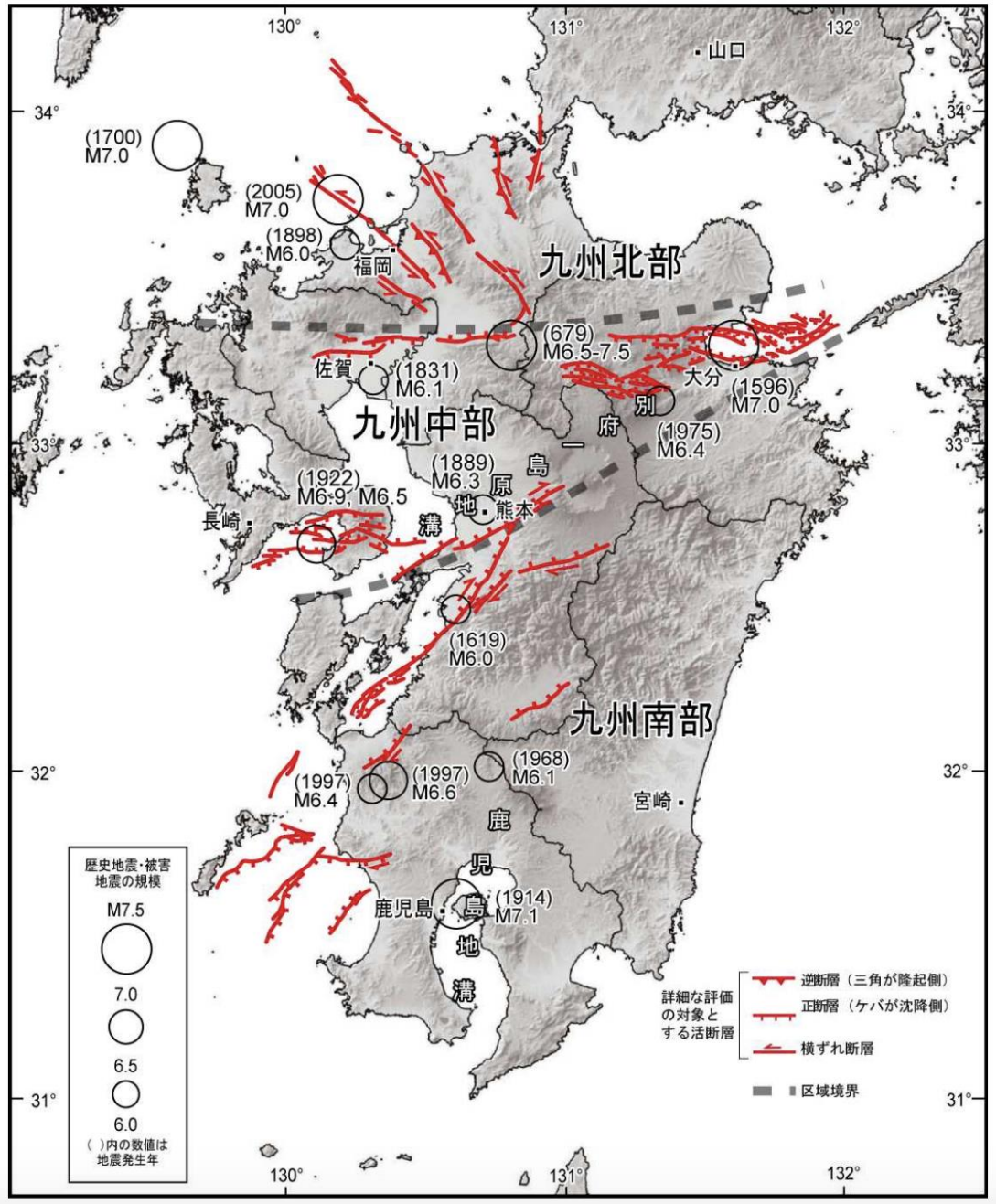


図 2.1.1-1 九州地域の活断層 (地震調査推進本部, 2013).

2.1.2 力学的指標による断層活動性評価手法の適用性・妥当性についての検証

中部九州地域のうち、大分県地域を中心とした地域において、現在の応力場の推定および既存の断層姿勢情報を用いて力学的断層活動性評価の適用性の検討を行った。

ST に基づく力学的断層活動性評価を実施する際には、まず対象地域の現在の応力場を把握する必要がある。ここでは、断層のスケールより広域な地域内の応力場を第一次オーダーの応力とする。この応力を推定するためには地震のメカニズム解に基づく応力場の推定法が有効であることが知られている (例えば, Hardebeck and Michael, 2004)。今回対象とする大分県地域においては、先行研究によって地震のメカニズム解を用いた応力場の推定が行われている (例えば, Yukutake et al., 2015; Matsumoto et al., 2015)。今回は後述する断層位置情報と対応させるために新たに応力の推定を行った。応力推定に用いた地震のメカニズム解データに関

する情報を表 2.1.2-1 に示す。大分県府地域はその地域で発生する地震の 90%が発生する深度 (D90) が 10 数 km と浅く (図 2.1.2-1; Omuralieva *et al.*, 2012), 本年度の検討で解析に使用する地震も深度 15 km 以浅のものを用いた。地震の震源メカニズム解からの応力推定には, Hardebeck and Michael (2004) の手法を用いた。なお, Hardebeck and Michael (2004) の手法は空間的な応力の連続性を組み込むことができる解析手法ではあるが, 本研究では地域的な応力場の特徴を捉えるため, 応力の連続性を仮定しない解析を行っている。本検討では第一次オーダーの応力について, その応力の空間的な解像度を上げるために, 東西方向 1 度, 南北方向 40 分とする領域を設定し, その領域の移動量を領域の 1/3 (東西方向 1/3 度, 南北報告 40/3 分) とした移動平均による応力推定を実施した。応力解析の際には, 解析領域内に 8 イベント以上地震がある領域のみ解析を行った。本研究で得られた応力を図 2.1.2-2 に示す。大分県府地域を中心とする対象エリアでは, 概ね東西方向に最大圧縮主応力軸 (σ_1 軸) を持つ横ずれ断層型の応力場を得た。これらの結果は, 既存の研究結果 (Yukutake *et al.*, 2015; Matsumoto *et al.*, 2015) とも整合的である。

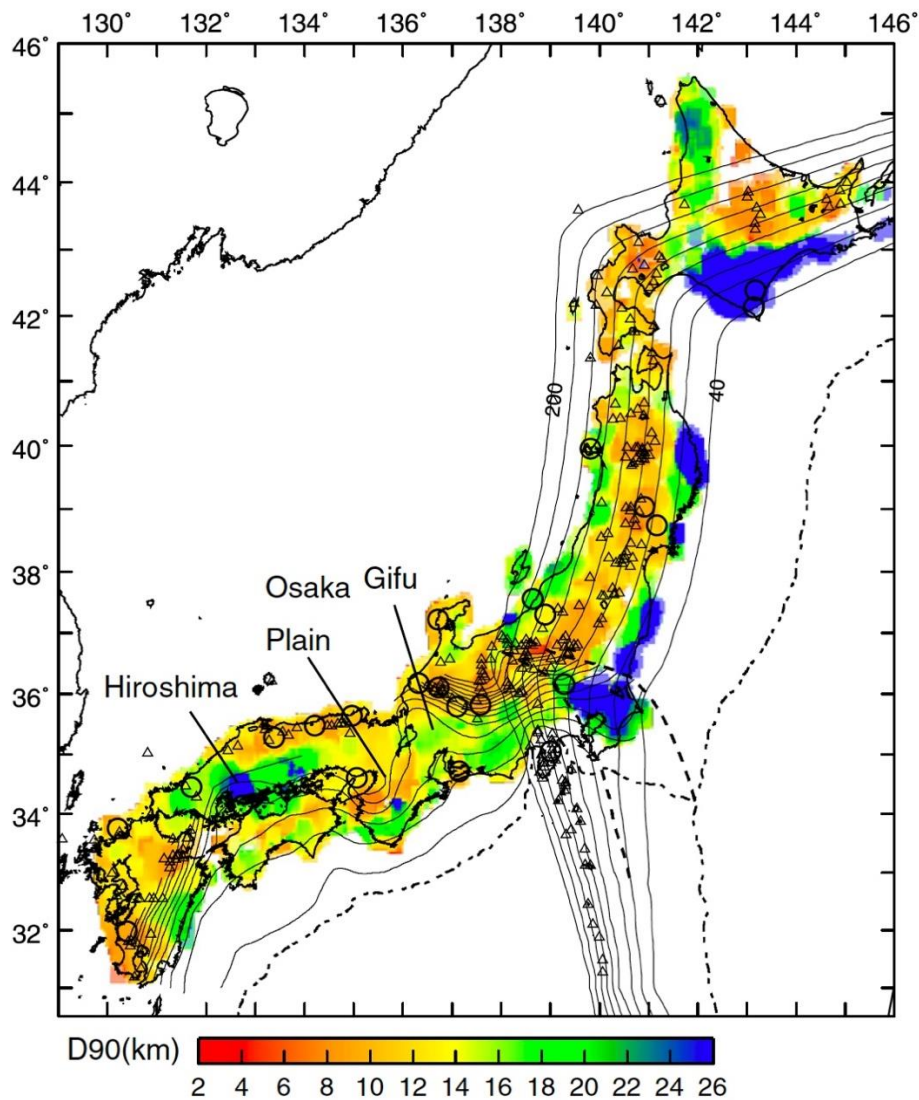


図 2.1.2-1 日本列島周辺の地震発生深度分布 D90 (Omuralieva *et al.*, 2012).
各地域での D90 を色で示す。D90 は, 各地域で発生した地震発生数を地表から数え, 90%の地震が発生する深さである。

表 2.1.2-1 応力解析に用いた地震のメカニズム解に関する情報

地震発生時刻	1997/01/01～2010/12/31
震源の深さ	15 km 以浅
地震のモーメントマグニチュード	3.0 以上
地震データ提供機関	防災科学技術研究所 (NIED)
観測網	F-NET 広帯域地震観測網
メカニズム解アクセスページ (2018/01/25 最終アクセス)	http://www.fnet.bosai.go.jp/event/search.php?LANG=ja

次に、ST に基づく力学的断層活動性評価を行う対象の断層に関する情報を整理する。今回は、現在活動的であることが明らかな活断層と、地質図に地質構造の境界として描かれているが現時点で活動的ではないと考えられる断層（以後、地質断層と呼ぶ）について、断層姿勢情報を整理した。活断層については、産業技術総合研究所の活断層データベース (https://gbank.gsj.jp/activefault/index_gmap.html : 最終アクセス日 2018/01/26) に取りまとめられている活断層のうち、断層セグメントの中心位置が解析領域（東経：131 度～132 度，北緯：32 度 40 分～33 度 20 分）に含まれるものを解析対象とし、断層姿勢情報を収集した。一方、地質断層については、「日本の断層マップ」（小坂ほか，2011）に取りまとめられている地質断層に加え、5 万分の 1 地質図幅「大分」（吉岡ほか，1997）および「久住」（小野，1963）に含まれる地質断層を対象とし、断層姿勢情報を収集した（ダイヤコンサルタント，2017）。

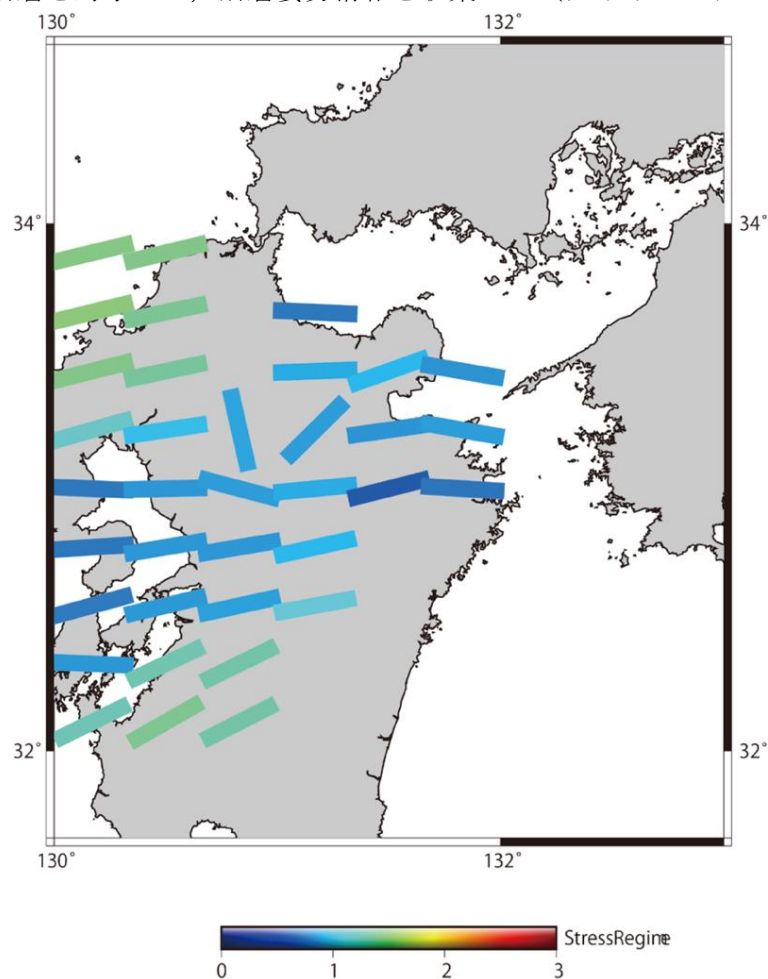


図 2.1.2-2 地震のメカニズム解から推定された九州中北部の応力場。

色付きの棒は最大水平圧縮応力軸の方向を示す。応力のタイプ (stress regime) は Simpson (1997) の定義による。棒の色が寒冷色になるほど正断層形成応力に近い応力状態を示す。

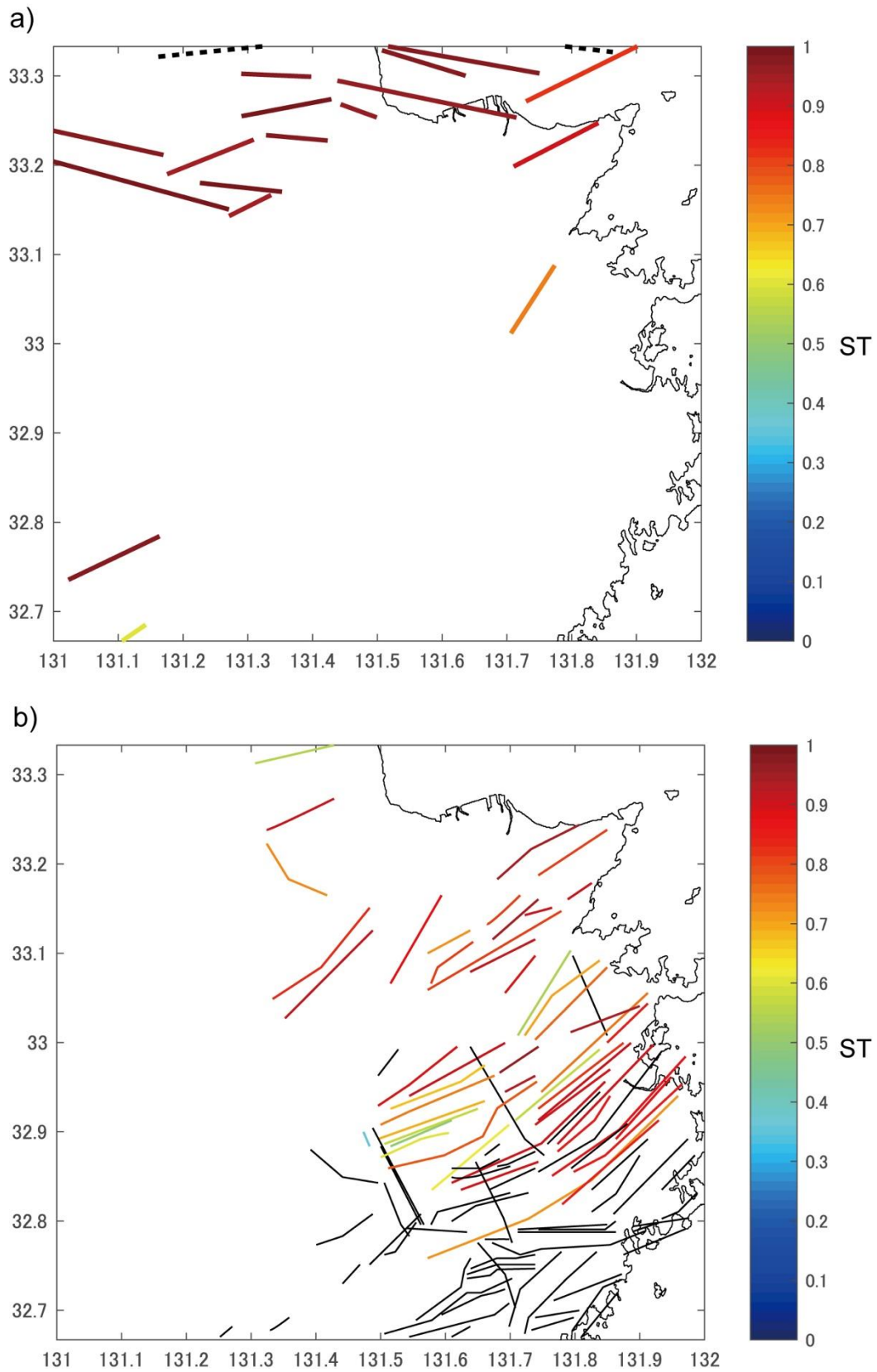


図 2.1.2-3 (a)活断層と(b)地質断層の ST 解析結果.
 ST 値を色で示す. なお, 黒線は応力が推定できなかった, もしくは断層情報の欠落
 (例えば傾斜情報の欠落) により ST を計算できなかった断層を示す.

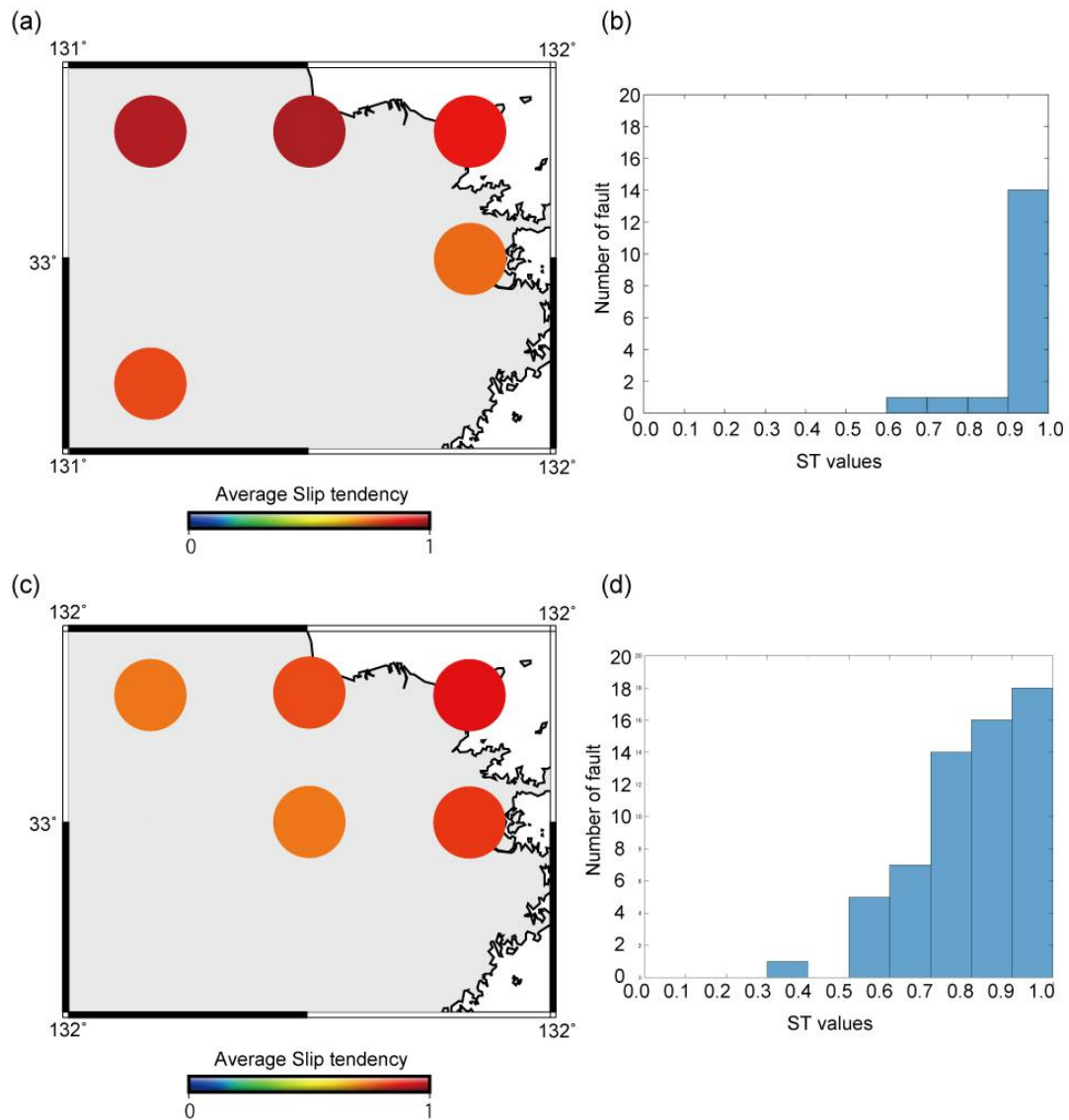


図 2.1.2-4 1/50,000 図郭単位で整理した活断層の平均 ST 値(a)とそのヒストグラム(b) および地質断層の平均 ST 値(c)とそのヒストグラム(d). 円の色は各図郭内の断層に対する ST の平均値を表す.

大分県地域での活断層および地質断層,それぞれの断層に対する ST 値を図 2.1.2-3 に示す. 断層は必ずしも平面として存在するわけではなく,実際には曲面として屈曲などを含んでいる. しかしながら, そのような断層の三次元構造を知ることは容易ではなく, 特に今回対象とするような地質断層においては三次元構造を明らかにできるほど調査が実施されていることは稀である. そこで今回は, 対象領域で均質な情報にもとづいて評価を行うために, 活断層・地質断層ともに断層を単純な面と仮定し, 地表付近の走向・傾斜の情報を用いて解析を行うこととする. 活断層の断層姿勢情報は, 産業技術総合研究所の活断層データベースに取りまとめられている一般走向・一般傾斜をそれぞれの活断層の姿勢情報とし, 先に求めた応力に対して ST 値を求めた. 一方, 地質断層については「日本の断層マップ」(小坂ほか, 2011)に取りまとめられている走向・傾斜および, 5 万分の 1 地質図幅「大分」および「久住」の断層から走向・傾斜の読み取れたものを用いた. ただし, 「日本の断層マップ」(小坂ほか, 2011)に取りまとめられている走向・傾斜情報は, 地表での断層トレースが曲線であることや, 一つの断層に対して走向・傾斜が複数リストされている場合がある. その場合は, 走向については代表走向がリストされている場合はその値を用いた. それ以外の複数リストされている走向や傾斜について

は、すべての走向・傾斜の組み合わせに対して ST 計算を実施し、その平均値をその断層の ST 値とした。

ST 解析の結果、活断層については、多くの断層が 0.9 を超える高い ST 値を示し、0.6 よりも低い ST 値を示す断層は存在しなかった (図 2.1.2-4)。地質断層においても、概ね高い ST 値を示している (図 2.1.2-4)。地域的な傾向をみても、活断層・地質断層ともに多くの断層が高い ST 値を示すことが確認された。

2.1.3 断層のタイプと力学的指標による断層活動性評価手法の適用性についての検討

中部九州地方の正断層型が卓越した地域での力学的指標による断層活動性評価の検討結果 (図 2.1.2-3, 4) を、逆断層型が卓越する東北日本および横ずれ断層型が卓越する西南日本 (九州地方を除く) の結果 (図 2.1.3-1) と比較する。

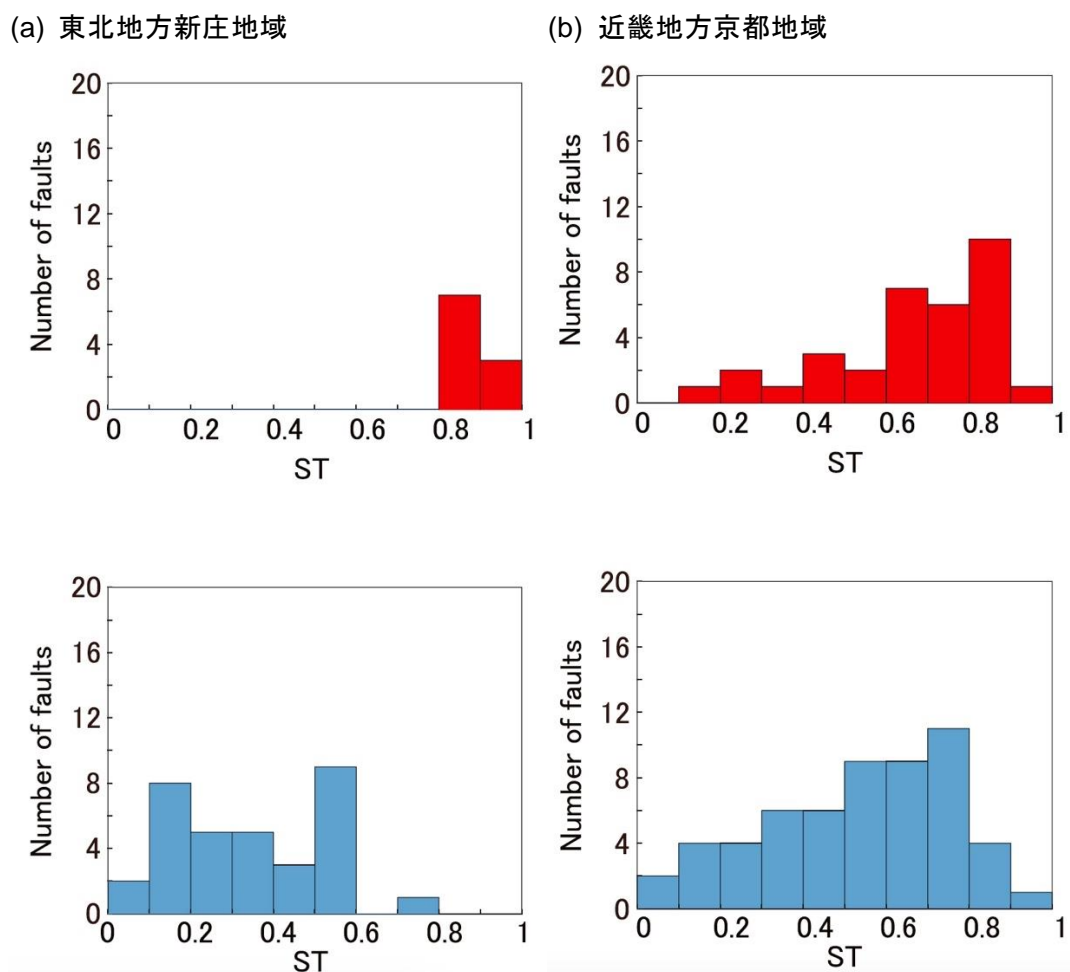


図 2.1.3-1 活断層 (上段, 赤色) および地質断層 (下段, 青色) の ST 値のヒストグラム (Miyakawa and Otsubo, 2015; 2017)。

逆断層型が卓越する東北日本では、この地域での地質断層に対する現在の応力場のもとでの ST は大部分の断層が 0.7 を下回る。これは現在の応力場のもとで活動可能な断層は活断層として活動していることを示す (Miyakawa and Otsubo, 2015)。横ずれ断層型が卓越する西南日本 (九州地方を除く) では、この地域での地質断層に対する現在の応力場のもとでの ST は 0.7 を超える断層の数が全体の 3 割程度ある。これは、現在の応力場のもとで地質断層の一部が今

後活断層として活動する状態（既存断層の再活動に向けた過渡期）であることを示す可能性がある（図 2.1.3-2; Miyakawa and Otsubo, 2017）。今回対象とした正断層が卓越する地域においては、横ずれ断層型が卓越する西南日本の検討結果と同様に、地質学時間スケールにおいて現在の応力場のもとで地質断層の一部が今後活断層として活動する過渡期である可能性がある。

今回の検討で取り扱った大分県地域で ST を求める際に注意すべき点としては、対象とする断層の断層面が地震発生域（ここでは 15 km 程度; 図 2.1.2-1）まで到達しているものと、そうでないものを区別した上で力学的指標による断層活動性評価を行う必要があることである。これは後者の断層は地殻に働いているテクトニックな応力場ではない表層付近のみに働く二次的な応力場によるものが主体であると考えられるからである（代表的なものとして地すべりが挙げられる）。地震のメカニズム解から応力を推定する際には、地殻内で発生する地震を対象とするために地震発生深度分布（例えば D5 や D10）を踏まえることが重要である。

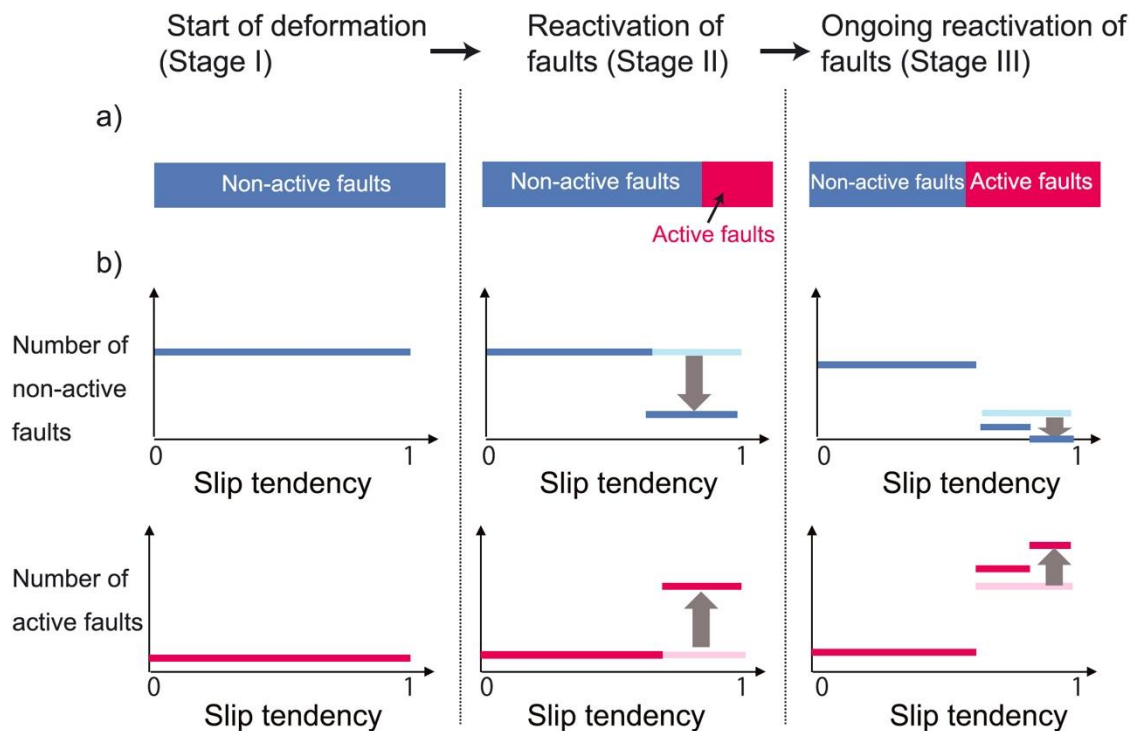


図 2.1.3-2 既存断層がある応力のもとで時間経過とともに再活動していく「断層活動場の成熟度」を示す概念図（Miyakawa and Otsubo, 2017）。

【まとめと今後の課題】

九州地方の正断層型が卓越した地域を対象に力学的指標による断層活動性評価を行い、断層活動履歴等の整合性について検証を行った。その結果、逆断層型が卓越する東北日本および横ずれ断層型が卓越する西南日本（九州地方を除く）と同様に、力学的指標による断層活動性評価を適用可能であることが分かった。

内陸断層を対象とした力学的活動性評価に向けた今後取り組むべき課題としては、(1)地殻応力の空間変化の検討、(2)地震発生域から地表面にかけての断層形状・姿勢の把握・推定手法の検討、(3)内陸断層を対象とした ST の時間変化の検討、(4)断層間相互作用（複雑系）の検討、(5)物性や地質構造の不均一を考慮した検証（時間変化含む）、が挙げられる。検討の際には、陸域のみならず、海域まで対象領域を広げて検討を行う必要があることに留意する。地殻応力の空間変化については、2.2.2 においても言及するが、地球スケール（Heidbach *et al.*, 2010,

2016; Zoback *et al.*, 1989), 列島スケール (Seno, 1999; Terakawa *et al.*, 2010), 地域スケール (Yoshida *et al.*, 2015) など様々なスケールで報告されている。近年は, 単一の活断層周辺の応力場の空間不均質の存在も報告されており (Yukutake *et al.*, 2015; Matsumoto *et al.*, 2017), 応力場の空間不均質の把握が課題となる。また, ST を求める対象となる個々の断層に対しては, 露頭での走向・傾斜の情報のみならず, 地震発生域 (深さ約 10~20 km) までの断層の形状・姿勢情報を把握・推定する手法や地下深部で断層の傾斜が低角化することを仮定した ST の数値シミュレーション等についても検討が必要である。

【引用文献】

- ダイヤコンサルタント (2017) 既存文献からの断層に関する情報収集業務 (正断層型) 報告書。
- Hardebeck, J., Michael, A. (2004) Stress orientations at intermediate angles to the San Andreas Fault, California. *Journal of Geophysical Research*, 109, B11303.
- Heidbach, O., Rajabi, M., Reiter, K., Ziegler, M., WSM Team (2016) World Stress Map Database Release 2016. GFZ Data Services. <http://doi.org/10.5880/WSM.2016.001>.
- Imanishi, K., Ando, R., Kuwahara, Y. (2012) Unusual shallow normal-faulting earthquake sequence in compressional northeast Japan activated after the 2011 off the Pacific coast of Tohoku earthquake. *Geophysical Research Letters*, 39, L09306.
- 地震調査推進本部 (2013) 九州地域の活断層の地域評価。
- 活断層研究会 (1991) 新編日本の活断層 分布図と資料。東京大学出版会, 437p.
- 小坂和夫・千木良雅弘・吉田鎮男・金折裕司 (2011) 日本の断層マップ。培風館, 239 p.
- Matsumoto, S., Yamashita, Y., Nakamoto, M., Miyazaki, M., Sakai, S.-i., Iio, Y., Shimizu, H., Goto, K., Okada, T., Ohzono, M., others (2017) Pre-state of stress and fault behavior during the 2016 Kumamoto earthquake (M7.3). *Geophysical Research Letters*, 45. <https://doi.org/10.1002/2017GL075725>.
- Matsumoto, S., Nakao, S., Ohkura, T., Miyazaki, M., Shimizu, H., Abe, Y., Inoue, H., Nakamoto, M., Yoshikawa, S., Yamashita, Y. (2015) Spatial heterogeneities in tectonic stress in Kyushu, Japan and their relation to a major shear zone. *Earth, Planets and Space*, 67, 1–9.
- Miyakawa, A., Otsubo, M. (2015) Applicability of slip tendency for understanding long-term fault activity: a case study of active faults in northeastern Japan. *Journal of JSCE*, 3, 105–114.
- Miyakawa, A., Otsubo, M. (2017) Evolution of crustal deformation in the northeast-central Japanese island arc: Insights from fault activity. *Island Arc*, 26, e12179.
- Morris, A., Ferrill, D., Henderson, D. (1996) Slip-tendency analysis and fault reactivation. *Geology*, 24, 275–278.
- Omuralieva, A., Hasegawa, A., Matsuzawa, T., Nakajima, J., Okada, T. (2012) Lateral variation of the cutoff depth of shallow earthquakes beneath the Japan Islands and its implications for seismogenesis. *Tectonophysics*, 518–521, 93–105.
- 小野晃司 (1963) 久住地域の地質。地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 65p.
- Simpson, R. W. (1997) Quantifying Anderson's fault types. *Journal of Geophysical Research*, 102, 17909–17919.
- Seno, T. (1999) Syntheses of the regional stress fields of the Japanese islands. *Island Arc*, 8, 66–79.
- Terakawa, T., Matsu'ura, M. (2010) The 3-D tectonic stress fields in and around Japan inverted from centroid moment tensor data of seismic events. *Tectonics*, 29, TC6008.
- Yoshida, K., Hasegawa, A., Yoshida, T. (2016) Temporal variation of frictional strength in an earthquake swarm in NE Japan caused by fluid migration. *Journal of Geophysical Research*, 121, 5953–5965.

- 吉岡敏和・星住英夫・宮崎一博 (1997) 大分地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 65p.
- Yukutake, Y. Takeda, T., Yoshida, A. (2015) The applicability of frictional reactivation theory to active faults in Japan based on slip tendency analysis. *Earth and Planetary Science Letters*, 411, 188–198.
- Zoback, M. L., Zoback, M. D., Adams, J., Assumpção, M., Bell, S., Bergman, E.A., Blümling, P., Brereton, N.R., Denham, D., Ding, J., Fuchs, K., Gay, N., Gregersen, S., Gupta, H. K., Gvishiani, A., Jacob, K., Klein, R., Knoll, P., Magee, M., Mercier, J. L., Müller, B. C., Paquin, C., Rajendran, K., Stephansson, O., Suarez, G., Suter, M., Udias, A., Xu, Z. H., Zhizhin, M. (1989) Global patterns of tectonic stress. *Nature*, 341, 291–298.

2.2 力学的指標による断層活動性評価手法の入力パラメータに関する検討

【実施内容】

平成28年度までの成果を踏まえ、平成29年度は力学的指標による断層活動性評価手法について最新知見のレビューを行い、また予察的な数値シミュレーションにより、評価手法そのものや評価に必要なパラメータの影響・重みづけの妥当性等について検証を行うとともに、課題の抽出を行う。地震が発生する地下深部（約10～20 km）における断層の挙動に対する応力・間隙水圧・摩擦係数等の影響を明らかにするため、応力・間隙水圧を制御した予察的な3軸力学試験を行い、課題の抽出を行う。以上の成果は、原子力規制委員会が整備する隆起・侵食活動、断層活動、地下水流動等の自然事象等に関する評価手法の議論に必要な科学的根拠と、廃棄物施設位置、構造及び設備の基準に関する規則及び評価ガイド等に反映される。

【成果】

2.2.1 力学的指標による断層活動性評価手法について最新知見のレビュー

力学的指標による断層再活動性評価の手法は、その多くがクーロンの破壊基準を基礎においており、手法の違いはそれらを実際に観測される情報（応力・断層姿勢・摩擦・間隙水圧）でどのように表現するかの違いであるとみなすことができる。力学的指標による断層活動性評価について、初期の試みの一つとして Sibson (1985)が有効応力比 ($R = \sigma_1' / \sigma_3'$) を導入して、広域応力場における断層の姿勢から、それぞれの断層の姿勢を、“Favorably oriented”, “Unfavorably oriented”, “Severely misoriented” のクラス分けを行った。これにより、地殻応力および断層の姿勢から、力学的に断層の再活動性を評価することができるようになった。しかし、Sibson (1985)の手法は最大主応力 (σ_1) および、最小主応力 (σ_3) 面内の2次元的な力学場での評価であったため、天然での三次元的な応力環境下での断層再活動性を十分に評価できていない可能性がある。一方、Morris *et al.* (1996)は中間主応力 (σ_2) を含む三次元応力場で断層に作用する応力を計算し、slip tendency ($Ts = \tau / \sigma_n$) を導入することで、天然における三次元的な応力環境を考慮した断層活動性評価を可能にした。その後、応力の絶対値が未確定の場合でも slip tendency を計算する手法 (Lisle and Srivastava, 2004) や、未破壊の岩体に適用するための固着強度を含む評価指標 Reactivation tendency (Tong and Yin, 2011) の提案がなされた。最近の断層再活動性に関する手法としては、Sibson (1985)による断層活動性のクラス分けを三次元に拡張した手法が提案されている (Leclère and Fabbri, 2013)。

上記で既述した有効応力比 ($R = \sigma_1' / \sigma_3'$) あるいは slip tendency ($Ts = \tau / \sigma_n$) のような応力の比を用いて表現される指標は、応力の絶対値の決定が困難である場合に良く採用される (例えば、Lisle and Srivastava, 2004; Miyakawa and Otsubo, 2015)。一方、掘削孔を利用するなど現位置での絶対応力の推定が可能な場合は、応力の比として力学的活動性評価を行うのではなく、直接クーロンの破壊基準に照らして断層活動性評価を行う事例も多い (例えば、Lee *et al.*, 2017)。

断層活動性評価を行う数値シミュレーションでは、応力・間隙水圧・摩擦係数・断層面の姿勢といった力学的パラメータが必要である。

室内力学実験で断層面の摩擦強度を取得する方法として、円柱形岩石試料を三軸圧縮試験で破壊して断層面を模擬し、再度岩石試料に応力を加える方法がある (Dewhurst and Jones, 2002; Masuda *et al.*, 2012)。Dewhurst and Jones (2002)では砂岩試料を使用して上記の順序で実験を行い、再度応力を加えたときに差応力が小さい場合に strain-hardening が起き、差応力が大きい場合に緩やかに応力降下した。断層面の摩擦強度の違いは粒子配列の緻密化や粒子破碎程度によって異なると考えられ (Dewhurst and Jones, 2002)、断層面の力学的挙動は岩石を構成する粒子の粒径・強度や空隙率などに依存すると言える。Masuda *et al.* (2012)は高温高压下で実

験を行うことで間隙水による長期的な化学反応を促進させ、断層摩擦強度の弱化の時間依存性を示した。

間隙水圧による有効応力および破壊強度の低下については広く知られており、過剰間隙水圧が断層運動の主要因の一つと言える。間隙水圧分布と透水性は密接な関係があるため、断層活動性評価において、せん断すべりと透水性変化の関係性を知ることは重要である。例えば、地震波が間隙水圧の変化に関係があることがわかっており、Elkhoury *et al.* (2011)ではせん断した岩石試料の間隙水圧を周期的に上下させることで、せん断面の透水性が上昇することを示した。

Guglielmi *et al.* (2017)は地下 500 m の断層に直接水を圧入し、断層の動きを調べた。結果的に水圧を 1.5 MPa まで上げたところで断層面に沿って非地震性の滑りが生じ始めた。また、地震性のすべりは非地震性のクリープによって二次的にもたらされることを示した。

せん断すべりと透水性に関する室内実験研究としては、一面せん断試験を使用した研究 (Esaki *et al.*, 1999; Li *et al.*, 2008)や、模擬的にせん断すべりをさせる実験 (Chen *et al.*, 2000; Hofmann *et al.*, 2016)が行われてきた。これらの実験は応力载荷によるせん断すべりと透水性の増加に関して信頼性のある結果を得ている。しかし、高い封圧下でせん断破壊ができないことや、封圧と間隙水圧の間を遮るシーリングの難しさから低い間隙流体圧での実験しかできないなどの問題がある。

Nemoto *et al.* (2008)および Ying *et al.* (2009)では、せん断面を模擬してプレカットした円柱形試料を使用して三軸圧縮試験を行い、間隙水圧とせん断変位の関係を示した。Ye *et al.* (2017)は封圧三軸試験で花崗岩をせん断破壊させた後、間隙水圧を段階的に変動させて透水性の変化を計測した。間隙水圧を上げる段階で透水性が上昇し、間隙水圧を下げる段階で透水性が減少した。また、間隙水圧上昇による透水性の上昇幅は間隙水圧減少による透水性の減少幅よりも大きいというヒステリシスが見られた。特に封圧に近い値まで間隙水圧を増加させた場合に、せん断変位をとめないせん断面に沿った透水性が大きく増加した。この結果は間隙水圧を含めた応力履歴によって透水特性が変化することを示している。一般的に透水性が増加すると周囲から一時的な圧力の上昇を受けても流体が散逸するため、間隙水圧は上昇しにくくなる。

また、長い時間スケールを対象に検討を行う場合、単純な応力の増減だけでなく主応力方向も変化することが予想される。室内力学実験では主応力方向の変化は、载荷する応力経路によって再現することができる。数値シミュレーションに使用する破壊強度や摩擦係数などは円柱形岩石試料を使用した三軸圧縮試験のデータを使用することが多い。しかし応力経路によって破壊強度や変形様式が異なる (Takemura *et al.*, 2011)ことも知られている。例えば封圧三軸実験でも载荷する応力経路は以下の 4 手法が挙げられる。

① Conventional Triaxial Compression (CTC)

一般的な封圧三軸圧縮試験。想定する深度に応じた封圧をかけた状態で、軸方向を圧縮させる手法。プレートテクトニクスによる圧縮応力の想定などに使用される。

② Reduced Triaxial Compression (RTC)

想定する深度に応じた封圧をかけて軸方向の応力を一定にした状態で、2 方向の応力を下げる試験手法。掘削した坑道壁面の応力や、浸食作用による上載荷重の減少などが想定される。

③ Conventional Triaxial Extension (CTE)

想定する深度に応じた封圧をかけて軸方向の応力を一定にした状態で、2 方向の応力を上げる試験手法。堆積作用による上裁荷重の上昇などが想定される。

④ Reduced Triaxial Extension (RTE)

想定する深度に応じた封圧をかけた状態で、軸方向の応力を下げる手法。地震発生前後のように圧縮応力場が伸長応力場に変化したときなどが想定される。

以上の条件による破壊強度の違いは *Takemura et al. (2011)* によって示されているものの、数値シミュレーションのパラメータとして使用するための議論は十分ではない。特に断層面を有する岩石試料の挙動と応力経路の関係について実験的研究例はない。長い時間スケールにおける地質学的変動が予想される場合、応力経路と断層の挙動に関する実験的研究は非常に重要である。

2.2.2 予察的な数値シミュレーションによる入力パラメータの検討

力学的指標による断層活動性評価による結果に対して最も大きな影響を生じるものとして、評価に用いる物理パラメータが挙げられる。2.1.2 で述べたように力学的指標による断層活動性評価手法自身は、クーロンの破壊基準に基礎を置く限りにおいて手法として大きな差異は無い。一方、評価に用いる物理パラメータ（地殻応力・間隙水圧・断層摩擦・断層姿勢）が変化すれば断層活動性の評価結果は当然変化するが、それらの物理パラメータはいずれも取得・推定が容易ではないため、様々な研究的アプローチが行われているのが現状である。そのため、力学的な断層活動性評価を実施する際には、それらの物理パラメータについて、最新の知見に基づく理解が必要とされる。本項では、物理パラメータについて最近の知見をレビューし、特に時空間的な変化の大きい地殻応力・間隙水圧について、その変化による力学的活動性評価への影響について検証する。

力学的断層活動性評価に用いる物理パラメータ（地殻応力・間隙水圧・断層摩擦・断層姿勢）については、それぞれが地球科学における重要な研究課題であり、数多くの研究事例がある。これらのうち、長い時間スケールでの断層活動性評価に資する成果について簡単にまとめる。

地殻応力の空間的变化については、地球スケール (*Heidbach et al., 2010; 2016, Zoback et al., 1989*), 列島スケール (*Seno, 1999, Terakawa et al., 2010*), 地域スケール (*Yoshida et al., 2015*) など様々なスケールで報告されている。近年は、単一の活断層に対する応力場の不均質の存在も報告されている (*Yukutake et al., 2015, Matsumoto et al., 2017*)。また、応力場の時間変化についても報告されており、2011年東北地方太平洋沖地震に伴う大規模な地殻応力の時間変化 (*Hasegawa et al., 2012*) や、第四紀以降の断層活動に関連する応力場の変化 (*Otsubo et al., 2017*) などがある。

間隙水圧についても、応力と同様に空間的不均質が多数報告されており (*Tsuji et al., 2008, 2014; Yoshida et al., 2014*)、間隙水圧の時間変化に起因すると思われる断層強度の変化が報告されている (*Yoshida et al., 2016*)。

摩擦係数については *Byerlee (1978)* を始めとして実験的検討がなされてきた。通常の岩石の摩擦係数は岩種によらず、一定であるとする実験結果 (*Byerlee et al., 1978*) が広く受け入れられていた。しかし、近年は天然の断層面上に粘土鉱物や滑石やグラファイトなどが存在することが注目され、それらの特定の鉱物が断層面に存在することによって、摩擦係数が低下することが示されている (*Ikari et al., 2011; Ohashi et al., 2013*)。サンアンドレアス断層や2011年東北地方太平洋沖に関連する断層においては、断層ガウジのせん断試験から0.2よりも小さい摩擦係数が報告されている (*Ikari et al., 2015; Lockner et al., 2011*)。なお、これらの摩擦係数に関する実験を含め近年行われる摩擦係数に関する実験は、地震発生域の温度圧力条件に近い条件での実験が行われつつある。

断層の形状においても、その多様性が明らかになりつつある。近年の宇宙測地技術の発展で InSAR などにより地震時の面的な地表変動が明らかになっている。このような面的な地震時の地表変動から、地表変動を引き起こした地下の断層形状の推定が行われている。これにより、複数の断層の活動 (*Takada et al., 2008*) や地下での断層の屈曲 (*Fukushima et al., 2013*) など、一つの地震イベントを引き起こす断層の多様性が明らかになっている (図 2.2.2-1)。また

地震観測網の充実により、メインの地震イベント後の余震分布や速度構造も詳細に求められるようになり、震源断層周辺の複雑な断層分布が明らかになっている (Panayotopoulos *et al.*, 2014). このような手法を用いることにより、信頼度の高い断層形状が得られる可能性がある。

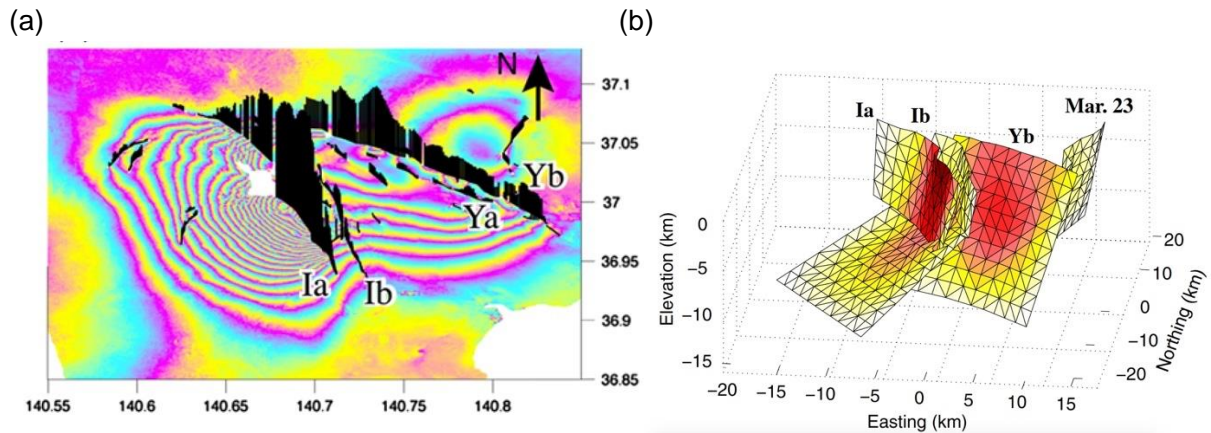


図 2.2.2-1 InSAR によって把握された地震時の地表変動(a)と地表変動から推定された 2011 年福島県浜通りの地震 (マグニチュード 6.6) を引き起こした地下の断層形状(b) (Fukushima *et al.*, 2013).

断層形状が得られた場合に、地殻応力と摩擦係数の変化が力学的活動性評価へ与える影響について予察的な数値シミュレーションを行った結果を以下に示す。Fukushima *et al.* (2013)が推定した 2011 年福島県浜通りの地震を引き起こした断層の姿勢を対象に、異なる摩擦係数を仮定し、2011 年東北地方太平洋沖地震発生前の応力状態 (Imanishi *et al.*, 2012) と後の応力状態 (Otsubo *et al.*, 2013) における ST の変化を図 2.2.2-2 に示す。2011 年東北地方太平洋沖地震発生前後の応力状態は、いずれも正断層形成応力である。間隙水圧は静水圧を仮定し、摩擦係数は 0.2, 0.6, 0.8 の 3 パターンを採用した。

2011 年東北地方太平洋沖地震発生前の応力状態では、摩擦係数を大きく変えても ST 値はおおむね低いのにに対して、2011 年東北地方太平洋沖地震発生後の応力状態では概ね高い値を示す (図 2.2.2-2)。2011 年東北地方太平洋沖地震発生後の応力状態では、摩擦係数 0.2 の場合は断層面全体の ST 値が 0.9 前後と非常に高いのにに対して、摩擦係数 0.8 の場合では全体的に ST 値は 0.5 前後と低い (図 2.2.2-2)。断層面の摩擦係数が一般的に 0.8 程度であることを考慮すると、摩擦係数が 0.2 まで低下するためには(1)断層面に挟在される物質のために実際に断層面の摩擦係数が小さい、(2)断層周辺の間隙水圧が高いために断層面の強度が下がり有効摩擦係数として小さい、の 2 つの考え方が可能である。有効摩擦係数 μ^{eff} を、 $\mu^{\text{eff}} = \mu(1-\lambda)$ と表現すると (λ : 間隙流体圧比, λ は 0~1 を取り, 0 は静水圧で 1 は静岩圧), 摩擦係数が 0.8 から 0.2 に下がるためには λ が 0.7~0.8 程度である必要があり, これは間隙水圧が静岩圧に近い状態であると考えられる。実際に, 2011 年福島県浜通りの地震の震源域の下では, 地震波速度構造の推定から間隙水圧が周囲より高い状態である可能性が示唆されている (Kato *et al.*, 2013)。

今回の予察的な数値シミュレーションの結果, 断層周辺の間隙水圧が 2011 年福島県浜通りの地震を引き起こした断層の挙動に大きな影響を及ぼした可能性が高いことが明らかになった。力学的断層活動性評価における今後の課題として, 断層周辺の間隙水圧についての詳細な推定 (あるいは一定の振れ幅を織り込んだ推定) が必要であることが挙げられる。

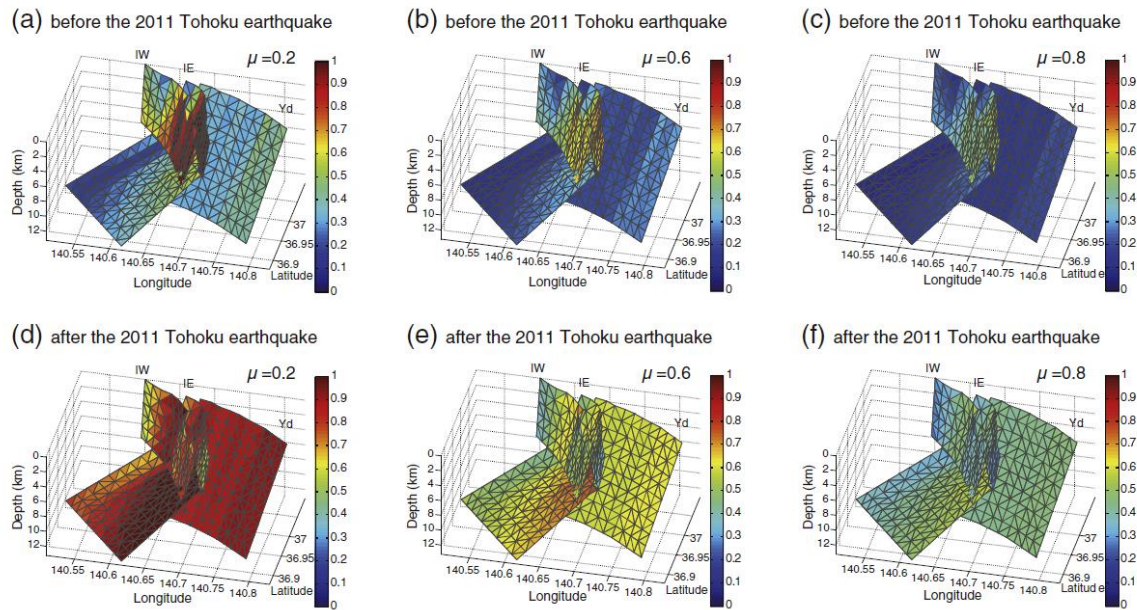


図 2.2.2-2 Fukushima *et al.* (2013)が推定した 2011 年福島県浜通りの地震を引き起こした断層面に対する ST.
 上段：2011 年東北地方太平洋沖地震発生前。下段：2011 年東北地方太平洋沖地震発後。
 摩擦係数を 0.2, 0.6, 0.8 の 3 パターンで ST を計算。

2.2.3 室内力学試験による応力・間隙水圧・摩擦係数等の影響の検討

地下深部における断層（せん断面）の挙動に対する間隙水圧変動の影響について、真三軸試験機を用いて、せん断破壊によって断層を生成させた岩石試料に対して、間隙水圧を変化させた際の岩石試料内の断層周辺における物性変化の計測を行った。以下にその計測の詳細を示し、応力・間隙水圧と透水性の関係から想定される断層挙動について検討する。

2.2.3.1 試験試料

試験試料（供試岩石）には塊状の中粒凝灰質砂岩である来待砂岩を使用した。来待砂岩の力学・水理特性について多くの研究がなされており（例えば、Takada and Fujii, 2009; 高橋ほか, 2012; Alam *et al.*, 2014）、試験試料として標準的な試料である。来待砂岩の構成粒子は、安山岩片、輝石、角閃石、斜長石、カリ長石、花崗岩質岩片、少量の石英などである。空隙率は約 21% であり、インタクトな来待砂岩試料の透水係数は、封圧 10 MPa で約 2×10^{-11} m/s (Takada and Fujii, 2009) である。試験試料は縦 35 mm、横 35 mm、高さ 70 mm の角柱形に整形した。封圧媒体に対するシールとしてシリコン材を試料表面およびエンドピースを覆った。さらに異なる三主応力を試料に加えられる真三軸圧縮試験を行って岩石を破壊し、中間主応力方向が走向となるせん断面をあらかじめ作成した。その後岩石試料内の脱気を行い、イオン交換水を含浸させて飽和した。以降では、2 つの来待砂岩試料（試料番号：KM14 及び KM21）を、それぞれ Sample1 及び Sample2 と略称する。

2.2.3.2 試験手法

真三軸試験機では油圧による封圧下で 2 方向の軸載荷をする方式 (Mogi., 1971) であり、最小主応力 (σ_3)、中間主応力 (σ_2)、最大主応力 (σ_1) と異なる三主応力を岩石試料に加えることができる。真三軸応力条件で岩石を破壊すると、せん断面の走向が中間主応力方向になる。真三軸試験装置を使用する利点として、透水性の高い、せん断面走行方向(中間主応力方向)への透水試験が可能であるため、従来の円柱形試料を使用した封圧三軸透水試験 (Alam *et al.*, 2014)

よりもクリティカルな間隙水圧・透水特性変動を取得できる。

1) 供試体設置状況

図 2.2.3-1 に本研究で採用した真三軸試験の供試体組み立ての状況を示す。角柱形の岩石試料はジャケット材のシリコンの中にあり、上下左右 4 つのエンドピースで挟まれている。変位計は σ_1 、 σ_2 方向にそれぞれ 2 つ、 σ_3 方向に 1 つの計 5 つ取り付けられている。通水ラインは σ_1 、 σ_2 方向に設置しており、バルブ操作によって通水方向を変えることができる。本試験では含浸時は両方向のバルブを開けて飽和させ、透水試験時には σ_1 方向の通水ラインのバルブを閉め、 σ_2 方向の透水試験を行う。

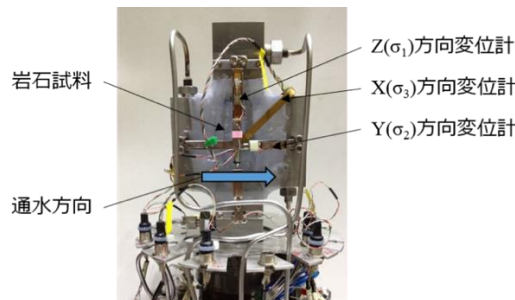


図 2.2.3-1 真三軸試験のサンプルと変位計の設置状況

2) 試験手順

図 2.2.3-1 で示される供試体を圧力容器内に入れ、大気圧下 ($\sigma_3 = 0.1 \text{ MPa}$)、 $\sigma_2 = 11.5 \text{ MPa}$ の状態で、Z 方向のストローク制御で σ_1 を上げていき、せん断破壊させた。破壊時のピーク応力は Sample1, Sample2 の両試料とも約 70 MPa であった。

せん断破壊後は Sample1 を封圧 16.5 MPa, Sample2 を封圧 28 MPa の静水圧状態にした。2 つの封圧条件下で実験を行うことにより、地下の異なる深度の応力を検討することができる。封圧が安定したところで間隙水圧を段階的に変化させながら、所定の間隙水圧で圧力が安定してから透水試験を行った。

3) 透水試験手法

透水試験はフローポンプ法を適用した。フローポンプ法は $10^{-14} \sim 10^{-4} \text{ (m/s)}$ と幅広い透水係数の測定が可能であり(林ほか, 2003), せん断面を有する岩石試料のように、応力条件等によって透水係数が大きく変動する実験に適している。フローポンプ法は上流側と下流側の配管内の流体圧および試料の間隙水圧が一定の状態から実験を開始し、上流側から一定流量の流体を流し込んだときの上下流側の差圧時間変化を取得することで透水係数を算出する方法である。上下流側の圧力はそれぞれシリンジポンプ(ISCO 社)で計測した。透水試験時は下流側のシリンジポンプは一定の圧力になるように間隙流体圧の圧力値で圧力制御を行い、上流側は流速を 0.01 ml/min で制御して通水した。

透水係数の算出には Esaki *et al.* (1996) の以下の解析解を使用した。

$$\frac{h(x,t)}{H} = \xi - 2 \sum_{m=0}^{\infty} \frac{\exp(-\alpha \varphi_m^2) \sin(\varphi_m \xi)}{\varphi_m \left(1 + \beta + \frac{\varphi_m^2}{\beta}\right) \cos \varphi_m} \quad (1)$$

$H[m]$ は実験開始直後の供試体両端間の水頭差, $x[m]$ は下流側供試体端面から上流側端面までの距離, $t[s]$ は経過時間であり, 供試体内の水理水頭 $h[m]$ は時間 t と座標 x の関数となる。供試体高さを $l[m]$ としたとき, $\xi = x/l$ である。 α は無次元時間 ($\alpha = Kt/l^2 S'$) を, β は装置の圧縮貯留量に対する供試体の圧縮貯留量の比 ($\beta = S'A/a$) を表している。 S' は供試体の比貯留率である。 φ_m は次

の非線形方程式の根である.

$$\tan \varphi = \frac{\beta}{\varphi} \quad (2)$$

式(1)は透水係数と比貯留率の2変数非定常方程式であるため、フローポンプ法透水試験で得られるデータに対して残差平方和を最小とする非線形最小二乗法によって透水係数と比貯留率を適切に評価できる(加藤, 2014).

$$S(K, S') = \sum_{i=1}^n \left[\frac{\Delta h^*(t_i)}{H} - \frac{\Delta h(t_i)}{H} \right]^2 \quad (3)$$

$\Delta h^*(t)$ は供試体両端の水頭差の実験値を表し、 $\Delta h(t)$ は解析解から得られる理論値を表す. また、式(3)の残差平方和から相対誤差を評価し、最終的な結果に誤差評価を反映する. 図 2.2.3-2 にフローポンプ法透水試験結果の一例を示す. Sample1 の封圧 16.5 MPa, 間隙水圧 1 MPa の条件で、0.01 ml/min の一定流速で通水したときの結果である. 実験データと解析解による曲線はほぼ一致し、透水係数を適切に評価できていると言える.

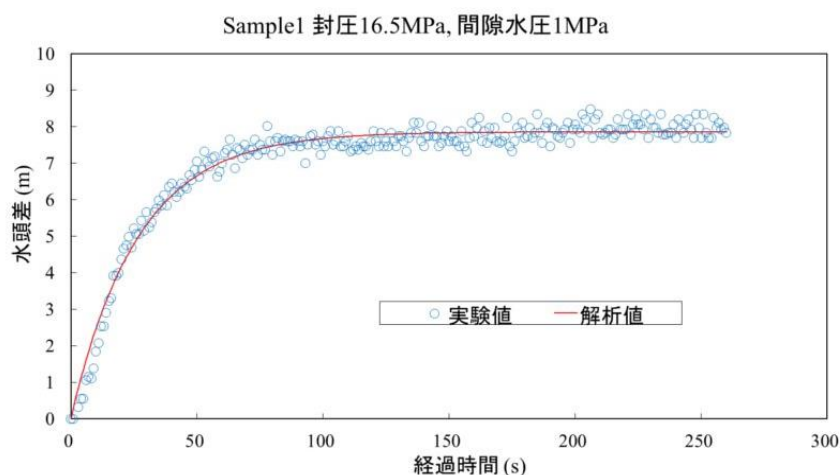


図 2.2.3-2 フローポンプ法透水試験の結果と解析解

2.2.3.3 試験結果

1) 供試体の変形と破壊状況について

せん断破壊の状況を把握するために試験後試料の CT 撮影を行い、き裂の状況を観察した. 図 2.2.3-3 は試験後に除荷して取り出した試料の X 線による透視画像(CT 画像)である. 本 CT 画像の色は密度を表しており、黒く見える部分は間隙で、より白く見えるほど粒子が密である. 両試料とも複数のき裂が存在し、複雑な破壊構造になっている.

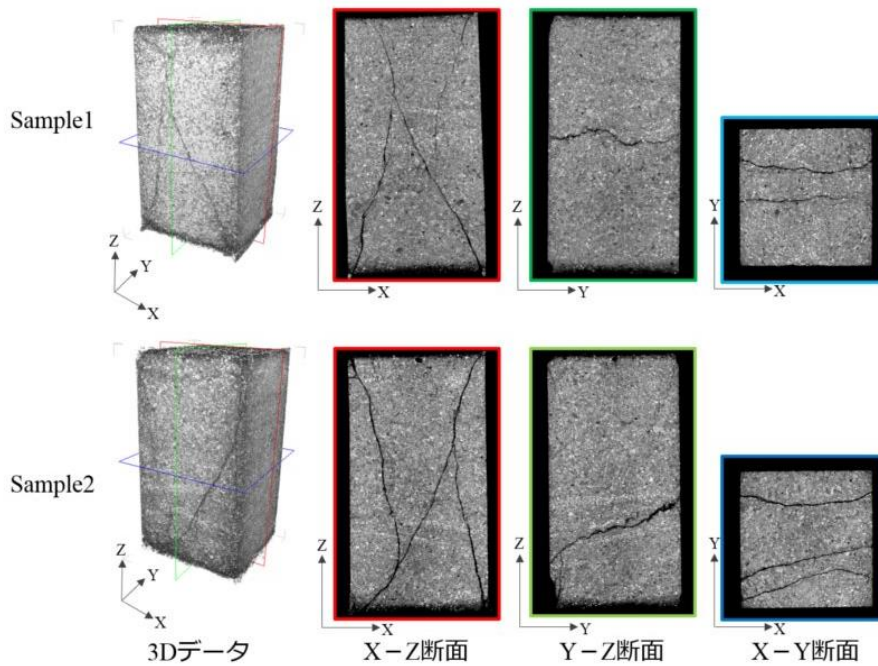


図 2.2.3-3 実験後供試体の CT 画像

2) 透水試験結果

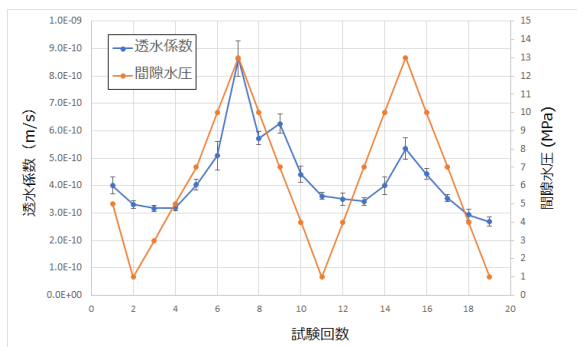
図 2.2.3-4 に間隙水圧を段階的に変動させ、それぞれの段階での透水試験を行った結果を示す。Sample1 と Sample2 の両試料に共通する結果として以下の 3 点が挙げられる。

- I. 間隙水圧変動と透水係数変動に相関が見られる。
- II. 間隙水圧が低い条件では間隙水圧が変化しても透水係数の変化は小さいが、封圧に近い値まで間隙水圧を増加させると透水係数の変動幅も大きくなる。
- III. 間隙水圧を同じ値まで変動させた場合、回数を重ねるごとに透水係数の変動幅が小さくなる。

結果 I に関しては、間隙水圧の増加とともに透水係数が増加し、逆に間隙水圧が減少すると透水係数も減少する傾向が見られた。しかし、結果 II に示したように間隙水圧変動と透水係数の変動は線形的な関係ではない。図 2.2.3-4 では Sample1 と Sample2 の両者ともに間隙水圧を 1 MPa から 4 MPa まで増加させたときの透水係数はほとんど変化が見られなかった。一方で、図 2.2.3-4a の試験回数 6 回目と 7 回目（間隙水圧 10 MPa→13 MPa）を比較すると、透水係数はそれぞれ 5.09×10^{-10} m/s と 8.64×10^{-10} m/s であり 1.7 倍増加した。同様に図 2.2.3-4b の 8 回目から 9 回目（間隙水圧 16 MPa→19 MPa）でも透水係数が 1.48×10^{-10} m/s から 1.78×10^{-10} m/s と 1.2 倍に増加した。さらに、Sample2 試料の実験の最後には間隙水圧を 19 MPa から 22 MPa に増加させ、このときも透水係数が 8.34×10^{-11} m/s から 1.34×10^{-11} m/s と 1.6 倍増加した。

また、結果 III のように間隙水圧の繰り返し変動によって、透水係数の変動幅が小さくなることもわかる。例えば Sample1 (図 2.2.3-4a) では 1 サイクル目に間隙水圧を 1 MPa から 13 MPa まで増加させたときの透水係数は 3.31×10^{-10} m/s から 8.64×10^{-10} m/s と 2.61 倍増加したが、2 サイクル目は 3.63×10^{-10} m/s から 5.62×10^{-10} m/s と 1.47 倍であった。Sample2 (図 2.2.3-4b) では 1 サイクル目に間隙水圧を 1 MPa から 19 MPa まで増加させたときの透水係数は 1.18×10^{-10} m/s から 1.78×10^{-10} m/s と 1.51 倍に、2 サイクル目は 8.98×10^{-11} m/s から 1.20×10^{-10} m/s と 1.34 倍に、3 サイクル目は 6.85×10^{-11} m/s から 8.34×10^{-11} m/s と 1.22 倍となった。

(a) Sample1 (封圧 16.5 MPa)



(b) Sample2 (封圧 28 MPa)

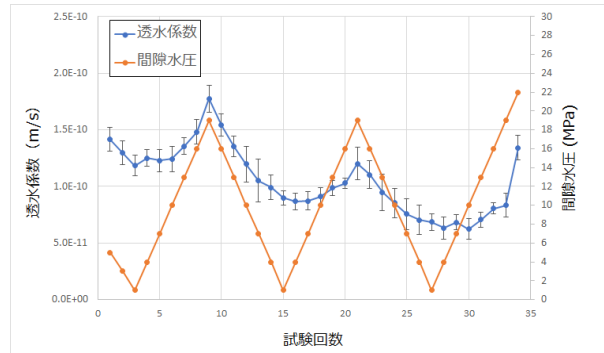


図 2.2.3-4 封圧一定条件で間隙水圧を変動させたときの透水係数変化

一連の間隙水圧を変動させた透水試験の結果から、以下の解釈が得られる。結果Ⅰから、堆積浸食作用による上載荷重の変化や海水準変動、地震動による間隙水圧の増加などの地質学的変動が透水性に影響を与えることを示している。結果Ⅱでは間隙水圧が低いときは透水性や試料内部構造に大きな影響はないものの、封圧の値に近い間隙水圧を与えると、き裂の開口といった現象が起こっている可能性を示している。結果Ⅲは、封圧が一定で繰り返し間隙水圧が変動した場合、せん断すべり等により粒子が回転・再配列して透水係数を下げる要因となることが考えられる。これらの解釈については、実験中の変位データや試料内部構造の詳細を把握し、精査する必要がある。

【まとめと今後の課題】

力学的指標による断層活動性評価手法について最新知見のレビューを行った結果、以下の知見が得られた。

- ①力学的指標による断層活動性評価手法は、クーロン破壊基準に基礎を置く手法である以上は、評価手法について大きな差は無い。一方、もし、クーロンの破壊基準以外に、地殻の断層活動性を適切に表現することができる破壊基準やモデルが提案されれば、それらに基づく断層活動性評価を新規に構築される可能性がある。
- ②間隙水圧を考慮した断層活動性評価実験として、複数回の間隙水圧変動を与えた時のせん断すべりの評価が重要である。
- ③力学-透水試験については、高い封圧下でのせん断破壊が困難なこと、封圧と間隙水圧の間を遮るシーリングが高圧化では困難なことから、低い封圧-間隙流体圧での実験しか行えないという現状がある。地震発生域における温度圧力条件を模擬した力学-透水試験を行うためには、高い封圧-間隙流体圧での実験システムの開発が課題となる。
- ④実験結果として得られる間隙水圧とせん断すべりの関係から、断層活動性シミュレーションに適した応力・間隙水圧・摩擦係数等のパラメータを抽出できると考えられる。

また、力学的断層活動性評価に用いる物理パラメータ（地殻応力・間隙水圧・断層摩擦・断層姿勢）に関する研究事例から、長い時間スケールでの断層活動性評価に資する研究事例について整理し、課題を抽出した結果、以下の知見が得られた。

- ①応力場については、評価エリアのスケールに対して適切な応力場を推定する手法の開発および長期的／短期的両方の応力場の時間変化を想定したパラメータ設定が今後の課題として挙げられる。
- ②間隙水圧については、力学的断層活動性評価の際に入力する間隙水圧を推定する際に応力場と同様時空間的な変化を織り込んだ上での評価が必要である。

- ③摩擦係数については、既存断層においては必ずしも摩擦係数が一定(0.6~0.8)では無いことが想定され、特に、断層岩を構成する物質に注意した摩擦係数の推定が重要となる。
- ④断層の形状については、InSAR などによる地震時の詳細な地表変動から断層のイメージングを行う手法の有用性が確認されたが、断層が活動した時に発生するシグナルを用いたアプローチであることに注意が必要である。断層活動性評価は活動していない断層に対して地震が発生する前に行うことが想定されるため、活動の無い状況、すなわち上記のような地震に起因するシグナルの無い状況では、断層全体の形状の知見を活かしつつも、依然として、従来からの地表踏査やトレンチ・ボーリング、あるいは物理探査による断層形状の推定が必要である。

地下深部における断層（せん断面）の挙動に対する間隙水圧変動の影響について、真三軸力学試験装置を使用し、封圧 16.5 MPa と 28 MPa において、せん断面と平行方向の透水試験を実施した。間隙水圧は段階的に設定し、せん断面を含む岩石試料の透水係数に及ぼす影響について検討を行い、以下の試験結果を得た。

- ①間隙水圧の繰り返し変動にともない透水係数も変化し、封圧付近の値まで間隙水圧を上げたときに比較的大きな透水性変動が見られた。また、間隙水圧の繰り返し変動の回数を重ねるごとに透水係数の変動幅が小さくなる傾向を確認した。従って、間隙水圧や封圧、摩擦係数といった物理パラメータを使用してシミュレーションする場合には、現状の地下の応力状態だけでなく、過去の応力履歴を含めた包括的な検討が必要である。
- ②間隙水圧の変動とせん断すべりや粒子骨格構造変形などの試料内部構造の関係性については、試料の変位データや薄片観察によるせん断すべりへの流体関与の有無（たとえば、鉱物脈の存在とその組織の確認）などから把握するといった課題が抽出された。

本試験により、繰り返し間隙水圧変動によるせん断面を含む岩石試料の挙動と透水性の時間変化に関する知見を得ることができ、物理パラメータ設定に関する検討課題を抽出することができた。これらのパラメータ設定に関する基礎情報は、今後の断層活動性評価手法の妥当性を検証するために役立つと考えられる。

上記を踏まえて、力学的指標による断層活動性評価手法による評価における、応力と間隙流体圧の適切な設定に向けた今後取り組むべき課題としては、応力と間隙流体圧に関する時間変化を踏まえたパラメータの振れ幅の検討と課題の整理、摩擦係数の影響、各種パラメータ間での相互作用の理解、が挙げられる。

【引用文献】

- Alam, A. K. M. B., Niioka, M., Fujii, Y., Fukuda, D., Kodama, J.-i. (2014) Effects of confining pressure on permeability of three rock types under compression. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 65, 49–61.
- Byerlee, J. (1978) Friction of rocks. *Pure and Applied Geophysics*, 116, 615-626.
- Ikari, M. J., Marone, C., Saffer, D. M. (2011) On the relation between fault strength and frictional stability. *Geology*, 39, 83–86.
- Oohashi, K., Hirose, T., Shimamoto, T. (2013) Graphite as a lubricating agent in fault zones: An insight from low-to high-velocity friction experiments on a mixed graphite-quartz gouge. *Journal of Geophysical Research*, 118, 2067–2084.
- Chen, Z., Narayan, S., P., Yang, Z., Rahman, S. S. (2000) An experimental investigation of hydraulic behaviour of fractures and joints in granitic rock. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 37, 1061–1071.
- Dewhurst, D. N., Jones, R. M. (2002) Geomechanical microstructural, and petrophysical evolution in experimentally reactivated cataclasites: Applications to fault seal prediction.

- AAPG Bulletin, 86, 1383–1405.
- Esaki, T., Zhang, M., Takeshita, A., Mitani, Y. (1996) Rigorous theoretical analysis of a flow pump permeability test. *Geotechnical Testing Journal*, 19, 241–246.
- Esaki, T., Du, S., Mitani, Y., Ikusada, K., Jing, L. (1999) Development of a shear-flow test apparatus and determination of coupled properties for a single rock joint. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 36, 641–650.
- Elkhoury, J. E., Niemeijer, A., Brodsky, E. E., Marone, C. (2011) Laboratory observations of permeability enhancement by fluid pressure oscillation of in situ fractured rock. *Journal of Geophysical Research*, 116, B02311.
- Fukushima, Y., Takada, Y., Hashimoto, M. (2013) Complex ruptures of the 11 April 2011 Mw 6.6 Iwaki earthquake triggered by the 11 March 2011 Mw 9.0 Tohoku earthquake, Japan. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 103, 1572–1583.
- Guglielmi, Y., Cappa, F., Avouac, J. -P., Henry, P., Ellsworth, D. (2015) Seismicity triggered by fluid injection-induced aseismic slip. *Science*, 348, 1224–1226.
- Hasegawa, A., Yoshida, K., Asano, Y., Okada, T., Iinuma, T., Ito, Y. (2012) Change in stress field after the 2011 great Tohoku-Oki earthquake. *Earth and Planetary Science Letters*, 355, 231–243.
- Heidbach, O., Rajabi, M., Reiter, K., Ziegler, M., WSM Team (2016) World Stress Map Database Release 2016. GFZ Data Services. <http://doi.org/10.5880/WSM.2016.001>.
- Heidbach, O., Tingay, M., Barth, A., Reinecker, J., Kurfeß, D., Müller, B. (2010) Global crustal stress pattern based on the World Stress Map database release. *Tectonophysics*, 482, 3–15.
- Hofmann, H., Blöcher, G., Milsh, H., Babadagli, T., Zimmermann, G. (2016) Transmissivity of aligned and displaced tensile fractures in granitic rocks during cyclic loading. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 87, 69–84.
- Ikari, M. J., Kameda, J., Saffer, D. M., Kopf, A. J. (2015) Strength characteristics of Japan Trench borehole samples in the high-slip region of the 2011 Tohoku-Oki earthquake. *Earth and Planetary Science Letters*, 412, 35–41.
- Imanishi, K., Ando, R., Kuwahara, Y. (2012) Unusual shallow normal-faulting earthquake sequence in compressional northeast Japan activated after the 2011 off the Pacific coast of Tohoku earthquake. *Geophysical Research Letters*, 39, L09306.
- Kato, A., Igarashi, T., Obara, K., Sakai, S., Takeda, T., Saiga, A., Iidaka, T., Iwasaki, T., Hirata, N., Goto, K., Miyamachi, H., Matsushima, T., Kubo, A., Katao, H., Yamanaka, Y., Terakawa, T., Nakamichi, H., Okuda, T., Horikawa, S., Tsumura, N., Umino, N., Okada, T., Kosuga, M., Takahashi, H., Yamada, T. (2013) Imaging the source regions of normal faulting sequences induced by the 2011 M9.0 Tohoku-Oki earthquake. *Geophysical Research Letters*, 40, 273–278. doi:10.1002/grl.50104.
- 加藤昌治 (2014) 低透水性岩石の水理・圧密特性の評価に関する研究. Hokkaido University Collection of Scholarly and Academic Papers: HUSCAP.
- Li, B., Jiang, Y., Koyama, T., Jing, L., Tanabashi, Y. (2008) Experimental study of the hydro-mechanical behavior of rock joints using a parallel-plate model containing contact areas and artificial fractures. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 45, 362–375.
- 林 為人・高橋 学・廣野哲郎・佐々木 泰 (2003) 岩石の透水係数の各種室内測定手法および測定結果の比較に関するレビュー. *資源と素材*, 119, 519–222.
- Lockner, D. A., Morrow, C., Moore, D., Hickman, S. (2011) Low strength of deep San Andreas fault gouge from SAFOD core. *Nature*, 472, 82–85.
- Masuda, K., Arai, T., Fujimoto, K., Takahashi, M., Shigematsu, N. (2012) Effect of water on weakening preceding rupture of laboratory-scale faults: Implications for long-term weakening of crustal faults. *Geophysical Research Letters*, 39, L01307.

