平成31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技術高度化開発

報告書

令和2年3月

国立研究開発法人日本原子力研究開発機構 一般財団法人電力中央研究所

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及び一般財団法人電力中央研究所が実施した「平成31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技術高度化開発)」の成果を取りまとめた報告書である。

目 次

1. はじめに	1
1.1 背景と目的	1
1.2 令和元年度における本事業の概要	2
1.2.1 火山・火成活動に関する調査・評価技術	2
1.2.2 深部流体に関する調査・評価技術	2
1.2.3 地震・断層活動に関する調査・評価技術	3
1.2.4 隆起・侵食に関する調査・評価技術	3
1.2.5 実施体制・役割分担	5
2. 火山・火成活動に関する調査・評価技術	7
2.1 マントル内の流体分布・移動に関する検討	7
2.1.1 背景と目的	7
2.1.2 令和元年度実施内容	7
2.1.3 まとめと今後の課題	17
2.2 マグマの活動範囲に関する検討	20
2.2.1 背景と目的	20
2.2.2 令和元年度実施内容	21
2.2.3 まとめ	26
2.3 まとめと今後の課題	28
3. 深部流体に関する調査・評価技術	29
3.1 深部流体の化学的特徴に係る知見の蓄積	
3.1.1 背景と目的	29
3.1.2 深部流体の水質による分類方法の整理	29
3.1.3 スラブ起源水の判別指標となりうる元素・同位体の調査	40
3.1.4 室内試験	44
3.1.5 まとめと今後の展望	48
3.2 深部流体の熱的特徴に係る知見の蓄積	53
3.2.1 背景と目的	53
3.2.2 地質温度計と熱年代による深部流体の温度・滞留時間の検討	53
3.2.3 熱史の解釈	58
3.2.4 まとめ	60
3.3 深部流体の移動経路に関する検討	
3.3.1 背景と目的	
3.3.2 S 波スプリッティング解析及び解析結果	63
3.3.3 まとめ	67
3.4 まとめと今後の課題	69
4. 地震・断層活動に関する調査・評価技術	71
4.1 活断層地形が不明瞭なせん断帯における活構造の分布や力学的影響範	囲を把握する手法の
検討	71
4.1.1 背景と目的	71
4.1.2 アプローチ	71
4.1.3 地形学的手法による検討	73

	4.1.4 地球物理学的手法による検討	77
	4.1.5 地質学的手法による検討	87
	4.1.6 まとめ	92
4	.2 断層の活動性評価指標を提示するための分析・試験、年代測定による検討	97
	4.2.1 背景と目的	97
	4.2.2 放射年代測定法による断層の活動性評価技術の開発	98
	4.2.3 機械学習に基づいた検討	. 103
	4.2.4 石英水和層を用いた評価技術の検討	110
	4.2.5 まとめ	114
4	.3 地震及び断層活動による水理学的影響に関する検討	119
	4.3.1 背景と目的	119
	4.3.2 松代群発地震に伴う湧水発生域における検討	119
	4.3.3 まとめ	. 126
4	.4 まとめと今後の課題	. 128
5.	隆起・侵食に関する調査・評価技術	. 131
5	5.1 熱年代法などを用いた隆起・侵食評価手法の整備	. 131
	5.1.1 背景と目的	. 131
	5.1.2 侵食速度が遅い地域の侵食速度評価に反映するための光ルミネッセンス (OSL)	,,,,,
	代法の適用性の検討	. 131
	5.1.3 角閃石の地質温度圧力計と U-Pb 年代測定法を用いた侵食評価手法の検討	. 137
	5.1.4 岩石学的手法と地球年代学的手法を用いた高温領域の熱史及び隆起・侵食史の	検討
	5.1.5 熱年代法・宇宙線生成核種法・河川縦断形の数値地形解析を組み合わせた隆起・	
	速度の評価手法の検討	
	5.1.6 まとめ	
5	5.2 離水地形のマルチ年代測定に基づく隆起・侵食速度推定技術の高度化	
	5.2.1 背景と目的	
	5.2.2 内陸部を対象とした検討	
	5.2.3 沿岸部を対象とした検討	
	5.2.4 まとめ	
5	5.3 地形解析と堆積構造解析に基づく沿岸域の隆起/侵食、沈降/堆積現象の把握	
	5.3.1 背景と目的	
	5.3.2 結果	
	5.3.3 まとめと課題	
5	5.4 隆起・沈降境界域における地殻変動評価技術の整備	
	5.4.1 背景と目的	
	5.4.2 ボーリングコアの採取地点と分析方法	
	5.4.3 結果と考察	
	5.4.4 まとめ	
	5.5 陸域の隆起・侵食傾向の外挿による沿岸海域の隆起・侵食量評価手法の高度化に向け	
I	丘対比・編年技術の高精度化に関する検討	
	5.5.1 背景と目的	
	559 宝施内容	202

	5.5.3 まとめ	. 225
	6 最新知見を踏まえた隆起・侵食データマップの整備	. 226
	5.6.1 背景と目的	. 226
	5.6.2 侵食速度データマップの整備	. 226
	5.6.3 隆起速度データマップの整備	. 236
	5.6.4 まとめと課題	. 239
	7 まとめ	. 243
6.	まとめ	. 247
	図目次	
図	L.2-1 本事業で実施する隆起・侵食に関する調査・評価技術の内容	5
図	2.1.2-1 検測対象とした地震の震央分布	8
図	2.1.2-2 P波及びS波検測値による走時曲線の例	9
図	2.1.2-3 気象庁一元化処理検測値から選び出し解析に用いた地震の震央分布	11
図	2.1.2-4 気象庁一元化処理検測値のみによるデータセットを用いた分解能テストの結果	
平	「向のグリッド間隔は 33 km)	12
	2.1.2-5 気象庁一元化処理検測値に本事業で収集・蓄積した地震データを加えたデータ	
	·用いた分解能テストの結果(水平方向のグリッド間隔は33km)	
	2.1.2-6 近地地震及び遠地地震データを同時に用いた分解能テストの結果(水平方向の	
ツ	·間隔は 33 km)	
	2.1.2-7 近地地震及び遠地地震データを同時に用いた分解能テストの結果(水平方向の	
—	*間隔は 25 km)	
	2.1.2-8 近地地震及び遠地地震を同時に用いた地震波トモグラフィによるS波速度偏差	
	2.2.1-1 第四紀火山の活動範囲と現在の部分溶融域に関する概念モデル	
	2.2.2-1 MT 法電磁探査の観測点分布	
	2.2.2-2 各観測周波数帯における phase tensor の分布	
	2.2.2-3 TM 及び TE モードにおける見掛比抵抗(ρ)及び位相(φ)の観測値(obs)と	
	[(cal) に関する疑似断面図(黒三角は MT 観測点を示す)	
	2.2.2-4 MT 法電磁探査により推定された青野山単成火山群下の二次元比抵抗構造	
	3.1.2-1 起源水の呼称について	
	3.1.2-2 Li/Cl、Br/Clの分布	
	3.1.2-3 R/Ra と 4He/ ²⁰ Ne の関係	
	3.1.2-4 水の同位体比	
	3.1.2-5 深部流体判別フロー図	
	3.1.3-1 Sr 同位体比と Li/Cl との関係	
	3.1.3-2 Li/Cl 比と ¹²⁹ I/ ¹²⁷ I 同位体比の関係	
	3.1.3-3 δ ⁷ Li と δ ¹¹ B の関係	
	3.1.3-4 δ ⁷ Li・δ ¹¹ B と δ ¹⁸ O・Cl 濃度の関係	
	3.1.4-1 圧縮抽水試験の装置による粘土の圧縮試験	
	3.1.4-2 圧縮圧力に伴う主要溶存イオン濃度の変化	
	3.1.4-3 水素酸素同位体比の圧縮圧力に伴う変化	
	/+・+・+ シー・/3・/D BA /D P + Part アロコス /==/10/==/ J N = トーナッグ・ ロー・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・	11

义	3.2.2 - 1	試料採取地点位置図	. 54
図	3.2.2-2	熱年代データ vs 熱水脈からの水平距離	. 58
図	3.2.3-1	アパタイトの FT が短縮を受ける温度・時間条件	. 60
図	3.3.2-1	紀伊半島における地震観測点及び解析に用いた地震の震央分布	. 65
図	3.3.2-2	S 波スプリッティング解析により求められた速い S 波の振動方向(φ)の分布	. 66
図	3.3.2-3	速いS波が到達してから遅いS波が到達するまでの時間差(dt)の分布	. 66
図	3.3.2-4	鉛直断面上に投影された速い S 波が到達してから遅い S 波が到達するまでの時間	引差
(dt)の分	布	. 67
図	4.1.3-1	50mDEM を用いたリニアメントの自動抽出結果	. 74
図	4.1.3-2	南九州における 10 mDEM を用いたリニアメントの自動抽出結果	
図	4.1.3-3	南九州のリニアメント平均方位分布	
図	4.1.4-1	九州地方のせん断ひずみ速度分布(左)と GNSS 観測点配置(右)	
図	4.1.4-2	原子力機構の GNSS 観測から得られた各観測点の日座標値の時系列	. 80
図	4.1.4-3	観測より推定された ITRF2005 座標系での GNSS 変位速度場	
図	4.1.4-4	せん断帯の走向の方位角と非線形フィッティングによる R.M.S の関係	. 84
図	4.1.4-5	せん断帯の走向に対する速度成分の分離(左)と変位速度のプロファイル(右)	85
図	4.1.4-6	せん断帯の走向に対する速度成分の分離(左)と変位速度のプロファイル(右)	
図	4.1.4-7	九州地方におけるひずみ速度の主軸分布	. 86
図	4.1.4-8	現行の地殻変動から予測されるせん断ひずみ(10.4)の蓄積に要する時間	
図	4.1.5-1	踏査範囲周辺の地質図とリニアメント分布。	
図	4.1.5-2	調査地点分布図	
図	4.1.5-3	応力逆解析の結果	
図	4.1.5-4	領域 OD、KD、YD、ND、SD のデータをまとめて実施した応力逆解析結果	
図	4.2.2 - 1	測定時加熱温度の異なる条件で得られた飽和比(NI/I _{max})	
図	4.2.2 - 2	砂礫層から抽出した石英試料の Al および Ti-Li 中心の線量応答線	
	4.2.2-3	Rochester shale の X 線回折分析結果	
図	4.2.3-1	本研究の概要	
	4.2.3 - 2	(a) Case 4 の線形判別分析の結果(赤色は活断層ガウジ(AFG)、青色は非活断	
		FG)を示す。(c)、(d)も同様。) (b) Case 6 の重判別分析の結果(SFG(青字) /	
		型の活断層ガウジ、RFG(緑字)は逆断層型の活断層ガウジ、NFG(赤字)は非	
		を示す。) (c) Case 8 の線形判別分析の結果 (d) Case 9 の線形判別分析の結果	
	4.2.3-3	TiO ₂ と P ₂ O ₅ の含有量の関係(左)と、Al ₂ O ₃ と Rb の含有量の関係(右)	
	4.2.4-1	水熱実験前後の試料の写真	
	4.2.4-2	SIMS 測定の結果	
	4.2.4-3	拡散係数と温度との関係を示したアレニウスプロット	
	4.2.4-4	崖錐礫層中の花崗岩由来の石英粒子に対する SIMS 分析の結果	
凶	4.3.2-1	MT 法電磁探査により推定した松代群発地震の活動域における二次元比抵抗構造	
図	4.3.2-2	地震波トモグラフィに用いた地震の震央及び観測点分布	
	4.3.2-3	地震波トモグラフィによる各深度の P 波(V_p)及び S 波速度(V_s)偏差分布	
	4.3.2-4	解析の対象とした地震観測点と解析に用いた地震の震央分布	
	4.3.2-5	S波スプリッティング解析により求められた速いS波の振動方向の分布	
	4.3.2-6	速いS波が到達してから遅いS波が到達するまでの時間差(dt)の分布	
_			

図	5.1.2 - 1	各モデリング条件における熱履歴	136
図	5.1.3-1	本事業で用いた提供試料の採取地点	139
図	5.1.3-2	KRG04 に含まれる角閃石及びその周辺の X 線マップと反射電子像 (BSE)	141
図	5.1.3-3	KRG07 に含まれる角閃石とその周辺の X 線マップ	141
図	5.1.3-4	KRG07 に含まれる角閃石の化学組成プロット	142
义	5.1.3-5	KRG04 及び KRG07 の固結深度見積もり	143
図	5.1.5-1	北上山地における東経 vs.年代値プロット	153
図	5.1.5-2	阿武隈山地における東経 vs.年代値プロット	154
図	5.1.5-3	削剥速度の多様性と地形の定常・非定常の概念図	155
図	5.2.2 - 1	環流旧河谷の堆積物の層相区分	171
図	5.2.2 - 2	ボーリングコアの半裁面及び X 線 CT 解析画像	172
図	5.2.2 - 3	環流旧河谷の堆積物の色変化を示す a*-b*図	
図	5.2.2 - 4	ボーリングコアの基質の土色 (L*、a*、b*)	174
図	5.2.2-5	ボーリングコアに含まれる礫(砂岩、泥岩、チャート)の酸化帯の厚さ(mm)	1.7.4
	5.2.3-1	TCN 試料の採取地点と柱状図(産業技術総合研究所ほか, 2019 に引用・加筆)	174
	0.2.0 1	101 政体の採取地点と性状色(産業技術総合研究所はが, 2019 (ご介用・加事)	177
····	5.2.3-2	羽根岬試料薄片写真(MHN1-2-235)	
	5.2.3-3	行当岬試料薄片写真(MGT2-4-280)	
	5.2.3-4	TCN 試料の前処理の流れ	
	5.2.3-5	石英中に残った岩片の例	
	5.2.3-6	回収した残渣	
	5.2.3-7	海成侵食段丘の岩盤中の ¹⁰ Be 深度プロファイル	
	5.2.3-8	10Be の蓄積量を最も良く再現する最尤パラメータの決定	
	5.2.3-9	10Be 濃度の深度分布に対するモデルカーブのフィッティング	
	5.4.2-1	ボーリングコア掘削地点	
	5.4.3-1	コア堆積物から認定した地層境界面と MIS との対比	
	5.5.1-1	本研究項目の立ち位置	
		本実験で使用する整形試料(岩石チップ試料及びポロシメータ試料)	
		本実験のフロー	
	5.5.2-4	120 日浸漬の硝酸溶液の色調変化の例(サンプルは左から A, B, C)	
図	5.5.2-5	酸変更試料の溶液の色調変化の例 (サンプルは左から J, K)	
义	5.5.2-6	試料断面における元素分布の変化の例 (サンプル A)	
义	5.5.2-7	マイクロフォーカス X 線 CT による 60 日間浸漬前後の変化の例	209
図	5.5.2-8	サンプル A の分光測色結果の比較	210
図	5.5.2-9	浸漬前後の鉱物の形状変化の例	
図	5.5.2-10	サンプル J (塩酸浸漬) の破片断面に観察される葉理状組織	.211
図	5.5.2-11	サンプル A3-1 の酸浸漬前後の X 線回折パターン	
図	5.5.2-12		
図	5.5.2-13	有効間隙率測定の結果	215
図	5.5.2-14	浸漬後酸溶液の溶存元素濃度の測定結果例	
図	5 5 2-15	サンプル 3-4a に対する EPMA 測定結果	216

义	5.5.2-16	サンプル 5-3a に対する EPMA 測定結果	217
図	5.5.2-17	本事業で柱状図を収集した柱状図の位置	221
図	5.6.2-1	侵食速度データの分布図	228
図	5.6.2-2	山地のマルチタイムスケール侵食速度	229
図	5.6.2-3	山地の正規化急勾配度と傾斜及び高度分散量との関係	230
図	5.6.2-4	正規化急勾配度マップの例	231
図	5.6.2 - 5	侵食速度と流域の平均傾斜との関係	232
図	5.6.2-6	数百~数千年スケールの侵食速度分布図(約1kmメッシュ)	234
図	5.6.2 - 7	数十年スケールの侵食速度分布図(約 6 km メッシュ)	235
図	5.6.2 - 8	侵食速度分布図の比較例	236
図	5.6.3 - 1	過去数十万年間に隆起・沈降の傾向・速度が変化した可能性がある地域	238
図	5.6.3 - 2	中期更新世以降の年平均隆起・沈降速度の変化	239
		表目次	
		<u>х</u> с у	
表	1.1-1	と体計画に示された自然現象の影響に関する研究開発項目	1
表	1.2-1 🕏	写業で実施する各研究開発項目の役割分担	6
表	3.1.2 - 1	起源水の特徴	31
表	3.1.2 - 2	本研究で得られたデータならびに検討に用いた引用データ	33
表	3.1.2 - 3	N ₂ 、CO ₂ 、炭化水素ガス	
表	3.1.3-1	紀伊半島の温泉水の $\delta^7 \text{Li} \cdot \delta^{11} \text{B} \cdot \delta \text{D} \cdot \delta^{18} \text{O}$ 測定結果	43
表	3.1.4-1	主要溶存イオンと水素酸素同位体比の分析結果	46
表	3.2.2 - 1	採取試料リスト	54
表	3.2.2 - 2	流体包有物測定結果	
表	3.2.2 - 3	熱年代解析結果	
表	4.1.4-1	観測期間の違いによる推定結果の比較	
表	4.2.2 - 1	実験条件一覧	
表	4.2.3 - 1	Case 4, 7, 8, 9 の判別式の係数 B (降順)	
表	4.2.3 - 2	Case 10~16 の元素組み合わせと判別結果	
表	4.2.3-3	Case 10~16 の各元素の判別係数 β(VIF は本文参照)	
表	4.2.3-4	Case 8'と Case 8"の各元素の判別係数 B と VIF	
	4.2.3 - 5	活動性未知試料に対する判別式の適用結果	
表	4.2.4-1	水熱実験後の試料の乾燥質量の減少率	
	5.1.3-1	鉱物分離の結果	
	5.1.4-1	黒雲母 K-Ar 年代リスト	
	5.1.4-2	対象とする岩石試料	
	5.1.4-3	黒雲母 K-Ar 年代	
	5.1.5-1	鉱物分離結果	
	5.1.5-2	平成 30 年度及び令和元年度の年代測定結果一覧	
	5.1.5-3	阿武隈山地・北上山地における ¹⁰ Be の分析結果と削剥速度	
	5.2.2 - 1	年間線量率と等価線量と年代	
表	5.2.3 - 1	MGT-2 コアと MHN-1 コアの ¹⁰ Be 濃度と ²⁶ Al 濃度	182

쿰	長 5.3.2-1	隆起・沈降速度の把握において着目すべき地形・	地層	. 188
ā	長 5.5.1-1	段丘編年の違いが隆起量の見積りへ与える影響	宮城県仙台付近の例	. 202
ā	長 5.5.2-1	実験試料の岩種及び実験内容		. 203
ā	長 5.5.2-2	本実験における分析項目一覧表		. 204
ā	長 5.5.2-3	XRD 分析で得られた鉱物組み合わせの浸漬前後~	での変化の例	. 212
ā	長 5.5.2-4	着目した経験的年代指標の例		. 222
ā	長 5.6.2-1	山地の地形量データ		. 230

空白ページ

1. はじめに

1.1 背景と目的

わが国の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必要がある。平成 29 年 7 月には、経済産業省より、地層処分の仕組みや地域の科学的特性についての国民への理解促進を目的として、地層処分を行う場所を選ぶ際にどのような科学的特性を考慮する必要があるのか、それらは日本全国にどのように分布しているか、といったことを分かりやすく示した「科学的特性マップ」が公開された。

一方、地層処分事業の遂行には国民の理解と信頼確保と同時に、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。地質環境調査・評価技術、工学・設計技術、処分場閉鎖後の長期安全性を確認するための安全評価技術といった多岐の分野における個々の技術を全体として統合することが必要となる。そのため、地層処分研究開発調整会議において「地層処分研究開発に関する全体計画(平成 30 年度~平成 34 年度)」(以下、「全体計画」という)が策定されている。このうち、地質環境調査・評価技術に関しては、火山・火成活動、非火山性深部流体の移動・流入、地震・断層活動、隆起・侵食といった自然現象について、数万年を超えるような長期にわたる影響を調査・評価することが地層処分に適した地質環境の選定のために求められる。本事業では、これらの自然現象の影響の把握及びモデル化に係る課題として全体計画に整理された項目(表 1.1-1)の解決に向けた研究開発に取り組む。

火山・火成活動、深部流体、地震・断層活動及び隆起・侵食の各自然現象は、地質学、地形学、地震学、測地学、地球化学、地球年代学といった様々な学術分野と密接に関わっており、調査・評価技術の高度化にあたっては、これらの分野横断的な取り組みが重要である。本事業では、各学術分野における最新の研究を俯瞰したうえで、個別分野の技術の高度化に加え、複数分野の技術の適切な組み合わせを検証するための事例研究についても取り組んでいく。そのためには、地層処分の仕組みやサイト選定、安全評価に係る知見・技術の豊富な複数の研究機関が連携し、それぞれが有する知見・技術を相互に補完しながら事業を進めていくことが有効である。そこで本事業は、地層処分や原子力関係施設の評価などを背景とした研究開発に多くの実績を有する日本原子力研究開発機構(以下、「原子力機構」という)と電力中央研究所(以下、「電中研」という)が共同で実施し、各機関が有している知見・技術を相互補完的に利用することで、地層処分システムへの自然現象の影響の観点に対して効果的な成果の創出を目指す。

表 1.1-1 全体計画に示された自然現象の影響に関する研究開発項目

火山・火成活動の発生及び影響の調査・ 評価技術の高度化	・将来の火山・火成活動の発生に係る評価技術の高度化・マグマの影響範囲を把握するための技術の高度化・沿岸部海域におけるマグマの有無を確認するための技術の高度化
深部流体の移動・流入に係る現象理解 及び影響の評価技術の整備	・深部流体の形成・移動に係る調査・評価技術の整備 ・沿岸部海域における深部流体の有無などを確認するための技術の整備
地震・断層活動の活動性及び影響の 調査・評価技術の高度化	・地表地形から特定が困難な活断層を検出し活動性を把握するための技術の高度化 ・上載地層がない場合の断層の活動性や地質断層の再活動性を把握するための技術の高度化 ・地震及び断層活動による水理学的・力学的影響を把握するための技術の高度化 ・陸域から海域にかけて活断層の分布を連続的に確認するための技術の高度化
地形・地質学的情報に基づく隆起・侵食の調査・評価技術の高度化	・地形学的手法や年代測定などを用いた過去百万~数十万年前以前からの隆起・侵食を把握するための技術の拡充 ・沿岸部の隆起・侵食を把握するための技術の高度化
長期的な自然現象の発生可能性及び 地質環境の状態変遷の評価技術の整備	・自然現象に係る長期的なシナリオ設定と地質環境の状態変遷に係る影響評価のための手法の整備・長期にわたる自然現象の発生可能性及びその不確実性を評価するための技術の高度化

1.2 令和元年度における本事業の概要

本事業では、全体計画で提示された自然現象の影響に係る研究開発項目(表 1.1·1)のうち、 火山・火成活動、深部流体、地震・断層活動及び隆起・侵食に関する調査・評価技術について、 各学術分野における最新の知見を取り入れながら高度化開発を進めていく。なお、沿岸部におけ る調査・評価技術の高度化については既に、産業技術総合研究所など(2019)において進められ ているところである。

1.2.1 火山・火成活動に関する調査・評価技術

全体計画では、火山フロントの背弧側も含めて、将来の新たな火山・火成活動の発生に係る予測の信頼性の向上や、マグマの影響範囲の把握に係る調査・評価技術の高度化に向けて調査・評価事例の蓄積などを通じた検討を行うことが提示されている。

本事業では、地下深部の三次元地震波速度構造の推定により、マントル内の流体分布に係る知見を提示するとともに、火山中心から離れた個別火山体の地下構造などによるマグマ活動の範囲に関する検討事例を提示することを目標として設定した。平成 30 年度は、将来の火山活動に関与すると考えられる流体の分布を把握するための地震波トモグラフィ解析に必要な地震データ(マントル内を伝播する近地地震波)を収集・蓄積するとともに、マグマ活動の範囲に対する知見の提示に向けて、既存の MT 法電磁探査による比抵抗構造が示すマグマの分布に係る地下深部構造情報と、個別火山体分布との関連性を検討した。その結果、第四紀に活動した火山は、下部地殻やマントル最上部における部分溶融域を示唆する低比抵抗体の直上またはその近傍に分布するといった特徴が認められた。現在の部分溶融域の分布と過去の火山活動の空間分布との関連性が認められたことは、現在の部分溶融域の分布が将来の活動範囲を検討するうえで有用な指標の一つとなり得ることを示唆すると考えられる。

その成果を踏まえ令和元年度においては、地震データの収集を継続しつつ地震波トモグラフィによりマントル内の流体分布の推定を行うとともに、マグマ活動の範囲に関する検討のため、個別火山体下における比抵抗構造観測を実施した。

1.2.2 深部流体に関する調査・評価技術

地下深部からの流入の可能性が想定される非火山性の深部流体については、調査・評価事例の 蓄積を通じてその形成や移動に係る現象の理解を深め、流入の可能性や影響の評価に必要な技術 基盤の整備を図る必要があることが、全体計画においても提示されている。深部流体には、有馬 型温泉水のように、高温、高塩濃度、低 pH で多量の二酸化炭素を含む流体があるため、深部流 体の流入による地層処分システムへの熱的影響及び化学的影響を把握することが重要である。ま た、そもそも深部流体の地下深部の賦存域の形成や地表付近への流入に関与する要因の他、流入 する流体の性状に係る知見についても現状では限定的であり、それらの知見の蓄積も望まれる。

本事業では、非火山性熱水活動などに関与する深部流体について、熱的・化学的観点から熱水活動の履歴や流入の可能性及び影響の評価に資するための基盤情報を提示するとともに、深部流体が地表へ流入する経路の特性に係る知見を抽出することを目標として設定した。

平成30年度は、非火山性熱水活動の活動域などを事例とした地震学、地質学、熱年代学、同位体地球化学的手法などの適用により、深部流体の特徴や天水などとの混合、移動経路、及び活動継続期間に係る知見を収集・蓄積した。深部流体に係る化学的特徴については、文献収集及び現地調査(温泉水ならびに油田かん水の採取・分析)を行い、深部流体などの地下深部に存在する地下水の起源や分類に関する現状の知見と課題について取りまとめた。また、水質形成に影響を及ぼす因子である粘土鉱物に着目した室内試験を行い、粘土鉱物との相互作用により生ずる水質

の変化についての実験系の構築を行った。深部流体に係る熱的影響については、流体包有物の均質化温度を用いた地質温度計と、FT 法や(U-Th)/He 法といった熱年代学的手法との組み合わせにより、深部流体起源の熱水活動の温度や滞留時間などの情報を明らかにするための試料採取と鉱物分離を行った。一方、深部流体の移動経路については、S 波スプリッティング解析の適用性を検討するとともに、速い S 波と遅い S 波の到達時間差(dt)の値の大きさに応じて、それらの波線経路を異なる色で重ね合わせて表示することにより、強い異方性を生じていると考えられる領域を抽出する手法について検討した。

令和元年度においては、これらの実施内容を引き続き実施することにより、深部流体の熱的・ 化学的特徴、熱水活動の履歴や流入の可能性及び影響の評価方法並びに流入経路となる地質環境 の特徴に係る知見の蓄積・整理を進めた。

1.2.3 地震・断層活動に関する調査・評価技術

全体計画では、「地表地形から特定が困難な活断層を検出し活動性を把握するための技術の高度化」、「上載地層がない場合の断層の活動性や地質断層の再活動性を把握するための技術の高度化」、「地震及び断層活動による水理学的・力学的影響を把握するための技術の高度化」及び「陸域から海域にかけて活断層の分布を連続的に確認するための技術の高度化」が研究開発項目として挙げられている(表 1.1-1)。

上記を受け本事業では、1)活断層地形が不明瞭な地域における活構造の検出及びそれらの力学 的影響範囲の把握のための調査技術・研究事例の提示、2) 上載地層がない場合の断層の活動性評 価及び活動時期の推定に関して高度化した手法の提示、3) 地震・断層活動に伴う水理学的影響に 関わる地下深部の流体リザーバーの有無や分布、湧水の起源やその供給経路に関する知見の提示 を目標とする。平成30年度は、地形的に不明瞭な活断層の分布・活動性を把握するための技術の 高度化開発として、GNSS 観測と地形解析、及び地質調査(小断層解析など)を組み合わせたア プローチにより、活構造の分布や力学的影響範囲を把握する手法の適用性の検討を行った。具体 的には、南九州せん断帯を事例として、GNSS 観測と地形解析により推定されるせん断帯の中心 部を対象とした現地踏査を行い、小断層の運動方向のデータに基づく応力逆解析を行うことによ り、現応力場と調和的な運動センスが卓越する領域の特定を進めた。また、上載地層がない場合 の断層の活動性評価手法の高度化として、IRSL、ESR 及び K-Ar 年代測定に基づく検討、化学組 成データを用いた多変量解析による活断層と非活断層の識別、石英の水和層厚さに基づく年代測 定手法の適用性を検討するための水ー岩石反応を模擬した水熱実験を進めた。地震・断層活動に 伴う水理学的影響については、地震に伴う湧水の発生などに関する既往の調査事例を収集・整理 するとともに、MT 法電磁探査による地下の流体リザーバーの有無や流体の供給経路に関する検 討を行った。MT 法電磁探査は、地震により湧水の発生が継続した代表的な事例である松代群発 地震発生域において行い、地震発生域直下に連続的に分布する低比抵抗体の存在を見出すことが できた。

それらの成果を踏まえ令和元年度においては、GNSS 観測や地形・地質学的調査に基づく、 さらに詳細な活構造の分布や力学的影響範囲の検討、岩石実験、機械学習、年代測定などに基づ く断層の活動性評価手法の高度化、地震波解析などに基づく、地震・断層活動に伴う湧水の発生 と地下深部の流体リザーバーとの関連性の検討を実施した。

1.2.4 隆起・侵食に関する調査・評価技術

隆起・侵食に関する調査・評価技術に関しては、将来の変動幅を考慮することにより、サイトの設計や安全評価に主に反映される。したがって、サイトの場所に拘らず、隆起速度・侵食速度

といったパラメータの推定及びその将来の変動幅の評価は不可欠な調査・評価項目である。さらに、隆起・侵食が引き起こす地形の変化は、動水勾配の変化と密接に関わることから、地下水流動の長期的な変遷を把握するうえでも重要な調査・評価項目である。地層処分施設の設計や安全評価で行われる地下水流動解析は、涵養域から流出域までの広い範囲が対象となる。そのため、サイト近傍のみならず、サイトを横断する内陸部〜沿岸部〜海底下の広域にわたる隆起・侵食の長期的な変遷に関する情報を取得することが求められる。

以上の観点に基づき、本事業では、将来の隆起・侵食の予測の信頼性向上に向け、特に次のテーマに着目した研究開発を行うこととした。1) 堆積段丘を用いた隆起量・侵食量推定が適用できない侵食基盤岩地形における熱年代学的手法などによる隆起・侵食評価手法の整備、2) 同様に堆積段丘が良好に分布しない地域における隆起・侵食評価のための、離水河成地形のマルチ年代測定に基づく隆起・侵食速度推定技術の高度化、3) 氷期に陸化する地域を考慮した沿岸部の隆起・侵食評価に反映するための、地形解析と堆積構造解析に基づく沿岸部の隆起・侵食、沈降・堆積現象の把握、4) 隆起・沈降境界域における地質調査に基づく地質構造・地殻変動様式の評価技術の整備、5) 陸域の隆起・侵食傾向の外挿による沿岸海域の隆起・侵食評価手法の高度化に向けた段丘対比・編年技術の高精度化に関する検討(文献整理や岩石風化実験に基づく検討)、6) 最新のデータを反映した日本列島における長期的な隆起・侵食傾向が理解できるマップの整備。これらの研究開発を通じ、過去百万一数十万年以前からの隆起・侵食を把握するための技術の拡充を進め、幅広い年代範囲及び地域(内陸一沿岸海域)において隆起量・侵食量の評価が可能となる技術として整備することとした(図 1.2-1)。また、研究開発にあたっては、各手法の精度・適用限界について整理することとした。

平成 30 年度は、隆起・侵食速度を推定するための技術開発として、熱年代学的手法(U-Pb、 FT、OSL など)に基づく検討を進めるとともに、離水地形のマルチ年代測定(IRSL 法、宇宙線 生成核種法、テフラ分析など)に必要な地質試料を採取した。熱年代学的手法に基づく検討では、 閉鎖温度の低い OSL 熱年代法を大深度ボーリングコア試料に適用することで、侵食速度が遅い 地域においても、従来の手法では困難だった十万年スケールの侵食評価ができる可能性を示した。 離水地形のマルチ年代測定については、穿入蛇行の下刻速度から隆起速度を推定するための試料 採取と地質記載を進めた。沿岸部における隆起・侵食の調査・評価技術に関しては、浅海域の地 形・地層の形成過程の理解において必要となる海底地形情報や既存音波探査記録の収集・解析を 行った。その結果、日本列島の海域において、少なくとも最終氷期を通して侵食が卓越した場(継 続的に隆起が生じていると考えられる場)と、完新統まで地層が累重し、最終氷期極相以降の地 層が海底地形をかたちづくる場(継続的に沈降が生じていると考えられる場)との識別をするこ とができた。隆起・沈降境界域における調査・評価技術の整備については、地殻変動の実態解明 に必要となる高海面期を記録した地質試料の採取を行った。陸域の隆起・侵食傾向の外挿による 沿岸海域の隆起・侵食量評価手法の高度化に向けた段丘対比・編年技術の高精度化に関しては、 東日本地域の段丘を対象に、対比・編年の経験的指標の妥当性・適用性を検討するため、段丘を 構成する地質情報を収集した。また、風化を模擬した岩石溶解実験を実施し、段丘礫の岩石種に 応じた風化現象の進展性状を理解するための、基礎的な観察・分析を行った。その結果、岩石種、 組織、構成鉱物の違いにより溶解様式に差が生じることを確認し、天然における段丘を構成する 地層の風化様式や風化速度の違いの理解につなげていくうえでの注目点を絞り込むことができた。 日本列島における侵食速度の見取り図になりうるデータマップの整備については、ダムの堆砂量、 宇宙線生成核種年代、熱年代を用いた既存の侵食速度データのコンパイルを進めた。さらに、そ れらのデータと4種の地形量(高度分散量、流域の平均傾斜、河川の Normalized steepness index 及び河川の険しさの指標となるχ値)との関係を検討し、宇宙線生成核種法による侵食速度と最

も相関の強い地形量が流域の平均傾斜であることを明らかにした。このように隆起・侵食速度と 地形量との関係について検討することは、隆起量・侵食量に関する実データが得られていない場 においても隆起・侵食速度を間接的に推定できるようにする上で重要であると言える。

上記の成果を受け令和元年度は、隆起・侵食速度を推定するための技術開発として、主として 平成 30 年度に採取した地質試料を対象に熱年代学的手法や離水地形のマルチ年代測定法による 検討を実施し、日本列島の地質環境における各手法の適用性について提示した。また、平成 30 年度に整備したデータマップや既存データの検討に基づき、わが国の長期的な隆起・侵食速度データの空間的な網羅性や課題を明確にした。一方、沿岸部における隆起・侵食の調査・評価技術 に関しては、隆起・沈降境界域の地殻変動の実態を明らかにし、既存の地殻変動量分布図の精度 を評価するとともに、浅海域の地形と地層の関係の整理を引き続き実施し、成果をとりまとめた。また、西日本地域の段丘を構成する地質の情報を収集し、東日本の段丘について収集した情報を併せ、経験的指標の妥当性・適用性の検討を行った。風化を模擬した岩石溶解実験について は、風化現象の進展性状を左右する条件を設定した実験を実施し、天然の段丘礫の岩石種に応じた風化現象のばらつきの要因を明らかにし、岩石風化に基づく編年指標の具体化に資した。

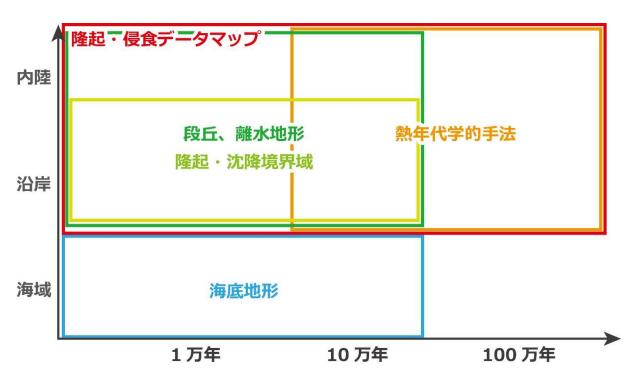


図 1.2-1 本事業で実施する隆起・侵食に関する調査・評価技術の内容 と時間スケール・地域との関係

1.2.5 実施体制・役割分担

1.1 で述べた通り、本事業は原子力機構と電中研が共同で実施するものである。両機関はともに、地層処分のサイト選定・設計・安全評価の観点から、火山・火成活動、深部流体、地震・断層活動及び隆起・侵食の各自然現象の影響を把握するための様々な基盤的な調査・評価技術を有するとともに、これまでにも多くの研究実績を創出している。ただし、本事業の全体期間(全体計画で示された5か年)の中で、限られたリソース(人材や設備など)を有効活用して本事業を着実に進め、より効率的に成果を挙げるため、本事業では表 1.2-1 のような役割分担で研究開発を進めている。

なお、本事業で扱うすべての研究開発項目について、両機関間で実施計画・進捗・成果について運営会議を開催することなどを通して密接に情報共有をしながら事業を進めてきた。また、外部の専門家・有識者で構成される委員会を設置し、研究計画、実施方法、結果の評価などに関する審議を受けた。平成30年度の委員会の議事概要については付録8を参照されたい。

表 1.2-1 本事業で実施する各研究開発項目の役割分担

	研究開発項目	主担当
火山・火成活動に関する	マントル内の流体分布・移行に関する検討	原子力機構
調査•評価技術	マグマの影響範囲に関する検討	原子力機構
	深部流体の化学的特徴に係る知見の蓄積	電中研
深部流体に関する 調査・評価技術	深部流体の熱的特徴に係る知見の蓄積	原子力機構
	深部流体の移行経路に関する検討	原子力機構
地震・断層活動に関する	活断層地形が不明瞭なせん断帯における活構造の分布や力学的影響範囲 を把握する手法の検討	原子力機構
調査・評価技術	断層の活動性を把握するための技術の高度化	原子力機構
	地震および断層活動による水理学的影響に関する検討	原子力機構
	熱年代学的手法などを用いた隆起・侵食評価手法の整備	原子力機構
	離水地形のマルチ年代測定に基づく隆起・侵食速度推定技術の高度化	原子力機構
隆起・侵食に関する	地形解析と堆積構造解析に基づく沿岸域の隆起/侵食、沈降/堆積現象 の把握	原子力機構
調査•評価技術	隆起・沈降境界域における地殻変動評価技術の整備	原子力機構
	陸域の隆起・侵食傾向の外挿による沿岸海域の隆起・侵食量評価手法の高度化に向けた段丘対比・編年技術の高精度化に関する検討	電中研
	最新知見を踏まえた隆起・侵食データマップの整備	原子力機構

引用文献

- 地層処分研究開発調整会議,地層処分研究開発に関する全体計画(平成 30 年度~平成 34 年度),2018. http://www.meti.go.jp/report/whitepaper/data/pdf/20180329001_01.pdf(2020 年 2 月 10 日最終閲覧)
- 経済産業省 資源エネルギー庁, 科学的特性マップ, 2017. https://www.enecho.meti.go.jp/category/electricity and gas/nuclear/rw/kagakutekitokuseimap/ (2020年2月10日最終閲覧)
- 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,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 沿岸部処分システム高度化開発 平成27年度~平成30年度 取りまとめ報告書,288p,2019.

2. 火山・火成活動に関する調査・評価技術

2.1 マントル内の流体分布・移動に関する検討

2.1.1 背景と目的

火成活動が地層処分システムに及ぼす影響については、マグマの貫入や噴出による処分施設及 び廃棄体の直接的な破損の他、熱などによる地下水温の上昇や熱水対流の発生、熱水・火山ガス の混入による地下水の水質変化などが考えられる。このうち、特にマグマの貫入・噴出は、地層 の物理的な隔離機能を広範囲にわたり喪失させる恐れがあるため、その影響範囲を回避してサイ ト選定する必要があるが、背弧域において現在火山のない場所においても、将来新たな火山が発 生する可能性を考慮すべきであることが指摘されている(地層処分技術 WG, 2017)。このような 新たな火山の発生に対しては、過去から現在までの火山活動の履歴を詳細に把握し、その時空間 的な分布や活動の傾向などから将来を予測するといった外挿に基づくアプローチに加えて、火山 に供給する地殼深部の高温流体(マグマやその固化に伴い放出された水など)の有無や分布をあ らかじめ把握するといった、火山活動の成因に踏み込んだアプローチでの研究開発が進められて きた(例えば、Asamori et al., 2010)。しかしながら、その評価の信頼性向上の観点から、主と して地殻内の領域をターゲットとしたこれらの調査技術の整備に加えて、上部マントルの領域も 考慮した検討の重要性が指摘されている(地層処分技術 WG, 2017; 地層処分研究開発調整会議, 2018)。そのため本事業では、マントル・ウェッジにおける不均質構造の推定に最も有効と考え られる地震波トモグラフィを用いて流体分布や移動経路を推定することにより、統計・確率論的 なアプローチ (例えば、Martin et al., 2004, 2012) などに基づいた新たな火山の発生に係る評価 の信頼性を向上させるための知見の提示を目指す。

このうち平成 30 年度は、マントル・ウェッジを対象とした地震波トモグラフィを行うために必要となる、地震データの収集(地震波到達時刻の検測)を進め、日本列島下のマントル内を伝播する近地地震波のP波及びS波到達時刻データをそれぞれ 86,418 個及び 80,249 個収集した。これらの到達時刻データは、震央距離が長くなるにつれて検測精度が低下するものの、一般に公開され様々な地震学的研究に用いられる気象庁一元化検測値データに比べて長い震央距離のものも多数含むことから、マントル・ウェッジにおける不均質構造の推定には特に有効なデータであると期待できる。しかしながら、既存の研究(例えば、Zhao et al., 1994; Matsubara et al., 2008)を踏まえると、特に背弧域のマントル・ウェッジにおける地震波トモグラフィの空間分解能を上げるためには、より多くのデータを取得して地震波トモグラフィに用いる必要があると考えられる。そのため令和元年度は、地震データの収集を継続しつつ、得られたデータを用いて地震波トモグラフィの空間分解能を評価した。さらに、これらのデータを用いてマントル・ウェッジの三次元S波速度構造を推定し、既存の研究との比較によって現状のデータセットの妥当性を検討した。

2.1.2 令和元年度実施内容

(1) 地震波到達時刻の検測

一般に、震央距離が長くなるほど地震波はより深部を伝播することから、このようなデータセットを多数収集し、地震波トモグラフィに適用することで、マントル・ウェッジの三次元地震波速度構造をより高い分解能で推定できると考えられる。

現在、国内では約2,200点もの定常地震観測点が展開され、観測データが日々蓄積され続けている。これらは、気象庁、各国立大学、防災科学技術研究所、海洋研究開発機構などにより設置・ 運用されている地震観測点によって構成されており、陸域に加えて海域に設置された海底地震計 により記録されたデータを含む。これらの観測点において記録された地震波形データは気象庁に集約され、日本列島下で発生した地震に伴うP波及びS波到達時刻の読み取り及び震源決定までの処理が一元的に行われたうえで公開されており、学術的な研究などに広く利用されている。しかしながら、このように処理された気象庁一元化検測値データは速報性を重視しているため、震央距離が長距離に及ぶ到達時刻の読み取り数が少ない。そのため本事業では、震央距離が長距離に及ぶS ア波及びS 波到達時刻の読み取りを重点的に実施した。

令和元年度までに検測を実施した地震の震央分布を図 2.1.2-1 に示す。これらは気象庁一元化 処理震源要素をもとに、できる限り震源が均一に分布するよう選出した 427 個の地震である。また、これらは 2005 年 1 月~2018 年 7 月に発生したマグニチュード 2.5 以上の地震であり、沈み込む太平洋スラブ及びフィリピン海スラブ内で発生する稍深発地震及び深発地震が含まれる。P 波及び S 波到達時刻の検測は、あらかじめ計算した理論走時を参照しながら行った。また、これらの検測と同時に、目視によってその検測精度を記録した。

以上による検測の結果、図 2.1.2-1 に示す 427 個の地震に対して検測した P 波及び S 波到達時 刻データの総数は、それぞれ 205,139 個及び 193,974 個である。一つの地震に対する観測データ数は、それぞれ $88\sim1,443$ 個及び $57\sim1,443$ 個である。また、図 2.1.2-2 には走時曲線の一例を示す。これによると、震央距離が長くなるにつれて検測精度は低下するものの、気象庁一元化検測値データに比べて長い震央距離のものを含む、より多くのデータが取得できたと考えられる。

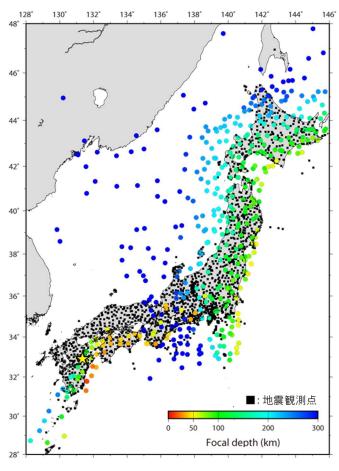


図 2.1.2-1 検測対象とした地震の震央分布

丸はカラースケールで示す深さで発生した地震の震央を表す。また、四角及び星印は地震観測 点及び図 2.1.2-2 に示す走時曲線例の震央を表す。

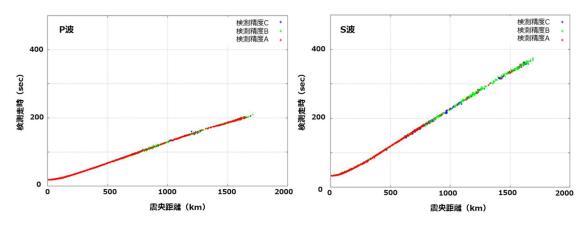


図 2.1.2-2 P波及びS波検測値による走時曲線の例

P 波検測精度 A、B 及び C は、それぞれ 0.05 秒以下、0.05~0.25 秒、0.25 秒以上を示す。S 波 検測精度 A、B 及び C は、それぞれ 0.10 秒以下、0.10~0.50 秒、0.50 秒以上を示す。検測対象 とした地震の震央は、図 2.1.2-1 中に星印で示す。

(2) 地震波トモグラフィの空間分解能の評価

本事業では、上述した地震データを地震波トモグラフィに適用した場合に期待される空間分解能を評価するため、チェッカーボード分解能テスト(Checkerboard Resolution Test)を実施した。この分解能テストでは、まず解析領域内に設置したそれぞれのグリッド(格子点)に±3%の初期速度偏差を正負交互に与えた地震波速度構造を作成し、それに基づく理論走時を各地震一観測点ペアに対して計算したうえで、検測誤差に相当するランダムノイズを加えたデータセットを作成した。このように準備したデータセットを用いた地震波トモグラフィによって得られた速度構造の回復の程度により、各々の領域において十分な分解能を有するか否かを評価することができる。

一般に、地震波トモグラフィの分解能はP波に比べてS波が劣るものの、流体分布の推定にはその存在に敏感なS波速度構造がよく用いられる。日本列島全域を対象とした近年のS波トモグラフィ (例えば、Asamori and Zhao, 2015) では、マントル・ウェッジの分解能は $33 \,\mathrm{km}$ (0.33°) あるいはそれよりも低いと評価されている。そのため、まずグリッド間隔を $33 \,\mathrm{km}$ としたS波分解能テストを実施した。また、解析に用いるデータセットの違いによる分解能の差についても確認するため、①気象庁一元化処理検測値のみによるデータセット、②それに本事業で収集した地震データを加えたデータセット、③さらに遠地地震データを加えたデータセット、のそれぞれに対して分解能テストを行った。

気象庁一元化処理検測値のみによるデータセット(①)の震央分布とその分解能テストの結果をそれぞれ図 2.1.2-3 及び図 2.1.2-4 に示す。この解析に用いた地震の総数は 6,084 個(発生期間は 2002 年 6 月~2019 年 4 月)であり、解析領域内にできるだけ均質に分布するように選出した。このデータセットに含まれる S 波到達時刻データの総数は 192,791 個である。その分解能テストの結果(図 2.1.2-4)によると、マントル最上部に相当する深さ 40 km の前弧域では正負交互の速度偏差が十分に回復しており、この領域では 33 km の分解能を有すると評価できる。しかしながら、背弧域やより深い領域においては速度偏差のパターンや振幅がほとんど回復しておらず、その分解能は 33 km よりも低いことを示している。この結果は、解析に用いた多くの地震データの震央距離が短く、したがって地震波線のほとんどが鉛直方向にしか通過していないことに起因すると考えられる。

次に、気象庁一元化処理検測値から選び出したデータ(図 2.1.2-3)に本事業で収集した地震デ

ータ(図 2.1.2-1)を加えたデータセット(②)の分解能テストの結果を図 2.1.2-5 に示す。ここで新たに加えたデータは図 2.1.2-1 から選出した 185 個(S 波到達時刻データ数は 131,074 個)の地震であり、①のデータセットに比べると少数であるが、その結果は大きく異なる。分解能テストの結果(図 2.1.2-5)によると、特に背弧域では深さ $300~\rm{km}$ 程度まで速度偏差が回復しており、 $33~\rm{km}$ の分解能を有すると評価できる。地震波トモグラフィによって決定される各グリッドの地震波速度は、その領域に通過する地震波線がよく交差するほど正確に推定することができる。この結果は、本事業で収集した地震データには震央距離の長いデータが豊富に含まれており、したがっておよそ水平方向に伝播する地震波線が深部でよく交差していることに起因すると考えられる。

以上の近地地震データに遠地地震データを加えたデータセット (③) による分解能テストの結果を図 2.1.2-6 に示す。ここで追加した遠地地震の S 波到達時刻データは、Asamori and Zhao (2015) によって収集されたものであり、遠地地震の総数は 51 個、それに含まれる S 波到達時刻データは 34,122 個である。上述した近地地震データとこれらの遠地地震データを併用して解析することで、近地地震の発生深度よりも深い領域の地震波速度構造を推定することが可能となるが、より浅部においても地震波線の通過領域が水平方向に拡張されるといったメリットもある。このデータセットを用いた分解能テストの結果 (図 2.1.2-6) によると、深さ 400 km においても速度偏差の十分な回復が認められる。また、深さ 100 km 以深では、33 km の分解能を有すると考えられる領域が既存の研究(Asamori and Zhao, 2015)よりも水平方向にやや拡張されている。以上の結果は、特に背弧域の空間分解能を向上させるためには、その領域を通過する波線の到達時刻データを効率的に収集することが重要であることを示す。一方で、背弧域のマントル浅部は地震波線が通過しないため、地震波速度構造を推定することができない(図 2.1.2-6)。これを解決する手段の一つとして、depth phase といった地震波の後続波の利用などが考えられる。

以上は空間分解能が 33 km であることを想定したテストであるが、さらにグリッド間隔を 25 km (0.25°) として同様に解析した結果を図 2.1.2-7に示す。この結果によると、背弧域の深さ 200 km 以浅では十分に速度構造の回復が認められる。この結果は、これらのデータセット (③) を用いることで、既存の研究 (例えば、Asamori and Zhao, 2015) による空間分解能をさらに向上させることが期待できることを示す。

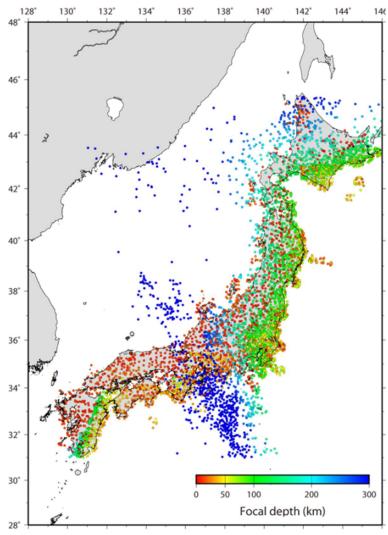


図 2.1.2-3 気象庁一元化処理検測値から選び出し解析に用いた地震の震央分布 カラースケールは震源の深さを示す。

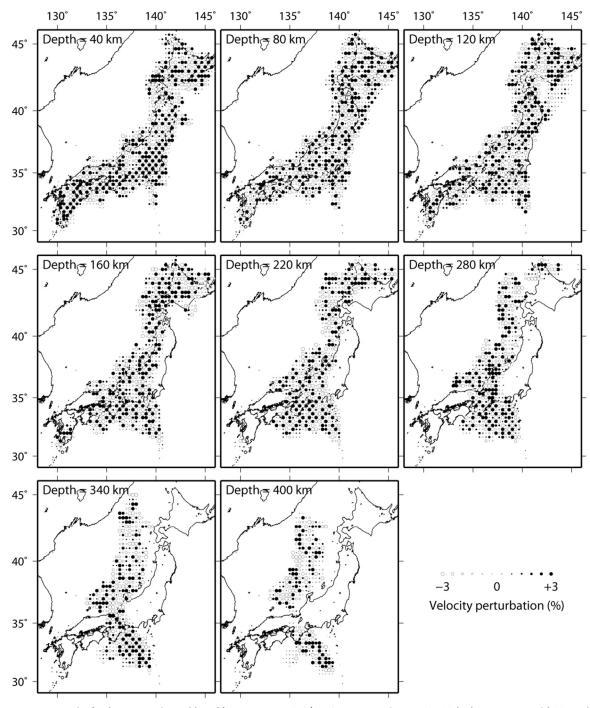


図 2.1.2-4 気象庁一元化処理検測値のみによるデータセットを用いた分解能テストの結果 (水平方向のグリッド間隔は33 km)

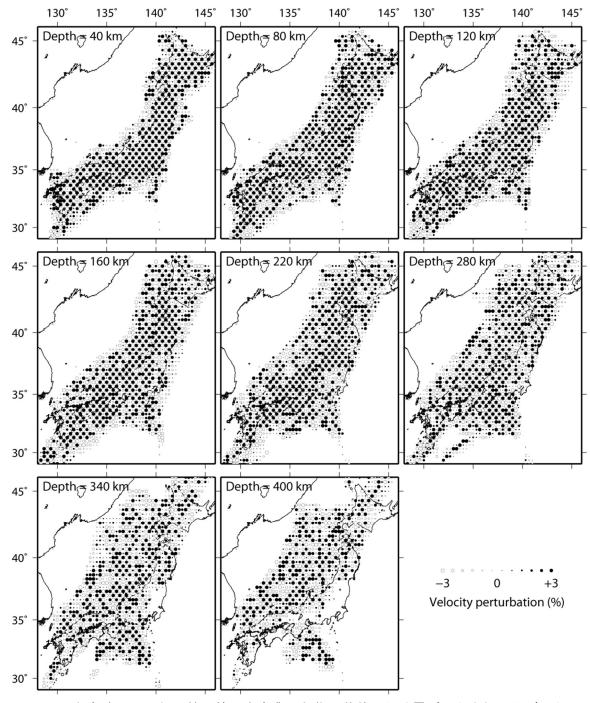


図 2.1.2-5 気象庁一元化処理検測値に本事業で収集・蓄積した地震データを加えたデータセットを用いた分解能テストの結果(水平方向のグリッド間隔は33km)

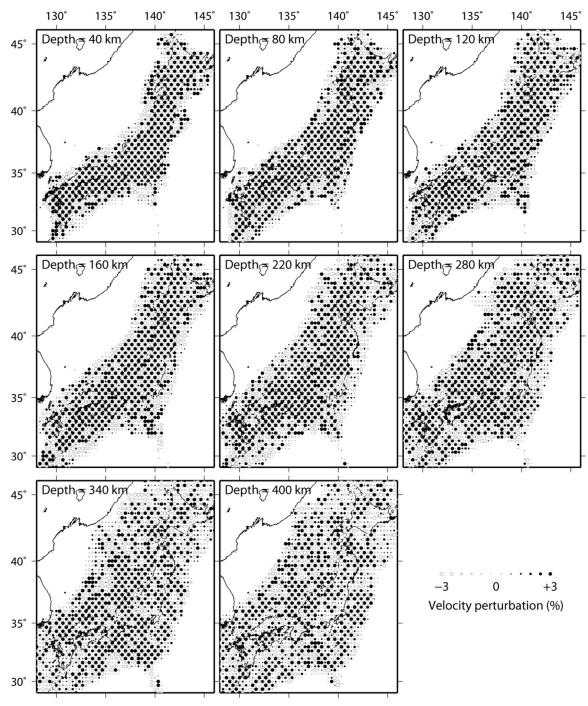


図 2.1.2-6 近地地震及び遠地地震データを同時に用いた分解能テストの結果(水平方向のグリッド間隔は33 km)

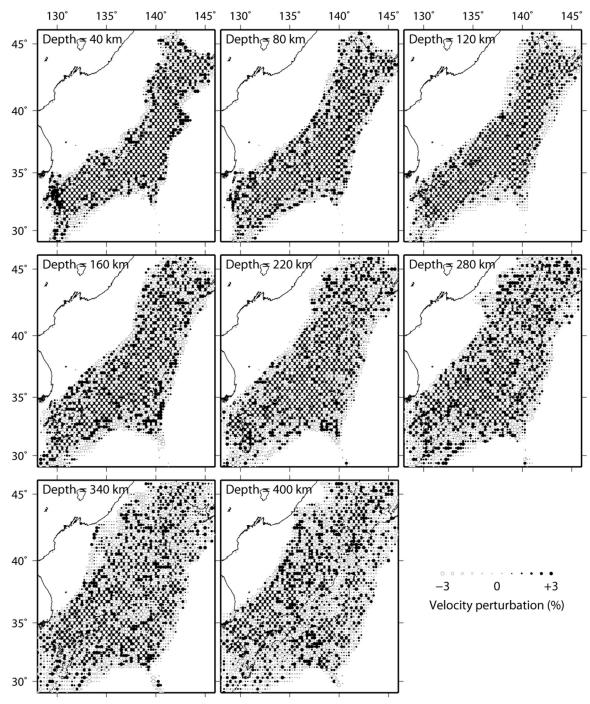


図 2.1.2-7 近地地震及び遠地地震データを同時に用いた分解能テストの結果(水平方向のグリッド間隔は25km)

(3) マントル・ウェッジにおける三次元地震波速度構造の推定

本項では、前述したデータセットを用いてマントル・ウェッジの三次元S波速度構造を推定し、既存の研究により推定されている地震波速度構造の傾向との比較によって、現状のデータセットが十分な精度を有するか否かを検討した。解析では、Zhao et al. (1994, 2012)による近地地震及び遠地地震データの同時インバージョンによる地震波トモグラフィ法に、前項で述べた 6,269 個の近地地震及び 51 個の遠地地震による 358,003 個のS 波到達時刻データを適用することで、深さ 700 km までの三次元S 波速度構造モデルを推定した。解析に用いた初期地震波速度モデルは

iasp91 (Kennett and Engdahl, 1991) を基本とし、厚さ 90 km の太平洋スラブ (S 波速度偏差; +6%) を考慮した。また、地殻内については Zhao et al. (1992a)及び藤原ほか (2009)による地震波速度モデルを採用した。なお、本解析におけるグリッド間隔は、水平方向に約 33 km (0.33°)、鉛直方向には $15\sim30$ km とした。

本解析により得られた三次元 S 波速度偏差の各深さにおける平面図を図 2.1.2-8 に示す。これによると、東北日本下に沈み込む太平洋スラブが地震波高速度体としてイメージされ、それ以浅のマントル・ウェッジには火山フロント直下から深部へ連続する地震波低速度体が認められる。これらはスラブの脱水に起因し、火山に供給される流体の存在を示していると考えられるが、深くなるにつれて背弧側にシフトするように分布し、東北地方では深さ 160 km まで、北海道では深さ 220 km まで確認できる。一方で、西南日本下においては、沈み込むフィリピン海スラブに対応すると考えられる地震波高速度体が少なくとも深さ 220 km まで確認できる。また、特に九州地方に沈み込むフィリピン海スラブの周囲には顕著な地震波低速度体が認められ、それらはマントル浅部から深さ 300 km 以深まで連続するようにイメージされる。

本解析により得られた三次元 S 波速度構造(図 2.1.2-8)は、遠地地震データを用いた既存の S 波速度構造(Asamori and Zhao, 2015)及び近地地震データのみによる S 波速度構造(例えば、Zhao et al., 1992b; Nakajima et al., 2001; Nakajima and Hasegawa, 2007; Huang et al., 2011)と大局的に同様の傾向を示す。このことは、本事業においてこれまでに蓄積した地震データが概ね妥当な精度を有していることを示す。現状の解析は、解析領域における地震波速度の大局的なパターンを確認するために実施したものであり、今後は震源再決定も同時に行うなど、より詳細な解析を行う必要がある。また、特に背弧域のマントル・ウェッジにおける空間分解能をさらに向上させ、流体分布を詳細に把握するためには、今回の解析に用いた近地地震及び遠地地震波の初動到達時刻データに加えて後続波のデータも考慮・利用することが効果的であると考えられる。

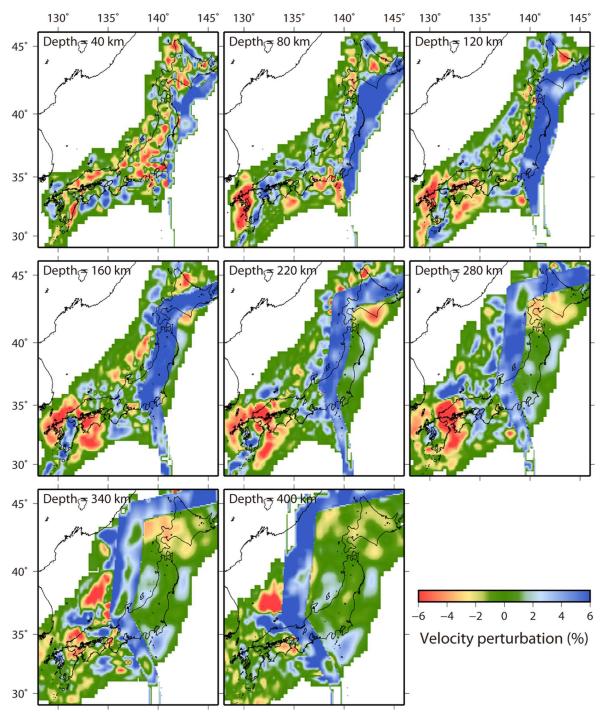


図 2.1.2-8 近地地震及び遠地地震を同時に用いた地震波トモグラフィによる S 波速度偏差分布

2.1.3 まとめと今後の課題

本事業では、マントル・ウェッジにおける不均質構造の推定に最も有効と考えられる地震波トモグラフィを用いて流体分布や移動経路を推定することにより、統計・確率論的なアプローチなどに基づいた新たな火山の発生に係る評価の信頼性を向上させるための知見を提示するため、地震波トモグラフィに必要となる近地地震のP波及びS波到達時刻データを収集した。また、これらのデータを用いた分解能テストにより、既存の研究による空間分解能をさらに向上させることが可能であるとの見通しを得た。ただし、特に背弧域のマントル・ウェッジにおける空間分解能を向上させ、流体分布を詳細に把握するためには、今回の解析に用いた近地地震及び遠地地震波

の初動到達時刻データに加えて後続波のデータも考慮・利用することが効果的であると考えられる。そのため、今後はさらなる到達時刻データの収集を進めるとともに、地震波トモグラフィへの適用を行っていくことが重要であると考えられる。

引用文献

- Asamori, K., Umeda, K., Ogawa, Y. and Oikawa T., Electrical resistivity structure and helium isotopes around Naruko volcano, northeastern Japan and its implication for the distribution of crustal magma, International Journal of Geophysics, ID738139, doi:10.1155/2010/738139, 2010.
- Asamori, K. and Zhao, D., Teleseismic shear wave tomography of the Japan subduction zone, Geophysical Journal International, vol.203, pp.1752-1772, 2015.
- 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,独立行政法人防災科学技術研究所,272p,2009.
- Huang, Z., Zhao, D. and Wang, L., Seismic heterogeneity and anisotropy of the Honshu arc from the Japan Trench to the Japan Sea, Geophysical Journal International, vol.184, pp.1428-1444, 2011.
- Kennett, B. and Engdahl, E., Travel times for global earthquake location and phase identification, Geophysical Journal International, vol.105, pp.429-465, 1991.
- Martin, A. J., Umeda, K., Connor, C. B., Weller, J.N., Zhao, D. and Takahashi, M., Modeling long-term volcanic hazards through Bayesian inference: An example from the Tohoku volcanic arc, Japan, Journal of Geophysical Research, vol.109, B10208, doi 10.1029/2004JB003201, 2004.
- Martin, A. J., Umeda, K. and Ishimaru, T., Application of the Bayesian approach to incorporate helium isotopes ratios in long-term probabilistic volcanic hazard assessments in Tohoku, Japan, In Updates in Volcanology New Advances in Understanding Volcanic Systems, edited by K. Németh, pp.117-146, ISBN 980-953-307-547-6, InTech, 2012.
- Matsubara, M., Obara, K. and Kasahara, K., Three-dimensional P- and S-wave velocity structures beneath the Japan Islands obtained by high-density seismic stations by seismic tomography, Tectonophysics, vol.454, pp.86-103, 2008.
- Nakajima, J., Matsuzawa, T., Hasegawa, A. and Zhao, D., Three-dimensional structure of Vp, Vs, and Vp/Vs beneath northeastern Japan: Implications for arc magmatism and fluids, Journal of Geophysical Research, vol.106, pp.21843-21857, 2001.
- Nakajima, J. and Hasegawa, A., Tomographic evidence for the mantle upwelling beneath southwestern Japan and its implications for arc magmatism, Earth and Planetary Science Letters, vol.254, pp.90-105, 2007.
- 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ワーキンググループ, 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,2017.
 - http://www.meti.go.jp/press/2017/04/20170417001/20170417001-2.pdf (2019 年 1 月 31 日 最終閲覧)

- 地層処分研究開発調整会議,地層処分研究開発に関する全体計画(平成 30 年度~平成 34 年度),44p,2018. http://www.meti.go.jp/report/whitepaper/data/pdf/ 20180329001_01 .pdf (2019 年 1 月 31 日最終閲覧)
- Zhao, D., Horiuchi, S. and Hasegawa, A., Seismic velocity structure of the crust beneath the Japan Islands, Tectonophysics, vol.212, pp.289-301, 1992a.
- Zhao, D., Hasegawa, A. and Horiuchi, S., Tomographic imaging of P and S wave velocity structure beneath Northeastern Japan, Journal of Geophysical Research, vol.97, pp.19909-19928, 1992b.
- Zhao, D., Hasegawa, A. and Kanamori, H., Deep structure of Japan subduction zone as derived from local, regional, and teleseismic events, Journal of Geophysical Research, vol.99, pp.22313-22329, 1994.
- Zhao, D., Yanada, T., Hasegawa, A., Umino, N. and Wei, W., Imaging the subducting slabs and mantle upwelling under the Japan Islands, Geophysical Journal International, vol.190, pp.816-828, 2012.

2.2 マグマの活動範囲に関する検討

2.2.1 背景と目的

すでに述べたように、火山活動に伴うマグマの貫入・噴出は、地層の物理的な隔離機能を広範囲にわたり喪失させる恐れがあるため、その影響範囲を回避してサイト選定する必要があるが、その範囲の考え方については、第四紀火山から半径 15 km 以内を好ましくない範囲の基準とすることが適当(地層処分技術 WG, 2017)とされている。この考え方は、火山活動は火山フロントから背弧域に限定して繰り返し生じており、火山が分布する領域と分布しない領域(空白域)が見られるといった特徴が東北地方において認められていることや、マグマが地表に噴出した火口の位置は、その火山を代表する位置を中心として概ね半径 15 km の範囲内に分布すること(原子力発電環境整備機構, 2004)などの知見に基づく。ただし、陥没カルデラを形成する第四紀火山や、単成火山群などといった一部の火山には例外が認められる(原子力発電環境整備機構, 2004)ことや、近年の火山噴火において岩脈マグマが火山中心から 30 km 移動したとの事例(例えば、Nishimura et al., 2001)が報告されている。このため、実際に確保すべき火山中心からの距離については、個別地点における現地調査の結果に基づいて評価する(地層処分技術 WG, 2017)こととされており、その調査・評価に有効な知見や技術の整備が求められている(地層処分研究開発調整会議, 2018)。

そこで本事業では、特に火山中心から離れた個別火山の活動に着目しつつ、マグマの貫入・噴出が及ぶ範囲(マグマの活動範囲)の評価に有効な知見・検討事例を提示することを目標とする。このうち平成 30 年度は、既存の MT(magnetotelluric)法電磁探査によって推定された火山地域下の部分溶融域や高温流体の分布に着目し、第四紀の火山活動との関連性に係る知見の抽出を試みた。その結果、第四紀に活動した個別火山は、下部地殻やマントル最上部の部分溶融域を示唆する低比抵抗体の直上またはその近傍に分布するといった特徴が認められた(図 2.2.1-1)。このように、現在の部分溶融域の分布と過去(第四紀)の火山活動の分布に関連性が認められたことは、現在の部分溶融域の分布が将来の活動範囲を検討するうえで有用な指標の一つとなり得ることを示唆すると考えられる。

しかしながら、この検討に用いた事例は六つの火山地域に対するものに限られている。また、青野山単成火山群など一部の火山では、火山中心から半径 15 km の範囲の外側にも火口が分布するといった事例(原子力発電環境整備機構, 2004)が報告されている。さらに、単成火山群はそれぞれの火山ごとにマグマの通路が異なるため、一つの火口をもって火山群全体の中心と見なすことはできないとの指摘(地層処分技術 WG, 2017)もある。

このため令和元年度は、すでに提示した部分溶融域を指標とした火山活動範囲に係る概念モデル(図 2.2.1-1)の妥当性(単成火山群への適用性)を検証するため、青野山単成火山群を事例とした MT 法電磁探査により地殻~マントル最上部の二次元比抵抗構造を推定し、部分溶融域と個別火山体の分布との対応性を検討した。

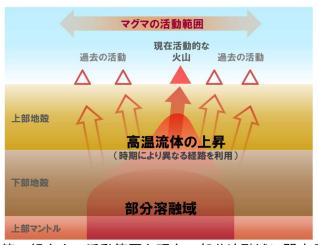


図 2.2.1-1 第四紀火山の活動範囲と現在の部分溶融域に関する概念モデル

2.2.2 令和元年度実施内容

(1) 青野山単成火山群の活動に関する既存の知見

中国地方西部の山口県東部から島根県西部においては、単成火山により構成される青野山(または青野)火山群及び阿武火山群が隣接して分布する(図 2.2.2-1)。このうち阿武火山群は安山岩または玄武岩のスコリア丘、溶岩台地、溶岩平頂丘からなる。一方で、青野山火山群は青野山を典型とする 22 ヵ所以上の溶岩円頂丘で構成され、それぞれは安山岩~デイサイトからなる。これらは南北約 45 km、東西約 20 km の範囲において、およそ北北東-南南西方向に分布する(太田ほか編, 2004)。また、これらの K-Ar 年代値は 95~610 ka であり火山群の東部に比べて西部での活動年代が若いといった特徴がみられ、その火山活動による噴出量は約 20 km³と見積もられている(例えば、Furuyama et al., 2002;太田ほか編, 2004)。なお、青野山を含む中国地方北部のいくつかの第四紀火山(三瓶、大山)では、スラブの溶融により生成されるアダカイト(Defant and Drummond, 1990;Yogodzinski et al., 2001)が認められている。このことから、これらの火山活動において噴出したメルトは、少なくともモホ面以深から供給されていると考えられている(Morris, 1995; Kimura et al., 2005, 2014; Pineda-Velasco et al., 2018)。

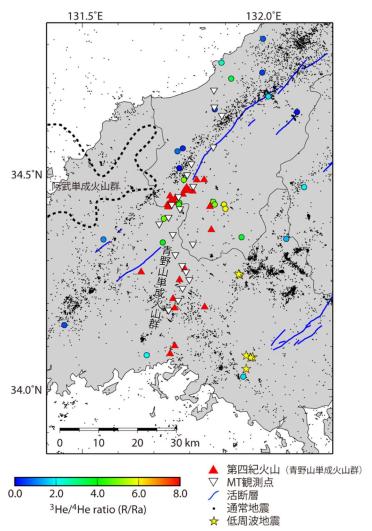


図 2.2.2-1 MT 法電磁探査の観測点分布 色付きの丸は、カラースケールに示すヘリウム同位体比(³He/⁴He)を表す。

(2) MT 法観測及び解析方法

MT 法は地殻深部もしくは上部マントルまでの比抵抗構造を推定することが可能であることや、一次元解析をはじめ、二次元解析や三次元解析手法(例えば、Ogawa and Uchida, 1996; Siripunvaraporn et al., 2005)が開発されていることなどから、地殻深部を対象とした地殻内物性の不均質に関する研究などに用いられており、特に流体の存在に関わる地殻内物性の不均質が明らかにされてきた(例えば、Mitsuhata et al., 2001)。例えば、富士山周辺において行われたMT法による観測では、火山下における深さ 50 km までの二次元比抵抗構造が推定され、マグマ溜りの存在を示唆する顕著な低比抵抗体が見出されている(Aizawa et al., 2004)。このように、地下深部の流体の存在の把握には、MT法による比抵抗構造調査は特に有効であると考えられる。本事業では、青野山単成火山群をおよそ北北東ー南南西方向に縦断する約 65 km の区間において、ファーリモートリファレンス方式の MT 観測を行った。観測では、およそ北西ー南東方向の

で、ファーリモートリファレンス方式の MT 観測を行った。観測では、およそ北西ー南東方向の測線上に $1\sim7~{\rm km}$ 程度の間隔で合計 $25~{\rm th}$ 地点に観測点を配置したが、後述する解析では観測データの品質が良好な $21~{\rm th}$ 地点(図 2.2.2-1)のデータのみを使用した。測定には Phoenix 社製 MTU- $5~{\rm th}$ システムを使用し、磁場 $3~{\rm th}$ 成分及び電場 $2~{\rm th}$ の時系列を測定した。また、対象地域のノイズ環境を考慮して、測定時間は夜間を含む $15~{\rm th}$ 時間とし、各測点で二晩以上の測定を行うとともに、

リモートリファレンス点を岩手県和賀郡西和賀町(観測域からの距離約 950 km)に設けた。リモートリファレンス処理(Gamble et al., 1979a, 1979b)の結果、各観測点においてノイズ除去の効果が認められ、周波数 $0.00034\sim97$ Hz の信頼性の高いインピーダンスを得ることができた。比抵抗構造の解析では Ogawa and Uchida (1996)のアルゴリズムを用いた二次元インバージョンにより、初期比抵抗構造モデルを $1,500\,\Omega$ m として深さ $50\,\mathrm{km}$ までの二次元比抵抗構造を推定した。ここで、観測周波数ごとに phase tensor(Caldwell et al., 2004)を推定した結果、主として N70° E-S70° W の方向に比抵抗構造が卓越すると考えられることから(図 2.2.2-2)、各観測点におけるインピーダンスを N70° E-S70° W の方向に回転させたうえでインバージョンを行った。なお、インバージョンによって推定された比抵抗構造に基づいて計算される見掛比抵抗と位相をそれぞれの観測値と比較した結果、両者は整合的である(図 2.2.2-3)ことから、インバージョンによって観測値を概ね説明できる比抵抗構造が推定できたと考えられる。

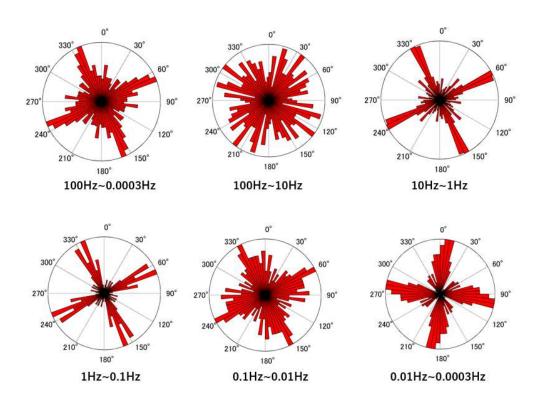


図 2.2.2-2 各観測周波数帯における phase tensor の分布

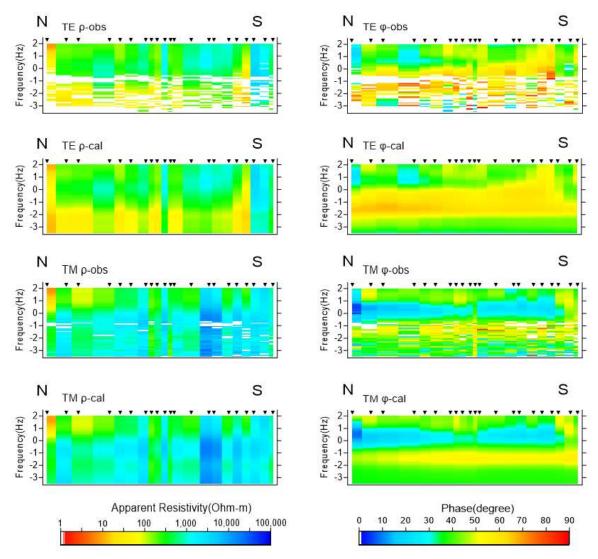


図 2.2.2-3 TM 及び TE モードにおける見掛比抵抗(ρ)及び位相(ϕ)の観測値(obs)と理論値(cal)に関する疑似断面図(黒三角は MT 観測点を示す)

(3) 解析結果

解析によって推定された二次元比抵抗構造を図 2.2.2-4 に示す。これによると、地表から深さ約 20~km までの上部地殻は主として数千 Ωm 以上の高比抵抗域としてイメージされるが、解析領域の中央部において、それを深部から貫くように $100~\Omega m$ 以下の低比抵抗体が分布する。この低比抵抗体は、青野山単成火山群下のマントル最上部に分布する低比抵抗体から上部地殻まで連続するようにイメージされる。また、解析領域北部の下部地殻においてもマントル最上部から連続する低比抵抗体が認められるが、その上端はコンラッド面付近に位置する。

地下にメルトや水といった流体が存在する場合、その領域における比抵抗及び地震波速度は低下する (例えば、O'Connell and Budiansky, 1974)。既存の研究 (例えば、Nakajima and Hasegawa, 2007; Asamori and Zhao, 2015) や 2.1 節に述べた地震波トモグラフィによって推定された地震波速度構造 (図 2.1.2-8) によると、青野山単成火山群下の下部地殻及びマントル最上部は地震波低速度域としてイメージされており、今回の比抵抗構造解析によって見出された低比抵抗体の分布域と調和的である。また、青野山単成火山群周辺の深さ約 $50\,\mathrm{km}$ では、深部から供給される流体の存在が関与していると考えられている低周波地震の発生が認められる (図 2.2.2-1)。さらに、

青野山単成火山群の北端部に位置する温泉ではマントル起源へリウムの供給を示唆する大気の 6 倍程度の高いヘリウム同位体比が観測されている (Umeda et al., 2012; 図 2.2.2-1)。以上のことから、青野山単成火山群下の地殻及びマントル最上部に認められた低比抵抗体は、マントルを起源とする流体の存在を示唆すると考えられる。また、すでに述べたように青野山ではスラブの溶融によって生じたアダカイトが認められており、マントル起源のメルトの供給が示唆されていることから、これらの低比抵抗体は、この単成火山群での火山活動に関与する部分溶融域やメルトの固化に伴って放出された水の存在を示唆すると考えられる。

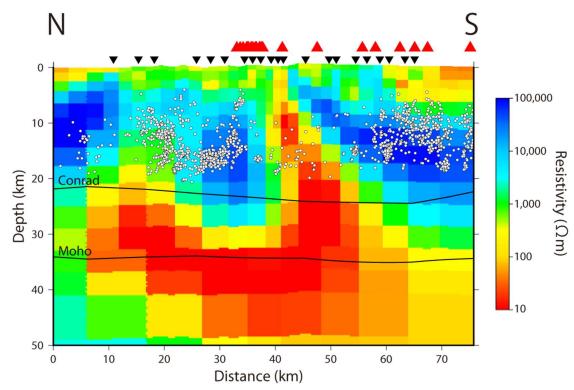


図 2.2.2-4 MT 法電磁探査により推定された青野山単成火山群下の二次元比抵抗構造 (白丸: 浅発地震、黒三角: MT 観測点、赤三角: 第四紀火山)

(4) 部分溶融域と火山活動範囲との対応性

すでに述べたように、青野山単成火山群下の下部地殻及びマントル最上部には、比較的広い範囲にわたって顕著な低比抵抗体が認められ(図 2.2.2-4)、それらは部分溶融域やメルトの固化に伴って放出された水の存在を示唆する。今回の解析に用いた観測点の分布域は、二次元比抵抗断面(図 2.2.2-4)の両端部や火山群の南端部をカバーしていない(図 2.2.2-1)。そのため、これらの領域下に推定された比抵抗構造の信頼性は観測点の分布域下に比べてやや劣ると考えられるが、少なくとも観測領域内に位置する個別の単成火山は、下部地殻やマントル最上部に認められた低比抵抗体の直上に位置する。

また、95~610 ka の活動によって形成されたと推定されている青野山単成火山群において、比較的最近の時代(200 ka 以降)に活動した単成火山のほとんどは火山群の北端部に集中する(太田ほか編, 2004)。これらの単成火山は、幅 10 km 程度の狭い範囲にクラスターを形成するように分布するが、マントル最上部から上部地殻に連続する低比抵抗体は、このクラスターに向かって延びるように分布する。このように、上部地殻における低比抵抗体の分布から推定される現在の流体供給経路は、比較的最近の時代(95~200 ka)に活動した個別火山の分布と調和的である。

以上の結果は、平成 30 年度に整理した成層火山やカルデラといった異なるタイプの火山活動域での事例に認められた特徴と整合的である。すなわち、第四紀火山下のモホ面付近にはマグマの供給源となる部分溶融域が数十 km の空間スケールで存在し、地殻内ではそれよりも小さい規模の通路を通じて流体が地表付近に供給されているといった特徴は、いずれのタイプの火山においても共通する。また、特に上部地殻における地表付近への流体の供給は、時代によって異なる経路が形成されていると考えられる。以上の成果は、下部地殻やマントル最上部における現在の部分溶融域の分布が将来の活動範囲を検討するうえで有用な指標の一つとなることを示唆すると考えられる。

2.2.3 まとめ

本事業では、マグマの貫入・噴出が及ぶ範囲(マグマの活動範囲)の評価に有効な知見や検討事例を提示するため、地下深部の部分溶融域の分布に着目し、国内数か所の火山地域での事例をもとに第四紀の火山活動との関連性に係る知見の抽出を試みた。その結果、第四紀に活動した火山は、下部地殻やマントル最上部における部分溶融域を示唆する低比抵抗体の直上またはその近傍に分布するといった特徴が認められた。この特徴は、成層火山、カルデラ、単成火山群のいずれのタイプの火山においても共通する。このように、現在の部分溶融域の分布と過去(第四紀)の火山活動との関連性が認められたことは、下部地殻やマントル最上部における現在の部分溶融域の分布が将来の活動範囲を検討するうえで有用な指標の一つとなることを示唆すると考えられる。

引用文献

- Aizawa, K., Yoshimura, R. and Oshiman, N., Splitting of the Philippine Sea Plate and a magma chamber beneath Mt. Fuji, Geophysical Research Letters, vol.31, doi:10.1029/2004GL019477, 2004.
- Asamori, K. and Zhao, D., Teleseismic shear wave tomography of the Japan subduction zone, Geophysical Journal International, vol.203, pp.1752-1772, 2015.
- Caldwell, T. G., Bibby, H. M. and Brown, C., The magnetotelluric phase tensor, Geophysical Journal International, vol.158, pp.457-469, 2004.
- Defant, M. J. and Drummond, M. S., Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere, Nature, vol.347, pp.662-665, 1990.
- Furuyama, K., Nagao, K. and Murata, M., K-Ar ages of andesites from two volcanic arrays in western Chugoku, southwest Japan, Bulletin of the Volcanological Sciety of Japan, vol.47, pp.481-487, 2002.
- Gamble, T. D., Goubau, W. M. and Clarke, J., Magnetotellurics with a remote reference, Geophysics, vol.44, pp.53-68, 1979a.
- Gamble, T. D., Goubau, W. M. and Clarke, J., Error analysis for remote reference magnetotellurics, Geophysics, vol.44, pp.959-968, 1979b.
- 原子力発電環境整備機構, 概要調査地区選定上の考慮事項の背景と技術的根拠-「概要調査地区 選定上の考慮事項」の説明資料-, NUMO-TR-04-02, 2004.
 - https://www.numo.or.jp/technology/technical_report/4alldl/tr0402all.pdf <u>(2019 年 1 月 31 日最終閲覧)</u>

- Kimura, J.-I., Stern, R. J. and Yoshida, T., Reinitiation of subduction and magmatic responses in SW Japan during Neogene time, Geological Society of America Bulletin, vol.117, pp.969-986, 2005.
- Kimura, J.-I., Gill, J. B., Kunikiyo, T., Osaka, I., Shimoshioiri, Y., Katakuse, M., Kakubuchi, S., Nagao, T., Furuyama, K., Kamei, A., Kawabata, H., Nakajima, J., van Keken, P. E. and Stern, R. J., Diverse magmatic effects of subducting a hot slab in SW Japan: Results from forward modeling. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, vol.15, pp.691-739, 2014.
- Mitsuhata, Y., Ogawa, Y., Mishina, M., Kono, T., Yokokura, T. and Uchida, T., Electromagnetic heterogeneity of the seismogenic region of 1962 M6.5 Northern Miyagi Earthquake, northeastern Japan, Geophysical Research Letters, vol.28, pp.4371-4374, 2001.
- Morris, P. A., Slab melting as an explanation of Quaternary volcanism and aseismicity in southwest Japan, Geology, vol.23, pp.395-398, 1995.
- Nakajima, J. and Hasegawa, A., Tomographic evidence for the mantle upwelling beneath southwestern Japan and its implications for arc magmatism, Earth and Planetary Science Letters, vol.254, pp.90-105, 2007.
- Nishimura, T., Ozawa, S., Murakami, M., Sagiya, T., Tada, T., Kaidzu, M. and Ukawa, M., Crustal deformation caused by magma migration in the northern Izu Islands, Japan, Geophysical Research Letters, vol.28, pp.3745-3748, 2001.
- 太田陽子,成瀬敏郎,田中眞吾,岡田篤正 編,日本の地形 6 近畿・中国・四国,東京大学出版会, 383p, 2004.
- O'Connell, R. J. and Budiansky, B., Seismic velocities in dry and saturated cracked solids, Journal of Geophysical Research, vol.79, pp.5412-5426, 1974.
- Ogawa, Y. and Uchida, T., A two-dimensional magnetotelluric inversion assuming Gaussian static shift. Geophysical Journal International, vol.126, pp.69-76, 1996.
- Pineda-Velasco, I., Kitagawa, H., Nguyen, T.-T., Kobayashi, K. and Nakamura, E., Production of high-Sr andesite and dacite magmas by melting of subducting oceanic lithosphere at propagating slab tears, Journal of Geophysical Research, https://doi.org/10.1029/2017JB015066, 2018.
- Siripunvaraporn, W., Egbert, G., Lenbury, Y. and Uyeshima, M., Three-dimensional magnetotelluric inversion: data space method, Physics of the Earth and Planetary Interiors, vol.150, pp.3-14, 2005.
- 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ワーキンググループ, 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,2017.
- 地層処分研究開発調整会議, 地層処分研究開発に関する全体計画(平成 30 年度~平成 34 年度), 44p, 2018. http://www.meti.go.jp/report/whitepaper/data/pdf/20180329001_01.pdf (2019年1月31日最終閲覧)
- Umeda, K., Kusano, T., Asamori, K. and McCrank, G. F., Relationship between ³He/⁴He ratios and subduction of the Philippine Sea plate beneath southwest Japan, Journal of Geophysical Research, vol.117, B10204, doi:10.1029/2012JB009409, 2012.
- Yogodzinski, G. M., Lees, J. M., Churikova, T. G., Dorendorf, F., Wöerner, G. and Volynets, O. N., Geochemical evidence for the melting of subducting oceanic lithosphere at plate edges, Nature, vol.409, pp.500-504, 2001.

