

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

平成 29 年 3 月

国立研究開発法人日本原子力研究開発機構

本報告書は、経済産業省資源エネルギー庁からの委託事業として、国立研究開発法人日本原子力研究開発機構が実施した平成 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」の成果を取りまとめたものである。

## 要 旨

本事業は、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）として、経済産業省資源エネルギー庁から国立研究開発法人日本原子力研究開発機構が受託したものである。

本事業では、国の「地層処分基盤研究開発に関する全体計画」に示された、地質環境特性の時間的な変化や地質環境の超長期的な変化を評価するための体系的な方法論（地質環境長期変遷モデルや革新的分析技術などの要素技術）の構築の必要性に応え、地層処分事業の実施主体である原子力発電環境整備機構や安全規制関係機関が、十分な技術的信頼性をもって調査・評価などを行えるように、技術基盤の整備を進めていくという点を重視している。そのため、本事業では、将来の自然現象に伴う長期の地質環境の変動スケールを把握するために必要な百万年以上に及ぶ時間スケールで過去から現在までの地質環境の変化を三次元的に表現できる数値モデルの開発と、モデルの構築に必要な個別要素技術の開発を目的としている。これらをそれぞれ「地質環境長期変動モデルの開発」と「革新的要素技術の開発」として、研究開発を進めている。

「地質環境長期変動モデルの開発」では、これまでに個別に進めてきた地形・地質モデル、水理モデル、地球化学モデル及び地表環境モデルを統合的に取り扱い、過去から現在までの地質環境の長期的な変動を表現できる数値モデルの構築の方法論を整備する。また、モデルの妥当性の確認及び不確実性の評価のための方法論、モデルを効果的に表現する可視化技術を検討する。平成 28 年度は、「統合数値モデル化、モデル検証及び不確実性の検討」として、取り扱っている全てのモデルを組み込んだ統合数値モデルの提示、地形・地質モデルの不確実性が地下水流動解析結果に及ぼす影響の分析、既存の可視化技術を用いた成果の可視化を試行した。「地形・地質モデル」及び「水理モデル」では、モデル構築などの作業フローを提示し、フロー内の各作業に内在する不確実性の幅を整理した。「地球化学モデル」では、塩分濃度の変化に着目した移流分散解析を行い、現在観察される地下水年代に基づいて、地下水流動解析に用いる入力パラメータの妥当性を確認した。「地表環境モデル」では、過去の降水量・流出量・蒸発散量の推定に関わる解析とデータの整理を行い、様々な地形に対する地下水涵養量推定技術の適用可能性を検討するとともに、作業フロー内の各作業に内在する不確実性の幅を整理した。

「革新的要素技術の開発」では、地質環境長期変動モデルの構築を進めていくうえで、個別モデルの作成に必要となる科学的知見やモデルの検証に用いるデータを取得するための要素技術を開発する。平成 28 年度は、「後背地解析技術」として、電子線マイクロアナライザを用いた高速定量分析、石英粒子の電子スピン共鳴信号解析、岩石モードの迅速な測定について手法の高度化を進めるとともに、それらの手法の適用性を確認するために、山地や丘陵の形成過程を推定する事例研究を蓄積した。「炭酸塩鉱物測定技術」では、炭酸塩鉱物の微小領域を対象としたウラン系列を用いた年代測定及び元素分布情報取得のための分析技術開発の一環として、レーザーアブレーション付き誘導結合プラズマ質量分析計による分析技術の確立と炭酸塩鉱物への適用性の確認及びカソードルミネッセンス像などを用いた微小領域の結晶成長と微量元素の関連性などを検討した。「地殻変動予測技術」では、測地学的及び地形・地質学的な変位やひずみ速度などの観測データに基づき、時間スケールに応じた地殻変動の予測に係る不確実性を評価するための指標を検討した。また、過去から現在の地殻変動モデルを構築するため、数値シミュレーションによる地殻変動解析を行うとともに、解析結果の検証及び地下構造の不均質による非弾性変形に関する検討のため、全球測位衛星システムによる地殻変動に関する事例観測・解析を実施した。

## 目 次

1. はじめに .....	1
1.1 背景と目的 .....	1
1.2 事業概要 .....	2
1.2.1 地質環境長期変動モデルの開発 .....	2
1.2.2 革新的要素技術の開発 .....	3
1.3 平成 28 年度実施概要 .....	5
1.3.1 地質環境長期変動モデルの開発 .....	5
1.3.2 革新的要素技術の開発 .....	6
1.4 本報告書の構成 .....	7
2. 地質環境長期変動モデルの開発 .....	8
2.1 統合数値モデル化、モデル検証及び不確実性の評価 .....	8
2.1.1 背景と目的 .....	8
2.1.2 アプローチ .....	8
2.1.3 実施結果 .....	9
2.1.4 まとめ .....	18
2.2 地形・地質モデル .....	20
2.2.1 背景と目的 .....	20
2.2.2 アプローチ .....	20
2.2.3 実施結果 .....	21
2.2.4 まとめと課題 .....	49
2.3 水理モデル .....	52
2.3.1 背景と目的 .....	52
2.3.2 アプローチ .....	52
2.3.3 実施結果 .....	53
2.3.4 まとめ .....	87
2.4 地球化学モデル .....	89
2.4.1 背景と目的 .....	89
2.4.2 アプローチ .....	90
2.4.3 実施結果 .....	90
2.4.4 まとめ .....	105
2.5 地表環境モデル .....	107
2.5.1 背景と目的 .....	107
2.5.2 アプローチ .....	107
2.5.3 実施結果 .....	108
2.5.4 まとめ .....	114
3. 革新的要素技術の開発 .....	115
3.1 後背地解析技術 .....	115
3.1.1 背景と目的 .....	115
3.1.2 アプローチ .....	117
3.1.3 実施結果 .....	119
3.1.4 まとめ .....	154
3.2 炭酸塩鉱物測定技術開発 .....	157
3.2.1 背景と目的 .....	157
3.2.2 アプローチ .....	160
3.2.3 実施結果 .....	163
3.2.4 まとめ .....	186

3.3 地殻変動予測技術 .....	190
3.3.1 背景と目的 .....	190
3.3.2 アプローチ .....	190
3.3.3 実施結果 .....	193
3.3.4 まとめ .....	221
4. おわりに .....	226
4.1 地質環境長期変動モデルの開発 .....	226
4.1.1 統合数値モデル化、モデル検証及び不確実性の評価 .....	226
4.1.2 地形・地質モデル .....	226
4.1.3 水理モデル .....	227
4.1.4 地球化学モデル .....	227
4.1.5 地表環境モデル .....	227
4.2 革新的要素技術の開発 .....	228
4.2.1 後背地解析技術 .....	228
4.2.2 炭酸塩鉱物測定技術 .....	228
4.2.3 地殻変動予測技術 .....	229

## 目 次

図 1.2-1	研究開発に係る全体フレーム	2
図 1.2-2	地質環境長期変動モデルの構成	3
図 1.2-3	革新的要素技術開発の構成	4
図 2.1-1	統合数値モデル構築の作業フロー	11
図 2.1-2	山地発達と断層分布に着目した三百万年前以降の地形・地質概念モデル	14
図 2.1-3	地形変化のシナリオの可視化の例	15
図 2.1-4	POV-Ray を用いた山間部における地下水流動解析結果（全水頭分布）の可視化例	16
図 2.1-5	地下水流動解析結果（地下水の流速分布・移行経路・移行時間）の可視化例	17
図 2.1-6	統合数値モデルの可視化例	18
図 2.2-1	地形・地質モデルの作業フロー	22
図 2.2-2	研究領域及びモデル化領域の設定（山間部）	26
図 2.2-3	研究領域内（東濃）を通過する地下水移行経路	26
図 2.2-4	東濃地域の地形モデル構築のフローと主な処理	27
図 2.2-5	東濃地域の地形と解析領域	28
図 2.2-6	断層ブロックとコントロールポイント及び断層変位ラスタ	29
図 2.2-7	傾動変位ラスタ（100 万年前の地形モデルの例）	30
図 2.2-8	標高穴埋め関数による標高値の推定	31
図 2.2-9	100 万年前の地形モデルにおける御嶽山ブロックの範囲	32
図 2.2-10	14 万年前の河川ラスタの作成方法	33
図 2.2-11	東濃地域における現在、14 万年前、45 万年前及び 100 万年前の地形モデル	34
図 2.2-12	地質モデル（東濃地域）	37
図 2.2-13	研究領域及びモデル化領域の設定（平野部）	38
図 2.2-14	研究領域内（幌延）を通過する地下水移行経路	39
図 2.2-15	古地形復元の作業フロー	40
図 2.2-16	地形モデルを作成するにあたり設定したブロック境界	41
図 2.2-17	幌延地域及びその周辺の地形的特徴	42
図 2.2-18	地形モデルの作成過程	43
図 2.2-19	作成した 100 万年前の地形モデルと 平成 27 年度の 100 万年前の地形モデルの比較	44
図 2.2-20	構築した 100 万年前の地質モデル（平面図）	45
図 2.2-21	Eu 異常と(La/Sm) <sub>N</sub> を使用した源岩識別図	46
図 2.2-22	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /SiO <sub>2</sub> 比と CIA 値の関係	47
図 2.2-23	後背地グループごとの A-CN-K ダイアグラム	48
図 2.3-1	水理モデル構築と解析条件設定の作業フロー	54
図 2.3-2	水理地質構造モデルの三次元格子分割（東濃地域）	55
図 2.3-3	水理地質構造モデルの三次元格子分割（幌延地域）	56
図 2.3-4	木曾川流域モデル（地表地形）	61
図 2.3-5	広域モデル（地表地形）	61
図 2.3-6	木曾川流域モデルと土岐川流域モデルの地表地形分布の比較	62
図 2.3-7	地形単純化モデル及び地質単純化モデル（100 万年前モデル）	62
図 2.3-8	PT 解析の指定点配置（東濃地域）	65
図 2.3-9	水頭分布図	66
図 2.3-10	指定点を通過する地下水移行経路図	67
図 2.3-11	ダルシー流速による地下水の移行時間分布図	68
図 2.3-12	PT 解析の指定点配置（幌延地域）	69
図 2.3-13	水頭分布図	70
図 2.3-14	指定点を通過する地下水移行経路図	71

図 2.3-15	ダルシー流速による地下水の移行時間分布図	72
図 2.3-16	時間スケールに着目した統計解析結果（東濃地域、地下水の移行時間）	73
図 2.3-17	個別の影響因子に着目した統計解析結果（東濃地域、地下水の移行時間）	73
図 2.3-18	個別の不確実性に着目した統計解析結果	75
図 2.3-19	地形変化に関連する不確実性を考慮した統計解析結果	77
図 2.3-20	100 万年前における地表地形と地下水の移行経路の比較	77
図 2.3-21	不確実性の有無を考慮した時間スケールの統計解析結果の比較	78
図 2.3-22	移行時間の変動係数及び標準偏差分布	78
図 2.3-23	移行時間の変動係数及び標準偏差分布	79
図 2.3-24	時間スケールに着目した統計解析結果（幌延地域、地下水の移行時間）	80
図 2.3-25	個別の影響因子に着目した統計解析結果（幌延地域、地下水の移行時間）	80
図 2.3-26	個別の不確実性に着目した統計解析結果（幌延地域、地下水の移行時間）	82
図 2.3-27	不確実性の有無を考慮した時間スケールの統計解析結果の比較	86
図 2.3-28	移行時間の変動係数及び標準偏差分布	86
図 2.3-29	移行時間の変動係数及び標準偏差分布	87
図 2.4-1	地下水流動と地球化学特性の長期的な変化を考慮したシステム区分	89
図 2.4-2	土岐花崗岩中に認められる二次鉱物の例	91
図 2.4-3	表層水に Anorthite と Calcite を反応させた結果と地下水の実測値との比較	93
図 2.4-4	長期的な地下水流動の変動域と滞留域に存在する 地下水の pH の推測結果及び実測値	94
図 2.4-5	SMS を用いた地下水流動解析の流れ	95
図 2.4-6	解析モデルの概要（現在）	96
図 2.4-7	塩分濃度の初期条件	96
図 2.4-8	気候変動に伴う涵養量の時間変化の設定	97
図 2.4-9	全水頭分布の時間変化（基本モデル：MIU を通過する南北断面）	98
図 2.4-10	地下水流速分布の時間変化（基本モデル：MIU を通過する南北断面）	99
図 2.4-11	粒子追跡計算結果（基本モデル）	99
図 2.4-12	粒子追跡計算結果（更新モデル）	101
図 2.4-13	更新モデルの解析結果（MIU を通過する南北断面）	101
図 2.4-14	更新モデルの解析結果（MIU を通過する南北断面）	102
図 2.4-15	MIU 周辺における塩分濃度分布の比較	103
図 2.4-16	100 万年前における地下深部の地下水中の塩化物イオン濃度の推定	103
図 2.4-17	塩分濃度の長期的な変動性を推定するためのアプローチ	104
図 2.5-1	気温と降水量との関係	109
図 2.5-2	気温と蒸発散量との関係	109
図 2.5-3	流出指標の算出	110
図 2.5-4	流出指標の流出率との相関関係	111
図 3.1-1	山地形成過程の解明に適用する後背地解析技術の開発フロー	116
図 3.1-2	TLCI の撮影像及び CIE 色度ダイアグラム・分布	120
図 3.1-3	堆積物及び基盤岩試料の異なる粒径での ESR 信号強度	120
図 3.1-4	粒径分画した試料の OSL・TL 信号の特徴	121
図 3.1-5	走査型 X 線分析顕微鏡を用いたモード測定の流れ	123
図 3.1-6	鉱物分布図の作成手順	124
図 3.1-7	記載岩石学的手法に基づく検討の流れ	125
図 3.1-8	花崗岩研磨片の色指数の比較	127
図 3.1-9	石英-アルカリ長石-斜長石比ダイアグラム	128
図 3.1-10	堆積物及び基盤岩試料の ESR 信号強度（Al 及び Ti-Li 中心信号）	130
図 3.1-11	堆積物及び基盤岩試料の ESR 信号強度（E1' 中心信号）	130
図 3.1-12	地点番号 22 の柱状図と試料採取位置	131
図 3.1-13	OSL・TL 信号の特徴	133

図 3.1-14 OSL 信号のピーク強度比 .....	134
図 3.1-15 東濃地域の基盤岩の重鉍物組成 .....	135
図 3.1-16 東濃地域の基盤岩試料に含まれるチタン鉄鉍の MnO 濃度ごとのヒストグラム .....	136
図 3.1-17 地点番号 22 の試料の重鉍物組成 .....	137
図 3.1-18 地点番号 22 の試料に含まれるチタン鉄鉍の MnO 濃度ごとのヒストグラム .....	138
図 3.1-19 地点番号 25 周辺の地形図及び沢の縦断図 .....	139
図 3.1-20 露頭 2 の露頭写真及びスケッチ .....	140
図 3.1-21 地点番号 25-b2 の試料の重鉍物組成 .....	141
図 3.1-22 地点番号 25-b2 の試料に含まれるチタン鉄鉍の MnO 濃度ごとのヒストグラム .....	141
図 3.1-23 北海道北部地域における第四系と活構造の分布 .....	143
図 3.1-24 幌延地域における層序 .....	143
図 3.1-25 幌延地域での試料採取位置図 .....	144
図 3.1-26 上幌延地区の柱状図と試料採取位置 .....	145
図 3.1-27 開進地区の柱状図と試料採取位置 .....	146
図 3.1-28 KS-7 より分離した軽鉍物 .....	147
図 3.1-29 幌延地域より採取した堆積物の軽鉍物組成 .....	147
図 3.1-30 KS-7 より分離した重鉍物 .....	148
図 3.1-31 幌延地域より採取した堆積物の重鉍物組成 .....	148
図 3.1-32 帯磁率異方性シュミットネット(上幌延地区、補正前) .....	149
図 3.1-33 帯磁率異方性シュミットネット(上幌延地区、補正後) .....	150
図 3.1-34 粒子の異なる堆積構造を示した概念図 .....	150
図 3.1-35 帯磁率異方性シュミットネット(開進地区) .....	151
図 3.1-36 火山ガラスの化学組成散布図 .....	153
図 3.2-1 花崗岩と堆積岩中の割れ目を充填する炭酸塩鉍物 (方解石) .....	159
図 3.2-2 炭酸塩鉍物測定技術の開発に関する重要課題及び実施内容 .....	160
図 3.2-3 HR350-1 のスラブ写真 .....	164
図 3.2-4 HR350-1 の顕微鏡写真及び Optical-CL 像 .....	165
図 3.2-5 CL の波長と強度 .....	165
図 3.2-6 Mn 及び Fe 濃度と CL 強度の関係図 .....	166
図 3.2-7 地下水中の Mn 及び Ca 濃度、方解石中の Mn 濃度及び CL の関係 .....	167
図 3.2-8 地下水中の Fe 及び Ca 濃度、方解石中の Fe 濃度及び CL の関係 .....	167
図 3.2-9 地下水の Mn、Fe 及び Ca 濃度と沈殿する方解石の CL の関係 .....	168
図 3.2-10 地下水中の Mn 及び Fe 濃度と方解石の CL の関係 .....	168
図 3.2-11 鍾乳石試料 AK-1 の元素イメージングの結果 .....	172
図 3.2-12 石灰華試料 YS-2 の元素イメージングの結果 .....	174
図 3.2-13 蒸発岩試料 CFE の元素イメージングの結果 .....	176
図 3.2-14 平成 27 年度に実施したジルコン Ybr157 の U-Pb 年代測定結果 (定点法 [二次電子増倍管のみ]) .....	178
図 3.2-15 ジルコン FC1 の U-Pb 年代測定結果 (走査法 [二次電子増倍管のみ]) .....	179
図 3.2-16 ジルコン FC1 の U-Pb 年代測定結果 (走査法 [ファラデーカップ+二次電子増倍管]) .....	180
図 3.2-17 ジルコン FC1 の U-Pb 年代測定結果 (条件 1) .....	180
図 3.2-18 ジルコン FC1 の U-Pb 年代測定結果 (条件 1 ; 3 回繰り返し測定) .....	181
図 3.2-19 ジルコン FC1 の U-Pb 年代測定結果 (条件 2) .....	182
図 3.2-20 ジルコン FC1 の U-Pb 年代測定結果 (条件 3) .....	183
図 3.2-21 ジルコン FC1 の U-Pb 年代測定結果 (条件 4) .....	183
図 3.2-22 ジルコン Ybr157 の U-Pb 年代測定結果 (条件 1) .....	184
図 3.2-23 $^3\text{He}/^4\text{He}$ ピーク強度比 .....	185
図 3.3-1 GNSS 変位速度データより推定されたせん断ひずみ速度 .....	192
図 3.3-2 横ずれ断層の固着に伴うせん断ひずみ速度の空間変化 .....	192



図 3.3-3	従来の手法により推定された地質学的ひずみ速度 .....	194
図 3.3-4	デイスロケーションモデルに基づいて推定した変位速度（水平成分） .....	195
図 3.3-5	デイスロケーションモデルに基づいて推定した変位速度（上下成分） .....	196
図 3.3-6	活断層データより推定したひずみ速度の主軸分布 .....	196
図 3.3-7	2016 年熊本地震時の地殻変動とひずみ分布 .....	199
図 3.3-8	2016 年熊本地震の余効変動とひずみ分布 .....	200
図 3.3-9	活断層データより推定される変位速度とひずみ速度分布 .....	201
図 3.3-10	2016 年熊本地震による布田川・日奈久断層沿いのひずみ収支 .....	202
図 3.3-11	異なるデータより推定した水平変位速度とせん断ひずみ速度の分布 .....	202
図 3.3-12	GEONET 点 020934 の鉛直変位時系列 .....	203
図 3.3-13	二次元有限要素法によるシミュレーションのセットアップ .....	204
図 3.3-14	二次元有限要素法による 100 年間の粘弾性シミュレーション結果 .....	204
図 3.3-15	モデル領域と構造及び媒質 .....	206
図 3.3-16	モデルに与えた変位速度境界条件 .....	206
図 3.3-17	30,000 年経過時のせん断ひずみ速度の深さ方向の分布 .....	207
図 3.3-18	せん断ひずみ速度とせん断応力の深さ方向の分布 .....	208
図 3.3-19	30,000 年経過時の速度分布と GNSS 観測による変位速度場 .....	209
図 3.3-20	九州南部せん断帯付近の古地磁気の偏角分布 .....	210
図 3.3-21	二つの手法で決定した震源分布 .....	214
図 3.3-22	震源決定に用いた一次元 P 波速度構造 .....	214
図 3.3-23	メカニズム解の決定を行った領域 .....	215
図 3.3-24	領域 A におけるメカニズム解の分布 .....	215
図 3.3-25	領域 B におけるメカニズム解の分布 .....	216
図 3.3-26	領域 C におけるメカニズム解の分布 .....	216
図 3.3-27	領域 D におけるメカニズム解の分布 .....	217
図 3.3-28	2016 年熊本地震（M7.3）時の地殻変動 .....	219
図 3.3-29	2016 年熊本地震に伴う応力変化 .....	220
図 3.3-30	稠密観測点における日座標値 .....	220

## 表 目 次

表 2.2-1	地形・地質モデルにおける不確実性の整理	23
表 2.2-2	東濃地域の地形モデル作成において使用したデータ	27
表 2.2-3	断層変位ラスタの作成に用いたパラメータ	30
表 2.2-4	平成 27 年度と平成 28 年度の地形モデルの作成手順	35
表 2.2-5	幌延地域の地形モデル作成において使用したデータ	40
表 2.3-1	水理モデルにおける不確実性の整理	53
表 2.3-2	水理特性の設定（東濃地域）	55
表 2.3-3	境界条件の設定（東濃地域）	56
表 2.3-4	水理特性の設定（幌延地域）	57
表 2.3-5	境界条件の設定（幌延地域）	57
表 2.3-6	不確実性の分析対象項目	58
表 2.3-7	解析ケース（東濃地域）	60
表 2.3-8	解析ケース（幌延地域）	64
表 2.4-1	解析に用いた河川水及び天水のデータ	91
表 2.4-2	解析に用いた鉱物の一覧	91
表 2.4-3	表層水と長期的な地下水流動の変動域に分布する地下水の飽和指数	92
表 2.4-4	物性値の設定（基本モデル）	97
表 2.4-5	物性値の設定（更新モデル）	100
表 2.5-1	降水量観測結果	108
表 2.5-2	水文環境の各構成要素の推定結果	111
表 2.5-3	水文環境の各構成要素の推定結果（寒冷期降水量補正後）	112
表 2.5-4	平野部における地表環境の状態の整理の結果（幌延地域を事例として）	113
表 3.1-1	後背地解析技術の開発に用いた岩石試料と堆積物試料	118
表 3.1-2	鉱物同定判定基準	122
表 3.1-3	ポイントカウンティング法との比較	124
表 3.1-4	基盤岩試料観察結果	126
表 3.1-5	東濃地域の基盤岩試料に含まれるジルコンの $Y_2O_3$ 濃度ごとの割合	136
表 3.1-6	地点番号 22 の試料に含まれるジルコンの $Y_2O_3$ 濃度ごとの割合	138
表 3.1-7	地点番号 25 採取試料一覧	139
表 3.1-8	地点番号 25 の試料に含まれるジルコンの $Y_2O_3$ 濃度ごとの割合	142
表 3.1-9	幌延地域で採取した試料の一覧	146
表 3.1-10	テフラの記載岩石学的特徴	152
表 3.1-11	火山ガラスの化学分析値	152
表 3.2-1	本節で記述する元素	160
表 3.2-2	方解石中の Mn 及び Fe 濃度と CL の関係	165
表 3.2-3	イメージングを行った 26 元素（29 核種）及び分析装置の条件設定	171
表 3.2-4	検討したレーザー照射・検出器の条件	180
表 3.3-1	各領域における応力インバージョンの結果	217

## 1. はじめに

### 1.1 背景と目的

本事業は、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）として、経済産業省資源エネルギー庁（以下、「資源エネルギー庁」という）から国立研究開発法人日本原子力研究開発機構（以下、「原子力機構」という）が受託したものである。本事業は 5 年程度の期間で進められることになっており、平成 28 年度は 4 年目である。

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

このような認識に鑑み、資源エネルギー庁及び国の基盤研究開発を担う関係機関（原子力環境整備促進・資金管理センター、電力中央研究所、産業技術総合研究所、放射線医学総合研究所（現、量子科学技術研究開発機構）、原子力機構、産業創造研究所[平成 19 年 4 月に解散]）を中心として、平成 16 年度以降、国の基盤研究開発を対象とした「研究開発全体マップ」を策定した。平成 17 年 7 月には、資源エネルギー庁の主導のもと、「地層処分基盤研究開発調整会議」（以下、「調整会議」という）が設置され、中長期的かつ体系的な視点から研究開発計画の検討・調整が行われてきた。平成 18 年 12 月には、調整会議により「高レベル放射性廃棄物の地層処分基盤研究開発に関する全体計画」（資源エネルギー庁, 2006<sup>1)</sup>）（以下、「全体計画」という）が策定され、関係研究機関は、この全体計画に基づき、それぞれの分野の研究開発を進めてきている。全体計画は、研究開発の進捗状況などを踏まえた継続的な見直しに加え、研究開発を取り巻く最近の状況などへの対応を加味して、全体計画の策定・改訂が適宜行われている（資源エネルギー庁, 2009<sup>2)</sup>, 2010<sup>3)</sup>）。平成 25 年 3 月には、平成 25 年度以降の 5 カ年を対象とした「地層処分基盤研究開発に関する全体計画」が取りまとめられており（地層処分基盤研究開発調整会議, 2013<sup>4)</sup>）、今後は地質環境特性の時間的な変化や地層処分システムの超長期的な安全性を検討するための体系的な手法（例えば、地質環境長期変動モデルやモデル構築に必要な要素技術など）の構築が求められている。また、全体計画における国の基盤研究開発の役割は、実施主体である原子力発電環境整備機構や安全規制関係機関が、調査・評価などを十分な技術的信頼性をもって円滑に行えるように、先行的に技術基盤を整備していくことであるとされている。

地層処分は、人工バリアと天然の地層を適切に組み合わせた多重バリアシステムによって、数万年以上にも及ぶ極めて長い時間スケールの安全を確保しようとするものである。このため、地層処分システムの長期的な変化をモデル計算によって予測・評価しつつ、その結果に基づいてシステムの性能や安全性の判断が行われることになる。こうした評価にあたっては、遠い将来までを対象とする長い時間スケールに伴う不確実性に細心の注意を払うことが必要である（地層処分基盤研究開発調整会議, 2013<sup>4)</sup>）。日本列島は変動帯に位置していることから、諸外国に比べて地殻変動や火成活動などが活発である。そのため、将来の自然現象に伴う地質環境の変動スケールやそのレジリエンス（復元性）を把握しておくことが重要であり、特に変動スケールを把握する技術の開発が必要となる。今後、地層処分の技術的信頼性をさらに高めていくうえでも、実際の地質環境を構成する様々な要素について、過去の変動の履歴や現象プロセスなどを把握するための調査技術を整備するとともに、これらの科学的知見を統合しつつ、三次元的に表現できる数値

モデルを開発することが極めて有効である。このため、本事業では、将来の自然現象に伴う超長期の地質環境の変動を考慮できる数値モデル及びその解析評価に必要な調査技術を整備することを目的とする。

## 1.2 事業概要

本事業では、百万年以上に及ぶ時間スケールで過去から現在までの地質環境の長期変動を評価する技術を確立するため、これまでに個別に進めてきた地形・地質モデル、地表環境モデル、水理モデル及び地球化学モデルを統合化した地質環境長期変動モデルを構築するとともに、それに必要な可視化・数値化技術や不確実性の評価手法などの開発を行う。また、個別モデルの精度・確度の高度化や統合モデルの信頼性を向上させるために必要となる新たな要素技術の開発を進めていく。

本事業では、これらをそれぞれ「地質環境長期変動モデルの開発」と「革新的要素技術の開発」と呼び、研究開発を進める（図 1.2-1）。さらに、研究開発によって得られた科学的知見やノウハウについては、「次世代型サイト特性調査情報統合システム」（日本原子力研究開発機構，2013<sup>5)</sup>）によって効率的かつ体系的に統合する。



図 1.2-1 研究開発に係る全体フレーム

### 1.2.1 地質環境長期変動モデルの開発

過去から現在までの地質環境の長期的な変化を表現できる地質環境長期変動モデルの開発に向けて、東濃地域と幌延地域をそれぞれ山間部と平野部の事例としてモデル構築手法を検討する。これまで個別に進められてきた「地形・地質モデル」、「地表環境モデル」、「水理モデル」及び「地球化学モデル」といった各分野のモデルを統合的に取り扱い（統合数値モデル化）、地質環境の長期的な変動を表現できる数値モデルの構築の方法論を整備すると同時に、モデルの妥当性の確認及び不確実性の評価のための方法論、モデルを効果的に表現する可視化技術の検討も進める（図 1.2-2）。

#### (1) 統合数値モデル化、モデル検証及び不確実性の検討

各分野のモデル（地形・地質、地表環境、水理及び地球化学のモデル）を統合的に取り扱い、整合的に表現する数値モデル構築の方法論の整備及びデータ取得からモデル化に至る一連のアプローチに内在する不確実性の定量化に向けた手法の開発を行う。また、地質環境の長期安定性に係る評価技術の共有化や理解促進を図るため、構築した統合数値モデルを効果的に可視化する技術を提示する。

## (2) 地形・地質モデル

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

## (3) 水理モデル

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

## (4) 地球化学モデル

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

## (5) 地表環境モデル

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

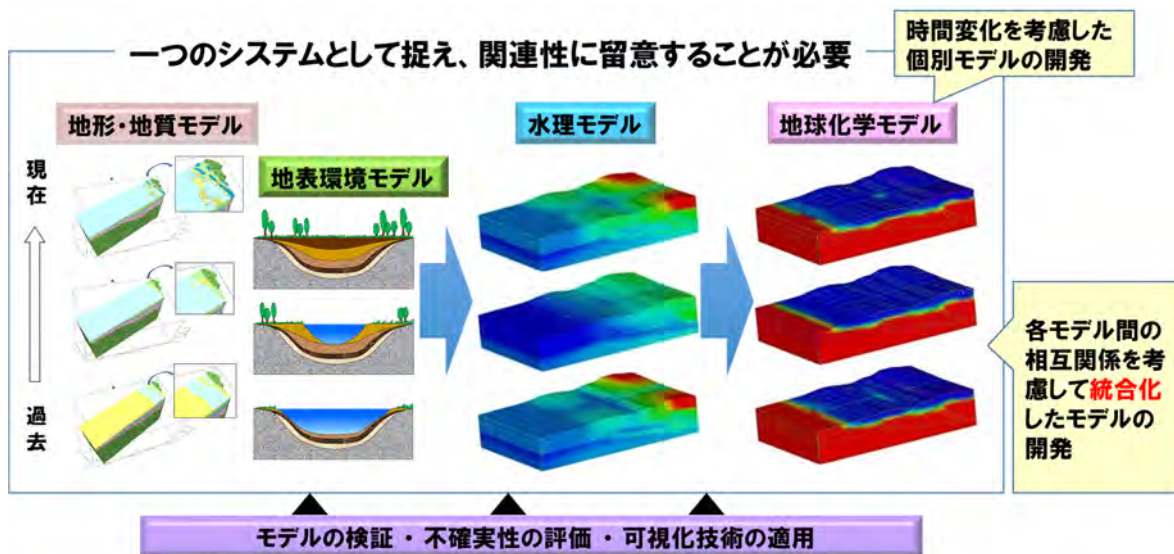


図 1.2-2 地質環境長期変動モデルの構成

### 1.2.2 革新的要素技術の開発

本事業では、百万年以上に及ぶ時間スケールを扱うことから、日本列島におけるこの時間スケールの自然現象として、山地や丘陵の形成などが考えられる。このような現象を考慮した信頼性の高い地形・地質モデルを構築するためにも、地形形成過程が記録されている堆積物から必要な情報を取得するための後背地解析技術や地殻変動の一様継続性に起因する様々な現象の発生に伴う不確実性を考慮するための地殻変動予測技術が重要となる。また、時間変化を考慮した信頼性の高い水理モデルを構築するためには、地下水流動系の上部境界条件となる地下水涵養量について、地形、気候、水文環境などの変化を考慮した推定技術が重要となる。さらにこれらを統合し

たモデルの信頼性を向上させるためには、モデルの妥当性を検証する方法も合わせて整備する必要がある。検証には地下水の流れや水質などに関する過去の情報が必要であり、その情報源として、地下水中で沈殿した二次鉱物が有用である。この二次鉱物の中で長期的な変遷を推定するために特に有効なものが炭酸塩鉱物であり、その生成年代や元素組成及び生成環境などの地球化学的特性を把握する技術が重要である。

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

### (1) 後背地解析技術

従来の後背地解析に加え、山地や丘陵から供給された碎屑粒子の物理化学特性・放射年代値などを指標に山地や丘陵の隆起開始時期や形成過程を推定する手法の開発と碎屑物の堆積時期を把握するために有効なテフラについての情報整備を行う。

### (2) 地殻変動予測技術

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

### (3) 地下水涵養量推定技術

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

### (4) 炭酸塩鉱物測定技術

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

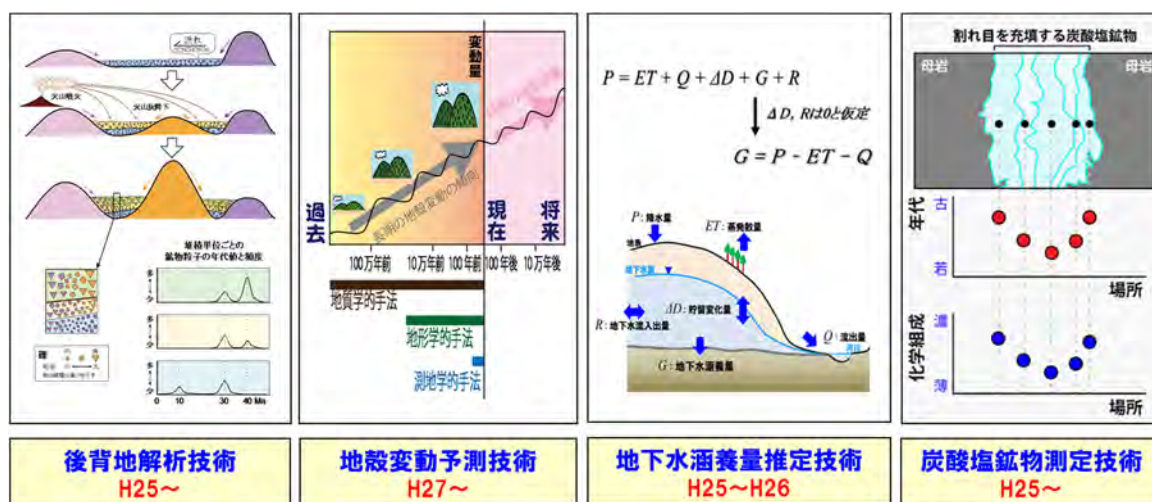


図 1.2-3 革新的な要素技術開発の構成

### 1.3 平成 28 年度実施概要

#### 1.3.1 地質環境長期変動モデルの開発

##### (1) 統合数値モデル化、モデル検証及び不確実性の検討

平成 27 年度までに、東濃・幌延地域を事例とした各モデルに影響を与える特徴、事象及びプロセスの抽出と相互関係の整理と長期変遷シナリオの整備を進め、統合モデルのイメージ構築及び統合モデルで考慮するイベントとプロセスの整理を実施した。また、地形・地質モデル及び地表環境モデルの長期変遷を考慮した水理モデルの感度解析の結果を用いて、不確実性の定量化手法を検討した。さらに、既存の可視化技術について地形・地質モデルと水理モデルへの適用性を検討した。

平成 28 年度は、これまでに統合した地形・地質モデル、地表環境モデル、水理モデルに地球化学モデルを組み込んだ統合数値モデルを提示するとともに、地形・地質モデルを作成する際の不確実性が水理モデルによる地下水流動解析結果に及ぼす影響を分析する。また、既存の可視化技術を用いて、構築した地形・地質モデルと水理モデルの表示や地下水流動解析の可視化を試行する。

##### (2) 地形・地質モデル

平成 27 年度までに、東濃・幌延地域での研究成果を整理し、地形・地質モデルの開発における問題点と課題を抽出するとともに、抽出した課題に対しての調査・解析などを実施した。また、不確実性を考慮しつつ、東濃・幌延地域を事例とした約百万年前以降の三次元地形・地質モデルを提示した。

平成 28 年度は、異なる環境におけるモデル構築の普遍化を目指したそれぞれの作業フローを提示し、フロー内の各作業に内在する不確実性の幅を比較しながら整理する。また、地形・地質モデルの高度化に必要な科学的知見を蓄積するため、断層の発達史や岩石風化過程の復元などに関する研究を実施する。

##### (3) 水理モデル

平成 27 年度までに、地形・地質モデルに基づく長期変遷を考慮した水理モデルを用いて感度解析を実施し、定量的な指標を用いて地下水流動特性の長期変動幅の空間分布の評価や水理モデルに与える重要因子の抽出を行った。

平成 28 年度は、これまでの検討内容を踏まえて、地形・地質モデル及び地表環境モデルの情報に基づく水理モデル構築と解析条件設定の作業フローを異なる環境の特徴に着目して提示する。また、感度パラメータの変化に基づく地下水流動特性の変化量や影響度の評価手法を作業フローと組み合わせ、フロー内の各作業に内在する不確実性の幅を異なる環境で比較しながら整理する。

##### (4) 地球化学モデル

平成 27 年度までに、地下水流動解析により得られた長期的な地下水流動の変遷と、地下水の水質や年代などの地球化学特性についての比較などを行ってきた。

平成 28 年度は、これまでに構築した水理モデルや条件設定に基づき、塩分濃度の変化に着目した移流分散解析を行う。また、現在の観察から明らかにされている地下水年代に基づいて、地下水流動解析に用いる入力パラメータの妥当性を確認するとともに、地球化学特性の長期変動幅を推定する。さらに、モデルの妥当性確認に有効な化学的指標（地下水の年代値や割れ目充填鉱物の化学組成など）に関する知見を蓄積する。

### (5) 地表環境モデル

平成 27 年度までに、本事業で開発した地下水涵養量推定技術を適用して、過去の降水量・流出量・蒸発散量の推定に係る解析とデータ整理を実施した。また、長期変遷を考慮した地表環境の状態設定の作業フローを作成し、流出量などの推定結果と合わせて古地形・古気候・古環境を考慮した地表環境の状態設定の時間的変遷を整理した。

平成 28 年度は、平成 27 年度実施分とは異なる環境における過去の降水量・流出量・蒸発散量の推定に関わる解析とデータの整理を行い、様々な地形に対する地下水涵養量推定技術の適用可能性を検討する。また、その結果も考慮して、古地形・古気候・古環境を考慮した地表環境の状態設定の時間的変遷の整理を実施するとともに、フロー内の各作業に内在する不確実性の幅を異なる環境間で比較しながら整理する。

## 1.3.2 革新的要素技術の開発

### (1) 後背地解析技術

平成 27 年度までに、砕屑物の供給源を特定する手法の構築のため、石英・ジルコンなどの鉱物の電子スピン共鳴信号・化学成分・放射年代などを用いた後背地解析手法の開発を進めるとともに、堆積時期の把握に有効なテフラについて日本列島の鮮新世から更新世にかけてのテフラカタログの整備を行ってきた。

平成 28 年度は、これまでに進めてきた後背地解析手法の開発を継続するとともに、その手法の適用による百万年以上の時間スケールでの山地や丘陵の形成過程を推定するための事例研究を実施する。

### (2) 地殻変動予測技術

平成 27 年度は、過去の変動に基づいたプレート間の力学的相互作用モデルの構築のため、活断層の変位速度に基づくひずみ速度分布やプレート境界における運動学的モデルの構築を行った。また、地下構造の不均質による非弾性変形に関する検討のため、せん断帯を事例とした古地磁気測定・解析を行うとともに、Global Navigation Satellite System（以下、「GNSS」という）稠密観測を開始した。

平成 28 年度は、測地学的及び地形・地質学的な変位やひずみ速度などの観測データに基づき、時間スケールに応じた地殻変動の予測に係る不確実性を評価するための指標を検討する。また、過去から現在の地殻変動モデルを構築するため、数値シミュレーションによる地殻変動解析を行うとともに、解析結果の検証及び地下構造の不均質による非弾性変形に関する検討のため、GNSS による地殻変動に関する事例観測・解析を実施する。

### (3) 地下水涵養量推定技術

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

### (4) 炭酸塩鉱物測定技術

平成 27 年度までに、炭酸塩鉱物の微小領域を対象とする分析システムの構築の一環として、レーザーアブレーション付き誘導結合プラズマ質量分析計による年代測定に必要な標準試料の選定及び分析条件の最適化を図った。また、地下水から炭酸塩鉱物が生成する際に起きる水-鉱物



間のミクروسケールの微量元素分配を推定する技術を構築した。

平成 28 年度は、これまでに構築した技術を基に、炭酸塩鉱物の微小領域を対象としたウラン系列年代測定及び元素分布情報取得のための分析技術開発の一環として、レーザーアブレーション付き誘導結合プラズマ質量分析計による分析技術の有用性の確認及びカソードルミネッセンス像などによる微小領域の結晶成長と微量元素の関連性の評価などを行う。

#### 1.4 本報告書の構成

本報告書は、全 4 章から構成される。第 1 章（本章）では、本事業の背景と目的及び本事業の概要と実施概要を述べる。第 2 章では、地質環境長期変動モデルの開発について、各モデルの開発に係る背景と目的、アプローチ、実施結果及びまとめを述べる。第 3 章では、革新的要素技術の開発について、各技術の開発に係る背景と目的、アプローチ、実施結果及びまとめを述べる。第 4 章では、平成 28 年度に得られた成果についてまとめる。

#### 引用文献

- 1) 資源エネルギー庁，日本原子力研究開発機構，高レベル放射性廃棄物の地層処分基盤研究開発に関する全体計画，2006，110p.
- 2) 資源エネルギー庁，日本原子力研究開発機構，高レベル放射性廃棄物の地層処分基盤研究開発に関する全体計画，2009，114p.
- 3) 資源エネルギー庁，日本原子力研究開発機構，高レベル放射性廃棄物および TRU 廃棄物の地層処分基盤研究開発に関する全体計画，2010，139p.
- 4) 地層処分基盤研究開発調整会議，地層処分基盤研究開発に関する全体計画（平成 25 年度～平成 29 年度），2013，79p.
- 5) 日本原子力研究開発機構，平成 24 年度 地層処分技術調査等事業 地層処分共通技術調査 地質環境総合評価技術高度化開発 6 カ年とりまとめ報告書，2013，166p.  
[http://www.enecho.meti.go.jp/category/electricity\\_and\\_gas/nuclear/rw/library/2012/24-3-12.pdf](http://www.enecho.meti.go.jp/category/electricity_and_gas/nuclear/rw/library/2012/24-3-12.pdf) (2017.1.19)

## 2. 地質環境長期変動モデルの開発

### 2.1 統合数値モデル化、モデル検証及び不確実性の評価

#### 2.1.1 背景と目的

本事業では、地表環境と（深部）地質環境における各分野（地形、地質、水理及び地球化学）を統合的に取り扱い、地表環境モデルと地質環境モデルの各モデルを整合的に表現する数値モデルを構築するための方法論の提示を目的としている。そのため、平成 25 年度は、国際 FEP リスト（Features, Events and Processes：以下、「FEP」という。）（OECD/NEA, 2000<sup>1)</sup>; BIOMOV5 II, 1996<sup>2)</sup>）に基づき、幌延地域と東濃地域をそれぞれ平野部と山間部の事例として、地形・地質モデル、水理モデル、地球化学モデル及び地表環境モデルの各モデルに影響を与える FEP を抽出するとともに、各分野内での FEP の相互関係を整理し、各分野における長期変遷シナリオを整備した。また、モデル化を行う対象領域と個別モデルの時間分解能及び統合モデルを用いた将来予測とそれに伴う不確実性についても検討を行った。各地質環境モデルに取り込まれる情報の時間分解能（情報がどの程度の時間スケールにおける地質環境を把握するための情報か）については、1,000 年オーダーから 1,000 万年オーダーまでの様々な時間分解能を有すると考えられた。また、将来予測及びモデルに含まれる不確実性については、稀頻度事象の取扱いによって変化することや、対象とする時間スケールによっても不確実性が増加することを示した。以上のことから、各分野で抽出した FEP の時間軸を含めた相関性の整理及び各地質環境モデルの最適な統合方法の検討が今後の課題として挙げられた。

平成 26 年度には、平成 25 年度に分野ごとに抽出・整理した FEP の相関に基づき、各分野における FEP の相互関係を整理し、地層処分技術ワーキンググループが示した地質環境の長期安定性への影響要因（地層処分技術 WG, 2014<sup>3)</sup>）についても参照しつつ、地質環境特性の長期的な変化を全体的に（各分野のモデルで）矛盾なく説明するための統合モデル構築の方法論を検討した。平成 27 年度には、地形・地質モデル及び地表環境モデルの長期変遷を考慮した水理モデルの感度解析を用いて、モデル化手法や不確実性の定量化手法を検討した。

可視化技術については、従来の地質環境モデルでは数値解析結果を二次元もしくは二次元を組み合わせた擬似的な三次元としてモデルの表現を行ってきた。近年の様々な分野における三次元可視化技術に対する需要の高まりやコンピュータによる計算コストの低下から、現在では高度な三次元可視化技術が一般的に利用できる環境が整いつつある。そのため、本事業においては、構築する統合数値モデルについて、技術者間及び技術者と非技術者間のコミュニケーションを円滑に進めることができるツールとなるような可視化技術を検討し、適用性を確認することが重要となる。平成 26 年度には、既存技術を利用した効果的な可視化手法の選定を目的として、既存技術のレビューを行うとともに、地形・地質モデルと水理モデルへの適用性を検討した。平成 27 年度は、平成 26 年度に実施した既存レビュー結果に基づき、時間変化する現象を可視化する方法について検討した。平成 28 年度は、地形・地質モデル、地表環境モデル、水理モデル及び地球化学モデルを統合した数値モデルを提示するとともに、地形・地質モデルを作成する際の不確実性が水理モデルによる地下水流動解析結果に及ぼす影響を分析する。

#### 2.1.2 アプローチ

平成 28 年度は、(1) 統合数値モデルの提示、(2) 不確実性に関する検討及び (3) 可視化技術の検討を行う。各実施項目の詳細を下記に示す。

### (1) 統合数値モデルの提示

平成 27 年度までに統合した地形・地質モデル、地表環境モデル及び水理モデルに地球化学モデルを組み込んだ統合数値モデルを提示する。

### (2) 不確実性に関する検討

地形・地質モデルを作成する際の不確実性が水理モデルによる地下水流動解析結果に及ぼす影響を分析する。

### (3) 可視化技術の検討

時間変化する現象、特に地下という一般には見ることができない空間を可視化する方法について情報収集と検討を行い、適用例を示す。

## 2.1.3 実施結果

以下に各実施項目に関する実施結果を記載する。

### (1) 統合数値モデルの提示

平成 28 年度においては、2.2 以降で詳述するように東濃地域を事例として、過去百万年前から現在にかけての長期的な自然現象の変化の影響を考慮した解析を実施した。この解析では長期的な自然現象として、地形変化及び気候変動（特に、涵養量）の変化を考慮している。過去百万年スケールの定量的な地形変化の推定は「2.2 地形・地質モデル」の検討成果であり、その古地形に基づき推定された涵養量の変化は「2.5 地表環境モデル」の検討成果である。さらに、「2.3 水理モデル」においては、地形変化及び気候変動の変化を解析条件として考慮した地下水流動解析を実施し、それらの不確実性が地下水流動状態の長期変動性に及ぼす影響を評価した。「2.4 地球化学モデル」では地球化学的指標を用いて水理モデルの妥当性確認及び更新を行うとともに、水理モデルで推定された水圧分布の変化を用いて地下水中の塩分濃度の過去の分布及びその分布の長期的な変動を推定した。つまり、地形・地質モデル、地表環境モデル、水理モデルを考慮した地球化学モデルを統合数値モデルとして提示した（詳細は各章参照）。これらの一連の検討を踏まえて、統合数値モデルの構築の汎用的なフローを更新した（図 2.1-1）。

### (2) 不確実性に関する検討

水理モデルを用いて平成 27 年度に実施した感度解析の結果、長期的な自然現象に伴う地下水流動状態の変動性評価における重要因子として、東濃地域のような山間部では地形変化が、幌延地域のような平野部では地形変化と気候変動が抽出されている（日本原子力研究開発機構, 2016<sup>4)</sup>）。そこで、「2.2 地形・地質モデル」では地形変化として古地形の復元にあたっての主要な不確実性を整理し、「2.3 水理モデル」では地形変化と気候変動の不確実性に着目して、東濃地域と幌延地域を事例として各不確実性が地下水流動状態の長期変動性評価に及ぼす影響を定量的に分析した。

地形・地質モデルにおいては、これまでに進めてきた東濃地域と幌延地域を事例とした成果を踏まえ、不確実性を考慮した地形・地質モデル構築の作業フローを作成した。また、作業プロセスに内在する不確実性を、システムの不確実性（System uncertainty）、概念の不確実性（Conceptual uncertainty）及びデータの不確実性（Data uncertainty）の三つに区分して整理した。整理した不確実性のうち、地形・地質モデルの作業フローのアウトプットにあたる概念モデルと数値モデルの不確実性に着目すると、概念モデルには、収集・整理した情報及びそれらの情

報から抽出した事象の不確実性や、長期変動シナリオが有する不確実性といったデータの不確実性と概念の不確実性が含まれる。数値モデルには、情報の解釈の違いや情報の数値的なばらつきなどに関する数値モデルでの取り扱い方法や過去の地形・地質の分布・形状の復元プロセスの違い、モデルの解像度、地形面の認定・対比の違い（データ補間方法の違い）といったデータの不確実性と概念の不確実性が含まれる。このような整理を行うことで、作業プロセスに内在する不確実性を抽出できるとともに、その不確実性の内容や発生要因の分析が可能であることが確認できた（詳細については 2.2 を参照）。

地形・地質モデルを構築する際の各不確実性が、地下水流動状態の長期変動性評価に及ぼす影響分析の結果、地形変化の不確実性のうち古地形復元の概念やプロセスの違いに起因する不確実性が長期変動性の評価結果に及ぼす影響が大きく、地形・地質分布の復元解像度や地形面の認定・対比の違いが及ぼす影響は小さいことが明らかとなった（詳細については 2.3 を参照）。このことから、古地形を復元するにあたっては、地表地形の細かな谷や尾根などの起伏や地質分布の復元精度を向上させるよりも、着目する地下水の涵養域及び流出域となる主要な山地や谷などの形成や位置といった大局的な地形分布の復元が重要であると考えられる。また、大局的な地形分布の復元に関する不確実性が適切に抽出されているかということが焦点になる。

図 2.1-1 に示した統合数値モデルの作業フローに内在する各不確実性は、可能な限り低減することが望ましい。しかしながら、不確実性を完全に排除することは不可能であり、その完全に排除できない不確実性について、地下水流動状態の長期変動性評価に及ぼす影響を定量的に評価することが可能な手法を概ね整備できたと言える。

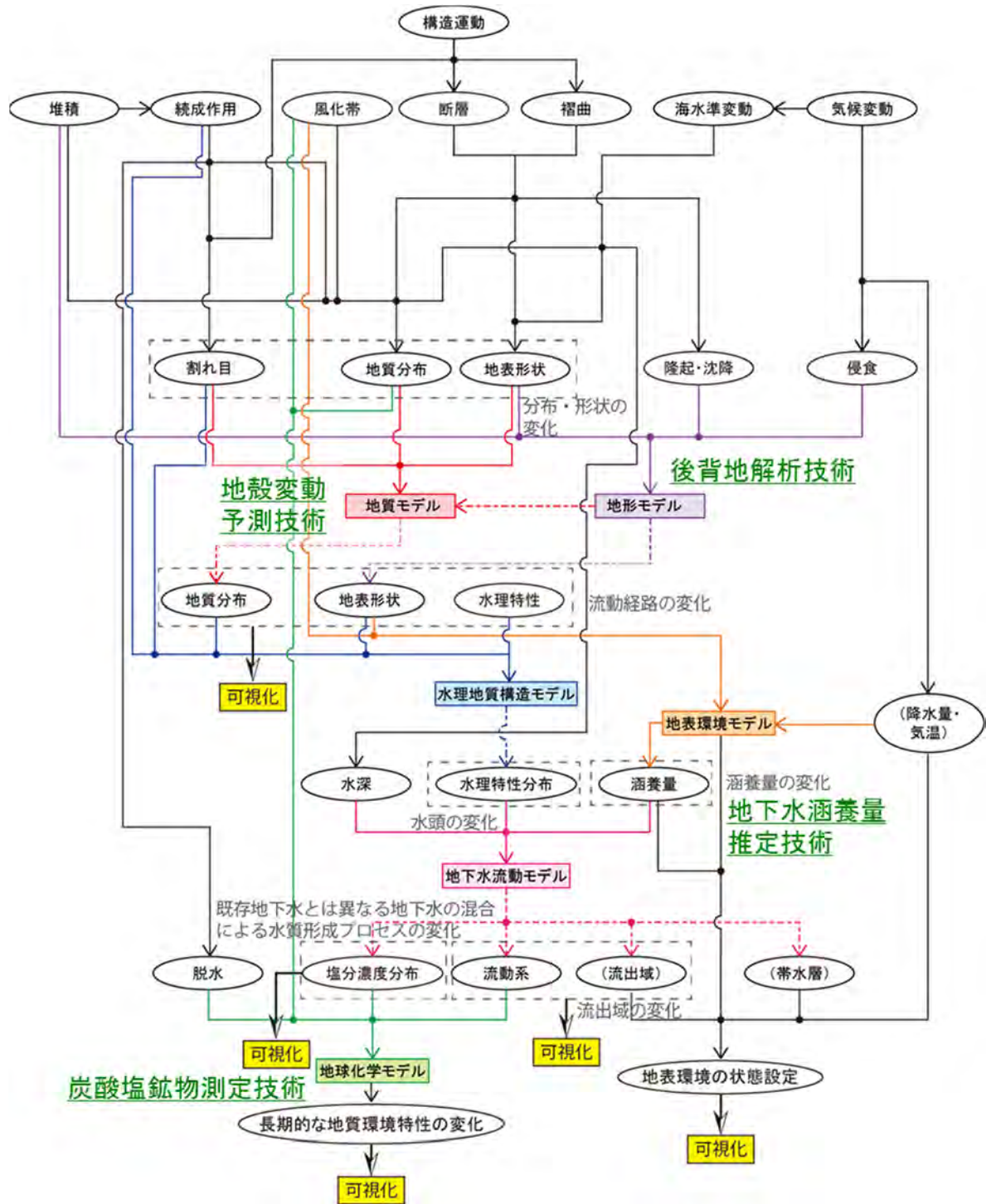


図 2.1-1 統合数値モデル構築の作業フロー

### (3) 可視化技術の検討

平成 26 年度に実施した検討では、可視化技術は既に十分に存在しており既存技術の範囲で地質環境の長期変遷を可視化できること、地質環境の可視化に適した既存技術の選択が大切であること、地質環境の持つ高密度な情報や長期間の中で生じる複雑なプロセスの可視化が課題であること、地質環境は高密度な媒体であるので建物などの構造物とは違った工夫が必要となることなどを示した（日本原子力研究開発機構，2015<sup>5)</sup>。また、近年の様々な分野における可視化技術に対する需要の高まりやコンピュータなどのハードウェアの開発から、現在では高度な可視化技術

が一般的に利用できる環境が整いつつあるため、新たな可視化技術を開発するのではなく、目的にあった可視化技術の選択が重要である。特に、本事業では、百万年以上に及ぶ時間スケールで変化していく地質環境、特に地下という一般には見ることができない空間を効果的に可視化する技術が必要となる。平成 27 年度は、三次元コンピュータ・グラフィックス（以下、「3DCG」という）においてアニメーションを作成する際などに用いられる方法を本事業に関連する現象に適用した例を示した。その一つが、人間が設定した変化の要所の間をコンピュータが補間する方法であり、平野部周辺の過去 100 万年程度の地形変化シナリオの可視化を例として示した。この方法は、技術者が頭の中で描いているシナリオのイメージを共有する際や復元した複数の時期の地形モデルを連続的に示す際の可視化などに有効である。もう一つは、パラメータを設定して計算した結果を示す方法で、山間部の地形変化シミュレーションを例に示した。この方法は、複雑な現象を定式化して実行するシミュレーションの結果の可視化などに有効である。

平成 28 年度は、地下において時間変化する現象を可視化する方法を中心に情報収集と適用検討を行う。

### 1) 可視化技術に関する情報収集と適用検討

平成 28 年度は、可視化に係る学会、研究会、講演会などにおいて、最近の可視化研究・技術、地質環境の把握に有効な可視化手法及び本事業の可視化の取り組みの方向性などについて情報収集を行った。要点を以下にまとめる。

- ・ 検討成果の可視化にあたっては、最初に誰に何をどのように見せたいのかを明確にすることが重要であり、広義の意味では、観察・計測、解釈、モデル化、解析、図化及びプレゼンテーションに至る一連のプロセスが可視化と捉えるべきである。
- ・ 人間は物事をイメージする場合に、時系列に沿った現象として考える場合が多いため、可視化においても時系列に沿った説明の導入が有効であると考えられる。
- ・ より効果的な可視化を行うためには、「ストーリー」と「可視化技術」の両方が必要である。また、可視化のストーリーを組み立てる上では、一般的に理解しやすいものを導入として、一つの時間軸に沿った構成とすることが情報受給者の理解度が向上する。
- ・ 研究者が研究で使用するソフトウェアで作成した可視化は、専門家にはわかりやすいが、一般に対しては必ずしも容易に受け入れられるとは限らないことに留意が必要である。一方で、映画などで使われる商用ソフトウェアは感覚的に操作ができる利点がある上、解析の数値データを取り込み編集することで、専門的な映像の作成が可能である。
- ・ 必ずしも高次元の可視化をアウトプットする必要はなく、低次元の可視化を組み合わせることが効果的な場合が多い。可視化する情報を絞り込むことで情報受給者の理解度が向上することが期待されるが、情報を適切に絞り込むためには、可視化する内容を十分理解しておくことが必要となる。
- ・ あるタスクを事前に与えた上で、可視化結果に対するタスクの達成度を分析することで可視化による効果を評価することができる。
- ・ 今後、可視化のリアルタイム化や対話型が進むと考えられ、情報受給者自らが見たい角度や距離や対象物を操作できることが求められる。また、バーチャルリアリティ（以下、「VR」という）技術は、複雑な現象の解明、実験装置の開発、危険作業のトレーニング、交通安全対策及び高齢者支援システムの検討などで有効な手段として期待されている。
- ・ 近年では VR 技術の普及が進んでおり、ヘッドマウントディスプレイが身近な存在となっており、CAVE 型 VR 装置のような大規模なものでも没入感がある可視化が手軽にできる環境が整いつつある。

- ・ 3D グラスによる立体ディスプレイも普及しており、ヘッドマウントディスプレイのような没入感は得られないが、情報受給者がカメラアングルを自由に変えることができることから、理解度を高めるための効果的な可視化システムの一つである。
- ・ 近年では VR の他にも AR (Augmented Reality : 拡張現実) の普及も進んでいる。AR とは、現実世界で人が感知できる情報に、何か別の情報を加えて現実を拡張して表現する技術のことであり、「ポケモン GO」のヒットで注目されたが、以前からスマートフォンのアプリケーションなどで使われており、スマートフォンを向けた方向の星座がわかるアプリケーションなどもある。

これらのことから、効果的な可視化を行うにあたっては、可視化結果を提示する対象者に応じた可視化の内容や条件を吟味し、さらにその内容や条件に応じた可視化手法やシステムを適切に選定することが重要と言える。

## 2) 可視化カタログの整備

地質環境の長期安定性に係る評価技術の共有化や理解促進を図ることを目的として、地形・地質モデルと水理モデルを中心に、様々な可視化事例についてカタログ形式での整理を進めている。特に、地下という一般には見ることができない空間において時間的に変化する現象を分かりやすく表現することを目指した取り組みの一つである。整理した可視化カタログは、原子力機構の公開 HP (<http://www.jaea.go.jp/04/tono/gsp/visualizations.html>) に掲載した。なお、可視化カタログでは、それぞれの可視化内容の解説や特徴及び可視化に使用したデータやツールを併記した。以下に、可視化カタログにあるいくつかの事例について解説する。

### ① 地形変化のシナリオの可視化事例

数百万年前以降の地形変化を概念的に示す方法として、複数の時期に分けて鳥瞰図にして示す方法があるが（例えば、新里ほか, 2007<sup>6)</sup>）、一方向からしか表現できていないことや示している時期以外の期間は表現できていないことなどから、地形学を専門とする研究者が持つ地形に関するシナリオや空間的イメージを、他の分野の研究者や技術者が理解することが難しい場合がある。平成 27 年度は、人間が設定した地形変化の要所の間をコンピュータが補間する方法として既存の技術を組み合わせて 3DCG を作成する方法を整備し、平野部を例に 3DCG を作成した。方法の詳細は、平成 27 年度の本事業報告書（日本原子力研究開発機構, 2016<sup>4)</sup>）を参照されたい。

平成 28 年度は、同様の方法を用いて山間部を例に 3DCG を作成した。ここでは、平成 26 年度の本事業報告書（日本原子力研究開発機構, 2015<sup>5)</sup>）の地形・地質モデルにおける山地発達と断層分布に着目した三百万年前以降の地形・地質概念モデル（図 2.1-2）を基に、時間とともに変化する丘陵・山地の高度や河川の流路を概括的に示した 3DCG を作成した。また、作成した映像は四方位から鳥瞰しながら、概括的に山地や丘陵規模の地形の変化がわかるようにした（図 2.1-3）。本手法の適用においては、様々な時期の数値地形モデル (Digital Elevation Model: 以下、「DEM」という) を多く補間することで隆起の開始時期や停止時期を表現したり、隆起速度の変化を表現したりできるものと考えられる。また、地形学分野のエキスパートが基準年代の DEM をより詳細に編集すれば、海水準変動や侵食堆積（上下変化）のイメージングも可能である。さらに、本手法は地形に限らず他の分野の時間変化する現象についても表現することが可能である。

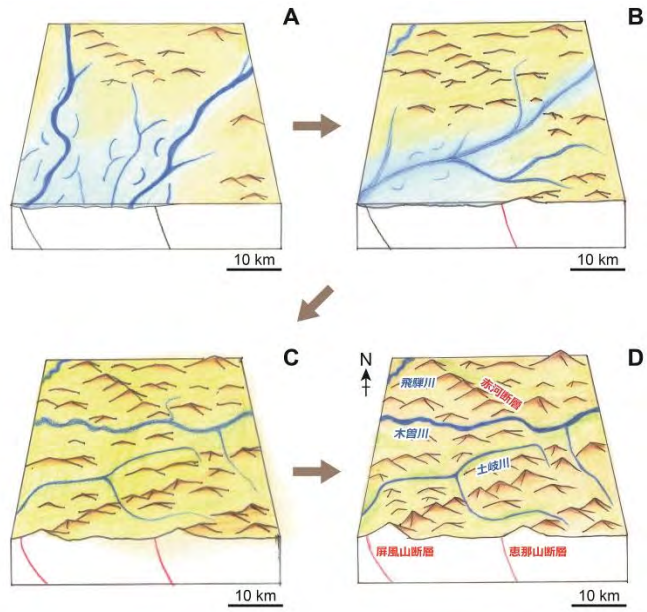


図 2.1-2 山地発達と断層分布に着目した三百万年前以降の地形・地質概念モデル  
日本原子力研究開発機構(2015)<sup>5)</sup>



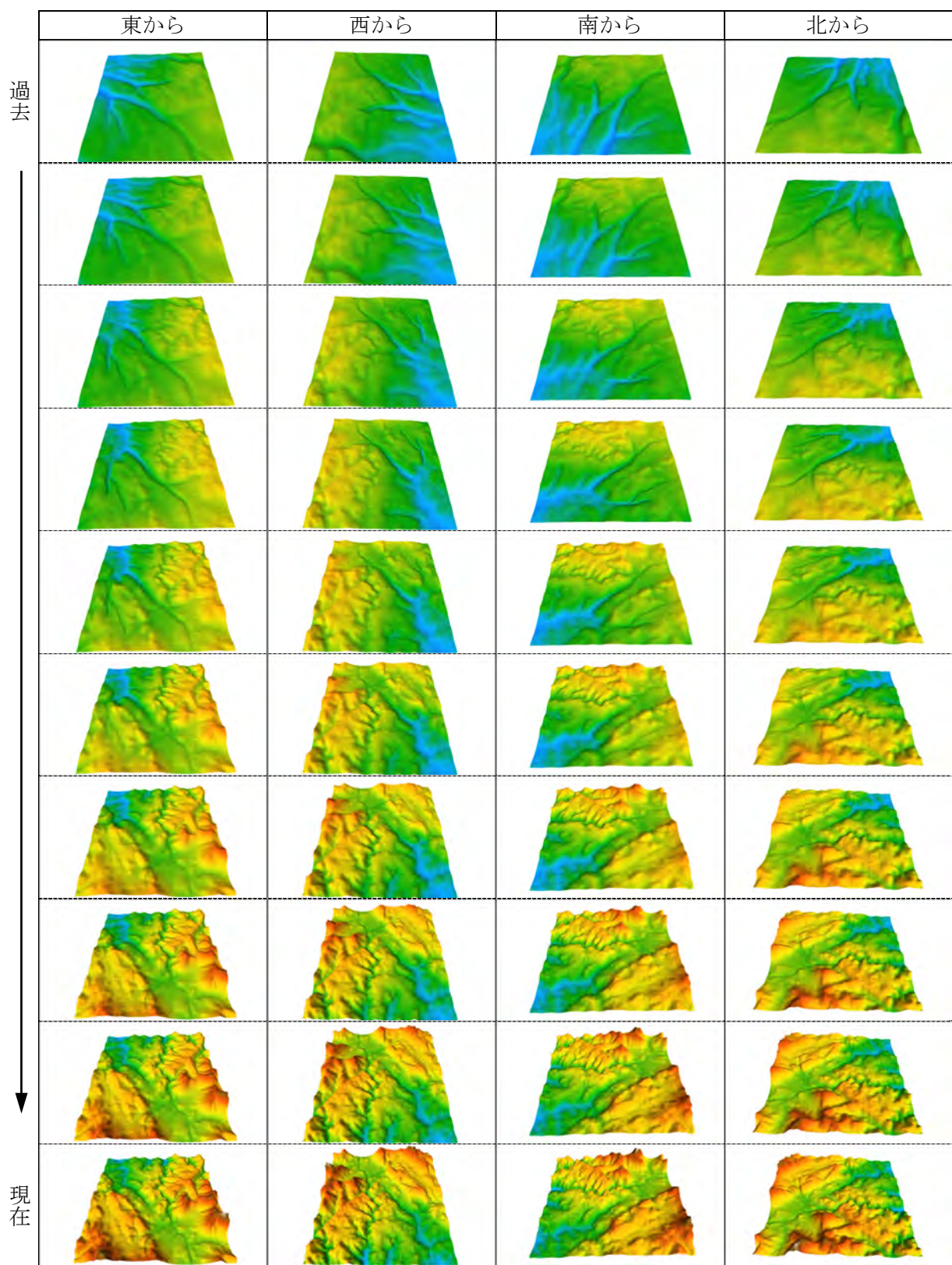


図 2.1-3 地形変化のシナリオの可視化の例  
 四方向からのアニメーション（20 秒間程度）のスクリーンショット

## ② 地下水流動解析結果(地下水の水圧分布)の可視化事例

Persistence of Vision Ray-Tracer (以下、「POV-Ray」という)は、3DCGを容易に作成できるソフトウェアの一つであり、ソースコードが無償で公開され、ソースコードの確認・改造が可能である(POV-Ray, 2017<sup>7)</sup>)。POV-Rayでは、視点に入ってくる光を追跡し、どのように反射屈折したかを調べることで各画素の色を決定する手法を用いて画像変換を行う。この手法を用いることで、透明や半透明な物体、鏡面で周囲が映り込む物体などの再現といった、リアリティの高い画像の表示を実現しているが、光線の追跡に時間がかかるので、リアルタイムCGには向かないという欠点もある。また、このソフトウェアでは、画像変換機能のみを独立させることで、モデリングが中心となっているソフトウェアとの組み合わせが可能となっている。例えば、C言語で書かれたプログラミングによる出力結果をPOV-Rayに受け渡すことも可能で、可視化に関する処理が比較的容易である。

平成28年度は、山間部の事例として東濃地域における土岐川中～上流域の地下水流動解析結果から得られる全水頭分布の結果についてPOV-Rayを用いて可視化した(図2.1-4)。検討領域内における地下水の水圧分布を、等ポテンシャル面の組み合わせで表現した可視化手法であり、POV-Rayで可視化することで物体の素材感や光の現象(透過・反射)を考慮し、三次元的な地下水の水圧分布をより立体的に表現した。地下水の流れに影響を与える断層などと合わせて可視化することで、それらの構造と地下水流動との関連性の理解が深まることが期待される。

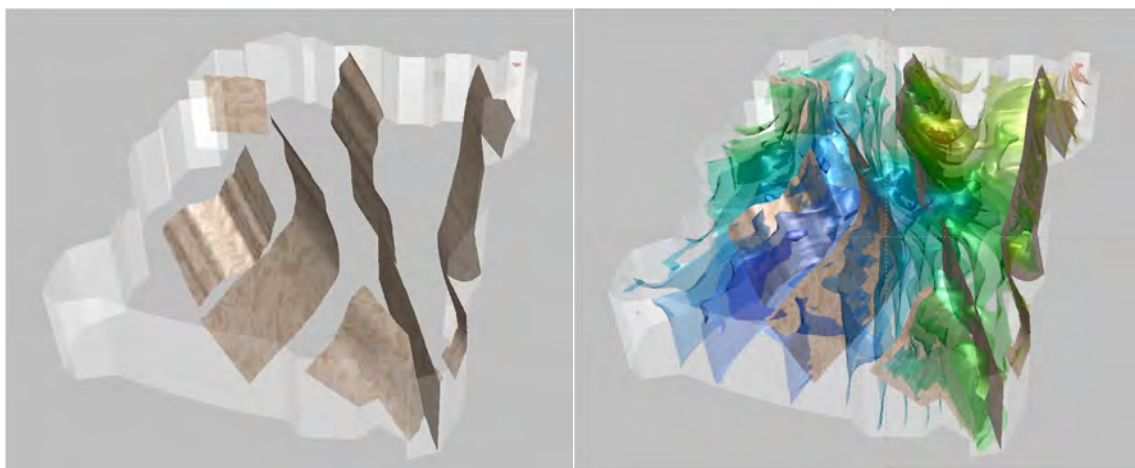


図 2.1-4 POV-Ray を用いた山間部における地下水流動解析結果(全水頭分布)の可視化例  
左：地質モデル(断層分布)、右：全水頭分布

## ③ 地下水流動解析結果(地下水の流速分布・移行経路・移行時間)の可視化事例

地下水流動解析結果を評価するうえでは、地下水の全水頭分布に基づき形成される流速分布、さらにはそれに伴う地下水の移行経路や移行時間をわかりやすく可視化することが有効である。一般的には、地下水の流速はベクトルで、地下水の移行経路や移行時間は流線で表示される。しかし、水理的な不均質性が高い場所における複雑な地下水流動場に対して、ベクトルや流線を用いて三次元的な可視化を試みると、データ数の増加とともにそれぞれのベクトルや流線が互いに干渉するため、可視化結果の理解度は低下する。

そこで、図2.1-5に示すように、定常状態の地下水の水圧分布における地下水の流れを、検討領域内に配置した粒子の色や動きで表現した。粒子の色が、その場所における地下水の流速を表現しており寒色系の粒子ほど流速が遅いことを意味する。また、粒子の動きが、地下水の移行経路と移行時間を表現しており、残された粒子ほど地表の流出までの時間が長い。つまり、時間の

経過とともに寒色系の粒子が多く残っている場所が、検討領域内における地下水の滞留域と解釈できる。検討領域内における地下水の流動域や滞留域といった地下水流動状態を直感的に可視化した事例であり、さらに可視化したコンテンツに回転や移動などの効果や動きを付加することで、複雑な地下水の流れの理解が深まると考えられる。可視化にあたっては、指定点から流出点までの地下水の移行経路沿いの位置座標や流速及び移行時間を用いており、これらの情報は地下水流動解析や粒子追跡線解析を実施することで得られるため、容易に作成することができる利点がある。また、透明感を考慮した流線の表示や、流線を点で表示するなどの工夫を加えることで、よりわかりやすい可視化コンテンツの作成も可能と考えられる。

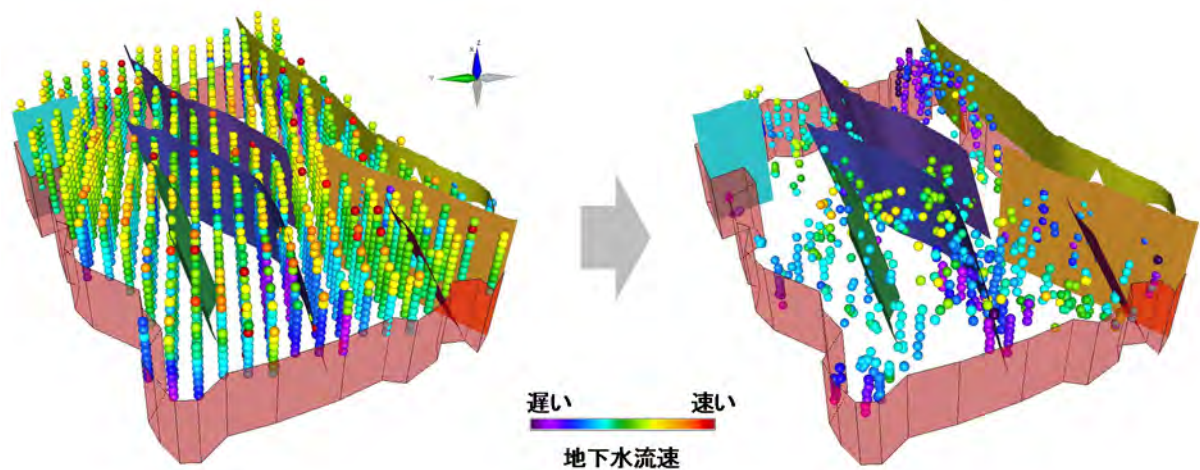


図 2.1-5 地下水流動解析結果（地下水の流速分布・移行経路・移行時間）の可視化例  
左：粒子移行前、右：粒子移行途中

### 3) 統合数値モデルの可視化の試み

図 2.1-6 に統合数値モデルの可視化の一例を示す。図 2.1-6 ではアニメーションによって地表地形を経時的に変化させるとともに、涵養量を地表地形直下の青い線で表現し、その線の長さを変えることで氷期・間氷期サイクルに応じた涵養量の変化を可視化した。これらの自然現象の変化と地下水中の塩分濃度の変化を同期させて表示することで、地下水中の塩分の洗い出しが顕著な場所や塩分が長期的に残留する場所が存在しており、これらの場所が検討領域における相対的な地下水流動の変動域や滞留域であることが視覚的に確認できる。上記の検討結果から、統合数値モデルの効果的な可視化が可能である見通しが得られたと考えられる。

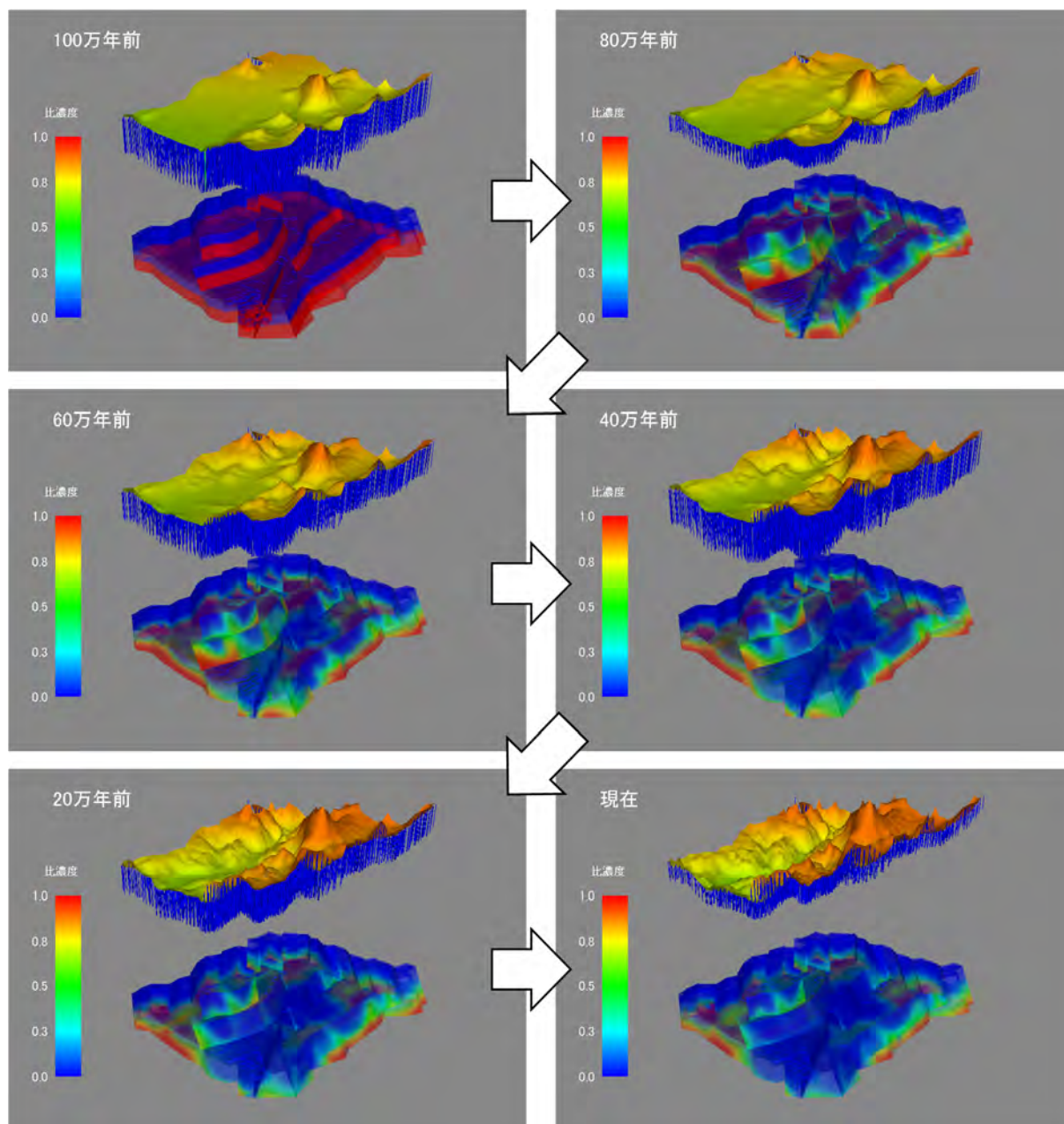


図 2.1-6 統合数値モデルの可視化例  
アニメーションのスクリーンショット（20 万年ごと）

#### 2.1.4 まとめ

東濃地域を山間部の事例として、過去百万年前から現在にかけての地形・地質モデル、地表環境モデル、水理モデル及び地球化学モデルの各モデル間の相互関係を考慮した統合数値モデルを提示するとともに、統合数値モデルの構築の汎用的なフローを更新した。

不確実性については、特に地形変化に着目して古地形の復元にあたっての主要な不確実性を整理するとともに、それらの不確実性が地下水流動状態の長期変動性評価に及ぼす影響を定量的に分析した。その結果、着目する地下水の涵養域及び流出域となる主要な山地や谷などの形成や位置といった大局的な地形分布の復元、並びにその復元に関する不確実性の適切な抽出が重要であることを明らかとした。これら一連の検討を通じて、地下水流動状態の長期変動性評価に及ぼす影響を定量的に評価することが可能な手法を概ね整備することができた。

可視化については、時間変化する現象、特に地下という一般には見ることができない空間を可視化する方法について情報収集を行うとともに、地形・地質モデルと水理モデルの成果を用いた可視化例を提示した。情報収集の結果、可視化結果を提示する対象者に応じた可視化の内容や条件の設定、さらにはその内容や条件に適した可視化手法やシステムの選定が、効果的な可視化を行ううえで重要であることを確認した。本事業で実施しているモデル構築結果や解析結果の可視化例については、可視化内容の解説や特徴、可視化に使用したデータやツールをカタログ形式で整理し、原子力機構の公開 HP に掲載した。また、過去百万年前から現在にかけての長期的な自然現象の変化（地形変化及び涵養量の変化）とそれらを考慮した解析結果をアニメーションによって可視化し、統合数値モデルの効果的な可視化が可能である見通しを得ることができた。

今後は、幌延地域を平野部の事例として統合数値モデルを提示するとともに、構築した統合数値モデルの構築フローの妥当性確認が必要となる。また、統合数値モデルの構築の方法論及びデータ取得からモデル化に至る一連のアプローチに内在する不確実性の定量化に向けた手法について取りまとめることも必要である。可視化については、可視化カタログの可視化事例の拡張と記載内容の最適化が求められる。また、地質環境長期変動モデルの構築や技術開発の高度化及び他の調査・研究への適用において有用な情報を視覚的に提供できる取り組みの一環として、本事業で開発しているモデル構築手法や要素技術の作業プロセスを、映像などを用いてより理解しやすい形に可視化する必要がある。

## 引用文献

- 1) OECD/NEA, Features, Events and Processes (FEPs) for Geologic Disposal of Radioactive Waste An International Database, OECD, 2000, 88p.
- 2) BIOMOVS II, Development of a Reference Biospheres Methodology for Radioactive Waste Disposal, BIOMOVS II Technical Report No.6, Swedish Radiation Protection Institute, Stockholm, Sweden, 1996, 29p.
- 3) 総合資源エネルギー調査会 電力・ガス事業分科会 原子力小委員会 地層処分技術 WG, 最新の科学的知見に基づく地層処分技術の再評価 - 地質環境特性および地質環境の長期安定性について -, 2014, 61p.  
[http://www.meti.go.jp/committee/sougouenergy/denryoku\\_gas/genshiryoku/chisou\\_shobun\\_wg/report\\_001.pdf](http://www.meti.go.jp/committee/sougouenergy/denryoku_gas/genshiryoku/chisou_shobun_wg/report_001.pdf) (2017.1.30)
- 4) 日本原子力研究開発機構, 平成 27 年度 地層処分技術調査等事業 地質環境長期安定性評価 確証技術開発 報告書, 2016, 265p.
- 5) 日本原子力研究開発機構, 平成 26 年度 地層処分技術調査等事業 地質環境長期安定性評価 確証技術開発 報告書, 2015, 229p.
- 6) 新里忠史, 舟木泰智, 安江健一, 北海道北部, 幌延地域における後期鮮新世以降の古地理と地質構造発達史, 地質学雑誌, vol.113(補遺), 2007, pp.119-135.
- 7) POV-Ray, Persistence of vision, <http://www.povray.org/> (2017.1.30)

## 2.2 地形・地質モデル

### 2.2.1 背景と目的

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

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

平成 25 年度は、国際 FEP リスト（OECD/NEA, 2000<sup>1)</sup>）にしたがい、東濃地域及び幌延地域における既往事例研究の成果を整理し、地形・地質モデルの開発における問題点や課題を抽出した。平成 26 年度は、平成 25 年度に抽出された課題及び問題点に対して、既存情報の整理、共同研究、各種分析・試験などを実施するとともに、それらの情報に基づき現状モデルについての確認を行い、蓋然性の高い複数のシナリオ（地殻変動による新たな山地の形成、周期的な気候・海水準変動など）に基づくモデルを検討した。さらに、平成 27 年度は、それまでに得られた成果に基づき、東濃地域と幌延地域をそれぞれ山間部と平野部の事例として、復元する時代を決定し、約百万年前以降の三次元数値地形モデル（paleo-DEM）と三次元数値地質モデル（paleo-3D-GEO model）を構築して、それらの復元方法やパラメータ、処理内容の決定根拠などを合わせて提示した。

平成 28 年度は、平成 27 年度までの成果を踏まえ、東濃地域と幌延地域を山間部と平野部の事例として、異なる環境におけるモデル構築の普遍化を目指したそれぞれの作業フローを提示し、フロー内の各作業に内在する不確実性を整理する。また、そこで整理した不確実性を踏まえて平成 27 年度とは異なる地形・地質モデルを構築するとともに、構築した地形・地質モデルを用いて、東濃地域と幌延地域を事例とした地下水流動特性の長期変動幅の空間分布の評価並びに水理モデルに与える重要因子の抽出手法を検討する（2.3 参照）。さらに、地形・地質モデルの高度化に必要な科学的知見を蓄積するための個別課題である地質学的なデータに基づく岩石の風化状態の復元手法に関する研究を実施する。なお、別の個別課題である断層発達史の解明手法に関する研究については、後背地解析技術の開発（3 章）で述べる。

### 2.2.2 アプローチ

平成 28 年度は、(1)不確実性を考慮したモデル化・作業フローの提示、(2)地形・地質モデルの構築、(3)岩石の風化状態の復元手法に関する研究を行う。各実施項目の詳細を下記に示す。

#### (1) 不確実性を考慮したモデル化・作業フローの提示

東濃地域と幌延地域を事例とした、地形・地質モデルに関する検討内容を踏まえて、それぞれ異なる環境における情報の収集・整理からモデル化に至る一連の作業プロセスを作業フローで整理する。その際、それぞれの作業プロセスに内在する不確実性を抽出するとともにその発生要因や区分と合わせて整理する。

#### (2) 地形・地質モデルの構築

東濃地域及び幌延地域を事例として、(1)で整理した不確実性を踏まえて、平成 27 年度とは異

なるシナリオやモデル化手法による地形・地質モデルを構築する。

### (3) 岩石の風化状態の復元手法に関する研究

既存地質試料の化学組成分析を行い、その結果に基づいて過去の花崗岩の風化状態を復元する方法論を検討した。

## 2.2.3 実施結果

### (1) 不確実性を考慮したモデル化・作業フローの提示

東濃地域と幌延地域を山間部と平野部の事例とした本事業におけるこれまでの成果（日本原子力研究開発機構, 2014<sup>2)</sup>, 2015<sup>3)</sup>, 2016<sup>4)</sup>）や平成 19 年度から平成 24 年度の経済産業省委託事業「地層処分技術調査等事業（地層処分共通技術調査：地質環境総合評価技術高度化開発）」において開発した次世代型サイト特性調査情報統合システムで整理した汎用的な地質環境調査の作業フローやノウハウなど（日本原子力研究開発機構, 2008<sup>5)</sup>, 2009<sup>6)</sup>, 2010<sup>7)</sup>, 2011<sup>8)</sup>, 2012<sup>9)</sup>, 2013a<sup>10)</sup>, 2013b<sup>11)</sup>）の成果を踏まえて、百万年の時間スケールにおける地形・地質モデル構築に係る情報の収集・整理からモデル化に至る一連の作業プロセスを作業フローとして整理した（図 2.2-1）。

また、作業フローの各作業項目の不確実性について、SKB(2011)<sup>12)</sup>を参考に三つの不確実性で区分した。SKB では安全評価に含まれる不確実性を、システムの不確実性(System uncertainty)、概念の不確実性(Conceptual uncertainty)及びデータの不確実性(Data uncertainty)に区分している（SKB, 2011<sup>12)</sup>）。ここで、システムの不確実性については包括性の問題であり、シナリオに関連する全ての FEP が適切な方法で抽出されているか、また、除外された FEP は適切であったかなどが挙げられる。概念の不確実性は地質環境特性の変化に関する天然のプロセスの理解に関連しており、そのプロセスの理解だけでなく、数値モデル構築の際にどのように単純化するかという問題も含む。データの不確実性については、数値モデル構築に利用されるデータに関する不確実性であり、データ間の相関や認識に関する不確実性（知識の欠如）と偶然性に関する不確実性（天然の変動性）の区別を含んでいる（日本原子力研究開発機構, 2015<sup>3)</sup>）。

また、作業項目のうち、「モデル化領域の設定」では、概括的な地形・地質モデルに基づく地下水流動解析により地下水流動系を把握する必要があることから（2.2.3(2)参照）、その流れも作業フローに明示した。

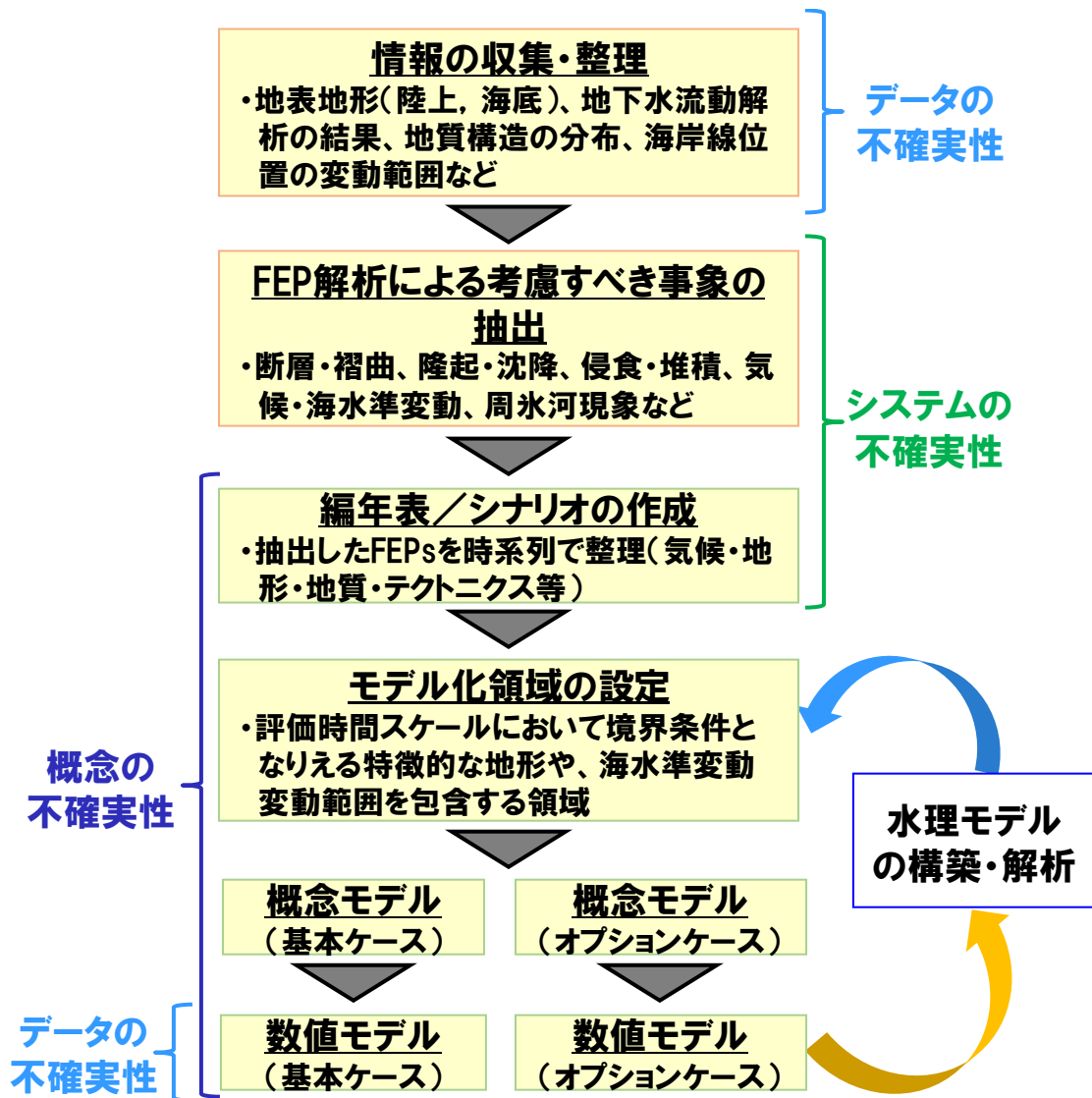


図 2.2-1 地形・地質モデルの作業フロー

東濃地域と幌延地域では、同様の作業フローではあるが、東濃地域においては断層山地と盆地、幌延地域では、山地・丘陵と平野に加えて、気候・海水準変動による陸域の変化や周氷河現象を考慮する点で異なる。また、不確実性は作業フロー内のすべての作業項目に内在すると考えられ、地形・地質モデルのアウトプットとなる概念モデルや数値モデルは複数のモデルが構築できると考えられる。地形・地質の変化が地表環境、水理、地球化学などに影響を与えることから、地形・地質モデルの構築において内在する不確実性を明確にしておくことが重要である。そのため、本事業における東濃地域及び幌延地域を事例としたこれまでの検討内容を踏まえて、作業フローの各作業項目における作業内容と不確実性、不確実性の発生要因を前述の不確実性区分とともに整理した（表 2.2-1）。



表 2.2-1 地形・地質モデルにおける不確実性の整理

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

平成 28 年度は、各作業項目において抽出した不確実性とその発生因子のうち、地形・地質モデルの作業フローのアウトプットとなる概念モデルと数値モデルの構築に着目して、東濃地域及び幌延地域における検討事例も踏まえて、不確実性に関する分析を行った。

概念モデルの構築では、その上流の作業で抽出した事象やシナリオに基づいて、百万年の時間スケールで考慮すべき事象とその変遷を概念的に記述したモデルを作成する。したがって、概念モデルを構築する際には、収集・整理した情報の不確実性とそれらの情報から抽出した事象の不確実性、事象を時系列で整理した編年表や長期変遷シナリオ（日本原子力研究開発機構, 2014<sup>2)</sup>, 2015<sup>3)</sup>）が有する不確実性といったデータの不確実性と概念の不確実性を考慮する必要がある。概念モデルの不確実性は、概念モデルに記述すべき事象（地形・地質事象）に関する天然のプロセスの理解に関する不確実性であり、その不確実性に起因して、複数の概念モデルが構築されると考えられる。具体的な例として、幌延地域では、サロベツ断層の分布・形状やサロベツ断層と大曲断層の活動開始時期が複数想定されることや、隆起・侵食に伴う封圧低下による高透水性割れ目の形成・発達、氷期における不連続永久凍土の形成などが挙げられており（日本原子力研究開発機構, 2015<sup>3)</sup>）、これらの事象の取り扱い方によって複数の異なる概念モデルが設定できる。また、東濃地域を事例とした検討（日本原子力研究開発機構, 2015<sup>3)</sup>）では、現在参考可能な情報から三百万年前以降の山地形成と断層発達を考慮した概括的な地形・地質概念モデルを作成しており、そこに新たな情報（例えば、本事業で検討を進めている風化に関する知見など）が加わることで、その他の可能性についても検討することが可能となり、その結果、概念モデルの更新や新たに異なる概念モデルが設定できる可能性がある。

一方、数値モデルの構築では、概念モデルで記述した各事象に対して、収集した情報に基づいてそれらの事象の空間分布を求めてモデルを作成する。数値モデルの構築における不確実性は、数値モデルの構築方法に関する不確実性であり、概念の違い（情報の解釈の違い）や情報の数値的なばらつきなどに関する数値モデルでの取り扱い方法や過去の地形・地質の分布・形状の復元プロセスの違い、モデルの復元解像度、データの補間方法などが挙げられる。そのため、数値モデルについても複数のモデルが構築可能であると考えられる。そこで、東濃地域及び幌延地域を事例として、古地形復元の概念の違い、古地形復元のプロセスの違い、地形分布・地質分布の解像度の違い及び地形面の認定・対比の違い（データの補間方法の違い）に着目した数値モデルを構築するとともに、数値モデルの構築方法に関する不確実性が地下水流動状態に与える影響について検討を行った（2.2.3 (2)及び 2.3.3 参照）。

## (2) 地形・地質モデルの構築

### 1) 山間部の地形・地質モデル

#### ① 研究領域及びモデル化領域の設定

地形変化や気候変動などの地質環境の変化が地下深部の地下水流動状態に及ぼす長期変動性を評価するにあたっては、まず、長期変動性を評価する領域とその領域内の地下水流動状態を推定するために必要となる数値モデルのモデル化領域の設定が必要である。モデル化領域の範囲や領域境界条件の設定は、長期変動性を評価する領域内の地下水流動状態の推定結果に影響を及ぼす可能性が懸念されることから、長期変動性を評価するうえで考慮すべき重要な不確実性の一つと考えられる。適切なモデル化領域及びその境界条件の設定のためには、深部地下水流動系に影響を与える可能性がある後背地地形や大規模な断層を考慮した地下水流動解析を実施し、評価対象となる領域内を通過する地下水の涵養域から流出域までを包含する地下水流動系を抽出することが有効な手段の一つとされている（稲葉・三枝, 2005<sup>13)</sup>）。これらのことを踏まえて、長期変動性を評価する領域（以下、「研究領域」という）とモデル化領域の設定を行った。研究領域とモデル

化領域の設定に関する具体的な手順を以下に示す。

研究領域とモデル化領域を設定するために、まず、検討の対象地域における過去百万年スケールの地形・地質発達史を踏まえつつ、深部地下水流動系に影響を及ぼす可能性のある後背地地形（山地）を包含した広範囲を対象とした地下水流動解析を実施し、対象地域における概略的な地下水流動系を把握する。次にこの領域内に任意の研究領域を設定し、設定した研究領域内を通過する地下水の涵養域から流出域までを包含する地下水流動系を抽出し、その地下水流動系を包含する範囲をモデル化領域として設定する。

東濃地域においては、既往研究モデル（以下、「広域モデル」という）として、木曾山脈から濃尾平野及び濃尾平野の形成に寄与したと考えられる断層山地（養老山地）を含む領域（図 2.2-2）を対象に、主要な山地の隆起開始時期や隆起速度などの時代変遷を考慮して、150 万年前から現在までの複数時期の概略的な古地形分布を復元して構築した地形・地質モデルに基づいて、地下水流動解析を実施している（尾上ほか, 2009<sup>14)</sup>）。その結果、山地や丘陵の成長や起伏の増加が地下水流動特性に与える影響が相対的に大きいこと、地形変化に伴う涵養域から流出域までの地下水流動系は、大きく変化していないことが明らかにされている（尾上ほか, 2009<sup>14)</sup>）。本事業では、この広域モデルの地下水流動解析結果を用いたパーティクルトラッキング解析（以下、「PT 解析」という）を実施し、研究領域内を通過する地下水流動系を抽出した。

平成 27 年度モデル（以下、「土岐川流域モデル」という）では、水理モデルの妥当性確認に適用可能な地球化学データが取得されている領域として、瑞浪超深地層研究所近傍を研究領域として設定し、そこを通過する地下水流動系を確認して、その地下水流動系を包含する、土岐市西方の渓谷部より上流部の土岐川流域（約 20 km 四方）をモデル化領域として設定した。（図 2.2-2；日本原子力研究開発機構, 2016<sup>4)</sup>）。一方、平成 28 年度のモデル化領域では、研究領域として、土岐川中流域の 10 km×10 km 四方程度を設定し（図 2.2-2）、研究領域に配置した PT 指定点を通過する地下水流動系を確認した。この際、現在及び約 110 万年前の二つの時期の PT 解析結果の比較から、百万年程度の期間における地下水流動系の概略的な変化についても確認した。PT 解析の結果からわかるとおり、百万年程度では研究領域内を通過する地下水流動系が大きく変化することはなく、地下水の涵養域は遠方で研究領域の北東域に位置する美濃高原の南部、御嶽山や木曾山脈である可能性が示唆されるが、流出域は概ね土岐川流域モデルの領域（図 2.2-3）（日本原子力研究開発機構, 2016<sup>4)</sup>）内に留まることを確認した。この結果を踏まえて、平成 28 年度モデル（以下、「木曾川流域モデル」という）のモデル化領域として、御嶽山、木曾山脈から華立断層を含む約 100 km×約 70 km の領域を設定した（図 2.2-2）。これらのことから、研究領域を設定する場所や範囲によって、モデル化領域の範囲は異なる。

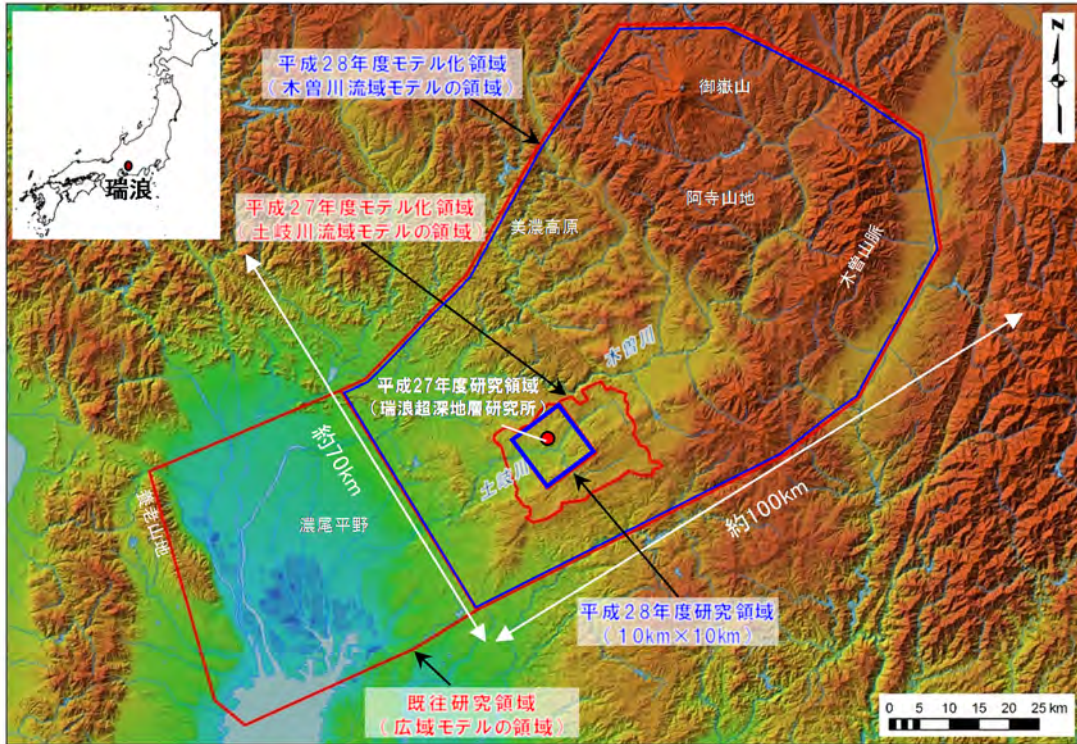


図 2.2-2 研究領域及びモデル化領域の設定 (山間部)

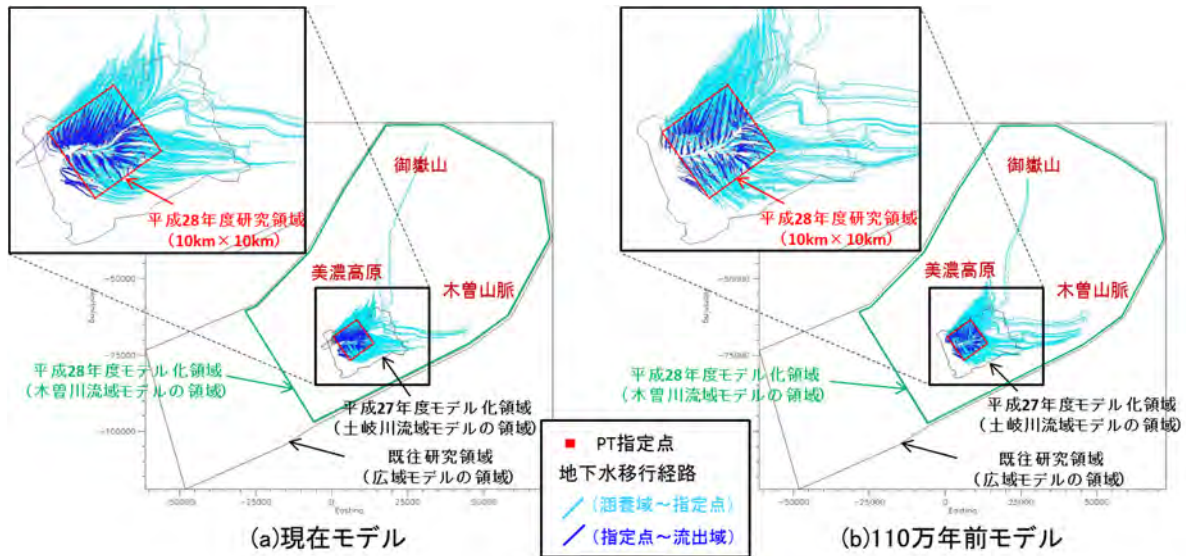


図 2.2-3 研究領域内 (東濃) を通過する地下水移行経路

(PT 指定点:平面方向には 1 km 間隔、深度方向には深度 50 m~1,650 m に 200 m 間隔で配置)

## ② 地形モデルの構築

古地形復元のプロセスの違いに着目して、平成 27 年度とは異なる方法で、東濃地域の地形・地質発達史における三つのステージ (100 万年前、45 万年前及び 14 万年前) の古地形モデルを作成する。使用するデータの一覧を表 2.2-2 に示す。ベースデータには 10 m グリッドの数値標高モデル (DEM) を 100 m グリッドにリサンプリングした DEM を使用した。DEM の数値解析については、地理情報システムのソフトウェアである ESRI® Arc GIS® 10.4 に実装されているモ

デル構築機能 (Model Builder) を用いた。測地座標系については世界測地系、平面直角座標系第 7 系を採用した。

表 2.2-2 東濃地域の地形モデル作成において使用したデータ

データ名	出典	使用目的
10 m 数値標高モデル	国土地理院 基盤地図情報 <sup>15)</sup>	ベースデータ
活断層分布図	活断層研究会編 (1991) <sup>16)</sup>	断層ブロックの作成
20 万分の 1 シームレス地質図	産業技術総合研究所 地質調査総合センター(編) (2007) <sup>17)</sup>	河川の谷埋め

(a) 処理内容

地形モデル構築に係わる処理のフローを図 2.2-4 に示す。平成 28 年度の地形モデルでは、最初に「断層運動と濃尾傾動運動による地形の変位量」をもつラスターデータ (変位ラスター) を作成した。次いで、現在の DEM から、変位ラスターを差し引くことで、過去から現在までの隆起量を考慮した地形モデルを作成した。その後、100 万年前の地形モデルについては、「御嶽山の出現前の地形」を考慮した処理を、14 万年前の地形モデルでは「現在の河川の谷埋め」を考慮した処理をそれぞれ行った。最後に、本地形モデルでは、山地、谷 (流路)、盆地の大まかな地形及び地形配列を復元対象とすることから、全てのステージの地形モデルに対して 1 km 方眼での接峰面処理を行った。以下では、地形モデルの構築に係わる処理内容について詳述する。

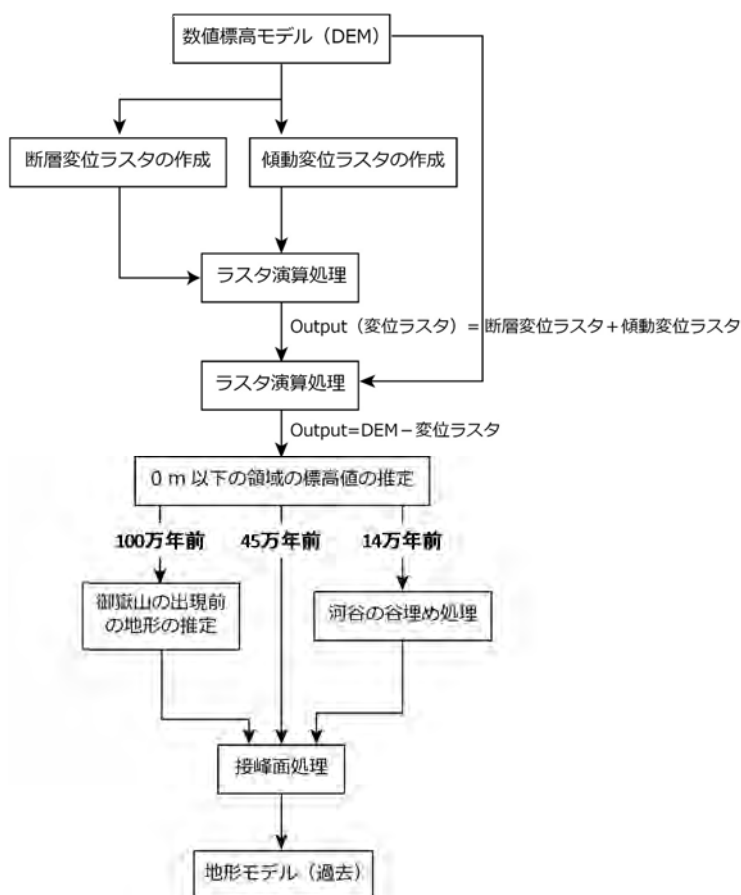


図 2.2-4 東濃地域の地形モデル構築のフローと主な処理





表 2.2-3 断層変位ラスタの作成に用いたパラメータ

ブロック	断層	1,000 年間の変位量 [m]		引用文献
木曾山脈	田切断層	0.7 (0~2 万年前)	0.28 (2~80 万年前)	文献 1
	川路・竜丘断層	1 (0~4 万年前)	0.27 (4~80 万年前)*	文献 1
	木曾山脈山麓断層群	0.8 (0~2 万年前)	0.27 (2~80 万年前)*	文献 1, 2
	清内路峠断層	0.5 (0~6 万年前)	0.27 (6~80 万年前)*	文献 1
阿寺山地	阿寺断層		0.4	文献 3
二ツ森山地	なし		なし	なし
屏風山断層	屏風山断層東部		0.33	文献 4
	屏風山断層西部		0.15	文献 4
三河高原	恵那山断層		0.2	文献 5
見行山地	赤河断層北部		0.005	文献 4
	赤河断層南部	0.07 (0~60 万年前)	0.012 (60~100 万年前)	文献 4
華立断層	華立断層		0.1	文献 2, 5
猿投山	猿投山北断層		0.3**	文献 6
	猿投-境川断層	0.1 (0~1 万年前)	0.1 (1~100 万年前)*	文献 1

\* : 文献の考察範囲外の時代のため、その外挿値とした。

\*\* : 文献に記された平均変位速度の平均値を採用した。

文献 : 1, 活断層研究会編 (1991)<sup>16</sup> ; 2, 森山(1989)<sup>21</sup> ; 3, 地震調査研究推進本部(2004a)<sup>22</sup> ; 4, 陶土団体研究グループ(1993)<sup>23</sup> ; 5, 陶土団体研究グループ(1999)<sup>24</sup> ; 6, 地震調査研究推進本部(2004b)<sup>25</sup>

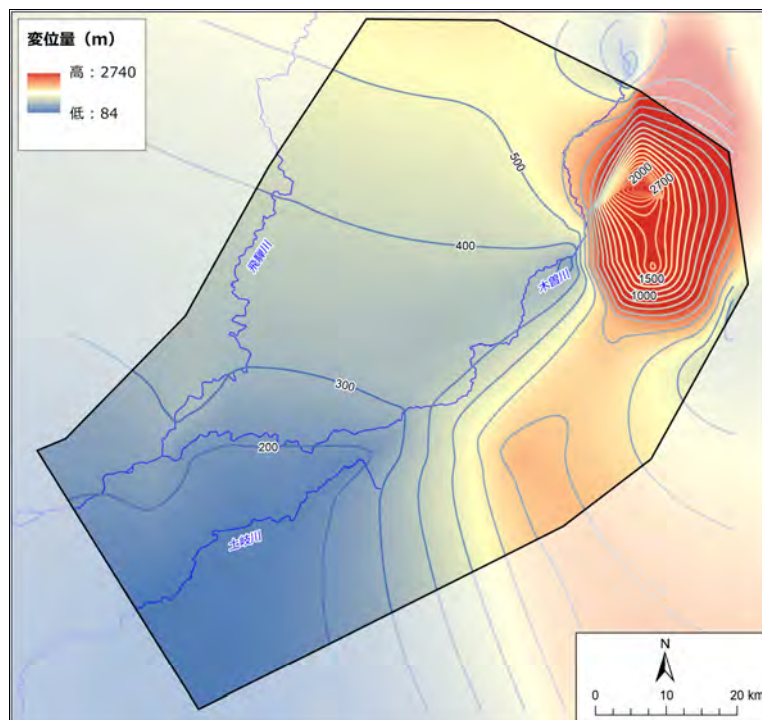


図 2.2-7 傾動変位ラスタ (100 万年前の地形モデルの例)  
等値線 (単位はメートル) は変位量を示す。



・隆起に係わる変位を考慮した地形モデルの作成

隆起に係わる変位を考慮した地形モデルについては、ラスタ演算機能を用いて、現在の DEM から変位ラスタを差し引くことで求めた。このとき、100 万年前と 45 万年前の地形モデルには、盆地部を中心に標高 0 m 以下の領域が出現する。例えば、100 万年前の地形モデルでは、恵那・中津川盆地において、最大で標高 -900 m に近い領域が生じる（図 2.2-8）。本事業では、こうした標高 0 m 以下の領域に対して、一度 null 値を与えた後、それらに Arc GIS にある「標高穴埋め関数」（平面フィッティング/IDW（Inverse Distance Weighting：逆距離加重）機能を用いて、周囲の標高値から推定される標高値を与えた。

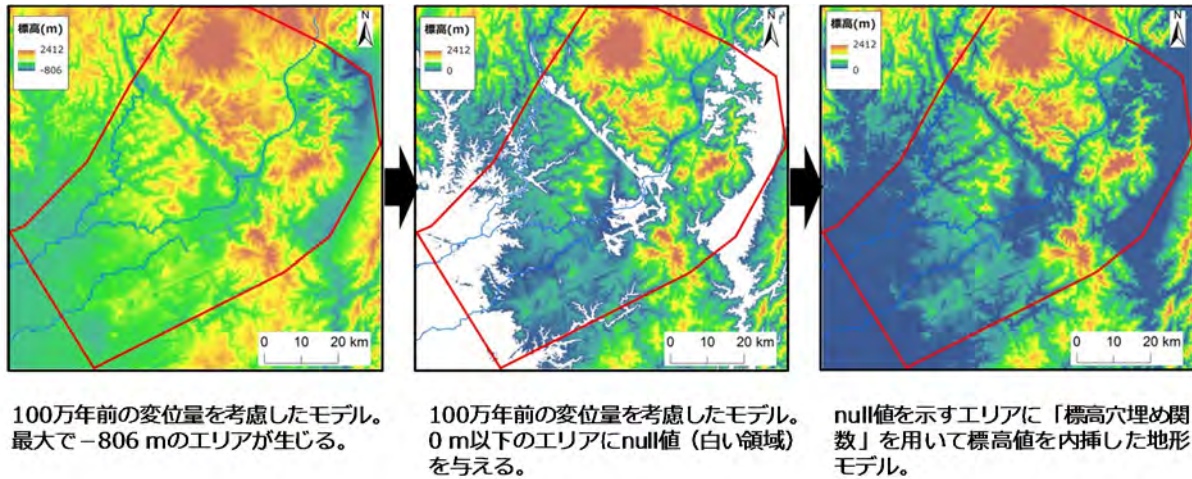


図 2.2-8 標高穴埋め関数による標高値の推定

・100 万年前と 14 万年前の地形モデルにおける個別処理

100 万年前の地形モデルにおける処理：100 万年前の地形モデルでは、「御嶽山の出現前の地形」を考慮した処理を行った。この処理では、まず阿寺山地ブロックの中に御嶽山ブロックを作成し（図 2.2-9）、一律の標高値を与え定数ラスタとした。最後に、地形 DEM の上に御嶽山ブロックの定数ラスタを重ねた。御嶽山ブロックに与えた標高値については、「100 万年前の地形モデル上の阿寺山地ブロックと同等の標高値であること」及び「盆地状の地形が形成されないこと」の二つの条件を満たすように標高 1,000 m とした。

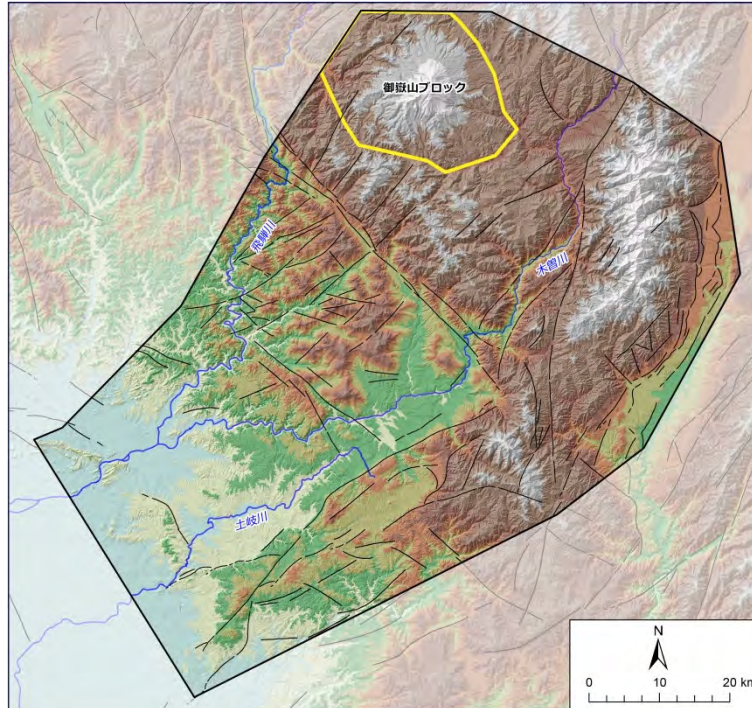


図 2.2-9 100 万年前の地形モデルにおける御嶽山ブロックの範囲

**14 万年前の地形モデルにおける処理：**14 万年前の地形モデルでは、MIS 6 の氷期に対応した河川の谷埋めを考慮する必要がある。しかし、解析領域において、氷期の谷埋めの高さの基準となる河成段丘面区分図は作成されていない。そこで、平成 28 年度の地形モデルでは、特定の段丘面の高さではなく、20 万分の 1 シームレス地質図（産業技術総合研究所 地質調査総合センター（編），2007<sup>17</sup>）に示された河川沿いの第四系の高さまで主要三河川（木曽川、土岐川、飛騨川）の谷埋めを行った。河川の谷埋めの手順は次の通りである。

処理 1：現在の地形図から主要三河川のポリラインデータを作成する。

処理 2：隆起に係わる変位を与えた地形モデルを使用し、谷埋め法で接峰面図を作成する。谷埋め法による接峰面処理は、日本原子力研究開発機構（2016<sup>4</sup>）に示した手順と同様である。

処理 3：「14 万年前の谷埋め接峰面図」から主要三河川のポリラインに標高値を与える。このとき、河川ポリラインには 300 m 四方の平均標高を読み取らせた。これは、河川ポリラインの蛇行部分が、100 m メッシュの「14 万年前の谷埋め接峰面図」の谷部と対応しないケースが多々あるためである。つまり、河川ポリラインにおいて 100 m 四方の標高値の読み取りを行うと、河川が上流から下流に向かい標高値を減ずることが出来なくなるという問題が生じるためである。

処理 4：ポリラインデータをラスターデータに変換し、「14 万年前の河川ラスター」を作成する。本地形モデルでは、主要三河川の谷幅などを考慮し、ラスターデータのサイズを 500 m メッシュサイズとした。

処理 5：作成した河川ラスターを後述する 1 km 方眼による接峰面処理を終えた地形モデルに重ね合わせる。

処理 2 における「14 万年前の谷埋め接峰面図」の谷埋め幅と接峰面処理の回数については、次のようにして決定した。まず、適当な谷埋め幅と接峰面処理の回数を与えて作成した「14 万年前の谷埋め接峰面図」に 10 m 間隔の等高線を発生させる。次に 20 万分の 1 シームレス地質図（産

業技術総合研究所 地質調査総合センター(編), 2007<sup>17)</sup> から、第四系を抽出し、それらを 10 m 間隔の等高線が引かれた「14 万年前の谷埋め接峰面図」上に表示する (図 2.2-10)。最後に、主要三河川沿いに「河川と抽出した地質が凡そ同じ標高にあること」と「現在の河川の流路と同じであること」の二つの条件をなるべく満たすように谷埋め幅と接峰面処理の回数を調整する。こうした過程を経た結果、「14 万年前の谷埋め接峰面図」における谷埋め幅は 300 m 四方、接峰面処理の回数は 10 回となった。

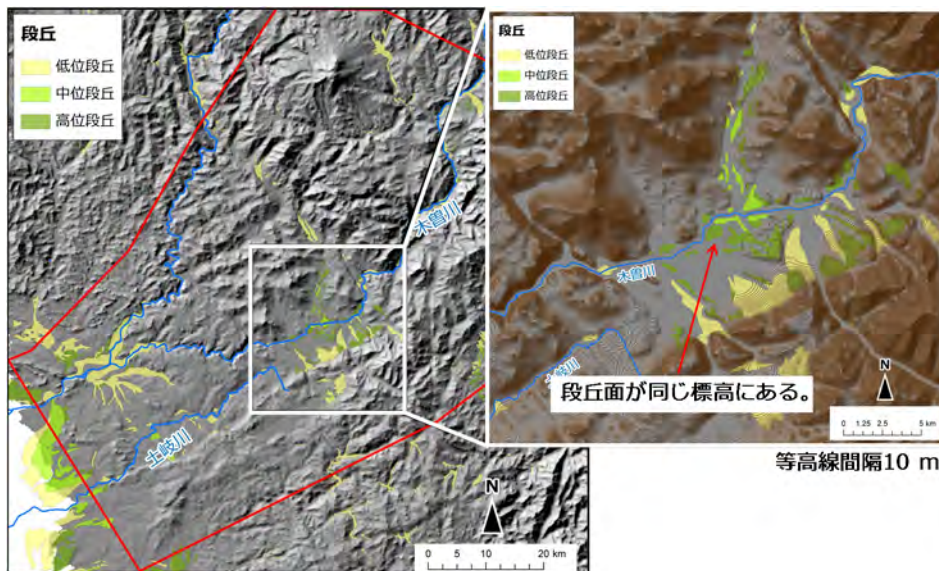


図 2.2-10 14 万年前の河川ラスタの作成方法

#### ・接峰面処理

接峰面処理では、1 km 方眼法に基づく処理を行った。GIS での具体的な処理は、次の通りである。

処理 1：地形 DEM に対して、ブロック統計機能を用いて 1 km 四方の最も高い標高値を各ブロックの標高値に与える。

処理 2：得られた標高値から標高 20 m の等高線を発生させ、それらから TIN を作成する。

処理 3：TIN からラスタデータに変換する。

処理 4：Arc GIS のサーフェスの平滑化機能を用いて DEM に閉塞凹地が出来ない処理を施す。

14 万年前の地形モデルについては、主要三河川の流路を、現在の流路と同じくするために、接峰面処理を終えた地形モデルに「14 万年前の河川ラスタ」を重ね合わせた。

#### (b) 古地形モデル

上記の各処理により形成された 14 万年前、45 万年前及び 100 万年前の地形モデルを図 2.2-11 に示す。

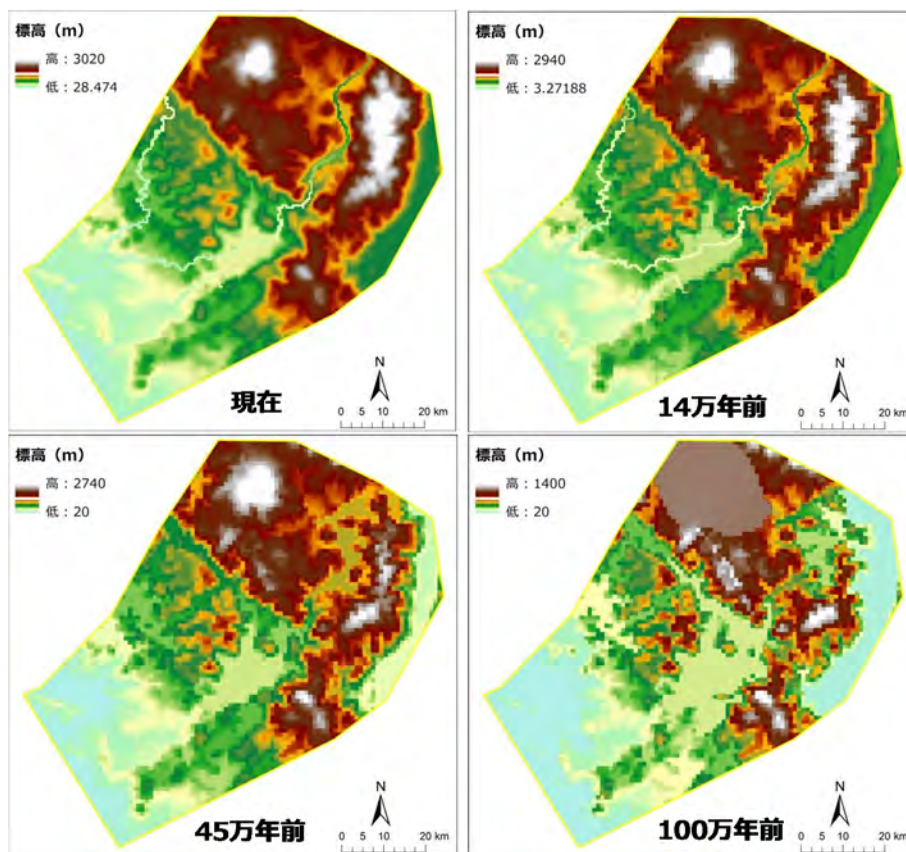


図 2.2-11 東濃地域における現在、14 万年前、45 万年前及び 100 万年前の地形モデル

### (c) 平成 27 年度と平成 28 年度の古地形復元のプロセスの違い

平成 27 年度と平成 28 年度の 100 万年前の古地形モデル作成に係る作業手順を表 2.2-4 に示す。平成 27 年度と平成 28 年度の両モデルにおいて内的営力（地殻変動・火山活動）と外的営力（侵食作用）を考慮した処理を行った。平成 27 年度では、①と④が内的営力を考慮した処理であり、②と③が外的営力を考慮した処理である。平成 28 年度では、①と②と③が内的営力を考慮した処理であり、④が外的営力を考慮した処理である。しかし、平成 28 年度と平成 27 年度の古地形モデルは復元する地形の空間スケールが大きく異なる。すなわち、前者が木曾川、飛騨川、土岐川の三河川の流域を含む数千  $\text{km}^2$  の範囲において山地、谷（流路）、盆地の大まかな地形及び地形配列を復元対象とするのに対し、後者は現在の土岐川流域、数百  $\text{km}^2$  の範囲に分布する段丘面や小起伏面に基づいた古地形が復元対象である。復元する地形の空間スケールが異なることに起因して、平成 27 年度と平成 28 年度とでは古地形復元のプロセスや個別具体的な処理内容において以下に述べる違いがある。

表 2.2-4 平成 27 年度と平成 28 年度の地形モデルの作成手順

平成27年度	① 断層による変位	② 接峰面処理	③ 古地形面の復元	④ 漂尾傾動運動による変位
処理内容	<ul style="list-style-type: none"> <li>断層とその周辺の地形の特徴からモデル化領域をブロック区分</li> <li>各ブロックの変位量の算出</li> <li>ブロックごとにDEMに変位を適用</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>モデル化領域全域に対して、250 m方眼法に基づく谷埋め処理</li> <li>DEMに対する谷埋め処理</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>対象とする小起伏面の決定</li> <li>面の頂面高度から、その全体の傾向を反映した地形面を復元（内挿補間）</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>傾動量の設定</li> <li>領域全体（DEM）に対して傾動量を適用</li> </ul>
入力データ	<ul style="list-style-type: none"> <li>断層を境に3ブロックに区分したDEM</li> <li>ブロックごとに文献に基づく断層の変位速度から算出した変位量</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>モデル化領域全域に対して、250 m方眼法に基づく谷埋め処理</li> <li>地形モデルが対象とする時間スケールでは、100 m以下の規模の地形はノイズとして無視できること</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>小起伏面区分図</li> <li>土岐川沿い：Tk-1面、屏風山断層以南：By-2面</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>土岐川沿い3地点の過去12万年間の隆起量*1</li> </ul>
判断	<ul style="list-style-type: none"> <li>百万年スケールで考慮が必要な断層を抽出し、モデル化領域をブロック区分</li> <li>100万年分の変位量を現在の地形から差し引いた際に、三つのブロック（山地）が消失しない値（文献の平均変位速度の範囲内）の組合せ</li> <li>ブロック内では一律の変位量</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>地形モデルが対象とする時間スケールでは、100 m以下の規模の地形はノイズとして無視できること</li> <li>東濃地域に分布する小起伏面を開析する谷幅がおおよそ250 mであること</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>地史をもとに対象とする面を判断</li> <li>Tk-1面は、土岐川沿いで最も高い小起伏面であり、広く土岐砂礫層に覆われること、全体的に南西方向に傾くことから、この時期に「北東側からの礫供給で形成された地形面」と判断</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>—</li> </ul>
平成28年度	① 断層による変位	② 漂尾傾動運動による変位	③ 御嶽山の出現前の地形	④ 接峰面処理
処理内容	<ul style="list-style-type: none"> <li>断層を境にモデル化領域をブロック区分</li> <li>各ブロックの変位量の算出</li> <li>ブロックごとにDEMに変位を適用</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>傾動量の設定</li> <li>領域全体（DEM）に対して傾動量を適用</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>御嶽山ブロックの設定</li> <li>標高値の設定</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>谷埋め幅の設定</li> <li>DEMに対する谷埋め処理</li> </ul>
入力データ	<ul style="list-style-type: none"> <li>断層を境に8ブロックに区分したDEM</li> <li>ブロックごとに文献に基づく断層の変位速度から算出した変位量</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>土岐川沿い3地点の過去12万年間の隆起量*1</li> <li>木曾山脈の隆起・削剥史*2</li> <li>隆起量マップ*3</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>標高1,000 m</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>モデル化領域全域に対して、1 km方眼法に基づく谷埋め処理</li> </ul>
判断	<ul style="list-style-type: none"> <li>百万年スケールで考慮が必要な断層を抽出し、領域をブロック区分</li> <li>変位量は文献の変位速度の平均値より算出</li> <li>ブロック内では断層から離れるほど変位量が小さくなるよう設定</li> <li>断層変位量と傾動量を現地地形標高から差し引いた結果、標高0 m以下となる場所が生じたことから、周囲の標高値から補間することで標高0 m以下を解消</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>100万年前の地形モデル上の阿寺山地ブロックと同等の標高値であること</li> <li>盆地状の地形が形成されないこと</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>100万年前の地形モデル上の阿寺山地ブロックと同等の標高値であること</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>盆地状の地形が形成されないこと</li> <li>地形スケール程度の空間解像度での古地形復元であること</li> </ul>

\*1；田力ほか(2011)<sup>19)</sup>、\*2；Sueoka et al.(2012)<sup>18)</sup>、\*3；地質環境の長期安定性研究委員会(2011)<sup>20)</sup>

#### ・ 内の営力を考慮した処理

**断層による変位：**平成 27 年度では、10 万分の 1 のスケールで俯瞰したときの山地・丘陵・盆地との地形境界を考慮して断層ブロックを区切った。平成 28 年度では、40～50 万分の 1 のスケールで俯瞰したときの山地・山脈・盆地との地形境界を考慮して断層ブロックを区切った。結果として平成 27 年度の断層ブロックの方が平成 28 年度のものより詳細なスケールでの起伏の違いを反映させた区切られ方となっている。

断層ブロックの処理内容については、平成 28 年度では平成 27 年度と異なり一つの断層ブロック内で複数の変位量を与える必要があった。そのため、平成 28 年度では、平成 27 年度と異なり、コントロールポイントから TIN を組み、そこから変位ラスタを作成した。その結果、平成 28 年度ではブロック内での変位量が不均一であり、断層沿いで最も変位量が大きくなる。

**濃尾傾動運動による変位：**平成 27 年度と平成 28 年度では、傾動による変位量のコントロールポイントの数が前者で 3 地点であるのに対して、後者で数十地点に及ぶ。その結果、平成 27 年度と平成 28 年度ではコントロールポイントの内挿補間法や作成された傾動ラスタの変位量分布が異なる。傾動ラスタの変位量分布については、平成 27 年度は、東から西に向かって変位を低下させる単純なパターンを示し、平成 28 年度は図 2.2-7 に示したように木曾山脈で最も変位量が大きくなる比較的複雑なパターンを示す。しかし、重要なのは、平成 27 年度と平成 28 年度ともに全体として東側に向かうほど変位量が大きくなること、すなわち両者ともに濃尾傾動運動の変位パターンをとっており、地質学的な考え方と矛盾しないことである。

平成 27 年度と平成 28 年度では、傾動による変位を最後に処理したか、断層変位と並列して処理をしたかの違いがある。平成 27 年度では、作成した傾動ラスタが単純な形状をしているため、本処理を最後に行っても出力される地形モデルに意図しない地形（例えば、急崖）が出現するなどの問題は無かった。一方、平成 28 年度では傾動ラスタが複雑な形状をとるため、平成 27 年度と同様に最後の処理とした場合、出力される地形モデルに意図しない地形が出現することが考えられた。そのため、平成 28 年度では、平成 27 年度と異なり、傾動ラスタの作成を断層変位ラスタの作成と並列して行い、処理後に意図しない地形が出現したとしても、その後の処理（例えば、接峰面処理）において解消できるようにした。

**御嶽山の出現前の地形：**平成 27 年度では火山活動を考慮する必要がなかったことから、平成 28 年度のみ処理を考慮した。

#### ・ 外的営力を考慮した処理

外的営力を考慮した処理は、古地形面の復元と接峰面処理である。山地の隆起に伴う侵食については、(1) 東濃地域の丘陵・山地の頂部には隆起準平原と推測される小起伏面が良く発達していること、(2) 山地・丘陵の小地形スケールの開析谷は接峰面処理で埋めてしまうことから、平成 27 年度、平成 28 年度の両モデルともに考慮していない。

**古地形面の復元：**平成 27 年度の地形モデルでは、小～中地形である河成段丘面や小起伏面の分布に基づいて侵食前の地形面（古地形面）の復元を行った。一方、平成 28 年度では数千  $\text{km}^2$  の範囲において山地、谷（流路）、盆地の大まかな地形及び地形配列を復元対象とすることから、それらの構成要素の一つに過ぎない河成段丘面や小起伏面を対象とした地形面の復元については、基本的に考慮しない。しかし、14 万年前のモデルでは、解析領域内の主要 3 河川（木曾川、飛騨川、土岐川）の流路の復元過程において、接峰面処理では過剰に流路が埋積される一方で、現流路のままでは谷が深くなり過ぎるため、技術者判断で河川の谷埋め量を考慮に入れた処理を行った。

**接峰面処理：**平成 27 年度では小～中地形である小起伏面を開析する谷をノイズとして除去す

るため接峰面処理の谷幅を 250 m とした。その処理回数については技術者判断に基づいている。一方、平成 28 年度では、山地、谷（流路）、盆地といった中~大地形を開析する谷をノイズとして除去するため、平成 27 年度より広い 1 km 幅の谷埋め処理を行った。谷埋めの処理法としては 1 km 方眼法を採用した。平成 28 年度において方眼法を用いた理由は、平成 27 年度と異なり、対象範囲が広いとため、谷埋め法で必要となる谷埋め回数の制約における技術者判断の根拠の設定が難しいためである。

### ③ 地質モデルの構築

モデル化領域を対象とした地質モデルは、平成 27 年度に整理した考え方や手順（日本原子力研究開発機構, 2016<sup>4)</sup>）を適用して構築した（図 2.2-12）。地質モデルに考慮した地質構造区分のうち、地質分布は、既往検討（尾上ほか, 2009<sup>14)</sup>）と同様に、堆積物、堆積岩及び基盤岩に区分してモデル化した。また、断層については、平成 27 年度の地質モデル（日本原子力研究開発機構, 2016<sup>4)</sup>）で考慮した断層をモデル化するとともに、既往検討（尾上ほか, 2009<sup>14)</sup>）で考慮した断層をモデル化の対象とした。なお、深度方向には本事業で研究対象とする深度 1,000 m 程度の地下水流動がモデル下部境界の影響を受けることのないように、地表から標高-10 km までを対象範囲とした。

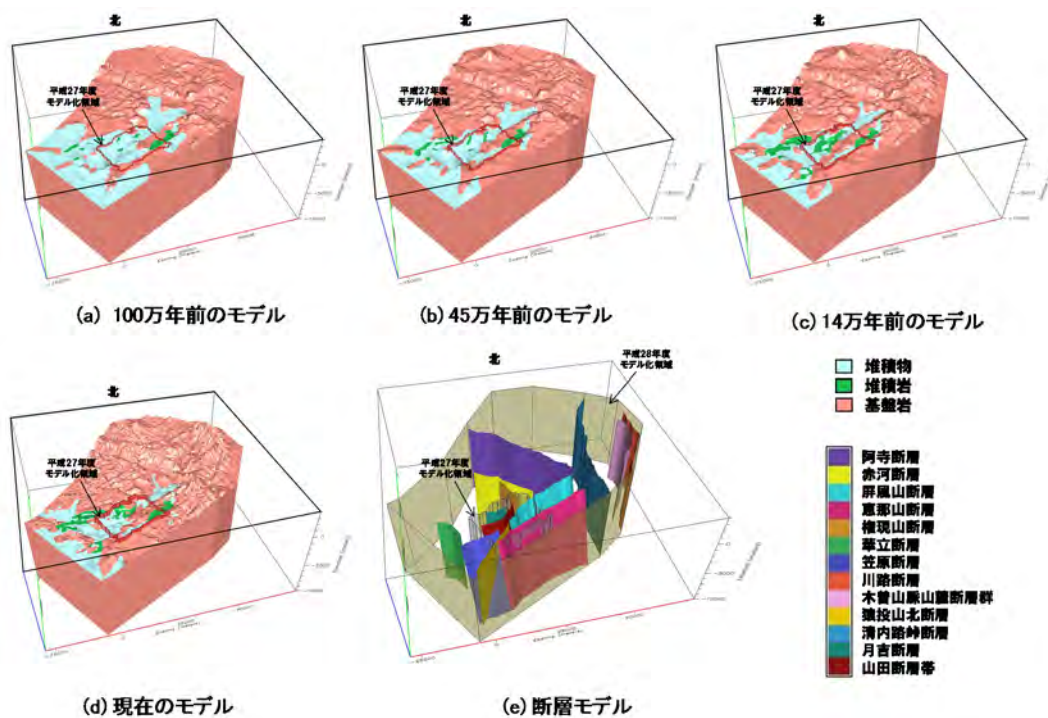


図 2.2-12 地質モデル（東濃地域）

## 2) 平野部の地形・地質モデル

### ① 研究領域及びモデル化領域の設定

幌延地域においても東濃地域と同様の手順で研究領域とモデル化領域の設定を行った。幌延地域における広域モデルでは、百万年の時間スケールでの変動が想定される隆起場（山地、丘陵）や沈降場（平野）、さらに氷期において陸域となることが想定される大陸棚などの地形的特徴を考慮する必要がある。既往研究として、地形的な高所である天塩山地や宗谷丘陵及び氷期において陸域となることが想定される日本海沿岸の大陸棚を包含した東西約 130 km、南北約 75 km の領

域（図 2.2-13）を対象とした地下水流動解析を実施している（前川ほか, 2010<sup>26</sup>）。本事業では、この地下水流動解析結果を用いた PT 解析を実施し、研究領域内を通過する地下水流動系を抽出した。研究領域は、水理モデルの妥当性確認に適用可能な地球化学データが取得されている領域として、丘陵・平野・海域を含む 10 km×20 km 四方程度の領域を設定し（図 2.2-13）、東濃地域と同様に、研究領域に配置した PT 指定点を通過する地下水流動系を確認した。図 2.2-14 の PT 解析結果からわかるとおり、現在の地形条件においては研究領域内を通過する地下水は、宗谷丘陵から涵養して西側に流動し、沿岸部周辺で流出する傾向を示しており、地下水流動系は概ね平成 27 年度のモデル化領域（図 2.2-14）（日本原子力研究開発機構, 2016<sup>4</sup>）内に留まる。ただし、幌延地域においては、広域モデルの領域において古地形を復元した事例がないため過去の地形条件下における研究領域内を通過する地下水流動系の確認はできないが、宗谷丘陵の東方に位置する問寒別盆地に分布する更別層（鮮新世後期～前期更新世末）に含まれる礫岩の礫種が、その後背地である天塩山地を形成する神居古潭帯の蛇紋岩や白亜系堆積岩類を主な起源としていること（岡・五十嵐, 1993<sup>27</sup>）から、過去百万年の時間スケールにおいては、大局的な山地の位置関係は変わらないことが推定される。これらの結果を踏まえて、宗谷丘陵の尾根部から氷期において陸域となることが想定される日本海沿岸の大陸棚を包含する約 100 km×約 30 km をモデル化領域として設定した。

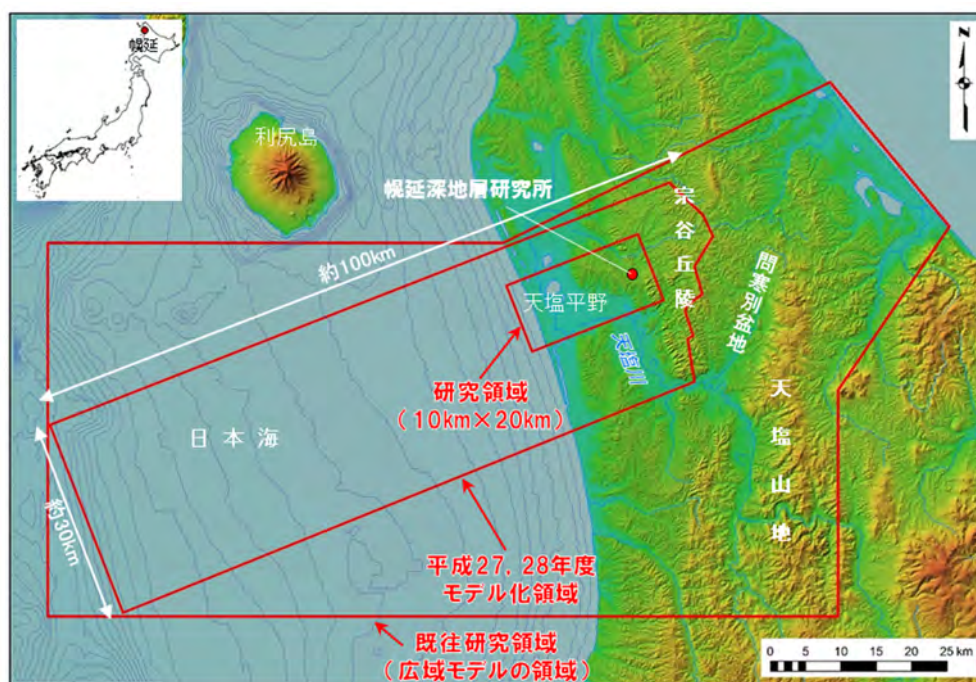


図 2.2-13 研究領域及びモデル化領域の設定（平野部）  
 海域の水深コンター（10 m 間隔）は日本海洋データセンター<sup>28</sup>に基づく。



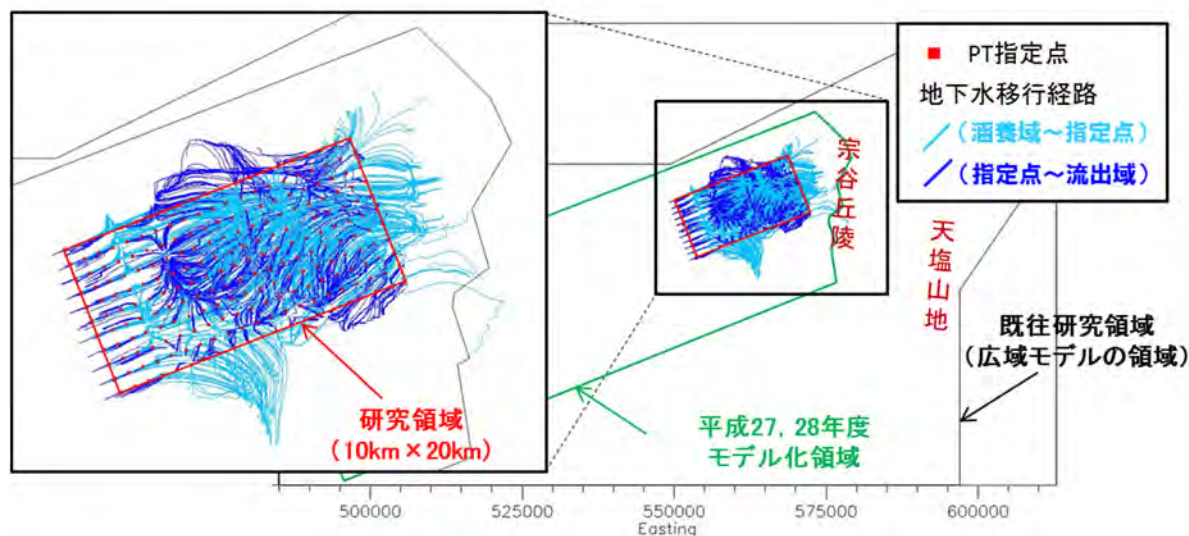


図 2.2-14 研究領域内（幌延）を通過する地下水移行経路

(PT 指定点:平面方向には 1 km 間隔、深度方向には深度 50 m~1,650 m に 200 m 間隔で配置)

## ② 地形・地質モデルの構築

平成 27 年度に実施した地形・地質モデル（現在、33 万年前、100 万年前の三つの時間断面）に基づく水理地質構造モデルによる感度解析の結果から、数十 km の空間スケールにおける長期変遷を考慮した地下水流動特性に影響を与える重要因子として、地形変化及び気候変動が抽出されていることから（日本原子力研究開発機構, 2016<sup>4)</sup>）、古地形復元の概念の違い、古地形復元のプロセスの違い、データの補間方法の違いに着目して、地形・地質モデル（paleo-DEM と paleo-3D-GEO model）を構築する。

古地形の復元においては、数十万年前以降を対象とした場合、平野部では海成段丘面の形成年代と現在の標高を指標として隆起量及び隆起速度を算出できることから（例えば、小池・町田, 2001<sup>29)</sup>; 新里・安江, 2005<sup>30)</sup>; 太田ほか, 2007<sup>31)</sup>）、段丘面の区分と酸素同位体ステージ（MIS）対比ができれば、当時の地形を比較的高い確度で復元できると言える。一方で、百万年前の古地形を復元する際には、指標となる段丘面がないことから、地史に基づき復元を行う必要がある。このため、数十万年スケールの地形の復元と比較して不確実性は大きくなる。

平成 27 年度に構築した 100 万年前の地形モデルでは、後期鮮新世後半に宗谷丘陵東縁部が陸化し、以西は海底で勇知層が堆積する環境にあったこと（例えば、太田ほか, 2007<sup>31)</sup>; 新里ほか, 2007<sup>32)</sup>など）に着目して、150 万年前当時に海底にあった平らな地形が 150 万年かけて現在の高さになったと仮定して、その仮定のもと百万年前にはどの程度の高さにあったかを算出して、100 万年前の地形モデルを構築した（日本原子力研究開発機構, 2016<sup>4)</sup>）。ただし、この復元方法は、150 万年前には、幌延断層以東は確実に陸化していたが、標高が不明であるため算出した隆起量を、幌延断層以東にも当てはめた。

幌延地域の地質構造は、約 230 万年前から始まった東西圧縮応力場により形成されていると考えられ、鮮新世以降、東側からの短縮が顕著で、東から順次、fold-and-thrust 帯の地質構造が形成され、堆積域の中心が西方へ移動していると考えられている（例えば、新里ほか, 2007<sup>32)</sup>; 安江ほか, 2006<sup>33)</sup>）。さらに、幌延断層以西に分布する大曲断層近傍の背斜成長開始時期が遅くとも 100 万年前とされていること（石井ほか, 2008<sup>34)</sup>）なども考慮すると、幌延断層以東は、百万年前以降にはすでに平衡状態（隆起速度＝侵食速度）にあった可能性が考えられる。したがって、平成 28 年度は、百万年前以降、幌延断層以東は現在と標高が同じであると仮定した 100 万年前の地

形・地質モデルを構築することとした。図 2.2-15 に 100 万年前の古地形復元の作業フローと各作業における実施内容の概略を、表 2.2-5 に使用したデータをそれぞれ示す。なお、地形モデルの作成には、地理情報システムのソフトウェアである ESRI® ArcGIS® 10.4 に実装されている以下の機能を用いた。使用データの測地座標系は WGS84、UTM 座標系第 54 帯北である。

- ・マップ代数演算ツール
- ・内挿ツール
- ・ラスタプロセッシングツール（クリップ、モザイク及びリサンプリング）
- ・サーフェスツール（コンター及び陰影起伏）

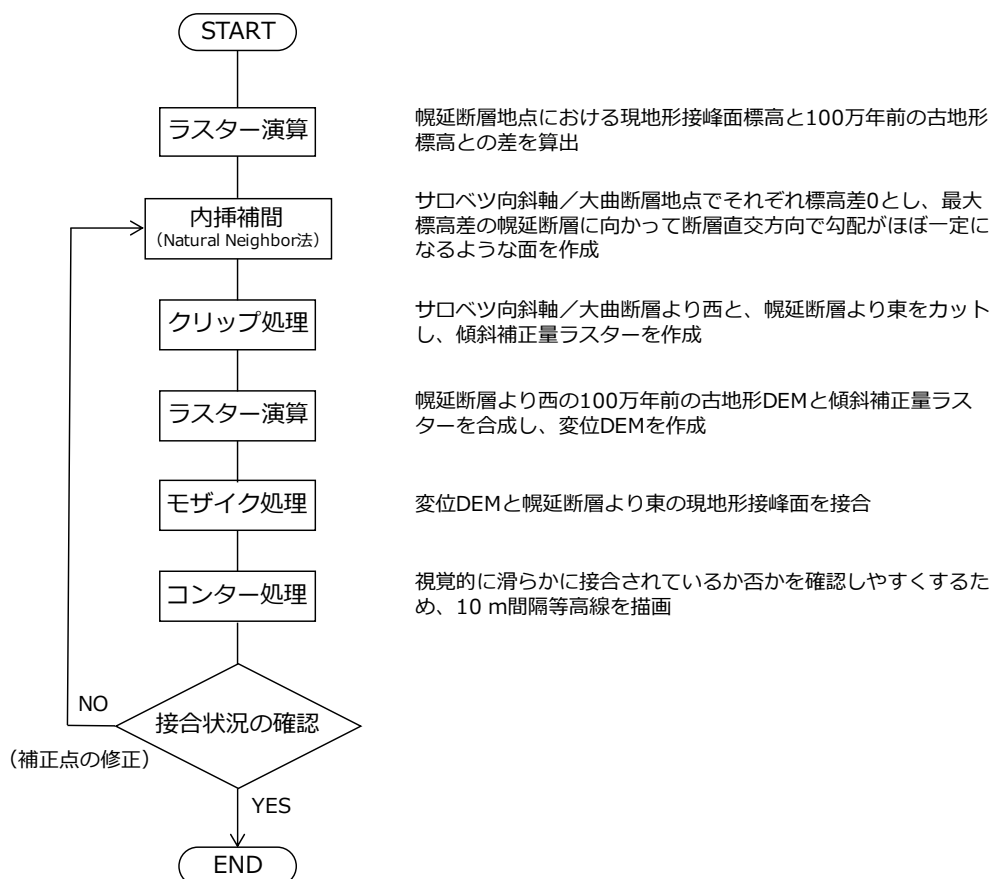


図 2.2-15 古地形復元の作業フロー

表 2.2-5 幌延地域の地形モデル作成において使用したデータ

データ名	出典	使用目的
10 m 数値標高モデル	国土地理院 基盤地図情報 <sup>15)</sup>	陸域のベースデータ
500 m メッシュ水深データ	日本海洋データセンター <sup>28)</sup>	陸域のベースデータ
表層地質、地質構造、断層分布図	酒井・松岡 (2015) <sup>35)</sup>	ブロック境界の作成

地形モデルの作成にあたり、幌延断層以西に日本原子力研究開発機構 (2016)<sup>4)</sup>で構築した 100 万年前の古地形 DEM、幌延断層以东に現地形 DEM に接峰面処理した結果を用いた。後者の接峰面処理は、平成 27 年度に構築した 33 万年前の地形モデル (日本原子力研究開発機構, 2016<sup>4)</sup>)

と同じ手法（方眼法）、処理内容（谷埋め幅、処理回数）により作成した。

一方、幌延断層を境として、これらの二つの異なる DEM 地形をそのまま合成すると幌延断層沿いに断層崖が生じることとなる。しかし、幌延断層が活断層であることを示唆する証拠は確認されていないことから、100 万年前の地形モデルの作成にあたっては、幌延断層において断層崖が生じることがないように、幌延断層以西に対して地形の傾斜補正を行うこととした。傾斜補正にあたり、モデル化領域を傾斜補正する区間（データ補間方法）の異なる以下(a)、(b)の二つのパターンを設定し、それぞれ三つのブロックに区分した（図 2.2-16）。

- (a) 「幌延ブロック（幌延断層以東）」、「サロベツ～幌延ブロック（サロベツ向斜～幌延断層間）」、「海ブロック（サロベツ向斜以西）」
- (b) 「幌延ブロック（幌延断層以東）」、「大曲～幌延ブロック（大曲断層～幌延断層間）」、「海ブロック（大曲断層以西）」

