平成 29 年度

高レベル放射性廃棄物等の地層処分に 関する技術開発事業

地質環境長期安定性評価確証技術開発

報告書

平成 30 年 3 月

国立研究開発法人日本原子力研究開発機構

本報告書は、経済産業省資源エネルギー庁からの委託事業として、国立 研究開発法人日本原子力研究開発機構が実施した平成29年度高レベル放 射性廃棄物等の地層処分に関する技術開発事業「地質環境長期安定性評価 確証技術開発」の成果を取りまとめたものである。 本事業は、「平成29年度高レベル放射性廃棄物等の地層処分に関する技術開発事業(地質環境 長期安定性評価確証技術開発)」として、経済産業省資源エネルギー庁から国立研究開発法人日本 原子力研究開発機構が受託したものである。

本事業では、地層処分におけるサイト選定や安全評価において重要となる地質環境の長期的な 変化を評価するための体系的な方法論の構築の必要性に応え、地層処分事業の実施主体である原 子力発電環境整備機構や安全規制関係機関が、十分な技術的信頼性をもって調査・評価が行える よう、技術基盤の整備を進めていくという点を重視している。そのため、将来の自然現象に伴う 長期の地質環境の変動を把握するために必要な百万年ないしそれ以上の時間スケールで過去から 現在までの地質環境の変化を三次元的に表現できる数値モデルの開発と、モデルの構築に必要な 個別要素技術の開発を本事業の目的とした。これらをそれぞれ「地質環境長期変動モデルの開発」 と「革新的要素技術の開発」として、研究開発を進めてきた。

「地質環境長期変動モデルの開発」では、これまでに個別に進めてきた地形・地質モデル、水 理モデル、地球化学モデル及び地表環境モデルを統合的に取り扱い、過去から現在までの地質環 境の長期的な変動を表現できる数値モデルの構築の方法論を整備した。また、モデルの妥当性の 確認及び不確実性の評価のための方法論、モデルを効果的に表現する可視化技術を検討した。平 成29年度は、「統合数値モデル化、モデル検証及び不確実性の検討」として、地形・地質モデル の不確実性が地下水流動解析結果に及ぼす影響を分析し、その結果を踏まえて、取り扱っている 全てのモデルを組み込んだ統合数値モデルを構築した。構築したモデルについては一般の方にも 分かりやすく提示するため、既存の可視化技術を用いた三次元映像を作成した。また、「地形・地 質モデル」、「水理モデル」、「地球化学モデル」、「地表環境モデル」の各モデルについて、モデル 構築の考え方や作業フローを提示し、フロー内の各作業に内在する不確実性の幅を整理すること ができた。さらに、「地球化学モデル」では、溶存ガスの影響の観点から、長期的な地質環境の変 遷に伴う地下水の pH の変動幅について検討するとともに、塩分濃度の変化に着目した移流分散 解析を行い、現在観察される地下水年代に基づき、地下水流動解析に用いる入力パラメータの妥 当性を確認することができた。「地表環境モデル」では、永久凍土の影響に関する検討や寒冷期に おける降雪水量や積雪融水量の推定方法について整理することができた。

「革新的要素技術の開発」では、地質環境長期変動モデルの構築を進めていくうえで、個別モ デルの作成に必要となる科学的知見やモデルの検証に用いるデータを取得するための要素技術を 開発した。平成 29 年度は、「後背地解析技術」として、電子線マイクロアナライザを用いた高速 定量分析、石英粒子の電子スピン共鳴信号測定、光ルミネッセンス信号測定について手法の高度 化を進めるとともに、山地や丘陵の形成過程を推定する事例研究を蓄積することにより、各手法 の妥当性や適用範囲を確認することができた。「炭酸塩鉱物測定技術」では、炭酸塩鉱物の微小領 域を対象としたウラン系列を用いた年代測定及び元素分布情報取得のための分析技術開発の一環 として、これまで確立してきた手順や手法を用いて、天然の炭酸塩試料の年代測定を試み、本技 術の妥当性を確認することができた。「地殻変動予測技術」では、測地学的及び地形・地質学的な 変位やひずみ速度などの観測データに基づき、時間スケールに応じた地殻変動の予測に係る不確 実性を評価するための指標について取りまとめた。また、過去から現在の地殻変動モデルを構築 するため、三次元数値シミュレーションによる地殻変動解析を事例的に行うとともに、解析結果 の検証及び地下構造の不均質による非弾性変形に関する検討のため、全球測位衛星システム (GNSS)による地殻変動に関する事例観測・解析を実施した。その結果、GNSS データにより

推定されたひずみ集中域が、シミュレーションによって定性的に再現されることが確認できた。

1. はじめに	1
1.1 背景と目的	1
1.2 事業概要	2
1.2.1 地質環境長期変動モデルの開発	$\dots 2$
1.2.2 革新的要素技術の開発	3
1.3 平成 29 年度実施概要	5
1.3.1 地質環境長期変動モデルの開発	5
1.3.2 革新的要素技術の開発	5
2. 地質環境長期変動モデルの開発	7
2.1 統合数値モデル化、モデル検証及び不確実性の評価	7
2.1.1 背景と目的	7
2.1.2 アプローチ	7
2.1.3 実施結果	8
2.1.4 まとめ	30
2.2 地形・地質モデル	32
2.2.1 背景と目的	32
2.2.2 アプローチ	32
2.2.3 実施結果	33
2.2.4 まとめ	45
2.3 水理モデル	47
2.3.1 背景と目的	47
2.3.2 アプローチ	47
2.3.3 実施結果	48
2.3.4 まとめ	53
2.4 地球化学モデル	55
2.4.1 背景と目的	55
2.4.2 アプローチ	55
2.4.3 実施結果	57
2.4.4 まとめ	77
2.5 地表環境モデル	82
2.5.1 背景と目的	82
2.5.2 アプローチ	82
2.5.3 実施結果	82
2.5.4 まとめ	85
3. 革新的要素技術の開発	86
3.1 後背地解析技術	86
3.1.1 背景と目的	86
3.1.2 アプローチ	88
3.1.3 実施結果	89
3.1.4 まとめ	120

目 次

3.2 炭酸塩鉱物測定技術開発	123
3.2.1 背景と目的	123
3.2.2 アプローチ	126
3.2.3 実施結果	127
3.2.4 まとめ	146
3.3 地殻変動予測技術	150
3.3.1 背景と目的	150
3.3.2 アプローチ	150
3.3.3 実施結果	152
3.3.4 まとめ	196
4. おわりに	202
4.1 地質環境長期変動モデルの開発	202
4.1.1 統合数値モデル化、モデル検証及び不確実性の評価	202
4.1.2 地形・地質モデル	202
4.1.3 水理モデル	203
4.1.4 地球化学モデル	203
4.1.5 地表環境モデル	203
4.2 革新的要素技術の開発	204
4.2.1 後背地解析技術	204
4.2.2 炭酸塩鉱物測定技術	204
4.2.3 地殻変動予測技術	204
謝辞	206

付 録

- 付録1 後背地解析技術開発別添資料
- 付録2 レーザーアブレーション付き誘導結合プラズマ質量分析計を用いた炭酸塩鉱物の 分析手法の開発
- 付録3 炭酸塩鉱物及びその包有鉱物を用いた微小領域分析手法の開発
- 付録4 「地質環境長期安定性評価確証技術開発委員会」の開催実績

図 目	次
-----	---

义	1.2-1 研究開発に係る全体フレーム	$\dots 2$
义	1.2-2 地質環境長期変動モデルの構成	3
义	1.2-3 革新的要素技術開発の構成	4
义	2.1-1 地質環境長期変動モデルの活用方法のイメージ	9
义	2.1-2 地下水流動状態の長期変動性評価に関する統合化データフロー	9
义	2.1-3 地形モデルのバリエーション(幌延地域の例:100万年前モデル)	.11
义	2.1-4 色による高さ情報の比較例(100万年前の古地形)	.13
义	2.1-5 気候変動の表現方法	.14
义	2.1-6 地下水流動の表示	.14
义	2.1-7 流線表示に半透明を用いずに表示した例	.15
义	2.1-8 確率的透過法による流線の表示例(1度の試行で得られる画像)	.17
义	2.1-9 確率的透過法による流線の表示例	.17
义	2.1-10 流線をチューブで表現した場合の三次元空間内の曲線群	.18
义	2.1-11 曲線(短い線分の連なり)をポリゴンで表示	.19
义	2.1-12 ラインシェーダーを用いたカラーカーブアニメーションの例	.19
义	2.1-13(a)~(d) 制作した映像コンテンツのスクリーンショット	
	(山間部:東濃地域の例)	.20
义	2.1-14(a)~(d) 制作した映像コンテンツのスクリーンショット	
	(平野部:幌延地域の例)	.24
図	2.1-15 統合数値モデルの可視化例	.29
図	2.2-1 縦断形シミュレーションにおける斜面領域と河川領域	.34
义	2.2-2 解析領域の 45 万年前、14 万年前、現在の地形・地質モデル	.35
义	2.2-3 濃尾傾動運動を考慮した傾動量(左)と	
_	活断層分布に基づき区切られたブロックごとの隆起量(右)	.36
凶	2.2-4 パイルの設定に伴う河道の移動の概要	.36
凶	2.2-5 復元地形モデルとシミュレーション結果との侵食量の比較	.40
凶	2.2-6 乱数によるシミュレーション結果の変動幅(標準偏差)	.41
図	2.2-7 ジミュレーション結果と出力はか(2011) ¹⁹ の段上面高度との比較	.41
図		.42
図	2.3-1 地下水流動状態の長期変動性評価の統合化アーダンロー(水理モアル)	.49
区 図	2.3-2 時間スクールに有日しに統計解析結果(東震地域、地下水の移行時間)	.50
X	2.3-3 地下水の移行時間の変動係剱及び標準偏差分布	•
57		.50
区 図	2.3-4 個別の影響囚士に有日しに統計牌竹結朱(東優地域、地下水の移行時間)	.51
区 図	2.3.5 地下水流期状態の技期変期性評価の作業ノロー	.52
凶	2.5℃ 地形変化に関サる个推天性を与思しに孤訂胜性福未 (古連地は一地下ルの役に吐胆)	<u>ج</u> و
57	(R仮地域、地下小の移1時間) 94-1 塩公漕商の互助的な亦動性な歴空するためのアプローチ	.03 हс
凶 M	2.4-1 塩刀 低侵 の 文明 い な 変 期 生 ど 推 足 り る に の の ノ ノ ロー フ	.00 57
凶 図	4.44 小下の灰酸11-4種の p11 (これ) の付任前日	.97 50
凶 M	 4.40	.09 60
凶	- 4.4 g 政恒火米 C / ア / ツ肥小にやける、 イ ソ 二 足数 2 価度 14 付注	.00

义	2.4-5 計算の流れ図	64
义	2.4-6 堆積岩及び変成岩における二酸化炭素分圧と温度との関係	68
义	2.4-7 CH4 濃度を減少させた場合の CO2 濃度変化図	69
义	 2.4-8 解析モデルの概要(現在) 	70
义	2.4-9 塩分濃度分布の初期条件	71
义	2.4-10 気候変動に伴う涵養量と海水準の時間変化の設定	71
义	2.4-11 浜里地区における実測値と解析値の比較	74
义	2.4-12 URL 地点における実測値と解析値の比較	75
义	2.4-13 100 万年前における URL 地点周辺の地下水水質条件の推定	76
义	2.4-14 100 万年前から現在にかけての塩分濃度の長期変遷	76
义	2.4-15 地下水流動状態の長期変動性評価の統合化データフロー	
	(地球化学モデル).	78
义	2.5-1 地表環境の長期変遷に関する統合化データフロー(地表環境モデル)	84
义	3.1-1 山地形成過程の解明に適用する後背地解析技術の開発フロー	87
义	3.1-2 上幌延地区及び開進地区の堆積物試料の ESR 信号強度	
	(Al 及び Ti-Li 中心信号).	90
义	3.1-3 上幌延地区及び開進地区の堆積物試料の ESR 信号強度	
	(E1'中心信号).	90
义	3.1-4 開進地区の堆積物試料の XRD	91
义	3.1-5 開進地区の試料の OSL 成分	94
义	3.1-6 開進地区の OSL 成分のピーク強度比	95
义	3.1-7 開進地区試料の OSL 年代測定結果	96
义	3.1-8 地点 22 柱状図及び重鉱物分析結果	102
义	3.1-9 地点 22 における石英の ESR 信号測定結果	102
义	3.1-10 地点 24 柱状図及び重鉱物分析結果	103
义	3.1-11 地点 24 における石英の ESR 信号測定結果	103
义	3.1-12 地点 26 柱状図及び重鉱物分析結果	104
义	3.1-13 地点 26 における石英の ESR 信号測定結果	104
义	3.1-14 各地点における土岐砂礫層の変化	106
义	3.1-15 問寒別地区位置図 (酒井・松岡, 2015))を抜粋し加筆	108
义	3.1-16 試料採取地点図(酒井・松岡, 2015)44)を抜粋し加筆	
义	3.1-17 露頭観察から推定される古流向と帯磁率異方性測定結果	
	(ステレオ投影図) との比較例(TKB2-1)	111
义	3.1-18 問寒別地区における帯磁率異方性測定による古流向の解析結果	
义	3.1-19 TKB2-①より分離した軽鉱物の写真	113
义	3.1-20 問寒別地区で採取した堆積物の軽鉱物組成	113
义	3.1-21 TKB2-①より分離した重鉱物の写真	
义	3.1-22 問寒別地区で採取した堆積物の重鉱物組成	
义	3.1-23 上幌延地区の柱状図と重鉱物スクリーニング実施位置。	
义	3.1-24 幌延地域における重鉱物スクリーニングの結果	116
义	3.2-1 花崗岩と堆積岩中の割れ目を充填する炭酸塩鉱物(方解石)	
义	3.2-2 炭酸塩鉱物測定技術の開発に関する重要課題及び実施内容	
义	3.2-3 方解石粒子試料 CFC の元素・同位体イメージングの結果	129

义	3.2-4 方解石試料 WC-1 の元素・同位体イメージングの結果	130
义	3.2-5 CFC の微小領域 U-Pb 同位体分析の結果	134
义	3.2-6 WC-1 の微小領域 U-Pb 同位体分析の結果	134
义	3.2-7 粉末X線回折分析に用いた示準化石試料	137
义	3.2-8 ウミツボミ試料の元素・同位体イメージングの結果	139
义	3.2-9 ベレムナイト試料の元素・同位体イメージングの結果	140
义	3.2-10 六放サンゴ試料の元素・同位体イメージングの結果	141
义	3.2-11 NIST ガラス(一次標準)及び WC-1(二次標準)による U-Pb 年代補正法	143
义	3.2-12 二次標準試料 WC-1 の微小領域 U-Pb 年代測定結果	144
义	3.2-13 ウミツボミ試料の微小領域 U-Pb 年代測定結果(補正済)	144
义	3.2-14 幌延研究坑道における湧水採取	145
义	3.3-1 活断層の分布	154
义	3.3-2 C 級活断層の断層運動による地殻変動から推定したひずみ速度の主軸分布	155
义	3.3-3 B 級活断層の断層運動による地殻変動から推定したひずみ速度の主軸分布	155
义	3.3-4 A 級活断層の断層運動による地殻変動から推定したひずみ速度の主軸分布	156
义	3.3-5 活断層データに基づいて計算した地殻変動とひずみ速度分布	157
义	3.3-6 GNSS 速度場と推定したひずみ速度分布	161
义	3.3-7 バックスリップ推定のために設定した 10 枚の矩形断層	162
义	3.3-8 バックスリップの推定結果	162
义	3.3-9 バックスリップによる変動を除去した速度場	163
义	3.3-10 解析で設定した内陸ブロックとそれらの境界	163
义	3.3-11 ブロック運動の推定結果	164
义	3.3-12 観測値からバックスリップによる変形とブロック運動を除去した速度場	164
义	3.3-13 バックスリップによる変形とブロック運動を除去した	
	速度から推定したひずみ速度	165
义	3.3-14 解析対象領域と 30,000 年経過時のせん断ひずみ速度の深さ方向の分布	167
义	3.3-15 モデル領域の設定と境界条件(平成 29 年度の解析)	168
义	3.3-16 深部地盤構造モデルに基づく不均質構造	169
义	3.3-17 30,000 年経過時のせん断ひずみ速度の深さ方向の分布	169
义	3.3-18 九州地方の地殻変動速度と GNSS 速度より推定された	
	せん断ひずみ速度分布	175
义	3.3-19 GNSS 稠密観測点と GEONET 観測点	175
义	3.3-20 IGS データを用いて推定した日ごとの座標値の時系列	176
义	3.3-21 GEONET 観測点データを基準として推定した日ごとの座標値の時系列	177
义	3.3-22 共通バイアス成分を除去して推定した日ごとの座標値の時系列	178
义	3.3-23 2016 年熊本地震後の変位速度	179
义	3.3-24 2016 年熊本地震前の定常的な変位速度	179
义	3.3-25 2016 年熊本地震後の粘性緩和による地殻変動	180
义	3.3-26 粘性緩和によるせん断帯に対して平行な成分の速度	180
义	3.3-27 2016 年熊本地震前のせん断帯に平行な速度成分	181
义	3.3-28 2016 年熊本地震後のせん断帯に平行な速度成分	182
义	3.3-29 桜島姶良カルデラ直下の茂木ソースの体積変化による地殻変動(その①)	183
义	3.3-30 桜島姶良カルデラ直下の茂木ソースの体積変化による地殻変動(その②)	183

図 3.3-31 桜島の体積変化を考慮した 2016 年熊本地震後の

	せん断帯に半行な速度成分	184
义	3.3-32 桜島の体積変化と粘性緩和を考慮した熊本地震後の	
	せん断帯に平行な速度成分	185
义	3.3-33 30,000 年経過時の変位量とひずみ速度の主軸分布	187
义	3.3·34 GEONET F3 解より得られた変位速度から計算した	
	ひずみ速度の主軸分布	187
义	3.3-35 シミュレーション結果による変位速度のプロファイル	188
义	3.3-36 解析に用いた三種類の一次元地震波速度構造モデル	192
义	3.3-37 解析に使用した地震観測点の分布	192
义	3.3-38 hypoDD を用いた震源再決定の結果	193
义	3.3-39 HASH コードを用いたメカニズム解の決定結果	193
义	3.3-40 応力インバージョン解析の結果	194
义	3.3・41 シミュレーションから得られた主応力分布	196

表 目 次

表	2.1 - 1	不確実性の反映方法10
表	2.1 - 2	古地形の推定の概念化及び数値化(幌延地域の例)11
表	2.1 - 3	水文環境の各構成要素の推定(東濃地域の例)11
表	2.1-4	地下水流動解析の境界条件の設定例11
表	2.2-1	各係数の基準値と感度解析の範囲
表	2.2-2	感度解析のまとめ
表	2.2-3	地形・地質モデルにおける不確実性の整理44
表	2.3-1	水理モデルにおける不確実性の整理
表	2.3-2	地下水流動状態の長期変動性評価に内在する不確実性
表	2.4-1	計算に用いた地下水の水質データ(Tamamura et al., 2017 ⁸)63
表	2.4-2	地下施設建設前の pH などの計算結果及び計算に用いたパラメータ65
表	2.4-3	地下施設において地球化学モニタリングシステムにより
		取得された pH 値66
表	2.4-4	計算に用いた地下水の化学組成など(天野ほか, 2012 ²³⁾)67
表	2.4-5	計算に用いた模擬地下水の水質データ67
表	2.4-6	地層の最大埋没時の pH などの計算結果及び
		計算に用いたパラメータ67
表	2.4-7	CO ₂ 濃度が増加した場合の pH などの計算結果及び
		計算に用いたパラメータ70
表	2.4-8	解析モデルにおける物性値の設定
表	2.4-9	浜里地区及び URL 地点の推定地下水年代と地下水の推定滞留時間の比較73
表	3.1-1	開進地区試料の年間線量
表	3.1-2	開進地区試料のドーズリカバリー、
- ;	010	リサイクリンクレイショー、 R_0/R_n レイショー95
衣	3.1-3	
表	3.1-4	東濃地域東部(思那・甲津川)の土岐砂礫層
衣主	3.1-5	泉辰地域四部(工岐・多宿兄)の東海僧群
衣主	3.1-6	工 岐
衣主	0.1^{-1}	上野公氏石の重弧物組成100
衣主	0.1°0 9 1-0	帝國平共力性側足用足力位訊科一見
公主	0.1°9 9.1-10	台催刀が用小た刀位純料 見109) 年代測定結果一覧事(ミジルコン粒子) 119
公主	2.1-10 2.9-1	「 牛 1 例 定 和 禾 「 見 衣 (ノ ル ゴ ノ 松 丁)
公志	3.2.1	本印て記述する元素
私表	3.2-2	海洋研究開発機構での CFC と WC-1 の微小領域 II-Pb 同位休分析条件 139
玉表	3 2-4	日本原子力研究開発機構での CFC と WC-1 の微小領域 U-Pb 同位休分析条件 132
玉表	3.2-5	示準化石試料の元素・同位体イメージングのレーザー・キャリアガス条件 138
云表	3.2-6	- 半日日に1122000 「国生日」/ 「マンジン」/ 「イソノメハネ日190 示進化石試料の XRD 分析結果. 138
表	3.2-7	日本原子力研究開発機構でのウミツボミ試料の微小領域 II-Ph 年代測定条件 142
表	3.2-8	幌延研究坑道湧水試料のHe 及び Ne 同位体比の分析結果
表	3.3-1	プレート境界を模した矩形断層の各パラメータ
· · ·		

表	3.3-2	シミュレーションで使用した弾性パラメータ	.170
表	3.3-3	国土地理院による 2016 年熊本地震の 3 枚の断層モデルのパラメータ	.186
表	3.3-4	粘性緩和の計算時に用いた物性パラメータ	.186

1. はじめに

1.1 背景と目的

本事業は、平成 29 年度高レベル放射性廃棄物等の地層処分に関する技術開発事業(地質環境 長期安定性評価確証技術開発)として、経済産業省資源エネルギー庁(以下、「資源エネルギー庁」 という)から国立研究開発法人日本原子力研究開発機構(以下、「原子力機構」という)が受託し たものである。本報告書は、5 か年にわたる本事業の最終年度(平成 29 年度)の成果をとりまと めた報告書という位置づけである。

わが国においては、これまでの原子力発電の利用に伴って既に放射性廃棄物が発生しており、 その処理処分対策を着実に進める必要がある。高レベル放射性廃棄物の地層処分計画を円滑に進 めていくためには、地層処分の技術的信頼性をさらに高め、国民の理解と信頼を得ていくと同時 に、実際の処分事業や安全規制の基盤となる技術を整備・強化していくための研究開発を着実に 行っていく必要がある。また、研究開発の推進においては、全体として計画的かつ効率的に進め、 その成果が実施主体や国の安全規制へ効果的に反映されるよう、関係研究機関の連携の強化も念 頭に、体系的かつ中長期的な視点で研究開発計画を検討・調整する必要性が認識されてきた。

このような認識に鑑み、資源エネルギー庁及び国の基盤研究開発を担う関係機関(原子力環境 整備促進・資金管理センター、電力中央研究所、産業技術総合研究所、放射線医学総合研究所(現、 量子科学技術研究開発機構)、原子力機構、産業創造研究所[平成19年4月に解散])を中心とし て、平成16年度以降、国の基盤研究開発を対象とした「研究開発全体マップ」を策定した。平成 17年7月には、資源エネルギー庁の主導のもと、「地層処分基盤研究開発調整会議」(以下、「調 整会議」という)が設置され、中長期的かつ体系的な視点から研究開発計画の検討・調整が行わ れてきた。平成18年12月には、調整会議により「高レベル放射性廃棄物の地層処分基盤研究開 発に関する全体計画」(資源エネルギー庁,2006¹⁾)(以下、「全体計画」という)が策定され、関 係研究機関は、この全体計画に基づき、それぞれの分野の研究開発を進めてきている。全体計画 は、研究開発の進捗状況などを踏まえた継続的な見直しに加え、研究開発を取り巻く最近の状況 などへの対応を加味して、全体計画の策定・改訂が適宜行われている(資源エネルギー庁,2009²)、 2010³⁾)。平成25年3月には、平成25年度以降の5か年を対象とした「地層処分基盤研究開発 に関する全体計画」が取りまとめられており(地層処分基盤研究開発調整会議, 20134)、今後は 地質環境特性の時間的な変化や地層処分システムの超長期的な安全性を検討するための体系的な 手法の構築(例えば、過去から現在までの地質環境の長期的な変化を表現できる地質環境長期変 動モデルの構築や、そのモデル構築に必要な要素技術の開発など)が求められている。また、全 体計画における国の基盤研究開発の役割は、実施主体である原子力発電環境整備機構や安全規制 関係機関が、調査・評価などを十分な技術的信頼性をもって円滑に行えるよう、先行的に技術基 盤を整備していくことであるとされている。

地層処分は、人工バリアと天然の地層を適切に組み合わせた多重バリアシステムによって、数 万年以上にも及ぶ極めて長い時間スケールの安全を確保しようとするものである。このため、地 層処分システムの長期的な変化をモデル計算によって予測・評価しつつ、その結果に基づいてシ ステムの性能や安全性の判断が行われることになる。こうした評価にあたっては、遠い将来まで を対象とする長い時間スケールに伴う不確実性に細心の注意を払うことが必要である(地層処分 基盤研究開発調整会議, 20134)。日本列島は変動帯に位置していることから、諸外国に比べて地 殻変動や火成活動などが活発である。そのため、将来の自然現象に伴う地質環境の変動スケール やそのレジリアンス(復元性)を把握しておくことが重要であり、特に変動スケールを把握する 技術の開発が必要となる。今後、地層処分の技術的信頼性をさらに高めていくうえでも、実際の 地質環境を構成する様々な要素について、過去の変動の履歴や現象プロセスなどを把握するため の調査技術を整備するとともに、これらの科学的知見を統合しつつ、三次元的に表現できる数値 モデルを開発することが極めて有効である。このため、本事業では、将来の自然現象に伴う超長 期の地質環境の変動を考慮できる数値モデル及びその解析評価に必要な調査技術を整備すること を目的とした。

1.2 事業概要

本事業では、百万年ないしそれ以上に及ぶ時間スケールで過去から現在までの地質環境の長期 変動を評価する技術を確立するため、これまで個別に進められてきた「地形・地質モデル」、「水 理モデル」、「地球化学モデル」及び「地表環境モデル」を統合化した地質環境長期変動モデルを 構築するとともに、それに必要な可視化・数値化技術や不確実性の評価手法などの開発を進めて きた。同時に、個別モデルの精度・確度の高度化や統合モデルの信頼性を向上させるために必要 となる新たな要素技術の開発も行ってきた。本事業では、これらをそれぞれ「地質環境長期変動 モデルの開発」と「革新的要素技術の開発」と呼ぶこととした(図 1.2-1)。なお、研究開発によ って得られた科学的知見やノウハウについては、「次世代型サイト特性調査情報統合システム」 (調査全体の管理と迅速な判断を支援し、知識の統合・共有化などを行うシステム;日本原子力 研究開発機構, 2013⁵)に適宜取り入れることとした。



図 1.2-1 研究開発に係る全体フレーム

1.2.1 地質環境長期変動モデルの開発

過去から現在までの地質環境の長期的な変化を表現できる地質環境長期変動モデルの開発に向 け、深地層の研究施設などを活用した地表及び地下の地質環境データが豊富に蓄積されている東 濃地域と幌延地域をそれぞれ山間部と平野部の事例としてモデル構築手法を検討した。これまで 個別に進められてきた「地形・地質モデル」、「水理モデル」、「地球化学モデル」及び「地表環境 モデル」といった各分野のモデルを統合的に取り扱い(統合数値モデル化)、地質環境の長期的な 変動を表現できる三次元地質環境長期変動モデル(Geological-Evolutionary Models:以下、

「GEMs」という)の開発を進め、モデル構築の方法論を整備すると同時に、モデルの妥当性の 確認のための方法論及びデータ取得からモデル化に至る一連のアプローチに内在する不確実性の 定量化に向けた手法について検討した。また、地質環境の長期安定性に係る評価技術の共有化や 理解促進を図るため、構築した統合数値モデルを効果的に可視化する技術を提示した(図 1.2-2)。 これらの研究開発と並行して、以下の通り、個別のモデルの構築に係る技術的検討も併せて行っ た。

(1) 地形・地質モデル

百万年以上の時間スケールでの地史(テクトニクス)の検討や、古地形の推定及び地質・地質 構造の復元を行い、地形・地質モデルの構築やその方法論の整備を行った。

(2) 水理モデル

地形・地質モデルをベースに古気候・古環境を考慮した水理パラメータの設定と数値モデルの 作成及びその数値モデルを用いた地下水流動解析を試行しつつ、過去から現在までの水理ポテン シャルや流動系の変化を明らかにするための方法論を整備した。

(3) 地球化学モデル

地形・地質モデル、水理モデルを利用した解析結果及び古水理地質学的な検討結果に基づき、 過去から現在までの地下水の水質、pH 及び酸化還元状態などの変化を明らかにしつつ、地下水 流動解析結果の妥当性を化学的指標から評価するための方法論を整備した。

(4) 地表環境モデル

古地形・古気候・古環境や表層水環境などを考慮した地表環境条件を明らかにするとともに、 地表環境の領域や状態の設定に関する検討を行い、地表環境モデルを構築するための方法論を整 備した。



図 1.2-2 地質環境長期変動モデルの構成

1.2.2 革新的要素技術の開発

本事業では、百万年ないしそれ以上の時間スケールを扱うが、日本列島におけるこの時間スケ ールの自然現象として、山地や丘陵の形成などが考えられる。このような現象を考慮した信頼性 の高い地形・地質モデルを構築するためにも、地形形成過程が記録されている堆積物から必要な 情報を取得するための後背地解析技術や地殻変動の一様継続性に起因する様々な現象の発生に伴 う不確実性を考慮するための地殻変動予測技術が重要となる。また、時間変化を考慮した信頼性 の高い水理モデルを構築するためには、地下水流動系の上部境界条件となる地下水涵養量につい て、地形、気候及び水文環境などの変化を考慮した推定技術が重要となる。さらにこれらを統合 したモデルの信頼性を向上させるためには、モデルの妥当性を検証する方法も合わせて整備する 必要がある。検証には地下水の流れや水質などに関する過去の情報が必要であり、その情報源と して、地下水中で沈殿した二次鉱物が有用である。この二次鉱物の中で長期的な変遷を推定する ために特に有効なものが炭酸塩鉱物であり、その生成年代や元素組成及び生成環境などの地球化 学的特性を把握する技術が重要である。

これらの点から、地質環境長期変動モデルを構築していくうえで、個別モデルの構築に必要と なる情報やモデルの検証に用いるデータを取得するための革新的な要素技術として、以下の技術 開発を進めてきた(図 1.2-3)。

(1) 後背地解析技術

山地や丘陵から供給された砕屑粒子の物理化学特性・放射年代値などを指標に山地や丘陵の隆 起開始時期や形成過程を推定する手法の開発を行い、さらに砕屑物の堆積時期を把握するために 有効なテフラについての情報整備を行った。

(2) 地殼変動予測技術

地形・地質モデルの構築にあたっては、地殻変動の一様継続性に起因する様々な現象の発生に 伴う不確実性を考慮する必要があるため、長期に渡る地殻変動予測技術として、数値シミュレー ションによる地殻変動解析を行った。また、解析結果の検証及び地下構造の不均質による非弾性 変形に関する検討のため、地殻変動に関する事例的な観測・解析を実施した。

(3) 地下水涵養量推定技術

汎世界的な気候変動を考慮しつつ、微化石分析データなどに基づくローカルな古気候・古環境 (特に水文環境)の推定や、古地形の推定などに基づき涵養量(降水量、蒸発散量、流出量など) を推定するための技術を開発した。なお、本技術開発については、平成26年度までに整備を終了 した。平成27年度以降は、地表環境モデルと連携して適用事例の蓄積を行っている。

(4) 炭酸塩鉱物測定技術

岩石の割れ目を充填する炭酸塩鉱物の放射年代測定及び元素分布情報を取得する微小領域分析 システムを構築した。



図 1.2-3 革新的要素技術開発の構成

1.3 平成 29 年度実施概要

1.3.1 地質環境長期変動モデルの開発

平成28年度までに、地質環境の各モデル(地形・地質、地表環境、水理、地球化学モデル)の 精度・確度の高度化、東濃・幌延地域を事例とした個別モデルに影響を与える特徴(Features)、 事象(Events)及びプロセス(Processes)(これをFEPと呼ぶ)の整理に基づく統合モデルのイ メージの構築、水理モデルの感度解析の結果を用いた不確実性の定量化手法の検討、地形・地質 モデルや水理モデルを用いた可視化の試行などを行ってきた。

平成 29 年度は、これまでに整備してきた地質環境の各モデルを統合的に取りまとめて GEMs として提示したうえで、それらを整合的に表現する数値モデル構築の方法論及びデータ取得から モデル化に至る一連のアプローチに内在する不確実性の定量化に向けた手法について取りまとめ た。その際、各モデルについては、異なる環境間の特徴の違いに着目して提示したモデル構築の 作業フローに対し、フロー内の各作業に内在する不確実性の幅を考慮することとした。また、長 期的な自然現象の変化を考慮した三次元移流分散解析や地形変化シミュレーションにより、構築 したモデルの妥当性の検証を行った。さらに、地質環境の長期安定性に係る評価技術の共有化や 理解促進に資するため、モデルの構築手法や構築した GEMs などを効果的に可視化する技術を提 示した。

1.3.2 革新的要素技術の開発

(1) 後背地解析技術

平成 28 年度までに、砕屑物の供給源を特定する手法構築のため、石英・ジルコンなどの鉱物の 電子スピン共鳴(ESR)信号・化学組成・放射年代値などを用いた後背地解析手法を開発し、事 例研究に基づく適用性の確認を行ってきた。また、日本列島の鮮新世〜更新世のテフラカタログ の整備を進めてきた。

平成 29 年度は、これまで開発してきた後背地解析手法の適用性確認のための事例研究を継続 し、百万年以上の時間スケールでの山地や丘陵の形成過程を推定する手法を提示した。また、地 形・地質モデルなどに反映するための後背地解析技術として成果を取りまとめた。

(2) 地殼変動予測技術

平成 28 年度までに、測地学的及び地形・地質学的な変位やひずみ速度などの観測データに基づき、地殻物性の検討、時間スケールに応じた地殻変動の予測に係る不確実性評価の指標の検討及び過去から現在の地殻変動モデルを構築するための数値シミュレーションによる解析を行った。 また、地下構造の不均質による非弾性変形に関する検討のため、九州南部のせん断帯を事例とした古地磁気測定・解析を行うとともに、Global Navigation Satellite System(以下、「GNSS」という) 稠密観測を行った。

平成 29 年度は、GNSS 稠密観測によるデータ取得を継続し、数値シミュレーションによる解 析結果を検証するとともに、地下構造の不均質による非弾性変形に関する事例を示した。また、 地形・地質モデルなどに反映するための地殻変動予測技術として成果を取りまとめた。

(3) 炭酸塩鉱物測定技術

平成 28 年度までに、炭酸塩鉱物の微小領域を対象とする分析システムの構築の一環として、 レーザーアブレーション付き誘導結合プラズマ質量分析計による分析技術の適用性の確認、地下 水から炭酸塩鉱物が晶出する水一岩石反応におけるミクロスケールの元素分配挙動を把握する技 術の構築及びカソードルミネッセンス像などを用いた微小領域の結晶成長と微量元素との関連性 の検討を進めてきた。

平成 29 年度は、これまでに構築した技術をもとに、炭酸塩鉱物の微小領域を対象としたウラ ン系列を用いた年代測定及び元素分布情報取得のための分析技術を提示し、水理・地球化学モデ ルの構築や妥当性評価に必要な技術として成果を取りまとめた。また、本技術開発は挑戦的な側 面を持っていることから、本分野の最先端の知見・技術を有する研究者を交えたワークショップ を日本原子力研究開発機構・東濃地科学センター・土岐地球年代学研究所で開催し、構築した技 術の有用性・将来性について意見交換を行うとともに、学術領域を含む様々な分野に本技術の普 及を図った。

引用文献

- 1) 資源エネルギー庁,日本原子力研究開発機構,高レベル放射性廃棄物の地層処分基盤研究開 発に関する全体計画,2006,110p.
- 2) 資源エネルギー庁,日本原子力研究開発機構,高レベル放射性廃棄物の地層処分基盤研究開 発に関する全体計画,2009,114p.
- 3) 資源エネルギー庁,日本原子力研究開発機構,高レベル放射性廃棄物および TRU 廃棄物の 地層処分基盤研究開発に関する全体計画,2010,139p.
- 4) 地層処分基盤研究開発調整会議,地層処分基盤研究開発に関する全体計画(平成25年度~平 成29年度),2013,79p.
- 5) 日本原子力研究開発機構, 平成 24 年度地層処分技術調査等事業 地層処分共通技術調査 地 質環境総合評価技術高度化開発 6 カ年とりまとめ報告書, 2013, 166p.

2. 地質環境長期変動モデルの開発

2.1 統合数値モデル化、モデル検証及び不確実性の評価

2.1.1 背景と目的

本事業では、地表環境と(深部)地質環境における各分野(地形、地質、水理、地球化学)を 統合的に取り扱い、地表環境モデルと地質環境モデルの各モデルを整合的に表現する数値モデル を構築するための方法論の提示を目的としている。

そのため、平成 25 年度は国際 FEP リスト (Features, Events and Processes: 以下、「FEP」 という。OECD/NEA, 2000¹; BIOMOVS II, 1996²))に基づき、幌延地域と東濃地域をそれぞれ 平野部と山間部の事例として、地形・地質モデル、水理モデル、地球化学モデル及び地表環境モ デルの各モデルに影響を与える FEP を抽出するとともに、各分野内での FEP の相互関係を整理 し、各分野における長期変遷シナリオを整備した。また、モデル化を行う対象領域と個別モデル の時間分解能及び統合モデルを用いた将来予測とそれに伴う不確実性についても検討を行った。 平成 26 年度には、平成 25 年度に分野ごとに抽出・整理した FEP の相関に基づき、各分野にお ける FEP の相互関係を整理し、地層処分技術ワーキンググループ(以下、「処分技術 WG」とい う)が示した地質環境の長期安定性への影響要因(地層処分技術 WG, 2014³⁾)についても参照し つつ、地質環境特性の長期的な変化を全体的に(各分野のモデルで)矛盾なく説明するための統 合モデル構築の方法論を検討した。平成27年度には、地形・地質モデル及び地表環境モデルの 長期変遷を考慮した水理モデルの感度解析を用いて、モデル化手法や不確実性の定量化手法を検 討した。さらに、平成28年度には東濃地域を事例として、過去百万年前から現在にかけての統 合数値モデルを提示するとともに、統合数値モデル構築の汎用的なフローを更新した。また、統 合数値モデル構築に内在する主要な不確実性が、地下水流動状態の長期変動性評価に及ぼす影響 を定量的に評価可能な手法について検討した。

可視化技術については、従来の地質環境モデルでは数値解析結果を二次元もしくは二次元を組 み合わせた擬似的な三次元としてモデルの表現を行ってきた。近年の様々な分野における三次元 可視化技術に対する需要の高まりやコンピュータによる計算コストの低下から、現在では高度な 三次元可視化技術が一般的に利用できる環境が整いつつある。そのため、本事業においては、構 築する統合数値モデルについて、技術者間及び技術者と非技術者間のコミュニケーションを円滑 に進めることができるツールとなるような可視化技術を検討し、適用性を確認することが重要と なる。平成 26 年度には、既存技術を利用した効果的な可視化手法の選定を目的として、既存技 術のレビューを行うとともに、地形・地質モデルと水理モデルへの適用性を検討した。平成 27 年度は、平成 26 年度に実施した既存レビュー結果に基づき、時間変化する現象を可視化する方 法について検討した。さらに、平成 28 年度には時間変化する現象、特に地下という一般には見 ることができない空間を可視化する方法について検討した。また、本事業で実施しているモデル 構築結果や解析結果の可視化例をカタログ形式で整理するとともに、統合数値モデルをアニメー ションによる統合数値モデルの可視化を試行した。

平成 29 年度は、これまでの検討成果を踏まえて、地質環境長期変動モデル化手法の体系化に 資するための検討として、地下水流動状態の長期変動性評価手法の考え方を整理するとともに、 関連するモデル化・解析の作業プロセスやその結果の可視化を行った。

2.1.2 アプローチ

東濃地域及び幌延地域を事例としたこれまでの検討結果に基づき、平成 28 年度までに構築した地下水流動状態の長期変動性評価手法の流れや考え方を統合化データフローの形式で取りまと

めるとともに、上記の統合化データフローに内在する不確実性の定量化及び評価の考え方を整理 した。また、数万年以上という超長期の時間スケールで変化する地表環境や地下空間を効果的に 可視化するための手法や演出について検討した。

2.1.3 実施結果

(1) 地下水流動状態の長期変動性評価手法の整備

1) 統合化データフロー

本事業では、過去から現在までの地質環境の長期的な変化を表現できる地質環境長期変動モデ ルの構築手法の整備を進めるとともに、地質環境長期変動モデルを用いた地下水流動状態の長期 的な変動性評価手法を構築した。地層処分事業を想定した場合の地質環境長期変動モデルの活用 方法のイメージを図 2.1-1 に示す。原子力発電環境整備機構においては、数+km以上の広域ス ケールを対象として火山・火成活動や断層活動といった自然現象に関連する将来の変動予測に基 づく不適格範囲の除外とともに、地質環境特性を推定したうえで人工バリアや処分施設の設計を 行い、その結果に基づく安全評価を行うことで、次段階調査地区を選定することが示されている (地層処分技術 WG, 20174)。地質環境特性を推定する際に、本業務で構築した評価手法を適用 することで、地下水流動状態の長期変動性を定量的に評価することができるため、より現実的な サイト選定が可能となる。

また、これまでに実施してきた地下水流動特性に関わる FEP の相関分析及び地下水流動状態 の変動性の評価結果から、地形変化と気候・海水準変動が地下水流動状態の長期変動性を評価す るうえでの重要な影響因子であることが確認できた(日本原子力研究開発機構,2017⁵)。自然現 象のうち、地質環境特性に著しい影響を与える事象として火山・火成活動、地震・断層活動及び 処分施設の地表への接近が懸念される速度の著しく速い隆起・侵食については、地層処分事業に おける文献調査や概要調査の段階で回避するための基本的な考え方が具体的に示されている(地 層処分技術 WG,2014³)。一方で、本業務で影響因子として考慮してきた速度の遅い隆起・侵食 である地形変化及び汎世界的な気候変動の影響は、緩慢ではあるものの累積的かつ広域に及ぶた め、それらの影響を回避することは困難である。したがって、これらの影響の評価手法の体系化 が重要な課題となる。

そこで、個別モデルのみでは把握が困難であった時間変化する地質環境の評価手法の道筋の提 示として、地下水流動状態の長期変動性評価に関する統合化データフローを作成した(図 2.1-2)。 図 2.1-2 には、地下水流動状態の長期変動性評価を実施するための各モデル間の関連性や統合の 流れを整理した。地形・地質モデルのアウトプットとなる現在及び過去の地形や地質分布の数値 情報は、地表環境モデル、水理モデル、地球化学モデルの基盤情報となる位置付けにある。本事 業で革新的な要素技術として開発を進めていた後背地解析技術は、より信頼性の高い過去の地 形・地質モデルを構築するために有効な技術である。地下水流動状態の長期変動性評価を行うに あたっての地形・地質モデルに関する統合化データフローの詳細は、「2.2 地形・地質モデル」に 示す。地表環境モデルにおいては、地形・地質モデルで数値化した現在及び過去の地形データや 水文環境データに基づき、過去から現在までの地表環境の変遷が解釈される。地表環境のうち涵 養量については、本事業の革新的要素技術開発の一環で整備した涵養量推定技術を適用すること で、長期的な気候変動及び地形変化を考慮した涵養量の推定が可能となった。地下水流動状態の 長期変動性評価を行うにあたっての地表環境モデルに関する統合化データフローの詳細は、「2.5 地表環境モデル」に示す。水理モデルでは、地形・地質モデル及び地表環境モデルで推定した過 去から現在までの地形・地質分布の変化や地表環境の変遷に基づき、上部境界面となる地形分布 や地質構造の分布、さらには涵養量といった境界条件が異なる複数の水理地質構造モデルを構築 する。それらのモデルを用いて、本事業で構築した地下水流動状態の長期変動性の評価手法を適 用することで、過去から現在までの地下水流動状態の変遷を推定することができる。さらに、地 球化学モデルで推定した過去から現在までの地球化学環境の変遷と統合的に解釈することで、地 下水流動状態の長期変動性の評価が可能となる。地下水流動状態の長期変動性評価を行うにあた っての水理モデルに関する統合化データフローの詳細は、「2.3 水理モデル」に示す。地球化学モ デルにおいては、地形・地質モデルで推定した過去の地形モデルや水理モデルで推定した過去か ら現在までの地下水流動状態の変遷の情報に基づき、現在観察される水質分布の長期変化や pH・酸化還元電位の持続性といった過去から現在までの地球化学環境の変遷が推定される。本事 業の革新的要素技術開発の一つである炭酸塩鉱物年代測定技術は、より信頼性の高い年代情報に 基づいて地球化学環境の変遷が推定できることを目的として開発を進めてきた。地下水流動状態 の長期変動性評価を行うにあたっての地球化学モデルに関する統合化データフローの詳細は、 「2.4 地球化学モデル」に示す。



図 2.1-1 地質環境長期変動モデルの活用方法のイメージ



図 2.1-2 地下水流動状態の長期変動性評価に関する統合化データフロー

2) 不確実性の定量化及び評価の考え方の整理

地下水流動状態の長期変動性評価を行うために必要となるデータや、そのデータの解釈、モデ ル化などの各過程で様々な不確実性が内在する。「2.3 水理モデル」の表 2.3・2 には、各モデルに おける作業プロセスごとの不確実性を整理した。本事業で構築した評価手法を適用することで、 これらの不確実性が地下水流動状態の長期変動性に及ぼす影響の定量的な評価が可能である。地 下水流動状態の長期変動性の評価に不確実性を反映させる方法は、モデルバリエーションとパラ メータ設定の二つに大別することができる(表 2.1・1)。モデルバリエーションでは、データの解 釈や概念モデルなどの違いに基づいて、モデル化領域の範囲やモデルの上部境界面となる地形分 布、数値化手法などが異なる複数の水理地質構造モデルを構築することで、地下水流動状態の長 期変動性の評価に反映させる。また、パラメータ設定ではデータ自体やデータの解釈の違いに基 づいて、水理地質構造の水理特性や涵養量、海水準の設定が異なる複数の水理地質構造モデルを 構築することで、地下水流動状態の長期変動性の評価に反映させる。

幌延地域を事例として、モデルバリエーションによる不確実性の定量化及び評価の考え方を示 す。幌延地域において古地形を復元するにあたっては、幌延断層周辺の丘陵・山地の発達時期に 不確実性があり、複数の地形変遷の概念が設定できる(表 2.1-2)。また、その概念の数値化処理 もいくつかの方法が考えられる。これに基づき図 2.1-3 に示すように、三種類の地形モデルを構 築し、それぞれの地形モデルを用いた地下水流動解析を実施することで、古地形の不確実性が地 下水流動状態に及ぼす影響を定量的に評価することができる(日本原子力研究開発機構,20175))。 次に、東濃地域を事例として、パラメータ設定による不確実性の定量化及び評価の考え方を示す。 本事業で構築した涵養量推定技術を用いて涵養量を推定するにあたっては、気温、降水量、河川 流出量、蒸発散量といった水文環境の各構成要素を推定する必要があるが、このうち、現在の気 温や降水量は一定の値に収束する性質のものではないことから、それらの気象条件の影響を受け る現在の蒸発散量や河川流量もばらつきを有するパラメータとなる(表 2.1-3)。また、現在の各 構成要素に基づいて推定される過去の各構成要素も、ばらつきを有するパラメータとなり、その 結果として表 2.1-3 に示すように、涵養量は幅を持った値として推定される(日本原子力研究開 発機構, 2016⁶⁾)。表 2.1-4 に示すように、涵養量の推定結果に基づき異なる上部境界条件を設定 した地下水流動解析を実施することで、涵養量の不確実性が地下水流動状態に及ぼす影響を定量 的に評価することができる。

	モデルバリエーション	パラメータ設定
地形・地質モデル	 ・抽出したFEPの適切性 ・地形・地質事象に関する天然のプロセスの理解 ・数値モデルの構築方法 ・地形・地質の分布・形状とその変化に関する情報の精度の違い 	_
水理モデル	 ・抽出したFEPの適切性 ・モデル化領域設定の違い ・モデル化手法の違い ・離散化手法の違い 	 水理特性の設定値やばらつき 水理地質構造区分設定の違い
地表環境モデル	・抽出したFEPの適切性	・境界条件の設定値やばらつき

表 2.1-1 不確実性の反映方法

	地形変遷の概念	数值化処理		
モデルA	海底にあった地形(丘陵)が150万年 かけて現在の標高になったと仮定	_		
モデルB	1 Ma以降、幌延断層以東(丘陵地)	サロベツ向斜~幌延断層間を傾斜 補正		
モデルC	が平衡状態にあったと仮定	大曲断層~幌延断層間を傾斜補正		

表 2.1-2 古地形の推定の概念化及び数値化(幌延地域の例)



図 2.1-3 地形モデルのバリエーション(幌延地域の例:100万年前モデル)

時間断面	断面 現在		14万年前		45万年前	
気候	温暖期	寒冷期	温暖期	寒冷期	温暖期	寒冷期
左泪 (℃)) 13.6	$3.6\sim$	$12.6 \sim$	$3.6\sim$	$12.6\sim$	$3.6\sim$
気温(し)		5.6	14.6	5.6	14.6	5.6
降水量	1750	$818 \sim$	$1495 \sim$	$818 \sim$	$1495 \sim$	818~
(mm/年)	1799	935	1710	935	1710	935
河川流出量	1100	$557\sim$	000 1115	$483 \sim$	$802\sim$	$439 \sim$
(mm/年)	1198	637	002/~1115	610	1035	566
実蒸発散量	4.49	$176\sim$	$416 \sim$	$176\sim$	$416 \sim$	$176\sim$
(mm/年)	443	229	470	229	470	229
涵養量	110	$69 \sim$	104~	$96\sim$	$174 \sim$	140~
(mm/年)	110	85	231	159	322	204

表 2.1-3 水文環境の各構成要素の推定(東濃地域の例)

表 2.1-4 地下水流動解析の境界条件の設定例

水理モデル		現在	14万年前	45万年前
上部境界	最小值	69	96	140
条件 (涵養量)	平均值	93.5	163.5	231
[mm/年]	最大値	118	231	322

(2) 地質環境長期変動モデルの可視化

本事業では、百万年以上に及ぶ時間スケールで変化していく地質環境、特に地下という一般に は見ることができない空間を効果的に可視化する技術について検討を行ってきた。平成 27 年度 は、三次元コンピュータ・グラフィックスにおいてアニメーションを作成する際などに用いられ る方法を本事業に関連する現象に適用した例を示した。その一つが、人間が設定した変化の要所 の間をコンピュータが補間する方法であり、平野部周辺の過去百万年程度の地形変化シナリオの 可視化を例として示した。この方法は、技術者が頭の中で描いているシナリオのイメージを共有 する際や復元した複数の時期の地形モデルを連続的に示す際の可視化などに有効である。もう一 つは、パラメータを設定して計算した結果を示す方法で、山間部の地形変化シミュレーションを 例に示した。この方法は、複雑な現象を定式化して実行するシミュレーションの結果の可視化な どに有効である。平成 28 年度は、可視化に係る学会、研究会、講演会などにおいて、最近の可 視化研究・技術、地質環境の把握に有効な可視化手法及び本事業の可視化の取り組みの方向性な どについて情報収集を行った。

平成 29 年度は、平成 28 年度までに構築した数値モデルと地下深部の地下水流動の数値シミュ レーション結果の可視化手法について、東濃地域を事例に検討を行うとともに、その検討結果を 踏まえて、東濃地域及び幌延地域を山間部と平野部の事例とする可視化映像を作成した。また、 平野部である幌延地域を事例とする統合数値モデルのモデル化・数値化技術の整備を行った。

1) 可視化手法の検討

本事業では、過去百万年前から現在までの地質環境の長期変動を考慮できる数値モデルを構築 するとともに、数値モデルを構築するために必要な調査技術並びに地質環境やその長期的な変化 の数値化・可視化技術に関する検討を実施してきた。このうち、可視化に関しては、評価技術と してシミュレーション結果などを効率的に解釈する観点とともに、社会の理解醸成、科学技術情 報のアウトリーチの観点から、超長期の時間スケールで変化する現象や地下環境を効果的に可視 化するための表現手法や技術を整備し、それらを技術的ノウハウとして蓄積することが必要であ る。そこで、地層処分に関するシミュレーション結果などの効率的な解釈や、技術開発成果の理 解促進を図るうえで効果的な可視化技術や技術的知見の整理を目的として、本事業で構築した数 値モデルや数値シミュレーション結果を用いた地質環境や地表環境の長期的な変化の可視化に関 する検討を行った。

具体的には、過去の地形・地質発達史や地表環境の変遷履歴などの情報、数値モデル及び数値 シミュレーションの結果を用いて、過去百万年前から現在までの地形変化や気候変動による地表 環境の変化及びそれらに伴う地下水の流れを対象に画像や動画などの効果的な可視化手法につい て検討した。地表環境の変遷については、地形変化に伴う標高や河道形状の変化を、気候変動と して降水量と気温の変化、河川の幅(河川流量の変化)、涵養量の変化及び植生の変化などを組み 合わせた可視化手法を検討した。地下水の流れの可視化については、粒子表示や流線表示などデ ータに応じた適切な手法を検討するとともに、地下浅部の短い時間スケールでの地下水の循環と 地下深部の長い時間スケールでの地下水の循環に関して、それらの違いが直感的に理解できるよ うな可視化手法を検討した。

地表環境の変遷については、数値モデルとして復元した古地形と古河川の分布をもとに、過去 から現在までの地形変化に伴う標高変化と河道形状の時間変化を可視化した。この際、標高変化 については、標高の色による高さ表現において連続的な表現と不連続的な表現を比較し(図 2.1-4)、その違いを確認した。特に百万年前の古地形では起伏が小さく平坦になるため、連続的 な色の表現(図 2.1-4(a))では全体的にぼやけた印象になるが、不連続的な色の表現(図 2.1-4(b)) では色の境界線が発生し、同じ形状であっても、見た目の印象は異なるものとなる。



(a) 連続的な色の表現の例



(b) 不連続な色の表現の例 図 2.1-4 色による高さ情報の比較例(100万年前の古地形)

気候変動については、温暖期と寒冷期の地表環境の違いが視覚的かつ感覚的に理解しやすい表 現方法を検討し、温暖期と寒冷期の1サイクルにおいて、降雨と降雪によりその気温の違いを可 視化するとともに、地下水の涵養量の違いを断面のグラデーション表示の違いで表現した。また、 温暖期と寒冷期の地表水の違いを河川の幅で可視化することとし、温暖期では太く寒冷期では細 くする演出を取り入れた(図 2.1-5)。



(b) 寒冷期の表現 図 2.1-5 気候変動の表現方法

地下水の流れについては、三次元的に複雑な形状や動きを視覚的にわかりやすく表示するため の手法を検討した。その結果、地下水の全体的な流れの傾向を直感的に把握できるようにするこ とに着眼し、大量の流線を線で示し、その線に沿って流れの速さをパターンの動きで表現する手 法を採用した(図 2.1-6)。手法の詳細を以下に述べる。



図 2.1-6 地下水流動の表示

地下水の流れのように複雑な形状のオブジェクトを表示する際に、半透明を用いるかどうかで、 技術的な難易度の面で大きな違いがある。半透明を用いない場合には、描画の方式は単純であり、 表示速度も速い。表示する流線の重なりが少ない場合は、半透明を使用しない表示方法を選択し ても流線の前後関係の理解は可能であるが(図 2.1-7(a))、空間的に奥行きのあるシミュレーショ ン結果を可視化する場合には、多くの線が重なり手前の線で奥の線を見ることができなくなる(図 2.1-7(b))。線の太さや色の選択、フォグエフェクト(絵画で言われる空気遠近法に対応する CG の技法で、奥にあるオブジェクトの色を淡くかすませることによって遠近感を示す方法)の強度 などを調整することにより緩和することは可能であるものの、半透明を使用したほうが表現の調 整はより容易である。



(a) 表示する流線を少なくして、線の重なりを少なくした例



(b) 手前から奥まで流線を表示し、多くの線が重なっている例 図 2.1-7 流線表示に半透明を用いずに表示した例

ただし、半透明表現は、計算負荷が大きいことが知られている。半透明表現の計算負荷が大き い理由としては、次のようになる。まず、レイトレーシングなどの一般的に CG で用いられる手 法においては、カメラ位置から画面上のピクセルごとに対応する仮想的な光線を飛ばし、オブジ ェクトの表面において光源との位置関係を確認して表示する色を決める。半透明でない場合、そ こで計算をストップして次のピクセルの計算に移ることができるが、半透明の場合にはさらにそ の奥にオブジェクトがないか引き続き光線を飛ばし、進路上に存在するオブジェクトがなくなる まで計算を続けることになる。通常は負荷を大きくしすぎないために数回で計算を打ち切るよう にするが、薄い半透明の物体が数多く存在する場合には、計算を打ち切るとそこで不自然な色合いの変化などが生じるため、半透明を用いない場合に比べて非常に多くの計算を必要とする。また、リアルタイム表示の時に使われる OpenGL や DirectX といったグラフィックライブラリが行うグラフィックボードを使用してポリゴン表示を行う場合には、順番に画面上にオブジェクトを 描画していく。その際に奥行き情報をバッファ上に保持しながら描画を行うために、描画の順番が結果に影響することはなく、後から描画した奥のオブジェクトが手前のオブジェクトを隠蔽してしまうということが防がれる。ただし、その際半透明のオブジェクトのように、描画する物体の前後関係が影響を与える場合には、描画の順番の決定はアプリケーション側が責任を持たなければならない。

遠方から視点(カメラ)に到達する光(CGの場合は RGB 情報)が、途中に半透明の物体を透 過した場合は、その属性に応じて色や明るさといった情報が変化するが、この変化は予め背後か らくる光の RGB 情報が分かっていなければ計算することができない。単純な色を例にすると、 白い光が赤い半透明の物体を透過して赤が残るのか、青い光が赤い半透明の物体を透過できず黒 となるのかは、現在対象としている半透明物体の属性を知ったのみでは判断できず、予め遠方か らの光の属性を知らなければ計算できない。このことから、遠方からカメラに向けて順々に物体 を表示しなければならず、物体が複雑に錯綜している場合にはその表示の順番を決定する(Z ソ ート)の負荷が無視できないこととなる。また、カメラの位置が変わるたびに前後関係は変化す るため、カメラが移動する場合は、予め作成した前後関係一覧といったテーブルを利用すること ができず、すべてのフレームについて再計算が必要になる。特に、今回の地下水の流れの表示に おいては、紐状のオブジェクトが錯綜しているため、すべてのオブジェクトの断片に対して前後 関係の解決が必要になり、多大な負荷が想定される。今回の東濃地域の数値シミュレーションデ ータでは、約75万頂点分の線分データが用いられており、これの前後関係を映像のフレームご とに解決するには多くの負荷がかかる。

このような前後関係の計算をせずに複雑に交錯する半透明オブジェクトの処理を行うためには 幾つかの方法があるが、ここでは確率的透過法という手法を用いて地下水の流れの表示を行うこ ととした。これは、単純に述べれば、例えば透明度 0.5 の半透明の物体は、背後からの光の半分 を透過するということになるが、これを確率 1/2 で完全に透明となる物体とみなし、多数の事象 の平均をとることで半透明の表現をするという表現方法である。