2.3 まとめと今後の課題

火成活動が地層処分システムに及ぼす影響については、マグマの貫入や噴出による処分施設及 び廃棄体の直接的な破損などが想定されている。そのため、サイト選定ではその影響範囲を回避 する必要があるが、背弧域において現在火山のない場所においても、将来新たな火山が発生する 可能性を考慮すべきであることが指摘されている。このことから本事業では、将来の火成活動に 係る評価の信頼性を向上させるための知見として、マントル内の流体分布・移動及び地殻・マントル最上部におけるマグマの活動範囲について検討した。

このうちマントル内の流体分布・移動に関する検討では、マントル・ウェッジにおける詳細な流体分布を把握するための地震波トモグラフィに必要となる近地地震のP波及びS波到達時刻データを収集した。また、これらのデータを用いた分解能テストにより、既存の研究による空間分解能をさらに向上させることが可能であるとの見通しを得た。ただし、特に背弧域のマントル・ウェッジにおける空間分解能を向上させ、流体分布を詳細に把握するためには、今回の解析に用いた近地地震及び遠地地震波の初動到達時刻データに加えて後続波のデータも考慮・利用することなどが効果的であると考えられる。そのため、今後もさらなる到達時刻データの収集を進めるとともに、地震波トモグラフィへの適用を行っていくことが重要であると考えられる。

また、マグマの活動範囲に関する検討では、マグマの貫入・噴出が及ぶ範囲(マグマの活動範囲)の評価に有効な知見や検討事例を提示するため、地下深部の部分溶融域の分布に着目し、国内の火山地域での事例を基に第四紀の火山活動との関連性に係る知見の抽出を試みた。その結果、第四紀に活動した火山は、下部地殻やマントル最上部における部分溶融域を示唆する低比抵抗体の直上またはその近傍に分布するといった特徴が認められた。この特徴は、成層火山、カルデラ、単成火山群といったいずれのタイプの火山においても共通し、本事業ではその概念モデルを提示した。このように、現在の部分溶融域の分布と過去(第四紀)の火山活動との関連性が認められたことは、下部地殻やマントル最上部における現在の部分溶融域の分布が将来の活動範囲を検討するうえで有用な指標の一つとなることを示唆すると考えられる。一方、近年の火山噴火において岩脈マグマが火山中心から30km移動したとの事例(地殻浅所で生じる岩脈マグマの長距離移動)に対しては、このモデルを当てはめることはできない。そのため、今後はこのような事例に関する情報の収集・整理などによって、その影響範囲を評価するための知見を得る必要がある。

3. 深部流体に関する調査・評価技術

3.1 深部流体の化学的特徴に係る知見の蓄積

3.1.1 背景と目的

深部流体の定義は非天水起源の地下水としたものや、いわゆるスラブ起源水のみを深部流体としたものもあり、文献により異なる。本稿では産業技術総合研究所(2007, 2012)の定義に倣い、非天水起源の地下水であり、慣用的に化石海水、油田かん水、スラブ起源水と呼ばれる地下水を深部流体と呼ぶ。

深部流体のうち、化石海水や油田かん水(長期停滞水)は滞留時間が長く、化学的にも安定であると考えられているが、スラブ起源水(深部上昇水)については、高温、高塩分濃度、高 CO2 濃度、低 pH であり、地表まで上昇する場合があることから、処分環境へ著しい影響を及ぼすことが懸念されている(総合資源エネルギー調査会,2014;経済産業省,2017)。このため、高レベル放射性廃棄物の処分地の選定にあたっては、スラブ起源水のような地下水が湧出する地域はその影響を評価し著しい影響を回避する必要がある。サイト選定調査においては、大深度ボーリング掘削による地下水調査の他、周辺地域の湧水や温泉などのデータを参考にして深部流体の有無や空間的・時間的広がりについての検討がなされるものと想定される。深部流体の有無や広がりを評価するためには、深部流体の特徴や他の起源の地下水との混合を調査・評価する技術を整備する必要がある。

昨年度は、深部流体の移動・混合の特性を調査・評価する技術を整備するため、深部流体の化学的特徴についての理解を進めることを目的とし、深部流体の水質の特徴、形成メカニズムに関わる文献調査、現地調査結果を用いた既往の水質調査・評価手法の有効性の検討、ならびに室内実験による水質形成メカニズムの検討を行った。

本年度は、昨年度に引き続いて、深部流体の移動・混合の特性を調査・評価する技術の整備に 資することを目的に、既往の深部流体調査事例の文献調査、現場採水とその解釈ならびに室内実 験を行った。それらの結果をもとに、①深部流体の水質による分類方法の整理、②スラブ起源水 の判別指標となりうる元素・同位体の調査、③室内実験による水質形成メカニズムの検討を行っ た。

3.1.2 深部流体の水質による分類方法の整理

昨年度は先行研究(例えば、産業技術総合研究所、2016;網田ほか、2005;大沢ほか、2010)のスラブ起源水の判定手法を調査し、その有効性の確認を行った。先行研究は、深部流体の溶存元素や同位体などに加え、スラブやマントルウェッジで想定される鉱物反応などの地質学的な知見を検討し、日本列島のスラブ起源水の胚胎や混合についての大局的な分類や生成メカニズムのモデル化に成功している。しかしながら、一つ一つのサイトを調査・評価するにあたっては、大局的な分類とは異なり、それぞれの深部流体の特徴やサイト特有の状況を考慮した分類方法を確立する必要がある。そこで今年度は、既往の深部流体の調査研究で行われた様々な地点での深部地下水起源の判定事例を調査し、深部流体の起源を分ける指標を整理・検討した。

(1) 本報告で用いる用語

それぞれの起源水については文献により様々な呼称がある。そこで、本研究で用いる用語を図 3.1.2-1 のように分類した。

地下水水質は概略的に深度に従い、深くなるにつれ天水由来の淡水から化石海水となり、その下には熱水(間隙水、鉱物水)が分布しているものと考えられる。海洋沿岸地域では現海水の塩水くさびが見られる。油・ガス田に付随して、特に背斜構造のあるところに滞留する変質した古い海水(例えば加藤・梶原, 1986)を油田かん水とする。マグマおよびマグマに含まれる水と天水、化石海水が接することにより生成した火山近傍に見られる熱水を火山性熱水と呼び、マントルに沈み込んでいく海洋プレートが地殻やマントルウェッジと相互作用することにより生成する地下水をスラブ起源水とする。なお、産業技術総合研究所(2016)によれば、スラブ起源水のうちマグマを経由しマグマから脱水した水をマグマ起源水としているが、ここではスラブ由来の水が関与している点に着目してスラブ起源水の一環として取り扱う。また、マグマや鉱化作用の影響を受けた水が貯留されているという報告もある(酒井ほか, 2013; 村松ほか, 2016)。これらはマグマ起源水を基にしているのでスラブ起源水とする。

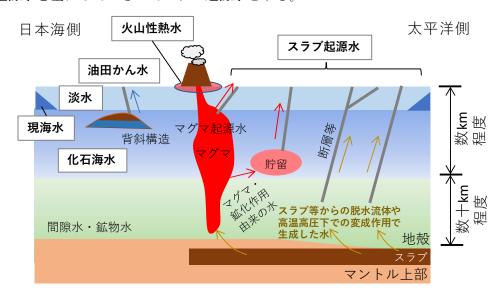


図 3.1.2-1 起源水の呼称について

(2) 水質起源判定指標の整理

日本国内の温泉水などの深部地下水の起源評価事例を文献調査により収集し、起源の判定結果、 判定に用いられる水質項目を整理した。深部流体の起源の推定は、ある特定の物質のみを考慮し て決まるものではなく、複数の溶存物質に加え、地質や地形、地史の要素を加えて総合的な判定 が行われている。既往の深部流体の起源を推定した論文から抽出したそれぞれの起源水の特徴を 表 3.1.2-1 にまとめる。

表 3.1.2-1 起源水の特徴

	スラブ起源水	化石海水・油田かん水
主要な 元素組成	・Na-Cl型。海水と類似している。 ・海水よりも総溶存元素濃度が高い場合がある。	・Na-CI型。海水と類似している。 ・海水よりも総溶存元素濃度が高い場合がある。
そのほかの 元素組成	・Li/CIが重量比で0.001より高い。 ・Br/CI比が海水より低い。	・Br/Cl、I/Clが海水より高い場合が多い。 Li/Clは重量比で0.001より高い場合も低い場合もある。
水の安定 同位体比	・ δ^{18} Oが天水線よりもプラス側にシフト。 ・ δ Dが天水線よりもマイナス側にシフト。	・ δ D、 δ ¹⁸ O共に天水線からシフトするがプラス側にもマイナス側にもシフトする。
ガス組成	・He同位体比が高い。 ・ CO_2 分圧が高い場合が多い。 ・沈み込み初期の比較的低温での変成作用の場合 は N_2 および CH_4 ガスが多く含まれることがある。	・He同位体比は高い場合も低い場合もある ・CH ₄ 分圧が高い。

地下水溶存物質について、スラブ起源水を化石海水や油田かん水と比べた時に特徴的なのは、He 同位体比が高いこと、水の安定同位体比が熱水の影響を示す方向、すなわち天水線と比べて δ^{18} O がプラス、 δ D がマイナスへシフトすることである。また、Li/Cl が高く、Br/Cl が低いといわれており、溶存ガスがある場合は CO_2 ガスを多く含む事例が多い。それぞれの指標について地下水起源の分類の有効性について、既往研究のデータならびに本研究の現地採水で得たデータを用いて検討を行う。データを表 3.1.2-2 に示す。

空白ページ

表 3.1.2-2 本研究で得られたデータならびに検討に用いた引用データ

試料名	詳細	アルカリ度	HCO ₃	Na	K	Mg	Ca	CI	SO ₄	Br	I	В	Li	δD	δ^{18} 0	³ He/ ⁴ He	R/Ra	4He/ ²⁰ Ne	87Sr/86Sr
		meq/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	μg/L	mg/L	μg/L	%	%				
紀伊半島中央構造線付近(本研究)	2018F	3.8	-	9651	65	785	854	18388	491	72	356	100	3930	-8.7	0.4	-	-	-	0.7089
紀伊半島中央構造線付近(本研究)	2018G	54.5	-	1206	19	1358	2880	9044	< 5.0	25	250	104	839	-50.4	-5.6	2.14E-06	1.5	0.9	0.7084
紀伊半島中央構造線付近(本研究)	2018H	4.0	-	984	12	235	634	2964	106	14	65	1	55	-49.5	-7.1	-	-	-	0.7091
紀伊半島中央構造線付近(本研究)	20181	12.7	-	502	2	2	14	336	9	1	111	6	504	-49.9	-7.9	-	-	-	0.7081
紀伊半島中央構造線付近(本研究)	2018K	10.3	-	5766	17	211	355	9732	13	35	420	108	2308	-44.3	-3.0	-	-	-	0.7083
紀伊半島中央構造線付近(本研究)	2018L	62.1	_	2877	163	100	269	3432	1	13	64	92	27880	-61.6	-7.8	6.82E-06	4.9	3.6	0.7101
紀伊半島中央構造線付近(本研究)	2018M	2.4	-	73	< 0.25	0	1	5	19	< 0.05	6	4	171	-55.5	-8.7	4.03E-07	0.3	1.7	-
紀伊半島中央構造線付近(本研究)	2018N	56.9	_	2449	95	58	115	2351	6	9	150	78	5735	-56.5	-6.9	1.37E-06	1.0	0.3	0.7089
紀伊半島中央構造線付近(本研究)	2019Q	10.22	-	184	11	14	86	135	1	0	12	4	1376	-54.8	-8.1	-	-	-	-
紀伊半島中央構造線付近(本研究)	2019R	2.41	-	63	0	1	17	19	4	0	23	0	49	-67.0	-10.0	-	-	-	-
紀伊半島中央構造線付近(本研究)	2019T	78.90	-	1863	71	80	136	742	2	2	41	68	10005	-58.4	-7.84	-	-	-	-
紀伊半島南東部 (本研究)	2018A	0.7	-	143	1	0	13	208	6	1	18	1	518	-42.0	-6.9	-	-	-	-
紀伊半島南東部 (本研究)	2018B	13.4	-	408	23	2	25	204	15	1	22	3	2060	-45.3	-7.3	2.94E-06	2.1	0.6	0.7108
紀伊半島南東部(本研究)	2018C	11.8	-	334	15	2	34	171	4	1	24	2	1372	-46.0	-7.1	-	-	-	0.7105
紀伊半島南東部 (本研究)	2018D	2.3	-	68	1	0	4	8	10	< 0.05	< 5.0	0	69	-53.2	-8.5	4.89E-06	3.5	2.3	-
紀伊半島南東部(本研究)	2018E	14.9	-	379	11	1	15	104	2	0	12	4	1995	-50.3	-7.9	-	-	-	0.7108
紀伊半島南東部 (本研究)	2019S	1.06	-	301	4	4	185	704	61	3	150	2	1275	-45.6	-7.6	-	-	-	-
紀伊半島南西部(本研究)	2019A	4.9	-	231	2	1	10	183	9	1	26	4	705	-51.2	-7.7	-	-	-	0.7089
紀伊半島南西部(本研究)	2019B	2.9	-	84	0	0	4	5	27	0	2	1	172	-44.8	-7.0	2.58E-06	1.9	1.7	-
紀伊半島南西部(本研究)	2019C	48.9	-	1696	10	2	4	844	< 0.5	3	118	3	4784	-34.6	-4.7	4.17E-06	3.0	596.3	0.7091
紀伊半島南西部(本研究)	2019E	76.2	-	1397	19	84	156	7	1	0	<10	7	2362	-39.8	-6.7	7.16E-06	5.2	1.9	0.7083
山陰地方(本研究)	2019F	1.2	-	377	1	1	15	556	<2.5	3	203	0	26	-56.9	-8.9	-	-	-	-
山陰地方(本研究)	2019G	15.8	-	1937	71	86	480	2656	989	9	1117	11	2422	-50.9	-8.3	8.37E-06	6.1	40.4	0.7048
山陰地方(本研究)	2019H	25.5	-	2394	209	144	380	3522	422	11	1880	21	4013	-51.8	-7.7	-	-	-	0.7047
山陰地方(本研究)	20191	0.2	-	325	3	3	183	363	592	1	87	2	144	-56.5	-9.1	-	-	-	0.7050
長野県松代温泉(本研究)	2019J	35.2	-	4385	496	301	1051	8391	212	17	8628	16	408	-50.0	-1.4	-	-	-	0.7047
長野県松代温泉(本研究)	2019K	35.2	-	3195	448	176	1004	6087	187	11	5964	9	298	-61.4	-5.0	-	-	-	0.7046
長野県松代温泉(本研究)	2019L	37.2	-	3612	515	268	1256	7495	180	15	8096	12	331	-57.6	-4.1	-	-	-	0.7046
長野県松代温泉(本研究)	2019M	32.2	-	2978	397	280	1257	6481	216	13	7188	10	259	-60.1	-5.0	-	-	-	-
長野県松代温泉(本研究)	2019N	28.3	-	2228	234	289	1244	5311	289	10	5738	8	201	-63.7	-5.9	-	-	-	0.7047
兵庫県有馬温泉(本研究)	20190	2.33	-	11476	2215	20	1948	23253	<5.0	41	334	74	29720	-41.9	1.4	-	-	-	0.7085
兵庫県有馬温泉(本研究)	2019P	1.75	-	9874	1897	20	1628	19972	22	35	263	67	26120	-42.4	0.3	-	-	-	0.7085
東北地方日本海側(本研究)	20180	1.7	-	3830	80	1	992	7360	80	46	48700	13	13700	-12.7	1.7	-	-	-	0.7052
東北地方日本海側(本研究)	2018P	29	-	8530	70	21	122	11400	30	89	11200	150	15800	-9.6	-0.9	-	-	-	0.7077
東北地方日本海側(本研究)	2018Q	50	-	7570	49	5	19	9850	3	52	16400	70	50	-10.1	1.5	-	-	-	0.7063
海水(国立天文台2006)※	海水	-	-	10805	391	1288	401	19390	2690	67	44	5	180	-	-	-	-	-	0.7092
北海道幌延町化石海水(Kunimaruほか2010)	HDB-11	-	-	6600	140	170	250	10000	<0.2	78	29000	120	12000	-	-	-	-	-	-
北海道幌延町化石海水(Nakataほか2018)	HDB-11	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-19	3.1	1.61E-07	0.12	13.11	-
三浦半島西岸化石海水(長谷川ほか2013)	YDP-2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-12	-3.6	8.30E-08	0.06	200.00	-
津和野(村上・田中2015)	Shiogahara	62	-	7100	73	280	610	10000	100	-	-		22000	-42	-4.2	6.13	4.41	1.89	-
大分平野(網田ほか2005)	Oita-09	-	3780	12213	678	784	348	18649	-	-	-	145	51800	-27.1	1.9	-	-	-	-
大分平野(網田ほか2005)	Oita-11	-	4320	15813	231	1042	282	23878	-	-	-	278	33500	-22.2	2.7	-	-	-	-
有馬温泉(Kusudaほか2014)	AW-3	-	23	11945	2525	15	2192	25088	2	39.69	-	-	35780	-38.15	2.07	3.26	2.33	0.43	0.7085
有馬温泉起源水推定値(Kusudaほか2014)	-	-	-	21000	3700		3100	42000	-	84	-	-	55000	-33	6	-	-	-	-
鹿塩温泉(Takamatsuほか1986)	-	-	104	11540	146	101	661	18800	0	_	-	-	62200	-53.3	-3.7	-	-	-	-

試料名	δD	δ ¹⁸ O	CI	Br
	%	%	mg/L	mg/L
	-10	-1.4	15300	-
	-12	-0.2	11600	115
	-12	-0.9	13100	124
	-13	-3.9	8460	85
	-13	-0.1	10000	-
	-21	-2.6	13300	99
	-10	0.6	5350	39
	-11	-1.3	8120	61
	-3	-3.3	21500	120
	-11	-3	21400	158
	-4	0.4	12841	77
新潟油・ガス田	-10	0.7	10285	69
(加藤2018)	-3	-4.4	21462	94
	-8	-2.7	19000	137
	-10	-0.3	12400	117
	-10	1	10018	61
	-10	-0.6	9860	84
	-9	0.1	6400	40
	-4	-1.5	14413	64
	-10	-0.5	10600	79
	-10	1.1	11300	54
	-11	1.5	9720	33
	-11	0.9	12400	46
	-12	0.6	12500	46
	-7	-1.5	19000	130
	-6	-1.2	19000	130
宮崎、沖縄ガス田	-7	-1.5	19000	130
(Maharaほか2012)	-9	-1.6	17000	140
(mananana // 2012)	-17	1	11000	51
	-15	1.4	11000	54
	-25	-2.8	2700	12
北海道深地層水	-37	-0.8	7300	79
(Maharaほか2012)	-15	5.8	9600	25

	1			4He/20Ne
	新潟県油ガス井	1.0	0.7	120
	新潟県油ガス井	4.4	3.2	98
	新潟県油ガス井	2.5	1.8	199
	新潟県油ガス井	3.4	2.5	270
	新潟県油ガス井	4.3	3.1	309
	新潟県油ガス井	4.0	2.9	137
	新潟県油ガス井	4.0	2.9	304
	新潟県油ガス井	9.3	6.7	227
	新潟県油ガス井	9.4	6.8	426
	新潟県油ガス井	9.9	7.2	1832
	新潟県油ガス井	7.2	5.2	1208
	新潟県油ガス井	7.8	5.7	917
	新潟県油ガス井	8.8	6.4	2306
	新潟県油ガス井	8.0	5.8	1173
	新潟県油ガス井	9.6	7.0	2333
	新潟県油ガス井	9.7	7.0	2113
	秋田県油ガス井	7.9	5.7	114
	秋田県油ガス井	7.7	5.6	354
	秋田県油ガス井	7.9	5.7	39
	秋田県油ガス井	8.2	5.9	98
油井、ガス井	秋田県油ガス井	8.5	6.2	6
(北ほか、1997)	秋田県油ガス井	8.1	5.9	69
(40147) (1331)	秋田県油ガス井	7.5	5.4	37
	秋田県油ガス井	8.3	6.0	417
	秋田県油ガス井	7.6	5.5	99
	秋田県油ガス井	8.7	6.3	413
	秋田県油ガス井	8.7	6.3	514
	秋田県油ガス井	8.1	5.9	421
	秋田県油ガス井	7.4	5.4	135
	秋田県油ガス井	9.9	7.2	1480
	秋田県油ガス井	8.0	5.8	670
	秋田県油ガス井	8.5	6.2	498
	秋田県油ガス井	7.0	5.1	93
	秋田県油ガス井	7.0	5.1	75
	秋田県油ガス井	7.1	5.1	61
	福島県いわき沖	0.5	0.4	940
	福島県いわき沖	0.6	0.4	900
	福島県いわき沖	0.5	0.4	1090
	福島県いわき沖	0.5	0.4	1090
	福島県常磐沖	0.23	0.167	3650
	福島県常磐沖	0.22	0.159	410
	福島県常磐沖	0.25	0.181	430
	福島県常磐沖	0.25	0.181	580
スラブ起源水 (Umedaほか2013)	鹿塩温泉	2.01	1.45	39.7

※海水の⁸⁷Sr/⁸⁶Srは伊藤(1993)による。

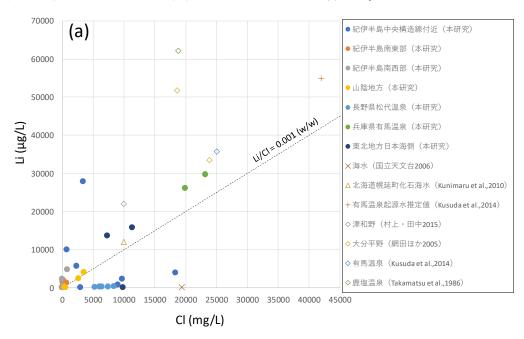
空白ページ

1) Li/Cl、Br/Cl について

熱水の影響を受けた岩石は様々な元素を溶出するが、このうち、Li は水が冷えた後も沈殿などを起こさずに水相に残留する(James et al., 2003)。このことから熱の影響を受けた地下水は Li 濃度が高く、スラブ起源水の判別指標として利用されており、Li/Cl(重量比)で 0.001 が目安とされている(風早ほか, 2014)。現海水の Br/Cl は、重量比で 0.0035 である。化石海水や油田かん水では、地層の堆積時に取り込まれた海藻などの有機物が溶け出して、間隙水中の Br が増加することから Br/Cl が海水より高くなる場合がある。一方で、スラブ起源水では Br/Cl が海水よりも低くなるといわれている。これは Br が Cl よりもイオン半径が大きいことに起因し、海水が高温高圧下で岩石と反応するときに Br は Cl と違って鉱物に取り込まれにくく、その後鉱物の反応によって生成するスラブ起源水は Cl が少なくなることによるとされる(Cl John et al., Cl 2011;産業技術総合研究所, Cl 2016)。

図 3.1.2-2 に Li と Cl ならびに Br と Cl の関係を示す。図 3.1.2-2(a)上の直線は、風早ほか (2014)でスラブ起源水の判別指標として用いられている Li/Cl (重量比) =0.001 を表している。図 3.1.2-2(a)において、0.001 を超える点が多く得られており、スラブ起源水とされている有馬温泉や鹿塩温泉、大分平野深部の地下水は 0.001 を超える領域にプロットされている。一方で、スラブ起源水 (マグマ起源水) と考えられる松代温泉が 0.001 よりも低い値を示している。また、紀伊半島中央構造線沿いの地域で得られた比較的高い Cl 濃度をもち、スラブ起源水が混合していると考えられる温泉水についても Li/Cl が 0.001 を下回っているものがある。

Br/Cl は海水における Br/Cl を基準として分けた(図 3.1.2-2 (b))。スラブ起源水とされる有馬温泉、松代の温泉水は Br/Cl が海水よりも低い。また、油田かん水は Br/Cl が高く、おおむね想定通りの結果が得られているが、化石海水とされる北海道の深層水(Mahara et al., 2012)は海水よりも低い Br/Cl となっている。産業技術総合研究所(2016)で述べられている通り、Li/Cl もBr/Cl も必ずしも起源を明瞭に分けられるものではない。溶存元素は、スラブ起源水が地下数十km のような大深度から上昇してくるまでに様々な地化学反応や地下水混合を受けると考えられることから、起源水では特徴的な Li/Cl ならびに Br/Cl を持っていたとしても、地上付近で得られた地下水に対しての適用はある程度不明瞭にならざるを得ない。



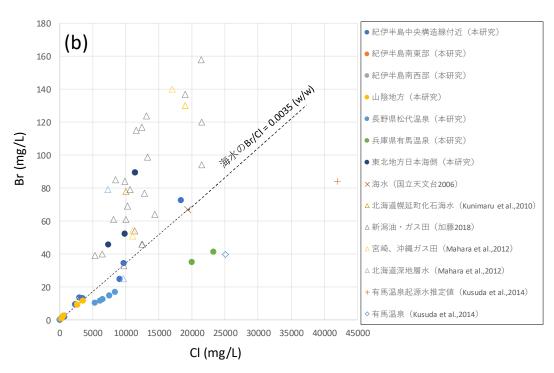


図 3.1.2-2 Li/CI、Br/CIの分布

2) He 同位体比

He は 3 He と 4 He の 2 種類の同位体がある。マントルを起源とする He ガスは 3 He/ 4 He が高くなることが知られており、火山の研究に関連して国内においても多くの分析事例がある(例えば、Sano and Wakita, 1985)。地下水に溶存する He の同位体比からマントル起源の流体の混合の有無が分かる。 3 He/ 4 He (R) は大気中の 3 He/ 4 He (Ra: 1.38×10^6) で規格化した R/Ra で表されることが多い。

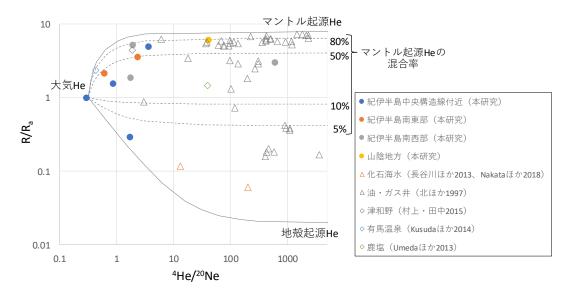


図 3.1.2-3 R/Ra と ⁴He/²⁰Ne の関係

本研究で得られた希ガスデータならびに化石海水(長谷川ほか, 2013; Nakata et al., 2018)、油・ガス井(北ほか, 1997)、スラブ起源水(Takamatsu et al., 1986; 網田ほか, 2005; 村上・田

中, 2015)の希ガスデータを図 3.1.2-3 に示す。図上の大気、マントル起源 He、地殻起源 Heの端成分は Shimizu et al. (2005) による。

紀伊半島の He 同位体比は、水質においてスラブ起源の影響が強いとされている中央構造線付近とそれ以外の地域とで大きさに違いが見られない。これは Morikawa et al. (2015) で述べられている通り、希ガスや CO_2 などのガス成分は、必ずしも水と一緒に移動しないことによると考えられる。有馬温泉、鹿塩温泉、松代温泉や山陰地方などスラブ起源水と考えられるデータは高い He 同位体比を示す。一方で化石海水と判定されている三浦半島西部のボーリング孔(長谷川ほか、2013)ならびに、日本原子力研究開発機構が北海道幌延町で掘削したボーリング孔で得たデータ(Nakata et al., 2018)の He 同位体比は低い値を示している。油・ガス井のデータ(北ほか、1997)は、マントル起源 He の混合の多いものから地殻起源 He の多いものまでさまざまな He 同位体比を取る。また、北ほか(1997)は同じ坑井での深度分布を取っているが、深くなるにしたがって He 同位体比が一様に上がるわけではないことから、マントル起源 He は地殻を下部から上部へ拡散してくるほか、地層中の割れ目を伝わって移動すると考察している。

3) 水の安定同位体比

水の水素同位体比(δD)と酸素同位体比($\delta 18O$)は、地下水の起源を推定する場合にしばしば利用される。既往研究ならびに本研究で得られたデータを図 3.1.2-4に示す。 δD 、 $\delta 18O$ の関係は、天水線上に乗るもの、天水と現海水の混合線上に乗るもの、天水線よりも右側にずれるもの、左側にずれるものの 4 種類に分けられる。図上の点線は日本海側と太平洋側の天水線である(早稲田・中井、1983)。また天水線の間に示した水色の枠は日本国内の天水が取る領域である(Mizota and Kusakabe, 1994)。

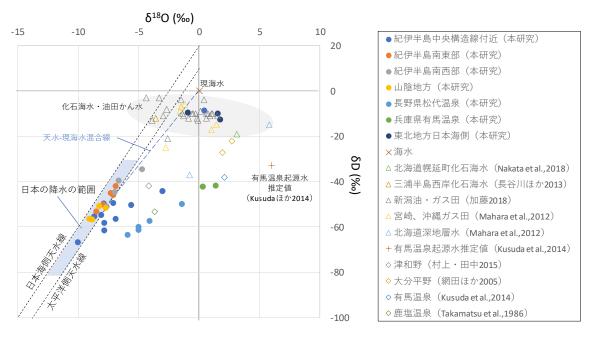


図 3.1.2-4 水の同位体比

本研究で得た東北地方日本海側の石油・ガス井のデータは、既往研究における化石海水や油田かん水がプロットされる領域にある。紀伊半島中央構造線沿いのものが 1 点 (2019F)、化石海水・油田かん水の領域にプロットされている。2019F は海岸に近い温泉であることから、現海水とスラブ起源水の混合の可能性がある。

本研究で得られたデータは、多くの点が日本の天水が取る値の範囲内に入っているが、天水よりも明らかに溶存元素濃度の高いものが多い。現海水や塩分濃度の高いスラブ水や化石海水などが混合しているが、混合率が低いことから 8D、 $\delta^{18}O$ のシフトが明瞭に表れないものと考えられる。紀伊半島の一部と松代温泉のプロットが右側にシフトしている。既往の研究に述べられている通り、スラブ起源水の混合が表れているものと考えられる。ただし、紀伊半島と松代のプロットでそれぞれ直線を引くと、互いに傾きは似ているが切片が異なる。松代は紀伊半島に比べて緯度が高く、また近くに北アルプスなどの標高の高い山地があることから天水の同位体比は低い(Mizota and Kusakabe, 1994)。図 3.1.2-4 における切片の違いは、スラブ起源水に混合する天水成分の水の同位体比の違いと考えられる。スラブ起源水側のエンドメンバーについて、松代も紀伊半島の温泉水も Kusuda et al. (2014) で推定されている有馬温泉の起源水の方向に収束するようにも見えるが、別の起源と考えることもできる。松代の値は直線状に並んでいるが、それはデータを収集した地域が比較的狭いため、起源水と混合する淡水の組成が似ており、それが様々な割合で混合したことによると考えられる。それに対し、紀伊半島中央構造線沿いのデータは幅広い領域を対象としているため、起源水を希釈する淡水は地域によって組成が異なることから必ずしも直線に並ばないものと考えられる。

化石海水・油田かん水のデータは、幅広い δ^{18} O を取るが、スラブ起源水と近い領域にプロットされるものがある。地熱を受けた履歴のある地下水は岩石の δ^{18} O との反応により主に重い δ^{18} O が液相に溶出するため δ^{18} O の関係は右側にシフトする。一方で、地熱の影響を受けずに比較的低温で続成作用を受けた地下水は粘土鉱物の生成により重い同位体が固相に取り込まれるため、水の同位体比は左側にシフトするとされている(Clark and Fritz, 1997)。スラブ起源水は熱影響を受けた水であるので、右側にシフトする。Mahara et al. (2012) は、これら右側にシフトした水の安定同位体比を持つ油田かん水から得られる CH_4 の δ^{13} C は有機物が熱分解して生成した値を示すことから、水の同位体比の熱水側へのシフトは、地熱の影響を受けた古い水が混合した可能性を指摘している。

4) 二酸化炭素ガス、炭化水素ガス

地下深部の炭素は高温高圧下で CO_2 となる (Ono et al., 1993) ことからスラブ起源水と推定される水に含まれる炭素を含むガスのほとんどは CO_2 である。一方で、化石海水や油田かん水においては CO_2 も含まれるが、その組成のほとんどが CH_4 である。

現地採水において 8 箇所でガスの発生が認められたため、水上置換で収集したガスの組成分析とガスに含まれる CO_2 および炭化水素の同位体分析を行った。結果を表 3.1.2-3に示す。石油・ガス井から採取したガス(2018O、2018P、2018Q)はそのほとんどを CH_4 が占め、 CO_2 はわずかであった。その他の試料は CO_2 がその組成のほとんどを占めた。一方で、紀伊半島南東部の海岸から 20km 程度離れた内陸にある 2019C においては N_2 と CH_4 が優勢であり CO_2 はわずかであった。

2019Cの CH_4 の炭素安定同位体比($\delta^{13}C$)は-42.7%であり、 $C_1/(C_2+C_3)$ は 5350 である。この値は早稲田ほか(2002)による区分では、熱分解起源($80^{\circ}C$ 以上)でかつ移動を起こしているメタンに相当する。また、ここでの He 同位体比は R/Ra で 3.0 であり、マントル起源の He が混じっていることが分かる。水の同位体比天水線から僅かに右側にシフトしており、現海水、化石海水・油田かん水、スラブ起源水いずれとも混合をしている可能性があるが、本地点は内陸の地域であり、現海水が混合しているとは考え難い。本地点における起源水の推定事例はないが、以下のように解釈することが可能である。メタンはスラブ近傍のような高温では生成しないため、例えば炭質な成分を多く含む地層が $80^{\circ}C$ 以上の温度を持つ地下にあり、そこで生成した熱分解起源のメタンが地下から上昇してくるスラブ起源水と He ガスに混合している。湯の峰温泉のある本

宮地域が 15km 程度の距離にあることから、それが熱源となっている可能性がある。Cl 濃度は地表水よりは明らかに高いが、海水(19390mg/L-Cl)と比較した場合の混合率は 4.4%であることから、水の同位体比を大きくシフトさせない程度にスラブ起源水が混合している。網田ほか(2014)は四国地方の地下水の研究で、同様のガス成分を持つスラブ起源水について報告している。そのHe 同位体比は R/Ra で 0.78 でありマントル起源の He 混合率は低いが、 N_2 が 25%で、 CH_4 が 75%、 CO_2 は 0.01%である。 CO_2 が低く N_2 、 CH_4 が高い点については本研究の 2019C のデータと類似している。網田ほか(2014)では、プレートの沈み込み初期の比較的低温な条件下での変成作用がかかわっていると考察している。

			ガ	ス組成(%)		同位体組		
	採取地点	N ₂	C1	C2	C3	CO ₂	δ ¹³ C-CH ₄	$\delta^{13}\text{C-CO}_2$	C1/(C2+C3)
2018G	紀伊半島中央構造線付近	1.4	0.77	0.001	-	97.9	-32.8	-13.1	749
20180	東北地方日本海側	1.5	83.2	9.2	3.8	0.3	-30.1	-21	6.4
2018P	東北地方日本海側	0.1	86.7	7.3	2.9	0.7	-37.7	-5.4	8.5
2018Q	東北地方日本海側	2.6	72.2	11.3	6.9	2.8	-49	-4.2	4.0
2019C	紀伊半島南西部	45.0	53.5	0.01	-	1.5	-42.7	-2.9	5343
2019G	山陰地方	16.0	0.02	-	-	84.0	-38.6	-10.6	-
2019J	長野県松代温泉	6.9	0.06	-	-	93.0	-50.8	-5.2	-
2019N	長野県松代温泉	4.5	0.004	-	-	95.5	-	-6	-

表 3.1.2-3 N₂、CO₂、炭化水素ガス

(3) 判別フローの試行

前節において、地下水溶存物質における主な深部流体判別指標について本研究で得られたデータをもとに各指標の有効性検討を行った。次にこれまでの知見を基にした判別フローを試行する。前節にて検討した判別指標のうち、 $\text{Li/Cl} や \text{Br/Cl} 、 \text{CO}_2 や炭化水素ガスは必ずしも起源を明瞭に分けることはできなかったが、He 同位体比や水の安定同位体比は比較的明瞭に区分することが出来た。そこで、He 同位体比と水の安定同位体比を軸とした深部流体の判別方法をフロー図に整理する(図 <math>3.1.2-5$)。

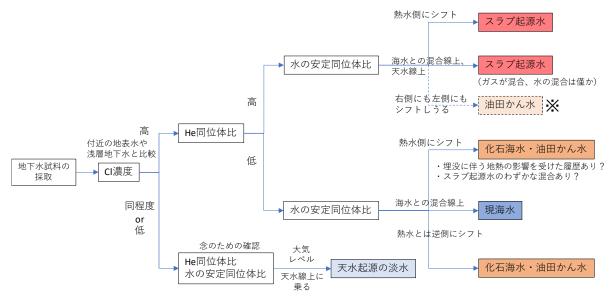


図 3.1.2-5 深部流体判別フロー図

明確に記述されないことが多いが、採取した湧水において、溶存元素濃度がその地域の地表水や浅層地下水と異なるということが深部流体混合の基本的な判断基準となる。溶存元素のうち Cl は沈殿生成やイオン交換を起こしにくい元素として知られている。また、地層中に Cl を含む易容性の鉱物、例えば岩塩は日本の地層中にはほぼ存在しないと考えられる。よって採取した地下水の Cl 濃度がその地方の降雨や周辺の河川よりも高い場合は、現海水、化石海水、油田かん水、スラブ起源水などの Cl 濃度の高い地下水が混合している可能性が高いといえる。

次に He 同位体比から、混合している深部流体がスラブ起源水か他の深部流体かを判定する。 高い He 同位体比を持つガスはマントル起源の He であることから、スラブ起源のガスが含まれ ていると解釈する。

さらに水の安定同位体比から深部流体の起源をさらに分けることができる。ただし、図 3.1.2-5 に※で示した油田かん水については、スラブ起源水の混合は否定できない。今後、溶存元素や同位体についての検討を継続するとともに、地質・地形に係る要因についても検討を加え、フローの更新を行う。

(4) 3.1.2 項のまとめ

起源水の判定に使用される主な水質や同位体、溶存ガスに着目して起源水の判別を行った。溶存元素を用いた判別は不明瞭なものであった。その理由として、溶存元素は起源水が地化学反応やほかの地下水との混合により水質が変化することによることが考えられた。一方、He 同位体比と水の安定同位体比については比較的明瞭に判別をすることが出来ると考えられ、それに基づいた判別フローを作成した。引き続きデータを収集して同様の試行を行い、妥当性を確認する必要がある。また、深部流体の起源の判定は地質学的な検討も併せて実施されている。今後は地下水溶存物質からの検討に加えて、水理地質構造と併せて深部流体の起源についての検討を行う。

3.1.3 スラブ起源水の判別指標となりうる元素・同位体の調査

深部流体を分ける指標は He 同位体比や水の同位体比が有用であるが、確度の高い判断のためには多くの判断指標のあることが望ましい。本項では、深部流体の判定に適用された事例の少ない同位体(ストロンチウム同位体比、放射性ヨウ素、Li と B 同位体比)の検討について報告する。

(1) ストロンチウム同位体比

ストロンチウム同位体比(87Sr/86Sr)は地化学反応での同位体分別が起きにくく、保存性のトレーサー物質として利用できるといわれており、地下水の起源の推定や混合評価に利用されている(McNutt, 2000)。貯留層の岩石との相互作用により、地下水の Sr 同位体比は貯留層と同様の値を示す(Notsu et al., 1991;佐藤・中野, 1994)。すなわち、スラブ起源水と化石海水・油田かん水などを見分ける指標になる可能性がある。そこで、昨年度と今年度の現地採水で得られた温泉水などの Sr 同位体比を測定して、それらの違いについて検討を行った。図 3.1.3-1 に Li/Cl 濃度と Sr 同位体比の関係を示す。

スラブ起源水を見分ける指標として用いられる Li/Cl を縦軸にしたが、Li/Cl と Sr 同位体比とに相関関係は見いだせない。一方で、プロットは山陰地方と松代温泉、紀伊半島の中央構造線付近と南西部と有馬温泉、紀伊半島南東部および、東北地方日本海側沿岸の4つにグループ分けできる。東北地方日本海側の油田かん水は幅広い値を示すが、その他の3つについては、比較的狭い領域にプロットされ、それぞれ貯留層の Sr 同位体比や混合してくる他の起源水の Sr 同位体比を反映しているものと考えられる。起源の推定と混合状態の理解に有用であると考えられる。今後、他の混合指標と併せて起源の検討を行う。

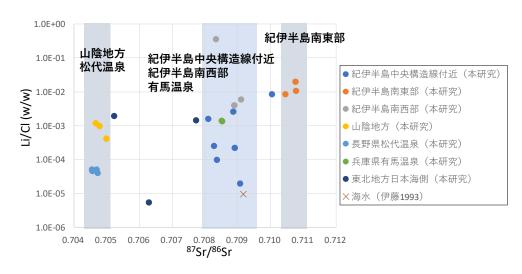


図 3.1.3-1 Sr 同位体比と Li/Cl との関係

(2) 放射性ヨウ素の適用性検討

放射性ョウ素(129 I)は、 1570 万年の半減期をもち、 104 ~ 106 年といった超長期間の地下水年代評価への適用がなされているがその事例は少ない。また、 129 I は天然起源および人為起源のものがあり、核実験および核燃料の再処理工場の稼動が活発化された 1960 年代以降から環境中の 129 I/ 127 I 同位体比は天然起源のものと比較して桁違いに高い値を示す(Ohta et al., 2013 ; 太田, 2015)ことから、浅層地下水の流入評価に利用されている。本研究では深部流体の起源を推定する指標の一つとして、地下水に溶存する 129 I の適用を検討する。特に、プレートに含まれるョウ素を含むスラブ起源水の 129 I は化石海水より変動している可能性が考えられることから、スラブ起源水を見分ける有用な指標となる可能性がある。

1) 油田かん水・化石海水の Li/CI - 129 I/127 I 同位体比

深部流体の起源推定に Li/Cl と 129 I によるマッピングを検討している。例えば、化石海水や油田かん水では Li/Cl が低く、かつ地層の堆積年代と同程度かそれよりは若い年代となるはずである。一方で、スラブ起源水は Li/Cl が高く、かつ 129 I が変動している可能性があることから、Li/Cl と 129 I によるマッピング情報から深部流体の起源を見分けられることが期待できる。

今年度はマッピング作成のため、スラブ起源水が混合していないと考えられる油田かん水・化石海水の 129 I/ 127 I 同位体比 (Oil-A (n=9), Oil-B (n=4), Oil-C (n=3)) の測定を行った。その結果を図 3.1.3-2 に示す。Li/Cl 比が $7.8\times10^{-5}\sim1.9\times10^{-4}$ の領域で 129 I/ 127 I 同位体比は $1.5\sim2.3\times10^{-13}$ の範囲にプロットされた。今後 Li/Cl 比が 10^{-3} オーダーの領域の地下水の 129 I/ 127 I 同位体比の分析を行う。

2) ID 法適用のための AMS バックグランドレベル相当の 129 I/127 I 同位体比測定

ョウ素同位体濃度が極低濃度と考えられる深部流体領域の地下水試料は、ID 法(isotope dilution 法)を組み合わせてョウ素同位体を抽出する必要があるが、ID 法を用いるためには、AMS のバックグランドレベル相当の 129 I/127 I 同位体比測定が可能であることが重要である。

 129 I/ 127 I 同位体比レベル($^{1-2}$ × $^{10^{-14}}$)が極低レベルの試料溶液より、ヨウ素同位体を抽出し、JAEA-AMS-TONO で 129 I/ 127 I 同位体比測定を行ったところ、 129 I/ 127 I 同位体比は $^{1.40}$ ~ $^{1.69}$ × $^{10^{-14}}$ (10 0, average= $^{1.53}$ × $^{10^{-14}}$)であった。これより、極低濃度のヨウ素濃度の実試料に対し、 $^{10^{-14}}$ オーダーレベルまでの分析値を得ることができると考えられた。なお、JAEA-AMS-TONO において、別途ヨウ素同位体比測定のバックグラウンド評価、精確さの評価を行っている(付録 9 参照)。

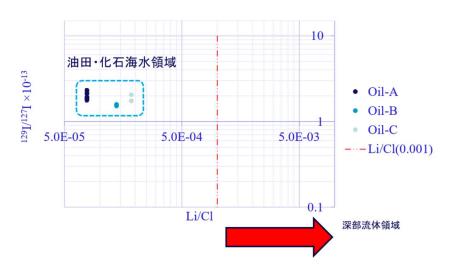


図 3.1.3-2 Li/CI 比と 129I/127I 同位体比の関係

(3) リチウム・ホウ素同位体比の適用性検討

1) 背景と目的

地下水中で微量元素である Li, B は以下のような化学的・同位体的特徴を有する (Wunder et al., 2005; 2006) ことから、深部流体の混合評価を行う上でその安定同位体比(δ 7Li・ δ 11B)が注目されている。

- ・2つの安定同位体間の質量差が大きいため、同位体分別の度合いが他の元素より大きい。
- ・高温では重い同位体が選択的に岩石から水に移動する。分別の程度は温度に依存する。

国内の地下水に対して $87\text{Li} \cdot 8^{11}$ B を測定した事例では、起源によって特徴的な値を示す可能性が示唆されている(谷水ほか, 2017; 谷水ほか, 2015; Nishio et al., 2010)ことから、深部流体の混合評価に利用できる可能性が考えられる。しかし事例はごく少なく、データの蓄積がほとんど進んでいないのが現状である。

そこで今年度は、昨年度の本事業において採水・分析を実施しスラブ起源水の影響が見られた紀伊半島の温泉水サンプルについて、試験的に $\delta^7 \text{Li} \cdot \delta^{11} \text{B}$ を測定しどのような値が得られるかを確認した。

2) 手法

平成 30 年度に紀伊半島で採水したサンプルのうち、Li および B 濃度の高いものを 10 サンプル選び、測定に供した。JAMSTEC 高知コアセンター(高知県南国市)において、Nishio et al. (2010; 2015) ならびに Tanimizu et al. (2018) の手順に従って、試料水中の Li と B を単離し、Thermo Fisher Scientific 社製のマルチコレクター型 ICP 質量分析装置 (MC-ICP-MS) Neptune を用いて Wet Plasma 法により実施した。

3) 測定結果

得られた結果を表 3.1.3-1 に示す。87 $Li \cdot \delta$ 11B のいずれについても、サンプル間で最大 20%前後の比較的大きなバリエーションを示した。

表 3.1.3-1 紀伊半島の温泉水の $\delta^7 \text{Li} \cdot \delta^{11} \text{B} \cdot \delta \text{D} \cdot \delta^{18} \text{O}$ 測定結果

Sample name*	δ ⁷ Li (‰)	Error**	δ ¹¹ B (‰)	Error**	δ¹8O (‰)***	Cl 濃度(mg/l)***
2018A	6.44	0.30	-0.83	0.20	-6.9	208
2018B	2.23	0.30	1.47	0.20	-7.3	204
2018C	3.32	0.30	1.38	0.20	-7.1	171
2018E	5.54	0.30	2.99	0.20	-7.9	104
2018F	11.38	0.30	7.37	0.20	0.4	18,388
2018G	13.39	0.30	17.04	0.20	-5.6	9,044
2018I	7.59	0.30	22.25	0.20	-7.9	336
2018K	18.23	0.30	19.35	0.20	-3.0	9,732
2018L	3.20	0.30	-4.03	0.20	-7.8	3,432
2018N	3.70	0.30	-6.94	0.20	-6.9	2,351

*平成30年度のサンプル名と共通

** 同一標準試料の繰り返し再現性(2SD)に基づく見積り

***平成30年度の分析結果

4) 考察と今後の展望

図 3.1.3-3 に、今回得られた 87Li・811B の結果を散布図で示す。いずれのサンプルについても、海水より大幅に小さい 87Li・811B の値を示した。また、87Li・811B の間には明瞭な正相関が見られ、水—岩石反応において両元素とも重い同位体が水に濃集するプロセスを反映している可能性が考えられる。

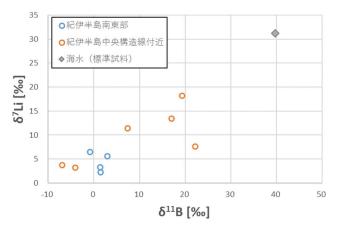


図 3.1.3-3 87Li と 811B の関係

図 3.1.3-4 に、今年度測定した 8^{7} Li・ 8^{11} B と昨年度測定した 8^{18} O・Cl 濃度の関係を示す。 8^{18} O・Cl 濃度の両方が天水より明らかに大きく、スラブ起源水の影響を強く受けていると考えられるもの(赤破線で囲ったもの)は、天水起源と考えられる 8^{18} O・低 Cl 濃度を示すもの(青破線で囲ったもの)とは異なる 8^{7} Li・ 8^{11} B を示すように見え、 8^{7} Li・ 8^{11} B がスラブ起源水の混合指標として使える可能性を示唆している。

今後はスラブ起源水の混入が示唆される地下水サンプルの δ7Li・δ¹¹B データ蓄積を図るとともに、比較対象として化石海水や天水サンプルについても測定を実施していき、混合評価への適用性の議論に繋げていくことが必要であると考えられる。

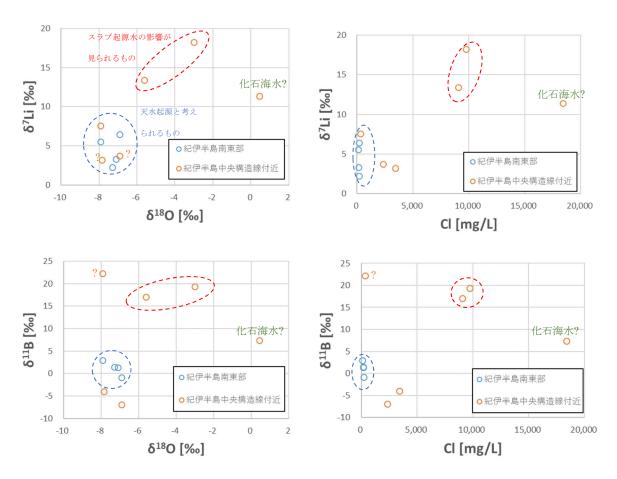


図 3.1.3-4 $\delta^7 \text{Li} \cdot \delta^{11} \text{B} \geq \delta^{18} \text{O} \cdot \text{Cl}$ 濃度の関係

3.1.4 室内試験

(1) 背景と目的

深部流体についての既往の調査結果では、深部流体の水質や同位体比は、天水や海水とは異な った値を示すことが知られている。そのメカニズムの一つとして粘土鉱物との相互作用が知られ ている。地下深部の高圧環境で水と岩石が接している場合、水·岩石間で同位体交換が起こりやす くなるため、水の酸素同位体比が岩石の酸素同位体比に近づく(Truesdell and Hulston, 1980)。 また、低温環境でも地質年代的な時間スケールでは、粘土鉱物と水の間の同位体交換によって、 水の水素同位体比が重く、酸素同位体比が軽くなることが知られている(Savin and Epstein, 1970; Fritz and Reardon, 1979; Fritz and Frape, 1982)。さらに、堆積物が圧密を受ける際に 生じる粘土鉱物のイオンフィルトレーションによって水素・酸素同位体比の増加や低下が発生す ることが Philips and Bently (1987) や Hitchon and Friedman (1969) によって示されており、 高圧かつ海水環境では水素酸素同位体比に変化が生じることが、実験的に確認されている (Coplen and Hanshaw, 1973; Hanshaw and Coplen, 1973)。また、理論的にも、圧密時のイオ ンフィルトレーション作用によって、Cl 濃度が増加する、あるいは Cl 同位体比が軽くなる可能 性が指摘されている (Philips and Bently, 1987)。 実際に、国際深海掘削計画 (Ocean Drilling Project) における海上ボーリングでは、深部でも Cl 濃度が高く、 $\delta^{37}Cl$ が-9%程度まで変化して いるものが観測されており (Spivack et al., 2002)、理論的にこの変化の検討も行われている (Agrinier et al., 2019)。また、圧密試験によって Cl の同位体比が変化することも確認されてい

る (Campbell, 1985)。

上記のように、深部流体の特徴的な水質や同位体比を説明するために、熱や圧密によるいくつかのプロセスが候補となり得るものの、明確な証拠に乏しいのが現状である。特にイオンフィルトレーションについては、深部流体の形成メカニズムに関する議論で度々取り上げられる(例えば、Philips and Bently, 1987; 村松ほか, 2014)ものの、室内実験での検討事例、特に 90 年代以降の事例は豊富とは言えず、実験結果もあまりない。また、Li/Cl のような温度に着目した指標はあるものの、イオンフィルトレーションに着目した指標はないため、これについて室内試験によって検討した。本検討は昨年度から実施しており、海水で練った粘土鉱物を圧密することによる水質・同位体変化を室内試験で調査した。

(2) 実験の概要

海水中で堆積した地層中の間隙水の水質・同位体比が、圧密にともなって、どのような変化をするかを明らかにするために、室内試験を実施した。試験は、イオンフィルトレーションを起こしやすいと考えられることから、粘土を用いた。粘土には、クニピア(モンモリロナイト)とカオリン(カオリナイト)を用いた。これは粘土鉱物のうち、電気的に不飽和で膨潤性が大きいモンモリロナイトと電気的に中性で膨潤性が小さいカオリナイトを比較するためである。試験試料は、均一な試料を得るため、市販の海水をスターラーで攪拌しながら少量ずつ粘土を投入し、液性が失われない程度の固液比とした。その結果、初期の粘土/海水の比は、モンモリロナイトでは0.4、カオリナイトでは1程度となった。

海水で練り混ぜたモンモリロナイトとカオリナイト各約 200 g を圧縮抽水装置に入れ、圧縮抽水を行った。圧縮抽水装置は当所の一軸圧縮型の装置を用いた(木方ほか,1999)。図 3.1.4-1 にしめすように、加圧は油圧シリンダーで実施した。圧縮に伴う排水は、試料下部からシリンジに採取し、試料上部では間隙水圧を計測した。また、圧縮圧力と変位量もあわせて計測した。なお、モンモリロナイトについては、試験中に間隙水圧が非常に高くなり、漏水のおそれがあったため、試験途中から試料上部からの排水を行った。

(3) 試験結果

圧縮抽水試験は、排水が少なくなると、圧縮圧力を増加させながら試験を実施した。試験結果を表 3.1.4-1 に示す。カオリナイトは、初期間隙率 71%から 11%まで抽水を実施した。モンモリロナイトは、80%から 41%まで圧縮を実施した。両方とも採水量は 100mL 程度であった。

採取した間隙水の主要溶存イオンの変化を図 3.1.4-2 に示す。カオリナイトでは、主要溶存イオンにほとんど変化はないが、K の減少と Ca 増加が確認された。モンモリロナイトでは、圧縮圧力の増加とともに、ほぼすべてのイオンで減少傾向がみられた。モンモリロナイトの主要溶存イオン濃度が圧縮圧力とともに減少する原因は、粘土層間から層間水が排出され、間隙のイオンを薄めたため、あるいは、粘土表面が帯電しているため、フィルトレーションによってイオンの挙動が遅延したため、ではないかと考えられる。カオリナイトの場合、粘土の層間距離が短く、電気的に中性のため、圧縮圧力が変化してもこのような変化は起きないものと考えられる。

モンモリロナイトについては、図 3.1.4-3 に示すように水素酸素同位体比についても、主要溶存イオンと同様に、圧縮圧力の増加に伴い低下が確認された。水素同位体比で-5‰程度、酸素同位体比で-2‰程度である。これは、Coplen and Hanshow(1973)で確認されているウルトラフィルトレーション時に水素酸素同位体比がマイナスにシフトするのと同様であり、 δD と $\delta^{18}O$ の変化比率とも同程度である。



図 3.1.4-1 圧縮抽水試験の装置による粘土の圧縮試験

表 3.1.4-1 主要溶存イオンと水素酸素同位体比の分析結果

試料	経過	圧縮圧力	累積変位	累積排水	間隙率	CI ⁻	Na ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	F-	Br⁻	NO ₃ -	SO ₄ ²⁻	δD	δ ¹⁸ O
和小什	日数	Мра	mm	ml	-	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	‰	‰
	初期				0.71	19,047	10,623	356	1,311	411	1	66	2	2,576	0.0	0.00
	3.7	2.2	14.5	18.9	0.66	20,385	11,046	359	1,291	622	<50	73	<50	2,730	1.9	0.9
カ	8.4	1.9	28.3	39.3	0.60	20,427	11,090	358	1,281	600	<50	73	70	2,780	1.9	1.3
オ	11.7	0.7	49.8	54.3	0.54	20,462	11,081	372	1,257	628	<50	74	<50	2,767	1.5	1.3
IJ	17.6	3.0	59.9	72.6	0.43	20,296	10,933	354	1,246	621	<50	74	<50	2,759	2.0	1.2
ナ	42.4	8.9	65.8	83.3	0.34	20,332	11,024	348	1,259	711	<50	75	<50	2,700	2.0	1.2
1	56.6	66.4	73.0	93.6	0.22	20,288	11,038	322	1,260	803	<50	74	<50	2,639	2.2	1.2
1	67.7	187.3	75.3	97.7	0.16	19,760	10,810	243	1,286	863	<50	70	<50	2,569	1.1	1.2
	98.4	408.3	77.2	100.2	0.12	19,945	10,843	203	1,383	890	<50	69	<50	2,463	1.7	1.8
	終了後			100.7	0.11											
試料	経過	圧縮圧力	累積変位	累積排水	間隙率	Cl⁻	Na ⁺	K^{+}	${\rm Mg}^{2+}$	Ca ²⁺	F ⁻	Br⁻	NO ₃ -	SO ₄ ²⁻	δD	δ ¹⁸ O
p=v1·1	日数	Мра	mm	ml	-	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	‰	‰
	初期				0.80	19,047	10,623	356	1,311	411	1	66	2	2,576	0.0	0.00
	2.8	0.3	11.7	21.3	0.77	22,389	16,466	169	366	630	<5	87	222	4,455	-2.3	-0.2
Ŧ	4.8	0.4	22.1	38.8	0.74	22,421	16,481	170	368	649	<5	87	222	4,470		
ン	14.0	0.6	27.9	55.9	0.69	22,289	16,387	171	359	628	<5	86	220	4,455	-2.8	-0.2
Ŧ	24.0	1.0	32.4	63.9	0.66	22,273	16,378	171	359	640	<5	86	218	4,427		
リロ	41.8	1.4	37.4	74.2	0.62	21,856	16,053	172	338	602	<5	85	216	4,287	-2.5	0.2
+	79.7	6.7	45.0	88.8	0.53	21,367	15,624	169	315	585	<5	81	211	4,036		
1	104.8	35	49.3	94.9	0.49	15,320	10,750	ND	234	417	<50	51	<125	2,586	-3.6	-0.8
+	125.7	52	51.9	98.2	0.46	9,756	6,572	ND	264	270	<50	32	<125	1,705	-5.3	-1.1
	135.7	226	55.2	100.3	0.43	7,922	5,129	29	244	232	<10	25	80	1,070	-6.6	-1.8
	終了後			103.0	0.41											

※初期は練り混ぜに用いた海水の組成。終了後は解体後に炉乾燥で評価した値である。

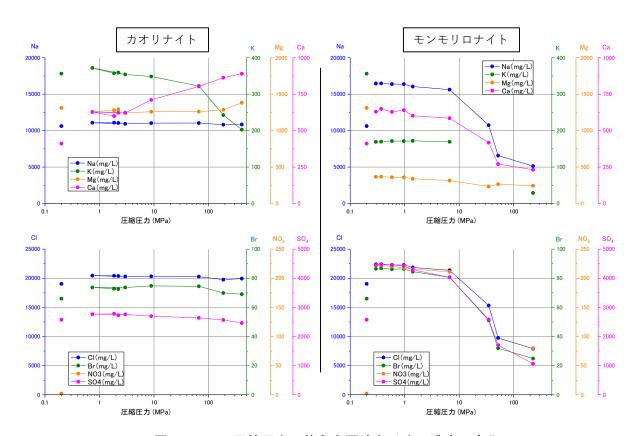


図 3.1.4-2 圧縮圧力に伴う主要溶存イオン濃度の変化

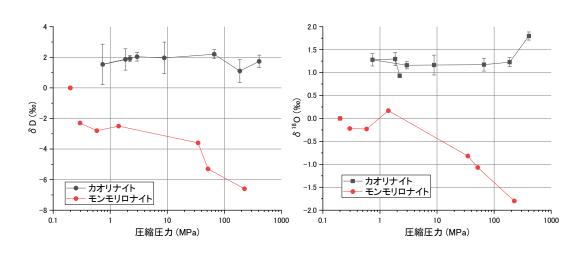


図 3.1.4-3 水素酸素同位体比の圧縮圧力に伴う変化

(4) 室内試験のまとめ

深部流体の指標となる成分について検討するために、粘土(モンモリロナイトとカオリナイト)を海水で粘土を練った試料を用いた圧縮抽水試験を実施した。圧縮圧力が 10MPa を超えるレベルまで圧縮した結果、モンモリロナイトについては、排水される間隙水の溶存イオン量に低下が確認された。これは層間水の排出あるいはフィルトレーションではないかと考えられた。さらに、水素・酸素同位体比も低下する傾向がみられた。また、 δD と $\delta^{18}O$ の変化比率は、Coplen and

Hanshaw (1973) の実験でウルトラフィルトレーション時に観測されたものと同程度であった。 このためフィルトレーションが発生していると考えられる。フィルトレーションが発生している ため、CI の同位体にも変化が発生していると考えられるため、今後それらについてまとめる予定 である。

3.1.5 まとめと今後の展望

既往の深部流体の調査研究で行われた様々な地点での深部地下水起源の判定事例を調査し、深部流体の起源を分ける指標を整理して水質起源の判別フロー図を作成した。深部流体は起源水に対して他の起源をもつ地下水の混合が起きることや、帯水層の岩石との水岩石相互作用も起きることから、スラブ起源水の判定を行う際には、水質の調査・評価だけではなく、水理地質構造の理解が併せて必要である。

スラブ起源水の判別指標となり得る元素・同位体の検討として、本研究で得られた温泉水試料に含まれる Sr 同位体比、放射性ヨウ素、リチウムとホウ素の安定同位体比について検討を行った。Sr 同位体比は試料が得られた地域ごとに特徴的な同位体比を取ることが分かった。起源の推定や、混合評価への適用が期待できる。放射性ヨウ素は化石海水・油田かん水の滞留時間評価だけではなく、スラブ深部流体の検出に利用できる可能性が考えられたことから、今年度は試料の前処理方法の検討や JAEA-AMS-TONO での測定検討を行った。リチウムとホウ素の安定同位体については、既往研究の事例調査と試料の分析を行った。各元素・同位体とも今後、分析・検討を進め、判別指標としての有効性を明らかにする。

室内実験では、模擬海水を浸潤させたカオリナイト、スメクタイトの圧縮抽水試験を行った。 圧縮中の水の安定同位体比の経時変化を確認したところ、同位体比が低下していく傾向を確認で きた。地盤の圧密による間隙水の同位体変化を再現していると考えられた。今後、他の同位体や 溶存元素の変化について検討を継続する。

引き続き、現地採水と分析、スラブ起源水の判別指標になり得る元素・同位体の評価、実内実験による深部流体の水質形成評価について検討を行い、深部流体の移動・混合にかかわる特性評価技術の整備に資する。

引用文献

- Agrinier, P., Destrigneville, C., Giunta, T., Bonifacie, M., Bardoux, G., Andre, J., Lucazeau, F., Strong impact of ion filtration on the isotopic composition of chlorine in young clay-rich oceanic sediment pore fluids, Geochimica et Cosmochimica Acta, vol.245, pp.525-541, 2019.
- 相川嘉正, 千葉県の温泉の化学 —温泉およびガス田付随水の化学成分—, 温泉科学, vol.42, pp.22-34, 1991.
- 網田和宏, 大沢信二, 杜 建国, 山田 誠, 大分平野の深部に賦存される有馬型熱水の起源, 温泉科 学, vol.55, pp.64-77, 2005.
- 網田和宏,大沢信二,西村光史,山田 誠,三島壮智,風早康平,森川徳敏,平島崇男,中央構造線沿いに湧出する高塩分泉の起源 -プレート脱水流体起源の可能性についての水文化学的検討 -,日本水文科学会誌,vol.44,pp.17-38,2014.
- Campbell, D. J., Fractionation of stable chlorine isotopes during transport through semipermeable membranes, M. S. thesis, University of Arizona, 103p., 1985.
- Clark, I., Fritz, P., Environmental isotopes in hydrogeology, CRC Press, 328p., 1997.

- Coplen, T.B. and Hanshaw, B.B., Ultrafiltration by a compacted clay membrane-I. Oxygen and hydrogen isotopic fractionation, Geochimica et Cosmochimica Acta, vol.37, pp.2295-2310, 1973.
- Fritz, P. and Reardon, E.J., Isotopic and cheical characteristics of mine water in the Sudbury area. AECL, Technical Report35, Atomic Energy of Canada Limitied, Chalk River, Ontario, Canada, 37p, 1979.
- Fritz, P. and Frape, S.K., Saline groundwater in the Canadian Shield -a first overview, Chemical Geology, vol.36, pp.179-190, 1982.
- Hanshaw, B.B. and Coplen, T.B., Ultrafiltration by a compacted clay membrane–II. Sodium ion exclusion at various ionic strengths, Geochimica et Cosmochimica Acta, vol.37, pp.2311-2327, 1973.
- Hitchon, B. and Friedman, I., Geochemistry and origin of formation waters in the western Canada sedimentary basin–I. Stable isotopes of hydrogen and oxygen, Geochimica et Cosmochimica Acta, vol.33, pp.1321-1349, 1969.
- 長谷川琢磨, 中田弘太郎, 近藤浩文, 五嶋慶一郎, 村元茂則, 富岡祐一, 後藤和幸, 柏谷公希, 沿岸域における地下水の流動性の年代測定による評価, 地学雑誌, vol.122, pp.116-138, 2013.
- 伊藤 孝, 新生代海水 Sr 同位体組成データの評価と Sr 同位体層序学, 地質学雑誌, vol.99, pp.739-753, 1993.
- James, R., Allen, D. and Seyfried, J., An experimental study of alteration of oceanic crust and terrigenous sediments at moderate temperatures (51 to 350°C): Insights as to chemical processes in near-shore ridge-flank hydrothermal systems, Geochimica et Cosmochimica Acta, vol.67, pp.681-691, 2003.
- John, T., Scambelluri, M., Frische, M., Barnes, J.D. and Bach Wolfgang, Dehydration of subducting serpentinite: Implications for halogen mobility in subduction zones and the deep halogen cycle, Earth and Planetary Science Letters, vol. 308, pp.65-76, 2011.
- 加藤 進, 新潟地域における油・ガス田地層水の地球化学, 石油技術協会誌, vol.83, pp.257-266, 2018.
- 風早康平, 高橋正明, 安原正也, 西尾嘉朗, 稲村明彦, 森川徳敏, 佐藤 努, 高橋 浩, 北岡豪一, 大沢信二, 尾山洋一, 大和田道子, 塚本 斉, 堀口桂香, 戸崎裕貴, 切田 司, 西南日本における スラブ起源深部流体の分布と特徴, 日本水文科学会誌, vol.44, pp.3-18, 2014.
- 木方建造,大山隆弘,馬原保典,圧密型岩石抽水装置の製作と深部堆積岩への適用,応用地質,vol.40,pp.260-269,1999.
- 国立天文台, 理科年表, 丸善, 931-932, 2006.
- 北 逸郎, 滝沢英夫, 長谷川英尚, 荒屋敷龍一, 長尾圭介, 上田 晃, 深部地層中の He の移動現象と天然ガスの起源, 石油技術協会誌, vol.62, pp.80-89, 1997.
- 経済産業省,「科学的特性マップ」の説明資料, 2017. http://www.enecho.meti.go.jp/category/electricity_and_gas/nuclear/rw/kagakutekitokuseimap/(2020年2月24日最終閲覧).
- Kunimaru, T., Ota, K., Alexander, W. R. and Yamamoto, H., Groundwater/Porewater Hydrochemistry at Horonobe URL: Data Freeze I, JAEA-Research 2010-035, 2010.
- Kusuda, C., Iwamori, H., Nakamura, H., Kazahaya, K. and Morikawa, N., Arima hot spring waters as a deep-seated brine from subducting slab, Earth, Planets and Space, vol.66, pp.119-131, 2014.

- Mahara, Y., Ohta, T., Tokunaga, T., Matsuzaki, H., Nakata, E., Miyamoto, Y., Mizokuchi, Y., Tashiro, T., Ono, M., Igarashi, T. and Nagao, K., Comparison of stable isotopes, ratios of ³⁶Cl/Cl and ¹²⁹I/¹²⁷I in brine and deep groundwater from the Pacific coastal region and the eastern margin of the Japan Sea, Applied Geochemistry, vol.27, pp.2389-2402, 2012.
- McNutt, R.H., Strontium isotopes, in Cook, P.G, Herczeg, A.L. (eds) Environmental Tracers in subsurface Hydrology, Kluwer Academic Publishers, pp.233-257, 2000.
- Morikawa, N., Kazahaya, K., Takahashi, M., Inamura, A., Takahashi, H., Yasuhara, M.,Ohwada, M., Sato, T., Nakama, A., Handa, H., Sumino, H. and Nagao, K., Widespread distribution of ascending fluids transporting mantle helium in the fore-arc region and their upwelling process: Noble gas and major element composition of deep groundwater in the Kii Peninsula, southwest Japan, Geochimica et Cosmochimica Acta, vol.182, pp.173-196, 2016.
- 村上裕晃, 田中和広, 島根県津和野地域に分布する高塩濃度地下水の地球化学的特徴と湧出機構, 地下水学会誌, vol.57, pp.415-433, 2015.
- 村松容一, 濱井昴弥, 山野 恭, 千葉 仁, 早稲田 周, 千葉県房総半島および茨城県南東部における非火山性温泉の水質および安定同位体比とその地質鉱物学的解釈, 温泉科学, vol.62, pp.112-134, 2012.
- 村松容一,谷口無我,千葉 仁,奥村文章,大場 武,糸魚川―静岡構造線南部およびその東域における高塩化物泉の成因―中央構造線に分布する鹿塩高塩化物泉の成因の類似性―,温泉科学,vol.66,pp.70-88,2016.
- Nakata, K., Hasegawa, T., Oyama, T., Ishii, E., Miyakawa, K. and Sasamoto, H., An evaluation of the long-term stagnancy of porewater in the Neogene sedimentary rocks in Northern Japan, Geofluids, https://doi.org/10.1155/2018/7813195, 2018.
- 西村 進, 益子 保, 國清智之, 花本孝一郎, 島根県温泉津温泉の地質構造, 温泉科学, vol.64, pp.53-62, 2014.
- Nishio, Y., Ijiri, A., Toki T., Morono, Y., Tanimizu, M., Nagaishi, K., and Inagaki, F., Origins of lithium in submarine mud volcano fluid in the Nankai accretionary wedge, Earth and Planetary Science Letters, vol.414, pp.144-155, 2015.
- Nishio, Y., Okamura, K., Tanimizu, M., Ishikawa, T., and Sano Y., Lithium and strontium isotopic systematics of waters around Ontake volcano, Japan: Implications for deep-seated fluids and earthquake swarms, Earth and Planetary Science Letters, vol.297, 3-4, pp.567-576, 2010.
- 大沢信二,網田和宏,山田 誠,三島壮智,風早康平,宮崎平野の大深度温泉井から流出する温泉水の地化学特性と成因ー温泉起源流体としての続成脱水流体ー,温泉科学,vol.59,pp.295-319,2010.
- Ohta, T., Mahara, Y. Kubota, T. Abe, T., Matsueda, H., Tokunaga, T., Matsuzaki, H., Separation and measurement of ¹²⁹I and ¹²⁷I in pre-nuclear-era marine algae with ultra low ¹²⁹I/¹²⁷I isotopic ratios, Nuclear Instrument and Method of Physics Research B, vol 294, pp559-562, 2013.
- 太田朋子, 土壌試料中のヨウ素-129分析による福島事故時のヨウ素-131降下量の復元, ぶんせき, No.5, pp.203-204, 2015.
- Ono, A., Sano, Y., Wakita, H. and Giggenbach, F., Carbon isotopes of methan and carbon dioxide in hydrothermal gases of Japan, Geochemical Journal, vol.27, pp.287-295, 1993.

- Phillips, F. M. and Bentley, Isotopic fractionation during ion filtration: I. Theory, Geochemica et Cosmochimica Acta, vol.51, pp.683-695.
- 産業技術総合研究所, 概要調査の調査・評価項目に関する技術資料 -長期変動と地質環境の科学的知見と調査の進め方-, 地質調査総合センター研究資料集, no.459, 191p, 2007.
- 産業技術総合研究所, 概要調査の調査・評価項目に関する技術資料 立地要件への適合性とその 根拠となる調査結果の妥当性-, 地質調査総合センター研究資料集, no. 560, 2012.
- 産業技術総合研究所, 平成 27 年度原子力発電施設等安全技術対策委託費(自然現象等の長期予測に関する予察的調査)事業,平成 27 年度報告書, 2016.
- Sano, Y. and Wakita, H., Geographical Distribution of ³He/⁴He Ratios in Japan: Implications for Arc Tectonics and Incipient Magmatism, Journal of Geophysical Research, vol.90, pp.8729-8741, 1985.
- 佐藤 努, 中野孝教, ストロンチウム同位体比を用いた地熱流体母岩の推定—奥鬼怒温泉地域における研究例—, 地質ニュース, 474, 23-26, 1994.
- Savin, S.M. and Epstein, S., The oxygen and hydrogen isotope geochemistry of ocean sediments and shales, Geochimica et Cosmochimica Acta, vol.34, pp.43-63, 1970.
- Shimizu, A., Sumino, H., Nagao, K., Notsu, K. and Mitropoulos, P., Variation in noble gas isotopic composition of gas samples from the Aegean arc, Greece, Journal of Volcanology and Geothermal Research, vol.140, pp.321-339, 2005.
- 総合資源エネルギー調査会,最新の科学的知見に基づく地層処分技術の再評価-地質環境特性および地質環境の長期安定性について-,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,58p,2014.
- Spivack, L., Kastner, M. and Ransom. B., Elemental and Isotopic Chloride Geochemistry and Fluid Flow in the Nankai Trough, Geophysical Research Letters, vol.29, doi:10.1029/2001GL014122, 2002.
- 鈴木隆広, 柴田智郎, 北海道、日本海側北部の温泉資源, 北海道立地質研究所報告, vol.78,pp.15-20, 2007.
- Takamatsu, N., Imahashi, M., Kamimura, K. and Tsutsumi, M., Geochemical implication of the lithium content of saline spring waters in Japan, Geochemical journal, vol.20, pp.143-151, 1986.
- Truesdell, A. H. and Hulston, J. R., Isotopic evidence on environments of geothermal systems, In Fritz, P. and Fontes, J. Ch. (Eds.), Handbook of environmental isotope geochemistry, vol.1, Elsevier Press, p.179-226, 1980.
- Tanimizu M., Nagaishi K., and Ishikawa T., A Rapid and Precise Determination of Boron Isotope Ratio in Water and Carbonate Samples by Multiple Collector ICP-MS, Analytical Sciences, 34(6), pp. 667-674, 2018.
- 谷水雅治, 仲 涼, 小林 基, 森 則, 木村浩之, 青 常, 中村仁美, 811B-87Li 値からみた三重県温泉水の地球化学的特徴, 2015 年度日本地球化学会第 62 回年会講演要旨集, 2015.
- 谷水雅治, 杉本直人, 仲井涼, 小林裕基, ウマロフィクル, 森 康則, 温泉水のホウ素・リチウム同位体システムからみた深部起源流体の特徴, 2017年度日本地球化学会第64回年会講演要旨集, 2017.
- 早稲田 周, 中井信之, 中部日本・東北日本における天然水の同位体組成, 地球化学, vol.17, pp.83-91, 1983.

- 早稲田 周, 岩野裕継, 竹田伸従, 地球化学からみた天然ガスの成因と熟成度, 石油技術協会誌, vol.67, pp.3-15, 2002.
- Wunder, B., Meixner, A., Romer, R L., Wirth R., and Heinrich, W., The geochemical cycle of boron: Constraints from boron isotope partitioning experiments between mica and fluid, Lithos, vol.84, pp. 206-216, 2005.
- Wunder, B., Meixner, A., Romer, R L., and Heinrich, W., Temperature-dependent isotopic fractionation of lithium between clinopyroxene and high-pressure hydrous fluids, Contributions to Mineralogy and Petrology, vol.151, pp.112-120, 2006.

3.2 深部流体の熱的特徴に係る知見の蓄積

3.2.1 背景と目的

沈み込むスラブやマントルを起源として地表付近に上昇する深部流体は、pH が低く炭酸化学種が高濃度に含まれるなどの特徴があり、温度が高い場合には熱環境への影響も考慮すべきであることから、これらが流入する範囲では地質環境として好ましくない熱環境や化学場が生成される可能性があり、概要調査などにおいてその影響を排除することが望ましい(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ワーキンググループ,2014)と指摘されている。「地層処分研究開発に関する全体計画(平成30年度・平成34年度)」(地層処分研究開発調整会議,2018)では、深部流体としてこのようなスラブの脱水を起源とする流体の他に、古海水などを起源とする長期停滞水についても言及されているが、3.2節及び3.3節で述べる研究開発では、特に前者の深部流体に着目した。

わが国には、常磐地域、能登半島、新潟平野、紀伊半島など、非火山地帯にもかかわらず高温の温泉が湧出している地域がいくつか存在する(産業技術総合研究所, 2004)。このうち紀伊半島には湯の峰(92℃)、白浜(78℃)などといった、前弧域としては特異な高温の温泉が存在する(産業技術総合研究所, 2005)。温泉井及び掘削井における地化学調査の結果(新エネルギー・産業技術総合開発機構, 1996)によると、深部からの熱水(約 210℃)の上昇により、1,500 m 深度で $100\sim180$ ℃、地表では最大 92.0℃の温泉が自噴していると報告されている(西村, 2000)。紀伊半島におけるこれらの熱水の起源については、温泉水の同位体組成の他、低周波地震の分布、地震波速度構造、比抵抗構造といった地球化学・物理学的な情報から、フィリピン海スラブから脱水した流体が関与しているとも指摘されている(例えば、Umeda et al., 2006;Morikawa et al., 2016)。また、熱水活動の開始時期については、温泉周辺で熱水変質を生じている堆積岩に含まれるジルコンとアパタイトのフィッション・トラック(FT)年代から、開始時期は 600 万年前頃までさかのぼる可能性が指摘されている(花室ほか, 2008;Umeda et al., 2007)。しかしながら、より多様な手法も用いることで、その熱的変遷や影響範囲などに関する知見を拡充することは、現状ではその性状や活動性に係る知見に乏しい深部流体の流入が地層処分システムへ及ぼす熱的影響を評価する上で有用な知見となると考えられる。

そこで本事業では、深部流体の流入が高温の温泉の湧出などに関与していると指摘されている 紀伊半島を事例として地質学的手法(流体包有物、鉱物組成などに基づく地質温度計)及び熱年 代学的手法(FT 法、(U-Th)/He 法など)を適用することで、これらの熱水活動の活動継続期間 や、過去に流入した深部流体の温度に係る知見を提示することを目標とする。

このうち平成 30 年度は、4 か所の露頭から流体包有物測定用試料 3 点、熱年代解析用試料 13 点、U-Pb 年代測定用試料 1 点を採取した。また、熱年代解析用試料の鉱物分離を実施したところ、概ね良質な対象鉱物を得ることができた。令和元年度は、これらの試料を対象として、流体包有物の均質化温度を用いた地質温度計測定と、FT 法や(U-Th)/He 法などによる熱年代解析を実施した。

3.2.2 地質温度計と熱年代による深部流体の温度・滞留時間の検討

(1) 分析試料

測定試料は、平成 30 年度に和歌山県田辺市本宮町平治川で採取した(図 3.2.2-1)。対象とした熱水脈の露頭は三か所で、熱水脈本体から流体包有物の均質化温度の測定用試料を各 1 点(計 3 点)、母岩部分から熱年代測定用の試料を 4~5 点(計 13 点)、熱水脈からの距離に応じて採取した(表 3.2.2-1)。母岩は四万十帯白亜系の砂岩優勢砂岩泥岩互層で、その中から砂岩優勢の部分を選んで採取した。試料の詳細は、原子力機構・電中研(2019)を参照のこと。



図 3.2.2-1 試料採取地点位置図

表 3.2.2-1 採取試料リスト

地点名	 試料名	母岩/熱水脈	 用途	 脈からの距離
HJG1	HJG1-F	熱水脈	流体包有物	-
	HJG1-0m	母岩(四万十帯砂岩)	熱年代	0.0 m
	HJG1-1m	母岩(四万十帯砂岩)	熱年代	1.1 m
	HJG1-3m	母岩(四万十帯砂岩)	熱年代	3.1 m
	HJG1-10m	母岩(四万十帯砂岩)	熱年代	9.9 m
	HJG1-20m	母岩(四万十帯砂岩)	熱年代	17.1 m
HJG2	HJG2-F	熱水脈	流体包有物	-
	HJG2-0m	母岩(四万十帯砂岩)	熱年代	0.0 m
	HJG2-1m	母岩(四万十帯砂岩)	熱年代	0.7 m
	HJG2-3m	母岩(四万十帯砂岩)	熱年代	2.3 m
	HJG2-10m	母岩(四万十帯砂岩)	熱年代	10.2 m
HJG3	HJG3-UPb	母岩(熊野酸性岩類)	U-Pb 年代測定	-
HJG4	HJG4-F	熱水脈	流体包有物	-
	HJG4-0m	母岩(四万十帯砂岩)	熱年代	0.0 m
	HJG4-1m	母岩(四万十帯砂岩)	熱年代	1.2 m
	HJG4-3m	母岩(四万十帯砂岩)	熱年代	4.2 m
	HJG4-10m	母岩(四万十帯砂岩)	熱年代	11.7 m

(2) 研究手法

1)流体包有物解析

地質温度計の一つに、石英や方解石などに含まれる流体包有物の均質化温度を用いた手法が知られている(例えば、佐脇,2003)。気液二相の流体包有物を含む薄片試料を加熱冷却台で加熱していくと、液相が膨張する一方、気相が収縮し、最終的に液相一相のみとなる。この時、流体包有物の内部圧力と温度は、沸騰曲線(BPC; boiling point curve)に沿って変化する。この液相一相のみになった時の温度を均質化温度(7ん)と呼ぶが、液相一相の流体包有物の内部圧力は温度

にしたがってアイソコアに沿って変化するため、流体の組成に応じた適当な圧力補正を均質化温度に加えることで、流体包有物の形成温度 (T) を決定できる。

流体包有物の分析は、地熱エンジニアリング(株)に依頼した。オリンパス(株)製システム 顕微鏡 BX-51 に LINKAM 社製加熱冷却装置 10035L を装着し、各試料から作成した薄片を用いて包有物の観察・測定を行った。均質化温度の測定は、①気泡が小さくなるまで+50℃/分で、気相が消滅するまで+3℃/分で加熱し、およその均質化温度を把握、②気相が出現するまで再び冷却、③+1℃/分でゆっくりと再加熱し気相が消失する温度(均質化温度)を正確に測定、という手順で行った。測定は各包有物につき 2 回行い、データに再現性の無い包有物は棄却した。氷点温度の測定は、①液体窒素で流体包有物を-50℃/分で冷却・凍結、2-20℃以下では+50℃/分、-20℃以上では+3℃/分で加熱して、およその氷点温度を推定、③再び冷却後、+0.1℃/分でゆっくり再加熱して正確な氷点温度を測定、という手順で行った。再現性の確認のため、測定は 2 回 ずつ行った。

2) 熱年代解析

熱年代学は、放射年代測定の応用分野の一つで、加熱に伴う娘核種の散逸などによって起こる年代値の若返りを基に、試料が経験した熱履歴を推定する学問領域である。年代値が若返る温度は閉鎖温度と呼ばれ(Dodson, 1973)、用いる熱年代計の種類、すなわち核種と鉱物の組み合わせに固有である。一般に引用される閉鎖温度の値は、106~107年間の加熱に対して、年代が若返る温度であるが、より短時間の加熱に対しては、さらに高い温度が年代の若返りには必要となる(例えば、Reiners, 2009)。本研究では、対象とする熱水活動の熱影響の大きさを考慮して、フィッション・トラック(FT)法と(U-Th)/He 法を適用した。また、母岩の熱史をより詳細に制約するため、U-Pb 法も併せて用いた。

FT 解析と U-Pb 年代測定は、(株)京都フィッション・トラックに依頼した。アパタイトは樹脂に埋め込み研磨し、21℃、5.5M の HNO $_3$ 溶液で 20 秒間エッチングした。FT 長測定用のマウントは、エッチングの前に 252 Cf 片による照射処理を行い、測定可能な FT 数を増加させた (Donelick and Miller, 1991)。ジルコンは PFA テフロンシートに埋め込み研磨し、225℃の KOH-NaOH などモル共融液中で 32 時間エッチングした。FT 密度及び FT 長の測定は、高品位モニター上で光学顕微鏡像を観察するモニター測定システム上で行った。ウラン濃度は東京大学地殻化学実験施設の LA-ICP-MS を用いて実施した。 238 U のシグナルは、 43 Ca と 29 Si を内標準として標準化し、ウラン濃度既知の Durango アパタイトまたは Nancy 91500 ジルコンを外標準として濃度に換算した。FT 年代は、年代標準試料(Durango、Fish Canyon Tuff、Tardree Rhyolite)を用いてゼータ法(Hasebe et al., 2013)により算出した。ジルコンについては、同時に鉛同位体も測定することで、U-Pb 年代を併せて取得した。

(U-Th)/He 年代測定のうちヘリウムの定量は原子力機構東濃地科学センターで行い、ウラン・トリウムの定量はメルボルン大学に依頼した。ジルコン粒子は、顕微鏡下で F_T 較正 (Farley et al., 1996) に用いる幾何学パラメータを測定し、Nb 製パケットに一粒子ずつ封入した。ヘリウム質量分析装置 (ASI 社製 Alphachron) を用いて、レーザー照射による加熱で結晶中の 4 He を脱ガスし、 3 He スパイクを用いた同位体希釈法により 4 He 含有量を測定した。脱ガスした粒子は酸処理により溶液化し、ICP-MS を用いてウラン・トリウムの含有量を測定した。ウラン・トリウム測定の詳細は、Evans et al. (2005) を参照のこと。Fパタイトについては、堆積岩中では円磨により、 F_T 較正が可能な自形の結晶が産出しないため、(U-Th)/He 年代は測定しなかった。

(3) 分析結果

1) 流体包有物解析の結果

測定結果の概要を表 3.2.2-2 に示す。3 地点の熱水脈露頭のうち、HJG1-F では $140\sim145$ \mathbb{C} (n=3)、HJG2-F では $110\sim216$ \mathbb{C} (n=10) の均質化温度が推定された。これらのうち、結晶成長に伴って捕獲された流体である初生包有物に限ると、HJG1-F は $144\sim145$ \mathbb{C} 、HJG2-F は $195\sim211$ \mathbb{C} とまとまりの良い値が得られた。HJG2-F の二次包有物の均質化温度は $110\sim216$ \mathbb{C} と幅広い値を示すが、温度の異なる複数回の熱水活動により、その度に流体包有物が結晶中に取り込まれたと考えられる。なお HJG4-F では包有物の存在は確認できたが、熱水脈の透明度が低かったため、均質化温度などの測定には至らなかった。

我 0.2.2.2										
	鉱物	包有物		均質化温度		氷融点温度・塩濃度				
試料名	(産状)	の種類		均質化温度		氷融点温度	塩濃度			
	(産状) り種類 n [℃]		n	$[\mathcal{C}]$	[wt. %NaCl]					
HJG1-F	石英	初生	2	144~145	0	n.a.	n.a.			
	(鉱物脈)	二次	1	140	0	n.a.	n.a.			
HJG2-F	石英	初生	2	$195 \sim 211$	1	-5.0	7.9			
	(鉱物脈)	二次	8	110~216	5	-5.0~-0.4	$0.7 \sim 7.9$			
HJG4-F	石英	初生	0	n.a.	0	n.a.	n.a.			
	(水晶片)	二次	0	n.a.	0	n.a.	n.a.			

表 3.2.2-2 流体包有物測定結果

包有物の種類は、Roedder (1984) の基準に従って判定した。塩濃度 (NaCl 相当量) は Bodnar (1993) に基づいて算出した。測定精度は均質化温度で±0.1℃、氷融点温度で±0.3℃である。

2) 熱年代解析の結果

熱年代解析の結果を表 3.2.2-3 と図 3.2.2-2 に示す。アパタイト FT 年代は 12.3~9.0Ma、ジルコン FT 年代は 29.8~18.2Ma(最若粒子集団の加重平均値)、ジルコン U-Pb 年代は 76.9~66.9Ma(最若粒子集団の加重平均値)、ジルコン(U-Th)/He 年代は 23.6~8.7Ma(外れ値を除いた粒子年代)となった。いずれの手法でも試料間で比較的まとまった年代値を示し、熱水脈からの距離に対して系統的な変化は見られなかった(図 3.2.2-2)。FT 長は、アパタイトで 11.6~15.4 μ m、ジルコンで 9.3~10.3 μ m の平均値を示した。アパタイトの FT 長は、初期長(約 16 μ m)からの短縮が確認できるものの、測定数が 0~13 本と少なく、FT 長の分布パターンは統計学的に有意とは言えない。したがって、個々の試料の FT 長データは参考情報とみなし、以降の議論には用いない。ジルコンの FT 長は、同じく初期長(約 11μ m)からの短縮が見られ、概して二峰性の分布パターンを示す。したがって、再加熱による partial annealing や、partial annealing zone での滞留後の急冷、異なる熱史を有した複数の粒子集団の混合などの、複雑な熱史が予想される。一方で、年代値と同様に、いずれの地点でも熱水脈からの距離に対する明瞭な FT 長の変化傾向は認められなかった(図 3.2.2-2)。

表 3.2.2-3 熱年代解析結果

	AFT 年代	ZHe 年代	ZFT 年代	ZU-Pb 年代
試料名	$\pm 1\sigma$	(単粒子年代)	$\pm 1 \sigma$	$\pm 2\sigma$
	[Ma]	[Ma]	[Ma]	[Ma]
HJG1-0m	11.0 ± 1.5	19.3, n.a.	23.8 ± 2.1	73.1 ± 1.9
HJG1-1m	9.0 ± 1.0	8.7, 17.8	28.7 ± 1.6	73.5 ± 1.1
HJG1-3m	9.9 ± 1.1	15.5, 16.2	29.8 ± 1.8	76.9 ± 1.4
HJG1-10m	11.0 ± 1.3	10.3, 17.7	26.2 ± 1.3	74.3 ± 1.2
HJG1-20m	9.6 ± 1.0	20.2, 53.4	27.6 ± 2.8	69.4 ± 2.2
HJG2-0m	12.0 ± 1.2	12.8, 23.6	21.0 ± 1.9	67.6 ± 1.9
HJG2-1m	10.7 ± 1.2	17.4, 18.5	26.2 ± 1.6	77.3 ± 1.5
HJG2-3m	12.3 ± 1.5	15.9, 20.0	21.3 ± 1.7	73.6 ± 1.8
HJG2-10m	9.7 ± 1.2	0.9, 18.1	28.0 ± 2.4	66.9 ± 1.9
HJG3-UPb	n.a.	n.a.	n.a.	14.9 ± 0.6
HJG4-0m	9.4 ± 1.4	n.a.	26.7 ± 2.2	72.2 ± 1.8
HJG4-1m	11.9 ± 1.7	n.a.	24.4 ± 1.9	71.9 ± 2.0
HJG4-3m	10.2 ± 1.2	n.a.	24.3 ± 1.7	76.3 ± 1.6
HJG4-10m	11.5 ± 1.3	n.a.	18.2 ± 1.5	74.3 ± 1.6

AFT: アパタイト FT、ZHe: ジルコン(U-Th)/He、ZFT: ジルコン FT、ZU-Pb: ジルコン U-Pb. ZHe 年代は各試料につき 2 粒子ずつ測定したが、斜体で示した粒子年代は外れ値とみなして棄却した. HJG3-UPb のジルコン U-Pb 年代のみは、日本原子力研究開発機構東濃地科学センターの LA-ICP-MS にて別途測定した.

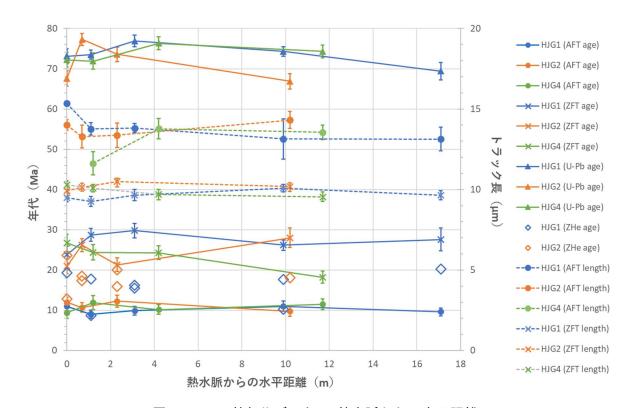


図 3.2.2-2 熱年代データ vs 熱水脈からの水平距離 誤差範囲は、FT 年代は 1σ、U-Pb 年代は 2σ、FT 長は 1 標準誤差で示した. (U-Th)/He の単粒子

3.2.3 熱史の解釈

年代については、誤差の評価は行っていない.

初生流体包有物の均質化温度は、熱水脈を形成した熱水活動の到達温度を示すと考えられる。 すなわち、HJG1 地点では約 150 C、HJG2 地点では約 200 Cの熱水活動で脈が形成されたことになる。一方、熱年代解析の結果を見ると、熱によるリセットが最も期待できるアパタイト FT 年代を含め、いずれのデータも熱水脈からの距離に応じた変化は見られない。また、HJG3-UPb の U-Pb 年代から、本地域周辺の熊野酸性岩類の形成時期は 14.9 ± 0.6 Ma と推定されるが、冷却年代の同時性から判断する限り、熊野酸性岩類を形成した火成活動による熱影響も認められない。

これらのデータの解釈としては、大まかに以下の 3 つの可能性が考えられる:① 約 10Ma の熱水活動により、露頭全体のアパタイト FT 年代がリセットされた、② アパタイト FT 年代は約 10Ma の隆起・侵食を反映しており、熱水活動はそれ以前に起こったため、熱水活動に伴う熱年代の異常は、その後の隆起・侵食によって上書きされた、③ 同じくアパタイト FT 年代は約 10Ma の隆起・侵食を反映しており、熱水活動は約 10Ma より新しいが、到達温度が低いまたは継続時間が短かったため、アパタイト FT 年代には影響を与えなかった。①の場合、幅 10m 以上の範囲にわたってアパタイト FT 年代を完全にリセットするような熱イベントが生じたのであれば、他の熱年代計でも熱水脈の近傍では若干のリセットが観察されると期待される。しかし、実際には他の熱年代計は約 10Ma より古い年代で一様な空間分布を示している。加えて、13 試料が共通の熱履歴を持つと仮定して、これらのアパタイト FT 長データを統合すると、平均長 13.6 μ m、標準偏差 1.6μ m となり、再加熱を受けずに上昇削剥によって徐冷された基盤岩に典型的な値(平均長 $12.2 \sim 13.9 \mu$ m、標準偏差 $1.0 \sim 1.6 \mu$ m; Gleadow et al., 1986)を示す。この結果は、熱水活動による再加熱と、その後の急冷とは不調和である。したがって、この解釈は成り立たないと

考えられる。②と③の解釈は、約 10Ma のアパタイト FT 年代が広域的な隆起・侵食史を反映しているという点では共通だが、推定される熱水活動の時期が異なる。両者を判別するためには、熱水脈の形成年代の測定が有効であるが、熱水脈の主成分である石英はほぼ純粋な SiO₂ の結晶なので、一般にウランやトリウムなどの放射性元素に乏しく年代測定は困難である。したがって、現段階では②と③のいずれが有力かは判断できない。

地層処分システムへの影響という観点から、②と③の場合の熱水活動の熱的特徴について整理 する。②の場合、熱水活動の発生は、母岩の環境温度がアパタイト FT 法の閉鎖温度より高温だ った時代である。アパタイト FT 法の閉鎖温度を $90\sim120$ \mathbb{C} (例えば、Ketcham et al., 1999)、 地温勾配を約 30℃/km、平均地表温度を 10~20℃程度とすると、熱水活動は地下 2~3km 以深 で起こったと推定できる(約 10Ma 以降の平均侵食速度は $0.2\sim0.3$ mm/yr 程度)。また、熱水活 動による温度の上昇量は、均質化温度と環境温度の差から20~130℃以内と計算できるが、熱水 活動の時期、継続時間、熱影響の及んだ範囲などについては不明である。一方③の場合、熱水活 動の時期と熱影響の及んだ範囲は不明だが、継続時間の上限の制約が可能である。すなわち、約 150℃及び200℃でアパタイト FT が有意な短縮を受けない時間なので、それぞれ数 10 年と 1 か が 上 月 程 度 限 لح 計 算 る

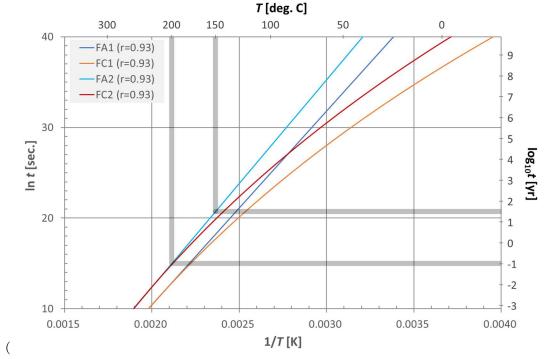


図 3.2.3-1)。ただし、アパタイト FT 法のアニーリング特性はアパタイトの Cl 濃度によっても若干変化するため(Carlson et al., 1999)、これらの値は暫定的な計算結果である。深部流体起源の熱水活動の熱的特徴に係る更なる理解のためには、隆起・侵食速度が遅く、熱水活動の想定時期より有意に古い冷却年代を産する地域(例えば六甲地域;末岡ほか, 2010)において、本研究と同様の方法論により、検討事例を蓄積していくことが望まれる。

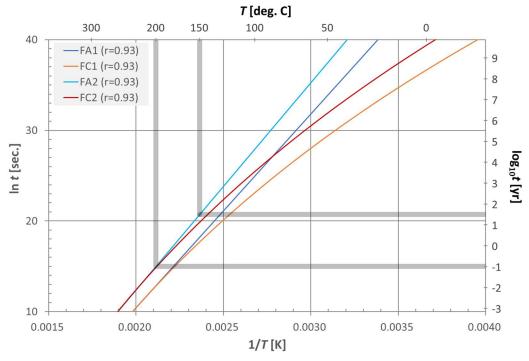


図 3.2.3-1 アパタイトの FT が短縮を受ける温度・時間条件

Ketcham et al. (1999)に従って作成。FA は fannning Arrhenius モデル、FC は fanning curvilinear モデルで、それぞれ 2 通りのフィッティングパラメータの場合を示した。T は温度、t は時間、r は FT の短縮率で、r=0.93 は地質時間スケールにわたって地表温度にさらされた試料に典型的な 短縮率に相当する(Ketcham, 2005)。

3.2.4 まとめ

深部流体起源の熱水活動の温度や滞留時間などの検討を目的として、紀伊半島の和歌山県田辺市本宮町平治川の熱水脈露頭から採取した岩石試料を用いて、流体包有物の均質化温度測定と、熱年代解析を実施した。3 か所の熱水脈露頭のうち 2 か所では、初生包有物の均質化温度が約150℃と200℃と推定された。一方、熱年代解析の結果では、いずれの熱水脈露頭でも、周囲の母岩からは系統的な熱異常は検出できなかった。この原因としては、熱水活動時期が古かったためその後の隆起・侵食で年代が上書きされた、熱水活動時期は最近であるが到達温度が低いか継続期間が短いため熱年代では検出できなかった、という2つの可能性が考えられる。バックグラウンドの隆起・侵食速度が遅い地域で、本研究と同様の方法論による検討事例を増やすことにより、どちらのシナリオがより有力か検証できる可能性がある。

引用文献

Bodnar, R.J., Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O-NaCl solutions, Geochimica et Cosmochimica Acta, vol.57, pp.683-684, 1993.