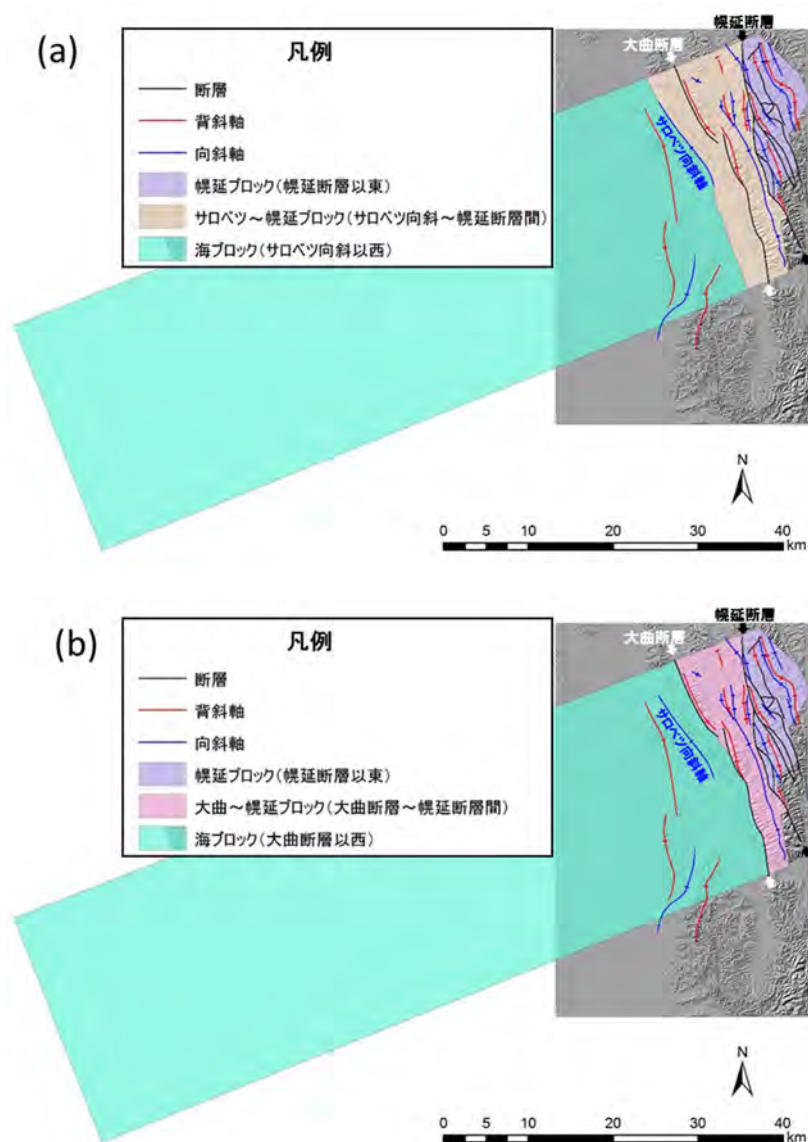


図 2.2-16 地形モデルを作成するにあたり設定したブロック境界

新里ほか (2007)<sup>32)</sup> による後背地解析の結果によれば、幌延地域では前期更新世後半には、宗谷丘陵 (図 2.2-17) の西部も削剥環境にあったと考えられていることから、100 万年前の古地形復元では、宗谷丘陵の発達を考慮することが重要である。このため、傾斜補正するブロックとして、大曲断層の活動に伴う背斜成長によって宗谷丘陵の西部が陸化したことを特徴づけられる、サロベツ背斜と大曲断層の間の向斜部 (以下、「サロベツ向斜」という) ~幌延断層までを一つのブロックとする(a)「サロベツ~幌延ブロック (サロベツ向斜~幌延断層間)」を設定した。また、100 万年前当時には大曲断層以西では、海面下で更別層が堆積する環境にあったことを考慮して、(b)「大曲~幌延ブロック (大曲断層~幌延断層間)」を設定した。

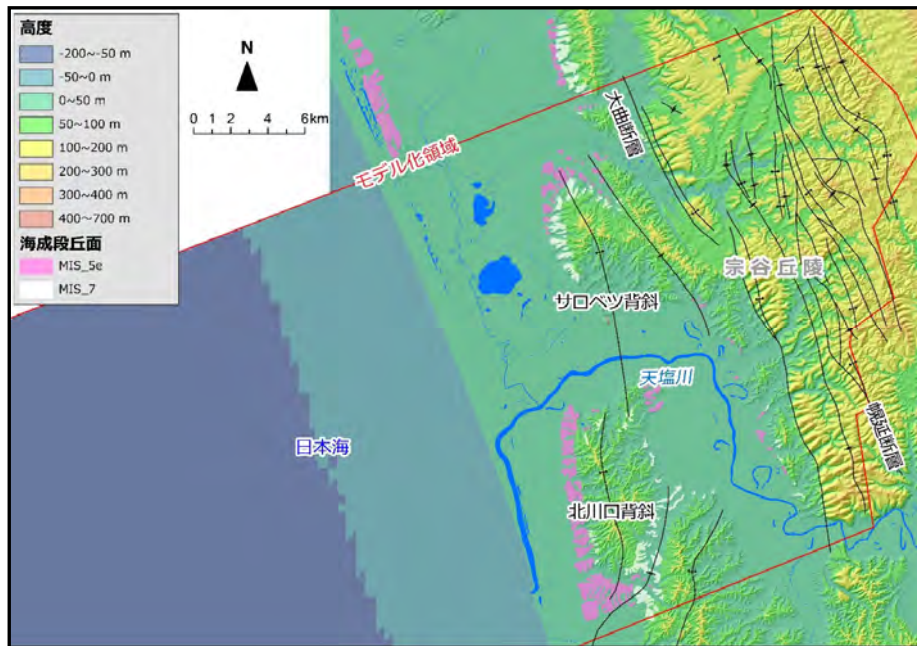


図 2.2-17 幌延地域及びその周辺の地形的特徴

海成段丘面の分布は、小池・町田 (2001)<sup>29)</sup>、断層・褶曲軸は、酒井・松岡 (2015)<sup>35)</sup>に基づく。

実際の作業過程を図 2.2-18 に示す。図 2.2-18 は、左から①「接峰面処理した現地形と 100 万年前古地形の合成図」、②「傾斜補正区間における座標補正点」、③「内挿補間で作成した補正量」、④「100 万年前の地形モデル (完成モデル)」を示している。これらの具体的な作業手順を以下に説明する (図 2.2-15 参照)。

- ・ 接峰面処理した現地形DEMと100万年前古地形DEMの合成図から、ラスタ演算処理により、幌延断層地点における現地形接峰面標高と100万年前古地形標高との差を算出する。
- ・ (a)の「サロベツ~幌延ブロック (サロベツ向斜~幌延断層間)」及び(b)の「大曲~幌延ブロック (大曲断層~幌延断層間)」の傾斜補正量を算出するため、サロベツ向斜/大曲断層及び幌延断層に沿って、座標補正点 (コントロールポイント) を設定する。また、サロベツ向斜/大曲断層と幌延断層間及びその周辺にも任意でコントロールポイントを設定する。
- ・ 内挿補間 (Natural Neighbor法) により、標高差0 mであるサロベツ向斜/大曲断層地点から、最大標高差となる幌延断層に向かって断層直交方向で勾配がほぼ一定になるような面 (傾斜補正面) を作成する。
- ・ クリップ処理により、傾斜補正面のサロベツ向斜/大曲断層より西側と幌延断層より東側をカットし、傾斜補正量ラスタを作成する。

- ・ ラスタ演算処理により、幌延断層以西の100万年前の古地形DEMと傾斜補正量ラスタを合成（古地形DEMの標高に傾斜補正量ラスタの標高を加算）し、変位DEMを作成する。
- ・ モザイク処理により、変位DEMと幌延断層以東の接峰面処理した現地形DEMを接合する。
- ・ コンター処理により、10 m間隔等高線を描画して、地形の接合部が滑らかに接合されているか否かを確認する。接合部の等高線が不自然な場合は、任意で設定したコントロールポイントを修正し、再度、内挿補間から行う。

上記の手順で作成した100万年前の地形モデルを図2.2-19にそれぞれ示す。新たに作成した地形モデル（100万年前）は、平成27年度に作成した地形モデルと比較して、陸域が広がる結果となった。また、(a)のサロベツ向斜～幌延断層間を傾斜補正した100万年前古地形と(b)の大曲断層～幌延断層間を傾斜補正した100万年前古地形の汀線（標高0 m）位置は3～4 km程度異なる結果となった。

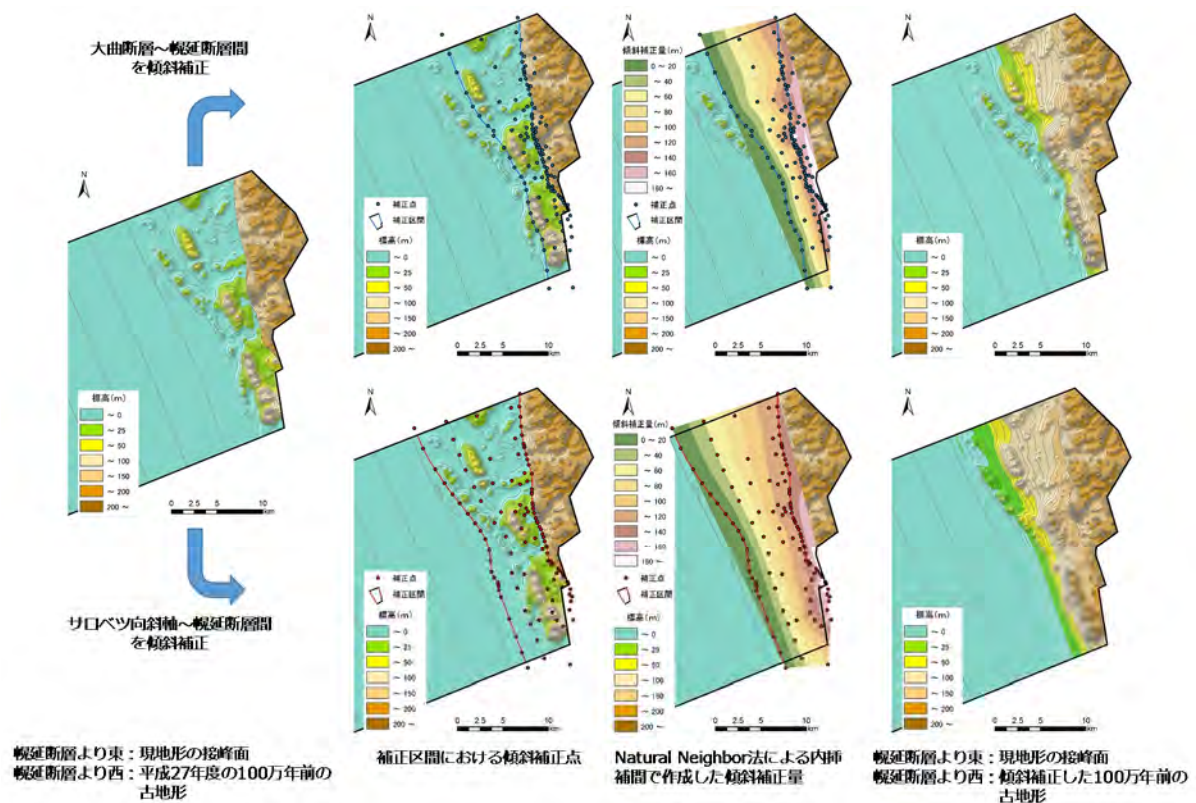
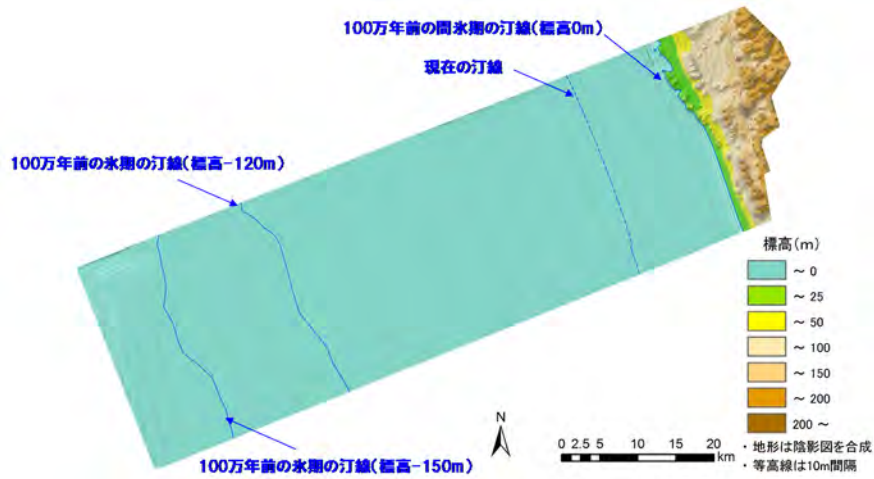
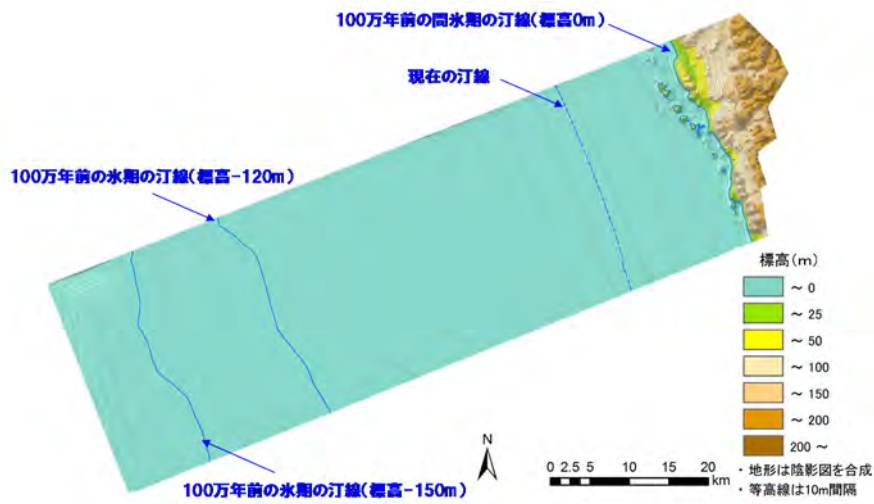


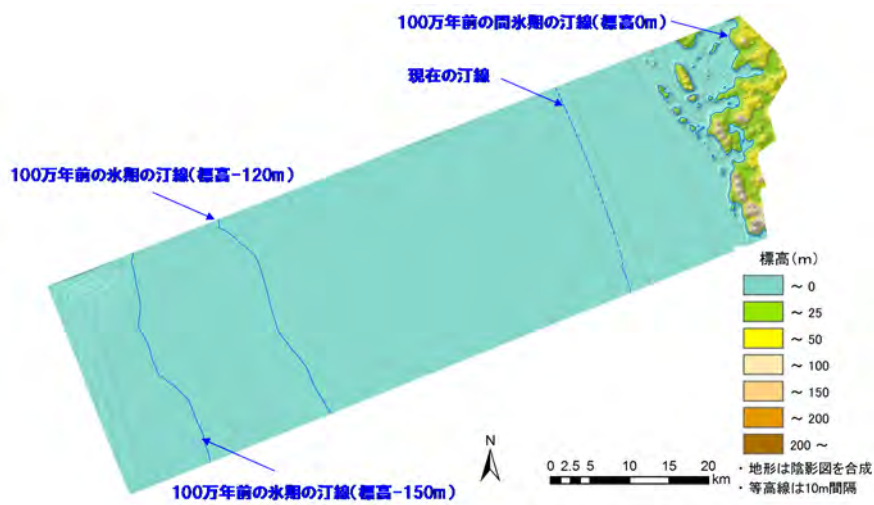
図 2.2-18 地形モデルの作成過程



(a) サロベツ向斜～幌延断層間を傾斜補正した 100 万年前の古地形



(b) 大曲断層～幌延断層間を傾斜補正した 100 万年前の古地形



(c) 平成 27 年度に作成した 100 万年前の古地形

図 2.2-19 作成した 100 万年前の地形モデルと平成 27 年度の 100 万年前の地形モデルの比較

最後に、作成した 100 万年前の地形モデルと平成 27 年度に構築した 100 万年前の地質モデルを統合した。統合には、GEOMASS (GEOLOGICAL MODELLING ANALYSIS AND SIMULATION SOFTWARE) システム (Ohyama and Saegusa, 2009<sup>36</sup>) の構成要素 (各種地質データの解析を支援する Landmark 社製ソフトウェア群、GIS として地質構造モデルの構築及び可視化を支援する Earth Vision®、水理地質構造モデルの作成と地下水流動解析を行う Frac-Affinity) のうち、EarthVision®を使用して、スプライン補間することで 100 万年前の地質モデルを構築した (図 2.2-20)。

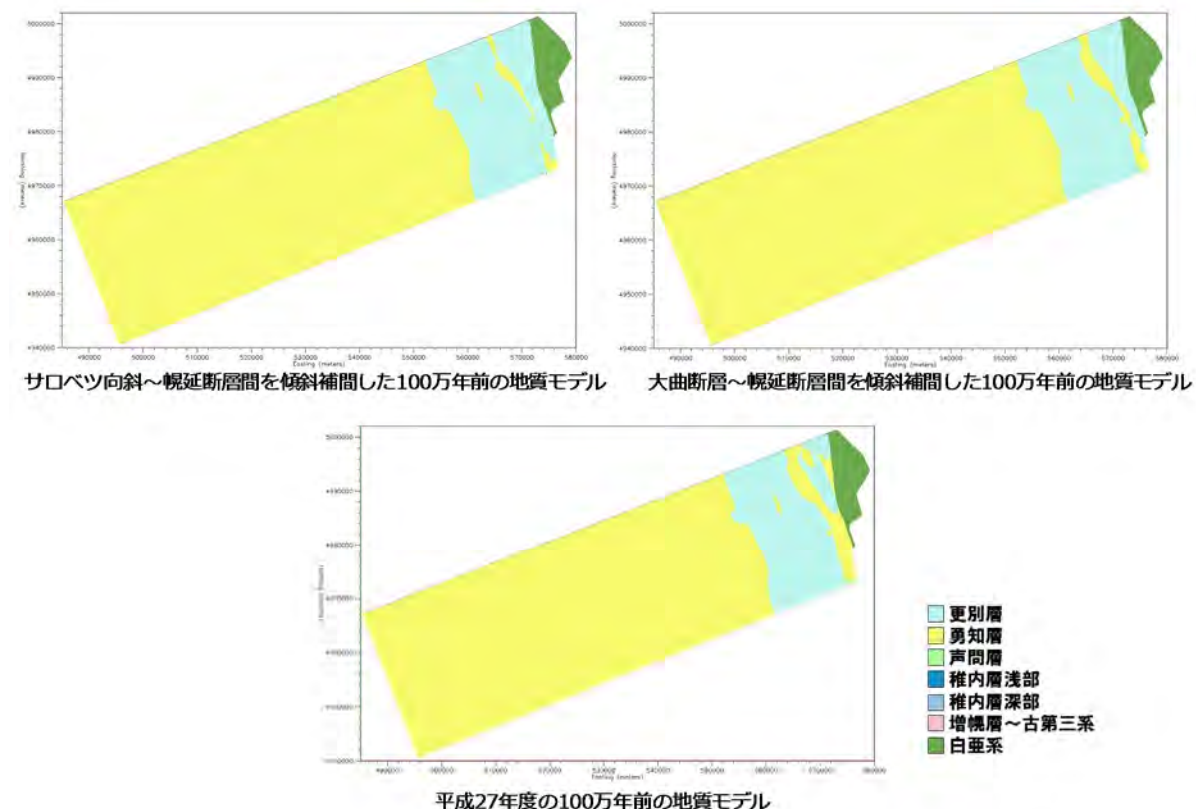


図 2.2-20 構築した 100 万年前の地質モデル (平面図)

### (3) 岩石の風化過程の復元に関する研究

#### 1) 地質試料の分析

岩石の風化は主にケイ酸塩鉱物の加水分解による。特に長石類や雲母類の分解によって粘土鉱物が生じ、溶存性の高い元素が流出する。このため、風化生成物の鉱物組合せや粒度組成、全岩化学組成などの多角的な地質学的アプローチを用いることにより、過去の岩石の風化状態を復元するための、より具体的なデータを得られる可能性がある。

本研究においては、平成 27 年度まで岐阜県東濃地域に分布する土岐口陶土層を主な対象として研究を進め、過去の風化状態を復元する手法を検討してきた。平成 28 年度は岐阜県東濃地域の土岐口陶土層に加えて、同時期に形成された愛知県瀬戸地域の瀬戸陶土層及び異なる時期 (新第三紀鮮新世) に形成された三重県上野地域の古琵琶湖層群の粘土部層で採取された既存地質試料を用いて、化学組成分析を行った。

堆積物から供給源の風化状況を推定するには供給源岩が判明していることやその化学組成が既知であることが必要である。そのため、本研究では、供給源の性質を探るために、コンドライト

によって規格化された希土類元素（REE）スパイダーダイアグラムにおける Eu 負異常と、軽希土類元素である La と Sm の比  $(La/Sm)_N$  (Taylor and McLennan, 1985<sup>37)</sup>) を使用した。これらの指標はマグマの分化に伴い比率が変化することが知られているため、結果的に共にマグマ系列の分化度を示すこととなる。また、希土類元素は共に類似した化学的挙動を示すため、それぞれの元素の比率そのものは続成作用によって改変されにくく、堆積岩での希土類元素の比率は供給源となる地質体におけるマグマ系列タイプの構成比を反映する。

鮮新統の古琵琶湖層群伊賀粘土部層と中新統の瀬戸層群土岐口陶土層・瀬戸陶土層を比較すると、図 2.2-21 に示した Eu 負異常と  $(La/Sm)_N$  比によって五つのグループに分けることができる。これらのグループはそれぞれ分化程度の異なるマグマ系列の火成岩を母岩とすると考えられるが、Eu 負異常は斜長石鉱物片の濃集度とも関連する。例えば、グループ A は高  $(La/Sm)_N$  によって特徴付けられ、最も分化したマグマに由来すると考えられる。一方、グループ C は低  $(La/Sm)_N$  - 小規模な Eu 負異常を示し、未分化なマグマを起源とする岩石種を含むと考えられる。グループ D は低  $(La/Sm)_N$  - 中程度の Eu 負異常を示し、やや分化したマグマ系列（安山岩類）である。グループ B は中程度の  $(La/Sm)_N$  比と中程度の Eu 負異常を示すので、上述 3 グループの中間的な組成と言え、安山岩質～デイサイト質と考えられる。なお、グループ E は大きな Eu 負異常に特徴づけられるが、 $(La/Sm)_N$  比は中程度のものが多い。そのため、やや分化したマグマ系列を母岩とする岩石から供給され、削剥・運搬過程において雲母類や長石類が減少するような鉱物粒子の溶解や選択的な除去を被っていると考えられる。

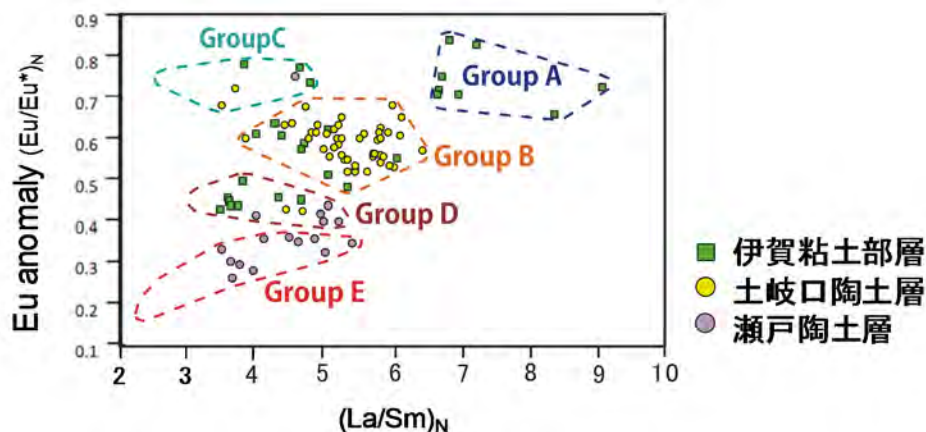


図 2.2-21 Eu 異常と  $(La/Sm)_N$  を使用した源岩識別図

過去の風化状態を推定するためには、堆積場と後背地における化学的風化の程度を検討する必要がある。そこで、平成 28 年度の検討においては、これまでの検討（日本原子力研究開発機構, 2016<sup>4)</sup>) で使用してきた CIA 値（Chemical Index of Alternation; Nesbitt and Young, 1982<sup>38)</sup>) を用いた。CIA 値は、可溶性成分（CaO、Na<sub>2</sub>O 及び K<sub>2</sub>O）と難溶性成分（Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>）の比率を用いた指標で、アルカリ・アルカリ土類元素と難溶性元素である Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> の比率を用いて化学風化度を表現でき、広く用いられている。

また、分析した試料は様々な粒度で構成されると推定されるため、粒度を表す指標として Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/SiO<sub>2</sub> 比（日本原子力研究開発機構, 2016<sup>4)</sup>) を用いた。

Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/SiO<sub>2</sub> 比と CIA 値を用いたグラフでは、瀬戸層群土岐口陶土層及び瀬戸陶土層とともに古琵琶湖層群伊賀粘土部層は Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/SiO<sub>2</sub> 比と CIA 値に正の相関があり、細粒なものほど CIA 値が高い（図 2.2-22）。伊賀粘土部層はその多くが Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/SiO<sub>2</sub> 比は 0.20～0.60 であり、CIA 値は



70~90 程度である。一方、瀬戸層群は更に広い範囲にプロットされるが、おおよそ  $Al_2O_3/SiO_2$  比は 0.05~0.60、CIA 値は 85~95 程度である。

Eu 異常と  $(La/Sm)_N$  を使用した源岩識別図 (図 2.2-21) において分けられたそれぞれのグループに着目すると、古琵琶湖層群伊賀粘土部層の B・D グループ、瀬戸層群中新統の D グループにおいて明瞭な相関関係が認められる (図 2.2-22)。C・E グループでは、検討個数が少ないためか、相関は認められない (図 2.2-22)。

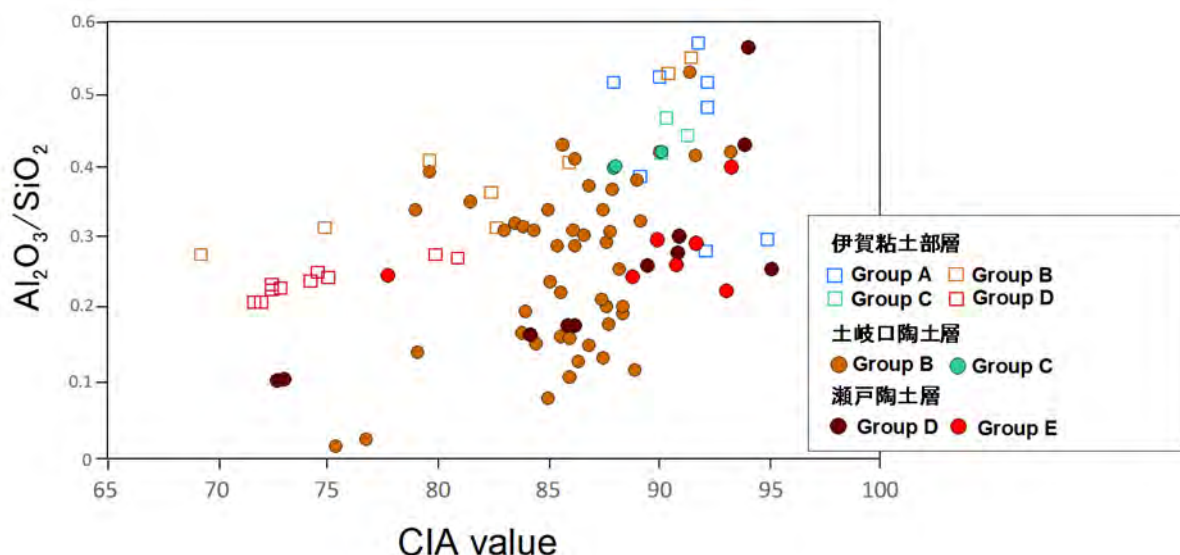


図 2.2-22  $Al_2O_3/SiO_2$  比と CIA 値の関係

次に、Eu 異常と  $(La/Sm)_N$  を使用した源岩識別図 (図 2.2-21) によって認識されたグループ毎に  $Al_2O_3-CaO+Na_2O-K_2O$  三角図を作成した (図 2.2-23)。なお、CIA 値は堆積物の粒度と密接に相関するので、同様な粒度の試料を比較することが必要であるため、 $Al_2O_3/SiO_2$  比が 0.2~0.5 の分析結果のみを使用した。

図 2.2-23 から、古琵琶湖層群伊賀粘土部層のプロットされる位置は、グループ A、グループ C とも  $Al_2O_3$  の端成分付近に相当する。グループ B、グループ D では CIA 値は 70~80 程度であり、グループ A、C とは異なった部分にプロットされる。一方、瀬戸層群土岐口陶土層はそのほとんどがグループ B に属し、CIA 値は 80~95 程度である。また、グループ E に属する瀬戸陶土層も CIA 値は 80~95 程度である。

なお、伊賀粘土部層と北又礫部層では層準によって後背地グループは異なり、伊賀粘土部層下部ではグループ A、上部ではグループ B、北又礫部層ではグループ D が卓越する。構成鉱物では伊賀粘土部層下部ではカオリナイトが、伊賀粘土部層上部と北又礫部層では雲母鉱物が卓越する。このことから、グループ A はカオリナイトに比較的富み、グループ B、D が雲母鉱物に比較的富む特徴を有する。

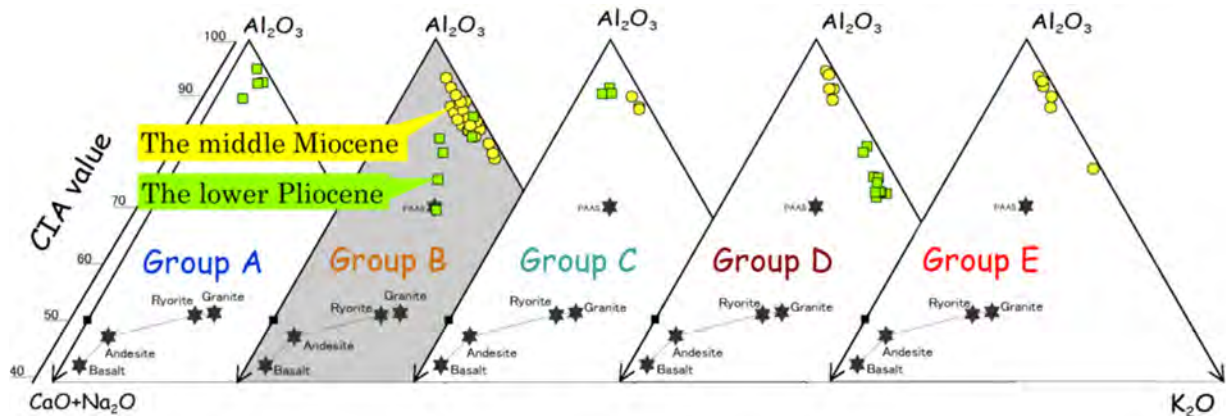


図 2.2-23 後背地グループごとの A-CN-K ダイアグラム

粒度を揃えるために  $Al_2O_3/SiO_2$  比 : 0.2~0.5 の試料に限定している。土岐口陶土層はグループ B、C の中部中新統（黄色の丸）に、瀬戸陶土層はグループ D、E の中部中新統（黄色の丸）に属する。

## 2) 風化状態を推定する方法論の検討

古琵琶湖層群では、分析した試料の採取層準ごとに供給源（グループ A、B、C 及び D）が頻繁に入れ替わることがわかった。これはそれぞれの層準を形成した河川系がそれぞれ異なる集水域や供給源岩を持っていたことを意味しており、伊賀粘土部層では地域ごとに集水域の異なる複数の河川系に由来する碎屑物が入れ替わりつつ集積する環境に、北又礫層では供給河川が大きく変化しない環境にあったと推定される。このように、古琵琶湖層群伊賀粘土部層では供給源と風化環境の変遷が記録されている。供給源は、大まかにはグループ A；分化したマグマタイプ（花崗岩類）から、グループ B；中間的な分化度のマグマタイプ（グループ A と D の混合？）を経て、グループ D；未分化～中程度の分化したマグマタイプ（安山岩類）へと変化したと考えられる。一方、堆積環境は蛇行河川による広い後背湿地を持つ環境から礫質・砂質なチャンネルが卓越する環境へ移り、全体として上方に粗粒化している。これらの堆積環境の変化は、供給源岩の変化と一致しており、地形環境の変化に伴う供給河川系の変更や集水域の変化に起因している可能性がある。

一方、土岐口陶土層はグループ C や B に大部分が属し、安山岩もしくはデイサイト質な母岩が想定される。瀬戸陶土層の試料は多くがグループ E に属するので、安山岩もしくはデイサイト質な母岩としつつ、削剥・運搬時の長石や雲母類の減少が進む状況で堆積したと考えられる。後述するように、これらの試料は高い CIA 値を持つことから、既に後背地で強い風化を被っていた可能性がある。

このように供給源岩と古風化度は多様であり、堆積物を一括した古風化度の議論は困難である。そのため、供給源岩ごとに風化度を検証することが望ましい。この観点に立てば、グループ A に属する層準は非常に風化が進んだ花崗岩類に由来すると考えられる。また、これらの CIA 値も高く、強く風化を被る条件のもとで形成されたと考えられる。これに対してグループ D に属する層準の堆積物は安山岩類に由来する。しかし、調査地域周辺には広い安山岩類の分布は認められず、礫層の礫にも安山岩礫は乏しい（川辺ほか, 1996<sup>39)</sup>。また、土岐口陶土層や瀬戸陶土層は、古琵琶湖層群よりもやや高い CIA 値を示している。また、瀬戸陶土層ではコンドライト規格化 REE パターンは他地域と大きく異なり、雲母や斜長石の選択的な除去や溶解による効果を反映していると考えられる。この効果が化学的風化によって生じたと考えると、瀬戸陶土層の源岩は他地域に比べて非常に強い化学的風化を被っていると判断される。

これらの検討の結果、堆積物からの古風化度の判別にはいくつかの制約を設けることが必要で

ある。

- 1) 一連の堆積物であっても、その供給源岩の多様性が見かけ上の古風化度を複雑なものとしている。従って、REE 等を利用した源岩構成の識別が重要なものとなる。
- 2) 同一の供給源に由来する堆積物であっても、堆積時の粒度構成によって異なる鉱物組合せが生じるため、その化学組成や鉱物構成も多様なものとなる。古風化度を評価する際にはアルカリ元素・アルカリ土類元素の流出に伴う全岩化学組成の変化が指標とされるが、粒度による元素構成の差を考慮した評価が必要である。

粘土鉱物や化学組成からの古風化度評価を行うためには、本報告書で述べたような供給源岩構成と粒度構成の制約を設けることが必要であり、試料単位の化学組成や鉱物組合せと堆積物形成のメカニズムを考慮した堆積学的記載を併用することが有効な手段と言える。特に、供給源変化は供給水系の変化と関連していることが多いと考えられることから、その検出のためには供給源岩の判別とあわせて堆積システムの変化を見いだすことが必要である。そのため、これらの古風化環境の評価は、集水域全体のテクトニックな安定性と堆積盆の安定性を評価できる広域的な堆積学的調査の基盤の上に実現できると考えられる。

#### 2.2.4 まとめと課題

東濃地域と幌延地域を山間部と平野部の事例として、これまでの検討内容を踏まえて、情報の収集・整理からモデル化に至る一連の作業プロセスを作業フローとして整理した。また、それぞれの作業プロセスに内在する不確実性とその発生要因を整理するとともに、作業のアウトプットとなる概念モデルと数値モデルの不確実性に着目して、不確実性に関する分析を行った。さらに、抽出した不確実性のうち、古地形復元の概念の違い、古地形復元のプロセスの違い、地形分布・地質分布の解像度の違い及び地形面の認定・対比の違い(データの補間方法の違い)に着目して、東濃地域及び幌延地域を事例に数値モデルを構築し、それらの不確実性が実際のモデルに与える影響を確認した。今後は、内在する不確実性が構築したモデルに与える影響や不確実性の幅を定量的に分析・評価するとともに、モデル作成に係る情報や作業プロセス、そこに含まれるノウハウを含めた一連の流れを明確化し、百万年以上の時間スケールの地形・地質の三次元数値モデル構築に関する汎用性のある方法論を整備する。

さらに、地形・地質モデルの高度化に必要な岩石の風化状態を復元する手法を検討した。既存地質試料の化学組成分析の結果、過去の風化度の評価を行うためには、源岩構成と粒度構成の制約を設けることが必要であり、試料単位の化学組成や鉱物組みあわせと堆積物形成のメカニズムを考慮した堆積学的記載を併用することが有効な手段である。

#### 引用文献

- 1) OECD/NEA, Features, Events and Processes (FEPs) for Geologic Disposal of Radioactive Waste An International Database, OECD, 2000, 88p.
- 2) 日本原子力研究開発機構, 平成 25 年度 地層処分技術調査等事業 地質環境長期安定性評価 確証技術開発 報告書, 2014, 198p.
- 3) 日本原子力研究開発機構, 平成 26 年度 地層処分技術調査等事業 地質環境長期安定性評価 確証技術開発 報告書, 2015, 229p.
- 4) 日本原子力研究開発機構, 平成 27 年度 地層処分技術調査等事業 地質環境長期安定性評価 確証技術開発 報告書, 2016, 265p.

- 5) 日本原子力研究開発機構, 平成 19 年度 地層処分技術調査等委託費 地層処分共通技術調査地質環境総合評価技術高度化開発報告書, 2008, 243p.  
[http://www.enecho.meti.go.jp/category/electricity\\_and\\_gas/nuclear/rw/docs/library/rprt4/19fy3.pdf](http://www.enecho.meti.go.jp/category/electricity_and_gas/nuclear/rw/docs/library/rprt4/19fy3.pdf) (2016.3.3)
- 6) 日本原子力研究開発機構, 平成 20 年度 地層処分技術調査等委託費 地層処分共通技術調査地質環境総合評価技術高度化開発報告書, 2009, 241p.  
[http://www.enecho.meti.go.jp/category/electricity\\_and\\_gas/nuclear/rw/docs/library/rprt4/20fy3.pdf](http://www.enecho.meti.go.jp/category/electricity_and_gas/nuclear/rw/docs/library/rprt4/20fy3.pdf) (2016.3.3)
- 7) 日本原子力研究開発機構, 平成 21 年度 地層処分技術調査等委託費 地層処分共通技術調査地質環境総合評価技術高度化開発報告書, 2010, 189p.  
[http://www.enecho.meti.go.jp/category/electricity\\_and\\_gas/nuclear/rw/library/21-03/21fy3.pdf](http://www.enecho.meti.go.jp/category/electricity_and_gas/nuclear/rw/library/21-03/21fy3.pdf) (2016.3.3)
- 8) 日本原子力研究開発機構, 平成 22 年度 地層処分技術調査等委託費 地層処分共通技術調査地質環境総合評価技術高度化開発報告書, 2011, 194p.  
[http://www.enecho.meti.go.jp/category/electricity\\_and\\_gas/nuclear/rw/docs/library/rprt4/22-3.pdf](http://www.enecho.meti.go.jp/category/electricity_and_gas/nuclear/rw/docs/library/rprt4/22-3.pdf) (2016.3.3)
- 9) 日本原子力研究開発機構, 平成 23 年度 地層処分技術調査等事業 地層処分共通技術調査地質環境総合評価技術高度化開発報告書, 2012, 168p.  
[http://www.enecho.meti.go.jp/category/electricity\\_and\\_gas/nuclear/rw/library/2011/23-3-1.pdf](http://www.enecho.meti.go.jp/category/electricity_and_gas/nuclear/rw/library/2011/23-3-1.pdf) (2016.3.3)
- 10) 日本原子力研究開発機構, 平成 24 年度 地層処分技術調査等事業 地層処分共通技術調査地質環境総合評価技術高度化開発報告書, 2013a, 219p.  
[http://www.enecho.meti.go.jp/category/electricity\\_and\\_gas/nuclear/rw/library/2012/24-3-1.pdf](http://www.enecho.meti.go.jp/category/electricity_and_gas/nuclear/rw/library/2012/24-3-1.pdf) (2016.3.3)
- 11) 日本原子力研究開発機構, 平成 24 年度 地層処分技術調査等事業 地層処分共通技術調査地質環境総合評価技術高度化開発 6 カ年とりまとめ報告書, 2013b, 166p.  
[http://www.enecho.meti.go.jp/category/electricity\\_and\\_gas/nuclear/rw/library/2012/24-3-12.pdf](http://www.enecho.meti.go.jp/category/electricity_and_gas/nuclear/rw/library/2012/24-3-12.pdf) (2016.3.3)
- 12) SKB, Long-term safety for the final repository for spent nuclear fuel at Forsmark repository for spent nuclear fuel at Forsmark Main report of the SR-Site project, SKB Tech. Rep. TR-11-01, 2011, 276p.
- 13) 稲葉 薫, 三枝博光, 深部地下水流動系を抽出するための後背地地形の影響を考慮した広域地下水流動解析, 地下水学会誌, vol.47, no.1, 2005, pp.81-95.
- 14) 尾上博則, 笹尾英嗣, 三枝博光, 小坂 寛, 過去から現在までの長期的な地形変化が地下水流動特性に与える影響の解析的評価の試み, 日本原子力学会和文論文誌, vol.8, no.1, 2009, pp.40-53.
- 15) 国土地理院, 基盤地図情報ダウンロードサービス, <http://fgd.gsi.go.jp/download/>, (2017.1.25).
- 16) 活断層研究会編, 新編日本の活断層一分布図と資料一, 東京大学出版会, 1991, 437p.
- 17) 産業技術総合研究所 地質調査総合センター(編), 20 万分の 1 日本シームレス地質図データベース 2007 年 5 月 12 日版, 産業技術総合研究所研究情報公開データベース, 2007, DB084.
- 18) 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, 2012, pp.32-52.
- 19) 田力正好, 安江健一, 柳田 誠, 古澤 明, 田中義文, 守田益宗, 須貝俊彦, 土岐川 (庄内川) 流域の河成段丘と更新世中期以降の地形発達, 地理学評論, vol.84, no.2, 2011, pp.118-130.
- 20) 地質環境の長期安定性研究委員会, 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.
- 21) 森山昭雄, 木曾川上流地域の山地地形と地殻変動, 愛知教育大学研究報告(自然科学), vol.38, 1989, pp. 1-19.

- 22) 地震調査研究推進本部, 阿寺断層帯の長期評価について, 2004.  
[http://www.jishin.go.jp/main/chousa/katsudansou\\_pdf/52\\_atera.pdf](http://www.jishin.go.jp/main/chousa/katsudansou_pdf/52_atera.pdf) (2016.8.31)
- 23) 陶土団体研究グループ, 上部新生界第二瀬戸内累層群における堆積盆地のブロック運動ー岐阜県恵那盆地の例ー, 地球科学, vol.48, 1993, pp.17-29.
- 24) 陶土団体研究グループ, 断層を伴う多数の基盤ブロックからなる内陸盆地ー岐阜県多治見市周辺の東海層群堆積盆地の例ー, 地球科学, vol.53, no.4, 1999, pp. 291-306.
- 25) 地震調査研究推進本部, 屏風山・恵那山断層帯及び猿投山断層帯の長期評価について, 2004.  
[http://www.jishin.go.jp/main/chousa/katsudansou\\_pdf/53\\_54\\_byobu\\_ena\\_sanage.pdf](http://www.jishin.go.jp/main/chousa/katsudansou_pdf/53_54_byobu_ena_sanage.pdf) (2016.1.22)
- 26) 前川恵輔, 三枝博光, 稲葉 薫, 下河内隆文, 幌延沿岸域を対象とした地下水流動評価のためのモデル化・解析(受託研究), JAEA-Research 2010-001, 2010, 238p.
- 27) 岡 孝雄, 五十嵐八枝子, 北海道北部・間寒別構造盆地の鮮新-更新統一とくに堆積相および花粉層序について, 地質学雑誌, vol.99, no.5, 1993, pp.365-389.
- 28) 日本海洋データセンター, 500 m メッシュ水深データ,  
[http://www.jodc.go.jp/jodcweb/JDOSS/infoJEGG\\_j.html](http://www.jodc.go.jp/jodcweb/JDOSS/infoJEGG_j.html), (2016.12.28).
- 29) 小池一之, 町田 洋編, 日本の海成段丘アトラス, 東京大学出版会, 2001, 122p.
- 30) 新里忠史, 安江健一, 幌延地域における地質環境の長期安定性に関する研究 - 長期安定性の評価・予測における地域特性の考慮 -, 原子力バックエンド研究, vol.11, no.2, 2005, pp.125-138.
- 31) 太田久仁雄, 阿部寛信, 山口雄大, 國丸貴紀, 石井英一, 操上広志, 戸村豪治, 柴野一則, 濱克宏, 松井裕哉, 新里忠史, 高橋一晴, 丹生屋純夫, 大原英史, 浅森浩一, 森岡宏之, 舟木泰智, 茂田直孝, 福島龍朗, 幌延深地層研究計画における地上からの調査研究段階 (第 1 段階) 研究成果報告書 分冊「深地層の科学的研究」, JAEA-Research 2007-044, 2007, 434p.
- 32) 新里忠史, 舟木泰智, 安江健一, 北海道北部, 幌延地域における後期鮮新世以降の古地理と地質構造発達史, 地質学雑誌, vol.113, 補遺, 2007, pp.119-135.
- 33) 安江健一, 秋葉文雄, 大平寛人, 石井英一, 北海道北部, サロベツ背斜付近に分布する声問層上部の鮮新統上部珪藻化石帯とフィッシュン・トラック年代, 地質学雑誌, vol.112, no.4, 2006, pp.284-293.
- 34) 石井英一, 安江健一, 大平寛人, 古澤 明, 長谷川健, 中川光弘, 北海道北部, 大曲断層近傍の背斜成長の開始時期, 地質学雑誌, vol.114, no.6, 2008, pp.286-299.
- 35) 酒井利啓, 松岡稔幸, 幌延地域を対象とした地表踏査および地形データにもとづく地質分布の推定, JAEA-Research 2015-004, 2015, 109p.
- 36) Ohyama, T. and Saegusa, H., GEOMASS System, Japan Atomic Energy Agency, JAEA-Testing 2008-007, 2009, 248p.
- 37) Taylor, S.R. and McLennan, S.M., The Continental Crust: Its Composition and Evolution. Blackwell, Oxford, 1985, 312p.
- 38) Nesbitt, H. and Young, G., Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites, *Nature*, vol.299, 1982, pp. 715-717.
- 39) 川辺孝幸, 高橋祐平, 小村良二, 田口雄作, 研究報告, 5 万分の 1 地質図幅 上野地域の地質, 地質調査所, 1996, 99p.

## 2.3 水理モデル

### 2.3.1 背景と目的

地層処分における地質環境の安定性を評価するうえで、自然現象に伴う地質環境特性の長期変化を考慮することが重要であり、この地質環境特性の一つである地下水の流動方向や流速といった地下水流動特性の時間変化を評価するうえでは、水理モデルの構築が必要となる。水理モデルは、地形分布や水理地質構造の水理特性を反映した地下水の水圧分布や流速分布などの地下深部の地下水流動特性を数値化したものである。水理モデル構築に際しては、地下水流動特性に与える影響因子を抽出するとともに、それらを考慮した水理地質構造モデルの構築や地下水流動解析の実施が重要である。さらには、地下水流動解析を行う際の解析領域や時間断面も、影響因子やその関連性を考慮して設定する必要がある。このような影響因子や、影響因子間の関連性を明確に示したものとして FEP (OECD/NEA, 2000<sup>1)</sup>) がある。

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

以上を踏まえ、平成 25 年度は、東濃地域と幌延地域を事例として、地下水流動特性の長期変遷を評価するうえで重要な FEP の抽出や、FEP 間の関連性を整理した。平成 26 年度は、東濃地域を事例として、地下水流動特性の長期的な時間変化を把握するための地下水流動解析結果に対し、各 FEP が与える影響の程度の違いを整理した。さらに、これまで幌延地域で開発・適用してきた解析手法 (Sequential Modeling System of geological evolution impact on groundwater flow : 以下、「SMS」という ; 今井ほか, 2009<sup>2)</sup>) の東濃地域での適用性を確認した。一方、幌延地域では、SMS を用いて地下深部の高い間隙水圧の再現性について解析的な検討を実施した。平成 27 年度は、東濃地域と幌延地域を事例として地形・地質モデルに基づく長期変遷を考慮した水理モデルを用いて感度解析を実施し、定量的な指標を用いて地下水流動状態の長期的な変動性の空間分布の評価や水理モデルに与える重要因子の抽出を行った。

平成 28 年度は、これまでの検討結果を踏まえて、水理モデルの作業フローを提示するとともに、平成 27 年度に構築した地下水流動状態の長期変動性の評価手法 (日本原子力研究開発機構, 2016<sup>3)</sup>) を用いて、上記フローに内在する不確実性の抽出・分析に関する検討を実施した。

### 2.3.2 アプローチ

東濃地域と幌延地域を事例としたこれまでの検討結果に基づき、地形・地質モデル及び地表環境モデルの情報に基づく水理モデル構築と解析条件設定の作業フローを提示する。また、作業フローの各作業項目に内在する不確実性を抽出するとともに、その発生要因や区分について整理する。さらに、地形・地質モデル並びに水理モデル構築に関する不確実性のうち、主要な不確実性を対象として、平成 27 年度に構築した地下水流動状態の長期変動性の評価手法を適用した不確実性の影響分析を実施する。

なお、地下水流動状態の長期変動性の評価に必要な水理地質構造モデルの構築及び地下水流動解析・PT 解析は、GEOMASS システム (Ohyama and Saegusa, 2009<sup>4)</sup>) の構成要素のうち、Frac-Affinity を用いて実施する。Frac-Affinity は、有限体積法による地下水流動解析コードであり、ハイブリッド媒体として岩盤部、岩盤中の割れ目及び断層などの不連続構造を同時に考慮できるため、不均質な水理地質構造の分布をより現実的に表現できる特徴を有する (Ohyama and Saegusa, 2009<sup>4)</sup>)。

### 2.3.3 実施結果

#### (1) 不確実性を考慮した作業フローの提示

図 2.3-1 に、水理モデル構築と解析条件設定の作業フローを示す。山間部及び平野部ともに同様の作業フローで水理モデルの構築が可能である。水理モデルは、2.2 で作成した地形・地質モデルをベースとして構築され、地下水流動解析に必要な解析条件については、2.5 の地表環境モデルに基づき設定される。さらに、地下水流動解析結果から推定された地下水流動状態の長期変動性と 2.4 の地球化学モデルとの比較検討を行うことで、一連の作業アプローチの妥当性が確認される。

図 2.3-1 に示すとおり、作業フローの各作業項目においては、作業に伴う不確実性が内在しており、それらの不確実性に基づき地下水流動解析を実施する解析ケースを設定することで、不確実性が地下水流動特性に及ぼす影響の分析が可能となり、評価対象領域における地下水流動状態の長期変動性を評価するにあたっての重要な不確実性の抽出や定量的な影響の程度が確認できると考えられる。水理モデルの作業フローから抽出した不確実性について、その発生要因や区分について整理した（表 2.3-1）。水理モデルに関する不確実性は、“概念の不確実性”と“データの不確実性”の二つに区分される。100 万年の時間スケールに及ぶ長期変遷を考慮した水理モデルにおいては、特に海水準変動や地殻変動に伴って変化する地形・地質構造分布と、設定したモデル化領域範囲や境界条件との間に不整合が生じることで、評価対象領域を通過する地下水流動系に影響を及ぼすことが懸念される。つまり、“概念の不確実性”については、モデル化領域設定の違いに関する不確実性の取り扱いが重要となる。また、地表環境モデルに示したとおり、長期的な気候変動に伴う気温・降水量などの地表環境の変化については、データや情報が乏しく様々な仮定のもとで推定されていることから、その推定結果には多くの不確実性が含まれる。そのため、“データの不確実性”については、上部境界条件の設定値やばらつきに関する不確実性の取り扱いが重要となると考えられる。

表 2.3-1 水理モデルにおける不確実性の整理

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

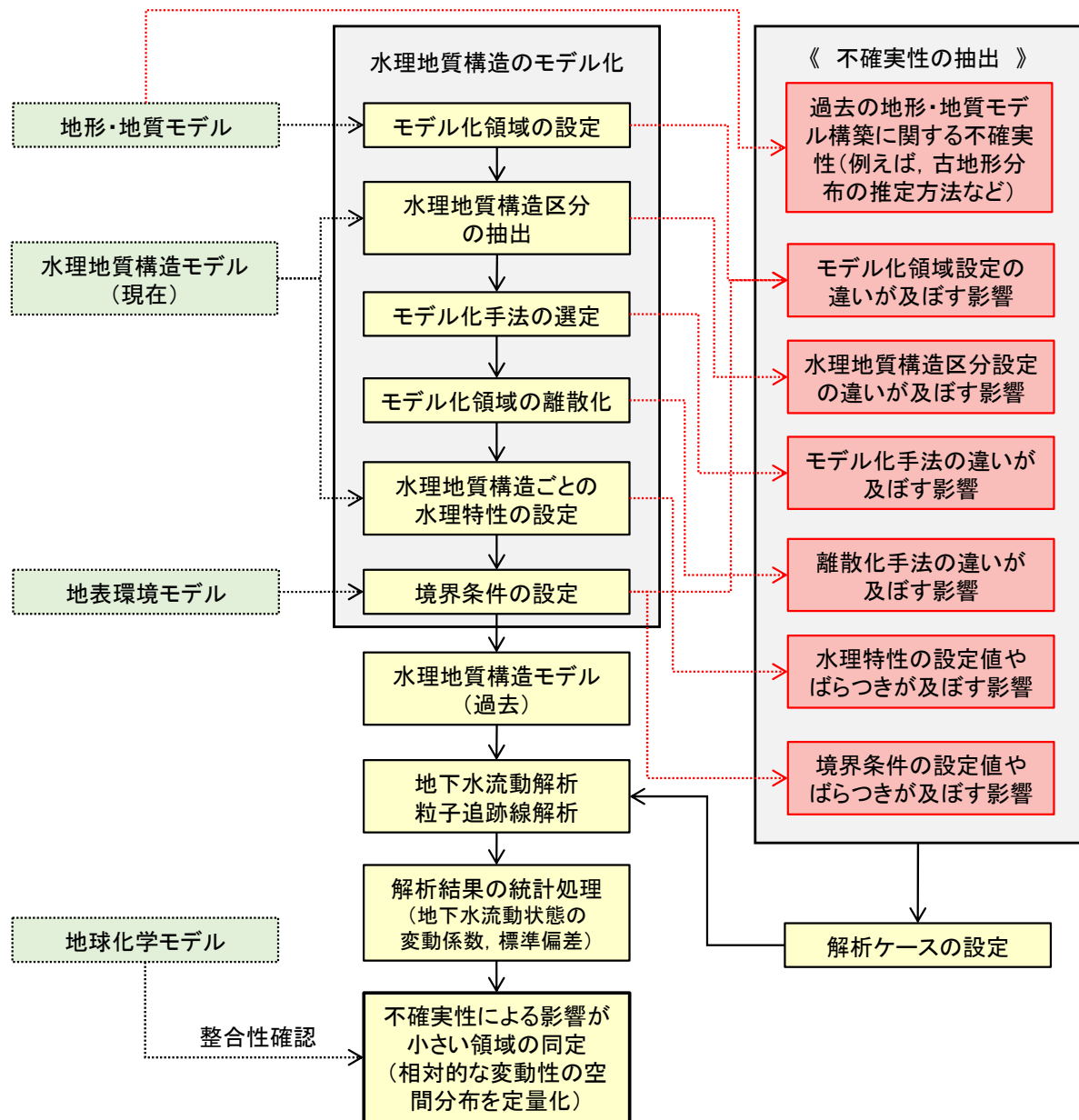


図 2.3-1 水理モデル構築と解析条件設定の作業フロー

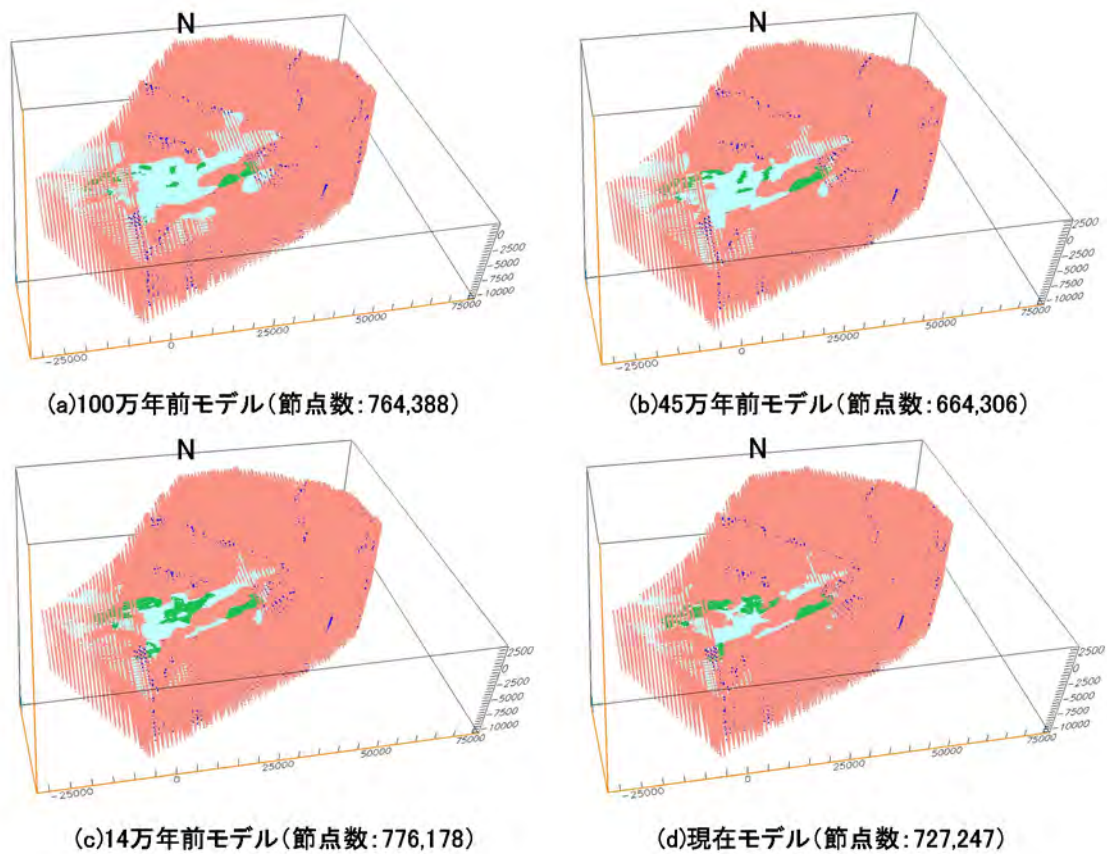
## (2) 水理地質構造モデルの構築

### 1) 東濃地域

水理地質構造モデルは、2.2 の地質モデルと同様のモデル化領域（約 100 km×約 70 km、深度方向に地表から標高-10 km）を対象に、平成 27 年度に整理した考え方や手順（日本原子力研究開発機構，2016<sup>3)</sup>）を適用して構築した（図 2.3-2）。

水理地質構造モデルに考慮した水理地質構造区分は、地質モデルと同様に三つの地層及び 13 条の断層である（表 2.3-2）。三次元格子の分割は、地質モデルにおける地形の起伏及び水理地質構造の分布形状の再現性、並びに地下水流動解析の収束性を考慮して設定した（図 2.3-2）。また、水理地質構造モデルに設定した水理特性及び境界条件の基本設定を、それぞれ表 2.3-2 及び表 2.3-3 に示す。





■ 堆積物    ■ 基盤岩  
■ 堆積岩    ■ 断層

《基本的な格子分割》

水平方向	分割範囲		格子分割の大きさ(m)	
	深度方向		水平方向	深度方向
平成27年度 解析領域	全領域		1,000	500
	標高-10 km~地表		500	500
	標高-3 km~-2 km		500	250
	標高-2 km~-1 km		250	100
	標高-1 km~0 m		250	50
断層		500	-	

図 2.3-2 水理地質構造モデルの三次元格子分割（東濃地域）

表 2.3-2 水理特性の設定（東濃地域）

水理地質構造区分	透水係数 [ms <sup>-1</sup> ]		不飽和 特性曲線
	水平方向 (断層面方向)	鉛直方向 (断層面直交方向)	
堆積物	1.0×10 <sup>-6</sup>		礫質土・砂質土
堆積岩	1.6×10 <sup>-7</sup>	1.6×10 <sup>-9</sup>	新鮮岩
基盤岩	2.8×10 <sup>-8</sup>	1.0×10 <sup>-7</sup>	新鮮岩
断層	4.0×10 <sup>-7</sup>	1.0×10 <sup>-11</sup>	風化岩

透水係数は尾上ほか(2015)<sup>5)</sup>、不飽和特性曲線は国土技術研究センター(2002)<sup>6)</sup>、山石ほか(1998)<sup>7)</sup>に基づく。

表 2.3-3 境界条件の設定（東濃地域）

モデル境界面	気候条件	水理モデル			
		現在	14万年前	45万年前	100万年前
上部境界※	温暖期	自由浸出条件 (涵養量：118 mm y <sup>-1</sup> )	自由浸出条件 (涵養量：231 mm y <sup>-1</sup> )	自由浸出条件 (涵養量：322 mm y <sup>-1</sup> )	
	寒冷期	自由浸出条件 (涵養量：69 mm y <sup>-1</sup> )	自由浸出条件 (涵養量：96 mm y <sup>-1</sup> )	自由浸出条件 (涵養量：140 mm y <sup>-1</sup> )	
側方境界	温暖期	不透水条件			
	寒冷期				
下部境界	温暖期	不透水条件			
	寒冷期				

※ 木曾川及び土岐川などの主要河川については、地表面固定水頭境界を設定。河道形状は、各モデルの地形に基づく流路解析結果に基づき上位二次を反映。

## 2) 幌延地域

水理地質構造モデルは、2.2の地質モデルと同様に、平成27年度に構築した水理地質構造モデル（日本原子力研究開発機構，2016<sup>3)</sup>）を適用した。図2.3-3に、水理地質構造モデルの三次元格子分割を示す。また、水理地質構造モデルに設定した水理特性及び境界条件の基本設定を、それぞれ表2.3-4及び表2.3-5に示す。

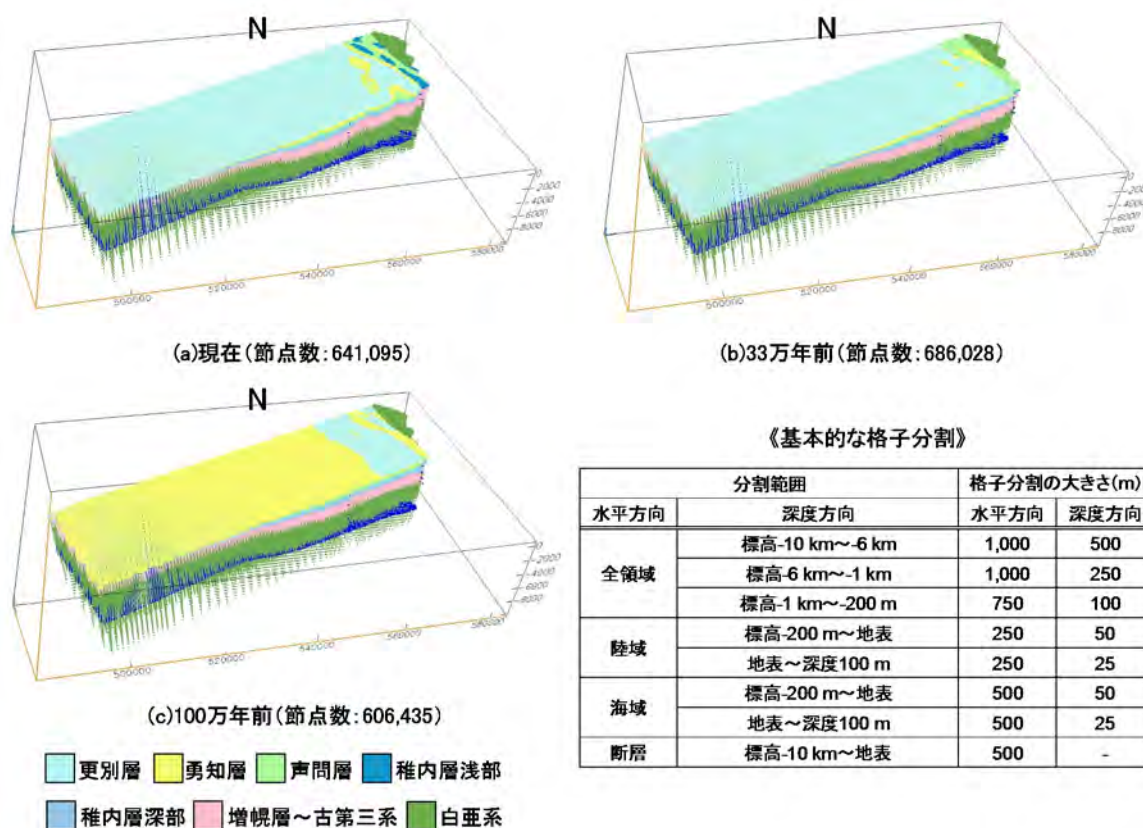


図 2.3-3 水理地質構造モデルの三次元格子分割（幌延地域）

（日本原子力研究開発機構，2016<sup>3)</sup>）

表 2.3-4 水理特性の設定（幌延地域）  
（日本原子力研究開発機構，2016<sup>3</sup>）を修正）

水理地質構造 区分	透水係数 [ms <sup>-1</sup> ]		不飽和 特性曲線	備考
	水平方向 (断層面方向)	鉛直方向 (断層面直交方向)		
更別層	1.0×10 <sup>-6</sup>		礫質土・砂質土 <sup>6)</sup>	・引用文献8)に基づき設定 ・「深度0 m～250 m : 10 <sup>-5</sup> m s <sup>-1</sup> オーダー、深度250 m ～470 m : 10 <sup>-7</sup> m s <sup>-1</sup> オーダーの値」の対数平均値を設定
勇知層	9.4×10 <sup>-10</sup>		礫質土・砂質土 <sup>6)</sup>	・引用文献9)に基づき設定 ・HDB-1～11の対数平均値を設定
声間層	6.5×10 <sup>-9</sup>		泥岩 <sup>12)</sup>	・引用文献9)に基づき設定 ・HDB-1、3～8、10～11、PB-V01の声間層中の対数平均 値から設定
稚内層浅部	1.6×10 <sup>-8</sup>		泥岩 <sup>12)</sup>	・引用文献9)に基づき設定 ・HDB-1、3～8、10、11、PB-V01の対数平均値を設定
稚内層深部	5.9×10 <sup>-10</sup>		泥岩 <sup>12)</sup>	・引用文献9)に基づき設定 ・断層岩を含まない区間の対数平均値を設定
増幌層～ 古第三系	5.0×10 <sup>-11</sup>		礫質土・砂質土 <sup>6)</sup>	・引用文献10)に基づき設定
白亜系	5.0×10 <sup>-12</sup>		礫質土・砂質土 <sup>6)</sup>	・引用文献10)に基づき設定
断層	2.7×10 <sup>-10</sup>		泥岩 <sup>12)</sup>	・引用文献11)に基づき設定 ・「1.9～3.5×10 <sup>-10</sup> m s <sup>-1</sup> 」の対数平均値を適用

透水係数は産業技術総合研究所(2011)<sup>8)</sup>、太田ほか(2007)<sup>9)</sup>、操上ほか(2008)<sup>10)</sup>、電力中央研究所(2011)<sup>11)</sup>、  
不飽和特性曲線は国土技術研究センター(2002)<sup>6)</sup>、竹下(1990)<sup>12)</sup>に基づく。

表 2.3-5 境界条件の設定（幌延地域）  
（日本原子力研究開発機構，2016<sup>3</sup>）

モデル境界面	気候変動	水理地質構造モデル		
		現在	33万年前	100万年前
上部境界※ (陸部)	温暖期	自由浸出条件 (涵養量 : 120.5 mm y <sup>-1</sup> ) <sup>10)</sup>		
	寒冷期	自由浸出条件 (涵養量 : 0 mm y <sup>-1</sup> 相当) *		
	寒冷期 (不連続永久凍土)	自由浸出条件 (涵養量 : タリク部は温暖期、 永久凍土部は寒冷期と同様)	—	
上部境界 (海部)	温暖期/寒冷期	水頭固定条件 (海水の比重考慮)		
側方境界	温暖期	不透水条件		
	寒冷期			
下部境界	温暖期	不透水条件		
	寒冷期			
汀線位置 (海水準変化)	温暖期	標高 0 m		
	寒冷期	標高 -120 m		

※ 温暖期については、天塩川に水頭固定条件を設定。天塩川の河道形状は現在地形に基づき設定  
し、他のモデルにも適用。

\* 解析の収束性の観点から 0.365 mm y<sup>-1</sup> (0.001 mm d<sup>-1</sup>) を設定。  
温暖期の涵養量は、操上ほか(2008)<sup>10)</sup>に基づく。

### (3) 地下水流動状態の長期変動性評価における不確実性の影響分析

平成 27 年度に構築した地下水流動状態の長期変動性の評価手法（日本原子力研究開発機構，  
2016<sup>3</sup>）を用いて、地形・地質モデル及び水理モデル構築の作業フローに内在する不確実性の抽

出や影響分析に関する検討を実施した。上記評価手法では、地形条件や境界条件が異なる水理地質構造モデルを用いた定常状態の三次元飽和/不飽和地下水流動解析結果を統計的に整理することで、長期的な自然現象に伴う地下水流動状態の変動性の評価や、それに影響を及ぼす重要因子を抽出することが可能となる。平成 27 年度の検討の結果、東濃地域では地形変化が、幌延地域では地形変化と気候変動が重要因子として抽出されている。そこで、特に地形変化と気候変動の不確実性に着目するとともに、各不確実性の影響分析の対象項目を設定し、東濃地域と幌延地域のそれぞれで地下水流動状態の長期変動性評価を実施した（表 2.3-6）。

表 2.3-6 不確実性の分析対象項目

地質環境	不確実性	影響分析の対象項目	
		東濃地域	幌延地域
地形・地質	古地形復元の概念の違い	地形の発達履歴の解釈	幌延断層周辺の丘陵・山地の発達時期
	古地形復元のプロセスの違い	使用データ/復元手順	復元手順
	地形分布の復元解像度	地形起伏の分解能	-
	地質分布の復元解像度	地質構造の区分	-
	地形面の認定・対比の違い	-	データの補間方法
地表環境	境界条件の設定値やばらつき	涵養量の変動幅	涵養量の変動幅
			海水準の変動幅
水理	水理特性の設定値やばらつき	断層の透水性	断層の透水性

## 1) 解析ケースの設定

### ① 東濃地域

平成 27 年度と同様に地形変化及び涵養量の変化を、山間部である東濃地域の地下水流動状態に影響を及ぼす影響因子として設定し、影響因子並びに不確実性の影響分析のための解析ケースを整理した（表 2.3-7）。

地形変化及び涵養量の変化が地下水流動状態に及ぼす影響は、木曾川流域モデル（図 2.3-2）を用いて分析した。したがって、100 万年の時間スケールを対象とした場合には、100 万年前から現在までの四つの水理地質構造モデルに、寒冷期及び温暖期の 2 パターンの涵養量を境界条件とした全 8 ケースの解析結果に基づく統計解析となる。

また、以下に各不確実性の影響分析の設定条件を示す。

#### ○ 古地形復元の概念の違い【地形の発達履歴の解釈】

地形・地質に関する不確実性のうち、古地形復元の概念の違いについては、地質学的及び地形学的な観点に基づく地形の発達履歴の解釈に着目した。図 2.3-4 及び図 2.3-5 に、木曾川流域モデルと広域モデル（尾上ほか，2009<sup>13)</sup>）の地表地形を示す。木曾川流域モデルは、10 m 数値標高モデル、活断層分布図及び地質図を基礎情報として、活断層変位や山地地形発達などの地形学的発達履歴に基づく古地形の復元手法を用いて構築したものである。広域モデルは、50 m 数値標高モデル及び活断層分布図を基礎情報として、山地の隆起開始時期、活断層の変位などの地質・地形学的発達履歴に基づく古地形の復元手法を用いて構築されたものである。広域モデルと比較して、木曾川流域モデルは河川や尾根部がより詳細に表現されている。また、過去のモデルほど古地形の復元結果の違いが大きいことがわかる。両モデルにおいては、古地形復元の対象とした時期が多少異なるものの、時間スケールが同程度のモデルを用いて、地形の発達履歴の解釈が地下水流動特性に及ぼす影響分析を実施した。

○ 古地形復元のプロセスの違い【使用データ／復元手順】

地形・地質に関する不確実性のうち、古地形復元のプロセスの違いについては、使用データや復元手順に着目し、土岐川流域モデルと木曾川流域モデルを用いて分析を行った。土岐川流域モデルは、10 m 数値標高モデル、河成段丘面区分図、小起伏面区分図及び活断層分布図を基礎情報として、地形面区分、段丘地形発達、活断層の変位などの地形学的発達履歴に基づく古地形の復元手法を用いて構築したものである。古地形復元のアプローチは、木曾川流域モデルと同様であるものの、基礎情報として使用したデータやモデル化対象となる空間スケールが異なるため、復元された古地形分布やモデルに考慮した地質構造分布は異なる（図 2.3-6）。これらのモデルを用いて、使用データ／復元手順が地下水流動特性に及ぼす影響分析を実施した。

○ 地形分布の復元解像度【地形起伏の分解能】／地質分布の復元解像度【地質構造の区分】

地形・地質に関する不確実性のうち、地形分布及び地質分布の復元解像度については、地形起伏の分解能や地質構造の区分に着目し、木曾川流域モデルの地形起伏や地質を単純化した水理地質構造モデルを構築した。図 2.3-7 に、100 万年前の木曾川流域モデルをベースとして、地形起伏や地質を単純化した水理地質構造モデル（以下、それぞれを「地形単純化モデル」、「地質単純化モデル」という）を示す。地形単純化モデルは、木曾川流域モデルの地形起伏をスムージングすることで細かな谷や尾根といった起伏がない仮想の地形分布を作成することで構築した。地質単純化モデルは、基本モデルの水理地質構造区分のうち、堆積物と堆積岩を基盤岩と設定することで構築した。これらのモデルを用いて、地形起伏の分解能や地質構造の区分が地下水流動特性に及ぼす影響分析を実施した。

○ 境界条件の設定値やばらつき【涵養量の変動幅】

地表環境に関する不確実性である境界条件の設定値やばらつきについては、涵養量の変動幅に着目した。平成 27 年度に地表環境モデルで推定した結果（日本原子力研究開発機構，2016<sup>3)</sup>）に基づき、各時代における寒冷期及び温暖期の涵養量の最小値及び最大値を設定し（表 2.3-7）、涵養量の変動幅が地下水流動特性に及ぼす影響分析を実施した。

○ 水理特性の設定値やばらつき【断層の透水性】

水理に関する不確実性のうち、水理特性の設定値やばらつきについては、水理地質構造モデルに考慮した断層の透水性に着目した。原子力機構による既往の調査・解析によって異方性を有することが確認されている月吉断層以外の断層を対象として、異方性（表 2.3-2 参照）と高透水性（断層面及び断層面直交方向ともに  $4 \times 10^{-7} \text{ m s}^{-1}$ ）を設定し、断層の透水性が地下水流動特性に及ぼす影響分析を実施した。

表 2.3-7 解析ケース (東濃地域)

水理地質構造モデル	影響因子		地形・地質				地表環境	水理
	地形変化	涵養量の変化 (涵養量: mm y <sup>-1</sup> )	古地形復元の プロセスの違い 【使用データ/復元手 順】	地形分布の 復元解像度 【地形起伏の分解能】	地質分布の 復元解像度 【地質構造の区分】	境界条件の設定値や ばらつき 【涵養量の変動幅】 (涵養量: mm y <sup>-1</sup> )		
木曽川流域 モデル	現在	温暖期: 118	○	○	○	○	○温暖期: 61	○
		寒冷期: 69	○	○	○	○	○寒冷期: 85	○
		温暖期: 231	○	○	-	-	○温暖期: 104	○
		寒冷期: 96	○	○	-	-	○寒冷期: 159	○
	14万年前	温暖期: 322	○	○	-	-	○温暖期: 205	○
		寒冷期: 140	○	○	-	-	○寒冷期: 204	○
	45万年前	温暖期: 322	○	○	-	-	○温暖期: 205	○
		寒冷期: 140	○	○	-	-	○寒冷期: 204	○
	100万年前	温暖期: 322	○	○	-	-	○温暖期: 205	○
		寒冷期: 140	○	○	-	-	○寒冷期: 204	○
広域モデル (尾上ほか、 2009 <sup>13)</sup> )	現在	温暖期: 118	○	-	-	-	-	-
		寒冷期: 69	○	-	-	-	-	-
		温暖期: 231	○	-	-	-	-	-
		寒冷期: 96	○	-	-	-	-	-
	20万年前	温暖期: 322	○	-	-	-	-	-
		寒冷期: 140	○	-	-	-	-	-
	60万年前	温暖期: 322	○	-	-	-	-	-
		寒冷期: 140	○	-	-	-	-	-
	110万年前	温暖期: 322	○	-	-	-	-	-
		寒冷期: 140	○	-	-	-	-	-
土岐川流域 モデル	現在	温暖期: 118	-	○	-	-	-	-
		寒冷期: 69	-	○	-	-	-	-
		温暖期: 231	-	○	-	-	-	-
		寒冷期: 96	-	○	-	-	-	-
	14万年前	温暖期: 322	-	○	-	-	-	-
		寒冷期: 140	-	○	-	-	-	-
	45万年前	温暖期: 322	-	○	-	-	-	-
		寒冷期: 140	-	○	-	-	-	-
	100万年前	温暖期: 322	-	○	-	-	-	-
		寒冷期: 140	-	○	-	-	-	-
備考		<ul style="list-style-type: none"> <li>各涵養量の設定値は、平成27年度の地表環境モデルの推定結果(日本原子力研究開発機構, 2016)<sup>3)</sup>を適用</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>木曽川流域モデル: 地形学的発達履歴に基づき復元手法を適用して構築</li> <li>広域モデル: 地形・地質学的発達履歴に基づき復元手法を適用して構築</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>木曽川流域モデルは、土岐川流域モデルを包含</li> <li>モデル化対象となる空間スケールが異なるため、復元された古地形分布やモデルに考慮した地質構造分布も異なる</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>木曽川流域モデルに基づき、地形や地質を単純化したモデルを構築</li> <li>地形の単純化: 細かな谷、尾根といった起伏がない地形分布を適用</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>木曽川流域モデルに基づき、地形や地質を単純化したモデルを構築</li> <li>地質の単純化: 地質区分を基盤岩のみとした地質分布を適用</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>平成27年度に地表環境モデルで推定した結果(日本原子力研究開発機構, 2016)<sup>3)</sup>に基づき各時代における寒冷期の涵養量の最小値、温暖期の涵養量の最大値を適用</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>月吉断層以外の断層を対象として、異方性(表2.3-2参照)と高透水性(断層面及び断層面直交方向ともに4×10<sup>-7</sup> m s<sup>-1</sup>)を設定</li> </ul>

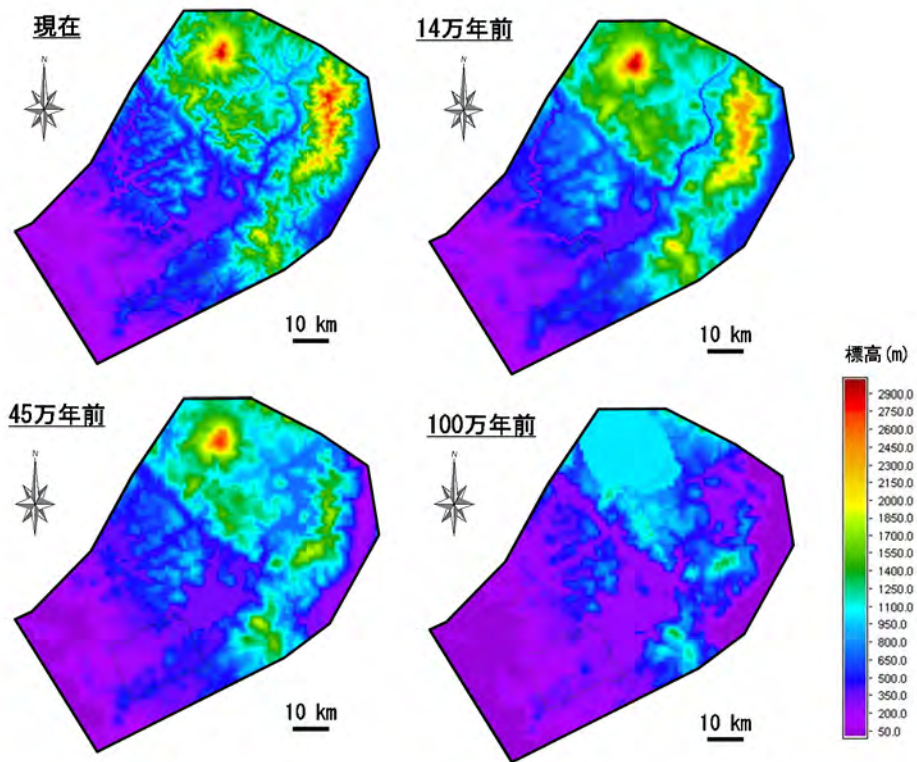


図 2.3-4 木曽川流域モデル（地表地形）

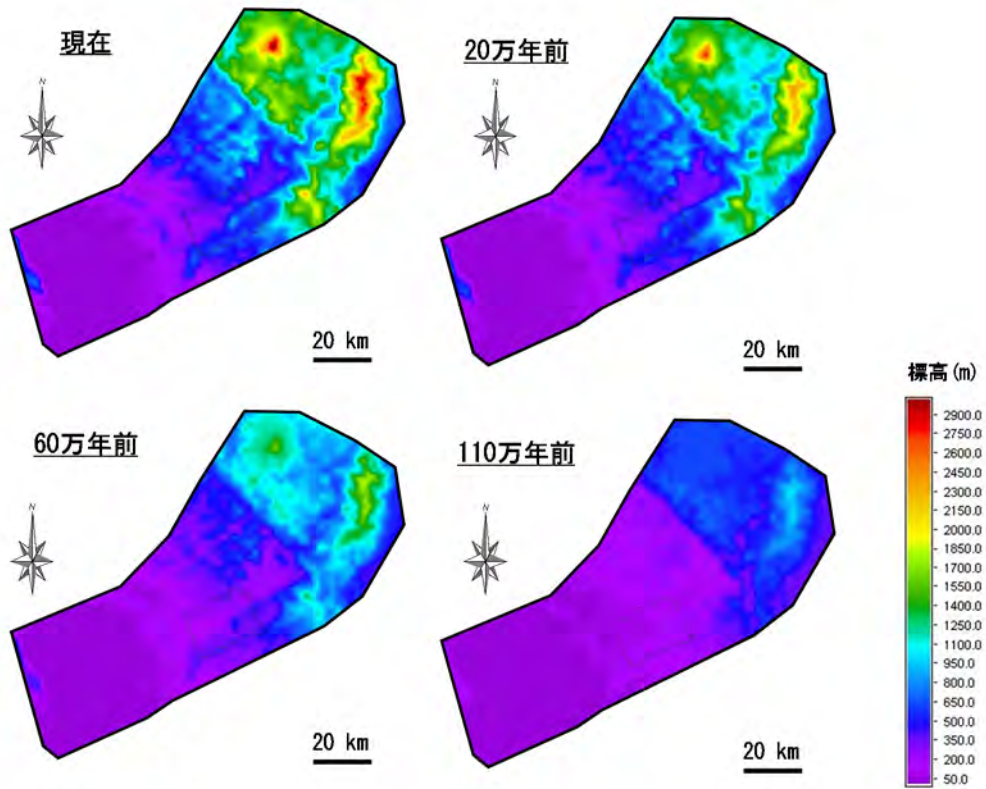
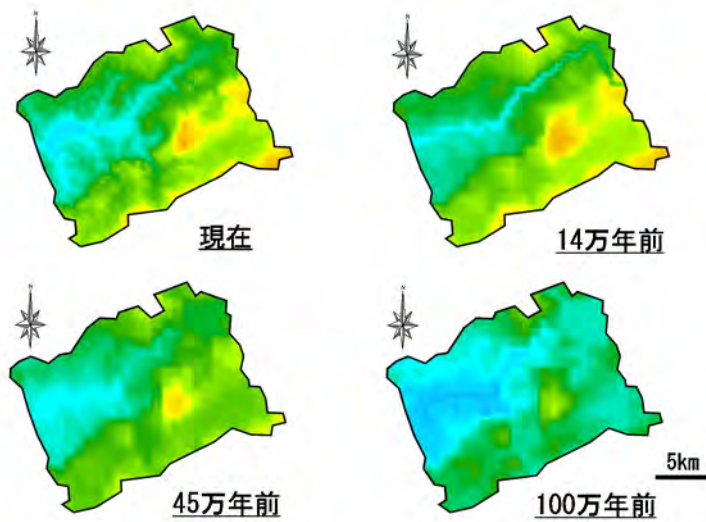
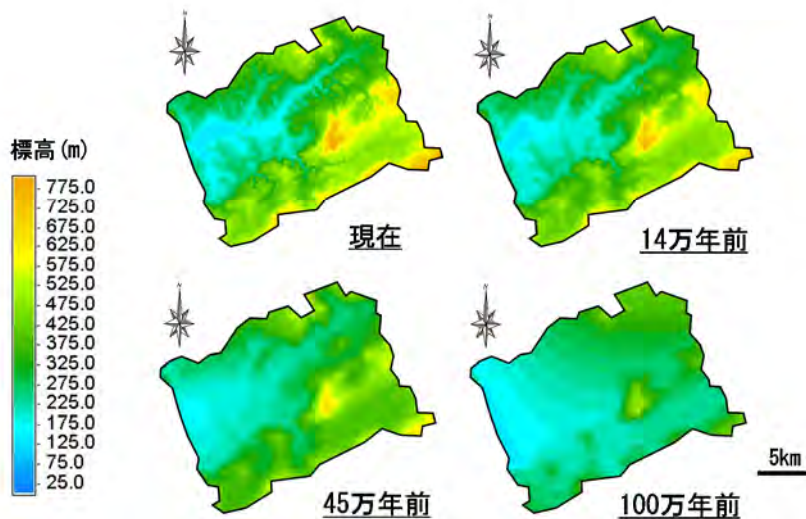


図 2.3-5 広域モデル（地表地形）



※土岐川流域モデル内のみを表示

(a) 木曾川流域モデル



(b) 土岐川流域モデル

図 2.3-6 木曾川流域モデルと土岐川流域モデルの地表地形分布の比較

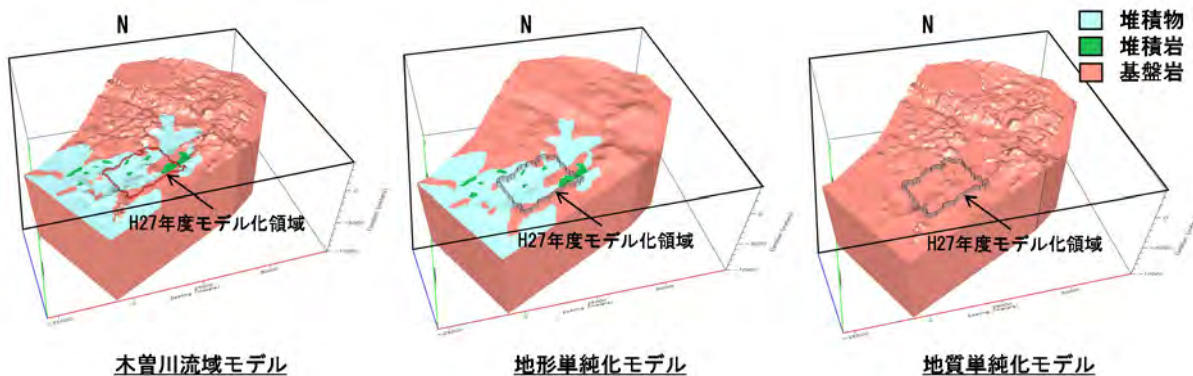


図 2.3-7 地形単純化モデル及び地質単純化モデル（100 万年前モデル）



## ① 幌延地域

平成 27 年度と同様に地形変化及び気候変動として涵養量の変化と海水準変動を、平野部である幌延地域の地下水流動状態に影響を及ぼす影響因子として設定し、影響因子並びに不確実性の影響分析のための解析ケースを整理した（表 2.3-8）。

地形変化及び涵養量の変化が地下水流動状態に及ぼす影響は、図 2.3-3 に示した水理地質構造モデルを用いて分析した。したがって、100 万年の時間スケールを対象とした場合には、100 万年前から現在までの三つの水理地質構造モデルに、寒冷期及び温暖期の 2 パターンの涵養量を境界条件とした 6 ケースと、現在の地形条件下で不連続永久凍土を考慮した寒冷期の 1 ケースの全 7 ケースの解析結果に基づく統計解析となる。

また、以下に各不確実性の影響分析の設定条件を示す。

### ○ 古地形復元の概念・プロセスの違い【幌延断層周辺の丘陵・山地の発達時期／復元手順】

地形・地質に関する不確実性のうち、古地形復元の概念・プロセスの違いについては、幌延断層周辺の丘陵・山地の発達時期とそれに伴う復元手法に着目した。2.2 においては、100 万年前を対象として幌延断層周辺の丘陵・山地の発達時期が異なる地形モデル（図 2.2-18 (a)）が構築されていることから、平成 27 年度に構築した地形モデル（図 2.2-18 (c)）と比較することで、幌延断層周辺の丘陵・山地の発達時期とそれに伴う復元手法が地下水流動特性に及ぼす影響分析を実施した。

### ○ 地形面の認定・対比の違い【データの補間方法】

地形・地質に関する不確実性のうち、地形面の認定・対比の違いについては、GIS でのデータの補間方法に着目した。2.2 においては、100 万年前を対象とした古地形復元時の地形の傾斜補正方法が異なる地形モデル（図 2.2-18 (a)及び図 2.2-18 (b)）が構築されていることから、これらのモデルを比較することで、データの補間方法が地下水流動特性に及ぼす影響分析を実施した。

### ○ 境界条件の設定値やばらつき【涵養量及び海水準の変動幅】

地表環境に関する不確実性である境界条件の設定値やばらつきについては、涵養量及び海水準の変動幅に着目した。涵養量については、2.5 に示したとおり、過去の涵養量を定量的に推定することが困難であったため、温暖期と寒冷期に設定した涵養量の違いを想定しうる最大の変動幅と仮定して、温暖期と寒冷期のそれぞれに互いの涵養量を設定することで、涵養量の変動幅が地下水流動特性に及ぼす影響分析を実施した。不連続永久凍土については、涵養量の変動幅の一つとして解析ケースを設定した。また、海水準変動については既存文献（Niizato et al., 2010<sup>14)</sup>）に基づいて、表 2.3-8 に示すとおり各ステージにおける海水準を設定することで、海水準の変動幅が地下水流動特性に及ぼす影響分析を実施した。

### ○ 水理特性の設定値やばらつき【断層の透水性】

水理に関する不確実性である水理特性の設定値やばらつきについては、水理地質構造モデルに考慮した断層の透水性に着目した。断層に低透水性（表 2.3-4 参照）と高透水性（断層面及び断層面直交方向ともに  $1 \times 10^{-7} \text{ m s}^{-1}$ ）を設定し、断層の透水性が地下水流動特性に及ぼす影響分析を実施した。

表 2.3-8 解析ケース（幌延地域）

影響因子		※○は、不確実性評価に適用した解析ケースを示す。				不確実性	
地形変化	気候変動		地形・地質		地表環境		水理
	涵養量の変化 (涵養量: mm y <sup>-1</sup> )	海水準変動 (汀線位置: EL.m)	古地形復元の 概念・プロセスの違い 【幌延断層周辺の 丘陵・山地の発達時期】 【復元手順】	地形面の認定・対比 の違い 【データの補間方法】	境界条件の設定値やばらつき 【涵養量の変動幅】 (涵養量: mm y <sup>-1</sup> )	【海水準の変動幅】 (汀線位置: EL.m)	
水理地質構造 モデル	現在	温暖期: 120.5 寒冷期: 0	温暖期: 0 寒冷期: -120	-	○温暖期: 0 ○寒冷期: 120.5 ○寒冷期: 不連続永久 凍土考慮*1	○温暖期: 5 ○寒冷期: -150	○
	33万年前	温暖期: 120.5 寒冷期: 0	温暖期: 0 寒冷期: -120	-	○温暖期: 0 ○寒冷期: 120.5	○温暖期: 10 ○寒冷期: -100	○
	100万年前	温暖期: 120.5 寒冷期: 0	温暖期: 0 寒冷期: -120	○	○温暖期: 0 ○寒冷期: 120.5	○温暖期: 5 ○寒冷期: -85	○
備考	<ul style="list-style-type: none"> <li>温暖期及び寒冷期の涵養量は、既往文献(操上ほか, 2008<sup>(6)</sup>)に基づき、平成27年度と同様の値を適用</li> </ul>		<ul style="list-style-type: none"> <li>平成27年度モデルに対し、幌延断層周辺の丘陵・山地の発達時期が異なる設定の地形モデルを構築(100万年前以降には、幌延断層東側が平衡状態である想定)</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>幌延断層周辺の丘陵・山地の発達時期が異なる設定の地形面作成過程で、補間方法が異なる地形モデルを構築</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>平成28年度の地表環境モデルでの検討の結果、幌延地域を対象として地形変化を考慮した涵養量の定量的な推定が困難であったため、温暖期と寒冷期の涵養量が取り得る最大の変動幅と仮定して、それぞれに互いの涵養量を適用</li> <li>*1 永久凍土が分布しないタリクを設定し、表2.3-5の境界条件を設定</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>既存文献 (Niizato et al., 2010<sup>(4)</sup>) に基づき、各ステージの海水準の変動幅を設定</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>モデルに考慮した全断層を対象として、低透水性(表2.3-4参照)と高透水性(断層面及び断層面直交方向とも)に1×10<sup>-7</sup> m s<sup>-1</sup>を設定</li> </ul>

## 2) 地下水流動解析及び PT 解析

### ① 東濃地域

平成 27 年度に構築した地下水流動状態の長期変動性の評価手法を適用するために、表 2.3-7 に示した解析ケースごとに定常状態の三次元飽和/不飽和地下水流動解析及び PT 解析を実施した。PT 解析では、地下水流動解析で得られた地下水圧分布に基づき、任意に設定する指定点を通過する涵養点から流出点までの地下水移行経路の地下水流速、地下水の移行時間・移行距離が計算される。本解析では、ダルシー流速に基づく地下水の移行時間を算出した。PT 解析の指定点は、図 2.3-8 に示すように 100 万年前の水理地質構造モデルの研究領域内に水平方向に 1 km 間隔で配置し、それを深度方向には深度-50 m から深度-1,650 m まで 200 m 間隔で 9 深度に配置した。さらに、地形や地質分布の時間的な変化と整合させるために、地質モデルの構築の際に考慮した断層及び傾動による変位量を考慮し、100 万年前の水理地質構造モデルを基準として他の時代の水理地質構造モデルにおける指定点の位置座標を変化させた。

図 2.3-9～図 2.3-11 に、地下水流動解析及び PT 解析結果の一例を示す。これらは、木曾川流域モデルの四つの時代の地形及び寒冷期及び温暖期の涵養量を設定した計 8 ケースの解析結果である。地形変化による水頭分布の変化をみると、100 万年前から現在にかけてモデル化領域の北部及び北東部に位置する御嶽山や木曾山脈などの山地が形成されるため、水頭値は全体的に高くなるが、大局的な地下水流動傾向に大きな変化は見られない(図 2.3-9)。14 万年前及び 45 万年前の水頭分布をみると、現在と比較して御嶽山などの山地部で高い水頭値が得られている。これは、2.2 で示したとおり、古地形を復元する際に実施した谷埋めのための接峰面処理によって、現在の地形に見られるような細部の谷地形が考慮されていないことが影響していると考えられる。また、涵養量の変化としては、どの時代においても寒冷期には温暖期に比べて涵養量が減少することで、モデル化領域全体の水頭値が低下している(図 2.3-9)。水頭値の低下は、標高の高い山地部で特に顕著に見られるものの、大局的な地下水の流動傾向に大きな違いは認められない。図 2.3-10 に示した地下水の移行経路からも、大局的な地下水流動傾向の変化がないことが確認できる。過去 100 万年間に研究領域内を通過する地下水の涵養域は遠方でも恵那・中津川盆地や恵那山地であり、主な流出域は土岐川流域モデル内に留まる。また、研究領域全体の地下水の移行時間は、100 万年前から現在にかけて少しずつ短くなるものの、同様の分布傾向を示す(図 2.3-11)。また、涵養量の変化による違いは小さいと言える。

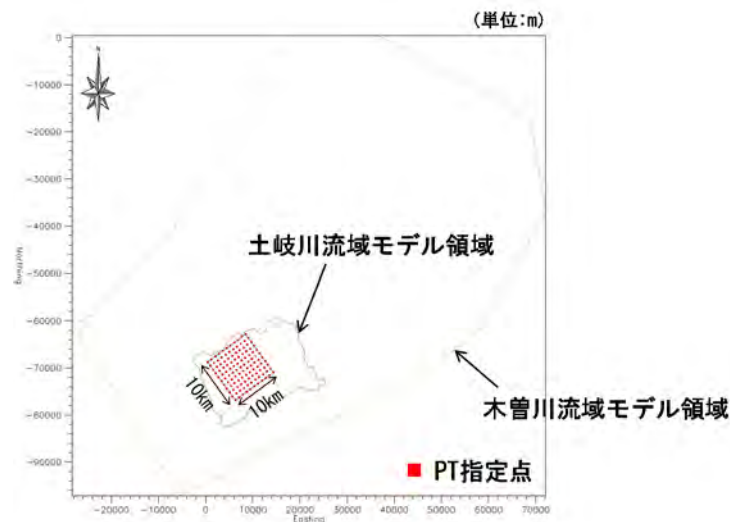


図 2.3-8 PT 解析の指定点配置 (東濃地域)

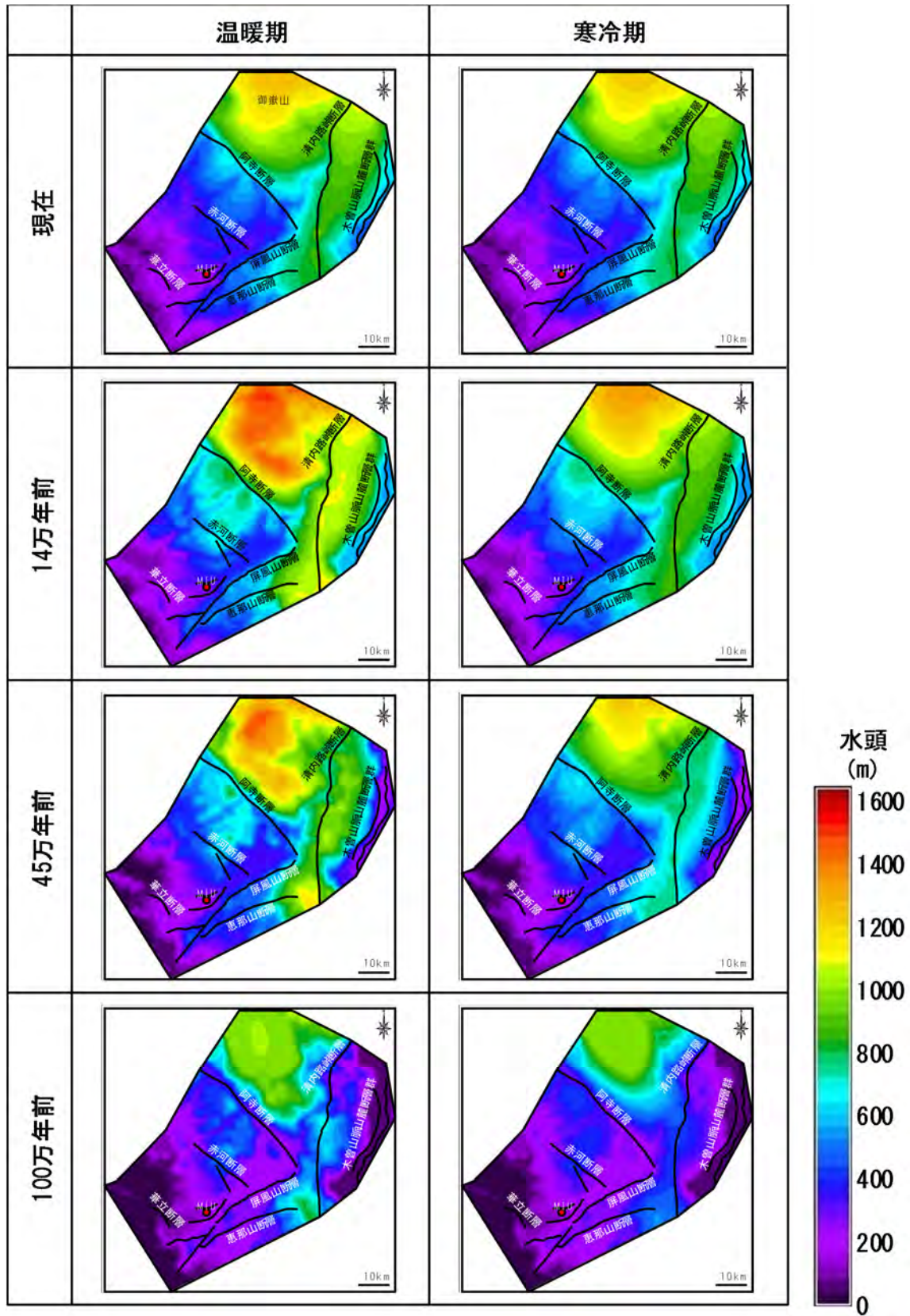


図 2.3-9 水頭分布図  
 (東濃地域、水平断面：標高-800 m、全断層の透水性：異方性ケース)

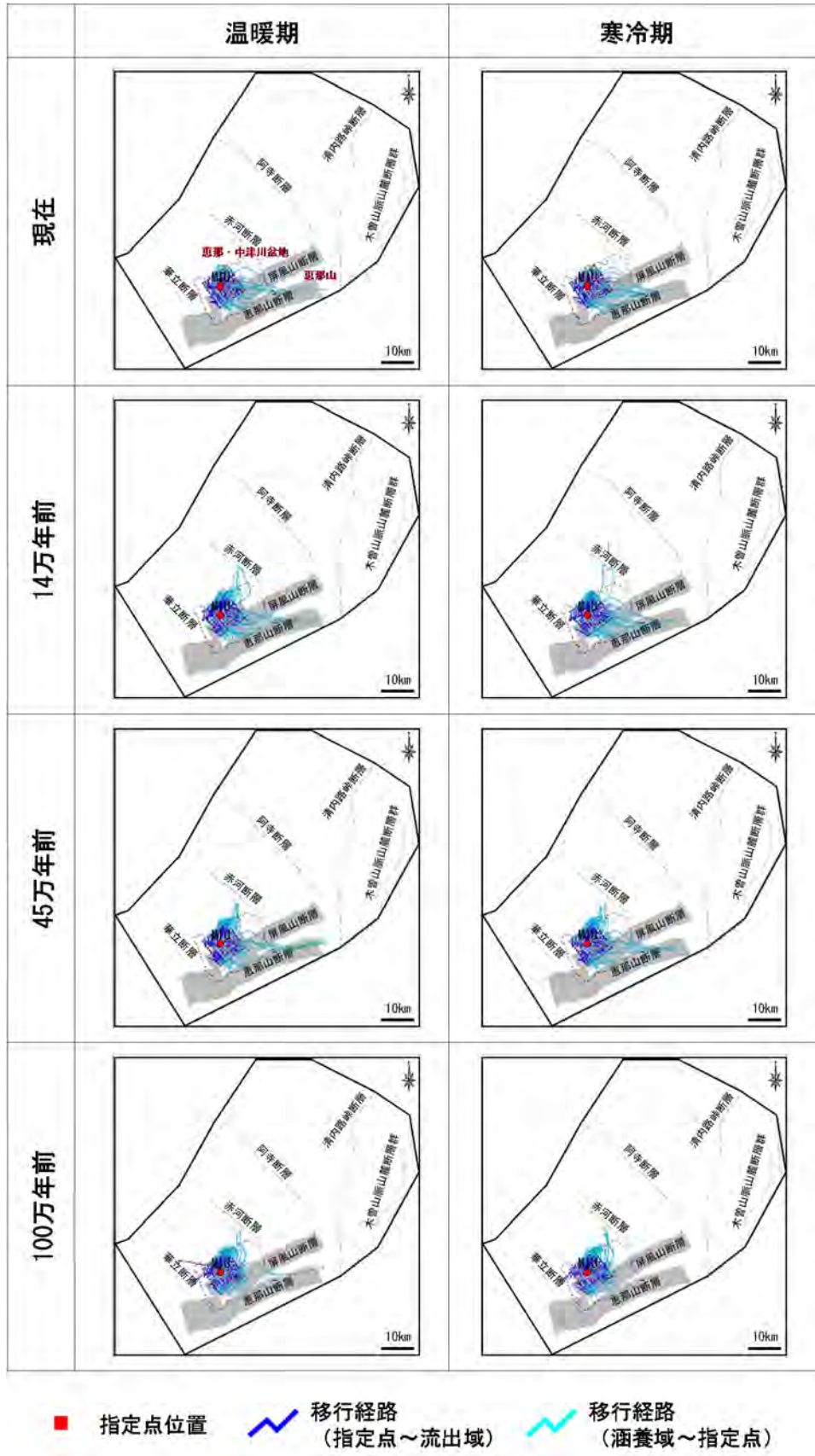


図 2.3-10 指定点を通る地下水移行経路図  
(東濃地域、初期指定点配置：深度-1,050 m、全断層の透水性：異方性ケース)

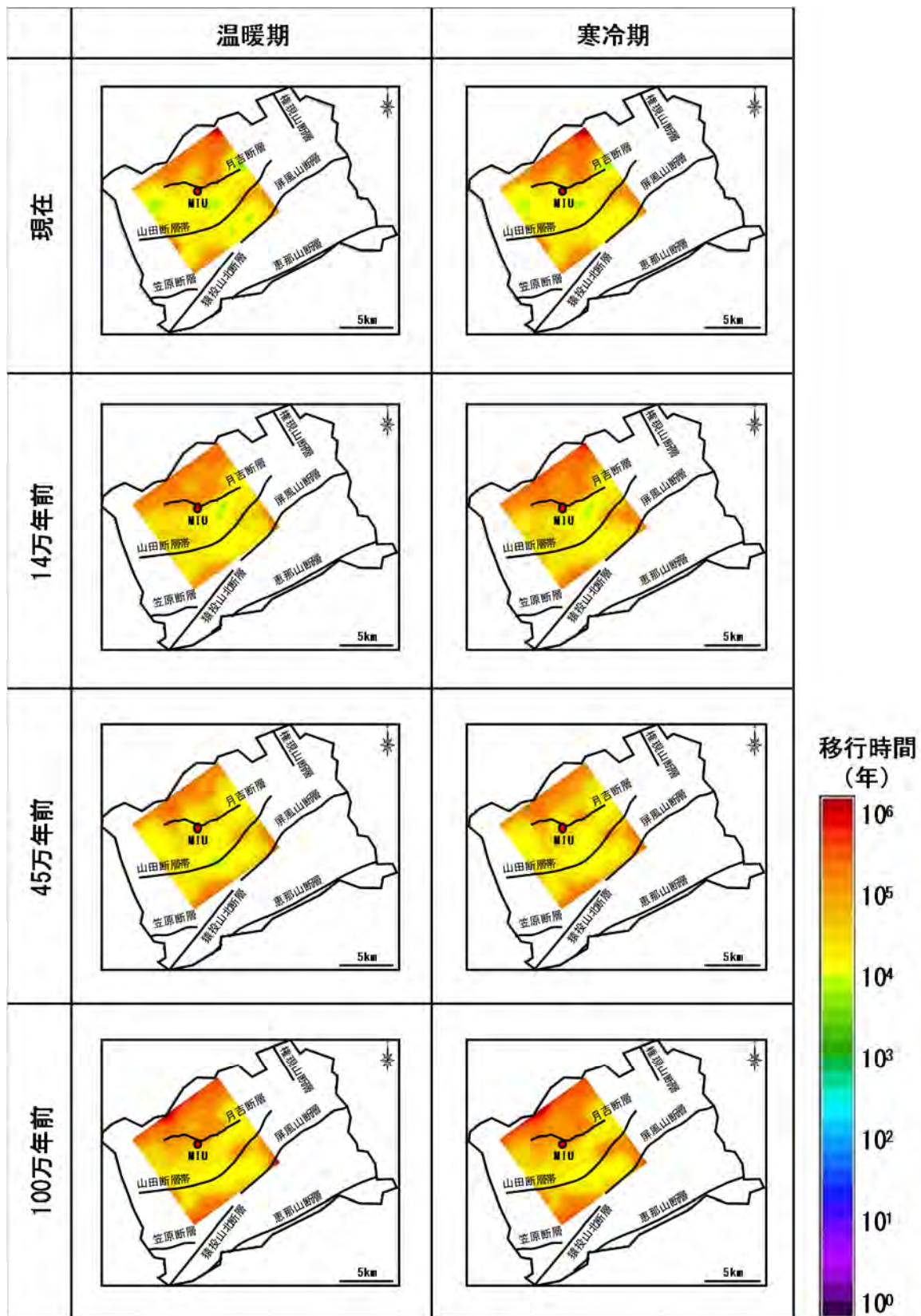


図 2.3-11 ダルシー流速による地下水の移行時間分布図  
(東濃地域、水平断面：標高-800 m、移行時間：指定点～流出点、全断層の透水性：異方性ケース)

## ② 幌延地域

東濃地域と同様に、表 2.3-8 に示した解析ケースごとに定常状態の三次元飽和/不飽和地下水流動解析及び PT 解析を実施した。幌延地域における研究領域では、地層の褶曲構造の形成に伴い 100 万年前から新たに堆積して形成された場所が多く存在し、100 万年前から現在にかけての地下水流動状態の長期変動性評価の対象外となる。このような対象外となる場所を可能な限り少なくするために、PT 解析の指定点を、図 2.3-12 に示すように 33 万年前及び 100 万年前の各水理地質構造モデルの研究領域内に水平方向に 1 km 間隔で配置し、それを深度方向には深度-50 m から深度-1,650 m まで 200 m 間隔で 9 深度に配置した。さらに、地形や地質分布の時間的な変化と整合させるために、地質モデルの構築の際に考慮した地層の褶曲や断層活動に伴う鉛直変位を考慮し、指定点を配置した各水理地質構造モデルを基準として他の時代の水理地質構造モデルにおける指定点の位置座標を変化させた。

図 2.3-13～図 2.3-15 に、地下水流動解析及び PT 解析結果の一例を示す。これらは、三つの時代の地形と寒冷期及び温暖期の涵養量を設定した計 6 ケースの解析結果である。地形変化による水頭分布の変化をみると、100 万年前から 33 万年前にかけて丘陵地が形成されるために全体的な水頭値が大きくなるものの、33 万年前から現在にかけては侵食作用によって谷部が形成されることで、33 万年前に比べて標高が低くなり全体的な水頭値は小さくなる（図 2.3-13）。気候変動による影響は全ての水理地質構造モデルにおいて顕著であり、温暖期に対して寒冷期では海水準が 120 m 低下するとともに涵養量が小さくなるため、モデル化領域全体の水頭値が低下する（図 2.3-13）。図 2.3-14 からは、地形変化によって地下水の移行経路が変化していることが確認できる。現在モデルの温暖期においては、研究領域は概ね陸域に位置しているため、陸域では地形の起伏に応じた局所的な地下水流動系が形成されている。一方、33 万年前及び 100 万年前のモデルにおける温暖期では、研究領域のほとんどが海域に位置するため、東側から研究領域に向かう地下水の移行経路だけでなく、西側から研究領域に向かう移行経路が形成されている。また、気候変動については、寒冷期では海水準変動により汀線位置が西側に移動することから、温暖期と比較して研究領域から西側の海域に向かう移行距離の長い経路が形成されている（図 2.3-14）。指定点から流出点までの地下水の移行時間は、過去から現在に向かうに伴い短くなる傾向にあり、温暖期と比較して寒冷期のほうが長くなる傾向にある（図 2.3-15）。

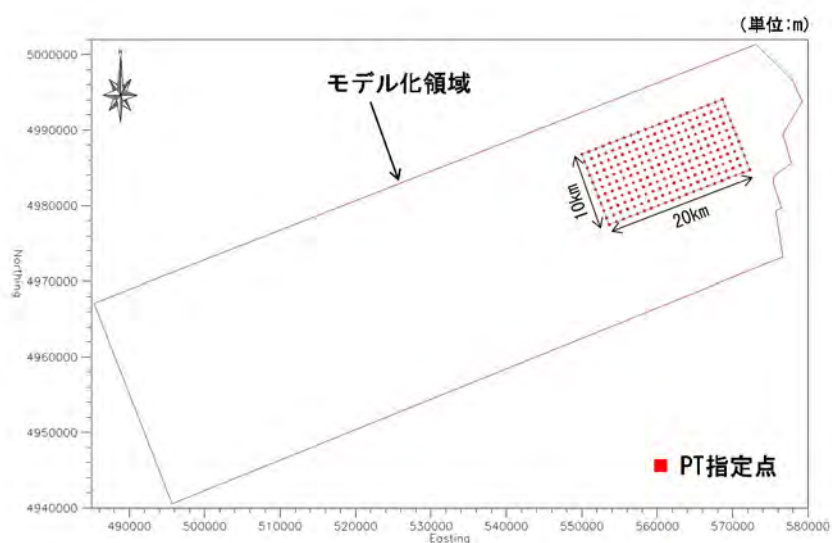


図 2.3-12 PT 解析の指定点配置（幌延地域）

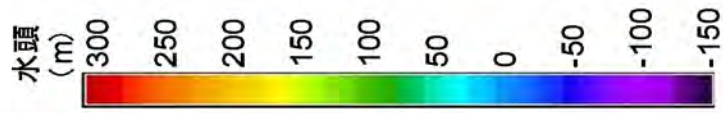
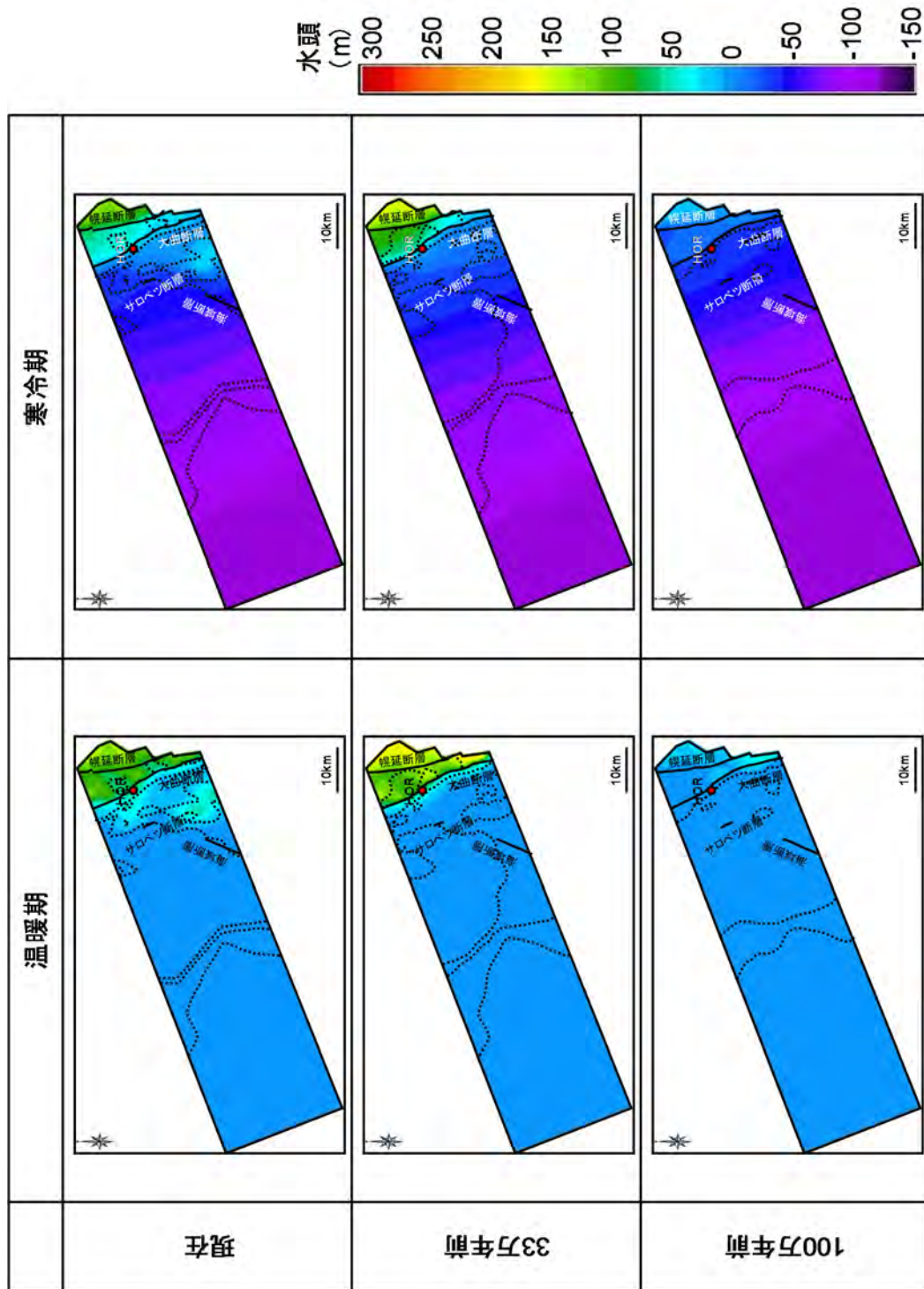


図 2.3-13 水頭分布図  
 (幌延地域、水平断面：標高-1 km、全断面の透水性：低透水性ケース)



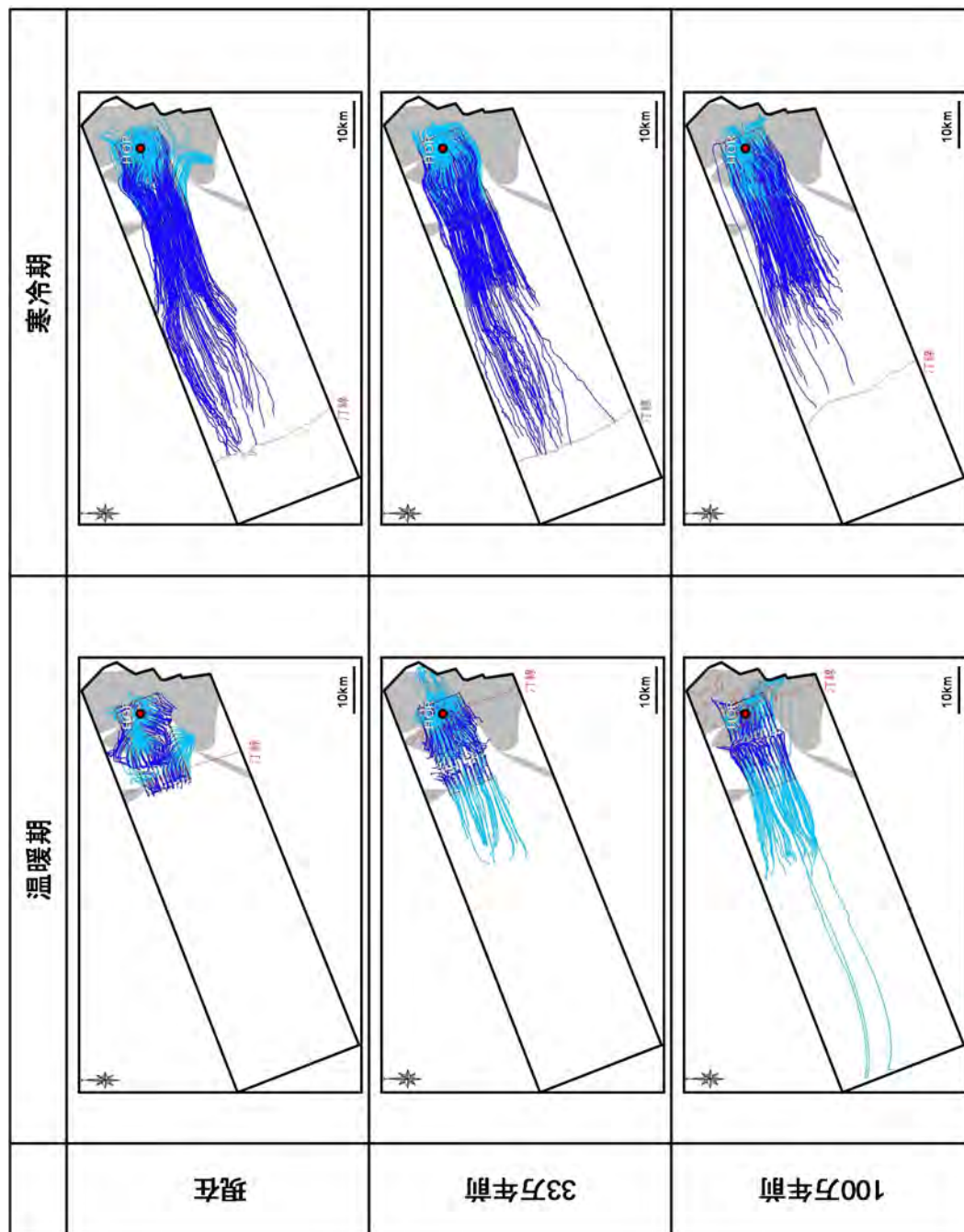


図 2.3-14 指定点を通過する地下水移行経路図  
 (幌延地域、初期指定点配置：深度 -1,450 m、全断層の透水性：低透水性ケース)

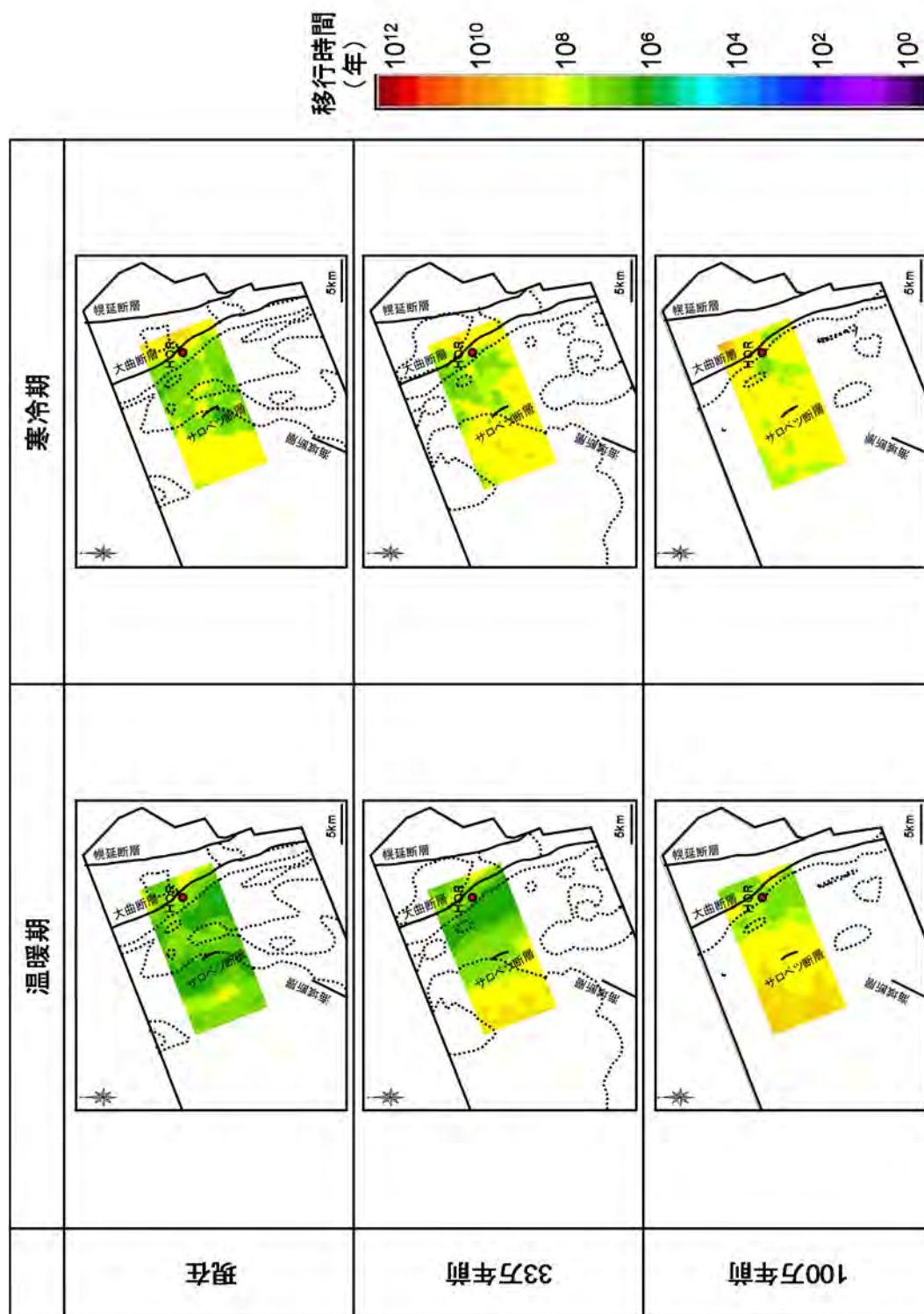


図 2.3-15 ダルシー流速による地下水の移行時間分布図  
 (幌延地域、水平断面：標高-1 km、移行時間：指定点～流出点、全断面の透水性：低透水性ケース)

### 3) 不確実性の影響分析結果

#### ① 東濃地域

##### (a) 地下水流動状態の長期的な変動性

PT 解析結果を用いた統計解析においては、地形変化などに伴い地下水流動特性が受ける影響度を変動係数、地下水流動特性の変化の大小を標準偏差で評価した。なお、変動係数は標準偏差を算術平均で規格化したものであり、統計解析の母集団の数値の大小の影響を排除した影響度の評価指標である。本検討では、平成 27 年度の成果（日本原子力研究開発機構, 2016<sup>3)</sup>）に基づき、地下水流動状態の長期的な変動性を評価するうえで有効な評価項目である指定点から流出点までの地下水の移行時間を分析の対象とした。

図 2.3-16 及び図 2.3-17 に、それぞれ時間スケール及び個別の影響因子に着目した統計解析結果を示す。各時間スケールにおいては、表 2.3-7 に示した影響因子である地形変化と涵養量の変化の複合事象を評価することになる。変動係数の累積確率の中央値に着目すると、十数万年スケールに対して、数十万年スケールで 1.3 倍程度、100 万年スケールで 1.7 倍程度の影響度の違いがある（図 2.3-16）。標準偏差の累積確率の中央値に着目すると、十数万年～数十万年スケールで 1～2 万年程度、100 万年スケールで 3 万年程度の変化量を示す（図 2.3-16）。また、図 2.3-17 に示した個別の影響因子に対する変動係数の累積確率の分布形状からは、地形変化による影響が支配的であり、涵養量の変化の影響は局所的なものに留まることが推察できる。したがって、研究領域の地下水流動状態の長期的な変動性を評価するにあたっての重要因子は、地形変化であると言える。これらの結果は、平成 27 年度の成果（日本原子力研究開発機構, 2016<sup>3)</sup>）と整合的である。

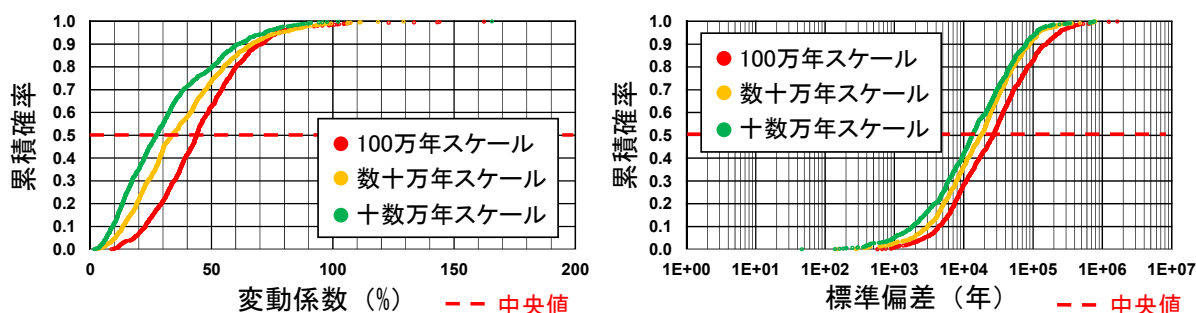


図 2.3-16 時間スケールに着目した統計解析結果（東濃地域、地下水の移行時間）

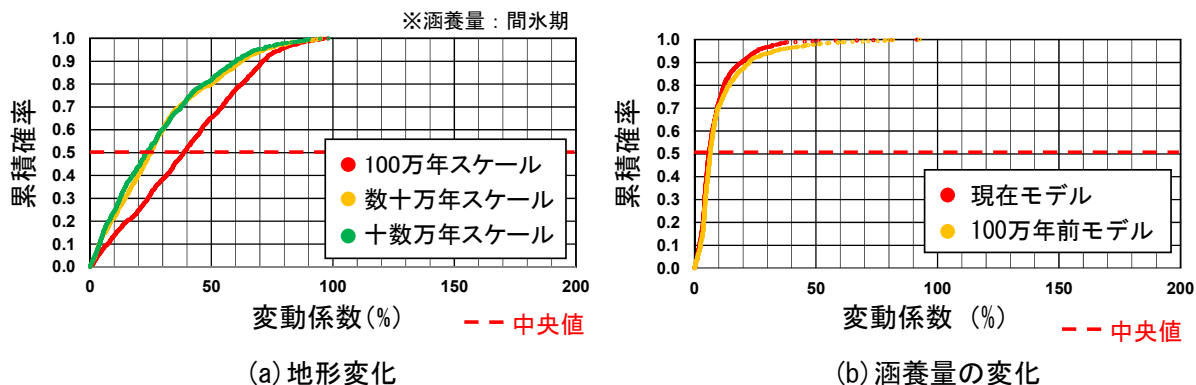


図 2.3-17 個別の影響因子に着目した統計解析結果（東濃地域、地下水の移行時間）

### (b) 個別の不確実性による影響の分析

図 2.3-18 に、個別の不確実性に着目した統計解析結果として、変動係数の累積確率と研究領域内の分布図を示す。本検討で考慮した不確実性のうち涵養量の変動幅と断層の透水性は、その他の不確実性と比較して相対的に小さく、影響度が最も大きい不確実性としては使用データ／復元手順が挙げられる。影響度の小さい涵養量の変動幅と断層の透水性以外の不確実性は、主に地形変化に関連する不確実性であるため、100 万年スケールの地形変化の影響因子に各不確実性を考慮した統計解析を行い、それらの不確実性が及ぼす影響を比較した (図 2.3-19)。その結果、不確実性のうち地形起伏の分解能や地質構造の区分が評価結果に及ぼす影響は小さく、地形の発達履歴の解釈や使用データ／復元手順の影響が大きいことが確認できる。ここで、使用データ／復元手順が地下水流動特性に及ぼす影響の分析に用いた土岐川流域モデルと木曾川流域モデルを比較すると、両モデルでは研究領域内を通過する地下水の流出域周辺における古地形分布の復元結果が異なり、地下水の移行経路の違いが顕著に現れていることから、他の不確実性の分析ケースと比較して地下水流動特性に及ぼす影響度が大きくなったと考えられる (図 2.3-20)。使用データ／復元手順や地形の発達履歴の解釈は、古地形復元概念やプロセスの違いに起因することから、古地形を復元するにあたっては、地表地形の細かな谷や尾根などの起伏や地質分布の復元精度を向上させるよりも、研究領域内を通過する地下水の涵養域及び流出域となる主要な山地や谷などの形成や位置といった大局的な地形分布を復元させることが重要であると言える。

上記のことから、個別の不確実性が地下水流動特性に及ぼす影響の程度や違いの定量的な分析並びに地下水流動状態の長期変動性の評価にあたっての重要な不確実性を抽出する手法として、平成 27 年度に構築した評価手法が有効であることが示された。

### (c) 不確実性を考慮した地下水流動状態の長期的な変動性

図 2.3-21 に、表 2.3-7 に示した全ての不確実性の考慮の有無による時間スケールの統計解析結果の比較を示す。また、図 2.3-22 及び図 2.3-23 に、それぞれ不確実性を考慮しない場合と考慮した場合の移行時間の変動係数及び標準偏差の分布図を示す。モデル構築の作業フローに内在する不確実性を考慮することで、各時間スケールにおける地下水流動状態の長期変動性が大きくなっており、累積確率の中央値に着目すると、影響度である変動係数は 2 倍程度、変化量である標準偏差は 2~3 倍程度に増加している (図 2.3-21)。また、図 2.3-22 及び図 2.3-23 の分布図をみると、不確実性を考慮することで影響度及び変化量が増加するとともに、その分布傾向が異なることが示された。

このことから、平成 27 年度に構築した評価手法を適用することで、モデル構築の作業フローに内在する不確実性の影響を定量的に考慮した地下水流動状態の長期変動性の評価が可能である。

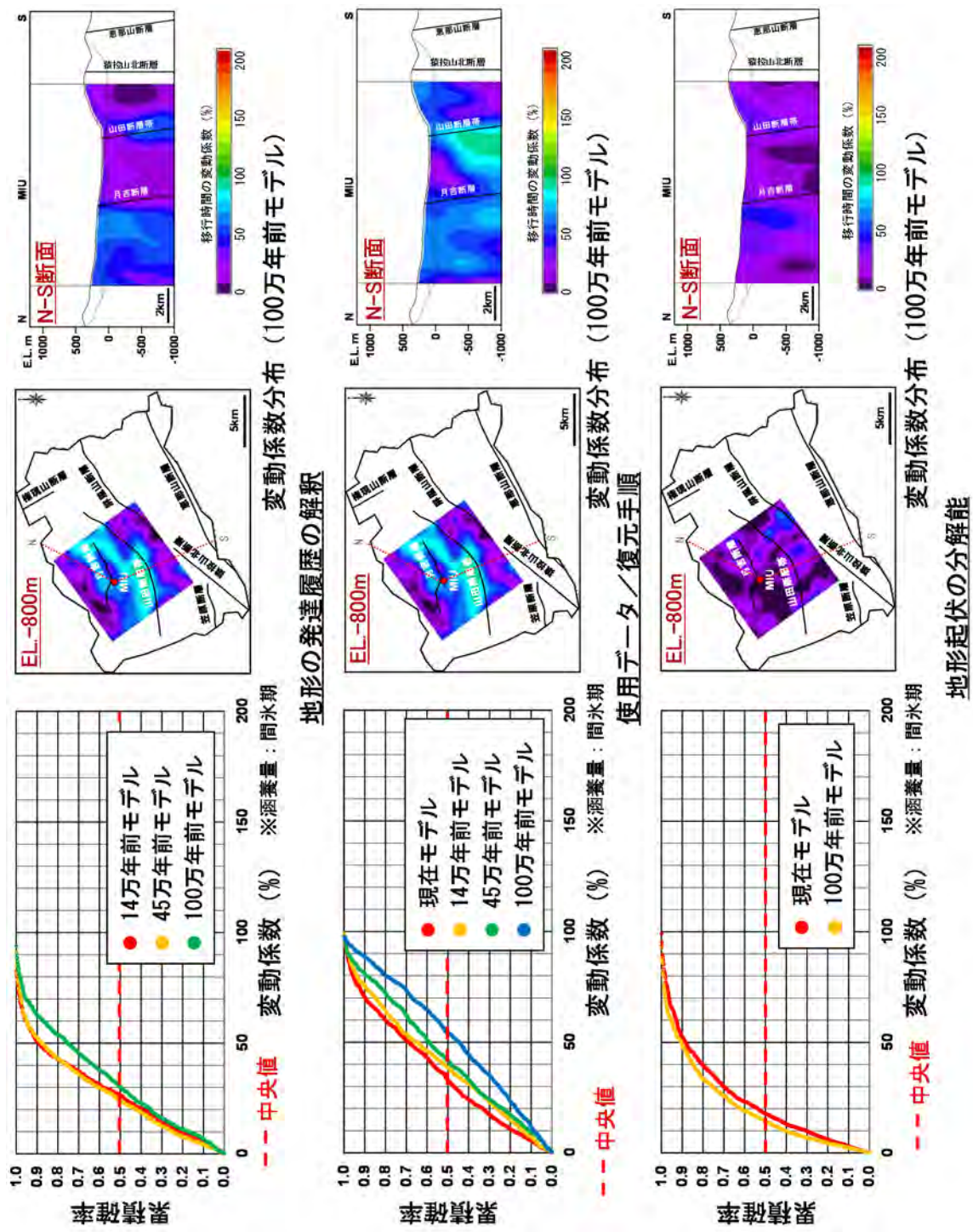
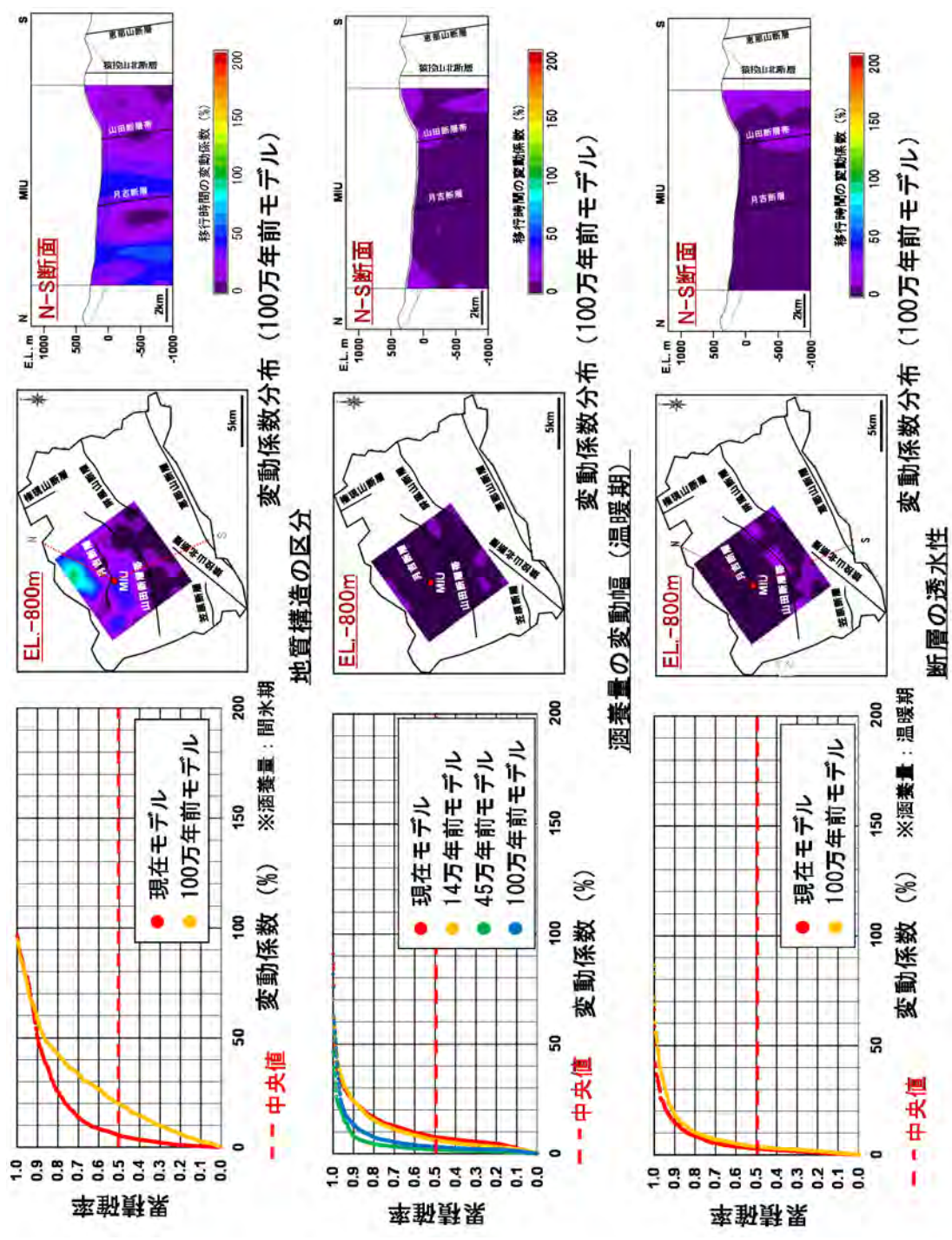


図 2.3-18(a) 個別の不確実性に着目した統計解析結果  
(東濃地域、地下水の移行時間)



変動係数分布 (100万年前モデル)

変動係数分布 (100万年前モデル)

変動係数分布 (100万年前モデル)

地質構造の区分

遷移量の変動幅 (温暖期)

断層の透水性

図 2.3-18(b) 個別の不確実性に着目した統計解析結果  
(東濃地域、地下水の移行時間)

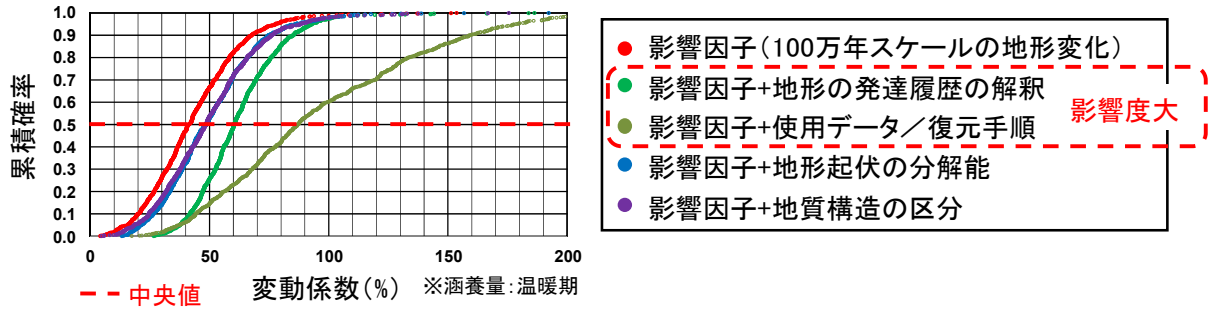


図 2.3-19 地形変化に関連する不確実性を考慮した統計解析結果  
(東濃地域、地下水の移行時間)

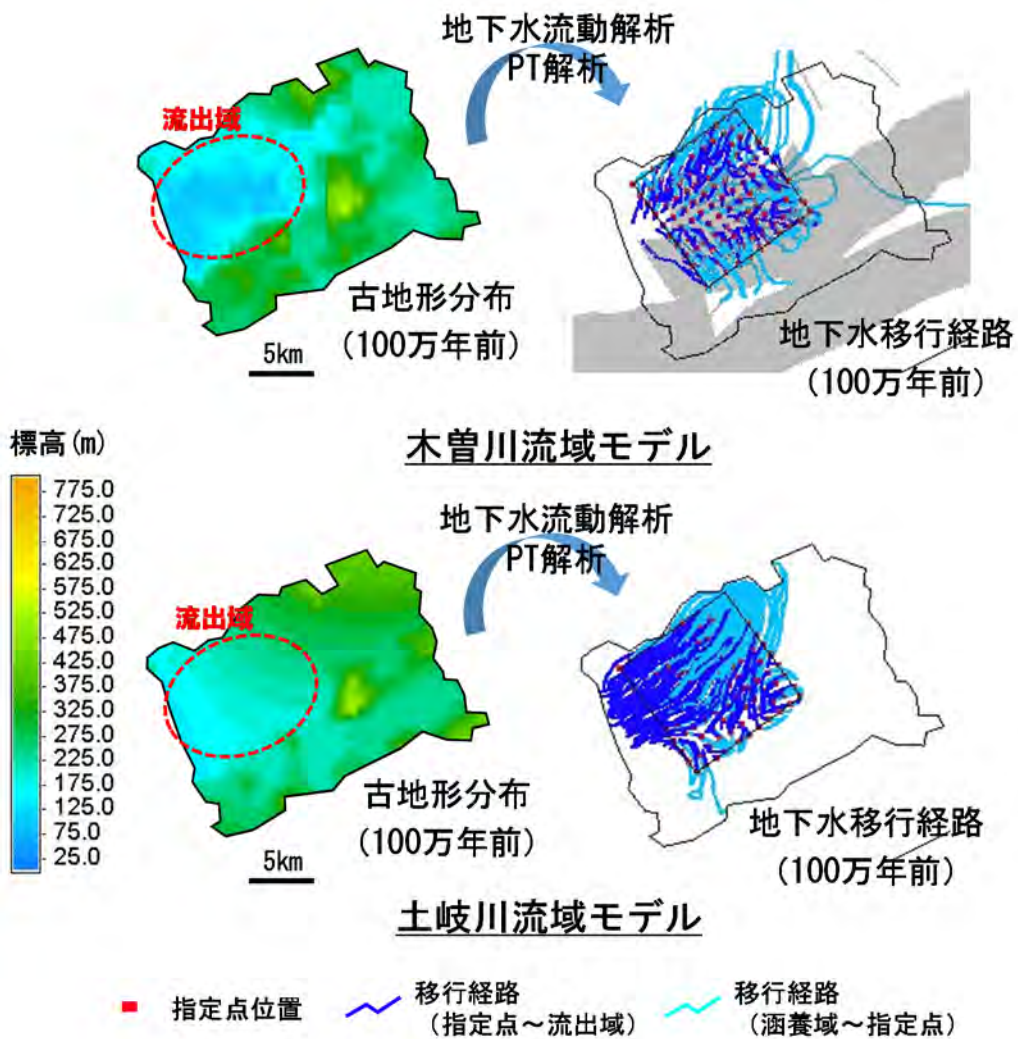


図 2.3-20 100 万年前における地表地形と地下水の移行経路の比較

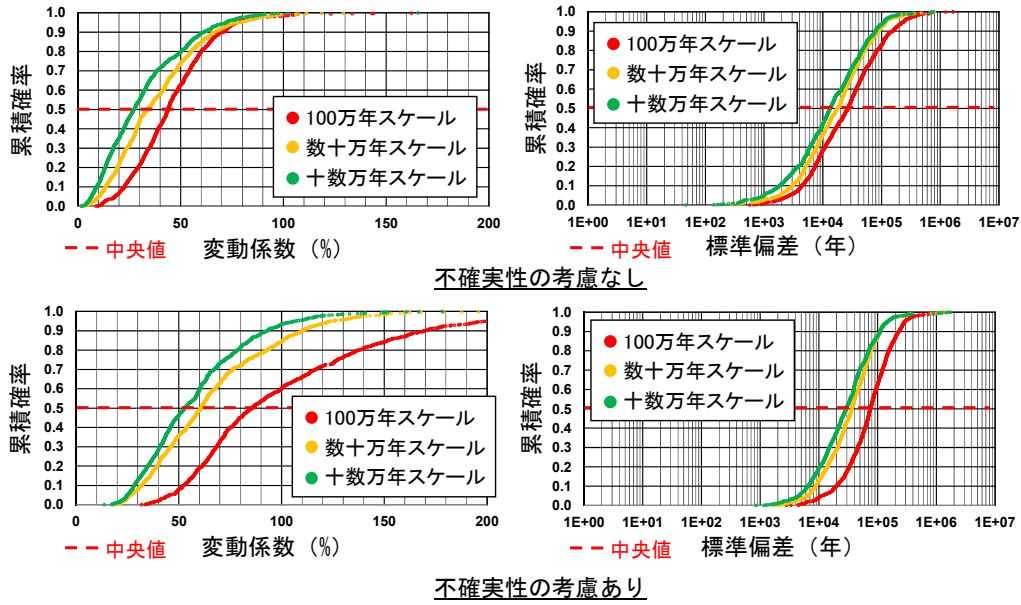


図 2.3-21 不確実性の有無を考慮した時間スケールの統計解析結果の比較  
(東濃地域、地下水の移行時間)

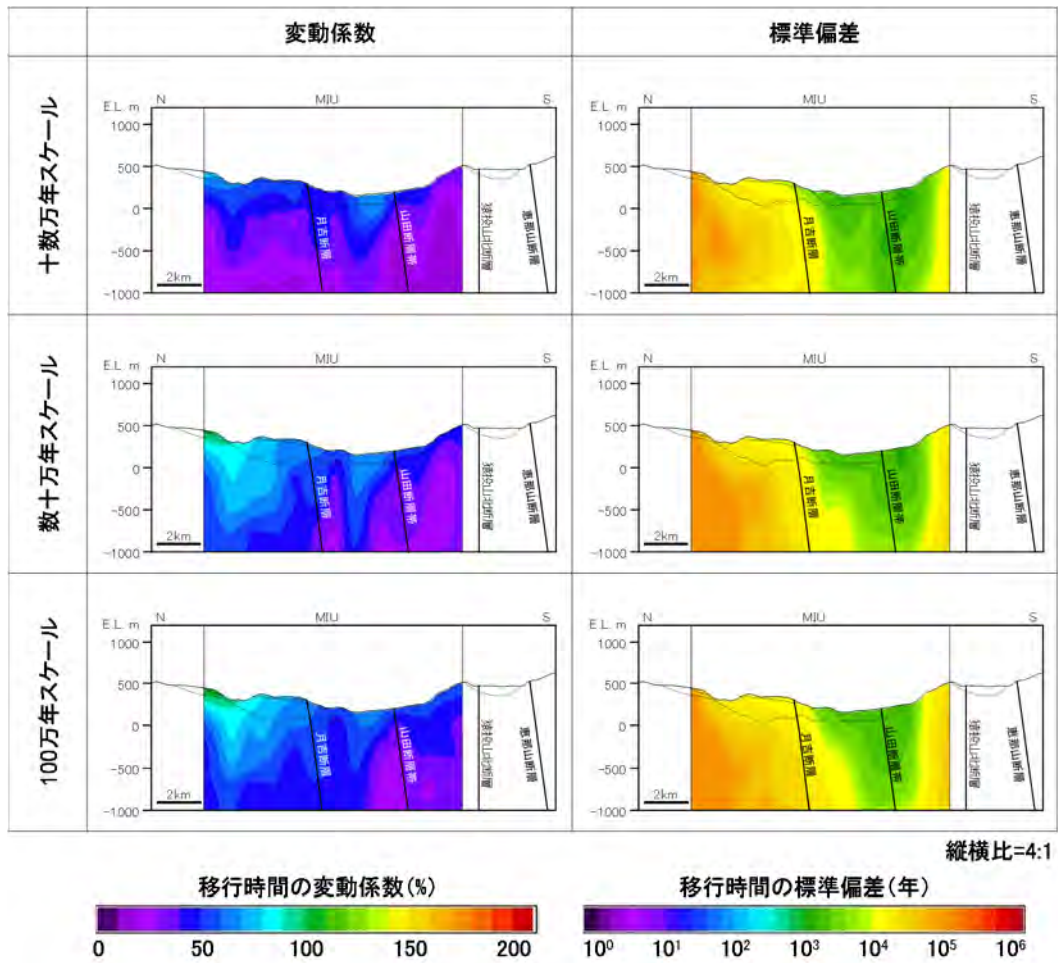
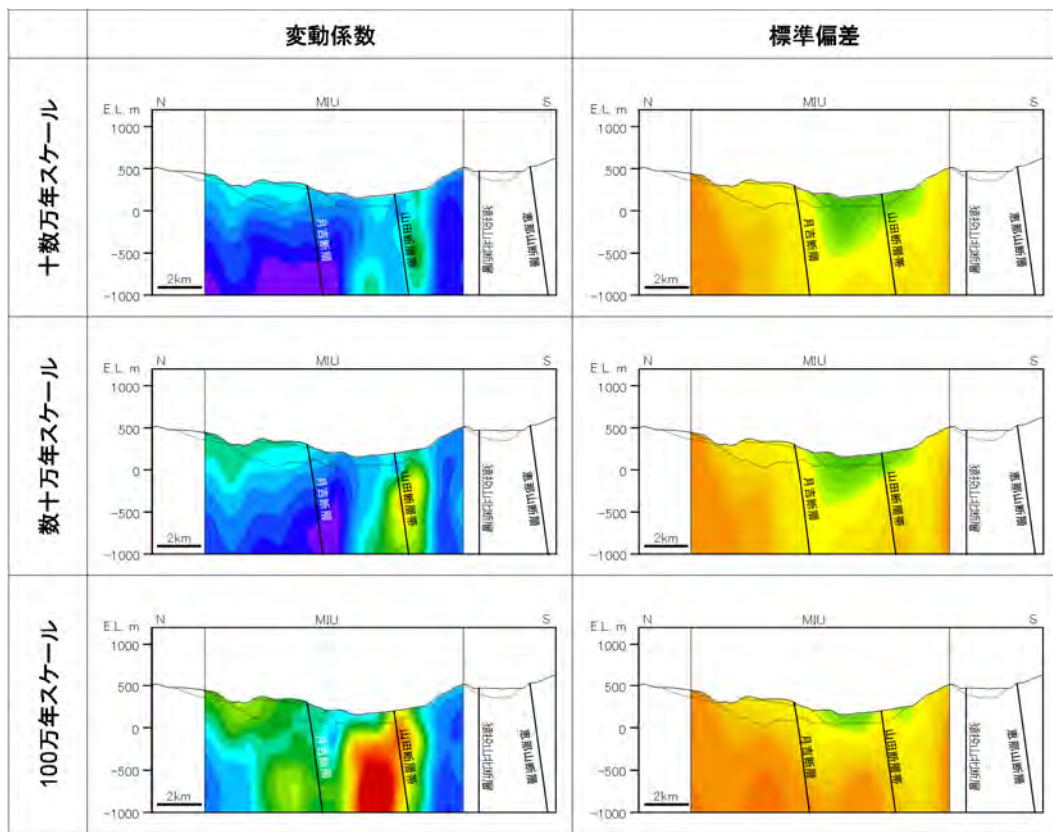


図 2.3-22 移行時間の変動係数及び標準偏差分布  
(東濃地域、不確実性考慮なし、鉛直断面：N-MIU-S 断面(図 2.3-18))





縦横比=4:1



図 2.3-23 移行時間の変動係数及び標準偏差分布  
 (東濃地域、不確実性考慮あり、鉛直断面：N-MIU-S 断面(図 2.3-18))

② 幌延地域

(a) 地下水流動状態の長期的な変動性

幌延地域についても東濃地域と同様に、PT 解析結果を用いた統計解析を実施し、指定点から流出点までの地下水の移行時間を評価項目として、地下水流動特性が受ける影響度を変動係数、地下水流動特性の変化の大きさを標準偏差で評価した。33 万年前から現在にかけての地下水流動状態の長期変動性を評価する場合には、33 万年前の水理地質構造モデルに配置した指定点における地下水の移行時間を用いた。100 万年間の時間スケールや 100 万年前における地下水流動状態の長期変動性を評価する場合には、100 万年前の水理地質構造モデルに配置した指定点における地下水の移行時間を用いた。

図 2.3-24 及び図 2.3-25 に、それぞれ時間スケール及び個別の影響因子に着目した統計解析結果を示す。本解析では、涵養量の変化と海水準変動は連動して発生するものとして一つの影響因子とした。各時間スケールにおいては、表 2.3-8 に示した影響因子である地形変化と気候変動（涵養量の変化及び海水準変動）の複合事象を評価することになる。変動係数の累積確率の中央値に着目すると、数十万年スケールと 100 万年スケールで 10 %程度の違いに留まる。標準偏差の累積確率の中央値に着目すると、数十万年スケールで 9 千万年程度、100 万年スケールで 1 億 8 千万年程度である（図 2.3-24）。また、図 2.3-25 に示した個別の影響因子に対する変動係数の累積確率をみると、他と比較して 100 万年スケールの地形変化による影響が大きいものの、気候変動による影響は数十万年スケールの地形変化による影響と同程度であり、地形変化と気候変動の影響度に東濃地域で見られた顕著な違いはない。これらの結果は、平成 27 年度の成果（日本原子力研究開発機構、2016<sup>3)</sup>）と整合的である。