この方法は、一度の事象においてはすべての半透明の物体は、透明(完全に存在しないとみな してよい)であるか不透明であるかの物体のみで表現されるために、前述した Z ソートを行う必 要がない。物質が透明であるか半透明であるかの判定を、ピクセルごとに行うことによって、完 全に透明な(存在しない)オブジェクトと不透明なオブジェクトのどちらかが存在するのではな く、ディザ状(粒状のドット)に半透明が表現される(図 2.1-8)。透明、不透明をオブジェクト ごとではなく、ピクセルごとに判断するためには、後述のシェーダー機能を利用する必要がある。 前述の Z ソートを必要としないため、描画が簡単で試行 1 回分の描画は非常に高速である一方、 ディザ状の画面をなじませるためには複数回レンダリングしての平均化処理が必要になる。図 2.1-9(下図)は 255 回のレンダリング平均したものであるが、この程度の試行回数を行えば多く の場合は充分な画質になる。



図 2.1-8 確率的透過法による流線の表示例(1度の試行で得られる画像)



図 2.1-9 確率的透過法による流線の表示例 上:試行 16 回、下:試行 255 回のレンダリング平均で得られる流線画像。

流線などの線状のオブジェクトを表示する際の手法はいくつか考えられ、太さをもった線として、例えば、チューブ状のオブジェクトとして表示する方法(図 2.1-10(a))も一般的な手法の一つである。ただし、チューブとして表示すればその分ポリゴン数は増加する。また、半透明表示の際にソートが必要となる。図 2.1-10(b)は、チューブでの半透明表示の際に単純にソートなしで表示したものであるが、チューブの前後関係の表示の乱れが起きていることがわかる。



(a) 流線をチューブ状で表示した例



(b) 流線を半透明のチューブ状で表示した例 図 2.1-10 流線をチューブで表現した場合の三次元空間内の曲線群

したがって、今回、線の表示はカメラ方向を向いた板として表示を行う手法を採用した。前後の線分を含む頂点情報及びカメラの位置情報から、図 2.1-11 のように頂点を配置して重なりのない線を描画する方法である。こうした立体的な線を少ないポリゴン数で表現する方法は、ゲームなどの業界で高速に綺麗な線のエフェクトを使用したいときなどに使用される手法で、ラインシェーダーなどと呼称されることが多い(シェーダーの名のとおり、頂点の位置計算などは CPU上ではなくシェーダー機能を用いて GPU 上で行われる)。

線分をつないで曲線を表現する際には、流線の各時間における(x, y, z)を頂点情報として持つが、その際の時間情報をテクスチャの UV 座標の U もしくは V として持たせることで、カラ

ーカーブのアニメーションを実装することができる。UV 座標を平行移動させると、U の変化量 に対して位置(x, y, z)の変化が大きい場所、すなわち流速の大きい場所では色の移動速度が大 きくなり、流速が小さい場合には色の移動速度も小さくなるため、単純な操作で流れの速度に対 応したアニメーションを使用することができる(図 2.1-12(a))。また、各頂点において UV 座標 を持たせることで、テクスチャによる矢印の表記などを行うことも可能である(図 2.1-12(b))。



図 2.1-11 曲線(短い線分の連なり)をポリゴンで表示



図 2.1-12 ラインシェーダーを用いたカラーカーブアニメーションの例

2) 地質環境長期変動モデルに関する映像コンテンツの制作

1)の可視化手法の検討結果を踏まえて、東濃地域と幌延地域をそれぞれ山間部と平野部の事例 として、個別に作成した地下水流動の可視化や地形変化・気候変動の可視化コンテンツと簡易な CG を組み合わせて、「過去百万年前から現在までの地質環境の長期的な変化を表現できることや そのモデル化技術の整備が進められていること」をコアメッセージとした、専門家以外の一般層 を対象とした研究成果の紹介映像を制作した(図 2.1-13(a)-(d)、図 2.1-14(a)-(e))。





図 2.1-13(a) 制作した映像コンテンツのスクリーンショット(山間部:東濃地域の例) (上段:イントロダクション、中段:研究領域における現在の地質環境の説明、 下段:研究領域における現在の地下水流動の説明)



図 2.1-13(b) 制作した映像コンテンツのスクリーンショット(山間部:東濃地域の例) (上段:地表と地下数 km の地下水流動の比較、中段:過去から現在の地形・地表環境の変化の 概要紹介、下段:研究領域における地形変化の説明)



図 2.1-13(c) 制作した映像コンテンツのスクリーンショット(山間部:東濃地域の例) (上段:研究領域における地形変化の説明、中段:研究領域における気候変動の説明(温暖期)、 下段:研究領域における気候変動の説明(寒冷期))



図 2.1-13(d) 制作した映像コンテンツのスクリーンショット(山間部:東濃地域の例) (上段:現在と過去の地形条件における地下水流動の比較、中段:温暖期と寒冷期における 地下水流動の比較、下段:エンディング)



図 2.1-14(a) 制作した映像コンテンツのスクリーンショット(平野部:幌延地域の例) (上段:イントロダクション、中段:研究領域の説明、下段:研究領域における現在の地下水流 動の説明)





図 2.1-14(b) 制作した映像コンテンツのスクリーンショット(平野部:幌延地域の例) (上段:研究領域における現在の地質環境の説明、下段:研究領域における地形変化の説明)




図 2.1-14(c) 制作した映像コンテンツのスクリーンショット(平野部:幌延地域の例) (上段:研究領域における気候変動の説明(温暖期)、下段:研究領域における気候変動の説明(寒 冷期))







図 2.1-14(d) 制作した映像コンテンツのスクリーンショット(平野部:幌延地域の例) (研究領域における海水準変動の説明)



図 2.1-14(e) 制作した映像コンテンツのスクリーンショット(平野部:幌延地域の例) (上段:現在と過去の地形条件における地下水流動の比較、中段:温暖期と寒冷期における 地下水流動の比較、下段:エンディング)

3) 統合数値モデルの可視化

図 2.1-14 に平野部である幌延地域を事例とした、統合数値モデルの可視化の結果を示す。 図 2.1-15 ではアニメーションによって地表地形を経時的に変化させるとともに、氷期・間氷 期サイクルに伴う海水準変動を水色の線で表現し、これらの自然現象の変化と地下水中の塩分濃 度の変化を同期させて表示することで、地下水中の塩分の洗い出しの時間変遷や洗い出しが顕著 な場所、塩分が長期的に残留する場所が存在しており、これらの場所が検討領域における相対的 な地下水流動の変動域や滞留域であることが視覚的に確認できる。山間部における統合数値モデ ルの可視化(日本原子力研究開発機構, 2017⁵)と同様に、平野部においても統合数値モデルの効 果的な可視化が可能であると考えられる。



図 2.1-15 統合数値モデルの可視化例 (アニメーションのスクリーンショット)

2.1.4 まとめ

東濃地域及び幌延地域をそれぞれ山間部、平野部の事例とした検討の結果、地形変化及び気候 変動が、地下水流動状態の長期的な変動性を評価するにあたっての重要な影響因子であることが 確認できたとともに、それらが地下水流動状態に及ぼす長期的な変動性を定量的に評価する手法 を構築した。また、地形変化及び気候変動が及ぼす影響の評価手法の体系化に資することを目的 として、地下水流動状態の長期変動性評価を実施するための個別モデル間の関連性や統合の流れ、 必要となるデータを統合化データフロー形式で提示した。さらに、地下水流動状態の長期変動性 評価を行うために必要となるデータや、そのデータの解釈、モデル化などの各過程に内在する様々 な不確実性の定量化及び評価の考え方を整理した。

実際のサイト選定や安全評価を考慮すると、既往のデータが十分とは言えない地域においても、 一定の信頼性をもって地質環境の長期変動性を提示することが必要となる。そのため、モデルの 構築・評価手法の柔軟性や汎用性を向上させていくための更なる適用事例の蓄積が今後の課題と 言える。また、本事業で構築した評価手法や考え方を基盤として、自然現象に伴う地質環境の長 期変動性の将来予測技術の整備が望まれる。

地質環境長期変動モデルの可視化については、これまでに構築した数値モデルと地下深部の地 下水流動の数値シミュレーション結果の可視化手法について、東濃地域を事例に検討を行うとと もに、検討結果を踏まえて、専門家以外の一般層を対象とした東濃地域及び幌延地域をそれぞれ 山間部と平野部の事例とする研究成果の紹介映像を制作した。また、平野部である幌延地域を事 例とする統合数値モデルを可視化し、山間部及び平野部を対象とする統合数値モデルの可視化技 術を整備した。上記の検討を通じて、超長期の時間スケールで変化する地表環境や地下空間を効 果的に可視化するための手法や演出を技術的知見として整理した。

本事業で開発・提示した可視化技術については、一般層を対象とした地層処分に対する理解促 進のための有効な手段の一つになり得ると考えられる。今後は、それらの可視化技術を様々な場 で活用することで、その効果を確認するとともに、より効果的なものとなるように高度化を図る ことが必要である。

引用文献

- 1) OECD/NEA, Features, Events and Processes (FEPs) for Geologic Disposal of Radioactive Waste An International Database, OECD, 2000, 88p.
- 2) BIOMOVS II, Development of a Reference Biospheres Methodology for Radioactive Waste Disposal, BIOMOVS II Technical Report No.6, Swedish Radiation Protection Institute, Stockholm, Sweden, 1996, 29p.
- 総合資源エネルギー調査会 電力・ガス事業分科会 原子力小委員会 地層処分技術 WG, 最新の科学的知見に基づく地層処分技術の再評価 地質環境特性及び地質環境の長期安定 性について -, 61p.
 http://www.meti.go.ip/committee/sougouenergy/denryoku_gas/genshiryoku/chisou_shob

http://www.meti.go.jp/committee/sougouenergy/denryoku_gas/genshiryoku/chisou_shob un_wg/report_001.pdf (2017.1.30)

4) 総合資源エネルギー調査会 電力・ガス事業分科会 原子力小委員会 地層処分技術 WG, 地層処分に関する地域の科学的な特性の提示に係る要件・基準の検討結果(地層処分技術 WG とりまとめ),89p.

http://www.meti.go.jp/press/2017/04/20170417001/20170417001-2.pdf (2018.2.20)

- 5) 日本原子力研究開発機構, 平成 28 年度地層処分技術調査等事業地質環境長期安定性評価確 証技術開発報告書, 経済産業省資源エネルギー庁, 2017, 230p.
- 6) 日本原子力研究開発機構, 平成 27 年度地層処分技術調査等事業地質環境長期安定性評価確 証技術開発報告書, 経済産業省資源エネルギー庁, 2016, 265p.

2.2 地形・地質モデル

2.2.1 背景と目的

百万年以上に及ぶ時間スケールで過去から現在までの地質環境の長期変動を評価する技術を確 立するためには、これらの時間スケールの中で生じる地形・地質の変化が地表環境、水理、地球 化学などに与える影響について、数値シミュレーションに基づき検討することが有効である。こ の検討において不可欠な情報は、地形・地質の三次元数値モデルである。しかし、過去百万年程 度の地形・地質発達史の主要な時間断面において、地形・地質が、三次元数値モデルによって復 元された研究は少ない。

本事業では、東濃地域と幌延地域をそれぞれ山間部と平野部の事例として、百万年以上の時間 スケールでの地史(テクトニクス)の検討や、古地形の推定及び地質・地質構造の復元を行い、 地形・地質の三次元数値モデル(地形・地質モデル)の構築やその方法論の整備を行う。

平成25年度は、国際FEPリスト(OECD/NEA,2000¹)にしたがい、東濃地域及び幌延地域 における既往事例研究の成果を整理し、地形・地質モデルの開発における問題点や課題を抽出し た。平成26年度は、平成25年度に抽出された課題及び問題点に対して、既存情報の整理、共同 研究、各種分析・試験などを実施するとともに、それらの情報に基づき現状モデルについての確 認を行い、蓋然性の高い複数のシナリオ(地殻変動による新たな山地の形成、周期的な気候・海 水準変動など)に基づくモデルを検討した。さらに、平成27年度は、それまでに得られた成果に 基づき、東濃地域と幌延地域をそれぞれ山間部と平野部の事例として、復元する時代を決定し、 約百万年前以降の三次元数値地形モデル(paleo-DEM)と三次元数値地質モデル(paleo-3D-GEO model)を構築して、それらの復元方法やパラメータ、処理内容の決定根拠などを合わせて提示 した。平成28年度は、平成27年度までの成果を踏まえ、東濃地域と幌延地域を山間部と平野部 の事例として、異なる環境におけるモデル構築の普遍化を目指したそれぞれの作業フローを提示 し、フロー内の各作業に内在する不確実性を整理した。

平成 29 年度は、東濃地域を対象に構築した復元古地形を用いて、復元した古地形の妥当性を 確認する手法として、河川の土砂運搬・堆積過程を模擬して地形の大局的な変化を再現する地形 変化シミュレーションによる解析を実施し、その適用性確認を行った。また、これまでに東濃地 域と幌延地域を事例とした地形・地質モデルの構築を通じて、地下水流動状態の長期変動性を評 価するための地形・地質モデル構築の考え方や流れ、内在する不確実性について検討した。

2.2.2 アプローチ

平成 29 年度は、(1) 復元古地形の妥当性確認、(2) 統合化フロー(地形・地質モデル)と内在 する不確実性の整理を行った。各実施項目の詳細を下記に示す。

(1) 復元古地形の妥当性確認

地形・地質モデルの不確実性の把握や妥当性の確認手法として、東濃地域を事例に構築した 45万年前の復元古地形を利用して、河川の土砂運搬・堆積過程を模擬して地形の大局的な変化 を再現する地形変化シミュレーションの適用性を検討した。

(2) 統合化フロー(地形・地質モデル)と内在する不確実性の整理

東濃地域と幌延地域を事例として、平成28年度までに実施した地形・地質モデルに関する検討内容を踏まえ、地下水流動状態の長期変動性を評価するために、地形変化や気候・海水準変動、地質・地質構造発達などの地質環境の長期変動性を考慮した地形・地質モデル構築の流れを統合化データフローの形式で取りまとめ、地形・地質モデル構築の考え方や流れとともに、モデル構

築のプロセスに内在する不確実性と合わせて整理した。この際、それぞれ異なる環境における情報の収集・整理からモデル化に至る一連の作業プロセスの違いや内在する不確実性の特徴についても整理した。

2.2.3 実施結果

(1) 復元古地形の妥当性確認

地質環境長期変動モデルの構築に当たっては、構築したモデルの不確実性や妥当性の評価についても検討しておくことが重要である。本項では、地形・地質モデルの不確実性の把握や妥当性の確認手法として、河川の土砂運搬・堆積過程を模擬して地形の大局的な変化を再現する「地形変化シミュレーション方法」を用いたプログラム[※](以下、地形変化シミュレーション)の適用性を検討した。

① 地形変化シミュレーションの概要

地形変化の評価では一般に、観察や分析に基づき、過去の地形現象を総体的に理解する手法が 取られている。一方で、地形変化の諸作用に着目した数理モデルに基づき、コンピュータによる 数値シミュレーションを行い、その結果を検証する手法も採用されている(野上,2010²⁾, 2011³⁾)。このような地形変化の数値シミュレーションは、長期にわたる地形変化とその不確実 性の幅を定量的に得ることができるという利点を有している。

本事業で適用した地形変化シミュレーションは、河川の土砂運搬に着目し、侵食土砂が運搬される距離を集水面積のべき関数として下流側ほど増加させる手法である(谷川ほか,20164)。本シミュレーションでは、解析領域を斜面領域と河川領域に分けて(図 2.2-1)、侵食及び堆積アルゴリズムをそれぞれ設定する。

侵食量は基本的に、勾配が大きくなるほど増大し、地盤が硬いほど減少する。さらに、寒冷期 には台風や豪雨の頻度低下及び降水量の減少に伴い、河川流量が減少し、かつ掃流力が低下す る。したがって気候の変化も侵食量に影響する。以上を踏まえた計算式として、斜面領域と河川 領域の侵食量(Outflux_s及びOutflux_r)はそれぞれ式(2.2-1)及び(2.2-2)のように示される。

$Outflux_s = (1/G) \times \lambda^{-2} \times S \times (\tan \theta)^2 \times L$	(2.2-1)
$Outflux_r = (1/G) \times \{\alpha \times \ln(C_a \times \lambda) + \beta \times \ln(\tan \theta)^2 \times L$	(2.2-2)

G は地質の硬さを表す地質係数、 λ は気候係数、S は斜面係数、 θ は傾斜、L はメッシュ間の距離、Ca は流下長、 α は河川流量係数、 β は河川勾配係数である。このうち気候係数、斜面係数、河川流量係数及び河川勾配係数は、地域によって最適な値が変わりうるので、後述するように複数ケースによる感度解析を行い最適な値を決定する。地質係数は言うまでもなく、地質の違いによって異なる値となる。また、勾配には、傾斜のタンジェントをかけて計算される指標であるStream Power Index (SPI) (Wilson and Lorang, 2000⁵⁾)を用いた。単純に河床勾配に比例させただけの場合、河床勾配の小さな下流での河床低下の再現が困難であるが、この SPI を用いれば、下流側でも侵食力が低下しないことから、海水準低下期においても河口付近で大きな下刻を生じさせることが可能であるとともに、大小様々な河川規模が存在する地域でも、河川規模に応じた係数を用いることなく地形変化をシミュレーションできる。SPI の有効性については、沿岸部を

^{* 「}地形変化シミュレーション方法」は、日本原子力研究開発機構とJX日鉱日石探開株式会社 (現 JX金属探開株式会社)が特許権者の特許(特許第5422833号)である。

対象とした地形変化シミュレーションにおいても示されている(産業技術総合研究所・日本原子 力研究開発機構・原子力環境整備促進・資金管理センター・電力中央研究所, 2017⁶)。

一方、堆積アルゴリズムについては、斜面領域では、流下長に拘らず一定の運搬距離が与えられ、生産された土砂はこの区間に均等に運搬・堆積させる。河川領域では、式(2.2-3)のように、 堆積範囲が流下長に対して指数的に増大させる。

 $W = W_r \times (L/L_s)^{k\lambda}$

(2.2-3)

W は任意点での堆積範囲、Wr は河川先頭で生産された土砂の堆積範囲、L は任意点での流下 長、Ls は河川先頭の流下長、k は礫径係数、A は気候係数である。本式の通り、土砂運搬距離は 礫径と気候の変化が大きく影響する。なお、以上の式は最寒冷期にも氷河が発達しない比較的温 暖な中山間地を対象として設定したものであり、環境が異なると、係数に掛ける乗数などが異な ってくる可能性があることに注意が必要である。



図 2.2-1 縦断形シミュレーションにおける斜面領域と河川領域

② 使用データ

本事業では、山間部の事例として東濃地域を対象に、45万年前及び14万年前の三次元地形・ 地質モデルが復元されている(日本原子力研究開発機構,2016⁷)。そこで、45万年前のモデルを 入力データとして地形変化シミュレーションを実行し、計算結果を14万年前のモデル及び現在 の地形と比較し、侵食量や河床高度、段丘面高度の差分及び段丘や丘陵などの分布の違いを検討 することにより、モデルの不確実性や妥当性の評価に対して適用性を検証した。従来、最終間氷 期頃の地形・地質情報に対して地形変化シミュレーションを行い、現在の地形と比較検討された 例はあるが(安江ほか,2011⁸)、それより古い時代のモデルから現在までシミュレーションを実 施し、その妥当性が確認された例はない。今回、45万年前のモデルから実施した地形変化シミュ レーションの妥当性が示されれば、将来予測の考え方(梅田ほか,2013⁹)に基づいて、現在の地 形・地質構造から数万年程度の将来の地形変化を予測する際に活用する地形変化シミュレーショ ンの信頼性の向上も期待できる。

解析対象とした領域は、土岐川の上流及びその支流である小里川、佐々良木川、日吉川、妻木 川を含む地域である(図 2.2-2)。領域境界は1点の流出口(土岐市/多治見市境界そばの土岐川) を除き、分水嶺となる。また、現在の地下水流動の涵養域から流出域までの領域(20km 四方程 度)に相当し、過去百万年以上を対象とした場合に考慮する必要のある地下水流動のモデル化の 対象領域(尾上ほか,2009¹⁰;草野ほか,2011¹¹);日本原子力研究開発機構,2014¹²)とも整合的 となる。地形の入力情報は 100 m グリッド(現地形の一部については 50 m グリッド)のテキス トデータである。

地質は、主に土岐花崗岩からなる基盤岩、中新統瑞浪層群の堆積岩、主に鮮新統の瀬戸層群の 堆積物の3つに区分し、それぞれに対し地質係数を割り当てた。地質係数は既往の解析実績及び 当該地質の一軸圧縮強度データ(菊池,1990¹³⁾;佐藤ほか,2004¹⁴⁾;平野ほか,2009¹⁵⁾)を参考と しつつ、後述する感度解析の結果も踏まえて、基盤岩:530、瑞浪層群:250、瀬戸層群:150と した。解析期間と解析領域を考慮すると、河床堆積物の堆積はごくわずかであるため、それらは 地質係数として設定していない。

地殻変動については、当該地域は中新世以降現在まで続く西方へ傾く大きな傾動地塊(濃尾傾動運動:桑原,1973¹⁶)の中の隆起する場に位置することから、この傾動による隆起を考慮した

(日本原子力研究開発機構,2016⁷)。さらに、解析領域内には活断層(屏風山断層、恵那山断層) があることから、それらの分布に基づきブロックごとに区切り、各ブロックに対しそれぞれ濃尾 傾動運動に加え断層変位を考慮した隆起を設定した(図 2.2-3)。

気候変動については、本事業で整理された涵養量の時間変化(日本原子力研究開発機構,2016⁷, 2017¹⁷⁾)に基づく検討を行った。本地域では45万年以降、MIS1~MIS13の温暖期は現在とほ ぼ同じ年間降水量が、MIS2~MIS12の寒冷期は現在の約半分弱の年間降水量が推定されている。 地形変化シミュレーションでは現在の海水準に相当する時期の気候係数を1.0と見なしたうえで、 解析期間中の最温暖期と最寒冷期の中間期の気候係数を与えてシミュレーションを行う。したが って、本解析では気候係数0.5を基準値とし、後述する感度解析により最適な気候係数を決定し た。



奥が北東を示す。



図 2.2-3 濃尾傾動運動を考慮した傾動量(左)と 活断層分布に基づき区切られたブロックごとの隆起量(右)

当然のことながら、地形・地質モデルの精度は、過去に遡るほど低下する。すなわち、古い時 代の地形・地質モデルでは、現地形と異なり軽微な地形の違いは反映されていない。そのままの 状態で過去の地形・地質モデルから地形変化シミュレーションを実行すると、広い平坦面が分布 する領域で平行状流路ばかりが形成され、自然な網状流路とならない場合がある。シミュレーシ ョン期間が長くなるほど、不自然な河川網が形成される傾向が大きい。また、標高差の小さい部 分では、現地形からは考えられない方向に河川が移動/合流する結果も生じうる。そのため、地 形・地質モデルの全体的な構造に影響が出ない程度に、河道の掘り下げや分水嶺のかさ上げ、山 地斜面への細かな凹凸の付与を施した。

現在の土岐川や小里川は礫床河川であり、わずかに中州を伴い、その低地での河床勾配(0.01 ~0.001 程度)に基づくと、鈴木(1998)18)の網状流路~蛇行流路に分類される。シミュレーションでは、蛇行幅を拡大し、平坦で広い河床を形成させ、自然な網状流路~蛇行流路とするため、河道にパイル(小丘)を設置し、蛇行量を大きくする工夫を行った(図 2.2-4)。

本解析では、シミュレーションの1ステップを10年とした。ステップ間隔を短くするほどシミ ュレーションが精緻になる一方、計算時間が増大するが、後述する結果の通り、1ステップを10 年としてもモデルの妥当性確認として十分な計算結果が得られる。



図 2.2-4 パイルの設定に伴う河道の移動の概要

③ パラメータの感度解析

気候係数、斜面係数、河川流量係数、河川勾配係数、礫径係数、側刻係数(河川メッシュに隣 接する斜面メッシュを河川として扱う際の係数)、蛇行係数(蛇行時のパイルの高さ)については、 設定値を何ケースかに変動させて最適な値を見いだす感度解析を行った。感度解析の実施は一見、 シミュレーション結果を人為的に実際の地形・地質に一致させる行為のようにも見えるが、構築 した地形・地質モデルが実際と全く異なっているようであれば、そもそもシミュレーション結果 から現地形が復元されることはない。後述する図 2.2-5(b)で示されるように、一部を除くと大局 的には 45 万年前の地形・地質モデルから現地形に近いものが復元されており、構築した地形・地 質モデルが実際のものとは矛盾していないことが示唆されている。それぞれの係数の最適な値は 地域によって変化しうるので、感度解析を行って当該地域における最適な値を見いだす作業は、 地形変化シミュレーションを当該地域の地形変化の将来予測に反映する上でも重要であると言え る。

本解析では、表 2.2-1 のように各係数の変動幅を設定して、計 38 ケースで感度解析を実施した。感度解析の結果得られた各係数の推奨値は表 2.2-2 の通りとなる。各係数は互いに相関性が高いものもあるので、一つの係数を変更すれば他の係数の最適値も変わる可能性があることに注意が必要である。

	パラメータ	基準値	変動幅	
-	気候係数	0.5	0.3~0.7(5段階)	
_	斜面係数	0.027	0.019~0.035(5段階)	—
	河川流量係数	0.0006	0.0002~0.0010(5段階)	_
	河川勾配係数	0.0015	0.0005~0.0025(5段階)	├ 計38ケース
	礫径係数	8	4~9(6段階)	
	側刻係数	0.2	0.001~0.7(6段階)	
	蛇行係数	5	0.1~10(6段階)	

表 2.2-1 各係数の基準値と感度解析の範囲

	推奨値 一		侵食速度		河床	侵食量	河床	気候	拉田体
ハラメーダ		平均	斜面基盤	河川基盤	縦断面	分布	横断面	変化	抹用慪
気候係数	0.4~0.5	_	0	Δ	0	0	0	0	0.5
斜面係数	0.020 ~0.027	0	0	_	_	Δ	_	Δ	0.027
河川流量係数	0.0004 ~0.0006	Δ	Δ	0	0	0	_	_	0.0008
河川勾配係数	0.001 ~0.0015	Δ	Δ	0	Δ	Δ	_	_	0.0015
礫径係数	7~8	0	_	Δ	0	0	0	0	8
側刻係数	0.2~0.3	_	_	_	_	Δ	Δ	Δ	0.2
蛇行係数	7前後	_	_	_	Δ	0	0	Δ	7
					0:5	影響大	△∶影響小	-:ほぼ	影響しない

表 2.2-2 感度解析のまとめ

④ シミュレーション結果と現在の地形または過去の地形モデルとの比較

表 2.2-2 の採用値を用いて 45 万年前の地形・地質モデルから計算したシミュレーション結果 を 14 万年前の古地形及び現地形と比較した。

地形・地質モデルから計算した侵食量と、地形変化シミュレーションによる侵食量とを比較す ると、一部で違いが目立つものの、大局的には概ね一致する(図 2.2-5)。違いが目立つ地点は、 ①河道位置のずれによる侵食量差が認められる土岐川の南側、②シミュレーションでは河道が鞍 部を通過しないことによるずれ、③屏風山断層山頂付近のずれ(侵食量の差分が正・負それぞれ に大きな部分が並行して帯状に分布)、④瀬戸層群が厚い部分での局所的な河川争奪の違い、⑤土 岐盆地が形成されないことによるずれ、⑥土岐・瑞浪盆地境界の狭隘部が形成されないことによ るずれ、となる。このうち①と②は、河道位置のずれによるもので本質的な侵食量の差ではない。 ④も、局所的な河川争奪の違いによるもので本質的な問題とはならない。⑤は、流出口の出口標 高をシミュレーションで制御していることに起因していると考えられ、解析領域境界部やその外 側の地質が大きく影響している可能性がある。⑥は、狭隘部付近の基盤岩の分布のわずかな違い が侵食量に影響を及ぼしていると考えられ(⑤についても土岐・多治見盆地境界の狭隘部に位置 するため、同様のことが言える)、地質モデルのわずかな違いが長期的な地形変化に違いをもたら した一例と言える。③については、復元地形モデルの推定方法に起因すると考えられる。すなわ ち、山地部での復元地形モデルを作成する際には接峰面図で谷を埋積することから、山頂とこれ に接する接峰面標高はほぼ一致していることになり、山頂付近での期間侵食量は0と設定される。 一方、地形変化シミュレーションでは、屏風山断層山頂付近は急勾配であるので、侵食速度が大 きく計算される。その結果、地形・地質モデルからの推定とシミュレーション結果とで侵食量に 大きな乖離が発生したと推定される。また、接峰面の山頂と期間隆起量から調整した段丘面高度 から、この中間域での標高が内挿された結果、山頂の北西側斜面(屏風山断層が分布する側)で は期間侵食量が大きく見積もられたと推定される。

なお、シミュレーションでは河道の移動に乱数を使用しており、同じパラメータセットを使用 しても同じ結果とはならない地域が認められる。図 2.2-6 は、同じパラメータセットで7回シミ ュレーションした侵食量の変動幅(標準偏差)を示す。変動幅の大きな地域は屏風山・猿投山ブ ロック北縁より北側の地域に主として分布し、蛇行〜網状流路により河道の移動が生じやすい範 囲を表す。このような地域では侵食量の将来予測の不確実性が大きい地域と言える。一方、ブロック北縁より南側の山地では河道の移動が生じにくいため侵食量の変動幅が小さく、不確実性の 小さい地域となっている。このような変動幅は将来予測を行う上で不確実性を判断する指標の一 っとなるであろう。

続いて、田力ほか(2011)¹⁹⁾の段丘面高度と計算結果を比較すると、MIS2, 6, 8, 10の河床高 度はそれぞれ L2, M2, M1, H4 面と概ね一致する(図 2.2-7)。また、45 万年前の初期面は H3 面 に類似する。ただし、14 万年前の地形モデルにおける標高は H2 面(MIS6)と比べ、流下距離 20 km 前後(瑞浪市街地付近)で大きくなっている。

段丘の分布をシミュレーション結果と現地形とで比較すると、高位段丘(MIS12, 10)から中 位段丘(MIS8, 6)、低位段丘(MIS2)になるほど段丘面分布範囲は土岐川近傍に移動している傾 向が示される(図 2.2-8)。高位段丘面については、実際には土岐川から離れた山間部に位置する ものが多く、シミュレーションの堆積域とは対応しておらず、山間部に位置する高位段丘面は小 起伏面の遺物である可能性がある。

以上のように、構築した 45 万年前の地形・地質モデルから地形変化シミュレーションを行う と、狭隘部付近や断層山地の山頂付近など、局所的にはわずかな地質の不確実性やモデル構築手 法の制約により、実際の地形とシミュレーション結果とが大きく乖離する場合もあるが、大局的 には、図 2.2-7 の河床縦断形で示される通り、地形変化シミュレーションにより、シミュレーシ ョン開始時期から現在までの地形変化が概ね復元できることが示された。本シミュレーションが 復元古地形の妥当性確認手法の一つとして有効であることが言えるとともに、数万年程度であれ ば将来予測に対しても適用できると考えられる。なお、前述の通り、シミュレーションで設定す る各係数の最適な値は地域によって変化しうるので、感度解析を行って当該地域における最適な 値を見いだす作業を行うことが望ましい。したがって、当該地域の地形・地質に係る基礎データ の充実の程度がシミュレーションの精度に大きく影響することは言うまでもない。



図 2.2-5 復元地形モデルとシミュレーション結果との侵食量の比較 ①~⑥の地点(本文参照)で侵食量の大きな差が認められる。



図 2.2-6 乱数によるシミュレーション結果の変動幅(標準偏差)



図 2.2-7 シミュレーション結果と田力ほか(2011)¹⁹⁾の段丘面高度との比較



図 2.2-8 高位・中位・低位段丘の分布の比較

(2) 統合化フロー(地形・地質モデル)と内在する不確実性の整理

平成 28 年度までに、東濃地域及び幌延地域をそれぞれ山間部と平野部の事例として、百万年 スケールの三次元地形・地質モデル構築を構築した(日本原子力研究開発機構, 2014¹²⁾, 2015²⁰⁾, 2016⁷⁾, 2017¹⁷⁾)。これらの異なる地域におけるモデル構築の作業を踏まえて、地下水流動状態の 長期変動性を評価するにあたっての過去の地形・地質モデル構築の流れを統合化フローとして整 理した。図 2.2-9 に東濃地域と幌延地域を事例とした地形・地質モデル(過去モデル)に関する 統合化データフローを示す。



図 2.2-9 地下水流動状態の長期変動性評価に関する統合化データフロー (地形地質モデル)

統合化データフローは、左から「データ」、「データの解釈・解析」、「概念モデル」「アウトプット」の項目としている。統合化データフローには、山間部と平野部で概ね共通しているものの、 一部で異なる。例えば、幌延地域では、海水準変動や地形変化によって海岸線が百万年の時間スケールで変化し、その幅は数+kmに及ぶ。このような海岸線の変化は地下水流動状態の長期変動性に影響を与える要素の一つであることが明らかになっている(日本原子力研究開発機構, 2016⁷, 2017¹⁷)。海岸線の変化は、気候変動データ(海水準変動幅)と地形発達に関するデータ (海洋酸素同位体ステージ毎の段丘面区分図)(小池・町田編, 2001²¹)をもとに決定することができる。また、周氷河環境(地表環境変遷)は、高緯度に位置する幌延地域において必要な情報であり、東濃地域は該当しない。

広域テクトニクスは、百万年スケールでモデル化する領域を含む広域的な地形・地質変遷を推 定するうえで必要となる。広域テクトニクスは、地形発達に関するデータとネオテクトニクスデ ータをもとに推定される。堆積・削剥、隆起・沈降、断層変位は、過去百万年から現在までのそ れらの変化を推定するものであり、地形発達データやネオテクトニクスデータ、地質・地質構造 データを組み合わせて、堆積環境と年代、堆積層に含まれる礫岩の起源、断層・褶曲活動時期な どを解釈・解析し、それらの時空間分布を推定する。これらのデータ解釈・解析に関わる不確実 性を低減するために後背地解析技術開発の成果が反映される。

百万年スケールにおよぶ過去から現在までの汀線の変化~断層変位に関する個別のデータ解 釈・解析結果は、地形・地質の長期変遷を記した編年表に取りまとめる(日本原子力研究開発機 構、2015²⁰、2016⁷)。編年表を整理することによって、対象地域の地形・地質モデルを構築するう えで考慮すべき地形・地質条件をまとめることができる(日本原子力研究開発機構, 20167))。こ の編年表による地史の理解に基づいて整理した地形・地質条件を考慮して、地形・地質の長期変 遷を示す概念モデルを構築することができる。編年表でまとめられる地史の情報量や精度が、地 形・地質の長期変遷を示す概念モデルの確からしさに影響する。また、編年表による地史の理解 に基づいて、地形・地質モデルを作成する地形・地質発達史のステージとモデル化領域を設定で きる。この際、モデル化領域は、最終的に地下水流動解析に基づく粒子追跡線解析結果を踏まえ て決定される(日本原子力研究開発機構、2017¹⁷⁾)。さらに、設定された地形・地質モデルの各ス テージのモデル構築に必要な隆起・沈降量や断層変位量といった数値パラメータをデータまたは データの解釈・解析結果から設定することで、数値地形モデルと数値地質モデルが作成される。 数値パラメータに内在する数値的なばらつきや解釈における情報の取り扱い方、単純化方法など によって複数のモデルを構築することができると考えられる。なお、数値地形・地質モデルは、 数値地形モデルと数値地質モデルの整合性を確認したうえで統合したものである。また、構築し た数値地形モデルの妥当性確認方法として地形変化シミュレーションが利用できる。

地形・地質モデル構築の一連の作業プロセスに内在する不確実性について整理した結果を表 2.2-3 に示す。

作業項目	作業内容	不確実性	不確実性の発生要因	不確実性区分
①情報の収集・整理	既存文献や調査結果に基づいて、地形(陸 上,海底)及び地質の分布・形状、海岸線位 置の変動範囲(沿岸地域の場合)及びそれら の変化(地史)に関わる情報や着目すべき地 形・地質要素を把握するための地下水流動解 析結果などの情報を収集・整理する。	地形・地質の分布・形状 とその変化に関する情報 の精度や解釈の違い	情報の欠如による理解不足や手法の違い(地 形学的、地質学的、地球物理学的など)によ り異なる結果や解釈が得られる可能性があ る。	データの不確実性
②FEP解析に基づく考 慮すべき事象の抽出	収集・整理した情報に基づいて対象地域にお けるFEP解析を実施し、百万年程度の期間で 考慮すべき事象を抽出する。	抽出したFEPの適切性	収集した情報の不確実性や情報の欠如による 理解不足により、関連するすべての事象が抽 出できない(または、除外されたFEPが適切 でない)可能性がある。	システムの不確実
③編年表/シナリオの 作成	百万年程度の期間を対象に抽出した事象を時 系列で整理(気候・地形・地質・テクトニク スなどを時系列で並べた編年表を作成)する とともに、分野間で整合の取れた長期変遷シ ナリオを作成する。	地形・地質事象に関する 天然のプロセスの理解	編年表に整理する各事象の発生時期や事象間 の関連性(シナリオ)には、収集した情報の 不確実性や情報の欠如による理解不足による 影響が含まれており、複数のシナリオが想定 できる可能性がある。	性 /概念の不確実性
④モデル化領域の設定	概括的な地形・地質分布に基づいて、評価対 象となる領域を通過する地下水流動系を包含 しつつ、地下水の分水界となる尾根や河川な どを境界とした領域を設定する。	モデル化領域設定の違い	百万年程度の期間では、海水準変動や地殻変 動に伴う地形・地質分布の変化によって、地 下水の分水界となる尾根や河川などが変化 し、評価対象領域を通過する地下水流動系に 影響を及ぼす可能性がある。	概念の不確実性
⑤概念モデルの構築	抽出した事象とシナリオに基づいて、考慮す べき事象とその変遷に関して概念的に記述し たモデルを作成する。	地形・地質事象に関する 天然のプロセスの理解	各事象に対して収集した情報や編年表・シナ リオの不確実性(例えば、事象の時空間分布 の解釈の違いなど)により、複数の概念モデ ルが構築できる可能性がある。	概念の不確実性
⑥数値モデルの構築	概念モデルで表示した各事象に関して、収集 した情報に基づき、百万年程度の期間の数値 モデルを作成する。	数値モデルの構築方法	数値的なばらつきや異なる解釈がある情報の 取り扱い方や単純化の方法、地形・地質の分 布・形状の復元プロセスの違いなどによっ て、複数の数値モデルが構築できる可能性が ある。	概念の不確実性/ データの不確実性

表 2.2-3 地形・地質モデルにおける不確実性の整理(日本原子力研究開発機構, 2017¹⁷⁾)

2.2.4 まとめ

山間部の事例として東濃地域を対象に構築した 45 万年万年前の復元古地形を用いて、復元した古地形の妥当性を確認する手法として、河川の土砂運搬・堆積過程を模擬して地形の大局的な変化を再現する地形変化シミュレーションによる解析を実施し、その適用性確認を行った。その結果、構築した 45 万年前の地形・地質モデルから地形変化シミュレーションを行うと、局所的にはわずかな地質の不確実性やモデル構築手法の制約により、実際の地形とシミュレーション結果とが大きく乖離する場合もあるが、大局的には、シミュレーション開始時期から現在までの地形変化が概ね復元できることが示された。本シミュレーションが復元古地形の妥当性確認手法の一つとして有効であることが言えるとともに、数万年程度であれば将来予測に対しても適用できると考えられる。

また、これまでに東濃地域と幌延地域をそれぞれ山間部と平野部の事例として構築した地形・ 地質モデルを通じて、地下水流動状態の長期変動性を評価するための地形・地質モデル構築の考 え方や流れを整理するとともに、内在する不確実性とその特徴について整理した。

その結果、地形・地質モデルの構築の考え方や流れを統合化データフローの形式として整理す ることで、地形・地質モデルの構築において必要となるデータの種類やそれらを組み合わせた解 釈・解析及び概念モデルとアウトプット(数値モデル)作成までの流れを提示するとともに、一 連の作業プロセスに内在する不確実性と関連付けて明示した。これらの一連の作業プロセスを通 じて明らかになった課題として、(1)地形・地質モデルの構築過程において内在する不確実性が 地形・地質モデルに与える影響や、そうした不確実性の幅を分析・評価すること、(2)地形・地質 モデル構築に係る情報や作業プロセス、そこに含まれるノウハウを含めた一連の流れを明確化し、 百万年以上の時間スケールの地形・地質モデル構築に関する汎用性のある方法論を整備すること が挙げられる。

引用文献

- 1) OECD/NEA, Features, Events and Processes (FEPs) for Geologic Disposal of Radioactive Waste An International Database, OECD, 2000, 88p.
- 2) 野上道男, 未来の地形と地形学の未来, 日本列島の地形, 東京大学出版会, 2010, pp.180-186.
- 3) 野上道男, 地理発達シミュレーションの枠組みと実行例, 地学雑誌, vol.120, 2011, pp.486-501.
- 谷川晋一,三箇智二,安江健一,河川の土砂運搬作用を考慮した河床縦断面形のシミュレーション,地形,vol.37,2016, pp.189-207.
- 5) Wilson, J. P. and Lorang M. S., Chapter 6, Spatial models of soil erosion and GIS. in Fotheringham, F. and Wegener, M. (ed.) Spatial Models and GIS: New Potential and New Models, CRC press, London, 2000, pp.83-86.
- 6) 産業技術総合研究所,日本原子力研究開発機構,原子力環境整備促進・資金管理センター,電力中央研究所,平成 28 年度 地層処分技術調査等事業 沿岸部処分システム高度化開発 報告書,2016,368p.
- 7) 日本原子力研究開発機構, 平成 27 年度 地層処分技術調査等事業 地質環境長期安定性評価 確証技術開発 報告書, 2016, 265p.
- 安江健一,浅森浩一,谷川晋一,山田国見,山崎誠子,國分(齋藤)陽子,丹羽正和,道家涼介, 草野友宏,花室孝広,石丸恒存,梅田浩司,地質環境の長期安定性に関する研究,年度報告書

(平成 22 年度), JAEA-Research 2011-023, 2011, 113p.

- 毎田浩司,谷川晋一,安江健一,地殻変動の一様継続性と将来予測一地層処分の安全評価の 視点から一,地学雑誌,vol.122,2013,pp.385-397.
- 10) 尾上博則, 笹尾英嗣, 三枝博光, 小坂 寛, 過去から現在までの長期的な地形変化が地下水流 動特性に与える影響の解析的評価の試み, 日本原子力学会和文論文誌, vol.8, 2009, pp.40-53.
- 草野友宏,浅森浩一,黒澤英樹,國分(齋藤)陽子,谷川晋一,根木健之,花室孝広,安江健一, 山崎誠子,山田国見,石丸恒存,梅田浩司,「地質環境の長期安定性に関する研究」第1期中 期計画期間(平成17年度~平成21年度)報告書(H22レポート),JAEA-Research 2010-044, 2011,153p.
- 12) 日本原子力研究開発機構, 平成 25 年度 地層処分技術調査等事業 地質環境長期安定性評価 確証技術開発 報告書, 2014, 198p.
- 13) 菊地宏吉編, 地質工学概論, 土木工学社, 1990, 276p.
- 14) 佐藤稔紀, 青木俊朗, 中間茂雄, 瑞浪層群の物理・力学特性に関するデータ集, JNC-TN7450 2003-002, 2004, 19p.
- 15) 平野 享, 中間茂雄, 山田淳夫, 瀬野康弘, 佐藤稔紀, 超深地層研究所計画(岩盤力学に関する 調査研究); MIZ-1 号孔における岩盤力学調査, JAEA-Research 2009-031, 2009, 58p.
- 16) 桑原 徹, 木曽川中流域の第四系 -瀬戸内区の内陸盆地の発達過程, 恵那盆地を例にとって-, 第四紀, vol.19, 1973, pp.28-39.
- 17) 日本原子力研究開発機構, 平成 28 年度 地層処分技術調査等事業 地質環境長期安定性評価 確証技術開発 報告書, 2017, 230p.
- 18) 鈴木隆介編, 建設技術者のための地形図読図入門 第2巻 低地, 古今書院, 1998, 554p.
- 19) 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, 土岐川 (庄内川) 流 域の河成段丘と更新世中期以降の地形発達, 地理学評論, vol.84, 2011, pp.118-130.
- 20) 日本原子力研究開発機構, 平成 26 年度 地層処分技術調査等事業 地質環境長期安定性評価 確証技術開発報告書, 経済産業省資源エネルギー庁, 2015, 229p.
- 21) 小池一之, 町田 洋編, 日本の海成段丘アトラス, 東京大学出版会, 2001, 122p.

2.3 水理モデル

2.3.1 背景と目的

地層処分における地質環境の安定性を評価するうえで、自然現象に伴う地質環境特性の長期変 化を考慮することが重要であり、この地質環境特性の一つである地下水の流動方向や流速といっ た地下水流動特性の時間変化を評価するうえでは、水理モデルの構築が必要となる。水理モデル は、地形分布や水理地質構造の水理特性を反映した地下水の水圧分布や流速分布などの地下深部 の地下水流動特性を数値化したものである。水理モデル構築に際しては、地下水流動特性に与え る影響因子を抽出するとともに、それらを考慮した水理地質構造モデルの構築や地下水流動解析 の実施が重要である。さらには、地下水流動解析を行う際の解析領域や時間断面も、影響因子や その関連性を考慮して設定する必要がある。このような影響因子や、影響因子間の関連性を明確 に示したものとして FEP (OECD/NEA, 2000¹⁾) がある。

本事業では、東濃地域と幌延地域をそれぞれ山間部と平野部の事例として、既存情報から水理 データを収集・整理し、2.2 で作成した地形・地質モデルをベースとして水理地質構造モデルを 構築するとともに、水理地質構造モデルを用いた地下水流動解析を試行しつつ、過去から現在ま での地下水流動特性(水理ポテンシャルや流動系など)の変化を明らかにするための方法論を構 築する。

以上を踏まえ、平成 25 年度は、東濃地域と幌延地域を事例として、地下水流動特性の長期変 遷を評価するうえで重要な FEP の抽出や、FEP 間の関連性を整理した。平成 26 年度は、東濃地 域を事例として、地下水流動特性の長期的な時間変化を把握するための地下水流動解析結果に対 し、各 FEP が与える影響の程度の違いを整理した。さらに、これまで幌延地域で開発・適用し てきた解析手法(Sequential Modeling System of geological evolution impact on groundwater flow:以下、「SMS」という;今井ほか,2009²)の東濃地域での適用性を確認した。一方、幌延 地域では、SMS を用いて地下深部の高い間隙水圧の再現性について解析的な検討を実施した。平 成 27 年度は、東濃地域と幌延地域を事例として地形・地質モデルに基づく長期変遷を考慮した 水理モデルを用いて感度解析を実施し、定量的な指標を用いて地下水流動状態の長期的な変動性 の空間分布の評価や水理モデルに与える重要因子の抽出を行った。平成 28 年度は、東濃地域と 幌延地域を事例として水理モデル構築と解析条件設定の作業フローを提示した。さらに、作業フ ローの各作業項目に内在する不確実性の抽出を行うとともに、不確実性が地下水流動状態の長期 変動性に及ぼす影響を定量的に分析した。

平成 29 年度は、これまでの東濃地域と幌延地域を事例とした統合数値モデルの構築を通じて 重要因子であると確認された地形変化と気候・海水準変動に着目し、それらが地下水流動状態に 及ぼす長期変動性を評価するにあたっての水理モデル構築の考え方や流れ、それらに内在する不 確実性の定量化手法について検討した。

2.3.2 アプローチ

地形変化と気候・海水準変動による地下水流動状態の長期変動性評価を行うための水理モデル 構築の考え方や流れを統合化データフローの形式で取りまとめた。さらに、本事業を通じて構築 した評価手法(日本原子力研究開発機構, 2016³⁾, 2017⁴⁾)を用いた地下水流動状態の長期変動性 評価の手順や、地質環境の各モデルを構築する際に抽出された不確実性の反映方法を整理した。

2.3.3 実施結果

(1) 統合化データフローの提示

図 2.3-1 に、地下水流動状態の長期変動性評価を行うにあたっての水理モデルに関する統合化 データフローを示す。山間部及び平野部ともに同様の統合化データフローを適用することで、地 下水流動状態の長期変動性評価が可能である。

水理モデルの構築に必要なデータには、地質環境の各モデルで解釈されたものが多く含まれて いる。地形・地質モデルに関しては、現在及び過去の地形や地質の三次元分布を数値化したデー タが必要である。地表環境モデルに関しては、現在の地形・水文環境などに基づき推定された過 去から現在にかけての地表環境の変遷についての情報が必要である。地球化学モデルに関しては、 現在の水質・同位体・鉱物などのデータに基づき推定された過去から現在にかけての地球化学環 境の変遷についての情報が必要である。このうち、現在の地質モデルと地質の水理特性データに 基づき、水理地質構造モデルで考慮すべき水理地質構造の区分と水理特性が解釈される。さらに、 その解釈結果に地形・地質モデル、地下水圧データ、現在の地表環境の情報を統合することで、 評価領域における現在の地下水流動概念モデルと水理地質構造モデルが構築される。また、過去 の地下水流動概念モデル及び水理地質構造モデルは、過去の地形・地質モデルと水理地質構造区 分ごとの水理特性、過去の地表環境の変遷に基づき構築される。例えば、地形変化については評 価対象領域周辺の特徴的な時間断面における地形分布を上部境界面とした複数の水理地質構造モ デルが構築される。また、涵養量の変化及び海水準変動については、定量的に推定された温暖期 や寒冷期における涵養量や海水準の数値を境界条件とした複数の水理地質構造モデルが構築され る。現在及び過去の地下水流動概念モデルや水理地質構造モデル構築の基本的な考え方は、「次世 代型サイト特性調査情報統合システム」(日本原子力研究開発機構,20135))に整理されている。

地下水流動解析は、現在及び過去を対象として構築された複数の水理地質構造モデルを用いて 定常解析が実施され、地形分布や涵養量、海水準などが異なる条件下における複数の地下水圧分 布が解析的に推定される。さらに、粒子追跡線解析では、任意の指定点から流出点までの地下水 移行経路沿いの地下水流動状態が定量的に算出される。地下水流動解析で推定された複数の地下 水圧分布の条件下での粒子追跡線解析結果を統計的に処理することで、地下水流動状態の変動性 評価を実施する。統計処理では、地形変化などに伴い地下水流動状態が受ける影響度を変動係数、 地下水流動状態の変化の大小を標準偏差で整理する。なお、変動係数は標準偏差を算術平均で規 格化したものであり、統計解析の母集団の数値の大小の影響を排除した影響度の評価指標である。 地下水流動状態の変動性評価の一例として、図 2.3-2 に東濃地域を事例とした地下水の移行時間 の累積確率分布を示す。同図は、各時間スケールで想定される地形変化と涵養量の変化の複合的 な影響による地下水の移行時間の変動性についての評価事例であるが、時間スケールが長くなる に伴ってその変動性が大きくなることが確認できる。また、粒子追跡線解析で設定した各指定点 の位置情報を用いて三次元分布図を作成することで、長期的な変動性を受けやすい、もしくは受 けにくい場所の空間的な評価が可能となる(図 2.3-3)。統計処理結果から推定された地下水流動 状態の長期変動性については、地球化学モデルで推定された地球化学環境の変遷情報と比較する ことで、その信頼性を確認する。さらに、地形変化と涵養量の変化といった個別の影響因子に着 目して統計処理を行うことで、地下水流動状態により大きな変動性を与える重要因子を推定する ことができる。図 2.3-4 に示した東濃地域(山間部)の事例からは、涵養量の変化と比べて地形 変化による変動係数の方が全体的に大きいため、涵養量の変化の影響は局所的なものであり、地 形変化による影響が支配的であることが推察できる。







図 2.3-2 時間スケールに着目した統計解析結果(東濃地域、地下水の移行時間) (日本原子力研究開発機構, 2017⁴⁾)



図 2.3-3 地下水の移行時間の変動係数及び標準偏差分布(東濃地域、地下水の移行時間) (日本原子力研究開発機構, 2017⁴⁾)



図 2.3-4 個別の影響因子に着目した統計解析結果(東濃地域、地下水の移行時間) (日本原子力研究開発機構,2017⁴⁾)

(2) 地下水流動状態の長期変動性評価の作業フローの提示

図 2.3-5 に、地下水流動状態の長期変動性評価の実施手順を作業フローとして示す。同図は、 図 2.3-1 に示した統合化データフローの概念モデルからアウトプットに至る各作業を具体的に整 理したものであり、山間部及び平野部ともに同様の作業フローを適用することが可能である。

設定した評価領域における地下水流動状態の長期変動性を適切に評価するためには、水理地質 構造モデルを構築するモデル化領域の設定が重要となる。モデル化領域は、評価領域を通過する 地下水流動系を十分包含する範囲に設定し、モデル化領域境界が地下水流動状態の推定結果に影 響を及ぼさないようにする必要がある。地下水の涵養域から流出域までの地下水流動系の推定に あたっては、稲葉・三枝(2005)のに示された後背地地形を考慮した地下水流動解析が有効である。 まず現在を対象として、評価領域周辺の地形解析とそれを考慮した地下水流動概念モデルに基づ き、評価領域を通過する地下水流動系に影響を及ぼす可能性のある後背地地形(山地)を含むモ デル化領域を抽出する。次に、抽出したモデル化領域を対象として水理地質構造モデルを構築し、 地下水流動解析と粒子追跡線解析を実施する。それらの解析結果に基づき推定した評価領域を通 過する地下水流動系がモデル化領域境界の影響を受けていると考えられる場合は、より広範囲 の山地を包含するモデル化領域を再設定し、モデル構築と解析を実施する。過去に対しても上記 と同様の作業を繰り返し実施することで、地下水流動状態の長期変動性評価に適切なモデル化領 域を設定することができる。

一方で、地質環境の各モデルでの解釈や概念化などの作業プロセスには不確実性が内在してお り、それらの不確実性によって複数の水理地質構造モデルが構築されることとなる。一例として、 水理モデルの作業フローから抽出した不確実性を表 2.3・1 に示す。水理モデルに関する不確実性 としては、"概念の不確実性"と"データの不確実性"の二つに大別され、モデル化領域設定の違 いに関する不確実性、境界条件の設定値やばらつきに関する不確実性などが存在する。表 2.3・2 には、地下水流動状態の長期変動性評価に内在する不確実性を、地質環境の各モデルにおける作 業プロセスごとに整理した。それぞれの不確実性に基づき、モデル化領域の範囲、地質分布やそ の水理特性、涵養量や海水準の設定が異なる複数の水理地質構造モデルを構築し解析を実施する ことで、不確実性が地下水流動特性に及ぼす影響の分析が可能となり、評価対象領域における地 下水流動状態の長期変動性を評価するにあたっての重要な不確実性の抽出や定量的な影響の程度 が確認できる。図 2.3・6 に示した東濃地域(山間部)の事例からは、古地形復元の概念やプロセ スの違いに起因した地形の発達履歴の解釈や使用データ/復元手順の影響が大きいことが確認で き、評価対象領域を通過する地下水の涵養域及び流出域となる主要な山地や谷などの形成や位置 といった大局的な地形分布を復元させることの重要性が明らかとなっている。



図 2.3-5 地下水流動状態の長期変動性評価の作業フロー

表 2.	3-1	水理モデルにおけ	る不確実性の整理	(日本原子力研究開発機構.	20174))
------	-----	----------	----------	---------------	---------

作業項目		作業概要	不確実性	不確実性の発生要因	不確実性 の区分
モデル化領域 の設定		概括的な地形・地質構造分布に基づいて、評価 対象領域を通過する地下水流動系を包含しつ つ、地下水の分水界となる尾根や河川などを境 界としたモデル化領域を設定する。	モデル化領域 設定の違い	海水準変動や地殻変動に伴う地形・地質構造分 布の変化によって地下水の分水界が変化するな ど、評価対象領域を通過する地下水流動系に影 響を及ぼす可能性がある。	概念の 不確実性
水理地質構造区分 の抽出		水理モデルに考慮される水理地質構造は、透水 性などの物性値の違いに基づき区分設定する。	水理地質構造 区分設定の違い	水理地質構造の物性値に関する情報が不足して おり、評価対象領域内における地下水流動特性 を評価するための適切な区分設定ができない可 能性がある。	データの 不確実性
モデル化手法 の選定		モデル化領域における水理地質構造を単純化し つつ、それらの特性を数値モデルとして表現可 能なモデル化手法を選定する。	モデル化領域内の水理地質構造に関する モデル化手法 不足や知識の欠如によって、それらの有 の違い 性を適切に数値モデルとして表現できな 性がある。		概念/ データの 不確実性
モデル化領域 の離散化		水理モデルに考慮した地形及び区分設定した水 理地質構造の三次元分布の再現性に留意して、 数値計算のための要素分割の大きさを設定す る。	離散化手法 の違い	地形及び水理地質構造の三次元分布の再現性が 不十分な要素分割の大きさであり、評価対象領 域内の地下水流動特性を適切に評価できない可 能性がある。	概念の 不確実性
水理地質構造ごとの 水理特性の設定		モデル化手法に応じて、水理地質構造の特性を 数値モデルに反映するための水理特性を設定す る。	水理特性の 設定値やばらつき	水理地質構造の物性値に関する情報が不足して おり、評価対象領域内における地下水流動特性 を評価するための適切な水理特性の設定ができ ない可能性がある。	データの 不確実性
境界条件 の設定	側方・下部 境界条件	設定したモデル化領域の境界周辺における地形 条件や水理地質構造分布と整合した境界条件を 設定する。	モデル化領域 設定の違い	海水準変動や地殻変動に伴う地形・地質構造分 布が変化することで、モデル化領域境界に適切 な境界条件を設定できない可能性がある。	概念の 不確実性
	上部 境界条件	モデル化手法及びモデル化領域に応じて、地表 面の境界条件となる降水量や涵養量を設定す る。	境界条件の設定値や ばらつき	海水準変動や気温・降水量の変化といった長期 的な地表環境の変化に関する情報が不足してお り、地表面に適切な境界条件を設定できない可 能性がある。	データの 不確実性

不確実性	作業プロセス				
の区分	データ	データの解釈	概念モデル	数値モデル	
システムの不確実性			○抽出したFEPの適切性		
概念の 不確実性			 ○地形・地質事象に関する天然のプロセスの理解 ○モデル化領域設定の 違い 	○数値モデルの構築方法 ○モデル化手法の違い ○離散化手法の違い	
データの 不確実性	 ○地形・地質の分布・形 状とその変化に関する情 報の精度の違い ○水理特性の設定値やば らつき ○境界条件の設定値やば らつき 	○地形・地質の分布・形 状とその変化に関する情報の解釈の違い ○水理地質構造区分設定 の違い ○境界条件の設定値やばらつき		○数値モデルの構築方法 ○モデル化手法の違い	

表 2.3-2 地下水流動状態の長期変動性評価に内在する不確実性

■:全モデル共通,■:地形・地質モデル,■:地表環境モデル,■:水理モデル



図 2.3-6 地形変化に関する不確実性を考慮した統計解析結果(東濃地域、地下水の移行時間) (日本原子力研究開発機構, 2017⁴⁾)

2.3.4 まとめ

東濃地域と幌延地域をそれぞれ山間部と平野部の事例としたこれまでの検討結果に基づき、地 形変化と気候・海水準変動による地下水流動状態の長期変動性評価を行うための水理モデル構築 に関する統合化データフローを提示した。また、平成 27 年度に構築した評価手法を用いた地下 水流動状態の長期変動性の評価の手順を作業フローとして提示した。

その結果、水理モデル構築の考え方や流れを統合化データフローの形式で整理することで、水 理モデルを構築するために必要なデータの種類やモデル化及び解析に至る一連の考え方、地質環 境の各モデルで得られた情報との関連性や統合の流れを明示することができた。また、地下水流 動状態の長期変動性評価の作業フローでは、統合化データフローの概念モデルからアウトプット に至る各作業とそれらの流れ、抽出した不確実性の反映方法を整理した。

本事業を通じて、地形変化と気候・海水準変動に着目した過去から現在にかけての地下水流動 状態の長期変動性評価の考え方や一連のアプローチといった技術基盤を整備することができた。 構築した評価手法は、山間部及び平野部ともに適用可能であり、地形変化や気候・海水準変動が 地下水流動状態に及ぼす影響を定量的かつ空間的に評価することができる。

今後は、東濃地域と幌延地域以外の場所を対象として地下水流動状態の長期変動性の評価を行 うことで、様々な条件下における評価手法の適用性の確認や課題を抽出し、幅広い地域で適用で きるように高度化を図る必要がある。

引用文献

- 1) Organisation for Economic Co-operation and Development/Nuclear Energy Agency, Features, Events and Processes (FEPs) for Geologic Disposal of Radioactive Waste: An International Database, OECD, 2000, 88p.
- 今井 久,山下 亮,塩崎 功,浦野和彦,笠 博義,丸山能生,新里忠史,前川恵輔,地下水流 動に対する地質環境の長期的変遷の影響に関する研究, JAEA-Research 2009-001, 2009, 116p.
- 3) 日本原子力研究開発機構, 平成 27 年度地層処分技術調査等事業地質環境長期安定性評価確 証技術開発報告書, 経済産業省資源エネルギー庁, 2016, 265p.
- 4) 日本原子力研究開発機構, 平成 28 年度地層処分技術調査等事業地質環境長期安定性評価確 証技術開発報告書, 経済産業省資源エネルギー庁, 2017, 230p.
- 5) 日本原子力研究開発機構, 平成 24 年度 地層処分技術調査等事業 地層処分共通技術調査 地 質環境総合評価技術高度化開発 6 カ年とりまとめ報告書, 2013, 166p. http://www.enecho.meti.go.jp/category/electricity_and_gas/nuclear/rw/library/2012/24-3-12.pdf (2017.1.19)
- 6) 稲葉 薫, 三枝博光, 深部地下水流動系を抽出するための後背地地形の影響を考慮した広域 地下水流動解析, 地下水学会誌, vol.47, 2005, pp.81-95.