- Matsumoto, S., Yamashita, Y., Nakamoto, M., Miyazaki, M., Sakai, S.-i., Iio, Y., Shimizu, H., Goto, K., Okada, T., Ohzono, M., others (2017) Pre-state of stress and fault behavior during the 2016 Kumamoto earthquake (M7.3). *Geophysical Research Letters*, 45. <https://doi.org/10.1002/2017GL075725>.
- Mogi, K. (1971) Fracture and flow of rocks under high triaxial compression. *Journal of Geophysical Research*, 76, 1255–1269.
- Nemoto, K., Moriya, H., Niitsuma, H., Tsuchiya, N. (2008) Mechanical and hydraulic coupling of injection-induced slip along pre-existing fractures. *Geothermics*, 37, 157–172.
- Otsubo, M., Utsunomiya, M., Miyakawa, A. (2017) Reactivation of map-scale faults in response to changes in crustal stress: Examples from Boso Peninsula, Japan. *Quaternary International*, 456, 117–124.
- Otsubo, M., Shigematsu, N., Imanishi, K., Ando, R., Takahashi, M., Azuma, T. (2013) Temporal slip change based on curved slickenlines on fault scarps along Itozawa fault caused by 2011 Iwaki earthquake, northeast Japan. *Tectonophysics*, 608, 970–979.
- Panayotopoulos, Y., Hirata, N., Sato, H., Kato, A., Imanishi, K., Kuwahara, Y., Cho, I., Takeda, T., Asano, Y. (2014) Investigating the role of the Itoigawa-Shizuoka tectonic line towards the evolution of the Northern Fossa Magna rift basin. *Tectonophysics*, 615, 12–26.
- Seno, T. (1999) Syntheses of the regional stress fields of the Japanese islands. *Island Arc*, 8, 66–79.
- Terakawa, T., Matsu'ura, M. (2010) The 3-D tectonic stress fields in and around Japan inverted from centroid moment tensor data of seismic events. *Tectonics*, 29, TC6008.
- Takada, Y., Kobayashi, T., Furuya, M., Murakami, M. (2009) Coseismic displacement due to the 2008 Iwate-Miyagi Nairiku earthquake detected by ALOS/PALSAR: preliminary results. *Earth, Planets and Space*, 61, e9–e12.
- Takada, M., Fujii, Y. (2009) An experimental study on permeability of Kimachi sandstone in deformation and failure process under deviator stress. *Proceedings of the 3rd International Workshop and Conference on Earth Resources Technology*, 124–131.
- 高橋直樹・高橋 学・竹村貴人・藤井幸泰・朴 赫 (2012) 三軸圧縮および三軸伸長条件における来待砂岩の強度・変形特性. *応用地質*, 53, 121–128.
- Takemura, T., Suzuki, K., Golshani, Takahashi, M. (2012) Stress path dependency of failure mechanism from the viewpoint of dilatant behavior. *True Triaxial Testing of Rocks: 235-242*. CRC Press/Balkema.
- Tsuji, T., Tokuyama, H., Costa Pisani, P., Moore, G. (2008) Effective stress and pore pressure in the Nankai accretionary prism off the Muroto Peninsula, southwestern Japan. *Journal of Geophysical Research*, 113, B11401, doi:10.1029/2007JB005002
- Tsuji, T., Kamei, R., Pratt, R. G. (2014) Pore pressure distribution of a mega-splay fault system in the Nankai Trough subduction zone: Insight into up-dip extent of the seismogenic zone. *Earth and Planetary Science Letters*, 396, 165–178.
- Ye, Z., Janis, M., Ghassemi, A., Bauer, S. (2017) Experimental Investigation of Injection-driven Shear Slip and Permeability Evolution in Granite for EGS Stimulation. *Proceedings, 42nd Workshop on Geothermal Reservoir Engineering*. SGP-TR-212.
- Ying, W., Benson, P. M., Young, R. P. (2009) Laboratory simulation of fluid-driven seismic sequences in shallow crustal conditions. *Geophysical Research Letters*, 36, L20301.
- Yoshida, K., Hasegawa, A., Okada, T., Takahashi, H., Kosuga, M., Iwasaki, T., Yamanaka, Y., Katao, H., Iio, Y., Kubo, A., others (2014) Pore pressure distribution in the focal region of the 2008 M7. 2 Iwate-Miyagi Nairiku earthquake. *Earth, Planets and Space*, 66: 59. <https://doi.org/10.1186/1880-5981-66-59>
- Yoshida, K., Hasegawa, A., Okada, T. (2015) Spatial variation of stress orientations in NE Japan revealed by dense seismic observations. *Tectonophysics*, 647, 63–72.
- Yoshida, K., Hasegawa, A., Yoshida, T. (2016) Temporal variation of frictional strength in an

- earthquake swarm in NE Japan caused by fluid migration. *Journal of Geophysical Research*, 121, 5953–5965.
- Yukutake, Y., Takeda, T., Yoshida, A. (2015) The applicability of frictional reactivation theory to active faults in Japan based on slip tendency analysis. *Earth and Planetary Science Letters*, 411, 188–198.
- Zoback, M. L., Zoback, M. D., Adams, J., Assumpção, M., Bell, S., Bergman, E.A., Blümling, P., Brereton, N.R., Denham, D., Ding, J., Fuchs, K., Gay, N., Gregersen, S., Gupta, H. K., Gvishiani, A., Jacob, K., Klein, R., Knoll, P., Magee, M., Mercier, J. L., Müller, B. C., Paquin, C., Rajendran, K., Stephansson, O., Suarez, G., Suter, M., Udias, A., Xu, Z. H., Zhizhin, M. (1989) Global patterns of tectonic stress. *Nature*, 341, 291–298.

2.3 沿岸陸域・海域を対象とした力学的指標による断層活動性評価手法の適用性の検討と課題抽出

【実施内容】

平成 28 年度までの成果を踏まえ、平成 29 年度は力学的指標による断層活動性評価手法を適用する場合の基本情報である応力場について、沿岸陸域・海域に固有な応力場・応力セッティングの有無や特徴を予察的に検討し、課題の抽出を行う。また、露頭調査が困難な海域断層に関して、調査技術や探査能力・精度等について、既往研究に基づくレビューを行い、力学的指標による断層活動性評価手法の適用性を検証するとともに、課題の抽出を行う。以上の成果は、原子力規制委員会が整備する隆起・侵食活動、断層活動、地下水流動等の自然事象等に関する評価手法の議論に必要な科学的根拠と、廃棄物埋設施設の位置、構造及び設備の基準に関する規則及び評価ガイド等に反映される。

【成果】

2.3.1 沿岸陸域・海域に固有な応力場・テクトニックセッティングに関する検討

日本列島においては、東北日本弧下には太平洋プレートが、西南日本弧下にはフィリピン海プレートが、それぞれ沈み込んでいる（図 2.3.1-1; Seno *et al.*, 1993）。沿岸陸域・海域に固有な応力場・テクトニックセッティングに関しては、沈み込むプレートの影響を考慮し、東北日本弧と西南日本弧の二つに分けて整理することとする。また、平成 29 年度に取り扱う沿岸陸域・海域の範囲としては、大局的な応力場・テクトニックセッティングの傾向・特徴を把握する観点から、海溝から陸域にかけての前弧ウェッジスケールを対象とした検討を行う。

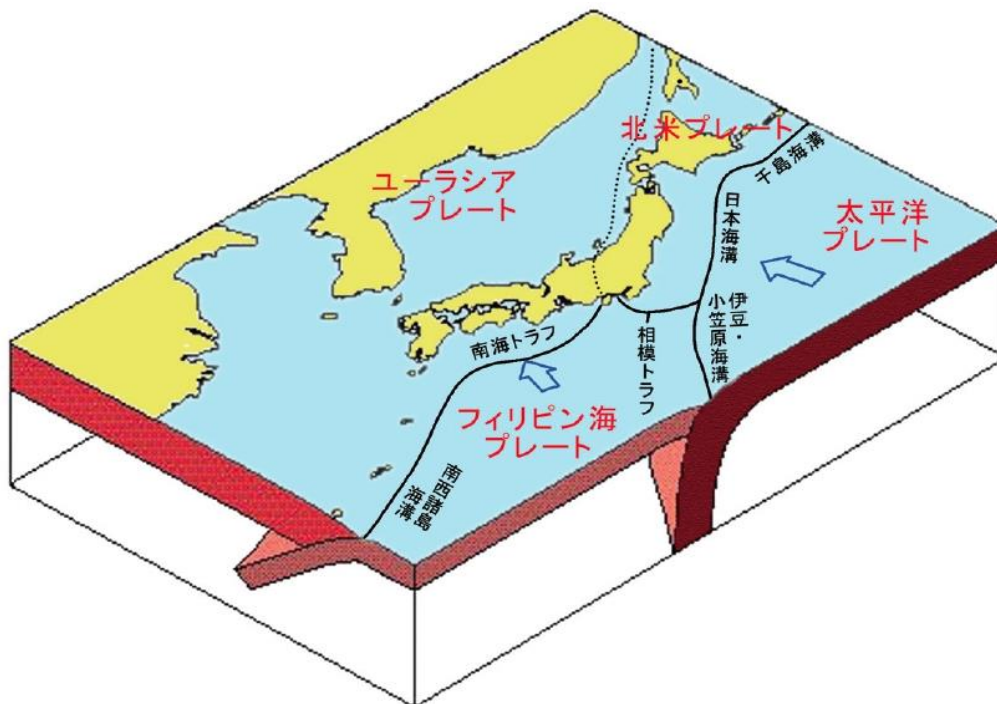


図 2.3.1-1 日本列島とその周辺のプレート（地震調査推進本部地震調査委員会, 1997）

2.3.1.1 東北日本弧の特徴

東北日本弧の下には世界的にも古い太平洋プレートがおよそ $20^{\circ} \sim 40^{\circ}$ の傾斜で沈み込んでおり、太平洋プレートの海溝（日本海溝や伊豆・小笠原海溝）に対する水平面での角度は約 $80 \sim 90^{\circ}$ (Seno *et al.*, 1993) と高角である。プレート境界では造構性侵食が発達している（図

2.3.1-2&3; von Huene and Scholl, 1991). 沿岸域を含む前弧域を形成する付加体は古く、新第三紀中新世以前に発達したものが主体である (Niitsuma, 2004).

東北日本弧は、大局的には逆断層形成応力場である (図 2.3.1-4; Terakawa and Matsu'ura, 2010). この地域では、2011 年東北地方太平洋沖地震 (以下、2011 年東北沖地震) のようなマグニチュード9クラスの超巨大海溝型地震の発生によって応力場が逆断層型から正断層型に変化したことが報告されている (図 2.3.1-5; Yoshida *et al.*, 2012). 福島県いわき市では2011年東北沖地震の1ヶ月後には2011年福島県浜通り地震が発生し、井戸沢断層が正断層として活動し、その断層変位(垂直変位量)が2mに達したことが報告されている (Otsubo *et al.*, 2013). なお、福島県いわき市周辺においては、2011年東北沖地震前から正断層型地震が発生しており、応力逆解析によって σ_1 軸が鉛直であり σ_3 軸が水平方向に近い正断層形成応力であったことが近年報告されている (Imanishi *et al.*, 2012).

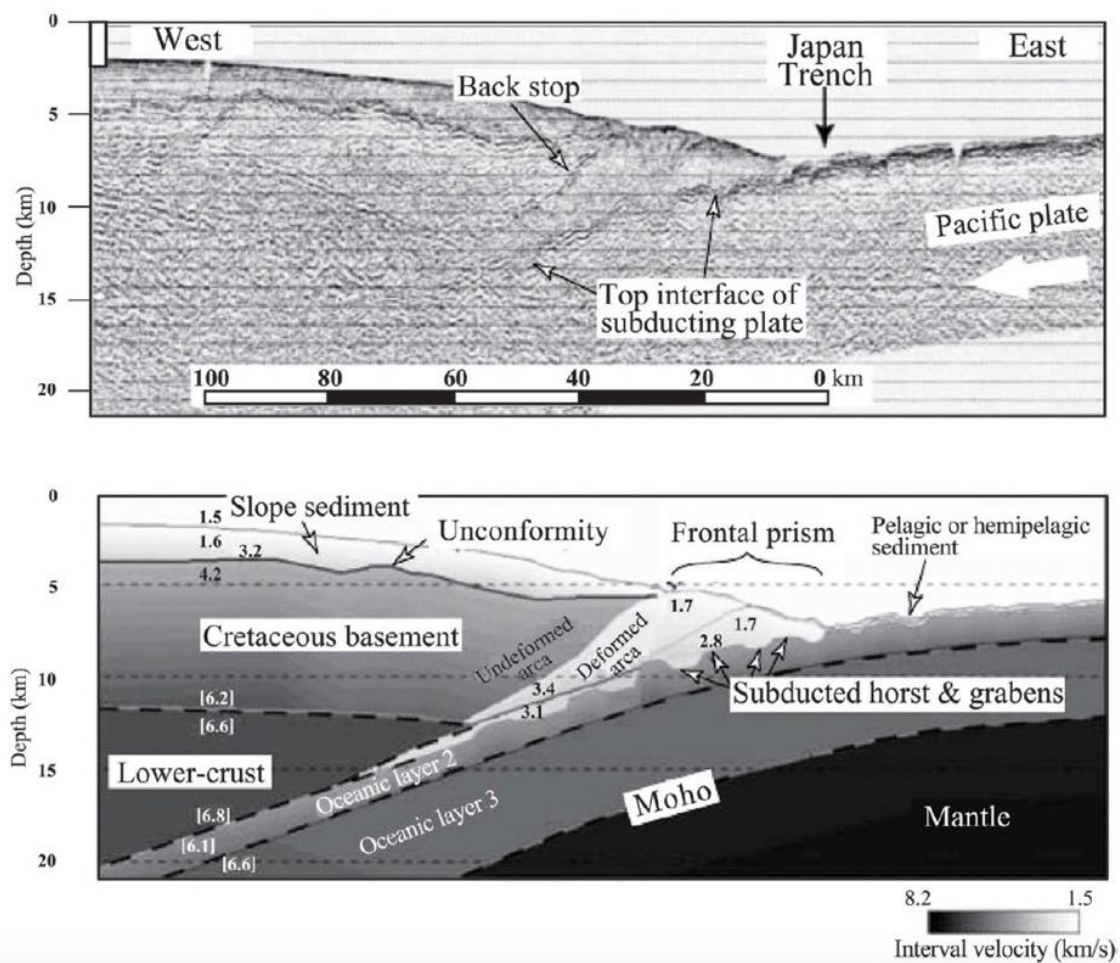


図 2.3.1-2 三陸沖日本海溝における反射断面 (上) および地震波速度構造 (下) (Tsuru *et al.*, 2002).

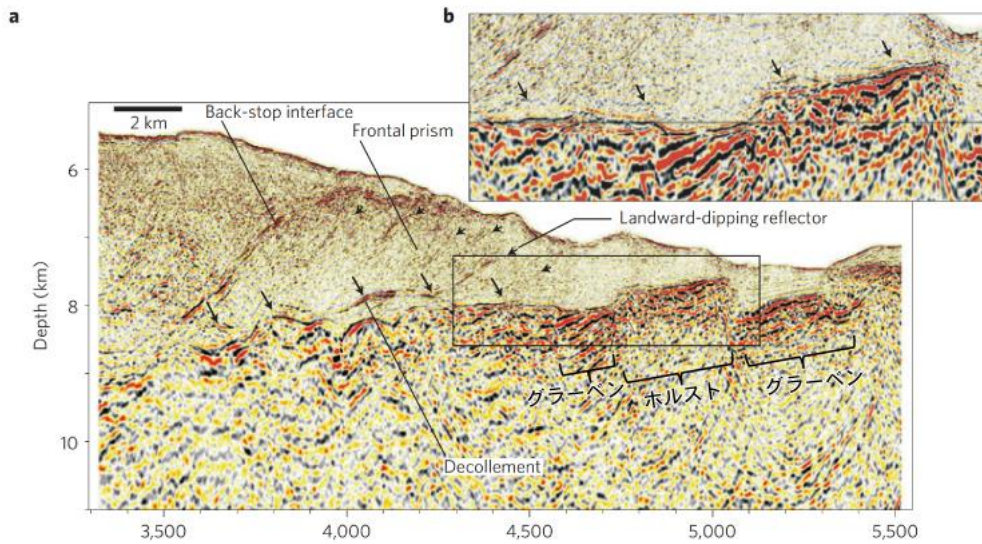


図 2.3.1-3 東北日本弧プレート境界での造構性侵食の原因とされるホルスト・グラレーベン構造 (Kodaira *et al.*, 2012).

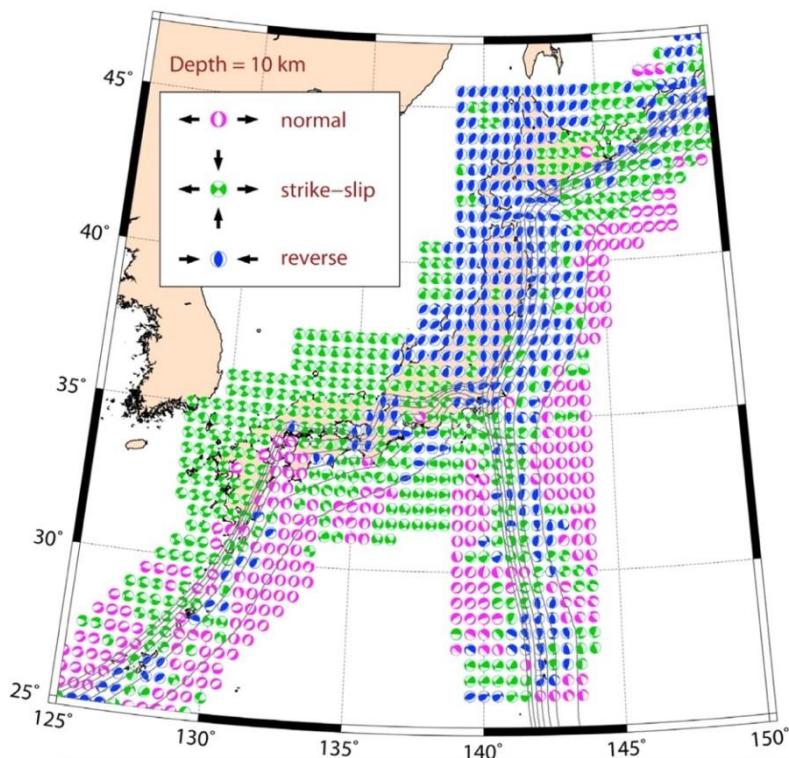


図 2.3.1-4 CMT data inversion method により推定された 3 次元的な応力分布 (Terakawa and Matsu'ura, 2010).

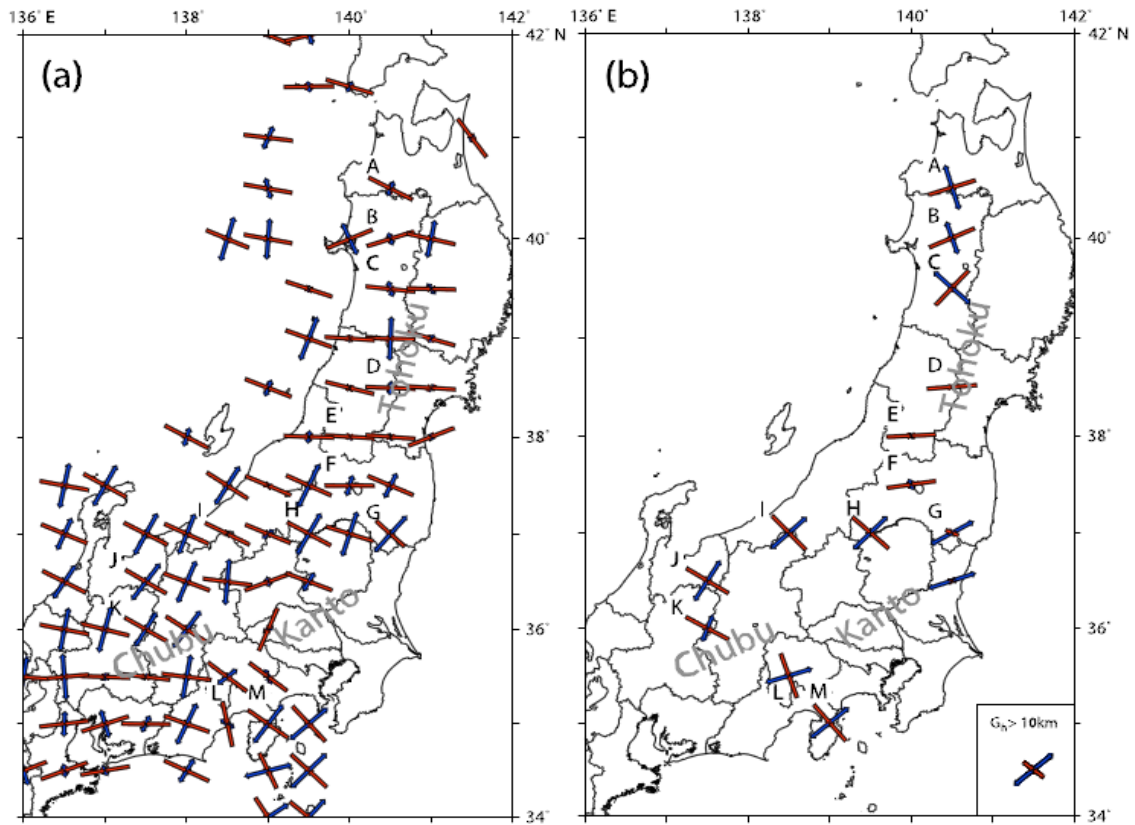


図 2.3.1-5 地震の発震機構から推定された東北地方での 2011 年東北沖太平洋沖地震の発生前(a)および発生後(b)の応力場(Yoshida *et al.*, 2012).
赤い矢印が σ_1 軸（最大主応力軸）を、青い矢印が σ_3 軸（最小主応力軸）を示す。

2.3.1.2 西南日本弧の特徴

西南日本弧の下には新第三紀中新世に拡大した四国海盆を伴う世界的にも若いプレートであるフィリピン海プレートが 20° 以下の傾斜で沈み込んでいる。フィリピン海プレートの沈み込み方向（水平面での角度）は海溝（相模トラフ、南海トラフ、琉球海溝）に対して斜交している（約 $60\sim 70^\circ$, Seno *et al.*, 1993）。プレート境界では底付け付加作用が卓越する（図 2.3.1-6; von Huene and Scholl, 1991）。沿岸域を含む前弧域を形成するウェッジには、約 600 万年前～現在にかけての付加体が発達している（図 2.3.1-7; Kimura *et al.*, 2014）。西南日本弧、特に四国から紀伊半島の太平洋沿岸においては、沿岸域から海溝にかけての応力はヒンジライン（図 2.3.1-8）を挟んで変わることが報告されている（図 2.3.1-9; 大坪ほか, 2009）。ヒンジラインとは地震性地殻変動の境界であり（吉川, 1968; Yoshikawa, 1970）、ヒンジラインの南側は、海溝側に向かって高まる傾動が特徴的であるのに対し、北側は定常的に隆起する山地を形成していて、このライン上で隆起量が最も小さい（米倉, 1968; 太田・成瀬, 1977; 松田ほか, 1991）。ヒンジラインより海溝側においてはフィリピン海プレートの沈み込みの影響を大きく受けていると考えられており（大坪ほか, 2009）、1946 年南海地震のようなマグニチュード 8 クラスの巨大海溝型地震の発生によって応力場が逆断層型から正断層型に変化することが考えられている（Sacks *et al.*, 2013）。また、沿岸域においては、1 回の地震での断層の変位量が 1 m になるようなマグニチュード 6 を超える地震は発生していない。

第2章 力学的指標による断層活動性評価手法の検討

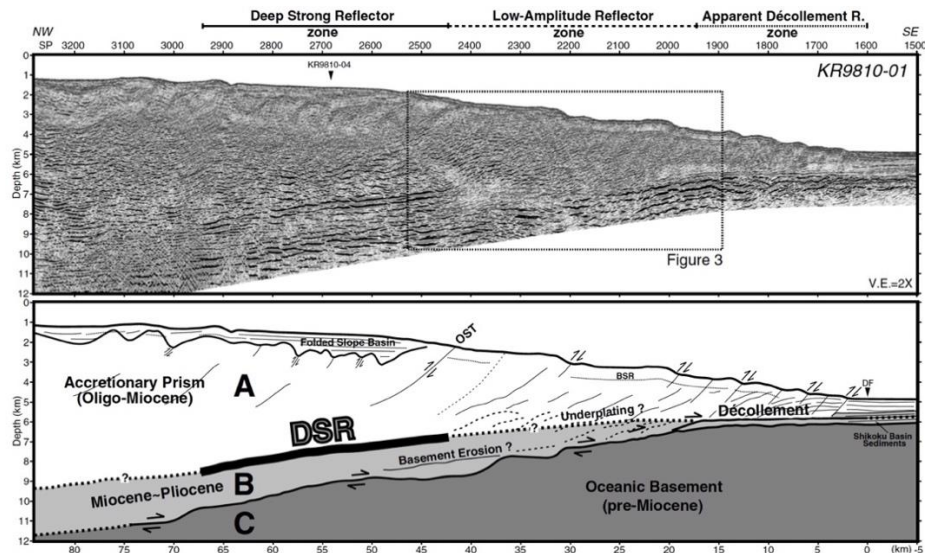


図 2.3.1-6 西南日本弧で認められるプレート境界での底付け付加によるウェッジの成長 (Park *et al.*, 2002). OST は Out of sequence Thrust (序列外断層) で、プレート境界から分岐する断層である。

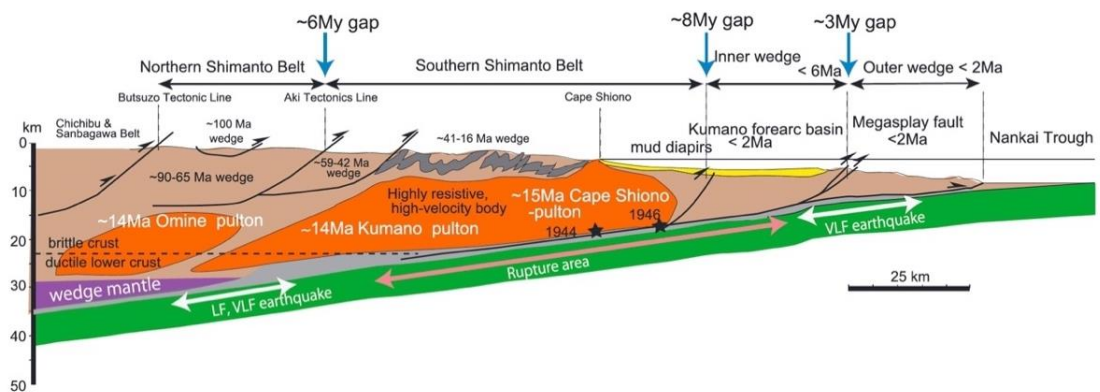


図 2.3.1-7 紀伊半島の地質断面と西南日本弧に発達する付加体 (Kimura *et al.*, 2014).

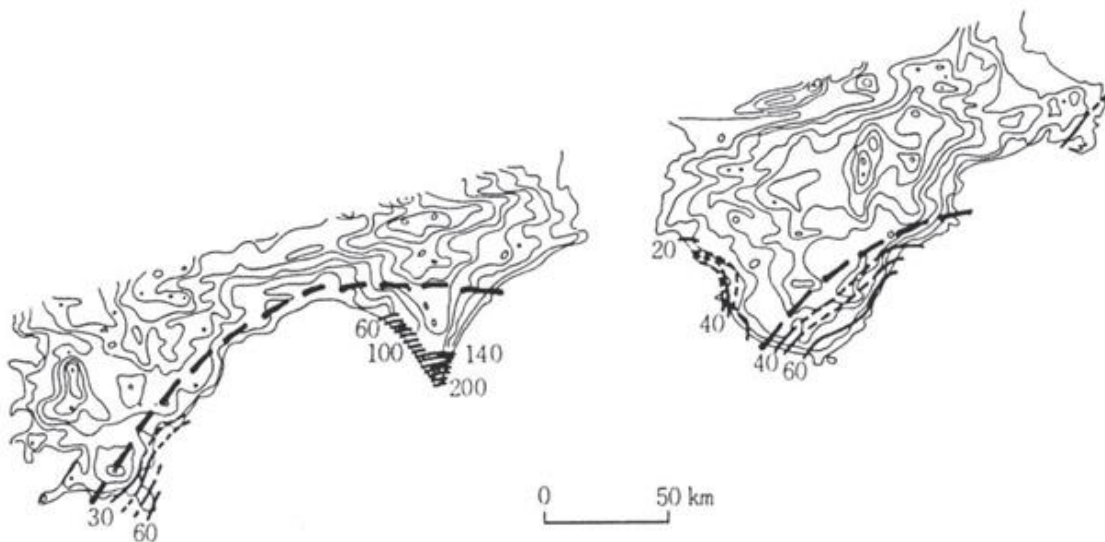


図 2.3.1-8 西南日本弧，四国から紀伊半島の太平洋沿岸で認められるヒンジライン (吉川, 1968; Yoshikawa, 1970).

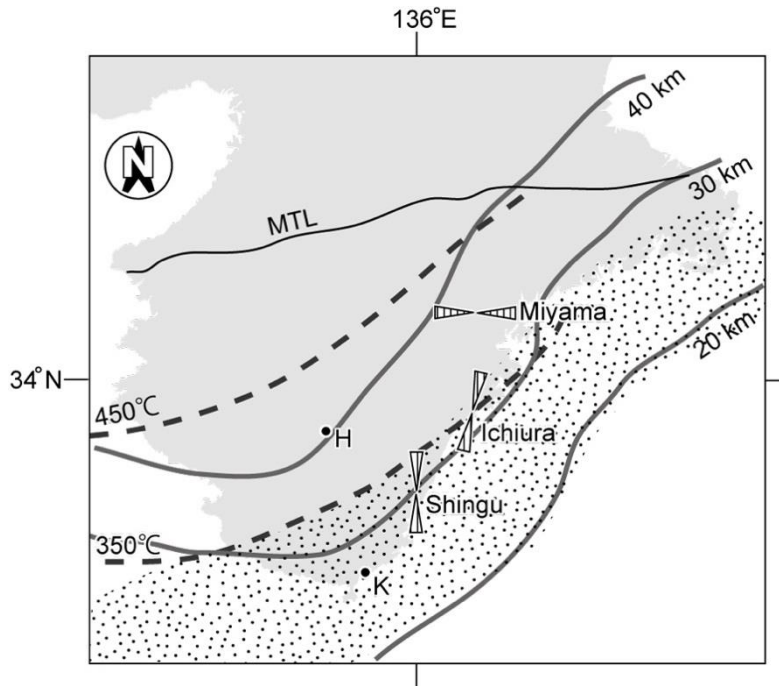


図 2.3.1-9 紀伊半島南東部における現在の応力状態（大坪ほか, 2009）.
水平最大圧縮応力軸（ σ_{hmax} ）を示す. 図 2.3.1-8 で示すヒンジラインを境に水平最大圧縮応力軸の方向が異なる.

2.3.1.3 前弧沿岸域の応力場をコントロールする主な要因の検討

沿岸域の前弧地域の応力場をコントロールする主な要因は大きく以下の三つに整理される（図 2.3.1-10; Davis *et al.*, 1983; Zhao *et al.*, 1986; Platt, 1993; Wang and He, 1999）.

- 要因 1：沈み込むスラブによる **basal shear traction** と前弧ウェッジ（前弧沿岸域から海溝に向かって先細りする部分）の厚さの変化
- 要因 2：前弧ウェッジの海溝側への崩壊（正断層活動や地すべりの発生）
- 要因 3：上記 2 の力を維持するためのメカニカルな強度（とその変化）

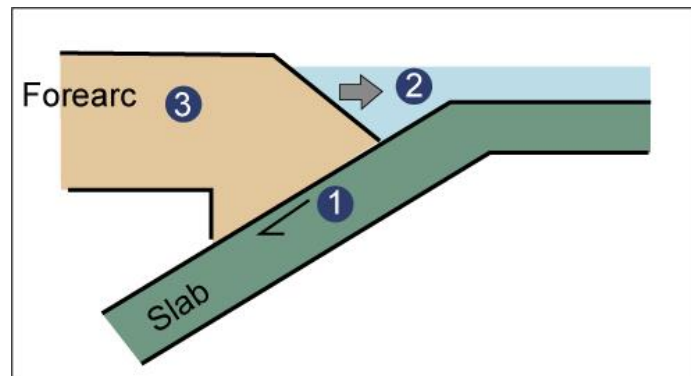


図 2.3.1-10 沿岸域の前弧地域の応力場をコントロールする主な要因

前弧域における，上記の 1～3 のコントロール要因は，100 万年未満の時間スケールで作用する（例えば，間隙流体圧による強度低下；Saffer and Tobin, 2011）. ここでは，これらの要因を東北日本弧と西南日本弧で分けて整理する（表 2.3.1-1）. その際，現在日本列島下に沈み込むプレート（太平洋プレートおよびフィリピン海プレート）の沈み込み方向およびその速度は一定とする.

表 2.3.1-1 東北日本弧および西南日本弧における沿岸域の前弧地域の応力場をコントロールする主な要因

要因	東北日本弧	西南日本弧
要因 1: 沈み込むスラブによる basal shear traction と前弧ウェッジ（前弧沿岸域から海溝に向かって先細りする部分）の厚さの変化	プレート境界面の地震発生域（深さ 30 km 以浅）での間隙流体圧比 λ （その場の間隙流体圧 P_f と静岩圧 P_c の比, P_f/P_c ）は 0.97 と高く（Seno, 2009）, 総じて弱い断層の状態である。造構性侵食によって前弧ウェッジは薄化の傾向。	プレート境界面の地震発生域（深さ 30 km 以浅）での間隙流体圧比 λ は 0.98 と高く（Seno, 2009）, 総じて弱い断層の状態である。付加体成長による前弧ウェッジの厚化の傾向。
要因 2: 前弧ウェッジの海溝側への崩壊（正断層活動や地すべりの発生）	マグニチュード 9 を超えるような超巨大海溝型地震後にウェッジ内に正断層が発達（Yoshida <i>et al.</i> , 2012）。地すべりがウェッジ内での海溝近傍のみに発生し, 沿岸域には発達が認められない（Strasser <i>et al.</i> , 2013）。	マグニチュード 8 を超えるような超巨大海溝型地震後に外縁隆起帯周辺では正断層が発達し（Sacks <i>et al.</i> , 2013）, 海溝に向かって海溝斜面では地すべりが発生している（Strasser <i>et al.</i> , 2009）。
要因 3: 上記 2 の力を維持するためのメカニカルな強度（とその変化）	ウェッジは中新世以前に形成された付加体が主体であるため, ウェッジを構成する岩石は十分圧密を受けて固結している。東北日本弧では前弧域は背弧に比べて地殻熱流量が小さいため（例えば, Tanaka <i>et al.</i> , 2004）, 地下の熱による大きな岩石の強度変化は考えづらい。	ウェッジを構成する岩石は未固結もしくは半固結の砂岩および泥岩が主体であるため, 時間経過に応じて圧密を受けるほど岩石は固結していく。そのため, 地質学時間スケールにおいて岩石の強度が増加し, この岩石が弾性エネルギーを受け持つようになる（Kitamura <i>et al.</i> , 2015）。

1) 東北日本弧の前弧沿岸域の応力場

東北日本弧の前弧沿岸域の応力場をコントロールする主な要因の特徴は以下の通りである（表 2.3.1-1）。要因 1 に関しては, プレート境界面の地震発生域（深さ 30 km 以浅）での間隙流体圧比 λ （その場の間隙流体圧 P_f と静岩圧 P_c の比, P_f/P_c ）は 0.97 と高く（Seno, 2009）, 総じて弱い断層の状態である（有効摩擦係数にして 0.1 を下回る状態）。造構性侵食によってこの地域の前弧ウェッジは薄化の傾向である。要因 2 に関しては, マグニチュード 9 を超えるような超巨大海溝型地震後にウェッジ内に正断層が発達（Yoshida *et al.*, 2012）。地すべりがウェッジ内での海溝近傍のみに発生し（図 2.3.1-11）, 沿岸域には発達が認められない（Strasser *et al.*, 2013）。要因 3 に関しては, ウェッジは中新世以前に形成された付加体が主体であるため, ウェッジを構成する岩石は十分圧密を受けて固結している。東北日本弧では前弧域は背弧に比べて地殻熱流量が小さいため（例えば, Tanaka *et al.*, 2004）, 地下の熱による大きな岩石の強度変化は考えづらい。

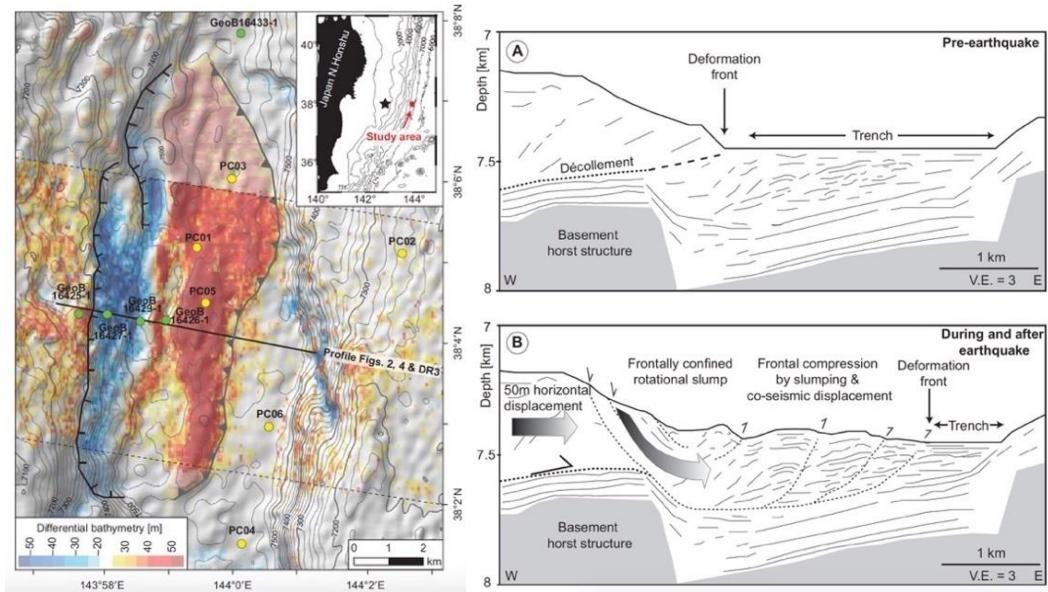


図 2.3.1-11 日本海溝近傍で認められる海底地すべり (Strasser *et al.*, 2013)

2) 西南日本弧の前弧沿岸域の応力場

西南日本弧の前弧沿岸域の応力場をコントロールする主要な要因の特徴は以下の通りである (表 2.3.1-1). 要因 1 に関しては, プレート境界面の地震発生域 (深さ 30 km 以浅) での間隙流体圧比 λ は 0.98 と高く (Seno, 2009), 総じて弱い断層の状態である. 付加体成長による前弧ウェッジの厚化の傾向である. 要因 2 に関しては, マグニチュード 8 を超えるような超巨大海溝型地震後に外縁隆起帯周辺では正断層が発達し (Sacks *et al.*, 2013), 海溝に向かって海溝斜面では地すべりが発生している (図 2.3.1-12; Strasser *et al.*, 2009). 要因 3 に関しては, ウェッジを構成する岩石は未固結もしくは半固結の砂岩および泥岩が主体であるため, 時間経過に応じて圧密を受けるほど岩石は固結していく. それにより, 地質学時間スケールにおいて岩石の強度が増加し, この岩石が弾性エネルギーを受け持つようになるという報告がある (Kitamura *et al.*, 2015).

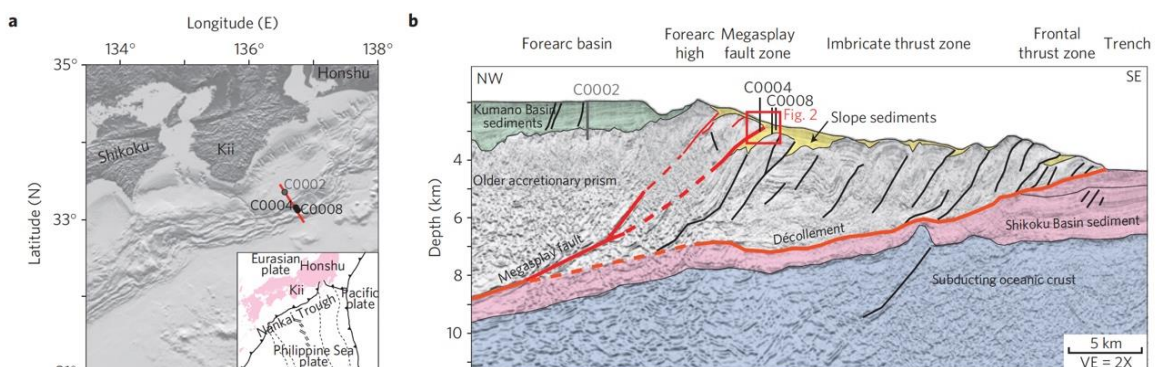


図 2.3.1-12 南海トラフ海溝斜面で発生する海底地すべり起源と考えられる斜面堆積物 (黄色領域) (Strasser *et al.*, 2009). 赤色線はプレート境界から派生する序列外断層 (分岐断層).

2.3.2 海域断層の探査可能性・探査精度・取得可能情報等に関する検討

露頭調査が困難な海域断層に対して ST 法の適用性を予察的に検証するため、調査技術や探査能力・精度等について既往研究に基づくレビューを行った。ST 法の適用には、海陸問わず断層の幾何学的形状、断層の摩擦係数などの物性および、断層周囲の応力に関する情報が必要になる。そこで、以下では露頭調査が困難な海域における (1) 断層の幾何学的形状、(2) 断層の摩擦係数などの物性および、(3) 断層周囲の応力について既往研究に基づきレビューする。

2.3.2.1 断層の幾何学的形状

露頭観察が比較的容易な陸域においては、露頭における断層姿勢（走向・傾斜）の計測および、地質学的手法に基づくマッピングによる広域的な断層形状の把握が広く行われている。一方、海域においては海底露頭を観察するには、ROV (Remotely Operated Vehicle) による水中カメラ画像越しの露頭観察あるいは、有人潜水艇（しんかい 6500 など）による観察窓越しの調査などに手法は限られる（例えば、植田ほか、2009）。そのため、陸域の地質調査に比べ、露頭における断層姿勢の計測および、地質学的手法に基づくマッピングによる広域的な断層形状の把握の事例は少ない。

沿岸陸域・海域における断層の情報を含む地質的マッピングとして、産業技術総合研究所地質調査総合センターで行われてきた沿岸域の地質・活断層調査のうち、断層の幾何学的形状に関する内容について以下にまとめる。

断層の幾何学的形状を明らかにする上で、陸域と同様海域においても反射法地震探査が非常に有効である。海域においては海面付近で地震波あるいは音波を発振し、海底下からの反射波を捉えることで地下構造を明らかにする。弾性波は物性（音響インピーダンス）の異なる地層面で反射するので、反射波を解析することで地層の形状を把握することができる。その結果、地層の撓曲や不連続から断層の存在や形状を明らかにすることができる。

通常行われる二次元的な探査では、断層の位置や測線に沿った傾斜は確認できるが、全体的な走向や三次元的な断層形状の把握は困難である。そのため、走向や三次元的な断層形状の把握には、複数の二次元的な探査や、三次元地震波探査の実施が必要である。陸域に近い浅海域における反射法地震探査では、使用する機材について注意が必要である。海域での反射法地震探査は、一般的に長大な探査機器（ストリーマー）を曳航する必要があるため、大型船の侵入が困難な浅海域では調査が困難である。そのため、沿岸域において、従来よりも小型の船舶の利用や特殊な震源および小型の探査機器を導入する必要がある。

その他の物理探査手法としては、反射法地震探査と同様に地震波を用いた屈折法による探査や、重力探査、磁気探査、電磁気探査などが想定される。それぞれ手法開発が進み、断層形状の推定に資する試みがなされている（例えば、Kusumoto, 2016；図 2.3.2-1）。

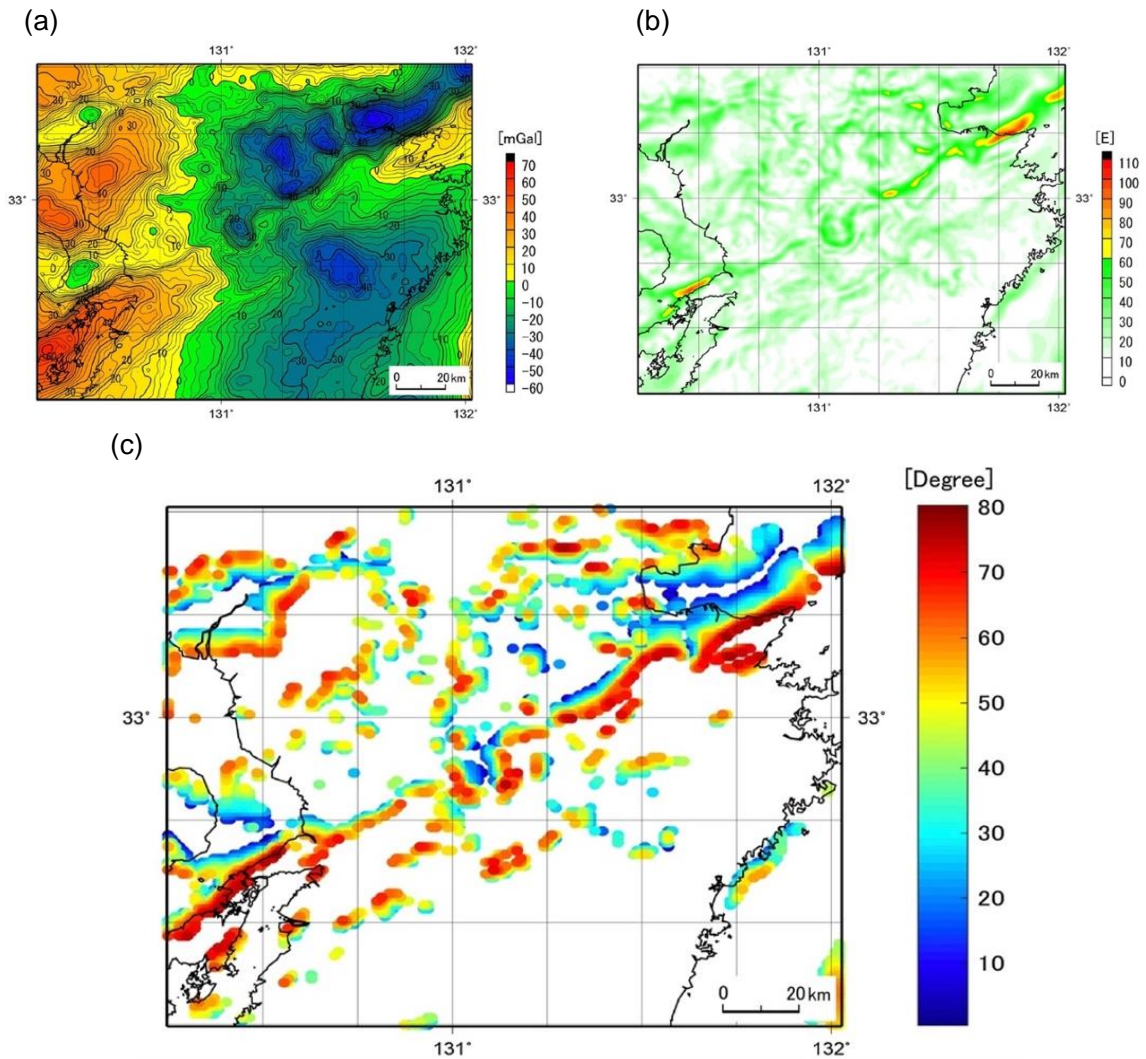


図 2.3.2-1 中部九州におけるブーゲー重力異常(a), ブーゲー重力異常の勾配(b), それらから推定された断層の傾斜角(c) (Kusumoto, 2016).

2.3.2.2 断層の摩擦係数

断層の摩擦係数の推定は、基本的には岩石のサンプリングを行い、地震発生域の温度圧力条件に近い条件下で実験を行い、摩擦係数を得る（たとえば、Tanikawa and Shimamoto, 2009）。海域における岩石のサンプリング手法としては、ROV や有人潜水艇による表層に露出する岩石の取得や、コアリング・ボーリングによる岩石の取得が想定される。ROV や有人潜水艇による岩石の取得は、実際の露頭を確認しながらサンプリングを行うことができるため、断層崖などで適切な岩石のサンプリングの実施が期待できるが、表層でのサンプリングに限られる。一方、船上からのコアリング・ボーリングは陸域と同様、取得されたコアの中から対象とする断層およびその周辺のサンプルを選ぶことができる。実際に海域の断層についても、コア試料から地下の温度圧力条件に近い条件下での摩擦試験が実施され、摩擦係数が得られている（例えば、Ikari *et al.*, 2015）。

2.3.2.3 断層周囲の応力

海域における断層を含む地域の応力場の推定には陸域と同様に、掘削孔を用いて推定する方法と地震データから推定する方法が想定される。海域における掘削自体の難しさはあるが、掘削後にコア資料を用いた応力測定（ASR 法）、掘削孔を用いた応力測定法（水圧破砕法、ポア

ホールブレイクアウト法など)などの従来の岩石学的手法(例えば,佐野,2009)や地震波の方向異方性に基づく手法(例えば,Tsuji *et al.*, 2011 など)は海域においても同様に適用可能である。実際に日本周辺海域での掘削孔を用いた応力推定の例として Chang *et al.* (2010), Tsuji *et al.* (2011)や Lin *et al.* (2013)などが挙げられる。地震データから推定する方法として,震源メカニズム解に基づく手法(例えば,Michael, 1987; Hardebeck and Michael, 2004 など)が想定されるが,海域においては震源メカニズム解の決定精度について注意をする必要がある。震源メカニズム解は地下で発生した地震を地表の地震計で捉え,その地震波形から解析される。その解析原理的に高精度に震源メカニズム解を得るためには,地下で発生した地震(の波)をできるだけあらゆる方向から観測することが望ましい。しかしながら,従来の地震計の多くは陸域に設置されているため,海域で発生した地震については陸域のある方向でしか観測できない。例えば,太平洋側で発生した地震は地震の震源より西側(日本側)でしか観測できない。

2.3.3 沿岸陸域・海域を対象とした力学的指標による断層活動性評価手法の適用性の検討

2.3.2 において, ST 法適用に必要な情報である(1)断層の幾何学的形状,(2)断層の摩擦係数などの物性,(3)断層周囲の応力について,露頭調査が困難な海域断層に関してレビューを行った。上記の情報を取得することができれば,沿岸陸域・海域の断層に対して力学的指標による断層活動性評価手法の適用が可能である(図 2.3.3-1)。ただし,いずれの情報についても,取得が比較的容易な陸域に比べて,海域では調査自体に困難さを伴う。海域の調査には,特殊な調査船や掘削船,ROV や有人潜水艇などが必要であり,それらを用いたとしても調査可能な範囲・数量について,陸域と同様な情報取得は困難であることが想定される。

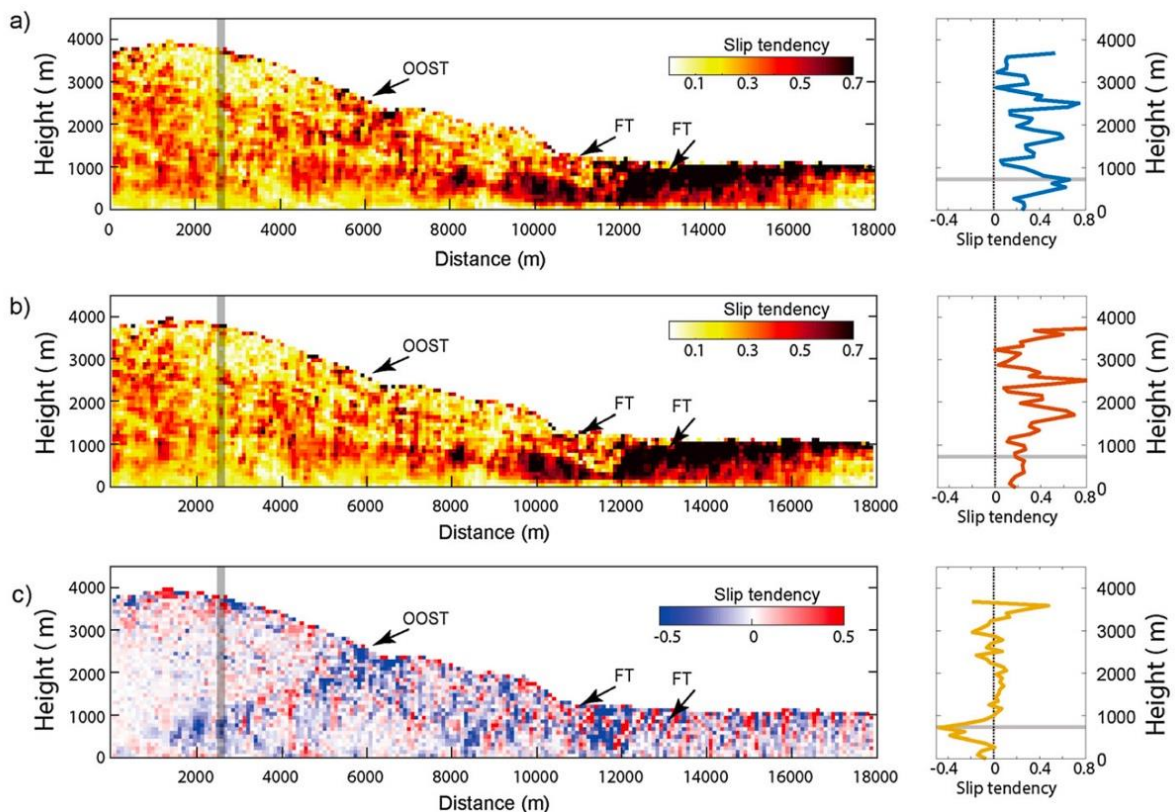


図 2.3.3-1 数値計算による南海トラフを想定したウェッジ内に形成された序列外断層(OOST)の活動前のST(a),活動後のST(b),活動前後のSTの差(c)(Miyakawa *et al.*, 2016)。灰色縦線で示した断面でのSTのプロファイルを右側に示す。

また、2.3.2 で示したように、海域においては応力推定に使用する震源メカニズム解の決定精度について注意をする必要がある。具体的には、断層の幾何学的形状については傾斜角が、断層周囲の応力については主応力軸の方向が、陸域よりも誤差が大きくなることを留意する必要がある。①断層の幾何学的形状、②断層の摩擦係数などの物性、③断層周囲の応力、のそれぞれの振れ幅が大きくなることになり、ST の推定精度へ大きな影響を与えることになる (Miyakawa and Otsubo, 2015)。

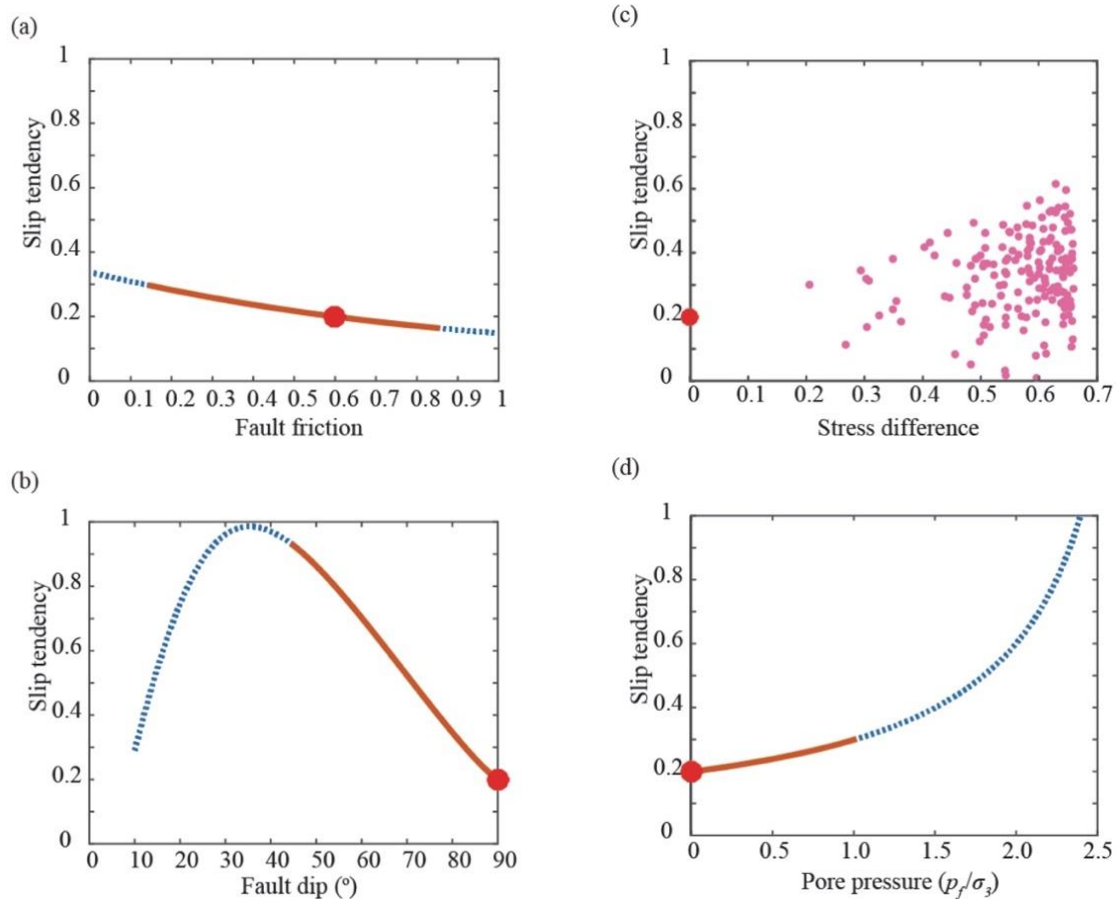


図 2.3.3-2 数値計算による摩擦係数(a)、断層の傾斜角(b)、力の主応力軸(c)応、および間隙水圧の振れ幅(d)による ST の変化 (Miyakawa and Otsubo, 2015)。

(a)、(b)および(d)の赤色線はそれぞれのパラメータにおいて現実的に存在可能な範囲を示す。

【まとめと今後の課題】

沿岸陸域・海域を対象とした力学的指標による断層活動性評価手法の適用性を検討するため、沿岸陸域・海域の大局的な応力場・テクトニックセッティングの傾向・特徴を把握する観点から、東北日本弧と西南日本弧の海溝から陸域にかけての前弧ウェッジスケールを対象とした検討を行った。前弧沿岸域の応力場をコントロールする要因は大きく3つに整理される。

要因1：沈み込むスラブによる **basal shear traction** と前弧ウェッジの厚さの変化

要因2：前弧ウェッジの海溝側への崩壊

要因3：上記2の力を維持するためのメカニカルな強度

これらの要因に対する東北日本弧と西南日本弧の傾向・特徴は以下のように整理される。

- ①東北日本弧は、大局的には逆断層形成応力場であり、2011年東北沖地震のようなマグニチュード9クラスの超巨大海溝型地震の発生によって応力場が逆断層型から正断層型に変化

することがある。東北日本弧における前弧沿岸域の応力場をコントロールする主な要因としては、要因1に関しては、造構性侵食によってこの地域の前弧ウェッジは薄化の傾向であること；要因2に関しては、マグニチュード9を超えるような超巨大海溝型地震後にウェッジ内に正断層が発達するが、沿岸域には海溝近傍で認められる地すべりの発達が認められないこと；要因3に関しては、ウェッジを構成する岩石は十分圧密を受けて固結しており、前弧域は背弧に比べて地殻熱流量が小さいために、岩石の時間経過に伴う強度変化は考えづらいことが挙げられる。

- ②西南日本弧では、沿岸域においては、1回の地震での断層の変位量が1mになるようなマグニチュード6を超える地震は発生しておらず、地震活動が低調である。四国から紀伊半島の太平洋沿岸においては、沿岸域から海溝にかけての応力はヒンジライン（地震性地殻変動の境界）を挟んで変わる。ヒンジラインより海溝側においてはフィリピン海プレートの沈み込みの影響を大きく受け、1946年南海地震のようなマグニチュード8クラスの巨大海溝型地震の発生によって応力場が逆断層型から正断層型に変化する。また、西南日本弧における前弧沿岸域の応力場をコントロールする主な要因としては、要因1に関しては、付加体成長による前弧ウェッジの厚化の傾向であること；要因2に関しては、マグニチュード8を超えるような超巨大海溝型地震後に外縁隆起帯周辺では正断層が発達し、海溝に向かって海溝斜面では地すべりが発生していること；要因3に関しては、ウェッジを構成する岩石は未固結もしくは半固結の砂岩および泥岩が主体であるため、時間経過に応じて圧密を受けるほど岩石は固結していくにつれて、岩石が弾性エネルギーを受け持つようになるという報告があることが挙げられる。

沿岸陸域・海域を対象とした力学的指標による断層活動性評価手法の適用における大局的な応力場・テクトニックセッティングに関する今後の課題としては、東北日本弧では10万年～100万年の長期的なウェッジの薄化に伴うウェッジの力学的変化を検討する必要がある。特に、その際にはウェッジ内での応力の振れ幅（可変性）に注意する必要がある。一方、西南日本弧では、ウェッジの厚化に伴うウェッジの力学的変化を検討する必要がある。さらに、底付けされたフィリピン海プレート上に堆積した砂岩および泥岩の圧密による岩石の強度変化および弾性エネルギー蓄積ポテンシャルの変化を10万年～100万年の時間スケールを意識して検討する必要がある。また、平成29年度に検討した大局的な応力場・テクトニックセッティングの傾向・特徴とは別に、廃棄物埋設処分サイトの設置が検討される可能性の高い海岸線から20km程度までの沿岸陸域・海域を対象とした小さな空間スケールでの応力場等の傾向・特徴についても今後検討を行う必要があると考えられる。

露頭調査が困難な海域における（1）断層の幾何学的形状、（2）断層の摩擦係数などの物性、（3）断層周囲の応力について、既往研究に基づきレビューを行い、以下の知見を得た。

- ①断層の幾何学的形状を把握するには反射法地震波探査が有効な手段であるが、単一の探査測線の設定のみでは断層面の形状を推定することは困難であるため、複数の2次元地震波探査や3次元地震波探査による断層面の確認が必要となる。
- ②断層の摩擦係数に関しては、コアリング・ボーリングにより得た岩石試料を用いて、地震発生域の温度圧力条件を模擬した摩擦試験を実施することが望ましい。また、断層の摩擦係数を低下させうる間隙水圧に関しては、例えば紀伊半島沖では深部からの流体の上昇による泥火山が多く発見されている（Morita *et al.*, 2004）。そこでは、デコルマ面付近の高間隙水圧により、海底の付加帯中の逆断層に沿って流体が上昇していることが報告されており、これらの断層の活動性評価には断層沿いに上昇する流体の存在を考慮する必要がある。
- ③断層周囲の応力に関しては、一般に海域で発生した地震については、震源メカニズム解の

決定精度が低下する傾向にある。そのため、海域において地震データから応力場を推定する際には、そのデータの取得状況・決定精度について十分注意する必要がある。近年、南海トラフにおける DONET や日本海溝における S-net など、海域における地震観測網の設置が進んでいるため、今後こういったデータの利用も精度向上のために期待される。

沿岸陸域・海域を対象として力学的指標による断層活動性評価手法を適用する際には、陸域以上にパラメータの不確かさを織り込んだ適用が必要である。今後の課題としては、沿岸域での既存データを用いた ST の適用妥当性の検討、沿岸-海域での力学的活動性評価手法適用性向上のための情報整備および手法開発が挙げられる。

【引用文献】

- Chang, C., McNeill, L., Moore, J., Lin, W., Conin, M., Yamada, Y. (2010) In situ stress state in the Nankai accretionary wedge estimated from borehole wall failures. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 11, Q0AD04.
- Davis, D., Suppe, J., Dahlen, F. (1983) Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges. *Journal of Geophysical Research*, 88, 1153–1172.
- Hardebeck, J., Michael, A. (2004) Stress orientations at intermediate angles to the San Andreas Fault, California. *Journal of Geophysical Research*, 109, B11303, doi:10.1029/2004JB003239
- Ikari, M. J., Ito, Y., Ujiie, K., Kopf, A. J. (2015) Spectrum of slip behaviour in Tohoku fault zone samples at plate tectonic slip rates. *Nature Geoscience*, 8, 870–874. doi:10.1038/ngeo2547
- Imanishi, K., Ando, R., Kuwahara, Y. (2012) Unusual shallow normal-faulting earthquake sequence in compressional northeast Japan activated after the 2011 off the Pacific coast of Tohoku earthquake. *Geophysical Research Letters*, 39, L09306.
- Kimura, G., Hashimoto, Y., Kitamura, Y., Yamaguchi, A., Koge, H. (2014) Middle Miocene swift migration of the TTT triple junction and rapid crustal growth in southwest Japan. *Tectonics*, 33, 1219–1238.
- Kitamura, M., Kitajima, H., Sone, H., Hamada, Y., Hirose, T. (2016) Strength and mechanical behavior of the inner Nankai accretionary prism sediments at Site C0002 from IODP NanTroSEIZE Expedition 348. AGU fall meeting. T51B-2902.
- Kusumoto, S. (2016) Dip distribution of Oita–Kumamoto Tectonic Line located in central Kyushu, Japan, estimated by eigenvectors of gravity gradient tensor. *Earth, Planets and Space*, 68:153.
- Lin, W., Conin, M., Moore, J. C., Chester, F. M., Nakamura, Y., Mori, J. J., Anderson, L., Brodsky, E. E., Eguchi, N., Cook, B., others (2013) Stress State in the Largest Displacement Area of the 2011 Tohoku–Oki Earthquake. *Science*, 339, 687–690.
- 松田時彦・中村一明・杉村 新 (1991) 活断層とネオテクトニクス—地殻変動の累積—。笠原慶一・杉村 新 (編), 変動する地球—現在および第四紀—。岩波書店, 89–157.
- Michael, A. J. (1987) Use of focal mechanisms to determine stress: a control study *Journal of Geophysical Research*, 92, 357–368.
- Miyakawa, A., Otsubo, M. (2015) Applicability of slip tendency for understanding long-term fault activity: a case study of active faults in northeastern Japan. *Journal of JSCE*, 3, 105–114.
- Morita, S., Ashi, J., Aoike, K., Kuramoto, S. (2004), Evolution of Kumano basin and sources of clastic ejecta and pore fluid in Kumano mud volcanoes, Eastern Nanaki Trough. In: *Proceedings of the International Symposium on Methane Hydrates and Fluid Flow in Upper Accretionary Prisms*, Engineering Geology Laboratory, Department of Civil & Earth Resources Engineering, Kyoto University, Kyoto, 92–99.
- Niitsuma, N. (2004) Japan Trench and tectonics of the Japanese island arcs, *Island Arc*, 13, 306–317.

- 太田陽子・成瀬 洋 (1977) 日本の海成段丘-環太平洋地域の海面変化・地殻変動の中での位置づけ-. 科学, 47, 281-292.
- 大坪 誠・重松紀生・北川有一・小泉尚嗣 (2009) 南海トラフ沈み込み帯前弧陸域での応力場変遷: 熊野市井内浦および紀北町海山観測井コアをきる断層面を用いて. 地質学雑誌, 115, 457-469.
- Otsubo, M., Shigematsu, N., Imanishi, K., Ando, R., Takahashi, M., Azuma, T. (2013) Temporal slip change based on curved slickenlines on fault scarps along Itozawa fault caused by 2011 Iwaki earthquake, northeast Japan. *Tectonophysics*, 608, 970-979.
- Otsubo, M., Utsunomiya, M., Miyakawa, A. (2017) Reactivation of map-scale faults in response to changes in crustal stress: examples from Boso Peninsula, Japan. *Quaternary International*. in press.
- Platt, J.P. (1993) Mechanics of oblique convergence. *Journal of Geophysical Research*, 98, 16239-16256.
- Sacks, A., Saffer, D. M., Fisher, D. (2013) Analysis of normal fault populations in the Kumano forearc basin, Nankai Trough, Japan: 2. Principal axes of stress and strain from inversion of fault orientations. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 14, 1973-1988.
- Saffer, D., Tobin, H. (2011) Hydrogeology and mechanics of subduction zone forearcs: Fluid flow and pore pressure. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 39, 157-186.
- 産業技術総合研究所, 海域地質構造データベース. <https://gbank.gsj.jp/marineseisdb/> (最終アクセス日: 2018/01/26) .
- 佐野 修 (2005) 地殻応力計測手法と岩石力学. 地学雑誌, 114, 1003-1021.
- Seno, T., Stein, S., Gripp, A. E. (1993) A Model for the Motion of the Philippine Sea Plate Consistent With NUVEL-1 and Geological Data. *Journal of Geophysical Research*, 98, 17941-17948.
- Seno, T. (2009) Determination of the pore fluid pressure ratio at seismogenic megathrusts in subduction zones: Implications for strength of asperities and Andean-type mountain building. *Journal of Geophysical Research*, 114, B05405.
- Strasser, M., Moore, G. F., Kimura, G., Kitamura, Y., Kopf, A. J., Lallemand, S. J., Park, J. O., Screatton, E. L., Su, X., Underwood, M. B. Zhao, X. (2009) Origin and evolution of a splay fault in the Nankai accretionary wedge. *Nature Geoscience*, 2, 648-652.
- Strasser, M., Kolling, M., Ferreira, C. d. S., Fink, H. G., Fujiwara, T., Henkel, S., Ikehara, K., Kanamatsu, T., Kawamura, K., Kodaira, S., Romer, M., Wefer, G. (2013) A slump in the trench: Tracking the impact of the 2011 Tohoku-Oki earthquake. *Geology*, 41, 935-938.
- Tanaka, A., Yamano, M., ano, Y., Sanada, M. (2004) Geothermal gradient and heat flow data in and around Japan (I): Appraisal of heat flow from geothermal gradient data. *Earth Planets Space*, 56, 1191-1194.
- Tanikawa, W., Shimamoto, T. (2009) Frictional and transport properties of the Chelungpu fault from shallow borehole data and their correlation with seismic behavior during the 1999 Chi-Chi earthquake *Journal of Geophysical Research*, 114, B01402.
- Terakawa, T., Matsu'ura, M. (2008) CMT data inversion using a Bayesian information criterion to estimate seismogenic stress fields. *Geophysical Journal International*, 172, 674-685.
- Tsuru, T., Park, J. O., Miura, S., Kodaira, S., Kido, Y., Hayashi, T. (2002) Along-arc structural variation of the plate boundary at the Japan Trench margin: Implication of interplate coupling. *Journal of Geophysical Research*, 107, 2357.
- 植田勇人・臼杵 直・平内健一・Martin Meschede・新井田清信・Yk08-05 乗船研究者一同 (2009) 「しんかい 6500」による地質面構造の現地計測. *Blue Earth'09*, BE09-P67.
- von Huene, R., Scholl, D. W. (1991) Observations at convergent margins concerning sediment subduction, subduction erosion, and the growth of continental crust. *Reviews of Geophysics*, 29, 279-316.

- Wang, K., He, J. (1999) Mechanics of low-stress forearcs: Nankai and Cascadia. *Journal of Geophysical Research*, 104, 15191–15205.
- Yamaji, A. (2000) The multiple inverse method applied to mesoscale faults in mid-Quaternary sediments near the triple trench junction off central Japan. *Journal of Structural Geology*, 22, 429–440.
- Yamaji, A., Sakai, T., Arai, K., Okamura, Y. (2003) Unstable forearc stress in the eastern Nankai subduction zone for the last 2 million years. *Tectonophysics*, 369, 103–120.
- 米倉伸之 (1968) 紀伊半島南部の海成段丘と地殻変動. *地学雑誌*, 77, 1–23.
- Yoshida, K., Hasegawa, A., Okada, T., Iinuma, T., Ito, Y., Asano, Y. (2012) Stress before and after the 2011 great Tohoku-oki earthquake and induced earthquakes in inland areas of eastern Japan. *Geophysical Research Letters*, 39, L03302.
- 吉川虎雄 (1968) 西南日本外帯の地形と地震性地殻変動. *第四紀研究*, 3, 290–296.
- Yoshikawa, T. (1970) On the relations between Quaternary tectonic movement and seismic crustal deformation in Japan. *Bull. Dept. Geog., Univ. Tokyo*, 2, 1–22.
- Zhao, W. L., Davis, D. M., Dahlen, F. A., Suppe, J. (1986) Origin of convex accretionary wedges; evidence from Barbados. *Journal of Geophysical Research*, 91, 10248–10258.