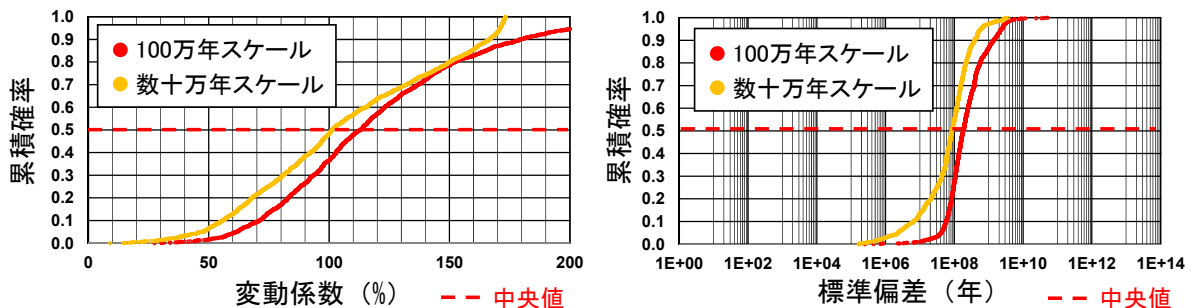


図 2.3-24 時間スケールに着目した統計解析結果（幌延地域、地下水の移行時間）

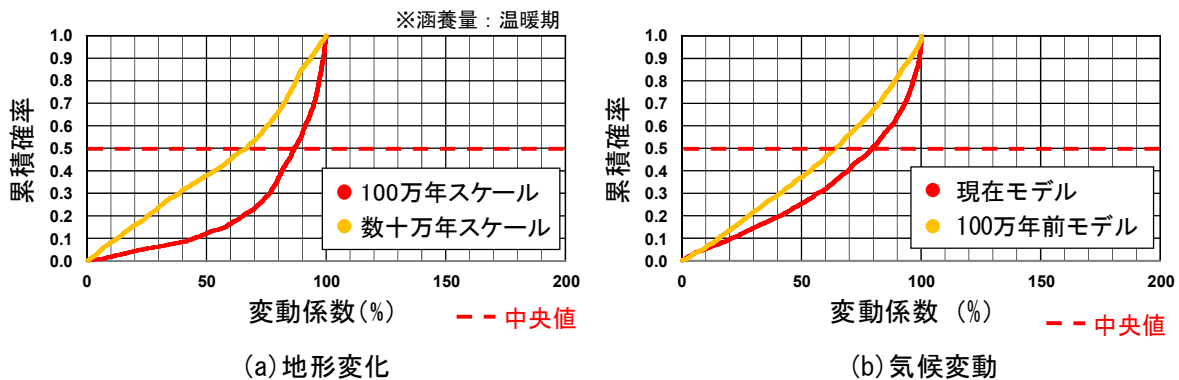


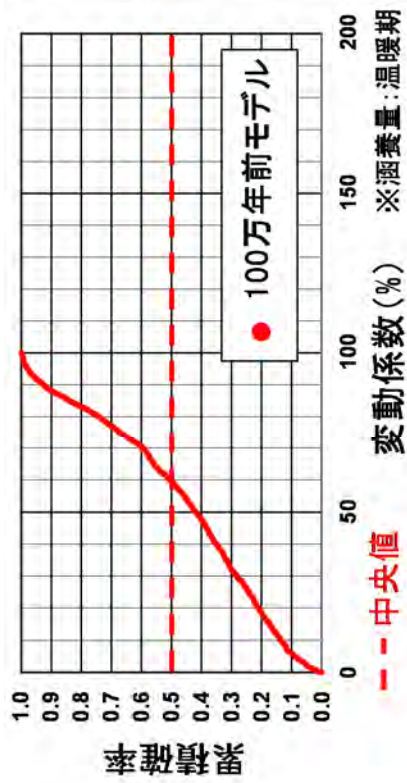
図 2.3-25 個別の影響因子に着目した統計解析結果（幌延地域、地下水の移行時間）

### (b) 個別の不確実性による影響の分析

図 2.3-26 に、個別の不確実性に着目した統計解析結果として、変動係数の累積確率と研究領域内の分布図を示す。本検討で考慮した不確実性のうち断層の透水性は、その他の不確実性と比較して相対的に小さい。地形変化と同程度の影響度を有する気候変動に着目すると、涵養量の変動幅及び海水準の変動幅ともに、温暖期と比較して寒冷期のほうがそれぞれの不確実性の影響が大きい。寒冷期には海水準が低下し陸域が拡大することで、涵養量の変動幅の影響が大きくなったと考えられる。特に、33 万年前及び 100 万年前モデルでは、温暖期には研究領域のほとんどが海域に位置しているが寒冷期では研究領域全域が陸域となるために、寒冷期のほうが涵養量の変動幅の影響が顕著に現れる。つまり、寒冷期及び温暖期で大きく変動する海水準の設定が、涵養量の変動幅の分析結果に影響を与えていると言える。また、表 2.3-8 に示したとおり本検討で考慮した海水準の変動幅は、温暖期で 5~10 m、寒冷期で 20~35 m であり、温暖期よりも寒冷期のほうが考慮すべき不確実性が大きい。そのため、寒冷期のほうが海水準の変動幅の影響が大きくなったと考えられる。これらのことから、幌延地域のような平野部では、温暖期と比較して寒冷期のほうが気候変動の不確実性の影響が顕著に現れると考えられるため、寒冷期における気候変動条件の設定が重要であると言える。

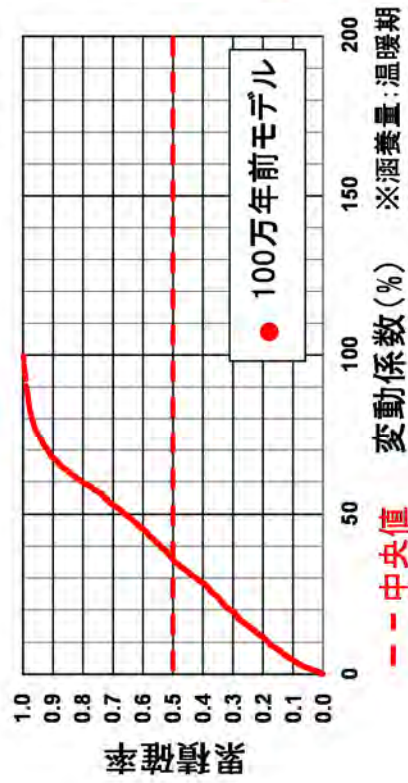
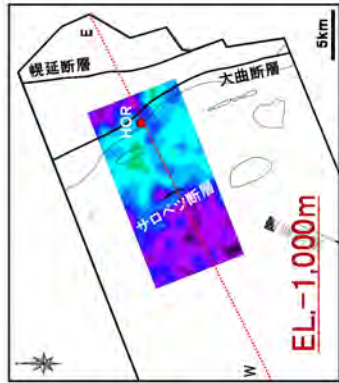
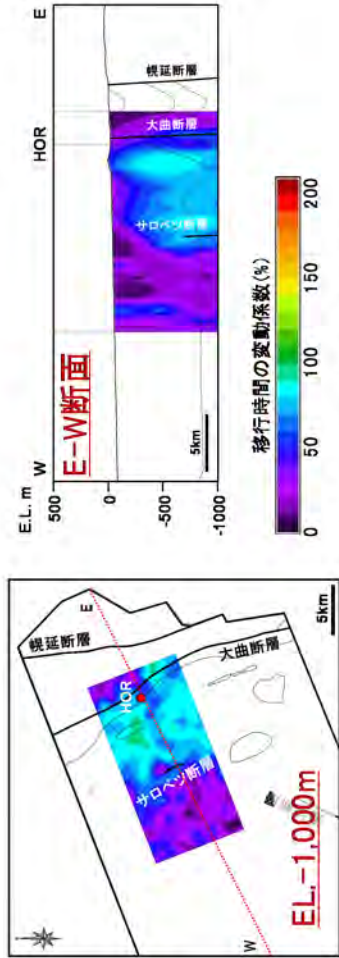
### (c) 不確実性を考慮した地下水流動状態の長期的な変動性

図 2.3-26 に、表 2.3-8 に示した全ての不確実性の考慮の有無による時間スケールの統計解析結果の比較を示す。また、図 2.3-27 及び図 2.3-28 に、それぞれ不確実性を考慮しない場合と考慮した場合の移行時間の変動係数及び標準偏差の分布図を示す。モデル構築の作業フローに内在する不確実性を考慮することで、東濃地域と同様に各時間スケールにおける地下水流動状態の長期変動性が大きくなっており（図 2.3-27 及び図 2.3-28）、累積確率の中央値に着目すると、影響度である変動係数は 1.2~1.5 倍程度、変化量である標準偏差は 1.3~1.5 倍程度に増加している（図 2.3-26）。また、不確実性を考慮することで、数十万年スケールのほうが 100 万年スケールよりも影響度が大きくなっている。図 2.3-27 及び図 2.3-28 の分布図からわかるように、100 万年スケールの評価では、不確実性の影響を受けやすいと考えられる浅部が 100 万年以降に堆積した場所であり、評価に考慮されていない。そのため、33 万年スケールと比較して影響度が過小に評価されたものと考えられる。



変動係数分布(100万年前モデル)

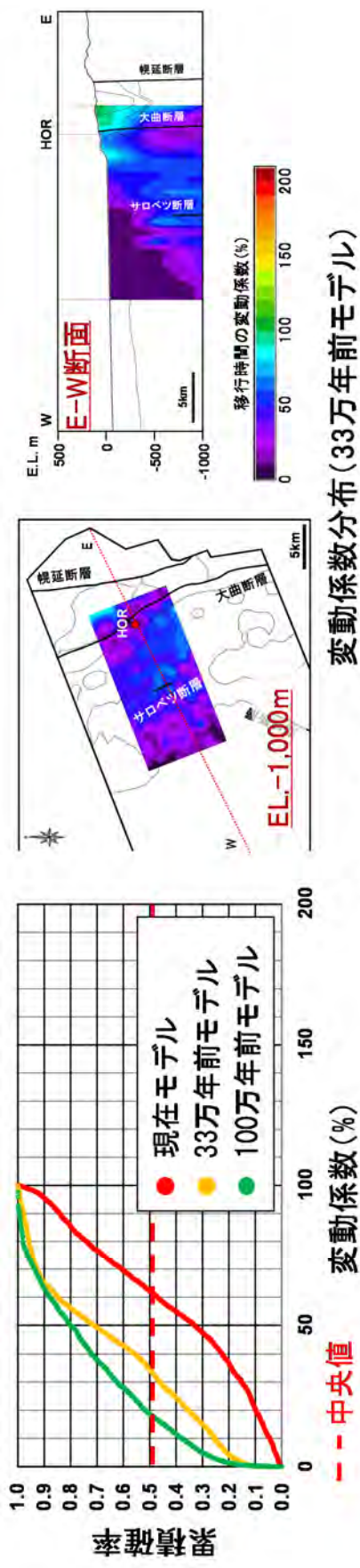
幌延断層周辺の丘陵・山地の発達/復元手順



変動係数分布(100万年前モデル)

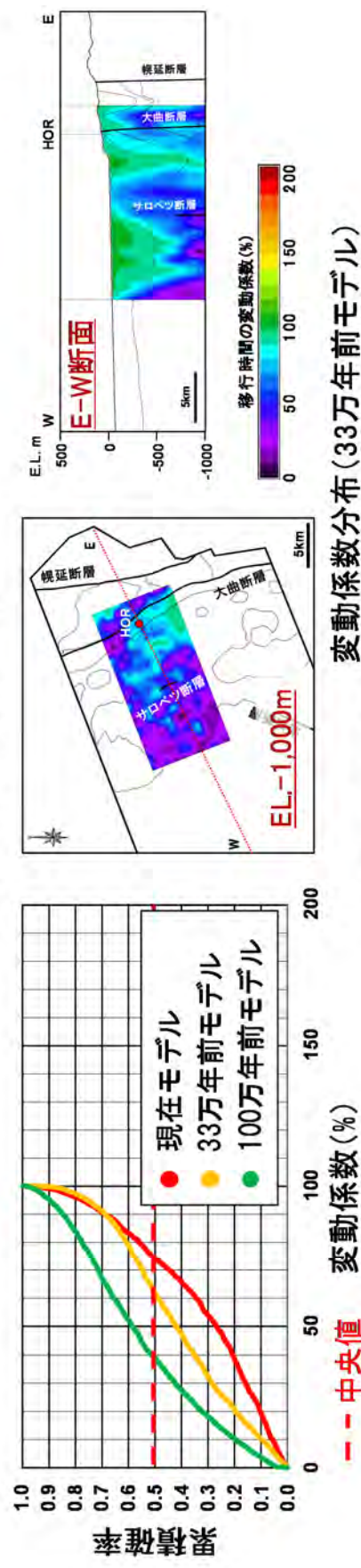
データの補間方法

図 2.3-26(a) 個別の不確実性に着目した統計解析結果 (幌延地域、地下水の移行時間)



変動係数分布(33万年前モデル)

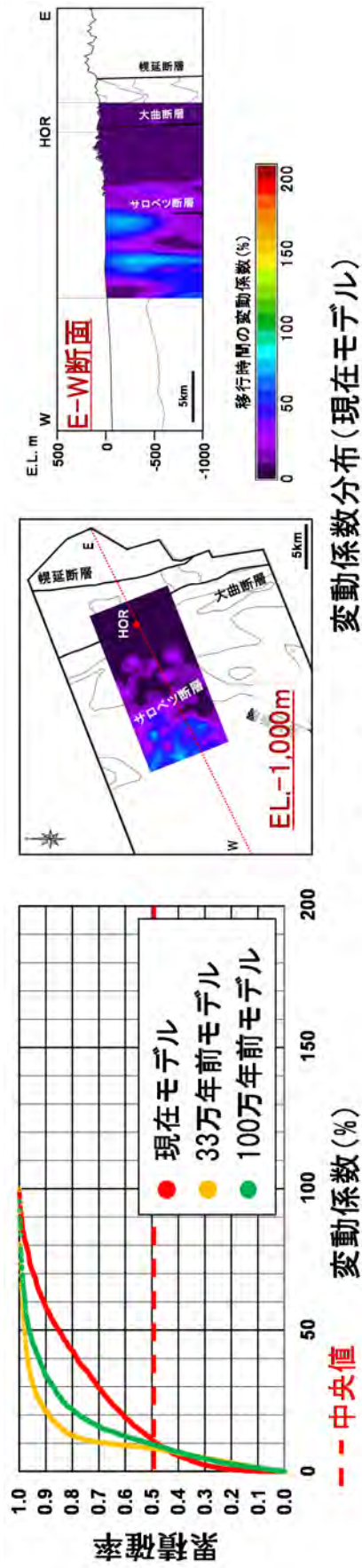
涵養量の変動幅(温暖期)



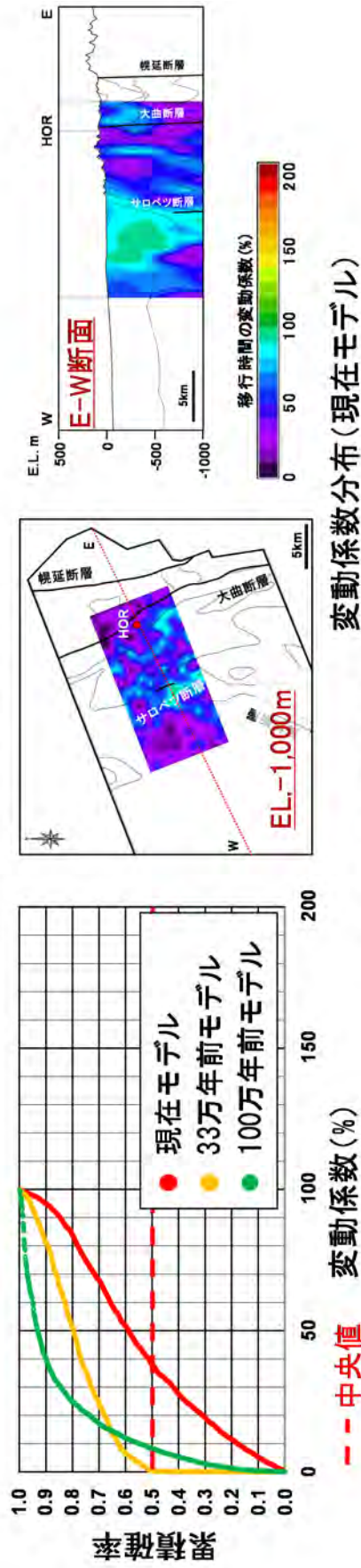
変動係数分布(33万年前モデル)

涵養量の変動幅(寒冷期)

図 2.3-26(b) 個別の不確実性に着目した統計解析結果 (幌延地域、地下水の移行時間)

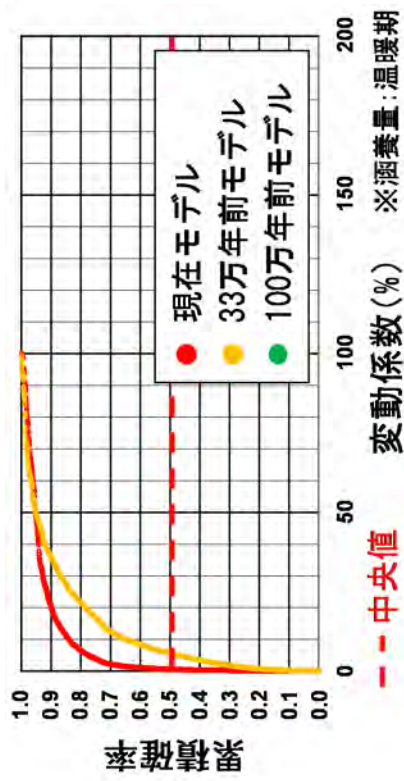


海水準の変動幅 (温暖期)

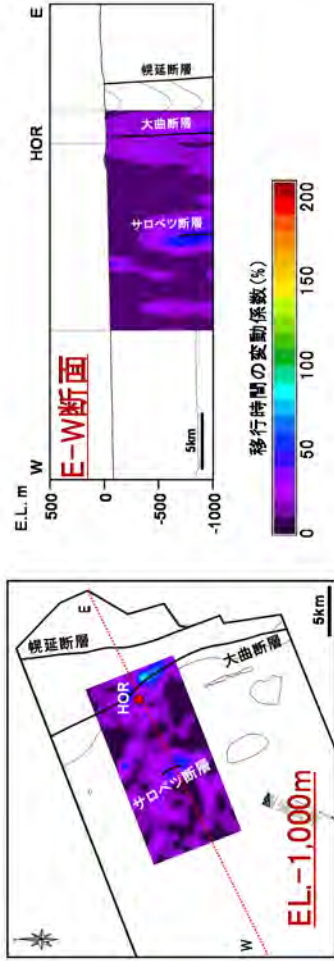


海水準の変動幅 (寒冷期)

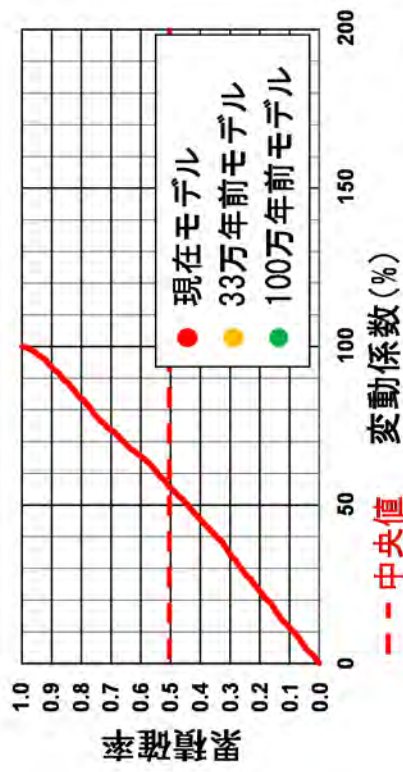
図 2.3-26(c) 個別の不確実性に着目した統計解析結果 (幌延地域、地下水の移行時間)



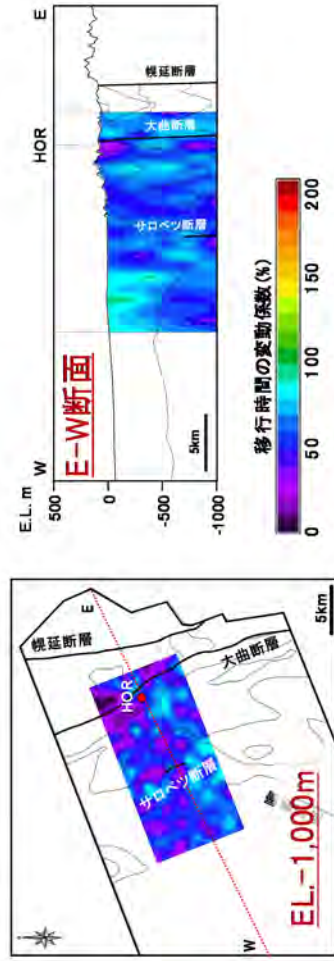
変動係数分布 (現在モデル)



断層の透水性



変動係数分布 (現在モデル)



涵養量の変動幅 (不連続永久凍土の有無)

図 2.3-26(d) 個別の不確実性に着目した統計解析結果 (横延地域、地下水の移行時間)

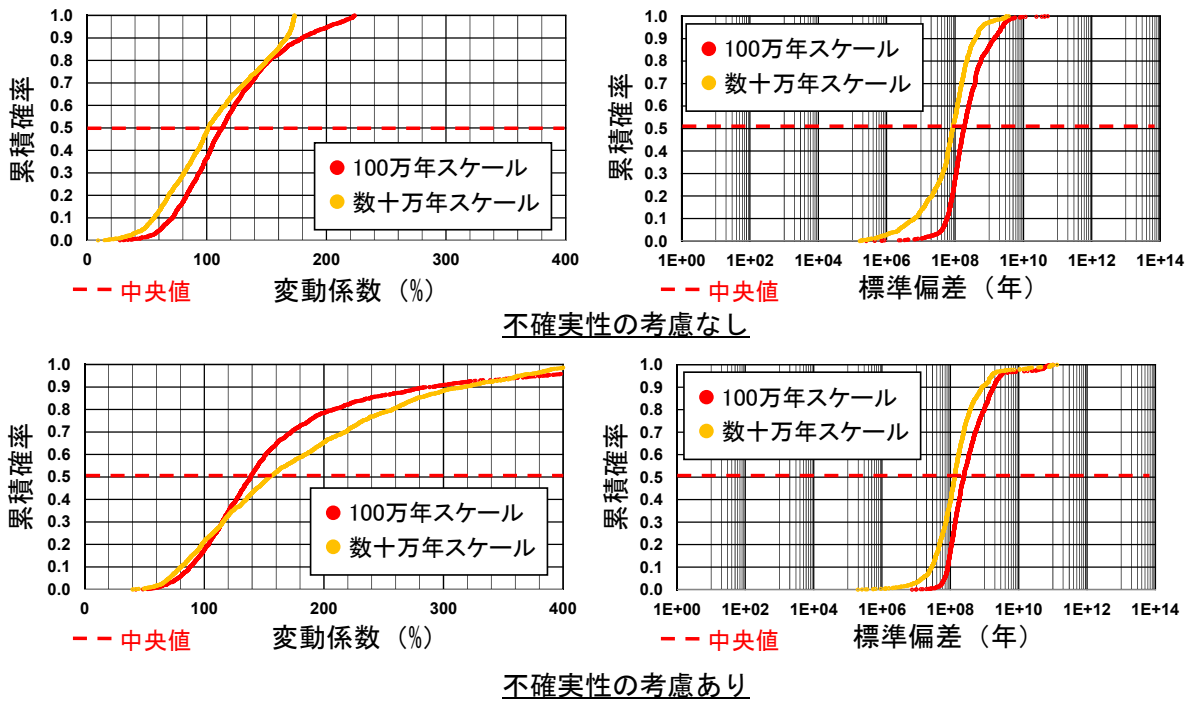


図 2.3-27 不確実性の有無を考慮した時間スケールの統計解析結果の比較  
(幌延地域、地下水の移行時間)

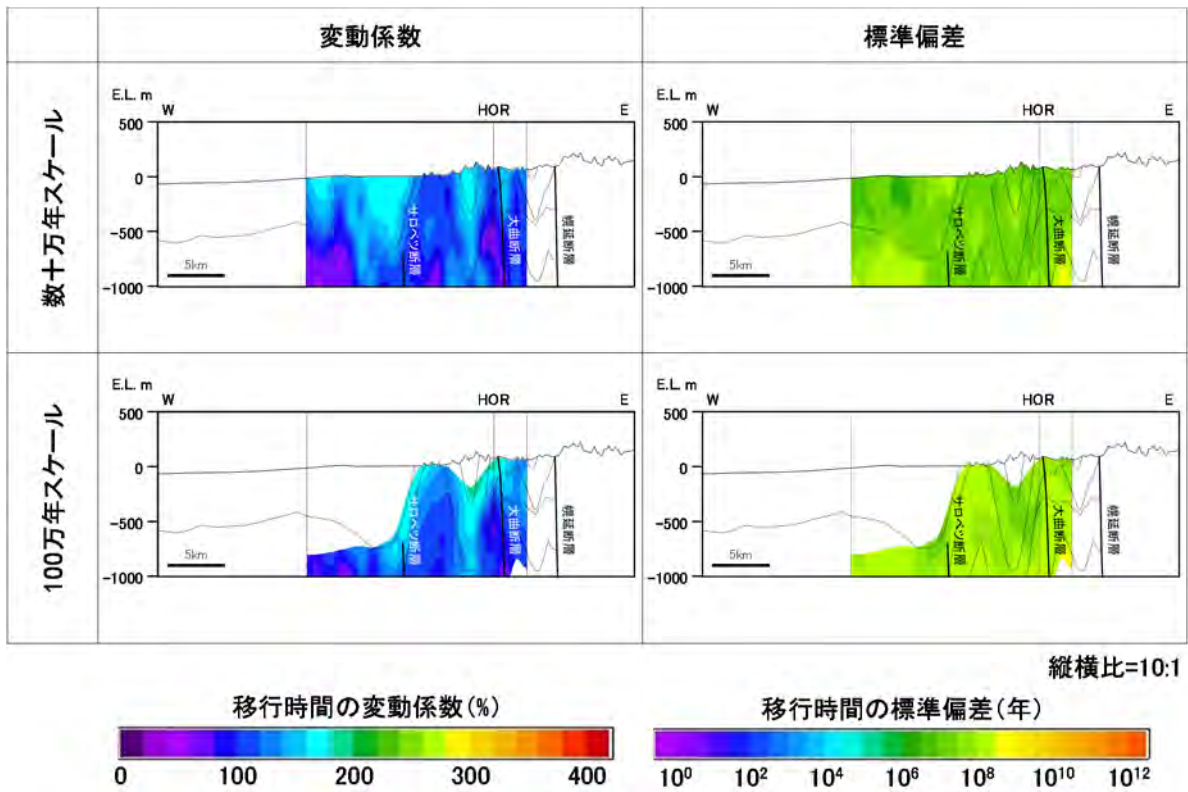


図 2.3-28 移行時間の変動係数及び標準偏差分布  
(幌延地域、不確実性考慮なし、鉛直断面：E-W 断面(図 2.3-26))



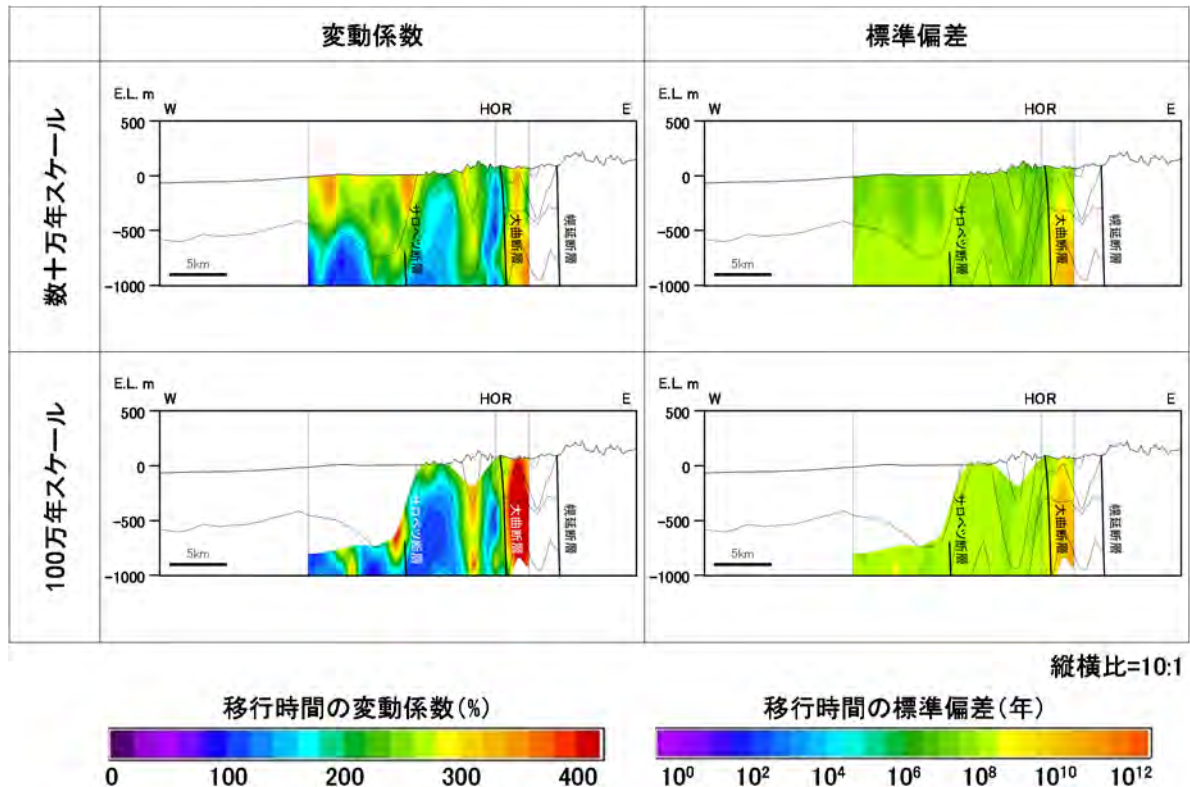


図 2.3-29 移行時間の変動係数及び標準偏差分布  
(幌延地域、不確実性考慮あり、鉛直断面：E-W 断面(図 2.3-26))

### 2.3.4 まとめ

東濃地域と幌延地域を事例として水理モデル構築と解析条件設定の作業フローを提示するとともに、作業フローの各作業項目に内在する不確実性の抽出や分析を実施した。また、主要な不確実性を対象として、平成 27 年度に構築した地下水流動状態の長期変動性の評価手法を用いて不確実性の影響分析を実施した。

その結果、上記評価手法がモデル構築の作業フローにおける個別の不確実性の評価に有効であり、不確実性が地下水流動特性に及ぼす影響の程度や違いの定量的な分析及び地下水流動状態の長期変動性の評価にあたっての重要な不確実性の抽出が可能であることが示された。また、山間部と平野部である東濃地域と幌延地域を事例として、不確実性の影響を定量的に考慮した地下水流動状態の長期変動性の評価のアプローチを具体例として提示することができた。これらの事例研究の結果、古地形の復元においては細かな地形起伏ではなく、主要な山地や谷などの大局的な地形分布の復元が重要であること、平野部では気候変動の不確実性の影響がより顕著に現れる寒冷期の気候変動条件の設定が重要であることが明らかとなった。

今後は、平成 28 年度までに整備してきた地質環境の各モデル（地形・地質、地表環境、水理、地球化学モデル）を統合的に取りまとめるとともに、それらを整合的に表現する数値モデル構築の方法論及びデータ取得からモデル化に至る一連のアプローチに内在する不確実性の定量化手法の体系化を進める。

## 引用文献

- 1) Organisation for Economic Co-operation and Development/Nuclear Energy Agency, Features, Events and Processes (FEPs) for Geologic Disposal of Radioactive Waste An International Database, OECD, 2000, 92p.
- 2) 今井 久, 山下 亮, 塩崎 功, 浦野和彦, 笠 博義, 丸山能生, 新里忠史, 前川恵輔, 地下水流動に対する地質環境の長期的変遷の影響に関する研究, JAEA-Research 2009-001, 2009, 116p.
- 3) 日本原子力研究開発機構, 平成 27 年度地層処分技術調査等事業地質環境長期安定性評価確認技術開発報告書, 経済産業省資源エネルギー庁, 2016, 265p.
- 4) Ohyama, T. and Saegusa, H., GEOMASS System, Japan Atomic Energy Agency, JAEA-Testing 2008-007, 2009, 248p.
- 5) 尾上博則, 小坂 寛, 竹内竜史, 三枝博光, 超深地層研究所計画 (岩盤の水理に関する調査研究) 第 2 段階におけるサイトスケールの水理地質構造モデルの構築, JAEA-Research 2015-008, 2015, 146p.
- 6) 国土技術研究センター, 河川堤防の構造検討の手引き, 2002, 192p.
- 7) 山石 毅, 小林 仁, 谷藤吉郎, 岡本明夫, 登坂博行, 小島圭二, 地下石油備蓄基地建設に伴う水文・水理挙動の数値シミュレーション, 地下水学会誌, 第 40 巻, 第 2 号, 1998, pp.167-183.
- 8) 独立行政法人産業技術総合研究所, 沿岸域塩淡水境界・断層評価技術高度化開発 成果報告書, ISSN 1881-8838, 2011, 209p.
- 9) 太田久仁雄, 阿部寛信, 山口雄大, 國丸貴紀, 石井英一, 操上広志, 戸村豪治, 柴野一則, 濱克宏, 松井裕哉, 新里忠史, 高橋一晴, 丹生屋純夫, 大原英史, 浅森浩一, 森岡宏之, 舟木泰智, 茂田直孝, 福島龍朗, 幌延深地層研究計画における地上からの調査研究段階(第 1 段階)研究成果報告書 分冊「深地層の科学的研究」, JAEA-Research 2007-044, 2007, 434p.
- 10) 操上広志, 竹内竜史, 藪内 聡, 瀬尾昭治, 戸村豪治, 柴野一則, 原 稔, 國丸貴紀, 幌延深地層研究計画の地上からの調査研究段階における地下水流動に関する調査研究, 土木学会論文集 C, vol.64, no.3, 2008, pp.680-695.
- 11) 財団法人電力中央研究所, 平成 22 年度 地層処分技術調査等委託費 (地層処分共通技術調査: ボーリング技術高度化開発) 成果報告書, 2011, 580p.
- 12) 竹下祐二, 地盤の浸透特性値の算定方法に関する研究, 博士論文, 岡山大学, 1990, 143p.
- 13) 尾上博則, 笹尾英嗣, 三枝博光, 小坂 寛, 過去から現在までの長期的な地形変化が地下水流動特性に与える影響の解析的評価の試み, 日本原子力学会和文論文誌, vol.8, no.1, 2009, pp.40-53.
- 14) Niizato, T., Amano, K., Ota, K., Kunimaru, T., Lanyon, B. and Alexander, W.R., Development of comprehensive techniques for coastal site characterisation: (3) Conceptualisation of long-term geosphere evolution, Proceeding of 13th International Conference on Environmental Remediation and Radioactive Waste Management (ICEM 2010), Japan, October 3-7, 2010, pp.97-106.

## 2.4 地球化学モデル

### 2.4.1 背景と目的

地球化学モデル構築の目的は、地形・地質モデル、水理モデル及びそれらを利用した古水理地質学的な解析結果に基づき、過去から現在までの地下水の水質、pH 及び酸化還元状態などの長期変遷を明らかにすることである。また、化学的指標を地下水流動解析結果の妥当性評価にフィードバックすることも重要である。

平成 27 年度は、東濃地域と幌延地域をそれぞれ山間部と平野部の事例として実施してきた地下水流動解析結果に基づいて、地下水流動状態の長期的な変動性の小さい領域と相対的に変動性の大きい領域における地球化学的特性について整理した（図 2.4-1；日本原子力研究開発機構，2016<sup>1)</sup>）。地下水の水質、pH 及び酸化還元状態は、一般的に地球化学特性の異なる複数の地下水の混合や岩盤中の鉱物との水-鉱物反応により形成される。特に水質は地下水流動状態の長期的変動性の違いに影響を受ける可能性があり、一方で pH や酸化還元状態は地下水の混合よりもむしろ水-鉱物反応に強く影響を受ける。そのため、地下水流動状態の長期的変動性に基づいて領域を区別して地下水の水質、pH 及び酸化還元状態の長期変遷を考察する必要があると考えられた。

平成 28 年度は主に東濃地域を事例として、長期的な地下水流動の変動域と相対的な滞留域のそれぞれの地下水について、水-鉱物反応に関わる熱力学的解析及び地下水流動に関わる移流分散解析により、領域ごとに地球化学特性（主に水質と pH）の長期的変動性について解析を行った。

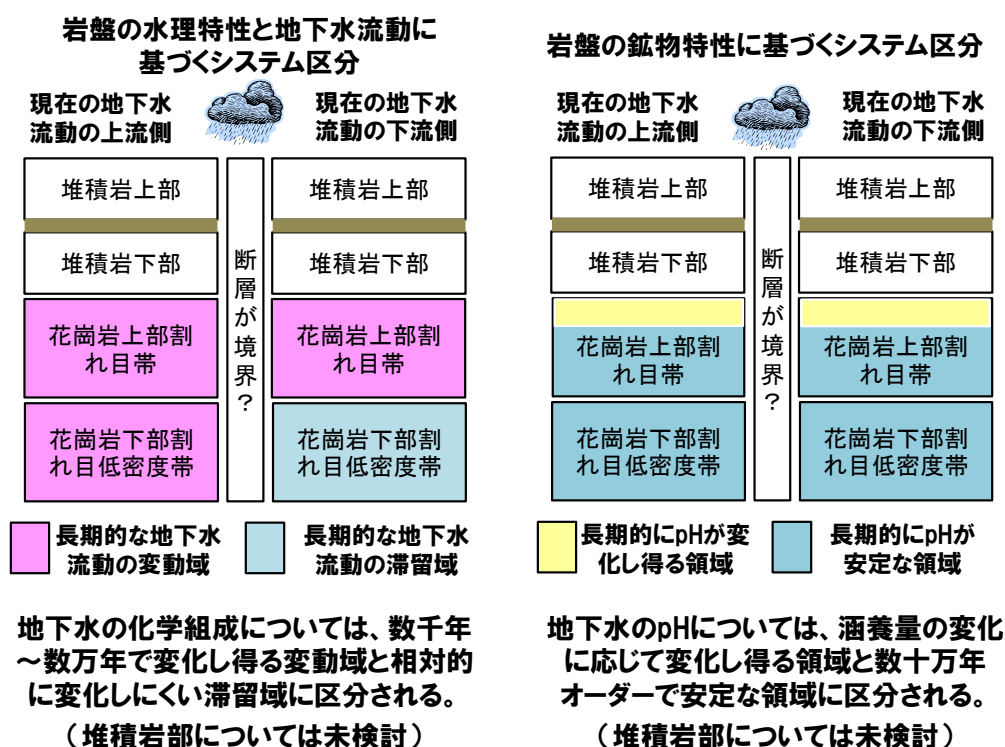


図 2.4-1 地下水流動と地球化学特性の長期的な変化を考慮したシステム区分  
(日本原子力研究開発機構, 2016<sup>1)</sup>)

## 2.4.2 アプローチ

### (1) 熱力学的解析による地球化学特性の長期変遷の推測

平成 27 年度に地下水流動解析結果に基づいて区分された「長期的な地下水流動の変動域」及び「長期的な地下水流動の滞留域」の地下水のうち、塩水が混合した形跡が認められず地下水の地球化学特性が主に水-鉱物反応により形成されていると考えられる月吉断層の上流側（「長期的な地下水流動の変動域」）と比較的塩分濃度が高い地下水が分布し、混合による水質形成が認められる月吉断層の下流側（「長期的な地下水流動の滞留域」）の地下水を対象として、各領域の地下水滞留時間の違いを考慮した熱力学的解析を行い、特に月吉断層の上流側の水質と月吉断層の上流側・下流側の pH の長期変動範囲について考察した。

なお、月吉断層の下流側の地下水の水質については、次項に述べる塩水と淡水の混合プロセスを推測するための移流分散解析を実施した。

### (2) 移流分散解析による地球化学特性の長期変遷の推測

平成 27 年度の水理モデルにおいては、古水理地質学的知見を踏まえた地下水流動解析を実施し、過去 100 万年間にわたる長期的な自然現象（気候変動に伴う涵養量変化や隆起・侵食に伴う地形変化など）を考慮したうえで、地下水圧やダルシー流速の空間分布とそれらの長期変動性（長期的な地質現象に伴う不確実性）を提示した（日本原子力研究開発機構, 2016<sup>11)</sup>）。一方、地下水の水質などの地球化学特性データは、地下水の起源や地下水が流動してきた地質条件や滞留時間などの情報を有していることから、地下水流動の長期的な滞留状態といった地下水流動状態の長期的な変動性評価の有効な指標となる。

そこで、地球化学特性データから推定された地下水年代に基づき、平成 27 年度に構築した水理モデルの妥当性確認及び更新を実施した。また、更新した水理モデルを用いて、地下水中の塩分濃度の変化に着目した移流分散解析を実施し、現在観察されるデータに基づき推定された塩分濃度分布を再現しうる水理学的条件並びに地球化学的条件やその長期的な変動性について考察した。さらに、塩分濃度の長期的な変動性を推定するためのアプローチについて検討した。

## 2.4.3 実施結果

### (1) 熱力学的解析による地球化学特性の長期変遷の推測

東濃地域の花崗岩を構成する鉱物と地下水の起源となる表層水の長期的な水-鉱物反応により形成される地下水の地球化学特性、特に pH について、熱力学的解析により推測した。解析に用いた地球化学計算コードは PHREEQC version 3 (Parkhurst and Appelo, 2013<sup>22)</sup>)、熱力学データベースは PHREEQC 内に付属されている LLNL.dat である。

表層水の水質は、東濃地域の河川水と天水のデータ (Furue et al., 2003<sup>3)</sup>; 河川水 : N = 12、天水 : N = 8) の平均値を用いた (表 2.4-1)。熱力学的解析と比較・検証するための地下水の実測値は、月吉断層の上流側のデータとして DH-6 - DH-9 のデータ (Furue et al., 2003<sup>3)</sup>) を参照した。地下水と反応する鉱物種は、花崗岩に一般的に認められる斜長石、カリ長石、黒雲母、石英に加え、土岐花崗岩中で認められる二次鉱物として、スメクタイト、セリサイト、イライト、緑泥石、カルサイトを選定した (図 2.4-2; Nishimoto and Yoshida, 2010<sup>4)</sup>; 湯口ほか, 2010<sup>5)</sup>; Ishibashi et al., 2016<sup>6)</sup>)。なお、既往研究では黄鉄鉱、シデライト、カオリナイト、ドロマイトの存在も報告されている (Iwatsuki and Yoshida, 1999<sup>7)</sup>; 湯口ほか, 2011<sup>8)</sup>) が、存在量が微量であることから、本検討からは除外した。本解析で用いた鉱物名は表 2.4-2 の通りである。

表 2.4-1 解析に用いた河川水及び天水のデータ  
(Furue et al., 2003<sup>3)</sup>)

	pH	log P <sub>CO2</sub> [atm]	Na [mg L <sup>-1</sup> ]	K [mg L <sup>-1</sup> ]	Ca [mg L <sup>-1</sup> ]	Mg [mg L <sup>-1</sup> ]	HCO <sub>3</sub> [mg L <sup>-1</sup> ]	SO <sub>4</sub> [mg L <sup>-1</sup> ]	Cl [mg L <sup>-1</sup> ]	Si [mg L <sup>-1</sup> ]	Fe [mg L <sup>-1</sup> ]	Al [mg L <sup>-1</sup> ]
River	6.43	-3.15	4.37	1.67	3.80	0.79	16.42	7.58	2.17	9.79	0.11	0.14
Rain	4.69	-5.33	0.32	0.12	0.33	0.06	0.61	0.64	0.72	0.01	0.01	0.01

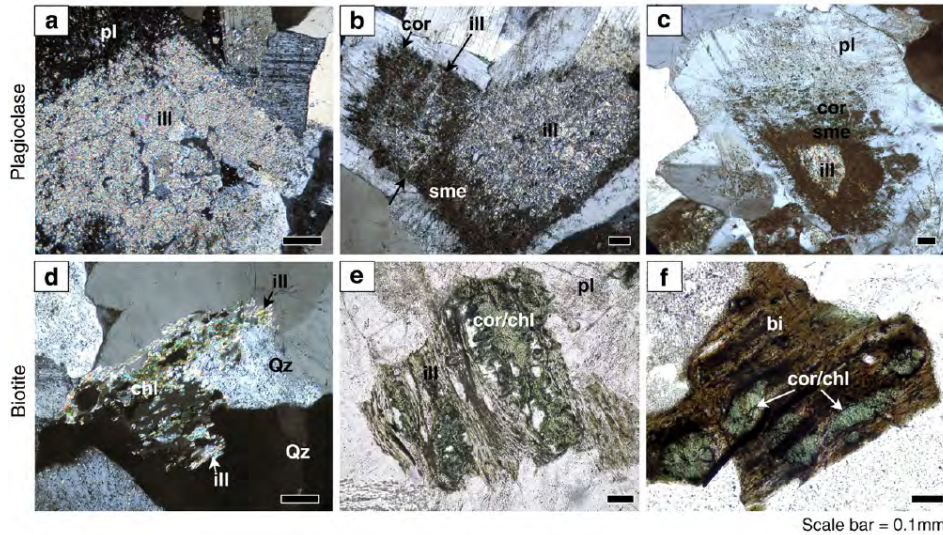


図 2.4-2 土岐花崗岩中に認められる二次鉱物の例  
(Nishimoto and Yoshida, 2010<sup>4)</sup>)

bi: biotite, chl: chlorite, cor: corrensite, ill: illite, sme: smectite, pl: plagioclase, Qz: Quartz

表 2.4-2 解析に用いた鉱物の一覧

	鉱物名	解析用
造岩鉱物	石英	Quartz
	カリ長石	K-Feldspar
	斜長石	Albite, Anorthite
	黒雲母	Annite, Phlogopite
二次鉱物	スメクタイト	Smectite-high-Fe-Mg
	セリサイト、イライト	Illite
	緑泥石	Clinochlore14A
	方解石	Calcite

### 1) 月吉断層の上流側(「長期的な地下水流動の変動域」)

平成 27 年度の地下水流動解析の結果、東濃地域に存在する相対的な地下水流動の滞留域は月吉断層の下流側の地下深部であり、塩水の混合の形跡が認められない月吉断層の上流側は、長期的な地下水流動の変動域となった(図 2.4-1)。

月吉断層の上流側に分布する地下水は、<sup>14</sup>C 濃度に基づく地下水年代が数千年~1 万数千年である(Iwatsuki et al., 2000<sup>9)</sup>)。したがって、同領域では数千年~1 万数千年の時間スケールで地下水が入れ替わり得る条件にあると推察され、この時間スケールの範囲内で起こり得る水-鉱物反応が、地下水の地球化学特性に影響していると考えられる。

この領域の地下水に対する各鉱物の飽和指数 (SI) を PHREEQC version 3 により予備解析した結果、Annite、Anorthite、Calcite、Clinochlore、Phlogopite、Quartz などが地下水に対して未飽和～飽和平衡状態 ( $-1 < SI < 1$ ) にあると推定され (表 2.4-3)、これらの鉱物の溶解反応により水質が形成されている可能性が考えられた。Anorthite、Calcite、Quartz の溶解反応は、地下水に対して平衡状態に達している。ただし、Quartz は、Anorthite や Calcite の溶解速度と比較すると 1,000 分の 1 以下であり (例えば、Lasaga, 1984<sup>10</sup> ; Kowalewski and Rimstidt, 2003<sup>11</sup>)、かつ表層水において既に飽和平衡状態に達しているため、その溶解反応が地下水の水質に与える影響は相対的に小さい可能性が高い。

そこで、表層水 (表 2.4-1) に Anorthite 及び Calcite を飽和するまで溶解させた時の pH 及び溶存イオン濃度を熱力学的に解析した。設定した SI は、Anorthite 及び Calcite の両者がそれぞれ -1 の場合、0 の場合、+1 の場合の 3 パターンである。その結果、飽和指数を -1、0、+1 に設定した時の反応後の液相の pH は、河川水でそれぞれ 8.0、8.8、9.5、天水でそれぞれ 9.0、9.5、9.9 であり、計算上はいずれもアルカリ性を示した。対象領域の地下水 (DH-6～DH-9) の pH の実測値は 8.4～10.1 (Furue et al., 2003<sup>3</sup>) であることから、本解析による pH の計算結果は実際の地下水の水質とおおむね整合する。

次に、同様に Anorthite と Calcite を表層水と反応させた時の液相の溶存イオン濃度を解析し、実際の地下水の溶存イオン濃度と比較した。その結果、表層水に Anorthite と Calcite による水-鉱物反応を生じさせた液相は、C が計算上は低い濃度を示す結果となったものの、Ca、Al、Si は地下水の実測値とおおむね整合する (図 2.4-3)。これらの解析結果は、数千年～1 万数千年の時間スケールで地下水が入れ替わり、水-鉱物反応時間が数千年オーダーの条件における地下水の地球化学特性は、Anorthite と Calcite による水-鉱物反応で概略的に説明でき、その pH は普遍的にアルカリ性になることを示している。

表 2.4-3 表層水と長期的な地下水流動の変動域に分布する地下水の飽和指数

Sample (depth)	River (-)	DH-6 -736.5	DH-7 -563.8	DH-7 -836.8	DH-7 -883.3	DH-8 -644.8	DH-8 -696.8	DH-8 -748.8	DH-8 -872.3	DH-8 -978.3	DH-9 -231.3	DH-9 -316.2	DH-9 -960.6	Formula	
pH	6.43	8.9	10.1	9.59	9.4	9.0	8.5	8.4	8.8	8.8	8.36	8.47	8.25		
Tritium (T.U.)	N.A.	2.1	2.3	3.4	2.1	1.1	1.8	3.7	<1	<1	N.A.	<1	4.8		
<sup>14</sup> C age (yB.P.)	N.A.	7,880	5,480	12,000	7,570	8,060	9,330	10,470	13,440	9,690					
log P <sub>CO2</sub> (atm)	-3.87	-4.12	-5.35	-4.65	-4.38	-4.13	-3.53	-3.44	-3.87	-3.86	-3.43	-3.63	-3.25		
Saturation Index	Albite	0.16	0.63	-1.79	1.48	2.97	2.31	1.49	2.32	2.32	1.08	2.02	1.92	1.23	NaAlSi <sub>3</sub> O <sub>8</sub>
	Annite	-5.98	7.45	11.36	15.66	17.16	8.05	6.31	7.71	8.74	8.38	5.87	8.44	8.17	KFe <sub>3</sub> AlSi <sub>5</sub> O <sub>10</sub> (OH) <sub>2</sub>
	Anorthite	-3.62	-3.73	-4.53	-1.41	0.47	-1.03	-2.66	-1.92	-0.73	-2.65	-2.21	-2.09	-2.29	CaAl <sub>2</sub> Si <sub>2</sub> O <sub>8</sub>
	Caclite	-3.32	-0.17	0.96	0.56	0.69	-0.04	-0.02	-0.96	0.03	0.26	-0.03	0.01	0.13	CaCO <sub>3</sub>
	Clinochlore	-18.23	-1.24	9.87	12.17	13.27	2.30	-1.67	-0.67	7.56	5.88	-0.57	0.66	2.21	Mg <sub>5</sub> Al <sub>2</sub> Si <sub>3</sub> O <sub>10</sub> (OH) <sub>8</sub>
	Illite	6.46	2.77	-0.34	5.15	7.71	6.41	4.20	6.62	6.82	3.62	6.23	6.07	4.77	K <sub>0.6</sub> Mg <sub>0.25</sub> Al <sub>1.8</sub> Al <sub>0.5</sub> Si <sub>3.5</sub> O <sub>10</sub> (OH) <sub>2</sub>
	K-Feldspar	2.55	1.87	-0.05	3.68	5.35	4.42	2.58	4.27	4.47	2.30	4.38	4.29	3.29	KAlSi <sub>3</sub> O <sub>8</sub>
	Phlogopite	-10.18	0.35	7.65	9.88	10.9	3.48	-0.15	1.13	6.63	4.81	1.59	2.39	2.90	KAlMg <sub>3</sub> Si <sub>3</sub> O <sub>10</sub> (OH) <sub>2</sub>
	Quartz	0.57	0.46	-0.59	0.23	0.49	0.61	0.73	0.71	0.52	0.54	0.86	0.83	0.75	SiO <sub>2</sub>
	Smectite	1.37	2.39	4.08	7.93	9.48	4.80	3.51	4.36	6.21	4.97	4.04	4.71	4.85	Ca <sub>0.25</sub> Na <sub>1</sub> K <sub>2</sub> Fe <sup>++</sup> <sub>.5</sub> Fe <sup>+++</sup> <sub>2</sub> Mg <sub>1.15</sub> Al <sub>1.25</sub> Si <sub>3.5</sub> H <sub>2</sub> O <sub>12</sub>

N.A.は未分析を示す。

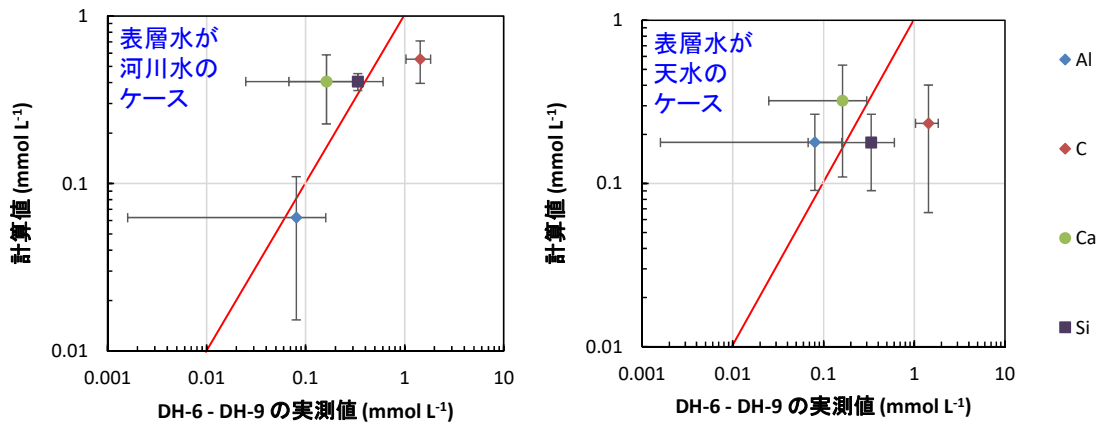


図 2.4-3 表層水に Anorthite と Calcite を反応させた結果と地下水の実測値との比較  
赤い線は計算結果と実測値が 1:1 になる値を示す。

## 2) 月吉断層の下流側(「長期的な地下水流動の滞留域」)

長期的な地下水流動の滞留域における地下水の地球化学特性については、塩分濃度の異なる複数の地下水の混合プロセスによりその水質分布が形成されており、水-鉱物反応以外のプロセスがあることから熱力学的解析のみで水質の考察を行うことはできない。ここでは、水-鉱物反応プロセスの影響を受けやすく混合プロセスの影響が小さい pH について予察的に解析し、その取り得る値の幅について検討を行った。前述のように、長期的な地下水流動の変動域に分布する地下水の年代は数千年～1 万年程度であり、当該領域はこの時間スケールに対応する自然現象（気候変動及びそれに伴う涵養量の変化など）の影響を受ける可能性がある領域であると言える。

逆說的に言えば、長期的な地下水流動の滞留域に分布する地下水については、より地下水の滞留時間が長く、長期的な地下水流動の変動域において主要な水-鉱物反応であった Anorthite や Calcite に加えて、より溶解速度が遅い鉱物の反応も地下水の地球化学特性に影響を与えると推測される。既往研究 (Iwatsuki et al., 2005<sup>12)</sup>) では、月吉断層の下流側の地下水に対して、Quartz、Albite、Anorthite、K-Feldspar、Calcite などが未飽和から飽和平衡状態にあることが示されている。そこで、表層水に対してこれらの鉱物が飽和状態となるまで溶解させ、反応後の液相の pH を熱力学的に解析した。その結果、これらの鉱物の飽和指数を-1、0、+1 に設定して反応させた後の液相の pH は、河川水のケースでそれぞれ 8.2、8.7、9.3、天水のケースでそれぞれ 9.2、9.5、9.5 と算出された。これは、前述した水-鉱物反応時間が数千年オーダーの条件における地下水の pH と同程度であり、対象領域に分布する地下水の pH の実測値である 8.1～9.2 (Iwatsuki et al., 2015<sup>12)</sup>) とおおむね整合する。このことから、長期的な地下水流動の滞留域に分布する地下水においても、その pH が普遍的にアルカリ性になると推測される。

## 3) 土岐川の南側(「長期的な地下水流動がより滞留的な領域」)

一方で、土岐川より南側の領域には、地下水流動状態の長期的な変動性がより小さいと目される領域が分布し、より滞留的な地下水が存在する可能性があることが指摘されている (日本原子力研究開発機構, 2016<sup>1)</sup>)。この領域の地下水は採取されていないため、地球化学特性や地下水年代は不明である。そこで、最も極端なケースとして、表 2.4-2 に示す全ての鉱物(造岩鉱物: Quartz, K-Feldspar, Albite, Anorthite, Annite, Phlogopite; 二次鉱物: Smectite-high-Fe-Mg, Illite, Clinochlore14A, Calcite) を考慮して地下水の pH を熱力学的に解析した。その結果、全ての鉱物の飽和指数を-1、0、+1 に設定して反応させた後の液相の pH は、河川水のケースでそれぞれ 10.7、10.8、10.9、天水のケースでそれぞれ 10.7、10.8、10.9 と算出された。これは、前述した

水-鉱物反応時間が数千年オーダー及び数千年～1 万数千年オーダーの条件における地下水の pH に比べて若干アルカリ性になった値である。

以上の 1)、2) 及び 3) の地下水の pH 解析結果及び実際の地下水の値 (Furue et al., 2003<sup>3)</sup>; Iwatsuki et al., 2005<sup>12)</sup>) を図 2.4-4 に示す。土岐花崗岩の鉱物組み合わせ、地下水の各鉱物に対する SI、鉱物の溶解速度を考慮し、長期的な地下水流動の変動域及び滞留域に存在する地下水の地球化学特性が水-鉱物反応により形成されると仮定して、表層水と各領域において未飽和から飽和平衡状態にあると推測される鉱物を反応させると、その pH 及び溶存イオン濃度の解析結果は実測値とおおむね整合した (ケース 1 及び 2)。また、長期的な地下水流動がより滞留的な領域に存在すると推測される地下水の水質を、土岐花崗岩中で認められる全ての鉱物と飽和していると仮定し、pH を熱力学的に計算した結果、pH は長期的な地下水流動の変動域に分布する地下水よりアルカリ性側へシフトすると推測された (ケース 3)。これらの結果は、花崗岩地域において天水由来の淡水が地下に浸透し続ける場合、長期的な地下水流動の変動の有無にかかわらず、地下水の pH はアルカリ性になることを示唆している。

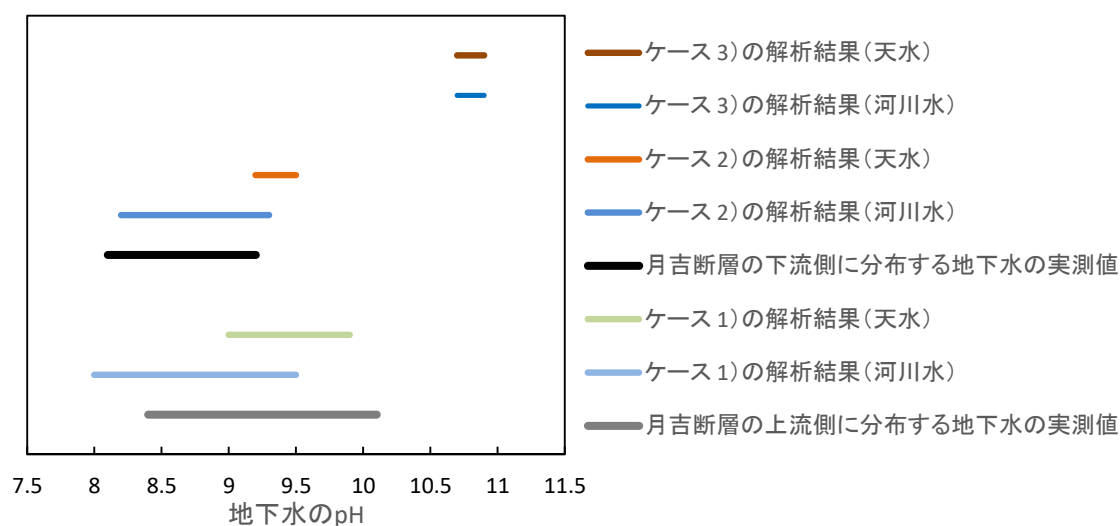


図 2.4-4 長期的な地下水流動の変動域と滞留域に存在する地下水の pH の推測結果及び実測値

## (2) 移流分散解析による地球化学特性の長期変遷の推測

月吉断層の下流側 (「長期的な地下水流動の滞留域」) の地下水の地球化学特性については、塩分濃度の異なる複数の地下水の混合プロセスによりその水質分布が形成されていると推察されるため、地下水中の塩分濃度の変化に着目した移流分散解析 (Sequential Modeling System of geological evolution impact on groundwater flow: 以下、「SMS」という; 今井ほか, 2009<sup>13)</sup>) を実施した。この SMS とは、複数の時間断面における地形変化や水理特性の変化、気候変動を考慮できるとともに、海面変化と地下水涵養量の変化を連動させた地下水流動特性と塩分濃度分布の長期的な変化を連続的に評価可能な地下水流動解析手法である (図 2.4-5)。



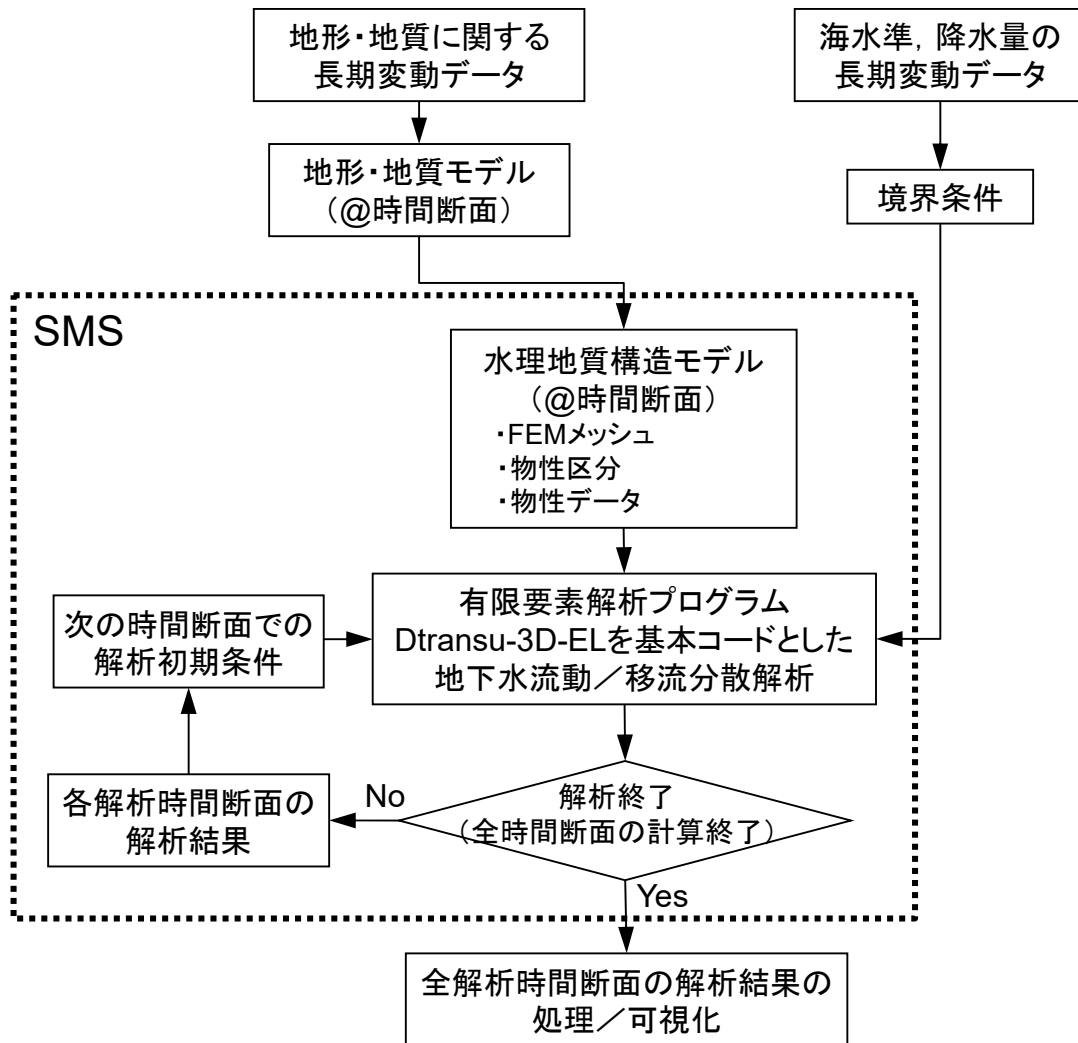


図 2.4-5 SMS を用いた地下水流動解析の流れ

### 1) 解析モデル

SMS を実施するにあたっては、地形起伏や水理地質構造分布の時間変化の基本情報となる 100 万年前、45 万年前、14 万年前及び現在の各時間断面で解析モデルを構築する必要がある。これらの解析モデルは、平成 27 年度に構築した地形・地質モデルに基づき構築した。図 2.4-6 に、一例として現在の時間断面における解析モデルの概要を示す。解析モデルの三次元メッシュについては、地形・地質モデルに表現されている主要な谷や尾根といった地形起伏の特徴や水理地質構造の分布形状の再現性を確認することで、基本的なメッシュ間隔（水平方向：500 m、鉛直方向：10 m（浅部）～ 400 m（深部）、幅：50 m）を設定した。

さらに、100 万年前～50 万年前を 10 万年間隔で 5 分割、50 万年前～現在を 5 万年間隔で 10 分割し、計 15 個の時間断面の解析モデルを、100 万年前、45 万年前、14 万年前及び現在の解析モデルを補間することで構築した。

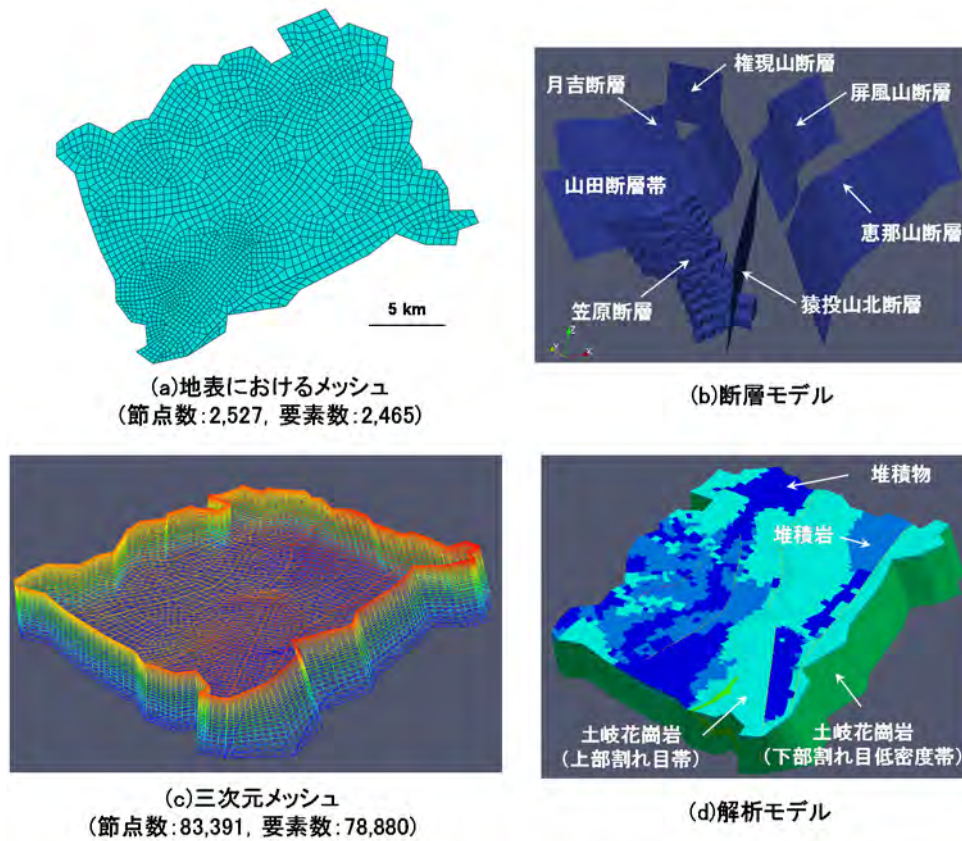


図 2.4-6 解析モデルの概要（現在）

## 2) 解析条件

### ① 初期条件の設定

水理に関しては、100 万年前の解析モデル及び解析条件で収束した全水頭分布を初期条件として設定した。

塩分濃度に関しては、100 万年前の濃度分布を推定することは困難である一方で、当該領域においては地下深部に由来が不明の塩水（塩分濃度の深度依存性に基づいて深度約 1.8 km 付近で海水と同等の塩分濃度に達すると推測される）が存在していることが確認されているため（Iwatsuki et al., 2000<sup>9)</sup>）、100 万年前においても深度 2 km 程度以深に高い塩分濃度の地下水が分布していたと仮定し、標高 -2 km 以深に比濃度 1.0 の塩水が、それ以浅には比濃度 0.0 の淡水が分布する条件を設定した（図 2.4-7）。

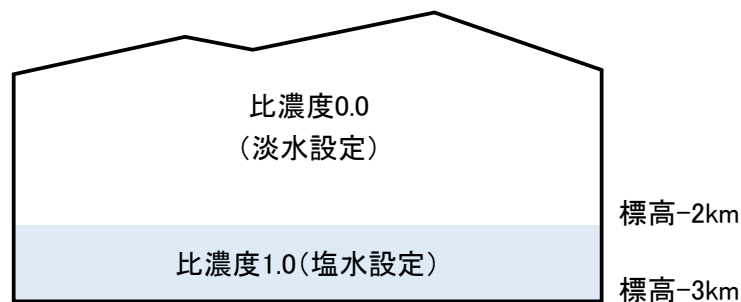


図 2.4-7 塩分濃度の初期条件

## ② 境界条件の設定

水理に関しては、上部境界を気候変動に伴う涵養量の時間変化を考慮できるように自由浸出面境界条件とし、側方及び底面境界を不透水境界条件とした。涵養量の時間変化については、既往の気候変動に伴う海面変化の推定結果（Rohling et al., 2014<sup>14</sup>）から氷期・間氷期サイクルの時間を抽出し、そのサイクルに平成 27 年度に地表環境モデルで推定した涵養量を当てはめることで設定した（図 2.4-8）。なお、45 万年前～14 万年前の涵養量については、線形補間とした。

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

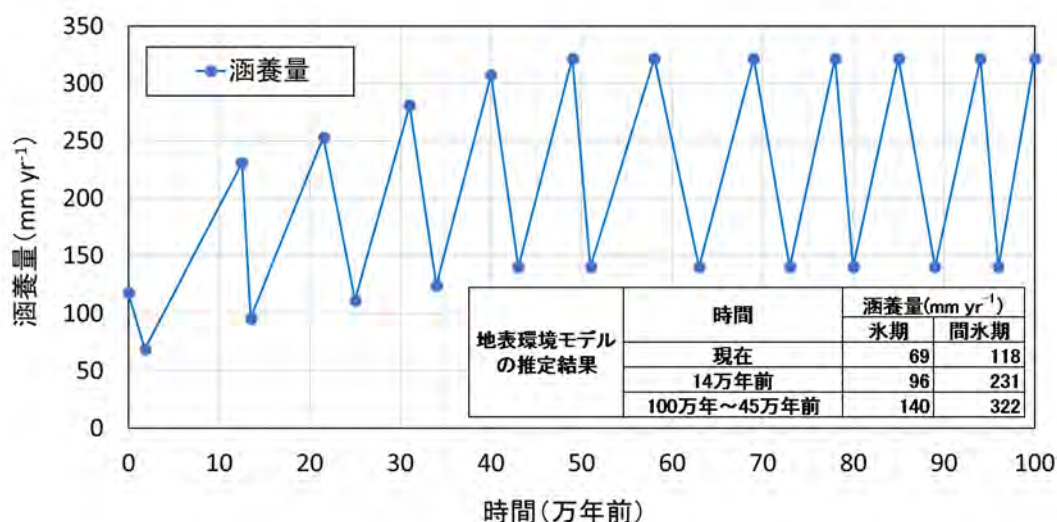


図 2.4-8 気候変動に伴う涵養量の時間変化の設定

## ③ 物性値の設定

表 2.4-4 に、基本モデルとして設定した物性値を示す。これらの物性値は、東濃地域を対象とした既往検討及び文献情報（表 2.4-4 を参照）に基づき設定した。なお、本解析では塩分の遅延や減衰は考慮しない設定とした。

表 2.4-4 物性値の設定（基本モデル）

解析モデル	水理地質構造区分	透水係数 [m s <sup>-1</sup> ]		比貯留係数 [1 m <sup>-1</sup> ]	間隙率	縦分散長 [m]	横分散長 [m]	有効拡散係数 [m <sup>2</sup> s <sup>-1</sup> ]	遅延係数	減衰定数	
		水平方向 (断層面方向)	鉛直方向 (断層面直行方向)								
基本モデル	堆積物	1.0×10 <sup>-6</sup>		7.9×10 <sup>-5</sup>	0.2	100	20	7.9×10 <sup>-11</sup>	1.0	0.0	
	堆積岩	1.6×10 <sup>-7</sup>	1.6×10 <sup>-9</sup>	2.5×10 <sup>-5</sup>	0.2			7.9×10 <sup>-11</sup>			
	土岐 花崗岩	上部割れ目帯	1.9×10 <sup>-7</sup>	9.5×10 <sup>-7</sup>	2.0×10 <sup>-6</sup>			0.01			4.0×10 <sup>-12</sup>
		下部割れ目 低密度帯	2.0×10 <sup>-8</sup>	1.0×10 <sup>-7</sup>	1.0×10 <sup>-6</sup>			0.01			4.0×10 <sup>-12</sup>
	断層	4.0×10 <sup>-7</sup>	1.0×10 <sup>-11</sup>	3.2×10 <sup>-7</sup>	0.01			4.0×10 <sup>-12</sup>			

透水係数、比貯留係数、間隙率は尾上ほか（2016）<sup>15</sup>、縦分散長及び横分散長は Gelhar et al. (1992)<sup>16</sup>、有効拡散係数は Yokoyama (2013)<sup>17</sup>に基づく。

## 3) 水理モデルの妥当性確認及び更新

図 2.4-9～図 2.4-11 に、基本モデルにおける全水頭分布、地下水流速分布の時間変化及び粒子追跡計算結果を示す。なお、粒子追跡計算では、地下水年代との比較を行うために、複数の深度

地下水年代が報告されている瑞浪超深地層研究所（Mizunami Underground Research Laboratory; 以下、「MIU」という）の位置を指定点の設定位置とし、涵養点から指定点までの粒子の移行経路及び移行時間を算出した。粒子追跡計算の指定点は MIU 位置における複数深度（標高 -100 m~-1,200 m）に配置した。

全水頭分布をみると、100 万年前から現在にかけては、解析領域の北部及び南部から MIU 周辺の流出域に向かう大局的な地下水の流動傾向は同様であるものの、地下水の涵養域となる解析領域北部及び南部では、山地の隆起に伴い地表から地下深部までの全水頭分布が高くなる変化が確認できる（図 2.4-9）。地下水流速分布からは、地形起伏の形成に伴い地下深部の地下水流速が速くなることや、大局的な地下水流動系における流出域の変化が認められるとともに、現在においては流出域の地下深部に、周辺に比べて地下水流速の遅い滞留域が形成されていることがわかる（図 2.4-10）。粒子追跡計算の結果、MIU 周辺の地下水は解析モデル北部の尾根部を涵養域とした移行経路であり、既往の検討結果（稲葉・三枝, 2005<sup>18)</sup>）と整合していることが確認できた。また、地下水の滞留時間となる涵養点から指定点までの粒子移行時間は、標高 -100 m に位置する指定点で 1 万年程度、標高 -200 m~-400 m に位置する指定点で 4 千年-5 千年程度であると解析的に推定された。一方で、地下水中の <sup>14</sup>C 濃度に基づく推定の結果、MIU の標高 -100 m 及び標高 -300 m における地下水年代は、それぞれ 1 万年程度と 3 万年程度（デッドカーボンの混入による <sup>14</sup>C 濃度の変化は未補正）と推定されており（Iwatsuki et al., 2000<sup>9)</sup>; Nakata et al., 2016<sup>19)</sup>）、MIU の標高-100 m~-300 m における地下水の滞留時間は、数万年程度であると解釈できる。したがって、基本モデルの条件下では標高 -200 m~-400 m における地下水の滞留時間が、<sup>14</sup>C 濃度に基づく推定値に比べて数倍程度短い地下水流動場が形成されていると推察される。

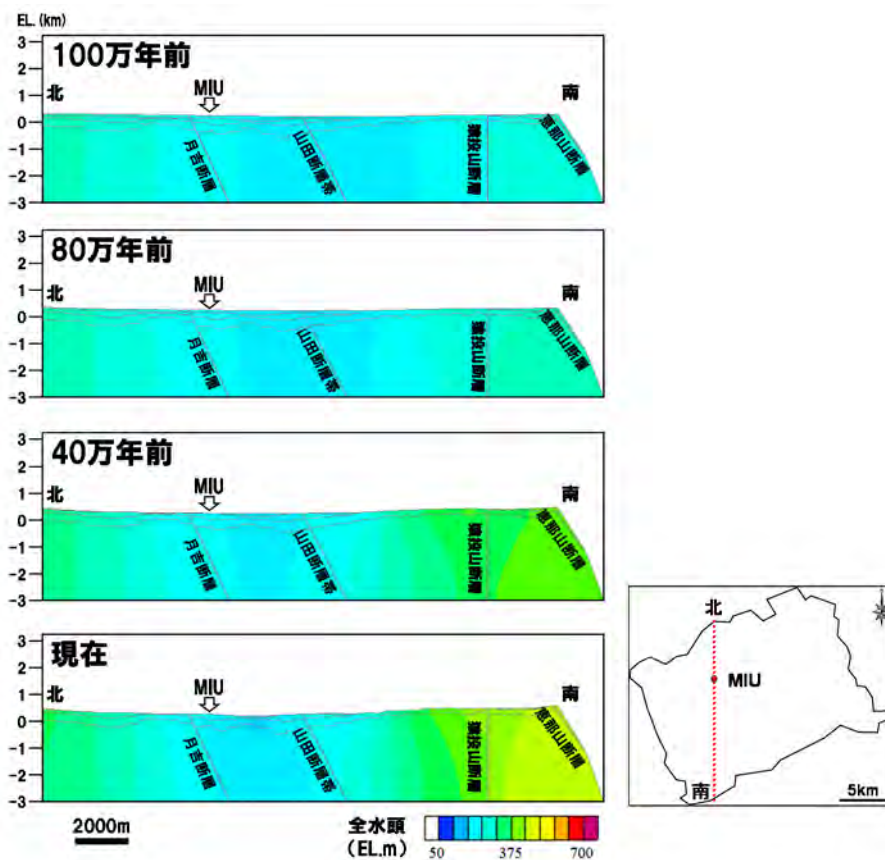


図 2.4-9 全水頭分布の時間変化（基本モデル：MIU を通過する南北断面）

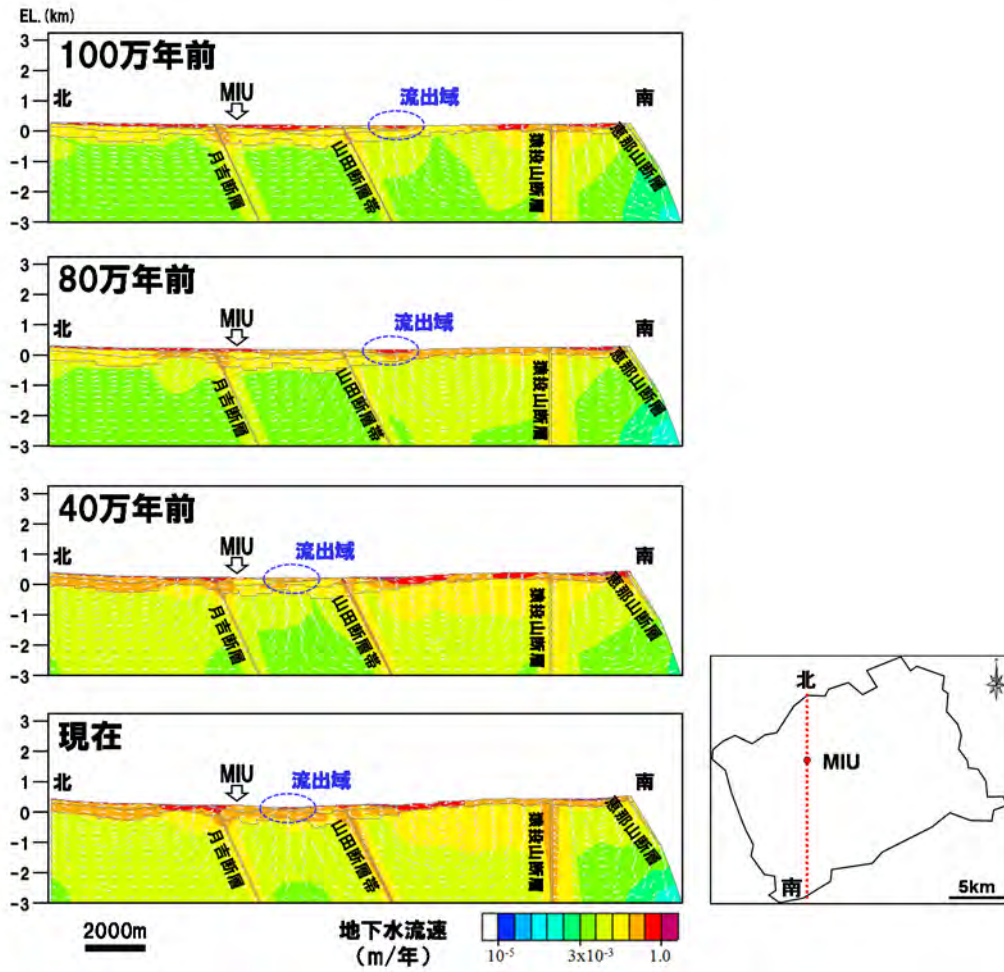


図 2.4-10 地下水流速分布の時間変化（基本モデル：MIU を通過する南北断面）

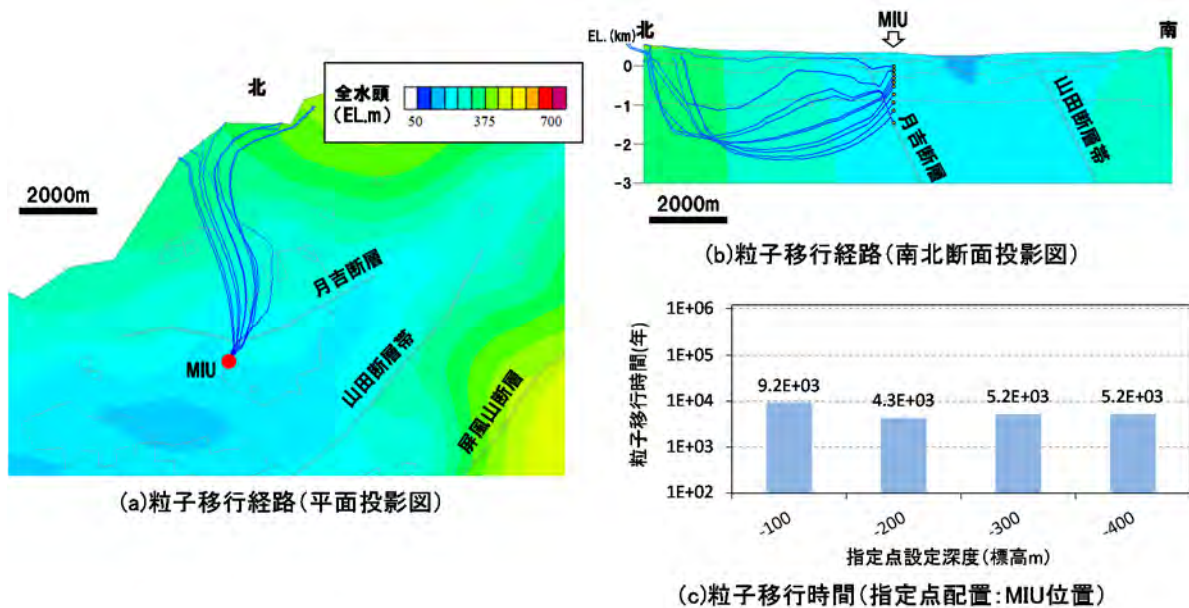


図 2.4-11 粒子追跡計算結果（基本モデル）

上記の地下水の滞留時間の比較結果に基づき、土岐花崗岩の物性値に着目した水理モデルの更新を行った（表 2.4-5）。上部割れ目帯及び下部割れ目低密度帯の透水係数を、基本モデルから1オーダー低く設定した。また、水理試験などの原位置調査データがなく、物性値が取得されていない標高 -1 km 以深の下部割れ目低密度帯については、より低透水性の岩盤が分布すると仮定し、透水係数を水平方向及び鉛直方向ともに  $1 \times 10^{-10} \text{ m s}^{-1}$  に設定した。なお、これらの設定は MIU で実施された水理試験結果から推定される岩盤の透水係数の統計値（尾上ほか, 2015<sup>20</sup>）に基づくものである。基本モデルでは、間隙率を一律 1 % に設定していたが、透水性の違いに応じて異なる値を設定した。岩盤区分ごとの間隙率は、日本地下水学会（2010）<sup>21</sup>を参考にして設定した。

図 2.4-12 に、更新モデルの粒子追跡計算結果を示す。涵養点から指定点までの移行経路をみると、一部の深度の指定点の涵養域が西側に移動しているものの大局的な傾向は基本モデルと同様であるが、土岐花崗岩の透水係数を低く、かつ間隙率を高く設定したため、地下深部を通過する粒子の移行速度が遅くなり、100 万年以上の移行時間となるような地下水流動場が形成されている。具体的には、標高 -100 m ~ -200 m に位置する指定点で 9 千年程度、標高 -300 m に位置する指定点で 1.5 万年程度の地下水の滞留時間であることが解析的に推定されており、<sup>14</sup>C 濃度に基づく地下水の滞留時間の推定結果（数万年程度）と整合的な結果が得られた。これらのことから水理モデルの更新が適切に実施できたと考えられる。

図 2.4-13 に、更新モデルにおける現在の全水頭分布及び地下水流速分布を示す。基本モデル（図 2.4-9、図 2.4-10）と比較すると、大局的な地下水の流動傾向に大きな違いは見られないが、更新モデルでは全体的に遅い地下水流速場が形成されている。山田断層帯の北側領域、特に山田断層帯と月吉断層で囲まれた領域における地下水流速が遅いことから、同領域が相対的な地下水流動の滞留域となっていることが示唆された。この領域は、本解析領域の主要な流出域となる土岐川の深部に位置する。

表 2.4-5 物性値の設定（更新モデル）

解析モデル	水理地質構造区分	透水係数 [ $\text{m s}^{-1}$ ]		比貯留係数 [ $1 \text{ m}^{-1}$ ]	間隙率	縦分散長 [m]	横分散長 [m]	有効拡散係数 [ $\text{m}^2 \text{ s}^{-1}$ ]	遅延係数	減衰定数	
		水平方向 (断層面方向)	鉛直方向 (断層面直方向)								
更新モデル	堆積物	$1.0 \times 10^{-6}$		$7.9 \times 10^{-5}$	0.2	100	20	$7.9 \times 10^{-11}$	1.0	0.0	
	堆積岩	$1.6 \times 10^{-7}$	$1.6 \times 10^{-9}$	$2.5 \times 10^{-5}$	0.2			$7.9 \times 10^{-11}$			
	土岐花崗岩	上部割れ目帯	$1.9 \times 10^{-8}$	$9.5 \times 10^{-8}$	$2.0 \times 10^{-6}$			0.05			$2.0 \times 10^{-11}$
		下部割れ目低密度帯 (EL-1km以浅)	$2.0 \times 10^{-9}$	$1.0 \times 10^{-8}$	$1.0 \times 10^{-6}$			0.02			$7.9 \times 10^{-12}$
		下部割れ目低密度帯 (EL-1km以深)	$1.0 \times 10^{-10}$	$1.0 \times 10^{-10}$	$1.0 \times 10^{-6}$			0.01			$4.0 \times 10^{-12}$
	断層	$4.0 \times 10^{-7}$	$1.0 \times 10^{-11}$	$3.2 \times 10^{-7}$	0.01			$4.0 \times 10^{-12}$			

着色部：基本ケースからの更新箇所

着色部以外の透水係数、比貯留係数、間隙率は尾上ほか（2016）<sup>15</sup>、縦分散長及び横分散長は Gelhar et al. (1992)<sup>16</sup>、有効拡散係数は Yokoyama (2013)<sup>17</sup>に基づく。

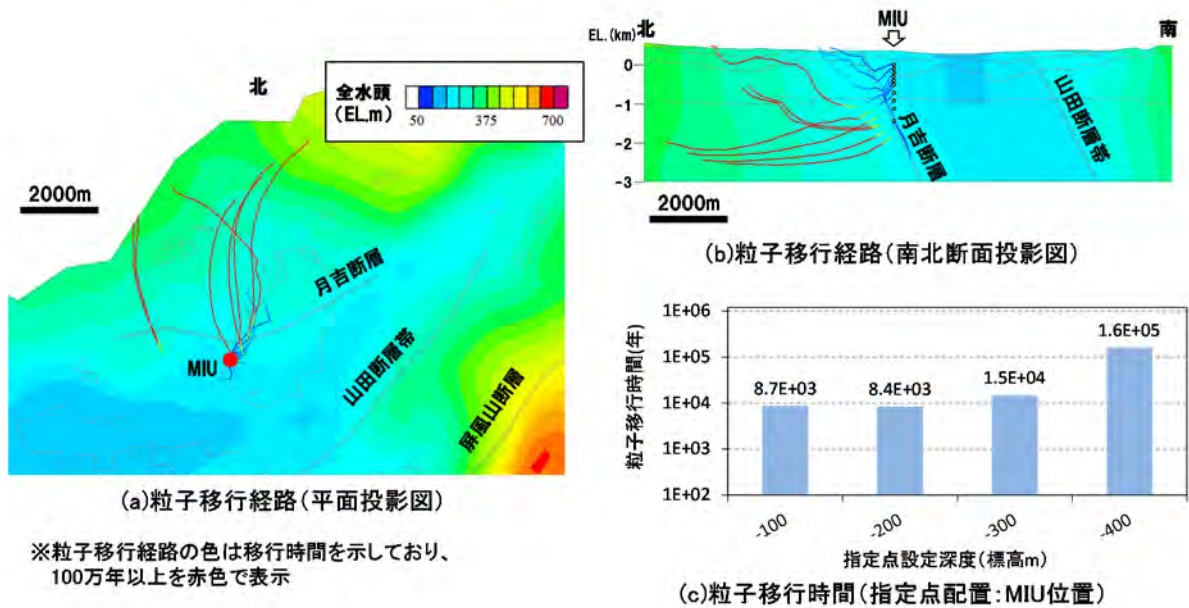


図 2.4-12 粒子追跡計算結果 (更新モデル)

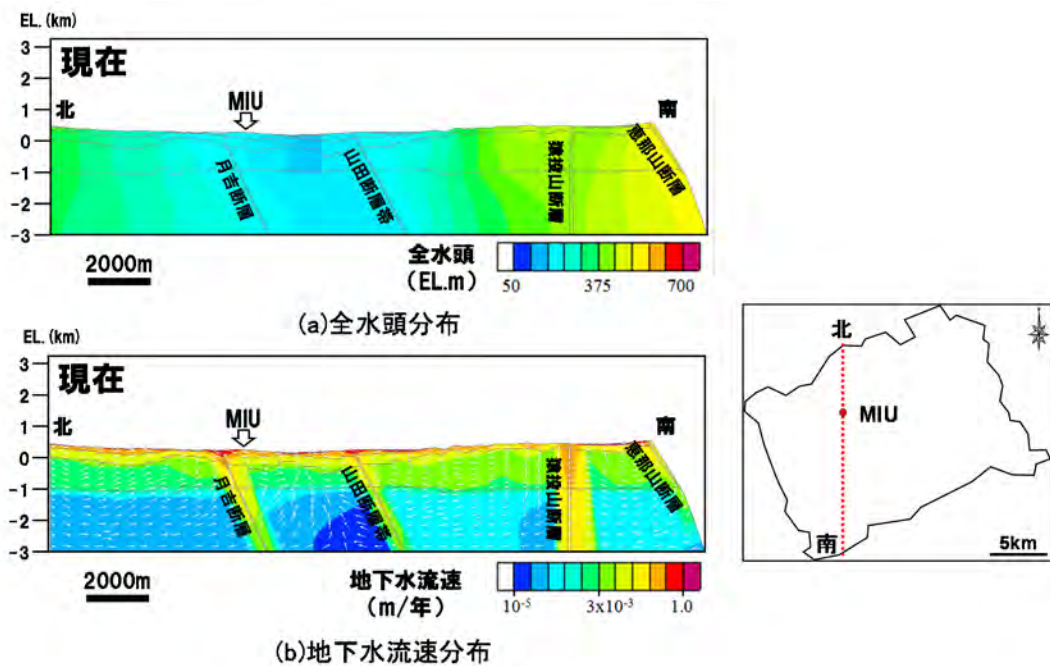


図 2.4-13 更新モデルの解析結果 (MIU を通過する南北断面)

#### 4) 移流分散解析による 100 万年前の地下水水質条件の推定

更新モデルを用いて移流分散解析を実施し、過去 100 万年前から現在までの地下水中の塩分濃度の長期変遷を推定した。図 2.4-14 に、移流分散解析結果である塩分濃度分布の時間変化を示す。塩分濃度分布は、標高 -2 km 以深に塩水を設定した初期状態から、地形変化の影響も受けた地下水の流れによって地下深部から上昇するとともに洗い出しが生じる。100 万年の時間スケールでみると、山田断層帯の南側領域は、相対的に地下水の流速が速く地下水中の塩分が完全に洗い出されているため、解析領域における相対的な地下水流動の変動域であると言える。また、相

対的な地下水流動の滞留域であると推定される山田断層帯の北側領域では、100 万年前の塩分が地下水中に残留することが示された。山田断層帯の南側領域では、その北側領域と比較して 100 万年間における地形変化が大きいため、相対的な地下水流動の変動域が形成されているものと推察される。

MIU 周辺においては、広域地下水流動研究（動力炉・核燃料開発事業団, 1997<sup>22)</sup>）及び超深地層研究所計画（日本原子力研究開発機構, 2015<sup>23)</sup>）によって地下水の水質調査が実施されている。そこで、地下水の水質調査から得られた地球化学特性データと、更新モデルの解析結果との比較を行い、モデルの妥当性について確認した。図 2.4-15 に、観測データに基づき推定された MIU 周辺における塩分濃度分布（尾上ほか, 2014<sup>24)</sup>）と解析結果の比較を示す。解析結果は、月吉断層の北東側で塩分濃度が低く、南西側で高いといった観測データの濃度分布傾向の特徴をよく再現できている。ボーリング孔での観測データのみで補間した推定結果と比較して、水理地質構造の分布を反映した解析結果では、より解像度の高い濃度分布が推定されたと考えられる。

更新モデルでの MIU 周辺における塩分濃度の分布傾向の再現性が確認できたことから、ボーリング調査で得られた塩化物イオン濃度の深度プロファイルとの比較を行い、100 万年前における地下深部の地下水中の塩化物イオン濃度（以下、「初期濃度」という）の推定を試みた。初期濃度の推定にあたっては、解析の初期条件として標高 -2 km 以深に設定した比濃度 1.0 の塩水の塩化物イオン濃度を 5,000 ppm～20,000 ppm の範囲で 4 パターン設定し、解析で推定された現在の比濃度分布から塩化物イオン濃度を算出した（図 2.4-16）。その結果、初期濃度を 20,000 ppm と仮定した場合の現在の塩化物イオン濃度の深度分布が、ボーリング調査結果と整合的であることが示された。このことは、100 万年前には海水相当（海水の塩化物イオン濃度を 20,000 ppm とした場合）の塩化物イオン濃度の地下水が、地表から数 km の地下深部に存在していた可能性を示唆する。

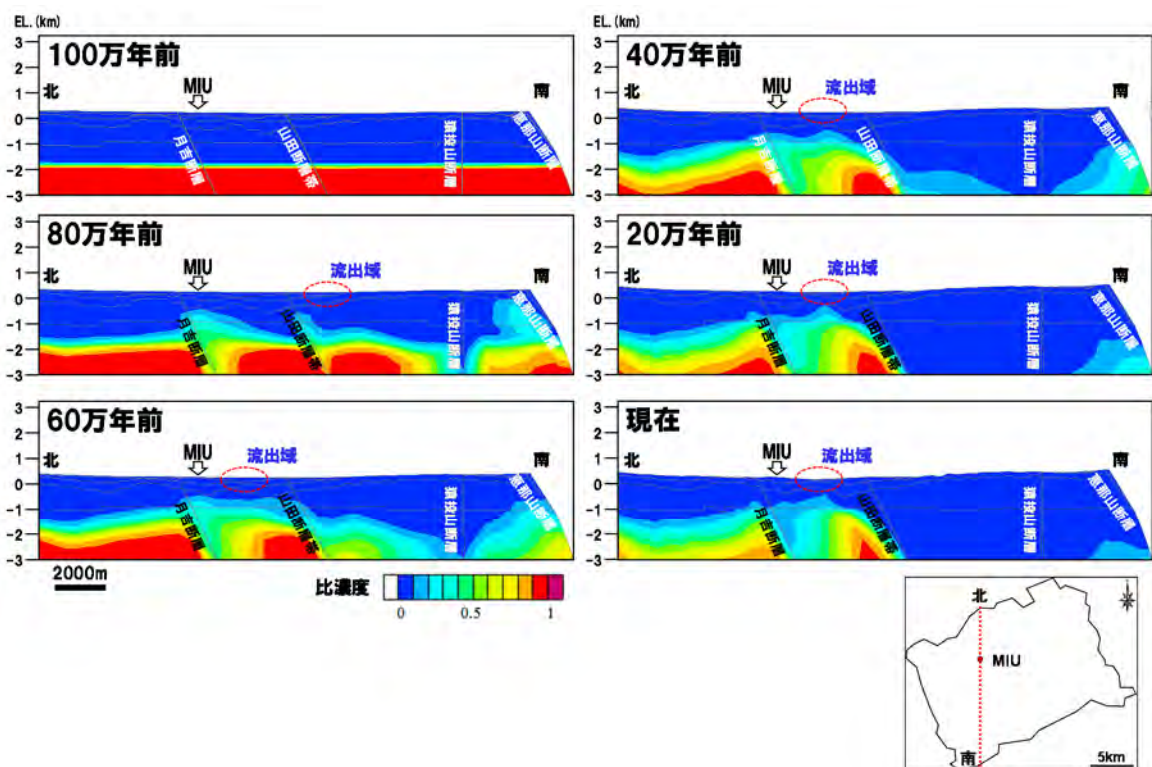


図 2.4-14 更新モデルの解析結果（MIU を通過する南北断面）



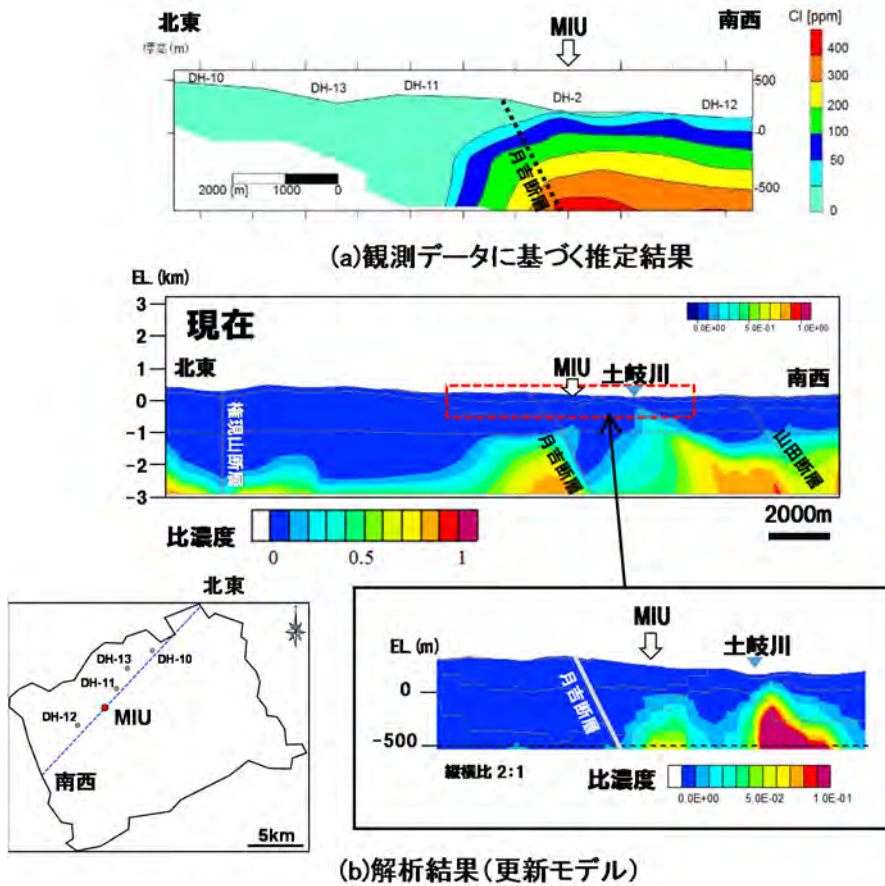


図 2.4-15 MIU 周辺における塩分濃度分布の比較

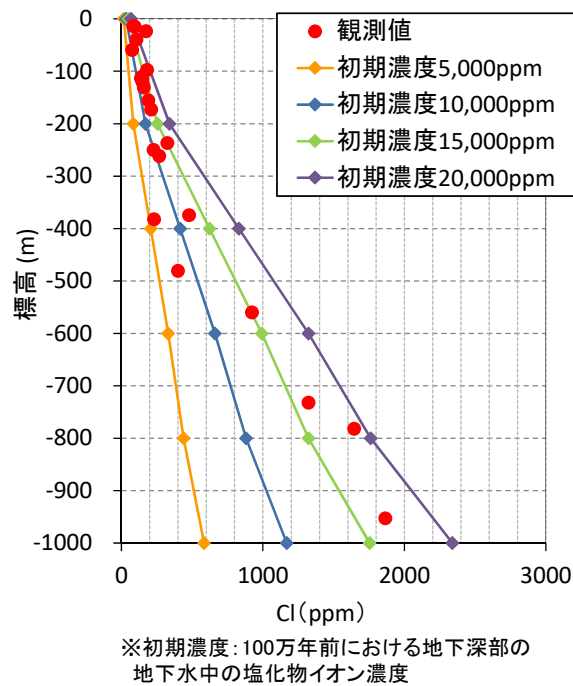


図 2.4-16 100 万年前における地下深部の地下水中の塩化物イオン濃度の推定 (観測値: MIU 周辺のボーリング孔での調査結果)

### 5) 地球化学特性の長期変遷に関する知見の整理

地下水中の塩分濃度の変化に着目した移流分散解析結果に基づき、解析領域内における地下水の水質分布の長期変遷に関する知見を取りまとめた。現在観察される塩分濃度分布を再現しうる水理学的条件として、本解析で解析領域として設定した土岐川流域の広範囲に分布する土岐花崗岩は、MIU 周辺で取得された物性値よりも 1 オーダ程度低い透水性を有すること、1 km 以深には  $1.0 \times 10^{-10} \text{ m s}^{-1}$  オーダの低透水性の岩盤が分布すること、それらの岩盤の透水性に応じた間隙率を有することが挙げられる。また、100 万年前においては地表から数 km の地下深部に、海水 (20,000 ppm) 相当の塩化物イオン濃度の地下水が分布することが地球化学的条件であることが明らかとなった。上記の塩分濃度の高い地下水の長期的な変動性としては、100 万年前から現在における地形変化や涵養量の変化に伴って、地下水流動の変動域では洗い出されるものの、相対的な地下水流動の滞留域では 100 万年の間塩水として残留する可能性が解析的に示された。

上記の結果を踏まえ、塩分濃度の長期的な変動性を解析的に推定するための実施項目やそれらの関係性をフローとして整理した (図 2.4-17)。水理モデルの構築や地下水流動解析では、SMS のように地形変化や地下水涵養量の変化といった自然現象の長期変動を連続的に考慮することが有効である。地下水の滞留時間は、上記解析結果を用いた粒子追跡計算を実施し、涵養域から評価対象地点までの移行時間を算出する。解析的に推定した地下水の滞留時間は、 $^{14}\text{C}$  濃度などに基づく地下水年代と比較することで、その推定結果の妥当性を確認する。さらに、ボーリング調査で得られた地下水中の塩化物イオン濃度の情報に基づき、解析で推定した塩分濃度 (比濃度) 分布の妥当性を確認するとともに、過去の塩分濃度条件を感度解析的に推定する。これらの一連のアプローチを実施することで、過去の塩分濃度条件を定量的に推定でき、かつ過去から現在までの地下水流動状態の変化を考慮した地下水中の塩分濃度の変動プロセスを整理することが可能となる。

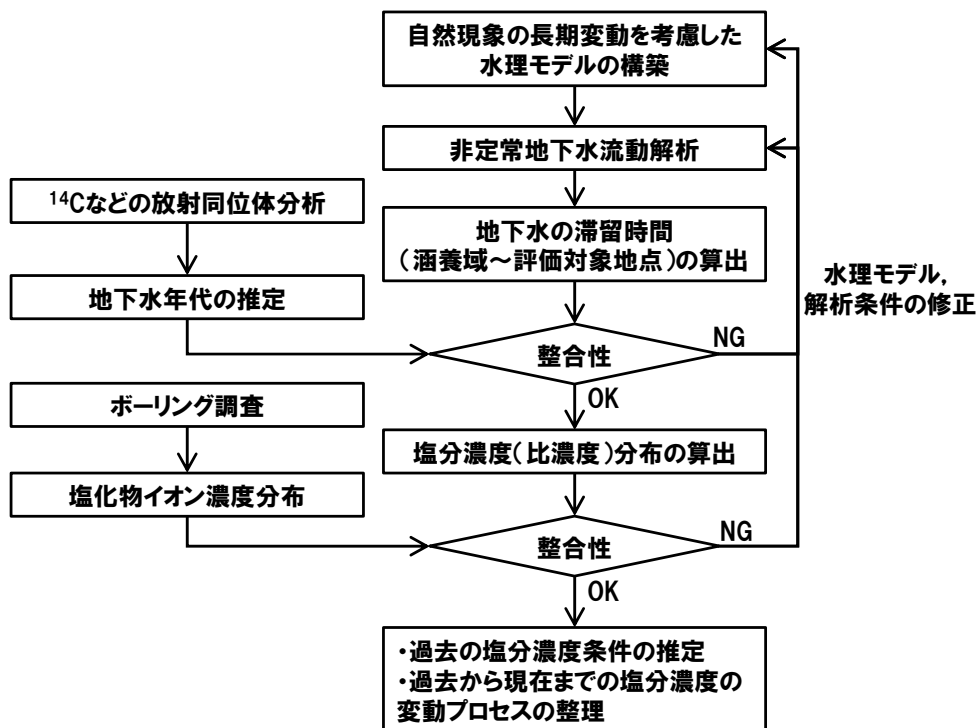


図 2.4-17 塩分濃度の長期的な変動性を推定するためのアプローチ

#### 2.4.4 まとめ

東濃地域を事例として、長期的な地下水流動の変動域と相対的な滞留域のそれぞれの地下水について、水-鉱物反応に関わる熱力学的解析及び地下水流動に関わる移流分散解析により、領域ごとに地球化学特性（主に水質と pH）の長期的変動性について解析を行った。

地下水の地球化学特性が水-鉱物反応により形成されると仮定し、地下水流動状態の長期的変動性に基づいて領域を区分し、地下水の地球化学特性（主に水質と pH）の変動幅を熱力学的に解析し、その変動性を推測した。本検討の結果、花崗岩地域において天水由来の淡水が地下に供給され続ける限り、地下水は長期的な地下水流動の変動の有無にかかわらずアルカリ性を示す可能性があることが明らかとなった。

また、 $^{14}\text{C}$  濃度に基づき推定した地下水年代が、水理モデルの妥当性確認及び更新に有効であることを具体的に示した。SMS を用いて長期的な自然現象の変化を考慮した移流分散解析を実施し、その結果を MIU 付近で取得・推定した塩化物イオン濃度分布と比較することで、現在の濃度分布を再現するための水理学的条件並びに地球化学的条件やその長期的な変動性を明らかにした。さらに、上記検討を踏まえて、塩分濃度の長期的な変動性を推定するためのアプローチを提示した。

#### 引用文献

- 1) 日本原子力研究開発機構, 平成 27 年度地層処分技術調査等事業地質環境長期安定性評価確認技術開発報告書, 経済産業省資源エネルギー庁, 2016, 265p.
- 2) Parkhurst, D.L. and Appelo, C.A.J., Description of Input and Examples for PHREEQC Version 3 – A Computer Program for Speciation, Batch-Reaction, One-Dimensional Transport, and Inverse Geochemical Calculations, *U.S. Geological Survey Techniques and Methods*, book 6, chapter A43, 2013, 497p.
- 3) Furue, R., Iwatsuki, T., Mizuno, T. and Mie, H., Data book on groundwater chemistry in the Tono area, JNC TN7450 2003-001, 2003, 93p.
- 4) Nishimoto, S. and Yoshida, H., Hydrothermal alteration of deep fractured granite: Effects of dissolution and precipitation, *Lithos*, vol.115, 2010, pp.153-162.
- 5) 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.30, 2010, pp.50-70.
- 6) Ishibashi, M., Yoshida, H., Sasao, E. and Yuguchi, T., Long term behavior of hydrogeological structures associated with faulting: An example from the deep crystalline rock in the Mizunami URL, Central Japan, *Engineering Geology*, vol.208, 2016, pp.114-127.
- 7) Iwatsuki, T. and Yoshida, H., Groundwater chemistry and fracture mineralogy in the basement granitic rock in the Tono uranium mine area, Gifu Prefecture, Japan -Groundwater composition, Eh evolution analysis by fracture filling minerals -, *Geochemical Journal*, vol. 33, 1999, pp.19-32.
- 8) 湯口貴史, 鶴田忠彦, 水野 崇, 國丸貴紀, 瑞浪超深地層研究所用地で採取された岩石試料の岩石学的・鉱物学的データー全岩化学組成, 含有鉱物及び鉱物組成ー, JAEA-Data-Code-2011-009, 2011, 85p.
- 9) Iwatsuki, T., Xu, S., Itoh, S., Abe, M. and Watanabe, M., Estimation of relative groundwater age in the granite at the Tono research site, central Japan, *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B*, vol.172, 2000, pp.524-529.
- 10) Lasaga, A.C., Chemical kinetics of water-rock interactions, *Journal of Geophysical Research Letters*, vol.89, 1984, pp.4009-4025.
- 11) Kowalewski, M. and Rimstidt, J.D., Average lifetime and age spectra of detrital grains: toward a unifying theory of sedimentary particles, *Journal of Geology*, vol. 111, 2003, pp.427-440.

- 12) Iwatsuki, T., Furue, R., Mie, H., Ioka, S. and Mizuno, T., Hydrochemical baseline condition of groundwater at the Mizunami underground research laboratory (MIU). *Applied Geochemistry*, 20, 2005, pp.2283-2302.
- 13) 今井 久, 山下 亮, 塩崎 功, 浦野和彦, 笠 博義, 丸山能生, 新里忠史, 前川恵輔, 地下水流動に対する地質環境の長期変遷の影響に関する研究, JAEA-Research 2009-001, 2009, 116p.
- 14) Rohling, E.L., Foster, G. L., Grant, K. M., Marino, G., Roberts, A. P., Tamisiea, M. E. and Williams, F., Sea-level and deep-sea-temperature variability over the past 5.3 million years, *Nature*, vol.508, 2014, pp.477-482.
- 15) 尾上博則, 三枝博光, 竹内竜史, 超深地層研究所計画の研究坑道の掘削を伴う研究段階における地下水流動のモデル化・解析, 土木学会論文集 C (地圏工学), vol.72, 2016, pp.13-26.
- 16) Gelhar, L. W., Welty, C. and Rehfeldt, K. R., A Critical Review of Data on Field-Scale Dispersion in Aquifers, *Water Resources Research*, vol.28, 1992, pp.1955-1974.
- 17) Yokoyama, T., Diffusivity of dissolved silica in rock pore water at 25°C as characterized by through-diffusion experiments, *Water Resources Research*, vol.49, 2013, pp.8299-8309.
- 18) 稲葉 薫, 三枝博光, 深部地下水流動系を抽出するための後背地地形の影響を考慮した広域地下水流動解析, 地下水学会誌, vol.47, 2005, pp.81-95.
- 19) Nakata, K., Hasegawa, T., Iwatsuki, T. and Kato, T., Comparison of <sup>14</sup>C collected by precipitation and gas-strip methods for dating groundwater, *Radiocarbon*, vol.53, 2016, pp.491-503.
- 20) 尾上博則, 小坂 寛, 竹内竜史, 三枝博光, 超深地層研究所計画 (岩盤の水理に関する調査研究) 第 2 段階におけるサイトスケールの水理地質構造モデルの構築, JAEA-Research 2015-008, 2015, 146p.
- 21) 日本地下水学会, 地下水シミュレーションーこれだけは知っておきたい基礎理論ー, 技報堂出版, 2010, 232p.
- 22) 動力炉・核燃料開発事業団, 広域地下水流動研究基本計画書, PNC TN7020 98-001, 1997.
- 23) 日本原子力研究開発機構, 超深地層研究所 地層科学研究基本計画, JAEA-Review 2015-015, 2015, 39p.
- 24) 尾上博則, 前村庸之, 木村 仁, 菱谷智幸, 水野 崇, 竹内竜史, 岩月輝希, 超深地層研究所計画(岩盤の水理に関する調査研究) 研究坑道掘削に伴う地下水流動場及び地下水水質の変化を考慮した地下水流動のモデル化・解析 (2011 年度), JAEA-Research 2014-010, 2014, 35p.

## 2.5 地表環境モデル

### 2.5.1 背景と目的

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

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

なお、地表環境の状態の時間的変遷を考慮するにあたっては、対象とする時間断面における地形・水文環境（降水量、蒸発散量及び河川流出量）を推定することが肝要となる。そこで、平成26年度までに実施した地下水涵養量推定技術の成果を活用し、整備した推定手法の適用事例を蓄積するとともに、各推定手法の妥当性の確認・高度化について検討し、モデル化技術との連携を図ることとした。平成27年度までに、平成26年度に開発した地下水涵養量推定技術を適用して、山間部における過去の流出量・降水量・蒸発散量の推定に関わる解析とデータ整理を実施した。また、長期変遷を考慮した地表環境の状態設定の作業フローを作成し、この作業フローと流出量などの推定結果を用いて山間部における古地形・古気候・古環境を考慮した地表環境の状態設定の時間的変遷を整理した。

平成28年度は、平野部における過去の流出量・降水量・蒸発散量の推定に関わる解析とデータの整理を行い、多様な地形に対する地下水涵養量推定技術の適用可能性を検討した。また、その結果も考慮して、平野部における古地形・古気候・古環境を考慮した地表環境の状態の時間的変遷の整理を実施するとともに、フロー内の各作業に内在する不確実性の幅を山間部と平野部で比較しながら整理した。

### 2.5.2 アプローチ

#### (1) 地下水涵養量推定技術の成果を適用した地表・水文環境の推定

平成26年度までに開発した地下水涵養量推定技術の成果を適用し、幌延地域を平野部の事例として、長期的な時間変遷を考慮した地表及び水文環境の推定を実施した。

#### (2) 推定結果に基づく地表環境の状態設定の試行・概念化

2.5.2 (1)で推定された地表・水文環境及び推定に用いた環境条件を参照して、平野部の地表環境の状態を整理し、概念化を行った。地表環境の状態整理及び概念化にあたっては、平成26年度までの検討を参照し、下記の点に着目した。

- ・ 平成26年度に整理した地殻変動・気候変動に起因して生じる地質学的プロセスが地表環境の状態に与える影響の中から、数km～数十km程度の領域を設定した場合に地表環境の状態変化を生じ得る影響として、地形の変化、地下水流動路の変化、気温の変化及び降雨量の変化に着目
- ・ 特に、地形の変化と降雨量の変化の影響を受けるプロセスとして、浸透量（涵養量）及び河川流出量に関して、2.5.2 (1)での推定結果を参照
- ・ 2.5.2 (1)の推定を行うにあたって参照した地形変化などの環境条件についても、地表環境の状態設定において参照

## 2.5.3 実施結果

### (1) 地下水涵養量推定技術の成果を適用した地表・水文環境の推定

公開情報に基づく観測結果、気温と降水量及び気温と蒸発散量の関係性から、過去の降水量と蒸発散量を推定した。また、地形モデルに基づく地形変化を考慮した河川流出量推定手法により、過去の河川流量を推定した。これらの結果から、水収支法により過去の地下水涵養量を推定した。以下に、水文環境の各構成要素の推定方法及び推定結果を提示する。

#### 1) 気温

平成 25 年度に実施した古気候・古環境の推定手法の検討結果から、降水量及び蒸発散量は気温との相関関係から推定できる可能性が示されていることから、降水量及び蒸発散量の推定における指標となる気温を推定した。Niizato et al. (2010)<sup>1)</sup>によれば、幌延地域の最終氷期の気温は現在より約 8 °C 低く、温暖な時期の気温は約 1~2 °C 高いと整理されている。幌延地域における観測結果（日本原子力研究開発機構, 2011<sup>2)</sup>）から、平均気温 5.7 °C を現在の気温として、間氷期のような温暖な時期（以下、「温暖期」という）の推定気温は 5.7~7.7 °C と推定した。また、温暖期の推定気温の気温差（2 °C）から、氷期のような寒冷な時期（以下、「寒冷期」という）の推定気温を-2.3~-0.3 °C とした。

#### 2) 降水量

降水量は、気温と降水量との相関関係から推定した。平成 25 年度に実施した古気候・古環境の推定手法の検討結果から、降水量は気温に対しておおまかな正の相関を示すものの、気象観測地点の位置での気候の違いにより回帰直線から逸脱する傾向が生じると指摘されている。そこで、幌延地域の気候条件を考慮し、日本原子力研究開発機構（2014<sup>3)</sup>）で示された観測データのうちオホーツク沿岸と日本海沿岸の観測データを基本とし、寒冷期に相当する観測データとして北アジア、北ヨーロッパ及び北アメリカの観測データを推定に用いた。

冬期の降水量については、固体降水（雪）の補足率が低いことが指摘されている（野上, 1990<sup>4)</sup>; 横山ほか, 2003<sup>5)</sup>; 沼尻, 2008<sup>6)</sup>; 寶ほか, 2008<sup>7)</sup>）。この課題に対し、原子力機構が実施した幌延地域の観測において転倒ます式雨量計、溢水式雨量計及び積雪重量計を用いた冬期降水量評価を実施している（日本原子力研究開発機構, 2011<sup>2)</sup>）。その結果、幌延地域の北進観測所（以下、「幌延（北進）」という）での 2004 年 12 月から 2009 年 11 月までの年間降水量の平均値（1489 mm/年）は近接する天塩（アメダス）の同期間の平均値（922 mm/年）<sup>8)</sup>の約 1.6 倍、豊富（アメダス）の同期間の平均値（891 mm/年）<sup>8)</sup>の約 1.7 倍、2006 年 12 月から 2009 年 11 月までの幌延（アメダス）の平均値（691 mm/年）<sup>8)</sup>の約 2.2 倍であり、いずれも、幌延（北進）での観測結果がアメダスでの観測結果を上回っている（表 2.5-1）。この結果は局所的な地域性に影響を受けている可能性はあるものの、アメダスでの観測結果が冬期の降水量を過小評価している可能性を示唆している。

表 2.5-1 降水量観測結果

観測点	降水量 (mm/年)	平均降水量 (mm/年)
天塩（アメダス）	922	835
豊富（アメダス）	891	
幌延（アメダス）	691	
幌延（北進）	1,489	—

これらのことから、冬期の降水量については、天塩（アメダス）、豊富（アメダス）、幌延（アメダス）の降水量の平均値（835 mm/年）と幌延（北進）での観測結果（1,489 mm/年）との比（1.8）を補正係数とし、最寒月平均気温が小川・野上（1994）<sup>9)</sup>で示された北海道西部の降水形態判別気温（1.7 °C）より低い観測結果を補正したうえで、降水量と気温との相関式を求めた（図 2.5-1）。この相関式に上述の氷期、間氷期の推定気温を代入して降水量を推定した。

### 3) 蒸発散量

蒸発散量については、気温と蒸発散量との相関関係から推定した。日本原子力研究開発機構（2014）<sup>3)</sup>で示された観測データを用いて気温と実蒸発散量との関係を整理した結果、気温と実蒸発散量は正の相関を示すもののデータのばらつきが大きく、また、相関式から得られる推定値を中心にほぼ一定の幅の範囲内に分布している（図 2.5-2）。このデータのばらつきは、降水量と同様に観測地点の位置と気候の違いによる影響と考えられる。幌延地域の観測結果（日本原子力研究開発機構, 2011）<sup>2)</sup>は、ばらつきの平均値付近の値となることから、ばらつきの平均値の推定式を用いて推定した。

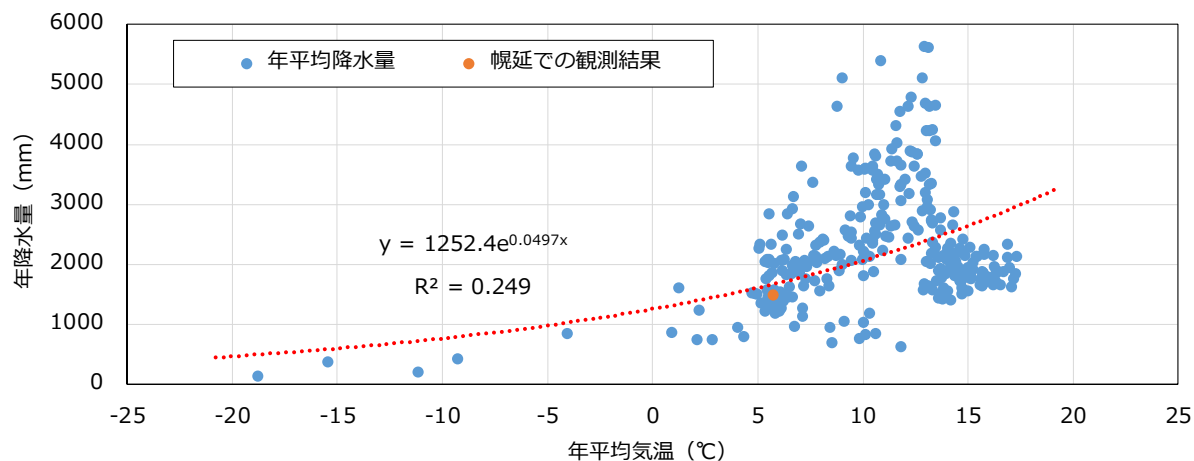


図 2.5-1 気温と降水量との関係

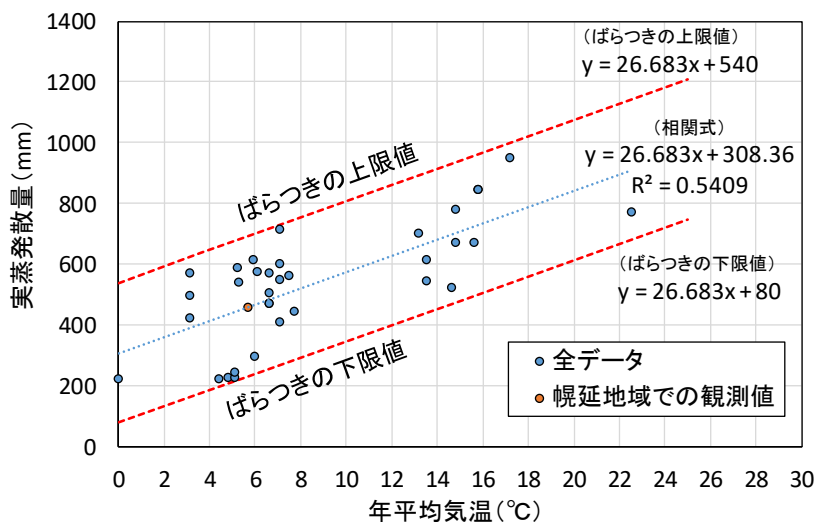


図 2.5-2 気温と蒸発散量との関係

#### 4) 河川流量

河川流量の推定は、平成 26 年度に実施した地形特徴に基づく河川流量推定手法（日本原子力研究開発機構, 2015<sup>10)</sup>）を適用した。平成 27 年度に行った東濃地域を事例とした河川流量の推定（日本原子力研究開発機構, 2016<sup>11)</sup>）では、現在の地形と各時間断面の地形との間で共通の流出指標を求めたが、平成 28 年度の推定では、現在の地形を含む全ての時間断面の地形で共通となる流出指標を算出するとともに（図 2.5-3）、現在の河川流量（区間流量）及び降水量から求められる流出率と現在の地形での流出指標との相関関係を求めた（図 2.5-4）。流出率と流出指標を求める際の河川流量は国土交通省の水文水質データベース（国土交通省, 2016<sup>12)</sup>）で公開されているデータ、降水量は気象庁のメッシュ平年値 2010 年（気象庁, 2016<sup>13)</sup>）を用いた。なお、2.5.3 (1) 2)でも示したとおり、冬期の降水量に関してはメッシュ平年値 2010 年のデータにおいても過小評価していると考えられる。そこで、横山ほか（2004<sup>14)</sup>）で示された冬期降水量の補正率（1.5）を用いて、降水量の補正を行った。補正の際の降水形態判別は、小川・野上（1994<sup>9)</sup>）が示した北海道西部の降水形態判別気温（1.7 °C）を用いた。

上述した流出指標と流出率の相関式に過去の地形の流出指標を代入することで過去の地形における流域全体の流出率を推定し、推定された流出率に降水量を乗じることで河川流量を推定した。

河川流量推定の対象とする地形は、現在の地形及び 2.2 で復元された 33 万年前、100 万年前の地形モデルとし、各地形において寒冷期と温暖期を考慮した。なお、現在の温暖期の地形については、本事業での地質環境モデル領域を包含する範囲を地形解析の対象とした。

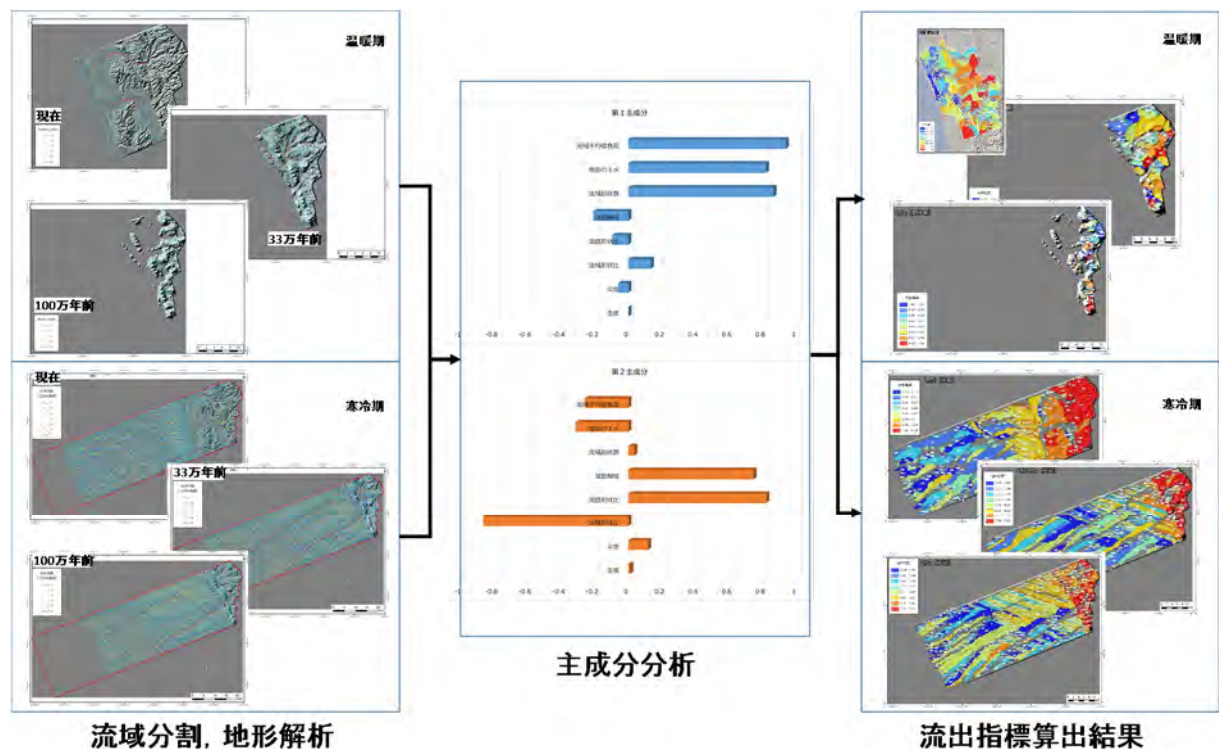


図 2.5-3 流出指標の算出



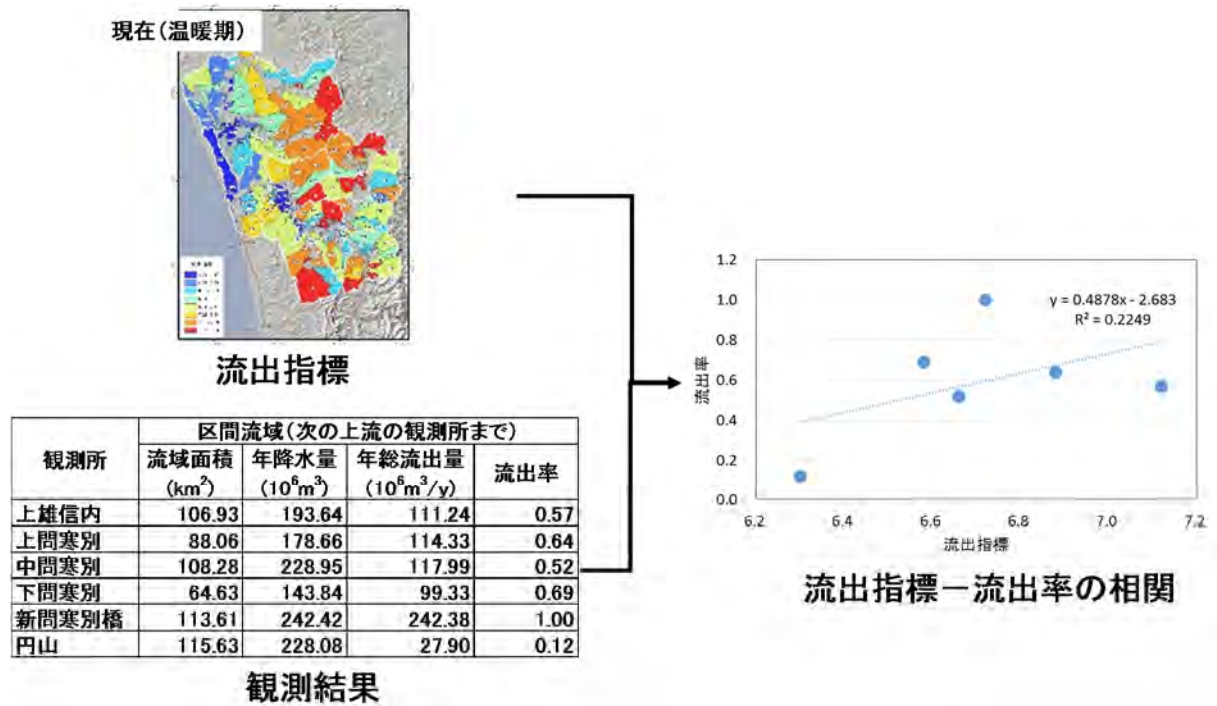


図 2.5-4 流出指標の流出率との相関関係

#### 5) 水文環境の各構成要素の推定結果

降水量、蒸発散量、河川流量の推定結果及び水収支法に基づく地下水涵養量の推定結果を表 2.5-2 に示す。

表 2.5-2 水文環境の各構成要素の推定結果

時間断面	現在				33万年前				100万年前			
	温暖期		寒冷期		温暖期		寒冷期		温暖期		寒冷期	
気候												
気温(°C)	5.7	7.7	-2.3	-0.3	5.7	7.7	-2.3	-0.3	5.7	7.7	-2.3	-0.3
降水量 (mm y <sup>-1</sup> )	1662.5	1836.3	1117.1	1233.9	1662.5	1836.3	1117.1	1233.9	1662.5	1836.3	1117.1	1233.9
河川流出量 (mm y <sup>-1</sup> )	881.1	973.2	178.7	197.4	532.0	587.6	44.7	49.4	182.9	202.0	22.3	24.7
実蒸発散量 (mm y <sup>-1</sup> )	460.5	513.8	247.0	300.4	460.5	513.8	247.0	300.4	460.5	513.8	247.0	300.4
地下水涵養量 (mm y <sup>-1</sup> )	320.9	349.3	691.4	736.1	670.0	734.9	825.4	884.1	1019.1	1120.5	847.8	908.8

気候条件の違いに着目すると、降水量は温暖期に比べ寒冷期で減少しており、寒冷期の降水量は温暖期の降水量の 61~74 % 程度である。また、蒸発散量についても、温暖期に比べ寒冷期で減少しており、寒冷期の蒸発散量は温暖期の蒸発散量の 48~65 % 程度である。河川流出量については温暖期に比べ寒冷期で大きく減少しており、寒冷期の河川流出量は温暖期の 8~22 % 程度となり、降水量、蒸発散量と比べて河川流出量の減少の割合は著しく大きい。これは、気候条件により降水量が異なることに加えて、温暖期の海進や寒冷期の海退による陸域領域の変化が寄与しているためと考えられる。つまり、寒冷期の海退では温暖期の海底が陸地となり起伏の乏しいなだらかな地形が広く分布することで降水が流域外へと流出し難くなるため、河川流出量は減少

する。また、100 万年前の温暖期でみられるように海進により陸域が減少した場合も河川流出量が減少することとなる。山間部では気候条件の違いで陸域の変化は生じないと想定できることから、気候変化に伴う海水準変動による陸域領域の変化は、遠浅な沿岸を含む平野部の特徴であると考えられる。

水収支法により算出した地下水涵養量は、現在と 33 万年前では温暖期に比べ寒冷期での地下水涵養量の方が多く、100 万年前では温暖期に比べ寒冷期での地下水涵養量の方が少ない。この結果は、遠浅な沿岸を含む平野部では、気候変動による降水量、蒸発散量の変化に比べ、隆起侵食や海水準変動による地形変化の影響が大きいことを示唆している。

なお、表 2.5-2 に示す降水量は寒冷期の積雪が 1 水文年間に全て融雪することを前提として算出したものである。しかしながら、年平均気温がマイナス値となる寒冷期では 1 水文年間に全ての積雪が融雪せず、積雪として地表に貯留される可能性が高い。したがって、水収支の観点からは、特に寒冷期の降水量は過大評価されており、その結果、算出される地下水涵養量についても過大評価している。原子力機構が実施した北進観測所での観測結果（日本原子力研究開発機構、2011<sup>2)</sup>）では、日平均気温がマイナス値となる 1 月、2 月、3 月及び 12 月の降水量（降雨量+降雪水量）の平均値が 170.2 mm/月であるのに対し、実際に流出した水量に相当する降水量（降水量+融雪水量）は、降水量（降雨量+降雪水量）の約 44 %（75.4 mm/月）であった。この結果を基に、表 2.5-2 に示す寒冷期の降水量に補正係数として 0.44 を乗じて補正し、涵養量を推定した結果を表 2.5-3 に示す。

表 2.5-3 水文環境の各構成要素の推定結果（寒冷期降水量補正後）

時間断面	現在				33万年前				100万年前			
	温暖期		寒冷期		温暖期		寒冷期		温暖期		寒冷期	
気候												
気温 (°C)	5.7	7.7	-2.3	-0.3	5.7	7.7	-2.3	-0.3	5.7	7.7	-2.3	-0.3
降水量* (mm y <sup>-1</sup> )	1662.5	1836.3	491.5	542.9	1662.5	1836.3	491.5	542.9	1662.5	1836.3	491.5	542.9
河川流出量 (mm y <sup>-1</sup> )	881.1	973.2	78.6	86.9	532.0	587.6	19.7	21.7	182.9	202.0	9.8	10.9
実蒸発散量 (mm y <sup>-1</sup> )	460.5	513.8	247.0	300.4	460.5	513.8	247.0	300.4	460.5	513.8	247.0	300.4
地下水涵養量 (mm y <sup>-1</sup> )	320.9	349.3	165.9	155.6	670.0	734.9	224.9	220.8	1019.1	1120.5	234.7	231.7

\* 寒冷期については降水量+融雪水量に補正

寒冷期降水量補正後に推定される地下水涵養量は、表 2.5-2 に示す補正前の地下水涵養量の 21 ~ 28 % にまで減少している。これらの結果から、寒冷地における地表環境の推定については以下の課題が残されている。

降水量の推定については、2.5.3 (1) 2) にも示した通り、アメダス等の公開データでは冬期の降雪を過小評価している可能性があり、降雪期の降水量（降雪水量）の補正方法について検討の余地を残している。さらに、地下水涵養量の推定については、降水量（降雨量+降雪水量）のみならず、降水量（降水量+融雪水量）を推定することが重要となる。さらに、部分凍土及び永久凍土の存在により地下水涵養そのものが制約されることも考慮する必要がある。

また、遠浅な沿岸部を含む平野部では海水準変動により陸域が大きく変化し、特に、寒冷期の海退により海底部の陸化が大きく進むような場合は、海域の地形特徴が河川流出特性に大きく影響する。このことは、海域の地形情報の精度が河川流出量の推定結果に大きな影響を及ぼすことを意味しており、本手法の適用にあたっては海域の地形モデルの推定精度の確保が必要である。

## (2) 推定結果に基づく地表環境の状態設定の試行・概念化

2.2 で示した地形モデルの成果や 2.5.3 (1)の結果を踏まえて、幌延地域を事例とした平野部における地表環境の状態を整理した。地表環境の状態の整理にあたっては、2.2 における地形モデルの検討において設定した各時間断面及び気候サイクル(氷期・間氷期)における下記の点(2.5.2 に示した着眼点に基づき設定)について、他のモデル化技術における検討結果や、地下水涵養量の推定結果を参照して記述した。

- ・ 地形の特徴：2.2 で示した地形モデルの検討結果を参照
- ・ 河川の状態：河道形状については 2.2 で示した地形モデルの検討結果、河川流出量については、2.5.3 (1)の表 2.5-3 の結果を参照
- ・ 地下水涵養量：2.5.3 (1)の表 2.5-3 の結果を参照
- ・ 永久凍土：2.2 で示した地形モデルの検討結果を参照
- ・ 気候の状態：2.5.3 (1)で用いた年平均気温より、町田ほか (2003)<sup>15)</sup> に示された気候帯区分に基づき設定
- ・ 植生の状態：2.5.3 (1)で用いた年平均気温と年降水量より、町田ほか (2003)<sup>15)</sup> に示された植生帯区分に基づき設定

幌延地域を事例とした平野部における地表環境の状態の整理(時間的変遷を伴う地表環境の概念化)について、表 2.5-4 に示す。本整理の結果は、地表環境概念モデルの長期的な変化を可視化するための材料として活用可能である。また、地表での環境の変化と地下での水の動きの変化などを比較する際に役立つ。本事例をはじめとした国内における地表環境の状態の整理の試行を積み重ねることにより、わが国の地表環境の特徴を反映したモデル構築に資する情報を提供できるものと期待される。

表 2.5-4 平野部における地表環境の状態の整理の結果(幌延地域を事例として)

時間	サイクル	地表環境の概念化					
		地形の特徴 <sup>※1</sup>	河川の状態 <sup>※1</sup>	地下水涵養量の状態	永久凍土の影響	気候の状態 <sup>※2</sup>	植生の状態 <sup>※2</sup>
現在	温暖期(現在)	東部の大半は山岳・丘陵地(森林帯)となっており、西部は細長く発達した海岸砂丘の海岸とその内陸に湿地帯や平野状の地形が広がっている。	一級河川の本流とともに支流が発達している。また、沼が存在する。	—	考慮せず	冷温帯	夏緑樹林
	寒冷期	[現在-温暖期]と比較して、氷期の海退により海域の陸化が進んでいる。平坦な地形が広く分布する。	平坦な(流出しにくい)地形が広く分布するため、[現在-温暖期]と比較して、1割程度の流量となる。	[現在]と比較して、2分の1程度の涵養量となる。	考慮せず	亜寒帯	針葉樹林
33万年前	温暖期	[現在-温暖期]と比較して、海進により陸域が減少している。平坦な地形が広く分布する。	平坦な(流出しにくい)地形が広く分布するため、[現在-温暖期]と比較して、6割程度の流量となる。	[現在]と比較して、2倍程度の涵養量となる。	考慮せず	冷温帯	夏緑樹林
	寒冷期	[現在-温暖期]と比較して、氷期の海退により海域の陸化が進んでいる。平坦な地形が広く分布する。	平坦な(流出しにくい)地形が広く分布するため、[現在-温暖期]と比較して、数%程度のかなり小さい流量となる。	[現在]と比較して、6~7割程度の涵養量となる。	考慮せず	亜寒帯	針葉樹林
100万年前	温暖期	[現在-温暖期]と比較して、海進により陸域が大きく減少している。平坦な地形がさらに広く分布する。	平坦な(流出しにくい)地形が広く分布するため、[現在-温暖期]と比較して、2割程度の流量となる。	[現在]と比較して、3倍程度の涵養量となる。	考慮せず	冷温帯	夏緑樹林
	寒冷期	[現在-温暖期]と比較して、氷期の海退により海域の陸化が進んでいる。平坦な地形がさらに広く分布する。	平坦な(流出しにくい)地形が広く分布するため、[現在-温暖期]と比較して、1%程度のかなり小さい流量となる。	[現在]と比較して、7割程度の涵養量となる。	考慮せず	亜寒帯	針葉樹林

※1：形状に関しては、地形図などからの判読

※2：町田ほか (2003)<sup>15)</sup>を参考に設定

## 2.5.4 まとめ

平成 26 年度までに検討した地下水涵養量推定技術の成果を活用して、過去のいくつかの時間断面に対する地表・水文環境を推定し、平野部における適用可能性を検討した。平野部における地下水涵養量の推定においては、降水量、蒸発散量といった気象要素の変化に比べ、超長期における地形変化及び気候変化による海進、海退による地形特徴の変化の影響が大きいこと、寒冷期の涵養量については降水量のみならず積雪融水量の推定が重要であることが示唆された。また、推定された地表・水文環境や地形・地質発達史をもとに、過去のいくつかの時間断面に対する地表環境の状態を整理するための一覧表を作成し、地表環境の概念化に必要な因子を抽出した。

平成 28 年度の検討において考慮しなかった永久凍土の影響に関する検討や寒冷期（氷期）における降雪水量や積雪融水量の推定方法について調査し、手法の適用範囲と不確実性について把握することが今後の検討課題である。

## 引用文献

- 1) Niizato, T., Amano, K., Ota, K., Kunimaru, T., Lanyon, B. and Alexander, W. R., Development of comprehensive techniques for coastal site characterisation, 3; Conceptualisation of long-term geosphere evolution, ASME 2010 13th International Conference on Environmental Remediation and Radioactive Waste Management, ICEM2010-40052, vol.2, 2010, pp.97-106.
- 2) 日本原子力研究開発機構, 幌延深地層研究計画における表層水理調査流域の水文諸量の空間分布および地下水涵養量の推定－2004 年 12 月～2009 年 11 月－, JAEA-Research 2011-042, 2011, 97p.
- 3) 日本原子力研究開発機構, 平成 25 年度地層処分技術調査等事業地質環境長期安定性評価確認技術開発報告書, 経済産業省資源エネルギー庁, 2014, pp.166-169.
- 4) 野上道男, 暖かさの指標と流域蒸発散量－気候値メッシュデータによる解析－, 地学雑誌, vol.99, no.6, 1990, pp.144-156.
- 5) 横山宏太郎, 大野宏之, 小南靖弘, 井上 聡, 川方俊和, 冬期における降水量計の捕捉特性, 雪氷, vol.65, no.3, 2003, pp.303-316.
- 6) 沼尻治樹, 分散型タンクモデルを用いた空知川流域における流域水収支モデル, 日本水文科学会誌, vol.38, no.1, 2008, pp.3-14.
- 7) 寶 馨, 甲山 治, 小林健一郎, 佐原将史, 倉増銀一, 竹内 出, 角谷 保, 分散型モデルによる融雪流出解析について－地球温暖化影響評価を目指して－, 京都大学防災研究所年報, no.51B, 2008, pp.1-10.
- 8) 気象庁, 過去の気象データ・ダウンロード, <http://www.data.jma.go.jp/gmd/risk/obsdl/index>, (2016.12.26)
- 9) 小川真由美, 野上道男, 冬期の降水形態の判別と降水量の分離, 水文・水資源学会誌, vol.7, no.1, 1994, pp.421-427.
- 10) 日本原子力研究開発機構, 平成 26 年度地層処分技術調査等事業地質環境長期安定性評価確認技術開発報告書, 経済産業省資源エネルギー庁, 2015, pp.160-177.
- 11) 日本原子力研究開発機構, 平成 27 年度地層処分技術調査等事業地質環境長期安定性評価確認技術開発報告書, 経済産業省資源エネルギー庁, 2016, pp.130-138.
- 12) 国土交通省, 水文水質データベース, <http://www1.river.go.jp>, (2016.10.1)
- 13) 気象庁, メッシュ平年値図 (解説), [http://www.data.jma.go.jp/obd/stats/etrn/view/atlas\\_manual\\_new.html](http://www.data.jma.go.jp/obd/stats/etrn/view/atlas_manual_new.html), (2016.10.1)
- 14) 横山宏太郎, 小南靖弘, 川方俊和, 大野宏之, 井上 聡, 冬期降水量の捕捉損失補正計算, 2004 年度日本雪氷学会全国大会講演予稿集, 2004, 91p.
- 15) 町田 洋, 大場忠道, 小野 昭, 山崎晴雄, 河村善也, 百原 新編, 第四紀学, 朝倉書店, 2003, 336p.