Carlson, W.D., Donelick, R.A. and Ketcham, R.A., Variability of fission-track annealing kinetics: I. Experimental results. American Mineralogist, vol.84, pp.1213-1223, 1999.

地層処分研究開発調整会議,地層処分研究開発に関する全体計画(平成30年度~平成34年度),

44p, 2018. http://www.meti.go.jp/report/whitepaper/data/pdf/20180329001_01.pdf

Dodson, M.T., Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems, Contributions to Mineralogy and Petrology, vol.40, pp.259-274, 1973.

- Donelick, R.A and Miller, D.S., Enhanced TINT fission track densities in low spontaneous track density apatite using ²⁵²Cf-derived fission fragment tracks: A model and experimental observations, Nuclear Tracks and Radiation Measurements, vol.18, pp.301-307, 1991.
- Evans, N.J., Byrne, J.P., Keegan, J.T. and Dotter, L.E., Determination of uranium and thorium in zircon, apatite, and fluorite: Application to laser (U–Th)/He thermochronology, Journal of Analytical Chemistry, Vol.60, pp.1159-1165, 2005.
- Farley, K.A., Wolf, R.A. and Silver, L.T., The effects of long alpha-stopping distances on (U-Th)/He ages, Geochimica et Cosmochimica Acta, vol.60, pp.4223-4229, 1996.
- Gleadow, A.J.W., Duddy, I.R., Green, P.F. and Lovering, J.F., Confined fission track lengths in apatite: A diagnostic tool for thermal history analysis, Contributions to Mineralogy and Petrology, vol.94, pp.405-415, 1986.
- 花室孝広,梅田浩司,高島 勲,根岸義光,紀伊半島南部,本宮および十津川地域の温泉周辺の熱水活動史,岩石鉱物科学,vol.37,pp.27-38,2008.
- Hasebe, N., Tamura, A. and Arai, S., Zeta equivalent fission-track dating using LA-ICP-MS and examples with simultaneous U–Pb dating, Island Arc, vol.22, pp.280-291, 2013
- Ketcham, R.A., Forward and inverse modeling of low-temperature thermochronometry data, Reviews in Mineralogy & Geochemistry, vol.58, pp.275-314, 2005.
- Ketcham, R.A., Donelick, R.A. and Carlson, W.D., Variability of apatite fission-track annealing kinetics: III. Extrapolation to geological time scales, American Mineralogist, vol.84, pp.1235-1255, 1999.
- 国立研究開発法人日本原子力研究開発機構,一般財団法人電力中央研究所,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技術高度化開発 報告書,200p,2019.
- Morikawa, N., Kazahaya, K., Takahashi, M., Inamura, A., Takahashi, H., Yasuhara, M., Ohwada, M., Sato, T., Nakama, A., Handa, H., Sumino, H. and Nagao, K., Widespread distribution of ascending fluids transporting mantle helium in the fore-arc region and their upwelling processes: Noble gas and major element composition of deep groundwater in the Kii Peninsula, southwest Japan, Geochemica et Cosmochimica Acta, vol.182, pp.173-196, 2016.
- 西村 進, 紀伊半島の温泉とその熱源, 温泉科学, vol.51, pp.98-107, 2000.
- Reiners, P.W., Nonmonotonic thermal histories and contrasting kinetics of multiple thermochronometers, Geochimica et Cosmochimica Acta, vol.73, pp.3612-3629, 2009.
- Roedder, E. (1984) Fluid Inclusions, Mineralogical Society of America, 646p, 1984.
- 産業技術総合研究所,日本列島及びその周辺域の地温勾配及び地殻熱流量データベース,産業技術総合研究所地質調査総合センター数値地質図 P-5 (CD-ROM), 2004.
- 産業技術総合研究所,日本温泉・鉱泉分布図及び一覧(第2版),産業技術総合研究所地質調査 総合センター数値地質図GT-2(CD-ROM),2005.
- 佐脇貴幸, 流体包有物一その基礎と最近の研究動向一, 岩石鉱物科学, vol.32, pp.23-41, 2003.
- 新エネルギー・産業技術総合開発機構,本宮地域-地熱開発促進調査報告書-, No.37, 1996.
- 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ワーキンググループ,最新の科学的知見に基づく地層処分技術の再評価-地質環境特性および地質環境の長期安定性について-,2014,61p.
- 末岡 茂, 田上高広, 堤 浩之, 長谷部徳子, 田村明弘, 荒井章司, 山田隆二, 松田達生, 小村健太

- 朗, フィッション・トラック熱年代に基づいた六甲地域の冷却・削剥史, 地学雑誌, vol.119, pp.84-101, 2010.
- Umeda, K., Ogawa, Y., Asamori, K. and Negi, T., Aqueous fluids derived from a subducting slab: Observed high 3He emanation and conductive anomaly in a non-volcanic region, Kii Peninsula southwest Japan, Journal of Volcanology and Geothermal Research, vol.149, pp.47-61, 2006.
- Umeda, K., Hanamuro, T., Yamada, K., Negishi, Y., Iwano, H. and Danhara, T., Thermochronology of non-volcanic hydrothermal activity in the Kii Peninsula, Southwest Japan: Evidence from fission track dating and helium isotopes in paleo-hydrothermal fluids, Radiation Measurements, vol.42, pp.1647-1654, 2007.

3.3 深部流体の移動経路に関する検討

3.3.1 背景と目的

地質環境に期待される閉じ込め機能の喪失につながる事象の一つとして、深部流体の流入を考慮する必要がある。また、その流入の可能性や地質環境への影響を適切に評価するためには、深部流体そのものの化学的・熱的性状のほかに、流入の経路となり得る地質環境の特性に関する知見を得ておくことも重要であると考えられる。

地殻深部やマントルを起源とする流体の移動(上昇)経路が主に断層やクラックの性状に起因すると考えた場合、それを知るために有効な手法の一つとして、S波スプリッティング解析を挙げることができる。一般に、地殻を構成する岩石内にクラックが高密度に発達した異方性媒質をS波が通過すると、異なる伝播速度をもち、互いに直交する方向に振動する二つのS波に分裂するという現象(S波スプリッティング)が生じる。このように、S波の振動方向によって伝播速度が異なる性質のことをS波偏向異方性という。S波スプリッティング解析により推定できる速い S波の振動方向(φ)は、地殻を対象とした場合、開口クラックの配列方向(長軸方向)を示していると解釈されることが多い。また、観測点に速いS波が到達してから遅いS波が到達するまでの時間差(dt)は、クラック密度やクラックの配列方向に対するS波の入射角に依存する(例えば、Mizuno et al., 2001)。そのため、S波スプリッティング解析により地下深部のS波偏向異方性を推定することで、深部流体の移動経路となり得るクラックの向きやクラック密度、断層面の存在といった情報を抽出できる可能性が期待される。

そこで本事業では、深部流体の流入が高温の温泉の湧出などに関与していると指摘されている 紀伊半島を事例として、地震波解析(S波スプリッティング解析及び三次元波線追跡)による地 設内クラック性状に係る情報の収集を通じて、流入経路となり得る地質環境の特徴に係る知見の 抽出を試みる。

このうち平成 30 年度は、2004 年 6 月から 2008 年 11 月までの 4 年半の間に紀伊半島の深さ 80km 以浅に発生した気象庁マグニチュード(M_i)3~4 の地震の中で、少なくとも 30 点以上の 観測点で観測されている 11 個の地震と 2009 年 6 月から 2010 年 1 月までの約半年間に和歌山県 南西部に発生した M_i 1~4 の地震の異なる二種類のデータに対して別々に解析を行い、 ϕ 及び dt の空間分布の推定を行った。しかし、 ϕ については、解析に用いた地震の数の不足により、空間 分布についての詳細な議論を行うまでには至らなかった。令和元年度は、2004 年 4 月から 2006 年 3 月末までの 2 年間に、紀伊半島の深さ 60km 以浅に発生した M_i 1.5~3.5 の地震を解析の対象とすることで、より多数のデータを基に深部流体の移動経路に関連する S 波偏向異方性の特徴の抽出を試みた。

3.3.2 S 波スプリッティング解析及び解析結果

図 3.3.2-1 は、紀伊半島とその周辺に分布する地震観測点及び解析に用いた地震の震央分布を示す。このうち解析の対象とした観測点は、紀伊半島の中部及び南部に位置する防災科学技術研究所の高感度地震観測網(Hi-net)、東京大学地震研究所(ERI)、気象庁(JMA)及び産業技術総合研究所(AIST)が運用する 46 点である。また、解析に用いた地震は、2004 年 4 月から 2006 年 3 月までの 2 年間に紀伊半島とその周辺の深さ 60 km 以浅に発生した $M_{\rm j}$ $1.5 \sim 3.5$ の地震であり、これらの連続波形データを解析に使用した。なお、S 波が地表面に入射した際に生じる P 波への変換波のために、S 波到達時の位相が乱される可能性(Booth and Crampin, 1985)を避けるため、鉛直下向きから測った各観測点への波線の入射角が 35° 以内となる震源と観測点の組み合わせのみを解析の対象とした。本事業では、Silver and Chan(1991)による手法を用いて、速い S 波の振動方向(ϕ)及び速い S 波が到達してから遅い S 波が到達するまでの時間差(dt)の

推定を行った。

図 3.3.2-2 は、ローズダイヤグラムを用いて、各観測点における φ の分布を示したものである。 ローズダイヤグラムの延びる方向が φ の方位を表し、その長さは観測されたデータの数を表している。 ここでは、地殻とそれ以深の S 波偏向異方性の違いを見るために、深さ 30km 以浅の地震を用いた場合の解析結果を青のローズダイヤグラム、深さ 30km 以深の地震を用いた場合の解析結果を灰色のローズダイヤグラムでそれぞれ区別して表示した。

これによると、地殻内とそれ以深の領域における φ の特徴は大きく異なる。このうち地殻内の卓越方向は、Saiga et al. (2011) によって推定されたものと概ね同様の傾向を示し、紀伊半島の沿岸部では、地震データに基づく応力テンソルインバージョンや坑井での応力測定によって推定された最大水平圧縮応力の向き (伊藤, 1990; 池田ほか, 2001; 大坪ほか, 2009; Saiga et al., 2011) と調和的な方位を示す。

一般に、φ の方位は、地殻内におけるクラックの卓越方位のみならず、地質構造の方向にも依 存する (例えば、Kaneshima, 1990; Savage, 1999)。紀伊半島では、熊野酸性岩類が分布する紀 伊半島南東部を除いて、その方向は概ね東西方向に卓越するが、これらは北向きに緩く傾斜する ことが明らかにされており (Ito et al., 2009)、本研究や Saiga et al. (2011) で用いられた地震 波の観測点への入射角の範囲では、 φ への影響は十分に小さいと考えられる(Saiga et al., 2011)。 これらのことから、紀伊半島の沿岸部における地殻内の φ の方位は、主として広域的な応力場 (最 大水平圧縮応力軸の方向)に起因して生じた開口クラックの卓越方向を示していると考えられる。 一方、湯の峰や川湯といった高温の温泉が湧出し、紀伊半島内で最も高い熱流束(239、219 mW/m²) や熱水の上昇流を示す正のペクレ数 (Umeda et al., 2007) のほか、顕著に高いヘリウ ム同位体比(4.2、4.0~4.5 Ra; Sano and Wakita, 1985; Ono et al., 1993; Nagao et al., 1981) が観測されている本宮(観測点 E.HGU)を含む紀伊半島内陸部(観測点 N.TKWH, E.OIC)の φ は、およそ北北西-南南東に卓越する傾向が認められる。これらは地質構造の卓越方向(およ そ東西方向)とは大きく異なるが、このうち和歌山県北西部における最大水平圧縮応力軸の向き はおよそ東西~西北西—東南東と推定されており(伊藤, 1990; Saiga et al., 2011)、その沿岸部 における観測点(E.WKME, E.ARD, N.HRKH)での地殼内の φ はそれと調和的な方位に卓越す る。しかしながら、海岸線からおよそ 10km 内陸側に位置する観測点(観測点 E.OIC)では、周 辺の観測点 (E.WKME, E.ARD, N.HRKH) での卓越方向とは異なる北北西―南南東へと急変し、 最大水平圧縮応力の向きとは整合的でない。

また、観測点 E.HGU 及び N.TKWH が位置する領域での最大水平圧縮応力の方位は明らかでないが、このうち観測点 N.TKWH の近傍における地殼内の φ はおよそ東西方向に卓越することが明らかにされており(Saiga et al., 2013)、この領域においても φ の卓越方位が急変している可能性を示す。なお、Saiga et al. (2011)によれば、観測点 N.TKWH における地殼内の φ は、本解析により推定された北北西—南南東方向とおよそ直交する向きに推定されている。更に詳細な解析も必要であるが、このような結果も考慮すると、観測点 N.TKWH 近傍のクラックは異なる 2 つの方位に卓越している可能性も考えられる。

以上の結果は、必ずしも原因は明確でないが、紀伊半島の内陸部(観測点 E.OIC, N.TKWH)で認められた北北西—南南東の φ の卓越方向は、最大水平圧縮応力の方位とは異なる向きに発達したクラックの存在を示している可能性を示唆する。また、高温の温泉が湧出する本宮(観測点 E.HGU)においてもこれらと同様の卓越方位を示し、近傍の観測点とは異なる向きを指す。このことから、広域的な最大水平圧縮応力の方位とは異なる向きに発達したクラックや、異なる向きに発達した複数のクラック帯が交差する領域が、深部流体の上昇に関与している可能性も考えられる。

また、図 3.3.2-3 及び図 3.3.2-4 は、三次元波線追跡により計算される波線の伝播距離の長さで規格化した、速い S 波が到達してから遅い S 波が到達するまでの時間差 (dt) の分布について、それぞれ平面図と図 3.2.2-2 に示す測線 A-A に沿う鉛直断面図を示す。これによると、いずれの観測点においても波線経路によって地殻内では 0.005 s/km 以上のばらつきが見られるが、その最大値は解析領域内で概ね同様の値を示しており、高温の温泉が湧出する本宮(観測点 E.HGU)とその他の領域で有意な差は認められない。

以上の結果は、3.4.2 項で述べる松代群発地震の湧水域下における上部地殻で認められた S 波偏向異方性の特徴と類似しているとも考えられ、今後さらに詳細な解析 (S 波偏向異方性に係るデータの蓄積) も必要であるが、広域的な最大水平圧縮応力の方位と異なる向きに発達したクラックや、異なる向きに発達した複数のクラック帯が交差する領域が、深部流体の移動が卓越する経路として機能している可能性も考えられる。

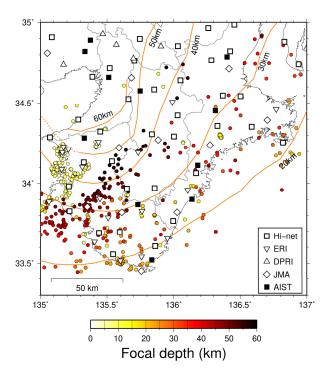


図 3.3.2-1 紀伊半島における地震観測点及び解析に用いた地震の震央分布 丸印の色は震源の深さ(km)を表す。橙色のコンターはフィリピン海スラブ上面の深さ(km) 分布(Hirose et al., 2008)を示す。

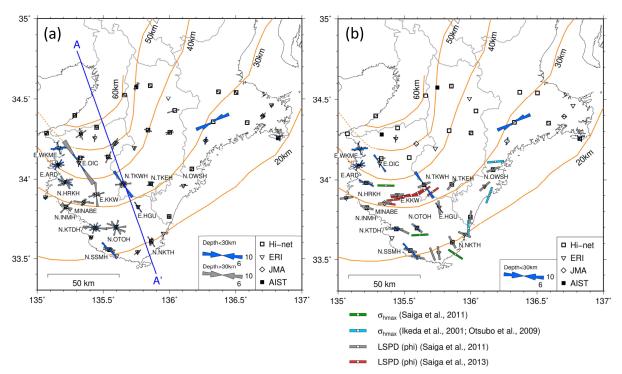


図 3.3.2-2 S 波スプリッティング解析により求められた速い S 波の振動方向 (φ) の分布 (a)本研究による解析結果、(b)本研究と Saiga et al. (2011, 2013) による解析結果(灰色及び赤色のバー)の比較。緑色のバーは地震データに基づく応カテンソルインバージョンによる最大水平圧縮応力の方位 (Saiga et al., 2011)、青色のバーは坑井での応力測定による最大水平圧縮応力の方位 (池田ほか, 2001; 大坪ほか, 2009) を示す。測線 AーA'は図 3.3.2-4 の鉛直断面の位置を示す。

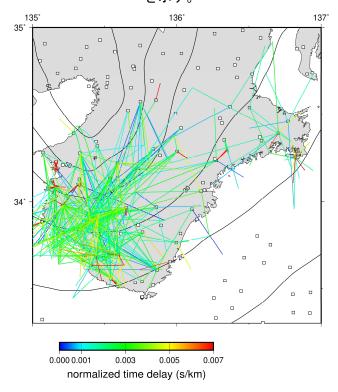


図 3.3.2-3 速いS波が到達してから遅いS波が到達するまでの時間差 (dt) の分布 dt の値は、三次元波線追跡により計算される波線の伝播距離の長さで規格化した。

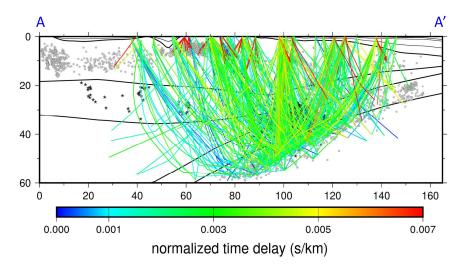


図 3.3.2-4 鉛直断面上に投影された速いS波が到達してから遅いS波が到達するまでの時間差 (dt)の分布

横軸は図 3.3.2-2(a)に示す測線 A-A'の北西端からの距離(km)、縦軸は深さ(km)を示す。dt の値は、三次元波線追跡により計算される波線の伝播距離の長さで規格化した。白丸及び黒星印は、それぞれ通常地震及び低周波地震の震源を示す。

3.3.3 まとめ

本事業では、深部流体の流入が高温の温泉の湧出などに関与していると指摘されている紀伊半島を事例としたS波スプリッティング解析による地殻内のクラック性状に係る情報の収集を通じて、流入経路となり得る地質環境の特徴に係る知見の抽出を試みた。その結果、深部流体の顕著な流入が観測されている本宮では、 φ の卓越方位が急変する傾向が見られた。また、その方位は広域的な最大水平圧縮応力とは異なる向きである可能性も考えられる。今後更なるデータの蓄積が必要であるが、これらの結果は、広域的な最大水平圧縮応力の方位とは異なる向きのクラックや、異なる向きに発達した複数のクラック帯が交差する領域が、深部流体の移動が卓越する経路として機能している可能性を示唆すると考えられる。

謝辞

本報告では、防災科学技術研究所によって公開されている気象庁一元化地震データ及び連続波形データを使用しました。気象庁一元化地震データは防災科学技術研究所、北海道大学、弘前大学、東北大学、東京大学、名古屋大学、京都大学、高知大学、九州大学、鹿児島大学、気象庁、産業技術総合研究所、国土地理院、青森県、東京都、静岡県及び神奈川県温泉地学研究所の地震観測データを使用して、気象庁が文部科学省と協力して整理したものです。ここに記して感謝いたします。

引用文献

Booth, D. C. and Crampin, S., Shear-wave polarizations on a curved wavefront at an isotropic free surface, Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, vol.83, pp.31-45, 1985.

- 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, B09315, doi:10.1029/2007JB005274, 2008.
- 池田隆司, 小村健太郎, 飯尾能久, 石井 紘, 小林洋二, 西上欽也, 山内常生, 南海トラフ地震に向けた陸域での地殻応力・歪測定, 地学雑誌, vol.110, pp.544-556, 2001.
- 伊藤 潔, 西南日本の地震活動とテクトニクス, 地震第2輯, vol.43, pp.555-569, 1990.
- Ito, T., Kojima, Y., Kodaira, S., Sato, H., Kaneda, Y., Iwasaki, T., Kurashimo, E., Tsumura, N., Fujiwara, A., Miyauchi, T., Hirata, N., Harder, S., Miller, K., Murata, A., Yamakita, S., Onishi, M., Abe, S., Sato, T. and Ikawa, T., Crustal structure of southwest Japan, revealed by the integrated seismic experiment Southwest Japan 2002, Tectonophysics, vol.472, pp.124-134, 2009.
- Kaneshima, S., Origin of crustal anisotropy: shear wave splitting studies in Japan, Journal of Geophysical Research, vol.95, pp.11,121-11,133, 1990.
- Mizuno, T., Yomogida, K., Ito, H. and Kuwahara, Y., Spatial distribution of shear wave anisotropy in the crust of the southern Hyogo region by borehole observations, Geophysical Journal International, vol.147, pp.528-542, 2001.
- Nagao, K., Takaoka, N. and Matsubayashi, O., Rare gas isotopic compositions in natural gases of Japan, Earth and Planetary Science Letters, vol.53, pp.175-188, 1981.
- Ono, A., Sano, Y., Wakita, H. and Giggenbach, W. F., Carbon isotopes of methane and carbon dioxide in hydrothermal gases of Japan, Geochemical Journal, vol.27, pp.287-295, 1993.
- 大坪 誠, 重松紀生, 北川有一, 小泉尚嗣, 南海トラフ沈み込み帯前弧陸域での応力場変遷: 熊野市井内浦および紀北町海山観測点コアをきる断層面を用いて, 地質学雑誌, vol.115, pp.457-469, 2009.
- Saiga, A., Kato, A., Sakai, S., Iwasaki, T. and Hirata, N., Crustal anisotropy structure related to lateral and down-dip variations in interplate coupling beneath the Kii peninsula, SW Japan, Geophysical Research Letters, vol.38, L09307, doi:10.1029/2011GL047405, 2011.
- Saiga, A., Kato, A., Kurashimo, E., Iidaka, T., Okubo, M., Tsumura, N., Iwasaki, T., Sakai, S. and Hirata, N., Anisotropic structures of oceanic slab and mantle wedge in a deep low-frequency tremor zone beneath the Kii peninsula, SW Japan, Journal of Geophysical Research, vol.118, pp.1091-1097, 2013.
- Sano, Y. and Wakita, H., Geographical distribution of ³He/⁴He ratios in Japan: Implications for arc tectonics and incipient magmatism, Journal of Geophysical Research, vol.90, pp.8729-8741, 1985.
- Savage, M.K., Seismic anisotropy and mantle deformation: What have we learned from shear wave splitting?, Reviews of Geophysics, vol.37, pp.65-106, 1999.
- Silver, P. G. and Chan, W. W., Shear wave splitting and subcontinental mantle deformation, Journal of Geophysical Research, vol.96, pp.16,429-16,454, 1991.
- Umeda, K., Sakagawa, Y., Ninomiya, A. and Asamori, K., Relationship between helium isotopes and heat flux from hot springs in a non-volcanic region, Kii peninsula, southwest Japan, Geophysical Research Letters, vol.34, L05310, doi:10.1029/2006GL028975, 2007.

3.4 まとめと今後の課題

地下深部から地表付近に流入する深部流体は、地質環境の化学場や熱環境へ影響を与える可能性が指摘されており、その流入の可能性や影響を適切に評価するための知見の蓄積が求められている。このため本事業では、深部流体の化学的・熱的性状に加えて、その流入経路の特徴に係る知見の蓄積・検討を行った。

このうち深部流体の化学的特徴に係る知見の蓄積では、深部流体の移動・混合の特性を調査・評価する技術の整備に資することを目的に、深部流体判別フロー図の作成、スラブ起源水の判別指標となりうる元素・同位体の調査、ならびに室内実験を行った。深部流体判別フロー図の作成では文献調査および現場採水で得た水質データによりスラブ起源水と化石海水・油田かん水、現海水を分類する方法を示した。今後、フローの高度化にあたっては水質データの拡充ならびに地質情報を考慮することが必要であると考えられた。スラブ起源水の判別指標となり得る元素・同位体の調査では、これまで深部流体の評価で扱われた事例の少ない Sr 同位体比、放射性ヨウ素、リチウム・ホウ素の安定同位体比について予備的検討を行った。今後、検討を進め、判別指標としての有効性を明らかにする。室内実験では、深部流体の水質形成メカニズムを解明するために模擬海水を浸潤させた粘土の圧縮抽水試験を行った。スメクタイトの圧縮において、水の安定同位体比の経時変化を確認したところ、同位体比が低下していく傾向を確認できた。岩盤の圧密による間隙水の同位体変化を再現していると考えられた。今後、他の同位体や溶存元素の変化について検討を継続する。

深部流体の熱的特徴に係る知見の蓄積においては、深部流体起源の熱水活動の温度や滞留時間などの検討を目的として、紀伊半島の露頭から採取した熱水脈試料を用いた流体包有物の均質化温度測定と、熱水脈周辺の母岩試料を用いた熱年代解析を実施した。その結果、初生包有物の均質化温度から熱水の温度は約 150℃及び 200℃と推定された。しかしながら熱年代解析の結果では、周囲の母岩において熱水脈からの距離に応じた系統的な熱異常は検出できなかった。この原因としては、熱水活動時期が古かったためその後の隆起・侵食で年代が上書きされた、または熱水活動時期は最近であるが到達温度が低いか継続期間が短いため熱年代では検出できなかった、という二つの可能性が考えられる。そのため、今後はバックグラウンドの隆起・侵食速度が遅い地域を対象として同様の方法論を適用することにより、どちらのシナリオがより有力かを検証し、熱水の滞留時間に係る知見を得ることが重要であると考えられる。

深部流体の移動経路に関する検討では、紀伊半島を事例としたS波スプリッティング解析による地殻内のクラック性状に係る情報の収集を通じて、流入経路となり得る地質環境の特徴に係る知見の抽出を試みた。その結果、深部流体の顕著な流入が観測されている本宮でのS波偏向異方性は、松代群発地震の湧水域で認められた特徴と類似している可能性が見出された。今後、同領域での更なるデータ収集による検証や他地域での事例の蓄積が必要であるが、これらの成果は、広域的な最大水平圧縮応力の方位と異なる向きに発達したクラックや、異なる向きに発達した複数のクラック帯が交差する領域が、深部流体の移動が卓越する経路として機能している可能性を示唆すると考えられる。

空白ページ

4. 地震・断層活動に関する調査・評価技術

4.1 活断層地形が不明瞭なせん断帯における活構造の分布や力学的影響範囲を把握する手法の検討

4.1.1 背景と目的

地層処分事業においては、概要調査における活断層検出のための調査技術の信頼性向上の観点から、地形的に不明瞭な活断層の分布・活動性の調査・評価技術の体系的整備および事例の蓄積が必要である。地表から活断層を検出する技術については、従来の変動地形学的手法を補完する新たな調査技術として、断層沿いに放出されるガスの特徴を指標とした地球化学的手法(例えば、Umeda et al., 2013) や、GNSS 観測などに基づいた地球物理学手法(例えば、Nishimura and Takada, 2017; 原子力機構, 2018) による調査技術の開発が行われてきた。地形的に不明瞭な活断層の分布・活動性の調査・評価技術として体系的に整備していく上では、測地学的手法や地形・地質学的手法などの複数の手法について、目的・条件に応じた適切な組み合わせを提示することが重要である。

本事業の目的は、平成30年度に引き続き、南九州せん断帯を事例として、活断層地形が不明瞭なせん断帯において、活構造帯の分布や力学的影響範囲を把握するための手法を体系的に整備することである。南九州せん断帯では、明瞭な活断層や活撓曲は認定されていない(活断層研究会、1991)にもかかわらず、GNSS観測や発震機構解により、左ずれのせん断帯の存在が示唆されている(Wallece et al., 2009)。また、1997年の鹿児島県北西部地震(Mj6.5、Mj6.3)に見られるように地震活動も活発である。日本原子力研究開発機構(2017, 2018)において実施したGNSS観測によれば、数mm/yrに達する可能性のある左ずれの地殻変動が検出されている。

4.1.2 アプローチ

本事業の成果は、地層処分のサイト選定や安全評価における知見として反映されるべきものであるため、地表地形から特定が困難な活構造を調査・評価する技術の高度化を目的とする本研究においても、地層処分のサイト選定プロセスを念頭に置いたアプローチで進めることが重要である。地層処分のサイト選定は、文献調査、概要調査から精密調査にかけて、空間スケールを絞り込みながら進められるのが基本である。本研究でも、複数の手法によって研究対象の空間スケールを絞り込んでいくことを意識して進めた。

平成 30 年度は、南九州せん断帯において、地形学的手法、地球物理学的手法、地質学的手法の 三つによる検討を実施した。

地形学的手法による検討では、南九州せん断帯の範囲で米軍撮影、縮尺 1/4 万の空中写真を用いた活断層・リニアメント判読を行った。リニアメントの判読基準は、日本電気協会原子力規格委員会(2008)で示されている $A\sim D$ ランクに加え、より地形の形態が不鮮明であるが直線的に分布する地形を基準とする E ランクを独自に加えた 5 ランクの基準に基づき判読した。その結果、GNSS 観測によって観測されている左ずれと調和的な変位地形を伴う明瞭な活断層地形は判読されなかった。一方、1997 年の鹿児島県北西部地震の震源域の東方延長付近に EW 方向が卓越する D および E ランクリニアメントの密集域が認識され、活断層地形の不明瞭な地域においては高ランクのリニアメントだけでなく、比較的形態が不明瞭な低ランクのリニアメントに着目した判読が地形的な異常の抽出に有用である可能性が示された。

地球物理学的手法による検討では、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 術開発において平成 28 年度より実施している GNSS 観測を継続し、得られた GNSS 変位速度の 解釈として、鉛直横ずれ断層モデルを用いて深部のすべり速度、浅部の固着域の深さ、せん断帯の鉛直方向の傾き、せん断帯中心からの水平シフト量などの推定を行った。その結果、熊本地震前(2007~2009年の変位速度データ)による推定と地震後(2016~2018年の変位速度データ)による推定とを比較すると、地殻変動パターンが誤差の範囲でよく一致していることが確認できた。これらの変位速度から、せん断帯を境に地表から深さ15.6~16.6kmで固着が生じ、12.4~14.3mm/yr程度の相対速度で左横ずれの運動が地下深部で起こっていることが明らかとなり、本解析の結果は、せん断帯の深部で生じていると考えられる定常的な変動が、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た。さらに、北緯32°周辺にせん断帯の中心が存在するとせん断ひずみ速度の分布より予想していたが、それよりも約十数km程度北側に変形中心が存在する可能性が観測より示唆された。ただし、上記の推定では、せん断帯の鉛直方向の傾きとせん断帯中心からの水平シフト量については、明瞭なピークが見られないことから、不確定性が大きいという結果が示されていた。

地質学的手法による検討では、ひずみ集中帯内で分布する可能性が想定される活断層の検出という観点のみならず、活構造に伴う変形・破砕などの力学的影響範囲を把握する観点から、ひずみ集中帯にほぼ直交する方向に横断する南北ルートで現地踏査を行った。このルートは、微小地震分布の伸び方向に対してもほぼ直交するルートであり、小断層の条線データに基づいて応力逆解析を実施した。その結果、GNSS 観測結果と調和的な左ずれのせん断帯を規定する北東-南西圧縮の応力場を示すのは南北幅約2km程度(柳野川下流域の領域)にとどまる可能性が指摘された。

令和元年度は、引き続き南九州せん断帯において、地形学的手法、地球物理学的手法、地質学的手法の三つによる検討を実施した。地形学的手法では、リニアメント判読における判読者や判読条件の違いなどに起因する不確定性の解消を目的として、数値標高モデルを用いたリニアメントの自動抽出手法について検討した。地球物理学的手法では、GNSSの観測期間をさらに延長することにより、同観測に基づく固着域の深さ推定及び断層深部すべりの推定などを高精度化するとともに、せん断帯の走向の最適値について定量的な検討を実施した。また、ひずみ速度の主軸やせん断ひずみの蓄積に要する時間についても新たに検討を加えた。地質学的手法では、ひずみ集中帯の左ずれを規定する北東ー南西圧縮の応力場の東西方向の広がりを検討する観点から、東西方向に踏査範囲を拡張し、割れ目に発達する条線を用いた応力逆解析的手法(Yamaji, 2000)を適用し、ひずみ集中帯と調和的な応力場の広がりについて検討した。

4.1.3 地形学的手法による検討

(1) 検討手法

平成 30 年度に実施した空中写真によるリニアメントの判読は、判読者の技量や用いた写真の解像度の違いで判読結果に差異が生じる。屈曲や凹地などの地形的特徴が不鮮明である E ランクのリニアメントは、高ランクのリニアメントと比べ判読者による差異が大きいことが想定される。令和元年度では、効率的で差異の少ない統一的な判読手法として、数値標高モデル (DEM) を用いたリニアメントの自動抽出を試み、活構造と関連する可能性がある地形的特徴の抽出について検討した。DEM を用いたリニアメントの自動抽出は、九州及び周辺海域に適用した事例 (Koike

用いたリニアメントの自動抽出を試み、活構造と関連する可能性がある地形的特徴の抽出について検討した。DEM を用いたリニアメントの自動抽出は、九州及び周辺海域に適用した事例 (Koike et al., 2001)、幌延地域に適用した事例 (日鉱探開株式会社, 2005)、抽出アルゴリズムの検討事例 (中尾ほか, 2017) などがある。

リニアメントは連続した谷、崖(山麓)などの地形的な特徴に基づき認定するが、DEMによる リニアメントの自動抽出では、地形の数値的な標高差として着目することにより地形的な特徴を 識別する手法をとっている。今回用いた方法では、標高値を持つ DEM のあるセルに対し周囲 8 方向に隣接するセルの標高値を縦・横・斜め方向で比較し、当該セルの標高値が最も低くなる方 向が存在する場合そのセルを「谷」と識別する。あるいは、あるセルに対して周囲8方向に隣接 するセルの標高に対する傾斜角を求め、閾値(30°)より大きい傾斜で中心のセルが遷緩点に該 当する場合「崖(傾斜変換点)」と識別する。それぞれの識別方法で抽出したセル群が帯状に分布 する場合、細線状になるよう統合処理する。処理後のそれぞれのセルについて、周囲にセルが隣 接して存在する場合、端点または分岐点を形成するまで順次線分で繋いだ折線状の線素を形成す る。それぞれの線素を包含する矩形領域の短辺/長辺の比率が閾値(0.2)以下で、長辺が設定した 抽出条件以上の長さの場合直線的に連続していると判定し、線素の端点を繋いだ線分をリニアメ ントとして抽出する。閾値を満たさないものは閾値以下になるよう線素を分割して抽出し、長さ が抽出条件未満の線素は除外する。Koike et al. (2001) は、延長先に位置する同方向のリニアメ ントを segment tracing algorithim (STA) の手法で連結処理している。本手法でも、延長先に 同方向のリニアメントが存在する場合連続するものして連接処理(一本化処理)を行うこととし た。今回は、リニアメントの端点から設定した距離(400 m)内に位置するリニアメントを検索 する。検索されたリニアメントとの直交方向の距離差が閾値(150 m)以下で、リニアメントの 方位角の差が閾値(30°)以下の条件を満たすものを同グループとして id を付与する。同 id の リニアメントの最端点を繋いだ線分を、延長先の同方向のリニアメントを一本化したものとして 抽出する。この方法は機械的な抽出であるため、リニアメントのランクは評価されない。

(2) リニアメントの自動抽出結果

国土地理院の「数値地図 50 m メッシュ (標高)」(以下、50 mDEM)を用いて全国を対象に抽出した結果を図 4.1.3·1(a)に示す。リニアメントは主に山地の谷筋または遷緩点沿いに断続的に抽出された。これらは既知の活断層の位置とはほぼ一致せず、断層変位地形を抽出できない結果となった(図 4.1.3·1(b))。一方、空中写真によるリニアメントの判読結果と比較すると、主に低ランクのものと抽出位置が重なるものがある(図 4.1.3·1(c))ものの、全く重ならないリニアメントも多数抽出される。また、空中写真判読で巨視的に連続する直線的な地形が認められても、細部の地形は尾根と谷が入り組み直線的ではない場合が多い。自動抽出ではそれらを不連続として認識することから、空中写真判読結果と比べ自動抽出によるリニアメントは断片的で短い。自動抽出が識別している地形的特徴は空中写真判読で用いた判読基準のうち、低ランクの「崖・直線谷などの連続が認められるが、変位地形を伴わない」「尾根・水系の屈曲は不鮮明、または認められないもの」などに相当すると考えられる。

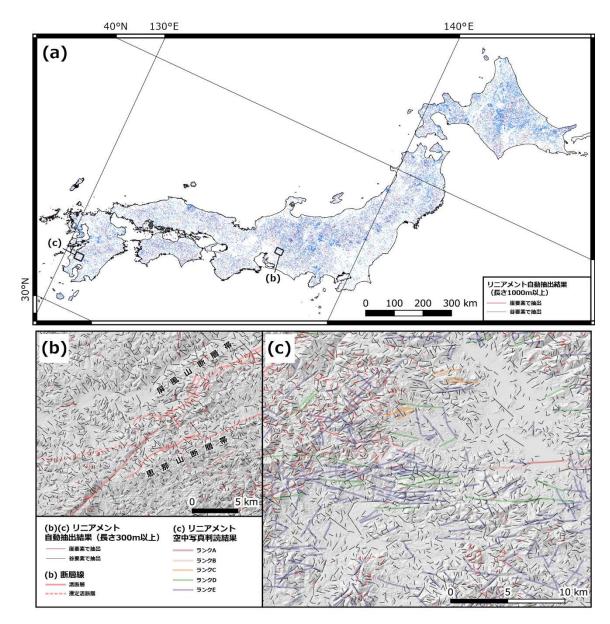


図 4.1.3-1 50mDEM を用いたリニアメントの自動抽出結果

(a) 沖縄を除く全国の抽出結果。DEM は国土地理院 50 m メッシュ(標高)を用いた。谷・崖の要素を識別し、直線的に分布する長さ 300 m 以上の条件でリニアメントを抽出した結果のうち、1000 m 以上のものを図示。(b) リニアメント自動抽出の結果と活断層分布の比較。断層線は今泉ほか(2018)を参考とした。背景図は地理院タイル(陰影起伏図)を利用した。(c) 南九州せん断帯域における空中写真判読と自動抽出によるリニアメントの分布。自動抽出結果はランク D、ランク E を部分的に再現する。

(3) 南九州のリニアメント自動抽出結果

高解像度の DEM を用いたリニアメントの自動抽出により、活構造の不明瞭なせん断帯の地形的特徴がどのように把握されるか検討を試みた。検討方法は平成 30 年度に空中写真判読を実施した範囲($2 \, {\rm T} \, 5$ 千分の 1 地形図 68 図郭)において、国土地理院の基盤地図情報 $10 \, {\rm m} \, {\rm J} \, {\rm L} \, {\rm m} \, {\rm J} \, {\rm L} \, {$

にリサンプリングした DEMによる自動抽出を用いた。それぞれ連続性の良いものとして長さ500 m の以上の条件で自動抽出した後、リニアメントを統合したものを表示した結果の一部を図4.1.3-2(a) に示す。自動抽出によるリニアメントの本数(39044 本)は、空中写真判読によるリニアメント(1327 本)よりはるかに多いが、長さは相対的に短く、特異に密集する領域は認められず、全域的に分布する。

リニアメント抽出範囲を 2.5 km のグリッドで区切り、グリッド毎に含まれるリニアメント方向のベクトル平均方位、円周標準偏差 (circular standard deviation) を求めた (図 4.1.3-2(b))。 平均方位と円周標準偏差は新井 (2011) の式で求めた。その結果、せん断帯の中心付近の領域 (図 4.1.3-2(b)の桃色破線) で比較的標準偏差が小さく、平均方位が東西系を示す領域が確認される。 東西方向の外側では平均方位は東西系が集中するが、円周標準偏差が大きくリニアメントの方位のばらつきが大きい。 円周標準偏差が大きい領域は四万十帯の分布域とおおよそ重なる。 四万十帯の主な走向は北東ー南西系で、地層の走向を反映したリニアメントの影響が寄与しているものと考えられる。

向山ほか(1983)は、50万分の1スケールに拡大した衛星画像を用いて、南九州全域のリニアメントの判読を行っている。判読された主要なリニアメントは鹿児島県及び宮崎県南部の連続性の良い谷を反映した北西-南東系と北東-南西系のリニアメントであり、北西-南東系は全域に発達するとしている。また、北東-南西系のリニアメントは基盤の走向を良く示すと指摘している。

自動抽出したリニアメントと空中写真判読したリニアメントについて、せん断帯中央部の領域(図 4.1.3・2(b)の桃色破線)内のリニアメントの方位によるローズダイヤグラムを図 4.1.3・2(c)に示す。リニアメントの方位は 150 度前後の北西-南東系が抽出されているほか、100 度前後の東西系のリニアメントが同程度抽出されている。自動抽出したリニアメントの平均方向を、2.5 km グリッドごとに、東西系の 100 度を中心とした 45 度範囲ごとに 4 系統に色分けして示すと(図 4.1.3・3)、緑色の北西-南東系の分布域を背景として、赤色(東西系)、水色(北東-南西系)、黒色(南北系)の地域が、並走せず、雁行の程度も弱く、延長方向に 2 区間(およそ 5 km)以上連なる領域が各地に認められる。自動抽出による北西-南東系のリニアメントは、向山ほか(1983)が認識している主要な谷のリニアメントを良く抽出した結果と判断され、専門家による空中写真判読が認識している東西系のリニアメントが卓越する領域を部分的に抽出したものと判断した。

空中写真による判読結果と自動抽出による抽出結果の違いは、前者が変動地形学的な要素を念頭に、低いランクのものを判読しようとするのに対し、後者が大きな谷や水系などを条件に基づいて抽出した結果と考えられる。つまり、自動抽出結果には、活構造と関係しない可能性があるリニアメントが多数含まれる。したがって、活構造の影響範囲の検討及び現地踏査ルートの設定にあたり、空中写真判読手法によるリニアメントの検討は重要である。一方で、自動抽出は統計的取り扱いによって、空中写真判読で見出された東西系のリニアメント集中域などの特異な分布を示す領域が抽出できる可能性がある。現状は、自動抽出による活構造の影響範囲の評価は出来ていないものの、抽出法の改善や抽出条件を変更することで、活構造と関連のあるリニアメント抽出の客観性の向上が期待できる可能性があり、将来の空中写真判読の効率化、あるいはリニアメントの見落としの補完などへの適用を念頭に、空中写真判読と自動抽出を比較しつつ、自動抽出法に関する検討を継続することが必要である。

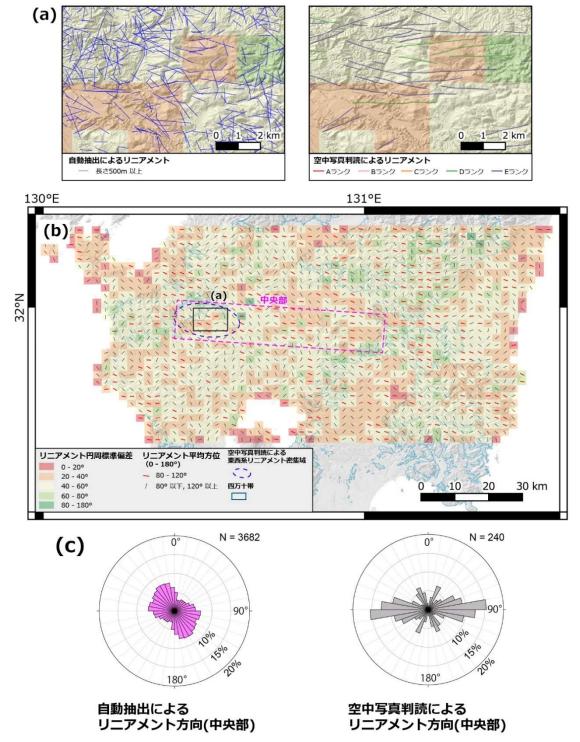


図 4.1.3-2 南九州における 10 mDEM を用いたリニアメントの自動抽出結果

(a) 自動抽出したリニアメント。DEM は国土地理院の基盤地図情報 数値標高モデル 10 m メッシュ (標高))を用いた。 (b) 自動抽出で得られたリニアメントの平均方位と円周標準偏差の分布。抽出範囲を 2.5 km グリッドに分割し、各グリッドに含まれるリニアメントの方位で計算。リニアメントの平均方位の凡例は平均方位に基づき傾斜させた。中央部(桃色破線)に東西にわたり比較的連続して平均方位が東西系を示す領域を認識した。背景図は地理院タイル(陰影起伏図)を利用した。四万十帯の分布は産総研地質調査総合センターの日本シームレス地質図 V2 を加工した。 (c) 中央部の領域(桃色破線)内の自動抽出によるリニアメントと空中写真判読結果によるリニアメントの走向のローズダイヤグラム。

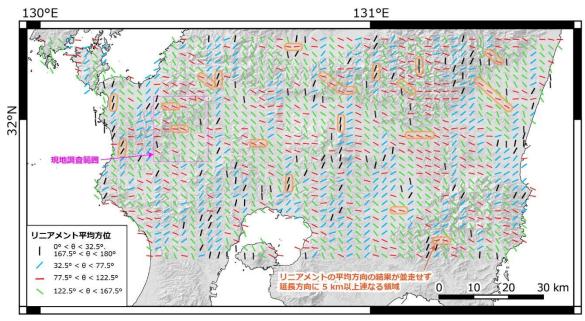


図 4.1.3-3 南九州のリニアメント平均方位分布

図 4.1.3-2 のリニアメント平均方向について、100 度を中心に 4 系統に分けて表示。背景図は地理院タイル (陰影起伏図) を利用した。

(4) 地形的検討のまとめ

平成30年度は空中写真判読によるリニアメント判読を行い、令和元年度はDEMを用いたリニアメントの自動抽出の検討を行った。空中写真判読では特徴的な東西系リニアメントの密集域が確認された。この範囲は活構造と関係する可能性が考えられ、地表踏査範囲の検討に活用した。自動抽出では全域に主要な谷地形などを反映した北西ー南東系のリニアメントのほか、東西系のリニアメントを多く抽出できた。また、統計的取り扱いによって、北西ー南東系の背景の中に、これと異なるリニアメント平均方向が連続的に分布する領域が局所的に見出された。自動抽出では、活構造の影響範囲などを判定(または認定)するまでには至っていないものの、抽出方法や統計的取り扱い方法の検討の継続および空中写真判読との併用により、リニアメントや変動地形の判読効率や客観性の向上が期待される。

4.1.4 地球物理学的手法による検討

南九州せん断帯(図 4.1.4-1)を対象とした GNSS 観測は、せん断帯周辺における現行の地殻変動をより詳細に推定するため、平成 28 年 2 月に同せん断帯を南北に横切るような配置で 10 ケ所の GNSS 観測点を構築し(図 4.1.4-1)、同年の 3 月から観測を開始した。令和元年度も引き続き同観測を継続した。

GNSS データの解析には、Bernese GNSS Software (ver. 5.2) (Dach et al., 2015) を使用し、基線解析を実施した。この際、国土地理院が運営する GEONET の 4 観測点の座標値(西米良、鹿児島鹿島、大矢野、大根占)を基準として、日ごとの観測点座標値を推定した(図 4.1.4-2)。この解析では、IGS の精密暦 (IGS Final Orbit)、地球回転パラメータ、CODE (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、及び P1-C1 のコードバイアスなども使用した。そして、それら日ごとの座標値に対し、九州地方、及び中国・四国地方西部に位置する GEONET 観測点で得られた F3 解(中川ほか、2009)と合わせて、Wdowinski et al. (1997)の手法により、共通誤差成分の除去を行った。さらに、2016 年熊本地

震による地震後の粘弾性緩和の影響の補正、桜島や霧島・新燃岳の火山活動に伴う地殻変動の補正 (国土地理院, 2019a; 国土地理院, 2019b)、年周・半年周変動の補正を経て、変位速度の推定を行った (図 4.1.4-3)。最後に、それらの変位速度を用いて、せん断帯周辺での変位速度成分の抽出をした。

これまで本事業では、GNSS 速度場より推定されたせん断ひずみ速度分布(原子力研究開発機構、2018、図 4.1.4-1)を基に、暫定的にせん断帯の走向を $N110^\circ$ E 方向と仮定して議論を行ってきたが、令和元年度は、得られた GNSS データ(図 4.1.4-3)をより満足するせん断帯の走向の最適値について、2016 年熊本地震後約 3.5 年間(2016 年 4 月 18 日~2019 年 11 月 17 日)の GNSS 変位速度データを用いて推定した。同せん断帯では、地表に明瞭な活断層が認められていないものの、左横ずれの震源メカニズムを有する地震が発生していることや左横ずれの断層運動を示唆する地殻変動が生じていることが先行研究(Nishimura and Hashimoto,2006;Wallace et al.,2009;Nishimura et al.,2018)から明らかにされている。そこで、半無限弾性媒質中での鉛直横ずれ断層の断層運動モデル(Savage and Burford,1973)を観測値に対して適用した。このモデルは、せん断帯の深部にすべり面が存在し、すべり面を境に両側のブロックがすべり速度 Sで相対運動をしているという状況の下、地表から深さ Dまでは固着してひずみを蓄積し、それ以深で先のすべりが生じることによって、断層周囲に弾性変形が生じるというモデルである。このとき、断層中心から断層の走向と直交方向の距離を S として、地表で観測される断層の走向と平行な方向の変位速度 S は、断層を境に S arctangent の形となる。これらの関係は、

$$v(x) = \frac{S}{\pi} tan^{-1} \left(\frac{x - x_0}{D} \right) + v_0 \quad \cdots \quad \vec{x} \quad (1)$$

と表現できる。 x_0 は、せん断帯の中心位置のずれ(せん断帯の中心をゼロとして、そこからせん断帯の走向と直交する方向への水平移動距離)、 v_0 は、せん断帯の中心位置における変位速度のオフセット成分となる。本解析では、せん断帯のおおおよその中心(32° N、 130.5° E)(以下、「せん断帯中心の初期位置」という)から走向方向に $\pm 25~\mathrm{km}$ 、走向と直交する方向に -60° 80 kmの矩形領域に含まれる GNSS 観測点の変位速度 v に対し、下記で述べるせん断帯の走向を仮定して、式(1)を用いた重み付きの最小二乗法による非線形フィッティングを行い、未知数である S、D、 x_0 、 v_0 の 4 パラメータを推定した。せん断帯の走向に関する最適値は、N90°E \sim N120°E を探索範囲として 0.1° ごとに値を変化させたグリッドサーチを行い、観測値と式(1)による計算値との残差の二乗平均平方根(R.M.S)が最小となる値(N104.8°E)を採用した(図 4.1.4-4)。せん断帯の走向に関して、先行研究では、Wallace et al. (2009)は N105°E 前後、Nishimura et al. (2018)は N90°E \sim N100°E、Nishimura and Hashimoto (2006)は N94°E と示されており、これらと比較して $\pm 10^\circ$ 程度の差異はあるものの、概ね調和的であることが明らかとなった。以降、上記のせん断帯走向の最適値を用いて、計算を進めた。

4パラメータの推定値は、すべり速度 $S=12.95\pm1.79$ mm/yr (左横ずれの運動)、固着域下限の深さ $D=22.42\pm6.89$ km、せん断帯の中心位置のずれ $x_0=11.73\pm2.90$ km (北向きを正の値とする)、せん断帯の中心位置における変位速度のオフセット $v_0=-24.92\pm0.29$ mm/yr となった (図 4.1.4-5、表 4.1.4-1)。得られたせん断帯中心は、 32.10° N、 130.53° E となった (図 4.1.4-8 の黄色星印)。続いて、観測期間の違いによる精度の違いを評価するため、上記の推定値の変化や推定誤差について検討した。図 4.1.4-6 には、観測期間を 2016 年 4 月 18 日 ~ 2018 年 4 月 18 日 ~ 2 年間と限定した場合について、変位速度選択領域やせん断帯走向などの条件は変えずに、式 (1) によるフィッティングを行った計算結果を示した。図 4.1.4-6 の比較から、す

べり速度などの推定値は誤差の範囲でよく一致し、いくつかの推定値の誤差も観測期間を増やすことで軽減することが確認できた(表 4.1.4-1)。さらに、観測期間を長くとることで変位速度のばらつきが軽減することや理論計算値の信頼区間が狭まることが示された(図 4.1.4-5、図 4.1.4-6)。これらの結果から、対象とする地殻変動のオーダーが小さくなるほど、安定した変位速度の獲得、すなわち長期間の観測が必要となると考えられる。

本事業ではさらに、既存の地震学的手法によって推定された地殻応力場と比較するため、ひず み速度の主軸を推定した。ここでは、上記 3.5 年間の観測より得られた変位速度データ(熊本地 震の粘弾性緩和補正済み、桜島・霧島山の火山変動補正済み)を用いて、Shen et al. (1996)の手 法に基づいて計算を行った。なお、ひずみ速度を出力するグリッド間隔は0.1°ごとに設定し、各 グリッド周辺の半径 25 km 内に含まれる変位速度データを用いてその周辺の平均的なひずみ速 度を推定した。その結果を図 4.1.4-7 に示すが、青色が短縮、赤色が伸張センスのひずみ速度の 主軸を表す。これによると、九州地方では全般的に概ね南北方向の伸張が卓越する。九州中部付 近では、最大で 2×10^{-7} /yr オーダーの短縮ひずみ速度が分布する。九州南部に位置するせん断帯 では、北西-南東方向の伸張と北東-南西方向の短縮が見られ、最大で約1×10⁻⁷/yrであった。 先に求めたせん断帯の中心においては、N63.0°E 方向に 8.61×10⁻⁸ /yr の短縮、N153.0°E 方向 に 6.11×10⁻⁸ /yr の伸張が確認され、概ねこの領域の代表的なひずみ速度を示していると考えら れる。一方で、地震学的推定による応力場については、2002年6月から2015年12月末に九州 地方南部で発生した M 1.9 以上 3.5 未満の地震に対して震源決定及びメカニズム推定を経て、応 カインバージョンが行われた(原子力研究開発機構, 2018)。それによると、本年度の GNSS 解 析より新たに求められたせん断帯中心付近の鹿児島県北西部地震の余震域における最大圧縮主応 力軸の方位角は 235° (N55°E-N235°E 方向)、プランジ角はほぼ水平、最小圧縮主応力軸の方 位角は 325°(N145°E-N325°E 方向)、プランジ角はほぼ水平、応力比は 0.65 という結果が得 られており、GNSS速度場から推定されたひずみ速度の主軸の方向と概ね調和的な結果であった。 また、応力インバージョンの結果(原子力研究開発機構, 2017)では、せん断帯北部で最大圧縮 主応力軸の方位が東北東-西南西方向、せん断帯南部においては北北東-南南西方向を示し、せ ん断帯を境に主応力軸の反時計回りの回転が生じていることが指摘されていたが、ひずみ速度の 主軸からはそのような傾向は確認できなかった(図 4.1.4-7)。

最後に、現在の地殻変動が継続することによるせん断ひずみ(ここでは 10^4 とする)の蓄積に要する時間を見積もった。ここでは、約3.5 年間の観測データより推定されたすべり速度などの情報を用いて、南九州せん断帯におけるせん断ひずみ速度を下記の式(2)に基づいて計算し、ひずみとの比を用いて時間を算出した(図4.1.4-8)。式(1)と同様、すべり速度をS、固着域下限の深さをD、断層の走向に対して直交方向の距離をXとして、せん断ひずみ速度 ε は、

$$\dot{\varepsilon} = \frac{S}{2\pi D} \cdot \frac{1}{1 + (x/D)^2} \quad \cdots \quad \vec{\Rightarrow} \quad (2)$$

と表される (例えば、Segall, 2010)。この結果、図 4.1.4-8 より、せん断帯中心(図 4.1.4-8 の 星印)から \pm 約 10 km 以内に位置する領域では、 10^{-4} のひずみ蓄積に 1,000 年程度の時間を要することが明らかとなった。

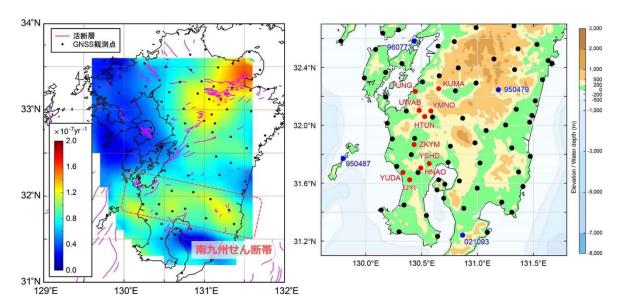


図 4.1.4-1 九州地方のせん断ひずみ速度分布(左)と GNSS 観測点配置(右) 左図) 1998年1月1日~2001年12月31日の国土地理院 GEONET データより推定したせん断 ひずみ速度分布。32°N付近に東西方向に広がるせん断ひずみ速度の高い領域(南九州せん断帯) が確認できる。右図)青丸及び黒丸は、GEONET 観測点、赤丸は、原子力機構が構築した GNSS 観測点を示す。6桁の数字を付した青丸の観測点は、座標値の推定の際、基準点として利用した。

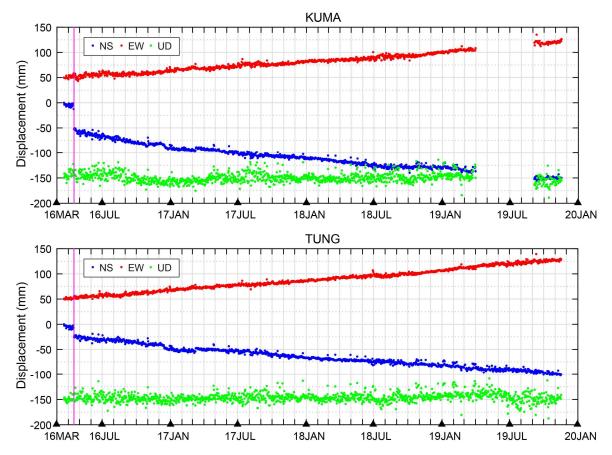
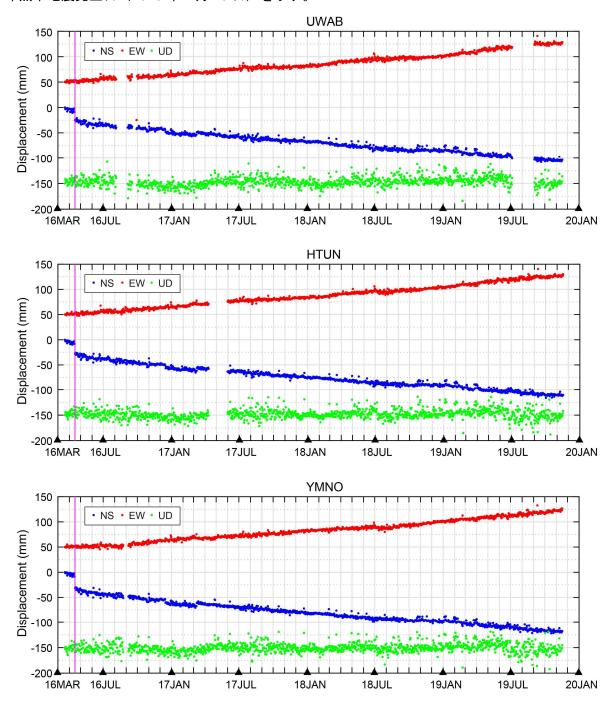


図 4.1.4-2 原子力機構の GNSS 観測から得られた各観測点の日座標値の時系列 青丸は南北方向(北向きを正)、赤丸は東西方向(東向きを正)、緑丸は上下方向(上向きを正)

を示す。東西方向は+50mm、上下方向は-150mm だけずらして表示した。桃色の縦線は、2016 年熊本地震発生日(2016年4月16日)を示す。



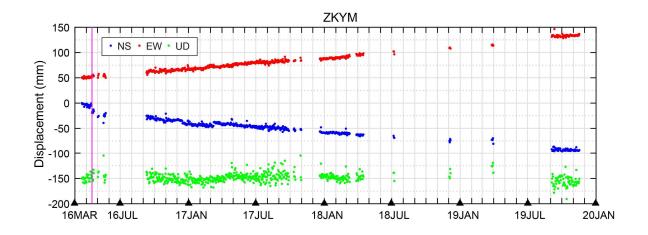
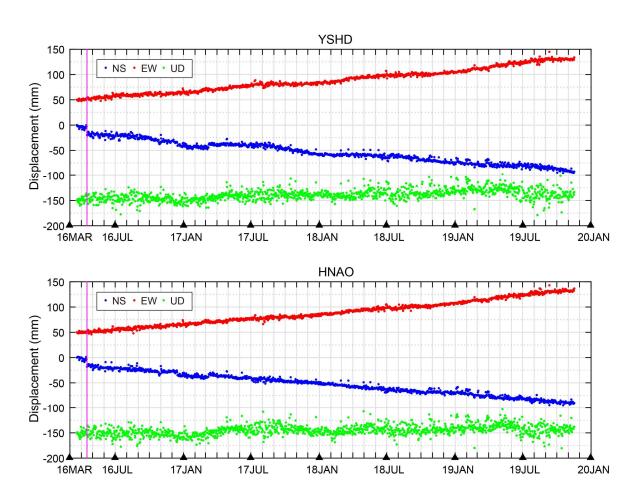


図 4.1.4-2 原子力機構の GNSS 観測から得られた各観測点の日座標値の時系列 (続き)



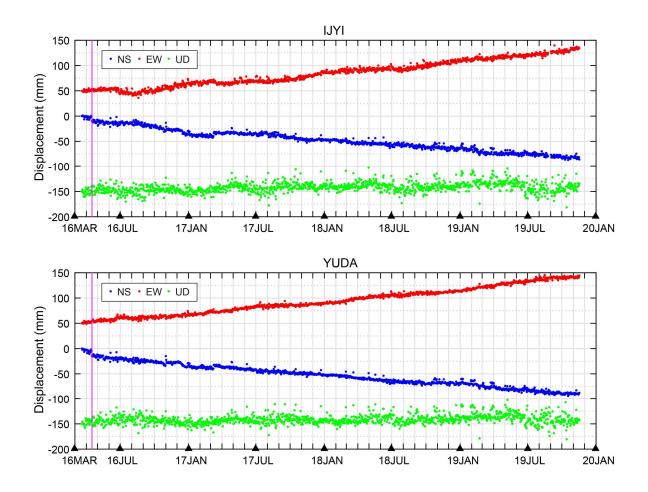


図 4.1.4-2 原子力機構の GNSS 観測から得られた各観測点の日座標値の時系列 (続き)

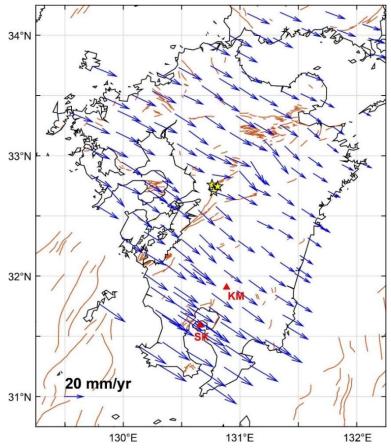


図 4.1.4-3 観測より推定された ITRF2005 座標系での GNSS 変位速度場期間は2016 年 4 月 18 日~2019 年 11 月 17 日までの約 3.5 年間の変位速度を示す。黄色星印は、2016 年熊本地震の震央(M7.3, M6.5, M6.4)を示す。赤三角 KM は霧島山・新燃岳、SK は桜島を、茶色曲線は活断層を示す。

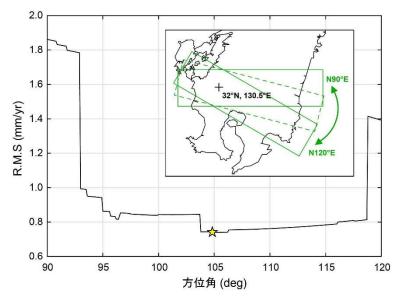


図 4.1.4-4 せん断帯の走向の方位角と非線形フィッティングによる R.M.S の関係 せん断帯の走向を $N90^{\circ}$ E \sim $N120^{\circ}$ E まで 0.1° ごとに変化させ(挿入図)、観測された変位速度に対して式(1)でフィッティングを行った。黄色星印で示した方位角($N104.8^{\circ}$ E)のとき、計算値と観測値の R.M.S が最小となった。

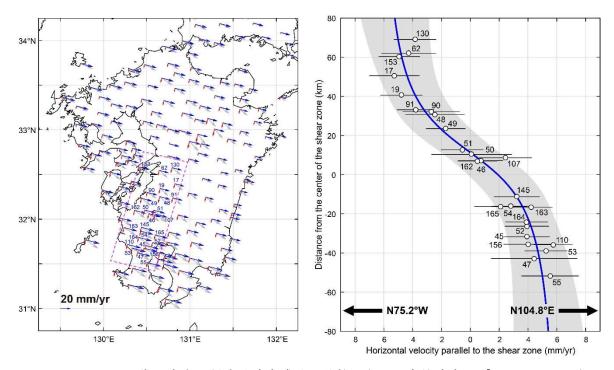


図 4.1.4-5 せん断帯の走向に対する速度成分の分離(左)と変位速度のプロファイル(右) 左図)2016 年 4 月 18 日~2019 年 11 月 17 日の約 3.5 年間の変位速度場。観測値を灰色矢印、せん断帯に平行な速度成分を青色矢印、直交する速度成分を赤色矢印で示した。桃色破線の長方形で囲まれた領域内の観測点について、せん断帯に平行な変位速度プロファイルを右図に示した。数字は観測点番号を示す。右図)左図の変位速度より推定した理論計算値を青色曲線で示した。灰色で理論計算値の 95%信頼区間を示した。縦軸はせん断帯中心の初期位置(32°N、130.5°E、北向きを正とする)からの距離、横軸は変位速度、エラーバーは 1σ の標準偏差を示す。数字は観測点番号(左図と共通)を示す。

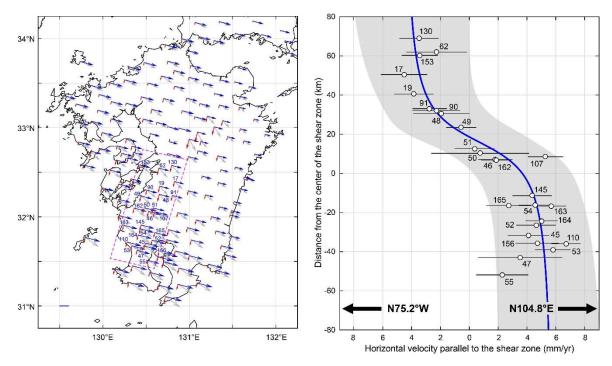


図 4.1.4-6 せん断帯の走向に対する速度成分の分離(左)と変位速度のプロファイル(右) 左図)2016年4月18日~2018年4月18日の2年間の変位速度場。その他、矢印の色や変位速 度プロファイルの曲線については、図 4.1.4-5と同様。

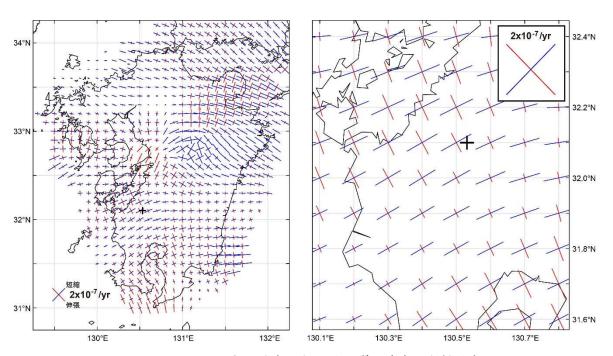


図 4.1.4-7 九州地方におけるひずみ速度の主軸分布

左図)2016 年 4 月 18 日~2019 年 11 月 17 日の約 3.5 年間の変位速度場(2016 年熊本地震の粘弾性緩和や火山変動を補正したもの)から推定したひずみ速度の主軸分布。青色が短縮、赤色が伸張を示す。黒色+印は本解析で得られたせん断帯中心(32.10°N、130.53°E)の位置を示す。右図)せん断帯付近を拡大したもの。

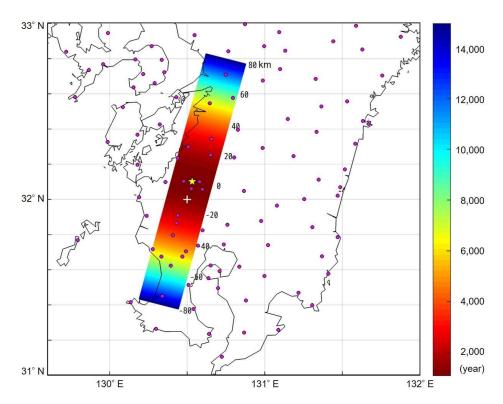


図 4.1.4-8 現行の地殻変動から予測されるせん断ひずみ(10⁻⁴)の蓄積に要する時間 白色十字印は、せん断帯中心の初期位置(32°N、130.5°E)、黄色星印は本解析で得られたせん断 帯中心の位置(32.10°N、130.53°E)を示す。桃色丸は GNSS 観測点を示す。カラーコンター右 側の数値はせん断帯中心(黄色星)からの距離について、北側を正値、南側を負値で示した。

表 4.1.4-1 観測期間の違いによる推定結果の比較

	すべり速度 (mm/yr)	固着域下限の深さ (km)	変位速度オフセット (mm/yr)	せん断帯中心位置のずれ (km)	R.M.S (mm/yr)
3.5 years	12.946 ± 1.789	22.420 ± 6.892	-24.917 ± 0.291	11.726 ± 2.897	0.740
2.0 years	10.598 ± 1.577	12.876 ± 5.499	-25.623 ± 0.402	16.261 ± 3.570	1.216

4.1.5 地質学的手法による検討

昨年度の検討では、地下に伏在する活構造にともなう力学的影響範囲を、小断層データを用いた応力逆解析(Yamaji, 2000;佐藤ほか, 2017)により把握するため、ひずみ集中帯にほぼ直交する方向に横断する南北ルートで現地踏査を行い、左ずれのせん断帯を規定する北東-南西圧縮の応力場を示す範囲は南北幅約 2 km 程度(柳野川下流域の領域 YD;図 4.1.5-1)にとどまる可能性が指摘された。今年度はこの応力場の東西方向の広がりを検討する観点から、柳野川下流域(YD)の東西方向延長を中心に現地踏査を実施し、岩相、割れ目や変形構造、破砕帯の有無や産状の記載、面構造、線構造、運動センスの計測を行った。踏査ルートは、主に四万十帯堆積岩類が分布する川沿いを選定し、調査の粗密はあるものの、昨年度と合わせた調査範囲は東西 16 km、南北22 km 程度である(図 4.1.5-1)。今年度は、割れ目の発達状況と割れ目を発達させた地史が大きく異ならないと考えられる四万十帯堆積岩同士で比較する観点から、北薩火山岩類や火砕流堆積物の分布域は調査からは除外した。ただし、西方の紫尾山花崗閃緑岩については、領域 YD の西方延長部に位置することから、踏査と年代測定(ジルコン U-Pb 年代; 14.0~13.5 Ma、ジルコ

ン FT 年代; 14.7~13.7 Ma、アパタイト FT 年代; 12.6~10.0 Ma)を実施した。

応力逆解析は、断層のすべり方向がせん断応力に平行であると仮定する Wallace-Bott 仮説に基づき、多数の小断層の面構造・線構造の姿勢と運動センスのデータからそれらの小断層の運動を説明する応力を逆解析的に検出する手法である。応力の検出には Yamaji and Sato (2012)の多重逆解法ソフトウェアを用いた。

四万十帯の岩石の面構造としては層理、節理、断層のほか、付加体形成時に形成され、泥岩中に発達する劈開や破断した砂岩レンズの配列で規定される構造性面構造が認められる。これらの面構造を種類ごとに区別し、分布や姿勢、産状を記載した。運動センスは、線構造(条線)が認められる面について、主に破断ステップ(狩野・村田,1998)に基づき推定した。方解石脈を伴う面については、付加ステップ(狩野・村田,1998)による運動センスの推定方法も採用した。肉眼で明らかに変位の認められる断層に加え、一見節理に見える面構造でも、面上に線構造が発達し、破断ステップから運動センスが推定できる場合がある。本事業では、線構造が発達し、運動センスが推定できた面はすべて小断層と呼ぶ。さらに、周囲の岩盤よりも相対的に割れ目が密に発達するゾーンで、角礫化・細粒化した部分の存在が肉眼で明瞭に求められるものを破砕帯と呼ぶ。破砕帯には複数の(線構造を伴う)破断面が認められることがあるが、それらの1本ずつを小断層として記載した。破砕帯の認定は現地踏査での肉眼観察のみに基づくので、岩石の鏡下観察などの結果、破砕帯が断層運動起源でない(例えば、風化・変質による岩石の脆弱化など)と今後判断される可能性もある。応力逆解析を実施する際には、付加体形成時に形成された層理面や泥岩中の劈開に沿ったデータは除外し、面構造を切る小断層の線構造が最新の運動方向を記録しているものとみなして用いた。

現地踏査の結果、幅数 cm~数 m 程度の破砕帯が認められたものの、その数は南北幅約 22 km × 東西幅約 16 km の中で 45 本(うち、昨年度調査範囲は南北横断ルートで 17 本)であった。その中でも粘土鉱物やシルトサイズ以下の極細粒物質を脈状に伴い、断層ガウジやウルトラカタクレーサイトが発達する破砕帯は半数以下であり、変動地形が明瞭な活断層が複数発達するひずみ集中帯(例えば、岐阜県北部~富山県南部:大橋・小林,2008; Niwa et al., 2011; Tamura et al., 2020)と比べ、明らかに破砕帯の分布が少ない。昨年度のデータも含め、データを取得した露頭分布図(変位センス決定露頭を緑色で示す)を図 4.1.5-2 に示す。

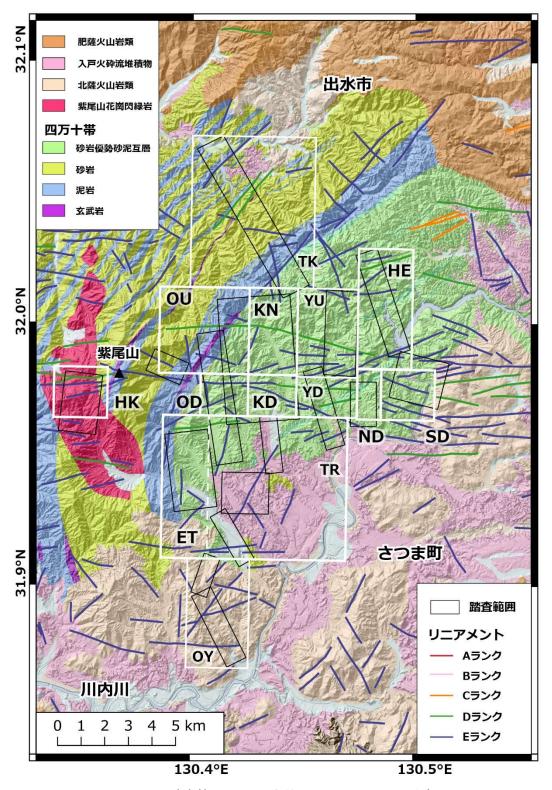


図 4.1.5-1 踏査範囲周辺の地質図とリニアメント分布。

白枠は応力逆解析の対象領域。TK、YU、YD、TR、OY は平成 30 年度の対象領域。HE、SD、ND、KN、KD、OU、OD、ET、HK は今年度の対象領域。地質分布は産総研地質調査総合センターの日本シームレス地質図 V2 を加工した。

応力逆解析に用いる領域は、昨年度の検討に基づき、左ずれのせん断帯を規定する北東-南西 圧縮の応力場を示す柳野川下流域(YD)の南北幅を目安として、YDの西側を西から大薄川下流 域(OD)、柊野地区下流域(KD)、YDの東側を西から中間沢(ND)、川内川(SD)とした(図 4.1.5-2)。また、昨年度の領域 YUの西側を、西から大薄川上流域(OU)、柊野地区上流域(KN)、 YUの東側を平江川(HE)とした。南西部の海老川を中心とした領域(ET)は、昨年度の領域 TRの西側で得られたデータが少数であったため、TRと今年度取得データ範囲とを合わせた範囲 を改めて領域 ET とした。さらに、紫尾山花崗閃緑岩からなる西部の離れたルートを堀切峠地域 (HK)とした。

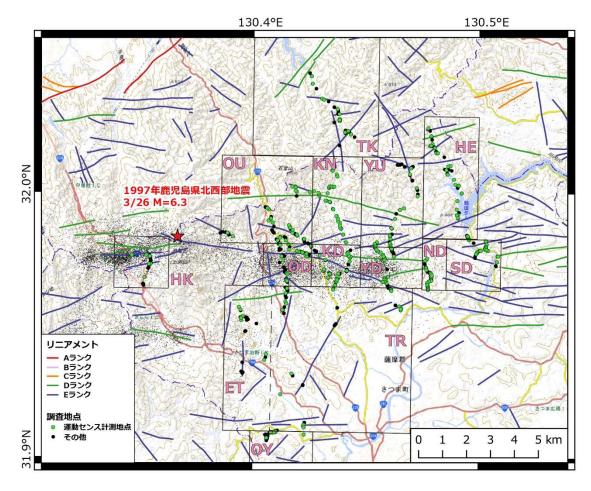


図 4.1.5-2 調査地点分布図 黒点は微小地震分布を示す。背景図は地理院タイル (標準地図) を使用した。

応力逆解析の結果、YD の東西延長部で、左ずれのせん断帯を規定する北東一南西圧縮の応力場が検出された(図 4.1.5-3)。 σ_1 の沈下角としては KD のみ中角度傾斜になる。全体的な傾向を見るため、OD、KD、YD、ND、SD を合わせて逆解析を実施したところ、低角度で北東-南西方向の σ_1 と低角度で北西-南東方向の σ_3 が明瞭に検出された(図 4.1.5-4)。したがって、左ずれのせん断帯が地表の断層・割れ目に影響を与えている範囲は、少なくとも東西 $10~\rm km$ 程度の延長を持ち、南北幅約 $2~\rm km$ 程度である可能性が強まった。一方、KN では不明瞭ながら東北東-西南西方向の σ_1 が認められ、やや西方に離れた HK ではデータが少数ながら KD に類似した南西方向に中角度沈下する σ_1 が検出されている。これらの地域を考慮すれば、影響範囲はさらに東西に延び、南北にも広がりを持つことも想定され、データ密度を向上させるとともに個別の破

砕帯性状の検討を進めることが必要である。

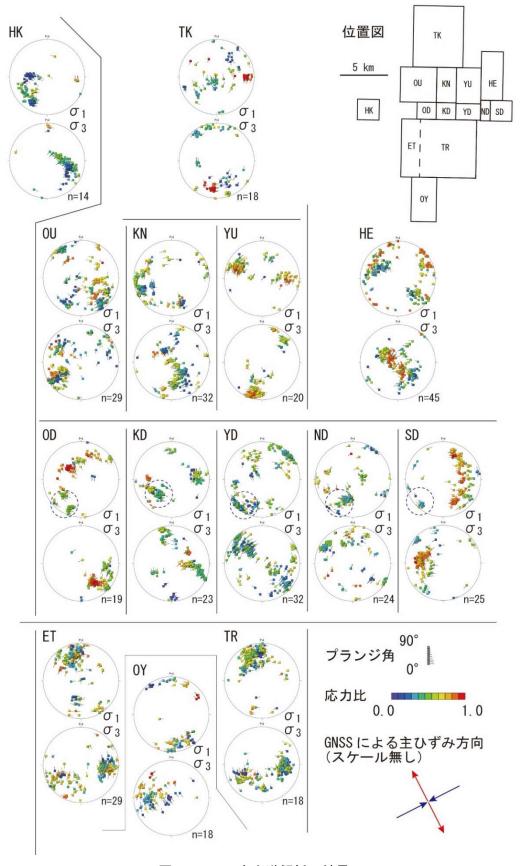


図 4.1.5-3 応力逆解析の結果

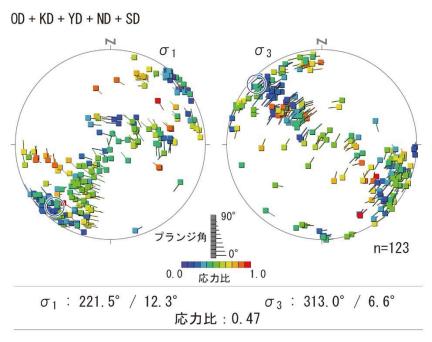


図 4.1.5-4 領域 OD、KD、YD、ND、SD のデータをまとめて実施した応力逆解析結果

4.1.6 まとめ

活断層地形が不明瞭なせん断帯において、活構造体の分布や力学的影響範囲を把握するための 手法の整備を目的として、南九州せん断帯を事例として検討を実施した。実施手法は、地形学的 手法、地球物理学的手法、地質学手法の三種類で、これらの複数の手法を用いることにより、調 査・評価技術の体系的な整備を試みた。

地形学的検討としては、平成 30 年度に実施した空中写真によるリニアメント判読が、判読者の技量などの不確定性に依存する問題を踏まえて、日本全国および南九州を対象に DEM を用いたリニアメントの自動抽出を試みた。南九州を対象とした抽出結果では、空中写真判読の結果と同様に、全域で主要な谷などを反映した北西・南東系のリニアメントを抽出したほか、活構造と関連する可能性がある東西系リニアメントも多数抽出できた。一方、統計学的な取り扱いによっては、地形・地質学的な傾向と一致しないリニアメントが一部で抽出される問題が認められた。判読精度の向上のためには、リニアメントの抽出方法や統計的取り扱いについての検討の継続と、空中写真判読との併用が必要である。

地球物理学的検討としては、平成 30 年度まで実施してきた南九州せん断帯直交方向における GNSS 観測を令和元年度も継続し、観測結果の精度や信頼性の向上を図った。観測期間が 2 年から 3.5 年に延びた結果、地下深部における左横ずれ速度は 12.95 ± 1.79 mm/yr、固着深度は 22.42 ± 6.89 km など推定値が更新された。また、いくつかの推定値では誤差が軽減された。新たな検討項目としては、ひずみ速度の主軸の位置を 32.10° N、 130.53° E、せん断帯中心付近において 10^{-4} のせん断ひずみの蓄積に要する時間を約 1,000 年と推定した。観測期間と結果の精度や信頼性に関しては、観測点の適切な配置や、観測期間中の非定常なイベントの有無や補正についての検討を実施していく必要がある。

地質学的検討としては、平成 30 年度に引き続き、現地踏査と応力逆解析を行った。これにより、昨年度に柳野川下流域の南北幅約 2 km 程度で検出された現応力場に調和的な構造の分布範囲について、東西方向を含めた力学的影響範囲の更なる検討を行った。その結果、柳野川下流域の東西両方向で、総延長約 10 km の範囲で同様に現応力場に調和的な構造の分布が確認できた。

また、やや不明瞭ではあるが、より北方や西方の領域でも同様の構造が検出された。今後の課題としては、さらなるデータ密度の向上と、個々の破砕帯の性状の検討が挙げられる。

平成 30 年度から令和元年度までの一連の成果を、概要調査の際に用いる調査手法の一例という観点から整理したのが図 4.1.6-1 である。地形学的検討では、通常よりもランクの低いリニアメントまでを広域に判読することにより、リニアメントの密集域を抽出した。地球物理学的検討の成果としては、稠密 GNSS 観測に基づく南九州せん断帯の中心とせん断帯方向の線を示した。地質学的検討検討では、リニアメント判読結果を基に現地踏査を行い、破砕帯・小断層の応力逆解析により、ひずみ集中帯と調和的な応力場を示す領域を示すことができた。このようにして得られた潜在的な活構造の分布域は、鹿児島県北西部地震の余震域や、SAR による地形変動の境界部付近と重なっており、一連の調査手法の妥当性を支持する結果となった。

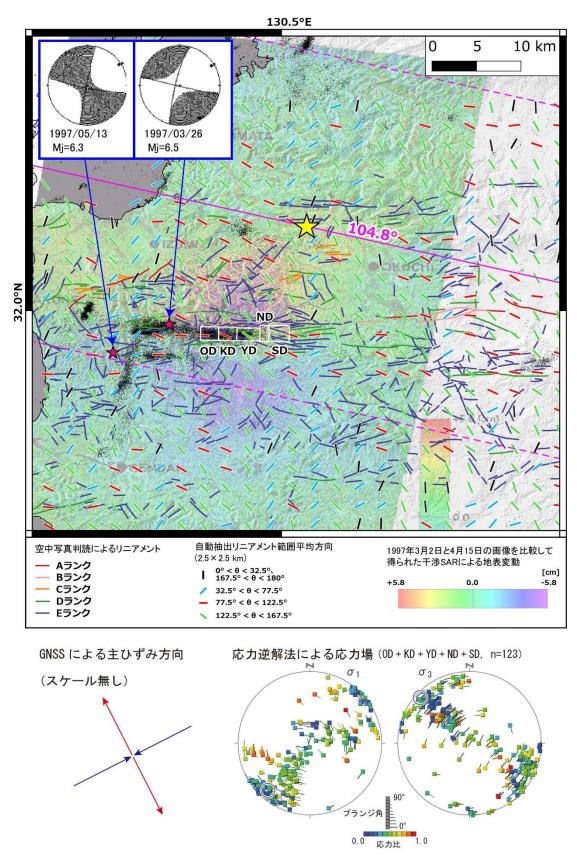


図 4.1.6-1 4.1 に係る既存情報と成果の重ね合わせ図

既存情報:1997 年鹿児島県北西部地震の震源位置とメカニズム解、微小地震分布、SAR 画像 (JAXA, 1998)。地形学的手法(4.1.3 参照):空中写真判読に基づくリニアメント、機械抽出に

よるリニアメントの平均方位分布図。地球物理学的手法(4.1.4 参照): GNSS 観測に基づく南九州せん断帯の中心(黄色星印、32.10°N、130.53°E)とせん断帯方向(N104.8°E)の線。これと平行な破線は固着下限(代表値22.42 km)から地表へ45°傾斜面を引いた場合の地表との交差線。付近の主ひずみ方向を左下に示す。地質学的手法(4.1.5 参照): 応力逆解法に基づく左ずれを規定する北東ー南西方向の圧縮の応力場を示す領域(白線枠、東西延長約10 km、南北幅約2 km)。検出された応力場を右下に示す。背景図は地理院タイル(陰影起伏図)を利用した。

引用文献

- 新井宏嘉, 地質学における方向データ解析法: 円周データの統計学, 地質学雑誌, vol.117, no.10, pp.547-564, 2011.
- 今泉俊文, 宮内崇裕, 堤 浩之, 中田 高, 活断層詳細デジタルマップ [新編], 東京大学出版会, 141p. 2018.
- 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, 815p, 2015.
- JAXA, Interferometric detection of the surface deformation the Kagoshima Earthquake on 26 March 1997 [URL https://www.eorc.jaxa.jp/JERS-1/JERS1_News/kagoshima.html], 1998 (2020 年 2 月 5 日閲覧).
- 狩野謙一,村田明広,構造地質学,1998.
- Koike, K., Kouda, R. and Ukeki T., Characterizing fracture systems of Kyushu, southwest Japan through satellite-image derived lineaments superimposed on topographic and lithologic data, Bulletin of the Geological Survey of Japan, vol.52, no.9, pp.405-423, 2001. 活断層研究会,新編日本の活断層—分布図と資料, 1991.
- 国土地理院,霧島地域の茂木ソースの位置と体積変化,第 145 回火山噴火予知連絡会資料(その 1) 草津白根山、霧島山,pp.186-187, 2019a.
- 国土地理院, 桜島の茂木ソースの位置と体積変化, 第 145 回火山噴火予知連絡会資料 (その 2) 桜島、口永良部島, pp.52-54, 2019b.
- 向山 広, 井上雅弘, 江原幸雄, 中村真人, 地形解析による南九州の地質構造の研究, 日本リモートセンシング学会誌, vol.3, no.4, pp.5-20, 1983.
- 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, pp.1-8, 2009.
- 中尾大樹, 升本眞二, 根本達也, 地形特徴に基づくリニアメント抽出のための線素追跡アルゴリズムの開発, 情報地質, vol.28, no.2, pp.94-95, 2017.
- 日鉱探開株式会社,大曲断層に関するリニアメント判読および地表踏査(「核燃料サイクル開発機構」契約業務報告書),JNC TJ5410 2005-006, 143p, 2005.
- 日本電気協会原子力規格委員会, 原子力発電所耐震設計技術指針, 日本電気協会, 235p., 2008.
- 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.
- 日本原子力研究開発機構,平成 29 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,2018.