2.4 地球化学モデル

2.4.1 背景と目的

地層処分の安全評価の観点から、地下水の地球化学特性のうち、地層処分の安全性に影響を与 える塩分濃度、pH、酸化還元状態などについて、長期的な変動幅を踏まえて解析を行う必要があ る。このため、これまで本事業では、(1)地下深部の地球化学特性に関わる主要な FEP を抽出し、 地質や地質構造の形成、水理地質特性に関わる FEP と地球化学特性に関わる FEP の相互関連に ついて時間軸に沿って整理を実施し、(2)地下水流動解析により得られた長期的な地下水流動の 変遷(長期的な流動域や相対的滞留域の変化など)と、地下水の水質や年代など地球化学特性を 比較し、地球化学特性の長期変化を考察するための領域を区分し、(3)山間部に該当する東濃地 域を事例として、水-鉱物反応に関わる熱力学的解析及び地下水流動に関わる移流分散解析を用 いて、地球化学特性(主に水質と pH)の長期的変動性について解析を行ってきた。一方で、平 野部における地下水の地球化学特性の長期的な変動性については未検討である。

平成 29 年度は、平野部に位置する幌延深地層研究センターの地下施設周辺領域の地下水を対象として、地下施設の掘削による地下水の pH に対する影響について、水圧低下に伴う脱ガスの影響の観点から考察を行った。さらに、最も溶存ガス量が多いと推測される地層の最大埋没時における地下水の pH について、溶存ガスの影響の観点から考察を行い、長期的な地質環境の変遷に伴う地下水の pH の変動幅について考察を行った。また、平野部の事例として幌延地域を対象とした移流分散解析を実施し、地球化学的条件の長期的な変動性について検討した。

2.4.2 アプローチ

(1) 地下水の pH に着目した地球化学特性の長期変遷の推測

地下水の水質、pH 及び酸化還元状態は、一般的に地球化学特性の異なる複数の地下水の混合 や岩盤中の鉱物との水ー鉱物反応により形成される。幌延地域に分布する稚内層や声問層、勇知 層は、海成の堆積層であり、このような場所における pH の長期的な変動要因としては、天水の 浸透に伴う粘土鉱物との陽イオン交換反応(石井ほか,2007¹⁾)や、続成作用に伴う水-鉱物・有 機物-ガス反応(岩月ほか,20092))などが考えられる。前者については、粘土鉱物の層間のNa+ イオンと地下水中のH+イオンとの交換反応が、pH の主な変化要因として考えられる(Appelo, 1994³⁾;石井ほか,2007¹⁾)。後者については、CO2の挙動が、pHに影響を与える主な要因である と考えられる。例えば、微生物活動による有機物の分解反応による CO2の生成や、CH4の酸化反 応による CO₂の生成、CO₂の還元反応による CO₂の消費などが考えられ、また、これらに伴い、 炭酸塩鉱物の沈殿・溶解反応が緩衝機能として働くことが考えられる。上記の他に、短期的~長 期的な pH の変動要因として、地下水の圧力が低下した際に、溶存 CO2 が脱ガスし、系から失わ れるプロセスが考えられる。これまでの研究では、これらの複数のプロセスのバランスにより、 地下水の pH が中性付近に維持されてきたと推測されている(岩月ほか,2009²)。しかしながら、 個々のプロセスの影響の定量的な評価は難しく、今後の課題とされている(日本原子力研究開発 機構, 2014⁴⁾)。そこで本研究では、溶存 CO2に着目し、脱ガスによる pH への影響の定量的な 評価を試みる。はじめに、短期的な影響として、地下施設の建設による圧力の低下に伴う脱ガス の影響について解析及び考察を行い、続いて、長期的な影響として、溶存 CO2 量が最も多かった と考えられる地層の最大埋没時における pH の推定を行うことで、pH の長期的な変動幅につい て、溶存ガスという観点から考察を行った。また、より安全側の考察として、溶存 CO₂濃度を任 意に高く設定した場合における pH への影響についても考察を行う。このためには、複数の溶存 ガス種が共存する場合における各ガス種の脱ガス挙動を正確に評価する必要があるため、そのた めの評価式の導出をはじめに行った。

1) 地下施設の掘削影響を補正した初期の地下水の pH の推定

幌延の地下水中には、主要な溶存ガスとして、CO₂と CH₄が溶存しており、本研究では、この 2 種類のガスを扱う。複数のガス種が共存する場合の各ガス種の挙動は、数式を用いることなく 容易に理解できるものではない。そのため、はじめに、複数の溶存ガスの脱ガスに伴う挙動の評 価式の導出を説明する。次に、導出した評価式を用いて、地下施設の掘削前における静水圧の地 下水中の溶存 CO₂及び CH₄濃度を求める。そして、求めた溶存ガス量における地下水中の H+濃 度(pH)を、地球化学モデリングソフトを用いた計算により求める。

2) 地層の最大埋没時から地下施設掘削後の現在に至る地下水の pH の変動幅の推定

ここでは、地層の最大埋没時として、深度 1,000 m における地下水中の溶存ガス量を推定し、 その溶存ガス量に応じた地下水中の pH を推定する。静水圧の地下水は、溶存ガスで飽和してい ると仮定し、項目 1)と同様の手法により、脱ガスの影響を推定することで、pH の長期的な変動 幅について考察を行う。最後に、溶存 CO2 濃度を任意に高く設定した場合について考察を行う。

(2) 移流分散解析による地球化学特性の長期変遷の推測

平成 28 年度は、東濃地域(山間部)を対象とした SMS(<u>S</u>equential <u>M</u>odeling <u>S</u>ystem of geological evolution impact on groundwater flow:以下、「SMS」という)による移流分散解 析を実施し、¹⁴C 濃度に基づき推定した地下水年代が水理モデルの妥当性確認及び更新に有効で あることが確認できた(日本原子力研究開発機構, 2017⁵⁰)。また、塩化物イオン濃度に着目して、 現在の濃度分布を再現するための水理学的条件並びに地球化学的条件やその長期的な変動性を定 量的に示すとともに、一連のアプローチをフローとして提示した(図 2.4-1)。

そこで、本検討では上記のアプローチに基づき、幌延地域(平野部)を対象とした SMS によ る移流分散解析を実施し、過去の塩分濃度条件やその長期的な変動プロセスの推定を行った。



図 2.4-1 塩分濃度の長期的な変動性を推定するためのアプローチ (日本原子力研究開発機構,2017⁵⁾)

2.4.3 実施結果

(1) 地下水の pH に着目した地球化学特性の長期変遷の推測

1) 地下施設の掘削影響を補正した初期の地下水の pH の推定

① はじめに

水溶液中の二酸化炭素の挙動は、水溶液の pH に影響を与える。二酸化炭素ガス (CO₂(g)) は、 水中では水和状態 (CO₂(aq))、炭酸 (H₂CO₃(aq))、重炭酸イオン (HCO₃(aq))、炭酸イオン (CO₃²(aq)) として存在し、これらをまとめて全炭酸と呼ぶ。全炭酸は、水中では次の平衡反応 に従い、各化学種の存在割合は、水溶液の pH と密接に関連している (図 2.4-2)。

$$CO_{2}(g) = CO_{2}(aq)$$
(2.4-1)

$$CO_{2}(aq) + H_{2}O(l) = H_{2}CO_{3}(aq)$$
(2.4-2)

$$H_{2}CO_{3}(aq) = H^{+}(aq) + HCO_{3}^{-}(aq)$$
(2.4-3)

$$HCO_{3}^{-}(aq) = H^{+}(aq) + CO_{3}^{2-}(aq)$$
(2.4-4)

式(2.4-2)の正反応は遅く、平衡は著しく左に偏っており、通常は、CO₂(aq)とHCO₃(aq)、CO₃²⁻(aq) とを合わせて、溶存全炭酸と呼ぶ。



図 2.4-2 水中の炭酸化学種の pH に対する存在割合

このように、水溶液中の溶存炭酸種の存在割合は、地下水中の pH と関連していることが分か る。地下施設の建設では、地下水の排水により地下施設周辺の水圧が低下する。これに伴い、全 ガス圧が地下水圧を超えた場合、地下水中から溶存ガスの脱ガスによる気泡が生じる。この時、 二酸化炭素については、式(2.4-1) で表される反応が左向きに進む。このことにより、溶存炭酸種 の存在割合が変化し、地下水の pH はその影響を受けることになると考えられる。幌延地域の地 下深部の地下水は、メタンと二酸化炭素などの溶存ガスで飽和しているため(Miyakawa et al., 2017⁶⁾、地下施設の建設後に得られた地下水の水質データは、掘削の影響(脱ガスの影響)を受 けていると考えられる。この二酸化炭素の脱ガスによる pH への影響については、地表からのボ ーリング調査についても同様である。Sasamoto et al. (2011)⁷は、この点に着目し、地上からの ボーリング調査時に得られた水質データについて、二酸化炭素の脱ガスの影響を考察している。 例えば、HDB3 孔の深度 160.5–200.5 m から揚水された試料に対して、脱ガスにより地下水中か ら失われた約 6 mmol L¹の CO₂(aq)を戻すことにより、脱ガスの影響を受けた pH 値である約 6.6 から脱ガス前の pH 値として約 6.4 を得ている。地上からのボーリング調査における採水時には、 脱ガス量の計測及び脱ガスしたガス組成の分析についても実施されていたため、採水時に失った 二酸化炭素の量を見積もることが可能であった。しかしながら、地下施設の掘削により地下水か ら脱ガスした全ガス量及びそれらの組成については、直接に計測・分析することはできない。そ のため、本研究では、地下施設の掘削前の地下水圧を静水圧と仮定することにより、脱ガスの影 響を受ける前の地下水中の溶存二酸化炭素 (CO₂(aq)) 濃度を推定し、その時の地下水の pH を 求める。

② 幌延地域(平野部の事例)の地質環境

幌延地域は、新第三系から第四系の堆積層に覆われた地域であり(図 2.4-3)、地下施設近傍は、 稚内層(主にオパール CT よりなる珪質泥岩)、声問層(主にオパール A よりなる珪藻質泥岩)、 勇知層(細粒砂岩)、更別層(礫・砂・シルト・泥・亜炭の互層)及び更新世末~完新世の堆積物 により覆われている(図 2.4-3)。稚内層及び声問層は、新第三紀~第四紀にかけて埋没し、最大 埋没時には、両層間の地層境界が深度約 1,000 m であった。その後、地層の隆起が約百万年前か ら始まり、地表部の削剥と合わせて、上載圧の除去に伴う地下水圧の低下が進行した。声問層は、 主に低温環境(50 ℃以下)における有機物の微生物分解などの続成作用(ダイアジェネシス) を被っている。稚内層はダイアジェネシスを経て、比較的高温(50 ℃以上)における有機物の 熱分解などの続成作用(カタジェネシス)を被っている。幌延地域の地下深部の地下水は、メタ ンと二酸化炭素などの溶存ガスで飽和している(Miyakawa et al., 2017⁶)。メタンは、微生物活 動により二酸化炭素が還元されることにより生成されており、二酸化炭素は、岩盤中に含まれる 有機物の微生物分解や熱分解により地下水中に供給されている(Miyakawa et al., 2017⁶)。



図 2.4-3 幌延地域の表層地質図

(a) 位置図、(b) 表層地質図及び地下施設(Horonobe URL)と地上からのボーリング孔(HDB, SAB, PB-V01)の位置図、(c) A-A'線における地層の断面図(Miyakawa et al., 2017⁶))を示す。

3 式の導出

複数の溶存ガス種により飽和している地下水が圧力の低下により脱ガスした場合における、ある溶存ガス種の脱ガス前の分圧 (P_i^2) は、脱ガス後の分圧 (P_i^1) を用いて次式で表すことができる (Tamamura et al., 2017⁸)。

$$P_i^2 = P_i^1 + \left(P_{critical}^2 - P_{total}^1\right) \left(\frac{\frac{P_i^1}{k_i^{1,cp}}}{\sum_i \left(\frac{P_i^1}{k_i^{1,cp}}\right)}\right) \qquad (2.4-5)$$

ここで、*P_{critical}*は、気泡が生じる圧力(地下水圧と全ガス圧が等しい場合の圧力)を示し、*P_{total}*は、脱ガス後の全ガス圧を示す。ここでは、圧力の単位をatm とする。*k_i^{cp}*は、あるガス種のヘン リー定数(mol・L⁻¹・atm⁻¹)である。上付きの1と2は、それぞれ脱ガス後と脱ガス前とを示し ており、下付きの*i*は、溶存ガス種(例えば、*i* = CO₂, CH₄など)を表している。式(2.4-5)はpH=6 ~8の領域では、脱ガス前後における pH 変化が 0.5以下の場合、脱ガス前後における水溶液中 のHCO₃濃度の変化量がCO₂(aq)濃度の変化量と比較して十分に小さく、無視できることを仮定し ている。また式(2.4-5)は、脱ガスの前後における系の温度を一定として導かれたものである。地 下施設の建設では、地下水から脱ガスしたメタンガスや二酸化炭素ガスが発生するため、地上の 大気を地下施設内へ送ることで、発生したこれらのガスを換気している。このため、地下施設内 の温度は、地上の気温に近くなる。地下施設内のボーリング孔に設置された地球化学モニタリン グシステムによる地下水中の pH や酸化還元電位(以下、「Eh」という)の観測では、ボーリン グ孔内の地下水をポンプによりボーリング孔内と坑道内のモニタリング装置との間で循環させる ことにより、観測を行なっている。この時に、地下水の温度は、坑道内の温度すなわち地上の大 気の温度に近い温度になる。この地下水から得られた溶存ガス濃度や地下水の水質は、その時の 温度におけるものである。このため、地下施設の掘削前と掘削後では、温度変化を考慮する必要 がある。ヘンリーの法則は、気体のガス分圧と水中の溶存ガス濃度とが平衡定数を用いて関係付 けられることを示したものであり、この平衡定数をヘンリー定数と呼ぶ。ヘンリー定数は、気体 ごとに異なり、圧力や温度、水溶液の塩分濃度に依存するが、特に温度に強く依存する。例とし て、二酸化炭素とメタンの純水におけるヘンリー定数の温度依存性を、25℃における値を1とし た場合の相対変化率として図 2.4-4 に示す(Weiss, 1974⁹); Rettich et al., 1981¹⁰)。図 2.4-4 か ら分かるように、ヘンリー定数は温度に強く依存するため、地下施設の建設前の溶存ガス量を考 える場合は、ヘンリー定数の温度変化を考慮する必要がある。



図 2.4-4 二酸化炭素とメタンの純水におけるヘンリー定数の温度依存性

ここでは、式(2.4-5)に相当するヘンリー定数の温度変化を考慮した式を導出する。脱ガスの前後において気相側と液相側のガス分圧と溶存ガス濃度について、ヘンリーの法則に従い、それぞれ次式が成り立つ。

$$P_i^1 k_i^{1,cp} = C_i^1 \qquad (2.4-6) P_i^2 k_i^{2,cp} = C_i^2 \qquad (2.4-7)$$

ここで、C_iは、溶存ガス濃度である。また、脱ガス後の全ガス圧は、次式で表される。

$$P_{total}^{1} = \sum_{i} P_{i}^{1} + P_{w}^{1}$$
 (2.4-8)

ここで、Pwは飽和水蒸気圧である。脱ガス前の地下水が溶存ガスで飽和していると仮定すると、 次式が成り立つ。

 $P_{critical}^2 = \sum_i P_i^2 + P_w^2$ (2.4-9) 脱ガスしたあるガス種のモル数 (Δn_i) は、次式で表される。 $\Delta n_i = (C_i^2 - C_i^1) V_w$ (2.4-10) ここで、 V_w は、地下水の体積であり、脱ガスの前後で変化しないとする。また、式(2.4-10)は、 脱ガスの前後におけるHCO₃濃度の変化量がCO₂(aq)濃度の変化量と比較して十分に小さく無視で きることを仮定している(詳しくは、Tamamura et al. (2017)⁸⁾を参照)。脱ガスした気体が、理 想気体であると仮定すると、次式が成り立つ。

$$P_i^1 \mathbf{V_g} = \Delta n_i \mathbf{R} T^1 \qquad (2.4-11)$$

ここで V_g は、絶対温度 T^1 における地下水から脱ガスした全ガス種の体積であり、Rは気体定数(R = 0.082057 L・atm・mol⁻¹・K⁻¹) である。式(2.4-10)と(2.4-11) より、次式が得られる。

$$C_i^2 = \frac{P_i^1 V_g}{RT^1 V_w} + C_i^1 \qquad (2.4-12)$$

あるガス種の脱ガス前後における分圧の差は、式(2.4-7)を用いて次式のようになる。

$$P_i^2 - P_i^1 = \frac{C_i^2}{k_i^{2,cp}} - P_i^1 \qquad (2.4-13)$$

式(2.4-12)を式(2.4-13)に代入すると、次式のようになる。

$$P_i^2 - P_i^1 = \frac{P_i^{1} V_g}{RT^{1} V_w k_i^{2,cp}} + \frac{C_i^1}{k_i^{2,cp}} - P_i^1 \qquad (2.4-14)$$

式(2.4-14)の左辺に対して全てのガス種の和を取り、式(2.4-8)と(2.4-9)を用いると次式のようになる。

$$\sum_{i} (P_{i}^{2} - P_{i}^{1}) = \sum_{i} P_{i}^{2} - \sum_{i} P_{i}^{1} = P_{critical}^{2} - P_{w}^{2} - P_{total}^{1} + P_{w}^{1} \qquad \vec{x} \ 2.4\text{-}15$$

さらに、式(2.4-14)の両辺に対して全てのガス種の和を取り、式(2.4-15)を用いて式変形すると、 次式が得られる。

$$P_{critical}^{2} - P_{w}^{2} - P_{w}^{2} + P_{w}^{1} = \sum_{i} \left(\frac{P_{i}^{1} V_{g}}{RT^{1} V_{w} k_{i}^{2,cp}} + \frac{C_{i}^{1}}{k_{i}^{2,cp}} - P_{i}^{1} \right)$$
$$= \frac{V_{g}}{RT^{1} V_{w}} \sum_{i} \frac{P_{i}^{1}}{k_{i}^{2,cp}} + \sum_{i} \frac{C_{i}^{1}}{k_{i}^{2,cp}} - \sum_{i} P_{i}^{1}$$
$$\frac{V_{g}}{RT^{1} V_{w}} = \frac{\left(P_{critical}^{2} - P_{\text{total}}^{1} - P_{w}^{2} + P_{w}^{1} - \sum_{i} \frac{C_{i}^{1}}{k_{i}^{2,cp}} + \sum_{i} P_{i}^{1}\right)}{\sum_{i} \frac{P_{i}^{1}}{k_{i}^{2,cp}}}$$
(2.4-16)

式(2.4-16)を式(2.4-14)に代入することで、次式が得られる。

$$P_{i}^{2} = \frac{P_{i}^{1}}{k_{i}^{2,cp}} \left\{ \begin{pmatrix} P_{critical}^{2} - P_{total}^{1} - P_{w}^{2} + P_{w}^{1} - \sum_{i} \frac{C_{i}^{1}}{k_{i}^{2,cp}} + \sum_{i} P_{i}^{1} \end{pmatrix} \middle| \sum_{i} \frac{P_{i}^{1}}{k_{i}^{2,cp}} + \frac{C_{i}^{1}}{k_{i}^{2,cp}} \end{pmatrix} + \frac{C_{i}^{1}}{k_{i}^{2,cp}} \quad (2.4-17)$$

式(2.4-17)を用いることで、脱ガス前のあるガス種の分圧 (atm)を求めることができる。または、式(2.4-17)の両辺に $k_i^{2,cp}$ を掛けることで、脱ガス前のあるガス種の溶存濃度 (mol・L⁻¹)を求めることができる。

$$C_{i}^{2} = P_{i}^{1} \begin{cases} \left(P_{critical}^{2} - P_{\text{total}}^{1} - P_{w}^{2} + P_{w}^{1} - \sum_{i} \frac{C_{i}^{1}}{k_{i}^{2,cp}} + \sum_{i} P_{i}^{1} \right) \\ X_{i} \frac{P_{i}^{1}}{k_{i}^{2,cp}} \end{cases} + C_{i}^{1} \qquad (2.4-18)$$

なお、飽和水蒸気圧は、次式から求めることができる。

$$P_{\rm w} = 0.0603 \times 10^{\frac{7.5 \times (T - 273.15)}{T}} \qquad (2.4-19)$$

式(2.4-19)のPwの単位は、atmである。
次に、ヘンリー定数の温度及び塩分濃度依存性について示す。ヘンリー定数は、次式で示され るように、熱力学量で表すことができる。

$$RT\ln\left(\frac{k_i}{p_{\text{ref}}}\right) = \Delta G^{\circ}_{\text{hyd}}$$
 (2.4-20)

ここで p_{ref} は、標準圧力であり、 ΔG_{hyd}° は、気体の溶解反応に伴うギブス自由エネルギーの標準状態からの変化量である。式(2-20)を基にした熱力学的な解析はいくつか報告があり(例えば、Sedlbauer et al., 2002¹¹); Majer et al., 2008¹²)、ある温度・圧力条件におけるあるガス種のヘンリー定数を、計算によって求めることが可能である。しかしながら、その計算は非常に複雑であるため、厳密な値を必要としない場合や、実験値が報告されている温度及び圧力条件では、次に述べる経験式が多く使われる。

ヘンリー定数の温度依存性は比較的大きいが、圧力依存性は、温度の影響と比較すると小さい。 ここでは、温度依存性についてのみ示す。気体の溶解反応に伴うエンタルピー変化の温度依存性 が無視できるような、小さな温度変化の場合では、van't Hoffの式を用いて、ヘンリー定数の温 度依存性を計算することができるが、温度変化が大きくなる場合は、実験値を温度の回帰関数と して表した経験式が用いられる(Sander, 2015¹³⁾)。二酸化炭素のヘンリー定数(*k*^{cp}_{CO2})の温度依 存の経験式は、Weiss (1974)⁹⁾ により、次式のように報告されている。

 $\ln k_{CO2}^{cp} = A_1 + A_2(100/T) + A_3\ln(T/100)$ (2.4-21) ここで $A_1 = -58.0931$ 、 $A_2 = 90.5069$ 、 $A_3 = 22.2940$ であり、単位は $mol \cdot L^{-1} \cdot atm^{-1}$ である。メ タンのヘンリー定数の温度依存の経験式は、Rettich et al. (1981)¹⁰) により、次式のように報告さ れている。

 $\ln k_{\rm CH4}^* = A_4 + A_5(100/T) + A_6 \ln(T/100) + A_7(T/100) \qquad (2.4-22)$

ここで、 $A_4 = 127.173804$ 、 $A_5 = -155.575631$ 、 $A_6 = -65.2552591$ 、 $A_7 = 6.16975729$ であり、 k_{CH4}^* は、単位が Pa で表されるメタンのヘンリー定数である。Pa からmol・L⁻¹・atm⁻¹への単位の変換については、次式の通りである。

 $k^{cp} = 5.607517 \times 10^6 \times k^{*-1} \qquad (2.4-23)$

ガスの水溶液への溶解度は、一般的に水溶液中の塩分濃度が大きくなるほど小さくなる。この 現象は、"Solting out"と呼ばれる。ヘンリー定数の水溶液中の塩分濃度に対する依存性について は、Setchenowの式で表され(Setschenow, 1889¹⁴⁾)、重量モル濃度を用いて次式で表される (Sander, 1999¹⁵⁾)。

 $\log\left(\frac{k_0^{bp}}{k^{bp}}\right) = K^s \times b(\text{salt}) \qquad (2.4-24)$

ここで、 k^{bp} は、重量モル濃度で表したヘンリー定数であり、 k_0^{bp} は、純水におけるヘンリー定数 である。 K^s は、solting out 係数であり、b(salt)は、重量モル濃度で表した水溶液中の塩分濃度 である。Solting out 係数は温度や溶質の種類などに依存し、圧力には依存しないと考えられてい る。Akinfiev and Diamond (2010)¹⁶⁾は、22℃~100℃における CO₂-H₂O-NaCl 溶液における CO₂の挙動を熱力学的に解析し、CO₂の solting out 係数(K^s_{CO2})について次式のように報告し ている。

$$K_{\text{CO2}}^{s} = 0.205027 + \left(\frac{4.5454}{T-\theta}\right) - 0.03865b(\text{NaCl})^{0.5}$$
 (2.4-25)

ここで、 θ は、228 K であり、b(NaCl)は、水溶液中の NaCl の重量モル濃度である。CH₄の solting out 係数(K_{CH4}^{s}) については、式(2.4-25)のような温度・塩分濃度の関数として報告されたもの がないため、Cramer (1984)¹⁷⁾により NaCl 濃度が 0.81~4.70 mol kg⁻¹の 20[°]Cの水溶液におけ る値として K_{CH4}^{s} = 0.141を用いることにする。

水溶液の密度 (ρ_s) は、温度 (t °C) と塩分濃度 (S‰)を用いて、次の式(2.4-26) で表される (Johnson, 2010¹⁸⁾)。

$$\rho_{\rm s} = \rho_0 + D \times S + E \times S^{3/2} + F \times S \qquad (2.4-26)$$

 ρ_0 は、純水の密度であり、D、E及びFは係数であり、それぞれ次のように表される。

 $\rho_0 = 999.842594 + 0.06793952t - 0.00909529t^2 + 0.0001001685t^3$

 $-0.000001120083t^4 + 0.00000006536332t^5 \qquad (2.4-27)$

 $D = 0.824493 - 0.0040899t + 0.000076438t^2$

 $-0.00000082467t^3 + 0.000000053875t^4 \qquad (2.4-28)$

$$E = -0.00572466 + 0.00010277t - 0.0000016546t^2 \qquad (2.4-29)$$

F = 0.00048314 (2.4-30)

幌延の地下水の 25 ℃における密度は、地下水中の塩分濃度を 10 ‰とすると、約 1,004 kg m-³ であり、純水の密度との相対誤差は、1 %未満である。このため、重量モル濃度で表されるヘン リー定数から体積モル濃度で表されるヘンリー定数への変換については、水溶液の密度を掛ける だけで良い。

$k^{cp} = k^{bp} \times \rho_{\rm s} \qquad (2.4-31)$

④ 計算方法

幌延の地下水中の溶存ガスの主成分は、メタンと二酸化炭素であるため、計算ではこの2種を 取り扱い($i = CO_2, CH_4$)、地下施設の建設に伴う脱ガスの影響を受ける前の地下水中の二酸化炭 素濃度(C_{CO2}^2)を求め、脱ガスの影響を受けた地下水中の二酸化炭素濃度との差を地下水中に戻 した場合の地下水のpHを求める。用いたデータは、Tamamura et al. (2017)⁸⁾により報告され ている地下施設から得られた溶存ガス量と地下水の水質やpH などの情報である(表 2.4-1)。表 2.4-1に示される温度、pH、Eh、圧力及び全炭酸濃度、溶存メタン濃度については、嫌気・被圧 状態で取得されたデータである。ここでは、全無機炭素(TIC)を全炭酸とする。

表 2.4-1 計算に用いた地下水の水質データ(Tamamura et al., 2017⁸⁾)

反击	採取日	温度	深度	ъIJ	Eh	圧力					地下	水の化	学組成	दे (mg/L	.)				TIC**	CH ₄ (aq)
-10 80	(yyyy/mm/dd)	(°C)	(GL m)	рп	(mV)	(atm)	Li ⁺	Na^+	$\mathrm{NH_4}^+$	\mathbf{K}^{+}	Mg^{2+}	Ca^{2+}	F	Cl	Br	NO ₃	SO42-	Salinity	L)	L)
09-V250-M02#1	2015/9/29	16.9	-248.5	7.3	- 236 ^a	4.4	4.8	1870	79	51	32	61	DL*	1780	17	DL*	5.8	6190	56.6	6.7
08-E140-C01#5	2015/9/29	14.6	-162.8	7.1	- 149 ^b	6.67	7.8	2560	120	83	45	80	3.7	2450	21	DL*	5.8	8520	62.8	11
13-350-C06#1	2015/11/27	17.7	-348.3	6.7	- 196 ^c	6.97	8.9	3380	110	62	67	110	3.1	4220	32	7.8	8.5	10730	60.1	6.73
08-E140-C01#3	2015/12/24	13.5	-184.7	6.7	- 207 ^d	8.62	5.8	2060	91	56	34	64	3.1	1660	17	DL*	DL*	6980	62.1	14.9
14-350-C04#5	2015/11/27	14.3	-355.9	6.7	- 216 ^e	14.03	9.8	3640	130	77	83	130	3.3	4730	35	8	8.1	11820	60.8	16.5

*DLは、分析値が検出下限値以下であることを意味する。

**TICは、全無機炭素を意味する。

³2015年11月に取得。^b2016年3月に取得。²015年11月に取得。^d2016年2月に取得。²016年11月に取得。

計算の流れを図 2.4-5 に示す。はじめに、地球化学モデリングソフトウェア(Geochemist's Workbench:以下、「GWB」という)を用いて、掘削後の $CO_2(aq)$ 濃度 (C_{CO2}^1) を計算する (ス テップ①)。計算に用いるデータは、掘削後の全炭酸濃度 (TIC)、地下水の温度 (T^1)、地下水デ ータ (pH、Eh、水質) である。次に、掘削前後のヘンリー定数 ($k_i^{2,cp}$ 、 $k_i^{1,cp}$) を、式(2.4-21) ~(2.4-31)を用いて計算する (ステップ②)。計算に用いるデータは、掘削前後の地下水の温度 (T^2 、 T^1)、地下水の塩分濃度 (b、S)、各ガス種の 25℃における純水に対するヘンリー定数 (文献値) である。次に、掘削後の各ガス種の分圧 (P_i^1) と掘削前後の飽和水蒸気圧 (P_w^2 、 P_w^1) を、式(2.4-6) 及び(2.4-19)を用いて計算する (ステップ③)。計算に用いるデータは、掘削後の各溶存ガス濃度 (C_i^1)、各ガス種のヘンリー定数 ($k_i^{1,cp}$)、掘削前後の地下水の温度 (T^2 、 T^1) である。次に、掘 削前の各溶存ガス濃度 (C_i^2) を、式(2.4-18)を用いて計算する (ステップ④)。計算に用いるデー タは、掘削後の各溶存ガス濃度 (C_i^1)、各ガス分圧 (P_i^1)、掘削前の各ガス種のヘンリー定数 ($k_i^{2,cp}$)、 全ガス圧 ($P_{critical}^2$)、掘削前後の飽和水蒸気圧 (P_w^2 、 P_w^1) である。最後に、GWB を用いて、掘削 前の pH を計算する (ステップ⑤)。計算に用いるデータは、掘削前の温度 (T^2)、各溶存ガス濃 度 (C_i^2)、掘削後の地下水データ (pH、Eh、水質) である。最後の計算 (ステップ⑤) では、掘 削後の地下水の溶存ガス濃度を、ステップ④で求めた溶存ガス濃度で置き換えた場合の溶液中の 各溶存イオン濃度を、GWB を用いて計算する。



図 2.4-5 計算の流れ図

例として、09-V250-M02 #1 のデータを用いた計算方法を示す。表 2.4-1 にある試料 09-V250-M02#1のデータ取得時における温度は16.9 ℃であり、この温度における純水中の二酸化炭素と メタンのヘンリー定数の値は、式(2.4-21)、式(2.4-22)及び式(2.4-23)から、それぞれk^{cp}_{CO2} = $0.0429 \text{ mol} \cdot \text{L}^{-1} \cdot \text{atm}^{-1}$ 、 $k_{\text{CH4}}^{cp} = 0.00166 \text{ mol} \cdot \text{L}^{-1} \cdot \text{atm}^{-1}$ となる。表 2.4-1 より、この時の地下 水の NaCl 濃度は、塩化物イオン濃度から計算すると、約 0.05 mol·L⁻¹になる。この地下水中に おける二酸化炭素のヘンリー定数は、式(2.4-24)~式(2.4-31)及びk^{cp}_{CO2} = 0.0429、b(NaCl) = 0.05、S = 6.19を用いることで、 $k_{CO2}^{1,cp} = 0.0418 \text{ mol} \cdot \text{L}^{-1} \cdot \text{atm}^{-1}$ となる。表 2.4-1 に示される水質 から、GWB を用いて CO₂(aq)濃度を計算すると、 $C_{CO2}^1 = 5.046 \times 10^{-3} \text{ mol} \cdot \text{L}^{-1}$ となる。GWB の 使用に当たり、用いた熱力学データベースは、thermo.dat である(Bethke, 200819)。式(2.4-6) を用いることで、この時の二酸化炭素の分圧は、P¹_{CO2} = 0.121 atmとなる。同様に、式(2.4-24)及 び式(2.4-26)~式(2.4-31)、 $K_{CH4}^{s} = 0.141$ 、 $k_{CH4}^{cp} = 0.00166$ 、b(NaCl) = 0.05を用いることで塩分濃 度の影響を計算すると、 $k_{CH4}^{1,cp} = 0.001638 \text{ mol} \cdot L^{-1} \cdot atm^{-1} となる。表 2.4-1 から、<math>C_{CH4}^{1} = 0.001638 \text{ mol} \cdot L^{-1} \cdot atm^{-1}$ 6.7×10⁻³ mol·L⁻¹とすると、この時の地下水中のメタンの分圧は、式(2.4-6)より、P¹_{CH4} = 4.091 atmとなる。この時の全ガス圧は、二酸化炭素分圧とメタン分圧及び式(2.4-8)で表される飽 和水蒸気圧の和で表され、P¹_{total} = 4.23 atmとなり、表 2.4-1 の試料採取前の地下水の圧力(4.4 atm)とほぼ同じ値になる。この地下水試料の採取深度は、表 2.4-1 より、-248.5 m であるため、 地下施設の掘削前の静水圧は、水の密度を 1 gcm^{-3} と仮定することで、 $P_{critical}^2 \approx 25.85 \text{ atm}$ であっ たと考えられる。地下施設の掘削前の深度 248.5 m の温度は、地表の温度を 15℃、地温勾配を 3℃ 100 m⁻¹ として計算すると、22.5℃となる。この温度における二酸化炭素とメタンのヘンリー定 数の値を、式(2.4·21)~式(2.4·31)を用いて計算すると、それぞれ $k_{CO2}^{2,cp} = 0.0355 \text{ mol} \cdot L^{-1} \cdot atm^{-1}$ 、 $k_{CH4}^{2,cp} = 0.00146 \text{ mol} \cdot L^{-1} \cdot atm^{-1} となる。式(2.4·17)、式(2.4·18)、(2.4·19)を用いることで、地下$ $施設の掘削前の CO₂(g)分圧及び CO₂(aq)濃度は、それぞれ<math>P_{CO2}^2 = 0.168 \text{ atm}$ 及び $C_{CO2}^2 = 5.955 \times 10^{-3} \text{ mol} \cdot L^{-1} となる。同様に、地下施設の掘削前の CH₄(g)分圧及び CH₄(aq)濃度は、そ$ $れぞれ<math>P_{CH4}^2 = 25.66 \text{ atm}$ 及び $C_{CH4}^2 = 37.51 \times 10^{-3} \text{ mol} \cdot L^{-1} となる。GWB を用いて、表 2.4·1 で示$ される水質の地下水に対し、CO₂(aq)濃度及び CH₄(aq)濃度が掘削影響を受ける前の値になるまで戻した場合の pH 及び Eh を計算すると、pH = 7.23、Eh = -0.27 V になる。

同様にして、表 2.4・1 に示される各地下水に対して計算により求めた、地下施設の建設前の pH を、計算に用いた各パラメータと合わせて、表 2.4・2 に示す。地下施設の建設前後における pH の変化は、0.1 未満であり、pH に対する掘削の影響は小さいことが分かる。この要因として、 $CO_2(aq)$ 濃度の変化が小さい(~数 mmol L⁻¹)ことが考えられる。 CO_2 のヘンリー定数は、CH4 のそれと比較して、約 25 倍大きい。これは、 CO_2 の方が CH4と比較して地下水中に留まりやすいことを意味している。言い換えると、全圧の変化に対して、 $CO_2(aq)$ 濃度は変化しにくい一方で、CH4(aq)濃度は変化しやすい。表 2.4・2 から、溶存ガス圧の 9 割以上は、CH4 によるものであることが分かる。

表 2.4-2 地下施設建設前の pH などの計算結果及び計算に用いたパラメータ

名前	pН	Eh (V)	$C_{\rm CO2}^2$ (mol/L)	C_{CH4}^{2} (mol/L)	$P_{\rm CO2}^2$ (atm)	$P_{\rm CH4}^2$ (atm)	$C_{\rm CO2}^{1}$ (mol/L)	C _{CH4} ¹ (mol/L)	$P_{\rm CO2}^{1}$ (atm)	$P_{\rm CH4}^{1}$ (atm)	k_{CO2}^{1} (mol/L atm)	k_{CO2}^2 (mol/L atm)	k _{CH4} ¹ (mol/L atm)	k _{CH4} ² (mol/L atm)	$P_{\rm w}^{-1}$ (atm)	$P_{\rm w}^{2}$ (atm)	T ² (K)
09-V250-M02#1	7.23	-0.27	0.006	0.0375	0.1679	25.655	0.005	0.0067	0.1207	4.0906	0.0418	0.0355	0.0016	0.0015	0.019	0.0269	295.65
08-E140-C01#5	7.10	-0.26	0.0088	0.0261	0.232	17.025	0.0083	0.011	0.1876	6.4094	0.0445	0.0379	0.0017	0.0015	0.0164	0.0229	293.05
13-350-C06#1	6.62	-0.24	0.0196	0.0478	0.6205	35.177	0.0157	0.0067	0.4001	4.2602	0.0393	0.0315	0.0016	0.0014	0.02	0.0321	298.55
08-E140-C01#3	6.66	-0.23	0.0184	0.0288	0.4905	18.956	0.0178	0.0149	0.382	8.4127	0.0466	0.0376	0.0018	0.0015	0.0153	0.0239	293.65
14-350-C04#5	6.64	-0.24	0.0171	0.0485	0.551	36.006	0.0159	0.0165	0.3682	9.7256	0.0433	0.0311	0.0017	0.0013	0.0161	0.0326	298.85

5 考察

地下施設において地球化学モニタリングシステムを用いて取得された pH は、嫌気・被圧状態 で取得されたデータであり、幌延深地層研究計画の中でその手法の技術開発が行われてきている (南條ほか, 2011²⁰⁾; 女澤ほか, 2016²¹⁾)。表 2.4-1 に示される五つの地下水の pH について、こ れまでに取得されたデータの平均値と標準偏差(2o)を表 2.4-3 に示す。表 2.4-3 から、今回の 計算で得られた地下施設の掘削の影響による pH の変化量は、地球化学モニタリングシステムに よる観測値のばらつき内に収まることが分かる。このことは、地下施設において地球化学モニタ リングシステムを用いて得られた pH データは、掘削の影響を受ける前のデータとして扱って差 し支えないことを示している。また、表 2.4-1 に示される試料を全圧が 1 atm の状態まで脱ガス させた場合においても、計算結果による CO₂(aq)濃度はほとんど変化しないため、pH もほとん ど影響を受けないことが考えられる。このことは、1 atm のもとで採取した地下水試料の水質分 析についても、試料が大気と触れずに密閉状態で保管されていれば、分析結果に対する脱ガスの 影響は、分析誤差と比較して、十分に小さいことを意味している。

名前	平均	標準偏差 (2σ)	観測データ個数
09-V250-M02#1	7.1	0.5	4
08-E140-C01#5	7.0	0.2	7
13-350-C06#1	6.7	0.3	25
08-E140-C01#3	7.0	0.4	9
14-350-C04#5	6.5	0.3	9

表 2.4-3 地下施設において地球化学モニタリングシステムにより取得された pH 値

2) 地層の最大埋没時から地下施設掘削後の現在に至る地下水の pH の変動幅の推定

幌延地域は、約百万年前から、地層の隆起が開始されたと考えられている(石井ほか,2008²²)。 地層の最大埋没時は、温度・圧力が、過去の地質環境の長期変遷の中で最大であったと考えられ る。そこでは、有機物の熱分解による地下水中への炭酸の供給速度もまた、最大であったと考え られる。一方で、地層の隆起後は、温度の低下による有機物の熱分解反応の低下及び、圧力の低 下による溶存ガスの脱ガス及び微生物活動による CO₂の CH₄への還元反応の進行という観点か ら、溶存炭酸量は減少傾向にあることが考えられる。以上のことから、地下水の pH の長期的な 変遷を考えると、地層の最大埋没時における pH が最も低い値であった可能性が考えられる。有 機物の熱分解反応や微生物活動の影響の定量的な評価は困難であるため、本研究では、圧力変化 による溶存ガス組成の変化のみから地層の最大埋没時の pH を推定し、pH の長期的な変動幅の 推定を試みる。

本推定では、上記の他に、誤差要因となり得る仮定をいくつか含んでいる。一つ目は、気相中 における気体が理想気体として振舞うことである。高圧下では、気体の分子の大きさや分子間力 が無視できなくなり、理想気体の挙動と比較して誤差が生じる。地下水中の CO₂分圧は、全圧の 変化に対してわずかに変化するのみであるが、CH₄ 分圧は、全圧の変化に対して大きく変化し、 全圧の 9割以上を CH₄分圧が占めている。このため、CH₄ (aq) 濃度の計算結果については、大 きな誤差が伴うことが考えられる。二つ目は、深度 1,000 m 付近から得られた地下水の水質の現 位置データが限られていることである。特に、深度 1,000 m 付近における現位置の溶存ガス量に ついては、データが取得されていないため、地下水が溶存ガスで飽和しているという仮定が成り 立たない可能性が考えられる。この場合は、溶存ガス量を大きく見積もることになる。

表 2.4-1 に示される五つの地下水試料は、地層の隆起後に生じた天水の浸透や地下水流動によ り、塩分濃度が最大埋没時と比較して減少している。このため、地下水中の塩分濃度については、 幌延地域の沿岸部におけるボーリング調査で得られた深度約1,000 mの水質データを用いること にする(表 2.4-4;天野ほか,2012²³⁾)。表 2.4-4 に示される地下水試料は、勇知層から取得され たものである。勇知層は、浅海成の堆積層であり、表 2.4-1 に示される地下水試料が得られた声 間層や稚内層の深海成堆積層とは堆積環境が異なるが(福沢,1987²⁴⁾)、初期の間隙水が海水起源 であることは同じであるため、計算に必要となる塩分濃度という点においては、勇知層の地下水 を用いることに問題はない。また、表 2.4-4 に示されるデータは、掘削水の混入の影響を補正し た値である。計算では、表 2.4-4 に示される塩分濃度と表 2.4-1 に示される pH や Eh、全無機 炭素濃度、溶存 CH4濃度とを合わせた架空の地下水試料を、データセットとして用いた(表 2.4-5)。 計算手順は、表 2.4-5、図 2.4-5 と同様であり、「掘削前」を「最大埋没時」と読み替えた。表 2.4-5 に示される水質の地下水を、深度 1,000 m の温度・圧力条件にした時の溶存ガス濃度(CO₂(aq) 濃度及び CH₄(aq)濃度)を式(2.4-18)を用いて計算し、表 2.4-5 に示される水質の地下水中の溶存 ガス濃度との差分を地下水中に戻した場合の pH を、GWB を用いて計算した。

表 2.4-4 計算に用いた地下水の化学組成など(天野ほか, 2012²³⁾)

名	前	深度				ŧ	也下水の	の化学	組成 (n	ng/L)			
	11-1	(GL m)	Si	Na^+	В	K^+	Mg^{2+}	Ca^{2+}	Γ	Cl	Br	SO42-	Salinity
DD-1	-861	-988.8	32.4	11126	11.8	281	213	92.6	84.8	17164	186	64.7	29257

表 2.4-5 計算に用いた模擬地下水の水質データ

kr àts	温度	深度		Eh	圧力				地	「下水の	化学編	且成 (m	g/L)				TIC*	CH4(aq)
名則	(°C)	(GL m)	рн	(mV)	(atm)	Si	Na^+	В	\mathbf{K}^{+}	Mg^{2+}	Ca^{2+}	Γ	Cľ	Br	SO42-	Salinity	L)	(mmol/ L)
mock1	16.9	-248.5	7.3	-236	4.4	32.4	11126	11.8	281	213	92.6	84.8	17164	186	64.7	29257	56.6	6.7
mock2	14.6	-162.8	7.1	-149	6.67	32.4	11126	11.8	281	213	92.6	84.8	17164	186	64.7	29257	62.8	11
mock3	17.7	-348.3	6.7	-196	6.97	32.4	11126	11.8	281	213	92.6	84.8	17164	186	64.7	29257	60.1	6.73
mock4	13.5	-184.7	6.7	-207	8.62	32.4	11126	11.8	281	213	92.6	84.8	17164	186	64.7	29257	62.1	14.9
mock5	14.3	-355.9	6.7	-216	14.03	32.4	11126	11.8	281	213	92.6	84.8	17164	186	64.7	29257	60.8	16.5

*TICは、全無機炭素を意味する。

計算結果を、表 2.4-6 に示す。pH 値は、 $6.47 \sim 7.06$ となった。現在の地下水の pH と最大埋 没時の地下水の pH との変化量は、試料 mock1 が 0.24、試料 mock2 が 0.17、試料 mock3 が 0.23、 試料 mock4 が 0.13、試料 mock5 が 0.12 であり、先に述べた地球化学モニタリングシステムに よる観測誤差と比較すると、依然として小さいことが分かる。今回の計算に用いたデータ及び計 算結果の中で、現在の地下水の pH の最大値が 7.3 であり(表 2.4-1)、最大埋没時の地下水の pH の最小値が約 6.5 であることから(表 2.4-6)、幌延地域の地質環境の長期変遷における pH の変 動幅として、おおよそ pH = $6.5 \sim 7.3$ という結果が得られる。この変動幅は、表 2.4-3 に示され る地下施設において地球化学モニタリングシステムを用いて得られた pH の平均値の幅($6.5 \sim 7.1$) とほぼ同じであり、観測誤差を考慮すると、ばらつきの範囲内に収まる値である。また、岩月ほ か (2009)²⁾ は、幌延地域の地質環境の長期変遷における pH の変動幅は、現在の地下水の値と海 水の値の間であったとして、pH = $6.2 \sim 8.2$ を報告している。本研究結果は、この範囲内であり、 用いたデータの誤差を考慮すると、概ね整合的であると言える。

表 2.4-6 地層の最大埋没時の pH などの計算結果及び計算に用いたパラメータ

名前	pН	Eh (V)	$C_{\rm CO2}^2$ (mol/L)	C _{CH4} ² (mol/L)	$P_{\rm CO2}^2$ (atm)	$P_{\rm CH4}^2$ (atm)	$C_{\rm CO2}^{1}$ (mol/L)	C _{CH4} ¹ (mol/L)	$P_{\rm CO2}^{1}$ (atm)	P _{CH4} ¹ (atm)	k _{CO2} ¹ (mol/L atm)	k_{CO2}^2 (mol/L atm)	k _{CH4} ¹ (mol/L atm)	k _{CH4} ² (mol/L atm)	P_{w}^{1} (atm)	$P_{\rm w}^{2}$ (atm)	<i>T</i> ² (K)
mock1	7.06	-0.29	0.0058	0.0939	0.3445	100.56	0.0037	0.0067	0.1124	4.6301	0.0331	0.017	0.0014	0.0009	0.019	0.0946	318.15
mock2	6.93	-0.28	0.0085	0.0938	0.5027	100.4	0.0064	0.011	0.1816	7.222	0.0355	0.017	0.0015	0.0009	0.0164	0.0946	318.15
mock3	6.47	-0.25	0.0206	0.0931	1.2155	99.69	0.0132	0.0067	0.4072	4.7315	0.0324	0.017	0.0014	0.0009	0.02	0.0946	318.15
mock4	6.57	-0.26	0.0172	0.0933	1.0118	99.894	0.014	0.0149	0.3818	9.5365	0.0367	0.017	0.0016	0.0009	0.0153	0.0946	318.15
mock5	6.58	-0.26	0.0162	0.0934	0.9533	99.952	0.0135	0.0165	0.3763	10.759	0.0358	0.017	0.0015	0.0009	0.0161	0.0946	318.15

ここで述べた推定結果は、先に述べたように、多くの誤差要因を含んでいる。結果の妥当性の 評価として、堆積岩地域における地下水中の二酸化炭素分圧と温度との関係について、 Coudrain-Ribstein et al. (1998)²⁵⁾ により報告されている世界中から集められた 510 点の統計分 布(図 2.4-6) との比較を行う。幌延地域における地下施設の掘削後の現在の地下水の値(赤色) は、堆積層中の地下水から得られた統計分布の中で、比較的高い CO₂ 分圧を示すことが分かる。 地下施設の掘削前の値(青色)及び最大埋没時の値(黄色)と掘削後の値を含めた温度と CO₂ 分圧との関係は、堆積層中の地下水の関係の統計分布と整合的であることが分かる。このことは、 本計算結果が、統計的に有り得ない推定値ではないことを示している。



図 2.4-6 堆積岩及び変成岩における二酸化炭素分圧と温度との関係 (Coudrain-Ribstein et al., 1998²⁵⁾を一部改変)

最後に、地下水中の CO2(aq)濃度を任意に高濃度に設定した場合における、地下水の pH への 影響について考察を行う。これまでの結果から、圧力変化の影響は主に CH4(aq)が受け、CO2(aq) 濃度は地層の最大埋没時の温度・圧力条件においても、現在の濃度と比較して大きく変化しない ことが分かった。この要因として、先に述べたヘンリー定数の違いの他に、式(2.4-18)による計算 に起因するものとして、計算の初期値として用いた現在の地下水中の全溶存ガス量の中で CH₄(aq)(C¹_{CH4})が占める割合が、比較的大きいことが考えられる。そこで、試行的に、計算の 初期値として扱う地下水中の CH4(aq)濃度を任意に変化させた場合の脱ガス前の CO2(aq)濃度 (C_{CO2}) について、表 2.4-1の 09-V250-M02 #1 のデータを用いた計算を実施した。計算結果を 図 2.4-7 に示す。図の横軸は、初期値として用いる地下水中の CH₄(aq)濃度(C₁₄)であり、現 在の地下水の値を1とした場合の割合を示す。縦軸は、計算で求めた脱ガス前の CO₂(aq)濃度 (C_{CO2})である。脱ガス前の温度・圧力条件として、地下施設の掘削前(図 2.4-7(a))と最大埋 没時(図 2.4-7(b))の2通りについて計算した。この結果、初期値として扱う地下水中の CH₄(aq) 濃度を小さく設定すると、脱ガス前の CO2(aq)濃度は徐々に増加すると算出されることが分かる。 現在の地下水中の CH₄(aq)濃度の 0.1 倍 (case 1、6)、0.01 倍 (case 2、7)、0.001 倍 (case 3、 8)、0.0001 倍(case 4、9) 及び CH₄(aq)濃度がほぼ 0(case 5、10)の場合について、GWB を 用いて pH の計算を行った(表 2.4-7)。地下施設の掘削前(case 1~5)の地下水の pH は、5.05 ~6.81 となった。この時の calcite の飽和指数(Saturation Index;以下、SI という)は、次の様 であった: case 1 では SI = 0.31、 case 2 では SI = 0.50、 case 3 では SI = 1.18、 case 4 では SI = -1.41、case 5 では SI = -1.44。case 3~5 では、明らかに calcite について不飽和になっている が、声問層や稚内層中には貝化石やノジュール、炭酸塩脈が多く見られることから(岩月ほか, 2009²⁾; Miyakawa et al., 2017⁶⁾、これらの計算結果は、実際の地質環境とは整合しない。つま り、地質学的証拠を考慮すると、地下水中の CH₄ 濃度は少なくとも現在の濃度の 1/10 以上であ ると推測される。このことから、地層の最大埋没時における計算結果 (case 6~10) として意味 のあるものは、case 6 と 7 のみである。case 6 と 7 における pH は、それぞれ 6.45 と 5.55 (表 2.4-7) であり、CO₂(aq)濃度が比較的高濃度の場合においても、pH は依然として中性付近の状態に保た れることが分かる。一方で、この時の CO₂ 分圧は、それぞれ約 1.5 atm と約 12 atm であり、こ れらの常用対数を取ると logPco₂ = 0.2 (case 6) と 1.1 (case 7)になる。これらの値は、図 2.4-6 の 堆積層の傾向から上側に大きく外れる結果となることから、自然には存在し得ない計算結果にな っている可能性が高いと考えられる。

以上のことから、CO₂(aq)濃度が高濃度であると仮定した場合には、pH は有意に低下するものの、依然として中性付近に保たれることが分かった。ただし、このような高 CO₂(aq)濃度の状態については、自然には起こり得ない可能性が高い。



図 2.4-7 CH4 濃度を減少させた場合の CO2 濃度変化図

(a) 地下施設の掘削前の温度、圧力条件における CO2 濃度。データは、09-V250-M02#1(表 2.4-1) を使用。(b) 地層の最大埋没時の温度、圧力条件における CO2 濃度。データは、mock1(表 2.4-5) を使用。

表 2.4-7 CO2 濃度が増加した場合の pH などの計算結果及び計算に用いたパラメータ

友品	щ	Eh	$C_{\rm CO2}^2$	C_{CH4}^2	$P_{\rm CO2}^{2}$	$P_{\rm CH4}^{2}$	$C_{\rm CO2}^{1}$	$C_{\rm CH4}^{1}$	$P_{\rm CO2}^{1}$	$P_{\rm CH4}^{1}$	$k_{\rm CO2}^{1}$	$k_{\rm CO2}^2$	$k_{\rm CH4}^{1}$	$k_{\rm CH4}^2$	$P_{\rm w}^{-1}$	P_w^2	T^2
-1110	pm	(V)	(mol/L)	(mol/L)	(atm)	(atm)	(mol/L)	(mol/L)	(atm)	(atm)	(mol/L	(mol/L	(mol/L	(mol/L	(atm)	(atm)	(K)
case 1	6.81	-0.24	0.0157	03686735	0.4482	25.375	0.005	0.0007	0.1207	0.4095	0.0418	0.0351	0.0016	0.0015	0.019	0.0269	295.65
case 2	5.99	-0.19	0.1028	03325918	2.9316	22.891	0.005	7E-05	0.1207	0.041	0.0418	0.0351	0.0016	0.0015	0.019	0.0269	295.65
case 3	5.31	-0.14	0.4997	01681747	14.248	11.575	0.005	7E-06	0.1207	0.0041	0.0418	0.0351	0.0016	0.0015	0.019	0.0269	295.65
case 4	5.08	-0.12	0.8372	00283204	23.874	1.9492	0.005	7E-07	0.1207	0.0004	0.0418	0.0351	0.0016	0.0015	0.019	0.0269	295.65
case 5	5.05	-0.09	0.8947	00044998	25.513	0.3097	0.005	1E-07	0.1207	6E-05	0.0418	0.0351	0.0016	0.0015	0.019	0.0269	295.65
case 6	6.45	-0.25	0.0261	09281728	1.5374	99.368	0.0037	0.0007	0.1124	0.4635	0.0331	0.017	0.0014	0.0009	0.019	0.0946	318.15
case 7	5.55	-0.19	0.2046	.08298392	12.065	88.841	0.0037	7E-05	0.1124	0.0464	0.0331	0.017	0.0014	0.0009	0.019	0.0946	318.15
case 8	4.88	-0.13	0.9793	.04031650	57.743	43.162	0.0037	7E-06	0.1124	0.0046	0.0331	0.017	0.0014	0.0009	0.019	0.0946	318.15
case 9	4.66	-0.11	1.592	.00657026	93.871	7.034	0.0037	7E-07	0.1124	0.0005	0.0331	0.017	0.0014	0.0009	0.019	0.0946	318.15
case 10	4.63	-0.07	1.6925	.00103824	99.794	1.1115	0.0037	1E-07	0.1124	7E-05	0.0331	0.017	0.0014	0.0009	0.019	0.0946	318.15

(2) 移流分散解析による地球化学特性の長期変遷の推測

1) 解析モデル

SMS に適用する解析モデルは、平成 27 年度に構築した地形・地質モデル(日本原子力研究開 発機構, 2016²⁶⁾)に基づき構築した。図 2.4-8 に、一例として現在の時間断面における解析モデ ルの概要を示す。解析モデルの三次元メッシュについては、地形・地質モデルに表現されている 主要な谷や尾根といった地形起伏の特徴や水理地質構造の分布形状の再現性を確認することで、 基本的なメッシュ間隔(水平方向:500 m (陸域) -2,300 m (海域)、深度方向:30 m (浅部) -1,200 m (深部))を設定した。また、断層はスメアード割れ目モデル(河西ほか, 1994²⁷⁾)を 用いてモデル化した。スメアード割れ目モデルは、断層を考慮していないメッシュを作成したう えで、各メッシュ体積に対する断層部の体積比率に応じて断層透水性の影響を各メッシュの透水 性に反映させる方法である。





2) 解析条件

① 初期条件の設定

水理に関しては、100万年前の水理モデルでの海水準(EL.0m)に基づく静水圧分布を初期条件として設定した。

塩分濃度に関しては、100万年前の濃度分布を推定することは困難であるため、初期条件とし て解析領域全体が塩水で満たされている条件と、100万年前の水理モデルでの非定常計算結果

(100万年間計算した時点の水圧及び濃度分布)を用いた条件で事前解析を実施した。その結果、 両者ともに現在の塩分濃度分布に大きな違いがないことを確認し、本検討では前者の条件設定を 適用した(図 2.4-9)。



図 2.4-9 塩分濃度分布の初期条件

② 境界条件の設定

水理に関しては、陸域の上部境界を気候変動に伴う涵養量の時間変化を考慮できるように自由 浸出面境界条件とし、海域の上部境界を気候変動に伴う海水準の時間変化を考慮できるように固 定水頭境界条件とした。側方及び底面境界を不透水境界条件とした。涵養量及び海水準の時間変 化については、既往の気候変動に伴う海面変化の推定結果(Rohling et al., 2014²⁸⁾)から氷期・ 間氷期サイクルの時間を抽出し、そのサイクルに平成 27 年度に水理モデルで考慮した涵養量と 海水準の変動幅(日本原子力研究開発機構, 2016²⁶⁾)を適用した(図 2.4-10)。

塩分濃度に関しては、陸域の上部境界は涵養量が浸透する節点は濃度ゼロ境界条件とし、地下 水が流出する節点は濃度自由境界条件とした。海域の上部境界は比濃度 1.0 を設定した。側方及 び底面境界は、物質の流入出がない条件とした。