### 3. 革新的要素技術の開発

#### 3.1 後背地解析技術

##### 3.1.1 背景と目的

日本列島では、過去十万年程度の編年に必要となる段丘などの地形学的情報が多くの地域で得られることから、その情報に基づき変動傾向や速度を把握し、数万年程度の将来を外挿することは可能と考えられる。しかし、十万年を超えるような百万年、千万年といったより長期の将来においては、プレート運動を含む地殻変動の永続性が保証できなくなり、予測に対する不確実性も著しく増大していくと考えられる（例えば、梅田ほか、2013<sup>1)</sup>）。特に百万年を超える期間では、山地の形成やそれに伴う侵食速度の増加などの大規模な地形変化が生じる可能性がある。山地の形成によっては、地下数百 m 以深の地質環境においても動水勾配や地下水移行経路が大きく変化する可能性がある（尾上ほか、2009<sup>2)</sup>；草野ほか、2011<sup>3)</sup>）。日本の山地では一般的に、隆起に伴う山地高度の増大とともに、侵食速度が増大していくというプロセスが成立する（Ohmori, 1978<sup>4)</sup>）。侵食速度が隆起速度と動的平衡状態にある山地では、時間が経っても高度が一定に保たれているため、山地から平野に至るスケールでの地下水の流れには時間変化に伴う大きな変動が生じなくなると考えられる。一方、隆起を開始した時期が新しく、山地高度が低いために侵食速度が隆起速度に比べて小さい地域では、将来も山地高度が増大し、地下水の流れにも変動が生じると考えられる。そのため、十万年を超えるような将来の地質環境の予測・評価を扱う場合には、平野から丘陵・山地への大局的な地形変化も蓋然的なシナリオの一つになると考えられることから、現在の山地の発達段階や動的平衡状態に関する情報が重要となる。山地の発達段階を把握するためには、その山地がいつから隆起を開始し、どのように成長してきたかという山地の形成過程を明らかにすることが重要となる。その解明手法には、山地を形成する岩石・鉱物の熱年代学によって隆起・削剥過程を推定する方法の他、対象とする山地を供給源として、その下流域に分布する砕屑岩類の堆積学的・岩石学的アプローチによる後背地解析が特に有効である。

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

平成 25 年度は、既存の後背地解析技術の情報を整理し、各手法の利点や問題点、技術開発における重要な着眼点の抽出を行った。その結果、堆積物を構成する砕屑粒子と供給源に分布する岩石の地質学的特徴を比較するのに有効な手法として、主成分及び微量元素の化学組成を用いた地球化学的手法、石英の電子スピン共鳴（Electron Spin Resonance: 以下、「ESR」という）・光ルミネッセンス（Optically Stimulated Luminescence: 以下、「OSL」という）・熱ルミネッセンス（Thermal Luminescence: 以下、「TL」という）信号を用いた物理化学的手法、ウラン-鉛（以下、「U-Pb」という）法・フィッシュン・トラック（以下、「FT」という）法・アルゴン-アルゴン法などの放射年代測定法が抽出された。さらに、古流向を把握する帯磁率異方性測定やテフラを用いた堆積時期の決定などが後背地解析においてしばしば有効な手法となる可能性が高いことを示した。また本事業を行ううえで、個々の技術の向上や有効性の確認及びそれらの技術を複合した手法の整備が望まれた。これらのことから、本事業において、地球化学特性・物理化学特性・放射年代値などを指標とした砕屑粒子の供給源を推定する手法を導入することにより、山地・丘陵の隆起開始時期と形成過程の推定及び古地形の復元に係る精度と分解能の向上に必要な後背地解析手法の開発フローを提示した（図 3.1-1）。

平成 26 年度は、平成 25 年度に提示した開発フローに沿って、試料採取を実施するとともに、各種分析に着手した。平成 27 年度は、分析手法の最適化を進めながら、引き続き各種分析を行

った。その結果、岩石中に普遍的に存在する代表的な鉱物である石英の ESR・ルミネッセンス信号特性の解析や、風化に強い鉱物であるジルコンなどの化学組成分析が、後背地解析技術として有効であるとの見通しを得た。すなわち、それらの測定データを下流の堆積物試料と上流（後背地）に分布する源岩試料との間で比較することにより、後背地の変化の推定に利用できる。また、帯磁率異方性測定による古流向の推定についても、後背地解析技術としての有効性を確認した。ジルコンなどの重鉱物に対しては、電子線マイクロアナライザ（Electron Probe Micro Analyzer: 以下、「EPMA」という）を用いた分析を導入することにより、高速定量分析に基づく効率的な重鉱物の同定、反射電子像・カソードルミネッセンス像や元素マッピング画像に基づく鉱物の性状の分類、U、Th、Pb の正確な定量に基づくモナザイトなどのサブグレイン年代の推定（CHIME 年代測定法；Suzuki and Adachi, 1991<sup>5)</sup>）といった手法を構築した。さらに、日本列島全域に幅広く適用できるテフラカタログの作成を目指し、既往研究による情報が十分でなかった北海道～東北地方のテフラを中心に火山ガラスの形態・屈折率・化学組成などの特徴を記載した。

平成 28 年度は、各手法の適用性を確認するため、平成 26 年度から実施している東濃地域に加え、北海道の幌延地域においても事例研究を行った。また、後背地解析技術に関する個々の手法の適切な組み合わせ及び総合的な評価に基づき、山地の発達過程に関わる断層運動の履歴や、堆積物供給源における古地形の変化などについて議論した。テフラカタログについては、平成 27 年度までの成果では鉱物組成や火山ガラスの形態・屈折率などのデータに対し、火山ガラスの化学組成のデータが相対的に不十分だったため、この化学組成データをさらに充実させることとした。



図 3.1-1 山地形成過程の解明に適用する後背地解析技術の開発フロー  
日本原子力研究開発機構 (2014)<sup>6)</sup>に加筆。

### 3.1.2 アプローチ

#### (1) 手法の高度化

石英の ESR・OSL・TL 信号測定技術については、信号強度やその変化傾向を決める要因を明らかにするための粒子形状などとの比較や、複数の要因の重ね合わせからなるルミネッセンス信号特性を要因別に分離する手法の開発を進める。EPMA を用いた高速定量分析技術については、風化に強く堆積物中に残りやすい重鉱物の微量元素（イルメナイト中の MnO や、ジルコン中の Y<sub>2</sub>O<sub>3</sub>）の違いに基づく源岩の推定手法を検討する。また、後背地解析の際の基礎情報として重要な岩石のモード組成（構成鉱物の量比）について、走査型 X 線分析顕微鏡と画像処理・解析ソフトウェアを用いて簡便かつ高精度で測定する手法を構築する。

#### (2) 適用性の確認・検証

平成 26 年度及び平成 27 年度に引き続き、地質環境長期変動モデルの開発において山間部の事例としている東濃地域を対象に、基盤岩のモード測定、石英の ESR・ルミネッセンス信号測定、EPMA を用いた高速定量分析などを行い、各種分析手法の適用性を確認するとともに、個々の手法の適切な組み合わせ及び総合的な評価に基づく後背地の変化について議論する。日本列島では一般に、山地では削剥が進行し、火成岩や変成岩、付加体堆積岩類のような基盤岩が広く露出している。東濃地域のような山間部の場合、後背地となり得る岩石は基本的にこれらの基盤岩から構成される。したがって、既往研究に基づき推定される地形・地質構造発達史を踏まえ、後背地の岩石の候補となる基盤岩試料を選定し、下流側の堆積物と同様の手法で分析して両者で結果を比較するという手順が後背地解析の基本となる。特に、日本列島の山間部における山地の発達においては、断層運動がしばしば大きな寄与をもたらすことから、平成 28 年度は断層運動に規制された山地の発達過程について詳細に検討する。なお、平成 28 年度に東濃地域で分析に用いた試料の一覧は表 3.1-1 の通りである。

さらに、堆積物の層序や堆積環境、堆積年代が比較的良好に知られており、各種分析手法の適用性を評価するうえで非常に有効と考えられる幌延地域についても、平野部の事例として、試料採取及び各種分析に着手し、山地の発達に加え気候・海水準変動を考慮した後背地の変化について検討を進める。幌延地域のように厚い堆積盆を有する平野部では、後背地岩石として山地に露出する火成岩や変成岩などの基盤岩だけでなく、平野部～中山間部に堆積している海成～陸成（河川成、湖成）の地層の構成物がより新しい時代に二次堆積したのも候補として大いに考えられる。したがって、後背地を検討する上では、鉱物組成の違いに加え、同じ鉱物でも受けた続成作用の違いを考慮する必要がある。また、当該地域は東西圧縮による fold-and-thrust belt となっており（小椋・掃部, 1992<sup>7)</sup>）、断層運動や褶曲による山地の発達過程と比較しながら後背地解析を行うこととなる。

#### (3) テフラカタログの整備

相模原市立博物館所蔵テフラ試料（町田 洋コレクション；相模原市立博物館, 2003<sup>8)</sup>）の中から、試料の保存状態が良好で、かつ、更なる記載の充実が望まれるテフラを選定して火山ガラスの化学分析を行い、テフラ対比の基礎となるデータを整備する。

表 3.1-1 後背地解析技術の開発に用いた岩石試料と堆積物試料

	番号	収集試料	ESR	OSL	EPMA
基 盤 岩	2	伊奈川花崗岩	○		○
	4	姫栗花崗岩	○		
	8	苗木・上松花崗岩	○		○
	10-a1	伊奈川花崗岩	○	○	
	10-a2		○	○	
	12-a1	苗木・上松花崗岩	○		
	12-a2		○	○	
	13-a1	美濃帯堆積岩 (チャート)	○	○	
	13-a2	美濃帯堆積岩 (泥岩)	○	○	
	13-a3	美濃帯堆積岩 (砂岩)	○	○	
	14	花崗斑岩	○	○	
	15	苗木・上松花崗岩	○	○	
	16	苗木・上松花崗岩	○	○	
	17	濃飛流紋岩	○	○	
	18-a1	濃飛流紋岩	○	○	
	18-a2		○		
	19	木曾駒花崗岩	○		
	20	木曾駒花崗岩	○	○	
	21-a1	苗木・上松花崗岩	○	○	○
	21-a2		○	○	
	22-a1	濃飛流紋岩	○		
	22-a2		○		
	23	伊奈川花崗岩	○	○	
25-a	伊奈川花崗岩			○	
堆 積 物	21-b1~2	土岐砂礫層	○	○	
	22-b1	土岐砂礫層 (F-1~F-14)	○	○	○
	22-c	土岐砂礫層中の花崗岩礫	○		
	22-b3	礫層の基質	○	○	
	23-b1~5	土岐砂礫層	○	○	
	24-b1~2	土岐砂礫層	○	○	
	25-b1	土岐砂礫層中の濃飛流紋岩礫	○	○	
	25-b2	土岐砂礫層	○	○	○
	26-b1~3	土岐砂礫層、段丘堆積物	○	○	
	27	土岐砂礫層	○	○	
36	コア試料 (KNGコア)	○	○		

ESR については平成 27 年度までに測定した試料も含む。OSL と EPMA については、平成 27 年度までの実施分は平成 28 年度とは測定条件などが異なり同一に比較できないため、平成 28 年度に測定した試料のみ「○」としている。



### 3.1.3 実施結果

#### (1) 手法の高度化

##### 1) 石英粒子の ESR・OSL・TL 信号の解析

石英の OSL 及び TL 信号は、試料の違いによって信号強度が異なるだけでなく、同一試料でも異なる信号強度が検出される。これは、測定時の試料の発光状態、粒子形状及び質量などに起因すると考えられる。そこで、信号強度やその変化傾向を決める要因を明らかにするための発光状態、粒子形状及び質量との比較や、複数の要因の重ね合わせからなるルミネッセンス信号特性を要因別に分離する手法の開発を進める。

一般的に、放射線照射した石英の熱ルミネッセンスカラー画像 (Thermoluminescence crystallinity index: 以下、「TLCI」という) は、主に青色あるいは赤色のみを示すが、中部地方及び北陸地方周辺の花崗岩では、青色及び赤色の混合した発光を示すことが報告されている (Hashimoto et al., 1986<sup>9</sup>; Shimada et al., 2013<sup>10</sup>)。このような混合発光が、本事業で供試している東濃地方の試料でも発現し、この混合発光の割合によって、OSL 及び TL 信号強度が変動している可能性がある。そこで、放射線照射した石英試料の 250 °C での TLCI を取得し、この TLCI と OSL・TL 信号特性の違いについて検証した。なお、放射線照射は Riso 製の TL/OSL DA-20 装置の密封  $\beta$  線源 (ストロンチウム 90) を用いて 300、500 及び 1,000 Gy で行い、撮影はデジタルカメラ (Sony 製、Cyber-shot DSC-RX100M2) を用い、絞り f2.8、ISO6400 及びシャッター開放 30 秒の測定条件で実施した。TLCI 測定試料は、伊奈川花崗岩試料 2、苗木・上松花崗岩試料 12-a1 及び濃飛流紋岩試料 22-a1 を用い、試料質量は約 7 mg で行った。TLCI の分析は、稲垣ほか(2010)<sup>11</sup>で報告された方法を用いて行った。

TLCI を測定した結果、放射線照射 300 及び 500 Gy での撮影像は得られなかったが、1,000 Gy での撮影像は得られた (図 3.1-2)。撮影像のみを見ると、赤色光の強度に違いがあるようにみえるが、CIE 色度による解析を行うと、すべての試料で Red 成分が占有しており、上記で記載した混合した発光は認められなかった。この結果からは、岩石試料の信号強度の違いは、試料の発光色度の違いを反映しているものではなく、TLCI のみから岩石種の特定制を行うことは困難であると言える。

また、粒子形状について、試料から抽出した石英を篩によって粒径別に分画し、各画分の ESR、OSL 及び TL 信号強度の違いについて検証した。分析試料は、美濃帯堆積岩 (砂岩) 試料 13-a3 及び濃飛流紋岩試料 18-a1 から抽出した石英試料を用いた。ESR 信号は、 $>150 \mu\text{m}$ 、 $<150 \mu\text{m}$ 、 $75\sim 250 \mu\text{m}$  の 3 つの粒径範囲で測定を行った。OSL 及び TL 信号は、 $>150 \mu\text{m}$  及び  $<150 \mu\text{m}$  の 2 つの粒径範囲で測定した。

その結果、ESR 信号については、Al 中心信号及び Ti-Li 中心信号は、粒径による有意な違いは見られなかった (図 3.1-3)。E1' 中心信号は、粒径が小さいほどやや大きい傾向が見られる (図 3.1-3 の 13-a3 (2) 及び 18-a1 (2))。これは、植木ほか(2016)<sup>12</sup>による六甲花崗岩での測定結果と類似した傾向であるが、後背地を推定するうえで有意な信号の違いとまでは言えない。

OSL 及び TL 信号については、粒径別に分画した美濃帯堆積岩 (砂岩) 試料 13-a3 の分析結果を図 3.1-4 (a) と (b)、濃飛流紋岩試料 18-a1 の分析結果を図 3.1-4 (c) と (d) に示した。両試料の結果からは、OSL 及び TL 信号強度についても、粒径による明瞭な相関関係は見られないことが分かった。Timar-Gabor et al. (2017)<sup>13</sup>によると、様々なレス (堆積物) から抽出した石英の OSL 信号強度は、微細粒 ( $<50 \mu\text{m}$ ) では粒径の大きさによる信号強度の変化が顕著に見られるが、細粒 ( $50\sim 250 \mu\text{m}$ ) ではほとんど見られないことが報告されている。本事業においても、岩石から抽出した石英試料 ( $75\sim 250 \mu\text{m}$ ) でも粒径の大きさに依存しておらず、粒径別による OSL 及び TL 信号強度は岩石の推定には適していないと言える。

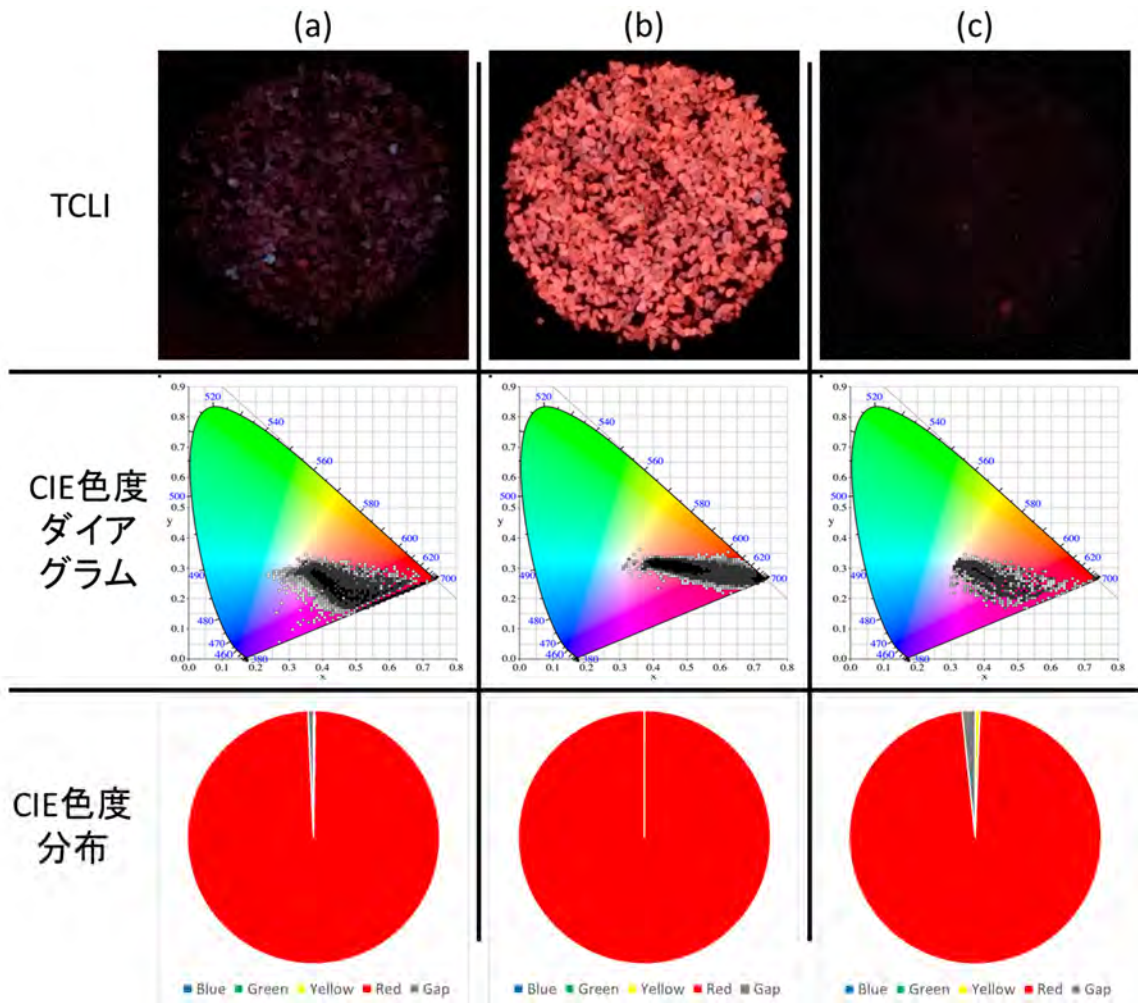


図 3.1-2 TLCI の撮影像及び CIE 色度ダイアグラム・分布

(a) : 伊奈川花崗岩、(b) : 苗木・上松花崗岩、(c) : 濃飛流紋岩

CIE 色度の解析は、稲垣ほか(2010)<sup>11)</sup>の方法による。

CIE 色度範囲は、Blue [450~495 nm]、Green [496~565 nm]、Yellow [566~580 nm]、Red [581~700 nm]、Gap [<449 nm 及び>701 nm (紫色及び白色)]である。

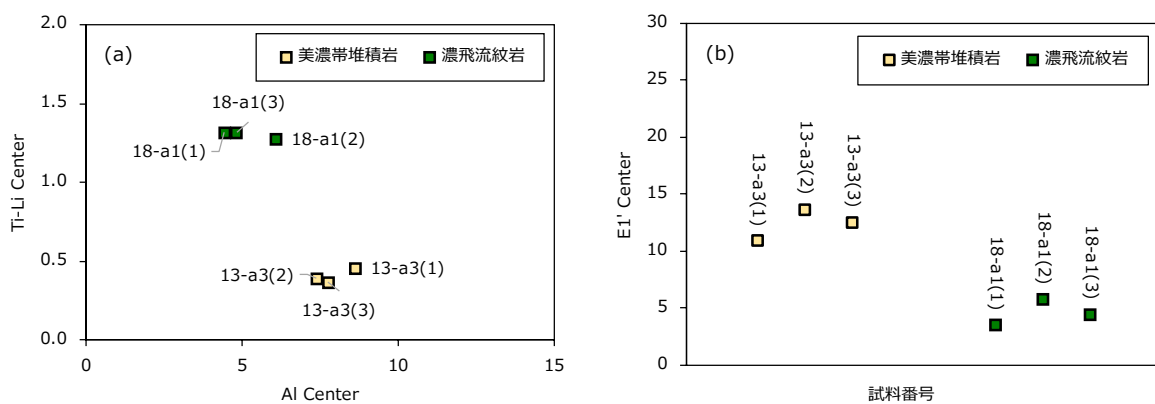


図 3.1-3 堆積物及び基盤岩試料の異なる粒径での ESR 信号強度

(a) ; Al 及び Ti-Li 中心信号、(b) ; E1' 中心信号

(1) : >150 μm、(2) : <150 μm、(3) : 75~250 μm

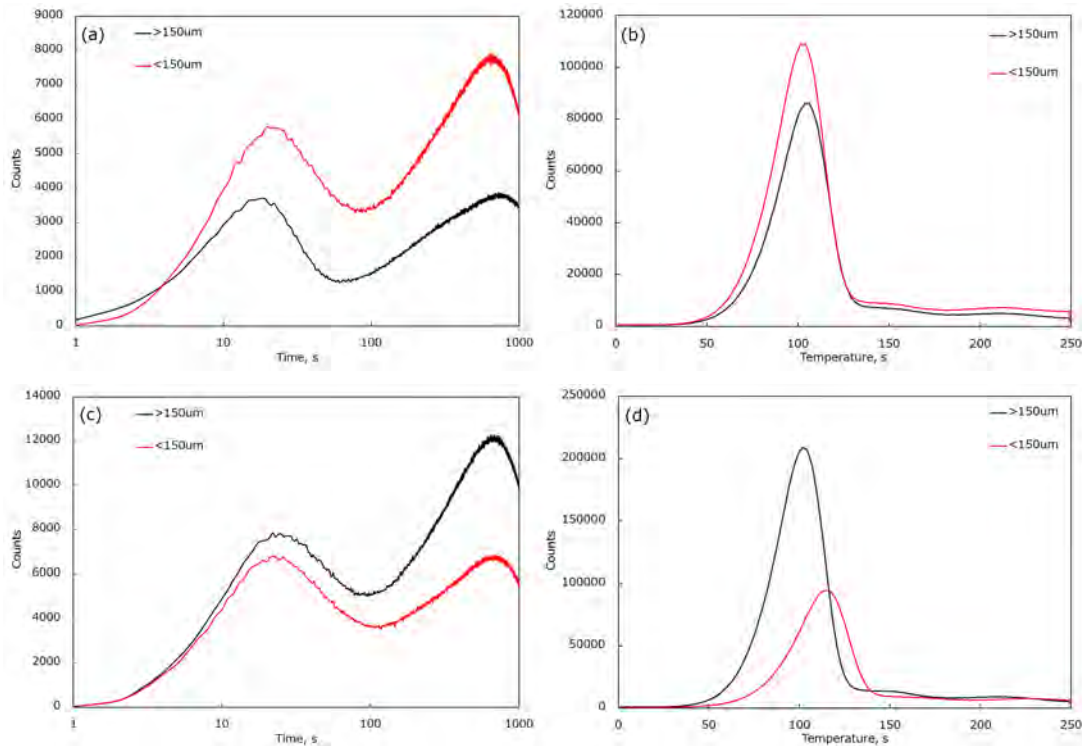


図 3.1-4 粒径分画した試料の OSL・TL 信号の特徴  
 (a) : 13-a3 の OSL 信号、(b) : 13-a3 の TL 信号  
 (c) : 18-a1 の OSL 信号、(d) : 18-a1 の TL 信号

## 2) EPMA を用いた重鉍物の高速定量分析

平成 27 年度に確立した高速定量分析法（日本原子力研究開発機構, 2016<sup>14)</sup>）に基づいて重鉍物を同定し、岩体ごとの鉍物組成を比較しても、岩体の区別が難しい場合がある。こうした場合でも、特定の重鉍物の元素比率を指標として岩体を区別できる可能性がある。平成 27 年度の本事業の報告書では、普通角閃石（Hornblende）の元素比率が岩体ごとに異なるケースについて触れた。平成 28 年度は、風化に強く堆積物中に残りやすいチタン鉄鉍（Ilmenite）やジルコン（Zircon）に着目し、重鉍物組成の違いに加え、これらの鉍物の元素組成も指標として岩体を判別することを試みた。

チタン鉄鉍は  $\text{FeO} \cdot \text{TiO}_2$  の化学組成を持ち、Fe を置換して Mg や Mn が少量存在することがある。また、ジルコンの化学組成は  $\text{ZrSiO}_4$  だが、Hf、Ce、Y、Th、U なども含む（黒田・諏訪, 1983<sup>15)</sup>）。本事業で対象とした試料で高速定量分析を実施したところ、チタン鉄鉍中の MnO とジルコン中の  $\text{Y}_2\text{O}_3$  について、試料ごとに特徴的な変化が示唆されたため、それぞれの濃度 (wt.%) ごとの存在比のヒストグラムを作成し詳細な比較を行った。検討した試料は、東濃地域の基盤岩試料（苗木・上松花崗岩試料 8、伊奈川花崗岩試料 2、25-a 及び濃飛流紋岩試料 22a-1）及び堆積物試料（地点番号 22 及び 25 の試料）である。

試料ごとにヒストグラムを比較したところ、基盤岩ごとの違いや堆積物の層序による違いを確認することができた。結果の詳細は 3.1.3 (2) で述べる。なお、平成 28 年度に実施した高速定量分析における鉍物同定判定基準を表 3.1-2 に示す。

表 3.1-2 鉱物同定判定基準

(a) 岩体の特徴の判定に利用する鉱物

鉱物	成分	基準
1 Allanite	FeO	≧ 5 %
	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	≧ 5 %
	Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	≧ 1 %
2 Apatite	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	≧ 40 %
	CaO	≧ 30 %
3 Columbite	Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	≧ 30 %
4 Epidote	CaO	≧ 5 %
	FeO	≧ 5 %
	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	≧ 20 %
5 Fergusonite	Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	≧ 30 %
	Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	≧ 10 %
6 Fluorite	CaO	≧ 30 %
	F	≧ 30 %
7 Hornblende	MgO+FeO	≧ 20 %
	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4-11 %
	SiO <sub>2</sub>	≧ 40 %
	CaO	9-12 %
8-1 Ilmenite	TiO <sub>2</sub>	≧ 40 %
	MnO	≧ 0.1 %
	FeO	≧ 30 %
8-2 Ilmenite	TiO <sub>2</sub>	≧ 40 %
	MnO	≧ 15 %
	FeO	≧ 30 %
9 Monazite	Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	≧ 20 %
	Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	≧ 3 %
	La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	≧ 3 %
10 Rutile	TiO <sub>2</sub>	≧ 60 %
11 Thorite	ThO <sub>2</sub>	≧ 40 %
12 Xenotime	Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	≧ 30 %
	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	≧ 20 %
13 Zircon	ZrO <sub>2</sub>	≧ 20 %
14 Augite	SiO <sub>2</sub>	≧ 45 %
	MgO	≧ 7 %
	CaO	≧ 17 %
	FeO	≧ 10 %
	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	≧ 3 %
15 Hypersthene	SiO <sub>2</sub>	≧ 45 %
	MgO	≧ 10 %
	FeO	≧ 25 %
	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	≧ 3 %
	CaO	≧ 5 %
16 Titanomagnetite	TiO <sub>2</sub>	5-40 %
	FeO	≧ 40 %

(b) (a)に該当しない鉱物

鉱物	成分	基準
1 Biotite	MgO+FeO	≧ 25 %
	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	≧ 12 %
	K <sub>2</sub> O	≧ 8 %
2 Chlorite	MgO+FeO	≧ 25 %
	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	≧ 12 %
	K <sub>2</sub> O	≧ 1 %
3 K-feldspar	K <sub>2</sub> O+Na <sub>2</sub> O	≧ 14 %
	FeO	≧ 1 %
4 Plagioclase	Na <sub>2</sub> O+CaO	≧ 10 %
	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	≧ 15 %
	SiO <sub>2</sub>	≧ 50 %
5 Quartz	SiO <sub>2</sub>	≧ 80 %
	6 Vermiculite	MgO+FeO
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		≧ 12 %
K <sub>2</sub> O		1-10 %
7 Al-vermiculite	SiO <sub>2</sub>	≧ 38 %
	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	≧ 25 %

### 3) 岩石のモード測定の迅速化

岩石の構成鉱物の量比を示すモード組成は、その岩石の特徴を把握するうえで重要な情報であり、後背地解析における礫や碎屑物と基盤岩との比較・検討においても有用である。しかし、従来行われてきたモード測定方法であるポイントカウンティング法は、測定に膨大な時間と労力を要し、測定結果が測定者の技量や主観によって大きく変わるという問題がある。そこで、走査型 X 線分析顕微鏡及び画像処理・解析ソフトウェアを用いて、効率的・客観的にモード組成を求める手法の確立を行った。図 3.1-5 に作業の流れを示す。走査型 X 線分析顕微鏡によって試料を面分析して元素分布図を取得し、画像処理を行うことによって鉱物分布図を作成し、それを画像解析して鉱物の分布面積を求めることでモード組成を得る手法である。

試料は偏光顕微鏡での観察に用いる薄片及び肉眼観察用の研磨片を用いた。走査型 X 線分析顕微鏡では試料を非破壊かつ自動で測定できるため、従来の手法よりも労力が大幅に削減できた。画像処理ソフトウェア及び画像解析ソフトウェアでの作業は、適切かつ再現性の高い数値が得られるように手順を検討しマニュアル化した。

以上の手法によるモード測定により、測定者の技量や主観によらない客観性の高いモード組成を求め、岩体ごとの記載岩石学的特徴を把握することができた。

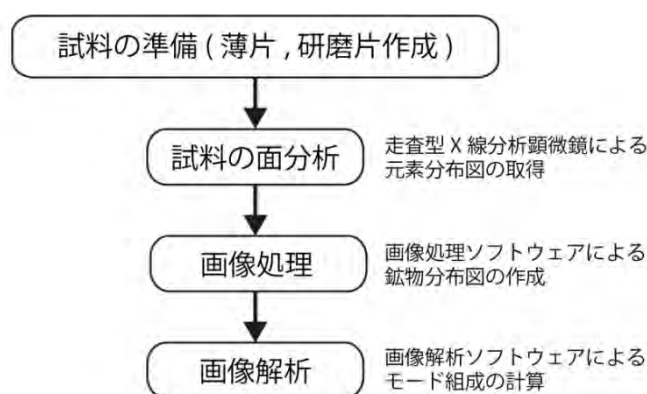


図 3.1-5 走査型 X 線分析顕微鏡を用いたモード測定の流れ

#### ① 走査型 X 線分析顕微鏡による面分析

走査型 X 線分析顕微鏡は、堀場製作所製の XGT-5000 を使用した。測定条件は、戸上ほか (1998)<sup>16)</sup>を参考にした。面分析によって得られる元素分布図の精度は、測定時間（試料の表面をどのくらい時間をかけて走査するか）と積算回数（それを何回繰り返すか）に依存する。試行を繰り返した結果、正味の測定時間（測定時間×積算回数）が 18 時間以上で画像の精度が変わらなくなることが確認されたため、薄片では測定時間 3,600 秒、積算回数 18 回（測定範囲 31.7 mm × 31.7 mm または 51.2 mm × 51.2 mm）で面分析を行った。測定する元素は主要造岩鉱物に主に含まれる Al、Si、K、Ca 及び Fe とした。XGT-5000 では Mg より軽い元素は精度よく測定できないため、Na、Mg は測定対象から除外した。

#### ② 画像処理ソフトウェアによる鉱物分布図の作成

面分析によって得られた元素分布図を画像処理することにより、岩石に含まれる主要造岩鉱物の鉱物分布図を作成した。画像処理ソフトウェアは Adobe 社製の Photoshop CS5 を使用した。基本的には「色域選択」「選択範囲を反転」「消去」「重なり合う範囲の選択」といった簡単な操作のみを行い、元素分布図の中で石英、アルカリ長石、斜長石、黒雲母及び普通角閃石といった主

要造岩鉱物の示す範囲のみを抜き出し、鉱物分布図を作成する。図 3.1-6 に鉱物分布図の作成手順を示す。Si の元素分布図から石英の鉱物分布図を、K からアルカリ長石、Ca と Al から斜長石、Fe と K から黒雲母、Fe と Ca から普通角閃石の鉱物分布図をそれぞれ作成した。

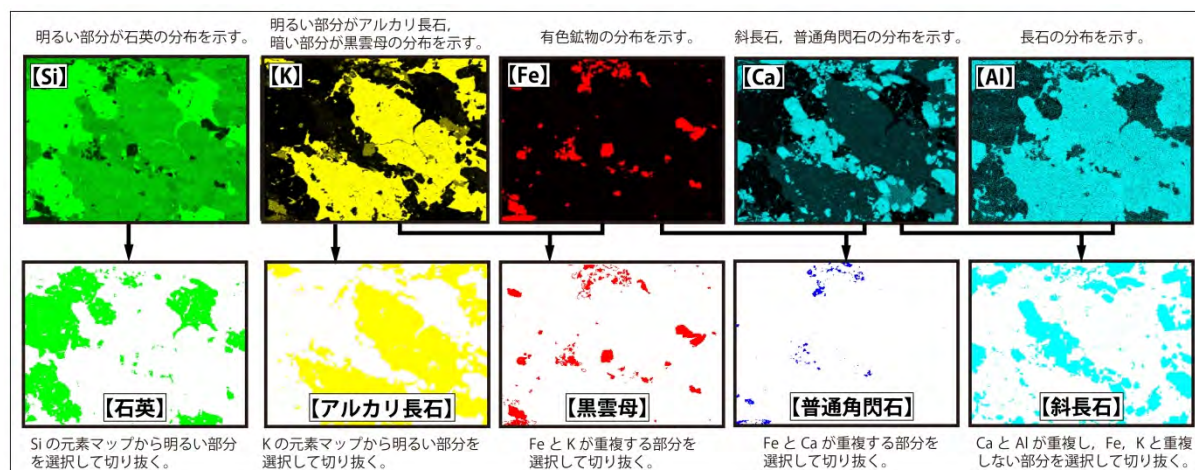


図 3.1-6 鉱物分布図の作成手順

### ③ 画像解析ソフトウェアによるモード組成の計算

作成したそれぞれの鉱物分布図について、オープンソースのフリーソフトウェアである ImageJ 1.48v (Schneider et al., 2012<sup>17)</sup>) を使用して画像解析を行った。このソフトウェアでは画像を白黒二値化し、粒子や物体の形状・面積などを測定することが可能である。モード組成は岩石の中で各鉱物が占める面積の割合であるため、各鉱物分布図の塗りつぶされた部分の面積を解析によって求め、それを総面積で割ることで、鉱物ごとのモード組成が求められる。

### ④ 測定精度の検討

測定精度の検討として、ポイントカウンティング法 (カウント数 4,380 点) との比較を行った。普通角閃石黒雲母アダメロ岩 (試料 9) の結果を表 3.1-3 に示す。モード測定値では、誤差は全体的に小さく、最大でも 0.59 である。誤差の大きさについて、同カウント数 (4,380 点) のポイントカウンティング法の計数値に換算して評価すると、最も誤差の大きい黒雲母では 26 点、それ以外では 1~21 点であり、人間が測定する際の誤差を考慮すると十分な精度であると言える。

表 3.1-3 ポイントカウンティング法との比較

	本手法 (vol.%)	ポイントカウン ティング法 (vol.%)	誤差	誤差を計数値に 換算した値
Qtz	22.66	22.92	0.26	11
Afs	44.76	44.64	0.12	5
Pl	25.43	25.91	0.48	21
Bt	6.23	5.64	0.59	26
Hbl	0.92	0.89	0.03	1

## (2) 適用性の確認・検証

### 1) 東濃地域における事例研究

#### ① これまでの成果

本事業では平成 26 年度以降、東海層群とその上位の第四紀堆積物及びこれらの堆積物の周辺に分布する基盤岩を用いて、ESR 測定、TL 測定、OSL 測定、EPMA 分析及び帯磁率異方性測定を行い、後背地解析技術の開発を進めている。その結果、礫種構成の計測や堆積相の観察といった古典的な手法に加え、石英の ESR 信号強度の違いに基づく堆積物の分類や帯磁率異方性による古流向解析などを併用することにより、一連の堆積物における後背地の変化と、それを引き起こした山地の発達過程について、高精度で復元できる見通しを得た。平成 28 年度は、ESR 信号などを用いた検討事例を拡充するのに加え、平成 27 年度までに手法を構築した EPMA を用いた高速定量分析や OSL 年代測定などを新たに事例研究に適用し、後背地解析としての適用性を検証する。

#### ② 基盤岩の岩石学的特徴及び鉱物組成

本事業では、図 3.1-7 に示す流れで、後背地解析における記載岩石学的手法による基盤岩の指標の検討を行った。偏光顕微鏡による観察と、走査型 X 線分析顕微鏡及び画像処理・解析ソフトウェアを用いたモード測定を実施した結果を表 3.1-4 に示す。



図 3.1-7 記載岩石学的手法に基づく検討の流れ

#### (a) 色指数による簡易判別

例外的なものを除けば、伊奈川花崗岩と苗木・上松花崗岩は有色鉱物含有量で識別することが期待できる。伊奈川花崗岩は試料 2 のように狭義の花崗岩の領域にプロットされるものでも、有色鉱物含有量は 5% 以上である。簡易的には、礫や岩石試料の研磨片を走査型 X 線顕微鏡と画像処理・解析ソフトウェアを用いた手法によって測定することで有色鉱物量比を示す色指数を算出し、5% 以上は伊奈川花崗岩、5% 未満は苗木・上松花崗岩の可能性が高いと大まかに判別することが期待できる (図 3.1-8)。

表 3.1-4 基盤岩試料観察結果

試料	岩石名	分類	粒径	組織	有色鉱物含有量	有色鉱物	副成分鉱物	特徴
1	苗木・上松花崗岩	花崗岩-アダメロ岩	中粒 (φ1-5 mm)	等粒状 (やや斑状)	2.5-4 %	黒雲母	ジルコン、燐灰石、不透明鉱物、褐廉石、白雲母	φ8-15 mmの長石斑晶を含む。アルカリ長石には微斜長石構造見られる。褐廉石やや多い。
2	伊奈川花崗岩	花崗岩	中粒 (φ1-5 mm)	斑状	5-6 %	黒雲母、普通角閃石	ジルコン、燐灰石、不透明鉱物、褐廉石	φ10-20 mmのアルカリ長石斑晶が目立つ。有色鉱物は集斑状を呈する。
3	苗木・上松花崗岩	アダメロ岩	中粒 (φ1-5 mm)	等粒状	3.5-5.5 %	黒雲母	ジルコン、燐灰石、不透明鉱物、褐廉石	斑晶は特に見られず、概ね等粒状。褐廉石やや多い。
4	姫栗花崗岩	アダメロ岩	中粒 (φ1-5 mm)	斑状	3-4 %	黒雲母	ジルコン、燐灰石、不透明鉱物、白雲母	φ4-8 mm程度の斑晶を含み、その粒間を細かい結晶が埋める。
6	苗木・上松花崗岩	アダメロ岩	中粒 (φ1-5 mm)	等粒状	3-5 %	黒雲母	ジルコン、燐灰石、不透明鉱物、白雲母	概ね等粒状、φ3-5 mm程度の結晶が支配的。
8	苗木・上松花崗岩	花崗岩	細粒 (<φ1 mm)	等粒状	3-4 %	黒雲母	ジルコン、燐灰石、不透明鉱物、白雲母	概ね等粒状。一部にφ2-3 mm程度の斑晶が見られる。
9	伊奈川花崗岩	アダメロ岩	中粒 (φ1-5 mm)	斑状	7-17 %	黒雲母、普通角閃石	ジルコン、燐灰石、不透明鉱物、褐廉石	φ10-20 mm程度のアルカリ長石斑晶が顕著。有色鉱物が集斑状を呈する部分もある。
10-a	伊奈川花崗岩	花崗閃緑岩	粗粒 (φ5-15 mm)	等粒状	12-17 %	黒雲母、普通角閃石	ジルコン、燐灰石、不透明鉱物、褐廉石、スフェーン、緑廉石、緑泥石、白雲母	粗粒な鉱物からなる。熱水変質著しく、緑色を呈する緑廉石脈が確認される。
11	伊奈川花崗岩	トータル岩	中粒 (φ1-5 mm)	等粒状	10-13 %	黒雲母、普通角閃石	ジルコン、燐灰石、不透明鉱物、褐廉石、スフェーン、緑廉石、緑泥石、白雲母	有色鉱物が一部変質。有色鉱物量多く、副成分鉱物も多様に含まれる。
12-a1	苗木・上松花崗岩	アダメロ岩	中粒 (φ1-5 mm)	断層岩状	5-6 %	黒雲母	不透明鉱物、赤鉄鉱	岩石構造が破断されている。岩石は固結し、粘土化などは見られない。
12-a2	苗木・上松花崗岩	アダメロ岩	粗粒 (φ5-10 mm)	斑状	3-4 %	黒雲母	ジルコン、燐灰石、不透明鉱物	非常に不均質。12-a1と異なり断層による破砕は無いが、粗粒な斑晶と細かい鉱物が複雑に入り混じる。
15	苗木・上松花崗岩	花崗岩-アダメロ岩	粗粒 (φ5-10 mm)	等粒状 (やや斑状)	2-5 %	黒雲母	ジルコン、燐灰石、不透明鉱物	鉱物粒径やや大きく、φ10 mm程度の斑晶も含まれる。変質は乏しいが、粗粒な鉱物は剥落しやすい。
16	苗木・上松花崗岩	アダメロ岩	中粒 (φ1-5 mm)	等粒状 (やや斑状)	2-3.5 %	黒雲母	ジルコン、燐灰石、不透明鉱物、褐廉石、白雲母	φ1-5 mmが支配的。一部にφ10 mm程度のものも含まれる。褐廉石やや多い。
21-a1	苗木・上松花崗岩	花崗岩-アダメロ岩	中粒 (φ1-5 mm)	斑状	1.5-3.5 %	黒雲母	ジルコン、燐灰石、不透明鉱物	φ5-10 mm程度の斑晶が目立つが、全体的には中粒。有色鉱物は集斑状を呈する。
23	伊奈川花崗岩	花崗岩-石英モンゾニ岩	粗粒 (φ5-10 mm)	等粒状	2-3 %	黒雲母	ジルコン、燐灰石、不透明鉱物	斜長石乏しく、粗粒のアルカリ長石多く含む。
24-a	苗木・上松花崗岩	アダメロ岩	細粒 (<φ1 mm)	等粒状 (やや斑状)	2-3 %	黒雲母	ジルコン、燐灰石、不透明鉱物	一部にφ1-3 mm程度の部分も見られ不均質。肉眼的には花崗岩質組織が不明瞭だが、鏡下では完晶質。
25-a	伊奈川花崗岩	アダメロ岩	中-粗粒 (φ1-10 mm)	斑状	5-10 %	黒雲母、普通角閃石	ジルコン、燐灰石、不透明鉱物、褐廉石	φ10-20 mm程度の粗粒なアルカリ長石斑晶が目立つ。他の部分は不均質な粒径。有色鉱物が集斑状を呈する部分もある。



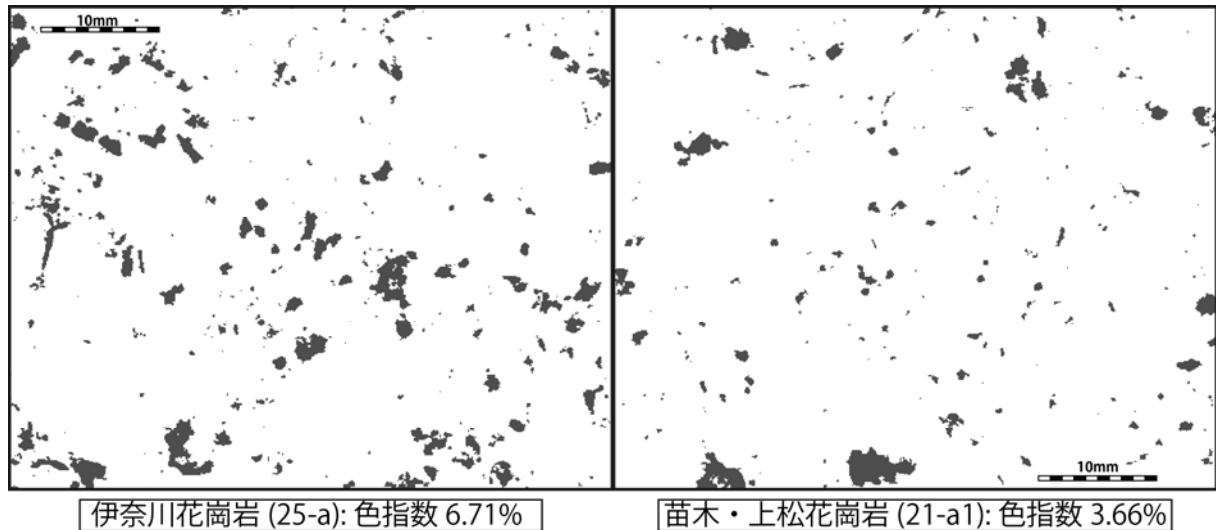


図 3.1-8 花崗岩研磨片の色指数の比較

#### (b) 石英-アルカリ長石-斜長石比ダイアグラム

花崗岩質岩では、モード組成を石英-アルカリ長石-斜長石比ダイアグラムにプロットして岩石の分類を行うが、鉱物粒径が変化する場合や、斑晶として長石類の巨晶が含まれている場合、有色鉱物が集斑状（複数の鉱物が集まって一つの斑晶のような様相を示す形状）で含まれている場合、異なる起源のマグマが暗色包有岩として包有される場合などがあり、試料によってはモード組成が非常に多様で不均質である。しかし、同じマグマからできた岩石や同じ岩相に属するものは同様の組成を示すことが多く、モード組成はその岩石の指標の一つとして有用である。

伊奈川花崗岩と苗木・上松花崗岩の識別については、安江ほか (2013)<sup>18)</sup>でもモード測定の結果から検討を行っているが、その結果は既存文献値や日本列島の一般的な西南日本内帯の花崗岩類のモード組成との乖離があった。本事業では、薄片及び研磨片について走査型 X 線分析顕微鏡及び画像処理・解析ソフトウェアを用いたモード測定を行い、測定者の技量や主観によらない定量的な測定結果を得ることで、適切なモード組成を用いた検討を試みた。

図 3.1-9 に石英-アルカリ長石-斜長石比ダイアグラムを示す。安江ほか (2013)<sup>18)</sup>の測定値及び既存文献値 (柴田, 1939<sup>19)</sup>; 鈴木・石原, 1969<sup>20)</sup>; Ishihara, 1971<sup>21)</sup>; 領家研究グループ, 1972<sup>22)</sup>; Ishihara and Terashima, 1977<sup>23)</sup>; Yamada, 1977<sup>24)</sup>) の範囲も合わせて示す。伊奈川花崗岩は既存文献で花崗岩からトータル岩の広い組成を示すことが記載されているが、今回の測定結果もそこから大きく外れることがない。苗木・上松花崗岩は既存文献では花崗岩からアダメロ岩の組成で、今回の測定結果とはよく一致する。一方で、同一採取地点の中でも試料 25-a のように幅広い範囲を示すものも見られるが、これは長石の巨晶や有色鉱物が集斑状に含まれる部分の薄片を測定しているためである。薄片よりも広い範囲 (51.2 mm×51.2 mm) を測定した研磨片での測定結果は、試料 25-a の中でも平均値に近い組成を示す (図 3.1-9 中の矢印部)。

伊奈川花崗岩、苗木・上松花崗岩ともに組成の幅があるためこのダイアグラムのみから両者を識別することは難しいが、他の指標と合わせて検討の材料として期待できる。

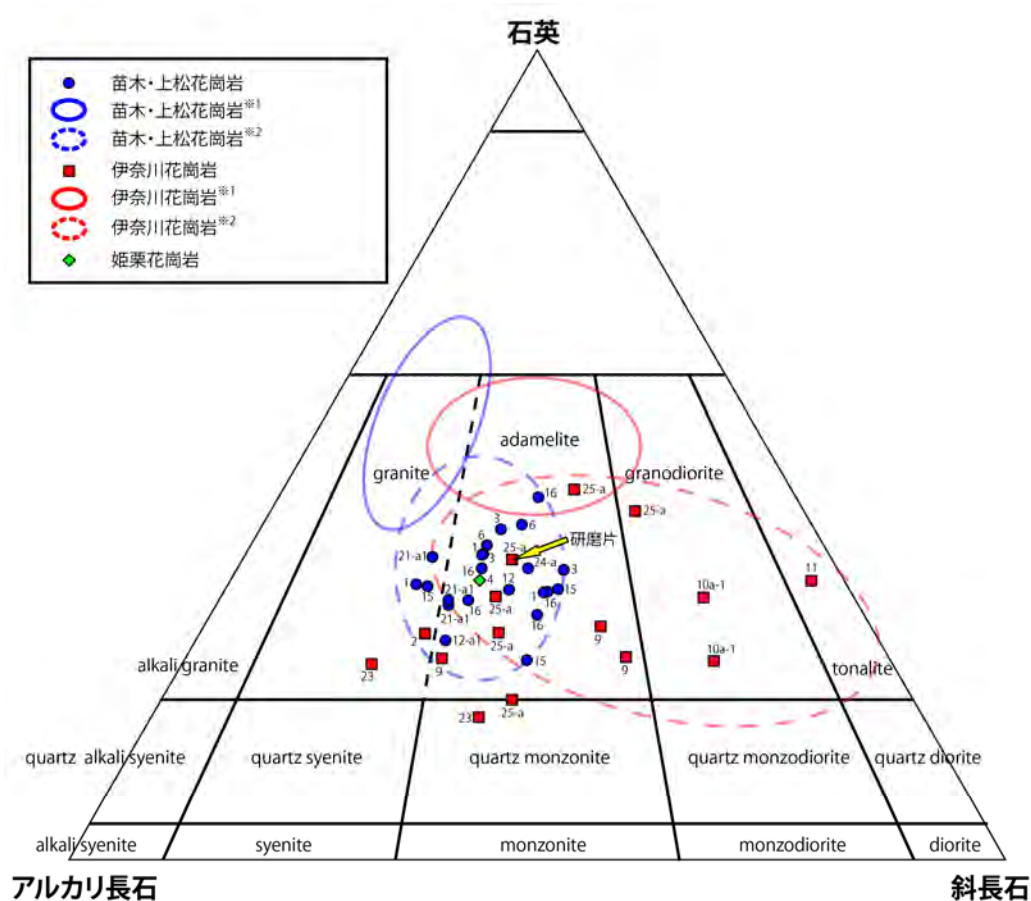


図 3.1-9 石英-アルカリ長石-斜長石比ダイアグラム

※1：安江ほか(2013)<sup>18)</sup>

※2：既存文献値（柴田, 1939<sup>19)</sup>; 鈴木・石原, 1969<sup>20)</sup>; Ishihara, 1971<sup>21)</sup>; 領家研究グループ, 1972<sup>22)</sup>; Ishihara and Terashima, 1977<sup>23)</sup>; Yamada, 1977<sup>24)</sup>)

### (c) 有色鉱物量比及び組み合わせ

伊奈川花崗岩と苗木・上松花崗岩では、普通角閃石の有無が識別の指標となることが安江ほか(2013)<sup>18)</sup>でも示唆されている。また、平成 26 年度の本事業で報告したように、伊奈川花崗岩の方が苗木・上松花崗岩よりも有色鉱物の含有量が多い傾向が見られる。平成 28 年度では、前述したモード測定手法によって、これらを定量的に比較した。表 3.1-4 に示すように、伊奈川花崗岩では多くの試料で有色鉱物として黒雲母及び普通角閃石を含有し、有色鉱物総量は 5 %以上である。苗木・上松花崗岩では有色鉱物が黒雲母のみで、その総量も 5 %以下のことが多い。

例外的な試料としては、伊奈川花崗岩で普通角閃石が含まれない試料 23 が挙げられる。この試料はモード組成からは狭義の花崗岩または石英モンゾニ岩に分類され、分布範囲は伊奈川花崗岩であるが、苗木・上松花崗岩と類似した様相を示す。また、本事業の試料では確認されていないが、苗木・上松花崗岩の一部の岩体では普通角閃石を含むものも報告されており（例えば、山田・赤羽, 2005<sup>25)</sup>; 湯口ほか, 2010<sup>26)</sup>など）、必ずしも普通角閃石が絶対的な指標になるわけではないことに留意したい。

### (d) 鉱物組合せと起源マグマの相関及び副成分鉱物の違い

伊奈川花崗岩と苗木・上松花崗岩の鉱物組合せの違いは、岩石を生成したマグマに起因すると

推測される。普通角閃石を含む伊奈川花崗岩は、比較的未分化な FeO、MgO、CaO 及び TiO<sub>2</sub> の多いやや苦鉄質なマグマから生成され、普通角閃石に乏しい苗木・上松花崗岩は分化が進んで FeO、MgO、CaO 及び TiO<sub>2</sub> の少ない珪長質なマグマから生成されたと考えられる。Yamada (1977)<sup>24)</sup>や安江ほか (2013)<sup>18)</sup>では黒雲母の鉱物組成の分析を行っているが、伊奈川花崗岩の方が MgO を多く含む点からも、このことは支持される。

起源マグマの組成の違いは、普通角閃石のような主要造岩鉱物だけでなく、岩石に少量含まれる副成分鉱物にも影響を与える。特に CaO や TiO<sub>2</sub> を含む鉱物の中でも、スフェーンや褐廉石はその量比または含有の有無が両者で大きく変わると推測される。表 3.1-4 に示すように、伊奈川花崗岩では褐廉石が頻繁に確認され、一部ではスフェーンも見られる。苗木・上松花崗岩にも褐廉石が確認されるものはあるが伊奈川花崗岩よりも少量で、さらにスフェーンも含まれない。このような副成分鉱物組合せの違いは、堆積物中の重鉱物を用いた後背地の推定に有用な場合もあると考えられる。

### ③ 石英粒子の ESR・OSL・TL 信号

#### (a) 測定試料

平成 26 年度、平成 27 年度に引き続き、基盤岩試料及び堆積物試料を測定した。また、時間変化に伴う後背地の変化について見るため、庄内川下流域の沖積平野で掘削された堆積時期が明らかな既存コアを用いた手法の検証を平成 27 年度に引き続き行った (表 3.1-1)。

#### (b) ESR 信号測定

ESR 信号測定は、日本電子製の ESR 装置 (JES-X320) により、Al 中心信号、Ti-Li 中心信号及び E1' 中心信号を測定した。変調幅は 100 kHz で 0.1 mT とした。測定条件は主に Shimada et al. (2013)<sup>10)</sup>に従い、Al 及び Ti-Li 中心信号は、液体窒素温度 (77 K) でマイクロ波出力を 5 mW に設定して測定した。E1' 中心信号は、300 °C で 15 分加熱した後、室温でマイクロ波出力を 0.01 mW に設定して測定した。ESR 信号強度は、測定した ESR スペクトルから Shimada et al. (2013)<sup>10)</sup>に従って算出し、Mn マーカーにより規格化された値を用いた。また、測定は同一試料で 3 回行い、その平均値を信号強度として採用した。信号強度は任意単位である。

平成 28 年度は、平成 27 年度までに採取した堆積物及び基盤岩試料 (表 3.1-1) から抽出した石英の測定を行った。その結果を平成 27 年度までに測定した結果と併せて図 3.1-10 及び図 3.1-11 に示す。

地点番号 22 の堆積物試料 (F-1~F-14) の Ti-Li 中心信号に着目すると、F-1~F-9 は濃飛流紋岩の値に近いのに対して、F-10~F-14 は苗木・上松花崗岩の値に近づいている。本地点の柱状図は図 3.1-12 の通りであるが、露頭記載によると、下部層 (F-1~F-9) は本地点の基盤をなす濃飛流紋岩の礫で占められているのに対して、上部層 (F-10~F-14) には濃飛流紋岩の他に花崗岩や玄武岩の礫が含まれている。Ti-Li 中心信号の下部層と上部層との違いは、露頭で観察される礫種の変化と調和的である。このことから、堆積物試料及び基盤岩の Ti-Li 中心信号を用いることで、堆積物の供給源を推定できる可能性が示唆される。

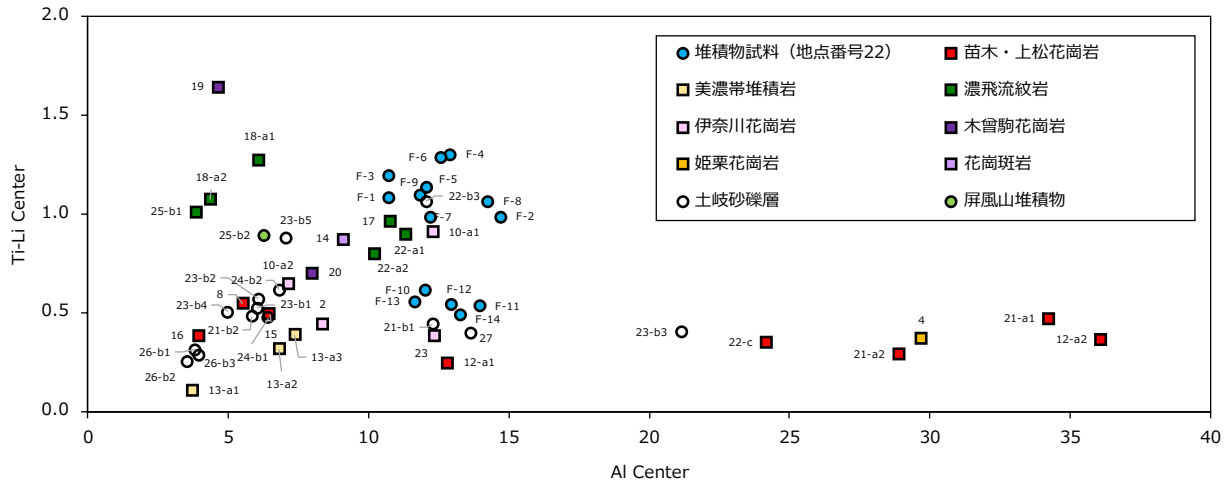


図 3.1-10 堆積物及び基盤岩試料の ESR 信号強度 (AI 及び Ti-Li 中心信号)

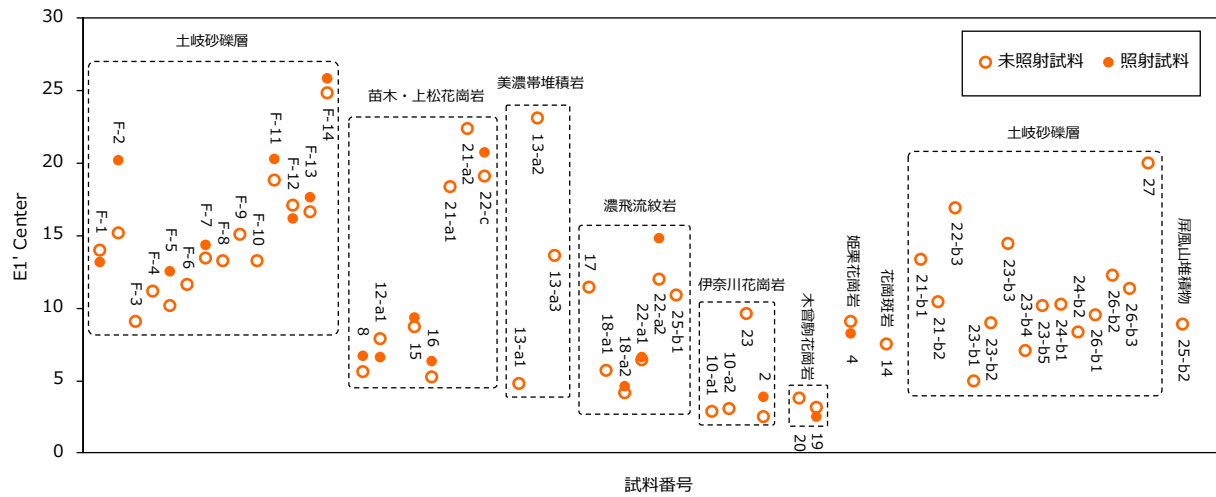


図 3.1-11 堆積物及び基盤岩試料の ESR 信号強度 (E1' 中心信号)

照射試料は、平成 27 年度に測定されたもので、コバルト 60 線源で天然の石英試料に 2.5 kGy のガンマ線を照射している。

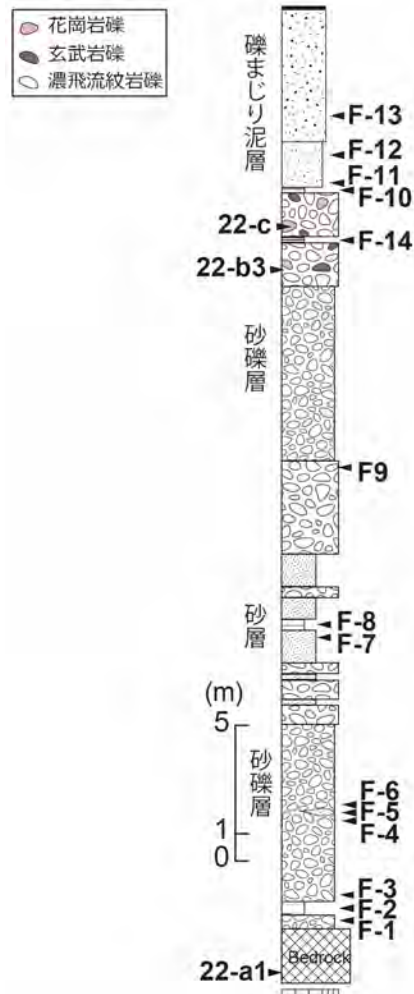


図 3.1-12 地点番号 22 の柱状図と試料採取位置

### (c) OSL・TL 信号測定

OSL・TL 信号測定は、Riso 製の TL/OSL DA-20 装置を用いて行った。基盤岩試料、堆積物試料及び北名古屋の堆積物コア試料（以下、「KNG コア」という）の OSL 信号測定を行い、信号特性について検討した。OSL 及び TL 信号測定では、Freiberg 社製のアリコット作製キットを用いて作製したアリコット（石英試料を直径 1 cm の試料皿に載せたもの）を使用した。OSL 信号は、最初に 500 °C・10 秒で加熱処理を行った後、装置の  $\beta$  線源で 50 Gy を照射し、240 °C・10 秒で加熱処理を行い、励起光の出力を 0~90 %まで一定速度で上げながら 1,000 秒間測定した。TL 信号は、OSL 信号測定と同時に測定を行った。

基盤岩試料の OSL 及び TL 信号測定結果を図 3.1-13 (a)と(b)に、堆積物試料の OSL 及び TL 信号測定結果を図 3.1-13 (c)と(d)に示す。基盤岩試料の OSL 測定結果では、試料 10-a1 を除くすべての試料において、測定開始から早い時間に現れる 20-25 s 付近を頂点とするピーク（1st Peak）が見られる。また、試料 10-a2、13-a3、14、15、16、17、18-a1、20、21-a1、21-a2 及び 25-b1 では遅い時間に現れる 600-850 s 付近を頂点とするピーク（2nd Peak）が見られる。2 つのピークが見られるものについて、ピーク強度の比（1st Peak /2nd Peak）を計算すると、すべての試料が約 1.0 かそれよりより高い値を示した（図 3.1-14 (a)）。基盤岩試料の TL 測定結果では、100-110 °C 及び 200-210 °C 付近にピークが見られ、100-110 °C 付近のピークが顕著に高く現れた。

一方、堆積物試料の OSL 測定結果では、測定開始から早い時間に現れる 25 s 付近を頂点とするピーク (1st Peak) と遅い時間に現れる 700 s 付近を頂点とするピーク (2nd Peak) が見られる。これらのピーク強度の比 (1st Peak /2nd Peak) を見ると、測定した試料の多くが 1.0 より高い値を示した (図 3.1-14 (b))。堆積物試料の TL 測定結果では、100-110 及び 210-240 °C 付近にピークが見られ、100-110 °C 付近のピークが顕著に高く現れた。このことから測定した基盤岩及び堆積物試料の多くは、光や熱に対して反応速度が速い成分を有していることが言える。また、堆積物試料の中には、基盤岩試料にはない反応成分が含まれている可能性が考えられる。

KNG コアの OSL 及び TL 信号の測定結果を図 3.1-13 (e)と(f)にそれぞれ示す。なお、各図には平成 27 年度の成果も含まれている。それによると、KNG8、11 及び 18 では 50-180 s 付近、それ以外の試料では 25 s 付近を頂点とする明瞭で比較的早いピーク (1st Peak) が見られた。また、KNG6 を除く全ての試料で 690-740 s 付近にピーク (2nd Peak) が見られた。これらのピーク強度の比 (1st Peak /2nd Peak) を見ると、KNG14 を除き 1.0 より高い値を示した (図 3.1-14 (c))。TL 測定結果では、100-110 及び 210-240°C 付近にピークが見られ、100-110°C 付近のピークが顕著に高く現れた。特に、KNG15 及び 16 では OSL 信号の 1st Peak /2nd Peak の比が非常に大きいことが特徴であるが、これが給源鉱物や堆積環境の違いを反映しているかどうかは、より詳細な検討が必要である。

次に、地点番号 22 の堆積物試料 (図 3.1-12) の OSL 及び TL 信号測定結果を図 3.1-13 (g)と(h)にそれぞれ示す。基盤岩試料の OSL 測定結果では、すべての試料において、測定開始から早い時間から現れる 19-26 s 付近を頂点とするピーク (1st Peak) が見られる。また、試料 F-1 ~F-3、F-5~F-9 では遅い時間に現れる 600-850 s 付近を頂点とするピーク (2nd Peak) が見られるが、試料 F-10~F-14 ではこのピークは見られなかった。試料 F-1~F-3、F-5~F-9 についてピーク強度の比 (1st Peak /2nd Peak) を見ると、いずれも 0.6~1.0 の範囲の値を示す (図 3.1-14)。基盤岩試料の TL 測定結果では、100-110 及び 200-210°C 付近にピークが見られ、100-110°C 付近のピークが顕著に高く現れた。

OSL 及び TL 信号強度の違いは、石英の風化や  $\alpha$  線照射による極微量の不純物の拡散の効果によるものと仮説されている (山中ほか, 2017<sup>27)</sup>)。OSL 及び TL 信号から算出したピーク強度比の違いは、石英が受けてきた環境変化の影響を評価している可能性があると考えられるが、石英の OSL 及び TL 特性だけでは、得られた信号の情報が乏しく、後背地の変化を捉えることは困難であると考えられる。したがって、石英内部に捕獲された不対電子についての情報など、石英の信号についてより詳細に情報を取得できる ESR 信号特性を用いる方法の方が後背地解析を行ううえで適していると考えられる。

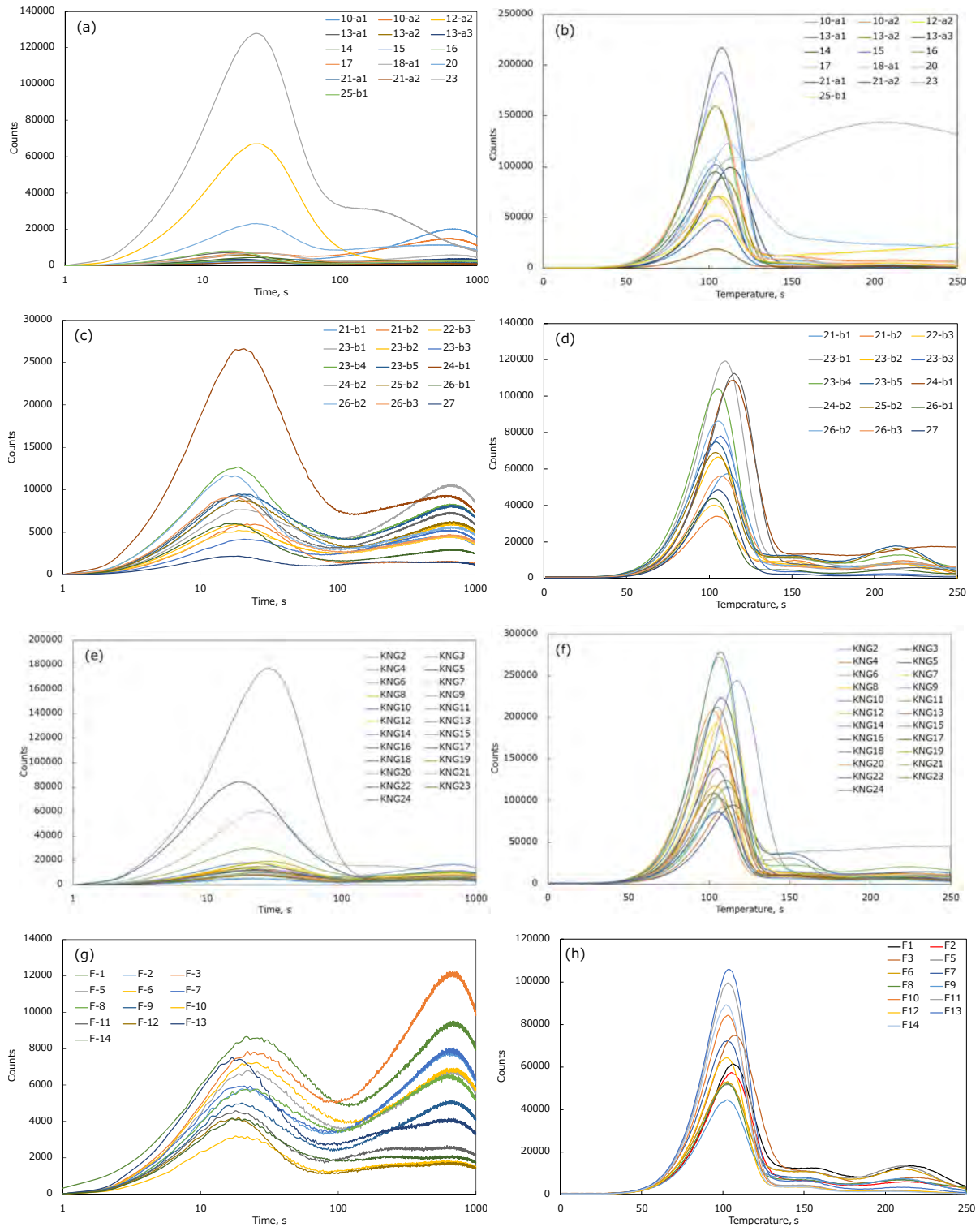


図 3.1-13 OSL・TL 信号の特徴

- (a) : 基盤岩の OSL 信号、(b) : 基盤岩の TL 信号  
(c) : 堆積物の OSL 信号、(d) : 堆積物の TL 信号  
(e) : KNG コアの OSL 信号、(f) : KNG コアの TL 信号  
(g) : 地点番号 22 の OSL 信号、(h) : 地点番号 22 の TL 信号

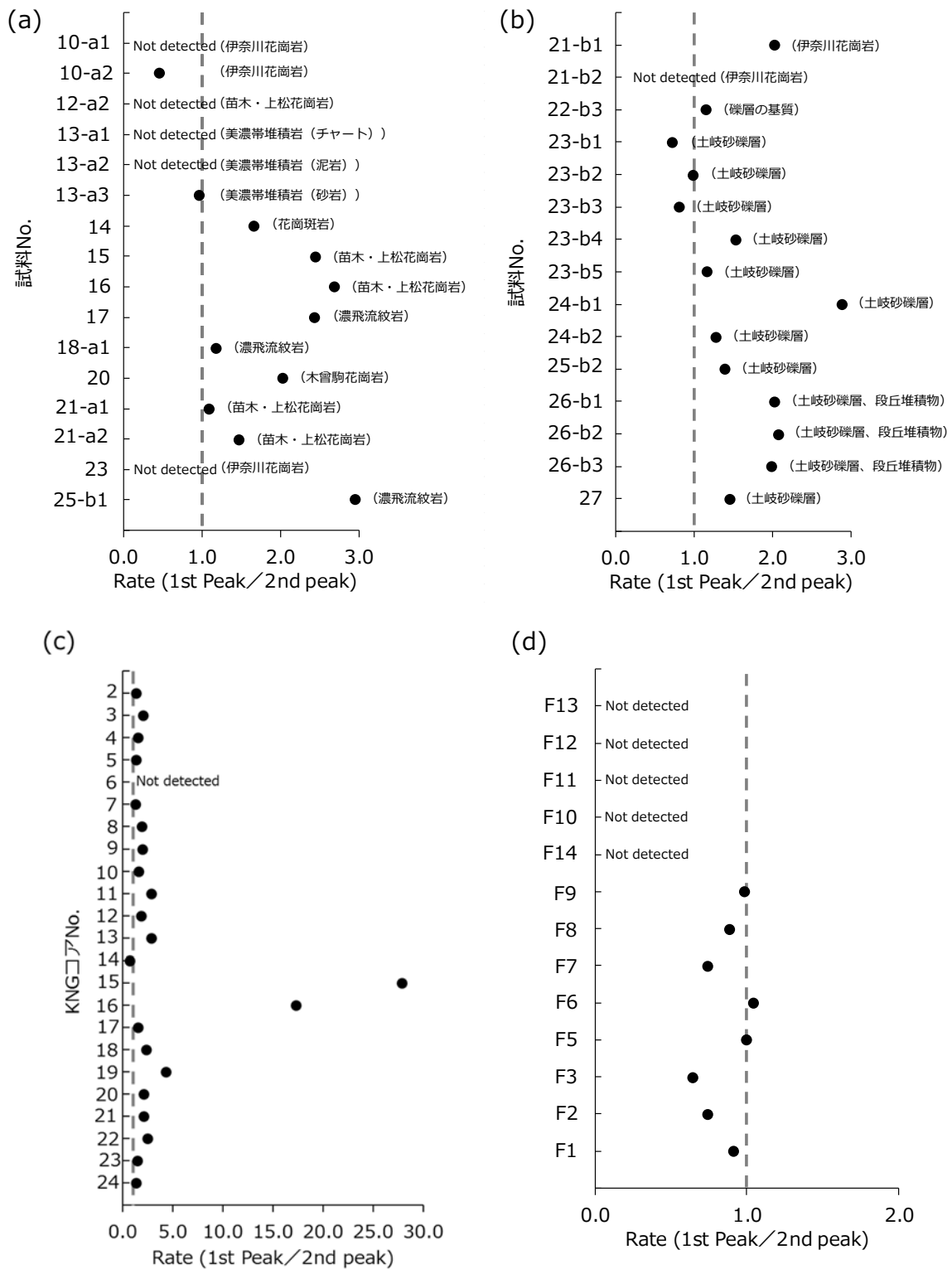


図 3.1-14 OSL 信号のピーク強度比

(a) : 基盤岩試料、(b) : 堆積物試料、(c) : KNG コア試料、(d) ; 地点番号 22 の試料



#### ④ EPMA を用いた分析

##### (a) 基盤岩の分析結果

平成 27 年度に構築した高速定量分析法を東濃地域の基盤岩試料 3 試料（苗木・上松花崗岩試料 8、伊奈川花崗岩試料 2 及び濃飛流紋岩試料 22a-1）に適用した結果を図 3.1-15 に示す。伊奈川花崗岩の試料では普通角閃石（Hornblende）と黒雲母（Biotite）が特徴的であり、特に普通角閃石の存在により他の 2 試料とは区別される。なお、ここに示す結果は重鉍物の量比であるため、実際の各岩石の絶対的な鉍物含有量とは異なる点に注意が必要である。②で述べたように、伊奈川花崗岩は有色鉍物を多く含むため、苗木・上松花崗岩に比べ、重鉍物の量比に大きな違いが無くとも、黒雲母や褐簾石（Allanite）も多量に含む。また、チタン鉄鉍（Ilmenite）の量比が苗木・上松花崗岩や濃飛流紋岩に比べ伊奈川花崗岩では極めて少ないという特徴がある。それに対し、苗木・上松花崗岩と濃飛流紋岩はいずれも、チタン鉄鉍、黒雲母、褐簾石を主体とし、両者に明瞭な違いは認められない。したがって、後背地解析で鉍物組成だけを指標として判断するとこれらの基盤岩を混同してしまう可能性があり、別の指標も考慮することが望ましい。

一方、高速定量分析の結果からは、チタン鉄鉍中の MnO 濃度とジルコン中の Y<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 濃度において、試料ごとに特徴的な変化が示唆されたため、それらについて、濃度ごとに粒子数をまとめ比較した（図 3.1-16 及び表 3.1-5）。なお、これらの分析の際は、チタン鉄鉍及びジルコンの測定数を増やすため、伊奈川花崗岩試料では地点番号 2 に加え地点番号 25-a の試料も追加している。その結果、濃飛流紋岩ではチタン鉄鉍中の MnO 濃度が 3.5～5.5 % に集中するのに対し、苗木・上松花崗岩のチタン鉄鉍中では MnO 濃度が 4.5～6.5 % とやや高い濃度範囲に集中することが明らかになった（図 3.1-16）。ジルコンに含まれる Y<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 濃度については、濃飛流紋岩では、花崗岩と比較して Y<sub>2</sub>O<sub>3</sub> が 1 wt.% 以上のジルコンがほとんど含まれないことが分かった（表 3.1-5）。したがって、チタン鉄鉍中の MnO 濃度及びジルコン中の Y<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 濃度のデータに基づき、苗木・上松花崗岩、伊奈川花崗岩及び濃飛流紋岩を識別できると考えられる。

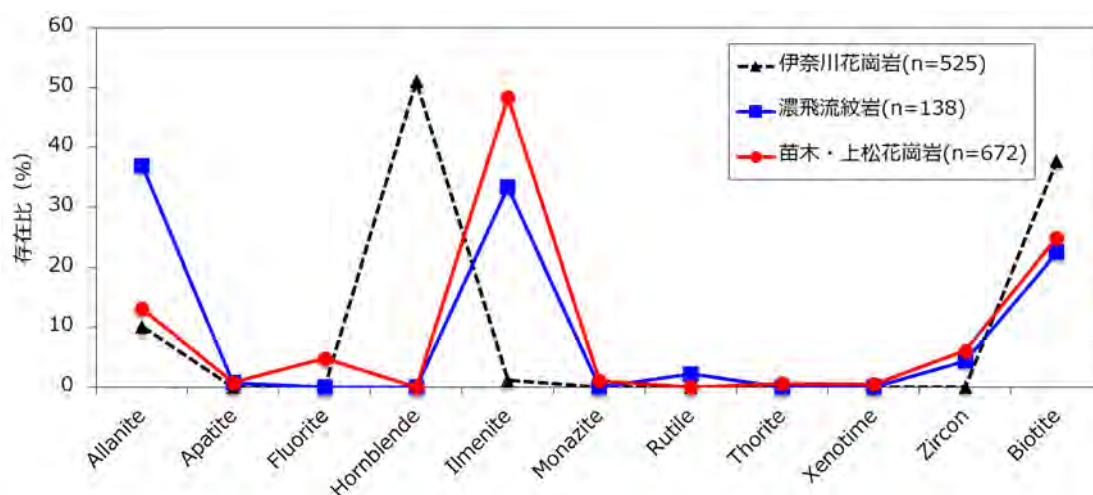


図 3.1-15 東濃地域の基盤岩の重鉍物組成

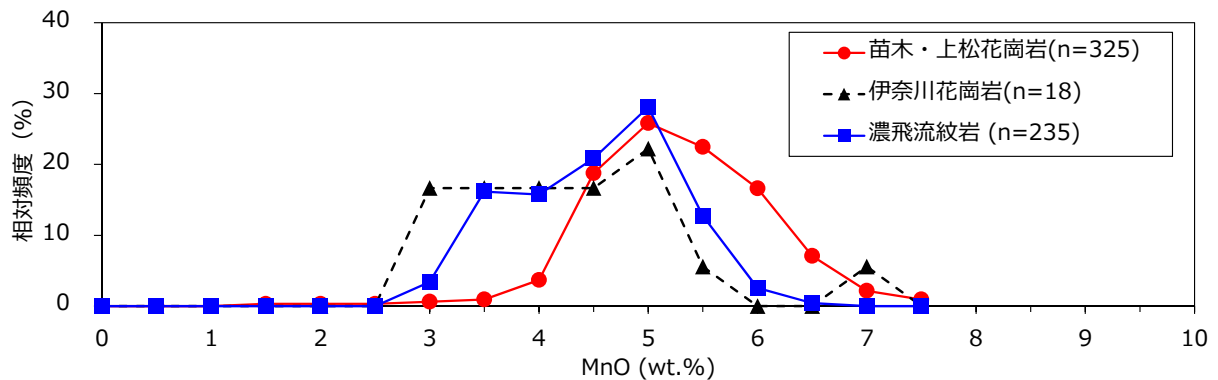


図 3.1-16 東濃地域の基盤岩試料に含まれるチタン鉄鉱の MnO 濃度ごとのヒストグラム

表 3.1-5 東濃地域の基盤岩試料に含まれるジルコンの Y<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 濃度ごとの割合

	Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub> < 1 wt.%	Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ≥ 1 wt.%	Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ≥ 3 wt.%	n
苗木・上松花崗岩	37	4	1	41
濃飛流紋岩	102	1	0	103
伊奈川花崗岩	459	16	3	475

## (b) 断層沿いの堆積物の分析結果

### a. 地点番号 22 における分析

平成 28 年度は、平成 26 年度に採取した地点番号 22 の土岐砂礫層試料（図 3.1-12）のうち、F-2、F-5、F-7、F-8、F-14、F-10、F-11、F-12 及び F-13 の計 9 試料に対して高速定量分析法を適用した。地点番号 22 の露頭記載に基づき、F-2、F-5、F-7、F-8 の 4 試料を下部層の試料、F-14、F-10、F-11、F-12 及び F-13 の 5 試料を上部層の試料とする。重鉱物組成は図 3.1-17 に示す結果となったが、下部層と上部層とでは明瞭な差は見られなかった。この土岐砂礫層の試料では風化により普通角閃石（Hornblende）などの多くの鉱物が消失してしまいチタン鉄鉱（Ilmenite）や金紅石（Rutile）が残留したものと考えられ、鉱物組成のみで後背地の判別の指標とすることは難しい。ただし、重鉱物ではないが上部層では黒雲母が変質したバーミキュライトや Al バーミキュライトの割合が高いといった特徴が見られ、この点は上部層において、黒雲母に富む花崗岩礫が多く含まれることと関係しているのかもしれない。

次に、前述の④ (a)の結果を踏まえ、チタン鉄鉱中の MnO とジルコン中の Y<sub>2</sub>O<sub>3</sub> の濃度をヒストグラムにまとめ比較した（図 3.1-18 及び表 3.1-6）。なお、チタン鉄鉱などの Ti 鉱物は、二次的な変質によって金紅石を産することもある（黒田・諏訪, 1983<sup>15)</sup>）ため、分析値の TiO<sub>2</sub> 濃度が異常なものや鉱物内部で組成のばらつきが大きいチタン鉄鉱は変質の可能性を考慮して除外した。その結果、いずれの指標についても下部層と上部層とで明瞭な違いが見られた。チタン鉄鉱中の MnO の濃度は、下部層の試料では約 3~4 wt.% のものが卓越するのに対し、上部層の試料では 1 wt.% 以下と約 4~5 wt.% のものが卓越する結果となった。下部層のチタン鉄鉱中の MnO 濃度は濃飛流紋岩のそれに近く、上部層のチタン鉄鉱中の約 4~5 wt.% の MnO 濃度は濃飛流紋岩の濃度範囲よりも苗木・上松花崗岩の濃度範囲に近づく。上部層で特に特徴的に見られる MnO 濃度が 1 wt.% 以下のチタン鉄鉱は基盤岩試料ではほとんど見られない（図 3.1-18）。これはチタン鉄鉱の風化に伴い、Fe<sup>2+</sup> とともに Mn<sup>2+</sup> が逸失したためと考えられる。MnO 濃度が 1 wt.% 以下のチタン鉄鉱が上部層で多いのは、上部層の方が風化の影響が著しいためと推測され、これ

は実際の露頭でも上部ほど礫の風化度が高くなることと整合的である。

一方、ジルコン中の  $Y_2O_3$  の濃度については、上部層の試料には 3 wt.%以上のジルコン粒子が多く見られるが下部層の試料には見られないという特徴がある。既往研究において  $Y_2O_3$  を 3 wt.%以上含むジルコン粒子が苗木花崗岩で特徴的に見られるという報告 (Suzuki and Yogo, 1986<sup>28</sup>) と④ (a)で示した基盤岩のジルコン中の  $Y_2O_3$  濃度の検討結果を踏まえると、苗木・上松花崗岩起源のジルコンは上部層にのみ含まれ、下部層には含まれていない可能性がある。したがって、チタン鉄鉱中の MnO 濃度及びジルコン中の  $Y_2O_3$  濃度の結果に基づき、上部層では後背地岩体として濃飛流紋岩に加え、苗木・上松花崗岩も加わったと考えられる。この結果は、露頭観察から分かる礫種組成の変化や、③ (b)で述べた ESR 信号測定の結果と整合的であると言える。

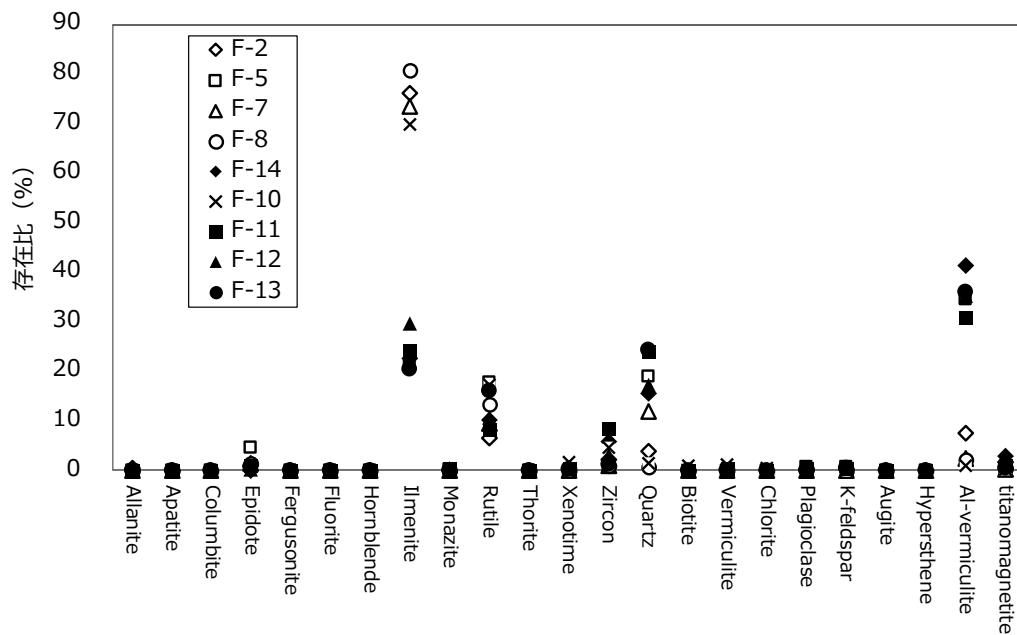


図 3.1-17 地点番号 22 の試料の重鉱物組成

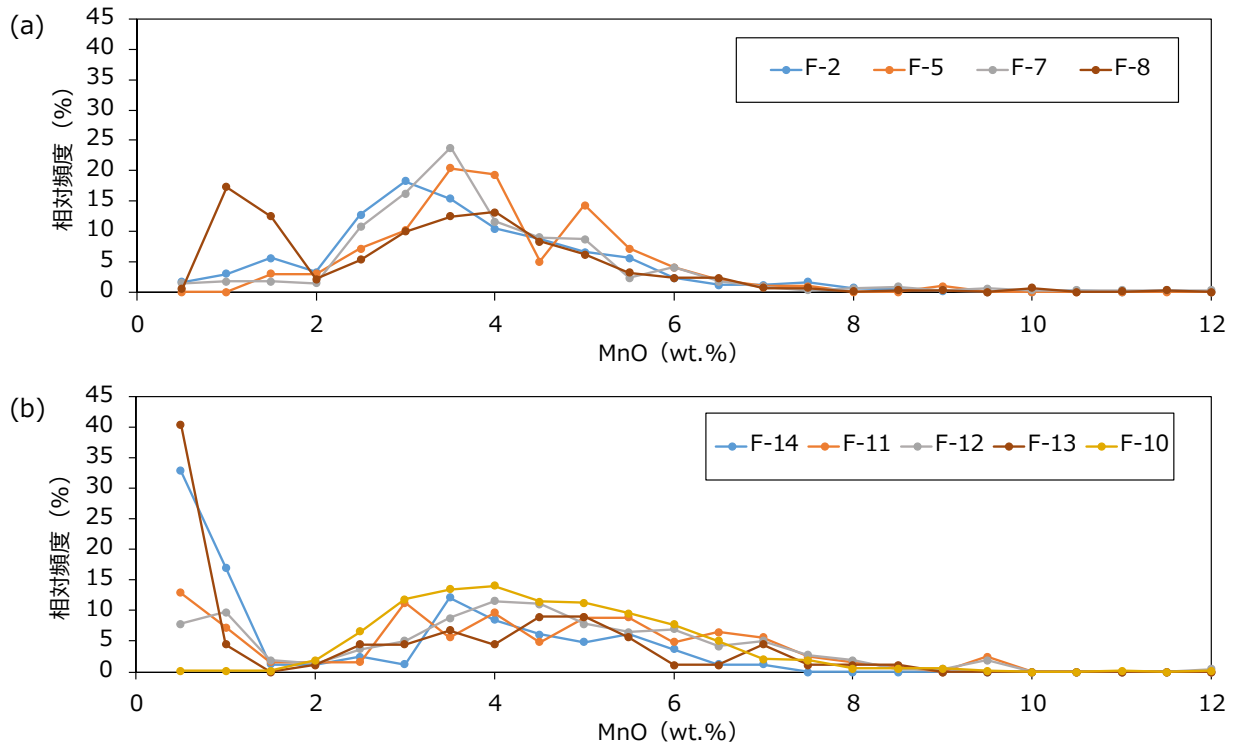


図 3.1-18 地点番号 22 の試料に含まれるチタン鉄鉱の MnO 濃度ごとのヒストグラム  
(a) : 露頭下部、(b) : 露頭上部

表 3.1-6 地点番号 22 の試料に含まれるジルコンの Y<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 濃度ごとの割合

露頭での位置	試料名	Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub> < 1 wt.%	Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ≥ 1 wt.%	Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ≥ 3 wt.%	n
上部 ↑       ↓ 下部	F-13	2	4	4	6
	F-12	15	10	9	25
	F-11	17	31	21	48
	F-10	24	18	13	42
	F-14	10	16	7	26
	F-8	8	0	0	8
	F-7	9	0	0	9
	F-5	4	1	0	5
	F-2	14	0	0	14

## b. 地点番号 25 における分析

平成 28 年度は、平成 26 年度に採取した地点番号 25-b2 の土岐砂礫層及びその上位の未固結堆積物のうち、堆積物試料の 4 試料を分析した。図 3.1-19 に採取地点周辺の地形を、表 3.1-7 に採取試料の概要を示す。

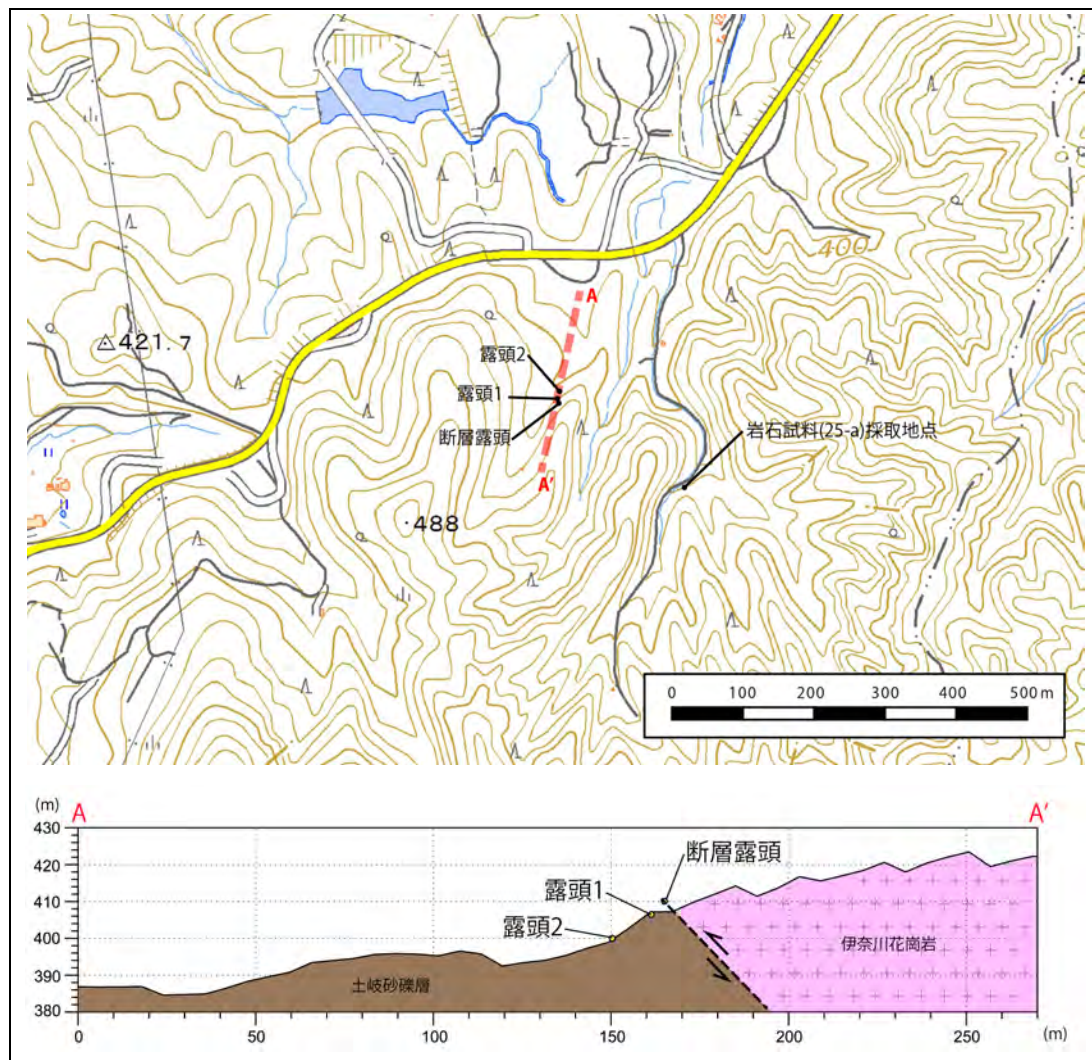


図 3.1-19 地点番号 25 周辺の地形図及び沢の縦断図

地形図は基盤地図情報データ（国土地理院）より作成。断層露頭は本事業の平成 26 年度報告書の付録 2（東濃地方の断層の発達史に関する共同研究）の調査地点である。

表 3.1-7 地点番号 25 採取試料一覧

試料名	採取露頭	地質
25-b2 (By-M1)	露頭 1	土岐砂礫層中の砂層
25-b2 (By-M2)	露頭 2	φ 5-20 mm 程度の砂礫層
25-b2 (By-M3)	露頭 2	By-M2 の下位の砂層
25-b2 (By-M4)	露頭 2	By-M2 を被覆する砂層

露頭 1 では、土岐砂礫層の砂層と砂礫層が観察される。砂層は黄褐色を呈し、中粒砂主体で比較的均質、構造は不明瞭である。試料採取した By-M1 はこの砂層である。砂層の下位に位置する砂礫層は、比較的淘汰が良く、礫径は  $\phi 5\sim 50$  mm 程度、礫種は濃飛流紋岩、チャートがよく見られる。円磨度は比較的高く、円～亜円礫が顕著である。露頭 1 より上部の斜面には、砂層 (By-M1) よりも上位の砂礫層が確認される。この上位の砂礫層は、 $\phi 50\sim 100$  mm 程度の円～亜円礫を主体とする。礫種は濃飛流紋岩、チャート、砂岩～珪質泥岩が見られ、風化が著しい。

By-M2、By-M3 及び By-M4 が位置する露頭 2 (図 3.1-20) は、露頭 1 から 10 m 程度沢を下った場所である。堆積物は露頭 1 とは異なった様相を呈し、典型的な土岐砂礫層よりも軟質な堆積物である。灰白色の中粒砂を主体とし、その中に細かい礫を含む部分が存在する。産状からは、土岐砂礫層よりも新しい時代の堆積物である可能性がある。

露頭の下部は中粒砂主体で、水平に近い堆積構造 (N35E5N) が比較的明瞭に認められる (By-M3)。中部の礫混じり砂層は  $\phi 5\sim 20$  mm 程度のチャート、泥岩の礫を不均質に含み、細かな斜交する堆積構造 (N50E12N) が認識できる。この層の上部には礫が比較的多い砂混じり砂礫層が不規則に分布する (By-M2)。上部は  $\phi 2\sim 5$  mm 程度のチャート、泥岩の礫を含み、下位のものよりも傾いた堆積構造 (N30E20N) が見られる灰白色の中～粗粒砂層である (By-M4)。このように、いずれの層からも明確に花崗岩由来と考えられる礫や砕屑物は確認されていない。

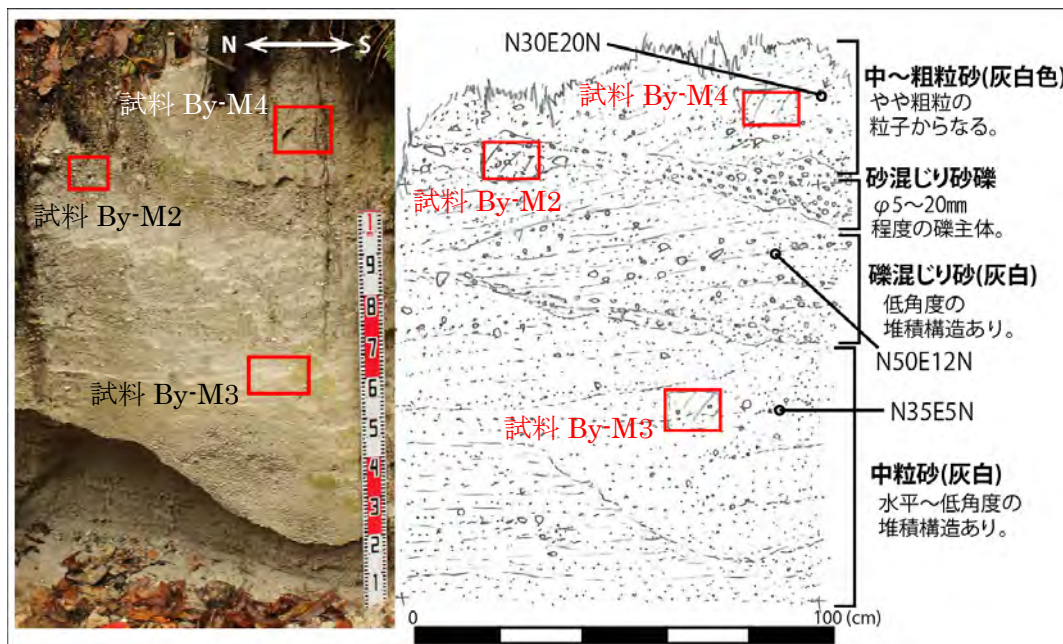


図 3.1-20 露頭 2 の露頭写真及びスケッチ

By-M1、By-M2、By-M3 及び By-M4 の 4 試料に高速定量分析法を適用したところ、図 3.1-21 の結果が得られた。いずれの試料にもチタン鉄鉱 (Ilmenite)、金紅石 (Rutile)、ジルコン (Zircon) が含まれ、重鉱物組成に大きな差異は見られなかった。また、伊奈川花崗岩に多く含まれる普通角閃石 (Hornblende) や黒雲母 (Biotite)、褐簾石 (Allanite) (図 3.1-15) はこの 4 試料には全く含まれない。チタン鉄鉱中の MnO 濃度とジルコン中の Y<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 濃度についての粒子ごとの分布 (図 3.1-22 及び表 3.1-8) も 4 試料ともほぼ同様で、前者は約 1 wt.% と約 3 wt.% のバイモーダルであり、後者は 1 wt.% 未満の粒子がほとんどという結果となった。これらの結果は、分析した堆積物の主な後背地がいずれも、現在の沢のすぐ上流に広く分布する伊奈川花崗岩ではなく、濃

飛流紋岩であることを示唆している。これはそれぞれの露頭で見られる礫に花崗岩が含まれないこととも矛盾しないが、現在の地形から考えられる後背地とは大きく異なる。現在の地形を見ると、伊奈川花崗岩が分布する南側の山地の方が高く、濃飛流紋岩や美濃帯堆積岩類が分布する北側の方が低くなっている。これらのことは、土岐砂礫層堆積後に屏風山断層の活動に伴う地形の高度変化があったことを示唆している。

屏風山断層の活動については本事業の平成 26 年度報告書の付録 2 及び平成 27 年度報告書の付録 2 で議論しているが、応力場の変化に伴って断層運動が左横ずれから右横ずれ、逆断層センスへと変化し、逆断層による山地の隆起は比較的最近のステージであると推測されている。この活動の中で、逆断層ステージの前の右横ずれステージに相当する断層ガウジに花崗岩以外の泥岩やホルンフェルスの岩片が含まれ、せん断変形を受けている一方、それより前の左横ずれステージは花崗岩起源のカタクレサイトのみで構成されることから、土岐砂礫層の堆積は左横ずれステージより後で、かつ右横ずれステージより前と考えられる。このような点から、土岐砂礫層堆積時には南側の山地が低く、北側の濃飛流紋岩が分布する地域から堆積物が供給されていたが、その後の屏風山断層の活動によって地形の高度が変化し、現在の伊奈川花崗岩が分布する南側が高くなり、現在の地形となったと考えられる。なお、露頭 2 の By-M2、By-M3、By-M4 が土岐砂礫層と同様の重鉱物を含むことは、土岐砂礫層の再堆積を示唆すると考えられる。

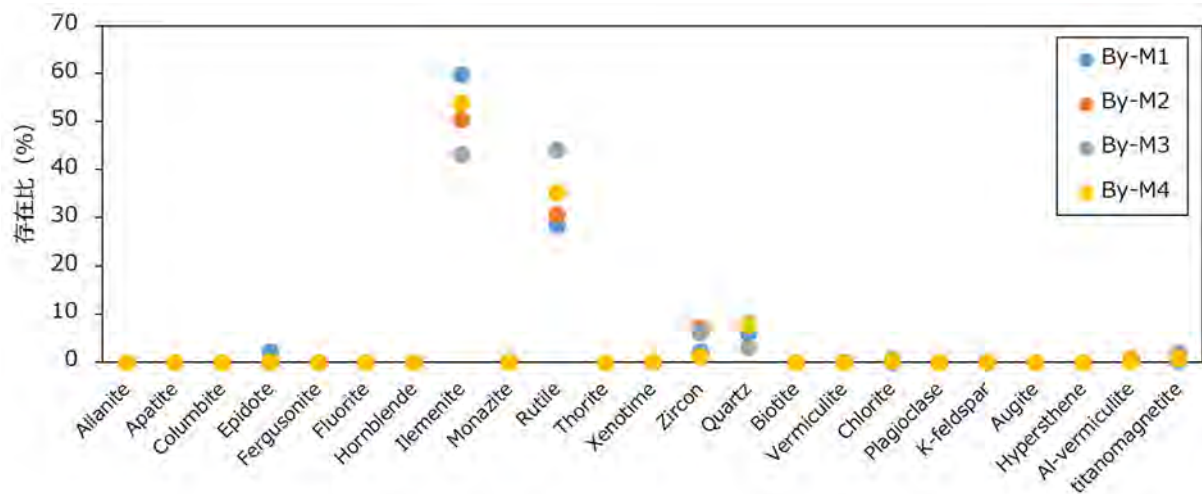


図 3.1-21 地点番号 25-b2 の試料の重鉱物組成

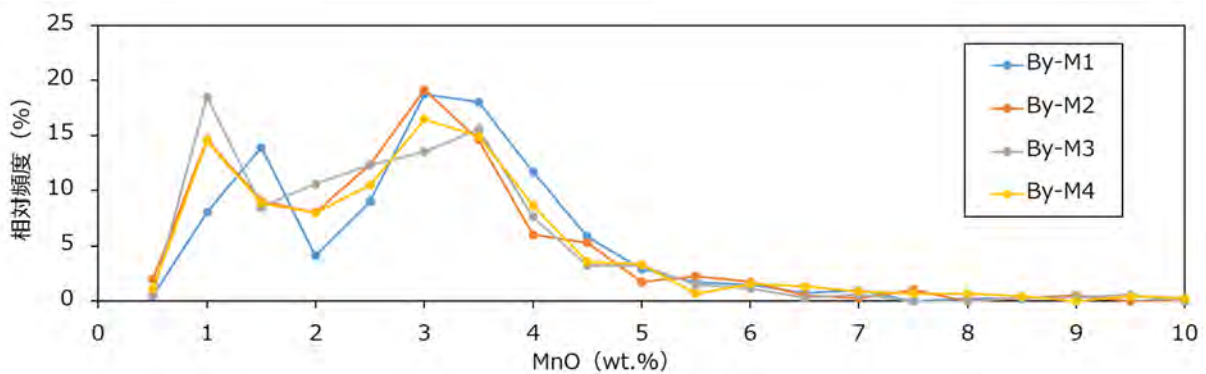


図 3.1-22 地点番号 25-b2 の試料に含まれるチタン鉄鉱の MnO 濃度ごとのヒストグラム

表 3.1-8 地点番号 25 の試料に含まれるジルコンの  $Y_2O_3$  濃度ごとの割合

試料名	$Y_2O_3 < 1 \text{ wt.}\%$	$Y_2O_3 \geq 1 \text{ wt.}\%$	$Y_2O_3 \geq 3 \text{ wt.}\%$	n
By-M1	16	1	0	17
By-M2	69	1	0	70
By-M3	58	0	0	58
By-M4	13	0	0	13

## 2) 幌延地域における事例研究

### ① これまでの研究

北海道北部の日本海側には、新第三紀から現在に至る堆積物の全層厚が約 6,000 m に達する天北堆積盆が分布する（山本, 1979<sup>29)</sup>）。天北堆積盆は、幅約 60 km の広がりを持ち、ほぼ南北に走る主要な構造線である大曲断層と幌延断層によって、東から天北炭田区、稚内-豊富東部区、天塩平野区の三つの構造区に分けられる（岡, 1986<sup>30)</sup>）（図 3.1-23）。天北堆積盆の南東部に位置する幌延地域には、東部に蝦夷累層群を含む中生界と神居古潭帯に属する変成岩類・堆積岩類が分布しており、中央部から西部に向かって新第三系堆積岩類（下位から宗谷夾炭層・鬼志別層・増幌層・稚内層・声問層）及び新第三紀末から第四紀にかけての堆積岩類（下位から勇知層・更別層・段丘堆積物・沖積層）が分布している（福沢ほか, 1992<sup>31)</sup>）（図 3.1-24）。声問層と勇知層の堆積時期を珪藻化石帯と火山灰中のジルコンの FT 年代から検討すると、西部の声問層上部は約 230 万年前であり、西部の方が東部より明らかに新しく、東西十数 km の間で少なくとも百万年程度の堆積年代の違いが認められる（安江ほか, 2006<sup>32)</sup>）。同様の傾向は、勇知層と更別層との境界付近でも認められ、東部で 240 万年前頃、西部で 130 万年前頃である（岡・五十嵐, 1993<sup>33)</sup>, 1997<sup>34)</sup>）。これらのことから、丘陵や山地の高まりは東側から形成され、削剥域が西方へ拡大するとともに、堆積中心が西方へ移動したと考えられる（安江ほか, 2006<sup>32)</sup>）。現在は、東部に標高 300~600 m 程の天塩山地、中央部に標高 100~300 m 程の宗谷丘陵、西部にサロベツ原野とウブシ原野からなる天塩平野と標高 100~200 m 程の宗谷丘陵が分布する。このように幌延地域は、地質分布が東西で異なるとともに地質分布と整合的に山地・丘陵・平野が分布しており、堆積物の堆積年代が明らかであることから、後背地解析技術の開発や適用確認に適している。

幌延地域の後背地解析の研究については、堆積物中の礫種や珪藻化石の再堆積種を用いて行われており（例えば、新里ほか, 2007<sup>35)</sup>）、200 万年前頃には宗谷丘陵の東縁部周辺が削剥環境であり、100 万年前頃からは宗谷丘陵の東部と西部がともに削剥環境であったと考えられる（日本原子力研究開発機構, 2014<sup>6)</sup>）。平成 28 年度は、このように後背地の情報がある程度明らかな幌延地域において、平成 27 年度に整備した帯磁率異方性を用いた古流向解析を行い、適用事例を蓄積するとともに、地形・地質モデルに反映するための検討を行う。



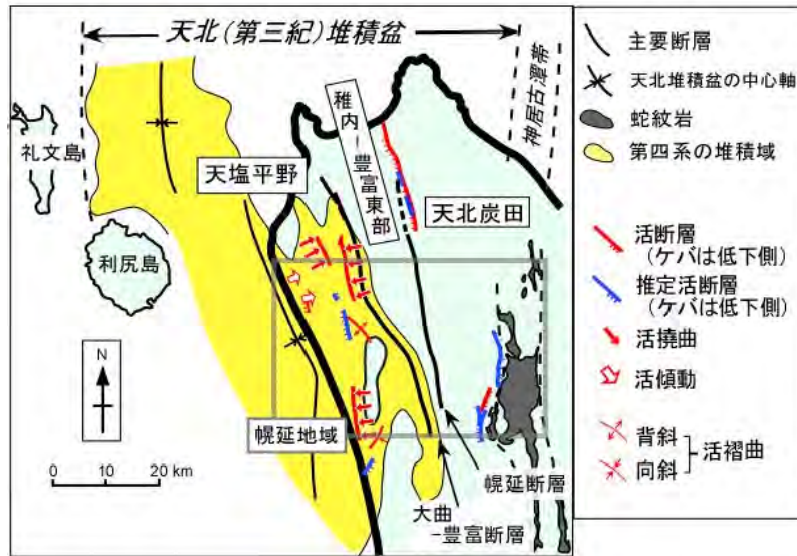


図 3.1-23 北海道北部地域における第四系と活構造の分布  
(核燃料サイクル開発機構, 2005<sup>36</sup>)

Period Epoch	Litho- stratigraphic units		Lithology		
	West (Horonobe)	East (Toikanbetsu)	West (Horonobe)	East (Toikanbetsu)	
Quaternary	Holocene		Chuseki Fm.		Alternating beds of gravel, sand, mud, and peat
	Pleistocene	L	Terrace deposits (marine and fluvial terrace deposits, and periglacial deposit)		Alternating beds of gravel, sand, mud, and peat
		M	Sarabetsu Fm.		Alternating beds of conglomerate, sandstone, and mudstone, intercalated with coal seams
	E	Yuchi Fm.		Fine to medium grained sandstone	
Tertiary (Neogene)	Pliocene	L	Yuchi Fm.	Diatomaceous mudstone & siliceous mudstone	Fine to medium grained sandstone
		E	Koetoi Fm. ~ Wakkanai ? Fm.	Koetoi Fm.	Diatomaceous pebbly mudstone
		L	Wakkanai Fm.	(Siliceous shale & Diatomaceous shale?)	Siliceous shale & Diatomaceous shale
	Miocene	M	Masuporo Fm.		Alternating beds of conglomerate, sandstone, and mudstone, intercalated with slumping beds
		E	Onishibetsu Fm.		Alternating beds of conglomerate, sandstone, and mudstone, intercalated with coal seams
		E	Soya coal-bearing Fm.		Sandstone intercalated with conglomerate and mudstone

図 3.1-24 幌延地域における層序  
(新里ほか, 2007<sup>35</sup>)

## ② 試料採取

幌延町上幌延地区の更別層の露頭（新里ほか, 2007<sup>35)</sup>の Stop 2）と開進地区の段丘堆積物露頭において試料採取を行った。位置図を図 3.1-25 に、柱状図を図 3.1-26 と図 3.1-27 にそれぞれ示す。試料は帯磁率異方性測定用の定方位試料（キューブサンプル）と各種分析用の不定方位試料に加え、日光に暴露しないよう塩ビパイプサンプラーを用いた OSL 年代測定用試料を採取した。各種分析用の不定方位試料と OSL 年代測定用試料の試料リストを表 3.1-9 に示す。

帯磁率異方性測定試料の採取にあたっては、ほぼ同じ粒度・堆積構造を示す細粒砂の層準から 1 試料 10 供試体の採取を基本とし、その他の試料については 1 層準につき 1 試料を採取した。

上幌延地区の試料採取露頭は現在稼働中の土取場となっており、比較的新鮮な地層が連続して露出している。層理面の走向傾斜は N10W35SW であり天塩川方向に向かって傾斜している。露頭は礫岩、砂岩及び泥岩から構成されており、リップルマークやレンズ状の礫層などが認められ変化に富む。

開進地区の試料採取露頭は標高約 30 m の段丘面へ登る林道ののり面で、層理面はほぼ水平である。露頭は礫混じり砂層、細粒砂層及び粘土層などから構成されており、層準ごとに概ね均質の産状を示す。

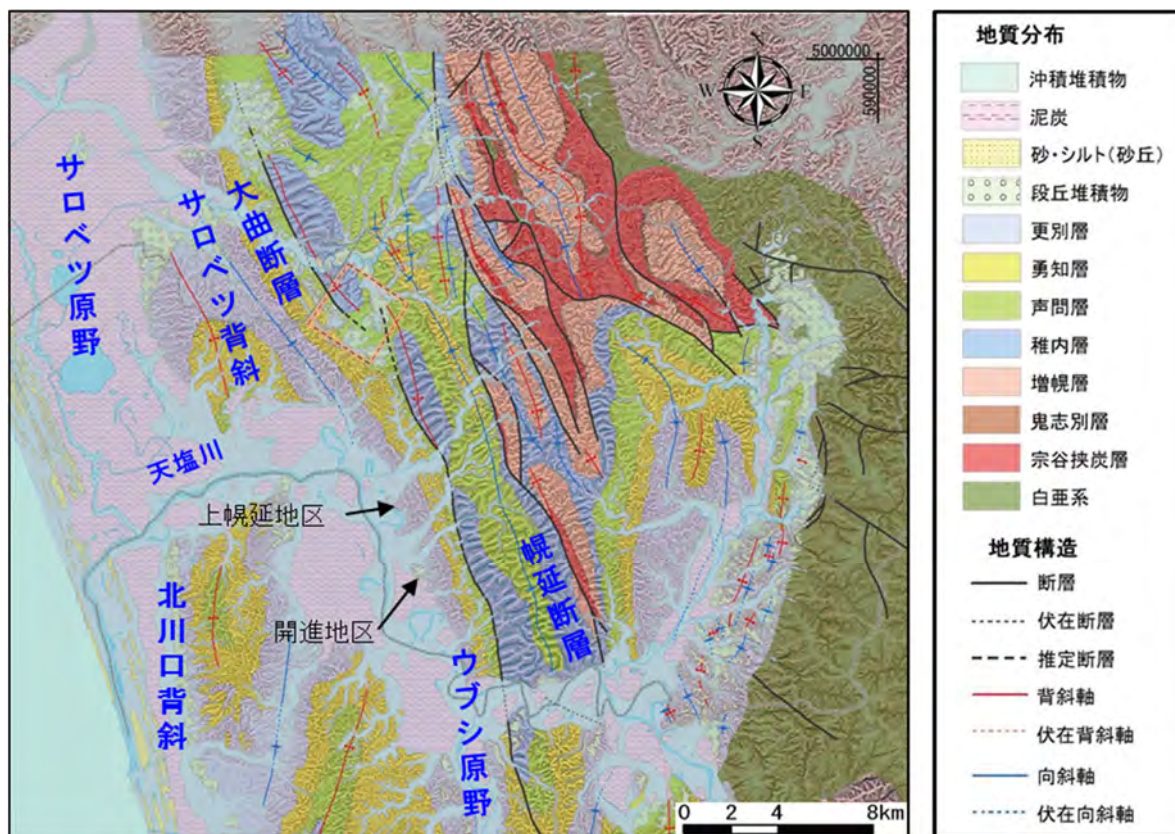


図 3.1-25 幌延地域での試料採取位置図  
(酒井・松岡 2015<sup>37)</sup>を抜粋し加筆)

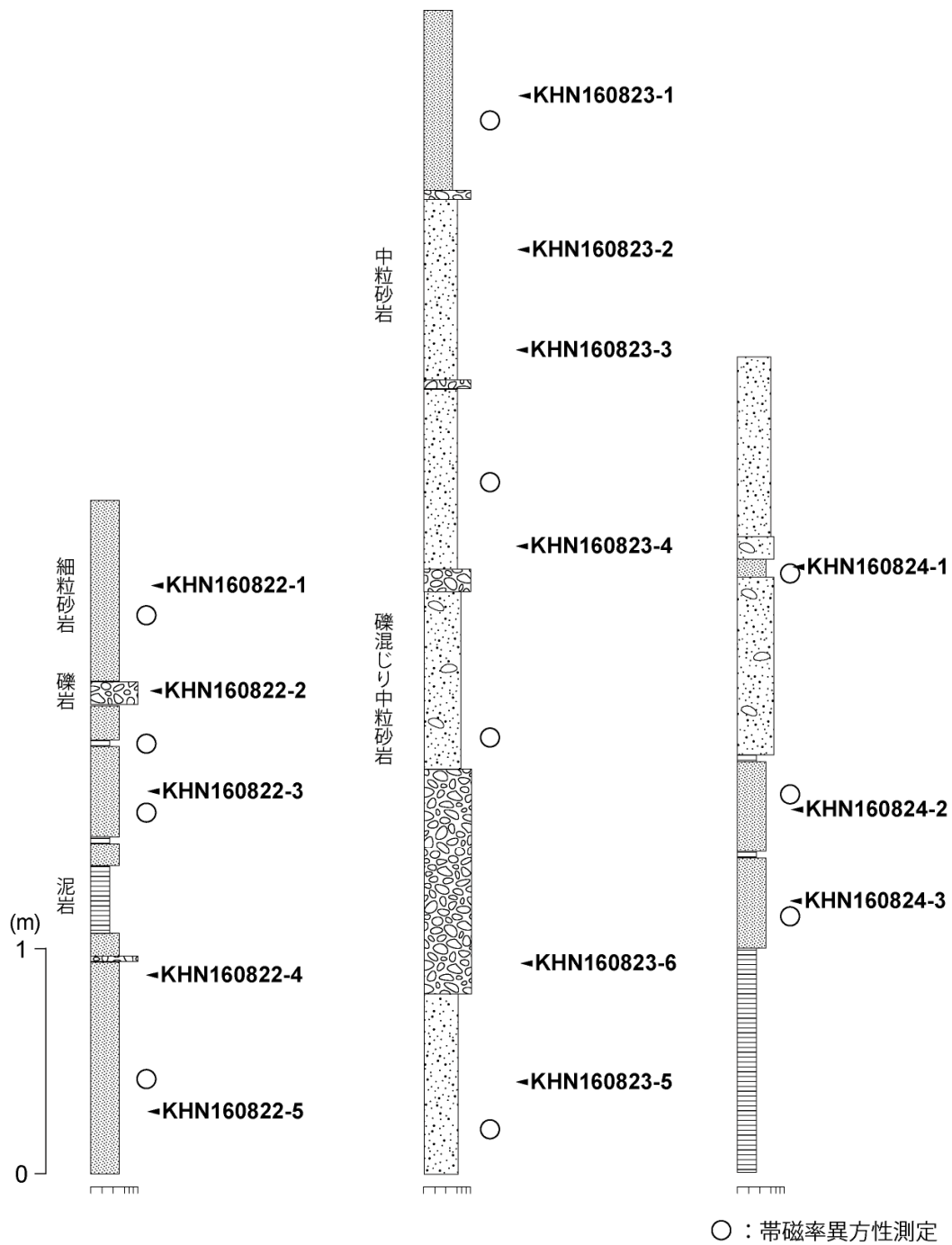


図 3.1-26 上幌延地区の柱状図と試料採取位置  
 左：上部露頭、中央：中部露頭、右：下部露頭  
 上部、中部、及び下部露頭は、それぞれ層厚にして約 30 m 離れている。

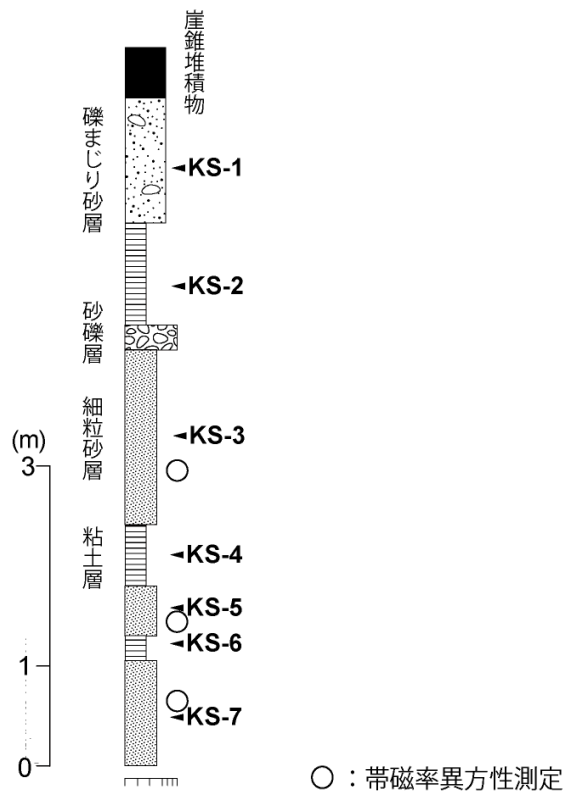


図 3.1-27 開進地区の柱状図と試料採取位置

表 3.1-9 幌延地域で採取した試料の一覧

試料番号	地質	ジルコン抽出	鉍物分析	OSL年代測定
KHN160822-1	細粒砂岩			
KHN160822-2	礫岩			
KHN160822-3	細粒砂岩	○	○	
KHN160822-4	細粒砂岩	○	○	
KHN160822-5	細粒砂岩			
KHN160823-1	細粒砂岩	○	○	
KHN160823-2	中粒砂岩	○	○	
KHN160823-3	中粒砂岩			
KHN160823-4	中粒砂岩			
KHN160823-5	中粒砂岩	○		
KHN160823-6	礫岩			
KHN160824-1	細粒砂岩			
KHN160824-2	細粒砂岩			
KHN160824-3	細粒砂岩	○	○	
KS-1	砂			○
KS-2	粘土			○
KS-3	砂	○		○
KS-4	粘土			○
KS-5	砂			○
KS-6	粘土			○
KS-7	砂	○	○	○

KHN: 上幌延地区 KS: 開進地区

採取した試料の一部については、本地域で有効と思われる後背地解析手法の検討に資するため、ジルコンの抽出（鉍物分離）及び鉍物組成分析（軽鉍物及び重鉍物）を行った。ジルコンの抽出は上幌延地区で6試料、開進地区で2試料について実施し、鉍物組成分析は上幌延地区で5試料、北進地区で1試料について実施した。軽鉍物分析の写真と結果を図3.1-28及び図3.1-29に、重鉍物分析の写真と結果を図3.1-30及び図3.1-31にそれぞれ示す。軽鉍物及び重鉍物の分離は、超音波洗浄した試料を63 µm及び250 µmの篩により63~250 µmの粒度に揃えた上で、比重2.85 g/cm<sup>3</sup>に調整した重液（ポリタングステン酸ナトリウム溶液）により行った。鉍物組成分析では、分離した軽鉍物及び重鉍物を偏光顕微鏡下でそれぞれ400粒同定計数した。不透明鉍物は、落斜光を照射して金属光沢を呈するものとした。

鉍物組成分析の結果、いずれの試料も、軽鉍物としては石英及び岩片が圧倒的に多く、重鉍物としては輝石（特に斜方輝石）、角閃石及び不透明鉍物が多く認められる。また、カンラン石、緑泥石、緑簾石、ざくろ石、ジルコンがわずかに認められる。

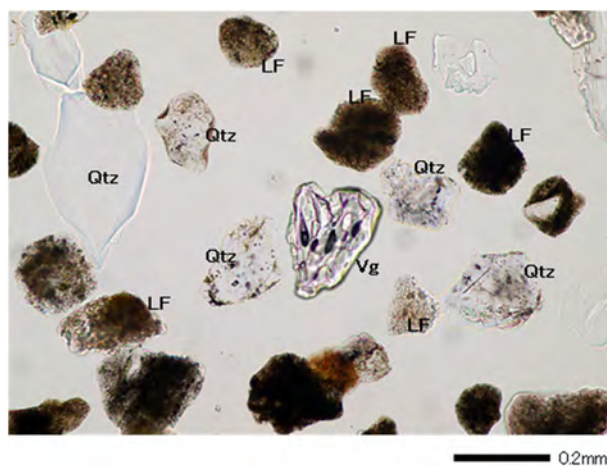


図 3.1-28 KS-7 より分離した軽鉍物  
LF : 岩片、Qtz : 石英、Vg : 火山ガラス。

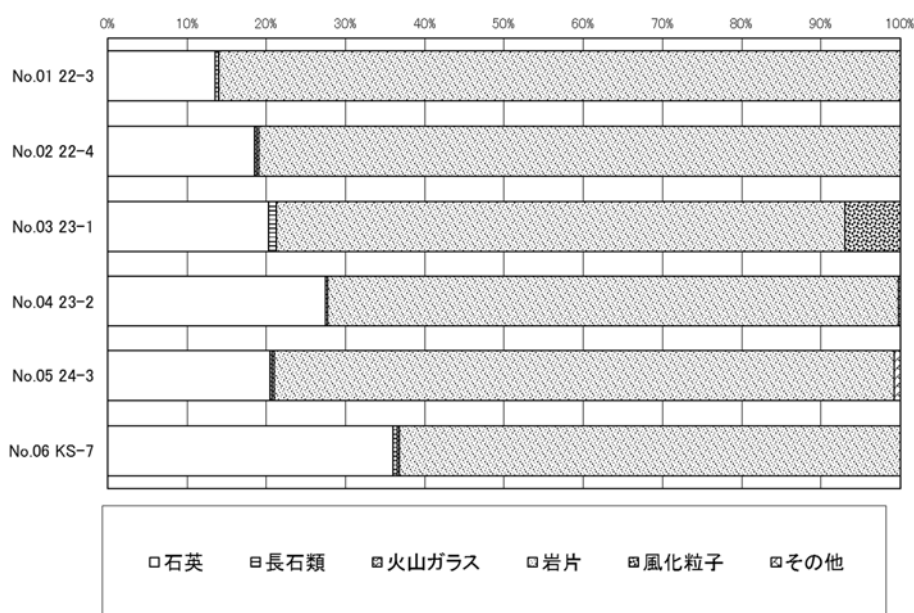


図 3.1-29 幌延地域より採取した堆積物の軽鉍物組成

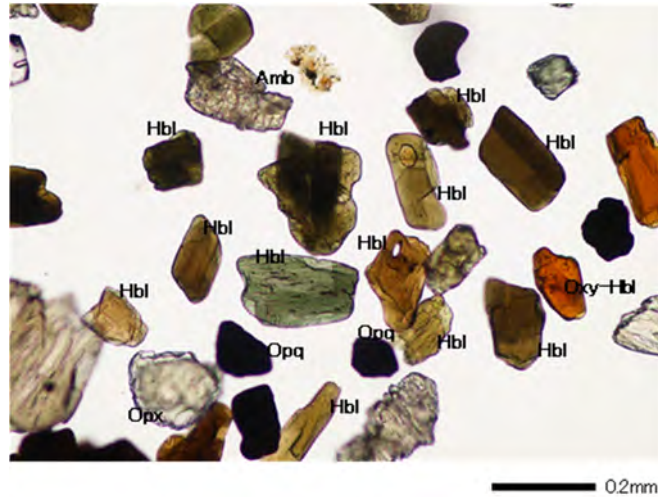


図 3.1-30 KS-7 より分離した重鉱物

Amb : 角閃石族、Hbl : 角閃石、Opq : 不透明鉱物、Opx : 斜方輝石、Oxy-Hbl : 酸化角閃石。

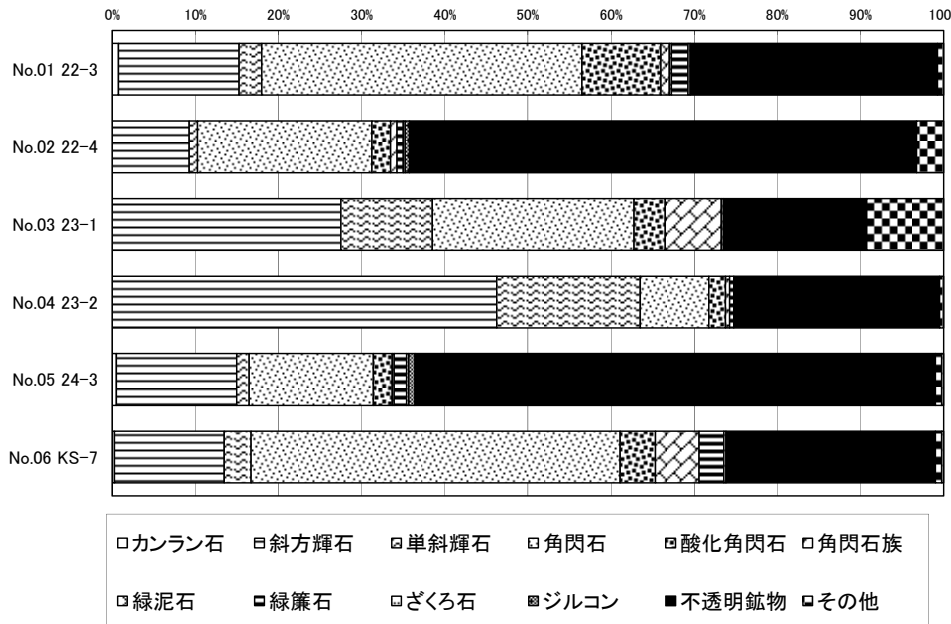


図 3.1-31 幌延地域より採取した堆積物の重鉱物組成

### ③ 古流向の解析

上幌延地区及び開進地区において、平成 27 年度に整備した帯磁率異方性を用いた古流向解析を行い、手法の適用性を確認した。帯磁率異方性測定は、Agico 社製 MFK1-FA を用いて行った。測定方法の詳細については日本原子力研究開発機構 (2016)<sup>14)</sup>を参照されたい。上幌延地区については試料を採取した露頭が N10W35SW の姿勢で傾斜しているため、地層が水平の状態です屑粒子が堆積したと仮定し、Röller and Trepmann (2011)<sup>38)</sup>を用いて測定値を補正した。

上幌延地区の更別層では層厚70~80 mの区間の10層準で帯磁率異方性測定を行ったが、結果の層準ごとの明瞭な違いは見られなかった。これらの結果をまとめると、見かけの帯磁率の磁化困難軸 (Kmin) は中角の北東~東北東傾斜に集中する (図 3.1-32) が、現地の地層の走向傾斜を用いて補正するとほぼ鉛直または高角の北~北東傾斜によく集中している (図 3.1-33)。磁化容易軸 (Kmax) はほぼ水平で、NW-SE方向が卓越する傾向にある。中間軸 (Kint) もほぼ水平だ

が、NE-SW方向が卓越し、Kmaxと傾向がほぼ明瞭に分かれる。また、T (shape parameter) >0、P' (corrected anisotropy index) は1~1.06に集中するため、異方性は非常に小さい。Kminがほぼ鉛直のため重力沈下または非常に弱い流れで堆積したことが想定されるが、Kmax及びKintの卓越方向も踏まえると、一つの解釈として、水が粒子を動かす北東方向のトラクション流による堆積があったという考え方ができる (図 3.1-35)。珪藻化石帯や火山灰中のジルコンのFT年代からは、当該地区の更別層は150~100万年前ごろに堆積したと考えられるが (新里ほか, 2007<sup>35)</sup>)、幌延地域において既往研究成果に基づき復元している地形モデル (図2.2-19) からは、当時の当該地区はNW-SEに汀線が伸びる浅海域に位置し、断層や褶曲の活動により東方から陸地が迫ってくる環境下にあったと推定される。当該地層を当時の汀線方向と直交する北東方向の非常に弱い流れによる沿岸潮汐堆積物とすれば、帯磁率異方性の結果と本事業で復元した地形モデルとが整合的であると言える。

開進地区の段丘堆積物では1 mおきに3層準から試料を採取して帯磁率異方性測定を行ったが、ここでも結果の層準ごとの明瞭な違いは見られなかった。Kminは高角の北傾斜で比較的良い集中を示し、Kmaxはほぼ水平でN-S方向 (緩い南傾斜) が卓越する傾向が認められる (図 3.1-34)。KintはKmaxよりもばらつきが大きい、ほぼ水平なE-W方向が卓越するようにみえる。また、T>0、P'は1~1.15に集中し、異方性は小さい。Kminが鉛直に近いことを踏まえると、開進地区で堆積した粒子は北方への弱い流れ (堆積物重力流) によってインブリケーションを形成した、もしくは、流れのほとんど無い環境下で、北方向に緩く傾斜した面に重力沈下により堆積したと解釈できる。当該地区は東西圧縮によるfold-and-thrust beltの向斜部に位置する。当該地区の地層の年代については今後、OSL年代測定などにより詳しく検討する必要があるが、これらが当該地区周辺に分布するMIS7ないしMIS5eの海成段丘に相当する場合、当時は更別層堆積時よりもfold-and-thrust beltが発達し、当該地区の東西両側の背斜部も陸化していたと考えられる (新里ほか, 2007<sup>35)</sup>)。この場合、当該地区は南から北に向かって広がる海底扇状地をなしていた可能性があり、帯磁率異方性の結果とも整合的となる。

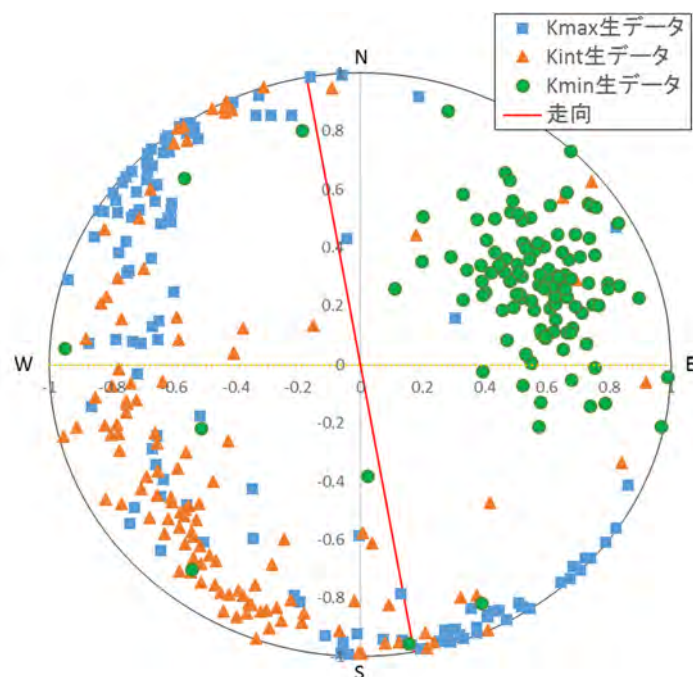


図 3.1-32 帯磁率異方性シュミットネット (上幌延地区、補正前)  
本地区の地層の走向傾斜はN10W35SWである。

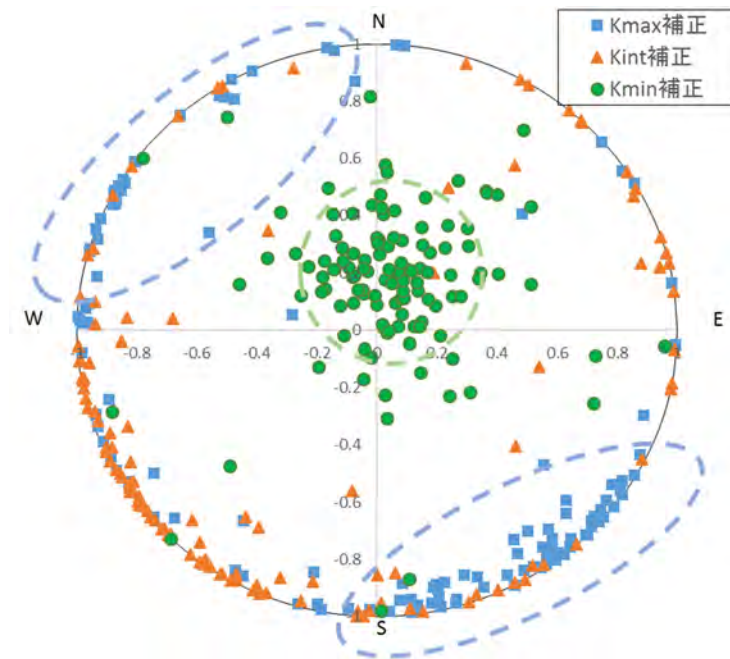


図 3.1-33 帯磁率異方性シュミットネット(上幌延地区、補正後)  
Kminは高角北～北東傾斜に、Kmaxはほぼ水平のNW-SE方向に集中する。

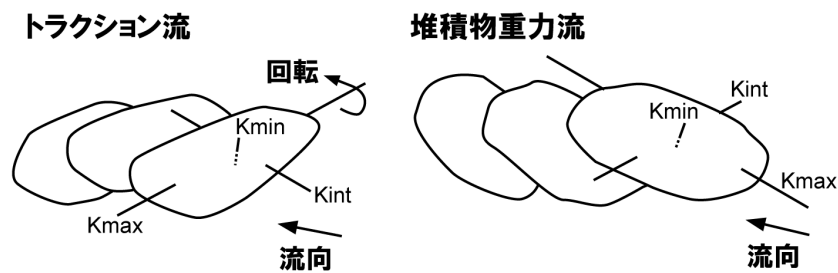


図 3.1-34 粒子の異なる堆積構造を示した概念図  
八木下 (2001)<sup>39)</sup>による。

上幌延地区及び開進地区で採取した帯磁率異方性測定試料の粒径に差はなく、トラクション流型と堆積物重力流型の異なる堆積構造が形成された要因の一つとして流速の違いも考慮する必要がある。これらの地層が堆積した際の地形（fold-and-thrust beltの発達による起伏の程度）と海水準が流速にも大きな影響を及ぼしていたと推定される。



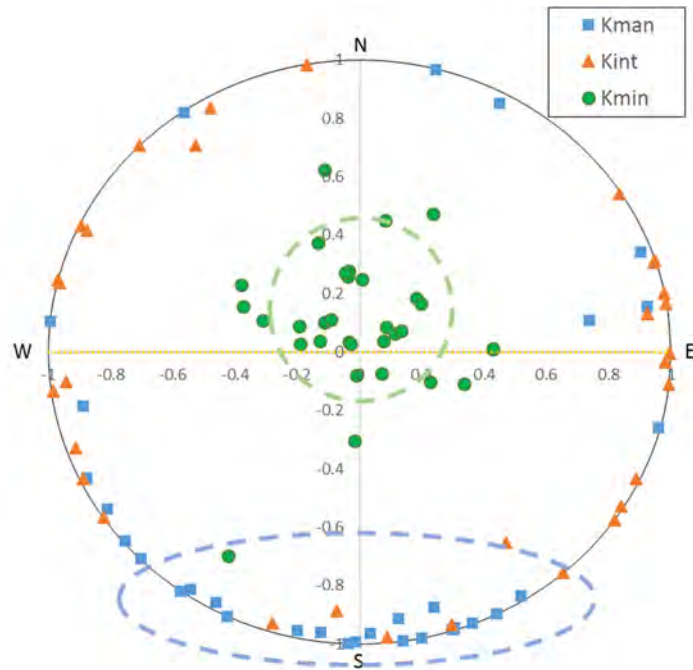


図 3.1-35 帯磁率異方性シュミットネット(開進地区)

Kminは高角北傾斜に、Kmaxはほぼ水平のN-S方向(緩い南傾斜)に集中する。  
本地域の地層はほぼ水平であるので地層の傾きによる補正は行っていない。

### (3) テフラカタログの整備

平成 28 年度は、相模原市立博物館所蔵のテフラ標本(町田 洋コレクション;相模原市立博物館, 2003<sup>39</sup>)のうち、試料の保存状態が良好で、かつ、更なる記載の充実が望まれる 8 試料(標本番号: MJA0073、MJA0278、MJA0290、MJB0037、MJB0136、MJB0140、MJB0422、950707)を選定し、記載・分析を行った。試料番号の頭文字が MJA の試料は第四紀後期、MJB の試料は第四紀前期～中期のテフラである。

試料は洗浄・乾燥後、双眼実体顕微鏡及び偏光顕微鏡下で、鉱物組成、火山ガラスの形態を記載した。記載岩石学的特徴を表 3.1-10 に示す。

火山ガラスの化学分析は、エネルギー分散型 X 線分析(EDS)により行った。分析は火山ガラス 15 粒子を株式会社古澤地質において実施した。分析装置は HORIBA EMAX Evolution EX-270 を使用し、加速電圧は 15 kV、電流は 0.3 nA、ライブタイムは 50 秒で、4  $\mu\text{m}$  四方の範囲を約 60 nm のビーム径にて走査させて測定した。二次標準物質として MPI-DING の ATHO-G 及び AT の火山ガラスを用い、測定精度を分析ごとに Jochum et al. (2000)<sup>40</sup>の ATHO-G 標準値及び町田・新井(2003)<sup>41</sup>の AT 標準値と比較して確認した。

今回得られた主成分化学分析値(表 3.1-11; 図 3.1-36)のうち、MJA0073 (K-Tz)、MJA0290 (On-Pm1)、MJB0140 (Kkt)、MJB0422 (B-Og)、950707 (Aso-4)については、既往の給源を同じくするテフラの化学分析値(町田・新井, 2003<sup>41</sup>)とほぼ一致する。MJA0278 (K-Tz)も、 $\text{SiO}_2$ 濃度がやや低く、 $\text{Al}_2\text{O}_3$ と  $\text{K}_2\text{O}$ 濃度がやや高いものの、K-Tzの既往文献値と大きな違いは無い。MJA0073はK-Tz給源の火砕流堆積物であるのに対し、MJA0278は給源から 900 km 以上離れた地点で堆積した降下火山灰であり、同じ K-Tz でも堆積過程の違いが化学組成の違いに反映されたものと考えられる。MJB0037の Ysf 及び MJB0136の Yt-BBPの主成分化学分析値は、本事業によるものが初めての報告となる。

表 3.1-10 テフラの記載岩石学的特徴

試料番号	テフラ名	給源火山	採取地	堆積様式*	層厚	主な鉱物 **	火山ガラスの形態***	火山ガラスの屈折率(n)	その他
MJA0073 64-4	長瀬 (K-Tz)	鬼界	鹿児島竹島	pflの基底	数m以上	opx > cpx, qt	bw, pm	1.496-1.500	EDS分析
MJA0278 8111-4(3)	K-Tz?		神奈川県藤原(芝田)	afa	—	opx >> ho	pm, bw	1.502-1.504	EDS分析
MJA0290 53-12	On-Pm1	御岳	静岡小山生土西沢	pfa	70 cm以上	opx >> ho	+pm	—	EDS分析
MJB0037 9911-3	吉田麓 (Ysf)	?	鹿児島吉田城内	湖成層	数m以上	—	bw, pm	1.504-1.506	隼人層, 極細粒 EDS分析
MJB0042 65-8(1)	小瀬田 (Ksd)	鬼界?	鹿児島南種子焼野	pfl	数m以上	ho > +opx, qt ( $\beta$ -qt)	—	—	風化激しい
MJB0061 0011-4	溶岩 (Ygn)	?	鹿児島垂水牛根	pfl	数m以上	bt > opx, qt ( $\beta$ -qt), obs	—	—	
MJB0136 957-1(4)	ハヶ岳BBP (Yt-BBP)	北ハヶ岳?	長野川上金山居倉	pfa	50 cm	ho-rich, qt	pm	—	EDS分析
MJB0140 9012-1	ハヶ岳ヌカ1	加久藤	長野南牧広瀬	afa	6 cm	+ho, +opx, +cpx	bw	1.501-1.503	Kktに対比 EDS分析
MJB0302	Yt-Gop2?	北ハヶ岳?	狭山丘陵田端	pfa	20 cm	ho > cum, bt, qt	—	—	
MJB0305	Yt-Gop1?	北ハヶ岳?	狭山丘陵田端	pfa	30 cm	ho	—	—	
MJB0422 8911-25(2)	白頭山男鹿 (B-Og)	白頭山	男鹿半島安田	afa	2.5 cm	opx > ho	pm, bw	1.518-1.528	EDS分析
950707	Aso-4	阿蘇	山梨上野原鶴島	afa	15 cm	ho, opx, cpx	bw	1.507-1.511	下部の方をEDS分析
882-25	船戸 (Fnt)	?	人吉層基底付近	pfl	数m以上	opx >> ho	bw	1.504-1.508	opxの屈折率: 1.710-1.712
87, 7-1	On-Pm1	御岳	静岡小山中島奥	pfa	100 cm	bt, ho > opx	pm	—	中間の6 cm細粒部分

\* : afa : 降下火山灰, pfa : 降下軽石, pfl : 火砕流堆積物

\*\* : bt : 黒雲母, cpx : 単斜輝石, cum : カミングトン閃石, ho : 普通角閃石, obs : 黒曜石, opx : 斜方輝石, qt : 石英,  $\beta$ -qt : 高温型石英,

+ : 微量, > : 2~3 倍程度, >> : 4~5 倍以上

\*\*\* : 火山ガラスの形態は町田・新井 (2003)<sup>41)</sup>による。bw : バブル型, pm : 軽石型層厚及び火山ガラスの屈折率データは町田 洋氏による<sup>8)</sup>。

表 3.1-11 火山ガラスの化学分析値

テフラ番号	テフラ名	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O
MJA0073	K-Tz pfl	78.58	0.25	11.84	1.02	0.05	0.19	1.11	3.43	3.53
	SD	0.19	0.08	0.05	0.06	0.06	0.03	0.05	0.10	0.12
MJA0278	K-Tz?	76.42	0.26	13.03	1.19	0.10	0.28	1.34	3.39	4.00
	SD	0.71	0.05	0.38	0.10	0.07	0.06	0.13	0.08	0.19
MJA0290	On-Pm1	75.86	0.18	13.79	0.99	0.12	0.24	1.60	3.62	3.59
	SD	0.14	0.06	0.12	0.07	0.07	0.04	0.08	0.05	0.06
MJB0037	Ysf	76.65	0.34	12.81	1.38	0.08	0.32	1.63	3.72	3.06
	SD	0.19	0.06	0.16	0.09	0.06	0.04	0.06	0.12	0.08
MJB0136	Yt-BBP	77.64	0.20	13.02	1.07	0.07	0.36	1.77	4.06	1.81
	SD	0.17	0.06	0.10	0.09	0.05	0.04	0.07	0.06	0.08
MJB0140	Kkt	76.71	0.20	12.59	1.29	0.10	0.12	0.97	3.60	4.42
	SD	0.13	0.07	0.08	0.07	0.07	0.04	0.04	0.05	0.10
MJB0422	B-Og	65.53	0.43	16.32	4.13	0.20	0.22	1.24	5.93	6.00
	SD	1.24	0.23	0.25	0.34	0.08	0.24	0.39	0.31	0.21
950707	Aso-4	72.10	0.46	14.79	1.61	0.14	0.39	1.27	4.49	4.76
	SD	0.69	0.09	0.32	0.19	0.09	0.08	0.24	0.08	0.22

各試料とも、n=15 で分析し、その平均値を total 100% で規格化した値を示している。

SD は標準偏差。

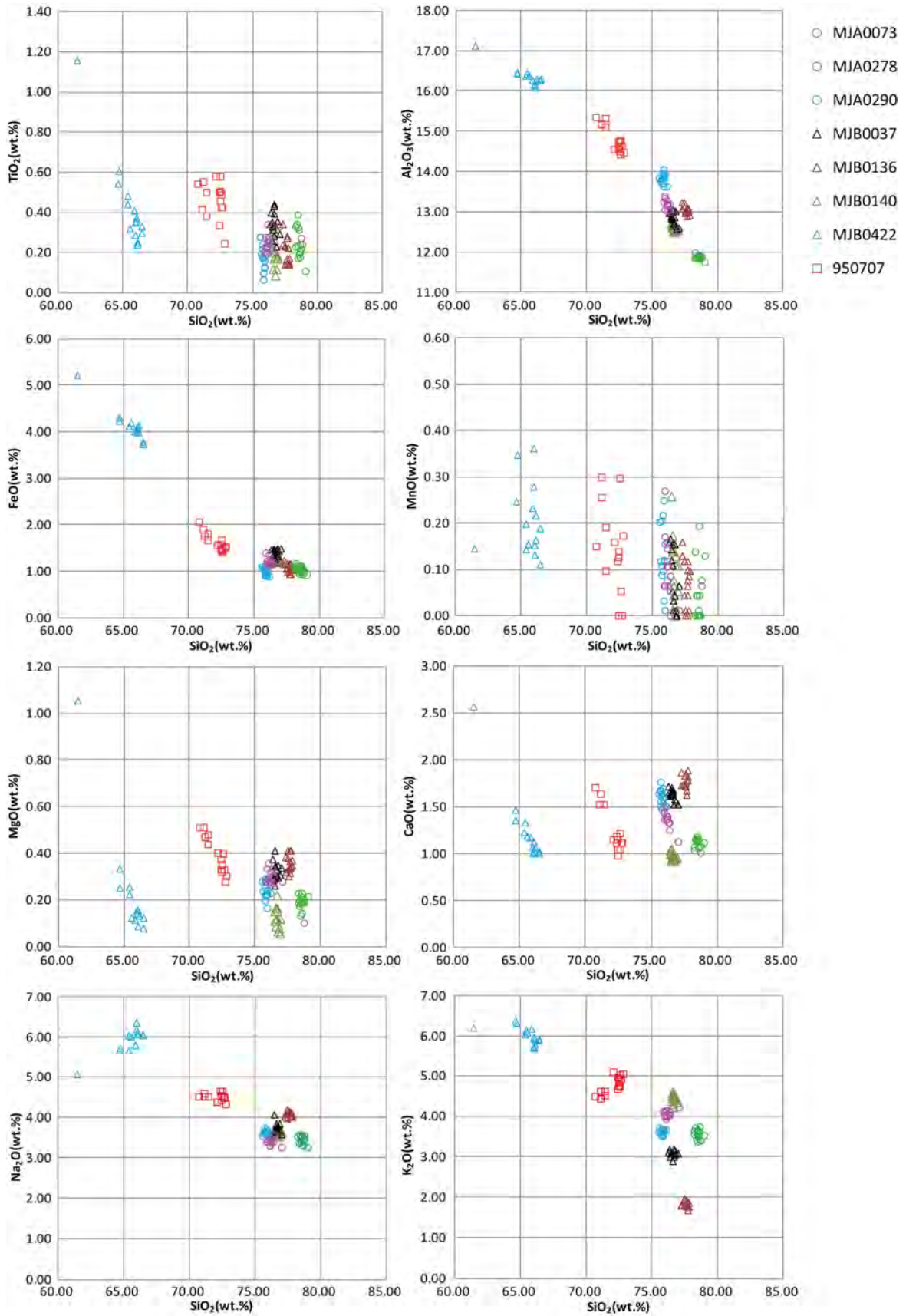


図 3.1-36 火山ガラスの化学組成散布図

### 3.1.4 まとめ

平成 28 年度は、平成 27 年度までに構築してきた各種後背地解析手法（石英の ESR 信号測定、EPMA による高速定量分析及び帯磁率異方性測定）を実際のフィールドにおいて適用することにより、これらの手法が、礫種組成や堆積相解析に基づく古典的な検討が難しい風化の進んだ細粒堆積物における後背地解析技術として有効であるとの見通しを得た。山間部（東濃地域）での事例研究では、山地の発達過程やそれに関わる断層運動の履歴を復元する上でのこれらの手法の適用性を示した。また、層序や堆積年代が比較的良好に分かっている堆積物を用いた平野部（幌延地域）での事例研究に着手し、帯磁率異方性測定による古流向解析の適用性を確認した。

個別の手法については、石英の OSL・TL 信号測定の後背地解析への適用性を検討したが、後背地解析としては ESR 信号測定の方が有利であることが明らかとなった。EPMA を用いた重鉍物分析については、チタン鉄鉍中の MnO 濃度やジルコンの Y<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 濃度を用いた例のように、堆積物中に風化に強い限られた鉍物しか残存していない場合も、特定の化学的特徴に着目して検討することで後背地解析が十分に可能であることを示した。さらに、基盤岩の基礎的データの拡充に資するため、岩石のモード測定の高精度化・迅速化に係る手法を整備した。

今後は、OSL 年代測定などによる堆積物の年代に係る情報を拡充する手法を検討するとともに、より広域的なスケールを踏まえた後背地の復元、ひいては地形・地質モデルへの反映が課題である。

### 謝辞

本事業を進めるにあたり、名古屋大学の鈴木和博名誉教授には、EPMA での分析技術開発において多くのご教示を賜った。鈴木先生は、平成 28 年 10 月に思いもかけず急逝された。心よりご冥福申し上げますとともに、これまでのご厚情に感謝の念が堪えません。

首都大学東京の田村糸子博士、及び株式会社古澤地質の古澤 明氏には、テフラの記載・分析において多大なご助力・ご教示を賜った。町田 洋東京立大学名誉教授、及び河尻清和学芸員をはじめとする相模原市立博物館の皆様には、博物館所蔵テフラ試料を提供いただくとともに、詳細な情報をご教示いただいた。一般財団法人地域地盤環境研究所の徳安佳代子博士には、OSL・TL 測定において多くのご教示を賜った。以上の方々に深く感謝いたします。

### 引用文献

- 1) 梅田浩司, 谷川晋一, 安江健一, 地殻変動の一樣継続性と将来予測—地層処分の安全評価の視点から—, 地学雑誌, vol.122, 2013, pp.385-397.
- 2) 尾上博則, 笹尾英嗣, 三枝博光, 小坂 寛, 過去から現在までの長期的な地形変化が地下水流動特性に与える影響の解析的評価の試み, 日本原子力学会和文論文誌, vol.8, 2009, pp.40-53.
- 3) 草野友宏, 浅森浩一, 黒澤英樹, 國分(齋藤)陽子, 谷川晋一, 根木健之, 花室孝広, 安江健一, 山崎誠子, 山田国見, 石丸恒存, 梅田浩司, 「地質環境の長期安定性に関する研究」第 1 期中期計画期間(平成 17 年度~平成 21 年度)報告書(H22 レポート), JAEA-Research 2010-044, 2011, 153p.
- 4) Ohmori, H., Relief structure of the Japanese mountains and their stages in geomorphic development, *Bulletin of Department of Geography, University of Tokyo*, vol.10, 1978, pp.31-85.
- 5) Suzuki K. and Adachi M., The chemical Th-U-total Pb isochron ages of zircon and monazite from the gray granite of Hida terrane, *The Journal of earth sciences, Nagoya*

- University*, vol.38, 1991, pp.11-38.
- 6) 日本原子力研究開発機構, 平成 25 年度 地層処分技術調査等事業 地質環境長期安定性評価 確証技術開発 報告書, 2014, 198p.  
[http://www.enecho.meti.go.jp/category/electricity\\_and\\_gas/nuclear/rw/library/2013/25-3-1.pdf](http://www.enecho.meti.go.jp/category/electricity_and_gas/nuclear/rw/library/2013/25-3-1.pdf) (2016.11.08)
  - 7) 小椋伸幸, 掃部 満, 天北・羽幌地域の石油地質—深部構造特性と炭化水素ポテンシャル—, 石油技術協会誌, vol.57, 1992, pp.32-44.
  - 8) 相模原市立博物館, テフラ標本目録 町田 洋 コレクション, 相模原市立博物館資料目録 vol.4, 2003, 81p.
  - 9) Hashimoto, T., Koyanagi, A. and Yokosaka, K., Thermoluminescence color images from quartzs of beach sands, *Geochemical Journal*, vol.20, 1986, pp.111-118.
  - 10) Shimada A., Takada M. and Toyoda S., Characteristics of ESR signals and TLCLs of quartz included in various source rocks and sediments in Japan: A clue to sediment provenance, *Geochronometria*, vol.40, 2013, pp.334-340.
  - 11) 稲垣亜矢子, 長谷部徳子, 遠藤徳孝, 伊藤一充, 熱ルミネセンスのデジタル写真撮影と Java アプリケーションを用いた色の数値化方法, 地質学雑誌, vol.116, 2010, pp.690-693.
  - 12) 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, 2016, 292p.
  - 13) Timar-Gabor, A., Buylaert, J.-P., Guralnik, B., Trandafir-Antohei, O., Constantin, D., Anechitei-Deacu, V., Jain, M., Murray, A.S., Porat, N., Hao, Q. and Wintle, A.G., On the importance of grain size in luminescence dating using quartz, *Radiation Measurements*, In Press, 2017, pp.1-8.
  - 14) 日本原子力研究開発機構, 平成 27 年度 地層処分技術調査等事業 地質環境長期安定性評価 確証技術開発 報告書, 2016, 265p.
  - 15) 黒田吉益, 諏訪兼位, 偏光顕微鏡と岩石鉱物, 第 2 版, 共立出版, 1983, 390p.
  - 16) 戸上昭司, 高野雅夫, 道林克禎, 村上雅美, 熊澤峰夫, 走査型 X 線分析顕微鏡画像の解析による鉱物分布画像の作成, 鉱物学雑誌, vol.27, 1998, pp.203-212.
  - 17) Schneider, C.A., Rasband, W.S. and Eliceiri, K.W., NIH Image to ImageJ: 25 years of image analysis, *Nature Methods*, vol.9, 2012, pp.671-675.
  - 18) 安江健一, 浅森浩一, 丹羽正和, 花室孝広, 國分陽子, 末岡 茂, 幕内 歩, 生田正文, 松原章浩, 田村 肇, 小堀和雄, 石丸恒存, 梅田浩司, 地質環境の長期安定性に関する研究 年度報告書 (平成 24 年度), 日本原子力研究開発機構, JAEA-Research 2013-047, 2014, 109p.
  - 19) 柴田秀賢, 美濃国恵那郡苗木地方の花崗岩類およびペグマタイト (その 1), 地質学雑誌, vol.46, 1939, pp.465-480.
  - 20) 鈴木淑夫, 石原舜三, 土岐・岡崎地域の花崗岩質深成岩の鉱物容量比, 地質調査所報告, vol.232, 1969, pp.155-168.
  - 21) Ishihara, S., Modal and chemical composition of the granitic rocks related to the major molybdenum and tungsten deposits in the inner zone of southwest Japan, *Journal of Geological Society of Japan*, vol.77, 1971, pp.441-452.
  - 22) 領家研究グループ, 中部地方領家帯の花崗岩類の相互関係, 地球科学, vol.26, 1972, pp.205-216.
  - 23) Ishihara, S. and Terashima, S., Chemical variation of the Cretaceous granitoids across southwestern Japan -Shirakawa-Toki-Okazaki Transection-, *Journal of Geological Society of Japan*, vol.83, 1977, pp.1-18.
  - 24) Yamada, N., Nohi Rhyolite and associated granitic rocks, Guidebook for Excursion, *Geological Survey of Japan*, No.4, 1977, pp.33-60.
  - 25) 山田直利, 赤羽久忠, 濃飛流紋岩を貫く花崗岩類, 地団研専報, vol.53, 2005, pp.89-97.
  - 26) 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, 2010, pp.50-70.
  - 27) 山中千博, 長田章生, 田坂直也, 高田将志, 石英の光ルミネッセンス(OSL)感度の大きな違いはなぜ生まれるか? (II) イオン照射・熱的アニーリングの効果と OSL 年代に与える影響,

- 第 33 回 ESR 応用計測研究会 講演会要旨, 2017, pp.45.
- 28) Suzuki, K. and Yogo, S., Microprobe analyses of zircons in some granitic rocks with special reference to the distribution of uranium, *Bulletin of the Nagoya University Museum*, vol. 2, 1986, pp.27-53.
  - 29) 山本裕彦, オホーツク海および天北日本海側海域の地質構造と堆積盆について, 石油技術協会誌, vol.44, 1979, pp.260-267.
  - 30) 岡 孝雄, 北海道の後期新生代堆積盆の分布とその形成に関わるテクトニクス, 地団研専報, vol.31, 1986, pp.295-320.
  - 31) 福沢仁之, 保柳康一, 秋山雅彦, 北海道中央北部の新第三系の層序と古環境, 地質学論集, vol.37, 1992, pp.1-10.
  - 32) 安江健一, 秋葉文雄, 大平寛人, 石井英一, 北海道北部, サロベツ背斜付近に分布する声問層上部の鮮新統上部珪藻化石帯とフィッシュン・トラック年代, 地質学雑誌, vol.112, 2006, pp.284-293.
  - 33) 岡 孝雄, 五十嵐八枝子, 北海道北部・問寒別構造盆地の鮮新-更新統—とくに堆積層および花粉層序について, 地質学雑誌, vol.99, 1993, pp.365-389.
  - 34) 岡 孝雄, 五十嵐八枝子, 北海道・天塩平野北部の上部新生界—特に勇知層・更別層の堆積相と花粉化石層序について—, 加藤誠教授退官記念論文集, 1997, pp.341-365.
  - 35) 新里忠史, 舟木泰智, 安江健一, 北海道北部, 幌延地域における後期鮮新世以降の古地理と地質構造発達史, 地質学雑誌, vol.113(補遺), 2007, pp.119-135.
  - 36) 核燃料サイクル開発機構, 高レベル放射性廃棄物の地層処分技術に関する知識基盤の構築—平成 17 年取りまとめ 分冊 1 深地層の科学的研究—, JNC TN1400 2005-014, 2005, 415p.
  - 37) 酒井利啓, 松岡稔幸, 幌延地域を対象とした地表踏査および地形データにもとづく地質分布の推定, JAEA-Research 2015-004, 2015, 109p.
  - 38) Röller, K. and Trepmann, C.A., Stereo32, version 1.0.3, 2011.
  - 39) 八木下晃司, 岩相解析および堆積構造, 古今書院, 2001, 222p.
  - 40) Jochum, K.P., Dingwell, D.B., Rocholl, A., Stoll, B., Hofmann, A.W., Becker, S., Besmehn, A., Bessette, D., Dietze, H.-J., Dulski, P., Erzinger, J., Hellebrand, E., Hoppe, P., Horn, I., Janssens, K., Jenner, G.A., Klein, M., McDonough, W.F., Maetz, M., Mezger, K., Münker, C., Nikogosian, I.K., Pickhardt, C., Raczek, I., Rhede, D., Seufert, H.M., Simakin, S.G., Sobolev, A.V., Spettel, B., Straub, S., Vincze, L., Wallianos, A., Weckwerth, G., Weyer, S., Wolf, D., Zimmer, M., The preparation and preliminary characterisation of eight geological MPI-DING reference glasses for in-situ microanalysis, *Geostandards Newsletter*, vol.24, 2000, pp.87-133.
  - 41) 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, 2003, 336p.