- Nishimura, S. and Hashimoto, M., A model with rigid rotations and slip deficits for the GPS-derived velocity field in Southwest Japan, Tectonophysics, vol.421, pp.187-207, 2006.
- Nishimura, T., Yokota, Y., Tadokoro, K., and Ochi, T., Strain partitioning and interplate coupling along the northern margin of the Philippine Sea plate, estimated from Global Navigation Satellite System and Global Positioning System-Acoustic data, Geosphere, vol.14, no.2, pp.535-551, doi:10.1130/GES01529.1, 2018.
- Nishimura, T. and Takada, Y., San-in shear zone in southwest Japan, revealed by GNSS observations, Earth, Planets and Space, vol.69, 85, 2017.
- Niwa, M., Kurosawa, H., and Ishimaru, T., Spatial distribution and characteristics of fracture zones near a long-lived active fault: A field-based study for understanding changes in underground environment caused by long-term fault activities, Engineering Geology, vol.119, pp.31-50, 2011.
- 大橋聖和, 小林健太, 中部地方北部, 牛首断層中央部における断層幾何学と過去の運動像, 地質学雑誌, vol.114, pp.16-30, 2008.
- 佐藤活志, 大坪 誠, 山路 敦, 応力逆解析手法の発展と応用, 地質学雑誌, vol., 123, pp.391-402, 2017.
- Savage, J. C. and Burford, R. O., Geodetic Determination of Relative Plate Motion in Central California, Journal of Geophysical Research, vol.78, pp.832-845, 1973.
- Segall, P., Earthquake and Volcano Deformation, Princeton University Press, 456p, 2010.
- 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, pp.27957-27980, 1996.
- Tamura, T., Oohashi, K., Otsubo, M., Miyakawa, A. and Niwa, M., Contribution to crustal strain accumulation of minor faults: a case study across the Niigata-Kobe Tectonic Zone, Japan, Earth, Planets and Space, vol. 72, 7, 2020.
- Umeda, K., Asamori, K. and Kusano, T., Release of mantle and crustal helium from a fault following an inland earthquake, Applied Geochemistry, vol.37, pp.134-141, 2013.
- 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, pp.143-146, 2009.
- Yamaji, A., Multiple inverse method applied to mesoscale faults in mid Quaternary sediments near the triple trench junction off central Japan, Journal of Structural Geology, vol.22, pp.429-440, 2000.
- Yamaji, A. and Sato, K., A spherical code and stress tensor inversion, Computers and Geosciences, vol.38, pp.164-167, 2012.
- 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, pp.18057-18070, 1997.

4.2 断層の活動性評価指標を提示するための分析・試験、年代測定による検討 4.2.1 背景と目的

地層処分事業に当たっては、上載地層がない場合の断層の活動性や地質断層の再活動性を把握するための技術の高度化が求められている。このような技術は、ボーリングや坑道調査で遭遇した断層に対する調査・評価技術の整備、および断層活動に伴う周辺岩盤の破砕などの影響の評価の観点から重要である。従来は、破砕帯内物質の形状などの定性的な特徴(例えば、Niwa et al., 2016a; 植木ほか, 2016; 田中ほか, 2018)や、化学組成などの定量的な指標(例えば、大谷ほか, 2014; 椿ほか, 2016)、あるいは放射年代測定を用いた活動性評価(例えば、田上ほか, 2010; Tagami, 2012)などが試みられてきたが、現状、信頼性の高い調査・評価技術は確立されておらず、さらなる高度化が必要である。

本事業では、放射年代測定、機械学習、石英水和層の3つの手法・指標に基づいた検討を実施する。放射年代測定法では、脆性領域の断層破砕帯内物質の年代測定手法としてこれまでに特に広く試みられてきた光ルミネッセンス(OSL)法(鴈澤ほか、2013)、電子スピン共鳴(ESR)法(Fukuchi et al., 2007; Fantong et al., 2013)、フィッション・トラック(FT)法(Murakami and Tagami, 2004; Murakami et al., 2006a)、(U-Th)/He 法(Yamada et al., 2012)および粘土鉱物の K-Ar 法(Zwingmann and Mancktelow, 2004; Niwa et al., 2016b)について、当該分野の研究を精力的に進めてきた大学との共同研究を通じた技術の高度化を試みる。機械学習に基づく検討では、Kuwatani et al. (2014)が津波堆積物と非津波堆積物の化学組成をもとに機械学習による多変量解析を実施し両者の分類に成功していることから、同様のアプローチを既知の活断層および非活断層の破砕帯内物質に適用し、化学組成などの指標を用いた断層活動性評価の高度化を試みる。石英の水和層に基づく手法では、断層破砕帯内物質に対する新たな年代測定手法の構築を目指し、石英粒子の表面に発達した水和層の厚さが、石英が断層運動によって破砕して以降の時間を反映している可能性について検討を行う。

平成30年度は、放射年代測定法、機械学習、石英水和層の三つの手法・指標に基づいた検討を行った。放射年代測定法による活動性評価技術の開発については、赤外線励起による長石のルミネッセンス(IRSL)法・石英のESR法による検討と、イライトのK-Ar法に係る検討に着手した。IRSL法・ESR法による検討では、試料調整法・実験手法についての検討と、予察的なIRSL年代測定を行った。IRSL年代は一定のまとまりを示し、地表の断層露頭試料からでも活動性評価に資するデータが得られる可能性が示された。イライトのK-Ar法による検討では、K-Ar年代測定に供する断層岩試料の微細構造観察を行い、これらの試料が本手法の適用に適していることを確認した。

機械学習に基づいた検討については、日本国内の既知の活断層および非活断層について破砕帯内物質の化学組成を報告している文献を収集し、多変量解析によって両者を分類できるかどうかの検討を行った。その結果、両者を正確に判別できる式を複数得ることができ、また両者の判別が可能な元素数を六つに絞ることができた。これらの成果により、破砕帯内物質の化学組成を基に、活断層と非活断層が区別できる可能性が提示された。

石英水和層を用いた検討については、水和層形成の条件を明らかにするための水熱実験を実施した。花崗岩とチャートの石英をいくつかの温度・圧力条件において水中で加熱し、水和層の発達条件について検討した。その結果、水和層の発達には圧力より温度の影響が大きいことが明らかとなった。また、アレニウス則から推定される反応速度は、常温においても1万年間に数 μ m程度の水和層の発達を示唆しており、水和層厚に基づいた年代測定の実用化の可能性を示す結果となった。

令和元年度は、放射年代測定法については、昨年度に調整・検討した手法や試料に基づいて、

IRSL法、ESR法、K-Ar法による年代測定を実施した。また、ジルコンFT法による検討のための水熱実験にも着手した。機械学習による検討では、検討に供する化学組成データベースの拡充を図るとともに、判別式の汎化性能向上に向けてさらなる検討を行った。石英水和層に基づいた検討では、水蒸気を用いた水熱実験を行い、水中の場合との比較・検討を行った。

4.2.2 放射年代測定法による断層の活動性評価技術の開発

(1) IRSL 法および ESR 法による検討

ルミネッセンスや ESR 年代測定による断層の活動時期の推定は、一般に断層運動に伴い放出される摩擦発熱などの熱エネルギーによってシグナルが減少またはリセットされることを前提としている (鴈澤ほか,2013)。本事業ではルミネッセンス年代測定に関して高度な技術を有し、これらの手法の断層破砕帯内物質への適用性検討に先駆的に取り組んできた石川県立大学との共同研究により、ルミネッセンスや ESR 法を用いた断層の活動性評価技術の開発を進めている。特に、これまで断層破砕帯内物質への適用事例が知られていない長石の IRSL (赤外光刺激のルミネッセンス) に着目し、昨年度の共同研究では IRSL 測定のための試料調製(長石の分離)手法や年間線量推定手法の整備、測定装置の調整などを進めた。今年度の共同研究では、実際の活断層のガウジ試料(花崗岩と砂礫層が接する阿寺断層のガウジ:遠田ほか,1994)について IRSL 測定を行い、断層運動に伴い放出される熱が IRSL 信号に及ぼす影響について検討した。

断層ガウジの IRSL 測定には 3 つの手法を用いた。A. IR50 と IR225 をセットとした一般的な 測定法(IR(50, 225)と表記)、B. IR125 をその間に加えた方法(IR(50, 125, 225)と表記)、そして、C. いわゆる MET 法で、測定時のアシスト温度を 50° C、 75° C、 100° C、 125° C、 225° Cと連続的に上昇させ、それぞれの測定温度ごとの IRSL 測定を行う方法(MET(50, 75, 100, 125, 225)と表記)である。測定方法の詳細については、別添の共同研究報告書を参照されたい。各測定の結果、測定時のアシスト温度が 50° Cと最も低い IR50 ではほとんどが IRSL 強度が未飽和であったのに対し、それより温度が高い IR75, IR100, IR125, IR225 ではほとんどが飽和に達した(図 4.2.2-1)。また、IRSL では、時間とともに信号が減衰するフェーディングの影響を考慮する必要があるが(Buyleart et al., 2009)、各測定で求められたフェーディング率は、低温の IR50 と高温の IR225 とでほぼ同じ傾向を示した。したがって、飽和度の違いはフェーディングの強弱が原因ではなく、断層ガウジに低温の加熱があり、IR50 の信号が部分リセットした可能性が考えられる(ただし、ゼロリセットではないので、IR50 から計算される IRSL 年代値が断層運動の年代を直接反映しているとは言えない)。今後、他の試料への適用事例の拡充に加え、人工加熱実験などを組み合わせて熱影響の及ぶ範囲や加熱条件をさらに明らかにすることが課題である。

今年度は、上述の阿寺断層の露頭から採取した石英試料を用いて、ESR 年代についても検討した。断層と接する砂礫層(TS6B、TS_CS2S1)と断層から離れた砂礫層(TS_BS2L)が示した年代は、Al 中心については、TS6Bで 1.10 Ma、TS_CS2S1で 1.03 Ma、TS_BS2Lで 0.70 Ma、Ti-Li 中心については、TS6Bで 0.52 Ma、TS_CS2S1で 0.46 Ma、TS_BS2Lで 0.32 Ma であった。各試料の Al 中心と Ti-Li 中心の Co-60 照射に対する線量応答線は図 4.2.2-2 の通りであった。すでに昨年度の本事業の報告書でも述べたように、ESR 信号は IRSL 信号に比べ飽和線量が高く、熱や光に対してはるかに安定であることが分かっている。今回測定した試料が示した ESR 信号も、断層運動(後期更新世以降のいわゆる活断層としての運動)における熱影響をほとんど受けていないことは明らかである。一方、断層と接する砂礫層と比べ断層から離れた砂礫層の方が古い年代を示している原因については現時点では不明であるが、石英の起源(原岩)の違いを反映している可能性も考えられる。

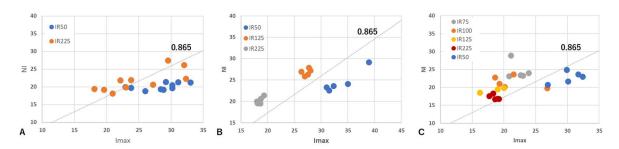


図 4.2.2-1 測定時加熱温度の異なる条件で得られた飽和比(NI/I_{max})

A.IR(50, 225)、B. IR(50, 125, 225)、C. MET (50, 75, 100, 125, 225)。NI は天然の IRSL 強度、 I_{max} は IRSL 強度の上限を示す。NI/ I_{max} =0.865 以上(グラフの点線の左上の領域にプロット)だと飽和に達したことになる。元データについては付録 4 を参照。

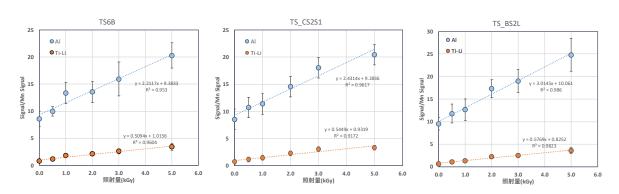


図 4.2.2-2 砂礫層から抽出した石英試料の AI および Ti-Li 中心の線量応答線

(2) 粘土鉱物を対象とした K-Ar 法による検討

断層ガウジ中には断層運動に伴う熱水活動により生成した自生の粘土鉱物が含まれることが知られており、Kを含み細粒でも Arを保持することができるイライトは K-Ar年代測定の可能な鉱物である。ただし、断層ガウジ中のイライトの K-Ar年代の評価にあたっては、断層運動起源の自生イライトと、周辺母岩から混入する他の K含有鉱物(カリ長石や砕屑性イライトなど)との分離・識別・量比の推定や(van der Pluijm et al., 2001; Zwingmann and Manckeltow, 2004; Takagi et al., 2005; Zwingmann et al., 2010)、閉鎖温度の異なる他の年代測定法の結果と組み合わせて復元される周辺母岩の冷却史を踏まえた考察(Yamasaki et al., 2013; Niwa et al., 2016b)など、考慮すべき重要な点が複数ある。また、断層破砕帯はしばしば、繰り返しの活動に伴い複雑な構造を呈しており、構造地質学的アプローチに基づく発達史の復元を踏まえた試料採取及び年代測定結果の評価が重要である。これらの検討をするうえで、断層運動に伴う熱的影響や破壊の影響などと、K-Ar年代との関係(自生イライトの形成条件や、イライトからのArの離脱など)を把握しておく必要があるが、そのための基礎的な知見は未だ十分とは言えない。そこで本事業では、K-Ar年代測定に関して高度な技術を有し、これらの手法の破砕帯内物質への適用性検討に精力的に取り組んでいる京都大学との共同研究により、発達史が良く知られている破砕帯試料のK-Ar年代測定に関する検討や、鉱物組成既知の試料を用いた実験的検討を進めている。

今年度は、昨年度に微細構造観察などの試料記載を実施した、延岡衝上断層を貫くボーリングコア試料に対し、K-Ar 年代測定を行った。さらに、破砕帯の詳細な記載に基づく第四紀の活動史が復元されている阿寺断層の露頭(Niwa et al., 2009, 2015)からの断層ガウジ試料に対する K-Ar 年代測定にも着手した。実験的検討については、イライトを豊富に含む米国ウェストバージニ

ア州のシルル系 Rochester shale (Folk, 1962) を用いた粉砕実験 (粉砕が K-Ar 年代に及ぼす影響の検証) に着手した。

九州東部に分布し、四万十帯北帯と南帯を境する延岡衝上断層は、破砕帯及び隣接する母岩の 岩相、物性、鉱物組成、イライト結晶度及びビトリナイト反射率などの特徴が詳しく調べられて いる(Kondo et al., 2005; Hara and Kimura, 2008; Hamahashi et al., 2013; Fukuchi et al., 2014 など)。特に、延岡衝上断層を貫くボーリングコアを対象にしたイライト結晶度の詳細な分 析により、破砕帯内において、断層運動に伴う機械的な粉砕の影響が大きい部分と、熱水活動の 影響が大きい部分との識別がなされている(Fukuchi et al., 2014)。そのため、本試料を用いた 複数試料で K-Ar 年代を比較することにより、断層運動に伴う機械的な粉砕や熱水活動が K-Ar 年代に及ぼす影響に関する情報が得られることが期待できる。今年度は、昨年度に微細構造観察 を行った7試料(断層の上盤で2試料、中軸部で2試料、下盤で3試料)について、水簸で分離 した $<2\,\mu m$ のフラクションの K-Ar 年代を測定した。その結果、上盤で $39.9\sim36.4\,\mathrm{Ma}$ 、中軸部 で 31.7~27.8 Ma、下盤で 41.4~34.2 Ma の年代が得られた。本地域の延岡衝上断層上盤には砂 岩泥岩互層からなる北川層群が、下盤には泥岩基質中に砂岩ブロックを含むメランジュからなる 日向層群が分布するが、放散虫化石からは北川層群の年代は始新世、日向層群は中期始新世〜前 期漸新世とされている。断層の上盤及び下盤から得られた K-Ar 年代はこれらの堆積年代の範囲 内にあるものの、より詳細な考察のためにはさらに他の粒度フラクションでの検討、及び各フラ クションの鉱物組成の検討が必要である。断層中軸部の K-Ar 年代は断層両側の母岩のそれより も有意に若いが、断層運動に伴う機械的な粉砕や熱水活動との関係について考察するためには、 やはり他の粒度フラクションでの年代測定や鉱物組成などのさらなる検討が必要である。

Rochester shale を用いた実験的検討については、今年度は、2 つの方法での粉砕処理を行った。一つは、メノウ球体を用いた一般的な遊星ボールミル、もう一つは、多数(48 個)の円筒形のメノウ製のペレットを試料とともにポリプロピレン容器に詰めた状態で細かく振動させてすりつぶす McCrone mill を用いた方法である。遊星ボールミルに比べ McCrone mill の方が粉砕時の衝撃が少なく、静かにかつ効率よく粉砕される。本研究では、スイスのベルン大学に設置されている遊星ボールミル及び McCrone mill を用いて試料粉砕を行った。ベルン大学に設置されているこれらの装置では、粉砕時の温度制御が可能であり、本研究では、常温、100 $\mathbb C$ 、200 $\mathbb C$ \mathbb

X線回折分析に基づくと、Rochester shale はイライトと石英からなり、緑泥石をわずかに含む(図 4.2.2-3)。長石類などのイライト以外の K含有鉱物を含まないため、Rochester shale はイライトの K-Ar 年代測定に関する実験的検討を行う上で極めて有用な試料であると言える。 Zwingmann et al. (2019) は、Rochester shale を用いて回転式せん断試験を行い、有効法線応力 170 MPa、間隙流体圧 100 MPa、1~100 μ m/s の低速での摩擦すべりが K-Ar 年代に及ぼす影響について調べた。その結果、常温でのすべりでも約 56%の放射性アルゴン(40Ar)の脱ガスが認められた。また、150°C~450°Cでの試験からは、温度が高いほど 40Ar 脱ガス量は増加するものの、450°Cでの試験でも約 16%の 40Ar が試料に保持されることも明らかとなった。本研究における粉砕処理を行った試料での K-Ar 年代と、K2 Zwingmann et al. (2019)における回転式せん断試験を行った試料での K-Ar 年代とを合わせて考察することにより、断層運動における様々な変形様式が K-Ar 年代に及ぼす影響に係る情報が得られることが期待できる。

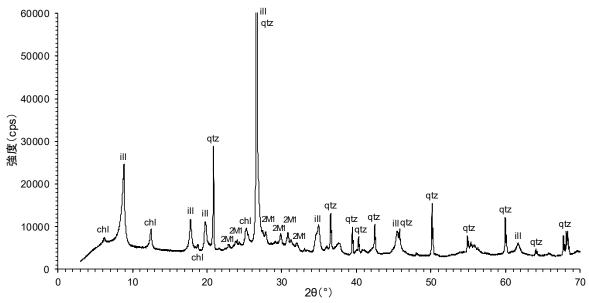


図 4.2.2-3 Rochester shale の X 線回折分析結果

東濃地科学センターの Rigaku Ultima IV(CuK α , D/tex Ultra カウンタ, 40 kV, 30 mA, サンプリング幅: 0.01° , スキャンスピード: 1° /min)を用いて分析。chl: 緑泥石, ill: イライト, 2M1: 2M1 型イライト, qtz: 石英。

(3) 室内実験に基づいた熱年代による断層活動性評価手法の高度化検討

熱年代学の手法に基づいた断層活動性評価手法の高度化を目的として、室内加熱実験を用いた検討を行う。熱年代学の手法は、断層破砕に伴う摩擦発熱や深部流体の滞留に伴う熱異常の検出に有効であり、断層の活動性評価への応用が期待されている(Tagami, 2012)。一方、熱年代計のカイネティクスは、フィッション・トラック(FT)法では大気中での加熱実験(例えば、Laslett et al., 1987; Tagami et al., 1998)、(U-Th)/He 法では真空中での拡散実験(例えば、Farley, 2000; Reiners et al., 2004)の結果を基に構築されているが、断層が活動する地下深部では、流体の滞留や還元的な環境が予想され、これらの条件がカイネティクスに影響を及ぼす可能性が考えられる。したがって、熱年代学の手法を用いて、より信頼性の高い断層活動性評価を行うためには、これらの条件がカイネティクスに及ぼす影響について検証する必要がある。令和元年度は、地下深部の断層帯を模した水熱環境及び還元環境における、ジルコン FT 法のカイネティクスの変化について検討するため、ジルコンの室内加熱実験を実施した。ジルコンは、物理学的・化学的に安定で、シュードタキライトなどの断層岩からも産出するため、断層帯の年代測定においては重要な対象鉱物の一つとなっている(Murakami and Tagami, 2004; Yamada et al., 2012)。

(3)-1 ジルコン FT 法のアニーリングカイネティクス

FT のアニーリングは、非晶質な損傷部分 (FT) を構成する原子が熱拡散により移動して結晶格子を復元する過程であるため基本的には熱拡散により支配されるが、単純な娘核種濃度の一次の速度論では記述できないことが知られている (Green et al., 1988)。したがって、室内実験及び天然試料での検証を通じた経験的なアプローチにより、アニーリングカイネティクスを定式化する必要がある。より具体的な手順としては、温度・時間条件を厳密に制御して加熱した試料において、FT 長の短縮率の測定を系統的に行う。これらの実験データを理論式でフィッティングして地質時間スケールに外挿し、天然環境下で長期間一定温度にさらされたと期待できる試料(例えばボーリングコア試料)との比較により、外挿の妥当性を吟味する。このような手順を経て、

横軸に温度の逆数、縦軸に対数時間を取った擬似アレニウスプロット上で表現されるアニーリングカイネティクスを推定する(例えば、Yamada et al., 1995b, 2007; Tagami et al., 1998)。

熱年代計のカイネティクスでは、基本的には加熱温度と加熱時間が主要な制御要因だと考えられているが、ジルコン FT 法以外の手法では、他の要因による影響がいくつか知られている。例えば、アパタイト FT 法ではアパタイトの化学組成(Green et al., 1985; Burtner et al., 1994; Carlson et al., 1999) や圧力(ただしアパタイト FT 法の閉鎖深度より深部に相当する超高圧下;Wendt et al., 2002; Schmidt et al., 2014)、アパタイト (U-Th)/He 法では放射線損傷(Shuster et al., 2006; Flowers et al., 2009)やアパタイトの化学組成(Gautheron et al., 2013)、ジルコン (U-Th)/He 法では放射線損傷(Guenthner et al., 2013)による影響が指摘されている。ジルコン FT 法については、圧力(Fleischer et al., 1965; Brix et al., 2002)、水熱環境(Yamada et al., 2003)、放射線損傷(Tagami and Matsu'ura, 2019)、Hf 濃度(Tagami and Matsu'ura, 2019)について検討例があるが、現状のところ、いずれも有意な影響は報告されていない。本研究では、地下深部の断層帯における環境を念頭に置き、Yamada et al. (2003)が行った水熱環境における実験をより多様な温度・時間条件で行うとともに、還元環境における実験を実施した。

(3)-2 分析試料

分析試料は、京都大学から提供された仁左平デイサイトのジルコンを用いた。仁左平デイサイトは、岩手県二戸市に分布する中新世のデイサイトで、黒雲母 K-Ar 年代で 20.99 ± 0.28 Ma、ジルコン FT 年代で 22.8 ± 1.0 Ma の年代値が報告されている(Tagami et al., 1995)。仁左平デイサイトのジルコンは、 $10.83\pm0.10\,\mu$ m の自発トラック長を有しているが、これは誘導トラック長($11.05\pm0.11\,\mu$ m)とも誤差範囲で一致しており、岩体形成以降、地質学的には有意なアニーリングを被っていないと考えられている(Yamada et al., 1995a)。そのため、仁左平デイサイトのジルコンは、ジルコン FT 法のアニーリングカイネティクスの検討などの基礎実験において、標準試料として用いられている(例えば、Hasebe et al. 1994; Yamada et al., 1995a,b; Yamada et al., 2003; Murakami et al., 2006b; Tagami and Matsu'ura, 2019)。

(3)-3 研究手法

加熱実験は、スイス・ローザンヌ大学の実験装置を用いて行った。今回行った実験は、水熱加熱が5通り、還元環境での加熱が5通りの計10通りである(表 4.2.2-1)。加熱温度と加熱時間は、Yamada et al. (1995b)の大気中での加熱実験結果を参考に、FTの短縮が系統的に観察できる可能性が高そうな条件を選定した。

水熱加熱試料の前処理の手順を以下に示す。水熱実験に供するジルコン試料は、バッファー及び蒸留水と共に金製のカプセルに封入し、密封する必要がある。まず、金製のチューブを切断して片側を溶接し、カプセルを作成する。これに、ジルコン試料と、マグネタイト・ヘマタイトを混ぜて作成したバッファーを入れる。さらに蒸留水を加えて、実験時の温度・圧力条件において、カプセル内が水で満たされるように調整する。なお、各段階での重量を電子天秤で秤量し、内容物の重量を確実に記録しておく。カプセルの上端を溶接して、完全に密封する。密封されているか確認するため、90℃のオーブンで一時間加熱した後に再度秤量し、重さが変化していないことを確認する。還元環境での加熱実験については、前処理からローザンヌ大学側に依頼したため、詳細は割愛する。

表 4.2.2-1 実験条件一覧

実験環境	加熱時間(hr)	加熱温度 (℃)
水熱	2	500
水熱	10	500
水熱	100	500
水熱	500	500
水熱	1,000	500
H ₂ 雰囲気	1	550
H ₂ 雰囲気	1	600
H ₂ 雰囲気	1	650
H ₂ 雰囲気	10	550
CO ₂ 雰囲気	1	600

(3)-4 まとめと今後の展望

熱年代学の手法に基づいた断層活動性評価手法の高度化を目的として、仁左平デイサイトのジルコンを用いて、室内加熱実験を実施した。地下深部の断層帯を模した水熱環境及び還元環境で、全部で10通りの温度・時間条件で加熱実験を行った。今後の予定としては、これらの加熱試料を用いて、FT長の測定を行い、水熱環境及び還元環境がジルコンFT法のカイネティクスに及ぼす影響について検討する。また、より長時間の加熱実験や、アパタイトを用いた実験、(U-Th)/He法のカイネティクスに関する検証についても検討予定である。

4.2.3 機械学習に基づいた検討

物質のバルク化学組成データを用いて地質体が経験した事象を客観的に判断する手法の提案として、津波由来の堆積物(津波堆積物)と通常堆積物の区別を目的とした例がある(Kuwatani et al., 2014)。Kuwatani et al.(2014)は、津波堆積物と通常堆積物を採取し、堆積物の化学組成分析で一般的に採用される 18 元素の測定データを用い、多変量解析を用いた機械学習(machinelearning techniques)を実施した。その結果、得られた識別のための多数の式群(各元素の寄与が様々な、機械的に提案される判別式群)のうち、判別率が 99.0%以上となるものが数十あることを示した。この判別式群を得る手法は数値化された化学組成データを用いて数式化されるために定量的であり、先験的にある特定の元素の重要性を研究者が選択することがない点で客観的である。

平成 30 年度は、津波堆積物で用いられた手法と同様な方法で、断層ガウジの化学組成データを用い、活断層か否かを判断する判別機としての判別用一次式群の存否を検討した。その結果、活断層(41 試料)と非活断層(16 試料)の 2 群を化学組成から正確に分ける一次式が複数得られた。令和元年度は、この結果を踏まえ、化学組成データベースの拡充とこれに基づく判別用一次式の検討を実施し、判別に寄与する元素と、判別式の汎化性能の向上について検討した(図4.2.3-1)。本事業は、国立大学法人富山大学との「機械学習に基づいた断層の活動性評価手法の開発に関する共同研究」として実施した。

(1) 化学組成データベースの拡充 既存データベース

今年度追加 276 データ ・ (化学分析の実施・文献調査) (母岩等を含む)

(昨年度作成)

Ţ

17 元素:解析用データ数 72 (活断層:51、非活断層:21)

15 元素:解析用データ数 77 (活断層:53、非活断層:24)

(2) 機械学習:解析用データを用いた判別用ー次式の検討

Case 1:2群72試料→判別率92%

Case 3:2群67試料→判別率100%

Case 5:3 群 72 試料→3 群可能性有

Case 2:2群77試料→判別率92%

Case 4:2 群 72 試料→判別率 100%

Case 6:3 群 77 試料→3 群可能性有

「活断層(逆断層)を除外、Case 4(72試料)を選択

AIC(赤池情報量基準;変数増減法)による変数選択

Case 4→最適元素数 11、AIC 重み評価(中高)元素数 8、同(高)元素数 6

変数選択あり線形判別分析

TiO₂ Al₂O₃ MnO MgO CaO P₂O₅ Rb Sr Y Case 7:元素数 11→判別率 100% Case7

Case 8:元素数 8 →判別率 100% Case8

Case 9:元素数 6 →判別率 97% Case9

(3) 考察

判別に寄与する元素の検討

Case 10 ~ 16 により、元素組み合わせ、判別係数、多重共線性を検討 →判別への寄与は、Rb > Al₂O₃ > P₂O₅ > TiO₂

汎化性能の高い判別式の検討

Case 8': 元素数 7 (Case 8 のうち TiO₂ 不使用) →判別率 99%

Case 8'': 元素数 7 (同、P₂O₅ 不使用) →判別率 99%

活動性が未知の試料への適用

- ・同じ断層ガウジ層2試料の判別結果比較 →判別式の性能評価への可能性
- ・断層角礫部が活断層との判別結果 →(1) 断層運動影響範囲への示唆
 - (2) 原岩化学組成の違いへの示唆

- ・逆断層(3群検討)、多様な原岩化学組成の検討 → データ拡充
- ・活動性未知断層の活動性評価 → 地形・地質・地球年代学的アプローチ

図 4.2.3-1 本研究の概要

(1) 化学組成データベースの拡充

今年度実施した文献調査と化学分析により、化学組成データベースは母岩、カタクレーサイト、断層角礫、断層ガウジなどを含み、合計 276 データとなった。このうち、今回の検討に用いた断層ガウジの化学組成データは、平成 30 年度(57 データ)から 20 データ増加し、主として花崗岩質岩からなる活断層 53 データ、非活断層 24 データである。断層ガウジ以外の断層岩類や母岩を含めたデータ数は図 4.2.3-1 に示す。解析に使用した元素は、多くの文献で共通し、かつデータ数が増加するよう、15 元素(SiO_2 、 TiO_2 、 Al_2O_3 、 Fe_2O_3 *、MnO、MgO、CaO、 Na_2O 、 K_2O 、 P_2O_5 、Rb、Sr、Y、Ba、Th)とした。鉄は全鉄を Fe_2O_3 に換算した(Fe_2O_3 *)。判別用一次式の検討には、各酸化物重量%または元素濃度 ppm の値を規格化などの処理をせずにそのまま用いた。また、平成 30 年度と同じ 17 元素(上記に加え、Nb、Pb)としたケースも検討した。

(2) 機械学習:判別用一次式の検討

線形判別分析

本事業の説明変数(入力データ)は量的変数である断層ガウジの化学組成、予測する目的変数(出力データ)は質的変数である断層性状(活断層または非活断層)である。明確に分かれるはずの 2 群を分けるためには線形判別分析が適しており、これは 2 群が正規分布すること、等分散性を持つことを前提として、2 群が最もよく分かれる直線(一次式)を求める手法である。すなわち、教師データ(活断層か非活断層かが既知)から得られた一次式に 2 群のどちらか不明な化学組成データを代入すると、どちらのグループに属するかが判別できる。説明変数の数(=次元、ここでは判別式に採用する元素数)が増えると、解析に用いたデータに特化した一次式となってしまい、判別式の汎化性能が低下する。本事業の目的に照らせば、判別に適した元素を選択(変数選択)し、汎化性能が高い判別式を探索していくことが適切である。その前提として、教師データの 2 群が誤判別なく分けられることを確認する必要がある。なお、線形判別分析、AIC(赤池情報量基準)による変数選択などの一連の作業はオープンソース統計解析プログラミング言語である \mathbf{R} で実行した。

最初に変数選択をせず、Case 1:17 元素・72 試料、Case 2:15 元素・77 試料で線形判別分析を実施したところ、主に今年度追加した一つの活断層のデータで誤判別が生じ、この活断層のデータを除いた Case 3、Case 4(図 4.2.3-2(a))では判別率 100%となった。誤判別となった活断層の断層タイプは教師データの中で唯一の逆断層であることに着目し、活断層を逆断層と横ずれ断層の 2 群に分け、非活断層と合わせた 3 群で重判別分析を実施したところ(Case 5、Case 6;図 4.2.3-2(b))、非活断層の誤判別が生じるものの、2 つの一次式スコア軸からなる平面でおおむね 3 領域に分けられることが確認できた。すなわち、母集団が 3 群の性質を持っている可能性が示された。そこで、この活断層(逆断層)のデータを除外して以降の検討を実施した。

AIC による Case 4 を用いた変数選択の結果、11 元素が最適な組み合わせとして抽出された (AIC は-13.3 から-16.96 へ減少)。R では選択された元素のうち判別式への寄与の大きさを程度 分けすることができ、中および高程度の元素数は 8、高程度の元素数は 6 となった。これに基づき、Case 7 (元素数 11)、Case 8 (元素数 8; 図 4.2.3-2(c))、Case 9 (元素数 6; 図 4.2.3-2(d)) によって線形判別分析を実施したところ、Case 7、Case 8 の判別率は 100%、Case 9 の判別率は 97%となった。判別率が 100%で元素数が最も少ないものは、Case 8 (8元素) である。

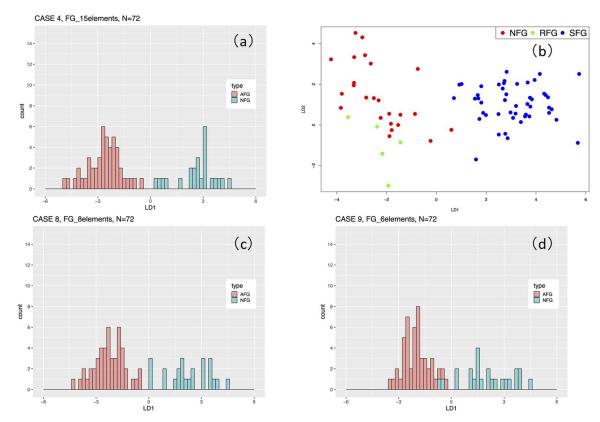


図 4.2.3-2 (a) Case 4 の線形判別分析の結果(赤色は活断層ガウジ(AFG)、青色は非活断層ガウジ(NFG)を示す。(c)、(d)も同様。) (b) Case 6 の重判別分析の結果(SFG(青字)は横ずれ断層型の活断層ガウジ、RFG(緑字)は逆断層型の活断層ガウジ、NFG(赤字)は非活断層ガウジを示す。) (c) Case 8 の線形判別分析の結果 (d) Case 9 の線形判別分析の結果

(3) 考察

2 群の判別に強く寄与する元素、2 群の違いを表す元素について考察した。Case 4、7、8、9 の 各元素の判別式の係数(β)の絶対値の大きさから(表 4.2.3·1)、活断層と非活断層の2群の違 いを表す元素として共通して重要なものは TiO2、Al2O3、CaO、P2O5、Rb、Ba であり、特に TiO2、 Al_2O_3 、 P_2O_5 、Rb がその上位を占める。これらの 4 元素のうち TiO_2 と P_2O_5 の関係、 Al_2O_3 と Rbの関係は図 4.2.3-3 に示すように特徴的である。すなわち、前者は赤(活断層) および青(非活 断層)の両方について相関が強く一方の増減に他方が従属し、この組み合わせによる判別能力が 低いことが示唆される一方で、後者は分散し赤と青の分布境界が明瞭で、この組み合わせの判別 への強い寄与(図中の右上がり直線に直交する軸が判別式となるような)が推測できる。説明変 数(化学組成)の中に高い相関を持つ組み合わせがある場合(共線性、複数の場合多重共線性と よぶ)、通常、説明変数のいずれかを不使用とする対策が取られる。以上のことを踏まえて、4元 素から 1 元素不使用とした場合の判別結果を比較した($Case\ 10\sim 14$;表 4.2.3-2)。さらに、図 4.2.3-3 の各々2元素による判別結果を比較した(Case 15, 16; 表 4.2.3-2)。また、各ケースの 判別係数 β を比較した(表 4.2.3·3)。ある元素を不使用としたときの、判別率の変化傾向は、 P_2O_5 不使用 (Case 12) と TiO_2 不使用 (Case 14) の比較では、 P_2O_5 不使用の方が判別率が減少する。 したがって、判別への寄与は P2O5>TiO2 と考えられる。Rb 不使用 (Case 11) と Al2O3 不使用 (Case 13) の比較では、Rb 不使用の方が判別率が減少する。したがって、判別への寄与は Rb> Al_2O_3 と考えられる。さらに、4 元素のうち 2 元素を不使用とした場合(Case 15、16)の比較では、 P_2O_5 と TiO_2 を不使用としても 4 元素(Case 10)の判別率と変化しないのに対し、Rb と Al_2O_3 を不使用とした場合の判別率の減少は大きい。したがって、2 元素ごとの寄与は、(Rb、 Al_2O_3) > (P_2O_5 、 TiO_2) と考えられる。そのため、判別への寄与度は Rb > Al_2O_3 > P_2O_5 > TiO_2 と見なせる。このような成果は、活断層と非活断層の違いが生じるメカニズムの解明に大きく貢献すると思われる。

表 4.2.3-1 Case 4, 7, 8, 9 の判別式の係数 β (降順)

No.	CASE 4	β _LD1	β_ABS	CASE 7	LD1_ <i>β</i>	β_ABS	CASE 8	LD1_β	β_ABS	CASE 9	LD1_β	β_ABS
1	TiO ₂	-1.59	1.59	TiO_2	-1.62	1.62	TiO ₂	-1.17	1.17	AI_2O_3	-1.09	1.09
2	AI_2O_3	-1.50	1.50	P_2O_5	1.41	1.41	AI_2O_3	-1.08	1.08	P_2O_5	0.97	0.97
3	P_2O_5	1.42	1.42	Al_2O_3	-1.30	1.30	P_2O_5	1.07	1.07	TiO_2	-0.95	0.95
4	CaO	-1.19	1.19	Rb	1.24	1.24	Rb	0.91	0.91	Rb	0.94	0.94
5	Rb	1.09	1.09	CaO	-1.05	1.05	CaO	-0.78	0.78	CaO	-0.80	0.80
6	Ва	-0.86	0.86	Ва	-0.85	0.85	Ва	-0.58	0.58	Ва	-0.61	0.61
7	Fe_2O_3	-0.65	0.65	Υ	-0.69	0.69	MgO	0.40	0.40			
8	Th	0.62	0.62	Th	0.68	0.68	Th	0.35	0.35	_		
9	Sr	0.60	0.60	MgO	0.58	0.58						
10	Υ	-0.56	0.56	Sr	0.53	0.53						
11	MgO	0.53	0.53	MnO	0.31	0.31						
12	SiO_2	-0.49	0.49									
13	MnO	0.31	0.31									
14	Na_2O	-0.24	0.24									
15	K_2O	0.11	0.11									

「 β _LD1」は判別式中の各元素の係数であり、その絶対値「 β _ABS」が大きいほど判別への寄与度が大きい。寄与度の大きい 4 元素の色文字は、図 4.2.3-3 のグラフ枠と対応。寄与度の大きの上位 6 元素(青色網掛け)は、順序の違いはあるが 4 つのケースで共通である。

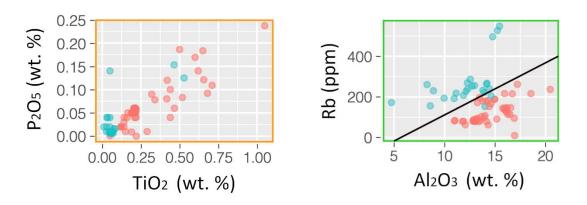


図 4.2.3-3 $TiO_2 \ge P_2O_5$ の含有量の関係(左)と、 $AI_2O_3 \ge Rb$ の含有量の関係(右) 赤色は活断層ガウジ、青色は非活断層ガウジ、色の濃さの違いは重なっていることを示す。右の 図中の黒線を境に活断層と非活断層の 2 群がおおむね分かれてプロットされる。

表 4.2.3-2 Case 10~16 の元素組み合わせと判別結果

CASE	CASE 10	CASE 11	CASE 12	CASE 13	CASE 14	CASE 15	CASE 16
ELEMENTS	4	3	3	3	3	2	2
TiO ₂	•	•	•	•		•	
Al_2O_3	•	•	•		•		•
P_2O_5	•	•		•	•	•	
Rb	•		•	•	•		•
RESULT	96%	76%	94%	94%	96%	68%	96%

表 4.2.3-3 Case 10~16 の各元素の判別係数β (VIF は本文参照)

 β _LD1

-1.03

1.45

VIF

1.00 1.00

CASE 10	β _LD1	VIF	CASE 11	β_LD1	VIF	CASE 12	β _LD1	VIF	CASE 13	β_LD1	VIF
TiO ₂	-0.63	4.22	TiO ₂	-1.29	3.98	TiO ₂	-0.31	1.59	TiO ₂	-1.14	3.51
Al_2O_3	-0.85	1.54	AI_2O_3	-0.49	1.47	Al_2O_3	-0.86	1.54	P_2O_5	0.42	3.43
P_2O_5	0.36	3.44	P_2O_5	0.59	3.42	Rb	1.40	1.09	Rb	1.16	1.04
Rb	1.39	1.10				<u> </u>					

CASE 14	β _LD1	VIF	CASE 15	β _LD1	VIF	CASE 1
Al ₂ O ₃	-0.99	1.28	TiO ₂	-1.65	3.41	AI_2O_3
P_2O_5	-0.09	1.29	P_2O_5	0.65	3.41	Rb
Rb	1.44	1.03				<u>-</u>

続いて、 TiO_2 と P_2O_5 の多重共線性を踏まえ、汎化性能が高いと思われる Case 8 からいずれかの元素を不使用とした判別式、Case 8'(TiO_2 不使用)、Case 8"(P_2O_5 不使用)により線形判別分析を実施した(表 4.2.3-4)。いずれも判別率は 100%とはならなかったが、99%の高確率で判別できることが明らかになった。その優劣は、判別係数 β や多重共線性の程度を示す VIF (分散拡大係数 (または分散拡大要因); 大きいほど、多重共線性の存在が示唆される) からは決め難い。しかしながら Rb と Al_2O_3 の β は相対的に大きく、 TiO_2 または P_2O_5 の β は相対的に小さくなっており、判別への寄与度が大きいことが確認できる。

最後に、活動性が未知の試料に対しいくつかの判別式を適用したところ(表 4.2.3-5)、同一露頭の断層ガウジ(96-g と 101-1)でも、式の違いによって異なる結果を示す様子が認められた。このことは、活断層か非活断層かがはっきりとわからない断層ガウジであっても、産状が同じであれば、汎化性能が高い判別式ならば同じ結果を与える蓋然性が高いと考えて、判別式の汎化性能を判断できる可能性を示している。ここでは、96-g と 101-1 に対して同じ結果を与えた Case 8"の結果を重視して、101-1 に対して活断層と推測されることを $\lceil AF? \rfloor$ と示した。また、表 4.2.3-5 の YD-14①~YD-14⑤は四万十帯の堆積岩起源の断層ガウジと角礫部であるが、角礫部も活断層として活動してきた可能性や、花崗岩質岩との原岩の違いが判別式の適用限界を超えた可能性が考えられる。これらの破砕帯が活断層か否かについては、機械学習とは異なる地形・地質・地球年代学的アプローチも含めて引き続き検討していく必要がある。

表 4.2.3-4 Case 8'と Case 8"の各元素の判別係数 β と VIF

CASE 8'	β _LD1	VIF	CASE 8"	β _LD1	VIF
AI_2O_3	-1.25	1.36	TiO_2	-0.30	2.33
MgO	0.21	1.34	AI_2O_3	-1.00	1.61
CaO	-0.59	1.52	MgO	0.40	1.45
P_2O_5	0.28	1.95	CaO	-0.56	1.48
Rb	0.94	2.28	Rb	1.06	2.12
Ва	-0.50	1.75	Ва	-0.40	1.69
Th	0.46	2.72	Th	0.25	2.78

表 4.2.3-5 活動性未知試料に対する判別式の適用結果

Ma	No. Sample	CASE 4	CASE 7	CASE 8'	CASE 8"	Estimated
	Sample	score	score	score	score	activity
1	NMG5	0.06	0.06	0.30	0.23	NF
2	SGR5	0.57	0.85	0.18	0.19	NF
3	96 - g	-1.89	-2.26	-0.89	-1.02	AF
4	101-1	0.44	0.15	0.14	-1.38	AF?
5	118-4a	-2.69	-2.69	-1.99	-1.40	AF
6	YD-14①	-1.70	-1.55	-1.99	-1.82	AF
7	YD-142	-2.04	-2.30	-1.77	-1.09	AF
8	YD-14③	-1.58	-1.49	-1.74	-1.48	AF
9	YD-144	-2.81	-2.63	-2.32	-1.80	AF
10	YD-14⑤	-1.26	-0.94	-1.67	-1.53	AF

AF:活断層、NF:非活断層。「AF?」については本文参照

(4) まとめと今後の展望

昨年度と同様、今年度も多変量解析によって活断層と非活断層の 2 群を 100%判別する一次式が複数得られた。さらに今年度は、2 群を分ける元素について判別係数や多重共線性を踏まえて検討を進め、判別への寄与度が $Rb > Al_2O_3 > P_2O_5 > TiO_2$ であるとの推定に至った。この結果を踏まえ、与えられた教師データに特化しない汎化性能の高い判別式を検討した。すなわち、教師データを 100%判別することの可否を検討する初期のステージから、未知試料を高い確率で判別できる式をどのように得るかという次のステージに移行した。このような成果は活断層と非活断層の違いを生むメカニズムの解明に大きく貢献すると期待できる。また、本作業で用いた検討手順は、汎化性能が高い判別式を探索していく方法の一つとして提示できる。課題として、本検討前半で除外した活断層の逆断層データに関する検討を進める必要があり、除外した断層の地質(岩石) 学的検討や、3 群としての検討も視野にいれ、他地域や花崗岩質岩以外の分析データを増やしながら継続的に検討を進める必要がある。

4.2.4 石英水和層を用いた評価技術の検討

本事業では、断層の活動性評価に適用するための新しいアプローチとして、破砕帯で破壊された石英破断面の水和層厚さを測定することによって断層の最新活動時期を特定する方法の適用性について検討を試みる。考古学分野では、石像や石斧などの材料となる黒曜石(ガラス)の年代を推定する手法として、水和層厚さの測定が適用されている(Stevenson et al., 1989)。近年は加速器や SIMS(二次イオン質量分析装置)によってイオンビームを照射し、発生する二次イオンを分析することによって、ガラスよりも水和速度が非常に遅い石英に対しても、微小な水和層の厚さを計測する手法が提案されている(Ericson et al., 2004; Liritzis and Laskaris, 2009)。そこで本事業においても、SIMS を用いてイオンビームを断層面などから抽出した石英表面に照射し、発生する二次イオンを分析することによって水和層の厚さを推定し、断層運動が石英の水和層厚さに及ぼす影響について検討することとした。

平成 30 年度の本事業では、地質試料(花崗岩及びチャート)中の石英の水和層発達の程度を把握するための水熱実験を実施した。その結果、水和層発達の程度に相当する水素濃度の深さ方向プロファイルを相補誤差関数でフィッティングして推定した水和反応の拡散係数は、既往の考古試料や人工石英による結果(Dersch and Rauch, 1999; Ericson et al., 2004)と概ね一致した。ただし、昨年度の実験では、試料が常に液体の水にさらされている状態での実施だったため、岩石(または地層)が形成されてから常に含水状態とは限らない陸域の表層部の地質試料に対しては、含水状態にあった期間の違いが水和層厚さに大きな違いを生む可能性が考えられる。そこで今年度の本事業では、液体の水ではなく水蒸気にさらした状態で一定時間(100時間)、指定の温度・圧力(250℃、3.2 MPa)を加えた飽和水蒸気に近い状態での水熱実験を行い、石英の水和層発達の程度を調べた。さらに、クリプトテフラにより堆積年代が推定されている実際の地層から採取した花崗岩礫及び花崗岩起源の石英礫に対し、水和層厚さを推定するための SIMS 分析を行い、水熱実験から推定した水和反応の拡散係数を用いて年代を計算して実際の堆積年代と比較する試みも行った。

水熱実験に使用した試料は、平成 30 年度の本事業と同じく、白亜紀後期の江若花崗岩及び美濃帯三畳系の赤色チャートである。試料は花崗岩、チャートとも B 級の岩盤等級に属する新鮮な岩石で、概ね 15×15×3 mm 角に切り出し、鏡面研磨して実験に供した。加温・加圧のため、東伸工業株式会社製の最高圧力 30 MPa、最高温度 250℃のオートクレーブ試験機(製造番号: 209409M1)を使用した。実験中に試料が飛散するのを防止するため、試料の周りをテフロン製の網で覆った後、ガラス製の冶具に固定し、冶具を圧力容器の底に定置した。容器の底にイオン交換水を 180 ml 注入し、蓋を閉めて酸素低減のため窒素ガスを 120 分通気後、加熱ヒーターにより昇温を行った。昇温にかかった時間は約 6 時間であった。250℃、3.2 MPa に達してから 100時間経過後、12 時間以上かけて自然冷却・自然減圧し、試料を回収した。温度・圧力は容器内部を直接測定可能な熱電対と圧力計で常時モニタリングした。今回の温度・圧力・水の量・容器サイズの場合、計算上はほぼ飽和水蒸気に近い状態となる。そのため、容器内の微妙な温度勾配により、水滴の凝縮・蒸発が繰り返されることにより、温度・圧力は細かく変化する。ただし本実験では、温度は 250.3~257.8℃、圧力は 3.12~3.31 MPa で概ね安定した状態で実験を完了することができた。

水熱実験前後で試料の乾燥質量を比較したところ、平成 30 年度の本事業における水中での実験 (250° C、25.5 MPa、二酸化炭素加圧の条件で乾燥質量が 10%程度減少)と比べ質量減少はわずかであった (表 4.2.4-1)。ただし、チャートはやや割れやすくなっており、いくつかの試料については、実験後の運搬の過程で試料端部の一部が欠けた(質量測定は試料が欠ける前に実施している)。実験後の試料表面は、多少色落ちしているものの、鏡面研磨の光沢は残っており、昨年

度の実験と比べ目視で認められる変質の程度は小さかった(図 4.2.4-1)。

表 4.2.4-1 水熱実験後の試料の乾燥質量の減少率

	花崗岩	チャート
250℃, 3.2 MPa, 飽和水蒸気下	$0.064 \sim 0.14\%$	0.080~0.72%

水和層発達の程度を推定するため、水熱実験後、鏡面研磨した面の石英の部分に SIMS (PHI ADEPT1010) で Cs+イオンビームを照射し、二次イオンとして検出される水素イオン強度の深度プロファイルを測定した。水素濃度は、 SiO_2 標準試料により定量した。一次加速電圧は $5.0\,kV$ 、検出領域は $20\,\mu m \times 20\,\mu m$ とした。

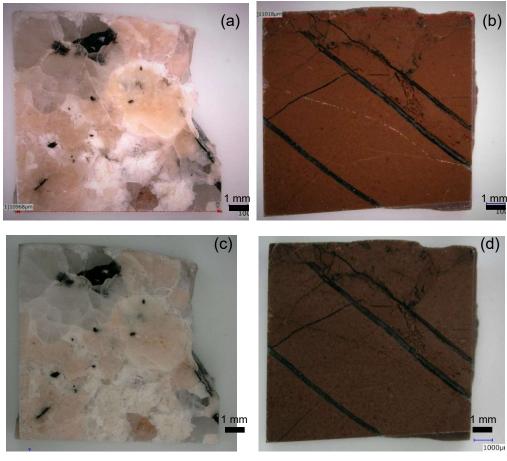


図 4.2.4-1 水熱実験前後の試料の写真

(a) 花崗岩、実験前、(b) チャート、実験前、(c) 花崗岩、実験後、(d) チャート、実験後。

SIMS 分析の結果、水素濃度の明瞭な増加が認められたのは、花崗岩中の石英では表面から約 $0.2\sim0.4\,\mu\mathrm{m}$ までの深さ、チャートでは表面から約 $0.2\,\mu\mathrm{m}$ までの深さに限られた(図 $4.2.4\cdot2$)。 これは、平成 30 年度の本事業における $250\mathrm{C}$ の水中での実験試料の結果に比べ、水素濃度の増加した厚さが明らかに小さい。ここで、花崗岩試料に対して、 Dersch and Rauch (1999)と同様の方法で、水素濃度の深度プロファイルを相補誤差関数でフィッティングして水和反応の拡散係数

(D) を求めると、D=0.40~1.0×10⁻¹⁶ cm²/s 程度となり、250℃の水中での実験試料の結果 (D=0.25~2.5×10⁻¹⁵ cm²/s 程度; 丹羽・島田, 2019 に基づき再計算)と比べ明らかに小さい(図 4.2.4-2)。チャートについては、平成 30 年度の本事業における 250℃の水中での実験試料では、未処理試料に比べ水素濃度のバックグラウンドが大幅に増加したが、今年度の実験試料ではそのような増加は認められなかった(ただし、それぞれで測定のタイミングが異なり、測定精度に±40% (2o)の誤差があるため、厳密な比較はできない)。ここで仮に、チャートに初生的に含まれる水素濃度を 1×10^{21} atoms/cm³ として今年度の実験における拡散係数を計算すると、D=0.40×10⁻¹⁶ cm²/s 程度となる。水和反応の拡散係数は、飽和水蒸気中では水中での値の 10 分の 1 程度となるが、それでも既往の考古試料や人工石英を用いた研究で求められた拡散係数の範囲(Dersch and Rauch, 1999; Ericson et al., 2004)に収まった(図 4.2.4-3)。

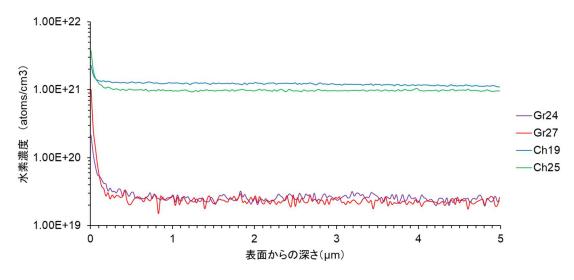


図 4.2.4-2 SIMS 測定の結果 Gr は花崗岩試料、Ch はチャート試料。

続いて、クリプトテフラにより堆積年代が推定されている実際の地層から採取した花崗岩礫及 び花崗岩起源の石英礫に対し、同様の測定条件で SIMS 分析を行った。試料は、江若花崗岩を基 盤とする敦賀半島の崖錐礫層(日本原子力研究開発機構, 2014 の 7-11 露頭) から採取した。 本礫 層は、露頭上部の試料のテフラ分析から鬼界葛原テフラ (K-Tz: 95 ka の噴出年代; 町田・新井, 2003) 及び阿蘇 4 テフラ (Aso-4:90-85 ka の噴出年代;町田・新井,2003) が見出されている ことと、露頭周辺の地形学的検討に基づくと、堆積年代は85 ka 以降かつ最終氷期の前である可 能性が高い。分析を行ったのは、花崗岩由来の径 4 mm 及び 8 mm の石英粒子(16091404-1, 16091404-2) である。分析結果について、図 4.2.4-3 のアレニウスプロットに基づき、D=2.0× 10^{-21} cm²/s とした時の相補誤差関数曲線と近似しようとすると、16091404-1 では t=30,000 v、 16091404-2 では t=20,000 y としたケースで最も近似される(図 4.2.4-4)。礫層の堆積時に石英 表面が露出したと考えた場合、石英水和層厚さから推定される年代が堆積年代に相当することに なるが、計算された値は地形・地質学的調査から推定される年代よりもやや若い。今年度実施し た実験は飽和水蒸気下での条件で拡散係数を推定したが、より実際の陸域環境に近い水に不飽和 の条件では、石英の水和層の発達速度はさらに遅い可能性が高い。そのため、水和層厚さから年 代を推定する手法が適用できるようになるためには、さらなる実験的検討に加え、海水準変動や 気候変動などの影響も検討する必要がある。

昨年度及び今年度の実験結果に基づくと、水中と飽和水蒸気中とでは水和層の発達速度が大きく異なることから、例えば、ボーリングや坑道掘削中に出現した割れ目表面の石英の水和層厚さを調べることにより、その割れ目が過去数万年以上の時間スケールで水みち割れ目として機能し続けていたかどうかの識別の指標として利用できる可能性がある。今後は、水和層の発達と断層運動との関係を明らかにするため、実際の試料での事例の蓄積に加え、断層運動を模擬した実験(摩擦実験や破壊実験)を経験した試料での水和層の測定が課題の一つと考えられる。また、実際の断層からの試料での検証にあたっては、断層破砕帯の内部の微細構造に関する情報の把握(別添の日本大学との共同研究報告書参照)が重要である。

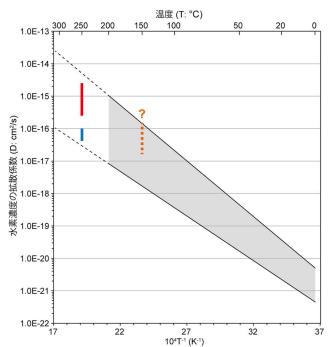


図 4.2.4-3 拡散係数と温度との関係を示したアレニウスプロット

赤色は昨年度の 250℃、水中での実験における拡散係数の範囲、青色は今年度の 250℃、飽和水蒸気中での実験における拡散係数の範囲を示す。橙色は昨年度の 150℃、水中での実験における拡散係数の範囲を示すが、水素濃度の深度プロファイルの取得密度(深度間隔)の限界のため、相補誤差関数によるフィッティングに難があることから、参考値扱いとする。灰色の領域は、既往の考古試料や人工石英を用いた研究で求められた拡散係数の範囲(Dersch and Rauch,

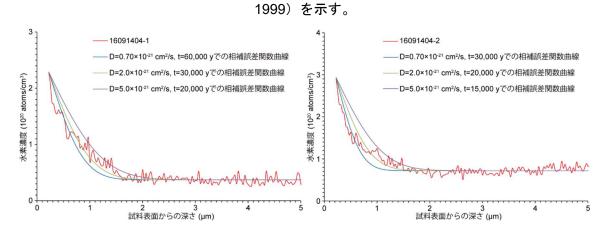


図 4.2.4-4 崖錐礫層中の花崗岩由来の石英粒子に対する SIMS 分析の結果

4.2.5 まとめ

上載地層がない断層の活動性や、地質断層の再活動性の評価技術の高度化を目的として、放射 年代測定、機械学習、石英水和層に基づいた検討を行った。

放射年代測定に基づいた検討では、令和元年度は、IRSL 法及び ESR 法による検討と、粘土鉱物を対象とした K-Ar 法による検討を、平成30年度に引き続いて実施した。また、室内実験に基づいた熱年代による断層活動性評価手法の高度化検討を、今年度から新規に実施した。

IRSL 法及び ESR 法による検討については、平成 30 年度に整備した測定手法を基に、阿寺断層のガウジ試料を対象として 3 通りの IRSL 年代測定と ESR 年代測定を行い、断層活動時の摩擦発熱が各信号に及ぼす影響を検討した。その結果、断層ガウジの IR50 信号では低温の加熱が検出されたが、他の信号には有意な熱影響は認められなかった。今後は他の試料への適用事例の拡大と、被熱の範囲や条件の検討が課題である。

粘土鉱物を対象とした K-Ar 法による検討については、平成 30 年度に試料記載を行った延岡衝上断層のボーリング試料 7 点について、 $<2 \, \mu m$ のフラクションの K-Ar 年代測定を実施した。その結果、断層中軸部では、両側の母岩(上盤: $39.9 \sim 36.4 \, Ma$ 、下盤: $41.4 \sim 34.2 \, Ma$)より有意に若い $31.7 \sim 27.8 \, Ma$ の年代が得られた。今後は、年代が若返った原因の解明を目的のため、他の粒度のフラクションでの年代測定や鉱物組成などの検討を予定している。また、粉砕条件が K-Ar 年代に及ぼす影響について検討するため、2 通りの粉砕手法を用いた実験にも着手した。

室内実験に基づいた熱年代による断層活動性評価手法の高度化検討では、断層が活動する地下深部を模した条件下におけるジルコン FT 法のカイネティクスの検討のため、室内実験に着手した。水熱環境下での加熱実験と、還元環境を模した H_2 または CO_2 雰囲気での加熱実験を、計 10 通りの温度-時間条件で実施した。今後は、これらの試料の FT 解析を実施するともに、その結果を踏まえてより多様な条件での加熱実験を検討する予定である。

機械学習に基づいた検討では、活断層と非活断層を客観的に判別する手法の開発を目的として、多変量解析を用いた機械学習を実施した。令和元年度は、平成 30 年度に整備した化学組成データベースの拡充と、平成 30 年度に構築した判別一次式の改良と判別結果の検討を行った。その結果、平成 30 年度と同様に、活断層と非活断層を正確に判別できる式を複数得ることができた。また、判別の寄与度が高い元素を $Rb>Al_2O_3>P_2O_5>TiO_2$ に絞ることができた。これらの成果は、活断層と非活断層で化学組成に違いが生じるメカニズムの理解につながると期待できる。今後の課題としては、断層の活動様式や母岩の違いを考慮したデータベースの拡充や判別手法の改良が挙げられる。

石英水和層を用いた評価技術の検討では、破砕帯で破壊された石英破断面の水和層厚さに基づいた、新たな断層年代測定手法の開発を試みた。令和元年度は、平成30年度に実施した液体の水を用いた実験に引き続いて、水蒸気を用いた水熱実験を行うとともに、年代既知の天然試料の水和層厚さとの比較を行った。その結果、花崗岩とチャートのいずれでも、水中と比べて水蒸気中では水和層の発達が有意に小さいことが示唆された。また、水蒸気を用いた実験結果を基にアレニウス則から計算された堆積年代は、地形・地質データから推定された年代よりやや若い値を示した。今後の課題としては、実際の試料での事例の蓄積に加えて、天然試料の測定や室内実験を通じた、断層破砕帯内での水和層の発達の理解などが挙げられる。

引用文献

- Brix, M.R., Stockhert, B., Seidel, E., Theye, T., Thomson, S.N. and Kuster, M., Thermobarometric data from a fossil zircon partial annealing zone in high pressure—low temperature rocks of eastern and central Crete, Greece, Tectonophysics, vol.349, pp.309-326, 2002.
- Burtner, R.L., Nigrini, A. and Donelick, R.A., Thermochronology of lower cretaceous source rocks in the Idaho–Wyoming thrust belt, American Association of Petroleum Geologists Bulletin, vol.78, pp.1613-1636, 1994.
- Buyleart, J.P., Murray, A.S., Thmsen, K.J. Jain, M., Testing the potential of an elevated temperature IRSL signal from K-feldspar, Radiation Measurements, Vol.44, pp.560-565, 2009.
- Carlson, W.D., Donelick, R.A. and Ketcham, R.A., Variability of fission-track annealing kinetics: I. Experimental results. American Mineralogist, vol.84, pp.1213-1223, 1999.
- Dersch, O. and Rauch, F., Water uptake of quartz investigated by means of ion-beam analysis, Fresenius' Journal of Analytical Chemistry, vol.365, pp.114-116, 1999.
- Ericson, J. E., Dersch, O. and Rauch, F., Quartz hydration dating, Journal of Archaeological Science, vol.31, pp.883-902, 2004.
- Fantong, E.B., Takeuchi, A. and Doke, R., Electron Spin Resonance (ESR) Dating of Calcareous Fault Gouge of the Ushikubi Fault, Central Japan, Applied Magnetic Resonance, vol.44, pp. 1105-1123, 2013.
- Farley, K.A., Helium diffusion from apatite: general behavior as illustrated by Durango fluorapatite, Journal of Geophysical Research, vol.105, pp.2903-2914, 2000.
- Fleischer, R.L., Price, P.B. and Walker, R.M., Effects of temperature, pressure and ionization on the formation and stability of fission tracks in minerals and glasses, Journal of Geophysical Reseach, vol.70, pp.1497-1502, 1965.
- Flowers, R.M., Ketcham, R.A., Shuster, D.L. and Farley, K.A., Apatite (U–Th)/He thermochronology using a radiation damage accumulation and annealing model, Geochimica et Cosmochimica Acta, vol.73, pp.2347-2365, 2009.
- Folk, R.L., Petrography and origin of the Silurian Rochester and McKenzie Shales, Morgan County, West Virginia, Journal of Sedimentary Petrology, vol.32, pp.539-578, 1962.
- Fukuchi, R., Fujimoto, K., Kameda, J., Hamahashi, M., Yamaguchi, A., Kimura, G., Hamada, Y., Hashimoto, Y., Kitamura, Y. and Saito, S., Changes in illite crystallinity within an ancient tectonic boundary thrust caused by thermal, mechanical, and hydrothermal effects: an example from the Nobeoka Thrust, southwest Japan, Earth, Planets and Space, vol.66: 116, 12p, 2014.
- Fukuchi, T., Yurugi, J. and Imai, N., ESR detection of seismic frictional heating events in the Nojima fault drill core samples, Japan, Tectonophysics, vol.443, pp.127-138, 2007.
- 鴈澤好博, 高橋智佳史, 三浦知督, 清水 聡, 光ルミネッセンスと熱ルミネッセンスを利用した活 断層破砕帯の年代測定法, 地質学雑誌, vol.119, pp.714-726, 2013.
- Gautheron, C., Barbarand, J., Ketcham, R.A., Tassan-Got, L., van der Beek, P., Pagel, M., Pinna-Jamme, R., Couffignal, F. and Fialin, M., Chemical influence on α-recoil damage annealing in apatite: Implications for (U–Th)/He dating, Chemical Geology, vol.351, vol.257-267, 2013.

- Green, P.F., Duddy, I.R., Gleadow, A.J.W. and Tingate, P.R., Fisiio-track annealing in apatite: track length measurements and the form of the Arrhenius plot, Nuclear Tracks, vol.10, pp.323-328, 1985.
- Green, P.F., Duddy, I.R. and Laslett, G.M., Can fission track annealing in apatite be described by first-order kinetics? Earth and Planetary Science Letters, vol.87, pp.216-228, 1988.
- Hamahashi, M., Saito, S., Kimura, G., Yamaguchi, A., Fukuchi, R., Kameda, J., Hamada, Y., Kitamura, Y., Fujimoto, K., Hashimoto, Y., Hina, S. and Eida, M., Contrasts in physical properties between the hanging wall and footwall of an exhumed seismo-genic megasplay fault in a subduction zone An example from the Nobeoka Thrust Drilling Project, Geochemistry, Geophysics, Geosystems, vol.14, pp.5354-5370, 2013.
- Hara, H. and Kimura, K., Metamorphic and cooling history of the Shimanto accretionary complex, Kyushu, Southwest Japan: Implications for the timing of out-of-sequence thrusting, The Island Arc, vol.17, pp.546-559, 2008.
- Hasebe, H., Tagami, T. and Nishimura, S., Towards zircon fission-track thermochronology: Reference framework for confined track length measurements, Chemical Geology (Isotope Geoscience Section), vol.112, pp.169-178, 1994.
- Kondo, H., Kimura, G., Masago, H., Ohmori-Ikehara, K., Kitamura, Y., Ikesawa, E., Sakaguchi, A., Yamaguchi, A. and Okamoto, S., Deformation and fluid flow of a major out-ofsequence thrust located at seismogenic depth in an accretionary complex: Nobeoka Thrust in the Shimanto Belt, Kyushu, Japan, Tectonics, vol.24, TC6008, doi:10.1029/2004TC001655, 2005.
- Kuwatani, T., Nagata, K., Okada, M., Watanabe, T., Ogawa, Y., Komai, T. and Tsuchiya, N., Machine-learning techniques for geochemical discrimination of 2011 Tohoku tsunami deposits, Scientific Reports, vol.4, 7077, 2014.
- Laslett, G.M., Green, P.F., Duddy, I.R. and Gleadow, A.J.W., Thermal annealing of fission tracks in apatite; 2. A quantitative analysis, Chemical Geology, vol.65, pp.1-13, 1987.
- Liritzis, I. and Laskaris, N., Advances in obsidian hydration dating by secondary ion mass spectrometry: World examples, Nuclear Instruments and Methods Physics Research B, vol.267, pp.144-150, 2009.
- 町田 洋, 新井房夫, 新編 火山灰アトラス 日本列島とその周辺, 東京大学出版会, 336p, 2003.
- Murakami, M. and Tagami, T., Dating pseudotachylyte of the Nojima Fault using the zircon fission-track method, Geophysical Research Letters, vol.31, 2004. doi:10.1029/2004GL020211.
- Murakami, M., Košler, J., Takagi, H. and Tagami, T., Dating pseudotachylyte of the Asuke Shear Zone using zircon fission-track and U–Pb methods, Tectonophysics, vol.424, 99-107, 2006a
- Murakami, M., Yamada, R. and Tagami, T., Short-term annealing characteristics of spontaneous fission tracks in zircon: a qualitative description, Chemical Geology, vol.227, pp.214-222, 2006b.
- 日本原子力研究開発機構, 高速増殖原型炉もんじゅ敷地内破砕帯の追加地質調査全体とりまとめ報告, 98p, 2014.
- 丹羽正和, 島田耕史, 石英の水和反応に関する水熱実験:自然現象に対する新たな年代測定手法の開発に向けて, 日本地球惑星科学連合 2019 年大会, HCG31-P03, 2019.

- Niwa, M., Mizuochi, Y. and Tanase, A., Reconstructing the evolution of fault zone architecture: A field-based study of the core region of the Atera Fault, Central Japan, The Island Arc, vol.18, pp.577-598, 2009.
- Niwa, M., Mizuochi, Y. and Tanase, A., Changes in chemical composition caused by water-rock interactions across a strike-slip fault zone: case study of the Atera Fault, Central Japan, Geofluids, vol.15, pp.387-409, 2015.
- Niwa, M., Shimada, K., Aoki, K.and Ishimaru, T., Microscopic features of quartz and clay particles from fault gouges and infilled fractures ingranite: discriminating between active and inactive faulting, Engineering Geology, vol.210, pp.180-196, 2016a.
- Niwa, M., Shimada, K., Tamura, H., Shibata, K., Sueoka, S., Yasue, K., Ishimaru, T. and Umeda, K., Thermal constraints on clay growth in fault gouge and their relationship with fault zone evolution and hydrothermal alteration: Case study of gouges in the Kojaku Granite, Central Japan, Clays and Clay Minerals, vol.64, pp.86-107, 2016b.
- 大谷具幸, 河野雅弘, 小嶋 智, 前期更新世までに活動を停止した断層における破砕帯の鉱物学的・地化学的特徴, 日本地質学会第 121 年学術大会講演要旨, R15·O·12, 2014.
- Reiners, P.W., Spell, T.L., Nicolescu, S. and Zanetti, A., Zircon (U–Th)/He thermochronometry: He diffusion and comparisons with ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating, Geochimica et Cosmochimica Acta, vol.68, pp.1857-1887, 2004.
- Schmidt, J.S., Lelarge, M.L.M.V., Conceicao, R.V. and Balzaretti, N.M., Experimental evidence regarding the pressure dependence of fission track annealing in apatite, Earth and Planetary Science Letters, vol.390, pp.1-7, 2014.
- Shuster, D.L., Flowers, R.M. and Farley, K.A., The influence of natural radiation damage on helium diffusion kinetics in apatite, Earth and Planetary Science Letters, vol.249, pp.148-161, 2006.
- Stevenson, C.M., Carpenter, J. and Scheetz, B.E., Obsidian dating: Recent advances in the experimental determination and application of hydration rates, Archaeometry, vol.31, pp.193–206, 1989.
- Tagami, T., Uto, K., Matsuda, T., Hasebe, N. and Matsumoto, A., K-Ar biotite and fission-track zircon ages of the Nisatai Dacite, Iwate Prefecture, Japan: A candidate for Tertiary age standard, Geochemical Journal, vol.29, pp.207-211, 1995.
- Tagami, T., Galbraith, R.F., Yamada, R. and Laslett, G.M., Revised annealing kinetics of fission tracks in zircon and geological implications. In: Van den Haute, P., De Corte, F. (Eds.), Advances in Fission-track Geochronology. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands, pp.99-112, 1998.
- 田上高広, 渡邊裕美子, 板谷徹丸, 地震断層の年代学―最近の新展開と今後の展望―, 月刊地球, vol.32, pp.3-9, 2010.
- Tagami, T., Thermochronological investigation of fault zones, Tectonophysics, vol.538-540, pp.67-85, 2012.
- Tagami, T. and Matsu'ura, S., Thermal annealing characteristics of fission tracks in natural zircons of different ages, Terra Nova, vol.31, pp.257-262, 2019.

- Takagi, H., Iwamura, A., Awaji, D., Itaya T. and Okada, T., Dating of Fault Gouges from the Major Active Faults in Southwest Japan: Constraints from Integrated K-Ar and XRD Analyses, in R. Sorkhabi and Y. Tsuji, eds., Faults, fluid flow, and petroleum traps, American Association of Petroleum Geologists Memoir, vol.85, pp.287-301, 2005.
- 田中義浩, 亀高正男, 岡崎和彦, 鈴木一成, 瀬下和芳, 青木和弘, 島田耕史, 渡邊貴央, 中山一彦, 断層面の形態観察に基づく断層活動性評価手法の検討, 応用地質, vol.59, pp.13-27, 2018.
- 遠田晋次・井上大栄・高瀬信一・久保内明彦・冨岡伸芳, 阿寺断層の最新活動時期:1586 年天正 地震の可能性, 地震第2 輯, Vol.47, pp.73-77, 1994.
- 椿 純一,大谷具幸,河野雅弘,小嶋 智,第四紀後期に活動していない断層における破砕帯の特 徴一奈良県大淀町における中央構造線を例として一,日本地球惑星科学連合 2016 年大会, SSS31-P11, 2016.
- 植木忠正, 田辺裕明, 丹羽正和, 石丸恒存, 島田耕史, 花崗岩中に発達する粘土脈の観察・分析データ, JAEA-Data/Code 2016-010, 292p, 2016.
- van der Pluijm, B. A., Hall, C. M., Vrolijk, P. J., Pevear, D. R. and Covey, M. C., The dating of shallow faults in the Earth's crust, Nature, vol.412, pp.172-175, 2001.
- Wendt, A.S., Vidal, O. and Chadderton, L.T., Experimental evidence for the pressure dependence of fission track annealing in apatite, Earth and Planetary Science Letters, vol.201, pp.593-607, 2002.
- Yamada, R., Tagami, T. and Nishimura, S., Confined fission-track length measurement of zircon: Assessment of factors affecting the paleotemperature estimate, Chemical Geology, vol.119, pp.293-306, 1995a.
- Yamada, R., Tagami, T., Nishimura, S. and Ito, H., Annealing kinetics of fission tracks in zircon: an experimental study, Chemical Geology, vol.122, pp.249-258, 1995b.
- Yamada, R., Murakami, M. and Tagami, T., Statistical modelling of annealing kinetics of fission tracks in zircon; Reassessment of laboratory experiments, Chemical Geology, vol.236, pp.75-91, 2007.
- Yamada, K., Tagami, T. and Shimobayashi, N., Experimental study on hydrothermal annealing of fission tracks in zircon, Chemical Geology, vol.201, pp.351-357, 2003.
- Yamada, K., Hanamuro, T., Tagami, T., Shimada, K., Takagi, H., Yamada, R. and Umeda, K., The first (U–Th)/He thermochronology of pseudotachylyte from the Median Tectonic Line, southwest Japan, Journal of Asian Earth Sciences, vol.45, pp.17-23, 2012.
- 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, pp.168-174, 2013.
- Zwingmann, H., Den Hartog, S.A.M. and Todd, A., The effect of sub-seismic fault slip processes on the isotopic signature of clay minerals Implications for K-Ar dating of fault zones, Chemical Geology, vol.514, pp.112-121, 2019.
- Zwingmann, H. and Mancktelow, N., Timing of Alpine fault gouges, Earth and Planetary Science Letters, vol.223, pp.415-425, 2004.
- Zwingmann, H., Yamada, K. and Tagami, T., Timing of brittle deformation within the Nojima fault zone, Japan, Chemical Geology, vol.275, pp.176-185, 2010.

4.3 地震及び断層活動による水理学的影響に関する検討

4.3.1 背景と目的

地層処分事業に当たっては、核種移行速度への影響などの観点から、地震・断層活動に伴う湧水などの水理学的影響や、副次断層の活動・発達などの力学的影響が懸念されている。

本事業では、まず、文献情報の収集・整理により、地震・断層活動に伴う二次的影響について、どのような水理学的・力学的影響が発生しうるかを把握する。地震・断層活動に伴う二次的影響としては、2011年4月の福島県浜通りの地震や、1960年代の松代群発地震に伴う大規模な湧水が知られているが、それ以外の二次的影響の事例や発生メカニズムなどについて、国内外を含めて知見を収集する。加えて、松代群発地震の湧水発生地域を事例対象として、地下構造探査を実施し、湧水の供給源や経路に関する知見を収集する。

平成 30 年度は、地震・断層活動に伴う水理学的・力学的影響の文献情報を、国内外の文献(計93編)の調査により収集した。水理学的影響のうち湧水の事例は、上記のほかに 2016 年熊本地震などの大規模な地震で湧水量や水質の変化が観測された事例があるものの、いずれも歴史地震に伴う報告である。水理学的影響として整理した泥火山の事例では、噴泥の供給源となる泥岩の分布地域、プレート収束型境界などの構造的圧縮を受ける地域に報告事例が集中する傾向が見られたほか、一部は大規模な地震に伴い活動が活発化している。力学的影響で対象とした副断層は、主断層の調査に伴い国内外にいくつかの報告事例が知られているが、副断層そのものを対象とした調査事例は限られる。いずれも、地震・断層に伴う二次的影響の評価手法は開発段階で今後の研究事例の増加が望まれる。

地下構造探査については、松代群発地震に伴う湧水活動域の周辺を調査対象として、MT 探査を実施した。得られた二次元比抵抗構造からは、皆神山直下から深度約 10 km まで、連続的に分布する低比抵抗体の存在が認められた。近傍で報告されているヘリウム同位体比の値も考慮すると、この低比抵抗体はマントル起源の流体の分布を示していると考えられ、マントル起源流体の上昇が松代群発地震時の湧水発生に関与していたことが示唆された。またこれらの結果から、地震活動に伴う湧水の発生可能性を検討するうえで、地下深部の流体賦存域の有無が、有効な指標となる可能性が提示された。

令和元年度は、昨年度にMT探査を実施した松代群発地震の湧水活動域周辺を調査対象として、地震波トモグラフィやS波スプリッティング解析を実施し、より深部における流体の分布や流体の移動経路について検討した。

4.3.2 松代群発地震に伴う湧水発生域における検討

(1) 背景と目的

経済産業省の総合エネルギー調査会に設置された地層処分技術ワーキンググループが取りまとめた「最新の科学的知見に基づく地層処分技術の再評価」(総合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ワーキンググループ,2014)によれば、地層処分システムにおける閉じ込め機能の喪失につながる事象の一つとして「断層のずれに伴う透水性の増加」による水理場や化学場の変動が挙げられており、「地震や湧水(例えば、2011年4月11日の福島県浜通り地震)に関する調査事例の蓄積」の重要性が指摘されている。

1946年南海地震(川辺, 1991)や1995年兵庫県南部地震(佐藤・高橋, 1997)など、比較的規模の大きい地震が発生した際には、その震源域を含む広域的な範囲で地下水位や間隙水圧の変化がしばしば観測される。また、震源域の近傍では数か月から数年間に及ぶ湧水が認められることがある。このような湧水のメカニズムについては、地震の発生(断層運動)に伴う静的な地殻応力(体積ひずみ)の変化のほか、地震波の通過や断層の変位に伴う透水性の変化が知られてお

り、特に後者による場合の湧水の起源としては、周辺の山体における地下水の解放や地下深部を起源とする流体の上昇などが指摘されている(例えば、Manga and Wang, 2015)。このうち地下深部からの流体上昇に起因する場合は、水質の変化や長期間にわたって湧水が継続する可能性も指摘されている(佐藤, 2015)。

このような知見に基づけば、地震に伴う長期間の湧水が生じる可能性や、それを考慮した安全評価を適切に行うためには、地下深部から流入する可能性のある流体の賦存の有無や分布をあらかじめ把握しておくことも有効であると期待される。しかしながら、地震活動に伴って生じた長期間の湧水といった現象に対して、その供給源となった流体の賦存域が物理探査などによって明確に確認された事例は見当たらない。

そこで本事業では、過去に同様の事象が生じた領域を事例として、流体の賦存域やその移動経路に係る情報を得ることで、流体賦存域の存在などが評価の指標となり得る可能性を検討することを目標とする。このうち平成 30 年度は、長期間の湧水が認められた松代群発地震の活動域を事例として MT 法電磁探査による二次元比抵抗構造の推定を行い、湧水域下の上部地殻にマントルを起源とする流体が賦存することを示した(図 4.3.2-1)。この流体賦存域は湧水の発生に関与したと推測されるが、推定された二次元比抵抗構造は深さ 10 km 以浅であったことなどから、現在の上部地殻に見られる流体賦存域は群発地震活動によって当時新たに形成された(群発地震以前に流体賦存域は存在していなかった)可能性も考えられる。また、流体賦存域の有無のみならず、その移動経路の特性に係る知見を得ることも、同様の事象が生じる可能性を評価するためには有用であると考えられる。そのため令和元年度は、より深部(下部地殻及び上部マントル最上部)の流体賦存域や上部地殻の流体移動経路の特性に係る知見を得るため、同領域に対して地震波トモグラフィ及びS波スプリッティング解析を適用し、三次元地震波速度構造及びS波偏向異方性の推定を行った。

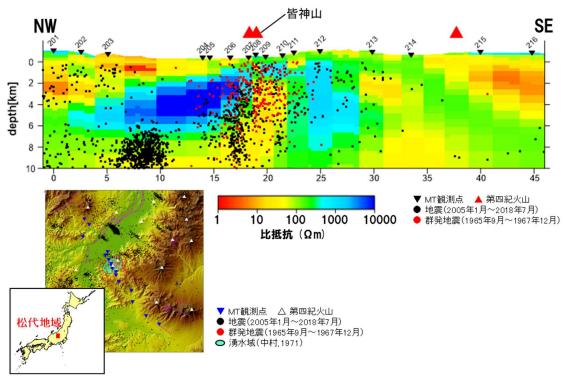


図 4.3.2-1 MT 法電磁探査により推定した松代群発地震の活動域における二次元比抵抗構造

(2) 松代群発地震に伴う長期間湧水に関する科学的知見

1965 年 8 月に第四紀火山である皆神山付近を中心として生じた松代群発地震では、気象庁マ グニチュード (M_i) 5 以上の地震を含む地震活動が約二年間にわたって継続した(Hagiwara and Iwata, 1968)。また、湧水域の近傍に活断層は認定されていないが(例えば、産業技術総合研究 所,2012)、群発地震活動時に観測された地震活動や地殻変動などから、共役な二つの伏在断層(松 代地震断層、東長野断層)の活動が推定されている (Tsuneishi and Nakamura, 1970; Kisslinger, 1975)。これらの活動とともに生じた湧水に関するこれまでの研究によると、その湧出量は約1 千万 t/4 ヵ月に達する(中村, 1971)。また、その水質は地表付近における通常の循環水とは異な り、高濃度の Cl を主要溶存成分とする塩水であり(Kitano et al., 1967; Yoshioka et al., 1970)、 その濃度は地震発生前の 2~3 倍に増加した(奥澤・塚原, 2001)。湧出した地下水の起源につい ては諸説あるが、湧水域における土壌ガス中のヘリウム同位体比(3He/4He 比)から、マントル 起源の流体であるとも指摘されている(Wakita et al., 1978)。さらに、2011 年に皆神山周辺で 採取された地下水の分析によると、群発地震以降はその化学的特徴が概ね変化していないと報告 されている (Okuyama et al., 2016)。また、本事業において 2019 年に採取した地下水の化学組 成も同様の特徴を示す(4.1 章参照)ことから、湧水開始当時と比べて現在の湧出量は顕著に減少 しているものの、地震発生当時の湧水の供給源や流体移動経路といったメカニズムは現在でも維 持されていると考えられる。

(3) 地震波トモグラフィによる流体賦存域の分布に関する検討

本事業では、皆神山を含む中部地方にターゲットを絞り、地殻〜上部マントルを対象とした地震波トモグラフィを実施した。解析の入力データとして用いた地震の震央分布を図 4.3.2-2 に示す。これらの地震は、2.1 章において検測を行った地震データに気象庁一元化検測値データを加えた 14,348 個の地震(地震発生期間:2002 年 6 月〜2019 年 4 月)であり、それに含まれる P 波及び S 波到達時刻データ数はそれぞれ 492,969 個及び 424,705 個である。解析では、地震波速度を未知数とした格子点(grid point)を鉛直に 5〜30 km、水平方向には 20〜33 km の間隔で設置し、Zhao et al. (1992) による地震波トモグラフィ法によって三次元 P 波及び S 波速度構造を推定した。

解析により推定された P波、S波速度偏差の分布を図 4.3.2-3 に示す。これによると、P波及び S波速度偏差のパターンは概ね同様であり、解析領域南部の深さ 80 km においては、沈み込むフィリピン海スラブに対応する高速度域が明瞭に認められる。また、マントル最上部に相当する深さ 40 km 以深では、第四紀火山下に S 波低速度体が認められ、深くなるにしたがって背弧側へややシフトする傾向がみられる。このうち松代群発地震の活動域となった皆神山下では、下部地殻に相当する深さ 25 km から深さ 80 km まで連続するように $2\sim4\%$ 程度の S 波低速度体が分布する。この S 波低速度体に対応する P 波速度偏差は、平均的なマントルの速度から2%程度の低速度を示す。

一般に、地下にメルトや水などの流体が存在する場合は、地震波速度が低下することが知られている(例えば、O'Connell and Budiansky, 1974)。また、低周波地震の震源は部分溶融域などの流体分布域を示す地震波低速度体やその端部で生じることが多いが(例えば、Nakajima and Hasegawa, 2003; Hasegawa et al., 2005)、皆神山周辺の下部地殻やマントル最上部でも同様に、火山下の地震波低速度体やその端部に低周波地震の発生が認められる(図 4.3.2-3)。さらに、皆神山の近傍では、マントル起源の流体の供給を示唆する高いヘリウム同位体比(6.5 Ra)が観測されている(Wakita et al., 1978)。以上のことから、本解析によって見出された皆神山下の地震波低速度体は、第四紀火山である皆神山に供給するメルトやその固化に伴って放出された水の存

在を示唆すると考えられる。

皆神山下の地震波低速度体は下部地殼から深さ 80 km まで連続してイメージされることから、これらの流体は太平洋スラブまたはフィリピン海スラブからの脱水に起因すると考えられる。一般に、火山に供給される流体の上昇過程においては、モホ面付近に比較的広い範囲に及ぶ部分溶融域が形成されると考えられている(例えば、Zhao et al., 1992; Hasegawa et al., 2005)。皆神山が 0.3 Ma に活動した比較的新しい第四紀火山である(産業技術総合研究所, 2013)ことや、周辺に活火山(草津白根山、浅間山)が分布することを踏まえれば、その活動に関与するモホ面付近の部分溶融域が、群発地震時あるいはその後の数十年で急速に形成されたとは考えにくい。このことから、地震波トモグラフィによって推定されたモホ面付近の流体は、群発地震の発生以前から存在していた可能性が高いと推測される。また、MT 法電磁探査によってイメージされた低比抵抗体(図 4.3.2-1)はその直上に位置することから、群発地震に伴う湧水は、主として地殻深部またはマントル最上部でのメルトの固化により放出された水の上昇によるものであることを示唆する。以上の結果は、地震に伴って長期間の湧水が生じる可能性を評価するための指標の一つとして、地下深部の流体賦存域の存否が有用であることを示唆すると考えられる。

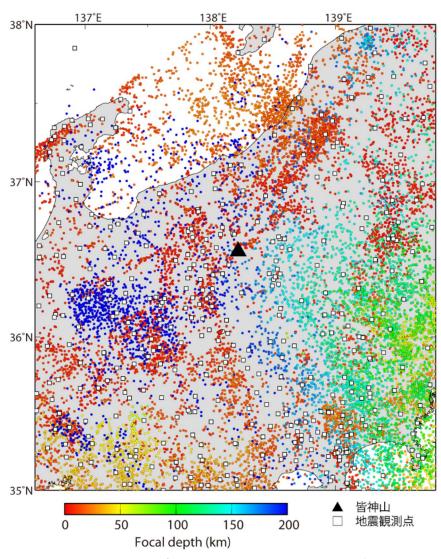


図 4.3.2-2 地震波トモグラフィに用いた地震の震央及び観測点分布

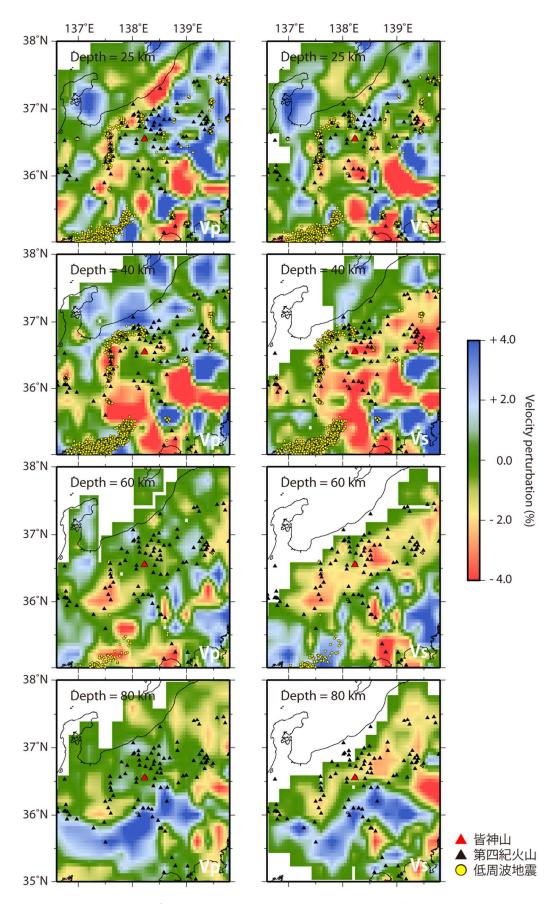


図 4.3.2-3 地震波トモグラフィによる各深度の P 波 (V_p) 及び S 波速度 (V_s) 偏差分布

(4) S波スプリッティング解析による流体移動経路の特徴に関する検討

S波スプリッティング解析の対象とした地震観測点と地震の震央分布を図 4.3.2-4 に示す。これらの観測点は、防災科学技術研究所の高感度地震観測網 (Hi-net)、東京大学地震研究所 (ERI) 及び気象庁 (JMA) が運用する 9 点である。解析に用いた地震は、2004 年 4 月から 2014 年 3 月までの 10 年間に、松代群発地震の活動域周辺の深さ 20 km 以浅で発生した Mj0.1~3.5 の浅発地震であり、その連続波形データを解析に使用した。なお、S 波が地表面に入射した際に生じる P 波への変換波のために S 波到達時の位相が乱される可能性 (Booth and Crampin, 1985) を避けるため、鉛直下向きから測った各観測点への波線の入射角が 35°以内となる震源と観測点の組み合わせのみを解析の対象とし、Silver and Chan (1991) による手法を用いて解析を行った。

図 4.3.2-5 は、ローズダイヤグラムを用いて、解析により求められた速い S 波の振動方向(φ)の分布を示したものである。ローズダイヤグラムの延びる方向が速い S 波の振動方向(φ)を表し、その長さは観測されたデータの数を表している。なお、観測点により解析に用いた地震の数が大きく異なるため、データ数に応じて赤色または灰色のローズダイヤグラムを用いて速い S 波の振動方向(φ)の分布を表現した。これによると、群発地震の活動域周辺では概ね西北西 - 東南東方向を向く傾向を示す。松代群発地震の活動に伴い、皆神山の北側で活動した伏在断層(松代地震断層)は、地表において西北西 - 東南東方向を向く多数の雁行配列したクラックが観察されたことから、全体として北西 - 南東方向に延びる左横ずれ剪断帯を形成していると考えられている(Tsuneishi and Nakamura, 1970)。このことから、 φ が西北西 - 東南東方向に卓越するといった特徴は、松代地震断層の運動に関連する西北西 - 東南東方向のクラックや、広域的な最大水平圧縮応力(およそ北西 - 南東方向)に応じて生じたクラックが S 波偏向異方性の原因であることを示していると考えられる。

これに対し、湧水域の南部に位置する観測点においては、 φ の卓越方向が北東 - 南西方向に急変しており、広域的な最大水平圧縮応力とは整合しない(図 4.3.2-5)。Kisslinger (1975)は、松代群発地震の活動域が時間の経過とともに北東 - 南西方向に拡大したことに基づき、湧水域の直下に北東 - 南西方向に延びる東長野断層が存在することを指摘している。この観測点における φ の向きが北東 - 南西方向に急変していることは、東長野断層の存在が S 波偏向異方性の原因となっていることを示している可能性が高い。

図 4.3.2-6 は、三次元波線追跡により計算される波線の伝播距離の長さで規格化した、速い S 波が到達してから遅い S 波が到達するまでの時間差 (dt) の分布を示す。これによると、いずれの観測点においても 0.005 s/km 以上のばらつきが見られるが、その最大値は解析領域内で概ね同様の値を示しており、湧水域とその他の領域で有意な差は認められない。

以上のことを踏まえると、湧水域は、松代地震断層の運動に関連する西北西 - 東南東方向に発達したクラックが卓越する領域と、北東 - 南西方向のクラックが発達する東長野断層の破砕部とが交差する領域に相当すると考えられる。また、この領域では深さ 10 km 以浅においておよそ鉛直に延びる低比抵抗体が認められ(図 4.3.2-1)、その深部にはマントルから連続する地震波低速度体が分布する(図 4.3.2-3)。以上の結果は、群発地震に伴い湧出した多量の湧水が、主として地殻深部やマントル最上部でのメルトの固化により放出された水の上昇に起因し、上部地殻ではクラックが発達した断層の交差部がその主たる上昇経路となった可能性を示唆する。また、地殻浅部に認められた低比抵抗体は(図 4.3.2-1)、群発地震時に形成された流体の上昇経路であり、地震波低速度体として下部地殻以深に捉えられた流体賦存域(図 4.3.2-3)がその供給源に相当すると推定される。

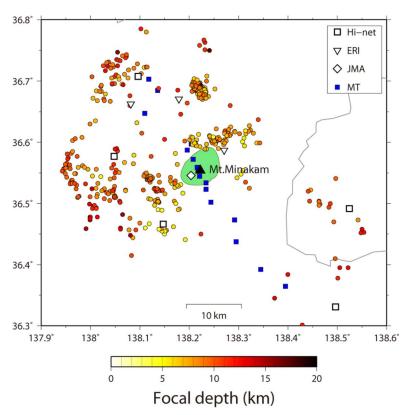


図 4.3.2-4 解析の対象とした地震観測点と解析に用いた地震の震央分布 青の四角は、平成 30 年度に実施した MT 法電磁探査の観測点の位置を示す。 緑色の領域は、松代群発地震の活動に伴う湧水域(中村, 1971)を示す。

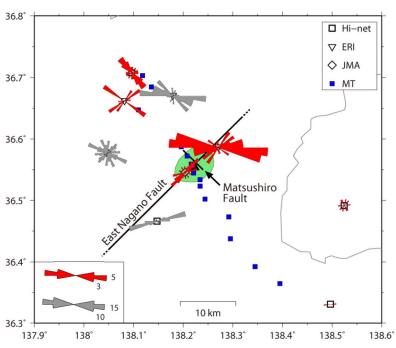


図 4.3.2-5 S波スプリッティング解析により求められた速いS波の振動方向の分布

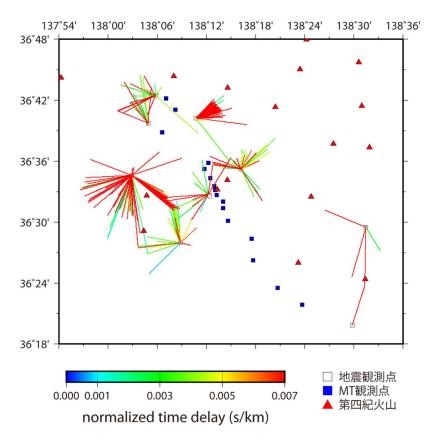


図 4.3.2-6 速い S 波が到達してから遅い S 波が到達するまでの時間差 (dt) の分布 dt の値は、三次元波線追跡により計算される波線の伝播距離の長さによって規格化した。

4.3.3 まとめ

本研究では、長期間かつ多量の湧水を伴った松代群発地震の活動域を事例とした MT 法電磁探査及び地震波トモグラフィにより、二次元比抵抗構造及び三次元地震波速度構造を推定し、群発地震に伴い湧出した多量の湧水が地殻深部~マントル最上部に存在する流体賦存域から放出された水の上昇に起因することを示した。さらに、S 波スプリッティング解析により推定した S 波偏向異方性の特徴から、原因は必ずしも明確でないが、上部地殻ではクラックが発達した断層の交差部が流体の主な上昇経路として機能した可能性を示した。以上の成果は、地震に伴って長期間の湧水が生じる可能性を評価するための指標の一つとして、地下深部の流体賦存域やクラックが卓越する断層交差部の存否が有用である可能性を示唆する。今後は、3.3 章での深部流体の移動経路に関する研究開発成果も踏まえつつ、他地域における事例についても知見を収集し、地震活動に伴って異常湧水が生じる可能性を検討する上で有効な指標の検討を進める。

引用文献

Booth, D. C. and Crampin, S., Shear-wave polarizations on a curved wavefront at an isotropic free surface, Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, vol.83, pp.31-45, 1985. Hagiwara, T., Iwata, T., Summary of the seismogenic observation of Matsushiro swarm earthquakes, Bulletin of the Earthquake Research Institute, vol.46, pp.485-515, 1968.

