

「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）

Research on Geosphere Stability for Long-Term Isolation of Radioactive Waste  
(Progress Report for Fiscal Years 2005 - 2009: H22 Report)

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

Tomohiro KUSANO, Koichi ASAMORI, Hideki KUROSAWA, Yoko SAITO-KOKUBU  
Shin-ichi TANIKAWA, Tateyuki NEGI, Takahiro HANAMURO, Ken-ichi YASUE  
Seiko YAMASAKI, Kunimi YAMADA, Tsuneari ISHIMARU and Koji UMEDA

地層処分研究開発部門  
東濃地科学研究ユニット

Tono Geoscientific Research Unit  
Geological Isolation Research and Development Directorate

January 2011

Japan Atomic Energy Agency

日本原子力研究開発機構

本レポートは独立行政法人日本原子力研究開発機構が不定期に発行する成果報告書です。  
本レポートの入手並びに著作権利用に関するお問い合わせは、下記あてにお問い合わせ下さい。  
なお、本レポートの全文は日本原子力研究開発機構ホームページ (<http://www.jaea.go.jp>)  
より発信されています。

独立行政法人日本原子力研究開発機構 研究技術情報部 研究技術情報課  
〒319-1195 茨城県那珂郡東海村白方白根2番地4  
電話 029-282-6387, Fax 029-282-5920, E-mail: ird-support@jaea.go.jp

This report is issued irregularly by Japan Atomic Energy Agency  
Inquiries about availability and/or copyright of this report should be addressed to  
Intellectual Resources Section, Intellectual Resources Department,  
Japan Atomic Energy Agency  
2-4 Shirakata Shirane, Tokai-mura, Naka-gun, Ibaraki-ken 319-1195 Japan  
Tel +81-29-282-6387, Fax +81-29-282-5920, E-mail: ird-support@jaea.go.jp

© Japan Atomic Energy Agency, 2011

「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)

日本原子力研究開発機構  
地層処分研究開発部門 東濃地科学研究ユニット

草野 友宏<sup>※1</sup>, 浅森 浩一, 黒澤 英樹<sup>※1</sup>, 國分(齋藤) 陽子, 谷川 晋一<sup>※1</sup>, 根木 健之<sup>※1</sup>  
花室 孝広, 安江 健一, 山崎 誠子<sup>※2</sup>, 山田 国見<sup>※1</sup>, 石丸 恒存, 梅田 浩司

(2010 年 10 月 22 日受理)

本報は、深地層の科学的研究のうち、「地質環境の長期安定性に関する研究」について、第 1 期中期計画期間の 5 か年(2005 年度～2009 年度)に実施した研究開発に係る成果を取りまとめたものである。第 1 期中期計画では、最終処分事業の概要調査や安全審査基本指針などの検討・策定に研究成果を反映できるよう、①概要調査などに必要となる、自然現象に関する過去の記録や現在の状況を調査するための体系的な技術の整備(調査技術の開発・体系化)、②変動シナリオを考慮した安全評価の基盤となる、将来の自然現象に伴う地質環境の変化を予測・評価するための手法の整備(長期予測・影響評価モデルの開発)のほか、③最先端の分析装置などを用いた放射年代測定や鍵層の高分解能同定法などによる編年技術の高度化(年代測定技術の開発)を進めてきた。このうち、調査技術の開発・体系化では、航空レーザー計測による微細な断層変位地形の検出技術、地球物理学的手法と地球化学的手法を組み合わせた地下深部のマグマなどの検出技術、河成段丘を用いた内陸の隆起量の算定手法などの整備を進めてきた。長期予測・影響評価モデルの開発では、将来の地殻変動に伴う地形変化のシミュレーション技術やベイズ法によって地殻内の地球物理情報も考慮した multiple inference モデルなどの開発を行った。年代測定技術の開発では、<sup>14</sup>C 年代測定技術の高度化を図るとともに、(U-Th)/He 年代測定システム及び K-Ar 年代測定システムの設計・製作を実施し、標準年代測定試料の測定を通じて年代値の精度や確度の検討を進めてきた。本報では、それぞれの研究分野に係る科学的・技術的背景を解説するとともに、設定した研究課題に対してこれまでに実施してきた内容、主な研究成果及び今後の課題などについて述べる。

---

東濃地科学センター(駐在): 〒509-5102 岐阜県土岐市泉町定林寺 959-31

※1 技術開発協力員

※2 博士研究員

**Research on Geosphere Stability for Long-Term Isolation of Radioactive Waste  
(Progress Report for Fiscal Years 2005 - 2009: H22 Report)**

Tomohiro KUSANO<sup>※1</sup>, Koichi ASAMORI, Hideki KUROSAWA<sup>※1</sup>, Yoko SAITO-KOKUBU  
Shin-ichi TANIKAWA<sup>※1</sup>, Tateyuki NEGI<sup>※1</sup>, Takahiro HANAMURO, Ken-ichi YASUE  
Seiko YAMASAKI<sup>※2</sup>, Kunimi YAMADA<sup>※1</sup>, Tsuneari ISHIMARU and Koji UMEDA

Tono Geoscientific Research Unit  
Geological Isolation Research and Development Directorate  
Japan Atomic Energy Agency  
Izumi-cho, Toki-shi, Gifu-ken

(Received October 22, 2010)

This progress report (H22 Report) documents progress made during JAEA 1st Midterm Plan (FY 2005 - 2009) to provide the scientific base for assessing geosphere stability for long-term isolation of the high-level radioactive waste. For the current 5-year R&D programme, three major goals have been defined as follows: 1) development and systematization of investigation techniques for selecting suitable sites in geosphere stability, 2) development, application and verification of prediction models for evaluating the changes of geological environment in thermal, hydraulic, mechanical and geochemical conditions for a long period of time, and 3) development of new dating techniques for providing information about geologic history and the timing of geologic events. For investigation techniques, an extracting technique of active faults with weak surface expressions by LiDAR, an integrated approach combining geophysical and geochemical methods for detecting crustal magma storage and an estimating method for uplift rates in an inland area using relative heights of fluvial terraces have been made. A numerical simulation code for predicting landform evolution in the next 100,000 years, and incorporating models of geophysical processes directly into probabilistic assessments for renewed volcanism using Bayesian inference (multiple inference model) have been prepared for prediction models. Improvement of AMS system for <sup>14</sup>C dating was conducted in order to precisely determine isotopic compositions. (U-Th)/He and K-Ar dating systems were also installed at Tono Geoscience Center (TGC) for determining the production age of fault gouge and precipitated within open fractures. In this paper, the current status of R&D activities with previous scientific and technological progress is summarized.

Keywords: Geosphere Stability, Investigation Technique, Development of Model, Dating Technique

---

※1 Collaborating Engineer

※2 Post-Doctoral Fellow

目 次

1. はじめに .....	1
2. 第1期中期計画期間の研究成果の概要 .....	5
3. 調査技術の開発・体系化.....	9
3.1 地震活動・断層運動に関する研究.....	9
3.1.1 変動地形学的手法による断層運動に関する調査技術.....	9
3.1.2 地球化学的手法による断層運動に関する調査技術.....	23
3.2 火山・地熱活動に関する研究.....	31
3.2.1 地下深部のマグマ・高温流体などに関する調査技術 .....	31
3.2.2 構造運動による熱水活動に関する調査技術 .....	41
3.3 隆起・侵食／気候・海水準変動に関する研究 .....	51
3.3.1 河成段丘を用いた内陸部の隆起量の推定技術 .....	51
3.3.2 内陸小盆地堆積物を用いた古気候の復元技術.....	64
4. 長期予測・影響評価モデルの開発 .....	71
4.1 地震活動・断層運動に関する研究.....	71
4.1.1 断層運動に伴う周辺岩盤の力学的な影響評価モデルの開発.....	71
4.2 火山・地熱活動に関する研究.....	86
4.2.1 火山活動の長期予測モデルの開発 .....	86
4.2.2 熱水活動シミュレーション技術の開発 .....	96
4.3 隆起・侵食／気候・海水準変動に関する研究 .....	103
4.3.1 地形変化シミュレーション技術の開発 .....	103
4.3.2 地形変化及び気候変動を考慮した地下水流動解析手法の開発 .....	123
5. 年代測定技術の開発 .....	133
5.1 放射年代測定技術 .....	133
5.2 テフクロロジーによる編年技術.....	148

Contents

1. Introduction .....	1
2. Overview of progress during JAEA 1st Midterm Plan (FY 2001 - 2005).....	5
3 Development and synthesis of investigation techniques .....	9
3.1 Earthquakes and fault movement .....	9
3.1.1 Extracting technique of active faults with weak surface expressions .....	9
3.1.2 Investigation techniques on fault activity using geochemical methods .....	23
3.2 Volcanics and geothermal activities .....	31
3.2.1 Detecting technique for crustal magma and high-temperature fluids .....	31
3.2.2 Investigation technique for hydrothermal and tectonic evolutions .....	41
3.3 Uplift, denudation, climatic change and sea-level changes .....	51
3.3.1 Estimating method for uplift rates in inland area using fluvial terraces.....	51
3.3.2 Investigation technique for paleo-climate using small basin deposit in inland area.....	64
4 Development of models for long-term estimation and effective assessment .....	71
4.1 Earthquakes and fault movement .....	71
4.1.1 Modeling mechanical effect with fault movement .....	71
4.2 Volcanics and geothermal activities .....	86
4.2.1 Probabilistic Model for renewed volcanism of long-term .....	86
4.2.2 Numerical simulation technique for hydrothermal system .....	96
4.3 Uplift, denudation, climatic change and sea-level changes .....	103
4.3.1 Simulation techniques for landform changes .....	103
4.3.2 Analysis method of groundwater flow condition considering landform and climatic changes .....	123
5 Development of dating techniques.....	133
5.1 Radiometric dating .....	133
5.2 Tephrochronology .....	148

図リスト

図 1-1	我が国における地層処分における安全性確認の考え方	3
図 1-2	地層処分において考慮すべき自然現象	3
図 1-3	地質環境の長期安定性に関する研究の枠組みと反映先	3
図 3.1.1-1	地形要素自動抽出プログラムメニュー画面例	15
図 3.1.1-2	地形要素自動抽出により抽出されたリニアメントの走向分布に関する解析例	15
図 3.1.1-3	地形要素抽出手順	16
図 3.1.1-4	谷地形の判定基準	16
図 3.1.1-5	崖の判定基準	17
図 3.1.1-6	8 近傍細線化の例	17
図 3.1.1-7	線分の抽出	17
図 3.1.1-8	8 線分のリニアメント判定基準	17
図 3.1.1-9	線分の複数リニアメントへの分割	17
図 3.1.1-10	複数リニアメントの接続条件	17
図 3.1.1-11	複数リニアメントのグループ1本化	17
図 3.1.1-12	地形要素自動抽出プログラムにより抽出した崖地形	18
図 3.1.1-13	LiDAR 計測範囲の航空写真	18
図 3.1.1-14	地形要素自動抽出プログラムにより抽出した崖地形	19
図 3.1.1-15	LiDAR データによる地形断面の例	19
図 3.1.1-16	DEM データによる断層変位地形の自動抽出技術の例	20
図 3.1.2-1	希ガス同位体の調査地域位置	26
図 3.1.2-2	2000 年鳥取県西部地震(Mj7.3)の震源域及びその周辺におけるヘリウム同位体比分布	26
図 3.1.2-3	2000 年鳥取県西部地震(Mj7.3)の震源断層とヘリウム同位体比との関係	26
図 3.1.2-4	各断層帯における水素濃度測定結果	27
図 3.1.2-5	山崎断層帯における水素濃度測定結果	27
図 3.1.2-6	断層の平均活動間隔と水素濃度	28
図 3.1.2-7	断層の平均変位速度と水素濃度	28
図 3.2.1-1	三瓶火山周辺の観測点分布及び観測点 007 における見掛比抵抗及び位相曲線	37
図 3.2.1-2	三次元解析による比抵抗分布平面図及び断面図と二次元解析による比抵抗断面図	37
図 3.2.1-3	飯豊山地の二次元比抵抗分布断面	38
図 3.2.1-4	地下 18 km の S 波速度分布とヘリウム同位体比の分布	38
図 3.2.2-1	能登半島の三次元比抵抗構造分布	45
図 3.2.2-2	能登半島のヘリウム同位体比分布	45
図 3.2.2-3	能登半島の熱水活動の概念モデル	46
図 3.2.2-4	西南日本のヘリウム同位体比分布	46
図 3.2.2-5	紀伊半島の二次元比抵抗構造断面	47
図 3.2.2-6	紀伊半島におけるヘリウム同位体比と熱流束及びペクレ数の比較	47
図 3.2.2-7	紀伊半島(本宮地域及び十津川地域)における FT 年代測定結果	48
図 3.3.1-1	海成段丘を用いた隆起量と隆起速度推定の基本的な考え方	56
図 3.3.1-2	第四紀の酸素同位体ステージにおける河成地形面の模式縦断面図	57
図 3.3.1-3	鏑川の河床縦断形図	57
図 3.3.1-4	鏑川流域の河床・段丘の堆積物調査	58

図 3.3.1-5	鑄川の段丘堆積物及び被覆層の $^{14}\text{C}$ 年代値と植物珪酸体の特徴	58
図 3.3.1-6	地震探査・重力探査の結果及びそれに基づいて推定される鑄川の地下埋没地形の形状	59
図 3.3.1-7	鑄川流域の河成段丘における帯磁率組成・粒径分布分析結果と火山灰層序	59
図 3.3.1-8	土岐川(庄内川)流域の河床縦断形図	60
図 3.3.1-9	土岐川(庄内川)の段丘堆積物及び被覆層の $^{14}\text{C}$ 年代値と花粉及び火山灰層序の特徴	60
図 3.3.2-1	大湫盆地周辺の地形図と南方上空からの鳥瞰図	67
図 3.3.2-2	大湫盆地の堆積物の火山灰分析, $^{14}\text{C}$ 年代測定, 花粉分析, 植物珪酸体分析, 木片の樹種同定の結果及びモダンアナログ法による古気候の推定	68
図 3.3.2-3	日本及び周辺地域の気温・降水量年平均値の相関を用いた氷期降水量の推定の例	68
図 4.1.1-1	破砕帯調査地域	77
図 4.1.1-2	跡津川断層帯の連続部及びステップ部における破砕帯分布	77
図 4.1.1-3	主断層からの距離と破砕帯数との関係	78
図 4.1.1-4	調査地域に分布する破砕帯	78
図 4.1.1-5	ディスロケーション解析範囲	79
図 4.1.1-6	地表の累積的な変形と整合的な変位分布	80
図 4.1.1-7	断層モデルの傾斜による解析結果の違い	81
図 4.1.1-8	地形から推定される上下変位センスの分布と断層の傾斜による解析結果の違いの比較	82
図 4.2.1-1	東北地方における P 波速度分布	91
図 4.2.1-2	東北地方における地温勾配分布	91
図 4.2.1-3	東北地方における既存火山の分布傾向とカーネル関数による近似	91
図 4.2.1-4	ベイズ法による確率分布の計算例	92
図 4.2.2-1	数値シミュレーションに用いた解析メッシュ分割図	100
図 4.2.2-2	数値シミュレーションにより推定されたマグマ貫入から 10 万年後, 30 万年後, 100 万年後, 1,000 万年後における地下温度分布	100
図 4.2.2-3	数値シミュレーションにより推定された温度プロファイル及び熱流束分布と観測値との比較	100
図 4.3.1-1	地形変化シミュレーションで対象とする地形変化の時間・空間スケール	110
図 4.3.1-2	野上(2005)のモデルを用いた河川地形のシミュレーションのイメージ	110
図 4.3.1-3	「平衡勾配モデル」を用いた土岐川流域の地形変化シミュレーション結果	111
図 4.3.1-4	地形変化シミュレーションの四つの地形場の概念	111
図 4.3.1-5	粒径変化モデルの考え方と「粒径係数」による堆積区間長の設定	111
図 4.3.1-6	粒径係数を変更した単一河道のシミュレーション結果(12.5 万年経過時)	112
図 4.3.1-7	側刻作用のアルゴリズムの模式図	112
図 4.3.1-8	地質係数に差異を与えた地形変化シミュレーション結果(仮想地形対象)	113
図 4.3.1-9	現地取得データを反映したシミュレーションの事例地域(土岐川(庄内川)流域)	113
図 4.3.1-10	土岐川の河床礫における岩種別の粒径の変化傾向とべき乗関数による近似	114
図 4.3.1-11	地質の異なる複数のダム流域における地形変化シミュレーション結果	115
図 4.3.1-12	大湫盆地(土岐川流域)における地形変化シミュレーション結果	115
図 4.3.1-13	日吉川(土岐川支流)における地形変化シミュレーション結果	115
図 4.3.1-14	地質係数と岩石物性値の対比及び土岐川流域における地質係数の設定	116
図 4.3.1-15	粒径係数の変動の設定と解析期間における平均侵食速度の変化(土岐川流域の地形変化シミュレーション)	116
図 4.3.1-16	河床縦断面図における河床高度の変化(土岐川流域の地形変化シミュレーション)	116
図 4.3.1-17	土岐川流域の地形変化シミュレーション結果	117

図 4.3.1-18	12.5 万年経過時の基盤地質侵食量及び沖積層厚変化量分布(土岐川流域の地形変化シミュレーション) .....	117
図 4.3.1-19	河川下流部を含む地形変化シミュレーションの設定 .....	118
図 4.3.1-20	河川下流部を含む地形変化シミュレーションの結果 .....	119
図 4.3.2-1	地形変化の数値シミュレーション結果とそれを用いた地下水流動解析(水頭分布) .....	127
図 4.3.2-2	隆起・沈降速度と地形的特徴に基づく地域区分 .....	127
図 4.3.2-3	年平均気温と年間実蒸発散量の関係と緯度と年間実蒸発散量の関係 .....	128
図 4.3.2-4	既存情報に基づいて概括的に推定した木曾山脈から伊勢湾までの古地形(時間断面)とそれを用いた地下水流動解析結果(水頭分布) .....	128
図 4.3.2-5	既存情報に基づいて概括的に推定した木曾山脈から伊勢湾までの古地形(時間断面)を用いた地下水流動解析結果(ダルシー流速の深度別, 時間別比較) .....	129
図 4.3.2-6	断層ブロック周辺の概括的な地形変化と断層分布を考慮した地下水流動解析結果(水頭分布) ..	129
図 4.3.2-7	河成段丘の分布に基づいて推定した地形変化とそれを用いた地下水流動解析結果(水頭分布) ..	130
図 4.3.2-8	隆起・侵食に伴う山地の発達及び気候・海水準変動の高度・時間スケールに関する概念図 ..	130
図 5.1-1	ペレトロン年代測定装置概略図 .....	140
図 5.1-2	ペレトロン年代測定装置の測定時間の過去 5 年間の経年変化 .....	140
図 5.1-3	ペレトロン年代測定装置のイオン源の改良 .....	140
図 5.1-4	$\alpha$ 粒子放出の模式図 .....	141
図 5.1-5	(U-Th)/He 年代測定フローチャート .....	141
図 5.1-6	MM5400 型希ガス質量分析計 .....	141
図 5.1-7	国際年代標準試料(Fish Canyon Tuff ジルコン)の(U-Th)/He 年代測定の結果 .....	142
図 5.1-8	多気地域のシュードタキライト(PST)と原岩の冷却史 .....	142
図 5.1-9	現在の(U-Th)/He 年代測定システム(ヘリウム分析ライン) .....	143
図 5.1-10	現在の(U-Th)/He 年代測定システム(ヘリウム分析ライン)の模式図 .....	143
図 5.1-11	アルゴン定量における同位体組成 .....	144
図 5.1-12	アルゴン定量における同位体比 .....	144
図 5.1-13	アルゴン測定ラインの概略図 .....	144
図 5.1-14	希ガス前処理ラインに増設したサンプルホルダー及びタンタル炉 .....	145
図 5.1-15	年代標準試料の K-Ar 年代測定の結果 .....	145
図 5.2-1	瑞浪市大湫に分布する小盆地堆積物のコア(OK-4 コア) .....	152
図 5.2-2	RIPL 法の分析結果とそれにより認識された火山灰層序(Okt4-1~Okt4-9) .....	152

表リスト

表 3.1.1-1	航空レーザー計測の使用機材及び諸元 .....	18
表 3.3.1-1	隆起量を把握する調査手法の特徴.....	56
表 3.3.2-1	第四紀の主要な古気候指標と反映手法 .....	67
表 4.1.1-1	本解析に用いた各断層の変位量.....	79
表 4.1.1-2	本解析に用いたパラメータ.....	80
表 4.3.1-1	数値シミュレーションに用いられる地形プロセスの物理モデルの代表例.....	109
表 4.3.1-2	パラメータ感度解析結果(「粒径変化モデル」による単一河道のシミュレーション).....	112
表 4.3.1-3	土岐川の各盆地間における岩種別粒径平均及びその分布特徴 .....	114

## 1. はじめに

日本列島は、環太平洋変動帯のプレート収束帯に位置しており、安定大陸に比べて噴火や地震などの地殻変動が活発であることから、我が国における地層処分の概念は、「長期的な安定性を備えた幅広い地質環境」に「性能に余裕をもたせた人工バリア」を設置するという特徴を有する(核燃料サイクル開発機構, 1999a<sup>1)</sup>)。すなわち、第一に、地層処分システムに期待される物理的な隔離機能が自然現象によって損なわれる恐れがないような長期にわたって安定な地質環境を選ぶこと(サイト選定)が前提となる。さらに、サイト固有の地質環境や想定される自然現象の長期的な変動を見込んで処分施設を適切に設計・施工(工学的対策)した上で、構築された地層処分システムの長期的な安全性の評価(安全評価)が必要となる(図 1-1)。そのためには、サイトやその周辺においてマグマの貫入・噴出、断層運動に伴う岩盤の破断・破砕、隆起・侵食による地表への接近など、地層処分システムに著しい影響を及ぼす現象が発生する可能性のほか、地殻変動や気候変動などによって生じる地質環境(例えば、熱特性、水理特性、力学特性、地球化学特性)の長期的な変化を予測・評価しておくことが重要となる(図 1-2)。日本原子力研究開発機構(以下、「原子力機構」)では、1988 年より「深地層の科学的研究」の一環として、これらの調査・評価に係る研究開発として「地質環境の長期安定性に関する研究」を進めてきた。

1999 年 11 月に報告した「わが国における高レベル放射性廃棄物地層処分の技術的信頼性—地層処分研究開発第 2 次取りまとめ—」<sup>2)</sup>(以下、「第 2 次取りまとめ」)では、関連する地球科学の分野に蓄積された情報や知見を分析するとともに、地層や岩石の年代測定などを補足的に実施し、過去から現在までの活動の中に認められる傾向や規則性に基づいて、自然現象の将来における活動の可能性や変動の規模などを検討した。その結果、地層処分に適した安定な地質環境が我が国にも広く存在し得るとの見通しが得られた。また、その科学的な根拠となる基盤情報として、活断層や第四紀火山、海成段丘の分布・形成年代などに関する全国レベルでのデータベースを整備してきた。第 2 次取りまとめ以降については、「特定放射性廃棄物の最終処分に関する法律」<sup>3)</sup>(以下、「最終処分法」)の成立や実施主体の設立など、我が国の地層処分計画が事業の段階に進展したことを踏まえ、最終処分法に定められた最終処分施設の建設スケジュールや段階的な選定要件などを念頭に置きつつ、特に第 2 次取りまとめやその評価(例えば、原子力委員会原子力バックエンド対策専門部会, 2000<sup>4)</sup>; OECD/NEA, 1999<sup>5)</sup>)の過程で明らかにされた研究課題に焦点をあてて研究を進めてきた。さらに、2002 年には原子力安全委員会から文献調査段階の予定地の選定に係る要件となる「高レベル放射性廃棄物処分の概要調査地区選定段階において考慮すべき環境要件について」<sup>6)</sup>(以下、「環境要件」)が示されたが、実施主体ではこれらを受けて「概要調査地区選定上の考慮事項」(原子力発電環境整備機構, 2002<sup>7)</sup>)を公表した。その一方で、「高レベル放射性廃棄物処分の安全規制に係る基盤確保に向けて」(総合資源エネルギー調査会 原子力安全・保安部会 廃棄物安全小委員会, 2003<sup>8)</sup>)や「放射性廃棄物処理・処分に係る規制支援研究について」(総合資源エネルギー調査会 原子力安全・保安部会 廃棄物安全小委員会, 2009<sup>9)</sup>)などにより、安全規制にとって重要な研究分野や課題が示されるなど、研究開発を進めていく上での方向性や具体的な研究課題がさらに明確にされてきた。

地層処分の研究開発を全体として計画的かつ効率的に進めるため、経済産業省資源エネルギー庁は 2005 年 7 月に「地層処分基盤研究開発調整会議」を設置し、中長期的かつ体系的な視点での研究開発計画の検討・調整を行ってきた。さらに、2006 年 12 月には、「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」<sup>10)</sup>(以下、「全体計画」)が策定された。この全体計画は、研究開発の進捗状況などを踏まえて継続的な見直しや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 2009 年に改定された<sup>11)</sup>。この全体計画では、2000 年以降の研究開発を 3 つのフェーズに区分し、それぞれの段階において反映先や段階目標を設定している。フェーズ 1(平成 17 年頃まで)では、処分事業の概要調査への反映や安全審査基本指針などの検討・策定に資することを目標とし、「地上からの地質環境調査

技術の体系的整備」と「幅広い地質環境を対象とした評価手法の整備」を行い、フェーズ2(平成24年頃まで)では、平成20年代中頃を目途とする精密調査地区選定期を念頭に、精密調査前半への反映や安全審査指針・基準の検討に資することを目標に、「地上からの調査に関わる技術基盤の確立」と「実際の地質環境へ適用可能な評価手法の整備と工学的実現性の提示」を行うこととしている。さらに、フェーズ3(平成20年代後半まで)では、平成40年前後を目途とする最終処分施設建設地選定に向けた、精密調査後半への反映、安全規制のための指針・基準(例えば、安全審査指針や処分場の技術基準)の策定や安全審査などに資することを目標とし、「地下施設を活用した調査に関わる技術基盤の確立」と「実際の地質環境を対象とした体系的・合理的な評価手法と工学技術等の実証」を行うこととしている。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いる。原子力機構においても全体計画との整合性を図りつつ、第1期中期計画(2005年10月～2010年3月)では、「精密調査地区の選定において重要となる地質環境条件に留意して、自然現象に伴う地質環境の変化を予測・評価するための調査技術の体系化やモデル開発等を進める」ことを目標に掲げ、第1期中期計画の5か年に地震活動・断層運動、火山・地熱活動、隆起・侵食/気候・海水準変動の自然現象に焦点をあてて、精密調査地区の選定に際して実施される概要調査に必要な調査技術の整備と自然現象に伴う地質環境の変化の程度を予測・評価するための手法の開発に取り組んできた。

地質環境の長期安定性に関する研究では、最新の科学的知見・情報を取り込んだ全国レベルでの自然現象に関するデータベースの更新や個別現象の理解といった基盤的な研究を継続する一方で、サイト選定や安全評価に必要な調査技術や評価手法の整備に重点をおいて研究を進めてきた(武田ほか, 2004<sup>12)</sup>; 梅田ほか, 2005<sup>13)</sup>)。第1期中期計画では、最終処分事業の概要調査や安全審査基本指針などの検討・策定に研究成果を反映できるよう、概要調査などに必要となる、1) 自然現象に関する過去の記録や現在の状況を調査するための体系的な技術の整備(調査技術の開発・体系化)、及び変動シナリオを考慮した安全評価の基盤となる、2) 将来の自然現象に伴う地質環境の変化を予測・評価するための手法の整備(長期予測・影響評価モデルの開発)のほか、3) 最先端の分析装置などを用いた放射年代測定や鍵層の高分解能同定法などによる編年技術の高度化(年代測定技術の開発)を進めてきた(図1-3)。本報では、調査技術の開発・体系化、長期予測・影響評価モデルの開発、年代測定技術の開発の3つのカテゴリーにおいて、第1期中期計画期間に設定した研究開発課題について、それぞれの研究分野に係る科学的・技術的背景を解説するとともに、課題を克服するための実施内容、研究成果、主な反映先並びに今後の課題などについて報告する。

なお、原子力機構では、第1期中期計画にしたがって平成21年度までに進めてきた地層処分の研究開発の成果を取りまとめた報告書として、2010年3月にウェブサイト上に情報を展開する「CoolRep(クールレプ)」(<http://kms1.jaea.go.jp/CoolRep/>)を公開した。このCoolRepは、地層処分事業の全期間を通じて研究開発や科学技術の進歩によって得られる新たな知見を継続して取り入れ、常に最新の情報を提供できる新たな試みである。個々の研究開発成果に係る技術情報の概要については、分野ごとに作成されているカーネル(KERNEL: Knowledge Elements incorporating Requirements, Novelty, Experience and Limitations)にCoolRepH22からのハイパーリンクでアクセスすることができる。さらに、カーネルからは、知識マネジメントシステム(JAEA KMS)にリンクが張られており、個々のデータベースや文献情報など最も基礎となる情報にアクセスし、これらを利用することができる。本報は、詳細かつ専門性の高い原著にさかのぼることなく、カーネル(2.4 地質環境の長期安定性調査評価技術の開発)に記載されている技術情報について、読者のさらに深い理解を支援するための報告書(サポートレポート)の役割も担っている。