3. 低透水性環境下での地下水流動評価手法の検討

地下水流動場の評価に関しては、過年度の検討において、地下水の性状、起源、年代等に関する調査を行い、海水準変動及び構造運動が地下水流動に影響を与える沿岸陸域における過去数 10 万年程度までの地下水流動系の評価と、将来期間に対応した水文地質学的変動モデルの構築を行ってきた。その結果、亀裂中に地下水が賦存する結晶質岩地域において、海退時に塩水系地下水が淡水系地下水によりフラッシングされることが確認された。しかし、一部では特徴的に古い塩水が賦存している環境や、沿岸域でも塩水が入り込んでいない環境が確認された。また、地層の透水性によりフラッシングの深度が異なる堆積岩地域においても、古い塩水が残存している特徴的な環境が確認されている。

本事業では、過年度までの成果を踏まえ、特徴的に地下水流動が緩慢な環境における地下水水質及び年代の詳細調査、低透水性岩盤において特徴的な地下水流動の評価を行い、地下水流動系の評価モデルに反映させる。また、上記の特徴的な環境における地下水流動の長期的変動に関する予察的な数値解析を行い、地下水流動評価手法の課題を抽出する。

3.1 亀裂性媒体分布地域における地下水水質・同位体の詳細調査に基づく地下水流動系評価・モデル化手法の検討

【実施内容】

平成 28 年度までの成果及び既往の亀裂性媒体分布地域での研究成果を踏まえ、平成 29 年度は瀬戸内海沿岸地域のうち最終氷期以前の古い塩水が残存している地域や塩水の侵入が認められず古い淡水が残っている可能性がある地点等を対象に、河川水・地下水等の水質・同位体、地下水年代、水温、水理パラメータ等に関する詳細調査を行い、同時に地質・地質構造に関する知見の収集・整理を行う。これらの知見に基づき、河川水・浅層地下水と深層地下水・深部流体などの混合による地下水性状変化と地下水流動系変化の観点から検討を行い、地下水流動系の評価・モデル化手法を検討する。以上の成果は、原子力規制委員会が整備する隆起・侵食活動、断層活動、地下水流動等の自然事象等に関する評価手法の議論に必要な科学的根拠と、廃棄物埋設施設の位置、構造及び設備の基準に関する規則及び評価ガイド等に反映される。

【成果】

3.1.1 水文地質学的知見の収集・整理

亀裂性媒体は地下水の挙動に着目した岩盤分類の一つである。花崗岩などの結晶質岩から成る岩盤が亀裂性媒体として区分され、亀裂が地下水の主要な移行経路となる水文地質学的特徴を有する。一方、気候変化や地殻変動による隆起と沈降は、海退と海進により海水準の変化を引き起こす。沿岸域においては一般に地下水流動の流出域に相当するが、海水準変動に伴う海岸線の移動は、地下水の涵養域と流出域、水理水頭や塩淡水境界の分布に影響を与える。したがって、沿岸域において過去 10 万年程度の長期の地下水流動変化の評価においては、水文地質条件だけでなく、海水準変化に伴う広域的な地下水流動の変化と浅層・深層の地下水環境への影響を検討する必要がある（産業技術総合研究所，2017）。産業技術総合研究所深部地質環境研究コア（2011, 2012, 2013, 2014）および産業技術総合研究所（2016, 2017）は、結晶質岩沿岸域のモデル地域として瀬戸内地域を選定し、地下水の水質・同位体比および塩水・淡水の年代区分などの地球化学的手法を適用することにより、海水準変動が地下水環境に与える影響の検討を行った。瀬戸内海の島嶼域を含む沿岸域においては、白亜紀後期の広島花崗岩類が広く分布しており、我が国における代表的な結晶質岩沿岸域である。さらに本地域は第四紀にお

ける地殻変動が小さな地域として知られており（第四紀地殻変動研究グループ，1968），海水準変動（特に汎世界的海水準変動）の影響を検討するのに適した地域と言える。

瀬戸内地域の海水準変動に伴う隆起と海岸線の移動について，瀬戸内海の海域面積のうち，水深 10～30 m 域は全体のおよそ半分を占め，水深 100 m を超えるのは海峡付近や海釜に限られる（浅田，2000）．このような海底地形の特徴から，氷期には最大 120 m 程度の海水準低下によって，瀬戸内海が全域で陸化したと考えられている（桑代，1959；太田ほか，2004）．図 3.1.1-1 に海底地形から推定される最終氷期最盛期（約 2 万年前）の海岸線の位置を示す．当時の海岸線は現在の四国沖まで後退していたと考えられ，氷期一問氷期の海岸線の移動が 100～150 km と大きいことが分かる（産業技術総合研究所深部地質環境研究コア，2014）．瀬戸内海の中央部に位置する福山平野付近は，海水の侵入が最も遅れた地域であり，海進は約 8,000 年前と推定されている（八島，1994）．この地域は最終氷期の分水界に相当しており（桑代，1959；堀，1986），これを境界とする瀬戸内海東部と西部では氷期の地下水流動が異なっていたと考えられる（産業技術総合研究所深部地質環境研究コア，2014）．瀬戸内海西部の燧灘，安芸灘，広島湾，および伊予灘を含む海域では谷地形が認められ，現在の内陸沿岸域および島嶼域を含めて，氷期においては太平洋に向かう広域的な地下水流動が形成され，現在よりも流動は活発であったと推定されている．一方，瀬戸内海東部の備後灘，備讃瀬戸，播磨灘を含む海域では盆地状の地形が認められ，現在の内陸沿岸域および島嶼域を含めて，氷期には盆地縁辺部で涵養され中央部で流出する広域的な地下水流動が形成され，西部と比較すると流動は緩慢であったと推定されている（産業技術総合研究所深部地質環境研究コア，2014）．本地域の塩水・淡水の年代と分布特性には，このような瀬戸内海西部と東部の地下水流動変化の履歴が影響を与えていると予想される．

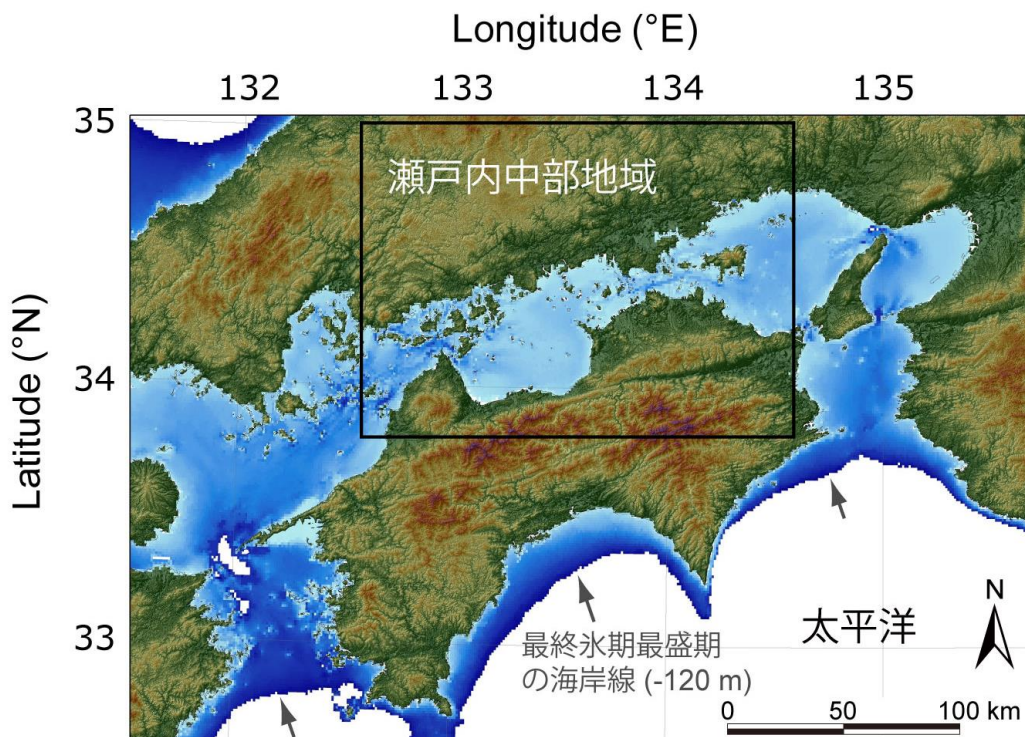


図 3.1.1-1 瀬戸内中部沿岸域の位置と最終氷期の海岸線
最終氷期の海岸線として，海水準が現在よりも 120 m 低下した場合の位置を示した．

実際の調査結果について、産業技術総合研究所深部地質環境研究コア（2014）では、瀬戸内海西部に位置する広島平野において、沿岸域から 6 km 程度の内陸の深度 1,800 m に最終氷期最盛期（約 2 万年前）以降の海水を起源とする比較的若い塩水が分布することから、気候変化に伴う海進・海退の過去の海岸移動が塩水侵入に関係している可能性を指摘した。また、産業技術総合研究所（2016, 2017）では、同様に広島平野を対象とした追補調査を実施し、産業技術総合研究所深部地質環境研究コア（2014）で確認された例と同様の比較的若い塩水の存在について、断続的ではあるが、海岸から 6 km 程度の内陸まで平野内の複数の地点で確認されることを示した。さらに広島平野内の塩水・淡水の分布と年代は、これら深部の比較的若い塩水の起源は縄文海進期以降の海水と考えられることを示しており、平野内の深部に認められた塩水の分布域が縄文海進最盛期における海水による浸水域と概ね一致することを報告した。このことから、結晶質岩沿岸域における現在の地下水は、花崗岩が有する亀裂性媒体という水文地質学的特徴と海水準変動の影響により、海進により深層まで侵入した塩水が、その後の海退と流出域の移動による広域的な地下水流動の変化により古い塩水成分がフラッシングされたと考えられた。

平成 29 年度においては、これら先行研究の成果の普遍性を検討するため、瀬戸内地域から本州広島平野以東から岡山平野周辺の主に海岸から概ね 10 km の範囲、瀬戸内海島嶼（上蒲刈島、大崎上島、生口島、大島、岩城島、因島、向島、小豆島）、および四国高縄半島の海岸から概ね 10 km の範囲の瀬戸内海沿岸域（以下、本地域）を対象に、浅層・深層地下水データを収集した。これらの地域では、前述した先行研究の結果から、最終氷期以前の古い塩水が残存している地域や塩水の侵入が認められず古い淡水が残っている可能性がある地域と言える。また、広島平野（産業技術総合研究所深部地質環境研究コア，2014；産業技術総合研究所，2017）が位置する瀬戸内海西部、および分水界を背に氷期の地下水流動が異なると推定される福山平野西部から岡山平野に至る地域が位置する瀬戸内海東部の両地域について、地下水環境の違いの把握が期待される。浅層・深層地下水データ収集について、まず、先行研究の成果（産業技術総合研究所深部地質環境研究コア，2011, 2012, 2013, 2014；産業技術総合研究所，2016, 2017）に基づいて、本地域における既存の地下水水質・同位体等のデータおよび水文地質データを収集・整理し、これらデータの空白域を把握した。次に、これら地域において既存井戸の分布を調査した。電話等により井戸施設所有者および管理者に現況をヒアリングした上で調査地点を選定し、水文調査を実施した（以下、本調査）。調査対象は既存井戸における地下水に加えて、比較対象として湧水であり、現地では水温・pH・導電率の測定と水試料の採取を行った。既存井戸では、水質、揚水状況および井戸構造、揚水試験等により得られた透水係数などの水文地質データを把握するため、温泉分析表や井戸掘削資料に関するヒアリングと収集を行った。本調査で採取した水試料（24 試料）について、主成分陽イオン・陰イオン組成、水素・酸素安定同位体比（ δD , $\delta^{18}O$ ）の分析を行った。水試料の一部については、トリチウム（ 3H ）濃度、全炭酸の炭素安定同位体比（ $\delta^{13}C$ ）、放射性炭素同位体比（ $\delta^{14}C$ ）、放射性塩素同位体比（ $^{36}Cl/Cl$ ）、溶存ガスの希ガス組成とヘリウム同位体比（ $^3He/^4He$ ）の分析を行った。また、産総研の保有する既存地下水試料について、主成分陽イオン・陰イオン組成、 δD , $\delta^{18}O$ 、全炭酸の $\delta^{13}C$ 、 3H 濃度、 $^{36}Cl/Cl$ 、溶存ガスの希ガス組成と $^3He/^4He$ の分析を行った。 3H 濃度は、液体シンチレーションカウンター（PerkinElmer 社製 Tri-Carb 3180TR/SL）を用いて分析し（定量下限値：0.3 TU）、低濃度が予想された試料については、ニュージーランド GNS Science における外注分析（PerkinElmer 社製 Quantulus を使用、定量下限値：0.03 TU）を実施した。 $^{36}Cl/Cl$ 比について

は、オーストラリア国立大学における外注分析（14UD Pelletron タンデム加速器を用いた加速器質量分析）を行った。これらデータに基づいて、広島花崗岩類が広く分布する本地域の塩水・淡水の年代と分布特性を再検討し、海水準変動に伴う長期の地下水流動系変化について検討を行った。

3.1.2 瀬戸内中部（広島県東部から岡山県）沿岸域における地下水水質・同位体および地下水年代の特徴

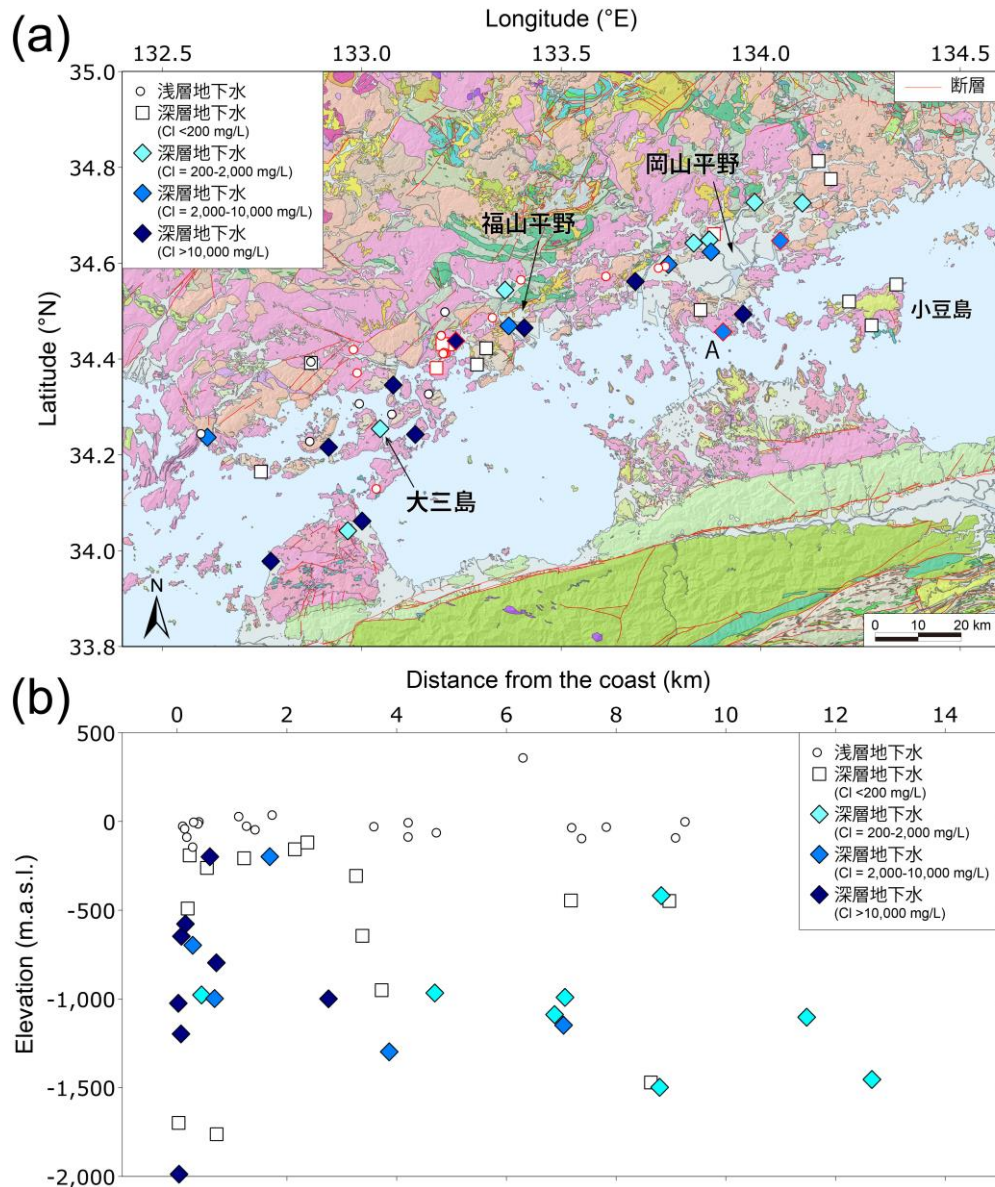


図 3.1.2-1 瀬戸内中部沿岸域における地下水の Cl 濃度の分布

産業技術総合研究所深部地質環境研究コア（2011, 2012）のデータを含む。Cl > 200 mg/L の試料のうち Li/Cl 比（重量比）が 1×10^{-3} 以上のものについては、深部流体の寄与が大きいと考えるため（風早ほか, 2014）除外した。(a)平面分布と(b)海岸からの距離に対する深度分布を示した。(a)では、新規試料採取地点を赤枠のシンボルで示している。(b)では掘削井の孔底の標高を用いてプロットしており、凡例は(a)と同様。なお、浅層地下水の Cl 濃度はすべて 60 mg/L 以下である。20 万分の 1 日本シームレス地質図（産業技術総合研究所地質調査総合センター, 2012）を使用し、断層の位置は産業技術総合研究所（2009）、産業技術総合研究所地質調査総合センター（2012）に基づく。

1) 地下水水質・同位体の特徴

本調査で対象とした瀬戸内中部沿岸域における地下水試料の採取地点を図 3.1.2-1 に示す。ここでは便宜的に、地下水を採取した井戸の孔底深度 150 m を境界値として、浅層地下水と深層地下水とに区分して示している。この図から、島嶼を含む沿岸部に広く Cl 濃度の高い深層地下水（以下、塩水と呼ぶ；Cl >200 mg/L）が分布しており、Cl 濃度が 10,000 mg/L を超える地点も少なくない。福山平野や岡山平野では、海岸から 5 km 以上の比較的内地部まで塩水が確認できる。これに対して、沿岸部や島嶼であっても、Cl 濃度の低い深層地下水（以下、淡水と呼ぶ；Cl <200 mg/L）が存在する地点もあり、特に小豆島では 1,000 m 以深の深層に淡水が存在している（産業技術総合研究所深部地質環境研究コア，2011, 2012）。一方、浅層地下水については、Cl 濃度は最大でも 60 mg/L 以下であった。

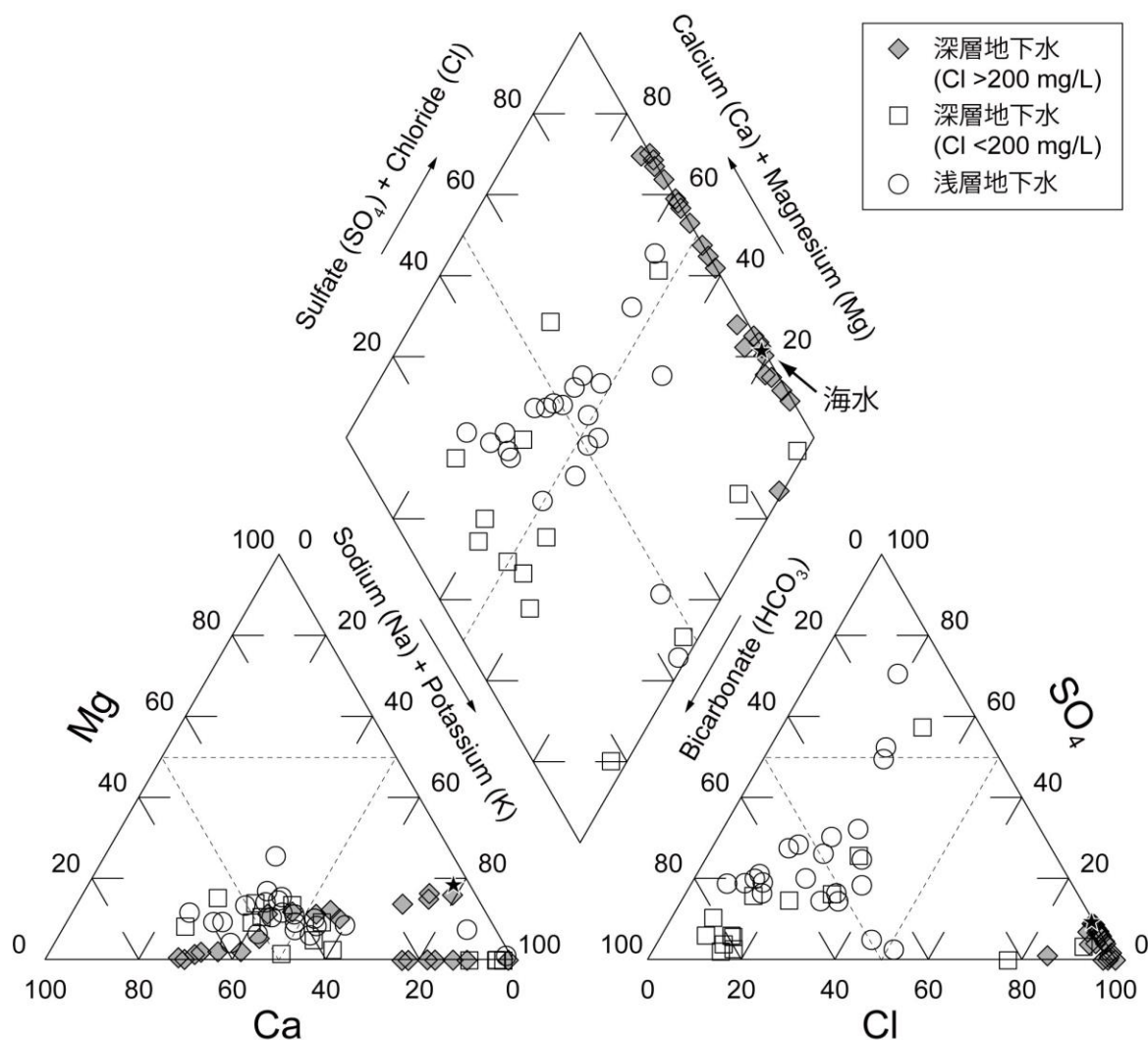


図 3.1.2-2 瀬戸内中部沿岸域における地下水の水質組成
産業技術総合研究所深部地質環境研究コア（2011, 2012）のデータを含む。

これらの地下水試料について、パイパーダイアグラムによる水質組成を図 3.1.2-2 に示した。浅層地下水の大半は Ca-HCO₃ 型の水質を示しているが、Ca-SO₄ 型の方向に向かって分布している地点もみられる。これらの地下水試料のほとんどは NO₃ 濃度が 20 mg/L を超えており、肥

料からの溶脱等に伴う人為的な SO_4 の付加が寄与しているものと考えられる。これに対して、深層の淡水については、その多くが浅層地下水と同様の Ca-HCO_3 型から Na-HCO_3 型に向かうようにプロットされている。3 試料ほどは Na-Cl 型を示しており、海水起源の塩水の混合の影響を受けているものと推定される。また、一部は浅層地下水と同様に NO_3 による汚染を受けており、 Ca-SO_4 型に近い領域にプロットされている。深層の塩水に関しては、陰イオンの組成は海水に近い特徴を示しているが、陽イオンの組成に大きな幅があり、 Na-Cl 型から Ca-Cl 型にかけて広く分布している（産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, 2011, 2012）。 Ca/Na 比（モル比）としては最大で 1 を超え、特徴的な Ca-Cl 型の塩水が存在している。

次に、地下水の水素・酸素安定同位体比を図 3.1.2-3 に示す。浅層地下水と深層の淡水は、天水線に沿うようにプロットされており、天水起源であることを示している。これに対し、塩水は、天水の範囲から海水の組成に向かうように分布し、起源として天水と海水の混合によって形成されていると判断できる。

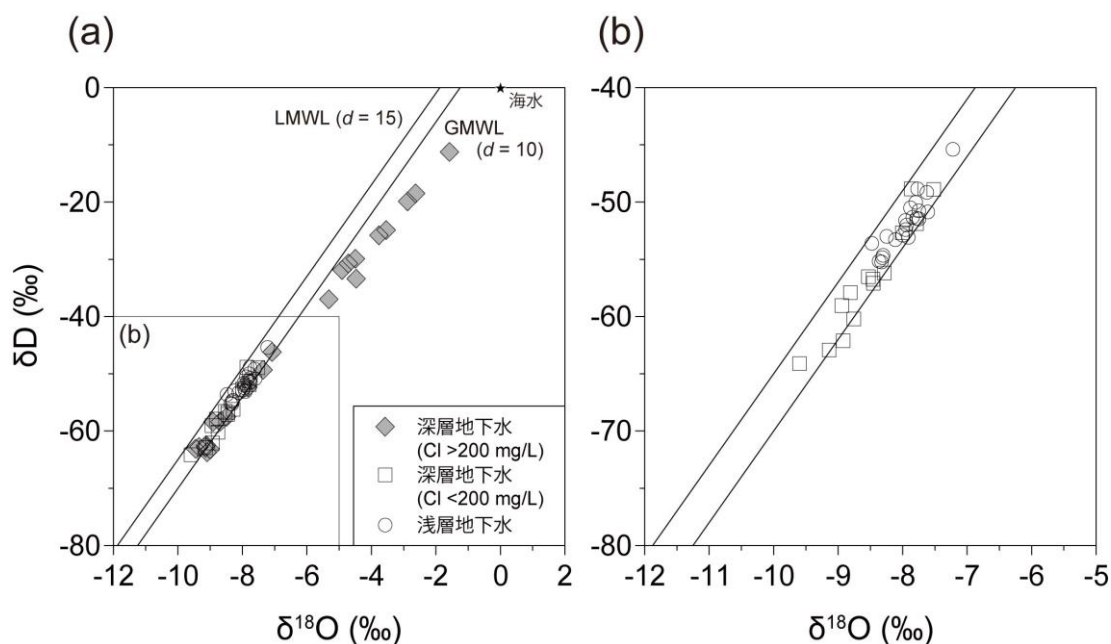


図 3.1.2-3 瀬戸内中部沿岸域における地下水の水素・酸素安定同位体比

(a)全ての試料と(b)浅層地下水・深層の淡水のみの 2 通りを示した。産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2011, 2012) のデータを含む。地域天水線 (LMWL) の d-excess は Mizota & Kusakabe (1994)に基づく。

2) 地下水年代の特徴

(1) 淡水の年代

図 3.1.2-3b で塩水を除いた淡水系の地下水について詳しくみてみると、深層地下水は浅層地下水よりも低い同位体比を示す傾向があることがわかる。Katsuyama *et al.* (2015)の渓流水同位体マップによれば、広島県東部から岡山県の範囲において、瀬戸内海側へ流下する渓流水で最も低い δD は -56‰ 程度である。図 3.1.2-3b の浅層地下水の δD は $-55\text{‰} \sim -45\text{‰}$ の範囲にあり、現代の天水起源であると判断できる。一方、深層地下水の一部は浅層地下水の範囲に重なるが、大半の試料は δD で $-64\text{‰} \sim -56\text{‰}$ の範囲を示している。これらの低い δD は、本地域における同位体高度効果および内陸効果では説明できず、現在よりも寒冷な気候下で涵養された地下水であると解釈できる。

そこで、寒冷期に相当する可能性のある δD が -56‰ 以下の地下水試料について、 ^{14}C 年代 (未補正值) と δD との関係を図 3.1.2-4 に示した。なお、ここでは δD の低い一部の塩水 ($\text{Cl} < 4,590 \text{ mg/L}$) についても併せてプロットしている。これらの塩水の場合、 Cl 濃度から判断すると $3/4$ 以上の水は淡水起源であり、 $\delta^{13}\text{C}$ も $-22.1\text{‰} \sim -14.9\text{‰}$ であるため、淡水の年代がほぼ反映されているものと見なしでも差し支えないと考えた。ただ δD に関しては、海水起源の塩水の混入によって値がやや高い方向に変化している可能性があることに注意が必要である。浅層地下水については、ほとんどが千年以下の若い年代を示しており、 δD や Ca-HCO_3 型の水質とも整合的である。深層地下水はそれよりも古い年代を示しており、全体として δD が低いほど見かけの ^{14}C 年代は古くなっていることがわかる。 δD が $-60\text{‰} \sim -56\text{‰}$ 程度の試料では、見かけの年代としては数千～6 千年で氷期とはずれが生じており、ここでは明確な判断は難しい。しかしながら、 $\text{Cl} = 4,590 \text{ mg/L}$ の塩水の δD が起源となった海水の混合の影響を受けていることを考慮すると、 δD が -60‰ 程度よりも低い深層地下水に関しては、おおよそ 1 万 2 千年～2 万 4 千年前の最終氷期に相当する年代を示していることが確認できる。

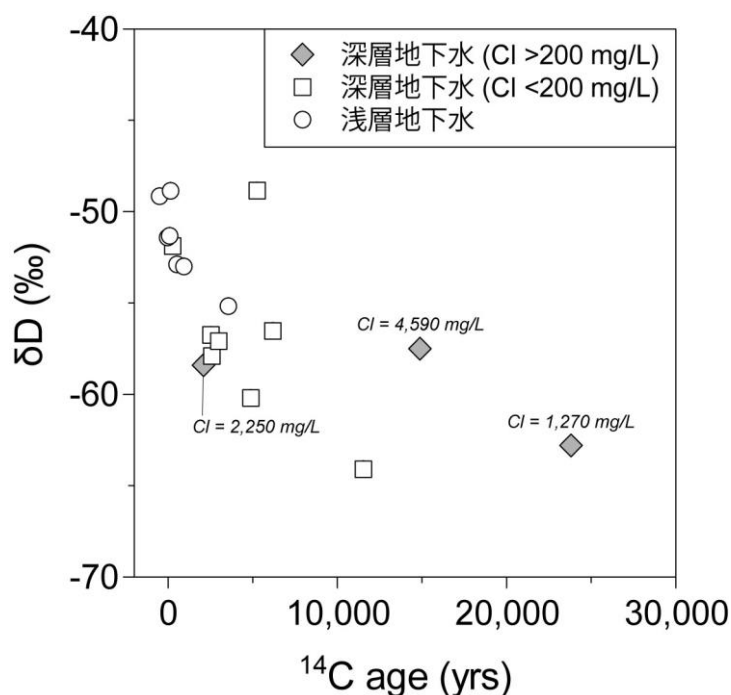


図 3.1.2-4 瀬戸内中部沿岸域における地下水の ^{14}C 年代と水素安定同位体比との関係
産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2012) のデータを含む。

図 3.1.2-5 には、地下水の Cl 濃度と ^3H 濃度との関係を示した。これをみると、浅層地下水はすべて 1 TU 以上の ^3H を含んでおり、比較的最近 (過去 60 年程度以内) に涵養された地下水が含まれていることを明確に示している。一方、深層の淡水は、 2 TU 程度から検出限界以下までの ^3H 濃度を示している。この中で、 1 TU 以上の ^3H を含む深層地下水試料は、 250 m 程度以浅の深度から採取されたものであり、より浅層の地下水の混合の影響を受けているものと考えられる。これに対し、 250 m 程度以深の淡水に関しては、ほとんどが適用した分析手法 (通常レベルまたは低レベル) における検出限界以下の ^3H 濃度を示しており、浅層地下水の影響は及んでいないことが読み取れる。

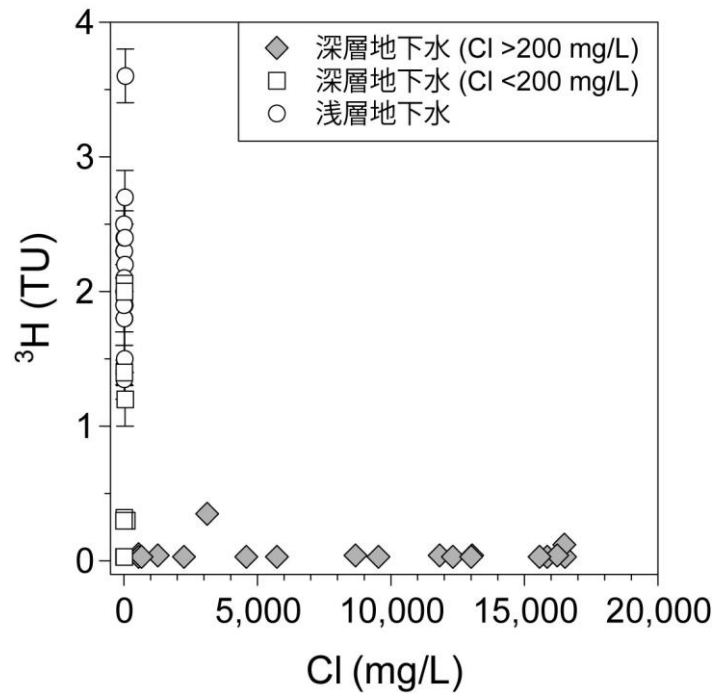


図 3.1.2-5 瀬戸内中部沿岸域における地下水の Cl 濃度と ^3H 濃度との関係
産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2012) のデータを含む。

氷期に涵養された淡水の分布を検討するため、その指標として深層地下水の δD の平面分布と深度分布を図 3.1.2-6 に示した。塩水に関しては起源となった海水の混合の影響によって δD が高い方向に変化していると考えられるが、その一部は -60‰ よりも低い値を示しており、Cl 濃度も $1,270 \text{ mg/L}$ 以下である。したがって、これらは最終氷期に涵養された淡水を反映している可能性が高いため、図 3.1.2-6 にはその分布を併せて示している。現在よりも寒冷な時期に涵養された可能性のある $\delta\text{D} < -56\text{‰}$ の深層地下水は、内陸から沿岸までの標高 $-500 \text{ m} \sim -2,000 \text{ m}$ 程度の範囲に広く存在していることがわかる。その中で、図 3.1.2-4 の ^{14}C 年代との関係から最終氷期に涵養された可能性が高いと考えられる $\delta\text{D} < -60\text{‰}$ の深層地下水は、岡山平野の沿岸から内陸部にかけて顕著にみられ、小豆島などの島嶼にも分布していることが確認できる。

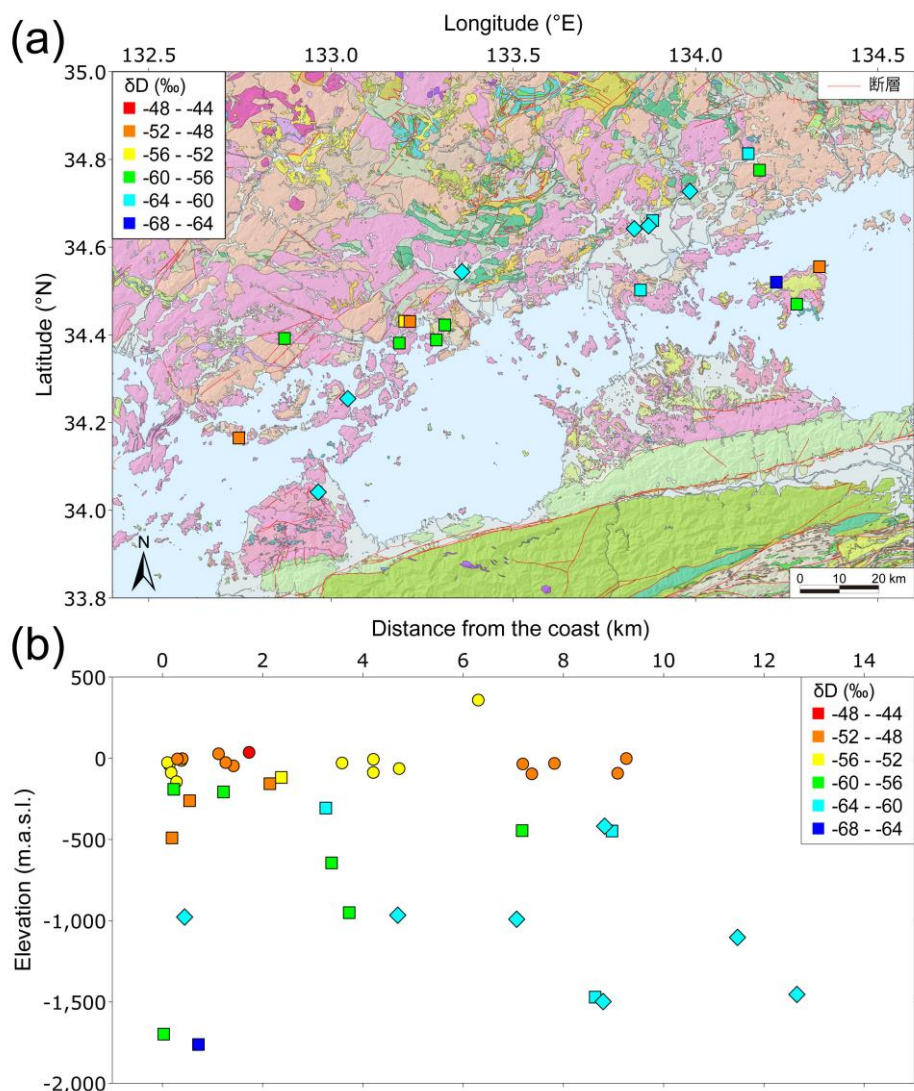


図 3.1.2-6 瀬戸内中部沿岸域における地下水の水素安定同位体比の分布

(a)は深層地下水（淡水）（□）の水素安定同位体比（ δD ）の平面分布，(b)は浅層地下水（○）と深層の淡水（□）の δD の深度分布．(a)と(b)には， $\delta D < -60\text{‰}$ の塩水（ $Cl < 1,270 \text{ mg/L}$ ）（◇）についても併せて示した．(a)の断層の位置は，図 3.1.2-1 と同様．(b)は海岸からの距離に対して示した．産業技術総合研究所深部地質環境研究コア（2011, 2012）のデータを含む．

(2) 塩水の年代

図 3.1.2-5 に示した 3H 濃度は，塩水のほとんどにおいて検出限界以下の値を示している．2 試料では 3H が検出されているが，これらに関してはいずれも孔底深度が 1,000 m であり，スクリーン深度は不明だが原位置の地下水の情報を反映していない可能性が疑われる．したがって，以下ではこれらの 2 試料を除外した上で塩水の年代について議論する．

図 3.1.2-7 には，地下水の Cl 濃度と $^{36}Cl/Cl$ 比との関係を示している．まず，天水成分検討のための湧水試料（福山平野で採取）は， 10^{-13} 台の $^{36}Cl/Cl$ 比を示しているが， 3H 濃度は $1.0 \pm 0.2 \text{ TU}$ であり，本地域における現在の天水成分の値を反映したものと考えられる．広島平野周辺における浅層地下水・湧水の平均値であった， $^{36}Cl/Cl = (89 \pm 46) \times 10^{-15}$ ($Cl = 4.8 \pm 1.2 \text{ mg/L}$)

(Tosaki *et al.*, 2017 ; 産業技術総合研究所, 2017) と大きくは異なることから，ここでは天水成分を $^{36}Cl/Cl = (150 \pm 50) \times 10^{-15}$ ($Cl = 5 \text{ mg/L}$) と仮定した．深層の淡水は 1 試料だけ

であるが、海水と天水との混合よりもやや高い $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比を示している。塩水については、その多くが現在の海水に近い $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比を示しており、それらは若い塩水であると考えられる。これに対して、やや高い $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比をもつ塩水も存在しており、次にその年代と分布の特徴について検討する。

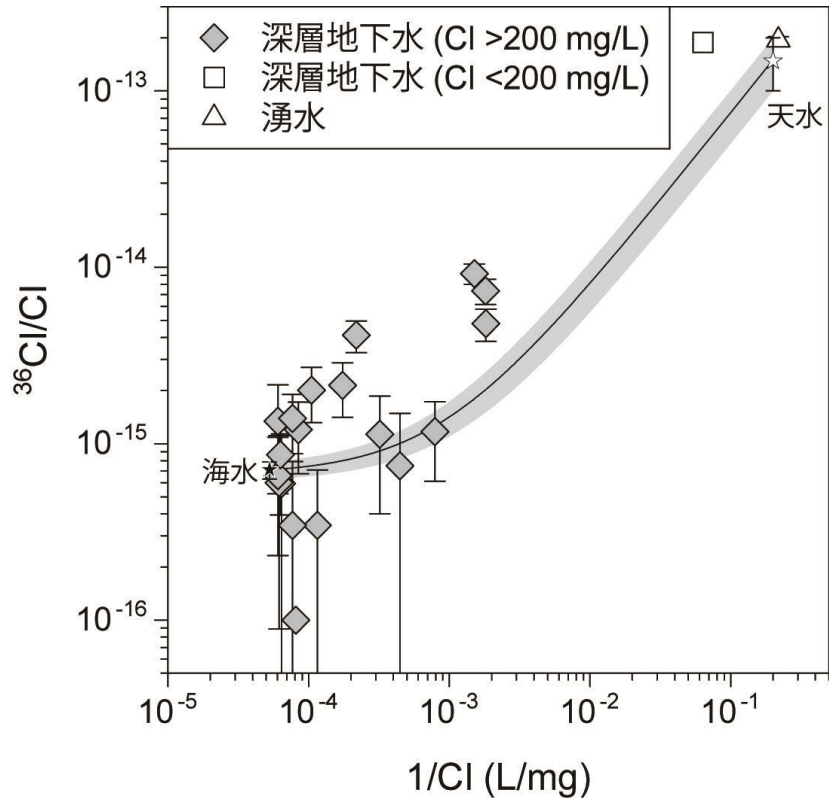


図 3.1.2-7 瀬戸内中部沿岸域における地下水・湧水の Cl 濃度と $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比との関係
産業技術総合研究所深部地質環境研究コア（2012, 2013, 2014）のデータを含む。曲線は、海水（Cl = 19,000 mg/L, $^{36}\text{Cl}/\text{Cl} = (0.71 \pm 0.08) \times 10^{-15}$; Fifield *et al.*, 2013）と天水との混合線を示している。天水（淡水成分）の値は、湧水の値である $^{36}\text{Cl}/\text{Cl} = (194 \pm 9) \times 10^{-15}$ （Cl = 4.6 mg/L）を踏まえ、 $^{36}\text{Cl}/\text{Cl} = (150 \pm 50) \times 10^{-15}$ （Cl = 5 mg/L）と仮定した。検出限界以下であった 1 試料は、 $^{36}\text{Cl}/\text{Cl} = 0.1 \times 10^{-15}$ としてプロットした。

図 3.1.2-8 は、塩水中の海水成分の年代と主な海進の時期とを比較したものである。 $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比の低い塩水については、現在の海水から約 6 千年前の縄文海進の時期程度までの範囲に相当しており、年代としては最大で 4 万年程度となる。一方、明らかに縄文海進よりも古い年代を示す塩水に関しては、約 12 万 5 千年前の下末吉海進に相当するものまで存在し、その年代は最大で 19 万年程度である。これらの分布を図 3.1.2-9 に示す。4 万年以下の若い塩水は、四国北西部を含めて福山平野から西側の領域に分布しており、図 3.1.2-9b をみると沿岸部に集中するような形で比較的浅層から標高-2,000 m まで広く分布していることがわかる。これに対して、古い塩水については、データは限られているものの福山平野と岡山平野にみられ、1 地点を除くと内陸部に分布していることが特徴として挙げられる。一方で、岡山平野では古い塩水に近い位置に若い塩水も存在しており、必ずしも分布は単純ではない。

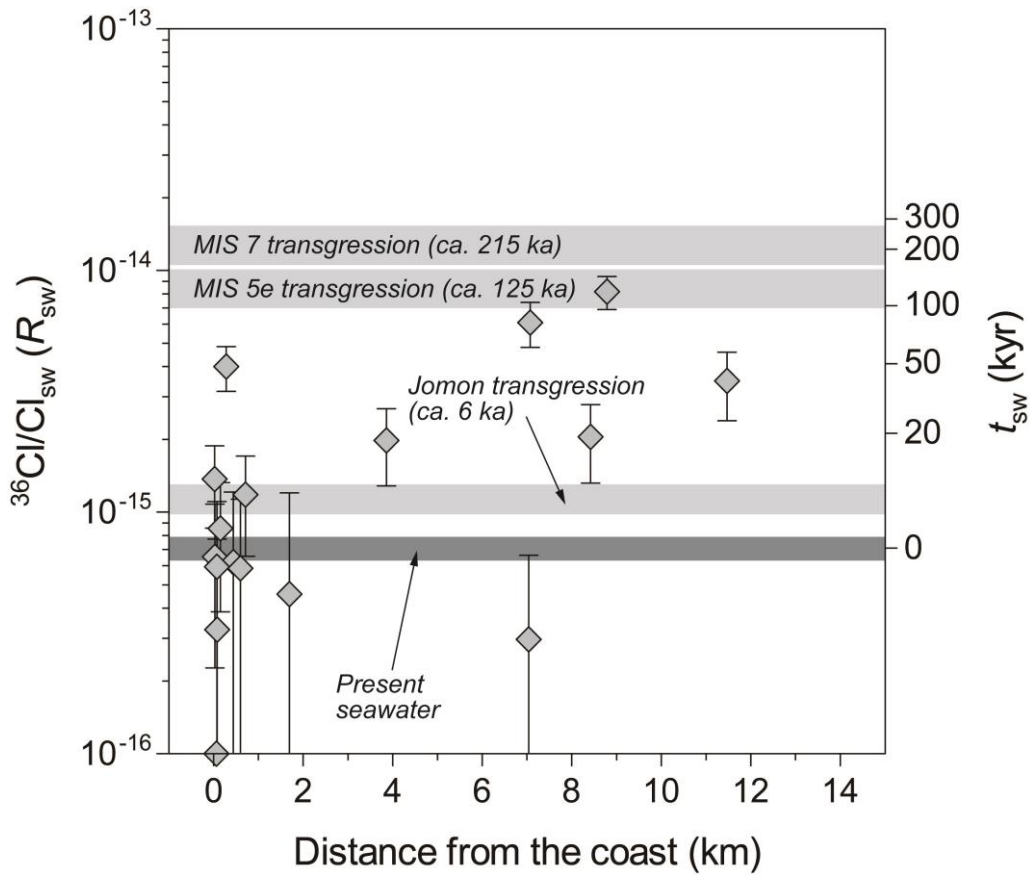


図 3.1.2-8 瀬戸内中部沿岸域における塩水の ^{36}Cl 年代と海進の時期との比較

データは、天水成分の混合の影響を補正した海水成分の $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比 (R_{sw}) として (Tosaki *et al.*, 2017), 海岸からの距離に対して示してある。検出限界以下であった 1 試料は、 $^{36}\text{Cl}/\text{Cl} = 0.1 \times 10^{-15}$ としてプロットした。右側の軸は、海水成分の年代 (t_{sw}) を示しており (Tosaki *et al.*, 2017), その計算に用いた放射平衡値 ($^{36}\text{Cl}/\text{Cl} = 26\text{--}38 \times 10^{-15}$) は、森川・戸崎 (2013) の瀬戸内花崗岩類の化学組成 ($n=5$) を用い、Andrews *et al.* (1989) の方法にしたがって算出した。その際、大熊・金谷 (2011) を基に間隙率を 1%, 岩石の密度を 2.65 と仮定し、 $\text{Cl} = 10,000 \text{ mg/L}$ に希釈された海水によって間隙が満たされている状態を仮定して計算した (Tosaki *et al.*, 2017)。

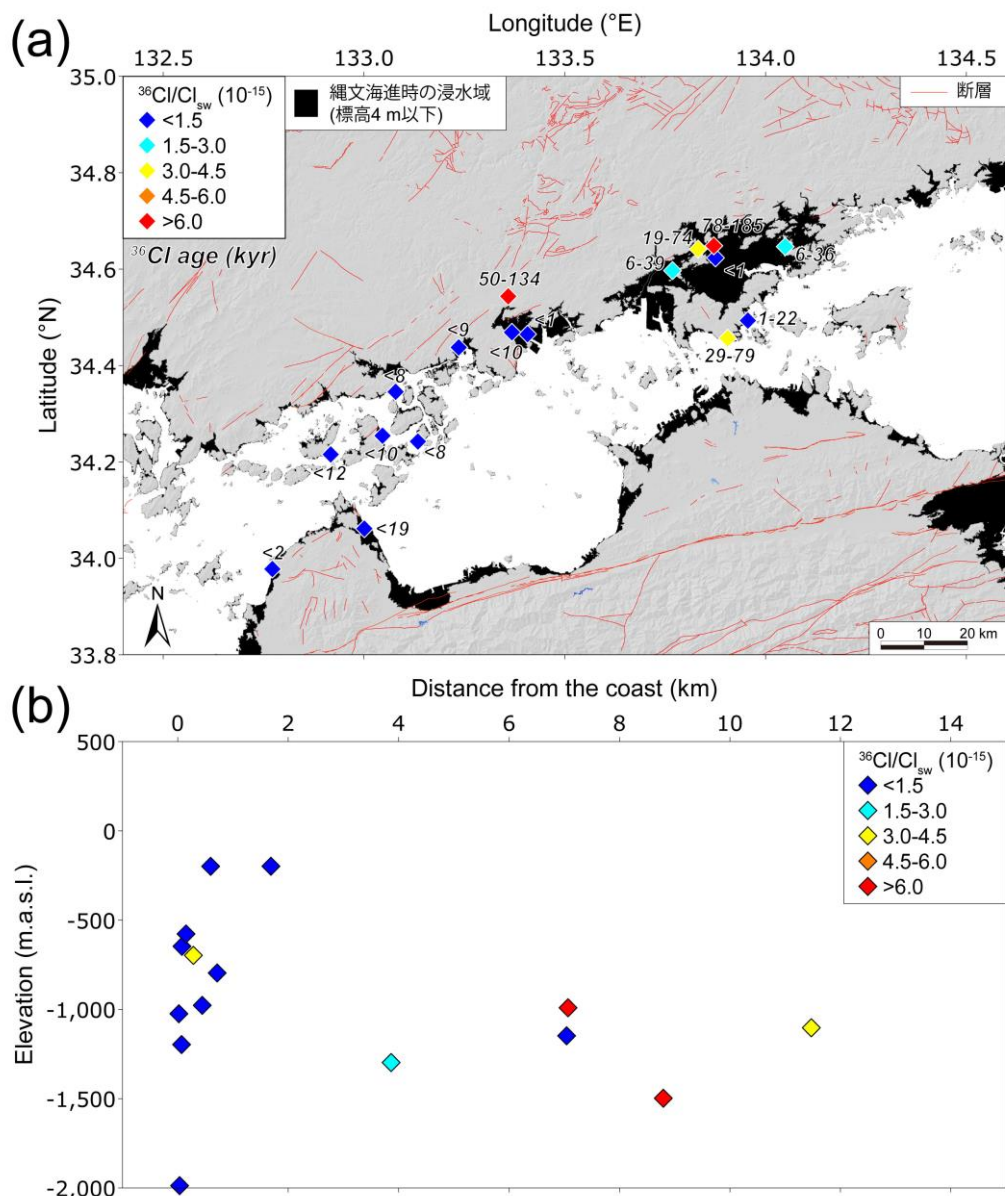


図 3.1.2-9 瀬戸内中部沿岸域における塩水中の海水成分の $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比の分布
 (a)の平面分布では、 ^{36}Cl から計算される塩水の年代範囲を併せて表示し、標高 4 m 以下の地域を約 6 千年前の縄文海進期の最大浸水域として示した。(a)の断層の位置は、図 3.1.2-1 と同様。(b)の深度分布は、現在の海岸からの距離に対して示した。

(3) He 蓄積年代

図 3.1.2-10 に淡水およびの塩水のヘリウム (^4He) 濃度深度プロファイルを示した。地下水中の ^4He は、淡水・塩水にかかわらず、地下に滞留している間に周辺の岩石および深部の地殻・マントルより上昇してきた成分が溶解したものである。従って、地下水の年代に比例して ^4He 濃度は高くなる。図 3.1.2-10 では、参考のため、花崗岩地域における ^4He の生成量を基に計算された地下水への ^4He 蓄積速度 ($1 \times 10^{-10} \text{ cm}^3\text{STP/gH}_2\text{O/year}$; 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, 2013) を用いた年代概算値も横軸上部に付した。岡山地域の $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ がやや高く下末吉海進時の海水の侵入が考えられる地点の ^4He 年代は、13.5 万年と ^{36}Cl 年代に近く、小豆島深層および大三島の淡水に富む地点では、 ^4He 年代 (それぞれ 28,000 年・33,000 年) は

^{14}C 年代（それぞれ 12,000 年・24,000 年）と大きく矛盾のある値ではない。 ^4He 濃度の深度プロファイルからは、浅層地下水の ^4He 濃度が低く比較的若い地下水であること、深層ほど年代が古い傾向にあること、深層では小豆島のように淡水においても古い年代が得られている地点もあるが、おおまかな傾向として塩水の年代の方が古い傾向が見られる。

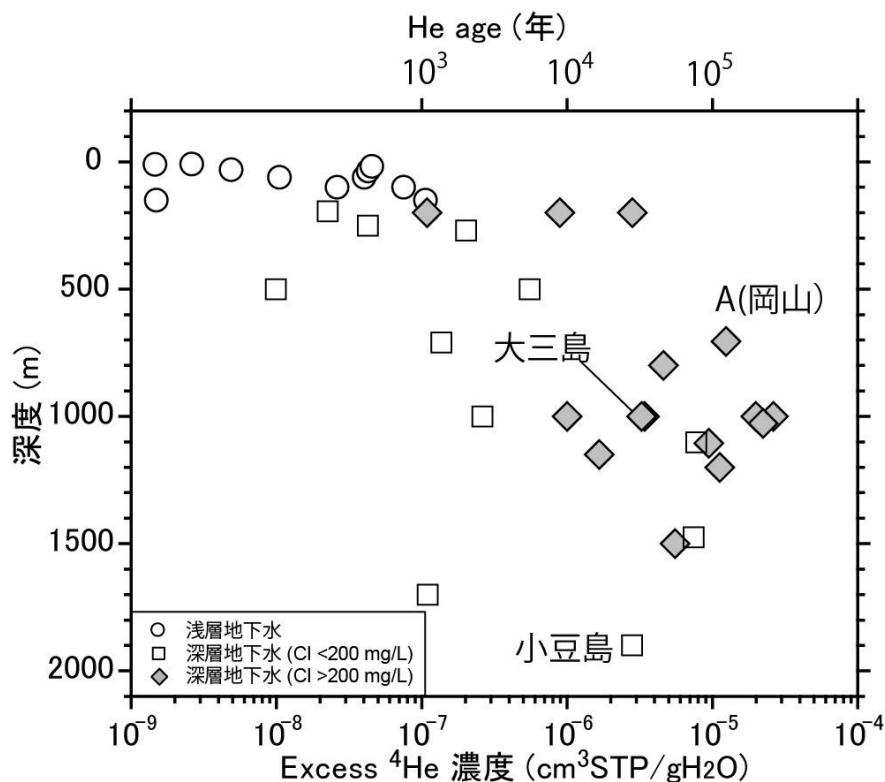


図 3.1.2-10 瀬戸内中部沿岸域における地下水中の ^4He 濃度の深度分布

上軸の He age は蓄積速度 (^4He 蓄積速度 $1 \times 10^{-10} \text{ cm}^3\text{STP/gH}_2\text{O/year}$; 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, 2013) を用いて計算した。また Excess ^4He 濃度は、気相-液相の分離による ^4He の脱ガスを ^{20}Ne 濃度より補正した値から、地下水の ^4He 濃度初期値である大気起源 ^4He 濃度を差し引いた値、つまり地下水が滞留している間の蓄積量を意味する。図中の A 地点の位置は図 3.1.2-1 参照。

3) 広島平野沿岸域の地下水との比較

図 3.1.2-9 でみられた福山平野よりも西側に分布する若い塩水は、標高-200 m 程度から-2,000 m まで沿岸域の幅広い深度に分布しており、広島平野沿岸域でみられた若い塩水の特徴と共通している (Tosaki *et al.*, 2017; 産業技術総合研究所, 2017)。これに対して、福山平野や岡山平野の内陸部などに古い塩水が分布していることは、広島平野沿岸域では古い塩水が全く残っていないという結果と異なった特徴である。一方、瀬戸内中部沿岸域におけるこれらの塩水の中には、その年代に関わらず、Ca/Na 比が高い Ca-Cl 型の水質を示す試料が存在する。図 3.1.2-10 には、瀬戸内中部沿岸域の塩水について、Ca/Na 比の分布を示した。前述の通り、Ca/Na 比 (モル比) が 1 を超える塩水も存在している。これは、広島平野沿岸域の塩水の Ca/Na 比が、最大でも 0.4 程度であることと比較すると特異的である。Ca-Cl 型の塩水は、広島県東部の島嶼部より東側にみられ、内陸部よりも沿岸部に分布しているように見える (図 3.1.2-10b)。

また、瀬戸内中部沿岸域では、小豆島などの深層に淡水が存在しており、現在の天水よりも低い δD を示すことから (図 3.1.2-3)、最終氷期に涵養された地下水であると判断された。一方、広島平野沿岸域においても沿岸部の深層に淡水が確認されているが、その δD は最も小さ

いもので-55%程度であり (Tosaki *et al.*, 2017 ; 産業技術総合研究所, 2017), 浅層地下水との明確な差異は見いだせない. したがって, 広島平野沿岸域では, 水素・酸素安定同位体比から明確に氷期に由来すると判断できる淡水は現在のところ確認されていない.

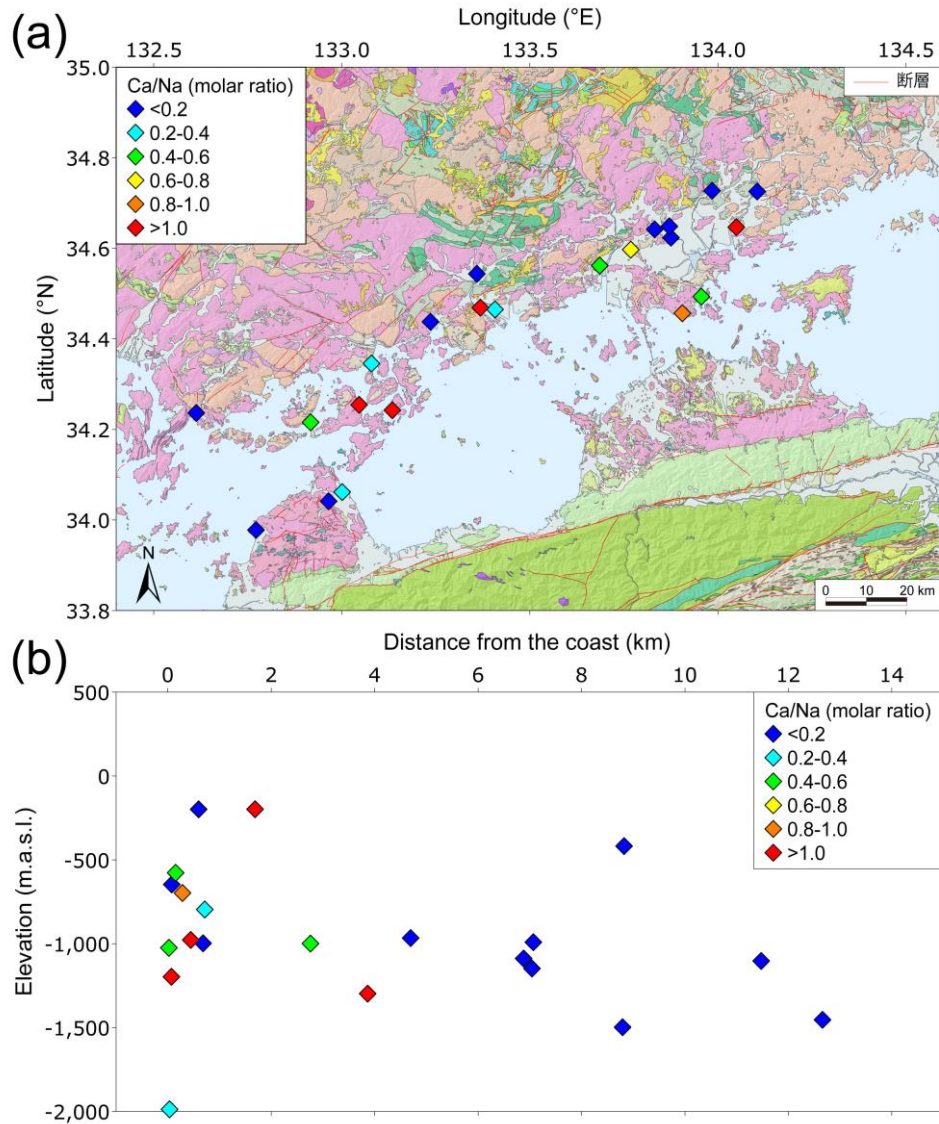


図 3.1.2-11 瀬戸内中部沿岸域における塩水の Ca/Na 比の分布
Ca/Na 比 (モル比) について, (a)平面分布と(b)海岸からの距離に対する深度分布を示した.

3.1.3 瀬戸内海沿岸地域における地下水流動系変化の概念モデルの構築

3.1.3.1 異なる地形・地質構造下における沿岸域の地下水流動系変化に関する検討

瀬戸内中部沿岸域における地下水の水質・同位体組成を検討した結果, いくつかの特徴が確認された. 広島平野沿岸域での結果 (Tosaki *et al.*, 2017 ; 産業技術総合研究所, 2017) と同様に, 福山平野よりも西側では若い塩水のみが分布しており (図 3.1.2-9), ^{36}Cl 年代は最大で 4 万年程度である. その分布は縄文海進期の浸水域に概ね含まれており (図 3.1.2-9), 広島平野沿岸域での解釈と同様に縄文海進期以降に当時の海水が侵入したものと考えるのが妥当である. 一方, 福山平野や岡山平野の内陸部において, ^{36}Cl 年代として最大で約 12 万 5 千年前の下末

吉海進期に相当するような古い塩水が分布している。また、このような古い塩水の分布は、**Ca/Na** 比とは無関係のようにみえる（図 3.1.2-11）。

前述の通り、福山平野や岡山平野の付近は、氷期に東西の水系の分水界が形成されたと考えられている地域である（図 3.1.1-1）。また、海底地形からは、海水準の低下に伴ってこの付近は盆地状の地形となっていたと予想される（産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, 2014）。広島平野沿岸域では、氷期には四国沖へと向かう広域地下水流動系が発達することにより、古い塩水は淡水によってフラッシングされたと解釈されている（Tosaki et al., 2017；産業技術総合研究所, 2017）。同様の解釈は、福山平野よりも西側に分布する若い塩水に対しては成立すると考えられ、フラッシングの結果として生じる淡水と海水との密度差が縄文海進期以降の海水侵入の一因となったと推定される。これに対して福山平野から岡山平野にかけて（備後灘周辺）は、盆地状の地形の形成によって、盆地の最下部が地下水流動系の主要な流出域となった可能性がある。その場合、深層の塩水のフラッシングを促進するような大規模な流動系は形成されにくかったものと考えられる。このため、古い塩水が十分に置換されずに残留し、それによってその後の海進時の若い塩水侵入も限定的なものに留まったものと予想される。一方で、小豆島などの深層に存在する氷期の淡水は、少なくともその深度まで淡水の流動が及んでいたことを示しており、地形・地質条件等による不均質性が大きい可能性も同時に推察される。

これらの瀬戸内中部沿岸域における塩水について、主要陽イオン（Na, K, Mg, Ca）と Cl の当量比は 1.02-1.26 の範囲にあり、海水の組成（Hem, 1985）から計算される値（1.12）とほぼ等しい。また、広島平野沿岸域の場合もその値は 1.05-1.26 であることから、これらの沿岸域における **Ca/Na** 比の変化はイオン交換反応によってほぼ形成されているものと推測される。イオン交換反応による **Ca-Cl** 型の塩水の形成は、沿岸部における塩水化した地下水に関して多く報告されており、塩水侵入の際に生じる一般的な現象である（例えば、池田, 1985；Jones et al., 1999；Appelo and Postma, 2005）。多くの場合、交換体として機能するのは粘土鉱物であり（Appelo and Postma, 2005）、本地域では亀裂の充填鉱物などが寄与している可能性が考えられる。

Na と **Ca** の交換は、淡水（主として **Ca-HCO₃** 型）で満たされた帯水層へ海水が侵入する過程において一般に短時間で起こり、Richter and Kreitler (1991)では、塩水侵入のフロント側で **Ca/Na** 比が上昇し、フロントよりも海側では変化しない（変化が小さくなる）としている。逆に、塩水に対して淡水が侵入する（すなわちフラッシングの）際に、塩水の **Ca/Na** 比が減少するとされている。このことから、**Ca/Na** 比の分布には、塩水の侵入や淡水によるフラッシングのプロセスと、塩水領域中での位置などが反映されている可能性が考えられる。以上を踏まえると、現時点では直接対応させることのできるデータは限られているが、塩水と淡水の相対的な年代差と **Ca/Na** 比を指標とした塩水の化学組成を組み合わせれば、瀬戸内中部地域における海水準変動に伴う地下水流動系変化について、その特徴と空間的な分布を明らかにできる可能性がある。

3.1.3.2 瀬戸内沿岸亀裂性媒体分布地域における地下水流動概念モデルの再検討

瀬戸内中部沿岸域における氷期一問氷期の地下水流動系変化は、次のような東西方向・南北方向の概念モデルとしてまとめることができる（図 3.1.3-1）。

最終氷期以前の温暖期や約 12 万 5 千年前の下末吉海進期には、亀裂を介して当時の海水が少なくとも標高-1,500 m の深層へと侵入した。また、このとき天水起源の地下水は現在と同様

に数百 m 以浅を流動していたと予想される。その後、最終氷期に向かって海水準が低下し（現在よりも 120 m 程度低下）、瀬戸内海が陸化すると、福山平野よりも西側では広島平野沿岸域と同様に広域地下水流動系の流出域は四国沖まで移動した。これによって、地下水流動系の規模が大きく拡大し、西部の大三島など芸予諸島付近では少なくとも標高-2,000 m 程度の深度まで天水起源の地下水流動が活発化した。また、小豆島付近では、紀伊半島沖に向かう東方向の広域流動系が形成されたと予想され（産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, 2014）、淡水の流動は少なくとも-1,700 m 程度まで達した。このような淡水の流動によって、最終氷期以前に存在していた古い塩水がフラッシングされた。一方で、福山平野・岡山平野周辺域では、盆地状の地形が形成されたことによりフラッシングの影響は限定的であったと考えられ、一部では-500 m~-1,500 m 程度の深度に古い塩水が残留した。

最終氷期以降に海水準が上昇すると、広域地下水流動系の規模は次第に縮小し、最終氷期のような深層に達する地下水流動は、流出域が陸側へ移動するにつれて停滞的となった。同時に、地下水流動が活発な領域は次第に浅部に限られるようになった。約 8 千年前に瀬戸内海が東西方向から連結した後（八島, 1994）、約 6 千年前の縄文海進期には海水準が現在よりも 4 m 程度高くなり、現在の低地部は海水で覆われた。最終氷期に涵養された淡水が深層に至る亀裂中に存在しているため、密度差によって海水が侵入し、少なくとも標高-2,000 m まで達した。現在の天水起源の地下水は、標高-250 m 程度より浅い深度を流動している。

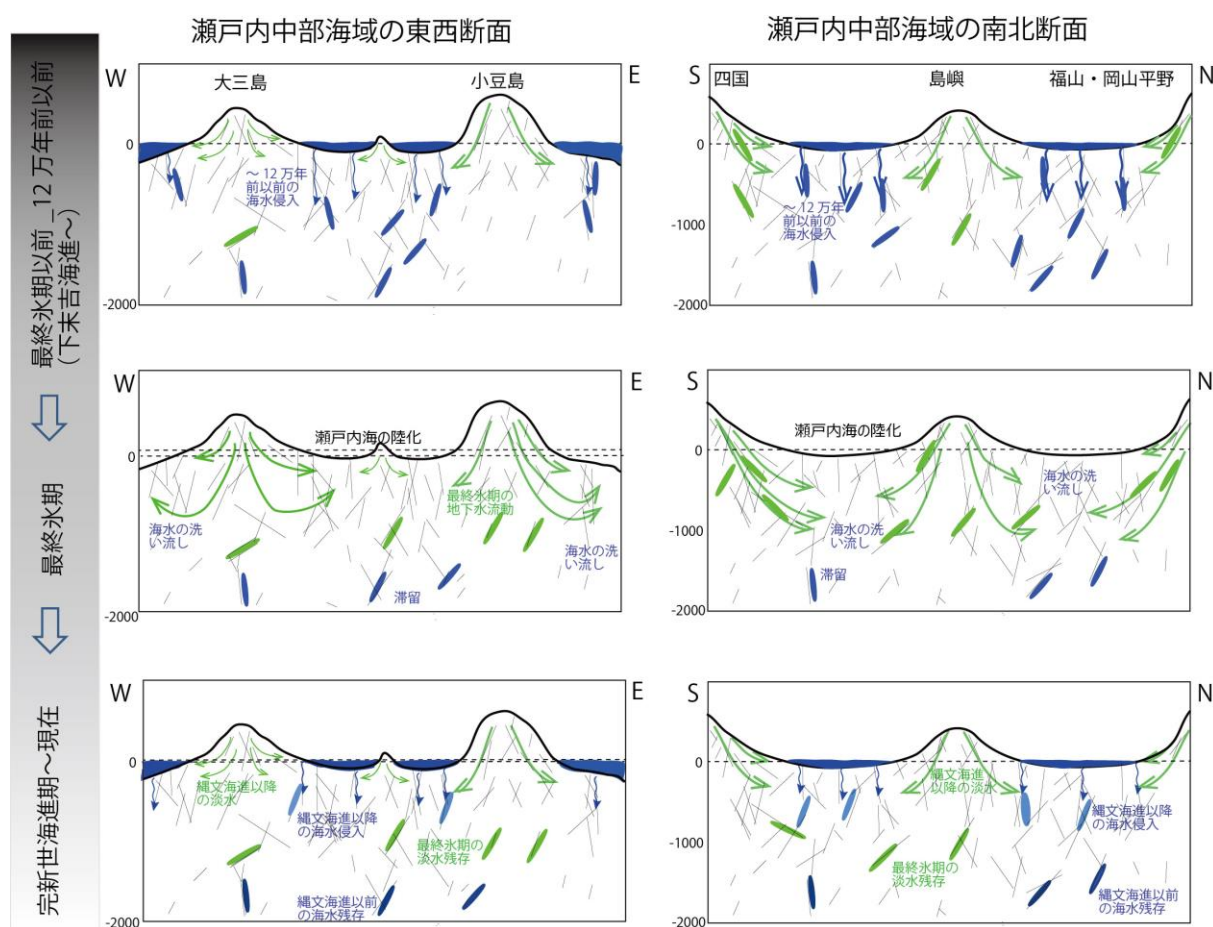


図 3.1.3-1 瀬戸内中部沿岸域における地下水流動系変化の概念モデル図

【まとめと今後の課題】

瀬戸内海沿岸西部における地下水の水質・同位体組成を検討した結果、当該地域の地下水流動について、以下のことが明らかになった。

- ・中深度処分深度に相当する浅層地下水（ここでは 150 m 以浅を指す）においては水素安定同位体比 (δD) が -55‰ ~ -45‰ の範囲を示す Ca-HCO_3 型の地下水が賦存している。この水素同位体比の範囲はこの地域の河川水の範囲内に入り、現在と同様の気象条件の下で涵養されたと思われる。 ^{14}C 年代の大半が 1,000 年以下の若い年代を示していることもこれを支持する。
- ・深層においては福山平野よりも西側では若い塩水のみが分布している。その分布は縄文海進期の浸水域に概ね含まれており、広島平野沿岸域での解釈 (Tosaki et al., 2017; 産業技術総合研究所, 2017) と同様に縄文海進期以降に当時の海水が侵入したものとするのが妥当である。
- ・Cl 濃度の低い深層地下水の大半は、 δD が -64‰ ~ -56‰ の範囲を示している。これらの低い δD は、現在よりも寒冷な気候下で涵養された地下水であると解釈できる。また、島嶼部等における淡水系の一部の試料では ^{14}C 年代 (未補正值) が 1 万年を超えており、最終氷期の涵養であることを支持する。つまり、産業技術総合研究所 (2017) により示唆された海水準低下時の淡水地下水流動系の発達による古い海水のフラッシングを支持する物証となる。
- ・福山平野や岡山平野の内陸部において、 ^{36}Cl 年代として最大で約 12 万 5 千年前の下末吉海進期に相当するような古い塩水が分布している。福山平野から岡山平野にかけて (備後灘周辺) は、盆地上の地形の形成によって、その場が地下水流動系の主要な流出域となった可能性があり、広島平野のような大規模な流動系は形成されにくく、淡水による塩水のフラッシングは限定的なものにとどまった可能性がある。
- ・瀬戸内中部地域においては、 ^{36}Cl 年代でやや古い塩水が分布する地点があると同時に、Ca/Na 比が高く海水とは全く異なる組成の塩水が多数見受けられる。これは広島平野沿岸域では全く見られなかったことであり、当該地域の特徴といえる。主要陽イオン (Na, K, Mg, Ca) と Cl の当量比は海水の組成からは大きく変動しておらず、何らかの Ca 鉱物の溶解というよりはむしろイオン交換反応によって形成されるものと推定される。
- ・瀬戸内中部海域において、海水準変動に伴う地下水流動系の変動に関する概念モデルを、東西及び南北断面で構築した。このような異なる断面での地下水流動概念モデルを構築することが、三次元地下水流動モデルを構築する上での基礎データとなり得る。

以上の瀬戸内中部沿岸域の深層地下水の結果および広島平野における結果 (産業技術総合研究所, 2017) より、亀裂性花崗岩分布地域の沿岸部においては縄文海進期以降の若い塩水の広い分布、最終氷期の淡水地下水の深層への侵入が明らかとなった。ただし、局所的な古い塩水の賦存、海水とは異なる塩水の賦存などがあり、これらは現時点では「不均質な分布」という結果が得られたのみである。今後、地形学的な違いを考慮に入れた調査地域の拡大などにより、Ca/Na の増加をもたらす水質形成機構、不均質な水質・年代分布を引き起こす要因についてより詳細に明らかにする必要がある。

なお、本調査の結果は、既存の常時利用・揚水している掘削井を用いた結果である。亀裂性媒体分布地域における地下水の賦存は透水性割れ目に限定された非常に局所的なものであり、多孔質媒体分布域のような帯水層地質構造に起因した地下水流動を反映した地下水年代や水質の分布とは異なり、それらの傾向は非常に不均質となる。若い塩水や大規模な流動系に隣接する場所で停滞性の塩水・淡水の存在もあり得る。3 次元水文地質モデルを構築する上ではこの不均質性や深度の変化に伴う水理パラメータの変化をどう扱うかが問題となる。

【引用文献】

- Andrews, J. N., Davis, S. N., Fabryka-Martin, J., Fontes, J. -Ch., Lehmann, B. E., Loosli, H. H., Michelot, J. -L., Moser, H., Smith, B. and Wolf, M. (1989) The in situ production of radioisotopes in rock matrices with particular reference to the Stripa granite. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 53, 1803-1815.
- Appelo, C. A. J. and Postma, D. (2005) *Geochemistry, Groundwater and Pollution*. 2nd ed., A. A. Balkema, 668 p.
- 浅田 昭 (2000) 日本周辺の 500 m メッシュ海底地形データとビジュアル編集プログラム. *海洋調査技術*, 12(1), 21-33.
- 第四紀地殻変動研究グループ (1968) 第四紀地殻変動図. *第四紀研究*, 7, 182-187.
- Fifield, L. K., Tims, S. G., Stone, J. O., Argento, D. C. and De Cesare, M. (2013) Ultra-sensitive measurements of ^{36}Cl and ^{236}U at the Australian National University. *Nucl. Instrum. Methods Phys. Res. B*, 294, 126-131.
- Hem, J. D. (1985) *Study and interpretation of the chemical characteristics of natural water*. 3rd edition, U.S. Geological Survey Water-Supply Paper, 2254, 263 p.
- 堀 信行 (1986) 瀬戸内海の海底地形と最終氷期の古水系に関する考察. 藤原健蔵編：瀬戸内海地域における完新世海水準変動と地形変化, 昭和 58・59・60 年度科学研究費補助金（一般研究 A）研究成果報告書, pp. 88-97.
- 池田喜代治 (1985) 海岸平野における塩水化地下水の水・堆積物相互作用と化学組成. *陸水学雑誌*, 46, 303-314.
- Jones, B. F., Vengosh, A., Rosenthal, E. and Yechieli, Y. (1999) Geochemical investigations. In: Bear, J., Cheng, A. H. -D., Sorek, S., Ouazar, D. and Herrera, I. (eds.), *Seawater Intrusion in Coastal Aquifers – Concepts, Methods and Practices*, Springer, pp. 51-71.
- 桑代 勲 (1959) 瀬戸内海の海底地形. *地理学評論*, 32, 24-35.
- Katsuyama, M., Yoshioka, T. and Konohira, E. (2015) Spatial distribution of oxygen-18 and deuterium in stream waters across the Japanese archipelago. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 19, 1577-1588.
- 風早康平・高橋正明・安原正也・西尾嘉朗・稲村明彦・森川徳敏・佐藤 努・高橋 浩・大沢信二・尾山洋一・大和田道子・塚本 斉・堀口桂香・戸崎裕貴・切田 司 (2014) 西南日本におけるスラブ起源深部流体の分布と特徴. *日本水文科学会誌*, 44, 3-16.
- Mizota, C. and Kusakabe, M. (1994) Spatial distribution of δD - $\delta^{18}\text{O}$ values of surface and shallow groundwaters from Japan, south-Korea and east China. *Geochem. J.*, 28, 387-410.
- 森川徳敏・戸崎裕貴 (2013) 非常に古い地下水年代測定のための日本列島の帯水層岩石を対象にしたヘリウム同位体生成速度および放射性塩素同位体放射平衡値データ集. *地質調査総合センター研究資料集*, 582, 21 p.
- 大熊茂雄・金谷 弘 (2011) PB-Rock 21 (日本列島基盤岩類データベース). 産業技術総合研究所 研究情報公開データベース DB087, 産業技術総合研究所. <https://gbank.gsj.jp/pb-rock21/index.html>
- 太田陽子・成瀬敏郎・田中眞吾・岡田篤正 (編) (2004) *日本の地形 6 近畿・中国・四国*. 東京大学出版会, 402 p.
- Richter B. C. and Kreitler, C. W. (1991) Identification of Sources of Ground-Water Salinization Using Geochemical Techniques. United States Environmental Protection Agency EPA/600/2-91/064, 258 p.
- 産業技術総合研究所 (2009) 活断層データベース 2009年7月23日版. 産業技術総合研究所 研究情報公開データベース DB095, 産業技術総合研究所. https://gbank.gsj.jp/activefault/index_gmap.html

- 産業技術総合研究所 (2016) 平成 27 年度原子力発電施設等安全技術対策委託費（自然事象等の長期予測に関する予察的調査）事業：平成 27 年度事業報告書.
- 産業技術総合研究所 (2017) 平成 28 年度原子力発電施設等安全技術対策委託費（自然事象等の長期予測に関する予察的調査）事業：平成 28 年度事業報告書.
- 産業技術総合研究所地質調査総合センター（編）(2012) 20 万分の 1 日本シームレス地質図 2012 年 7 月 3 日版. 産業技術総合研究所研究情報公開データベース DB084, 産業技術総合研究所地質調査総合センター. <https://gbank.gsj.jp/seamless/maps.html>
- 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2011) 地質処分に係る地質情報データの整備：平成 22 年度事業報告書.
- 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2012) 地質処分に係る地質情報データの整備：平成 23 年度事業報告書.
- 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2013) 地質処分に係る地質情報データの整備：平成 24 年度事業報告書.
- 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2014) 地質処分に係る地質情報データの整備（水理関連情報の整備）：平成 25 年度事業報告書.
- Tosaki, Y., Morikawa, N., Kazahaya, K., Tsukamoto, H., Togo, Y. S., Sato, T., Takahashi, H. A., Takahashi, M. and Inamura, A. (2017) Deep incursion of seawater into the Hiroshima Granites during the Holocene transgression: Evidence from ^{36}Cl age of saline groundwater in the Hiroshima area, Japan. *Geochem. J.*, 51, 263-275.
- 八島邦夫 (1994) 瀬戸内海の高釜地形に関する研究. 水路部研究報告, 30, 237-327.