Hasegawa, A., Nakajima, J., Umino N., Miura, S., Deep structure of the northeastern Japan arc and its implications for crustal deformation and shallow seismic activity, Tectonophysics, vol.403, pp.59-75, 2005.

- 川辺岩夫, 地震に伴う地下水・地球化学現象, 地震 第2輯, vol.44, Supplement, pp.341-364, 1991.
- Kisslinger, C., Processes during the Matsushiro, Japan, earthquake swarm as revealed by leveling, gravity, and spring-flow observations, Geology, vol.3, pp.57-62, 1975.
- Kitano, Y., Yoshioka, R., Okuda, F., Kazuo, K., Geochemical study of ground waters in the Matsushiro area. Part 1: Chemical composition of ground waters, Bull. Disas. Prev. Res. Inst., vol.17, pp.47-71, 1967.
- Nakajima, J. and Hasegawa, A., Tomographic imaging of seismic velocity structure in and around the Onikobe volcanic area, northeastern Japan: implications for fluid distribution, Journal of Volcanology and Geothermal Research, vol.127, pp.1-18, 2003.
- 中村一明, 松代地震から学んだこと-手に入れた地震制御へのデーター, vol.10, pp.127-133, 1971.
- Manga, M., Wang, C.-Y., Earthquake Hydrology. In: Gerald Schubert (editor-in-chief) Treatise on Geophysics, 2nd edition, vol.4. Oxford: Elsevier, pp.305-328, 2015.
- 奥澤 保, 塚原弘昭, 松代群発地震地域に湧出する深層地下水, 地震 第 2 輯, vol.53, pp.241-253, 2001.
- O'Connell, R.J. and Budiansky, B., Seismic velocities in dry and saturated cracked solids, Journal of Geophysical Research, vol.79, pp.5412-5426, 1974.
- Okuyama, Y., Funatsu, T., Fujii, T., Takamoto, N., Tosha, T., Mid-crustal fluid related to the Matsushiro earthquake swarm (1965-1967) in northern Central Japan: Geochemical reproduction, Tectonophysics, vol.679, pp.61-72, 2016.
- 産業技術総合研究所,活断層データベース,2012, https://gbank.gsj.jp/activefault/index_gmap.html. (2020年2月14日最終閲覧)
- 産業技術総合研究所, 日本の火山(第3版), 200万分の1地質編集図, no.11, 2013.
- 佐藤 努, 地震に伴って発生し四年以上も継続する温泉湧出, IEVG ニュースレター, 産業技術総合研究所, vol.2, no.3, pp.1-4, 2015.
- 佐藤 努, 高橋 誠, 淡路島の異常湧水の化学組成変化: 1995 年兵庫県南部地震による影響, 地球化学, vol.31, no.2, pp.89-98, 1997.
- Silver, P. G. and Chan, W. W., Shear wave splitting and subcontinental mantle deformation, Journal of Geophysical Research, vol.96, pp.16,429-16,454, 1991.
- 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ワーキンググループ,最新の科学的知見に基づく地層処分技術の再評価-地質環境特性および地質環境の長期安定性について-,2014,61p.
- Tsuneishi, Y., Nakamura, K., Faulting associated with the Matsushiro swarm earthquakes, Bulletin of the Earthquake Research Institute, vol.48, pp.29-51, 1970.
- Wakita, H., Fujii, N., Matsuo, S., Notsu, K., Takaoka, N., "Helium Spots": Caused by a Diapinic Magma from the Upper Mantle, Science, vol.200, pp.430-432, 1978.
- Yoshioka, R., Okuda, S., Kitano, Y., Calcium chlorade type water discharged from the Matsushiro area in connection with swarm earthquakes, Geochem. J., vol.4, pp.61-74, 1970.
- Zhao, D., Hasegawa, A. and Horiuchi, S., Tomographic imaging of P and S wave velocity structure beneath Northeastern Japan, Journal of Geophysical Research, vol.97, pp.19909-19928, 1992.

4.4 まとめと今後の課題

「活断層地形が不明瞭なせん断帯における活構造の分布や力学的影響範囲を把握する手法の検 討」について、昨年度から今年度までの成果を踏まえ、概要調査の際に用いる調査手法の一例を 既存の情報とともに整理した。変動地形が不明瞭な地域における調査手法としては、一定の観測 期間が必要であることから、ひずみ集中帯の有無、規模、変位速度などの取得を目的とした稠密 GNSS 観測網の構築が有効である。より精度の高い推定値を得るには、適切な観測点の配置など に関する今後の検討成果を取り入れる必要がある。地形学的検討では、最新の GNSS 観測結果も 踏まえ、ひずみ集中が想定される地域において通常よりもランクの低いリニアメントまでを広域 に判読した。南九州の事例では、おおよそ東西に延びる左ずれのひずみ集中帯において、東西方 向のリニアメントの密集域を把握することができた。なお、リニアメントの判読はランクが低く なるほど判読者によって結果に差異が生じ得る。この課題については、リニアメント自動抽出手 法を改良することにより客観性を向上できる可能性がある。続けて、地形学的検討の結果や微小 地震分布を踏まえ、地質学的検討のための踏査範囲を決定し、探索した破砕帯や小断層から得ら れた面構造・線構造の姿勢と運動センスのデータを用いて応力逆解析を実施した。これにより、 ひずみ集中帯と調和的な応力場を示す領域、すなわち、潜在的な活構造の分布域(潜在的な活構 造の運動によって変位を生じる影響範囲)を示すことができた。ただし、小断層の最終活動時期 はばらつきがある可能性があり、個々の小断層の年代・活動性の評価については、4.2 章のような 評価手法の今後の発展に期待する。南九州の事例では、既存情報に照らせば、地質学的検討によ って得られた潜在的活構造分布域は、鹿児島県北西部地震の余震域や、SAR による地形変動の境 界部付近に重なり、本事業の一連の調査フローが妥当であることを示唆している。以上のように、 個々の研究手法について考慮すべき課題は残るものの、変動地形が不明瞭な地域における概要調 査で採用しうる手法を、地形学的、地球物理学的、地質学的手法を組み合わせた一連の調査・評 価技術パッケージとして示し得たと考えられる。

「断層の活動性評価指標を提示するための分析・試験、年代測定による検討」では、上載地層 法が適用できない基盤岩中の破砕帯などの活動性評価手法の整備を目的として、放射年代測定法、 機械学習、石英水和層の三つの手法に基づいた検討を行った。その結果、IRSL 法の一部のシグ ナルや K-Ar 法では、活動性評価に資する可能性があるシグナルや年代値の変動が確認できた。 しかし、これらの変動の原因の特定や、活動性評価に向けた手法論の確立のためには、多くの基 礎研究や事例の蓄積が必要である。機械学習による検討では、既知の活断層/非活断層を判別で きる式の取得や、判別に寄与する元素の絞り込みに成功した。しかし、教師データの数量が少な くデータの内容(母岩の地質や断層の活動センスなど)にも偏りがあることから、判別式の汎化 性能のさらなる向上が求められる。また、判別に寄与する元素をさらに絞り込む事で、活断層/ 非活断層の化学組成の違いがどのようなメカニズムで生じているかの検討も進める必要がある。 石英水和層厚に基づいた検討では、水中及び飽和水蒸気中での加熱実験結果から、石英水和層厚 が年代測定の指標となり得る可能性を示すことができた。しかし、石英水和層の発達速度は、水 中と飽和水蒸気で大きく異なり、また不飽和の状態ではさらに異なることが予想される。そのた め本手法を天然の断層に適用するためには、断層破砕体内での水和層発達プロセスの理解が必要 である。以上のように、2年間の事業を通じて、断層の活動性評価につながる可能性がある成果 は複数得られてはいるものの、断層の活動性評価指標の確立には至っておらず、さらなる基礎研 究が必要な段階である。基盤岩中の破砕帯などの活動性評価手法は、概要調査のみならず精密調 査の段階でも必要な技術であり、地層処分事業以外でも原子力サイトの安全性評価や地震の長期 予測などの観点からも有用である。したがって、今後も継続的に基礎的な検討を続けていくこと が望まれる。

「地震及び断層活動による水理学的影響に関する検討」では、長期間かつ多量の湧水を伴った 松代群発地震の活動域を事例として、平成 30 年度に実施した MT 法電磁探査に引き続き地震波 トモグラフィを実施し、群発地震に伴い湧出した多量の湧水が地殻深部~マントル最上部に存在 する流体賦存域から放出された水の上昇に起因することを示した。さらに、S 波スプリッティン グ解析により推定した S 波偏向異方性の特徴から、原因は必ずしも明確でないが、上部地殻では クラックが発達した断層の交差部が流体の主な上昇経路として機能した可能性を示した。以上の 成果は、地震に伴って長期間の湧水が生じる可能性を評価するための指標の一つとして、地下深 部の流体賦存域やクラックが卓越する断層交差部の存否が有用である可能性を示唆する。今後は、 他地域における事例についても知見を収集し、地震活動に伴って異常湧水が生じる可能性を検討 する上で有効な指標の検討を進めることが重要であると考えられる。

謝辞

本報告では、防災科学技術研究所によって公開されている気象庁一元化地震データ及び連続波形データを使用しました。気象庁一元化地震データは防災科学技術研究所、北海道大学、弘前大学、東北大学、東京大学、名古屋大学、京都大学、高知大学、九州大学、鹿児島大学、気象庁、産業技術総合研究所、国土地理院、青森県、東京都、静岡県及び神奈川県温泉地学研究所の地震観測データを使用して、気象庁が文部科学省と協力して整理したものです。ここに記して感謝いたします。

空白ページ

5. 隆起・侵食に関する調査・評価技術

5.1 熱年代法などを用いた隆起・侵食評価手法の整備

5.1.1 背景と目的

地層処分事業においては、将来の隆起・侵食の予測の信頼性向上に向け、過去百万から数十万年以前からの隆起・侵食量の把握が求められる。火山・火成活動や地震・断層活動と異なり、隆起・侵食は、程度の差はあれ、場所を問わず普遍的に生じる自然現象であり、将来の地下水流動を評価する観点からも、サイトの場所に関わらず評価が必要となる。したがって、地形、地質、テクトニクスなどの条件に依らず、隆起・侵食量を評価するための手法の整備が望まれる。

一般に、過去百万年程度ないしそれ以上の期間の侵食量の評価には、鉱物の年代測定法における閉鎖温度の違いを利用した熱年代法が有効である(例えば、Reiners and Brandon, 2006;末岡・田上, 2019)。熱年代法が侵食の評価に使用されたのは、1970年代のヨーロッパアルプスの事例(Wagner et al., 1977)に端を発しており、以降、世界各地の造山帯や安定陸塊などに適用されてきた(Herman et al., 2013)。日本列島においては、比較的山地の規模が小さく、隆起の開始時期が若いことから、現在のテクトニクスを反映した侵食量の推定は相対的に困難であったが、近年の特に低温領域における熱年代法の発展により、中部山岳地域(Yamada and Tagami, 2008; Sueoka et al., 2012, 2017a)や東北日本弧(Sueoka et al., 2017b; Fukuda et al., 2019)などで研究事例が増えつつある(末岡ほか, 2015; Sueoka et al., 2016)。一方で、百万年オーダーの侵食量の推定が可能な地域は平均標高約1,000 m以上などの条件を満たす地域に限られることや(末岡ほか, 2015)、飛騨山脈のような複雑な熱史・熱構造を持つ地域では冷却年代から侵食量への換算が困難である(Yamada and Harayama, 1999)などの問題点があり、手法の適用性の拡充が望まれる。

本事業では、主に四種類の検討を行った。侵食速度が遅い地域の侵食速度評価に反映するための光ルミネッセンス(Optically stimulated luminescence:以下、「OSL」という)熱年代法の適用性の検討では、10万年スケールの侵食史の推定が可能な OSL 熱年代法を大深度ボーリングに適用することで、侵食速度が遅い地域に対する本手法の適用可能性を検討した。角閃石の地質温度圧力計とウラン-鉛(U-Pb)年代測定法を用いた侵食評価手法の検討では、地熱地域など、熱史や熱構造が複雑で熱年代による侵食史の評価が困難な地域に適用可能な手法として、花崗岩の固結深度と固結年代に基づいた侵食史の復元手法を試みた。岩石学的手法と地球年代学的手法を用いた高温領域の熱史及び隆起・侵食史の検討では、ジルコンのチタン温度計と U-Pb 年代測定法を組み合わせて、高温領域における熱史・侵食史の評価手法の高度化を検討した。熱年代法・宇宙線生成核種法・河川縦断形の数値地形解析を組み合わせた隆起・侵食速度の評価手法の検討では、河川縦断形解析を用いた隆起速度評価手法の高度化と、それに向けた侵食パラメータの較正を目的とした熱年代法及び宇宙線生成核種法による侵食速度評価を実施した。これらにより、より多様な地形、地質、テクトニクス条件に対して、隆起・侵食速度を評価するための手法の高度化を試みた。

5.1.2 侵食速度が遅い地域の侵食速度評価に反映するための光ルミネッセンス (OSL) 熱年代法の適用性の検討

(1) アプローチ

ルミネッセンス年代測定法は、自然放射線の作用により石英や長石などの鉱物内に蓄積された トラップ電子を熱や光の刺激により再結合させた際に生ずる発光の強度を利用した年代測定法で ある。トラップ電子の蓄積量は数百℃の熱や太陽光に曝されるとリセットされるため、ルミネッ センス年代は試料が加熱や光曝を受けて以降の時間に相当し、テフラや考古遺物、堆積物の年代測定に利用されている(塚本, 2018)。

近年、OSL 年代測定法の応用として、鉱物中のトラップ電子の蓄積開始時期及び蓄積率が周囲の温度によって変化することを利用し、試料の熱履歴を推定する OSL 熱年代法が提唱されている(Herman et al., 2010)。この手法は、フィッション・トラック(FT)法や(U-Th)/He 法といった既存の熱年代法では測定が困難な、過去数十万年の低温領域(30~100℃)の熱履歴の推定を得意とするため(Herman et al., 2010;Herman and King, 2018;Ault et al., 2019)、一般的な地温構造を仮定すると深度数百 m の侵食速度評価への利用が期待できる。OSL 熱年代法の適用は、ルミネッセンス信号が数万年から数十万年で飽和するため、露頭試料においては侵食速度の速い地域に制限されており、先行研究のほとんども、東ヒマラヤや南アルプス(ニュージーランド)、飛騨山脈といった侵食速度は数 mm/yr を超える地域で行われている(Herman and King, 2018)。しかし、Guralnik et al. (2015b)はドイツで掘削された大深度ボーリングコア(KTB borehole;Hirschmann et al., 1997)に長石の OSL 熱年代法を試み、地表から約 1 km まではルミネッセンス年代は飽和するが、それ以深から年代が減少すること、またルミネッセンスシグナル強度から推定した地熱の温度がボーリング孔温度と調和的であることを報告しており、大深度ボーリングコアを利用し、シグナルが未飽和の部分を抽出することで、侵食速度が遅い地域にもOSL 熱年代法を適用できる可能性を示した。

本研究開発では、隆起・侵食速度の評価技術の高度化に資するため、深度数百 m における 10 万年スケールの侵食史の復元を可能とする OSL 熱年代法の技術開発を進めた。平成 30 年度は、瑞浪で掘削された大深度ボーリングコアの試料 3 点に OSL 熱年代法を適用し、過去約 20 万年間の冷却史を推定することに成功した。これにより、侵食速度が遅い地域に対する本手法の有効性を示した。しかし、熱履歴解析は一通りの解析条件のみで行ったため、解析条件の違いに起因する熱履歴の不確実性が検証されていないという課題が残されていた。令和元年度は、瑞浪ボーリングコアの試料 3 点で追加の OSL 熱年代測定をするとともに、熱履歴モデリングのパラメータスタディを行うことで解析条件の影響を確認し、侵食速度が遅い地域に対する OSL 熱年代法の適用性のさらなる確認を行った。

(2) OSL 熱年代法の概要

当初、OSL 熱年代法は石英 OSL を利用していたが、年代測定の上限が低い(約 10 万年)ことや、母岩から抽出された石英のシグナルは不安定なものが多いことから(Guralnik et al., 2015a; King et al., 2016; Herman and King, 2018)、近年では長石 IRSL(Infrared stimulated luminescence: 赤外光ルミネッセンスと称されるが、広義では OSL に含まれるため、IRSL を利用した熱年代法も OSL 熱年代と称する)を利用することが多い。長石 IRSL の利点として、石英 OSL よりもルミネッセンス感度や年代測定の上限が高い(おおよそ 25~50 万年:塚本、2018)ことが挙げられる。しかし、長石利用の際には、トンネル効果による非熱的脱トラップ(以下「フェーディング」という; Wintle, 1973)の考慮が必要になる。長石を用いた OSL 熱年代法の基本モデルは以下のように記述される:

$$\frac{d\tilde{n}}{dt}$$
 = Trapping - Thermal detrapping - Athermal detrapping

 \tilde{n} は鉱物内のトラップ電子蓄積率(トラップ電子数/総トラップ数)、t は時間を表す。n の増加速度 $(d\tilde{n}/dt)$ は、電子のトラップ速度 (Trapping) から、熱的脱トラップ速度 (Thermal detrapping)

と非熱的脱トラップ速度 (Athermal detrapping) を引くことで表される。 さらにこのモデルは、以下の数学的モデルで記述される (King et al., 2016; Herman and King, 2018)。

$$\frac{d\tilde{n}}{dt} = \frac{\dot{D}}{D_0} \cdot (1 - \tilde{n}) - s_{th} \cdot \tilde{n} \cdot \exp\left(\frac{E_b - E_t}{kT}\right) - s_{tun} \cdot \tilde{n} \cdot \exp\left(\rho'^{-\frac{1}{3}} \cdot r'\right)$$

 \dot{D} は線量率(Gy/ka)、 D_0 は飽和線量(Gy)、 S_{th} は熱減衰の頻度因子、 E_b はバンドテイルのエネルギー(eV)、 E_t はトラップ深度(eV)、kはボルツマン定数(eV/K)、Tは温度(K)、 S_{tun} はフェーディングの頻度因子(3×10^{-15} /s)、 ρ 'は再結合センターの密度、r' はトラップと再結合センターの距離である。ルミネッセンス測定でこれらの物理パラメータを決定することで、温度とトラップ電子の蓄積率の関係が計算でき、この関係を利用し熱履歴を推定する。

近年では、より詳細な熱履歴推定を可能にする multi-OSL 熱年代法が開発されている(King et al., 2016)。この手法は、段階的に補助温度(測定温度)を上げて、連続して IRSL を測定する MET (multiple elevated temperature) 法(Li and Li, 2011)を利用している。補助温度によって IRSL の熱安定性は異なるため、MET 法を用いることで、1 試料から複数の閉鎖温度を設定できる。そのため、multi-OSL 熱年代法は過去 $10\sim20$ 万年の低温領域(<75°C)の熱履歴をより詳細に推定できる。

(3) 測定試料

侵食速度が遅いことが予想される東濃地域において掘削されたボーリングコア (孔名: MIZ-1; 魚住ほか, 2005) を用いて、OSL 熱年代法の適用性を検討した。アパタイト・フィッション・トラック (以下、「AFT」という) 法で推定された約 40 Ma 以降の侵食速度 (< 0.16 mm/yr; Yuguchi et al., 2017) や、河成段丘から求められた海洋酸素同位体ステージ (Marine Isotope Stage: 以下、「MIS」という) 6 から MIS 2 の隆起速度 (0.11~0.16 mm/yr; 田力ほか, 2011) から、東濃地域の侵食速度は 0.1 mm/yr 程度またはそれ以下と予想される。MIZ-1 コアは主に山陽帯の土岐花崗岩体で構成される (湯口ほか, 2010)。MIZ-1 コアの総掘削長は 1,300 mabh (meter along borehole) であり、OSL 熱年代用試料は 159 (MIZ-1-1)、449 (MIZ-1-3)、751 (MIZ-1-5)、1,043 (MIZ-1-8)、1,198 (MIZ-1-9) 及び 1,287 mabh (MIZ-1-10) 地点から採取した。そのうち MIZ-1-1、-3、-5 の 3 試料は、平成 30 年度に OSL 熱年代測定を実施済みである。令和元年度は、残りの 3 試料 (MIZ-1-8、-9、-10) の OSL 熱年代測定を実施した。

(4) 試料処理と OSL 測定条件

OSL 測定用のカリウム長石を抽出するため、以下の手順で岩石試料を処理した。光曝によるルミネッセンスの減衰を防ぐため、全ての作業は赤色灯下で行った。まず、露光している表面部分(厚さ約 1.5 cm)を岩石カッターで切りとった。露光部分は年間線量率を算出するため、放射性元素濃度測定に利用した。切り出した部分を乳鉢と乳棒で粉砕し、篩を用いて粒径を 180~250 μm に篩分後、10%塩酸で炭酸塩、35%過酸化水素で有機物を除去した。ポリタングステン酸ナトリウム水溶液を用いて重液分離を行い、密度が 2.58 g/cm³未満の粒子を抽出した。最後に、ネオジム磁石で磁性鉱物を分離した。

OSL の測定には、スイス・ローザンヌ大学所有の 8 線源(90 Sr/ 90 Y)を搭載した Riso TL/OSL reader(TL/OSL-DA-20;Bøtter-Jensen et al., 2010)を利用した。加熱率は 5C/s に設定した。補助温度(測定温度)は、50、100、150 及び 225Cに設定した。50~150Cの測定は大気雰囲気下で、225Cの測定は窒素 (N_2) 雰囲気下で行った。発光の検出には、光電子増倍管 (EMI9235QA)

を用いた。また、検出波長を紫~青色に制限するために光学フィルターBG3 と BG39 の組み合わせを利用した。

(5) OSL 測定と OSL 熱年代モデリング

OSL 測定では、放射線反応曲線測定、等温減衰測定及びフェーディング測定を行い、電子のトラップ率、熱的脱トラップ及び非熱的脱トラップの算出に必要な各物理パラメータを決定した。また、数値解析ソフトウェアの Mathworks 社製 MATLAB を用いて、熱履歴を推定した。計算手順としては、まず温度一時間パスを無作為に発生させ、求めた物理パラメータを基に、それぞれのパスに対応する電子トラップの成長曲線を計算した。この中から試料の蓄積トラップ電子量(等価線量)に到達する成長曲線のみを抽出することで、実測値とよく適合する温度・時間パスの分布範囲を制約し、熱履歴の復元及び信頼性の評価を行った。

熱履歴解析の条件設定が冷却史に及ぼす影響を評価するため、3 通りのモデリング条件について解析を行った。パラメータスタディを行ったのは年代の始点と温度の始点で、 $0.5\,\mathrm{Ma}$ と $150^\circ\mathrm{C}$ (Set A)、 $1.0\,\mathrm{Ma}$ と $90^\circ\mathrm{C}$ (Set B) 及び $2.0\,\mathrm{Ma}$ と $60^\circ\mathrm{C}$ (Set C) の $3\,\mathrm{R}$ ターンを設定した。Set A は Multi-OSL 熱年代法を開発した King et al. (2016) に倣った。Set B と Set C は土岐花崗岩体の AFT 法(閉鎖温度: $90\sim120^\circ\mathrm{C}$ 、partial annealing zone: $60\sim130^\circ\mathrm{C}$)による年代が $52.1\pm2.8\sim37.1\pm3.6\,\mathrm{Ma}$ (Yuguchi et al., 2017) であることを考慮し、Set A よりも温度の始点を低くした。また、温度の幅が狭くなることによる恣意的な熱履歴の制約を防ぐため年代幅を広く(温度の始点を古く)した。温度の終点は各試料の掘削深度における孔内温度とした (魚住ほか, 2005)

(6) 熱履歴推定結果

OSL 熱年代測定の結果を図 5.1.2-1 に示す。図の色相は、パスの確率密度(PDF: probability density function)を表し、暖色系ほど高確率を表す。赤線はその時間におけるパスの分布の中央値、緑線が±60%信頼区間、黒線が±90%信頼区間の範囲を示す。時間ごとのパスの分布の中央値(赤線)、もしくはその周辺を通り、かつパスの確率密度分布の高い部分(色相が暖色系の部分)が信頼性の高い熱履歴を表す。

過去 20 万年の範囲において、全てのモデリングで、暖色系の確率密度は現在の温度(孔内温度)付近に分布し、全パスの中央値も暖色系の確率密度分布と一致した。すなわち、Multi-OSL熱年代法の適用範囲である 20 万年前までは、設定の差異によるモデリングへの影響は確認できなかった。また、過去 10~20 万年間にわたって温度がほとんど変化していないという解析結果は信頼性が高いと考えられる。推定された熱履歴は、本地域で報告されている過去 10 万年スケールの隆起速度(田力ほか, 2011)や、1,000 万年スケールの侵食速度(Yuguchi et al., 2017)が、0.1 mm/yr 程度またはそれ以下と緩慢なこととも矛盾しない。

20 万年前以前の熱履歴を比較すると、MIZ-1-9 は他の試料と比べて暖色系の確率密度分布の年代幅が狭く、全パスの中央値も 20 万年前後で急な変異を示した。Multi-OSL 熱年代法の適用年代範囲外ではあるが、MIZ-1-9 と他試料との明らかな差異は、熱水活動や断層運動に関連する局所的な再加熱など、熱履歴に関する情報を含む可能性があるため、飽和線量・物理パラメータの他試料との比較や、局所的な再加熱イベントなどを考慮し、検討する予定である。

(7) 今後の展望

東濃地域での解析の結果、侵食速度が遅い(<~0.1 mm/yr)地域における OSL 熱年代法の有効性が確認できた。今後は、先行研究で報告されていない侵食速度が中程度(0.5 mm/yr 前後)の地域に対して OSL 熱年代法を適用する予定である。事例対象地域としては、大深度ボーリン

グコア試料など、標高差が数百 m 程度の差を持つ岩石試料の入手が可能な六甲山地と北上山地を 検討している。

六甲山地は、大阪群層の海成粘土 Ma-1 の堆積(約 1Ma)以降に少なくとも 500 m の隆起(隆起速度: 0.5 mm/yr 以上)を起こしたことが知られている(藤田, 1983)。末岡ほか(2010)は AFT 法で求めた年代(約 $20\sim30$ Ma)から現在までの平均削剥速度を約 $0.04\sim0.10$ mm/yr と報告したが、松四ほか(2014)は石英中の宇宙線生成核種(^{10}Be)から、六甲山地流域の 10^2-10^4 年 スケールの削剥速度を $0.37\sim0.81$ mm/yr と算出した。これらの先行研究より、六甲山地の侵食速度は、1 Ma 以降の変動によって大きく増加したことが考えられる。しかしながら、 $10^4\sim10^5$ 年 スケールの侵食速度の先行研究はなく、第四紀スケールの詳細な侵食史の議論ができていない。 OSL 熱年代法を六甲山地に適用することで、先行研究で報告されていない侵食速度地域(0.5 mm/yr 前後)における OSL 熱年代法の適用可能性の評価を行うとともに、FT 法や ^{10}Be 法などの既存の方法では測定困難な $10^4\sim10^5$ 年スケールの熱履歴・侵食史を推定する。

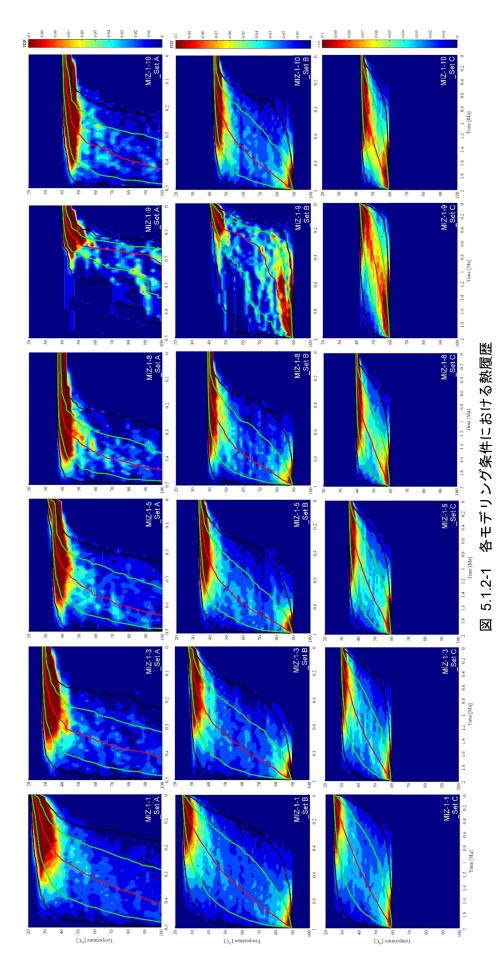
六甲山地では、本年度は試料採取を行った。試料には、国立研究開発法人防災科学研究所所有の掘削深度 1,313.2 m の「甲山」ボーリングコア(兵庫県西宮市甲山森林公園内)を用いた(山田ほか,2012)。甲山は、瀬戸内火山帯に属する活動時期約 15Ma の中新世の火山で、この地域の基盤岩である六甲花崗岩を貫く形で形成された(藤田・笠間,1982;藤田,1983)。そのため、甲山山頂付近は輝石安山岩で構成されるが、甲山コアは甲山山頂の西約 300 m の位置で掘削されているため、基盤岩の六甲花崗岩で構成される。六甲花崗岩は、K-Ar 法や Rb-Sr 法のような閉鎖温度が高い手法では、約 70Ma の年代を示している(河野・植田,1966;藤田・前田,1984;Terakado and Nohda, 1993)。風化や断層破砕帯、ノンコアリング掘削部分を避け、408、642、818 及び1,048 m 地点の試料を採取した。次年度以降は、試料処理の後、OSL 熱年代測定を行う予定である。

北上山地では、ダムの堆砂量と基準高度分散量から侵食速度が 0.355 mm/yr と算出されており (藤原ほか, 1999)、東濃地域と六甲山地の中間の侵食速度を有することが予想される。本年度 は、岩手県釜石市釜石鉱山で掘削されたボーリングコア (孔名: MATK-40 号孔) から、地表から の深度 424、460、499、575、613、652、690、729、768 及び 797 m 地点の試料を採取した。 424~499 m の試料は閃緑岩もしくは閃緑ひん岩、それ以降は石英閃緑岩で構成される。次年度 以降は、試料処理と OSL 熱年代測定に加え、北上山地の地質や地形、侵食速度に関わる既往文献を収集・整備する予定である。

(8) まとめ

本事業によって、侵食速度が遅い地域に対する、大深度ボーリングコアを利用した OSL 熱年代法の適用性を確認できた。本手法は、既存の手法では推定が困難な、数十万年までの低温領域の熱履歴を推定できる方法として有効であると考えられる。

今後は、熱履歴推定の精度をより高めるために、気候変動による温度変化、試料の飽和線量などを考慮し、モデリング条件の設定法・モデリング結果の解析法を整備・高度化する。また、先行研究で報告されていない侵食速度が中程度(0.5 mm/yr 前後)の地域に対する OSL 熱年代法の適用可能性を検討する。



年代の始点と温度の始点を 0.5 Ma と 150°C(Set A)、1.0 Ma と 90°C(Set B)及び 2.0 Ma と 60°Cに設定し、熱履歴モデリングを行った。 図の色相は、パスの確率密度を表し、暖色系ほど高確率を示す。赤線はその時間におけるパスの分布の中央値、緑線が土60%信頼区間、 黒線が±90%信頼区間の範囲を示す

5.1.3 角閃石の地質温度圧力計と U-Pb 年代測定法を用いた侵食評価手法の検討

地質温度圧力計を利用して花崗岩体の固結深度を決定すると同時に、岩体固結時の絶対年代を、ジルコンの U-Pb 年代測定によって決定する。これを事例対象地域で複数の岩体内の異なる地理的位置の試料について行うことで、侵食量の上限を制約する。条件がそろえば研究対象地域の侵食史を推定できる。研究開発は、侵食量に関する既往研究が多数ある飛騨山脈黒部地域で採取され、提供された試料を用いて実施した。

(1) 研究手法

本研究で用いる地質温度圧力計は、角閃石圧力計(Al-in-Hbl 圧力計)と角閃石—斜長石温度計である。まず、Al-in-Hbl 圧力計の原理について、Hollister et al. (1987)及び Schmidt (1992)に基づいた、高橋(1993)の解説をもとに簡単に述べる。

花崗岩の全岩化学組成は、 SiO_2 , Al_2O_3 , TiO_2 , MgO, FeO, Fe_2O_3 , CaO, Na_2O , K_2O 及び H_2O の 10 成分で近似できる。ウェット・ソリダス上における構成鉱物が、角閃石、黒雲母、斜長石、カリ長石、石英、(チタン石、磁鉄鉱、チタン鉄鉱) のうち 2 相、メルト、 H_2O であるとすると、10 成分系で 9 相共存となり、自由度は 3 になる。角閃石を含む花崗岩質メルトのウェット・ソリダスは、2 kbar 以上でほぼ一定温度(約 700°C)であることと及び、多くの花崗岩体で斜長石リムの化学組成はほぼ一定であることから、自由度が 2 減って 1 になり、圧力だけが変数になる。このときの単純化した反応式は

2 石英 +2アノーサイト + 黒雲母 = 角閃石 + カリ長石 を考えればよい。角閃石をチェルマク閃石と考えると

 $2SiO_2 + 2CaAl_2Si_2O_8 + KMg_3AlSi_3O_{10}(OH)_2 = Ca_2Mg_3Al_2Si_6Al_2O_{22}(OH)_2 + KAlSi_3O_8$ と表記できるが、このとき角閃石は Mg+Si=2Al のチェルマック置換が可能で、これが圧力の指標となる(Hoillister et al., 1987; Schmidt, 1992;高橋, 1993)。圧力と Al 量の相関には、斜長石置換(NaSi=CaAl)もかかわっているが影響は小さい(Schmidt, 1992)。実際には、 $Si\Box=Al(Na,K)$ のエデナイト置換(\Box は空隙)によっても角閃石中の Al 量は変動するため、正確な圧力見積もりにはエデナイト置換の評価が欠かせない(Anderson and Smith, 1995)。Al-in-Hbl 圧力計の改良は現在も続いており、さまざまなキャリブレーションがある(例えば Mutch et al., 2016)。本研究では、従来のキャリブレーションよりも、より低圧まで適用可能な Mutch et al. (2016)のキャリブレーション

 $P \text{ (kbar)} = 0.5 + 0.331(8)*Al_{tot} + 0.995(4)*Al_{tot}^2$

を用いた。こうして求まった圧力は、上述の原理と整合的であること、すなわち温度・圧力図上でウェット・ソリダス上に位置していることが必要である。その検証のため、圧力見積もりに用いた角閃石とそれに隣接する斜長石の組成に対して、シリカに飽和した岩石中で斜長石と共存する角閃石の Aliv量を用いた角閃石—斜長石温度計(Blundy and Holland, 1990)を適用し、求まった温度圧力条件がウェット・ソリダス上の条件として適当であるか否かも検証した。これらのチェックを通過したデータを用いて、花崗岩の固結深度を見積もった。

(2) 研究試料

本研究では飛騨山脈黒部地域の2地点から採取済みの岩石試料 KRG04と KRG07を用いて固結温度・圧力推定を行った(図 5.1.3-1)。これに加え、昨年度までに未分析の同地域の岩石試料31個について、43枚の薄片を京都大学で作成し、温度圧力推定に必要な角閃石の有無を偏光顕微鏡観察で調べた。これらのうち角閃石を含む試料については、14枚のダイヤモンド研磨薄片を京都大学で作成し、うち11試料について電子線マイクロアナライザー(Electron Probe Micro

Analyzer:以下、「EPMA」という)で、岩石組織観察と鉱物化学組成分析を進めた。また、角閃石を含む12試料のジルコン分離作業を株式会社京都フィッション・トラックで行い(表 5.1.3-1)、U-Pb 年代測定のための試料準備を行った。

表 5.1.3-1 鉱物分離の結果

#	試料名	アパタイト粒子数	ジルコン粒子数	備考
1	KRG19-AB02 MME	>104	3,000	Thorite微量
2	KRG19-00	3,000	105	
3	KRG19-A01	1,000	104	
4	KRG19-A02	1,000	104	
5	KRG19-A03 granite	300	104	Py多し
6	KRG19-A03 MME	300	2,000	
7	KRG19-A04 MME	~100	500	
8	KRG19-A06	>104	>104	Thorite微量
9	KRG19-B04	5,000	>104	
10	KRG19-B08b granite	500	2,000	
11	KRG19-B08b mafic	500	5,000	
12	KRG19-B11	3,000	104	Thorite目立つ

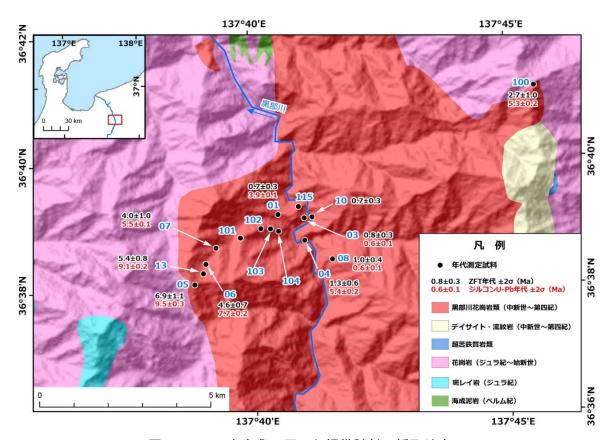


図 5.1.3-1 本事業で用いた提供試料の採取地点

Ito et al. (2013) の試料採取地点(01-13)、King et al. (2020)及び末岡ほか(未公表)の試料採取地点(101-115)を示している。既報のジルコン FT 年代とジルコン U-Pb 年代(Yamada, 1996; Ito et al., 2013)はそれぞれ黒字と赤字で示している。本事業で固結温度・圧力推定を行った試料は04 と 07 から得られた。

(3) 分析方法

京都大学設置の波長分散型 EPMA(JEOL JXA-8105)による鉱物化学分析は、ダイヤモンド研磨した試料を炭素蒸着後、加速電圧 $15.0\,\mathrm{kV}$ 、電流値 $10\,\mathrm{nA}$ 、ビーム径 $3\,\mu\mathrm{m}$ で行った。標準試料には Astimex 社製 MINM25-53 及びその他の天然及び合成鉱物を用い、濃度計算にあたっては ZAF 補正を適用した。ピークとバックグラウンドの計測時間は、F についてはそれぞれ $60\,\mathrm{t}$ と $30\,\mathrm{t}$ 、Cl については $30\,\mathrm{t}$ と $15\,\mathrm{t}$ 、他の元素については $10\,\mathrm{t}$ と $5\,\mathrm{t}$ と $5\,\mathrm{t}$ とした。

(4) 岩石記載

KRG04 及び KRG07 は、それぞれ 5.4±0.2Ma 及び 5.5±0.1Ma の U-Pb ジルコン年代を示すため (Ito et al., 2013)、黒部別山花崗岩 (原山ほか, 2010) に相当する。構成鉱物は角閃石、黒雲母、斜長石、カリ長石、石英、チタン石、磁鉄鉱、燐灰石、褐簾石及びジルコンである。KRG04、KRG07 のマトリクスの黒雲母や長石類は、結晶化後の流体活動の影響により、緑泥石化及び一部セリサイト化している。

KRG04 においては、角閃石の分解も顕著で、2次的な緑泥石やチタン石に置換される。そのため、固結圧力推定においては緑泥石化の程度が弱い箇所を用いた。角閃石のコアはリムに比べてMgに富み Al に乏しい。マグネシオホルンブレンド組成の角閃石が大半であるがアクチノライト組成の部分も存在する。角閃石のリムにはカリ長石など角閃石圧力計の適用に必要な鉱物が包有

されていることが X 線マップから確認でき、角閃石のリムはマトリクスの斜長石リムと接している (図 5.1.3-2)。

KRG07 においては、マグネシオホルンブレンド組成の角閃石はパッチ状の組成累帯構造を示し(図 5.1.3-3)、コアにはチタン鉄鉱や燐灰石が包有される。一方リムには、緑泥石化した黒雲母、斜長石、チタン石、カリ長石、燐灰石が包有され、これらの組合せに石英、磁鉄鉱、褐簾石を加えた鉱物組合せを有するマトリクス鉱物と平衡共存していたと考えられる。斜長石のリムは $An14\sim22$ 程度を示す。

(5) 地質温度・圧力計の適用

KRG04 及び KRG07 の角閃石リムのうち、An15 以上の斜長石リムと共存する部分は、共存鉱物の観点から Mutch et al. (2016)の適用条件を満たし、マグマの固結圧力を与えうる。そのような角閃石リム組成に Mutch et al. (2016)の Al-in-Hbl 圧力計を適用して固結圧力を求めた。また、その角閃石組成と隣接する斜長石リムの組成とに、角閃石一斜長石温度計 (Blundy and Holland, 1990) を適用し、温度条件を求めた。

ただし、KRG04 では微細組織観察から、角閃石と直接接する斜長石リム最外縁部の一部に、2次的な変質部分が認められる(図 5.1.3-2)。こうした部分はマグマ固結時の鉱物化学組成を保持していないと考えられるため、温度・圧力推定には用いないこととした。

KRG07では、角閃石化学組成の Al vs Cl、Al vs Mg などのプロット上で、化学組成トレンドが屈曲する傾向が認められる(図 5.1.3-4)。図 5.1.3-4で水色の点として示した分析点は、直接接する角閃石リムと斜長石リムのペアから温度圧力見積もりを行うために用いた点である。温度・圧力推定に用いた斜長石と直接接する角閃石リムの組成は両者にまたがる。図 5.1.3-3の X 線マップを参照すると、Cl 濃度が低い部分は Mg 濃度が高くなっており、Mg-Cl avoidance rule に従っていることがわかる。

詳細な微細組織観察を反映して、固結圧力見積もりに用いる分析点を吟味した結果、KRG04と KRG07からそれぞれ $1.54\pm0.25\sim2.21\pm0.35$ kbar 及び $1.58\pm0.25\sim2.38\pm0.38$ kbar の固結圧力が見積もられた。花崗岩体の上に存在する岩石の平均密度を 2,700 kg/m³とし、静岩圧を仮定すると、KRG04と KRG07からそれぞれ $5.8\pm0.9\sim8.3\pm1.3$ km 及び $6.0\pm1.0\sim9.0\pm1.4$ km の固結深度が見積もられた(図 $5.1.3\cdot5$)。求まった固結温度・圧力条件は、誤差の範囲内で優白質花崗岩の含水ソリダス上にのることが確認できた(図 $5.1.3\cdot5$)。この固結深度見積もりは、昨年度求めた KRG16·101の見積もりと誤差の範囲で一致する。

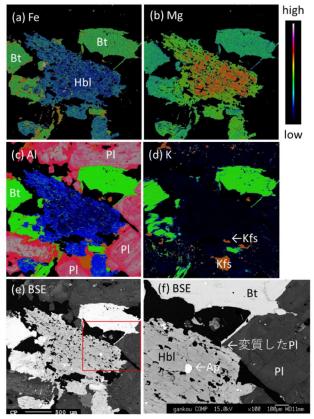


図 5.1.3-2 KRG04 に含まれる角閃石及びその周辺の X 線マップと反射電子像 (BSE) (a) Fe の X 線マップ、(b) Mg の X 線マップ、(c) Al の X 線マップ、(d) K の X 線マップ、(e) BSE 像、(f) BSE 像 (e の赤四角内の拡大) 角閃石と接する斜長石リムの一部は顕微鏡下で汚濁しており、やや変質している。

(Bt: 黒雲母、Hbl: 角閃石、Pl: 斜長石、Kfs: カリ長石)

(a) BSE (b) Cl (c) Al Pl

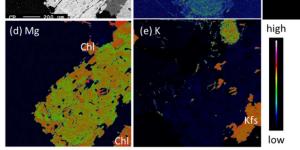


図 5.1.3-3 KRG07 に含まれる角閃石とその周辺の X 線マップ
(a) BSE 像、(b) Cl の X 線マップ、(c) Al の X 線マップ、
(d) Mg の X 線マップ、(e) K の X 線マップ

(Chl:緑泥石、Hbl:角閃石、Pl:斜長石、Kfs:カリ長石)

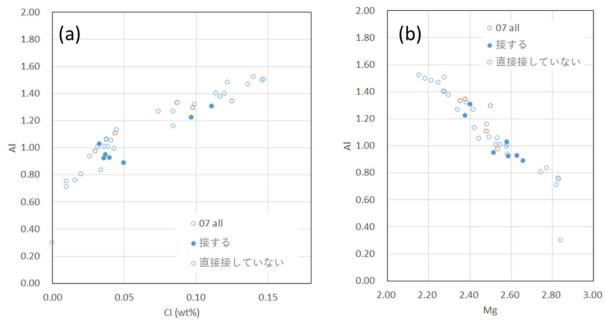
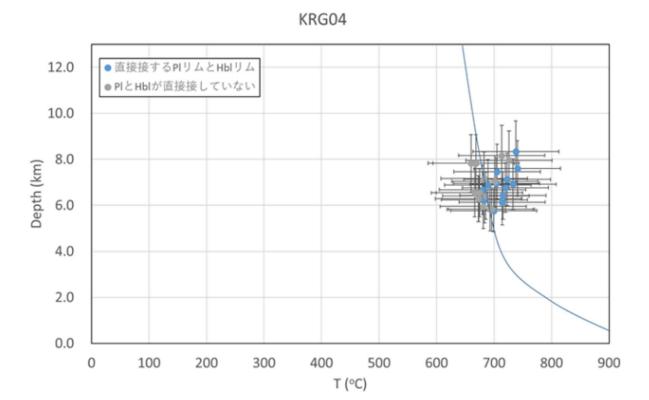


図 5.1.3-4 KRG07 に含まれる角閃石の化学組成プロット (a) Al (apfu) vs Cl (wt%)、(b) Al (apfu) vs Mg (apfu)



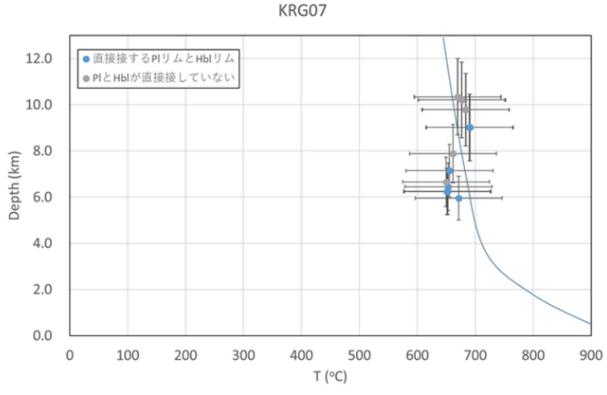


図 5.1.3-5 KRG04 及び KRG07 の固結深度見積もり 水色の点は直接接する角閃石と斜長石のリムを用いており、 これらを信頼性が高い見積もりとして採用する。(元データについては付録 2 を参照)

(6) まとめと今後の展望

今年度は約5.5Ma の年代を示す黒部別山花崗岩2 試料について固結深度を $5.8\pm0.9\sim8.3\pm1.3$ km 及び $6.0\pm1.0\sim9.0\pm1.4$ km と見積もることができた。KRG04 について約5.4Ma 以降の平均削剥速度を求めると、 $1.0\pm0.2\sim1.6\pm0.3$ mm/yr となる。また KRG07 については約5.5Ma 以降の平均削剥速度が $1.1\pm0.2\sim1.7\pm0.3$ mm/yr と見積もられる。

図 5.1.3-2 に示したような、角閃石の組成変化トレンドにみられる屈曲の成因がわかれば、圧力計適用条件である相組合せが満たされている段階を一層絞り込むことができ、マグマ固結時の温度・圧力条件をさらに制約できる可能性がある。よって今後、微細組織観察をさらに綿密に推し進めることで、角閃石の組成変化トレンドの屈曲の原因を探る。また今年度新たに分析を開始した黒部川花崗岩の試料の解析と年代測定実施により、さらに新しい年代に固結した花崗岩体の固結深度を求めることができるかもしれない。

5.1.4 岩石学的手法と地球年代学的手法を用いた高温領域の熱史及び隆起・侵食史の検討

地形学的手法や年代測定などを用いた過去百万年~数十万年前以前からの隆起・侵食を把握するための技術の拡充を目指し、岩石学、地球年代学などの手法を融合的に用いた隆起量・侵食量の評価方法の整備を山形大学と東京大学との共同研究の下で実施した。研究手法や、得られたデータの詳細は、共同研究報告書(付録3)を参照されたい。

深成岩体を伴う地域の隆起量・侵食量の評価には地球年代学的(熱年代学的)な手法が有用で ある (例えば、末岡ほか, 2015; Yuguchi et al., 2019)。また鉱物の組織的特徴や化学組成は、鉱 物生成時の温度条件や環境を把握するための手がかりとなる (Yuguchi et al., 2019)。これらの ことから、岩石学的手法と地球年代学的な手法の融合は、マグマの貫入・定置に関する情報など の、熱年代学のみでは得られない、隆起史・侵食史の解明に資する地質情報の取得が可能となる。 これらの手法の構築を通じて隆起量・侵食量評価に寄与する自然現象の影響評価手法の高度化に 向けた整備を実施した。令和元年度は、ジルコンの U-Pb 年代に基づく結晶化年代、及びカソー ドルミネッセンス観察に基づく成長様式の解明を通じて、ジルコン成長の物理化学条件の決定手 法の構築を行った。また、ジルコンの結晶化温度を推定するためにチタン温度計を適用した。平 成 30 年度に山形大学と実施した共同研究「岩石・年代学的手法を用いた自然現象の影響評価手 法の高度化に関する研究」(平成 30 年度共同研究報告書(付録 4))では、チタン濃度の定量性に 課題が残った。そのため、令和元年度は、分析における干渉元素(同位体)を低減するなど分析 法の最適化を図り、レーザーアブレーション ICP 質量分析法(Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry: 以下、「LA-ICP-MS」という)によるチタンの定量分析を 試みた。また、より若い年代値(~1 Ma)を示すことが予測される花崗岩帯の試料をはじめ、複 数の岩体の対象試料として加えた。

(1) 研究手法

ジルコンの結晶化年代及びチタン温度計による結晶化温度の推定を行うため、LA-ICP-MS による U-Pb 同位体分析及びチタン濃度の定量分析を同時に実施する分析手法の開発を行った。 Yuguchi et al. (2016)及び平成 30 年度に実施した山形大学との共同研究「岩石・年代学的手法を用いた自然現象の影響評価手法の高度化に関する研究」(平成 30 年度共同研究報告書 付録 4)では、LA-ICP-MS により U-Pb 年代測定を、EPMA を用いてチタン濃度の定量分析を実施した。2つの分析手法では空間分解能が異なり、EPMAでのチタン濃度の定量は(分析領域<10 μm)は LA-ICP-MS での U-Pb 同位体分析(分析領域 ~20·30 μm)に比べ高い空間分解能で分析可能である。そのため、EPMAでは累帯構造の各レイヤーで定量分析を実施したが、実際の分析領

域は厳密には LA-ICP-MS での分析点と異なるため、U-Pb 同位体分析から得られる結晶化年代とチタン濃度の定量から得られる結晶化温度を直接関連付けることはできなかった。また、EPMA でのチタン濃度の定量下限は、およそ 100~ppm 程度であることも判明しており、一般的な花崗岩に含まれるジルコン中のチタン濃度(数 ppm—数十 ppm)を精確に定量することは困難である。そのため、チタン定量において相対的に高感度である LA-ICP-MS を用いて同一分析領域から U-Pb 同位体比とチタン濃度情報の同時取得を試みた。

また、ジルコンの結晶化年代及び結晶化温度を導出する上で、ジルコンの内部構造の把握は重要な課題である。この成長構造の解明のために、電子顕微鏡によるカソードルミネッセンス像観察(Scanning Electron Microscope—Cathodoluminescence:以下、「SEM-CL」という)を実施した。SEM-CL 像観察には山形大学理学部に設置された SEM-CL 装置(JEOL IT-100A + Gatan Mini CL)、原子力機構 東濃地科学センター所有の EPMA(JEOL JXA-8530F)を使用した。本研究は、SEM-CL 像観察よって得られるジルコンの内部構造に基づき、U-Pb 年代・チタン濃度同時定量地点を決定した。

得られたジルコン U-Pb 年代及び結晶化温度に対して、その妥当性を検証するための比較対象として、黒雲母 K-Ar 年代を求めた。黒雲母 K-Ar 年代の閉鎖温度は、 300 ± 50 °C(Dodson and McClelland-Brown, 1985)であり、ジルコンの結晶化温度と比較して低温である。このため、得られるジルコン U-Pb 年代は黒雲母 K-Ar 年代と同程度かそれよりも古い年代を有すると考えられる。この傾向を活用し、妥当性の検討に用いた。また、この検討はジルコン U-Pb 年代と黒雲母 K-Ar 年代の両方を取得することを意味し、各試料の温度-時間履歴(t-T path)を構築する有用なデータとなる。3 岩体(黒部川花崗岩体、大崩山花崗岩体及び遠野複合岩体)の選定した試料に対して実施した黒雲母 K-Ar 年代を活用した(表 5.1.4-1)。4 試料の黒雲母 K-Ar の年代測定を株式会社蒜山地質年代学研究所において実施した。残りの3 試料の年代値は山形大学が所有する未公表データを用いた(表 5.1.4-1)。

表 5.1.4-1 黒雲母 K-Ar 年代リスト

岩体名	試料数	サンプル名	黒雲母K-Ar年代	
黒部川 花崗岩体	1	優白質岩:009-2、006-2	本研究で実施	
		黒雲母花崗岩:052405	山形大学所有未公表データ	
	`	ホルンブレンド黒雲母	本研究で実施	
大崩山 花崗岩体		花崗岩:091417		
I C INDACT I I.		ホルンブレンド黒雲母	山形大学所有未公表データ	
		花崗閃緑岩:091418		
)+ m>+6 A	_	中心部相	山形大学所有未公表データ	
遠野複合 深成岩体	·	主岩相	本研究で実施	
NINAME II.		周辺部相	本研究で実施	

(2) 対象試料

4 つの花崗岩体から採取したジルコンを研究対象とした。対象とした岩体は、生成年代の異なる富山県の黒部川花崗岩体、宮崎県の大崩山花崗岩体、岐阜県の土岐花崗岩体及び岩手県の遠野複合深成岩体である(表 5.1.4-2)。試料は共同研究先の山形大学より提供を受けたものである。試料の詳細については、共同研究報告書(付録 3)を参照されたい。

岩体名 試料数		サンプル名		
黒部川 花崗岩体	1	優白質岩:009-2、006-2		
		黒雲母花崗岩: 052405		
大崩山 花崗岩体	3	ホルンブレンド黒雲母花崗岩:091417		
1814/211		ホルンブレンド黒雲母花崗閃緑岩:091418		
土岐花崗岩体	3	温度-時間履歴を有する試料		
工蚁化両右件	3	DH6-2、DH9-10、DH13-2		
)+ m> +6 A	- 1/- 0	中心部相		
遠野複合 深成岩体	3	主岩相		
M14/44/11		周辺部相		

表 5.1.4-2 対象とする岩石試料

(3) カソードルミネッセンス観察結果

ジルコンの内部構造に基づき、分析点の選定を行った。これはジルコンの内部構造はその生成温度・年代の違い(生成ステージの違い)を反映するためである(Yuguchi et al., 2016)。各岩体のジルコンのカソードルミネッセンス(CL)観察の相違から、3つの領域に区分できる(①均質な領域、②オシラトリーゾーニング領域、③外来性コア(inherited core))。多くのジルコン粒子は、①低輝度で均質なコアとそれを囲む②オシラトリーゾーニング領域からなる。この構造は、均質コアがオシラトリーゾーニング領域よりも、早いタイミングかつ高温条件で形成されたことを示している。

黒部川花崗岩体において、CL 観察より①均質な領域、②オシラトリーゾーニング領域、③外来性コアのそれぞれの領域が観察された。①から③のそれぞれの領域から、 $30\,\mu m$ 直径の円領域をデータ収集地点として選定した。

大崩花崗岩体において、CL 観察より①低輝度で均質な領域、②オシラトリーゾーニング領域、 ③外来性コアのそれぞれの領域が観察された。 $20\sim25\,\mu m$ 直径の円領域をデータ収集地点として 選定した。

土岐花崗岩体において、CL 観察より①低輝度で均質な領域、②オシラトリーゾーニング領域、 ③外来性コアのそれぞれの領域が観察された。①から③のそれぞれの領域から、30 μm 直径の円 領域をデータ収集地点として選定した。

遠野複合深成岩体において、CL 観察より①均質な領域、②オシラトリーゾーニング領域が観察された。①から②のそれぞれの領域から、 $30 \, \mu m$ 直径の円領域をデータデータ収集地点として選定した。

(4) ジルコンの U-Pb 年代とチタン濃度から結晶化年代・温度の導出

1) 黒部川花崗岩体のジルコン

黒部川花崗岩体試料は、東濃地科学センターの LA-ICP-MS を用いて定量分析を実施した。定量下限以下のチタン濃度も散見されるが、本報告書ではそれらが正しい濃度に近しいと仮定し、得られたチタン濃度から Ti-in-zircon 温度計(Watson et al., 2006)を用い結晶化温度を導出した。その際、活動度は 0.3 と仮定した。その結果、岩相及び CL 領域区分を考慮しない場合、全ての分析点の U-Pb 年代は、約 0.5 Ma から 9 Ma の年代幅及び 636 ± 102 ℃から 729 ± 27 ℃の温度幅を有する。

①均質な領域から得られた年代値と②オシラトリーゾーニング領域から得られた年代値は整合的である。①均質な領域から得られた温度条件は 640° ~ 754° 0の幅を有し、②オシラトリーゾーニング領域から得られた温度条件は 636° 0~ 779° 0の幅を有しており、温度条件にも相違はない。優白質岩は 0.46 ± 0.35 Ma~ 1.85 ± 0.54 Ma の年代幅及び $636\pm102^{\circ}$ 0~ $779\pm27^{\circ}$ 0の温度幅を有する。

2) 大崩山花崗岩体のジルコン

大崩山花崗岩体試料は、学習院大学理学部の LA-ICP-MS を用いて定量分析を実施した。得られたチタン濃度から結晶化温度の導出は Ti-in-zircon 温度計(Watson et al., 2006)を用いた。その際、活動度は 1 と仮定した。岩相及び CL 領域区分を考慮しない場合、全ての分析点の U-Pb 年代は、約 11 $Ma\sim480$ Ma の年代幅及び 556 ± 14 $^{\circ}$ $^{\circ}$ $^{\circ}$ 0 $^{\circ}$ 0 $^{\circ}$ 0 $^{\circ}$ 0 $^{\circ}$ 1 $^{\circ}$ 1 $^{\circ}$ 1 $^{\circ}$ 2 $^{\circ}$ 2 $^{\circ}$ 2 $^{\circ}$ 3 $^{\circ}$ 4 $^{\circ}$ 4 $^{\circ}$ 5 $^{\circ}$ 4 $^{\circ}$ 5 $^{\circ}$ 5 $^{\circ}$ 5 $^{\circ}$ 6 $^{\circ}$ 7 $^{\circ}$ 8 $^{\circ}$ 9 $^{\circ}$ 8 $^{\circ}$ 9 $^$

①均質な領域から得られた年代値と②オシラトリーゾーニング領域から得られた年代値は整合的である。それに対して、①均質な領域から得られた温度条件は $670^\circ C \sim 760^\circ C$ の幅で狭いのに対して、②オシラトリーゾーニング領域から得られた温度条件は $560^\circ C \sim 950^\circ C$ の広い幅を有する。黒雲母花崗岩は 11.3 ± 0.8 Ma $\sim 14.2\pm1.1$ Ma の年代幅及び $556\pm14^\circ C \sim 875\pm25^\circ C$ の温度幅を有する。ホルンブレンド黒雲母花崗岩は 11.9 ± 1.0 Ma $\sim 14.7\pm0.7$ Ma の年代幅及び $633\pm14^\circ C \sim 858\pm20^\circ C$ の温度幅を有する。ホルンブレンド黒雲母花崗閃緑岩は 11.1 ± 0.9 Ma $\sim 16.1\pm0.7$ Ma の年代幅及び $611\pm16^\circ C \sim 946\pm22^\circ C$ の温度幅を有する。各岩相の間で年代と温度に大きな相違がないことを示す。

3) 土岐花崗岩体のジルコン

土岐花崗岩体試料は、東濃地科学センターの LA-ICP-MS を用いて定量分析を実施した。得られたチタン濃度から結晶化温度の導出は Ti-in-zircon 温度計(Watson et al., 2006)を用いた。その際、活動度は 1 と仮定した。岩相及び CL 領域区分を考慮しない場合、 $69.4\pm7.3~\mathrm{Ma}\sim79.9\pm4.4\mathrm{Ma}$ の年代幅及び 575 ± 51 $^{\circ}$ $^{\circ}$ $^{\circ}$ 0~ $^{\circ}$ 34 ±22 $^{\circ}$ 0の温度幅を有する。

①均質な領域から得られた年代値と②オシラトリーゾーニング領域から得られた年代値は整合的である。それに対して、①均質な領域から得られた温度条件は 629° \sim 719° \sim 0の幅で狭いのに対して、②オシラトリーゾーニング領域から得られた温度条件は 757° \sim 734° \sim 0の広い幅を有する。DH6-2 は 72.9 ± 4.8 Ma \sim 77.2 ±3.2 Ma の年代幅及び 629 ± 28 ° \sim 734 ±22 ° \sim 00温度幅を有する。DH9-10 は 74.0 ± 2.9 Ma \sim 78.3 ±5.0 Ma の年代幅及び 575 ± 51 ° \sim 716 ±21 ° \sim 00温度幅を有する。DH13-2 は 69.4 ± 7.3 Ma \sim 79.9 ±4.4 Ma の年代幅及び 666 ± 24 ° \sim 717 ±22 ° \sim 00温度幅を有する。各岩相の間で年代と温度に大きな相違がないことを示す。

4) 遠野複合深成岩体のジルコン

遠野複合深成岩体試料は、東濃地科学センターの LA-ICP-MS を用いて定量分析を実施した。 チタン濃度から結晶化温度の導出は Ti-in-zircon 温度計(Watson et al., 2006)を用いた。その際、活動度は 1 と仮定した。岩相及び CL 領域区分を考慮しない場合、全ての分析点の U-Pb 年代は、約 $110 \, \mathrm{Ma} \sim 127 \, \mathrm{Ma}$ の年代幅及び $613\pm41 \, \mathrm{C} \sim 901\pm23 \, \mathrm{C}$ の温度幅を有する。外来性ジルコンは、対象岩体の生成年代を示さないため、それらを除くと $110.2\pm6.5 \, \mathrm{Ma} \sim 127.4\pm7.4 \, \mathrm{Ma}$ の年代幅及び $613\pm41 \, \mathrm{C} \sim 901\pm23 \, \mathrm{C}$ の温度幅を有する。

①均質な領域から得られた年代値と②オシラトリーゾーニング領域から得られた年代値は整合的である。①均質な領域から得られた温度条件は 613° ~ 901° の幅を有し、②オシラトリーゾーニング領域から得られた温度条件は 620° ~ 756° 0の幅を有しており、大きな差異は認められない。中心部相は 110.2 ± 6.5 Ma~ 121.2 ± 6.0 Ma の年代幅及び $612\pm41^{\circ}$ ~ $901\pm23^{\circ}$ 0の温度幅を有する。主岩相は 115.4 ± 7.2 Ma~ 127.4 ± 7.4 Ma の年代幅及び $719\pm22^{\circ}$ ~ $767\pm23^{\circ}$ 0の温度幅を有する。周辺部相は 119.9 ± 4.1 Ma、 122.9 ± 4.3 Ma の年代及び $672\pm26^{\circ}$ 0、 $698\pm26^{\circ}$ 0の温度を有する。誤差範囲を考慮すると中心部相、主岩相と周辺部相の間で年代に大きな相違がないことを示す。結晶化温度は中心部相で 700° 0より低いプロットが多く観察される傾向が認められる。

(5) 得られたジルコン結晶化年代と黒雲母 K-Ar 年代の関連

3 岩体(黒部川花崗岩体、大崩山花崗岩体及び遠野複合深成岩体)の 7 試料に対する年代測定は蒜山地質年代学研究所において実施された。カリウムの定量は、① 分離試料の調整、② 酸による試料の分解、③ 試料溶液の蒸発乾固と乾固物の塩酸酸性溶液の作成、④ 試料溶液のろ過と分取希釈、⑤ 炎光分光法(日立 180-30 型原子吸光・炎光分析装置)による定量分析という手順で長尾ほか(1984)に従って行われた。

アルゴン同位体比の測定は、130°扇型磁場・斜入出射・単収束・イオン軌道半径 $15\,\mathrm{cm}$ のアルゴン専用の質量分析計(HIRU, Itaya et al., 1991)を用い、ほぼ 100%に近い純度を持つ質量数 $38\,\mathrm{のアルゴンをトレーサー(スパイク)として、試料から抽出されるアルゴンと混合される同位体 条釈法で定量した(長尾ほか, <math>1984$;長尾・板谷, 1988;Itaya et al., 1991)。得られた黒雲母 K-Ar 年代を表 5.1.4-3 に示す。

大崩山花崗岩体の各岩相(黒雲母花崗岩、ホルンブレンド黒雲母花崗岩及びホルンブレンド黒雲母花崗閃緑岩)において、ジルコン U-Pb 年代と黒雲母 K-Ar 年代は誤差範囲内で一致する。このことは、大崩山花崗岩体に対しても、本研究で実施したジルコン U-Pb 年代・チタン濃度の同時定量技術の妥当性を示すものである。またジルコンの結晶化温度と黒雲母 K-Ar 系の閉鎖温度が異なるにも関わらず年代値に相違がないことは、約 900℃~約 300℃まで岩体が急冷したことを示す。

遠野複合深成岩体の各岩相(中心部相、主岩相及び周辺部相)において、それぞれの岩相のジルコン U-Pb 年代と黒雲母 K-Ar 年代は誤差範囲内で一致する。このことは、先の岩体と同様に、本研究で実施したジルコン U-Pb 年代・チタン濃度の同時定量技術の妥当性を示すものである。またジルコンの結晶化温度と黒雲母 K-Ar 系の閉鎖温度が異なるにも関わらず年代値に相違がないことは、遠野複合深成岩体においても、貫入後、約800℃~約300℃まで岩体が急冷したことを示す。

表 5.1.4-3 黒雲母 K-Ar 年代

岩体名	試料数	サンプル名	黒雲母K-Ar年代
黒部川 花崗岩体	(常日)首 云:(109-) 1016-)		0.91±0.04 Ma
		黒雲母花崗岩:052405	12.2±0.3 Ma
大崩山 花崗岩体	3	ホルンブレンド黒雲母花崗岩:091417	15.9±0.4 Ma
		ホルンブレンド黒雲母花崗閃緑岩:091418	13.3±0.3 Ma
) to me 1/2 A	野複合	中心部相	114.1±2.5 Ma
速野復合 深成岩体		主岩相	122.6±2.7 Ma
VICANUI IT		周辺部相	117.1±2.5 Ma

(6) ジルコンの物理化学条件に基づく隆起史・侵食史の初期条件の制約

ここでは、「ジルコンの U-Pb 年代測定・チタン濃度の同時定量技術の開発」を通じて、「ジルコンの U-Pb 年代とチタン濃度から結晶化年代・温度の導出」を行った。これらの年代や温度はマグマの貫入・定置・結晶化の物理化学条件に相当する。つまり、この物理化学条件は隆起史・侵食史の初期条件と見なすことができる。令和元年度の共同研究では、黒部川花崗岩、大崩山花崗岩、土岐花崗岩、遠野複合深成岩体を対象とし、結晶化年代・温度の導出を実施した。それぞれの岩石試料の年代は、黒雲母 K-Ar 年代と整合的な値を持つ。複数岩体において黒雲母 K-Ar 年代と整合的な結晶化年代を導出できたことは、同時定量手法の妥当性を示している。つまり、本手法は隆起史・侵食史の初期条件を制約するために有効なものとなる。この初期条件以降の冷却史(温度時間履歴)を捉えることが、隆起史・侵食史の解明へ繋がる。

もう一つの課題であった「CL 像で取得される組織に応じた結晶化年代や温度の相違」を定量的に議論するためには、更なるデータの拡充が必要となる。また、U-Pb 年代やチタン濃度の誤差をさらに小さくする手法を検討することや、定量下限を低下させることが、手法の高度化の課題として上げられる。

5.1.5 熱年代法・宇宙線生成核種法・河川縦断形の数値地形解析を組み合わせた隆起・侵食速度の評価手法の検討

(1) 熱年代法による山地の隆起・侵食過程の検討

東北日本弧前弧域を事例として、地質学的タイムスケール(> 10⁶⁻⁷年)における熱史及び削剥 史の推定を目的に、熱年代法を適用した。令和元年度は、新たに入手した岩石試料(主に北上山 地に分布する白亜紀花崗岩類及び古生代花崗岩類)を対象に、7 地点で鉱物分離を、5 地点でア パタイト・フィッション・トラック(AFT)解析を実施した。また平成30年度に鉱物分離済みの 4 試料で追加の鉱物分離を、5 試料で追加のAFT解析を行った。すなわち、合計で11 試料の鉱 物分離と10 試料のAFT解析を実施した。これらのAFTデータに基づき削剥速度を推定し、熱 史及び削剥史の高度化を検討した。

1) 研究手法

熱年代学とは、放射年代が被熱により若返る性質を利用して、鉱物あるいは岩石が経験した温度時間履歴(=熱史)や熱イベントの時期を推定する学問領域である。放射年代測定は、不安定

な放射性親核種が、一定の時間で安定な娘核種へと遷移する放射壊変という現象に基づいており、親核種と娘核種の量比から年代を算出することができる。この時、親核種や娘核種が外界へ流出/流入しない状態(=閉鎖系)を仮定しているが、娘核種は高温では系外へ散逸してしまうため、放射年代が若返るという現象が起こる。系の開放/閉鎖は温度に強く依存するが、ある温度以下の場合に閉鎖系と近似できるとき、この温度を閉鎖温度と呼ぶ。Dodson (1973) による数学的モデルの開発により、これまでに様々な手法一鉱物組み合わせの閉鎖温度が決定されてきた。熱年代計の閉鎖温度は、手法と鉱物組み合わせにより異なる(Reiners, 2009)。そのため、対象とする熱イベントの温度に応じた熱年代計を選択する必要がある。逆に閉鎖温度の違いを利用して、同一の試料に対して複数の熱年代計を適用すると、各閉鎖温度に対応して時間目盛りを入れられるため、連続的な熱史の復元が可能である。最近では、計算ソフトウェアの開発・発達などにより、高精度な熱史の逆解析が可能となってきている。

地質現象の中には温度変化を伴うものが多いため、石油の熟成度評価や断層の活動性評価など、熱年代の応用対象は多岐にわたる。中でも、本研究で対象とするような山地における上昇冷却史の推定に関する研究は、1970年代のヨーロッパアルプスでの研究以降、ヒマラヤやアンデスなど世界の主要な造山帯において実施されてきた。これら上昇冷却史に関する研究は、地下の温度構造を仮定することで、熱史を深度情報に読み替えている。つまり、閉鎖深度(閉鎖温度に達する深度)から地表までの上昇に要した時間が試料の年代値として得られるため、ある地点における岩石の冷却速度、ひいてはその地域の平均の削剥速度を求めることができる。本研究では、地殻浅部の熱史削剥史の推定を目的に、比較的低い閉鎖温度(90~120℃)を持つ AFT 法を適用した。

2) 分析試料

北上山地及び阿武隈山地に分布する白亜紀花崗岩類の提供を受け、それらを分析試料として用いた。熱年代法では主に花崗岩類を対象とするが、その理由として、測定に適した自形かつ透明度の高い粗粒なアパタイト/ジルコンが豊富に産出(1,000 粒以上)することが挙げられる。また、試料の年代が削剥による若返りであることを仮定するために、第四紀火山や地熱地帯などの高温地域や岩脈の貫入や熱水活動などのローカルな熱影響を避ける必要がある。本研究で対象とする北上山地及び阿武隈山地には、第四紀火山の存在は知られていない。加えて、東北日本弧では最も広範囲に花崗岩類が露出する地域であり、事例対象として適当であると考えられる。

本研究では、新たに提供された北上山地の7試料の鉱物分離を実施した。また昨年度に用いた 北上山地及び阿武隈山地の16試料の内、充分量のアパタイト粒子が得られなかった4試料について、追加で鉱物分離を実施した。分離作業は株式会社京都フィッション・トラックに依頼した。 岩石試料は粉砕及び篩分の後、重液や磁石を用いて対象鉱物を濃集させた。鉱物分離の結果を表 5.1.5-1に示す。アパタイト、ジルコンともに全11試料で測定に充分な量の粒子数を確認できた。

表 5.1.5-1 鉱物分離結果

試料名	山地•地質	粉砕処理量(kg)	アパタイト粒子数(個)	ジルコン粒子数(個)
FSK19-1	北上山地·白亜紀花崗岩類	0.2	5000	~5,000
FSK19-2	北上山地•白亜紀花崗岩類	0.2	3000	10000
FSK19-3	北上山地•白亜紀花崗岩類	0.2	>10,000	10000
FSK19-5	北上山地·古生代花崗岩類	0.2	1000	10000
FSK 19-7	北上山地•古生代片麻岩	0.2	>10,000	>10,000
FSK19-8	北上山地·古生代花崗岩類	0.2	3000	>10,000
FSK19-9	北上山地•白亜紀花崗岩類	0.2	10000	10000
FST18-6	阿武隈山地•白亜紀花崗岩類	1	2000	>10,000
FST18-7	阿武隈山地•白亜紀花崗岩類	2	10000	100000
FST18-8	阿武隈山地•白亜紀花崗岩類	1	10000	100000
FST18-14	阿武隈山地•白亜紀花崗岩類	2	5000	100000

3) 分析手順

① AFT 年代測定

FT 年代の算出のためには、親核種である ²³⁸U の濃度と、娘核種に相当する FT の密度を計測する必要がある。年代値算出までの実験手順の流れとして、粒子の選別、固定 (マウント)、研磨、化学処理 (エッチング) といった前処理を経て、FT 密度の測定、U 濃度の測定を行う。本研究では、FT 法の中でも閉鎖温度が比較的低いアパタイトを対象とした年代測定を実施した。前処理及び FT 密度の測定は京都大学で実施し、U 濃度の測定は金沢大学に設置されたレーザーアブレーション型誘導プラズマ質量分析装置 (LA-ICP-MS) を用いて行った。

② 削剥速度の推定

北上・阿武隈山地における AFT 年代値から、それぞれの山地における削剥速度を計算した。一般に、熱年代法により求められた年代値(t)と平均削剥速度の関係は以下の式によって表される。

$$\frac{\Delta D}{\Delta t} = \frac{T_c - T_s}{Gt_c}$$

ここで、 $\Delta D/\Delta t$ は時刻 t_c 以降の平均削剥速度、 T_c は用いた熱年代計の閉鎖温度、 T_c は現在の地表面の温度、G は地温勾配を表す。本研究では、AFT 法における閉鎖温度 T_c は $90\sim120$ でを採用し、東北地方における現在の地表面の温度 T_c は 10 でとした。また地温勾配 G は田中ほか(2004)の地温勾配データを参照し、北上山地では $20\sim40$ で/km、阿武隈山地で $30\sim40$ で/km とした。

4) 分析結果と考察

昨年度及び今年度に得られた年代値を表 5.1.5-2 に示す。先行研究としては、北上山地でおよそ $140\sim80$ Ma の AFT 年代(後藤, 2001; Fukuda et al.,未公表)、およそ $90\sim45$ Ma のアパタイト(U-Th)/He(以下、「AHe」という)年代(Fukuda et al., in press)が得られている。また阿武隈山地で、およそ $100\sim50$ Ma の AFT 年代(後藤, 2001; Ohtani et al., 2004; Fukuda et al., 2019)、およそ $65\sim50$ Ma の AHe 年代(Sueoka et al., 2017b)が得られている。本研究で得られた年代値は、北上・阿武隈両山地についてそれぞれの手法において誤差 2σ で先行研究に概ね

整合的である。ただし、FST18-15 の AFT 年代は、十分な FT 数が測定できず誤差が大きいため 参考値として扱い、以下の議論には用いない。

東北地方の山地は東西圧縮応力によって隆起してきたと考えられている(太田ほか,2010)。そこで、北上山地と阿武隈山地のそれぞれにおいて、東西方向の年代値の傾向を考察する。先行研究のデータを含めた年代プロットを図 5.1.5-1 及び図 5.1.5-2 に示す。

北上山地では、AFT 年代は東縁から東経 141.6 度付近まで徐々に若返り(140~80 Ma)、それより西側はおよそ 80 Ma で一定の年代値となっている(図 5.1.5-1)。一方で AHe 年代は東経 141.45 度付近より東側はおおよそ 50~40 Ma を示すが最も西側の地点ではおよそ 90 Ma という古い年代値となっており、AFT 年代と AHe 年代では傾向の違いが見られる。ただし、最も西側の地点(Fukuda et al., in press; Fukuda et al., 未公表)では、AHe 年代が閉鎖温度の高い AFT 年代より古い値を示しており、熱水活動などの局所的な短時間加熱イベントを反映している可能性がある。

阿武隈山地では、AFT 年代は畑川断層帯を境に年代値が変化し、畑川断層帯の東側の年代は西側の年代より概ね古い年代値が得られた(図 5.1.5-2)。AHe 年代ではAFT 年代と同じく畑川断層帯以東で年代値はやや古くなる傾向が見られるが、誤差範囲を考慮すると有意とは言えない。また最も東側の地点(FST18-16)では、比較的若いAFT 年代が得られているが、AHe 年代との逆転が起きており、北上山地同様に局所的な短時間加熱イベントを反映している可能性がある。

得られた AFT 年代値から各地点の平均削剥速度を計算した結果を表 5.1.5-2 に示す。求められた平均削剥速度は、北上・阿武隈山地の全地点において $0.10\,\mathrm{mm/yr}$ 以下であり、両山地は 10^{7-8} 年スケールで安定な削剥環境にあったと考えられる。ただし、計算された削剥速度は 10^{7-8} 年間の平均値であり、 10^{7-8} 年間にわたってこの削剥速度が継続していたわけではないことには留意したい。

表 5.1.5-2 平成 30 年度及び令和元年度の年代測定結果一覧

平成30年度測定試料

#	試料名	AFT年代 ±2σ(Ma)	AHe年代 ±2σ(Ma)	ZrU-Pb年代 ±2σ(Ma)	平均削剥速度 ±1σ(mm/yr)
1	FST18-12	40.5±6.6	60.1±6.0	N/A	0.07 ± 0.02
2	FST18-13	61.0 ± 10.8	46.1±4.7	105.4±1.8(core)	0.04 ± 0.01
3	FST18-16	47.5±9.5	75.9±7.7	110.3±2.1	0.06 ± 0.01

令和元年度測定試料

#	試料名	AFT年代	AHe年代	ZrU-Pb年代	平均削剥速度
		$\pm 2\sigma(Ma)$	$\pm 2\sigma(Ma)$	$\pm 2\sigma(Ma)$	$\pm 1\sigma(\text{mm/yr})$
4	FST18-11	51.7±7.4	N/A	N/A	0.05 ± 0.01
5	FST18-15	93.7±79.7	N/A	N/A	0.03 ± 0.01
6	FST18-18	78.6 ± 16.6	51.2±5.2	N/A	0.04 ± 0.02
7	FST18-20	95.1 ± 11.0	40.8 ± 4.9	N/A	0.03 ± 0.01
8	FST18-21	89.1 ± 15.9	36.1 ± 5.7	N/A	0.04 ± 0.01
9	FSK 19-2	139.4 ± 28.8	N/A	N/A	0.02 ± 0.01
10	FSK19-3	115.4±17.2	N/A	N/A	0.03 ± 0.01
11	FSK19-7	86.8 ± 12.0	N/A	N/A	0.04 ± 0.01
12	FSK19-8	94.6±16.4	N/A	N/A	0.03 ± 0.01
13	FSK19-9	83.2±11.7	N/A	N/A	0.04 ± 0.01

#1~5 は阿武隈山地、#6~13 は北上山地の試料。 #4~8 は平成 30 年度のデータから追加分析を行った試料。

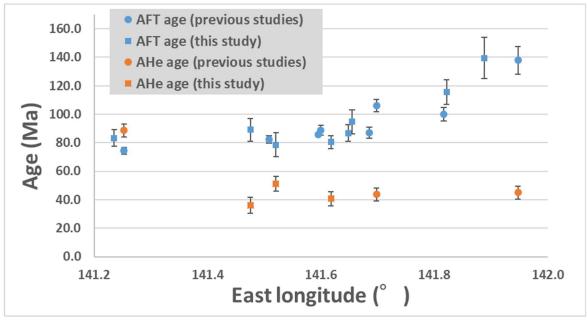


図 5.1.5-1 北上山地における東経 vs.年代値プロット

既報値は後藤(2001)、Fukuda et al. (未公表)、Fukuda et al. (in press) による。誤差は 1σ。

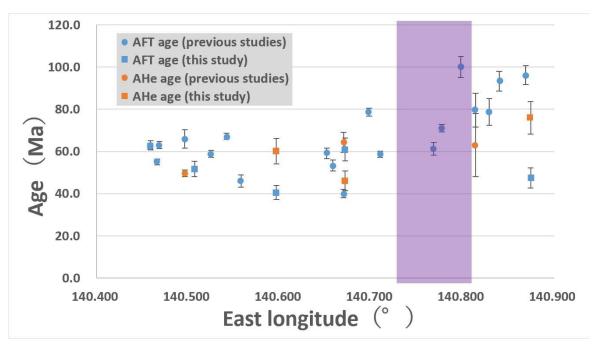


図 5.1.5-2 阿武隈山地における東経 vs.年代値プロット

既報値は後藤(2001)、Ohtani et al. (2004)、Fukuda et al. (2019)、Sueoka et al. (2017b) による。薄紫色の影を付けた範囲は畑川断層帯のおおよその位置を示す。誤差は 1σ。

5) まとめと今後の展望

東北日本弧の前弧域を事例に、地質学的タイムスケールの熱史及び削剥史の推定技術の高度化を目的に、北上山地及び阿武隈山地の岩石試料の熱年代解析を実施した。新たに鉱物分離した試料からは、分析に十分量の鉱物を得ることができた。熱年代解析の結果、前弧域における AFT 年代の東西方向の変化は見られたものの、山地全体としては 10⁷⁻⁸ 年スケールで安定な削剥環境にあったと推定された。

(2) 宇宙線生成核種を用いた山地の隆起・侵食過程の検討

テクトニクスの活発な地域における地形の発達過程は、基盤岩の隆起及び地表面の削剥によって支配される。ここでは、宇宙線生成核種の分析に基づき、尾根・谷を含む山地地形の定常/非定常の判定を行う方法を検討する。

1) 研究手法

一続きの山地領域内において、削剥速度の多様性の大小は、地形の状態を推察するうえで重要な情報を与える。すなわち、図 5.1.5-3 A に示すように、空間的に削剥速度が一様であれば、地形は時間的にその形状を変えない定常的な状態にあると判断される。一方、図 5.1.5-3 B に示すように、例えば稜線部と谷底部の対比において削剥速度に系統的な差異がある場合、地形は非定常な変遷の途上にあると判定することができる。図 5.1.5-3 B に示されているパターンの場合は、地形が河川の下刻に応答して急峻化してゆく途上にあると推測できる。

(A) Steady landform

Hillslope Valley Bedrock

(B) Transient landform

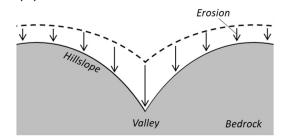


図 5.1.5-3 削剥速度の多様性と地形の定常・非定常の概念図

ただし、たとえ削剥速度が一様であっても、岩盤隆起速度がそれと異なっていれば、地形はその標高を変えてゆくことになる。また、削剥速度が一様であり、かつそれが岩盤隆起速度と等しい場合には、地形は動的平衡の状態にあると考えることができる。すなわち、削剥速度の空間分布を広い範囲で定量化し、それらを地域的な隆起速度と比較することで、地形の状態を把握することができ、地形発達過程のモデリングに資する情報を得ることができる。

ここでは、先行研究によって複数の小流域の空間平均削剥速度や丘頂部の削剥速度が得られている東北日本弧の前弧域(阿武隈山地と北上山地)を対象とし、地形の平衡・非平衡状態を判定する試みの例として、隆起によってその標高を上昇させつつあるものの、河川の下刻の影響が未到達であるために丘陵様の地形を呈する領域に焦点をあてる。河床の岩盤及び斜面の相対的下部に位置する露岩の表面から花崗岩類を試料として採取し、石英中の宇宙線生成核種 10Be を加速器質量分析によって測定した。10Be 濃度に基づいて得られる削剥速度を、流域の平均削剥速度や丘頂部の削剥速度と比較し、地形の状態を議論する。

次に隆起に伴う地形の発達の最初期の段階に位置づけられる離水段丘に焦点を当てる。隆起によって離水した平坦面は、標高の増大に伴って次第に丘陵化し、やがて原面を失って山地の一部を構成する。海成段丘の場合、その離水年代を知ることができれば、地域的な隆起の速度を復元することができる。段丘の離水年代決定に、宇宙線生成核種を用いた露出年代測定を援用しようとする場合、どの程度古い時代まで遡及が可能であるか、また離水後の段丘面の削剥がどの程度の不確かさをもたらすかを検討しておく必要がある。ここでは、西南日本に位置する年代が既知(酸素同位体ステージ 5e: 約 125 ka)の段丘及びそれよりも古い時代の高位段丘を対象に、岩盤ボーリングコアを用いて 2 m 程度の深さまでの石英中の 10 Be 濃度を測定し、露出年代測定の適用性を検証する。

2) 分析結果及びデータ解析

表 5.1.5-3 に、阿武隈山地及び北上山地における 10 Be 濃度にもとづいて計算された削剥速度を示す。阿武隈山地の斜面下部の露岩 (FST18-12、14) あるいは北上山地の河床岩盤 (FST18-18、19) のいずれにおいても、削剥速度に大差はなく、 $8\times10^{1}\sim1.8\times10^{2}$ mm/kyr の範囲であった。この値は、松四ほか(2014)や Nakamura et al. (2014)で得られている阿武隈山地の高標高域の流域平均削剥速度 ($8\times10^{1}\sim2\times10^{2}$ mm/kyr) とよく一致する。またこれまでに阿武隈山地の丘頂部について得られている削剥速度は $1\times10^{1}\sim8\times10^{1}$ mm/kyr の範囲である(Mahara et al., 2010; Matsushi et al., 2010; Shiroya et al., 2010; Nakamura et al., 2014)。ここで得られた値はそれよりやや大きく、その差異は $<10^{1}$ mm/kyr である。これらのことは、阿武隈山地では、尾根と谷の比高がゆっくりと増大していく傾向にあるものの、全体として強く非定常的な状態にあるわけではないことを示唆している。北上山地では 10 Be 濃度による削剥速度は報告されていな

いが、ダム堆砂量に基づく数十年オーダーの流域平均削剥速度では 2.5×10² mm/kyr である(藤原ほか、1999)。対象時間スケールが異なるため比較の精度は劣るが、1ºBe 濃度による削剥速度とは大差は認められない。河床岩盤よりも流域平均の方が僅かに大きい値を示すことから、尾根と谷の比高はゆっくり減少している可能性もあるが、いずれにしても阿武隈山地と同様に全体として強く非定常的な状態にあるわけではないと考えられる。こうした推察は、阿武隈山地及び北上山地の高標高域に、広い谷底と低い残丘によって特徴づけられる景観が拡がっていることとも整合的であるといえる。

表 5.1.5-3 阿武隈山地・北上山地における 10Be の分析結果と削剥速度

Sample ID	Quartz weight (g)	Be carrier weight (µg)	^{10/9} Be ratio* (×10 ⁻¹³)	¹⁰ Be concentration** (×10 ⁴ atoms g ⁻¹)	¹⁰ Be production rate [†] (atoms g ⁻¹ yr ⁻¹)	Denudation rate (g m ⁻² yr ⁻¹)	Surface lowering rate [‡] (mm kyr ⁻¹)
FST18-12	40.8131	303.2 ± 1.5	0.943 ± 0.077	3.15 ± 0.49	5.67 ± 0.54	377 ± 77	145 ± 30
FST18-14	36.6990	303.4 ± 1.5	0.881 ± 0.062	3.17 ± 0.48	5.92 ± 0.56	391 ± 79	150 ± 31
FST18-18	31.6908	303.3 ± 1.5	1.689 ± 0.108	8.83 ± 0.79	9.11 ± 0.90	216 ± 35	83 ± 14
FST18-19	33.2172	303.5 ± 1.5	0.799 ± 0.118	3.00 ± 0.81	6.53 ± 0.65	455 ± 138	175 ± 53

^{*}Normalized with a standard of KNB5-1: $^{10/9}$ Be = (2.709±0.030) × 10⁻¹¹ (Nishiizumi et al., 2007).