## 3.2 炭酸塩鉱物測定技術開発

### 3.2.1 背景と目的

炭酸塩鉱物は岩種や岩盤の形成過程に依存せずに、岩盤中に広く一般的に産出する鉱物であるため（図 3.2-1）（西本ほか, 2008<sup>1)</sup>; Nishimoto and Yoshida, 2010<sup>2)</sup>; Iwatsuki and Yoshida, 1999<sup>3)</sup>; Yoshida et al., 2000<sup>4)</sup>; 吉田, 2012a<sup>5)</sup>; Ohno et al., 2016<sup>6)</sup>）、汎用的な古環境指標物質として利用可能である。炭酸塩鉱物から得られる情報に基づき、現在は直接確認することができない過去の地質環境の履歴を推測することで、長期的な地質環境変動モデルの構築ができると考えられる。

長期的な地質環境変動モデルを構築する際、地下水やガスの通路となり得る高透水性の地質構造（透水性割れ目や断層など：Yoshida et al., 2000<sup>4)</sup>; 舟木ほか, 2009<sup>7)</sup>）を把握したうえで、その長期的な発達過程を推定することが重要となる。数十万年という時間スケールにおける割れ目の発達過程を推定するためには、割れ目やシーリングなどの形成・発達履歴を明らかにし、割れ目近傍の環境変化を推定する必要がある（吉田, 2012b<sup>8)</sup>）。割れ目の形成・発達履歴を解明するうえで、割れ目充填鉱物は様々な指標になり得る（石橋ほか, 2014<sup>9)</sup>; Ishibashi et al., 2016<sup>10)</sup>）。例えば、西本ほか（2008<sup>1)</sup>）や Nishimoto and Yoshida（2010<sup>2)</sup>）では、割れ目充填鉱物の産状や晶出温度から、割れ目の形成・発達履歴が議論されている。また、変動シナリオを考慮した安全評価を行ううえでは、候補地に存在する断層の活動性を評価することが重要な課題であり、断層の活動性評価手法として、炭酸塩鉱物（例えば、方解石や霏石）などの充填鉱物の年代測定が行われている（例えば、柴田・高木, 1988<sup>11)</sup>; Vargas et al., 2011<sup>12)</sup>; Yamasaki et al., 2013<sup>13)</sup>; Nuriel et al., 2012<sup>14)</sup>）。

一方、長期的な地下水の地球化学特性（pH や酸化還元電位など）の推定は、地質環境の長期変動モデル構築のために重要なだけでなく、長期的な地下水流動解析結果の検証にも有効であると考えられる。しかし、過去の地球化学特性を反映した地下水は、地下水の滞留時間の範囲内でしか採取することができない。そのため、過去の地下水の地球化学特性を復元するためには、地下水の化学特性を反映しながら沈殿した二次鉱物である炭酸塩鉱物を利用する手法が有効である（Blyth et al., 2009<sup>15)</sup>）。本事業では長期的な地史や地球化学特性の変化を推定するための調査技術の開発として、炭酸塩鉱物の形成年代推定手法と炭酸塩鉱物形成時点の地球化学特性（特に酸化還元電位）の推測手法の構築を進める。また、炭酸塩鉱物から得られた過去から現在までの地球化学特性の変動幅の情報は、地質環境変動モデルによって示された自然現象に起因する外的インパクトによる地質環境の復元性（レジリアンス）に関する科学的信頼性を示すための重要な証拠となる。

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

#### <A. 放射年代測定法の開発>

- A-1. 炭酸塩鉱物の年代測定技術の構築
- A-2. 微小領域での分析手法の構築
- A-3. 標準試料の選定・採取

#### <B. 酸化還元電位測定技術の構築>

- B-1. 地下水成分から炭酸塩鉱物組成への分配挙動のカタログ化
- B-2. カタログ化に適した標準試料の選定・採取
- B-3. 微小領域での分析手法の構築

A-2 と B-3 で示した「微小領域での分析手法の構築」及び A-3 と B-2 で記した「標準試料の選定・採取」の項目は、放射年代測定法の開発及び酸化還元電位測定技術の構築の双方において共

通する課題であり、同一の炭酸塩鉱物中の微小領域の複数地点から、鉱物成長方向に年代と化学的データを取得することで、炭酸塩鉱物の形成をもたらす地下水の地球化学的環境の長期的な変遷を時間経過とともに議論することが可能となる。上記のように放射年代測定法の開発及び酸化還元電位測定技術の構築では取り組むべき共通の課題が多く、平成 25 年度はそれぞれ別々の項目としていたが、平成 26 年度からは「炭酸塩鉱物測定技術開発」として一つにまとめて取り組み、現在に至っている。

平成 26 年度は、上記の重要課題の解決に向けて、以下の項目を実施した（図 3.2-2）。

- ・ 微小領域の年代測定が可能なレーザーアブレーション付き誘導結合プラズマ質量分析計（Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometer：以下、「LA-ICP 質量分析計」という）の整備（A-1、A-2）
- ・ LA-ICP 質量分析計を用いた予備測定（A-1）
- ・ 炭酸塩鉱物の微小領域を対象とした分析手法・手順の整備（A-2、B-3）
- ・ カソードルミネッセンス（以下、「CL」という）像が観察可能なルミノスコープや、数十  $\mu\text{m}$  スケールの試料削取が可能なマイクロミルなどの整備（A-2、B-3）
- ・ 年代測定の標準試料となる鍾乳石などの炭酸塩鉱物の採取（A-3）
- ・ カタログ化に向けた試料となる炭酸塩鉱物と地下水の採取（B-1、B-2）
- ・ 採取した地下水の分析（B-1、B-2）
- ・ マルチコレクタ希ガス質量分析装置の整備（B-1）

さらに平成 27 年度は、以下の項目を実施した（図 3.2-2）。

- ・ ルミノスコープを用いた炭酸塩鉱物中の局所領域分析方法の構築（A-2、B-3）
- ・ 炭酸塩鉱物の局所領域に含まれる微量元素を用いた酸化還元電位（以下、「ORP」という）の推定手法の妥当性確認（B-1）
- ・ 炭酸塩鉱物の年代測定技術開発の前段階として、LA-ICP 質量分析計によるジルコンの局所領域ウラン-鉛年代測定技術の構築（A-1、A-2）
- ・ マルチコレクタ希ガス質量分析計を用いた地下水年代測定技術の構築（B-1）

また本事業に関連する研究開発として、以下の二件の共同研究を実施した。

- ・ 共同研究「レーザーアブレーション付き誘導結合プラズマ質量分析計を用いた炭酸塩鉱物の分析手法の開発」（連携先：国立大学法人京都大学、株式会社京都フィッション・トラック、国立研究開発法人海洋研究開発機構）（A-1、A-2）
- ・ 共同研究「炭酸塩鉱物の微小領域分析手法の開発」（連携先：国立大学法人山形大学、国立大学法人熊本大学）（A-2、B-3）

炭酸塩鉱物測定技術の開発は、平成 27 年度までに「放射年代測定法の開発」と「酸化還元電位測定技術開発」の 2 本柱として技術開発を進めた。これらの技術開発は、実際に炭酸塩鉱物の分析を実施する分析フローにおいて、①微小領域の観察及び元素・同位体組成の分析点の選定と②選定された分析点の同位体分析（年代測定）に集約することができる。

平成 28 年度は、上記①及び②に関する手法や手順の確立と高度化のため、以下の項目を実施した（図 3.2-2）。

#### ①微小領域の観察及び元素・同位体組成の分析点の選定

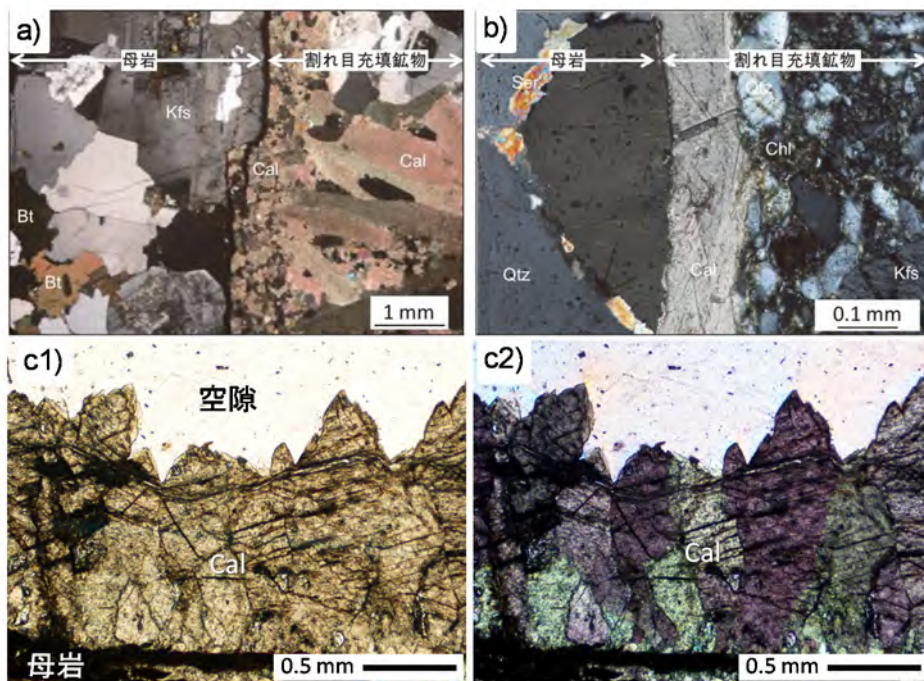
- ・ ルミノスコープによる CL（以下、「Optical-CL」という）像の特徴（発光原理、分解能）の把握
- ・ 地質学的背景を明らかにする分析フローチャートの提示及びその高度化



- ・ LA-ICP 質量分析計を用いた元素イメージング技術の確立
- ②同位体分析（年代測定）手法の確立及び高度化
  - ・ ジルコンの分析による微小領域ウラン-鉛同位体分析技術の確立
  - ・ 炭酸塩標準試料の選定及び作製

平成 27 年度に引き続き、①の微小領域の観察及び元素・同位体組成の分析点の選定に関しては、国立大学法人山形大学及び国立大学法人熊本大学を連携先として、「炭酸塩鉱物の微小領域分析手法の開発」と題した共同研究を実施した。また、②同位体分析（年代測定）手法の確立及び高度化に関しては、国立大学法人東京大学、株式会社京都フィッション・トラック、国立研究開発法人海洋研究開発機構及び学校法人学習院大学を連携先として、「レーザーアブレーション付き誘導結合プラズマ質量分析計を用いた炭酸塩鉱物の分析手法の開発」と題した共同研究を行った。

また、これまで炭酸塩鉱物の年代測定技術の開発とともに進めてきたマルチコレクタ希ガス質量分析計を用いた地下水の年代測定技術についても、分析機器及び測定手順の整備状況について本節で報告する。



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

図 3.2-1 花崗岩と堆積岩中の割れ目を充填する炭酸塩鉱物（方解石）

a) 及び b) 花崗岩の割れ目を充填する炭酸塩鉱物（方解石）の偏光顕微鏡写真  
(窪島ほか, 2012<sup>16)</sup>)

c) 堆積岩の割れ目を充填する炭酸塩鉱物（方解石）の偏光顕微鏡写真  
(c1: オープンニコル、a, b, c2: クロスニコル)

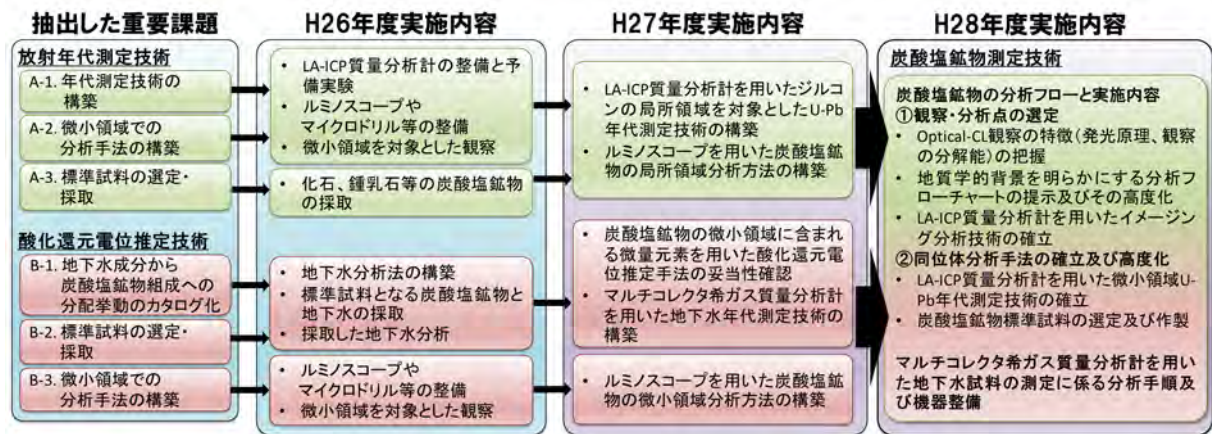


図 3.2-2 炭酸塩鉱物測定技術の開発に関する重要課題及び実施内容

以下、本節で記述する元素は、表 3.2-1 の通り原則として元素記号を用いて表記する。核種や同位体など、質量数を表示する必要がある場合は、慣例に従い、質量数を元素記号の左上付で表記する。ただし、単体、化合物やイオンなどの場合は、元素記号を用いずに元素名で記す場合がある。また、本節における U-Pb 年代値及び Pb-Pb 年代値の表記には、慣例に従い、Ma (Mega annum : 100 万年前) 単位を用いる (例 : 1,000 Ma = 10 億年前)。

表 3.2-1 本節で記述する元素

元素名	元素記号	元素名	元素記号	元素名	元素記号
ヘリウム	He	アルゴン	Ar	ストロンチウム	Sr
リチウム	Li	カリウム	K	イットリウム	Y
ベリリウム	Be	カルシウム	Ca	スズ	Sn
ホウ素	B	スカンジウム	Sc	ヨウ素	I
炭素	C	クロム	Cr	キセノン	Xe
酸素	O	マンガン	Mn	バリウム	Ba
ネオン	Ne	鉄	Fe	水銀	Hg
ナトリウム	Na	コバルト	Co	鉛	Pb
マグネシウム	Mg	ニッケル	Ni	トリウム	Th
アルミニウム	Al	銅	Cu	ウラン	U
ケイ素	Si	亜鉛	Zn		
硫黄	S	ルビジウム	Rb		

### 3.2.2 アプローチ

実際の炭酸塩鉱物の分析では、放射年代測定及び酸化還元電位推定のいずれにおいても、まず観察による炭酸塩鉱物の成長構造の把握を行い、次に詳細分析に向けた適切な分析箇所を選定を行い、最後に選定箇所の分析・測定を実施することとなる。したがって、技術開発の成果は (1) 観察・分析点の選定に係る技術開発及び高度化と (2) 同位体分析手法の確立及び高度化とに分けて取りまとめる。これに加えて、地下水年代測定技術の構築として実施している (3) 地下水試料の希ガス同位体分析技術の整備状況を示す。

### (1) 観察・分析点の選定に係る技術の開発及び高度化

LA-ICP 質量分析計による炭酸塩鉱物の微小領域 U-Pb 年代測定を行ううえで重要になるのが、分析点の選定である。一般に鉱物内の微量元素分布には有意な不均質性が見られ、炭酸塩鉱物も例外ではない（例えば、Milodowski et al., 2005<sup>17)</sup>）。このような不均質性の原因として、例えば以下のような事象が考えられる：(1) 鉱物生成中に母液の元素組成が変化する、(2) 鉱物生成中に環境条件（温度・圧力など）が変化する、(3) 鉱物生成中に別の粒子状物質を取り込む、(4) 鉱物生成後に局所の変質が起り、そこに特定の元素が濃集する（あるいは、そこから特定の元素が散逸する）。このような事象は、鉱物内の様々な成長構造や鉱物内の主要元素及び微量元素の不均質性を調べれば推測することができる。

平成 27 年度までに、有孔虫（貨幣石）、鍾乳石及び花崗岩の割れ目に介在する炭酸塩鉱物の成長構造を把握するため、Optical-CL 像の観察及び走査型電子顕微鏡（以下、「SEM」という）による CL（以下、「SEM-CL」という）像の観察を実施した。その結果、Optical-CL 像及び SEM-CL 像において、通常の光学観察では認められない成長構造を確認した。Optical-CL 像の観察は低倍率に限定されるが、試料の炭素蒸着が不要なので、簡便に炭酸塩鉱物中の成長構造を観察することができる。一方、SEM-CL 像の観察には炭素蒸着が必要となるが、高倍率での成長構造の観察が可能である。これらの CL 像観察の結果、上記のような試料の内部に見られる成長構造にはある程度の不規則性が存在し、炭酸塩の成長速度は概して一定でないことが分かった。これらの観察結果を踏まえ、炭酸塩鉱物の微小領域分析における地質学的背景を明らかにする合理的な分析手順を提示した（日本原子力研究開発機構, 2016<sup>18)</sup>）。Optical-CL 像は低倍率で、SEM-CL 像は高倍率で炭酸塩成長構造の効果的な観察ができるが、両者間の観察領域（倍率）の閾値に関する定量的な議論は行っていなかった。また、CL 像で認められる炭酸塩成長構造と含有化学組成の関係性を把握するため、電子線プローブマイクロアナライザー（以下、「EPMA」という）に付帯するエネルギー分散型 X 線分析装置を用いた主成分元素のマッピングも併せて実施したが、両者に明瞭な関係性は認められなかった。このため、CL 像で認められる成長構造の要因解明が課題として残っていた。

上述の課題を踏まえ、平成 28 年度は、CL 像の観察で得られるデータをより定量的に整理するため、(i) CL 像観察手法の整理と微量元素濃度からみた炭酸塩鉱物の形成過程の検討を実施した。また、これまで観察及び分析を行ってきた有孔虫（貨幣石）、鍾乳石、石灰華及び花崗岩中の割れ目に介在する炭酸塩鉱物（試料の詳細は、日本原子力研究開発機構, 2015<sup>19)</sup>を参照）に加え、堆積岩中の割れ目に介在する炭酸塩鉱物を新たに採取し、(ii) 堆積岩の割れ目に介在する炭酸塩鉱物の CL 像観察及び微量元素分析を実施した。また、炭酸塩鉱物の CL と含有元素濃度との関係を整理し、(iii) 炭酸塩鉱物の CL と地下水水質との関係を議論した。加えて、炭酸塩鉱物の微量元素分布を取得する技術の整備のため、平成 26 年度に導入したレーザーアブレーション装置と東濃地科学センターに設置されている ICP 四重極型質量分析計を組合せて、(iv) LA-ICP 質量分析計を用いた元素イメージング技術を確立した。(i)の CL 像観察手法の整理と微量元素濃度からみた炭酸塩鉱物の形成過程の検討については、国立大学法人熊本大学及び国立大学法人山形大学を連携先として「炭酸塩鉱物の微小領域分析手法の開発」と題した共同研究を実施した。

### (2) 同位体分析（年代測定）手法の確立及び高度化

本事業の最終目標は LA-ICP 質量分析計を用いた炭酸塩鉱物試料の年代測定技術の確立であるが、そのためには年代測定を実施する基本的な分析技術を整備し、既に年代値が報告されているジルコン試料などの U-Pb 年代測定を実施することで装置の実用化を図る必要があった。平成 26 年度は、当該年度に導入した LA-ICP 質量分析計の実用化を目指し、ジルコンの U-Pb 同位体分

析を実施した。平成 27 年度は、標準ガラス (NIST SRM612) や標準ジルコン試料を用いて、年代既知のジルコン試料の U-Pb 年代測定を実施した。その結果、分析で得られた年代値と報告値に相違が認められた。この年代値の相違は、Pb/U 比の測定に問題があることを示唆しており、最適な分析条件を探求する必要がある。平成 28 年度は、この問題を解決するために、年代既知のジルコン試料を対象として、特に、試料の供給・導入系に直接影響を及ぼすレーザーの照射条件 (照射径、繰り返し周波数、単位面積当たりの照射エネルギー) を変えて繰り返し分析を実施した。また、ジルコン試料に加えて、年代既知の炭酸塩試料に対しても U-Pb 同位体分析を実施し、測定条件の検討を行った。

炭酸塩試料の微小領域 U-Pb 年代測定においては、分析値の補正 (年代値の決定) に不可欠な標準試料が選定・開発されておらず、この分野における大きな課題となっている。この課題の解決に向けて平成 28 年度は、平成 26、27 年度に引き続き炭酸塩標準試料の選定及び作製を実施した。炭酸塩標準試料の選定では、湿式分析により既に U-Pb 年代が求められている蒸発岩 (Castile Formation Evaporite : Becker et al., 2002<sup>20</sup>) に含まれる方解石の同位体分析を実施し、この試料の年代測定標準試料としての有用性を検証した。炭酸塩標準試料の作製では、複数の手法を用いて、自然界で得ることが困難な化学的・同位体的に均質な標準試料の人工作製を試みた。これらの標準試料に関する研究・開発は、国立大学法人東京大学、株式会社京都フィッション・トラック、学校法人学習院大学及び国立研究開発法人海洋研究開発機構を締結先とした「レーザーアブレーション付き誘導結合プラズマ質量分析計を用いた炭酸塩鉱物の分析手法の開発」と題した共同研究で実施した。

### (3) 地下水試料の希ガス同位体分析技術の整備

地下水の滞留年代は、炭酸塩鉱物の生成に要した時間や物質供給速度などに制約を与える。地下における炭酸塩鉱物の形成は、地下水に溶解している二酸化炭素が塩として析出することによる。地下環境の岩盤や堆積層を構成する一部の鉱物、時には地下水自体も、微量成分として U や Th を含むが、これらのアルファ崩壊によって  $^4\text{He}$  原子核が放出される。放出された  $^4\text{He}$  は地下水の溶存成分となりうる。このようにして地下水中に蓄積される  $^4\text{He}$  を用いた地下水の涵養年代の測定には、Torgersen et al. (1980)<sup>21</sup>などの例がある。また、ケイ酸塩鉱物中に放出された  $^4\text{He}$  は  $^{18}\text{O}$  と反応し  $^{21}\text{Ne}$  を生じる。この  $^{21}\text{Ne}$  も微量ながら周囲の地下水に溶解するが、その測定例としては Lippmann et al. (2003)<sup>22</sup>がある。原子力機構においても森川 (2001)<sup>23</sup>が東濃地域の地下水の He 及び Ne 同位体組成を分析しているが、用いられた VG5400 希ガス質量分析計では  $^{21}\text{Ne}$  の変化は測定限界以下であるとされている。また Lippmann et al. (2003)<sup>22</sup>や Castro and Jambon (1998)<sup>24</sup>は、放射起源  $^{40}\text{Ar}$  や自発核分裂起源 Xe 同位体による変動も報告している。これらの先行研究に基づき、 $^4\text{He}$  蓄積法をベースとして、複数の希ガスの年代測定法を組み合わせることによって、より堅牢な年代測定の構築を図った。

放射年代測定法では分析対象とする同位体に関して閉鎖系が成り立っていたかなど、試料が年代測定の必要条件を満たしているか検証する必要があるが、一つの年代測定法の結果のみからその検証をするのは困難である。そのため、放射起源  $^4\text{He}$  の発生に伴い核反応起源の  $^{21}\text{Ne}$  も発生するという関係を元にして、あるいは放射起源  $^4\text{He}$  の蓄積量を利用した年代と  $^{14}\text{C}$  法による年代を突き合わせるなど、得られた年代を比較検証することが一般的である。例えば、電力中央研究所 (2012)<sup>25</sup>では、瑞浪地域の地下水について、 $^{14}\text{C}$  法による年代と  $^4\text{He}$  蓄積法による年代を求め、両者は相関すると報告している。これらの知見を背景として、本事業では  $^{21}\text{Ne}$ 、 $^{40}\text{Ar}$  といった、地下水中に蓄積する放射起源希ガス同位体としては検出困難な同位体を、マルチコレクタ方式の高精度希ガス質量分析計 (角野, 2015<sup>26</sup>) を用いて測定可能とすることを目指す。マルチコレク

タ方式による同時分析では、同位体比はピークジャンピング法による測定と比べてばらつきが小さくなり（長尾，2011<sup>27)</sup>）、より高精度な分析値が得られることになる。例えば森川（2001<sup>23)</sup>では、シングルコレクタによる分析のため測定精度が十分でなく、核反応起源  $^{21}\text{Ne}$  が検出できなかったが、マルチコレクタによる分析により  $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$  の 0.001 の差を識別できれば、核反応起源  $^{21}\text{Ne}$  を検出できたと考えられる。

平成 28 年度は、平成 26 年度に導入したマルチコレクタ希ガス質量分析計を用いて、He 同位体についての分析技術を整備した。

### 3.2.3 実施結果

#### (1) 観察・分析点の選定に係る技術の開発及び高度化

##### 1) CL 観察手法の整理と微量元素濃度からみた炭酸塩鉱物の形成過程の検討

Optical-CL 観察を SEM-CL 観察へと切り替える閾値（切り替え倍率）を定量的に定義するため、高倍率での Optical-CL 観察を実施した。その結果、Optical-CL 像の分解能は数十  $\mu\text{m}$  スケールであることが判明した。LA-ICP 質量分析計を用いた炭酸塩鉱物の微小領域 U-Pb 年代測定に際しては、測定の分解能は数  $\mu\text{m}$  から大きく見積もって 100  $\mu\text{m}$  程度である。このため、分析試料の地質学的な意義を把握するために必要な情報は、Optical-CL 像だけで得られる場合と得られない場合があり、後者の場合は、より詳細な観察が可能な SEM-CL 観察に移行する必要がある。

花崗岩の割れ目に介在する炭酸塩鉱物について、CL 像の成長構造と微量元素濃度分布の比較検討をした結果、Optical-CL 像で確認される成長構造は微量元素分布図における Mn の分布と一致し、CL の明色帯において Mn 濃度が高い傾向が観察できる。つまり、CL 像の成長構造に沿った Mn 濃度の相違は、炭酸塩鉱物を沈殿させた地下水の Mn 濃度の変動を反映していると考えられることができる。一方で、有孔虫（貨幣石）や鍾乳石については、Mg、Al や Si が CL 像で認められる層状構造に影響を与えていることが明らかとなった。

加えて、炭酸塩鉱物の形成時期を推測するため、花崗岩の割れ目に介在する炭酸塩鉱物が包有する石英粒子及び母岩の微量元素濃度を分析し、晶出温度を推測した。その結果、包有石英の晶出温度は約 690°C と推測された。この温度は母岩中の石英が晶出したと推測される温度と同程度であったため、本試料の場合は炭酸塩鉱物が晶出した時期を制約することはできなかったが、本手法を用いることで炭酸塩鉱物の形成年代に制約を与えることが可能であることが示された。

##### 2) 堆積岩の割れ目に介在する炭酸塩鉱物の CL 観察及び微量元素分析

堆積岩の割れ目に介在する炭酸塩鉱物として用いた試料は、幌延深地層研究センター地下施設の深度 350 m 周回坑道（西）の掘削時に採取された岩石試料である。本試料（以下、「HR350-1」という）には、幅が数 mm から 1 cm 程度の割れ目が複数認められるが、大部分の割れ目が炭酸塩鉱物で充填されている（図 3.2-3A）。この炭酸塩鉱物の一部は晶洞を形成し、結晶の先端部は針状である（図 3.2-3B）。Optical-CL 観察には東濃地科学センター土岐地球年代学研究所に設置されたルミノスコープ装置（Cambridge Image Technology 社製 CL8200 MK5-2）を用いた。試料室中に薄片試料を置き、真空条件下（< 0.003 mbar）で薄片試料に電子線を照射し CL 像を観察した（観察条件：カソード電圧 15 kV、電流値 200  $\mu\text{A}$ ）。

HR350-1 の顕微鏡写真及び Optical-CL 像を図 3.2-4 に示す。顕微鏡観察の結果、クロスニコルでは複数の結晶が空隙方向へ成長していることが確認できる（図 3.2-4B）。一方で、Optical-CL 観察では CL が認められなかった（図 3.2-4C）。炭酸塩鉱物の場合、CL を促進する元素は Mn であり、Mn 濃度の増加に伴い輝度が強くなるが、一定の濃度を超過すると逆に発光強度が下が

る (Machel et al., 1991<sup>28</sup>)。また、Fe は微量であれば CL に関与しないが、一定の濃度を超過すると CL を阻害する (Machel et al., 1991<sup>28</sup>)。そこで、試料中の Mn、Fe 及びその他の微量元素濃度を測定し、Optical-CL 観察時の発光強度やピーク波長との比較を行った。具体的には、HR350-1 及びこれまで観察した炭酸塩鉱物試料 (有孔虫 (NM-1)、鍾乳石 (OH-1 及び AK-1)、石灰華 (MS-8 及び YS-2)、花崗岩の割れ目に介在する炭酸塩鉱物 (DH15-1)) に対して逐次抽出 (Tessier et al., 1979<sup>29</sup>) を行い、試料から炭酸塩態の微量元素を抽出し、誘導結合プラズマ発光分光分析計 (Varian 社製 VISTA-MPX) あるいは誘導結合プラズマ四重極型質量分析計 (Agilent 社製 ICP-MS 7700) で測定した。また、Optical-CL 観察時の CL の波長と強度を光スペクトルアナライザで測定した。本装置は視野全体の光を分析するものであり、本研究で用いた各試料は視野に対する炭酸塩鉱物の表面積比がそれぞれ異なるため、発光強度を単純に比較することはできない。

Optical-CL の波長と強度の測定結果を図 3.2-5 に示す。Mn に起因する炭酸塩鉱物の CL はピーク波長が 620 nm 前後でオレンジ色を呈するが (Gotze, 2012<sup>30</sup>)、純粋な炭酸塩鉱物はピーク波長が 400 nm 前後の青い CL を示す (Habermann et al., 1996<sup>31</sup>)。有孔虫 (NM-1)、石灰華 (MS-8 及び YS-2) 及び花崗岩中の割れ目に介在する炭酸塩鉱物 (DH15-1) の CL はオレンジ色を呈し、ピーク波長が 620 nm 前後で一致した。これらの試料は Mn が 100 – 1,000 ppm オーダーで含まれており、露光時間が数秒でも有意にピークが確認できる。一方、鍾乳石 (AK-1 及び OH-1) の Mn 濃度は数 ppm であり、CL は青色で強度が弱く、露光時間を 10 秒以上に設定することで 390 nm の波長ピークが認められた。HR350-1 は、Mn が 1,000 ppm オーダーで含まれていたが、露光時間 10 秒に設定しても波長ピークが認められなかった。

既往研究に基づく、方解石中の Mn 及び Fe の濃度と CL 強度との関係は表 3.2-2 の通りとなる。すなわち、Mn 濃度が 20 ppm で CL が生じ始め (Habermann et al., 2000<sup>32</sup>)、700 ppm 以上で輝度が上がり (Hemming et al., 1989<sup>33</sup>)、5 wt% 以上で自己消光 (self-quenching) によって輝度が低下し、48 wt% で発光しなくなる (Machel et al., 1991<sup>28</sup>)。また、Fe 濃度が 3,000 ppm 以上では、Mn による CL 発光が抑制される (Habermann et al., 2000<sup>32</sup>)。この関係を整理し、本事業で対象とした炭酸塩試料の測定結果をプロットした (図 3.2-6)。本事業で対象とした炭酸塩試料の CL 強度と Mn 及び Fe の濃度は、既往研究の結果と概ね整合する。HR350-1 の Mn 濃度は CL が認められた他の炭酸塩鉱物と同程度だが、Fe 濃度は二桁高い。このことから、HR350-1 は、高濃度の Fe によって CL が消光していると考えられる。この結果に基づき、表 3.2-2 及び図 3.2-6 で CL を消光させる Fe の濃度を 18,000 ppm と設定した。このことは、Fe 含有量が高い炭酸塩試料を対象とする場合は、CL 観察が有効でない場合があることを示している。

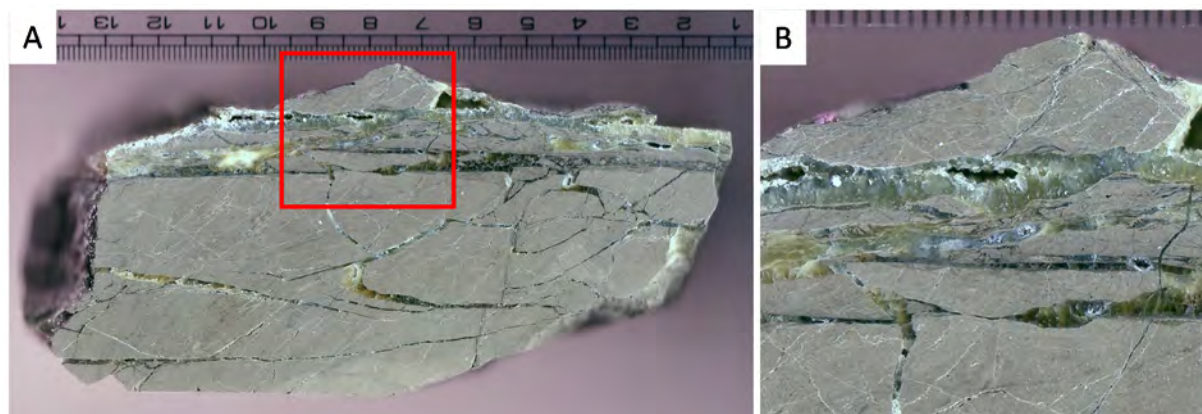


図 3.2-3 HR350-1 のスラブ写真  
B は A の赤枠範囲の拡大写真

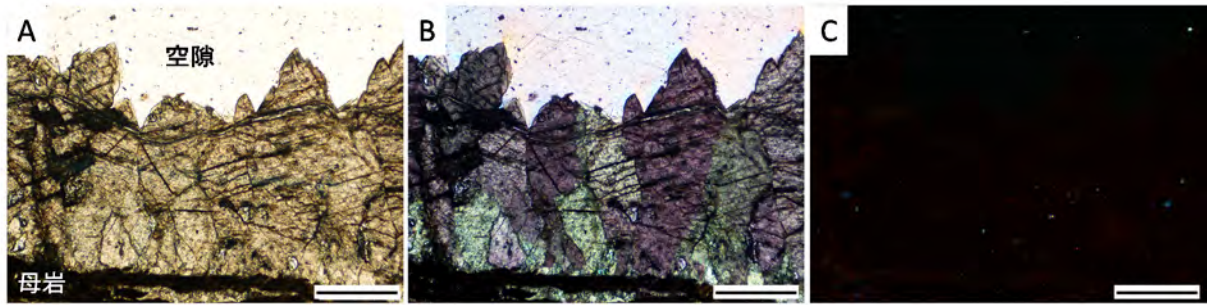


図 3.2-4 HR350-1 の顕微鏡写真及び Optical-CL 像  
 A: オープンニコル B: クロスニコル C: Optical-CL 像 (露光時間 10 秒)  
 スケールは 500  $\mu\text{m}$

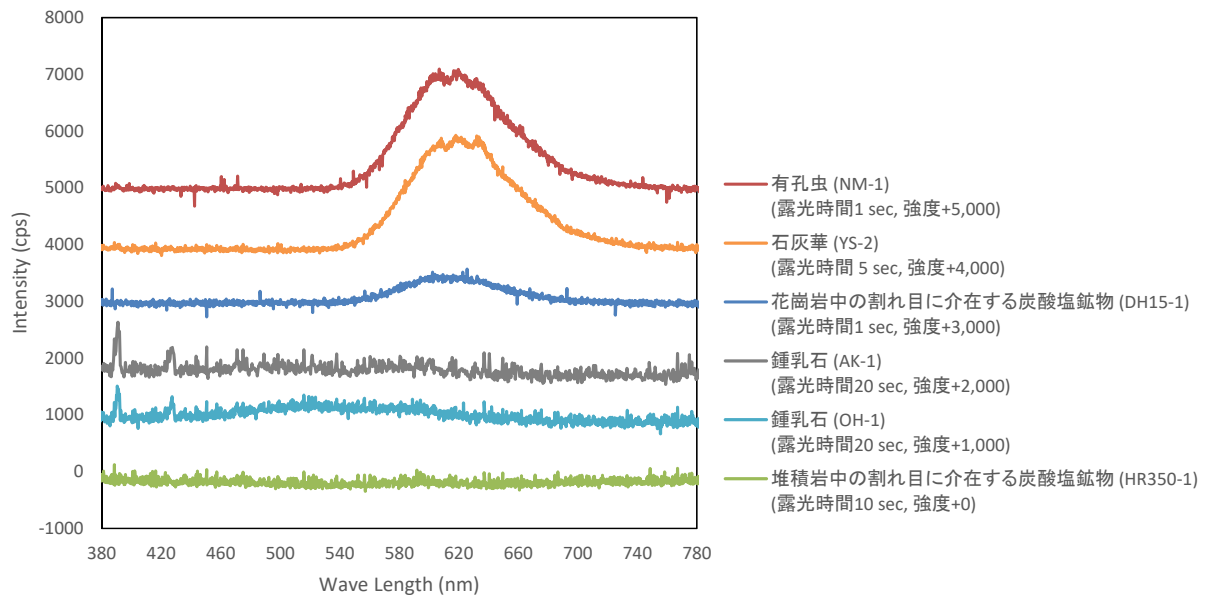


図 3.2-5 CL の波長と強度  
 スペクトルの重複を避けるため、各データにカウント数を加算し示している (凡例を参照)

表 3.2-2 方解石中の Mn 及び Fe 濃度と CL の関係

条件	[ppm]	[log ppm]
Mn: CL が生じ始める (Dull) 濃度*	20	1.30
CL の輝度が上がる (Bright) 濃度**	700	2.85
Mn の Self-quanching により CL の輝度が低下する (Dull) 濃度***	50,000	4.70
Mn の Self-quanching により CL が認められなくなる (Non) 濃度***	480,000	5.68
Fe: Mn-activated CL を抑制する (Dull) 濃度*	3,000	3.48
Mn-activated CL を抑制する (Non) 濃度	18,000	4.26

\* Habermann et al. (2000)<sup>32)</sup>, \*\* Hemming et al. (1989)<sup>33)</sup>, \*\*\* Machel et al. (1991)<sup>28)</sup>

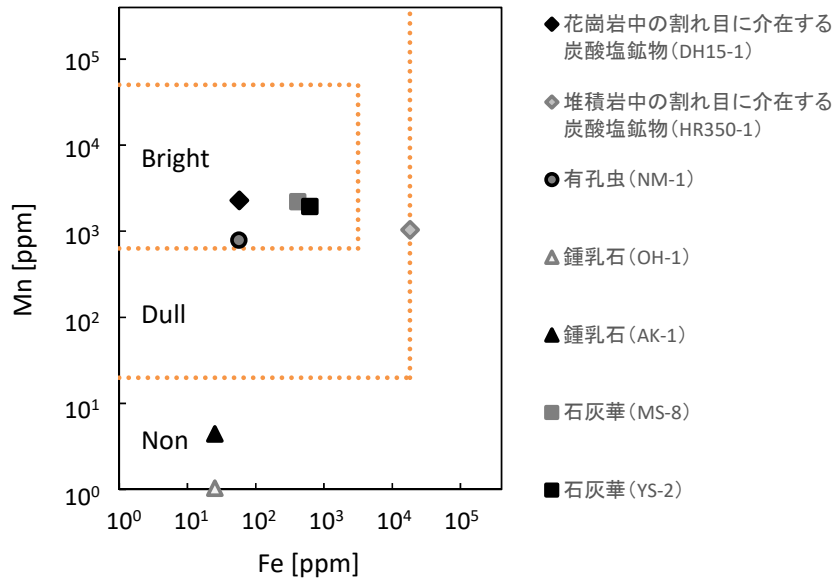


図 3.2-6 Mn 及び Fe 濃度と CL 強度の関係図

### 3) 炭酸塩鉱物の CL と地下水水質との関係の整理

前述した通り、炭酸塩鉱物の CL は Mn 及び Fe 含有量によって異なる強度と色を示す(表 3.2-2 及び図 3.2-6)。このことから、炭酸塩鉱物の CL の波長と強度から、炭酸塩鉱物の Mn 及び Fe 濃度の組成幅を定性的に把握することが可能である。そこで、炭酸塩鉱物は全て方解石であり、地下水と炭酸塩鉱物の反応が化学的に平衡であったと仮定し、方解石中の Mn 及び Fe 濃度を用いて方解石が沈殿した当時の地下水の Mn 及び Fe 濃度の推測を試みた。

まず、方解石に含まれる Mn の分配係数  $\lambda_{Mn}$  は以下の式で表される。

$$\lambda_{Mn} = ([CC_{Mn}]/[CC_{Ca}]) \cdot ([GW_{Ca}]/[GW_{Mn}]) \quad \dots (式 1)$$

ここで CC 及び GW はそれぞれ方解石と地下水であり、 $[CC_{Mn}]$  及び  $[CC_{Ca}]$  は方解石中の Mn 濃度と Ca 濃度を、 $[GW_{Ca}]$  及び  $[GW_{Mn}]$  は地下水中の Ca 濃度と Mn 濃度をそれぞれ示す。この式を変形すると以下の式となる。

$$[CC_{Mn}] = (\lambda_{Mn} \cdot [GW_{Mn}]) / ([CC_{Ca}] \cdot [GW_{Ca}]) \quad \dots (式 2)$$

この式は、方解石中の Mn 濃度が、方解石を沈殿させた地下水中の Mn 濃度及び Ca 濃度によって決まることを示している。Mn と同様に、方解石中の Fe 濃度、地下水中の Fe 濃度及び Ca 濃度、方解石に含まれる Mn の分配係数  $\lambda_{Fe}$  の関係は式 3 で表される。

$$[CC_{Fe}] = (\lambda_{Fe} \cdot [GW_{Fe}]) / ([CC_{Ca}] \cdot [GW_{Ca}]) \quad \dots (式 3)$$

ここで  $[CC_{Fe}]$  及び  $[GW_{Fe}]$  は方解石中の Fe 濃度と地下水中の Fe 濃度をそれぞれ示す。したがって、これらの式を用いることで、方解石の Mn と Fe の含有量から方解石が沈殿した当時の地下水の Mn 及び Fe 濃度が算出可能である。方解石に含まれる Mn の分配係数  $\lambda_{Mn}$  を 11.65 (Curti, 1999<sup>34</sup>) として、方解石中の Mn 濃度と CL の関係 (表 3.2-2 及び図 3.2-6) を用いると、CL 発光する方解石を沈殿させる地下水の Mn 及び Ca 濃度は図 3.2-7 のように整理される。また、



方解石に含まれる Fe の分配係数  $\lambda_{Fe}$  を 2.7 (Curti, 1999<sup>34)</sup>) として、地下水中の Fe 及び Ca 濃度と方解石の CL 抑制との関係を整理した (図 3.2-8)。

この結果は、方解石の CL の波長と強度を用いることで、方解石中の Mn 及び Fe 濃度だけでなく、沈殿当時の地下水の水質を推測できることを示唆している。そこで、本事業で対象とした炭酸塩鉱物のうち、地下水の滞留時間が比較的長く、地下水と炭酸塩鉱物が化学的に平衡な状態で沈殿した可能性がある試料として、花崗岩及び堆積岩の割れ目に介在する炭酸塩鉱物 (DH-15-1 及び HR350-1) に着目し、上述の地下水の Mn 及び Fe 濃度と方解石の CL の関係図にこれらの試料が採取された地点における現在の地下水の水質 (DH15-1: Furue et al., 2003<sup>35)</sup>; HR350-1: 笹本ほか, 2014<sup>36)</sup>) をプロットした (図 3.2-9)。この図より、DH15-1 が採取された地点に分布する現在の地下水からは Mn によって活性化された CL が認められる方解石が、HR350-1 が採取された地点に分布する現在の地下水からは Fe によって CL 発光が抑制され、暗いもしくは発光しない方解石が沈殿すると推測できる。この推測は、実際の CL 観察結果と一致する。すなわち、上記二つの方解石試料が沈殿した時の地下水は、現在の地下水と類似する水質であったと考えられる。

CL 観察時に本手法を適用することで、微小領域分析の分析箇所を選定段階においてこれらの情報を得ることができる。なお、本検討では活量を考慮に入れていないため、イオン強度が高い地下水に適用する際は活量を考慮する必要がある。仮に、方解石を沈殿させた地下水の Ca 濃度が推測できる場合は、方解石の CL 強度を用いて、地下水の Mn 及び Fe 濃度に具体的な制限を与えることが可能となる (図 3.2-10)。

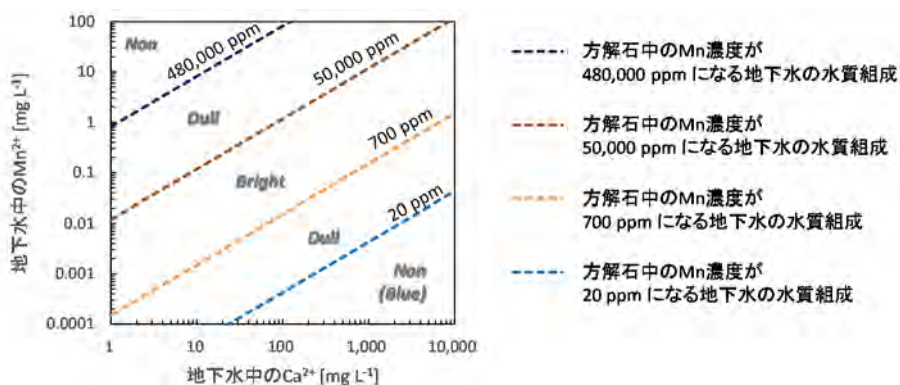


図 3.2-7 地下水中の Mn 及び Ca 濃度、方解石中の Mn 濃度及び CL の関係

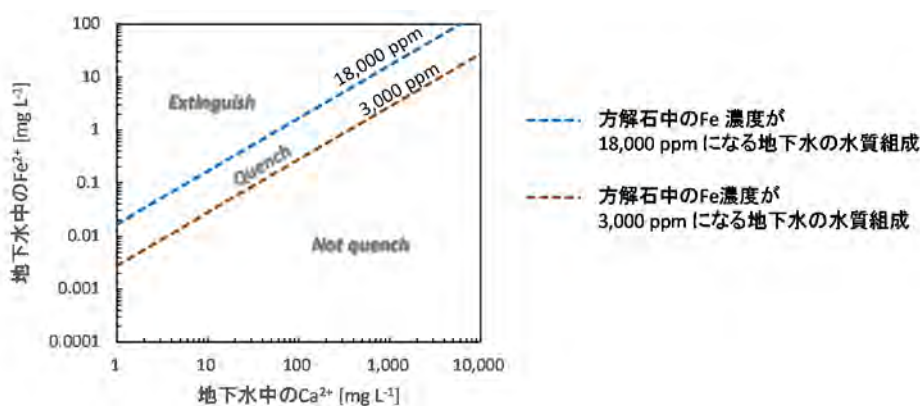


図 3.2-8 地下水中の Fe 及び Ca 濃度、方解石中の Fe 濃度及び CL の関係

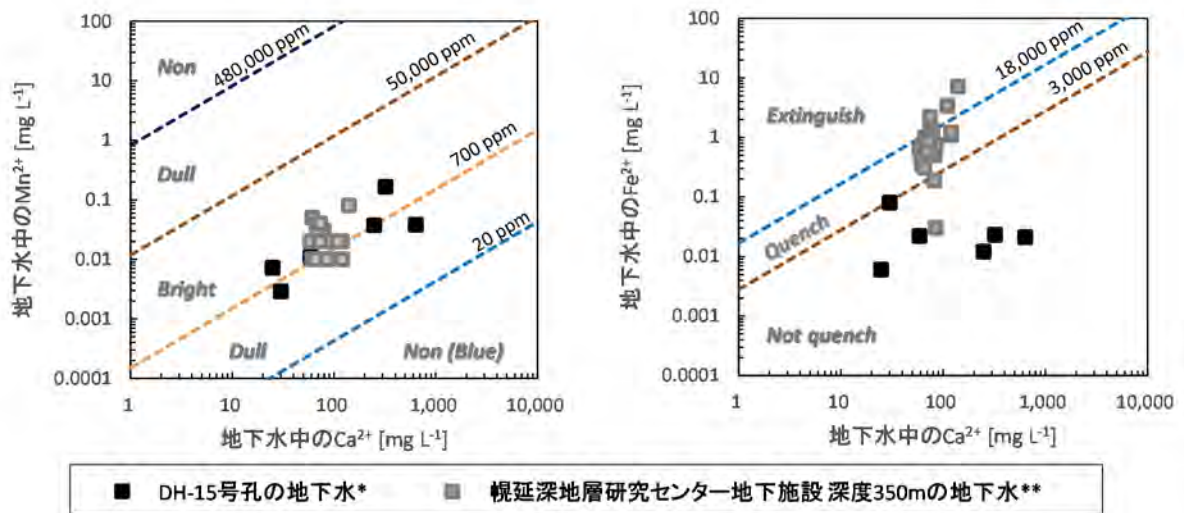


図 3.2-9 地下水の Mn、Fe 及び Ca 濃度と沈殿する方解石の CL の関係  
 \* Furue et al. (2003)<sup>35</sup>, \*\* 笹本ほか (2014)<sup>36</sup>

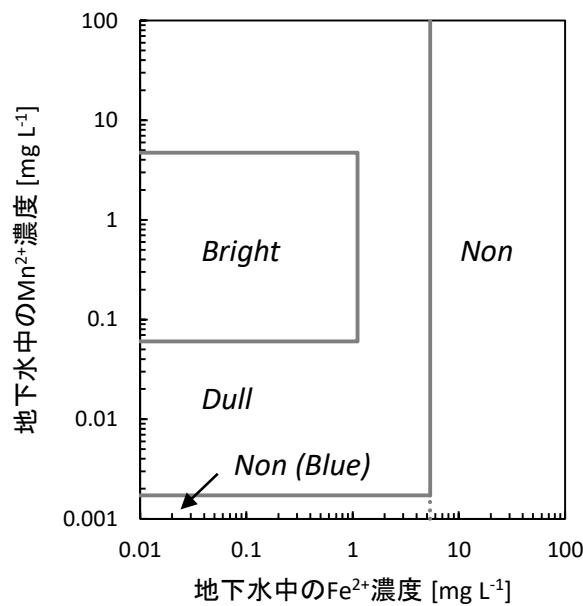


図 3.2-10 地下水中の Mn 及び Fe 濃度と方解石の CL の関係  
 地下水中の Ca 濃度が  $400 \text{ mg L}^{-1}$  ( $10 \text{ mmol L}^{-1}$ ) であると仮定した場合

#### 4) LA-ICP 質量分析法を用いた元素イメージング技術の確立

LA-ICP 質量分析法による天然炭酸塩試料の微小領域元素分析が始まったのは 1990 年代である (例えば, Imai, 1992<sup>37</sup>; Stecher III et al., 1996<sup>38</sup>; Sinclair et al., 1998<sup>39</sup>)。その後、分析機器及び周辺技術の改良が行われた結果、現在では数百  $\mu\text{m}$ –1 mm 程の微小炭酸塩試料 (例えば、有孔虫や貝形虫) の様々な元素の濃度分布図 (以下、「元素イメージング」という) が 10  $\mu\text{m}$  程度の分解能で描けるようになった (例えば、Evans and Müller, 2013<sup>40</sup>; Börner et al., 2013<sup>41</sup>)。このような元素イメージングを炭酸塩鉱物試料の U や Pb について取得することにより、試料の中で微小領域 U-Pb 年代測定に適すると思われる領域を選定することが可能になる。一般的には、親核種である U の濃度が高く、子孫核種である Pb の濃度が低い領域が年代測定に適すると考え

られるが、そのような領域から得られた U-Pb 年代値が必ずしも鉱物の生成年代を表すとは限らない。例えば、鉱物生成中に別の粒子状物質が取り込まれたり、鉱物生成後の局所的変質によって特定の元素が濃集（あるいは散逸）した結果、U 濃度が高く、Pb 濃度が低い領域が生じた場合、それは年代測定に不適切な領域となる。このような不適切領域は周囲と比べて有意に異なる元素組成を示すため、様々な元素のイメージングを取得することによってこれを判別することができる。不適切領域の判別には、Optical-CL 像や SEM-CL 像の取得及び EPMA による元素マッピングも有効であるが、これに元素イメージングを加えることで更に確度の高い判別を行うことができると考えられる。LA-ICP 質量分析法による元素イメージングの特長として、(1) 同位体データが得られること、(2) 広い濃度範囲 (ppb-%) で信号強度の直線性が確保されること（ダイナミックレンジが広いこと）などが挙げられる。すなわち、広い濃度範囲で U、Th、Pb の同位体イメージングが可能のため、この手法は微小領域 U-Pb 年代測定にとって特に有効なものと考えられる。これらの知見に基づき、平成 28 年度はレーザーアブレーション装置に ICP 四重極型質量分析計を接続したシステムを構築し、これを用いて炭酸塩試料の元素イメージングを取得する技術を確立した。

LA-ICP 質量分析法による元素イメージングを行った試料は以下の三つである：(1) 平成 26 年度に実施した美弥市立秋吉台科学博物館、国立大学法人山口大学及び原子力機構の三者間での共同研究「炭酸塩鉱物の微小領域における化学組成測定手法の開発」において山口県美弥市秋吉台の北山北より採取した鍾乳石（試料名：AK-1）（日本原子力研究開発機構, 2014<sup>42)</sup>）、(2) 平成 26 年に島根県鹿足郡吉賀町より採取した石灰華（試料名：YS-2）（日本原子力研究開発機構, 2015<sup>19)</sup>）、(3) Becker et al. (2002)<sup>20)</sup>で用いられ、彼らから提供された海水起源の蒸発岩（方解石と石膏の互層：米国南西部の Delaware 盆地にある上部ペルム系の Castile 層から採取）（以下、「CFE」という）。これら三つの試料は各々以下の手順で前処理を行った：(1) 岩石精密切断機を用いて、試料の成長縞（あるいは堆積縞）が観察できる面で切断、(2) 後述のレーザーアブレーション装置の試料チャンバーに入るように整形、(3) 切断面を、試料の脆性に応じた適切な手法で研磨、(4) 50°Cで乾燥。前処理後、各試料の元素イメージングをレーザーアブレーション装置（Photon Machines 社製 Analyte G2）及び ICP 四重極型質量分析計（Agilent 社製 ICP-MS 7700）を用いて行った。イメージングを行った 26 元素（29 核種）及びその時の各装置の設定条件を表 3.2-3 に示す。各試料の元素イメージングを行う直前には、標準ガラス試料（NIST SRM 610）を用いて ICP-MS 7700 のチューニングを行った。

鍾乳石試料 AK-1、石灰華試料 YS-2、蒸発岩試料 CFE の元素イメージングの結果を図 3.2-11、図 3.2-12、図 3.2-13 にそれぞれ示す。各図の最上部には試料写真及びイメージング領域を示した。結果は元素の相対濃度を色相表示しているが、この表示は核種ごとに個別設定した。したがって、同じ色でも核種が異なれば違う濃度を示す。各試料のイメージング（26 元素（29 核種））に要した時間は 2 時間半前後である。

図 3.2-11 の試料写真において、イメージング領域中央から 5 mm 程左に鍾乳石形成初期に作られる鍾乳管の穴があり、そこから数 mm ごとに同心円状の薄茶色層（1-2 mm 厚）が 3-4 本ある。これは、鍾乳石の成長過程において、地下水（鍾乳石の母液）の成分が有意に変化した可能性を示唆している。イメージングの結果を見ると、鍾乳石の主成分元素である Ca の濃度分布に有意な変動はないが、その他のほとんどの元素の濃度分布には有意な変動が見られる。上述の薄茶色層と高濃度部が良く一致するのは Li、Al、Fe、Rb、ある程度一致するのは Mg、K、Sc、Sr、Pb であり、その他の元素は曖昧な一致を示すか、あるいは有意な一致を示さない。薄茶色層以外でも、多くの元素が濃集している部位がいくつかある。例えば、イメージング領域右端付近の直径 1 mm 程の部位（試料写真の小円内部）には Be、B、Mg、Mn、Fe、Sr、Ba などが顕著に濃

集している。また、U と Th の両方が濃集している部位（直径 200  $\mu\text{m}$  程度）が数箇所見られる。イメージング領域の中央から下半分にかけて Sc と Fe の濃度が徐々に上昇しているように見えるが、これは質量分析部のドリフトが原因であり、実際には濃度上昇は起きていないことが判明した。このような分析装置のドリフトをできるだけ抑制することが今後の課題である。

図 3.2-12 の試料写真において、直径 3 mm 程の黒い円形部分は樹木の枝（断面）であり、その周りに温泉水から石灰華（薄茶色-濃茶色）が沈積して成長縞を形成している。この石灰華は、産状から判断すると、ごく最近生成したものと考えられる。イメージングの結果を見ると、石灰華の主成分元素である Ca の濃度分布に有意な変動があり、比較的濃度の低い層が四つある。これらの低 Ca 濃度層のうち外側の三つの層においては、他の大部分の元素でも低濃度になっている。一方、最も内側に位置する低 Ca 濃度層では、他のいくつかの元素（Be、B、Al、S、Fe、Ni、Cu、Y、Ba、Pb）が高濃度になっている。これらの結果は以下のように説明できる。まず、低 Ca 濃度層の原因は、この試料に存在する微細な孔隙（数十から数百  $\mu\text{m}$ ）である。すなわち、孔隙が多い部分（単位体積あたりの試料量が少ない部分）で Ca 濃度が見かけ上低くなっているに過ぎない。このような孔隙の効果は全元素に及ぶが、孔隙が多い部分であっても、石灰華に取り込まれている微量元素量が非常に多い場合、その元素の濃度は見かけ上も高くなる。そしてこの場合に相当するのが最も内側に位置する低 Ca 濃度層である。この層は、外側の三つの低 Ca 濃度層と比べて明らかに濃い茶色を呈しており（図 3.2-12 の試料写真参照）、微量元素濃度が非常に高いことを示唆している。U と Th に関しては非常に濃度が低く、Th は幾分濃度が上昇する部位・層が見られるが、U にはそれがほとんど見られない。Co のイメージング画像において中央から左側にかけて濃度が少し高くなっているのは、質量分析部のドリフトに起因している可能性がある。

図 3.2-13 の試料写真において、黒っぽい点線状の薄い層（数百  $\mu\text{m}$  厚）は有機物含有量の多い方解石であり、その他の灰色-白色層は石膏である（Becker et al., 2002<sup>20</sup>）。イメージング領域では横方向に走る五つの方解石層が見られ、領域の右端近くには縦方向に白い割れ目がある。イメージングの結果を見ると、方解石層で濃度が高い元素は Li、Mg、Ca、Mn、Y、I、Th、U であり、石膏層で濃度が高い元素は B、Na、S、Ni、Cu、Zn、Sn、Pb である。<sup>88</sup>Sr のイメージング画像の約 3/4 が欠落しているのは、測定中に何らかの原因で質量数 88 の計数が上限を超えたことによる。方解石層と石膏層の両方において Ca は主成分元素であるが、前者が後者よりも高い Ca 濃度を示すのは、方解石の化学量論的 Ca 含有量 ( $0.0271 \text{ mol cm}^{-3}$ ) が石膏のそれ ( $0.0135 \text{ mol cm}^{-3}$ ) よりも大きいからであると考えられる。上から 2 番目の方解石層において Ca、Rb、Sr、Y、Ba が著しく高い部位が見られるが（イメージング画像左上部）、これは外来粒子の可能性が高い。方解石層では U 濃度が顕著に高く（特に上から 3 番目と 5 番目の層）、Pb 濃度はかなり低いので、これらの層は微小領域 U-Pb 年代測定に適すると考えられる。

上記の 3 種類の炭酸塩試料の結果を総合すると、平成 28 年度に確立した LA-ICP 質量分析法元素イメージング技術は、様々な炭酸塩試料の微小スケールの元素・同位体分布情報を得る有効な手段であるとともに、微小領域 U-Pb 年代測定を行う際には特に必要とされる技術であると言える。一方、今後の課題としては、質量分析部のドリフト（図 3.2-11 の Sc と Fe のイメージング画像参照）の抑制、バックグラウンド信号の低減、分析精度の向上などを行うことで、より確度の高い多元素イメージングを目指す必要がある。

表 3.2-3 イメージングを行った 26 元素（29 核種）及び分析装置の条件設定

イメージング元素/核種	
${}^7\text{Li}$ , ${}^9\text{Be}$ , ${}^{11}\text{B}$ , ${}^{23}\text{Na}$ , ${}^{24}\text{Mg}$ , ${}^{27}\text{Al}$ , ${}^{34}\text{S}$ , ${}^{39}\text{K}$ , ${}^{43}\text{Ca}$ , ${}^{45}\text{Sc}$ , ${}^{52}\text{Cr}$ , ${}^{55}\text{Mn}$ , ${}^{57}\text{Fe}$ , ${}^{59}\text{Co}$ , ${}^{60}\text{Ni}$ , ${}^{63}\text{Cu}$ , ${}^{66}\text{Zn}$ , ${}^{85}\text{Rb}$ , ${}^{87}\text{Sr}$ , ${}^{88}\text{Sr}$ , ${}^{89}\text{Y}$ , ${}^{118}\text{Sn}$ , ${}^{127}\text{I}$ , ${}^{137}\text{Ba}$ , ${}^{206}\text{Pb}$ , ${}^{207}\text{Pb}$ , ${}^{208}\text{Pb}$ , ${}^{232}\text{Th}$ , ${}^{238}\text{U}$	
Photon Machines 社製レーザーアブレーション装置 Analyte G2	
Laser gas	Ar-F
Laser wave length / pulse width	193 nm / <4 ns
Energy at source	200 mJ
Focusing lens	Imaging optics using field lens and air spaced doublet object
Pulse width	20 ns
Mass flow gas (He) control 1	0.85 L min <sup>-1</sup>
Mass flow gas (He) control 2	0.15 L min <sup>-1</sup>
Fluence at laser spot	4.6 J cm <sup>-2</sup>
Spot size	20×20 μm 正方形*, 80×80 μm 正方形**, 150×150 μm 正方形***
Repetition rate	10 Hz
Scan speed	10 μm s <sup>-1</sup> *, 100 μm s <sup>-1</sup> **, 300 μm s <sup>-1</sup> ***
Agilent 社製 ICP 四重極型質量分析計 ICP-MS 7700	
プラズマ条件	
RF パワー	1,600 W
RF マッチング	1.80 V
サンプリング位置	3.0 mm
キャリアガス(Ar)流量	0.95–1.00 L min <sup>-1</sup>
メイクアップガス流量	0.0 L min <sup>-1</sup> (無使用)
希釈ガス流量	0.0 L min <sup>-1</sup> (無使用)
レンズ条件	
引き出し電極 1	-170.0 V
引き出し電極 2	-250.0 V
オメガバイアス	-150 V
オメガレンズ	9.0 V
セル入射	-60 V
セル出射	-90 V
偏向レンズ	20.0 V
セル条件	
ガス使用	無し
OctP バイアス	-15.0 V
OctP RF	200 V
エネルギーディスクリミネーション	-0.4 V

\*標準ガラス試料(NIST SRM 610)による ICP-MS チューニング時の条件

\*\*石灰華試料 YS-2 及び蒸発岩試料 CFE 分析時の条件

\*\*\*鍾乳石試料 AK-1 分析時の条件

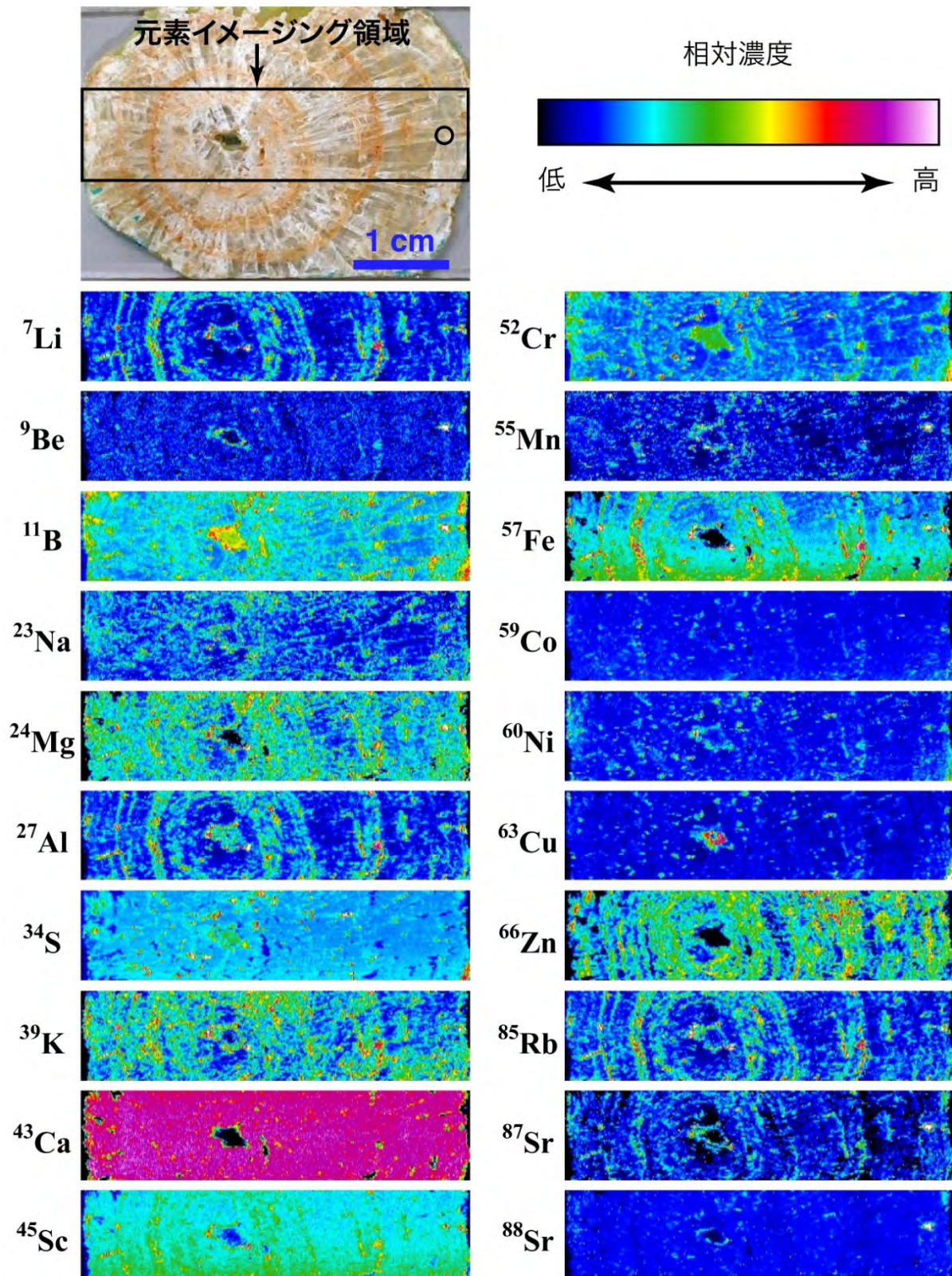


図 3.2-11 鍾乳石試料 AK-1 の元素イメージングの結果

試料写真中の小円で囲んだ部位において Be、B、Mg、Mn、Fe、Sr、Ba などが顕著に濃集している。レーザーの形状及び走査速度はそれぞれ  $150 \times 150 \mu\text{m}$  正方形及び  $300 \mu\text{m s}^{-1}$ 。イメージング所要時間は 158 分。

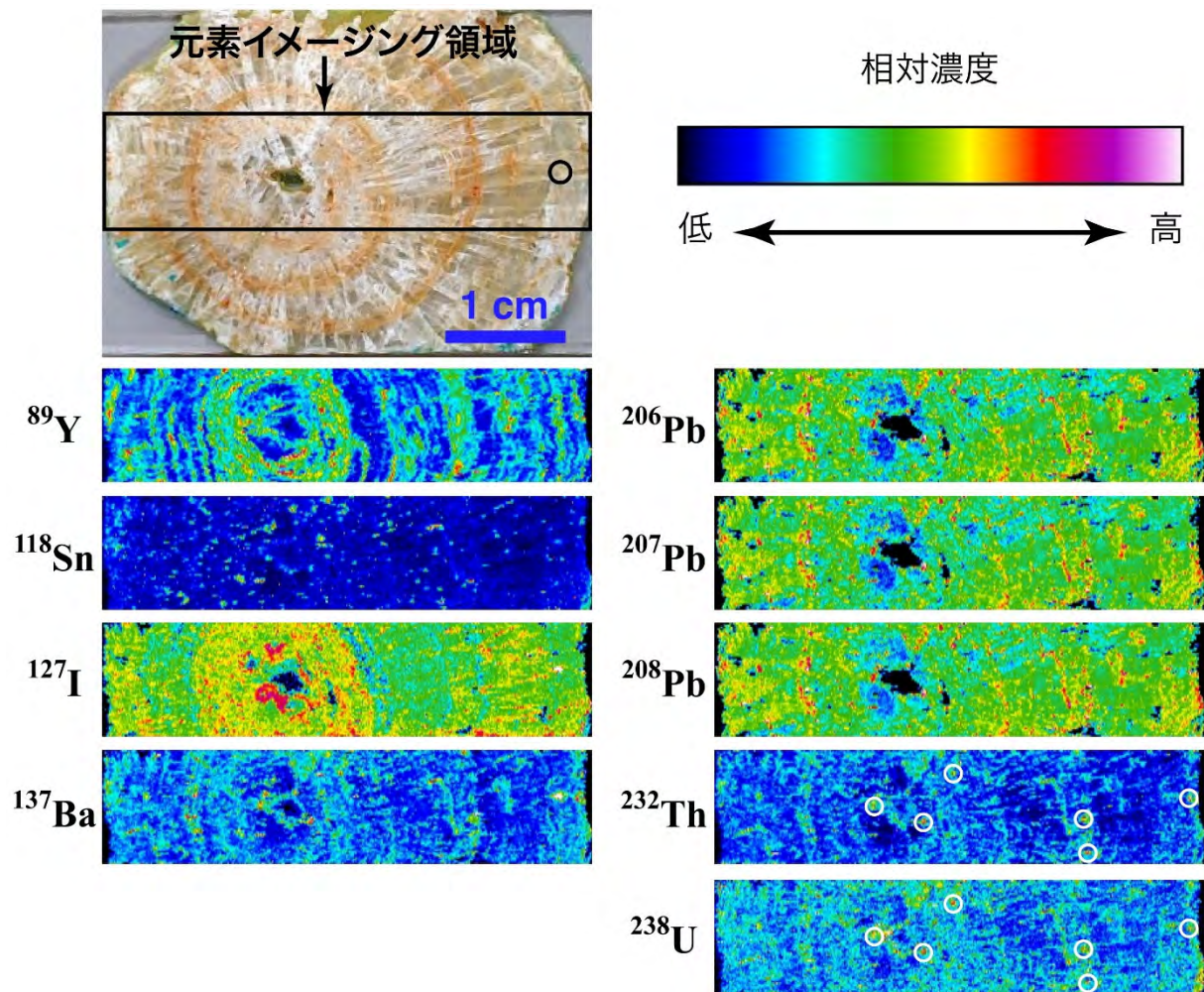


図 3.2-11 の続き  
 U と Th の両方が濃集している微小部位（直径 200  $\mu\text{m}$  程度）は白円で囲んである。

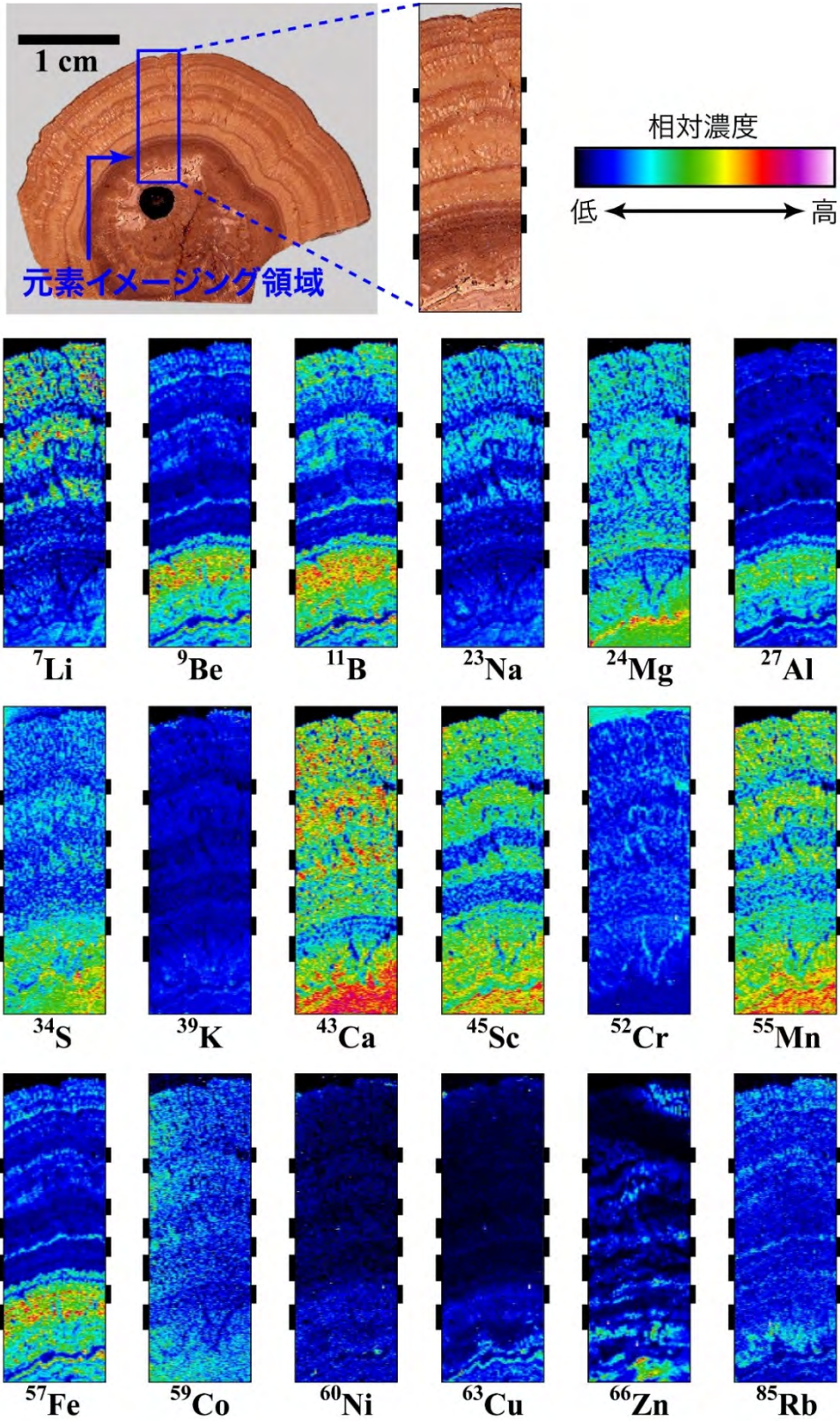


図 3.2-12 石灰華試料 YS-2 の元素イメージングの結果

イメージング領域拡大図及び各イメージング画像の左右両側の黒い棒は、Ca 濃度が低い四つの層の位置を示す。レーザーの形状及び走査速度はそれぞれ  $80 \times 80 \mu\text{m}$  正方形及び  $100 \mu\text{m s}^{-1}$ 。イメージング所要時間は 141 分。



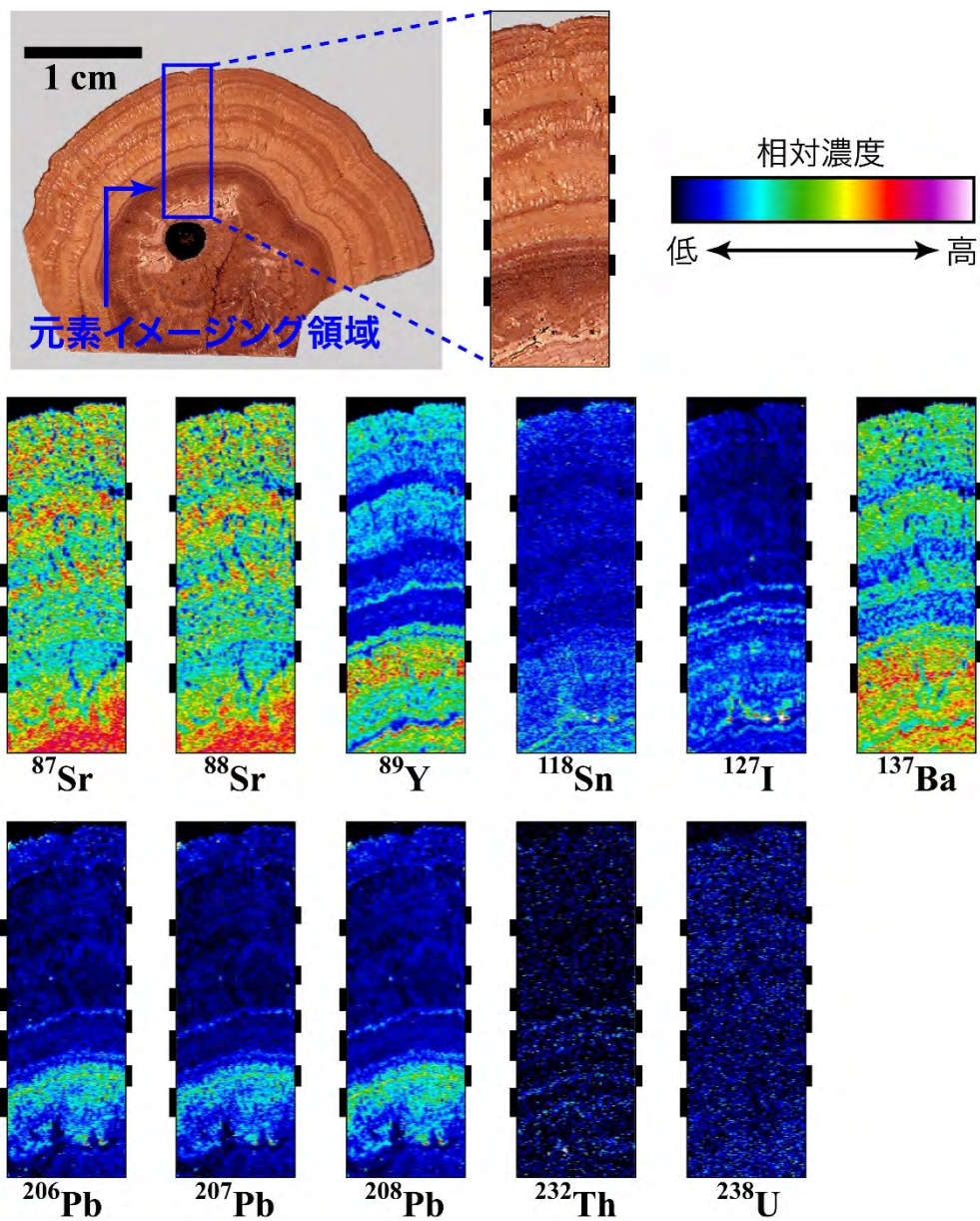


図 3.2-12 の続き

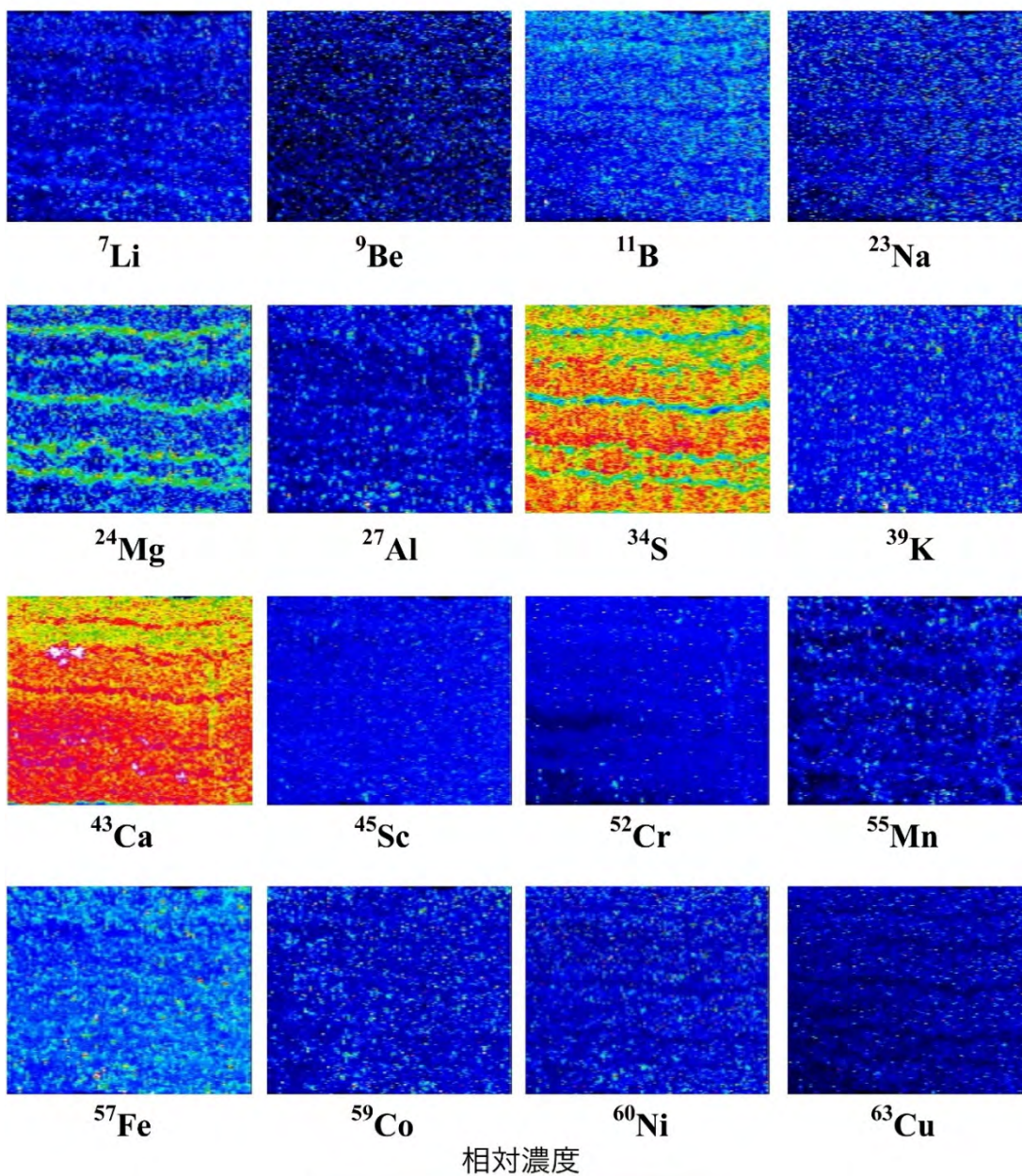
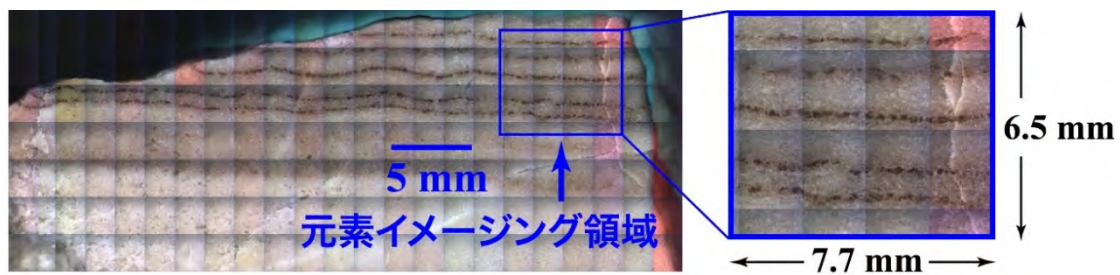


図 3.2-13 蒸発岩試料 CFE の元素イメージングの結果

レーザーの形状及び走査速度はそれぞれ  $80 \times 80 \mu\text{m}$  正方形及び  $100 \mu\text{m s}^{-1}$ 。イメージング所要時間は 153 分。

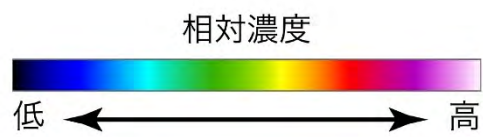
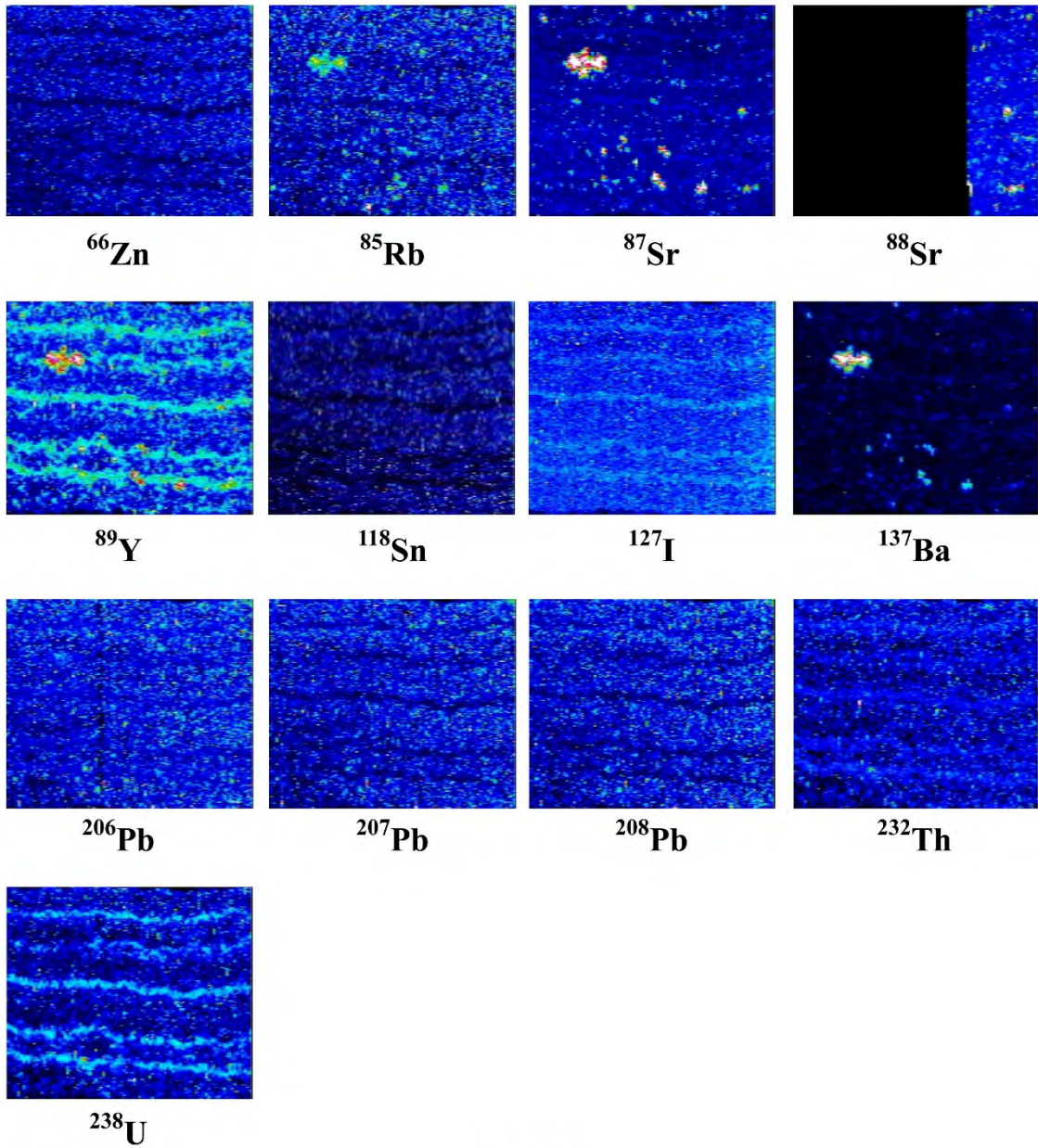
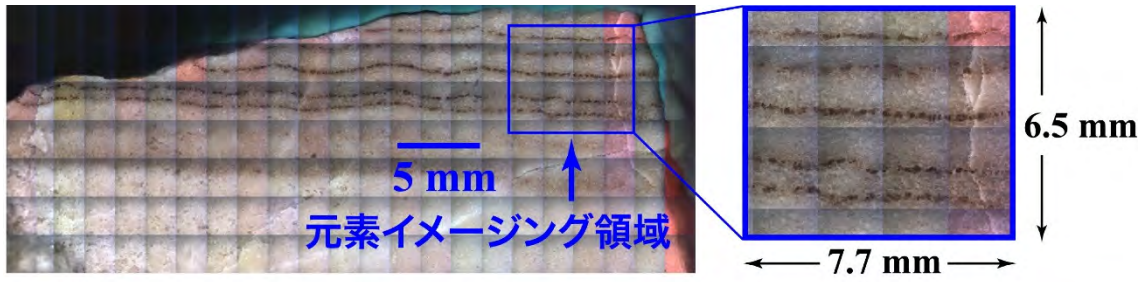


図 3.2-13 の続き

## (2) 同位体分析手法の確立及び高度化

### 1) ジルコンの分析による微小領域 U-Pb 同位体分析技術の確立

平成 27 年度は、LA-ICP 質量分析法や二次イオン質量分析法によるジルコンの U-Pb 年代測定や希土類元素分析において、標準試料として広く利用されているジルコン 91500 (年代値 1065 Ma; Wiedenbeck et al., 1995<sup>43</sup>) を用いて、年代既知のジルコン Ybr157 (報告年代値 569.5 Ma) の U-Pb 年代測定を実施した。しかしながら、得られた年代値が報告値に対して有意に古い値 (約 600 Ma) を示し、年代一致曲線 (以下、「コンコーディア」という) から外れるという問題が生じていた (図 3.2-14)。この年代値の相違は、分析時における 91500 と Ybr157 の間のレーザー照射に対する応答の違いから生じていると判断でき、特に Pb/U 比の分析に問題があることが判明している (日本原子力研究開発機構, 2015<sup>19</sup>)。この問題の解決を図るため、平成 28 年度はレーザーの照射条件についてより詳細な検討を行った。分析には挟み込み法 (以下、「ブラケットティング法」という) によるデータ補正に用いる標準ジルコンとして 91500 を用い、未知試料として測定するジルコンには、年代標準試料としてより広く利用されている年代既知ジルコン FC1 (年代値  $1099 \pm 0.6$  Ma; Paces and Miller, 1993<sup>44</sup>; Compston, 1999<sup>45</sup>; Black et al., 2003<sup>46</sup>; Schmitz et al., 2003<sup>47</sup>) を用いた。分析条件のうち、レーザーの形状、照射法 (定点法/走査法)、エネルギー密度及び繰り返し周波数を変えて、得られる信号強度の変動を把握し、得られる分析年代値と報告されている年代値とを比較した。前文において、定点法とはレーザー照射点を動かさずに特定の点に照射する方法であり、走査法とはレーザー照射点を一定速度で動かして特定の直線、曲線あるいは面領域に照射する方法である。全ての U-Pb 同位体比測定にはレーザーアブレーション装置 (Photon Machines 社製 Analyte G2) 及びマルチコレクタ ICP 質量分析計 (Thermo Scientific 社製 NEPTUNE-plus) を用いた。

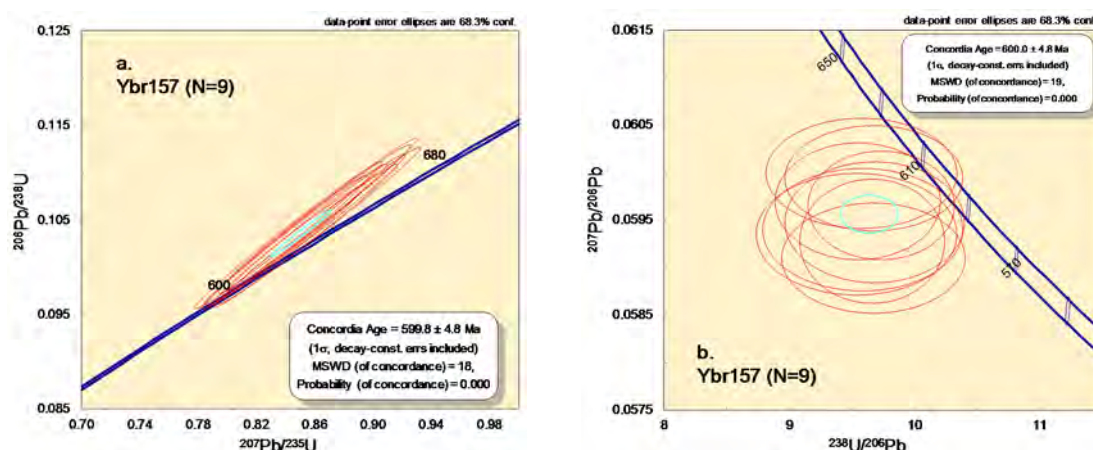


図 3.2-14 平成 27 年度に実施したジルコン Ybr157 の U-Pb 年代測定結果  
(定点法 [二次電子増倍管のみ])

a. Wetherill コンコーディア図; b. Tera-Wasserburg コンコーディア図

平成 27 年度に実施したジルコン Ybr157 の分析におけるレーザー条件 (直径 25  $\mu\text{m}$  円形、定点法、エネルギー密度  $2.0 \text{ J cm}^{-2}$ 、繰り返し周波数 5 Hz) では、分析時間の経過とともに U 及び Pb の信号強度が著しく減衰し、この減衰が Pb/U 比の測定に大きな影響を及ぼしている可能性があった。この信号強度の減衰を抑えるため、レーザーの照射法を定点法から走査法へ変更し、FC1 の U-Pb 年代測定を実施した。走査法は定点法と異なり、新しい試料表面を浅く掘削できるため、信号強度の減衰の抑制が期待できる。一方で、走査領域内の同位体組成が著しく不均質な場合は、

得られる同位体情報から年代測定を行うことが困難となる。レーザーの照射条件は、 $10 \times 10 \mu\text{m}$  正方形、エネルギー密度  $2.0 \text{ J cm}^{-2}$ 、繰り返し周波数  $5 \text{ Hz}$  のビームを  $30 \times 30 \mu\text{m}$  の領域で走査し、測定を行った。質量分析部におけるイオン ( $^{202}\text{Hg}^+$ 、 $^{204}\text{Pb}^+$ 、 $^{206}\text{Pb}^+$ 、 $^{207}\text{Pb}^+$ 、 $^{208}\text{Pb}^+$ 、 $^{232}\text{Th}^+$ 、 $^{238}\text{U}^+$ ) の (同時) 検出には全て二次電子増倍管を用い、マルチイオンカウンティング法で分析を実施した。結果を図 3.2-15 に示す。

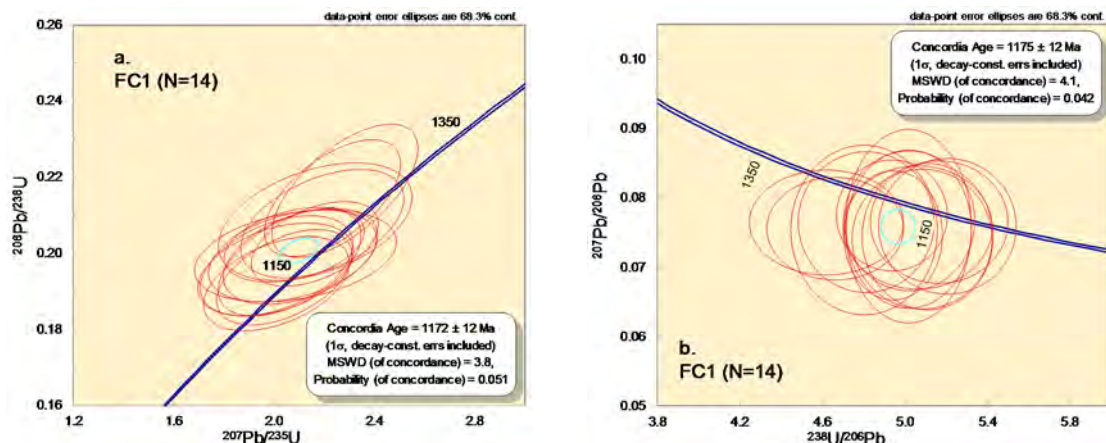


図 3.2-15 ジルコン FC1 の U-Pb 年代測定結果 (走査法 [二次電子増倍管のみ])  
 a. Wetherill コンコーディア図; b. Tera-Wasserburg コンコーディア図

走査法による測定は、定点法と比較して、得られる信号強度は安定するものの、測定データ (図 3.2-15 中の赤色の楕円) のばらつきが大きく、14 個の測定点から得られた年代値  $1172 \text{ Ma}$  は報告値 ( $1099 \pm 0.6 \text{ Ma}$ ) より有意に古い値となった。この原因の一つとして、検出器として用いた二次電子増倍管における入射イオンの数え落としが考えられる。二次電子増倍管は入射イオンが多い場合、イオンの数え落としが生じて計数率が悪くなるという特性を有する。ジルコンの測定においては、 $^{238}\text{U}$  と  $^{206}\text{Pb}$  及び  $^{207}\text{Pb}$  の信号強度 (U と Pb の存在度) に比較的大きな差 (例えば、FC1 の  $^{238}\text{U}$  が約 16 万 cps (cps : count(s) per second : 一秒間に計数されるイオン数) の時、 $^{207}\text{Pb}$  は約 1500 cps) があり、二次電子増倍管を組合せて測定を実施するマルチイオンカウンティング法では、カウント数の多い検出器と少ない検出器間の計数率の直線的な相関が悪くなり、分析値に影響を及ぼしている可能性がある。そこで、検出器をファラデーカップ ( $^{232}\text{Th}^+$ 、 $^{238}\text{U}^+$ ) と二次電子増倍管 ( $^{202}\text{Hg}^+$ 、 $^{204}\text{Pb}^+$ 、 $^{206}\text{Pb}^+$ 、 $^{207}\text{Pb}^+$ 、 $^{208}\text{Pb}^+$ ) の組合せに変更し、FC1 について同様に走査法で分析を実施した。結果を図 3.2-16 に示す。ファラデーカップと二次電子増倍管を組合せた測定においては、二次電子増倍管のみによる測定の場合に比べて、測定データ (図 3.2-16 中の赤色の楕円) のばらつきが軽減された。しかしながら 16 個の測定点から得られた年代値 (約  $1050 \text{ Ma}$ ) は報告値  $1099 \pm 0.6 \text{ Ma}$  より有意に若い。すなわち、ファラデーカップと二次電子増倍管を組合せた分析においても、年代測定の確度は不十分であることが確認された。一方で、Pb 同位体分析の結果のみから評価すれば、Pb-Pb 年代は、二次電子増倍管だけを用いた分析及びファラデーカップと二次電子増倍管を組合せた分析でそれぞれ、 $1091 \pm 48 \text{ Ma}$  及び  $1081 \pm 45 \text{ Ma}$  が得られ、各々の  $1\sigma$  誤差範囲内に報告値  $1099 \text{ Ma}$  が含まれる。Tera-Wasserburg のコンコーディア図 (図 3.2-15 の b 及び図 3.2-16 の b) 上の測定データの分布を見ても、横軸の  $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$  比の測定精度が上がれば、測定値と報告値が一致する傾向にあることが分かる。以上の結果から、走査法による分析では Pb/U 比を高確度で測定することは困難と判断した。

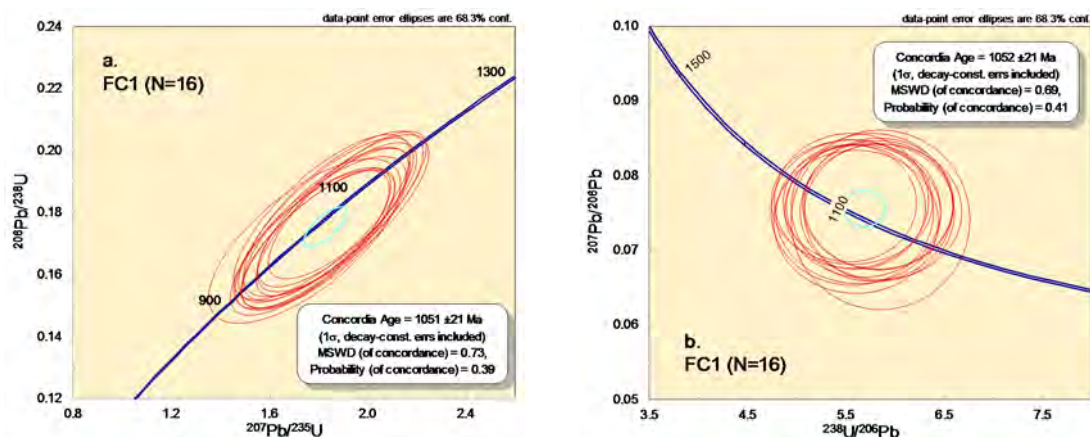


図 3.2-16 ジルコン FC1 の U-Pb 年代測定結果（走査法 [ファラデーカップ+二次電子増倍管]）  
a. Wetherill コンコーディア図; b. Tera-Wasserburg コンコーディア図

次に、レーザー照射を走査法から定点法に変更し、照射径やエネルギー密度を変えて分析イオンの信号強度をコントロールし、検出器の組合せをファラデーカップと二次電子増倍管、もしくは二次電子増倍管のみにして測定を実施した。定点法では、レーザーによる掘削深度が大きくなると、ダウンホール分別と呼ばれる分別効果により、信号強度が著しく減衰する。平成 27 年度までの分析においてもこの効果の影響が確認されていた。ダウンホール分別による信号強度の減衰を軽減するため、繰り返し周波数については、2-3 Hz の低周波数のみを検討した。検討したレーザー照射条件と検出器の組合せを表 3.2-4 に示す。

表 3.2-4 検討したレーザー照射・検出器の条件

	レーザー径 [ $\mu\text{m}$ ]	エネルギー密度 [ $\text{J cm}^{-2}$ ]	繰り返し周波数 [Hz]	検出器
条件 1	40	3.0	3	ファラデーカップと二次電子増倍管
条件 2	15	3.0	3	二次電子増倍管のみ
条件 3	20	3.0	2	二次電子増倍管のみ
条件 4	20	2.0	3	二次電子増倍管のみ

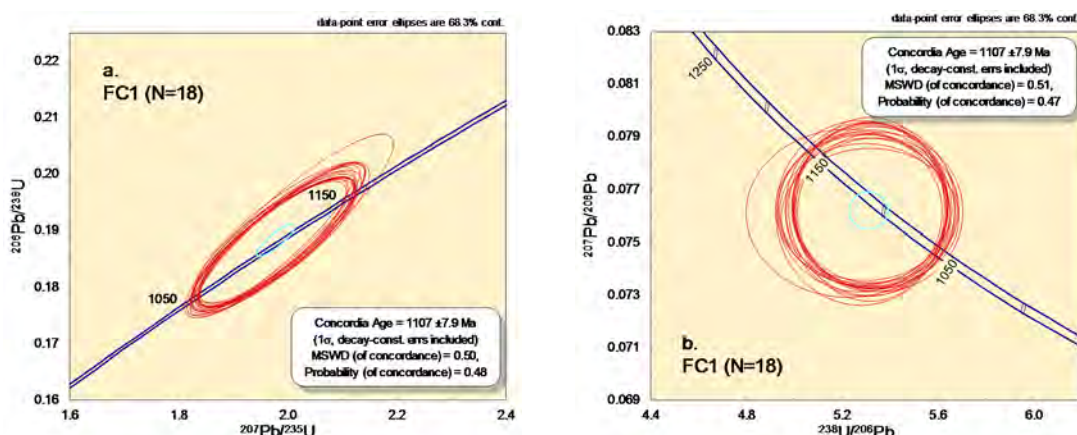


図 3.2-17 ジルコン FC1 の U-Pb 年代測定結果（条件 1）  
a. Wetherill コンコーディア図; b. Tera-Wasserburg コンコーディア図

測定条件 1 では、レーザーの形状を直径 40  $\mu\text{m}$  円形とし、レーザー周波数を 3 Hz にして信号強度の減衰を抑制し、ファラデーカップと二次電子増倍管の組合せでデータを取得した。結果を図 3.2-17 に示す。18 個の測定点より得られた年代値は  $1107 \pm 7.9 \text{ Ma}$  で、これは報告値の  $1099 \pm 0.6 \text{ Ma}$  と比較して  $1\sigma$  誤差範囲は重なっており、測定データ (図 3.2-17 中の赤色の楕円) のばらつきも小さい。この条件で確実に年代測定が実施可能か検証するため、質量分析計の日間変動を考慮し、測定日を変えたうえで、同一のレーザー条件の下で全 3 回の測定を行い、結果の再現性を確認した。結果を図 3.2-18 に示す。

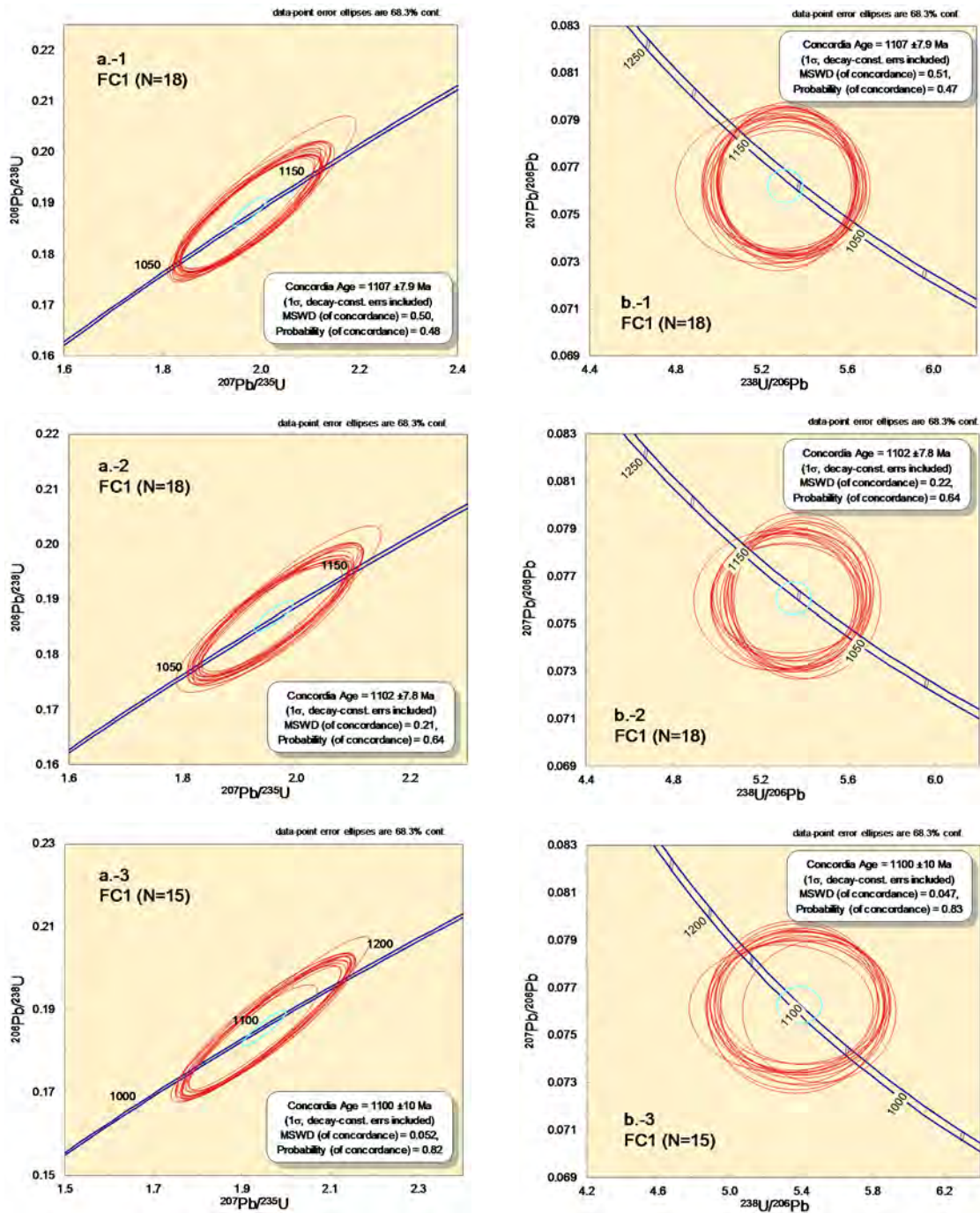


図 3.2-18 ジルコン FC1 の U-Pb 年代測定結果 (条件 1 ; 3 回繰り返し測定)  
a.-1,2,3. Wetherill コンコーディア図; b.-1,2,3. Tera-Wasserburg コンコーディア図

3回の測定で得られた年代値は、 $1107 \pm 7.9$  Ma、 $1102 \pm 7.8$  Ma、 $1100 \pm 10$  Ma であり、各々の  $1\sigma$  誤差範囲と報告値  $1099 \pm 0.6$  Ma の  $1\sigma$  誤差範囲は重なっている。これら3回の年代測定の平均値と標準偏差 ( $1\sigma$ ) は  $1103 \pm 3.6$  Ma であり、これは 0.4%未満の不確かさに相当する。このことから、測定条件1によって Pb/U 比が比較的高精度かつ高確度に測定できることが判明し、本事業で導入した LA-ICP 質量分析計を用いたジルコンの微小領域 U-Pb 年代測定をするうえで良好な条件を突き止めることができた。

測定条件1がジルコンの微小領域 U-Pb 年代測定における良好な条件であることが判明したが、この条件におけるレーザー形状は直径  $40 \mu\text{m}$  (円形) であるため、空間分解能がやや低い。また、これまでの予察的な測定から、炭酸塩鉱物の U-Pb 同位体分析をする際には、ジルコンと比較して U 濃度が著しく低いためにファラデーカップを用いた測定が困難である可能性が高い。そこで、より高い空間分解能で、信号強度が低い試料に対応した年代測定技術を確立するため、表 3.2-4 に示す測定条件 2-4 で FC1 の年代測定を実施した。測定条件 2-4 では、検出器に二次電子増倍管だけを用いたマルチイオンカウンティング法を採用している。

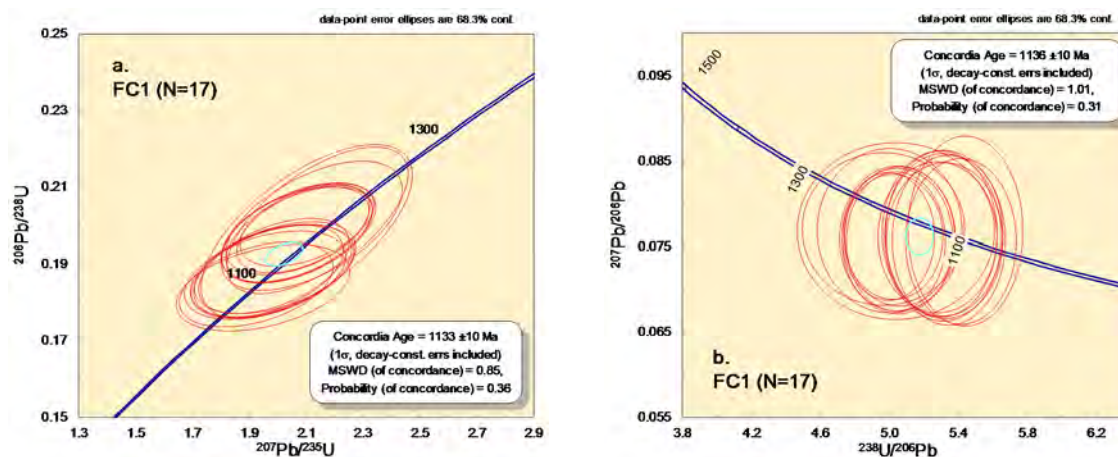


図 3.2-19 ジルコン FC1 の U-Pb 年代測定結果 (条件 2)  
a. Wetherill コンコーディア図; b. Tera-Wasserburg コンコーディア図

測定条件 2 での測定では、明らかに測定データが分散し、17 個の測定点より得られた年代値 (約 1135 Ma) は、報告値より有意に古い値となった (図 3.2-19)。測定条件 2 では、測定条件 1 に比べてレーザー径を  $15 \mu\text{m}$  まで小さく絞っているため、(掘削の深度) / (分析点の径) の比率が大きくなり、ダウンホール分別が顕著に起きていると考えられる。このダウンホール分別の抑制のために掘削深度を浅くする場合、レーザー径 ( $15 \mu\text{m}$ ) を保持して周波数を小さくするか、もしくはエネルギー密度を小さくする必要がある。しかしながら、その場合は質量分析部へ導入される試料量が少なくなり、試料由来の  $^{207}\text{Pb}$  の信号強度がバックグラウンドの  $^{207}\text{Pb}$  の信号強度に近づくため、結果として Signal / Noise 比が小さくなり、Pb 同位体分析の精度が担保できない。そのため、レーザー径を  $20 \mu\text{m}$  にわずかに広げ、繰り返し周波数を小さくすることで、ダウンホール分別を抑制する条件を検討した (測定条件 3)。

測定条件 3 の分析結果を図 3.2-20 に示す。測定条件 3 での分析では、信号強度にレーザー周波数と同調した有意な周期変動が現れた。18 個の測定点から得られた年代値 ( $1142 \pm 6.4$  Ma) は報告値より有意に古く、測定データ (図 3.2-20 中の赤色の楕円) のばらつきが大きくなった。安定した信号を得るには、レーザーの周波数を 3 Hz 以上にするか、低周波数に起因する信号変動を抑制するスムージングデバイス (試料をイオン化部 (Ar プラズマ) へ導入する直前で攪拌・均質化する装置) などの導入が必要と考えられる。



測定条件 4 での分析では、レーザーの周波数を 3 Hz とし、エネルギー密度を下げることでより、ダウンホール分別の抑制を試みた (図 3.2-21)。測定条件 4 では、測定データ (図 3.2-21 中の赤色の楕円) のばらつきは低減された。また、同条件下で再度分析を実施した結果 (図 3.2-21 a.-2 及び b.-2)、良好な再現性が得られたため、測定条件 4 は良好な条件であると判断した。

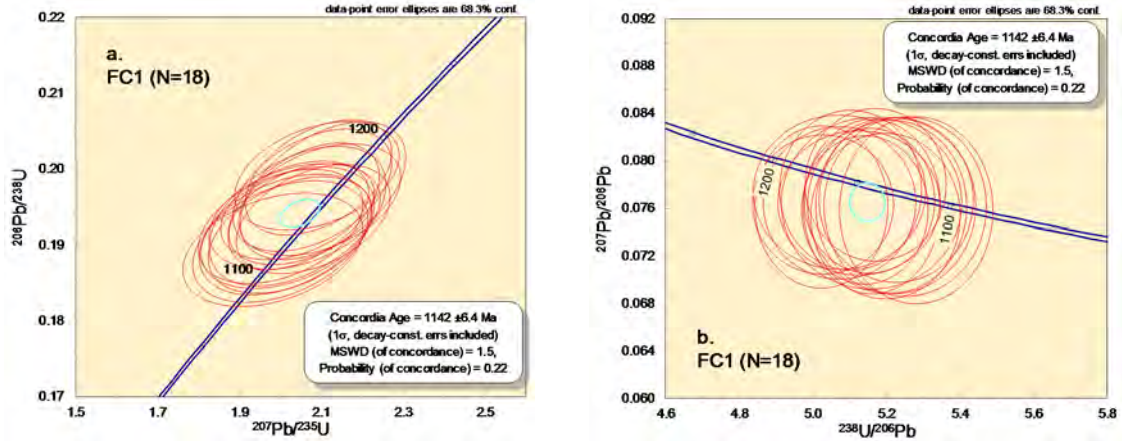


図 3.2-20 ジルコン FC1 の U-Pb 年代測定結果 (条件 3)  
a. Wetherill コンコーディア図; b. Tera-Wasserburg コンコーディア図

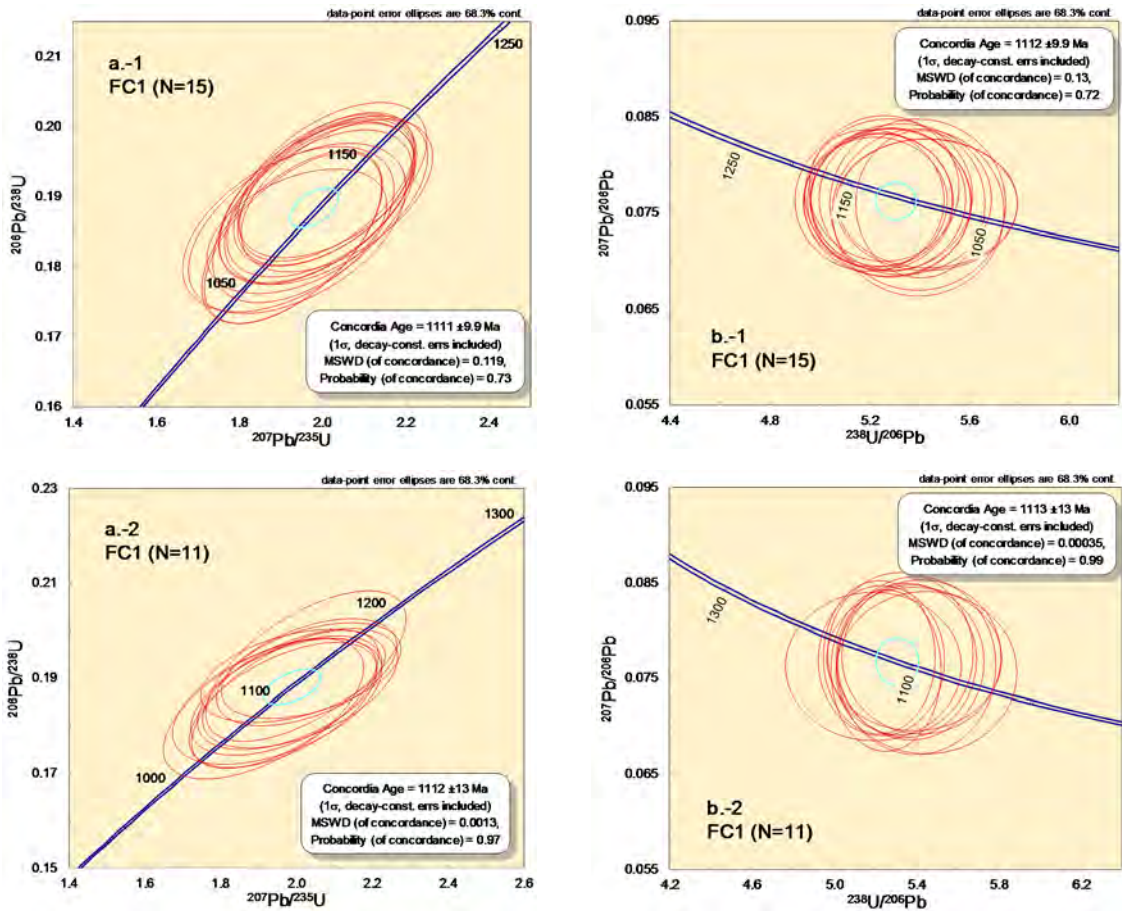


図 3.2-21 ジルコン FC1 の U-Pb 年代測定結果 (条件 4)  
a.-1,2. Wetherill コンコーディア図; b.-1,2. Tera-Wasserburg コンコーディア図

以上のジルコン FC1 の U-Pb 年代測定を基に、導入装置による微小領域 U-Pb 同位体分析技術を確立した。ジルコンの分析においては、U/Pb 比が高いため、検出器にファラデーカップと二次電子増倍管を組合せた分析が有効である。20  $\mu\text{m}$  程度の空間分解能を必要とする分析では、レーザーの繰り返し周波数を下げ過ぎず (3 Hz 以上)、エネルギー密度を下げる (2.0 J  $\text{cm}^{-2}$  程度) ことで、ダウンホール分別の影響を軽減させることが重要である。なお、平成 27 年度に U-Pb 年代測定を実施した Ybr157 について、平成 28 年度に検討した条件 (表 3.2-4 中の測定条件 1) を適用し、再測定を実施した結果を図 3.2-22 に示す。得られた U-Pb 年代は  $566 \pm 9.6 \text{ Ma}$  であり、 $1\sigma$  誤差の範囲内に報告年代値 569.5 Ma が含まれる。これにより、複数のジルコン試料について年代測定が可能であることが確認された。

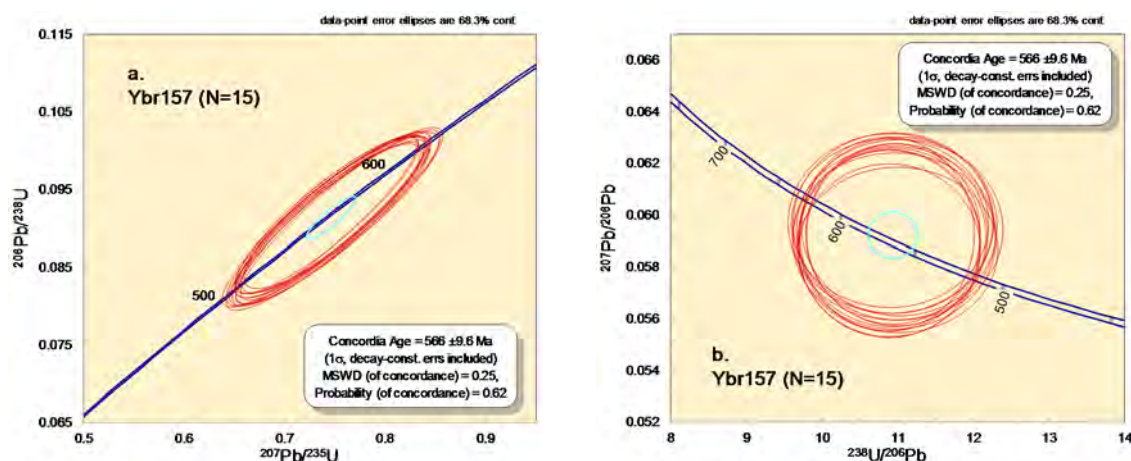


図 3.2-22 ジルコン Ybr157 の U-Pb 年代測定結果 (条件 1)  
a. Wetherill コンコーディア図; b. Tera-Wasserburg コンコーディア図

LA-ICP 質量分析法による U-Pb 年代測定では、ジルコンに限らず、測定する試料の U 及び Pb の含有量に応じて適切な分析条件を探る必要がある。これまでの予察的な分析から、炭酸塩鉱物はジルコンに比べて U 濃度が著しく低く、U と Pb の濃度は同じオーダー (数 ppm) であることが多い。このことから、炭酸塩鉱物の微小領域 U-Pb 年代測定においては、今回試行した測定条件 4 と同様の条件で測定を実施する必要があると考えられる。

## 2) 炭酸塩標準試料の選定及び作製

LA-ICP 質量分析法による同位体分析では、試料にレーザーが照射される時に起きる元素分別が試料の物理的特性及び化学的特性 (マトリックス) に依存するため、マトリックスの同じ標準試料と未知試料を交互に測定し、未知試料の分析値をブラケット法によって補正する手法が用いられている。そのため、ジルコンや炭酸塩鉱物といった個々の試料に応じて、同じマトリックスの標準試料を使用する必要がある。炭酸塩鉱物の LA-ICP 質量分析では、世界的に見ても未だに標準試料が選定・開発されておらず、この課題を解決するため、平成 26 年度より標準試料の選定と評価に取り組んできた。平成 28 年度は、標準試料の選定及び作製を主目的として、国立大学法人東京大学、株式会社京都フィッシュン・トラック、学校法人学習院大学及び国立研究開発法人海洋研究開発機構を締結先とした「レーザーアブレーション付き誘導結合プラズマ質量分析計を用いた炭酸塩鉱物の分析手法の開発」と題した共同研究を実施した。

この共同研究では、既往研究で湿式 U-Pb 年代測定の実施されている蒸発岩 (CFE) 中の方解石 (total Pb/U アイソクロン年代:  $251.5 \pm 2.8 \text{ Ma}$  [Becker et al., 2002<sup>20</sup>]) について、LA-ICP

質量分析法による U-Pb 同位体分析を実施し、標準試料としての有用性を確認した。また、Pb/U 比及び Pb 同位体比が均質な方解石の人工作製を試行した。この人工作製では、U 及び Pb を含む標準溶液から単相の方解石結晶を沈殿させる方法（以下、「沈殿法」という）及び炭酸カルシウム粉末に U 及び Pb を含む標準溶液を添加してペレットを作製する方法（以下、「ペレット法」という）を試行した。沈殿法による試料作製では、天然の炭酸塩鉱物の持つ U/Pb 比の多様性を考慮し、標準溶液中の Pb 濃度を変化させることによって、3 種類の U/Pb 比の異なる方解石の作製に成功した。ペレット法による試料作製では、元素イメージングによって試料中の U 及び Pb の分布に不均質が確認された。

### (3) 地下水試料の希ガス同位体分析技術の整備

高分解能マルチコレクタ質量分析計については、平成 27 年度に Ne 同位体分析の整備を行ったが、平成 28 年度は大気を希釈して得た試料を測定することで、He 同位体分析の整備を行った。整備当初（8 月-10 月）は  ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$  ピーク強度比が不安定であったが ( ${}^3\text{He}/{}^4\text{He} = (1.12 \pm 0.35) \times 10^{-6}$ )、イオン源の調整を行ったことにより、その後（11 月-12 月）は安定した比 ( ${}^3\text{He}/{}^4\text{He} = (1.12 \pm 0.08) \times 10^{-6}$ ) が得られている（図 3.2-23）。測定精度は、通常の He 同位体組成の検討を行うには十分な桁程度が得られている。ただし  ${}^3\text{He}$  の感度が想定された感度よりわずかに低いため、放射起源  ${}^4\text{He}$  の多い、すなわち、 ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$  比の小さい試料（例えば、 ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$  比が 0.1 Ra 未満；Ra は地球大気の  ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$  比： ${}^3\text{He}/{}^4\text{He} = 1.4 \times 10^{-6}$ ）を分析する場合、測定回数を増やすといった措置を講じなければ精度が低下すると考えられる。現在、 ${}^3\text{He}$  ピーク強度が 1 cps 程度の場合について、10 %程度の精度が得られている。ただし、0.1 Ra ということは大気由来の  ${}^4\text{He}$  は  ${}^4\text{He}$  全量の 10 %以下であり、補正值に対する精度の多少の低下が放射起源  ${}^4\text{He}$  量の決定精度に与える影響は小さいと言える。

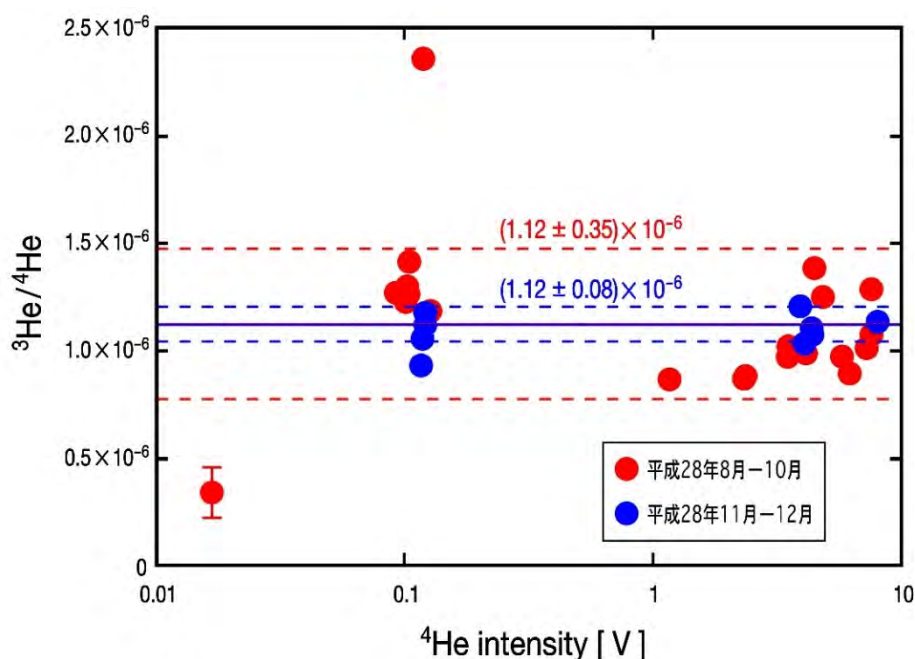


図 3.2-23  ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$  ピーク強度比

赤色は平成 28 年 8 月-10 月のデータ、青色は平成 28 年 11 月-12 月のデータを示す。各データの誤差棒は標準偏差を示す。実線及び破線はそれぞれ各期間に得られたデータの平均値と標準偏差を示す。

### 3.2.4 まとめ

#### (1) 観察・分析点の選定に係る技術の開発及び高度化

炭酸塩鉱物の微小領域同位体分析・年代測定の前段階として実施する CL 観察について、Optical-CL 観察と SEM-CL 観察の適用範囲を定量的に示すことで、対象とする分析領域に応じた適切な観察手法を選択することが可能となった。また、炭酸塩鉱物中に包有されている石英などの異種鉱物の供給源を明らかにすることにより、試料観察の時点で炭酸塩鉱物の形成年代にある程度の制限を与え得ることが示唆された。

今回観察した堆積岩の割れ目に介在する炭酸塩鉱物の CL 観察では、CL が確認できなかった。炭酸塩鉱物の CL の有無と色（波長）は、Fe 及び Mn 濃度に起因していることから、CL の強度や色を確認することで、炭酸塩鉱物の結晶の成長累帯構造を把握するだけでなく、Fe 及び Mn 濃度を定性的に把握できると考えられる。さらに、CL から得られる定性的な情報から、炭酸塩鉱物を沈殿させた地下水の組成の大まかな推定ができることが示唆された。

また、これまで実施してきた CL 観察や EPMA による元素マッピング技術に加え、LA-ICP 質量分析法による元素イメージング技術が確立したことにより、微小領域 U-Pb 年代測定を行ううえで有用な元素分布情報を取得できるようになった。

#### (2) 同位体分析手法の確立及び高度化

ジルコン試料 FC1 を用いて、平成 26 年度に導入した LA-ICP 質量分析計による微小領域 U-Pb 同位体分析技術を確立した。LA-ICP 質量分析法による微小領域 U-Pb 年代測定においては、ジルコンに限らず、測定する試料の U 及び Pb の含有量に応じて、適切な分析条件を探る必要がある。炭酸塩鉱物はジルコンに比べて U 濃度が著しく低く、U 濃度と Pb 濃度は同じオーダー（数 ppm）であることが多いため、ダウンホール分別を抑制しつつ、マルチイオンカウンティング法で測定する必要があると考えられる。

炭酸塩鉱物の標準試料の選定については、湿式 U-Pb 年代測定によって年代値が決定されている炭酸塩鉱物試料（CFE 中の方解石）について同位体分析を実施した。その結果、この試料が炭酸塩鉱物微小領域 U-Pb 年代測定の標準試料として利用できる可能性が示唆された。また、人工的に単相の炭酸塩鉱物（方解石）を作製することに成功した。人工的に作製した炭酸塩鉱物は、今後、標準試料としての有用性（U や Pb などの元素の均質性）を確認するほか、U/Pb 比が任意に調製できるように試作を重ねる必要がある。CFE 中の方解石だけでなく、複数の標準試料が得られれば、より精度の高い炭酸塩鉱物の年代測定が可能となる。

#### (3) 地下水試料の希ガス同位体分析技術の整備

平成 28 年度は、平成 27 年度に実施した Ne 同位体分析の整備に引き続き、大気を希釈して得た試料を測定することで、He 同位体分析の整備を実施した。その結果、He 同位体組成の議論に十分な測定精度が得られた。

これら一連の技術開発により、炭酸塩鉱物測定技術に関して、観察から分析までの手順を整備・高度化した。分析領域の選定にあたっては、CL 観察の適用範囲が明確となり、CL 観察結果から炭酸塩鉱物を沈殿させた地下水の組成の大まかな推定も可能になりつつある。また、炭酸塩鉱物中の微量元素分布を明らかにするイメージング技術を整備し、炭酸塩鉱物の微小領域 U-Pb 年代測定に適した領域を選定する手法を確立した。U-Pb 年代測定については、標準ジルコンの年代測定により、適切な分析条件を把握することができた。炭酸塩鉱物の年代測定技術の開発には、

更なる標準試料の選定・開発・検証が必要ではあるが、今後はこれまで選定してきた標準試料を用いて複数の年代既知試料の年代測定を実施し、技術整備・高度化を行う必要がある。

地下水試料の希ガス同位体分析技術の整備では、平成 27 年度に実施した Ne 同位体分析の技術整備に引き続き、He 同位体分析の技術整備を実施した。

## 引用文献

- 1) 西本昌司, 鶴飼恵美, 天野健治, 吉田英一, 地下深部花崗岩の変質プロセス解析 : 土岐花崗岩を例にして, 応用地質, vol.49, 2008, pp.94-104.
- 2) Nishimoto, S. and Yoshida, H., Hydrothermal alteration of deep fractured granite : Effects of dissolution and precipitation, *Lithos*, vol.115, 2010, pp.153-162.
- 3) Iwatsuki, T. and Yoshida, H., Characterizing the chemical containment properties of the deep geosphere : Water-rock interactions in relation to fracture systems within deep crystalline rock in the Tono area, Japan, *Geological Society of London, Special Publications*, vol.157, 1999, pp.71-84.
- 4) Yoshida, H., Aoki, K., Semba, T., Ota, K., Amano, K., Hama, K., Kawamura, M. and Tsubota, K., Overview of the stability and barrier functions of the granitic geosphere at the Kamaishi mine ; Relevance to radioactive waste disposal in Japan, *Engineering Geology*, vol.56, 2000, pp.151-162.
- 5) 吉田英一, 地層処分 脱原発後に残される科学課題, 近未来社, 2012a, 168p.
- 6) Ohno, T., Yoshida, H. and Metcalfe, R., Use of fracture filling mineral assemblages for characterizing water-rock interactions during exhumation of an accretionary complex: An example from the Shimanto Belt, southern Kyushu Japan, *Journal of Structural Geology*, vol.87, 2016, pp.81-94.
- 7) 舟木泰智, 石井英一, 常盤哲也, 新第三紀堆積岩中の割れ目は主要な水みちとなり得るか?, 応用地質, vol.50, 2009, pp.238-247.
- 8) 吉田英一, 岩盤中の透水性亀裂とその長期的挙動 - 現状と今後の課題 -, 地学雑誌, vol.121, 2012b, pp.68-95.
- 9) 石橋正祐紀, 安藤友美, 笹尾英嗣, 湯口貴史, 西本昌司, 吉田英一, 深部結晶質岩における割れ目の形成・充填過程と透水性割れ目の地質学的特徴 - 土岐花崗岩を例として -, 応用地質, vol.55, 2014, pp.156-165.
- 10) Ishibashi, M., Yoshida, H., Sasao, E. and Yuguchi, T., Long term behavior of hydrogeological structures associated with faulting; An Example from the deep crystalline rock in the Mizunami URL, Central Japan, *Engineering Geology*, vol.208, 2016, pp.114-127.
- 11) 柴田 賢, 高木秀雄, 中央構造線沿いの岩石および断層内物質の同位体年代 - 長野県分杭峠地域の例 -, 地質学雑誌, vol.94, 1988, pp.35-50.
- 12) Vargas, G., Palacios, C., Reich, M., Luo, S., Shen, C.-C., González, G. and Wu, Y.-C., U-series dating of co-seismic gypsum and submarine paleoseismology of active faults in Northern Chile (23°S), *Tectonophysics*, vol.497, 2011, pp.34-44.
- 13) Yamasaki, S., Zwingmann, H., Yamada, K., Tagami, T. and Umeda, K., Constraining the timing of brittle deformation and faulting in the Toki granite, central Japan, *Chemical Geology*, vol.351, 2013, pp.168-174.
- 14) Nuriel, P., Rosenbaum, G., Zhao, J.-X., Feng, Y., Golding, S.D., Villemant, B. and Weinberger, R., U-Th dating of striated fault planes, *Geology*, vol.40, 2012, pp.647-650.
- 15) Blyth, A., Frape, S., Ruskeeniemi, T. and Blomqvist, R., Origins, closed system formation and preservation of calcites in glaciated crystalline bedrock : evidence from the Palmottu natural analogue site, Finland, *Applied Geochemistry*, vol.19, 2004, pp.675-686.
- 16) 窪島光志, 石橋正祐紀, 笹尾英嗣, 鶴田忠彦, 田上雅彦, 湯口貴史, 超深地層研究所計画 地質・地質構造に関する調査研究 - 深度 300m までの地質・地質構造 -, 日本原子力研究開発

- 機構, JAEA-Research 2012-037, 2013, 78p.
- 17) Milodowski, A.E., Tullborg, E.-L., Buil, B., Gómez, P., Turrero, M.-J., Haszeldine, S., England G., Gillespie, M.R., Torres, T., Ortiz, J.E., Zacharias, J., Silar, J., Chvátal, M., Strnad, L., Sebek, O., Bouch, J.E., Chenery, S.R.N., Chenery, C.A. and Shepherd, T.J., Application of mineralogical, petrological and geochemical tools for evaluating the palaeohydrogeological evolution of the PADAMOT study sites, *PADAMOT Project Technical Report WP2*, 2005, 206p.
  - 18) 日本原子力研究開発機構, 「炭酸塩鉱物の微小領域分析手法の開発」共同研究報告書, 2016, 36p.
  - 19) 日本原子力研究開発機構, 平成 26 年度 地層処分技術調査等事業 地質環境長期安定性評価 確証技術開発報告書, 2015, 229p.
  - 20) Becker, M.L., Rasbury, E.T., Meyers, W.J. and Hanson, G.N., U-Pb calcite age of the Late Permian Castile Formation, Delaware Basin: a constraint on the age of the Permian-Triassic boundary (?), *Earth and Planetary Science Letters*, vol.203, 2002, pp.681-689.
  - 21) Torgersen, T., Controls on pore-fluid concentration of  $^4\text{He}$  and  $^{222}\text{Rn}$  and the calculation of  $^4\text{He}/^{222}\text{Rn}$  ages, *Journal of Geochemical Exploration*, vol.13, 1980, pp.57-75.
  - 22) Lippmann, J., Stute, M., Torgersen, T., Moser, D.P., Hall, J.A., Lin, L., Borcsik, M., Bellamy, R.E.S. and Onstott, T.C., Dating ultra-deep mine waters with noble gases and  $^{36}\text{Cl}$ , Witwatersrand Basin, South Africa, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol.67, 2003, pp.4597-4619.
  - 23) 森川徳敏, 地球化学的調査に基づいた地下水流動に関する研究 -東濃地域を対象とした溶存希ガスによる地下水調査-, 核燃料サイクル開発機構, JNC TN7400 2001-003, 2001, 70p.
  - 24) Castro, M. C. and Jambon, A., Noble gases as natural tracers of water circulation in the Paris Basin 1. Measurements and discussion of their origin and mechanisms of vertical transport in the basin, *Water Resource Research*, vol.34, 1998, pp. 2443-2466.
  - 25) 電力中央研究所, 地層処分技術調査等事業 (地層処分共通技術調査: 岩盤中地下水移行評価技術高度化開発) -地下水年代測定技術調査- 報告書, 2012, p.388.
  - 26) 角野浩史, 希ガス同位体質量分析の温故知新, *Journal of Mass Spectrometry Society of Japan*, vol. 63, 2015, pp. 1-30.
  - 27) 長尾敬介, 基礎から学ぶマスマススペクトロメトリー/質量分析の源流 第10回 同位体の質量分析, *Journal of Mass Spectrometry Society of Japan*, vol. 59, 2011, pp. 35-49.
  - 28) Machel, H.G., Mason, R.G., Ariano, A.N. and Mucci, A., Causes and emission of luminescence in calcite and dolomite, In: Barker, C.E. and Kopp, O.C. (eds.), *Luminescent microscopy and spectroscopy; qualitative and quantitative applications, SEPM Short Course*, vol.25, 1991, pp.9-25.
  - 29) Tessier, A., Campbell, P.G.C. and Bisson, M., Sequential extraction procedure for the speciation of particulate trace metals, *Analytical Chemistry*, vol.51, 1979, pp.844-851.
  - 30) Gotze, J., Application of cathodoluminescence microscopy and spectroscopy in geosciences, *Microscopy and Microanalysis*, vol.18, 2012, pp.1270-1284.
  - 31) Habermann, D., Neuser, R.D. and Richter, D.K., REE activated cathodoluminescence of calcite and dolomite: High resolution spectrometric analysis of CL emission (HRS-CL), *Sedimentary Geology*, vol.101, 1996, pp.1-7.
  - 32) Haberman, D., Neuser, R.D. and Richter, D.K., Quantitative high resolution spectral analysis of  $\text{Mn}^{2+}$  in sedimentary calcite, In: Pagel, M., Barbin, V., Blanc, P. and Ohnenstetter, D. (eds.), *Cathodoluminescence in Geosciences*, 2000, pp.136-145.
  - 33) Hemming, N.G., Meyers, W.J and Grams, J.C., Cathodoluminescence in diagenetic calcites: the roles of Fe and Mn as deduced from electron probe and spectrophotometric measurements, *Journal of Sedimentary Petrology*, vol.59, 1989, pp.401-411.
  - 34) Curti, E., Coprecipitation of radionuclides with calcite: estimation of partition coefficients based on a review of laboratory investigations and geochemical data, *Applied Geochemistry*, vol.14, 1999, pp.433-445.

- 35) Furue, R., Iwatsuki, T., Mizuno, T. and Mie, H., Data book on groundwater chemistry in the Tono area, 核燃料サイクル開発機構, JNC TN7450 2003-001, 2003, 93p.
- 36) 笹本 広, 山本信幸, 宮川和也, 水野 崇, 幌延深地層研究計画で得られた地下水の水質データ (2011 年度~2013 年度), 日本原子力研究開発機構, JAEA-Data/Code 2014-033, 2014, 43p.
- 37) Imai, N., Microprobe analysis of geological materials by laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry, *Analytica Chimica Acta*, vol.269, 1992, pp.263-268.
- 38) Stecher III, H.A., Krantz, D.E., Lord III, C.J., Luther III, G.W. and Bock, K.W., Profiles of strontium and barium in *Mercenaria mercenaria* and *Spisula solidissima* shells, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol.60, 1996, pp.3445-3456.
- 39) Sinclair, D.J., Kinsley, L.P.J. and McCulloch, M.T., High resolution analysis of trace elements in corals by laser ablation ICP-MS, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol.62, 1998, pp.1889-1901.
- 40) Evans, D. and Müller, W., LA-ICPMS elemental imaging of complex discontinuous carbonates: An example using large benthic foraminifera, *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, vol.28, 2013, pp.961-1132.
- 41) Börner, N., De Baere, B., Yang, Q., Jochum, K.P., Frenzel, P., Andreae, M.O. and Schwab, A., Ostracod shell chemistry as proxy for paleoenvironmental change, *Quaternary International*, vol.313-314, 2013, pp.17-37.
- 42) 日本原子力研究開発機構, 「炭酸塩鉱物の微小領域における化学組成測定手法の開発」共同研究報告書, 2014, 15p.
- 43) Wiedenbeck, M., Alle, P., Corfu, F., Griffin, W.L., Meier, M., Oberli, F., von Quadt, A., Roddick, J.C. and Spiegel, W., Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses, *Geostandards Newsletter*, vol.19, 1995, pp.1-23.
- 44) Paces, J.B. and Miller, J.D. Jr., Precise U-Pb age of Duluth Complex and related mafic intrusions, northeastern Minnesota: Geochronological insights to physical, petrogenetic, paleomagnetic, and tectonomagnetic processes associated with the 1.1 Ga midcontinent rift system, *Journal of Geophysical Research*, vol.98, 1993, pp.13997-14013.
- 45) Compston, W., Geological age by instrumental analysis, *Mineralogical Magazine*, vol.63, 1999, pp.297-311.
- 46) Black L.P., Kamo S.L., Williams I.S., Mundil R., Davis D.W., Korsch R.J. and Foudoulis C., The application of SHRIMP to Phanerozoic geochronology; a critical appraisal of four zircon standards, *Chemical Geology*, vol.200, 2003, pp.171-188.
- 47) Schmitz M.D., Bowring S.A. and Ireland T.R., Evaluation of Duluth Complex anorthosite series (AS3) zircon as a U-Pb geochronological standars: New high-precision isotope dilution thermal ionization mass spectrometry results, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol.67, 2003, pp.3665-3672.