図 2.4-10 気候変動に伴う涵養量と海水準の時間変化の設定

3 物性値の設定

表 2.4-8 に、基本モデルに設定した物性値を示す。断層以外の物性値は、幌延地域を対象とした既往検討及び文献情報(表 2.4-8 を参照)に基づき設定した。前述したように、断層の透水係数はスメアード割れ目モデルの概念を用いて、断層と母岩の体積比に基づき等価透水係数を算出した。なお、本解析では塩分の遅延や減衰は考慮しない設定とした。

解析 モデル		透水係	数 [m s ⁻¹]	比貯留係数		縦分散長	横分散長	有効 拡散係数	遅延	減衰
モデル	水埋地質構造区分	水平方向 (断層面方向)	鉛直方向 (断層面直交方向)	$[1 \text{ m}^{\cdot 1}]$	間原率	[m]	[m]	$[m^2 s^{-1}]$	係数	定数
	更別層	1.0E-06	1.0E-06	1.0E-05	0.45			1.78E-10		
	勇知層	9.4E-10	9.4E-10	1.0E-05	0.45			1.78E-10		
基本 モデル	声問層	6.5E-09	6.5E-09	1.0E-05	0.50			1.98E-10		
	稚内層浅部	1.6E-08	1.6E-08	1.0E-05	0.40	100	20	1.58E-10	1.0	0.0
	稚内層深部	5.9E-10	5.9E-10	1.0E-05	0.40	100	20	1.58E-10	1.0	0.0
	増幌層~古第三系	5.0E-11	5.0E-11	1.0E-05	0.10			3.95E-11		
	白亜系	5.0E-12	5.0E-12	1.0E-05	0.10			3.95E-11		
	断層	1.5E-09	1.4E-09	1.0E-05	0.30			1.19E-10		
	更別層	3.3E-08	3.3E-08	1.0E-05	0.45			1.78E-10		
	勇知層	9.4E-11	9.4E-11	1.0E-05	0.45			1.78E-10		
	声問層	2.2E-09	2.2E-09	1.0E-05	0.50			1.98E-10		
東ボァブ。	稚内層浅部	1.6E-08	1.6E-08	1.0E-05	0.40	100	20	1.58E-10	1.0	0.0
更新モデル -	稚内層深部	5.9E-10	5.9E-10	1.0E-05	0.40	100	20	1.58E-10	1.0	0.0
	増幌層~古第三系	5.0E-11	5.0E-11	1.0E-05	0.10			3.95E-11		
	白亜系	5.0E-12	5.0E-12	1.0E-05	0.10			3.95E-11		
	断層	1.5E-09	1.4E-09	1.0E-05	0.30			1.19E-10		

表 2.4-8 解析モデルにおける物性値の設定

透水係数、比貯留係数、間隙率は、産業技術総合研究所 (2011)²⁹⁾、太田ほか (2007)³⁷⁾、操上ほか (2008)³⁰⁾、電力中央研究所 (2011)³¹⁾、今井ほか (2001)³²⁾、下茂・熊本 (2004)³³⁾、縦分散長及び横分 散長は Gelhar et al. (1992)³⁴⁾、有効拡散係数は Yokoyama (2013)³⁵⁾に基づく。 着色部:基本ケースからの更新箇所

3) 水理モデルの妥当性確認及び更新

水理モデルの妥当性確認及び更新は図 2.4-1 のフローに基づき、まず地下水中の ³⁶Cl 濃度など に基づき推定した地下水年代と SMS で推定された地下水の滞留時間との比較を行い、次に地下 水中の塩化物イオン濃度と SMS で推定された塩分濃度の分布を比較した。幌延地域において、 地下水年代や塩化物イオン濃度分布などの地球化学特性情報が取得されているのは、幌延町の沿 岸域である浜里地区(電力中央研究所, 2013³⁶)及び幌延深地層研究所周辺(以下、「URL」地点 という;太田ほか, 2007³⁷)であることから、両地点を比較の対象とした。

① 地下水年代の比較

表 2.4-9 に示すとおり、浜里地区では ³⁶Cl 濃度を用いた評価によって勇知層(深度 800 m 以 深)における地下水年代が数十万年から百万年以上と見積もられている(電力中央研究所, 2013³⁶)。一方、深度約 500 m 以浅の更別層における地下水は直近 12 万年以内の海水準変動によって入れ替わっていると推測されている(丸井ほか, 2011³⁸)。また、URL 地点の地下水年代は、⁴He 濃度を用いた評価によって深度 250 m 以浅の声問層及び稚内層浅部でそれぞれ 50~100万年及び 100~200万年と見積もられている(中田・長谷川, 2010³⁹)。また、深度 300 m 以深の 稚内層深部については、⁴He と ³⁶Cl の濃度を用いた評価によって 100万年以上と見積もられてい

る(中田・長谷川, 2010³⁹⁾)。

SMS では、浜里地区及び URL 地点の複数深度(標高 0 m~-1,000 m)に指定点を配置し、地 下水の滞留時間として、涵養点から指定点までの粒子の移行時間を算出した(表 2.4-9)。浜里地 区については、更別層(標高-500 m 以浅)で、SMS による地下水の滞留時間は約 8,000 年以下 であり、12万年以内という地下水年代と比較すると、1オーダー程度早い地下水流動場が形成さ れている可能性が考えられる。一方、勇知層(標高-800m以深)については地下水の滞留時間が 100万年以上であり、地下水年代と整合している。また、URL 地点については標高-250 m 以浅 の声問層及び稚内層浅部ともに、地下水の滞留時間は地下水年代と比較して非常に短い結果とな っている。一方、稚内層深部(標高-300 m 以深)については、浜里地区と同様に地下水の滞留時 間が 100 万年以上であり、地下水年代と整合している。上記の結果に基づき、浅部に分布する地 層の透水係数に着目した水理モデルの更新を行った(表 2.4-8)。更新モデルでは、基本モデルの 透水係数に対して、更別層を1/30、勇知層を1/10、声問層を1/3に設定し、基本モデルよりも遅 い地下水流動場が形成されるようにした。なお、モデルの更新にあたっては、図 2.4-1 のフロー に基づき後述する塩化物イオン濃度分布との整合性も確認しつつ地層の透水係数の修正を繰り返 し実施した。更新の結果、基本モデルで地下水年代との乖離があった浜里地区の更別層(標高-500 m 以浅)、URL 地点における標高-250 m 以浅の声問層及び稚内層浅部ともに、地下水年代と整 合的な地下水の滞留時間の推定結果が得られた。

地点	指定点 標高(m)	地下水年代	【解析: 地下水の滞留 基本モデル	結果】 <u>3時間(年)</u> 更新モデル	比較結果
	0	再则屋 (巡座≂00 以次)	2,640	25,300	
	-200	•更別層(保度500m以茂): 19万年以内【 ³⁶ CI】	4,320	57,300	・モデルの更新によって地ト 水年代のオーダーレ敷合
浜里	-400		8,020	200,000	
地区	-600	—	170,000	800,000	-
-	-800	・勇知層(深度800m以深):		900,000	市エデルトオ教会
	-1000	数十万、百万年以上【 ³⁶ Cl】	1,000,000以上	950,000	「両モノルとも金古
	0	 ・声問層(深度250m以浅): 50~100万年【⁴He濃度】 	30,000	1 000 000121 1-	•モデルの更新によって地下
URL.	-200	 ・稚内層浅部(深度250m以浅): 100~200万年【⁴He濃度】 	79,900	1,000,000以上	水年代のオーダーと整合
地点	-400				
卫点	-600	・稚内層深部(深度300m以深):			・声エデルトオ教会
	-800	100万年以上【 ⁴ He濃度、 ³⁶ Cl】	1,000,000以上	1,000,000以上	「両モノルとも金合
	-1000				

表 2.4-9 浜里地区及び URL 地点の推定地下水年代と地下水の推定滞留時間の比較

塩化物イオン濃度の比較

浜里地区及び URL 地点のそれぞれで、ボーリング孔沿いの塩化物イオン濃度の深度プロファ イルについて比較した。なお、浜里地区では DD-1 孔、URL 地点では HDB-1、HDB-6 及び HDB-11 を比較対象のボーリング孔とし、比濃度 1.0 の塩化物イオン濃度を海水相当(20,000 ppm)と仮 定してグラフにプロットした。

図 2.4-11(a)に示した浜里地区の DD-1 孔の深度プロファイルを見ると、標高-500 m 以浅に分 布する更別層では塩水が洗い出され淡水に置換されており、標高-500 m ~標高-1,000 m にかけて 塩水系と淡水系地下水の混合領域が存在し、標高-1,000 m 以深では概ね塩水が分布する。モデル の更新によって、塩化物イオン濃度の深度プロファイルの再現性が向上している。また、更新モ デルによる解析結果と電磁探査による比抵抗分布を比較すると、更別層と勇知層における塩分濃 度のコントラストや、浜里地区より西側の海域における淡水領域の分布といった塩分濃度の分布 傾向の特徴が整合している(図 2.4-11(b))。

図 2.4-12 に示した URL 地点におけるボーリング孔の深度プロファイルでは、標高 0 m~標高 -400 m にかけて各ボーリング孔で塩化物イオン濃度のばらつきが見られる。これは、ボーリング 孔ごとの地層分布の違いやその不均質性による影響と考えられる。また、標高-400m 以深で観察 される地下水の塩化物イオン濃度は海水の 1/2 程度である。これについては、地層堆積初期から 沈降時におけるシリカ鉱物からの脱水などによる塩分濃度の希釈が起こった可能性が解釈されて いる(甲斐・前川, 2009⁴⁰⁾; 岩月ほか, 2009²⁾)。本解析で適用した解析モデルは広域(約 30km ×約 100km)を対象に構築したものであり、細部の地質分布をモデル化したものではないため、 標高 0m~標高-400m にかけての不均質な塩化物イオン濃度の分布は再現できないものの、基本 モデル及び更新モデルともに浅部から深部への増加傾向は類似した結果を示す。一方、標高-400m 以深では基本モデル及び更新モデルともに、実測値よりも高い塩化物イオン濃度が推定された。



図 2.4-11 浜里地区における実測値と解析値の比較



4) 塩分濃度の長期的な変動性の推定

浜里地区については、観測値から推定された地下水年代と地下水中の塩化物イオン濃度分布を 再現することができたが、URL 地点については、塩化物イオン濃度分布の十分な再現には至らな かった。前述したとおり、URL 地点では過去に塩分濃度の希釈が生じたことが示唆されているた め、100万年前における地下水中の塩化物イオン濃度(以下、「初期濃度」という)が海水相当よ りも低かった可能性が考えられる。そこで、解析の初期条件として設定した比濃度 1.0 の塩水濃 度を 5,000 ppm~20,000 ppm の範囲で 4 パターン設定することで、解析結果から URL 地点周辺 の初期濃度を推定した(図 2.4·13)。その結果、初期濃度を 10,000 ppm と仮定した場合の現在 の塩化物イオン濃度の深度分布が、URL 地点のボーリング調査結果と整合的である。このことか ら、URL 地点周辺に分布する地下水は、100万年前の時点で海水の 1/2 程度の塩化物イオン濃度 に希釈されていたものと推定される。

図 2.4-14 に、更新モデルによって推定した過去 100 万年前から現在までの地下水中の塩分濃 度の長期変遷を示す。100 万年前においては、広い範囲に海水相当の塩分濃度の地下水が分布し、 少なくとも URL 地点周辺では海水の 1/2 相当の塩分濃度の地下水が分布していたと考えられる。 その後の気候変動に伴う海水準変動や降水の影響で浅部の塩水が洗い出され、海水準変動によっ て海進と海退が繰り返し生じることで、次第に塩水の洗い出しが地下深部に及び現在の塩水濃度 分布が形作られる。現在の塩分濃度分布をみると、汀線位置から西側の海域においては、表層近 傍で塩分の高い地下水が分布するものの、沖合 20 km 以上にわたり深度・1 km 程度まで塩水系と 淡水系地下水の混合領域が存在している。また、汀線付近の浜里地区周辺では、塩水の洗い出し が顕著であり、淡水系地下水が多く分布する。一方、汀線から 15km 程度内陸に位置する URL 地点周辺で浜里地区周辺と比べて淡水化が進んでおらず、100万年前の塩水が残留している。

上記のとおり、本検討を通じて幌延地域(平野部)を事例とした過去の塩分濃度条件やその長期的な変動プロセスを推定することができた。このことから、図 2.4-1 に示したアプローチが平野部においても適用可能であることが示された。



図 2.4-13 100 万年前における URL 地点周辺の地下水水質条件の推定



図 2.4-14 100 万年前から現在にかけての塩分濃度の長期変遷

5) 地球化学環境の長期変遷に関する知見の整理

地下水中の塩分濃度の変化に着目した移流分散解析結果に基づき、解析領域内における地下水 の水質分布の長期変遷に関する知見を取りまとめた。現在観察される塩分濃度分布を再現しうる 水理学的条件として、本解析で解析領域として設定した広範囲に分布する更別層、勇知層及び声 問層は、既往検討や文献情報で得られる物性値よりも低い透水性を有することが挙げられる。更 別層、勇知層及び声問層については、深くなるほど透水性が低くなる深度依存性を考慮したモデ ル化が実施された既往事例(今井ほか、2009⁴¹⁾)もあり、本解析から得られた知見とは矛盾しな い。100万年前においては現在の汀線付近や海域の広い範囲に海水(20,000 ppm)相当の塩分濃 度の地下水が分布する一方、URL 地点周辺では海水の 1/2 相当の塩分濃度の地下水が分布する地 球化学的条件であることが明らかとなった。上記の塩分濃度の長期的な変動性としては、100万 年前から現在における地形変化や気候変動に伴って、地下水流動の変動域では洗い出されるもの の、相対的な地下水流動の滞留域では 100万年の間も塩水として残留することが解析的に示され た。浜里地区と URL 地点で比較すると、浜里地点周辺の方が塩水の洗い出しが顕著であること から、相対的な地下水流動の変動域であると言える。

このように、過去から現在にかけての地球化学環境の変遷に関する情報は、地下水流動の変動 域や滞留域といった長期的な変動性の評価に必要となる。そのため、現在の水質・同位体・鉱物 などのデータに基づく地球化学環境の変遷の推定に関する考え方や流れを統合化データフローと して整理した(図 2.4-15)。

2.4.4 まとめ

(1) 地下水の pH に着目した地球化学特性の長期変遷の推測

平野部における地下水の地球化学特性の長期変動性について、pH に着目して解析を実施した。 pH の変動要因としては、有機物の分解反応や、CO₂ の還元反応、またはこれらの反応に伴う炭酸塩鉱物の溶解・沈殿反応、天水の浸透に伴う粘土鉱物との陽イオン交換反応が考えられるが、 個々のプロセスの影響の定量的な評価は難しい。本研究では、堆積岩地域における pH の長期的 な変動要因として、CO₂の脱ガスによる影響の定量的な評価を試みた。

本研究では、現在の地下水の温度や圧力、水質(pH、Eh、各溶存イオン種濃度及び溶存ガス 濃度)を出発点とし、過去の圧力変化による溶存ガス濃度変化を計算により求めることで、過去 の地下水の pH の推定を試みた。その結果、地下施設の掘削後のデータを用いて、地下施設の掘 削前や地層の最大埋没時における地下水の pH を算出し、どのケースにおいても pH は中性付近 であった可能性があることを示した。この解析手法は、地下水が溶存ガスで飽和しているという 仮定が成り立つ場合、将来における地質環境の変化の際にも、温度や圧力などの変化の推定と組 み合わせることで、本報告と同様の計算を適用することができる。

(2) 移流分散解析による地球化学特性の長期変遷の推測

幌延地域(平野部)を対象とした SMS による移流分散解析を実施し、過去の塩分濃度条件や その長期的な変動プロセスといった地球化学的条件の長期的な変動性について検討した。

検討の結果、平野部においても ³⁶Cl 濃度などに基づき推定した地下水年代が、水理モデルの妥 当性確認及び更新に有効であることを具体的に示した。また、SMS を用いて長期的な自然現象の 変化を考慮した移流分散解析を実施し、幌延地域における現在の塩分濃度の分布を再現するため の水理学的条件並びに地球化学的条件やその長期的な変動性を明らかとした。一連の検討からは、 山間部を事例として平成 28 年度に作成した塩分濃度の長期的な変動性を推定するためのアプロ ーチが平野部においても適用可能であることを確認することができた。また、地下水流動状態の 長期変動性の評価に必要となる地球化学環境の変遷の推定に関する統合化データフローを提示し た。



引用文献

- 1) 石井英一, 濱 克宏, 國丸貴紀, 佐藤治夫, 海成堆積物の地下浅部における天水の浸透に伴う地下水の pH 変化, 地質学雑誌, vol.113, 2007, pp.41-52.
- 2) 岩月輝希,石井英一,新里忠史,北海道幌延地域における深部地球化学環境の長期変遷シナ リオの構築,地学雑誌, vol.118, 2009, pp.700-716.
- 3) Appelo, C.A.J., Cation and proton exchange, pH variations, and carbonate reactions in a freshening aquifer, *Water Resources Research*, vol.30, 1994, pp.2793-2805.
- 4) 日本原子力研究開発機構, 平成 25 年度地層処分技術調査等事業地質環境長期安定性評価確 証技術開発報告書, 経済産業省資源エネルギー庁,2014, 198p.
- 5) 日本原子力研究開発機構, 平成 28 年度地層処分技術調査等事業地質環境長期安定性評価確 証技術開発報告書, 経済産業省資源エネルギー庁, 2017, 230p.
- 6) Miyakawa, K., Ishii, E., Hirota, A., Komatsu, D.D., Ikeya, K. and Tsunogai, U., The role of low-temperature organic matter diagenesis in carbonate precipitation within a marine deposit, *Applied Geochemistry*, vol.76, 2017, pp.218-231.
- 7) Sasamoto, H., Arthur, R.C. and Hama, K., Interpretation of undisturbed hydrogeochemical conditions in Neogene sediments of the Horonobe area, Hokkaido, Japan, *Applied Geochemistry*, vol.26, 2011, pp.1464-1477.
- Tamamura, S., Miyakawa, K., Aramaki, N., Igarashi, T. and Kaneko, K., A proposed method to estimate in situ dissolved gas concentrations in gas-saturated groundwater, *Groundwater*, 2017, doi:10.1111/gwat.12573.
- 9) Weiss, R.F., Carbon dioxide in water and seawater: The solubility of a non-ideal gas, *Marine Chemistry*, vol.2, 1974, pp.203-215.
- Rettich, T.R., Handa, Y.P., Battino, R. and Wilhelm, E., Solubility of gases in liquids. 13. High-precision determination of Henry's constants for methane and ethane in liquid water at 275 to 328 K, *The Journal of Physical Chemistry*, vol.85, 1981, pp.3230-3237.
- 11) Sedlbauer, J., Bergin, G. and Majer, V., Group contribution method for Henry's law constant of aqueous hydrocarbons, *AIChE Journal*, vol.48, 2002, pp.2936-2959.
- 12) Majer, V., Sedlbauer, J. and Bergin, G., Henry's law constant and related coefficients for aqueous hydrocarbons, CO₂ and H₂S over a wide range of temperature and pressure, *Fluid Phase Equilibria*, vol.272, 2008, pp.65-74.
- 13) Sander, R., Compilation of Henry's law constants (version 4.0) for water as solvent, *Atmospheric Chemistry and Physics*, vol.15, 2015, pp.4399-4981.
- 14) Setschenow, J., Über die konstitution der salzlösungen auf grund ihres verhaltens zu kohlensäure, *Zeitschrift für Physikalische Chemie*, vol.4, 1889, pp.117-125.
- 15) Sander, R., Modeling atmospheric chemistry: Interactions between gas-phase species and liquid cloud/aerosol particles, *Surveys in Geophysics*, vol.20, 1999, pp.1-31.
- 16) Akinfiev, N.N. and Diamond, L.W., Thermodynamic model of aqueous CO₂-H₂O-NaCl solutions from -22 to 100 °C and from 0.1 to 100 MPa, *Fluid Phase Equilibria*, vol.295, 2010, pp.104-124.
- 17) Cramer, S.D., Solubility of methane in brines from 0 to 300°C, *Industrial and Engineering Chemistry Process Design and Development*, vol.23, 1984, pp.533-538.
- 18) Johnson, M.T., A numerical scheme to calculate temperature and salinity dependent air-water transfer velocities for any gas, *Ocean Science*, vol.6, 2010, pp.913-932.
- 19) Bethke, C.M., Geochemical and Biogeochemical Reaction Modelling, second edition., Cambridge University Press, Cambridge, UK, 2008, 543p.
- 20) 南條 功, 天野由記, 岩月輝希, 國丸貴紀, 村上裕晃, 細谷真一, 森川佳太, 幌延深地層研究 センター東立坑 140m 調査坑道における地下水の地球化学モニタリングに関する研究開発,

JAEA-Research, 2011-048, 2012, 162p.

- 21) 女澤徹也, 宮川和也, 笹本 広, 曽我弘一, 幌延深地層研究センター350m 調査坑道における 地下水の地球化学モニタリング装置の改良・開発, JAEA-Technology, 2016-003, 2016, 25p.
- 22) 石井英一, 安江健一, 大平寛人, 古澤 明, 長谷川健, 中川光弘, 北海道北部, 大曲断層近傍 の背斜成長の開始時期, 地質学雑誌, vol.114, 2008, pp.286-299.
- 23) 天野由記,山本陽一,南條 功,村上裕晃,横田秀晴,山崎雅則,國丸貴紀,大山隆弘,岩月 輝希,幌延深地層研究計画における地下水,河川水および降水の水質データ(2001~2010 年度),JAEA-Data/Code, 2011-023, 2012, 312p.
- 24) 福沢仁之, 北海道北部, 新第三紀後期の層状珪質岩の堆積場, 地質学雑誌, vol.93, 1987, pp.37-55.
- 25) Coudrain-Tibstein, A., Gouze, P. and de Marsily, G., Temperature–carbon dioxide partial pressure trends in confined aquifers, *Chemical Geology*, vol.145, 1998, pp.73–89.
- 26) 日本原子力研究開発機構, 平成 27 年度地層処分技術調査等事業地質環境長期安定性評価確 証技術開発報告書, 経済産業省資源エネルギー庁, 2016, 265p.
- 27) 河西 基,田中靖治,五十嵐敏文,高レベル放射性廃棄物地層処分の天然バリア性能評価手 法の開発(その1)-割れ目系岩盤中の地下水流動解析手法-,電力中央研究所報告,U93054, 1994,46p.
- 28) Rohling, E.J., Foster, G.L., Grant, K.M., Marino, G., Roberts, A.P., Tamisiea, M.E. and Williams, F., Sea-level and deep-sea-temperature variability over the past 5.3 million years, *Nature*, vol.508, 2014, pp.477-482.
- 29) 独立行政法人産業技術総合研究所,沿岸域塩淡境界·断層評価技術高度化開発平成 23 年度 成果報告書, 2012, 275p.
- 30) 操上広志, 竹内竜史, 藪内 聡, 瀬尾昭治, 戸村豪治, 柴野一則, 原 稔, 國丸貴紀, 幌延深地 層研究計画の地上からの調査研究段階における地下水流動に関する調査研究, 土木学会論 文集 C, vol.64, 2008, pp.680-695.
- 31) 財団法人電力中央研究所, 平成 22 年度 地層処分技術調査等委託費(地層処分共通技術調 査:ボーリング技術高度化開発) 成果報告書, 2011, 722p.
- 32) 今井 久,山下 亮,雨宮 清,塩崎 功,堆積岩地域における広域地下水流動解析手法に関す る検討, JNC-TJ1410 2001-002, 2001, 318p.
- 33) 下茂道人, 熊本 創, 亀裂を有する軟岩中の流れと移行現象に関する研究(II), JNC-TJ8400 2004-011, 2004, 198p.
- 34) Gelhar, L.W., Welty, C. and Rehfeldt, K.R., A critical review of data on field-scale dispersion in aquifers, *Water Resources Research*, vol.28, 1992, pp.1955-1974.
- 35) Yokoyama, T., Diffusivity of dissolved silica in rock pore water at 25°C as characterized by through-diffusion experiments, *Water Resources Research*, vol.49, 2013, pp.8299-8309.
- 36) 財団法人電力中央研究所,平成24年度地層処分技術調査等事業 岩盤中地下水移行評価技術 高度化開発 · 地下水年代測定技術調査 · 報告書, 2013, 402p.
- 37) 太田久仁雄,阿部寛信,山口雄大,國丸貴紀,石井英一,操上広志,戸村豪治,柴野一則,濱 克宏,松井裕哉,新里忠史,高橋一晴,丹生屋純夫,大原英史,浅森浩一,森岡宏之,舟木泰 智,茂田直孝,福島龍朗,幌延深地層研究計画における地上からの調査研究段階(第1段階) 研究成果報告書 分冊「深地層の科学的研究」,JAEA-Research, 2007-044, 2007, 434p.
- 38) 丸井敦尚,内田利弘,楠瀬勤一郎,古宇田亮一,町田 功,上田 匠,井川怜欧,越谷 賢,横 田俊之,伊藤成輝,安藤 誠,吉澤拓也,小原直樹,沿岸域塩淡境界・断層評価技術高度化開 発平成22 年度成果報告書,産業技術総合研究所,2011,433p.
- 39) 中田弘太郎,長谷川琢磨,地下水年代測定評価技術の開発(その10) 北海道幌延地域にお ける 4He・36Cl 法適用の試み-,電力中央研究所報告, N09027, 2010, 21p.

- 40) 甲斐邦男,前川恵輔,北海道幌延地域の新第三系珪藻質泥岩中の地下水の酸素・水素同位体 比と塩化物イオン濃度,石油技術協会誌,vol.74,2009,pp.96-106.
- 41) 今井 久,山下 亮,塩崎 功,浦野和彦,笠 博義,丸山能生,新里忠史,前川恵輔,地下水流 動に対する地質環境の長期的変遷の影響に関する研究(委託研究), JAEA-Research, 2009-001, 2009, 116p.

2.5 地表環境モデル

2.5.1 背景と目的

地層処分における地質環境の安定性を評価する際には、自然現象に伴う地質環境特性の長期変 化と整合的な地表環境の状態(降水量や蒸発散量及びそれらから推定される河川流出量や地下水 涵養量など)を設定する必要がある。地表環境の状態を設定するにあたっては、自然現象に起因 する地表環境や生物相の変化の結果、地表環境の構成要素にどのような影響を与えるかを整理し たうえで、地下水流動解析の入力条件となる地下水涵養量の変化などを定量的に把握しておくこ とが重要である。

本事業では、自然現象の変化に伴う地表環境の変遷をモデル化するための方法論を構築するこ とを目的として、古地形・古気候・古環境や表層水環境などを考慮した地表環境の状態を明らか にするとともに、地表環境の領域や状態の時間的変遷に関する検討を行った。

なお、地表環境の状態の時間的変遷を考慮するにあたっては、対象とする時間断面における地 形・水文環境(降水量、蒸発散量及び河川流出量)を推定することが肝要となる。そこで、平成 26 年度までに実施した地下水涵養量推定技術の成果を活用し、整備した推定手法の適用事例を 蓄積するとともに、各推定手法の妥当性の確認・高度化について検討し、モデル化技術との連携 を図ることとした。平成 28 年度までに、平成 26 年度に開発した地下水涵養量推定技術を適用 して、山間部及び平野部における過去の流出量・降水量・蒸発散量の推定に関わる解析とデータ 整理を実施し、多様な地形に対する地下水涵養量推定技術の適用可能性を検討した。また、長期 変遷を考慮した地表環境の状態設定の作業フローを作成し、この作業フローと流出量などの推定 結果を用いて山間部及び平野部における古地形・古気候・古環境を考慮した地表環境の状態設定 の時間的変遷を整理した。

平成 29 年度は、平成 28 年度の検討において考慮しなかった永久凍土の影響に関する検討や 寒冷期(氷期)における降雪水量や積雪融水量の推定方法について調査し、手法の適用範囲と不 確実性について把握するとともに、異なる環境間の特徴の違いに着目して提示したモデル構築の 作業フロー(統合化フロー)を作成するとともに、フロー内の各作業に内在する不確実性を整理 した。

2.5.2 アプローチ

(1) 地表環境の状態設定における永久凍土の取扱いに関する検討

気候の寒冷化について取り扱っている諸外国の報告書(例えば、SR-Site (SKB, 2011¹⁾, 2010²⁾など))を参考に、永久凍土を考慮した地表環境の状態設定について留意点を整理した。

(2) 統合化フロー(地表環境モデル)と内在する不確実性の整理

地形変化や気候・海水準変動といった地表環境の長期変動性を考慮した地表環境モデル構築の 流れを統合化データフローの形式で取りまとめた。さらに、モデルを構築する際に抽出された不 確実性の反映方法を整理した。

2.5.3 実施結果

(1) 地表環境の状態設定における永久凍土の取扱いに関する検討

SR-Site (SKB, 2011¹⁾, 2010²⁾)では、気候・海水準変動が長期的に地表環境に影響を与える としており、一般的な気候変遷として、過去の気候変動、スウェーデンにおける氷期、人間活動 による気候変動が地表環境の状態に与える影響について調査が行われている。ここでは特に、気 候の寒冷化が与える影響について整理する。 過去の気候変動の調査からは、約70万年前から約10万年前まで、長期の氷期-間氷期サイク ルが気候変動を支配していたことが確認された。SR-Siteに関連した気候に関するレポート(SKB, 2010²))では、評価期間を12万年として、最終氷期における気温変動を、氷床モデルとGIA(Glacial Isostatic Adjustment) モデル、永久凍土層モデルの三つのモデルを用いて再現し、氷床・海岸 線・永久凍土層の評価を行っている。

気候の寒冷化に伴い、地形、植生、降水(積雪)、土壌特性、水塊(温度や組成などが一様な海 水もしくは陸水の塊)などの影響により、地表での水理の状態に変化がもたらされる。蒸発と濃 縮を伴う降水は、地下水の涵養を決定し、地下水組成と地下水流に影響を与え、その結果、陸域 の熱フラックスにも影響を与える。また、地表の水理条件は、氷河下の地下水圧や地下水の化学 組成を変化させることにより、地下水の凍結過程に影響を与える。

永久凍土の分布状況は、連続的、不連続、分散的、氷河上に形成される場合の四つのパターン に特徴付けられる。海や湖沼などの水塊は、高い熱容量を持つことから、永久凍土の形成と分布 にかなりの影響を与える。また、永久凍土領域にある湖沼や河川の下で、不凍エリア(タリク) が存在し、気候帯の特徴に応じて、冬季に不凍として残る水塊の境界となる深度に幅が見られる。 永久凍土層の変遷については、地質、水理地質、地熱、地球化学に係るインプットデータを用い て、モデルによって記述することが可能である。

(2) 統合化フロー(地表環境モデル)と内在する不確実性の整理

図 2.5-1 に地表環境モデルに関する統合化データフローを示す。山間部及び平野部ともに同様 の統合化データフローを適用することで、地表環境の長期変遷を考慮した概念モデル(地表環境 の状態)の構築が可能である。

地表環境モデルの構築に必要なデータのうち気温(現在)、降水量(現在)は一定の値に収束す る性質のものではないことから、それらの気象条件の影響を受ける蒸発散量(現在)や河川流量 (現在)もばらつきを有するパラメータとなる。また、これら要素に基づいて推定される気温(過 去)、降水量(過去)、蒸発散量(過去)、河川流量(過去)及び地下水涵養量(現在/過去)も、 ばらつきを有するパラメータとなる。したがって、過去から現在までの地表環境の変遷について は、地表環境を構成する各パラメータを一定の値としてではなく、幅を持った値として推定、評 価することが重要である。



2.5.4 まとめ

気候の寒冷化について取り扱っている諸外国の報告書(例えば、SR-Site (SKB, 2011¹⁾)など) を参考に、永久凍土を考慮した地表環境の状態設定について留意点を整理した。また、これまで の検討結果に基づき、古地形・古気候・古環境や表層水環境などを考慮した地表環境の状態を明 らかにするとともに、地表環境の領域や状態の時間的変遷のモデル化に関する統合化データフロ ーを提示した。その結果、地表環境モデル化の考え方や流れを統合化データフローの形式で整理 することで、地表環境モデルを構築するために必要なデータの種類やモデル化及び解析に至る一 連の考え方、地質環境の各モデルで得られた情報との関連性や統合の流れを明示することができ た。

今後は、今年度作成した統合化フローを適用し、永久凍土の影響や寒冷期(氷期)における降 雪水量や積雪融水量の推定方法を考慮した地表環境の状態設定(地下水涵養量の推定)を必要に 応じて実施し、地質環境の長期変遷が地表環境の状態に与える影響について整理しておくことが 重要となる。

引用文献

- 1) SKB, Long-term safety for the final repository for spent nuclear fuel at Forsmark Main report of the SR-Site project, *SVENSK KÄRNBRÄNSLEHANTERING AB (SKB) Technical Report*, TR-11-01, 2011, 276p.
- 2) SKB, Climate and climate-related issues for the safety assessment SR-Site, *SVENSK KÄRNBRÄNSLEHANTERING AB (SKB) Technical Report*, TR-10-49, 2010, 328p.

3. 革新的要素技術の開発

3.1 後背地解析技術

3.1.1 背景と目的

日本列島では、過去十~二十万年程度までに関しては、編年に必要となる段丘などの地形学的 情報が多くの地域で得られることから、その情報に基づき隆起・侵食などによる変動傾向や速度 を把握することは可能と考えられる。一方、十万年を超えるような百万年、千万年といったより 長期においては、山地の形成やそれに伴う侵食速度の増加などの大規模な地形変化が生じる可能 性がある。山地の形成によっては、地下数百 m 以深の地質環境においても動水勾配や地下水移行 経路が大きく変化する可能性がある(尾上ほか,2009¹⁾;草野ほか,2011²⁾)。日本の山地では一般 的に、隆起に伴う山地高度の増大とともに、侵食速度が増大していくというプロセスが成立する

(Ohmori, 1978³⁾)。侵食速度が隆起速度と動的平衡状態にある山地では、時間が経っても高度が 一定に保たれているため、山地から平野に至るスケールでの地下水の流れには時間変化に伴う大 きな変動が生じなくなると考えられる。一方、隆起を開始した時期が新しく、山地高度が低いた めに侵食速度が隆起速度に比べて小さい地域では、将来も山地高度が増大し、地下水の流れにも 変動が生じると考えられる。そのため、地質環境長期変動モデルのうち特に地形・地質モデルの 構築において、十万年を超えるような期間の地質環境の変化を扱う場合には、現在の山地の発達 段階や動的平衡状態について考慮することも重要となる。山地の発達段階の把握、すなわち、そ の山地がいつから隆起を開始し、どのように成長してきたかという山地の形成過程を明らかにす るための手法としては、複数の放射年代測定法から復元された過去の熱イベントの時期や温度な どを用いて山地の削剥史を推定する熱年代学的手法(末岡ほか, 2015⁴))や、起伏などの地形的形 状を解析することにより山地の発達段階を評価する方法(浅森ほか, 2012⁵))の他、供給源となる 山地の下流域に分布する砕屑物の堆積学的・岩石学的アプローチによる後背地解析が有効である と考えられる。

従来から行われてきた後背地解析では、露頭観察によって礫種組成や堆積構造を記載すること により、堆積物の岩種や古流向が調べられてきたが、露頭の分布に制約がある場合などは、これ ら古典的な手法のみで後背地を推定することがしばしば困難となる。限られた露頭やボーリング コアなどの試料から細粒の堆積物を大量に分析することができれば、後背地解析技術の有効性が 格段に向上する。すなわち、それらの測定データを下流の堆積物試料と上流(後背地)に分布す る源岩試料との間で比較することにより、後背地の変化の推定に利用できる。また、堆積物はし ばしば風化の影響を受けているが、ジルコンなど一部の重鉱物や石英は風化に強く、かつ比較的 広く存在するため、これらの鉱物に着目した分析による後背地解析技術の整備が望まれる。

以上の背景に基づき、本事業では山地・丘陵の隆起開始時期と形成過程の推定及び古地形の復 元における精度や分解能の向上に必要な手法を整備するため、砕屑粒子の地球化学特性・物理化 学特性・放射年代値などを指標とした手法を組み合わせた後背地解析技術の開発を行ってきた。

平成25年度は、既存の後背地解析技術の情報を整理し、各手法の利点や問題点、技術開発における重要な着眼点の抽出を行った。その結果、堆積物を構成する砕屑粒子と供給源に分布する岩石の地質学的特徴を比較するのに有効な手法として、主成分及び微量元素の化学組成を用いた地球化学的手法、石英の電子スピン共鳴(Electron Spin Resonance:以下、「ESR」という)・光ルミネッセンス(Optically Stimulated Luminescence:以下、「OSL」という)・熱ルミネッセンス

(Thermal Luminescence: 以下、「TL」という)信号を用いた物理化学的手法、ウラン-鉛(以下、「U-Pb」という)法、フィッション・トラック(以下、「FT」という)法、アルゴン-アルゴン法などの放射年代測定法が抽出された。さらに、古流向を把握する帯磁率異方性測定やテフラを用

いた堆積時期の決定などが後背地解析においてしばしば有効な手法となる可能性が高いことを示 した。また本事業を行ううえで、個々の技術の向上や有効性の確認及びそれらの技術を複合した 手法の整備が望まれた。これらのことから、本事業において、地球化学特性・物理化学特性・放 射年代値などを指標とした砕屑粒子の供給源を推定する手法を導入することにより、山地・丘陵 の隆起開始時期と形成過程の推定及び古地形の復元に係る精度と分解能の向上に必要な後背地解 析手法の開発フローを提示した。この開発フローは、その後の技術開発によって得られた知見や ノウハウに基づき、随時最適なものに更新し、地質環境長期変動モデルの構築に反映できるよう に考慮した(図 3.1-1)。

平成 26 年度以降は、風化に強いジルコンなどの重鉱物や、普遍的に存在する鉱物である石英に 着目した分析による後背地解析技術の整備として、重鉱物の粒子ごとの化学分析や年代測定、石 英の ESR、OSL、TL 信号特性の解析などを進めてきた。重鉱物に対しては、電子プローブマイ クロアナライザ(Electron Probe Micro Analyzer:以下、「EPMA」という)を用いた分析を導入 することにより、高速定量分析に基づく効率的な重鉱物の同定(清水ほか,2017⁶)、反射電子像・ カソードルミネッセンス像や元素マッピング画像に基づく鉱物の性状の分類、U、Th、Pbの正確 な定量に基づくモナザイトなどのサブグレイン年代の推定(CHIME 年代測定法; Suzuki and Adachi, 1991⁷)といった手法を構築した。

また、古流向の推定については、肉眼では堆積構造の認識が難しいシルト〜細粒砂に対しても 適用可能な帯磁率異方性測定による手法について整備し、後背地解析技術としての有効性を確認 した。

これらの分析・解析は、山間部として東濃地域(平成26年度~)及び平野部として幌延地域(平成28年度~)を事例研究対象として進めた。平成28年度までに、EPMAを用いた重鉱物分析、 石英のESR、OSL、TL信号測定、堆積物試料の帯磁率異方性測定といった個別の分析・解析技術について適用性を確認するとともに、事例研究地域において、山地の発達過程に関わる断層運動の履歴や、堆積物供給源における古地形の変化などについて議論してきた。

さらに、堆積物の年代決定に有効なテフラについて、日本列島全域に幅広く適用できるテフラ カタログの作成を目指し、既往研究による情報が十分でなかった北海道~東北地方のテフラを中 心に火山ガラスの形態・屈折率・化学組成などの特徴の記載を行った。

平成 29 年度は、東濃地域(山間部)及び幌延地域(平野部)での事例研究を継続し、後背地解 析技術に関する個々の手法の適切な組み合わせ及び総合的な評価について取りまとめた。



図 3.1-1 山地形成過程の解明に適用する後背地解析技術の開発フロー

3.1.2 アプローチ

(1) 手法の高度化

石英の ESR・OSL 信号測定技術については、続成の程度の異なる複数の地層が分布する幌延地 域を事例対象として、これらの信号測定と鉱物組成を明らかにするためのX線回折(以下、「XRD」 という)分析を併せて行い、珪長質鉱物の続成の程度に伴う ESR・OSL 信号の違いを比較するこ とにより、砕屑粒子の供給源の推定への適用性について検討した。また、堆積物の年代測定につ いて、数万年~十万年以上の年代範囲に適用可能な手法の拡充を目指し、石英の OSL 年代測定手 法の整備を進めた。

EPMA を用いた重鉱物の高速定量分析技術については、平成 28 年度までに既に要素技術として整備されてきたが(清水ほか, 2017⁶)、従来事例研究を行ってきた珪長質岩を主な後背地とする東濃地域に加え、平成 29 年度は苦鉄質岩が後背地に広く分布する幌延地域でも事例研究を行うことにより、鉱物判定基準を更新した。

(2) 適用性の確認・検証

平成28年度までに引き続き、東濃地域(山間部)及び幌延地域(平野部)を対象に事例研究を 継続し、それぞれの分析・解析手法の適用性の確認・検証を行った。東濃地域では、重鉱物の高 速定量分析などにより、百万年を超える過去の河川系について検討し、当該地域の山地の発達過 程と関連付けた議論を行った。幌延地域では、帯磁率異方性測定による古流向の推定、苦鉄質岩 起源の鉱物を含めた重鉱物の高速定量分析の適用性の確認及びテフラ分析に基づく堆積年代の推 定を行い、当該地域の第四紀のテクトニクスとの関連について議論した。

日本列島では一般に、山地では削剥が進行し、火成岩や変成岩、付加体堆積岩類のような基盤 岩が広く露出している。東濃地域のような山間部の場合、後背地となり得る岩石は多くの場合こ れらの基盤岩から構成される。したがって、既往研究に基づき推定される地形・地質構造発達史 を踏まえ、後背地の岩石の候補となる基盤岩試料を選定し、下流側の堆積物と同様の手法で分析 して両者で結果を比較するという手順が後背地解析の基本となる。また、日本列島の山間部にお ける山地の発達においては、断層運動がしばしば大きな寄与をもたらすことから、断層運動の履 歴も考慮することが重要となる。

一方、幌延地域のように厚い堆積盆を有する平野部では、後背地岩石として山地に露出する火 成岩や変成岩などの基盤岩だけでなく、平野部〜中山間部に堆積している海成〜陸成(河川成、 湖成)の地層の構成物がより新しい時代に二次堆積したものも候補として考えられる。したがっ て、後背地を検討する上では、鉱物組成の違いに加え、同じ鉱物でも受けた続成作用の違いを考 慮する必要がある。また、本地域の基盤岩には苦鉄質岩が広く分布するため、珪長質岩がほとん どであった東濃地域とは異なる地質環境においても、重鉱物スクリーニングなどが適用できるか どうかのテストフィールドとなり得る。本地域は東西圧縮による fold-and-thrust belt となってお り(小椋・掃部, 1992⁸)、かつ標高が高くない(高いところでも標高 200-300 m)ため、断層運 動だけでなく、褶曲による山地の発達や、気候・海水準変動とも比較しながら検討することが必 要である。

なお、平成29年度の本事業で新規に取得したデータのうち、重鉱物の高速定量分析結果及び幌 延地域における鉱物組成分析結果については、結果の生データを Microsoft® Excel®ファイルと して報告書に収録した。

3.1.3 実施結果

(1) 手法の高度化

石英粒子の ESR 信号及び XRD の解析

岩石あるいは堆積物に含まれる石英粒子の ESR 信号から、山地形成の供給源に関する情報が得られる可能性が示されている(例えば、Toyoda and Naruse, 2002⁹; Nagashima et al.,2007¹⁰; Shimada et al., 2013¹¹)。本事業の事例研究地域である東濃地域においても、堆積物によって供給源とする岩石の違いを反映する ESR 信号の違いが認められた(日本原子力研究開発機構, 2015¹², 2016¹³)。平成 29 年度の本事業では、珪長質岩を主体とする基盤岩が広く露出した東濃地域と鉱物種及び堆積過程を異にし、苦鉄質岩を主体とする基盤岩に堆積岩が厚く被覆する幌延地域の堆積物を事例対象として、ESR 信号による堆積物の供給源推定手法の適用性の検討を行った。

測定試料は、平成 28 年度の本事業で幌延地域の上幌延地区(KHN160822-1、KHN160823-1、 KHN160824-1)及び開進地区(KS-1~KS-7)で採取した堆積物である(日本原子力研究開発機 構, 2016¹³⁾)。堆積物からの石英抽出は、幡谷・白井(2003)¹⁴⁾に準じて実施した。ESR 信号測定 は、JEOL Resonance 製の ESR 測定装置(JES-X320)により、Al 中心信号、Ti-Li 中心信号及 び E1'中心信号を測定した。変調幅は 100 kHz で 0.1 mT とした。測定条件は主に Shimada et al. (2013)¹¹⁾に従い、Al 及び Ti-Li 中心信号は、液体窒素温度(77 K)でマイクロ波出力を 5 mW に設定して測定した。E1'中心信号は、300 °C で 15 分加熱した後、室温でマイクロ波出力を 0.01 mW に設定して測定した。ESR 信号強度は、測定した ESR スペクトルから Shimada et al. (2013)¹¹⁾に従って算出し、Mn マーカーにより規格化された値を用いた。また、測定は同一試料で 3 回行い、その平均値を信号強度として採用した。信号強度は任意単位である。

併せて、採取試料及び石英試料中の鉱物組成を XRD 分析によって明らかにし、ESR 信号測定 の結果と比較した。XRD 分析は、リガク製の XRD 装置(Ultima IV)により、高速一次元 X 線 検出器(D/teX Ultra)を用いて行った。設定は、スキャンスピード 1° min⁻¹、サンプリング幅 0.01°、発散スリット 0.5°、発散縦制限スリット 10 mm、散乱スリット 8 mm、管電圧 40 kV 及び管電流 30 mA とした。

ESR 信号測定の結果を図 3.1-2 及び図 3.1-3 に示す。Al 及び Ti-Li 中心信号を見ると、上幌 延地区では層位の下部の KHN160824-1 が他の上部の試料より高い値を示し、開進地区では層位 の上部の KS-1 から下部の KS-7 に向かうほど高い値を示した。一方、E1'中心信号は上幌延地区 及び開進地区ともに試料間での違いはあまり見られなかった。このことからは、層位によって堆 積物の給源岩石種が異なっている可能性が考えられる。

XRDの測定結果を図 3.1-4 に示す。いずれの堆積物試料も石英由来のピークが最も高く検出された。また、スメクタイト及び斜長石のピークも検出されたが、層位によってピークの強度に違いがみられた。上層の KS-1 及び KS-2 では上記のピークだけでなく Opal-CT 由来のピークが検出された。これは、KS-1 及び KS-2 の供給源が他の層位と異なることが要因と考えられる。堆積物試料から抽出した石英の XRD では、石英のピークだけでなく、斜長石あるいはカリ長石のピークも検出されたが、それぞれのピーク強度は異なる。詳細は OSL 年代測定で後述するが、開進地区の堆積物試料の石英の蓄積線量は上層から下層に向かって増加する傾向にある。ESR 測定信号も石英の蓄積線量によって変化するが、XRD のピーク強度は蓄積線量によって変化しないことが報告されている(Insiripong et al., 2012¹⁵)。したがって、XRD 測定に用いた石英のピークの違いは、供給源の違いを反映していることが考えられる。

以上のことから、ESR 信号の Al 及び Ti-Li 中心信号は堆積物の供給源推定手法として適応で きる可能性が示唆された。さらに、対象地域の岩石種の ESR 信号及び XRD データを蓄積するこ とでより明確な推定が可能であると考えられる。



図 3.1-2 上幌延地区及び開進地区の堆積物試料の ESR 信号強度(AI 及び Ti-Li 中心信号) 上幌延地区の試料は△:KHN160822-1、□:KHN160823-1 及び◇:KHN160824-1、開進地 区の試料は●:KS-1~KS-7 で示している。



図 3.1-3 上幌延地区及び開進地区の堆積物試料の ESR 信号強度(E1'中心信号) KS-1 及び KS-2 は含まれる石英が非常に少なかったため、測定しなかった。上幌延地区の試料はム:KHN160822-1、□:KHN160823-1 及び◇:KHN160824-1、開進地区の試料は●:KS-1~KS-7 で示している。



図 3.1-4 開進地区の堆積物試料の XRD

赤線は試料から抽出した石英(73~250 μm)、黒線は堆積物試料(未分画)を示している。また、 ピークから検出した鉱物は、Kf:カリ長石、PI:斜長石、Q:石英、Sm:スメクタイトで示して いる。信号強度(cps)は、任意単位で示している。

石英のOSL年代測定手法の整備

OSLは、ある波長の光を鉱物・結晶などが受けた時に、自然放射線の被曝により生じた放射線 損傷の解消によって鉱物・結晶が発光する現象である。OSL年代測定法は、この放射線損傷が時 間とともに増加することを利用しており、堆積物中の石英や長石のOSL発光強度を検出すること により、数十万年前~数十年前に形成された堆積物の堆積年代を直接測定できる(幡谷・白井, 2003¹⁴; 塚本・岩田, 2005¹⁶; 奥村・下岡, 2011¹⁷; 徳安・田中, 2015¹⁸⁾など)。数十万年というの は山地の発達過程やそれに伴う後背地の変化に関してのみならず、地層処分に係るサイト選定や 安全評価にとって非常に重要な時間スケールであるため、本事業においても、石英のOSL年代測 定手法の検討を行った。

OSL 年代測定用試料には、平成 28 年度の本事業で事例研究を実施した幌延地域の開進地区で 採取した段丘堆積物(KS-1~KS-7)を供試した(日本原子力研究開発機構, 2016¹³)。試料は、採 取時~運搬・保管時の光曝を防ぐため、塩化ビニル製のパイプを露頭に打ち込むことによって採 取した。パイプの両端の試料(パイプの端から約5 cm の部分)は光曝している可能性があるた め、暗室で前処理を行う際に取り除き、パイプの中央部分の試料だけを蓄積線量の測定に用いた。 取り除いたパイプ両端の試料は、含水比及び年間線量を求めるための試料として用いた。蓄積線 量測定用の石英試料は、幡谷・白井(2003)¹⁴に準じて処理し、73-250 µm の石英粒子を抽出した。

OSL 年代は、石英粒子の蓄積線量及び試料採取箇所の年間線量から算出した。石英粒子の蓄積 線量は、Riso 製の TL/OSL DA-20 を用いて、少量の試料で測定できる Single aliquot regenerative dose 法(Murray and Wintle, 2000¹⁹⁾)により測定した。測定条件は、励起光:青 色発光ダイオード(波長 470 nm)、プレヒート:240 $^{\circ}$ ・10 秒、カットヒート:200 $^{\circ}$ ・10 秒 で行った。また、試料に混入した長石粒子からの OSL を避けるため、青色発光ダイオードで励起 する前に、赤外光(波長 870 nm)を試料に当てた。年間線量は、堆積物試料をメノウ乳鉢ですり つぶした後、U、Th 及び Rb を誘導結合プラズマ質量分析計(Guérin et al., 2011²⁰⁾)で、K を Ge 半導体検出器を用いて測定した。また、宇宙線については、Prescott and Hutton (1994)²¹⁾に 従って評価を行った。

OSL 信号測定は、Freiberg 社製のアリコット作製キットを用いて作製したアリコット(石英 試料を直径 1 cm の試料皿に載せたもの)を使用し、TL/OSL DA-20 を用いて行った。測定条件 は、最初に 500 $^{\circ}$ ・10 秒で加熱処理を行った後、装置の β 線源で 50 Gy を照射し、240 $^{\circ}$ ・10 秒で加熱処理を行い、励起光の出力を 0~90 %まで一定速度で上げながら 1,000 秒間測定した。 得られた OSL 信号を Jain et al. (2003) ²²⁾に従って Fast 成分、Medium 成分及び Slow 成分に分 離して分析した。

堆積物試料の OSL 信号測定結果を図 3.1-5 に示す。いずれの試料も OSL 成分は、Fast 成分、 Medium 成分及び Slow 成分から構成されていた。OSL 信号における各成分の寄与について、Fast 成分に対する各成分のピーク強度比(Medium 成分あるいは Slow 成分の Peak 強度/Fast 成分 の Peak 強度)を見ると、いずれの試料も Fast 成分>Medium 成分>Slow 成分の順であった(図 3.1-6)。Tokuyasu et al. (2010)²³⁾において、OSL 成分の違いは給源岩石種の違いに起因すること、 また、OSL 成分の中で Fast 成分が主な構成要素である場合 OSL 年代の測定が可能であることが 報告されている。本事業で測定した OSL 測定結果も同様の結果が見られ、前述の ESR 信号測定 結果と同様、開進地区の堆積物は層位によって給源岩石種が異なっている可能性が示唆される。

年間線量についてまとめたものを表 3.1-1 に示す。また、天然の蓄積線量が適切に測定できているかを確認するための測定結果を表 3.1-2 に示す。確認測定の結果、いずれの項目も適正範囲に分布していたことから、OSL 年代測定の感度補正が正確に機能していると考えられる。後述するが、KS-5~KS-7 は、OSL 年代検出限界以上(蓄積線量 200 Gy 以上)であったため、測定し

なかった。OSL 年代測定結果を図 3.1-7 に示す。試料の OSL 年代は誤差を含めておよそ 35~75 ka の年代を示したが、段丘堆積物の下層の KS-5~KS-7 では OSL 年代は測定できなかった。塚 本・岩田 (2005)¹⁶によると OSL 年代測定において石英の蓄積線量は 200 Gy が上限であること が報告されている。今回、下層部の石英の蓄積線量は 200 Gy を超えており、OSL 年代の検出は 不可であると判断した。一般的に層位が上層から下層に向かうに伴って堆積年代は古くなる傾向 がみられるが、今回の結果では、一部において上層より下層で若い堆積年代を示すものがあった。 これは、試料採取時の含水比が原因である可能性がある。また、測定した石英試料の OSL 信号に は、光に対する反応速度が比較的遅い成分からの信号 (Medium 及び Slow 成分) が含まれてい るため、年代値が小さく見積もられている可能性がある。そのため、反応速度の速い成分 (Fast 成分) からの信号だけを用いて年代測定を試みる必要がある。

以上、幌延地域開進地区の段丘堆積物の石英を対象とした OSL 測定の結果、堆積物の給源及び 堆積年代の違いについて測定及び分析が可能であることが考えられる。しかしながら、石英の OSL 特性だけでは、得られた信号の情報が乏しく、後背地の変化を捉えることは困難であると考 えられる。したがって、石英内部に捕獲された不対電子についての情報など、石英の信号につい てより詳細に情報を取得できる ESR 信号特性を用いる方法の方が後背地解析を行ううえで適し ていると考えられる。



図 3.1-5 開進地区の試料の OSL 成分 図内の黒点線は OSL 信号、青線は Fast 成分(F)、緑線は Medium 成分(M)、 赤色系の線は Slow 成分(S1~S4)、黒実線は OSL 成分の合計である。



図 3.1-6 開進地区の OSL 成分のピーク強度比

表	3.1-1	開進地区試料の年間線量
---	-------	-------------

Sample	K (%)	Rb (ppm)	Th (ppm)	U (ppm)	mean Φ	Wcn (%)	Dnβ	Dnγ	Wcs (%)	Dsβ	Dsγ	Cosmic	Dn	Ds
KS-1	1.45	69.9	5.24	1.97	161.5	30.1	1.09	0.605	31.8	1.07	0.595	0.173	1.86	1.84
KS-2	1.42	82.8	7.80	3.47	161.5	34.7	1.21	0.777	72.5	0.91	0.585	0.140	2.12	1.63
KS-3	1.70	71.9	5.49	2.04	161.5	21.3	1.34	0.721	24.8	1.29	0.696	0.109	2.17	2.10
KS-4	1.43	80.2	7.05	2.78	161.5	23.0	1.26	0.780	25.1	1.24	0.765	0.091	2.14	2.10
KS-5	1.80	69.5	5.80	1.90	161.5	21.6	1.39	0.738	25.7	1.33	0.710	0.083	2.21	2.13
KS-6	1.35	73.4	5.91	2.28	161.5	34.3	1.03	0.612	35.9	1.02	0.604	0.079	1.72	1.70
KS-7	1.69	77.1	5.96	1.90	161.5	19.5	1.36	0.739	21.2	1.33	0.726	0.071	2.17	2.13

Wcn:自然含水比、Dnβ 及び Dnγ: Wcn を用いた β 線及び γ 線の年間線量、Wcs: 飽和含水 比、Dsβ 及び Dsγ: Wcs を用いた β 線及び γ 線の年間線量、Cosmic:宇宙線の年間線量、Dn: 自然含水比における年間線量の合計、Ds: 飽和含水比における年間線量の合計を示している。

表 3.1-2 開進地区試料のドーズリカバリー、リサイクリングレイショー、Ro/Rn レイショー

Sample	Dose recovery	Recy	cling ratio	R ₀ /R _n ratio
KS-1	0.98 ± 0.06	0.99	± 0.03	2.83 ± 1.43
KS-2	0.93 ± 0.04	1.00	± 0.06	2.83 ± 1.15
KS-3	0.95 ± 0.02	1.07	± 0.05	0.64 ± 0.51
KS-4	0.94 ± 0.01	1.05	± 0.03	0.98 ± 0.12
KS-5	-		-	-
KS-6	-		-	-
KS-7	-		-	-

KS-5~KS-7 は OSL 年代検出限界以上(蓄積線量 200 Gy 以上)であったため、測定しなかった。



図 3.1-7 開進地区試料の OSL 年代測定結果

飽和含水比を用いた年代は赤色のプロット、自然含水比を用いた年代は青色のプロットで 示している。KS-5~KS-7 は、OSL 年代検出限界以上(蓄積線量 200 Gy 以上)であったため、 年代測定不可であった。

③ EPMA 判定基準の改定

平成 28 年度までの本事業において、EPMA を用いて重鉱物の粒子ごとの定量分析を連続的か つ迅速に行い、砕屑物や基盤岩に含まれる重鉱物の構成比や特定の重鉱物の化学組成を対比する ことで後背地の推定を行う手法(以下、この手法を重鉱物スクリーニングと呼ぶ;日本原子力研 究開発機構,2016¹³);清水ほか,2017⁶)の開発が進められてきたが、平成 28 年度までに適用して いた鉱物種の判定基準は、珪長質岩に主に含まれる鉱物を主に想定したものであった。平成 29 年 度の本事業では、苦鉄質岩に主に含まれる鉱物にも広く対応できるよう、判定基準を更新した(表 3.1-3)。具体的には、蛇紋石(Serpentine)、クロム鉄鉱(Chromite)、角閃石族(Amphibole)、 酸化鉄(Ferric hydroxide)などが追加されている。