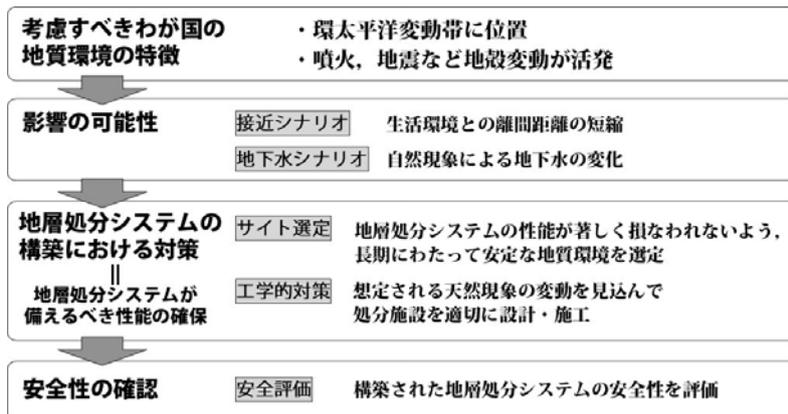


図 1-1 我が国における地層処分における安全性確認の考え方

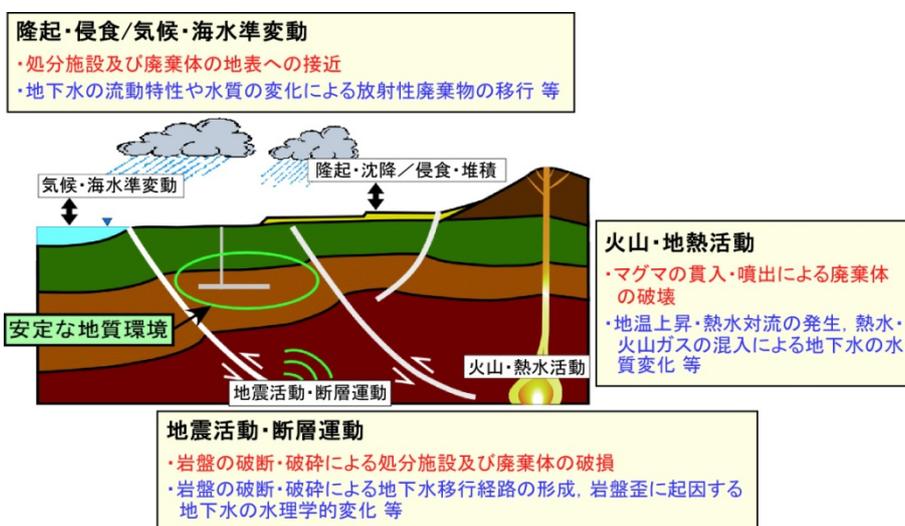


図 1-2 地層処分において考慮すべき自然現象

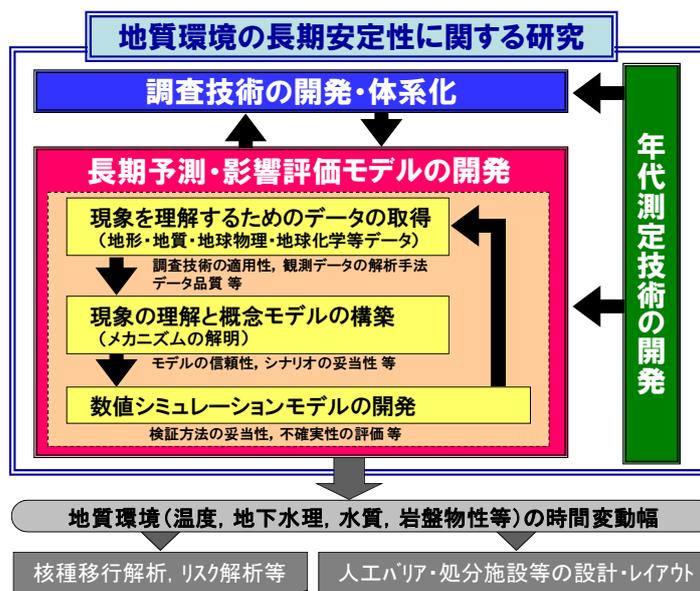


図 1-3 地質環境の長期安定性に関する研究の枠組みと反映先

引用文献

- 1) 核燃料サイクル開発機構(1999a):“わが国における高レベル放射性廃棄物地層処分の技術的信頼性—地層処分研究開発第2次取りまとめ—総論レポート”, JNC TN1400 99-020.
- 2) 核燃料サイクル開発機構(1999b):“わが国における高レベル放射性廃棄物地層処分の技術的信頼性—地層処分研究開発第2次取りまとめ—分冊1 わが国の地質環境—”, JNC TN1400 99-021.
- 3) “特定放射性廃棄物の最終処分に関する法律(平成12年法律第117号)”(2000).
- 4) 原子力委員会 原子力バックエンド対策専門部会(2000):“我が国における高レベル放射性廃棄物地層処分研究開発の技術的信頼性の評価”.
- 5) OECD/NEA (1999): “International Peer Review of the Main Report of JNC’s H12 Project to Establish the Technical Basis for HLW Disposal in Japan”, NEA/RWM/PEER(99)2.
- 6) 原子力安全委員会(2002):“高レベル放射性廃棄物処分の概要調査地区選定段階において考慮すべき環境要件について”, 21p.
- 7) 原子力発電環境整備機構(2002):“概要調査地区選定上の考慮事項”.
- 8) 総合資源エネルギー調査会 原子力安全・保安部会 廃棄物安全小委員会(2003):“高レベル放射性廃棄物処分の安全規制に係る基盤確保に向けて”, 108p.
- 9) 総合資源エネルギー調査会 原子力安全・保安部会 廃棄物安全小委員会(2009):“放射性廃棄物処理・処分に係る規制支援研究(平成22年度～平成26年度)について”.
- 10) 資源エネルギー庁, 日本原子力研究開発機構(2006):“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”, 107p.
- 11) 資源エネルギー庁, 日本原子力研究開発機構(2009):“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”, 109p.
- 12) 武田精悦・中司 昇・梅田浩司(2004):“地質環境の長期安定性と地層処分—今後の研究開発に向けた視点—”, 月刊地球, 26, pp.332-338.
- 13) 梅田浩司, 大澤英昭, 野原 壯, 笹尾英嗣, 藤原 治, 浅森浩一, 中司 昇(2005):“サイクル機構における「地質環境の長期安定性に関する研究」の概要—日本列島のネオテクトニクスと地質環境の長期安定性—”, 原子力バックエンド研究, 11(2), pp.97-111.

## 2. 第1期中期計画期間の研究成果の概要

調査技術の開発・体系化は、候補地が有する地質環境が最終処分法による段階的な処分地の選定要件や原子力安全委員会による環境要件などに適合するか否かを判断するための情報(データ)を、概要調査などを通じて取得するための技術基盤を整備するものである。特に、概要調査において、活断層や第四紀火山などの存在が文献調査の段階で確認できない場合には、地表踏査、物理探査、トレンチ調査などによって、これらの存在の有無を確認することが求められており(最終処分法第7条)、そのための調査技術の開発は喫緊の課題である。そのため、第1期中期計画では、航空レーザー計測による微細な断層変位地形の検出(中田ほか, 2008<sup>1)</sup>) <3.1.1 変動地形学的手法による断層運動に関する調査技術>や断層周辺の土壌ガスや地下水の溶存ガスに含まれる水素やヘリウムなどを化学的指標とした断層の分布や活動性の推定(Umeda and Ninomiya, 2009<sup>2)</sup>) <3.1.2 地球化学的手法による断層運動に関する調査技術>に係る調査技術の整備を進めてきた。さらに、非火山地帯であっても概要調査などによって地下深部のマグマなどの存否をあらかじめ確認することが重要であることから、地震波速度構造、比抵抗構造、地下水中の希ガス同位体などのデータを組み合わせた総合的な解析手法を提示した(Umeda *et al.*, 2007<sup>3)</sup>) <3.2.1 地下深部のマグマ・高温流体などに関する調査技術>。一方、活断層や第四紀火山の存在の有無のみならず、地層処分システムの性能に影響を及ぼすような自然現象による地層の著しい変動(例えば、著しい隆起・侵食、熱水活動)が過去に生じていないことを確認することも求められている(最終処分法第7条)。これらについては、河成段丘の編年(TT法:Terrace to Terrace; 吉山・柳田, 1995<sup>4)</sup>)に基づく内陸部の隆起量の算定(田力ほか, 2010<sup>5)</sup>) <2.3.1 河成段丘を用いた内陸部の隆起量の推定技術>や熱年代学的アプローチによる熱史の復元(花室ほか, 2008<sup>6)</sup>) <3.2.2 構造運動による熱水活動に関する調査技術>などの調査技術を整備してきた。さらに、内陸小盆地の堆積物のモダンアナログ解析によって過去数十万年間のローカルな古気候・古環境の変遷を復元することも行われた(佐々木ほか, 2006<sup>7)</sup>) <2.3.2 内陸小盆地堆積物を用いた古気候の復元技術>。

長期予測・影響評価モデルの開発は、自然現象を発端とする地下水の水流などの様々な地質環境への影響に係るシナリオについて、そのシナリオの発生する可能性とシナリオに従う地質環境の変動幅を示すための手法の整備を目的とする。これらは、変動シナリオを考慮した安全評価と密接に関連する。予測・評価についての方法論としては、過去から現在までの現象の変動傾向から将来を外挿する方法や現象の生起を統計的に求めて発生確率を計算する方法などが基本となる(例えば、田中・千木良, 1997<sup>8)</sup>)。さらに、経験則に加えて現象のメカニズムや地質環境の変化に至るプロセスを考慮した数値シミュレーションによる科学的信頼性の向上を図っていくことも重要となる(梅田ほか, 2005<sup>9)</sup>)。いずれにしてもモデル開発に際しては、取得したデータの品質(例えば、物理探査などの分解能、分析方法に係る精度・確度やモデルの信頼性、検証方法やその方法の妥当性)を検討しつつ、予測・評価結果に係る不確実性を定量的に示していくことが重要である。第1期中期計画を含めたこれまでの研究開発では、断層の力学モデルを用いて断層運動に伴う周辺岩盤の力学的影響の検討を行ったほか<4.1.1 断層運動に伴う周辺岩盤の力学的な影響評価モデルの開発>、将来の地形の変化を物理モデル(現象論的モデル)を用いてシミュレートする技術(三箇・安江, 2008<sup>10)</sup>) <4.3.1 地形変化シミュレーション技術の開発>やそのシミュレート結果や復元した古地形に基づく地下水の水流の変化を推定するための一連の解析手法を提示した(Saegusa *et al.*, 2009<sup>11)</sup>; 尾上ほか, 2009<sup>12)</sup>) <4.3.2 地形変化及び気候変動を考慮した地下水流動解析手法の開発>。さらに、マグマの貫入に伴う熱・地下水理の時間変化をシミュレートする技術(坂川ほか, 2005<sup>13)</sup>) <4.2.2 熱水活動シミュレーション技術の開発>の整備を進めたほか、将来十万年程度にマグマの上昇・噴火が起こりうる可能性を確率的に評価するため、ベイズ法によって広域的な地震波速度構造や地温勾配を考慮した確率モデルを開発し、東北日本弧において適用した(Martin *et al.*, 2004<sup>14)</sup>) <4.2.1 火山活動の長期予測モデルの開発>。

年代測定技術の開発は、将来予測の科学的基盤となる過去の自然現象の活動した時期やその変動の傾向・速度を精度良く把握するための放射年代測定法を含めた編年技術を整備することを目的とする。放射年代測定法について、第1期中期計画では、東濃地科学センターで保有するタンデム型加速器質量分析計(ペルトロン年代測定装置)を用いて生物体試料や地下水中の二酸化炭素などの炭素-14( $^{14}\text{C}$ )年代測定法について実用化を行った(國分ほか, 2010<sup>15)</sup>)。また、ベリリウム-10( $^{10}\text{Be}$ )年代測定法の実用化に向けた試料調整法(年代測定試料の前処理などに係る技術)の開発や標準試料の測定などを行ってきた。一方、四重極型質量分析計と誘導結合プラズマ質量分析計(ICP-MS)を用いたウラン・トリウム・ヘリウム((U-Th)/He)年代測定システム、希ガス質量分析計によるカリウム・アルゴン(K-Ar)年代測定システムの開発を行い、年代標準試料の測定を行ってきた(Yamada *et al.*, 2008<sup>16)</sup>; 山崎ほか, 2009<sup>17)</sup>) <5.1 放射年代測定技術>。また、放射年代測定法が利用できない場合を想定して、テフラ(火山灰)を年代指標とした編年技術の整備を進めている。第1期中期計画では、火山ガラスの屈折率の統計解析によって微量のテフラ起源粒子を同定する多量屈折率測定地質解析法(RIPL法)の実用化を図った(梅田・古澤, 2004<sup>18)</sup>) <5.2 テフロクロロジーによる編年技術>。

引用文献

- 1) 中田 高, 隈元 崇, 奥村晃史, 後藤秀昭, 熊原康博, 野原 壯, 里 優, 岩永昇二(2008):“空中レーザー計測による活断層変位地形の把握と変位量復元の試み”, 活断層研究, 29, pp.1-13.
- 2) Umeda, K. and A. Ninomiya (2009): “Helium isotopes as a tool for detecting concealed active faults”, *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 10, Q08010, doi:10.1029/2009GC002501.
- 3) Umeda, K., K. Asamori, A. Ninomiya, S. Kanazawa, and T. Oikawa (2007): “Multiple lines of evidence for crustal magma storage beneath the Mesozoic crystalline Iide Mountains, northeast Japan”, *Journal of Geophysical Research.*, 112, B05207, doi:10.1029/2006JB004590.
- 4) 吉山 昭, 柳田 誠(1995):“河成地形面の比高分布からみた地殻変動”, 地学雑誌, 104(6), pp.809-826.
- 5) 田力正好, 安江健一, 柳田 誠, 須貝俊彦, 守田益宗, 古澤 暁(2010):“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(投稿中).
- 6) 花室孝広, 梅田浩司, 高島 勲, 根岸義光(2008):“紀伊半島南部, 本宮および十津川地域の温泉周辺の熱水活動史”, 岩石鉱物科学, 37, pp.27-38.
- 7) 佐々木俊法, 須貝俊彦, 柳田 誠, 守田益宗, 古澤 明, 藤原 治, 守屋俊文, 中川 毅, 宮城豊彦(2006):“東濃地方内陸小盆地埋積物の分析による過去 30 万年間の古気候変動”, 第四紀研究, 45, pp.275-286.
- 8) 田中和広, 千木良雅弘(1997):“我が国の地質環境の長期的変動特性評価(その1)—将来予測の基本的考え方と課題—”, 財団法人電力中央研究所報告, U96027.
- 9) 梅田浩司, 大澤英昭, 野原 壯, 笹尾英嗣, 藤原 治, 浅森浩一, 中司 昇(2005):“サイクル機構における「地質環境の長期安定性に関する研究」の概要—日本列島のネオテクトニクスと地質環境の長期安定性—”, 原子力バックエンド研究, 11(2), pp.97-111.
- 10) 三箇智二, 安江健一(2008):“河床縦断形のシミュレーション”, 地形, 29, pp.27-49.
- 11) Saegusa, H., K. Yasue, H. Onoe, T. Moriya, and K. Nakano (2009): “Numerical assessment of the influence of topographic and climatic perturbations on groundwater flow conditions”, In *Stability and Buffering Capacity of the Geosphere for Long-term Isolation of Radioactive Waste: Application to Crystalline Rock*, Manchester, United Kingdom, 13-15 November 2007, Organization for Economic Co-operation and Development (OECD) Nuclear Energy Agency, pp.257-268, ISBN 978-9-26406-056-2.
- 12) 尾上博則, 笹尾英嗣, 三枝博光, 小坂 寛(2009):“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, 8(1), pp.40-53.
- 13) 坂川幸洋, 梅田浩司, 浅森浩一(2005):“熱移流を考慮した日本列島の熱流束分布と雲仙火山を対象とした熱・水連成シミュレーション”, 原子力バックエンド研究, 11, pp.157-166.

- 14) Martin, A. J., K. Umeda, C. B. Connor, J. N. Weller, D. Zhao, and M. Takahashi (2004) : “Modeling long-term volcanic hazards through Bayesian inference: An example from the Tohoku volcanic arc, Japan”, *Journal of Geophysical Research*, 109, B10208, doi: 10.1029/2004JB003201.
- 15) 國分陽子, 鈴木元孝, 石丸恒存, 西澤章光, 大脇好夫, 西尾智博(2010) : “JAEA-AMS-TONO による  $^{14}\text{C}$  測定と施設共用利用の現状”, 第 2 回 JAEA タンデトロン AMS 利用報告会論文集 2009 年 11 月 12 日–13 日 青森県むつ市(AMS 管理課編), JAEA-Conf 2010-001, pp.84–86.
- 16) Yamada, K., T. Hanamuro, T. Tagami, R. Yamada, K. Umeda, H. Takagi, H. Iwano, and T. Danhara (2008) : “New (U-Th)/He Dating Systems and Ages in Japan Atomic Energy Agency”, *Proceedings of Goldschmidt Conference*, 2008, A1050.
- 17) 山崎誠子, 山田国見, 花室孝広, 梅田浩司, 田上高広(2009) : “東濃地科学センターにおける K-Ar 年代測定システムの現状”, 2009 年質量分析学会同位体比部会, P-26.
- 18) 梅田浩司, 古澤 明(2004) : “RIPL 法によるテフラ降灰層準の認定と最新の噴火活動の推定”, 月刊地球, 26, pp.395–400.

### 3. 調査技術の開発・体系化

#### 3.1 地震活動・断層運動に関する研究

##### 3.1.1 変動地形学的手法による断層運動に関する調査技術

###### (1) はじめに

地層処分システムの安全性を確保する上では、断層運動による岩盤の変位や破断などの直接的な影響を避ける必要があり、概要調査地区選定にあたっては活断層の存在が文献調査で明らかな地域は含めないことが前提となっている。さらに、文献調査の段階で見落としていた活断層などについては、概要調査によって、その存在の有無を確認することになっている(原子力安全委員会, 2002<sup>1)</sup>)。

一般に、活断層を認定する際には、空中写真判読によって地形の成因を考慮に入れた変動地形学的な観点から、断層の存否や分布の推定を行う。さらに、地表踏査、トレンチ調査、ボーリング調査、弾性波探査などによって確認が行われ、活断層の認定がなされる(例えば、原子力安全委員会, 2008<sup>2)</sup>)。しかしながら、活動性が低いために変動地形学的な特徴が明瞭でない断層などについては、空中写真判読によって抽出することは極めて困難である。また、空中写真判読による断層の存否や分布の推定には、光源の位置、構造物や植生の影響など写真そのものに起因する誤差のほか、判読者の専門知識や熟練技能の違いによる解釈の相違や見落としなどといった人為的な誤差もあり、それらを排除した、より客観的かつ精度の高い抽出技術が求められている。また、近年の航空レーザー計測(LiDAR: Light Detection and Ranging)技術の発達により、構造物や植生下のより詳細な地形情報の取得が可能となり、50 cm メッシュのようなこれまでより精密な数値標高モデル(DEM: Digital Elevation Model)の作成が可能となった。本研究では、このような技術やデータによって変動地形が明瞭でない活断層を抽出する手法について検討する。

###### (2) 当該分野に係る科学的・技術的背景

我が国では、主に変動地形学的なアプローチによって活断層の認定が行われており、様々な活断層図や研究成果が公開されている(例えば、「活断層ストリップマップ」(例えば、佃ほか, 1993<sup>3)</sup>), 「都市圏活断層図」(例えば、鈴木ほか, 1996<sup>4)</sup>), 「九州の活構造」(九州活構造研究会編, 1989<sup>5)</sup>), 「新編日本の活断層」(活断層研究会編, 1991<sup>6)</sup>), 「近畿の活断層」(岡田・東郷編, 2000<sup>7)</sup>), 「200 万分の1 日本列島活断層図」(200 万分の1 活断層図編纂ワーキンググループ, 2000<sup>8)</sup>), 「第四紀逆断層アトラス」(池田ほか編, 2002<sup>9)</sup>), 「活断層詳細デジタルマップ」(中田・今泉編, 2002<sup>10)</sup>)。しかしながら、西日本のように、第四紀の堆積物が薄い地域や山間部のように基盤岩類が露出する地域などでは、活断層の変位基準となる地形面の発達が乏しいことから、活断層の活動に伴う地形異常の抽出について、判読者間に差異が生じることや、形成時期や成因(活断層であるか否か)の判断が困難な場合がある(高田ほか, 2003<sup>11)</sup>)。活断層の有無は、空中写真判読により抽出するのが一般的である。しかしながら、この方法は専門知識と熟練技能を必要とし、主観的な要素を排除できず、断層変位地形自体が不明瞭な地域への適用は原理的には難しい。

一方、客観的な地形要素を抽出する研究として、衛星画像情報やDEMデータを変換した画像情報を用いてリニアメント(直線状の地形要素; 線素)を自動抽出する方法や、DEMの持つ標高値と直線的に配列する傾斜変換点との関係からリニアメントを抽出する方法などがあり、これらは短時間で任意のパラメータ設定により統一的な地形要素の抽出が可能である。画像から自動抽出する方法(例えば、Koike *et al.*, 1995<sup>12)</sup>)は、基本的には直線的な陰影境界を追跡するものである。また、陰影境界の位置とDEMによる標高の情報からリニアメントを形成する断裂の傾斜を推定した研究もある(Koike *et al.*, 1998<sup>13)</sup>)。これ

は光源方向を考慮し、陰影境界の抽出とその連続性を検出することで、その屈曲と標高から断裂の傾斜を推定している。これらの手法は、直線的な谷筋の連続を抽出するものであり、陰影境界は光源の方向に大きく依存し、光源と平行する方向では検出されにくく、斜交する方向では見かけ上形成される直線状の陰影境界をリニアメントとして抽出してしまう場合がある。また、DEM の持つ標高値と直線的に配列する傾斜変換点から自動抽出する方法(例えば、核燃料サイクル開発機構, 2004<sup>14)</sup>)は、光源の位置の影響は受けないものの、直線状の谷地形(凹地)のみが抽出されること、リニアメントを抽出するパラメータの検討やその抽出結果と地形・地質学データとを重ね合わせた検討などが十分に行われていないことなどの問題がある。

このため、本研究では、このような研究事例を踏まえ、断層の位置や形態などを広範囲に均一かつ客観的に抽出するための支援ツールとして、DEM データから地形要素(河谷、崖)を自動抽出する基本プログラムを作成した。このプログラム開発では、直線的なリニアメントだけでなく、連続する2つの地形要素間に複数の任意のパラメータ(方位角や長さ)を与えることで、傾斜した断層で認められるような緩やかにカーブした連続するリニアメントの抽出も目指した。

また、近年、LiDAR 計測の技術の進歩により、精密な DEM データを得ることが可能となり、樹木に覆われた森林地や家屋の密集する市街地においても微細な変動地形の認定(例えば、Kondo *et al.*, 2008<sup>15)</sup>)や、断層変位量の計測(例えば、中田ほか, 2008<sup>16)</sup>)などが行われている。LiDAR 計測は、航空機から地表に向けてレーザー発射を行い、地表から反射して戻ってくるまでの時間から、距離を計測する。高頻度のレーザー発射を行うことで、高密度の点群データを取得することができ、植生や構造物に覆われた地表でも、最後(地面)に到達した反射パルスから、地面までの距離が検出できる。このLiDAR 計測には、基準局と航空機の2つのGPS(Global Positioning System: 全地球測位システム)局を使用したRTK(Real Time Kinematic: 連続キネマティック)測位が用いられ、航空機の位置を高頻度(約1秒間隔)で推定し、レーザーの照射位置と方向はGPS/IMU(Intertial Measurement Unit: 慣性計測装置)により高精度に検出される<sup>17)</sup>。しかしながら、このような詳細なDEM データの取得は、周辺に明瞭な断層変位地形が存在する地域や、地震直後など断層変位の推定が可能な地域で行われていることが多く、断層の末端部、活動性の低い(C級: 平均変位速度 0.01 m/ky 未満; 例えば、活断層研究会編, 1991<sup>6)</sup>)断層区間、あるいは地形学的検知限界(Kaneda, 2003<sup>18)</sup>)を下回る地域において、詳細なDEM データの取得や解析が行われた事例は十分とは言えない。そのため、本研究では、空中写真において変位地形が不明瞭な地域における断層変位地形をどの程度検出できるかについて検討するため、LiDAR 計測を行い、断層の抽出を試みた。

### (3) 実施内容・結果

#### 1) 地形要素自動抽出プログラムの作成

断層の位置や形態などを客観的に把握するための方法として、空中写真において変位地形が明瞭な活断層を含む広範な領域の地形要素を均一かつ客観的に抽出する方法を提示することを試みた。自動抽出に用いる地形要素は、DEM データで表現される地形的な凹地の配列や連続する傾斜変換点であることから、偶発的な配列(例えば、人為的なもの、植林や田畑)を反映する可能性があるものの、定向配列などの方位特性や特定のリニアメントの連続や特徴的な密度分布など、破砕帯や地層境界などの地質構造的な特徴を反映する可能性もある。本研究では、公開されているいくつかの種類DEM データを利用して地形要素を自動抽出するためのアルゴリズムを検討し、それに基づくプログラムを作成した。さらに、方位特性やリニアメント密度などの解析が可能になるように、自動抽出した地形要素のテキストデータとしての出力を可能にした。本研究で作成したプログラムは、以下の4つの機能から構成される。

##### ①リニアメント自動抽出機能

DEM からリニアメント(直線的に繋がる水系または崖)を抽出し、各リニアメントの位置(始点、終点、

中点の座標), 方位角及び長さの情報を, 画像ファイル及びテキストファイルで出力する。利用できる DEM は, 国土地理院の数値地図 50 m メッシュ標高及び 5 m メッシュ標高, 北海道地図の GISMAP Terrain (10 m メッシュ標高データ), 及び LiDAR 計測データ(数値地図 5 m メッシュ標高と同じ LEM 形式のデータ)の 4 種類である(図 3.1.1-1)。

②リニアメント編集機能

自動抽出したリニアメントを DEM の陰影画像上に描画し, 画像上でリニアメントの編集(追加, 削除, グループ化)を行う。陰影画像上には, 崖の位置を表示することができる。

③リニアメント解析範囲指定機能

DEM の陰影画像を三次元表示し, 三次元表示画像上でリニアメントの解析範囲を多角形で指定する(図 3.1.1-2)。陰影画像上には, 抽出・編集したリニアメントを重ねて表示することができる。

④リニアメント解析機能

リニアメントの走向ごとに, リニアメントの本数, 総延長(距離)を計算し, その結果をテキストファイルで出力する。③で解析範囲を指定した場合には, 解析範囲の中にあるリニアメントのみが解析対象となる。

地形要素抽出は, 図 3.1.1-3 に示すアルゴリズムに従い, 大きく 8 つの手順で進められる。

①水系(谷地形)の抽出

抽出対象画素を中心とする 8 近傍点画素について, 上下方向, 左右方向及び斜め方向(2 方向)それぞれに中心画素との標高値の比較を行い, 中心画素の標高値が最も小さくなる方向をカウントする。そのカウント値が 1 以上ある場合, 中心点は谷地形と判定する(図 3.1.1-4)。

②崖地形の抽出

抽出対象画素を中心とする 8 近傍点画素それぞれについて, 中心画素から見た地形傾斜角(登りが正, 降りが負)を求め, ある 1 つの方向の傾斜角が閾値(パラメータで指定)より大きな値を示し, かつ, その反対方向の傾斜角の絶対値が閾値より小さい値を示す場合に, 中心点を崖と判定する(図 3.1.1-5)。

③抽出画素の 8 近傍細線化処理

②の抽出画像に対し, 8 近傍細線化処理を施す(図 3.1.1-6)。

④単点除去処理

抽出画素の近傍に連結点が無く単独で存在している場合, その画素を抽出点から外す。

⑤ラスタ-ベクトル変換処理

細線化した抽出画像から, 近傍画素に 1 接合しかない画素を端点として, 順次 8 近傍点に連結点を検索していき, 別の端点または分岐点までを 1 本の線分として抽出する。また, 分岐点から隣接する分岐点までも 1 本の線分として抽出する(図 3.1.1-7)。ここで, 抽出した個々の線分に対し, 2 点間の長さから直線性を判定し, 直線に近いものだけをリニアメントとして採用する(図 3.1.1-8)。もし, 1 本の線分が上記条件によってリニアメントとして判定されない場合, 条件に合うように線分の上に接合点を設け, 1 本の線分を複数のリニアメントに分割する。ここで分割されたリニアメントが, 抽出最小単位となる(図 3.1.1-9)。最後に, リニアメントの長さが閾値以下である場合, そのリニアメントは除外する。

⑥接続処理(グループ化)

あるリニアメントに対し, 延長方向に同じ方向性をもつリニアメントが存在しないか検索し, リニアメントの接続を行う。接続とは, 複数のリニアメントを 1 つのグループにまとめる(同じ ID を割り当てる)処理のことを意味する。以下の条件を全て満たす場合に, 2 つのリニアメントは接続できるものと判定し, それぞれに同じ ID を割り当てる(図 3.1.1-10)。

接続条件:

- ・リニアメントの延長方向に対し、リニアメント間の距離が閾値以下であること。  
但し、距離は 0 以上であること(2 つのリニアメントが延長方向に重ならないこと)。
- ・リニアメントの延長方向と直角となる方向では、リニアメント間の横ズレ量が閾値以下であること。
- ・リニアメント間の方位角の差の絶対値が閾値以下であること。