### 3.3 地殻変動予測技術

#### 3.3.1 背景と目的

地層処分における地質環境の予測及び評価は、過去の自然現象の偏在性や変動傾向に基づき、将来へ外挿することが基本となる。日本列島における第四紀後期の地殻変動には、変位の向きの一様性や変位の等速性といった経験則（一様継続性）が見出されている（例えば、笠原・杉村, 1978<sup>1)</sup>; 松田, 1988<sup>2)</sup>）。一方で、時系列解析モデル（自己回帰移動平均モデル）の研究例によると、過去の期間（N）に成り立っていた関係性（定常性）は、将来になればなるほど、その関係性そのものが変化していると考えられるので、0.1~0.2 N 程度であれば関係性が継続する確率が高いと考えられている（梅田ほか, 2013<sup>3)</sup>）。また、過去のイベントや変動パターン・規模に係る記録は、遡る年代や地域によって識別できる分解能が異なることから、外挿による予測結果に伴う不確かさも様々である。さらに、時間スケールごとの変動方向や速度が大きく異なる場合は、その地域は一様継続性が成立しておらず、単純な外挿による予測には、より大きな不確かさが伴う。したがって、外挿法による予測においては、対象とする領域における変動の一様継続性の成立性が重要となる。

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

#### 3.3.2 アプローチ

日本列島は、プレートの沈み込みにより長期にわたって短縮変形を受け続けている。これによる地殻変動は、複雑な地形・地質構造で特徴付けられるわが国の地質環境の根元的な形成・変動要因であり、将来においても継続すると考えられる。しかしながら、測地学的データ及び地質学的データに基づいて推定されたそれぞれの地殻ひずみ速度は、大きく食い違う（例えば、池田, 1996<sup>4)</sup>）。その原因として、プレート境界地震に伴う地殻ひずみの解放などが指摘されていることから（例えば、池田, 1996<sup>4)</sup>; 鷲谷, 2004<sup>5)</sup>）、測地学的データのみに基づいて長期にわたる地殻変動を推定することは困難であると考えられる。そのため、本事業では、地質学的データから推定される地殻ひずみ速度分布などの過去から現在までの運動像を踏まえつつ、地球物理学的観測から推定される地殻・マントル構造の粘弾性不均質を考慮した数値シミュレーションによって、長期にわたる地殻変動を推定する手法の構築を試みる。平成 28 年度は、以下に述べる一様継続性を評価する指標の検討を開始するとともに、モデルの検証に必要な観測を実施しつつ、数値シミュレーションによる地殻変動予測手法の構築に向けた検討を行った。

##### (1) 地殻変動の予測に係る不確か性（一様継続性）評価指標の検討

地形・地質学的情報や山地発達モデルによって推定された、日本列島におけるネオテクトニクスの成立時期によると、第四紀の始めから百万年前頃には、多くの地域において現在の地殻変動の傾向が始まったと考えられている（梅田ほか, 2013<sup>3)</sup>）。しかしながら、日本海東縁、伊豆半島周辺、沖縄トラフでは、比較的若い時代（第四紀後半）に変動が開始したと考えられており、変



動の方向や速度も将来予測の前提となる定常状態、すなわち一様継続に至っていないことが考えられる。これは、測地学的な変動量と地形・地質情報から推定した変動量に大きなギャップが存在しているといった観測事実からもその可能性が示唆される。また、背弧海盆の拡大や海溝軸の移動などといったプレートシステムの転換に関する最近の研究（例えば、Strak and Schellart, 2014<sup>6)</sup>）によれば、数十万年～数百万年の時間スケールにおけるこれらの現象は、沈み込むスラブの形状や到達深度などに応じたいくつかの段階で加速度的な変動を示すことも指摘されている。

既に述べたように、地層処分における将来の地質環境の予測・評価は、過去の自然現象の偏在性や変動傾向に基づき、将来へ外挿することが基本となる。特に外挿法による予測においては、対象とする領域における変動の一様継続性の成立性が重要となる。そこで、活断層の変位などの地形・地質学的な情報を基に過去から現在のひずみ速度（地質学的ひずみ速度）を推定し、現在の Global Navigation Satellite System（以下、「GNSS」という）観測などで推定されるひずみ速度（測地学的ひずみ速度）との比較による検討を行った。

## (2) 地殻変動シミュレーション技術の構築

地殻変動は空間的に一様ではなく、プレート間の相互作用の他、地殻内の物性不均質にも支配されると考えられる。特に、長期にわたる地殻変動をシミュレーションによって評価する際には、地下の温度構造や、近年明らかになりつつある地殻流体の存在などに伴う粘弾性不均質を考慮したシミュレーションにより、地殻の非弾性変形を模擬することが重要と考えられる。このため平成 27 年度は、2011 年東北地方太平洋沖地震に伴って顕著な沈降が確認されている東北地方の火山地域（Takada and Fukushima, 2013<sup>7)</sup>; Ozawa and Fujita, 2013<sup>8)</sup>）を対象として、合成開口レーダ（Synthetic Aperture Radar: 以下、「SAR」という）及び GNSS 観測データから地震後の地殻変動を求め、地殻深部の流体に関する粘性係数の推定を行った。また、粘弾性不均質を考慮したシミュレーションの実施に向けた検討として、2011 年より茨城県・福島県県境付近において活発化した群発地震活動域を対象とした二次元シミュレーションを実施した。平成 28 年度は、これらの成果を踏まえ、九州南部のせん断帯を事例として三次元シミュレーション技術の構築に関する検討を進めた。

## (3) 過去から現在の地殻変動に係るデータの取得

本事業で構築する地殻変動シミュレーションの解析結果との比較や検証を行うために必要となる、過去から現在の地殻変動に係るデータの取得を実施した。平成 27 年度までに、国土地理院の GNSS 連続観測システム（GNSS Earth Observation NETwork system: 以下、「GEONET」という）観測網で 1998 年 1 月 1 日から 2001 年 12 月 31 日に観測された GNSS データの変位速度を用いてひずみ速度の推定を行い、北緯 32°付近の幅約 50 km の範囲におけるせん断ひずみ速度の高い領域（以下、「せん断帯」という）の分布を示した（図 3.3-1、図 3.3-2）。同領域でせん断ひずみ速度が大きいことは、これまでに Takayama and Yoshida (2007)<sup>9)</sup> や Wallace et al. (2009)<sup>10)</sup> によっても指摘されているが、その活動に対応する明瞭な活断層の存在が認められていないことなどから、せん断帯は比較的若い時代に開始した活動により生じているとも考えられる。また、この領域下の地殻には流体の存在が見出され、せん断帯での活動との関連性も指摘されている（Aizawa et al., 2014<sup>11)</sup>; Umeda et al., 2014<sup>12)</sup>）。これらの背景から、九州南部のせん断帯を対象とした古地磁気測定、SAR 観測データ解析を実施するとともに、より詳細な地殻変動の特徴を把握するための GNSS 稠密観測を開始した。平成 28 年度は、このせん断帯を対象とした GNSS 稠密観測を継続してデータを蓄積するとともに、応力インバージョン法による地殻応力場の推定、既に取得した古地磁気測定データの再解析を実施した。

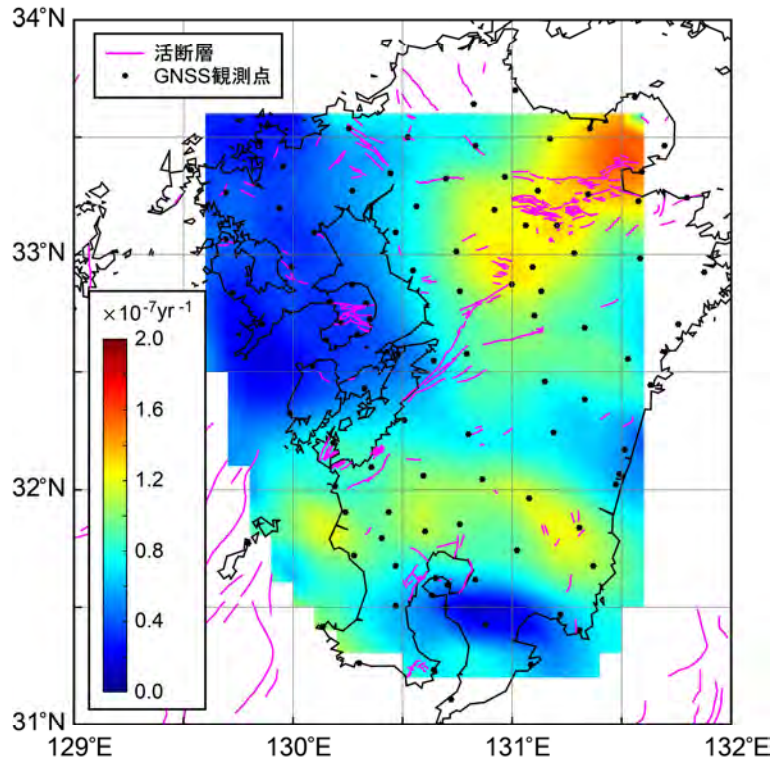


図 3.3-1 GNSS 変位速度データより推定されたせん断ひずみ速度

1998年1月1日～2001年12月31日の国土地理院 GEONET F3 解より各観測点での速度を推定し、Shen et al. (1996)<sup>13)</sup> の手法で推定したせん断ひずみ速度。九州北部と九州南部にせん断ひずみ速度の大きな領域が確認できる。九州南部においては、北緯 32° 付近に九州地方を東西に横切るようなせん断帯が確認できる。その大きさは約  $1.2 \times 10^{-7} \text{ yr}^{-1}$  で幅 50 km 程度である。

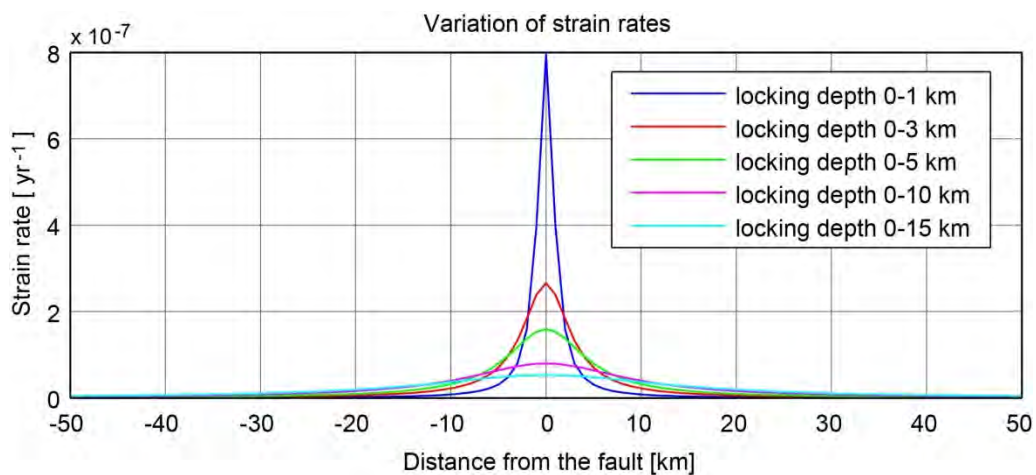


図 3.3-2 横ずれ断層の固着に伴うせん断ひずみ速度の空間変化

横軸は断層の走向に対して直角方向の距離を示し、断層は 0 km に存在すると仮定した。また、固着域上限の深さを 0 km とし、固着域下限の深さを変化させた場合の計算結果を示した。せん断ひずみ速度は、Segall (2010)<sup>14)</sup> の理論式に基づき、断層の傾斜角を 90°、相対運動速度を  $5 \text{ mm yr}^{-1}$  として計算した。図 3.3-1 のせん断ひずみ速度の分布と比較して、緑色で示した曲線の分布に近いことから、九州南部のせん断帯の固着域は 0～5 km の深さであると推測される。

### 3.3.3 実施結果

#### (1) 地殻変動の予測に係る不確実性（一様継続性）評価指標の検討

##### 1) これまでの成果と課題

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

平成 27 年度は、産業技術総合研究所が公開している活断層データベース（産業技術総合研究所, 2015<sup>15)</sup>）に記載された 418 セグメントの断層パラメータを用いて、地質学的ひずみ速度の推定を行った。ここでは、地震モーメントと地震モーメント水平成分に係る理論式に着目し、Wesnousky et al. (1982)<sup>16)</sup>を参考に、日本列島上に仮定された 80 km × 80 km の個々の領域における平均的なひずみ速度を計算した（図 3.3-3）。大局的な特徴として、海洋プレートの沈み込み方向に短縮変形が卓越し、中部日本を含む西南日本では、概ね南北～北東－南西方向の伸長変形が認められた。各領域の特徴は、北海道には、ほぼ南北走向の逆断層が多数分布しているため、 $10^{-8}$  yr<sup>-1</sup> オーダーの東西短縮が確認でき、断層の短縮を反映した結果を示している。東北地方では、前弧域に比べて奥羽脊梁山地付近に多くの活断層が分布し、概ね東西方向の短縮 ( $1.2 \times 10^{-9}$  ～  $1.4 \times 10^{-8}$  yr<sup>-1</sup>) が見られ、ひずみ速度も前弧域に比べて大きい。関東地方北東部では、活断層の分布がまばらで平均変位速度も小さいため、 $10^{-9}$  yr<sup>-1</sup> 以上のひずみ速度は得られていない。北陸～中部地方内陸部では、新潟－神戸歪集中帯 (Sagiya et al., 2000<sup>17)</sup>) に位置する領域であることから、これらに対応した大きなひずみ速度が推定された。特に、牛首、跡津川及び高山・大原断層帯を含む領域では、短縮のみでなく顕著な伸長が推定され、それらの領域でのひずみ速度は、N96.8～97.4° E 方向に  $3.0 \sim 5.2 \times 10^{-8}$  yr<sup>-1</sup> の短縮、N6.8～7.4° E 方向に  $1.5 \sim 2.6 \times 10^{-8}$  yr<sup>-1</sup> の伸長であった。さらに、平均変位速度が 9.1 m/1,000 yr と推定される牛伏寺断層を含む領域では、N96.8° E 方向に最大の  $5.2 \times 10^{-8}$  yr<sup>-1</sup> の短縮となった。四国地方では、N108.0～124.7° E 方向に  $1.5 \sim 2.7 \times 10^{-8}$  yr<sup>-1</sup> の短縮、N18.0～34.7° E 方向に  $1.5 \sim 2.6 \times 10^{-8}$  yr<sup>-1</sup> の伸長が見られ、中部地方と同様、短縮と伸長ひずみ速度の大きさがほぼ同じであることは、横ずれ断層の運動を反映した結果であることを示す。四国地方では、中央構造線の活動がその役割を果たしていると考えられる。中国地方では、活断層の分布が少ないために顕著なひずみ速度は得られていないが、兵庫県、岡山県、島根県、山口県でのひずみ速度は、東西短縮の変形を示した。九州地方では、九州北部と島原－別府地溝帯の東部と西部に活断層が分布するものの、平均変位速度が小さいので、大きなひずみ速度は得られていない。ただし、島原－別府地溝帯内の領域では、N4.5～9.6° E 方向に  $9.6 \times 10^{-9}$  ～  $1.4 \times 10^{-8}$  yr<sup>-1</sup> の伸長ひずみ速度が推定された。これらの結果は、Wesnousky et al. (1982)<sup>16)</sup>や Kaizuka and Imaizumi (1984)<sup>18)</sup>らが推定したひずみ速度の結果と調和的であった。

以上に述べた平成 27 年度の解析結果は、1980 年代に行われた先行研究と調和的であるが、それらの先行研究に対し、活断層データが最近の調査及び研究により更新されている。しかし、ひずみ速度を推定する領域内に含まれる活断層の数やひずみ速度の推定領域の面積（または体積）の取り方で、ひずみ速度の大きさが変化してしまう。また、活断層が分布しない領域のひずみ速度は推定できない。さらに、上下方向の地殻変動については議論できないといった欠点がある。そこで、平成 28 年度は、新たなアプローチとして、ディスロケーション（断層の食い違い）モデルによって推定される地表での変位速度を基に、地質学的ひずみ速度の推定を行った。

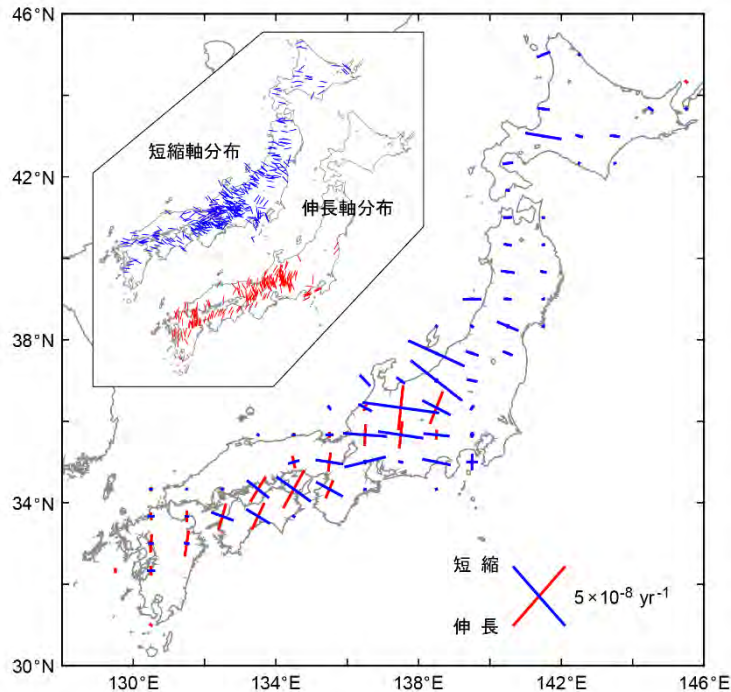


図 3.3-3 従来の手法により推定された地質学的ひずみ速度

概ね 80 km × 80 km の領域でグリッドを作成し、ひずみ速度の計算を行った。左上の短縮軸・伸長軸分布については、個々の断層セグメントでの地震モーメント量を同一にして計算を行っており、線の長さはひずみ速度の大きさを示していないことに注意が必要である。

## 2) ディスロケーションモデルに基づく地質学的ひずみ速度の推定

### ① 日本列島全域を対象とした地質学的ひずみ速度の推定

ディスロケーションモデルに基づく地質学的ひずみ速度の推定にあたっては、平成 27 年度と同様に、産業技術総合研究所が公開している活断層データベース（産業技術総合研究所, 2015<sup>15)</sup>）に記載された平均変位速度がゼロでない 443 セグメントの断層パラメータを用いて、地質学的ひずみ速度の推定を行った。ディスロケーションによる地表面の変形は、Okada (1985)<sup>19)</sup>や Okada (1992)<sup>20)</sup>により理論が構築されており、これらの理論を用いて活断層の断層運動に伴う地表での変位速度を推定した。

ディスロケーションモデルを適用するにあたって、まず断層の形状が必要となる。そこで、活断層データベースより、断層の走向、傾斜角、長さなどの情報を基に各断層面の形状を仮定した。ここで、断層面（固着域）下端の深さは、上部地殻と下部地殻の境界面の深さであると考えられている 15 km とした。また、すべり量は 1,000 年あたりの平均変位速度とし、すべり方向（ $\lambda$  : レイク角）は、正断層型を  $\lambda = -90^\circ$ 、逆断層型を  $\lambda = 90^\circ$ 、左横ずれ型を  $\lambda = 0^\circ$ 、右横ずれ型を  $\lambda = 180^\circ$  とした。地表での変位を計算する地点として、国土地理院の GEONET の 1,186 観測点の位置を割り当てた。

以上の解析により推定した内陸活断層の運動に伴う地殻変動は、水平方向で最大  $4 \text{ mm yr}^{-1}$ 、上下方向は最大で  $1 \text{ mm yr}^{-1}$  の沈降及び  $3 \text{ mm yr}^{-1}$  の隆起を示した（図 3.3-4、図 3.3-5）。このうち上下変動については、日本列島の多くの領域において  $0.3 \text{ mm yr}^{-1}$  程度の隆起を示し、新潟～神戸歪集中帯と東海地方（静岡県～愛知県）の太平洋側の領域では  $1 \text{ mm yr}^{-1}$  の沈降を示す。また、GPS 速度や水準測量による結果（村上・小沢, 2004<sup>21)</sup>）では、東北日本の太平洋側において  $5 \text{ mm yr}^{-1}$  程度の沈降が示されており、東北地方の太平洋側では長期的に見て隆起、短期的に

は沈降という従来からの指摘については、本研究の結果においても同様に、地質学的な推定結果と測地学的な推定結果の違いが認められた。

ひずみ速度については、ディスロケーションモデルに基づいて得られた矩形断層のすべりに伴う地表での変位速度を入力値として、Shen et al. (1996)<sup>13)</sup> の手法を用いて推定した。この手法は、緯度・経度方向に一定間隔のグリッドを設置し、個々のグリッド周辺のある一定半径内に収まった変位速度データを用いて、水平方向のひずみ速度を推定するというものである。ここでは、緯度・経度方向に 20 km 毎に設定し、各グリッドポイントを中心として直径 40 km 内に位置する変位速度のデータを使用してひずみ速度を推定した。図 3.3-6 に得られたひずみ速度の主軸分布を示す。大局的な傾向として、脊梁山地の東西方向の短縮、新潟－神戸歪集中帯の北西－南東方向の短縮、伊勢湾周辺の東西方向短縮、中央構造線沿いの短縮と伸長、九州地方の南北伸長が示された。これらの結果は、平成 27 年度に示した結果（図 3.3-3）と調和的である。また、ひずみ速度の大きさは  $10^{-9} \sim 10^{-8} \text{ yr}^{-1}$  オーダーであった。

今回のディスロケーションモデルの適用によって、ひずみ速度を算出する位置の任意性が平成 27 年度の結果と比べて増加し、理論上では活断層が分布しない領域においてもひずみ速度が得られるようになった。次項では、このアプローチによって推定された地質学的ひずみ速度の妥当性に関する検討結果についても述べる。なお、今回の解析では、媒質（地殻）として半無限弾性体を仮定している。しかし実際には、下部地殻や上部マントルの粘弾性応答も地殻変動にある程度寄与することが予想される。このような粘弾性の効果について、長い時間スケールを対象とした地質学的ひずみ速度の推定にどの程度の影響を及ぼすのかを評価することも、課題の一つとして挙げられる。

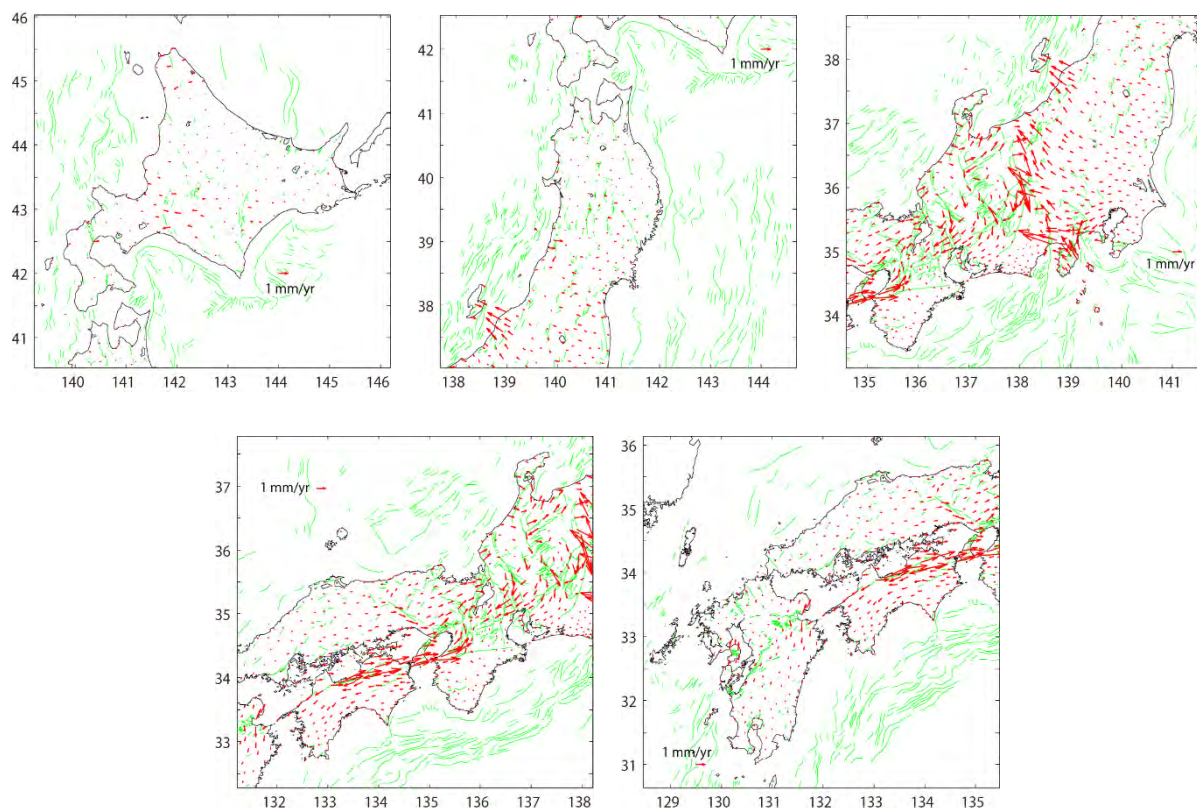


図 3.3-4 ディスロケーションモデルに基づいて推定した変位速度（水平成分）

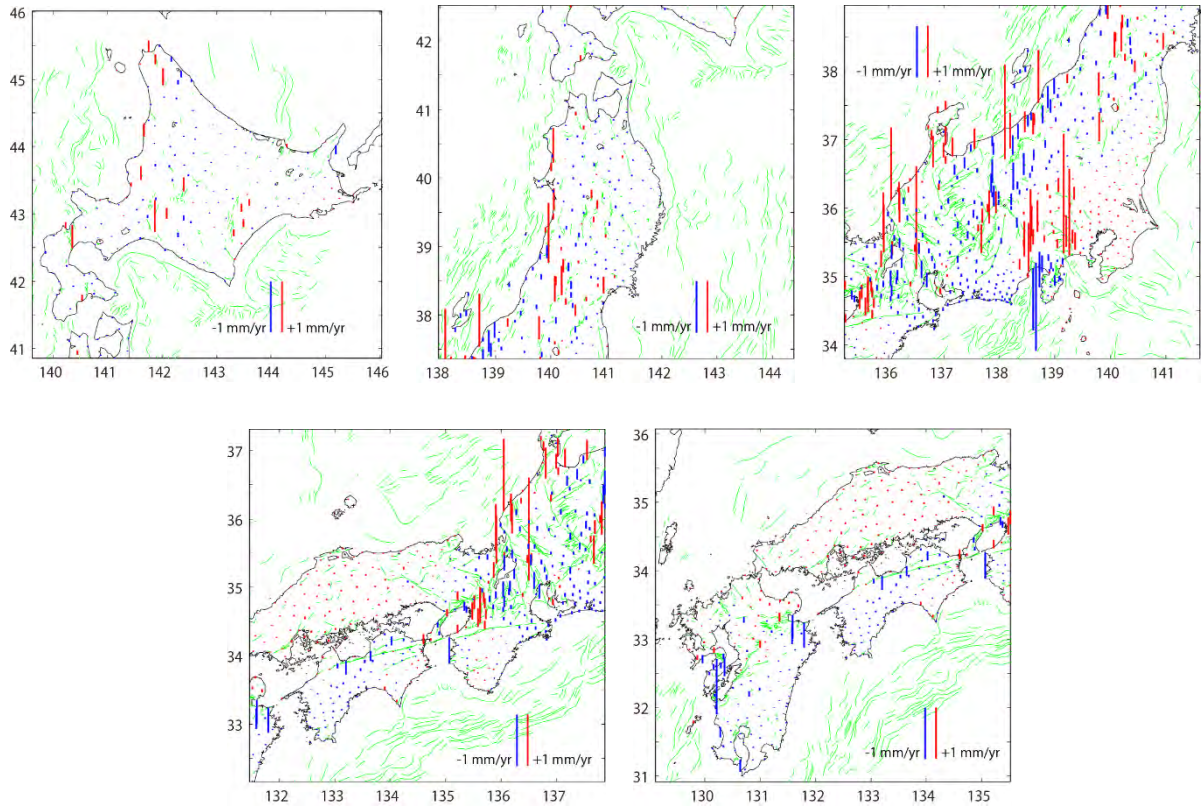


図 3.3-5 ディスロケーションモデルに基づいて推定した変位速度（上下成分）  
青色が沈降、赤色が隆起を示す。

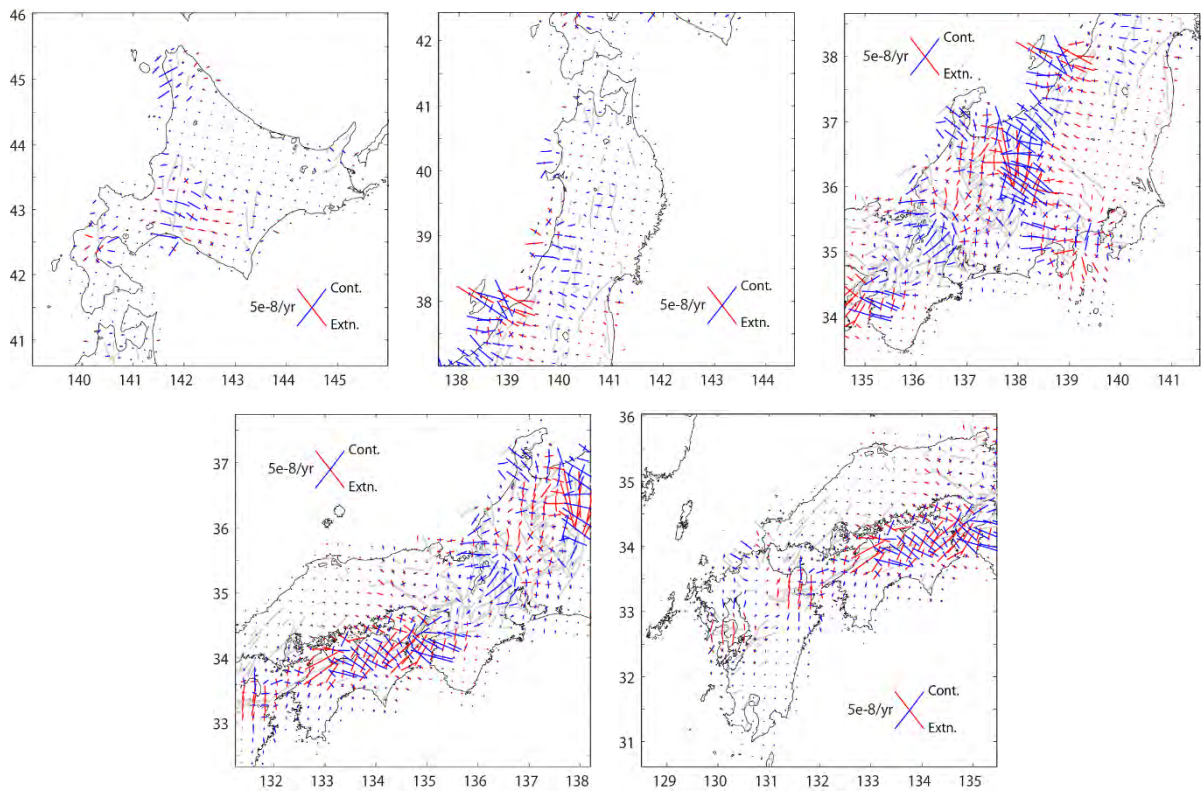


図 3.3-6 活断層データより推定したひずみ速度の主軸分布  
青色が短縮、赤色が伸長を示す。

## ② 九州地方を事例とした一様継続性評価指標の検討

2016年に発生した熊本地震（以下、「2016年熊本地震」という）は、活断層として認定されている布田川・日奈久断層の運動により生じたと考えられている。これらの活断層については、先に述べたように活断層データベース（産業技術総合研究所，2015<sup>15)</sup>）に平均変位速度などの情報が記載されている。ここではまず、ディスロケーションモデルに基づいて推定される過去の地殻変動の妥当性を検討するため、2016年熊本地震によって解放されたひずみと過去の断層の活動履歴より推定されるひずみ速度を比較した。

まず、2016年熊本地震によって解放されたひずみを推定するため、GEONET F3解（中川ほか，2009<sup>22)</sup>）を用いて、地震時の変位を計算した。ここでは、2016年4月1日～13日までのGEONET観測点の日座標の平均値を地震前の観測点座標値とし、地震が発生した2016年4月16日の日座標値と地震前の観測点座標との差を地震時の変位として、ひずみの推定に用いた。なお、ひずみの推定には、Shen et al. (1996)<sup>13)</sup>の手法を用いた。図 3.3-7には、ひずみ推定のための入力値として用いた地震時変位分布と、推定されたひずみ主軸分布、せん断ひずみ分布、面積ひずみ分布を示した。ひずみ主軸分布については、震源域近傍では、大きさ $(5.6 \pm 1.7) \times 10^{-6}$ でN69～78°E方向への短縮、大きさ $(3.8 \pm 3.2) \times 10^{-6}$ でN12～21°W方向への伸長が推定された（図 3.3-7(b)）。せん断ひずみについては、布田川・日奈久断層の境界付近に顕著なピークが示され、 $(7.1 \pm 2.8) \times 10^{-6}$ のせん断ひずみが解放されたことが明らかになった（図 3.3-7(c)）。また、面積ひずみについては、布田川断層の東端及び西端に膨張域が認められ、それぞれ $(8.9 \pm 4.7) \times 10^{-6}$ 、 $(7.6 \pm 3.5) \times 10^{-6}$ と推定された（図 3.3-7(d)）。一方、布田川断層の北側と南側には収縮域が認められ、それぞれ $(2.8 \pm 1.1) \times 10^{-6}$ 、 $(4.8 \pm 5.1) \times 10^{-6}$ と推定される。これら収縮及び膨張のパターンは四象限的な分布傾向を示すことから、ここで推定された地殻変動は、右横ずれ成分に卓越した断層運動によって引き起こされたと言える。

本検討ではさらに、2016年4月16日の本震（M7.3）以降の余効変動についても、同様の解析を行った。解析に使用する変位データについては、2016年4月17日のGEONET F3解に示される座標値と2016年6月27日～7月2日までのGEONET観測点の日座標の平均値との差をとり、地震発生後約2.5ヶ月間の余効変動とした。図 3.3-8には、地震発生後約2.5ヶ月間の余効変動と、推定されたひずみ主軸分布、せん断ひずみ分布及び面積ひずみ分布を示している。ひずみ主軸分布については、震源域近傍では、大きさ $(2.5 \pm 1.7) \times 10^{-7}$ でN72～86°E方向への短縮、大きさ $(5.0 \pm 2.6) \times 10^{-7}$ でN4～18°W方向への伸長が推定された（図 3.3-8(b)）。せん断ひずみについては、本震時同様、布田川・日奈久断層の境界付近に顕著なピークが示され、 $(6.4 \pm 1.1) \times 10^{-7}$ のせん断ひずみが解放されている（図 3.3-8(c)）。面積ひずみについては、本震時同様、布田川断層の東端・西端に膨張域（大きさ $(5.0 \pm 2.3) \times 10^{-7}$ 、 $(7.0 \pm 1.7) \times 10^{-7}$ ）、北側・南側に収縮域（大きさ $(2.8 \pm 0.6) \times 10^{-7}$ 、 $(2.6 \pm 1.5) \times 10^{-7}$ ）が推定された（図 3.3-8(d)）。これらの結果から、余効変動で解放されたひずみの空間分布パターンは、本震発生時のひずみ解放と類似し、その大きさは本震時の概ね一割程度であることが明らかとなった。

続いて、活断層データベースに基づき、過去の断層の活動履歴より地質学的ひずみ速度を推定した。ここでは、今回の地震に関与したと考えられる、布田川セグメント、御船セグメント（日奈久断層北部のセグメント）の断層パラメータを用いて、ディスロケーションモデルに基づいてGEONET観測点における地表面の変位速度を計算した。さらに、それらを入力値として、Shen et al. (1996)<sup>13)</sup>の手法でひずみ速度を推定した。図 3.3-9には、ひずみ速度推定のための入力値として用いた変位速度（布田川セグメント、御船セグメントが同時に動いた場合にGEONET観測点で期待される変位速度）分布と、推定されたひずみ速度の主軸分布、せん断ひずみ速度分布、面積ひずみ速度分布を示した。ひずみ速度主軸分布について、震源域近傍では $(1.3 \pm 1.0) \times 10^{-9}$

yr<sup>-1</sup>で N47~83°W 方向への短縮、 $(1.8 \pm 0.5) \times 10^{-9}$  yr<sup>-1</sup>で N7~47°E 方向への伸長が推定された(図 3.3-9(b))。せん断ひずみ速度については、地震時のせん断ひずみ分布と同様に、布田川・日奈久断層の境界付近に顕著なピークが示され、その大きさは $(2.3 \pm 0.7) \times 10^{-9}$  yr<sup>-1</sup>であった(図 3.3-9(c))。また、面積ひずみ速度については、布田川断層を境にして顕著な収縮・膨張の四象限パターンが認められる。この断層の西側の膨張ひずみ速度の大きさは $(1.8 \pm 0.8) \times 10^{-9}$  yr<sup>-1</sup>、北側の収縮ひずみ速度の大きさは $(2.7 \pm 1.2) \times 10^{-9}$  yr<sup>-1</sup>と推定された(図 3.3-9(d))。

図 3.3-7(c)と図 3.3-9(c)より、せん断ひずみ分布とせん断ひずみ速度分布のパターンが類似していることがわかる。また、今回の地震に伴って解放されたせん断ひずみを地質学的ひずみ速度のせん断成分で割ることで、簡易的に断層の活動間隔を算出した。その結果、断層の活動間隔は $3,100 \pm 1,554$ 年となり、活断層データベースに記載された布田川セグメント(平均活動間隔 3,100年)や御船セグメント(平均活動間隔 4,400年)の活動間隔と整合的な結果が得られた。なお、図 3.3-10には、布田川・日奈久断層沿いの 2016 年熊本地震に伴うひずみ分布について示した。この図は、GNSS データより推定した地震時・後の地殻変動を基に求めたせん断ひずみの空間分布を示している。地質学的に推定されるせん断ひずみについては、先に述べた断層の活動間隔にディスロケーションモデルに基づいて推定した地質学的ひずみ速度を掛けて、せん断ひずみとした。この結果によると、青色で示した地震時に解放されたひずみ量と赤色で示した地質学的データより推定される一回の地震で解放されるひずみ量とが調和的であることがわかる。以上の結果は、2016 年熊本地震が、地形・地質学的手法によって推定されている過去の断層活動と同様の規模・特性であったことを示すとともに、ディスロケーションモデルに基づいて地質学的ひずみ速度を推定するといった今回のアプローチが概ね妥当であることを示唆すると考えられる。

地殻変動の一樣継続性を評価するためには、異なる時間スケールの地殻変動場を示す複数の情報を比較することも有用な手段の一つとなり得ると考えられる。ここでは九州地方を事例として、ディスロケーションモデルに活断層データを適用することによって推定されたせん断ひずみ速度分布(3.3.3 (1) 2)を参照)と、GNSS データによって推定されたせん断ひずみ速度分布との比較を行った(図 3.3-11)。この結果によると、両者のせん断ひずみ速度には、およそ一桁のギャップが認められる。このことは、地質学的ひずみ速度は活断層の運動に伴うひずみの解放過程を示していることに対して、測地学的ひずみ速度はその蓄積過程を表していることにも起因すると考えられる。一方で両者のパターンに着目すると、九州北部のせん断ひずみ速度は調和的な傾向を示すが、九州南部では整合的ではない。すなわち、測地学的に推定された現在のひずみ速度分布に認められるせん断帯の特徴は、活断層データから推定された過去から現在のひずみ速度分布には全く認められていない。両者の比較によって認められるこのような特徴の相違は、九州南部のせん断帯が比較的若い時代に生じた活動であると考えられることと調和的である。これらのことから、ディスロケーションモデルに基づく地質学的ひずみ速度の推定や、その結果と測地学的ひずみ速度との比較は、地殻変動の一樣継続性を検討する上で、有用な情報を与えることができることを示唆すると考えられる。ただし、九州地方の活断層の分布やタイプは地域性が大きい。今回の検討ではせん断ひずみ速度のみに着目しているため、今後はせん断ひずみ速度分布のみならず他のパラメータを含めた検討も重要と考えられる。



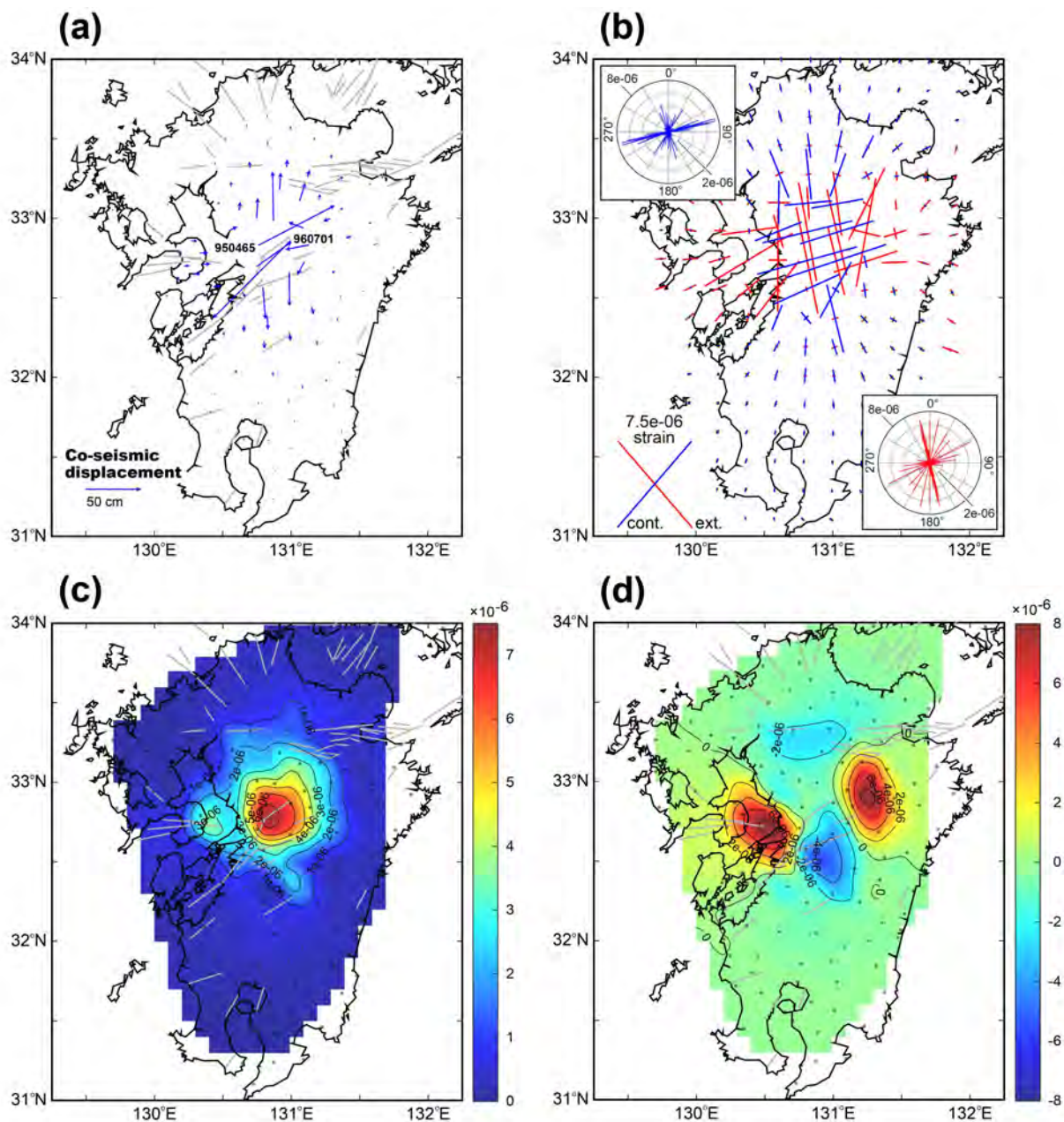


図 3.3-7 2016 年熊本地震時の地殻変動とひずみ分布

(a) 2016 年熊本地震時の変位：国土地理院の GEONET F3 解を用いて計算し、地震時変位の大きかった二つの観測点（950465：熊本、960701：長陽）について観測点コードを付した。また、活断層を灰色の直線で示している。（図(c)、(d)も同様）(b) ひずみの主軸分布：短縮を青色で、伸長を赤色で示した。(c) せん断ひずみ分布：黒色の丸はひずみ推定に使用した GEONET 観測点を示す（(d)も同様）。(d) 面積ひずみ分布：赤色が膨張、青色が収縮を示す。

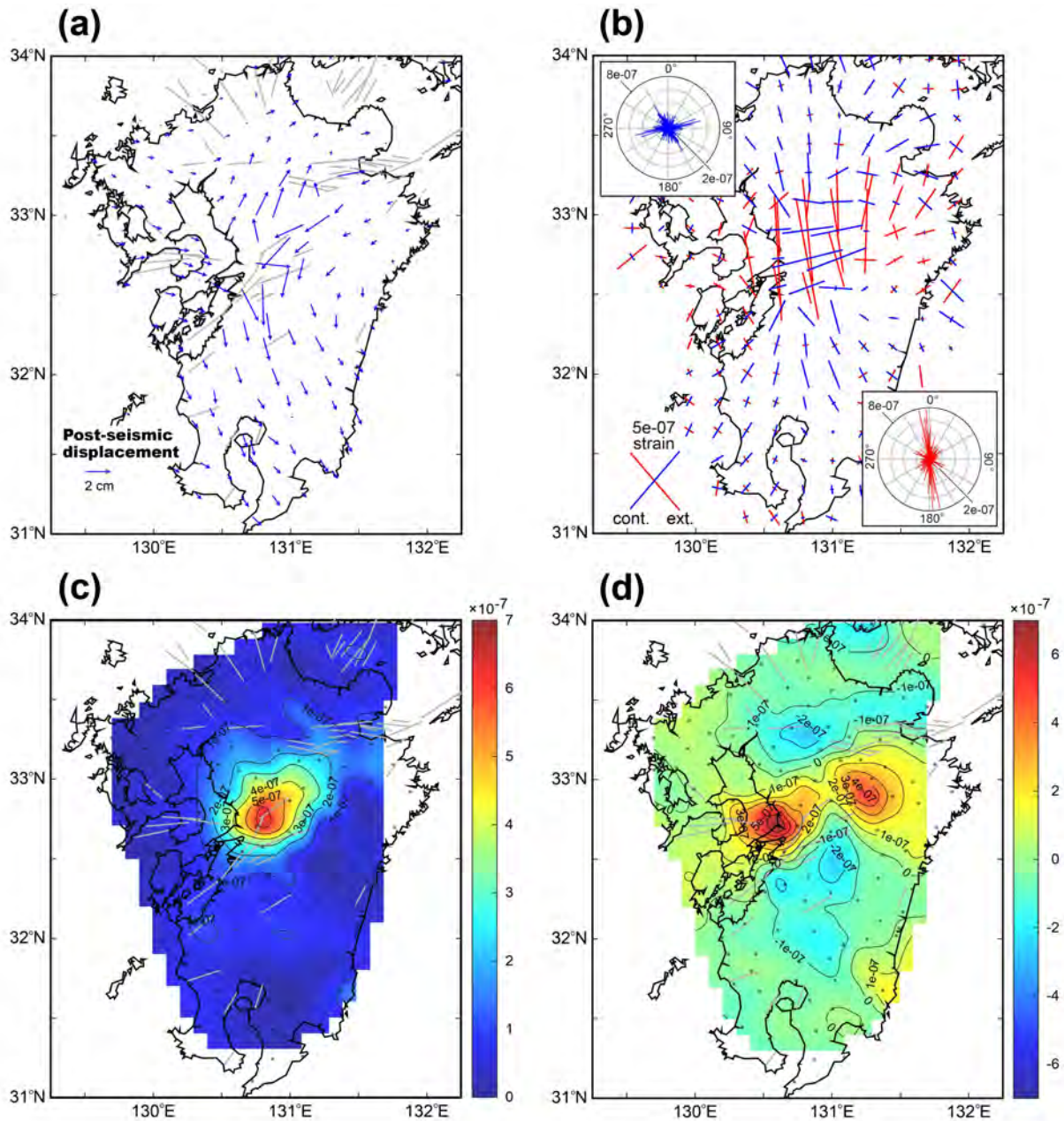


図 3.3-8 2016 年熊本地震の余効変動とひずみ分布

(a) 2016 年熊本地震の余効変動による変位：2016 年 4 月 17 日より 7 月 2 日の約 2.5 ヶ月間の国土地理院の GEONET F3 解を用いて計算した。また、活断層を灰色の直線で示している。(図(c)、(d)も同様) (b) ひずみの主軸分布：短縮を青色で、伸長を赤色で示した。(c) せん断ひずみ分布：黒色の丸はひずみ推定に使用した GEONET 観測点を示す ((d)も同様)。(d) 面積ひずみ分布：赤色が膨張、青色が収縮を示す。

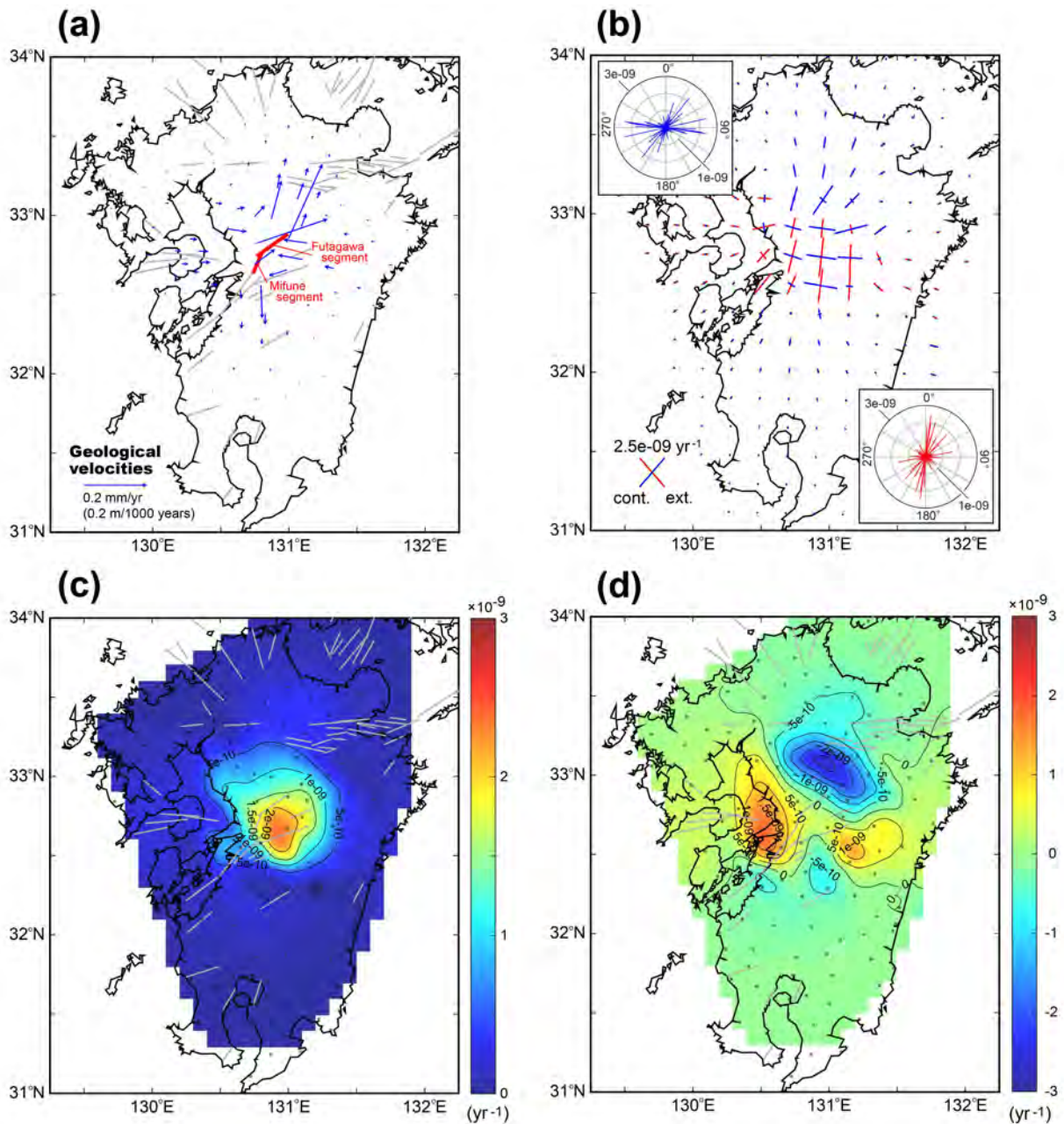


図 3.3-9 活断層データより推定される変位速度とひずみ速度分布

(a) 2つの活断層（布田川・御船セグメント）の運動により計算される変位速度：変位速度の計算は、GEONET 観測点の位置で行った。また、活断層を灰色の直線で示している。（図(c)、(d)も同様）(b) ひずみ速度の主軸分布：短縮を青色で、伸長を赤色で示した。(c) せん断ひずみ速度分布：黒色の丸はひずみ推定に使用した GEONET 観測点を示す ((d)も同様)。(d) 面積ひずみ速度分布：赤色が膨張、青色が収縮を示す。

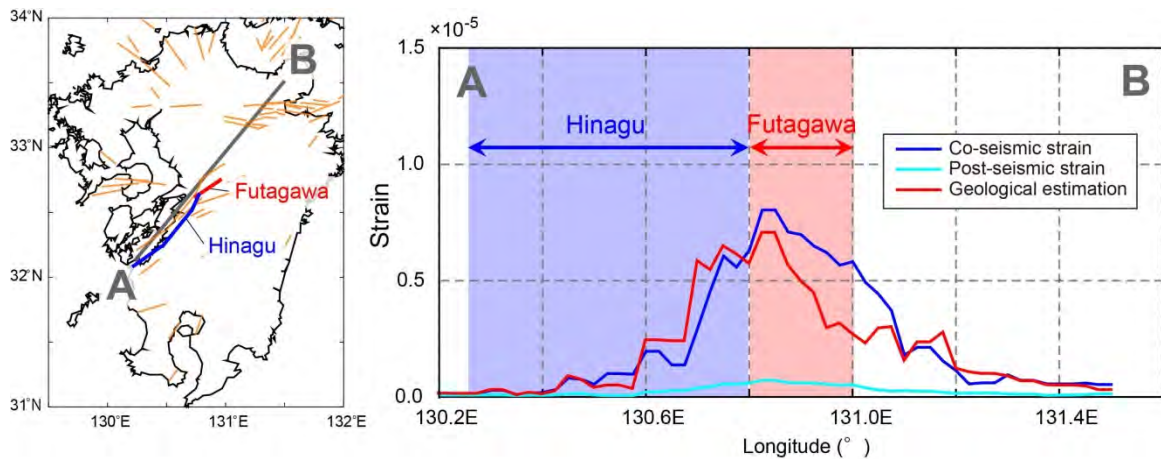


図 3.3-10 2016 年熊本地震による布田川・日奈久断層沿いのひずみ収支

A-B の測線に沿ったせん断ひずみの分布を示す。青色は、2016 年 4 月 16 日と 2016 年 4 月 1 ~13 日までの GEONET 観測点座標の平均値との差より推定した 2016 年熊本地震に伴うオフセットより求めたせん断ひずみ、赤色は、活断層データより推定したひずみ速度を基に活動間隔を掛け合わせて算出したせん断ひずみを示す。水色は、GNSS データから推定された本震後約 3 月の余効変動によるせん断ひずみを示す。

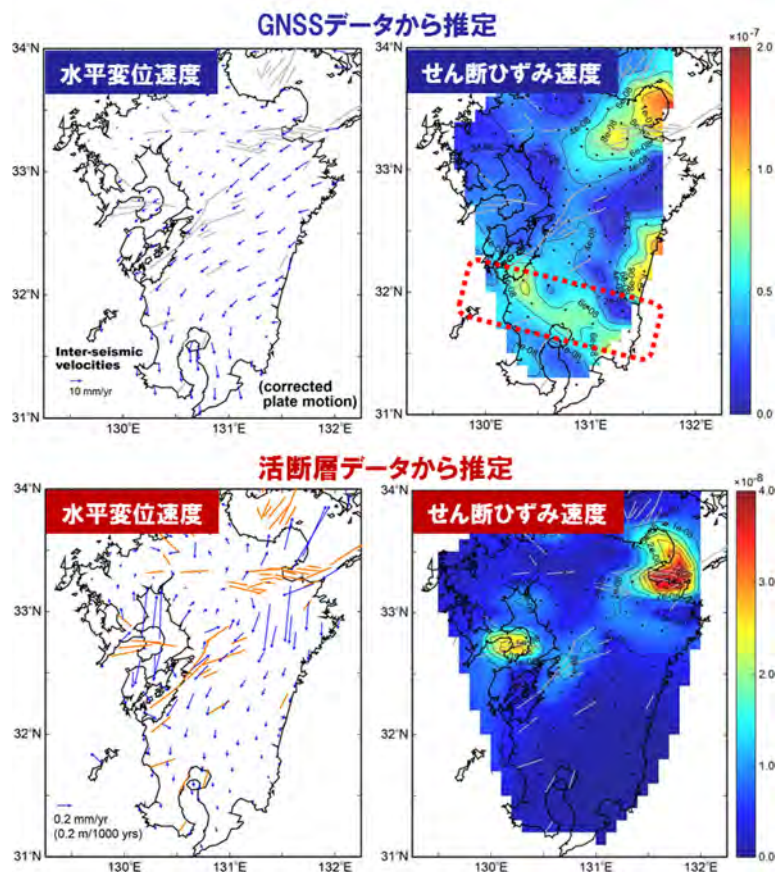


図 3.3-11 異なるデータより推定したせん断ひずみ速度

せん断ひずみ速度の推定に用いた GNSS 速度データ（上左図）、GNSS 速度データより推定したせん断ひずみ速度（上右図）、活断層データから推定した水平変位速度（下左図）、推定したせん断ひずみ速度（右下図）の分布を示す。（せん断ひずみ速度は  $\text{yr}^{-1}$  単位で表示）

## (2) 地殻変動シミュレーション技術の構築

### 1) これまでの成果と課題

これまで本事業では、地殻変動シミュレーション技術の構築に向けた検討として、測地学的観測データを用いた地殻流体の粘性係数の推定、その存在を考慮した二次元粘弾性地殻変動シミュレーションを実施した。このうち、地殻流体の粘性係数の推定では、2011年東北地方太平洋沖地震に伴って局所的な沈降が生じた東北地方の火山地域 (Takada and Fukushima, 2013<sup>7)</sup>) を対象に、干渉 SAR 解析及び GNSS 観測データ解析によって、地震後の地殻変動を推定した (図 3.3-12)。さらに、これによって推定された、地震発生時の急激な沈降から定常状態に至る地殻の粘弾性的挙動から、沈降の原因と考えられる火山下のマグマ溜りに係る粘性係数は  $3 \times 10^{17}$  Pa·s (時定数約 4 ヶ月) 程度であると推定した。この結果は、マンツルの粘性係数よりも 1~2 桁小さいため、マグマ溜り周囲の粘弾性体は非常に柔らかいことを示唆する。

その結果を踏まえた二次元地殻変動シミュレーションでは、2011年東北地方太平洋沖地震の発生後、正断層型の群発地震活動が活発化した茨城県・福島県県境付近 (例えば、Kato et al., 2011<sup>23)</sup>) を事例として、粘弾性体としての地殻流体を考慮した粘弾性シミュレーションを実施した。ここでは、地震波トモグラフィー (Zhao, 2015<sup>24)</sup>) や MT 法 (Umeda et al., 2015<sup>25)</sup>) によって見出された群発地震活動域下の地殻流体を粘弾性体と仮定し、北米プレート-太平洋プレート間におけるカップリング (Hashimoto et al., 2009<sup>26)</sup>; Uchida and Matsuzawa, 2011<sup>27)</sup>) を考慮したモデル (図 3.3-13) に基づいた計算によって、地域的な地殻変動に対する地殻内の流体の寄与について検討した。その結果、深部流体分布域の上部で鉛直上向きの変位が卓越すること、深部流体分布域の直上では圧縮場である一方で、それ以浅では伸長場であるとの傾向が認められた (図 3.3-14)。これらの結果は、当該地域における応力場の特徴 (Yoshida et al., 2015<sup>28)</sup>) を定性的に再現していることから、地殻内に存在する深部流体が、その周辺の地殻変動場に寄与している可能性を示唆する。

しかしながら、一般に地殻やマンツルの構造は、三次元的に不均質である (例えば、Zhao et al., 1992<sup>29)</sup>)。また、特に西南日本に沈み込むフィリピン海プレートの形状は複雑である (例えば、Hirose et al., 2008<sup>30)</sup>) ことから、その沈み込みによって陸側プレートへ作用する外力もまた三次元的に不均質となる。このため以降では、九州南部のせん断帯を事例として三次元シミュレーション技術の検討を行った。

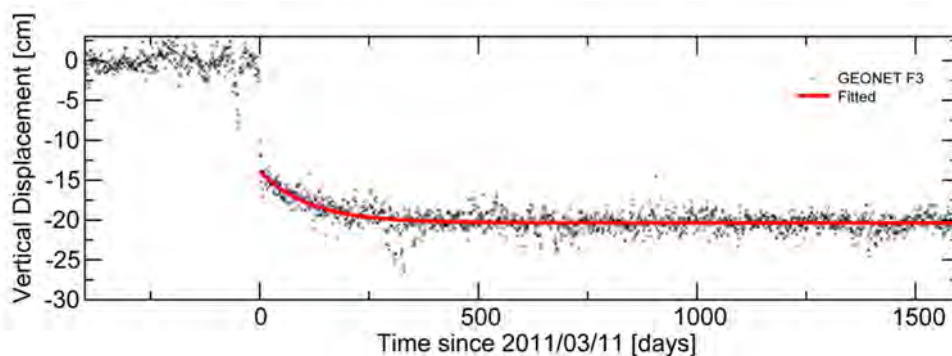


図 3.3-12 GEONET 点 020934 の鉛直変位時系列  
赤の実線がフィッティングの結果を表す。

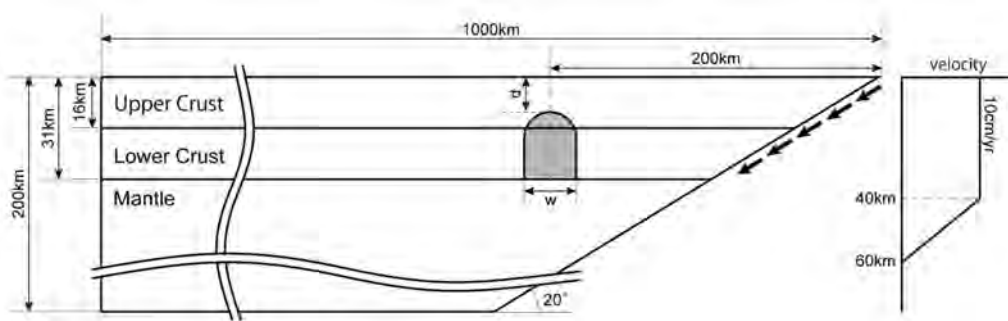


図 3.3-13 二次元有限要素法によるシミュレーションのセットアップ  
灰色の領域が低抵抗域に対応する粘弾性体を表す。

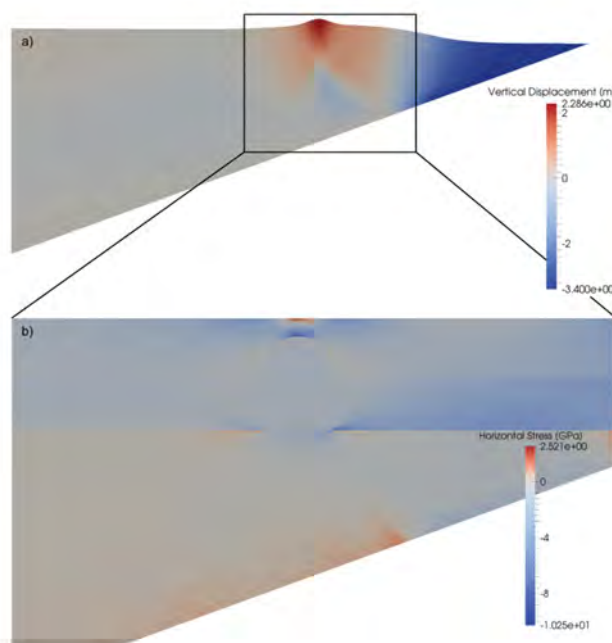


図 3.3-14 二次元有限要素法による 100 年間の粘弾性シミュレーション結果  
正負でカラーのスケールが異なることに注意。a) 地形変化。実際の地形変化を 3,000 倍に強調したもの。カラーは鉛直変位量。b) 水平応力。正の値（赤）は伸長を、負の値（青）は圧縮を示す。

## 2) 三次元シミュレーション技術の検討

ここでは、シミュレーションによる九州南部のせん断帯の再現性を検討するため、同領域を対象領域として、有限差分法コード **FLAC3D ver. 5.0** (Itasca, 2017<sup>31)</sup>) を用いて粘弾性不均質を考慮した三次元数値シミュレーションを試行した。**FLAC3D** では、陽解法を用いることにより物理的に不安定な問題についても、安定的な解が得られる。陽解法は、衝突や落下問題など非線形性が強く、非常に短い時間スケールで生じる現象に対して有効であることが知られている。安定的な解析を行うためには、クーラン条件を満たすようなタイムステップでの計算が要求される。また、陰解法とは異なり連立方程式を解かないため、1 タイムステップあたりの計算量が少なく、小さなメモリ容量で計算が可能であるという長所がある。計算では、連立方程式を解かない代わ

りに、現在のタイムステップにおける解を基準として次のタイムステップの解を計算するため、直前の解（現在のタイムステップにおける解）の影響が大きく、タイムステップを大きく設定し過ぎると解が発散してしまうといった短所もある。

本事業では、解析領域内をすべて弾性体と仮定した均質なモデルと、地球物理学的情報を基に粘弾性不均質を仮定した不均質なモデルについて、それぞれ数値シミュレーションを実施した。モデル領域は、九州地方のほぼ全域をカバーする、南北 300 km、東西 200 km、深さ 30 km の領域であり、均質・不均質モデルともに節点 120,156 点、要素は全て六面体で構成される。要素の大きさは、水平方向 4 km、上下方向 1 km（ただし、後述する粘弾性不均質モデルの火山フロント部分については、要素の上下方向の長さが 0.66~1.33 km）とした（図 3.3-15）。境界条件は、フィリピン海プレートの沈み込み及び沖縄トラフの拡大に伴う変位速度を考慮した（図 3.3-16）。九州地方をアムールプレートとみなした場合、フィリピン海プレートの収束速度は、グローバルなプレート運動モデルに従うと、約 6~7 cm yr<sup>-1</sup> と推定される（Sella et al., 2002<sup>32</sup> ; DeMets et al., 2010<sup>33</sup>）。一方で、豊後水道では、M7 クラスに相当するスロースリップイベントにより定期的にプレート沈み込みによる一部の弾性ひずみが解放されていること（Hirose et al., 1999<sup>34</sup> ; Miyazaki et al., 2003<sup>35</sup> ; Ozawa et al., 2013<sup>36</sup>）や、豊後水道の南方沖合に位置する海域では、1968 年、1996 年に発生した日向灘地震のような低角逆断層型地震が周期的に発生していること（Yagi et al., 1999<sup>37</sup> ; Yagi et al., 2001<sup>38</sup>）が知られている。これらを踏まえると、グローバルなプレート運動モデルから予想される約 6~7 cm yr<sup>-1</sup> の収束速度は、境界条件としてはやや過大であると考えられる。さらに、GNSS 速度場に示される九州地方北東部の地殻変動（例えば、Takayama and Yoshida, 2007<sup>9</sup> ; Wallace et al., 2009<sup>10</sup>）は、フィリピン海プレートの収束方向への変動が卓越しており、沖縄トラフの拡大の影響よりもプレート沈み込みによる影響の方が支配的である。他方、九州地方南部における沖縄トラフの拡大速度は、GNSS 速度場より約 1 cm yr<sup>-1</sup> であることが推定されている（Nishimura et al., 2004<sup>39</sup>）。以上を合わせて考えると、九州地方北東部の沈み込みの影響は、少なくとも沖縄トラフ拡大速度よりは大きいと予想される。このことから、フィリピン海プレートの沈み込みによる境界条件は、暫定的に 3 cm yr<sup>-1</sup>、沖縄トラフの拡大による境界条件は 1 cm yr<sup>-1</sup> と仮定した（図 3.3-16）。また、モデル領域の底面（深さ 30 km）はローラー条件を課し、上下方向には不動とした。さらに、モデル領域の側面は自由境界とした。

モデルを構成する媒質について、弾性体を仮定した均質なモデルでは、剛性率を 30 GPa、ポアソン比を 0.25 とした。一方で、粘弾性不均質を考慮したモデルについては、上部地殻を厚さ 15 km の弾性体（剛性率を 30 GPa、ポアソン比を 0.25）、下部地殻を厚さ 15 km の Maxwell 粘弾性体（剛性率を 30 GPa、ポアソン比を 0.25、粘性率 10<sup>21</sup> Pa·s）と仮定した。なお、粘性率については、Kaufmann and Amelung (2000)<sup>40</sup> を参照した。また、既存の研究によって推定されている地震発生層の下面深度分布や三次元地震波速度構造などの情報を踏まえ、九州地方を南北に横切るような幅 40 km の火山フロントを設定した（図 3.3-15）。さらに、MT 法電磁探査によって推定された比抵抗構造（Umeda et al., 2014<sup>12</sup>）を基に、地殻流体が存在する領域として、九州南部のせん断帯直下（深さ 10~30 km）の背弧側に粘性の低い領域（粘性率 10<sup>18</sup> Pa·s、図 3.3-15 の赤色でハッチを付した部分）を設定した。なお、今回のシミュレーションでは、重力の効果を考慮していない。また、このシミュレーションでは、各モデルとも外力を作用させてから 30,000 年後までの計算を行っている。

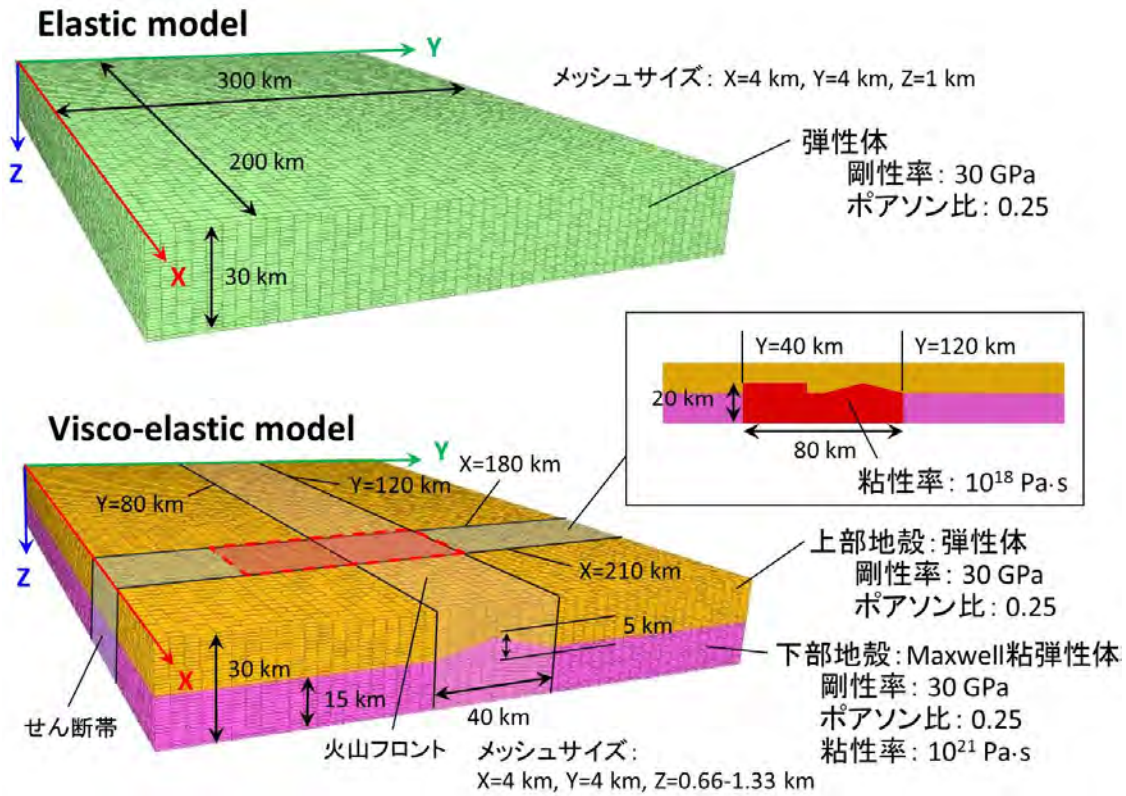


図 3.3-15 モデル領域と構造及び媒質

(上) 均質なモデル、(下) 粘弾性不均質を考慮したモデル。赤色の点線で囲んだ X=180~210 km、Y=40~120 km の領域に粘性率の低い領域を設定した。

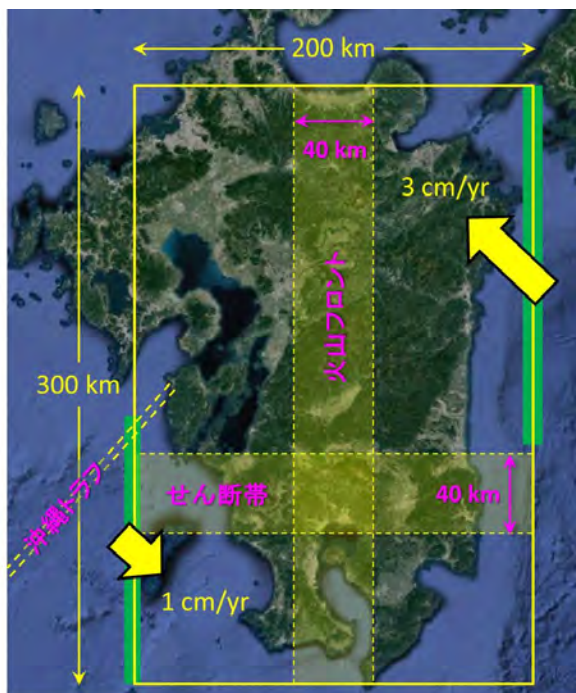


図 3.3-16 モデルに与えた変位速度境界条件

解析で設定した、九州南部のせん断帯及び火山フロントの位置についても示した。緑色の太線で示した領域に、黄色の矢印で示した方向へ沖縄トラフの拡大とフィリピン海プレートの沈み込みによる変位速度の境界条件を導入した。



以上に述べた数値シミュレーションの結果を図 3.3-17 以降に示す。均質なモデル及び粘弾性不均質を考慮したモデルともに、フィリピン海プレートの沈み込みと沖縄トラフの拡大による効果を考慮することによって、東西方向に延びるせん断ひずみ速度の大きな領域を定性的に再現することができた。ここで、均質なモデルに関するせん断ひずみ速度の分布については、鉛直方向にほとんど変化がなかった。一方、粘弾性不均質を考慮したモデルでは、せん断ひずみ速度分布の空間変化が非常に大きいことがわかる (図 3.3-17)。今回の不均質モデルでは深さ 10~15 km 以深に粘性率の低い領域を設定したが、粘性率の低い領域の直上には、局所的にせん断ひずみ速度の大きな領域が現れ、それらが地表へと繋がる様子が認められた (図 3.3-17 の下図の破線部、図 3.3-18)。この特徴は、GNSS 観測データに基づいて推定された九州地方のせん断ひずみ速度分布 (Wallace et al., 2009<sup>10</sup>) にも認められている。以上の結果は、地殻内に存在する流体が、その周辺の地殻変動場に密接に関与していることを示唆すると考えられる。

今回のシミュレーションでは、変位速度を境界条件として導入した。図 3.3-17 からわかるように、速度 0 cm yr<sup>-1</sup> で自由境界とした領域と 3 cm yr<sup>-1</sup> で変位する領域の境界部分にせん断ひずみ速度コントラストが現れている。この現象については、不連続な境界条件を設定したことが原因である可能性が高いと考えられる。したがって、観測から明らかとなっている変位速度の空間変化など考慮し、連続的な境界条件を設定するなどして改善を図るなどの更なる工夫が必要であると考えられる。また今回は、フィリピン海プレートの沈み込みによる影響と沖縄トラフの拡大による外力を同時に作用させ始めることでシミュレーションを開始したが、これら二つのイベントは、実際には時間差を伴って生じているとも考えられる (例えば、Kamata and Kodama, 1994<sup>41</sup>)。そのため、長い時間スケールを対象としたモデルの信頼性を高めるためには、そのようなイベントの開始時間の差についても、考慮すべきである可能性がある。その他、今回のシミュレーションでは導入しなかったが、重力の効果などを考慮することにより、三次元の応力場を再現することが可能となる。さらに、その結果を用いた差応力の計算することで、地震のメカニズム解などから推定できる応力場との比較が可能となると考えられる。

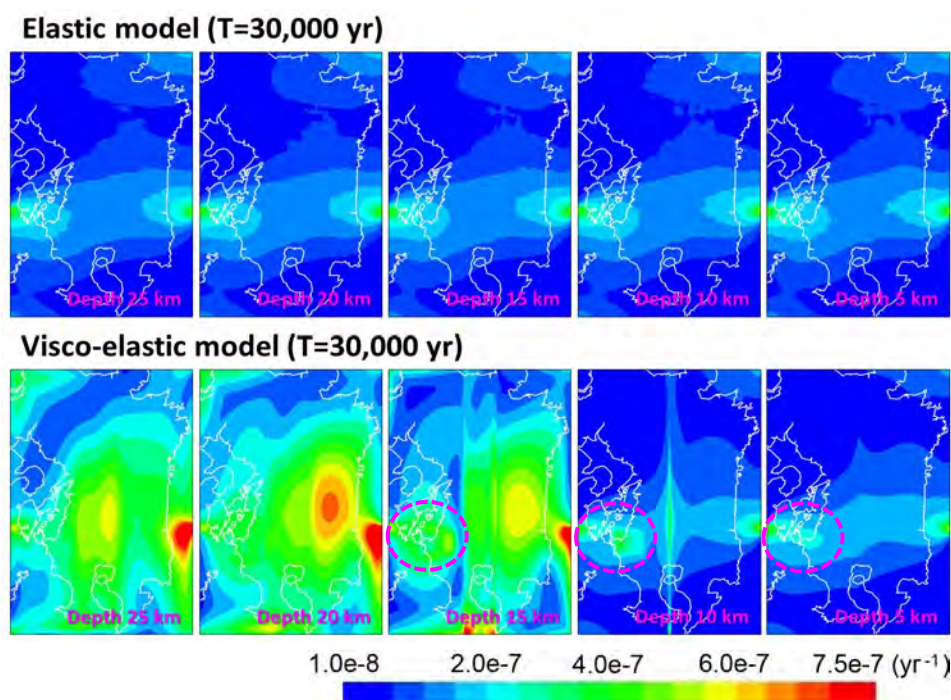


図 3.3-17 30,000 年経過時のせん断ひずみ速度の深さ方向の分布

最後に、変位速度場に関して、図 3.3-19 に 30,000 年経過時の変位を変位速度に換算した結果を示した。このような空間スケールを見た場合は、均質なモデル、粘弾性不均質を考慮したモデルともに変位速度に大きな違いは認められない。GNSS データから推定された変位速度と比較すると、九州北東部はフィリピン海プレートの沈み込みによる短縮方向への変位が卓越しており、観測とシミュレーションともに調和的な結果であった。しかしながら、北西部については、観測データからは西向きの変位速度が徐々に減少する（フィリピン海プレートの沈み込みによる短縮が弱まる）様子が確認できるものの、シミュレーションでは再現に至っていない。南西部については、観測データでは南西～南南西向きの変位速度が卓越する。シミュレーションでは、沖縄トラフの拡大による境界条件を導入したが、沖縄トラフ拡大軸に対して直交方向の成分は再現されていると見なせるが、拡大軸に平行な成分の再現性は乏しい。

以上に述べた三次元的な粘弾性不均質を考慮した数値シミュレーションについて、平成 28 年度は単純なモデルから検討を開始した。今後は、先に述べた問題点の解決や、別府―島原地溝帯など九州地方の地殻変動場に寄与すると推測される他のテクトニックな要因についての検討も重要であると考えられる。

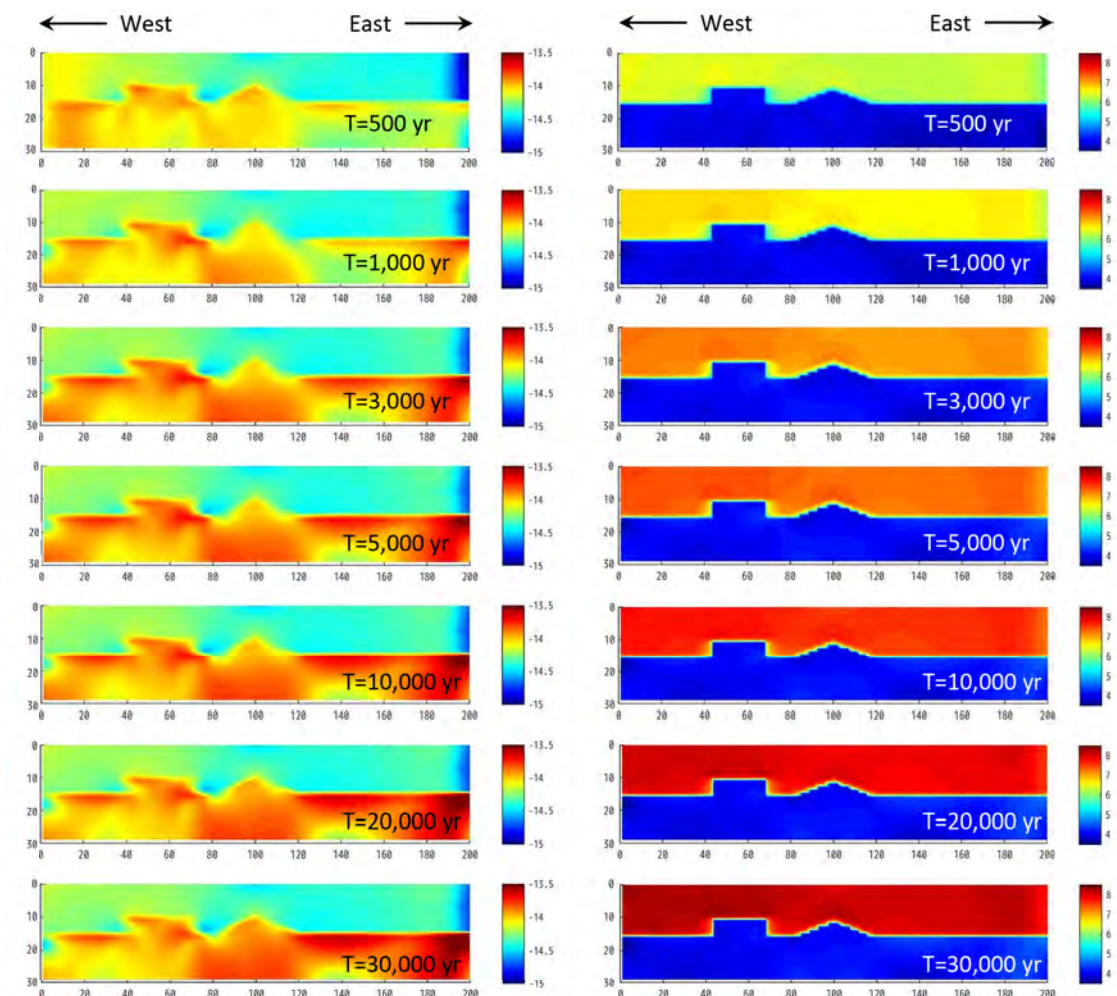


図 3.3-18 せん断ひずみ速度（左）とせん断応力（右）の深さ方向の分布

せん断帯に平行な断面（ $X=195$  km）における分布を示した。それぞれのコンターは対数スケールで表示している。なお、左側のせん断ひずみ速度については  $s^{-1}$ 、右側のせん断応力については Pa で示した。

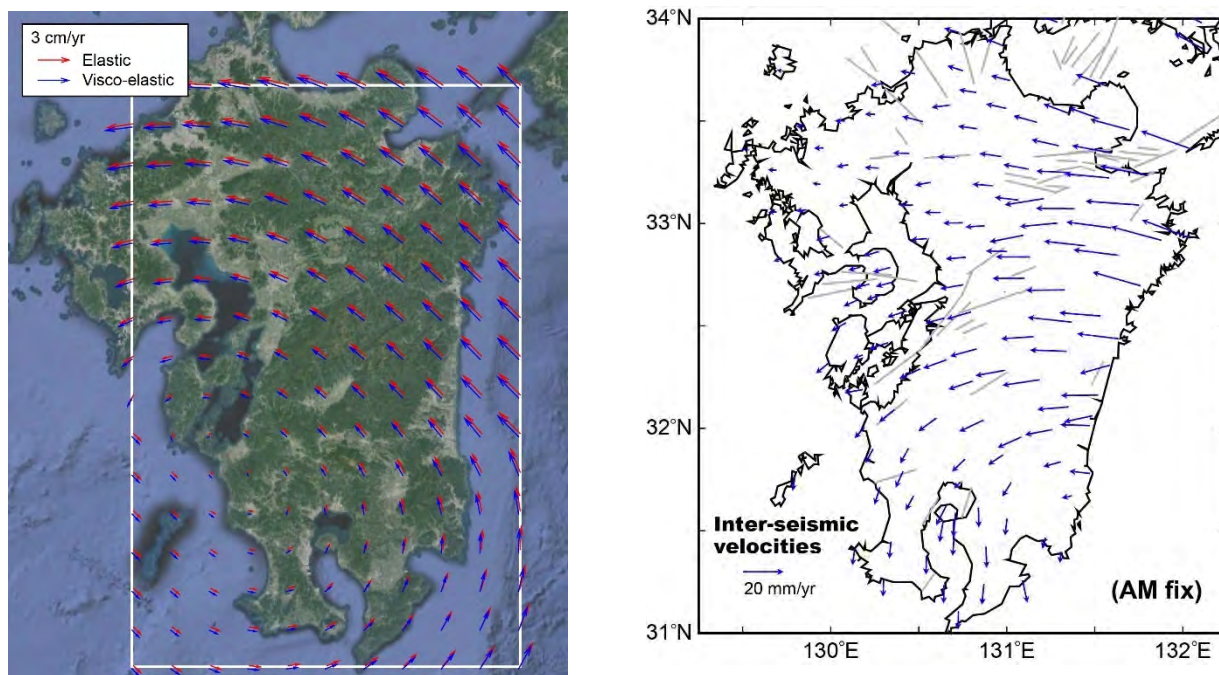


図 3.3-19 30,000 年経過時の速度分布 (左) と GNSS 観測による変位速度場 (右)

GNSS 観測による変位速度場については、2007 年 10 月 1 日～2009 年 3 月 1 日の GEONET F3 解を用いて推定し、アムールプレート基準で示した。灰色直線は活断層を示す。

### (3) 過去から現在の地殻変動に係るデータの取得

#### 1) 過去の地殻変動特性の推定

地質学的な時間スケールでの地質構造の変位・変形を把握するために古地磁気学的手法は有効であり、横ずれ断層運動を伴う活断層などに適用することで、幅を持った変形の推定などが行われている (例えば、Kimura et al., 2011<sup>42)</sup>)。本事業においては、明瞭な断層が分布しない場合の地質学的時間スケールの変形構造を把握する手法として、平成 27 年度までに九州南部のせん断帯付近を事例に、古地磁気測定を行った。その結果、後期中新世～更新世の火山岩類における測定・解析結果には、古地磁気の直線成分がうまく抽出できていない場合が認められ、大円法 (例えば、小玉, 1999<sup>43)</sup>) などの解析方法を用いて磁化方向を高確度で決定する必要があることがわかった。そこで、平成 28 年度は、それまでの測定結果を見直し、直線成分がうまく抽出できていない試料について大円法を用いて解析した。

解析の結果、大円法が適用でき、磁化方向を新たに決定することができた地点があった一方で、磁化方向が決定できない地点も認められた。決定できなかった地点を除いて、図 3.3-20 に磁化方向を示した。ここでは、伏角が負で南方を示す地点もあったが、逆磁極期に形成された火山岩類であると仮定して、偏角の方向を北側とした際の角度で示している。また、図 3.3-20 (a) 及び (b) には、図 3.3-1 の GNSS 変位速度データより推定されたせん断ひずみ速度の分布を重ねた。図 3.3-20 (c) には、灰色×印で平成 27 年度までの結果を示し、□印で平成 28 年度の再解析結果を示した。さらに、それぞれの地点における複数の解析結果について、方位のばらつきが比較的大きくなった地点が存在したため、そのような地点については、灰色で示した。

大円法を適用することによって、いくつかの地点では南北に近い方向によく収束した結果が得られた (図 3.3-20 (c))。一方で、解析結果 (方位) のばらつきが大きい地点も認められ、定方位試料採取時の誤差や、測定試料に火砕流が含まれていることによる不均質性が原因であると考え

られる。ここで、十分な信頼性を有すると考えられる結果のみを参照した場合、領域全体として南北系が卓越することに対して、中央付近のせん断ひずみ速度が比較的大きい領域では南北系以外に東西系に近い方向を示す地点も見られた。狭い範囲で方向が大きく異なる場合は、地滑りや岩盤自体の移動、断層付近の局所的な変位・変形などが考えられる。このように、現時点では測定結果とせん断帯との関係を厳密に議論することは困難であるが、せん断ひずみ速度が比較的大きい領域では近傍と大きく異なる偏角も認められるといった大局的な傾向は、せん断帯の運動が関与している可能性を示唆するとも考えられる。

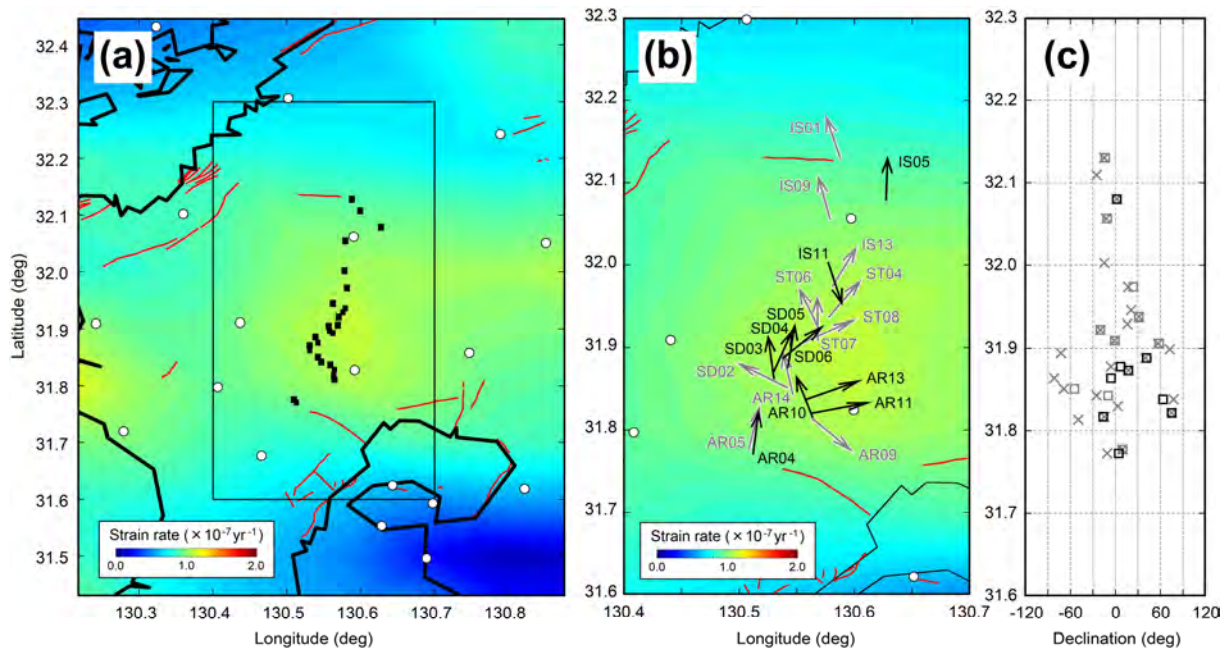


図 3.3-20 九州南部せん断帯付近の古地磁気の偏角分布

(a) ■は古地磁気測定地点であり、○はGNSS観測点、(b) 古地磁気の方向(偏角分布)、黒矢印は精度が高い地点、灰色矢印は比較的精度が低い地点、(c) 偏角分布、黒線四角は精度が高い地点、灰色線四角は比較的精度が低い地点、×印は平成27年度までの結果。(a)と(b)の背景には、図3.3-1のGNSS変位速度データより推定されたせん断ひずみ速度を用いた。

## 2) 現行の地殻変動特性の推定

### ① 応力インバージョン法による地殻応力場の推定

本検討では、南九州せん断帯の活動によって生じていると推測される地殻応力場の空間変化を明らかにすることを目的として、地震のメカニズム解データを用いた応力インバージョン解析を行った。このためには、南九州せん断帯の周辺でメカニズム解が求められている地震ができるだけ多く、かつ偏りなく分布していることが望ましい。

防災科学技術研究所(以下、「防災科研」という)は、1997年以降に日本とその周辺で発生し、広帯域地震観測網(Full Range Seismograph Network of Japan: 以下、「F-net」という)で捉えられたモーメントマグニチュード(M<sub>w</sub>)3.5以上の地震に対してメカニズム解の決定を行い、その結果を公開している(福山ほか, 1998<sup>44</sup>)。しかし、南九州せん断帯における浅発地震活動は、1997年鹿児島県北西部地震(M6.6)の余震域を除けば全体的に極めて低調であり、F-netによりメカニズム解が求められている地震はほとんど存在しない。一方、防災科研は、微小地震の観

測を目的として整備された高感度地震観測網（High Sensitivity Seismograph Network Japan: 以下、「Hi-net」という）(Okada et al., 2004<sup>45)</sup>)に加え、気象庁や国立大学などが運用する地震観測点で捉えられた微小地震の波形データを取りまとめ、イベント波形データとして公開している。そこで本検討では、Hi-net によるイベント波形データを入手し、せん断帯の周辺で発生し、F-net によりメカニズム解が決定されていない小規模な地震に対して地震波到達時刻などを検出し、震源決定とメカニズム解の決定を行った。

解析の対象とする地震は、2002年6月3日から2014年9月30日までの期間に九州地方南部で発生したM2.0以上3.5未満の地震とした。これらの地震のイベント波形データは、Hi-netの観測点に加えて、気象庁、九州大学大学院理学研究院附属地震火山観測研究センター及び鹿児島大学大学院理工学研究科附属南西島弧地震火山観測所が運用する観測点で収録された地震波形データから成っている。解析の対象とした地震の震源分布と観測点の分布を図3.3-21に示す。地震の総数は348個、解析に使用した観測点の総数は37点である。

イベント波形データの検出作業には、東京大学地震研究所がホームページ上で公開している微小地震波形検出支援システムWIN(ト部・東田, 1992<sup>46)</sup>)を利用し、震源決定を行うために必要なP波の到達時刻を上下動成分の波形から、S波の到達時刻を水平動成分(東西成分または南北成分)の波形からそれぞれ読み取った。また、後述するように、メカニズム解の決定に必要なため、P波の到達時刻を上下動成分の波形から読み取る際には、P波到達時における上下動成分の波形が上に振れているか(Up)、または下に振れているか(Down)といったP波の初動極性についても同時に読み取りを行った。震源決定は、まずWINシステムに付属する震源決定プログラムhypomh(Hirata and Matsu'ura, 1987<sup>47)</sup>)を利用し、鹿児島大学大学院理工学研究科附属南西島弧地震火山観測所が自動震源決定に採用している一次元P波速度構造(角田ほか, 1991<sup>48)</sup>)を用いて行った(図3.3-22)。なお、S波速度構造については、P波速度との比(P波速度/S波速度)を1.73と仮定して与えた。

この震源決定の結果を図3.3-21(a)に示す。震源決定プログラムhypomhでは、P波またはS波の到達時刻から地震発生時刻を差し引いた値を観測走時とし、震源決定に用いた一次元のP波またはS波速度構造から計算される理論走時との差(走時残差)をどの観測点においてもできるだけ最小にするように震源決定が行われる。震源決定の誤差は、hypomhが出力する走時残差の二乗平均平方根(Root Mean Square: 以下、「RMS」という)によって評価できる。hypomhが出力したP波とS波の走時残差のRMSの値について、震源決定の対象となった348個の地震の平均を取ると、P波では0.16秒、S波では0.40秒となった。震源分布の特徴に関しては、南九州せん断帯の東側にあたる鹿児島県東部や宮崎県南部においては、浅発地震活動がほとんど生じていないことがわかる。一方、1997年鹿児島県北西部地震(M6.6)の余震域においては、近年においても非常に活発な地震活動が生じていることが確認できる(図3.3-21)。

次に、震源の相対的な位置関係を高精度に決定することができるDouble-difference法(Waldhauser and Ellsworth, 2000<sup>49)</sup>)を用いて、hypomhで決定された震源の再決定を行った。近接して発生した二つの地震の震源間距離が、それらの地震の震源と観測点までの距離に比べて十分に短いと判断できる場合、これら二つの地震の震源から放射された地震波は、観測点に到達するまでにほぼ同一の波線経路を通るとみなすことができる。この場合、共通する観測点について、二つの地震の間で観測走時の差と理論走時の差をとり、観測走時の差から理論走時の差を差し引いた二重走時残差(Double-difference: 以下、「DD」という)の値を最小にするという条件を加えることで、二つの地震に共通する震源から観測点までの地震波速度構造の不均質性による影響がキャンセルされ、震源の相対的な位置を高精度に決定することが可能となる。本検討では、DDを計算する地震の震源間距離の条件を最長で5kmまでとし、この条件を満たす全ての地震

の組み合わせ（ペア）について P 波と S 波の DD の値を計算し、震源再決定に使用した。震源再決定に用いられた DD の数は、P 波で 15,284 個、S 波で 14,688 個である。震源再決定に用いた地震波速度構造は、hypomh による解析と同様に図 3.3-22 の一次元速度構造を使用した。DD 法では、震源再決定の反復計算の過程において、震源の深さの値が負になった地震や、他の地震との震源間距離が指定された長さ（本検討の場合は 5 km）を超え、他の地震との間で DD を計算することができなくなった地震については、その都度取り除かれるようになっている。そのため、最終的に震源再決定される地震の数は、震源再決定前に比べて減少する。DD 法を用いた震源再決定の結果を図 3.3-21(b)に示す。最終的に震源再決定された地震の数は全部で 319 個である。走時残差の RMS の値は、震源再決定前の 0.15 秒から 0.04 秒に大きく減少した。

次に、前述の P 波の初動極性データを用いて、メカニズム解の決定を行った。メカニズム解の決定には、Hardebeck and Shearer (2002)<sup>50</sup>が開発した HASH 1.2 を使用した。この手法では、断層面の走向、傾斜角及びすべり角のそれぞれの値を一定の間隔で変化させ、P 波の初動極性データの分布に調和的なメカニズム解を探索するグリッドサーチと呼ばれる作業を行う。最終的に得られる解は、グリッドサーチによって得られた複数の異なるメカニズム解を平均したものとなる。本検討では、各々の地震に対して、断層面の走向、傾斜角及びすべり角の値をいずれも 5° 間隔で変化させたグリッドサーチを行うことで、P 波の初動極性データの分布に調和的なメカニズム解を決定した。メカニズム解の決定精度については、最終的に得られたメカニズム解から期待される P 波の初動極性とは逆の極性を示す観測点の数、観測点の方位分布及びグリッドサーチによって得られた複数の異なる解のばらつき具合などから総合的に判断される。Hardebeck and Shearer (2002)<sup>50</sup>によるメカニズム解の決定精度は、A から F ランクまでの 6 段階で表され、本検討で決定したメカニズム解の多くは D ランクに分類される。そのため、本検討で決定したメカニズム解は、必ずしも高い精度で決定されているとは言い難いが、これはメカニズム解の決定を行った地震の多くが海域で発生したものであり、観測点の方位分布に偏りがあるという特殊な事情のためである。以下では、メカニズム解の決定を行った領域を八代海南部（領域 A）、鹿児島県阿久根市の西方沖（領域 B）、1997 年鹿児島県北西部地震（M6.6）の余震域（領域 C）及び薩摩半島の西方沖（領域 D）の四つの領域に分け、それぞれの領域に見られるメカニズム解の分布の特徴について述べる。これら四つの領域の範囲を図 3.3-23 に示す。

領域 A（図 3.3-24）では、北東－南西走向、または北北東－南南西走向の右横ずれの節面をもつ横ずれ型の地震が多く分布する。図には示されていないが、領域 A の海域には 2016 年 4 月に熊本地震（M7.3）を発生させた北東－南西走向の日奈久断層を南西方向に延長した部分に相当すると考えられる水俣南断層群と呼ばれる活断層が分布する。これらの活断層は、日奈久断層と同様に右横ずれの活断層と推定されている（角田ほか、1992<sup>51</sup>）。そのため、領域 A の海域に分布する横ずれ型の地震は、南九州せん断帯の活動というよりはむしろ水俣南断層群の活動によって生じたものである可能性が高い。

領域 B（図 3.3-25）では、東西に近い走向の左横ずれの節面をもつ横ずれ型の地震（以下、左横ずれ型地震）が卓越する。このことは、南九州せん断帯が左横ずれの運動センスをもつと考えられることと調和的である。また、この領域においては、数は少ないが北東－南西走向の節面をもつ正断層型の地震の存在も認められる。前述の左横ずれ型地震とこれらの正断層型の地震には、T 軸の向きがどちらも北西－南西方向を向くという共通した特徴が認められる。

領域 C（図 3.3-26）では領域 B と同様に、左横ずれ型地震と北東－南西走向の節面をもつ正断層型の地震の存在が認められる。より詳しく見ると、5 km 以浅の深さにおいては左横ずれ型地震が卓越するのに対し、5 km 以深では左横ずれ型地震と正断層型の地震が混在するといった特徴が見られる。そのことは、この領域の応力場に深さ方向の変化が生じていることを示唆して

いる。

領域 D (図 3.3-27) では、領域 B 及び領域 C と同様に、左横ずれ型地震と北東-南西走向の節面をもつ正断層型地震の存在が認められるが、領域 B 及び領域 C に比べメカニズム解のばらつきがやや大きいように見える。そのことは、この領域の北側と南側には近くに観測点がなく、精度の良いメカニズム解の決定が困難であることによると考えられる。

最後に、これらの四つの領域内に分布する地震のメカニズム解データに対して、Michael (1987)<sup>52)</sup>による応力インバージョン法を適用し、それぞれの領域における応力場の推定を行った。この方法では、断層運動は、断層面上に働くせん断応力の方向に生じるとする考えに基づき、応力場から理論的に計算される断層面上に働くせん断応力の方向と、メカニズム解から求められる断層運動の方向とがどの断層面においてもできるだけ一致するように応力場が推定される。応力場は、最大圧縮主応力軸 (S1)、中間圧縮主応力軸 (S2)、最小圧縮主応力軸 (S3) のそれぞれの方位角とプランジ角及び応力比 ( $\Phi$ ) と呼ばれる計 7 つのパラメータの組み合わせで表現される。ここで方位角は、主応力軸の方位を北から時計回りに測ったもので、 $0^\circ$  から  $360^\circ$  までの値をとる。プランジ角は、主応力軸が水平面からどれだけ傾いているかを表すもので、 $0^\circ$  から  $90^\circ$  までの値をとる。また応力比 ( $\Phi$ ) は、中間圧縮主応力軸 (S2) の大きさが最小圧縮主応力軸 (S3) の大きさと最大圧縮主応力軸 (S1) の大きさのどちらにより近いかを表すもので、 $\Phi = (S2 - S3) / (S1 - S3)$  の式で定義され、0 から 1 までの値をとる。この式から明らかなように、 $\Phi = 0$  である場合、中間圧縮主応力軸 (S2) の大きさは、最小圧縮主応力軸 (S3) の大きさに等しく、 $\Phi = 1$  となる場合の中間圧縮主応力軸 (S2) の大きさは、最大圧縮主応力軸 (S1) の大きさに等しい。

表 3.3-1 に応力インバージョンの結果を示す。四つの領域は、いずれも中間圧縮主応力軸 (S2) が三つの主応力軸の中で最も鉛直に近く、横ずれの応力場となっていることがわかる。主応力軸の方位に関しては、最大圧縮主応力軸 (S1) の方位が北側に位置する領域 A においては東北東-西南西方向を向くのに対し、南側に位置する領域 D においては北北東-南南西方向を向いており、北側から南側に向かって最大圧縮主応力軸 (S1) の方位に反時計回りの回転が生じていることがわかる。また、応力比 ( $\Phi$ ) の値については、南九州せん断帯の中心部に位置する領域 B と領域 C においては 0.7 という比較的大きい値を示すのに対し、せん断帯の中心部から北側に離れた領域 A と南側に離れた領域 D においては、0.5 という中間的な値を示している。

以上のことから、九州地方南部においては、南九州せん断帯の活動により、せん断帯の走向に直交する方向に主応力軸の方位に系統的な回転が見られると同時に、応力比の値にも空間変化が生じていることが明らかとなった。

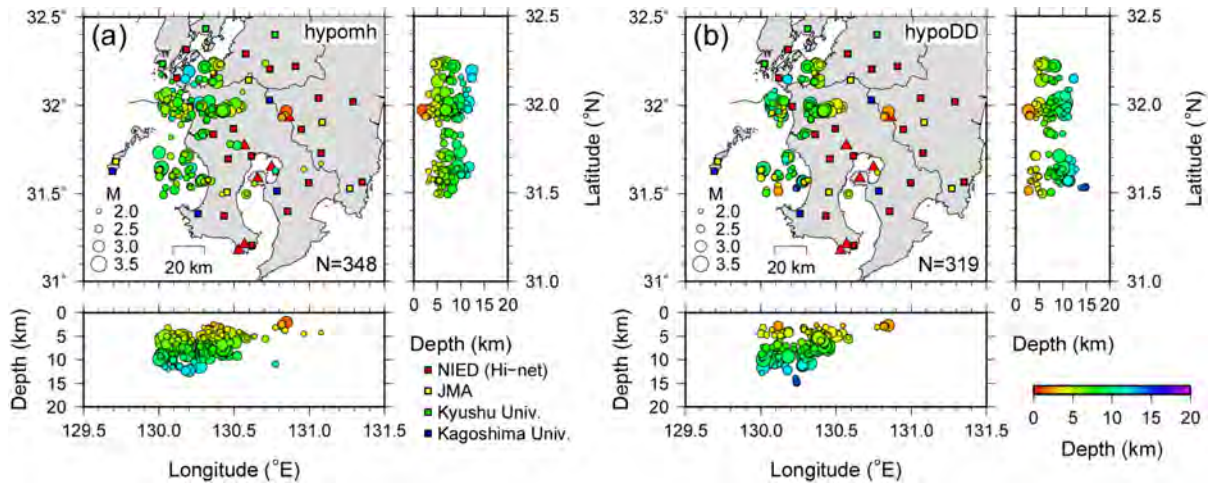


図 3.3-21 二つの手法で決定した震源分布

(a) 震源決定プログラム hypomh (Hirata and Matsu'ura, 1987<sup>47)</sup>) による震源決定の結果と (b) DD 法 (Waldhauser and Ellsworth, 2000<sup>49)</sup>) による震源再決定の結果の比較。丸印は地震の震源の位置を表し、大きさはマグニチュード、色は震源の深さの違いを示す。四角印は、解析に用いた観測点の位置を表し、赤い四角は防災科研の Hi-net (Okada et al., 2004<sup>45)</sup>)、黄色い四角は気象庁、緑色の四角は九州大学大学院理学研究院附属地震火山観測研究センター、青色の四角は鹿児島大学大学院理工学研究科附属南西島弧地震火山観測所の観測点をそれぞれ示す。

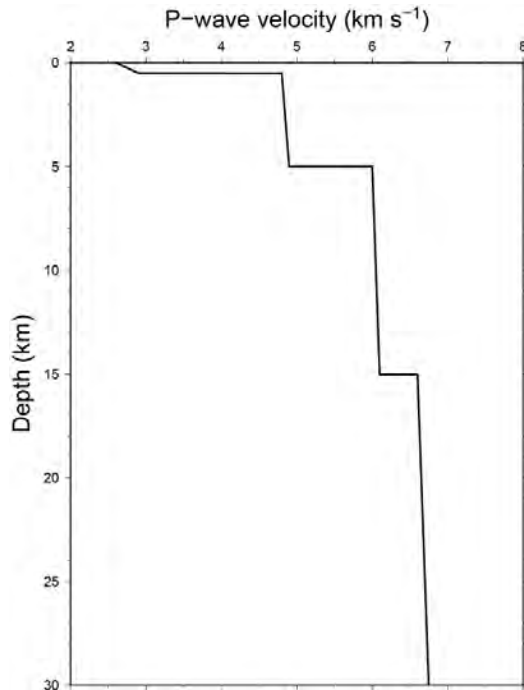


図 3.3-22 震源決定に用いた一次元 P 波速度構造

震源決定プログラム hypomh (Hirata and Matsu'ura, 1987<sup>47)</sup>) による震源決定及び DD 法 (Waldhauser and Ellsworth, 2000<sup>49)</sup>) による震源再決定に用いた一次元 P 波速度構造 (角田ほか, 1991<sup>48)</sup>)。S 波速度構造については、P 波速度との比を P 波速度/S 波速度=1.73 と仮定することで与えた。



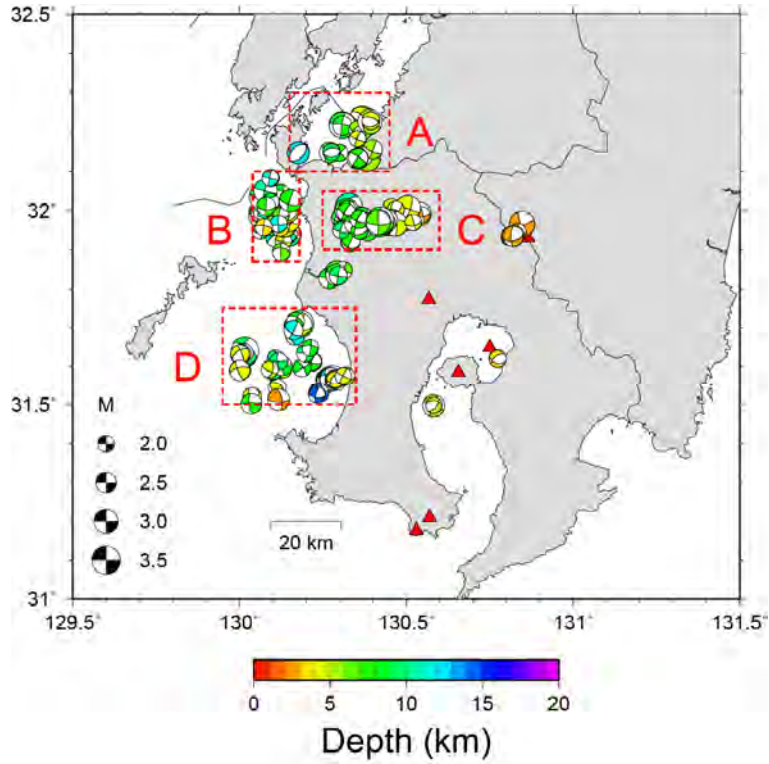


図 3.3-23 メカニズム解の決定を行った領域

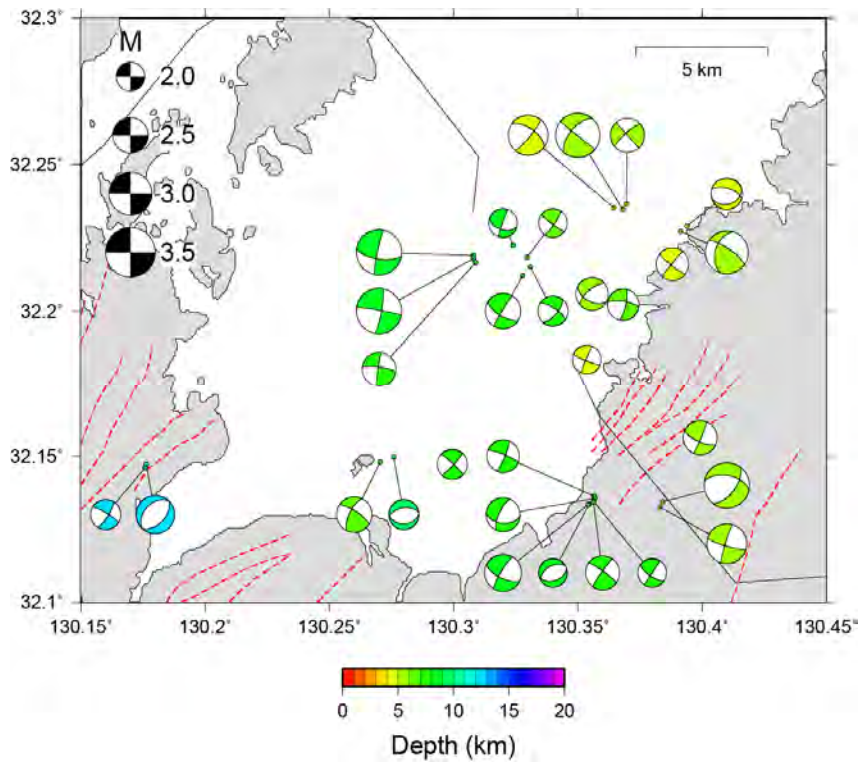


図 3.3-24 領域 A におけるメカニズム解の分布  
赤い破線は、活断層<sup>15)</sup>の位置を示す。

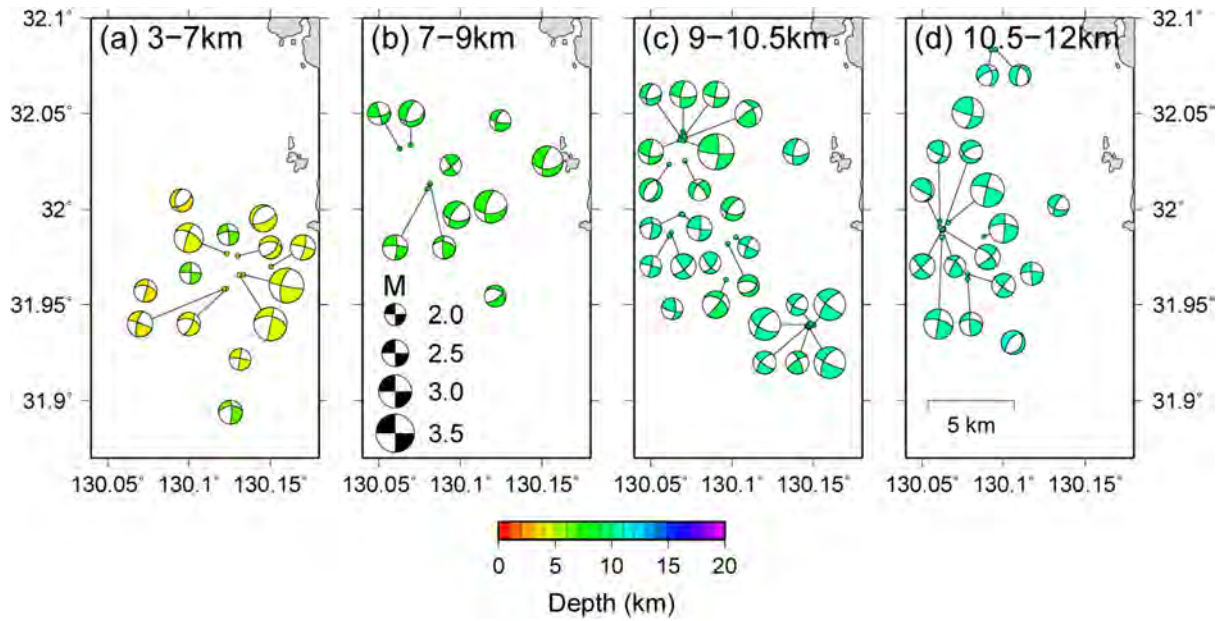


図 3.3-25 領域 B におけるメカニズム解の分布

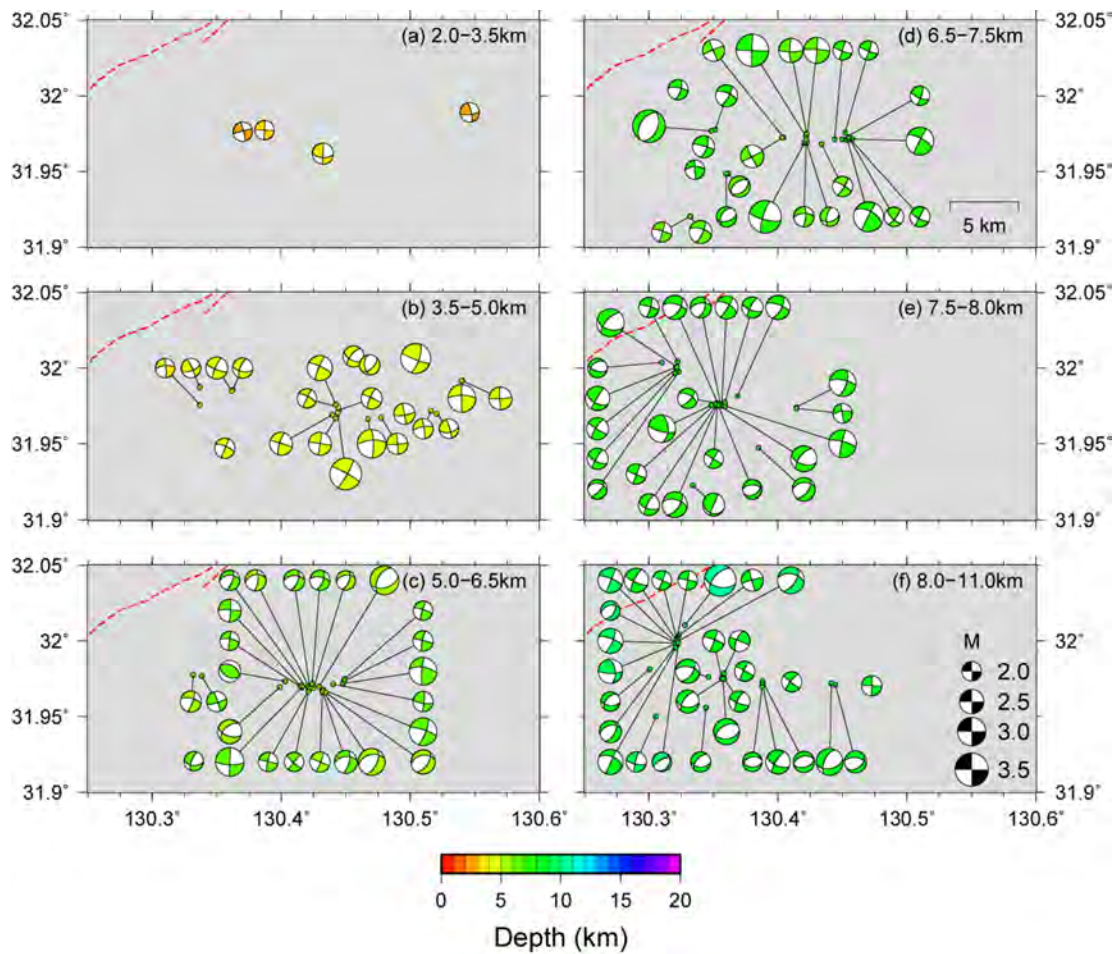


図 3.3-26 領域 C におけるメカニズム解の分布

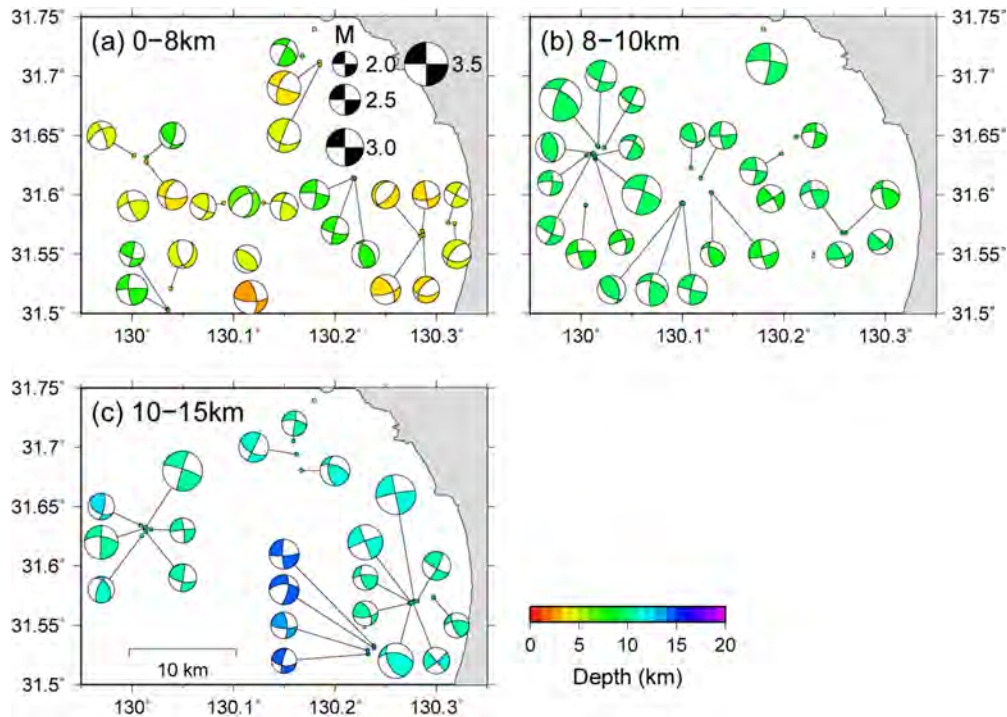


図 3.3-27 領域 D におけるメカニズム解の分布

表 3.3-1 各領域における応力カインバージョンの結果

	最大圧縮主応力軸 (S1)		中間圧縮主応力軸 (S2)		最小圧縮主応力軸 (S3)		応力比 ( $\Phi$ )
	方位角	プランジ角	方位角	プランジ角	方位角	プランジ角	
領域A	250.00	20.00	70.00	70.00	340.00	0.00	0.5
領域B	63.45	9.39	177.27	67.73	330.00	20.00	0.7
領域C	60.00	0.00	180.00	90.00	330.00	0.00	0.7
領域D	38.25	9.85	264.56	75.89	130.00	10.00	0.5

## ② GNSS 稠密観測による現行地殻変動の推定

九州南部のせん断帯を対象とした GNSS 稠密観測では、せん断帯周辺での現行地殻変動を詳細に推定するため、平成 28 年 2 月より観測を開始している。平成 28 年度は、引き続き観測を継続するとともに、平成 28 年 9 月より Trimble 社製の GNSS 受信機 (Trimble NetR9) が稼働している 7 ヶ所の観測点で Wi-Fi ルーターを使用したデータ通信 (テレメーター化) の環境整備を行い、収録されたデータのダウンロードを随時行った。具体的には、Trimble 社独自の形式で圧縮された T02 フォーマットの GNSS データ (30 秒サンプリングで一日当たり約 1.5~2.0 MB) を、一日一回の頻度で遠隔地からダウンロードするというシステムである。また、テレメーター化により web 上からこれら 7 台の受信機の稼働状況についても確認することが可能となり、観測に異常をきたした場合などの判別が遠隔地から容易に行えるようになった。

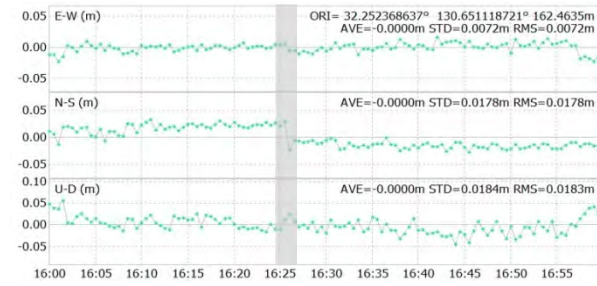
この観測を開始して約一ヶ月後の 2016 年 4 月 14 日及び 16 日に、熊本地方を震源とする M6.5 と M7.3 の地震 (2016 年熊本地震) が相次いで発生した。そこで、取得されたデータを解析した

ところ、震源から約 60 km 離れた最北端の GNSS 稠密観測点で M7.3 の地震に伴う南方向への約 5 cm の変位が捉えられた (図 3.3-28)。これと同様に、他の観測点でも南方向への変位を捉えており、震源から遠ざかるにつれて、それらの変位は減衰する結果が得られた。これらの結果は、国土地理院の F3 解より推定される地震時の地殻変動パターン (檜山ほか, 2016<sup>53</sup>) や、公開された断層モデルより計算される地殻変動パターンと調和的である。

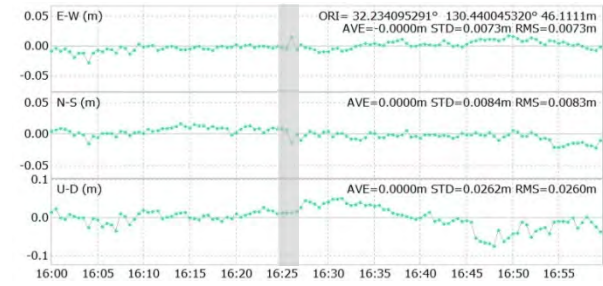
一方で、この GNSS 稠密観測でターゲットとする九州南部のせん断帯への 2016 年熊本地震の影響が懸念されることから、断層の変位に伴うクーロン応力変化を推定した。この解析では、Coulomb (ver.3.2.01) (Toda et al., 1998<sup>54</sup>) を用いて、断層運動に伴うクーロン応力変化を計算することで、特定の断層 (レシーバー断層) の運動を促進するか抑制するかの判断が可能となる。解析では、震源断層モデルとして国土地理院による三枚の矩形断層を仮定し、地震時すべり量などの断層パラメータもそれらに従って設定した (国土地理院, 2016<sup>55</sup>)。さらに、レシーバー断層は九州南部のせん断帯を想定して、走向 N90°E、傾斜角 90°及びすべり角 0° (左横ずれ断層) を仮定した。また、断層の摩擦係数を 0.4、媒質の剛性率を 30 GPa とし、深さ 0 km におけるクーロン応力変化を計算した (図 3.3-29)。図 3.3-29 では、青色コンターは断層運動を抑制する領域、赤色コンターは促進する領域を示している。布田川断層の北東側に位置する日奈久断層の南西側では、断層運動を促進するセンスの赤色コンターで示され、地震時の破壊が停止した領域の延長部に応力集中が起こり、地震活動が促進されることを示唆している。また、九州南部のせん断帯を桃色の破線で、GNSS 稠密観測点を赤色の四角形で示したが、観測点のほとんどが地震活動の促進される領域に位置する (図 3.3-29)。しかし、応力変化の大きさは 0.25 bar (25 kPa) 以下であり、M 6~7 クラスの内陸地震により引き起こされる応力降下量 (1~10 MPa 程度) (例えば、大竹ほか, 2016<sup>56</sup>) に比べて非常に小さな応力変化である。以上の結果から、2016 年熊本地震の発生がせん断帯の活動に及ぼす影響は十分に小さく、その活動度を低下させるといった作用はほとんどないと推定し、稠密観測を継続することとした。

また本事業では、せん断帯の詳細な運動を推定するため、スイスのベルン大学で開発された GNSS 解析ソフトウェアである Bernese (ver.5.2) を使用して、計 10 地点の稠密観測点における日毎の座標値の推定を行った (図 3.3-30)。この解析では、稠密観測点で取得された GNSS データといくつかの IGS (International GNSS Service) 観測点 (LHAZ、DAEJ、SUWN、TSKB、USUD、MIZU、TWTF、YSSK など) で取得されたデータを同時に用いて基線解析を行い、相対測位による解析を実施し測位精度の向上を図っている。さらに、IGS の精密暦 (IGS Final Orbit)、地球回転パラメータや CODE (the Center for Orbit Determination in Europe) が作成した全地球的な電離層モデルのパラメータ、P1-C1 のコードバイアスなどを解析に使用した。なお、IGS 観測点速度は既知であるとして、日毎の座標値を拘束して解析している。図 3.3-30 に、稠密観測点における日毎の座標値の時系列を示した。観測データの初日は平成 28 年 3 月 21 日であるが、南北成分には 4 月 14~17 日に 2016 年熊本地震によるステップが確認できる。また、4 月 17 日以降で、各観測点の座標値が指数関数的に推移している様子が見られ、2016 年熊本地震の余効変動を示していると考えられる。特に地震発生後には、南北成分と東西成分に非線形的な挙動が認められ、2016 年熊本地震の余効変動の影響が震源から約 60 km 以南にも及んでいることを示唆する。このことから、せん断帯周辺の詳細な変位速度やひずみ速度などの定常的な運動像を得るためには、十分な観測期間を経た上で 2016 年熊本地震の余効変動を適当な関数で近似し (例えば、図 3.3-12)、その影響を除去した上で評価する必要があると考えられる。

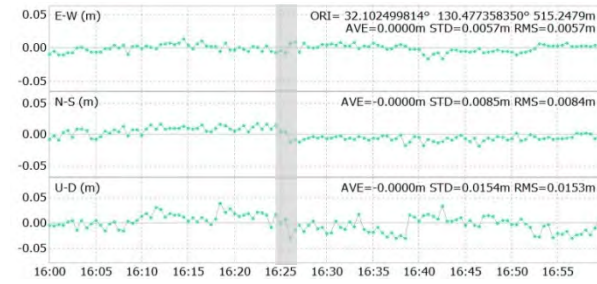
**KUMA** (熊本県球磨郡球磨村)



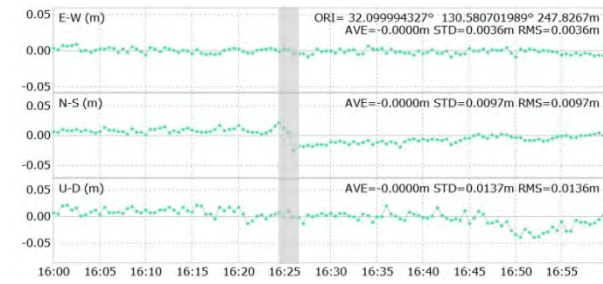
**TUNG** (熊本県葦北郡津奈木町)



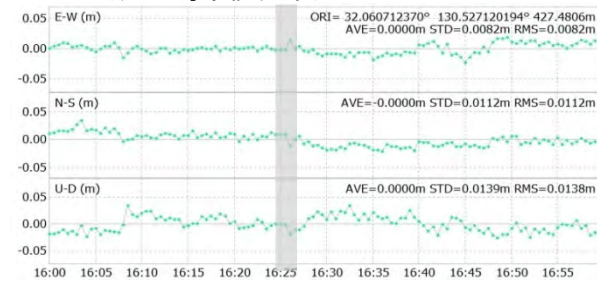
**UWAB** (鹿児島県出水市)



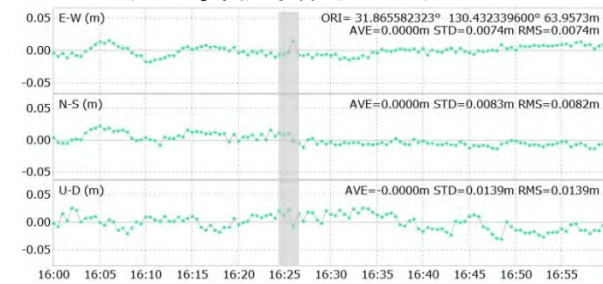
**YMNO** (鹿児島県伊佐市)



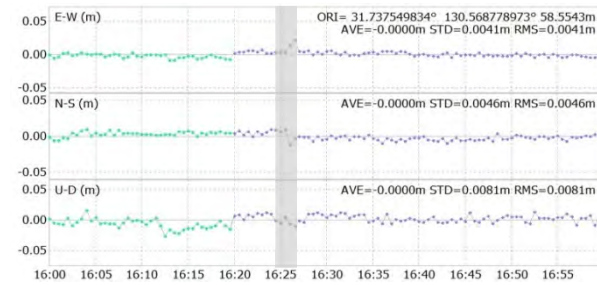
**HTUN** (鹿児島県伊佐市)



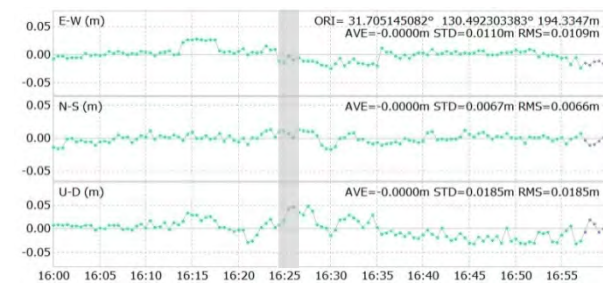
**ZKYM** (鹿児島県薩摩郡さつま町)



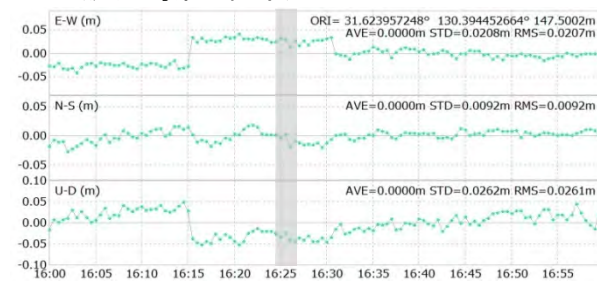
**YSHD** (鹿児島県鹿児島市)



**HNAO** (鹿児島県鹿児島市)



**IJYI** (鹿児島県日置市)



**YUDA** (鹿児島県日置市)

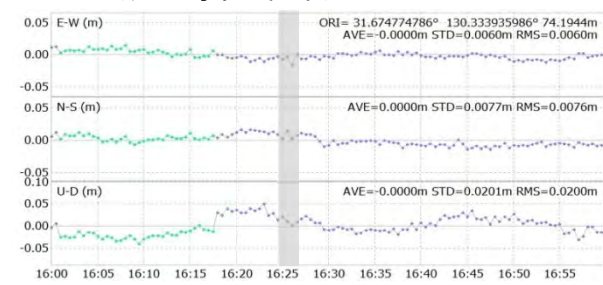


図 3.3-28 2016 年熊本地震 (M7.3) 時の地殻変動

解析では、CODE の 30 秒クロックファイルや精密暦を用いて、RTKLiB (Takasu et al., 2007<sup>57</sup>) の PPP-Kinematic 解析モードにより、各エポックでの座標値を得ている。

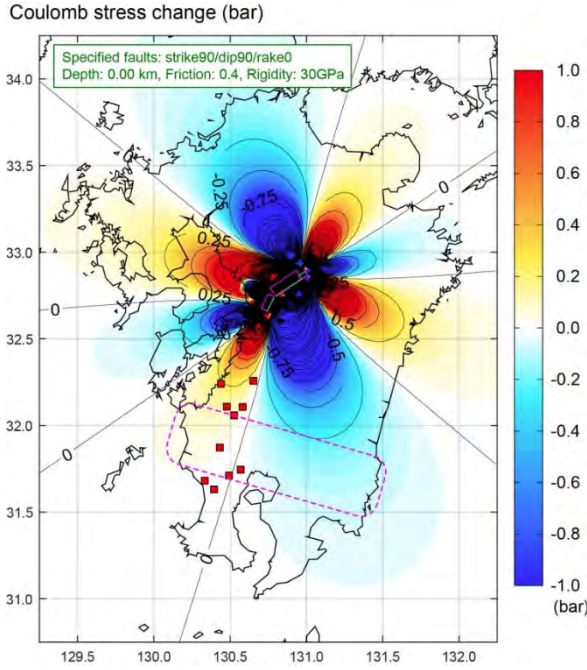


図 3.3-29 2016 年熊本地震に伴う応力変化

国土地理院の三枚の断層モデルを用いて計算した。赤色はこの地震により地震活動が促進される領域を、青色は地震活動が抑制される領域を示す。桃色の破線でせん断帯を、赤色の四角形で原子力機構の GNSS 観測点を示した。

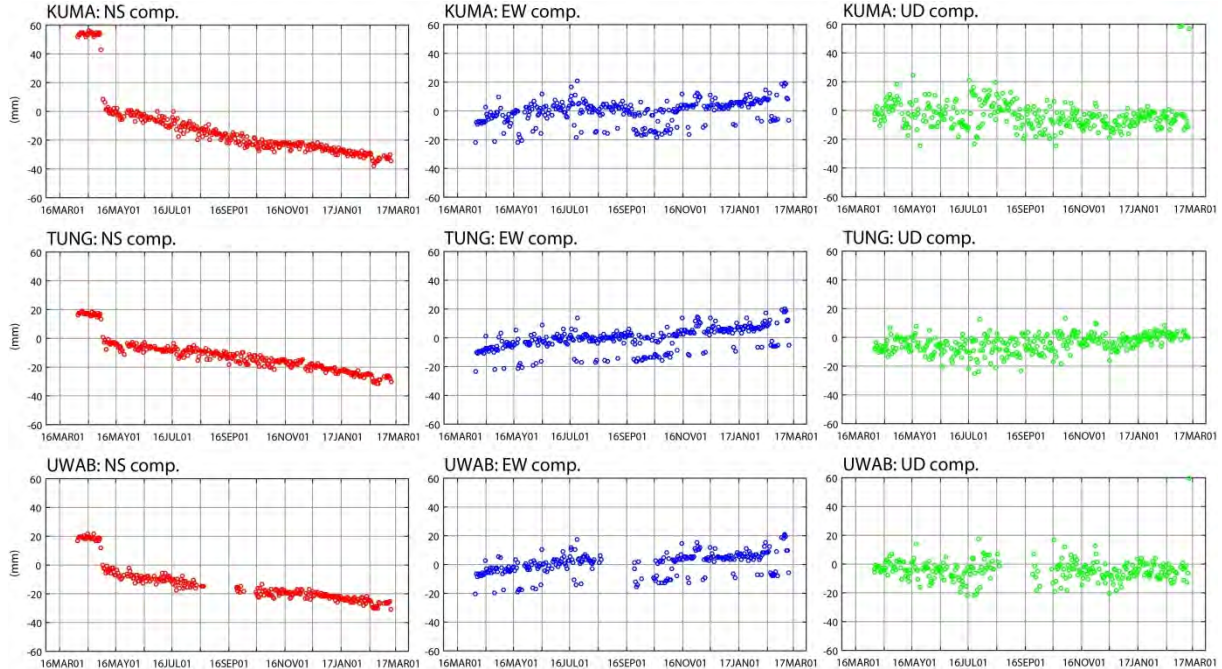


図 3.3-30 稠密観測点における日座標値

縦軸は変位量を mm で示し、北向き（赤色）・東向き（青色）・上向き（緑色）の変位をそれぞれ正として表した。横軸は時間で、2016 年 3 月 21 日から 2017 年 2 月 25 日までの解析結果を示している。2016 年 4 月半ばに見られる南北成分のオフセットは、2016 年熊本地震に対応している。東西成分のばらつきについては、現在、原因を検討中。観測点名は、図 3.3-28 を参照。

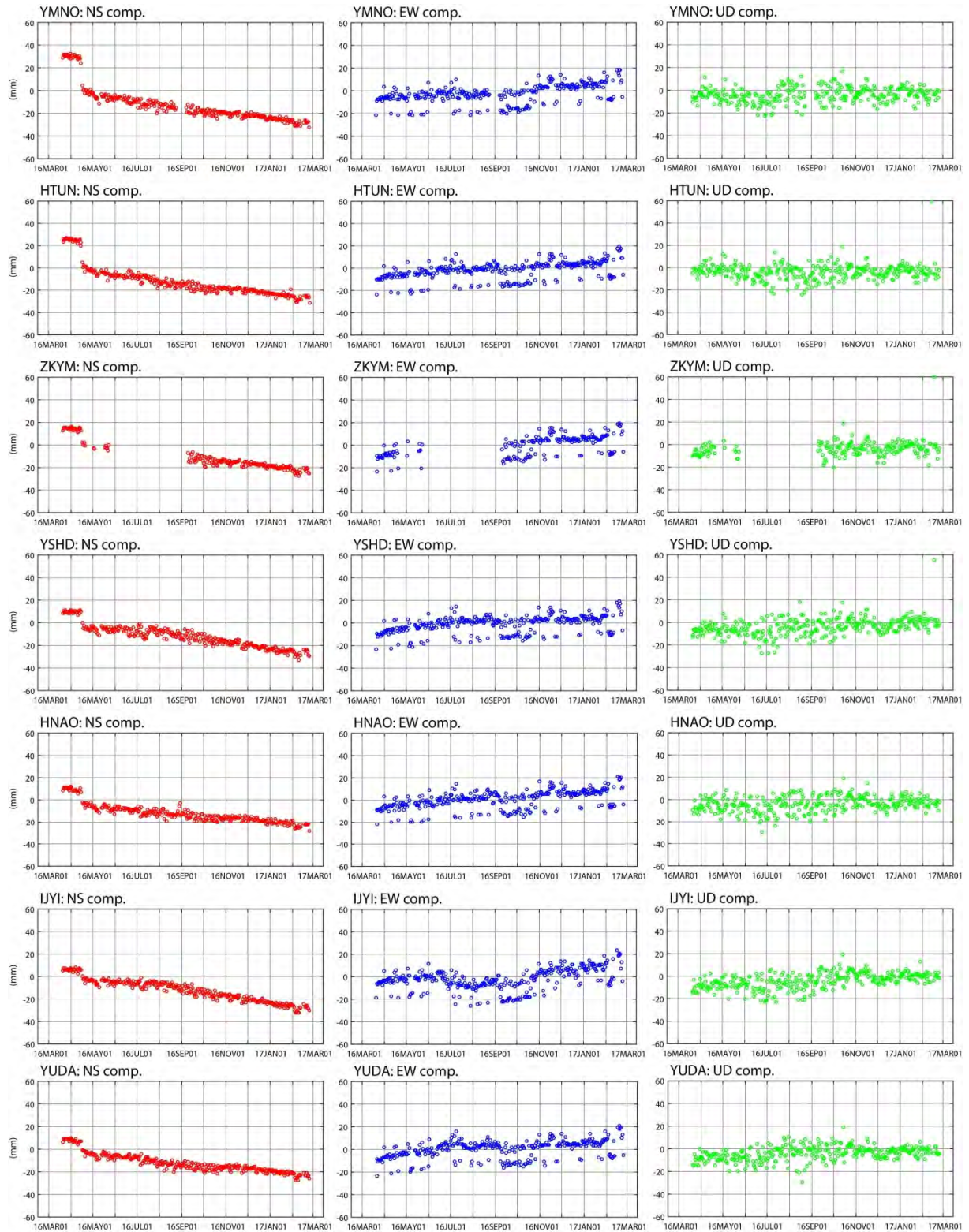


図 3.3-30 稠密観測点における日座標値 (続き)

### 3.3.4 まとめ

本事業では、過去から現在、さらには将来の地殻変動を予測する手法の開発を目的として、地殻変動の一樣継続性を評価する指標の検討を開始するとともに、地下構造の粘弾性不均質を考慮した地殻変動シミュレーション技術の構築を進めた。また、シミュレーションの妥当性を検討す

るために必要な観測を継続して実施した。

このうち、一様継続性を評価する指標の検討では、従来用いられてきた地質学的ひずみ速度の推定手法の問題点を克服すべく、ディスロケーションモデルに基づいた推定手法を提案した。さらに、近年のGNSS観測データに基づいて推定した測地学的ひずみ速度との比較によって、異なる時間スケールにおける地殻変動特性の差による検討事例を示した。

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

また、過去から現在の地殻変動に係るデータの取得においては、九州南部のせん断帯及びその周辺を対象としたGNSS稠密観測を継続するとともに、応力インバージョン法及び古地磁気測定データの再解析を実施した。今後は、せん断帯における観測を継続することで、活動の詳細な特徴を明らかにするとともに、本事業で目指す地殻変動予測技術の妥当性を検討するための有効なデータが得られると期待できる。

## 謝辞

本事業で実施したGNSS稠密観測においては、観測点の設置や施設の使用にあたり、関係する自治体などにご協力を頂きました。また、震源決定及びメカニズム解の決定では、防災科学技術研究所の高感度地震観測網(Hi-net)、気象庁、九州大学大学院理学研究院附属地震火山観測研究センター及び鹿児島大学大学院理工学研究科附属南西島弧地震火山観測所が管理する観測点で収録されたイベント波形データを使用しました。さらに、愛知教育大学の星博幸准教授には、古地磁気学的手法に関するご助言を頂きました。記して感謝申し上げます。

## 引用文献

- 1) 笠原慶一, 杉村 新, 変動する地球 I - 現在および第四紀 -, 岩波書店, 1978, 岩波講座地球科学 10, 296p.
- 2) 松田時彦, 地殻変動からみた第三紀/第四紀 - 第四紀地殻変動の一様観の検討 -, 地球, vol.10, 1988, pp.599-603.
- 3) 梅田浩司, 谷川晋一, 安江健一, 地殻変動の一様継続性と将来予測 - 地層処分の安全評価の視点から -, 地学雑誌, vol.122, 2013, pp.385-397.
- 4) 池田安隆, 活断層研究と日本列島の現在のテクトニクス, 活断層研究, vol.15, 1996, pp.93-99.
- 5) 鷲谷 威, 測地学的歪み速度と地質学的歪み速度の矛盾は解消可能か?, 地球, vol.46, 2004, pp.183-189.
- 6) Strak, V. and Schellart, W. P., Evolution of 3-D subduction-induced mantle flow around lateral slab edges in analogue models of free subduction analysed by stereoscopic particle image velocimetry technique, *Earth and Planetary Science Letters*, vol.403, 2014, pp.368-379.
- 7) Takada, Y. and Fukushima, Y., Volcanic subsidence triggered by the 2011 Tohoku



- earthquake in Japan, *Nature Geoscience*, vol.6, 2013, pp.637-641.
- 8) Ozawa, T. and Fujita, E., Local deformations around volcanoes associated with the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake, *Journal of Geophysical Research*, vol.118, 2013, pp.390-405.
  - 9) Takayama, H. and Yoshida, A., Crustal deformation in Kyushu derived from GEONET data, *Journal of Geophysical Research*, vol.112, 2007, B06413, doi:10.1029/2006JB004690.
  - 10) Wallace, L. M., Ellis, S., Miyao, K., Miura, S., Beavan, J. and Goto, J., Enigmatic, highly active left-lateral shear zone in southwest Japan explained by aseismic ridge collision, *Geology*, vol.37, 2009, pp.143-146.
  - 11) Aizawa, K., Koyama, T., Hase, H., Uyeshima, M., Kanda, W., Utsugi, M., Yoshimura, R., Yamaya, Y., Hashimoto, T., Yamazaki, K., Komatsu, S., Watanabe, A., Miyakawa, K. and Ogawa, Y., Three-dimensional resistivity structure and magma plumbing system of the Kirishima Volcanoes as inferred from broadband magnetotelluric data, *Journal of Geophysical Research*, vol.119, 2014, pp.198-215.
  - 12) Umeda, K., Asamori, K., Makuuchi, A. and Kobori, K., Earthquake doublet in an active shear zone southwest Japan: Constraints from geophysical and geochemical findings, *Tectonophysics*, vol.634, 2014, pp.116-126.
  - 13) Shen, Z., Jackcon, D. D. and Ge, B. X., Crustal Deformation Across and Beyond the Los Angeles Basin from Geodetic Measurements, *Journal of Geophysical Research*, vol.101, 1996, pp.27957-27980.
  - 14) Segall, P., *Earthquake and Volcano Deformation*, Princeton University Press, 2010, 456p.
  - 15) 産業技術総合研究所, 産業技術総合研究所地質調査総合センター地質情報データベース (2015年8月11日版), 2015, [https://gbank.gsj.jp/activefault/index\\_gmap.html](https://gbank.gsj.jp/activefault/index_gmap.html), (2017.01.10).
  - 16) Wesnousky, S. G., Scholz, G. H. and Shimazaki, K., Deformation of an island arc: Rates of moment release and crustal shortening in intraplate Japan determined from seismicity and Quaternary fault data, *Journal of Geophysical Research*, vol.87, 1982, pp.6829-6852.
  - 17) Sagiya, T., Miyazaki, S. and Tada, T., Continuous GPS Array and Present-day Crustal Deformation of Japan, *Pure and Applied Geophysics*, vol.157, 2000, pp.2303-2322.
  - 18) Kaizuka, S. and Imaizumi, T., Horizontal strain rates of the Japanese Islands estimated from quaternary fault data, *Geographical Reports of Tokyo Metropolitan University*, vol.19, 1984, pp.43-65.
  - 19) Okada, Y., Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space, *Bulletin of the Seismological Society of America*, vol.75, 1985, pp.1135-1154.
  - 20) Okada, Y., Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space, *Bulletin of the Seismological Society of America*, vol.82, 1992, pp.1018-1040.
  - 21) 村上 亮, 小沢慎三郎, GPS 連続観測による日本列島上下地殻変動とその意義, 地震第 2 輯, vol.57, 2004, pp.209-231.
  - 22) 中川弘之, 豊福隆史, 小谷京湖, 宮原伐折羅, 岩下知真子, 川元智司, 畑中雄樹, 宗包浩志, 石本正芳, 湯通堂 亨, 石倉信広, 菅原安宏, GPS 連続観測システム (GEONET) の新しい解析戦略 (第 4 版) によるルーチン解析システムの構築について, 国土地理院時報, vol.118, 2009, pp.1-8.
  - 23) Kato, A., Sakai, S. and Obara, K., A normal-faulting seismic sequence triggered by the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake: Wholesale stress regime changes in the

- upper plate, *Earth Planets Space*, vol.63, 2011, pp.745-748.
- 24) Zhao D, The 2011 Tohoku earthquake (Mw 9.0) sequence and subduction dynamics in Western Pacific and East Asia, *Journal of Asian Earth Science*, vol.98, 2015, pp.26-49.
  - 25) Umeda, K, Asamori, K., Makuuchi, A., Kobori, K. and Hama, Y., Triggering of earthquake swarms following the 2011 Tohoku megathrust earthquake, *Journal of Geophysical Research*, vol.120, 2015, pp.2279-2291.
  - 26) Hashimoto, C., Noda, A., Sagiya, T. and Matsu'ura, M., Interplate seismogenic zones along the Kuril-Japan trench inferred from GPS data inversion, *Nature Geoscience*, 2009, pp.141-144.
  - 27) Uchida, N. and Matsuzawa, T., Coupling coefficient, hierarchical structure, and earthquake cycle for the source area of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku earthquake inferred from small repeating earthquake data, *Earth Planets Space*, vol.63, 2011, pp.675-679.
  - 28) Yoshida, K., Hasegawa, A. and Okada, T., Spatial variation of stress orientations in NE Japan revealed by dense seismic observations, *Tectonophysics*, vol.647-648, 2015, pp.63-72.
  - 29) 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, 1992, pp.19909-19928.
  - 30) Hirose, F., Nakajima, J. and Hasegawa, A., Three-dimensional seismic velocity structure and configuration of the Philippine Sea slab in southwestern Japan estimated by double-difference tomography, *Journal of Geophysical Research*, vol.113, 2008, B09315, doi:10.1029/2007JB005274.
  - 31) Itasca, FLAC3D, <http://www.itascacg.com/software/flac3d>, (2017.2.28).
  - 32) Sella, G.F., Dixon, T.H. and Mao, A., REVEL: a model for recent plate velocities from space geodesy, *Journal of Geophysical Research*, vol.107, 2002, doi:10.1029/2000JB000033.
  - 33) DeMets, C., Gordon, R.G. and Argus, D.F., Geologically current plate motions, *Geophysical Journal International*, vol.181, 2010, doi:10.1111/j.1365-246X.2009.04491.x.
  - 34) Hirose, H., Hirahara, K., Kimata, F., Fujii, N. and Miyazaki, S., A slow thrust slip event following the two 1996 Hyuganada earthquakes beneath the Bungo Channel, southwest Japan, *Geophysical Research Letters*, vol.26, 1999, pp.3237-3240.
  - 35) Miyazaki, S., McGuire, J. J. and Segall, P., A transient subduction zone slip episode in southwest Japan observed by the nationwide GPS array, *Journal of Geophysical Research*, vol.108, 2003, doi:10.1029/2001JB000456.
  - 36) Ozawa, S., Yarai, H., Imakiire, T. and Tobita, M., Spatial and temporal evolution of the long-term slow slip in the Bungo Channel, Japan, *Earth Planets Space*, vol.65, 2013, pp.67-73.
  - 37) Yagi, Y., Kikuchi, M. and Yoshida, S., Comparison of the co-seismic rupture with the aftershock distribution in the Hyuga-nada earthquake of 1996, *Geophysical Research Letters*, vol.26, 1999, pp.3161-3164.
  - 38) Yagi, Y., Kikuchi, M. and Sagiya, T., Co-seismic slip, post-seismic slip, and aftershocks associated with two large earthquake in 1996 in Hyuga-nada, Japan, *Earth Planet Space*, vol.53, 2001, pp.793-803.
  - 39) Nishimura, S., Hashimoto, M. and Ando, M., A rigid block rotation model for the GPS derived velocity field along the Ryukyu arc, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, vol.142, 2004, pp.185-203.

- 40) Kaufmann, G. and Amelung, F., Reservoir-induced deformation and continental rheology in vicinity of Lake Mead, Nevada, *Journal of Geophysical Research*, vol.105, 2000, pp.16341-16358.
- 41) Kamata, H. and Kodama, K., Tectonics of an arc-arc junction: an example from Kyushu Island at the junction of the Southwest Japan Arc and the Ryukyu Arc, *Tectonophysics*, vol.233, 1994, pp.69-81.
- 42) Kimura, H., Ishikawa, N. and Sato, H., Estimation of total lateral displacement including strike-slip offset and broader drag deformation on an active fault: Tectonic geomorphic and paleomagnetic evidence on the Tanna fault zone in central Japan, *Tectonophysics*, vol.501, 2011, pp.87-97.
- 43) 小玉一人, 古地磁気学, 東京大学出版会, 1999, 248p.
- 44) 福山英一, 石田瑞穂, Dreger, D. S., 川井啓廉, オンライン広帯域地震データを用いた完全自動メカニズム決定, 地震第 2 輯, vol.51, 1998, pp.149-156.
- 45) Okada, Y., Kasahara, K., Hori, S., Obara, K., Sekiguchi, S., Fujiwara, H. and Yamamoto, A., Recent progress of seismic observation networks in Japan Hi-net, F-net, K-NET and KiK-net, *Earth Planets Space*, vol. 56, 2004, pp.xv-xxviii.
- 46) ト部 卓, 東田進也, win-微小地震観測網波形験測支援のためのワークステーション・プログラム (強化版), 地震学会予稿集, 1992, p.331.
- 47) Hirata, N. and Matsu'ura, M., Maximum-likelihood estimation of hypocenter with origin time eliminated using nonlinear inversion technique, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, vol.47, 1987, pp.50-61.
- 48) 角田寿喜, 宮町宏樹, 高木章雄, 九州 - 琉球弧北部域の稍深発地震, 地震第 2 輯, vol.44, 1991, pp.63-74.
- 49) Waldhauser, F. and Ellsworth, W. L., A double-difference earthquake location algorithm: Method and application to the northern Hayward fault, *Bulletin of the Seismological Society of America*, vol.90, 2000, pp.1353-1368.
- 50) Hardebeck, J. L. and Shearer, P. M., A new method for determining first-motion focal mechanisms, *Bulletin of the Seismological Society of America*, vol.92, 2002, pp.2264-2276.
- 51) 角田寿喜, 宮町宏樹, 久保田裕史, 高木章雄, 九州の内陸地震活動, 地震第 2 輯, vol.45, 1992, pp.229-237.
- 52) Michael, A. J., Use of focal mechanisms to determine stress: A control study, *Journal of Geophysical Research*, vol.92, 1987, pp. 357-368.
- 53) 檜山洋平, 川元智司, 古屋智秋, 甲斐玲子, 山口和典, 鈴木 啓, 菅富美男, 嗟峨 諭, GEONET による熊本地震に伴う地殻変動, 国土地理院時報, vol.128, 2016.
- 54) Toda, S., Stein, R. S., Reasenber, P. A. and Dieterich, J. H., Stress transferred by the 1995  $M_w=6.9$  Kobe, Japan, shock: Effect on aftershocks and future earthquake probabilities, *Journal of Geophysical Research*, vol.103, 1998, pp.24543-24565.
- 55) 国土地理院, 平成 28 年熊本地震の震源断層モデル (暫定), <http://www.gsi.go.jp/common/000140781.pdf>, (2016.12.28).
- 56) 大竹政和, 村松郁栄, 木下繁夫, 福島美光, 香川敬生, 佐藤春夫, 藤原広行, 強震動の基礎, <http://www.kyoshin.bosai.go.jp/kyoshin/gk/publication/1/I-5.2.3.html>, (2016.12.28).
- 57) Takasu, T., Kubo, N. and Yasuda, A., Development, Evaluation and Application of RTKLIB: A program library for RTK-GPS, GPS/GNSS Symposium 2007, 2007, pp.20-22.