3) まとめと今後の展望

宇宙線生成核種の濃度の空間分布あるいは深度分布を用いて、地形の定常・非定常状態を定量的に把握する方法を検討した。一連の山地地形において、削剥速度の空間的多様性が大きければ大きいほど、地形は非定常な状態にあって、その形状を変化させてゆくものと判断できる。その変化速度は、宇宙線生成核種の濃度に基づいて得られる削剥速度の空間的差異から推定できる。削剥速度と地形との対応から経験的法則を得ることができれば、地形変化のモデリングを通じて、山地地形の発達過程をシミュレートできるだろう。より普遍的な法則性の発見とモデル化が今後の課題であるといえる。

(3) 地形解析による山地の隆起・侵食過程の検討

近年、河川流域における地殻隆起速度の時空間的な変化を推定するため、河床縦断形を逆解析する手法が考案された(Roberts and White, 2010)。ここでは、この新しい手法を日本列島のような変動帯の地形に適用する際に問題となる「基盤岩の岩石強度をモデル中でどのように扱うか」という点について、新しいモデルを提案し、今後の研究方針を検討する。

4) Stream Power Model

河川には岩盤河川と沖積河川の 2 種類があり、さらにそれぞれは土石流卓越型岩盤河川・ 河川卓越型岩盤河川及び礫床河川・砂床河川の 2 種類に細分されるが、stream power model とは、河川卓越型岩盤河川における河床高変動を予測するための数値モデルである(Howard and Kerby, 1983)。河川卓越型の岩盤河川においては、河川の水流が河床侵食に重要な役割を担っていると予想される。そこで、河川の水流が単位時間あたりに消費するエネルギー Ω を stream

^{**}Calcurated with background subtraction by a chemical blank with isotopic ratio of $^{10/9}$ Be = $(3.07\pm0.61)\times10^{-14}$.

[†]Scaled based on Stone (2000) with the reference value at sea-level high-latitude as 4.68±0.28 atoms g⁻¹ yr⁻¹.

[‡]Calcurated with rock density as 2.6±0.1 g cm⁻³.

power と定義し、単位面積当たりの河床侵食速度 Eがこの Ω に対して線形に比例すると考えるのが stream power model の基本概念となる。この種の河川流の水理量に基づいたモデルは様々なものが提案されているが、下記の基本形で侵食速度 Eが表される(例えば、Howard et al., 1994)。

$$E = KA^m S^n (5.1-1)$$

ここで、Kは岩石の侵食のされやすさで、河川流量と流域面積の関係(降水量・地下水への分配など)、河川幅と流量の関係、底面摩擦係数などさまざまな要素を内包した経験的係数となる。mは流域面積と流量や川幅との関係を表す指数で、mは狭義のm stream power model なら1となる。

この stream power model を実際に計算する際に鍵となるのは二つの指数 m 及び n と係数 K の値を具体的にどう見積もるかであろう。流域面積と流量などの関係を表す指数 m は、多くの地域でおおむね 0.5 程度の値をとることが報告されている(Sklar and Dietrich, 1998)。n については、式(5.1-1)で現れたパラメータを経験的に実際の地形に適合させた研究を参照すると、必ずしも 1 とは限らないケースも見られるものの(例えば、Jansen et al., 2011; Valla et al., 2010)、おおむね n=1 と考えるのが妥当とする地形が観察されている(例えば、Whittaker and Boulton, 2012)。そのため、多くの数値計算を用いた研究では、単純化のために n=1 を採用することがほとんどである。Kについては、地域によって大きく変化することが知られ、実際、係数 Kとおおむね比例するはずの地形遷急点の移動速度は 4 ケタ以上の範囲(i.e. $1-10^4$ cm/yr)で変化し得ることが報告されている(Crosby and Whipple, 2006)。過去の研究では、何らかの仮定を置いたうえで、経験的に各地域固有の係数 Kが求められている(例えば、Roberts et al., 2012)。

Stream Power Model はシンプルで、必要とされる入力値も流域面積及び河床勾配という数値標高モデル (DEM) から容易に計測できる値であるため、広く河川地形発達のフォワードモデルとして用いられてきた。地形から地殻隆起速度を求める既存の逆解析モデルも、この stream power model に強く依存している。しかし、モデルに必要な係数を明示的に求める方法がないという問題があり、岩盤強度の影響を取り込んだ逆解析モデルを構築するうえで大きな障害となる。

5) Sediment Flux Dependent Model

2000 年代以降になって、岩盤河川の侵食に関して stream power model よりも物理素過程に即したモデルが次々と提案されている。これらのモデルは堆積物の輸送量が岩盤侵食速度を規定すると考える点で共通しており、総称して Sediment Flux Dependent Model と呼ばれる (Sklar and Dietrich, 2004; Chatanantavet and Parker, 2009; Johnson and Whipple, 2010)。このモデルは、岩盤河川の侵食作用が水流自体ではなく、運搬される堆積物粒子による衝突・摩耗作用が引き起こすと考え、個々の粒子の衝突による侵食をモデル化し巨視的な侵食の速度を導く。このモデルで特徴的なのは、単純に掃流で移動している堆積物粒子が増えると侵食量が増すとは限らないというところである。掃流による移動量が増すと、基盤岩が未固結土砂によって覆われ粒子の衝突が起こらないため、むしろ侵食量が低下する (Sklar and Dietrich, 2004)。つまり、中間的な掃流輸送量が最大の侵食速度をもたらすことになる。

このモデルでは、侵食速度 Eはトータルの掃流砂量 Qs、粒子の一回当たりの跳躍距離 Ls 及び粒子の跳躍高さや速度に関する実験式を用いて、以下の式で表せる (Sklar and Dietrich, 2004)。

$$E = k_1 \frac{Q_s}{(\tau^* / \tau_c^* - 1)^{1/2}} - k_2 \frac{Q_s^2}{D_s^{3/2} (\tau^* / \tau_c^* - 1)^2}$$
 (5.1-2)

 t^* はシールズ無次元せん断応力、 t_c^* は粒子始動の限界シールズ数、 D_s は粒子の直径である。係数 k_1 と k_2 は下式で定義され、式(5.1-2)の右辺第一項は粒子の侵食速度、右辺第二項は被覆効果を表す。

$$k_1 = 0.08 YRg / k_{\nu} \sigma_T$$

$$k_2 = 0.014Y(Rg)^{0.5} / (\tau_c^*)^{1.5} k_{\nu} \sigma_T^2 \rho_s$$

この Sediment Flux Dependent Model は、Stream Power Model に対して経験的調整パラメータが極端に少ないというアドバンテージを持っている。式(5.1-2)における経験的係数はわずかーつ、kv のみであり、これは実験によりおおよそ 10^{12} 程度の値であることが明らかになっていて、調査地域に併せて調整する必要はない。他のパラメータも、多くは普遍的に実験で求まる量か、岩石の引張強度のように測定可能な量である。しかしながら、このモデルの重大な欠点は、堆積物の粒径 Ds 及び調査区間へ供給される掃流砂量 Qs という測定困難な量を含んでいる点にある。

6) 岩石強度を反映した岩盤河川侵食モデル

これら二つの岩盤河川侵食モデルについて、岩石強度を考慮したモデル構築への適性を議論する。まず、stream power model は圧倒的に研究例が多く、岩相と河川侵食に関連した研究は数多く行われている(例えば、Hancock et al., 2011; Han et al., 2014; Small et al., 2015)。 また、岩相の効果を stream power model に取り込めるフリーの計算ソフトェアも公開されている (Barnhart et al., 2018)。 にもかかわらず、これまで stream power model において岩石強度の効果を表す係数を測定可能な量から明示的に求める関数は提案されていない(例えば、Small et al., 2015; Wohl and David, 2008)。この困難は、そもそも stream power model において係数に理論的な裏付けが乏しく、複数の要因が混入していることが原因であるかもしれない。

一方、sediment flux dependent model には岩石強度の効果が組み込まれている。岩石の引張強度を測定すれば、このモデルには自然な形で岩石強度が基盤岩侵食速度へ与える効果を取り込むことができるが、実際の地形解析に用いられた例は極端に少なく(Lague, 2014)、ほとんどが理論的な解析の段階にとどまっている(例えば、Chatanantavet and Parker, 2009)。これは、例えば河川遷急点が移動することで侵食速度や河床勾配が変化し続ける状況で、計算区間へ供給される掃流砂量 Qs を動的に推定することが困難なことが原因であるかもしれない。

7) モデルの提案

以上のように、現状では岩石強度を適切に評価しながら現実の岩盤河川の侵食作用を計算できるモデルは存在しない。このことは、強度が極端に異なる岩相が隣接する変動帯において河床縦断形逆解析を行い、地殻隆起速度を面的に求める試みの大きな障害となっている。そこで本研究では、sediment flux dependent model を基礎として、その弱点である Q の見積りに関して以下のような仮定を置いて、現実的な地形における計算を実現する新モデルを提案する。

仮定1. 土石流卓越型岩盤河川の勾配は常に一定である。この仮定より、計算区間の最上位を土 石流卓越型岩盤河川と下線卓越型岩盤河川の境界に置けば、以下の境界条件が設定できる。

$$Q_s|_{x=0} = k_n EA|_{x=0}$$
 (5.1-3)

ここで、xは河川流路に沿った空間座標で、計算区間の上流端(土石流卓越型・下線卓越型境界)を 0 として、下流方向へ増えるものとする。k は岩石が化学風化によって溶解したり浮流として運搬されるほど細粒になったりする効果の程度を表す経験的係数である。この式(5.1-3)は、土石流卓越型岩盤河川が一定の勾配を保つこと、言い換えれば、下線卓越型岩盤河川の上流端での侵食速度にその上流は常に追随することを示している。

仮定 2. 小規模な河川支流は本流の河床侵食速度と同じ速度で基盤岩を侵食する。この仮定により、任意の地点xにおける掃流砂量Q。に関する以下の式が得られる。

$$\frac{dQ_s}{dx} = k_n E \frac{dA}{dx} \tag{5.1-4}$$

流域面積Aの空間微分は、河川が流下するにつれて加わる小規模な支流の流域面積を表している。 大規模な支流の合流は合流地点におけるそれぞれの Q。を足し合わせることで得られるが、小規模な支流や本流の河床自体の侵食による掃流砂の生成はこの式(5.1-4)によって評価できる。 **仮定 3.** 堆積物粒径 D8の下流方向への変化は以下の関係式に従う。

$$D_s = k_D x^d \tag{5.1-5}$$

ここで、kn及び dは経験的な係数及び指数である。

実際に、上記仮定 1-3 にしたがって計算を行う際には、式(5.1-3)を積分定数として式(5.1-4)を数値積分し、それによって得られる各地点の Q_s を推定する。また、 k_D 及び dについては研究対象地域の現地調査から推定する。この結果、得られた Q_s 及び D_s を使って、式(5.1-2)に基づいた以下の式を数値的に計算すると河床縦断形の時間発展を計算することができる。

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} = U - k_1 \frac{Q_s}{(\tau^* / \tau_c^* - 1)^{1/2}} - k_2 \frac{Q_s^2}{D_s^{3/2} (\tau^* / \tau_c^* - 1)^2} + \kappa \frac{\partial^2 \eta}{\partial x^2}$$
 (5.1-6)

ここで η は河床面の高度、 κ はクリープによる地形の拡散係数である。

8) まとめと今後の展望

地形解析によって山地の隆起・侵食過程を検討するうえで最も大きな障害となっている岩石強度の効果について、既存研究をレビューし問題点の抽出を行った。その結果、従来この分野で広く用いられてきた stream power model に岩石強度の効果を取り込むのはかなり困難であり、近年になって研究が進みつつある sediment flux dependent model がむしろ有望であることを明らかにした。しかしながら、後者のモデルにも大きな欠点があり、現実の地形に適用するには大きな改善が必要である。

本稿では、この問題点を改善し、実際の地形を逆解析できる可能性のあるフォワードモデルを 最後に提案した。今後は、実際の岩石強度の測定値に基づいて新たに提案したフォワードモデル の計算を行い、実際の地形における削剥速度や地形遷急点の移動速度との比較を行う必要がある。 モデルに大きな問題が無いようであれば、実際の地形に適用し、第四紀の島弧隆起速度の面的な 復元を試みる予定である。

5.1.6 まとめ

「侵食速度が遅い地域の侵食速度評価に反映するための光ルミネッセンス(OSL)熱年代法の適用性の検討」では、10万年スケールの侵食史の推定を目的に、侵食速度が遅い(<~1 mm/yr)地域の事例として、東濃地域で掘削された大深度ボーリング試料に OSL 熱年代を適用した。その結果、先行研究から推定された隆起・侵食速度と矛盾しない、過去 10~20 万年間にわたって安定した熱履歴がすべての深度の試料から共通して推定された。今後は、モデリングの計算条件の適正化による熱履歴の高精度化や、侵食速度が中程度(0.5 mm/yr 前後)の六甲地域や北上地域を事例とした OSL 熱年代法の適用を検討する予定である。

「岩石学的手法と地球年代学的手法を用いた高温領域の熱史及び隆起・侵食史の検討」では、 ジルコンの結晶化年代と結晶化温度の同時取得を目的として、LA-ICP-MS を用いた U-Pb 年代 測定とチタン温度計分析を実施した。その結果、黒部川花崗岩体では $1.85\sim0.46$ Ma に $636\sim779^{\circ}$ 、大崩山花崗岩体では $16.1\sim11.1$ Ma に $556\sim946^{\circ}$ 、土岐花崗岩体では $79.9\sim69.4$ Ma に $575\sim734^{\circ}$ 、遠野複合深成岩体では $127.4\sim110.2$ Ma に $613\sim901^{\circ}$ の推定値が得られた。黒部川・大崩山及び遠野の 3 岩体では、黒雲母 K-Ar 年代とジルコン U-Pb 年代が誤差範囲で一致しており、岩体貫入後に約 300° まで急冷したと考えられる。今後は、CL 像で取得される組織に応じた結晶化年代や温度の相違を議論するため、データの拡充や分析手法の高度化を検討予定である。

「地質温度圧力計と U-Pb 年代測定法を用いた侵食史の推定」では、研究対象地域の侵食史推定を目的として、花崗岩試料に対する地質温度・圧力計の適用と U-Pb ジルコン年代測定の試料準備を実施した。その結果、黒部別山花崗岩について固結深度を推定でき、花崗岩体の固結(約5.4~5.5 Ma)以降の平均削剥速度を推定する手法の適用性を確認することができた。今後は、研究対象地域の他の花崗岩体にも分析と固結深度推定の範囲を広げ、広域的な平均削剥速度の分布を推定する予定である。

「熱年代法、宇宙線生成核種法、地形解析による山地の隆起・侵食過程の検討」では、以下の三つの検討を行った。

「熱年代法による山地の隆起・侵食過程の検討」では、東北日本弧の前弧域の北上山地・阿武隈山地を事例に、地質学的タイムスケールの熱史・削剥史の推定技術の高度化を目的に熱年代解析を実施した。その結果、AFT 年代の東西方向の変化は見られたものの、山地全体としては 10⁷⁻⁸年スケールで安定な削剥環境にあったと推定された。今後の技術的課題としては、より厳密な削剥史を議論するための FT 長に基づいた熱史逆解析やより閉鎖温度が低い熱年代手法の導入が考えられる。

「宇宙線生成核種を用いた地形の隆起・侵食過程の検討」では、地形発達過程の多様な段階における地形面の削剥速度の決定を目的として、10Beの加速器質量分析を実施し、データに解釈を与えた。その結果、山地地形の定常・非定常の判定に対する、本手法の適用性が確認された。今後は、多数点・複数核種の分析データを蓄積し、確度・精度の向上を目指す。

「地形解析による山地の隆起・侵食過程の検討」では、第四紀地殻隆起速度を面的に復元することを目的として、文献のレビューと新たなモデルの開発をおこなった。その結果、既存研究のモデルを変動帯に適用するうえで大きな障害となってきた岩石強度の効果を取り込み、しかも現実の地形を解析可能なモデルを提案出来た。今後は地殻表層の実際の河川の引張強度測定を進め、提案したモデルの検証を経て地殻隆起速度復元を試みる。

「熱年代学、宇宙線生成核種法、地形解析による山地の隆起・侵食過程の検討」全体としては、これら三つのアプローチの比較・統合が今後の課題となる。平成 30 年度から令和元年度の成果として、北上山地・阿武隈山地では、熱年代から 10⁷~10⁸年の侵食速度、宇宙線生成核種法からは 10⁴年の侵食速度、地形解析からは 10⁵年の隆起速度が得られた。これらの結果の統合に当たっては、OSL 熱年代などの閉鎖温度が低い熱年代法による 10⁵~10⁶年の侵食速度の推定が一つの鍵となる。これにより、10⁵年スケールの気候変動や、10⁶年スケールの山地の地形発達が、侵食速度に及ぼす影響が定量的に検討可能となる。また、岩石強度の効果を取り込んだ地形解析モデルの構築にあたっては、モデルの精度や岩石強度効果の評価手法の妥当性を確認する必要があるが、10⁴~10⁷年の侵食速度データとの比較が重要な制約を与えることが期待できる。

引用文献

- Anderson, J.L. and Smith, D.R., The effects of temperature and f_{02} on the Al-in-hornblende barometer, American Mineralogist, vol.80, pp.549-559, doi:10.2138/am-1995-5-614, 1995.
- Ault, A.X., Gautheron, C. and King, G.E., Innovations in (U-Th)/He, fission track, and trapped charge thermochronometry with applications to earthquakes, weathering, surface mantle connections, and the growth and decay of mountains, Tectonics, vol.38, pp.3705-3739, doi:10.1029/2018TC005312, 2019.
- Barnhart, K., Hutton, E., Gasparini, N.M. and Tucker, G.E., Lithology: A Landlab submodule for spatially variable rock properties, Journal of Open Source Software, vol.3, doi:10.21105/joss.00979, 2018.
- Blundy, J.D. and Holland, T.J.B., Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer, Contributions to Mineralogy and Petrology, vol.104, pp.208-224, doi: 10.1007/bf00306444, 1990.
- Bøtter-Jensen, L., Thomsen, K.J. and Jain, M., Review of optically stimulated luminescence (OSL) instrumental developments for retrospective dosimetry, Radiation Measurements, vol.45, pp.253-257, doi: 10.1016/j.radmeas.2009.11.030, 2010.
- Chatanantavet, P. and Parker, G., Physically based modeling of bedrock incision by abrasion, plucking, and macroabrasion, Journal of Geophysical Research: Earth Surface, vol.114, F04018, doi:10.1029/2008JF001044, 2009.
- Crosby, B.T. and Whipple, K.X., Knickpoint initiation and distribution within fluvial networks: 236 waterfalls in the Waipaoa River, North Island, New Zealand, Geomorphology, vol.82, pp.16-38, 2006.
- Dodson, M.T., Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems, Contributions to Mineralogy and Petrology, vol.40, pp.259-274, 1973.
- Dodson, H. and McClelland-Brown, E., Isotopic and paleomagnetic evidence for rates of cooling, uplift and erosion, Geological Society of London Memories, vol.10, pp 315-325, 1985.
- 藤田和夫, 笠間太郎, 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅)「大阪西北部地域の地質」, 地質調査所, 117p, 1982.
- 藤田和夫, 日本の山地形成論―地質学と地形学の間―, 蒼樹書房, 466p, 1983.
- 藤田和夫, 前田保夫, 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅)「須磨地域の地質」, 地質調査所, 101p, 1984.
- 藤原 治, 三箇智二, 大森博雄, 日本列島における侵食速度の分布, サイクル機構技報, vol.5, pp.85-93, 1999.
- Fukuda, S., Sueoka, S., Hasebe, N., Tamura, A., Arai, S. and Tagami, T., Thermal history analysis of granitic rocks in an arc-trench system based on apatite fission-track thermochronology: A case study of the Northeast Japan Arc, Journal of Asian Earth Sciences: X, vol.1, 100005, https://doi.org/10.1016/j.jaesx.2019.100005, 2019.
- Fukuda, S., Sueoka, S., Kohn, B.P. and Tagami, T., (U–Th)/He thermochronometric mapping across the northeast Japan Arc: towards understanding mountain building in an island-arc setting, Earth, Planets and Space, in press.
- 後藤 篤, 日本列島の隆起準平原の平坦化の時期―フィッション・トラック年代学からのアプローチ―, 科研費成果報告書, 課題番号 10440144, 2001.

- Guralnik, B., Ankjærgaard, C., Jain, M., Murray, A.S., Müller, A., Wälle, M., Lowick, S.E., Preusser, F., Rhodes, E.J., Wu, T.S., Mathew, G. and Herman, F., OSL-thermochronometry using bedrock quartz: A note of caution, Quaternary Geochronology, vol.25, pp.37-48, dio:10.1016/j.quageo.2014.09.001, 2015a.
- Guralnik, B., Jain, M., Herman, F., Ankjærgaard, C., Murray, A.S., Valla, P.G., Preusser, F., King, G.E., Chen, R., Lowick, S.E., Kook, M. and Rhodes, E.J., OSL-thermochronometry of feldspar from the KTB borehole, Germany, Earth and Planetary Science Letters, vol.423, pp.232-243, dio:10.1016/j.epsl.2015.04.032, 2015b.
- Han, J., Gasparini, N.M., Johnson, J.P.L. and Murphy, B.P., Modeling the influence of rainfall gradients on discharge, bedrock erodibility, and river profile evolution, with application to the Big Island, Hawai'i, Journal of Geophysical Research: Earth Surface, vol.119, pp.1418-1440, dio:10.1002/2013JF002961, 2014.
- Hancock, G.S., Small, E.E. and Wobus, C., Modeling the effects of weathering on bedrock floored channel geometry, Journal of Geophysical Research Earth Surface, vol.116, F03018, doi:10.1029/2010JF001908, 2011.
- 原山 智, 高橋正明, 宿輪隆太, 板谷徹丸, 八木公史, 黒部川沿いの高温泉と第四紀黒部川花崗岩, 地質学雑誌, vol,116, pp.63-81, 2010.
- Herman, F., Rhodes, E.J., Braun, J. and Heiniger, L., Uniform erosion rates and relief amplitude during glacial cycles in the Southern Alps of New Zealand, as revealed from OSL-thermochronology, Earth and Planetary Science Letters, vol.297, pp.183-189, dio: 10.1016/j.epsl.2010.06.019, 2010.
- Herman, F., Seward, D., Valla, P.G., Carter, A., Kohn, B., Willett, S.D. and Ehlers, T.A., Worldwide acceleration of mountain erosion under a cooling climate, Nature, vol.504, pp.423-426, dio:10.1038/nature12877, 2013.
- Herman, F. and King, G.E., Luminescence thermochronometry: Investigating the link between mountain erosion, tectonics and climate, Elements, vol.14, pp.33-38, dio: 10.2138/gselements.14.1.33, 2018.
- Hirschmann, G., Duyster, J., Harms, U., Kontny, A., Lapp, M., De Wall, H. and Zulauf, G., The KTB superdeep borehole: petrography and structure of a 9-km-deep crustal section, Geologische Rundschau, vol.86, pp. S3-S14, dio:10.1007/PL00014663, 1997.
- Hollister, L.S., Grissom, G.C., Peters, E.K., Stowell, H. and Sisson, V.B., Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons, American Mineralogist, vol.72, pp.231-239, 1987.
- Howard, A.D. and Kerby, G., Channel changes in badlands, Geological Society of America Bulletin, vol.94, pp.739-752, dio:10.1130/0016-7606(1983)94<739:CCIB>2.0.CO;2, 1983.
- Howard, A.D., Dietrich, W.E. and Seidl, M.A., Modeling fluvial erosion on regional to continental scales, Journal of Geophysical Research: Solid Earth, vol.99, pp.13971-13986, doi:10.1029/94JB00744, 1994.
- Itaya, T., Nagao, K., Inoue, K., Honjou, Y., Okada, T. and Ogata, A., Argon isotope analysis by a newly developed mass spectrometric system for K-Ar dating, Mineralogical Journal, vol.15, pp.203-221, dio:10.2465/minerj.15.203, 1991.
- Ito, H., Yamada, R., Tamura, A., Arai, S., Horie, K. and Hokada, T., Earth's youngest exposed granite and its tectonic implications: the 10–0.8 Ma Kurobegawa Granite, Scientific Reports,

- vol.3, 1306, pp.1-5, dio:10.1038/srep01306, 2013.
- Jansen, J.D., Fabel, D., Bishop, P., Xu, S., Schnabel, C., and Codilean, A.T., Does decreasing paraglacial sediment supply slow knickpoint retreat?, Geology, vol.39, pp.543-546, 2011.
- Johnson, J.P. and Whipple, K.X., Evaluating the controls of shear stress, sediment supply, alluvial cover, and channel morphology on experimental bedrock incision rate, Journal of Geophysical Research: Earth Surface, vol.115, F02018, doi.org/10.1029/2009JF001335, 2010.
- 河野義礼, 植田良夫, 本邦産火成岩のK-Ar dating (V) ―西南日本の花崗岩類―, 岩石鉱物鉱床 学会誌, vol.56, pp.191-211, 1966.
- King, G.E., Herman, F., Lambert, R., Valla, P.G. and Guralnik, B., Multi-OSL-thermochronometry of feldspar, Quaternary Geochronology, vol.33, pp.76-87, dio: 10.1016/j.quageo.2016.01.004, 2016.
- King, G.E., Tsukamoto, S., Herman, F., Biswas, R.H., Sueoka, S. and Tagami, T., Electron spin resonance (ESR) thermochronometry of the Hida range of the Japanese Alps: validation and future potential, Geochronology, vol.2, pp.1-15, 2020.
- Lague, D., The stream power river incision model: evidence, theory and beyond, Earth Surface Processes and Landforms, vol.39, pp.38-61, dio:10.1002/esp.3462, 2014.
- Li, B. and Li, S.H., Luminescence dating of K-feldspar from sediments: a protocol without anomalous fading correction, Quaternary Geochronology, vol.6, pp.468-479, dio: 10.1016/j.quageo.2011.05.001, 2011.
- Mahara, Y., Hohjo, K., Kubota, T., Ohta, T., Mizuochi, Y., Tashiro, T., Sekimoto, S., Takamiya, K., Shibata, S. and Tanaka, K., Vertical distribution of ¹⁰Be, ²⁶Al, and ³⁶Cl in the surface soil layer of weathered granite at Abukuma, Japan, Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B, vol.268, pp.1197-1200, dio:10.1016/j.nimb.2009.10.132, 2010.
- Matsushi, Y., Sasa, K., Takahashi, T., Sueki, K., Nagashima, Y. and Matsukura, Y., Denudation rates of carbonate pinnacles in Japanese karst areas: Estimates from cosmogenic ³⁶Cl in calcite, Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B, vol.268, pp.1205-1208, dio:10.1016/j.nimb.2009.10.134, 2010.
- 松四雄騎, 松崎浩之, 牧野久識, 宇宙線生成核種による流域削剥速度の決定と地形方程式の検証, 地形, vol.35, pp.165-185, 2014.
- Mutch, E.J.F., Blundy, J.D., Tattitch, B.C., Cooper, F.J. and Brooker, R.A., An experimental study of amphibole stability in low-pressure granitic magmas and a revised Al-inhornblende geobarometer, Contributions to Mineralogy and Petrology, vol.171, doi:10.1007/s00410-016-1298-9, 2016.
- Nakamura A., Yokoyama Y., Shiroya K., Miyairi Y. and Matsuzaki H., Direct comparison of site-specific and basin-scale denudation rate estimation by in situ cosmogenic nuclides: an example from the Abukuma Mountains, Japan, Progress in Earth and Planetary Science, vol.1, doi:10.1186/2197-4284-1-9, 2014.
- 長尾敬介, 板谷徹丸, K-Ar 法による年代測定, 地質学論集, vol.29, pp.5-21, 1988.
- 長尾敬介, 西戸裕嗣, 長尾敬介, 緒方維一, K-Ar 法による年代測定, 岡山理科大学蒜山研究所研究報告, vol.9, pp.19-38, 1984.
- Nishiizumi, K., Imamura, M., Caffee, M.W., Southon, J.R., Finkel, R.C. and McAninch, J., Absolutecalibration of Be-10 AMS standards, Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B, vol.258, pp.403-413, 10.1016/j.nimb.2007.01.297, 2007.

- Ohtani, T., Shigematsu, N., Fujimoto, K., Tomita, T. and Iwano, H., Geochronological constraint on the brittle-plastic deformation along the Hatagawa Fault Zone, NE Japan, Earth, Planets and Space, vol.56, pp.1201-1207, 2004.
- 太田陽子, 小池一之, 鎮西清高, 野上道男, 町田 洋, 松田時彦編, 日本列島の地形学, 東京大学出版会, 204p, 2010.
- Reiners, P.W. and Brandon, M.T., Using thermochronology to understand orogenic erosion, Annual Review of Earth and Planetary Science, vol.34, pp.419-466, doi:10.1146/annurev.earth.34.031405.125202, 2006.
- Reiners, P.W., Nonmonotonic thermal histories and contrasting kinetics of multiple thermochronometers, Geochimica et Cosmochimica Acta, vol.73, pp.3612-3629, doi: 10.1016/j.gca.2009.03.038, 2009.
- Roberts, G.G. and White, N., Estimating uplift rate histories from river profiles using African examples, Journal of Geophysical Research: Solid Earth, vol.115, B02406, doi: 10.1029/2009JB006692, 2010.
- Roberts, G.G., Paul, J.D., White, N. and Winterbourne, J., Temporal and spatial evolution of dynamic support from river profiles: A framework for Madagascar, Geochemistry, Geophysics, Geosystems, vol.13, doi: 10.1029/2012GC004040, 2012.
- Schmidt, M.W., Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer, Contributions to Mineralogy and Petrology, vol.110, pp.304-310, 1992.
- Shiroya, K., Yokoyama, Y. and Matsuzaki, H., Quantitative determination of long-term erosion rates of weathered granitic soil surfaces in western Abukuma, Japan using cosmogenic ¹⁰Be and ²⁶Al depth profile, Geochemical Journal, vol.44, pp.e23-e27, doi: 10.2343/geochemj.1.0110, 2010.
- Sklar, L.S. and Dietrich, W.E., River longitudinal profiles and bedrock incision models: Stream power and the influence of sediment supply, Rivers Over Rock: Fluvial Processes in Bedrock Channels, vol.107, pp.237-260, doi:10.1029/GM107p0237, 1998.
- Sklar, L.S. and Dietrich, W.E., A mechanistic model for river incision into bedrock by saltating bed load, Water Resources Research, vol.40, W06301, doi:10.1029/2003WR002496, 2004.
- Small, E.E., Blom, T., Hancock, G.S., Hynek, B.M. and Wobus, C.W., Variability of rock erodibility in bedrock-floored stream channels based on abrasion mill experiments, Journal of Geophysical Research: Earth Surface, vol.120, pp.1455-1469, doi: 10.1002/2015JF003506, 2015
- Stone, J.O., Air pressure and cosmogenic isotope production, Journal of Geophysical Research, vol.105, pp.23753-23759, dio:10.1029/2000JB900181, 2000.
- Sueoka, S., Kohn, B.P., Tagami, T., Tsutsumi, H., Hasebe, N., Tamura, A. and Arai, S., Denudation history of the Kiso Range, central Japan, and its tectonic implications: constraints from low-temperature thermochronology, Island Arc, vol.21, pp.32-52, doi:10.1029/GM107p0237, 2012.
- 末岡 茂, 田上高広, 堤 浩之, 長谷部徳子, 田村明弘, 荒井章司, 山田隆二, 松田達生, 小村健太郎, フィッション・トラック熱年代に基づいた六甲地域の冷却・削剥史, 地学雑誌, vol.119, pp.84-101, 2010.

- 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, pp.47-70, 2015.
- Suoeka, S., Tsutsumi, H. and Tagami, T., New approach to resolve the amount of Quaternary uplift and associated denudation of the mountain ranges in the Japanese Islands, Geoscience Frontiers, vol.7, pp.197-210, doi:10.1016/j.gsf.2015.06.005, 2016.
- Sueoka, S., Ikeda, Y., Kano, K., Tsutsumi, H., Tagami, T., Kohn, B.P., Hasebe, N., Tamura, A., Arai, S. and Shibata, K., Uplift and denudation history of the Akaishi Range, a thrust block formed by arc-arc collision in central Japan: Insights from low-temperature thermochronometry and thermokinematic modeling, Journal of Geophysical Research: Solid Earth, vol.122, pp.6787-6810, doi:10.1002/2017JB014320, 2017a.
- Sueoka, S., Tagami, T. and Kohn, B.P., First report of (U-Th)/He thermochronometric data across Northeast Japan Arc: implications for the long-term inelastic deformation, Earth, Planets and Space, vol.69, doi:10.1186/s40623-017-0661-z, 2017b.
- 末岡 茂, 田上高広, 低温領域の熱年代学の原理と地殻浅部のテクトニクスへの応用, 地学雑誌, vol.128, pp.707-730, 2019.
- 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, pp.118-130, 2011.
- 高橋裕平, 角閃石中のAl量―花崗岩類に有効な地質圧力計, 地質調査所月報, vol.44, pp.597-608, 1993.
- 田中明子, 山野 誠, 矢野雄策, 笹田政克, 日本列島及びその周辺域の地温勾配及び地殼熱流量データベース, 数値地質図 DGM P-5, 産業技術総合研究所 地質調査総合センター, 2004.
- Terakado, Y. and Nohda, S., Rb-Sr dating of acidic rocks from the middle part of the Inner Zone of southwest Japan: tectonic implications for the migration of the Cretaceous to Paleogene igneous activity, Chemical Geology, vol.109, pp.69-87, doi:10.1016/0009-2541(93)90062-N, 1993.
- 塚本すみ子, 光ルミネッセンス(OSL)年代測定法の最近の発展と日本の堆積物への更なる応用の可能性, 第四紀研究, vol.57, 2018.
- 魚住直己, 村上真也, 大石保政, 河村秀紀, 超深地層研究所計画における試錐調査 (MIZ-1 号孔), 核燃料サイクル機構契約業務報告書, JNC TJ7440 2005-091, 1833p, 2005.
- Valla, P.G., van der Beek, P.A. and Lague, D., Fluvial incision into bedrock: Insights from morphometric analysis and numerical modeling of gorges incising glacial hanging valleys (Western Alps, France), Journal of Geophysical Research: Earth Surface, vol.115, F02010, doi:10.1029/2008JF001079, 2010.
- Wagner, G.A., Reimer, G.M. and Jäger, E., Cooling ages derived by apatite fission-track, mica Rb-Sr and K-Ar dating: the uplift and cooling history of the Central Alps, University of Padova, Memoir of the Institute of Geology and Mineralogy, vol.30, pp.1-27, 1977.
- Watson, E.B, Wark, D.A. and Thomas, J.B., Crystallization thermometers for zircon and rutile, Contributions to Mineralogy and Petrology, vol.151, pp.413-433, doi:10.1007/s00410-006-0068-5, 2006.
- Whittaker, A.C. and Boulton, S.J., Tectonic and climatic controls on knickpoint retreat rates and landscape response times, Journal of Geophysical Research: Earth Surface, vol.117, F02024, doi:10.1029/2011JF002157, 2012.
- Wintle, A.G., Anomalous fading of thermoluminescence in mineral samples, Nature, vol.245,

- pp.143-144, doi: 10.1038/245143a0, 1973.
- Wohl, E. and David, G.C., Consistency of scaling relations among bedrock and alluvial channels, Journal of Geophysical Research: Earth Surface, vol.113, F04013, doi:10.1029/2008JF000989, 2008.
- Yamada, R., Fission track thermochronology: Thermal characteristics of fission tracks in zircon, and cooling history analysis of the granitic bodies around the northern Alps, central Japan, Doctoral Dissertation of Kyoto University, 128p, doi: 10.11501/3123276, 1996.
- Yamada, R. and Harayama, S., Fission track and K-Ar dating on some granitic rocks of the Hida mountain range, central Japan, Geochemical Journal, vol.33, pp.59-66, doi:10.2343/geochemj.33.59, 1999.
- 山田隆二, 小村健太郎, 池田隆司, 野島断層における深層掘削調査の概要と岩石物性試験結果(平林・岩尾・甲山), 防災科学技術研究所研究資料, no.371, 16p, 2012.
- Yamada, K. and Tagami, T., Postcollisional exhumation history of the Tanzawa tonalite complex, inferred from (U-Th)/He thermochronology and fission track analysis, Journal of Geophysical Research: Solid Earth, vol.113, B03402, doi: 10.1029/2007JB005368, 2008.
- 湯口貴史, 鶴田忠彦, 西山忠男, 中部日本土岐花崗岩体の岩相と化学組成の累帯変化, 岩石鉱物科学, vol.39, pp.50-70, 2010.
- Yuguchi, T., Iwano, H., Kato, T., Sakata, S., Hattori, K., Hirata, T., Sueoka, S., Danhara, T., Ishibashi, M., Sasao, E. and Nishiyama, T., Zircon growth in a granitic pluton with specific mechanisms, crystallization temperatures and U-Pb ages: implication to the 'spatiotemporal' formation process of the Toki granite, central Japan, Journal of Mineralogical and Petrological Sciences, vol.111, pp.9-34, doi: 10.2465/jmps.151007, 2016.
- Yuguchi, T., Sueoka, S., Iwao, H., Danhara, T., Ishibashi, M., Sasao, E. and Nishiyama, T., Spatial distribution of the apatite fission-track ages in the Toki granite, central Japan: Exhumation rate of a Cretaceous pluton emplaced in the East Asian continental margin, Island Arc, vol.26, doi:10.1111/iar.12219, 2017.
- Yuguchi, T., Sueoka, S., Iwano, H., Izumino, Y., Ishibashi, M., Danhara, T., Sasao, E., Hirata, T. and Nishiyama, T., Position-by-position cooling paths within the Toki granite, central Japan: constraints and the relation with fracture population in a pluton, Journal of Asian Earth Sciences, vol.169, pp.47-66, doi:10.1016/j.jseaes.2018.07.039, 2019.

5.2 離水地形のマルチ年代測定に基づく隆起・侵食速度推定技術の高度化 5.2.1 背景と目的

わが国における信頼性の高い地形学的時間スケール(数千から数十万年)での隆起速度の推定は、放射性炭素(14C)年代測定法やテフロクロノロジーにより離水時期が制約された海成段丘や河成段丘に基づいている。逆にいえば、段丘が存在しなかったり、段丘が存在しても、その離水時期が14C年代の適用限界である約5万年以前であり、かつ段丘構成層や被覆層にテフラが検出できなかったりする場では、隆起速度の推定は難しい。本研究開発では、そうした場における、離水地形の離水時期の制約に基づいた隆起速度の推定技術の高度化を目指す。特に重点を置くのは、複数の年代測定手法を組み合わせたマルチ年代測定法による離水地形の離水時期制約である。具体的には、離水地形に対して、わが国における地形・堆積物の一般的な編年技術であった14C年代測定法やテフラ分析に加えて、10万年前以前の地形・堆積物の編年が可能な長石の赤外光ルミネッセンス(InfraRed Stimulated Luminescence:以下、「IRSL」という)年代測定法、石英の宇宙線生成核種(Terrestrial Cosmogenic Nuclide:以下、「TCN」という)年代測定法の適用を検討する。

本研究開発のテーマは、内陸部を対象としたものと沿岸部を対象としたものに大別される。内陸部を対象とした研究開発では、河成段丘に代わる過去の河床高度を近似する離水河成地形を認定し、それらの離水時期の制約から隆起速度を推定する手法を検討する。そうした手法には、安江ほか(2014)に示された穿入蛇行跡である環流旧河谷に着目するものがある。これは、環流旧河谷から旧河床堆積物を見出し、それらと現河床との比高を、旧河床堆積物の堆積時期で除することにより河川の下刻速度を算出する手法である。対象とする河川が、下刻速度と隆起速度が釣り合っている平衡河川であるならば、下刻速度を隆起速度に読み替えることができる。

平成 30 年度の本事業では、紀伊山地の新宮川中流部に分布する環流旧河谷を事例にボーリング調査を実施し、環流旧河谷の埋積物を採取・観察した。その結果、環流旧河谷に必ずしも旧河床堆積物が残されているわけではないこと、したがって環流旧河谷に着目して河川の下刻速度を算出する手法においては、環流旧河谷の埋積過程(埋積発達史)の理解が必要であることが明らかになった。そこで、令和元年度は、まず、環流旧河谷の埋積発達史の理解に向けたボーリングコアの記載・分析を実施した。次に、旧河床堆積物であると解釈された砂層に対してIRSL年代測定を適用し、その堆積年代の推定を行った。また、これらの検討とは別に次年度以降に堆積年代に基づき算出された下刻速度の時間・空間代表性の検討が必要となることから、新宮川沿いに分布する河成段丘、谷壁に残された旧河床堆積物の観察・記載を行うとともに、それらの地形・堆積物から年代測定用試料を採取した。

沿岸部を対象とした研究開発では、沿岸部に広く分布するものの被覆層中のテフラや被覆層そのものを欠くため離水時期の制約が困難であった海成侵食段丘に対してマルチ年代測定の中でも特に TCN 年代測定法を用いた離水時期の制約手法を検討する。平成 30 年度の本事業では、隆起地域の海成侵食段丘が、離水後に薄い風成堆積物に覆われるという想定のもと岩盤中の宇宙線生成核種濃度の時間変化を計算し、TCN 年代測定法の適用性を検討した。その結果、段丘面を覆う風成物の堆積速度が宇宙線生成核種を用いた地形の形成年代測定の限界を規定しており、一般に、5 m よりも厚いロームに覆われる場では、この手法の適用は困難であると結論づけられた。この検討結果に基づき令和元年度は、まず、5 m 未満の被覆層からなる更新世の海成侵食段丘に対して実際に TCN 年代測定法を適用した。そして、その結果から日本列島の海成侵食段丘への TCN年代測定法の適用性に係る「どの程度古い時代まで年代の遡及が可能であるか」、「離水後の段丘面の削剥がどの程度の不確かさをもたらすか」の2点について検討する。次に、次年度以降に実施予定である、① 離水年代が若い数千~数百年程度と新しいため核種濃度の蓄積が少ないと考

えられる完新世の海成侵食段丘に対する TCN 年代測定法の適用、② 海成侵食段丘において離水 以前に獲得されていた核種(インヘリテンス)の評価、に必要となる試料の採取を行った。

5.2.2 内陸部を対象とした検討

(1) アプローチ

本研究開発のアプローチを以下に記す。令和元年度においては、まず、環流旧河谷の埋積過程を把握するために、平成30年度に採取したコア試料に対して、① 堆積物の詳細な観察・記載を目的とした X 線コンピュータ断層撮影解析(Computed Tomography: 以下、「X 線 CT 解析」という)と半裁作業、② 堆積物の堆積環境推定を目的とした珪藻分析と花粉分析、③ 堆積物中の礫と基質の離水後の時間経過を定性的に把握することを目的とした基質の土色測定と礫の酸化帯幅の測定、④ 堆積物の堆積時期の制約を目的としたテフラ分析、を行い、それらの結果をとりまとめた。次に、堆積学的な特徴から旧河床堆積物であると解釈された砂層に対して IRSL 年代測定を適用し、その堆積年代を求めた。さらに、今後、本手法で得られた下刻速度の時間・空間代表性を示す必要があると考えられることから、令和元年度は、河川下刻速度を推定した環流旧河谷から、それぞれ約20km下流に分布する河成段丘と約40km上流の分布する谷壁に残された旧河床堆積物を対象に観察・記載及び年代測定試料の採取を行った。以下には、コアの記載と分析結果並びに IRSL 年代測定法の結果について記し、野外における地形・堆積物の観察・記載と年代測定試料の採取に係る内容については付録11に記す。

(2) 環流旧河谷から採取したコアの記載と分析

1) 方法

平成 30 年度の本事業において新宮川中流域に分布する環流旧河谷から採取した 4 本のボーリングコア (上流から順に TNZ-1、TKT-1、TKT-2 及び TKM-1; 河床からの比高 $100\sim115\,\mathrm{m}$; 径 $100\sim115\,\mathrm{m}$) を対象に以下の分析を実施した。

まず、ボーリングコアの半裁と写真撮影を行った。コアの一部については、半裁前後の層相及び堆積構造の変化を確認するためにX線 CT 解析も行った。その後、堆積物の層相、層相境界の特徴、堆積構造、粒度、構成粒子の支持様式、含有物、色調を1/10 スケールで記載した。色調については礫や粗粒砂などの粗粒な粒子の混入による値のばらつきを排除するために、深度 $5~{\rm cm}$ ごとに細粒な基質のみを少量分取してコニカミノルタホールディングス社製の土色計 SPAD-503 を使用し、食品用ラップフィルムごしに CIE1976 (L*, a*, b*: JIS Z 8729) 表色系を測定した。粗粒な粒子のみで構成される層準では色調の測定は行わなかった。

礫の風化度を評価するために小泉・青柳 (1993) 及び栗山ほか (2006) を参考にして、ノギスを用いて風化皮膜 (酸化帯) の厚さ (幅)、礫種を測定した。割れ目などの弱線に沿って酸化帯の幅が大きくなる場合には測定せず、平均的な幅の部分を測定した。同層準で複数の礫において酸化帯が認められた場合には、大きい方の幅を記録した。

堆積物の堆積環境と堆積年代を推定するために、珪藻及び花粉の群集組成解析とテフラ分析を細粒部において実施した。テフラ分析については、主として細粒層を対象とした採取試料を極細粒砂粒子サイズにふるい分け・洗浄し、それらの粒子組成を明らかにした。試料の前処理及び粒子の区分法については古澤(2003)に従った。また、必要に応じて、1 試料につき 30 粒子程度を目途に火山ガラス,角閃石及び斜方輝石の屈折率を測定した。屈折率の測定は、古澤(1995)に従い,古澤地質調査事務所製温度変化型測定装置 MAIOT を用いておこなった。さらに広域テフラである鬼界葛原(K-Tz)火山灰の同定のために、 β 石英中のガラス包有物の主成分をエネルギー分散型 X 線マイクロアナライザー(Energy Dispersive X-ray spectroscopy: EDX)により分

析した。テフラ分析の結果については、付録11に示す。

2) 結果と考察

① 堆積ユニットの特徴

TNZ-1、TKT-1、TKT-2 及び TKM-1 ボーリングコアの半裁面及びその X 線 CT 解析結果の観察、基質の色調、礫の酸化帯の厚さ、微化石分析の結果に基づき、堆積ユニットを河川流路堆積物 (RC)、斜面堆積物 (SD)、表土 (SS) の 3 タイプに区分した (図 5.2.2-1)。ボーリングコア半裁面及びその X 線 CT 解析結果を図 5.2.2-2 に、基質の色調を図 5.2.2-4 に、礫の酸化帯の厚さを図 5.2.2-5 に示す。また、微化石分析とテフラ分析の結果については付録 11 に示す。以下に 3 タイプの堆積ユニットの特徴を述べる。

・河川流路堆積物 (RC)

同ユニットは TKM-1 コアの深度 $10.7\sim15.2\,\mathrm{m}$ においてのみ認められる。主に黄灰色の細粒~粗粒砂で構成される。基底に亜角礫が主体の砂礫層を伴っており、深度 $14\sim15\,\mathrm{m}$ では斜交層理が認められる(図 5.2.2-2)。堆積物の特徴から、流速変化が比較的少ない掃流環境にある河川流路の堆積物であると考えられる。

赤黄色系の指標である a*値は 10 以下(図 5.2.2-4)で、砂岩の酸化帯の厚さは 3 mm 程度であった。

·斜面堆積物 (SD)

同ユニットはすべてのコアで認められ、主に亜角〜亜円礫を含む砂礫層で構成される。一部で $1\,\mathrm{m}$ 以下の砂層や泥層を挟在しており、TKT-1 コアでは他のコアよりも多くの砂層や泥層が認められた(図 5.2.2-2)。こうした泥層には珪藻化石がほとんど含まれておらず、多くの植生が長期間継続して土壌化した影響は読み取れなかった。このユニットは、亜角礫が主体であり、それらの含有度が深度方向で増減するので、本流性の河川堆積物ではなく、環流旧河谷の流域内で生じた土石流や地すべりといったマスムーブメントに由来する斜面堆積物であると考えられる。しかし、TKT-2 地点は、TKT-1 地点の環流旧河谷形成時には離水した河成段丘であった場である(図 5.2.2-1)。さらに、TKT-2 コアのみ深度 $11.76\,\mathrm{m}$ に環流旧河谷の流域に分布しない酸性岩類の礫が確認された。これらの点を考慮すると TKT-2 コアの斜面堆積物(SD)とした堆積物の成因については再考の余地がある。

同ユニットの基質の土色は TNZ-1、TKT-1、TKT-2 及び TKM-1 コアの順に a*値の平均値が 5.28 から 9.65 まで増加して赤色が強くなる(図 5.2.2-4)。 TKM-1 コアと同一地点において安江 ほか(2014)も土色の報告をしているが、今回は基質のみを丁寧に分取して測定をおこなったの で色調変化を鮮明に捉えられた。

礫種は四万十帯起源であると考えられる砂岩や泥岩が主体で、一部でチャートや酸性火山岩類が認められる。それらの礫には酸化帯が発達したものが含まれており(図 5.2.2-5)、TKT-2 及び TKM-1 コアでは平均 7.05~8.57 mm と TNZ-1 及び TKT-1 コアの平均 4.39~5.07 mm よりも厚かった。TNZ-1 コアでは、掘進長が他のコアよりも明らかに大きい上に、深度 33~45 m の間などで基質の土色測定ができないほどの多くの礫が含まれていたにもかかわらず、酸化帯を有する礫の含有度は他のコアよりも明らかに低かった。

TNZ-1 コアの深度 $0.18\sim0.57$ m、TKT-2 コアの深度 $1.62\sim1.65$ m でバブルウォール型の火山ガラスと角閃石が多く確認されて、それらの屈折率や化学組成の特徴から鬼界アカホヤ(K-Ah)や姶良丹沢(AT)火山灰(町田・新井, 2003)に対比された。なお、TNZ-1 コアの深度 $0.95\sim$

51.36 m、TKT-1 コアの深度 $3.24\sim18.50$ m、TKT-2 コアの深度 $1.80\sim19.55$ m の細粒部でも分析を試みたが有意な結果は得られなかった。

· 表土 (SS)

TKT-1 及び TKT-2 コアの深度 $1.2\,\mathrm{m}$ 以浅では主に暗褐〜褐色のローム層が確認される。TKT-2 コアの深度 $0.8\sim1.0\,\mathrm{m}$ (図 5.2.2-2) などでは根っこや植物片が認められる。Luticola mutica や Hantzschia amphioxys などの陸生珪藻が含まれるので、現在の地形面を構成する表土である と考えられる。TKT-1 コアの深度 $0.25\sim0.87\,\mathrm{m}$ 、TKT-2 コアの深度 $0.25\sim1.07\,\mathrm{m}$ でバブルウォール型の火山ガラスと角閃石が多く確認されて、それらの屈折率や化学組成の特徴から K-Ah や AT 火山灰に対比された。

② 環流旧河谷の埋積堆積物の相対編年

各コアの斜面堆積物 (SD) は環流旧河谷の離水後に堆積したものであるため、離水後の時間経過の違いが斜面積物の特徴にあらわれるはずである。特に基質の赤色度と礫の酸化帯の幅は、ともに離水後の変質作用の時間経過を示唆する相対年代指標と考えられる。そこで、本研究では、コアの斜面堆積物の相対編年におけるこれら2指標の有効性について確認する。

まず、斜面堆積物中の基質の a*値と b*値との関係を図 x に示す。一般に、風化にともなう褐色化では b*>a*となることが知られており、a*が顕著に高い値だと熱水変質や高温酸化など、風化以外の影響を考慮する必要があると考えられる(例えば、満下ほか、1998;横田ほか、2003)。図 5.2.2-3 に示されるように、斜面堆積物中の基質は、全体的な傾向として b*>a*を示す。つまり、風化により基質の褐色化が進んでいるものと考えられる。赤色度の指標である a*値についてみると、TNZ-1、TKT-1、TKT-2、TKM-1 の順に値が 5.28、7.74、8.05、9.65 と高くなっていく(図 5.2.2-4)。

次に礫の酸化帯に厚さについてみると、TNZ-1 コアでは砂岩が 5.07 cm, 泥岩 1.9 cm であるのに対して TKT-1 コアでは、砂岩 4.39 cm, 泥岩 4.55 cm、TKT-2 コアでは砂岩が 7.05 cm、TKM-1 コアでは、砂岩 8.57 cm、泥岩 6.04 cm であった(図 5.2.2-5)。つまり、酸化帯の幅が一番薄いのが TNZ-1、一番厚いのが TKM-1 となり、その間に TKT-1 コア、TKT-2 コアが位置づけられる。

以上、赤色度と礫の酸化帯の幅からみると、離水時期が古いものから順に TKM-1、TKT-2、TKT-1 及び TNZ-1 となる。これらの結果は、TKT-2 が TKT-1 地点に河川が流れていた時期には 既に離水していた河成段丘である(つまり TKT-2 は TKT-1 より離水時期が古い)こと、環流旧河谷の埋没谷の河床からの比高が高い方から順に TKM-1、TKT-2、TKT-1 及び TNZ-1 となること、と整合的である。このことから、基質の赤色度と礫の酸化帯の幅の測定は、環流旧河谷の埋積堆積物の相対編年において有効な手法であると結論づけられる。

しかし、環流旧河谷の埋積過程から河川の下刻速度を推定するためには、斜面堆積物の相対編年に絶対年代の目盛りを入れることが必要となる。そうした時間目盛りには、一般的にテフラが用いられる。しかし、TNZ-1、TKT-1 及び TKT-2 コアから検出したテフラ粒子の全てが堆積物への混入時期を制約できない二次的な堆積物であると解釈されるため(付録 11 参照)、その結果を斜面堆積物の堆積年代に反映することはできなかった。そこで、次年度以降は、環流旧河谷の斜面堆積物に対して本事業で研究開発を進めている TCN 年代測定法などの適用を試み、相対編年にどの程度、絶対年代による制約を与えることができるかについて検討する予定である。

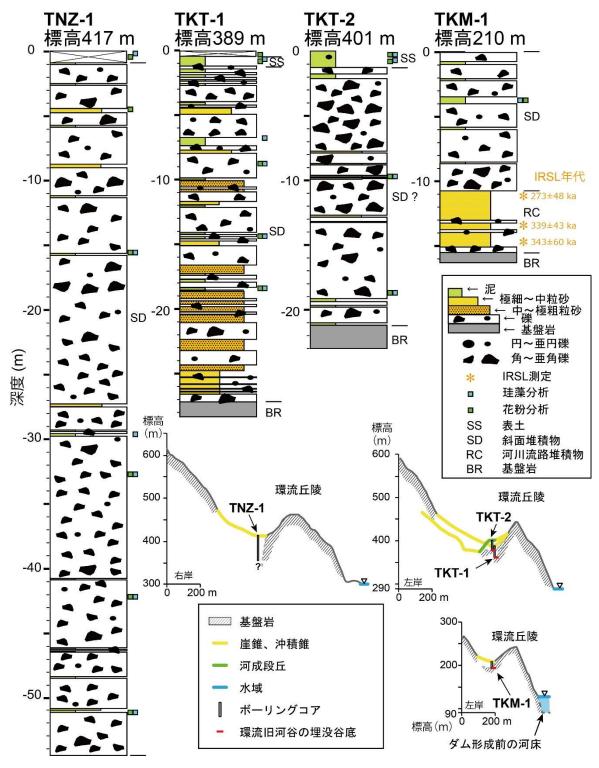


図 5.2.2-1 環流旧河谷の堆積物の層相区分

右下は各地点の地形断面図 (日本原子力研究開発機構・電力中央研究所, 2019)

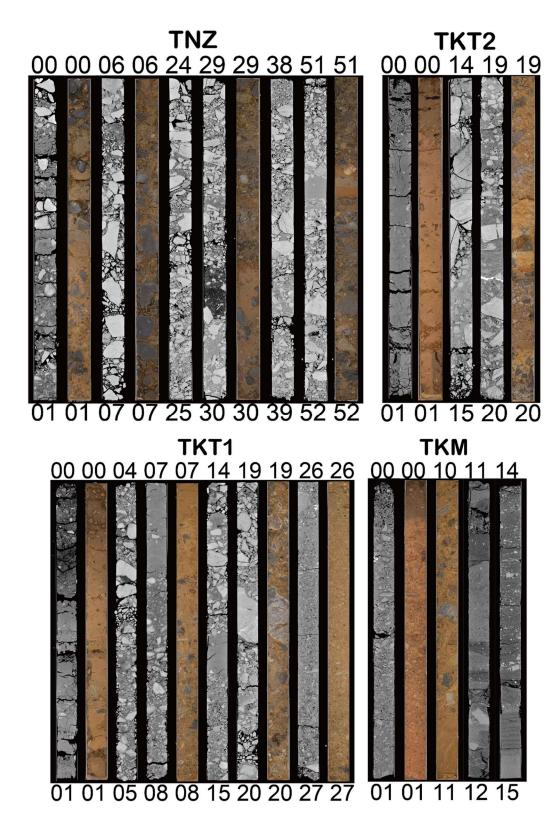


図 5.2.2-2 ボーリングコアの半裁面及び X 線 CT 解析画像 数字は深度(m)を示す。

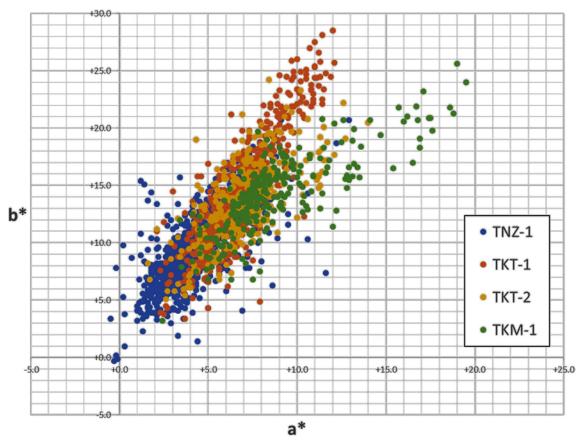


図 5.2.2-3 環流旧河谷の堆積物の色変化を示す a*-b*図

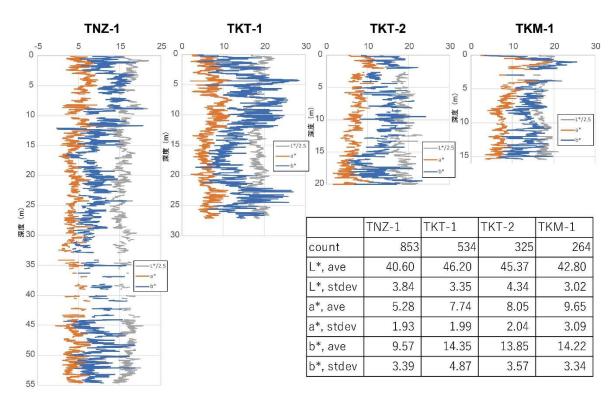


図 5.2.2-4 ボーリングコアの基質の土色(L*、a*、b*)

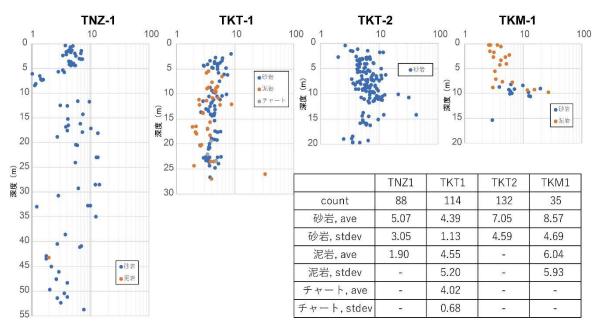


図 5.2.2-5 ボーリングコアに含まれる礫(砂岩、泥岩、チャート)の酸化帯の厚さ (mm)

(3) 環流旧河谷中の旧河床堆積物の IRSL 年代測定

1) 方法

光ルミネッセンス (OSL) 年代測定法は、自然放射線の作用によって鉱物内に生じる捕獲電子の量を利用して年代測定を行う方法である。捕獲電子は光刺激を受けると解放され、正孔と再結合し、OSL を放出する。捕獲電子量は鉱物が被曝した放射線量に応じるため、OSL 強度から放

射線量(等価線量, equivalent dose:以下、「 D_e 」という)を見積もることができる。これを、試料周囲の放射線量率(年間線量)で除することでルミネッセンス年代が得られる。捕獲電子は数百 $^{\circ}$ Cの熱や太陽光に曝されるとリセットされるため、ルミネッセンス年代は試料が加熱や光曝を受けて以降の時間に相当し、テフラや考古遺物、堆積物の年代測定に利用されている(奥村・下岡, 2011; 塚本, 2018)。

OSL 測定には、主に石英や長石が用いられる。長石の OSL には赤外光(Infrared、以下「IR」という)を利用し、特に IRSL と称される。長石 IRSL の利点としては、ルミネッセンス感度が高いことや、石英 OSL よりも年代上限が古いこと(石英 OSL:数万年程度、長石 IRSL:数十万年程度)が挙げられる。しかし、長石 IRSL には量子力学的トンネル効果による非熱的脱トラップ現象である anomalous fading(以下、「フェーディング」という;Wintle, 1973)によって捕獲電子が消失し、年代を過小評価してしまう問題があるため、フェーディング影響を抑制できる post-IR IRSL 法(Thomsen et al., 2008;以下、「pIRIR 法」という)の利用や、フェーディングの補正を行う必要がある。

令和元年度の本事業では、TKM-1 コアにおいて河川流路堆積物(RC)に区分した堆積物に対して pIRIR 法を用いた長石の IRSL 年代測定を実施し、堆積年代の推定を行った。年代測定試料については、TKM-1 コアの数十 cm 離れた地点で掘削した TKM-2 コアから、TKM-1 コアにおいて河川流路堆積物(RC)がみられた深度 $10.7\sim15.2~m$ の区間で 3 試料(S1、S3 及び S6)採取した。S1、S3 及び S6 の深度は、それぞれ深度 11.1~m、13.3~m 及び 15.1~m である(図 5.2.2-1)。

まず、線量評価が適切に行われているかを確認するために、線量回復テスト(Wintle and Murray, 2006)を行った。このテストは、いったん人為的に光で年代を初期化(ブリーチ)した 試料に既知の線量を照射し、この線量をルミネッセンス測定で推定する。測定によって得られた D_e と照射量の比(線量回復率)が $0.90\sim1.10$ を示せば、 D_e の推定が適切に行われていると評価できる。その後、等価線量、フェーディング率及び年間線量の測定を行い、等価線量をフェーディング補正し、年間線量で除することでルミネッセンス年代を算出した。フェーディング補正については、再結合センターの密度 ρ' (\leftrightarrows フェーディング率)を利用し、実験室で測定した線量応答曲線のデータにフェーディングを生じさせ、補正後の D_e を求める Kars et al. (2008)の方法を採用した。線量応答曲線のフィッティングには、General order kinetics モデル(Guralnik et al., 2015)を採用した。フェーディング補正の計算と線量応答曲線のフィッティングには、数値解析ソフトウェアの Marthworks 社製 MATLAB を利用した。

2) 結果と考察

各深度で 3 アリコートずつ、線量回復テストを行った。S-6 は誤差を考慮すると、線量回復率は 1.1 を超える結果となったが、概ね範囲内に収まるため、線量評価は適切に行われていると判断した。次に、各深度で 10 アリコートずつ、等価線量測定とフェーディング測定を行った。両測定は、同一のアリコートを用いた。S-1、S-3 及び S-6 の D_e はそれぞれ $493\sim769$ 、 $617\sim910$ 及び $502\sim965$ となり、大きくばらついた(表 5.2.2-1)。アリコートごとのフェーディング率の差が影響することを考え、アリコートごとにフェーディング補正と年代の算出を行った。フェーディング補正後の線量応答曲線については、年間線量とフェーディング率の誤差から最大と最小を示す応答曲線を推定し、その平均値を測定値、幅を誤差とした。フェーディング補正後の D_e を年間線量で除することでルミネッセンス年代を求め、異常値を除く全アリコートの平均値より、推積年代を求めた。得られた S-1、S-3 及び S-6 の堆積年代は 273 ± 48 、 339 ± 43 及び 343 ± 60 ka

であった(表 5.2.2-1)。S-3、S-6 については、300 ka を超える年代であるため、シグナルの最大値や飽和特性値を基に、飽和年代(飽和線量)についてさらなる議論が必要と考えられる。また他年代測定法とのクロスチェックを行い、得られた年代の信頼性について評価する必要がある。

年間線量率 補正後年代 補正後De 試料 $\rho'(10^{-6})$ 線量回復率 De (Gy) (Gy/ka) (ka) (Gy) S-1 4.10 ± 0.10 493 - 769 0.85 - 1.46844 - 1446 273 ± 48 1.06 ± 0.01 3.90 ± 0.13 1.05 ± 0.03 617 - 910 0.54 - 1.131020 - 1714 339 ± 43 S-3 S-6 3.96 ± 0.17 1.09 ± 0.04 502 - 965 0.89 - 1.28803 - 2051 343 ± 60

表 5.2.2-1 年間線量率と等価線量と年代

5.2.3 沿岸部を対象とした検討

(1) アプローチ

令和元年度の実施内容は、大別すると、海成侵食段丘への TCN 年代測定法の適用性の確認と 次年度の分析に向けた野外での試料採取及び試料の観察である。

TCN 年代測定法の適用性確認においては、岩盤中の TCN 濃度の深度分布に基づき、段丘面の離水過程を推定する手法を用いた。事例対象としたのは、地形層序学的手法とテフロクロノロジーによって海成段丘の発達史が明らかにされている土佐湾北東岸地域に発達する海成侵食段丘(例えば、Matsu'ura, 2015)である。

一方、野外での試料採取については土佐湾北東岸地域と房総半島南岸地域を事例に実施した。 両地域では、次年度以降に実施予定である、① 完新世の海成侵食段丘に対する TCN 年代測定法 の適用、並びに② 海成段丘面における TCN のインヘリテンスの評価、において適した以下の条 件を有するためである。

- ・TCN 年代測定法に適する粒径 0.2 mm 以上の石英が普遍的に含まれる砂岩が分布すること。
- ・旧汀線指標となる化石生物遺骸の発達が報告されており、それらの ¹⁴C 年代測定により TCN 年代測定から推定される離水年代の検証が可能であること。
- ・歴史記録により離水ベンチの離水時期が明らかになっていること。 試料採取と試料観察の概要については、付録 11 に記す。

(2) 海成侵食段丘への TCN 年代測定法の適用

土佐湾北東岸地域には、多段の更新世海成段丘が良く発達することが知られている(例えば、吉川ほか、1964;小池・町田編、2001;Matsu'ura et al.、2015)。本研究開発では、Matsu'ura et al. (2015)により MIS 5e 以前に対比された高位段丘の H2 面と MIS 5e に対比された中位段丘の M1 面を対象に、平成 30 年度の「沿岸部処分システム高度化開発」(産業技術総合研究所ほか、2019)において掘削された 2 本のボーリングコア(図 5.2.3-1 の MHN-1、MGT-2)を使用したボーリングコアの柱状図は、両地点ともに基質支持の角~亜円礫層に被覆された細粒~中粒砂岩からなることを示す。角~亜円礫層は、斜面堆積物ないしは、in situ な基盤岩風化層の可能性がある。離水後に侵食が全く生じない環境を仮定すると、前者の場合、離水面は基盤岩直上に、後者の場合、離水面は角~亜円礫層上面になる。つまり、角~亜円礫層の成因は、TCNの深度プロファイルから海成侵食段丘の離水過程を検討する上で必要不可欠な情報となる。しかし、令和元年度の本事業では、この点を明らかにするだけの分析を行なっていない。そのため、ここでは、

角~亜円礫層が in situ な基盤岩風化層であるという仮定のもと検討を進める。

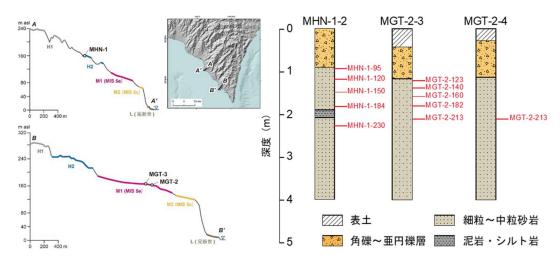


図 5.2.3-1 TCN 試料の採取地点と柱状図(産業技術総合研究所ほか, 2019 に引用・加筆) 地形断面図上に記した海成段丘面の名称と離水年代は、Matsu'ura (2015)に基づく。 ボーリングの径は φ86 mm。

2) TCN 試料と岩石学的特徴

TCN 試料については、MHN コア、MGT コアの基盤岩の上面から深度方向に 5 試料採取した (図 5.2.3-1)。MGT-2-213 については石英量が足りなかったため、MGT-2-3 コアから $50 \, \mathrm{cm}$ 離れた場で得られた MGT-2-4 コアから試料を採取し、両地点の試料を混合して用いた。

TCN 試料の岩石学的特徴を以下に記す。MHN コアの TCN 試料は、石英を主とした中粒砂岩である(図 5.2.3-2)。全体に少量の斜長石、黒雲母、角閃石、玄武岩質の岩片が認められる。亜円~円の円磨度を示す。粒径は不揃いで $0.1\sim0.5$ mm 程度が大半であるが、最大粒径は 1.0 mm である。石英のほぼすべてに細かいひび割れがあるが、薄片作成後に形成された風化痕であると考えられる。一方、MGT コアの TCN 試料は、、石英を主とする中粒~粗粒砂岩である(図 5.2.3-3)。全体に斜長石、角閃石、黒雲母及び玄武岩質の岩片が認められる。また、わずかにジルコンが認められる。亜円~亜角の円磨度を示す。粒径はそろっているが、深度 130 m 試料では $0.3\sim0.7$ mm、深度 280 cm 試料では $0.2\sim0.3$ mm と深度により異なる。石英のほぼすべてに細かいひび割れがあるが、薄片作成後に形成された風化痕であると考えられる。

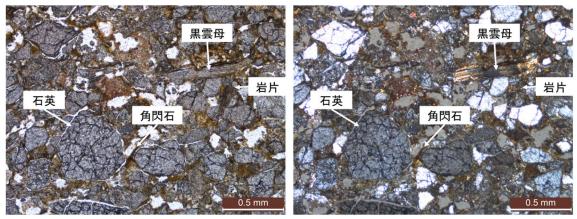


図 5.2.3-2 羽根岬試料薄片写真 (MHN1-2-235) 左:オープンニコル、右:クロスニコル

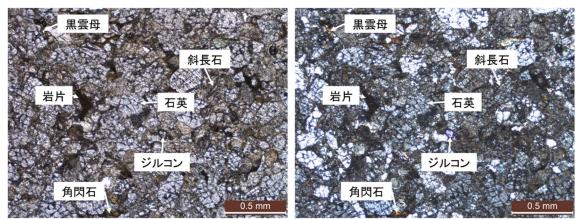


図 5.2.3-3 行当岬試料薄片写真 (MGT2-4-280) 左:オープンニコル、右:クロスニコル

3) 分析方法

加速器質量分析による TCN の定量に至るまでの試料の前処理は、Kohl and Nishiizumi (1992)、 國分ほか(2019)に基づき実施した。手順の概要を以下に示し、フローを図 5.2.3-4 に示す。

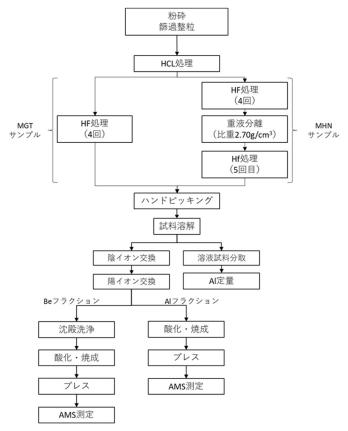


図 5.2.3-4 TCN 試料の前処理の流れ

③ 石英抽出

試料を粉砕、径 $0.25\sim1.00$ mm に整粒し、超音波水槽を用いて HCl 処理 1 回、HF 処理を複数回実施した。各サンプルの処理は以下のとおり行った。

- ・MGT サンプル: 計 4 回のフッ酸処理を実施した。石英の純度は蛍光 X 線分析装置(X-ray Fluorescence: 以下「XRF」とする)を用いて試料中の Al_2O_3 が 0.5%以下となることを目安とした
- ・MHN サンプル:計 5 回の HF 処理を実施し、4 回目と 5 回目の HF 処理の間で比重 2.70 g/cm^3 の重液を用いた重液分離を実施した。石英の純度は XRD を用いて、石英以外の鉱物のピークが見られないことを目安とした。

以上のように抽出した石英の中に岩片などが残っていた場合(図 5.2.3-5)は、ハンドピッキングで除去した。



図 5.2.3-5 石英中に残った岩片の例

④ 試料溶解

抽出した石英粒子に富士フィルム和光純薬製原子吸光用標準液 Be-100 ppm を 3 mL 加えた後、 $HF \cdot HNO_3$ 及び $HClO_4$ で石英を溶解した。(ブランク試料には富士フィルム和光純薬製原子吸光用標準液 Al-1000 ppm も 2 mL 加えた。)

試料の溶解中にジルコンやチタン鉄鉱などが溶解せずに混入しているのが確認された(図 5.2.3-6)ことから、超音波処理を行った上、遠心分離により石英以外の残渣を試料溶液と分離し、試料溶液を回収した。また、残渣を超純水で3回洗浄・回収し、残渣に付着した溶液も試料溶液として回収した。回収した残渣については重量をはかり、溶解前の試料重量から、その重量だけ減算した。

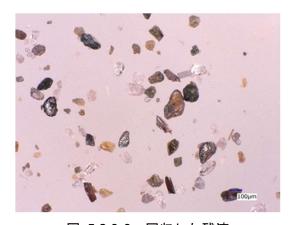


図 5.2.3-6 回収した残渣

⑤ AI 定量

試料溶液を蒸発乾固させ、HNO3を加えて溶液とした後、Al 定量分析を行うため、7.5 mL を分取した。分取した溶液は原子力機構東濃地科学センター設置の ICP 発光分光分析装置 (Inductively coupled plasma optical emission spectrometry:以下、「ICP-OES」という)において Al の定量分析を行った。

⑥ イオン交換~プレス

Al 定量で分取した後の残試料溶液はイオン交換分離によって Be と Al をそれぞれ抽出した。 抽出した Be はアートボックスに入れて電子レンジで加熱、Al は電気炉で加熱して酸化物とした後、カソードに詰めてプレスした(200 kPa で 1 秒間)。

⑦ AMS 測定

 10 Be 及び 26 Al の加速器質量分析は原子力機構東濃地科学センターの加速器質量分析装置 (JAEA-AMS-TONO) において行った。設定条件は測定電圧 $4.5\,\mathrm{MV}$ 、ガスセルは未使用、その他については Saitou-Kokubu et al. (2015)に従った。計測した同位体比には、標準試料の同位体比 (10 Be/ 9 Be=(2.709 \pm 0.030)× 10 - 11 ; Nishiizumi et al., 2007、 26 Al/ 27 Al=(7.444 \pm 0.027)× 10 - 11 ; Nishiizumi, 2004) を用いて標準補正を施した。

4) 結果と考察

MGT-2 コアと MHN-1 コアの 10 Be 濃度と 26 Al 濃度を表 5.2.3-1 に示す。 10 Be 濃度は、深度方向に小さくなる傾向がみられるが、 26 Al 濃度についてはそのような傾向がみられない(表 5.2.3-1)。そのため、 26 Al の測定については前処理工程ないしは AMS 測定において何かしらの問題が生じたものと考え、以下に記す検討には用いない。

 10 Be 濃度の深度プロファイルを図 5.2.3-7に示す。この図には核種濃度の深度分布をプロットするとともに、離水以前の核種獲得(いわゆるインヘリタンス)と離水後の削剥による核種損失を無視した場合のもっとも単純な 10 Be の蓄積曲線を描いた。図 5.2.3-7 A の MGT サイトは、MIS 5e(125 ka)に対比される段丘であり、図 5.2.3-7 B の MHN サイトは MGT よりも高位にあり、相対的に古い時代に離水したと推定される丘陵化の進行しつつある段丘面である。

図 5.2.3-7 A をみると、MGT サイトにおける核種濃度の深度分布は、モデルカーブとおおよそ整合的な減衰プロファイルをもち、かつ、期待される年代値 125 ka の曲線に近いか、やや超過する傾向にある。このことは、活発な海食時にも宇宙線生成核種はわずかに蓄積しうる(離水時に核種濃度がゼロでない)こと、及び地形が平坦で強い削剥作用が働かない(削剥速度が無視できる程度に小さい)と推定されることを合わせて考えると、この時代の海成段丘に対しては 10Be を用いた露出年代測定(地形形成時期の決定)が十分に可能であることを意味している。

これに対して、MIS 5e よりも古いと推定される MHN サイト (図 5.2.3-7 B) においては、核種濃度の深度減衰プロファイルはモデルカーブと明瞭に不整合的である。また、長い時間露出していた地形に期待されるような高い核種濃度もみられない。このことは、この場所においては何らかの削剥作用により、段丘面の最上部が失われていることを示唆する。事実、MHN サイトには表土がほとんどみられず、地表構成物が取り去られている可能性が高い。削剥作用によって失われた物質の厚みは数 m 以上に達するものと推定される。

表 5.2.3-1 MGT-2 コアと MHN-1 コアの ¹⁰Be 濃度と ²⁶AI 濃度

•		Nuclide conc.
Sample ID	Nuclide ± 1 s.d.	
Cumpic ib	Nuonae	(10 ⁴ atoms g ⁻¹)
MGT core		
MGT-2-123	¹⁰ Be	13.0 ± 1.9
	²⁶ Al	119.8 ± 15.8
MGT-2-140	¹⁰ Be	11.3 ± 1.1
	²⁶ Al	89.8 ± 12.9
MGT-2-160	¹⁰ Be	6.8 ± 0.8
	²⁶ Al	85.9 ± 13.9
MGT-2-182	¹⁰ Be	7.1 ± 0.9
	²⁶ Al	118.3 ± 12.4
MGT-2-213	¹⁰ Be	6.1 ± 1.4
	²⁶ Al	557.8 ± 42.4
MHN core		
MHN-1-95	¹⁰ Be	11.1 ± 1.0
	²⁶ Al	214.4 ± 20.9
MHN-1-120	¹⁰ Be	6.9 ± 0.9
	²⁶ Al	83.7 ± 15.8
MHN-1-150	¹⁰ Be	6.8 ± 1.7
	²⁶ Al	13.9 ± 14.0
MHN-1-184	¹⁰ Be	5.4 ± 0.8
	²⁶ Al	170.2 ± 17.9
MHN-1-230	¹⁰ Be	5.3 ± 1.7
	²⁶ Al	273.6 ± 17.8

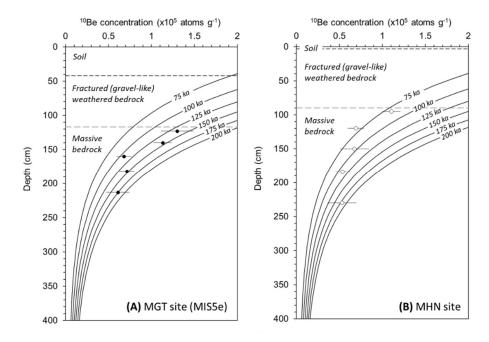


図 5.2.3-7 海成侵食段丘の岩盤中の ¹⁰Be 深度プロファイル

これらの 2 サイトに対し、可能な限り確度の高い離水年代及び離水後の削剥速度の決定を試みる。離水前の核種量を 100 mm/kyr の波浪侵食によって定常状態にあるもの(1 m 以深での 10 Be 濃度でおよそ 1.5×10^4 atoms/g)として与え、離水後の削剥速度と、離水年代とをパラメータとしてモデルカーブをフィッティングさせ、最適値を求めた(図 5.2.3-8)。

MGT サイトでは、離水後の削剥がほぼ無視でき、露出年代の最尤値は $110 \, \mathrm{ka}$ となった。この値は MIS $5\mathrm{e}$ の段丘に対して期待される離水年代($125 \, \mathrm{ka}$)に十分近いといえる。一方、 MHN サイトでは削剥速度 $15 \, \mathrm{mm} \, \mathrm{kyr}^{-1}$ で削剥平衡状態(= 離水年代の決定ができない)に近いという結果であった。このような場合、露出年代(離水年代)は、図 5.2.3-8 に最尤値として示された $395 \, \mathrm{ka}$ にはならず、単に約 $200 \, \mathrm{ka}$ よりも古いであろうという推測しかできないことに注意が必要である。

図 5.2.3-9 をみれば、上記のいずれのモデルも、それぞれのサイトで定量された 10 Be 濃度の深度分布を説明しうるものであることがわかる。図 5.2.3-8 と図 5.2.3-9 から、大まかに言って 10万年から 20 万年程度の時間スケールで、比較的高精度で時間情報を抽出できる状態(MGT サイト)から、時間情報が失われ逆に地形面の削剥速度の情報が精度よく求まる状態(MHN サイト)へと遷移しているものと捉えることができる。また、このことは、離水してから数十万年程度以上の時間が経過した古い段丘については、陸化後の削剥の影響が、年代推定に大きな不確かさをもたらすことを意味している。すなわち試料採取の時点で、原面の保存性について十分注意深く検討すべきであり、宇宙線の貫入深度(約 $1\sim2$ m)に比して有意な厚みで地表面の削剥が進行していると判断される場合は、その場所での試料採取を避けるか、より深くまでの岩盤試料を測定対象とすべきである。

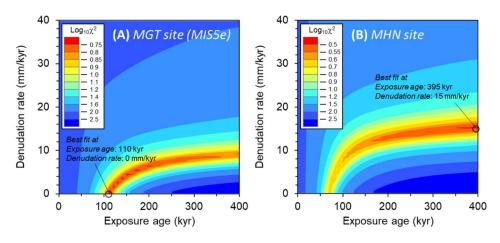


図 5.2.3-8 10Be の蓄積量を最も良く再現する最尤パラメータの決定

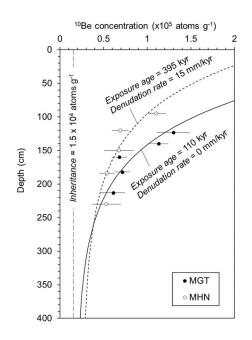


図 5.2.3-9 10Be 濃度の深度分布に対するモデルカーブのフィッティング

5) 今後の課題

今後は、離水前の獲得核種量の推定と削剥速度の精度良い推定が課題となる。実際に、離水前獲得核種の量がここで設定されたものに近いこと、及び 10 万年程度の時間スケールで離水平坦面上での削剥がほぼ無視しうる程度であることが確認できれば、少なくとも MIS 5e よりも新しい時代の原面残存率の高い離水段丘に対しては、日本のような湿潤温暖気候環境であっても、宇宙線生成核種の深度プロファイルを用いた年代決定が可能であると結論できる。離水前獲得核種量は、空間時間置換の考え方を援用して、現成海食面での核種濃度分析によって確認できる。また、離水後の平坦面上での削剥過程としては、おそらく溶脱作用が卓越するであろうことから、それによる物質損失速度は、深部と浅部での基盤岩石の対比的化学組成分析によって類推できる。同一段丘面の、より多くの地点での分析を行い、再現性を確認することもまた、今後の課題として位置づけられるであろう。

5.2.4 まとめ

本研究開発では、内陸部と沿岸部の離水地形を対象に複数の年代測定手法を組み合わせたマルチ年代測定法から、離水地形の離水時期を制約し、その結果に基づき数千から数十万年間の隆起・侵食速度推定技術の高度化を検討した。

内陸部の離水地形を対象とした検討では、穿入蛇行跡である環流旧河谷の離水時期の制約に基づいた下刻速度(⇒隆起速度)推定に係る研究開発を進めた。具体的には、環流旧河谷の離水・埋積史の把握に必要となる「堆積物の特徴に基づく相対編年の検討」と「旧河床堆積物の堆積年代を推定するため IRSL 年代測定」を行った。前者の研究開発については、基質の赤色度と礫の酸化帯の幅の測定が環流旧河谷の埋積堆積物の相対編年において有効な手法となることを確認した。今後の課題としては、礫の風化の進み方の理解(5.5 参照)を取り入れた相対編年指標の開発や、TCN 年代測定法に基づいて斜面堆積物の相対編年に絶対年代の目盛りを入れることが考えられる。一方、後者の研究開発においては、環流旧河谷中の旧河床堆積物の堆積年代が 40~22 万

年前頃と推定されることを示した。しかし、この堆積年代は、年代測定試料において完全な年代の初期化がなされていたと仮定した時のものであり、残存シグナルの影響を考慮したものではないことに注意が必要である。今後の課題には、残存シグナルの影響評価に基づいて旧河床堆積物の堆積年代の取りうる範囲を検討することが挙げられる。

沿岸部の離水地形を対象とした検討では、更新世の海成侵食段丘に対し、TCN 年代測定法を適用した。そして岩盤中の 10Be 濃度の深度分布を求め、核種の蓄積モデルに照らして検討することで、時間情報抽出の限界について議論した。MIS 5e に離水したことが明らかな段丘については、期待される年代値と完全な一致とはいかないまでも整合的な結果が得られた。その一方で、より古い丘陵化しつつある地形面においては、核種濃度が単純な露出の履歴から期待されるよりも有意に小さく、また深度に対する核種濃度の減衰傾向もモデルと整合しなかった。この結果は、日本列島において離水してから数十万年程度以上の時間が経過した古い段丘については、陸化後の削剥の影響が、年代推定に大きな不確かさをもたらすことを示している。

今後の課題としては、まず、離水前の獲得核種量の推定と段丘面の削剥速度の精度良い推定が挙げられる。この2つの課題を通して、離水前獲得核種の量が本研究開発で設定したものに近いこと、及び10万年程度の時間スケールで離水平坦面上での削剥がほぼ無視しうる程度であることが確認できれば、少なくともMIS 5e よりも新しい時代の原面残存率の高い離水段丘に対しては、日本のような宇宙線生成核種の深度プロファイルを用いた年代決定が可能であると結論づけられるためである。さらに、これらの課題の検討とは別に、核種濃度の蓄積量が相対的に小さい完新世の海成侵食段丘面へのTCN年代測定法の適用性の確認も課題として挙げられる。

引用文献

- 古澤 明, 洞爺火山灰降下以降の岩手火山のテフラの識別, 地質学雑誌, vol.109, pp.1-19, 2003. 古澤 明, 火山ガラスの屈折率測定および形態分類とその統計的な解析に基づくテフラの識別, 地質学雑誌, vol.101, pp.123-133, 1995.
- Guralnik, B., Li, B., Jain, M., Chen, R., Paris, R.B., Murray, A.S., Li, S.H., Pagonis, V., Valla, P.G. and Herman, F., Radiation-induced growth and isothermal decay of infrared-stimulated luminescence from feldspar, Radiation Measurements, vol.81, pp.224-231, dio:10.1016/j.radmeas.2015.02.011, 2015.
- Kars, R.H., Wallinga, J. and Cohen, K.M., A new approach towards anomalous fading correction for feldspar IRSL dating tests on samples in field saturation, Radiation Measurements, vol.43, pp.786-790, dio:10.1016/j.radmeas.2008.01.021, 2008.
- Kohl, C.P. and Nishiizumi, K., Chemical isolation of quartz for measurement of in-situ-produced cosmogenic nuclides, Geochimica et Cosmochimica Acta, vol.56, pp.3583-3587, dio:10.1016/0016-7037(92)90401-4, 1992.
- 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, 122p, 2001.
- 小泉武栄, 青柳章一, 風化皮膜から推定した北アルプス薬師岳高山帯における岩屑の供給期, 地理学評論 Ser. A, vol.66, pp.269-286, 1993.
- 國分(齋藤)陽子, 松四雄騎, 石坂千佳, 平尾宣暁, 代永佑輔, 吉川清盛, 日本原子力研究開発機構東濃地科学センターにおける加速器質量分析による石英中のベリリウム-10 及びアルミニウム-26 測定用試料調製法, JAEA-Testing 2019-002, 101p, dio:10.11484/jaea-testing-2019-002, 2019.

- 栗山健弘,吉田英一,山本博文,勝田長貴,河岸段丘礫の表面風化にみる酸化フロントの形成と その移動速度,地質学雑誌,vol.112,pp.136-152,2006.
- 町田 洋, 新井房夫編, 新編 火山灰アトラス--日本列島とその周辺, 東京大学出版会, 360p, 2003.
- Matsu'ura, T., Late Quaternary uplift rate inferred from marine terraces, Muroto Peninsula, southwest Japan: Forearc deformation in an oblique subduction zone, Geomorphology, vol.234 pp.133-150, dio:10.1016/j.geomorph.2015.01.012, 2015.
- 満下淳二, 石沢一吉, 遠藤 司, 武内俊昭, 岩石の色彩測定と風化区分および物性値評価への応用に関する検討, 応用地質, vol. 38, pp.370-385, 1998.
- 日本原子力研究開発機構,電力中央研究所,平成 30 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技術高度化開発 報告書,200p,2019.
- Nishiizumi, K., Imamura, M., Cafee, M. W., Southon, J. R., Finkel, R. C. and McAninch, J., Absolute Calibration of ¹⁰Be AMS Standards, Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B, vol.258, pp.403-413, dio:10.1016/j.nimb.2007.01.297, 2007.
- Nishiizumi, K., Preparation of ²⁶Al AMS standards, Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B, vol. 223-224, pp.388-392, dio:10.1016/j.nimb.2004.04.075, 2004.
- 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,pp.5-17,2011.
- 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30年度高レベル放射性廃棄物等の地層処分に関する研究開発事業 沿岸部 処分システム高度化開発報告書,356p,2019.
- Saito-Kokubu, Y., Matsubara, A., Miyake, M., Nishizawa, A., Ohwaki, Y., Nishio, T., Sanada, K. and Hanaki, T., Progress on multi-nuclide AMS of JAEA-AMS-TONO, Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B, vol.361, pp.48-53, dio:10.1016/j.nimb.2015.04.071, 2015.
- Thomsen, K.J., Murray, A.S., Jain, M. and Bøtter-Jensen, L., Laboratory fading rates of various luminescence signals from feldspar-rich sediment extracts, Radiation Measurements, vol.43, pp.1474-1486, dio:10.1016/j.radmeas.2008.06.002, 2008.
- 塚本すみ子, 光ルミネッセンス(OSL)年代測定法の最近の発展と日本の堆積物への更なる応用の可能性, 第四紀研究, vol.57, pp.157-167, doi:10.4116/jaqua.57.157, 2018.
- Wintle, A.G., Anomalous fading of thermoluminescence in mineral samples, Nature, vol.245, pp.143-144, doi: 10.1038/245143a0, 1973.
- Wintle, A.G. and Murray, A.S., A review of quartz optically stimulated luminescence characteristics and their relevance in single-aliquot regeneration dating protocols, Radiation Measurements, vol.41, pp.369-391, dio:10.1016/j.radmeas.2005.11.001, 2006.
- 安江健一, 高取亮一, 谷川晋一, 二ノ宮 淳, 棚瀬充史, 古澤 明, 田力正好, 内陸部における侵食 速度の指標に関する検討: 環流丘陵を伴う旧河谷を用いた研究, 地質学雑誌, vol.120, pp.435-445, 2014.
- 横田 修一郎, 西山賢一, 原口 強, 井口 隆, 岩石色彩値の深度変化からみた山形県白鷹火山周辺の風化環境と山体崩壊の可能性, 日本地すべり学会誌, vol.40, pp.283-292, 2003.
- 吉川虎雄, 貝塚爽平, 太田陽子, 土佐湾北東岸の海岸段丘と地殻変動, 地理学評論, vol.37, pp.627-648, 1964.