もし、接続条件を満たすリニアメントが複数検索された場合、接続条件の優先順位に従って、最も条件に合うリニアメントを選定する。優先順位は、以下から指定する。

- (i) リニアメント間の距離(端点間の距離)が最も短いものを優先
- (ii) リニアメント間の方位角の差が最も小さいものを優先
- (iii) リニアメント間の距離と方位角の両方が小さいものを優先

#### ⑦グループ 1 本化処理

接続処理によって、同じ ID を割り当てられた複数のリニアメントを 1 本のリニアメントにまとめる。1 本化処理を行うかどうかは、パラメータで指定する(図 3.1.1-11)。

#### ⑧接続長さ判定

同一グループのリニアメントの長さ(端点-端点間の距離)が閾値以下の場合、そのグループに属するリニアメントを抽出結果から除外する。

本研究では、当該プログラムによって、長大な活断層の一つである阿寺断層を含む地域について、国土地理院(2010)<sup>19)</sup>による 10 mDEM を使用し、地形要素抽出プログラムを用いた崖地形を伴うリニアメントの抽出を行った。阿寺断層は山間部を北西-南東方向に延び、一般に北東側隆起成分を伴う左横ずれが卓越し、周辺にはいくつか副次的な断層を伴う。阿寺断層の中央部に位置する本研究範囲については、既往の活断層図では、活断層及び位置がやや不明確な活断層(中田・今泉編, 2002<sup>10)</sup>; 中田ほか, 2006<sup>20)</sup>)が図示されている。今回、対象としたリニアメントは、崖斜面の傾斜 28 度以上で、長さ 20 m 以上のものとした。自動抽出の結果、谷や尾根を横断するリニアメント(図 3.1.1-12 右図の赤色実線)の存在から、侵食崖ではなく断層などの地質構造の疑いのあるリニアメントが見出された。

## 2) LiDAR 計測による活断層の抽出技術の有効性の検討

地形要素自動抽出プログラムから抽出されたリニアメントの詳細な位置や成因を確認するため、LiDAR 計測と現地における地形確認を行った。

LiDAR 計測は、樹木に覆われる地域や家屋が密集する市街地においても、新たな活断層の発見やより詳細な断層トレースの追跡などが行われるようになり、活断層の幾何学的形状の研究に大きく寄与している(例えば, Harding and Berghoff, 2000<sup>21)</sup>; Nelson *et al.*, 2002<sup>22)</sup>; Haugerud *et al.*, 2003<sup>23)</sup>)。このような LiDAR 計測により、高さ及び水平分解能 1 m 以下とされる植生または構造物下の地面の標高値データの取得によって、微地形の抽出が可能になる。また、LiDAR 計測から取得されたデータは、活断層変位地形の把握のみならず断層変位量の推定にも有効である(例えば, Kondo *et al.*, 2008<sup>15)</sup>; 中田ほか, 2008<sup>16)</sup>)。このような LiDAR 計測を用いた調査技術が変動地形の不明瞭な活断層の抽出にどの程度有効であるかについても検討を行った。

今回の LiDAR 計測は、上述のように地形要素自動抽出プログラムから新たに谷や尾根を横断するリニアメントが見出されている約 2 km × 1 km の範囲で実施した。

計測はヘリコプター搭載型の LiDAR 測量システム(SAKURA)<sup>27)</sup>を用い、飛行速度 80 km/h、対地飛行高度は約 450 m で実施した。LiDAR は RIEGL 社製 LMS-Q560 を使用し、LiDAR 計測の点間隔が 0.5 m 四方に 1 点以上、空間分解能 1 m 以下(水平・垂直)になるようにコース間隔及びレーザー計測諸元(表 3.1.1-1)を決定した。また、同時に約 4 秒間隔でデジタルカメラ(18 Mpix)撮影を行い、対象物の把

握に使える光学情報(例えば、オルソ画像)の取得も行った。計測飛行では、航空機上の GPS データ、IMU データを取得し、計測実施時間帯の GPS 基準局データ(1 秒間隔)を電子基準点から取得した。

航空機の飛行経路の位置・姿勢精度を向上させるため GPS 基線解析を行い、その解析結果と IMU データ(レーザー発射点の角速度・加速度データ)を用いて慣性複合処理を行い、レーザー発射点の位置・姿勢データを 0.005 秒間隔で作成した。位置・姿勢データとレーザー測距データを時刻同期で結合させ、レーザー測距点ごとに三次元座標を持ったデータ(計測点データ)合成を行った。計測点データはジオイド補正して標高値に変換処理を行い、平面直角座標系(VII系)に投影変換した。

レーザー計測により得られた点群データは、雲、塵、乱反射によるノイズデータなどを含んだ状態にあるため、これらのエラーデータを除去し、オリジナルデータを作成した。オリジナルデータのうち、地面高に相当するデータとそれ以外のデータに分類し、地面高のデータ(グラウンドデータ)のみを抽出するため、フィルタリング処理を行った。一般的なフィルタリング処理では、効率的に行うために、平坦地、丘陵地、山間地などのゾーンごとのフィルタリングやアドポイント処理などの手法が導入されている。しかし、自動処理のみでは精度に限界があるため、目視(点群データの連続的な断面表示、等高線形状の確認、オルソ画像との重ね合わせ、鳥瞰図による確認)による編集も行いデータの精度確保に留意した。得られたグラウンドデータから内挿補完処理により 50 cm 及び 5 m 格子間隔の DEM データを作成した。その DEM データを用いて大縮尺の地形陰影図を作成し、それらの図を基に地形判読を行うとともに、空中写真の見直しも行い、断層変位地形や地形異常の抽出を行った。また、DEM データから断層変位量の計測を行った。

作成した陰影図(図 3.1.1-14)は、航空写真(図 3.1.1-13)や 10 mDEM に比べると、解像度が高く、さらに植生下の地形の起伏を捉えている。このような直線的な微小地形、谷の屈曲、分離小丘、鞍部などの地形を基に推定した活断層やリニアメントに直交する地形断面を作成した(図 3.1.1-15)。その結果、山地斜面や河川沿いの平坦面に北東側低下の逆向きの断層崖が推定された。これらの地点の現地の状態は、高い樹木が密集しており、その下に陰影図から判読されるリニアメントに沿って、湿地や小規模なマウンドが認められ、その地形的な特徴から逆向き低断層崖と考えられる(図 3.1.1-16)。また、その断層の北東側には小規模な斜面崩壊が複数認められた。これらは断層沿いに多く認められる傾向があり、断層破砕帯の存在などが関係している可能性も考えられる。その他にも、本計測範囲には、リニアメントに沿った小規模な谷地形、尾根や水系の屈曲、分離小丘、鞍部などが分布しており、これらの地形的特徴は、活断層の存在を示している。この地点のように樹木が密集する場所に分布する微小な変動地形などを空中写真から判読することは難しく、そのような場合に LiDAR 計測で得られるデータは有効な情報である。

以上のことから、本研究によって地形要素自動抽出プログラムの信頼性が高く、断層と考えられるリニアメントの抽出に有効であり、また LiDAR 計測技術が樹冠などの影響で空中写真では変動地形が明瞭に認められない断層などの地形的特徴の抽出に有効であることが示され、これらの技術は変動地形が明瞭でない活断層の位置や形態などを把握するための支援ツールとして有効であることが示された。さらに、地形のどのような地点に注目するかについては、空中写真判読から得られる情報に加え、客観的に地形の特徴を抽出できる地形要素自動抽出プログラムの解析結果を踏まえた検討が有効である。

#### (4) 主な成果と反映先

本研究において作成した地形要素自動抽出プログラムにより抽出されたリニアメントが、LiDAR 計測と現地において確認された断層崖を見出せたことにより、断層の位置や形態などを把握するための支援ツールとして有効であることを示した。また、事例調査から、LiDAR 計測技術が樹冠などの影響で空中写真では変動地形が明瞭に認められない断層などの構造の抽出に有効であることが示された。

しかしながら、自動抽出プログラムにおけるパラメータは、設定により様々なリニアメントが発生するほか、方位特性や分布密度について地質構造との関係を明らかにする必要があるなど課題が残る。このような

課題に対しては、地形・地質学データに基づくパラメータの整理を行い、その結果を自動抽出に反映することで改善されると考えられる。このような DEM データを利用した地形要素解析手法や LiDAR 計測技術を組み合わせた調査方法は、概要調査などで必要な断層の存在や形態に関する情報を短時間で広域的に把握する際に有効であり、これらのデータや情報が現地における効率的な地形・地質踏査に有益な情報になると考えられる。

(黒澤英樹, 安江健一, 石丸恒存)

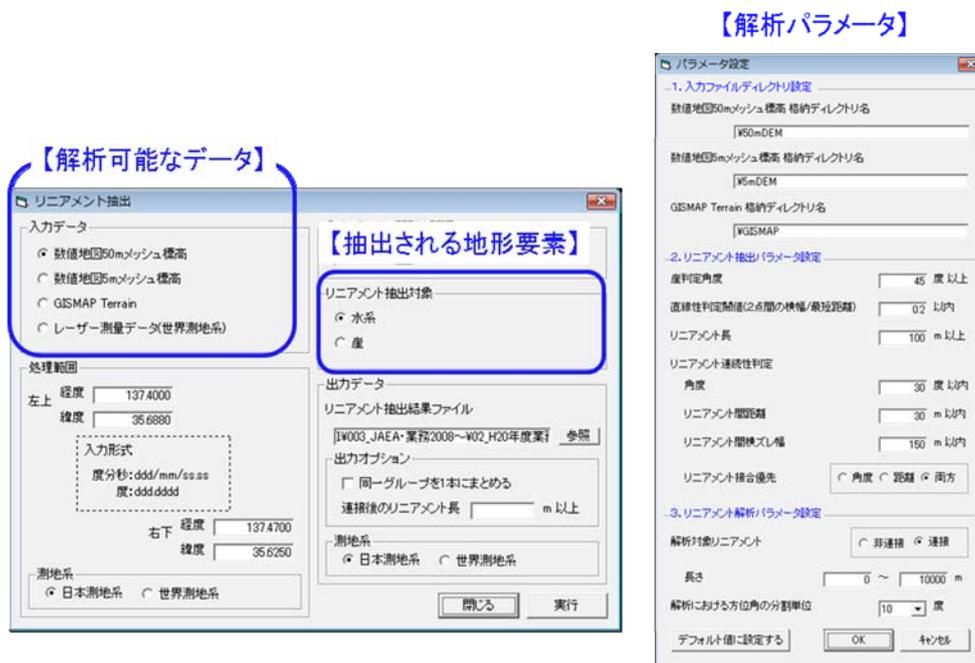


図 3.1.1-1 地形要素自動抽出プログラムメニュー画面例

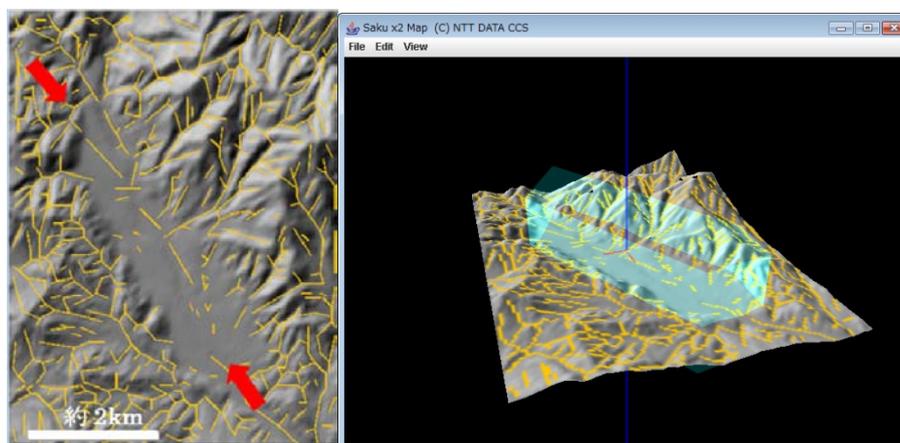


図 3.1.1-2 地形要素自動抽出により抽出されたリニアメントの走向分布に関する解析例

左図:陰影図は国土地理院(2010)<sup>25)</sup>による 50 mDEM を使用。赤色矢印は阿寺断層の位置  
 右図:リニアメント抽出結果の三次元表示と解析範囲を選択した例(水色枠)

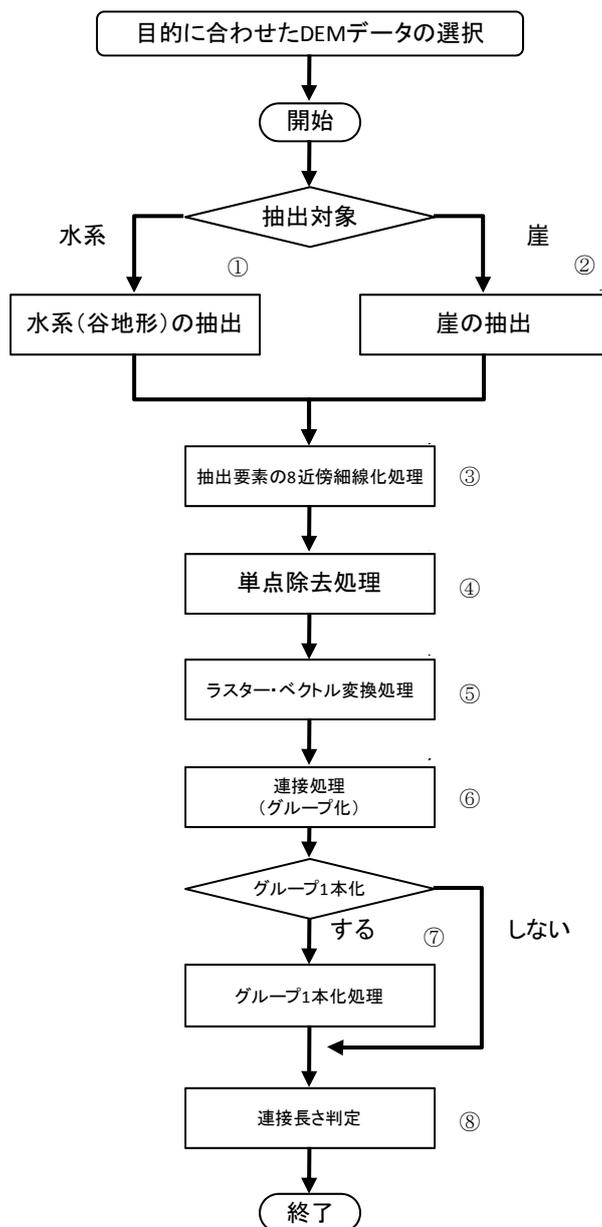


図 3.1.1-3 地形要素抽出手順

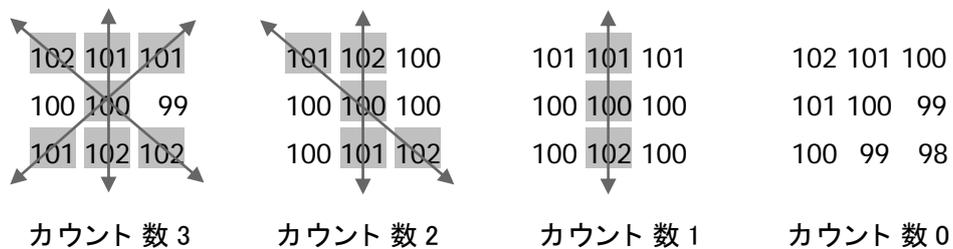


図 3.1.1-4 谷地形の判定基準

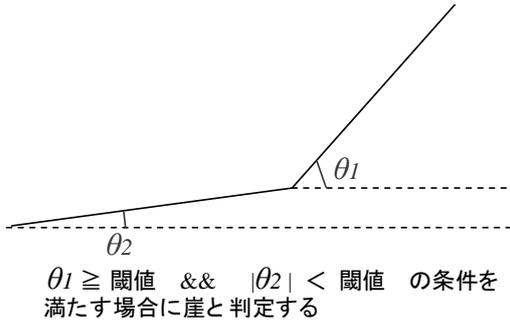
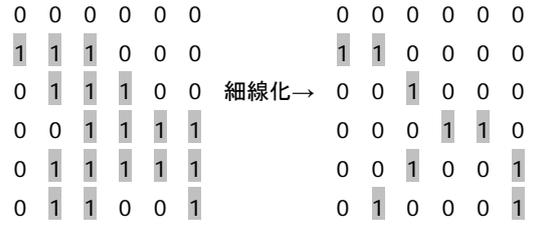


図 3.1.1-5 崖の判定基準



②「崖の抽出」における抽出画像に対し、8近傍細線化処理を施す

図 3.1.1-6 8近傍細線化の例

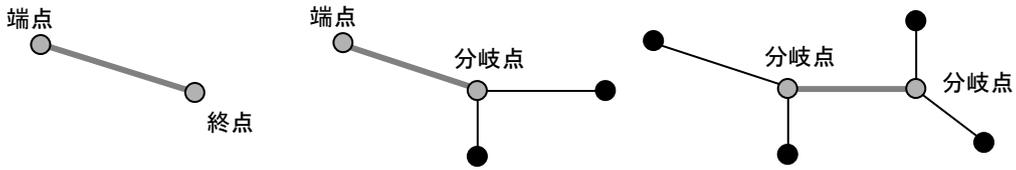
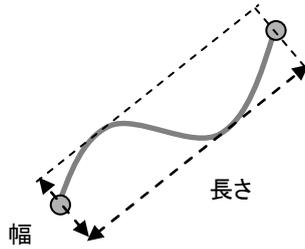
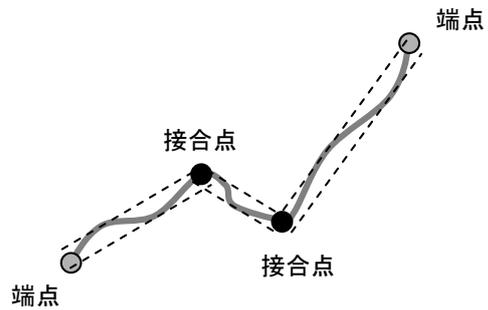


図 3.1.1-7 線分の抽出



$\text{幅} / \text{長さ} \leq \text{閾値}$  の条件を満たす場合、リニアメントとする

図 3.1.1-8 8線分のリニアメント判定基準



$\text{幅} / \text{長さ} \leq \text{閾値}$  の条件を満たすように、リニアメントを分割する

図 3.1.1-9 線分の複数リニアメントへの分割

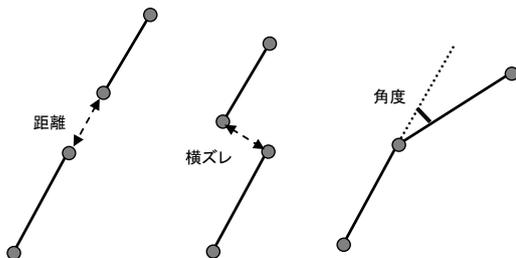


図 3.1.1-10 複数リニアメントの接続条件

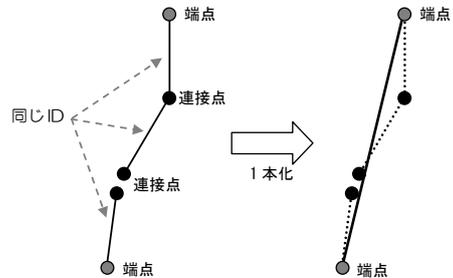


図 3.1.1-11 複数リニアメントのグループ1本化

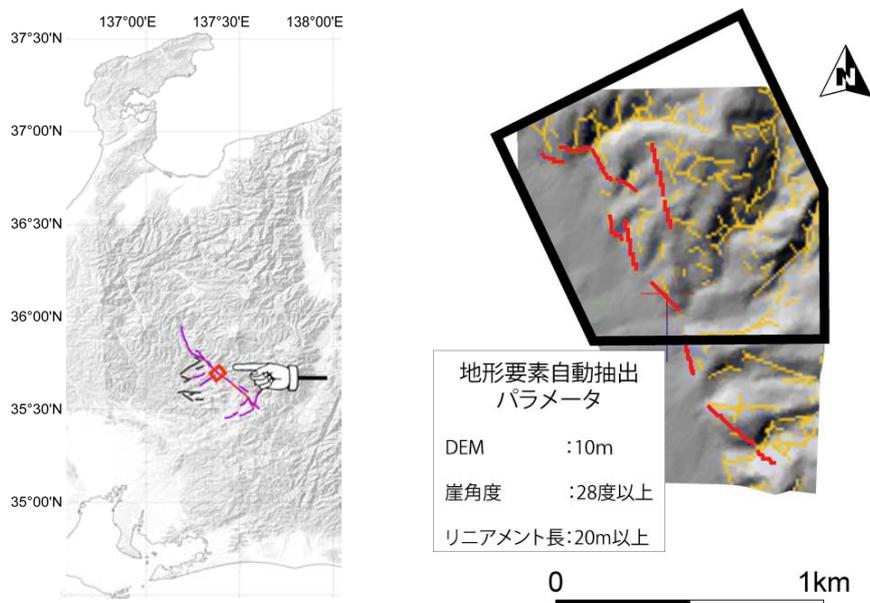


図 3.1.1-12 地形要素自動抽出プログラムにより抽出した崖地形

左図:本研究範囲(赤枠内)

右図:陰影図は国土地理院(2010)<sup>19)</sup>による10mDEMを使用。黄色実線及び赤実線は、地形要素自動抽出プログラムによる崖地形。黄色実線は、主に河川沿いの侵食崖、赤色実線は、河成段丘や谷を横断する崖地形。

表 3.1.1-1 航空レーザー計測の使用機材及び諸元

航空レーザーシステム	RIEGAL LMS-Q560	
マルチカメラシステム	NNK-DCS4H001	
項目	単位	設定値
レーザー発光数	発/秒	100000
スキャン角	度	± 30
スキャン数	回/秒	63
ビーム拡がり角	度	1
飛行速度	km/h	80
対地飛行高度	m	450
計測幅	m	約 500
サイドラップ	%	約 50
コース間隔	m	約 250
取得データ間隔	m	< 0.5
標高精度	cm	± 15
デジカメ撮影頻度	秒	約 4

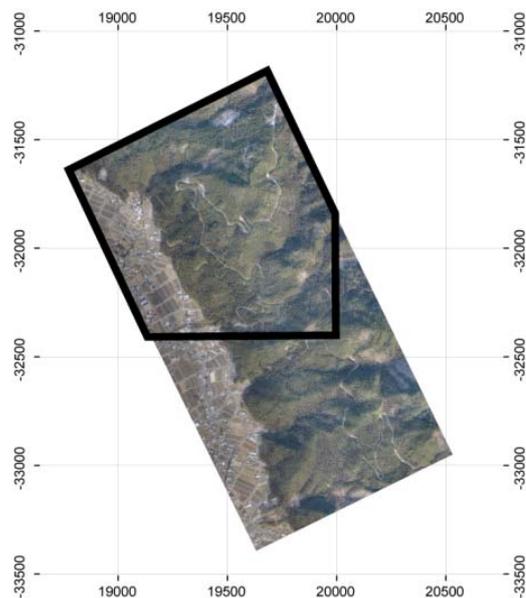


図 3.1.1-13 LiDAR 計測範囲の航空写真

黒枠は地形要素自動抽出範囲

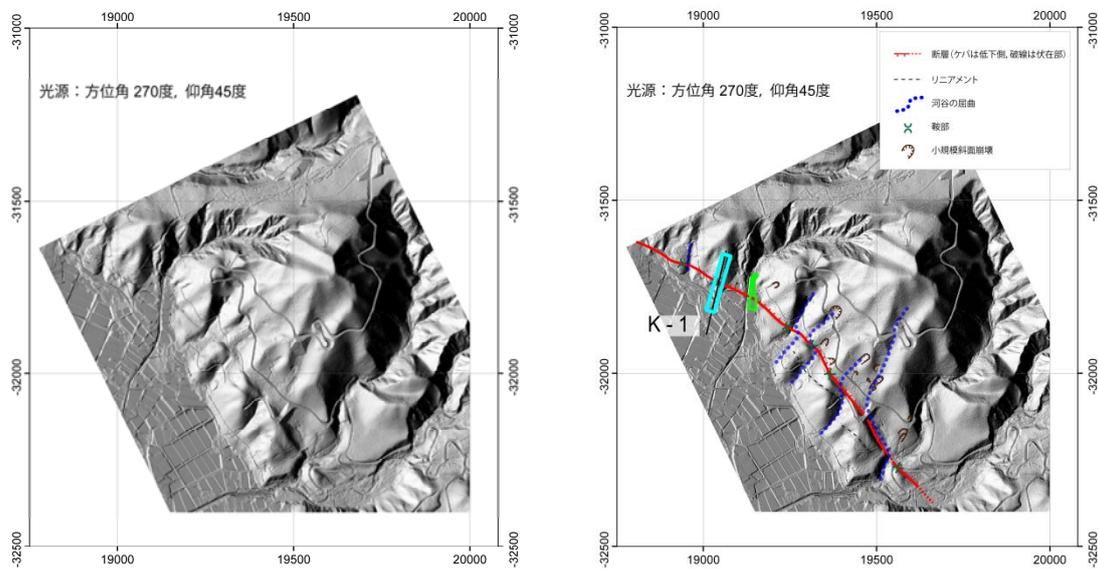


図 3.1.1-14 地形要素自動抽出プログラムにより抽出した崖地形

背景図は LiDAR 計測による 0.5 mDEM を使用。右図: 黒色実線は図 3.1.1-15 の地形断面図位置。水色枠は図 3.1.1-16 上図の LiDAR 計測位置。緑色枠は図 3.1.1-16 下図の LiDAR 計測位置。

※なお、本図は地形要素自動抽出プログラム及び LiDAR 計測による断層検出の検討のため、既往の活断層線(中田ほか, 2006<sup>20)</sup>)は表示していない。

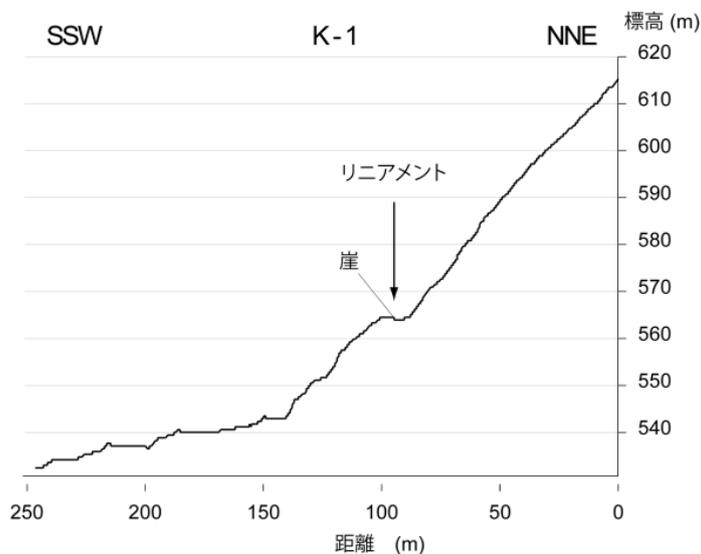
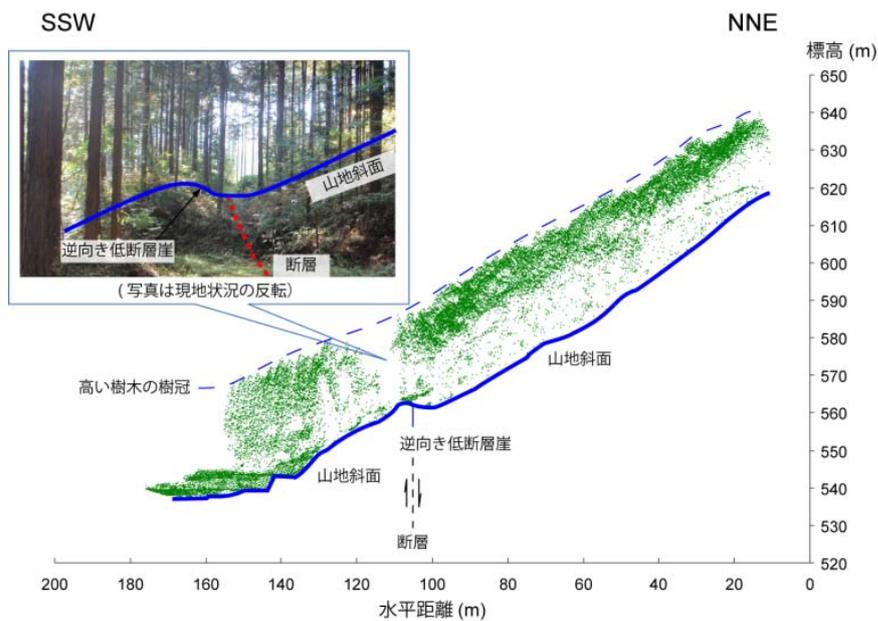
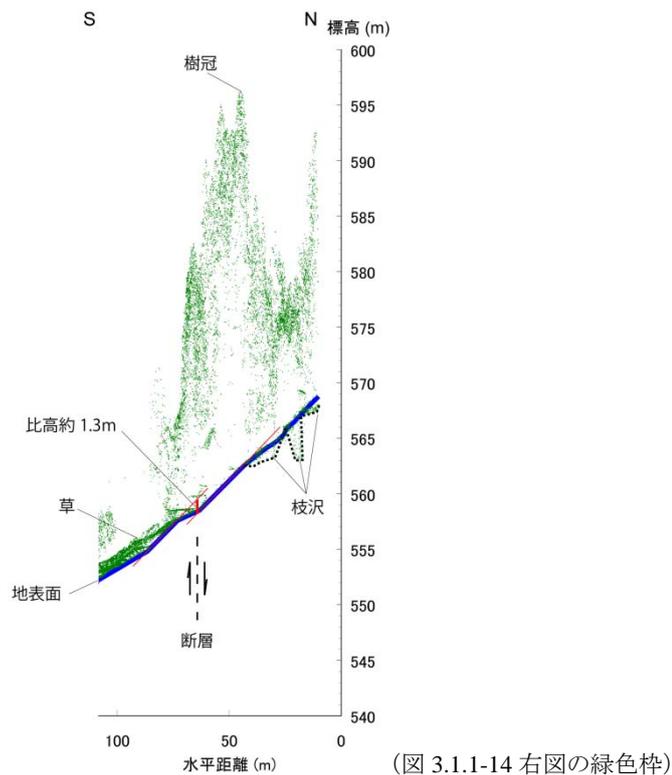