3.2 多孔質媒体分布地域における地下水水質・同位体の詳細調査に基づく地下水流動系評価・モデル化手法の検討

【実施内容】

平成 28 年度までの成果及び既往の多孔質媒体分布地域での研究成果を踏まえ、平成 29 年度は最終氷期以前の古い塩水が残存している青森県東部地域を対象に、河川水・地下水等の水質・同位体、地下水年代、水温、水理パラメータ等に関する詳細調査を行い、同時に地質・地質構造に関する知見の収集・整理を行う。これらの知見に基づき、河川水・浅層地下水と深層地下水・深部流体などの混合による地下水性状変化と地下水流動系変化の観点から検討を行い、地下水流動系の評価・モデル化手法を検討する。なお、低透水性の泥岩層が分布する地域においては、地下水の流動ポテンシャルとして化学的浸透圧による圧力ポテンシャルの影響を検討するため、室内試験に基づく評価・モデル化を行う。また、平成 28 年度までの青森県東部地域における分析結果から地下水の同位体比が氷期の地下水流動系の復元に有効であることが確認されたため、地下水の同位体比を質量分析装置と同等の精度で迅速に分析するため水同位体比アナライザーを導入する。以上の成果は、原子力規制委員会が整備する隆起・侵食活動、断層活動、地下水流動等の自然事象等に関する評価手法の議論に必要な科学的根拠と、廃棄物埋設施設の位置、構造及び設備の基準に関する規則及び評価ガイド等に反映される。

【成果】

3.2.1 多孔質媒体分布地域における地下水水質・同位体に基づく地下水流動系評価

3.2.1.1 水文地質学的知見の収集・整理

青森県東部に位置する上北平野は、平野全体に広く発達した海成段丘によって特徴付けられ、その編年から過去の相対的海面変化の履歴が詳細に把握されている地域である（宮内，1985；小池・町田，2001）。図 3.2.1.1-1 に示した最終氷期最盛期を想定した地形と海岸線の位置（海水準-120 m）からわかるように、上北平野沖では南部ほど大陸棚が広く発達しており、我が国において氷期一問氷期の海岸線の移動距離が比較的大きな地域の 1 つである（産業技術総合研究所深部地質環境研究コア，2013）。本地域の大部分では、海水準変動に伴う広域地下水流動系の流出域の移動距離は 20-40 km 程度に及ぶものと推定されることから、これまで、産業技術総合研究所深部地質環境研究コア（2010, 2011, 2012）、産業技術総合研究所（2017）において、氷期一問氷期の海水準変動が地下水系に与える影響および地下水流動系変化に関する検討を行ってきた。

平野西側の山地との境界付近には野辺地断層帯（青森県，1996）が北北西—南南東方向に分布しており、平野北東側の海域には大陸棚外縁断層（渡辺ほか，2008）がほぼ南北方向に存在している（図 3.2.1.1-1）。また、八戸周辺地域では、南から北に向かって基盤岩類の深度に大きな落差があり、東北東—西南西方向の地質学的不連続構造の存在が指摘されている（生出，1984）。上北平野は、これらの構造によって概ね画されている地域と考えることができる。一方、石油公団（1995）では、図 3.2.1.1-1 に示す 3 つの測線（南北方向 1 本、東西方向 2 本）において地震探査を行っている。その結果を基に解釈された深度断面図（標高-2,000 m まで）を図 3.2.1.1-2 に示した。東西方向の S94-1、S94-2 測線の断面をみると、平野の主要部において標高-1,000 m 前後まで新第三系は比較的的水平に堆積しており、東側に向かって深度が浅くなる傾向が読み取れる。また、S94-A 測線の断面では、北側と南側において第三系の深度が浅くなっており、平野全体として緩やかな盆状構造を呈していることがわかる。同様の構造は、掘削井の地質柱状図を取りまとめた結果からも指摘されている（岩井，1975）。

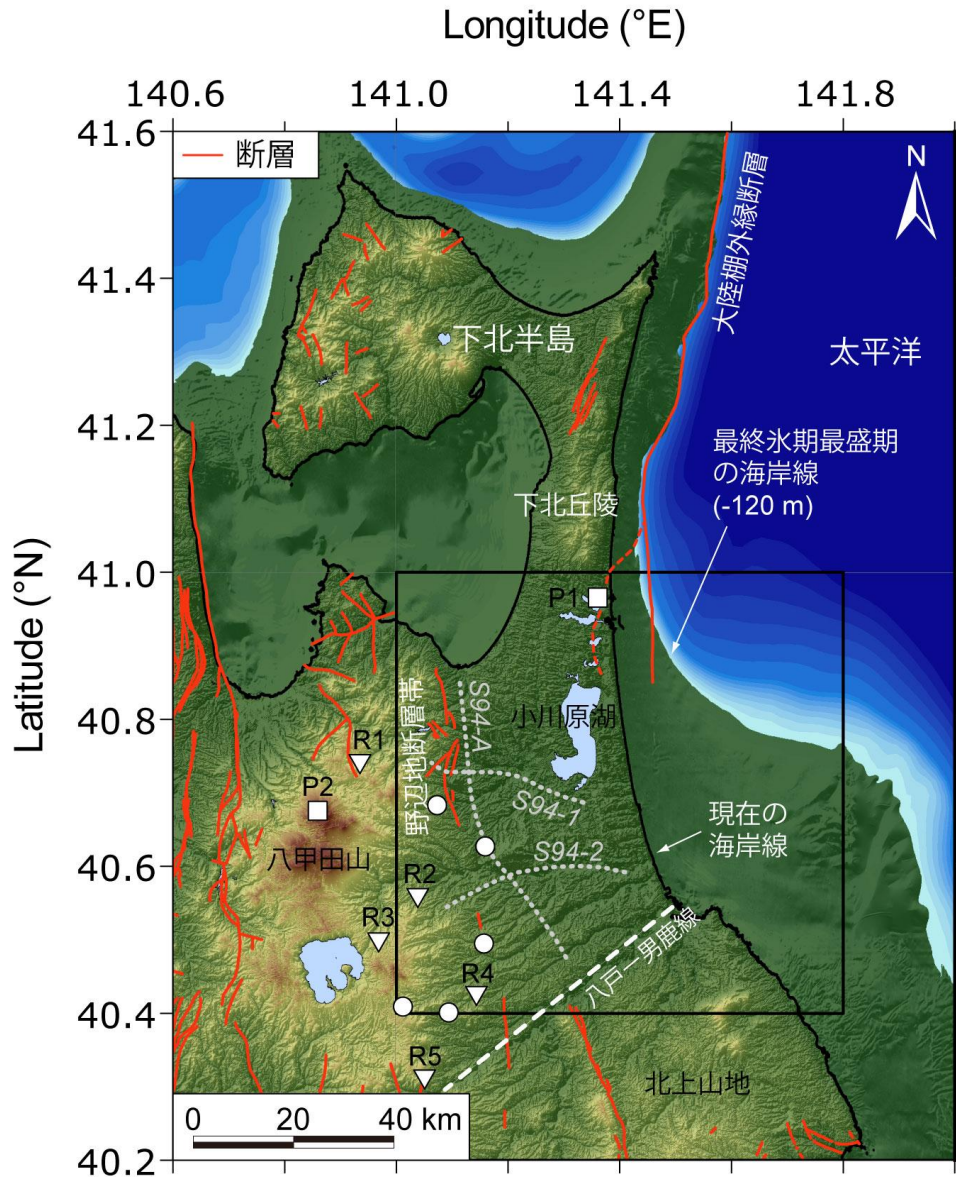


図 3.2.1.1-1 青森県東部の広域地形図

氷期の海岸線の位置（海水準が 120 m 低下した場合）を示した。断層の位置は、産業技術総合研究所（2009）、産業技術総合研究所地質調査総合センター（2012）、渡辺ほか（2008）に基づく。白色の破線は、生出（1984）による地質学的不連続構造（八戸—男鹿線）の位置を示している。また、3.2.1.3 で比較に用いる河川水試料（3.2.1.2）の最上流地点（○）、Hasegawa *et al.* (2014)の降水採取地点（□）、および Katsuyama *et al.* (2015)の渓流水採取地点（▽）を示した。黒枠は本調査で対象とした上北平野の範囲（図 3.2.1.3-1）を示しており、灰色の点線は、石油公団（1995）の地震探査測線の位置である。

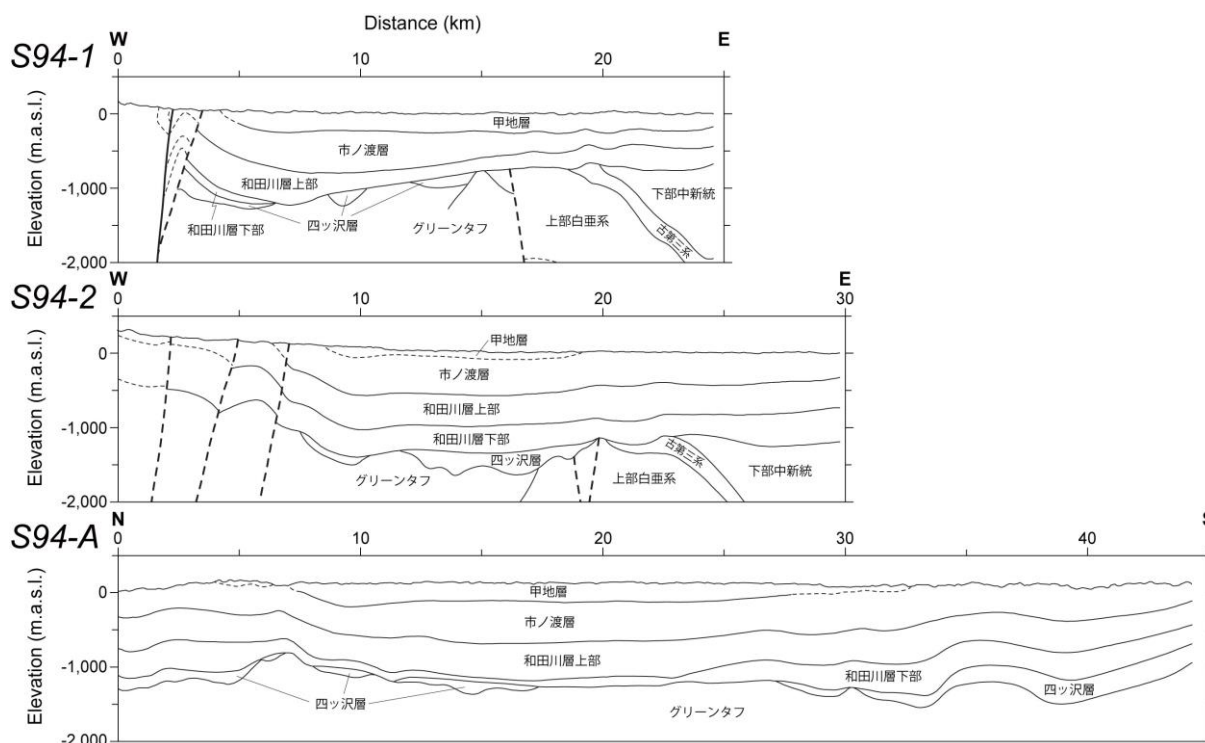


図 3.2.1.1-2 地震探査による上北平野の深度断面図

石油公団（1995）の地震探査解釈断面図のうち、標高-2,000 m までの範囲を示した。

本地域の比較的浅層の地下水に関しては、森・池田（1964）、や井岡ほか（2013）による調査結果がある。森・池田（1964）は、工業用水利用のための地下水調査として、鮮新統以浅の水文地質や帯水層毎の地下水の水質の特徴を明らかにするとともに、水比抵抗を基にした地下水の流動方向の推定などを行っている。井岡ほか（2013）では、地中熱利用のための水質評価として、青森県東部沿岸域の地下水の水質・同位体の全般的な特徴について報告している。一方、深層地下水に関しては、主として温泉開発・保全のための調査として、岩井（1975）、青森県環境保健部（1988, 1992）による報告がある。これらの中では、温泉井の掘削資料を基にして温泉水の包蔵状態を推定するとともに、温泉水が主に存在する中新統の水文地質や温泉水（深層地下水）の水質の特徴についてまとめられている。また、東北通商産業局総務企画部産業施設課（1990）では、深層から浅層に至るまで本地域の帯水層区分や水文地質などについて取りまとめを行っている。

東北通商産業局総務企画部産業施設課（1990）を参照すると、本地域における地質層序と帯水層の透水性は表 3.2.1.1-1 のようにまとめられる。浅層においては、三沢層から甲地層までが主要な帯水層となっており、特に甲地層が主体である（東北通商産業局総務企画部産業施設課，1990）。また、深層では和田川層が温泉水利用のための深層地下水の主要な帯水層となっている（岩井，1975）。東北通商産業局総務企画部産業施設課（1990）の取りまとめでは、和田川層の透水性として 10^{-4} cm/s 台の値が挙げられているが（表 3.2.1.1-1）、岩井（1975）や青森県環境保健部（1988）では 10^{-3} cm/s 以上を示す掘削井があることも報告されており、その透水性は高いものと推測される。

表 3.2.1.1-1 上北平野における地質層序と帯水層区分

時代		地層名	主要岩相	平均的厚さ (m)	透水係数 (cm/s)
第四紀	完新世	沖積低地堆積物等	砂・礫・粘土		2.8×10^{-2}
	更新世	段丘・扇状地堆積物	砂・礫・泥	30-100	9.5×10^{-3}
		三沢層	砂岩・シルト岩・礫岩	70-130	3.8×10^{-3}
新第三紀	鮮新世	甲地層	砂岩・シルト岩・礫岩	250-400	3.0×10^{-3}
	中新世	市ノ渡層(上部鷹架層)	砂岩・凝灰岩・シルト岩	200-350	1.6×10^{-3}
		和田川層(下部鷹架層)	凝灰質砂岩・シルト岩・凝灰岩	300-400	2.2×10^{-4}

八戸市市街地や小川原湖西岸地域には、水温上昇率の高い浅井戸が分布する。図 3.2.1.1-3 は青森県企画部(1981)のデータに基づいて水温上昇率の高い水深 300 m 以浅の浅井戸の分布を示したもののだが、水温上昇率が $0.5^{\circ}\text{C}/10\text{ m}$ を超える井戸が八戸市市街地や小川原湖西岸地域に多く分布していることがわかる。水温上昇率の高い浅井戸はその他に、野辺地断層帯に沿った地域や奥入瀬川、五戸川、浅水川下流域にも点在している。

井戸の水温上昇率が高い理由の一つとして、地下水の上昇流の存在が考えられる。より深部に存在する水温の高い地下水が局部的に上昇することによって、井戸の水温上昇率が周囲よりも高くなる可能性が考えられる。このような深部から上昇する地下水は、その地域を流れる河川の河床においても湧出していると考えられ、河川の水温や水質にも影響を与えている可能性が考えられる。図 3.2.1.1-3 を見ると、野辺地断層帯に沿った地域にも水温上昇率の高い浅井戸が見られており、場所によっては断層帯が深部からの地下水の上昇の場になっている可能性が考えられる。

産業技術総合研究所(2017)では、上北平野の深層に存在する塩水について、海水成分の $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比が帯水層における放射平衡値に達しているものがほとんどであり、非常に古い塩水であることを明らかにした。また、水素安定同位体比や ^{14}C 年代から、同等の深度(1,000 m 程度)に最終氷期の淡水が広く存在していることを示し、氷期に拡大する淡水流動系によって希釈を受けつつ古い塩水が残留しているものと解釈した。

平成 29 年度は、データ密度が十分でなかった地域を中心に既存掘削井からの地下水試料採取および湧水試料採取を実施した。本調査で採取した試料について、水試料(13 試料)の主成分陽イオン・陰イオン組成、水素・酸素安定同位体比(δD , $\delta^{18}\text{O}$)、およびガス試料(1 試料)の主要ガス組成、ヘリウム同位体比($^3\text{He}/^4\text{He}$)の分析を行った。水試料の一部については、トリチウム(^3H)濃度、全炭酸の炭素安定同位体比($\delta^{13}\text{C}$)、放射性炭素同位体比($\delta^{14}\text{C}$)、放射性塩素同位体比($^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$)、溶存ガスの希ガス組成と $^3\text{He}/^4\text{He}$ の分析を行った。また、産総研の保有する既存地下水試料について、主成分陽イオン・陰イオン組成、 δD , $\delta^{18}\text{O}$, 全炭酸の $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{14}\text{C}$, ^3H 濃度、 $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$, 溶存ガスの希ガス組成と $^3\text{He}/^4\text{He}$ の分析を行った。これに加えて、 ^{36}Cl による地下水年代測定に必要な $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比の放射平衡値を計算するため、下北半島中部の岩石試料(16 試料)について全岩化学組成分析を行った。試料水の水素・酸素安定同位体組成の分析には、新規に導入した Picarro 社製水同位体比アナライザー、モデル L-2130-i を用いた。 ^3H 濃

度は、液体シンチレーションカウンター（PerkinElmer 社製 Tri-Carb 3180TR/SL）を用いて分析し（定量下限値：0.3 TU）、低濃度が予想された試料については、ニュージーランド GNS Science における外注分析（PerkinElmer 社製 Quantulus を使用、定量下限値：0.03 TU）を実施した。³⁶Cl/Cl 比については、オーストラリア国立大学における外注分析（14UD Pelletron タンデム加速器を用いた加速器質量分析）を行った。地下水調査に併せて実施した河川調査については、事項に詳細を記載する。

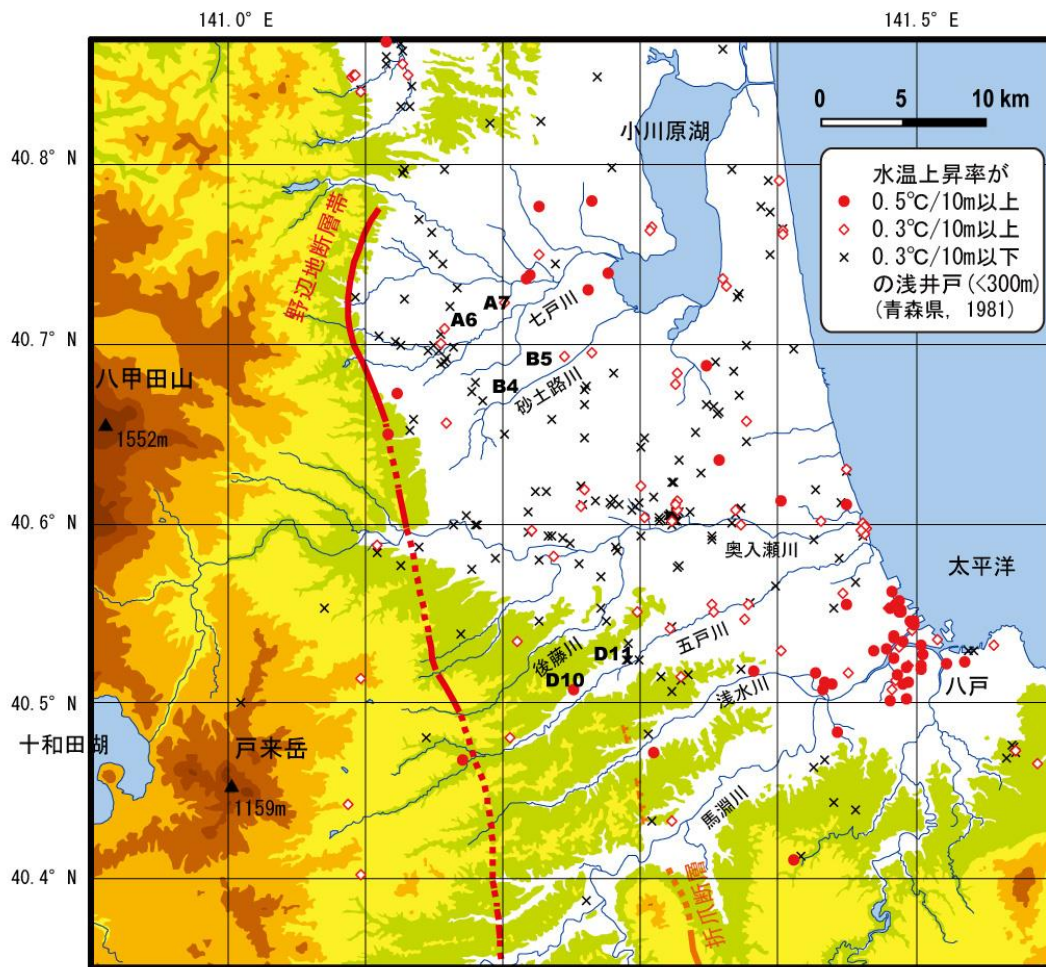


図 3.2.1.1-3 水温上昇率の高い浅井戸の分布

青森県企画部（1981）より深度 300 m 以浅の井戸を抽出した。水温上昇率の計算は、深度 0 m の水温を 10°C（上北地域の平均気温）と仮定し、記載されている井戸の水温を下部ストレーナー深度の水温として行った。図中の記号（A6, A7, B4, B5, D10, D11）は、図 3.2.1.2-8 および図 3.2.1.2-11 において変化が見られた調査地点を示す。

3.2.1.2 河川調査に基づく上北平野における地下水涵養に与える影響についての検討

1) 河川調査の概要

上北平野の浅部地下水における地下水涵養および深部からの地下水上昇の影響について検討を行うため、上北平野における河川調査を実施した。対象河川は、北から七戸川、砂土路川、後藤川（奥入瀬川の支流）、五戸川、浅水川（馬淵川の支流）の 5 河川である（図 3.2.1.1-1）。河床に湧出する地下水の特徴を捉えやすくなるよう、河川流量が比較的少ない流域長が 15 km から 25 km 程度の規模の河川を選定した。調査地域内には一級河川の奥入瀬川や馬淵川が存在するが、それらの河川は流域長が 30 km を超えるため流量が多く、河川水の分析によって河床

から湧き出す地下水の違いを捉えることは難しいと判断した。

調査は、2017年11月6日から9日にかけて実施した。調査地点数は七戸川が19地点（本流9地点、支流10地点）、砂土路川が14地点（本流7地点、支流7地点）、後藤川が4地点（本流4地点）、五戸川が31地点（本流14地点、支流17地点）、浅水川が23地点（本流13地点、支流10地点）で、合計91地点である。調査期間の選定は、降雪前の湯水期であることを理由に行った。特に砂土路川では、流域内において奥入瀬川からの導水（稲生用水）を用いた稲作が行われている。この導水は雪解け直後の河川の増水期から夏期まで行われることから、砂土路川の調査に適した期間は、降雪前で導水の影響が最も小さくなる11月と判断した。

各地点において、河川水の水温、pH、電気伝導度を測定し、ポリ容器に河川水を採取した。河川流量は、調査地点の河川断面形状を測定し、流速計もしくは浮子法によって流速を求めて計算した。浮子法では表面流速を測定し、係数0.8を用いて平均流速を求めた。なお、得られた水温については、調査後の検討によって気温の影響を大きく受けていることが判明したため、以後の解析には用いていない。気温の影響を受けた理由としては、水温と気温との温度差が大きかったこと、支流など流量の小さな河川が多かったこと、溪流地など橋上からしか調査ができない場所において直接水温が測定できなかったことなどが挙げられる。

採取した河川水は、実験室にて主要化学組成および水素・酸素安定同位体組成の分析を行った。試料水の水素・酸素安定同位体組成の分析には、新規に導入したPicarro社製水同位体比アナライザー、モデルL-2130-iを用いた。

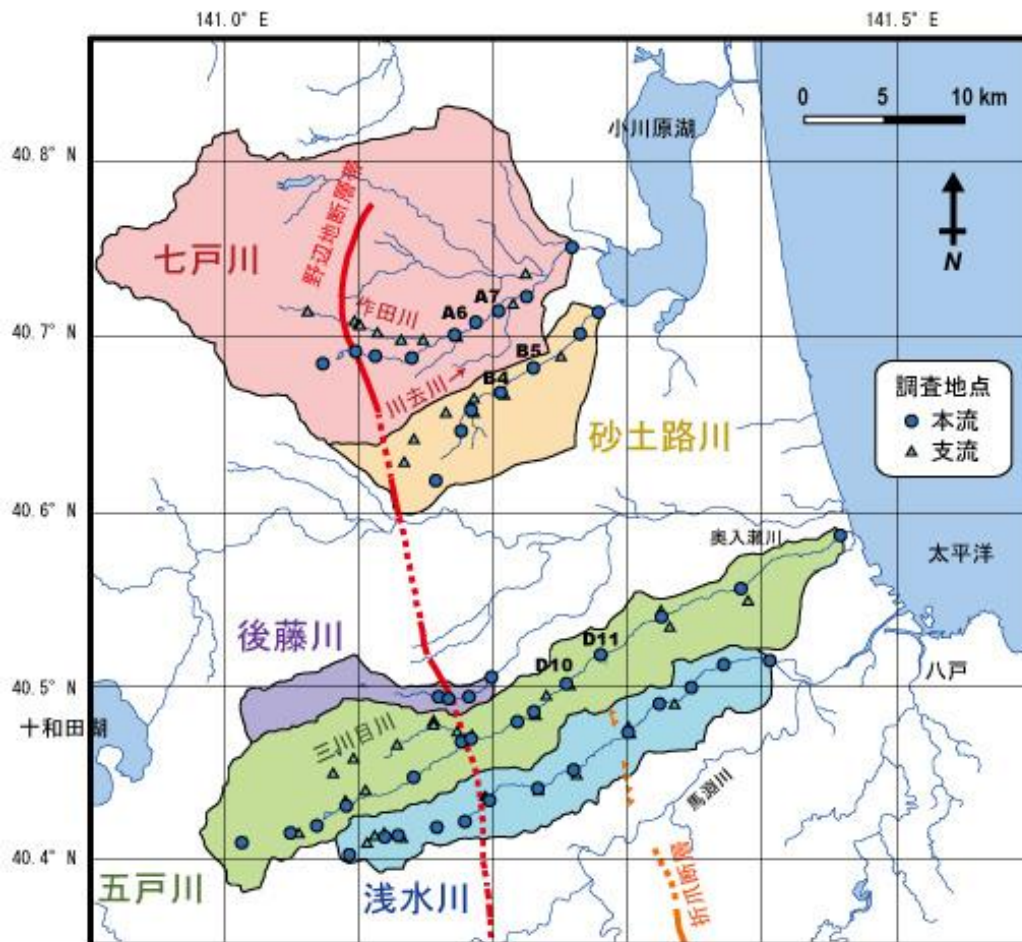


図 3.2.1.2-1 調査対象河川と調査地点分布

2) 河川水の地球化学的特徴

得られた河川水の主要化学組成を、図 3.2.1.2-2 のパイパーダイアグラムに、水素・酸素安定同位体組成を図 3.2.1.2-3 に示した。どちらの図においても、浅層地下水、深層地下水（塩水と淡水）の値（産業技術総合研究所深部地質環境研究コア，2010，2012；産業技術総合研究所，2017）を、色付きのハッチの範囲として示している。

河川水の主要化学組成は、陽イオンおよび陰イオン共にこの地域の浅層地下水と同じ組成であった（図 3.2.1.2-2）。したがって得られた河川水は、主に河床において浅層地下水が湧出して形成したものと考えられる。陽イオンと陰イオンを比較すると、陽イオンはほぼ同じ場所にすべての河川がプロットされているが、陰イオンでは河川ごとの違いが表れている。この違いを詳しく見ると、七戸川と砂土路川において Cl に富む組成になっていることがわかる。

河川水の水素・酸素安定同位体組成も、この地域の浅層地下水とほぼ同じ場所にプロットされており、 d 値は 12 から 20 の範囲となっている（図 3.2.1.2-3）。どの河川においても流下するにつれて値が上昇する傾向が表れており、その上昇の傾きは天水線の傾きよりも小さい（水素安定同位体比の変化幅が、酸素安定同位体比の変化幅の 8 倍よりも小さい）ことがわかる。これは、河川と浅層地下水との間で水の移動が繰り返される際に起きる蒸発や凝縮の影響が表れているためと予想される。

図 3.2.1.2-3 では、水素安定同位体比において河川ごとの値の違いがはっきりと表れている。具体的には七戸川と砂土路川で値が高く（ δD : -59‰~-62‰）、後藤川、五戸川、浅水川で値が低い（ δD : -65‰~-68‰）。一方、両者は地理的にも分布が異なっており、七戸川と砂土路川は調査地域の北部に位置し、その他の河川は南部に位置している（図 3.2.1.2-1）。この地理的な分布の違いによって、流域内に降る雨の水素安定同位体比が異なり、河川水の水素安定同位体比に影響を与えている可能性が考えられる。

一般に、降雨をもたらした後の気団の雨の水素・酸素安定同位体比は値が低くなることが知られており、山岳を超えた地域でそのような傾向が観測されることから、降雨における水素・酸素安定同位体比の雨陰効果 (rain shadow) と呼ばれている (Scholl *et al.*, 1996)。図 3.2.1.1-1 の広域地形図を見ると、調査地域の西側には標高が 1,500 m を超える八甲田山が存在する。また、十和田湖の東側には標高が 1,100 m を超える戸来岳が存在するため、後藤川、五戸川、浅水川の流域は偏西風に対してこれらの山岳地域の雨陰に位置している。一方、八甲田山より北側には 1,000 m を超える山は存在しないことから、七戸川や砂土路川流域に降雨をもたらす気団は八甲田山の北側を回り込んでいる可能性がある。このような理由により、調査地域の南北において河川水の水素安定同位体比の顕著な値の差が生じていると推測される。

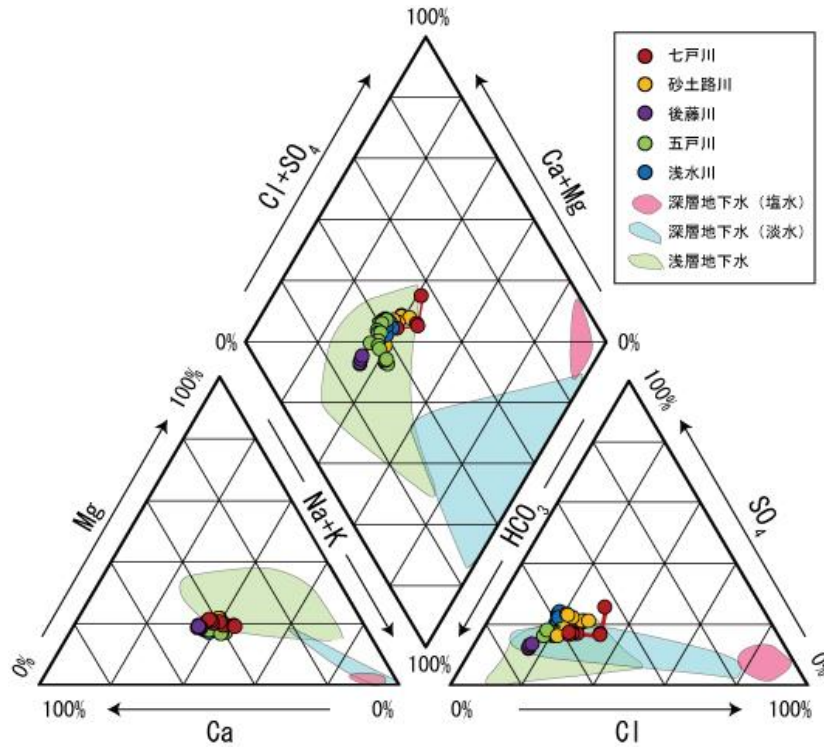


図 3.2.1.2-2 上北平野における河川水の水質組成

産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2010, 2012), 産業技術総合研究所 (2017) のデータを含む。

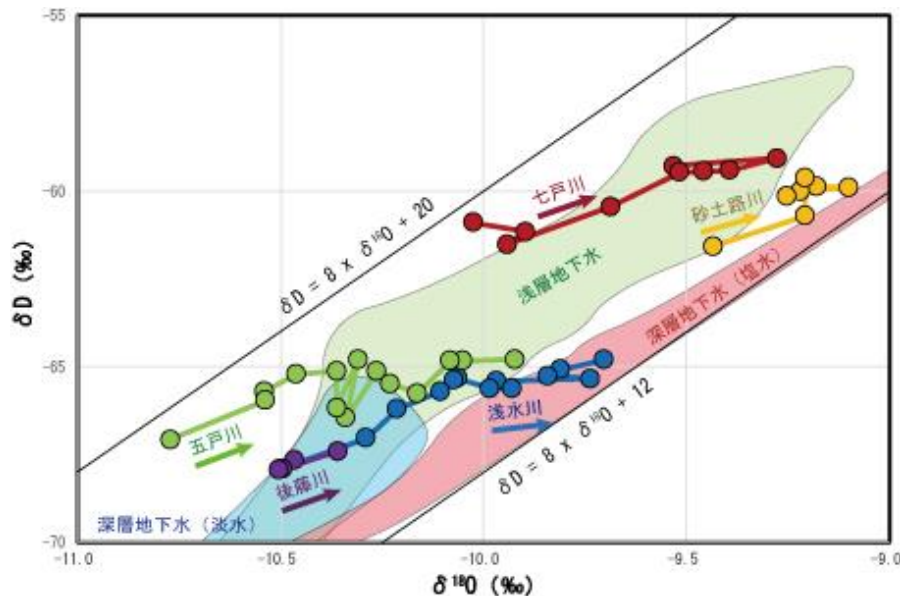


図 3.2.1.2-3 上北平野における河川水の水素・酸素安定同位体組成

産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2010, 2012), 産業技術総合研究所 (2017) のデータを含む。

3) 流下に伴って生じる河川水の組成の変化

流下に伴う河川水の流量と比流量の変化を, 図 3.2.1.2-4 に示した. 調査対象の河川はすべて西から東へほぼ東西方向に流れているため, 図の横軸は経度を用いており, 流下方向は経度の値が増す方向 (図の左から右) となっている.

まず流量の変化について、どの河川においても下流ほど流量が多くなる傾向が見られる。最下流部の調査地点における流量は、砂土路川、浅水川、後藤川が日量 20 万 m^3 程度である一方、五戸川が日量 89 万 m^3 、七戸川が日量 116 万 m^3 と多い。これは、涵養面積の違いによると考えられる。地形図から計測される涵養面積は、調査を行った最下流部で七戸川が 401 km^2 、五戸川が 242 km^2 となっており、砂土路川 (94 km^2)、後藤川 (37 km^2)、浅水川 (119 km^2) よりも 2 倍以上広い。なお、七戸川の最下流部では、流量が日量 34 万 m^3 から日量 116 万 m^3 に急増しているが、これは支流（坪川：日量 76 万 m^3 ）が流入しているためであり、後述するように主要陰イオン成分等にも強く影響が表れている。また、五戸川などでは中流域において流量の増減が見られる地点があるが、これは伏流等の影響によるものと考えられる。

比流量の値は、各河川の下流域において 0.020 から 0.045 の範囲であった（図 3.2.1.2-4）。図中の点線は、八戸地域の年間降水量（1981 年から 2010 年までの 30 年間の平均値：年 1,025 mm，気象庁，2018）から同地域の森林における蒸発散量（年 630 mm：近藤ほか，1992）を差し引いて求めた比流量値（0.013 $m^3/sec/km^2$ ）を示している。国土交通省（2018）には七戸川と砂土路川の湧水流量が掲載されており、それらの値から計算される湧水比流量は七戸川が 0.018 $m^3/sec/km^2$ （上野観測所（141.244°E）における 2010 年から 2014 年までの平均値）、砂土路川が 0.016 $m^3/sec/km^2$ （砂土路川観測所（141.279°E）における 2008 年から 2012 年までの平均値）であることから、0.013 $m^3/sec/km^2$ という値はこの地域の湧水比流量に相当すると考えられる。

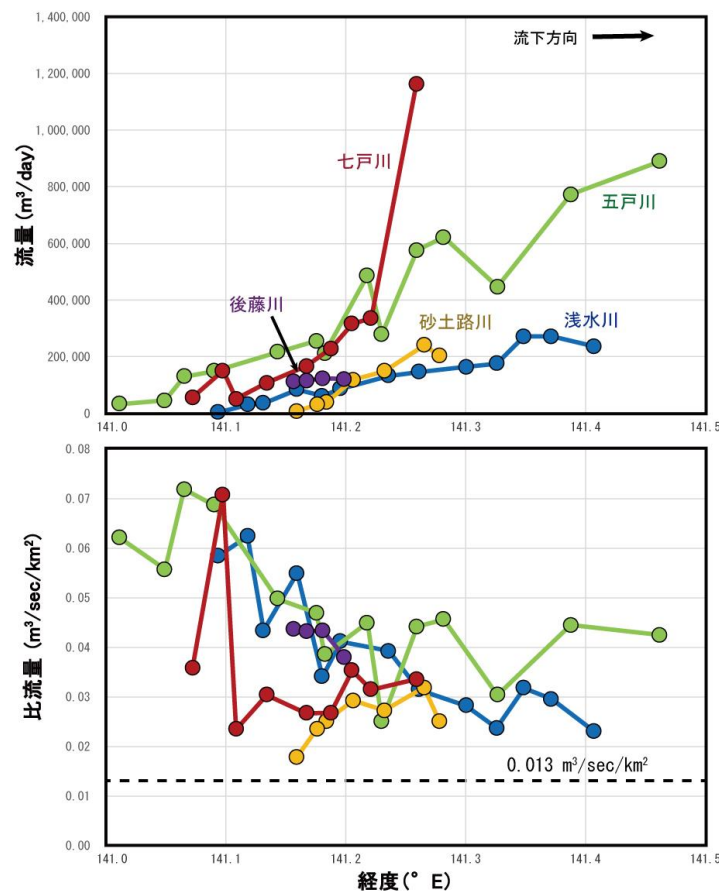


図 3.2.1.2-4 流下に伴う河川水の流量と比流量の変化

比流量の変化については、五戸川と浅水川において、上流から下流にかけて値が低下する傾向が見られている（図 3.2.1.2-4）。一方、七戸川では、上流部でピーク状に比流量値が上昇した後、徐々に値が上昇する傾向が見られている。砂土路川も同様に、全体的には上昇傾向である。上流から下流にかけて見られる比流量値の低下は、河川から地下水への浸透量が次第に増えているために生じる現象と考えられる。一方、下流にかけて見られる比流量値の上昇は、河床での地下水の湧出量が次第に増加しているために生じる現象と考えられる。

図 3.2.1.2-5 は、流下に伴う河川水の水素・酸素安定同位体比の変化を示している。河川ごとの同位体比の値の違いを見ると、七戸川と砂土路川の値は他の河川の値よりも高くなっている。これは前述した通り、八甲田山や戸来岳の雨陰効果によって、調査地域の南北で流域に降る降水の水素・酸素同位体組成が異なっているためと推測される。

流下に伴う同位体比の変化に着目すると、水素安定同位体比は上流部で値が上昇し、中流部から下流部にかけて一定という傾向が見られる。各河川の流域を地形図で見ると、上流部では山岳地域、中流部から下流部にかけて台地もしくは平野部を流下していることがわかる。このことから、この傾向は涵養する降水の同位体高度効果を表していると考えられる。具体的には、上流部では標高の高い場所で降った同位体比の低い降水で地下水が涵養され、一方、中流や下流域では上流部よりも同位体比の高い降水で地下水が涵養されていると考えられる。中流よりも下流側では、涵養域の平均涵養標高は上流ほどは変化しないため、同位体比の値もほぼ一定になると考えられる。

酸素安定同位体比は、中・下流部においても上昇傾向が見られている（図 3.2.1.2-5）。これについてははっきりとした理由は不明であるが、前述のように流下に伴って蒸発や凝縮が繰り返された影響ではないかと考えられる。なお、七戸川の最下流部で酸素安定同位体比が大きく変化しているが、これは前述の通り規模の大きい支流の合流の影響を示している。

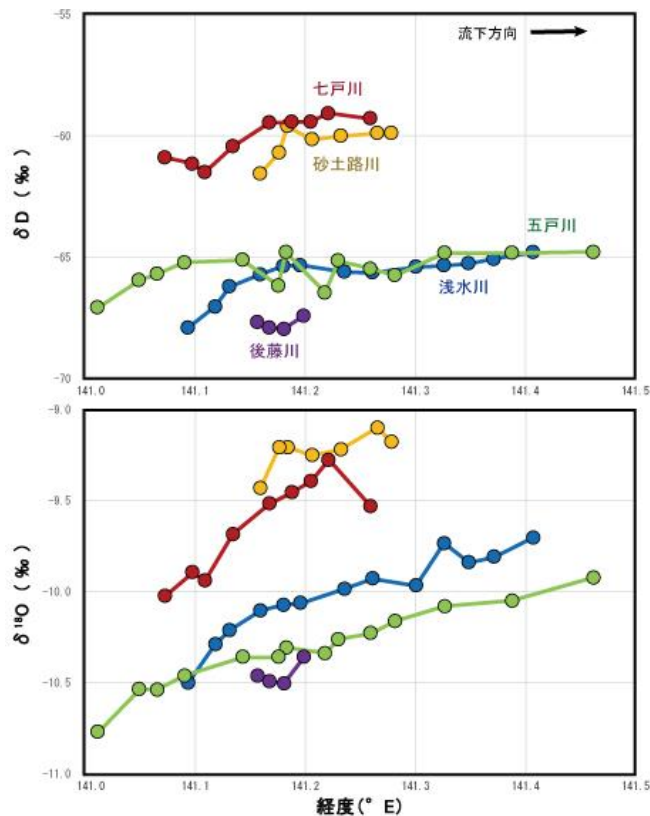


図 3.2.1.2-5 流下に伴う河川水の水素・酸素安定同位体比の変化

図 3.2.1.2-6 および図 3.2.1.2-7 は、流下に伴う河川水の主要陰イオン濃度の変化を示している。なお、七戸川の最下流部に見られる大きな濃度変化は、前述のように規模の大きい支流の合流の影響である。

すべての河川およびすべての成分に共通して、流下に伴って濃度が上昇する傾向が見られている。河川ごとに見てみると、砂土路川において他の河川よりもすべての成分濃度が高くなっていることがわかる。

4 種類の主要陰イオン成分のうち、 NO_3 は深層地下水にはほとんど含まれていない。上北地域の深層地下水のデータを見ても、 NO_3 濃度は 3 mg/L 以下である（産業技術総合研究所深部地質環境研究コア，2010，2012；産業技術総合研究所，2017）。一方、河川水の NO_3 濃度は、どの河川水においても中流域よりも下流側で 3 mg/L 以上となっており、その起源は農業で用いられた肥料・農薬や酪農で排出された糞尿など、地表から混入した窒素成分と考えられる。砂土路川では NO_3 に加えて、 HCO_3 、 Cl 、 SO_4 においても濃度が高く、流域の地理的分布を見ると最上流部がすでに耕作地域に位置していることから、農業等の影響によってこれらの成分濃度が高くなっていると考えられる。また、浅水川の上流部においても NO_3 濃度が高くなっている。浅水川の上流部は牧場地となっているため、酪農等の影響が表れていると考えられ、 NO_3 濃度の低い支流が合流することによって中流域までは NO_3 濃度が低下している。

七戸川に着目すると、 HCO_3 、 NO_3 、 SO_4 は他の河川と同様の変化を示しているが、 Cl のみ傾向が異なっており、他の河川よりも濃度の上昇幅が大きくなっているように見える。このことを明らかにするため、 Cl とその他の成分との関係について詳しく述べる。

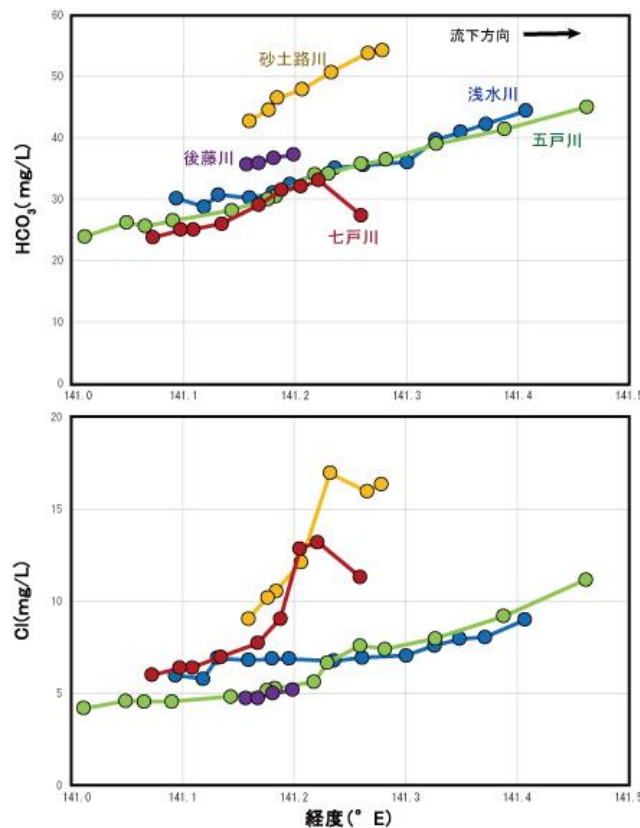


図 3.2.1.2-6 流下に伴う河川水の HCO_3 および Cl 濃度の変化

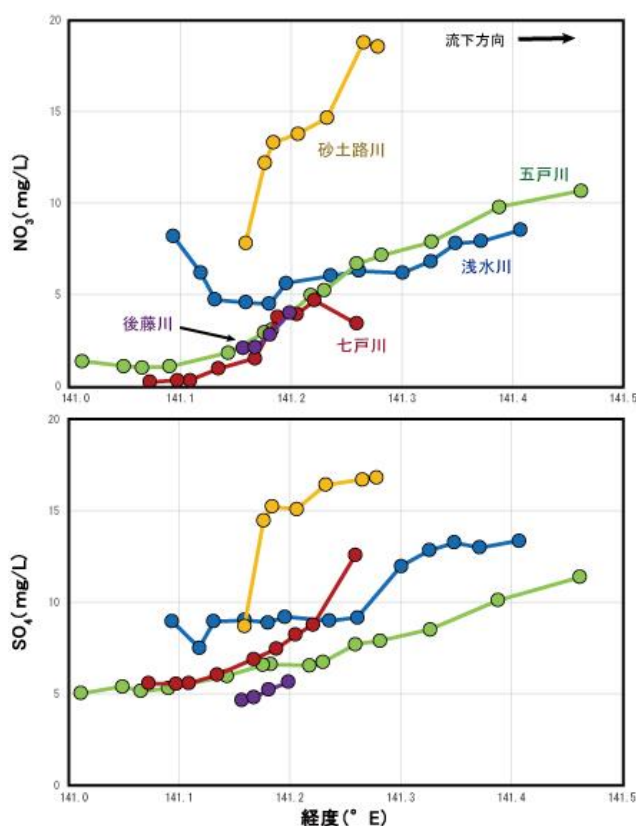


図 3.2.1.2-7 流下に伴う河川水の NO₃ および SO₄ 濃度の変化

図 3.2.1.2-8 は、河川水の Cl 濃度と HCO₃⁻, NO₃⁻, SO₄²⁻ 濃度との関係を示したものである。図 3.2.1.2-2 と同様に、上北地域の浅層地下水および深層地下水の値（産業技術総合研究所深部地質環境研究コア，2010, 2012；産業技術総合研究所，2017）を、色付きのハッチの範囲として示している。

河川の流下に伴って Cl, HCO₃⁻, NO₃⁻, SO₄²⁻ 濃度の上昇が見られることは前述した通りであるが、Cl 濃度を横軸にとると、七戸川以外の 4 河川は似たような傾向で主要陰イオン濃度が上昇していることがわかる。図 3.2.1.2-6 と図 3.2.1.2-7 では砂土路川だけ別の場所にプロットされていたが、図 3.2.1.2-8 を見ると、砂土路川の陰イオン濃度の上昇は五戸川や浅水川の上昇の延長上にあるように見える。この一連の上昇傾向は、農業等によって地表からもたらされた成分によるものと考えられる。

七戸川は、その他の河川に比べて Cl 濃度が高くなっている。特に A6 から A7 にかけての区間においては、Cl 濃度だけが上昇する変化が見られている。同様に、砂土路川の B4 から B5 にかけての区間においても、Cl 濃度だけが上昇する変化が見られている。調査地点の位置図（図 3.2.1.2-1）を見ると、この両区間は 5 km ほど離れて隣接していることがわかる。さらに両河川の間には七戸川の支流（川去川）が存在し、七戸川との合流部において採取された川去川河川水の Cl 濃度は 16.9 mg/L と高い値を示していることから、この 5 km 四方程度の範囲において Cl 濃度の高い地下水が上昇している可能性が考えられる。今後、川去川を含めた詳細な調査を行えば、Cl 濃度の高い地下水の上昇の可能性について、より詳細に検討することができると思われる。なお、川去川の合流は A7 よりも下流側であり（図 3.2.1.2-1）、流量も本流の 10 分の 1 程度であることから、川去川の合流による七戸川の Cl 濃度の上昇量はわずかと考えられる。

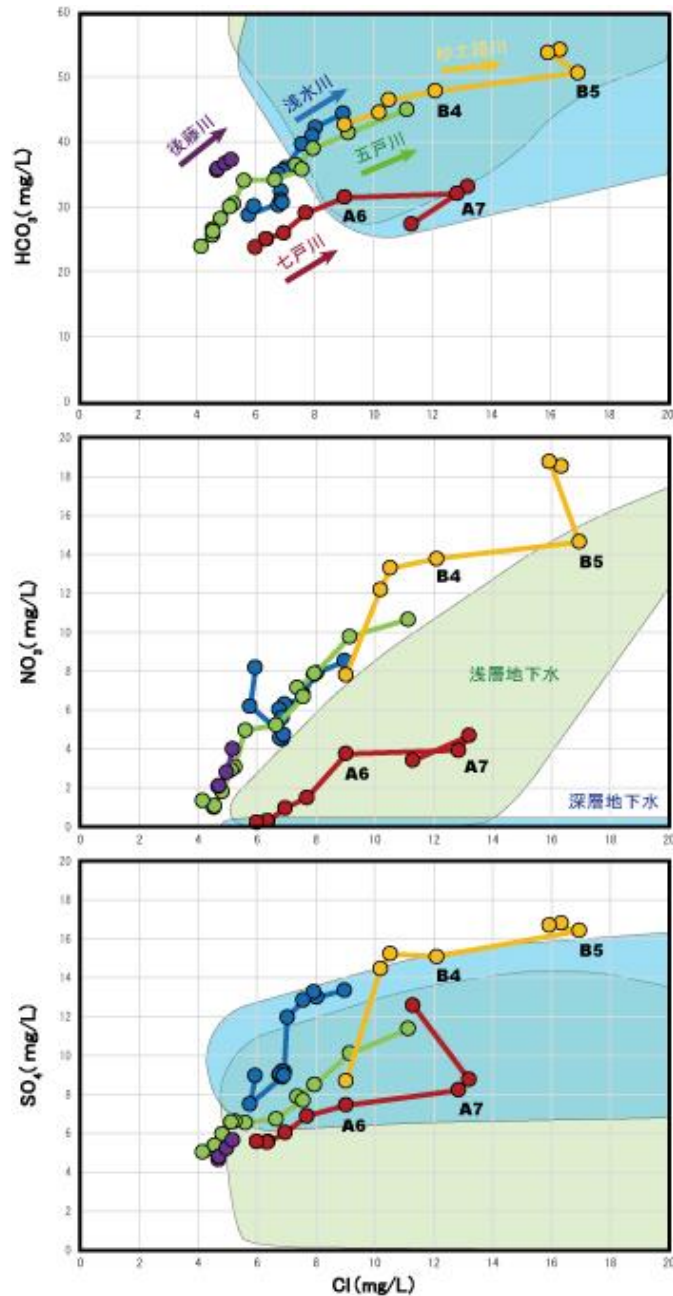


図 3.2.1.2-8 河川水の Cl 濃度と HCO_3^- , NO_3^- , SO_4^{2-} 濃度との関係

産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2010, 2012), 産業技術総合研究所 (2017) のデータを含む。

4) 断層帯の周辺における河川水の変化

断層帯を横切る 4 つの河川、七戸川、後藤川、五戸川、浅水川について、図 3.2.1.2-4 から図 3.2.1.2-7 までのデータを河川ごとに拡大プロットした。具体的には、七戸川が図 3.2.1.2-9、後藤川が図 3.2.1.2-10、五戸川が図 3.2.1.2-11、浅水川が図 3.2.1.2-12 である。七戸川と五戸川については、上流部に位置する比較的大きな支流（七戸川では作田川、五戸川では三川目川）の調査も行っており、それらのデータも示している。また、浅水川流域には、調査地域の南部に位置する折爪断層が撓曲帯として存在することが知られており（山崎ほか、1986 など）、断層帯として表示した。

まず七戸川について、野辺地断層帯付近で比流量のピーク状の上昇が見られる(図 3.2.1.2-9)。しかし、本流から 1.5 km ほど北側を平行に流れる支流の作田川には、そのような変化は見られていない。比流量のピーク状の上昇は、野辺地断層帯が地下水の流出の場となっている可能性を示すため、今後詳細な調査が必要である。主要陰イオン成分や水素・酸素安定同位体比については、断層帯の前後で大きな変化は見られていない。

後藤川について、断層帯の前後で大きな変化は見られていない(図 3.2.1.2-10)。断層帯の下流側で流量の増加が見られるが、比流量は変化していないため涵養面積の増加によるものと考えられる。

五戸川について、断層帯の前後で水素安定同位体比のばらつきが見られる(図 3.2.1.2-11)。図 3.2.1.2-5 を見ると、他の河川の水素安定同位体比の値は中流域より下流側では非常に安定しており、五戸川で見られるこのばらつきは、他の河川における変動と比較しても大きな変化である。支流の三川目川にも本流と同様な水素安定同位体比の上昇が見られるが、酸素安定同位体比には顕著な変化は見られていないため、今後検討が必要である。

五戸川の主要陰イオン成分については、断層帯の前後において特に変化は見られない(図 3.2.1.2-11)。しかしその下流側の D10 付近において、局所的な Cl 濃度の上昇が見られる。D10 付近には水温上昇率が $0.5^{\circ}\text{C}/10\text{ m}$ を超える浅井戸が存在し(図 3.2.1.1-3)、さらに D10 と D11 の間では南側から Cl 濃度の高い(162 mg/L)支流が合流していることから(ただし流量は本流の 200 分の 1 程度)、D10 付近において Cl 濃度の高い地下水が上昇している可能性が考えられる。

浅水川について、野辺地断層帯および折爪断層の撓曲部の前後において、流量、比流量、水素・酸素安定同位体比に大きな変化は見られていない(図 3.2.1.2-12)。主要陰イオン成分については、野辺地断層帯周辺において NO_3 濃度だけが上昇している。 NO_3 は主に地表付近の農業活動が起源であると考えられることから、現地における再確認が必要と考えられる。

第3章 低透水性環境下での地下水流動評価手法の検討

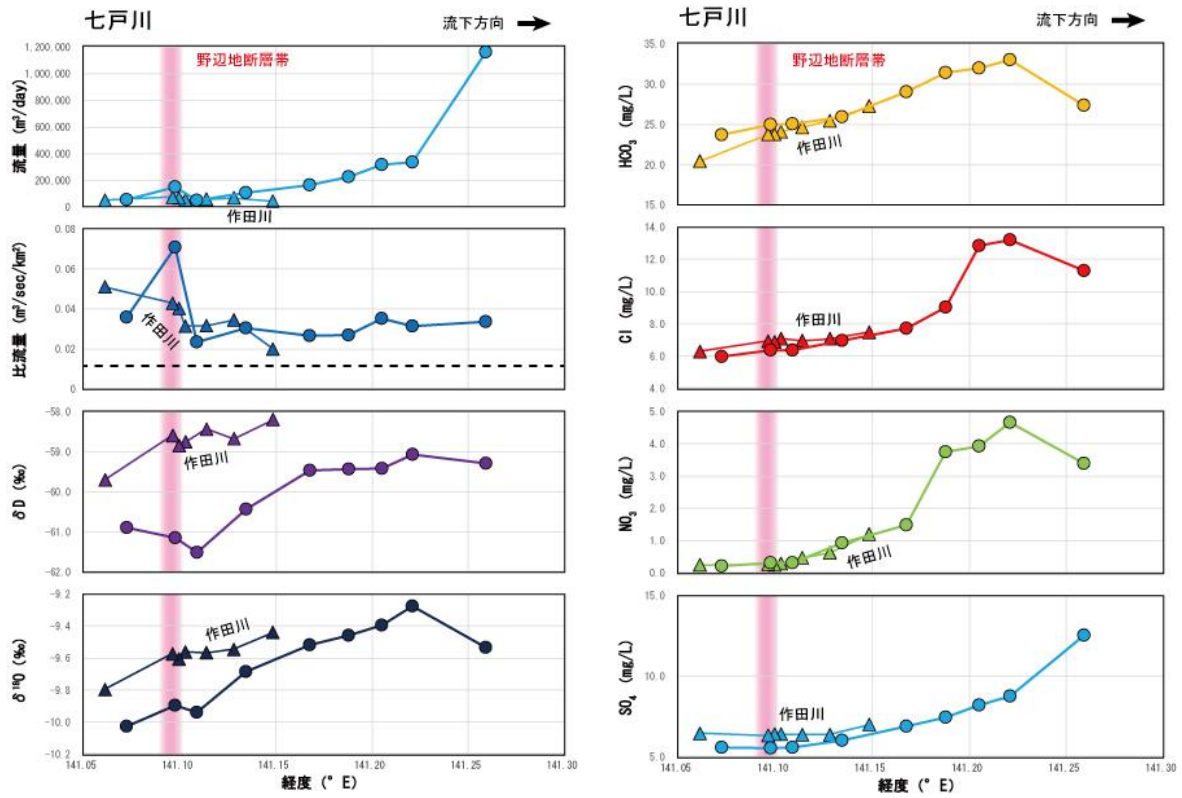


図 3.2.1.2-9 七戸川における断層帯周辺の変化

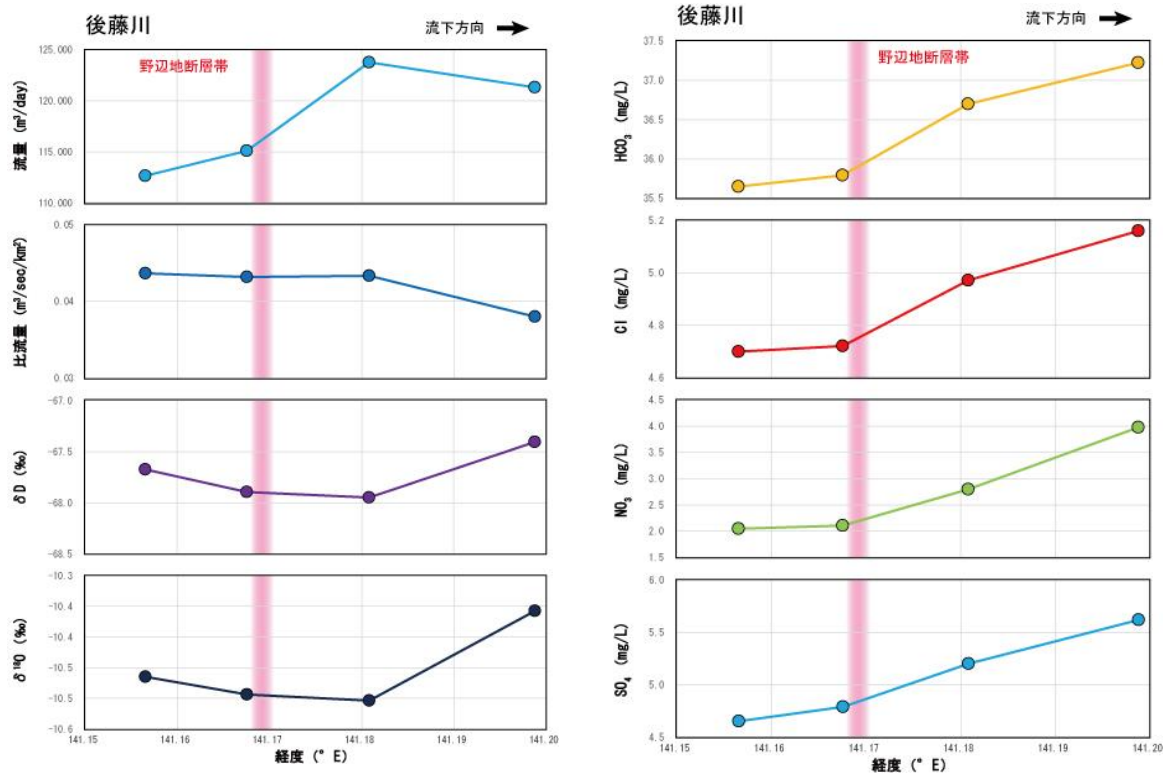


図 3.2.1.2-10 後藤川における断層帯周辺の変化

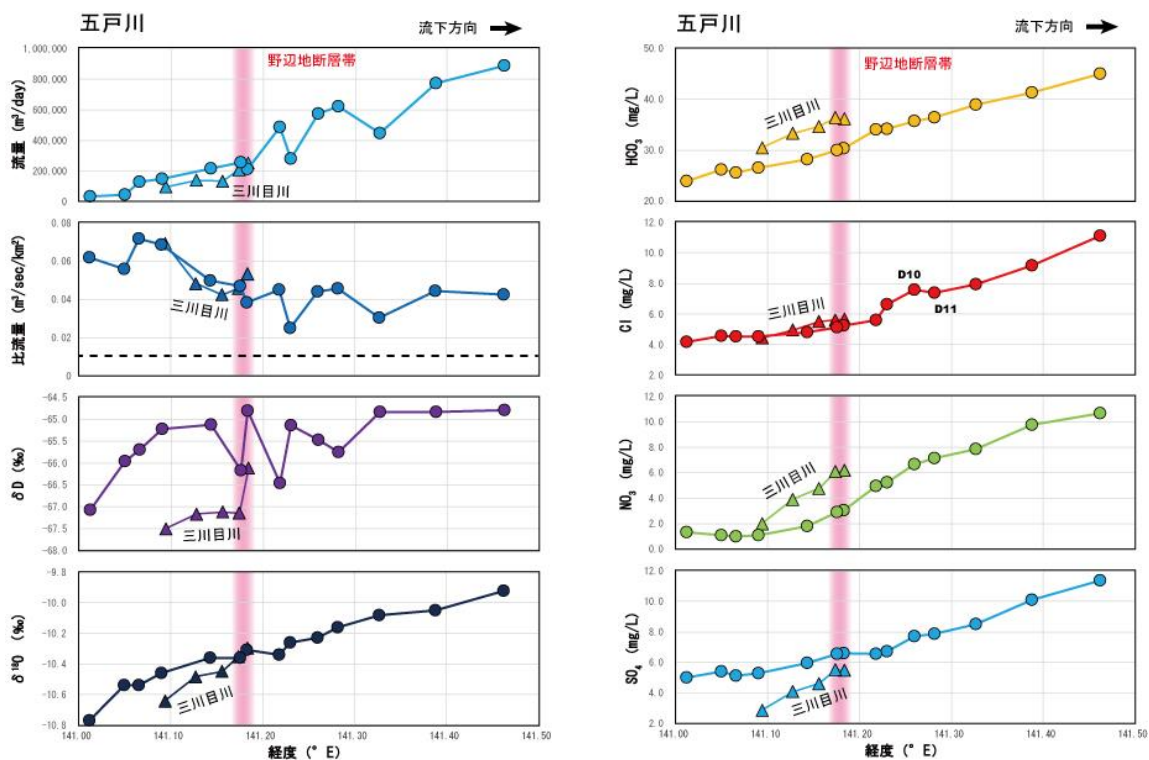


図 3.2.1.2-11 五戸川における断層帯周辺の変化

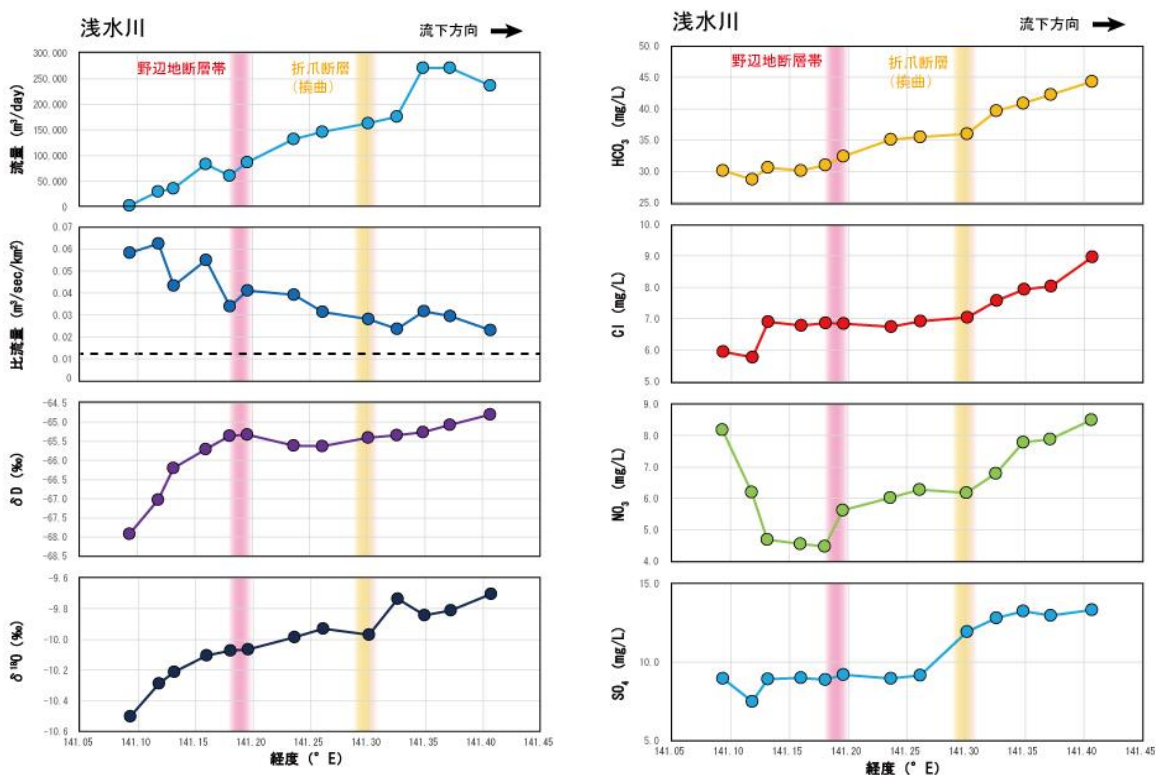


図 3.2.1.2-12 浅水川における断層帯周辺の変化

3.2.1.3 上北平野における地下水水質・同位体および地下水年代の特徴

1) 地下水の水質・同位体組成の特徴

ここでは、昨年度報告したデータ（産業技術総合研究所，2017）に今年度採取した水試料の分析データを加え、本地域の地下水の水質および同位体組成の特徴をまとめる。

まず、本調査で対象としたすべての水試料（深層地下水，浅層地下水，湧水）について，Cl濃度の分布を図3.2.1.3-1に示した。なお，深層地下水と浅層地下水の区分については，産業技術総合研究所（2017）と同様に採水深度と後述する水質組成を考慮したものであり，結果的に標高-400 m程度が境界となっている。産業技術総合研究所（2017）で報告した通り，上北平野では，奥入瀬川周辺地域を中心として，Cl濃度の高い深層地下水（以下，塩水と呼ぶ；Cl > 200 mg/L）が内陸まで広く分布している。一方で，同等の深度（概ね700-1,000 m程度）であっても，比較的Cl濃度の低い深層地下水（以下，淡水と呼ぶ；Cl < 200 mg/L）が塩水に近接して存在している地点も少なくない（産業技術総合研究所，2017）。高橋ほか（1981, 1995），秋山ほか（1986），石塚ほか（1990）では，上北平野周辺地域における掘削井から採取された深層地下水の水質変化（継続的な揚水に伴う経年変化）が報告されており，その中にはCl濃度が大きく減少し水質組成が変化した事例（例えば，Na-Cl型からNa-HCO₃型への変化）も複数含まれている。そこで，ここでは上北平野における塩水の分布特性を把握するため，本調査で対象とした個々の既存掘削井について，継続的な揚水の影響が生じる前の深層地下水のCl濃度分布を次に示すこととする。

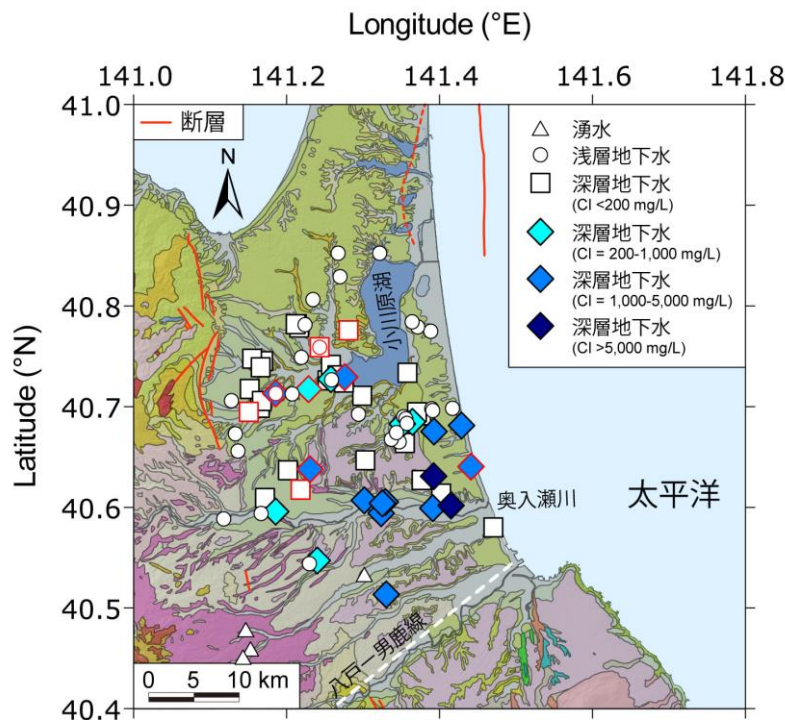


図 3.2.1.3-1 上北平野における地下水・湧水の Cl 濃度の分布

産業技術総合研究所深部地質環境研究コア（2010, 2012），産業技術総合研究所（2017）のデータを含む。新規試料採取地点については，赤枠のシンボルで示している。20 万分の 1 日本シームレス地質図（産業技術総合研究所地質調査総合センター，2012）を使用し，断層の位置は産業技術総合研究所（2009），産業技術総合研究所地質調査総合センター（2012），渡辺ほか（2008）に基づく。

図 3.2.1.3-2 は、小林ほか (1973)、桶田ほか (1975)、青森県環境保健部自然保護課 (1997) から、深層地下水試料を採取した井戸について掘削直後の水質データを参照し、その Cl 濃度の分布を示したものである。ただし、掘削時期の比較的新しい井戸から採取された深層地下水試料については、管理者から提供された水質データと比較して大きく変化していないことを確認した上で、採水時の Cl 濃度を用いている。図 3.2.1.3-2 をみると、奥入瀬川周辺地域を中心に、海岸から 20 km 以上の内陸まで塩水が広く存在しており、淡水の分布は最も内陸側の一部に限られている。これに対して、北側の小川原湖周辺地域では、小川原湖の西側に塩水が分布する一方で、淡水が主体となって広く存在していることが見て取れる。

これら 2 つの地域のそれぞれについて (以後、北側を小川原地域、南側を奥入瀬地域と呼ぶ)、海岸からの距離を横軸にとって Cl 濃度の深度分布を図 3.2.1.3-3 に示した。北側の小川原地域においては、小川原湖西方の 10 km 程度の範囲 (海岸から 10 km から 20 km の範囲) の標高-700 m から-1,100 m 程度の深度に塩水が存在しており、その周囲には広く淡水が分布していることがわかる (図 3.2.1.3-3a)。一方、南側の奥入瀬地域においては、海岸から 25 km 程度の内陸まで、標高-700 m から-1,300 m 程度の深度に広く塩水が分布している (図 3.2.1.3-3b)。また、図 3.2.1.3-3b では深層ほど Cl 濃度が高い傾向がみられ、図 3.2.1.3-2 と併せると、奥入瀬川周辺の河口から 5 km 程度内陸の標高-1,000 m 以深に Cl 濃度が高い領域が存在している可能性が指摘できる。

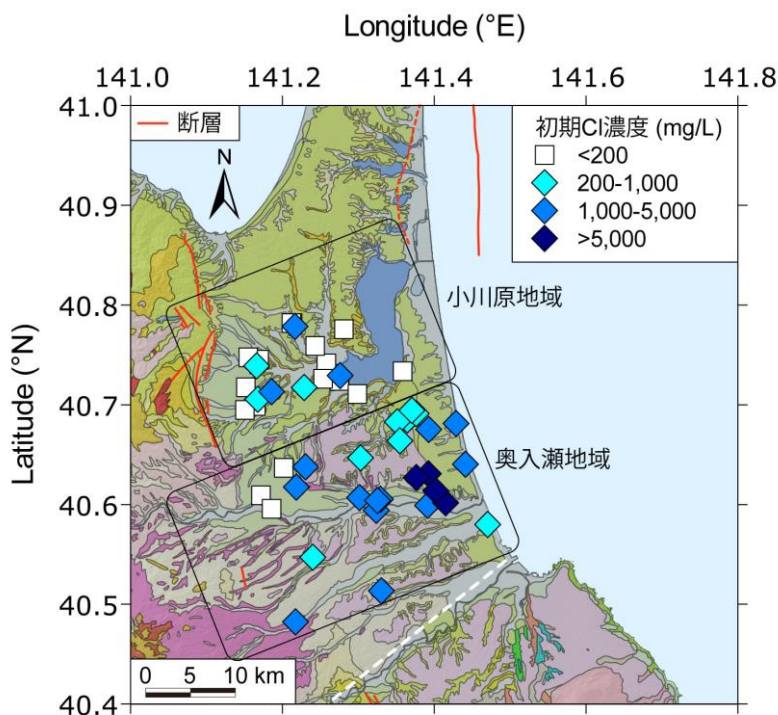


図 3.2.1.3-2 上北平野における深層地下水の初期 Cl 濃度の平面分布

既存掘削井から採取した深層地下水試料の初期 Cl 濃度として、小林ほか (1973)、桶田ほか (1975)、青森県環境保健部自然保護課 (1997) の Cl 濃度データ (掘削年あるいは翌年の分析値) を用いた。1997 年以降に掘削された井戸から採取した深層地下水試料に関しては、採水時の Cl 濃度を用いた。

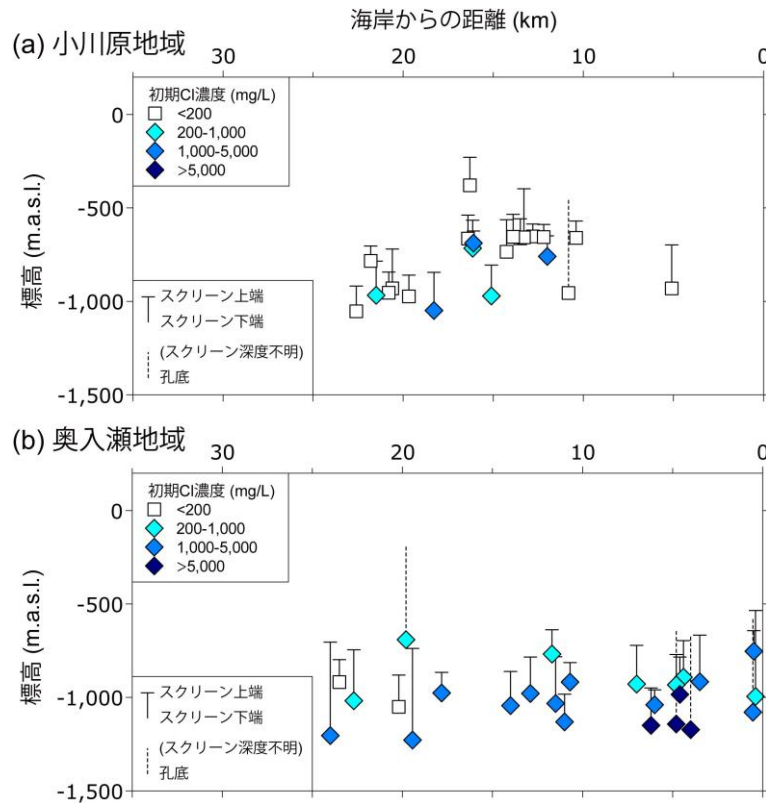


図 3.2.1.3-3 上北平野における深層地下水の初期 Cl 濃度の深度分布
初期 Cl 濃度は、図 3.2.1.3-2 で用いたものと同一である。

次に、パイパーダイアグラムを用いて上北平野における地下水・湧水の水質組成を図 3.2.1.3-4 に示した。浅層地下水・湧水の大部分は Ca-HCO_3 型の組成を示しているが、2 試料のみが Na-HCO_3 型に近い領域にプロットされている。深層の塩水は Na-Cl 型を示し、淡水は塩水の組成から連続的にプロットされ、 Na-Cl 型から Na-HCO_3 型の水質を示している。淡水の組成で特徴的な点は、ほとんどの試料で Ca と Mg がほぼ 0 となっており、極端に Na に富んでいることである。図 3.2.1.3-4 からは、淡水の多くは塩水の混合の影響を受けているものと考えられ、また、浅層地下水の一部 (2 試料) は深層の淡水の混合の影響を受けているものと推察される。なお、図 3.2.1.3-1 と図 3.2.1.3-2 の比較からは、継続的な揚水によって塩水から淡水へ (Na-Cl 型から Na-HCO_3 型へ) 変化したと考えられる地点の深層地下水試料が少なからずあることがわかるが、それらの地点についても基本的にはその場の淡水の組成を反映していると考えられるため、水質等から浅層地下水の引き込み等がないことを確認した上で解析に用いることとする。

図 3.2.1.3-5 に地下水・湧水の水素・酸素安定同位体組成を示す。ほとんどの水試料は天水線に沿うように分布しており、全体的にはほぼ天水起源であると解釈できる。一方、深層の塩水のうち Cl 濃度が高いものについては、海水の組成に向かうようにプロットされており、塩水は海水起源と考えられる。また、塩水のもう 1 つの端成分は淡水の領域に一致しており、水質組成に基づく解釈と同様に、淡水と塩水は相互に混合の影響を受けて存在していることがわかる。

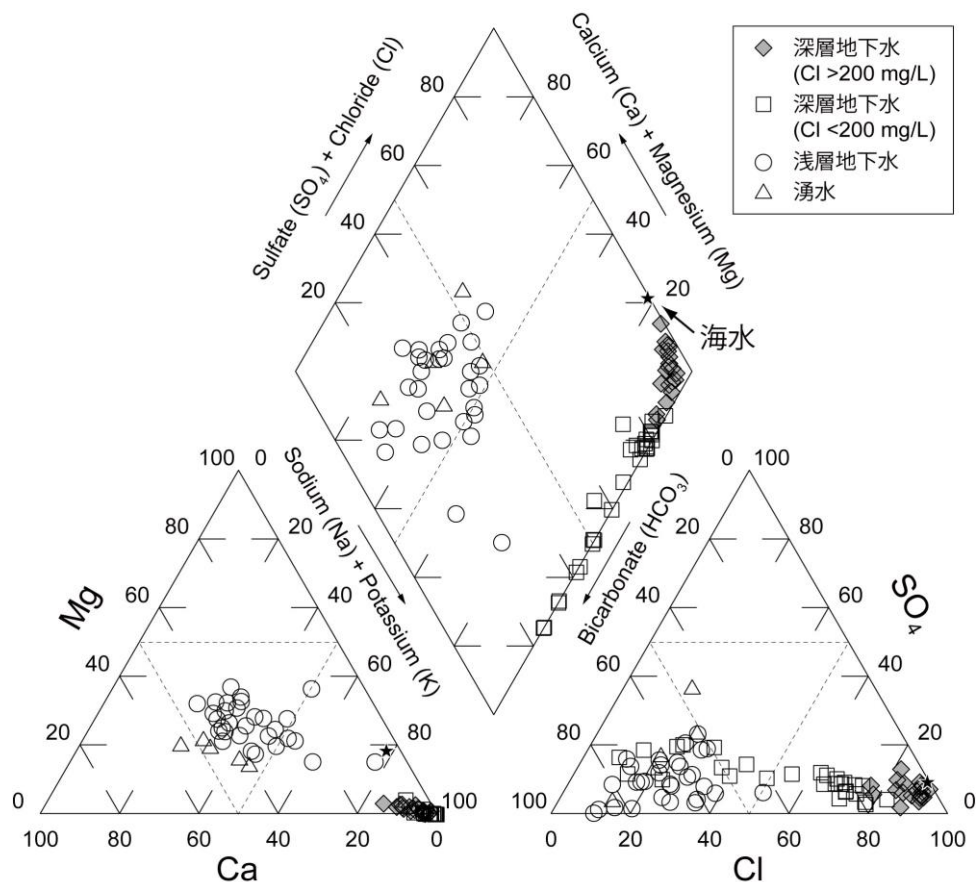


図 3.2.1.3-4 上北平野における地下水・湧水の水質組成

産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2010, 2012), 産業技術総合研究所 (2017) のデータを含む。

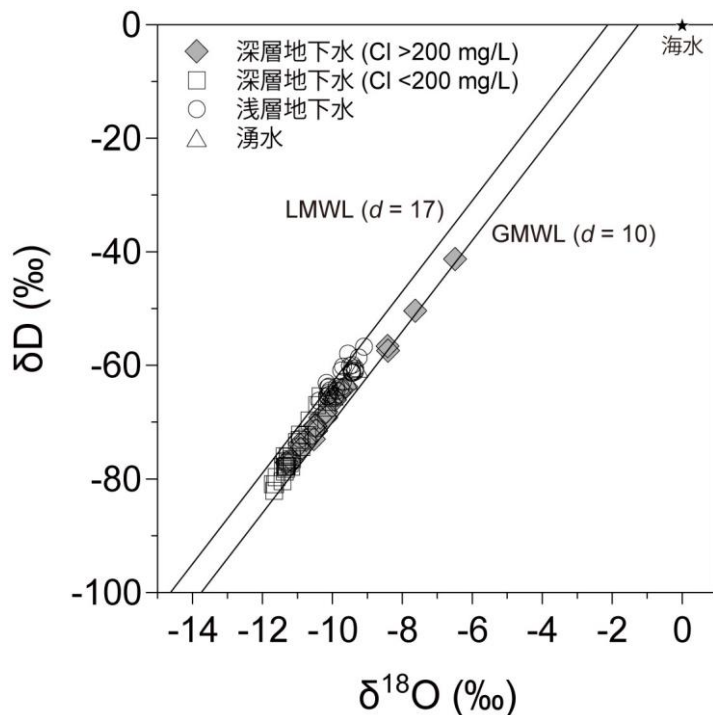


図 3.2.1.3-5 上北平野における地下水・湧水の水素・酸素安定同位体比

産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2010), 産業技術総合研究所 (2017) のデータを含む。地域天水線 (LMWL) の d-excess は, Mizota & Kusakabe (1994) に基づく。

2) 地下水の年代と地域的な差異

ここからは、深層地下水の Cl 濃度の分布特性に差異がみられた北側の小川原地域と南側の奥入瀬地域とに分け、地下水年代の特徴について検討していく。図 3.2.1.3-6 は、図 3.2.1.3-5 に示した水素・酸素安定同位体比について、深層の塩水を除いた淡水系地下水の値を地域ごとに示したものである。まず、両地域における浅層地下水・湧水の同位体組成を比較すると、小川原地域において奥入瀬地域よりも地域天水線に近い位置にプロットされているように見える。仮にこれら南北の地域において、系統的に **d-excess** が異なっているとすれば、両地域における浅層地下水の涵養域が異なることを示している可能性がある。その場合、森・池田（1964）において推定された被圧地下水の流動方向（大局的には西から東）と矛盾しない。深層の淡水については、産業技術総合研究所（2017）で指摘した通り、浅層地下水よりも低い値を示している。3.2.1.2 の河川水試料（それぞれの最上流地点）や地形的涵養域である山地部の渓流水・降水の値と比較すると（図 3.2.1.3-6）、水素安定同位体比（ δD ）で 10‰程度低く、同位体高度効果や内陸効果では生じ得ない。したがって、これらは現在よりも寒冷な時期に涵養された地下水であると判断される。淡水についても、浅層地下水と同様に **d-excess** が異なっているようにも見えるが、奥入瀬地域では塩水が主体でデータが限られていることもあり、明確な地域差を見出すことは難しい。