## 4. おわりに

本事業では、将来の自然現象に伴う長期の地質環境の変動スケールを把握するために必要な百万年以上に及ぶ時間スケールで、過去から現在まで（主に第四紀）の地殻変動とそれに伴う地質環境（地形・地質、水理、地球化学）と地表環境の変動を表現できる数値モデル（地質環境長期変動モデル）の開発とモデル構築に必要な個別の要素技術（革新的要素技術）の開発を進めている。以下に、本事業の平成 28 年度の成果を示す。

### 4.1 地質環境長期変動モデルの開発

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

#### 4.1.1 統合数値モデル化、モデル検証及び不確実性の評価

東濃地域を山間部の事例として、過去百万年前から現在にかけての地形・地質モデル、地表環境モデル、水理モデル及び地球化学モデルの各モデル間の相互関係を考慮した統合数値モデルを提示するとともに、統合数値モデルの構築の汎用的なフローを更新した。

不確実性については、特に地形変化に着目して古地形の復元にあたっての主要な不確実性を整理するとともに、それらの不確実性が地下水流動状態の長期変動性評価に及ぼす影響を定量的に分析した。その結果、着目する地下水の涵養域及び流出域となる主要な山地や谷などの形成や位置といった大局的な地形分布の復元、ならびにその復元に関する不確実性の適切な抽出が重要であることを明らかとした。これら一連の検討を通じて、地下水流動状態の長期変動性評価に及ぼす影響を定量的に評価することが可能な手法を概ね整備することができた。

可視化については、情報収集の結果、可視化結果を提示する対象者に応じた可視化の内容や条件の設定、さらにはその内容や条件に適した可視化手法やシステムの選定が、効果的な可視化を行う上で重要であることを確認した。本事業で実施しているモデル構築結果や解析結果の可視化例については、可視化内容の解説や特徴、可視化に使用したデータやツールをカタログ形式で整理し、原子力機構の公開 HP に掲載した。また、過去百万年前から現在にかけての長期的な自然現象の変化（地形変化及び涵養量の変化）とそれらを考慮した解析結果をアニメーションによって可視化し、統合数値モデルの効果的な可視化が可能である見通しを得ることができた。

#### 4.1.2 地形・地質モデル

東濃地域と幌延地域をそれぞれ山間部と平野部の事例として、これまでの検討内容を踏まえて、情報の収集・整理からモデル化に至る一連の作業プロセスを作業フローとして整理した。また、それぞれの作業プロセスに内在する不確実性とその発生要因を整理するとともに、作業のアウトプットとなる概念モデルと数値モデルの不確実性に着目して、不確実性に関する分析を行った。さらに、抽出した不確実性のうち、古地形復元の概念の違い、古地形復元のプロセスの違い、地形分布・地質分布の解像度の違い及び地形面の認定・対比の違い（データの補間方法の違い）に着目して、東濃地域及び幌延地域を事例に数値モデルを構築し、それらの不確実性が実際のモデルに与える影響を確認した。また、地形・地質モデルの高度化に必要な岩石の風化状態を復元する手法を検討した。既存地質試料の化学組成分析の結果から、過去の風化度の評価を行うために

は、源岩構成と粒度構成の制約を設けることが必要であり、試料単位の化学組成や鉱物組み合わせと堆積物形成のメカニズムを考慮した堆積学的記載を併用することが過去の風化度の評価に有効な手段であることを明らかにした。

#### 4.1.3 水理モデル

東濃地域と幌延地域を事例として水理モデル構築と解析条件設定の作業フローを提示するとともに、作業フローの各作業項目に内在する不確実性の抽出や分析を実施した。また、主要な不確実性を対象として、平成 27 年度に構築した地下水流動状態の長期変動性の評価手法を用いて不確実性の影響分析を実施した。

その結果、上記評価手法がモデル構築の作業フローにおける個別の不確実性の評価に有効であり、不確実性が地下水流動特性に及ぼす影響の程度や違いの定量的な分析及び地下水流動状態の長期変動性の評価にあたっての重要な不確実性の抽出が可能であることが示された。また、山間部と平野部である東濃地域と幌延地域を事例として、不確実性の影響を定量的に考慮した地下水流動状態の長期変動性の評価のアプローチを具体例として提示することができた。これらの事例研究の結果、古地形の復元においては細かな地形起伏ではなく、主要な山地や谷などの大局的な地形分布の復元が重要であること、平野部では気候変動の不確実性の影響がより顕著に現れる氷期のような寒冷期の気候変動条件の設定が重要であることが明らかとなった。

#### 4.1.4 地球化学モデル

東濃地域を事例として、長期的な地下水流動の流動域と相対的な滞留域のそれぞれの地下水について、水-鉱物反応に関わる熱力学的解析及び地下水流動に関わる移流分散解析により、領域ごとに地球化学特性（主に水質と pH）の長期的変動性について解析を行った。

地下水の地球化学特性が水-鉱物反応により形成されると仮定し、地下水流動状態の長期的変動性に基づいて領域を区別し、地下水の地球化学特性（主に水質と pH）の変動幅を熱力学的に解析し、その変動性を推測した。本検討の結果、花崗岩地域において天水由来の淡水が地下に供給され続ける限り、地下水は長期的な地下水流動の変動の有無にかかわらずアルカリ性を示す可能性があることが明らかとなった。

また、 $^{14}\text{C}$  濃度に基づき推定した地下水年代が、水理モデルの妥当性確認及び更新に有効であることを具体的に示した。SMS を用いて長期的な自然現象の変化を考慮した移流分散解析を実施し、その結果を MIU 付近で取得・推定した塩化物イオン濃度分布と比較することで、現在の濃度分布を再現するための水理学的条件並びに地球化学的条件やその長期的な変動性を明らかにした。さらに、上記検討を踏まえて、塩分濃度の長期的な変動性を推定するためのアプローチを提示した。

#### 4.1.5 地表環境モデル

平成 26 年度までに整備した地下水涵養量推定技術を活用して、過去のいくつかの時間断面に対する地表・水文環境を推定し、平野部における適用可能性を検討した。平野部における地下水涵養量の推定においては、降水量、蒸発散量といった気象要素の変化に比べ、超長期における地形変化及び気候変化による海進、海退による地形特徴の変化の影響が大きいこと、寒冷期の涵養量については降水量のみならず積雪融水量の推定が重要であることが示唆された。また、推定された地表・水文環境や地形・地質発達史をもとに、過去のいくつかの時間断面に対する地表環境の状態を整理するための一覧表を作成し、地表環境の概念化に必要な因子を抽出した。

## 4.2 革新的要素技術の開発

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

### 4.2.1 後背地解析技術

平成 28 年度は、平成 27 年度までに構築してきた各種後背地解析手法（石英の ESR 信号測定、EPMA による高速定量分析及び帯磁率異方性測定）を実際のフィールドにおいて適用することにより、これらの手法が、礫種組成や堆積相解析に基づく古典的な検討が難しい風化の進んだ細粒堆積物における後背地解析技術として有効であるとの見通しを得た。山間部（東濃地域）での事例研究では、山地の発達過程やそれに関わる断層運動の履歴を復元する上でのこれらの手法の適用性を示した。また、層序や堆積年代が比較的良好に分かっている堆積物を用いた平野部（幌延地域）での事例研究に着手し、帯磁率異方性測定による古流向解析の適用性を確認した。

個別の手法については、石英の OSL・TL 信号測定の後背地解析への適用性を検討したが、後背地解析としては ESR 信号測定の方が有利であることが明らかとなった。EPMA を用いた重鉱物分析については、チタン鉄鉱中の MnO 濃度やジルコンの Y<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 濃度を用いた例のように、堆積物中に風化に強い限られた鉱物しか残存していない場合も、特定の化学的特徴に着目して検討することで後背地解析が十分に可能であることを示した。さらに、基盤岩の基礎的データの拡充に資するため、岩石のモード測定の高精度化・迅速化にかかる手法を整備した。

### 4.2.2 炭酸塩鉱物測定技術

平成 28 年度は主に炭酸塩鉱物の放射年代測定技術の開発を進めた。炭酸塩鉱物の同位体分析（年代測定）に先駆けて実施する CL 観察について、Optical-CL 観察と SEM-CL 観察の適用範囲を定量的に示し、対象とする分析領域に応じた適切な観察手法を取りまとめた。また、炭酸塩鉱物の CL の強度や色を確認することで、炭酸塩鉱物の結晶の成長累帯構造だけでなく、Fe 及び Mn 濃度分布を定性的に把握できることが判明した。さらに、CL から得られる定性的な元素組成の情報から、炭酸塩鉱物を沈殿させた地下水の組成が推定できることが示唆された。加えて、試料の観察において、しばしば確認される炭酸塩鉱物中の石英などの包有鉱物は、その供給源を推定することで、炭酸塩鉱物の生成年代に情報をもたらす可能性があることが示唆された。また、微小領域の年代測定を行ううえで有用な元素分布情報を得るために、これまで実施してきた CL 観察や EPMA による元素マッピング技術に加え、LA-ICP 質量分析法による元素イメージング技術を確立した。

同位体分析手法の確立においては、平成 27 年度に引き続き標準ジルコン試料を用いて、平成 26 年度に導入した LA-ICP 質量分析計による微小領域 U-Pb 同位体分析技術を確立した。この技術を炭酸塩鉱物へ適用するために必要不可欠な標準試料の選定については、湿式法の U-Pb 年代測定によって年代値が決定されている炭酸塩鉱物について同位体分析を実施し、有用性を確認した。また、元素及び同位体組成の均質な試料の入手を目的として人工的に炭酸塩鉱物（方解石）を作製した。

地下水試料の希ガス同位体分析技術の整備については、平成 27 年度に実施した Ne 同位体分析の整備に引き続き、大気を希積して得た試料を測定することで、He 同位体分析の整備を実施し、測定精度を確認した。

### 4.2.3 地殻変動予測技術

本事業では、過去から現在、さらには将来の地殻変動を予測する手法の開発を目的として、地殻変動の一樣継続性を評価する指標の検討を開始するとともに、地下構造の粘弾性不均質を考慮した地殻変動シミュレーション技術の構築を進めた。また、シミュレーションの妥当性を検討するために必要な観測を継続して実施した。

このうち、一樣継続性を評価する指標の検討では、従来用いられてきた地質学的ひずみ速度の推定手法の問題点を克服すべく、ディスロケーションモデルに基づいた推定手法を提案した。さらに、近年の GNSS 観測データに基づいて推定した測地学的ひずみ速度との比較によって、異なる時間スケールにおける地殻変動特性の差による検討事例を示した。

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

また、過去～現在の地殻変動に係るデータの取得においては、九州南部のせん断帯及びその周辺を対象とした GNSS 稠密観測を継続するとともに、応力インバージョン法及び古地磁気測定データの再解析を実施した。これにより、比較的若い時代に開始したと考えられるせん断帯の活動に関して、異なる時間スケールにおける地殻変動特性のデータを蓄積した。

## 謝 辞

本事業は、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）として、経済産業省資源エネルギー庁から国立研究開発法人日本原子力研究開発機構が受託したものである。

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

経済産業省 資源エネルギー庁 電気・ガス事業部 放射性廃棄物対策課の島田顕臣課長補佐、真田祐幸氏、横田秀晴氏及び戸谷成寿氏には、事業全般にわたってご指導をいただいた。

ここに深く感謝いたします。



## 付 録

- 付録 1 風化状態の復元に関する共同研究
- 付録 2 炭酸塩鉱物の微小領域分析手法の開発
- 付録 3 レーザーアブレーション付き誘導結合プラズマ質量分析計を用いた  
炭酸塩鉱物の分析手法の開発
- 付録 4 「地質環境長期安定性評価確証技術開発委員会」の開催実績

# 風化状態の復元に関する共同研究

平成 28 年度共同研究報告書

平成 28 年 1 月

国立大学法人信州大学

国立研究開発法人日本原子力研究開発機構

## 目 次

1. 概要 .....	1
1.1 共同研究件名 .....	1
1.2 研究目的 .....	1
1.3 実施期間 .....	1
2. これまでの研究内容 .....	2
2.1 平成 26 年度 .....	2
2.2 平成 27 年度 .....	2
3. 平成 28 年度の研究内容 .....	4
3.1 研究方法 .....	4
3.1.1 研究対象地域の概要と試料の記載 .....	4
3.1.2 分析方法 .....	9
3.2 化学分析の結果 .....	12
3.3 風化度に関する検討 .....	18
3.3.1 Eu-Anomaly-(La/Sm) <sub>N</sub> による後背地判別 .....	18
3.3.2 Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /SiO <sub>2</sub> -CIA によるアルカリ・アルカリ土類元素濃集度判別 .....	19
3.3.3 供給源岩ごとの風化強度 .....	20
3.3.4 供給源岩と堆積環境の変遷 .....	21
4. 古風化度を推定する手法に関する検討 .....	23
4.1 古琵琶湖層群における古風化度の評価 .....	23
4.2 堆積物から読み取る古風化度記録 .....	23
5. まとめ .....	25
引用文献 .....	25

## 図 目 次

図 3.1-1 瀬戸層群と古琵琶湖層群の分布 .....	4
図 3.1-2 東濃地方の中新統の分布と検討した鉱山位置 (A, D, I, K) .....	5
図 3.1-3 伊賀粘土部層 調査地域：三重県伊賀市上野盆地－島ヶ原地域の地質図 .....	5
図 3.1-4 伊賀粘土部層柱状図とサンプル採取層準 .....	6
図 3.3-1 Eu 異常と(La/Sm) <sub>N</sub> を使用した源岩識別図 .....	19
図 3.3-2 Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /SiO <sub>2</sub> 比と CIA 値の関係 .....	20
図 3.3-3 後背地グループごとの A-CN-K ダイアグラム .....	21
図 3.3-4 後背地グループの層準ごとの分布と X 線回折分析による鉱物組合せ .....	21

## 表 目 次

表 3.1-1 X 線回折分析の測定条件 .....	10
表 3.2-1 古琵琶湖層群伊賀粘土部層と北又礫部層の試料の詳細 .....	13
表 3.2-2 瀬戸層群土岐口陶土層の試料の詳細 .....	14
表 3.2-3 瀬戸層群瀬戸陶土層の試料の詳細 .....	15
表 3.2-4 古琵琶湖層群伊賀粘土部層と北又礫部層の試料における主要元素組成・CIA 値・ Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /SiO <sub>2</sub> ・REE 組成に基づく源岩識別グループ .....	16
表 3.2-5 瀬戸層群土岐口陶土層の試料における主要元素組成・CIA 値・Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /SiO <sub>2</sub> ・REE 組 成に基づく源岩識別グループ .....	17
表 3.2-6 瀬戸層群瀬戸陶土層の試料における主要元素組成・CIA 値・Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /SiO <sub>2</sub> ・REE 組 成に基づく源岩識別グループ .....	18
表 3.2-7 主要造岩鉱物における CIA 値 .....	18

## 1. 概要

### 1.1 共同研究件名

風化状態の復元に関する共同研究

### 1.2 研究目的

高レベル放射性廃棄物等の地層処分は、人工バリアと天然の地層を適切に組み合わせたシステムによって、数万年以上にも及ぶ極めて長い時間スケールの安全を確保しようとするものである。日本列島は変動帯に位置していることから、諸外国に比べて地殻変動や火成活動などが活発であり、地層処分事業においては将来の自然現象に伴う地質環境の変動スケールや復元性を把握しておくことが特に重要となる。今後、地層処分の技術的信頼性を更に高めていくうえでも、実際の地質環境を構成する様々な要素についての過去の変動の履歴や現象プロセスなどを把握するための調査技術を整備するとともに、これらの科学的知見を統合しつつ、三次元的に表現できる数値モデルを開発することは極めて有効となる。このため、国立研究開発法人日本原子力研究開発機構（以下、原子力機構）が、経済産業省から受託して実施する「地質環境長期安定性評価確証技術開発」では、将来の自然現象に伴う数万年を超える超長期の地質環境の変動を把握するため、過去から現在までの地質環境の長期的な変化を表現できる三次元地質環境長期変動モデルの開発を進めている。この技術開発の一環として本共同研究では、百万年以上の時間スケールの地形・地質モデル及び地表環境モデルの構築において重要となる、過去の気候の変動幅を把握するために必要な情報となる岩石の風化について、これまでに検討を行ってきた様々な風化生成物が広く分布する東濃地域に加え、琵琶湖南部地域に分布する風化生成物を事例として、地質学的なデータに基づいて岩石の風化状態の復元・推定手法を検討する。これらの地域では、マサと呼ばれる花崗岩が風化した砂状の物質や過去に強風化を受けた際に生成された陶土層も認められることから、これらを系統的に研究することによって、過去の風化状態の復元・推定手法の検討に必要なデータが得られることが期待される。

国立大学法人信州大学（以下、信州大学）は、陶土層の地質学的及び堆積学的研究を精力的に行っており、その研究実績や研究に関連するノウハウを有している。さらに、これまで地層中の微量元素含有量と風化状態の関係に関する研究実績を多く有しており、岩石の風化状態の復元に必要な情報や調査経験が豊富である。原子力機構は、地質試料の地球化学・物理化学的な特徴を把握するための複数の分析装置と分析技術を所有するとともに、主要な研究対象地域である東濃地域の地形・地質に関する研究実績を有している。そのため、本共同研究を行うことにより、両機関が保有している技術やノウハウを統合することで、岩石の風化状態の復元・推定手法に関する検討を効果的に進めることができる。

このような背景のもと、本共同研究では、百万年以上の時間スケールの地形・地質モデル及び地表環境モデルの構築において重要であり、過去の気候の変動幅を把握するために必要な情報となる岩石の風化について、様々な風化生成物が広く分布する東濃地域を事例として、地質学的なデータに基づいて検討することとした。平成28年度は、平成27年度までに検討した化学分析手法に基づいて、これまで主な研究対象としてきた東濃地域の瀬戸層群土岐口陶土層に加えて、分布地域及び形成年代の異なる陶土層から採取された既存の地質試料を用いて化学分析などを実施し、その結果に基づいて、花崗岩の風化状態を推定する方法論を取りまとめた。

### 1.3 実施期間

平成28年7月1日～平成29年1月31日

## 2. これまでの研究内容

### 2.1 平成 26 年度

本共同研究では、花崗岩の風化状態を明らかにするために、東濃地域周辺に分布する花崗岩体及び陶土層を主な事例として、地形・地質データと化学分析データを用いて研究を進めてきた。陶土層については、カオリン質資源の出現要因や粘土化時期の特定のために粘土鉱物学的研究が数多く行われてきた。しかし、これら粘土鉱物学的研究では、後背地解析や堆積機構の検討が十分になされていない。化学風化の進行に伴う粘土化には、母材物質と堆積環境の違いが強く反映される。したがって、母岩と堆積環境の復元は、過去の風化状況の把握に必要な、カオリン質粘土の出現要因や粘土化時期の特定に必要な不可欠である。

このような背景のもと、研究初年度である平成 26 年度は、既存情報を整理し、調査対象となる陶土層の分布域を抽出した。さらに、調査対象地域での現地調査を実施し、陶土層の堆積様式を明らかにするとともに、分析用試料を採取した。地層の形成年代に関わる年代測定及び風化状態を解明するための化学分析の実施に先立って、適切な方法を検討するとともに、化学分析については、前処理方法の検討を実施した。採取した試料の一部は、これらの検討にも利用した。

その結果、陶土層については、カオリン質資源の出現要因や粘土化時期の特定のために粘土鉱物学的研究が数多く行われてきたものの、これら粘土鉱物学的研究では後背地解析や堆積機構の検討が十分になされていないことが判明した。一方で、化学風化の進行に伴う粘土化には、母材物質と堆積環境の違いが強く反映されることが示唆されたため、既存情報を収集・整理した。そのうえで、東濃地域で現地調査を実施し、陶土層の堆積様式を明らかにするとともに、陶土層の堆積年代を推定するため、陶土層中の火山灰層と凝灰質の堆積物を対象に、風化に対して安定性の高いジルコンを用いたフィッション・トラック年代とウラン-鉛年代測定を実施した。

さらに、風化状態を解明するための化学分析の実施に先立って、適切な方法を検討するとともに、前処理方法の検討を実施したうえで化学分析を実施し、分析結果に基づいて CIA (Chemical Index of Alteration ; Nesbitt and Young, 1982<sup>1)</sup>) 値に基づいた評価を実施した。その結果、陶土層試料は粒度によらず非常に高い CIA 値を示し、高い風化度を示していると推定された。

花崗岩を出発物質とした場合、長石類の大部分が粘土鉱物化していることを示唆する。火成岩の風化帯では、表層から深層に向かって CIA 値の明瞭な低下が認められているので、陶土層堆積時には、後背地の花崗岩では強い化学風化によって厚い風化帯が形成されていたと推定された。化学風化は一般に高温多雨の環境で最も進行すると考えられることから、陶土層堆積時には温帯性～亜熱帯性の多雨気候の影響を受けていた可能性が考えられた。

### 2.2 平成 27 年度

平成 27 年度は、平成 26 年度の実施内容を踏まえ、過去の風化条件を具体的に検討するため、堆積物の顕微鏡観察、粒度分析、X 線回折分析及び全岩化学組成分析を行い、その結果に基づいて堆積物形成時の風化度の評価を効果的に進めるために必要な手法について検討した。これまでの分析試料とは分布域の異なる愛知県瀬戸地域の瀬戸層群瀬戸陶土層から採取した既存の地質試料を用いて、琢磨試料の顕微鏡観察、粒度分析、X 線回折分析及び全岩化学組成分析を実施した。これらの結果に基づいて、風化条件の復元について効果的な方法論を検討した。

その結果、鉱物組成は粘土試料ではカオリナイト族粘土鉱物を主体とし、砂試料では石英からなること、粒度に関わらず石英とカリ長石を普遍的に含むことから、検討に使用した堆積物は花崗岩から供給されたと推定された。また、主成分元素では、カリウム以外のアルカリ金属、ア

ルカリ土類金属が著しく少なく、粘土は著しくアルミに富み、砂はシリカに富む。このような特徴は、風化残留堆積物の特徴であること、アルミ／シリカ比と X 線回折分析結果から推定される石英含有量は明瞭に相関しており化学組成と鉱物含有量には相関が認められるが、粒度分布は必ずしも鉱物の粒径分布を反映していないことがわかった。

また、化学分析結果に基づいて、CIA 値と CIW (Chemical Index of Weathering) 値に基づいた評価を実施した結果、これらの堆積物は粒度に関わりなく、高い CIA 値、CIW 値を示した。これらの風化指標は一般的な海成泥岩よりも一様に高いため、アルカリ元素・アルカリ土類元素の溶出と難溶性元素とされるアルミニウムの濃集が生じており、高い古風化度を示すと考えられた。

風化状態の復元の検討について、強風化を被った岩石や堆積物であっても源岩判別に有効であるコンドライトで規格化した希土類元素 (REE) 存在度パターンを活用した。その結果、すべての試料が著しい Eu 負異常とやや軽微な Ce 負異常を示した。今回の検討で扱った試料は共通した上記の特徴を持つので、非常に似通った岩石種に由来し、かつそれらは珪長質のマグマを起源とすると考えられた。

平成 27 年度の検討の結果、REE による評価によって、粒度が異なる堆積物であっても共通する岩石種から由来したことが判明した。また、化学組成に基づく風化指標を評価した結果、粒度にかかわらず、非常に高い古風化度を示すことが明らかになった。このことから、今回取り上げた手法を利用することによって、古風化度の現実的な評価が可能となると考えられた。

### 3. 平成 28 年度の研究内容

#### 3.1 研究方法

##### 3.1.1 研究対象地域の概要と試料の記載

岩石の風化は、主にケイ酸塩鉱物の加水分解によって生じる。特に、長石類や雲母類の分解によって粘土鉱物が生じ、溶存性の高い元素が流出する。このプロセスを利用して、堆積物記録から過去の気候やテクトニクスの変動幅を把握することが可能である。特に、風化生成物の鉱物組合せや粒度分析、全岩化学組成分析の多角的なアプローチによって、地層記録は具体的に解析される。

信州大学理学部理学科地球学コースでは、中部地方及び近畿地方に分布する陶土層の試料を蓄積している。本共同研究では、これまで東濃地域の瀬戸層群土岐口陶土層（堆積年代は新第三紀中新世）から採取された既存試料を用いて、堆積物の顕微鏡観察、X線回折分析による鉱物組合せ及び全岩化学組成分析と粒度分析による風化残留元素の濃集状態について検討してきた。平成 28 年度は、従来の陶土層に加えて、愛知県瀬戸地域に分布する瀬戸層群瀬戸陶土層（中新世）と三重県北部から琵琶湖南部に分布する古琵琶湖層群上野層（堆積年代は新第三紀鮮新世）で採取された既存試料を活用した検討を行い、古風化度の観点からそれぞれの比較を行った。これら陶土層の分布を図 3.1-1 に示す。

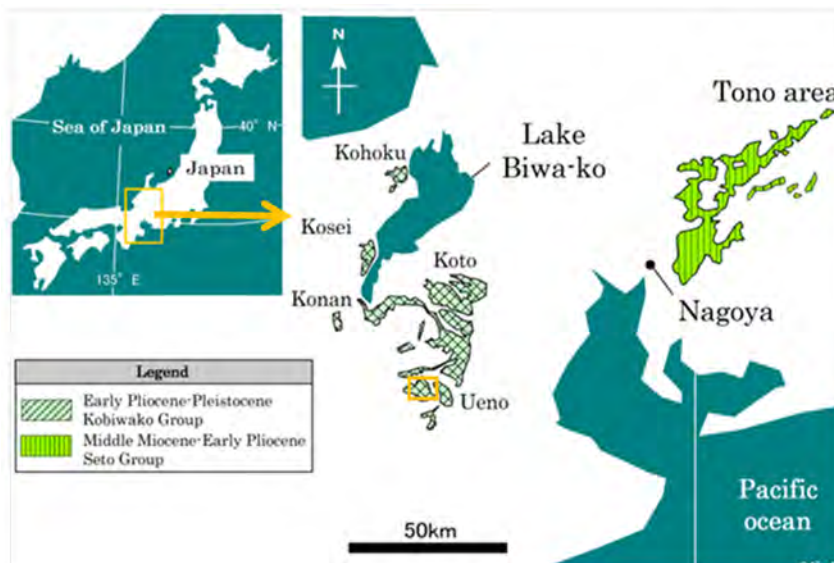


図 3.1-1 瀬戸層群と古琵琶湖層群の分布  
吉田（1992<sup>2)</sup>）と川辺ほか（1996<sup>3)</sup>）に基づいて作成。

##### (1) 瀬戸層群瀬戸陶土層の地質概要

瀬戸層群瀬戸陶土層の既存試料は、愛知県瀬戸市北部の窯業原料ないし珪砂を採掘する粘土鉱山 A、D、I 及び K に位置する（図 3.1-2）。この地域では、基盤である領家花崗岩類及び中新統瑞浪層群が分布する。領家花崗岩は、黒雲母白雲母花崗岩からなる（中山, 1991<sup>4)</sup>）。これら基盤岩の上位に不整合関係で中新統-鮮新統の瀬戸層群が重なる。愛知県に分布する瀬戸層群は、下位の粘土を主体とする瀬戸陶土層と、上位の砂礫を主体とする矢田川累層に分けられる（松沢ほか, 1960<sup>5)</sup>）。瀬戸陶土層は東濃地方の土岐口陶土層と同時代に堆積したと考えられている。



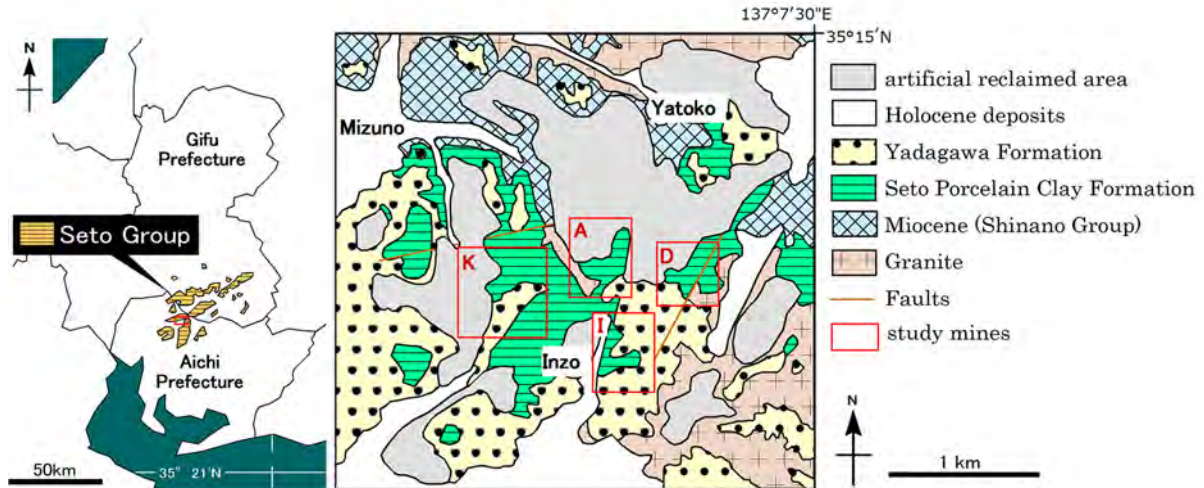


図 3.1-2 東濃地方の中新統の分布と検討した鉱山位置 (A, D, I, K)  
地質図は中山・陶土団体研究グループ (1989<sup>6)</sup>) を簡略化。

## (2) 古琵琶湖層群上野層・伊賀層の地質概要と既存試料の地質

古琵琶湖層群上野層の既存試料は、三重県伊賀市上野～島ヶ原地域に分布する鉱山（鉱山1及び鉱山2）に位置する（図 3.1-3）。この地域では、基盤岩として領家花崗岩類と、それを不整合に覆う鮮新統湖琵琶湖層群の上野層と伊賀層が知られている。試料採取が行われた鉱山の周辺では、上野層上部の伊賀粘土部層とその上位の伊賀層北又礫部層が分布している（川辺, 1986<sup>7)</sup>。本共同研究においては、北又礫部層の既存試料も利用した。

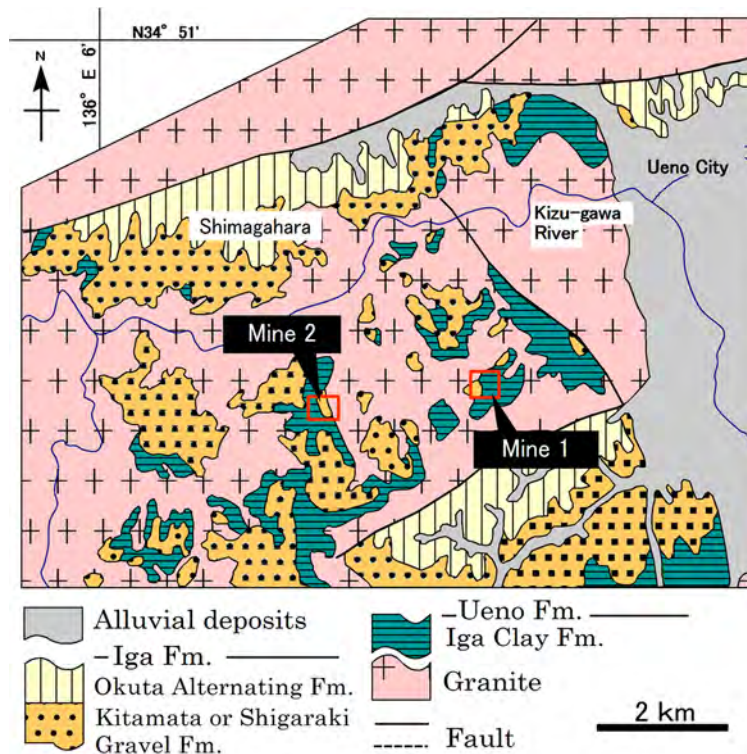


図 3.1-3 伊賀粘土部層 調査地域：三重県伊賀市上野盆地～島ヶ原地域の地質図  
川辺ほか (1996<sup>3)</sup>) を編集。

鉱山 1 と鉱山 2 には、古琵琶湖層群上野層の伊賀粘土部層とその上位の伊賀層の北又礫部層が分布している。これらの地層について、信州大学により 1/100 スケール地質柱状図が作成されており (図 3.1-4)、岩相、堆積構造、地層境界及び水平・垂直方向の重なりから、以下に記述する 13 の堆積相へ区分が行われている。なお、柱状図には試料採取層準もあわせて示す (図 3.1-4)。

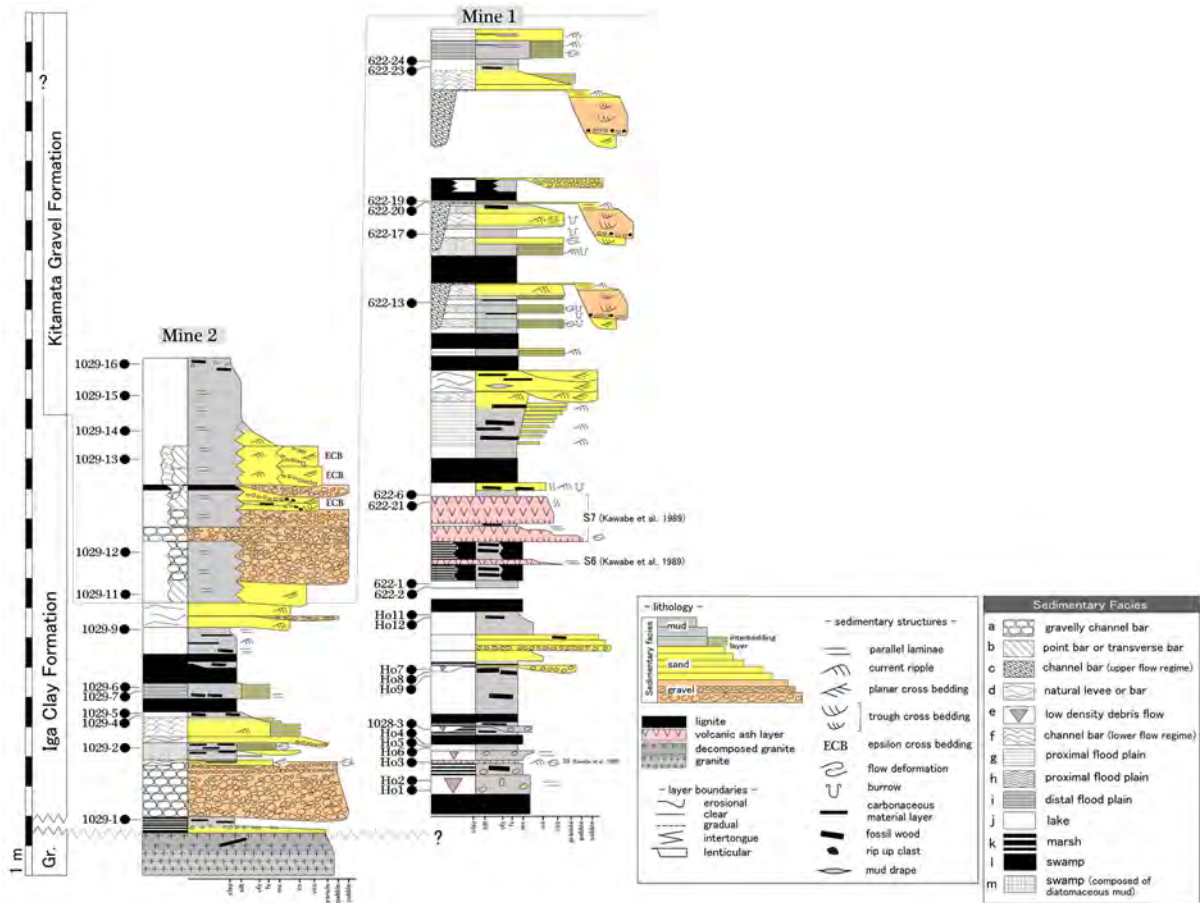


図 3.1-4 伊賀粘土部層柱状図とサンプル採取層準

**Facies a** : 礫支持礫層相 : 層厚約 200 cm。本層相は礫支持、砂基質の大一中礫層である。礫は円-垂円礫からなり、無構造ないしインブリケーションを示す大礫層からなる。水平距離約 15 m にわたって追跡でき、シルト-粘土層と指交関係にあることが露頭において観察できる。また、上位に向かって斜交層理礫質砂層、含泥層平板状斜交層理砂層へ明瞭な境界をもって接する。

本層相下部の塊状礫層は Miall (1977)<sup>8)</sup>の Gm や Miall (1996)<sup>9)</sup>の Gh に、上部の成層礫層は Miall (1977)<sup>8)</sup>の Gp に類似する。礫支持の礫層は、細粒碎屑物の洗い流しが十分なされたことを示す。塊状ないし成層した礫層からなり級化構造を持つこと、湖成層と考えられるシルト-粘土層と指交関係で接することから、本層相は、湖内部における礫質チャンネル堆積物と解釈できる。

**Facies b** : 斜交層理礫質砂層相 : 層厚 70~100 cm。本層相は、中礫-極粗粒砂層 (礫径; 最大 6 cm)、中粒-細粒砂層及びシルト質砂層が挟在する不均質堆積物から構成される。これらは、水平距離約 10 m にわたって側方付加を示す斜交層理を示す。単層内部では級化構造を示す。礫は垂角-円礫から構成される。本層相は、礫支持塊状礫層の上位に明瞭な境界をもって接し、側方にカレントリップル葉理砂層、シルト-粘土層と指交関係で接する。本層相は北又礫部層にのみ出現し、古流向と側方付加の向きが類似する傾向にある。

本層相を構成する岩相は、Miall (1977, 1996)<sup>8), 9)</sup>の Sp、St に類似する。礫支持塊状礫層の上位に重なること、シルト-粘土層が示す滞水成層と指交関係にあることから、湖内部におけるチャンネルないしバーの堆積物と考えられる。

**Facies c :** チャンネル状斜交層理礫質砂層相 : 150~200 cm の深さで下部の膨縮状砂泥互層、塊状シルト-粘土層と著しい削り込み構造を持って接し、露頭では約 15 m の幅で分布する。下部から、平板型斜交層理、セット幅 15~20 cm の小規模なトラフ型斜交層理を示す淘汰の良い礫質粗粒-中粒砂層 (礫径 ; 最大 0.5 cm)、セット幅約 150 cm の大規模なトラフ型斜交層理を示す礫質極粗粒砂層 (礫径 ; 最大 3 cm)、中規模のトラフ型斜交層理を示す粗粒-中粒砂層、カレントリップル葉理ないし平行葉理を示すシルト質砂層から構成される。また、内部にシルト-粘土からなる数 mm の薄相を挟む。礫は円-亜円礫からなり、礫径が大きい層ほど淘汰が悪い。また、側方付加を示す斜交層理がある。基底部にはラグ堆積物、偽礫が濃集する。本層相は、上部に向けて細粒化し、膨縮状砂層-炭質泥層互層と明瞭な境界をもって接する。また、上方に向かって細粒化し、粘土基質亜炭層相、膨縮状砂層優勢砂泥互層相へ漸移する。本層相の古流向と側方付加の方向は直交しており、フォアセットの方向は分散傾向にある。

本層相を構成する岩相は、下位の礫質粗粒-中粒砂層において Miall (1977)<sup>8)</sup>の Sp ないし St に、その上位の礫質極粗粒砂層において Gp に類似し、掃流による堆積物と考えられる。垂直・水平方向の堆積構造・粒度の変化や側方付加する斜交層理は、流路の側方移動を示唆する。後述の自然堤防、氾濫原、沼沢地性堆積物と水平・垂直方向に接し、チャンネル状の断面を呈することから、本層相は蛇行ないし網状河川のチャンネルやバーの堆積物と考えられる。

**Facies d :** 含泥層平板状斜交層理砂層相 : 層厚 15~90 cm。中粒砂卓越の粗粒-極細粒砂層から構成され、数 cm 厚の級化構造を示す砂質粘土層を挟む。露頭では上下ともに凸状をなすレンズ状の断面を示す。また、侵食構造、平板型斜交層理、高角度 (20~30°) でセット高 10 cm のフォアセット葉理を示す。本層相は、砂層優勢砂泥互層を削り込むか、礫支持塊状礫層の上位に明瞭な境界をもって接する。また、上位に向かって膨縮状砂層-炭質粘土層互層と明瞭な境界をもって接するか、シルト-粘土層、粘土基質亜炭層へ漸移する。

本層相は、Miall (1977)<sup>8)</sup>の Sp に類似するが、砂質粘土の薄層を挟む点でそれと異なる。本層で認められる下に凸状の外形は、高流速の水流の侵食によるものである一方、上に凸状をなす堆積形態は、水流の減速過程で形成されたと考えられる。このことは、砂層堆積前に侵食によってできた凹地形に、掃流運搬による本層が堆積したことを示す。したがって、本層相は河道内のバーないし自然堤防の堆積物と解釈できる。

**Facies e :** 含角礫塊状シルト層相 : 層厚数 cm~160 cm。細礫が無秩序に散在する不淘汰・塊状の極細粒砂混じりシルト-粘土から構成され、レンズ状の外形を呈する。本層相はいわゆる「蛙目粘土」と称される窯業原料粘土に相当する。礫は平均礫径約 3 mm で、角-亜角礫の石英粒からなる。主に無構造であり、局所的に含礫率が高く礫径も大きい部分が偏在する。本層相は伊賀粘土部層の最下部層にのみ出現し、粘土基質亜炭層相、含植物片シルト-粘土層相、塊状シルト-粘土層相と垂直方向に明瞭な境界をもって接する。

不淘汰な含礫シルトから構成されることや礫が不規則に配列する堆積構造は、高粘性の堆積物重力流の特徴である (徐・平, 1989<sup>10)</sup>)。本層相は低密度デブリーフロー堆積物と解釈でき、Miall (1996)<sup>9)</sup>の Gmm に相当する。

**Facies f :** カレントリップル葉理砂層相 : 層厚 25~80 cm。比較的淘汰の良い中粒-細粒砂から構成され、泥層を挟まない。内部構造としてカレントリップル葉理や小規模な平板型斜交層理を示す。本層相は、チャンネル状斜交層理礫質砂層、含泥層平板状斜交層理砂層、膨縮状砂層-炭質粘土層互層、砂層-良淘汰粘土層互層の上位に明瞭な境界をもって重なる。また、部分的に水平

方向へ斜交層理礫質砂層と指交関係で接する。

本層相は、Miall (1977)<sup>8)</sup>の Sr に相当し比較的細粒な砂粒子から構成されることから、低流速の掃流によって堆積したと考えられる。本層相は小規模なチャンネルないし高流速の砂礫質チャンネル河道内での衰退過程で堆積したバーの堆積物と考えられる。

**Facies g** : 砂層優勢砂層－炭質泥層互層相 : 層厚約 200 cm。膨縮状ないしレンズ状の外形を呈する中粒－細粒砂層と炭質葉理と直径 50 cm 以上の材化石を挟む砂質シルト層の互層から構成される。砂層と泥層の境界は明瞭で、各層ともに層厚数 cm である。砂層は内部構造として、カレントリップル葉理、侵食構造、逆級化構造ないし無構造を示す。砂層は上方厚層化・粗粒化するが、垂直方向の層厚・粒度変化に関わらず淘汰が良い。本層相は側方への連続性に比較的富む。

本層相は、Miall (1977, 1996)<sup>8),9)</sup>の Fl に類似するが、炭質葉理を挟む点でそれと異なる。一般に、逆級化構造は氾濫原における洪水堆積物の特徴である (増田・伊勢屋, 1985<sup>11)</sup>)。フォアセット葉理を示す砂層とシルト～粘土層の互層は、掃流による砂の運搬・堆積と浮遊泥の沈降が繰り返していたことを示す。さらに、砂層から泥層へ鮮明な境界をもって変化することは、砂が瞬時に運搬・堆積され、浮遊泥の沈降する静水環境に変化したことを示す。よって、本層相はチャンネルに近接した氾濫原の堆積物と考えられる。

**Facies h** : 膨縮状砂層－炭質粘土層互層相 : 層厚 30～120 cm。膨縮状ないしレンズ状の外形を呈する中粒－極細粒砂層、炭質葉理を挟む良淘汰シルト－粘土層の互層から構成される。砂層と泥層の境界は明瞭である。砂層は内部構造として、フォアセット葉理、逆級化構造ないし無構造を示す。しばしば火炎構造や荷重跡が認められる。シルト－粘土層は、数 mm の炭質葉理を挟むが、その量は含炭質泥層砂層優勢砂泥互層相よりも多い。本層相は、チャンネル状斜交層理礫質砂層によって侵食されている。また、塊状シルト－粘土層、粘土基質亜炭層とは、垂直方向に明瞭な境界をもって接する。

本層相は、Miall (1977, 1996)<sup>8),9)</sup>の Fl に類似するが、炭質葉理を挟む点でそれと異なる。砂層が逆級化構造を示すこと、砂層が泥層へ明瞭な境界をもって変化すること、堆積後変形が認められること、チャンネルやバーの堆積物と接することから、本層相は、間欠的に洪水流が流入する自然堤防の堆積物と考えられる。

**Facies i** : 砂層－良淘汰粘土層互層相 : 層厚約 50 cm。粗粒－極細粒砂層、炭質葉理を挟む良淘汰粘土層の互層から構成される。砂層と泥層の境界は明瞭である。砂層は内部構造として、級化構造、フォアセット葉理を示し、シート状の形態を示す。膨縮状砂層－炭質泥層互層相と岩相が類似するが、本層相では変形構造が少なく、級化構造を示し、砂層と泥層の水平方向への連続性が非常に良いといった違いが認められる。本層相はシルト－粘土層と垂直方向に明瞭な境界をもって接する。

本層相は、砂層と泥層の明瞭な境界や砂層が級化構造を示すことから、比較的安定した滞水域が卓越する氾濫原の堆積物と考えられる。堆積後の変形構造が少ないこと、洪水流による砂層が級化構造を示すことから、本層相は河道から遠い氾濫原で堆積したと考えられる。

**Facies j** : シルト－粘土層相 : 層厚 20～200 cm。淘汰の良いシルト－粘土から構成される。無構造で、一部に不明瞭な平行葉理がみられる。上位層との境界では、細粒－極細粒砂によって埋められた直径数 mm、長さ数 cm の生痕がしばしば産する。本層相は、鉦山 1 に露出する伊賀粘土部層の下部層に卓越し、粘土基質亜炭層や含植物片シルト－粘土層、膨縮状砂層－炭質泥層互層と垂直方向に明瞭な境界をもって接する。

本層相は、Miall (1977, 1996)<sup>8),9)</sup>の Fsm に相当する。淘汰の良いシルト－粘土から構成され、平行葉理を部分的に示すことから、洪水流が到達しないような浮遊泥の沈降による静穏な湖の堆積物と考えられる。

**Facies k** : 含植物片シルト-粘土層相 : 層厚約 40 cm。材化石を豊富に挟むシルト-粘土から構成され、泥炭として産する場合もある。本層相はいわゆる木節粘土と呼称される窯業原料粘土に相当する。また、垂直方向に含角礫塊状シルト層と明瞭な境界をもって接するか、粘土基質亜炭層へ漸移するか指交関係で接する。

本層相は、Miall (1977, 1996)<sup>8), 9)</sup>の C に相当する。材化石や泥炭を産する泥層は、植物片が集まりやすくかつ浮遊泥の沈降による堆積環境が想定される。よって、本層相は、後背湿地の沼沢地の堆積物と考えられる。

**Facies l** : 粘土基質亜炭層相 : 層厚 60~90 cm。シルト-粘土基質の亜炭から構成される。これと類似する含植物片シルト-粘土層相と比べて粘土基質部に乏しい。水平方向への連続性が良く、シルト-粘土層相、膨縮状砂層-炭質泥層互層相と垂直方向に明瞭な境界をもって接するが多い。また、含植物片シルト-粘土層へ漸移するか指交関係で接する。

本層相は、Miall (1977, 1996)<sup>8), 9)</sup>の C に相当し基質が乏しいことから水流の少ない沼沢地の堆積物と考えられる。

**Facies m** : 珪藻土層相 : 層厚 20 cm。本層相は、シルトサイズの碎屑物を少量含む白色の珪藻土である。鏡下において、珪藻や空隙が頻繁に認められる。垂直方向に、膨縮状砂層-炭質粘土層互層と不鮮明な境界をもって接する。

上述のそれぞれの堆積相の累重関係から、基本的な堆積物の形成環境を推定した結果を以下に述べる。

伊賀粘土部層では、氾濫原、湖沼堆積物が卓越する。本層下部では含角礫塊状シルト層相が卓越し、本層上部では、チャンネル状斜交層理砂礫層相が増加する。鉦山 2 に分布する伊賀粘土部層の基盤岩との境界には、北又礫部層で見られるような大-中礫の礫支持礫層相が認められる。

堆積相遷移の特徴として、伊賀粘土部層は後背湿地の堆積物を主体とし、河川チャンネル堆積物や粗粒な氾濫原堆積物を含み、厚い砂岩層や礫岩層は単独で出現する傾向がある。そしてそれらの粗粒相は、上方粗粒化や細粒化といったシステマティックな岩相遷移を示さない。後背湿地内の砂岩相は上方粗粒化を示すものがあることから、クレバススプレイや自然堤防に近い部分に堆積したと考えられる。したがって、その堆積相の多様性から蛇行河川システムによって形成された可能性が高い。

また、一般に氾濫原堆積物には根化石や古土壌などが形成されることが多いが、この地域の伊賀粘土部層では土壌形成の痕跡はわずかにしか認められない。また、細粒堆積物が卓越し粗粒堆積物が少ないことから、堆積物の形成環境そのものが大規模な河川系から遠く、堆積地そのものも低湿で古土壌形成が十分なされなかった可能性が高い。したがって、堆積後の風化変質は軽微であったと推測できる。

一方、北又礫部層は大礫を含む礫支持礫層相とその上位の斜交層理砂礫層相からなる。これらはシルト-粘土層と指交関係で接する。泥質岩相に乏しく、礫質・砂質な堆積物が卓越することから湖底内のチャンネル堆積物と考えられる。

なお、古琵琶湖層群から採取した既存試料は、上記の堆積相解析の結果に基づいて、主に泥質岩試料が採取されている。採取層準は図 3.1-4 に示されている。

### 3.1.2 分析方法

#### (1) X線回折分析による堆積物中の鉱物の同定と蛍光X線による全岩化学組成分析

堆積岩や堆積物試料の場合、粒度によって鉱物構成が大きく変化することが知られている(例えば、Ingerson, 1998<sup>12)</sup>)。特に、粘土成分を大量に含む試料と砂質成分を含む試料では、

起源となる岩石が同じであっても粒度特性によって構成鉱物が大きく異なることは経験的によく知られている。しかし、実際の堆積物を構成する粒子の種類や粒度は非常に多様であり、基質量や粒子の淘汰・選別の程度も試料によって異なるため、鉱物構成はその都度、何らかの方法で検討される必要がある。ここでは、X線回折分析の結果によって得られた代表的な構成鉱物を記載し、粒度とX線回折分析の関連について述べる。

#### a. X線回折分析

測定試料としては、約 1 mm 粒径に粗粉碎した後、片栗粉状に微粉碎したものをを用いる。なお、定方位試料は、以下の手法を用いて粘土分（2 μm 以下）を回収した。

粉碎した試料約 15 g と適量の水をビーカーに入れよく攪拌し、超音波振蕩器で約 3 分間粘土粒子を分散させる。分散させた試料、水 1,000 ml、分散剤（耳かき一杯程度）をシリンダーに入れ、ストークスの法則 ( $t=0.3\eta h/g(\sigma-\rho)D^2$ 、 $t$ :沈降時間(分)、 $\eta$ :水の粘性率(20℃で $1.00 \times 10^{-2}$  dyne・sec/cm<sup>2</sup>、 $h$ :沈降距離(cm)、 $g$ :重力加速度(980 cm/sec<sup>2</sup>)、 $\sigma$ :粒子の比重、 $\rho$ :水の比重、 $D$ :粒子の直径(2 μm))から求めた放置時間(8時間)静置した後、水面下 10 cm の懸濁液をすべてサイフォンで回収した。なお、分散剤には二リン酸ナトリウム+水和物を用いた。回収した試料は、遠心分離器にかけ、上澄みを捨て、沈殿した粘土粒子を回収した。続いてガラススライド法を用いて、回収した試料から定方位試料を作成し、乾燥させた後に分析を行った。

X線回折分析の測定条件は以下の通りである。定方位試料の分析には信州大学理学部設置の粉末X線回折分析装置(株式会社RIGAKU製Ultima IV X-ray Diffractometer)を、不定方位試料の分析には日本原子力研究開発機構東濃地科学センター設置の粉末X線回折分析装置(株式会社RIGAKU製Ultima IV X-ray Diffractometer)を用いた。特性X線には、Cu-K $\alpha$ 線(波長、1.5418 Å)を使用し、面間隔( $d$ )への変換は、ブラッグの式( $2d\sin\theta = n\lambda$ )を用いて行った。測定条件は表 3.1-1 に示すとおりである。

表 3.1-1 X線回折分析の測定条件

	定方位	不定方位
Target	Cu	Cu
tube voltage	40 kv	40 kv
tube current	40 mA	30 mA
scan field	$2\theta = 3 \sim 40^\circ$	$2\theta = 3 \sim 70^\circ$
scan rate	1 °/min	8 °/min
sampling angle	0.02 °	0.02 °

測定データにおける強度は、バックグラウンドの除去を行ったものを用いた。

不定方位試料における各鉱物の同定は、次のように判断した。

- ① 石英：3.35 Å付近に強い一次反射を示す。
- ② アルバイト：3.26 Åと3.00 Åに特徴的な反射を示す。
- ③ 雲母類：10 Å付近に底面反射を示す。
- ④ カオリナイト：7 Åに強い一次反射を示す。
- ⑤ 膨潤性粘土鉱物：14-15 Åに幅広い一次反射を示す。

また、定方位試料における各粘土鉱物の同定は、下田 (1985)<sup>13)</sup>に従い、次のように判断した。

- ① スメクタイト：15.0～15.5 Åに強い一次反射を示し、幅広い底面反射を持つ。エチレングリコール処理によって17.0 Åに膨潤する。300 °Cの加熱処理によって、10 Å付近に収縮し、500 °Cの加熱処理によって9.5 Å付近にさらに収縮する。塩化カリウム処理によって12.5 Å付近に移動する。
- ② バーミキュライト：14.3 Åの底面反射を示し、エチレングリコール処理によって移動しない。ただし、バーミキュライトの中には、エチレングリコール処理を施しても、その層電荷によってスメクタイトと同様な変化を示すものがある。そのため、塩化カリウム処理を行い10 Åに収縮するものをバーミキュライトとする。また、塩化カリウム処理により10 Åに収縮する14～15 Åグループのうち、塩酸処理によって変化がみられないものをAlバーミキュライト、ピークが消失するものをバーミキュライトとする。スメクタイトと同様に、300 °Cの加熱処理によって、10 Å付近に収縮し、600 °Cの加熱処理によって9.5 Å付近にさらに収縮する。
- ③ 緑泥石：7 Åと14～15 Åの底面反射を示す。塩化カリウム処理と300 °Cまでの加熱処理による変化はなく、600 °Cの加熱処理によって14 Åの回折線の強度が増す。また、塩酸処理によって回折線が消失したものは、FeやMgを主成分とすることから酸によって溶解しやすい3八面体型緑泥石とし、容易に溶解せず回折線が変化しないものを2八面体型緑泥石とする。
- ④ 雲母粘土鉱物(イライト)：10 Å付近に底面反射を示す。また、エチレングリコール処理、加熱処理で変化しないことから、ハロイサイトと区別される。
- ⑤ カオリナイト：7 Åに強い一次反射を示し、600 °Cの加熱処理によってこれらの回折線が消失する。また、塩酸処理によって変化しない。
- ⑥ 石英：3.35 Å付近に強い一次反射を示し、各処理による変化はない。

## b. 蛍光 X 線全岩分析

泥質試料と泥質砂試料について全岩化学組成分析を行った。

主成分元素分析は、日本原子力研究開発機構 東濃地科学センター設置の波長分散型蛍光 X 線装置(株式会社リガク製 ZSX-Primus II)を使用した。X 線管球は Rh 管球 (4.0 kW) を用い、測定電圧と電流は 50 kV、60 mA とした。試料ホルダーには、内径 30 mm の試料マスクを使用した。

## c. ICP-MS 微量元素測定

本共同研究では、新潟大学理学部設置の誘導結合プラズマ質量分析計 (ICP-MS, Agilent Technologies 社製 HP7500a) を使用し、REE について測定した。

ICP-MS 用の試料の分解にはアルカリ溶融法を用いた。溶融手順は Roser et al. (2000)<sup>14)</sup>に従い、融剤として炭酸ナトリウムを使用した。700 °C以上の電気炉で 30 分間燃焼させた粉末試料 (0.1000±0.0005 g) を白金るつぼへ入れ、マイクロピペットを用いて H<sub>2</sub>O (0.5 ml) を投入し、静かに振動し試料粉末を湿らせた。次に EL 級 HF (1 ml) を投入し攪拌し、150 °Cのホットプレート上で 1～2 時間放置し乾固させた。乾固物が覆われるように炭酸ナトリウム (0.5000±0.0005 g) を投入し、950 °C以上の電気炉で 15 分間加熱分解した。加熱したるつぼに EL 級 HNO<sub>3</sub> (5 ml)、H<sub>2</sub>O (10 ml)、EL 級 HF を数滴加え、150 °Cのホットプレート上で 20 分間加熱し、溶融生成物を分解した後、マイクロピペットを用いて、るつぼ内の上澄みをポリボトルに

移した。この溶液化、加熱分解、回収を 2 回行い、最終的には H<sub>2</sub>O を順次滴下し 1000 倍希釈溶液とした。最後に、1000 倍希釈溶液 (0.2 ml)、5%硝酸溶液 (9.7 ml)、内標準溶液 (Bi、In、Re ; 0.1 ml) を混ぜ、5 万倍希釈溶液をつくり、これを最終希釈溶液として測定に用いた。

測定値の補正計算は、宮下(2007)<sup>15)</sup>と同様の方法で行った。元素検出感度の低下(ドリフト)による影響を排除するために、内部標準物質として未知試料に In、Re 及び Bi を添加し、内標準補正を行った。また、白金るつぼからの元素の混入による影響を排除するために、試料を投じずに同様に溶解した希釈溶液(ブランク)を 7 試料に一度測定し、この値を未知試料のバックグラウンドとみなして差し引いた。ICP-MS では、イオン化の際の酸化物の生成により、質量数の低い元素が質量数の高い元素の波長に干渉を起こすことから、干渉補正を行う必要があるため、干渉補正は、Eu、Gd、Tb、Dy、Ho、Er、Tm、Yb、Lu、Hf、Ta 及び U について行い、未知試料測定前に干渉を引き起こす元素を滴下した溶液を測定し、それらの生成比を求めることで補正を行った。

各元素の定量は、USGS の標準試料 BHVO-2 (ハワイ島玄武岩 ; Eggins et al., 1997<sup>16)</sup>) を未知試料と同様に溶解・分析することで得られた検量線により行った。

### 3.2 化学分析の結果

古琵琶湖層群及び瀬戸層群土岐口陶土層、瀬戸陶土層から採取された試料の岩質、過去の土壌化の有無、堆積環境を表 3.2-1~表 3.2-3 に示す。瀬戸層群瀬戸陶土層及び東濃地域の土岐口陶土層の試料の分析値とあわせて、主要元素組成分析結果と CIA 値、Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/SiO<sub>2</sub>、後述の REE 組成から決定した源岩識別グループを表 3.2-4~表 3.2-6 に示す。

なお、CIA 値は以下の式で算出される。

$$CIA = \text{molar ratio} [Al_2O_3 / (Al_2O_3 + Na_2O + K_2O + CaO^*) \times 100]$$

ここで、CaO\*は、珪酸塩鉱物に含まれる CaO の総量であり、炭酸塩鉱物と磷酸塩鉱物に含まれる CaO は除く必要がある。本共同研究では、便宜的に全 CaO から P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> を引いたモル数が Na<sub>2</sub>O より小さい場合は、全 CaO から P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> を引いた値を CaO\*とする。また、全 CaO から P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> をひいたモル数が Na<sub>2</sub>O より大きい場合は、CaO\*を Na<sub>2</sub>O と同量として扱う。以下に主要造岩鉱物の理想的化学組成から算出される CIA 値を示す (McLennan et al., 1993<sup>17)</sup>)。一般的な造岩鉱物における CIA 値を表 3.2-7 に示す。

伊賀粘土部層の化学組成は、おおよそ SiO<sub>2</sub>が 60.28~75.70 重量%、Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>が 16.36~34.44 重量%、Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>が 1.03~5.99 重量%であった。一方、北又礫部層では、おおよそ SiO<sub>2</sub>が 72.18~74.18 重量%、Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>が 17.51~20.60 重量%、Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>が 1.85~3.81 重量%であった。土岐口陶土層及び瀬戸陶土層の化学組成は、おおよそ SiO<sub>2</sub>が 56.98~97.62 重量%、Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>が 1.64~38.33 重量%、Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>が 0.14~3.28 重量%であった。これらの化学組成値から粒度を表す Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/SiO<sub>2</sub>比、風化度を表す CIA 値を算出したところ、伊賀粘土部層の Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/SiO<sub>2</sub>比は 0.17~0.72、CIA 値は 52~95 であり、北又礫部層の Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/SiO<sub>2</sub>比は 0.24~0.31、CIA 値は 72~80 であった。また、土岐口陶土層及び瀬戸陶土層の Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/SiO<sub>2</sub>比は 0.02~0.67、CIA 値は 58~95 であった。



表 3.2-1 古琵琶湖層群伊賀粘土部層と北又礫部層の試料の詳細

P. : 存在が認められる、Si : シデライト（菱鉄鉱）の濃集が認められる、ms : 中粒砂、fs : 細粒砂。

Sample name	Formation	mine	pedogenesis	Siderite concretion	Sedimentary environments	Lithology		
Ho1	Iga Clay Formation	Mine 1	P.	-	debris	sandy mud		
Ho2			P.	-	debris	sandy mud		
Ho3			P.	-	lake	tuff		
Ho4			P.	-	lake	mud		
Ho5			P.	-	lake	mud		
Ho6			-	-	lake	mud		
Ho7			P.	-	swamp	mud		
Ho8			P.	-	swamp	mud		
Ho9			-	-	lake	mud		
Ho11			P.	-	swamp	mud		
Ho12			P.	-	swamp	mud		
622-1			P.	-	lake	mud		
622-2			P.	-	lake	mud		
622-6			-	-	lake	mud		
622-13			-	Si	lake	mud		
622-17			-	Si	lake	mud		
622-19			P.	-	lake	mud		
622-20			P.	Si	floodplain	sandy mud		
622-21			P.	-	floodplain	tuff		
1028-3			-	-	lake	mud		
1029-1			Kitamata Gravel Formation	Mine 2	P.	-	swamp	mud
1029-2					P.	-	floodplain	sandy mud
1029-4					-	-	channel bar	ms-fs
1029-5					P.	-	floodplain	sandy mud
1029-6	P.	-			floodplain	sandy mud		
1029-7	-	-			floodplain	ms-fs		
1029-9	-	-			lake	sandy mud		
1029-11	-	-			lake	mud		
1029-12	-	-			lake	mud		
1029-13	-	-			lake	mud		
1029-14	P.	-			lake	sandy mud		
1029-15	-	-			lake	sandy mud		
1029-16	P.	-	lake	mud				

表 3.2-2 瀬戸層群土岐口陶土層の試料の詳細

P : 存在が認められる、vcs : 極粗粒砂、ms : 中粒砂、fs : 細粒砂。

Sample name	Pedogenesis	Siderite concretion	Sedimentary environments	Lithology
Hi116	-	-	lake	mud
Hi117	P.	-	lake	mud
Hi135	P.	-	lake	mud
Hi136	-	-	lake	mud
Hi142	P.	-	lake	sandy mud
Hi143	-	-	lake	mud
Hi144	-	-	lake	mud
Hi148	-	-	floodplain	ms-fs
Hi149	-	-	natural levee	vcs
Hi150	-	-	lake	mud
Hi151	-	-	lake	mud
Hi155	P.	-	lake	mud
Hi156	P.	-	lake	mud
Hi157	-	-	lake	mud
Na52	P.	-	lake	mud
Na53	P.	-	lake	mud
Na54	-	-	lake	mud
Na56	P.	-	lake	mud
Na91	P.	-	lake	mud
Na92	P.	-	lake	mud
Na93	P.	-	lake	mud
Na94	-	-	lake	mud
Na95	P.	-	swamp	mud
Na96	P.	-	debris-flow-flow	sandy mud
Na97	-	-	lake	mud
Na98	-	-	lake	mud
Na102	P.	-	debris-flow	mud
Na103	P.	-	lake	mud
Na104	-	-	lake	mud
Na105	P.	-	lake	sandy mud
Na107	-	-	natural levee	gravely sand
Y9	-	-	lake	sandy mud
Y10	P.	-	debris-flow	sandy mud
Y11	P.	-	lake	sandy clay
Y20	P.	-	marsh	mud
Y21	P.	-	marsh	sandy mud
Y22	-	-	marsh	sandy mud
Y25	P.	-	lake	mud
Y26	P.	-	lake	mud
Y29	P.	-	marsh	mud
Y30	P.	-	marsh	mud
Y31	-	-	marsh	mud
Y35	-	-	lake	sandy mud
Y38	P.	-	swamp	mud
Y39	P.	-	lake	mud
Y40	-	-	lake	sandy mud
Y41	-	-	lake	mud
Y45	P.	-	lake	mud
Y46	P.	-	debris-flow	sandy mud
Y47	-	-	lake	sandy mud
Y48	-	-	debris-flow	ms-fs

表 3.2-3 瀬戸層群瀬戸陶土層の試料の詳細

P. : 存在が認められる、cs : 粗粒砂、ms : 中粒砂、vfs : 極細粒砂。

Sample name	Mine	Pedogenesis	Siderite concretion	Sedimentary environments	Lithology
I8	Mine I	P.	-	Lake	mud
I9		P.	-	Lake	mud
I10		P.	-	Lake	mud
I11		-	-	Lake	mud
A3	Mine A	P.	-	Lake	mud
A4		-	-	Lake	mud
A5		P.	-	Lake	mud
A6		P.	-	Lake	mud
A7		-	-	Lake	mud
A8		P.	-	Lake	mud
A9		P.	-	Lake	mud
A10		-	-	Lake	mud
K3	Mine K	P.	-	debris-flow	gravelly sandy mud
K4		P.	-	debris-flow	gravelly sandy mud
K5		-	-	debris-flow	gravelly sandy mud
K6		-	-	Lake	mud
K7		P.	-	Lake	sandy mud
K8		P.	-	Lake	sandy mud
D8	Mine D	-	-	debris-flow	cs-ms
D9		-	-	debris-flow	cs-ms
D11		-	-	debris-flow	gravelly vfs

表 3.2-4 古琵琶湖層群伊賀粘土部層と北又礫部層の試料における主要元素組成・CIA 値・  
 $Al_2O_3/SiO_2$ ・REE 組成に基づく源岩識別グループ  
 (A、B、C、D；本文参照)

Sample name	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Total	CIA	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /SiO <sub>2</sub>	REE Grouping
Ho1	74.90	0.58	22.57	1.03	0.01	0.19	0.18	0.00	0.50	0.03	100.00	95	0.30	A
Ho2	75.27	0.66	21.65	1.13	0.01	0.21	0.25	0.00	0.79	0.02	100.00	92	0.29	A
Ho3	47.37	1.54	34.31	0.78	0.01	0.22	0.44	0.44	0.28	0.07	100.00	95	0.72	A
Ho4	66.14	0.80	29.41	1.69	0.01	0.21	0.54	0.40	0.78	0.02	100.00	91	0.44	C
Ho5	64.53	0.90	30.30	2.04	0.01	0.23	0.63	0.39	0.95	0.03	100.00	90	0.47	C
Ho6	60.28	0.89	34.44	2.10	0.01	0.29	0.52	0.50	0.91	0.05	100.00	92	0.57	A
Ho7	68.84	0.70	26.72	1.44	0.01	0.27	0.81	0.43	0.75	0.03	100.00	89	0.39	A
Ho8	67.12	0.88	28.12	1.65	0.02	0.27	0.79	0.47	0.66	0.03	100.00	90	0.42	C
Ho9	61.16	0.88	32.48	3.00	0.02	0.33	0.53	0.35	1.18	0.08	100.00	90	0.53	D
Ho11	60.55	0.70	33.41	2.92	0.02	0.54	0.57	0.21	1.04	0.03	100.00	91	0.55	B
Ho12	60.85	0.82	31.47	3.67	0.02	0.55	0.72	0.36	1.47	0.07	100.00	88	0.52	A
622-1	64.34	0.84	31.13	1.87	0.01	0.29	0.49	0.00	1.00	0.04	100.00	92	0.48	A
622-2	62.79	0.88	32.44	1.99	0.01	0.30	0.54	0.00	0.99	0.05	100.00	92	0.52	A
622-6	60.28	0.89	34.44	2.10	0.01	0.29	0.52	0.50	0.91	0.05	100.00	92	0.57	
622-13	62.24	1.08	25.51	5.99	0.09	0.99	0.97	1.04	2.01	0.08	100.00	80	0.41	B
622-17	68.84	0.91	19.46	4.43	0.05	0.80	1.35	1.73	2.38	0.04	100.00	69	0.28	B
622-19	67.66	1.01	24.73	2.77	0.01	0.42	0.76	1.00	1.58	0.05	100.00	82	0.37	B
622-20	67.30	1.03	21.52	4.71	0.03	0.82	1.10	1.39	2.05	0.05	100.00	75	0.32	B
622-21	77.17	0.11	13.20	1.52	0.06	0.15	0.74	2.44	4.57	0.03	100.00	52	0.17	
1028-3	61.71	0.92	32.42	2.41	0.01	0.38	0.53	0.20	1.36	0.06	100.00	90	0.53	A
1029-1	74.25	0.77	20.63	1.13	0.02	0.42	0.18	0.09	2.48	0.04	100.00	81	0.28	D
1029-2	73.93	0.70	18.48	2.16	0.03	0.83	0.22	0.64	2.98	0.03	100.00	75	0.25	D
1029-4	75.70	0.62	16.37	2.35	0.05	0.73	0.28	0.91	2.97	0.03	100.00	72	0.22	D
1029-5	71.40	0.72	22.77	1.76	0.02	0.50	0.28	0.34	2.17	0.04	100.00	83	0.32	B
1029-6	74.07	0.71	18.26	1.93	0.03	0.84	0.23	0.84	3.04	0.03	100.00	74	0.25	D
1029-7	75.64	0.65	16.36	2.04	0.04	0.84	0.31	1.12	2.96	0.03	100.00	72	0.22	D
1029-9	75.05	0.70	17.48	1.64	0.03	0.73	0.20	0.85	3.29	0.04	100.00	72	0.23	D
1029-11	74.19	0.62	16.49	4.22	0.10	0.62	0.14	0.35	3.09	0.04	100.00	73	0.22	D
1029-12	70.17	0.73	21.67	3.20	0.03	0.87	0.23	0.00	2.89	0.05	100.00	78	0.31	D
1029-13	72.18	0.69	18.56	3.81	0.05	0.94	0.21	0.43	3.09	0.04	100.00	75	0.26	D
1029-14	74.18	0.66	17.51	2.68	0.04	0.96	0.21	0.54	3.19	0.04	100.00	73	0.24	D
1029-15	73.54	0.64	17.61	2.90	0.05	1.04	0.20	0.67	3.31	0.04	100.00	72	0.24	D
1029-16	73.14	0.71	20.60	1.85	0.02	0.57	0.21	0.39	2.47	0.03	100.00	80	0.28	D

表 3.2-5 瀬戸層群土岐口陶土層の試料における主要元素組成・CIA 値・Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/SiO<sub>2</sub>・REE 組成に基づく源岩識別グループ  
(B、C；本文参照)

Sample name	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Total	CIA	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /SiO <sub>2</sub>	REE Grouping
Hi116	85.16	1.03	11.59	0.84	0.02	0.29	0.15	0.05	0.84	0.03	100.00	86	0.14	B
Hi117	72.96	1.17	21.46	1.77	0.02	0.63	0.34	0.07	1.53	0.04	100.00	86	0.29	B
Hi135	80.22	1.01	16.20	0.93	0.02	0.37	0.14	0.05	1.02	0.03	100.00	88	0.20	B
Hi136	82.46	0.80	14.06	0.93	0.02	0.35	0.10	0.05	1.19	0.03	100.00	85	0.17	B
Hi142	83.56	0.80	12.34	1.05	0.02	0.36	0.18	0.09	1.56	0.03	100.00	79	0.15	B
Hi143	70.43	1.06	22.92	2.20	0.02	0.76	0.35	0.08	2.13	0.04	100.00	83	0.33	B
Hi144	71.05	1.10	22.45	2.01	0.02	0.73	0.32	0.08	2.19	0.05	100.00	83	0.32	B
Hi148	97.62	0.23	1.64	0.14	0.01	0.03	0.00	0.02	0.30	0.01	100.00	75	0.02	B
Hi149	96.34	0.16	2.70	0.20	0.01	0.08	0.00	0.04	0.46	0.01	100.00	77	0.03	B
Hi150	65.99	1.38	26.45	3.28	0.03	0.73	0.23	0.10	1.73	0.06	100.00	88	0.40	C
Hi151	68.50	1.15	26.25	1.77	0.02	0.40	0.12	0.10	1.63	0.05	100.00	89	0.38	B
Hi155	65.14	1.20	28.16	1.90	0.02	0.88	0.67	0.08	1.91	0.04	100.00	85	0.43	B
Hi156	83.02	1.15	13.24	0.80	0.01	0.35	0.26	0.08	1.04	0.03	100.00	84	0.16	B
Hi157	81.69	1.18	14.21	0.87	0.01	0.43	0.31	0.08	1.17	0.03	100.00	84	0.17	B
Na52	66.54	1.43	26.72	2.27	0.01	0.90	0.20	0.08	1.78	0.06	100.00	88	0.40	C
Na53	69.53	1.27	23.97	1.96	0.02	0.82	0.18	0.07	2.14	0.05	100.00	85	0.34	B
Na54	70.92	1.14	22.87	1.76	0.02	0.75	0.14	0.08	2.26	0.05	100.00	84	0.32	B
Na56	66.08	1.39	27.84	2.05	0.02	0.80	0.23	0.09	1.42	0.06	100.00	90	0.42	C
Na91	66.79	1.70	27.46	1.17	0.02	0.29	0.45	0.13	1.92	0.06	100.00	86	0.41	B
Na92	71.98	1.42	23.72	0.94	0.01	0.21	0.24	0.13	1.29	0.05	100.00	89	0.33	B
Na93	61.99	1.66	33.04	1.18	0.01	0.27	0.33	0.11	1.35	0.06	100.00	91	0.53	B
Na94	73.62	1.42	22.01	0.89	0.01	0.22	0.20	0.10	1.47	0.05	100.00	87	0.30	B
Na95	77.75	1.43	18.01	0.80	0.02	0.21	0.29	0.11	1.33	0.04	100.00	85	0.23	B
Na96	83.56	1.19	13.22	0.70	0.02	0.13	0.14	0.08	0.93	0.03	100.00	87	0.16	B
Na97	67.85	0.99	28.55	1.20	0.01	0.17	0.26	0.09	0.84	0.03	100.00	93	0.42	B
Na98	67.72	1.34	28.20	0.98	0.01	0.20	0.29	0.10	1.10	0.05	100.00	91	0.42	B
Na102	71.87	1.21	22.71	1.50	0.02	0.59	0.49	0.06	1.51	0.04	100.00	86	0.32	B
Na103	68.68	1.38	25.41	1.89	0.01	0.60	0.53	0.07	1.38	0.04	100.00	88	0.37	B
Na104	68.27	1.28	25.64	1.96	0.01	0.61	0.47	0.08	1.65	0.04	100.00	87	0.38	B
Na105	71.49	1.12	22.64	1.72	0.02	0.59	0.41	0.09	1.87	0.05	100.00	84	0.32	B
Na107	91.24	0.86	6.38	0.71	0.02	0.07	0.03	0.06	0.61	0.02	100.00	84	0.07	no data
Y9	90.05	0.97	7.46	0.52	0.01	0.21	0.12	0.07	0.57	0.02	100.00	85	0.08	B
Y10	79.21	1.27	16.69	0.98	0.01	0.46	0.30	0.08	0.96	0.03	100.00	87	0.21	B
Y11	70.35	1.30	24.12	1.48	0.01	0.74	0.53	0.11	1.32	0.03	100.00	87	0.34	B
Y20	73.06	1.21	21.43	1.53	0.01	0.66	0.17	0.10	1.80	0.03	100.00	85	0.29	B
Y21	76.26	1.21	18.70	1.34	0.01	0.58	0.16	0.11	1.59	0.03	100.00	85	0.25	B
Y22	86.47	1.18	10.59	0.69	0.01	0.27	0.10	0.07	0.59	0.02	100.00	89	0.12	B
Y25	87.16	1.00	9.88	0.68	0.01	0.32	0.10	0.06	0.76	0.03	100.00	86	0.11	B
Y26	66.45	1.19	28.02	1.68	0.01	0.82	0.31	0.09	1.38	0.05	100.00	90	0.42	B
Y29	68.88	1.06	24.33	1.68	0.02	0.88	0.17	0.07	2.86	0.04	100.00	81	0.35	B
Y30	66.11	1.20	26.08	1.71	0.01	1.09	0.20	0.14	3.40	0.04	100.00	80	0.39	B
Y31	69.04	1.05	23.79	1.65	0.02	0.85	0.13	0.13	3.29	0.05	100.00	79	0.34	B
Y35	79.41	0.97	16.24	1.09	0.01	0.49	0.27	0.09	1.39	0.03	100.00	84	0.20	B
Y38	72.38	1.38	22.30	1.26	0.01	0.65	0.39	0.12	1.46	0.04	100.00	86	0.31	B
Y39	78.55	1.25	17.29	0.98	0.01	0.45	0.26	0.11	1.06	0.03	100.00	87	0.22	B
Y40	75.66	1.21	19.92	1.12	0.01	0.52	0.33	0.10	1.10	0.03	100.00	88	0.26	B
Y41	72.13	1.36	22.74	1.29	0.01	0.62	0.40	0.11	1.29	0.04	100.00	88	0.32	B
Y45	82.40	1.09	13.72	1.04	0.01	0.42	0.13	0.08	1.07	0.03	100.00	86	0.17	B
Y46	81.14	1.07	15.11	1.02	0.01	0.41	0.13	0.09	1.00	0.03	100.00	88	0.19	B
Y47	79.18	1.18	16.73	1.13	0.01	0.46	0.14	0.10	1.03	0.03	100.00	88	0.21	B
Y48	85.10	0.81	11.89	0.86	0.00	0.34	0.08	0.05	0.84	0.02	100.00	87	0.14	B

表 3.2-6 瀬戸層群瀬戸陶土層の試料における主要元素組成・CIA 値・Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/SiO<sub>2</sub>・REE 組成に基づく源岩識別グループ  
(C、D、E；本文参照)

Sample name	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Total	CIA	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /SiO <sub>2</sub>	REE Grouping
I8	61.70	1.03	34.96	0.90	0.01	0.25	0.15	0.00	0.96	0.03	100.00	94	0.57	D
I9	76.96	0.62	20.52	0.66	0.01	0.15	0.11	0.00	0.94	0.02	100.00	91	0.27	E
I10	74.29	0.73	22.70	0.88	0.02	0.20	0.12	0.00	1.03	0.03	100.00	91	0.31	D
I11	56.98	1.24	38.33	1.97	0.01	0.42	0.16	0.00	0.84	0.04	100.00	95	0.67	C
A3	79.64	0.76	18.38	0.40	0.01	0.10	0.09	0.00	0.60	0.03	100.00	93	0.23	E
A4	69.02	1.03	27.82	0.89	0.01	0.20	0.13	0.00	0.87	0.04	100.00	93	0.40	E
A5	76.71	0.61	20.45	0.77	0.01	0.18	0.11	0.00	1.13	0.03	100.00	89	0.27	D
A6	75.64	0.65	21.46	0.90	0.01	0.18	0.10	0.00	1.02	0.03	100.00	91	0.28	D
A7	66.71	0.85	28.73	2.46	0.01	0.22	0.11	0.00	0.85	0.05	100.00	94	0.43	D
A8	75.22	0.56	22.36	0.62	0.01	0.16	0.10	0.00	0.94	0.02	100.00	92	0.30	E
A9	74.86	0.46	22.56	0.62	0.01	0.14	0.09	0.00	1.23	0.02	100.00	90	0.30	E
A10	82.31	0.45	15.24	0.54	0.02	0.13	0.07	0.00	1.22	0.02	100.00	86	0.19	D
K3	58.86	1.03	37.18	1.14	0.01	0.42	0.52	0.00	0.82	0.03	100.00	92	0.63	no data
K4	76.55	0.40	19.39	0.55	0.01	0.11	0.11	0.00	2.86	0.02	100.00	78	0.25	E
K5	78.57	0.10	14.10	0.81	0.02	0.09	0.23	0.94	5.14	0.02	100.00	58	0.18	no data
K6	77.57	0.69	20.41	0.63	0.01	0.14	0.10	0.00	0.41	0.02	100.00	95	0.26	D
K7	82.12	0.53	15.21	0.66	0.02	0.14	0.09	0.00	1.22	0.02	100.00	86	0.19	D
K8	77.85	0.56	19.46	0.68	0.01	0.16	0.12	0.00	1.13	0.02	100.00	89	0.25	E
D8	87.56	0.31	9.56	0.49	0.01	0.10	0.04	0.00	1.91	0.02	100.00	73	0.11	D
D9	87.57	0.27	9.66	0.42	0.01	0.09	0.03	0.00	1.91	0.02	100.00	73	0.11	D
D11	82.58	0.53	14.27	1.02	0.02	0.15	0.09	0.00	1.33	0.02	100.00	84	0.17	D

表 3.2-7 主要造岩鉱物における CIA 値

鉱物	CIA 値
長石	50
黒雲母	50
普通角閃石	10~30
輝石	0~10
イライト、スメクタイト	70~85
カオリナイト、緑泥石、ギブサイト	100

### 3.3 風化度に関する検討

#### 3.3.1 Eu-Anomaly-(La/Sm)<sub>N</sub>による後背地判別

堆積物から供給源の風化状況を推定するには供給源岩が判明していることやその化学組成が既知であることが必要である。そのため、供給源の性質を探るために、コンドライトによって規格化された REE スパイダーダイアグラムにおける Eu 負異常と、軽希土類元素である La と Sm の比：(La/Sm)<sub>N</sub>を使用する。算出方法は、Taylor and McLennan (1985)<sup>18)</sup>に従った。これらの指標はマグマの分化に伴い比率が変化することが知られているため、結果的に共にマグマ系列の分化度を示すこととなる。また、REE は共に類似した化学的挙動を示すため、それぞれの元素の比率そのものは続成作用によって改変されにくいといえる。そのため、堆積岩での REE それぞれの比率は供給源となる地質体におけるマグマ系列タイプの構成比を反映する。

鮮新統の古琵琶湖層群伊賀粘土部層と中新統の瀬戸層群瀬戸陶土層ならびに土岐口陶土層を Eu 負異常と (La/Sm)<sub>N</sub> 比によって比較すると (図 3.3-1)、五つのグループに分けることができる。

これらのグループはそれぞれ分化程度の異なるマグマ系列の火成岩を母岩とすると考えられるが、Eu 負異常は斜長石鉱物片の濃集度とも関連する。例えばグループ A は高 $(La/Sm)_N$ によって特徴付けられ、最も分化したマグマに由来すると考えられる。一方、グループ C は低 $(La/Sm)_N$ —小規模な Eu 負異常を示し、未分化なマグマを起源とする岩石種を含むと考えられる。グループ D は低 $(La/Sm)_N$ —中程度の Eu 負異常を示し、やや分化したマグマ系列（安山岩類）である。グループ B は中程度の $(La/Sm)_N$ 比と中程度の Eu 負異常を示すので、上述 3 グループの中間的な組成と言え、安山岩質～デイサイト質と考えられる。グループ E は大きな Eu 負異常に特徴づけられるが、 $(La/Sm)_N$ 比は中程度のものが多い。そのため、やや分化したマグマ系列を母岩とする岩石から供給され、削剥・運搬過程において雲母類や長石類が減少するような鉱物粒子の溶解や選択的な除去を被っていると考えられる。

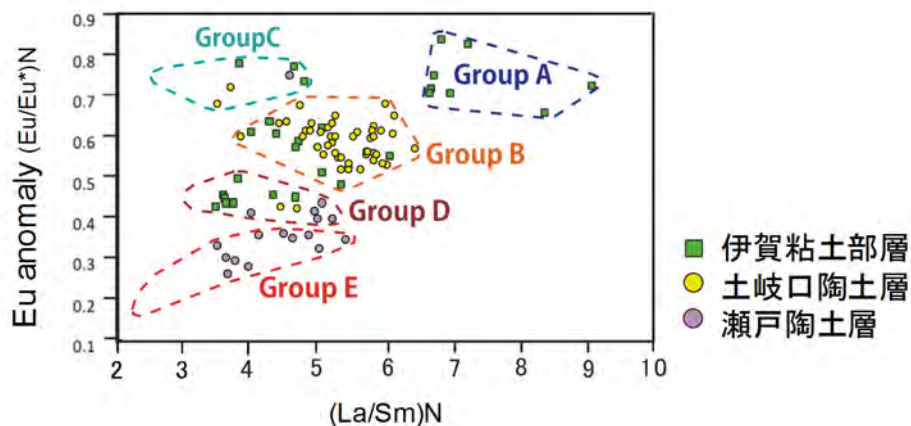


図 3.3-1 Eu 異常と $(La/Sm)_N$ を使用した源岩識別図

### 3.3.2 $Al_2O_3/SiO_2$ -CIA によるアルカリ・アルカリ土類元素濃集度判別

堆積場と後背地の化学風化度を検討するために、全岩化学組成値を利用した風化指標が利用されている。中でも CIA 値は、可溶性成分 ( $CaO$ 、 $Na_2O$ 、 $K_2O$ ) と難溶性成分 ( $Al_2O_3$ ) の比率を用いた指標で、アルカリ・アルカリ土類元素と難溶性元素である  $Al_2O_3$  の比率を用いて化学風化度を表現でき、広く用いられている。これらの化学成分の構成は火成岩に一般的に含まれる斜長石の風化をモデルとしており、普遍性が高い。本共同研究でも CIA 値を用いて、化学風化度を評価する。これらの成分の変化は、 $Al_2O_3-(CaO+Na_2O)-K_2O$  の三成分ダイアグラム (A-CN-K 図) でも表現される。

一方、 $Al_2O_3/SiO_2$ 比は  $Al_2O_3$ を主に含む粘土鉱物と石英粒子の比率を表し、主に粒度を表す指標として用いることができる（日本原子力研究開発機構, 2016<sup>19)</sup>）。

これらの  $Al_2O_3/SiO_2$ 比と CIA 値を用いたグラフ（図 3.3-2）では、瀬戸層群の陶土層（土岐口陶土層及び瀬戸陶土層）とともに伊賀粘土部層は  $Al_2O_3/SiO_2$ 比と CIA 値に正相関があり、細粒なものほど CIA 値が高い。伊賀粘土部層はその多くが  $Al_2O_3/SiO_2$ 比は 0.20～0.60 であり、CIA 値は 70～90 程度である。一方、瀬戸層群の陶土層中新統は更に広い範囲にプロットされるが、おおよそ  $Al_2O_3/SiO_2$ 比は 0.05～0.60、CIA 値は 85～95 程度である。

Eu 異常と $(La/Sm)_N$ を使用した源岩識別図において分けられたそれぞれのグループに着目すると、古琵琶湖層上野層伊賀粘土部層の B、D グループ、瀬戸層群瀬戸陶土層の D グループにおいて明瞭な相関関係が認められる。C、E グループでは、検討個数が少ないためか、相関は認められない。

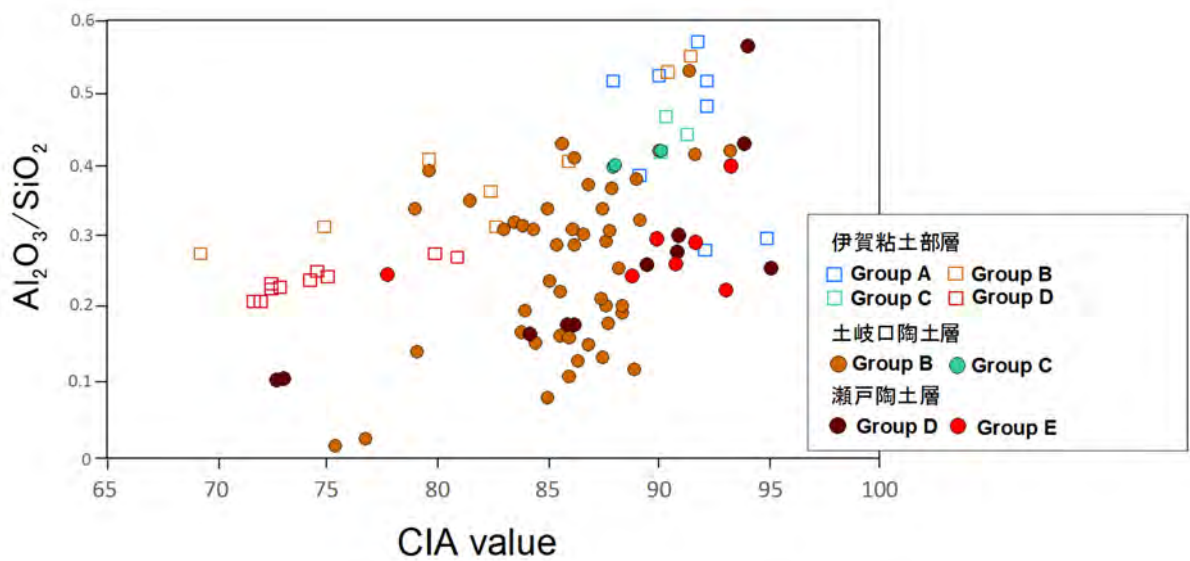


図 3.3-2 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/SiO<sub>2</sub>比と CIA 値の関係

### 3.3.3 供給源岩ごとの風化強度

REE 組成によって認識された五つのグループごとに Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-(CaO+Na<sub>2</sub>O)-K<sub>2</sub>O 三角図にプロットしたのが図 3.3-3 である。これまでの検討で明らかとなったように、CIA 値は堆積物の粒度と密接に関連するので、同様な粒度の試料を比較することが必要である。そのため、扱う試料を Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/SiO<sub>2</sub>比が 0.2~0.5 のものに限定した。

結果として、古琵琶湖層群伊賀粘土部層のプロットされる位置は、グループ A、グループ Cとも Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>の端成分付近に相当する。グループ B、グループ Dでは CIA 値は 70~80 程度であり、グループ A、C とは異なった部分にプロットされる。一方、瀬戸層群の陶土層はそのほとんどがグループ Bに属し、CIA 値は 80~95 程度を示す。また、グループ Eに属する瀬戸層群の陶土層も CIA 値は 80~95 程度を示す。

伊賀粘土部層と北又礫部層でのこれらの後背地グループの垂直分布と X 線回折分析による鉱物組合せを図 3.3-4 に示す。これによれば、層準によって後背地グループは異なり、伊賀粘土部層下部ではグループ A、上部ではグループ B、北又礫部層ではグループ Dが卓越する。構成鉱物では伊賀粘土部層下部ではカオリナイトが、伊賀粘土部層上部と北又礫部層では雲母鉱物が卓越する(図 3.3-4)。このことから、グループ A はカオリナイトに富み、グループ B、D が雲母鉱物に富むといえる。



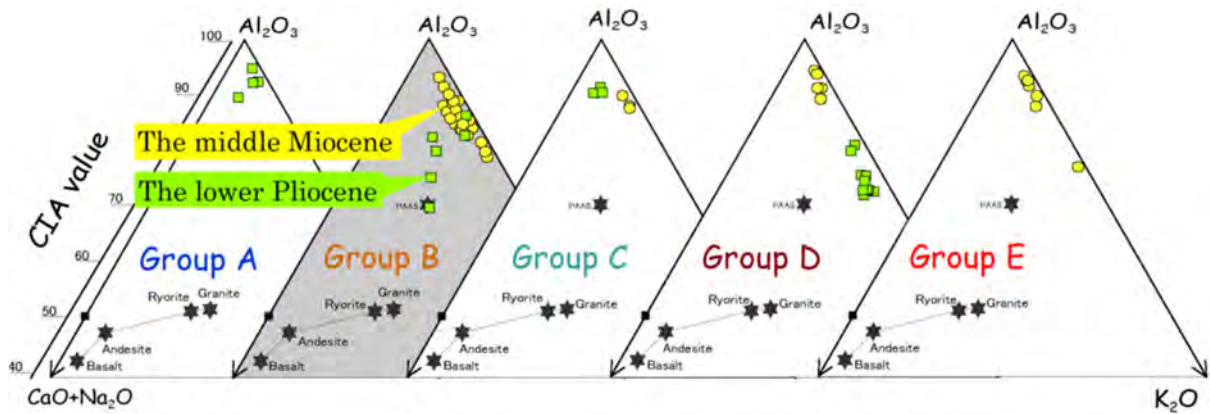


図 3.3-3 後背地グループごとの A-CN-K ダイアグラム

粒度を揃えるために  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$  比が 0.2~0.5 の試料に限定した。瀬戸層群土岐口陶土層はグループ B、C の中部中新統に、瀬戸層群瀬戸陶土層はグループ D、E の中部中新統に属する。

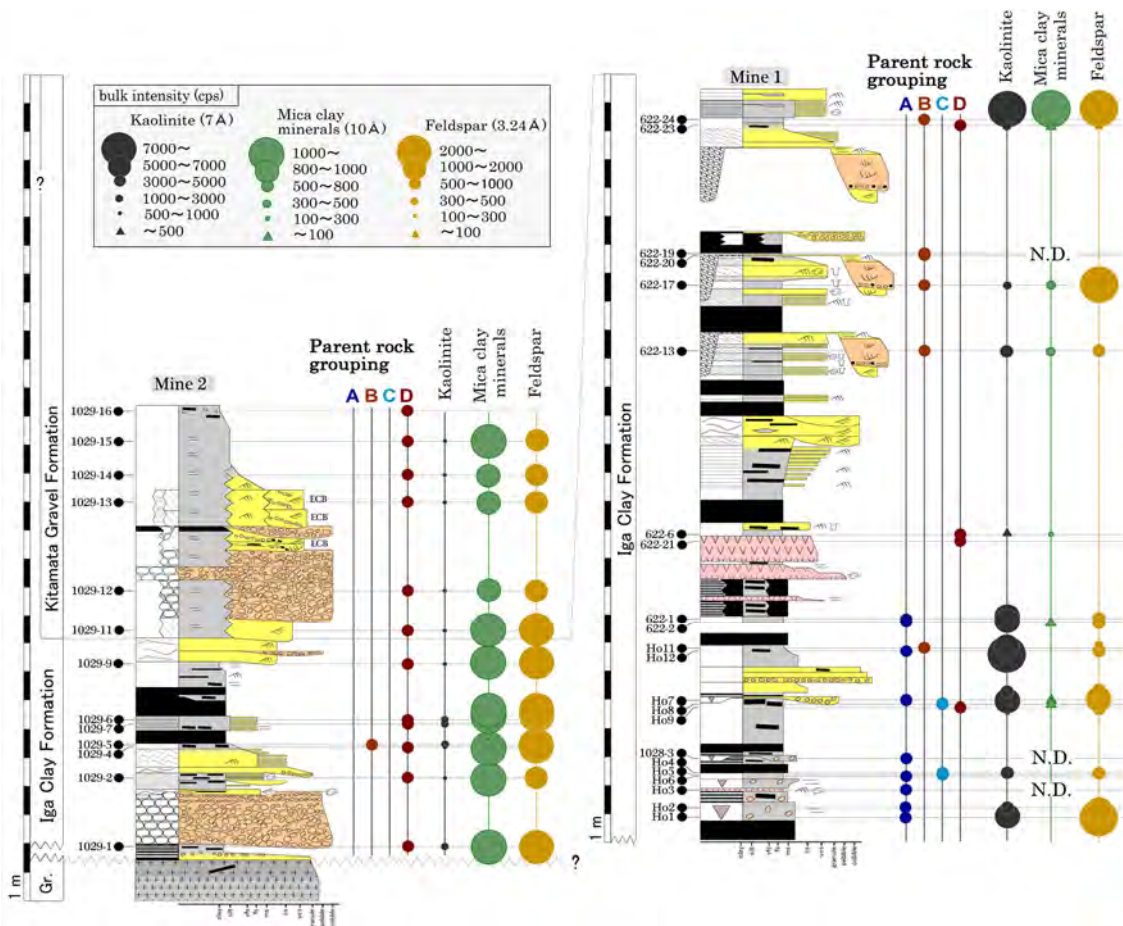


図 3.3-4 後背地グループの層準ごとの分布と X 線回折分析による鉱物組合せ

### 3.3.4 供給源岩と堆積環境の変遷

古琵琶湖層群の堆積柱状図に試料ごとの供給源（グループ A、B、C 及び D）をプロットしてみると、鉱山 1 では、グループ A、B、C 及び D の供給源が層準ごとに頻繁に入れ替わることがわかる（図 3.3-4）。これはそれぞれの層準を形成した河川系がそれぞれ異なる集水域や供給源岩を持っていたことを意味する。一方、鉱山 2 ではグループ D が卓越し、供給源はある程度一貫

している。したがって、伊賀粘土部層の堆積においては、地域ごとに集水域の異なる複数の河川系に由来する碎屑物が入れ替わりつつ集積する環境、北又礫部層では供給河川が大きく変化しない環境にあったと推定される。

また、グループ D は低(La/Sm)<sub>N</sub> 及び中程度の Eu 負異常を示すので、安山岩などの岩石種に由来すると考えられる。鉦山 1 における出現層準も凝灰岩の上位であるなど、降下火山灰の風化によって生じた可能性が高い。同グループは鉦山 2 において卓越しており、そのような岩石種が集水域に広く分布していたと考えられる。

これらをまとめると、古琵琶湖層群伊賀粘土部層では供給源と風化環境の変遷が記録されている。供給源は、大まかにはグループ A ; 分化したマグマタイプ (花崗岩類) から、グループ B ; 中間的な分化度のマグマタイプ (グループ A と D の混合?) を経て、グループ D ; 未分化～中程度の分化したマグマタイプ (安山岩類) へと変化したと考えられる。一方、堆積環境は蛇行河川による広い後背湿地を持つ環境から礫質・砂質なチャネルが卓越する環境へ移り、全体として上方に粗粒化している。これらの堆積環境の変化は、供給源岩の変化と一致しており、地形環境の変化に伴う供給河川系の変更や集水域の変化に起因している可能性がある。

一方、土岐口陶土層はグループ C や B に大部分が属し、安山岩質な母岩が想定される。瀬戸陶土層の試料は多くがグループ E に属するので、安山岩質な母岩としつつ、削剥・運搬時の長石や雲母類の減少が進む状況で堆積したと考えられる。後述するように、これらの試料は高い CIA 値を持つことから、既に後背地で強い風化を被っていた可能性がある。

## 4. 古風化度を推定する手法に関する検討

### 4.1 古琵琶湖層群における古風化度の評価

古琵琶湖層群の伊賀粘土部層の供給源岩と古風化度は多様であり、堆積物を一括した古風化度の議論は困難である。そのため、供給源岩ごとに風化度を検証することが望ましい。

この観点に立てば、鉦山1のグループA（花崗岩類）に属する層準が斜長石に乏しくカオリナイトを産し、鉦山2のグループD（安山岩類）に属する層準でカオリナイト以外の粘土鉱物が卓越する点は供給源岩と粘土鉱物などの風化生成物の密接な相関を示すものと言える。即ち、グループAに属する層準は非常に風化が進んだ花崗岩類に由来すると考えられる。また、これらはCIA値も高く、強く風化を被る条件のもとで形成されたと考えられる。これに対してグループDに属する層準の堆積物は安山岩類に由来する。しかし、調査地域周辺には広い安山岩類の分布は認められず、礫層にも安山岩礫は乏しい（川辺ほか, 1996<sup>3)</sup>）。そのため、その起源として安山岩質の火山灰が考えられよう。ただし、分析に供した試料のK<sub>2</sub>O濃度は2.5~3.3重量%であり、一般的な安山岩類（2重量%以下；Imai et al., 1995<sup>20)</sup>よりも明らかに高い。このことから、これらの堆積物のK<sub>2</sub>O濃度は、本来はより低く、続成段階でのKの付加が生じていると考えられる。この効果を考慮すれば、本来のAl<sub>2</sub>O<sub>3</sub>濃度はより高く、結果としてCIA値もより高かったものと考えられる。したがって、グループDの堆積物も強い風化条件の下で堆積した可能性がある。

瀬戸層群の土岐口陶土層や瀬戸陶土層を、グループB、C、DのAl<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-(CaO+Na<sub>2</sub>O)-K<sub>2</sub>O三角図で比較すると、古琵琶湖層群と同等か、より高いCIA値を示している。また、瀬戸陶土層ではコンドライト規格化REEパターンは他地域と大きく異なり、雲母や斜長石の選択的な除去や溶解による効果を反映していると考えられる。この効果が化学風化によって生じたと考えると、瀬戸陶土層の源岩は他地域に比べて非常に強い化学風化を被っていると判断される。

以上の点から古琵琶湖層群の風化度を評価すると、グループAに属する伊賀粘土部層の一部は中新世中期末の土岐口陶土層や瀬戸陶土層と同程度かやや弱い古風化条件を記録しているといえる。同様に、グループDに属する堆積物を含む伊賀粘土部層上部や北又礫部層の堆積期であっても、やや強い風化条件が存在したと考えられる。鉦山1に分布する火山灰層準（S7；川辺ほか, 1996<sup>3)</sup>）は予野I・II凝灰岩（3.3 Ma；林・川辺, 1993<sup>21)</sup>）と馬杉凝灰岩（3.1 Ma；林・川辺, 1993<sup>21)</sup>）の間に位置する。そのため、大まかな堆積年代は3.2 Ma程度と考えられる。この時期は第三紀型の落葉樹からなる暖帯型の植物群で特徴づけられる温暖期である（木田, 1998<sup>22)</sup>）。

### 4.2 堆積物から読み取る古風化度記録

これまでの検討の結果、堆積物からの古風化度の判別にはいくつかの制約を設けることが必要である。

- 1) 一連の堆積物であっても、その供給源岩の多様性が見かけ上の古風化度を複雑なものとしている。特に、多様な供給源岩に由来する堆積物の場合、層準によって源岩組合せが異なる場合がある。したがって、REE等を利用した源岩構成の識別が重要なものとなる。
- 2) 同一の供給源に由来する堆積物であっても、堆積時の粒度構成によって異なる鉱物組合せが生じるため、その化学組成や鉱物構成も多様なものとなる。古風化度を評価する際にはアルカリ元素・アルカリ土類元素の流出に伴う全岩化学組成の変化が指標とされるが、粒度による元素構成の差を考慮した評価が必要である。

上述の供給源岩構成と粒度構成の制約を設けたうえで、粘土鉱物や化学組成からの古風化度評価が必要である。加えて、火山灰や再堆積性の堆積物の混入と堆積物の粒度変化を読み取るために、試料単位の化学組成や鉱物組合せと堆積物形成のメカニズムを考慮した堆積学的記載を併用することが有効な手段と言える。特に、供給源変化は供給水系の変化と関連していることが多いと考えられ、その検討のためには供給源岩の判別とあわせて堆積システムの変化を見いだすことが必要である。また、堆積以後の古土壌形成などによる古風化の影響を評価するためには野外データを基にした堆積学的検討が不可欠と言える。そのため、これらの古風化環境の評価は、集水域全体のテクトニックな安定性と堆積盆の安定性を評価できる広域的な堆積学的調査の基盤の上に実現できると考えられる。

## 5. まとめ

本共同研究においては、過去の岩石の風化状態の復元方法の構築を目的として、岐阜県東濃地域に分布する陶土層（中新統瀬戸層群土岐口陶土層）、土岐口陶土層と同時期に堆積した愛知県瀬戸地域に分布する陶土層（瀬戸層群瀬戸陶土層）及び土岐口陶土層と異なる時期に堆積した三重県上野地域に分布する古琵琶湖層群中の粘土層を対象とした鉱物・化学分析を行った。その結果は以下のようにまとめられる。

- ・ 一連の堆積物であっても、その供給源岩が多様な場合には、見かけ上の古風化度が複雑になる場合がある。供給源岩の識別には REE が有効であり、特に、REE 等を利用した源岩構成の識別が重要である。本共同研究においては、源岩構成の識別に Eu 異常と  $(La/Sm)_N$  を利用した。
- ・ 源岩の化学組成や鉱物構成は風化の結果として生じる粘土鉱物組合せに影響を与えるため、源岩を異にする粒子集団からなる堆積物の場合、多様な粘土鉱物構成が生じる可能性がある。また、粒子の運搬・堆積の過程において、粒度による分別が行われ、特定の粒度からなる粒子集団が形成され得るため、現実的な風化条件の評価には源岩の推定と粒度分別の強度の両者を共に議論する必要がある。本共同研究においては、X 線回折分析における石英の反射強度や全岩化学組成における  $SiO_2$ （重量%）と  $Al_2O_3$ （重量%）は石英含有量と良い相関を示し、これらを粒度指標として扱うことが可能であることを示した。
- ・ 古風化度を評価する際にはアルカリ元素・アルカリ土類元素の流出に伴う全岩化学組成の変化が指標とされることから、本共同研究では CIA 値及び  $Al_2O_3 - (CaO + Na_2O) - K_2O$  三角図を活用した。ただし、CIA 値は堆積物の粒度と密接に相関するので、同様な粒度の試料を比較することが必要であるため、 $Al_2O_3/SiO_2$  比が 0.2~0.5 のものに限定して検討を行った。
- ・ 古風化度の評価を行うためには、上述のような供給源岩構成と粒度構成の制約を設けたうえで、粘土鉱物や化学組成に基づく検討が必要である。
- ・ 堆積物の供給源の変化は供給水系の変化と関連していることが多いと考えられることから、その検討には供給源岩の判別とあわせて堆積システムの変化を見いだすことが必要である。また、堆積以後の古土壌形成などによる古風化の影響を評価するためには野外データを基にした堆積学的検討が不可欠と言える。

## 引用文献

- 1) Nesbitt, H. and Young, G., Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites, *Nature*, vol.299, 1982, pp. 715-717.
- 2) 吉田史郎, 瀬戸内区の発達史—第一・第二瀬戸内海形成期を中心に—, 地質調査所月報, vol.43, 1992, pp.43-67.
- 3) 川辺孝幸, 高橋祐平, 小村良二, 田口雄作, 研究報告, 5 万分の 1 地質図幅 上野地域の地質, 地質調査所, 1996, 99p.
- 4) 中山勝博, 瀬戸市北部の新第三系陶土層の堆積過程, 地質学雑誌, vol.97, 1991, pp.945-958.
- 5) 松沢 勲, 嘉藤良次郎, 桑原 徹, 木村敏雄, 植村 武, 都築芳朗, 猿投山南西部地域の地質—特に陶器原料粘土の地質—, 愛知県知多古窯社群附編, 1960, pp.1-35.
- 6) 中山勝博, 陶土団体研究グループ, 瀬戸層群の堆積盆地, 地球科学, vol.43, 1989, pp.392-401.

- 7) 川辺孝幸, 上野盆地西部 花ノ木丘陵の古琵琶湖層群, 地球科学, vol.40, 1986, pp.383-398.
- 8) Miall, A.D., A Review of the braided-river depositional environment, *Earth-Science Review*, vol.13, 1977, pp.1-62.
- 9) Miall, A.D., The Geology of fluvial deposits: Sedimentary facies, Basin analysis, and Petroleum geology, *Springer*, 1996, 582p.
- 10) 徐 垣, 平 朝彦, 粉粒液相としての堆積物重力流の運搬機構, 地学雑誌, vol.98, 1989, pp.754-760.
- 11) 増田富士雄, 伊勢屋ふじこ, “逆グレーディング構造” : 自然堤防帯における氾濫源洪水堆積物の示相堆積構造, 堆積学研究会報, no.22/23, 1985, pp.108-116.
- 12) Ingersol, R.V., Kretchmer, A.G. and Valles, P.K., The effect of sampling scale on actualistic sandstone petrofacies, *Sedimentology*, vol.40, 1993, pp.937-953.
- 13) 下田 右, 粘土鉱物研究法, 創造社, 1985, pp.89-115.
- 14) Roser, B., Kimura, J.-I. and Hisatomi, K., Whole-rock elemental abundances in sandstones and mudrocks from the Tanabe Group, Kii Peninsula, Japan, *Geoscience Reports of Shimane University*, no.19, 2000, pp.101-112.
- 15) 宮下純夫, 足立佳子, 田中真二, 中川光弘, 木村純一, ポロシリオフィオライトの生成場: 微量成分組成からの検討, 地質学雑誌, vol.113, 2007, pp.212-221.
- 16) Eggins, S.M., Woodhead, J.D., Kinsley, L.P.J., Mortimer, G.E., Sylvester, P., McCulloch, M.T., Hergt, J.M and Handler, M.R., A simple method for the precise determination of  $\geq 40$  trace elements in geological samples by ICPMS using enriched isotope internal standardization, *Chemical Geology*, vol.134, 1997, pp.311-326.
- 17) McLennan, S., Taylor, S., McCulloch, M. and Maynard, J., Geochemical and Nd Sr isotopic composition of deep-sea turbidites: Crustal evolution and plate tectonic associations, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol.54, 1990, pp.2015-2050.
- 18) Taylor, S.R., McLennan, S.M., The Continental Crust: Its Composition and Evolution, Blackwell, *Oxford*, 1985, 312p.
- 19) 日本原子力研究開発機構, 平成 27 年度 地層処分技術調査等事業 地質環境長期安定性評価 確証技術開発 報告書, 2016, 265p.
- 20) Imai, N., Terashima, S., Itoh, S. and Ando, A., 1994 compilation of analytical data for minor and trace elements in seventeen GSJ geochemical reference samples, "Igneous rock series", *Geostandards Newsletter*, vol.19, 1995, pp.135-213.
- 21) 林 隆夫, 川辺孝幸, 古琵琶湖層群と段丘堆積層・沖積層, 大阪層群, 創元社, 1993, pp.158-168.
- 22) 木田千代美, 植物相の変遷, アーバンクボタ, no.37, 1998, pp.12-15.

# 炭酸塩鉱物の微小領域分析手法の開発

平成 28 年度共同研究報告書

平成 29 年 3 月

国立大学法人山形大学  
国立大学法人熊本大学  
国立研究開発法人日本原子力研究開発機構

## 目次

1. 概要 .....	1
1.1 共同研究件名 .....	1
1.2 研究目的 .....	1
1.3 実施期間 .....	1
2. 研究内容 .....	2
2.1 研究概要 .....	2
2.2 共同研究内容 .....	3
2.2.1 平成 27 年度の研究成果 .....	3
2.2.2 平成 27 年度の研究において生じた課題と平成 28 年度の実施内容 .....	5
3. 研究手法 .....	7
3.1 試料選定 .....	7
3.2 分析手法と分析対象 .....	7
3.2.1 ルミノスコープを用いた Optical-CL 像観察の分解能 .....	7
3.2.2 EPMA-WDS を用いた元素マッピング .....	7
3.2.3 炭酸塩鉱物中の包有鉱物を用いた沈殿時期の制約に関する検討 .....	8
4. 研究成果 .....	9
4.1 ルミノスコープを用いた Optical-CL 像観察の分解能 .....	9
4.2 EPMA-WDS 装置を用いた元素マッピング .....	10
4.2.1 有孔虫（貨幣石） .....	11
4.2.2 鍾乳石 .....	11
4.2.3 花崗岩中の割れ目に介在する炭酸塩鉱物 .....	14
4.3 炭酸塩鉱物中の包有鉱物を用いた沈殿時期の制約に関する検討 .....	16
4.3.1 割れ目に介在する炭酸塩鉱物中の石英 .....	16
4.3.2 割れ目に介在する炭酸塩鉱物中の包有石英と母岩（花崗岩）中の石英との比較 .....	19
4.4 炭酸塩鉱物の微小領域分析手法の開発の高度化 .....	21
5. まとめ .....	23
付図 .....	24
引用文献 .....	30



## 目 次

図 2.1-1 炭酸塩鉱物の CL の累帯構造と分析点の概略図 .....	2
図 2.2-1 「炭酸塩鉱物測定技術開発」における重要課題及び平成 27 年度までの実施内容 .....	3
図 2.2-2 炭酸塩鉱物の微小領域分析における地質学的背景を明らかにするための 分析フローチャート .....	4
図 2.2-3 EPMA-EDS で取得した割れ目に介在する炭酸塩鉱物試料の化学組成マッピング .....	5
図 4.1-1 花崗岩体中の割れ目に介在する炭酸塩鉱物 (DH15-1) の Optical-CL 像 .....	10
図 4.2-1 NM-1 の落射偏光顕微鏡像、Optical-CL 像、微量元素分布図及び その取得位置図 .....	12
図 4.2-2 AK-1 の落射偏光顕微鏡像、Optical-CL 像、微量元素分布図及び その取得位置図 .....	13
図 4.2-3 DH15-1 の落射偏光顕微鏡像、Optical-CL 像、微量元素分布図及び その取得位置図 .....	15
図 4.3-1 DH15-1 中の包有石英の BSE 像及び SEM-CL 像 .....	17
図 4.3-2 遠野複合深成岩体中の石英の BSE 像及び SEM-CL 像 .....	18
図 4.3-3 母岩 (土岐花崗岩体) 中の石英の BSE 像及び SEM-CL 像 .....	19
図 4.4-1 炭酸塩鉱物の微小領域分析における地質学的背景を明らかにするための 分析フローチャート (平成 28 年度改定版) .....	22

## 表 目 次

表 2.2-1 山形大学、熊本大学及び原子力機構の三者の研究実施分担 .....	6
表 3.1-1 平成 27 年度及び平成 28 年度共同研究で対象とする各段階の炭酸塩鉱物 .....	7
表 4.2-1 EPMA-WDS による微量含有元素のマッピングの収集条件 .....	11
表 4.3-1 DH15-1 中の包有石英の化学組成 .....	18
表 4.3-2 母岩 (土岐花崗岩体) 中の石英の化学組成 .....	20
表 4.3-3 遠野複合深成岩体中の石英の化学組成 .....	20

## 1. 概要

### 1.1 共同研究件名

炭酸塩鉱物の微小領域分析手法の開発

### 1.2 研究目的

わが国における高レベル放射性廃棄物の地層処分計画を円滑に進捗させるためには、処分事業や安全規制の基盤となる技術を整備・強化するための研究開発を着実に進めていく必要がある。具体的には、地層処分システムの長期的な変化をモデル計算によって予測・評価しつつ、その結果に基づいてシステムの性能や安全性の判断を行うことになる。それゆえ、日本原子力研究開発機構（以下、「原子力機構」という）が経済産業省から受託して実施する「地質環境長期安定性評価確証技術開発」では、モデル作成に必要となる情報や検証に用いるデータを取得するための革新的な要素技術の開発の一環として、炭酸塩鉱物を対象とした測定技術の開発を進めている。

地下深部の亀裂を充填する炭酸塩鉱物は地下水の“化石”と呼べるものであり、過去から現在までの地下水の流れや水質などに関する情報を保持している。このような炭酸塩鉱物が沈殿した際の地下水の地球化学特性及び放射年代値を把握することは、地形・地質モデルや水理モデル及び統合数値モデルの信頼性の向上に寄与するものと考えられる。

炭酸塩鉱物は、その成長を反映した組成累帯構造やカソードルミネッセンス（以下、「CL」という）で観察される縞状構造を有することがある。つまり、炭酸塩鉱物中の位置ごとに、地質学的な意味合い（形成順序や生成環境など）が異なっている。それゆえ、炭酸塩鉱物中の微小領域において地球化学的特性や放射年代を取得する分析点の選定には、分析点ごとの地質学的な意味合いを事前に評価する必要がある。さらに、炭酸塩鉱物を晶出する流体の地球化学特性の変遷や、炭酸塩鉱物の晶出年代などを推測するためには、炭酸塩鉱物及び包有される鉱物粒子に発達する微小な構造や組成を把握するとともに、それらの構造や組成の違いが生じる原因を理解することが重要となる。以上のような背景をふまえて、本共同研究は、炭酸塩鉱物の微小領域ごとの地質学的背景を明らかにする分析手法の開発を目的として実施する。

山形大学は、炭酸塩鉱物を対象とした研究実績や地質学及び岩石学的な研究に関連するノウハウを有しており、熊本大学は炭酸塩鉱物を対象とした研究実績を有することに加え、試料の元素組成や CL で観察される縞状構造などを把握するための分析装置を所有している。原子力機構は、本研究に資する炭酸塩鉱物試料を有しているほか、試料の元素組成や CL で観察される縞状構造などを把握するための分析装置も所有しており、鉱物の放射年代測定法の開発や炭酸塩鉱物を利用した地下水の地球化学特性の推定などの研究実績を有している。

本共同研究により、地質学的背景を考慮した炭酸塩鉱物の分析点の選定に資する微小領域分析手法の開発を実施する。

### 1.3 実施期間

平成 28 年 7 月 1 日 ～ 平成 29 年 3 月 31 日

## 2. 研究内容

### 2.1 研究概要

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）では、「革新的要素技術開発」の一環として「炭酸塩鉱物測定技術」の開発が実施されている。炭酸塩鉱物は、様々な岩盤中に一般的に産出する鉱物である（西本ほか, 2008<sup>1)</sup>; Nishimoto and Yoshida, 2010<sup>2)</sup>; Iwatsuki and Yoshida, 1999<sup>3)</sup>; Yoshida et al., 2000<sup>4)</sup>; 吉田, 2012<sup>5)</sup>; Ohno et al., 2016<sup>6)</sup>）。炭酸塩鉱物から得られる情報に基づき、現在は直接的に確認することができない過去の地質環境特性の履歴を推測することができるため、炭酸塩鉱物は、長期的な地質環境変動モデルの構築に際して、汎用的な古環境指標物質として利用可能である。

本事業のうち「炭酸塩鉱物測定技術開発」では、割れ目や断層における炭酸塩鉱物の生成年代の推定及び炭酸塩鉱物が形成される際の地下水の化学的特徴の推定を行うため、炭酸塩鉱物を対象とした革新的な放射年代測定法の開発及び酸化還元電位測定技術の構築を目指している。割れ目や断層を充填する炭酸塩鉱物の生成年代が推定できれば、割れ目や断層の形成・発達に関する時間-温度履歴が定量的に議論できる。また同一の炭酸塩鉱物中の累帯構造などを指標として鉱物成長方向を決定し、成長領域ごとに年代と化学的データを取得することで、炭酸塩鉱物の形成をもたらす地下水の地球化学的環境の長期的な変遷を議論することが可能となる（図 2.1-1）。

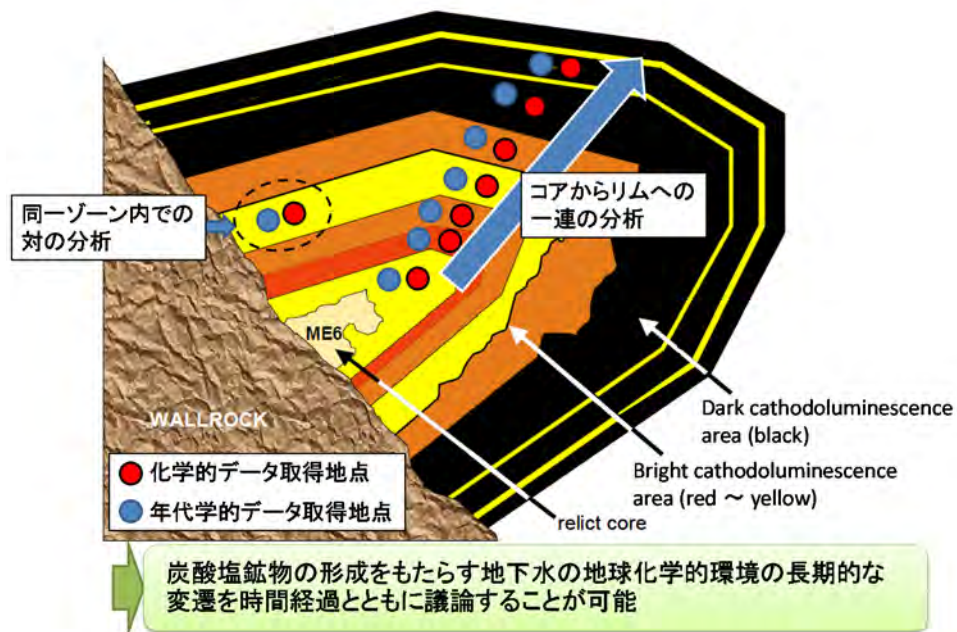


図 2.1-1 炭酸塩鉱物の CL の累帯構造と分析点の概略図  
(Milodowski et al., 2005<sup>7)</sup> を改変)

## 2.2 共同研究内容

平成 26 年度地層処分技術調査等事業（地質環境長期安定性評価確証技術開発）報告書では、炭酸塩鉱物測定技術開発における重要課題として、「微小領域での分析手法の構築」を挙げている（日本原子力研究開発機構, 2015<sup>8)</sup>）。この重要課題「微小領域での分析手法の構築」には、レーザーアブレーション型誘導結合プラズマ質量分析計（以下、「LA-ICP 質量分析計」という）などを用いた技術的開発に留まらず、炭酸塩鉱物の成長履歴を把握し、有意な同位体組成・元素組成を得るために分析点を選別・選定することが重要である。分析点の選定には、定量下限以下となる領域を避けるだけでなく、分析点の地質学的意味を探る必要がある。炭酸塩鉱物は、組成帯構造や CL で観察される縞状構造を有することが知られている。これは炭酸塩鉱物の成長様式を反映した構造であり、鉱物中の位置ごとに地質学的な意味合い（形成順序や生成環境など）が異なっていることを示す。このため、炭酸塩鉱物中の微小領域において地球化学的特性や放射年代を取得するための分析点の選定には、分析点ごとの地質学的な意味合いを事前に評価する必要がある。

本共同研究は、炭酸塩鉱物の微小領域ごとの地質学的背景を明らかにする分析手法の開発を目的とし、山形大学、熊本大学及び原子力機構の三者間で実施したものである。この課題に対する三者間の共同研究は平成 27 年度にも実施された（図 2.2-1; 日本原子力研究開発機構, 2016<sup>9)</sup>）。ここでは、まず平成 27 年度に得られた成果について整理するとともに、そこから生じた課題を抽出し、平成 28 年度の実施内容について述べる。

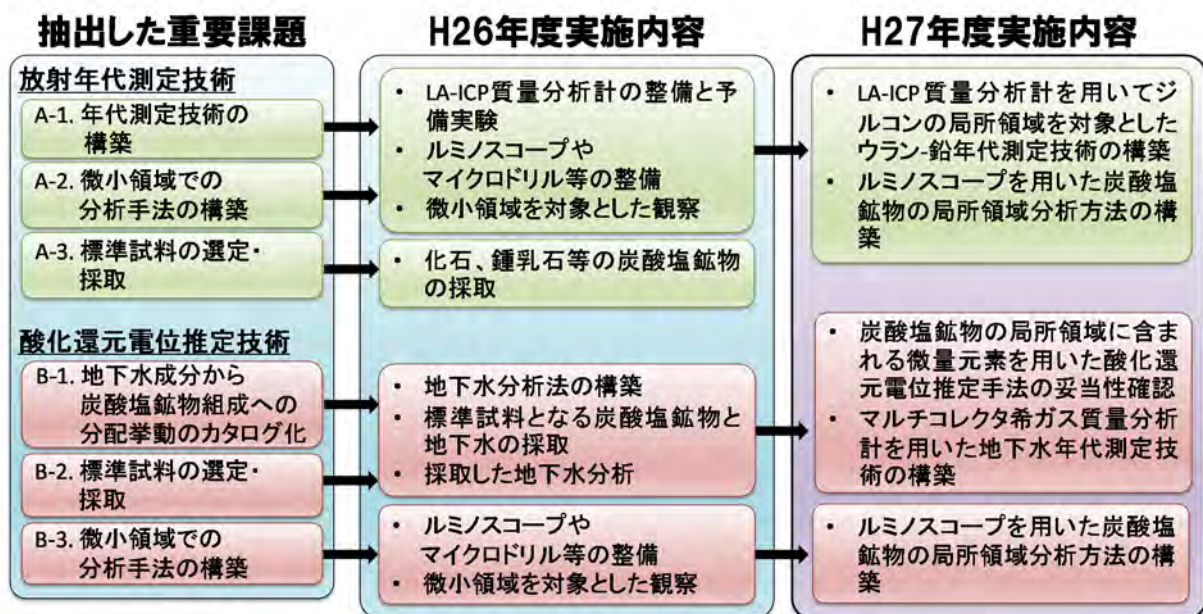


図 2.2-1 「炭酸塩鉱物測定技術開発」における重要課題及び平成 27 年度までの実施内容（日本原子力研究開発機構, 2016<sup>9)</sup>）

### 2.2.1 平成 27 年度の研究成果

平成 27 年度は、有孔虫（貨幣石）、鍾乳石及び花崗岩の割れ目に介在する炭酸塩鉱物の成長構造を把握するため、ルミノスコープを用いた Optical-CL 像の観察及び走査型電子顕微鏡（以下、「SEM」という）に接続した CL 装置（以下、「SEM-CL 装置」という）を用いた SEM-CL 像の観察を実施した。その結果、Optical-CL 観察及び SEM-CL 観察により、通常の光学観察では光学下では観察されない成長構造が炭酸塩鉱物中に認められることを確認した。また、Optical-

CL 観察は、光学観察に基づくため低倍率に限定されるが、炭素蒸着も不要で、簡便に炭酸塩鉱物中の成長構造を観察することができ、SEM-CL 観察は高倍率における成長構造の観察を可能にすることを確認した。さらに、これらの CL 像が見せる炭酸塩鉱物の成長線の間隔は不規則で、かつ直線状でないことから、炭酸塩鉱物は一様な速度で成長しないことを認識した。また花崗岩体中の割れ目に介在する炭酸塩鉱物は、割れ目面と垂直な成長線が認められたことから、割れ目面と垂直に結晶が成長したと示唆された。一般的に割れ目に介在する炭酸塩鉱物は境界面から空隙方向に（割れ目面と平行に）成長すると推察されるが、CL 観察により実際の結晶の成長方向を把握できることを確認した。このように個別の成長現象の把握のためには CL 像観察が不可欠であることが明らかとなった。

上記の成果を踏まえ、炭酸塩鉱物の微小領域分析における地質学的背景を明らかにするための分析手法の合理的な手順を提示した（図 2.2-2）。まず試料準備・調整し、落射偏光顕微鏡観察によって試料の分析面の状態を確認する。この際、分析面に亀裂などの凹凸が大きければ再調整を行う。次にルミノスコープを用いた Optical-CL 像を取得する。ここで得られる低倍率での Optical-CL 像が、炭酸塩鉱物の成長構造や成長線、伸長方向や始点・終点が明確に観察できるなどの地質学的背景を議論できる十分な分解能を持つ場合、炭酸塩鉱物の微小領域における地球化学的特性や放射年代を取得するための分析へ移行する。一方、取得した Optical-CL 像が地質学的背景を議論できる十分な分解能を持たない場合、試料に炭素蒸着処理を行い、高倍率観察が可能な SEM-CL 観察を実施する。ただし、SEM-CL 像の観察を実施した場合は、微小領域における地球化学的特性や放射年代の分析へ移行する際に、元素分析への蒸着由来の炭素などの影響を避けるため、必要に応じて分析表面の炭素を除去する必要がある。

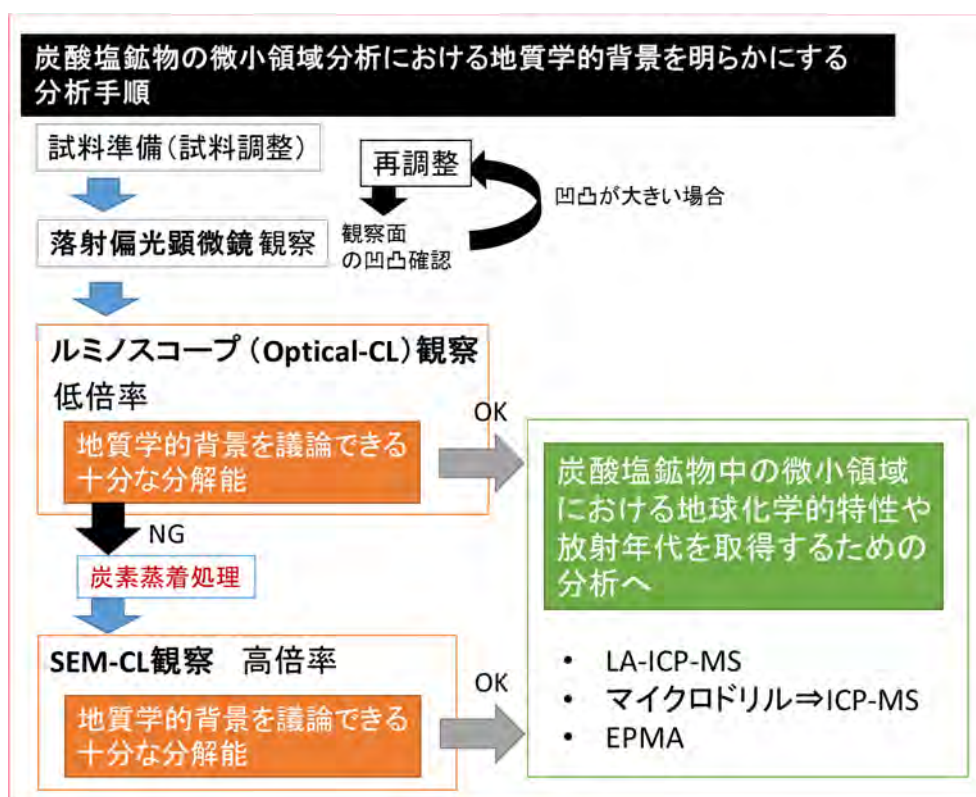


図 2.2-2 炭酸塩鉱物の微小領域分析における地質学的背景を明らかにするための分析フローチャート

(日本原子力研究開発機構, 2016<sup>9)</sup>)

## 2.2.2 平成 27 年度の研究において生じた課題と平成 28 年度の実施内容

平成 27 年度報告書（日本原子力研究開発機構, 2016<sup>9)</sup>）では、Optical-CL 観察が低倍率で、SEM-CL 観察が高倍率で有効であることを記したが、その閾値に関する定量的な議論は行っていない。また、平成 27 年度においては、CL 像の成長構造と対応する含有化学組成の変化を明らかにするためエネルギー分散型 X 線分析装置（EPMA-EDS）を用いた主成分元素のマッピングを実施した（図 2.2-3）。その結果、有孔虫（貨幣石）、鍾乳石及び花崗岩の割れ目に介在する炭酸塩鉱物に対する CL 像で認められる成長構造と、主成分元素の濃度マッピングに明瞭な関連性は認められなかった。しかし、CL 像で認められる成長構造がどのような要因で生じているかを捉えることは、炭酸塩鉱物の形成メカニズムを解明するために重要である。さらに、形成メカニズムを捉えることは、地質学的背景を押えた微小領域分析には不可欠な課題である。そこで、平成 28 年度は高倍率で Optical-CL 観察を行い、その分解能に関する検討を行った。また、平成 28 年度の共同研究においては、波長分散型 X 線分光器（WDS）の電子プローブマイクロアナライザ（以下、「EPMA-WDS」という）を用いた微量含有成分のマッピングを実施し、微量含有成分と CL の成長構造との比較検討を行った。

一方で、炭酸塩鉱物は、しばしば異なる鉱物を包有する。例えば、平成 27 年度に調整、分析した花崗岩の割れ目に介在する炭酸塩鉱物は、炭酸塩鉱物中にカルシウム（Ca）成分が欠如しケイ素（Si）成分が認められる部分があることから、石英結晶を包有していることが確認できる（図 2.2-3）。このような包有石英が、どのような過程で炭酸塩鉱物内に包有されるに至ったかを明らかにすることは、炭酸塩鉱物の結晶成長を議論する上で重要な証拠となる。平成 28 年度は、割れ目に充填する炭酸塩鉱物中の石英結晶及び対照物として母岩（花崗岩）中の石英結晶の双方に着目し、包有石英の成因を考察した。具体的には、両方の石英に対して、成長構造を把握するため SEM-CL 装置を用いて CL 像の観察を行った。次に、石英中に微量に含有されるチタン（Ti）濃度を EPMA-WDS による化学組成分析により取得した。石英中の Ti 濃度は結晶化温度の指標となるため、石英がどのような環境で形成されたかを明らかにすることができる。これらの結果に基づいて、炭酸塩鉱物の生成をもたらした地質学的現象について考察し、その現象を解明するための手法を提案した。

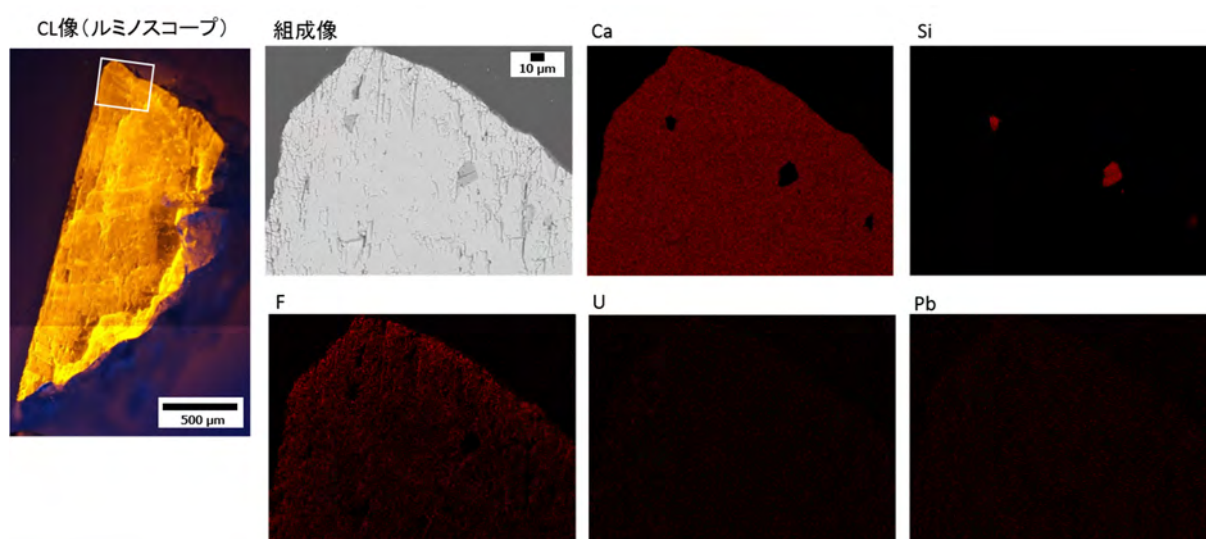


図 2.2-3 EPMA-EDS で取得した割れ目に介在する炭酸塩鉱物試料の化学組成マッピング  
（日本原子力研究開発機構, 2016<sup>9)</sup>を改訂）

Ca 成分が含有されておらず、Si 成分のみが認められる石英粒子が含有

以上の検討を通じて、平成 27 年度成果から得られた炭酸塩鉱物内の位置ごとの地質学的背景を明らかにする評価手法（図 2.2-2）からの高度化を図った。

平成 28 年度の研究内容・手順を以下に示す。また山形大学、熊本大学及び原子力機構の三者が担うそれぞれの役割を表 2.2-1 にまとめる。

(1) 計画立案・情報整理

平成 28 年度の研究計画を立案するとともに、炭酸塩鉱物中の微量含有成分を対象とした化学組成や、石英の CL 像で観察される縞状構造や Ti 濃度の測定手法に関する既往情報を整理する。また、平成 28 年度に分析を行う試料の選定基準や数量を決定する。

(2) 試料選定

(1)で決定した選定基準に従い分析対象とする炭酸塩鉱物試料を選定する。

(3) 鉱物試料の分析

(2)で選定した炭酸塩鉱物を、微量含有成分や CL 像で観察される縞状構造などを把握するため、EPMA-WDS や SEM-CL 装置などを用いた分析を行う。

(4) 取りまとめ

(1)～(3)で得られた結果を報告書として取りまとめる。

表 2.2-1 山形大学、熊本大学及び原子力機構の三者の研究実施分担

項目	山形大学	熊本大学	原子力機構
(1) 計画立案・情報整理	○	○	◎
(2) 試料選定	◎	○	○
(3) 鉱物試料の分析及び結果の解釈			
・ 試料の調製	○	—	◎
・ 試料の分析	◎	◎	○
(4) 取りまとめ	○	○	◎

(◎：主担当)

### 3. 研究手法

#### 3.1 試料選定

平成 26 年度地層処分技術調査等事業（地質環境長期安定性評価確証技術開発）報告書の中で、三段階のアプローチを経て炭酸塩鉱物の年代測定技術の確立を行うことが示されている（日本原子力研究開発機構, 2015<sup>8)</sup>）。第 1 段階では「炭酸塩からなる海生化石」、第 2 段階では「炭酸塩岩（鍾乳石、蒸発岩、海成の炭酸塩鉱物である石灰岩やドロマイトなど）」、第 3 段階として「割れ目及び断層に介在する炭酸塩鉱物の年代測定」を標準試料とすることが述べられている。

平成 27 年度の山形大、熊本大及び原子力機構の共同研究では、それぞれの段階の炭酸塩鉱物である有孔虫（貨幣石）、鍾乳石及び花崗岩の割れ目に介在する炭酸塩鉱物（表 3.1-1）の成長構造を把握するため、ルミノスコープを用いた Optical-CL 像の観察、SEM-CL 装置を用いた SEM-CL 像の観察を実施した。平成 28 年度の共同研究においても、前年度と同様の有孔虫（貨幣石）、鍾乳石、割れ目に介在する炭酸塩鉱物の三種類をデータ取得の対象とした。

表 3.1-1 平成 27 年度及び平成 28 年度共同研究で対象とする各段階の炭酸塩鉱物  
（日本原子力研究開発機構, 2015<sup>8)</sup>）

段階	炭酸塩鉱物	産状
第1段階	有孔虫(貨幣石)	・小笠原諸島に位置する母島の御幸之浜(NM-1)
第2段階	鍾乳石	・山口県美弥市・秋吉台の北山北の横穴より採取(AK-1)
第3段階	花崗岩中の割れ目に介在する炭酸塩鉱物	・岐阜県 土岐花崗岩 ・DH-15孔、深度996.2-996.5m地点より採取(DH15-1)

※各試料の記載は平成 27 年度の山形大、熊本大及び原子力機構の共同研究報告書（日本原子力研究開発機構, 2016<sup>9)</sup>）を参照のこと

#### 3.2 分析手法と分析対象

##### 3.2.1 ルミノスコープを用いた Optical-CL 像観察の分解能

平成 27 年度の共同研究報告書では、低倍率で有効である Optical-CL 観察と、高倍率で特に効果を発揮する SEM-CL 観察を使い分ける必要性を論じた（日本原子力研究開発機構, 2016<sup>9)</sup>）。しかし、Optical-CL 観察でどの程度の高倍率で成長構造が観察可能かという分解能に関する議論には未到達であった。そこで Optical-CL 観察を SEM-CL 観察へと切り替える閾値を定量的に議論するため、高倍率での Optical-CL 観察を実施する。Optical-CL 観察に際しては原子力機構の土岐地球年代学研究所に設置されたルミノスコープ装置を用いた。試料室中に薄片試料を置き、真空条件下（< 0.003 mbar）で薄片試料に電子線を照射し CL 像を観察した（測定条件：カソード電圧 15 kV、電流値 200  $\mu$ A）。対象とする試料は、Optical-CL 観察及び SEM-CL 観察の双方で成長構造が確認された花崗岩体中の割れ目に介在する炭酸塩鉱物(DH15-1)である（表 3.1-1）。

##### 3.2.2 EPMA-WDS を用いた元素マッピング

CL 像の成長構造が生じる要因を明らかにすることは、炭酸塩鉱物の形成メカニズムを解明するために重要である。この形成メカニズムを明らかにすることは、地質学的背景を押えた微小領域分析には不可欠な課題である。そこで EPMA-WDS を用いた微量含有成分のマッピングを実施し、炭酸塩鉱物中の微量含有成分と CL の成長構造との比較検討を行った。本研究には、原子力機構の土岐地球年代学研究所に設置された EPMA (JXA-8530F) を使用した。本装置はフィール



ドエミッション電子銃（ショットキー電子銃）が用いられているため、照射する電子線のビーム径を絞ることができ、高分解能な像が得られるのが特長である。

### 3.2.3 炭酸塩鉱物中の包有鉱物を用いた沈殿時期の制約に関する検討

花崗岩の割れ目に介在する炭酸塩鉱物の結晶成長を議論する上で、炭酸塩鉱物中に含有される異種鉱物は有益な情報となる。平成 28 年度は、割れ目に充填する炭酸塩鉱物中の石英結晶及び対照物として母岩（花崗岩）中の石英結晶の双方に着目し、両方の石英に対して、成長構造を把握するため SEM-CL 装置を用いて CL 像の観察を行った。次に石英中に微量に含有される Ti 濃度を、EPMA-WDS を用いた化学組成分析により取得した。具体的なアプローチは以下の通りである。

炭酸塩鉱物の中に包有される石英の由来（供給源）として、二つのケースが考えられる。一つは炭酸塩鉱物の生成時の際に、地下水からの二次的な沈殿により形成されたケースである。この際の石英は、炭酸塩鉱物が形成されるような低温条件下（例えば地下水から形成される場合、100 °C 以下）で形成されたことになる。もう一つは、母岩である花崗岩あるいは炭酸塩鉱物形成以前に晶出した二次的な石英から供給されたケースである。この場合の石英の結晶化温度は、炭酸塩鉱物を形成する温度よりも高温条件を示すと推測される。したがって、石英の由来が前者の場合は、対象とする花崗岩体の冷却史を組み合わせることで、炭酸塩鉱物が形成された時期を定性的に把握することが可能となる。

石英の結晶化温度は、含有される Ti 濃度から推測する。一般に、石英は Si と酸素 (O) 以外の不純物が入りにくい結晶構造を有する。しかし、Ti は他の元素に比べ、石英の Si と置換しやすい (Drivenes et al., 2016<sup>10</sup>)。さらに、Ti と Si の置換には温度依存性があり、温度が高いほど石英結晶中に Ti が入り込む (Wark and Watson, 2006<sup>11</sup>)。このため、石英中の Ti 濃度を測定することで、石英の結晶化温度を推定することができる。

本研究では、原子力機構の土岐地球年代学研究所に設置された EPMA (JXA-8530F) を使用し、SEM-CL 観察及び Ti 濃度の定量分析を実施した。花崗岩の割れ目に介在する炭酸塩鉱物には土岐花崗岩の深度約 1,000 m の試料である DH15-1 (表 3.1-1) を用いた。母岩試料として土岐花崗岩 (DH-6 号孔の深度 355.20 m から採取) 及び比較対象として土岐花崗岩と同じく深成岩である遠野複合深成岩体を用いた。

## 4. 研究成果

平成 28 年度に得られた研究成果を本章に記す。4.1 節ではルミノスコープを用いた Optical-CL 像観察の分解能を、4.2 節では EPMA-WDS を用いた元素マッピングの結果を、4.3 節では炭酸塩鉱物中の包有鉱物を用いた沈殿時期の制約に関する検討の結果を示す。さらに、これらの成果を踏まえ、4.4 節では炭酸塩鉱物の微小領域分析手法の開発の高度化に関する検討結果を示す。

### 4.1 ルミノスコープを用いた Optical-CL 像観察の分解能

Optical-CL 観察でどの程度の高倍率まで成長構造を観察可能かという分解能に関する議論を行うため、花崗岩体中の割れ目に介在する炭酸塩鉱物 (DH15-1) を対象とした高倍率条件での Optical-CL 観察を実施した。図 4.1-1 は高倍率条件での DH15-1 の Optical-CL 観察結果を示したものである。なお、図 4.1-1B 及び図 4.1-1C 中に観察される四角形の暗色域は、4.2 節で論じる元素マッピングを行った領域である。マッピングの際に電子線が照射され、表面の炭素蒸着が損傷を受けたため周囲より電流の流れが悪くなり、輝度に変化が生じている。

観察の結果、図 4.1-1D のように、対物レンズ 50 倍の像においても CL 像が示す成長構造を観察できることが確認できた。しかし、この場合 (対物レンズ 50 倍) は発光の強度が弱い目視では CL 発光を確認できず、露光時間を長く設定 (10 秒) する必要がある。これ以上倍率を上げると、視野に対する発光強度が低いため CL 像を取得できない。つまり、対物レンズ 50 倍が Optical-CL 観察の限界である。対物レンズ 50 倍の Optical-CL 観察において、数十  $\mu\text{m}$  オーダーの明色域と暗色域の変化は観察可能であるが、それより小さなスケールの変化について定量的な言及は難しい。このため、Optical-CL 観察の分解能は数十  $\mu\text{m}$  スケールであると考えられる。

炭酸塩鉱物の年代測定に際して、LA-ICP 質量分析計による U-Pb 年代の取得を想定した場合、一般的にレーザー径は数十～100  $\mu\text{m}$  程度が必要とされる。このため、地質学的な意義を鑑み分析点を選定する場合は、もう 1 オーダー低い数～数十  $\mu\text{m}$  スケールの成長構造を把握しておく必要があると考えられる。つまり、微小領域分析時に把握しておくべき成長構造の認識に必要なオーダーと Optical-CL 観察の分解能はほぼ一致しているものの、同時に Optical-CL 観察だけでは、微小領域分析の分析点の選定に必要な情報を得られない可能性がある。

これらの結果より、炭酸塩鉱物の微小領域分析手法の開発という観点から以下の知見を得た。分解能が数十  $\mu\text{m}$  である Optical-CL 観察において、炭酸塩鉱物の成長構造や成長線、伸長方向や始点・終点が十分に観察できる場合、次の段階である炭酸塩鉱物の微小領域における地球化学的特性や放射年代を取得するための分析へ移行する。それに対して、Optical-CL 像において成長線が数十  $\mu\text{m}$  以下で複雑に入り組むなどによって成長構造を十分に識別できない場合は、SEM-CL 観察を実施する。

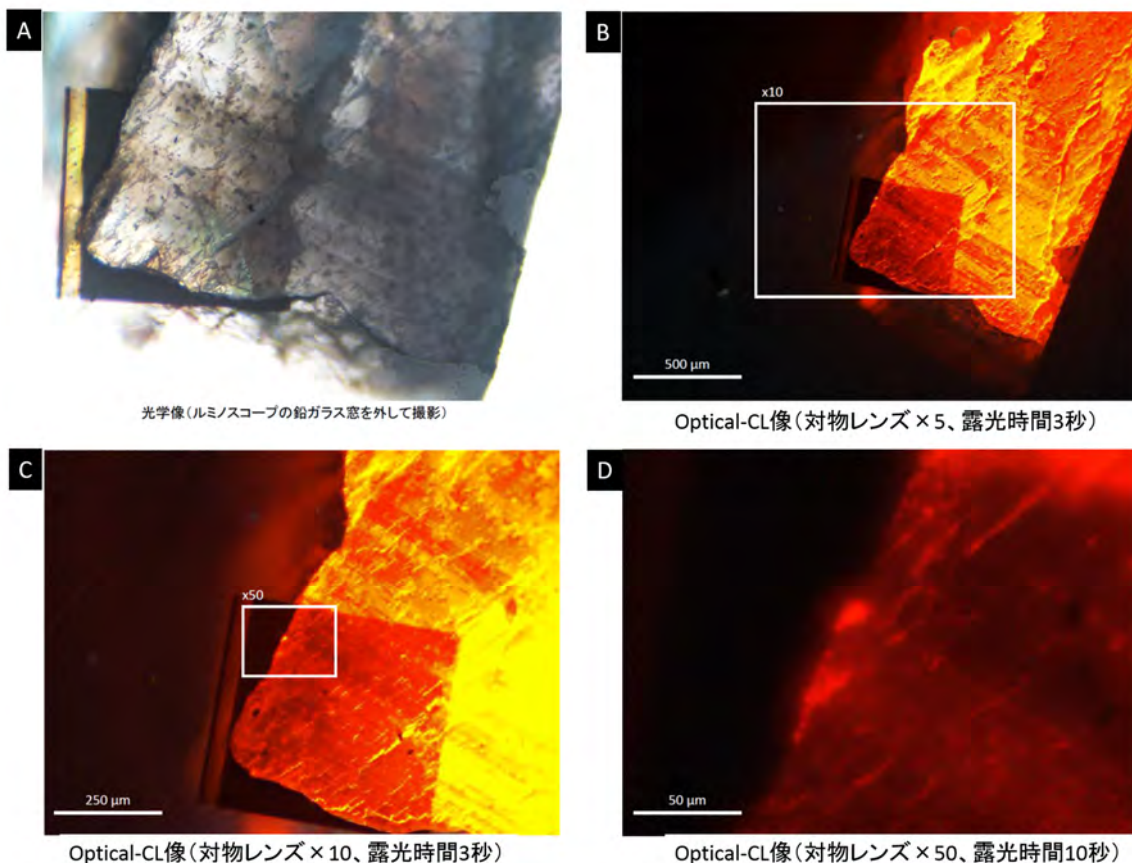


図 4.1-1 花崗岩体中の割れ目に介在する炭酸塩鉱物 (DH15-1) の Optical-CL 像 (A: 炭酸塩鉱物表面の実体像、B~D: 倍率や露光時間の条件の異なる Optical-CL 像)

#### 4.2 EPMA-WDS 装置を用いた元素マッピング

CL 像の成長構造がどのような要因で生じているかを捉えることは、その形成メカニズムの解明及び微小領域分析における分析点の選定において重要である。平成 27 年度に実施した、有孔虫 (NM-1)、鍾乳石 (AK-1) 及び花崗岩の割れ目に介在する炭酸塩鉱物 (DH15-1) に対する EPMA-EDS 分析の結果、CL 像の成長構造と主成分元素の濃度マッピングとの間に明瞭な関連性は認められなかった (日本原子力研究開発機構, 2016<sup>9)</sup>)。

そこで、平成 28 年度は、EPMA-WDS を用いた微量含有成分のマッピングを実施し、微量含有成分と CL の成長構造との比較検討を行った。表 4.2-1 で示した EPMA-WDS の収集条件を規定することで、炭酸塩鉱物中の微量含有元素の二次元分布図を取得することができた。分析対象元素はアルミニウム (Al)、鉄 (Fe)、マグネシウム (Mg)、マンガン (Mn)、ナトリウム (Na)、フッ素 (F)、リン (P)、ストロンチウム (Sr)、Si 及び Ca の 10 元素とし、測定領域の二次電子像も併せて取得した。有孔虫 (NM-1)、鍾乳石 (AK-1) 及び花崗岩の割れ目に介在する炭酸塩鉱物 (DH15-1) のそれぞれの観察結果を以下に示す。

表 4.2-1 EPMA-WDS による微量含有元素のマッピングの収集条件

収集条件	
加速電圧	15 kV
ビーム電流	40nA
ビーム径	スポットモード
1ピクセル当たりの分解能	1 $\mu$ m四方
1ピクセル当たりの計測時間	100ms
測定エリア	500 $\mu$ m四方
分析対象元素	Si, Al, Fe, Mg, Mn, Ca, Na, F, P, Sr (10元素)

#### 4.2.1 有孔虫（貨幣石）

有孔虫（NM-1）の落射偏光顕微鏡像、Optical-CL 像、微量元素の二次元分布図及びその取得位置を図 4.2-1 に示す。

有孔虫（NM-1）の微量元素分布図より、Optical-CL 像で観察される成長線部分において Ca や Mn 成分が減少し、Mg、Fe、Na、Al 及び Si 成分が増大する傾向が得られた。特に顕著な傾向が認められるのが Mg である。Mg の濃度分布図では、CL の成長線と並行に含有量が帯状に変動する。このことは、CL 発光と Mg の濃度との関連性を示唆するものである。しかし、既存研究においては、Mn や Fe の濃度が炭酸塩鉱物の CL 発光に影響を与えることは報告されているものの、Mg の含有量が CL 発光に寄与するとの報告はなされていない（例えば、Machel, 2000<sup>12)</sup>）。一方で、サンゴなどの生物由来の炭酸塩鉱物は、海水温の相違や成長速度の相違を反映し、骨格密度や含有される微量元素濃度が変化することが知られている（例えば、Toyofuku and Kitazato, 2005<sup>13)</sup>）。このため、Mg 含有量と CL パターンが直接的に関連する（つまり CL パターンが Mg の化学的分布に支配される可能性）のではなく、成長速度などの相違に起因する骨格密度と微量元素含有量の分布が、それぞれ単独に CL パターンと Mg 含有量に影響している可能性も考えられる。このことは、生物由来の炭酸塩鉱物において、CL 像の取得が困難である場合や、より詳細な議論が必要となる場合、Mg 含有量分布に着目することで、より高度な成長構造の把握が可能になることを示唆している。

#### 4.2.2 鍾乳石

鍾乳石（AK-1）に含有される落射偏光顕微鏡像、Optical-CL 像、微量元素の二次元分布図及びその取得位置を図 4.2-2 に示す。Optical-CL 像からは二つの傾向が観察できる。一つは横方向に分布する青色の明色帯と暗色帯、もう一つは縦方向にみられる赤色の線構造である。

鍾乳石（AK-1）の微量元素分布図より、Optical-CL 像で観察される横方向の成長構造においては、Ca 成分が減少し、Mg、Al 及び Si 成分が増大する傾向が認められた。一方、Optical-CL 像の赤色の成長線部分においては、Ca 成分が減少し、Fe、Al 及び Si 成分が増大する傾向が認められた。炭酸塩鉱物における暖色系の CL 発光は Mn 濃度の増加に起因し、Fe 成分は CL 発光を抑制するため（Machel, 2000<sup>12)</sup>）、Fe 含有量の増加が赤色の CL 発光に起因しているとは考えにくい。本試料中の Mn 濃度は他の二試料と比較して低く、発光強度が弱いため、Si や Al などの濃度変化が CL 発光に影響していると推測される。このように、鍾乳石においても、CL 像の取得が困難である場合やより詳細な構造解析が必要となる場合は、Mg、Fe、Al 及び Si 含有量分布に着目することが有効である。

# Foraminifera (*Nummulites*)

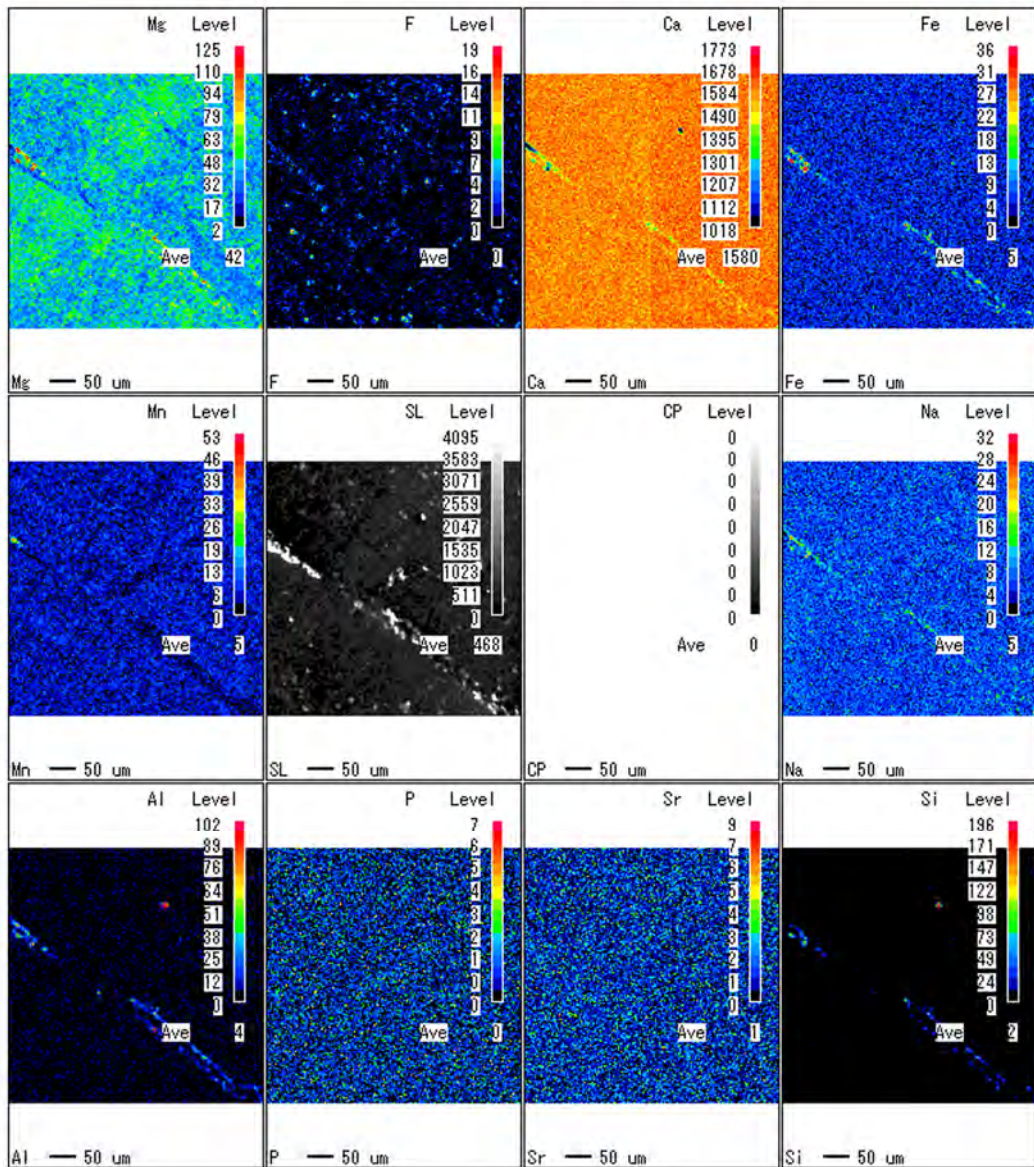
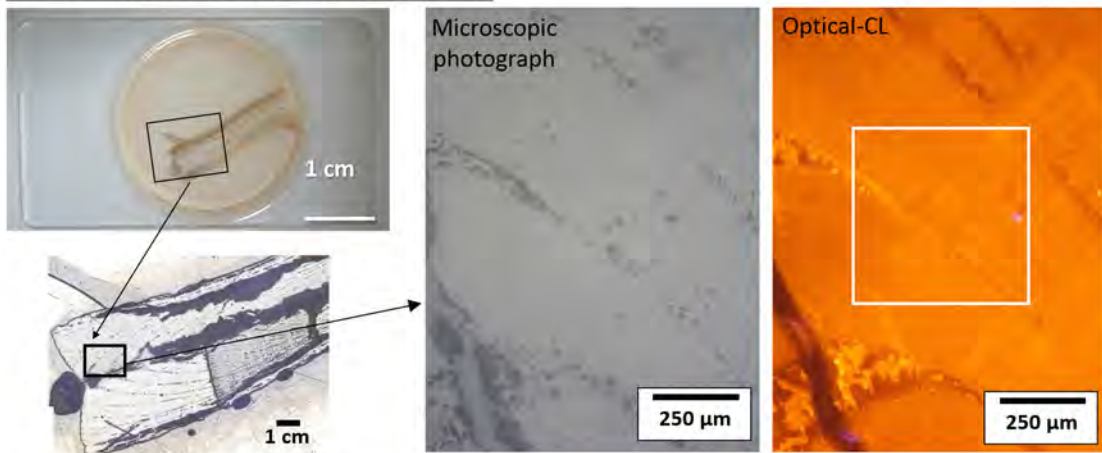