図 3.1.1-15 LiDAR データによる地形断面の例  
(フィルタリング後のデータ)

位置は図 3.1.1-14 参照。山地斜面や河川沿いの平坦面に北東側低下の崖が認められる。



(図 3.1.1-14 右図の水色枠)



(図 3.1.1-14 右図の緑色枠)

図 3.1.1-16 DEM データによる断層変位地形の自動抽出技術の例

(植生などを除くフィルタリング前のデータ)

高い樹木の樹冠分布からは、逆向き低断層崖が判別できない。つまり、空中写真判読からは植生分布により断層の判読が困難である。一方、地面高のデータを有する DEM データは植生などの影響を受けないことから、断層の自動抽出や判読が可能となる。

引用文献

- 1) 原子力安全委員会(2002):“高レベル放射性廃棄物処分の概要調査地区選定段階において考慮すべき環境要件について”, 21p.
- 2) 原子力安全委員会 耐震安全性評価特別委員会(2008):“活断層等に関する安全審査の手引き”, available from <[http://www.nsc.go.jp/shinsajokyo/pdf/090915\\_katsudanso.pdf](http://www.nsc.go.jp/shinsajokyo/pdf/090915_katsudanso.pdf)> (accessed 2010-07-29).
- 3) 佃 栄吉, 栗田泰夫, 山崎晴雄, 杉山雄一, 下川浩一, 水野清秀(1993):“2.5 万分の 1 阿寺断層系ストリップマップ説明書 構造図(7)”, 地質調査所, p.39.
- 4) 鈴木康弘, 千田 昇, 渡辺満久(1996):“1:25,000 都市圏活断層図「津島」”, 国土地理院技術資料 D・1-No.333.
- 5) 九州活構造研究会編(1989):“九州の活構造”, 東京大学出版会, 553p.
- 6) 活断層研究会(1991):“新編日本の活断層—分布図と資料—”, 東京大学出版会, 437p.
- 7) 岡田篤正, 東郷正美編(2000):“近畿の活断層”, 東京大学出版会, 408p.
- 8) 200 万分の 1 活断層図編纂ワーキンググループ(2000):“200 万分の 1 日本列島活断層図—過去数十万年間の断層活動の特徴—”, 活断層研究, 19, pp.3-12.
- 9) 池田安隆, 今泉俊文, 東郷正美, 平川一臣, 宮内崇宏, 佐藤比呂志(2002):“第四紀逆断層アトラス”, 東京大学出版会, 254p.
- 10) 中田 高, 今泉俊文編(2002):“活断層詳細デジタルマップ DVD”, 東京大学出版会.
- 11) 高田圭太, 中田 高, 野原 壯, 原口 強, 池田安隆, 伊藤 潔, 今泉俊文, 大槻憲一郎, 鷺谷 威, 堤 浩之(2003):“震源断層となりうる活断層とリニアメントの検討—中国地方を事例として—”, 活断層研究, 23, pp.77-91.
- 12) Koike, K., S. Nagano, and M. Ohmi (1995): “Lineament analysis of satellite images using a segment tracing algorithm”, *Computers & Geosciences*, 21(9), pp.1091-1104.
- 13) Koike K., S. Nagano, and K. Kawaba (1998): “Construction and analysis of interpreted fracture planes through combination of satellite-image derived lineaments and digital elevation model data”, *Computers & Geosciences*, 24(6), pp.573-583.
- 14) 核燃料サイクル開発機構(2004):“精密数値地図を用いた構造弱線の抽出作業”, 核燃料サイクル開発機構報告書, JNC-TJ7420 2005-053.
- 15) Kondo, H., S. Toda, K. Okumura, K. Takada, and T. Chida (2008): “A fault scarp in urban area identified by LiDAR survey: a case study on the Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line, central Japan”, *Geomorphology*, 101, pp.731-739.
- 16) 中田 高, 隈元 崇, 奥村晃史, 後藤秀昭, 熊原康博, 野原 壯, 里 優, 岩永昇二(2008):“空中レーザー計測による活断層変位地形の把握と変位量復元の試み”, 活断層研究, 29, pp.1-13.
- 17) 日本測量調査技術協会(2008):“図解航空レーザ計測—基礎から応用まで—”, 208p.
- 18) Kaneda, H. (2003): “Threshold of geomorphic detectability estimated from geologic observations of active low slip-rate strike-slip faults”. *Geophysical Research Letters*, 30(5), p.1238, doi:10.1029/2002GL016280.
- 19) 国土地理院(2010):“基盤地図情報(数値標高モデル 10mDEM)”, available from <<http://www.gsi.go.jp/kiban/etsuran.html>> (accessed 2010-08-04).

- 20) 中田 高, 岡田篤正, 池田安隆, 廣内大助, 越後智雄 (2006) : “1:25,000 都市圏活断層図「下呂」”, 国土地理院技術資料 D・1-No.458.
- 21) Harding, D. J., and G. S. Berghoff (2000) : “Fault scrap detection beneath dense vegetation cover airborne lidar mapping of the Seattle fault zone, Bainbridge Island, Washington State”, *Proceedings of the American Society of Photogrammetry and Remote Sensing Annual Conference*, Washington, D.C., May, 2000, 9p.
- 22) Nelson, A. R., S. Y. Johnson, R. E. Wells, S. K. Pezzopane, H. M. Kelsey, B. L. Sherrod, L-A. Bradley, R. D. Koehler III, R. C. Bucknam, R. A. Haugerud, and W. T. Laprade (2002) : “Field and laboratory data from an earthquake history study of the Toe Jam Hill fault, Bainbridge Island, Washington”, *U.S. Geological Survey Open-File Report*, 02-60, 2sheets and 37p.
- 23) Haugerud, R. A., D. J. Harding, S. Y. Johnson, J. L. Harless, C. S. Weaver, and B. L. Sherrod (2003) : “High-Resolution Lidar Topography of the Puget Lowland, Washington —A Bonanza for Earth Science”, *GSA Today*, 13(6), pp.4–10.
- 24) 中日本航空株式会社:航空・地上レーザー計測,  
available from <<http://www.nnk.co.jp/research/laser/sakura.html>> (accessed 2010-08-04).
- 25) 国土地理院 (1997) : “数値地図 50 m メッシュ (標高) 日本 - II”.

### 3.1.2 地球化学的手法による断層運動に関する調査技術

#### (1) はじめに

地層処分サイトの選定に際しては、活断層を避けることが基本となる。日本列島の主要な活断層については、すでに「200万分の1日本列島活断層図」<sup>1)</sup>などによって、その分布が取りまとめられている。しかしながら、文献調査のみでは候補地やその周辺に変動地形が明瞭でない断層や伏在断層などのいわゆる未知の活断層が存在することを否定することはできない。我が国は地震活動が活発で地殻変動が著しく、明治以降から1999年までに発生したマグニチュード6.8以上の内陸地震では、明瞭な地表地震断層が出現している(核燃料サイクル開発機構, 1999<sup>2)</sup>)。それらの多くは、同じ場所で繰り返し活動することにより、変位が累積して明瞭な変動地形(断層変位地形)が形成されている。しかし、2000年鳥取県西部地震は比較的規模が大きな地震(Mj7.3)であったにもかかわらず、震源付近においては、明瞭な断層変位地形を有する活断層が知られていなかった。2000年鳥取県西部地震以降は、2004年新潟県中越地震(M6.8)や2008年岩手・宮城内陸地震(M7.2)など比較的大きな地震にもかかわらず、明瞭な断層変位地形を有する活断層が知られていないところで、地表地震断層が出現している(例えば、丸山ほか, 2006<sup>3)</sup>; 遠田ほか, 2009<sup>4)</sup>)。本研究では、このような変動地形が明瞭でない断層や伏在断層などの存否を概要調査などの段階で確認するとともに、その活動性を評価することを念頭に、変動地形学的手法や地球物理学的手法を補完するための新たな調査技術として、断層周辺の土壤ガスや井戸からの遊離ガス、地下水の溶存ガスなどに着目し、これらの地球化学的性質に基づく調査技術の開発を目指している。

#### (2) 当該分野に係る科学的・技術的背景

一般に活断層の認定や活動性の評価は、地形学(例えば、空中写真判読や変動地形調査)、地質学(例えば、トレンチ調査や破碎帯調査)、地球物理学(例えば、反射法地震探査や重力探査などの物理探査)、測地学(例えば、三角測量やGPS観測)など複数の手法から得られるデータによってなされる(原子力安全委員会, 2008<sup>6)</sup>)。これらに対して、地化学探査の一つである放射性元素のラドンによる活断層の放射能探査が知られているが(例えば、加藤ほか, 1981<sup>5)</sup>)、地球化学的アプローチによる活断層の調査技術の開発はこれまでほとんど行われてこなかった。しかしながら、地層処分においては数万年以上の期間の安全性を確保することが前提であり、防災などの耐震評価で対象としている後期更新世以降に活動した断層に限定されるものでないことから、これまでの地形学、地球物理学的手法に地球化学的なアプローチを組み合わせることで、体系的かつ信頼性の高い調査技術を確立することが重要となる。

一般に、活断層から水素、二酸化炭素、ラドン、ヘリウムなどの揮発性物質が放出されているという観測事例がいくつか報告されている(例えば、King, 1986<sup>7)</sup>; Toutain and Baubron, 1999<sup>8)</sup>)。このうち、不活性ガスであるヘリウムは、地殻中での化学反応を生じにくいことから、地下深部の化学的な情報を得るための重要な指標の一つである。これまでも、1984年長野県西部地震の前後に温泉ガス中のヘリウム同位体比が増加したこと(Sano *et al.*, 1986<sup>9)</sup>)や2004年新潟県中越地震の震源域や米国のSan Andreas断層付近では高いヘリウム同位体比であること(Kennedy *et al.*, 1997<sup>10)</sup>; Umeda *et al.*, 2008<sup>11)</sup>)が観測されている。また、断層帯直上の土壤からは、高濃度の水素ガスの放出が観測されることも、従来から幾つかの地域で報告されている。特に、地震の歴史記録のある活断層では、大気中の水素ガス濃度(0.5 ppm程度: 松尾, 1989<sup>12)</sup>)の数十倍から数万倍以上の濃度の水素ガスが放出されていることが報告されている(Wakita *et al.*, 1980<sup>13)</sup>; Sugisaki *et al.*, 1983<sup>14)</sup>)。これらの水素ガスの起源は、水素の安定同位体比に基づき、地震震源深度付近にあることが示されている(Kita *et al.*, 1980<sup>15)</sup>)。一方、岩石の破壊実験からは、岩石(珪酸塩鉱物)の破壊(Si-O結合の切断)による破壊表面と水とのラジカル反応によって水素が生成されることが報告されている(Kita *et al.*, 1982<sup>16)</sup>)。また、発生する水素ガスの量は、破壊によって生じた表

面積に比例する(Kameda *et al.*, 2003<sup>17</sup>)ことなどから、断層帯における高濃度の水素ガスは、断層運動に伴う珪酸塩鉱物の新生破壊表面での生成が主なメカニズムと考えられている。さらに1980年代以降には、断層の活動性評価や地震予知を目指して、活断層での水素ガス濃度の測定が盛んに行われてきた(例えば、野津, 2005<sup>18</sup>)。このような背景から、本研究では断層から放出される様々なガスのうち、ヘリウム同位体比と水素濃度に着目し、これらによって変動地形が明瞭でない活断層を認定する手法及び断層の活動性の評価手法の実用化の見通しについて検討を行った。

### (3) 実施内容・結果

#### 1) ヘリウム同位体比による変動地形が明瞭でない活断層の認定

前述したように、温泉の遊離ガスや地下水の溶存ガスに含まれるヘリウム同位体比は、未知の活断層を検出するための有効な地球化学的指標になる可能性がある。そのため本研究では、2000年鳥取県西部地震(Mj7.3)の震源域及びその周辺において地下水井から採取した溶存ガスの希ガス同位体の測定を行い、ヘリウム同位体比( $^3\text{He}/^4\text{He}$  比)の分布の特徴を明らかにした(図 3.1.2-1)。大山火山の近傍の地下水井を除き、余震分布域では、高いヘリウム同位体比が認められる。また、本震の震央付近では大気の4倍以上の値を示すものも存在するが、余震域から離れるにつれてその値が低下する(図 3.1.2-2)。また、モーメントテンソル解によって求められた起震断層セグメントからサンプルの採取地点までの距離とヘリウム同位体比には明瞭な相関が認められる(図 3.1.2-3)。2000年鳥取県西部地震では、地表には明瞭な地震断層が出現しなかったが、発震機構からほぼ鉛直な横ずれ断層の活動によって引き起こされたことが明らかになっている(例えば、Fukuyama *et al.*, 2003<sup>19</sup>)。また、2000年鳥取県西部地震では、震源域のモホ面付近には、低周波微小地震が観測されており、上部マントルから地殻に上昇した流体が断層の活動に関与していると考えられている(Ohmi *et al.*, 2004<sup>20</sup>)。以上のことから、断層が再活動した際には、アスペリティ(固着面)を挟んだ上位と下位の間隙水圧の差圧によってそこが流体の通路になることが予想される(例えば、Sibson, 1992<sup>21</sup>)ことから、高角度で活動性が高い断層ほど、マントル起源のヘリウムがより多く地表にもたらされる可能性がある。いずれにしても、活断層や地質断層周辺での希ガス同位体の観測事例は少ないことから、今後はテクニクな条件の違いを考慮しつつ、当該手法の有効性について引き続き検討していく必要がある。

#### 2) 水素濃度による断層の活動性の評価

断層の活動性は、一般的には活動間隔(年)または活動頻度と、単位変位量(m)の大きさを評価される。つまり、活動間隔が短い(活動頻度が高い)または単位変位量が大きな活断層ほど活動性が高いと言え、活動性は平均変位速度(m/ky)を用いた活動度で評価される(松田, 1975<sup>22</sup>; 活断層研究会編, 1991<sup>23</sup>)。平均変位速度は、変位量を変位基準の年代で除して求められる。変位基準の年代は、 $^{14}\text{C}$ 法やK-Ar法などの放射性同位体を用いた方法、フィッション・トラック(FT)法や電子スピン共鳴(ESR)法などの自然放射線による損傷を計測する方法、ラセミ化法や黒曜石水和層法などの化学変化を利用した方法、テフクロノロジーのような年代マーカーを利用した方法など様々な手法がある。一方、変位量は、変位基準(例えば、準平原、水系、段丘面、地質境界、鍵層)の移動量から推定される。しかしながら、活動性が低い断層については、平均活動間隔が長いあるいは変位量が小さいために、断層変位がその後の侵食によって不明瞭になり、変動地形学的手法では活断層としての認定が困難となる。そのため、本研究では変動地形学的手法の代わりに地球化学的手法を用いた断層の活動性を評価する手法の整備を目指し、我が国の代表的な活断層及び地質断層を事例に、断層周辺の土壌ガスを連続的に採取し、そこに含まれる水素濃度の特徴について検討を行った(野原ほか, 2008<sup>24</sup>; 黒澤ほか, 2010<sup>25</sup>; 草野ほか, 2009<sup>26</sup>)。なお、水素濃度については、原位置において簡便に測定できるよう市販の携帯型水素ガス濃度検知器を利用して数時間程度で測定できる手法を開発した(Shimada *et al.*, 2008<sup>27</sup>)。

本研究では、活断層(帯)である山形盆地断層帯・跡津川断層帯・阿寺断層帯・根尾谷断層帯・山崎断層帯の周辺、地質断層と考えられる仏像構造線及び跡倉ナップ基底断層のほか、近年マグニチュード7以上の地震が発生した1995年兵庫県南部地震震源域の淡路島北部と2000年鳥取県西部地震震源域周辺について水素ガス濃度測定を行った。まず、跡津川断層西部の断層露頭において、主断層とその周辺の複数の割れ目の水素ガス濃度測定を行ったところ、水素ガスが検知された割れ目の方向や濃度分布は偏る傾向が認められた。このため、本研究の測定に際しては、断層の剪断構造に伴う水素の放出量の異方性を考慮して、一つの露頭において複数の方向の割れ目を同時に測定し、最大値をその地点での水素濃度とした。測定によって得られた水素濃度の時系列データについては、測定孔の掘削に伴う水素ガスの発生や攪乱に伴う土壌や岩石に吸着していた水素ガス放出の影響などによって引き起こされる測定開始直後の高濃度の水素ガス放出(初期ピーク)を排除するため、測定開始からおよそ1~3時間後の2回目の水素ガス放出(2次ピーク)をその地点での水素濃度とした。代表的な断層で測定した水素濃度の結果を図3.1.2-4に示す。活断層(帯)では根尾谷断層帯を除き、最大1,000 ppmを超える水素濃度が確認され、地質断層においては、1,000 ppm以下(最大放出濃度は仏像構造線で551 ppm)であった。一方、兵庫県南部地震や鳥取県西部地震の震源域周辺のように最近に断層運動が生じた地域では最大放出濃度が2,000 ppmを超えた。このように活断層では顕著な水素ガスの放出が認められるのに対して、地質断層ではガスの放出量が小さい傾向にあるようにみえる(図3.1.2-4)。また、一つの断層帯の中で水素濃度の空間分布をみると、活断層研究会(1991)<sup>23)</sup>の确实度の高い活断層や現在も微小地震の活動が活発な地域において高い水素濃度が観測される(図3.1.2-5)。断層の活動性と水素濃度の関係については、平均活動間隔が短い活断層帯において高濃度を示し、平均活動間隔が長い活断層帯において低濃度を示す傾向が認められる(図3.1.2-6)。一方、単位変位量と水素濃度には明瞭な相関は認められない(図3.1.2-7)。このことは、再来周期が短い活断層、すなわち一回の変位量の大きさに関係なく、頻繁に活動する断層ほど水素濃度の放出量が大きいかを意味する。このことから、水素濃度によって、活断層の認定のみならず、断層の活動頻度を示す重要な化学的指標である可能性が示唆される。

#### (4) 反映先・成果

ヘリウムや水素ガスを用いた地球化学的調査手法は、概要調査などで必要な活断層の認定や断層の活動性を評価する際の指標となり得る見通しを得た。しかしながら、一つの元素の同位体や濃度は、様々なプロセスに依存するほか、他のガスの混入による汚染などを考慮する必要があるなど課題が残る。このような課題に対しては、調査技術の適用条件の検討(例えば、多点での測定、他の調査手法との組合せ)を行うなど、その改善に向けた今後の研究の進展が期待されるが、このような地球化学的手法と地形学、地質学、地球物理学のデータを組み合わせる調査方法は、概要調査などで必要な断層の活動性に関する調査技術として有効であると考えられる。

(黒澤英樹, 梅田浩司)