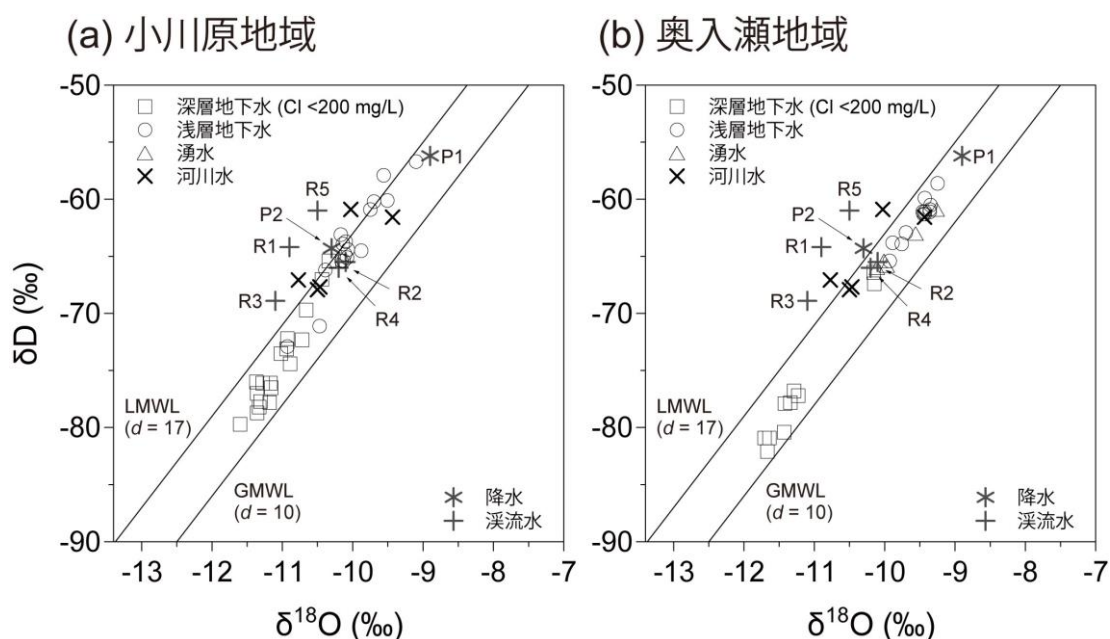


図 3.2.1.3-6 上北平野における淡水系地下水・湧水の水素・酸素安定同位体比
 天水線は図 3.2.1.3-5 と同様。比較のため、3.2.1.2 の河川水試料のうち各河川の上流地点の値、六ヶ所 (P1) と八甲田 (P2) における降水の加重平均値 (Hasegawa et al., 2014)、山地部における渓流水の値 (R1-5) (Katsuyama et al., 2015) を併せて示した (位置については図 3.2.1.1-1 を参照)。

図 3.2.1.3-7 に深層の淡水・浅層地下水の ^{14}C 年代 (未補正值) と δD との関係を示した。これを見ると、現在の天水に相当する δD (> -70 ‰) を示す試料が 6 千年程度より若い年代を示しているのに対し、図 3.2.1.3-6 で寒冷期に涵養された地下水と判断された深層地下水試料 ($\delta D < -70$ ‰) は、その多くが見かけの ^{14}C 年代として 1 万年前後から 2 万年程度を示していることがわかる。したがって、低い δD を示す淡水は、最終氷期の最寒冷期前後に涵養された地下

水であると考えることができる。同様に δD の低い最終氷期の地下水の存在は、ヨーロッパなどでも多く報告されており、例えば Rudolph *et al.* (1984) や Rozanski (1985) では現代の地下水との差は 10-12‰ 程度で本調査と同等である。中緯度のドイツにおける事例では、希ガスによる涵養温度との関係は 1.8‰/°C と報告されており (Rudolph *et al.*, 1984), 10‰ の差は 5-6°C 程度の気温差に相当すると考えられる。これは、八甲田山田代湿原におけるボーリングコアの花粉分析結果から、約 1 万 5 千年前には気温が 4-5°C 程度低下していたと見積もられていることを踏まえると (Yoshida and Takeuti, 2009), 妥当なものであると考えられる。

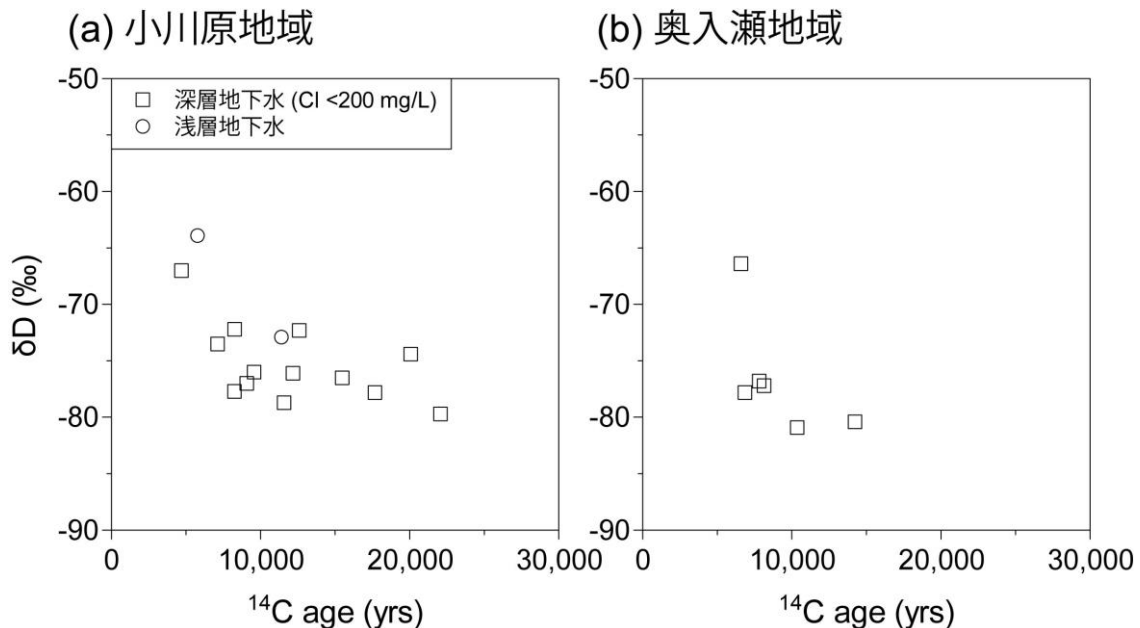


図 3.2.1.3-7 上北平野における淡水系地下水の ^{14}C 年代と水素安定同位体比との関係
産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2011, 2012) のデータを含む。

δD とトリチウム (^3H) 濃度の深度分布を図 3.2.1.3-8 と図 3.2.1.3-9 にそれぞれ示す。図 3.2.1.3-8 では、標高-400 m 程度以浅の地下水の δD は海岸に近くなるほど高い値となる傾向を示しており、局地的な流動系を反映しているものと考えられる。小川原地域では、海岸から 11-14 km 程度の 2 地点の浅層地下水試料が周囲よりも低い δD を示している。これらは、図 3.2.1.3-4 の水質組成において Na-HCO_3 型に近い領域にプロットされている 2 試料であり、そのうちの 1 試料は 25°C を超える水温を示していることから、深層地下水を比較的浅部にもたらしような何らかの局所的な構造が存在している可能性も考えられる。これらの地点を含め、小川原地域では浅層地下水のほとんどで ^3H が検出されず (図 3.2.1.3-9a), その滞留時間は 60 年以上に及ぶ可能性もある。これに対して、奥入瀬地域ではほとんどの浅層地下水・湧水が比較的高い ^3H 濃度を示している。浅層地下水試料の分布が偏っているという問題はあるが、大半の試料が採取された小川原湖の南方周辺では、比較的規模の小さな流動系が卓越しているものと考えられる。

一方、標高-400 m から -1,300 m 程度の淡水は全体的に低い δD を示し、明確ではないが、より低い値は標高-1,000 m 程度以深にみられている。その中で、いくつかの地点では浅層地下水に近いような比較的高い δD を示しており、その水質は周辺の淡水と同等であるものの、揚水によって比較的浅部の地下水が混入している可能性も否定はできない。しかしながら、これら

の図から、浅層地下水と深層の淡水の特徴が深度によって明瞭に分かれている様子がわかる。このことは、それぞれが異なる帯水層中を流動していることを示唆している。

次に、塩水の年代を検討するため、図 3.2.1.3-10 に Cl 濃度と放射性塩素同位体比 ($^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比) との関係を示した。今年度新たに浅層地下水・湧水の $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比を測定し、天水成分の値を検討した。その結果、奥入瀬地域の湧水では $^{36}\text{Cl}/\text{Cl} = 1.2 \times 10^{-13}$ であったが (図 3.2.1.3-10b)、比較的高い ^3H 濃度 (3.0 TU) を示しているため、核実験起源 ^{36}Cl の影響が疑われる。その他、小川原地域の浅層地下水 2 試料 (^3H 非検出) では $^{36}\text{Cl}/\text{Cl} = 0.8\text{-}1.5 \times 10^{-14}$ であり (図 3.2.1.3-10a)、ここから天水成分を $^{36}\text{Cl}/\text{Cl} = (15 \pm 5) \times 10^{-15}$ (Cl = 5 mg/L) と設定した。

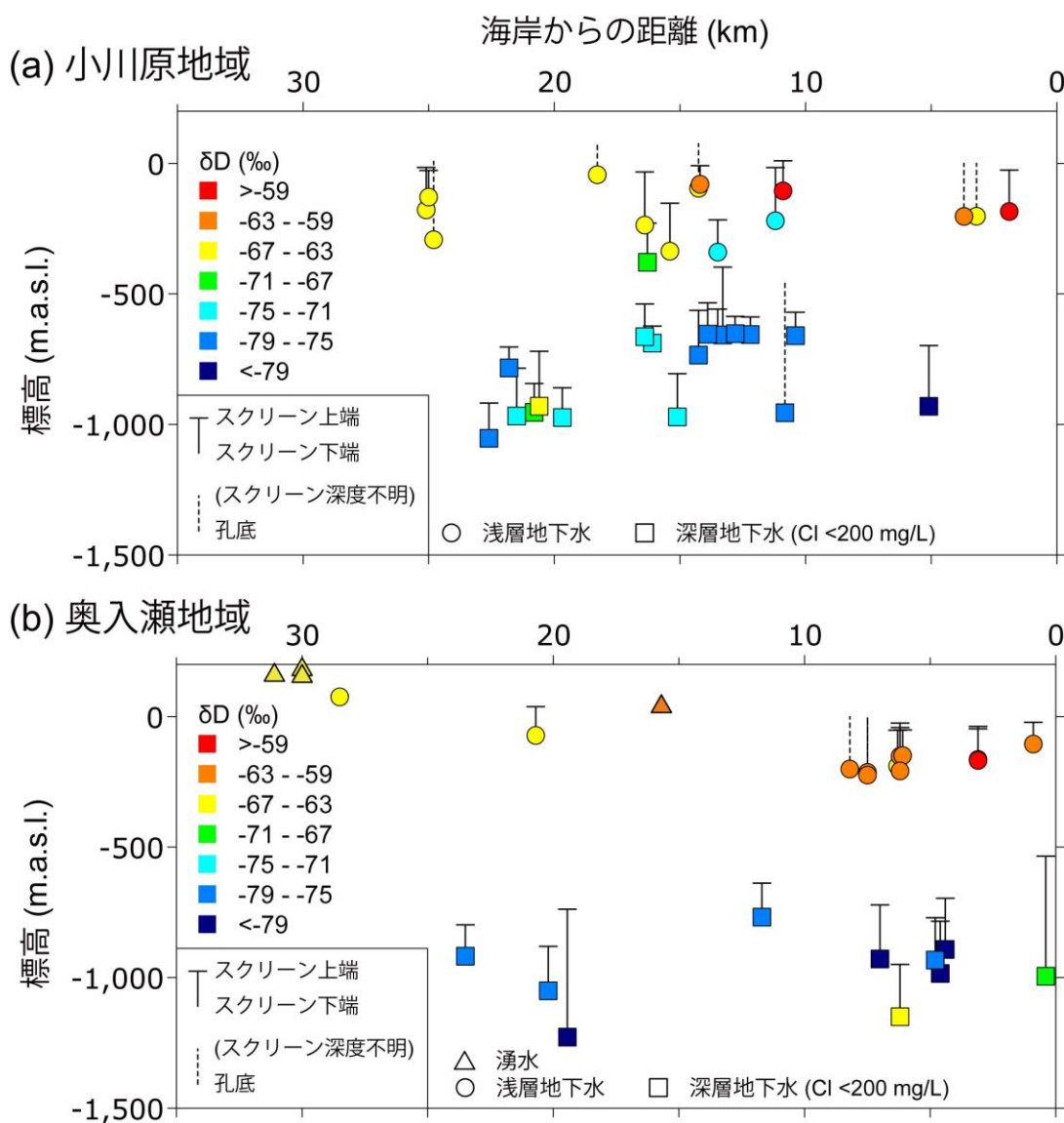


図 3.2.1.3-8 上北平野における淡水系地下水・湧水の水素安定同位体比の深度分布
産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2010), 産業技術総合研究所 (2017) のデータを含む。

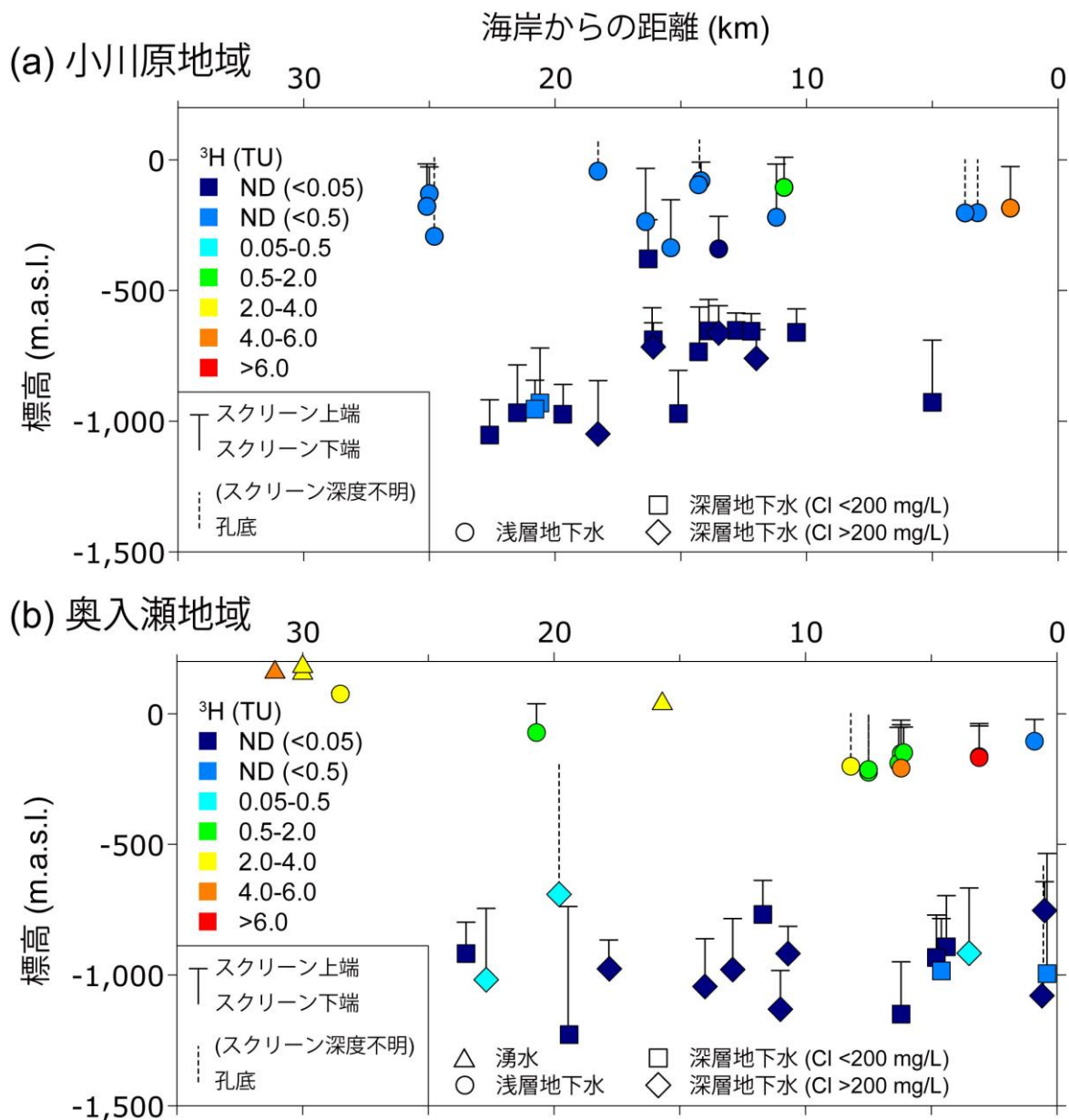


図 3.2.1.3-9 上北平野における地下水・湧水のトリチウム濃度の深度分布
産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2010, 2011, 2012) のデータを含む。

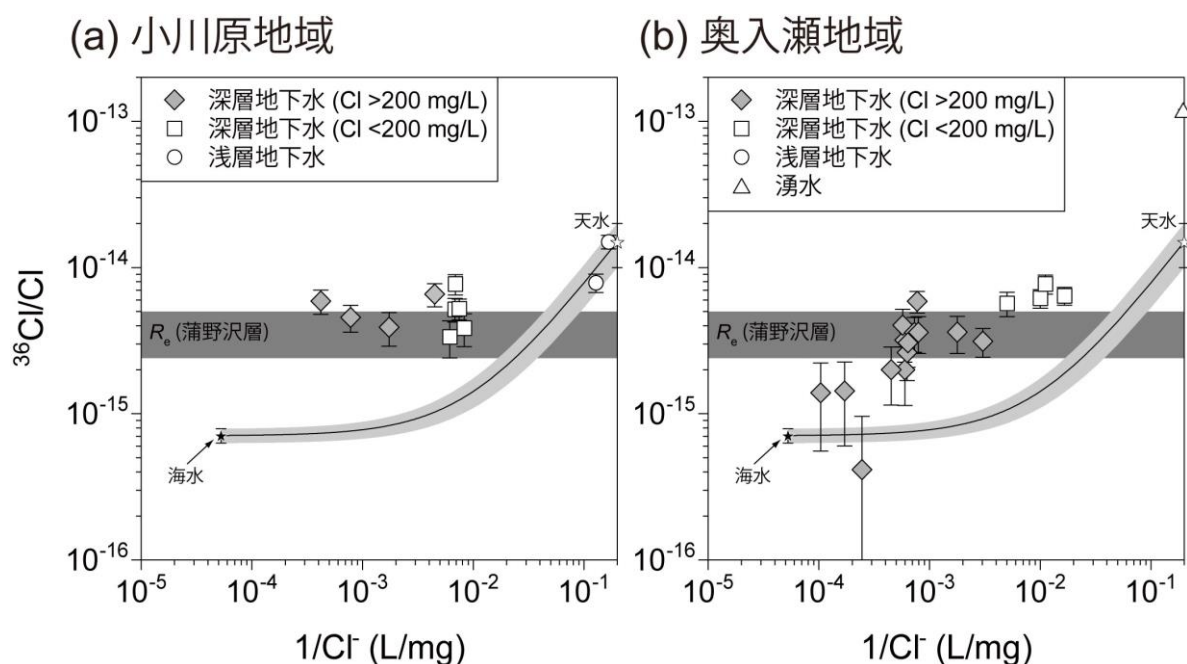


図 3.2.1.3-10 上北平野における地下水・湧水の Cl 濃度と $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比との関係

産業技術総合研究所深部地質環境研究コア（2010, 2011, 2012）、産業技術総合研究所（2017）のデータを含む。曲線は、海水（ $\text{Cl} = 19,000 \text{ mg/L}$, $^{36}\text{Cl}/\text{Cl} = (0.71 \pm 0.08) \times 10^{-15}$; Fifiield *et al.*, 2013）と天水との混合線を示している。天水成分の値は、(a)に示した浅層地下水 2 試料の測定値を踏まえ、 $^{36}\text{Cl}/\text{Cl} = (15 \pm 5) \times 10^{-15}$ （ $\text{Cl} = 5 \text{ mg/L}$ ）と仮定した。放射平衡値（ $R_0 = 2.4\text{--}5.0 \times 10^{-15}$ ）は、下北地域の中新統蒲野沢層（凝灰岩・砂岩）の化学組成（ $n = 4$ ）を用い、Andrews *et al.* (1989)の方法にしたがって算出した。ここでは、間隙率を 20–30%、岩石の密度を 2.3–2.5 と仮定し、 $\text{Cl} = 5,000 \text{ mg/L}$ に希釈された海水によって間隙が満たされている状態を仮定して計算した。

一方、産業技術総合研究所（2017）では、森川・戸崎（2013）による三戸地域の中部中新統留崎層（砂岩）の全岩化学組成から計算した $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比の放射平衡値を用いていたが、その妥当性を確認するため、今年度は下北半島中部において掘削されたコア試料の全岩化学組成分析を実施した。当該コア試料は、上から段丘堆積物（厚さ 7 m）、鮮新統砂子又層（厚さ 98 m, 砂岩）、中新統蒲野沢層（厚さ 204 m, 凝灰岩・砂岩）、中新統泊層（厚さ 1,175 m, 安山岩質・玄武岩質溶岩、火山角礫岩等）からなっており、砂子又層 7 試料、蒲野沢層 4 試料、泊層 5 試料を分析対象とした。岩井（1975）や青森県環境保健部自然保護課（1997）の地質柱状図からは、本調査で対象とした深層地下水試料はほとんどが和田川層（下部鷹架層）に相当しているものと判断できる。北村ほか（1972）、箕浦ほか（1998）によると、本層は下北半島地域における蒲野沢層に対比されるものであり、蒲野沢層の化学組成を用いて放射平衡値を見積もることが妥当である。

その結果に基づいて計算した放射平衡値を図 3.2.1.3-10 に示している。本地域では天水成分の $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比が他の地域に比べて低いため（例えば、瀬戸内中部沿岸域では天水の $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比は $(150 \pm 50) \times 10^{-15}$; 図 3.1.2-7）、塩水中の海水成分の $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比（Tosaki *et al.*, 2017）を求める際の補正の影響はわずかである。したがって、図 3.2.1.3-10 から読み取れることとしては、多くの塩水は放射平衡に達していると判断され、年代としては最大で地層堆積時であっても矛盾しない程度の非常に古い塩水であると考えられる。一方で、奥入瀬地域においては Cl 濃度が高い塩水は $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比が低く（図 3.2.1.3-10b）、放射平衡には達していないものと判断される。帯水層の放射平衡値が $^{36}\text{Cl}/\text{Cl} = 2.4\text{--}5.0 \times 10^{-15}$ と低いため明確な判断はできないが、現海水とも

エラーバーが重なる程度の比較的若い塩水の可能性がある。これらの分布をみると（図 3.2.1.3-11）、奥入瀬川周辺の沿岸部に $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比が低い塩水が存在している傾向が確認できる。これは、初期 Cl 濃度の分布（図 3.2.1.3-2）ともほぼ一致することから、特に奥入瀬川周辺の沿岸部では、下末吉海進（約 12 万 5 千年前）や縄文海進（約 6 千年前）など最近の海進期の塩水侵入の影響が深層に及んでいるものと推察される。

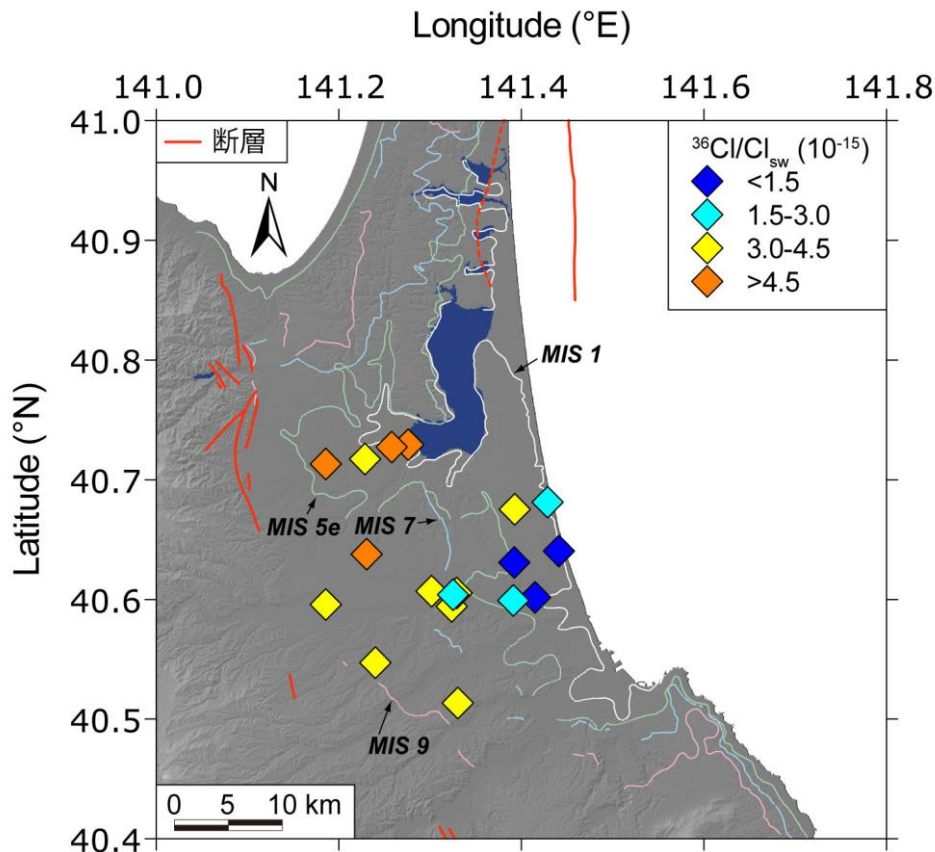


図 3.2.1.3-11 上北平野における深層地下水中の海水成分の $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比の平面分布
 海水成分の $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比 (R_{sw}) は、図 3.2.1.3-10 で仮定した天水成分を用いた混合解析 (Tosaki et al., 2017) によって求めた。比較のため、小池・町田 (2001) による旧汀線分布を示した。

3.2.1.4 青森県東部地域における地下水流動系変化の概念モデルの構築

3.2.1.4.1 異なる地形・地質構造下における沿岸域の地下水流動系変化に関する検討

ここまで、上北平野北部の小川原地域と南部の奥入瀬地域における地下水を比較し、いくつかの異なる特徴が確認された。まず、深層地下水の初期 Cl 濃度の検討から、小川原地域では、塩水は小川原湖西方の 10 km 程度の範囲の深部に存在し、その周囲には広く氷期の淡水が分布していることが示された（図 3.2.1.3-2, 図 3.2.1.3-3a）。これに対して、奥入瀬地域では、最も内陸部を除いて塩水は沿岸から内陸までの深層に広く分布しており、より深部になるほど Cl 濃度が高くなる傾向がみられる（図 3.2.1.3-2, 図 3.2.1.3-3b）。特に奥入瀬川の河口から 5 km 程度内陸の深部に Cl 濃度の高い領域が認められた。これらの塩水の ^{36}Cl 年代は、小川原地域および奥入瀬地域の内陸部ではほぼ放射平衡に達していると判断できる非常に古いものである

が、奥入瀬川の河口付近の高 Cl 濃度領域を中心として沿岸部で明らかに若い傾向が認められる (図 3.2.1.3-11)。

ここで、岩井 (1975) や石油公団 (1995) によって明らかにされている帯水層の盆状構造は、新第三系全体にわたって存在していることに注目したい (図 3.2.1.1-2)。小川原地域に相当する S94-1 測線の断面をみると、本調査における深層地下水が採取されたと考えられる和田川層の深度は、東に向かって次第に浅くなっていることがわかる。これに対して、奥入瀬地域に相当する S94-2 測線の断面では、東方向への和田川層の深度変化は S94-1 測線の場合と比較すると緩やかである。これらを踏まえると、小川原湖西方の和田川層中に存在する深層地下水の流動方向としては、南北方向に顕著な盆状構造 (S94-A 測線；図 3.2.1.1-2) に沿って、南側の奥入瀬地域へと流動する可能性が考えられる。この場合、小川原地域は広域地下水流動系のより上流側となり、深層に淡水が卓越していることや、古い塩水のみが分布していることを説明できる可能性がある。

一方、上北平野は、少なくとも第四紀後期以降は隆起傾向にあるとされており (0.1-0.2 mm/yr ; Miyauchi, 1987)，古い時期の海進期ほど旧汀線は現在の陸域のより内陸部に位置していた (小池・町田, 2001)。このような過去の海水準変動の履歴を考えると、沿岸部における塩水侵入の影響は、過去の海進期には現在の陸域のより内陸部まで及んでいた可能性もある。図 3.2.1.3-11 には、海成段丘の分布に基づく過去の海進時の旧汀線の位置 (小池・町田, 2001) を示しているが、奥入瀬川付近では海水成分の $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比の分布は MIS 5e の旧汀線付近までその形状に沿っているように見える。一方で、小川原湖の西側では、小川原湖を介して内陸まで海進の影響が及んだと考えられているが、若い塩水の痕跡はみられていない。したがって、過去の塩水侵入が内陸の塩水に対してどの程度の影響を及ぼしたかは明確でないが、必ずしも堆積時の塩水がそのまま残っている訳ではない可能性があることには留意すべきである。

深層の淡水が Ca と Mg をほとんど含んでおらず極端な Na-HCO₃ 型の水質であるという特徴は、Ca・Mg と Na とのイオン交換反応が寄与していることを示しており、塩水が分布していた領域を淡水がフラッシングする過程にあることを意味している (Appelo and Postma, 2005)。これらの淡水が低 δD を示す特徴と考え合わせると、産業技術総合研究所 (2017) で報告したように、氷期の海水準低下に伴う広域地下水流動系の拡大によって、深度 1,000 m 程度の深層まで淡水の流動が活発化したという解釈を支持するものである。

また、浅層地下水について、小川原湖の南西部において δD が低く比較的水温の高い領域が確認されたが (図 3.2.1.3-8a)、同様の傾向は井岡ほか (2013) においても確認できる。このような特徴の分布は地域的に限られているため、深層地下水が浅層の帯水層へ混入するような何らかの地質構造が存在する可能性がある。例えば岩井 (1975) で推定されているような、断層に近いような構造が存在することも可能性の 1 つである。一方で、奥入瀬地域 (特に小川原湖の南方) において、浅層地下水の ^3H 濃度が高く、規模の小さな地下水流動系が卓越している可能性が指摘されたが (図 3.2.1.3-9b)、試料採取地点の分布が限られていることによって地形的な局所流動系が反映されている可能性がある。そのため、南北両地域について、より広域でみた浅層地下水流動系の特徴を明らかにするためには、さらに検討が必要と考える。

3.2.1.4.2 上北平野多孔質媒体分布地域における地下水流動概念モデルの再検討

上北平野における氷期—間氷期の地下水流動系変化は、次のような概念モデルとしてまとめられる (図 3.2.1.4-1, 図 3.2.1.4-2)。

最終氷期には、海水準が現在よりも最大で 120 m 程度低下することにより、広域地下水流動

系の流出域が海側へ 30 km 前後移動した。これに伴って地下水流動系の規模が拡大し、少なくとも標高-1,000 m 程度の深度まで天水起源の地下水流動が活発化した。南側の奥入瀬地域では、海岸へと向かう東西方向の広域流動系が形成されたと考えられるが、北側の小川原地域（小川原湖西方）では、帯水層の盆状構造によって南へと向かう流動系が卓越していたと予想される（図 3.2.1.4-1, 図 3.2.1.4-2a, b）。一方で、-1,000 m 前後の一部には、最大で地層堆積時に相当するような 100 万年以上の古い塩水が残留しており、天水起源の淡水はこれらの塩水の周囲を徐々にフラッシングしながら流動した。

最終氷期以降に海水準が上昇すると、地下水流動系の規模は次第に縮小し、氷期に深層まで至っていた地下水流動は徐々に停滞的になった。同時に、活発な地下水流動は浅層部に限られるようになった。完新世の海進期には、奥入瀬川周辺の沿岸部において、氷期の淡水が存在している領域に密度差によって海水が-1,200 m 程度の深度まで侵入した（図 3.2.1.4-2c）。現在の海水準条件下では、標高-1,000 m 前後の深層地下水はほとんど流動していない。現在の天水によって涵養された地下水は、-400 m 程度以浅を流動している（図 3.2.1.4-2d）。

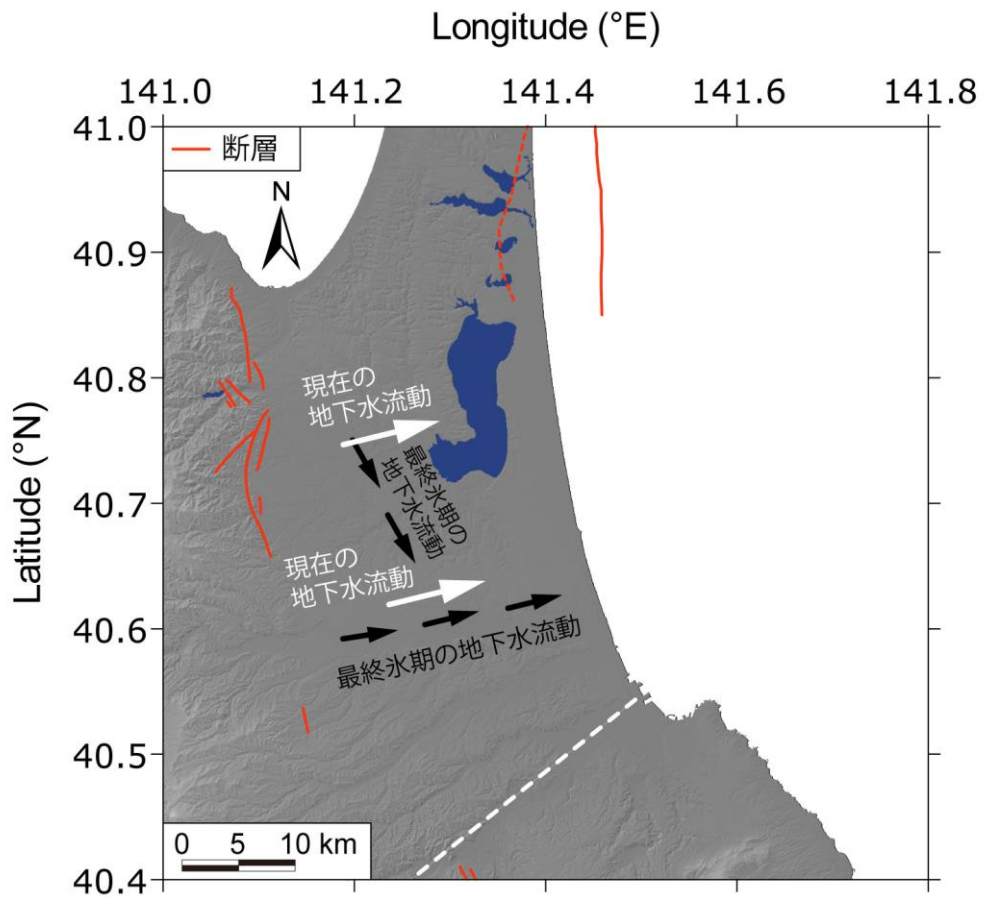
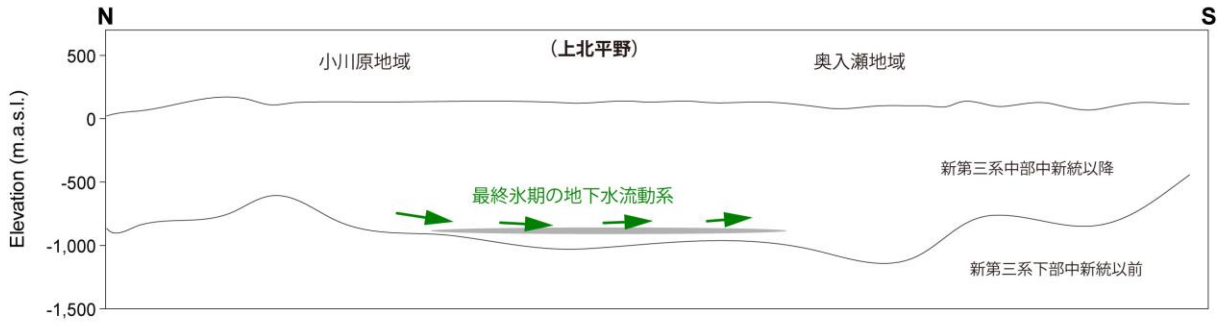
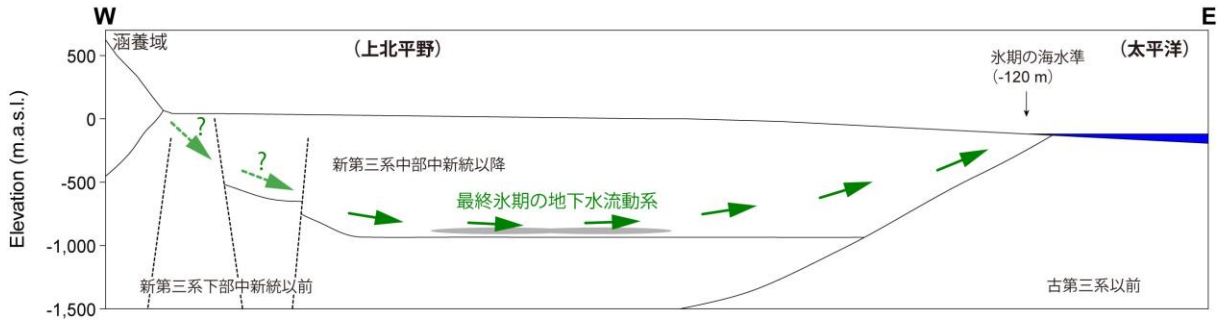


図 3.2.1.4-1 上北平野において推定される地下水流動方向の変化

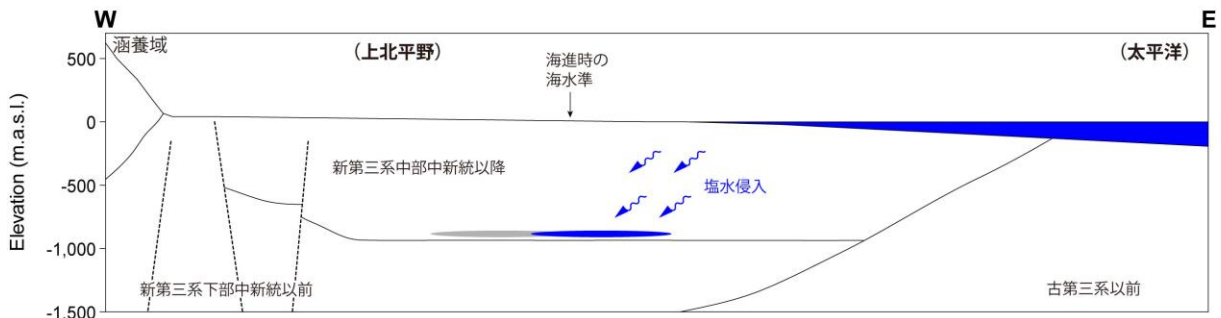
(a) 最終氷期（南北方向）



(b) 最終氷期（東西方向）



(c) 完新世海進期（東西方向）



(d) 現在（東西方向）

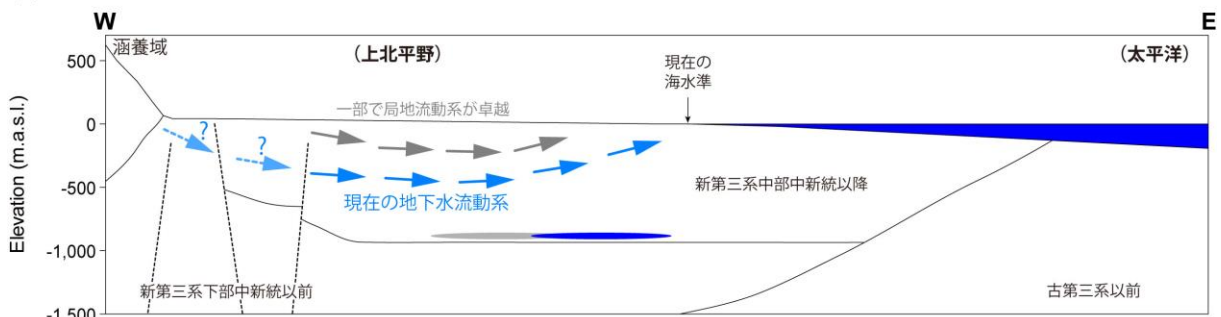


図 3.2.1.4-2 上北平野における地下水流動系変化の概念モデル図

【まとめと今後の課題】

本章では浅層地下水及び深層地下水の流動系変化の評価とともに、青森県東部（上北平野）地域における河川水などの地表水の詳細調査をおこない、当該地域の地下水涵養及び深部からの地下水上昇の可能性について検討を行った。

調査を行った5河川、具体的には小川原湖に注ぎ込む七戸川、砂土路川、上北平野南部を流れる後藤川（奥入瀬川の支流）、五戸川、浅水川（馬淵川の支流）について、河川の流下に伴っ

て溶存化学成分 (HCO_3 , Cl , NO_3 , SO_4) の濃度が上昇する傾向が見られた。調査地域は耕作・酪農地域であるため、これらの溶存化学成分濃度が一様に上昇する現象は、肥料・農薬などの影響と考えられる。しかし、七戸川および砂土路川の中流域において、 HCO_3 , NO_3 , SO_4 の濃度上昇に比べて Cl 濃度上昇が著しく大きな場所が存在することが判明した。この原因は、人為起源の汚染とは異なると考えられ、 Cl 濃度の高い地下水が河床に湧出している可能性が示唆される。

七戸川の下流域では、水温上昇率の高い浅井戸が複数確認されている。さらに、程度はわずかであるが、五戸川においても中流域で局所的な Cl 濃度の上昇が見られた。この地域においても、水温上昇率が $0.5^\circ\text{C}/10\text{ m}$ を超える浅井戸が 1 地点確認されている。水温上昇率の高い地点では、局所的に比較的深層からの地下水の上昇流の存在が考えられ、 Cl の起源もこのような深層地下水である可能性が考えられる。

この場合、地下水調査で示唆された表層地形に依存した大局的な西から東の流動方向とは別に、より深層からの鉛直方向の水流を考える必要がある。それぞれの河川を横切る野辺地断層帯と地下水の上昇量との関係を見ると、断層帯前後において流量や溶存成分濃度に明確な変動は見られなかったものの、同位体比などに変化が見られる河川も存在する。上昇流の存在は、中深度処分程度の深度における地下水流動や水質の変動予測に影響を与える可能性が考えられる。今後、水質異常の見られた地点についてより詳細な調査を行い、上昇流の有無、詳細な分布、そして要因の解明が必要である。

上北平野北部の小川原地域と南部の奥入瀬地域における地下水調査の結果、以下のことが本調査により明らかになった。

- ・小川原地域では、塩水は小川原湖西方の 10 km 程度の範囲の深部に存在し、その周囲には広く氷期の淡水が分布している。 $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比が放射平衡値と区別がつかない程度であり、 ^{36}Cl 年代は非常に古いものである。
- ・奥入瀬地域では、最も内陸部を除いて塩水は沿岸から内陸までの深層に広く分布しており、より深部になるほど Cl 濃度が高くなる傾向がみられた。 ^{36}Cl 年代は、奥入瀬地域の内陸部ではほぼ放射平衡に達していると判断できる非常に古いものであるが、沿岸部では、明らかに若い傾向が認められる。
- ・小川原地域の第三系全体にわたって存在している帯水層の盆状構造を考えると、小川原湖西方の和田川層中に存在する深層地下水の流動方向としては、南北方向に顕著な盆状構造に沿って、南側の奥入瀬地域へと流動する可能性が考えられる。深層においては、小川原地域は広域地下水流動系のより上流側となり、奥入瀬地域と比較して深層に淡水が卓越していることを説明できる可能性がある。
- ・上北平野は、少なくとも第四紀後期以降は隆起傾向にあり、古い時期の海進期ほど旧汀線はより内陸部に位置していたということを考えると、内陸部における塩水侵入の影響は、過去の海進期には現在の陸域のより内陸部まで及んでいた可能性もある。

以上のことを考えると、上北平野においては、過去数十万年における海水準変動に伴う淡水・海水侵入状態が異なり、同一平野内においてもその影響が異なることを示唆している。長期的な地下水流動状態を予測するにあたっては、沿岸部からの距離、その地点での過去の海進（汀線の移動）の程度、地下構造の違い等により流動状態が異なることに留意する必要がある。また、河川調査・地下水調査においても局所的な上昇流のある可能性が指摘されている。

これらは、放射性廃棄物埋設地を想定した場合、上記のことを考慮に入れた 3 次元水文地質モデルを構築して限られた調査孔からその地下水流動状態を把握するためには、適切な場所の選定が必要であることを意味している。

上北平野内の相対的海面変化の履歴復元に基づく隆起傾向が深層地下水流動系に及ぼす影響についてはさらに詳細な検討が、今後の課題として残されている。局所的な上昇流のある可能性についても、詳細調査に基づく検討が必要と考えられる。

【引用文献】

- 秋山由美子・野村真美・木村淳子・高橋政教・小林英一 (1986) 青森県の温泉経年変化について (第四報) . 青森県衛生研究所所報, 23, 22-26.
- Andrews, J. N., Davis, S. N., Fabryka-Martin, J., Fontes, J. -Ch., Lehmann, B. E., Loosli, H. H., Michelot, J. -L., Moser, H., Smith, B. and Wolf, M. (1989) The in situ production of radioisotopes in rock matrices with particular reference to the Stripa granite. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 53, 1803-1815.
- 青森県 (1996) 津軽山地西縁断層帯及び野辺地断層帯に関する調査. 平成 7 年度地震調査研究交付金成果報告書 (概要版) , 青森県, 54 p.
- 青森県環境保健部 (1988) 温泉ゆう出地基礎調査報告書 (野辺地町・東北町・天間林村・七戸町) . 青森県環境保健部, 49 p.
- 青森県環境保健部 (1992) 温泉ゆう出地基礎調査報告書 (三沢市・下田町・百石町・八戸市) . 青森県環境保健部, 65 p.
- 青森県環境保健部自然保護課 (1997) 青森県温泉地質誌. 青森県, 535 p.
- 青森県企画部 (1981) 青森県地下水調査報告書. 青森県企画部, 339 p.
- Appelo, C. A. J. and Postma, D. (2005) *Geochemistry, Groundwater and Pollution*. 2nd ed., A. A. Balkema, 668 p.
- Fifield, L. K., Tims, S. G., Stone, J. O., Argento, D. C. and De Cesare, M. (2013) Ultra-sensitive measurements of ^{36}Cl and ^{236}U at the Australian National University. *Nucl. Instrum. Methods Phys. Res. B*, 294, 126-131.
- Hasegawa, H., Akata, N., Kawabata, H., Sato, T., Chikuchi, Y. and Hisamatsu, S. (2014) Characteristics of hydrogen and oxygen stable isotope ratios in precipitation collected in a snowfall region, Aomori Prefecture, Japan. *Geochem. J.*, 48, 9-18.
- 井岡聖一郎・村岡洋文・丸井敦尚・井川怜欧 (2013) 青森県太平洋岸地域におけるオープン方式地中熱ヒートポンプシステムのための地下水水質評価. *日本地熱学会誌*, 35, 111-117.
- 石塚伸一・木村淳子・野村真美・高橋政教・小林英一 (1990) 青森県の温泉泉質経年変化 (第八報) . 青森県環境保健センター研究報告, 1, 44-60.
- 岩井武彦 (1975) 青森県小川原湖畔地域における温泉群の研究. 青森県・三沢市・上北町・東北町, 26 p.
- Katsuyama, M., Yoshioka, T. and Konohira, E. (2015) Spatial distribution of oxygen-18 and deuterium in stream waters across the Japanese archipelago. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 19, 1577-1588.
- 気象庁 (2018) 過去の気象データ検索, <http://www.jma.go.jp/>
- 北村 信・岩井武彦・多田元彦 (1972) 青森県の新第三系. 青森県の地質, 青森県, 5-70.
- 小林英一・渡辺幸子・小鹿 晋・田沢恵子・秋山由美子・古川章子 (1973) 青森県の温泉について. 青森県衛生研究所所報, 11, 51-72.
- 小池一之・町田 洋 (編) (2001) 日本の海成段丘アトラス. 東京大学出版会, 122 p. + CD-ROM.

- 国土交通省 (2018) 水文地質データベース. <http://www1.river.go.jp/>
- 近藤純正・中園 信・渡辺 力・桑形恒男 (1992) 日本の水文気象(3)-森林における蒸発散量-. 水文・水資源学会誌, 5(4), 8-18.
- 箕浦幸治・小菅正裕・柴 正敏・根本直樹・山口義伸 (1998) 青森県の地質. 青森県商工観光労働部鉱政保安課, 207 p.
- 宮内崇裕 (1985) 上北平野の段丘と第四紀地殻変動. 地理学評論 58, 492-515.
- Miyauchi T. (1987) Quaternary tectonic movements of the Kamikita Coastal Plain, Northeast Japan. Geogr. Rev. Jpn, Ser. B., 60, 1-19.
- Mizota, C. and Kusakabe, M. (1994) Spatial distribution of δD - $\delta^{18}O$ values of surface and shallow groundwaters from Japan, south-Korea and east China. Geochem. J., 28, 387-410.
- 森 和雄・池田喜代治 (1964) 青森県八戸および上北・下北一円の地下水について. 地質調査所月報, 15, 267-296.
- 森川徳敏・戸崎裕貴 (2013) 非常に古い地下水年代測定のための日本列島の帯水層岩石を対象にしたヘリウム同位体生成速度および放射性塩素同位体放射平衡値データ集. 地質調査総合センター研究資料集, 582, 21 p.
- 生出慶司 (1984) 第四紀火山活動の地域性と島弧一海溝系の会合問題. 地質学論集, 24, 221-232.
- 桶田幾代・小林英一・秋山由美子・渡辺幸子・田沢恵子 (1975) 青森県の温泉について. 青森県衛生研究所所報, 13, 3-36.
- Rozanski, K. (1985) Deuterium and oxygen-18 in European groundwaters — Links to atmospheric circulation in the past. Chem. Geol. (Isot. Geosci. Sect.), 52, 349-363.
- Rudolph, J., Rath, H. K. and Sonntag, C. (1984) Noble gases and stable isotopes in ^{14}C -dated palaeowaters from Central Europe and the Sahara. In: Isotope Hydrology 1983, Int. At. Energy Agency (IAEA), Vienna, pp. 467-481.
- 産業技術総合研究所 (2009) 活断層データベース 2009年7月23日版. 産業技術総合研究所研究情報公開データベース DB095, 産業技術総合研究所. https://gbank.gsj.jp/activefault/index_gmap.html
- 産業技術総合研究所 (2017) 平成 28 年度原子力発電施設等安全技術対策委託費 (自然事象等の長期予測に関する予察的調査) 事業: 平成 28 年度事業報告書.
- 産業技術総合研究所地質調査総合センター (編) (2012) 20 万分の 1 日本シームレス地質図 2012年7月3日版. 産業技術総合研究所研究情報公開データベース DB084, 産業技術総合研究所地質調査総合センター. <https://gbank.gsj.jp/seamless/maps.html>
- 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2010) 地質処分に係る地質情報データの整備: 平成 21 年度事業報告書.
- 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2011) 地質処分に係る地質情報データの整備: 平成 22 年度事業報告書.
- 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2012) 地質処分に係る地質情報データの整備: 平成 23 年度事業報告書.
- 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2013) 地質処分に係る地質情報データの整備: 平成 24 年度事業報告書.

- Scholl, M. A., Ingebritsen, S. E., Janik, C. J. and Kauahikaua, J. P. (1996) Use of precipitation and groundwater isotopes to interpret regional hydrology on a tropical volcanic island: Kilauea volcano area, Hawaii. *Water Resour. Res.*, 32, 3525-3537.
- 石油公団 (1995) 平成6年度国内石油・天然ガス基礎調査 陸上基礎物理探査「七戸地域」調査報告書. 35 p.
- 高橋政教・桶田幾代・野村真美・小林英一 (1981) 青森県の温泉経年変化について (第一報). *青森県衛生研究所所報*, 18, 33-37.
- 高橋政教・桶田幾代・野村真美・小林英一・村上淳子・平出博昭・秋山由美子・木村淳子・小林繁樹・石塚伸一・早狩 進 (1995) 青森県における温泉泉質経年変化 (1980-1989). *青森県環境保健センター研究報告*, 6, 27-34.
- 東北通商産業局総務企画部産業施設課 (1990) 上北地域地下水利用適正化調査報告. *工業用水*, 381, 36-46.
- Tosaki, Y., Morikawa, N., Kazahaya, K., Tsukamoto, H., Togo, Y. S., Sato, T., Takahashi, H. A., Takahashi, M. and Inamura, A. (2017) Deep incursion of seawater into the Hiroshima Granites during the Holocene transgression: Evidence from ^{36}Cl age of saline groundwater in the Hiroshima area, Japan. *Geochem. J.*, 51, 263-275.
- 渡辺満久・中田 高・鈴木康弘 (2008) 下北半島南部における海成段丘の撓曲変形と逆断層運動. *活断層研究*, 29, 15-23.
- 山崎晴雄・栗田泰夫・加藤碩一・衣笠善博 (1986) 50 万分の 1 活構造図「青森」. 地質調査所.
- Yoshida, A. and Takeuti, S. (2009) Quantitative reconstruction of palaeoclimate from pollen profiles in northeastern Japan and the timing of a cold reversal event during the Last Termination. *J. Quat. Sci.*, 24, 1006-1015.

3.2.2 地下水の流動ポテンシャルの検討

1) はじめに

長期にわたる地下水流動系の変化と地下水を介した溶存物質の移行を予測するためには、地質学的変動・海水準変動等が地層の水理特性にどのような影響を及ぼすかを把握する必要がある。特に、海成の堆積岩地域を対象とする場合には、堆積後の隆起・侵食によって変化する上載圧や天水の浸透に伴う地下水塩分濃度の変化の影響を評価することが重要となる。また、地下水流動系が変化する過程では、透水性の低い泥質岩層等において地下水が停滞し、溶存物質の移行が拡散現象に支配されることが想定されるため、長期にわたる物質移行を予測するためには透水性に加えて、拡散特性の評価も必要となる。さらに、近年の研究からは、泥質岩層では重力・圧力によるポテンシャル流動に加え、地下水塩分濃度差と泥質岩の半透膜性に起因する化学的浸透が発生し得ることが明らかとなっており、泥質岩の基本的な物性として半透膜性を把握する必要もある。以上のように、低透水性の泥岩層が分布する地域においては、地下水の流動ポテンシャルとして重力・圧力ポテンシャルに加えて化学的浸透による圧力ポテンシャルを考慮する必要があるため、それらの影響を評価するための室内試験を実施し、流動ポテンシャルとしての寄与・影響等について検討する。

2) 応力の変化が泥質岩の水理特性に及ぼす影響

地質学的変動に伴う応力変化が、地下水の流動特性と地下水を介した溶存物質の移行特性に及ぼす影響を明らかにするために、稚内層珪質泥岩の固有浸透率・実効拡散係数・反射係数の応力への依存性を評価する。平成 28 年度の研究によって、比較的透水性の高い泥質岩の水理特性は応力変化に追従し変化することが明らかとなった。本年度は、透水性がより小さい泥質岩を対象に実験を実施し、各種水理特性の応力依存性を明らかにする。

(1) 実験試料

実験には、国立研究開発法人日本原子力研究開発機構幌延深地層研究センター内で掘削された稚内層の珪質泥岩を用いた。岩石試料は、SAB-2 孔の 698 m において採取された岩石コアから高さ 10 mm 直径 50 mm に整形した。整形した岩石試料は 0.1 M 塩化ナトリウム水溶液内で実験開始まで保管した。

(2) 実験方法及び実験条件

図 3.2.1-1 に、化学的浸透実験の概念図と化学的浸透の影響下で発生する岩石中での水及び溶存物質の移動現象の概念図を示す。実験では円盤型岩石試料を圧力容器に封入し、化学的浸透実験を実施する前に拘束圧 1 MPa を載荷し、0.1 M 塩化ナトリウム水溶液で配管及び試料端面に接する溶液槽を満たす。その後、溶液に背圧 150 kPa を載荷し透水実験を実施する。透水実験は試料端面に接する片側の溶液槽（以下、上流側溶液槽）に 200 kPa を載荷し、他方の端面に接する溶液槽（以下、下流側溶液槽）を密閉し内部で上昇する圧力を計測する。下流側溶液槽の圧力が 200 kPa に達した時点で透水実験を終了し、背圧 200 kPa を載荷した状態で下流側溶液槽の溶液を 0.6 M 塩化ナトリウム水溶液に置換し、背圧と下流側溶液槽の間のバルブを閉じ化学的浸透実験を開始する。化学的浸透実験中は、上流側溶液槽の圧力を 200 kPa に保ち、下流側溶液槽を密閉することで、塩分濃度の低い上流側溶液槽から低塩濃度の下流側溶液槽に向かう化学的浸透を下流側溶液槽の圧力上昇として観測する。実験は圧力の上昇が止まった時点で終了する。なお、実験中は各溶液槽の塩分濃度変化も測定し、塩分の拡散を観測する。拘束圧 1 MPa での実験後には、拘束圧を所定の値に変化させ、下流側溶液槽の圧力を背圧に戻し、再び密閉し、異なる拘束圧下での化学的浸透実験を繰り返し行う。拘束圧の最大値は、岩石試料が最大埋没時に受けていた有効応力より大きくなるように設定し、最大拘束圧の載荷後は拘

束圧を段階的に除荷する。

図 3.2.2-1(a)に示すように、化学的浸透実験中の岩石試料内では塩分濃度差に起因して低塩分濃度側から高塩分濃度側に化学的浸透が発生し、高塩分濃度側での圧力を上昇させ、岩石試料内には高塩分濃度側から低塩分濃度側に向かう移流現象が発生する。これらの逆行する二つの流動現象が動的平衡状態に達した時点で、高塩分濃度側の圧力は準定常的な値となる。岩石中では、図 3.2.2-1(b)及び(c)に示すように、逆行する2つの流動現象は異なる空隙で発生していると考えられる。岩石空隙中に塩分濃度差があると、塩分及び水の双方はそれぞれの化学ポテンシャル差に従って移動するが、図 3.2.2-1(b)に示すように、粘土鉱物間では陰イオンへの電氣的斥力による排除効果とバルク水中での対イオン（陽イオン）との電氣的拘束によって、粘土鉱物間の塩分の移動が阻害される。一方で、粘土鉱物間では水の化学ポテンシャル差に従う化学的浸透（水の移動）が発生することで、塩分濃度が高い間隙水の圧力を潜在的に増加させる。その結果、粘土鉱物周囲の電荷を持たない鉱物間の空隙には化学的浸透によって移動した水が流出し、圧力を消散させるように化学的浸透とは逆向きの移流現象が発生すると考えられる（図 3.2.2-1(c)）。したがって、泥質岩中での化学的浸透による浸透圧の発生は、粘土鉱物間の半透膜性とそれ以外の鉱物間での透過性の大小に依存する。また、実験中には、塩分勾配に従う高塩分濃度側から低塩分濃度側への塩分拡散も完全な半透膜として機能していない空隙中で発生している。一連の実験では、泥質岩の半透膜性と塩分濃度差に起因して発生する浸透圧の実効値を規定する反射係数、固有浸透率及び塩分実効拡散係数が拘束圧変化に伴って変化することが明らかとなる。

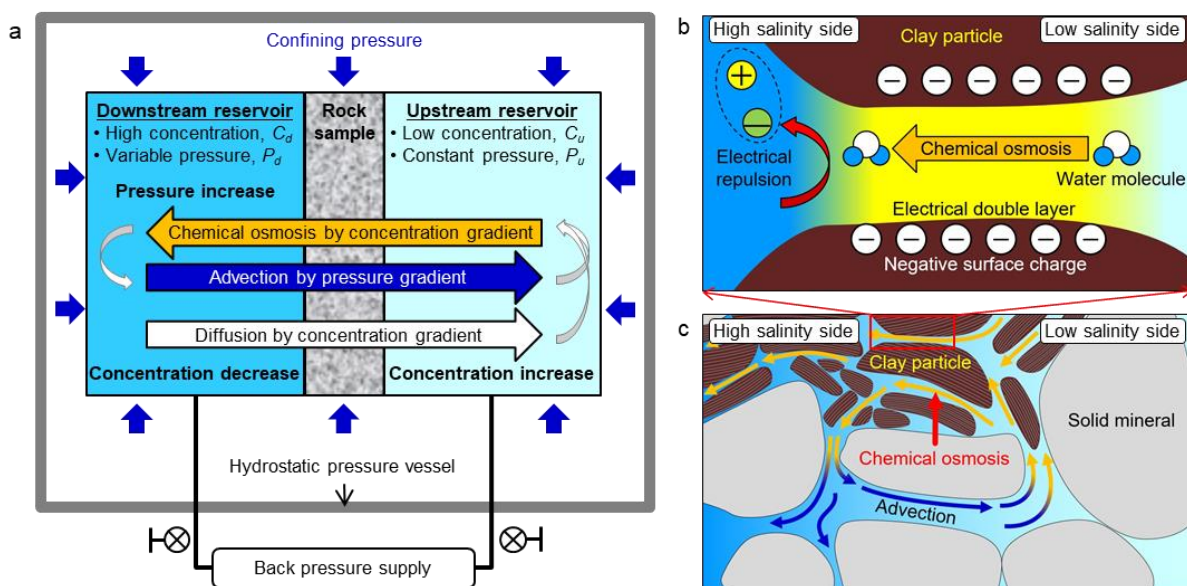


図 3.2.2-1 (a)化学的浸透の概念図, (b)負に帯電した粘土鉱物表面間の電気二重層のオーバーラップによって発揮される塩分排除効果のイメージ図, (c)化学的浸透実験中の岩石試料空隙内部で発生する化学的浸透とそれに誘発される移流現象のイメージ図

(3) 実験結果及び解析方法

図 3.2.2-2 に、実験中に載荷した拘束圧、各拘束圧条件下で計測した溶液槽内圧力及び塩分濃度、並びに後述する計算式によって算出した反発係数を示す。各拘束圧下での化学的浸透実験では、高塩分濃度溶液槽の圧力は上昇し、1日以内で準定常状態となった。準定常状態における高塩分濃度溶液槽の圧力は拘束圧の増減に伴って変化しており、拘束圧の変化によって化学的浸透、移流及び拡散が発生する空隙が変化することを示唆している。これらの3つの現象を規定する各種の水理特性値は以下のように算出した。

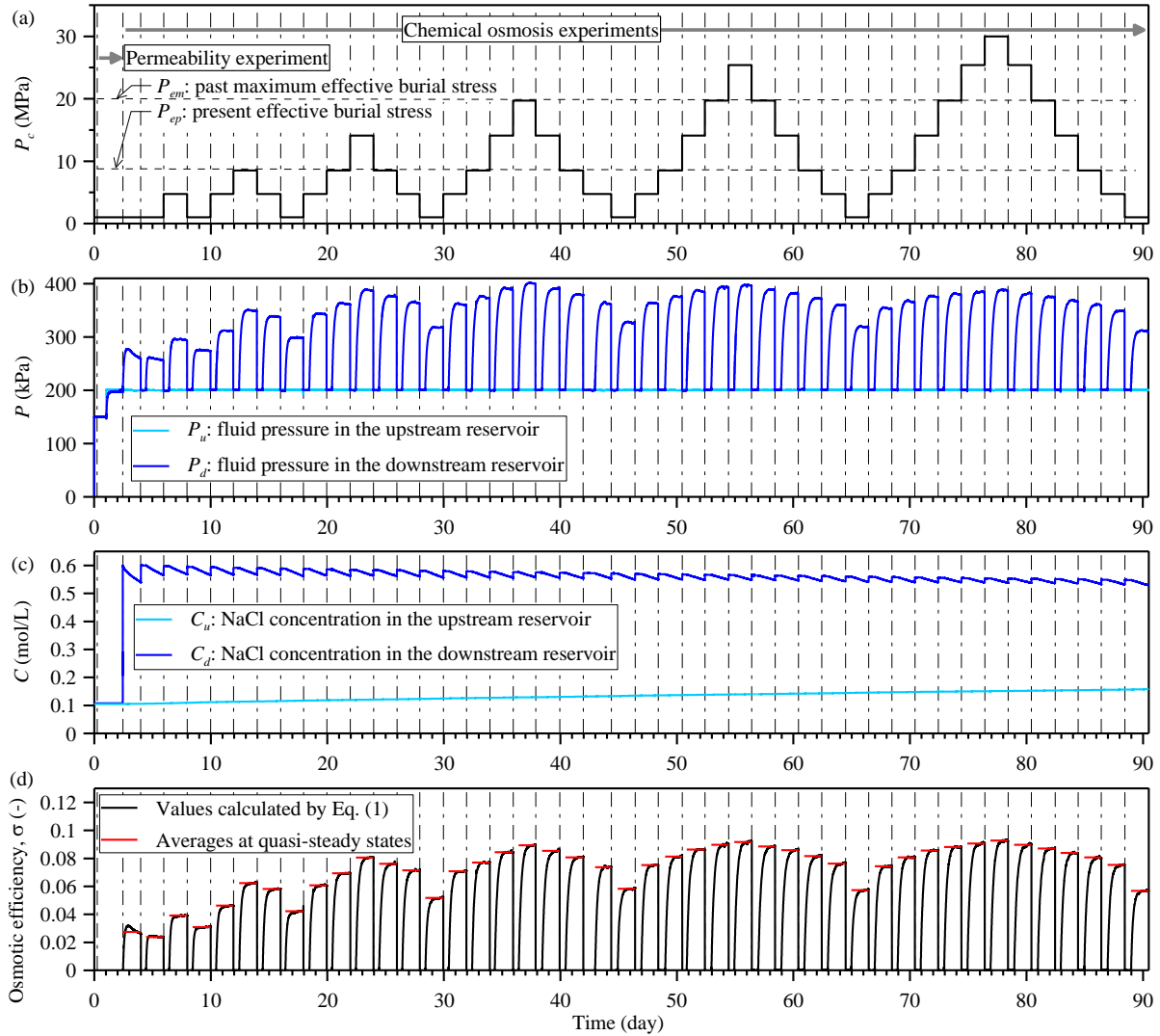


図 3.2.2-2 SAB-2 孔深度 698 m の岩石試料を対象に実施した化学的浸透実験の計測結果 (a)各実験中の拘束圧, (b)上流及び下流側溶液槽の圧力, (c) 上流及び下流側溶液槽の塩分濃度, (d)各拘束圧下で測定された反射係数.

反射係数は、化学的浸透実験の準定常状態に対する次式によって算出した (Takeda et al., 2014).

$$\sigma = \frac{\Delta P}{\nu \cdot R \cdot T \cdot \Delta C} \quad \text{式 3.2.2-1}$$

ここで、 σ は反射係数、 ΔP 及び ΔC は岩石試料端面間の圧力及び濃度の差、 ν は塩の乖離定数 (NaCl の場合、 $\nu=2$)、 R はガス定数、 T は絶対温度である。

実効拡散係数は、塩分の拡散を準定常状態と過程する次式によって算出した (Wolfrum et al., 1988).

$$\ln\left(\frac{\Delta C}{\Delta C_0}\right) = -\frac{A \cdot D_e^*}{L} \cdot \left(\frac{1}{V_u} + \frac{1}{V_d}\right) \cdot t + B \quad \text{式 3.2.2-2}$$

ここで、 ΔC_0 は岩石試料端面間の初期濃度差、 A 及び L は岩石試料の断面積及び長さ、 V_u 及び V_d は低塩濃度貯留槽及び高塩濃度貯留槽の体積、 t は実験開始からの時間、 B は定数、 D_e^* は半透膜性を考慮した実効拡散係数である。反射係数 σ と実効拡散係数 D_e^* の間には、

$$D_e^* = (1 - \sigma) \cdot D_e \quad \text{式 3.2.2-3}$$

の関係があるとされており、この場合、 D_e は半透膜性の影響を排除した実効拡散係数となる (Bader and Kooi, 2005)。

固有浸透率は、上記の方法で算出した σ 及び D_e と以下に示す解析モデルから数値的に算出される圧力及び濃度を実験で得られた計測データにフィッティングし決定した。岩石の半透膜性は溶液の移流フラックス及び溶質の輸送フラックスにおいて、それぞれ化学的浸透及び塩分排除の項として表わされる (e.g., Malusis et al., 2012)。なお、ここで用いる解析モデルは、岩石試料中の移流・拡散現象は岩石端面間で一様に発生すると仮定し一次元とした。

移流フラックスは一般化されたダルシー則として、

$$J_v = -\frac{k}{\mu} \cdot \left(\frac{\partial P}{\partial x} - \sigma \cdot \frac{\partial \Pi}{\partial x} \right) \quad \text{式 3.2.2-4}$$

と表わされる。ここで、 J_v は溶液の体積フラックス、 x は高濃度側貯留槽に接する岩石端面から反対側端面への距離、 μ は粘性係数、 P は圧力、 Π は浸透圧である。式 3.2.1-4 において、第 2 項は化学的浸透による溶液の体積フラックスを表わしている。なお、塩濃度 C の溶液の浸透圧は $\Pi = \nu \cdot R \cdot T \cdot C$ として定義される。

溶質のフラックスは次式で表わされる。

$$J_s = -(1 - \sigma) \cdot \left(D_e \cdot \frac{\partial C}{\partial x} + C \cdot J_v \right), \quad \text{式 3.2.2-5}$$

ここで、 J_s は溶質のモルフラックスである。上式において、第 1 項及び第 2 項はそれぞれ拡散及び移流フラックスを表わしている。溶質の排除効果は右辺の係数 $(1 - \sigma)$ として表わされる。

岩石試料内での溶液及び溶質の移動は質量保存則に従い、それぞれ以下の式で表わされる (e.g., Bader and Kooi, 2005)。

$$\frac{\partial}{\partial t} (n \cdot \rho) + \frac{\partial}{\partial x} (\rho \cdot J_v) = 0, \quad \text{式 3.2.2-6}$$

$$\frac{\partial}{\partial t} (n \cdot \rho \cdot \omega) + \frac{\partial}{\partial x} (M_s \cdot J_s) = 0, \quad \text{式 3.2.2-7}$$

ここで、 n は空隙率、 ρ は溶液密度、 ω は溶質の質量分率、 M_s は溶質モル質量である。

岩石試料端面と高濃度貯留槽の境界面での溶液及び溶質の移動は質量保存則に基づきそれぞれ以下の式で表わされる (e.g., Takeda et al., 2014)。

$$V_d \cdot \frac{dC_d}{dt} = -A \cdot J_s \Big|_{x=0}, \quad C_d(t) = C(0, t), \quad t > 0, \quad \text{式 3.2.2-8}$$

$$V_u \cdot \frac{dC_u}{dt} = A \cdot J_s \Big|_{x=L}, \quad C_u(t) = C(L, t), \quad t > 0. \quad \text{式 3.2.2-9}$$

ここで、 C_d 及び C_u は高濃度及び低濃度貯留槽の溶液の溶質濃度、 V_d 及び V_u は高濃度及び低濃度貯留槽の溶液堆積である。

高濃度貯留槽での圧力変化は次式によって表わされる (e.g., Sherwood and Craster, 2000)。

$$S_d \cdot \frac{dP_d}{dt} = -A \cdot J_v \Big|_{x=0}, \quad P_d(t) = P(0, t), \quad t > 0, \quad \text{式 3.2.2-10}$$

ここで、 P_d 及び S_d は高濃度貯留槽の溶液圧力及び圧縮貯留である。なお、 S_d は単位圧力変化

に対しての体積変化量として定義される。

岩石試料端面と低濃度貯留槽の境界面における圧力は次式で与えられる。

$$P_u = P_b, \quad P_u(t) = P(L, t), \quad t \geq 0, \quad \text{式 3.2.2-11}$$

ここで、 P_u 及び P_b は低濃度貯留槽の溶液圧力及び背圧である。なお、 P_b は実験中に一定値で保たれる。

貯留槽溶液の濃度初期条件は次式で表わされる。

$$C_d = C_{d0}, \quad C_d(0) = C(0, 0), \quad \text{式 3.2.2-12}$$

$$C_u = C_{u0}, \quad C_u(0) = C(L, 0), \quad \text{式 3.2.2-13}$$

ここで、 C_{d0} 及び C_{u0} は実験開始時に測定される高濃度及び低濃度貯留槽の溶液の塩分濃度である。

実験開始時における高濃度溶液貯留槽とそれに接する岩石試料端面の圧力は背圧と等しく、その初期条件は次式で表わされる。

$$P_d = P_b, \quad P_d(0) = P(0, 0), \quad \text{式 3.2.2-14}$$

拘束圧 1 MPa 以上の実験を開始する時点では、岩石試料内の溶質及び圧力の分布は一様でないため、以下で示すように距離 x の関数としての取り扱いが必要となる。

$$C(x, 0) = C_i(x), \quad 0 < x < L, \quad \text{式 3.2.2-15}$$

$$P(x, 0) = P_i(x), \quad 0 \leq x \leq L, \quad \text{式 3.2.2-16}$$

ここで、 C_i 及び P_i は拘束圧条件が異なる 2 回の化学的浸透実験の間に背圧 P_b が载荷された状態で岩石試料内に分布する溶質及び圧力の分布を表わす関数である。各拘束圧条件での実験開始前の岩石試料の両端面には背圧 P_b が载荷され、塩濃度 C_{u0} 及び C_{d0} の溶液が接している。このため、式 3.2.1-15 及び 16 の C_i 及び P_i は以下の境界条件と式 3.2.1-3~6 で定義される問題の定常解として与えられると仮定する。

$$C(0, t) = C_{d0}, \quad \text{式 3.2.2-17}$$

$$C(L, t) = C_{u0}, \quad \text{式 3.2.2-18}$$

$$P(0, t) = P(L, t) = P_b. \quad \text{式 3.2.2-19}$$

拘束圧 1 MPa 以上で実施した化学的浸透実験は、式 3.2.2-3~15 で記述される解析モデルを用いて評価した。また、拘束圧 1 MPa の実験の評価は式 3.2.2-15 及び 16 において $C_i = C_{u0}$ 及び $P_i = P_b$ とした。図 3.2.2-3 に上記の方法に基づく実験の解析例を示す。

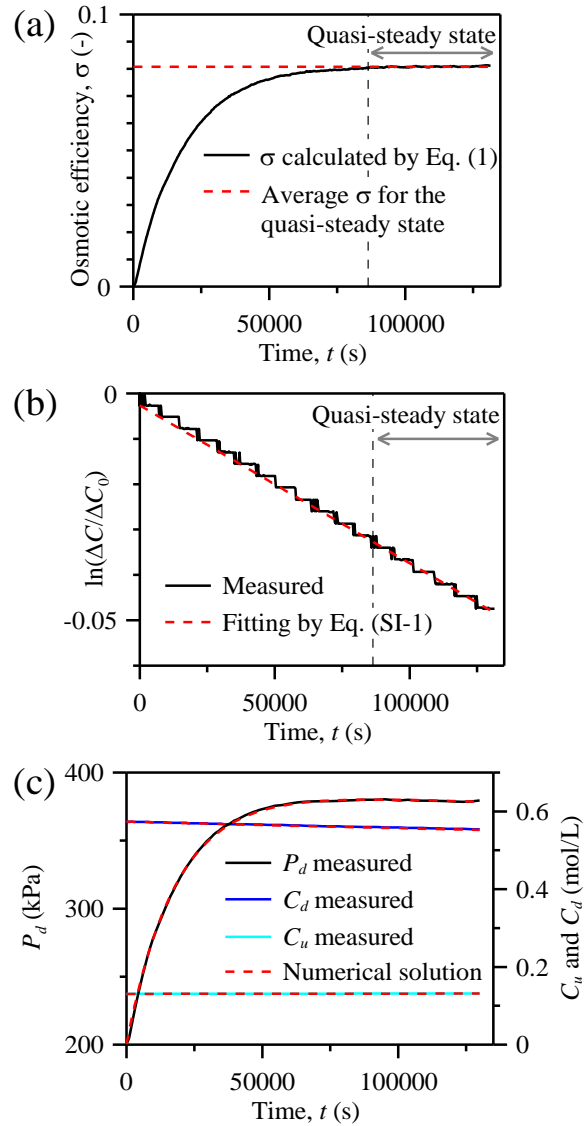


図 3.2.2-3 SAB-2 孔深度 698 m の岩石試料を対象に拘束圧 8.5 MPa において実施した化学的浸透実験の解析結果. (a)式 3.2.2-1 を用いて算出した反射係数, (b)式 3.2.2-2 の計測データに対してのフィッティング結果, (c)式 3.2.2-3~15 の計測データに対してのフィッティング結果.

(4) 水理特性値の応力依存性

実験により測定された反射係数, 固有浸透率及び実効拡散係数を図 3.2.2-4 に示す. また, 同図に参考として平成 27 年度に測定した SAB-2 孔深度 401m の泥質岩試料の各水理特性値と Rahman et al.(2005)が測定した頁岩の反射係数と実効拡散係数も示す.