図 4.2-1 NM-1 の落射偏光顕微鏡像、Optical-CL 像、微量元素分布図及びその取得位置図  
SL: 二次電子像、CP: 反射電子像

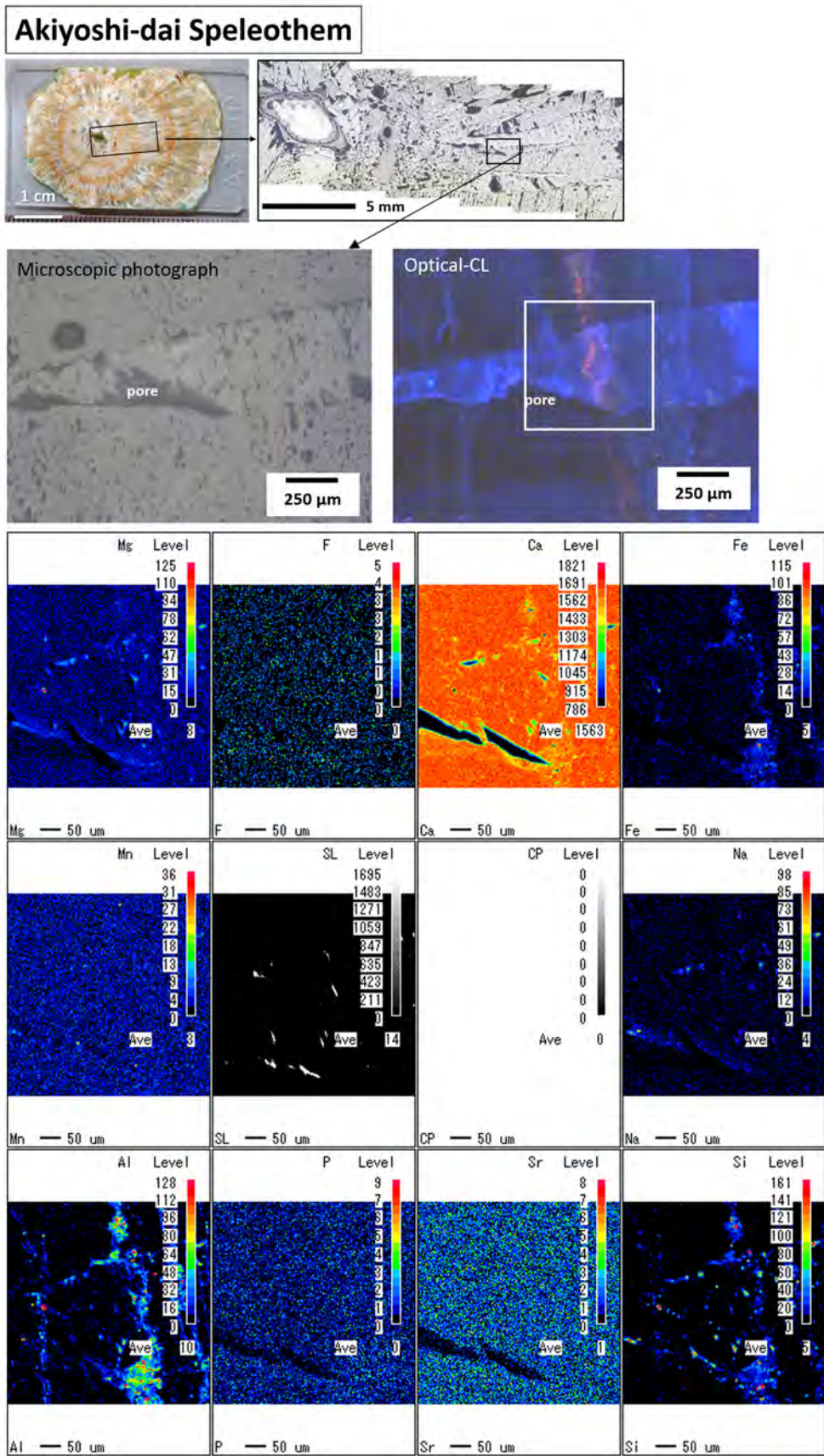


図 4.2-2 AK-1 の落射偏光顕微鏡像、Optical-CL 像、微量元素分布図及びその取得位置図  
 SL: 二次電子像、CP: 反射電子像

#### 4.2.3 花崗岩中の割れ目に介在する炭酸塩鉱物

花崗岩中の割れ目に介在する炭酸塩鉱物 (DH15-1) の落射偏光顕微鏡像、Optical-CL 像、微量元素の二次元分布図及びその取得位置を図 4.2-3 に示す。

Optical-CL 像より、この DH15-1 では、成長構造として右上から左下方向に伸びる複数の明色帯と暗色帯の繰り返しが観察できる。さらに、微量元素分布図において、この Optical-CL 像で観察される成長構造と対応する分布を示すのが Mn 成分であり、CL の明色帯において、Mn 成分を多く含有する傾向が観察できる。既存研究 (Machel, 2000<sup>12)</sup>) において CL 発光は Mn によって促進されることが報告されている。このため本試料で得られる明色帯と高い Mn 含有量の関連は、既存研究と整合的である。また、先に示した有孔虫 (NM-1) や鍾乳石 (AK-1) のケースでは、成長構造と対応して Ca 成分の減少が認められたが、割れ目に介在する炭酸塩鉱物 (DH15-1) ではその傾向は認められず、Ca 成分は均質である。

本試料は、花崗岩の地下深部 (深度約 1,000 m) の割れ目に充填した炭酸塩鉱物である。このような地下深部における地下水の動きは年間数 mm と極めて遅いため、この炭酸塩鉱物 (DH15-1) は化学的に平衡もしくはそれに近い条件下での沈殿反応により形成されたと予想できる。このため、本検討で明らかになった炭酸塩鉱物中の成長構造に沿った Mn 濃度の相違は、炭酸塩鉱物を沈殿させた地下水の Mn 濃度の変動を反映していると考えられる。

## Fracture-filling Carbonate(DH-15 996.2-996.5)

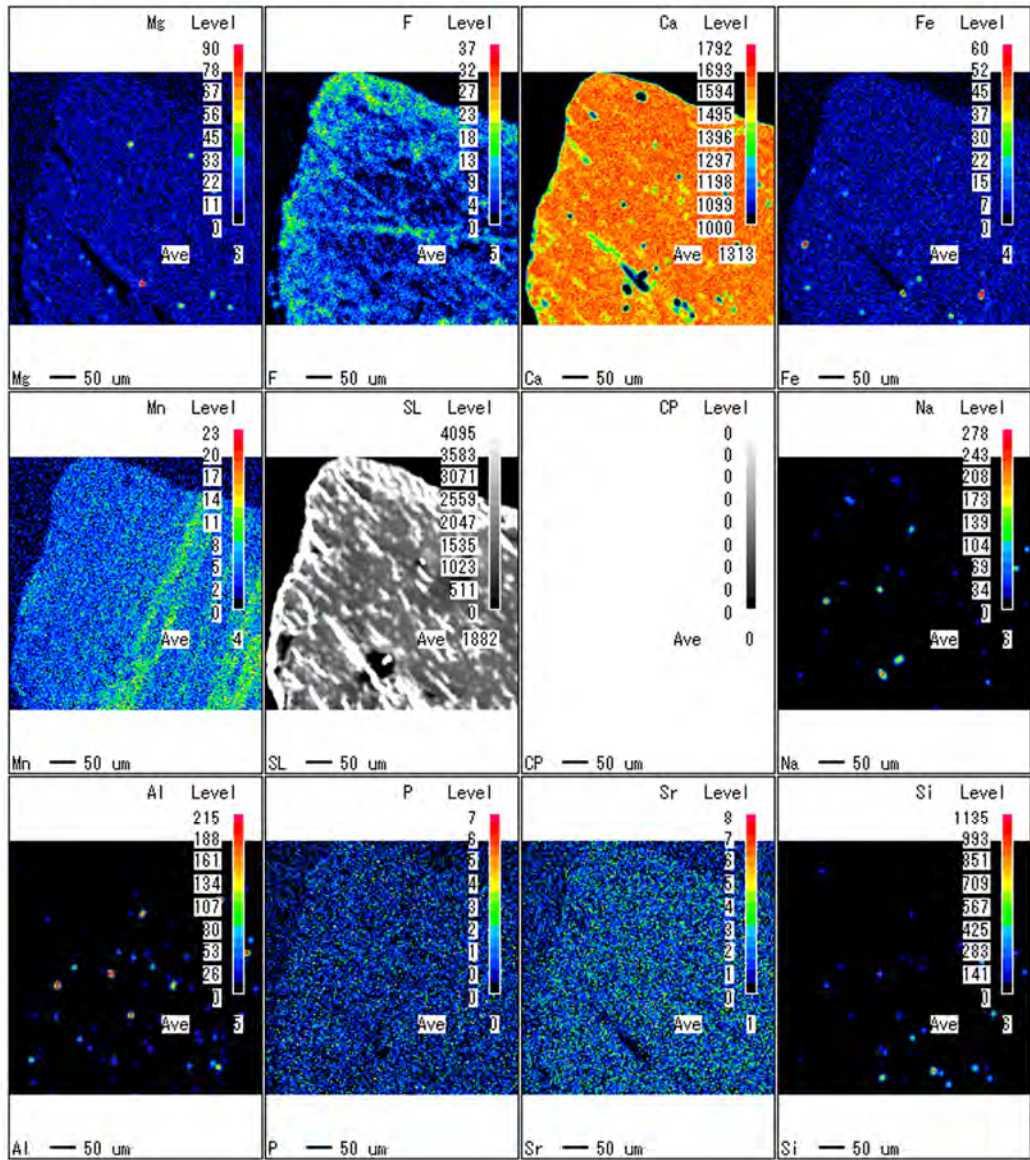
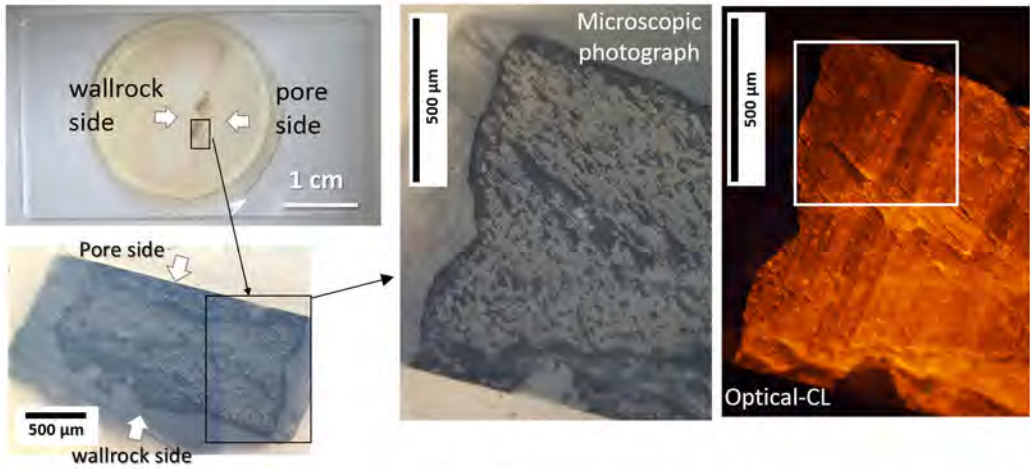


図 4.2-3 DH15-1 の落射偏光顕微鏡像、Optical-CL 像、微量元素分布図及びその取得位置図  
SL: 二次電子像、CP: 反射電子像



#### 4.3 炭酸塩鉱物中の包有鉱物を用いた沈殿時期の制約に関する検討

3.2.3 項に記したように、炭酸塩鉱物中の包有鉱物は炭酸塩鉱物の沈殿時期に制約を与えることができると考えられるため、DH15-1 中の包有鉱物として石英に着目し、CL 像の観察及び EPMA-WDS による化学組成分析を実施した。また比較対象として母岩（土岐花崗岩体）中の石英結晶に対しても同様に SEM-CL 観察並びに化学組成分析を行った。

##### 4.3.1 割れ目に介在する炭酸塩鉱物中の石英

花崗岩体中の割れ目に介在する炭酸塩鉱物（DH15-1）の中に包有される石英として、図 4.3-1 に示す二つの石英結晶に着目した。本検討で用いた DH15-1 の中に包有される石英（以下、「包有石英」という）の形状は、反射電子像（以下、「BSE 像」という）によると石英固有の結晶形（自形）を示さず、角張っており破片状を呈する。次に SEM-CL 観察を行った。一般に、深成岩体中の自形及び自形に近い形状の石英は、しばしば CL パターンが累帯構造（結晶のコアからリムに向けて暗色帯と明色帯が連続的に分布する）を持つことが報告されている。その一例として、遠野複合深成岩体中の石英から取得した CL パターンを図 4.3-2 に示す。しかし、DH15-1 中の包有石英の CL パターン（図 4.3-1）は、明色域と暗色域は確認できるものの不均質であり、結晶の位置に応じた系統的な明暗の傾向は認められない。

本試料（DH15-1）における包有石英の成因を明らかにするため、石英中に微量に含有される Ti 成分の定量分析を実施した（EPMA-WDS での分析条件：加速電圧 15 kV、ビーム電流 50 nA、ビーム径はスポットに設定）。表 4.3-1 に包有石英の定量結果を示す。二つの包有石英結晶中の Ti 含有量（TiO<sub>2</sub>）として 0.000 wt% 及び 0.005 wt%（50 ppm）の値を得た。一般に、石英中の Ti 濃度は、生成された温度条件だけでなく、石英が結晶化する際の周囲のメルト（マグマ）に含まれる Ti の含有量（飽和度）にも依存する。つまり、いくら Si と Ti が置換できる温度条件であっても、Ti が結晶の周囲（メルト中）に存在しなければ、結晶中に入ることはできない。定量値 0.000 wt% はこのような条件を指し示す。一方、石英中に Ti がある程度含有される場合は、結晶の形成時にマグマから供給される Ti の量が十分であったと仮定すると、その結晶化温度を導出することが可能となる。包有石英の定量値 0.005 wt% を利用し、Wark and Watson (2006)<sup>11)</sup> の石英チタン (TitaniQ) 温度計を用いて導出した結晶化温度は約 670 °C（温度計の誤差は±5 °C）であった。

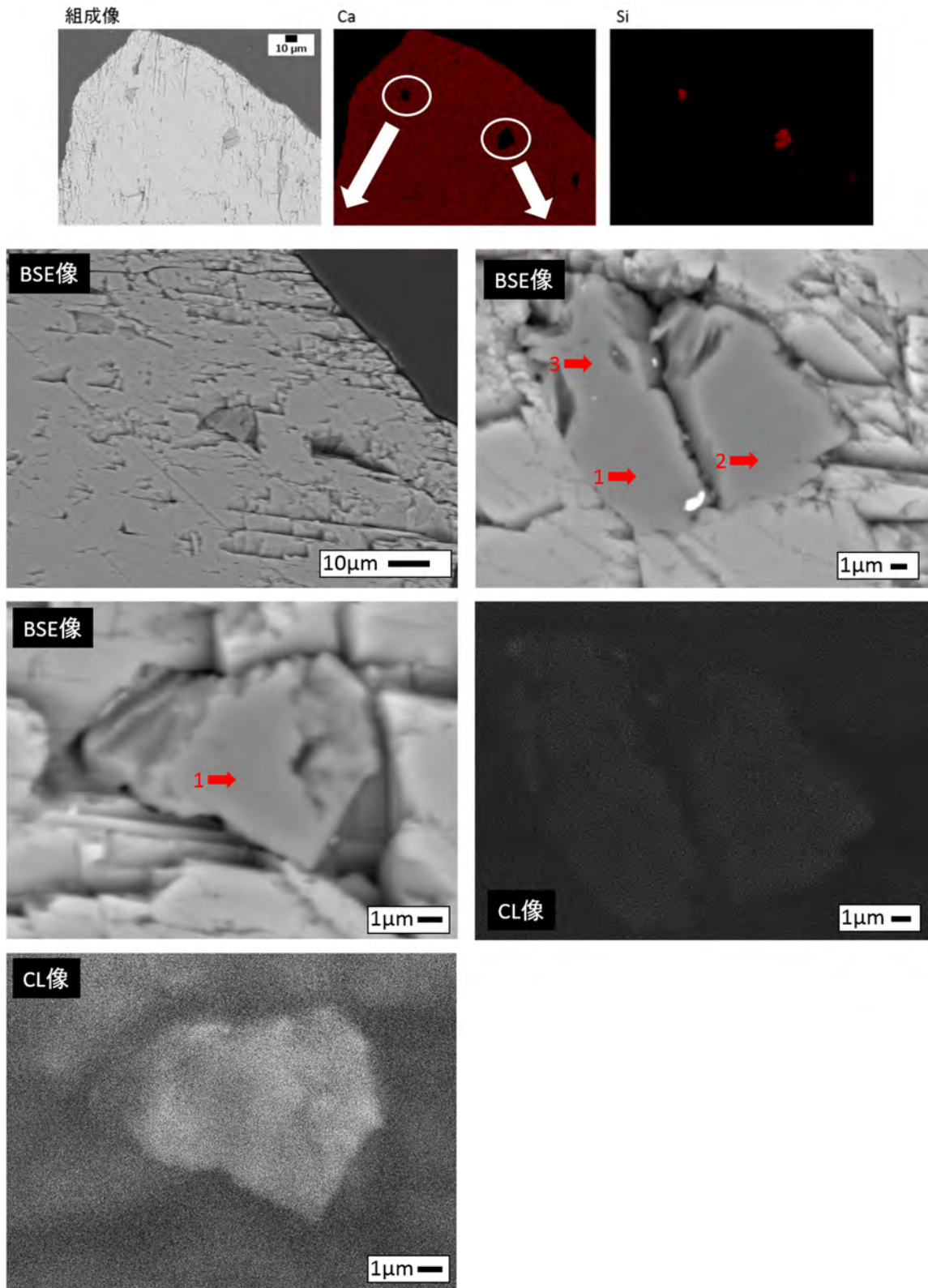


図 4.3-1 DH15-1 中の包有石英の BSE 像及び SEM-CL 像  
 BSE 像中の No.は EPMA-WDS の分析点を示す（分析結果は表 4.3-1 を参照）

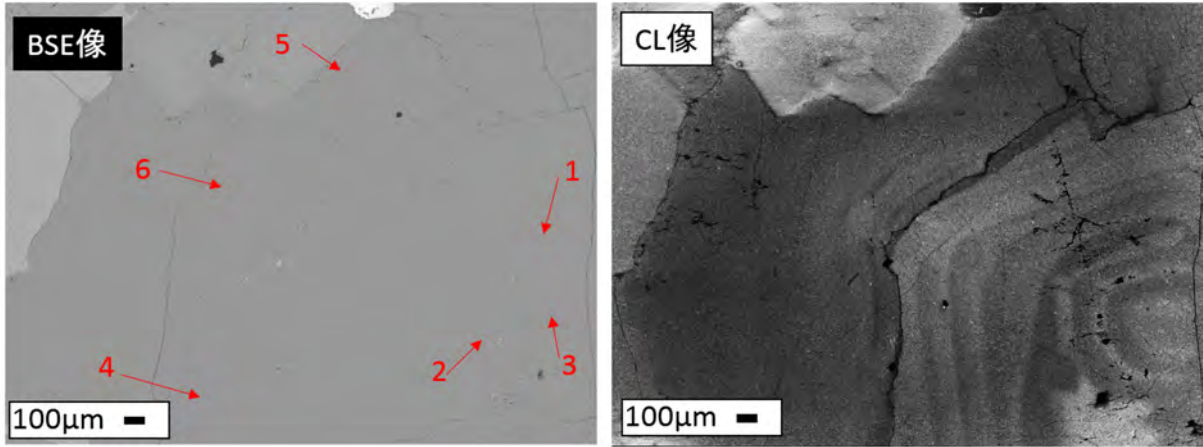


図 4.3-2 遠野複合深成岩体中の石英の BSE 像及び SEM-CL 像  
BSE 像中の No.は EPMA-WDS の分析点を示す（分析結果は表 4.3-3 を参照）

表 4.3-1 DH15-1 中の包有石英の化学組成

Sample	Left		Right side	
Mineral	Qtz	Qtz	Qtz	Qtz
Sp.No.	1	1	2	3
(wt%)				
SiO <sub>2</sub>	100.870	99.583	98.367	99.739
TiO <sub>2</sub>	0.000	0.000	0.000	0.000
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.044	0.017	0.000	0.001
FeO	0.031	0.002	0.000	0.000
MnO	0.000	0.000	0.011	0.000
MgO	0.005	0.000	0.009	0.001
CaO	0.590	0.513	0.520	0.493
Na <sub>2</sub> O	0.040	0.000	0.000	0.006
K <sub>2</sub> O	0.021	0.001	0.000	0.007
<b>total</b>	<b>101.601</b>	<b>100.116</b>	<b>98.907</b>	<b>100.247</b>
(atm)				
O	2	2	2	2
Si	1.00	1.00	1.00	1.00
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.01	0.01	0.01	0.01
Na	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>total</b>	<b>1.01</b>	<b>1.01</b>	<b>1.01</b>	<b>1.01</b>

※分析点は図 4.3-1 を参照

#### 4.3.2 割れ目に介在する炭酸塩鉱物中の包有石英と母岩（花崗岩）中の石英との比較

花崗岩体中の割れ目に介在する炭酸塩鉱物 (DH15-1) 中の包有石英と同様の形状及び CL パターンを持つ母岩（土岐花崗岩体）中の石英に着目する。母岩（土岐花崗岩体）中の石英の SEM-CL 像を図 4.3-3 に示す。この石英は他形であり、石英結晶内の CL パターンは明色域と暗色域が不均質に分布しており、結晶の位置に応じた系統的な傾向は認められない。

母岩（土岐花崗岩体）中の石英に対して Ti 濃度の定量分析を行った結果を表 4.3-2 に示す。石英結晶中の Ti 含有量 ( $\text{TiO}_2$ ) は 0.000 wt% であった。比較対象として分析した遠野複合深成岩体中の石英から取得した化学組成（表 4.3-3）と比較すると、Ti 含有量は低く、粒子内での変動も小さい。この結果から、今回用いた石英は、結晶化の際にメルトからの Ti の供給が乏しかったと推察される。このため、DH15-1 中の包有石英と母岩（土岐花崗岩体）中の石英から導出される結晶化温度を直接比較することはできない。しかし、Yuguchi et al. (2011)<sup>14)</sup> によって、土岐花崗岩中のホルンブレンド-斜長石温度計を用いたホルンブレンドの縁辺部の温度条件は、約 690 °C であることが示されている。ホルンブレンドの縁辺部が形成されるタイミング（形成末期）は、その反応原理を考慮すると石英の形成のタイミングと大きく相違がないと言われている。したがって、土岐花崗岩中の石英の結晶化温度は、ホルンブレンドの縁辺部の温度条件である約 690 °C に近いと推測される。この温度は、DH15-1 中の包有石英の Ti 濃度から導出した形成温度である約 670 °C とほぼ等しい。このことから、分析対象とした DH15-1 中の包有石英は、母岩（土岐花崗岩体）から供給されたものであると推定される。

本検討の結果、包有鉱物を用いた炭酸塩鉱物の形成時期の推測は、技術的に可能であることが示された。一方で、本検討で分析対象とした炭酸塩鉱物 (DH15-1) については、その形成時期が母岩の形成から現在までの間となり、包有石英の分析結果のみで炭酸塩鉱物の形成時期に対して制約を与えることは困難であった。炭酸塩鉱物中には、石英の他に緑泥石や長石などの異種鉱物を含有しており、緑泥石は緑泥石温度計、長石は ternary feldspar 温度計を用いることで、それぞれの結晶化温度を推定可能である。したがって、本共同研究で示した手法を複数の包有鉱物へ適用することで、炭酸塩鉱物の沈殿時期に制約を与えることが可能になると考えられる。

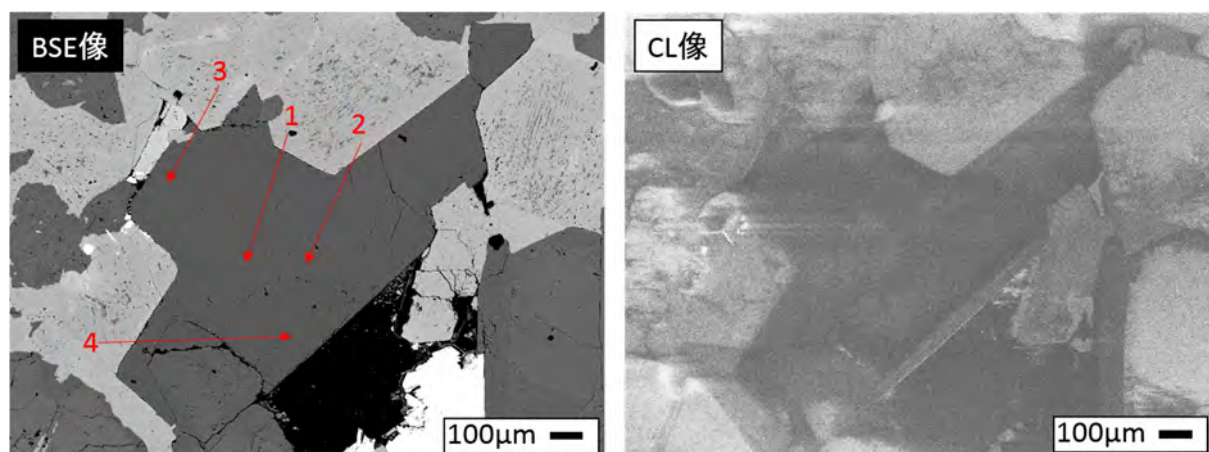


図 4.3-3 母岩（土岐花崗岩体）中の石英の BSE 像及び SEM-CL 像  
BSE 像中の No. は EPMA-WDS の分析点を示す（分析結果は表 4.3-2 を参照）

表 4.3-2 母岩（土岐花崗岩体）中の  
石英の化学組成

Sample Mineral Sp.No. (wt%)	Toki granite			
	Qtz 1	Qtz 2	Qtz 3	Qtz 4
SiO <sub>2</sub>	99.079	99.100	99.066	99.080
TiO <sub>2</sub>	0.000	0.000	0.000	0.001
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.003	0.000	0.004	0.005
FeO	0.010	0.000	0.021	0.004
MnO	0.000	0.000	0.012	0.014
MgO	0.002	0.001	0.000	0.000
CaO	0.012	0.005	0.023	0.016
Na <sub>2</sub> O	0.003	0.003	0.000	0.000
K <sub>2</sub> O	0.001	0.000	0.010	0.002
<b>total</b> (atm)	<b>99.11</b>	<b>99.11</b>	<b>99.14</b>	<b>99.12</b>
O	2	2	2	2
Si	1.00	1.00	1.00	1.00
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>total</b>	<b>1.00</b>	<b>1.00</b>	<b>1.00</b>	<b>1.00</b>

※分析点は図 4.3-3 を参照

表 4.3-3 遠野複合深成岩体中の  
石英の化学組成

Sample Mineral Sp.No. (wt%)	Tono plutonic complex					
	Qtz 1	Qtz 2	Qtz 3	Qtz 4	Qtz 5	Qtz 6
SiO <sub>2</sub>	97.335	97.775	97.355	97.346	97.657	97.947
TiO <sub>2</sub>	0.000	0.000	0.015	0.026	0.007	0.015
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.007	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000
FeO	0.000	0.000	0.028	0.010	0.000	0.000
MnO	0.000	0.000	0.000	0.010	0.000	0.000
MgO	0.003	0.000	0.000	0.000	0.005	0.000
CaO	0.000	0.000	0.010	0.005	0.000	0.002
Na <sub>2</sub> O	0.000	0.000	0.000	0.000	0.013	0.000
K <sub>2</sub> O	0.003	0.000	0.002	0.002	0.010	0.002
<b>total</b> (atm)	<b>97.348</b>	<b>97.775</b>	<b>97.410</b>	<b>97.400</b>	<b>97.692</b>	<b>97.966</b>
O	2	2	2	2	2	2
Si	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>total</b>	<b>1.00</b>	<b>1.00</b>	<b>1.00</b>	<b>1.00</b>	<b>1.00</b>	<b>1.00</b>

※分析点は図 4.3-2 を参照

#### 4.4 炭酸塩鉱物の微小領域分析手法の開発の高度化

本共同研究では、以下の三つの知見を得た。

- 1) **Optical-CL** 観察の分解能を把握するため、花崗岩体中の割れ目に介在する炭酸塩鉱物 (DH15-1) を対象とした高倍率条件での **Optical-CL** 観察を実施した。この結果、**Optical-CL** 観察において、数十  $\mu\text{m}$  スケールまでの成長構造が観察可能であることを確認した。
- 2) **CL** 像の成長構造が生じる要因を把握するため、有孔虫 (NM-1)、鍾乳石 (AK-1) 及び花崗岩の割れ目に介在する炭酸塩鉱物 (DH15-1) に対する **EPMA-WDS** を用いた微量含有成分のマッピングを実施した。その結果、有孔虫 (NM-1) の成長構造は **Mg** 成分と、鍾乳石 (AK-1) の成長構造は **Mg**、**Fe**、**Al** 及び **Si** 成分と、花崗岩中の割れ目に介在する炭酸塩鉱物 (DH15-1) は **Mn** 成分と関連することがわかった。
- 3) 花崗岩体中の割れ目に介在する炭酸塩鉱物 (DH15-1) が包有する異種の微小な鉱物として石英に着目し、**SEM-CL** 観察及び **Ti** 濃度の定量分析を行い、含有石英の形成温度条件を導出した。これを母岩中の鉱物 (石英及びホルンブレンド) の生成温度と比較することで、炭酸塩鉱物中の石英の供給源を論じた。このように異種の包有鉱物に着目することは、炭酸塩鉱物の沈殿時期に制約を与える上で有効である。

上記の成果を踏まえ、炭酸塩鉱物の微小領域分析に際して地質学的背景を明らかにするための分析フローチャート (日本原子力研究開発機構, 2016<sup>9)</sup>) の高度化を実施した (図 4.4-1)。

まず試料準備・調整し、落射偏光顕微鏡観察によって試料の分析面の状態を確認する。この際、分析面に亀裂などの凹凸が大きければ再調整を行う。次にルミノスコープを用いた **Optical-CL** 像を取得する。ルミノスコープの持つ数十  $\mu\text{m}$  スケール以上の分解能で炭酸塩鉱物の成長構造や成長線、伸長方向や始点・終点が明確に観察できる場合、すなわち地質学的背景を十分に議論できる場合は、炭酸塩鉱物の微小領域における地球化学的特性や放射年代を取得するための分析へ移行する。一方、成長線が数十  $\mu\text{m}$  以下で複雑に入り組むなどによって成長構造を十分に識別できない場合、試料に炭素蒸着処理を行い、高倍率観察が可能な **SEM-CL** 観察を実施する。これにより地質学的背景を議論できる場合は、炭酸塩鉱物の微小領域における地球化学的特性や放射年代取得へ移行する。**Optical-CL** 観察及び **SEM-CL** 観察を通じて十分な成長構造を取得できない場合は、**EPMA-WDS** を用いて微量含有元素マッピングを実施し、微量元素の二次元分布図を用いて成長構造の解明を図る。また **Optical-CL** 観察あるいは **SEM-CL** 観察によって成長構造を把握できる場合も、付随的に微量元素マッピングや炭酸塩鉱物中に包有される異種鉱物の岩石学的データを取得することにより、地質学的背景の理解が深まる。

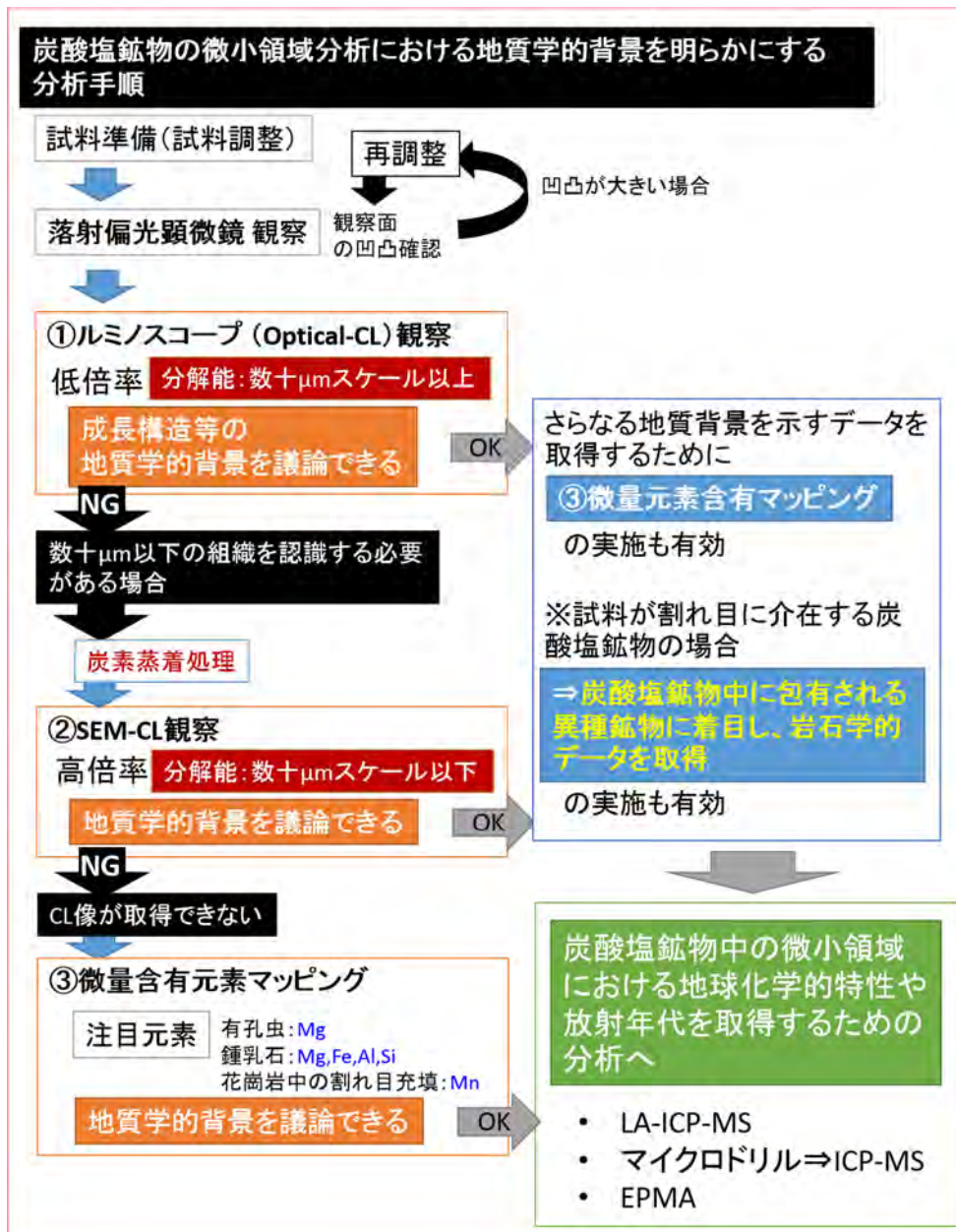


図 4.4-1 炭酸塩鉱物の微小領域分析における地質学的背景を明らかにするための分析フローチャート (平成 28 年度改定版)

## 5. まとめ

炭酸塩鉱物中の微小領域において地球化学的特性や放射年代を取得するための分析点選定には、定量下限以下となる領域を避けるだけでなく、分析点ごとの地質学的背景を事前に評価しておく必要がある。

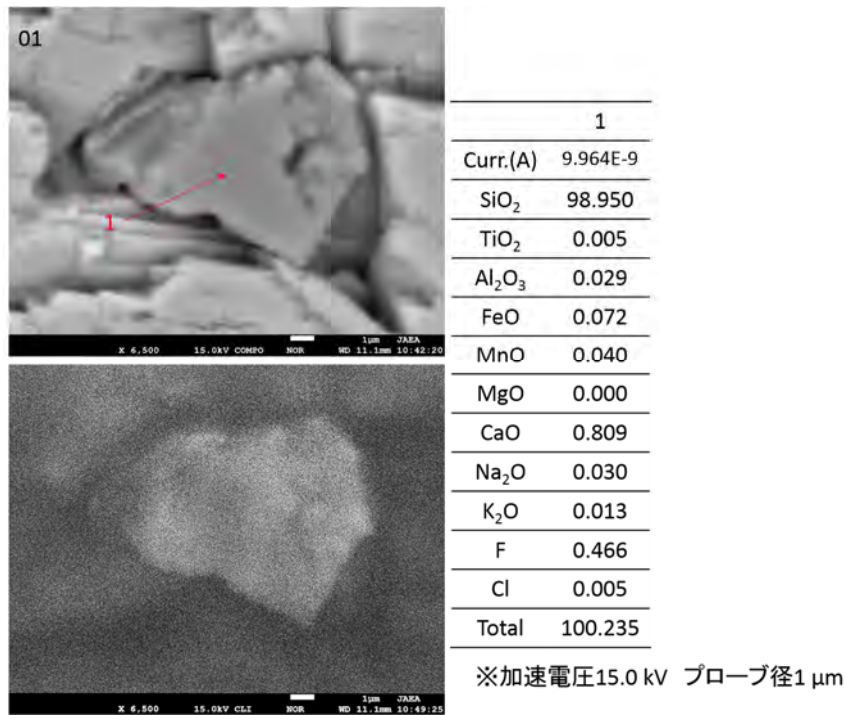
平成 28 年度は、1) 有意に成長構造を観察できる Optical-CL 観察の分解能の決定、2) 炭酸塩鉱物中の成長構造と微量含有成分との関連の解明及び 3) 炭酸塩鉱物中に包有される異種鉱物の岩石学的データの有効性を提示した。これらの知見から、平成 27 年度に構築した炭酸塩鉱物の微小領域分析に際して地質学的背景を明らかにするための分析フローチャートの高度化を実施した。ルミノスコープを用いた Optical-CL 観察によって、炭酸塩鉱物の成長構造を把握でき、地質学的背景を議論できる場合、炭酸塩鉱物の微小領域における地球化学的特性や放射年代を取得するための分析へ移行する。一方、数十  $\mu\text{m}$  以下のスケールの成長構造の識別できない場合には、SEM-CL 観察を実施する。CL 観察により十分に成長構造が把握できない場合や、さらなる地質学的背景の解読には、微量元素マッピングや炭酸塩鉱物中に包有される異種鉱物の岩石学的データの取得が有効である。



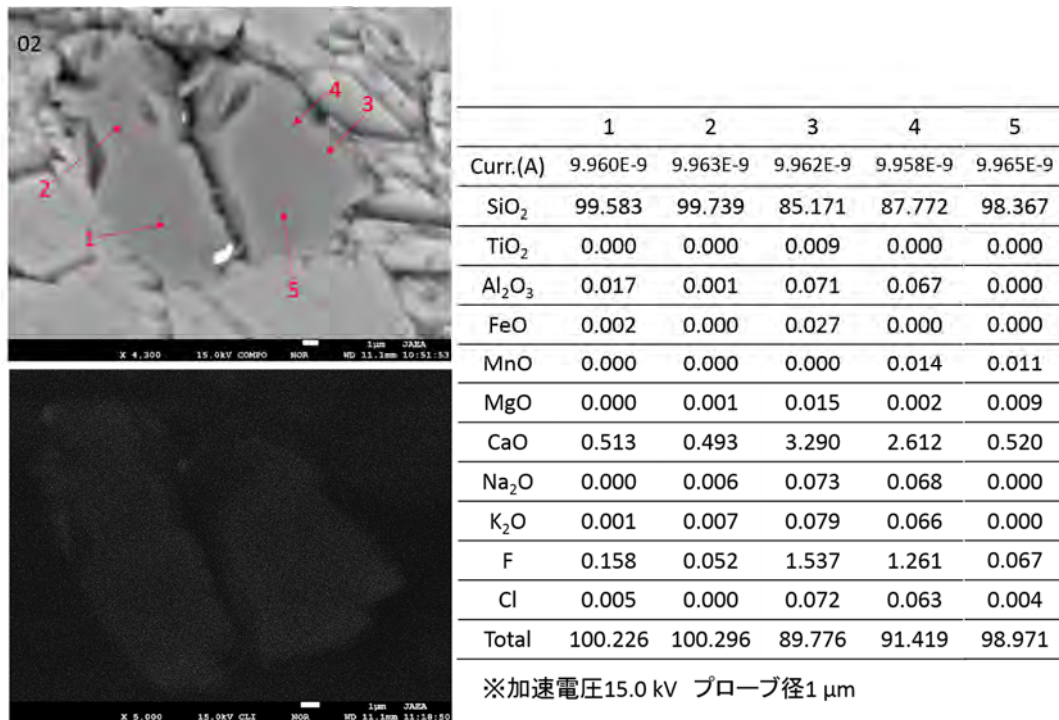
付図

本共同研究において実施した石英の CL 像と化学組成分析の結果を以下に付する。

1. 土岐花崗岩中の割れ目に介在する炭酸塩鉱物 (DH15-1) 中の石英 (化学組成の単位は wt%)

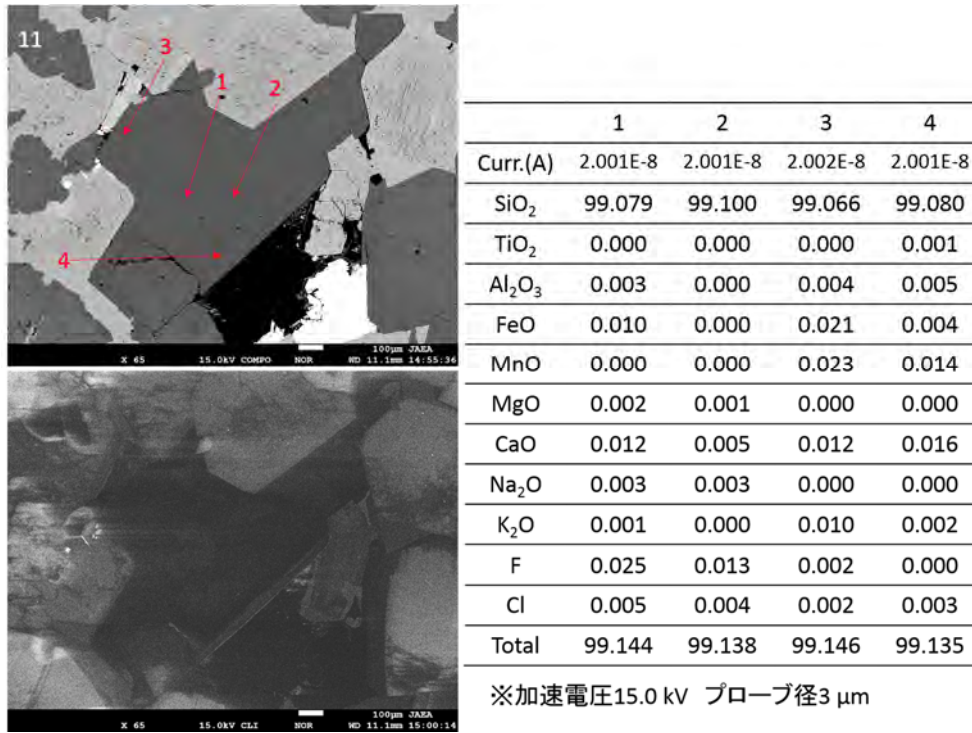


付図 1-1 DH15-1 中の包有石英の CL 像と化学組成 (試料 C01)

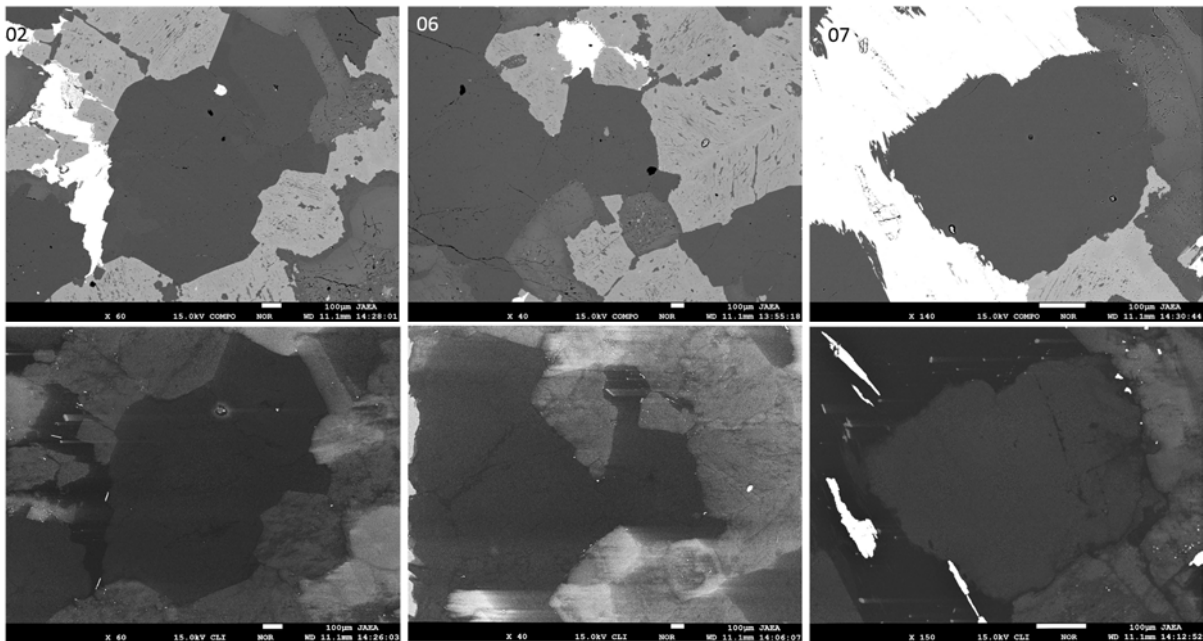


付図 1-2 DH15-1 中の包有石英の CL 像と化学組成 (試料 C02)

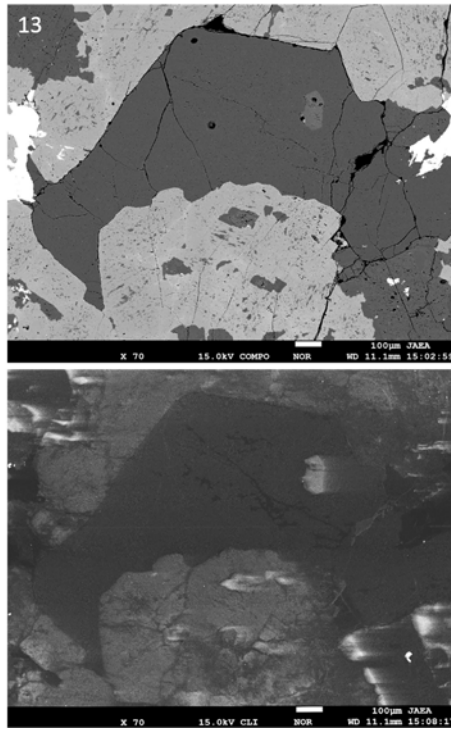
2. 母岩（土岐花崗岩体）中の石英（化学組成の単位は wt%）



付図 2-1 母岩（土岐花崗岩体）中の石英の CL 像と化学組成（試料 TK11）

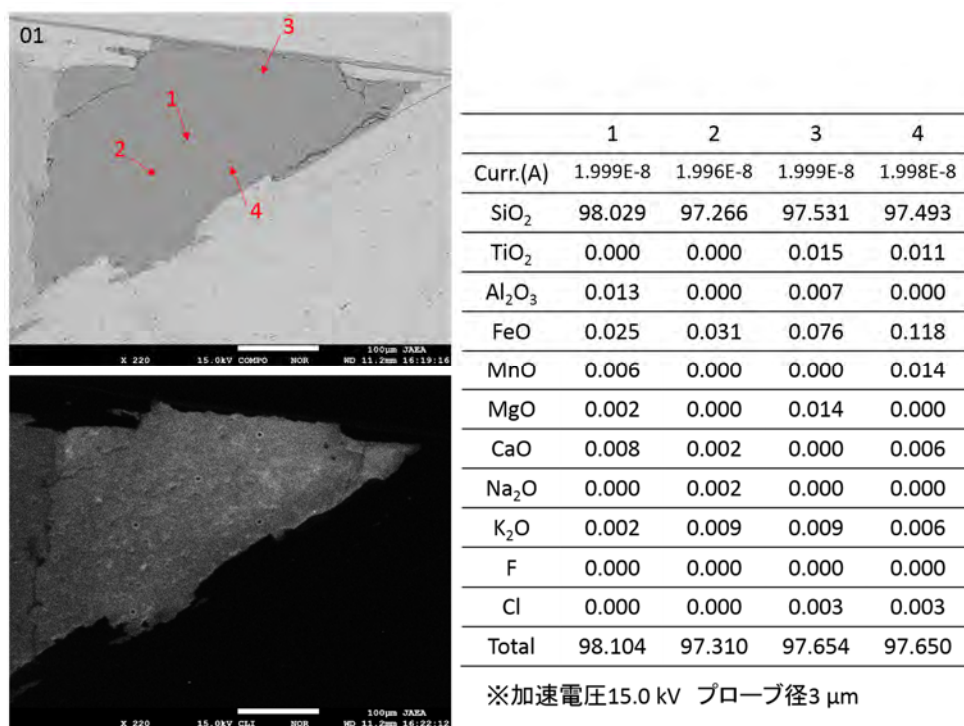


付図 2-2 母岩（土岐花崗岩体）中の石英の CL 像（試料 TK02, TK06, TK07）

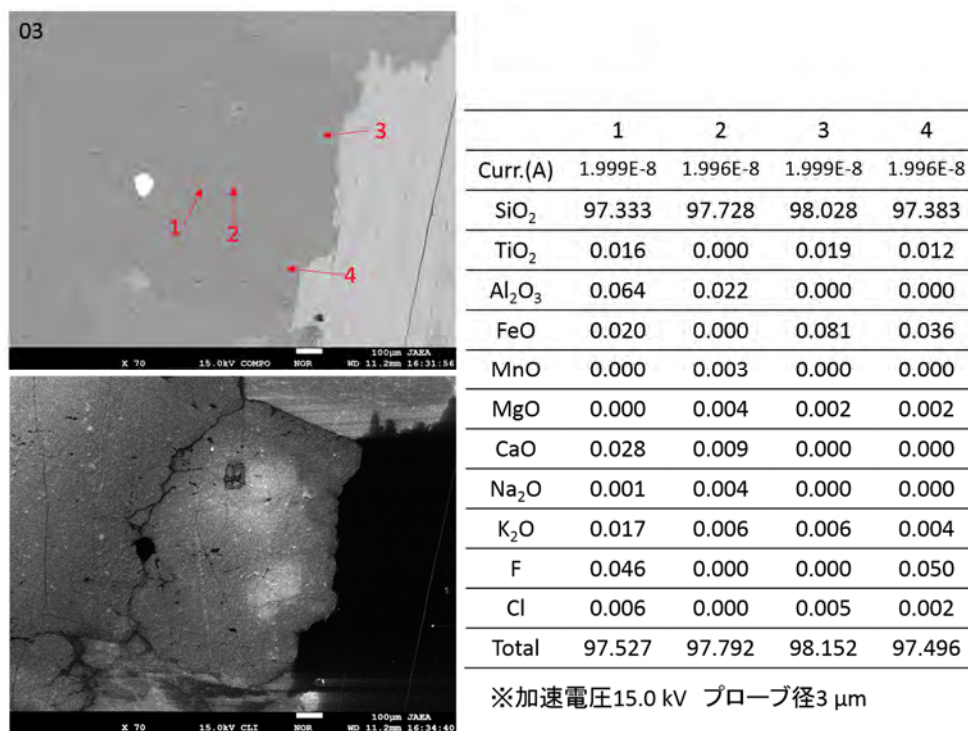


付図 2-3 母岩（土岐花崗岩体）中の石英の CL 像（試料 TK13）

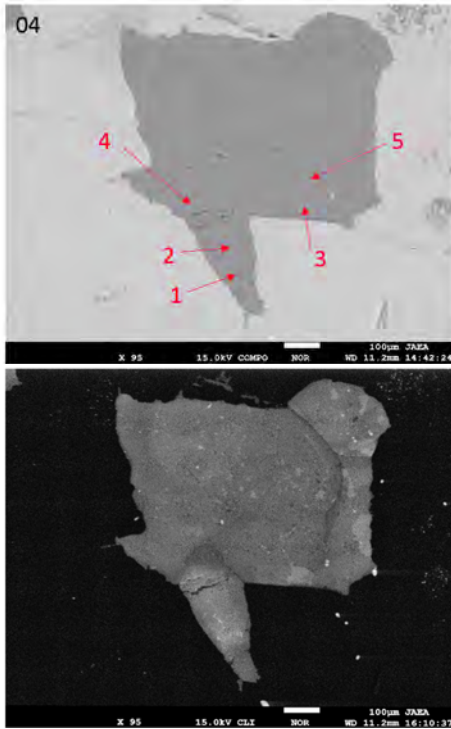
### 3. 遠野複合深成岩体中の石英（化学組成の単位は wt%）



付図 3-1 遠野複合深成岩体中の石英の CL 像と化学組成（試料 TN01）



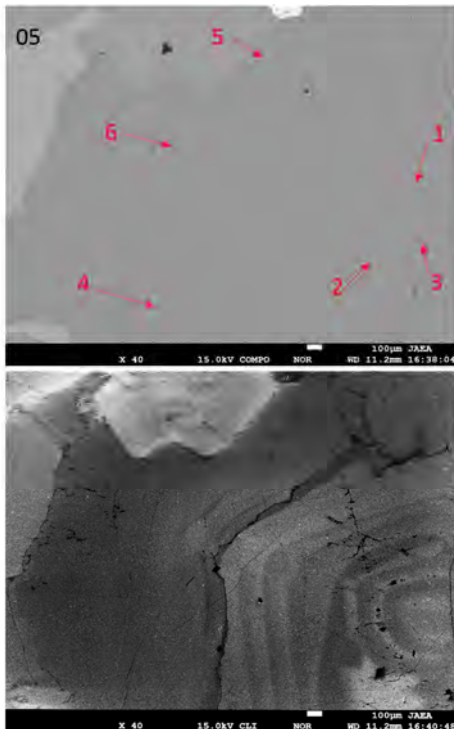
付図 3-2 遠野複合深成岩体中の石英の CL 像と化学組成（試料 TN03）



	1	2	3	4	5
Curr.(A)	2.004E-8	2.004E-8	2.003E-8	2.002E-8	2.003E-8
SiO <sub>2</sub>	96.623	96.218	96.736	96.432	96.349
TiO <sub>2</sub>	0.010	0.006	0.013	0.010	0.006
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000
FeO	0.162	0.085	0.038	0.033	0.033
MnO	0.000	0.000	0.007	0.005	0.004
MgO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.008
CaO	0.004	0.005	0.000	0.010	0.010
Na <sub>2</sub> O	0.013	0.009	0.000	0.000	0.000
K <sub>2</sub> O	0.018	0.003	0.003	0.008	0.010
F	0.000	0.000	0.000	0.010	0.000
Cl	0.003	0.007	0.000	0.002	0.007
Total	96.840	96.343	96.806	96.505	96.435

※加速電圧15.0 kV プローブ径3 µm

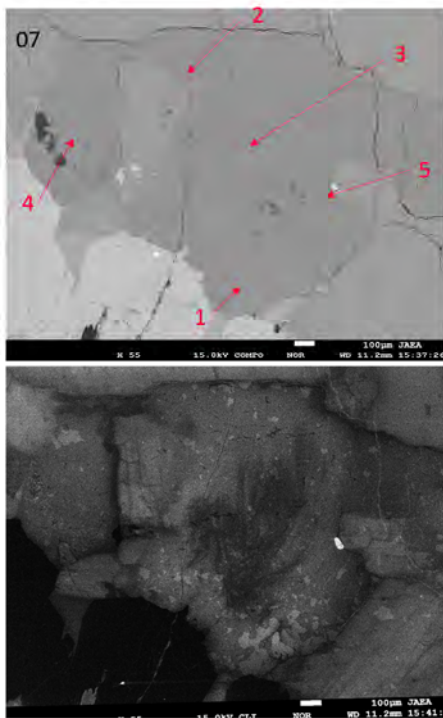
付図 3-3 遠野複合深成岩体中の石英の CL 像と化学組成 (試料 TN04)



	1	2	3	4	5	6
Curr.(A)	1.996E-8	1.994E-8	2.006E-8	1.995E-8	1.997E-8	2.004E-8
SiO <sub>2</sub>	97.335	97.775	97.355	97.346	97.657	97.947
TiO <sub>2</sub>	0.000	0.000	0.015	0.026	0.007	0.015
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.007	0.000	0.000	0.001	0.007	0.000
FeO	0.000	0.000	0.028	0.010	0.000	0.000
MnO	0.000	0.000	0.000	0.010	0.000	0.000
MgO	0.003	0.000	0.000	0.000	0.005	0.000
CaO	0.003	0.000	0.010	0.005	0.000	0.002
Na <sub>2</sub> O	0.000	0.003	0.000	0.000	0.013	0.000
K <sub>2</sub> O	0.003	0.000	0.002	0.002	0.010	0.001
F	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.009
Cl	0.000	0.004	0.002	0.002	0.000	0.000
Total	97.376	97.787	97.423	97.407	97.706	97.970

※加速電圧15.0 kV プローブ径3 µm

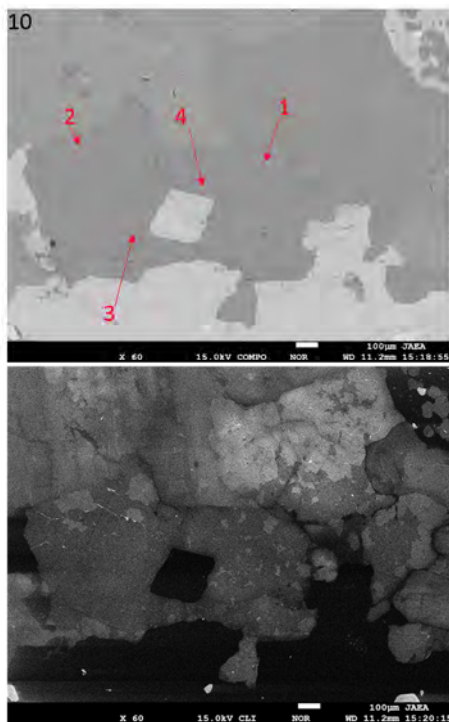
付図 3-4 遠野複合深成岩体中の石英の CL 像と化学組成 (試料 TN05)



	1	2	3	4	5
Curr.(A)	2.004E-8	2.004E-8	2.004E-8	2.004E-8	2.004E-8
SiO <sub>2</sub>	96.302	96.130	96.177	95.383	96.329
TiO <sub>2</sub>	0.007	0.012	0.001	0.007	0.000
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.000	0.003	0.000	0.004	0.006
FeO	0.111	0.000	0.000	0.000	0.000
MnO	0.021	0.000	0.021	0.000	0.002
MgO	0.006	0.004	0.000	0.000	0.000
CaO	0.015	0.009	0.000	0.000	0.022
Na <sub>2</sub> O	0.005	0.000	0.012	0.006	0.010
K <sub>2</sub> O	0.005	0.000	0.003	0.005	0.004
F	0.001	0.000	0.000	0.00	0.000
Cl	0.003	0.003	0.004	0.004	0.007
Total	96.481	96.177	96.223	95.426	96.408

※加速電圧15.0 kV プローブ径3 µm

付図 3-5 遠野複合深成岩体中の石英の CL 像と化学組成 (試料 TN07)



	1	2	3	4
Curr.(A)	2.001E-8	2.002E-8	2.002E-8	2.005E-8
SiO <sub>2</sub>	96.571	97.538	96.504	96.103
TiO <sub>2</sub>	0.017	0.014	0.001	0.008
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.030	0.007	0.000	0.000
FeO	0.000	0.020	0.026	0.081
MnO	0.000	0.003	0.000	0.000
MgO	0.000	0.007	0.000	0.000
CaO	0.000	0.017	0.001	0.003
Na <sub>2</sub> O	0.000	0.008	0.006	0.014
K <sub>2</sub> O	0.000	0.000	0.003	0.003
F	0.003	0.000	0.000	0.000
Cl	0.008	0.001	0.003	0.004
Total	96.649	97.617	96.543	96.228

※加速電圧15.0 kV プローブ径3 µm

付図 3-6 遠野複合深成岩体中の石英の CL 像と化学組成 (試料 TN10)

## 引用文献

- 1) 西本昌司, 鵜飼恵美, 天野健治, 吉田英一, 地下深部花崗岩の変質プロセス解析: 土岐花崗岩を例にして, 応用地質, vol.49, 2008, pp.94-104.
- 2) Nishimoto, S. and Yoshida, H., Hydrothermal alteration of deep fractured granite: Effects of dissolution and precipitation, *Lithos*, vol.115, 2010, pp.153-162.
- 3) Iwatsuki, T. and Yoshida, H., Characterizing the chemical containment properties of the deep geosphere: Water-rock interactions in relation to fracture systems within deep crystalline rock in the Tono area, Japan, Geological Society of London, Special Publications, vol.157, 1999, pp.71-84.
- 4) Yoshida, H., Aoki, K., Semba, T., Ota, K., Amano, K., Hama, K., Kawamura, M. and Tsubota, K., Overview of the stability and barrier functions of the granitic geosphere at the Kamaishi mine; Relevance to radioactive waste disposal in Japan, *Engineering Geology*, vol.56, 2000, pp.151-162.
- 5) 吉田英一, 地層処分 脱原発後に残される科学課題, 近未来社, 2012, 168p.
- 6) Ohno, T., Yoshida, H. and Metcalfe, R., Use of fracture filling mineral assemblages for characterizing water-rock interactions during exhumation of an accretionary complex: An example from the Shimanto Belt, southern Kyushu Japan, *Journal of Structural Geology*, vol.87, 2016, pp.81-94.
- 7) Milodowski, A.E., Tullborg, E.-L., Buil, B., Gómez, P., Turrero, M.-J., Haszeldine, S., England G., Gillespie, M.R., Torres, T., Ortiz, J.E., Zacharias, J., Silar, J., Chvátal, M., Strnad, L., Sebek, O., Bouch, J.E., Chenery, S.R., Chenery, C., Shepherd, T.J. and McKervey, J.A., Application of mineralogical petrological and geochemical tools for evaluating the palaeohydrogeological evolution of the PADAMOT Study sites, PADAMOT PROJECT Technical Report WP2. EUFP5 Contract No: FIKW-CT2001-20129, 2005.
- 8) 日本原子力研究開発機構, 平成 26 年度 地層処分技術調査等事業 地質環境長期安定性評価 確証技術開発報告書, 2015, 229p.
- 9) 日本原子力研究開発機構, 「炭酸塩鉱物の微小領域分析手法の開発」共同研究報告書, 2016, 36p.
- 10) Drivenes, K., Larsen, R.B., Muller, A. and Sorencen, B.E., Crystallization and uplift path of late Variscan granites evidenced by quartz chemistry and fluid inclusions: Example from the Land's End granite, SW England. *Lithos*, vol.252-253, 2016, pp.57-75.
- 11) Wark, D.A. and Watson, E.B., Titanite: a titanium-in-quartz geothermometer, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, vol.152, 2006, pp.743-754.
- 12) Machel, H.G., Application of Cathodoluminescence to Carbonate Diagenesis, In: Pagel, M. et al. (Eds.), *Cathodoluminescence in Geosciences*, Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 2000, pp. 271-300.
- 13) Toyofuku, T. and Kitazato, H., Micromapping of Mg/Ca values in cultured specimens of the high-magnesium benthic foraminifera, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, vol.6, no.11, 2005, DOI: 10.1029/2005GC000961.
- 14) Yuguchi, T., Tsuruta, T. and Nishiyama, T., Three-dimensional cooling pattern of a granitic pluton I: The study of exsolution sub-solidus reactions in the Toki granite, Central Japan, *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences*, vol.106, 2011, pp.61-78.

レーザーアブレーション付き誘導結合プラズマ  
質量分析計を用いた炭酸塩鉱物の分析手法の開発

平成 28 年度共同研究報告書

平成 28 年 1 月

国立大学法人東京大学  
株式会社京都フィッシュン・トラック  
国立研究開発法人海洋研究開発機構  
学校法人学習院大学  
国立研究開発法人日本原子力研究開発機構



## 目次

1. 概要.....	1
1.1 共同研究件名.....	1
1.2 研究目的.....	1
1.3 実施期間.....	1
2. 研究内容.....	2
2.1 研究概要.....	2
2.2 共同研究内容.....	5
3. 研究成果.....	6
3.1 年代既知の蒸発岩中の方解石の U-Pb 同位体分析及び Sr 同位体分析.....	6
3.2 人工的な標準試料の作製と評価.....	12
3.2.1 沈殿法による炭酸カルシウム粉末の合成.....	12
3.2.2 高純度炭酸カルシウム粉末からのペレットの作製及び均質性の評価.....	14
4. まとめ.....	17
引用文献.....	18

## 図目次

図 2.1-1 レーザー試料導入法の概念図.....	3
図 2.1-2 レーザーアブレーションにおける元素分別.....	4
図 3.1-1 Castile Formation 蒸発岩の実体写真.....	6
図 3.1-2 CFC の U-Pb 年代測定後のレーザーアブレーションクレーターの デジタル顕微鏡写真と深度プロファイル.....	7
図 3.1-3 測定した CFC のコンコーディアプロット.....	10
図 3.1-4 CFC 試料の Sr 同位体組成.....	11
図 3.2-1 合成炭酸カルシウム試料 Gcc-001, Gcc-002, Gcc-003 の X 線回折分析結果.....	13
図 3.2-2 炭酸カルシウム粉末試料を 200 MPa にて加圧しペレット化したもの.....	15
図 3.2-3 炭酸カルシウムペレット試料の U、Pb、Pb/U 比イメージング分析結果.....	15
図 3.2-4 炭酸カルシウムペレット試料の白色部分及び褐色部分のラマンスペクトル.....	16

## 表目次

表 3.1-1 CFC のクレーターごとの U-Pb 年代測定結果.....	8
表 3.1-2 CFC 試料の ExLA-MFC-ICP 質量分析法による局所 Sr 同位体測定結果.....	11
表 3.2-1 炭酸カルシウム合成に用いた母液の組成と沈殿の生成量.....	13
表 3.2-2 合成炭酸カルシウム試料の U 及び Pb 濃度・同位体組成.....	14

## 1. 概要

### 1.1 共同研究件名

レーザーアブレーション付き誘導結合プラズマ質量分析計を用いた炭酸塩鉱物の分析手法の開発

### 1.2 研究目的

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、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を行う必要がある。地層処分の実施においては、地層処分システムの長期的な変化をモデル計算によって予測・評価しつつ、その結果に基づいてシステムの性能や安全性の判断を行うことになる。日本原子力研究開発機構（以下、「原子力機構」という）が、経済産業省から受託して実施する「地質環境長期安定性評価確証技術開発」では、モデルを構築していくうえで必要となる情報やモデルの検証に用いるデータを取得するための革新的な要素技術の開発として、炭酸塩鉱物を対象とした年代測定などの技術開発を進めている。炭酸塩鉱物は地質環境に普遍的に存在するため、開発した測定技術はモデルの構築や検証にあたって適用できる範囲が極めて広い。

分析対象となる割れ目や断層を充填している炭酸塩鉱物は、脈状や網状であることが多く、さらに累帯構造を形成していることもある。このことから、炭酸塩鉱物の地球化学的特性や放射年代を取得するためには、非常に微小な領域を分析する必要がある。この課題を解決するため、本共同研究では、レーザーアブレーション付き誘導結合プラズマ質量分析計（以下、「LA-ICP 質量分析計」という）を用いた、炭酸塩鉱物の微小領域の同位体比測定及び元素分析手法を開発する。LA-ICP 質量分析計を用いることで、数十  $\mu\text{m}$  以下の試料領域の分析が期待できる。

鉱物試料をレーザーで融解分離（アブレーション）する場合、鉱物物性の違いによってアブレーション効率が著しく異なるため、未知試料の分析を行う際には、その未知試料と同じ鉱物を標準試料として選定することが求められる。しかし、国際的に認められた炭酸塩鉱物の標準試料は未だ報告されていないため、手法の開発のためには標準試料の選定が最優先の課題である。

国立大学法人東京大学は、鉱物のウラン（U）-鉛（Pb）年代測定に特化した LA-ICP 質量分析計を所有し、年代測定技術開発を行っている。また、主要元素及び微量元素の二次元分布情報が得られる高速元素イメージングに関する技術開発が進んでおり、この技術は測定対象元素の分布を把握する分析ツールとして期待できる。株式会社京都フィッション・トラックは、特に同位体比測定で必須となる標準試料に関する研究実績を有する。国立研究開発法人海洋研究開発機構（以下、「海洋研究開発機構」という）は、LA-ICP 質量分析計を用いた鉱物の各種年代測定や高精度同位体比測定を独自の技術開発の下で実施しており、測定技術に関する知識、経験を有している。学校法人学習院大学は、希土類元素などを高感度に分析可能な装置を所有し、高確度な微量元素の定量分析が期待できる。原子力機構は、鉱物の放射年代測定法の開発や、炭酸塩鉱物を利用した地下水の地球化学特性の推定などの研究実績を有する。また、原子力機構では、試料の前処理を行うための機器や、元素分析や結晶構造解析が行える装置が整備されていることから、試料の年代測定とともに化学的・鉱物学的特徴を把握することが可能である。

以上の研究機関と本共同研究を行うことにより、LA-ICP 質量分析計を用いた炭酸塩鉱物の放射年代測定技術の開発を効果的に進めることができる。

### 1.3 実施期間

平成 28 年 8 月 5 日～平成 29 年 1 月 31 日

## 2. 研究内容

### 2.1 研究概要

炭酸塩鉱物は岩種や岩盤の形成過程に依存せずに、岩盤中に普遍的に産出する鉱物であるため（西本ほか, 2008<sup>1)</sup>; Nishimoto and Yoshida, 2010<sup>2)</sup>; Iwatsuki and Yoshida, 1999<sup>3)</sup>; Yoshida et al., 2000<sup>4)</sup>; 吉田, 2012a<sup>5)</sup>; Ohno et al., 2016<sup>6)</sup>）、汎用的な古環境指標物質として利用可能である。炭酸塩鉱物から得られる情報に基づき、現在は直接確認することができない過去の様々な地質環境を推測することは、長期的な地質環境変動モデルの構築に大きく寄与すると考えられる。

長期的な地質環境変動モデルを構築する際は、地下水やガスの通路となり得る高透水性の地質構造（透水性割れ目や断層など；Yoshida et al., 2000<sup>4)</sup>; 舟木ほか, 2009<sup>7)</sup>）を把握したうえで、その長期的な発達過程を推定することが重要となる。数十万年という時間スケールで割れ目の発達過程を推定するためには、割れ目やシーリングなどの形成・発達履歴に関する情報を収集し、割れ目近傍の環境変化を推定する必要がある（吉田, 2012b<sup>8)</sup>）。割れ目の形成・発達履歴を推定するうえで、割れ目充填鉱物は有用である（石橋ほか, 2014<sup>9)</sup>）。例えば、西本ほか（2008<sup>1)</sup>）や Nishimoto and Yoshida（2010<sup>2)</sup>）では、割れ目充填鉱物の産状や晶出温度から、割れ目の形成・発達履歴が議論されている。また、断層の活動性を評価することは地層処分システムの安全評価を行ううえで最も重要な課題の一つであるが、有用な評価手法の一つとして、断層に伴う割れ目を充填する炭酸塩鉱物（例えば、方解石や霰石）の年代測定が挙げられる（例えば、柴田・高木, 1988<sup>10)</sup>; Vargas et al., 2011<sup>11)</sup>; Yamasaki et al., 2013<sup>12)</sup>; Nuriel et al., 2012<sup>13)</sup>）。

地下環境において、炭酸塩鉱物が地下水から段階的に成長した場合、一般に、その内部には微細な累帯構造が形成される。そして地下水の微量元素組成が変化した場合、累帯間で微量元素組成に違いが生じる。つまり、累帯構造内のレイヤーごとに、形成順序や生成環境などの「地質学的な意味合い」が異なるため、レイヤーごとの微小領域における精度の高い分析手法の確立が課題となる。微小領域の元素・同位体分析が可能な LA-ICP 質量分析計では、試料のイオン化を行う誘導結合プラズマ（以下、「ICP」という）の不安定性に起因する測定値の変動を補正するため、元素濃度や同位体組成が既知の試料（標準試料）と未知の試料を交互に測定する挟み込み法（以下、「ブラケット法」という）が慣例的に取り入れられている。また、アブレーションに対する試料の応答（例えば、アブレーション効率）は、鉱物の種類や表面状態などにより異なる。そのため、高精度・高確度の測定を行うためには、標準試料には未知試料とマトリクス（主成分組成や結晶構造）の一致したものをを用いて、ブラケット法による測定を行うことが必要となる。本共同研究では特に LA-ICP 質量分析法による炭酸塩鉱物の U-Pb 年代測定を実施する計画であるが、この種の研究例は限られる。

レーザーアブレーションは、固体試料（あるいは液体試料）に高出力レーザーを照射することで、試料を爆発的に気化あるいはエアロゾル化する手法である。また、レーザーアブレーションは、エネルギー（厳密にはエネルギー密度、あるいはフルエンス： $\text{J cm}^{-2}$ ）に閾値がある現象である。レーザー出力がある値（閾値は物質、レーザー波長、レーザーパルス長さに依存する）を超えると試料構成成分が爆発的に気化するとともに一部の元素はイオン化される。また固体構成成分の爆発的な気化にともない試料の一部は機械的に破壊されエアロゾル化される（図 2.1-1）。レーザー照射部分では試料は非常に高温に加熱されるが、アブレーション地点から離れると断熱膨張あるいは熱拡散により急激に温度が低下し、生成したイオンあるいは蒸気は再凝縮し、独自にナノパーティクルを形成するか、あるいはレーザーアブレーションにより生成した試料破片（試料のエアロゾル）の表面に吸着（凝縮）される。このため、レーザーアブレーションでは、原子レベル（蒸気）からナノパーティクル、さらには数ミクロンを超える大きなものまで、広いサイ

ズ分布をもつエアロゾルが生成される。こうして生成された試料エアロゾルをイオン源あるいは励起源である ICP に導入することで、固体試料の化学組成・同位体組成分析を行う方法が LA-ICP 質量分析法である（例えば、Gray et al., 1985<sup>14</sup>；河口・中原, 1994<sup>15</sup>；Hattendorf et al., 2003<sup>16</sup>；Günther and Hattendorf, 2005<sup>17</sup>；大野・平田, 2004<sup>18</sup>；平田ほか, 2004<sup>19</sup>；Hirata and Miyazaki, 2007<sup>20</sup>；平田ほか, 2016<sup>21</sup>）。

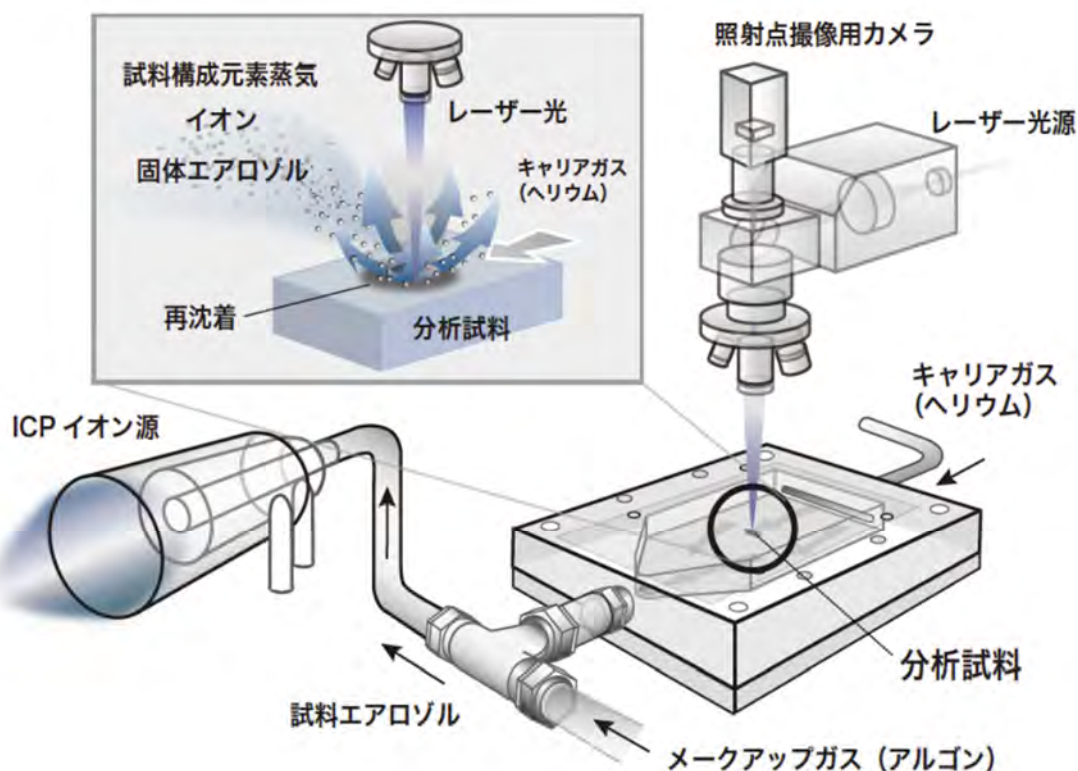


図 2.1-1 レーザー試料導入法の概念図

レーザーアブレーション過程は非常に高温かつ短時間での爆発的な現象であるため、多くの固体試料に対して効率よく元素の気化・エアロゾル化が達成できる。しかし、ICP 質量分析計で観測される分析元素の信号強度比は、アブレーションを行う固体試料の化学組成とは一致しない。これを元素分別 (elemental fractionation) とよび、LA-ICP 質量分析法における定量分析の系統誤差の原因となっている。元素分別は、装置構成（レーザーの種類、操作条件、試料室（セル）の形状、輸送チューブの種類・長さ、ICP 質量分析計の操作条件など）、試料の化学組成、結晶構造、硬度、に依存する。さらに元素分別の程度は経時変化をするとともに、その時間依存性も装置構成、分析条件、試料に応じて異なる。レーザー技術の進歩（セル形状の改良、レーザーの短波長化あるいは短パルス化）、レーザーアブレーション機構の理解が進むことでアブレーション時の元素分別は大幅に低減されてきた。しかし、依然として元素分別は分析誤差の主因となっており、注意が必要である。特に試料の同一部分を長時間レーザーアブレーションし続けた場合や、レーザー照射により生成されたアブレーションピット（クレーター）のアスペクト比（深さ/クレーター径で定義される）が大きくなると、主として元素の揮発性の違いから選択的アブレーションによる選択的サンプリングが生じる。図 2.1-2 に同一ポイントをレーザー照射し続けた場合に ICP 質量分析計で観測される  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  比及び  $^{238}\text{U}/^{232}\text{Th}$  比の経時変化を示す。図 2.1-2 の信号の取得に使用した試料はジルコン ( $\text{ZrSiO}_4$ )、使用したレーザーはチタン・サファイア ( $\text{Ti:S}$ )

フェムト秒レーザーである。時間とともに揮発性の高い Pb が、難揮発性元素である U より選択的にアブレーションされることがわかる。これが熱効果による元素分別である。一方で、U/Th 比についても経時変化していることがわかる (図 2.1-2)。U も Th もいずれも難揮発性元素であることから、U/Th 比の分別は元素の揮発性の差異に由来するものではない。分別の理由は明らかではないが、レーザーアブレーションにより生成された試料エアロゾルサイズ分布の経時変化 (Hattendorf et al., 2003<sup>16)</sup>) あるいは、イオン源である ICP 内でのイオン化過程での元素分別が原因であると考えられている。

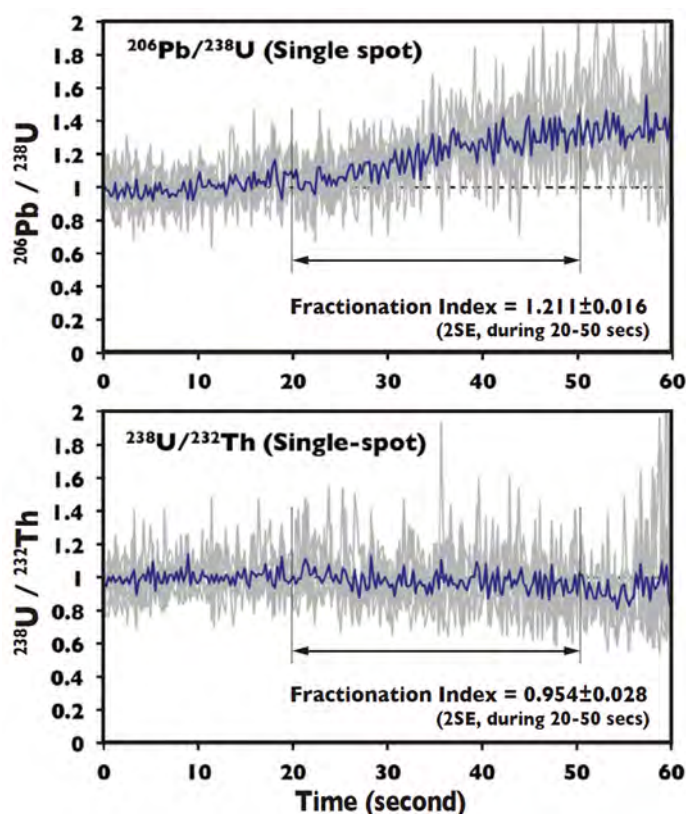


図 2.1-2 レーザーアブレーションにおける元素分別

固体試料の同一部分をレーザー照射し続けると、難揮発性の U に比べ揮発性の高い Pb が選択的にアブレーションされる (元素分別)。試料はジルコン  $ZrSiO_4$ 、レーザーは Ti:S フェムト秒レーザーを使用 (坂田周平による未公表データ)。

正確な元素情報を引き出すためには元素分別効果を低減、あるいは適切な標準物質を用いて校正する必要がある。年代測定では、元素比あるいは同位体比の系統誤差が、直接的に年代の確度に影響を与えるため、分析装置内で起こる元素分別効果を慎重に補正しなければならない。本共同研究では、炭酸カルシウムに対する U-Pb 年代測定の適用を目標としており、正確な  $^{206}Pb/^{238}U$  比分析を行うためには、同比が既知の炭酸カルシウム標準物質を準備する必要がある。さらに、本共同研究の目的を達成するためには、同位体分析精度の飛躍的な向上と分析実効時間の短縮 (duty cycle の向上) が必要であり、多重検出器方式 (multiple collector) を有する超高感度の ICP 質量分析計を用いる必要がある。多重検出器方式では、検出器間の感度差 (増倍率の差異) も大きな系統誤差となり得るため、標準試料を用いた  $^{207}Pb/^{206}Pb$  比較正も必要となる。こうした理由から、質量分析計校正用標準試料の「質」が、得られる年代精度・信頼性を決定づける。

平成 27 年度までに、本共同研究の標準試料の候補としていた国立研究開発法人産業技術総合研究所（以下、「産総研」という）配布の炭酸カルシウム標準試料 JCp-1 と JCt-1 (Imai et al. 1996<sup>22)</sup>) の Pb 同位体組成については、全岩湿式分析結果から有意な不均質が認められた（日本原子力研究開発機構, 2016<sup>23)</sup>）。一方で、比較的測定誤差の大きいレーザーアブレーション法による分析においては十分に均質とみなせることも判明している。また、JCp-1 及び JCt-1 は現世の試料であることから、これらの U-Pb 年代値は決定できず、未だに本共同研究に適合する年代既知の炭酸塩試料は選定できていない。したがって、LA-ICP 質量分析法による炭酸塩鉱物の U-Pb 年代測定手法の確立には、より均質な試料と年代既知の試料の選定が必要不可欠であった。

## 2.2 共同研究内容

本共同研究は、LA-ICP 質量分析法を用いた炭酸塩鉱物（特にカルシウム炭酸塩鉱物である方解石）の分析手法の開発を目的として実施した。

Becker et al., 2002<sup>24)</sup>が全岩湿式分析によって U-Pb 年代測定を行った蒸発岩中の方解石 (total Pb/U isochron age; 251.5 ± 2.8 Ma) は、LA-ICP 質量分析計を用いた炭酸塩鉱物の U-Pb 年代測定においても、標準試料として使用できる可能性がある。そこで、LA-ICP 質量分析計を用いて、この方解石試料の U-Pb 年代測定を実施し（標準ガラスをスタンダードとして使用）、<sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U 比及び Pb 同位体比の均質性を検査し、標準試料としての有用性を評価した。

また、U 及び Pb 同位体組成が微小スケールで均質な炭酸カルシウムの人工製を試みた。炭酸水素ナトリウム、塩化カルシウム及び塩化ストロンチウムが溶解した水溶液に U と Pb の標準溶液を添加した母液から炭酸カルシウムを沈殿させることで、<sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U 比を制御した標準炭酸カルシウムの合成を実施した。もう一つの作製手法として、高純度炭酸カルシウム粉末（U、Pb を含まない）に U 及び Pb を含有する標準溶液を添加・混合・乾燥後、プレスしてペレットにする方法を試行した。これらの合成実験及び作製と並行して、得られた炭酸カルシウム粉末の <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U 比の均質性の評価を行った。

### 3. 研究成果

#### 3.1 年代既知の蒸発岩中の方解石の U-Pb 同位体分析及び Sr 同位体分析

U-Pb 年代が報告されている方解石試料のうち、LA-ICP 質量分析法による年代測定に向けて有効と思われるものに、米国南部デラウェア盆地に分布する二疊紀から三疊紀にかけて堆積した Castile Formation の蒸発岩（海水起源）に含まれる方解石（以下、「CFC」という）がある（Becker et al., 2002<sup>24</sup>）。この蒸発岩の中で CFC は石膏と互層をなしている。この CFC については、表面電離型質量分析計（以下、「TIMS」という）による Pb 同位体測定、同位体希釈（以下、「ID」という）法による全岩 U 並びに Pb 濃度測定がなされ、 $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  アイソクロン年代で  $252 \pm 5 \text{ Ma}$  (MSWD = 2.5)、 $^{235}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ - $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  アイソクロン年代で  $252 \pm 25 \text{ Ma}$  (MSWD = 2.5)、全体の Pb/U アイソクロン年代で  $251.5 \pm 2.8 \text{ Ma}$  (MSWD = 1.3) が報告されている（Becker et al., 2002<sup>24</sup>）。この試料を論文の著者らより入手し分析に供した。

測定に際しては、石膏-CFC 互層試料を岩石カッターで厚さ 4 mm にスライスし、乾燥状態で 6,000 番までの細粒研磨紙を用いて片面研磨した（図 3.1-1）。この研磨片を用いて U-Pb 同位体分析を実施した。分析には海洋研究開発機構の局所同位体測定用 LA-ICP 質量分析計を用いて測定を行った。レーザー装置は 193 nm エキシマーレーザーアブレーション装置（OK-ExLA2000, OK Laboratory 社製；以下、「ExLA」という）を用い、クレーター径 50  $\mu\text{m}$ 、レーザーパルス 10 Hz、レーザー光源出力 42 mJ、照射面のフルエンス  $4.2 \text{ J cm}^{-2}$  で行った。エアロゾルキャリアガスには He を用い、He ガスは複数のファラデー検出器を備えたマルチコレクター ICP 質量分析計（Neptune, Thermo Scientific 社製；以下、「MFC-ICP 質量分析計」という）のトーチの直前で Ar ガスと混合し、質量分析計に導入した。ICP 質量分析計は  $^{204}\text{Pb}$ 、 $^{206}\text{Pb}$ 、 $^{207}\text{Pb}$ 、 $^{208}\text{Pb}$ 、 $^{232}\text{Th}$ 、 $^{238}\text{U}$  の各同位体を測定し、このうち  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  及び  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  同位体比を年代決定に用いた。一点の測定には、レーザーを照射しない状態で 60 秒のガスブランク測定を 2 回行い、その後レーザー照射を開始した後、試料エアロゾルから得られる信号を、およそ 0.5 秒のスキャン時間で 50 回取得した。得られた試料信号強度からガスブランクを差し引き、試料からの信号強度、並びに同位体比測定を実施した。MFC-ICP 質量分析計の設定は Kimura et al. (2015)<sup>25</sup>に記載された設定を用いた。測定後に供された試料の容積はクレーター径 50  $\mu\text{m}$ 、クレーター深度約 55  $\mu\text{m}$  である（図 3.1-2）。



図 3.1-1 Castile Formation 蒸発岩の実体写真  
茶褐色部分（赤矢印部）が方解石（CFC）の葉理。葉理 C, D, E は分析を実施した葉理。

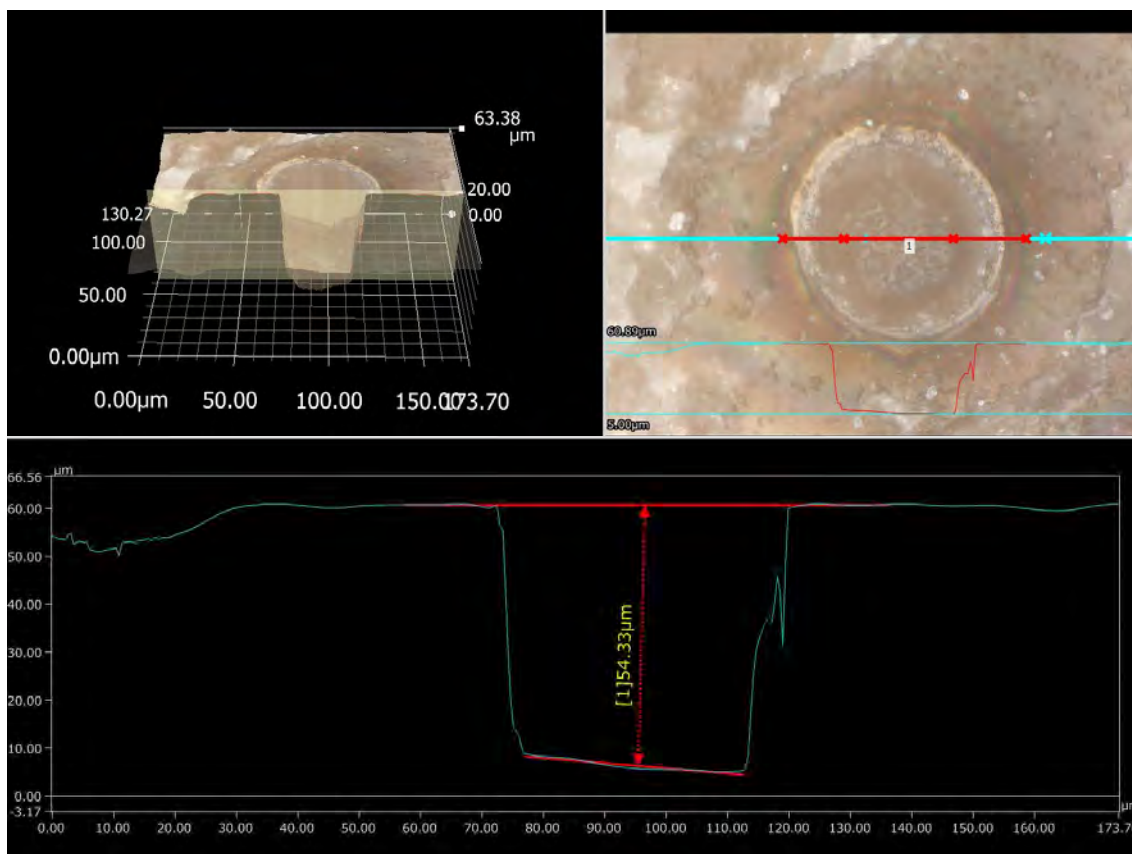


図 3.1-2 CFC の U-Pb 年代測定後のレーザーアブレーションクレーターのデジタル顕微鏡写真と深度プロフィール  
クレーター径は 50  $\mu\text{m}$ 、深度はおよそ 55  $\mu\text{m}$ 。

LA-ICP 質量分析法による U-Pb 年代測定には、標準物質が必須である (Jackson et al., 2004<sup>26</sup>)。その際、いかなる波長、あるいはパルス幅をもつ LA 装置を用いても、マトリクスに合致した標準物質が最善であることはよく知られた事実である (Kimura et al., 2015<sup>25</sup>; Poitrasson et al., 2003<sup>27</sup>)。現時点では、U-Pb 年代測定標準物質として利用可能な炭酸塩物質は報告されておらず、今回の分析には National Institute of Standard and Technology (NIST) 標準物質 SRM 612 合成ガラス (Jochum et al., 2005<sup>28</sup>) を用いて分析を実施した。SRM612 ガラスの同位体比については、この標準物質を溶液分析した値  $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb} = 0.90745$ 、 $^{207}\text{Pb}/^{238}\text{U} = 0.25636$  (Woodhead and Hergt, 2001<sup>29</sup>) を用いた。LA-ICP 質量分析において  $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$  はほとんどマトリクス元素の違いによる影響 (マトリクス効果) を受けないが、 $^{207}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  については LA サイトにおける著しいマトリクス効果と ICP 中における  $\text{UO}^+$  生成率の違いによる二種類の分別を被ることが知られている (Kimura et al., 2016<sup>30</sup>)。今回は、SRM612 に対して CFC から得られる  $^{207}\text{Pb}$  が  $^{238}\text{U}$  の 1.3 倍増感効果を受けると仮定し、年代計算にこの補正係数を与え年代決定を行った (後述)。



表 3.1-1 CFC のクレーターごとの U-Pb 年代測定結果

Sample	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		Err. Corr.	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	
	ratio	1SD error	ratio	1SD error		Ma	2SD error	Ma	2SD error	Ma	2SD error
C-1	0.245	0.141	0.035	0.005	0.230	222	268	221	60	231	259
C-2	0.265	0.185	0.033	0.005	0.226	239	345	212	68	508	690
C-3	0.311	0.098	0.041	0.002	0.187	275	189	257	31	426	263
C-4	0.365	0.168	0.039	0.002	0.124	316	315	249	29	847	774
C-5	0.462	0.153	0.046	0.003	0.223	386	289	288	43	1025	662
C-6	0.309	0.120	0.040	0.002	0.104	273	231	254	21	437	339
C-7	0.331	0.127	0.041	0.002	0.118	291	242	258	24	565	429
C-8	0.355	0.117	0.036	0.002	0.179	308	224	231	28	945	612
C-9	0.274	0.101	0.038	0.002	0.176	246	195	238	31	321	232
C-10	0.388	0.175	0.041	0.003	0.159	333	328	261	38	867	774
C-11	0.306	0.081	0.034	0.001	0.142	271	158	216	16	779	408
C-12	0.427	0.172	0.042	0.003	0.174	361	321	264	38	1038	822
C-14	0.357	0.128	0.041	0.002	0.130	310	245	260	25	702	500
C-15	0.387	0.235	0.038	0.004	0.174	333	428	240	52	1040	1241
C-16	0.423	0.168	0.042	0.002	0.141	358	316	266	30	1011	797
C-17	0.497	0.145	0.042	0.002	0.150	410	275	263	23	1348	777
C-18	0.339	0.130	0.039	0.002	0.144	296	248	249	28	686	520
C-19	0.346	0.174	0.039	0.002	0.091	302	325	248	23	738	738
C-20	0.321	0.154	0.036	0.002	0.112	283	291	228	25	763	729
C-21	0.350	0.127	0.042	0.003	0.166	305	243	264	32	629	451
C-22	0.338	0.131	0.042	0.002	0.098	296	250	265	21	545	421
C-23	0.359	0.195	0.042	0.003	0.119	312	361	263	34	695	748
C-24	0.335	0.119	0.041	0.004	0.243	293	228	261	46	560	386
C-25	0.411	0.171	0.041	0.003	0.151	349	321	261	33	986	813
C-27	0.298	0.133	0.041	0.002	0.107	265	254	262	26	292	260
C-28	0.273	0.124	0.041	0.003	0.135	245	237	259	32	109	98
C-29	0.394	0.188	0.042	0.003	0.142	337	350	266	37	862	815
C-30	0.348	0.096	0.041	0.002	0.135	303	186	259	20	662	362
C-31	0.294	0.186	0.040	0.003	0.119	262	347	250	38	368	464
C-32	0.316	0.129	0.036	0.002	0.109	279	247	227	21	739	601
C-33	0.343	0.151	0.042	0.002	0.101	299	285	265	24	575	504
C-34	0.324	0.142	0.040	0.002	0.112	285	269	252	25	569	494
C-35	0.318	0.109	0.042	0.002	0.132	281	209	266	24	406	275
C-36	0.375	0.161	0.039	0.002	0.135	324	303	249	29	899	764
C-38	0.395	0.175	0.041	0.002	0.107	338	327	261	25	908	799
C-39	0.348	0.227	0.037	0.003	0.111	303	415	236	35	855	1107
C-40	0.336	0.154	0.042	0.002	0.092	294	291	265	23	531	485
D-1	0.392	0.201	0.043	0.002	0.100	335	372	272	29	801	818
D-2	0.366	0.168	0.042	0.002	0.119	317	316	262	29	740	676
D-3	0.689	0.270	0.045	0.002	0.124	532	485	287	28	1797	1396
D-4	0.356	0.318	0.043	0.005	0.121	309	561	269	59	623	1104
D-5	0.301	0.294	0.043	0.005	0.111	267	523	270	60	242	470
D-6	0.337	0.343	0.039	0.003	0.070	295	599	244	36	717	1458
D-8	0.274	0.143	0.041	0.001	0.056	246	271	256	15	148	154
D-9	0.490	0.137	0.042	0.002	0.147	405	261	266	22	1298	719
D-10	0.518	0.115	0.041	0.003	0.273	424	221	262	32	1441	614
D-11	0.352	0.110	0.040	0.001	0.111	306	212	252	18	744	463
D-12	0.278	0.127	0.037	0.002	0.119	249	243	232	26	414	376
D-13	0.342	0.143	0.041	0.002	0.109	298	272	260	24	614	513
D-14	0.411	0.199	0.040	0.003	0.158	349	369	256	40	1031	987
D-15	0.338	0.007	0.041	0.001	0.999	296	13	262	10	573	1
D-16	0.377	0.134	0.045	0.003	0.210	325	256	282	43	642	448
D-17	0.398	0.135	0.042	0.002	0.142	340	257	264	26	900	605
D-18	0.560	0.201	0.042	0.003	0.189	452	372	263	36	1582	1113
D-19	0.284	0.105	0.040	0.001	0.072	254	204	254	14	254	188
D-20	0.415	0.167	0.043	0.003	0.148	352	314	270	33	939	748
D-21	0.391	0.163	0.043	0.002	0.135	335	307	272	31	804	665
D-22	0.353	0.151	0.041	0.003	0.174	307	286	259	39	687	579
D-23	0.255	0.145	0.035	0.002	0.110	231	275	222	28	322	364
D-24	0.319	0.118	0.036	0.003	0.227	281	226	227	39	760	547
D-25	0.336	0.124	0.039	0.003	0.206	294	237	245	38	706	509
D-26	0.426	0.193	0.043	0.002	0.116	360	358	273	29	967	868
D-27	0.488	0.173	0.045	0.003	0.182	403	323	284	37	1161	808
D-28	0.707	0.318	0.043	0.003	0.182	543	560	270	45	1953	1727
D-29	0.289	0.135	0.035	0.002	0.126	258	257	222	27	598	553
D-30	0.393	0.172	0.041	0.003	0.190	337	323	260	44	905	780

表 3.1-1 CFC のクレーターごとの U-Pb 年代測定結果 (つづき)

Sample	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	1SD	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	1SD	Err. Corr.	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	2SD	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	2SD	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	2SD
E-01	0.521	0.079	0.041	0.001	0.213	426	154	259	17	1471	434
E-02	0.347	0.124	0.037	0.002	0.134	303	237	236	23	852	603
E-03	0.412	0.117	0.034	0.003	0.305	350	226	217	38	1369	744
E-04	0.439	0.125	0.039	0.003	0.232	370	240	246	33	1246	692
E-05	0.283	0.075	0.036	0.001	0.157	253	146	225	19	523	272
E-06	0.435	0.094	0.042	0.001	0.152	367	183	265	18	1075	459
E-07	0.465	0.134	0.040	0.002	0.161	388	256	255	24	1284	733
E-08	0.403	0.089	0.040	0.001	0.144	344	173	252	16	1025	448
E-09	0.361	0.103	0.040	0.002	0.199	313	200	252	29	797	447
E-10	0.390	0.101	0.040	0.002	0.167	335	195	251	22	963	491
E-11	0.328	0.076	0.039	0.002	0.217	288	149	246	25	642	290
E-12	0.351	0.099	0.042	0.002	0.195	305	191	267	30	610	337
E-13	0.403	0.078	0.043	0.001	0.182	344	152	269	19	888	337
E-14	0.417	0.115	0.041	0.002	0.147	354	220	258	21	1044	567
E-16	0.407	0.079	0.044	0.002	0.247	347	154	275	27	861	323
E-17	0.351	0.089	0.039	0.002	0.183	306	172	248	23	773	383
E-18	0.620	0.120	0.045	0.002	0.215	490	231	281	24	1641	622
E-20	0.366	0.116	0.043	0.002	0.127	317	222	274	22	647	406
E-21	0.325	0.099	0.038	0.002	0.187	286	192	240	28	681	408
E-22	0.423	0.136	0.044	0.002	0.118	358	259	278	21	917	585
E-23	0.337	0.186	0.037	0.003	0.130	295	346	237	35	780	853
E-25	0.456	0.160	0.046	0.002	0.134	382	302	288	28	994	693
E-27	0.294	0.155	0.042	0.002	0.097	262	292	265	27	237	248
E-28	0.396	0.129	0.042	0.002	0.118	339	247	268	21	860	557
E-29	0.502	0.116	0.045	0.002	0.158	413	223	282	21	1232	562
E-30	0.603	0.190	0.045	0.003	0.184	479	353	286	34	1553	963
E-32	0.414	0.168	0.040	0.002	0.127	352	315	254	26	1066	855
E-34	0.437	0.297	0.046	0.003	0.109	368	528	287	43	916	1239
E-35	0.342	0.157	0.042	0.003	0.132	299	295	265	33	575	522
E-36	0.380	0.152	0.043	0.002	0.142	327	287	271	31	747	589
E-37	0.384	0.170	0.042	0.004	0.190	330	318	265	45	822	713
E-38	0.513	0.088	0.040	0.002	0.233	421	172	252	21	1494	500
E-39	0.454	0.158	0.044	0.002	0.135	380	298	278	27	1063	734
E-40	0.483	0.307	0.042	0.003	0.131	400	544	264	45	1291	1627
AVG/Err.	0.383	0.086	0.041	0.003	0.160	328	61	257	17	828	360

ExLA-MFC-ICP 質量分析計による U-Pb 年代測定は、3 層の方解石葉理 (C, D, E 葉理 : 図 3.1-1) から、各々 40、30、40 点の分析を実施した。分析は日変動を確認するため、初日に C, D 葉理、2 日目に E 葉理を分析した。測定結果は表 3.1-1 に示す。これらのデータを Tera-Wasserburg コンコーディア図にプロットした結果、コンコーディアからはやや上部に外れるものの <sup>238</sup>U/<sup>236</sup>Pb 年代の集中は良く、コモン Pb の混合を仮定した場合のコンコーディア線の切片年代は 251.3 ± 3.1 Ma を示した (図 3.1-3)。

すでに述べたように、SRM612 ガラスに対して CFC の <sup>207</sup>Pb が <sup>238</sup>U より 1.3 倍増感効果を受けると仮定して計算してある (表 3.1-1) ため、今回の ExLA-MFC-ICP 質量分析による年代値と既報の ID-TIMS 年代値は一致している。今回の局所分析による U-Pb 年代値の誤差は、初日と 2 日目の間で有意な差はなく、コモン Pb の混染程度の違いを考慮しても極めて良好な再現性 (repeatability) を示している。しかしながら、今回の測定結果は CFC と SRM612 ガラス間で発生する U-Pb 元素分別に ExLA を用いた場合およそ 30 % の Pb 増感効果があることが明瞭で、著しい偏差 (laboratory bias あるいは instrumental bias) を示す。同じ MFC-ICP 質量分析計の設定のもと実施した今回の測定の場合、連続する 2 日間ではこの偏差に変化が認められなかったことから、U-Pb の元素分別は LA サイトにおけるマトリクス効果によるものと判断される。しかしながら、今回の 2 日間の測定では確認されなかったものの、U-Pb 元素間の相対感度は日変動を伴う装置の設定 (とりわけ UO<sup>+</sup>イオンの生成率) に左右されるため (Kimura et al., 2015<sup>25</sup>)、今回の補正值 (<sup>207</sup>Pb が <sup>238</sup>U より 1.3 倍増感効果を受けていることを仮定) を海洋研究開発機構の ExLA 装置に固有な係数として補正に用いることはできない。また、異なった LA 装置及び ICP 質量分析計を用いて CFC の U-Pb 年代測定を行うためには、その装置及び測定日 (時間) ごとに LA サイトでマトリクス効果に起因する分別効果を補正する値を決める必要がある。この補正方法が有効か、あるいは補正值が妥当かどうかを検証するためには、LA サイトでの元素分別

が小さいとされるフェムト秒レーザーアブレーション装置 (Kimura et al., 2015<sup>25</sup>) を用いて、CFC を測定することが必要と考えられる。

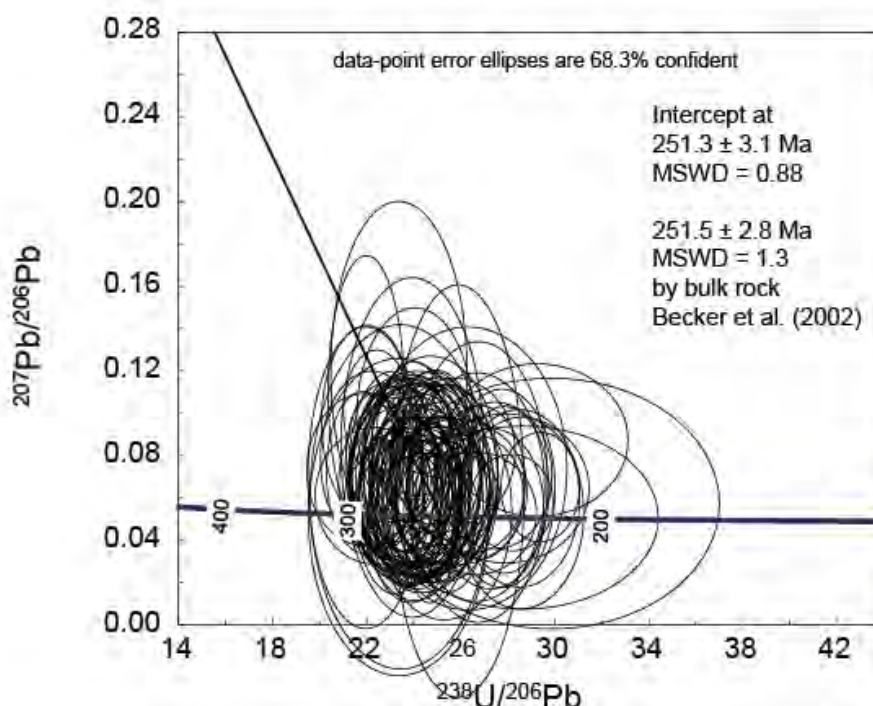


図 3.1-3 測定した CFC のコンコーディアプロット

110 点の測定から得られた U-Pb 年代値は  $251.3 \pm 3.1$  Ma で、文献値  $251.5 \pm 2.8$  Ma (Becker et al., 2002<sup>24</sup>) と良く一致する。測定に当たり、SRM612 の  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  に補正係数を掛けていることに注意 (本文参照)。

今回の U-Pb 年代測定に並行して、CFC 試料中の Sr 同位体比測定を実施した。Sr 同位体の情報は本共同研究では追加的な情報であるが、古気候の復元などの研究においては、既知の Sr 同位体変動曲線に分析値をフィッティングすることでしばしば年代情報を得ることがある。また、Sr は Ca と同族のアルカリ土類元素であるため、方解石などの炭酸塩鉱物には高い濃度で存在する。CFC の Sr 同位体組成に関しては、既に Becker et al., 2002<sup>24</sup>)により湿式法で分析されているが、本共同研究では LA 法により Sr 同位体分析を実施した。ExLA の設定は U-Pb 測定と同等の設定を用い、MFC-ICP 質量分析計の測定条件は既報の条件に従った (Kimura et al., 2013<sup>31</sup>)。測定結果は、高濃度 Sr を含有するとともにほとんど Rb が検出されないことから (表 3.1-2)、およそ 251 Ma の初生 Sr 同位体組成を保持していることがわかる。その Sr 同位体組成は  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70693 \pm 0.00021$  (2-standard deviation = 2SD) で、二疊紀から三疊紀境界における海水 Sr 同位体層序のそれ  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70696 \pm 0.00004$  と一致しており、U-Pb 年代測定によって得られた 251 Ma 前後の年代値と矛盾しない (Becker et al., 2002<sup>24</sup>)。このことは、CFC 試料が LA-MFC-ICP 質量分析法による方解石試料の Sr 同位体測定のためのワーキングスタンダードとして優れていることを示す。したがって、局所 U-Pb 年代測定標準物質のみならず、局所 Sr 同位体測定においても有用であることが明らかになった。

以上の分析結果から、CFC 試料はその  $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$  比の均一性 (図 3.1-3) と適度な濃度を有するため、今後溶液法と LA 法を用いて均質性の確認を実施すれば、適当な標準物質として利用できる可能性が高い。一方、 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  については、SRM612 ガラスを用いて安定した測定ができ

る事がわかったため、Pb 同位体補正用の標準物質として CFC（あるいは別の方解石）を併用することにより高精度の U-Pb 年代測定を実現できると期待される。今後の検討課題としては、LA-MFC-ICP 質量分析計により、CFC の U-Pb 元素濃度比の均質性を担保することができれば、方解石試料の U-Pb 年代測定に広く利用できる天然標準試料として確立することができる。

表 3.1-2 CFC 試料の ExLA-MFC-ICP 質量分析法による局所 Sr 同位体測定結果  
SRM987 は同一設定における標準物質の測定結果。

Sample	<sup>85</sup> Rb(V)	<sup>86</sup> Sr(V)	<sup>87</sup> Sr(V)	<sup>88</sup> Sr(V)	<sup>84</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	2SE
CFC-1	0.00020	0.07409	0.05372	0.65109	0.0569	0.70686	0.00033
CFC-2	0.00042	0.13841	0.10036	1.21591	0.0566	0.70675	0.00020
CFC-3	0.00008	0.13247	0.09597	1.16413	0.0569	0.70708	0.00016
CFC-4	0.00001	0.14448	0.10461	1.26922	0.0563	0.70695	0.00019
CFC-6	0.00003	0.18094	0.13102	1.58915	0.0567	0.70706	0.00015
CFC-7	0.00013	0.11708	0.08481	1.02647	0.0564	0.70683	0.00024
CFC-8	0.00003	0.13194	0.09553	1.15898	0.0568	0.70691	0.00013
CFC-9	0.00003	0.14569	0.10548	1.27991	0.0567	0.70682	0.00021
CFC-10	0.00005	0.15082	0.10922	1.32511	0.0566	0.70691	0.00015
CFC-11	0.00002	0.10421	0.07548	0.91597	0.0570	0.70699	0.00027
CFC-12	0.00007	0.15749	0.11411	1.38412	0.0561	0.70713	0.00017
CFC-13	0.00002	0.16193	0.11727	1.42286	0.0567	0.70700	0.00014
CFC-14	0.00002	0.10163	0.07359	0.89193	0.0564	0.70689	0.00024
CFC-15	0.00006	0.19206	0.13906	1.68066	0.0566	0.70695	0.00016
CFC-16	0.00002	0.80302	0.58137	6.98585	0.0559	0.70694	0.00011
CFC-17	0.00002	0.18013	0.13041	1.58212	0.0567	0.70705	0.00015
CFC-18	0.00002	0.09917	0.07180	0.87105	0.0566	0.70692	0.00030
CFC-19	0.00007	0.12275	0.08888	1.07809	0.0568	0.70678	0.00022
CFC-20	0.00002	0.15900	0.11508	1.39628	0.0568	0.70679	0.00017
Average / 2SD						0.70693	0.00021
SRM987	0.00005	0.09066	0.06599	0.79678	0.0555	0.71025	0.00008

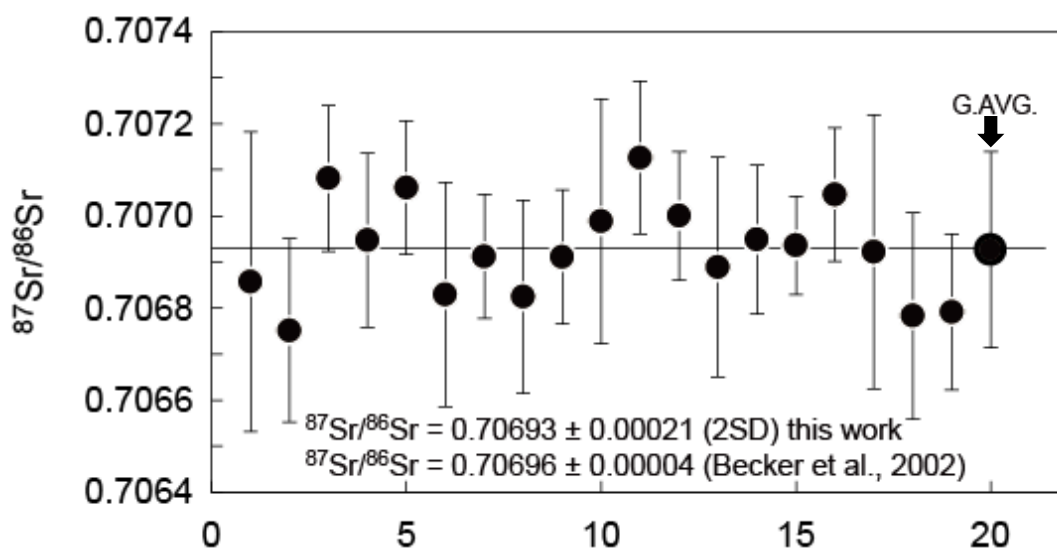


図 3.1-4 CFC 試料の Sr 同位体組成

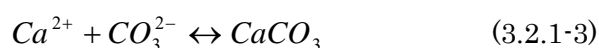
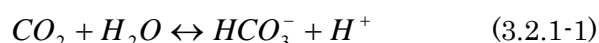
分析は Kimura et al. (2013)<sup>30</sup>)に従って LA-MFC-ICP 質量分析法で行った。1 点のエラーは 2-standard error (2SE)。G.AVG.は全体の平均と 2-standard deviation (2SD) を示す。参照線は全測定の中央値を示す。

## 3.2 人工的な標準試料の作製と評価

### 3.2.1 沈殿法による炭酸カルシウム粉末の合成

カルシウム炭酸塩鉱物の主成分である  $\text{CaCO}_3$  は、方解石、霏石、ファートル石の三つの異なる結晶形を持つ。本共同研究の分析対象となる硬岩の割れ目や断層を充填している炭酸塩鉱物は多くの場合、方解石（三方晶系）であることから、平成 28 年度は U と Pb を人工的に加えた方解石を沈殿法により合成し、LA-ICP 質量分析法による U-Pb 年代測定の標準試料としての有用性を評価した。

本共同研究では、Chen et al. (2016)<sup>32)</sup>の沈殿法に準じて、表 3.2-1 の組成に調製した母液を約 1 L 用意し、室温で約 72 時間攪拌して方解石を沈殿させた。この沈殿は以下の平衡反応式を通じて進行する。



式(3.2.1-3)の順反応、すなわち炭酸カルシウムが沈殿するにつれて炭酸イオン ( $\text{CO}_3^{2-}$ ) が消費されることから、(3.2.1-2)式の平衡が右辺に傾き、水素イオンが供給され母液の pH が減少する。一方で、炭酸水素イオン ( $\text{HCO}_3^-$ ) が十分多量に存在する場合、水素イオン ( $\text{H}^+$ ) が供給されると(3.2.1-1)式の平衡が直ちに左辺に傾き、pH を一定に保つように反応が進行する。そのため本共同研究では、炭酸カルシウムの沈殿反応(3.2.1-3)に直接関与する  $\text{CO}_3^{2-}$  を多量に含む母液（例えば炭酸ナトリウム溶液 ( $\text{Na}_2\text{CO}_3$ )）を用いるのではなく、pH 緩衝能を持つ炭酸水素ナトリウム ( $\text{NaHCO}_3$ ) を  $\text{CO}_3^{2-}$  源として選択し、急激な沈殿反応の進行を抑制しながら合成を行った。さらに、pH メーターを用いて常に母液の pH をモニターしつつ、pH が  $8.0 \pm 0.1$  の範囲になるように 0.2 M 水酸化ナトリウム ( $\text{NaOH}$ ) 溶液と 0.1 M 塩酸 ( $\text{HCl}$ ) 溶液を少量加えながら実験を行った。また、結晶形を方解石にするために塩化ストロンチウム ( $\text{SrCl}_2$ ) を一定量母液に添加した。ここで、多元標準溶液  $10 \mu\text{g g}^{-1}$  (SPEX 社製、XSTC-829 ; U、K、Mg、Ca を含む) と Pb 標準溶液 (NIST SRM981:  $10 \mu\text{g g}^{-1}$ ) の母液への添加量を変化させることで合成試料中の U と Pb の濃度を調整した。本共同研究では、U 濃度は一定で Pb 濃度の異なる 3 種の母液から粉末状の炭酸カルシウム Gcc-001、Gcc-002、Gcc-003 を合成した (表 3.2-1)。これらの合成試料の重量は 0.25-0.45 g 程度であった。

これらの合成炭酸カルシウム試料から各々約 50 mg を分取し、メノウ乳鉢ですり潰した後に、X 線回折 (以下、「XRD」という) 分析による結晶形の同定を行った。XRD 分析には学校法人学習院大学設置の RIGAKU X-RAY DIFFRACTOMETER (リガク社製) を用いた。X 線源にはクロム管球を使用し、管電圧 45 kV、管電流 250 mA の条件で  $\text{K}\alpha$  線を発生させ分析を行った。図 3.2-1 に X 線回折分析の結果を示す。合成した炭酸カルシウム試料の X 線回折パターンは方解石の標準スペクトルと良く一致し、単相の方解石の合成に成功したと言える。

得られた方解石試料中の U と Pb の濃度を、以下の実験手順に沿って検量線法により求めた。3 つの方解石試料からそれぞれ約 50 mg を分取し、2 %硝酸溶液約 20 mL を加えて分解した後に、ICP 質量分析計 (Agilent 社製 ICP-MS 7700) を用いて U 及び Pb の定量分析を行った。定量に用いた標準溶液には、U 及び Pb 濃度を  $0.01 \mu\text{g g}^{-1}$ 、 $0.1 \mu\text{g g}^{-1}$ 、 $1 \mu\text{g g}^{-1}$  に調製した 2 %硝酸溶液を用いた。また、2 %の硝酸液性に調製した約  $0.5 \mu\text{g g}^{-1}$  のホルミウム溶液を試料溶液と共に ICP 質量分析計へ導入し、内標準補正を行った。定量分析の結果を表 3.2-2 に示す。また、炭

酸カルシウム沈殿過程での U と Pb の同位体分別は無視できるとし、沈殿した方解石中に XSTC-829 及び NIST SRM981 の U 同位体比 (Jaffey et al., 1971<sup>33</sup>) 及び Pb 同位体比 (Taylor et al., 2015<sup>34</sup>) が保存されていると仮定した場合の、 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 、 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  比についても合わせて表記した。年代測定の対象とする天然方解石の Pb 濃度は多くても  $0.1\text{--}1\ \mu\text{g g}^{-1}$  のオーダーであると考えられる。そのため、合成標準方解石の U 及び Pb の濃度もこの濃度に近いものが望ましい。本実験では母液の Pb 濃度を  $0.5\text{--}50\ \text{nM}$  で変化させたが、Gcc-001 と Gcc-002 中の Pb 濃度は実用的な値に近い結果となった。U に関しては想定していた濃度より一桁程度高くなったため、母液の U 濃度を一桁程度小さい値とすることで、年代測定において実用的な濃度の結晶が得られると考えられる。

LA-ICP 質量分析法による U-Pb 年代測定に用いる固体標準試料においては、 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  比の均質性が重要となる。均質性の評価は今後の課題として残るが、これは、得られた合成方解石試料からペレットを作製し、LA-ICP 質量分析計を用いた元素イメージング分析などを通じて、評価することが可能である。

表 3.2-1 炭酸カルシウム合成に用いた母液の組成と沈殿の生成量

添加試薬	試料名		
	Gcc-001	Gcc-002	Gcc-003
NaHCO <sub>3</sub>	10 mM	10 mM	10 mM
CaCl <sub>2</sub>	8.0 mM	8.0 mM	8.0 mM
SrCl <sub>2</sub>	1.5 mM	1.5 mM	1.5 mM
U	0.4 $\mu\text{M}$	0.4 $\mu\text{M}$	0.4 $\mu\text{M}$
Pb	0.5 nM	5 nM	50 nM
沈殿の生成量	0.4 g	0.445 g	0.245 g

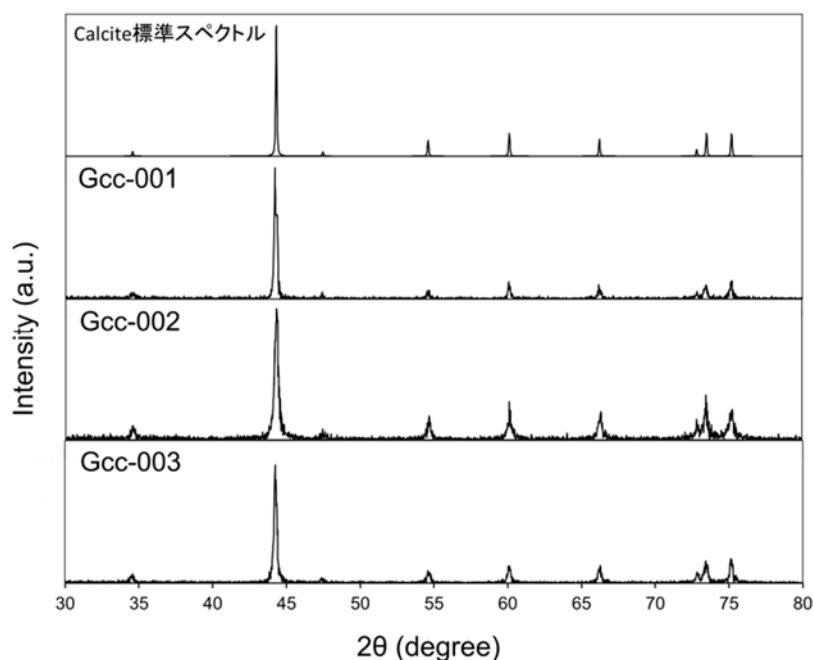


図 3.2-1 合成炭酸カルシウム試料 Gcc-001, Gcc-002, Gcc-003 の X 線回折分析結果  
これらの回折パターンは方解石の回折パターンと一致することから、単相の方解石が合成されたと言える。

表 3.2-2 合成炭酸カルシウム試料の U 及び Pb 濃度・同位体組成

試料名	元素濃度 (µg/g)				同位体比			
	U	2σ	Pb	2σ	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	2σ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	2σ
Gcc-001	31.50	0.24	0.6122	0.0046	0.004601	0.000049	0.9398	-
Gcc-002	23.95	0.72	8.50	0.25	0.0840	0.0035	0.9398	-
Gcc-003	12.18	0.15	113.6	1.4	2.209	0.038	0.9398	-

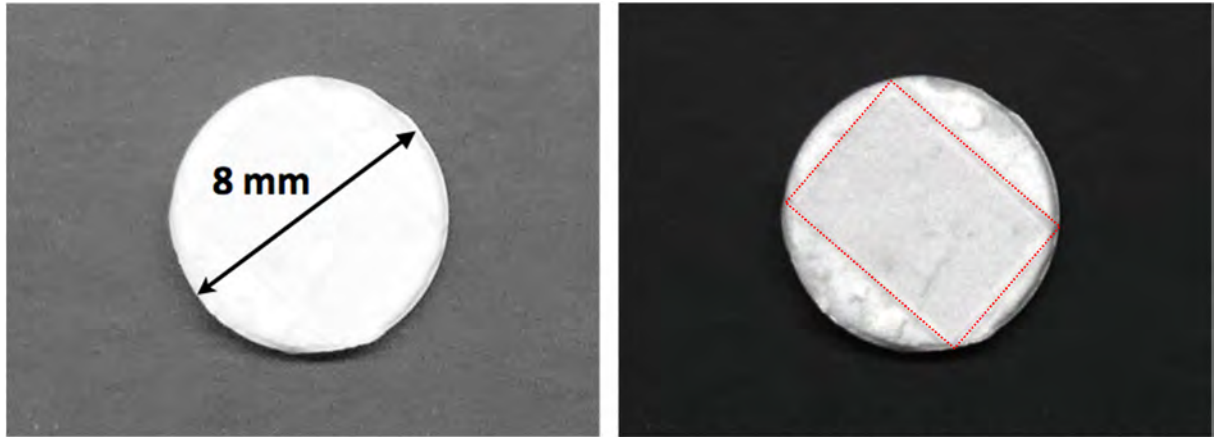
Pb の同位体比(<sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb)は NIST SRM981 の同位体比が保持されていることを仮定

### 3.2.2 高純度炭酸カルシウム粉末からのペレットの作製及び均質性の評価

ICP 質量分析計を用いた粉末試料の化学組成分析には広くスラリー導入法が用いられてきた。スラリー導入法では、粉末を液体に分散させ、分散液（懸濁液）をそのままプラズマに導入するものである（例えば、Ebdon et al., 1987<sup>35)</sup>）。粉末試料を化学的に分解する必要がないため、迅速な化学組成分析が可能となえ、分析元素の汚染を大幅に低減できるなどの特長を有する。最近では、ICP 質量分析計の信号積算・データ読み出し速度の高速化にともない、ナノパーティクルのサイズ分布を直接推定できる手法として注目されている（小林, 2016<sup>36)</sup>）。一方でスラリー導入法では、プラズマに導入される固体粒子サイズが限界サイズ（完全に原子化・イオン化できるサイズ: 一般的に 100-400 nm）を越えることが多く、安定した信号が得られず、分析の繰り返し再現性や得られた濃度データの信頼性に問題が残っていた（例えば、Hirata, 1990<sup>37)</sup>）。そこで本共同研究では、スラリー導入法に代え、試料の化学組成・同位体組成の均質性の評価方法として、炭酸カルシウムをペレット状に固化した後、レーザーアブレーション試料導入法により評価する手法を採用した。ここでは高純度炭酸カルシウム粉末（U 及び Pb を含まない）に、U 及び Pb を含有する標準溶液（SPEC 社製、CertiPrep 標準溶液）を添加することで、U 及び Pb 濃度を調整した炭酸カルシウム粉末を準備し、プレス加工によりペレット化した。

試料の作製においては、洗浄したテフロンビーカー内に高純度炭酸カルシウム粉末 0.1 g を秤量し、適量の標準溶液を添加した。テフロン攪拌棒を用いて十分に攪拌したのち、真空デシケーター内で溶液を蒸発させ、乾燥粉末とした。一般的に乾燥にはホットプレートなどによる加熱処理を行うが、ここでは加熱による炭酸カルシウムの分解反応（U、Pb を含有する標準溶液は 2% 硝酸溶液であるため、炭酸カルシウムと硝酸が反応し分解する恐れがある）を抑制するため、加熱処理はせず、常温下での真空乾固を行った。乾燥させた試料約 0.1 g を内径 8 mm のペレットに充填し、1 t（約 200 MPa）で加圧しペレット状とした（図 3.2-2）。得られたペレットに対し、図 3.2-2(b)に示した領域を LA-ICP 質量分析法により元素イメージング分析を行った。得られた Pb、U、<sup>208</sup>Pb/<sup>238</sup>U 比のイメージング分析結果を図 3.2-3 に示す。

図 3.2-3 に示した元素イメージング結果から、U や Pb が 1 mm 程度のスケールで不均質に分布していることがわかった。また、わずかではあるが <sup>208</sup>Pb/<sup>238</sup>U 比の不均質が認められた。そして <sup>208</sup>Pb/<sup>238</sup>U 比が変化している部分は、U 及び Pb の濃集部分と同じであった。さらに図 3.2-3(1)をみると、U-Pb 濃集部分及び <sup>208</sup>Pb/<sup>238</sup>U 比の変化した部分は若干、褐色を帯びていることも明らかとなった。この褐色部分が酸による変質（方解石から別の結晶形への変質）である可能性があったため、ラマン分光法で結晶同定を行った。



(a) ペレット試料

(b) イメージング分析後のペレット試料

図 3.2-2 炭酸カルシウム粉末試料を 200 MPa にて加圧しペレット化したもの  
(a)ペレット試料の実体写真、(b)イメージング分析（赤点線枠内）後の実体写真

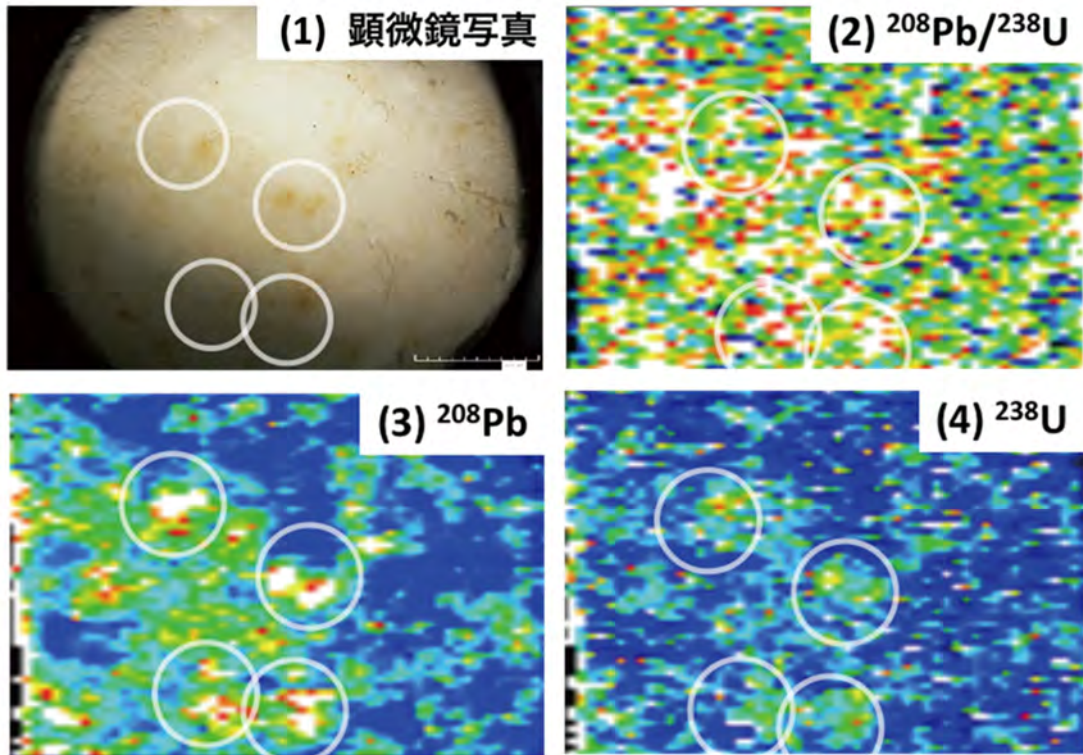


図 3.2-3 炭酸カルシウムペレット試料の U、Pb、Pb/U 比イメージング分析結果  
(1)ペレットの光学顕微鏡写真及び(1)の領域のイメージング分析により得られた  
(2)  $^{208}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 比、(3)  $^{208}\text{Pb}$ 、(4)  $^{238}\text{U}$ の分布図

図 3.2-4 に得られたラマンスペクトルを示す。ここでは、比較のために天然方解石（単結晶）の分析結果も示してある。図 3.2-4 のラマンスペクトルを見ると、褐色部分、白色部分のいずれも方解石であり、ファートル石などの準安定相の形成は認められなかった。したがって、褐色部分は結晶形の変化ではない可能性が示唆された。一方で、白色部分及び褐色部分において硝酸イオン（ $\text{NO}_3$ ）の開脚振動に由来するラマン信号が検出された。これは天然方解石（単結晶）には



見られないものである。この硝酸イオンはおそらく標準溶液に含まれていた硝酸に由来しており、このスペクトルから  $\text{NO}_3^-$  が試料全体に残っていることが考えられる。そして、ペレットに見られる褐色の原因として、硝酸によりペレッターのインサート（試料とピストンの間に挿入する円盤）が腐食され、酸化した鉄が試料に付着した可能性、あるいは、試料調製過程で生じた硝酸ウラニルがペレット上に偏在している可能性が考えられる。

以上の結果から、高純度炭酸カルシウム粉末に U 及び Pb を含む標準溶液を添加する方法では、U 及び Pb の濃度・同位体組成について均質な炭酸カルシウムペレットの調製は難しいことが明らかとなった。今後は、炭酸カルシウムの沈殿形成過程で U 及び Pb を取り込ませる方法を優先的に実用化する必要がある。

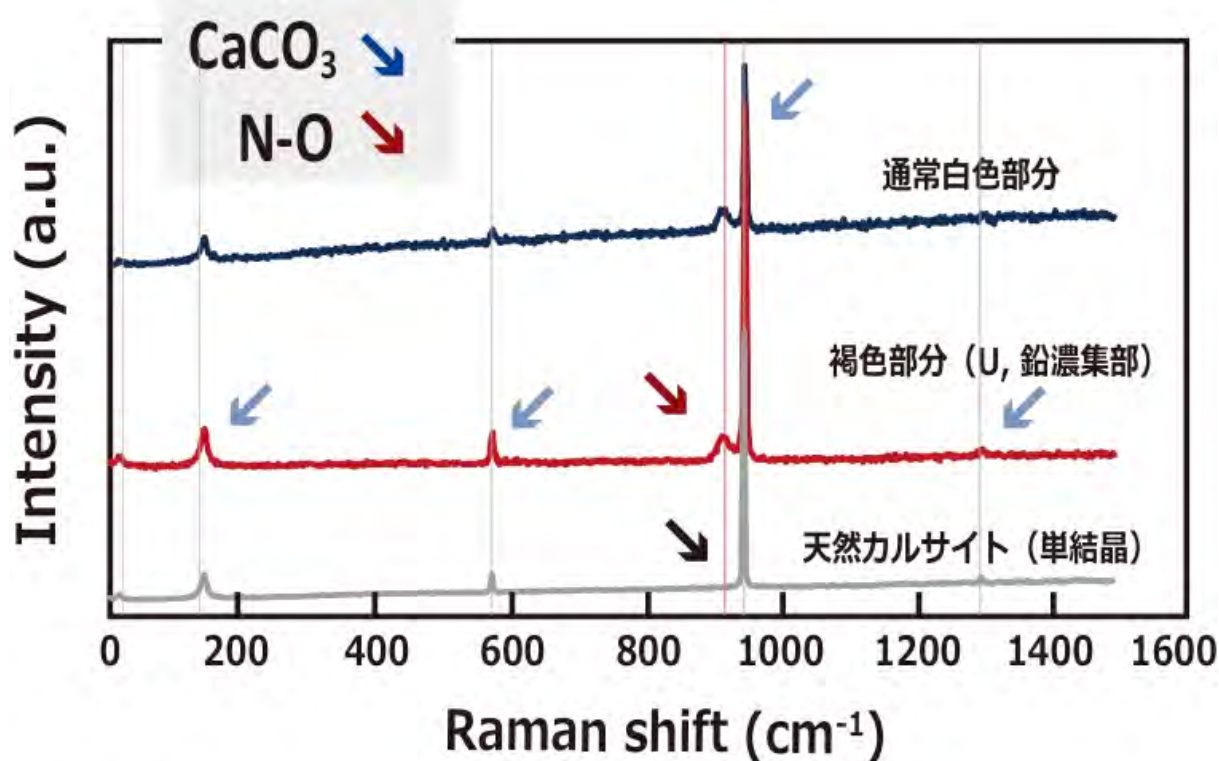


図 3.2-4 炭酸カルシウムペレット試料の白色部分及び褐色部分のラマンスペクトル比較のため、天然方解石（単結晶）のスペクトルも表示してある。

#### 4. まとめ

本共同研究では、既往研究において湿式法による U-Pb 年代測定が実施されている蒸発岩 Castile Formation 中の方解石 (CFC: total Pb/U アイソクロン年代 = 251.5 ± 2.8 Ma; Becker et al., 2002<sup>24</sup>) について、LA-ICP 質量分析法による U-Pb 同位体分析を実施した。その結果、CFC 試料は  $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$  比の均一性が高く、適度な U, Pb 濃度を有していることが判明した。また、 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  比の測定については、SRM612 ガラスを標準試料として用いた場合でも安定した測定ができることがわかったため、Pb 同位体補正用の標準物質として CFC (あるいは別の方解石試料) を併用することにより高精度 U-Pb 年代測定が実現できると期待される。今後は、U-Pb 元素比の均質性を担保することが必要になるが、この均質性の確認には、CFC 試料の粒子ごと及び各粒子内の U・Pb 濃度及び Pb 同位体組成を LA 法により測定する必要がある。また、レーザーアブレーションによる元素分別を抑制できるフェムト秒レーザーで同様の実験を行うことにより、元素分別の補正方法の妥当性や有効性を評価できるものと考えられる。最終的に CFC の均質性が担保されれば、方解石試料の U-Pb 年代測定に広く利用できる天然標準試料として確立することができる。

天然の炭酸塩鉱物の測定及び評価に加え、U 及び Pb の濃度・同位体組成について均質な炭酸塩標準試料の人工製を二通りの方法で試みた。一つ目は、炭酸水素ナトリウム、塩化カルシウム及び塩化ストロンチウムが溶解した水溶液に U と Pb の標準溶液を添加した母液から方解石粉末を沈殿させる方法である。この沈殿法では、天然炭酸塩鉱物がもつ多様な U、Pb 濃度を考慮し、U/Pb 比の異なる三つの粉末試料を作製した。二つ目は、高純度炭酸カルシウム粉末に U 及び Pb を含む標準溶液を添加・混合・乾燥し、プレスしてペレット化する方法である。このペレット試料の U、Pb 及び Pb/U 比の分布を元素イメージングで調べたところ、有意な不均質性が認められた。これらの結果から、LA-ICP 質量分析法による U-Pb 年代測定で用いる炭酸塩標準試料を人工製するうえでは、沈殿法の方が有効と考えられる。

CFC 試料及び人工試料について、今後、より詳細な評価・検証を行う必要があるが、両者の U/Pb 比及び Pb 同位体組成の均質性が担保されれば、これらの試料を併用することにより、LA-ICP 質量分析法を用いたより高精度な炭酸塩鉱物の U-Pb 年代測定が実現可能となる。

## 引用文献

- 1) 西本昌司, 鶴飼恵美, 天野健治, 吉田英一, 地下深部花崗岩の変質プロセス解析 -土岐花崗岩を例にして-, 応用地質, vol.49, 2008, pp.94-104.
- 2) Nishimoto, S. and Yoshida, H., Hydrothermal alteration of deep fractured granite: Effects of dissolution and precipitation, *Lithos*, vol.115, 2010, pp.153-162.
- 3) Iwatsuki, T. and Yoshida, H., Characterizing the chemical containment properties of the deep geosphere: water-rock interactions in relation to fracture systems within deep crystalline rock in the Tono area, Japan, *Geological Society, London, Special Publications*, vol.157, 1999, pp.71-84.
- 4) Yoshida, H., Aoki, K., Semba, T., Ota, K., Amano, K., Hama, K., Kawamura, M. and Tsubota, K., Overview of the stability and barrier functions of the granitic geosphere at the Kamaishi Mine: relevance to radioactive waste disposal in Japan, *Engineering Geology*, vol.56, 2000, pp.151-162.
- 5) 吉田英一, 地層処分: 脱原発後に残される科学課題, 近未来社, 2012a, 168p.
- 6) Ono, T., Yoshida, H. and Metcalfe, R., Use of fracture filling mineral assemblages for characterizing water-rock interactions during exhumation of an accretionary complex: An example from the Shimanto Belt, southern Kyushu Japan, *Journal of Structural Geology*, vol.87, 2016, pp.81-94.
- 7) 舟木泰智, 石井英一, 常盤哲也, 新第三紀堆積岩中の割れ目は主要な水みちとなり得るか?, 応用地質, vol.50, 2009, pp.238-247.
- 8) 吉田英一, 岩盤中の透水性亀裂とその長期的挙動 - 現状と今後の課題 -, 地学雑誌, vol.121, 2012b, pp.68-95.
- 9) 石橋正祐紀, 安藤友美, 笹尾英嗣, 湯口貴史, 西本昌司, 吉田英一, 深部結晶質岩における割れ目の形成・充填過程と透水性割れ目の地質学的特徴 - 土岐花崗岩を例として -, 応用地質, vol.55, 2014, pp.156-165.
- 10) 柴田 賢, 高木秀雄, 中央構造線沿いの岩石および断層内物質の同位体年代 - 長野県分杭峠地域の例 -, 地質学雑誌, vol.94, 1988, pp.35-50.
- 11) Vargas, G., Palacios, C., Reich, M., Luo, S., Shen, C.-C., González, G. and Wu, Y.-C., U-series dating of co-seismic gypsum and submarine paleoseismology of active faults in Northern Chile (23°S), *Tectonophysics*, vol.497, 2011, pp.34-44.
- 12) Yamasaki, S., Zwingmann, H., Yamada, K., Tagami, T. and Umeda, K., Constraining the timing of brittle deformation and faulting in the Toki granite, central Japan, *Chemical Geology*, vol.351, 2013, pp.168-174.
- 13) Nuriel, P., Rosenbaum, G., Zhao, J.X., Feng, Y., Golding, S.D., Villemant, B. and Weinberger, R., U-Th dating of striated fault planes, *Geology*, vol.40, 2012, pp.647-650.
- 14) Gray, A.L., Solid sample introduction by laser ablation for inductively coupled plasma mass spectrometry, *Analyst*, vol.110, 1985, pp.551-556.
- 15) 河口広司, 中原武利編, プラズマイオン源質量分析計 日本分光学会測定法シリーズ28, 学会出版センター, 1994, 228p.
- 16) Hattendorf, B., Latkoczy, C. and Günther, D., Laser Ablation-ICPMS, *Analytical Chemistry*, vol.75, 2003, pp.341A-347A.
- 17) Günther, D. and Hattendorf, B., Solid sample analysis using laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry, *TrAC Trends in Analytical Chemistry*, vol.24, 2005, pp.255-265.
- 18) 大野 剛, 平田岳史, 誘導結合プラズマ質量分析法における元素定量及び同位体分析技術の進歩とその地球化学への応用, 分析化学, vol.53, 2004, pp.631-644.
- 19) 平田岳史, 浅田陽一, Apinya Tunheng, 大野 剛, 飯塚 毅, 早野由美子, 谷水雅治, 折橋裕二, レーザーアブレーション-誘導結合プラズマ質量分析法による地球化学試料の微量元素分析, 分析化学, vol.53, 2004, pp.491-501.

- 20) Hirata, T. and Miyazaki, Z., High-speed camera imaging for laser ablation process: for further reliable elemental analysis using inductively coupled plasma-mass spectrometry, *Analytical Chemistry*, vol.79, 2007, pp.147-152.
- 21) 平田岳史, 坂田周平, 藤本万寿人, レーザーアブレーション ICPMSの進歩と展望, *ぶんせき*, vol.1, 2016, pp.9-16.
- 22) Imai, N., Terashima, S., Itoh, S. and Ando, A., 1996 compilation of analytical data on nine GSJ geochemical reference samples "Sedimentary rock series", *Geostandards Newsletter*, vol.20, 1996, pp.165-216.
- 23) 日本原子力研究開発機構, 「レーザーアブレーション付き誘導結合プラズマ質量分析計を用いた炭酸塩鉱物の分析手法の開発」共同研究報告書, 2016, 21p.
- 24) Becker, M.L., Rasbury, E.T., Meyers, W.J. and Hanson, G.N., U-Pb calcite age of the Late Permian Castile Formation, Delaware Basin: a constraint on the age of the Permian-Triassic boundary (?), *Earth and Planetary Science Letters*, vol.203, 2002, pp.681-689.
- 25) Kimura, J.-I., Chang, Q., Itano, K., Iizuka, T., Vaglarov, B.S. and Tani, K., An improved U-Pb age dating method for zircon and monazite using 200/266 nm femtosecond laser ablation and enhanced sensitivity multiple-Faraday collector inductively coupled plasma mass spectrometry, *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, 2015, vol.30, pp.494-505.
- 26) Jackson, S.E., Pearson, N.J., Griffin, W.L. and Belousova, E.A., The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U-Pb zircon geochronology, *Chemical Geology*, 2004, vol.211, pp.47-69.
- 27) Poitrasson, F., Mao, X., Mao, S.S., Freydier, R. and Russo, R.E., Comparison of ultraviolet femtosecond and nanosecond laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry analysis in glass, monazite, and zircon, *Analytical Chemistry*, 2003, vol.75, pp.6184-6190.
- 28) Jochum, K.P., Nohl, U., Herwig, K., Lammel, E., Stoll, B. and Hofmann, A.W., GeoReM: a new geochemical database for reference materials and isotopic standards, *Geostandards and Geoanalytical Research*, 2005, vol.29, pp.333-338.
- 29) Woodhead, J.D. and Hergt, J.M., Strontium, neodymium and lead isotope analyses of NIST glass certified reference materials: SRM 610, 612, 614, *Geostandards Newsletter*, vol.25, 2001, pp.261-266.
- 30) Kimura, J.-I., Chang, Q., Kanazawa, N., Sasaki, S. and Vaglarov, B.S., High-precision in situ analysis of Pb isotopes in glasses using  $10^{13} \Omega$  resistor high gain amplifiers with ultraviolet femtosecond laser ablation multiple Faraday collector inductively coupled plasma mass spectrometry, *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, vol.31, 2016, pp.790-800.
- 31) Kimura, J.-I., Takahashi, T. and Chang, Q., A new analytical bias correction for in situ Sr isotope analysis of plagioclase crystals using laser-ablation multiple-collector inductively coupled plasma mass spectrometry, *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, vol.28, 2013, pp.945-957.
- 32) Chen, X., Romaniello, S.J., Herrmann, A.D., Wasylenki, L.E. and Anbar, A.D., Uranium isotope fractionation during coprecipitation with aragonite and calcite, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol.188, 2016, pp.189-207.
- 33) Jaffey, A.H., Flynn, K.F., Glendenin, L.E., Bentley, W.C. and Essling, A.M., Precision measurement of half-lives and specific activities of  $^{235}\text{U}$  and  $^{238}\text{U}$ , *Physical Review C*, vol.4, 1971, pp.1889-1906.
- 34) Taylor, R.N., Ishizuka, O., Michalik, A., Milton, J.A. and Croudace, I.W., Evaluating the precision of Pb isotope measurement by mass spectrometry, *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, vol.30, 2015, pp.198-213.
- 35) Ebdon, L., Foulkes, M. and Sutton K., Slurry nebulization in plasmas, *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, vol.12, 1997, pp.213-229.
- 36) 小林恭子, ナノ粒子分析のためのシングルパーティクル ICP-MS, *ぶんせき*, vol.10, 2016, pp.414-417.

- 37) Hirata, T., Akagi, T. and Masuda, A., Direct introduction of powdered samples into inductively coupled plasma mass spectrometry with spark dispersion/merging introduction technique, *Analyst*, vol.115, 1990, pp.1329-1333.

## 付録 4

### 「地質環境長期安定性評価確証技術開発委員会」の開催実績

- A. 第 1 回委員会開催実績
- B. 第 2 回委員会開催実績

## 付録 7-A 第 1 回委員会開催実績

日 時	平成 28 年 7 月 22 日（金） 13 時 00 分～17 時 00 分
場 所	原子力機構 土岐地球年代学研究所 第 1・2 会議室
審議事項	平成 28 年度の計画の概要について報告し、実施内容とアプローチの適切性の観点から審議・検討を行っていただく。
主なコメント	モデルの構築や統合化の手法開発が進んできているが、過去の地形・地質モデルの妥当性や不確実性の取り扱い方も合わせた手法の開発が望まれる。
	モデルの不確実性の取り扱いには注意が必要であり、不確実性の程度をわかりやすく表現できると良い。
	復元した過去の地形から現在の地形がどの程度再現できるかというアプローチができるのであれば、不確実性を抑えることやモデルの妥当性検証が可能と考えられる。また、どのパラメータから復元していけば現在の地形になるのかというアプローチも考えられる。これらのアプローチにおいて、最小値と最大値を把握することができれば不確実性の幅が抑えられると考えられる。
	地形の波長を用いてある程度カテゴライズできると考えられる。それに対して地質環境がどの程度の影響を受けるかについてモデルを使って明らかにしていくことで、不確実性の幅の中で何が起こり得るかということを定量的に示せると考えられる。このようにモデル上で実施することはまだあると考えられ、これによる検証も可能であると考えられる。
	テクニカルなプロセスをわかりやすく示して、それに沿って実施すればモデル化が可能というアウトプット（可視化）が出来ると良い。
	モデルをデザインする段階において、できることとできないことを区別して示すと良い。
	地域によって不確実性の幅が違うが、日本全国どこでもモデル化できるということなら、本事業の成果として大きなメッセージになる。使えるデータでどの程度の信頼を持っているかを重要視した取り組みが望まれる。
	一般の方は、地形が将来どうなるかに興味を持っていることから、可視化として地形の変化を見せることができる技術があるということは重要である。
	本事業では過去から現在までのモデルを扱っているが、将来予測の方法についても考えていく必要がある。
	本モデルの開発で考案した変動係数と標準偏差を用いたアウトプットの手法は、学会等でオーソライズされる必要があり、世界的に認められて、本事業のオリジナルの成果として示せると良い。

主なコメント(つづき)	施設見学	LA-ICP 質量分析における局所領域の年代測定技術の評価において、湿式によるバルクの年代値と比較する際に注意が必要である。また、年代既知の炭酸塩試料、化石やノジュールで実験すると良い。
		希ガス質量分析においては、堆積岩から水を抽出する技術開発も一緒に進めると良い。
		CHIME 年代測定は、後継者不足であるのでぜひ技術をマスターして欲しい。
		OSL を測定した試料について、成分分析等の他の分析を行ってみると良い。
		OSL の信号特性と石英のマイクロクラックの状態とを比較してみると良い。
		微量元素を用いた環境変動の推定についてはイットリウムが指標として有効かもしれない。
	革新的要素技術の開発	後背地解析技術において、現状は技術開発を中心に進めており、地質環境長期変動モデルで対象にしている時間と異なる時代の堆積物を扱っているが、今後は事例の蓄積を通じて、地形・地質モデルへの反映も合わせて示されると良い。
		炭酸塩鉱物測定技術や土岐地球年代学研究所の年代測定装置で得られる分析結果を、地質環境の長期安定性の評価に結びつける方法を示すことが重要である。
		自然現象を扱う際にはメカニズムが大事であり、メカニズムを正確に推定することが将来予測に必要となる。100 万年という長期を扱う際には、日本列島における地殻変動やプレート運動、応力場の変化やプレートシステムの転換などを踏まえた検討も重要である。
		仮に有効なシミュレーション手法が構築された場合、過去の地形等に関するモデル化が不要となるような印象を受けてしまうため、この技術によって示せる知見を踏まえて進めることが重要である。
	総合討論	個別の技術開発は進歩していると感じるとともに、それだけの試行錯誤もされていると思う。やれる部分とやれない部分を踏まえて、2 年後のアウトプットを考える必要がある。
		今後、例えば科学的有望地を評価する技術の必要性などを見据えて、本事業を進めていくことは重要であり、原子力機構における地質環境の長期安定性に関する研究の役割と合わせて期待される。また、基礎研究としての底上げも大事な取り組みの一つでもあることから、バランスよい技術開発が必要である。これらのことは、原子力機構として、2 年後の研究をどう進めていくかに繋がっていく。それに対して適切に対応できることを期待する。
		可視化については、コンテンツはよいので、残りの 2 年でクリエイティブに作っていくとよい。計算工学会などではシミュレーションの可視化画像のコンテストも行っているので、それ目指して取り組んでいくのもよい。
		現状の可視化は、わかる人にはわかるが、分野外の人にはわかりにくい。また、委員会の場だけでは、特定の分野だけの観点になってしまう。可視化の成果を多くの人に見せて、コメントをいただくと良い。



## 付録 7-B 第 2 回委員会開催実績

日 時	平成 29 年 2 月 23 日（木） 13 時 30 分～17 時 30 分
場 所	経済産業省別館 1 階 120 共用会議室
審 議 事 項	平成 28 年度の実施内容の概要について報告し、その適切性の観点から審議・検討を行っていただく。
主なコメント	不確実性について様々な要因を挙げているが、地形モデルに侵食をどのように考慮したかなど、どのようにしてモデルを作成したかといったプロセスの説明が不確実性を考える上で重要である。
	調査領域を設定した根拠を明確にするとともに、手法自体の適用性を提示することが必要である。
	場当たりの内容に見える。実用化に落とし込むところで、システムティックに行っていく必要があり、今後整理が必要である。
	この研究を通して不確実性をどこまで絞り込めたかということが研究成果として必要である。
	今年度であれば、例えば、領域に関してはこの程度の定量的な絞り込みがこのようなモデルを提示すればできるということを言わないと、まとめになっていない。もう一步踏み込んだ解釈や考察をしていただきたい。
	データ量の違いによって得られる成果の違いを評価・整理すると良い。
	モデル化においては、ケースバイケースではなく、モデル化手法を一般化する必要がある。地形モデルを作成する上で必要となる、影響を与える要素、モデル化する方法、使用した条件や値の根拠など詳しく整理していくと良い。
	本事業における平野部の事例は、沿岸部における研究としても重要である。沿岸部という観点でも検討していただきたい。
	移流分散解析における初期状態の設定において、その根拠となるジオロジカル・セッティングも一緒に示すことで、全体を統一的に示しやすくなる。
	氷期に間氷期の涵養量を設定して不確実性の影響を議論することは困難である。
	可視化については、カタログが整備されてきており、良いと感じる。カタログはホームページだけでなく、YouTube に載せる方法も考えられる。
可視化は、誰に向けて可視化をするのが大事である。PC の他にもスマートフォンで見られるようにする方法も考えられる。	

主なコメント(つづき)	革新的要素技術の開発	<p>様々な手法を行い、成果も出ている。山が隆起する際の後背地における現象を踏まえて、調査手法や調査内容の説明を最初にするとうわかりやすい。</p>
		<p>帯磁率異方性を用いた堆積物の古流向の推定法について、原理や適用性の説明が必要である。</p>
		<p>革新的要素技術が地質環境長期変動モデルの開発にどう反映していくか見えるようにしておくが良い。</p>
		<p>三次元シミュレーションの境界条件について、この条件では、別府一万山付近や桜島付近で圧縮場となり、せん断ひずみ速度の大きいせん断帯は再現されているものの、現在の九州地方の地殻変動場などを再現できるかの検証も行う必要がある。</p>
		<p><b>GNSS</b> 速度を用いたせん断ひずみ速度や地質学的なひずみ速度を推定しているが、どのような断層のどのようなせん断方向であるのか等、せん断ひずみ速度分布のみならず他パラメータを含めた検討も重要と思われる。その際、九州地方の活断層には地域性が大きいと考えられるので、単純に比較するよりは地域性を考慮すると良い。</p>
		<p>日本列島のひずみ速度場は、測地学的に <math>10^{-7}/\text{yr}</math>、地質学的に <math>10^{-8}/\text{yr}</math> と 10 倍近く速度の差があることは十分認識されているが、地質学的なひずみが累積してゆく原因としてその領域が弱いからという原因で充分なのか。時間的な違いを反映しているのか、その他の原因が反映しているのか検討すると良い。</p>
		<p>地殻変動予測技術は、地層処分事業の中のどの段階でどのように寄与するのか示されると良い。また、他の地域への適応可能性についても示されると良い。</p>
		<p>堆積岩の割れ目を介在する炭酸塩鉱物については、一般的に、カソードルミネッセンス発光が認められないという解釈ができるのかについて、既往研究を含め確認し、取りまとめるのが良い。</p>
	<p>炭酸塩鉱物から年代が出せれば、それだけで大きな成果になる。</p>	
総合討論	<p>この事業の成果が、地層処分事業のどこに、どのように反映されるのかを意識して取りまとめていく必要がある。また、地質環境長期変動モデルと革新的要素技術がどうリンクするのかを示すことが重要である。</p>	