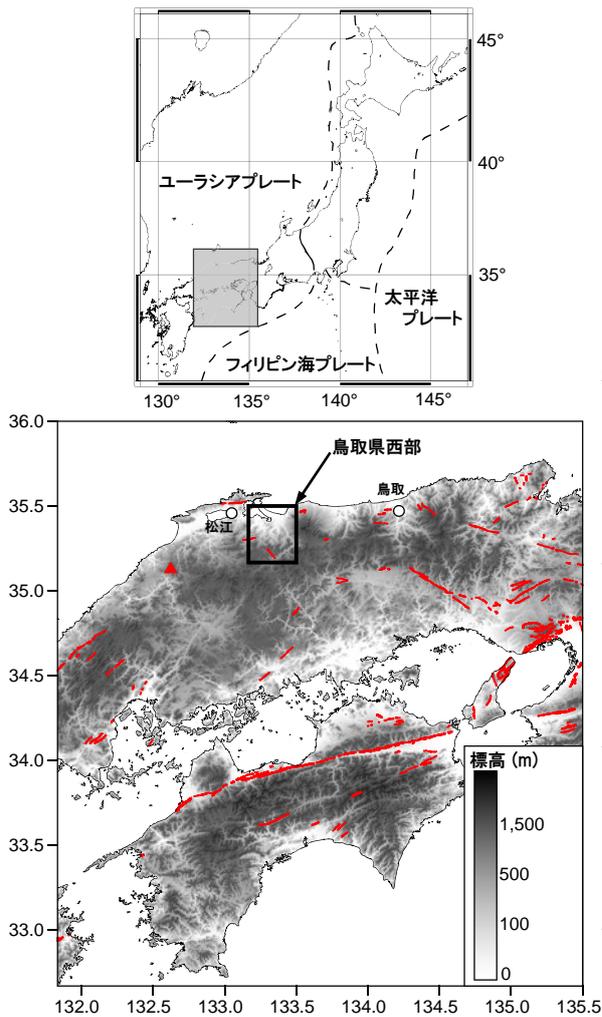


図 3.1.2-1 希ガス同位体の調査地域位置

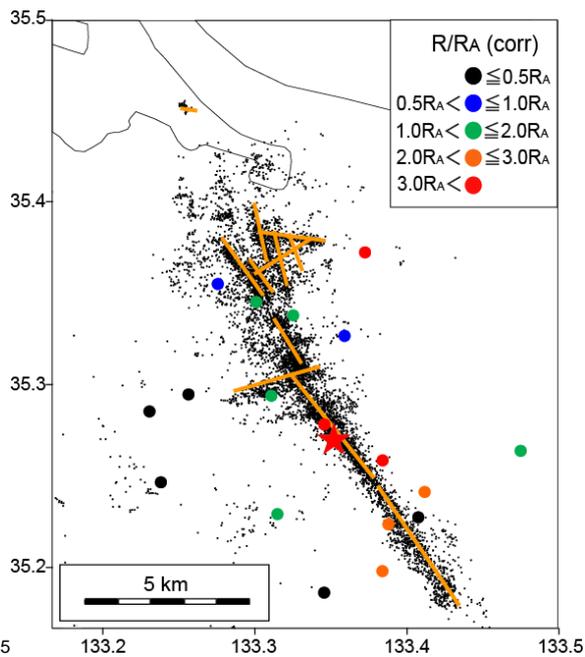


図 3.1.2-2 2000年鳥取県西部地震(Mj7.3)の震源域及びその周辺におけるヘリウム同位体比分布

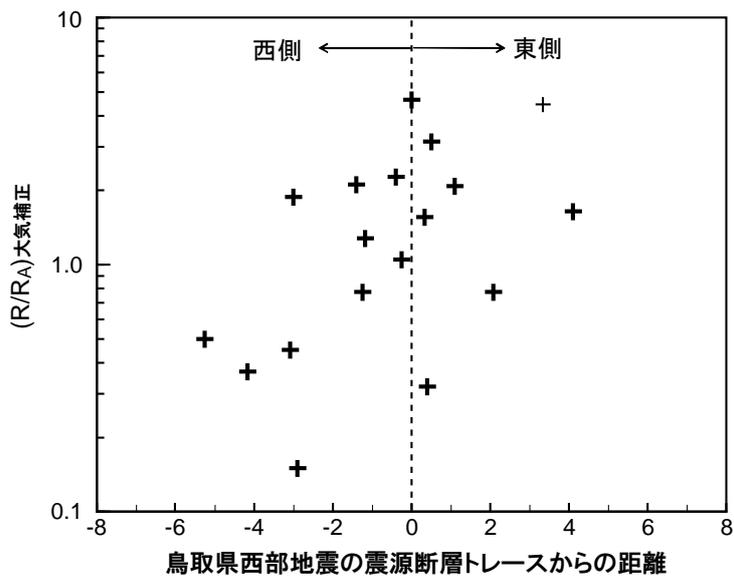


図 3.1.2-3 2000年鳥取県西部地震(Mj7.3)の震源断層とヘリウム同位体比との関係

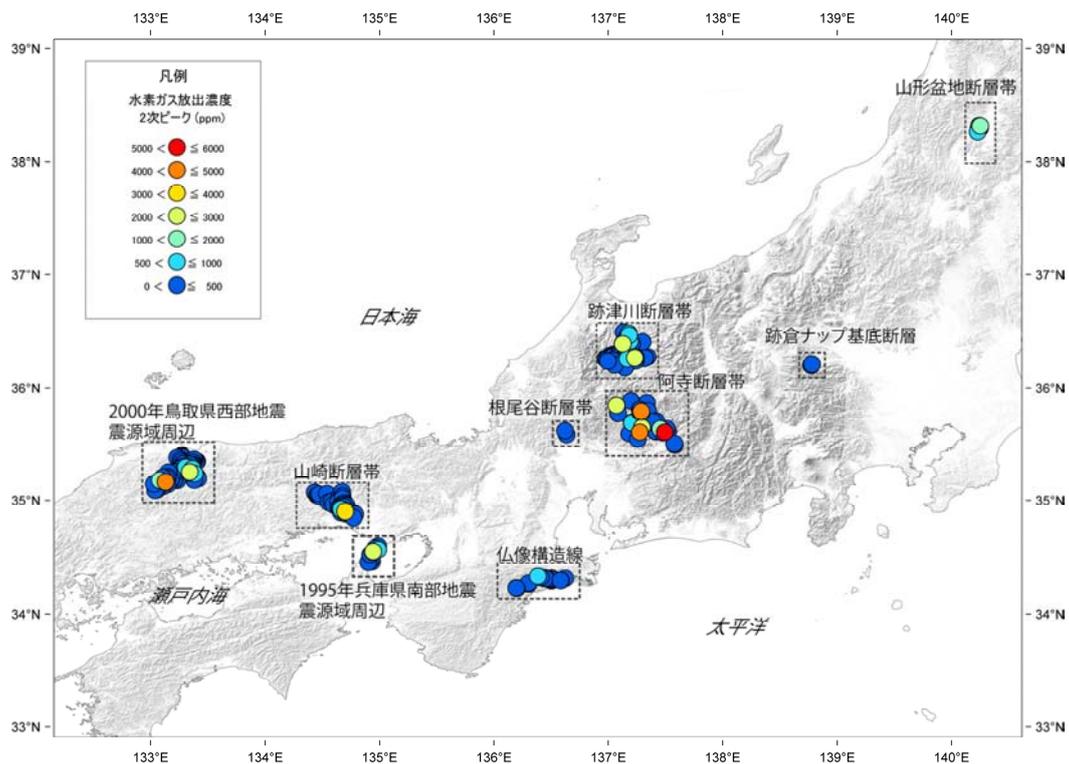


図 3.1.2-4 各断層帯における水素濃度測定結果

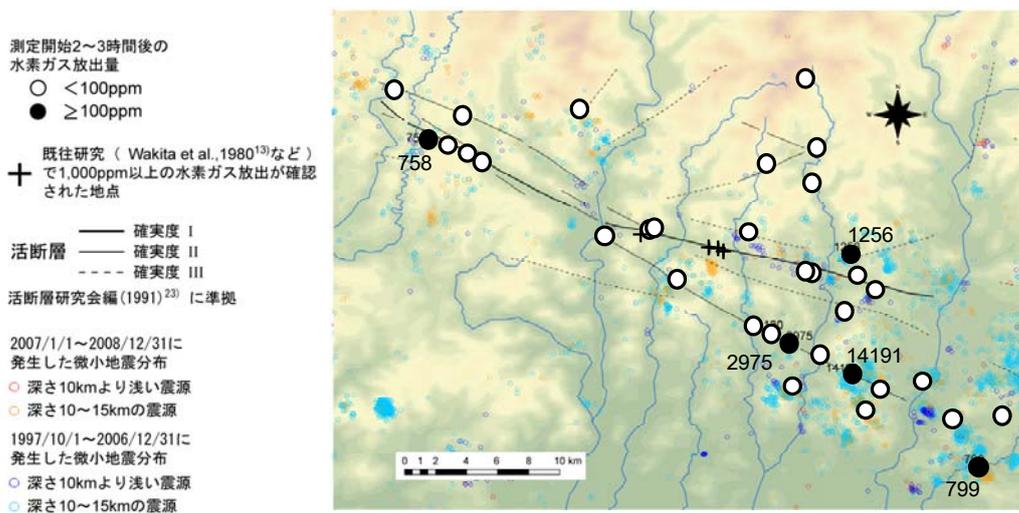


図 3.1.2-5 山崎断層帯における水素濃度測定結果

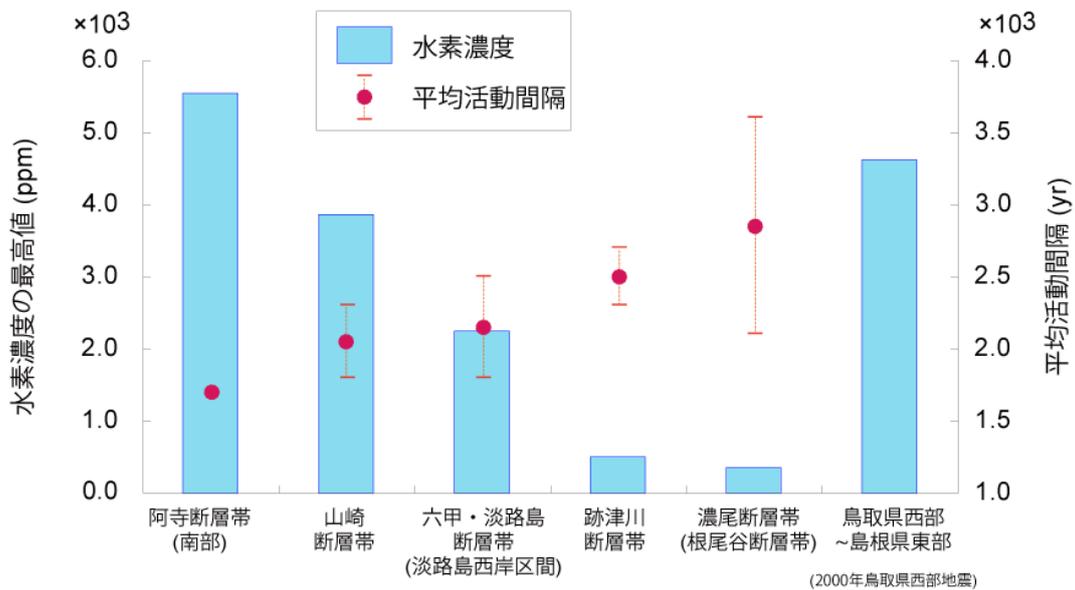


図 3.1.2-6 断層の平均活動間隔(地震調査研究推進本部, 2009<sup>28)</sup>)と水素濃度

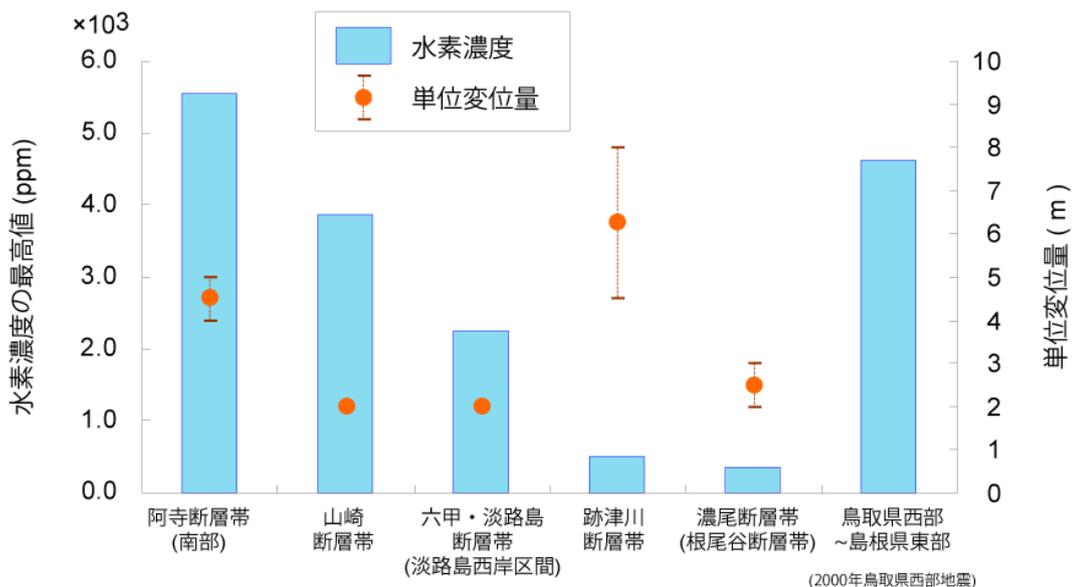


図 3.1.2-7 断層の平均変位速度(地震調査研究推進本部, 2009<sup>28)</sup>)と水素濃度

引用文献

- 1) 200 万分の 1 活断層図編纂ワーキンググループ(2000)：“200 万分の 1 日本列島活断層図—過去数十万年間の断層活動の特徴—”, 活断層研究, 19, pp.3-12.
- 2) 核燃料サイクル開発機構(1999)：“わが国における高レベル放射性廃棄物地層処分の技術的信頼性—地層処分研究開発第 2 次取りまとめ—分冊 1 わが国の地質環境—”, JNC TN1400 99-021.
- 3) 丸山 正, 伏島祐一郎, 黒澤英樹(2006)：“平成 16 年(2004 年)新潟県中越地震に伴い地表に現れた地震断層と既存地質構造との関係”, 地震 第 2 輯, 58(4), pp.457-461.
- 4) 遠田晋次, 丸山 正, 吉見雅行, 小俣雅志, 郡谷順英, 山崎 誠(2009)：“2008 年岩手・宮城内陸地震の地震断層と地質境界断層との関係—岩手県一関市巖美町産女川沿いの断層露头—”, 活断層研究, 37, pp.45-53.
- 5) 原子力安全委員会 耐震安全性評価特別委員会(2008)：“活断層等に関する安全審査の手引き”, available from <[http://www.nsc.go.jp/shinsajokyo/pdf/090915\\_katsudanso.pdf](http://www.nsc.go.jp/shinsajokyo/pdf/090915_katsudanso.pdf)> (accessed 2010-07-29).
- 6) 加藤 完, 池田喜代治, 高橋 誠, 永田松三, 柳原親孝, 伊藤吉助(1981)：“ $\alpha$  トラック法による伊豆半島の活断層調査”, 地質調査所月報, 32(4), pp.199-212.
- 7) King, C. Y. (1986) : “Gas geochemistry applied to earthquake prediction: an overview” , *Journal of Geophysical Research*, 91(B12), pp.12269-12281.
- 8) Toutain, J. P. and J. C. Baubron (1999) : “Gas geochemistry and seismotectonics: a review”, *Tectonophysics*, 304, pp.1-27.
- 9) Sano, Y., Y. Nakamura, H. Wakita, K. Notsu, and Y. Kobayashi (1986) : “ $^3\text{He}/^4\text{He}$  ratio anomalies associated with the 1984 Western Nagano Earthquake: Possibly induced by a diapiric magma”, *Journal of Geophysical Research*, 91(B12), pp.12291-12295.
- 10) Kennedy, B. M., Y. K. Kharaka, W. C. Evans, A. Ellwood, D. J. DePaolo, J. Thordsen, G. Ambats, and R. H. Mariner (1997) : “Mantle fluids in the San Andreas fault system, California”, *Science*, 278, pp.1278-1281.
- 11) Umeda, K., A. Ninomiya, and G. F. McCrank (2008) : “High  $^3\text{He}$  emanations from the source regions of recent large earthquakes, central Japan”, *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 9, Q12003, doi:10.1029/2008GC002272.
- 12) 松尾禎士(1989)：“地球化学”, 講談社サイエンティフィック, 276p.
- 13) Wakita, H., Y. Nakamura, I. Kita, N. Fujii, and K. Notsu (1980) : “Hydrogen release: new indicator of fault activity”, *Science*, 210, pp.188-190.
- 14) Sugisaki, R., M. Ido, H. Takeda, Y. Isobe, Y. Hayashi, N. Nakamura, H. Satake, and Y. Mizutani (1983) : “Origin of hydrogen and carbon dioxide in fault gases and its relation to fault activity”, *Journal of Geology*, 91, pp.239-258.
- 15) Kita, I., S. Matsuo, H. Wakita, and Y. Nakamura (1980) : “D/H ratios of  $\text{H}_2$  in soil gases as an indicator of fault movements”, *Geochemical Journal*, 14, pp.317-320.
- 16) Kita, I., S. Matsuo, and H. Wakita (1982) : “ $\text{H}_2$  generation by reaction between  $\text{H}_2\text{O}$  and crushed rock: an experimental study on  $\text{H}_2$  degassing from the active fault zone”, *Journal of Geophysical Research*, 87, pp.10789-10795.
- 17) Kameda, J., K. Saruwatari and H. Tanaka (2003) : “ $\text{H}_2$  generation in wet grinding of granite and single-crystal powders and implications for  $\text{H}_2$  concentration on active faults”, *Geophysical Research Letters*, 30, doi:10.1029/2003GL018252.

- 18) 野津憲治 (2005) : “活断層に沿って深部揮発性物質は上昇するのか?”, 月刊地球, 27, pp.461–466.
- 19) Fukuyama, E., W. L. Ellsworth, F. Waldhauser, and A. Kudo (2003) : “Detailed Fault Structure of the 2000 Western Tottori, Japan, Earthquake Sequence”, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 93, pp.1468–1478.
- 20) Ohmi, S., I. Hirose, and J. J. Mori (2004) : “Deep low-frequency earthquakes near the downward extension of the seismogenic fault of the 2000 Western Tottori earthquake”, *Earth Planets Space*, 56, pp.1185–1189.
- 21) Sibson, R. H. (1992) : “Implications of fault-valve behaviour for rupture nucleation and recurrence”, *Tectonophysics*, 211, pp.283–293.
- 22) 松田時彦(1975) : “活断層から発生する地震の規模と周期について”, 地震 第2輯, 28, pp.269–283.
- 23) 活断層研究会(1991) : “新編日本の活断層—分布図と資料—”, 東京大学出版会, 437p.
- 24) 野原 壯, 梅田浩司, 笹尾英嗣, 花室孝広, 齋藤龍郎, 安江健一, 丹羽正和, 島田耕史, 山田国見, 二ノ宮 淳, 根木健之, 田力正好, 鎌滝孝信, 眞島英壽, 草野友宏, 中司 昇(2008) : “地質環境の長期安定性に関する研究 年度報告書(平成 18 年度)”, JAEA-Research 2008-062.
- 25) 黒澤英樹, 石丸恒存, 島田耕史, 丹羽正和, 小坂英輝, 斉藤 聡, 二ノ宮 淳(2010) : “水素ガス原位置測定による断層破砕帯調査手法の検討”, JAEA-Research 2009-043.
- 26) 草野友宏, 野原 壯, 梅田浩司, 石丸恒存, 花室孝広, 齋藤龍郎, 安江健一, 丹羽正和, 島田耕史, 山田国見, 二ノ宮 淳, 根木健之, 田力正好, 黒澤英樹, 中司 昇(2009) : “地質環境の長期安定性に関する研究 年度報告書(平成 19 年度)”, JAEA-Research 2009-022.
- 27) Shimada, K., H. Tanaka, and T. Saito (2008) : “Rapid and simple measurement of H<sub>2</sub> emission from active faults using compact sampling equipments”, *Resource Geology*, 58(2), pp.196–202.
- 28) 地震調査研究推進本部(2009) : “活断層の長期評価”  
available from <[http://www.jishin.go.jp/main/p\\_hyoka02\\_danso.htm](http://www.jishin.go.jp/main/p_hyoka02_danso.htm)> (accessed 2010-05-30).

## 3.2 火山・地熱活動に関する研究

### 3.2.1 地下深部のマグマ・高温流体などに関する調査技術

#### (1) はじめに

火成活動が地層処分システムに及ぼす影響については、マグマの貫入あるいは噴出による処分施設及び廃棄体の直接的な破損のほか、マグマの熱などによる地温上昇や熱水対流の発生、熱水・火山ガスの混入による地下水の水質変化などが考えられており、これらについては、サイト選定や安全評価などに際して十分に留意する必要がある(原子力委員会, 1997<sup>1)</sup>; 原子力安全委員会, 2002<sup>2)</sup>)。このうち、地下深部よりマグマが処分施設内に貫入した場合には、廃棄体の直接的な破損のほか、その噴出による放射性核種の人間環境への拡散が生じる可能性が考えられ、我が国の地層処分における基本的な考え方である多重バリアシステムの機能が著しく損なわれることとなる。我が国の火山活動は、火山帯や火山列と呼ばれるある特定の地域に偏在する傾向が認められることや、火山フロント付近では過去数百万年以上にわたって火山地域の中で火成活動を繰り返している場合が多い(例えば、梅田ほか, 1999<sup>3)</sup>)ことから、火山活動に伴う廃棄体あるいは処分施設への直接的なリスクの回避については、第四紀に活動したことがある火山の存在が明らかな地域を避けることが基本となる。しかしながら、そのような火山活動の傾向は地域によって差があることから、地表調査や物理探査、ボーリング調査などの概要調査に基づく精密調査地区の選定段階においては、火山フロントより日本海側の地域や独立単成火山群の周辺において、新たな火山の発生の可能性を検討することも重要であるとされている(原子力安全委員会, 2002<sup>2)</sup>)。

沈み込み帯に位置する我が国における火成活動は、陸側プレート下に沈み込む海洋スラブからの脱水に起因した流体がマントルウェッジ内を上昇し、その過程において部分熔融を引き起こすことに起因すると考えられている(例えば、Tatsumi, 1989<sup>4)</sup>)。さらに、これらの溶融体(マグマ)は、地殻深部にマグマ溜りを形成した後に地殻浅部あるいは地表に向けて上昇し、地表から噴出することによって火山を形成すると考えられている。このような火山の深部構造(マグマ供給系)に関するモデルについては、近年の地震学的研究により、火山下の地殻やマントルにおいてマグマの存在を示唆する物性の異常域が見出されていることから(例えば、Zhao *et al.*, 1992<sup>5)</sup>)、地下深部における物性の分布は、現在及び将来の火山活動と密接に関係していると考えられる。このことから、新たな火山の形成など、将来の火山活動によるリスクを回避するためには、概要調査などの段階において、地下深部の物性分布を推定することによって、マグマなどの存否を確認するといった決定論的手法による検討が有効であると期待されるとともに、そのための体系的な調査技術の整備が必要不可欠である。

一般に、地下深部のマグマなどの存在を明らかにするための方法には、①地震波、②地殻変動、③電磁気、④火山ガスを利用した調査技術が用いられる(兼岡・井田編, 1997<sup>6)</sup>)。本研究では、火山の深部構造を推定するために用いられているこれらの個別技術のうち、地震活動が静穏な地域における調査に有効であると考えられる電磁気学的手法の適用性を検討するとともに、人工ノイズを低減させ、品質の高い観測データを取得するための手法の開発、及び地球物理学的、地球化学的なアプローチを組み合わせた総合的な調査技術の提示を目的とする。ここでは、地下深部のマグマ・高温流体などの調査技術の概要を示した上で、それらの適用性を検討した研究事例について述べる。

#### (2) 当該分野に係る科学的・技術的背景

マグマや高温流体などの存否を確認するためには、まずそれに関連する深部物性の空間分布(地下深部の不均質構造)を把握することが肝要である。これまでの地球物理学的な研究においては、火山地域における地殻から上部マントルまでの地震波速度構造(例えば、Zhao *et al.*, 1992<sup>5)</sup>; Nakajima *et al.*,

2001<sup>7)</sup>), 地震波減衰構造(例えば, Tsumura *et al.*, 2000<sup>8)</sup>), 比抵抗構造(例えば, Aizawa *et al.*, 2004<sup>9)</sup>)などの地下深部の物性分布に係る情報から, 部分熔融域の存在やその空間分布が推定されている。このほか, 地温勾配(例えば, 矢野ほか, 1999<sup>10)</sup>), 地震発生層の深さ分布(例えば, Ito, 1990<sup>11)</sup>), S 波反射面の分布(例えば, 堀ほか, 2004<sup>12)</sup>), 地震波散乱体分布(例えば, 浅野ほか, 1999<sup>13)</sup>)などの情報や測地データに基づく火山下の圧力源の位置(例えば, 西ほか, 1995<sup>14)</sup>)の推定も有効な手法と考えられており, これらは深部物性の不均質の原因を説明し, マグマや高温流体などの存否を判断する際の有益な情報として位置づけられる。また, 深部物性の二次元あるいは三次元的な空間分布を推定するための手法としては, 地震波トモグラフィー法及び地磁気・地電流法(Magnetotelluric method:MT 法)が, 国内を対象とした場合に比較的汎用性の高い手法として挙げられる。

このうち地震波トモグラフィー法は, 人工地震や自然地震の発生に伴って震源から地表の観測点に伝播する地震波の観測データを多量に用い, 多数の三次元ブロックまたは格子点によって表現された解析対象領域内の三次元的な地下構造(多くの場合, 地震波速度構造)をインバージョン(逆解析)によって推定する手法である(例えば, Aki and Lee, 1976<sup>15)</sup>)。地震波速度は岩石の種類, 流体の飽和度, 温度, 圧力などによって変化するため(例えば, O'Connell and Budiansky, 1976<sup>16)</sup>), 地震波トモグラフィー法によって推定される地球内部の三次元地震波速度構造は, 流体や高温異常などの空間分布を把握するための重要な手がかりの一つとして用いられている(例えば, Nakajima and Hasegawa, 2003<sup>17)</sup>)。特に, 我が国は沈み込み帯に位置するために地震活動が活発であり, 既に高密度かつ高精度の地震観測網が整備されている(小原, 2001<sup>18)</sup>)ことは, 多量かつ高精度の地震データを必要とする地震波トモグラフィー法の適用にあたって有利な条件となる。このように, 本手法は対象とする領域において微小地震が多数発生し, かつその地表において多くの地震観測点による地震データが豊富に取得できるほど, 空間分解能の高い解析が可能となるが, 国内においても地震活動度が低い地域や, 定常的な地震観測点の分布が離散的である地域, または地震観測網の外側に位置する地域においては, 地殻深部のマグマや高温流体を捉えるために必要な空間分解能を確保することが困難である場合がある。このため, このような地域を対象とする場合は, 地震波トモグラフィー法以外の手法によって地下深部の物性分布を推定する必要がある。なお, 新たに地震観測点を設置することで, 上述の空間分解能を改善させることも考えられるが, 一般に, 本手法を適用する際に必要となる地震データを十分に確保するためには長期間の観測を必要とすることが多い。

これに対してMT法は, 自然電磁場の観測を行い, 磁場変動に対する電場変動の比(インピーダンス)を測定することによって地下深部の比抵抗分布を推定する手法であり, 定常的な観測網による長期間のデータの蓄積を要しない。そのため, 地震活動度や, 定常観測網の有無による制約が無く, 地震波トモグラフィー法の適用にとって不利な条件となる地域に対しては, 特に効果的であると考えられる。ここで, MT法によって推定される比抵抗とは, 岩石の状態を反映してオーダで変化する物性値であり, 空隙率が高く, 比抵抗の低い流体を含む岩石は低比抵抗を示す。このことから本手法は, 特に流体の存在にかかわる地殻内物性の不均質の解明に用いられており(例えば, Mitsuhashi *et al.*, 2001<sup>19)</sup>), 例えば, 富士山周辺において行われたMT法による観測では, 火山下における深さ50 kmまでの二次元比抵抗構造が推定され, マグマの存在を示唆する顕著な低比抵抗体が見出されている(Aizawa *et al.*, 2004<sup>9)</sup>)。しかしながら, 我が国のように, 国土の大部分に直流電車や高圧送電線などの電磁波の人工ノイズ源が多く存在する地域に対してMT法を適用する場合, その観測データには必然的にノイズが多く含まれ, それに伴って解析結果の信頼性は低下する。そのため, このような観測データに含まれるノイズを適切に除去する手法が必要となる。このほか, これまで多くの調査・研究に用いられてきた二次元解析手法に対しては, 調査の対象とする地域の三次元的に不均質な地下比抵抗構造や, 広域的な低比抵抗体である海水の存在もまた, 比抵抗構造解析結果における偽像や解の不確実性を生み出す主要な原因となり, 特に地下深部の比抵抗構造を推定する上での課題として挙げられる。

ただし、ここで述べた手法に基づいて推定される物性分布はいずれも地下深部のマグマなどから直接的に得られた情報ではなく、いくつかの仮定を前提に解析・解釈される。従って、調査結果の信頼性を向上させるためには、独立した観測・解析に基づく複数のデータによって総合的な評価を行うことが重要となる。

### (3) 実施内容・結果

上述したように、MT 法は比抵抗分布として地下構造を推定する手法の一つであるが、地下深部の比抵抗分布を推定するために必要な低周波数帯の観測データは、鉄道や送電線などに起因する人工ノイズの影響を受け易いため、これまで火山体の深部構造の解析にはほとんど用いられてこなかった。本研究では、前項で述べた MT 法に係る問題を改善するため、電磁気観測で得られた見掛比抵抗と位相差から、解析に必要な高い品質のデータを自動かつ短時間で得るための、個々のデータの連続性などに基づく重み付けスタッキング法(スタッキング:同一の観測点で複数回の測定を繰り返し、信号そのものを重ね合わせ、ノイズの比率を低減させる方法)の開発を行うとともに、三瓶火山を対象とした比抵抗構造解析に適用することにより、その有効性を確認した。さらに、これらの地球物理学的手法に加え、地球化学的なアプローチを組み合わせた調査事例として、第四紀の火山活動が認められていない飯豊山地を対象とした地下深部のマグマの存否に関する事例研究を行った。

一般に、ある自然信号を観測する際、必然的にその観測値にはノイズが含まれる。そのノイズがランダムである場合には、同様の観測を繰り返し行った上でそれらをスタッキングすることにより、観測値の S/N 比を向上させることができる。しかし、これは観測値に含まれるノイズレベルが観測時刻に大きく依らない場合であり、MT 法において観測するデータのノイズの性質とは異なる。このような場合においては、スタッキングを行う際に、観測データに含まれるノイズレベルを考慮した重みを用いることが効果的であるとされる(長尾ほか, 2004<sup>20)</sup>)。本研究では、観測によって取得される見掛比抵抗及び位相曲線の連続性などのパラメータを基にした信頼性(ノイズレベル)評価指標(根木ほか, 2005<sup>21)</sup>)を用いた重み付きスタッキング法を開発した。本手法は、式(1)に示すとおり、スタッキングに用いる重み( $W_N$ )を根木ほか(2005)<sup>21)</sup>によるノイズレベル(N)を用いて導出した上で、式(2)に基づきスタッキングを行うものである(根木ほか, 2007a<sup>22)</sup>; 2007b<sup>23)</sup>; 2010<sup>24)</sup>)。

$$W_N(t, f) = \left\{ \left( \frac{1}{(10^{N_{av}(t)} - 1)^x} \right)^\alpha \times \left( \frac{1}{(10^{N(t,f)} - 1)} \right)^\beta \right\}^{\frac{1}{\alpha+\beta}} \quad (1)$$

- $t$  : 時間帯の回数
- $f$  : 周波数帯の番号
- $W_N(t, f)$  : t 回目の時間帯・f 番目の周波数帯のデータの重み
- $N_{av}(t)$  : t 回目の時間帯の平均誤差量
- $N(t, f)$  : t 回目の時間帯・f 番目の周波数帯の誤差量
- $x$  : 重み係数(0~3 程度)
- $\alpha$  : t 回目の時間帯の平均誤差量が重みに占める寄与率
- $\beta$  : t 回目の時間帯・f 番目の周波数帯の誤差量が重みに占める寄与率

$$S(f) = \frac{\sum_{i=1}^n \left\{ s(t, f) \times \frac{1}{s(t, f)} \times W_N(t, f) \right\}}{\sum_{i=1}^n \left\{ \frac{1}{s(t, f)} \times W_N(t, f) \right\}} \quad (2)$$

$S(f)$  : スタッキング後スペクトル  
 $s(t, f)$  : スタッキング前スペクトル  
 $\frac{1}{s(t, f)}$  : スタッキング前スペクトルの要素平均

MT 法による深部比抵抗構造調査においては、上述したノイズの混入による観測データそのものの品質低下のほか、対象領域における地下構造の三次元的な不均質や、広域的な低比抵抗体である海水の存在もまた、比抵抗構造解析結果における偽像や解の不確実性を生み出す原因となる。以下に、西南日本に位置する活火山であり、地震波トモグラフィー法によって下部地殻に地震波低速度体が見出されている(Zhao *et al.*, 2004<sup>25</sup>) 三瓶火山を中心とした領域を対象として、マントル最上部までの三次元比抵抗構造を推定した研究事例について述べる。

本地域は日本海沿岸付近に位置し、及び東西方向に伸びる海岸線を有する(図 3.2.1-1a)。一般に、このような領域に対して MT 法を適用する際には、広域的な低比抵抗体である海水による影響を回避する必要があるため、二次元的な比抵抗構造を仮定した解析(二次元インバージョン法)を適用する場合は、およそ海岸線に直交する方向に測線をとることが多い。しかしながら、地下構造は一般に三次元的に不均質である。これらの問題を回避するためには、地下の比抵抗構造が二次元的に連続するという仮定を必要としない、三次元インバージョン法の適用が有効であると期待される。そのため本研究では、上述の重み付きスタッキング法及び Sasaki(2004)<sup>26</sup>による三次元インバージョン法を用いることで、火山下のマグマなどを示唆する幾つかの地球物理学的情報が既に認められている本地域下の比抵抗分布を推定し、既存情報との整合性から、上述した解析手法の有効性について検討した。さらに、異なる解析手法による結果との違いを比較するため、二次元インバージョン法(Ogawa and Uchida, 1996<sup>27</sup>)による解析も併せて行った。

図 3.2.1-1b に、ここで観測されたデータに対して従来の自動編集(コヒーレンスを基にした自動編集スタッキング)法及び重み付きスタッキング法をそれぞれ適用することで得られた見掛け比抵抗及び位相曲線の例を示す。従来の自動編集法により得られたデータは特に低周波数帯において誤差が大きく低品質であることにに対し、重み付きスタッキング法を適用した結果は誤差が小さく、曲線において異常な不連続がほとんど見られない。このことは、従来のスタッキング法に比べて本スタッキング法を適用することにより、より高い品質のデータが得られることを示唆する。以上のように、重み付きスタッキング法に基づいて得られたデータを Sasaki(2004)<sup>26</sup>による三次元インバージョン法及び Ogawa and Uchida(1996)<sup>27</sup>による二次元インバージョン法に適用することで推定された比抵抗構造を図 3.2.1-2 に示す。

三次元インバージョン法を用いて推定した比抵抗分布(図 3.2.1-2a, b)においては、三瓶火山下の下部地殻及びマントル最上部に明瞭な低比抵抗体が認められる。また、この低比抵抗体の分布域は、同領域を対象とした地震波トモグラフィー法によって見出されている地震波低速度体の分布域(Zhao *et al.*, 2004<sup>25</sup>)と整合的であるほか、流体の移動に起因して発生すると考えられている低周波イベント(例えば、Hasegawa and Yamamoto, 1994<sup>28</sup>)が低比抵抗体の端部において発生していることが分かる。一般に、比抵抗や地震波速度は、高温異常や流体の存在によってその値が低下する物性値であることから、これらの低比抵抗体と地震波低速度体は同一の構造を捉えている可能性が高く、三瓶火山下のマグマやその固化に伴って放出された高温流体の存在を示唆していると考えられる。さらに、この低比抵抗体の形状は、地殻内の温度構造に依存するとされる地震発生層の下限深度と調和的であるほか、本領域で発生

する微小地震の震源の多くが、ここで見出された低比抵抗体の端部または高比抵抗体との境界部に位置する傾向も認められる。このように、重み付きスタッキング法及び三次元インバージョン法に基づき推定された比抵抗分布は、他の地球物理学的情報と整合的であることから、その信頼性は高いと考えられる。

一方で、二次元インバージョン法によって推定された比抵抗分布(図 3.2.1-2c)は、三次元インバージョン法によって推定された同断面におけるイメージ(図 3.2.1-2b)とは大きく異なる。なお、この解析においては、観測データに対してテンソル分解(Groom and Bailey, 1989<sup>29)</sup>)を適用し、本領域下の比抵抗構造における二次元性の卓越方向を推定した結果を考慮した上で、解析断面の位置を決定した。この結果においては、幾つかに分散する領域において低比抵抗体が見られるが、その周辺で発生する微小地震の震源分布との関連性は乏しい。上述した解析手法の原理的な理由に加え、解析結果に見られるこのような特徴からも、特に地下構造の三次元的な不均質が卓越すると予想される領域に対して MT 法を適用する際には、三次元インバージョン法を用いることが有効であると考えられる。また、このように、同一の観測データに対しても、それに適用する解析手法の違いによって得られる結果が大きく異なる場合があることから、単独の情報のみから地下深部のマグマや高温流体などの存在及び分布を特定することは困難であると言える。

一方、ここまで述べた西南日本の三瓶火山地域とは異なり、新第三紀の火山活動の痕跡が認められるものの、それ以降の火山活動が認められていない飯豊山地は、飯豊温泉(泉温 55°C)や湯ノ平温泉(泉温 56°C)といった高温泉が湧出している東北日本の背弧側に位置する地域である(金原, 1992<sup>30)</sup>)。本研究では、このように第四紀における火山活動が認められていない地域においても、地殻内にマグマが存在する可能性を検討するため、本地域を対象に地震波トモグラフィ法(Zhao *et al.*, 1992<sup>5)</sup>)及び MT 法(Ogawa and Uchida, 1996<sup>27)</sup>)を適用し、それぞれ深さ 20 km までの三次元 P 波、S 波速度構造及び深さ 40 km までの二次元比抵抗構造を推定した。

その結果、飯豊山地における北股岳の深さ 15 km 以深に地震波低速度体及び低比抵抗体認められ、それはマントル最上部まで連続することが明らかになった。特に、低比抵抗体の上面の形状は、約 400°C の等温面に相当する地殻内地震発生層の下限深度と調和的である(図 3.2.1-3, 4)。これらのことから、北股岳の深さ 15 km 以深には、400°C 以上の高温の物質が存在すると考えられるが、これらの地球物理学的情報のみでは、この物質が①新第三紀の火成活動に伴う残熱に由来するものか、②新たに上昇してきたマグマであるかを特定することができない。そのため、飯豊山地周辺の温泉の遊離ガスに含まれる希ガス同位体の分析を行い、高温物質の起源や形成時期を推定した。