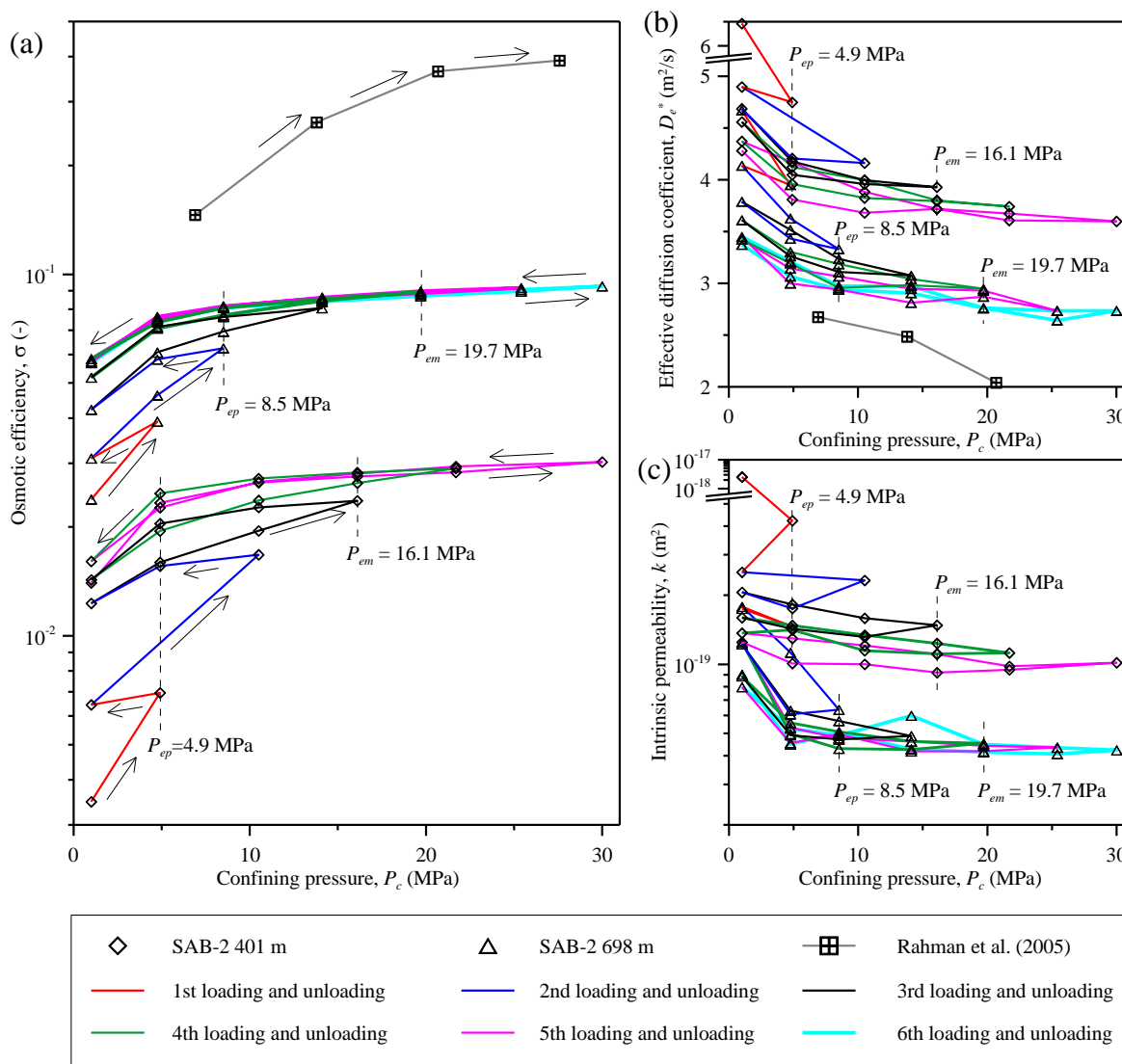


図 3.2.2-4 SAB-2 孔深度 401 m 及び 698 m の岩石試料の各拘束圧条件下での(a)反射係数, (b)実効拡散係数, (c)固有浸透率

図中、 P_{em} 及び P_{ep} はそれぞれ岩石試料が受けた過去の最大埋没有効応力及び現在の埋没有効応力。 P_{em} は、Ishii et al.(2011)に基づき、稚内層とその上部に位置する声間層の地層境界が最大埋没時におよそ深度 1000 m であったこと及び各層序において岩石飽和重量が 2.2g/cm^3 であると仮定して算出した。

反射係数の応力依存性は拘束圧 (図 3.2.2-4 において P_c) が過去に岩石試料が原位置において受けた最大有効埋没応力 (図 3.2.2-4 において P_{em}) を超えるまで拘束圧の載荷・除荷過程で異なる。載荷過程では拘束圧増加に伴い反射係数は増加するが、拘束圧の増分に対する反射係数の増加率は高い拘束圧下では小さくなる傾向にある。同様の傾向は Rahman et al. (2005) が測定した頁岩の反射係数にもみられる。除荷過程では、拘束圧の減少に伴って反射係数は減少するが、拘束圧変化に対する反射係数の変化率は、載荷過程と比べ除荷過程の方が小さい。この反射係数の不可逆的な増加は、半透膜性が発揮される粘土鉱物間空隙が拘束圧の増加によって不可逆的に圧縮されたことを示唆している。実効拡散係数及び固有浸透率も応力増加に伴って不可逆的に減少しており、実験中に拡散現象及び移流現象が発生していると考えられる塩分排除効果のない比較的大きな空隙が不可逆的に圧縮されたことを示唆している。固有浸透率の応力増加に伴う不可逆的な減少は泥質岩に一般的であり (例えば, Dong et al., 2010; Kwon et al., 2004; Selvadurai & Jenner, 2013; Uehara et al., 2012; Yang & Aplin, 2007), 応力増加に伴

う拡散係数の低下も幾つかの泥質岩について報告されている（例えば，Rahman et al., 2005; Van Loon et al., 2003）。このように，本項目で得られた実験結果と既往研究の結果は，地下から採取された泥質岩は拘束圧が載荷されることによって空隙を減少させながら圧密媒体のように圧縮され，各種の水理特性値を変化させることを示している。

拘束圧が最大埋没有効応力を超えた後には，反射係数，実効拡散係数及び固有浸透率は拘束圧の変化に追従して可逆的に変化しており，その変化は小さくなっている。これらの結果は，拘束圧が最大埋没有効応力を超えるまでは泥質岩中の空隙は圧縮され，その後の変形は拘束圧に対して可逆的且つわずかとなることを示唆している。そのような空隙の変形挙動は，構成鉱物が密に接する過圧密状態の媒体に知られている（例えば，Ingebritsen et al., 2006）。従って，各種の水理特性値の可逆的な変化は，岩石試料が過去の最大埋没有効応力を載荷されることによってその空隙の元々の応力依存性を回復することを示唆していると考えられる。稚内層珪質泥岩の構成鉱物は，スメクタイト（10–18 wt%），イライト（7–13 wt%），opal-CT（40–50 wt%），石英（9–13 wt%），長石（7–13 wt%）（Hiraga & Ishii, 2007; Ishii et al., 2011）であり，硬い鉱物が大半を占めており，それらの鉱物が密に接し弾性的に変形することによって鉱物間の空隙が応力に対して可逆的に変形すると考えられる。粘土鉱物もそれを囲む他の硬い構成鉱物に追従して変形し，反射係数を可逆的に変化させていると考えられる。しかし，粘土鉱物の可逆的な変形は，単に弾性的な変形ではなく，鉱物内の構造と粘土粒子の電気化学的特性に起因する粘土鉱物内の内部反発力によるものと考えられる。

図 3.2.2-5 に示す深度 698 m の稚内層珪質泥岩の TEM 画像からは，粘土鉱物は他の構成鉱物に囲まれており，粘土鉱物内部の粘土粒子は顕著な配向性を示していないことが分かる。このような粘土鉱物内では，外力に対する内部反発力として，粘土粒子の端部と面の接触部分で弾性反発力が発揮される（図 3.2.2-6(b)）（例えば，Mašín & Khalili, 2016）。また，粘土粒子間の水とバルク水の溶存物質量の違いは粘土粒子間距離に応じた膨潤圧を生じさせる（図 3.2.2-6(c)）（例えば，Gonçalvès et al., 2010; Madsen & Müller-Vonmoos, 1989）。さらに，粘土粒子の層間での構造水は外力に対して水和反発力を発揮し，粘土粒子を圧縮性構成物のように変形させる（図 3.2.2-6(d)）（例えば，Bathija et al., 2009; De Siqueira et al., 1999）。これらの内部反発力のうちどの反発力が卓越しているのかはさらに検討が必要であるが，こうした内部反発力が，拘束圧が減少した際の粘土鉱物の膨張に寄与し，半透膜性を低下させると考えられる。さらに，こうした内部反発力は岩石試料が原位置から採取され，応力が完全に開放された時点でも作用しており，その結果は，図 3.2.2-4(a)で示した初期の低い拘束圧下での小さな反射係数に反映されている。

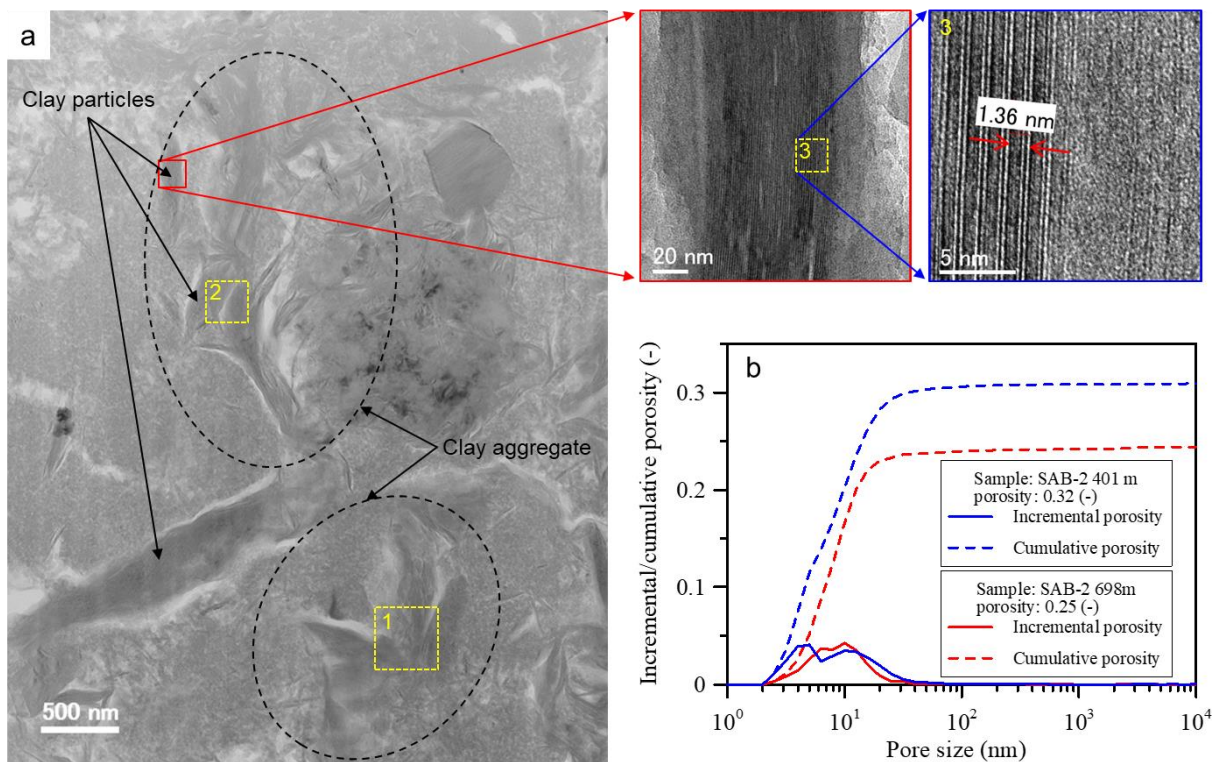


図 3.2.2-5 SAB-2 孔深度 698 m から採取された岩石片の(a)TEM による空隙構造の観察結果と (b)水銀圧入法によって得られた空隙計分布

図(a)中、粘土鉱物は複数の粘土粒子が集まった凝集塊として存在しており、それぞれの粘土粒子は(1)端部と面、(2)あるいは面と面で接しており、(3)粘土粒子の層間幅は水和陽イオンの存在を示している。

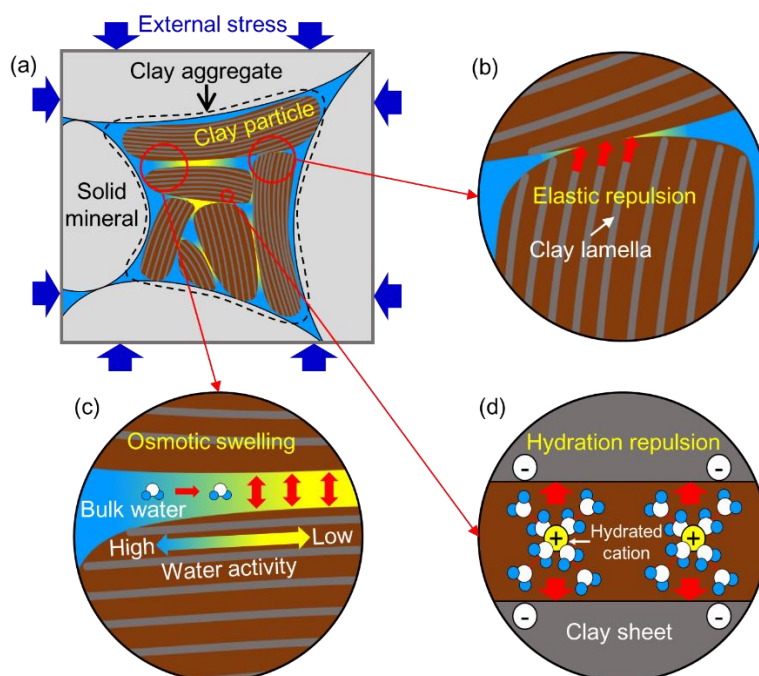


図 3.2.2-6 粘土鉱物内で外力に応じて作用するないう反発力の概念図

(a)硬い構成鉱物に囲まれた粘土鉱物、(b)粘土粒子の端部と面の接触による弾性反発力、(c)粘土粒子表面間に作用する膨潤圧、(d)粘土粒子の層間の構造水により発揮される水和反発力。

(5) 実験結果が示唆する泥質岩の水理特性値測定における留意点

本項目で実施した実験によって、過圧密状態にある泥質岩の各種水理特性値は過去に受けた最大応力以下では応力変化に対して可逆的に変化することが明らかとなった。しかしながら、掘削等によって応力が解放されると、泥質岩の各種水理特性値は不可逆的に増加あるいは減少することも示された。この各水理特性値の不可逆的な変化は、空隙の拡大に起因するが、それは単に岩石の弾性的な膨張によるものではなく、粘土鉱物内で発揮されている内部反発力の影響も受けていると考えられる。そのような影響は、一連の実験で拘束圧 1 MPa 下で最初に測定された各種水理特性の値が、最大埋没有効応力載荷後に拘束圧 1 MPa で測定した値と大きく異なることとして現れている。こうした応力開放の影響は、ボーリング孔及び岩石コアを使用する原位置及び室内において水理特性値を測定する際に留意する必要がある。例えば、原位置地層の反射係数が図 3.2.2-4(a)中の最大埋没有効応力載荷後の現在の埋没有効応力（図 3.2.2-4 において P_{ep} ）での値と仮定し、拘束圧 1 MPa で最初に測定した反射係数を掘削後の岩石の値とすると、反射係数は少なくとも 17–30%ほど応力開放によって原位置での値より低く測定されることを示唆している。幸い、本項目で示されたように、掘削による応力開放の影響は過去最大埋没有効応力と同等の拘束圧を岩石試料に載荷することで取り除け、過圧密媒体のように水理特性値の可逆性を回復することから、室内実験においては応力履歴を考慮することで原位置地層の半透膜性を推測することが可能と考えられる。しかし、ボーリング孔壁に対して実施する原位置試験では、壁面で応力開放を受ける岩石空隙の変化を制御することはできない。このことから、原位置で実施しているにもかかわらず、地層本来の水理特性値を推測することは難しいと考えられる。一般に、原位置透水実験では孔壁周囲のゆるみ領域を考慮して実験を解釈するが（例えば、Beauheim et al., 2014; Distinguin & Lavanchy, 2007）、実効拡散係数及び反射係数の原位置ボーリング孔を利用した測定でも同様に考慮が必要と考えられる。なお、本項目で示されたように、実効拡散係数及び反射係数は、ゆるみ領域を考慮せずに実効拡散係数及び反射係数を算出すると、それぞれ過大・過少評価される可能性がある。応力開放の影響は、岩石が理想的な弾性体として変形する場合においても孔半径の3倍程度となることから、弾塑性的な変形を示すことが多く、ゆるみ領域が大きくなると考えられる泥質岩では、特に留意することが重要である。

3) 塩分濃度の変化が泥質岩の半透膜性に及ぼす影響

海成の堆積岩地域では地層形成後の地質学的変動・海水準変動等を受け、天水が浸透し間隙水の塩分濃度が変化することで、各種の水理特性値も影響を受ける可能性がある。この影響を調査するため、平成 28 年度の研究では、比較的塩分濃度の高い条件下（NaCl 濃度換算で 0.03 mol/L 以上）での反射係数、実効拡散係数及び固有浸透率を測定した。その結果、実効拡散係数及び固有浸透率は塩分濃度の変化にほとんど影響を受けないが、反射係数は塩分濃度が低下すると顕著に増加する傾向を示した。そこで、本年度はより塩分濃度の低い条件下で反射係数を測定し、塩分濃度への依存性を検討する。

(1) 実験試料、実験方法及び実験条件

実験には、国立研究開発法人日本原子力研究開発機構幌延深地層研究センター内で掘削された稚内層の珪質泥岩を用いた。岩石試料は、SAB-2 孔の 698 m において採取された岩石コアから高さ 10 mm 直径 50 mm に整形した。岩石試料は整形後 0.01 M 塩化ナトリウム水溶液内で実験開始まで保管した。前項目と同様の実験方法によって、拘束圧を 1~19.7 MPa までの範囲で増減させながら、塩分濃度差 0.03-0.01 M NaCl で発生する浸透圧の計測を行った。

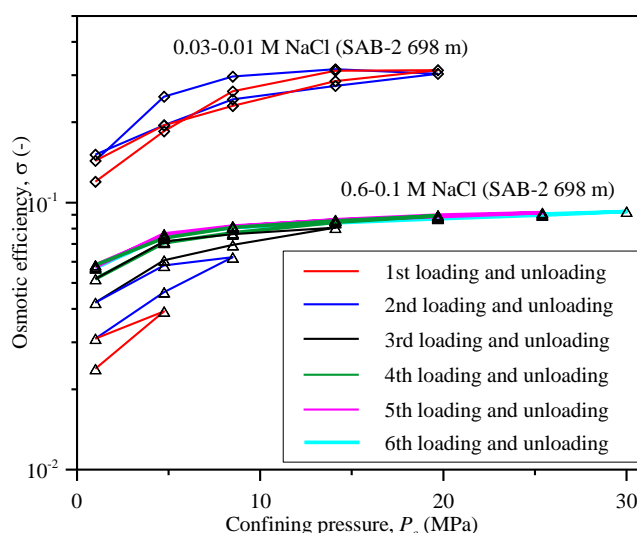


図 3.2.2-7 SAB-2 孔深度 698 m の岩石試料に対して塩分濃度差 0.03-0.01 及び 0.6-0.1 M NaCl で各拘束圧条件下で測定された反射係数

(2) 実験結果

実験により測定された反射係数を図 3.2.2-7 に示す。また、同図に参考として前項目で測定した SAB-2 孔深度 698 m の泥質岩試料に対して塩分濃度差 0.6-0.1 M NaCl で測定した反射係数も示す。

低い塩分濃度 (0.03-0.01 M NaCl) で測定された反射係数は、高い塩分濃度 (0.6-0.1 M NaCl) で測定された値と比較して、各拘束圧下で 2.1~3.7 倍大きい。これは岩石中の粘土粒子間に発揮される電氣的斥力が間隙水中の溶存物質濃度に依存することを反映したものと考えられる。その理論的裏付けとして、間隙水中の溶存物質濃度が低くなると、粘土粒子の表面電荷を補償するように形成される粘土粒子表面からの電場 (拡散層) が拡大し、向かい合う粘土粒子表面に形成される電場とより重なり合うことで電氣的斥力による溶存物質排除効果を高めるとされている (例えば, Gonçalvès et al., 2007, Neuzil and Provost, 2009)。このような反射係数の濃度依存性は、昨年度実施した高い塩分濃度条件下 (濃度差: 0.3-0.1 M NaCl 及び 0.1-0.03 M NaCl) での実験結果から、粘土を対象に開発された粘土粒子間に発生する電位場を電気三重層モデル (electrical triple layer model, 以下, TLM とよぶ。) として表現できることが示された。本年度実施した低い塩分濃度条件下 (濃度差: 0.03-0.01 M NaCl) で測定された反射係数も、同様に TLM によって解析し、粘土粒子間の平均距離 $2b$ が拘束圧の変化によってどのように変化するか以下のように検討した。

TLM に基づく反射係数の算出では Gonçalvès et al.(2007) による方法を使用し、塩分濃度の平均濃度 0.02 M NaCl における反射係数の標準曲線を粘土粒子間の平均距離 $2b$ の関数として作成し、実測された反射係数に対してフィッティングした。この方法によって得られた粘土粒子間の平均距離の半分 b を図 3.2.2-8 に示す。なお、同図に前項目で測定した濃度差 (0.6-0.1 M NaCl) での反射係数から求めた粘土粒子間の平均距離も示す。低い塩分濃度条件下 (濃度差: 0.03-0.01 M NaCl) から推定した粘土粒子間の平均距離は、高い塩分濃度条件下 (濃度差: 0.03-0.01 M NaCl) から推定された値と比較して 3 倍程度大きい。この原因として、同じ深度ではあるが異なる試料を対象に実験を実施したことで、粘土含有量や空隙性状などのわずかな差異が粘土粒子間の平均距離の差として現れた可能性が考えられるが、低塩分濃度の場合、TLM に基づく反射係数のモデル化自体が適当ではない可能性も考えられる。これらの要因を検討するためには、今後同一岩石試料を用いた幅広い塩分濃度下での実験を行う必要がある。一方で、応力依存性については、図 3.2.2-7 及び 3.2.2-8 に示されるように、応力の増減に伴って粘土粒

子間の平均距離も変化している。これは、全項目で述べたように過去の最大埋没有効応力を超える拘束圧を载荷することで、硬い構成鉱物が密に接し、その後の拘束圧の変化に対しては、岩石自体が可逆的に変形することを反映しているものと考えられる。

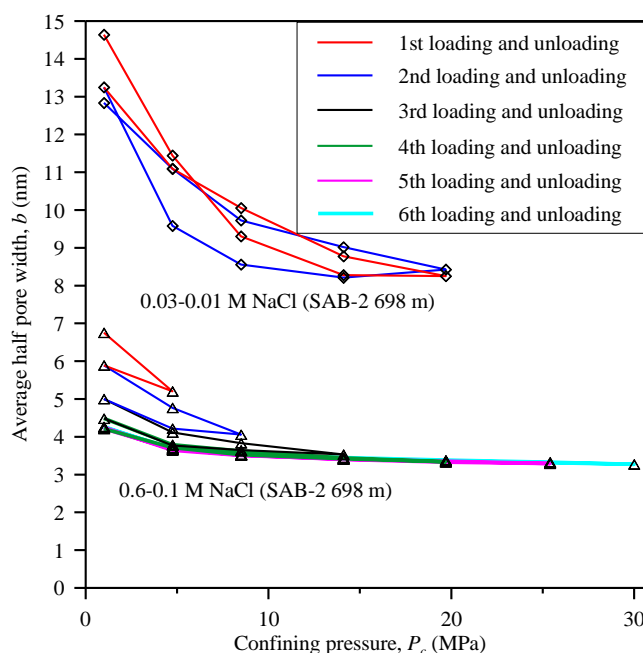


図 3.2.2-8 拘束圧の変化に対する SAB-2 孔 698 m の岩石試料の粘土粒子間平均距離（半分）の変化

(3) 実験結果が示唆する泥質岩の半透膜性の評価における留意点

泥質岩の半透膜性は、負に帯電した粘土鉱物間に形成される電場が、そこを通過しようとする陰イオンへ電氣的斥力を発揮することに起因する。この電氣的斥力による塩分排除効果は、粘土粒子間に形成されるによる電場の大きさに依存するため、粘土鉱物の電荷量が多く、粘土粒子間の距離が小さいほど、また、塩分濃度が小さいほど塩分排除効果が高くなる。これまでに、電荷量、粘土粒子間距離と塩分濃度を考慮した半透膜性のモデル化が、粘土を対象に開発されてきているが、それらの泥質岩への適用性については明らかとなっていない。そこで本研究では、拘束圧を変化させることによって粘土粒子間距離を変化させ、異なる塩分濃度条件下で反射係数を実測し、半透膜性の応力・塩分濃度に対する変化が、既存の半透膜性モデルによって復元できるかを試みた。本年度測定した低い塩分濃度（0.01-0.03 M NaCl）と高い塩分濃度（0.1-0.6 M NaCl）の反射係数を TLM で解釈したところ、それぞれ異なる粘土粒子間距離が得られた。その原因としては、岩石試料が違うことによって粘土含有量が異なり、その結果、半透膜性にも差異が生じたことが考えられる。一方で、昨年度実施した実験では同一試料から得られた高い塩分濃度（0.03-0.3 M NaCl）での反射係数は、塩分濃度が変化しても同一の粘土粒子間距離を用いて TLM で再現できている。これまでに取得したデータからは、既存の TLM を用いて泥質岩の反射係数が再現できる可能性は示されたが、天水から海水程度の幅広い塩分濃度での反射係数を同一の粘土粒子間距離を用いて表現できるかは依然不明である。

今後は、引き続き低い塩分濃度（溶存物質質量が淡水程度）から高い塩分濃度（溶存物質質量が海水程度）までの複数の濃度条件における化学的浸透実験を同一試料に対して実施し、既存の半透膜性モデルによって半透膜性が表現できることを確認することが必要である。しかしなが

ら、そのような実験には非常に長期間を要することから（一つの濃度条件に最大3ヶ月程度、図3.2.1-1参照）、応力依存性と塩分濃度依存性を効率的に評価できる実験手法の開発が不可欠である。具体的には、前項目で示されたように、岩石の半透膜性は、最大埋没有効応力を超える拘束圧が載荷されることによって、その後の応力変化に対して可逆的に変化するため、化学的浸透実験を行う前に岩石試料に最大埋没有効応力までの拘束圧を繰り返し載荷し、同時に岩石試料の変位量を計測することで、試料が弾性的に変形することを事前に確認し、化学的浸透実験の期間を短縮できると考えられる。

4) SEM 及び TEM 観察に基づく粘土鉱物の特定と微細空隙構造の観察

過年度の研究によって、北海道幌延地域 SAB-2 孔の稚内層珪質泥岩は深度が深くなるほど半透膜性が大きくなることが明らかとなった。その原因として、図3.2.2-9に示すように、岩石の半透膜性を決定する物理化学的特性（陽イオン交換容量、比表面積、表面電荷密度等）が深度によって異なることがあげられる。物理化学的特性が深度によって異なる原因として、深度によって異なる堆積環境とその後の続成作用が粘土鉱物種と岩石内での存在状況に違いを生じさせていると考えられる。そこで、本項目では、比較的半透膜性が大きい SAB-2 孔深部と半透膜性が低い中間深度から採取された岩石試料を対象に、走査型電子顕微鏡（以下、SEM）による観察とエネルギー分散形 X 線分析装置（以下、EDS）による元素マッピングを行うことで含有粘土鉱物を推定し、粘土鉱物の存在が示された箇所を透過電子顕微鏡（以下、TEM）で観察し、層状構造の確認と粘土シートの底面間隔の測定を行い、粘土鉱物種の識別を行う。また、TEM 観察では、粘土鉱物と周囲間隙の存在状況も識別し、泥質岩中で半透膜性が発揮されるメカニズムを検討する。なお、SEM 及び TEM 観察は、NTT アドバンステクノロジー株式会社への外注によって実施した。SEM 分析は Zeiss 社製 FE-SEM 及び元素分析として Bruker 社製 EDS を、TEM 分析には、加速電圧 300kV 透過型電子顕微鏡を用いた。

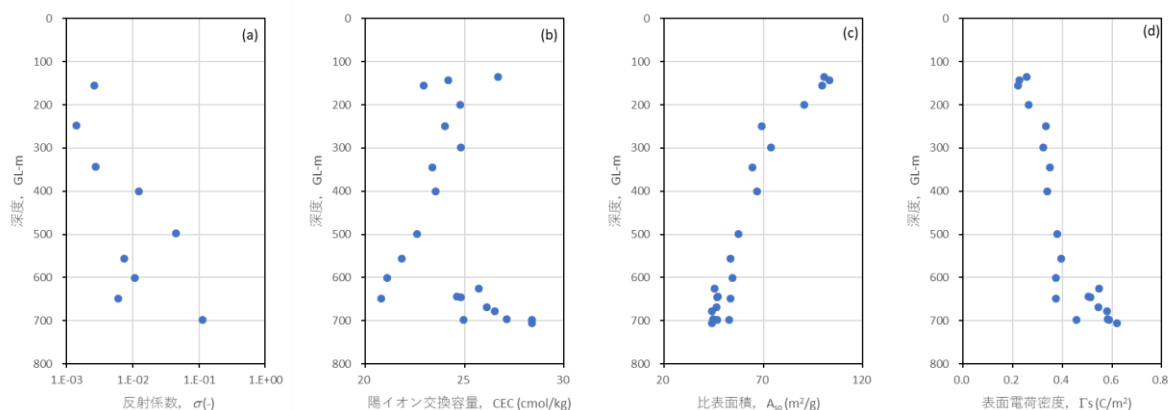


図 3.2.2-9 SAB-2 孔の各深度の岩石試料の(a)反射係数, (b)陽イオン交換容量, (c)比表面積, (d)表面電荷密度

(1) SEM 観察及び元素マッピングによる粘土鉱物種の推定

観察には、国立研究開発法人日本原子力研究開発機構幌延深地層研究センター内 SAB-2 孔の深度 401 m 及び 705 m において採取された岩石を用いた。図 3.2.2-10 及び図 3.2.2-11 に深度 401 m 及び 705 m の岩石試料の SEM 観察画像（図中(a)）及び同視野の各種元素のマッピング結果（図中(b)~(j)）を示す。深度 401 m の岩石からは K, Na, Al 及び Mg を構成元素として含むイライト（図 3.2.2-10 中、黄色枠で示した箇所）と Mg 及び Fe を含み S が含まれていないクロライト（図 3.2.2-10 中、水色枠で示した箇所）の存在が示唆され、深度 705 m の岩石か

らはクロライト（図 3.2.2-10 中、水色枠で示した箇所）と Al, Na 及び Ca を構成元素として含むスメクタイト（図 3.2.2-10 中、黄色枠で示した箇所）の存在が示唆された。

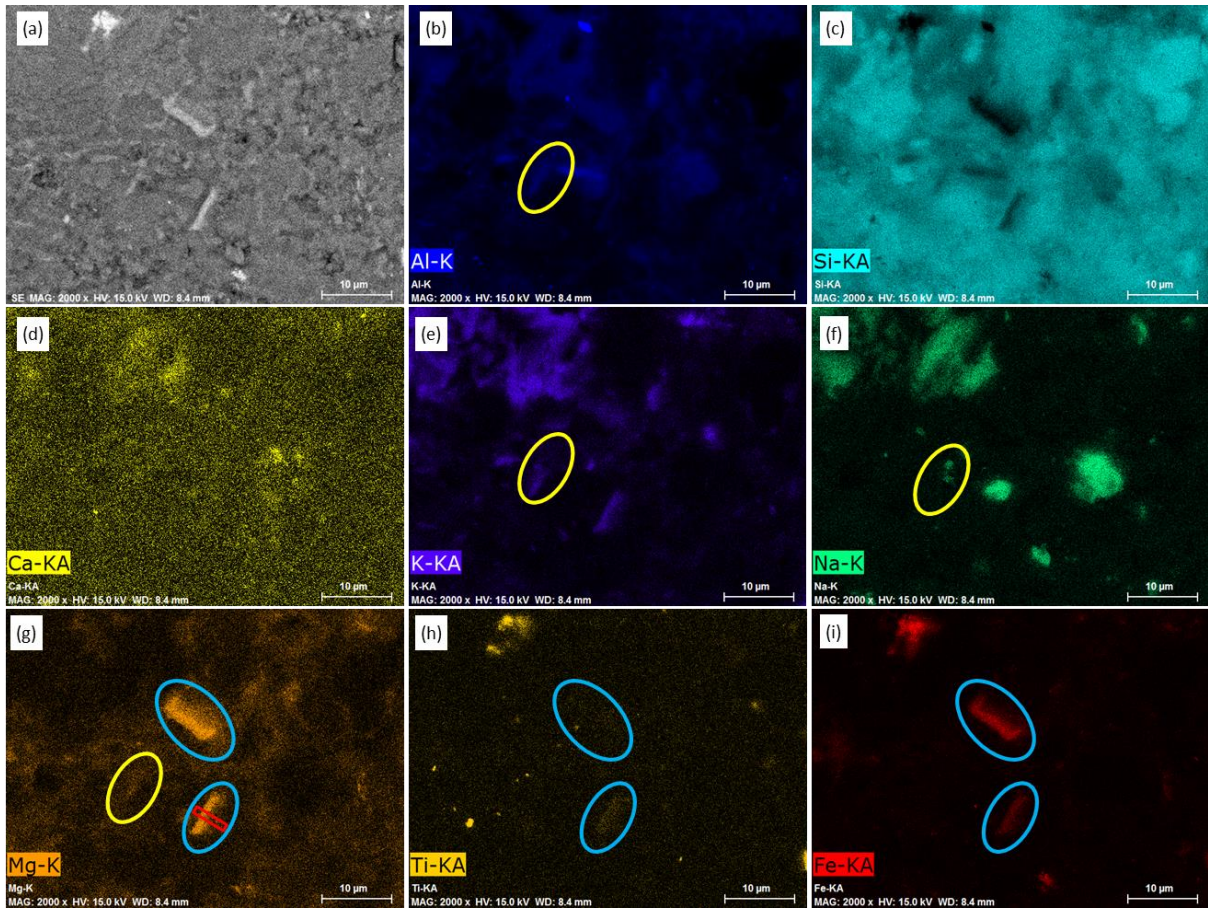


図 3.2.2-10 SAB-2 孔深度 401 m から採取された岩石試料の(a)SEM 観察及び(b~i)元素マッピングの結果。 図中、黄色枠で囲った箇所は K, Na, Al 及び Mg が存在しており、それらを構成元素として含むイライトであると推定され、水色枠で囲った箇所は Mg 及び Fe を含み S が含まれていないことからクロライトと推定される。 図(g)中の赤枠で囲った箇所から、集束イオンビーム（FIB）によって TEM 観察用薄片を作成した。

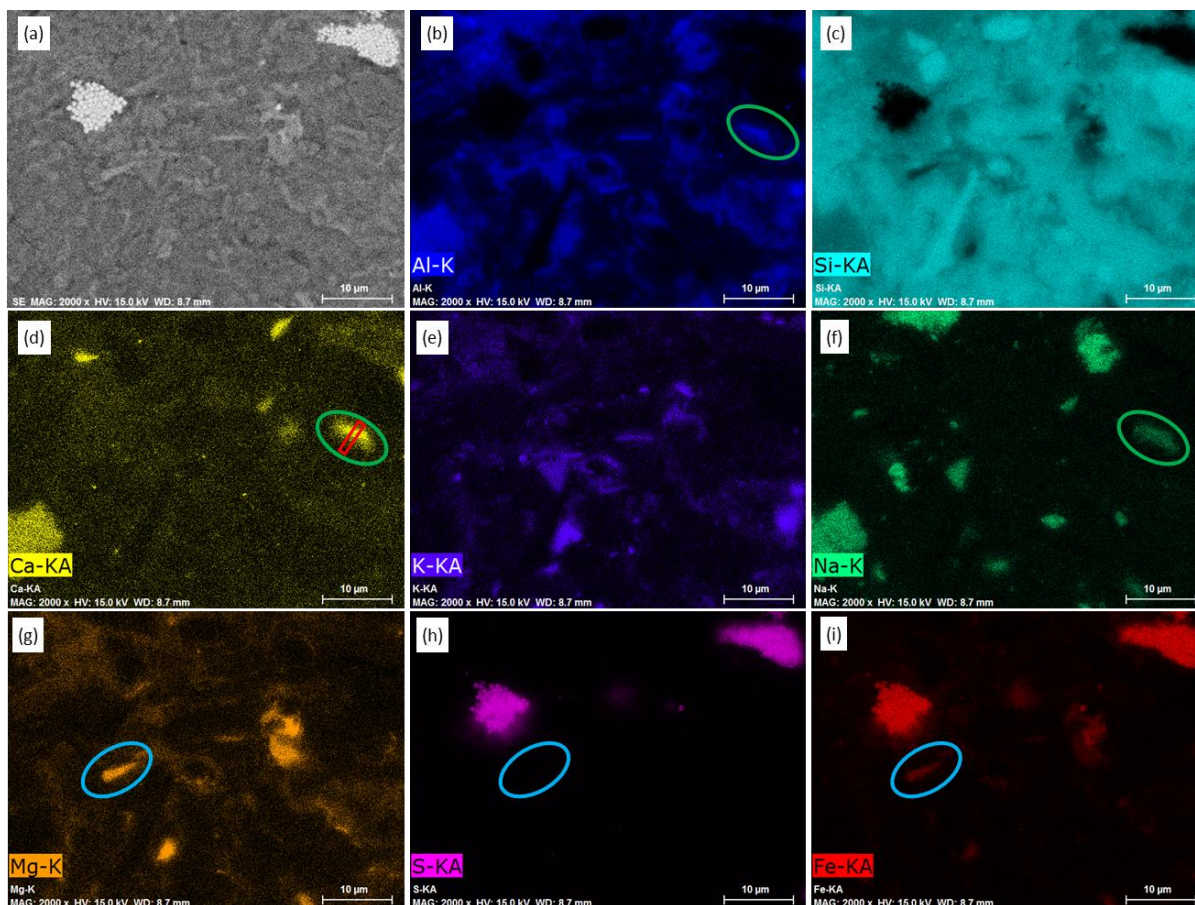


図 3.2.2-11 SAB-2 孔深度 705 m から採取された岩石試料の(a)SEM 観察及び(b~i)元素マッピングの結果。 図中、水色枠で囲った箇所は Mg 及び Fe を含み S が含まれていないことからクロライトと推定され、緑色枠で囲った箇所は Al, Na 及び Ca を含むことからスメクタイトと推定される。 図(d)中の赤枠で囲った箇所から、集束イオンビーム (FIB) によって TEM 観察用薄片を作成した。

(2) TEM 観察による粘土鉱物の層間距離の推定

元素マッピングの結果を踏まえ、深度 401 m 及び 705 m の岩石試料を対象にそれぞれイライト及びスメクタイトと推定された箇所から収束イオンビーム (FIB) によって薄片試料を作成し TEM 観察を行った。 図 3.2.2-12 及び図 3.2.2-13 に深度 401 m 及び 705 m の岩石試料の TEM 観察画像を示す。 それぞれの画像からは粘土粒子を構成する粘土シートが積層していると考えられる縞状構造が識別でき、それぞれの底面間隔は 12 及び 17 Å (誤差 10%) であった。 これらは、イライトの底面間隔 11 Å と水和した陽イオンをシート間に含むスメクタイトの底面間隔 15 Å へと非常に近い。

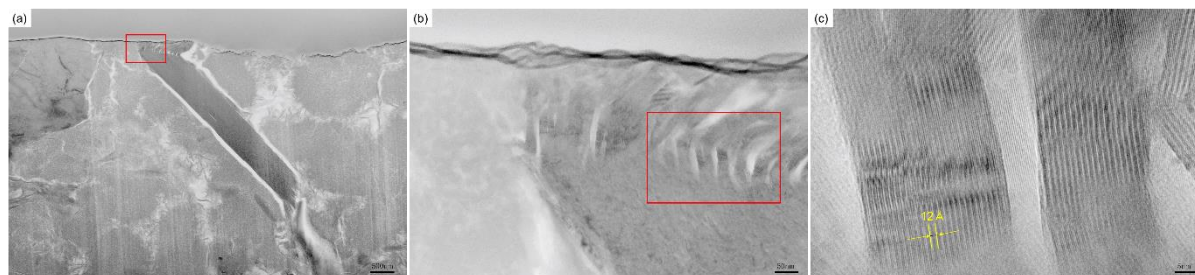


図 3.2.2-12 SAB-2 孔深度 401 m から採取された岩石試料の SEM 観察画像。 図(b)は図(a)中の赤色枠で囲った箇所。 図(c)は図(b)中の赤色枠で囲った箇所。 図(a)中左上部から右下にかけて存在する鉱物の拡大画像 (図(c)) から縞状構造の底面間隔はおよそ 12 Å であり、イライトと考えられる。



図 3.2.2-13 SAB-2 孔深度 705 m から採取された岩石試料の SEM 観察画像.

図(b)は図(a)中の赤色枠で囲った箇所. 図(c)は図(b)中の赤色枠で囲った箇所. 図(a)中左上部から右下にかけて存在する鉱物の拡大画像(図(c))から縞状構造の底面間隔はおよそ 17Å であり, スメクタイトと考えられる.

(3) 稚内珪質泥岩中の粘土鉱物と細孔の存在状況

深度 401 m 及び 705 m の岩石試料の TEM 観察結果からイライト及びスメクタイトと識別された鉱物周囲には空隙と考えられる隙間(図 3.2.2-12(a)及び図 3.2.2-13(a)中, 白色箇所)が多く存在している. 図 3.2.2-12(a)及び図 3.2.2-13(a)で空隙と識別される隙間の幅は 100 nm 前後と非常に大きく, 前項目で TLM に基づいて推定された粘土粒子間距離 6~30 nm と比較して非常に大きい. TLM による粘土粒子間距離の推定精度についてはさらに検証が必要ではあるが, 図 3.2.2-12(a)及び図 3.2.2-13(a)で識別できる空隙は化学的浸透の発生下においては, 主に, 岩石の半透膜性を阻害する空隙(図 3.2.2-1(c)において移流現象が発生すると考えられる空隙)として機能するものであると考えられる. また, これらの大きな空隙の存在状況は半透膜性が異なる 2 つの試料間で顕著な差はみられない. これは, 図 3.2.2-14 に示す水銀圧入法による空隙サイズ分布に顕著な差異はないことから確認できる(なお, 微細構造観察と水銀ポロシメータ圧入法に用いた試料は同深度の別サンプルである). したがって, 深度によって半透膜性が異なる原因として, 空隙率の違いによって半透膜性を阻害する大きな空隙の存在量が異なること以外に, 含有する粘土鉱物種の違いが考えられる. 今後は, 半透膜性及び他の水理特性の測定に加え, 全岩化学組成の分析を同一深度試料に対して実施することで, 泥質岩の半透膜性の発揮メカニズムをより明確し, より精緻な半透膜性モデル(TLM)の検証が行えると考えられる.

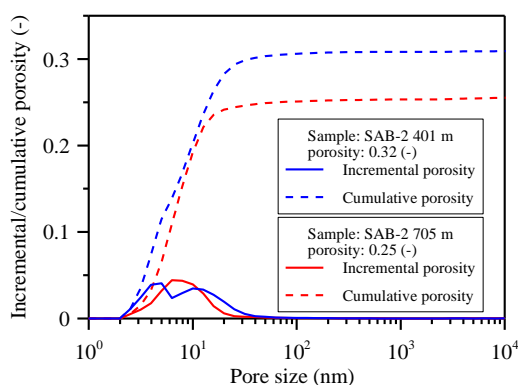


図 3.2.2-14 水銀ポロシメータ圧入法によって評価した SAB-2 孔深度 401 m 及び 705 m から採取された岩石試料の空隙サイズ分布

5) 反射係数モデルに基づく異常間隙水圧の評価手法の構築

地下水の流動ポテンシャルとして重力・圧力ポテンシャルに加えて化学的浸透による圧力ポテンシャルが地下水流動系に影響を及ぼしているか判断するためには, 原位置地層から得られる水文学的情報(地下水成分・地下水圧の分布)と岩石コアから得られる水理特性値を使い, 地層中の浸透圧を評価する手法が不可欠である. 過年度の研究では, TLM に基づく反射係数モ

デル (Gonçalvès et al., 2007) の稚内層珪質頁岩への適用性を一部確認し、同モデルを用いた原位置での最大浸透圧の概算手法を考案した。本年度は、同手法をさらに拡張し、地層中の浸透圧の深度分布の評価手法を考案し、現在幌延地域において観測されている高い間隙水圧が化学的浸透に誘発される圧力ポテンシャルによるものであるかを検討する。

(1) 浸透圧の深度プロファイルの評価手法

半透膜を介して存在する塩分濃度差によって発生する浸透圧は以下の式によって概算することが可能である (Neuzil and Provost, 2009)。

$$P_{os} = \int_{C_{max}}^{C_{min}} \sigma(C) \frac{d\Pi}{dC} dC \quad \text{式 3.2.2-20}$$

ここで、 P_{os} ：濃度差 C_{max} - C_{min} において発生する浸透圧、 C_{max} 及び C_{min} ：最大及び最小塩分濃度、 Π ：浸透圧の理論値。なお、浸透圧 Π は希釈溶液中 (NaCl の場合 1 M 以下) では、 $\Pi = v \cdot R \cdot T \cdot C$ と近似できる (Fritz, 1986)。この関係式を用いて式 3.2.2-20 を再整理すると、

$$P_{os} = v \cdot R \cdot T \int_{C_{max}}^{C_{min}} \sigma(C) dC \quad \text{式 3.2.2-21}$$

となる。上式には、深度を表す位置座標が含まれていないが、原位置ボーリング孔あるいは採取コアから測定される塩分濃度プロファイルを微小区間で分割し、各区間での最大及び最小塩分濃度と平均塩分濃度での反射係数 $\sigma(C)$ から個々の区間の浸透圧を概算する。さらに、個々の区間から算出した浸透圧を加算することによって深度方向の浸透圧プロファイルの評価することが可能となる。ただし、反射係数は塩分濃度の関数であるとともに、同じ岩相であっても大きく異なるため (図 3.2.1-9(a)参照)、精緻な浸透圧プロファイルの評価には、塩分濃度の深度方向への分布を細かく実測するとともに、岩石コアを使った反射係数の測定も多く必要である。

(2) 北海道幌延地域を対象とする浸透圧の深度プロファイルの概算

国立研究開発法人日本原子力研究開発機構幌延深地層研究センター内の SAB-2 孔では、図 3.2.2-15(a)及び(c)に示すように深度方向への溶存物質量と地下水間隙水圧の増加が観測されている。また、本研究ではこれまでに SAB-2 孔から採取された岩石コアを対象に反射係数の測定を行ってきた。ここでは、これらのデータに基づき、式 3.2.2-21 を用いた浸透圧の深度プロファイルを概算した。なお、SAB-2 孔の岩石コアの反射係数は、図 3.2.2-9(a)に示すように多深度で測定しているが、いずれも現在の埋没有効応力下で測定したものであり、過小評価した値と考えられる。そこで、最大埋没有効応力を載荷した後に現在の埋没有効応力下で塩分濃度 0.1~0.6 M NaCl で測定した深度 401 m 及び 698 m の岩石コアの反射係数のデータを用いる。図 3.2.2-15(b)に TLM に基づく反射係数モデルから算出した反射係数の深度プロファイルを示す。図 3.2.2-15(a)及び(b)と式 3.2.2-21 を用いて算出された浸透圧の深度方向への分布を図 3.2.2-15(c)に示す。全般的に、最大埋没有効応力載荷前の反射係数に基づき算出された間隙水圧は、最大埋没有効応力を載荷した後の係数に基づき算出された間隙水圧より小さく評価されている。また、深部に向けた間隙水圧の増加を再現できているものの、深度 400 から 500 m までの間隙水圧の著しい増加を表わせていない。浸透圧が大きく変化する主要な要因は、塩分濃度の深度方向への急激な変化であるが、図 3.2.2-15(a)の塩分濃度の実測では深度 400 m までの塩分濃度の変化が大きく、間隙水圧の実測値が大きく変化する区間と整合していない。この原因としては、裸孔を対象に行う間隙水圧測定ではパッカーで閉鎖された区間の上下方向とパッカーで区切られた区間の間に圧力伝達が起こり、対象深度の間隙水圧までパッカーで区切られた区間の水圧が上昇しない可能性がある。間隙水圧の観測値はこのような影響を受けている可能性も考

えられることから、図 3.2.2-15(c)での観測値と概算値の乖離については、間隙水圧の測定手法も踏まえた検討をさらに行う必要がある。また、図 3.2.2-15(c)に示した個々の浸透圧プロファイルは、図 3.2.2-15(b)に示した反射係数の深度プロファイルから算出したものであり、各深度の半透膜性を細かく反映したものではない。本項目で考案した浸透圧プロファイルの評価手法をより精緻に検証するためには、塩分濃度が大きく変化する深度 400 m までの多深度の岩石コアに対しても最大埋没応力を载荷した後に現在の埋没応力下で反射係数の測定し、浸透圧プロファイルの概算に用いる必要がある。

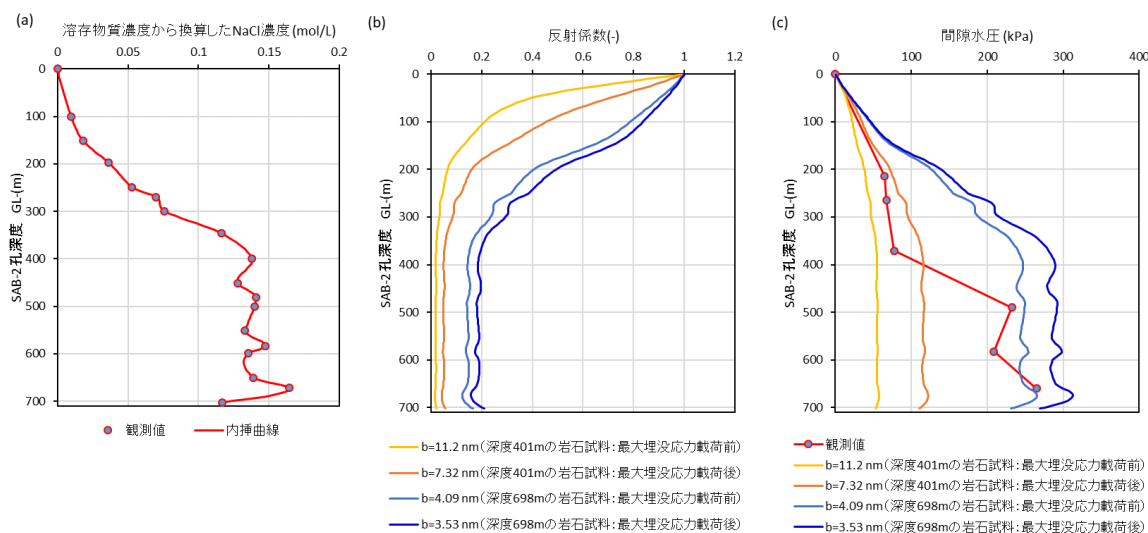


図 3.2.2-15 SAB-2 孔における(a)溶存物質濃度から換算した NaCl 濃度、(b)TLM に基づく反射係数モデルから算出した反射係数、(c)間隙水圧の観測値と式 3.2.1-21 から算出した浸透圧
 図(a)の溶存物質濃度は、原子力安全基盤機構（2014）に示される SAB-2 孔の溶存主要イオン濃度の深度分布から算出した。図(c)の間隙水圧の観測値は、原子力安全基盤機構（2014）に示される SAB-2 孔の間隙水圧の値を図(a)の算出に用いた溶存物質濃度で補正した間隙水密度を用いて再評価したものである。

【まとめと今後の課題】

本研究では、地質学的変動・海水準変動等によって変化する応力・地下水塩分濃度が、地下水流動と地下水を介した溶存物質の移行を規定する水理特性値にどのような影響を及ぼすかを低透水性の泥質岩を対象に室内実験によって調査した。また、泥質岩の半透膜性と塩分濃度差によって発生する浸透圧が地下水の圧力ポテンシャルに及ぼす影響を検討するために、半透膜性の応力・塩分濃度への依存性を実験的に評価した。その結果、泥質岩の半透膜性、拡散性、透過性は応力変化に追従し変化し、岩石が過圧密状態である場合には、応力変化に対して可逆的に変化することが示された。一方で、原位置から採取された岩石コアは一旦完全な応力開放状態になるため、岩石の弾力的な変形に加え、粘土鉱物の存在に起因する膨張の影響を受けて、各水理特性は応力変化に対して不可逆的に変化することが明らかになった。このような応力開放を受けた岩石は、再び応力が载荷されることによって、圧密媒体のように収縮し、過去の最大埋没応力が载荷されることで、原位置での空隙構造とそれに支配される水理特性を回復すると考えられる。したがって、泥質岩の原位置での各種水理特性を実験的に評価するためには、実験対象となる岩石が経験した応力履歴を考慮することが不可欠であり、応力を制御することが技術的に困難である原位置実験では、ゆるみ領域を考慮した上で実験を解釈する必要があると考えられる。こうした知見は、本研究で実測された応力変化に伴う水理特性の変化に基づくものであるが、より確証を得るために、今後は岩石自体の変形量も測定し、応力変化・変形量・水理特性変化の関係を実験的に明らかにする必要がある。さらに、泥質岩の半透膜性は塩分濃度が低下することによって顕著に大きくなることが示された。しかし、同一岩石試料を対象に

複数の塩分濃度条件下で拘束圧を変化させながら半透膜性を繰り返し測定するためには、非常に長時間を要することから、泥質岩の半透膜性モデルの検証に資する十分なデータを取得することができなかった。今後は、より効率的な実験手法・装置へと改良する必要がある。

また、泥質岩中において化学的浸透が発生するメカニズムを明らかにするため、北海道幌延地域の稚内層から採取された珪質泥岩の微細空隙構造の観察と元素マッピングに基づく粘土鉱物種の特定を行った。その結果、半透膜性を発揮する粘土鉱物は、他の造岩鉱物に囲まれるように賦存しており、それらの鉱物間には比較的大きな空隙が存在していることが明らかとなった。それらの大きな空隙は、半透膜性が発揮されると考えられるナノメータサイズよりはるかに大きく、化学的浸透の発生下では、空隙ネットワーク中で潜在的に発生する浸透圧を消散させる経路として機能すると考えられる。つまり、異なるサイズの空隙で発生する逆行する化学的浸透と移流現象によって浸透圧は準定常的に保たれていると推測される。このようなメカニズムは泥質岩の半透膜性を理論的にモデル化する際に考慮する必要があると考えられる。また、元素マッピングからは、同一の岩相であっても深度の違いによって含有する粘土鉱物に差異があることが明らかとなった。この結果は、稚内層の珪質泥岩の粘土鉱物種が深度によって異なり、半透膜性に大きく影響していることを示唆している。今後は、過年度に実験を行った岩石試料に対して全岩化学組成分析を行い半透膜性との対比し、粘土鉱物の種類・量と半透膜性の関係を検討する。

地層スケールでの浸透圧の発生を検討するための手法として、原位置地層から得られる水文的情報（地下水成分・地下水圧の深度プロファイル）と岩石コアから得られる反射係数を使った地層中の浸透圧プロファイルの概算方法を考案した。この方法を実際に、間隙水の塩分濃度と水圧の深度方向への変化が観測されている北海道幌延地域に適用した。その結果、深度方向への間隙水圧の増加を再現でき、原位置での観測結果と整合するオーダーの値が得られた。ただし、間隙水圧の観測値と浸透圧のプロファイルは一部乖離している。この原因は、反射係数の深度プロファイルを算出するために必要なデータが十分ではないことである。今後は、応力履歴を考慮した反射係数の測定を多深度の岩石コアから取得することで、考案した浸透圧プロファイルの概算方法のより精緻な検証を行う必要がある。

【引用文献】

- Bader, S., and Kooi, H. (2005) Modelling of solute and water transport in semi-permeable clay membranes: Comparison with experiments, *Adv. Water Resour.*, 28, 203–214.
- Bathija, A. P., H. Liang, N. Lu, M. Prasad, and M. L. Batzle (2009) Stressed swelling clay, *Geophysics*, 74, A47-A52, doi:10.1190/1.3131385.
- Beauheim, R. L., Roberts, R. M., and Avis, J. D. (2014) Hydraulic testing of low-permeability Silurian and Ordovician strata, Michigan Basin, southwestern Ontario. *Jour. Hydrol.*, 509, 163–178.
- de Siqueira, A. V., Lobban, C., Skipper, N. T., Williams, G. D., Soper, A. K., Done, R., Bones, J. A. R. (1999) The structure of pore fluids in swelling clays at elevated pressures and temperatures. *J. Phys.: Condens. Matter*, 11, 9179–9188.
- Distinguin, M., and Lavanchy, J. M. (2007) Determination of hydraulic properties of the Callovo-Oxfordian argillite at the bure site: Synthesis of the results obtained in deep boreholes using several in situ investigation techniques. *Phys. Chem. Earth*, 32, 379-392.
- Dong, J. J., Hsu, J. Y., Wu, W. J., Shimamoto, T., Hung, J. H., Yeh, E. C., Sone, H. (2010) Stress-dependence of the permeability and porosity of sandstone and shale from TCDP Hole-A. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.*, 47, 1141–1157, doi:10.1016/j.ijrmms.2010.06.019.
- Fritz, S. J. (1986) Ideality of clay membranes in osmotic processes: A review. *Clays Clay Miner.*, 34, 214–232.

- 原子力安全基盤機構 (2014) 幌延深地層研究施設周辺の地質環境情報に基づく地下水流動評価手法の検証に関する研究. JNES-RE-report series; JNES-RE-2013-9032.
- Gonçalvès, J., P. Rousseau-Gueutin, and A. Revil (2007) Introducing interacting diffuse layers in TLM calculations: A reappraisal of the influence of the pore size on the swelling pressure and the osmotic efficiency of compacted bentonites, *Journal of Colloid and Interface Science*, 316, 92-99.
- Gonçalvès, J., P. Rousseau-Gueutin, G. de Marsily, P. Cosenza, and S. Violette, (2010) What is the significance of pore pressure in a saturated shale layer? *Water Resour. Res.*, 46, W04514, doi:10.1029/2009WR008090.
- Hiraga, M., and Ishii, E. (2007) Mineral and chemical composition of rock core and surface gas composition in Horonobe underground research laboratory project (phase I). (JAEA-Data/Code 2007-022). Ibaraki, Japan: Japan Atomic Energy Agency.
- Ingebritsen, S. E., Sanford, W. E., and Neuzil, C. E. (2006) *Groundwater in Geologic Processes*, 2nd ed.. Cambridge, U. K.: Cambridge Univ. Press.
- Ishii, E., H. Sanada, H. Funaki, Y. Sugita, and H. Kurikami (2011) The relationships among brittleness, deformation behavior, and transport properties in mudstones: An example from the Horonobe Underground Research Laboratory, Japan, *J. Geophys. Res.*, 116, B09206, doi:10.1029/2011JB008279.
- Kwon, O., Kronenberg, A. K., Gangi, A. F., Johnson, B., and Herbert, B. E. (2004) Permeability of illite-bearing shale: 1. Anisotropy and effects of clay content and loading. *J. Geophys. Res.*, 109, B10205, doi:10.1029/2004JB003052.
- Madsen, F. T. and Müller-Vonmoos, M. (1989) The swelling behavior of clays. *Appl. Clay Sci.*, 4, 143-156.
- Malusis, M. A., C. D. Shackelford, and J. E. Maneval (2012) Critical review of coupled flux formulations for clay membranes based on nonequilibrium thermodynamics, *J. Contam. Hydrol.*, 138-139, 40-59.
- Mašín, D., and Khalili, N. (2016) Swelling phenomena and effective stress in compacted expansive clays. *Can. Geotech. J.*, 53, 134-147.
- Neuzil, C. E., and Provost, A. M. (2009) Recent experimental data may point to a greater role for osmotic pressures in the subsurface. *Water Resour. Res.*, 45, W03410, doi:10.1029/2007WR006450.
- Rahman, M. M., Chen, Z., and Rahman, S. S. (2005) Experimental investigation of shale membrane behavior under tri-axial condition. *Pet. Sci. Technol.*, 23, 1265-1282.
- Selvadurai, A. P. S., and Jenner, L. (2013) Radial flow permeability testing of an argillaceous limestone. *Ground Water*, 51, 100-107.
- Sherwood, J. D., and B. Craster (2000) Transport of water and ions through a clay membrane, *J. Colloid Interface Sci.*, 230, 349-358.
- Takeda, M., T. Hiratsuka, M. Manaka, S. Finsterle, and K. Ito (2014) Experimental examination of the relationships among chemico-osmotic, hydraulic, and diffusion parameters of Wakkanai mudstones, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 119, doi:10.1002/2013JB010421.
- Uehara, S., Shimamoto, T., Okazaki, K., Funaki, H., Kurikami, H., Niizato, T., and Ohnishi, Y. (2012) Can surface samples be used to infer underground permeability structure? A test case for a Neogene sedimentary basin in Horonobe, Japan. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.*, 56, 1-14.
- Van Loon, L. R., Soler, J. M., Jakob, A., and Bradbury, M. H. (2003) Effect of confining pressure on the diffusion of HTO, $^{36}\text{Cl}^-$ and $^{125}\text{I}^-$ in a layered argillaceous rock (Opalinus Clay): diffusion perpendicular to the fabric. *Appl. Geochem.*, 18, 1653-1662.
- Wolfrum, C., Lang, H., Moser, H., and Jordan, W. (1988) Determination of diffusion-coefficients based on Fick's second law for various boundary-conditions. *Radiochimica Acta* 44, 245-249.

Yang, Y., and Aplin, A. C. (2007) Permeability and petrophysical properties of 30 natural mudstones. *J. Geophys. Res.*, 112, B03206, doi:10.1029/2005JB004243.

3.3 低透水性環境下における長期的な地下水流動系変化に関する予察的解析・検討と課題抽出 【実施内容】

平成 28 年度までの成果及び既往の研究成果を踏まえ、平成 29 年度は低透水性環境下における長期的な地下水流動系変化に関して予察的な感度解析を行う。さらに、入力パラメータ・境界条件の影響や重み付けに関する予察的な解析・検討を行い、課題を抽出する。以上の成果は、原子力規制委員会が整備する隆起・侵食活動、断層活動、地下水流動等の自然事象等に関する評価手法の議論に必要な科学的根拠と、廃棄物埋設施設の位置、構造及び設備の基準に関する規則及び評価ガイド等に反映される。

【成果】

3.3.1 目的

低透水性環境下における長期的な地下水流動系変化に関して予察的な感度解析を行う。さらに、入力パラメータ・境界条件の影響や重み付けに関する予察的な解析・検討を行い、課題を抽出する。特に、ここでは、境界条件として地形、入力パラメータとして岩盤の透水係数分布を取り上げ、海水準変動サイクルに伴う沿岸域の地下水流動や塩水の浸入に対する影響を評価する。

3.3.2 解析モデルの設定

モデル全体の規模は、水平方向に汀線から海側，陸側に各 20km，モデル底面深度は 4km の断面 2 次元モデルとした。地形に関しては，海域の上面（海底面）の勾配を 1/100 とし，陸域は平坦部と後背地に分割し，平坦部の勾配は 1/1000，後背地の勾配は 1/100 及び 1/50 とした。その上で，平坦部と後背地の平面的な割合を図 3.3.2-1 に示すように変化させた。なお，拡散係数は 0 としたが，数値拡散の影響は排除できない。

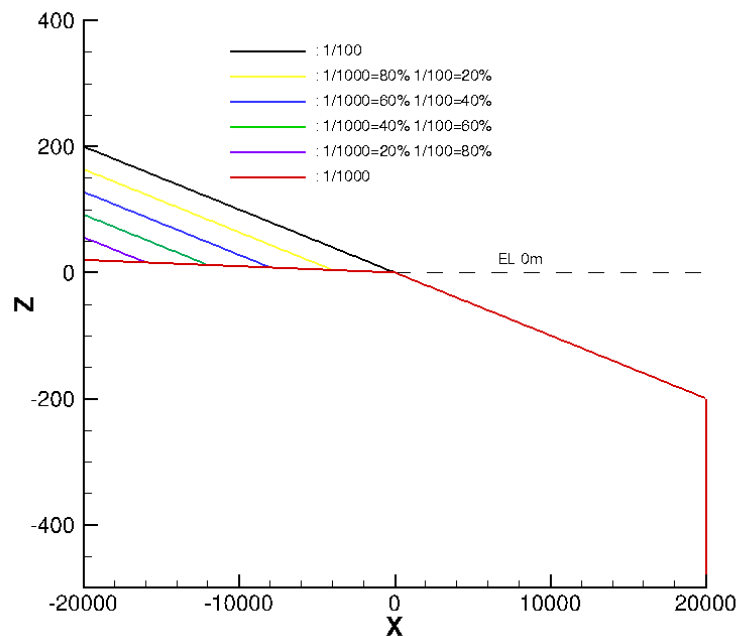


図 3.3.2-1 解析モデルの地形設定の例。EL-0m 以深は現汀線における海底部，図は後背地の勾配 1/100 の例であり，後背地の割合 0～100%までのケースを設定

透水係数等の水理特性は，深度に応じて表 3.3.2-1 に示すケースを基本ケースとして設定した。

表 3.3.2-1 基本ケースにおける水理特性の設定

深度	透水係数(m/s)	間隙率
0-100m	1.0×10^{-6}	0.3
100-300m	1.0×10^{-7}	0.3
300-800m	5.0×10^{-8}	0.3
800-1800m	1.0×10^{-8}	0.3
1800m 以深	1.0×10^{-9}	0.3

海水準変動は、実際の海水準変動を簡略化し、図 3.3.2-2 に示すようなサイクルとした。

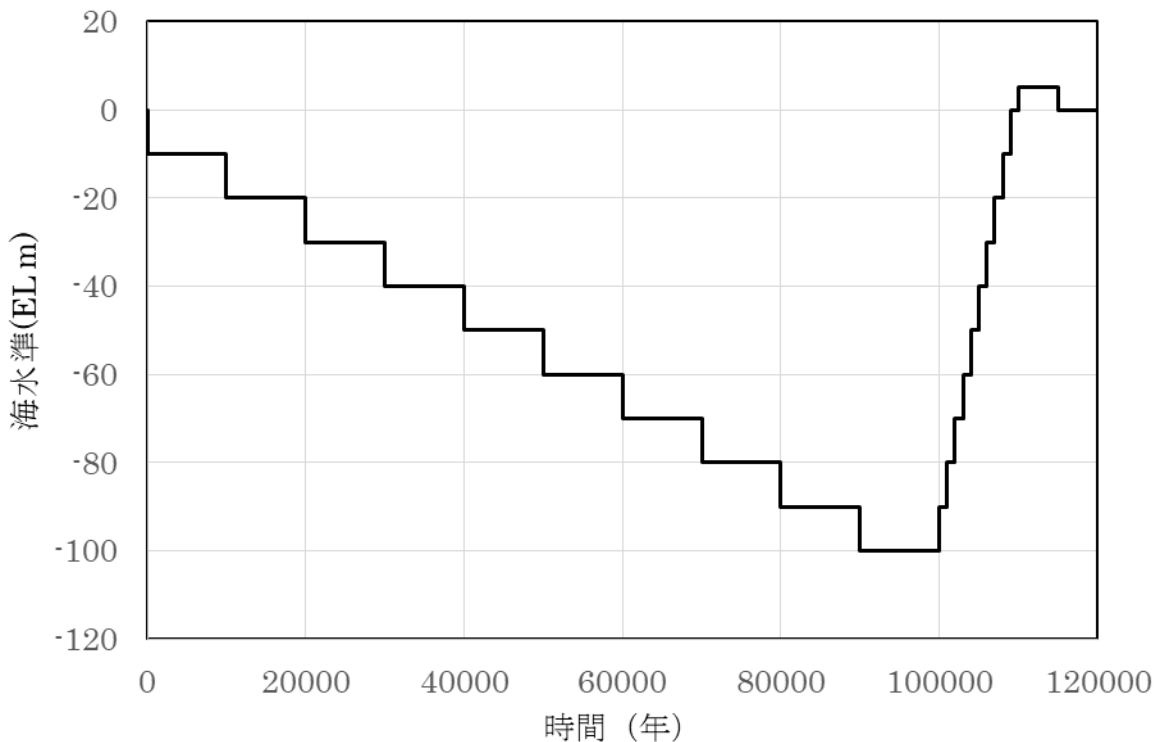


図 3.3.2-2 解析に用いた海水準変動サイクル

解析では、全体が塩水（比重 1.025）で満たされた状態から、海水準 0m の条件（陸域地表面は濃度 0，圧力大気圧で固定，海底面は濃度 1，圧力は塩水の水深に応じた圧力で固定）での洗い出し解析を行った上で、上記の海水準変動サイクルを 10 サイクル繰り返して実施した。解析には TOUGH2-EOS7(Pruess et al., 1999)を用いた。

3.3.3 解析結果

1) 地形モデルによる塩分濃度分布等の影響

図 3.3.2-1 に示したそれぞれの地形モデルに対して、図 3.3.2-2 に示した海水準変動サイクルを上境界条件として 10 サイクル分の解析を実施した後の、現海水準における塩分濃度分布を図 3.3.3-1 に示す。比較のため、後背地の勾配を 1/50 として、同様の解析を行った結果を図 3.3.3-2 に示す。

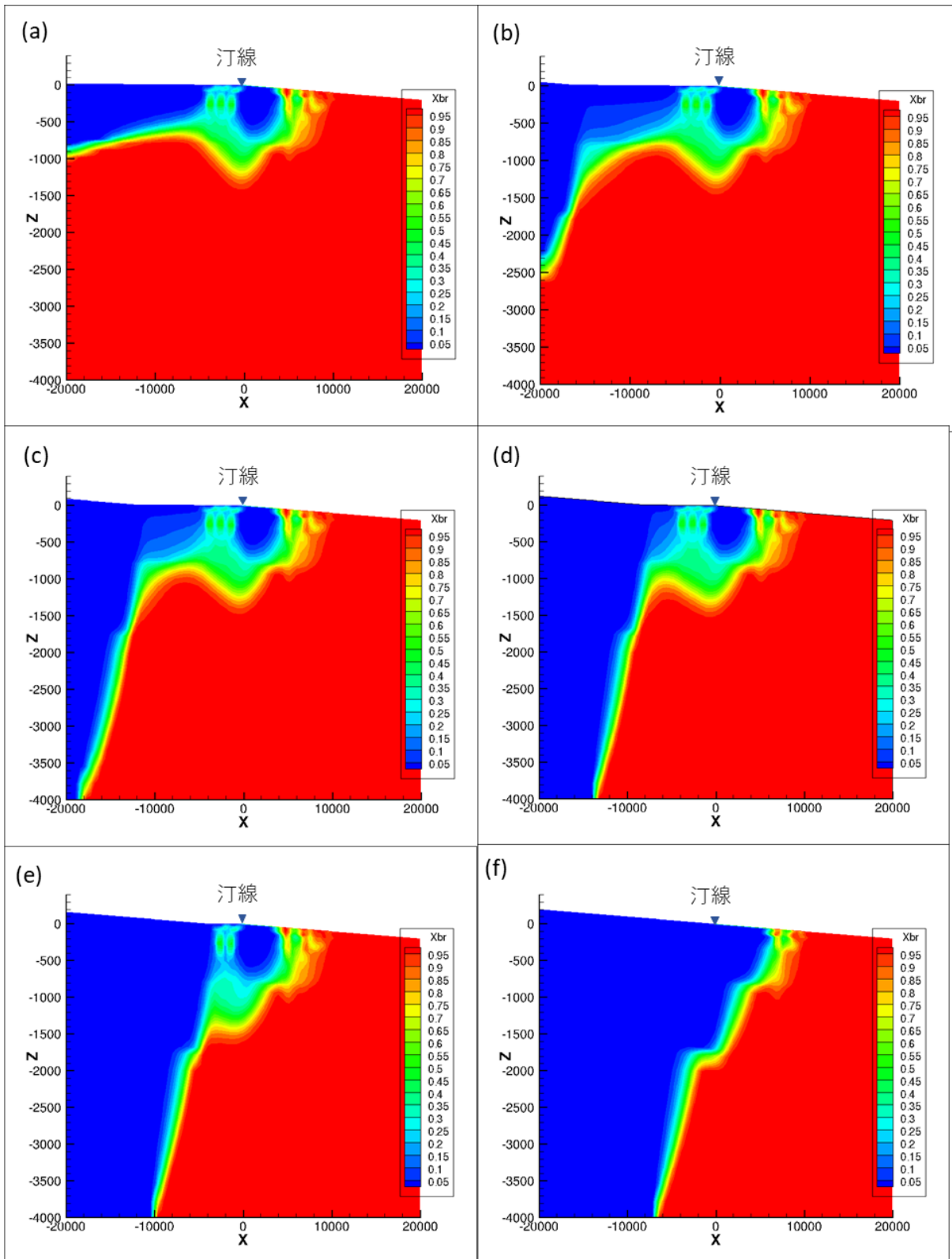


図 3.3.3-1 地形モデルごとの海水準変動サイクル後の現海水準における塩分濃度分布。海底部勾配は 1/100, 平坦部は 1/1000, 後背地は 1/100 において, 地形パターンを (a)後背地 0, (b)後背地 20%, (c)40%, (d)60%, (e)80%, (f)100%とした。コンターの Xbr は, 海水濃度との比を示す。

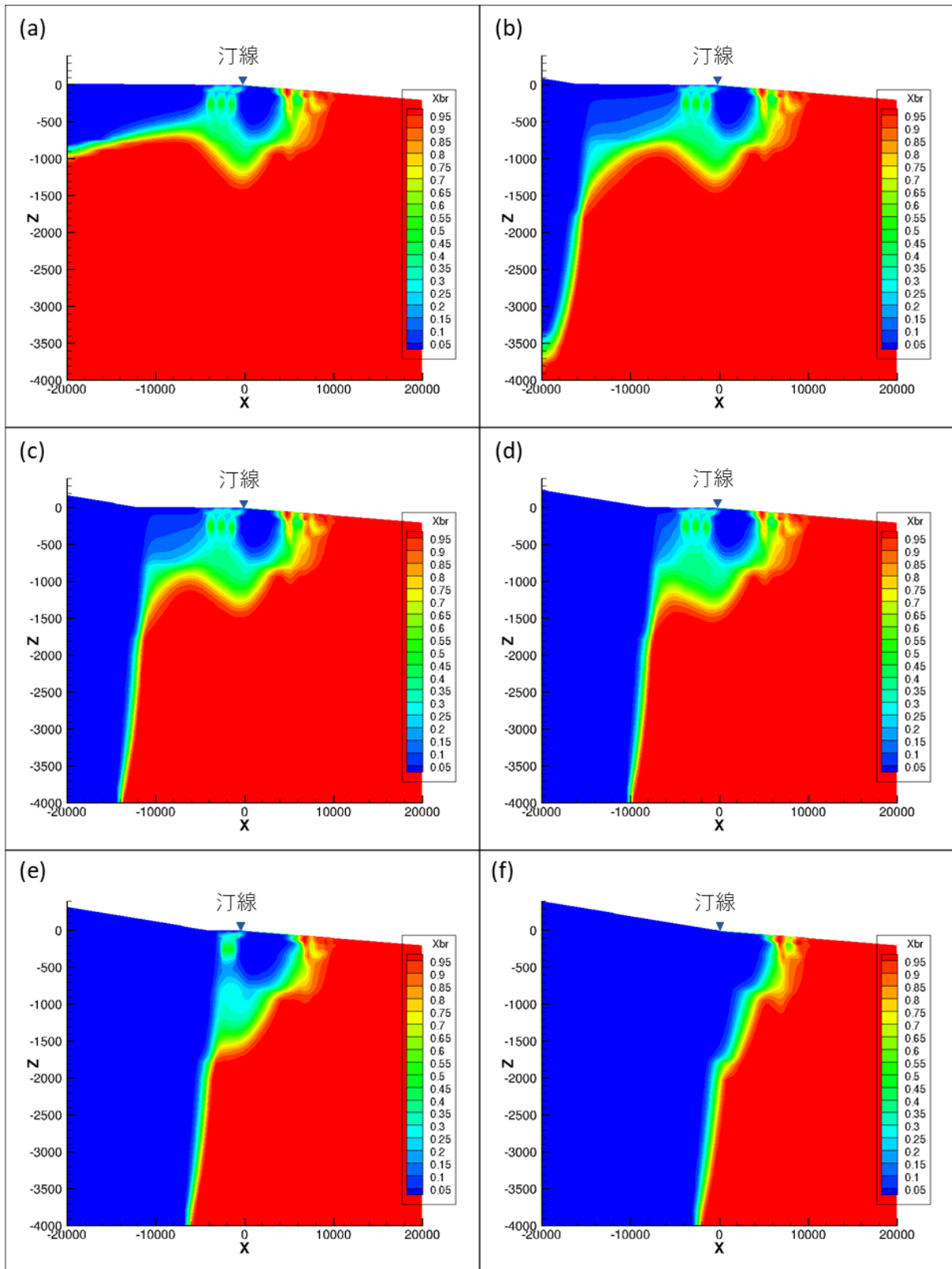


図 3.3.3-2 地形モデルごとの海水準変動サイクル後の現海水準における塩分濃度分布。
 海底部勾配は 1/100, 平坦部は 1/1000, 後背地は 1/50 において, 地形パターンを (a)後背地 0, (b)後背地 20%,
 (c)40%, (d)60%, (e)80%, (f)100%とした。コンターの Xbr は, 海水濃度との比を示す。

ここで特徴的な結果としては、平坦部が存在する場合に、後氷期海進(+5m)の影響によって陸域平坦部で鉛直方向の塩水浸入が認められること、並びに塩水浸入と対応して海域沿岸部において淡水が残存することがあげられる。対照的に、平坦部が存在しないケースにおいては、陸域における塩水の浸入は発生しないが、地下の塩淡水境界が現汀線よりも海側となっている。この原因としては、海退速度が比較的緩慢なために、海退時には海陸境界付近における塩水と淡水の交換が発生する一方、急速な海進時には、海底部における塩水浸入が海水準変動に追従しないことと考えられる。代表的なケースとして、後背地：平坦部=4:6のケースにおける塩分濃度分布の経時変化を図3.3.3-3に示す。

これから、海退時における陸域地下においては、後氷期海進時に上面から浸入した塩水は下方に流動し、深度300m程度まではほぼ淡水となること、その後の海進時において、平坦部上面が塩水条件となった際に、新たに塩水の浸入が生じることが認められた。

後背地の勾配を変化させた2ケースの間では、塩分濃度分布に関しては大きな相違は見られない。

平坦部が存在する際に、海進時の海域における淡水残存の状況を詳細に評価するために、図3.3.3-1のケースにおける流動方向を塩分濃度分布と重ね合わせて、深度1000mまでを拡大した結果を図3.3.3-4に示す。図中の矢印は、地下水の流動方向のみを示したものであり、長さは流速を示すものではない。

これから、陸域においては後背地から平坦部上流側に向けた地下水の流動が常に生じている一方、海陸境界付近の地下水流動としては、(a)から(c)の海退時には、海陸境界を流出点とした、海水準変動に追従した淡水流動系の拡大が生じているが、(c)から(e)の海進時には海域の流出点が海水準の上昇に追従せず、海域に淡水の上昇域が残留する。その後(e)で示す海水準の一時的上昇によって、平坦部で海面下となる領域から鉛直方向の塩水浸入が見られるが、流動方向は局地的に鉛直下方と上方が交互に発生している。塩水浸入が発生するためには、地下に存在していた淡水との交換が必要であるため、ここで示したような流動方向となっているものと考えられる。このサイクルが繰り返されることによって、海水準0mに回復した状況で、陸域の塩水部と海域の淡水残留領域が形成されている。

2) 水理特性の影響

1)で示した基本ケースにおいては、塩淡水境界付近における複雑な地下水流動場と塩分濃度分布が形成されているが、透水性分布等のモデルが異なるケースにおいても同様の傾向が見られるか否かを評価するために、水理特性等を変更したケース設定において同様の解析を実施した。

解析対象の地形モデルは前項の後背地勾配1/100の6ケースとし、材料区分は基本ケースと同様とし、各層は異方性（鉛直方向の透水係数を1/10）を持つモデルを比較として実施した。異方性モデルにおいて、後背地と平坦部の割合を変化させて10サイクル解析後の塩分濃度分布を図3.3.3-5に示す。

異方性を仮定したモデルにおいては、等方性モデルと異なり、海水準が0m以上に上昇した際にも、平坦部からの塩水浸入は認められない。その原因を分析するために、一例として後背地：平坦部の割合が4:6のケースにおいて、海水準が最も上昇した(+5m)段階の等方性モデルと異方性モデルそれぞれの浅部における流向分布を示す。流向ベクトルの色分けは鉛直方向の流速で行い、青が上昇流、茶色が下降流を示す。

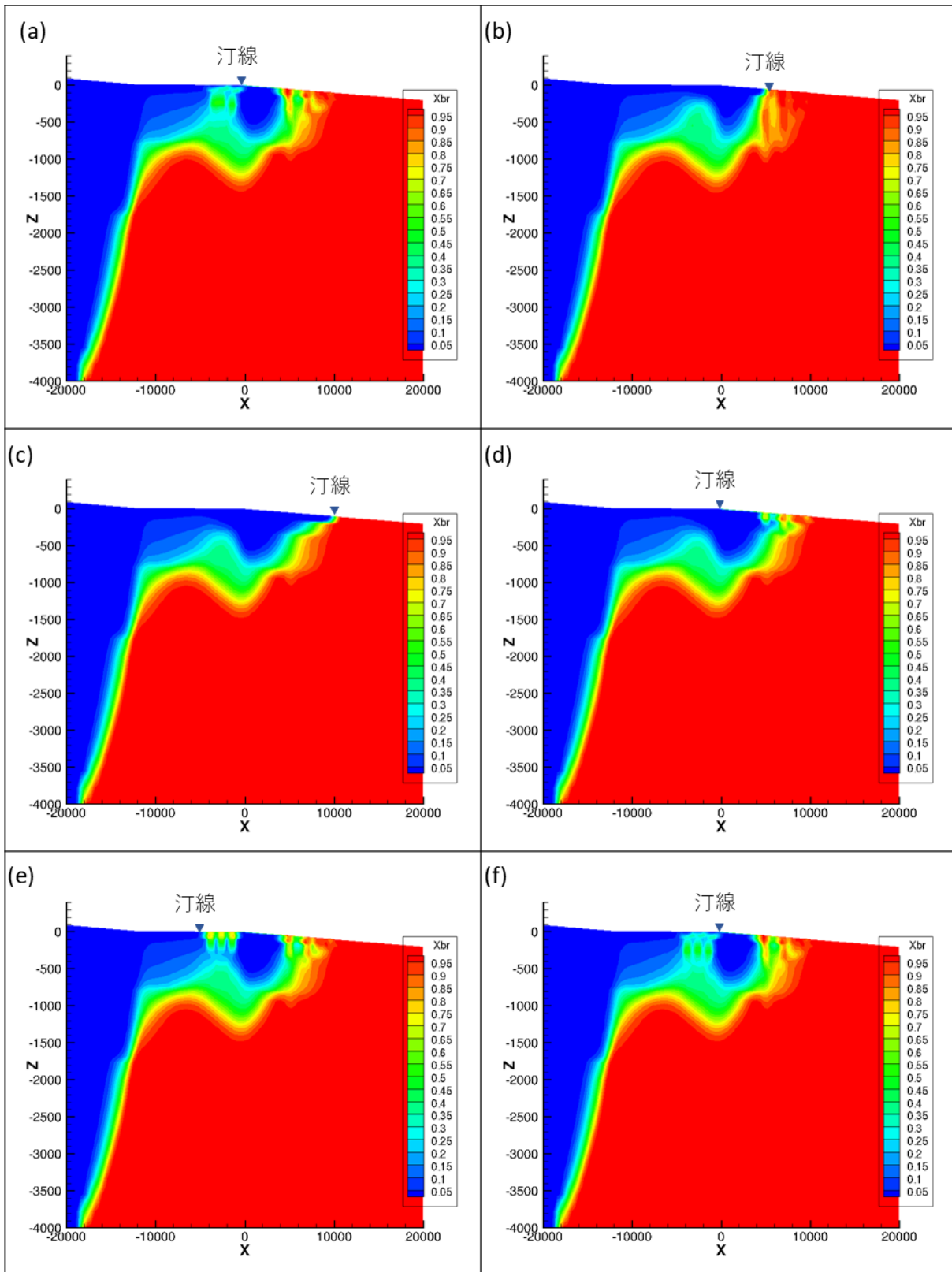


図 3.3.3-3 後背地：平坦部の割合が 4:6 のケースにおける塩分濃度経時変化.