5.3 地形解析と堆積構造解析に基づく沿岸域の隆起/侵食、沈降/堆積現象の把握 5.3.1 背景と目的

わが国の沿岸部の陸域では、海成段丘の成因理解に基づき、過去1万年から数十万年間の地殻変動の傾向やその量が空間的に示されている(例えば、小池・町田編,2001)。その一方で、沿岸海域では、地形・地層の成因の検討、特に氷河性海面変動と地殻変動の地形への表れ方についての検討が総括的に進んでいないため、過去1万年から数十万年間の地殻変動の傾向やその量を空間的に把握することが陸域に比べ困難な場合が多い。そこで平成30年度は、大陸棚の地形の成因に係る知見の収集・蓄積を目的として、既存の音波探査記録断面を利用し、わが国の幾つかの海域において地形・地質断面図の作成を行った。その結果、日本列島の海域には、少なくとも最終氷期を通して侵食が卓越した場と、完新世まで地層が累重し、最終氷期極相以降の地層が海底地形をかたちづくる場が存在することがわかった。そして前者には継続的に隆起が生じていると考えられる場が、後者には継続的に沈降が生じていると考えられる場がみられた。しかし、大陸棚の地形・地質断面から隆起・沈降の傾向・速度を把握するために必要とされる着眼点及び調査手法を整理し、提示することについては課題として残された。令和元年度は、まず、この課題に対して、国内外の大陸棚で行われた研究事例のレビューに基づいて検討した結果を示す。そして、最後に本事業で実施した研究成果を踏まえて、大陸棚の隆起/侵食、沈降/堆積現象のうち、隆起・沈降現象の把握に必要な視点や課題について提示する。

5.3.2 結果

(1) 大陸棚における隆起・沈降の傾向把握

大陸棚の隆起・沈降の傾向を把握する方法は、Okamura (1989)と岡村 (1990) によって示されている。また、それと非常によく似た方法が、地中海の大陸棚における事例に基づいて Chiocci et al. (1997)により示されている。ここでは、岡村 (1990) の方法を紹介する。

岡村(1990)の方法は、音波探査記録断面にあらわれる三角州の前置層に似た斜交層理をなす地層(clinoform:以下、「クリノフォーム」という)の成長様式に着目するものである。この方法が示された模式図では、氷期・間氷期サイクルにおける氷期と氷期の間に形成されたクリノフォームが一つの地層単位として示されている。そして、沈降する大陸棚では、堆積空間が陸側に広がるため古いクリノフォームの上に新しいクリノフォームが陸側に向かって塁重するパターンがあらわれる。これに対して、隆起する大陸棚では、① 堆積空間が海側に向かうこと、② 隆起に伴い古いクリノフォームの上部が次の氷期の最低位海水準期には陸化するため侵食されて失われること、により新しいクリノフォームが海側に向かって付加していくパターンがあらわれる。わが国において、この方法により数十万年間以上の地殻変動の傾向が把握されているのは、釜石沖(岡村・棚橋,1983)、西南日本外帯沖の紀伊水道から豊後水道にかけての区間(岡村,1990)である。さらに本手法の適用を複数の音波探査測線断面に適用すること大陸棚が隆起傾向にあるか、沈降傾向にあるのかマッピングも可能である。しかし、現時点でそうしたマッピングがあるのは、西南日本外帯沖の紀伊水道から豊後水道にかけての区間(岡村,1990)のみである。

平成 30 年度の本事業で作成した大陸棚の地形・地質断面図については、その大半において地層の内部構造を判読することができない。そのため、作成した地形・地質断面図に対してクリノフォームの成長様式に着目した岡村(1990)と同じ見方を適用することはできない。しかし、岡村(1990)に示された見方のうち、時代区分された地層の成長様式にのみ着目すると、三陸北部の久慈沖は、沖側に向かって新しい地層(更新統)が付加していることから数十万年間にわたり隆起している可能性がある。また、サロベツ沖の利尻水道については更新統が陸側に向かって塁重していることから数十万年間にわたり沈降している可能性がある。

(2) 大陸棚の隆起・沈降速度の算出

大陸棚において1万年間以上の長期的な時間スケールに及ぶ隆起・沈降速度を算出する手法は、表 5.3.2-1 に示した 5 つの手法にまとめられる。なお、本事業では、氷河作用が卓越する極域の海底地形やサンゴからなる海底地形に適用できる手法についての情報は収集していない。以下に表 5.3.2-1 に示された各手法について詳述する。

No.	着目する地形・地層	明らかにできること	適用期間	事例	
1	海水準最低位期の汀線クリノフォーム	沈降速度	沈降の開始時期から	Rabineau et al. (2006) 杉山ほか (2013) Del Bianco et al. (2015) Castillo et al. (2018)	
2	海水準最低位期のウェーブ ベース下にできる水中クリノ フォーム	隆起速度 沈降速度	隆起速度: 最終氷期の海水準最低位期以降 沈降速度: 沈降の開始時期から	Chiocci and Orlando (1996) Fraccascia et al. (2013) Pepe et al. (2014)	
3	海退期の侵食面の下限	沈降速度	沈降の開始時期から	岡村ほか (1998) Maselli et al. (2010)	
4	海面下の海蝕崖基部	隆起速度	最終氷期の海水準最低位期以降	Chaytor et al. (2006) Ricchi et al. (2018)	
5	海底沿岸洲	沈降速度	沈降の開始時期から	Osterberg et al. (2006)	

表 5.3.2-1 隆起・沈降速度の把握において着目すべき地形・地層

1) 海水準最低位期の汀線クリノフォームに着目する手法

本手法は、氷期・間氷期サイクルにおける各氷期の最低位海水準期に汀線付近で形成された地層である汀線クリノフォーム(Shoreline clinoform)に着目する手法である。汀線クリノフォームは、海に向かって前進する三角州や海成堆積低地にみられる比較的急傾斜な斜交層理をなす砂層あるいは泥層である。その最外縁の遷急部(clinoform rollover, offlap break)が旧汀線に相当すると解釈されている。大陸棚の沈降速度は、認定した旧汀線深度と対応する氷期の最低位海水準期の海水準との深度差をその年代で除することで算出される。

沈降する大陸棚の場合、上述した岡村(1990)に示されたモデルにあるように古い海洋酸素同位体ステージ(MIS)に対比される地層ほど深い位置に保存される。したがって音波探査記録から認定された汀線クリノフォームは、基本的に上位のものから順に MIS 2, 6, 8, 10, 12・・・に対比される。汀線クリノフォームと MIS との対比の信頼性を高めるため、MIS 2 に対比される地層については 14 C 年代測定が行われたり(Jouet et al., 2006)、MIS 6 よりも古い地層に対しては化石群集解析に基づいて堆積年代の制約が行われることもある(Castillo et al., 2018)。

本手法は、フランスのリオン湾、アドリア海の東部(モンテネグロ~アルバニア北部の西岸)、カリフォルニアのサンタ・カタリナ島で適用されおり、それぞれ過去 50 万年間(Rabineau et al., 2006)、過去 35 万年間(Del Bianco et al., 2015)、過去 100 万年間(Castillo et al., 2018)の沈降速度が算出されている。日本列島においては、岡村ほか(1998)が、西南日本外帯沖において 2.4~2.0 Ma 以降の沈降速度を、杉山ほか(2013)が越前沖において 12 万年間の沈降速度を算出している。

2) 海水準最低位期のウェーブベース下にできる水中クリノフォームに着目する手法

この手法は、波浪が卓越する砕屑性堆積物からなる大陸棚の外浜から内側陸棚までの区間に形成される堆積体に着目する手法である。この堆積体は、下降流による堆積物運搬により形成されると考えられ、ウェーブベースに平坦面をもつシグモイダルな形状の段丘地形として認識される(Hernández -Molina et al., 2000; Casalbore et al., 2017)。そして、その内部は海側に傾くクリノフォームからなる(Hernández -Molina et al., 2000)。堆積体の名称には、潮下帯前進ウェ

ッジ(Infralittoral Prograding Wedge; IPW, Hernández -Molina et al., 2000)、海底堆積段丘(Submerged Depositional Terrace; SDT, Chiocci et al., 2004; Casalbore et al., 2017)、三角州スケール水中クリノフォーム(Delta-scale subaqueous clinoform; Patruno and Helland-Hansen, 2018)と様々あるが、ここでは単に水中クリノフォームと呼ぶ。水中クリノフォームは、海水準停滞期のウェーブベース下に形成される堆積体である。そのため、地中海においては現在(完新世の高海面期を含む)の海水準に対応して形成されたもの(Casalbore et al., 2017)、分布深度からみて最終氷期から完新世にかけての海水準上昇期の海水準の相対的な停滞期に形成されたと考えられるもの(Casalbore et al., 2018)や最終氷期の最低位海水準期に形成されたと考えられるものが存在することが知られている(Chiocci and Orlando, 1996)。

1 万年間より長期間の隆起・沈降速度を算出する場合は、氷期の海水準最低位期に形成された水中クリノフォームを音波探査記録断面の判読に基づいて認定する必要がある。隆起場の場合、最終氷期の最低位海水準付近(水深 100~150 m)に形成され、堆積体の遷急部が大陸棚外縁の遷急部と一致するものが、そうした水中クリノフォームに該当するようである(Chiocci and Orlando, 1996; Pepe et al., 2014)。これに対して沈降場の場合は、上方に累積する地層のシーケンス層序区分に基づいて水中クリノフォームが認定されている(Fraccascia et al., 2013)。水中クリノフォームとその深度(水中クリノフォーム外縁の遷急部)が判明したら、得られた深度とユースタティックな氷期の最低位海水準との深度差をその形成年代で除することで、隆起・沈降速度を算出することができる。

しかし、本手法の適用において注意すべき点が 2 点ある。 1 点目は、水中クリノフォームは、 汀線クリノフォームと異なり旧汀線指標ではないことである。 つまり、本手法を用いて大陸棚の 隆起・沈降速度を算出するためには氷期のウェーブベースの深度に仮定を置く必要がある。 2 点目は、内部構造が似る水中クリノフォームと汀線クリノフォームを区別する基準である。 2 点準には、現時点では砂質のものに限られるが、クリノフォームの斜交層理の層理面の傾斜が使える。 世界の様々なクリノフォームの幾何学的特徴を計測し、まとめた Patruno et al. (2015)と Patruno and Helland-Hansen (2018)によれば、斜交層理の層理面の傾斜は、砂質水中クリノフォームで $0.7\sim23^\circ$ (四分位範囲が $2\sim10^\circ$ 程度)、砂質汀線クリノフォームで $0.1\sim2.7^\circ$ (四分位範囲が 1° 未満) となり、一般的に前者が後者よりも急傾斜となるためである。沈降する大陸棚であるカリフォルニアのサンタ・カタリナ島では汀線クリノフォームと水中クリノフォームが複雑に積み重なっていたが、クリノフォームの層理面の傾斜の違いに基づくことで両者は明確に区別された (Castillo et al., 2018)。

本手法は、イタリアのチレニア海(Fraccascia et al.,2013)やイタリアのカラブリア弧西部(Chiocci and Orlando, 1996; Pepe et al., 2014)において適用されている。上記で記した氷期のウェーブベースの深度について考慮されていないという問題があるが、前者では MIS 12 以降の平均沈降速度が、後者では MIS 2 以降の平均隆起速度が算出されている。

3) 海退期の侵食面に着目する手法

本手法は、高周期堆積シーケンスの理解に基づいて、音波探査記録断面から氷期の最低位海水準期の旧汀線を認定する手法である。間氷期の最高位海水準から氷期の最低位海水準までの相対的海水準が大きく低下していく過程において、より短い周期の相対的海水準の上昇と低下において形成される堆積体は、陸側から順に間氷期の高海水準期堆積体(Highstand System Tract:以下、「HST」という)、亜氷期の海退期堆積体(Falling Stage Systems Tract:以下、「FSST」という)と亜間氷期の HST の繰り返し、氷期の低海水準期堆積体(Lowstand System Tract:LST)となる(例えば、Ridente et al., 2008; Lobo and Ridente, 2014)。そして亜氷期の FSST と亜間

氷期の HST の上面には、河川侵食に伴う侵食面が形成される。この侵食面とこれに対応する整合面がシーケンス境界となる。氷期の最低位海水準期の旧汀線は、河川による侵食面の下限が相当する(例えば、Maselli et al., 2010)。大陸棚の沈降速度は、認定した旧汀線と対応する時期の氷期の最低位海水準との深度差を年代で除することで算出される。

沈降する大陸棚では、氷期・間氷期の1サイクルの地層が上方に累積していく。そのため、認定された旧汀線は、基本的に上位のものから順にMIS 2, 6, 8, 10, 12・・・に対比される。旧汀線の形成時期の制約において信頼性の高い手法は、旧汀線の認定根拠となったシーケンス層序区分と海底コアの層序区分との対比を行うことである。そうした検討が行われたアドリア海の浅海底では、過去40万年間の10万年ごとの平均沈降速度が一様に約0.3 mm/yr であることが示された(Maselli et al., 2010)。

4) 海面下の海蝕崖基部に着目する手法

本手法では、海底にできた海成侵食段丘(海底侵食段丘)の海底海蝕崖基部(海成段丘の後面段丘崖基部に相当)を旧汀線とみなし、その深度とその時期のユースタティックな海水準との深度差を海底海蝕崖基部の形成年代で除することで、隆起・沈降速度を算出する。海蝕崖基部の認定においては、海底地形判読とフィールド観察に基づいた研究(Chaytor et al., 2008)や海底地形判読と音波探査記録断面に基づいた研究(Johnson et al., 2017; Ricchi et al., 2018)がある。手法としてみると後者の方が優れている。その理由は、2つある。1つ目の理由は、海底の崖状地形、つまり海底段丘の後面段丘崖の成因には、海成段丘と同様に大別すれば堆積性のものと侵食性のものがあり、両者を区別する見た目(テキスチャー)や地形量についての基準・知見に乏しいためである。つまり、海底侵食段丘の海底海蝕崖基部であることを正確に把握するためには、音波探査記録断面から海底に基盤岩(侵食面)が露出していることを知る必要がある。2つ目の理由は、海成段丘と同様に海底侵食段丘においても離水ないしは沈水後に海底海蝕崖基部付近が二次堆積物に覆われるケースがあるためである。その度合いは、海底段丘面の部分的な被覆にとどまるもの(Zecchin et al., 2019)から一つの海底段丘面が完全に被覆されるもの(Ricchi et al., 2018)と様々である。つまり、地形判読だけでは海底海蝕崖基部の認定、並びにその深度の正確な把握が困難なためである。

海底海蝕崖基部の形成年代の制約については、単純にその分布深度とユースタティックな海水準変動曲線との対比に基づいたもの(Ricchi et al., 2018)や海底海蝕崖基部に付着した化石生物遺骸の ¹⁴C 年代測定に基づいたものがある(Chaytor et al., 2008)。

本手法が適用できるのは、ユースタティックな海水準と海底海蝕崖基部の深度との比較から、 その形成時期の特定ができる最終氷期の最低位海水準期に形成されたものに限られると考えられ る。それ以外の深度の海底海蝕崖の形成については、その深度を上下する亜間氷期の海進期ない しは亜氷期の海退期のどの時期のものなのか決定することができないためである。つまり、本手 法は、約2万年間の隆起・沈降速度を算出するための手法であると考えられる。

本手法の適用にあたって注意すべきことがらは、海蝕崖基部との深度差を算出する際に用いるユースタティックな海水準変動曲線である。例えば、カリフォルニア沖では、海水準変動に氷河性地殻均衡(Glacial Isostatic Adjustment; 奥野, 2018)を考慮するかしないかにより、最終氷期の最低位海水準期の海水準の深度が最大 40 m 程度異なるため、算出される隆起速度に大きな差が生じる(Muhs et al., 2014)。

5) 海底沿岸洲に着目する手法

本手法は、海底沿岸洲の深度から沈降速度を算出する手法である。海底沿岸洲は、音波探査記

録断面において、後背湿地と考えられる平坦面とその前面にある上に凸な高まりの組み合わせで 認識される。そして高まりの頂部が旧汀線を示す。

海底沿岸洲は、安定大陸の大陸棚において発達が良い。例えば、南アフリカ沖の大陸棚上では2条の筋状の高まりとして海底地形から判読することができる(Saltzmann et al., 2013)。これらは完新世の Melt Water Pulses(MWP)とよばれる急速な海水準上昇の前の海水準停滞期に形成されたと考えられている。

本手法を用いて大陸棚の沈降速度が算出された事例には、ニュージーランドのオタゴ沖で行われもの (Osterberg, 2006) がある。この海域では、大陸棚の地層中に 3 つの海底沿岸洲が認められ、それらは氷期の低海水準期に形成されたものと考えられた。海底沿岸洲の形成時期は、その分布深度を最もよく説明するユースタシーに対する沈降速度によって制約される。検討の結果、3 つの海底沿岸洲は、MIS 6, 4 及び 2 の低海水準期に対応して形成され、 $0.18\sim0.28$ mm/yr で沈降したと推定された (Osterberg, 2006)。

5.3.3 まとめと課題

沿岸部の地下水シナリオの検討は、地質環境長期変動モデル(日本原子力研究開発機構, 2018) に基づいて行われる。その際、地質環境長期変動モデルには、陸域だけでなく氷期に陸化する大陸棚までを含めた領域で生じる過去数十万年間の地殻変動の傾向・速度に係る情報が盛り込まれている必要がある。しかし、そうした情報、例えば、沿岸部が隆起し大陸棚が沈降する傾動運動にあるのか、沿岸部と大陸棚の両方が隆起ないしは沈降傾向にあるのかといった情報は、日本列島の海域をほぼ網羅するように整備されている海底地質図をみても把握することはできない。

日本列島の海域において過去数十万年間の隆起・沈降の傾向がマッピングされているのは、既に述べたように西南日本外帯沖の紀伊水道から豊後水道にかけての区間(岡村,1990)のみである。また、大陸棚の隆起・沈降の傾向が地形・地質断面に基づいて把握されている地域は、越前沖(杉山ほか,2013)、釜石沖(岡村・棚橋,1983)及び浜松沖(荒井ほか,2006)に過ぎない。これらの地域に平成30年度の本事業において作成した地形・地質断面図に基づく予察的な検討結果を加えたとしても、三陸北部の久慈沖とサロベツ沖の利尻水道が加わるだけである。さらに、1万から数十万年間の大陸棚の隆起・沈降速度が算出された場に限ると、西南日本外帯沖(Okamura,1989;岡村,1990)と越前沖(杉山ほか,2013)の2海域にとどまり、また、両事例とも沈降速度の算出事例である。つまり、大陸棚における隆起速度の算出事例は、まだ無い。

以上まとめると、現時点において沿岸部の地質環境長期変動モデルに取り込むことができる大陸棚の過去数十万年間の地殻変動の傾向・速度に係る既存情報は極めて乏しいと結論づけられる。その一方で、海域の地形・地質情報を取得する技術については整備されている(例えば、丹羽ほか、2018)。さらに令和元年度の本事業では、大陸棚の地形・地質情報から地殻変動の傾向・速度を解読・算出するにあたり必要となる着眼点と手法を提示した。このような技術整備に係る状況を鑑みると、沿岸部における地質環境の長期安定性評価に係る研究開発において必要となるのは、既存の調査技術(例えば、丹羽ほか、2018)と本事業で提示した手法を実際に日本列島の大陸棚に適用し、大陸棚の1万〜数十万年間の地殻変動の傾向・速度に係るデータが取得できるかどうかを確認することである。

引用文献

荒井晃作, 岡村行信, 池原 研, 芦 寿一郎, 徐 垣, 木下正高, 浜松沖前弧斜面上部に発達する活 断層とテクトニクス, 地質学雑誌, vol.112, pp.749-759, 2006.

- Casalbore, D., Falese, F., Martorelli, E., Romagnoli, C., Chiocci, F.L., Submarine depositional terraces in the Tyrrhenian Sea as a proxy for paleo-sea level reconstruction: Problems and perspective, Quaternary International, vol.439-A, pp.169-180, doi:10.1016/j.quaint.2016.02.027, 2017.
- Casalbore, D., Romagnoli, C., Adami, C., Bosman, A., Falese, F., Ricchi, A. and Chiocci, F.L., Submarine Depositional Terraces at Salina Island (Southern Tyrrhenian Sea) and Implications on the Late-Quaternary Evolution of the Insular Shelf, Geosciences, vol.8, doi: 10.3390/geosciences8010020, 2018.
- Castillo, C.M., Klemperer, S.L., Ingle, J.C.Jr., Powell, C.L., Legg, M.R. and Francis, R.D., Late Quaternary subsidence of Santa Catalina Island, California Continental Borderland, demonstrated by seismic-reflection data and fossil assemblages from submerged marine terraces, Geological Society of America Bulletin, vol.131, pp.21-42, doi:10.1130/B31738.1, 2018
- Chaytor, J.D., Goldfinger, C., Meiner, M.A., Huftile, G.J., Romsos, C.G. and Legg, M.R., Measuring vertical tectonic motion at the intersection of the Santa Cruz—Catalina Ridge and Northern Channel Islands platform, California Continental Borderland, using submerged paleoshorelines, Geological Society of America Bulletin, vol.120, pp.1053-1071, doi:10.1130/B26316.1, 2008.
- Chiocci, F.L. and Orlando, L., Lowstand terraces on Tyrrhenian Sea steep continental slopes, Marine Geology, vol.134, pp.127-143, doi: 10.1016/0025-3227(96)00023-0, 1996.
- Chiocci, F.L., Ercilla, G. and Torres, J., Stratal architecture of Western Mediterranean Margins as the result of the stacking of Quaternary lowstand deposits below 'glacio-eustatic fluctuation base-level', Sedimentary Geology, vol.112, pp.195–217, doi:10.1016/S0037-0738(97)00035-3, 1997.
- Chiocci, F.L., D'angelo, S. and Romagnoli, C.(editors), Atlas of submerged depositional terraces along the Italian Coasts, Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia, vol.58, 111p, 2004
- Del Bianco, F., Gasperini, L., Angeletti, L., Giglio, F., Bortoluzzi, G., Montagna, P., Ravaioli, M. and Kljajic, Z., Stratigraphic architecture of the Montenegro/N. Albania Continental Margin (Adriatic Sea-Central Mediterranean), Marine Geology, vol.359, pp.61-74, doi: 10.1016/j.margeo.2014.11.006, 2015.
- Fraccascia, S., Chiocci, F.L., Scrocca, D. and Falese, F., Very high-resolution seismic stratigraphy of Pleistocene eustatic minima markers as a tool to reconstruct the tectonic evolution of the northern Latium shelf (Tyrrhenian Sea, Italy), Geology, vol.41, pp.375-378, doi:10.1130/G33868.1, 2013.
- Hernández-Molina, F.J., Ferández-Salas, L.M., Lobo, F., Somoza, L., Diaz-del-Rio, V. and Alveirrinho Dias, J.M., The infralittoral prograding wedge: a new large-scale progradational sedimentary body in shallow marine environments, Geo-Marine Letters, vol.20, pp.109-117, doi:10.1007/S003670000040, 2000.
- Johnson, S.Y., Hartwell, S.R., Sorlien, C.C., Dartnell, P., and Ritchie, A.C., Shelf evolution along a transpressive transform margin, Santa Barbara Channel, California, Geosphere, vol.13, pp.2041-2077, doi: 10.1130/GES01387.1, 2017.
- Jouet, G., Berné, S., Rabineau, M., Bassetti, M.A., Bernier, P., Dennielou, B., Sierro, F.J.,

- Flores, J.A. and Taviani, M., Shoreface migrations at the shelf edge and sea-level changes around the Last Glacial Maximum (Gulf of Lions, NW Mediterranean), Marine Geology, vol.234, pp.21-42, doi: 10.1016/j.margeo.2006.09.012, 2006.
- 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, 122p., 2001.
- Lobo, F.J. and Ridente, D., Stratigraphic architecture and spatio-temporal variability of high-frequency (Milankovitch) depositional cycles on modern continental margins: An overview, Marine Geology, vol.352, pp.215-247, dio:10.1016/j.margeo.2013.10.009, 2014.
- Maselli, V., Trincardi, F., Cattaneo, A., Ridente, D. and Asioli, A., Subsidence pattern in the central Adriatic and its influence on sediment architecture during the last 400 kyr, Journal of Geophysical Research, vol.115, B12106, dio:10.1029/2010JB007687, 2010.
- Muhs, D.R., Simmons, K.R., Schumann, R.R., Groves, L.T., DeVogel, S.B., Minor, S.A. and Laurel, D., Coastal tectonics on the eastern margin of the Pacific Rim: late Quaternary sealevel history and uplift rates, Channel Islands National Park, California, USA, Quaternary Science Reviews, vol.105, pp.209-238, dio:10.1016/j.quascirev.2014.09.017, 2014.
- 日本原子力研究開発機構,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, 206p, 2018.
- 丹羽正和, 野村勝弘, 日浦祐樹, 海陸境界付近の断層の分布・特徴、及びその調査・評価技術に関する知見の整理, JAEA-Review 2018-010, 40p, doi:10.11484/jaea-review-2018-010, 2018.
- Okamura, Y., Multi-layered progradational sequences in the shelf and shelf slope of the Southwest Japan forearc, Sedimentary facies in the active plate margin, pp.295-317, 1989.
- 岡村行信, 棚橋 学, 20 万分の 1「釜石沖海底地質図及び説明書」, 海洋地質図シリーズ, no.22, 地質調査所, 1983.
- 岡村行信,四国沖の海底地質構造と西南日本外帯の第四紀地殻変動,地質学雑誌, vol.96, pp.223-237, 1990.
- 岡村行信,上嶋正人,村上文敏,岸本清行,駒沢正夫,広島俊男,玉木賢策,奥田義久,中村光一,渡辺和明,有田正史,木下泰正,西村清和,池原研,石橋嘉一,豊後水道南方海底地質図および説明書. 1:200,000,海洋地質図, no.49,地質調査所, 1998.
- Osterberg, E.C., Late Quaternary (marine isotope stages 6-1) seismic sequence stratigraphic evolution of the Otago continental shelf, New Zealand, Marine Geology, vol.229, pp.159-178, dio:10.1016/j.margeo.2006.03.005, 2006.
- 奥野淳一, 南極氷床変動と氷河性地殻均衡, 低温科学, vol.76, pp.205-225, 2018.
- Patruno, S., Hampson, G.J. and Jackson, C.A-L., Quantitative characterisation of deltaic and subaqueous clinoforms, Earth-Science Reviews, vol.142, pp.79-119, dio: 10.1016/j.earscirev.2015.01.004, 2015.
- Patruno, S. and Helland-Hansen, W., Clinoforms and clinoform systems: Review and dynamic classification scheme for shorelines, subaqueous deltas, shelf edges and continental margins, Earth-Science Reviews, vol.185, pp.202-233, dio;10.1016/j.earscirev.2018.05.01, 2018.
- Pepe, F., Bertotti, G., Ferranti, L., Sacchi, M., Collura, A.M., Passaro, S. and Sulli, A., Pattern and rate of post-20 ka vertical tectonic motion around the Capo Vaticano Promontory (W Calabria, Italy) based on offshore geomorphological indicators, Quaternary International, vol.332, pp.85-98, dio:10.1016/j.quaint.2013.11.012, 2014.

- Rabineau, M., Berné, S., Olivet, J.L., Aslanian, D., Guillocheau, F. and Joseph, P., Paleo sea levels reconsidered from direct observation of paleoshoreline position during Glaical Maxima (for the last 500,000 yr), Earth and Planetary Science Letters, vol.252, pp.119-137, dio:10.1016/j.epsl.2006.09.033, 2006.
- Ricchi, A., Quartau, R., Ramalho, R.S., Romagnoli, C., Casalbore, D., da Cruz, J.V., Fradique, C. and Vinhas, A., Marine terrace development on reefless volcanic islands: New insights from high-resolution marine geophysical data offshore Santa Maria Island (Azores Archipelago), Marine Geology, vol.406, pp.42-56, dio:10.1016/j.margeo.2018.09.002, 2018.
- Ridente, D., Trincardi, F., Piva, A., Asioli, A. and Cattaneo, A., Sedimentary response to climate and sea level changes during the past ~400 ka from borehole PRAD1-2 (Adriatic margin), Geochemistry Geophysics Geosystems, vol.9, Q09R04, pp.1-20, doi:10.1029/2007GC001783, 2008.
- Salzmann, L., Green, A. and Cooper, J.A.G., Submerged barrier shoreline sequences on a high energy, steep and narrow shelf, Marine Geology, vol.346, pp.366-374, dio: 10.1016/j.margeo.2013.10.003, 2013.
- 杉山雄一, 山本博文, 村上文敏, 宇佐見 琢哉, 畑山一人, 島崎裕行, 柳ヶ瀬・関ヶ原断層帯主部北方延長域(坂井市沖~福井市沖) における活断層の分布と活動性, 活断層・古地震研究報告, no.13, pp.145-185, 2013.
- Zecchin, M., Catuneanu, O. and Caffau, M., Wave-ravinement surfaces: Classification and key characteristics, Earth-Science Reviews, vol.188, pp.210-239, dio:10.1016/j.earscirev.2018.11.011, 2019.

5.4 隆起・沈降境界域における地殻変動評価技術の整備

5.4.1 背景と目的

沿岸部では、MIS 5e やそれ以前の高海面期の地形・地層の分布・高さに基づき、過去十万から数十万年間の隆起・沈降量の空間分布及びその時空間変遷が把握されている。しかし、沿岸部の隆起域と沈降域の境界域では、地形・地層の高さの変化が小さいため、繰り返される氷河性海水準変動に伴う侵食・埋積により、地形・地層が上書き消去されやすい。そのため、隆起・沈降境界域における MIS 5e やそれ以前の高海面期の海成層の高度分布についてのデータは、量・質ともに不十分である。結果として、隆起・沈降の境界域における過去数十万年間の正確な地殻変動量や地殻変動の時空間変遷についての実態は良くわかっていない。このことが、沿岸部の隆起域から沈降域にかけてのシームレスな地殻変動の一様継続性の評価を困難なものにしている。

このような背景から、本研究開発では、沿岸部の隆起・沈降境界域における過去数十万年間の 地殻変動様式の評価を目的とした手法の整備、並びに手法の妥当性や精度の評価を行う。特に重 点を置くのは、高海水準期の最高海面高度を近似しうる地層の上限高度を堆積相解析、珪藻化石 や貝形虫化石などの群集組成解析、地球化学・物理化学的分析及びテフラ分析に基づき認定する 手法の整備である。そのために平成 30 年度の本事業では、過去十万から数十万年前の高海水準 期の海成層の保存が期待される関東平野の隆起・沈降境界域を事例にボーリング調査を実施し、 研究開発に供する堆積物試料を得た(図 5.4.2-1)。

令和元年度は、採取された堆積物試料に対して高海水準期の海成層を特定するために必要となる堆積相解析、珪藻化石や貝形虫化石などの群集組成解析、地球化学・物理化学的分析及びテフラ分析を行い、堆積物の層序区分及びコア堆積物と MIS との対比を検討する。そして、特定された高海水準期の海成層の高度に基づいて、隆起・沈降境界域の地殻変動量・速度を推定し、その値と既存研究などとの比較から、本手法の妥当性や精度の評価を行う。

5.4.2 ボーリングコアの採取地点と分析方法

ボーリングコアは、10 万年間の隆起量マップ(Tajikara, 2000)の読み取りから関東平野における約 10 万年間の隆起・沈降の境界域と考えられた思川の左岸に分布する宝木面(MIS 4 に離水;貝塚ほか編, 2000)南部で採取した(図 5.4.2-1;日本原子力研究開発機構・電力中央研究所, 2019)。ボーリングコアは、上流のものから、それぞれ GC-OY-2(孔口標高 34.0 m)、GC-OY-1(孔口標高 29.5 m)及び GC-NG-1(孔口標高 20.6 m)である。

採取したボーリングコアについては、粒度変化を鮮明に観察できるようにするため半裁後に整形したコア表面を東邦化学工業株式会社製のグラウト剤 OH-1A を水で 5~10 倍に希釈した溶剤を塗布して固めたのち、剥ぎ取った。その表面の写真を撮影した後、層相、層相境界の特徴、堆積構造、粒度、構成粒子の支持様式、含有物及び色調を 1/10 スケールで記載した。GC-OY-2 コアではコンピュータ断層 (CT) 解析を実施した。さらに、堆積物の堆積環境や堆積年代を推定するため粒度分析、帯磁率測定、元素組成分析、微化石分析(花粉・珪藻)、テフラ分析を行った。これら各分析に係る詳しい内容については、付録 7 に記した。

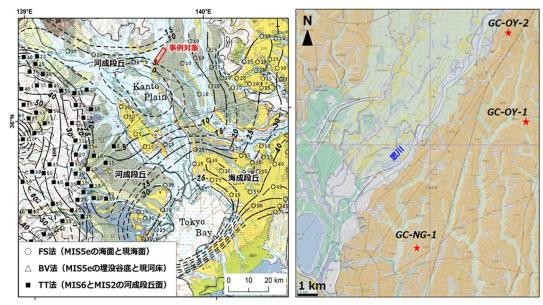


図 5.4.2-1 ボーリングコア掘削地点

左:関東平野の 10 万年地殻変動量の推定図(Tajikara, 2000)。背景図として日本第四紀地図(日本第四紀学会編, 1987)を使用。右:ボーリングコア掘削地点周辺の地形。背景図として治水地形分類図(国土地理院, 2007)を使用。星印がボーリング調査地点、橙色が段丘面を示す。

5.4.3 結果と考察

GC-NG1、GC-OY1 及び GC-OY2 の各コアは未固結な礫、砂及び泥層で構成され、GC-OY2 コアのみ、最深部において、酸化した半固結シルト層が認められた。岩相観察や貝化石の産出の有無、各種分析結果をもとに、GC-NG1、GC-OY1 及び GC-OY2 の各コアを以下の 9 つの堆積相ユニットに区分した。ユニット 1: 風成ローム層、ユニット 2: 泥流堆積物、ユニット 3: 網状河川堆積物、ユニット 4: 蛇行河川堆積物、ユニット 5: デルタフロント堆積物、ユニット 6: 内湾泥底堆積物、ユニット 7: 河口低地堆積物、ユニット 8: 砂質海浜堆積物、ユニット 9: 半固結シルト層。年代観や古地理がはっきりしているコア浅部に関しては、ユニット 4 を泥質の氾濫原堆積物からなるサブユニット 4a と、砂質の自然堤防・クレバススプレー・チャネル堆積物からなるサブユニット 4b に細分した。各堆積相ユニットの特徴については、付録 7 に記載した。以下では、「堆積相ユニットの特徴については、付録 7 に記載した。以下では、「堆積相ユニットに基づいた堆積物の層序区分及びコア堆積物と MIS との対比した「特定された

「堆積相ユニットに基づいた堆積物の層序区分及びコア堆積物と MIS との対比」と「特定された 高海水準期の海成層の高度に基づき推定した隆起・沈降境界域の地殻変動量・速度の妥当性評価 や精度評価に関した検討結果」について記す。

(1) 堆積物の層序区分と対比

ボーリングコアの堆積物の堆積環境に着目した層序区分を行うとともに、コア堆積物から認定した地層境界面と MIS との対比を行った(図 5.4.3-1)。

3 本のボーリングコアは、いずれも、砂泥質海成層と礫質ないし砂泥質の陸成層の互層で構成されている。花粉化石分析結果からアカガシ亜族の産出層準が、GC-OY2、GC-OY1の両コアの下部の堆積相ユニット 6 (内湾泥底ないし砂質泥底堆積物)で確認された。珪藻の産出はわずかであるが、二枚貝化石を多く含み、硫黄含有率が高く、海進期から高海水準期の海底堆積物であることは確実である。アカガシ亜族の産出層準は、関東では中期更新世以降では MIS 11 に房総で堆積した地蔵堂層に対比されていることから(楡井・本郷, 2018)、これらの堆積ユニットは MIS

11 に対比される(図 5.4.3-1)。GC-NG1 コアは、アカガシ亜族の産出層準が認められないが、コアの基底が MIS 11 に到達していないためであると考えられる。

MIS 11 に対比される海成層の上部は、GC-OY2 コアでは上方粗粒化するデルタフロント堆積物もしくは海浜砂に厚く覆われ、上部を MIS 6 に対比される河成礫層に境される。このデルタフロントまたは海浜堆積物は、MIS 9 または MIS 7、あるいは両方の海進期~高海水準期の堆積物に対比されると考えられるが、詳細は今後の検討課題である。一方、GC-OY1 コアは、深度 70 m付近まで上方粗粒化し、深度 70~65 m付近に海成泥層が堆積しており、MIS 9 に対比される可能性を示唆するものの、MIS 7 に対比される可能性も排除できない。他方、GC-NG1 コアにおいては、最下部に河成礫層が見られ、MIS 8 の低海水準期堆積体に対比される可能性があり、その場合、上部のコア深度 55 m 前後の細粒層(内湾低泥堆積物)は MIS 7 に対比されることになる。関東平野における既存研究において、MIS 7 の海成層の分布範囲は、MIS 9 や MIS 5 のそれと比べて狭く、MIS 8 の河谷地形の制約を受けていると推定されることから(須貝ほか、2013)、今後、対象範囲をさらに関東平野の中央部に広げて、MIS 8 の谷地形の広域分布を明らかにしていく必要がある。

CG-OY2 コアで MIS 6 に対比される河成礫層は、GC-OY1、GC-NG1 コアにおいても見られ、これら 3 本のコアを対比することによって復元される河床縦断面形は、上下の堆積層の境界面よりも急勾配である。またこの河成礫層の層厚は下流へ向かって減少する。このことは、本礫層が海面低下期から低海水準期に堆積したことを示唆する。

MIS6に対比される河成礫層の上位には、上方細粒化する河口堆積物、内湾泥底堆積物、上方粗粒化するデルタフロント堆積物が累重しており、これらの一連の堆積層は MIS5の海進とそれに続く高海水準期に堆積したと解釈できる。

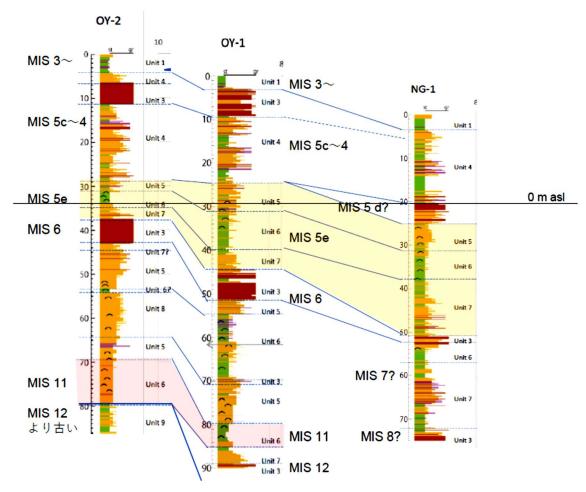


図 5.4.3-1 コア堆積物から認定した地層境界面と MIS との対比

(2) 過去数十万年間の地殻変動の傾向と速度

10 万年オーダーでの地殻変動量を推定するためには、MIS 11、MIS 9、MIS 5 及び MIS 1 の 海面上昇~高海水準期の海成層の分布を面的に追跡することが重要である。MIS 11 の海成層の分布の上面高度(標高)が GC-OY1 コアの掘削地点で標高約 -40 m、MIS 5 の海成層の分布の上面高度(標高)が GC-OY2、GC-OY1 及び GC-NG1 の各コアの掘削地点において順に、+6 m、+5 m 及び-5~0 m であると推定された。ここで、GC-NG1 コアの標高-5~0 mの堆積物は流路堆積物と推定でき、堆積物の上限と下限のいずれが海水面に近いか不明ないため、GC-NG1 コアの MIS 5 の海成層の上面高度に -5~0 m と幅を持たせた。

MIS 5 の最高海面期のユースタチックな海水準は、MIS の海水準 $+5.5\sim+9$ m 程度と推定されていること(Murray-Wallace and Woodroffe, 2014)を考えると、圧密沈降の影響が無視できると仮定した場合、過去 12 万年間の上下地殻変動量(変動速度)は、GC-OY2、GC-OY1 コア掘削地点では概ねゼロ、GC-NG1 コア掘削地点では $5\sim10$ m の沈降($0.04\sim0.1$ mm/yr の沈降速度)と算出される。この結果は、従来の研究成果(例えば、貝塚, 1987; Tajikara, 2000)と大きくは矛盾しない。

一方、MIS 11 の最高海面期の海水準は MIS 1 の海水準と同程度ないし数 m 高かった程度であると推定されている (Murray-Wallace and Woodroffe, 2014)。仮に、MIS 1 と MIS 11 の海水準が同じで、圧密の影響が無いものとして、GC-OY1 掘削地点における過去 40 万年間の上下地殻

変動速度を求めると 0.1 mm/yr の沈降速度が得られた。

このように、MIS 11 の海成層と MIS 5 の海成層の堆積標高を求めることによって、過去 40 万年間と 12 万年間の平均地殻変動速度を推定可能である。さらに、両者を比較することによって、10 万年スケールでの地殻変動の変化傾向を推定することができる。地殻変動が安定した地域では、MIS 8 及び MIS 6 の低海水準期の河川侵食によって、より古い時代の高海水準期の堆積物が侵食される可能性があり、cut and fill によって、地層の側方対比が難しくなりがちである。その一方で、MIS 12 の海退とそれに続く MIS 11 の海進は、中期更新世以降に繰り返されてきた氷河性海水準変動に伴う海退一海進シーケンスのなかでも最大級の規模であり、MIS 11 の海成段丘面や海成層が沿岸部に広く分布している。加えて、MIS 11 の細粒堆積物からはアカガシ亜族の花粉化石が特異的に産出することから、花粉分析によって、地層対比が可能であるという大きな利点がある。こうしたことを考えると、MIS 11 の海成層の分布を追求し、MIS 5 の海成層の分布と比較していくことは、日本列島における長期的な地殻変動像の復元にとって有用な手法であると考えられる。

5.4.4 まとめ

本研究開発では、沿岸堆積平野の隆起域と沈降域の境界域で採取されたボーリングコアを用いて過去数十万年間の正確な地殻変動量や地殻変動の時空間変遷についての実態を解明するとともにそのために必要な手法の整備を行った。その結果、沿岸堆積平野の数十万年間における地殻変動の様式・速度の評価においては、MIS 11 の海成層の分布を追求し、MIS 5 の海成層の分布と比較することが有効な調査手法になるとの見通しを得た。今後の課題は、本研究開発において整備した手法や調査における考え方が他の沿岸堆積平野にも適用可能であるか否か、その適用性を確認することである。

引用文献

貝塚爽平, 関東の第四紀地殻変動, 地学雑誌, vol.96, pp.51-68, 1987.

貝塚爽平, 小池一之, 遠藤邦彦, 山崎晴雄, 鈴木毅彦編, 日本の地形 4 関東・伊豆小笠原, 東京大学出版会, 376p, 2000.

国土地理院, 治水地形分類図, 更新版(平成19年度から), 2007.

http://maps.gsi.go.jp/#12/36.201066/139.740601/&base=std&ls=std%7Clcmfc2&blend=0&disp=11&vs=c1j0h0k0l0u0t0z0r0s0f1(2019年2月14日最終閲覧)

日本原子力研究開発機構,電力中央研究所,平成 30 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技術高度化開発 報告書,200p,2019.

Murray-Wallace C.V. and Woodroffe C.D., Quaternary Sea-Level Changes: A Global Perspective, Cambridge University Press, 504p, 2014.

日本第四紀学会編, 日本第四紀地図, 東京大学出版会, 4p, 1987.

楡井 尊, 本郷美佐緒, 中部日本における前期末~中期更新世の花粉生層序, 第四紀研究, vol.57, pp.143-155, 2018.

須貝俊彦, 松島(大上) 紘子, 水野清秀, 過去 40 万年間の関東平野の地形発達-地殻変動と氷河 性海水準変動の関わりを中心に一, 地学雑誌, vol.122, pp.921-948, 2013.

Tajikara, M., Late Quaternary crustal movement around Kanto mountains, Japan,
Proceedings of the Hokudan International Symposium and School on Active Faulting –
Active Fault Research for the New Millenium –, pp.503-505, 2000.

5.5 陸域の隆起・侵食傾向の外挿による沿岸海域の隆起・侵食量評価手法の高度化に向けた段丘対比・編年技術の高精度化に関する検討

5.5.1 背景と目的

数十万年前以降の隆起・侵食の時空間的傾向を把握するためには、段丘を用いた方法が重要な手法である(図 5.5.1-1)。このため、段丘対比・編年は、そのための最も基礎的な技術であり、その高精度化や信頼性の向上が必須である。

段丘の対比・編年の主要な調査の一つは、段丘堆積物・段丘被覆層の堆積年代の調査である。 原理的に、段丘の離水年代は、段丘堆積物の堆積年代以降、被覆層の堆積年代以前で与えられる からである。これを補う技術が、同時代と見做せる段丘を探す対比である。

段丘堆積物の年代調査では、堆積物中に指標となるテフラ層を見出すこと、 14 C 年代測定を行うことや、近年では、砂層からなる堆積物に対してはルミネッセンス年代測定が行われることがある。しかし、段丘堆積物はしばしば礫層など粗粒であり、その中にテフラ層が保存されていることは稀である。また、ルミネッセンス年代測定に適した細粒堆積物は限られる。また、 14 C 年代測定は、礫層中から見出すことはしばしば困難であり、かつ、 10 万年といった年代レンジに対しては適用外となる。

一方、段丘被覆層は、しばしばローム層と呼ばれる風成層であり、その年代調査に最も用いられる手法がテフラ層序である。しかし、段丘被覆層は、離水以降の全ての地質時間の情報を記録しているわけではない。例えば、離水後から風成層定着までの時間間隙、後の時代における削剥・侵食によるテフラ層を含む堆積層の欠如などがある。あるいは、目に見えるテフラ層の年代に引っ張られ、段丘被覆層の形成年代を新しく見積りすぎる場合があることが指摘されている(幡谷ほか、2005;幡谷 2005 など;表 5.5.1-1)。つまり、被覆層のテフラ層序に過度に依存すると、不確実性が大きくなる。その不確実性は段丘を用いた隆起量の見積りにも大きく影響することがある。

これらの問題の解決に向けて、幡谷(2005,2006)、濱田・幡谷(2011)は、主にテフラ層序隆盛以前に用いられていた、段丘礫の風化の程度、段丘被覆層の色調及び地形面の開析度などの定性的な指標(本研究では、これらを経験的指標と呼ぶ)に着目した。段丘堆積物(特に、段丘礫層)の風化に関する様式、性状、過程及び要因さらには、地形面の開析状況、それらの相互関係などが定量的かつ/または系統的に理解されるならば、一部のデータ欠如を補完し、例えば、テフラが見出せない段丘の形成年代の推定の信頼性を向上させるなど、段丘の離水年代決定の問題解決に資すると考えられる。

これらも踏まえ、本事業では、二つのアプローチをとった。一つは、段丘堆積物のうち段丘礫の風化様式、性状の把握を目的とした岩石風化過程の模擬実験(以下、「風化実験」という)である。二つ目は、わが国における高位段丘、中位段丘及び低位段丘などといった段丘群ごとの風化の様式、性状といった特徴の把握を目的とした既往文献を対象とした段丘の対比・編年に関わる基盤情報の整備である。

平成 30 年度に実施した酸によって岩石を溶解させる風化を模擬した実験では、試料とした砂岩、泥岩、溶結凝灰岩が、構成鉱物のうち有色鉱物を選択的に失っていくことや岩種によって、風化の進み具合に差が生じていることなど、天然の風化現象との類似性を確認できた。しかし、実験期間が最長 45 日間と短かったため、有色鉱物同士での溶けやすさの差や、有色鉱物以外の鉱物が本当に溶けていないか、更に、天然の風化礫ではしばしばみられる砂岩礫の風化の強弱の差などが十分に確認できなかった。また、既往文献からの情報収集については、段丘礫の風化、段丘被覆層の赤色化といった現象が、古い段丘において進行しており、東日本の各地の段丘において共通して見出されることを確認した。

このため、令和元年度は、砂岩試料数を増やし、かつ実験期間を長くとることで、砂岩の風化性状の差が生じることの確認、鉱物種間の溶解しやすさの差の確認などを行うとともに、酸の種類を複数にすることで風化環境の違いが岩石の変化に与える影響について検討することとした。これに加えて、平成 30 年度は実施することができなかった、天然環境での風化現象と本実験との相違を検討する第一歩として、天然の風化した礫の元素分布を測定し、実験結果との比較を実施した。また、既往文献に基づく段丘の構成物に関する風化性状の情報収集については、西日本を対象として実施する。

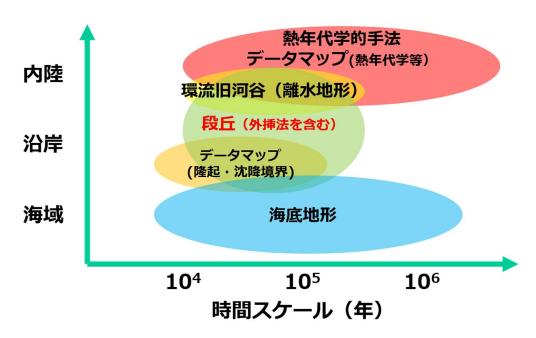


図 5.5.1-1 本研究項目の立ち位置 本事業において実施している隆起・侵食に関する各研究を全体に俯瞰すると図の通りとなる。

表 5.5.1-1 段丘編年の違いが隆起量の見積りへ与える影響 宮城県仙台付近の例

海成段丘アトラス/小池・町田(2001)		幡谷ほか(2005)	
段丘区分(ステージ)	テフラ	段丘区分(ステージ)	テフラ
現河床		現河床	
fT2(MIS2)		Lf2(MIS2)	
	AT, Za-Kw		AT, Za-Kw, Nm-Kn, DKP
		Lf1(MIS3-MIS4)	
			Aso-4, K-Tz?
fT3(MIS3)		Mf(MIS6)	
	Ac-Md		
fT5(MIS5)		H(MIS6<)	
fT6(MIS6)		H(MIS6<)	

河川	隆起量の指標	隆起速度	河川	隆起量の指標	隆起速度
名取川、川崎町	FS′(fT5-現河床)	42m/10 ⁵ 年	(ほぼ同じ場所)	TT(Mf-Lf2)	16~24m/10 ⁵ 年
広瀬川、愛子	FS′(fT5-現河床)	101~106m/10 ⁵ 年	(ほぼ同じ場所)	TT(Mf-Lf2)	32~40m/10 ⁵ 年

テフラの略号、降下年代は、町田・新井(2003)新編・火山灰アトラスによる。隆起量の指標となる段丘の比高値(TT, FS')は吉山・柳田(1995)の定義に従う。安達愛島テフラ(Ac-Md)の降下年代約10万年は層位的な判断によるので、もっと古くなる可能性あり(幡谷ほか、2005)

5.5.2 実施内容

(1) 岩石風化過程の模擬実験

1) 試料、手順及び方法

実験で用いた試料は、宮崎平野を流れる複数の河川から河床礫を採取した。河床礫の多くは、砂岩、泥岩などの堆積岩類で、河川の上流部に分布する、四万十帯に由来すると推定される。分布する四万十帯は、いくつかのユニットに区分されており、西部と東部のユニットの砂岩に組成に違いがあるとされている(木村ほか、1991)。

採取した試料を実験室で切断して断面を観察し、なるべく見た目の異なるものが含まれるように、砂岩を中心として 11 個の礫を選び、実験用試料とした。試料の一覧を表 5.5.2-1 に示す。 実験は、平成 30 年度の実績、並びに結果の比較のしやすさを考慮して、硝酸を主として浸漬溶液とし、岩石を溶解させることとした。一部の試料については、溶け方の違いの有無を確認するため、塩酸、硫酸を浸漬溶液として使用した。これら酸への浸漬により、岩石を加速度的に溶解させ、それを模擬的な風化と捉えたうえで、浸漬前後の試料の岩石・鉱物組織の変化や物理化学的変化を観察した。

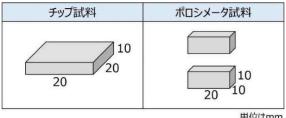
選定した各試料から、分光測色、顕微鏡観察及び SEM 観察などを行う岩石チップ試料($20 \times 20 \times 10 \text{ mm}$ 大)と水銀ポロシメータ測定を行うポロシメータ試料($10 \times 10 \times 20 \text{ mm}$ 大)を、浸漬期間ごとに切出し整形した(図 5.5.2-1)。整形した試料は、浸漬前の岩石の性状や特徴を把握することを目的に、岩石薄片の作成・観察、分光測色、光学顕微鏡観察、X線分析顕微鏡、マイクロフォーカス X線 CT 観察、分光測色、SEM 観察、XRD 分析及びポロシメータ測定を行った。分光測色では、L*a*b*表色系により、データを取得した。X線分析顕微鏡観察は、浸漬後の試料を切断し、切断面の元素マッピングを行う形で実施した。浸漬後試料の XRD 分析は、他の

すべての観察・測定の後、酸と反応した表面2mm程度の部分を削り取って実施した。なお、岩 石薄片、XRD 分析及びポロシメータ測定は、他の非破壊分析とは異なり試料を切断もしくは粉砕 などする必要があることから、浸漬試料とは別に切出し用意したものを分析し、それを岩石の浸 漬前の性状として確認した。

浸漬実験には、未希釈の富士フィルム和光純薬株式会社の精密分析用の硝酸、塩酸、同じく精 密分析用の硫酸を2倍に希釈したもの3種類を用いた。硫酸を希釈した理由は、本実験に先立っ て行った予備実験で硫酸浸漬により、試料に黒い膜の付着が発生し、溶解しづらくなることが予 想されたことと、2 倍に希釈することで硝酸、塩酸と同程度の規定度に揃えること、また、これ により、溶液の ICP 分析の測定時の希釈条件を合わせられるようにすること (浸漬実験後、100 倍に希釈したものを分析)などである。岩石チップ試料及びポロシメータ試料の浸漬は、これら の酸 50 ml を入れたテフロン容器中で行った。テフロン容器は、試料投入後、容器の封を固く締 めたうえで、恒温器で継続して 50℃に維持した。硝酸による浸漬期間を変えた実験期間は、30 日、60 日及び 120 日とし、硝酸、塩酸、硫酸の比較のための浸漬の期間は、60 日とした。実験 期間中は、30日ごとに容器を開封し、試料及び酸溶液の産状などに関する目視観察した。また、 酸溶液を新しいものに入れ替え、浸漬後の溶液は、溶存元素分析用試料とした。

及 0.0.2-1		
試料名	岩種	実験内容
A	砂岩	
В	砂岩	
С	砂岩	
D	砂岩	
Е	砂岩	30/60/120 日間の硝酸浸漬
F	砂岩	
G	砂岩	
Н	砂岩	
I	砂岩	
J	泥岩	60 日間の硝酸/塩酸/硫酸浸漬
K	砂岩	00 日间炒佣路/ 塩胺/ 侧路仪俱

表 552-1 実験試料の岩種及び実験内容



単位はmm

図 5.5.2-1 本実験で使用する整形試料(岩石チップ試料及びポロシメータ試料) ポロシメータは、1 試料につき、2 供試体を作成し、測定した。

各実験期間の浸漬終了後、岩石チップ試料及びポロシメータ試料は酸溶液から取り出し、岩石 表面に付着した酸溶液を除去するため、イオン交換水で洗浄のうえ、イオン交換水中に数日間浸 漬させた。以上の工程が終了した後、各試料を前述と同様の分析に資した。浸漬に使用した酸溶 液は、岩石から酸溶液へ溶出した元素組成を把握するため、ICP-OES 及び ICP-MS 装置により 分析した。なお、作業時における混染の把握のため、試料を浸漬しない酸溶液をブランク試料と

して準備し、他の浸漬用試料と同様に、恒温器に保管したうえで各実験期間後、溶存元素分析を 行った。

以上のことをまとめた実験フロー図、実験項目をそれぞれ図 5.5.2-2 及び表 5.5.2-2 に示す。なお、各項目の詳細な分析手順などは、付録 12 を参照されたい。また実験試料と同じ宮崎平野で採取された、風化を被っている河床礫及び段丘礫を対象として、EPMA による元素マッピングを実施した。詳細な分析条件などは付録 12 を参照されたい。

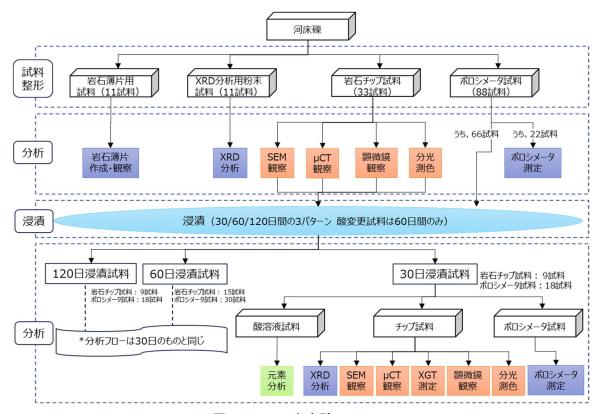


図 5.5.2-2 本実験のフロー

表 5.5.2-2 本実験における分析項目一覧表

分析項目	分析目的	備考
光学・実体顕微鏡観察	初生的な岩石組織の観察	浸漬前の試料のみ
X線分析顕微鏡	試料内部の元素分布及びその変 化	浸漬後の試料を半割して断面を撮影 分析元素は、Si、Ti、Al、Fe、Mn、Mg、Ca、 Na、K、P、S
μX 線 CT 観察	試料内部の密度分布及びその変化	
分光測色	試料の呈する色調及びその変化	_
SEM 観察	試料の微視的構造及びその変化	-
XRD 分析	鉱物組成及びその変化	試料表面から約 2mm の試料を対象
水銀ポロシメータ測定	試料の間隙率及びその変化	_
元素分析	試料から酸溶液に溶出した元素 の種類及びその存在量の把握	ICP-OES と ICP-MS を併用(詳細は付録 12 を参照) 分析元素は、 Si、Al、Fe、Mn、Mg、Ca、Sr、Ba
EPMA	試料内部の微視的な元素分布	天然の風化礫を対象として測定

2) 結果

実験結果を、目視観察、寸法・重量測定、X線分析顕微鏡観察、マイクロフォーカス X線 CT 観察、分光測色、SEM 観察、XRD 分析、水銀ポロシメータ測定溶存元素分析及び天然風化礫に対する EPMA 分析の項目ごとに以下に記す。令和元年度に得られた全実験結果は、付録 12 に収録した。

① 目視観察

すべての岩石試料で、酸浸漬により、脱色が確認された。岩石試料の脱色は、30 日浸漬試料、60 日浸漬試料との脱色の程度は、肉眼で区別できるほどの明瞭な差はなく、試料表面の脱色は、比較的短期間で進み、収束しているように見える(図 5.5.2-3)。また、浸漬に伴い、酸溶液の色調は、黄色へと変化した(図 5.5.2-4)。酸溶液の色調変化は、最初の 30 日で大きく、60 日、120 日と変色量が小さくなった。硝酸浸漬試料については、全試料において試料の角が丸くなるなどの顕著な形状変化は見られない。

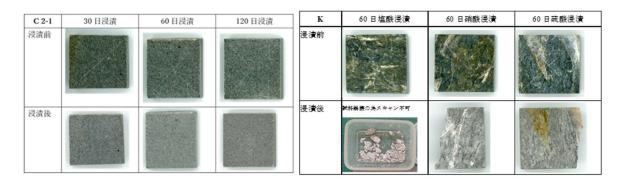


図 5.5.2-3 岩石チップの色調・形状変化の例 (左:サンプル C、右:サンプル K)

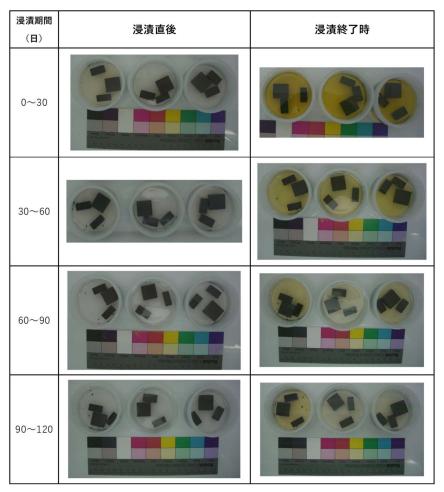


図 5.5.2-4 120 日浸漬の硝酸溶液の色調変化の例 (サンプルは左から A, B, C)

一方、異なる種類の酸を使った 60 日間の浸漬実験では、塩酸もので、硝酸、硫酸に比べ、やや脱色が強い傾向にあるが、いずれも脱色し、岩石試料の色の変化の差は不明瞭である(図 5.5.2-3)。酸溶液の色調は、塩酸で最も変色が強く、濃い褐色になったのに対し、次いで変色が強かった硝酸では黄色に、硫酸ではほとんど色の変化が見られなかった(図 5.5.2-5)。試料の形状変化は、顕著にあり、塩酸での浸漬を行った試料では、硝酸、硫酸に浸漬した試料に比べて、崩壊が大きい傾向にあり、K4-2 では、ほとんど元の形状が残らないほど、著しく崩壊した。異なる酸に浸漬した場合、いずれの試料も塩酸浸漬の場合がもっとも試料の形状の変化が大きかった。試料 J (泥岩) の場合、塩酸浸漬前には平滑な形状であった試料の外縁が 30 日浸漬試料では壊れ、凹凸になっていた。

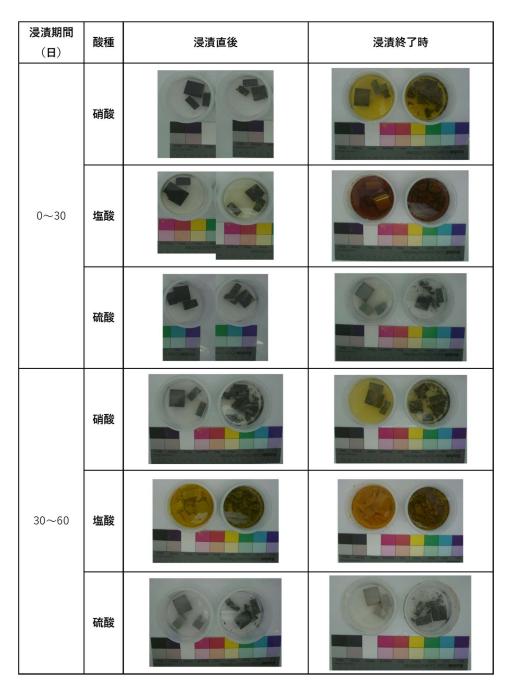


図 5.5.2-5 酸変更試料の溶液の色調変化の例 (サンプルは左から J, K)

② 寸法・重量

試料の幅、奥行、高さの寸法と質量を浸漬実験の前後で比較したところ、酸の種類を変えて浸漬した J、K を除く試料では、寸法に明瞭な変化はないが、質量は、崩壊して計測不能となった J、K の試料を除き、すべての試料で減少している。質量の変化率は、試料が崩壊して測定不能な 試料を除き、すべての試料で浸漬時間が長いほど大きくなっており、溶解が継続していることを 示す。浸漬 30 日の最小値は試料 B 3-3 の 3.61%、最大値は C 2-1 の 6.37%であり、浸漬 120 日では、最小値は試料 B 3-3 の 5.60%、最大値は C 2-1 の 10.15%である。つまり、溶解のしやす さは、試料ごとに決まっていて、大きな順番の入れ替わりは、実験期間を通じて生じていない。

③ X線分析顕微鏡

浸漬により、全試料で Ca, Fe が、一部の試料では、Mg が、試料外側で蛍光 X 線強度が低くなっており、溶出が生じていると見られる(図 5.5.2-6)。これらの元素の強度低下部の厚さは、浸漬期間の増加とともに内側に広がっており、溶出の進行を示す。その他の測定元素(Al, K, Mn, Na, P, S 及び Si)については、全試料で、試料外側の強度低下部が認められない。異なる酸を用いた浸漬実験では、浸漬により試料が崩壊したため、上記のような溶出部分の拡大を確認できていない。

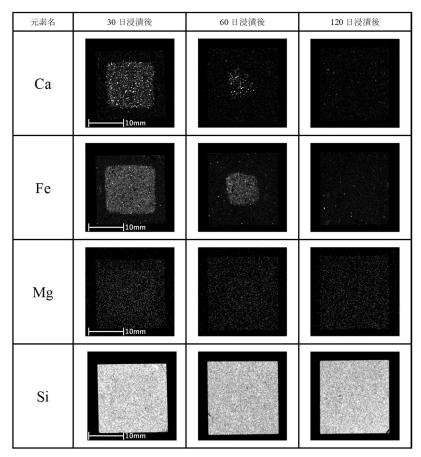


図 5.5.2-6 試料断面における元素分布の変化の例(サンプルA)

④ マイクロフォーカス X 線 CT 観察

漬時点の低密度帯の厚さは2~3 mm であり、比較的近い値を示す。

また浸漬期間が短かったときにバンド中に認められた高密度鉱物が、浸漬期間が長くなるにしたがい消失していた。Kでは浸漬前の試料において、低密度を示していた部分が選択的に消失する傾向にあり、塩酸に浸漬した場合には初期の形を留めないほど溶解が進んでいた。以上のように、試料の組織の不均一性により浸漬による密度変化の様式に違いが見られるものの、概して浸漬期間が増加するにつれて、試料の外縁から試料内部に向かって密度低下領域が広がるものと考えられる。

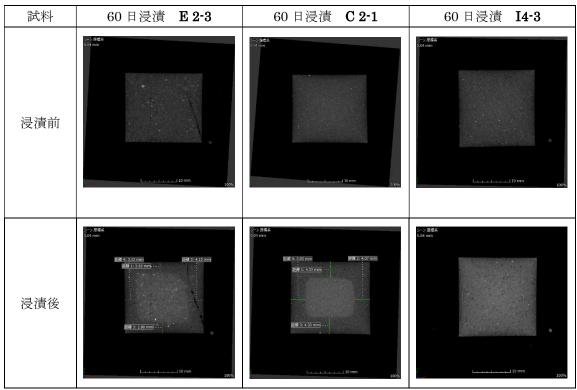


図 5.5.2-7 マイクロフォーカス X 線 CT による 60 日間浸漬前後の変化の例 試料により浸漬後に認められる低密度領域(バンド)の幅が異なることが分かる。左より、バンドの幅の平均値は E2-3: 3.21 mm, C2-1: 4.71 mm, I4-3 はバンドが認められなかったため測定不可。

⑤ 分光測色

ほとんどの試料において、浸漬期間とともに、L*値、a*値、b*値が増加する(図 5.5.2-8)。 L*値、a*値、b*値の変化は、最初の 30 日間で大きく、以降の 60 日、120 日では、変化が小さくなる。値の変化は、マイクロフォーカス <math>X 線 CT 観察で確認した低密度帯の発達のよい試料で大きく、低密度帯の発達が悪い試料では増加が小さい傾向がある。ほとんどの試料で L*値、a*値、b*値は実験期間通じて値が増加するが、60~120 日にかけて、<math>L*値が減少するものもある。

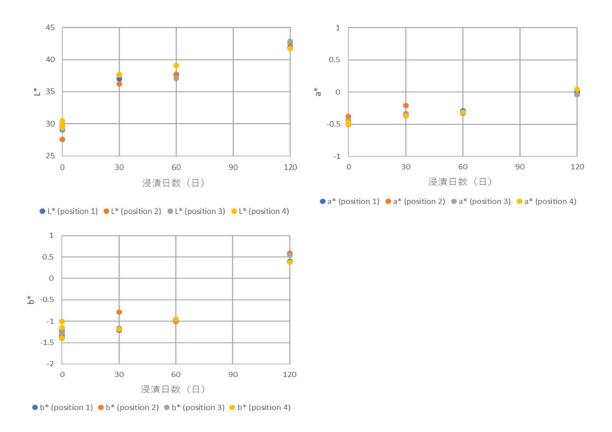


図 5.5.2-8 サンプル A の分光測色結果の比較 左上: L*値、右上: a*値、左下: b*値

⑥ SEM 観察

方解石、輝石などが、選択的に消失あるいは縮小する様子が確認された。方解石は特に溶解が速く、最初の30日間でほとんど溶けてしまい、その後は組織変化が小さい。一方、石英、斜長石などは、実験期間中ほとんど溶解していない(図5.5.2-9)。基質の粘土鉱物(XRDの分析データから緑泥石と推定)も溶解する。雲母は、浸漬前に存在していた箇所が消失し表面が滑らかになる、劈開面の凹みが深くなるといった組織など、溶解しているように見えるものも存在するが、方解石、緑泥石ほど明瞭ではない。

酸を変えて浸漬を行った試料は、崩壊により、浸漬前後の組織比較が十分にできていないが、確認できている箇所においては、上記と同様に傾向をもつ。また、大きく崩壊した試料のうち、一部が塊として残った試料については、樹脂で補強の上、SEM 観察を行った。その結果、試料には、葉理状の組織が観察され、溶け残った部分と溶けて空洞になった部分が積層する様子が観察され、選択的溶解が生じている(図 5.5.2-10)。

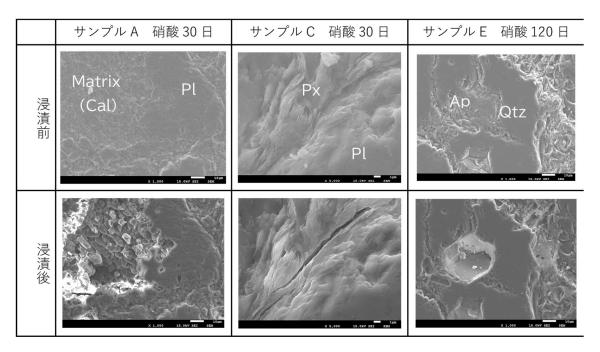
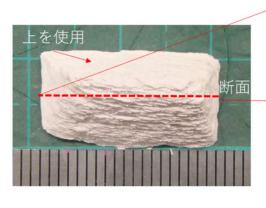


図 5.5.2-9 浸漬前後の鉱物の形状変化の例



破片JC-1を樹脂(E-205)で固め, 断面にそってIsometカッターで 切断した。切り出した断面を SEM観察に使用した。

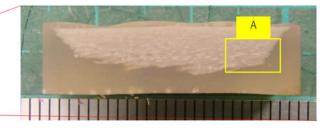




図 5.5.2-10 サンプル J (塩酸浸漬) の破片断面に観察される葉理状組織

⑦ XRD 分析

浸漬前後の比較のため、浸漬後の試料の XRD 分析では、岩石チップ試料の表面から約 2 mm 厚の範囲を岩石カッターにより切出したうえで、分析に供した。XRD 分析結果(表 5.5.2-3、図 5.5.2-11、図 5.5.2-12)に示す。浸漬前に緑泥石、方解石が確認された試料については、浸漬によ

り、共通してピークが消失している(図 5.5.2-11、図 5.5.2-12)。これらの消失は、浸漬 30 日でほぼ完了している。浸漬前に輝石が確認された試料についても、浸漬 30 日でピークが確認できなくなっているが、近接した別のピークのため、判断が難しい。また、浸漬前にスメクタイト、角閃石がわずかに含まれている試料では、これらのピークが消失しているように見えるが、試料数が少ないこと、もともとのピークが小さいことにより、明確ではない。試料 F、H 及び J を除く試料には、カリ長石が含まれており、一部の試料では、浸漬により、ピークが小さくなっているように見えるものもあるが、120 日後の試料にもピークは残っている。また、雲母も浸漬により、ピークが小さくなっている試料が多いが、120 日後の試料にもピークは残っている。塩酸、硝酸、硫酸いずれも緑泥石、を溶かしているが、試料 K のうち硫酸に浸漬したものでは、わずかに緑泥石が残っている。また、塩酸、硝酸は、雲母を溶かしているが、硫酸は、溶けている様子が見られず、塩酸と硝酸に比べ溶解が弱い。

表 5.5.2-3 XRD 分析で得られた鉱物組み合わせの浸漬前後での変化の例

試料名	酸種	浸漬日数	石英	斜長石	カリ長石	雲母	緑泥石	スメク タイト	方解石	角閃石	輝石	トリディマイト
A_3-1	-	0	0	0	0	0	0		0		0	
	硝酸	30	0	0	0	0						
		60	0	0	0	0						
		120	0	0	0	0						
	-	0	0	0	0	0	0		0			
D 2 2	硝酸	30	0	0	0	0						
D_2-2		60	0	0	0	0						
		120	0	0	0	0						
	-	0	0	0	0	0	0		0			?
К 4 2	硝酸	60	0	0	0	0						
K_4-2	塩酸	60	0	0	0	0						
	硫酸	60	0	0	0	0	?					

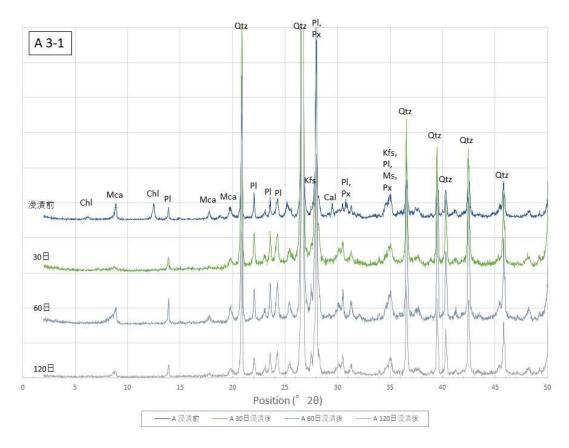


図 5.5.2-11 サンプル A3-1 の酸浸漬前後の X 線回折パターン

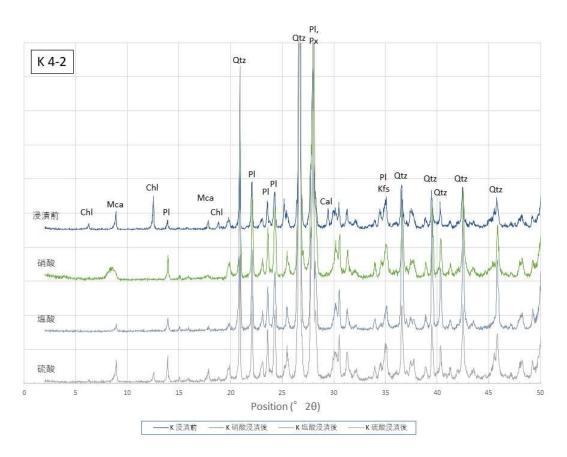


図 5.5.2-12 サンプル K4-2 の酸浸漬前後の X 線回折パターン

⑧ 水銀ポロシメータ測定

酸の溶解による試料の間隙率などの変化を把握することを目的に、浸漬前試料、30日浸漬試料、60日浸漬試料及び120日浸漬試料に対し、水銀ポロシメータによる有効間隙率測定を行った。 測定は試料毎に2個ずつ測定し、平均値をプロットした(図 5.5.2-13)。

その結果、硝酸に浸漬した砂岩試料すべてにおいて、浸漬期間が長くなるにつれて、間隙率(%) が上昇する傾向が見られた。 B、D 及び F の試料は浸漬日数が増加するに伴い、間隙率が単調に上昇する傾向にあった。一方、A、C、E、G、H 及び I の試料は浸漬前から 30 日浸漬試料の間に間隙率が最も大きく上昇し、その後 120 日浸漬試料の間の間隙率の上昇はゆるやかであった。また細孔径分布をみると、すべての試料において、浸漬日数が経過すると、細孔径はおおむね 0.01 ~ $0.1\,\mu m$ のものが増加した。浸漬前の試料の細孔径分布は、I と F を除く試料では、表面の凹凸に起因するメディアン径分布を示し、実際の細孔径分布は明らかではないが、非常に小さく、かつ少ないと推定される。I と F については、浸漬前試料で測定されたメディアン径分布(I は $0.13\,\mu m$ 付近、F は $0.06\,\mu m$ 付近のピーク)が、浸漬により、増大していることが確認されており、他の試料に比べて大き目の間隙が浸漬前に存在していた。

異なる酸に浸漬した場合には、泥岩試料 J 及び砂岩試料 K に、浸漬日数とともに間隙率が単調に上昇する傾向にあったが、塩酸に浸漬させた試料で間隙率の上昇率が最大であった。

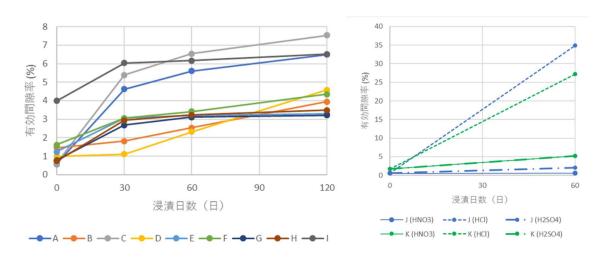


図 5.5.2-13 有効間隙率測定の結果

(左:0-120 日浸漬試料の間隙率の経時変化、右:酸変更試料の酸種別の間隙率経時変化)

9 溶存元素濃度測定

硝酸 30-120 日浸漬後の試料については、主要元素のうち Fe、Mg 及び Al(浸漬前に方解石を含んでいた試料は Ca)が岩石から溶液に溶出しており、Na、Si 及び Ti はほとんど溶出が見られなかった(図 5.5.2-14)。この傾向は浸漬期間やサンプルの違いに関わらず見られるとともに、前述の XGT 分析の結果ともおおよそ対応している。溶出量の観点から見ると、浸漬開始後の 0-30 日目が最も溶出量が多く、30-60、60-90、90-120 日目と浸漬期間の後半になるにつれて減少していった。酸変更した試料についても、溶出しやすい/しにくい元素の傾向は同様であった。また、溶出量は酸種によって大きく異なり、塩酸>硝酸>硫酸であった(図 5.5.2-14)。

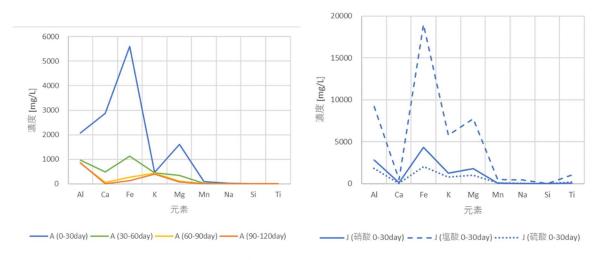


図 5.5.2-14 浸漬後酸溶液の溶存元素濃度の測定結果例

左:サンプルA120日浸漬時の酸溶液

(青:0-30 日目、緑:30-60 日目、黄:60-90 日目、橙:90-120 日目) 右:サンプル J の 0-30 日目の酸溶液 (実線:硝酸、破線:塩酸、点線:硫酸))

⑩ 天然風化礫に対する EPMA 測定(元素マッピング)

これまでの室内実験で観察された事象と、天然の環境下での化学的風化との差異を検討するため、天然の風化礫について表面から 3 cm 程度の深さまでの断面の薄片を作成し、EPMA を用いて 13 元素のマッピング(Na, Mg, Al, Si, P, S, K, Ca, Ti, Cr, Mn, Fe 及び Sr)を実施した。対象としたサンプルは、宮崎平野の現河床と段丘露頭で採取した砂岩礫のうち、断面を目視観察した結果風化が進んでいると判定されたもの 5 つである。

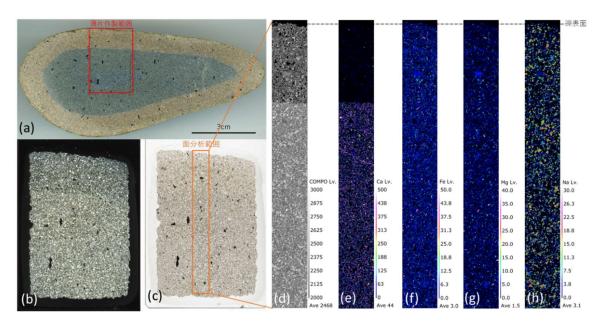


図 5.5.2-15 サンプル 3-4a に対する EPMA 測定結果
(a) サンプル断面と薄片作成位置、(b)(c) 薄片全体写真と元素マッピング範囲、
(d) COMPO 画像、(e) Ca、(f) Fe、(g) Mg、(h) Na の元素マッピング結果

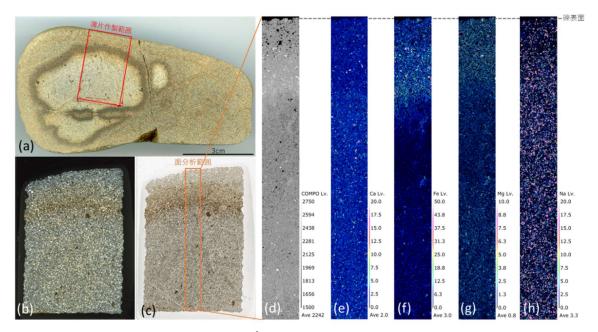


図 5.5.2-16 サンプル 5-3a に対する EPMA 測定結果

(a) サンプル断面と薄片作成位置、(b)(c) 薄片全体写真と元素マッピング範囲、(d) COMPO 画像、(e) Ca、(f) Fe、(g) Mg、(h) Na の元素マッピング結果

3) 考察

本実験は、段丘礫の風化作用の模擬を意図し、砂岩礫を主とした堆積岩の組織や構成鉱物の違いが、風化様式に差を生じさせるか、どのように影響しているかについて明らかにすることを目的として行った。以下では実験結果をもとに、岩石のどの部位がどのような速度で溶解するか、その溶解のしやすさ、しにくさを律する岩石の特徴は何かについて、考察を行う。また、実験で得られ岩石の溶解の特徴が、天然の段丘礫の風化様式を説明できるのかについても議論する。

① 溶解鉱物種・元素

令和元年度の実験では、浸漬期間を最長 120 日に設定した結果、マイクロ X線 CT 観察、ポロシメータ測定、X線分析顕微鏡、SEM 観察及び ICP 分析などのいずれに観察・分析結果からも、すべての試料で、浸漬時間が長くなるほど、溶解が進むことが確認された。平成 30 年度の実験では、45 日間の浸漬であったが、岩石はより長期にわたり、溶解し続けることが確認された。天然での岩石の風化が長期にわたって継続する現象であることを考えると、実験結果は示唆的な結果と考えられ、実験による岩石の諸性質、諸性状を把握、理解することは、天然の風化現象を理解するうえでも役に立つと考えられる。

実験結果から岩石の溶解は、岩石の表面付近で生じ、徐々に内側へ進展していると考えられる。加えて、岩石の構成鉱物のうち、特定の鉱物あるいは基質などの特定の部位が選択的に溶解していると推定される。選択的に溶解する鉱物としては、輝石、角閃石などの有色鉱物や基質の部位を充填する緑泥石や雲母などの粘土鉱物や方解石が推定される。今回の実験では、基質鉱物のみを濃集させた形での XRD 分析 (例えば、鈴木, 1992 の方法) を行っていないため、イライト、カオリナイトなどの粘土鉱物の有無及びその溶けやすさについては、不明である。また、カリ長石も Al の溶出などの結果から溶解している可能性がある。

有色鉱物などの特定の鉱物の選択的溶解は、平成 30 年度の実験でも確認されているが、令和元年度の実験では、これらの鉱物の中での溶けやすさの違いについてもある程度確認できた。

砂岩の構成鉱物のうち、最も溶けやすい鉱物は、方解石と推定される。SEM 観察では、方解石は、岩石表面部では、浸漬 30 日でほぼ完全に溶解し消失しているように見える。XRD 分析でも浸漬 30 日の試料には、方解石のピークは認められない。また、ICP 分析結果の実験期間を通じた Ca の溶出量の減少は、岩石中の方解石が減少しているためと推定される。

方解石に次いで溶けやすい鉱物は、輝石、緑泥石、角閃石と推定される。このうち、角閃石は砂岩中にはごくわずかしか含まれていないため、輝石、緑泥石と比べて溶解し易いかの比較が難しい。輝石、緑泥石のどちらが溶解し易い鉱物かは、以下の通り、判断が難しい。輝石も緑泥石も浸漬により、少なくとも XRD 分析を行った試料表面の厚さ 2~mm 部分ではほとんど確認できなくなっている。一方、SEM 観察によると輝石の溶ける様子は確認できるものの、緑泥石はほとんどが細粒な基質の鉱物であるため、変化が十分に確認できない。また、緑泥石は、硫酸に浸漬した試料 K では 60~0 日間では完全に溶けきっていない。このため、緑泥石は、輝石よりも溶解しづらい可能性がある。

一方、ICP 分析の結果から、岩石から最も溶出した元素が Fe、その次に溶出した元素が Al、Mg であることが確認されており、かつ、これらの元素も Ca と同様、浸漬期間の初期 30 日に最も溶出している。このことは、これらの元素を含む鉱物も方解石と同様に浸漬初期に溶解し、徐々に岩石中の存在量が減少した可能性がある。こうした溶け方を考えた場合、基質に多く含まれると推定される緑泥石の溶解の影響が大きいと推定した方が説明しやすい。

雲母は、浸漬前後の XRD 分析で、ピークが小さくなる傾向がみられるため、溶解しているとみられる。カリ長石も浸漬前後の XRD 分析で、ピークが小さくなるものがあり、溶解している可能性がある。しかし、120 日の浸漬後も XRD で検出され、かつ SEM の画像でも確認できるため、方解石、緑泥石、輝石などに比べると、溶解しづらい鉱物と考えられる。溶解量が定量的に把握しづらいため、雲母とカリ長石の溶解しやすさの差は明確ではない。

砂岩を構成する主要な鉱物である石英、斜長石については、120 日間の浸漬期間中を通じて溶解していることを示すデータは全く得られていない。XRD のそれぞれのピークは縮小が見られず、SEM 画像にも溶解示す様子は見られない。また、Si はほとんど溶出していない。従って、少なくとも 120 日程度の酸浸漬では、これらの鉱物は溶解しない。

以上のことから、風化のし易さにつながると考えられる岩石の溶解は、有色鉱物、基質を構成する鉱物の種類と量比に影響を受けることが推定される。

② 岩石組織と溶解の進展との関係

マイクロX線CTによる低密度帯の拡大、X線分析顕微鏡など、さまざまな実験結果から砂岩 礫間でも溶解し易さに差があることが確認された。この差を生む条件としては、初期間隙分布、 粒径、構成鉱物の種類・量比などが予想される。

まず、初期間隙分布については、他の試料に比べて浸漬前に大き目の間隙有していた I、F は、低密度帯の拡大が速い。浸漬によりほぼ同サイズの細孔が増加していることから、溶解により試料の内側に細孔を作りながら、急速に低密度帯を拡大させていくと考えられる。

一方、その他の試料は、浸漬期間を通して、徐々に低密度帯を拡大させていき、細孔を増加させていくが、基本的には、試料ごとに増加する細孔径分布に差があり、若干の細孔径の拡大が見られる試料もあるものの、細孔径分布の大きな変化はない。このことは、試料ごとに異なる基質と砂粒子の分布を反映したものと推定される。

細孔の増加は、当然のことながらすべての試料で確認されるが、増加の仕方は、大きく分けて2つあり、一つは、浸漬期間を通じてほぼ一定の割合で細孔が増加していくものと、もう一つは、最初の30日までに一気に細孔が増加し、以降は細孔の増加が小さくなり頭打ちになるものであ

る。この変化は、溶解が一定の速度で進んでいくものと、最初の段階で溶解した後、その後は溶解が少なくなるものと推定される。後者の例は、A、Cであるが、これらはいずれも溶けやすい方解石、輝石を含んでいることが共通している。同じく方解石を含む試料は、B、D であるが、比較的徐々に細孔が増加している。この違いは、方解石の含有量やB、D には同じく溶けやすい輝石を欠くことが関係していると推定される。また、B については、このうち、A、C に比べて、細粒であるため、外側からの溶解が進みづらい可能性も考えられる。つまり、方解石を多く含む砂岩では、浸漬の初期に溶解が急激に進行すると推定される。

試料 K では、浸漬前の初期状態で低密度を示す部分が選択的に溶解している様子が確認されているが、溶解している部分は、不均質な組織を示すこの試料の泥質な部分であり、方解石や緑泥石などの溶解し易い鉱物が濃集するなどの偏った分布があると考えられる。また、泥岩である試料 J では、葉理状の組織が非常に規則的かつ整然としていることから、破断によって形成されたものとは考えにくく、もともとの堆積構造による積層状態を維持しているまま溶解していると推定される。すなわち、葉理状組織の顕在化は、粘土鉱物の選択的溶解によるもの考えられる。

以上の砂岩、泥岩の溶解の仕方から、砂岩の溶解は、構成鉱物の量比と分布、岩石組織に規制されて、試料ごとにさまざまなパターンを取りうると推定される。浸漬期間を通じて徐々に溶解が進む試料でも、試料同士を比較すると、浸漬期間の前半で溶解が進むものと、後半に溶解が加速しているものとに分けられる。こうした違いは、基本的に上述の考え方で説明できると推定されるが、これまでに取得したデータでは、それぞれの試料の鉱物の量比や組織観察が十分でないため、判断しづらい。こうした条件の違いを詳細に観察・分析し、比較することにより、試料ごとの溶解の進み方を明らかにしていける可能性が考えられる。

③ 溶解実験結果と段丘礫の風化との関係

岩石の酸への浸漬実験と天然の風化礫の比較から、Ca、Fe 及び Mg が礫の内部で溶かしだされ、移動している様子は類似していると考えられる。また、比較的新鮮な河床礫では、Ca のみ溶出、減少し、その部分で密度低下が見られることも、酸の浸漬実験の結果と整合するとみられる。 段丘礫の Ca に関しては、全体に低いため、傾向が不明瞭であるが、それでも外側でより低い傾向にあるようにも見える。段丘礫については、風化が進んでいるため、酸に溶解し易い方解石が溶解し、すでに Ca が全体的に溶出してしまったことを示している可能性がある。

一方、段丘礫の Fe、Mgの分布は、酸の浸漬実験の結果には見られない礫の表面付近での濃集がある。同箇所では密度も高くなっていることから、Fe、Mgが濃集していることは確実だと考えられる。実験室での酸浸漬との違いから考えると、これらは、空気中の二酸化炭素による炭酸の作用により溶かしだされたものが、礫表面付近に到達することにより、酸素と結びつくことによって酸化、沈殿していると考えられる。一方で、酸への浸漬実験では、溶液中の酸素は、硝酸イオン、硫酸イオンの形で存在しているため、酸素と直接結びつくことができず沈殿しないと推定される。したがって、基本的な元素の溶出の機構は、浸漬実験でも天然の風化でも同様と考えられる。実験では、硝酸、塩酸、硫酸を用いているが、元素の溶出の程度については、酸ごとに異なるが、いずれの酸も元素を溶出させ、かつ溶出しやすい元素とそうでない元素の組み合わせは、同じであり、おそらく炭酸であっても同様と考えられる。ただし、天然環境の中には、有機酸や黄鉄鉱の酸化による硫酸など、その場所ごとに異なることが推定される条件が加わると考えられる。これらの条件のばらつきやその影響程度については、別途把握しておく必要が考えられる。

河床礫の風化部分では新鮮部分に比べて明らかに褐色化が生じている。これは、方解石の喪失のみでは説明しにくく、Fe の酸化が生じている可能性が考えられる。このため、Fe を含む鉱物

の溶解も生じているが、Fe は非常に酸化されやすいため、ほとんど移動することなく、その場で沈殿しているものと考えられる。Mg が溶解しているかについては、推定を行う根拠となる現象は認められないが、風化した段丘礫での移動、沈殿のパターンが Fe と似ていることから、同様な挙動を取っている可能性が考えられる。すなわち、Fe、Mg は段丘礫の風化期間のような長い時間では、顕著な移動が見られるが、河床礫が受けた短い時間ではほとんど移動しないと推定される。浸漬実験でも確認された通り、岩石を構成する鉱物には、より溶けやすいものと、溶けにくいものがある。Fe、Mg は、Ca に比べてはるかに移動しにくいため、これらの分布のパターンが異なっているものと推定される。

ただし、河床礫の中にもわずかに鉄サビがにじんだような模様が見られる礫も存在し、段丘礫の風化期間ほどの長い時間を経なくとも Fe の移動が生じたと推定されるものも存在する。これは、河床礫同士でも風化時間が異なるものが混じっている可能性と、岩石の種類により Fe の移動し易さが異なる可能性の両方が推定されるが、現時点では判断がつかない。風化の進行を考えるうえで、今後明らかにしていく必要がある。

Fe、Mgの礫表面の沈殿現象は、岩石の風化を定量的に把握する上で重要なものと考えられる。この沈殿が風化によって一方的に進行する現象であるかは、現時点では明らかではないが、これが、風化期間のある期間に進行した場合、他の元素の溶出を妨げる作用を起こすことが推定される。この場合、元素の減少量から風化の程度を定量的に評価することが難しくなる。Fe、Mgの移動、沈殿、濃集が、風化の最初の段階から、一方的に同じ速さで進むのか、加えて、これらの沈殿による他の元素の溶出が減少するのかについては、今後、調査、確認しておく必要があると考えられる。

以上のように、酸の浸漬実験は、天然の段丘礫の風化現象を少なくとも部分的には、再現できていると考えられる。

④ 溶解実験結果の段丘対比・編年指標への寄与

以上のように、溶解実験並びに天然の段丘礫の風化様式の実例から、岩石の風化様式は、岩石の組織、すなわち構成鉱物の種類や量及び空隙の分布、大きさに左右されていることが推定される。このことは、逆にいえば、風化前の鉱物組み合わせやその量比の岩石組織が明らかになっていれば、風化の結果にたどり着くまでにどの程度の時間を要するのかをおおよそ推定できることになる。ただし、構成鉱物の量比、粒度、空隙分布、空隙径は、様々な条件が考えられるため、現時点で風化の程度を詳細に定量化するのは難しい。これらの条件が風化速度にどの程度、影響するのかについては、こうした条件をいくつも変えた実験を行っていくことが必要と考えられる。実験によって、風化を規制する条件範囲を明らかにされれば、段丘礫の風化のばらつきを正しく理解できるようになり、段丘対比・編年指標としての精度と信頼性の向上が期待される。