ここで地球化学的手法の一つとして用いられるヘリウムは、地殻中での化学反応を生じにくい不活性ガスであることから、地下深部の化学的な情報を得るための重要な指標となる。このうち特にヘリウム同位体比(<sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He 比)は、大気・地殻・マントルで大きく異なることから、地下から放出されるガスの起源を推定するための重要な手段と考えられている。一般に、ヘリウム同位体比は、火山フロントから背弧側では MORB(中央海嶺玄武岩)の値(～8 Ra; Ra=1.4×10<sup>-6</sup>)に近く、前弧域では大気や地殻物質の寄与を示すような低い値が報告されている。さらに、火山周辺で観測されるガスや温泉水のヘリウム同位体比は、中央火口ほど高く、山体から離れるにしたがって低い値を示す(Sano *et al.*, 1984<sup>31)</sup>)。これは、上部マントルを起源とするマグマがマントルの初生的なヘリウムを地殻まで運搬し、火山ガスや温泉として地表にもたらされたためであると考えられている。これらのことから、温泉ガスなどに含まれるヘリウムの同位体比は、地下深部にマグマが存在する可能性を示唆する地球化学的指標の一つに挙げられる。

飯豊山地周辺において観測された温泉ガスのヘリウム同位体比は、地球物理学的な手法に基づくデータに異常が認められる北股岳周辺の温泉で高い値を示し、大気値の 7 倍以上にも及ぶが、北股岳から離れるにしたがって同位体比が著しく低下することが明らかになった(図 3.2.1-4)。このことは、上述した低比抵抗かつ地震波低速度体の高温物質がマントル起源であることを示唆する。また、北股岳周辺のヘリウム同位体比は、飯豊山地に分布する新第三紀玄武岩のウラン、トリウム濃度及び年代値から計算

した新第三紀の貫入岩に由来するヘリウム同位体比(大気の3.8倍程度)より高い値を示すことから、このマントル起源物質は、新第三紀の火成活動に関連するものではなく、最近(第四紀)に上昇してきたマグマに由来するものと考えられる(Umeda *et al.*, 2006<sup>32)</sup>)。

#### (4) 主な成果と反映先

以上に述べた研究事例のように、互いに独立した物性値を推定した結果が整合的であることは、それぞれの解析に用いたデータの品質や、解析手法及びその結果の信頼性が高いことを示していると考えられる。また、特にノイズの混入や沿岸域を対象とした調査など、MT法による深部比抵抗構造調査の結果において不確実性の増大が懸念される場合に対しては、上述した重み付けスタッキング法や三次元インバージョン法の適用が有効な手法として位置付けられる。

しかしながら、各調査技術によって得られる情報は誤差などの不確実性を含んでいることや、観測や解析における分解能の制約がある。このような課題に対しては、その改善に向けた今後の研究の進展が期待されるが、いずれにせよ単独の情報のみから地下深部のマグマや高温流体などの存在及び分布を特定することは困難である。そのため、調査を行う際には、ここで述べたように複数の手法を用いて互いに独立した観測値を取得し、総合的に考察することが必要であり、地球物理学(例えば、地震波トモグラフィ、MT法)、地球化学(例えば、温泉ガス・地下水の溶存ガス中の希ガス同位体)データを組合わせた総合的な解析手法が、概要調査などで必要な地下のマグマ・高温流体などの調査技術として有効であると考えられる。

(浅森浩一, 梅田浩司, 根木健之)

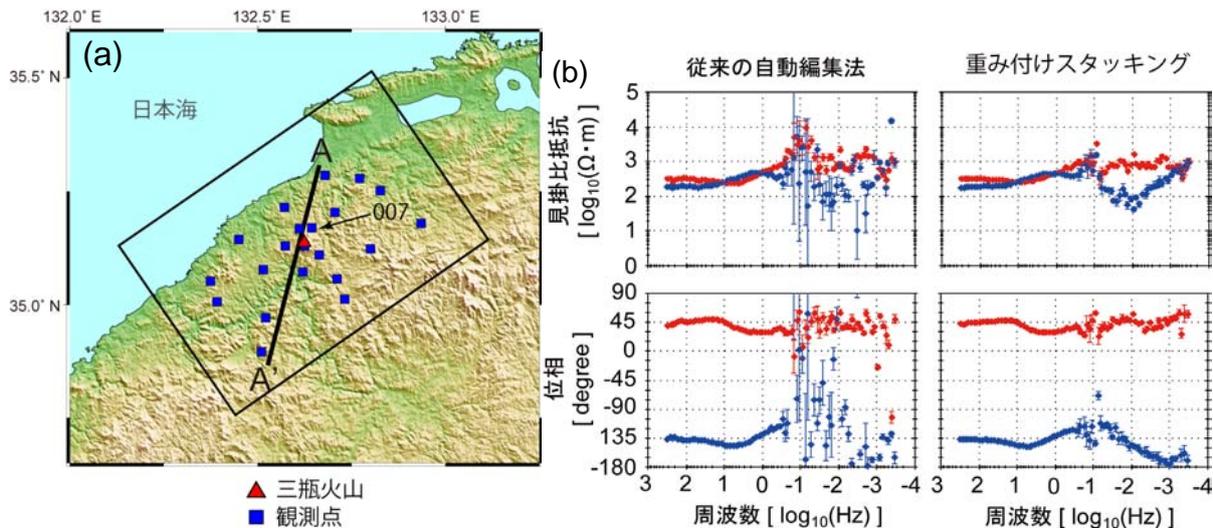


図 3.2.1-1 三瓶火山周辺の観測点分布及び観測点 007 における見掛比抵抗及び位相曲線

(a)四角で囲まれた領域は、解析範囲(図 3.2.1-2a)を示す。(b)重み付けスタッキング法の適用により得られたデータは、従来の自動編集法を適用した場合に比して誤差が小さく、連続性が高い。

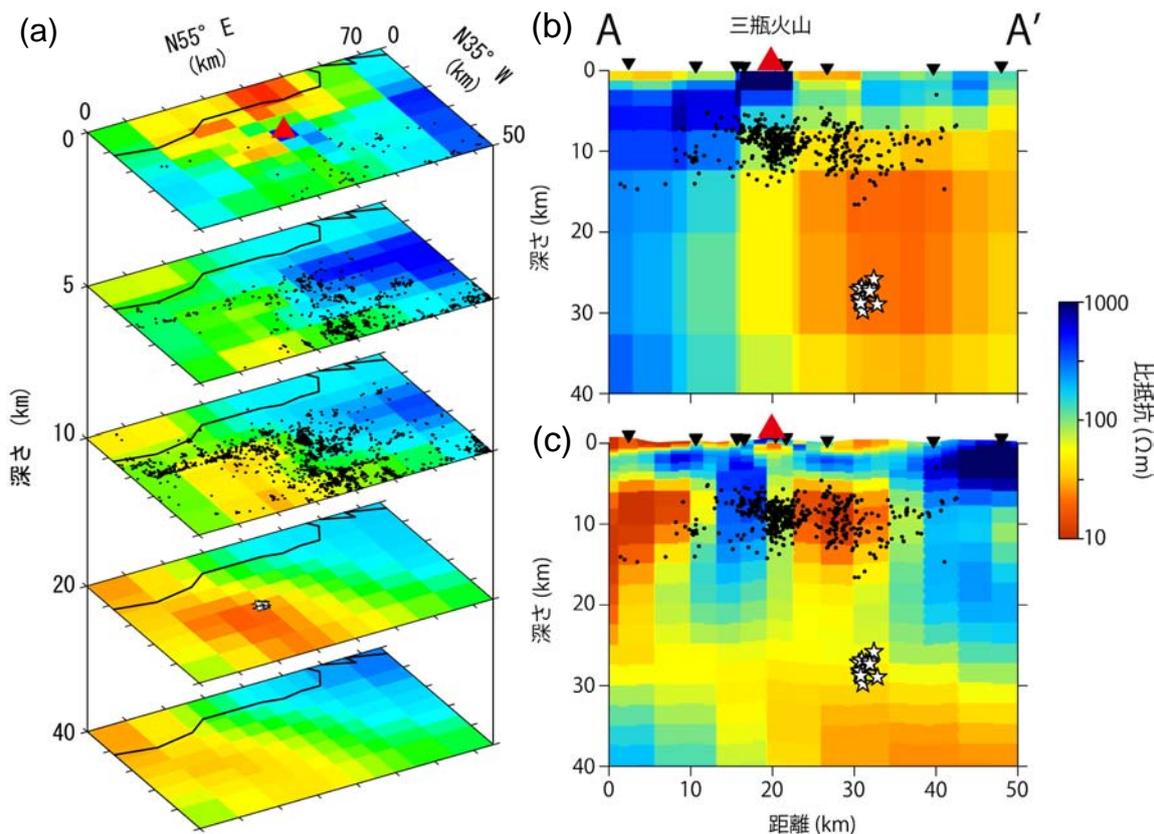


図 3.2.1-2 三次元解析による比抵抗分布平面図及び断面図と二次元解析による比抵抗断面図

図中の・及び☆はそれぞれ微小地震及び低周波イベントの震源を示す。三瓶火山下の下部地殻及びマントル最上部に顕著な低比抵抗体が認められる。

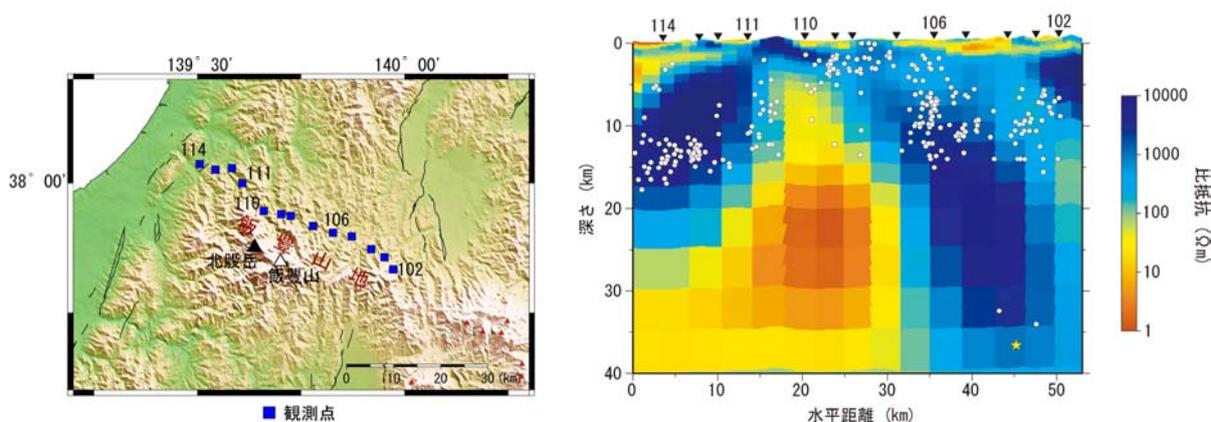


図 3.2.1-3 飯豊山地の二次元比抵抗分布断面

左図の▲は北股岳, △は飯豊山, 右図の○は微小地震, ★は低周波イベントを示す。低比抵抗体の上面と地震発生層の下限(400°C等温面)は良く一致する。

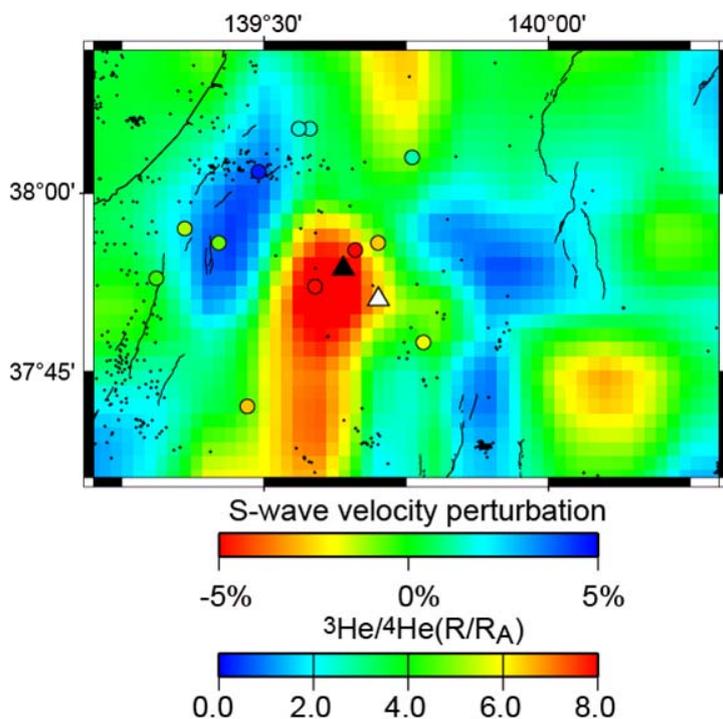


図 3.2.1-4 地下 18 km の S 波速度分布とヘリウム同位体比の分布

S 波の低速度域と低比抵抗体の分布域は整合的である。また、低速度域の温泉ガスのヘリウム同位体比は高い値を示し、マントル起源物質の寄与が大きいことを意味する。

引用文献

- 1) 原子力委員会(1997)：“高レベル放射性廃棄物の地層処分研究開発等の今後の進め方について”，41p.
- 2) 原子力安全委員会(2002)：“高レベル放射性廃棄物処分の概要調査地区選定段階において考慮すべき環境要件について”，21p.
- 3) 梅田浩司, 林 信太郎, 伴 雅雄, 佐々木 実, 大場 司, 赤石和幸(1999)：“東北日本, 火山フロント付近の 2.0Ma 以降の火山活動とテクトニクスの推移”，火山, 44, pp.233–249.
- 4) Tatsumi, Y. (1989) : “Migration of fluid phases and genesis of basalt magmas in subduction zones”, *Journal of Geophysical Research*, 94, pp.4697–4707.
- 5) Zhao, D., A. Hasegawa, and S. Horiuchi (1992) : “Tomographic imaging of P and S wave velocity structure beneath northeastern Japan”, *Journal of Geophysical Research*, 97, pp.19909–19928.
- 6) 兼岡一郎, 井田善明編(1997)：“火山とマグマ”，東京大学出版会, 240p.
- 7) Nakajima, J., T. Matsuzawa, A. Hasegawa, and D. Zhao (2001) : “Three-dimensional structure of Vp, Vs, and Vp/Vs beneath the northeastern Japan arc: Implications for arc magmatism and fluids”, *Journal of Geophysical Research*, 106, pp.21843–21857.
- 8) Tsumura, N., S. Matsumoto, S. Horiuchi, and A. Hasegawa (2000) : “Three-dimensional attenuation structure beneath the northeastern Japan arc estimated from spectra of small earthquake”, *Tectonophysics*, 319, pp.241–260.
- 9) Aizawa, K., R. Yoshimura, and N. Oshiman (2004) : “Splitting of the Philippine Sea Plate and a magma chamber beneath Mt. Fuji”, *Geophysical Research Letters*, 31, doi:10.1029/2004GL019477.
- 10) 矢野雄策, 田中明子, 高橋正明, 大久保泰邦, 笹田政克, 梅田浩司, 中司 昇(1999)：“300 万分の 1 日本列島地温勾配図”，地質調査所.
- 11) Ito, K. (1990) : “Regional variations of the cutoff depth of seismicity in the crust and their relation to heat flow and large inland-earthquakes”, *Journal of Physics of the Earth*, 38, pp.223–250.
- 12) 堀 修一郎, 海野徳仁, 河野俊夫, 長谷川 昭(2004)：“東北日本弧の地殻内 S 波反射面の分布”，地震 第 2 輯, 56, pp.435–446.
- 13) 浅野陽一, 海野徳仁, 中村綾子, 岡田知己, 堀 修一郎, 河野俊夫, 仁田交市, 佐藤俊也, 長谷川 昭, 小菅正裕, 長谷見晶子(1999)：“DAT アレイ地震観測による奥羽脊梁山地およびその周辺域における地震波散乱体分布の推定”，地震 第 2 輯, 52, pp.379–394.
- 14) 西 潔, 石原和弘, 加茂幸介, 小野博尉, 森 濟(1995)：“GPS 測量による雲仙火山のマグマ溜りの推定”，火山, 40, pp.43–51.
- 15) Aki, K. and W. H. K. Lee (1976) : “Determination of three-dimensional velocity anomalies under a seismic array using first P arrival times from local earthquakes 1. A homogeneous initial model”, *Journal of Geophysical Research*, 81, pp.4381–4399.
- 16) O’Connell, R. J. and B. Budiansky (1976) : “Seismic velocities in dry and saturated cracked solids”, *Journal of Geophysical Research*, 79, pp.5412–5426.

- 17) Nakajima, J. and A. Hasegawa (2003) : “Tomographic imaging of seismic velocity structure in and around the Onikobe volcanic area, northeastern Japan: implications for fluid distribution”, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 127, pp.1–18.
- 18) 小原一成 (2001) : “最近の地震観測網整備について”, 自然災害科学, 19, pp.397–402.
- 19) Mitsuhashi, Y., Y. Ogawa, M. Mishina, T. Kono, T. Yokokura, and T. Uchida (2001) : “Electromagnetic heterogeneity of the seismogenic region of 1962 M6.5 Northern Miyagi Earthquake, northeastern Japan”, *Geophysical Research Letters*, 28, pp.4371–4374.
- 20) 長尾大道, 中島崇裕, 熊澤峰夫, 國友孝洋 (2004) : “最適重みつきスタッキング法による最大 S/N 比を持つアクロス伝達関数の取得”, 月刊地球号外, 47, pp.53–60.
- 21) 根木健之, 松尾公一, 横井浩一, 浅森浩一, 津久井朗太, 新里忠史, 梅田浩司 (2005) : “MT 法データの信頼性評価に関する一考察”, 物理探査学会学術講演会講演論文集, 112, pp.223–226.
- 22) 根木健之, 梅田浩司, 浅森浩一 (2007a) : “MT 法スペクトル・データの効果的なスタッキング方法”, 物理探査学会学術講演会論文集, 116, pp.176–179.
- 23) 根木健之, 梅田浩司, 松尾公一, 浅森浩一 (2007b) : “MT 法データのロバスト・スムージング手法の開発とスタッキングへの応用”, 物理探査学会学術講演会論文集, 117, pp.195–198.
- 24) 根木健之, 梅田浩司, 浅森浩一, 松尾公一 (2010) : “地磁気地電流法における観測データの処理方法及び装置”, 特許第 4512790 号.
- 25) Zhao, D., H. Tani, and O. P. Mishra (2004) : “Crustal heterogeneity in the 2000 western Tottori earthquake region: effect of fluids from slab dehydration”, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 145, pp.161–177.
- 26) Sasaki, Y. (2004) : “Three-dimensional inversion of static-shifted magnetotelluric data”, *Earth Planets Space*, 56, pp.239–248.
- 27) Ogawa, Y. and T. Uchida (1996) : “A two-dimensional magnetotelluric inversion assuming Gaussian static shift”, *Geophysical Journal International*, 126, pp.69–76.
- 28) Hasegawa, A. and A. Yamamoto (1994) : “Deep, low-frequency microearthquakes in or around seismic low-velocity zones beneath active volcanoes in northeastern Japan”, *Tectonophysics*, 233, pp.233–252.
- 29) Groom, R. W. and R. C. Bailey (1989) : “Decomposition of magnetotelluric impedance tensors in the presence of local three-dimensional galvanic distortions”, *Journal of Geophysical Research*, 94, pp.1913–1925.
- 30) 金原啓司 (1992) : “日本温泉・鉱泉分布図及び一覧”, 地質調査所.
- 31) Sano, Y., Y. Nakamura, H. Wakita, A. Urabe, and T. Tominaga (1984) : “Helium-3 emission related to volcanic activity”, *Science*, 224, pp.150–151.
- 32) Umeda, K., K. Asamori, T. Negi, and Y. Ogawa (2006) : “Magnetotelluric imaging of crustal magma storage beneath the Mesozoic crystalline mountains in a nonvolcanic region, northeast Japan”, *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 7, Q08005, doi:10.1029/2006GC001247.

### 3.2.2 構造運動による熱水活動に関する調査技術

#### (1) はじめに

地層処分システムの安全評価において考慮すべき天然現象として、「第2次取りまとめ」以降、新たに「構造運動に伴う熱水活動(非火山地帯の熱水活動)」の重要性が指摘されている。これは、火山・マグマ活動に伴う熱水活動と同様に、構造運動に伴う熱水活動が水温や水質の変化を惹起し、水文学・水文地質学的変化を誘発すると考えられることから、高レベル放射性廃棄物処分の安全規制に必要な研究課題として位置付けられたものである。本研究分野の研究成果については、処分場の安全評価の段階で特に必要となるが、立地選定段階での研究成果の必要性も踏まえ、現段階から中長期的視野に立って着実に研究を進めていく必要があるとされている。また、現状では場所、影響の範囲がほとんど不明であることから、研究を特に促進する必要があるとの指摘がなされている(総合資源エネルギー調査会原子力安全・保安部会, 2003<sup>1)</sup>)。構造運動に伴う熱水活動の生じる場所や影響の範囲を検討する上で、これらの熱水活動のメカニズムを把握することが不可欠であるが、大学などの基礎研究の分野においても研究事例が少なく、不明な点が多い。これらの現象をシナリオなどにどのように取り込むかを検討する際の科学的知見を得るため、本研究では、非火山地帯で高温の温泉の湧出が見られる地域を事例として、3.2.1 地下深部のマグマ・高温流体などの調査技術で述べた地質、地球物理、地球化学などの総合的な調査を行い、得られるデータの解釈を通じて、非火山地帯の熱水活動のメカニズムについて検討し、その成因を含めた概念モデルを提示することを目的とする。また、構造運動による熱水活動が最近になって生じた特異な現象であるか、現在のテクトニクスの枠組みで生じた数百万年以上の長期的な現象であるかといった情報は、サイト選定や安全評価にとっても重要となる。そのため、これまで火山地帯での熱水活動の調査技術として用いてきた熱年代学的アプローチの適用性についても併せて検討を行った。

#### (2) 当該分野に係る科学的・技術的背景

熱水活動のメカニズムを検討する上で、対象地域の地下深部に熱水活動の熱源となり得るマグマや高温流体などの存在の有無を推定することが不可欠である。この推定を行うためには、3.2.1 で述べた地震波トモグラフィ法や MT 法を適用するとともに、地球化学的手法の一つであるヘリウム同位体比の調査を併せて行うことが有効である。これらの調査結果を総合的に評価することで、推定結果の妥当性や信頼性が向上すると考えられる。これらの手法により、対象地域の地下深部にマグマや高温流体などが認められる場合には、その熱源と熱水活動との関連を検討する必要がある。熱源と熱水活動の関連を検討する手法としては、熱水活動時期の推定や流体の起源の推定などが挙げられる。一方で、対象地域の地下深部に明瞭なマグマや高温流体などが認められない場合には、流体の起源の推定を行ったうえで、放射性核種の崩壊熱や地下深部からの選択的移行経路の存在など考えられる要因をもとにモデル化を行い、熱流量などの観測値との比較により、そのモデルの妥当性を検討する。

また、このような現象が最近になって出現したのか、ネオテクトニクスの枠組みで長期的に継続した現象であるかを明らかにすることは、地層処分の観点から特に重要となる。そのため、熱水活動が開始した年代を特定することが不可欠となる。熱水活動時期の推定には、熱水変質を受けた岩石や熱水活動によって生成した鉱物を対象に年代測定を実施する。閉鎖温度・リセット温度が既知の年代測定手法を組み合わせて行うことで、対象岩石の被った熱履歴を推定することができる。熱水変質を受けた岩石の年代測定には、フィッシュン・トラック(FT)法、ウラン・トリウム・ヘリウム(U-Th)/He法(5.1章参照)、熱ルミネッセンス(TL)法や電子スピン共鳴(ESR)法などを適用し、岩石が熱水変質を受けた時期を推定する。FT法及び(U-Th)/He法はいずれもジルコン・アパタイトを対象としており、両者を組み合わせることで、70°C程度から240°C程度までの低温の熱履歴を把握することが可能である。熱水活動によって生成した鉱物の年代測定には、カリウム・アルゴン(K-Ar)法やアルゴン・アルゴン(Ar-Ar)法などを適用し、鉱物の

生成時期を推定する。

熱水の起源の推定については、ヘリウム同位体比によるマントル由来物質の寄与の有無の確認のほか、温泉水の安定同位体比の検討や流体包有物を対象とした調査が有効である。例えば、酸素・水素同位体比から天水起源の流体とマグマ水起源の流体を識別することが可能である。また、熱水活動によって生成した鉱物中に見られる流体包有物には、鉱物が生成した際の流体が捕獲されているもの(初生包有物)があるため、これらを分析することで、鉱物を生成した際の流体の性質が推定できるとともに、その起源についても検討することができる。鉱床学分野では、流体包有物の均質化温度・塩濃度の測定による流体の起源の推定や熱水活動のステージの識別が行われている。

### (3) 実施内容・結果

#### 1) 総合的な調査技術による非火山地帯の熱水活動のメカニズムの解明

我が国には、常磐地域、能登半島、新潟平野、紀伊半島など非火山地帯にもかかわらず高温の温泉が湧出している地域がいくつか存在する(産業技術総合研究所, 2004<sup>2)</sup>)。これらの熱水活動のメカニズムについては、プレートの沈み込みなどに伴う何らかの構造運動が関与していると考えられているが、その詳細ははまだ明らかにされていない。今回、能登半島及び紀伊半島を事例に、地殻から上部マントルまでの比抵抗構造解析及び温泉ガスのヘリウム同位体比の分析などを行い、熱水活動を引き起こす熱源の推定を試みた。

能登半島の広域的な地温勾配は、我が国の非火山地帯の平均値である 30°C/km に比べて 20°C/km 以上高く、和倉(95°C)、栄和(60°C)などの高温泉も多く存在する(産業技術総合研究所, 2005<sup>3)</sup>)。能登半島の温泉は、主に第四紀以降に活動した半島北縁部及び中部の北東-南西方向に伸びる断層・褶曲帯周辺に分布する。本研究では、これらの熱水活動の原因を特定するため、半島全体にわたって温泉ガスの採取を行い、その中に含まれるヘリウム同位体を測定して広域的なヘリウム同位体比の分布を明らかにするとともに、MT 法による比抵抗構造の推定を行った。なお、地震波速度構造については、半島の形状により観測点が制限され、十分な分解能で解析を行うことが困難であることから、地震波トモグラフィ法の適用は行わなかった。

能登半島の地下深部の比抵抗構造については、通常行われる二次元解析では周囲の海域の影響を受けるため適切な解析を行うことが困難であるが、三次元のインバージョン解析(Sasaki, 2004<sup>4)</sup>)を行うことにより、地下 40 km までの構造を推定することができた(図 3.2.2-1; Umeda *et al.*, 2009<sup>5)</sup>)。それによると、地表から地下約 2 km までは新第三系に相当する低比抵抗層が分布している。それ以深は 1,000 Ωm 以上の高比抵抗となっており、この高比抵抗の分布は基盤の船津花崗岩と対比できると考えられる。また、温泉ガスのヘリウム同位体比(図 3.2.2-2; Umeda *et al.*, 2009<sup>5)</sup>)は、ほとんどの温泉で大気と同程度あるいはそれ以下の値を示すことから、伏在的な火成活動やスラブ起源の流体の上昇などに由来するようなマントル起源物質の寄与は小さいものと考えられる。

また、この地域の温泉ガスは、ヘリウムの濃度が極めて高い値(～0.4 vol.%)を示すことや、船津花崗岩に放射性鉱物を含むペグマタイトも認められることなどから、基盤岩はウラン、トリウム、カリウムなどの放射性元素に富んでいることが示唆される。このことは、基盤岩の放射壊変により  $\alpha$  粒子、すなわち  $^4\text{He}$  が供給されることにより、ヘリウムの濃度が高く、同位体比が低いといったこの地域の傾向と調和的である。放射壊変では崩壊熱が生じることから、基盤岩に由来する崩壊熱がこの地域の熱水活動を引き起こす可能性を検討するため、花崗岩中のウラン、トリウム、カリウム濃度から放射壊変による発熱量を計算し、一次元熱モデルによって地殻熱流量を算定した。船津花崗岩の組成の文献値(石原, 2005<sup>6)</sup>)を基にウラン、トリウム、カリウムの平均濃度をそれぞれ 6 ppm, 30 ppm 及び 6.5%と仮定し、平均密度を 2,950 kg/m<sup>3</sup> (Turcotte and Schubert, 1982<sup>7)</sup>)とした場合、発熱量は 4.0  $\mu\text{W}/\text{m}^3$ と計算される。この値を上部地殻の発熱量として上部地殻の厚さを 20 km, 下部地殻の発熱量を 1.0  $\mu\text{W}/\text{m}^3$  (Waples, 2001<sup>8)</sup>)、下部地殻の厚さを

15 km, リソスフェアの熱流量を  $1.0 \text{ mW/m}^2$ , アセノスフェアの熱流量を  $30 \text{ mW/m}^2$  とすると, 計算される熱流量は  $120 \text{ mW/m}^2$  となる。一方で, この地域で観測されている熱流量は  $51 \sim 186 \text{ mW/m}^2$  (平均で  $95.0 \text{ mW/m}^2$ ) であり (Kono and Kobayashi, 1971<sup>9)</sup>), 算定された地殻熱流量は観測値とも整合的であった。以上のことから, 能登半島の高温泉の成因となる熱水活動は, 基盤岩に由来する崩壊熱によって温められた流体が活構造帯に規制され, 局所的に上昇したものと考えられる (図 3.2.2-3; Umeda *et al.*, 2009<sup>5)</sup>)。