(a)1 サイクル前の EL0m 時, (b)海水準 EL-50m (5 万年経過時), (c)海水準 EL-100m (10 万年経過時),
 (d)海水準 EL0m (11 万年経過時), (e)海水準+5m (11 万 5 千年経過時), (f)海水準 0m (12 万年経過時)

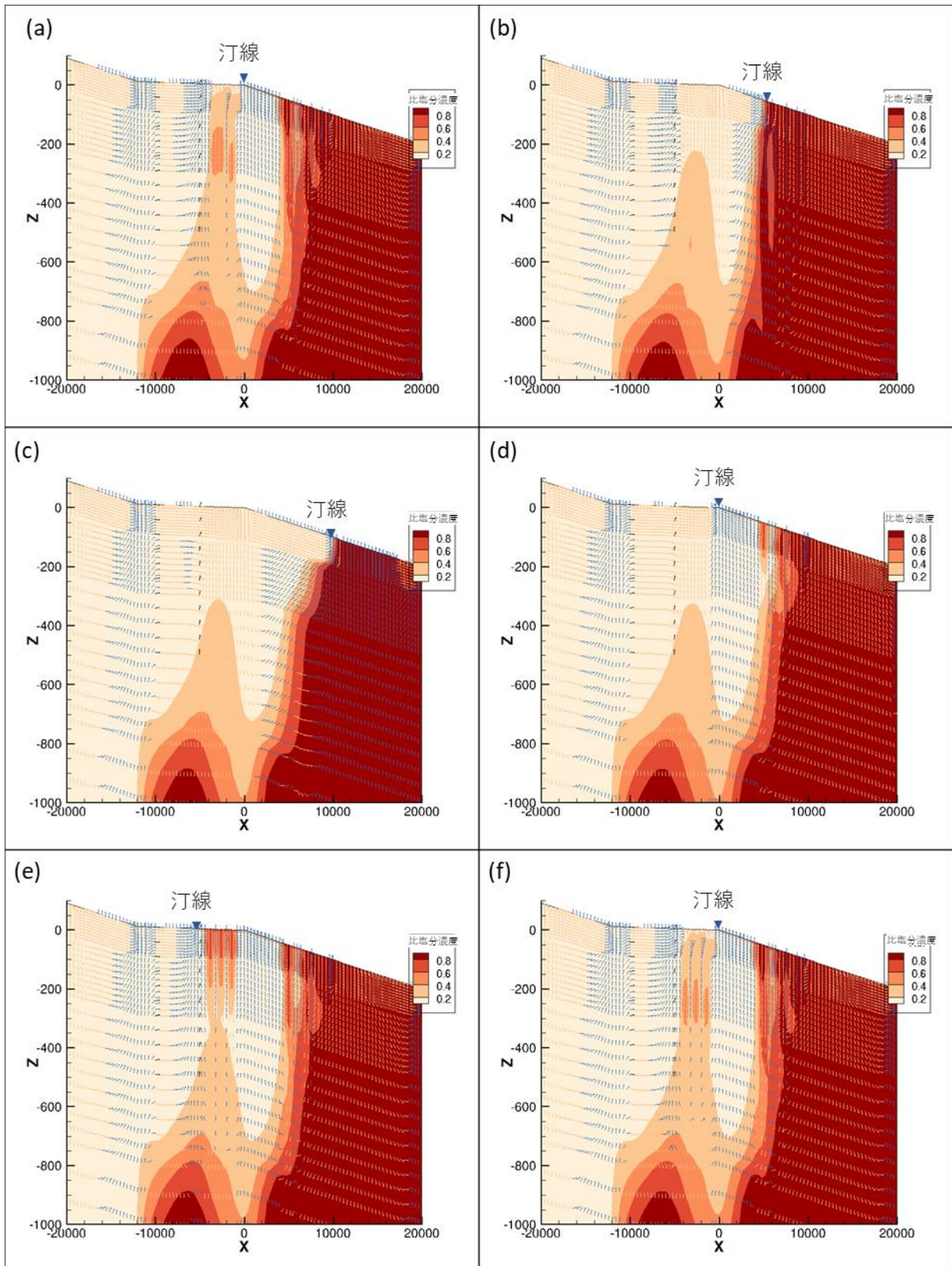


図 3.3.3-4 後背地：平坦部の割合が 4:6 のケースにおける塩分濃度経時変化と地下水の流向。ベクトル長は一定であり、深度 1000m までを拡大した結果。(a) 1 サイクル前の EL0m 時, (b) 海水準 EL-50m (5 万年経過時), (c) 海水準 EL-100m (10 万年経過時), (d) 海水準 EL0m (11 万年経過時), (e) 海水準 +5m (11 万 5 千年経過時), (f) 海水準 0m (12 万年経過時) であり, 矢印の色は, 青: 上昇流, 赤: 下降流を示す。

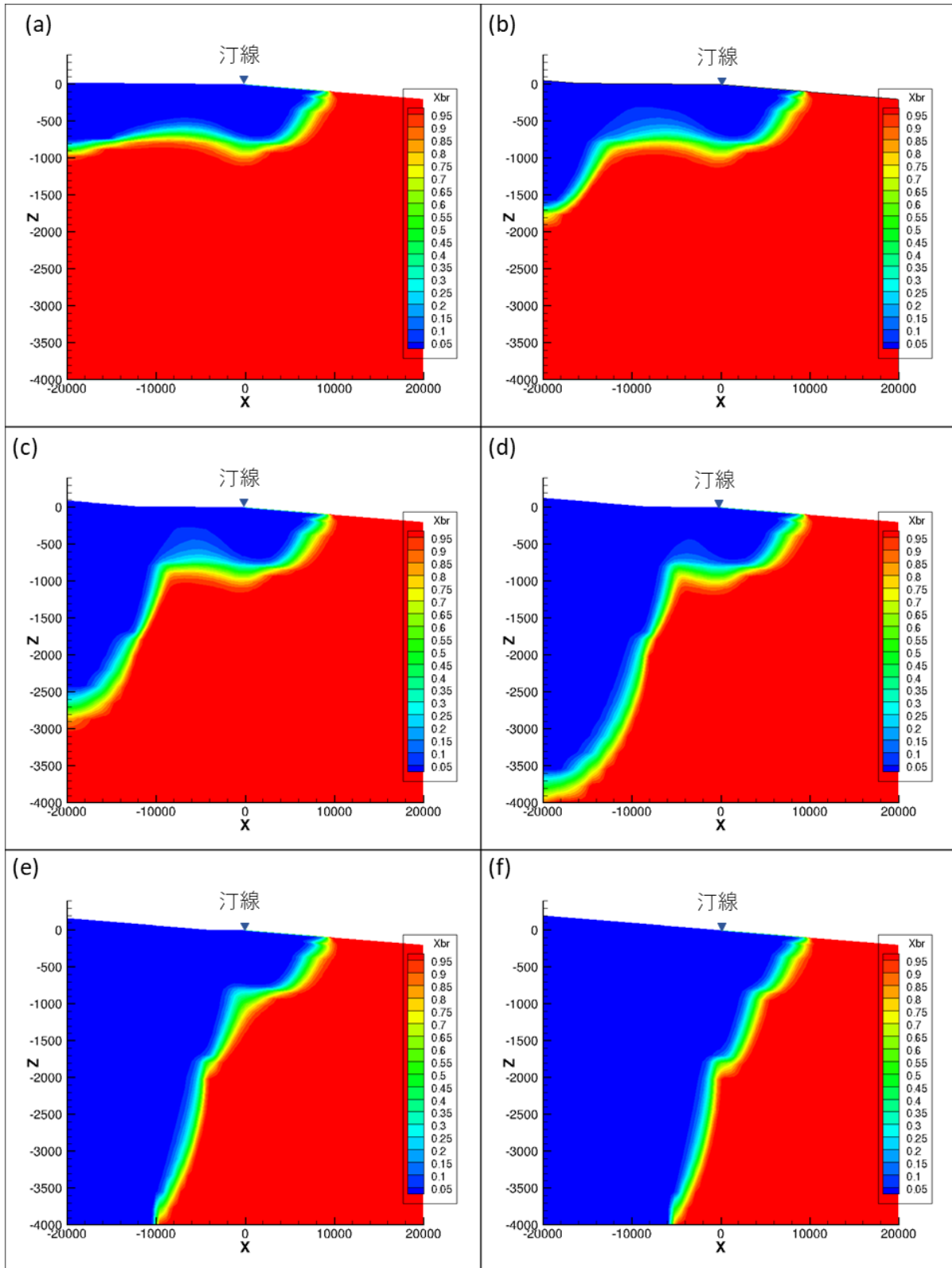


図 3.3.3-5 異方性媒体を仮定した地形モデルごとの海水準変動サイクル後の塩分濃度分布。海底部勾配は 1/100, 平坦部は 1/1000, 後背地は 1/100 において, 地形パターンを(a)後背地 0, (b)後背地 20%, (c)40%, (d)60%, (e)80%, (f)100%とした。コンターの Xbr は, 海水濃度との比を示す。

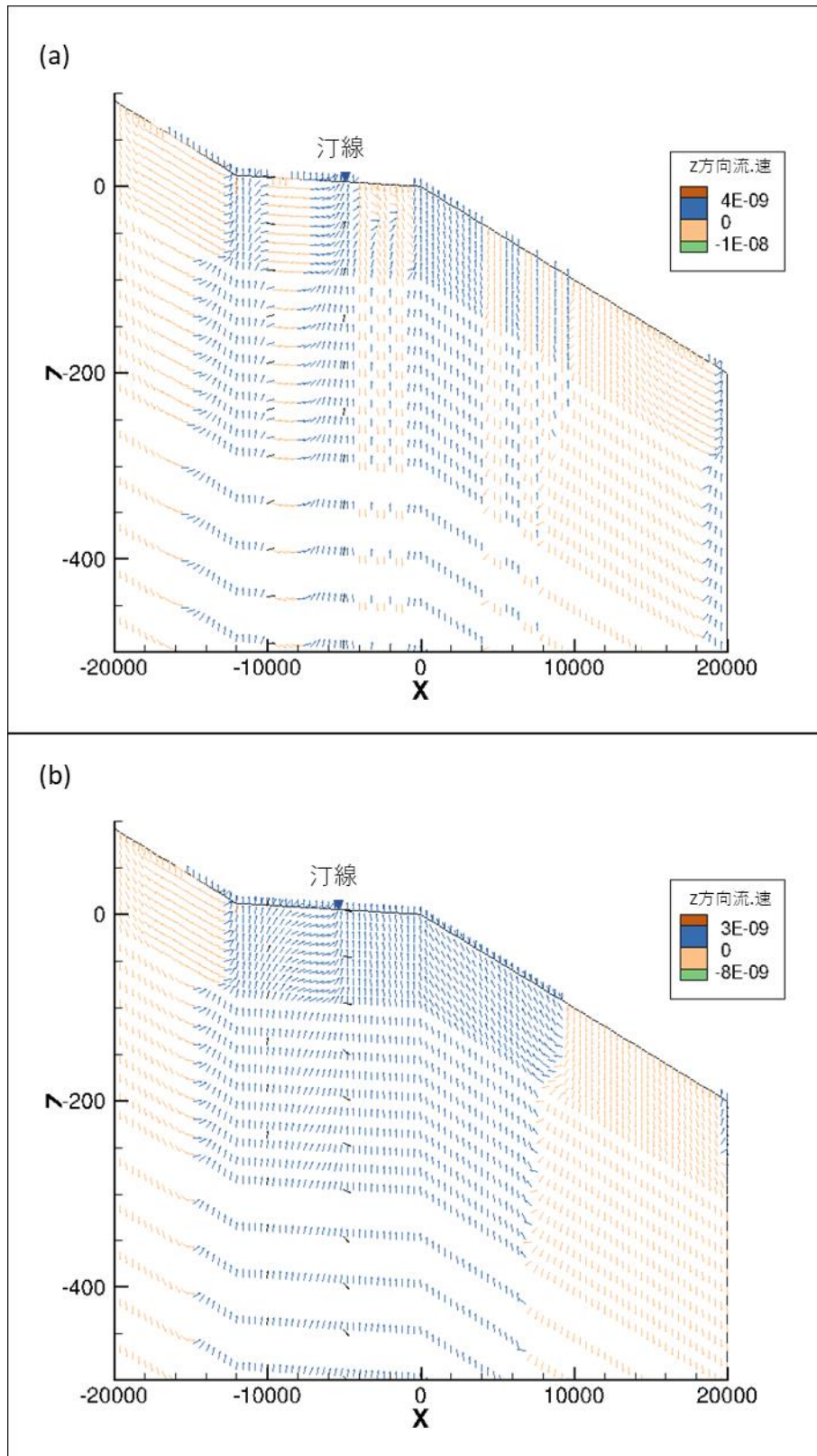


図 3.3.3-6 後背地：平坦部=4:6 のケースにおける海水準が最も上昇した際の浅部の流向ベクトル。(a)は等方性モデル，(b)は異方性（鉛直方向が水平方向の1/10）モデル，矢印は流向のみを示し，色分けは青が上昇流，茶色が下降流を示す。

図 3.3.3-6 から、等方性モデルでは平坦部において上昇流が生じる領域と下降流が生じる領域が交互に出現することで、地表からの塩水とが地下からの淡水の対流が生じているが、異方性モデルでは、鉛直方向の流動が阻害されることによって平坦部地下が全体的に上昇流となっているために、地表から塩水が侵入できない。また、海域に着目すると、地下水流動方向が、海水準の急激な上昇に追従できていないため、海域浅部に加えて平坦部全体が流出域となっている。

全体の透水係数が流動系に与える影響を比較するために、図 3.3.3-6 と同じ地形モデルに対し、モデル化領域全体を均質等方性材料として、 1.0×10^{-6} m/s 及び 1.0×10^{-7} m/s とした 2 ケースの解析を行った。図 3.3.3-7 及び図 3.3.3-8 に、それぞれのケースにおける海水準変動サイクルの進行による塩分濃度分布と、海水準が最も高い状態での地下水の流向を示す。流向ベクトルの色分けは、図 3.3.3-6 と同様である。

全領域が均質等方性媒体と仮定したケースでは、層状構造を仮定した基本モデルと異なり、海水準上昇時においても平坦部で鉛直方向の塩水浸入が発生しない。図 3.3.3-7(f) 及び図 3.3.3-8(f) に示した最大海進時における流向ベクトルを見ると、最大海進時に海域となる平坦部を含め、平坦部全体で上向きの流動を示している。均質モデルにおいては、後背地からの淡水の流動と海域からの塩水の流動という広域地下水流動の影響が増大することで、平坦部における塩水と淡水の重力による交換を阻害しているものと考えられる。

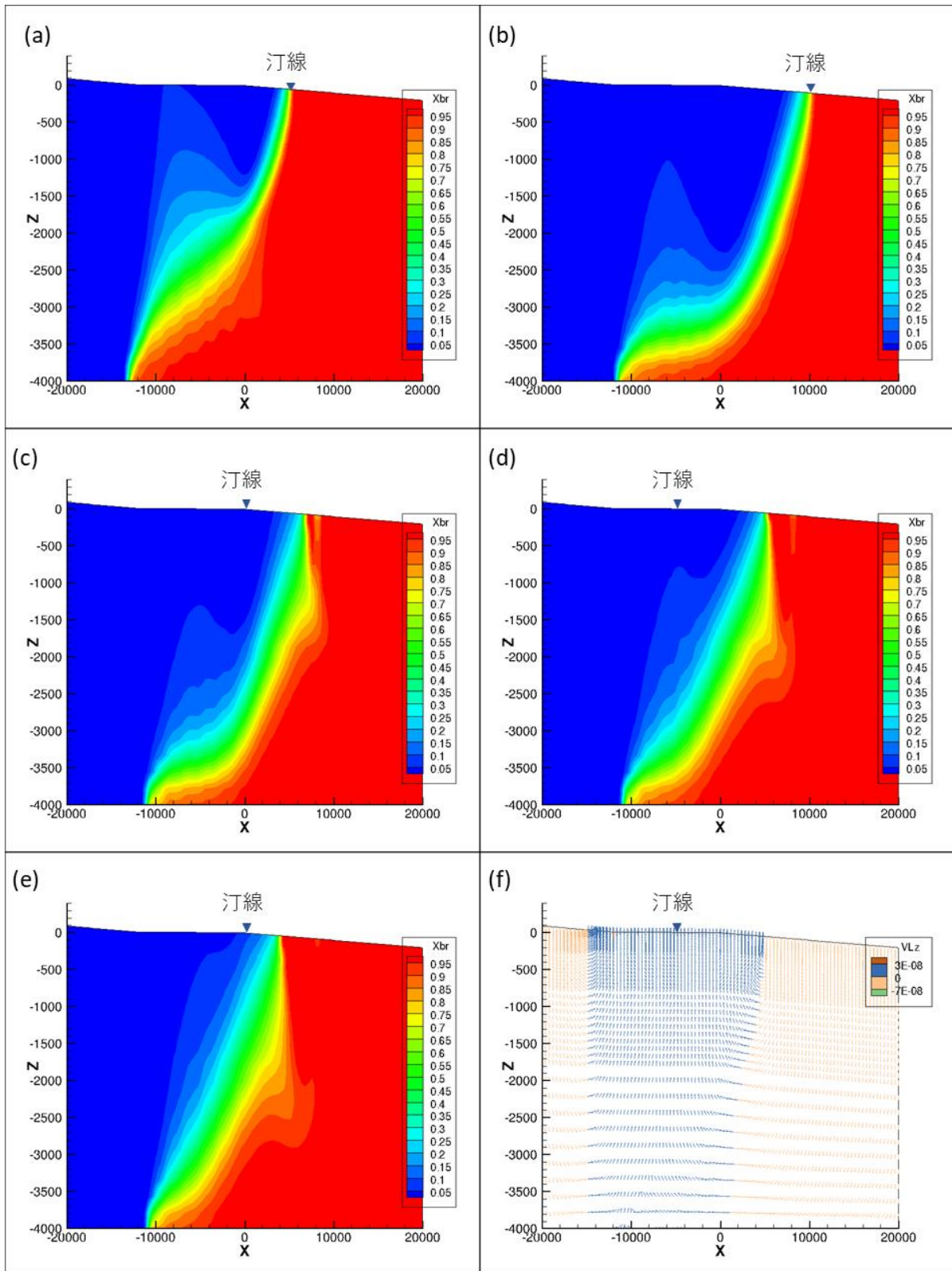


図 3.3.3-7 透水係数 $1.0 \times 10^{-6} \text{m/s}$ の均質等方媒体を仮定したケースの海水準変動サイクル後の塩分濃度分布。陸域の後背地：平坦部=4:6 とした。(a)海水準低下時 EL-50m, (b)海水準低下時 EL-100m, (c)海水準上昇時 EL0m, (d)海水準上昇時 EL+5m, (e)海水準 EL0m 回復時, (f)海水準 EL+5m における流向ベクトル, 色分けは鉛直方向流速による。

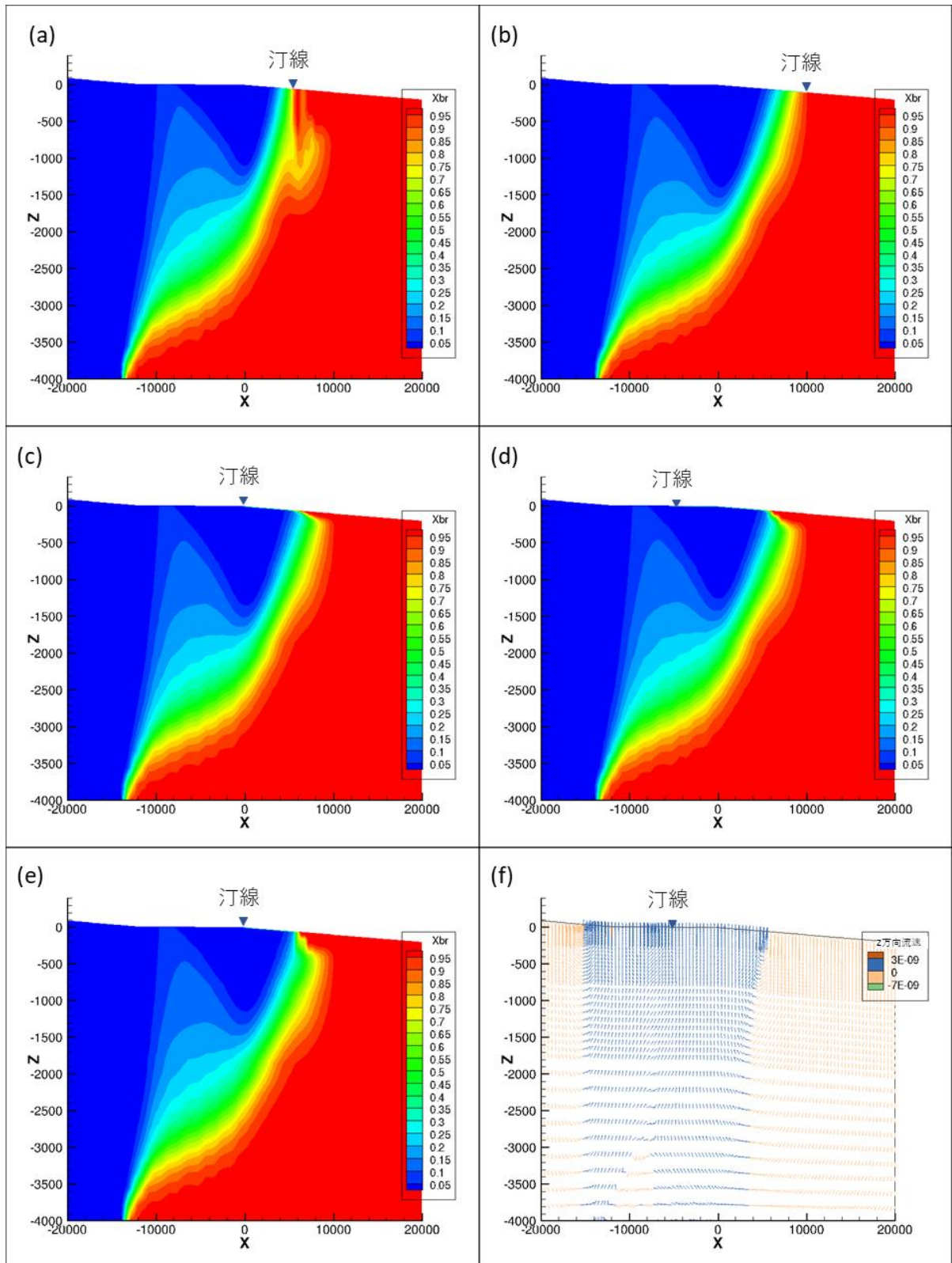


図 3.3.3-8 透水係数 $1.0 \times 10^{-7} \text{m/s}$ の均質等方媒体を仮定したケースの海水準変動サイクル後の塩分濃度分布。陸域の後背地：平坦部=4:6 とした。(a)海水準低下時 EL-50m, (b)海水準低下時 EL-100m, (c)海水準上昇時 EL0m, (d)海水準上昇時 EL+5m, (e)海水準 EL0m 回復時, (f)海水準 EL+5m における流向ベクトル, 色分けは鉛直方向流速による。

3) 後背地の地形と水理特性の相互の関係

淡水流動の駆動力となる後背地の地形と水理特性の関係が流動系に与える影響を評価するために、図 3.3.3-7 と同様に後背地と平坦部を 4:6 とし、後背地の傾斜を 1/10 (図 3.3.3-7 の 10 倍)、透水係数を $1.0 \times 10^{-7} \text{m/s}$ (図 3.3.3-7 の 1/10) とした解析を行った結果を図 3.3.3-9 に示す。海水準変動に伴う塩分濃度分布の変化に関しては、浅部の塩分濃度分布の時間遅れに関しては、透水係数が同等である図 3.3.3-8 と同様であるのに対し、大域的な塩淡境界の移動は、後背地の傾斜と透水係数の比が同等となる図 3.3.3-7 と、透水係数のみが同等となる図 3.3.3-8 の中間的な傾向を示している。

最後に、海水準上昇時に平坦部からの塩水浸入が見られた層状等方性モデルに対し、後背地の傾斜を 1/10 としたケースの解析結果を図 3.3.3-10 に示す。このケースは、基本ケースの後背地傾斜 1/100 と同様に、海水準上昇時に平坦部から鉛直下方に塩水浸入が見られ、海域における淡水残留域も同様の傾向が見られる。また、後背地と平坦部の地形変曲点付近において、後背地からの淡水の流出が見られ、後背地からの淡水流動が、平坦部から海域にかけての海水準変動による流動に与える影響が相対的に小さいため、平坦部から海域にかけては、基本ケースと同様の塩分濃度分布の変動となっていることが特徴的である。

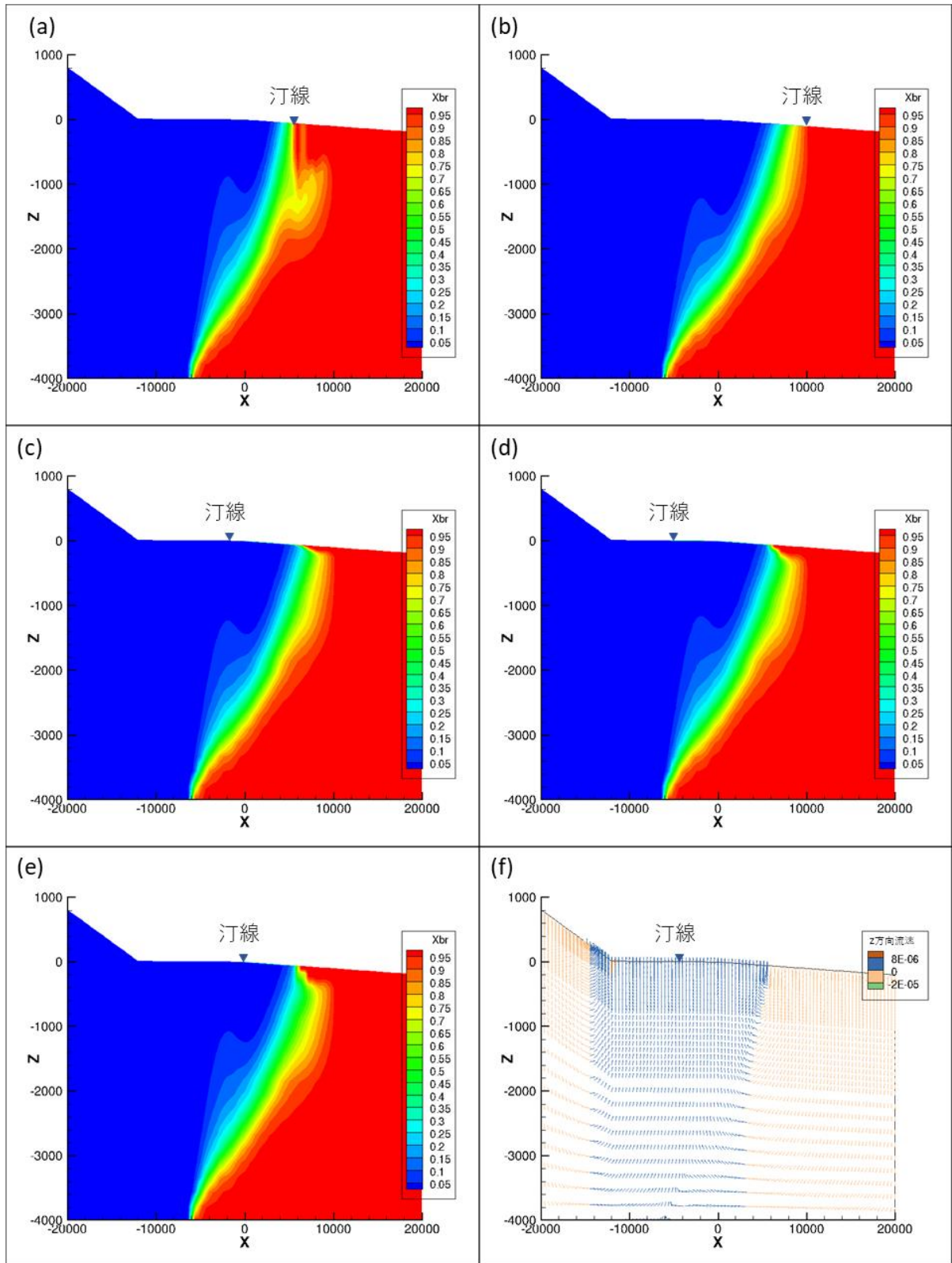


図 3.3.3-9 透水係数 $1.0 \times 10^{-7} \text{m/s}$ の均質等方媒体を仮定したケースの海水準変動サイクル後の塩分濃度分布。後背地の勾配を 1/10，陸域の後背地：平坦部=6:4 とした。(a)海水準低下時 EL-50m, (b)海水準低下時 EL-100m, (c)海水準上昇時 EL0m, (d)海水準上昇時 EL+5m, (e)海水準 EL0m 回復時, (f)海水準 EL+5m における流向ベクトル，色分けは鉛直方向流速による。

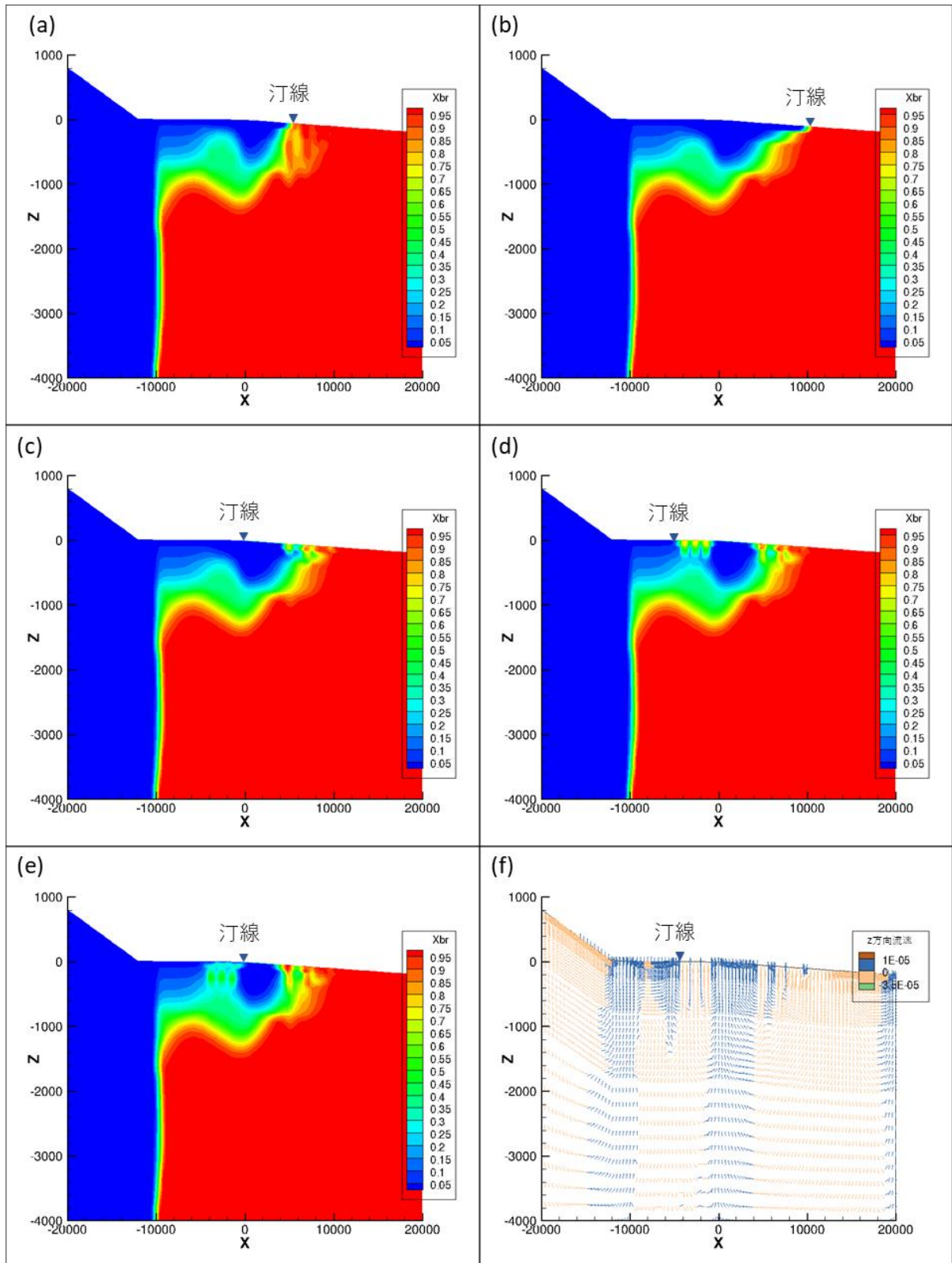


図 3.3.3-10 基本ケース（層状モデル），後背地の勾配を 1/10 としたケースの海水準変動サイクル後の塩分濃度分布．陸域の後背地：平坦部=4:6 とした．(a)海水準低下時 EL-50m, (b)海水準低下時 EL-100m, (c)海水準上昇時 EL0m, (d)海水準上昇時 EL+5m, (e)海水準 EL0m 回復時, (f)海水準 EL+5m における流向ベクトル，色分けは鉛直方向流速による．

【まとめと今後の課題】

地形及び水理特性が、海水準変動による地下水流動系変化に与える影響に関する予察的な解析の結果から、以下のような知見を得た。

- ・海水準変動に伴う海域の塩淡境界の移動は、特に海水準上昇時には追従しないため、周期的な定常状態では、現汀線よりも海域に塩淡境界が存在する。

- ・透水係数の深度依存性が存在し、かつ透水異方性が存在しないようなケース（亀裂を水みちとする結晶質岩のような媒体を想定）においては、岩盤の水理特性によっては、海進時に沿岸陸域の平坦部から鉛直方向への塩水浸入が生じる可能性がある。また、陸域での塩水浸入が生じる場合には、海域に淡水塊が残留する。これは、瀬戸内海沿岸域において陸域深部に縄文海進時の年代を示す塩水が存在し、海域島嶼部において深部に淡水が存在するという調査結果と調和的である。

- ・透水異方性を仮定したモデル（堆積岩地域で一般的）や、透水性が低いケースにおいては、海水準の上昇が下降に比べて早く、後氷期の海進期間が短い場合には、平坦部からの密度差による塩水浸入が生じるための十分な時間が無いために、地表面からの塩水浸入は見られない。また、地形によっては、比較的浅い深度（数百 m）に塩分濃度が高い領域が見られるが、これは滞留した塩水と考えられる。

- ・比較のために実施した全領域均質モデルの解析結果から、大域的な淡水の対流が卓越する場においては、平坦部が流出域となるため、高透水性のケースにおいても海進時に平坦部からの塩水浸入は見られない。

以上から、沿岸域における長期的な地下水流動は、後背地の地形に影響される陸域の大域的な淡水循環と海進時の密度差による塩水浸入の2種類の流動系に大別され、大域的な淡水循環が卓越する場においては、塩水浸入を阻害する傾向が見られる。

鉛直方向の塩水浸入に関しては、平坦部が流出域となっていない場合には、高密度の流体が低密度の流体の上部に存在する、いわゆる **Reyleigh-Talor instability** の状態となっている (**Trevelyan et al., 2011**)。大域的な流動が存在しない鉛直方向のみの不安定性の解析は、一般的に流れ関数を用いた解析によって、上部の高密度流体からフィンガー状に下向きに流れることが解析されている。その際にフィンガー部の鉛直方向への伸長は流速×時間に比例し、フィンガー部の波長は時間の平方根に比例するという結果が得られており (**Gopalalrishnan et al., 2017**)、鉛直方向のフィンガー部の成長は密度差による対流、水平方向の波長の成長は拡散項によって支配されることが示されている。

海水準変動による鉛直方向への塩水浸入は、海水準が上昇した数千年という限定された時間のみが対象となるため、透水係数を含む水理特性による塩分のフィンガリングの進展に関して詳細な解析を行い、塩水浸入の発生条件を解析することが必要となる。

また、安全評価を対象とした場合、陸域における若い塩水の浸入が見られる地域においては、塩水部の周辺において上昇流が生じている可能性があるため、粒子追跡解析を行うと、塩水浸入域の周辺が流出点となり、想定よりも短い期間で地表付近に核種が到達する可能性がある。また、海域の淡水域は比較的安定して存在するという特徴もあり、海水準変動に伴う複雑な流動系の変化を、水文学的な調査データと数値解析によって十分に評価しておく必要があろう。

【引用文献】

- Gopalakrishnan, S.S., Carballido-Landeira, J., De Wit, A., and Knaepen, B. (2017) Relative role of convective and diffusive mixing in the miscible Rayleigh-Taylor instability in porous media. *Physical Review Fluids*, 2, 012501.
- Pruess, K., Oldenburg, C., and Moridis, G. (1999) TOUGH2 User's Guide, Version 2.0, LBNL-43134, Earth Sciences Division, Lawrence Berkeley National Laboratory, University of California, Berkeley, CA, 198p.
- Trevelyan, P.M., Almarcha, C., and De Wit, A. (2011) Buoyancy-driven instabilities of miscible two-layer stratifications in porous media and Hele-Shaw cells. *Jour. Fluid Mech.*, 670, 38-65.

3.4 沿岸域地下水データベースの検討・整備

【実施内容】

平成 28 年度までの成果及び既往の研究成果を踏まえ、平成 29 年度は海水準変動等が沿岸域の地下水流動系に及ぼす影響を検討するため、沿岸域の地下水水質・年代等や地下水流動を解析・評価する上で重要な要因となる因子について、涵養域からの流動・流出過程や深部流体の付加等を含めて検討し、抽出された因子等から構成される沿岸域地下水データベースの整備を開始する。その際に、既存の深層地下水データベースに加え、最新のデータ・知見の収集・整理を行う。以上の成果は、原子力規制委員会が整備する隆起・侵食活動、断層活動、地下水流動等の自然事象等に関する評価手法の議論に必要な科学的根拠と、廃棄物埋設施設の位置、構造及び設備の基準に関する規則及び評価ガイド等に反映される。

【成果】

3.4.1 沿岸域地下水データベースの仕様検討

沿岸域においては、氷期の海退時の地下水流動系の拡大に伴う淡水系地下水の流動の活発化や、間氷期における海進に伴う海水の侵入・淡水系の地下水流動系の縮小など、気候変動による海水準の変動が地下水流動系に大きな影響を与えると考えられる。この影響は地下水流動の変化とともに、地下水水質、特に Cl 濃度などの変化にも現れる。そこで、地下水の Cl 濃度に着目し、地下水流動・流出過程や深部流体の付加等を含めて沿岸域の地下水水質や地下水流動を評価する上で重要な要因となる因子を抽出する。本稿では、広島平野地域において最大で現在の海岸線から 6 km までの地域にのみ若い年代を示す（縄文海進以降）海水が侵入していることや、上北平野において地層堆積時にも相当する古い海水が残存することなどに鑑みて、地下水の Cl 濃度と、採水地点の海岸線からの距離、標高、孔底深度、表層地質の関係を検討した。

なお、海岸線からの距離は、国土数値情報ダウンロードサービスの海岸線の全県ダウンロードを行い、海岸線と試料採取地点の最短距離を Esri 社の ArcGIS の解析ツールを用いて求めた。標高データは国土地理院基盤地図情報ダウンロードサービス 10m メッシュ標高をダウンロードし、Esri 社の ArcGIS の解析ツールを用いて求めた。

(1) 沿岸部の海岸線からの距離と Cl 濃度の分布

図 3.4.1-1(a)に海岸線からの距離と Cl 濃度の関係を示した。海岸線から 20 km 以内において、地下水への塩水の混入（ここでは仮に海水の Cl 濃度である約 20000 mg/L を基準に、1%程度以上の混入とする）が見込まれる Cl 濃度 200 mg/L 以上の地下水が 1406/3893 地点(36.1%)ある。このうち海岸線から 10km 以上の比較的内地においても Cl 濃度 200 mg/L 以上の地下水が 592/3893 地点(15.2%)あり、塩水の混入が多く見られる。

次に、Cl 濃度の高い塩水の起源として海水だけではなく深部流体の混入も考えられるため、深部流体の寄与を取り除いた分布を見る。深部流体の指標としては Li/Cl、Br/Cl、I/Cl、Li/Br 等が提案されている（産業技術総合研究所, 2013, 2014, 2015, 2016）。ここでは、日本全国の深部流体分布図（産業技術総合研究所, 2013）が作成されている Li/Cl を指標として深部流体の影響を取り除くこととした。海水の Li/Cl が約 1×10^{-5} 、典型的な深部流体が $>1 \times 10^{-3}$ （風早ほか, 2014）であることから、塩水のうち深部流体の混入率が低く海水が 90%以上を占めると考えられる Li/Cl $< 1 \times 10^{-4}$ の地下水についての分布を見る。なお、溶存イオン濃度の低い地下水については Li 濃度が非常に低く Li/Cl により深部流体混入の有無を正確に判断することは困難であるため、Cl 濃度が 200 mg/L 以上の地下水についてこの処理を施した。深部流体起源の塩

水が混入している地下水を取り除いたあとの Cl^- 濃度の高い地下水の分布を見ると（図 3.4.1-1(b)）， Cl^- 濃度が高い(>1,000 mg/L)地下水のうち，海岸線から 10km 以上の比較的内地に存在する海水起源の地下水は，深部流体起源の塩水を含む場合に比べると，その存在比率は低くなっている．ただし，依然として，比較的内地部にも海水起源と考えられる塩水が多数存在していることがわかる．

広島平野沿岸部においては，現在の海岸線より最大内地 6km 程度までしか海水の侵入は見られていない（産業技術総合研究所, 2017）．一方，青森県東部上北平野においては平野内地部の 20km 程度まで古い海水の残存が確認されている（産業技術総合研究所, 2017）．この傾向の違いの要因を抽出するため，次節では沿岸域における地下水への海水侵入の地域分布を地質，採水地の標高，採水深度ごとの違いや傾向を見る．

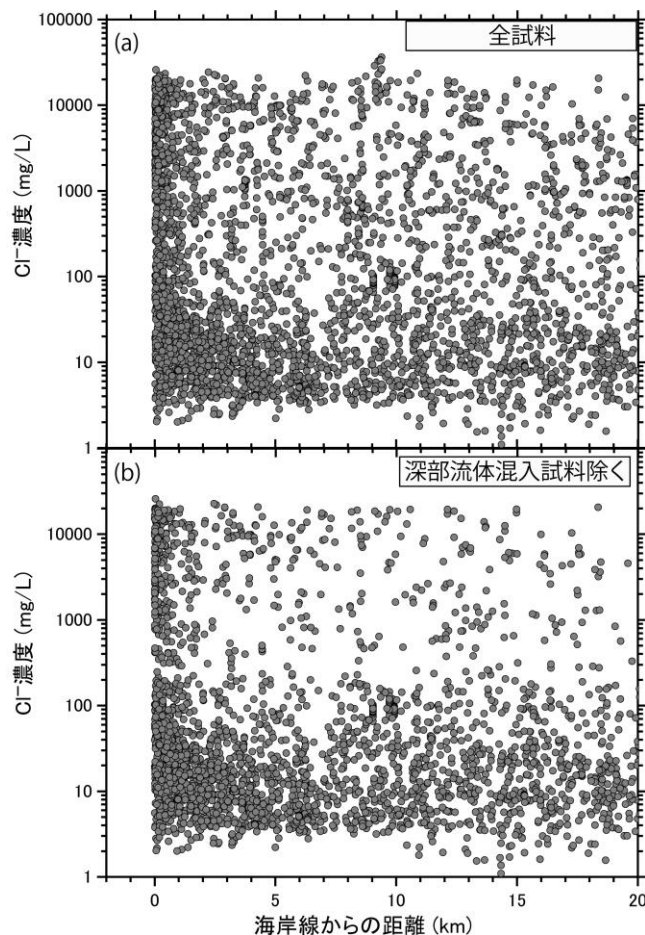


図 3.4.1-1 沿岸域（海岸線より 20 km 以内）の地下水における Cl^- 濃度の分布図
 (b)では Cl^- 濃度 200 mg/L 以上の地下水の内，深部流体の混入が有意な試料 ($\text{Li}/\text{Cl} > 1 \times 10^{-4}$) を除いている．

(2) 表層地質の違いによる海岸線からの距離と Cl^- 濃度の分布状況

地下水採水地点の地質は，尾山ほか(2011)にならい 20 万分の 1 シームレス地質図において岩石区分や地質時代を基に約 200 種類に区分されているベクトルデータを 5 つの地質区分（堆積岩類：2671 地点(71.4%)，付加コンプレックス：117 地点(3.1%)，火山岩類：651 地点(17.4%)，深成岩類：239 地点(6.4%)，変成岩類：62 地点(1.7%)）に区分した．なお，これは表層地質の情報を基に区分している．また，堆積岩類においては第四紀以降の堆積物（2274 地点），新第三紀の堆積岩類（292 地点），古第三紀以前の堆積岩類（105 地点）に区分し，火山岩類に関し

ては、第四紀以降の火山岩類（419 地点）と、新第三紀以前の火山岩類（232 地点）に区分した。

図 3.4.1-2(a-f)に地質区分ごとの海岸線からの距離と Cl 濃度の関係を示した。なお、表層地質として前期更新世から完新世の堆積物・火山岩、テフラ等に覆われている地点は、地下水採水深度の地質とは異なることが容易に考えられるため、これらの地点は今回の解析からは省いた。

ここでは、図 3.4.1-1b と同様に Li/Cl を指標として、Li/Cl が 1×10^{-4} 以下の試料のみ海水起源の塩水として、深部流体起源の塩水を取り除いたあとの試料群をプロットしている。それぞれの地質区分に分類される試料数がかなり異なるが、新第三紀堆積岩分布地域以外の地下水においては、Cl 濃度が 200 mg/L 以上の地下水は、深部流体の寄与がある地点を除くとほとんどすべてが海岸線から 5 km 以内に分布している(表 3.4.1-2)。深成岩において、海岸線より約 6 km 地点にプロットされる Cl 濃度約 6,000 mg/L の地点は広島平野の地下水である。また、海岸線より約 1 km 地点の Cl 濃度の高い地下水はほとんどすべて瀬戸内の沿岸部であるが、愛知県三河湾沿岸部の地下水も含まれる。付加コンプレックス(e)に胚胎する地下水においても、古第三紀堆積岩と同様に Cl 濃度の高い地下水は海岸線から 1 km 以内にのみ存在している。第三紀堆積岩地域(a)・火山岩地域(c)においても、Cl 濃度の高い試料は海岸線から 1 km 以内に集中するが、5 km 以上離れたところにも海水起源の内の約 30%が存在し、10 km 以上内陸に入ったところでも海水成分を多く含む地下水が見受けられる。この傾向は、深部流体の混入指標の閾値 (Li/Cl = 3×10^{-4}) を引き上げ、海水の混入比率が低い試料を加えた場合も同様である(図 3.4.1-3(a-f))。

比較的内陸部まで海水の侵入している地域は、新第三紀堆積岩地域といった多孔質媒体分布地域に相当し、海水の侵入が海岸線付近のみに集中する地域は、古第三紀以前の堆積岩・付加コンプレックス地域など亀裂性媒体分布地域に相当するといえる。

表 3.4.1-1 20 万分の 1 シームレス地質図の凡例番号による地質区分

岩種	20万分の1シームレス地質図の凡例番号
堆積岩類	
・第四紀以降	1～4, 162, 163, 170～172
・新第三紀	5～7
・古第三紀以前	8～29, 173
付加コンプレックス	30～77, 168, 183, 184, 194
火山岩類	78～121, 164～167, 175～181, 185～189, 196
深成岩類	122～149, 169, 174, 191～193, 197
変成岩類	150～161

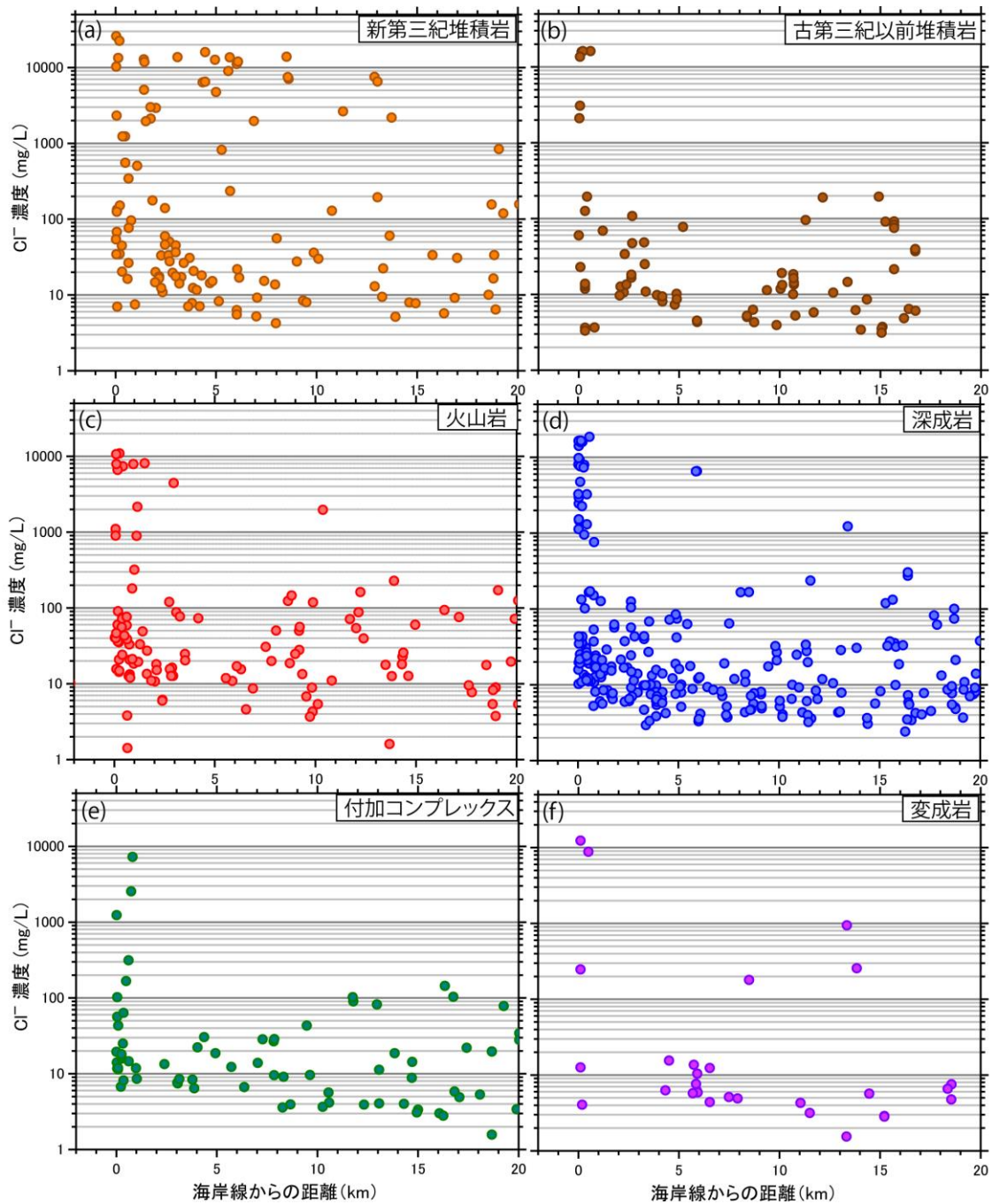


図 3.4.1-2 沿岸域地下水(海岸線より 20 km 以内)における地質区分ごとの Cl 濃度の分布図.
Cl 濃度 200 mg/L 以上の地下水の内、深部流体の混入が有意な試料 ($Li/Cl > 1 \times 10^{-4}$) を除いている.

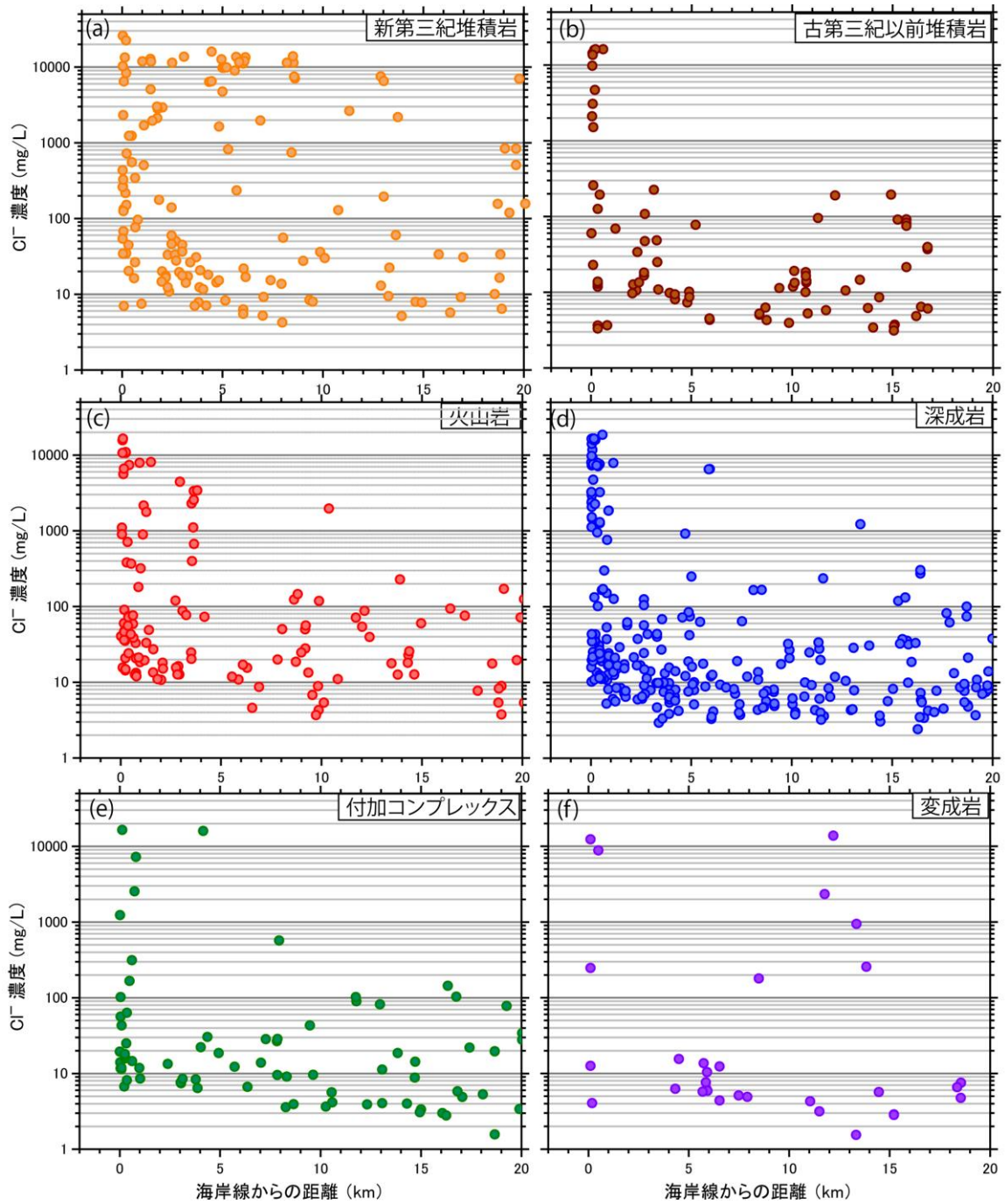


図 3.4.1-3 沿岸域地下水(海岸線より 20 km 以内)における地質区分ごとの Cl 濃度の分布図。
Cl 濃度 200 mg/L 以上の地下水のうち、深部流体の混入が有意な試料 ($Li/Cl > 3 \times 10^{-4}$) を除いている。

表 3.4.1-2 各地質区分における塩水の分布数（第四紀以降の試料除く）

	海岸より 20km以内全 試料数	塩水数 (CI>200 mg/L)	海水起源 塩水数 (深部流体除 く)	海岸線より 5km以内の 海水起源塩 水数	塩水の比率 (%)	塩水のうち海 水起源地下水 の比率(%)	海水起源地下 水の内海岸線 よりも5km 以内の比率 (%)
新第三紀堆積岩	292	154	51	35	52.7	17.5	68.6
古第三紀以前堆積岩	105	30	6	6	28.6	5.7	100.0
火山岩	232	127	15	13	54.7	6.5	86.7
深成岩	239	49	21	15	20.5	8.8	71.4
付加体	117	43	4	4	36.8	3.4	100.0
変成岩	62	36	5	3	58.1	8.1	60.0

(3) 表層地質年代の違いによる海岸線からの距離と CI 濃度の分布状況

前項で堆積岩地域において、新第三紀と古第三紀以前においては海水成分の内陸への侵入傾向に違いが見られたため、ここでは、岩種ごとの傾向ではなく地質年代ごとの CI 濃度の分布を見た。また、新第三紀については、堆積岩分布域とそれ以外の岩種について比較した(図 3.4.1-4)。

新第三紀の地質地域については約 50%の地下水が CI 濃度が 200 mg/L 以上の塩水となっている一方で、古第三紀・古第三紀以前の地質地域では約 30%とやや低い比率を示している。

前節のように新第三紀堆積岩地域の地下水において、比較的内陸部においても CI 濃度の高い海水起源の塩水が多く見受けられているが、堆積岩を除く新第三紀の岩種においては 4 試料を除いては現在の海岸線から 3 km 以内の沿岸部にのみ CI 濃度 200 mg/L の試料が存在している。古第三紀の地質地域では試料数が少ないものの、海水起源の CI 濃度の高い地下水は海岸線より 1 km 以内に存在するのみである。古第三紀以前の古い地質地域については、地下水試料数は新第三紀地域とほぼ同じものの、海水起源の塩水は約半数であり、かつ、ほぼすべて(28/32)が海岸線より 5 km 以内に賦存している。

以上のように、海水起源の CI 濃度の高い塩水が(海岸線より 5 km 以上の)比較的内陸に存在する地下水は、明らかに新第三紀の堆積岩に集中している。ただし、数はわずかであるが、新第三紀の堆積岩以外の岩種或いは古第三紀以前の地質地域には少数ではあるが CI 濃度の高い(数 1,000 mg/L)塩水が存在する。3.2 章の上北平野の事例のように、比較的内陸の平野部においても現在の海水ではなく地層堆積時の海水が取り残されている可能性がある。また、3.1 章の広島平野における事例のように、比較的内陸部においても縄文海進時などの海面が高かった時期に海水の侵入が広がっていた地域においては比較的内陸においても塩水が見られている。

次項以降で、地下水採水地点の標高と CI 濃度の関係、内陸に塩水がある地点の詳細について検討する。

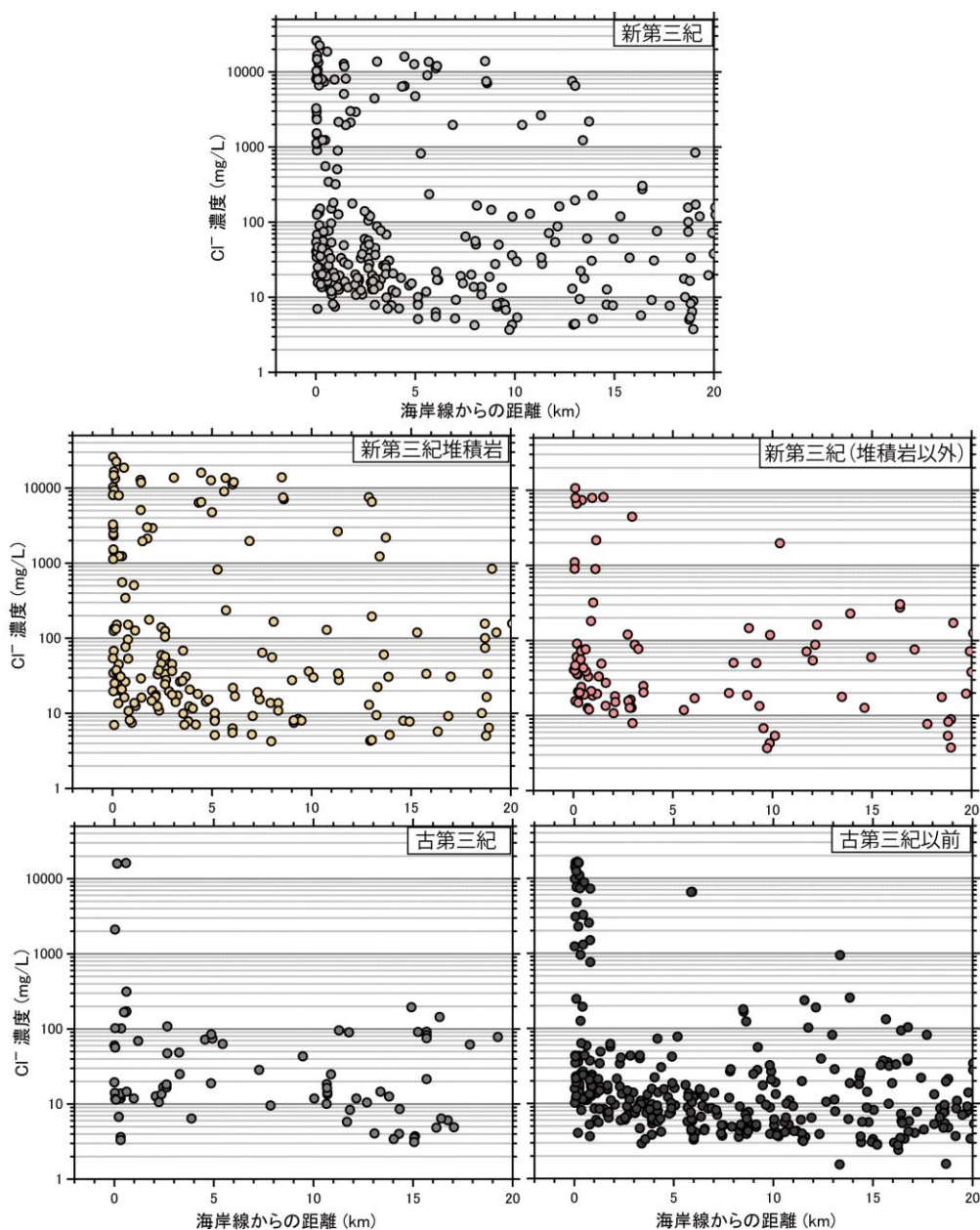


図 3.4.1-4 沿岸域地下水（海岸線より 20 km 以内）における地質年代ごとの Cl 濃度の分布図
Cl 濃度 200 mg/L 以上の地下水のうち、深部流体の混入が有意な試料（Li/Cl > 1 × 10⁻⁴）を除いている。

表 3.4.1-3 地下水を表層地質年代で区分した場合の塩水の分布数

	海岸より 20km以内 全試料数	塩水数 (Cl>200 mg/L)	海水起源 塩水数 (深部流 体除く)	海岸線よ り5km以内 の海水起 源塩水数	塩水の比 率(%)	海水の比 率(%)	5km以内 の比率(%)
新第三紀	478	251	67	47	52.5	14.0	70.1
・新第三紀堆積岩	292	154	51	35	52.7	17.5	68.6
・新第三紀堆積岩以外	186	97	16	12	52.2	8.6	75.0
古第三紀	112	37	4	4	33.0	3.6	100.0
古第三紀以前	462	149	32	28	32.3	6.9	87.5

(4) 採水地の標高と Cl 濃度の関係

海岸からの距離 20km 以内において Cl 濃度の比較的高い地下水がいくつか見られたが、ここでは、採水地点の標高と Cl 濃度の関係を見る。図 3.4.1-5 に示したように、Cl 濃度の低い地下水は標高 0m 付近～数 100 m の高地まで広く分布するが、Cl 濃度の高い地下水、特に 1,000 mg/L を越えるような塩水は標高 140 m 以下に限定される。採水地点の標高が 100 m 以上で Cl 濃度が 1,000 mg/L 以上の地点は、北海道斜里郡の中期中新世-後期中新世の非アルカリ苦鉄質火山岩分布地域 (Sample No. A)、福井県沿岸の前期中新世-中期中新世の非アルカリ苦鉄質火山岩分布地域 (Sample No. B)、房総半島沿岸の後期中新世から鮮新世の堆積岩類地域の 2 点 (Sample C, D)、広島花崗岩地域の深層地下水 (Sample E) である。採水地点の標高、海岸線からの距離と Cl 濃度の関係を見ると (図 3.1.4.1-6)、全体的に見て採水地点の標高が高い地域の塩水は現在の海岸線より 1 km 以内に集中する。ただし、採水地点が標高 100 m を越える Cl 濃度の高い地下水は海岸線よりも 5 km 付近にも存在する (上記 Sample A, E) また、標高 40 m 地点あたりで海岸線から 13 km 内陸にやや Cl 濃度の高い (6,500 mg/L) 地点が見られる (Sample F)。この地点は東海地域の地下水で、表層地質は中期中新世-鮮新世の海成堆積岩類である。広島花崗岩地域の Sample E は掘削深度 1700m であり、採水地点は河床標高が 4 m 程度の太田川近傍に位置している。瀬戸内地域では、約 6,000 年前の縄文海進期の海水準は現在よりも 4 m 程度高かったと考えられている (太田ほか, 2004)。そこで、産業技術総合研究所(2017)では、この広島花崗岩地域の深層地下水における海水の侵入について海水準の高い縄文海進時に海面下にあった地点において鉛直侵入があったとした。ただし Sample F は、海岸線からなだらかな丘陵となっており、縄文海進時に海面下となる地域は沿岸の 1 km 以下で海進による汀線の移動では説明できない。

次に、各井戸の孔底標高と Cl 濃度の関係を見た。Cl 1,000mg/L 以上の塩分濃度の高い地下水は海岸線から 1 km 以内に集中する上、孔底深度が海面下数 100～2,000 m の井戸に集中する (図 3.1.4.1-7)。ただし、標高が 0 m 以上、つまり塩水賦存域が現在の海面よりも高いところにある地点も 7 箇所見受けられる。最も高いものは標高約 40 m・海岸線から 13 km 地点の東海地方の井戸 (前述の Sample F) で中期中新世-鮮新世の海成堆積岩より Cl 濃度 6,500 mg/L の湧水が湧出している (図 3.4.1-8)。また、北陸地方の中期中新世～鮮新世あるいは中-後期中新世の堆積岩類分布域より湧出する浅層地下水で、海岸線から約 6 km 程度で、Cl 濃度が 13,000 mg/L の浅層地下水が標高約 20m 地点 (Sample G)、Cl 濃度が 2,700 mg/L の地下水が標高約 35m 地点 (Sample H) に見られる。これらは現在の海水面を考えると海水の側方侵入は考えにくい。

以上のように、沿岸域の地下水水質・年代等や地下水流動を解析・評価する上で重要な因子について検討するため、産業技術総合研究所が整備を進めている深層地下水データベースからの水質データを元に、沿岸域における海水侵入の地域分布・侵入程度の把握と、地質・地形学的特徴の関係を見た。このデータセットより沿岸域における海水・淡水起源の地下水の流動を見る上で、表層地質の違いにより海水の侵入範囲が大きく異なることがわかった。また、Cl 濃度の高い地下水は採水地点が低標高である地点、孔底深度が海面下数 100～2,000m の範囲に集中していることがわかった。これにより沿岸域の地下水流動解析・評価の上で重要な因子として、採水地点の海岸線からの距離、表層地質・標高・井戸深度などを選定し、沿岸域地下水データベースの構成因子とした。

なお、本章で対象とした地下水は、塩水の起源が海水であるか深部流体であるかを判別する

ため Li データを含み、採水地点の標高・表層地質を正確に把握するため、緯度・経度を正確に把握されているデータのみを使用している。また、深層地下水の採水深度における地質と表層地質の整合性を保つため、第四紀の火山噴出物、堆積岩分布地域のデータは割愛している。3.2 章の上北平野の事例にあるように、内陸部において現在の海水が侵入したのではなく地層堆積時にも相当する時代の海水が現在も取り残されている可能性のある地点は、今回の解析範囲だけではなくより広範囲に賦存している可能性があることには留意しておく必要がある。第四紀の堆積物が表層に広く堆積している平野部等においては深度 500~1,500m 相当に海水起源の Cl 濃度の高い地下水が広く賦存しているのが図 3.4.1-9 よりわかる。今後このような塩水の侵入年代をより拡充し、地層堆積時のものか或いはより新しい時期に侵入してきたものかを明らかにする必要がある。

また、本解析で新第三紀堆積岩地域において比較的内陸部まで海水の侵入が見られているが、標高が現在の海面よりも数 10 m 高い地点においても確認されている。これらについては、現在の地形・地理的環境では海水の侵入は説明しにくく、今後の検討課題である。

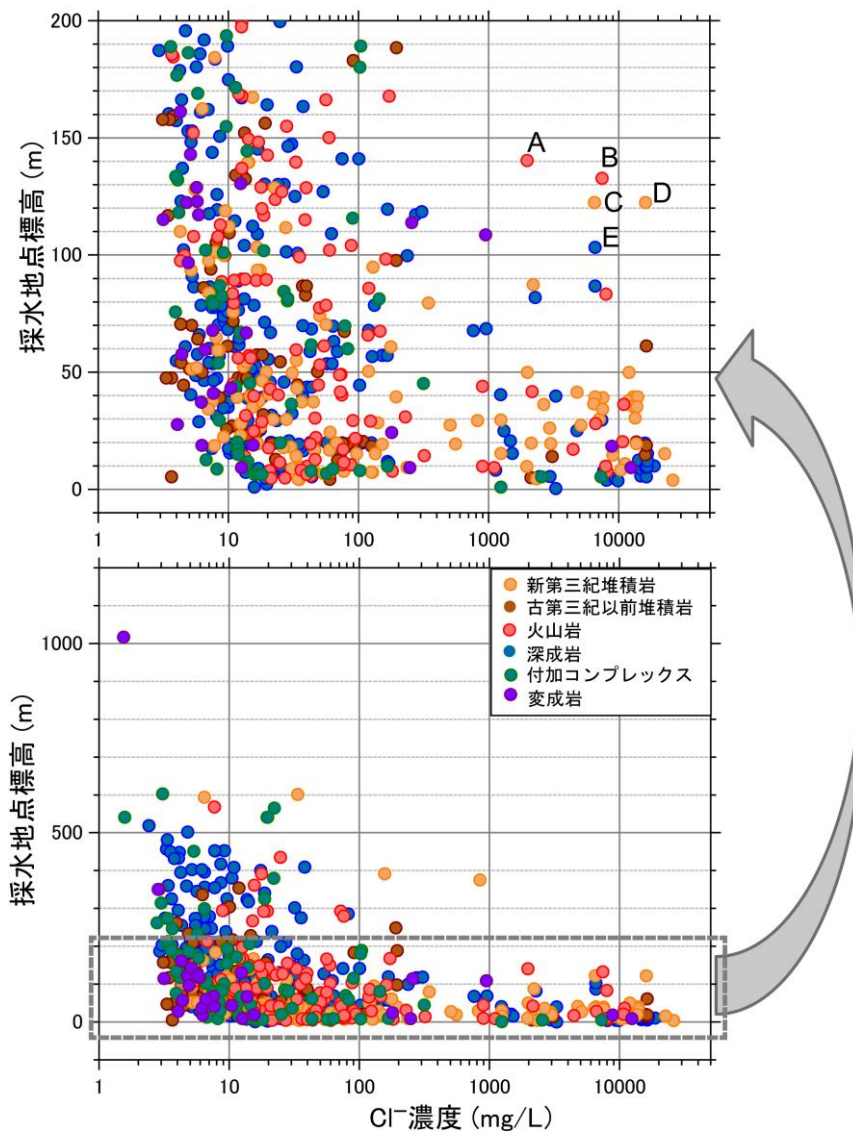


図 3.4.1-5 沿岸域地下水（海岸線より 20 km 以内）における地下水の Cl 濃度と採水地点の標高の関係。Cl 濃度 200 mg/L 以上の地下水のうち、深部流体の混入が有意な試料 ($Li/Cl > 1 \times 10^{-4}$) を除いている。

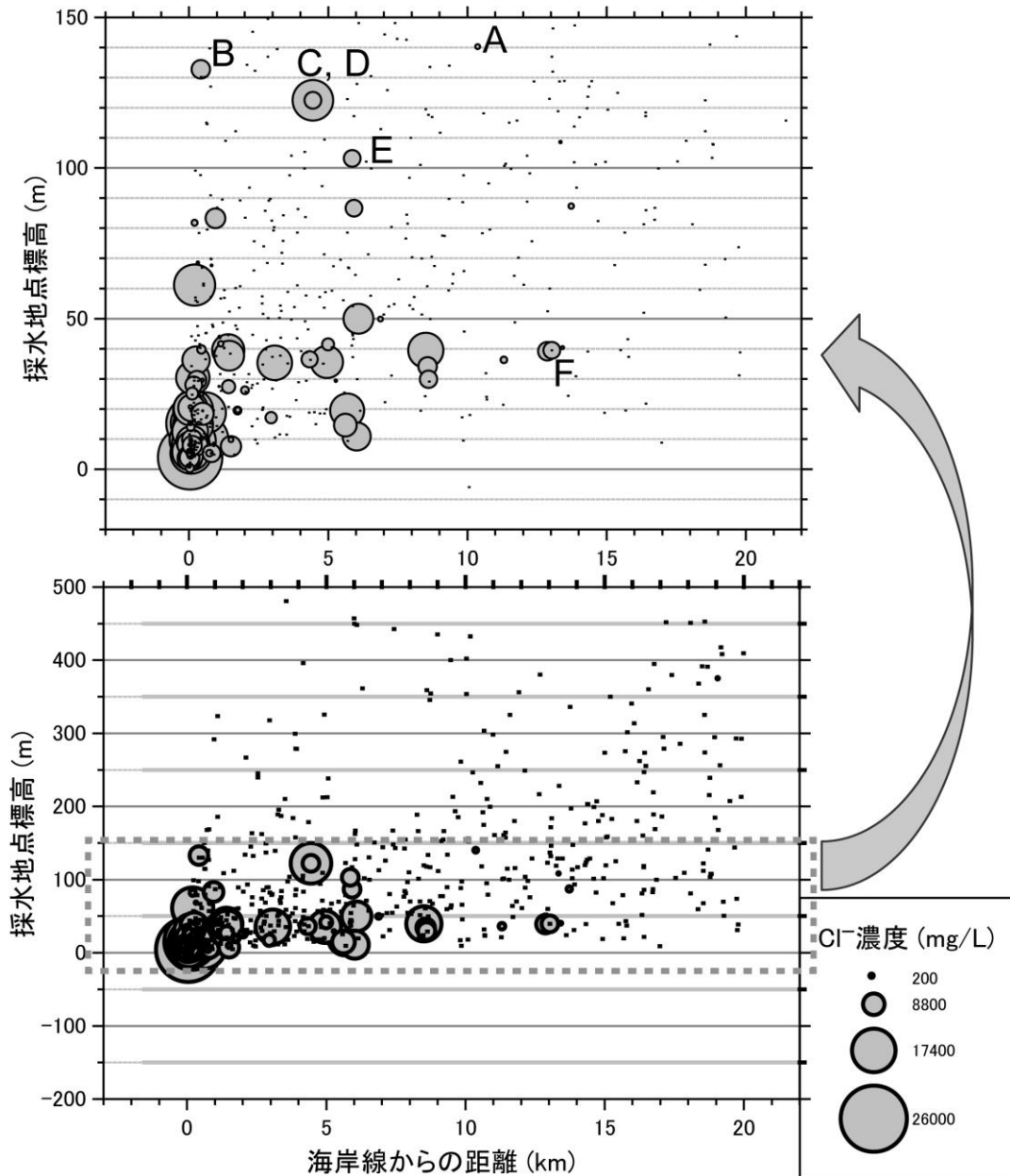


図 3.4.1-6 沿岸域地下水（海岸線より 20 km 以内）における地下水の Cl⁻ 濃度と採水地点の標高の関係。対象とする地下水は表層地質が新第三紀以前の地点を対象とし、第四紀の火山噴出物、堆積岩分布地域は除く。また、Cl⁻ 濃度 200 mg/L 以上の地下水のうち、深部流体の混入が有意な試料 (Li/Cl > 1 × 10⁻⁴) を除いている。