4) まとめ

本実験では、段丘礫の風化を模擬した室内溶解実験を実施した。酸溶液中への岩石試料の浸漬とその前後の観察及び分析の結果から、岩石表面の溶解が始まりそれによる性状変化が試料の内部に進んでいくことが確認できた。今回、実験では、砂岩、泥岩に岩種を絞り、それらの中で溶解の仕方が異なってくるかを確認した。この結果、構成鉱物の量比、粒度、間隙分布、間隙径などが溶解の進み方を規制していることが推定された。さらに、今回の実験から導き出された知見を、天然の風化様式・性状と比較した結果、概ね整合的であると考えられる。したがって、天然の段丘礫の風化は、少なくとも一部は、岩石の溶解過程としてもとらえられる現象と考えられる。

以上のように、室内実験による結果は風化条件の理解に繋がり、天然における段丘礫の風化を

より客観的かつ定量的に理解・評価するのに有効であると考えられる。これは、段丘礫の風化現象を、テフラ層序を補う年代指標として扱うことができる可能性を示す。

今後は、構成鉱物の量比、粒度、間隙分布、間隙径などの違いが、溶解の進み方をどのように、どの程度、規制しているかの詳細を明らかにしていくことが重要と考えられる。それにより、風化によって段丘礫に生じている変化の類型化とそれぞれの進行過程を検証・確認し、野外で観察できる性状変化が風化過程のどのあたりを見ているのかを示す根拠を得ることを目指す。

(3) 段丘の対比・編年に関わる基盤情報の整備

1) 手順・方法

段丘堆積物及びその被覆層の経験的年代指標を用いた段丘の基盤情報の収集にあたっては、濱田・幡谷(2011)で実施された段丘の分布に関わる文献調査で引用した文献を中心に、段丘の被覆層、段丘堆積物(特に礫層)、基盤に関する柱状図を収集・整理した。平成30年度事業の東日本地域の調査に引き続き、令和元年度事業では、収集・整理する文献の対象を関東平野一新潟平野一佐渡ヶ島よりも西側の西日本地域とした。

収集・整理にあたっては、各既往文献における柱状図や次に示すような柱状図以外に記載される経験的年代指標に関わる情報などを抽出した。着目した情報は表 5.5.2-4 のとおりである。そして、抽出した情報を、原則として、文献の見解に沿って、高位段丘、中位段丘、低位段丘といった地形面区分ごとに、また、5万分の1地形図の図郭を単位として整理した。対比・編年に関わる文献の見解が不明なものについては、本事業での第一次的な解釈を加え、その旨を表示した。ただし、第一次的な解釈は、今後さらに詳細な検討を加えることにより、修正されうる。

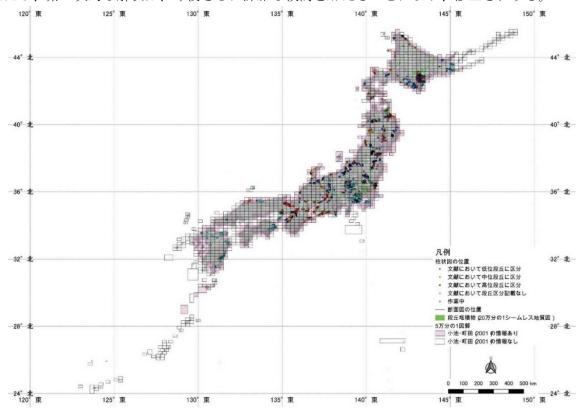


図 5.5.2-17 本事業で柱状図を収集した柱状図の位置

東日本地域(関東平野—新潟平野—佐渡ヶ島以東以北)も併せて表示している。国土地理院の 1/5 万地形図の図郭のうちの 165 面から、1,628 の柱状図・地質断面図を収集した。

表 5.5.2-4 着目した経験的年代指標の例

対象段丘構成物	着目対象
F几 广. 44 千丰 Han	層厚、構成物(シルト、砂質シルトなど)、段丘礫表面の産状(色調・
段丘堆積物	凹凸など)、段丘礫基質の締まり具合、段丘礫の風化殻の厚さ、ク
(特に、礫層)	サリ礫の有無、量、割合、程度など
段丘被覆層	層厚、構成物(シルト、砂質シルトなど)、粘土化の程度、クラックの
	有無、色調、火山灰層の有無、など
基盤	地層・岩石の種類、風化帯の色調、厚さ、硬さ、など

2) 結果·考察

集めた文献・資料は、全部で155点である。収集範囲は、国土地理院5万分の1地形図の図郭数にして165面で、収集した柱状図の位置は1,628箇所である(図5.5.2-17)。令和元年度収集した文献のリストを付録13「段丘の対比・編年の高精度化に関わる文献調査 収集文献一覧」中に収録した。

平成 30 年度、東日本地域では 197 面で、収集した柱状図などの数は 2,242 であり、単純に 1 図郭当たりの平均的柱状図数は 11.4 で、同じく西日本の 10.2 と大きな差はないように見える。しかし、ここまでは、西日本地域の方が、柱状図を見いだせなかった空白域(中国地方、四国地方)が目立つ。今後これらの地域についても、段丘を構成する地質の情報をさらに拡充したい。以下に、段丘を構成する地質、本研究でいう経験的指標のいくつかについて俯瞰した結果を述べる。大局的には、東日本と同様な傾向、さらには、濵田・幡谷(2011)で指摘した南北の変化傾向が見られる。即ち、柱状図記載に立ち戻ることが可能となり、対比・編年の信頼性が向上した可能性があると言える。

① 段丘堆積物

段丘堆積物としては、礫層、砂層及びシルト層が記載されており、特に内陸部の河成段丘において記述が多い。しかし、東日本と比べ、河成段丘自体の記載例が少ない。河成段丘の記載が見られる地域は、中部山岳地域、東海、北陸地域、四国の山岳地域、九州の宮崎平野などと、比較的限られている。一方、海成段丘については、礫層、砂層に関する記述があるものも存在するが、東日本同様、記載そのものがないものが多い。このため、海成段丘の段丘堆積物については、対比・編年に用いることのできる年代情報を含む性状の傾向を得ることが難しい。

一方、河成段丘については、数 m 以上の比較的まとまった厚さを持つ礫層が発達していることが多く、これに砂層やシルト層を挟む場合もある。砂層やシルト層のみからなるような段丘堆積物となるものは、ほとんど見られなかった。段丘礫層が記載された柱状図のある文献では、礫層の性状が併せて記載されており、堆積構造や風化に関する性状も記載されている。一般的な傾向として高位の古い段丘で風化が強いことを示す記載が見られ、低位の新しい段丘では新鮮あるいは未風化の状態を示す記載が見られる。中位の段丘ではそれらの中間的な性質の風化状態が記載されている。段丘礫の風化の状態を具体的に示す表現としては、クサリ礫を含む、クサリ礫化する、赤褐色を呈するといった礫の脆さや色調の変化に着目した表現が一般的である。こうした、記載内容は、平成30年度に収集した東日本の事例と基本的には変わりがない。つまり、西日本でも、段丘礫の風化は、そうした性状に最も現れ、相対的であるものの識別可能な程度に差が認められ、段丘の形成年代を推定するうえでの情報として活用できると考えられる。

② 段丘被覆層

段丘被覆層に関しては、火山灰層など段丘の対比・編年に直接的に情報を与えるものが存在している地域では、記載内容が充実している傾向にあるが、火山灰層が分布しない地域では記載に乏しい傾向がある。記載内容は、火山灰層を除くと、年代情報が得られる記述としては、層厚、色調、クラックの有無、粘土化の程度などが挙げられる。

まず、段丘被覆層の層厚は、一般的な傾向として高位の古い段丘で厚く、低位の新しい段丘では薄い傾向が明瞭である。段丘被覆層は、ほとんどが風成堆積物からなるため堆積期間が長くなるほど、厚くなるのは、当然と考えられる。しかし、段丘被覆層に再堆積が生じるという事例もあるので(濱田・幡谷,2015)、注意が必要である。また、九州などの大量の火山灰の供給が推定される地域では、若い年代の段丘にも厚い段丘被覆層が載っている事例が散見される。

次に色調は、一般的な傾向として高位の古い段丘で赤みを増し、記載内容としては、赤色土(ローム)、赤褐色土(ローム)などがある。低位の新しい段丘では、赤みが強いといった記載は見られず、より淡い褐色に近い色調で表現されている。これは、濱田・幡谷(2011)が整理した被覆層記載の共通性とも整合的である。濱田・幡谷(2011)は地域差についても言及しているが、今回、収集した事例を見ても、西日本では、赤色土という記載が、平成30年度に収集した東日本の事例に比べ、より若い段丘(中位段丘)に散見される。

被覆層中のクラックに関する記述については、層厚、色調に関する記述に比べると非常に少なく、その頻度は、東日本よりも低い。ただし、記載のある文献を見ると、ロームの層序関係を示す特徴として記述されており、特定層準が他の層準とは異なる材質で構成される地層あるいは、他の層準よりも風化の進んだ層準として認識されており、年代を推定するための特徴として認識されていることは同様である。

粘土化に関する記述についても、クラックと同様、層厚、色調に関する記述に比べると非常に少ない。これもクラックと同様、風化の進んでいることを示す記述であるが、特定の層序学的な情報という意味よりもむしろ、段丘離水以降の風化期間の長さを推定するための情報として用いられている。このため、粘土化に関する記述は、多くの場合、高位段丘の被覆層に限られる。

③ 段丘堆積物/礫層下の基盤

段丘基盤に関する文献上の記載としては、上記の段丘堆積物と段丘被覆層に関する記載に比べると非常に限られる。これは、基盤に段丘の形成年代に関する直接的な年代情報がないためと考えられる。しかし、段丘堆積物あるいは段丘被覆層の風化の程度から、段丘の離水以降の風化の継続期間の情報を得られると考えれば、段丘の基盤上部の風化についても、対比・編年に活用できる情報が得られる可能性がある。特に、段丘堆積物が存在しない段丘、すなわち、主に海成段丘については、段丘礫層に代わる風化指標となるかもしれない。

こうした観点から段丘基盤の地質及び風化性状に関する記載を収集したが、現時点では段丘対 比・編年に用いることのできる一般的な傾向は見いだせなかった。しかし、少ないながらも高位 の段丘の基盤では風化が進んだ状態であることを示す記述は存在しており、今後の調査事例の蓄 積によっては、年代情報を得られる可能性はあると考えられる。

④ 東日本と西日本との共通性、差異

以上の段丘堆積物及びその被覆層の経験的年代指標を用いた段丘の基盤情報の収集結果は、概ね、東日本同様、段丘の年代を反映した風化性状を示す記載があることが確認された。したがって、経験的年代指標として注目した段丘堆積物、段丘被覆層の多くの性状は、テフラに依存し過ぎた段丘対比・編年を修正してくれるツールとして、日本全国で活用可能と考えられる。

一方で、西日本を対象とした文献情報の収集結果は、東日本に比べて河成段丘に関するものが少なく、内陸部における隆起量評価が難しい可能性がある。また、河成段丘が存在していても、東日本で存在が一般的に確認されている厚い礫層を伴ういわゆるフィルトップ段丘とみなせる段丘が少ない。このことは、段丘面の比高差から隆起量を見積もる手法の前提となっている気候段丘モデルの適用性を判断することを難しくする可能性がある。ただし、気候段丘が発達しないということは、河床高度が気候変動にあまり影響を受けずに、隆起に応じて一様に下刻して可能性もあり、その場合、下刻量から隆起量を求めることが可能になると考えられる。

また、西日本では、段丘の分布に偏りがある傾向にある。瀬戸内地域や九州北部地域などでは、内陸の河成段丘はもちろんのこと、海成段丘の報告自体が少ない。このことは、段丘の形成されないテクトニクス(隆起が著しくない)ことを示している可能性と気候変動の影響を受けにくい可能性が考えられる。段丘の分布が断片的で、過去の文献情報からでは十分に把握されていない可能性もある。隆起が著しくない可能性に関しては、幡谷ほか(2015)では、広島県から山口県にかけての中国地方では、明瞭な海成段丘の分布が見られないことから、同地方は隆起していたとしても僅かと考え、また、河川の河口付近の沖積層基底深度が、-22mから-45mと他の地域に比べて小さく、かつ深度としても揃っており、隆起・沈降運動が緩慢であったと推定している。

さらに、西日本では、東日本に比べ、風化性状(特に赤色土)の発達層準が東日本とは年代に ずれがある可能性がある。これらについては、今後、文献情報の精査、比較などを行っていく必 要が考えられる。

3) まとめ・今後の課題

西日本の段丘に関する文献の調査を行い、文献に記載されている柱状図を収集し、段丘堆積物、 段丘被覆層、基盤の地質及び風化性状など、経験的年代指標に関わる情報などを抽出した。その 結果、段丘礫の風化度、被覆層の赤色化といった経験的指標について、東日本と同様、西日本で も、高位段丘、中位段丘、低位段丘にそれぞれ類似した性状が見出しうることを再確認した。こ れらのことから、経験的指標は、テフラ層序と相補的に用いることにより、日本全国の段丘の対 比・編年の信頼性の向上に貢献できる可能性を見出した。

さて、この2年間は、原則として著者らの見解に沿って整理したものである。しかし、本節冒頭で述べたように、テフラ層序データの解釈により、真値よりも若い編年がなされている地域もあると予想される。言い換えると、再解釈により、段丘の離水年代が古く修正されるところがさらに出てくる。今後は、経験的指標に基づく対比の見直しにより編年の修正・新たな編年の可能性を探る必要がある。これらの知見は、概要調査に際し、より合理的な段丘対比・編年を基礎とした隆起・侵食量評価をもたらすと期待され、調査計画立案の参考情報となると考えられる。

また、文献調査による段丘の風化性状に関する情報収集は、実験で類型化、変化過程を確認した風化現象が、段丘の対比・編年に使える程度に共通性をもって広く分布すること、あるいは地域的な分布の差異がどのように、どの程度生じているかを確認し、野外調査時の指標としての有効性を示す上でも重要な証拠となる。

今後は、東日本と西日本のデータについて、テフラなどによる年代情報をもとに、整理・比較 及び分析を行い、段丘礫の風化度、被覆層の赤色化といった経験的指標の出現する層位的な同時 代性あるいは年代などの有無などを確認し、日本全国で活用可能な段丘対比・編年の基礎情報と しての充実を図る。また、文献記載内容の確認・検証については、適当な場所を選定した上での 野外調査も必要と考えられる。

5.5.3 まとめ

段丘対比・編年手法の整備・高度化の一環として、テフラから独立した経験的指標の信頼性・ 適用性の向上を目指し、段丘礫の風化を模擬した実験と段丘を構成する被覆層、段丘礫層及び基 盤岩の風化性状に関する情報を収集するため、柱状図情報を収集する文献調査を実施した。

風化模擬実験については、砂岩礫を主とする堆積岩礫についても、組織、構成鉱物の違いなどにより、溶解速度などの溶解様式に差が生じると推定されることを確認した。また、天然の風化礫の観察・分析結果との比較により、実験結果が天然の風化作用の一部は模擬できていると推定された。

また、文献調査では、段丘を構成する地質の柱状図情報の収集を行い、段丘礫の風化、段丘被覆層の赤色化といった現象が、古い段丘において進行しており、東日本と同様、西日本の段丘においても共通して見出されることを確認した。

今後は、風化作用を左右する条件を絞り込むべく実験データを蓄積し、天然の段丘礫の風化度の定量的評価を目指すとともに、天然の段丘礫層の風化状態の調査及び実験結果の比較を行い、段丘礫の礫種ごとあるいは露頭ごとの風化のばらつきの理解につなげ、経験的指標の信頼性・適用性向上を行っていく。また、収集した段丘の柱状図情報については、整理・比較・分析を行い、日本全国での経験的指標の共通性・普遍性と地域性あるいは地質分布などとの関係などについて明らかにしていき、経験的指標の適用方法の高度化を行う。

引用文献

- 濱田崇臣, 幡谷竜太, 河成段丘を用いた内陸部隆起量評価手法の適用性の検討-経験的指標を重視したアプローチー(本編及び別冊付録), 電力中央研究所報告, N10050, 28p, 2011.
- 濱田崇臣, 段丘の対比, 編年の信頼性向上のための風化指標の検討(その2)-段丘礫の風化状態の把握と対比指標の適用条件の提示-, 電力中央研究所報告, N12007, 24p, 2012.
- 濱田崇臣, 幡谷竜太, 能登半島志賀町に分布する海成段丘のローム層に発達する斑紋構造の形成 時期, 日本地質学会第 122 年学術大会講演要旨, R21-P-2, 2015.
- 幡谷竜太,河成段丘を用いた第四紀後期の隆起量評価手法の検討(1) 段丘対比の考え方の提案 と河成段丘の編年に関わるケーススタディー,電力中央研究所報告,N05005,28p,2005.
- 幡谷竜太,河成段丘を用いた第四紀後期の隆起量評価手法の検討(2) 那珂川沿いに分布する河 成段丘の層序-,電力中央研究所報告, N05016, 29p, 2006.
- 幡谷竜太,柳田 誠,佐藤 賢,佐々木 俊法,宮城県川崎盆地における海洋酸素同位体ステージ 6 河成段丘の認定とその意義,第四紀研究,vol.44,pp.155-167,2005.
- 幡谷竜太,柳田 誠,鳥越祐司,佐藤 賢,後期更新世以降の現海岸線付近での下刻,応用地質,vol.57,pp.15-26,2016.
- 木村克己, 巌谷敏光, 三村弘二, 佐藤喜男, 佐藤岱生, 鈴木 祐一郎, 坂巻幸雄, 尾鈴山地域の地質, 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅, 地質調査所), 137p., 1991.
- 町田 洋, 新井房夫編, 火山灰アトラスー日本列島とその周辺, 東京大学出版会, 276p, 1992.
- 鈴木茂之, 砂岩のモード組成と化学組成からみた超丹波帯の古環境, 地質学論集 vol.38, pp.71-83.1992.
- 吉山 昭, 柳田 誠, 河成地形面の比高分布からみた地殻変動, 地学雑誌, vol.104, pp.809-826, 1995.

5.6 最新知見を踏まえた隆起・侵食データマップの整備

5.6.1 背景と目的

隆起・侵食に関する技術的課題の一つに、地形学的手法や年代測定などを用いた過去百万から数十万年前以降の隆起・侵食を把握するための技術の拡充がある。そのために必要となるのが日本列島の隆起・侵食速度に係るデータを網羅的に収集したデータベースである。そのようなデータベースとして現在利用できるものには、ダム堆砂速度に基づいて算出された過去数十年間の侵食速度データ(藤原ほか、1999;長谷川ほか、2005)、沿岸部の過去数十万年間の隆起速度データをまとめた海成段丘アトラス(小池・町田編、2001)、約10万年間の隆起速度マップ(地質環境の長期安定性委員会編、2011)並びにその文献データベース(野村ほか、2017)がある。しかし、これらのデータベースは、いずれも単一の時間スケールで算出された隆起・侵食速度のデータベースである。日本列島の各地域で生じる隆起・侵食の特徴・癖から将来の隆起・侵食の傾向・速度を予測するためには、隆起・侵食の時間変遷過程の理解が不可欠であり、そのためには単一の時間スケールではなく、様々な時間スケール(マルチタイムスケール)でみた隆起・侵食の傾向・速度に関するデータ・知見が必要となる。

そこで平成 30 年度の本事業では、日本列島におけるマルチタイムスケール侵食速度データベースの構築を目的として、全国を対象に堆砂量データに基づく数十年スケールの侵食速度データ、宇宙線生成核種法 (TCN 法) に基づいた数百~数千年スケールの侵食速度データを収集するとともに、2 山地 (飛騨山脈と阿武隈山地)を対象に熱年代に基づく数百万~数億年スケールの侵食速度データを収集した。さらに収集した侵食速度データに基づき日本列島の侵食速度の空間分布図を作成するために必要となる侵食速度と相関の良い地形量の検討を行った。令和元年度は、平成30年度成果の拡充を目指し、以下の内容を実施した:(1)日本列島における熱年代データベース (Sueoka and Tagami, 2019)を取り込んだマルチタイムスケール侵食速度データベースの構築、(2)日本列島の山地の隆起・侵食過程を検討するための地形量データベースの作成、(3)TCN法による侵食速度と流域の平均傾斜との関係に基づいた日本列島の侵食速度分布図の作成。

一方、隆起速度データベースに係る検討においては、既存の隆起速度データベース(小池・町田編, 2001; 地質環境の長期安定性委員会編, 2011; 野村ほか, 2017)に最新知見を盛り込み、地殻変動の将来予測に資するデータベースの構築を目指す。令和元年度の本事業では、隆起・沈降の将来予測に必要となる情報、すなわち、過去数十万年間に隆起・沈降の傾向・速度の変化が生じた可能性の高い場に関するデータを収集し、その内容をまとめた。

5.6.2 侵食速度データマップの整備

(1) マルチタイムスケール侵食速度データベースの構築

1) 方法

マルチタイムスケール侵食速度データベースについては、平成 30 年度の本事業で作成した侵食速度データベースに熱年代データベース (Sueoka and Tagami, 2019) を用いて算出した侵食速度を取り込むことで作成した。熱年代データからの侵食速度の算出については、日本原子力研究開発機構・電力中央研究所 (2019) に記された方法を用いた。

2) 結果と考察

マルチタイムスケール侵食速度データベースの空間網羅性を示すために収録されたデータの分布図を図 5.6.2-1 に示す。図 5.6.2-1 をみると、ダム堆砂量データと熱年代データは、日本列島の山地において幅広く取得されている一方で、TCN データが取得されている山地は非常に限られていることがわかる。マルチタイムスケール侵食速度データベースの充実という観点から、今

後、TCN データがカバーする数百~数千年間スケールの侵食速度データが多くの山地から取得されることが望ましい。

次に作成したデータベースを利用した山地の侵食速度の時間変遷過程の読み取り事例を示す。 事例とする山地については、①ダム堆砂量データ、TCN データ、熱年代データのいずれかが 2 種 類以上が得られていること、②米倉ほか編(2001)の形態的区分において、険しい山地から最も なだらかな山地までを網羅することに留意して選定した。選定した山地は、日高山脈、北上山地、 飯豊山地、朝日山地、三国山脈(谷川岳周辺)、阿武隈山地、丹沢山地、飛騨山脈、木曽山脈、赤 石山脈、六甲山地、紀伊山地、四国山地及び九州山地の 14 山地である。事例対象とした 14 山地 について、横軸に対数時間、縦軸に侵食速度を取ったプロットを図 5.6.2-2 に示す。以下にマル チタイムスケール侵食速度プロットの読み方を山地別に記す。

日高山脈(図 5.6.2-2a)は中新世に活発に隆起して、現在は相対的に隆起が不活発な山地である(例えば、在田ほか、2001)。それを反映してか、最大侵食速度は数百万年より長期では $1\,\mathrm{mm/yr}$ を超えるのに対して、最近数十年では $0.1\,\mathrm{mm/yr}$ 程度に落ちる。データ取得地点の違いに注意する必要はあるが、大局的には、日高山脈がすでに隆起を終えて解体に向かっている山地であることを示していると考えられる。

日本アルプス(図 5.6.2-2 b)と東北日本背弧側の山地(図 5.6.2-2 c)は、数百万年スケールでも最近数十万年間でも、侵食速度がほぼ同等で、少なくともオーダーでは変化していないという点で共通である。この観察結果は、これらの山地が隆起と侵食が釣り合った動的平衡状態(Ohmori, 1978)に達していることを示唆している。対照的に、東北日本前弧側の北上山地、阿武隈山地(図 5.6.2-2 d)では、どの時間スケールで見ても侵食速度は約 0.1 mm/yr 以下にとどまっている。阿武隈山地では第四紀以降に若干の加速は見られるものの(Sueoka et al., 2017;Fukuda et al., 2019)、現在に至るまで 0.1 mm/yr オーダーの低い侵食速度を有している点では変わらない。これらの山地には、地形的にも明瞭な隆起準平原が広く分布しており(Nakamura, 1963;木村,1994)、ほとんど侵食が進行していないと解釈できる。

三国山地(谷川岳)と丹沢山地(図 5.6.2-2e)は、一見、日本アルプスに匹敵する高い侵食速度を持つように見える。しかし、これらの山地には最近数 Ma に形成された若い花崗岩が露出している(佐藤,2016; Tani et al., 2010)。したがって、熱年代が花崗岩の形成年代を反映して若くなるため、数百万年より長期の侵食速度が過大評価になっている可能性があることに注意が必要である。このような山地では、5.1.3 節に示したような地質温度圧力計による検証が必要である。

六甲山地(図 5.6.2-2 f)は近畿三角帯に分布する逆断層地塊で、六甲変動と呼ばれる第四紀以降の地殻変動により、約 1 Ma 以降に隆起したと考えられている(藤田, 1983)。熱年代データに基づく侵食速度は、TCN 法に基づく速度より一桁以上小さい値を示す。これは、第四紀以降は断層活動で急速に隆起はしているものの、熱年代を若返らせるほどの侵食量には達していないためだと考えられる(例えば、末岡ほか, 2015)。このような山地では、TCN 法などの比較的短い時間スケールを対象とした手法を用いなければ、侵食速度を過小評価することになるので注意が必要である。

西南日本外帯の山地(図 5.6.2-2 g)は、日本アルプスや飯豊・朝日山地と同様に、侵食速度は長期間を通じて変化せず、動的平衡状態に達しているように見える。外帯山地の隆起開始時期や隆起メカニズムには不明な点が多いが、例えば紀伊山地では最近数十年の侵食速度は 0.2~0.5 mm/yr と決して速くはない。このような山地が動的平衡状態に達するには、日本アルプスや飯豊・朝日山地よりも長い時間が必要である。この観測事実は、外帯山地の形成時期や形成メカニズムが、第四紀に隆起した西南日本内帯の断層地塊とは全く異なることを示唆しているのかもしれな

V10

各山地の隆起・侵食過程の特徴をより詳細に検討するためには、ダム堆砂量と熱年代のデータの時間ギャップを埋め、侵食史の時間分解能を向上させることが望ましい。そのためには、TCN法(数百~数千年スケール)やOSL熱年代(数万~数十万年スケール)などによるデータの拡充が今後の課題となる。

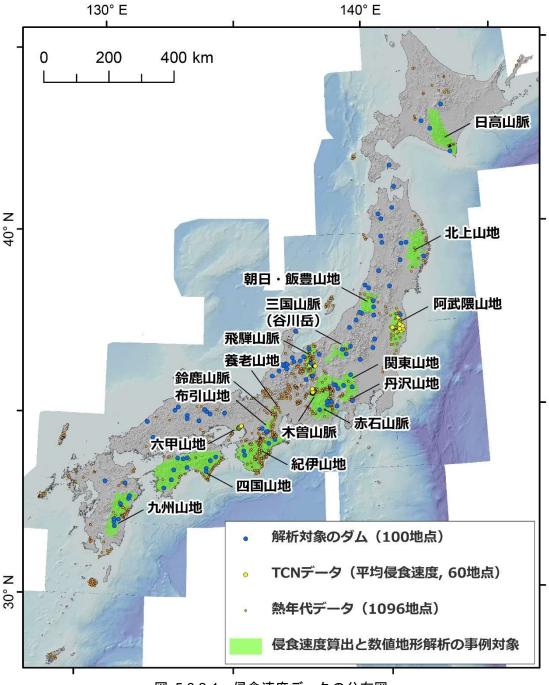


図 5.6.2-1 侵食速度データの分布図

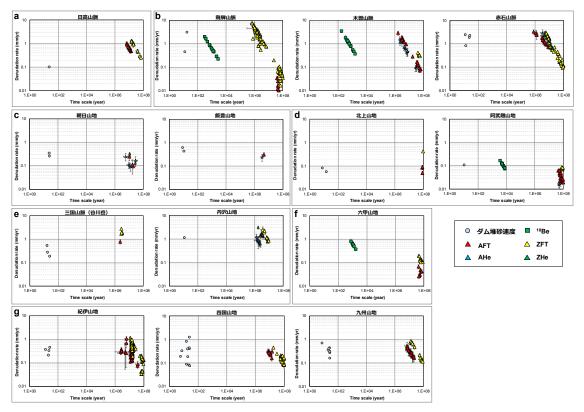


図 5.6.2-2 山地のマルチタイムスケール侵食速度

(2) 山地の地形量データベース

1) 方法

令和元年度の本事業では、16 山地(日高山脈、飯豊山地、朝日山地、阿武隈山地、三国山脈(谷川岳周辺)、関東山地、丹沢山地、飛騨山脈、木曽山脈、赤石山脈、養老山地、鈴鹿山脈、布引山地、六甲山地、紀伊山地及び四国山地)を事例に高度分散量(Ohmori, 1982)、平均傾斜、岩盤河川の急峻さを表す正規化急勾配度(ksn: Normalized steepness indices; Wobus et al., 2006; 詳細については平成 30 年度報告書の 5.6.2 を参照)の計 3 種の地形量を算出した。各地形量の算出方法については、日本原子力研究開発機構・電力中央研究所(2019)を参照されたい。数値地形解析に用いた GIS ソフトウェアは、ESRI 社の ArcGIS、プログラミング言語は Python である。

2) 結果と考察

16山地の地形量の一覧を表 5.6.2-1に示す。得られた地形量と隆起・侵食との関係については、今後、マルチタイムスケールでみた侵食速度と隆起速度との関係に基づいた検討・整理する予定である。以下では、地形量データベースに取り込んだ地形量の特性について検討する。図 5.6.2-3に山地単位の平均 ksn と平均傾斜、平均 ksn と高度分散量の関係を示す。図 5.6.2-3に示されるように ksn が 50 前後までは ksn の増加に合わせて平均傾斜と高度分散量はともに大きくなる。しかし、平均傾斜については、ksn が 50 を超えると、その値が 33°前後で頭打ちとなるため、山地形の違いをあらわしにくくなる。その一方で、高度分散量については、ksn が 50 を超えたあたりから変化の割合は小さくなるものの、ksn の上昇に応じてその値は増加している。こうした地形量の特性から、日本列島の山地の形態の違いは、ksn と高度分散量に基づいてあらわすこと

はできるが、平均傾斜単独ではあらわしにくいことがわかる。

ksn の分布図を作成すると、山地内でほぼ一様な値がみられる山地と、一つの山地内で多様な値がみられる山地が存在する(図 5.6.2-4)。例えば、前者には紀伊山地が相当し、後者には関東山地が相当する。Stream power model に基づく ksn (本報告書 5.1.5 を参照)の値は、岩石の侵食されやすさ(地質)と侵食速度(ないしは隆起速度)の両方の変数に影響されるため、ksn を単純に侵食速度(ないしは隆起速度)の指標とみることはできない。しかし、岩石の侵食されやすさが地質の違いにかかわらずほぼ均一であることを確認できれば、ksn の地域差は侵食速度(ないしは隆起速度)の違いを示していると考えられる。そして、そのような場合は、ksn 分布図は、山地内の隆起・侵食特性の空間分布図として利用できるだろう。

	流域面積 (km²)	平均標高(m)	平均傾斜 (°)	σ	高度分散値	σ	k sn (θ=0.45)			
							ave.	σ	min.	max.
日高山脈	166.50	700.68	31.0	3.52	96.9	15.21	75.21	32.26	16.05	136.66
朝日山地	145.26	786.61	30.5	1.68	91.3	7.58	86.27	34.23	41.72	165.42
飯豊山地	95.97	765.08	34.3	1.54	104.5	7.38	96.39	36.60	41.59	172.10
阿武隈山地	104.31	502.73	20.2	3.01	39.9	6.30	35.17	25.79	3.83	88.86
三国山脈(谷川岳)	89.73	1124.38	31.7	1.90	109.5	11.65	95.65	28.79	35.43	171.32
関東山地	182.40	1101.58	30.3	3.03	81.3	12.32	74.78	35.14	32.28	220.78
丹沢山地	74.11	757.39	30.6	2.04	80.3	9.36	57.61	25.33	18.40	148.76
飛騨山脈	110.10	1471.38	33.9	3.52	121.6	16.03	122.60	56.32	24.51	274.78
木曽山脈	22.11	1394.35	33.5	2.87	100.5	19.73	97.52	44.08	12.32	230.70
赤石山脈	144.45	1318.51	33.5	4.33	115.6	25.70	110.20	51.69	20.53	226.73
養老山地	3.93	472.82	31.2	2.13	78.1	23.50	49.80	30.05	5.44	118.01
鈴鹿山脈	35.18	594.39	31.7	1.43	85.1	7.83	55.33	22.75	23.89	104.08
布引山地	6.90	524.32	24.3	3.42	51.3	13.15	43.49	21.82	6.32	85.68
六甲山地	2.37	534.07	29.0	3.84	66.1	13.44	48.42	24.76	10.50	107.31
紀伊山地	470.53	475.23	32.2	1.36	80.1	10.36	46.56	28.43	8.82	114.58
四国山地	354.60	537.83	31.0	2.32	89.3	14.20	59.44	29.92	13.97	149.44

表 5.6.2-1 山地の地形量データ

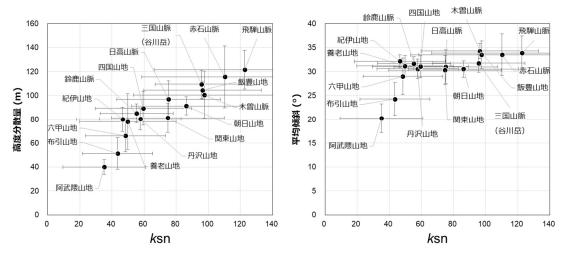
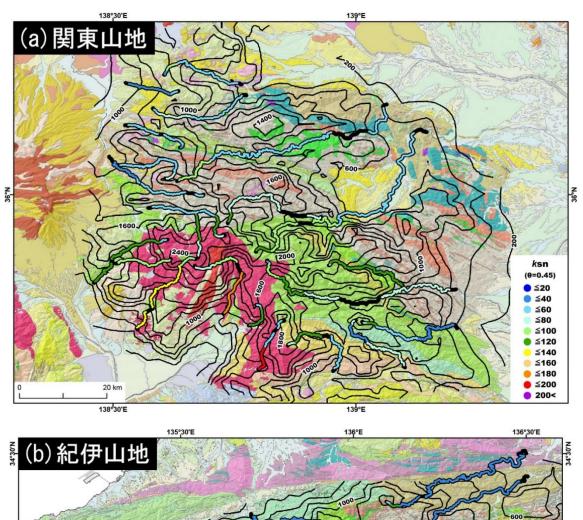


図 5.6.2-3 山地の正規化急勾配度と傾斜及び高度分散量との関係



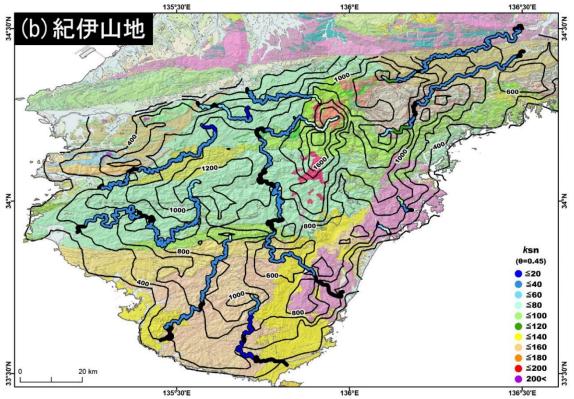


図 5.6.2-4 正規化急勾配度マップの例

背景には産業技術総合研究所「1/20 万シームレス地質図」を編集したものを使用。

黒の太線:地形解析から除いた区間。黒の細線:接峰面の等高線。 赤色エリア:火成岩類分布域。ピンク色エリア:酸性岩類分布域。

(3) 数百~数千年スケールでの侵食速度マップの作成

3) 方法

TCN 法に基づく流域の平均侵食速度と流域の平均傾斜との間には正の強い相関関係が認められる(図 5.6.2-5)。それゆえ、流域の平均侵食速度 E (mm/yr)は、流域の平均傾斜 S ($^{\circ}$)を使用した指数式あるいは累乗式であらわせる。

指数式: $E = 0.0124 \times \exp(0.1183 \times S)$

累乗式: $E = 0.0000164 \times S^{3.029}$

しかし、図 5.6.2-5 に示されるように、平均侵食速度と平均傾斜の相関は、傾斜が 35° を超えるあたりから成立しなくなる。このことから上記の関係式が適用できるのは、平均傾斜が 35° 未満の流域であると考えられる。そこで、本研究では、ArcGIS を用いて、 $10\,m$ メッシュ単位の傾斜から 3 次メッシュ(約 1 km 四方)ごとに平均傾斜を算出し、得られた平均傾斜のうち 35° を超えない場の侵食速度を上述の指数式を用いて算出した。指数式を用いた理由は、平均傾斜 35° 未満の場に限ると、① 2 つの近似式に基づく侵食速度の差は $0.1\,m$ m/yr 以下と非常に小さいため、どちらの近似式を用いても算出される侵食速度に大きな違いがないこと、② 指数式の方が累乗式に比べて相関係数が高いこと、による。

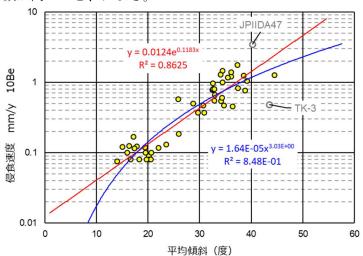


図 5.6.2-5 侵食速度と流域の平均傾斜との関係

赤線は指数近似式を、青線は累乗近似式を示す。JPIIDA47(Korup et al., 2014)と TK-3(松四ほか, 2014)については、近似式から大きく外れるため除外。

4) 結果と考察

作成した数百~数千年スケールの侵食速度マップを図 5.6.2-6 に示す。この侵食速度マップは、基本的に約 1 km 四方の平均傾斜に関係式を適用し、侵食速度に読み替えたものである。日本列島の山地、特に山地の中央部の多くは関係式の適用外となる平均傾斜 35° 以上の急傾斜な流域であることから、この侵食速度マップから山地の中央部における侵食速度を読み取ることはできない。平均傾斜 35° 以上からなる山地の侵食速度については、1 mm/yr を越えるものとみなすか、実際に TCN 法に基づいて取得する必要があろう。

侵食速度マップについては、これまでに藤原ほか(1999)が、過去数十年間のダムの堆砂量と流域の基準高度分散量 (Ohmori, 1978) との相関関係に基づいた近似式を用いて作成している (図 5.6.2-7)。用いられた近似式は、以下であり、その近似式を $50 \, \mathrm{m}$ メッシュを用いて算出した $6 \, \mathrm{km}$

メッシュ単位での基準高度分散量の平均値に適用することで侵食速度を算出している。

 $E = 0.000044 \times D^{2.2}$

E:流域の平均侵食速度 (mm/yr)、D:流域の基準高度分散量 (m)

本事業で作成した侵食速度マップ(図 5.6.2-6)と藤原ほか(1999)による侵食速度マップ(図 5.6.2-7)を比較する。まず、日本列島を俯瞰する空間スケールでみると、平均傾斜が 35°以上になる場については比較することはできないが、全体的に山地においては本事業で作成したマップよりも藤原ほか(1999)の方が、数 mm/yr 程度大きな侵食速度が算出されている。

次に、10 km 程度の空間スケールでみると、平野や隆起準平原が発達する丘陵・山地では両マップともに 0.5 mm/yr 以下の侵食速度が示されており、両マップに大きな差はみられない(図 $5.6.2 \cdot 8 \text{ a}$, b)。ただし、本事業で作成した侵食速度マップには、 $\sim 1 \text{ km}$ 程度の地形の傾斜が反映されることから、海蝕崖が発達する沿岸部においてはスポット的(概ね 1 km メッシュ程度)に藤原ほか(1999)に比べて大きな侵食速度が示されている(図 $5.6.2 \cdot 8 \text{ b}$)。

一方、10 km 程度の空間スケールにおいて、両マップに示された侵食速度に顕著な違いがみられたのは、第四紀火山の中でも比較的短期間に高さを得て、開析が進んでいない山地である。例えば、富士山では、基準高度分散量に基づく藤原ほか(1999)の方が、平均斜面傾斜に基づく本事業の侵食速度マップよりも $0.5\sim1$ mm/yr 以上大きな侵食速度が算出されている(図 5.6.2-8 c)。

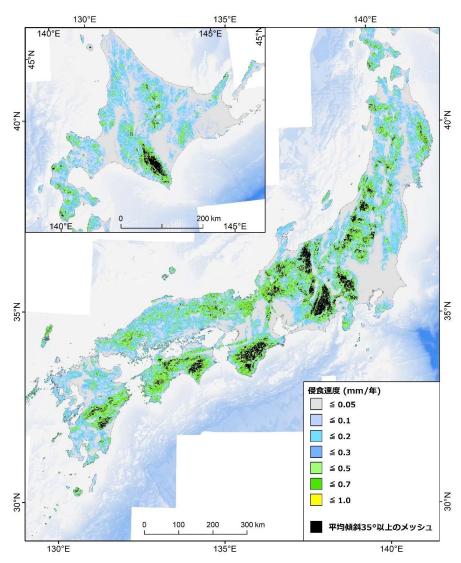


図 5.6.2-6 数百~数千年スケールの侵食速度分布図(約1kmメッシュ) TCN 法に基づく流域の平均侵食速度と流域の平均傾斜との関係式により作成。

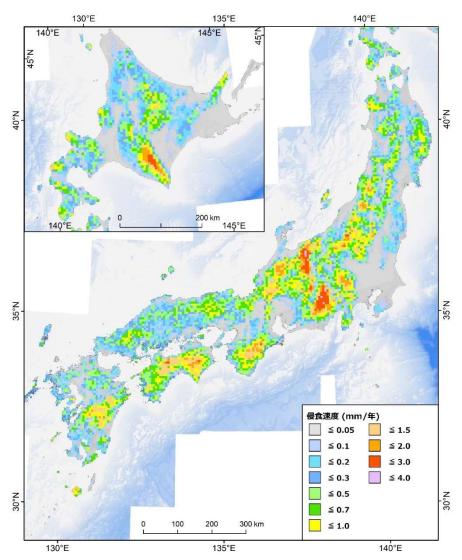


図 5.6.2-7 数十年スケールの侵食速度分布図(約6kmメッシュ) 藤原ほか(1999)のデータを使用し作成。

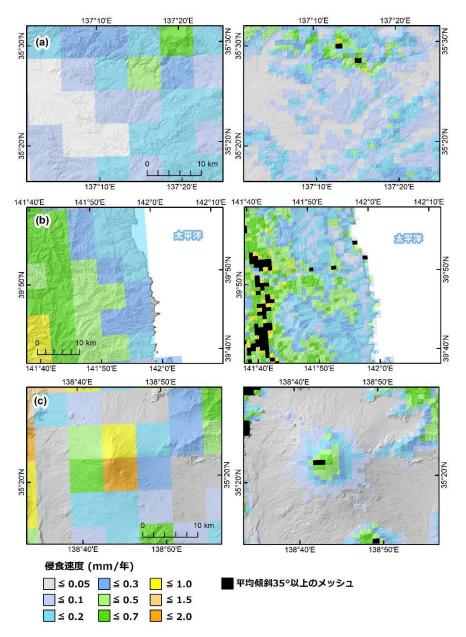


図 5.6.2-8 侵食速度分布図の比較例

左側はダム堆砂量と高度分散量に基づく侵食速度分布図(藤原ほか, 1999)、 右側は本事業で作成した TCN 法と流域の平均斜面傾斜に基づく侵食速度分布図。 (a) 平野部、(b) 海岸付近、(c) 第四紀火山付近。

5.6.3 隆起速度データマップの整備

(1) アプローチ

わが国の第四紀地殻変動、特に隆起・沈降速度については、多くの地域で一様継続性が成立していると考えられている。その一方でわが国が属するプレートの沈み込み帯では、過去数十万年間において隆起・沈降の傾向・速度に変化が生じている場が存在するといった事例も報告されている(例えば、Merritts and Bull, 1989; Gallen et al., 2014; Saillard et al., 2017)。隆起・沈降の傾向・速度の将来予測の精度・確度の向上においては、こうした場に関する情報を収集・整理・

分析し、その原因についての知見を蓄積することが必要である。そこで本事業では、日本列島における既往研究の収集・解析を通して過去数十万年間において隆起・沈降の傾向・速度に変化が生じている場とその内容について把握する。

(2) データの収集と解析

わが国において過去数十万年間に隆起・沈降の傾向・速度に変化が生じた可能性がある場を絶 対年代手法ないしは層序学的手法に基づいて指摘した論文・報告書を収集し、文献レビューを行 った。対象とした論文・報告書は、原則的に海成段丘アトラス(小池・町田編, 2001)が出版され た 2001 年から現在までに出版されたものとした。

(3) 結果と考察

日本列島において過去数十万年間に隆起・沈降の傾向・速度に変化が生じた可能性がある場の 見取り図を図 5.6.3-1 に示す。図 5.6.3-1 に示された各地点の情報については付録 1 を参照され たい。ここでは、隆起・沈降速度が算出されている場における年平均隆起・沈降速度の変化につ いての結果を述べる。

過去数十万年間に生じた年平均隆起・沈降速度の変化については、図 5.6.3-2 にまとめられる。図 5.6.3-2 に示されるように年平均隆起・沈降速度の変動幅が ± 2.5 mm 以上と突出して大きいのは、プレート境界の活断層が隆起・沈降に関与している大磯丘陵(山崎, 1993)のみである。それ以外の地域の年平均隆起・沈降速度の変動幅については ± 1.0 mm を超えることはない。

沈降から隆起に転じた地域の年平均隆起速度の大きさについてみると、上述の大磯丘陵が最も大きく3 mm/yr、次いで安田海岸(男鹿半島)、能登半島北部及び宮崎平野が約1 mm/yr であり、それ以外の地域は0.5 mm/yr 未満である。安田海岸は、新たに形成された逆断層により隆起している可能性がある地域(白井,1998)、宮崎平野は、九州パラオ海嶺の沈み込みや蛇紋岩ダイアピアの上昇にともなう地殻の不均質に起因して隆起している可能性がある地域(長岡ほか,2010)である。

以上、限られた事例に基づくが次の2点を指摘することができよう。

- ・わが国において沈降場が 10 万年間で 300 m の隆起をうながす年平均隆起速度 (3 mm/yr) に転じた場は、プレート境界断層の陸上延長部となる活断層の運動に伴って隆起する場である。
- ・それ以外の隆起メカニズムにより隆起に転じた場の年平均隆起速度は、最大で 1 mm/yr 程度 である。

今後の課題には、過去数十万年間に隆起・沈降の傾向・速度の変化が生じた場における将来の変動傾向・変動速度の予測が挙げられる。この課題に対しては様々なアプローチが考えられる。しかし、「過去は現在及び未来を解く鍵である」(日本第四紀学会編, 1987)という言に留意するならば、まずは、過去 1 万年間の年平均隆起・沈降速度とそれ以前の 12 万年間及び数十万年間の年平均隆起・沈降速度との比較に基づいた検討が行われるべきである。そうした検討を可能とさせるためにも、隆起速度データマップに過去 1 万年間の隆起・沈降速度に関するデータを取り込む必要がある。

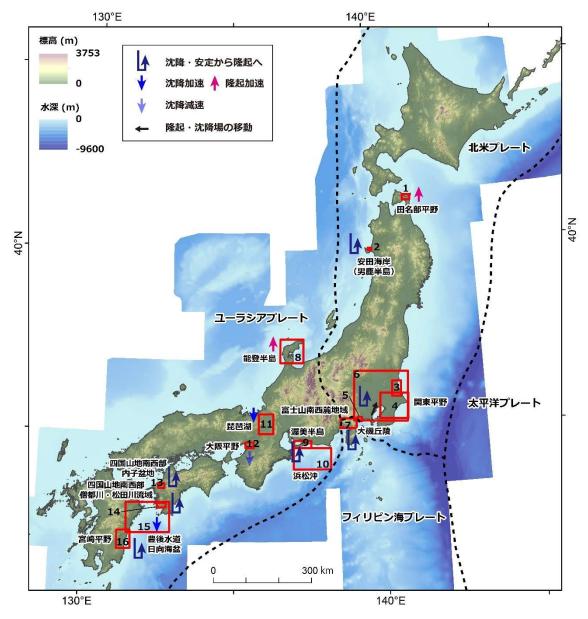


図 5.6.3-1 過去数十万年間に隆起・沈降の傾向・速度が変化した可能性がある地域 主として 2001 年以降に出版された文献データに基づく。図中の番号は下記文献番号に対応。 プレート境界は、Lovers and Meade (2010) を基に作成。

- 1:桑原(2005)、2:Shirai and Tada(2002)、3:大井・横山(2011)、4:中里・佐藤 (2001)、
- 5:山崎(1993)、6:須貝ほか(2013)、7:山崎(1984)、8:太田・平川(1979)、
- 9:白井・阿部 (2001)、10:荒井ほか (2006)、11:里口 (2010)、12:内山ほか (2001)、
- 13:山下ほか(2006)、14:熊原(2002)、15:岡村ほか(1998)、16:長岡ほか(2010)

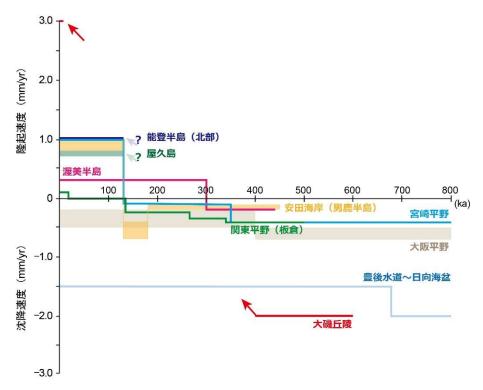


図 5.6.3-2 中期更新世以降の年平均隆起・沈降速度の変化

安田海岸は Shirai and Tada (2002)、能登半島は太田・平川(1979)、関東平野は須貝ほか(2013)、 大磯丘陵は山崎(1993)、渥美半島は白井・阿部(2001)、大阪平野は内山ほか(2001)、 豊後水道・日向海盆は岡村ほか(1998)、宮崎平野は長岡ほか(2010)、屋久島は町田ほか(2001) に基づく。

5.6.4 まとめと課題

数千年間以上の長期的な時間スケールでみると侵食速度は、地形発達や気候変動、隆起速度の変化など様々な要因によって時間変化する可能性がある。例えば、数十万~数百万年オーダーでは山地の高度変化に伴う侵食速度の増加、数万~数十万年スケールでは氷期・間氷期サイクルに伴う気候変動や海水準変動などの影響、数万年以下の時間スケールでは大規模な地すべり・崩壊といった偶発的イベントによる侵食が考えられる。そのため、隆起・侵食速度の将来予測に向けて、どのような時間スケールでどのような要因によって、どれだけ隆起・侵食が変化し得るかを把握することが重要となる。このような観点から、本事業では、山地の侵食速度の時間変化過程の見取り図となるマルチタイムスケールの侵食速度データベースを構築した。あわせて、山地の隆起・侵食過程を検討するための地形量データベースの作成を進め、TCN 法による侵食速度と流域の平均傾斜との関係に基づいて日本列島における数百~数千年間の平均侵食速度の空間的な見取り図の作成を行った。さらに隆起・沈降といった地殻変動については、その将来予測に資するデータベースの構築を目指し、過去数十万年間に隆起・沈降の傾向・速度の変化が生じた可能性の高い場に関するデータを収集し、内容をまとめた。

今後の課題について以下に述べる。まず、侵食についての課題には、第1にマルチタイムスケール侵食速度データベースに収録された侵食速度データの時間・空間網羅性の偏りの解消が挙げられる。現状では、数百~数千年間スケールの侵食速度の算出に必要な TCN データが取得された山地は4山地に過ぎず、10万~100万年スケールの侵食速度データが得られた山地に至っては1~2 山地である。この問題を解決するには、TCN 法(数百~数千年スケール)や本事業におい

て開発を進めている OSL 熱年代(数万~数十万年スケール)の適用事例を地道に増やしていく 必要があろう。侵食に係る第2の課題は、山地の地形量から侵食の履歴や将来の変化傾向を推定 できるように、地形学的・地質学的手法により山地の発達過程がわかっている場において、地形量とマルチタイムスケールでみた侵食速度との関係について検討し、両者の関係を整理すること である。そのためには、言うまでもないことではあるが、マルチタイムスケール侵食速度データ ベースの更新と山地の地形量データベースの拡充が必要である。そして、隆起・沈降といった地殻変動に係る課題については、単一の時間スケールでなく複数の時間スケールから、その傾向・速度の履歴を把握できるようなデータベースを作成すること、つまり隆起・沈降についてもマルチタイムスケールの隆起・沈降速度データベースを構築することが挙げられる。

引用文献

- 荒井晃作, 岡村行信, 池原 研, 芦 寿一郎, 徐 垣, 木下正高, 浜松沖前弧斜面上部に発達する活 断層とテクトニクス, 地質学雑誌, vol.112, pp.749-759, 2006.
- 在田一則, 鴈澤好博, 板谷徹丸, 日高山脈のテクトニクスと上昇過程-熱放射年代学からの検討, 東京大学地震研究所彙報, vol.76, pp.93-104, 2001.
- Bando, M., Bignall, G., Sekine, K. and Tsuchiya, N., Petrography and uplift history of the Quaternary Takidani Granodiorite: could it have hosted a supercritical (HDR) geothermal reservoir?, Journal of Volcanology and Geothermal Research, vol.120, pp.215-234, dio:10.1016/S0377-0273(02)00399-2, 2003.
- 藤田和夫, 日本の山地形成論―地質学と地形学の間―, 蒼樹書房, 466p, 1983.
- 藤原 治, 三箇智二, 大森博雄, 日本列島における侵食速度の分布, サイクル機構技報, vol.5, pp.85-93, 1999.
- Fukuda, S., Sueoka, S., Hasebe, N., Tamura, A., Arai, S. and Tagami, T., Thermal history analysis of granitic rocks in an arc-trench system based on apatite fission-track thermochronology: A case study of the Northeast Japan Arc, Journal of Asian Earth Sciences: X, vol.1, 100005, https://doi.org/10.1016/j.jaesx.2019.100005, 2019.
- Gallen, S.F., Wegmann, K.W., Bohnenstiehl, D.R., Pazzaglia, F.J., Brandon, M.T. and Fassoulas, C., Active simultaneous uplift and margin-normal extension in a forearc high, Crete, Greece, Earth and Planetary Science Letters, vol.398, pp.11-24, dio:10.1016/j.epsl.2014.04.038, 2014.
- 木村和雄,阿武隈高地北部の侵食小起伏面と後期新生代地形発達史,季刊地理学,vol.46,pp.1-18,1994.
- 長谷川 浩一, 若松 加寿江, 松岡昌志, ダム堆砂データに基づく日本全国の潜在的侵食速度分布, 自然災害科学, vol.24, pp.287-301, 2005.
- 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, 122p, 2001.
- Korup, O., Hayakawa, Y., Codilean, A.T., Matsushi, Y., Saito H., Oguchi, T. and Matsuzaki, H., Japan's sediment flux to the Pacific Ocean revisited, Earth-Science Reviews, vol.135, pp.1-16, dio:10.1016/j.earscirev.2014.03.004, 2014.
- 熊原康博,四国南西部,僧都川および松田川流域における中期更新世以降の地形発達と地殻変動, 地理学評論,vol.75,pp.553-570,2002.
- 桑原拓一郎,下北半島田名部平野における海成段丘構成物の形成と相対的海面変化,第四紀研究, vol.44, pp.131-144, 2005.

- Loverless, J.P. and Meade, B., Geodetic imaging of plate motions, slip rates, and partitioning of deformation in Japan, Journal of Geophysical Research, vol.115, B02410, doi:10.1029/2008JB006248, 2010.
- 町田 洋, 太田陽子, 河名俊男, 森脇 広, 長岡信治, 日本の地形 7 九州・南西諸島, 東京大学出版会, 380p, 2001.
- Merritts, D. and Bull, W.B., Interpretaing Quaternary uplift rates at the Mendocino triple junction, northern California, from uplifted marine terraces, Geology, vol.17, pp.1020-1024, dio:10.1130/0091-7613(1989)017<1020:IQURAT>2.3.CO;2, 1989.
- 長岡信治, 西山賢一, 井上 弦, 過去 200 万年間における宮崎平野の地層形成と陸化プロセス 海面変化とテクトニクスに関連して—, 地学雑誌, vol.119, pp.632-667, 2010.
- Nakamura, Y., Base levels of erosion in the central part of the Kitakami Mountainland, Science Reports of the Tohoku University, 7th series, Geography, vol.12, pp.85-110, 1963.
- 中里裕臣, 佐藤弘幸, 下総層群の年代と"鹿島"隆起帯の運動, 第四紀研究, vol.40, pp.251-257, 2001.
- 松四雄騎, 松崎浩之, 千木良雅弘, 宇宙線生成核種による山地流域からの長期的土砂生産量の推定, 応用地質, vol.54, pp.272-280, 2014.
- 日本第四紀学会編, 百年・千年・万年後の日本の自然と人類: 第四紀研究にもとづく将来予測, 古今書院, 231p, 1987.
- 日本原子力研究開発機構,電力中央研究所,平成 30 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技術高度化開発 報告書,200p,2019.
- 野村勝弘, 谷川晋一, 雨宮浩樹, 安江健一, 日本列島の過去約十万年間の隆起量に関する情報整理, 日本原子力研究開発機構, JAEA-Data/Code2016-015, dio:10.11484/jaea-data-code-2016-015 49p, 2017.
- Ohmori, H., Relief structure of the Japanese mountains and their stages in geomorphic development, Bulletin of the Department of Geography, University of Tokyo, vol.10, pp.31-85, 1978.
- Ohmori, H., Functional relationship between the erosion rate and relief structure in the Japanese mountains, Bulletin of Department of Geography, University of Tokyo, vol.14, pp.65-74, 1982.
- 岡村行信,上嶋正人,村上文敏,岸本清行,駒沢正夫,広島俊男,玉木賢策,奥田義久,中村光一,渡辺和明,有田正史,木下泰正,西村清和,池原研,石橋嘉一,豊後水道南方海底地質図および説明書,1:200,000,海洋地質図,no.49,地質調査所,1998.
- 大井信三, 横山芳春, 常陸台地の第四系下総層群の層序と堆積システムの時空変化, 地質学雑誌, vol.117 pp.103-120, 2011.
- 太田陽子, 平川一臣, 能登半島の海成段丘とその変形, 地理学評論, vol.52, pp.169·189, 1979.
- Saillard, M., Audin, L., Rousset, B., Avouac, J.P., Chlieh, M., Hall, S.R., Husson, L. and Farber, D.L., From the seismic cycle to long-term deformation: linking seismic coupling and Quaternary coastal geomorphology along the Andean megathrust, Tectonics, vol.36, pp.241-256, dio:10.1002/2016TC004156, 2017.
- 佐藤興平, 谷川岳花崗岩体の年代とフォッサマグナ地域における新第三紀の珪長質火成活動, 群馬県立自然史博物館研究報告, vol.20, pp.85-104, 2016.
- 里口保文, 琵琶湖堆積物の長時間スケール層序と構造運動の復元, 第四紀研究, vol.49, pp.85-99, 2010.

- 白井正明, Reconstruction of vertical crustal movement during the quaternary based on distribution of sedimentary facies and its application to crustal deformation analysis: an example of middle to Upper Pleistocene sequence at the Anded Coast, Oga Peninsula, NE Japan, 東京大学(博士論文), 1998.
- 白井正明, 阿部信太郎, 浅海成堆積サイクルの詳細な解析による地殻変動復元手法の検討, 電力中央研究所報告 研究報告, U01016, 20p, 2001.
- Shirai, M and Tada, R., High-resolution reconstruction of Quaternary crustal movement based on sedimentary facies analysis: an example from the Oga Peninsula, northern Japan, Journal of sedimentary research, vol.72, pp.386-392, dio:10.1306/102501720386, 2002.
- 須貝俊彦, 松島(大上) 紘子, 水野清秀, 過去 40 万年間の関東平野の地形発達-地殻変動と氷河 性海水準変動の関わりを中心に一, 地学雑誌, vol.122, pp.921-948, 2013.
- Sueoka, S., Tagami, T., Low temperature thermochronological database of bedrock in the Japanese Islands, Island Arc, vol.28, e12305, doi:10.1111/iar.12305, 2019.
- 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, pp.47-70, doi: 10.15080/agcjchikyukagaku.69.1_47, 2015.
- Sueoka, S., Tagami, T. and Kohn, B.P., First report of (U-Th)/He thermochronometric data across Northeast Japan Arc: implications for the long-term inelastic deformation, Earth, Planets and Space, vol.69, doi:10.1186/s40623-017-0661-z, 2017.
- Tani, K., Dunkley, D.J., Kimura, J., Wysoczanski, R.J., Yamada, K. and Tatsumi, Y., Syncollisional rapid granitic magma formation in an arc-arc collision zone: Evidence from the Tanzawa plutonic complex, Japan, Geology, vol.38, pp.215-218, dio:10.1130/G30526.1, 2010.
- 地質環境の長期安定性研究委員会編, 地質リーフレット 4 日本列島と地質環境の長期安定性, 日本地質学会, 2011.
- 内山美恵子,三田村宗樹,吉川周作,大阪平野中央部,上町断層の変位速度と基盤ブロックの運動,地質学雑誌,vol.107,pp.228-236,2001.
- Yamada, R. and Harayama, S., Fission track and K-Ar dating on some granitic rocks of the Hida Mountain Range, Central Japan, Geochemical Journal, vol.33, pp.59-66, dio: 10.2343/geochemj.33.59, 1999.
- Yamaguchi, Y., Wada, H., Ohta, Y. and Harayama, S., Amphibole zoning, a record of progressive oxidation during crystallization of mafic microgranular enclaves in the Kurobegawa Granitic Pluton, Journal of mineralogical and petrological sciences, vol.98, pp.151-155, dio:10.2465/jmps.98.151, 2003.
- 山下大輔, 吉川周作, 塚越 実, 長岡信治, 熊原康博, 愛媛県大洲・内子盆地に分布する下部ー中部 更新統の層序と編年, 第四紀研究, vol.45, pp.463-477, 2006.
- 山崎晴雄, 活断層からみた南部フォッサマグナ地域のネオテクトニクス, 第四紀研究, vol.23, pp.129-136, 1984.
- 山崎晴雄, 南関東の地震テクトニクスと国府津・松田断層の活動, 地学雑誌, vol.102, pp.365-373, 1993.
- 米倉伸之, 貝塚爽平, 野上道男, 鎮西清高編, 日本の地形 1 総説, 東京大学出版会, 376p, 2001.
- Wobus, C., Whipple, K.X., Kirby, E., Snyder, N., Johnson, J., Spyropolou K., Crosby, B. and Sheehan, D., Tectonics from topography: Procedures, promise, and pitfalls, Geological Society of America Special Paper, vol.398, pp.55-74, dio:10.1130/2006.2398(04), 2006.

5.7 まとめ

隆起・侵食に関する調査・評価技術においては、我が国の山地・沿岸・海底で生じた過去数万~百万年間の隆起・侵食の傾向・速度の評価に必要となる技術の開発・整備を進めた。個別課題は、次の6課題、すなわち、(1) 熱年代法などを用いた隆起・侵食評価手法の整備、(2) 内陸部と沿岸部の離水地形を対象とした「離水地形のマルチ年代測定に基づく隆起・侵食速度推定技術の高度化」、(3) 大陸棚を対象とした「地形解析と堆積構造解析に基づく沿岸域の隆起/侵食、沈降/堆積現象の把握」、(4) 沿岸堆積平野を対象とした「隆起・沈降境界域における地殻変動評価技術の整備」、(5) 陸域の隆起・侵食傾向の外挿による沿岸海域の隆起・侵食量評価手法の高度化に向けた段丘対比・編年技術の高精度化に関する検討、(6) 日本列島全域を対象とした「最新知見を踏まえた隆起・侵食データマップの整備」に分かれる。これら個別課題において得られた成果のまとめについては、各節の最終項において既に述べた。そこで、ここでは、個別課題において得られた成果のおた成果の地層処分事業への反映という観点で総括する。

(1) 熱年代法などを用いた隆起・侵食評価手法の整備

本課題においては、光ルミネッセンス (OSL) 熱年代と大深度ボーリング試料、U-Pb 年代測定とチタン温度計分析、Al-in-Hbl 地質温度・圧力計と U-Pb 年代測定、熱年代学的手法・宇宙線生成核種 (TCN) 法及び河川縦断形解析といった、様々な既存手法の組み合わせ・高度化により、主に内陸の侵食卓越地域を対象として、多様な時空間スケール/地質学的条件における隆起・侵食評価手法の整備を進めてきた。その結果、各アプローチの適用性について、見通しを得ることができた。一方、得られた成果をとりまとめて概要調査で用いる評価技術として提示するには、以下の二つの課題について、引き続き検討していくことが望ましい。

一つ目の課題は、10万年スケールの侵食史の推定技術の更なる整備である。侵食史については、OSL 熱年代による推定が可能なことが実証されつつあるが、数 100 m 級の大深度ボーリング試料が必要となるため、予算や調査期間などの外的要因による制約を受けやすいうえ、測定数の増加も容易ではない。OSL 熱年代を用いた検討を継続すると同時に、電子スピン共鳴(ESR) 熱年代やモナザイト FT 法など、他の閉鎖温度が低い熱年代計の実用化・検証も並行して行うことが望ましい。OSL 熱年代についても、適用事例の蓄積はもちろん、カイネティクスや熱履歴解析手法の高度化、例えば長石の種類によるカイネティクスの違いの検証、熱履歴解析における統計学的アルゴリズムの適正化、異なる深度の試料を用いたジョイントインバージョンの適用などに関して、引き続き検討が必要である。

二つ目の課題は、隆起史の推定技術の確立である。現状、段丘などの離水地形が利用できない 侵食卓越地域では、測地学的手法による 100 年以下の観測を除くと、隆起速度を推定できる実用 的な手法は確立されていない。本課題では、河川縦断形解析により、10 万年スケールの隆起史が 推定できる可能性が示されたが、岩石強度の効果の取り込みや、適用事例の蓄積及び他の隆起・ 侵食データとの比較による本手法の信頼性の実証など、残された課題は多い。他の課題で実施し ている内容も踏まえて、侵食段丘の TCN 年代測定、地形量と隆起・侵食速度との相関なども援 用しつつ、より信頼性の高い隆起史の評価手法を確立することが期待される。

(2) 離水地形のマルチ年代測定に基づく隆起・侵食速度推定技術の高度化

本課題においては、適用年代範囲が数十万年前に及ぶ長石の赤外光ルミネッセンス (IRSL) 年代測定法と石英の TCN 年代測定法の離水地形への適用を重点的に進めた。具体的には、内陸部に発達する環流旧河谷 (穿入蛇行跡に形成される地形) に残された旧河床堆積物に対して IRSL 年代測定を行うとともに、沿岸部に発達する海成侵食段丘に対して TCN 年代測定を行った。そ

の結果、それぞれの手法の適用性と年代の適用限界についての見通しが得られた。しかし、得られた成果をとりまとめて概要調査において用いることが可能な「離水地形に基づく隆起・侵食速度推定技術」として提示するには、以下に記す課題の検討が必要である。

・内陸部に発達する環流旧河谷に係る課題

本事業において示されたように全ての環流旧河谷において IRSL 年代測定に適した砂質の旧河 床堆積物が残存しているわけではない。そのため、現時点では、本手法を適用する場合、複数地 点の環流旧河谷において IRSL 年代測定に適した砂質の旧河床堆積物が得るためのボーリング調査を実施する必要がある。効率的にボーリング調査を進められるようにするためにも、砂質の旧 河床堆積物が残りやすい環流旧河谷に関する知見を蓄積することが必要である。

これまでのところ旧河床堆積物が残存する環流旧河谷 (TKM-1 地点) は、旧河床堆積物が残存していない環流旧河谷 (TNZ-1 地点と TKT-1 地点) と比較し、流域内の最大標高と環流旧河谷を埋積した斜面堆積物表面との比高が小さいという特徴を有する (前者は約 100 m、後者が約 700 m)。これは比高 100 m 未満の低起伏な流域では、侵食が比較的小さいためと考えられる。今後、そのような地形条件に合う環流旧河谷において旧河床堆積物が保存されているか否かについて確認する必要がある。

また、環流旧河谷の埋積堆積物の全てが斜面堆積物から構成される場合における下刻速度の算出方法の検討も必要である。環流旧河谷の埋没谷底を斜面堆積物のみが覆っている場合であっても、環流旧河谷の離水年代が斜面堆積物の堆積前と考えれば、斜面堆積物の堆積年代から下刻速度が取りうる値の上限を示すことができるからである。斜面堆積物の堆積年代推定においては、礫の風化の進み方の理解(5.5 参照)を取り入れた相対編年指標の開発や、TCN年代測定法に基づいて斜面堆積物の相対編年に絶対年代の目盛りを入れることが課題である。

・沿岸部に発達する海成侵食段丘に係る課題

TCN 年代測定による海成侵食段丘の離水年代推定において解決すべき課題は、海成侵食段丘における離水前の獲得核種量の推定と離水した地形面の削剥速度の精度良い推定である。この二つの課題を通して、離水前獲得核種の量が本研究開発で設定したものに近いこと、及び 10 万年程度の時間スケールで離水平坦面上での削剥がほぼ無視しうる程度であることが確認できれば、少なくとも MIS 5e よりも新しい時代の原面残存率の高い海成侵食段丘に対しては、宇宙線生成核種の深度プロファイルを用いた年代決定が可能であると結論づけられるためである。

(3) 地形解析と堆積構造解析に基づく沿岸域の隆起/侵食、沈降/堆積現象の把握・手法

本課題においては、日本列島の大陸棚における1万~数十万年間の隆起/侵食、沈降/堆積の傾向・速度の把握に必要となる手法を提示した。本報告書で述べたように既存資料に基づいてわが国の大陸棚の隆起・沈降の傾向・速度を把握できる場は極めて限られている。そのため、沿岸部のサイト選定調査における文献調査では、まず、既存の音波探査記録断面を収集し、大陸棚の地形・地質断面図を作成し、岡村(1990)に示された手法に基づき長期的な地殻変動(隆起・沈降)の傾向が把握できるかを確認する必要がある。音波探査記録断面の質が悪く地層の読み取りが困難な場合は、概要調査時に新規に音波探査記録断面をとることを検討すべきであろう。概要調査においては、大陸棚の1万~数十万年間の隆起・沈降速度が推定されることが望ましい。そのために必要な技術や方法については、丹羽ほか(2018)と本報告書を参照されたい。しかし、現状、わが国において大陸棚の隆起・沈降速度が明らかにされた事例は数えるほどしかない。そのため、大陸棚の隆起・沈降速度の把握に必要な作業内容・作業工程の検討、そして得られた隆

起・沈降速度の評価は、概要調査と平行して試行錯誤のもと実施されることになることに留意すべきであろう。

(4) 隆起・沈降境界域における地殻変動評価技術の整備

本課題においては、沿岸堆積平野である関東平野の隆起域と沈降域の境界域を事例に過去数十万年間の正確な地殻変動量や地殻変動の時空間変遷についての実態を解明するとともにそのために必要な手法の整備を行った。成果の要点は2点ある。第1点は、海成段丘に基づく約10万年間の隆起量とボーリングコアの分析に基づく約10万年間の沈降量の空間分布から推定された隆起・沈降の境界域と本事業において確認した境界域との間に地図上で大きな違いはみられなかったことである。このことは、文献調査において約10万年間の隆起と沈降が明瞭な場を空間的に把握し、その間の領域を隆起と沈降の境界域と推定することに大きな問題が無いことを示唆する。第2点は、沿岸堆積平野の数十万年間における地殻変動の様式・速度の評価においては、MIS11(約40万年前)の海成層の分布を追求し、MIS5(約12万年前)の海成層の分布と比較することが有用な調査方針になるとの見通しを得たことである。この調査方針は、沿岸堆積平野を対象とした概要調査に活用することができよう。

(5) 陸域の隆起・侵食傾向の外挿による沿岸海域の隆起・侵食量評価手法の高度化に向けた段丘対比・編年技術の高精度化に関する検討

段丘対比・編年手法の整備・高度化の一環として、テフラから独立した経験的指標の信頼性・ 適用性の向上を目指し、段丘礫の風化を模擬した実験と段丘を構成する被覆層、段丘礫層の風化 性状に関する情報を収集するため、柱状図情報を収集する文献調査を実施した。

風化模擬実験については、天然の風化礫の観察・分析結果との比較により、実験結果が天然の 風化作用の一部は模擬できていることを確認しつつ、異なる岩石種間のみならず、砂岩礫を主と する堆積岩についても、組織、構成鉱物の違いなどにより、溶解速度などの溶解様式に差が生じ ることを確認した。これにより、天然における風化様式や風化速度の違いの理解につなげていく うえでの注目点を絞り込むことができた。

文献調査では、段丘を構成する地質の柱状図情報の収集を行い、段丘礫の風化、段丘被覆層の 赤色化といった現象が、古い段丘において進行しており、日本全国の広い範囲で共通して見出さ れることを確認するとともに、段丘の分布の偏りや段丘の性状の地域差など、経験的指標の適用 方法の高度化を行う上で必要な情報が得られた。

今後は、風化作用を左右する条件を絞り込むべく実験データを蓄積し、天然の段丘礫の風化度の定量的評価を目指すとともに、天然の段丘礫層の風化状態の調査及び実験結果の比較を行い、段丘礫の礫種ごとあるいは露頭ごとの風化のばらつきの理解につなげ、経験的指標の信頼性・適用性向上を行っていく。また、収集した段丘の柱状図情報については、整理・比較・分析を行い、日本全国での経験的指標の共通性・普遍性と地域性あるいは地質分布などとの関係などについて明らかにしていき、経験的指標の適用方法の高度化を行う。

(6) 最新知見を踏まえた隆起・侵食データマップの整備

本課題では、文献調査に資するデータベースの整備を目的として、日本列島全域を対象に様々な時間スケール(マルチタイムスケール)の隆起・侵食の傾向・速度に関するデータ・知見の収集・整理を行なった。現在までに、堆砂量データに基づく数十年スケールの侵食速度データ、TCN法に基づいた数百~数千年スケールの侵食速度データ及び熱年代に基づく数百万~数億年スケールの侵食速度データを収集・整理したマルチタイムスケール侵食速度データベースを作成すると

ともに過去数十万年間に隆起・沈降の傾向・速度の変化が生じた可能性の高い場に関する情報を 収集した。

作成したデータベースの拡充に向けて3つの課題が挙げられる。1つ目の課題はマルチタイムスケール侵食速度データベースに収録された侵食速度データの時間・空間網羅性の偏りの解消である。現状では、数百~数千年間スケールの侵食速度の算出に必要なTCNデータが取得された山地や10万~100万年スケールの侵食速度データが得られた山地は片手で数えるほどしかない。この課題の解決には、TCN法(数百~数千年スケール)や本事業において開発を進めているOSL熱年代(数万~数十万年スケール)の適用事例を地道に増やしていく必要がある。2つ目の課題は、山地の地形量から侵食の履歴や将来の変化傾向を推定できるように、地形学的・地質学的手法により山地の発達過程がわかっている場において、地形量とマルチタイムスケールでみた侵食速度との関係について検討し、両者の関係を整理することである。そして3つ目の課題は、隆起・沈降といった地殻変動についてもマルチタイムスケール侵食速度データベースと同様にマルチタイムスケールの隆起・沈降速度データベースを作成することである。

引用文献

丹羽正和, 野村勝弘, 日浦祐樹, 海陸境界付近の断層の分布・特徴、及びその調査・評価技術に関する知見の整理, JAEA-Review 2018-010, 40p, doi:10.11484/jaea-review-2018-010, 2018. 岡村行信, 四国沖の海底地質構造と西南日本外帯の第四紀地殻変動, 地質学雑誌, vol.96, pp.223-237, 1990.

本事業は、「地層処分研究開発に関する全体計画(平成 30 年度~平成 34 年度)」において整理された研究課題のうち、火山・火成活動、深部流体、地震・断層活動、隆起・侵食のそれぞれの自然現象の影響に関連して示された以下(1)~(4)の内容に対して、地質学、地形学、地震学、測地学、地球化学、地球年代学といった各学術分野における最新の研究を踏まえた技術の適用による事例研究を通じ、課題の解決に必要な知見の蓄積や調査・評価技術の高度化を総合的に進めたものである。また、本事業の実施においては、対象としたそれぞれの自然現象について、高レベル放射性廃棄物の地層処分や原子力関係施設の評価などを背景とした研究開発に多くの実績を有する原子力機構及び電中研が共同で実施し、各機関が有している知見・技術を相互補完的に利用することで、地層処分システムへの自然現象の影響の観点に対して効果的・効率的な成果の創出を目指した。以下に、本事業の令和元年度の実施内容と主な成果を示す。

(1) 火山・火成活動に関する調査・評価技術

火成活動が地層処分システムに及ぼす影響については、マグマの貫入や噴出による処分施設及び廃棄体の直接的な破損などが想定されている。そのため、サイト選定ではその影響範囲を回避する必要があるが、背弧域において現在火山のない場所においても、将来新たな火山が発生する可能性を考慮すべきであることが指摘されている。このことから本事業では、将来の火成活動に係る評価の信頼性を向上させるための知見として、1)マントル内の流体分布・移動、及び2)地殻・マントル最上部におけるマグマの活動範囲について検討した。

「マントル内の流体分布・移動に関する検討」では、マントル・ウェッジにおける詳細な流体分布を把握するための地震波トモグラフィに必要となる近地地震のP波及びS波到達時刻データを収集した。また、これらのデータを用いた分解能テストにより、既存の研究による空間分解能をさらに向上させることが可能であるとの見通しを得た。

「地殻・マントル最上部におけるマグマの活動範囲に関する検討」では、マグマの貫入・噴出が及ぶ範囲(マグマの活動範囲)の評価に有効な知見や検討事例を提示するため、地下深部の部分溶融域の分布に着目し、青野山単成火山群を事例とした MT 法電磁探査により地殻~マントル最上部の二次元比抵抗構造を推定し、部分溶融域と個別火山体の分布との対応性を検討した。その結果、第四紀に活動した火山は、下部地殻やマントル最上部における部分溶融域を示唆する低比抵抗体の直上またはその近傍に分布するといった特徴が認められた。平成 30 年度の本事業で実施した既存の観測結果に基づく検討も踏まえると、この特徴は、成層火山、カルデラ、単成火山群といったいずれのタイプの火山においても共通し、本事業においてその概念モデルを提示することができた。このように、現在の部分溶融域の分布と過去(第四紀)の火山活動との関連性が認められたことは、現在の部分溶融域の分布が将来の活動範囲を検討するうえで有用な指標の一つとなることを示唆すると考えられる。

(2) 深部流体に関する調査・評価技術

地下深部から地表付近に流入する深部流体は、地質環境の化学場や熱環境へ影響を与える可能性が指摘されており、その流入の可能性や影響を適切に評価するための知見の蓄積が求められている。このため本事業では、1)深部流体の化学的特徴に係る知見の蓄積、2)深部流体の熱的特徴に係る知見の蓄積、および3)深部流体の移動経路に関する検討を実施した。

「深部流体の化学的特徴に係る知見の蓄積」では、深部流体の移動・混合の特性を調査・評価 する技術の整備に資することを目的に、深部流体判別フロー図の作成、スラブ起源水の判別指標 となりうる元素・同位体の調査、ならびに室内実験を行った。深部流体判別フロー図の作成では 文献調査および現場採水で得た水質データによりスラブ起源水と化石海水・油田かん水、現海水 を分類する方法を示した。一方、スラブ起源水の判別指標となり得る元素・同位体の調査では、 これまで深部流体の評価で扱われた事例の少ない Sr 同位体比、放射性ョウ素、リチウム・ホウ素 の安定同位体比について予備的検討を行った。さらに、深部流体の水質形成メカニズムを解明す るための室内試験として模擬海水を浸潤させた粘土の圧縮抽水試験を行った。スメクタイトの圧 縮において、水の安定同位体比の経時変化を確認したところ、同位体比が低下していく傾向を確 認でき、岩盤の圧密による間隙水の同位体変化を再現している可能性を示唆するデータが得られ た。

「深部流体の熱的特徴に係る知見の蓄積」においては、深部流体起源の熱水活動の温度や滞留時間などの解明を目的として、紀伊半島を事例対象とした検討を行い、露頭から採取した熱水脈試料を用いた流体包有物の均質化温度測定と、熱水脈周辺の母岩試料を用いた熱年代解析を実施した。その結果、初生包有物の均質化温度から熱水の温度は約 150℃及び 200℃と推定された。しかしながら熱年代解析の結果では、周囲の母岩において熱水脈からの距離に応じた系統的な熱異常は検出できなかった。この原因としては、熱水活動時期が非常に古かったため(約 10 Ma 以前)その後の隆起・侵食で年代が上書きされた、または熱水活動時期は最近であるが到達温度が低いか継続期間が短いため熱年代では検出できなかった、という二つのシナリオの可能性が示唆された。地層処分の安全評価における時間スケールを考慮すると、特に後者のシナリオに対する評価が重要となる。このシナリオにおいては、流体包有物の均質化温度による温度の推定に加え、アパタイトの熱年代データから継続期間の上限が推定できるため、地層処分の安全評価にとって重要な情報が得られたと言える。

「深部流体の移動経路に関する検討」では、紀伊半島を事例とした S 波スプリッティング解析による地殻内のクラック性状に係る情報の収集を通じて、流入経路となり得る地質環境の特徴に係る知見の抽出を試みた。その結果、深部流体の顕著な流入が観測されている本宮では、S 波の振動方向の卓越方位が急変する傾向が見られた。また、その卓越方位が広域的な最大水平圧縮応力とは異なる向きである可能性を示すものも認められた。これらの結果は、広域的な最大水平圧縮応力によって発生するクラックの方位とは異なる方位に発達した複数のクラック帯が交差する領域が、深部流体の移動が卓越する経路として機能している可能性を示唆したものと考えられる。

(3) 地震・断層活動に関する調査・評価技術

本事業では、1)活断層地形が不明瞭な地域における活構造の検出及びそれらの力学的影響範囲の把握のための調査技術・研究事例の提示、2)上載地層がない場合の断層の活動性評価及び活動時期の推定に関して高度化した手法の提示、3)地震・断層活動に伴う水理学的影響に関わる地下深部の流体リザーバーの有無や分布、湧水の起源やその供給経路に関する知見の提示を目標とした。

「活断層地形が不明瞭なせん断帯における活構造の分布や力学的影響範囲を把握する手法の検討」について、昨年度からの成果を踏まえ、概要調査の際に用いる調査手法の一例を既存の情報とともに整理した。変動地形が不明瞭な地域における調査手法としては、まず、ひずみ集中帯の有無、規模、変位速度などの取得を目的とした稠密 GNSS 観測網の構築し継続的な観測を実施した。一方、地形学的検討では、最新の GNSS 観測結果を踏まえ、ひずみ集中が想定される地域において通常よりもランクの低いリニアメントまでを判読した。南九州の事例では、おおよそ東西に延びる左ずれのひずみ集中帯において、東西方向のリニアメントの密集域を把握することがで

きた。なお、リニアメントの判読はランクが低くなればなるほど判読者によって結果に差異が生じ得る。このことは、リニアメント自動抽出手法を改良することにより解決できる可能性がある。続けて、地形学的検討の結果や微小地震分布を踏まえ地質学的検討のための踏査を実施し、踏査により探索した破砕帯や小断層から得られた面構造・線構造の姿勢と運動センスのデータを用いて応力逆解析を実施した。これにより、ひずみ集中帯と調和的な応力場を示す領域、すなわち、潜在的な活構造の分布域(潜在的な活構造の運動によって変位を生じる影響範囲)を示すことができた。本事業で実施した南九州の事例では、地質学的検討によって得られた潜在的活構造分布域は、既存情報に基づく鹿児島県北西部地震の余震域や、SARによる地形変動の境界部付近に重なり、本事業の一連の調査フローが妥当であることを示唆している。以上のように、変動地形が不明瞭な地域における概要調査で採用しうる手法を、地形学的、地球物理学的、地質学的手法を組み合わせた一連の調査・評価技術パッケージとして示し得たと考えられる。

「断層の活動性評価指標を提示するための分析・試験、年代測定による検討」では、上載地層法が適用できない基盤岩中の破砕帯などの活動性評価手法の整備を目的として、放射年代測定法、機械学習、石英水和層の三つの手法に基づいた検討を行った。その結果、IRSL 法の一部のシグナルや K-Ar 法では、活動性評価に資する可能性があるシグナルや年代値の変動が確認できた。機械学習による検討では、既知の活断層/非活断層を判別できる式の取得や、判別に寄与する元素の絞り込みに成功した。一方、石英水和層厚に基づいた検討では、水中及び飽和水蒸気中での加熱実験結果から、石英水和層厚が年代測定の指標となり得る可能性を示すことができた。本事業で実施した基盤岩中の破砕帯などの活動性評価手法は、概要調査のみならず精密調査の段階でも必要な技術であり、地層処分事業以外でも原子力サイトの安全性評価や地震の長期予測などの観点からも有用な情報を提供する手法開発であると考えられる。

「地震及び断層活動による水理学的影響に関する検討」では、長期間かつ多量の湧水を伴った松代群発地震の活動域を事例としたMT法電磁探査及び地震波トモグラフィにより、群発地震に伴い湧出した多量の湧水が地殻深部~マントル最上部に存在する流体賦存域から放出された水の上昇に起因することを示した。さらに、S波スプリッティング解析により推定したS波偏向異方性の特徴から、原因は必ずしも明確でないが、上部地殻ではクラックが発達した断層の交差部が流体の主な上昇経路として機能した可能性を示した。以上の成果は、地震に伴って長期間の湧水が生じる可能性を評価するための指標の一つとして、地下深部の流体賦存域やクラックが卓越する断層交差部の存否が有用である可能性を示唆したものと考えられる。

(4) 隆起・侵食に関する調査・評価技術

本事業における隆起・侵食に関する調査・評価技術の研究開発では、我が国の山地・沿岸・海底で生じた過去数万~百万年間の隆起・侵食の傾向・速度の評価に必要となる技術の開発・整備を進めた。個別課題は、次の6課題、すなわち、1) 熱年代学的手法などを用いた隆起・侵食評価手法の整備、2) 内陸部と沿岸部の離水地形を対象とした「離水地形のマルチ年代測定に基づく隆起・侵食速度推定技術の高度化」、3) 大陸棚を対象とした「地形解析と堆積構造解析に基づく沿岸域の隆起/侵食、沈降/堆積現象の把握」、4) 沿岸堆積平野を対象とした「隆起・沈降境界域における地殻変動評価技術の整備」、5) 陸域の隆起・侵食傾向の外挿による沿岸海域の隆起・侵食量評価手法の高度化に向けた段丘対比・編年技術の高精度化に関する検討、6) 日本列島全域を対象とした「最新知見を踏まえた隆起・侵食データマップの整備」である。

「熱年代学的手法などを用いた隆起・侵食評価手法の整備」においては、新しい手法として平成30年度から進めている光ルミネッセンス(OSL)熱年代の開発に加え、U-Pb年代測定とチタン温度計分析、Al-in-Hbl地質温度・圧力計とU-Pb年代測定、熱年代学的手法・宇宙線生成核種

(TCN) 法及び河川縦断形解析といった、様々な既存手法の組み合わせ・高度化により、主に内陸の侵食卓越地域を対象として、多様な時空間スケール/地質学的条件における隆起・侵食評価手法の整備を進めた。その結果、各アプローチの適用性について、見通しを得ることができた。

「離水地形のマルチ年代測定に基づく隆起・侵食速度推定技術の高度化」においては、適用年代範囲が数十万年前に及ぶ長石の赤外光ルミネッセンス(IRSL)年代測定法と石英の宇宙線生成核種(TCN)年代測定法の離水地形への適用を重点的に進めた。具体的には、内陸部に発達する環流旧河谷(穿入蛇行跡に形成される地形)に残された旧河床堆積物に対して IRSL 年代測定を行うとともに、沿岸部に発達する海成侵食段丘に対して TCN 年代測定を行った。その結果、それぞれの手法の適用性と年代の適用限界についての見通しが得られた。

「地形解析と堆積構造解析に基づく沿岸域の隆起/侵食、沈降/堆積現象の把握」においては、既存資料に基づいてわが国の大陸棚の隆起・沈降の傾向・速度を把握できる場は限られているものの、日本列島の大陸棚における1万~数十万年間の隆起/侵食、沈降/堆積の傾向・速度の把握に必要となる手法を提示した。また、本手法を概要調査などの実施時に適用する際、計画立案に資するための留意点などについても整理し、提言としてまとめた。

「隆起・沈降境界域における地殻変動評価技術の整備」においては、沿岸堆積平野である関東平野の隆起域と沈降域の境界域を事例に過去数十万年間の正確な地殻変動量や地殻変動の時空間変遷についての実態を解明するとともにそのために必要な手法の整備を行った。その結果、海成段丘に基づく約10万年間の隆起量とボーリングコアの分析に基づく約10万年間の沈降量の空間分布から推定された隆起・沈降の境界域と本事業において確認した境界域との間に地図上で大きな違いはみられなかったことが把握できた。このことは、文献調査において約10万年間の隆起と沈降が明瞭な場を空間的に把握し、その間の領域を隆起と沈降の境界域と推定することに大きな問題が無いことを示唆するものである。一方、沿岸堆積平野の数十万年間における地殻変動の様式・速度の評価においては、MIS11(約40万年前)の海成層の分布を追求し、MIS5(約12万年前)の海成層の分布と比較することが有用な調査方針になるとの見通しを得た。ここで検討した調査方針は、沿岸堆積平野を対象とした概要調査への適用が期待できる。

「陸域の隆起・侵食傾向の外挿による沿岸海域の隆起・侵食量評価手法の高度化に向けた段丘対比・編年技術の高精度化に関する検討」においては、段丘対比・編年手法の整備・高度化の一環として、テフラから独立した経験的指標の信頼性・適用性の向上を目指し、段丘礫の風化を模擬した実験と段丘を構成する被覆層、段丘礫層の風化性状に関する情報を収集するため、柱状図情報を収集する文献調査を実施した。風化模擬実験については、天然の風化礫の観察・分析結果との比較により、実験結果が天然の風化作用の一部は模擬できていることを確認しつつ、異なる岩石種間のみならず、砂岩礫を主とする堆積岩についても、組織、構成鉱物の違いなどにより、溶解速度などの溶解様式に差が生じることを確認した。これにより、天然における風化様式や風化速度の違いの理解につなげていくうえでの注目点を絞り込むことができた。文献調査では、段丘を構成する地質の柱状図情報の収集を行い、段丘礫の風化、段丘被覆層の赤色化といった現象が、古い段丘において進行しており、日本全国の広い範囲で共通して見出されることを確認するとともに、段丘の分布の偏りや段丘の性状の地域差など、経験的指標の適用方法の高度化を行う上で必要な情報が得られた。

「最新知見を踏まえた隆起・侵食データマップの整備」においては、文献調査に資するデータベースの整備を目的として、日本列島全域を対象に様々な時間スケール(マルチタイムスケール)の隆起・侵食の傾向・速度に関するデータ・知見の収集・整理を行なった。現在までに、堆砂量データに基づく数十年スケールの侵食速度データ、TCN法に基づいた数百~数千年スケールの侵食速度データ及び熱年代に基づく数百万~数億年スケールの侵食速度データを収集・整理した

マルチタイムスケール侵食速度データベースを作成するとともに過去数十万年間に隆起・沈降の傾向・速度の変化が生じた可能性の高い場に関する情報を収集した。この整備作業において、必要な情報の過不足なども把握でき、将来処分事業を進めていく際の調査計画立案の際の課題点・留意点を整理し、提言としてまとめた。

二次利用未承諾リスト

報告書の題名:平成31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技術高度化開発 報告書

委託事業名:平成31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技術高度化開発)

受注事業者名:国立研究開発法人日本原子力研究開発機構

一般財団法人電力中央研究所

- 		h 2 L a
頁	図表番号	タイトル
	図4. 2. 3-3	Ti02とP205の含有量の関係(左)と、A1203とRbの含有量の 関係(右)
	図5. 1. 5-1	北上山地における東経vs. 年代値プロット
	図5.1.5-2	阿武隈山地における東経vs. 年代値プロット
	図5.6.2-2	山地のマルチタイムスケール侵食速度
	図5.6.2-5	侵食速度と流域の平均傾斜との関係