## 2) スラブ由来の高温流体の上昇の開始時期の推定

紀伊半島にも湯の峰 ( $92^\circ\text{C}$ ), 白浜 ( $78^\circ\text{C}$ ) などといった, 火山フロントの前弧域としては特異な高温泉が存在する (産業技術総合研究所, 2005<sup>3)</sup>)。また, これらの温泉ガスのヘリウム同位体比は, 火山ガスの値に匹敵する高い値を示すことから, 半島の地下深部にはマグマが存在し, 将来, 火山活動が生じる可能性も指摘されていた。しかしながら, 最近の研究によると, 1) 地下  $20 \sim 30 \text{ km}$  付近には低比抵抗体が存在すること, 2) 低比抵抗体の下限では低周波微動が活発であること, 3) 低周波微動が発生している地域のヘリウム同位体比が著しく高い値を示す (図 3.2.2-4) ことなどから, これらの地域の熱水活動は, フィリピン海スラブから脱水した高温流体が関与しているものと考えられる (図 3.2.2-5) (Umeda *et al.*, 2006<sup>10)</sup>; Umeda *et al.*, 2007a<sup>11)</sup>)。さらに, 温泉井から取得された温度プロファイルから計算した移流熱流束 (流体の上昇速度を反映) とその温泉のヘリウム同位体比には相関が認められることから (図 3.2.2-6), マントル起源のヘリウムは, 流体の移流に支配されていることが示唆された (Umeda *et al.*, 2007b<sup>12)</sup>)。

今回, これらの高温流体がスラブから上昇を始めた時期を推定するため, ジルコンとアパタイトのフィッショントラック年代 (FT 年代) を用いた熱年代学的アプローチによる検討を行った。NEDO(1993)<sup>13)</sup>によると, この地域の変質帯中から採取した石英の熱ルミネッセンス年代 (TL 年代) から, これらの地域の  $100^\circ\text{C}$  程度の熱水活動は, 数万年から数十万年まで活動がさかのぼれると考えられていた。しかしながら, TL 年代は, 閉鎖温度が低いことや適用年代が数千年から  $100$  万年程度である (高島, 1995<sup>14)</sup>) ことから, これらの熱水活動が更新世前期には生じていたか否かは判断できない。そのため, より閉鎖温度が高く, 古い時代の年代の評価が可能な FT 法の適用を試みるため, 温泉周辺で熱水変質を生じている堆積岩に含まれるジルコンとアパタイトの FT 年代を測定した。その結果, ジルコンの FT 年代 (閉鎖温度:  $200 \pm 30^\circ\text{C}$ ) は  $50 \sim 80 \text{ Ma}$  (Ma: 百万年前) を示し, アパタイトの年代 (閉鎖温度:  $130 \pm 30^\circ\text{C}$ ) については,  $2 \sim 6 \text{ Ma}$  を示した (図 3.2.2-7)。ジルコンの FT 年代については, 堆積岩の堆積時またはそれ以前の年代を示していることから, 堆積岩を構成する岩石片や火山灰などの給源物質の生成年代を示すと考えられる。一方, アパタイトの FT 年代は, 変質を被っていない地域の値 ( $10 \text{ Ma}$  前後) に比べて著しい若返りを生じている (花室ほか, 2008a<sup>15)</sup>)。また, 高温泉付近の変質岩中の流体包有物と温泉ガスのヘリウム・ネオン同位体比を比較した結果, 同様の値を示すことから,  $2 \sim 6 \text{ Ma}$  の高温泉付近で見られる熱水活動と現在の高温泉の活動が一連の活動であることが示唆された (花室ほか, 2008b<sup>14)</sup>)。これらのことから, 現在生じている熱水活動は  $200^\circ\text{C}$  程度の低温の活動であり, 開始時期は  $600$  万年前頃までさかのぼる可能性が考えられる。この年代は, フィリピン海プレートが沈み込みを開始した時期と調和的であり, これらの熱水活動は, ネオテクトニクスの枠組みで生じている長期的な現象であることを示唆する (花室ほか, 2008a<sup>13)</sup>; Umeda *et al.*, 2007c<sup>15)</sup>)。

## (4) 主な成果と反映先

非火山地帯の熱水活動の存在については, 従来から認識されていたものの, 地熱開発としてのポテンシャルが小さいため, 経済性の側面からも成因に関する基礎研究が十分に行われてこなかった。本研究は, 地質学, 地球物理学, 地球化学による学際的なアプローチによって, 非火山性の熱水活動のメカニズムに取り組んだ国内では唯一の研究である。非火山地帯の熱水活動のメカニズムは上述の放射性核種の崩壊熱に由来すると考えられるもの (能登半島の事例) と深部流体に由来すると考えられるもの (紀

伊半島の事例)など、多様であると考えられる。これらは、火山地帯のものに比べて低温であること、数百万年のオーダーで継続して活動しているといった特徴を有しており、これらの科学的知見はサイト選定や安全評価に重要な情報である。特に、紀伊半島の事例は、サイト選定の大前提である「火山フロントの前弧域では、火成活動が生じない」といった従来の火山学の認識を再確認した点では意義が大きい。これらは、地層処分の長期的な安全性を示す論拠(セーフティケース)の構築に寄与することができる。

(花室孝広, 梅田浩司)

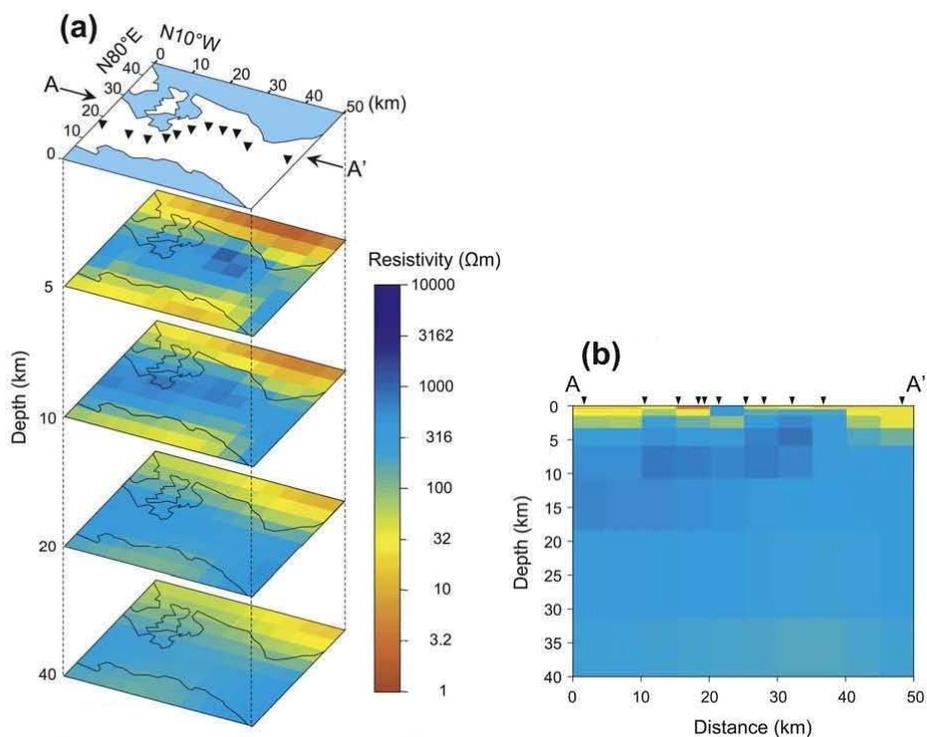


図 3.2.2-1 能登半島の三次元比抵抗構造分布

地表付近ではやや低比抵抗な領域が見られるが、深部では一様に高比抵抗である。この傾向は本地域の地質と調和的である。

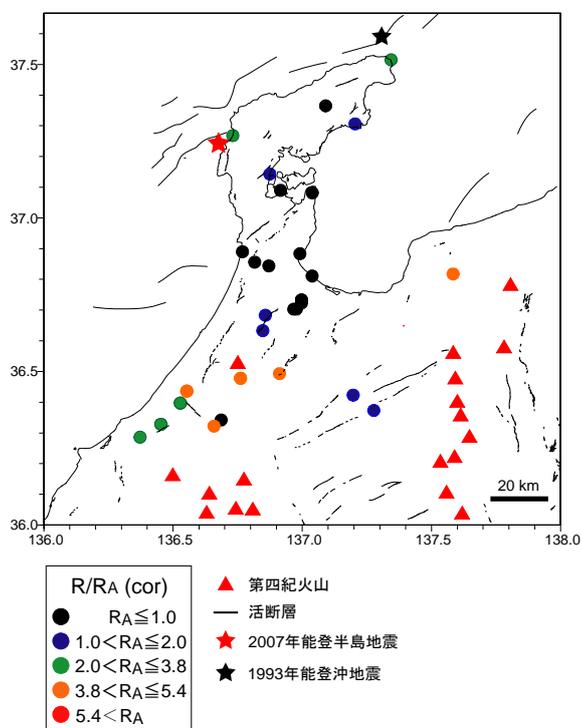


図 3.2.2-2 能登半島のヘリウム同位体比分布

図中の  $R/R_A$  は大気の数値を1としたときのヘリウム同位体比を示す。能登半島では、ヘリウム同位体比が大気の数値と同程度か低い傾向がある。一方、2007年能登半島地震の震源域のヘリウム同位体比は高い値を示す。

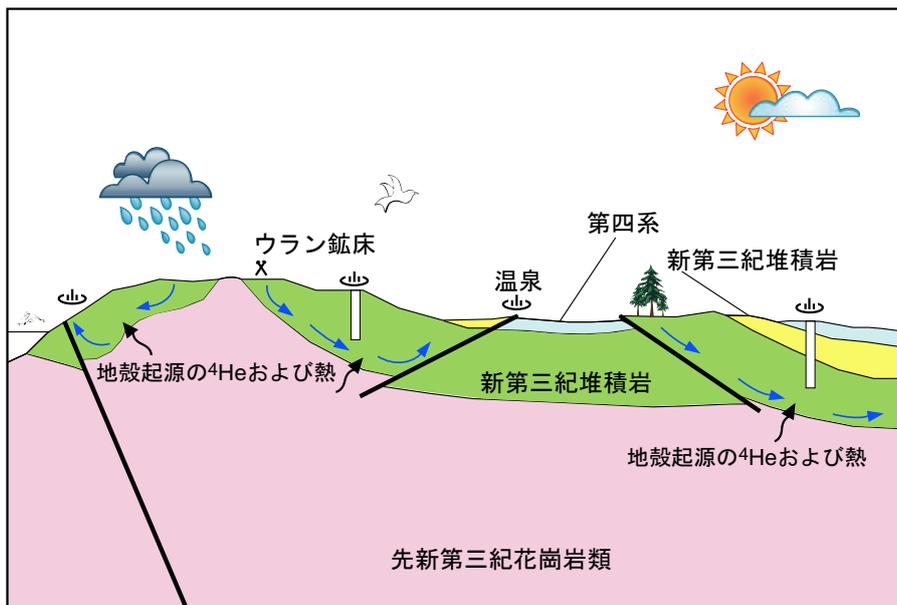


図 3.2.2-3 能登半島の熱水活動の概念モデル

基盤岩の崩壊熱で温められた流体が活構造に規制されて地表に上昇する。一方、2007 年能登半島地震の震源域のヘリウム同位体比は高い値を示すことから、震源断層を通じたマントル起源のヘリウムが寄与している可能性がある。

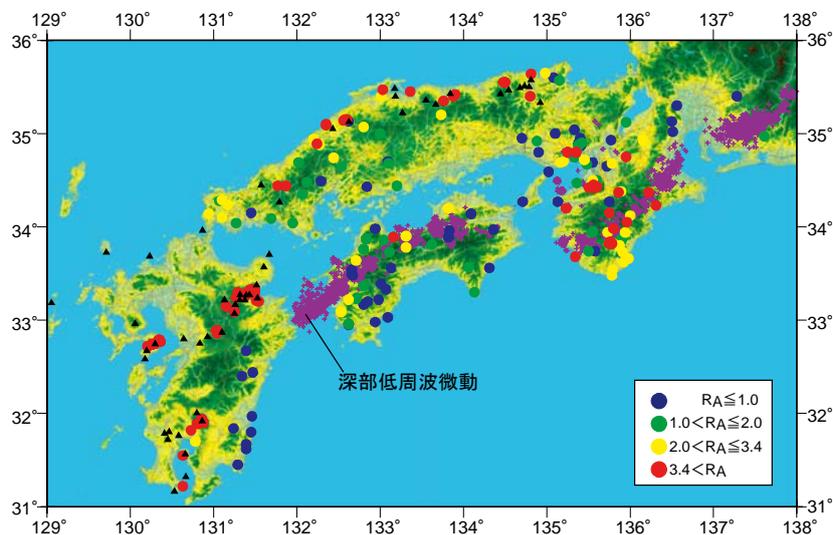


図 3.2.2-4 西南日本のヘリウム同位体比分布

紀伊半島南部地域には火山地域に匹敵する高いヘリウム同位体比を示す地域が存在する。

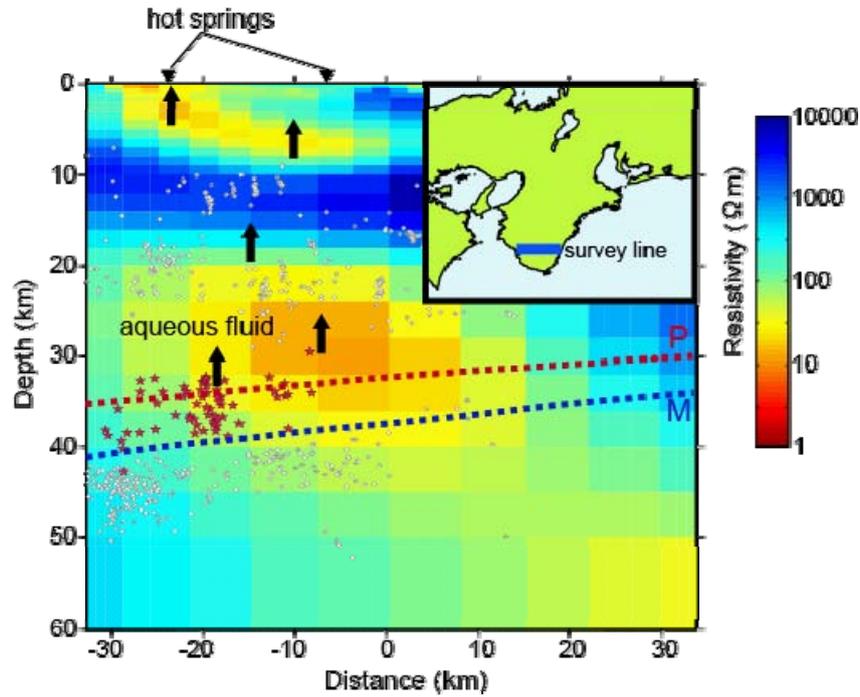


図 3.2.2-5 紀伊半島の二次元比抵抗構造断面

○は地殻内地震, ★は低周波微動を示す。この地域の低周波微動は、スラブから脱水した流体の移動によって発生していると考えられており、低比抵抗体は、流体の分布を反映していると考えられる。

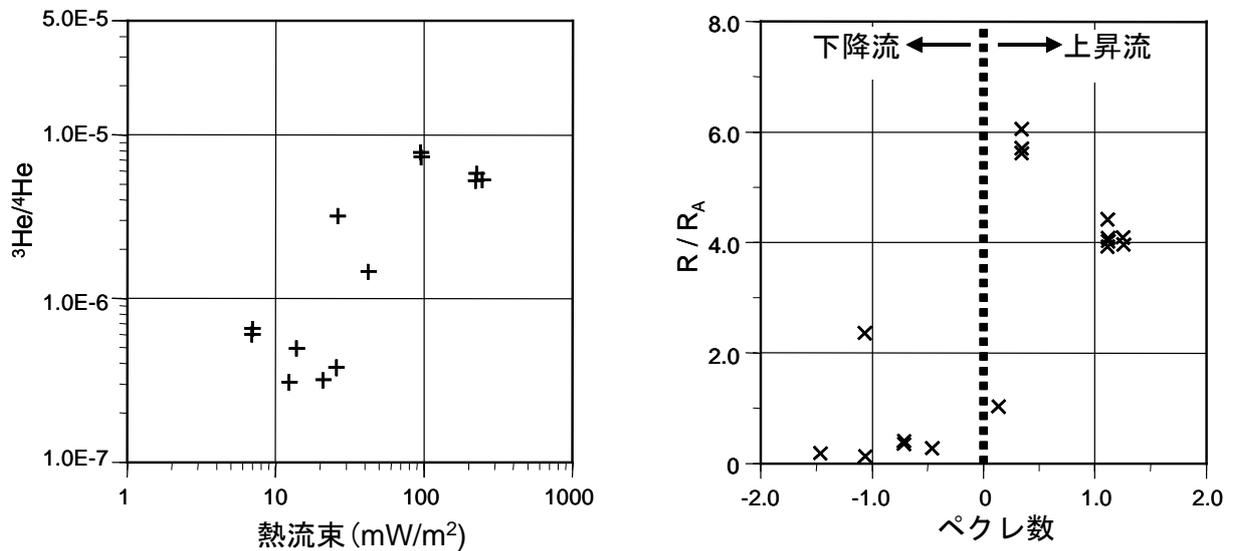


図 3.2.2-6 紀伊半島におけるヘリウム同位体比と熱流束及びペクレ数の比較

熱流束はヘリウム同位体比が高いほど高くなる傾向にある。また、高いヘリウム同位体比を示す場所ではペクレ数が正値を示す傾向にあり、上昇流により高いヘリウム同位体比を持つ流体がもたらされていることを示唆する。

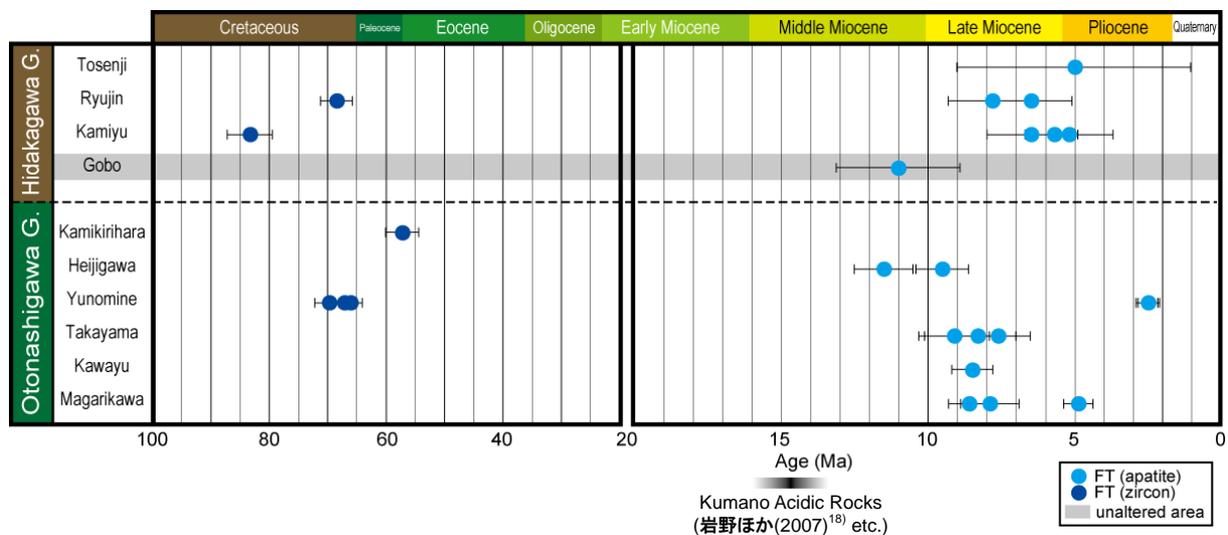


図 3.2.2-7 紀伊半島(本宮地域及び十津川地域)における FT 年代測定結果

ジルコンの FT 年代はおおむね 50~80 Ma を示す。それぞれの堆積層準の堆積年代と比較して、堆積年代と同程度またはそれよりも古い年代値を示していることから、ジルコン FT 年代は、堆積後のリセットがなく、その生成時の年代を保持していると考えられる。アパタイトの FT 年代は 10 Ma 前後及び 2~6 Ma を示している。前者は、変質を被っていない試料が含まれることから、堆積後の埋没による地温上昇に伴うリセットと考えられる。後者については明らかに前者よりも若い年代を示していることから、埋没によるリセット以降に生じた低温の熱水活動時期を反映していると考えられる。

引用文献

- 1) 総合資源エネルギー調査会原子力安全・保安部会(2003):“廃棄物安全小委員会報告書—高レベル放射性廃棄物処分の安全規制に係る基盤確保に向けて—”, 108p.
- 2) 産業技術総合研究所(2004):“日本列島及びその周辺域の地温勾配及び地殻熱流量データベース”, 産業技術総合研究所地質調査総合センター 数値地質図 P-5(CD-ROM).
- 3) 産業技術総合研究所(2005):“日本温泉・鉱泉分布図及び一覧(第2版)”, 産業技術総合研究所地質調査総合センター 数値地質図 GT-2(CD-ROM).
- 4) Sasaki, Y. (2004): “Three-dimensional inversion of static-shifted magnetotelluric data”, *Earth Planets Space*, 56, pp.239–248.
- 5) Umeda, K., A. Ninomiya, and T. Negi (2009): “Heat source for an amagmatic hydrothermal system, Noto Peninsula, Central Japan”, *Journal of Geophysical Research*, 114, B01202, doi:10.1029/2008JB005812.
- 6) 石原舜三(2005):“中部地方, 飛騨帯花崗岩類の起源物質の多様性”, 地質調査研究報告, 56, pp.117–126.
- 7) Turcotte, D. L. and G. Schubert (1982): “Geodynamics, Application of Continuum Mechanics to Geological Problems”, John Wiley, New York, 450p.
- 8) Waples, D. W. (2001): “A new model for heat flow in extensional basins: Radiogenic heat, asthenospheric heat, and the McKenzie model”, *Natural Resources Research*, 10, pp.227–238.
- 9) Kono, Y. and Y. Kobayashi (1971): “Terrestrial heat flow in Hokuriku district, central Japan”, *The Science Reports of the Kanazawa University*, 16, pp.61–72.
- 10) Umeda, K., Y. Ogawa, K. Asamori, and T. Negi (2006): “Aqueous fluids derived from a subducting slab: Observed high <sup>3</sup>He emanation and conductive anomaly in a non-volcanic region, Kii Peninsula southwest Japan”, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 149, pp.47–61.
- 11) Umeda, K., G. F. McCrann, and A. Ninomiya (2007a): “Helium isotopes as geochemical indicators of a serpentinized fore-arc mantle wedge”, *Journal of Geophysical Research*, 112, B10206, doi:10.1029/2007JB005031.
- 12) Umeda, K., Y. Sakagawa, A. Ninomiya, and K. Asamori (2007b): “Relationship between helium isotopes and heat flux from hot springs in a non-volcanic region, Kii Peninsula, southwest Japan”, *Geophysical Research Letters*, 34, L05310, doi:10.1029/2006GL028975.
- 13) NEDO(1993):“地熱開発促進調査報告書 No. 37 本宮地域”, 新エネルギー・産業技術総合開発機構, 885p.
- 14) 高島 勲(1995):“熱ルミネッセンス年代測定”, 第四紀研究, 34, pp.209–220.
- 15) 花室孝広, 梅田浩司, 高島 勲, 根岸義光(2008a):“紀伊半島南部, 本宮および十津川地域の温泉周辺の熱水活動史”, 岩石鉱物科学, 37, pp.27–38.

- 16) 花室孝広, 梅田浩司, 前田勝彦(2008b):“流体包有物データから推定される紀伊半島南部地域の熱水流体の起源”, 日本鉱物科学会 2008 年大会要旨集, R3-07.
- 17) Umeda, K., T. Hanamuro, K. Yamada, Y. Negishi, H. Iwano, and T. Danhara (2007c) : “Thermochronology of non-volcanic hydrothermal activity in the Kii Peninsula, Southwest Japan: Evidence from fission track dating and helium isotopes in paleo-hydrothermal fluids”, *Radiation Measurements*, 42, pp.1647–1654.
- 18) 岩野英樹, 檀原 徹, 星 博幸, 川上 裕, 角井朝昭, 新正裕尚, 和田穰隆(2007):“ジルコンのフィッション・トラック年代と特徴からみた室生火砕流堆積物と熊野酸性岩類の同時性と類似性”, 地質学雑誌, 113(7), pp.326–339.

### 3.3 隆起・侵食／気候・海水準変動に関する研究

#### 3.3.1 河成段丘を用いた内陸部の隆起量の推定技術

##### (1) はじめに

隆起・侵食は、沈降・堆積とは逆に、処分施設の深度を減少させる自然現象である。この隆起・侵食量が文献から明らかでない場合は、概要調査あるいはそれ以降の調査において、隆起・侵食の進行に伴って処分施設及び廃棄体が地表近くに接近する可能性の有無を検討する必要がある(原子力安全委員会、2002<sup>1)</sup>)。また、隆起・侵食に伴って、処分場の深度や地形の起伏などが変化することで、地下水の流動・水質、岩盤の地圧・地温の変化などの影響が想定される(原子力安全委員会、2000<sup>2)</sup>)。このように、隆起・侵食が地層処分システムに及ぼす影響としては、処分場の地表への接近と地下水流動などの地質環境の変化などが考えられ、サイト選定や安全評価などに際して十分に留意する必要がある。隆起・侵食は、日本全国のどこでも生じている自然現象であることから、概要調査などにおいては隆起・侵食の有無の把握ではなく、その量や速度の把握が重要となる。地層処分において重要となる数万年～数十万年程度の隆起については、一般的に段丘の比高と形成年代からその量が見積もられる。一方、侵食については、面的な侵食速度は第四紀の隆起速度と相関が高く(藤原ほか、1999<sup>3)</sup>)、また線的な侵食(河川による下刻)速度は十万年オーダーでは隆起速度と近い値となることが確認されている(核燃料サイクル開発機構、1999<sup>4)</sup>)。これらのことから、概要調査などにおいては、隆起量をあらかじめ評価することが特に重要であり、その調査技術の整備が不可欠である。ここでは、隆起量の調査技術の概要を示した後、内陸部における数万年～数十万年程度の隆起量の把握に適している河成段丘を用いた手法の信頼性確保に関する研究成果について示す。

##### (2) 当該分野に係る科学的・技術的背景

隆起量の推定手法には、測地学的手法、地質学的手法、地形学的手法がある(核燃料サイクル開発機構、1999<sup>4)</sup>)。測地学的手法では、水準測量、GPS 観測などの測地データや検潮データの時間変化を利用して隆起量を算出する(例えば、村上・小沢、2004<sup>5)</sup>)。これらの手法は、精度は良いが、使用可能なデータが数年～百年程度と短い。地質学的手法には、深成岩の形成深度、堆積物の古水深を用いて隆起量を推定する方法がある。深成岩を用いた手法では、岩体や鉱物などの形成深度及び形成年代と測定試料の現在の標高から、岩体や鉱物が形成されてから現在までの隆起量を推定することができる(例えば、原山、1994<sup>6)</sup>; Bando *et al.*, 2003<sup>7)</sup>; 末岡ほか、2010<sup>8)</sup>)。この手法では、年代測定手法の制約から百万年以上のオーダーの隆起が対象となる。堆積物を用いた手法では、堆積物の層相や産出される化石から堆積や生息当時の水深を明らかにし、その水深と現在の標高から隆起量を推定する(例えば、藤原ほか、1996<sup>9)</sup>; 増田ほか、2001<sup>10)</sup>; 白井・阿部、2001<sup>11)</sup>)。地形学的手法では、山地・丘陵の高度、海成段丘・河成段丘の比高とこれらの地形の形成年代から隆起量や隆起速度を算出する。これらの地形が比較的広範に存在する我が国では、適用性が高い手法である。特に、段丘は以下で詳しく述べるように、地層処分において重要となる数万年～十万年程度の隆起量を推定する指標として適している。

日本の内陸部に広がる山地域では、主に小起伏面を準平原遺物と仮定して、そのうち、特に鮮新世末～更新世前期の火山岩を侵食する、あるいは同時期の堆積面に連続するとみなされた小起伏面の高度から第四紀の隆起量を推定する試みがなされてきた(第四紀地殻変動研究グループ、1968<sup>12)</sup>)。しかしこの方法は、定高性を持つ山頂の成因が、準平原遺物のほかに、同規模で発達する河谷の侵食による可能性があること(吉川、1985<sup>13)</sup>)、また山頂の小起伏面が周氷河作用によって形成される可能性があること(Sugai and Ohmori, 1999<sup>14)</sup>)及び形成年代や形成高度の推定が困難であること(米倉ほか編、

2001<sup>15)</sup>から、信頼性の高いデータとは言えない。また、丘陵については、柳田ほか(2004)<sup>16)</sup>が定量的に定義した「平頂丘陵」が、堆積面もしくは削剥面を起源とする明瞭かつ平坦な背面をもつことから、形成時期や高度の基準を持つ地形面として考えられる。しかし、こうした丘陵背面の編年はほとんど行われておらず、形成時期の特定が困難と考えられる。

海成段丘は、過去のある時期の海面高度に対応して形成される。日本の海岸地域の多くは、過去数十万年前以降に形成された海成段丘群に縁どられる(太田, 1996<sup>17)</sup>; 小池・町田編, 2001<sup>18)</sup>)。日本の海岸地域に分布する海成段丘の多くは、汎世界的な氷河性海水準変動に対応して形成されており、さらにその多くは海洋酸素同位体ステージ(MIS)の間氷期に形成されている。海成段丘の内縁をつないだ線(旧汀線)は、その海成段丘面が形成されたときの海岸線の位置を示している。したがって、現在の旧汀線の標高と、段丘形成時の海水準の現在における標高をそれぞれ求め、両者を差し引いた値が段丘形成以降現在の隆起量を表している(図 3.3.1-1)。したがって、海成段丘が形成された MIS とその当時の海水準がわかれば、段丘形成以降の隆起量を求めることができる。間氷期の年代とその時期の海面高度は、海洋酸素同位体比の変動曲線によって推定されているため、海成段丘の形成時期を MIS に対比することで、その高度からある期間の海岸付近の隆起量を求めることができる(図 3.3.1-1)。