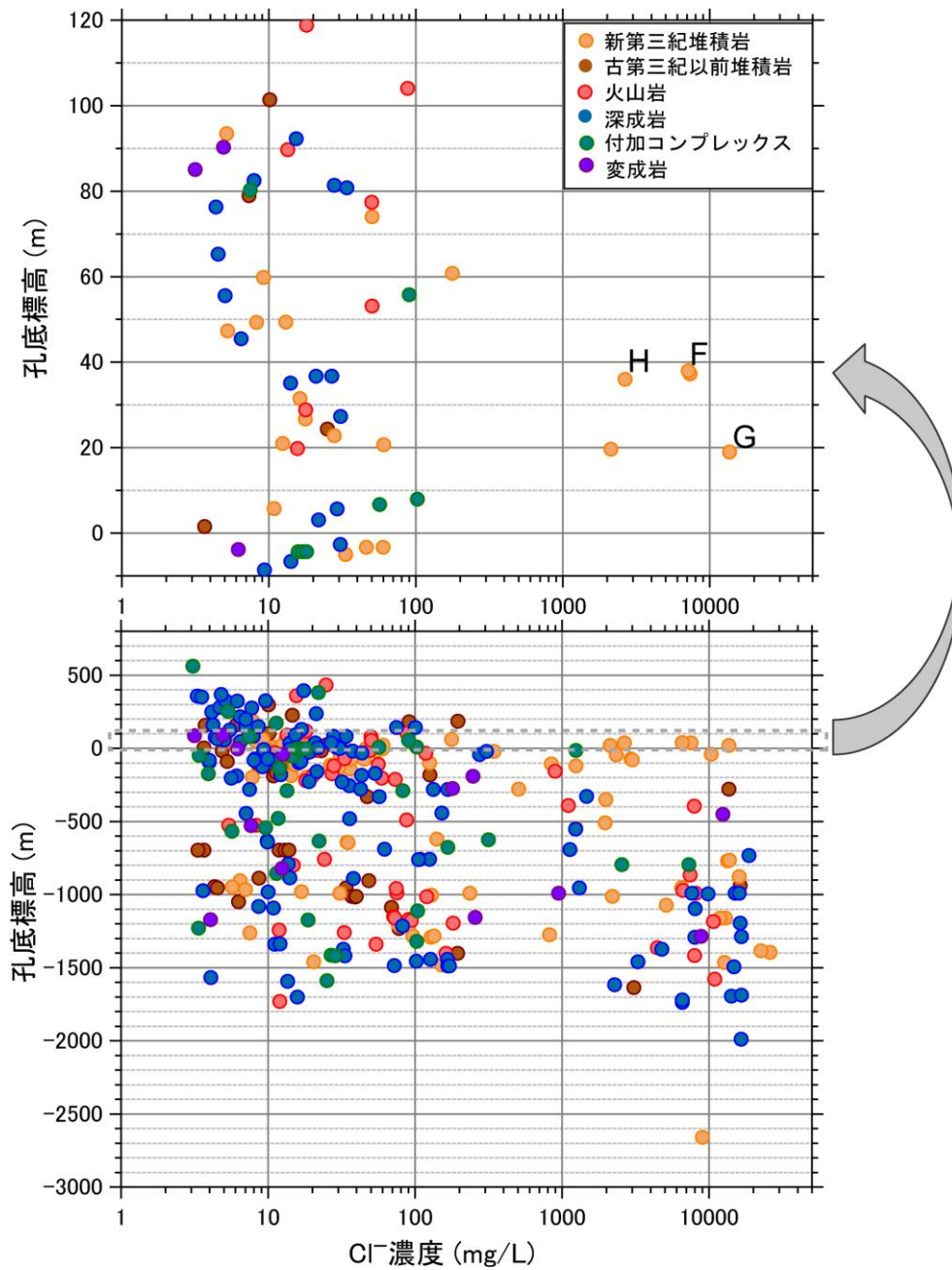


図 3.4.1-7 沿岸域地下水（海岸線より 20 km 以内）における地下水の Cl⁻ 濃度と孔底深度における標高の関係。対象とする地下水は表層地質が新第三紀以前の地点を対象とし、第四紀の火山噴出物、堆積岩分布地域は除く。また、Cl⁻ 濃度 200 mg/L 以上の地下水のうち、深部流体の混入が有意な試料 ($Li/Cl > 1 \times 10^{-4}$) を除いている。

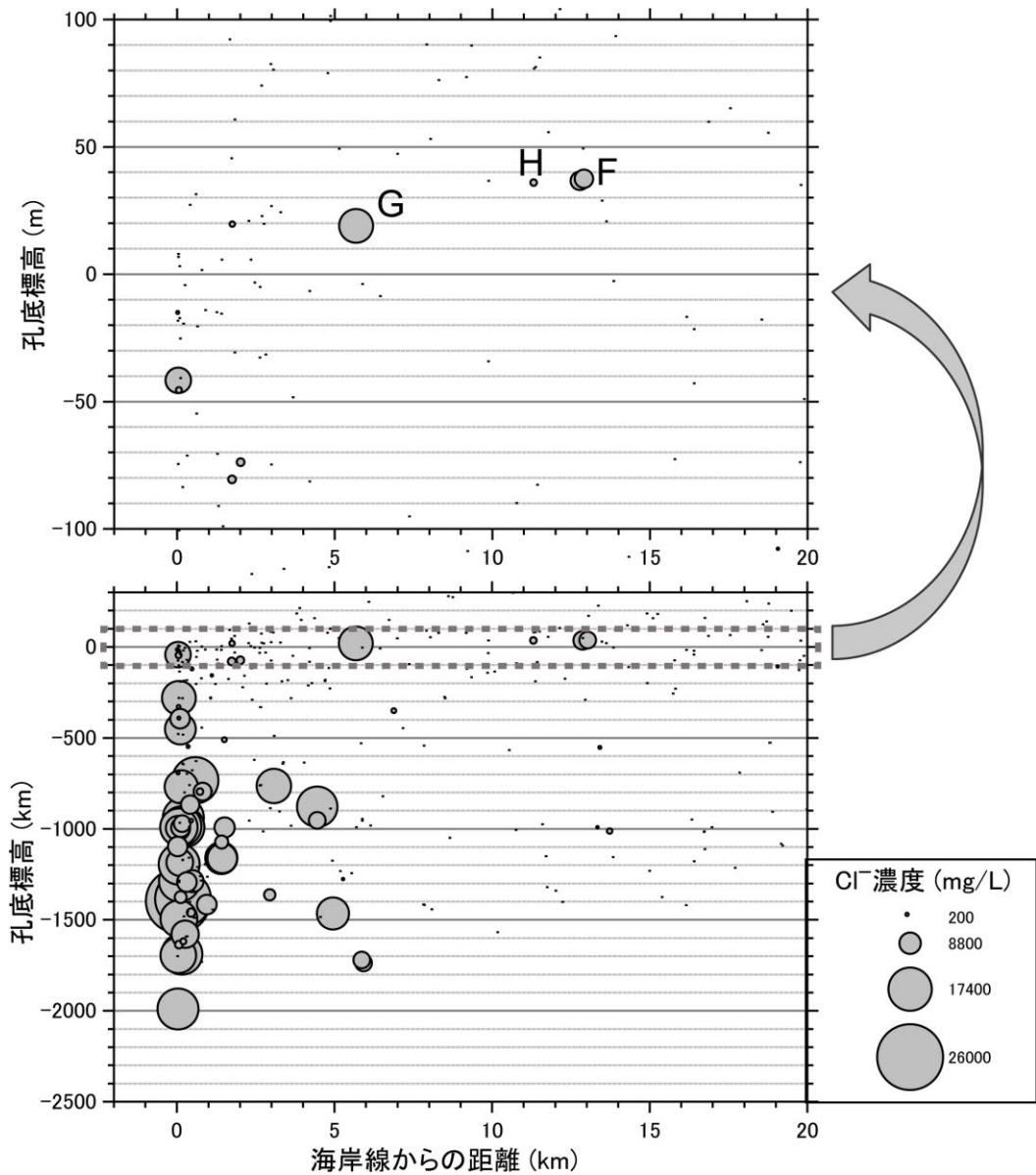


図 3.4.1-8 沿岸域地下水（海岸線より 20 km 以内）における地下水の Cl 濃度と孔底深度における標高の関係。対象とする地下水は表層地質が新第三紀以前の地点を対象とし、第四紀の火山噴出物、堆積岩分布地域は除く。また、Cl 濃度 200 mg/L 以上の地下水のうち、深部流体の混入が有意な試料 ($\text{Li}/\text{Cl} > 1 \times 10^{-4}$) を除いている。

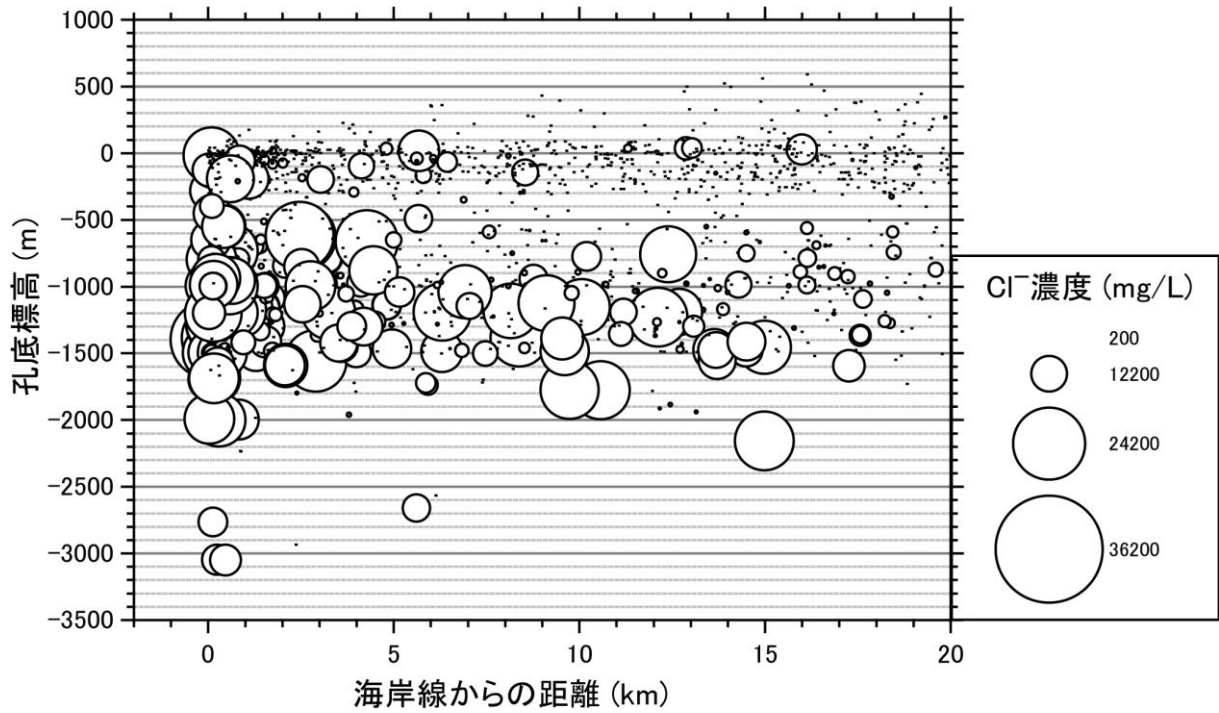


図 3.4.1-9 沿岸域地下水（海岸線より 20 km 以内）における地下水の Cl 濃度と孔底深度における標高の関係。対象とする地下水は第四紀の火山噴出物，堆積岩分布地域もすべて含む。Cl 濃度 200 mg/L 以上の地下水のうち，深部流体の混入が有意な試料 ($Li/Cl > 1 \times 10^{-4}$) を除いている。

3.4.2 沿岸域地下水データベースの整備

3.4.2.1 深層地下水データベースの改訂

産総研保有試料の分析により深層地下水データベースにデータを登録した。2017年度に追加したデータ数は775件である。試料水の δD および $\delta^{18}O$ の分析は、新規に導入したPicarro社製水同位体比アナライザー、モデルL-2130-iを用いて行った。

深層地下水データベースに登録されているデータについても以下により加除を行った。

- ① 文献名が異なっても地化学データが全く同じ場合は、重複データとして1つを残しそれ以外はすべて削除した。
- ② 高橋ほか(2011)として公表した深層地下水に関するデータの位置情報を再度確認した。また位置情報の原データを世界測地系に統一した。
- ③ 酸性($pH < 4.8$)あるいはアルカリ性($pH > 8.3$)の試料については、イオンバランスが合わなくても深層地下水データベースに採録するという方針に変更した。
- ④ デジタル化になじまない表現がある場合は、以下の基準で置き換えた。
 - (1) $< \infty$, TR, trace, 痕跡, n.d., NDの表記は「0」とする。
 - (2) ●±▲と誤差の表示がある場合は、誤差でない数字(●)のみ採録する。
 - (3) 空欄あるいは上記以外の文字の表記がある場合は「-999」とする。
 - (4) 水温データの表記に幅がある場合($< 25^{\circ}C$, $25-42^{\circ}C$, $46-52^{\circ}C$, $> 42^{\circ}C$, $< 90^{\circ}C$ のような例)、 $24^{\circ}C$, $41^{\circ}C$, $51^{\circ}C$, $59^{\circ}C$, $89^{\circ}C$ とデータファイルに入力されている場合があることがわかった。このような場合、各深層地下水の原データを再度調査し、実際に $24^{\circ}C$ 等でないことを確認した後、水温データを削除する。

また、深層地下水データベースに登録されているデータを図化し公表する方法を、各試料採取地点をプロットする方法から、緯度経度各方向 1° を16分割(0.0625° 、概略1辺7km)して、その区画内にある1つの地点をその区画の代表地点として表記する方法に変更した。また代表地点の選び方では、産総研保有試料の分析データを優先し、ない場合には文献データを用いることとした。緯度経度各方向 1° を16分割した区画で表現するのは、高橋ほか(1993)等の地熱資源図において、 $42^{\circ}C$ 以上の温泉が孤立して存在する場合、温泉から半径5km以内を地熱資源賦存有有望地域と規定していることを参考としている。緯度経度各方向 1° を16分割する表現法を用いるものに風早ほか(2015)がある。

3.4.2.2 沿岸域地下水データベースの構築

沿岸域地下水データベースの構築のため、深層地下水データベースに以下の情報を付加した。

- ① 地質情報(地質調査総合センターのシームレス地質図のデジタル情報)
- ② 標高(国土交通省国土政策局国土情報課、国土数値情報)
- ③ 年平均気温(国土交通省国土政策局国土情報課、国土数値情報、気温の過去30年間の観測値から3次メッシュ(1kmメッシュ)ごとの平年値を推定、算出したもの)
- ④ 年平均降水量(国土交通省国土政策局国土情報課、降水量の過去30年間の観測値から3次メッシュ(1kmメッシュ)ごとの平年値を推定、算出したもの)
- ⑤ 表層水の水素・酸素同位体比分布(Katsuyama *et al.*, 2015)。浅層地下水、すなわちLocal meteoric waterを考察するために必要。
- ⑥ 内陸度(各試料採取地点の最寄りの海岸までの距離)。海岸線データとして国土数値情報を用い、海岸線と試料採取地点の最短距離をEsri社のArcGISの解析ツールを用いて求める。

【まとめと今後の課題】

我が国の深層地下水に関する新規データを収集・分析し、分析データあるいは観測値の品質管理を行い深層地下水データベースに登録した。本年度新規に加えたのは775件であり、現在の登録件数は24,985件である。

また、本データベースのデータを用いて、沿岸域の地下水水質・年代等や地下水流動を解析・評価する上で重要な因子について、涵養域からの流動・流出過程や深部流体の付加等を含めて検討し、抽出された因子等から構成される沿岸域地下水データベースの整備を開始した。さらに、最新のデータ・知見の収集・整理を、主に沿岸域地下水のCl濃度の分布の観点から実施し、以下のような成果が得られた。

- ・海水起源のCl濃度の高い塩水が(海岸線より5 km以上の)比較的内陸に存在する地下水は、明らかに新第三紀の堆積岩に集中している。ただし、数はわずかであるが、新第三紀の堆積岩以外の岩種或いは古第三紀以前の地質地域には少数ではあるがCl濃度の高い(数1,000 mg/L)塩水が存在する。
- ・沿岸域における海水侵入の地域分布・侵入程度の把握と、地質・地形学的特徴の関係を解析した結果、Cl濃度の高い地下水は海岸線より1 km以内に集中し、採水地点が低標高である地点、孔底深度が海面下数100~2,000mの範囲に大多数が存在することがわかった。
- ・これらより沿岸域の地下水流動解析・評価の上で重要な因子として、採水地点の海岸線からの距離、表層地質・標高・井戸深度などを選定し、沿岸域地下水データベースの構成因子とした。
- ・ただし、孔底深度が現在の海面よりもかなり上にあり、比較的内陸域にもCl濃度の高い塩水も確認されている。これらについては、現在の地形・地理的環境では海水の侵入は説明しにくい。

今後の課題としては、本報告は日本全国のデータを対象に概略をつかむため、各地点の地質区分をシームレス地質図から読み取っている。そのため第四紀の堆積物・火山噴出物で覆われている地域は表層地質とCl濃度の関係の解析を行っていない。図3.4.1-9に示したように明らかに第四紀堆積物の堆積する平野部においては塩水の存在が多く見受けられる。これらについては海水の侵入時期、流動状態を特定するために地下水年代等のデータを拡充する必要がある。また、標高の高い内陸地点での塩水の起源についてより詳細に検討を行う必要がある。

特定の地域の沿岸域地下水流動をより詳細に議論するには、流域区分や海水準低下に伴う汀線の移動も考慮に入れた上での塩水分布の検討も必要であろう。

【引用文献】

Katsuyama, M., Yoshioka, T. and Konohira, E. (2015) Spatial distribution of oxygen-18 and deuterium in stream waters across the Japanese archipelago. *Hydrology and Earth System Sciences*, vol.19, p.1577-1588.

風早康平・高橋正明・切田 司・内藤一樹・渡部芳夫 (2015) 日本列島におけるスラブ起源水の上昇地域の分布図, 地質調査総合センター研究資料集, no. 616, 産業技術総合研究所地質調査総合センター.

風早康平・高橋正明・安原正也・西尾嘉朗・稲村明彦・森川徳敏・佐藤 努・高橋 浩・大沢信二・尾山洋一・大和田道子・塚本 斉・堀口桂香・戸崎裕貴・切田 司 (2014) 西南日本におけるスラブ起源深部流体の分布と特徴. *日本水文科学会誌*, 44, no. 1, 3-16.

尾山洋一・高橋正明・塚本 斉・風早康平・安原正也・高橋 浩・森川徳敏・大和田道子・芝

- 原暁彦・稲村明彦 (2011) 日本列島の非火山地域における深層地下水水質と地質との関係について, 原子力バックエンド研究, 18, 25-34.
- 産業技術総合研究所 (2016) 原子力発電施設等安全技術対策委託費(自然事象等の長期予測に関する予察的調査)事業:平成 27 年度事業報告.
- 産業技術総合研究所地質調査総合センター (2017) 20 万分の 1 日本シームレス地質図データベース 2017 年 12 月 27 日版. 産業技術総合研究所研究情報公開データベース.
- 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2013) 地質処分に係る地質情報データの整備:平成 24 年度事業報告書.
- 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2014) 地層処分に係る地質評価手法等の整備(地質関連情報の整備):平成 25 年度事業報告書.
- 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2015) 地層処分の安全審査に向けた評価手法等の整備委託費(地質関連情報の整備)事業:平成 26 年度事業報告書.
- 高橋正明・風早康平・安原正也・塚本 斉・佐藤 努・高橋 浩・森川徳敏・大和田道子・尾山洋一・芝原暁彦・稲村明彦・鈴木秀和・半田宙子・仲間純子・松尾京子・竹内久子・切田 司・大丸 純 (2011) 深層地下水データベース. 地質調査総合センター研究資料集, no.532, 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 高橋正明・山口 靖・野田徹郎・駒澤正夫・村田泰章・玉生志郎 (1993) 50 万分の 1 新潟地熱資源図及び同説明書. 特殊地質図 (31-1), 地質調査所, 116p.

3.5 沿岸域亀裂系媒体における塩水侵入現象に関する予察的解析・検討

【実施内容】

平成 28 年度までの成果及び既往の研究成果を踏まえ、平成 29 年度は結晶質岩地域における断層・亀裂等を介した塩水侵入現象に関する最新知見のレビューを行い、予察的な数値シミュレーションによる入力パラメータ・境界条件等の感度解析の結果を整理し、深部への地下水侵入が起こる要因について検討する。以上の成果は、原子力規制委員会が整備する隆起・侵食活動、断層活動、地下水流動等の自然事象等に関する評価手法の議論に必要な科学的根拠と、廃棄物埋設施設の位置、構造及び設備の基準に関する規則及び評価ガイド等に反映される。

【成果】

3.5.1 解析の概要

過年度の調査において、広島湾沿岸陸域において、年代が若い海水の侵入が認められる等の現象が見られた。ここでは、沿岸域における長期間の塩水、淡水の流動を評価するために、広島湾沿岸域を想定した鉛直二次元の地下水流動解析モデルを作成し、解析用パラメータの影響について検討する予備解析と、実際に確認された比較的濃い塩分濃度を示す地下水の分布と深度プロファイルとを再現することを目的とした再現解析を実施した。数値解析は、株式会社ダイヤコンサルタントへの外注によって実施した。

3.5.2 解析モデルの設定

地下水流動解析に用いるモデルの構造・規模と水理地質区分は、広島湾沿岸域を単純化したものとし、次の通りとした。

1) モデルの構造・規模

水理地質学的には、豊予海峡を経て広島平野へ至る海水の侵入過程と、太田川の後背地に発達する断層系に支配された河川の地下水ポテンシャルとを考慮可能な範囲とした。具体的には、豊後水道（大よその標高 -80m 、以下同様）－諸島水道（ -50m ）－巖島北東沖（ -20m ）－太田川河口－太田川・根谷川・三篠川合流点（ $+16\text{m}$ ）－根谷川上流部（ $+180\text{m}$ ）の地形パターンに対し、水理学的条件を大きく改変しない範囲で、解析上必要な簡略化を行ったものを用いることとした。

設定した断面ルートを図 3.5.2-1 に示す。この断面ルートは、GIS の集水ネットワーク作成機能を用いて作成したものを基に、井内（2001）による瀬戸内海の沖積層基底面の想定結果を考慮して修正を加えたものである。

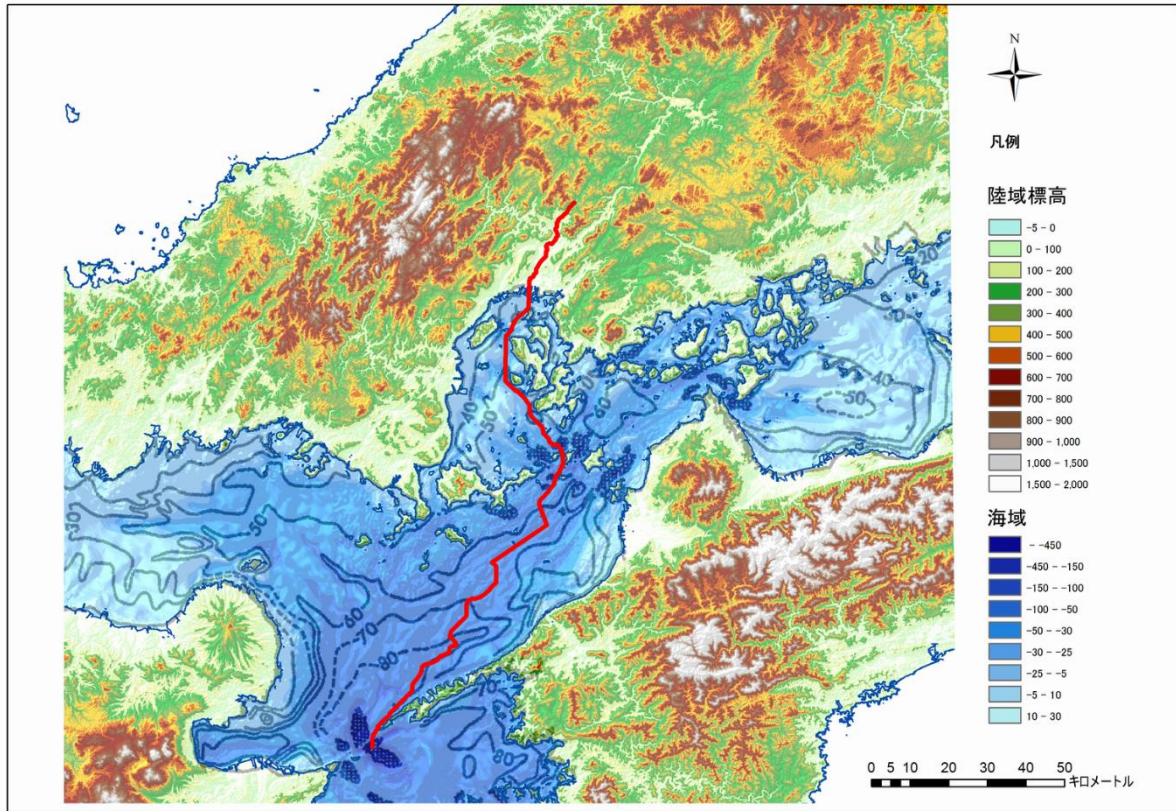


図 3.5.2-1 地下水流動解析モデルの断面ルート。
瀬戸内海内の等深線は井内(2001)による沖積層基底面

2) モデルの水理地質区分

対象地域の地質構造を踏まえ、これらに解析の実施上必要な簡略化を行ったものを用いた。対象地域の概略的な地質構造は、豊予海峡の北縁に中央構造線が存在し、中央構造線の北側に和泉層群、その北側に領家花崗岩類、更にその北側に山陽帯広島花崗岩類が分布するというものである。

中央構造線は、佐田岬半島の北縁部海中に北西傾斜 40° で分布し、不透水境界の働きをするものとした。和泉層群の堆積岩は、中央構造線の北側 12km までに、中央構造線と平行に南東傾斜 30° で分布するものとした。また、領家花崗岩類と山陽帯広島花崗岩類の水理地質特性には差異がないものとし、花崗岩類の表層は風化を受けた花崗岩もしくはその堆積物からなるものとした。

断面ルート上の地形と地質境界（中央構造線、和泉層群—領家花崗岩類）を図 3.5.2-2 に示す。モデルの地形は、地形標高データに基づき、陸域から海域へ向かって標高が単調に低下するように平滑化を行った。

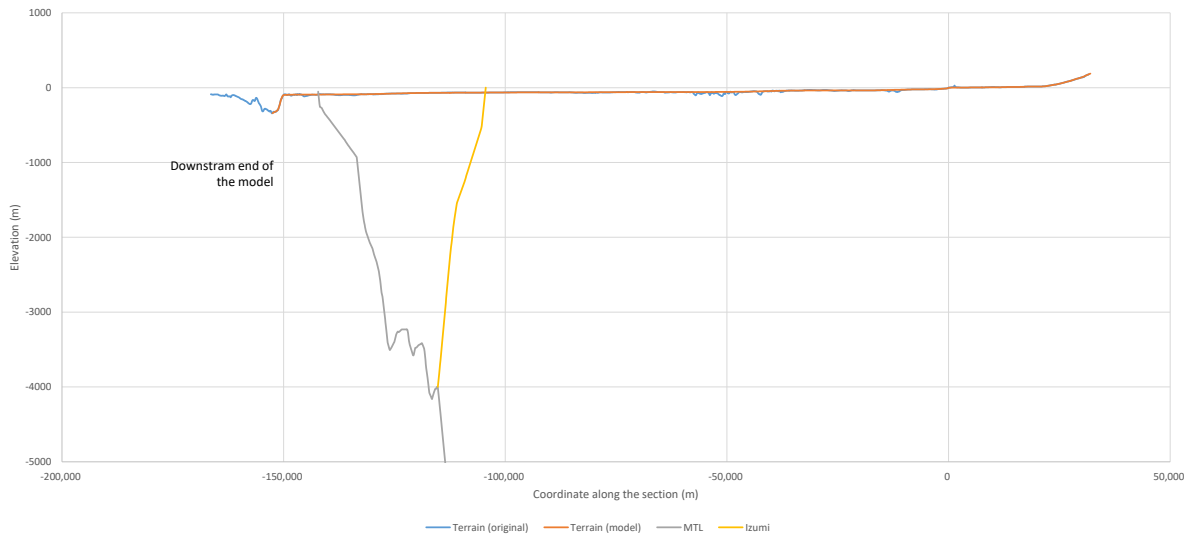


図 3.5.2-2 断面ルート上の地形と地質境界

作成した数値解析(Dtransu-2D・EL(西垣ほか,1995))用のFEMメッシュを図3.5.2-3に示す。モデルの水平方向の幅は185kmであり、陸側の最高点の標高は188m、海側のモデル表面の最深部の標高は-340mである。鉛直方向の厚みは、4500mで均一とした。また水平方向のメッシュ間隔は100mで均一とし、鉛直方向のそれは、モデル表面から深度400mまでの範囲で深部へ向かって増加していくようにし、最小5.5m～最大100mとした。

モデルの地質区分は、岩腫ごとに第四紀層(深度50mまで)、風化漸移帯(深度300mまで)、新鮮岩盤(深度300m～4500m)に大別し、風化漸移帯については深度により2つに、新鮮岩盤については6つに細分化して、それぞれに異なる水理定数を与えられるようにした。

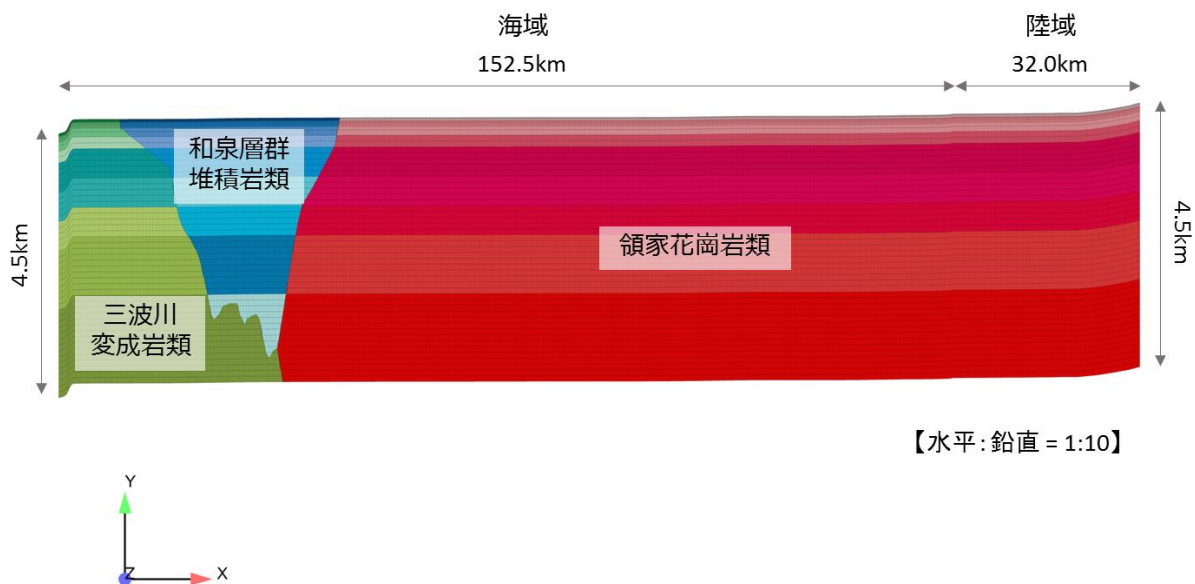


図 3.5.2-3 解析モデルのFEMメッシュ

3.5.3 解析条件

解析は、第一段階としての塩水洗い出し解析、海水準変動3サイクル行う予備解析、その後の再現解析の3段階で実施した。それぞれの段階において設定された海水準等を図3.5.3-1に示す。

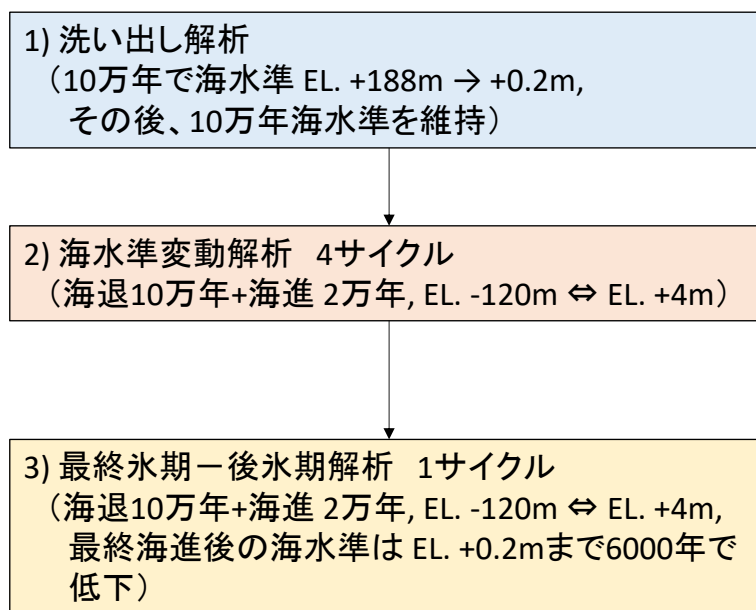


図 3.5.3-1 解析段階ごとの海水準変動の設定

洗い出し解析では、初期の海水準をモデル内の地表面標高の最高点である EL+188m から、現在の海水準である EL+0.2m まで低下させた後に、10 万年間固定させた。三波川変成岩類には、中央構造線を不透水境界と考える観点から、深度に応じて $10^{-12} \text{ m/s} \sim 10^{-9} \text{ m/s}$ の低い透水係数を設定した。また、和泉層群堆積岩類については、透水係数に領家花崗岩類よりも 1 オーダー程度小さい値を目安に設定することとした。なお、領家花崗岩類については、透水係数と有効間隙率をパラメータとした感度解析を実施することとし、標準として母岩の透水係数を 10^{-8} m/s オーダーに設定した。

再現解析における基本的な境界条件を表 3.5.3-1 に、花崗岩類等の透水係数設定ケースを図 3.5.3-2 に示す。

表 3.5.3-1 解析における境界条件の設定

境界位置		境界条件	
		浸透流	溶質の移流・分散
陸域 (海水準より上)	側辺	流量 0 (圧力フリー (注2))	流量 0 (濃度フリー (注2))
	上辺	流量 I_r (一定又は変動) (圧力フリー)	濃度 0
海域 (海水準より下)	上辺	圧力 $p = \rho_f(z_{sl} - z_u)$ (注1)	濃度 1
	側辺	流量 0 (圧力フリー)	流量 0 (濃度フリー)
底辺		流量 0 (圧力フリー)	流量 0 (濃度フリー)

注 1) ρ_f : 海水の密度, z_{sl} : 海水準の相対的な高さ, z_u : 海底面の相対的な高さ, $z_{sl} - z_u$: 海深

注 2) フリーとは、数値計算によって値が求められる (ディリクレ条件でない) ことを意味する。

深度 0 50 150 300 500 1,000 1,500 2,000 3,000 4,500	深度方向の 地質区分	領家花崗岩類の水力定数					
		透水係数 K_s (m/s)		有効間隙率 ϵ (-)		K_s/ϵ (m/s)	
		ケース304 (再現1)	ケース313 (再現2)	ケース304 (再現1)	ケース313 (再現2)	ケース304 (再現1)	ケース313 (再現2)
	第四紀層	1.0E-06	←	0.2	0.1	5.0E-06	1.0E-05
	母岩 (風化漸移帯)	5.0E-07	←	0.05	0.1	1.0E-05	5.0E-06
		5.0E-08	←	0.01	0.05	5.0E-06	1.0E-06
	母岩 (新鮮)	2.0E-08	3.0E-08	5.0E-04	0.01	4.0E-05	3.0E-06
		1.0E-08	2.0E-08	1.0E-04	0.005	1.0E-04	4.0E-06
		5.0E-09	1.0E-08		5.0E-05	1.0E-05	
		1.0E-09	1.0E-09		0.001	1.0E-05	1.0E-06

図 3.5.3-2 再現解析ケースにおける領家花崗岩類の水力定数の設定

3.5.4 再現解析の解析結果

1) ケース 304

ケース 304 の解析結果として、初期状態、海水準変動 5 サイクル目の最後の最大海進時および最終状態（海水準 EL. +0.2m）の各時点における現汀線（EL. +0.2m の地点）付近の塩分濃度分布を図 3.5.4-1 から図 3.5.4-6 に示す。

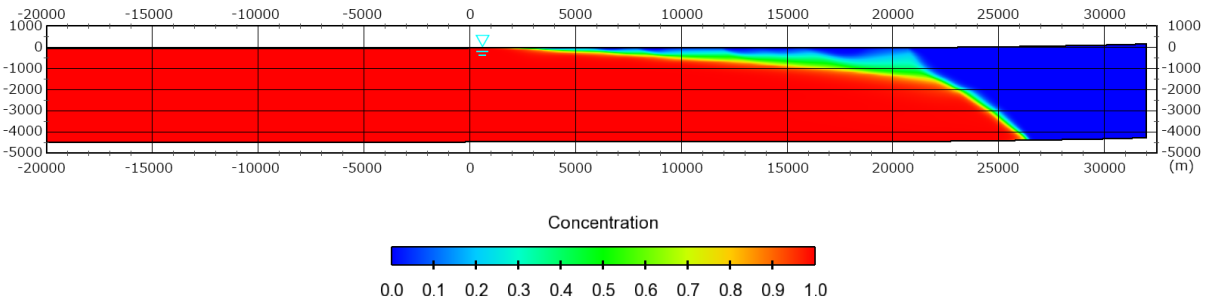


図 3.5.4-1 現汀線付近の塩分濃度分布（ケース 304, 初期状態）

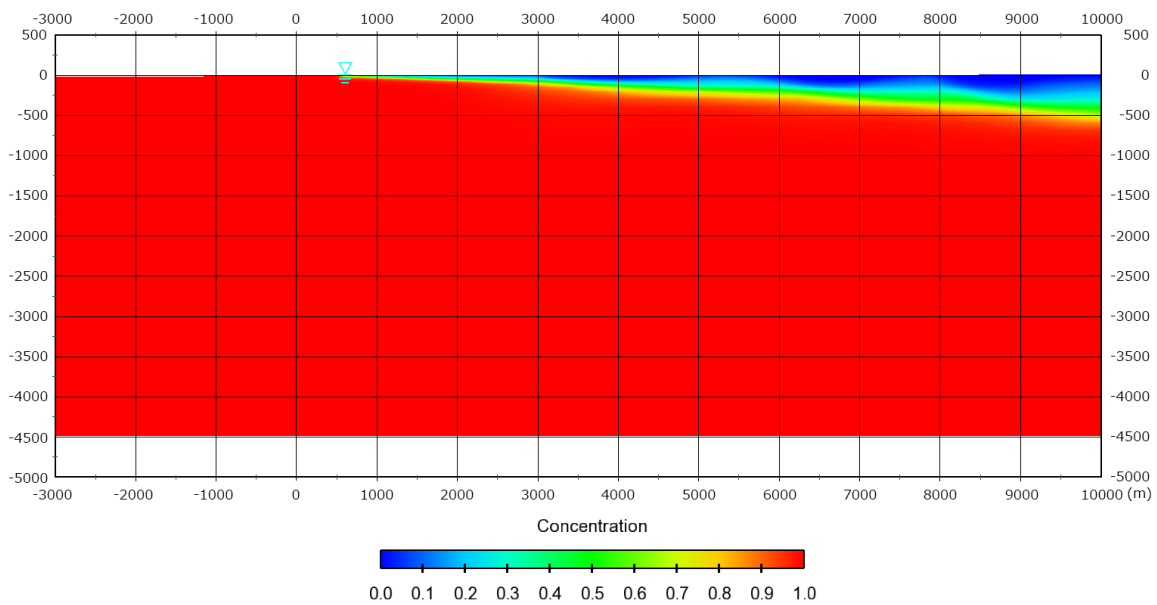


図 3.5.4-2 現汀線付近の塩分濃度分布拡大図（ケース 304, 初期状態）

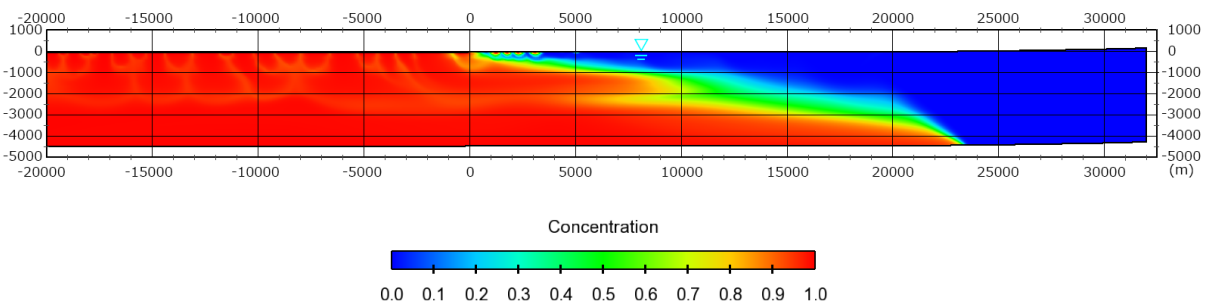


図 3.5.4-3 現汀線付近の塩分濃度分布（ケース 304, 最大海進時）

第3章 低透水性環境下での地下水流動評価手法の検討

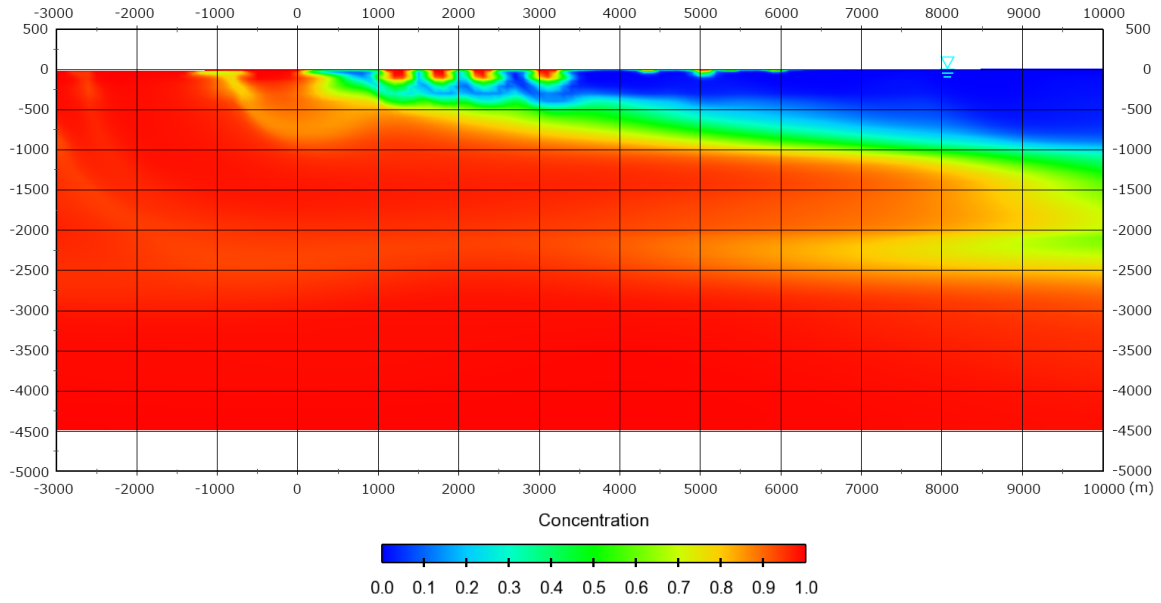


図 3.5.4-4 現汀線付近の塩分濃度分布拡大図（ケース 304, 最大海進時）

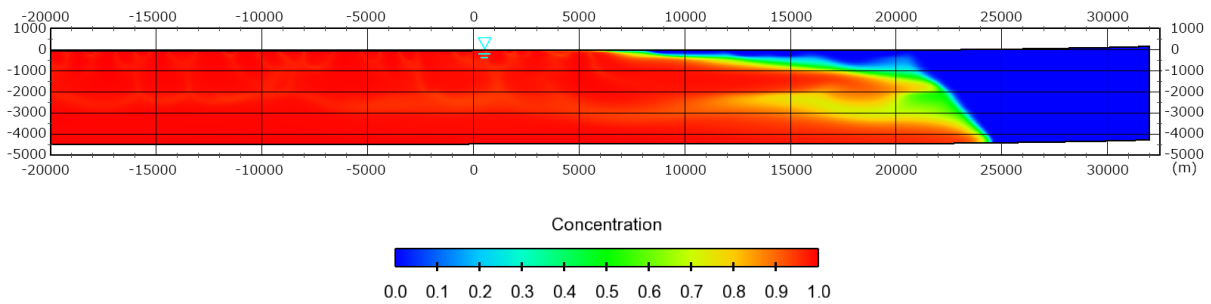


図 3.5.4-5 現汀線付近の塩分濃度分布（ケース 304, 最終状態, 海水準 +0.2m）

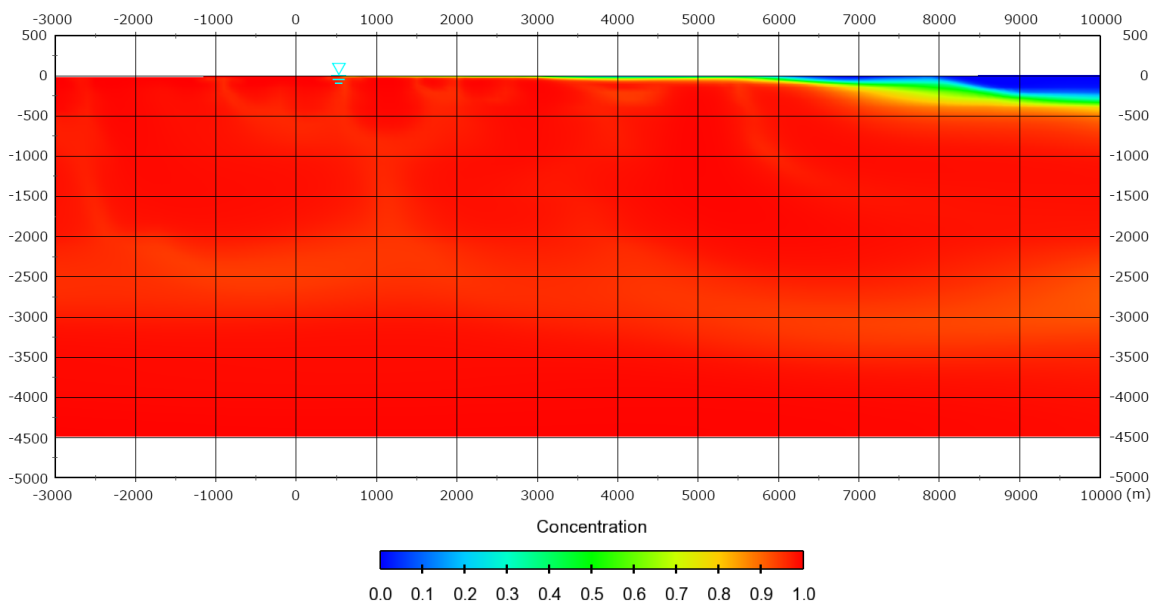


図 3.5.4-6 現汀線付近の塩分濃度分布拡大図（ケース 304, 最終状態, 海水準 +0.2m）

ケース 304 について、現汀線 (EL. +0.2m) 位置の深度 100m~1,000m を起点とする後方流跡線の経路図を図 3.5.4-7 に、流跡線の経路長，移行時間およびモデルへの侵入位置をまとめたものを表 3.5.4-1 に示す。

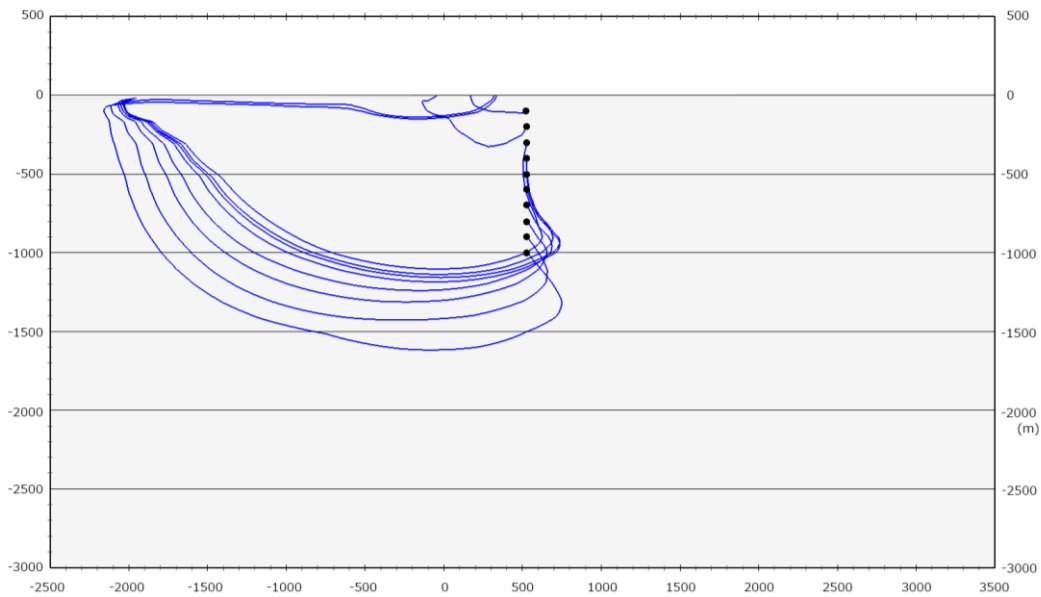


図 3.5.4-7 現汀線位置の深度 100m~1000m を起点とする後方流跡線解析結果(ケース 304)

表 3.5.4-1 後方流跡線の経路長，移行時間およびモデルへの侵入位置 (ケース 304)

起点座標		経路長，移行時間および平均移行速度			侵入点の座標	
X (m)	深度 (m)	経路長 (m)	移行時間 (y)	平均移行速度(m/y)	X (m)	標高 (m)
528.3	100.0	414.8	4810.1	0.0862	170.9	0.06
528.3	200.0	923.3	6429.5	0.1436	-44.3	-2.08
528.3	300.0	3777.3	8933.7	0.4228	-1947.2	-17.16
528.3	400.0	3812.3	8933.2	0.4268	-1948.9	-17.16
528.3	500.0	3815.2	8918.5	0.4278	-1951.8	-17.17
528.3	600.0	3764.0	8902.1	0.4228	-1958.2	-17.19
528.3	700.0	3734.9	8997.4	0.4151	-1956.4	-17.19
528.3	800.0	3766.8	9065.5	0.4155	-1959.1	-17.20
528.3	900.0	6317.0	11926.3	0.5297	318.5	0.12
528.3	1000.0	6,744.2	11,710.4	0.5759	334.6	0.13

2) ケース 313

ケース 313 の解析結果として、初期状態、海水準変動 5 サイクル目の最後の最大海進時および最終状態（海水準 EL. +0.2m）の各時点における現汀線（EL. +0.2m の地点）付近の塩分濃度分布を図 3.5.4-8 から図 3.5.4-13 に示す。

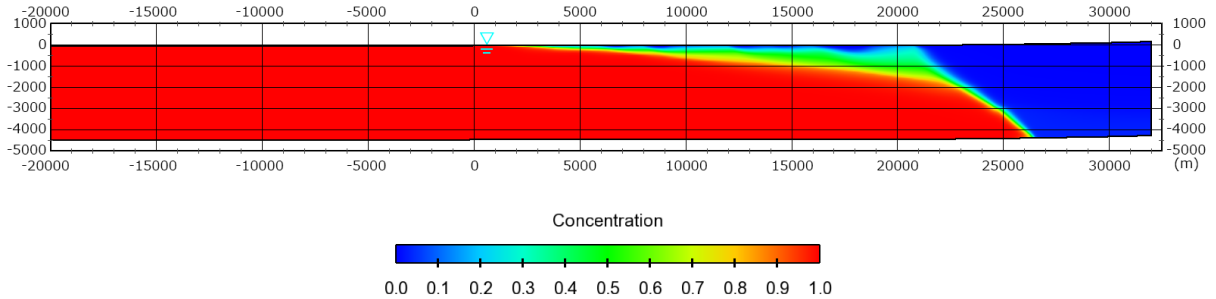


図 3.5.4-8 現汀線付近の塩分濃度分布（ケース 313, 初期状態）

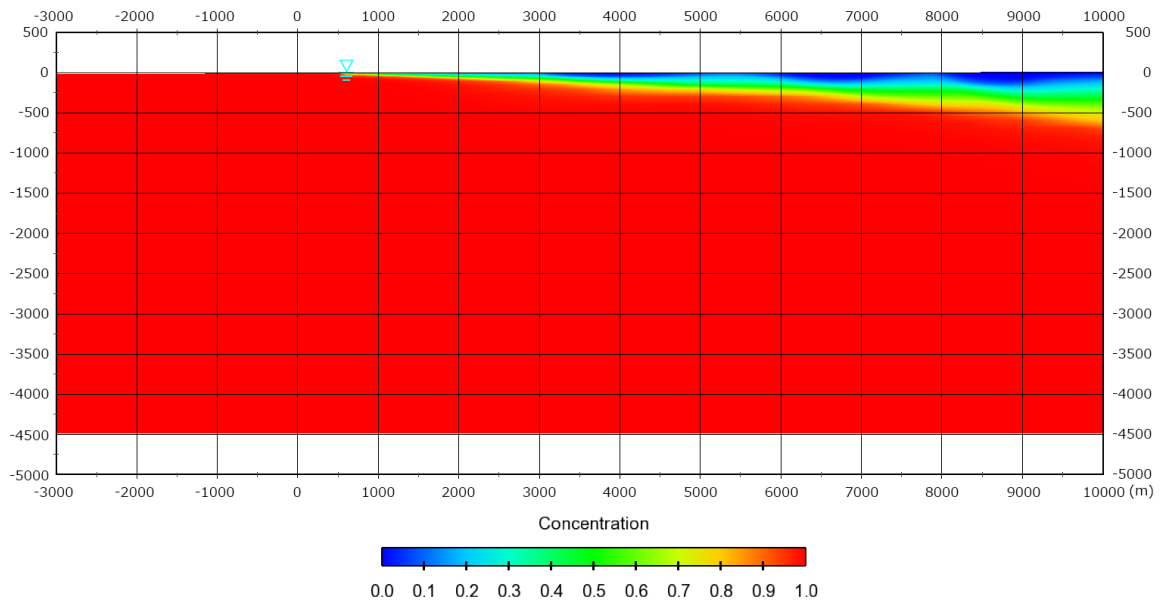


図 3.5.4-9 現汀線付近の塩分濃度分布拡大図（ケース 313, 初期状態）

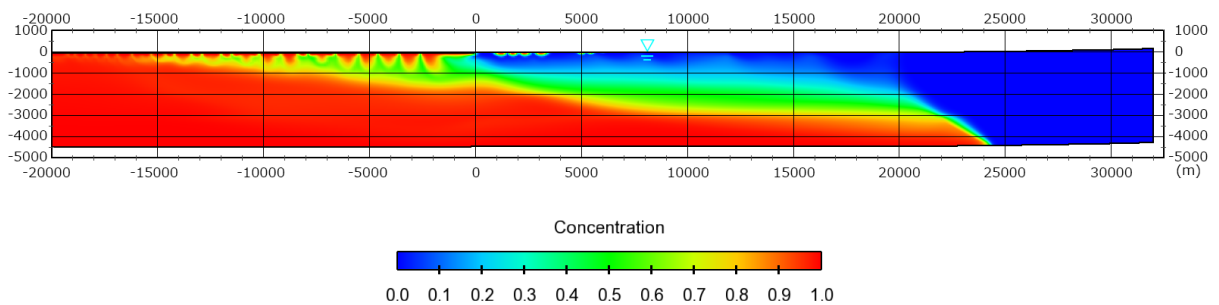


図 3.5.4-10 現汀線付近の塩分濃度分布（ケース 313, 最大海進時）

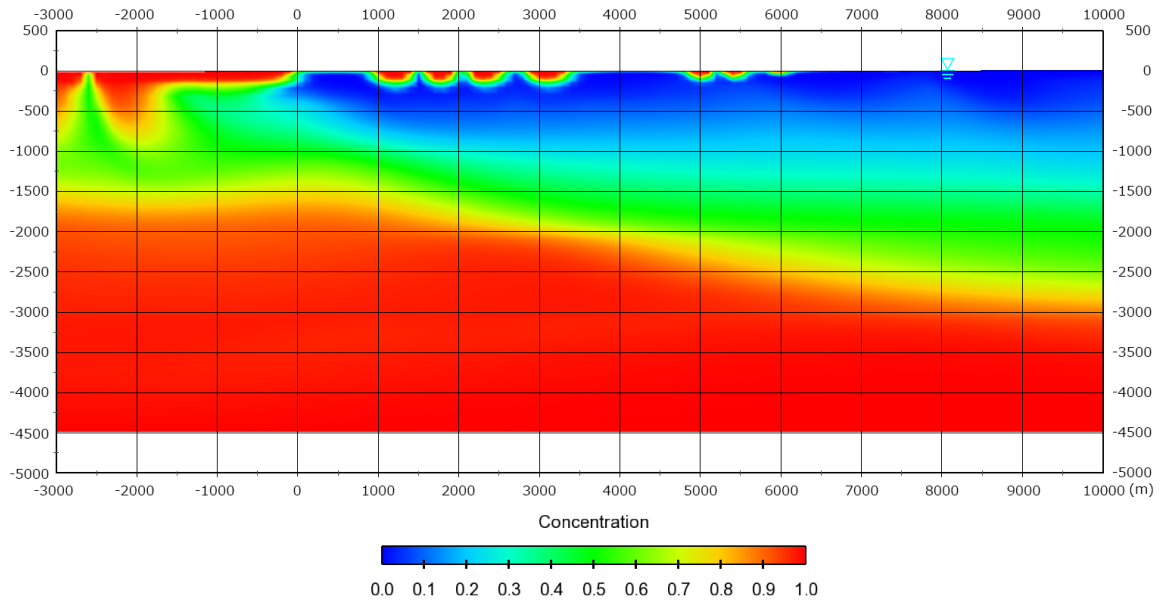


図 3.5.4-11 現汀線付近の塩分濃度分布拡大図（ケース 313, 最大海進時）

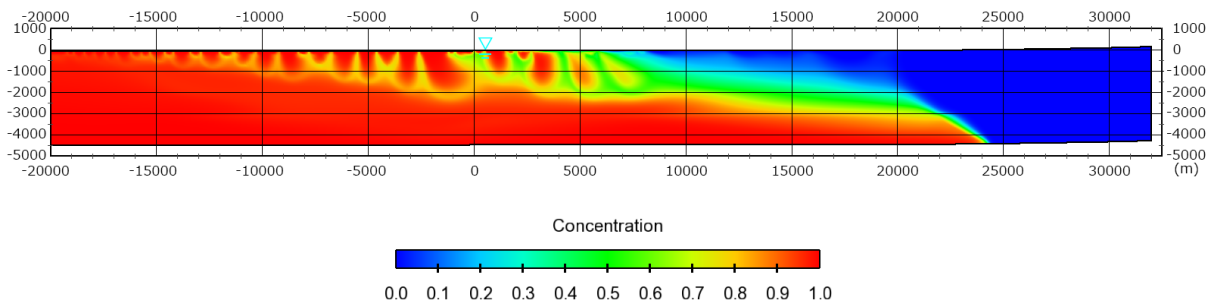


図 3.5.4-12 現汀線付近の塩分濃度分布（ケース 313, 最終状態, 海水準 +0.2m）

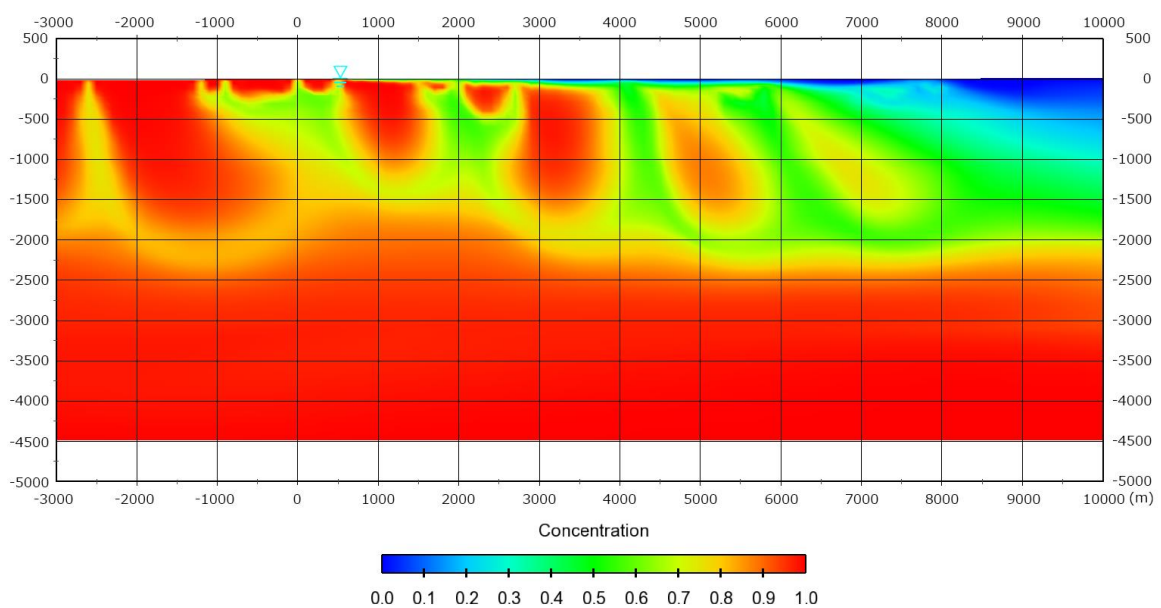


図 3.5.4-13 現汀線付近の塩分濃度分布拡大図（ケース 313, 最終状態, 海水準 +0.2m）

ケース 304 について、現汀線 (EL. +0.2m) 位置の深度 100m~1,000m を起点とする後方流跡線の経路図を図 3.5.4-14 に、流跡線の経路長，移行時間およびモデルへの侵入位置をまとめたものを表 3.5.4-2 に示す。

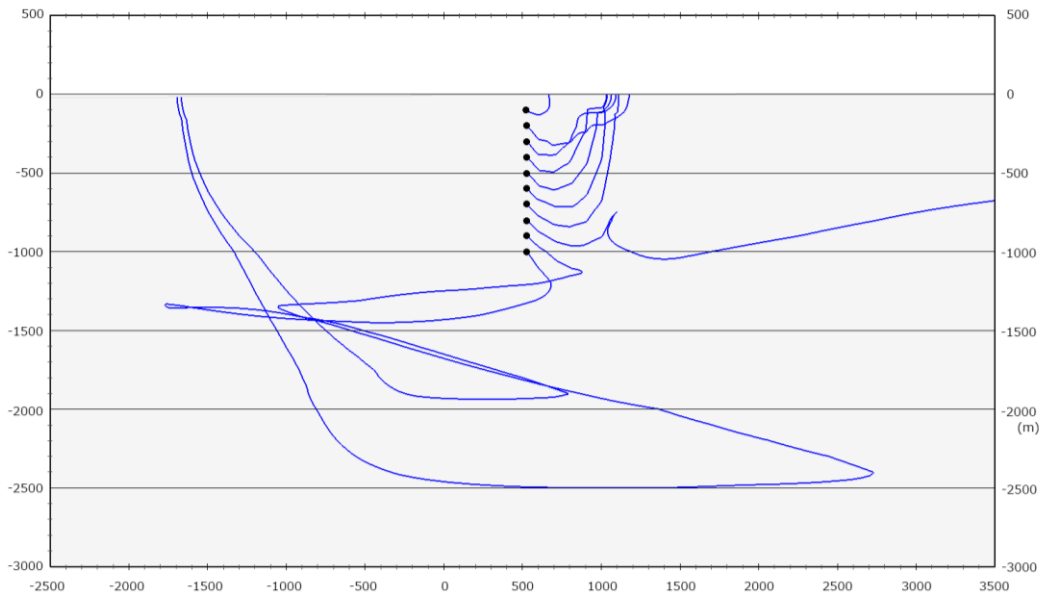


図 3.5.4-14 現汀線位置の深度 100m~1000m を起点とする後方流跡線解析結果(ケース 313)

表 3.5.4-2 後方流跡線の経路長，移行時間およびモデルへの侵入位置 (ケース 313)

起点座標		経路長，移行時間および平均移行速度			侵入点の座標	
X (m)	深度 (m)	経路長 (m)	移行時間 (y)	平均移行速度(m/y)	X (m)	標高 (m)
528.3	100.0	253.1	982.6	0.2575	668.7	0.253
528.3	200.0	856.9	6893.8	0.1243	1180.1	0.447
528.3	300.0	824.6	5874.8	0.1404	1092.6	0.414
528.3	400.0	872.1	5772.4	0.1511	1034.4	0.392
528.3	500.0	979.1	5723.9	0.1710	1064.4	0.403
528.3	600.0	1108.9	5563.6	0.1993	1036.6	0.392
528.3	700.0	1286.1	5740.7	0.2240	1110.9	0.421
528.3	800.0	33186.6	435977.0	0.0761	32000.0	-3857.6
528.3	900.0	12234.9	123186.0	0.0993	-1694.7	-16.27
528.3	1000.0	8914.5	123927.0	0.0719	-1667.1	-16.17

【まとめと今後の課題】

以上の解析結果から，沿岸域における塩水，淡水の移動に関しては，以下の結論を得た。

- ・透水性係数及び有効間隙率を変化させることによる、海水準変動サイクル後の陸域の塩分濃度分布は、両ケースで深度 500m~1500m の区間で相違が見られ、高透水-高間隙率のモデルの方がより現在の塩分濃度分布を再現している。
- ・氷期-間氷期サイクルにおける地盤中の塩淡水境界の移動は、 Ks/ϵ に支配される。(間隙流

速と見てよい)

- 地盤深部の Ks/ϵ によって、塩淡境界の動きに次のような傾向が認められる。
 - Ks/ϵ が 10^{-4} m/s オーダーである場合、基本的に海水準変動によく追従する。但し、海進時には若干遅れる。
 - Ks/ϵ が 10^{-5} m/s オーダーである場合、海退時には追従するものの、海進時には遅れる。
 - Ks/ϵ が 10^{-6} m/s オーダーである場合、塩水の動きは海水準変動から遅れる。
- 陸域の $X=0\sim 20000\text{m}$ の範囲は、海進後に塩水が侵入しやすい。
- 海水準が現在のレベルに達した時点で、陸域の $X=0\sim 10000\text{m}$ の範囲は地表付近まで塩水になっている。
- 再現解析における陸域沿岸部地下の塩水は、粒子追跡から、最大海進時以降に侵入した塩水と考えられる。また、透水係数、有効間隙率を変化させることによって、深度 1000m 付近の地下水に関しては、年代や流入点に大きな相違が見られる。

再現解析の高精度化に対する今後の課題は、以下の通りである。

- 上流側境界に固定水頭を与えたことによる塩淡境界を海側へ移動させる効果は、地形勾配が大きく変化する地点で弱まる傾向にある。
- 陸域の緩傾斜領域の塩水濃度を低下させるためには、地盤表層部の Ks/ϵ を大きくすることが効果的である。
- 第四紀層については、 Ks/ϵ を少なくとも 10^{-5} m/s オーダーまでは大きくする必要がある。
- モデルの検証という観点から、より深部の地下水の塩分濃度、年代を評価することや、比抵抗探査等による 2 次元的な塩分濃度分布を評価することが重要である。

【引用文献】

井内美郎 (2001) 瀬戸内海の家砂問題と砂堆の形成. 地球環境, 6,53-39.

西垣 誠・菱谷智幸・橋本 学・河野伊一郎 (1995) 飽和・不飽和領域における物質移動を伴う密度依存地下水流の数値解析手法に関する研究. 土木学会論文集, 511,Ⅲ-30,135-144.

4. 研究に必要な国内外の情報収集

本事業の実施に当たっては、地震・断層分野、地球科学分野（地球物理学、水理学等）等、多岐にわたる高い専門性が必要であることから、適宜事業内容に関連する国内外の専門家と意見交換等を行い、事業成果の改良・精緻化を図るものとする。意見交換の場としては、日本地質学会、日本地球惑星科学連合、日本原子力学会をはじめ、国内外の関連学会を利用するものとする。

【実施内容】

4.1 国際学会等における情報収集

4.1.1 第14回加速器質量分析国際学会

1) 概要

第14回加速器質量分析国際学会における低透水性環境下での地下水流動評価手法の検討に関して、炭素-14、ヨウ素-129、ベリリウム-10、アルミニウム-26、塩素-36等の分析技術と応用研究に関する最新の成果についての情報収集を行った。

日程は以下の通り。

8/13：移動（つくばー成田ートロントーオタワ）

8/14～8/18：学会参加

8/19～8/20：移動（オタワートロントー成田ーつくば）

学会期間中の各日の参加セッションは以下の通り。

8/14 New and Advanced AMS Techniques・Sample Preparation Techniques

8/15 Applications in Climate Studies・Applications of C-14・Sample Preparation Techniques・New and Updated Facilities

8/16 Applications of C-14・Radiohalide Techniques and Applications・Applications in Nuclear Waste Management

8/17 Applications in Nuclear Waste Management・Applications in Atmospheric and Environmental C-14・New and Updated Facilities

8/18 Reference Materials, Carriers Intercomparisons

2) 情報収集を行った内容

- ・水試料の放射性炭素濃度分析のための手法開発

水中の溶存無機炭素の放射性炭素濃度を分析するための試料処理として、野外調査現場において実施する簡便な処理手法についての情報を収集した。セプタム付きバイアル瓶を用いて、試料からCO₂をバイアルヘッドスペースに発生させ、そのガスを別の反応容器に注入して、炭酸塩沈殿として炭素成分を回収する手法が提示された。この手法の利点は2つある。1つ目は、水試料のまま試料保管をした場合、試料の変質について検討する必要があるが、この手法のように沈殿生成を行うことで安定して保管が可能であること。2つ目は、一度ガス化することで沈殿生成を阻害する化学成分を排除できることである。ただし、ガス化により外部汚染の影響を受けやすくなることや、現地での処理を要するため調査効率が落ちるといった欠点もあるため、この情報を参考とした改良手法の確立が望ましい。

- ・放射性炭素の海洋リザーバー効果

同じ時代の海水中の炭素と陸域の炭素を比較すると、海洋試料の放射性炭素濃度が低くなる（見かけ上、年代が古くなる）海洋リザーバー効果が知られている。リザーバー年代は全

全球的に一定の値を用いることが慣例であったが、海域ごとのリザーバー年代に違いがあることが報告された。このことは従来から予測されていたことであるが、具体的な年代値としての報告があったことで、個々の状況に応じたりザーバー年代を用いることが可能になりつつある。大局的には、地下水流動を考慮する上での年代値の算出において、大きな影響を与えるほどの年代差は生じない程度であると考えられるが、厳密な議論を行う上では留意が必要になる可能性がある。

・ヨウ素による年代測定及びヨウ素動態

放射性ヨウ素を用いた超長期の年代測定に関して、地層水中のヨウ素濃度が特に高い房総地域の地下水や海洋水のヨウ素同位体比の鉛直プロファイルについての事例研究が紹介された。どちらも、ヨウ素同位体比の初期値についての考察を提示し、これまでより一桁低いヨウ素同位体比を初期値として考えるべきとの結論に至っている。このことは放射性ヨウ素を用いた地下水の年代測定にとって非常に重要な知見である。また、ヨウ素同位体の全球的な分布から、人為的なヨウ素の供給の偏りについての成果が報告された。

・最新の加速器質量分析計による分析精度・加速器による放射性炭素濃度の分析精度の向上に関する条件設定・微量試料の分析技術、迅速な分析手法の開発

加速器質量分析計の製造・販売を実施してきたメーカーは世界に2社であったが、新規に参入した第3のメーカーの装置が注目を集めた。また、加速電圧やビームフォーカス、計数後のデータ処理についての報告があった。加速器質量分析計による分析は、再委託により実施しているが、データ処理や発注仕様の決定において、指摘された事項に留意することで、より精度の高い分析が可能となると思われる。また、測定ターゲットをこれまでとは違う化学成分により行う研究報告があった。新規技術であるため、直ちにどこのラボでも対応できる訳では無いし、精度的な問題もあるが、今後の開発に進捗を注視していくべきである。

・レーザー分光による放射性炭素分析を行う新手法

放射性炭素濃度の分析には加速器質量分析計を用いることが一般的であるが、近年、レーザー分光技術を用いた装置の開発が進められている。この装置は、水やCO₂の安定同位体分析用に市販がされており、ほぼ確立した技術であるが、それを放射性炭素分析に応用したものになる。まだ、精度等の問題から実用化に至っていないが、数年のうちにはある程度のレベルに達すると思われる、分析対象試料の拡大等が図られる可能性が高く、今後、注視が必要である。

・ガソリンの放射性炭素濃度

化石燃料は非常に古い炭素であるため、ガソリン燃焼により供給される二酸化炭素は、放射性炭素を含まないと考えられてきたが、実際にはバイオエタノール等が混合されており、放射性炭素をある程度の濃度含まれていることが示された。地下水への直接的な寄与は想定しにくいですが、人為的な汚染源の端成分の値を考える上で重要な知見が入手できた。

・地下深部における放射性核種の溶出

一般的には、地下深部から上昇してくるCO₂には放射性炭素が含まれない。しかし、ごくわずかな窒素が存在するだけで、廃棄物からの放射線の照射により放射性炭素が生成される。キャニスターの金属に含まれる0.01%以下の窒素が反応して、放射性炭素が生成することが報告され、廃棄物の周辺環境に特有の問題について知ることができた。

- ・国際標準試料・研究室間の相互比較による分析確度の検証

様々な核種の分析に不可欠な国際標準物質の作成と価格設定に関する報告があった。わずかな数の研究者のボランティア的な活動によって支えられているのが供給等の実状であって、国際的なコンセンサスを維持するためには、多くの研究機関と人員の関与が重要であることが再認識された。

4.1.2 IAEA Technical Meeting on Site Investigation Technologies and Techniques for Radioactive Waste Disposal Facilities

1) 概要

開催日時：5/15-19

場所：DBE Technology 社（ドイツ・パイネ）

2) 会議の目的及び各国報告

・IAEA 事務局より、出版予定のレポートと今回の会議の趣旨説明があり、テクニカルレポートは主に調査技術よりもその計画等のマネージメントに主眼を置いたものとなる予定であること、対象期間は処分場建設許可申請までであることが示された。

・各国の情報紹介として、韓国、ハンガリー、中国、ドイツ、ウクライナ、日本の最新情報が示された。

韓国(KIGAM)は、2017年より高レベル放射性廃棄物の調査計画がスタートし、12年間のサイト調査・選定の後に、24年間の地下実験施設建設と操業が予定されていること、サイト選定基準として、排除要件と適性要件が設定されていることが示された、一般的な火山・断層等の要件以外の特徴的排除要件として地震であり、これは2016年の慶州地震による一般的な関心の高まりによるものとのことであった。

ハンガリーからは、高レベル放射性廃棄物を処分する対象となる地層（粘土層：深度500-1000m）が決定したという報告があった。

中国からは、現在検討されている結晶質岩への処分の代替案として、粘土層の分布を調査しているという報告があった。

ドイツは、処分実施主体のBGEから、2013年の処分地選定法の制定によって、安全を保障する期間として100万年ということが決定され、高レベル放射性廃棄物処分の処分地選定が白紙に戻ったこと、操業中のRetrievability、閉鎖後のReversibilityが法的に義務付けられたこと、サイト選定においては一般的な排除要件と最低限の要求事項から構成されていることが紹介された。

ウクライナからは、サイト選定における調査プロセスの進行状況として、堆積岩を対象とした調査が進められていることが紹介された。

日本からは、NUMOから現在進められている資源エネルギー庁のワーキンググループの検討状況、排除要件の検討とマップ作製に関する紹介があった。

3) テクニカルレポートドラフトに関する議論

5/16午前に事前に配布されたドラフトの1-5章に関して、2グループに分かれた議論を行い、不明瞭な点や修正すべき点に関する提案が行われ、その後、グループごとの議論の紹介が行われた。主な意見としては、サイト調査段階の不明確性として、排除要件に対する調査は含まれないのか？建設後のデータも設計や安全評価に有用なデータとなり得るため、建設許可申請までとするのは疑問であること、データマネージメントにおけるデータベースのみならず、知識マネージメントの重要性等があげられた。

同日午後に直前に配布されたドラフト6章（データ取得とプロセッシング）に対して、午前

と同様なグループ議論とまとめが行われた。主な論点としては、

- ・前半部に示されている詳細な要求事項に対して、解決のために適用すべき手法が示されていない。

- ・まとめとして不確実性の話が示されているが、個別技術ごとの記述の前にまとめるべき、また、ここではデータ取得の不確実性と解釈の不確実性が混在しているため、明確に分けるべきである。

5/17 テクニカルレポートドラフトに関する議論及び個別事例紹介

5/17 午前に当日配布された7章（データ分析、解釈及び統合）の概要に関して同様の形式で議論が行われた。

主な論点としては

- ・概念モデルの明確な定義（どこまでが概念モデルであり、いつ構築されるべきものであるのか）等を示すべき

- ・モデル統合に関して、どのレベル（データ、解釈モデル、数値解析）で行うべきものなのかを示すべき

等であった。

同日午後に各国からの報告の続きとして、フィンランド POSIVA より、現在のサイト建設段階までの流れ、サイトスケール、パネルスケール、トンネルスケール、処分容器用ボーリングスケールまでの岩盤適性の評価、規制機関である STUK からの要求とそれに対する技術開発の概要に関する紹介があった。

また、個別技術課題として、ハンガリーより水理試験に関する現状、ドイツ BGR より KONRAD 中低レベル処分施設における弾性波探査の紹介が行われた。

最後に、ドイツの処分場建設会社である DBE より、1日目の BGE の紹介を補足する形で、新しいサイト選定プロセスと要求事項に対する説明があった。その中で、排除要件としては、隆起速度（1mm/y）、活断層、鉱山、地震、火山、若い地下水年代があり、最低限の要求事項として、透水係数(1.0E-10m/s)、対象地層の厚さ（100m）、深度（300m）、平面的な地層の広がり（岩塩：3km²、粘土、結晶質：10km²）等があること、2023年までに地下実験施設建設場所の選定、2031年までに処分場選定を行うことが示された。

4) Konrad 処分場の見学

5/18 に、ドイツにおける中低レベル廃棄物処分場として建設許可が降り、現在建設を進めている Konrad 処分場の見学を行った。処分場は廃棄された鉄鉱山の坑道をアクセストンネルとして用い、地下 1000m の後期ジュラ紀堆積岩中に処分坑道を新設している。処分対象の地層は岩塩層によって周囲を囲まれた形となっているため、地下水流動及び核種移行の境界条件が比較的単純となっているところに特徴がある。

見学後の議論としては、既存の鉱山を用いることは効率的ではあるが、地下資源という一般的な排除要件からは疑問があること、岩塩の起源を明確にしなければ、安全評価上の問題は小さいが、長期の地質変動としての影響は大きいことが指摘された。

5) 会議のまとめ

5/19 の会議で、ドラフトに関する議論等の全体のまとめとして、今後の改善点として以下のようなまとめ及び追加として示す内容が示された。

- ・用語定義の明確化
- ・セーフティケースの中におけるサイト調査の役割の明確化
- ・利害関係者の参加

- ・他の IAEA レポートとの明確なリンク
- ・サイト選定プロセスの様々なフェーズにおけるサイト調査のあり方
- ・洪水、地すべり等の地表プロセス
- ・サイト調査が母岩の性能に与える影響の明確化（ボーリングの影響等）
- ・サイト調査途中での研究開発の役割
- ・ベースライン評価等のモニタリング
- ・岩種ごとに適用できる技術の明確化
- ・処分施設の全寿命におけるデータ、情報、知識のマネジメント
- ・内部、外部の意思決定プロセスへのリンク
- ・段階ごとのサイト選定前のサイト調査のあり方

4.2 国内学会等情報収集

1) 日本原子力研究開発機構幌延深地層研究センター(7/24-26)

化学浸透圧による異常間隙水圧評価に際して、岩石試料を提供頂いている JAEA 幌延において、現状までの研究成果の紹介と議論を行った。主な論点としては、以下の通りであった。

- ・稚内層の空隙構造、粘土の組成と浸透圧の発生に関する実際の測定手法
- ・応力変化と浸透圧、拡散係数、反射係数の関係に関して、JAEA データとの比較
- ・塩分濃度による膨潤特性の違いの大きさ
- ・スメクタイトの有無

2) 日本第四紀学会 2017 年大会 (8/26-8/28, 福岡大学)

公開シンポジウム「第四紀研究から防災・減災の多角的アプローチ」及びセッション「層序と年代」に参加、主な情報としては以下の通り

- ・青森県屏風山付近の段丘年代として MIS5e としているが、その根拠はテフラによるものであり、ルミネッセンスによる絶対年代が重要である。

3) 日本地質学会第 124 回学術大会 (9/15-18, 愛媛大学)

主な情報は以下の通り

- ・JAEA 土岐による地質環境長期変動モデルの作成と水理シミュレーションによる水理状況の再現。断層活動等の間欠的な事象のモデル化が課題である。

4) 日本応用地質学会研究発表会 (10/12-13, 岡山理科大学)

主な情報は以下の通り

- ・写真測量、画像解析による詳細三次元構造取得の進歩
- ・物理探査による岩盤構造の評価において、今後世界的に主流となり得るデータプロセス手法としての Lasso(Least Absolute Shrinkage and Selection Operator)を用いることで、詳細構造の解析が可能である。