(a) Indexical minerals									(b) unlisted minerals in (a)			
	Mineral	Component	Criteria		Mineral	Component	Criteria		Mineral	Component	Criteria	
1	Allanite	Al ₂ O ₃	≧ 5 %	12	Hornblende	Al ₂ O ₃	4-11 %	1	Al-vermiculite	Al ₂ O ₃	$\geq 25 \%$	
		FeO	\geq 5 %			SiO ₂	$\geqq 40 \%$			SiO ₂	$\geq 38 \%$	
		Ce ₂ O ₃	≧ 3 %			CaO	9-12 %			Total	\leq 94 %	
2	Amphibole	Al ₂ O ₃	4-20 %			MgO+FeO	$\geqq 20 \%$	2	Chlorite	Al_2O_3	$\geq 12 \%$	
		SiO_2	\geqq 40 %	13-1	Hypersthene	MgO	≥ 10 %			SiO_2	$\geqq 25 \%$	
		CaO	8-16 %			Al_2O_3	\leq 3 %			K ₂ O	$\leq 1 \%$	
		TiO ₂	\geq 1 %			SiO_2	\geqq 45 %			CaO	$\leq 1 \%$	
		MgO+FeO	$\geq 20 \%$			CaO	\leq 5 %			TiO2	$\leq 1 \%$	
3	Apatite	P_2O_5	\geqq 40 %			FeO	$\geqq 20 \%$			MgO+FeO	$\geq 25 \%$	
		CaO	\geq 30 %			MgO+FeO	$\geq 30 \%$	3	K-feldspar	FeO	$\leq 1 \%$	
4-1	Augite	MgO	\geq 7 %	13-2	Hypersthene	MgO	$\geqq 20 \%$			K ₂ O+Na ₂ O	\geq 14 %	
		Al_2O_3	\leq 3 %			Al_2O_3	\leq 3 %	4	Plagioclase	Al_2O_3	$\geq 15 \%$	
		SiO_2	\geqq 45 %			SiO ₂	\geqq 45 %			SiO ₂	$\geq 50 \%$	
		CaO	$\ge 17 \%$			CaO	\leq 5 %			Na ₂ O+CaO	$\geq 10 \%$	
		FeO	$\geq 10 \%$			FeO	≥ 10 %	5	Quartz	SiO ₂	$\geq 80 \%$	
4-2	Augite	MgO	$\ge 10 \%$			MgO+FeO	$\geq 30 \%$	6	Vermiculite	Al_2O_3	$\geq 12 \%$	
		Al ₂ O ₃	\leq 3 %	14-1	Ilmenite	TiO ₂	\geqq 40 %			K ₂ O	1-6 %	
		SiO_2	\geqq 45 %			MnO	$\geqq 0.1 \%$			MgO+FeO	$\geqq 20 \%$	
		CaO	$\ge 17 \%$			FeO	$\geq 30 \%$			Total	$\leq 90 \%$	
		FeO	\geqq 7 %	14-2	Ilmenite	TiO ₂	\geqq 40 %					
5	Biotite	Al ₂ O ₃	\geq 12 %			MnO	$\geqq 15 \%$					
		K ₂ O	$\geq 6\%$			FeO	$\leq 30 \%$					
		MgO+FeO	$\geq 25 \%$	15	Monazite	La ₂ O ₃	\geq 3 %					
6	Chromite	Cr ₂ O ₃	\geq 30 %			Ce ₂ O ₃	$\geqq 20 \%$					
7	Columbite	Ta ₂ O ₅	\geq 30 %			Nd_2O_3	\geq 3 %					
8	Epidote	Al ₂ O ₃	$\geq 20 \%$	16	Rutile	TiO ₂	$\geqq 60 \%$					
		CaO	\geqq 5 %	17	Serpentine	MgO	$\geq 30 \%$					
		FeO	≧ 5 %			Al_2O_3	$\leq 1 \%$					
9	Fergusonite	Y_2O_3	≥ 10 %			SiO ₂	$\geq 30 \%$					
		Nb ₂ O ₅	$\geq 30 \%$			Total	\leq 94 %					
10	Ferric hydroxide	FeO	$\geqq 85 \%$	18	Thorite	ThO ₂	\geq 40 %					
		Total	\leq 92 %	19	Titanomagnetite	TiO ₂	5-40 %					
11	Fluorite	F	≧ 30 %			FeO	\geqq 40 %					
		CaO	$\ge 30 \%$	20	Xenotime	P_2O_5	$\geqq 20 \%$					
						Y_2O_3	\geq 30 %					
				21	Zircon	ZrO ₂	$\geqq 20 \%$					

表 3.1-3 鉱物同定判定基準
(2) 適用性の確認・検証

-

1) 東濃地域(山間部)における事例研究

東濃地域では、地点 22、24、26(日本原子力研究開発機構, 2014¹², 2017²⁴)において東海層 群土岐砂礫層中の堆積物に対して重鉱物スクリーニング及び ESR 信号測定を行い、各手法の後背 地解析への適用性の検討を行った。図 3.1-8~図 3.1-13 に各地点の柱状図及び重鉱物組成分析結 果、ESR 信号測定結果を示す。

① 東海層群土岐砂礫層の既存研究及び年代指標

東濃地域の東海層群土岐砂礫層は地域によって様相が異なり、恵那・中津川地域では陶土団体 研究グループ(1994a)²⁵⁾によって、下位から順に最下部礫部層、下部礫部層、中部砂泥部層、上 部礫部層と分類され(表 3.1-4)、土岐・多治見地域では陶土団体研究グループ(1999)²⁶⁾によっ て一連の堆積物として記載されている(表 3.1-5)。東濃地域では礫種が地域によって異なり、森 山(1987)²⁷⁾では恵那・中津川地域の土岐砂礫層下部を礫種によって飛騨川系、付知川系、木曽 川系と分類し、山下ほか編(1988)²⁸⁾では土岐・多治見地域の土岐砂礫層を土岐型、水野型に分 類している(表 3.1-6)。

東濃地域の東海層群土岐砂礫層は年代の指標となる火山灰や層準が少ないが、本研究の試料採 取地点では、地点 22 の F-14 付近に含まれる上野玄武岩礫の K-Ar 年代(2.08±0.3 Ma)、F-8 上 部のシルト層に含まれる斜長石中のガラス包有物の対比(安江ほか, 2011²⁹⁾)、地点 24 の火山噴 出物である I-VFL 及び I-VFU のジルコンのフィッション・トラック年代(4.1~3.7 Ma)及び U-Pb 年代(3.9~3.8 Ma)など年代の指標が得られ、特に後者二つは大田テフラ(陶土団体研究グ ループ, 1985³⁰⁾;中山・吉川, 1995³¹⁾)と対比される。地点 26 に関しては本研究で年代試料を得 られていないが、陶土団体研究グループ(1999)²⁵⁾ではこの地点に相当する Eb06 地点の下部か ら約 11 Ma の肥田火山灰層が確認されている。また、東海層群の堆積速度は陶土団体研究グルー プ(1999)²⁵⁾で考察されているが、東濃地域では非常に遅く、10 m/Ma 程度と考えられている。

層準	一般層厚	記載爭塤
1. 立环形的立环 豆	5 45	主に中~大礫、円~亜円礫。火成岩礫はクサリ礫化していることもある。一
一一 印 徐 印 周	5-45 III	部で下層を削り込んで堆積している。
		泥層、砂層、礫層、亜炭層などからなる。火成岩礫はクサリ礫化していること
中部砂泥部層	5-20 m	もある。下層に整合的に重なる。大田テフラ(中津川 I・Ⅱ 火山灰;5.2~3.3
		Ma)を挟在する。鮮新世の植物化石の報告あり。
	30-50 m	主に中~大礫、円~亜円礫。火成岩礫は風化してクサリ礫化していることが
下部礫部層		多いが、チャート礫は概ね残る。下層を大きく削り込んで堆積している場合
		もある。
	樂部層 30-50 m	主に巨礫~大礫、円~亜円礫。礫の多くは風化が進みクサリ礫化してい
最下部礫部層		

表 3.1-4 東濃地域東部(恵那・中津川)の土岐砂礫層

層準	一般層厚	記載事項
土岐砂礫層	50-70 m	3-10 m 程度の礫層の重なりからなる。砂層・泥層の発達は悪く、数 m 程度 のものが局所的に見られるのみである。下部に肥田火山灰層(11.1±0.6 Ma)、基底から 50 m 程度に大針火山灰層(3.8±0.3 Ma)を挟在。基底から 40 m 程度で中新世末期の植物化石も報告あり。
土岐口陶土層	10-30 m	シルト〜粘土層を主体とし、粘土質角礫層も見られる。土岐市周辺では花 崗岩片を含む蛙目粘土、多治見市周辺では植物片を含む木節粘土を産す る。上部に下石火山灰層(10.5±0.4 Ma)を挟在する。

表 3.1-5 東濃地域西部(土岐・多治見)の東海層群

表 3.1-6 土岐砂礫層の礫種による分類

地域	東濃地	也域東部(恵那・中	1津川)	東濃地域西部	(土岐・多治見)
分類	飛騨川系	付知川系	木曽川系	土岐型	水野型
礫種	濃飛流紋岩 堆積岩	濃飛流紋岩	濃飛流紋岩 花崗岩 花崗斑岩 堆積岩	濃飛流紋岩など火成 岩礫が 50%以上。	チャートなど堆積岩礫 が 50%以上。

② 結果及び考察

分析結果と既存文献での層序区分及びいくつかの年代指標から、各地点の後背地の変化を考察 した。

(a) 各地点における堆積物から推測される後背地の変化

【地点 22】 (図 3.1-8、図 3.1-9)

この地点は現在の付知川の流域に位置し、基盤岩の上位に土岐砂礫層が堆積する。ここでは F-1~14 及びいくつかの礫・基盤岩試料を採取し、各種分析を行った。礫種は濃飛流紋岩が卓越する付知川系(森山,1987²⁷⁾)だが、F-14 付近から花崗岩礫を含むようになる。この付近の層に 2.08±0.3 Ma の K-Ar 年代を示す上野玄武岩礫が含まれることから、少なくとも F-14 付近より上位は 2 Ma 以降の堆積層であり、陶土団体研究グループ(1994a)²⁵⁾の区分では上部礫部層に相当する。F-8 上部のシルト層では斜長石中のガラス包有物の組成が大田テフラに対比される(安江ほか,2011²⁹⁾)ため、これらを含む本層が大田テフラ降灰期の堆積物と考えられ、粘土〜シルト質のF-8 付近が中部砂泥部層に相当すると考えられる。F-7 より下位の層準に関しては年代指標がないが、Tsukagoshi and Todo Collaborative Research Group(1995)³²⁾は植物化石群から恵那・中津川地域の土岐砂礫層堆積年代の下限は鮮新世以降としているため、中部砂泥部層〜下部礫部層に相当すると考えられる。

堆積物の重鉱物の化学組成からは、28 年度の本事業報告書(日本原子力研究開発機構, 2017²⁴⁾ で報告した通り、ジルコンでは微量成分では F-14 より上位で Y₂O₃の濃度が高いものが散見され、 下位とは有意に変化する。石英の ESR 信号強度(Ti-Li 中心信号)でも、下位では濃飛流紋岩の 値に近かったものが、F-14 を境に花崗岩の値に近くなり、重鉱物の化学組成同様に有意に変化す る。重鉱物組合せに関しては、F-14 より上位ではチタノマグネタイトが確認されるようになるが、 東濃地域の白亜紀-古第三紀火成岩類はチタノマグネタイトに欠くイルメナイト系列火成岩であ り、火成岩類の有色鉱物が変質したわずかなものしかチタノマグネタイトを含まない(Sonehara and Harayama, 2007³³)。そのため、チタノマグネタイトが比較的多く確認されるようになる F-14 付近からは、阿寺断層の活動に伴う山地の隆起(安江ほか, 2016³⁴⁾)だけでなく、チタノマグネタイトを含む酸化的なマグマを生成する火成活動の場が形成されるような後背地の変化があったと考えられる。近傍に岩体が分布する上野玄武岩は、チタノマグネタイトを含む(中野, 1993³⁵⁾, 1994³⁶⁾)ことから堆積物の供給源の候補として挙げられ、礫としてだけでなく細粒堆積物としても供給していたと考えられる。

【地点24】 (図 3.1-10、図 3.1-11)

この地点は現在の木曽川の流域に位置し、亜炭層や火山噴出物、砂礫層からなる堆積物が確認できる。ここでは5層準から試料を採取し、それぞれ重鉱物分析を行った。砂礫層はI-L1では濃 飛流紋岩と堆積岩類からなるが、I-M2より上位では花崗岩や花崗斑岩礫などの多様な礫が含まれ るように変化する。前述したように、火山噴出物層である I-VFL 及び I-VFU はジルコンのフィ ッション・トラック年代及び U-Pb 年代測定によって、大田テフラと対比されている。陶土団体 研究グループ(1994a)²⁵⁾では、この大田テフラに相当する中津川 I・II 火山灰層が中部砂泥部層 の指標になるとされているため、I-VFUより下位は中部砂泥部層と見なすことができる。火山噴 出物と植物片を含む亜炭層は中部砂泥部層の記載内容とも矛盾しない。より上位の砂礫層は火山 噴出物層を削り込んで堆積した上部礫部層と考えられる。

堆積物の重鉱物組成からは、I-VFUより下位の中部砂泥部層に相当する層準では、この地域の 基盤をなす苗木・上松花崗岩の強い影響が見受けられる。最下部のI-CL層は植物片を含む亜炭層 だが、細粒堆積物だけでなく花崗岩由来のφ2-5 mm 程度の粗粒で円磨度の低い石英・長石粒子 も散見する。I-VFL層は大田テフラと対比されるが、堆積構造及び本地点近傍の中山・吉川(1995) ³¹⁾の大田テフラの記載からは水中堆積物であることがうかがわれ、重鉱物組成ではモナズ石を含 むことから純粋に大田テフラのみからなる堆積物ではないと考えられる。一般に、不適合元素で ある希土類元素や Th を多く含むモナズ石は分化の進んだ花崗岩の固結末期に晶出すると考えら れ、噴出した火山灰には含まれない。I-VFUより下位の層準は層相と重鉱物組成から、湖のよう な比較的静穏な環境で堆積したため、濃飛流紋岩や美濃帯堆積岩類のような遠方の岩石ではなく、 近隣の苗木・上松花崗岩が堆積物の供給源として主体であったと考えられる。

上部礫部層である I-L1 より上位では層相が大きく変わり、重鉱物組成も変化する。花崗岩礫が 見られず濃飛流紋岩・堆積岩類の礫主体で灰白色を呈する I-L1 の重鉱物組成は、イルメナイト・ ルチルを主体とし、チタノマグネタイトを5%程度含むのみである。一方、多様な礫を含み赤色を 呈する I-M2 より上位の重鉱物組成はチタノマグネタイトを 50 %以上含み、下位の I-L1 とは有 意に異なる。前述の通り、東濃地域の白亜紀 - 古第三紀珪長質火成岩類はチタノマグネタイトを 欠くイルメナイト系列火成岩であり、チタノマグネタイトはわずかに含むのみである。堆積物か ら顕著にチタノマグネタイトが確認されるということは、I-L1 と I-M2 間で後背地の大きな変化 があったことが推測される。チタノマグネタイトの供給源としては、分布地域が近く 2 Ma 前後 の火成活動で形成されたとされる上野玄武岩(氏家ほか、1992³⁷⁾;中野ほか、2000³⁸⁾)が候補とし て挙げられるが、堆積物中のチタノマグネタイトの割合からは、それだけではなく中部山岳地帯 の火山岩も供給源として推測される。いずれにせよ、本地点の堆積物の後背地で、チタノマグネ タイトを生成する酸化的なマグマの火成活動が発生した可能性が高いと言える。また、礫層の層 相も I-L1 から I-M2 にかけて濃飛流紋岩と美濃帯堆積岩類が主体のものから花崗岩などの多様な 礫が含まれるように変化するため、河川の流路変更のような後背地の地形変化があった可能性も 高い。森山(1987)27の恵那・中津川盆地の土岐砂礫層の礫種構成からの分類では、濃飛流紋岩 と堆積岩礫を含む飛騨川系から花崗岩や花崗斑岩礫を含むようになる木曽川系へ変化したという

ことが言える。すなわち、堆積物を供給する河川が付知川系から木曽川系に変化した可能性がある。

ESR 信号強度は、苗木・上松花崗岩の粒子が確認される I-CL は基盤岩の ESR 信号強度と良い 一致を示す。I-VFL は基盤岩類と異なる値を示し、テフラ起源の石英を反映している可能性もあ ると考えられる。I-L1 では濃飛流紋岩を含む礫種構成と一致しないが、堆積岩礫を多く含むため に堆積岩由来の石英を反映していると考えられる。I-M1 及び I-U1 は下位と異なる結果を示し、 礫の供給源が変化するという礫種構成、重鉱物組成の結果と整合的である。ESR 信号強度が基盤 岩類と一致しないが、これは木曽川上流域のような東濃地域の外の岩石を供給源とするためと考 えられる。

【地点 26】 (図 3.1-12、図 3.1-13)

この地点は現在の土岐川の流域に位置し、陶土団体研究グループ(1999)²⁶⁾の Eb06 及び安江 ほか(2011)²⁹⁾の地点 8 及び 14 に相当する。ここでは 3 層準から合計 4 試料を採取し重鉱物分 析を行った。陶土団体研究グループ(1999)²⁶⁾はこの地点の下部から約 11 Ma の肥田火山灰層を 確認したが、本研究では確認できなかった。そのため、試料採取地点が土岐・多治見地域の土岐 砂礫層のどの部分に該当するのかは不確定である。礫種構成については安江ほか(2011)²⁹⁾の記 載と大きく変わらず、全ての地点で堆積岩礫が 50%以上で濃飛流紋岩礫がより少ない水野型(山 下ほか編, 1988²⁸⁾)である。

重鉱物組成からは、下部の Sy-L2~Sy-M2 まで概ね共通した組成を示し、イルメナイト・ルチ ルが大半で、わずかにチタノマグネタイト・ジルコンを含む。イルメナイト・ルチルは形状や風 化度から堆積岩起源ではなく、東濃地域に広く分布する白亜紀 - 古第三紀火成岩類(特に濃飛流 紋岩)起源と考えられ、礫種構成とも矛盾しない。チタノマグネタイトは、前述のように東濃地 域の白亜紀 - 古第三紀火成岩類には乏しく、変質によるわずかなもののみである。この供給源は、 現在の東濃地域の地質分布では上野玄武岩以外に見られないが、東海層群に挟在する火山灰層(例 えば陶土団体研究グループ,199926)の下石火山灰層や肥田火山灰層、大針火山灰層などのような テフラ由来のチタノマグネタイトの再堆積も考えられる。最上位に位置する Sy-U1 は下位層から やや重鉱物組成が変化する。チタノマグネタイトが約10%程度含まれるようになり、イルメナイ トの化学組成も下位層ではほとんど MnO を含まないのに対し、MnO を 3 wt.%以上含むものの 割合が有意に増加している。イルメナイトの MnO 含有量は変質の可能性も否定できないが、チ タノマグネタイトの増加は後背地の変化を示すと考えられる。すなわち、テフラの再堆積のよう な少量では無く、後背地にチタノマグネタイトを生成する酸化的な火成活動(例えば上野玄武岩) が発生したことでより多量に供給されるようになった可能性がある。このことから、現時点では 年代指標が確認できないため断言できないが、Sy-U1 は上野玄武岩などの活動後の堆積で、土岐 砂礫層の上部礫部層に相当する可能性が考えられる。陶土団体研究グループ(1999)26が下部層 で確認した肥田火山灰層が約11 Ma であるのに対して上野玄武岩が約2 Ma のため、本地点の約 50mの層厚の土岐砂礫層の堆積速度が非常に遅いことになるが、陶土団体研究グループ(1999) 26)でも東濃地域では堆積速度が著しく遅かったとされており、大きく矛盾しないと言える。

ESR 信号強度は、伊奈川花崗岩、濃飛流紋岩、苗木・上松花崗岩のいずれとも一致を示さずに 全体を通して一様な結果だが、礫種は堆積岩主体で全体的に大きな変化を示さないという礫種組 成とは整合的である。この地点では、地点 22 や地点 24 のような堆積物の供給源の劇的な変化が 見られないため、石英の ESR 信号強度は層準ごとに大きく変化していないと考えられる。



図 3.1-8 地点 22 柱状図及び重鉱物分析結果



図 3.1-9 地点 22 における石英の ESR 信号測定結果



図 3.1-10 地点 24 柱状図及び重鉱物分析結果



図 3.1-11 地点 24 における石英の ESR 信号測定結果



図 3.1-12 地点 26 柱状図及び重鉱物分析結果



図 3.1-13 地点 26 における石英の ESR 信号測定結果

(b) 東濃地域における土岐砂礫層の後背地の変化

本事例研究で検討を行った3地点の結果から、東濃地域における土岐砂礫層の後背地の変化を 考察した。図3.1-14に各地点における土岐砂礫層の変化を示す。

地点 22 及び地点 24 は礫種組成及びチタノマグネタイトを含む重鉱物組成から、F-14 より上位と I-M2 より上位が概ね対応し、同時期の上部礫部層と考えられる。この層準の堆積年代は上野玄武岩の活動より後で、地点 22 の上野玄武岩礫の K-Ar 年代から約 2 Ma 以降と考えられる。 それより下位では、地点 22 では F-8 上部、地点 24 では I-VFL 及び I-VFU で大田テフラが確認されているため、チタノマグネタイトに乏しい重鉱物組成から地点 22 の F-8~F-14 間と I-L1 が対応し、3.9~2 Ma に堆積したと考えられる。地点 26 についてはチタノマグネタイトが増加するSy-U1 が上部礫部層と対応する場合は約 2 Ma 以降の堆積年代、それより下位は陶土団体研究グループ(1999) 26)による肥田火山灰層の報告に基づくと約 11~2 Ma に渡って堆積したと考えられる。

これらの 3 地点から東濃地域の後背地の変化を考察すると、まず約 2 Ma にチタノマグネタイ トを生成するような酸化的なマグマの火成活動があったことが言える。この候補には上野玄武岩 が挙げられる。表 3.1-7 にスクリーニングによって得られた上野玄武岩の重鉱物組成を示す。こ の結果は氏家ほか(1992)³⁹⁾の鉱物組合せと整合的であり、上野玄武岩が酸化的なマグマの火成 活動によって生成されたことを支持するものである。上野玄武岩の分布地域に近い地点 22 より も地点 24 の方が著しくチタノマグネタイトを多く含むため、現在の木曽川の上流に位置する中 部山岳地帯の火成岩類、例えば上野玄武岩と同程度の形成年代である地蔵峠火山岩類(竹内ほか、 199840); 中野ほか, 200038)) も候補として考えられる。これと同時期に起こったこととして、断 層の活動に伴う山地の隆起が考えられる。地点22については、安江ほか(2016)³⁴⁾で考察された ように、阿寺断層の活動によって北東側の山地が隆起し、左横ずれ変位によって花崗岩類が現在 のように北側へ移動するという後背地の変化があったことが考えられる。地点24については、I-L1 では濃飛流紋岩主体だった礫組成がそれ以外の花崗岩や花崗斑岩などを含むように変化した ため、何らかの原因(例えば地点 22 同様の断層活動に伴う山地の降起など)によって、この地域 に流れる河川が現在の木曽川のような北東側から流れるものに変化したと考えられる。チタノマ グネタイトが他の地点よりも著しく多く含むのも、中部山岳地帯の酸化的な火成活動起源の粒子 が多量に供給されたためと考えると矛盾しない。また、地点 26 は、地点 24 の上部 (I-M2~I-U1) と同じ河川(かつての木曽川)の流域だったと考えられる。地点26は現在土岐川の流域であるが、 土岐川流域には基盤をなす白亜紀-古第三紀火成岩類が主に卓越し、チタノマグネタイトを供す るような岩石は分布しない。このことから、地点24同様に東濃地域より北東の中部山岳地帯起源 の堆積物がこの地点まで供給されていたと考えられる。現在の木曽川は北東・南西方向に流れる土 岐川よりもやや北側を東西方向に流れるが、陶土団体研究グループ(1994b)⁴¹⁾は土岐砂礫層の上 部礫部層の堆積時には現在の土岐川方向へ流れ、その後の東濃地域における断層のブロック運動 によって現在のような流路に変化したとしている。地点 26 が木曽川系の流域にあった時期があ るという本研究の結果は、この検討と調和的である。



図 3.1-14 各地点における土岐砂礫層の変化

鉱物種	割合				
普通輝石	20.4%				
斜方輝石	7.4%				
かんらん石	23.1%				
チタノマグネタイト	32.4%				
イルメナイト	16.7%				

表 3.1-7 上野玄武岩の重鉱物組成

2) 幌延地域(平野部)における事例研究

① これまでの成果及び平成 29 年度の実施内容

幌延地域における事例研究では、平成 28 年度は上幌延地区に分布する更別層の露頭において 鉱物組成分析用の試料採取と帯磁率異方性測定による古流向の推定を行い、開進地区の段丘堆積 物露頭においてはそれらに加えて OSL 年代測定用試料の採取を行った。帯磁率異方性の測定結果 では磁化困難軸(Kmin)の集中は良好で、かつ推定される堆積環境と整合的な結果を示し、本地 域においても帯磁率異方性測定を用いた古流向解析が適用可能であることを確認した。

平成 29 年度は、より広域的な空間スケールで後背地の変遷を議論するため、幌延地域東部の問 寒別地区に分布する更別層についても試料採取を行い、重鉱物スクリーニング及び帯磁率異方性 測定を用いた古流向解析を試みた。

問寒別地区は、上幌延地区及び開進地区から標高約 200 m の山地を挟んで約 10 km 東方に位 置する(図 3.1-15)。問寒別地区は東側を天塩山地に属する標高 450~650 m の山地に、西~北 を宗谷丘陵に属する標高 200~300 m の山地に挟まれた南北 20 km 強・東西 7 km 弱の細長い構 造盆地となっており(岡・五十嵐, 1993⁴²⁾)、盆地内及びその周辺にはリニアメントや背斜・向斜 構造などの変動地形が多く認められている(岡, 1985⁴³⁾)。これらの褶曲構造は、東西圧縮による fold-and-thrust belt の一部を構成しており、東から順次、褶曲構造が形成されたと考えられてい る(小椋・掃部, 1992⁸⁾)。問寒別地区と上幌延地区・開進地区の間に挟まれる山地は大局的には南 北方向の軸を持つ背斜構造となる一方、問寒別構造盆地は南北方向の軸を持つ向斜の軸部をなす。 問寒別地区では幌延地区と同様、新第三系~第四系にかけての堆積岩類(下位から声問層・勇知 層・更別層)が分布し、東部にはこれらに加えて中生代の蛇紋岩類が分布する(岡・五十嵐, 1993⁴²⁾)。 また、花粉化石分析により更別層は鮮新世後期~前期更新世末(2.4~0.7 Ma)の堆積物であると 報告されている。更別層の上位には一部で段丘堆積物や沖積層が被覆している。

問寒別構造盆地の西方に位置する山地は本事業で進めている幌延地域の地形・地質モデルのモ デル化領域の範囲内であり、1.0 Maのモデルではすでに陸化していることになっている。問寒別 構造盆地西方の山地が陸化、すなわち問寒別構造盆地が形成されれば盆地内部の堆積環境が変化 することとなる。問寒別地区の堆積物を対象とした鉱物分析や古流向解析により、堆積環境、さ らには山地の陸化時期の推定ができれば、地形・地質モデルの補完データを提供できることが期 待される。



図 3.1-15 問寒別地区位置図 (酒井・松岡, 2015⁴⁴⁾)を抜粋し加筆

2 試料採取

問寒別地区の更別層の露頭を対象とした試料採取を行った。試料採取位置を図 3.1-16 に示す。 試料は帯磁率異方性測定用の定方位試料(プラスチックキューブを押し込んで採取)と各種分析 用の不定方位試料を採取した。試料リストを表 3.1-8 及び表 3.1-9 に示す。

帯磁率異方性測定試料の採取にあたっては、日本原子力研究開発機構(2016¹³⁾, 2017²⁴)と同様に同じ粒度・堆積構造を示す層準から10試料の採取を基本とし、不定方位試料については1層準につき1試料を採取した。

問寒別地区では河川沿いの露頭または土取場を利用して試料採取を行った。問寒別地区の更別 層は南北方向を軸とした向斜・背斜構造を反映し露頭によって大きく走向傾斜が異なる。露頭は 礫岩、砂岩及び泥岩から構成されており、一部では木片などの腐植物を挟む。各試料採取地点の 詳細な層相を示した地質柱状図またはルートマップは別添資料に示す。

サンプルN₀.	採取地点	地質	備考
TKB1-1		更別層、砂	
TKB2-1		更別層、砂	
TKB2-2	ケナシポロ川	更別層、砂	
ткв2-3		更別層、砂	TKB2-1と同じ場所
ТКВ2-4		更別層、砂	
TKB3-1		更別層、砂	
ткв3-2	問寒別採石場	更別層、砂	
тквз-з		更別層、砂の風化部	
ТКВ7-1	ママポロマポロ川	更別層、砂	
ТКВ7-2		更別層、砂	
TKB8-1		更別層、砂	
TKB8-2	ヌプカナイ川	更別層、青灰色砂	
TKB8-3		更別層、砂	
TKB8-4		更別層、青灰色砂	TKB8-2と同じ個所

表 3.1-8 带磁率異方性測定用定方位試料一覧

表 3.1-9 各種分析用不定方位試料一覧

<u> </u>			分析項目			
サンフルNo.	採取地点	」	全鉱物分析	テフラ分析	スクリーニング	
ткв1-①		更別層、砂泥互層の砂				
TKB1-2		テフラ				
ткв2-①		更別層、青灰色砂	0		0	
ткв2-@	┢ᆂᇲᆇᇚᄢ	更別層、青灰色砂				
ткв2-③	·) / // //	更別層、中粒砂	0		0	
ткв2-④		更別層、青灰色中粒砂				
ткв2-⑤		テフラ				
ткв2-6		更別層、中粒砂	0		0	
тквз-①		テフラ		0		
тквз-@	切土のり面	更別層、中粒砂	0			
тквз-③		更別層、粗粒砂	0		0	
тквз-④		更別層、中粒砂			0	
ткв6-①	パンケルペシュペリ	テフラ		0		
ткв6-@		塊状シルトに挟在する砂	0		0	
ткв7-①		更別層、粗粒砂	0		0	
ткв7-@	ヌマポロマポロ川	テフラ		0		
ткв7-3		更別層、中粒砂				
тква-①		更別層、青灰色砂	0		0	
ТКВ8-②	ヌプカナイ川	テフラ		0		
ткв8-3		更別層、砂泥互層の砂	0		0	



図 3.1-16 試料採取地点図 (酒井・松岡, 2015)⁴⁴⁾を抜粋し加筆

③ 帯磁率異方性測定結果及び古流向の推定

問寒別地区で採取した定方位試料に対し、平成 26 年度の本事業で整備された帯磁率異方性測 定装置(Agico 社製 MFK1-FA;日本原子力研究開発機構,2015¹²⁾)を用いて帯磁率異方性の測定 を行った。測定方法の詳細については日本原子力研究開発機構(2016)¹³⁾を参照されたい。試料 を採取した地層が傾斜しているのに加え、露頭面も傾斜しているため、地層が水平の状態で砕屑 粒子が堆積したと仮定し、Röller and Trepmann(2011)⁴⁵⁾を用いて測定値を補正した。

帯磁率異方性測定の結果、試料ごとの帯磁率の磁化困難軸(Kmin)はおおむね集中しており、 問寒別地区の更別層砂層~シルト層においても帯磁率異方性測定が適用できることが確認された。 砂層に発達する斜交葉理などの露頭観察から推定される古流向と帯磁率異方性測定結果から推定 される古方向との比較例を図 3.1-17 に示す。両者は整合的であり、本地域においても、帯磁率異 方性測定を用いた古流向解析の適用性が確認された。

帯磁率異方性測定に基づく問寒別地区の更別層試料の古流向解析結果を図 3.1-18 に示す。なお、各地点での帯磁率異方性測定データのステレオ投影図は別添資料に取りまとめた。更別層下部では東西性の方向が卓越するのに対し、上部では南北性の方向が卓越する傾向が認められる。



図 3.1-17 露頭観察から推定される古流向と帯磁率異方性測定結果(ステレオ投影図)との 比較例(TKB2-1)

海浜の堆積物のため、古流向は東西方向の波の押し引きを反映していると考えられる。



図 3.1-18 問寒別地区における帯磁率異方性測定による古流向の解析結果

④ 全鉱物分析

問寒別地区で採取した試料の一部については、重鉱物スクリーニングの際の参考とするため、 鉱物組成分析(軽鉱物及び重鉱物)を行った。分析は表 3.1-9 に示す 9 試料について、パリノ・ サーヴェイ株式会社に依頼して実施した。軽鉱物分析の写真と結果を図 3.1-19 及び図 3.1-20 に、 重鉱物分析の写真と結果を図 3.1-21 及び図 3.1-22 にそれぞれ示す。軽鉱物と重鉱物の分離は、 超音波洗浄した試料を 63 µm 及び 250 µm の篩により 63~250 µm の粒度に揃えたうえで、比重 2.85 g cm⁻³に調整した重液(ポリタングステン酸ナトリウム溶液)により行った。鉱物組成分析 では分離した軽鉱物及び重鉱物を偏光顕微鏡下でそれぞれ 400 粒同定計測した。不透明鉱物は、 落斜光を照射して金属光沢を呈するものとした。

鉱物組成分析の結果、軽鉱物としては一部の試料を除いて岩片が圧倒的に多く、岩片が少ない 試料は風化粒子が圧倒的に多い。その他、石英、長石がわずかに認められる。重鉱物としては不 透明鉱物が大部分を占めるが、一部の試料では斜方輝石が多く認められる。その他、角閃石、単 斜輝石、緑簾石などがわずかに認められる。



図 3.1-19 TKB2-①より分離した軽鉱物の写真 LF:岩片、FIs:長石



図 3.1-20 問寒別地区で採取した堆積物の軽鉱物組成



図 3.1-21 TKB2-①より分離した重鉱物の写真 Hbl:角閃石、Opx:斜方輝石、Opq:不透明鉱物



図 3.1-22 問寒別地区で採取した堆積物の重鉱物組成

⑤ 重鉱物スクリーニング結果

更別層の砂層において、平成 29 年度に問寒別地区で採取した 9 試料(表 3.1-9)及び平成 28 年度に上幌延地区で採取された 8 試料(図 3.1-23)を対象に重鉱物スクリーニングを適用した。 スクリーニングの結果を図 3.1-24 に示す。

問寒別地区の試料では東部と西部(つまり、向斜の両翼)で重鉱物組成に大きな違いが認めら れた。東部の TKB7、TKB8-①では蛇紋石、クロム鉄鉱、酸化鉄がほとんどを占め、特に蛇紋石 の割合が多い。TKB6、TKB8-③は主に斜方輝石、普通角閃石、角閃石族、イルメナイトからなり、 クロム鉄鉱、緑簾石、ルチルなどがわずかに認められる。

西部の TKB2 の下部~中部では斜方輝石、単斜輝石、普通角閃石、角閃石族、イルメナイトを 主体とし、クロム鉄鉱、緑簾石、チタノマグネタイトなどが認められる。上部ではクロム鉄鉱と 緑簾石の割合が多くなる一方、斜方輝石、単斜輝石がほとんど見られなくなる。蛇紋石や酸化鉄 は TKB2 ではごくわずかしか認められない。

上幌延地区の試料は斜方輝石、普通角閃石、角閃石族、イルメナイト、チタノマグネタイトを 主体とし、黒雲母も認められる。



図 3.1-23 上幌延地区の柱状図と重鉱物スクリーニング実施位置。 日本原子力研究開発機構(2016)¹³⁾に加筆・修正。 左:上部露頭、中央:中部露頭、右:下部露頭 上部・中部及び下部露頭はそれぞれ層厚にして約 30 m 離れている。





⑥ テフラ分析・年代測定結果

問寒別地区の更別層の試料採取においては、いくつかの地点で厚さ数 cm 程度のテフラ層が認められた。分析した試料の堆積年代や層序関係を検討するため、これらのテフラ層を実体顕微鏡で観察し、火山ガラスが多く認められた4 試料(表 3.1-9)について、テフラ分析(粒度分析、全鉱物組成分析、重鉱物組成分析、火山ガラス形態分類、火山ガラス屈折率測定)を行った。また、 試料からジルコンを抽出して U-Pb 及び FT 年代についても測定した。これらのテフラ分析及び 年代測定は株式会社京都フィッション・トラックに依頼して実施した。

(a) テフラ分析

試料の前処理は以下のとおり行った。

- ① 50 ℃で15時間乾燥後、乾燥質量を測定した。
- ② 分散剤として中性のヘキサメタリン酸ナトリウム溶液(濃度1~2%)を加え水洗し、超音 波洗浄を行い、懸濁がなくなるまで洗浄を繰り返した。
- ③ メッシュクロスを用いて60, 120, 250 meshの三段階の篩別を行い、各段階の秤量を行うこ とにより粒度分布を計算した。
- ④ 120~250 meshの試料について封入剤 (Nd=1.54) を用いて薄片を作成し、全鉱物組成分 析、重鉱物組成分析、火山ガラス形態分類、火山ガラス屈折率測定を行った。
- ⑤ 全鉱物組成分析については、火山ガラス・軽鉱物・重鉱物・岩片・その他の5項目について、 1薄片中の各粒子を無作為に200個まで計数し含有粒子数の量比百分率を測定した。
- ⑥ 重鉱物組成分析については、カンラン石・斜方輝石・単斜輝石・褐色普通角閃石・緑色普通角閃石・不透明(鉄)鉱物・カミングトン閃石・ジルコン・黒雲母・アパタイトを鏡下で識別し、ポイント・カウンターを用いて無作為に200個体を計数してその量比を百分率で示すことを基本とした。ただし、本分析試料については重鉱物の含有が少なく、結果的に総数200個(100%)に達していない。
- ⑦ 火山ガラスの形態分類は吉川(1976)⁴⁶⁾に準拠し、扁平型(Ha、Hb)、中間型(Ca、Cb)、 多孔質型(Ta、Tb)に分類した。またこれらの形態に属さないものはIt:不規則型とした。 以上の含有率を測定するため200個の粒子を測定した。
- ⑧ 火山ガラスの屈折率は、温度変化型屈折率測定装置(RIMS: Danhara et al., 1992⁴⁷⁾)を 用いて、1試料あたり50個以上の火山ガラス片を測定した。

各分析の結果は別添資料に示した。火山ガラスの形態の割合(扁平型 vs 多孔質型)と屈折率 は、各試料でわずかながら違いがある。幌延地域の更別層のテフラ分析に関する既往研究(石 井・安江, 2005⁴⁸⁾)と比べると、今回分析した試料のように火山ガラス屈折率が1.50前後に集 中する試料も一部で認められるが、厳密に一致するかどうかは化学組成分析などによる更なる 検討が必要である。

(b) 年代測定

年代測定は単一のジルコン粒子に対して U-Pb 法及び FT 法を併用する double dating (岩野ほか, 2012⁴⁹)を適用した。各試料とも 100 粒子以上のジルコンが抽出されたが、これらのうち高い自発 FT 密度を持つものや摩耗の著しいものなど、相対的に明らかに古いと判断される粒子を除外し、試料ごとに 30 個のジルコン自形結晶を選定して分析を行った。U-Pb 年代はいずれの試料も年代ごとに区分される複数のグループの混在が認められるが、最若粒子集団のコンコーダント粒子のデータのみを用いた加重平均により各試料の年代値を計算した。FT 年代は、原則としてU-Pb 年代の計算に採用した粒子の年代値のみを加重平均して計算した。ただし TKB7-②については、最若粒子集団の粒子数が少ないことによる統計上の揺らぎが顕著だったため、噴出時に FT 年代がリセットされたとみなし、全粒子の加重平均値を年代値として採用した。このようにして得られた年代測定結果(表 3.1-10)は、いずれの試料もU-Pb 年代と FT 年代が誤差の範囲で一致する。このことはジルコンが高温で結晶化してから急冷されたことを示し、これらの年代がテフラの噴出年代であると判断できる。

試料名	LA-ICP-MS F.T.年代 (Ma, 誤差:1 σ)	U-Pb 年代 (Ma, 誤差:1σ)	
ТКВЗ-①	1.1 ± 0.4	1.35±0.18	
TKB6-①	6.6±0.4	7.46±0.14	
TKB7-2	1.5±0.2	1.38±0.11	
TKB8-@	3.2±0.5	3.55±0.21	

表 3.1-10 年代測定結果一覧表 (ジルコン粒子)

⑦ 考察

幌延地域の新第三系~第四系を対象とした後背地解析では、礫種組成の分析(新里ほか,2007⁵⁰) や全鉱物組成の分析(日本原子力研究開発機構,2017²⁴)のみからは、層準や堆積位置による違い が不明瞭であり、後背地の変化を読み解くことが困難である。一方、本事業において実施した重 鉱物スクリーニングによると、問寒別構造盆地の東部の試料では、TKB6-②、TKB8-③を除き、 天塩山地の蛇紋岩体起源と推定される蛇紋石や酸化鉄が卓越するのに対し、問寒別構造盆地の西 部及び上幌延地区(宗谷丘陵の背斜の両翼)の試料にはこれらの鉱物がほとんど認められない(図 3.1-24)。また、砂~シルト層の帯磁率異方性測定や砂礫層に発達する堆積構造の観察による古流 向解析結果に基づくと、更別層下部では東西性の方向が卓越するのに対し、上部では南北性の方 向が卓越する傾向がある(図 3.1-18)。さらに、問寒別構造盆地の東部(TKB7-②)と西部(TKB3-①)ともに、上幌延地区の更別層中のテフラのFT年代(1.5±0.1 Ma:石井・安江,2005⁴⁸)と 同時期の年代を示すテフラが更別層中に狭在しており(表 3.1-10)、1.5 Ma ごろ及びそれ以降に 天塩山地西縁~宗谷丘陵西縁までの広い範囲にわたって更別層の堆積があったことが示される。

重鉱物組成の堆積位置による違いや古流向の変化は、更別層堆積期間中の問寒別地区西部の背 斜の発達(宗谷丘陵の成長)に伴う地形の変化(陸化)を反映していると考えられる。すなわち、 宗谷丘陵が陸化して削剥場となることにより、宗谷丘陵の両翼では新第三系下部の増幌層などの 砕屑物が供給されるようになった一方、天塩山地の蛇紋岩体起源の砕屑物は問寒別地域が宗谷丘 陵の陸化によって内湾~陸成的な環境となったため、問寒別地区西部及び上幌延地区まで運搬さ れなかったと推察される。また、宗谷丘陵の成長により、問寒別地区西部及び上幌延地区まで運搬さ れなかったと推察される。また、宗谷丘陵の成長により、問寒別地区が南に開けた構造盆地とな って古流向が東西方向から南北方向に変化したことを示している可能性がある。テフラの年代測 定の結果や、問寒別地区の更別層が前期更新世(2.4~0.7 Ma)の堆積物であるとする既往の花粉 化石などによる生層序学的検討(岡・五十嵐,1993⁴²)も踏まえると、更別層上部の堆積時期であ る前期更新世の後期には、宗谷丘陵が陸化・成長していたと考えられる。以上の考察は、1 Ma の 時点では問寒別地域西部の山地が陸化していたとする地形・地質モデル(図 2.1-3 のモデルバリ エーション B や C)や、石井ほか(2008)⁵¹⁾による大曲断層近傍の背斜成長に係る検討に矛盾し ない。問寒別構造盆地の鮮新統~更新統の堆積相は下部から上部に従い、浅海→内湾→陸成へと 変化する傾向があり(岡・五十嵐,1993⁴²)、堆積相解析や生層序学的記載に基づくデータと組み 合わせることによって、宗谷丘陵の成長時期に係る考察が補強されることが期待できる。

なお、TKB-6のルートについては、重鉱物組成が問寒別地区東部の他のルートと大きく異なっ ており、テフラの年代も中新世末期と明らかに古い結果となった。問寒別地区東部は小規模な褶 曲や断層が密に発達することが知られている一方(岡,1985⁴³)、地質学的データの報告は限られ ており、地質・層序区分の再検討が必要な地域であると考えられる。TKB8-③については、問寒 別地区南東部に分布する白亜系の蝦夷層群・空知層群から砕屑物が供給されていたことが反映さ れている可能性が考えられるが、供給源の岩石を含めたさらなるデータの蓄積と検討が必要であ る。

119

3.1.4 まとめ

平成 29 年度は、平成 28 年度までに構築してきた各種後背地解析手法(石英の ESR 信号測定、 EPMA による高速定量分析及び帯磁率異方性測定)を実際のフィールドにおいて適用することに より、これらの手法が、礫種組成や堆積相解析に基づく古典的な検討が難しい風化の進んだ細粒 堆積物における後背地解析技術として有効であるとの見通しを得た。山間部(東濃地域)での事 例研究では、山地の発達過程や後背地の変遷を復元する上で、これらの手法の適用性を示した。 また、層序や堆積年代が比較的よく分かっている堆積物を用いた平野部(幌延地域)での事例研 究では、EPMA を用いた重鉱物分析や帯磁率異方性測定による古流向解析の適用性を確認した。

個別の手法については、石英の OSL 信号測定の後背地解析への適用性を検討したが、後背地解 析としては ESR 信号測定の方が有利であることが明らかとなった。EPMA を用いた重鉱物分析 については、平野部の幌延地域において、堆積物中の重鉱物組成の違いが後背地の違いを反映し ていることが示唆され、珪長質岩だけでなく苦鉄質岩・堆積岩が後背地となる地域でも本事業で 開発した後背地解析技術が適用可能であることを示した。

今後は、変成岩などが後背地となる地域での適用可能性についても検討し、開発した後背地解 析技術が様々な地域に適用できるよう、事例研究を蓄積していくことが重要である。

引用文献

- 1) 尾上博則, 笹尾英嗣, 三枝博光, 小坂 寛, 過去から現在までの長期的な地形変化が地下水流 動特性に与える影響の解析的評価の試み, 日本原子力学会和文論文誌, vol.8, 2009, pp.40-53.
- 草野友宏,浅森浩一,黒澤英樹,國分(齋藤)陽子,谷川晋一,根木健之,花室孝広,安江健一,山崎誠子,山田国見,石丸恒存,梅田浩司,「地質環境の長期安定性に関する研究」第1期中期計画期間(平成17年度~平成21年度)報告書(H22レポート),JAEA-Research 2010-044, 2011, 153p.
- Ohmori, H., Relief structure of the Japanese mountains and their stages in geomorphic development, *Bulletin of Department of Geography, University of Tokyo*, vol.10, 1978, pp.31-85.
- 4) 末岡 茂,堤 浩之,田上高広,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, vol.69, 2015, pp.47-70.
- 5) 浅森浩一, 丹羽正和, 花室孝広, 山田国見, 草野友宏, 幕内 歩, 高取亮一, 國分(齋藤)陽子, 松原章浩, 石丸恒存, 梅田浩司, 地質環境の長期安定性に関する研究 年度報告書 (平成 23 年度). JAEA-research, 2012-024, 2012, 132p.
- 清水麻由子,佐野直美,鈴木和博,JAEA 東濃地科学センターの JEOL JXA-8530F FE-EPMA を用いた鉱物分析と年代測定,名古屋大学年代測定研究,vol.1, 2017, pp.36-43.
- Suzuki K. and Adachi M., The chemical Th-U-total Pb isochron ages of zircon and monazite from the gray granite of Hida terrane, *The Journal of earth sciences, Nagoya University*, vol.38, 1991, pp.11-38.
- 8) 小椋伸幸, 掃部 満, 天北・羽幌地域の石油地質-深部構造特性と炭化水素ポテンシャル-, 石油技術協会誌, vol.57, 1992, pp.32-44.
- 9) Toyoda, S. and Naruse, T., Eolian dust from the Asian deserts to the Japanese island ssince the last glacial maximum: the basis for the ESR method, Transactions, Japanese Geomorphological Union, vol.23, 2002, pp.811-820.
- 10) Nagashima, K., Tada, R., Tani, A., Toyoda, S., Sun, Y. and Isozaki, Y., Contribution of

aeolian dust in Japan Sea Sediments estimated from ESR intensity and crystallinity of quartz, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, vol.8 (Q02Q04), 2007.

- 11) Shimada, A., Takada, M. and Toyoda, S., Characteristics of ESR signals and TLCIs of quartz included in various source rocks and sediments in Japan: a clue to sediment provenance, *Geochronometria*, vol.40, 2013, pp.334-340.
- 12) 日本原子力研究開発機構, 平成 26 年度 地層処分技術調査等事業 地質環境長期安定性評価 確証技術開発 報告書, 2015, 229p
- 13) 日本原子力研究開発機構, 平成 27 年度 地層処分技術調査等事業 地質環境長期安定性評価 確証技術開発 報告書, 2016, 265 p.
- 14) 幡谷竜太, 白井正明, 浅海成堆積物の OSL 年代測定, 第四紀研究, vol.42, 2003, pp.347-359.
- Insiripong, S., Kedkaew, C., Thamaphat, K., Chantima, N., Limsuwan, P. and Kaewkhao, J., Irradiation effect on natural quartz from Zambia, *Procedia Engineering*, vol.32, 2012, pp.83-89.
- 16) 塚本すみ子,岩田修二,ルミネッセンス年代測定法の最近の進歩・適用年代の拡大と石英の OSL 成分について,地質学雑誌,vol.111,2005, pp.643-653.
- 17) 奥村輔, 下岡順直, ルミネッセンス年代測定を開始するための心得-日本における年代研究 の現状-, 地質技術, vol.1, 2011, pp.5-17.
- 18) 徳安佳代子,田中和広,現世河川堆積物におけるOSL信号リセットー山口県錦川を例として-, 第四紀研究, vol.54, 2015, pp.1-9.
- 19) Murray, A.S. and Wintle, A.G., Luminescence dating of quartz using an improved singlealiquotregenerative-dose protocol, *Radiation Measurements*, vol.32, 2000, pp.57-73.
- 20) Guérin, G., Mercier, N. and Adamiec, G., Dose-rate conversation factors: update, *Ancient TL*, vol.29, 2011, pp.5-8.
- Prescott, J.R. and Hutton, J.T., Cosmic ray contributions to dose rates for luminescence and ESR dating: large depths and long-term time variations, *Radiation Measurements*, vol.23, 1994, pp.497-500.
- 22) Jain, M., Murray, A.S. and Bøtter-Jensen, L., Characterisation of blue-light stimulated luminescence components in different quartz samples: implications for dose measurement, *Radiation Measurements*, vol.37, 2003, pp. 441-449.
- 23) Tokuyasu, K., Tanaka, K., Tsukamoto, S. and Murray, A., The characteristics of OSL signal from quartz grains extracted from modern sediments in Japan, *Geochronometria*, vol.37, 2010, pp. 13-19.
- 24) 日本原子力研究開発機構, 平成 28 年度 地層処分技術調査等事業 地質環境長期安定性評価 確証技術開発 報告書, 2017, 230p
- 25) 陶土団体研究グループ,岐阜県恵那市周辺の瀬戸層群,地球科学,vol.48, 1994a, pp.1-15.
- 26) 陶土団体研究グループ, 断層境界を伴う多数の基盤ブロックからなる内陸盆地—岐阜県多 治見市周辺の東海層群堆積盆地の例—, 地球科学, vol.53, 1999, pp.291-306.
- 27) 森山昭雄, 木曽川・矢作川流域の地形と地殻変動, 地理学評論. Ser. A, vol.60, 1987, pp.67-92.
- 28) 山下 昇, 絈野義夫, 糸魚川淳二編, 日本の地質 5 中部地方 II, 共立出版, 1988, 310p.
- 29) 安江健一, 浅森浩一, 谷川晋一, 山田国見, 山崎誠子, 國分 (齋藤) 陽子, 丹羽正和, 道家涼 介,草野友宏, 花室孝広, 石丸恒存, 梅田浩司, 地質環境の長期安定性に関する研究 年度報 告書 (平成 22 年度), 日本原子力研究開発機構, JAEA-Research2011-023, 2011, 113p.

- 30) 陶土団体研究グループ,東海湖の東縁部における陥没盆地一岐阜県中津川市付近の瀬戸層 群一,地団研専報, vol.29, 1985, pp.101-117.
- 31) 中山勝博,吉川周作,鮮新統広域テフラ層である大田テフラ層の堆積過程(予報),地球科学,vol.49, 1995, pp.406-418.
- 32) Tsukagoshi, M. and Todo Collaborative Research Group, Plant megafossiles from the Pliocene Tokai Sand and Gravel Formation in and around Ena City, Gifu Prefecture, central Japan, *Bulletin of the Osaka Museum of Natural History*, no.49, 1995, pp.23-46.
- 33) Sonehara, T. and Harayama, S., Petrology of the Nohi Rhyolite and its related granitoids: A Late Cretaceous large silicic igneous field in central Japan, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol.167, 2007, pp.57-80.
- 34) 安江健一, 徳安佳代子, 小松哲也, 堀内泰治, 清水麻由子, 丹羽正和, 電子スピン共鳴を用い た後背地解析技術の研究, 日本地質学会第 123 年学術大会講演要旨, 2016, pp.100.
- 35) 中野 俊, 上野玄武岩類 I:2 つの単成火山における不均質なマグマ, 岩鉱, vol.88, 1993, pp.272-288.
- 36) 中野 俊, 上野玄武岩類 II: 御嶽南, 木曽岩体群の化学組成の多様性, 岩鉱, vol.89, 1994, pp.115-130.
- 37) 氏家 治, 飯塚義之, 中野 俊, 上野玄武岩類の K-Ar 年代, 岩鉱, vol.87, 1992, pp.102-106.
- 38) 中野 俊, 宇都浩三, 内海 茂, 上野玄武岩類および地蔵峠火山岩類の K-Ar 年代と化学組成 の時間変化, 火山, vol.45, 2000, pp.87-105.
- 39) 氏家 治, 飯塚義之, 中野 俊, 上野玄武岩類の K-Ar 年代, 岩鉱, vol.87, 1992, pp.102-106.
- 40) 竹内 誠, 中野 俊, 原山 智, 大塚 勉, 木曽福島地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1 地質図幅), 地質調査所, 1998, 94p.
- 42) 岡 孝雄, 五十嵐八枝子, 北海道北部・問寒別構造盆地の鮮新 更新統一とくに堆積相および 花粉層序についてー, 地質学雑誌, vol.99, 1993, pp.365-389.
- 43) 岡 孝雄, 北海道天北・問寒別構造盆地のテクトニクス, 活断層研究, vol.1, 1985, p19 29.
- 44) 酒井利啓, 松岡稔幸, 幌延地域を対象とした地表踏査および地形データにもとづく地質分布 の推定, JAEA-Research 2015-004, 2015, 109p.
- 45) Röller, K. and Trepmann, C.A., Stereo32, version 1.0.3, 2011.
- 46) 吉川周作, 大阪層群中の火山灰層について, 地質学雑誌, vol.82, 1976, pp.479 515.
- 47) Danhara, T., Yamashita, T., Iwano, H. and Kasuya, M., An improved system for measuring refractive index using the thermal immersion method, *Quaternary International*, vol.13, 1992, pp89-91.
- 48) 石井英一, 安江健一, 幌延町における鮮新世~前期更新世のテフラ層序と FT 年代, JNC-TN5400-2005-006, 2005, 45p.
- 49) 岩野英樹, 折橋裕二, 檀原 徹, 平田岳史, 小笠原正継, 同一ジルコン結晶を用いたフィッション・トラックと U-Pb ダブル年代測定法の評価 島根県川本花崗閃緑岩中の均質ジルコンを用いて –, 地質学雑誌, vol.118, 2012, pp.365-375.
- 50) 新里忠史, 舟木泰智, 安江健一, 北海道北部、幌延地域における後期鮮新世以降の古地理と 地質構造発達史, 地質学雑誌, vol.113 補遺, 2007, pp.119-135.
- 51) 石井英一, 安江健一, 大平寛人, 古澤 明, 長谷川 健, 中川光弘, 北海道北部, 大曲断層近傍 の背斜成長の開始時期, 地質学雑誌, vol.114, 2008, pp.286-299.

3.2 炭酸塩鉱物測定技術開発

3.2.1 背景と目的

炭酸塩鉱物は岩種や岩盤の形成過程に依存せずに、岩盤中に広く一般的に産出する鉱物である ため(図 3.2-1)(西本ほか, 2008¹); Nishimoto and Yoshida, 2010²); Iwatsuki and Yoshida, 1999³; Yoshida et al., 2000⁴); 吉田, 2012a⁵; Ono et al., 2016⁶)、汎用的な古環境指標物質とし て利用可能である。炭酸塩鉱物から得られる情報に基づき、過去の地質環境の履歴を推測するこ とで、長期的な地質環境変動モデルの構築ができると考えられる。

長期的な地質環境変動モデルを構築する際、地下水やガスの通路となり得る高透水性の地質構造(透水性割れ目や断層など:Yoshida et al., 20004);舟木ほか,20097))を把握したうえで、その長期的な発達過程を推定することが重要となる。数十万年という時間スケールにおける割れ目の発達過程を推定するとが重要となる。数十万年という時間スケールにおける割れ目 の発達過程を推定するためには、割れ目やシーリングなどの形成・発達履歴を明らかにし、割れ 目近傍の環境変化を推定する必要がある(吉田,2012b⁸)。割れ目の形成・発達履歴を解明するう えで、割れ目充填鉱物は様々な指標になり得る(石橋ほか,20149);Ishibashi et al., 2016¹⁰)。例 えば、西本ほか(2008)¹⁾や Nishimoto and Yoshida (2010)²⁾では、割れ目充填鉱物の産状や晶出 温度から、割れ目の形成・発達履歴が議論されている。また、変動シナリオを考慮した安全評価 を行ううえでは、候補地に存在する断層の活動性を評価することが重要な課題であり、断層の活 動性評価手法として、炭酸塩鉱物(例えば、方解石やアラレ石)などの充填鉱物の年代測定が行 われている(例えば、柴田・高木,1988¹¹); Vargas et al., 2011¹²); Yamasaki et al., 2013¹³); Nuriel et al., 2012¹⁴)。

一方、長期的な地下水の地球化学特性(pH や酸化還元電位など)の推定は、地質環境の長期 変動モデル構築のために重要なだけでなく、長期的な地下水流動解析結果の検証にも有効である と考えられる。しかし、過去の地球化学特性を反映した地下水は、地下水の滞留時間の範囲内で しか採取することができない。そのため、過去の地下水の地球化学特性を復元するためには、地 下水の化学特性を反映しながら沈殿した二次鉱物である炭酸塩鉱物を利用する手法が有効である

(Blyth et al., 2004¹⁵)。本事業では長期的な地史や地球化学特性の変化を推定するための調査技術の開発として、炭酸塩鉱物の形成年代推定手法と炭酸塩鉱物形成時点の地球化学特性(特に酸化還元電位)の推測手法の構築を進める。また、炭酸塩鉱物から得られた過去から現在までの地球化学特性の変動幅の情報は、地質環境変動モデルによって示された自然現象に起因する外的インパクトによる地質環境の復元性(レジリアンス)に関する科学的信頼性を示すための重要な証拠となる。

平成 25 年度は、炭酸塩鉱物を対象とした放射年代測定法及び酸化還元電位測定技術についての既存情報を整理し、その中で以下の点を重要課題として抽出した。

<A. 放射年代測定法の開発>

- A-1. 炭酸塩鉱物の年代測定技術の構築
- A-2. 微小領域での分析手法の構築
- A-3. 標準試料の選定・採取
- <B. 酸化還元電位測定技術の構築>
 - B-1. 地下水成分から炭酸塩鉱物組成への分配挙動のカタログ化
 - B-2. カタログ化に適した標準試料の選定・採取
 - **B-3**. 微小領域での分析手法の構築

「放射年代測定法の開発」及び「酸化還元電位測定技術の構築」では取り組むべき共通の課題 が多く、平成25年度までは別々の技術開発の項目としていたが、平成26年度からは一本化し、 「炭酸塩鉱物測定技術開発」として進めた。平成26年度から平成27年度にかけて、上記の重要 課題の解決に向けて、以下の項目を実施した(図3.2-2)。

<放射年代測定法の開発に関する実施事項>

- ・ 微小領域の年代測定が可能なレーザーアブレーション付き誘導結合プラズマ質量分析計 (Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometer:以下、「LA-ICP 質量 分析計」という)の整備
- ・LA-ICP 質量分析計を用いた予備測定
- ・年代測定の標準試料となる鍾乳石などの炭酸塩鉱物の採取
- ・炭酸塩鉱物の年代測定技術開発の前段階として、LA-ICP 質量分析法によるジルコンの局所 領域ウラン-鉛年代測定技術の構築

<酸化還元電位測定技術の構築に関する実施事項>

・カタログ化に向けた試料となる炭酸塩鉱物と地下水の採取と分析

・炭酸塩鉱物の局所領域に含まれる微量元素を用いた酸化還元電位の推定手法の妥当性確認 <放射年代測定法の開発及び酸化還元電位測定技術の構築に関する共通の実施事項>

- ・炭酸塩鉱物の微小領域を対象とした分析手法・手順の整備
- ・カソードルミネッセンス(以下、「CL」という)像が観察可能なルミノスコープや、数十µm スケールの試料削取が可能なマイクロミルなどの整備
- ・ルミノスコープを用いた炭酸塩鉱物中の局所領域分析方法の構築

平成 28 年度は、炭酸塩鉱物の①微小領域の観察手順及び元素・同位体組成の分析点の選定手 法の確立と②選定された分析点の同位体分析(年代測定)手法の確立のため以下の項目を実施し た(図 3.2-2)。

①微小領域の観察及び元素・同位体組成の分析点の選定

・ルミノスコープによる CL(以下、「Optical-CL」という)像の特徴の把握

- ・地質学的背景を明らかにする分析フローチャートの提示及びその高度化
- ・LA-ICP 質量分析計を用いた元素・同位体イメージング技術の確立

②同位体分析(年代測定)手法の確立及び高度化

- ・ジルコンの分析による微小領域ウラン-鉛同位体分析技術の確立
- ・炭酸塩標準試料の選定及び作製

平成 29 年度は、引き続き年代測定に必要な標準試料の選定及び作製(開発)を進めるととも に、これまでに確立してきた手順や手法を用いて、実際に天然に存在する炭酸塩試料(示準化石) の年代測定を試み、本技術の有用性の確認を行った。平成 29 年度に実施した内容として、(1) 炭酸塩鉱物及びその包有鉱物を用いた微小領域分析手法の開発、(2)標準試料の選定・開発と評 価、(3)元素・同位体イメージング手法を用いた分析試料及び分析点の選定、(4)炭酸塩示準化 石の年代測定及び(5)地下水試料の希ガス同位体分析に分けて、次項以下に取りまとめる。

また、本技術開発は挑戦的な側面を持っていることから、本分野の最先端の知見・技術を有す る研究者を交えたワークショップを2017年12月18日に日本原子力研究開発機構・東濃地科学 センター・土岐地球年代学研究所で開催し、構築した技術の有用性・将来性について意見交換を 行うとともに、学術領域を含む様々な分野に本技術の普及を図った。 また、本事業に関連する研究開発として、以下の2件の共同研究を実施した。

- ・共同研究「炭酸塩鉱物及びその包有鉱物を用いた微小領域分析手法の開発」(連携先:国立 大学法人山形大学、国立大学法人熊本大学)
- ・共同研究「レーザーアブレーション付き誘導結合プラズマ質量分析計を用いた炭酸塩鉱物の 分析手法の開発」(連携先:国立大学法人東京大学、株式会社京都フィッション・トラック、 国立研究開発法人海洋研究開発機構、学校法人学習院大学)

加えて、これまで炭酸塩鉱物の年代測定技術の開発とともに進めてきたマルチコレクタ希ガス 質量分析計を用いた地下水の年代測定技術に関しても、整備状況などについて本節で報告する。



Qtz: 石英、Kfs: カリ長石、Bt: 黒雲母、Chl: 緑泥石、Ser: 絹雲母、Cal: 方解石

図 3.2-1 花崗岩と堆積岩中の割れ目を充填する炭酸塩鉱物(方解石) a) 及びb) 花崗岩の割れ目を充填する炭酸塩鉱物(方解石)の偏光顕微鏡写真(石橋ほか,2014⁹⁾), c) 堆積岩の割れ目を充填する炭酸塩鉱物(方解石)の偏光顕微鏡写真(c1: オープンニコル、a,b, c2: クロスニコル)



図 3.2-2 炭酸塩鉱物測定技術の開発に関する重要課題及び実施内容

以下、本節で記述する元素は、表 3.2-1 の通り原則として元素記号を用いて表す。核種や同位 体など、質量数を表示する必要がある場合は、慣例に従い、質量数を元素記号の左上付で表記す る。ただし、単体、化合物やイオンなどは元素記号を用いずに元素名で記す場合がある。また、 本節における年代値の表記には、慣例に従い、Ma(Mega annum: 100 万年前)単位を用いる (例: 100 Ma = 1 億年前)。年代値の誤差については、特に断りのない限り1σで表記する。

元素名	元素記号	元素名	元素記号	元素名	元素記号	元素名	元素記号
ヘリウム	He	アルゴン	Ar	ニッケル	Ni	トリウム	Th
窒素	Ν	カルシウム	Ca	水銀	Hg	ウラン	U
ネオン	Ne	チタン	Ti	鉛	Pb		

表 3.2-1 本節で記述する元素

3.2.2 アプローチ

平成 28 年度に「観察・分析点の選定に係る技術開発及び高度化」と「同位体分析手法の確立 及び高度化」について取りまとめた。観察・分析点の選定に係る技術開発及び高度化の段階にお いて、分析対象とする炭酸塩鉱物(主に方解石)の中に包有鉱物がしばしば確認され、この異種 鉱物から炭酸塩鉱物が形成された地質学的背景が明らかになる可能性が示唆されていた。また、 同位体分析手法の確立及び高度化では、炭酸塩鉱物の微小領域 U-Pb 年代測定のための標準試料 の選定及び開発が未だ不十分なため、これを継続して実施する必要があり、最終的に選定・開発 した標準試料を用いて年代測定を行うことが、本技術確立への課題として残っていた。これらの 課題に対応すべく平成 29 年度に実施した 5 項目を以下に示す。

(1) 炭酸塩鉱物及びその包有鉱物を用いた微小領域分析手法の開発

平成 28 年度に観察・分析点の選定に係る技術開発に関して、有意に成長構造を観察できる Optical-CL 観察の分解能の決定と炭酸塩鉱物中の成長構造と微量含有成分との関連を把握した。 これに加えて、炭酸塩鉱物の地質学的背景の解明において炭酸塩鉱物中の包有異種鉱物の岩石学 的データが有効であることを提示した(日本原子力研究開発機構, 2017a¹⁶)。平成 29 年度は、国 立大学法人山形大学と国立大学法人熊本大学を相手先として「炭酸塩鉱物及びその包有鉱物を用 いた微小領域分析手法の開発」と題した共同研究を実施し、熱史の比較的良く解明されている地 質から採取された、炭酸塩鉱物中の包有鉱物について結晶化温度を推定し、その地質の温度・時間 履歴(以下、「*t-T* path」という)と照合することで炭酸塩鉱物の形成時期の推定を行った。

(2) 標準試料の選定・開発と評価

LA-ICP 質量分析計による石灰質試料の微小領域 U-Pb 年代測定のための標準試料の選定は平成 26 年度から実施している。平成 28 年度は、標準試料として有望と思われる方解石試料 CFC (米国南西部 Delaware 盆地・上部ペルム系・海水蒸発岩の中で層状に分布; U-Pb 年代 = 251.5 ±1.4 Ma; Becker et al., 2002¹⁷)に対して、LA-ICP 質量分析計による元素・同位体イメージン グ分析及び微小領域 U-Pb 同位体分析を実施し、その有用性を評価した。平成 29 年度は、同じく 標準試料として有望と思われる方解石試料 WC-1 (米国南西部 Delaware 盆地・上部ペルム系・ 炭酸塩岩脈から採取; U-Pb 年代 = 254.4±0.8 Ma; Roberts et al., 2017¹⁸)に対して、元素・同位体イメージング分析及び微小領域 U-Pb 同位体分析を実施し、その有用性を評価した。また、 CFC に対して、より厳密な評価を行い、WC-1 と CFC の標準試料としての有用性を比較した。 さらに、標準試料の人工作製においては、平成 28 年度に実施した方解石沈殿法に加え、非晶質

炭酸カルシウム合成法(以下、「ACC法」という)(Matsunuma et al., 2014¹⁹⁾)を取り入れた。

(3) 元素・同位体イメージング分析による年代測定試料の選定

平成 26 年度に収集した 25 個の海生炭酸塩化石試料から 4 個の方解石質示準化石試料を選出し、 元素・同位体イメージング分析法を用いてこれら 4 試料の U、Th 及び Pb の同位体濃度分布を取 得した。そして、これらの分析結果をもとに、LA-ICP 質量分析計による微小領域 U-Pb 年代測 定に適すると思われる 1 試料を選定した。

(4) 方解石質示準化石試料の年代測定

(2)において有用性が高いと判断された方解石標準試料(WC-1)を用い、(3)において選定された方解石質示準化石試料の微小領域 U-Pb 年代測定を実施し、化石年代との照合を行って本技術の有用性を評価した。

(5) 地下水試料の希ガス同位体分析

平成 28 年度までに構築した He 及び Ne 同位体比分析手法を天然試料(幌延深地層研究センターの研究坑道内の湧水)に適用し、本手法の実用性を検証した。

3.2.3 実施結果

(1) 炭酸塩鉱物及びその包有鉱物を用いた微小領域分析手法の開発

炭酸塩鉱物の微小領域の観察では、しばしば包有鉱物が見られる。平成 27 年度には花崗岩の 割れ目に介在する炭酸塩鉱物を分析したが、この炭酸塩鉱物中の包有鉱物として石英結晶が確認 された。このような包有鉱物がどのように取り込まれたかを明らかにすることにより、炭酸塩鉱 物の結晶成長に関する議論に制約を与えることができる。平成28年度は、電子プローブマイク ロアナライザ(以下、「EPMA」という)を用いて上述の包有石英の Ti 濃度を測定し、この測定 値に TitaniQ 温度計(Wark and Watson, 2006²⁰⁾)を適用することにより、包有石英の形成時期 を推定した。 しかしながら Ti 濃度が 100 ppm 未満であったため、 通常の EPMA 測定では誤差が 大きく、より厳密な議論をするためには高精度な定量手法を用いた分析もしくは他の包有鉱物温 度計を用いるなどの検討が必要とされていた。本項目について、国立大学法人山形大学及び国立 大学法人熊本大学との共同研究で実施した。本共同研究では、土岐花崗岩の割れ目に介在する炭 酸塩鉱物に含まれる包有石英及び包有緑泥石に対して、より高精度の元素分析法を適用し、 TitaniQ 温度計及び緑泥石温度計(米田・前田, 200821))を用いてこれらの包有鉱物の生成温度 を求めた。これらの生成温度と土岐花崗岩帯の t-T path を照合した結果、包有石英及び包有緑泥 石はそれぞれ約70 Ma 及び約60~50 Ma に生成されたことが判明し、上述の炭酸塩鉱物の生成 時期が約 60~50 Ma 以降であるという制約を与えることができた。これにより、包有鉱物温度計 と *t*-*T* path を組み合わせた手法が炭酸塩鉱物の生成時期の推定に有効であることが示された。詳 細は日本原子力研究開発機構(2018)22)を参照されたい。

(2) 標準試料の選定・開発と評価

LA-ICP 質量分析法による微小領域同位体分析では、レーザーが試料に照射される際に起きる 元素分別が試料の物理的・化学的特性(マトリクス)に依存するため、一般に、分析試料とマト リクスが同じ標準試料を用いて分析値を補正する。本事業では、LA-ICP 質量分析法による炭酸 塩試料の微小領域 U-Pb 年代測定のための標準試料について、平成 26 年度から調査・選定を実施 し、平成 28 年度までに CFC の有用性を評価するとともに、人工標準試料の作製も実施した。一 方、Roberts et al. (2017)¹⁸により、LA-ICP 質量分析法による方解石試料の微小領域 U-Pb 年代 測定のための標準試料として WC-1 が提唱されたため、平成 29 年度は WC-1 を入手し、元素・ 同位体イメージング分析及び微小領域 U-Pb 同位体分析を実施した。加えて、CFC に対して、よ り厳密な試料調製を施して分析を行った。WC-1 と CFC の結果に基づき、両者の標準試料として の有用性を比較した。さらに、標準試料の人工作製について新たな手法(ACC 法)を試みた。こ れについては、一部を国立大学法人東京大学、株式会社京都フィッション・トラック、国立研究 開発法人海洋研究開発機構及び学校法人学習院大学との共同研究で実施した。

既述の通り、CFC は海水蒸発岩の中で層状に存在する。平成 28 年度は、この蒸発岩試料に対 してまず元素・同位体イメージング分析を実施し、その後、CFC 層に対して微小領域 U-Pb 同位 体分析を実施した。平成 29 年度は、CFC 層から方解石粒子(以下、「CFC 粒子」という)を分 離し、同様の分析を行った。粒子の分離及び試料調製は以下の手順で行った。まず、蒸発岩試料 を凍結粉砕した後、超純水で繰り返し洗浄し、乾燥後、実体顕微鏡下で CFC 粒子(100~200 µm 程度)を分離・採取した。顕微鏡観察の結果、各粒子はさらに微細な方解石粒子(数 µm~数+µm 程度)の集合体であることが判明した。採取した 100 個程度の CFC 粒子を樹脂包埋し、表面研 磨して分析試料とした。WC-1 は縦 9 mm×横 7 mm×厚さ 2 mm の矩形状試料である。この試 料は樹脂包埋せず、表面研磨したものを分析試料とした。このように調製した CFC 粒子及び WC-1 試料について元素・同位体イメージング分析及び微小領域 U-Pb 同位体分析を実施した。

CFC 粒子及び WC-1 の元素・同位体イメージング分析には、日本原子力研究開発機構・東濃地 科学センターのレーザーアブレーション装置(Photon Machines 社製 Analyte G2)及び ICP 四 重極型質量分析計(Agilent Technologies 社製 ICP-MS 7700)を用いた。レーザー・キャリアガ スの条件を表 3.2-2 に示し、それぞれの結果を図 3.2-3 及び図 3.2-4 に示す。CFC 粒子及び WC-1 には 43Ca 分布に大きな不均一性が見られないことから、両者がほぼ方解石から成っていること が確認できる。CFC 粒子については、U及び Pb の濃度分布に顕著な不均質は見られない (20 μm 程度の Pb 高濃度部は 2、3 カ所見られる)(図 3.2-3)。これは、平成 28 年度に実施した CFC の U-Pb 同位体分析の結果(日本原子力研究開発機構, 2017b²³⁾)と整合的であり、U-Pb 同位体に ついてある程度均質性の高い試料であることを示唆している。なお、CFC 粒子の U 濃度は Becker et al. (2002)¹⁷により 4.55±0.07 ppm と求められている (205Pb-236U 濃縮同位体を用いた同位体 希釈法による)。この値は、7個の試料(各試料は CFC 粒子 70-90 mg からなる)の平均値と標 準偏差であり、この重量スケールでの高い均質性を示している。WC-1のU濃度分布にはかなり の不均質性が見られる(図 3.2-4)。これは Roberts et al. (2017)¹⁸⁾が報告した WC-1 の U 濃度の 不均質性(約 2.1~5.4 ppm)と整合的である。一方、238U 濃集部では概して、238U の娘核種で ある²⁰⁶Pbの濃度が高く、²⁰⁶Pb/²⁰⁸Pb 比も高い。このことは、WC-1 は全体として U-Th-Pb 壊変 系について閉鎖系が保たれていることを示唆している。

分析試料	レーザ 一形 [µm]	走査 速度 [µm s ⁻¹]	繰り返し 周波数 [Hz]	エネル ギー密 度 [J cm ⁻²]	走査 線数	He キャリア ガス 1 [L min ⁻¹]	He キャリア ガス 2 [L min ⁻¹]	ICP-Arキャリア ガス [L min ⁻¹]
CFC 粒子	20×20 方形	25	10	4.6	31	0.85	0.15	0.95
WC-1	80×80 方形	100	10	4.6	92	0.85	0.15	0.95

表 3.2-2 CFC と WC-1 の元素・同位体イメージングのレーザー・キャリアガス条件

※ Heキャリアガス1と2はそれぞれ、LA装置からICP 質量分析装置への試料輸送を行う主要ガスと補助ガスであり、 両者は ICP 導入直前で Ar キャリアガスと混合される。



図 3.2-3 方解石粒子試料 CFC の元素・同位体イメージングの結果 海水蒸発岩試料(右上写真)から方解石粒子(CFC 粒子)(左上写真)を抽出し、その全領域の 元素・同位体イメージングを行った。このような粒子試料十数個について LA-ICP 質量分析計に よる微小領域 U-Pb 同位体分析を行った。



図 3.2-4 方解石試料 WC-1 の元素・同位体イメージングの結果 試料写真(左上)中の赤色の方形で囲んだ領域について元素・同位体イメージングを行った。 さらに、白枠内の領域において LA-ICP 質量分析計による微小領域 U-Pb 同位体分析を行った。

CFC 粒子と WC-1 の微小領域 U-Pb 同位体分析については、データの再現性を検証するため、 海洋研究開発機構と日本原子力研究開発機構・東濃地科学センターの2ヵ所で実施した。海洋研 究開発機構では LA 装置(OKLab 社製 OK-ExLA2000)とマルチコレクタ ICP 質量分析計

(Thermo Fisher Scientific 社製 Neptune (modified)) を組み合わせ、日本原子力研究開発機構・ 東濃地科学センターでは LA 装置 (Photon Machines 社製 AnalyteG2) とマルチコレクタ ICP 質量分析計 (Thermo Fisher Scientific 社製 Neptune-plus) を組合せて分析を行った。各分析に おける機器条件を表 3.2-3 と表 3.2-4 に示す。分析における元素分別効果を補正する標準試料に は米国 National Institute of Standard and Technology (以下、「NIST」という)の標準ガラス SRM 612 及び SRM614 を用いた。これらの標準試料の ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb 比は Baker et al. (2004)²⁴⁾ の報告値 (SRM612:0.90745 及び SRM614:0.87101)を用い、²⁰⁶Pb/²³⁸U 比はドイツ・Max Planck Institute for Chemistry の Geological and Environmental Reference Materials による濃度値

(SRM612: Pb = 38.57 ppm 及び U = 37.38 ppm; SRM614: Pb = 2.32 ppm 及び U = 0.823 ppm) (Jochum et al., 2011²⁵))から算出した値(SRM612: 0.25165; SRM614: 0.70166)を用いた。 CFC 粒子と WC-1 の分析データを Tera-Wasserburg コンコーディア図にした結果をそれぞれ図 3.2-5 及び図 3.2-6 に示す。CFC 粒子の初生 Pb 同位体比は ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb = 0.86 と推定されるので

(Becker et al., 2002¹⁷⁾)、CFC 粒子データの回帰直線の Y 軸切片としてこの値を採用した。WC-1 の初生 Pb 同位体比は 207Pb/206Pb = 0.85 と推定されるので(Roberts et al., 2017¹⁸)、WC-1 デ ータの回帰直線のY軸切片としてこの値を採用した。これらの分析の標準試料として用いた標準 ガラスは化学組成・結晶構造が分析試料(方解石)と全く異なるため、マトリクス効果(分析試 料と標準試料の間の元素分別の違い)が生じており、分析データの回帰直線とコンコーディア曲 線の交点は、分析試料の形成年代を示さない。一方で、各分析値の誤差、データの分散度や回帰 性から、LA-ICP 質量分析法による方解石試料の U-Pb 年代測定のための標準試料としての CFC 粒子及びWC-1の有用性を評価・比較することができる。CFC粒子試料は、WC-1試料に比べて、 各分析値の誤差が明らかに大きく(特に 207Pb/206Pb 比)、データの回帰性が低い。CFC 粒子試料 の分析誤差が大きい原因は、レーザーアブレーションによる試料掘削中に信号強度(特に ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb 比) が著しく変動したことである。上述のように、個々の CFC 粒子は数 µm~数+ µm 程度の方解石微粒子の集合体であり、これらの微粒子間に存在する有機物や石膏など(Becker et al., 200217))が信号強度を擾乱し、分析誤差を大きくしたと考えられる。海洋研究開発機構での データの回帰直線と日本原子力研究開発機構でのデータの回帰直線を比較すると、WC-1の方が CFC 粒子よりも一致性が高い。また、日本原子力研究開発機構での WC-1 のデータは強い回帰直 線性を示すが、これは、WC-1 が形成された時(254.4 Ma)に取り込まれた U と Pb の量が微小 領域ごとに異なり、その後は U-Th-Pb 壊変系について閉鎖系が保たれてきたことを示している。 以上の結果から、LA-ICP 質量分析法による方解石試料の U-Pb 年代測定のための標準試料とし ては、WC-1の方がCFCよりも有用性が高いと判断できる。一方、WC-1はU及びPb濃度が有 意に不均質であるため、これだけを標準試料として年代測定を行うのは困難と考えられる。 NIST 標準ガラスを一次標準試料、WC-1 を二次標準試料として用い、NIST 標準ガラスと方解石の間 で異なる元素分別(マトリクス効果)の補正を行うことにより、方解石質試料の微小領域 U-Pb 年代測定が高確度・高精度で実施できると考えられる。

標準試料の人工作製では、沈澱法及び ACC 法の両方において、Pb 及び U が比較的均質な試料 を得ることができたが、レーザーアブレーションに対して十分な強度を持つ固形物にする点にお いて幾分課題が残っている(日本原子力研究開発機構, 2018²⁶)。一般に、高精度の放射年代測定 を行うには、分析試料の推定年代(放射性同位体組成)に近い標準試料を使うのが好ましい。沈 殿法や ACC 法では方解石の Pb 濃度、U 濃度及び Pb/U 比をコントロールできるので、これらの 手法で作製した標準試料を用いることにより、様々な U-Pb 年代及び濃度を持つ方解石試料の年 代測定が可能になると考えられる。さらに、このような人工標準試料は、これだけを標準試料に して年代測定を行える可能性があり、その場合、二次標準試料(例えば、WC-1)は不要となり、 測定の簡便化・精度向上が期待できる。

表 3.2-3 海洋研究開発機構での CFC と WC-1 の微小領域 U-Pb 同位体分析条件

Excimer laser	OK ExLA2000 (0	OK Lab)			
Laser source	193 nm/20 ns				
	ComPex102 (Coh	erent)			
Pulse width	20 ns				
Pulse energy	70 mJ				
Focusing objective lens	Imaging optics us	ing field lens and air spaced doublet objective			
Beam diameter	100 µm diameter				
Repetition rate	10 Hz				
Laser fluence	~5 J cm ⁻² on samp	le surface			
ICP-MS (multiple faraday of	ips) Neptune	(Thermo Scientific) modified			
RF-power	500 W				
Guard electrode	Off (disconnected				
Sampling cone	ET-sample cone	Ni)			
Skimmer cone	K-skimmer cone (Ni)			
Cool gas (Ar)	$3 L min^{-1}$				
Auxiliary gas (Ar)	1.0 L min ⁻¹				
Sample gas (Ar)	1.16 L min ⁻¹				
Laser carrier gas (He)	1.15 L n	in ⁻¹			
Interface vacuum with E2M8	1.5 mba	with He ablation and N ₂ add career gas			
Mass resolution	Low resolution				
Acquisition time	$-0.5 \text{ s} \times 60 \text{ scans}$				
Dispersion Quad	.9.9 (^{219.76} M centr	e mass with zoom optics)			
Focus Quad)				
Cup and amplifier configurat	ons				
²⁰⁴ Pb (²⁰⁴ Hg)	FC L4 $10^{11} \Omega r$	esistor amplifier			
²⁰⁶ Pb	FC L3 $10^{12} \Omega r$	esistor amplifier			
²⁰⁷ Pb	FC L2 $10^{12} \Omega r$	esistor amplifier			
²⁰⁸ Pb	FC L1 $10^{11} \Omega r$	esistor amplifier			
^{219.76} M	FC Axial 10 ¹¹ Ω r	esistor amplifier (not observed in data acquisition)			
²³² Th	FC H2 $10^{11} \Omega r$	esistor amplifier			
²³⁸ U	FC H4 $10^{11} \Omega r$	esistor amplifier			
Background subtraction	<u> Dn-peak backgrou</u>	nd $30 \text{ s} \times 2$			

FC: Faraday cup; isobaric atomic and molecular ions are shown in parentheses.

Excimer laser	Analyte G2 (Photon Machines)
Laser source	193 nm/<4 ns
Pulse width	20 ns
Energy at source	200 mJ
Focusing objective lens	Imaging optics using field lens and air spaced doublet objective
Beam diameter	85 μm
Repetition rate	3 Hz
Laser fluence	\sim 5 J cm ⁻² on sample surface
ICP-MS (multiple ion count	ters) Neptune- <i>plus</i> (Thermo Scientific)
RF-power	1200 W
Guard electrode	Off (disconnected)
Sampling cone	JET-sample cone (Ni)
Skimmer cone	X-skimmer cone (Ni)
Cool gas (Ar)	16 L min ⁻¹
Auxiliary gas (Ar)	0.8 L min ⁻¹
Sample gas (Ar)	1.25-1.40 L min ⁻¹
Laser carrier gas (He)	1.0 L min ⁻¹
Mass resolution	Low resolution
Acquisition time	$0.262 \text{ s} \times 460 \text{ scans}$
Dispersion Quad	$0 \text{ V} (^{224.05}\text{M} \text{ centre mass with zoom optics})$
Focus Quad	8-10 V
Cup and amplifier configurat	ions
²⁰⁴ Pb (²⁰⁴ Hg)	Compact Discrete Dynode multiplier
²⁰⁶ Pb	Secondary Electron Multiplier
²⁰⁷ Pb	Secondary Electron Multiplier
²⁰⁸ Pb	Secondary Electron Multiplier
^{224.05} M	FC Axial $10^{11} \Omega$ resistor amplifier (not observed in data acquisition)
²³² Th	Compact Discrete Dynode multiplier
²³⁸ U	Compact Discrete Dynode multiplier
Background subtraction	On-peak background $30 \text{ s} \times 2$

表 3.2-4 日本原子力研究開発機構での CFC と WC-1 の微小領域 U-Pb 同位体分析条件


図 3.2-5 CFC の微小領域 U-Pb 同位体分析の結果

左図は海洋研究開発機構、右図は日本原子力研究開発機構での結果(各々、n=20; Tera-Wasserburgコンコーディア図)。CFCの初生²⁰⁷Pb^{/206}Pb 推定値=0.86 (Becker et al., 2002¹⁷⁾) を回帰直線のY 軸切片とした。各図右上写真中の破線赤丸がレーザー照射跡を示す。MSWD は 重みつき標準偏差の二乗平均。



図 3.2-6 WC-1 の微小領域 U-Pb 同位体分析の結果

左図は海洋研究開発機構、右図は日本原子力研究開発機構での結果(各々、n=20; Tera-Wasserburg コンコーディア図)。WC-1 の初生²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb 推定値=0.85 (Roberts et al., 2017¹⁸⁾)を回帰直線のY 軸切片とした。各図右上写真中の破線赤丸がレーザー照射跡を示す。 MSWD は重みつき標準偏差の二乗平均。

(3) 元素・同位体イメージング分析による年代測定試料の選定

前項(2)において、WC-1の標準試料としての有用性が確認されたことから、これを用いて方 解石質示準化石試料のU-Pb年代測定を試みた。方解石試料は一般にUの濃度が低く(ppbオー ダー)、高精度なU-Pb年代測定を実施するためには、試料の観察・分析点の選定に係る技術開発 で整備した技術、特に元素・同位体イメージング分析を行うことが極めて有効である。そして、 得られる年代値の妥当性・確度を評価するためには、形成年代(あるいは年代範囲)が判明して いる試料を用いる必要がある。そのため、平成26年度に収集した海生炭酸塩化石試料の中から、 微小領域 U-Pb 年代測定に適した(すなわち、U 濃度が高く、U-Th-Pb 壊変系について閉鎖系を 維持している)方解石質の試料及び領域を元素・同位体イメージング分析により選定した。方解 石に対する U-Pb 年代測定の精度・確度の評価に海生化石を用いる利点は主に二つある。一つ目 は、方解石質の海生化石はカンブリア紀以降(542 Ma 以降)の様々な年代から多種多様なもの が採取でき、示準化石と呼ばれるような年代範囲がかなり正確に限定できるものが多いことであ る。二つ目は、海洋において、Pb 及び Th が有機物粒子や砕屑粒子に吸着されることで海水から 迅速に除去される一方、U にはこのような除去過程がなく、結果として海洋生物が海水から炭酸 塩殻(方解石やアラレ石)を形成する際に取り込む Pb 及び Th は非常に少なくなり、このような 炭酸塩殻は U-Pb 年代測定にとって好適な条件を持つことである。

平成 26 年度に収集した 25 個の海生炭酸塩化石試料(日本原子力研究開発機構, 2014²⁷⁾)から 4 個の示準化石試料(ウミツボミ:SJF12、紡錘虫:SJF14、ベレムナイト:SJF19、六放サン ゴ:SJF17)を選定し、各々の結晶形を粉末X線回折(以下、「XRD」という)で分析し、さら に元素・同位体イメージング分析で各試料中の Ca、Pb、Th、Uの同位体分布を得た。これらの 試料の写真、記載(種、試料番号、産地、推定年代範囲、地質時代)及び XRD 分析部位を図 3.2-7 に示す。試料の選定基準は以下の通りである:(1)方解石質であることが予想される、(2)変 質が少ないと思われる、(3)WC-1の年代報告値(254.4 Ma: Roberts et al., 2017¹⁸⁾)に比較的 近い年代を持つ。XRD 分析には粉末X線回折分析装置(RIGAKU 社製 Ultima IV X-ray Diffractometer)を用い、元素・同位体イメージング分析にはレーザーアブレーション装置

(Photon Machines 社製 Analyte G2)及び ICP 四重極型質量分析計(Agilent Technologies 社製 ICP-MS 7700)を用いた。これらの装置は日本原子力研究開発機構・東濃地科学センターに設置されている。元素・同位体イメージング分析におけるレーザー・キャリアガス条件を表 3.2-5 に示す。

ウミツボミ試料については、殻及び充填物の XRD 分析を行った結果、殻は方解石のみから成 り、充填物は方解石と微量の石英から成ることが判明した。ウミツボミはペルム紀に絶滅した棘 皮動物であり、現生の棘皮動物(ウニ、ヒトデなど)と同様に、方解石の殻を分泌していたと考 えられる。紡錘虫試料については、方解石と微量の石英から成ることが判明した。紡錘虫はペル ム紀末に絶滅した大型有孔虫であり、現生の有孔虫と同様に、方解石の殻を分泌していたと考え られる。ベレムナイト試料については、鞘殻及び充填物を分析した結果、鞘殻は方解石のみから 成り、充填物は方解石と少量の石英から成ることが分かった。ベレムナイトは白亜紀末に絶滅し た軟体動物であり、形態的には現生軟体動物の一つであるコウイカに類似するが、コウイカがア ラレ石の甲羅を分泌するのに対し、ベレムナイトは方解石の鞘殻を分泌していたと考えられてい る。六放サンゴ試料については、骨格構造が溶解・再結晶したと思われる部位(1 ヵ所)と骨格 構造が比較的良く残っている部位(2 ヵ所)について分析したが(図 3.2-7)、これら3 ヵ所とも、 方解石のみあるいは方解石及び微量のアラレ石から成ることが分かった。僅かにアラレ石が検出 されること及び六放サンゴはアラレ石の骨格を分泌することから、この六放サンゴ試料は元々ア ラレ石だった骨格が方解石に変質したものである可能性が高い。これらの XRD の結果を表 3.2-6 に示す。なお、ウミツボミ試料とベレムナイト試料の充填物は主として固結細粒物である。

ウミツボミ試料の元素・同位体イメージングの結果を図 3.2-8 に示す。43Ca に関しては、殻で はほとんど均質である一方、充填物では有意な不均質性(低カウント部位)が見られる。これは、 殻に比べて充填物は、表面の緻密性が低く、方解石の含有率も低いことが原因と考えられる。殻 の内部では ²³⁸U のカウントが非常に高い領域があり(約 1500~3000 カウント;例えば、白枠内 の領域)、この領域では ²⁰⁶Pb のカウントが有意に高く、²⁰⁶Pb/²⁰⁸Pb 比も概して高く、²³⁸U/²⁰⁶Pb 比は比較的均一である。これに対して充填物では ²³⁸U のカウントが低く、²⁰⁸Pb のカウントが顕 著に高く、²⁰⁶Pb/²⁰⁸Pb 比は非常に低くなっている。²³²Th に関しては、充填物においてある程度 の量が存在するが、殻の内部にはほとんど含まれていない。これらの結果は、このウミツボミ殻 が形成されてから現在まで U-Th-Pb 壊変系に関して閉鎖系を保っていたことを強く示唆してお り、殻の内部、特に白枠内の²³⁸U カウントが高い領域は U-Pb 年代測定に適していると考えられ る。

紡錘虫試料、ベレムナイト試料、六放サンゴ試料についても元素・同位体イメージングを行ったが、これらの試料の²³⁸Uのカウントはウミツボミ試料の²³⁸U濃集部(1500~3000カウント)の1/3~1/1000程度であった。紡錘虫試料に関しては、骨格内の²³⁸Uが0~30カウント程度と極端に低く(ウミツボミ試料の²³⁸U濃集部の1/100~1/1000に相当)、²⁰⁸Pb及び²³²Thのカウントが顕著に高い斑点(直径数+µm)が20個程度見られた。これらの斑点は、紡錘虫骨格の孔隙部に砕屑物起源の微粒子が二次的に混入したことを示唆しており、XRDの結果(方解石に微量の石英が混入)とも整合的である。以上の結果から、紡錘虫試料はU-Pb年代測定には適さないと判断できる。

ベレムナイト試料の元素・同位体イメージングの結果を図 3.2-9 に示す。ウミツボミ試料の場 合と同様に、充填物(方解石と石英からなり、緻密性が低い)は、鞘殻(方解石だけからなり、 緻密性が高い)に比べて ⁴³Ca のカウントが有意に低い。²³⁸U に関しては、鞘殻の内部で 0~30 カウント程度と極端に低く(ウミツボミ試料の ²³⁸U 濃集部の 1/100~1/1000 に相当)、鞘殻の外 表面・破断部分及び充填物では数十カウント~300 カウント程度である(ウミツボミ試料の ²³⁸U 濃集部の 1/5 未満に相当)。²⁰⁶Pb、²⁰⁷Pb、²⁰⁸Pb 及び ²³²Th に関しては、鞘殻内部で非常に低く、 充填物のカウントの方がかなり高い。以上のことから、鞘殻内部では砕屑物の影響が及んでおら ず、殻の形成から現在まで U-Th-Pb 壊変系に関して閉鎖系が保たれていた可能性が高いが、殻の 形成時に取り込まれた ²³⁸U が極端に少なかったと考えられる。以上の結果から、ベレムナイト試 料は U-Pb 年代測定には適さないと判断できる。

六放サンゴ試料の元素・同位体イメージングの結果を図 3.2-10 に示す。43Ca に関しては、イ メージング領域の左端付近のカウントが他の領域より若干高めになっている所と、右側下端付近 にカウントが非常に高くなっている所が見られるが、これらの原因として、試料表面がレーザー による破砕・蒸散を受け易くなっていることが考えられる(例えば、緻密かつ微細な凹凸構造が あることで表面積が大きくなっていたり、熱吸収を増大させる微量成分を含んている)。また、イ メージング領域の左側に ⁴³Ca のカウントがゼロに近い領域が二つあるが、これは試料の窪みに 包埋樹脂が残留していたことによる(²³⁸U のカウントもゼロに近い)。²³⁸U に関しては、顕著に 濃集している所(約 400~500 カウント)が数カ所あり(例えば、白枠で囲んだ二つの領域)、そ こでは ²⁰⁶Pb/²⁰⁸Pb 比も有意に高くなっているが、ウミツボミ試料の ²³⁸U 濃集部と比べると、²³⁸U のカウントは 1/3~1/7 程度、²⁰⁶Pb/²⁰⁸Pb 比は 1/10 程度である。²⁰⁶Pb、²⁰⁷Pb、²⁰⁸Pb 及び ²³²Th に関しては、試料の外表面及び内部の数カ所でカウントが有意に高くなっているが、これは砕屑 物起源の微粒子が骨格表面に膠着したり、二次的に骨格内部に混入していることによる。白枠で 囲んだ二つの領域では 208Pb 及び 232Th のカウントがゼロに近いことから、砕屑物起源の微粒子 の二次的混入はないと考えられる。以上の結果から、六放サンゴ試料中の白枠で囲んだ二つの領 域では、骨格形成から現在まで U-Th-Pb 壊変系に関して閉鎖系が保たれていた可能性が高く、 LA-ICP-MS による U-Pb 年代測定を実施できる可能性がある。

以上 4 個の海生示準化石試料の XRD 分析及びイメージング分析の結果を比較検討した結果、 WC-1 を標準試料とした U-Pb 年代測定の評価試料としてウミツボミ試料を選定した。



 (a) ウミツボミ(*Pentremites* sp.) 試料番号:SJF12
産地:オクラホマ州,米国
年代:339~318 Ma
地質時代:石炭紀中期



(b) 紡錘虫(Parafusulina yabei) 試料番号:SJF14 産地:栃木県佐野市葛生町 年代:299~251 Ma 地質時代:ペルム紀



 (c) ベレムナイト(Acroteuthis subquadratoides) 試料番号:SJF19 産地:North Yorkshire,英国 年代:113~100 Ma 地質時代:白亜紀前期(Albian)



(d) 六放サンゴ(*Placosmilia vidali*) 試料番号:SJF17 産地:Lerida, スペイン 年代:86.3~83.6 Ma 地質時代:白亜紀後期(Santonian)

図 3.2-7 粉末 X線回折分析に用いた示準化石試料

(a) ウミツボミは殻と充填物を別々に分析、(b) 紡錘虫は骨格全体を分析、(c) ベレムナイトは白点線部の鞘殻と充填物を別々に分析、(d) 六放サンゴは骨格構造が溶解・再結晶したと思われる部位(1)と、骨格構造が比較的良く残っている部位(2)及び(3)について別々に分析した。

表 3.2-5 示準化石試料の元素・同位体イメージングのレーザー・キャリアガス条件

分析試料	レーザー形 [µm]	走査 速度 [µm s ⁻¹]	繰り返し 周波数 [Hz]	エネルギ 一密度 [J cm ⁻²]	走査 線数	He キャリア ガス 1 [L min ⁻¹]	He キャリア ガス 2 [L min ⁻¹]	ICP-Arキャリア ガス [L min ⁻¹]
ウミツボミ					100	0.90	0.20	0.85
紡錘虫	80×80 方形	100	10	4.6	148			
ベレムナイト					70	1.00	0.20	0.85
六放サンゴ					42			

※ Heキャリアガス1と2はそれぞれ、レーザーアブレーション装置からICP 質量分析装置への試料輸送を行う主要ガスと補助ガスであり、両者はICP 導入直前で Ar キャリアガスと混合される。

試料番号	動物名	種名	部位	検出された鉱物
CIE12	よういてもつ	Destauration	殻	方解石のみ
SJF12	ワミンかミ	Pentremites sp.	充填物	方解石、石英(微量)
SJF14	紡錘虫	Parafusulina yabei	骨格全体	方解石、石英(微量)
01510			鞘殻	方解石のみ
SJF19	~VAT 1P	Acroteuthis subquadratoides	充填物	方解石、石英(少量)
			骨格部位(1)	方解石、アラレ石(微量)
SJF17	六放サンゴ	Placosmilia vidali	骨格部位(2)	方解石、アラレ石(微量)
			骨格部位(3)	方解石のみ

表 3.2-6 示準化石試料の XRD 分析結果



図 3.2-8 ウミツボミ試料の元素・同位体イメージングの結果

試料写真(左上)中の赤色方形で囲まれた領域について元素・同位体イメージングを行った。 また、白色方形で囲まれた領域についてLA-ICP質量分析計での微小領域U-Pb年代測定を行った。



図 3.2-9 ベレムナイト試料の元素・同位体イメージングの結果 試料写真(左上)中の赤色方形で囲まれた領域について元素・同位体イメージングを行った。



図 3.2-10 六放サンゴ試料の元素・同位体イメージングの結果

試料写真(右上)中の赤色方形で囲まれた領域について元素・同位体イメージングを行った。 白色方形で囲まれた領域はLA-ICP質量分析計による微小領域U-Pb年代測定を実施できる可能性 がある。

(4) 炭酸塩示準化石の微小領域 U-Pb 年代測定

前項(2)及び(3)の結果から、WC-1を標準試料として、ウミツボミ化石試料の微小領域 U-Pb年代測定を実施し、化石年代との照合を行うことで本年代測定技術の有用性を評価した。 分析は2回実施し(2017年12月1日及び12月4日)、結果の再現性についても評価した。使用 機器は、日本原子力研究開発機構・東濃地科学センターのLA装置(Photon Machines 社製 AnalyteG2)及びマルチコレクタICP質量分析計(Thermo Fisher Scientific 社製 Neptune-plus) である。分析条件を表 3.2-7 に示す。

Excimer laser	Analyte G2 (Photon Machines)
Laser source	193 nm/<4 ns
Pulse width	20 ns
Energy at source	200 mJ
Focusing objective lens	Imaging optics using field lens and air spaced doublet objective
Beam diameter	85 μm or 65 μm diameter
Repetition rate	3 Hz
Laser fluence	\sim 5 J cm ⁻² on sample surface
ICP-MS (multiple ion count	Neptune- <i>plus</i> (Thermo Scientific)
RF-power	1200 W
Guard electrode	Off (disconnected)
Sampling cone	JET-sample cone (Ni)
Skimmer cone	X-skimmer cone (Ni)
Cool gas (Ar)	16 L min ⁻¹
Auxiliary gas (Ar)	0.8 L min ⁻¹
Sample gas (Ar)	1.25-1.40 L min ⁻¹
Laser carrier gas (He)	1.0 L min ⁻¹
Mass resolution	Low resolution
Acquisition time	$0.262 \text{ s} \times 460 \text{ scans}$
Dispersion Quad	$0 \text{ V} (^{224.05}\text{M} \text{ centre mass with zoom optics})$
Focus Quad	8-10 V
Cup and amplifier configuration	ons
²⁰⁴ Pb (²⁰⁴ Hg)	Compact Discrete Dynode multiplier
²⁰⁶ Pb	Secondary Electron Multiplier
²⁰⁷ Pb	Secondary Electron Multiplier
²⁰⁸ Pb	Secondary Electron Multiplier
^{224.05} M	FC Axial $10^{11} \Omega$ resistor amplifier (not observed in data acquisition)
²³² Th	Compact Discrete Dynode multiplier
²³⁸ U	Compact Discrete Dynode multiplier
Background subtraction	On-peak background $30 \text{ s} \times 2$

表 3.2-7 日本原子力研究開発機構でのウミツボミ試料の微小領域 U-Pb 年代測定条件

ウミツボミ試料に対する本年代測定は、元素・同位体イメージング結果において ²³⁸U 濃度が高 く、²⁰⁶Pb の蓄積が認められる領域(図 3.2-8 中の白枠内)に対して実施した。本測定では、NIST SRM614 を一次標準試料、WC-1 を二次標準試料として分析値の補正を行った。補正には、Roberts et al. (2017)¹⁸の手法を用いた(図 3.2-11)。この手法では、WC-1の年代参照値と分析値の違い に基づき、NIST SRM614 と WC-1の間の U-Pb 元素分別の違いを求め、これをもとにして試験 試料(方解石)の分析値を補正する。NIST SRM614 と WC-1 の間の元素分別の違いは、 Tera-Wasserburg コンコーディア図において、(1) WC-1 の初生 ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb 比(Y 軸切片=0.85 ±0.02; Roberts et al., 2017¹⁸)と年代参照値(254.4 Ma)から得られる直線の X 軸切片 ($[^{238}$ U/²⁰⁶Pb]_{Rc})と(2) 分析値から得た回帰直線(前記Y軸切片を通る)のX軸切片($[^{238}$ U/²⁰⁶Pb]_{Rm})との比で表すことができる。この比を補正係数 CF = $[^{238}$ U/²⁰⁶Pb]_{Rc}/ $[^{238}$ U/²⁰⁶Pb]_{Rm}と定義する(以下、「CF」という)。この CF を用いて、試験試料(方解石)の初生²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb 比(Y軸切片)は、回帰直線の外挿から求められるが、分析データが狭い領域に集中して回帰直線に大きな誤差が生じる場合などは、他の手段や知見を用いて推定する必要がある。WC-1(二次標準試料)及びウミツボミ(試験試料)の U-Pb 同位体分析結果をそれぞれ図 3.2-12 及び図 3.2-13 に示す。ウミツボミの分析結果は概して直線状に並んでいることから、初生²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb 比は回帰直線の外挿から推定した(1回目:0.89±0.17、2回目:0.86±0.26)。WC-1の結果から、CF=1.112±0.036(1回目:2017年12月1日、レーザー径 85 μ m)、CF=1.080±0.045(2回目:2017年12月4日、レーザー径 50 μ m)であった。これらの CF を用いて得られたウミツボミ試料の年代値は、344±11 Ma(1回目)、346±21 Ma(2回目)であった。これらの値は、この試料の推定年代範囲(約 339~318 Ma)(Galloway and Kaska, 1957²⁸); Fabian, 1987²⁹); Fossilworks, 2018³⁰)と整合的であり、さらに、分析日・レーザー径を変えても結果に有意差が見られないことから、本年代測定手法は少なくとも約 250~350 Ma の年代範囲において有用であると結論できる。



図 3.2-11 NIST ガラス(一次標準)及び WC-1(二次標準)による U-Pb 年代補正法 この Tera-Wasserburg コンコーディア図において、WC-1 の参照直線(1)と分析データ回帰直線(2) の違い(X_{Rc}/X_{Rm}比)求め、未知試料(方解石)の年代補正を行う。



図 3.2-12 二次標準試料 WC-1 の微小領域 U-Pb 年代測定結果

(a) 1回目(2017年12月1日;レーザー径85 µm; n=20)と(b) 2回目(2017年12月4日;レーザー径50 µm; n=20)のTera-Wasserburgコンコーディア図。WC-1の初生²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb 推定値=0.85±0.02 (Roberts et al., 2017¹⁸))を回帰直線のY軸切片とした。NIST SRM614とWC-1 の間のU-Pb元素分別補正係数は、1回目が1.112±0.036、2回目が1.080±0.045であった。MSWD は重みつき標準偏差の二乗平均。



図 3.2-13 ウミツボミ試料の微小領域 U-Pb 年代測定結果(補正済)

(a) 1回目 (2017 年 12 月 1 日;レーザー径 85 µm; n=20) と(b) 2 回目 (2017 年 12 月 4 日;レーザー径 50 µm; n=20)の Tera-Wasserburg コンコーディア図。WC-1の測定(図 3.2-12) で得られた U-Pb 元素分別補正係数で補正した結果、344±11 Ma(1回目)及び 346±21 Ma(2 回目)が得られた。MSWD は重みつき標準偏差の二乗平均。各図中の写真中の赤点はレーザー照 射点を示す。

(5) 地下水試料の希ガス同位体分析

平成 28 年度までに構築した地下水の希ガス同位体分析手法の実用性を検証するため、天然試 料を採取して分析を実施した。試料には幌延深地層研究センターの研究坑道孔 09-V250-M02#1 の湧水を用いた。これまでに整備した試料採取方法は(1)1個の金属容器を用いる方法と(2)銅管 の両端をクランプで封止する方法である(日本原子力研究開発機構,201631))。しかし、上記の湧 水試料にはメタンガスの気泡が大量に含まれるため、上記のいずれの方法でも試料への気泡混入 は避けられないと予測された。そこで、金属容器を5個連結し、湧水を還流させて気泡混入を防 ぐ方法で採水した(図 3.2-14)。採水後、これら5個の容器の重量を確認したところ、気泡混入 はほとんど見られず、各容器間の重量差もなかった。これらの試料について、He 同位体比 (³He/⁴He) 及び Ne 同位体比 (²⁰Ne/²²Ne 及び ²¹Ne/²²Ne) の分析を実施した。分析結果を表 3.2-8 に示す。分析結果は、同様に測定した大気の結果を用いて、質量差別の補正を行っているが、ブ ランクや妨害イオンの補正は行っていない。ただし、その影響は 5%以下と考えられる。分析精 度は、これまでの結果(日本原子力研究開発機構, 2016³¹⁾, 2017³²⁾)と同程度であることから、天 然試料においても高精度分析ができることが確認できた。He同位体比(³He/⁴He)の結果は、既 報値(宮川ほか,2017³³)より高いものの(表 3.2-8 参照)、本湧水採取地の特性を考慮すれば変 動の範囲内と考えられる。また、He 同位体比及び Ne 同位体比の結果から、本湧水は³He に富 み、10%程度のマントル成分が混入していることが推測される。



図 3.2-14 幌延研究坑道における湧水採取

表:	3.2-8	幌延研究坑道湧水試料の H	e 及び Ne	同位体比の	分析結果
----	-------	---------------	---------	-------	------

試料	³ He/ ⁴ He (×10 ⁻⁶)	²⁰ Ne/ ²² Ne	²¹ Ne/ ²² Ne
容器1	$3.586 {\pm} 0.078$	$7.63815 {\pm} 0.00070$	$0.0278028{\pm}0.0000025$
容器 2	3.015 ± 0.051	$8.02921 {\pm} 0.00083$	$0.0278143{\pm}0.0000029$
容器 3	2.513±0.031	$8.05875 {\pm} 0.00073$	$0.0279958{\pm}0.0000025$
容器 4	1.949 ± 0.050	$7.57353{\pm}0.00058$	$0.0291152{\pm}0.0000022$
容器 5	試料損失によりデー	ータなし	
宮川ほか(2017)33)	0.099-0.109	データなし	データなし

3.2.4 まとめ

(1) 炭酸塩鉱物及びその包有鉱物を用いた微小領域分析手法の開発

土岐花崗岩の割れ目に介在する炭酸塩鉱物の中の包有石英及び包有緑泥石に対して、TitaniQ 温度計及び緑泥石温度計を適用して、これらの包有鉱物の生成温度を求めた。包有石英及び包有 緑泥石の生成温度と土岐花崗岩帯の*t*-*T*path との照合の結果、包有石英及び包有緑泥石はそれぞ れ約 70 Ma 及び 60~50 Ma に生成したことが判明した。よって、炭酸塩鉱物の生成時期が 60~ 50 Ma 以降であるという制約を与えることができた。これにより、包有鉱物生成温度と*t*-*T*path を組み合わせた手法が、炭酸塩鉱物生成時期の推定に有効であることが示された。

(2) 標準試料の選定・開発と評価

LA-ICP 質量分析計による石灰質試料の微小領域 U-Pb 年代測定のための標準試料として有望 と思われる米国南西部・Delaware 盆地・上部ペルム系産の二つの方解石試料 CFC (U-Pb 年代 = 251.5 Ma) 及び WC-1 (U-Pb 年代 = 254.4 Ma) の評価を実施した。これらの試料に対して、こ れまでに整備・構築した元素・同位体イメージング及び U-Pb 同位体分析を実施した結果、両者 ともに ²³⁸U 濃度が高く、²³⁸U の壊変で生じた ²⁰⁶Pb の蓄積も見られたことから、U-Th-Pb 壊変 系に関してほぼ閉鎖系が保たれていることが確認された。一方で、U-Pb 同位体分析において、 CFC は WC-1 に比べて分析誤差が明らかに大きく、再現性が低いことが判明した。これは、CFC に方解石以外の微細な不純物(有機物や石膏など)が混入していることによると考えられる。以 上のことから、WC-1の方が標準試料としての有用性は高いと考えられる。標準試料の人工作製 においては、平成28年度に実施した沈殿法に加えて、ACC法を試みた。その結果、両方法にお いて、Pb 及び U が比較的均質な試料を得ることができたが、レーザーアブレーションに対して 十分な強度を持つ固形物にする点において若干の課題が残されている。これらの人工作製法では、 方解石の Pb 濃度、U 濃度及び Pb/U 比をコントロールできる。よって、これらの手法で作製し た標準試料を用いることで、様々な U-Pb 年代及び濃度を持つ方解石試料の年代測定が可能にな ると考えられる。さらに、このような人工標準試料は、単独で微小領域 U-Pb 年代測定が行える (すなわち、二次標準試料は不要となる)可能性があり、測定の簡便化・精度向上が期待できる。

(3) 元素・同位体イメージング分析による年代測定試料の選定

4 個の方解石質の海生示準化石試料(ウミツボミ、紡錘虫、ベレムナイト、六放サンゴ)を選定し、XRD分析及び元素・同位体イメージング分析を行った。その結果、ウミツボミ試料(推定年代:約339~318 Ma)において、²³⁸U 濃度が高く、²³⁸U 壊変で生じた ²⁰⁶Pbの蓄積が顕著な領域が見られた。これは、ウミツボミの殻(方解石)が形成されてから現在まで、U-Th-Pb 壊変系に関して閉鎖系が保たれていたことを示しており、上記の領域が U-Pb 年代測定に適していると判断できる。したがって、WC-1を標準試料とした微小領域 U-Pb 年代測定法を評価するための試験試料としてウミツボミ試料を選定した。

(4) 方解石質示準化石試料の年代測定

WC-1を標準試料として、ウミツボミ試料(方解石質)の微小領域 U-Pb 年代測定を 2 回実施 した。その結果得られた年代値(1回目:344±11 Ma、2回目:346±21 Ma)は、この試料の 推定年代(約339~318 Ma)と整合的であった。分析日及びレーザー径が異なっても年代値に有 意差は見られず、良好な再現性が得られた。したがって、本手法を用いた方解石質試料の年代測 定は、少なくとも約250~350 Ma の年代において確立されたと結論できる。

(5) 地下水試料の希ガス同位体分析

平成 28 年度までに構築したヘリウム及びネオン同位体比分析手法を天然の地下水試料(幌延 深地層研究センターの研究坑道で採取された湧水)に適用し、本手法の実用性を検証した。その 結果、天然試料においても高精度分析ができることを確認できた。

本技術開発で確立した観察手法を含む一連の技術を用いて、炭酸塩試料の形成過程や元素及び 同位体の分布を事前に把握し、同位体分析を行うことで、炭酸塩試料の年代測定が実施できるこ とが確認された。一方で、炭酸塩試料の U-Pb 年代測定に関する標準試料の選定と開発は未だ十 分ではなく、年代測定の精度及び確度の向上には、複数の(年代値の異なる)標準試料の選定や、 より均質な組成を持つ試料の人工的な作製などが必要となる。こうした技術及び手法の整備や今 後の分析装置の技術的改良による低濃度同位体測定技術の飛躍的向上により、数万年オーダーの 若い年代を持つ炭酸塩試料や低 U 濃度の試料への U-Pb 年代測定の適用範囲の拡大が期待される。

引用文献

- 1) 西本昌司, 鵜飼恵美, 天野健治, 吉田英一, 地下深部花崗岩の変質プロセス解析: 土岐花崗 岩を例にして, 応用地質, vol.49, 2008, pp.94-104.
- 2) Nishimoto, S. and Yoshida, H., Hydrothermal alteration of deep fractured granite : Effects of dissolution and precipitation, *Lithos*, vol.115, 2010, pp.153-162.
- 3) Iwatsuki, T. and Yoshida, H., Characterizing the chemical containment properties of the deep geosphere : Water-rock interactions in relation to fracture systems within deep crystalline rock in the Tono area, Japan, *Geological Society of London, Special Publications*, vol.157, 1999, pp.71-84.
- 4) Yoshida, H., Aoki, K., Semba, T., Ota, K., Amano, K., Hama, K., Kawamura, M. and Tsubota, K., Overview of the stability and barrier functions of the granitic geosphere at the Kamaishi mine ; Relevance to radioactive waste disposal in Japan, *Engineering Geology*, vol.56, 2000, pp.151-162.
- 5) 吉田英一, 地層処分 脱原発後に残される科学課題, 近未来社, 2012a, 168p.
- 6) Ono, T., Yoshida, H. and Metcalfe, R., Use of fracture filling mineral assemblages for aracterizing waterrock interactions during exhumation of an accretionary complex: An example from the Shimanto Belt, southern Kyushu Japan, *Journal of Structural Geology*, vol.87, 2016, pp.81-94.
- 舟木泰智,石井英一,常盤哲也,新第三紀堆積岩中の割れ目は主要な水みちとなり得るか?, 応用地質, vol.50, 2009, pp.238-247.
- 8) 吉田英一, 岩盤中の透水性亀裂とその長期的挙動 現状と今後の課題 , 地学雑誌, vol.121, 2012b, pp.68-95.
- 9) 石橋正祐紀,安藤友美,笹尾英嗣,湯口貴史,西本昌司,吉田英一,深部結晶質岩における 割れ目の形成・充填過程と透水性割れ目の地質学的特徴-土岐花崗岩を例として-,応用地 質,vol.55,2014,pp.156-165.
- 10) Ishibashi, M., Yoshida, H., Sasao, E. and Yuguchi, T., Long term behavior of hydrogeological structures associated with faulting; An Example from the deep

crystalline rock in the Mizunami URL, Central Japan, *Engneering Geology*, vol.208, 2016, pp.114-127.

- 11) 柴田 賢, 高木秀雄, 中央構造線沿いの岩石および断層内物質の同位体年代 長野県分杭峠 地域の例 - , 地質学雑誌, vol.94, 1988, pp.35-50.
- 12) Vargas, G., Palacios, C., Reich, M., Luo, S., Shen, C.-C., González, G. and Wu, Y.-C., U-series dating of co-seismic gypsum and submarine paleoseismology of active faults in Northern Chile (23°S), *Tectonophysics*, vol.497, 2011, pp.34-44.
- Yamasaki, S., Zwingmann, H., Yamada, K., Tagami, T. and Umeda, K., Constraining the timing of brittle deformation and faulting in the Toki granite, central Japan, *Chemical Geology*, vol.351, 2013, pp.168-174.
- 14) Nuriel, P., Rosenbaum, G., Zhao, J.-X., Feng, Y., Golding, S.D., Villemant, B. and Weinberger, R., U-Th dating of striated fault planes, *Geology*, vol.40, 2012, pp.647-650.
- 15) Blyth, A., Frape, S., Ruskeeniemi, T. and Blomqvist, R., Origins, closed system formation and preservation of calcites in glaciated crystalline bedrock : evidence from the Palmottu natural analogue site, Finland, *Applied Geochemistry*, vol.19, 2004, pp.675-686.
- 16) 日本原子力研究開発機構,「炭酸塩鉱物の微小領域分析手法の開発」共同研究報告書,2017a, 30p.
- 17) Becker, M.L., Rasbury, E.T., Meyers, W.J. and Hanson, G.N., U-Pb calcite age of the Late Permian Castile Formation, Delaware Basin: a constraint on the age of the Permian-Triassic boundary (?), *Earth and Planetary Science Letters*, vol.203, 2002, pp.681-689.
- 18) Roberts, N.M.W, Rasbury, E.T., Parrish, R.R., Smith, C.J., Horstwood, M.S.A. and Condon, D.J., A calcite reference material for LA-ICP-MS U-Pb geochronology, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, vol.18, 2017, pp.2807-2814.
- Matsunuma, S., Kagi, H., Komatsu, K., Maruyama, K. and Yoshino, T., Doping incompatible elements into calcite through amorphous calcium carbonate, *Crystal Growth & Design*, vol.14, 2014, pp.5344-5348.
- 20) Wark, D.A. and Watson, E.B., TitaniQ: a titanium-in-quartz geothermometer, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, vol.152, 2006, pp.743-754.
- 21) 米田哲朗,前田寛之,熱水性鉱床に産する緑泥石の化学組成と緑泥石地質温度計の適用性, Journal of MMIJ, vol.124, 2008, pp.694-699.
- 22) 日本原子力研究開発機構,「炭酸塩鉱物及びその包有鉱物を用いた微小領域分析手法の開発」 共同研究報告書, 2018, 19p.
- 23) 日本原子力研究開発機構,「レーザーアブレーション付き誘導結合プラズマ質量分析計を用いた炭酸塩鉱物の分析手法の開発」共同研究報告書, 2017b, 20p.
- 24) Baker, J., Peate, D., Waight, T. and Meyzen, C., Pb isotopic analysis of standards and samples using a ²⁰⁷Pb-²⁰⁴Pb double spike and thallium to correct for mass bias with a double-focusing MC-ICP-MS, *Chemical Geology*, vol.211, 2004, pp.275-303.
- 25) Jochum, K.P., Weis, U., Stoll, B., Kuzmin, D., Yang, Q., Raczek, I., Jacob, D.E., Stracke, A., Birbaum, K., Frick, D.A., Günther, D. and Enzweiler, J., Determination of reference

values for NIST SRM 610-617 glasses following ISO guidelines, *Geostandards and Geoanalytical Research*, vol.35, 2011, pp.397-429.

- 26) 日本原子力研究開発機構,「レーザーアブレーション付き誘導結合プラズマ質量分析計を用いた炭酸塩鉱物の分析手法の開発」共同研究報告書, 2018, 26p.
- 27) 日本原子力研究開発機構,「炭酸塩鉱物の LA-ICP-MS による U-Pb 年代測定法の開発」共同研究報告書, 2014, 24p.
- 28) Galloway, J. J. and Kaska, H. V., Genus *Pentremites* and its species, *Geological Society of America Memoirs*, vol.69, 1957, pp.1-114.
- 29) Fabian, R., Relation of biofacies to lithofacies in interpreting depositional environments in the Pitkin Limestone (Mississippian) in northeastern Oklahoma (Part I), Shale Shaker, vol.37, 1987, pp.76-95.
- 30) Fossilworks: Gateway to the Paleobiology Database, 2018. http://fossilworks.org/bridge.pl?a=collectionSearch&taxon_no=30913&max_interval=C hesterian&country=United States&state=Oklahoma&is_real_user=1&basic=yes&type=view&match_subgenera=1 (2018.01.15)
- 31) 日本原子力研究開発機構, 平成 27 年度 地層処分技術調査等事業 地質環境長期安定性評価 確証技術開発 報告書, 2016, 265p.
- 32) 日本原子力研究開発機構, 平成 28 年度 地層処分技術調査等事業 地質環境長期安定性評価 確証技術開発 報告書, 2017, 230p.
- 33) 宮川和也,玉村修司,中田弘太郎,長谷川琢磨,幌延深地層研究計画に関わるガス組成デー タ, JAEA-Data/Code 2016-021, 2017, 60p.

3.3 地殼変動予測技術

3.3.1 背景と目的

地層処分における地質環境の予測及び評価は、過去の自然現象の偏在性や変動傾向に基づき、 将来へ外挿することが基本となる。日本列島における第四紀後期の地殻変動には、変位の向きの 一様性や変位の等速性といった経験則(一様継続性)が見出されている(例えば、笠原・杉村, 1978¹⁾;松田,1988²⁾)。一方で、時系列解析モデル(自己回帰移動平均モデル)の研究例による と、過去の期間(N)に成り立っていた関係性(定常性)は、将来になればなるほど、その関係 性そのものが変化していると考えられるので、0.1~0.2 N 程度であれば関係性が継続する確率が 高いと考えられている(梅田ほか,2013³⁾)。また、過去のイベントや変動パターン・規模に係る 記録は、遡る年代や地域によって識別できる分解能が異なることから、外挿による予測結果に伴 う不確かさも様々である。さらに、時間スケールごとの変動方向や速度が大きく異なる場合は、 その地域は一様継続性が成立しておらず、単純な外挿による予測には、より大きな不確実性が伴 う。したがって、外挿法による予測においては、対象とする領域における変動の一様継続性の成 立性が重要となる。

一般に、単純な外挿によって構築可能な将来の地形・地質モデルは、概念的なモデルに留まる ため、その時空間的な変動を定量的かつ三次元的に評価することは難しい。また、地殻変動は時 空間的に一様ではなく、地殻内の物性不均質などにも支配されると考えられる。このため、地形・ 地質学的手法による過去から現在までの長期的な変遷に基づいた帰納的な予測アプローチに加え て、変動のメカニズムを考慮した運動学的な数値シミュレーションにより、将来の地殻変動を定 量的に評価する演繹的な手法を構築することも重要であると考えられる。これらのことから、本 事業では、地殻変動の一様継続性を評価するための指標について検討するとともに、地下構造の 粘弾性不均質を考慮した数値シミュレーションによって、地形・地質構造の時間発展を定量的に 予測する手法の開発を進めた。

3.3.2 アプローチ

日本列島は、プレートの沈み込みにより長期にわたって短縮変形を受け続けている。これによ る地殻変動は、複雑な地形・地質構造で特徴付けられるわが国の地質環境の根元的な形成・変動 要因であり、将来においても継続すると考えられる。しかしながら、測地学的データ及び地質学 的データに基づいて推定されたそれぞれの地殻ひずみ速度は、大きく食い違う(例えば、池田, 1996⁴)。その原因として、プレート境界地震に伴う地殻ひずみの解放などが指摘されていること から(例えば、池田,1996⁴)、鷺谷,2004⁵)、測地学的データのみに基づいて長期にわたる地殻変 動を推定することは困難であると考えられる。そのため、本事業では、地質学的データから推定 される地殻ひずみ速度分布などの過去から現在までの運動像を踏まえつつ、地球物理学的観測か ら推定される地殻・マントル構造の粘弾性不均質を考慮した数値シミュレーションによって、長 期にわたる地殻変動を推定する手法の構築を試みた。平成29年度は、以下に述べる一様継続性 を評価する指標の検討を行うとともに、数値シミュレーションによる地殻変動予測手法の構築を 進めつつ、その検証に必要な観測を実施した。

(1) 地殻変動の予測に係る不確実性(一様継続性)評価指標の検討

地形・地質学的情報や山地発達モデルによって推定された、日本列島におけるネオテクトニクスの成立時期に関する既存の研究によれば、第四紀の始めから百万年前頃には、多くの地域において現在の地殻変動の傾向が始まったと考えられている(梅田ほか,2013³⁾)。しかしながら、日本海東縁、伊豆半島周辺、沖縄トラフでは、比較的若い時代(第四紀後半)に変動が開始したと

考えられており、変動の方向や速度も将来予測の前提となる定常状態、すなわち一様継続に至っ ていないとも考えることができる。これは、測地学的な変動量と地形・地質情報から推定した変 動量に大きなギャップが存在しているといった観測事実からもその可能性が示唆される。また、 背弧海盆の拡大や海溝軸の移動などといったプレートシステムの転換に関する最近の研究(例え ば、Strak and Schellart, 2014⁶)によれば、数十万年~数百万年の時間スケールにおけるこれら の現象は、沈み込むスラブの形状や到達深度などに応じたいくつかの段階で加速度的な変動を示 すことも指摘されている。

既に述べたように、地層処分における将来の地質環境の予測・評価は、過去の自然現象の偏在 性や変動傾向に基づき、将来へ外挿することが基本となる。特に外挿法による予測においては、 対象とする領域における変動の一様継続性の成立性が重要となる。本事業では、活断層の変位な どの地形・地質学的な情報をもとに推定されるひずみ速度(地質学的ひずみ速度)と、Global Navigation Satellite System(以下、「GNSS」という)観測などで推定されるひずみ速度(測地 学的ひずみ速度)との差に着目し、両者を比較することで一様継続性の成立性を示唆する指標と しての有用性について検討した。

(2) 地殻変動シミュレーション技術の構築

一般に地殻変動は空間的に一様ではなく、プレート間の相互作用の他、地殻内の物性不均質に も支配されると考えられる。特に、長期にわたる地殻変動をシミュレーションによって評価する ためには、地下の温度構造や、近年明らかになりつつある地殻流体の存在などに伴う粘弾性不均 質を考慮したシミュレーションにより、地殻の非弾性変形を模擬することが重要と考えられる。 このため平成 27 年度は、2011 年東北地方太平洋沖地震に伴って顕著な沈降が確認されている東 北地方の火山地域 (Takada and Fukushima, 2013⁷⁷; Ozawa and Fujita, 2013⁸⁰)を対象として、 合成開ロレーダ (Synthetic Aperture Radar: 以下、「SAR」という)及び GNSS 観測データか ら地震後の地殻変動を求め、地殻深部の流体に関する粘性係数の推定を行った。また、粘弾性不 均質を考慮したシミュレーションの実施に向けた検討として、2011 年より茨城県・福島県県境付 近において活発化した群発地震活動域を対象とした二次元シミュレーションを実施した。平成 28 年度は、九州南部のせん断帯を事例として三次元シミュレーション技術の構築に関する検討に着 手し、地下深部の粘弾性不均質構造を考慮したシミュレーションによって、測地観測によって推 定されているせん断帯や、その内部のひずみ集中域の形成など、大局的な地殻変動の再現性を確 認した。これらの成果を踏まえて平成 29 年度は、地殻変動の再現性を向上させるため、地表付 近の地質構造を考慮したシミュレーション技術の構築を行った。

(3) 過去から現在の地殻変動に係るデータの取得

上述した地殻変動シミュレーションの妥当性を評価するためには、その解析結果と観測などに よって得られた地殻変動との比較を行うことが重要である。そのため、三次元シミュレーション の対象領域である九州南部のせん断帯を事例として、地殻変動に係るデータの取得を実施した。 これまで、過去の地殻変動に関する情報として古地磁気測定を実施するとともに、詳細な地殻変 動の特徴を把握するための GNSS 稠密観測を平成 27 年度より開始した。平成 29 年度は、この せん断帯を対象とした GNSS 稠密観測を継続してデータをさらに蓄積するとともに、応力インバ ージョン法による地殻応力場の推定を平成 28 年度に引き続き実施し、地殻変動シミュレーショ ン結果との比較を行った。

3.3.3 実施結果

(1) 地殻変動の予測に係る不確実性(一様継続性)評価指標の検討

1) これまでの成果と課題

地層処分における将来の地質環境の予測・評価に関して、特に外挿法による予測においては、 対象とする領域における変動の一様継続性の成立性が重要となる。ここでは、その評価指標について検討するため、地形・地質学的情報に基づく地質学的ひずみ速度と、GNSS 観測などによっ て推定される測地学的ひずみ速度との比較による検討を行う。

平成 27 年度は、産業技術総合研究所が公開している活断層データベース(産業技術総合研究 所, 2015⁹)に記載された 418 セグメントの断層パラメータを用いて、地質学的ひずみ速度の推 定を行った。ここでは、地震モーメントと地震モーメント水平成分に係る理論式に着目し、 Wesnousky et al. (1982)¹⁰を参考に、日本列島上に仮定された 80 km×80 km の個々の領域にお ける平均的なひずみ速度を計算した。その結果、大局的には海洋プレートの沈み込み方向に短縮 変形が卓越し、中部日本を含む西南日本では、概ね南北~北東-南西方向の伸長変形が認められ た。これらの結果は、Wesnousky et al. (1982)¹⁰や Kaizuka and Imaizumi (1984)¹¹らが推定し たひずみ速度の結果と調和的であったが、ひずみ速度を推定する領域内に含まれる活断層の数や ひずみ速度の推定領域の面積(または体積)の取り方で、ひずみ速度の大きさが変化してしまう。 また、活断層が分布しない領域のひずみ速度は推定できないといった課題が見出された。

そこで、平成28年度は、新たなアプローチとして、同様の活断層データをディスロケーショ ン(断層の食い違い)モデルに適用することで推定される地表での変位速度を基に、地質学的ひ ずみ速度の推定を行った。さらに、布田川・日奈久断層の運動によって 2016 年 4 月に発生した 熊本地震に伴う地殻変動を事例として、これにより解放された(測地学的に観測された)ひずみ と、過去の断層の活動履歴を用いたディスロケーションモデルによって推定された地質学的ひず み速度とを比較することで、この手法の妥当性を検証した。その結果、地震時及びその余効変動 によって生じた震源域周辺のひずみの空間分布は、活断層データに基づいて推定した地質学的ひ ずみ速度の分布と同様のパターンを示すことが明らかになった。また、同断層の走向方向を事例 測線として、地質学的ひずみ速度と活断層の平均活動間隔との積により計算できるせん断ひずみ (過去の活動一回あたりのせん断ひずみ)を推定し、熊本地震により生じたひずみ (今回の活動 一回あたりのせん断ひずみ)と比較した。その結果、両者は空間的な分布パターンとともに、定 量的にも整合的であることが明らかになった。以上の成果は、地質学的ひずみ速度の推定手法と して、本手法が概ね妥当であることを示唆すると考えられる。また、九州地方全域を対象に推定 した地質学的ひずみ速度と測地学的ひずみ速度を比較した結果、九州北部のせん断ひずみ速度は 調和的な傾向を示すものの、九州南部では整合的ではないといった特徴が認められた。このこと は、九州南部のせん断帯が比較的若い時代に生じた活動であると考えられることと調和的である。 これらのことは、ディスロケーションモデルに基づく地質学的ひずみ速度と測地学的ひずみ速度 との比較は、地殻変動の一様継続性を検討するうえで、有用な情報を与えることができることを 示唆する。ただし、この検討では活動が比較的活発な活断層(平均変位速度 0.1 m/1,000 年以上) のみを対象としている。このため平成 29 年度は、平均変位速度が詳細に推定されていない活断 層での断層運動も考慮して地質学的ひずみ速度を推定し、測地学的ひずみ速度との比較を行った。

2) ディスロケーションモデルに基づく地質学的ひずみ速度の推定

ディスロケーションモデルに基づく地質学的ひずみ速度の推定にあたっては、平成 27 年度及 び平成 28 年度と同様に、産業技術総合研究所が公開している活断層データベース(産業技術総 合研究所, 2015⁹)に記載された断層パラメータ(断層の傾斜、走向、長さ、平均変位速度、断層 タイプの情報)を用いて、地質学的ひずみ速度の推定を行った。平成 28 年度までは、平均変位 速度が 0.0 m/1,000 年と記載されているセグメントは対象としなかったが、平成 29 年度は、これ らのセグメントについてもひずみ速度計算に含めた。ただし、同活断層データベース上に記載さ れている 578 セグメントのうち、断層の傾斜角が不明なもの(10 セグメント)については、デ ィスロケーションの計算ができないため除外した。一方、断層形状の情報が記載されているが、 平均変位速度が明らかにされていないもの(0.0 m/1,000 年)は 135 セグメント存在した。同活 断層データベース中に掲載されている最小の平均変位速度は、0.1 m/1,000 年(B 級最下位)と なっていることや、上述の断層に対応する C 級活断層の定義では 1,000 年あたりの平均変位速度 は 0.01 m 以上 0.1 m 未満であることを踏まえ、これらのセグメントについては、暫定的に一律 で 0.05 m/1,000 年の平均変位速度を仮定して計算を行った(図 3.3-1)。

ディスロケーションモデルによる地表面の変形は、Okada (1985¹²⁾, 1992¹³⁾の理論式に基づい て計算を行った。同活断層データベースには、断層面(固着域)下端の深さが与えられていない ことから、各セグメントの固着域を 0~15 km とした。また、すべり方向 (λ : レイク角)は、正 断層型を λ = -90°、逆断層型を λ = 90°、左横ずれ型を λ = 0°、右横ずれ型を λ = 180° とした。 さらに、地表での変位速度を計算する地点として、東経 128° ~146°、北緯 30° ~46° に位置 する国土地理院 GEONET の 1,177 観測点の位置を割り当てた。次に、これにより計算された変 位速度を入力値とし、Shen et al. (1996)¹⁴⁾の手法を用いて、ひずみ速度を計算した。ここでは、 影響半径(ひずみ速度を求める位置に対して、どの程度離れた観測点データを用いて計算を行う か)を 20 km とし、経度・緯度ともに 0.05° ごとにひずみ速度の計算値を出力し、双三次のス プライン補間を行って面積ひずみ速度及びせん断ひずみ速度を表示した。ただし、ひずみ速度の 主軸の分布を求める際には、経度・緯度ともに 0.25° ごとに出力した。

まず、A級(88 セグメント)、B級(355 セグメント)、C級(122 セグメント)の活断層に分 けて地表での変位速度を計算し、ひずみ速度の大きさを比較したところ、それぞれ C級では 10-10 yr¹オーダー、B級では 10⁹ yr¹オーダー及びA級では 10⁸ yr¹オーダーとなることが確認でき た(図 3.3-2、図 3.3-3、図 3.3-4)。続いて、A~C 級すべての断層を用いて、地質学的ひずみ 速度の計算を行った(図 3.3-5)。その結果、北海道~東北地方では逆断層が卓越することから、 苫小牧から旭川付近や脊梁山地付近の断層沿いに、概ね 1×10⁻⁸ yr⁻¹程度の負の面積ひずみ速度 を示す収縮領域が見られた。これらは、A級活断層であるサロベツ・馬追セグメントや庄内平野 東緑・富並・山辺セグメントにおける断層運動を反映していると考えられる。中部地方では、新 潟ー神戸ひずみ集中帯の北部や糸魚川ー静岡構造線沿いに平均変位速度の大きな逆断層や横ずれ 断層が分布し、同領域の日本海側に分布する逆断層の断層運動による短縮や横ずれ断層運動によ る面積ひずみ速度の正負のパターン、せん断ひずみ速度のピークが見られる。逆断層については、 弥彦・鳥越・善光寺・神城セグメントの活動による影響が大きいと考えられ、これらの面積ひず み速度の大きさは概ね5×10⁻⁸ yr⁻¹程度であった。また、せん断ひずみ速度のピークについては、 平均変位速度 9.1 m/1,000 年と推定されている牛伏寺セグメントの横ずれ断層運動による寄与が 大きいと考えられるが、この地方には他にも横ずれ運動を生じさせるA級活断層も多く、左横ず れの断層運動では、茅野・坂下・根尾谷セグメント、右横ずれの断層運動では、跡津川・牛首セ グメントなどの断層運動による寄与も大きいと思われる。その他、敦賀から伊勢湾にかけて、2 ×10⁻⁸ yr⁻¹程度の面積ひずみ速度の負のピークが帯状に見られ、A 級活断層である甲楽城・鮎川 沖・饗庭野・養老セグメントの逆断層の断層運動を反映しているものと考えられる。四国地方で は、中央構造線沿いに面積ひずみ速度の正負のピークが並ぶ。それぞれの大きさは、2×10⁻⁸ yr¹ 程度である。さらに、せん断ひずみ速度についても、中部地方の牛伏寺セグメント近傍に見られ るピークに続いて、和歌山県西部から愛媛県東部にかけて顕著な帯状の分布が見られる。この分

布については、和歌山県と大阪府の境に位置する五条谷・根来セグメントから愛媛県西条市に位置する岡村セグメントで生じているとされる、平均変位速度 2.0~4.9 m/1,000 年のすべりに対応したものである。これらのピークは、四国東部の香川県・徳島県県境付近に位置し、最大で 3×10⁻⁸ yr⁻¹程度の大きさであった。九州地方は、日本列島内でも正断層が卓越する領域で、特に別府-島原地溝帯にかけてそれらのほとんどが分布する。面積ひずみ速度分布からは、別府と島原付近に正のピークが見られ、大きさはともに 1×10⁻⁸ yr⁻¹程度であった。このひずみ速度は、別府湾中央・杵築沖・府内セグメントや千々石・深江セグメントの正断層の断層運動を反映した膨張であると考えられる。



図 3.3-1 活断層の分布

解析に使用した活断層を表示した。断層タイプ別に色分けをし、線の太さは、A~C級の活断層の違いを示す。断層の傾斜角が不明なものと活断層ではないとされるセグメント以外の 565 セ グメントを表示した。データは、産業技術総合研究所 (2015)⁹⁾の活断層データベースを使用した。



図 3.3-2 C 級活断層の断層運動による地殻変動から推定したひずみ速度の主軸分布 青色は短縮、赤色は伸長を示す。左上の図は、面積ひずみ速度(暖色は膨張、寒色は収縮を示 す)とせん断ひずみ速度の分布を示す。ひずみ速度の推定に使用した断層を緑線で示した。



図 3.3-3 B 級活断層の断層運動による地殻変動から推定したひずみ速度の主軸分布 青色は短縮、赤色は伸長を示す。左上の図は、面積ひずみ速度(暖色は膨張、寒色は収縮を示 す)とせん断ひずみ速度の分布を示す。ひずみ速度の推定に使用した断層を緑線で示した。



図 3.3-4 A 級活断層の断層運動による地殻変動から推定したひずみ速度の主軸分布 青色は短縮、赤色は伸長を示す。左上の図は、面積ひずみ速度(暖色は膨張、寒色は収縮を示 す)とせん断ひずみ速度の分布を示す。ひずみ速度の推定に使用した断層を緑線で示した。



図 3.3-5 活断層データに基づいて計算した地殻変動とひずみ速度分布 (a)活断層データを基にディスロケーションモデルにより計算した変位速度。薄赤線で計算に 利用した活断層(565 セグメント)を示す。(b)先の変位速度から推定したひずみ速度の主軸分 布。青色は短縮、赤色は伸長を示す。(c)面積ひずみ速度分布。暖色は膨張、寒色は収縮を示す。 (d) せん断ひずみ速度分布。暖色ほどせん断ひずみ速度が大きいことを示す。

比較対象となる測地学的ひずみ速度については、2007年10月1日から2009年3月1日までの期間のGEONET F3解を用いて変位速度を推定し、先と同様にShen et al. (1996)¹⁴⁾の手法からひずみ速度を推定した。変位速度の推定に関しては、日ごとの時系列から地震やアンテナ・レドーム・受信機などの交換に伴う座標のオフセットを国土地理院が示すオフセットデータや地震前後10日分の座標値平均からそれらの差を推定し除去した後、1,223観測点のデータを用いて共

通バイアス成分を推定・除去し直線で近似した。また、F3 解が ITRF2005 座標系(Altamimi et al., 2007¹⁵) で求められていることから、ITRF2005 座標系におけるユーラシアプレート(EU) の剛体運動を Altamimi et al. (2007)¹⁵のオイラーベクトルを用いて計算し、それらを変位速度か ら差し引くことで、EU 基準の速度場に変換し、解析に用いた(図 3.3-6(a))。これらの変位速度 を用いて、ひずみ速度を推定した結果を図 3.3-6(b)-(d) に示した。従来の解析結果(例えば、 Sagiya et al., 2000¹⁶) と同様に、概ね 10⁻⁷ yr⁻¹オーダーのひずみ速度が得られた。東北地方や四 国地方の太平洋側では、太平洋プレート(PA)、フィリピン海プレート(PH)の沈み込みに伴う 短縮や、負の面積ひずみ速度で示される 2~3×10⁻⁷ yr⁻¹程度の収縮が確認できる。

以上に述べた地質学的ひずみ速度と測地学的ひずみ速度を単純に比較すると、両者の間には 1 桁程度の違いがあることがわかる。これは従来と同様の結果であり、内陸活断層で生じる地殻変 動は 10⁻⁸ yr⁻¹オーダーであることに対して、プレートの沈み込みで生じる変形は 10⁻⁷ yr⁻¹オーダ ーであることが日本列島のひずみ速度の食違いとして知られている(池田, 1996⁴); 鷺谷, 2004⁵)。 これらの先行研究から、測地学的に求められたひずみ速度には、プレート沈み込みに伴う影響が 多く含まれていると考えられており、地質学的ひずみ速度との比較においては、プレート間相互 作用を取り除いた変位速度を用いる必要があると考えられる。そこで、プレート間相互作用を推 定するために、プレート沈み込みによる日本列島の変形速度の推定(プレート沈み込みに伴うバ ックスリップの推定)を行った。この類の研究の多くは、Yabuki and Matsu'ura (1992)¹⁷ など を筆頭に地震時のすべり分布の推定のみならず地震間のすべり分布の推定について非常に多くの 成果をもたらしてきたが、解析対象として日本列島の一部のみを扱った解析がほとんどであった (例えば、Yoshioka and Matsuoka, 2013¹⁸; Ozawa, 2017¹⁹)。このような場合、解析対象域の

末端部で異常なすべりが得られるという結果も多いため、内陸のひずみ蓄積に伴う数 mm yr⁻¹程度から数 cm yr⁻¹にも満たないような地殻変動を対象とする際、日本列島全域でのバックスリップの推定を行うことが望ましい。そこで、本解析では、先に得られた地質学的ひずみ速度(図 3.3-5)と比較を行うために、EU 基準の速度場(図 3.3-6(a))を用いて、PA・PH の上面にいくつかの矩形断層を設定し、バックスリップを推定した後、それらの残差速度場より内陸のブロック運動を推定し、バックスリップによる変動と内陸のブロック運動を引き去った速度場より測地学的ひずみ速度の推定を再度行った。

バックスリップの推定については、図 3.3-7 や表 3.3-1 に示した 10 枚の矩形断層を設定した。 これらの断層は、PA については、Nakajima and Hasegawa (2006)²⁰、Nakajima et al. (2009)²¹、 Kita et al. (2010)²²によって求められたプレート上面形状を基に、固着域下限の深さ 60~80 km までを考慮した。また、PH については、Baba et al. (2002)²³、Nakajima and Hasegawa (2007)²⁴、 Hirose et al. (2008)²⁵によって求められたプレート上面形状を基に、固着域下限の深さ 30~40 km までを考慮した。さらに、Nishimura et al. (2007)²⁶⁾を参照し、PH-PA の境界として神奈川 県から千葉県の沖合にかけて 1 枚の矩形断層(固着域下限の深さは 20 km)を設定した。現実的 には、一様なすべりではなくカップリングの空間変化に伴うバックスリップの変化が予想される が、なるべくシンプルなモデルを設定することと解像度の問題を考慮し、図 3.3-7 の形状とした。 また、バックスリップの方向は、PA-EU、PH-EU、PH-PA の相対運動の方向に固定した。それ らの速度は、各矩形断層の中心の位置での速度を Altamimi et al. (2007)¹⁵⁾のオイラーベクトルよ り計算して与えた。推定に用いた観測点は、伊豆諸島を除く 1,151 点で水平 2 成分の速度データ を用いた。モデルパラメータは、バックスリップの方向を固定したため、矩形断層のカップリン グ率となる 10 個である。

バックスリップの推定結果を図 3.3-8、図 3.3-9 及び表 3.3-1 に示した。観測値と計算値の残 差の二乗平均平方根(RMS)は、内陸のブロック運動が残っているため 5.92 mm yr⁻¹となり、 各矩形断層の解像度は、すべての断層で 1.00 を示した。計算値は観測値を良く再現しているよう に見える(図 3.3-8)が、残差速度場を見る限りにおいては、遠州や紀伊半島、足摺岬など、所々 すべり過剰を示すフォーワードスリップが得られた(図 3.3-9)。これは、プレート上面形状の曲 面を矩形で仮定していることから、それらの矩形がオーバーラップしてしまう領域が出てしまう ためと思われる。内陸においては、中部日本~西南日本にかけて、数 cm/yr 程度の西南西~南西 方向の系統的な変動が確認できる。これは、東北日本と西南日本が新潟-神戸ひずみ集中帯を境 に衝突している影響(Heki and Miyazaki, 2001²⁷); Miyazaki and Heki, 2001²⁸)を見ているも のと考えられ、従来の研究と調和的であると言える。

続いて、上記のバックスリップによる地殻変動を除去した残差速度場を用いて、ブロック運動の推定を行った。ブロック境界については、Loveless and Meade (2010)²⁹⁾を参照し、日本列島内及びその周辺に 13 個のブロックを設定した(図 3.3·10)。そこで、各ブロックのオイラーベクトルを推定し、図 3.3·9 に示した観測値とブロック運動の推定値を比較した(図 3.3·11)。さらに、ブロック運動を観測値から除去した速度場を図 3.3·12 に示した。この変位速度は、プレートの沈み込みによる変形とブロックの剛体運動が取り除かれており、内陸活断層の運動に伴う地殻変動や火山性の地殻変動、不均質構造や非地震性すべりに伴う非弾性変形の影響を反映しているものと考えられる。なお、観測値と計算値の残差の RMS は 3.76 mm yr⁻¹となり、ブロック運動除去前と比較して減少していることが確認できた。そこで、Shen et al. (1996)¹⁴⁾の手法を用いて、測地学的ひずみ速度の推定を行った(図 3.3·13)。解析条件は、先の解析と同様であり、影響半径を 20 km、経度・緯度ともに 0.05°ごとの位置で得られたひずみ速度の計算値を双三次のスプライン補間を行って面積ひずみ速度、せん断ひずみ速度を求めた。ひずみ速度の主軸分布を求める際には、経度・緯度ともに 0.25°ごとに出力している。

ひずみ速度の主軸について比較を行う。まず、測地学的ひずみ速度の主軸分布について、プレート沈み込みの影響とブロック運動の除去前後の分布(図 3.3-6(b)と図 3.3-13(a))を比較する と、除去後の分布では、プレート沈み込み方向の短縮変形が除去前よりはるかに減少している様 子が確認できる。それらは、北海道中部、静岡県西部〜愛知県〜三重県南部、四国地方、九州地 方の太平洋側に相当する。一方で、襟裳岬や房総半島、足摺岬など、先に述べたフォーワードス リップが原因で著しいひずみ速度の変化が生じ、結果が疑わしいと思われる領域もある。しかし、 これらの領域では顕著な活断層の分布が見られないため、この後に行う地質学的ひずみ速度との 比較には、大きく影響しないと考えられる。また、除去前後でひずみ速度の分布に変化が見られ なかった領域として、(1) 北海道中部、(2) 秋田県・岩手県・宮城県・山形県の県境付近、(3) 新 潟ー神戸ひずみ集中帯北部、(4) 鳥取県北部の沖合、などが挙げられる。(1)と(4) については、 原因は不明であるが、その他について、(2) は 2008 年の岩手・宮城内陸地震の影響であると考え られる。また、(3) はひずみ集中帯に位置することから、一連の活断層での断層運動に起因する 変形がプレート沈み込みによる変形やブロック運動を除去しても継続していることを示している ものと考えられる。

続いて、除去後の測地学的ひずみ速度(図 3.3-13(a))と地質学的ひずみ速度の主軸分布(図 3.3-5(b))との比較を行う。両者は速度のオーダーでは、10倍ほど異なることを踏まえて、空間パターンに着目すると、以下の共通した特徴が認められる。(1)旭川~苫小牧での概ね東西方向の短縮変形。これは、石狩低地東縁断層帯(逆断層)の断層運動を反映していると考えられる。 (2)北緯 38°~40°付近に見られる奥羽脊梁山地の東西短縮。(3)新潟-神戸ひずみ集中帯北部 (佐渡~新潟県~長野県)での短縮と伸長変形。(4)群馬県と埼玉県の伸長変形。これは、(3)の 領域の南東部に位置する領域での伸長変形を示す。(5)石川県西側の海域で起こる短縮変形。2007 年の能登半島沖地震の影響も考えられるが、この領域に分布するいくつかの B 級活断層の断層運 動による変形の可能性も否定できない。(6) 三重県西部〜奈良県〜大阪府に見られる東西短縮。 中央構造線の活動によるものか、大局的には新潟ー神戸ひずみ集中帯の一部をなしており、その 影響が大きいと考えられる。(7) 四国地方北部の中央構造線付近での短縮・伸長パターン。主軸 の方向は、地質学的ひずみ速度では、断層の走向に斜交し、顕著な右横ずれ断層運動を生じさせ る向きである。測地学的ひずみ速度は、それほど断層の走向に斜交した主軸の方向とは言えない が、右横ずれの断層運動が生じる向きであった。以上に示した通り、いくつかの共通点が確認で きた。

次に、面積ひずみ速度について、地質学的推定結果(図 3.3-5(c))と測地学的推定結果(図 3.3-13(b))を比較した結果、以下に述べる両者の類似点が認められた。(1) 旭川から苫小牧にか けて、地質学的ひずみ速度では、 $1 \sim 2 \times 10^8 \text{ yr}^1$ 程度の速度の帯状の収縮領域が見られ、その領 域では、測地学的ひずみ速度でも1×10-7 yr-1程度の収縮を示す。(2) 東北地方の脊梁山地に沿う 北緯 39°~41°の領域において、地質学的ひずみ速度は 1×10⁻⁸ yr⁻¹程度の収縮を示す。同領域 では測地学的ひずみ速度について 1~2×107 yr¹程度の収縮が見られる。(3) 新潟-神戸ひずみ 集中帯の北部に位置する、佐渡〜長野〜塩尻にかけて地質学的ひずみ速度に見られる 3~6×10⁻⁸ yr¹程度の収縮は、測地学的ひずみ速度でも顕著であり、1~2×10⁻⁷ yr⁻¹程度の収縮を示す。(4) 富 山湾南東部の地質学的ひずみ速度で示される大きさ 3×10⁸ vr¹程度の膨張域は、測地学的ひず み速度でも同様に大きさ1×10⁻⁷ yr⁻¹程度の膨張域として示される。(5) 四国地方の中央構造線に おいては、右横ずれの断層運動を反映して、地質学的ひずみ速度の正負のピーク(大きさ 2~3 ×10⁻⁸ yr⁻¹程度)が交互に並ぶ様子が確認できる。測地学的ひずみ速度についても、それほど明 瞭とは言えないが、香川県と徳島県の県境付近で、1×10-7 yr-1程度の収縮と2×10-7 yr-1程度の 膨張が確認できた。以上とは逆に、面積ひずみ速度の正負のパターンの不一致が見られる領域に ついて、以下の特徴が認められた。(6) 敦賀~伊勢湾にかけて地質学的ひずみ速度に見られた収 縮(2×10⁸ yr¹程度)は、測地学的ひずみ速度では膨張(1×10⁷ yr¹程度)に転じている。(7) 島原-別府地溝帯の東・西端で見られた地質学的ひずみ速度の膨張領域(1×10⁻⁸ yr¹程度)は、 測地学的ひずみ速度では収縮(1×10⁻⁷ yr⁻¹程度)を示している。

さらに、せん断ひずみ速度について両者の比較を行うと、(8) 長野県塩尻市付近に見られる 5 ×10⁻⁸/yr 程度のせん断ひずみ速度のピークは、測地学的ひずみ速度でも 1×10⁻⁷ yr⁻¹程度のピー クとして見られ、両者は良く一致する。(9) 四国地方の中央構造線周辺における地質学的ひずみ 速度は、ひずみ速度の大きな帯状の領域(最大 3×10⁻⁸ yr⁻¹程度)を示す。測地学的ひずみ速度 でも、それに対応した 1×10⁻⁷ yr⁻¹程度のせん断ひずみ速度のピークを示す。(10) 中央構造線西 部の伊予灘付近に見られる、地質学的ひずみ速度のせん断ひずみ速度のピーク(大きさ 1×10⁻⁸ yr⁻¹程度)は、測地学的ひずみ速度に見られる同領域のピーク(大きさ 1×10⁻⁷ yr⁻¹程度) に一致 する。

以上の結果は、内陸活断層におけるひずみ蓄積速度とひずみ解放速度の空間パターンが調和的 であることを示している。特に、プレート境界から離れた内陸部においてこのような傾向が認め られ、地殻変動の一様継続性を示唆すると考えられる。これらのことから、地質学的ひずみ速度 と測地学的ひずみ速度のパターンの違いは、地殻変動の一様継続性を議論するうえで有用な情報 となり得ると考えられる。ただし、測地学的ひずみ速度の推定にあたっては、大地震の発生に伴 う地殻変動など、対象とする期間内におけるイベントの発生に注意を要する。



図 3.3-6 GNSS 速度場と推定したひずみ速度分布

(a) GEONET F3 解から推定した GNSS 速度場。期間は、2007 年 10 月 1 日~2009 年 3 月 1 日で、ユーラシアプレート(EU) に対する変位速度を示す。地震などによるオフセットは補正済み。薄赤線で活断層(図 3.3-5(a)と同一)を示した。(b) 先の変位速度から推定したひずみ速度の主軸分布。青色は短縮、赤色は伸長を示す。(c) 面積ひずみ速度分布。暖色は膨張、寒色は収縮を示す。(d) せん断ひずみ速度分布。暖色ほどせん断ひずみ速度が大きいことを示す。



図 3.3-7 バックスリップ推定のために設定した 10 枚の矩形断層 個々の断層パラメータ、プレート間カップリングの推定値については、表 3.3-1 に記載した。



図 3.3-8 バックスリップの推定結果

緑矢印は推定されたバックスリップ、青矢印は観測値、赤矢印は計算値を示す。



図 3.3-10 解析で設定した内陸ブロックとそれらの境界 Loveless and Meade (2010)²⁹⁾を参照し、13 個の内陸ブロックを設定した。



図 3.3-11 ブロック運動の推定結果

青矢印は観測値からバックスリップによる変動を除去した速度場、赤矢印は推定したブロック 運動を示す。ブロック境界を緑色の曲線で示した。



3.3-12 観劇値からハックスリックによる変形とフロック運動を味去した速度 薄赤線で解析に用いた A~C 級の活断層を示した。



図 3.3-13 バックスリップによる変形とブロック運動を除去した速度から推定したひずみ速度 (a) ひずみ速度の主軸分布。青色は短縮、赤色は伸長を示す。(b) 面積ひずみ速度分布。暖色 は膨張、寒色は収縮を示す。左上に地質学的推定値(図 3.3-5(c))を示した。コンタースケール は、測地学的推定値の 1/4。(c) せん断ひずみ速度分布。暖色ほどせん断ひずみ速度が大きい。 左上に地質学的推定値(図 3.3-5(d))を示した。コンタースケールは、測地学的推定値の 1/4。

Fault Segment	Lon (deg)	Lat (deg)	Depth (km)	Length (km)	Width (km)	Dip (deg)	Strike (deg)	Strike slip (mm/yr)	Dip slip (mm/yr)	Coupling Ratio (%)
PA1	145.9475	42.4798	0-60	282	221	16	229	47.85	85.66	111.7
PA2	144.4625	40.9820	0-20	167	152	8	204	8.63	98.77	99.9
PA3	143.1425	39.3165	0-60	266	265	13	190	-14.42	99.09	90.1
PA4	141.9925	36.4 <mark>68</mark> 3	0-60	453	250	14	205	13.12	100.62	79.7
PA5	142.7575	41.8128	20-80	195	194	18	203	8.02	98.61	30.7
PH1	138.0300	34.7803	5-30	140	111	13	197	-14.76	46.01	99.6
PH2	136.9150	33.8788	5-30	208	162	9	232	15.07	48.29	82.3
PH3	134.4875	33.1295	5-30	276	206	7	244	25.47	47.30	89.2
PH4	132.7400	32.3450	5-40	138	189	10	208	-7.92	55.77	131.2
SA	139.9850	35.0380	1-20	175	71	16	302	44.20	-23.79	18.6

表 3.3-1 プレート境界を模した矩形断層の各パラメータ

断層の位置は矩形の中心地点を深さは矩形断層の上端及び下端の深さを示す。また、Strike slip は断層の走向方向を正、Dip slip は矩形断層上端から下端へ向かう方向を正としている。

(2) 地殻変動シミュレーション技術の構築

1) これまでの成果と課題

平成 27 年度は、地殻変動シミュレーション技術の構築に向けて、測地観測データを用いた地 殻流体の粘性係数の推定の他、その存在を粘弾性体として考慮した二次元粘弾性地殻変動シミュ レーションを実施した。このうち、地殻流体の粘性係数の推定では、2011 年東北地方太平洋沖地 震に伴って局所的な沈降が生じた東北地方の火山地域(Takada and Fukushima, 2013⁷))を対象 に、干渉 SAR 解析及び GNSS 観測データ解析によって、地震後の地殻変動を推定した。さらに、 これによって推定された、地震発生時の急激な沈降から定常状態に至る地殻の粘弾性的挙動から、 沈降の原因と考えられる火山下の流体(マグマなど)の分布域またはそれに関与する領域の粘性 係数は 3×10¹⁷ Pa.s(時定数約4ヶ月)程度であると推定した。この結果は、マントルの粘性係 数よりも 1~2 桁小さく、この粘弾性体は非常に柔らかいことを示唆する。

その結果を踏まえた二次元地殻変動シミュレーションでは、2011 年東北地方太平洋沖地震の発 生後、正断層型の群発地震活動が活発化した茨城県・福島県県境付近(例えば、Kato et al., 2011³⁰) を事例として、粘弾性シミュレーションを実施した。ここでは、地震波トモグラフィー(Zhao, 2015³¹) や MT 法(Umeda et al., 2015³²) によって見出された群発地震活動域下の地殻流体を 粘弾性体と仮定し、北米プレートー太平洋プレート間におけるカップリング(Hashimoto et al., 2009³³); Uchida and Matsuzawa, 2011³⁴) を考慮したモデルに基づいた計算によって、地域的 な地殻変動に対する地殻内の流体の寄与について検討した。その結果、流体分布域の上部で鉛直 上向きの変位(隆起)が卓越することの他、流体分布域の直上では圧縮場である一方で、それ以 浅では伸長場であるとの傾向が認められた。これらの結果は、当該地域が隆起場にあること(例 えば、Suzuki, 1989³⁵) や、現在の応力場の特徴(Yoshida et al., 2015³⁶) を定性的に再現して いることから、地殻内に存在する流体が、その周辺の地殻変動場に寄与している可能性を示唆す る。

これらの成果を踏まえ、平成 28 年度は、九州南部のせん断帯を事例として三次元シミュレー ションを試行した。ここでは、九州地方に対する外力として、フィリピン海プレートの沈み込み 及び沖縄トラフの拡大を作用させた。また、比抵抗構造や地震波速度構造といった地殻の不均質 に係る情報をもとに、地殻内の流体分布域を粘弾性体として仮定し、数万年オーダーの地殻変動 についてシミュレーションを実施した。その結果、GNSS 観測により見出されている九州南部の せん断帯(例えば、Wallace et al., 2009³⁷⁾)は、地殻内の粘弾性不均質を考慮しないモデルにお いても再現された。一方、粘弾性不均質を考慮したモデルでは、せん断ひずみ速度分布の空間変 化が比較的大きく、流体の存在を仮定した領域(粘性率が低い領域)の直上には、局所的にせん 断ひずみ速度の大きな領域が現れ、それらが地表へと繋がる様子が認められた(図 3.3-14)。こ の特徴は、GNSS 観測データに基づいて推定された九州地方のせん断ひずみ速度分布(Wallace et al., 2009³⁷⁾)にも認められており、地殻内に存在する流体が、その周辺の地殻変動場に密接に関 与していることを示唆すると考えられる。これらの成果を踏まえて平成 29 年度は、地殻変動の 再現性を向上させるため、地表付近の地質構造を考慮したシミュレーション技術の構築を行った。



図 3.3-14 解析対象領域と 30,000 年経過時のせん断ひずみ速度の深さ方向の分布 (日本原子力研究開発機構, 2017³⁸⁾)

2) 三次元シミュレーション技術の構築

平成 28 年度と同様に(図 3.3·14)、九州南部のせん断帯を対象領域とした三次元シミュレーションを実施した。解析には、有限差分法コード FLAC3D ver. 5.0 (Itasca, 2017³⁹)を使用した。 モデルの設定領域は、九州地方のほぼ全域をカバーする、南北 300 km、東西 200 km、深さ 30 km の領域(図 3.3·15)であり、節点数は 341,088 点、要素数は 326,250 要素で、全て六面体で構成される。要素の大きさは、水平方向4 km、上下方向は、深さ 0~13.8 km で 0.2 km、深さ 13.8 ~15.0 km で 0.4 km、深さ 15.0~30.0 km で 1.0 km とした。また、境界条件は、平成 28 年度 同様、フィリピン海プレートの沈み込み(3 cm/yr)及び沖縄トラフの拡大(1 cm/yr)に伴う変 位速度を与えた。さらに、モデル領域の底面(深さ 30 km)はローラー条件を課し、上下方向に は不動とした。一方で、変位速度境界条件を課した領域以外のモデル領域側面は、自由境界とした(図 3.3·15)。モデルを構成する媒質は、深さ 0~13.8 km までの領域については、防災科学 技術研究所による 32 層の深部地盤構造モデル(藤原ほか, 2009⁴⁰))を参照し(図 3.3·16)、地震 波速度と密度から剛性率、ポアソン比、ヤング率、体積弾性率を計算して与えた(表 3.3·2)。ま た、このシミュレーションでは、上部地殻を厚さ 15 km の弾性体、下部地殻を厚さ 15 km の Maxwell 粘弾性体(剛性率を 30 GPa、ポアソン比を 0.25、粘性率 10²¹ Pa.s) と仮定した。な お、下部地殻の粘性率については、Fukahata and Matsu'ura (2005⁵¹); 2006⁵²))、Kaufmann and Amelung (2000)⁴¹) を参照した。最後に、既存の研究によって推定されている地震発生層の下面 深度分布や三次元地震波速度構造などの情報を踏まえ、九州地方を南北に縦断する幅 40 km の火 山フロントを設定した。さらに、MT 法電磁探査によって推定された比抵抗構造(Umeda et al., 2014⁴²)) を基に、地殻流体が存在する領域として、九州南部のせん断帯(深さ 10~30 km)の背 弧側に粘性の低い領域(粘性率 10¹⁸ Pa.s、図 3.3-15 の赤色でハッチを付した部分)を設定した。 なお、このシミュレーションでは、重力の効果を考慮していない。また、このシミュレーション では、境界条件である変位速度を作用させてから 30,000 年後までの計算を行った。

数値シミュレーションの結果を図 3.3-17 に示す。平成 28 年度(図 3.3-14)と同様に、フィ リピン海プレートの沈み込みと沖縄トラフの拡大による効果を考慮することによって、東西方向 に延びるせん断ひずみ速度の大きな領域を定性的に再現することができた(図 3.3-17)。また、 深さ 10~15 km 以深に地殻流体の分布域として粘性率の低い領域を設定したが、その直上には、 局所的にせん断ひずみ速度の大きな領域が現れ、それらが地表へと繋がる様子が認められた(図 3.3-17)。この特徴は、GNSS 観測データに基づいて推定された九州地方のせん断ひずみ速度分布 (Wallace et al., 2009³⁷)にも認められている。以上の結果は、地殻内に分布する流体が、その 周辺の地殻変動場に密接に関与していることを示唆すると考えられる。一方で、平成 29 年度は 浅部の堆積層など細かな地質構造を新たに導入したが、それらを考慮しない平成 28 年度(図 3.3-14)の結果との差は明瞭に認められなかった。このことは、浅部の地質構造による不均質に 比べて、地殻深部の不均質が地殻変動により関与していることを示唆していると考えられる。



図 3.3-15 モデル領域の設定と境界条件(平成 29 年度の解析)



図 3.3-16 深部地盤構造モデルに基づく不均質構造

32 層の深部地盤構造モデル(藤原ほか,2009⁴⁰⁾)を基に深さ200 m ごとに領域分割し、各層の 地震波速度や密度の値よりシミュレーションで使用する弾性パラメータの計算(表 3.3-2)を行 った。



図 3.3-17 30,000 年経過時のせん断ひずみ速度の深さ方向の分布
Layer	Vp (m/s)	Vs (m/s)	Density (kg/m³)	Poisson' ratio	Rigidity (GPa)	Young's modulus (GPa)	Bulk modulus (GPa)
1	1,600	350	1,850	0.475	0.227	0.668	4.434
2	1,600	400	1,850	0.467	0.296	0.868	4.341
3	1,700	450	1,900	0.462	0.385	1.125	4.978
4	1,800	500	1,900	0.458	0.475	1.385	5.523
5	1,800	550	1,900	0.449	0.575	1.665	5.390
6	2,000	600	1,900	0.451	0.684	1.984	6.688
7	2,000	650	1,950	0.441	0.824	2.374	6.702
8	2,100	700	2,000	0.438	0.980	2.818	7.513
9	2,100	750	2,000	0.427	1.125	3.211	7.320
10	2,200	800	2,000	0.424	1.280	3.645	7.973
11	2,300	850	2,050	0.421	1.481	4.209	8.870
12	2,400	900	2,050	0.418	1.661	4.710	9.594
13	2,400	950	2,100	0.407	1.895	5.334	9.569
14	2,500	1,000	2,100	0.405	2.100	5.900	10.325
15	2,500	1,100	2,150	0.380	2.602	7.180	9.969
16	2,600	1,200	2,150	0.365	3.096	8.450	10.406
17	2,700	1,300	2,200	0.349	3.718	10.032	11.081
18	3,000	1,400	2,250	0.361	4.410	12.002	14.370
19	3,200	1,500	2,250	0.359	5.063	13.762	16.290
20	3,400	1,600	2,300	0.358	5.888	15.989	18.737
21	3,500	1,700	2,300	0.346	6.647	17.889	19.312

表 3.3-2 シミュレーションで使用した弾性パラメータ(1/2)

32 層の深部地盤構造モデル(藤原ほか, 200940))に基づく。

Layer	Vp (m/s)	Vs (m/s)	Density (kg/m³)	Poisson' ratio	Rigidity (GPa)	Young's modulus (GPa)	Bulk modulus (GPa)
22	3,600	1,800	2,350	0.333	7.614	20.304	20.304
23	3,700	1,900	2,350	0.321	8.484	22.412	20.860
24	3,800	2,000	2,400	0.308	9.600	25.122	21.856
25	4,000	2,100	2,400	0.310	10.584	27.725	24.288
26	4,000	2,100	2,400	0.310	10.584	27.725	24.288
27	5,000	2,700	2,500	0.294	18.225	47.173	38.200
28	4,600	2,900	2,550	0.170	21.446	50.191	25.364
29	5,000	2,700	2,500	0.294	18.225	47.173	38.200
30	5,500	3,100	2,600	0.267	24.986	63.324	45.335
31	5,500	3,200	2,650	0.244	27.136	67.521	43.981
32	5,700	3,300	2,700	0.248	29.403	73.385	48.519
33	6,000	3,400	2,750	0.264	31.790	80.333	56.613
34 *	8,000	4,500	3,300	0.269	66.825	169.545	122.100

表 3.3-2 シミュレーションで使用した弾性パラメータ(2/2)

32 層の深部地盤構造モデル(藤原ほか, 200940))に基づく。

*)については、Fukahata and Matsu'ura (2005⁵¹⁾, 2006⁵²⁾)を参照。

以上のように、このシミュレーションでは、フィリピン海プレートと沖縄トラフの拡大に伴う 変位速度を境界条件として導入したが、九州地方の地殻変動を生じさせる外力の原因として、フ ィリピン海スラブのロールバック(例えば、Yamaji, 2003⁴³⁾)なども指摘されている。このため、 シミュレーションの実施にあたっては、このような現象について不明確な点も多く残されている ことにも傾注しつつ、適切な境界条件を設定することも重要であると考えられる。

(3) 地殻変動に係るデータの取得及びシミュレーション手法の妥当性の検討

1) 現行の地殻変動特性の推定とシミュレーション結果との比較

① GNSS 稠密観測

九州南部のせん断帯(図 3.3-18)を事例とした GNSS 稠密観測は、せん断帯周辺での現行地 設変動を詳細に推定するため、平成 28 年 2 月に観測網を構築し、同年 3 月より観測を開始して いる。この観測では、2 周波の受信機を用いて 30 秒サンプリングでデータ収録を行っている。受 信機とアンテナについては、7 ヶ所の観測点で Trimble NetR9 受信機-Zephyr Geodetic 2 アン テナを使用し、Trimble 5700 受信機-Zephyr Geodetic 2 アンテナ、Trimble 5700 受信機-Allen Osborne チョークリングアンテナ、Trimble 5700 受信機-Zephyr アンテナを使用した観測点が それぞれ 1 ヶ所ずつ、既存施設の屋上に観測機器を設置し、合計 10 観測点で観測を実施してい る。各観測点とも、12 V・36 Ah のディープサイクル AGM 型鉛蓄電池と 3 枚のソーラーパネル により電力の供給を行っている (図 3.3·19)。また、Trimble NetR9 受信機を使用した 7 つの観 測点では、2016 年 9 月以降、オンラインによるデータ通信を行っている。架台の寸法は、幅 1.9 m、奥行き 1.4 m 及び高さ 1.1 m である。平成 29 年度も引き続き観測を継続し、概ね順調にデ ータの取得ができた。

稠密観測点で得られた GNSS データの解析には、スイスのベルン大学で開発された解析ソフト ウェアである Bernese GNSS Software (ver.5.2) (Dach et al., 2015⁴⁴⁾)を使用して、合計 10 点の稠密観測点 (図 3.3-19)における日ごとの座標値の推定を行った。平成 29 年 6 月末までは、 稠密観測点で取得された GNSS データと約 10 点の IGS (International GNSS Service) 観測点

(DAEJ、GUAM、LHAZ、MIZU、MKEA、SUWN、TSKB、TWTF、USUD、YSSK など) で取得されたデータを同時に用いて基線解析を行い、相対測位による解析を実施した。しかし、 これらの IGS 観測点の欠測に伴い、稠密観測点座標の東西・南北成分に数 cm 程度のとびが発生 することが明らかとなった(図 3.3-20)ため、IGS 観測点データの代わりに国土地理院の GEONET 観測点データを用いて解析を行った。ここで使用した GEONET 観測点は、観測点コ ード 950479 (西米良:宮崎県児湯郡西米良村)、950487 (鹿児島鹿島:鹿児島県薩摩川内市鹿島 町)、960773 (大矢野:熊本県上天草市大矢野町)及び 021093 (大根占:鹿児島県肝属郡錦江町) の4点である。固定点が少ないほど計算時間は短くなるが、観測網の回転が生じる可能性が高い と考えられ、稠密観測網の回転を極力抑えるために、稠密観測点を取り囲むような位置関係にあ る GEONET 観測点を選定した(図 3.3-19)。これら4点の GEONET 観測点の日ごとの座標は F3 解(中川ほか, 2009⁴⁵)によって決定されており、解析の際にはそれらの座標値を固定した。 さらに、IGS の精密暦(IGS Final Orbit)、地球回転パラメータや CODE(the Center for Orbit Determination in Europe) が作成した全地球的な電離層モデルのパラメータ、P1-C1 のコード バイアスなどを解析に使用した。この結果、IGS観測点を使用した場合に見られた観測データ欠 測による座標値のとびが見られなくなり、時系列のばらつきは、水平方向で2.1~4.9 mm、上下 方向で 7.3~9.6 mm 程度まで軽減することができた。これにより得られた稠密観測点における日 ごとの座標値の時系列を図 3.3-21 に示す。観測データの初日は 2016 年 3 月 20 日であるが、同 年4月14日~17日に2016年熊本地震によるステップが確認できる。また、それ以降において は、各観測点の座標値が対数関数的に推移してゆく様子が見られ、2016年熊本地震の余効変動を 示していると考えられる。特に地震発生後には、南北成分と上下成分に対数関数的な挙動が認め られ、2016 年熊本地震の余効変動の影響が震源域近傍だけにとどまらず、震源から約 60 km 以 上離れた本観測領域にも及んでいることを示唆する。このことから、せん断帯周辺の詳細な変位 速度やひずみ速度などの定常的な運動像を得るためには、2016年熊本地震の余効変動を適切に推 定し、その影響を除去したうえで地殻変動の議論を行う必要がある。

この課題に対し、まず得られた時系列のスクリーニングとして、共通バイアス (common mode bias、共通誤差)成分の除去に取り組んだ。共通バイアスの主要成分は、季節変動と1日ごとの 座標値のばらつきであると考えられており、原因として最も可能性が高いのは大気起源のもので あるとされている。大気水蒸気の含有量や変化量が大きい場合には、誤った大気遅延推定がなさ れてしまい、ネットワーク解析を通してバイアスが他の観測点に影響を及ぼす可能性がある

(Tabei and Amin, 2002⁴⁶)。そこで、GNSSの時系列に含まれる共通バイアスを軽減するため、
Wdowinski et al. (1997)⁴⁷の手法に基づいて、以下の処理を行った。この処理では、2016年1月
1日から2017年9月30日までの、九州地方のGEONET観測点150点(北緯31.1°~34.2°、

東経 129.5°~132.2°)と稠密観測点 10 点で得られた ITRF2005 基準座標系の XYZ 日座標値 より、南北・東西・上下成分の時系列を作成し、それぞれの観測点の各成分を直線で近似した。 続いて、直線近似からのずれの成分の時系列を観測点ごと、成分ごとに計算し、日ごとの各成分 の総和を求め、それらの平均値を算出した。最後に、もとの各観測点の時系列よりそれらのずれ の平均値を差し引くことで、共通バイアス成分を除去した。これらの処理を適用した結果、各成 分のばらつきが、水平方向で 1.2~4.2 mm、上下方向で 4.7~7.3 mm に減少した(図 3.3・22)。 さらに、共通バイアス成分を除去した後の速度から、年周・半年周を推定し、速度成分を抽出し た(図 3.3・23)。

規模の大きな地震活動などによって顕著な地殻変動がほとんど発生しなかった期間(例えば、 Yarai and Ozawa, 2013⁴⁸⁾)として、2007年10月1日から2009年3月1日の期間の地殻変動 場(図 3.3-24)と比較すると、数 cm yr⁻¹オーダーで見た場合は熊本地震震源域近傍を除いて概 ね定常的な変動が継続しているように見えるが、稠密観測の対象であるせん断帯の活動に伴う地 殻変動は、数 mm yr⁻¹オーダーであると考えられる。

地震後に生じる地殻変動を余効変動と呼び、その原因として、これまでの研究から三つの原因 (例えば、平原, 2016⁴⁹⁾)が考えられている。一つ目は、間隙弾性反発であり、地震時の断層運 動に伴う体積変化によってもたらされる変動で、体積が減少した領域では、そこに存在している 流体が押し出されて周囲に拡散し、収縮と沈降が生じる。一方、体積が増加した領域では、周囲 に存在する流体が体積増加領域に浸透し、伸長と隆起が生じる。この変動は、流体の拡散に支配 され、主に断層(破壊領域)の末端で生じると考えられている。ただし、その時定数は、週~月 程度と他の原因と比べて短い。二つ目は、余効すべりであり、岩石の摩擦構成則(速度状態依存 則)に起因する。地震時すべりを起こす震源域は速度弱化領域とされ、不安定すべりを引き起こ す。一方で、震源域延長部は速度強化領域とされ、安定すべりが生じている。余効すべりは、地 震時すべりによって速度強化領域で励起される地震後のゆっくりとしたすべりによる変動と考え られており、その時定数は、月~年程度で、対数時間依存性を示す。三つ目は、粘性緩和であり、 下部地殻や上部マントルが粘弾性体であることから、地震時の応力変化に伴って周囲の粘弾性体 がゆっくりと変形する広域的な変動である。粘弾性の媒質モデルとして、ばね(弾性的挙動)と ダッシュポット(粘性的挙動)を直列に繋いだ Maxwell 粘弾性モデルがよく用いられ、その変動 は指数関数的に減衰する時間依存性を示す。その時定数は、年~数十年程度であり、間隙弾性反 発や余効すべりよりも長期間継続することが知られている。稠密観測領域においても、粘性緩和 の影響が既に及んでいることが指摘されており(例えば、水藤,201750)、本事業においても粘性 緩和について簡単な計算を行った。

粘性緩和による生じる地殻変動は、Fukahata and Matsu'ura (2005⁵¹); 2006⁵²))のコードを用 いて推定した。ここでは、熊本地震時の変動として、国土地理院の3枚の矩形断層モデル(国土 地理院, 2016⁵³))を参照し(表 3.3-3)、断層すべりによって駆動される変動を開始点として地殻 変動の時間発展を計算した。Fukahata and Matsu'ura (2005⁵¹), 2006⁵²))のコードでは、上部が 弾性体、下部が Maxwell 粘弾性体の2層の水平成層構造を仮定している。そのため、断層の形状 やすべり量の他、弾性体の厚さや粘弾性層の粘性率などを考慮する必要がある。これに関して、 水藤(2017)⁵⁰は、熊本地震震源域から50~150 km 離れた GEONET 観測点の地震後半年から1 年間の地殻変動の時系列を基に、弾性体の厚さを25 km、粘弾性層の粘性率を2×10¹⁸ Pa·s と 推定した。本解析においてもこの結果を踏まえ、熊本地震後の粘性緩和に伴う地殻変動を計算し た。その他、弾性体・粘弾性体の剛性率、ポアソン比及び密度などの物性パラメータについては、 Fukahata and Matsu'ura (2005⁵¹), 2006⁵²))で用いられた値を採用した(表 3.3-4)。この結果、 図 3.3-25 に示したように、粘性緩和による 1.5 年後の変動速度は、せん断帯の北部(概ね北緯 32°以北) において約 10 mm yr⁻¹であり、せん断帯の南部 (概ね北緯 32°以南) では約 7 mm yr⁻¹ であると見積もられた。

熊本地震前において、せん断帯では左横ずれの運動が推定されており(Wallace et al., 2009³⁷)、 図 3.3-26 に示した粘性緩和による変動は、一見すると左横ずれの定常的な運動を減速させてい るようにも見られる。せん断帯に平行な成分である N110°E 方向の変動速度のプロファイルを 図 3.3-27 以降に示した。半無限弾性媒質中での鉛直横ずれ断層の断層運動については、断層を はさむ両側のブロックが剛体的な運動をしており、その上部地殻部分が固着することによって弾 性変形が生じていたとすると、地表で観測される変位速度は断層をはさんで arctangent の形と なること (例えば、Savage and Burford, 1973⁵⁴)が知られている。熊本地震前(図 3.3-27)と 地震後(図 3.3-28)の速度プロファイルと比較すると、arctangent 型の地殻変動パターンが明 瞭に変化していることが確認できる。特に、せん断帯の南部では速度のばらつきが大きく(図 3.3-28)、期待される arctangent 型の速度パターンから 4~6 mm yr⁻¹程度西向きの変動が示され ているが、これらの観測点は、桜島の西側約 20~30 km に位置する姶良カルデラにおける火山性 の地殻変動の影響を受けている可能性が考えられる。

国土地理院は、桜島周辺の GEONET 観測点の基線長を調べ、ここ数年間での大隅半島-薩摩 半島間の基線長の伸びや桜島の隆起が継続していることを示している(国土地理院,201755)。特 に、桜島のほぼ北側に位置する 021089(隼人)と桜島のほぼ西側に位置する 960776(鹿児島郡 山) 間では、2007年、2008年~2014年末頃まで顕著な基線長変化は見られなかったが、2015 年1月頃から2017年11月にかけて約2 cm の基線長の伸びが観測されている。また、国土地理 院と気象庁は、桜島島内の GNSS 観測データを用いて、姶良カルデラの二つの茂木ソース(ソー ス1: 東経 130.656°、北緯 31.603°、深さ5 km、ソース2: 東経 130.709°、北緯 31.670°、 深さ 10 km)の体積変化について時間発展のインバージョン解析を行っている(国土地理院・気 象庁, 2017⁵⁶)。せん断帯での稠密観測期間中(2016年4月から2017年9月末で計算)には、 ソース1で2×10⁶ m³、ソース2で10×10⁶ m³の体積増加があったことが推定されている。この 結果を踏まえ、二つのマグマソースの体積変化による火山性の地殻変動について、茂木モデル (Mogi, 1958⁵⁷⁾)による計算を行った(図 3.3·29、図 3.3·30)。その結果、桜島西部に位置する GNSS 観測点では、観測期間中に約 4~6 mm の火山性地殻変動が生じたと見積もられた(図 3.3-30)。また、これを用いてせん断帯に平行な速度プロファイルを補正すると、せん断帯の南部 で顕著であった速度のばらつきが減少し、arctangent型の地殻変動パターンを得ることができた (図 3.3-31)。さらに、先に計算した粘性緩和の影響を補正すると、熊本地震前における速度プ ロファイルのパターンとよく一致することが明らかとなった(図 3.3-32)。このことは、上部 0 ~9 km で固着が起こり、固着域以深ですべり速度 6.8 mm yr⁻¹ですべりが進行する(渡部ほか, 201758) という、せん断帯での定常的な変動が、熊本地震の発生後もほぼ同様に継続しているこ とを示していると考えられる。これに類似した観測事例として、Angela and Sagiya (2016)59)で は、2011 年東北地方太平洋沖地震前後の新潟県のひずみ集中帯周辺における GPS データを用い て、大地震の発生に影響されない定常的な短縮変形を見出し、それが地殻内部で起こる断層深部

のすべりによって生じる非弾性的な変形であることを明らかにしている。本稠密観測の結果は、 せん断帯の地下深部でも同様の現象が進行していることを示唆する。



図 3.3-18 九州地方の地殻変動速度と GNSS 速度より推定されたせん断ひずみ速度分布 (a) 国土地理院 GEONET F3 解(中川ほか, 2009⁴⁵⁾)(1998 年 1 月 1 日~2001 年 12 月 31 日) を基に、各観測点での速度を直線回帰により求め、AM プレートに準拠させた速度場。活断層を 紫色の曲線で示す。(b)(a)の速度を基に、Shen et al. (1996)¹⁴⁾の手法を用いて推定したせん断 ひずみ速度分布。GNSS 観測点を黒丸で、活断層を紫色の曲線で示した。九州南部には、北緯 32° 付近に島弧を東西に横切るようなせん断ひずみ速度の大きなせん断帯が確認できる。その大きさ は約 1.2×10⁻⁷ yr⁻¹、幅は 50 km 程度と見積もることができる。



図 3.3-19 GNSS 稠密観測点と GEONET 観測点

赤丸で稠密観測点を青丸で日ごとの座標値を推定する際に基準とした 4 つの GEONET 観測点 (950479:西米良、950487:鹿児島鹿島、960773:大矢野、021093:大根占)を示す。黒丸は、 その他の GEONET 観測点を示す。右の写真は、稠密観測点に置かれた架台を示す。



図 3.3-20 IGS データを用いて推定した日ごとの座標値の時系列

青丸は南北成分、赤丸は東西成分(北・東向きの変位を正とする)を示す。期間は、2016年3 月 20 日~2017 年 5 月 31 日。大局的な直線からの外れ値を灰色丸で示した。紫色の直線は熊本 地震の発生日(2016 年 4 月 16 日)を示す。



図 3.3-21 GEONET 観測点データを基準として推定した日ごとの座標値の時系列 青丸は南北成分、赤丸は東西成分(北・東向きの変位を正とする)を示す。期間は、2016 年 3 月 20 日~2017 年 9 月 30 日。紫色の直線は熊本地震の発生日を示す。南北成分に見られる 2016 年 12 月中旬頃~2017 年 3 月頃の不連続は、つくば GNSS 観測点による影響。



図 3.3-22 共通バイアス成分を除去して推定した日ごとの座標値の時系列

青丸は南北成分、赤丸は東西成分(北・東向きの変位を正とする)を示す。期間は、2016年3 月 20 日~2017 年 9 月 30 日。紫色の直線は熊本地震の発生日を示す。共通バイアス成分除去前 の南北成分に見られたばらつき(図 3.3-21)などが除去された。



図 3.3-22 に示した(GEONET の 4 点を固定、共通バイアス成分を除去した)時系列より推定 した変位速度。期間は、2016 年 4 月 17 日~2017 年 9 月 30 日。(a)水平成分を示す。稠密観測 点で得られた結果を赤色ベクトルで示した。(b)上下成分を示す。稠密観測点で得られた結果に ついて、隆起を紫色、沈降を水色で示した。水平・上下成分とも同じスケールで表示した。座標 系は、ITRF2005 である。



図 3.3-24 2016 年熊本地震前の定常的な変位速度 GEONET F3 解を基に、共通バイアス成分や年周・半年周変動を除去後に推定した変位速度。 期間は、2007 年 10 月 1 日~2009 年 3 月 1 日。(a)水平成分、(b)上下成分を示す。



図 3.3-25 2016 年熊本地震後の粘性緩和による地殻変動

国土地理院の3枚の断層モデル(A1、A2、B)のすべりを基に、弾性層の厚さを25km、粘弾 性層の粘性率を2×10¹⁸ Pa.s として計算した地震発生から1.5年後の粘性緩和による地殻変動。 (a)水平成分を示す。稠密観測点で得られた結果を赤色ベクトルで示した。(b)上下成分を示 す。稠密観測点で得られた結果について、沈降を水色で示した。水平・上下成分とも同じスケー ルで表示した。せん断帯を赤色のハッチを付けて示した。変位量の後のカッコ内の数値は、1.5 年間の変位量を平均速度に換算した値を示す。



図 3.3-26 粘性緩和によるせん断帯に対して平行な成分の速度

図 3.3-25 を基に、せん断帯に平行な方向(N110°E方向)速度成分を抽出。(a)九州全体の 速度成分、(b) せん断帯付近の速度成分を示した。



図 3.3-27 2016 年熊本地震前のせん断帯に平行な速度成分

期間は、2007年10月1日~2009年3月1日。姶良カルデラ直下の体積変化を補正した速度 を基に計算した(図 3.3-29参照)。(a)領域全体、(b)せん断帯付近の拡大図、(c)赤色長方形 内(a、b)のデータを用いて計算した速度プロファイルを示す。せん断帯の中心より北の観測点 間の距離を正で示した。また、図に示した数字は、観測点の索引番号を示す。



図 3.3-28 2016 年熊本地震後のせん断帯に平行な速度成分

期間は、2016年4月18日~2017年9月30日。(a)領域全体、(b) せん断帯付近の拡大図、 (c) 赤色長方形内(a、b)のデータを用いて計算した速度プロファイルを示す。せん断帯の中 心より北の観測点間の距離を正で示した。図に示した数字は、観測点の索引番号を示す。



図 3.3-29 桜島姶良カルデラ直下の茂木ソースの体積変化による地殻変動(その①) 2016 年熊本地震前の結果で、期間は、2007 年 10 月 1 日~2009 年 3 月 1 日。(a) は水平成 分、(b) は上下成分を示す。S2 は茂木ソースの位置を示す。この期間には、茂木ソース S1 で は顕著な体積変化は発生しなかったため、S2 に起因する地殻変動を計算した。



図 3.3-30 桜島姶良カルデラ直下の茂木ソースの体積変化による地殻変動(その②) 2016 年熊本地震後の結果で、期間は、2016 年 4 月 17 日~2017 年 9 月 30 日。(a) は水平成 分、(b) は上下成分を示す。S1、S2 は茂木ソースの位置を示す。



図 3.3-31 桜島の体積変化を考慮した 2016 年熊本地震後のせん断帯に平行な速度成分 期間は、2016 年 4 月 18 日~2017 年 9 月 30 日。姶良カルデラ直下の体積変化を補正した速度 を基に計算した(図 3.3-30 参照)。(a)領域全体、(b)せん断帯付近の拡大図、(c)赤色長方形 内(a、b)のデータを用いて計算した速度プロファイルを示す。せん断帯の中心より北の観測点 間の距離を正で示した。図に示した数字は、観測点の索引番号を示す。



図 3.3-32 桜島の体積変化と粘性緩和を考慮した熊本地震後のせん断帯に平行な速度成分 期間は、2016年4月18日~2017年9月30日。姶良カルデラ直下の体積変化や熊本地震の粘 性緩和を考慮した速度を基に計算した。(a)領域全体、(b)せん断帯付近の拡大図、(c)赤色長 方形内(a、b)のデータを用いて計算した速度プロファイルを示す。せん断帯の中心より北の観 測点間の距離を正で示した。図に示した数字は、観測点の索引番号を示す。(d) 2016年熊本地震 前(図 3.3-27(c))と地震後の速度プロファイルの比較。地震前後で速度プロファイルは類似する。

Fault	Lon (deg)	Lat (deg)	Up-dip (km)	Length (km)	Width (km)	Strike (deg)	Dip (deg)	Rake (deg)	Slip (m)	Mw
Fault A1	130.996	32.878	0.6	20.0	12.5	235	60	209	4.1	6.96
Fault A2	130.975	32.883	0.2	5.1	6.6	56	62	178	3.8	6.36
Fault B	130.807	32.770	0.8	10.2	13.0	205	72	176	2.7	6.65

表 3.3-3 国土地理院による 2016 年熊本地震の 3 枚の断層モデルのパラメータ

(国土地理院, 2016⁵³⁾参照)

表 3.3-4 粘性緩和の計算時に用いた物性パラメータ

Layer	H (km)	Vp (km/s)	Vs (km/s)	Density (kg/m³)	Rigidity (GPa)	Young's (GPa)	Poisson ratio	Viscosity (Pas)
1	25	6.0	3.5	2,600	31.85	79.12	0.242	00
2	∞	8.0	4.5	3,400	68.85	174.68	0.269	2×10 ¹⁸

(Fukahata and Matsu'ura, 2005⁵¹⁾, 2006⁵²⁾ 参照)

最後に、3.3.3 (2)で記載した数値シミュレーション結果との比較を行った。まず、シミュレーションで得られた 30,000 年後の変位量を基に変位速度(図 3.3·33(a))に変換し、それらの変位 速度から Shen et al. (1996)¹⁴⁾の手法によりひずみ速度を計算した(図 3.3·33(b))。その結果、ひ ずみ速度の主軸の空間分布については、図 3.3·33(b)に示したように、概ね東西短縮、南北伸長 の傾向が得られた。短縮変形については 1~2×10⁻⁷ yr⁻¹程度、伸長変形については~1×10⁻⁷ yr⁻¹ 程度である。一方で観測値として、2007 年 10 月 1 日~2009 年 3 月 1 日の GEONET F3 解より 得られた変位速度から計算したひずみ速度の主軸の分布を図 3.3·34 に示す。ひずみ速度の大き さについては、シミュレーション・観測値ともに 1×10⁻⁷ yr⁻¹程度であることが確認できた。し かしながら、主軸の方向については、シミュレーションによる計算結果とのずれが認められ、観 測値に対して 30~60°の時計(右)回りの回転が生じている(図 3.3·33(b)、図 3.3·34)。この ように両者の結果に差が生じた原因として、シミュレーションの外力として設定したフィリピン 海プレートの沈み込み方向や沖縄トラフの拡大方向、さらには九州地方の太平洋側でのプレート 間カップリングの空間変化などが挙げられる。

続いて、せん断帯近傍の変位速度のプロファイルについて、シミュレーションによる結果を図 3.3-35(b)に示した。観測結果においては、arctangent型の地殻変動パターンが認められる(図 3.3-32(d))。一方で、シミュレーション結果においては、このような arctangent型の地殻変動パ ターンは明瞭に認められない(図 3.3-35(b)の点線)。このような両者の差異は、観測値から推定 されるせん断帯深部での(断層)すべりの存在がシミュレーションには考慮されていないことが 主な原因であると考えられる。そのため、断層近傍を対象として、より詳細な地殻変動を推定す るためには、モデル領域内に不連続面を導入することが重要であると考えられる。



図 3.3-33 30,000 年経過時の変位量とひずみ速度の主軸分布

(a) 30,000 年経過時の変位量の分布。経過時間で変位量を割ることで変位速度に読み替えた。 赤枠は、シミュレーションで導入した低粘性領域(粘性率 1×10¹⁸Pa・s)を示す。(b) 30,000 年 経過時の変位速度から計算されたひずみ速度の主軸の分布。青色が短縮、赤色が伸長を示す。黒 枠はシミュレーションで導入した低粘性領域を示す。



図 3.3-34 GEONET F3 解より得られた変位速度から計算したひずみ速度の主軸分布 データの期間は、2007 年 10 月 1 日~2009 年 3 月 1 日。青色が短縮、赤色が伸長を示す。黒 枠はシミュレーションで導入した低粘性領域を示す。



図 3.3-35 シミュレーション結果による変位速度のプロファイル

(a) せん断帯に直交する方向のせん断帯に対して平行な変位速度成分。対象領域(せん断帯 の中心を東経 130.5°、北緯 32°と仮定し、せん断帯に平行な N110°E 方向へ±20 km、それに直 交する方向へ±55 km の領域)を赤枠で囲み、この赤枠に含まれた参照点での変位速度を赤色矢 印(速度プロファイルで参照する変位速度)で示した。(b)変位速度のプロファイル。各赤丸は (a) の赤矢印に対応する。縦軸は、せん断帯中心からの距離を、横軸は、左横ずれの変位を正 の値とした変位速度を示す。点線は、得られた変位速度を基に arctangent 型の関数でフィットし た結果を示す。

② 応力インバージョン法による地殻応力場の推定

九州地方南部の地殻応力場について、Yukutake et al. (2015)⁶⁰は、2004年1月から2011年1 月までの期間に日本全国に発生したマグニチュード(M)2.0以上の浅発微小地震活動に対して メカニズム解の決定を行うとともに、それらのメカニズム解データを用いた応力インバージョン 解析を行っている。これに対して本検討では、解析の対象期間をより長く設定するとともに、よ り小規模の地震も解析の対象とすることで、九州南部のせん断帯周辺の詳細な地殻応力場を推定 したうえで、三次元シミュレーションの結果との比較を行った。解析では、対象領域の周辺で観 測された地震波形データの読み取り及び震源決定を行ったうえで、個々の地震のメカニズム解を 決定し、その結果を用いて応力インバージョン解析を行った。

解析の対象とする地震は、2002 年 6 月から 2015 年 12 月末までの期間に、九州南部のせん断 帯付近に発生したマグニチュード(M) 1.9 以上 3.5 未満の地震とした。解析には、防災科学技術 研究所(以下、「防災科研」という)が運用する高感度地震観測網(High Sensitivity Seismograph Network Japan:以下、「Hi-net」という)(Okada et al., 2004⁶¹⁾)のホームページ⁶²⁾上で公開さ れているイベント波形データを使用した。震源決定に必要な P 波と S 波の到達時刻の検測には、 東京大学地震研究所で開発された微小地震波形検測支援システム WIN(ト部・東田, 1992⁶³⁾)を 利用した。震源決定には、WIN システムに付属する震源決定プログラム hypomh (Hirata and Matsu'ura, 1987⁶⁴⁾)を利用し、一次元 P 波速度構造として、気象庁がルーチン震源決定に採用 している JMA2001 速度構造モデル(上野ほか, 2002⁶⁵)(図 3.3-36)を用いた。ここで、S 波速 度構造については、P 波速度との比(P 波速度/S 波速度)を 1.73 と仮定して与えた。解析に使 用した地震観測点の分布を図 3.3-37 に示す。観測点の総数は 63 点である。これらの観測点は、 防災科研の Hi-net の観測点に加え、気象庁、九州大学大学院理学研究院附属地震火山観測研究セ ンター(以下、「九州大学」という)及び鹿児島大学大学院理工学研究科附属南西島弧地震火山観 測所(以下、「鹿児島大学」という)が運用する観測点から構成される。震源決定の対象とした地 震の総数は、561 個である。震源決定結果の誤差を表す走時残差の二乗平均平方根の値は、平均 で P 波では 0.19 秒、S 波では 0.49 秒となった。

続いて、hypomhによって求められた震源決定の結果からせん断帯付近に存在する地震波速度 構造の不均質性による影響を低減させることで、より正確な震源分布の特徴を得るために、 Waldhauser and Ellsworth (2000)⁶⁶⁾が開発した Double-difference 法に基づく震源決定プログラ ム hypoDD を用いて震源の再決定を行った。hypoDD では、P 波と S 波の到達時刻データのみな らず、近接して発生したとみなされる二つの地震の P 波または S 波の到達時刻の差(走時差)の データを合わせて震源決定に用いることで、震源の相対位置を高精度で決定することができる。 本検討では、Waldhauser and Ellsworth (2000)⁶⁶⁾が推奨するように、震源間距離が 10 km 未満 となるようなすべての地震の組み合わせに対して P 波または S 波の走時差を計算し、その値を震 源再決定の際のデータに加えた。hypoDD によって再決定された震源分布を図 3.3-38 に示す。 震源再決定の対象とした地震の総数は全部で 551 個である。

次に、上下動成分の地震波形データから読み取られる P 波の初動極性データを用いて、メカニ ズム解の決定を行った。メカニズム解の決定には Hardebeck and Shearer (2002)⁶⁷⁾が開発したメ カニズム解決定プログラム HASH1.2 (以下、「HASH コード」という)を使用した。HASH コ ードでは、断層面の走向、傾斜角及びすべり角の値のそれぞれを一定の間隔で変化させながら、 ステレオネット上に投影された P 波初動極性データの分布を最も満足させるメカニズム解をグリ ッドサーチによって決定する。本検討では、断層面の走向、傾斜角及びすべり角の値をいずれも 5°間隔で変化させるグリッドサーチを行った。ステレオネット上にプロットされた P 波初動極 性データを準備するためには、震源に対する各観測点の方位角と震源から各観測点へと向かう地 震波線が鉛直方向となす射出角の計算が必要となるが、射出角は、解析に用いる地震波速度構造 に強く依存する。本解析では、hypomhによる震源決定と hypoDDによる震源再決定に用いた前 述の JMA2001 速度構造モデル(上野ほか,2005⁶⁸⁾)と鹿児島大学がルーチン震源決定に採用 している地震波速度構造モデル(角田ほか,1991⁶⁹⁾)を合わせた計三種類の地震波速度構造モデル (図 3.3-36)を用いてそれぞれメカニズム解の決定を行い、最も高い精度で解が求められた九 州大学の地震波速度構造モデル(藤井ほか,2005⁶⁸⁾)を用いた結果を最終的な解として採用した。

メカニズム解の決定結果を図 3.3-39 に示す。HASH コードでは、メカニズム解の決定精度が A ランクから D ランクまでの四段階で評価されるが、図中には D ランクの精度で解が求められ た地震を除き、A から C ランクの精度で解が求められた地震のみを示した。なお、D ランクの精 度で決定されたメカニズム解には、後述する応力インバージョン解析における応力場の推定精度 を低下させる原因となると考えられるため、解析には用いないこととした。図 3.3-39 において、 各々のメカニズム解は、Frohlich (1992)⁷⁰によるメカニズム解の分類基準に従い、B 軸の俯角が 60°以上のものは横ずれ型、P 軸の俯角が 60°以上のものは正断層型、T 軸の俯角が 50°以上 のものは逆断層型に分類した。また、それらのいずれにも該当しないものについては、その他の 型としてまとめた。これによると、横ずれ型の地震は、いずれも P 軸が北東 - 南西方向、T 軸が 北西 - 南東方向を向いており、東西方向に近い節面が断層面であると仮定すると、断層運動は左 横ずれとなる。このことは九州南部のせん断帯が左横ずれの運動をしていると考えられることを 強く支持する。また、正断層型の地震はT軸が北西 - 南東方向を向き、逆断層型の地震はP軸が 北東 - 南西方向を向いている。これらの特徴については、いずれも北東 - 南西方向の強い圧縮応 力と北西 - 南東方向の弱い圧縮応力または伸長応力が作用する場で生じているという統一的な解 釈が可能である。

最後に、図 3.3-39 に示されたメカニズム解データを用いて、応力インバージョン解析を行った。解析には Michael (1987)⁷¹⁾が開発した応力インバージョンの方法を使用した。この方法では、 断層は断層面上に作用するせん断応力の方向にすべるとの考えに基づき、応力場から理論的に計算されるせん断応力の方向と、個々のメカニズム解が示す断層すべりの方向とがなす角度(以下、「ミスフィット角」という)の二乗和を最小にするように応力場の推定を行う。インバージョン によって求められるパラメータは、最大主応力(S₁)軸、中間主応力(S₂)軸及び最小主応力(S₃)軸の方位角とプランジ角及び応力比である。これら三つの主応力は、いずれも圧縮方向を正とし、S₁≧S₂≧S₃である。応力比(ϕ)は、 ϕ =(S₂−S₃) / (S₁−S₃)の式で定義され、0.5を中間と して0から1までの値をとる。三つの主応力の大きさが互いに明確に異なっている場合は、応力 比(ϕ)は、0.5に近い値をとることとなる。一方、この値が0に近い場合は、最小主応力(S₃) と中間主応力(S₂)の大きさに比べ、最大主応力(S₁)の大きさだけが卓越した状態であること を表し、逆に1に近い場合は、最大主応力(S₁)と中間主応力(S₂)の大きさに比べ、最小主応 力(S₃)の大きさだけが極端に小さい状態にあることを表している。本検討では、九州南部のせん断帯とその周辺の地域を図3.3-39の破線で示されたAからGまでの七つの領域に分割し、それぞれの領域に対して応力インバージョン解析を行った。

応力インバージョン解析の結果を図 3.3・40 に示す。左側の図は、解析の結果求められた最大 (S₁)、中間(S₂)及び最小主応力(S₃)軸の方向を下半球等積投影のステレオネット上にそれぞ れ丸印、三角印及び四角印で表したものである。応力比(ϕ)の値は、各ステレオネットの右下 に示されている。中央の図は、三つの主応力軸の方向と応力比(ϕ)の値から理論的に計算され る各メカニズム解のミスフィット角の頻度分布を表している。なお、ミスフィット角は、メカニ ズム解の二つの節面の両方に対して計算されるが、ここでは絶対値がより小さな値となる方をそ のメカニズム解のミスフィット角とした。応力インバージョン解析結果の誤差評価については、 Michael (1987)⁷¹⁾に従い、ブートストラップリサンプリング法を 2,000 回繰り返すことによって 行った。左側のステレオネットの図において、背景にプロットされたより小さな丸印、三角印及 び四角印の分布する範囲が最大(S₁)、中間(S₂)及び最小主応力(S₃)軸の方向の 95%信頼領 域をそれぞれ表している。また、応力比(ϕ)の値の 95%信頼領域については、右側の図にヒス トグラムで表されている。

まず、七つの領域すべてに共通する特徴としては、最小主応力(S₃)軸がどの領域においても 水平に近く、かつ北北西 - 南南東ないし北西 - 南東方向を向くことがあげられる。一方、最大主 応力(S₁)軸と中間主応力(S₂)軸について見ると、最大主応力(S₁)軸が水平に近く、中間主 応力(S₂)軸が鉛直に近い領域 A、C と、これとは逆に最大主応力(S₁)軸が鉛直に近く、中間 主応力(S₂)軸が水平に近い領域 B、E、F 及び G の二種類のグループに大きく分けられる。前 者のグループ(領域 A、C)は、中間主応力(S₂)軸が最も鉛直に近いため、横ずれ型の応力場 であると判断され、後者のグループ(領域 B、E、F 及び G)は、最大主応力(S₁)軸が最も鉛 直に近いため、正断層型の応力場であると判断される。なお、領域 D については、最大主応力(S₁) 軸と中間主応力(S₂)軸のプランジ角がどちらも水平と鉛直の中間的な値を示すため、横ずれ型 と正断層型の中間的な応力場となっていると考えられる。

正断層型の応力場であると判断された領域の中には、霧島火山付近に位置する領域 E と桜島火

山付近に位置する領域 G が含まれている。一般に、火山地域においては、マグマの上昇圧力のた めに周囲の領域に比べて鉛直方向の応力の大きさが増大しやすく、正断層型の応力場になりやす い傾向にあると考えられている。そのため、これらの領域に関しては、九州南部のせん断帯の活 動というよりは、むしろ火山活動による影響を受けて正断層型の応力場となっていると考えた方 がより適切であるかもしれない。一方、領域 B と F については、左横ずれ運動するせん断帯の中 心部付近に位置していることから、本来であれば横ずれ型の応力場となることが期待されるが、 何らかの原因により横ずれ型の応力場から正断層型の応力場へと変化していると考えられる。

最後に、シミュレーションの結果による応力分布との比較を行った。シミュレーションでは重 力を考慮していないため、シミュレーションの結果から得られる応力に関する情報は、水平面内 における最大圧縮応力(SHmax)軸及び最小圧縮応力(Shmin)軸の方位と大きさだけに限定され る。したがって、応力インバージョン解析によって推定された応力場の空間変化の特徴がシミュ レーションによって再現されているかどうかという点に関しては、必ずしも明らかではない。シ ミュレーションの結果に基づく応力の大きさは、30,000年が経過した時点で最大で5×10⁸ Pa 程 度となり、年間17 kPaという応力蓄積速度に換算される。また、シミュレーションの結果では、 ほぼ一様な西北西・東南東方向の圧縮場となっており、せん断帯周辺において最小主応力(S₃)軸 がほぼ一様に北北西・南南東ないし北西・南東方向を向くという応力インバージョン解析の結果 (図 3.3・40)とのずれが確認できる(図 3.3・41)。これは、先に述べた通り、既存の研究を参考 に設定したフィリピン海プレートの沈み込み方向や沖縄トラフの拡大方向、さらには九州地方の 太平洋側でのプレート間カップリングの空間変化といったシミュレーションでの外力条件が、実 際とはやや異なることに起因すると考えられる。以上の結果より、応力インバージョン解析によ って推定される応力場に関する情報は、シミュレーションに必要な境界条件を検討するうえで、 有用な情報であると考えられる。



図 3.3-36 解析に用いた三種類の一次元地震波速度構造モ デル

破線は気象庁がルーチン震源決定に採用している JMA2001 速度構造モデル(上野ほか,2002⁶⁵⁾)、実線は九 州大学大学院理学研究院附属地震火山観測研究センター (SEVO)がルーチン震源決定に採用している P 波速度構 造モデル(藤井ほか,2005⁶⁸⁾)及び灰色の実線は鹿児島大 学大学院理工学研究科附属南西島弧地震火山観測所 (NOEV)がルーチン震源決定に採用している P 波速度構 造モデル(角田ほか,1991⁶⁹⁾)をそれぞれ示す。



図 3.3-37 解析に使用した地震観測点の分布

灰色の四角形は防災科学技術研究所の高感度地震観測網(Hi-net)、三角形は気象庁、菱形は九 州大学大学院理学研究院附属地震火山観測研究センター及び逆三角形は鹿児島大学大学院理工学 研究科附属南西島弧地震火山観測所が運用する観測点をそれぞれ示す。



図 3.3-38 hypoDD を用いた震源再決定の結果

丸印は、震源の位置を示す。丸印の大きさはマグニチュード(M)、色は震源の深さを表している。



図 3.3-39 HASH コードを用いたメカニズム解の決定結果

メカニズム解の大きさはマグニチュード(M)、色は震源の深さを表している。メカニズム解は、 Frohlich (1992)⁷⁰⁾にしたがい、(a)横ずれ型、(b)正断層型、(c)逆断層型及び(d)その他の 4 つのタ イプに分類した。赤い破線は、産業技術総合研究所(2015)⁹⁾による活断層の位置を示す。



図 3.3-40 応力インバージョン解析の結果

左側のステレオネットの図において、丸印は最大主応力(S₁)軸、三角印は中間主応力(S₂) 軸及び四角印は最小主応力(S₃)軸の方向をそれぞれ示す。これら3つの主応力軸の95%信頼領 域は、背景にプロットされたより小さな記号の分布によって表現されている。



図 3.3-40 応力インバージョン解析の結果(続き)



青色が圧縮(最大)、赤色が伸長(最小)応力を示す。黒枠はシミュレーションで導入した低粘 性領域を示す。深さ 7.5 km での応力分布を示す。

3.3.4 まとめ

本事業では、過去から現在、さらには将来の地殻変動を予測する手法の開発を目的として、地 殻変動の一様継続性を評価する指標の検討を行うとともに、地下構造の粘弾性不均質を考慮した 地殻変動シミュレーション技術の構築を進めた。また、シミュレーションの妥当性を検討するた めに必要な観測を継続して実施した。

このうち、一様継続性を評価する指標の検討では、日本列島全域を事例としてディスロケーションモデルに基づいて地質学的ひずみ速度を推定するとともに、GNSS 観測データに基づいて推定した測地学的ひずみ速度との比較によって、異なる時間スケールにおける地殻変動特性の差に着目した検討事例を示した。これらの検討によって得られた結果は、地質学的ひずみ速度と測地学的ひずみ速度のパターンの違いが、地殻変動の一様継続性を議論するうえで有用な情報となり得ることを示唆すると考えられる。

地殻変動シミュレーション技術の構築では、九州南部のせん断帯を事例として、地殻の粘弾性 不均質を考慮した三次元シミュレーションを実施した。その結果、GNSSデータにより推定され たせん断帯や、一部の領域に認められる局所的なひずみ集中域が、三次元的な粘弾性不均質を考 慮したシミュレーションによって定性的に再現されることが確認できた。これらの成果は、地殻 内の粘弾性不均質がその周辺の局所的な地殻変動に関与していることを示唆するとともに、地殻 変動シミュレーションにおいて、地殻内の粘弾性不均質を考慮することの重要性を示すと考えら れる。

地殻変動に係るデータの取得においては、九州南部のせん断帯及びその周辺を対象とした GNSS 稠密観測を継続するとともに、応力インバージョン法による地殻応力場の推定を行った。 その結果、せん断帯においてはその活動に対応する明瞭な活断層は認められていないものの、地 殻深部におけるすべり面の存在が見出された。このことは、地下深部における断層の存否を評価 しようとする場合、GNSS 稠密観測が有用な情報を提供できる可能性を示唆する。また、以上の 観測結果とシミュレーション結果との比較によって、地殻変動シミュレーションを行う際に参照 すべき情報や技術に関する知見を示した。ただし、断層近傍を対象として、より詳細に将来の地 殻変動を評価するためには、モデル領域内に不連続面を導入し、断層運動による地殻変動を考慮 することが重要であると考えられる。

引用文献

- 笠原慶一, 杉村 新編, 変動する地球 I -現在および第四紀-, 岩波書店, 1978, 岩波講座地 球科学 10, 296p.
- 松田時彦,地殻変動からみた第三紀/第四紀 -第四紀地殻変動の一様観の検討-,地球, vol.10, 1988, pp.599-603.
- 毎田浩司,谷川晋一,安江健一,地殻変動の一様継続性と将来予測 一地層処分の安全評価 の視点から一,地学雑誌, vol.122, 2013, pp.385-397.
- 池田安隆,活断層研究と日本列島の現在のテクトニクス,活断層研究, vol.15, 1996, pp.93-99.
- 5) 鷺谷 威, 測地学的歪み速度と地質学的歪み速度の矛盾は解消可能か?, 地球, vol.46, 2004, pp.183-189.
- 6) Strak, V. and Schellart, W. P., Evolution of 3-D subduction-induced mantle flow around lateral slab edges in analogue models of free subduction analysed by stereoscopic particle image velocimetry technique, *Earth and Planetary Science Letters*, vol.403, 2014, pp.368-379.
- 7) Takada, Y. and Fukushima, Y., Volcanic subsidence triggered by the 2011 Tohoku earthquake in Japan, *Nature Geoscience*, vol.6, 2013, pp.637-641.
- Ozawa, T. and Fujita, E., Local deformations around volcanoes associated with the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake, *Journal of Geophysical Research*, vol.118, 2013, pp.390-405.
- 9) 産業技術総合研究所,産業技術総合研究所地質調査総合センター地質情報データベース (2015 年 8 月 11 日版), 2015, https://gbank.gsj.jp/activefault/index_gmap.html, (2017.12.01).
- Wesnousky, S. G., Scholz, C. H. and Shimazaki, K., Deformation of an island arc: Rates of moment release and crustal shortening in intraplate Japan determined from seismicity and Quaternary fault data, *Journal of Geophysical Research*, vol.87, 1982, pp.6829-6852.
- 11) Kaizuka, S. and Imaizumi, T., Horizontal strain rates of the Japanese Islands estimated from quaternary fault data, *Geographical Reports of Tokyo Metropolitan University*, vol.19, 1984, pp.43-65.
- 12) Okada, Y., Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space, *Bulletin* of the Seismological Society of America, vol.75, 1985, pp.1135-1154.
- 13) Okada, Y., Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space, *Bulletin* of the Seismological Society of America, vol.82, 1992, pp.1018-1040.
- 14) Shen, Z., Jackson, D. D. and Ge, B. X., Crustal Deformation Across and Beyond the Los Angeles Basin from Geodetic Measurements, *Journal of Geophysical Research*, vol.101, 1996, pp.27957-27980.
- 15) Altamimi, Z., Collilieux, X., Legrand, J., Garayt, B. and Boucher. C., ITRF2005: A new

release of the International Terrestrial Reference Frame based on time series of station positions and Earth Orientation Parameters, *Journal of Geophysical Research*, vol.112, 2007, B09401, doi:10.1029/2007JB004949.

- 16) Sagiya, T., Miyazaki, S. and Tada, T., Continuous GPS Array and Present-day Crustal Deformation of Japan, *Pure and Applied Geophysics*, vol.157, 2000, pp.2303-2322.
- 17) Yabuki, T. and Matsu'ura, M., Geodetic data inversion using a Bayesian information criterion for spatial distribution of fault slip, *Geophysical Journal International*, vol.109, 1992, pp.363-375.
- 18) Yoshioka, S. and Matsuoka, Y., Interplate coupling along the Nankai Trough, southwest Japan, inferred from inversion analyses of GPS data: Effects of subducting plate geometry and spacing of hypothetical ocean-bottom GPS stations, *Tectonophysics*, vol.600, 2013, pp.165-174.
- 19) Ozawa, S., Long-term slow slip events along the Nankai trough subduction zone after the 2011 Tohoku earthquake in Japan, *Earth, Planets and Space*, 69:56, 2017, DOI 10.1186/s40623-017-0640-4.
- 20) Nakajima, J. and Hasegawa, A., Anomalous low-velocity zone and linear alignment of seismicity along it in the subducted Pacific slab beneath Kanto, Japan: Reactivation of subducted fracture zone?, *Geophysical Research Letters*, vol.33, 2006, L16309, doi:10.1029/2006GL026773.
- 21) Nakajima, J., Hirose, F. and Hasegawa A., Seismotectonics beneath the Tokyo metropolitan area, Japan: Effect of slab-slab contact and overlap on seismicity, *Journal of Geophysical Research*, vol.114, 2009, B08309, doi:10.1029/2008JB006101.
- 22) Kita, S., Okada, T., Hasegawa, A., Nakajima, J. and Matsuzawa, T., Anomalous deepening of a seismic belt in the upper-plane of the double seismic zone in the Pacific slab beneath the Hokkaido corner: Possible evidence for thermal shielding caused by subducted forearc crust materials, *Earth and Planetary Science Letters*, vol.290, 2010, pp.415-426.
- 23) Baba, T., Tanioka, Y., Cummins, P. R. and Uhira, K., The slip distribution of the 1946 Nankai earthquake estimated from tsunami inversion using a new plate model, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, vol.132, 2002, pp.59-73.
- 24) Nakajima, J. and Hasegawa, A., Subduction of the Philippine Sea plate beneath southwestern Japan: Slab geometry and its relationship to arc magmatism, *Journal of Geophysical Research*, vol.112, 2007, B08306, doi:10.1029/2006JB004770.
- 25) Hirose, F., Nakajima, J. and Hasegawa, A., Three-dimensional seismic velocity structure and configuration of the Philippine Sea slab in southwestern Japan estimated by double-difference tomography, *Journal of Geophysical Research*, vol.113, 2008, B09315, doi:10.1029/2007JB005274.
- 26) Nishimura, T., Sagiya, T. and Stein, R. S., Crustal block kinematics and seismic potential of the northernmost Philippine Sea plate and Izu microplate, central Japan, inferred from GPS and leveling data, *Journal of Geophysical Research*, vol.112, 2007, B05414, doi:10.1029/2005JB004102.
- 27) Heki, K. and Miyazaki, S., Plate Convergence and Long-Term Crustal Deformation in Central Japan, *Geophysical Research Letters*, vol.28, 2001, pp.2313-2316.
- 28) Miyazaki, S. and Heki, K., Crustal velocity field of Southwest Japan: subduction and arc-arc collision, *Journal of Geophysical Research*, vol.106, 2001, pp.4305-4326.
- 29) Loveless, J. P. and Meade, B. J., Geodetic imaging of plate motions, slip rates, and partitioning of deformation in Japan, *Journal of Geophysical Research*, vol.115, 2010,

B02410, doi:10.1029/2008JB006248.

- 30) Kato, A., Sakai, S. and Obara, K., A normal-faulting seismic sequence triggered by the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake: Wholesale stress regime changes in the upper plate, *Earth, Planets and Space*, vol.63, 2011, pp.745-748.
- 31) Zhao, D., The 2011 Tohoku earthquake (Mw 9.0) sequence and subduction dynamics in Western Pacific and East Asia, *Journal of Asian Earth Science*, vol.98, 2015, pp.26-49.
- 32) Umeda, K., Asamori, K., Makuuchi, A., Kobori, K. and Hama, Y., Triggering of earthquake swarms following the 2011 Tohoku megathrust earthquake, *Journal of Geophysical Research*, vol.120, 2015, pp.2279-2291.
- 33) Hashimoto, C., Noda, A., Sagiya, T. and Matsu'ura, M., Interplate seismogenic zones along the Kuril-Japan trench inferred from GPS data inversion, *Nature Geoscience*, vol.2, 2009, pp.141-144.
- 34) Uchida, N. and Matsuzawa, T., Coupling coefficient, hierarchical structure, and earthquake cycle for the source area of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku earthquake inferred from small repeating earthquake data, *Earth, Planets and Space*, vol.63, 2011, pp.675-679.
- 35) Suzuki, T., Late Quaternary crustal movements deduced from marine terraces and active faults, Joban coastal region, Northeast Japan, *Geographical reports of Tokyo Metropolitan University*, vol.24, 1989, pp.31-42.
- 36) Yoshida, K., Hasegawa, A. and Okada, T., Spatial variation of stress orientations in NE Japan revealed by dense seismic observations, *Tectonophysics*, vol.647-648, 2015, pp.63-72.
- 37) Wallace, L. M., Ellis, S., Miyao, K., Miura, S., Beavan, J. and Goto, J., Enigmatic, highly active left-lateral shear zone in southwest Japan explained by aseismic ridge collision, *Geology*, vol.37, 2009, pp.143-146.
- 38) 日本原子力研究開発機構, 平成 28 年度地層処分技術調査等事業地質環境長期安定性評価確 証技術開発 報告書, 2017, 230p.
- 39) Itasca, FLAC3D, http://www.itascacg.com/software/flac3d, (2018.01.31).
- 40) 藤原広行,河合伸一,青井 真,森川信之,先名重樹,工藤暢章,大井昌弘,はお憲生,早川 譲,遠山信彦,松山尚典,岩本鋼司,鈴木晴彦,劉瑛,強震動評価のための全国深部地盤構造 モデル作成手法の検討,防災科学技術研究所研究資料,vol.337,2009,272p.
- 41) Kaufmann, G. and Amelung, F., Reservoir-induced deformation and continental rheology in vicinity of Lake Mead, Nevada, *Journal of Geophysical Research*, vol.105, 2000, pp.16341-16358.
- 42) Umeda, K., Asamori, K., Makuuchi, A. and Kobori, K., Earthquake doublet in an active shear zone southwest Japan: Constraints from geophysical and geochemical findings, *Tectonophysics*, vol.634, 2014, pp.116-126.
- 43) Yamaji, A., Slab rollback suggested by latest Miocene to Pliocene forearc stress and migration of volcanic front in southern Kyushu, northern Ryukyu Arc, *Tectonophysics*, vol.364, pp.9-24.
- 44) Dach, R., Lutz, S., Walser, P. and Fridez, P., Bernese GNSS Software Version 5.2 (User manual of the Bernese GNSS Software), Astronomical Institute, University of Bern, 2015, 815p.
- 45) 中川弘之,豊福隆史,小谷京湖,宮原伐折羅,岩下知真子,川元智司,畑中雄樹,宗包浩志, 石本正芳,湯通堂 亨,石倉信広,菅原安宏,GPS 連続観測システム(GEONET)の新しい 解析戦略(第4版)によるルーチン解析システムの構築について,国土地理院時報,vol.118, 2009, pp.1-8.

- 46) Tabei, T. and Amin, W. L., Common-mode Errors in the GPS Coordinates Time Series -Application of Spatial Filtering Technique-, *Journal of the Geodetic Society of Japan*, vol.48, 2002, pp.229-241.
- 47) Wdowinski, S., Bock, Y., Zhang, J., Fang, P. and Genrich, J., Southern California Permanent GPS Geodetic Array: Spatial filtering of daily positions for estimating coseismic and postseismic displacements induced by the 1992 Landers earthquake, *Journal of Geophysical Research*, vol.102, 1997, pp.18057-18070.
- 48) Yarai, H. and Ozawa, S., Quasi-periodic slow slip events in the afterslip area of the 1996 Hyuga-nada earthquakes, Japan, *Journal of Geophysical Research*, vol.118, 2013, pp.2512–2527.
- 49) 平原和朗, 余効変動と粘弾性 日本列島広域地殻活動予測に向けて-, 第 212 回地震予知 連絡会重点検討課題, 2016. (http://cais.gsi.go.jp/YOCHIREN/report/kaihou97/12_01.pdf)
- 50) 水藤 尚, 2016 年熊本地震の粘性緩和による変動, 日本測地学会第 128 回講演会要旨集, 2017, pp.127-128.
- 51) Fukahata, Y. and Matsu'ura, M., General expressions for internal deformation fields due to a dislocation source in a multilayered elastic half-space, *Geophysical Journal International*, vol.161, 2005, pp.507-521.
- 52) Fukahata, Y. and Matsu'ura, M., Quasi-static internal deformation due to a dislocation source in a multilayered elastic/viscoelastic half-space and an equivalence theorem, *Geophysical Journal International*, vol.166, 2006, pp.418-434.
- 53) 国土地理院, 平成 28 年熊本地震の震源断層モデル(暫定), 2016, http://www.gsi.go.jp/common/000140781.pdf, (2018.01.15).
- 54) Savage, J. C. and Burford, R. O., Geodetic Determination of Relative Plate Motion in Central California, *Journal of Geophysical Research*, vol.78, 1973, pp.832-845.
- 55) 国土地理院, 桜島周辺の GNSS 連続観測結果, 2017, http://www.gsi.go.jp/BOUSAI/sakurazima/kisen.html, (2018.01.15).
- 56) 国土地理院・気象庁, 桜島の茂木ソースの位置と体積変化, 第139回火山噴火予知連絡会資料(その1の1)桜島、口永良部島, 2017, http://www.data.jma.go.jp/svd/vois/data/tokyo/STOCK/kaisetsu/CCPVE/shiryo/139/139_01-1.pdf, (2018.01.15).
- 57) Mogi, K., Relations between the eruptions of various volcanoes and deformations of the ground surfaces around them, *Bulletin of the Earthquake Research Institute, University of Tokyo*, vol.36, 1958, pp.99-134.
- 58) 渡部 豪, 雑賀 敦, 浅森浩一, 九州南部のせん断帯における GNSS 観測, 日本測地学会第 128回講演会要旨集, 2017, pp.129-130.
- 59) Angela, M-G. and Sagiya, T., Persistent inelastic deformation in central Japan revealed by GPS observation before and after the Tohoku-oki earthquake, *Earth and Planetary Science Letters*, vol.450, 2016, pp.366-371.
- 60) Yukutake, Y., Takeda, T. and Yoshida, A., The applicability of frictional reactivation theory to active faults in Japan based on slip tendency analysis, *Earth and Planetary Science Letters*, vol.411, 2015, pp.188-198.
- 61) Okada, Y., Kasahara, K., Hori, S., Obara, K., Sekiguchi, S., Fujiwara, H. and Yamamoto, A., Recent progress of seismic observation networks in Japan –Hi-net, F-net, K-NET and KiK-net-, *Earth, Planets and Space*, vol. 56, 2004, pp.xv-xxviii.
- 62) 国立研究開発法人防災科学技術研究所 Hi-net 高感度地震観測網ホームページ, 2018. http://www.hinet.bosai.go.jp/ (2018.01.11)
- 63) 卜部 卓, 束田進也, win-微小地震観測網波形験測支援のためのワークステーション・プログ

ラム(強化版),地震学会予稿集,1992, p.331.

- 64) Hirata, N. and Matsu'ura, M., Maximum-likelihood estimation of hypocenter with origin time eliminated using nonlinear inversion technique, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, vol.47, 1987, pp.50-61.
- 65) 上野 寛, 畠山信一, 明田川 保, 船崎 淳, 浜田信生, 気象庁の震源決定方法の改善-浅部速 度構造と重み関数の改良 - , 験震時報, vol.65, 2002, pp.123-134.
- 66) Waldhauser, F. and Ellsworth, W. L., A double-difference earthquake location algorithm: Method and application to the northern Hayward fault, California, *Bulletin of the Seismological Society of America*, vol.90, 2000, pp.1353-1368.
- 67) Hardebeck, J. L. and Shearer, P. M., A new method for determining first-motion focal mechanisms, *Bulletin of the Seismological Society of America*, vol.92, 2002, pp.2264-2276.
- 68) 藤井雄士郎, 竹中博士, 宮町宏樹, 地震波動シミュレーションのための鹿児島県北西部にお ける3次元速度構造モデル, 地震第2輯, vol.57, 2005, pp.365-375.
- 69) 角田寿喜, 宮町宏樹, 高木章雄, 九州 琉球弧北部域の稍深発地震, 地震第 2 輯, vol.44, 1991, pp.63-74.
- 70) Frohlich, C., Triangle diagrams: ternary graphs to display similarity and diversity of earthquake focal mechanisms, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, vol.75, 1992, pp.193-198.
- 71) Michael, A. J., Use of focal mechanisms to determine stress: A control study, *Journal of Geophysical Research*, vol.92, 1987, pp.357-368.

4. おわりに

本事業では、将来の自然現象に伴う長期の地質環境の変動スケールを把握するために必要な百 万年ないしそれ以上の時間スケールで、過去から現在まで(主に第四紀)の地殻変動とそれに伴 う地質環境(地形・地質、水理、地球化学)と地表環境の変動を表現できる数値モデル(地質環 境長期変動モデル)の開発とモデル構築に必要な個別の要素技術(革新的要素技術)の開発を進 めてきた。以下に、本事業の平成29年度の成果を示す。

4.1 地質環境長期変動モデルの開発

これまで個別に進められてきた「地形・地質モデル」、「水理モデル」、「地球化学モデル」及び 「地表環境モデル」といった各分野のモデルを統合的に取り扱い、地質環境の長期的な変動を表 現できる数値モデルの構築の方法論の整備を進めた。また、モデルの妥当性の確認及び不確実性 の評価のための方法論、モデルを効果的に表現する可視化技術を提示した。これらの手法検討・ 技術開発については、東濃地域と幌延地域をそれぞれ山間部と平野部の事例として進めた。

4.1.1 統合数値モデル化、モデル検証及び不確実性の評価

地形変化や気候・海水準変動が地下水流動状態の長期的な変動性に及ぼす影響を評価する手法 の体系化に資することを目的として、個別モデル間の関連性や統合の流れ、必要となるデータを 統合化データフロー形式で提示した。さらに、地下水流動状態の長期変動性評価を行うために必 要となるデータや、そのデータの解釈、モデル化などの各過程に内在する様々な不確実性の定量 化及び評価の考え方を整理した。また、これまでに構築してきた地質環境長期変動モデル(数値 モデル)と地下深部の地下水流動の数値シミュレーション結果を可視化する手法について検討し、 専門家以外の一般層を対象とした東濃地域及び幌延地域をそれぞれ山間部と平野部の事例とする 研究成果の紹介映像を制作した。この検討を通じ、超長期の時間スケールで変化する地表環境や 地下空間を効果的に可視化するための手法や演出を技術的知見として整理した。

4.1.2 地形・地質モデル

東濃地域を事例に構築した 45 万年前の復元古地形を用いて、復元した古地形の妥当性を確認 する手法として、河川の土砂運搬・堆積過程を仮想して地形の大局的な変化を再現する地形変化 シミュレーションを実施し、その適用性確認を行った。その結果、局所的にはわずかな地質の不 確実性やモデル構築手法の制約により実際の地形とシミュレーション結果とが大きく乖離する場 合もあるが、大局的にはシミュレーション開始時期から現在までの地形変化が概ね復元できるこ とが示された。地形・地質環境によっては、本シミュレーションが復元古地形の妥当性確認や数 万年程度の地形変化の将来予測に対して有効であると考えられる。

また、これまでに進めてきた地形・地質モデル構築の実績に基づき、地下水流動状態の長期変 動性を評価するための地形・地質モデル構築の考え方や流れ、内在する不確実性とその特徴につ いて整理した。その結果を統合化データフローの形式にすることで、モデル構築において必要と なるデータの種類やそれらを組み合わせた解釈・解析及び概念モデルとアウトプット(数値モデ ル)作成までの流れを明示にするとともに、一連の作業プロセスに内在する不確実性とあわせて 提示することができた。

4.1.3 水理モデル

東濃地域と幌延地域を事例としたこれまでの検討結果に基づき、地形変化と気候・海水準変動 による地下水流動状態の長期変動性評価を行うための水理モデル構築に関するデータの統合化や 評価の手順を作業フローとして提示した。その結果、水理モデル構築の考え方や流れを統合化デ ータフローの形式で整理することで、モデル構築のために必要なデータの種類やモデル化及び解 析に至る一連の考え方、地質環境の各モデルで得られた情報との関連性や統合の流れを明示する ことができた。また、統合化データフローの概念モデルからアウトプットに至る各作業とそれら の流れ、抽出した不確実性の反映方法を整理することができた。構築した評価手法は、山間部及 び平野部ともに適用可能であり、地形変化や気候・海水準変動が地下水流動状態に及ぼす影響の 定量的・空間的な評価に反映できる。

4.1.4 地球化学モデル

平野部の堆積岩地域(幌延地域)を事例とした地下水の地球化学特性の長期変動性について、 pHに着目して解析を実施した。pHの変動要因としては、有機物の分解反応や、CO₂の還元反応、 またはこれらの反応に伴う炭酸塩鉱物の溶解・沈殿反応、天水の浸透に伴う粘土鉱物との陽イオ ン交換反応が考えられるが、本事業ではこのうち、CO₂の脱ガスによる影響の定量的な評価を試 みた。現在の地下水の温度や圧力、水質(pH、Eh、各溶存イオン種濃度及び溶存ガス濃度)を 出発点とし、過去の圧力変化による溶存ガス濃度変化を計算により求めることで、過去の地下水 のpHを推定した。地下施設の掘削後のデータを用いて、地下施設の掘削前や地層の最大埋没時に おける地下水のpHを算出したところ、どのケースにおいてもpHは中性付近であった可能性があ ることを示した。この解析手法は、地下水が溶存ガスで飽和しているという仮定が成り立つ場合、 温度や圧力などの変化の推定と組み合わせることで、将来における地質環境の変化を推定する際 にも適用することができる。

また、同じく幌延地域を事例対象としたSMSによる移流分散解析を実施し、過去の塩分濃度条 件やその長期的な変動プロセスといった地球化学的条件の長期的な変動性について検討した。そ の結果、³⁶Cl濃度などに基づき推定した地下水年代が、水理モデルの妥当性確認及び更新に有効 であることを具体的に示した。また、現在の塩分濃度の分布を再現するための水理学的条件並び に地球化学的条件やその長期的な変動性を明らかとした。一連の検討からは、山間部を事例とし て平成28年度に作成した塩分濃度の長期的な変動性を推定するためのアプローチが平野部にお いても適用可能であることを確認することができた。以上の結果に基づき、地下水流動状態の長 期変動性の評価に必要となる地球化学環境の変遷の推定に関する統合化データフローを提示した。

4.1.5 地表環境モデル

気候の寒冷化について取り扱っている諸外国の報告書を参考に、永久凍土を考慮した地表環境の状態設定について留意点を整理した。また、これまでの検討結果に基づき、古地形・古気候・ 古環境や表層水環境などを考慮した地表環境の状態を明らかにするとともに、地表環境の領域や 状態の時間的変遷のモデル化に関する統合化データフローを提示した。地表環境モデル化の考え 方や流れを統合化データフローの形式で整理することで、地表環境モデルを構築するために必要 なデータの種類やモデル化及び解析に至る一連の考え方、地質環境の各モデルで得られた情報と の関連性や統合の流れを明示することができた。

4.2 革新的要素技術の開発

長期的な時間スケールでのモデル化及びその解析評価に必要な技術として、山地や丘陵の形成 過程を推定する「後背地解析技術」、過去の地下水の化学的状態と年代を推定する「炭酸塩鉱物測 定技術」、過去から将来の地殻変動を数値シミュレーションから推定する「地殻変動予測技術」の 開発を進めた。

4.2.1 後背地解析技術

平成 29 年度は、平成 28 年度までに構築してきた各種後背地解析手法(石英の ESR 信号測定 や EPMA による重鉱物の高速定量分析に基づく給源岩石の推定、及び帯磁率異方性測定による 古流向解析)を実際のフィールド(山間部を対象とした事例研究としての東濃地域と、平野部を 対象とした事例研究としての幌延地域)において適用することにより、これらの手法が、礫種組 成や堆積相解析に基づく古典的な検討が難しい風化の進んだ細粒堆積物における後背地解析技術 として有効であるとの見通しを得た。

個別の手法については、石英の OSL・TL 信号測定の後背地解析への適用性を検討したが、現 状の知見としては、ESR 信号測定の方が後背地の推定にとっては有利であることが明らかとなっ た。EPMA を用いた重鉱物分析については、幌延地域における事例研究を通じ、平成 28 年度ま でに適用性を示してきた珪長質岩のみならず、幌延地域のような苦鉄質岩が給源岩石となる場合 でも開発した手法が適用可能であることを示した。

4.2.2 炭酸塩鉱物測定技術

平成 29 年度は、炭酸塩鉱物の年代測定に必要な標準試料の選定及び作製(開発)を進めると ともに、これまで確立してきた手順や手法を用いて天然に存在する炭酸塩試料(示準化石)の年 代測定を試み、本技術の有用性を確認した。

炭酸塩鉱物の微小領域分析手法の開発においては、炭酸塩鉱物に包有される石英及び緑泥石に 着目し、包有鉱物の生成温度条件と母岩の温度・時間履歴を照合することにより、炭酸塩鉱物の沈 殿時期の推定が可能であることを示した。

標準試料の選定については、米国南西部の上部ペルム系炭酸塩岩中の方解石(WC-1)について、平成28年度までに評価した標準試料の候補であるCFCとの比較を行った。その結果、WC-1の方がより精度良く U/Pb 比及び Pb 同位体比の分析が可能であることを確認した。また、標準試料の人工作製では非晶質炭酸カルシウム合成法についても検討した。

同位体イメージング分析法を用いた年代測定試料及び測定領域の選定を行い、4 種の方解石質 の海生示準化石試料を選定して XRD 分析及び同位体イメージング結果を比較した。その結果、 ウミツボミにおいて ²³⁸U を壊変起源とする ²⁰⁶Pb の蓄積が認められる領域を確認し、WC-1 を標 準試料とした U-Pb 年代測定の評価試料として選定した。このウミツボミを用いて U-Pb 年代測 定を行った結果、ウミツボミの化石年代と整合的であり、炭酸塩鉱物の年代測定技術の有用性を 確認することができた。

地下水試料の希ガス同位体分析については、平成 28 年度までに構築したヘリウム及びネオン 同位体比分析手法を天然の地下水試料に適用し、高精度で分析ができることを確認した。

4.2.3 地殻変動予測技術

地殻変動の一様継続性を評価する指標の検討では、日本列島全域を事例としてディスロケーションモデルに基づいて地質学的ひずみ速度を推定するとともに、GNSS 観測データに基づいて推定した測地学的ひずみ速度との比較によって、異なる時間スケールにおける地殻変動特性の差に

着目した検討事例を示した。これらの検討を通じ、地質学的ひずみ速度と測地学的ひずみ速度の パターンの違いが、地殻変動の一様継続性を議論するうえで有用な情報となり得ることを示唆す る結果を得た。

将来の地殻変動を予測する手法に資するための地殻変動シミュレーション技術の構築では、九 州南部のせん断帯を事例として、地殻の粘弾性不均質を考慮した三次元シミュレーションを実施 した。その結果、GNSSデータにより推定されたせん断帯や、一部の領域に認められる局所的な ひずみ集中域が、シミュレーションによって定性的に再現されることを確認した。これらの成果 は、地殻内の粘弾性不均質がその周辺の局所的な地殻変動に関与していることを示唆するととも に、地殻変動シミュレーションにおいて、地殻内の粘弾性不均質を考慮することの重要性を示す と考えられる。

シミュレーションの妥当性を検討するための地殻変動に係るデータの取得においては、九州南 部のせん断帯及びその周辺を対象とした GNSS 稠密観測を継続するとともに、応力インバージョ ン法による地殻応力場の推定を行った。その結果、せん断帯においてはその活動に対応する明瞭 な活断層は認められていないものの、地殻深部におけるすべり面の存在が見出された。また、以 上の観測結果とシミュレーション結果との比較によって、より詳細な地殻変動を推定するために 参照すべき情報や技術に関する知見を提示することができた。
本事業は、平成 29 年度高レベル放射性廃棄物等の地層処分に関する技術開発事業(地質環境 長期安定性評価確証技術開発)として、経済産業省資源エネルギー庁から国立研究開発法人日本 原子力研究開発機構が受託したものである。

本事業で実施した GNSS 稠密観測においては、観測点の設置や施設の使用にあたり、関係する 自治体などにご協力いただいた。また、地殻変動解析には、国土地理院 GEONET 観測網で取得さ れた GNSS 観測データや F3 解、産業技術総合研究所の活断層データベース、防災科学技術研究 所によって強震動評価のために作成された全国深部地盤構造モデルを使用させていただいた。さ らに、震源決定及びメカニズム解の決定では、防災科学技術研究所の高感度地震観測網(Hi-net)、 気象庁、九州大学大学院理学研究院附属地震火山観測研究センター及び鹿児島大学大学院理工学 研究科附属南西島弧地震火山観測所が管理する観測点で収録されたイベント波形データを使用さ せていただいた。

山崎晴雄委員長(首都大学東京 名誉教授)をはじめ、楮原京子委員(山口大学 教育学部 講師)、 竹内真司委員(日本大学 文理学部 教授)、遠田晋次委員(東北大学 災害科学国際研究所 教授)、 古市幹人委員(国立研究開発法人海洋研究開発機構 主任研究員)、吉田英一委員(名古屋大学博 物館 教授)(以上、五十音順)には、本事業の実施にあたって設置した「地質環境長期安定性評 価確証技術開発委員会」において有益な意見・助言をいただいた。

経済産業省 資源エネルギー庁 電気・ガス事業部 放射性廃棄物対策課の江橋 健課長補佐、真田祐幸氏、戸谷成寿氏及び石橋正祐紀氏には、事業全般にわたってご指導をいただいた。

ここに深く感謝いたします。