一方、河成段丘は、気候・海水準変動に由来する規則的かつ周期的な河床変動と、速度がほぼ一定の隆起との相互作用によって形成されることが考えられる(貝塚, 1969<sup>19)</sup>)。すなわち、乾燥した氷期における、植生の減少や周氷河作用による岩屑供給の増加(平川・小野, 1974<sup>20)</sup>)及び台風や豪雨の頻度低下による河川の掃流力の低下(Sugai, 1993<sup>21)</sup>)による河川の中・上流域の堆積的な環境への変化と、温暖湿潤な間氷期における、河川の中・上流域の削剥的な環境への変化である。これにより、氷期の河床は続く間氷期に下刻されて河成段丘となり、また、間氷期と比較して、直線的な河床縦断形、礫径の減少、厚い段丘堆積物などの特徴を示すと考えられる(図 3.3.1-2)。ここで、同じ河川では、同様の気候・海水準のもとでは同様な河床縦断形が形成されることを前提にすると、同程度の寒冷・低海面期であったと考えられている MIS2 と MIS6 に形成された段丘の比高は、その期間の隆起量を表すことになる。この考え方は、吉山・柳田(1995)<sup>22)</sup>によってまとめられ、MIS2 と MIS6 に形成された段丘の比高から隆起量を推定する TT 法(Terrace to Terrace)が示された(得られた値を TT 値と呼ぶ)。また、同様に間氷期(MIS5e と MIS7)に中・上流域で形成された埋没谷底の比高から隆起量を推定する BB 法(Bottom to Bottom)も示された(得られた値を BB 値と呼ぶ)。なお、温暖期である現在の河床と MIS5e の河床の比高(BV 値: Buried Valley)は、現河床の下刻が進行中である場合に、上流部へ向かうほど TT 値と一致しなくなることが指摘されている(吉山・柳田, 1995<sup>22)</sup>)。TT 法は段丘の分布と年代が把握できれば、読図により広域的なデータ取得が可能という利点がある。一方で、BB 法は埋没谷底を露頭で確認することが一般に難しく、データの取得自体が困難である。したがって、実際に内陸部において隆起量を推定する場合には、TT 法が用いられる場合が多い(例えば、高木ほか, 2000<sup>23)</sup>; 田力, 2000<sup>24)</sup>; 田力・池田, 2005<sup>25)</sup>; 幡谷, 2005<sup>26)</sup>; 幡谷ほか, 2006<sup>27)</sup>; 植木, 2008<sup>28)</sup>)。

しかし、この TT 法が成立するためには、河成段丘の形成モデルが示すように、異なる氷期に形成された河成段丘面が同じ形状の直線的な河床縦断形を形成していなければならない(図 3.3.1-2)。このことを確認するためには、段丘の対比と編年及び両者がともに氷期に形成された段丘であることを示す特徴の確認が重要となる。特に、炭素-14(<sup>14</sup>C)年代測定法の適用範囲外となる MIS6 段丘については、編年に都合が良いテフラが分布しないと認定が困難となる(田力, 2000<sup>24)</sup>)。また、たとえテフラが認められても、段丘堆積物と被覆層について欠落部が存在したり両層の境界が明瞭でなかったりした場合には、段丘の離水年代を誤る可能性がある(幡谷, 2004<sup>29)</sup>)。これらの問題について幡谷(2005)<sup>26)</sup>や幡谷ほか(2006)<sup>27)</sup>は、段丘の形態・分布・連続性・地形層序と、段丘を構成する地質層序から想定される編年に対して、火山灰層序・数値年代データがこれを矛盾なく説明しうるかという観点で段丘対比・編年を行うことが重要であることを、宮城県の川崎盆地と新潟県の魚沼丘陵における事例研究によって示した。この

方法については、氷期の寒冷な気候を示す指標の存在も合わせて確認することで、より確度を持って段丘の対比や編年が可能になると考えられる。さらに、段丘の形成時期をより厳密に明らかにするためには、段丘堆積物とそれを覆う被覆層の識別が基本であり、その指標として、段丘堆積物の堆積末期(離水時)に形成されると考えられているフラッドローム層の認定が重要となる(幡谷ほか, 2006<sup>27)</sup>)。フラッドロームは、段丘の離水が完了せず、洪水時にのみ河川流が段丘礫層上に溢流する状態において堆積した細粒堆積物であり、テフラ起源物質を含むことがある。これに対し、風成堆積物は、段丘の離水が完了し、段丘礫層上への溢流がなくなった状態以降において風の作用により堆積したものである。こうした作用の違いを受けて、フラッドロームは風成堆積物に比べてより粗粒の物質を含み、ばらつきの大きい粒度組成となることが予想される。また、両者は帯磁率組成や鉱物組成が異なるという特徴がある(中村ほか, 2005<sup>30)</sup>)。

また、これまで TT 法の適用例及び適用可能な氷期の堆積性の河成段丘の例が多く報告されている東日本に比べ、西日本は河成段丘の分布が小規模かつ断片的であり、それは気候(豪雨頻度など)の変動幅と氷期の岩屑生産量が共に小さいためと考えられている(田力・池田, 2005<sup>25)</sup>)。そのため、これまで TT 法の適用性すなわち河成段丘の形成モデルの成立可能性について西南日本で検討した例は、植木(2008)<sup>28)</sup>を除いてほとんど見られない。

以上を踏まえて、本研究では、TT 法の前提となる河成段丘の形成モデルに適合した、氷期に形成された段丘堆積物を認定する手法を確立するため、利根川支流の鑓川流域において寒冷な気候を示す証拠の確認とフラッドロームの識別を試み、さらに西南日本への適用事例として、庄内川支流の土岐川流域に発達する河成段丘において同様の調査を行った。

### (3) 実施内容・結果

TT 法の適用においては、氷期に形成された河成段丘堆積物の認定が重要となる。この認定方法として、テフラなどによる編年に加えて、段丘の形成時期をより厳密に明らかにする際に有効なフラッドロームの認定が重要となる。さらに、上述のように氷期に形成されたことの状況証拠となる、寒冷な気候を示す花粉や植物珪酸体などの示相化石、現河床に比べて小さい礫・厚い堆積物・直線的な河床縦断形などの確認が重要となる。これらの証拠が多く揃えば氷期に形成された河成段丘堆積物の認定の信頼性が上がると考えられる。これらの証拠を実際の河川流域において確認し、氷期に形成された河成段丘堆積物であることの確度を高めることをもって TT 法の信頼性を確保する一連の手法を整備するために、TT 法の適用例が多い東北日本において河成段丘の発達する利根川支流の鑓川流域と、TT 法の適用例が少ない西南日本において河成段丘が発達する庄内川支流の土岐川流域において事例研究を実施した(田力ほか, 2007<sup>31)</sup>; 田力ほか, 2009a<sup>32)</sup>; 田力ほか, 2008<sup>33)</sup>)。

鑓川流域では、空中写真判読による段丘面分類、段丘堆積物の観察・記載、段丘面におけるボーリング掘削、段丘堆積物を覆う風成堆積物のサンプリング(5~10 cm 間隔)、多量屈折率測定地質解析法(RIPL 法; 古澤, 2004<sup>34)</sup>)を用いたテフラ編年、<sup>14</sup>C 年代測定などを総合的に解釈し、段丘堆積物の形成時期を推定した。流域には、現河床からの比高が大きく異なる河成段丘面として、低位、中位、高位の 3 面が分布する(図 3.3.1-3)。

このうち、低位面の段丘堆積物は、主に砂礫層であり、含まれる礫の大きさ(大きい方から 10 個の礫の長軸の平均値)は、現河床に分布する礫に比べて有意に小さいという特徴が認められた(図 3.3.1-4)。また、砂礫層に挟まれるシルト層中の植物片から  $17,390 \pm 60$  yBP,  $26,467 \pm 162$  yBP,  $32,590 \pm 270$  yBP の <sup>14</sup>C 年代値が得られた(図 3.3.1-5)。本堆積物から花粉化石が産出しなかったことから、花粉に比べて乾燥環境下でも保存性が良く現地性が高い植物珪酸体(杉山, 2000<sup>35)</sup>)の分析を実施し、温暖の指標となるメダケ属に着目したメダケ率(杉山, 2001<sup>36)</sup>)に基づいて古気候を推定した。その結果、低位面の段丘堆積物については、寒冷を示す低いメダケ率であった(図 3.3.1-4)。また、低位面の段丘堆積物から産

出した木片の樹種は冷涼な気候を示すトウヒ属(またはカラマツ)であった。さらに、低位面上で地震探査と重力探査を実施し、段丘堆積物の厚さと埋没谷の形状を確認した。その結果、重力探査に基づく密度構造の境界と地震探査に基づく基盤境界はおおむね同様の形状を示し、低位面下に埋没谷底の分布が認められ、その埋没谷底を覆う堆積物は、厚い部分で約 35 m に及ぶことが推定された(図 3.3.1-6)。以上の結果から、低位面の段丘堆積物は、現河床礫より有意に小さい礫から構成されること、 $^{14}\text{C}$  年代値が 2~3 万年前程度であること、寒冷を示す植物が含まれていること、埋没谷を埋める厚い堆積物が分布することから、最終氷期である MIS2 の段丘堆積物であることが高い確度を持って推定される。

中位面は、主に砂礫層から構成される 15 m 以上の厚い堆積物が分布していることが露頭から確認され、その礫径は現河床に分布する礫に比べて有意に小さい(図 3.3.1-4)。砂礫層の直上の細粒堆積物は、上位の風成火山灰層と比較して粗粒で、粒度のばらつきが大きく、帯磁率が低いという特徴(図 3.3.1-7)から、フラッドロームと考えられる。このフラッドロームの最下部から、飯縄上樽テフラ(Iz-kt, 125,000~150,000 年前; 鈴木, 2001<sup>37)</sup>)に対比されると考えられるテフラが検出された。また、植物珪酸体は、寒冷を示す低いメダケ率が得られた(図 3.3.1-5)。以上のように、現河床礫より有意に小さい礫で構成されること、フラッドロームの最下部に 125,000~150,000 年前の Iz-kt と考えられるテフラが検出されること、寒冷を示す植物が含まれていること、15 m 以上の厚い堆積物が分布することから、中位面の離水時期が MIS5/6 境界頃であり、中位面の段丘堆積物は MIS6 に堆積したことが高い確度を持って推定される。さらに、この中位面を繋いだ河床縦断形が直線的であり、1 段低位に発達する MIS2 の河床縦断形と同じ形状であることから、中位面は MIS6 の段丘面と考えられる。以上のことから、鐮川流域の少なくとも低位面と中位面は、TT 法が適用可能な河成段丘の形成モデルに適合した氷期の段丘であると判断され、低位面(MIS2)と中位面(MIS6)の比高差を 12.5 万年で除して得られる 0.2~0.4 m/ky が、鐮川流域の隆起速度となる(図 3.3.1-3)。

本研究において、フラッドローム中には Iz-Kt, 鬼界葛原テフラ(K-Tz, 95,000 年前; 町田・新井, 2003<sup>38)</sup>), 阿蘇 4 テフラ(Aso-4, 90,000~85,000 年前; 町田・新井, 2003<sup>38)</sup>)などの広域テフラが年代順に堆積していることから(図 3.3.1-7)、フラッドロームのテフラ層序も風成堆積物中のテフラと同様に、段丘編年に有効な指標であると考えられる。むしろ、欠落している例もある風成堆積物中のテフラに比べ、段丘離水前後の層準を示すフラッドローム中のテフラを用いた方が段丘の離水時期の推定に適切である。このほか、各段丘堆積物及び現河床の礫種構成を比較すると、各段丘堆積物には河川上流部を給源とする礫種の割合がより少ない特徴が認められた(図 3.3.1-4)。このことは段丘堆積時の流量が現在よりも少ないことを示唆しており、氷期に形成された段丘堆積物を認定する際の指標の一つになると考えられる。

西南日本の河成段丘の事例とした土岐川流域では、空中写真判読による段丘面分類、段丘堆積物の観察・記載、段丘面におけるボーリング掘削、段丘堆積物を覆う風成堆積物のサンプリング、RIPL 法を用いたテフラ編年、 $^{14}\text{C}$  年代測定などを総合的に解釈し、段丘面の形成時期を推定した。流域には、現河床からの比高が大きく異なる河成段丘面として、低位、中位、高位 2、高位 1 の 4 面が分布する(図 3.3.1-8)。

このうち、低位面は、露頭から層厚 15 m 以上の砂礫層から構成されることが確認され、礫層中に挟まれる腐植土から  $28,556 \pm 171$  yBP と  $26,042 \pm 152$  yBP の  $^{14}\text{C}$  年代値が得られた(図 3.3.1-9)。この腐植土から、冷涼な気候を示すトウヒ属、マツ属の花粉が多産した。以上の結果から、確度はやや低いものの、低位面の段丘堆積物は、最終氷期である MIS2 に堆積したことが推定される。

中位面は、低位面に比べて風化した砂礫層から構成され、やや赤色風化した被覆層に覆われる。中位面の段丘堆積物中には MIS6 に降灰したテフラは識別できなかったが、その被覆層の最下部から K-Tz 及び Aso-4 に同定されるテフラが検出された(図 3.3.1-9)。気候、層厚、礫径に関する証拠は得られず、氷期に形成された段丘である証拠は少ないため、確度は低いものの約 10 万年前以前の堆積物であること、やや赤色風化した堆積物は温暖な時期を経験した古い堆積物であると考えられること、中位面

を繋いだ河床縦断形が直線的であり、1段低位に発達するMIS2の河床縦断形と同じ形状であることから、中位面はMIS6に形成された段丘面であると考えられる。以上のことから、土岐川流域の低位面と中位面は、TT法が適用可能な、河成段丘の形成モデルに適合した氷期の段丘であると判断され、低位面(MIS2)と中位面(MIS6)の比高から、土岐川流域の隆起速度は0.1~0.2 m/kyと推定される(図3.3.1-8)。

鑄川流域と土岐川流域の事例研究を比較した場合、寒冷な気候と堆積環境を示す証拠が多く確認され、テフラを挟むフラッドロームが認定された鑄川流域の段丘から推定した隆起量と比較して、それらの証拠が少ない土岐川流域の隆起量はやや信頼性が低いと考えられる。

TT法の適用範囲については、異なる氷期に形成された段丘の比高が上流側に向かって著しく変化しない範囲、すなわち隆起と河成作用(下刻・堆積)の平衡が成立している範囲とする必要があり、その範囲は河床縦断形を用いて判断することが可能である(図3.3.1-3及び図3.3.1-8)。また、TT法を実施した流域において、埋没谷底間の比高(BB値)とのクロスチェックにより、隆起速度の値の信頼性を高めることが可能である。埋没谷底の形状の把握には、露頭やボーリングコアの観察に加え、本研究で実施した地震探査や重力探査、またはより簡易に実施可能な地中レーダ探査などの物理探査結果が有用である。さらには、段丘の分布と形成時期を詳細に調べることで、断層変位などで形成されるローカルな不連続を抽出することも可能である(田力ほか, 2009b<sup>39)</sup>)。

#### (4) 主な成果と反映先

TT法を適用する際は、幡谷(2005)<sup>26)</sup>や幡谷ほか(2006)<sup>27)</sup>による段丘の形態・分布・連続性・地形層序と、段丘を構成する地質層序から想定される編年に対して、火山灰層序・数値年代データが矛盾なく説明しうるかという観点で段丘対比・編年を行う必要がある。その際には、特に寒冷な気候や堆積的な環境を示す証拠の確認とフラッドロームの識別を行うことでTT法の信頼性をより確保できると考えられる。本研究では、鑄川流域と土岐川流域の河成段丘堆積物について、①テフラと<sup>14</sup>C年代による編年、②フラッドロームの認定、③花粉や植物珪酸体などによる気候の推定、④現河床に比べて小さい礫・厚い堆積物・直線的な河床縦断形の確認などの手法を適用した。以上の手法により高い確度で推定された段丘を使用し、さらに適用範囲を河床縦断形などに基づいて設定すれば、TT法は概要調査などで必要な内陸域における数万年~数十万年程度の隆起量の把握に有効であると考えられる。ただし、河成段丘の発達がほとんどみられず、TT法の適用が困難な場合(山間部や西南日本に多い)において、適用可能な隆起速度の推定手法の開発が必要である。内陸部の河川においては、下刻して谷を作りながら蛇行(穿入蛇行)している場合がある。こうした穿入蛇行区間は、側方侵食などが進むことで生じる流路の短絡により離水し、半環状の旧河谷(穿入蛇行跡)となることがある。この穿入蛇行跡は、河川が山地を下刻する過程の一時点に形成されるものであるため、河川の下刻と隆起がつりあった平衡状態を仮定すると、その高度は形成以降の下刻量及び隆起量を示すと考えられるため、特に、河成段丘が分布しない地域では、内陸部の隆起量を推定する数少ない指標の一つとなる可能性がある。

また、本研究で得られた経験やノウハウといった知識については、調査の手順や調査の際の意思決定に関するフローを構築し、隆起量・隆起速度を算出する一連の作業を支援するエキスパートシステムとしてまとめられている(道家ほか, 2010<sup>40)</sup>)。

(安江健一, 谷川晋一)

表 3.3.1-1 隆起量を把握する調査手法の特徴

手法	調査対象	手法の特徴	対象時間	変動量の分解能
測地学的手法	水準点 GPS 観測点	水準測量, GPS 観測で得られたデータの時間変化から算出	$10^{0-2}$ 年	$10^{-3-2}$ m
地形学的手法	山地 丘陵	侵食小起伏面や丘陵背面の高度から推定	$10^{5-6}$ 年	$10^{1-2}$ m
	海成段丘 河成段丘	海成段丘面形成時の海岸線の現在の高度から推定 異なる氷期の河成段丘面の高度差から推定	$10^{4-5}$ 年 : 気候変動(約十万年周期)に関連して形成	$10^{0-1}$ m
地質学的手法	堆積物	層相, 化石等から堆積深度を把握し, それらの現在の高度から推定	$10^{0-6}$ 年	$10^{0-2}$ m
	深成岩	地温勾配を用いて, 岩体の冷却史と冷却モデルから推定	$10^6$ 年	$10^{1-2}$ m

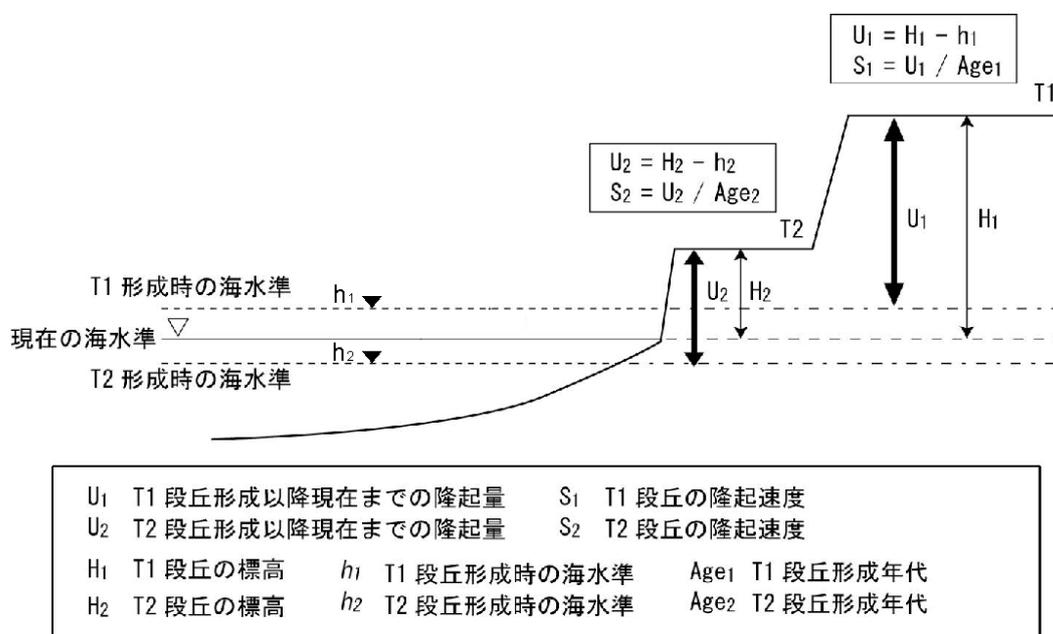


図3.3.1-1 海成段丘を用いた隆起量と隆起速度推定の基本的な考え方

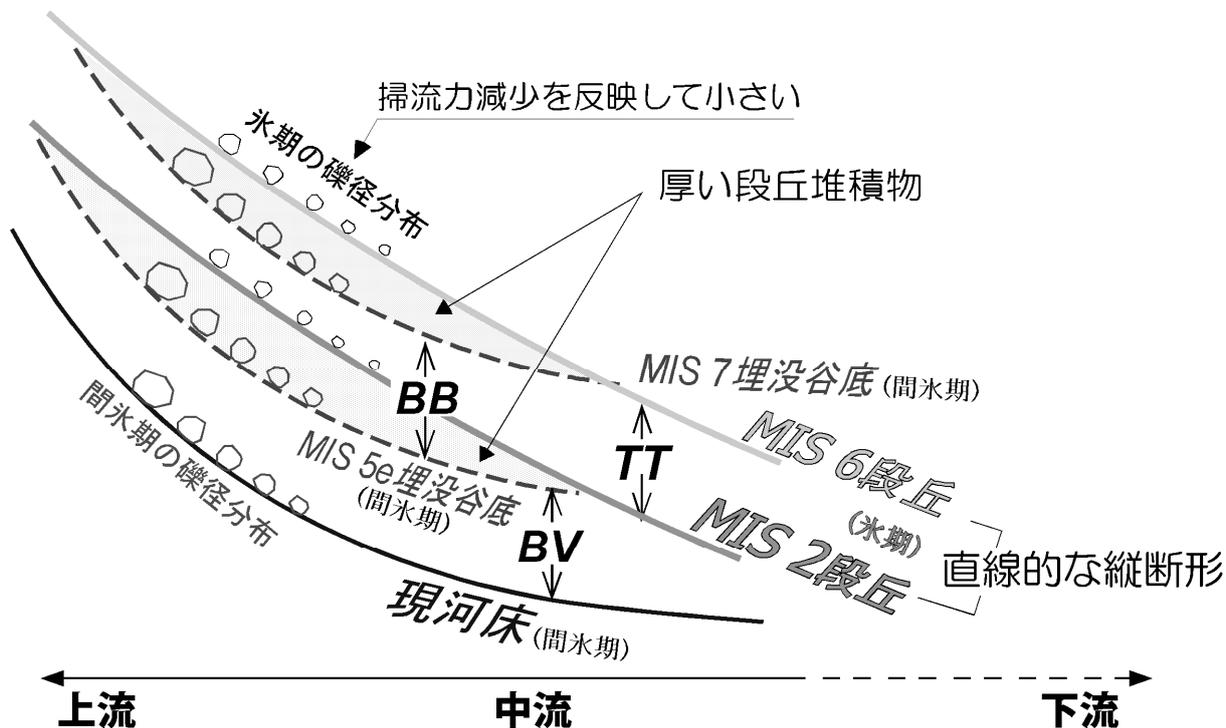


図3.3.1-2 第四紀の酸素同位体ステージにおける河成地形面の模式縦断面図

吉山・柳田 (1995)<sup>22)</sup>を参考に作成。

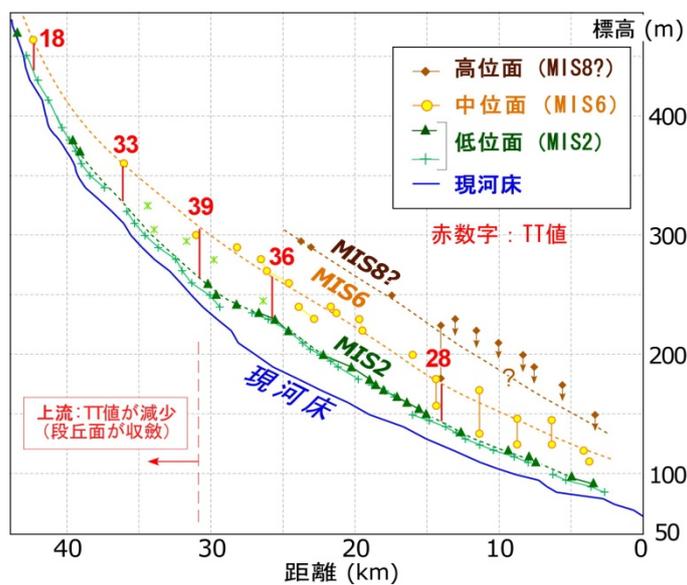


図 3.3.1-3 鐺川の河床縦断形図

現河床より段丘面は直線的な河床縦断形を示す。異なる時代の河床縦断形は類似の形状を示す。

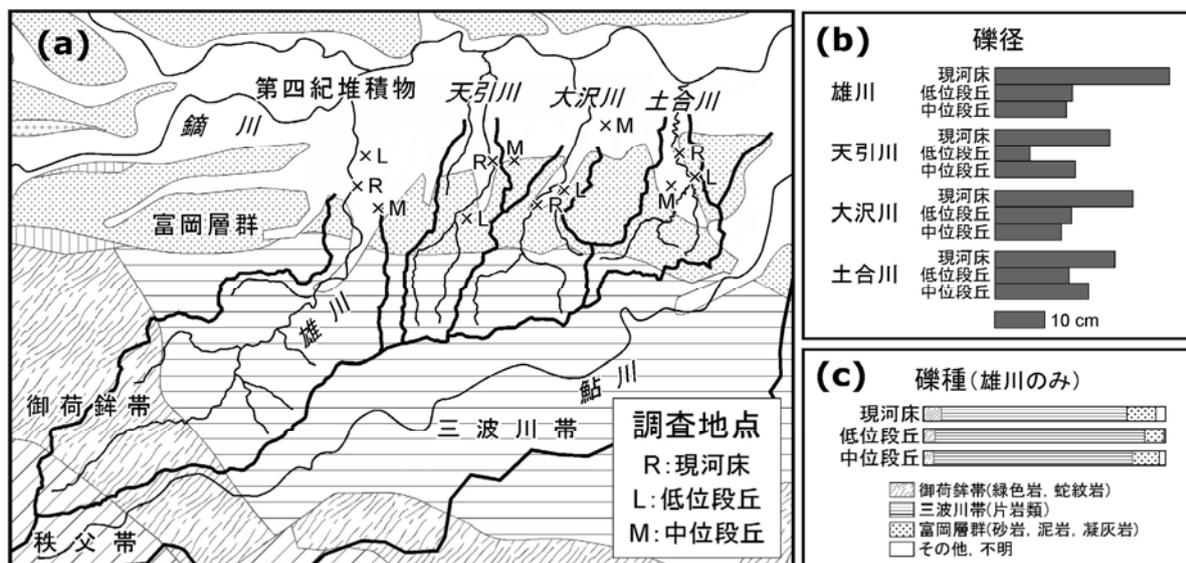


図 3.3.1-4 鏑川流域の河床・段丘の堆積物調査

(a) 調査地域の地質と調査地点位置 地質図:産業技術総合研究所地質調査総合センター(2007)<sup>41)</sup>に加筆  
 (b) 礫径計測結果, (c) 礫種調査結果

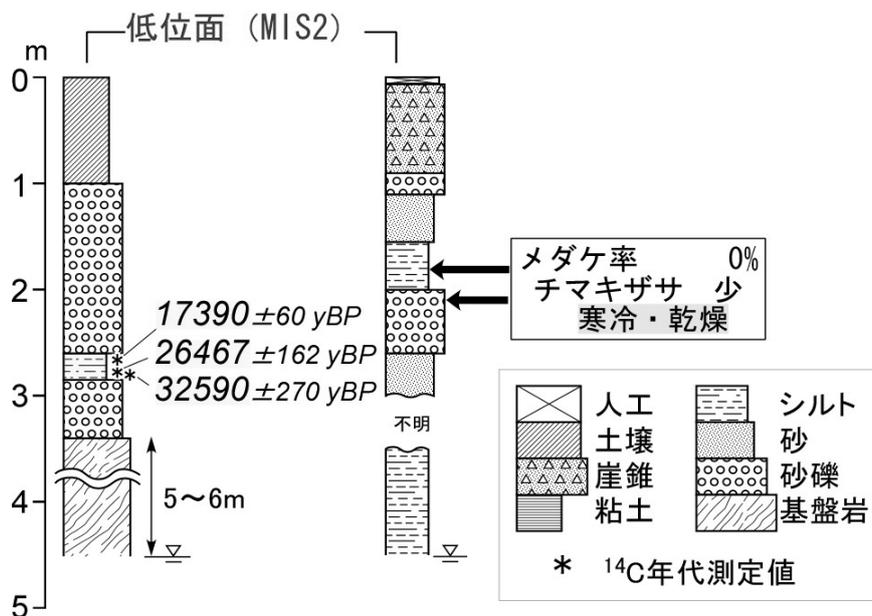


図 3.3.1-5 鏑川の段丘堆積物及び被覆層の<sup>14</sup>C年代値と植物珪酸体の特徴

<sup>14</sup>C年代値は最終氷期極相期を含む値を示し, 植物珪酸体(メダケ・チマキザサ)から寒冷・乾燥の気候が推定される。

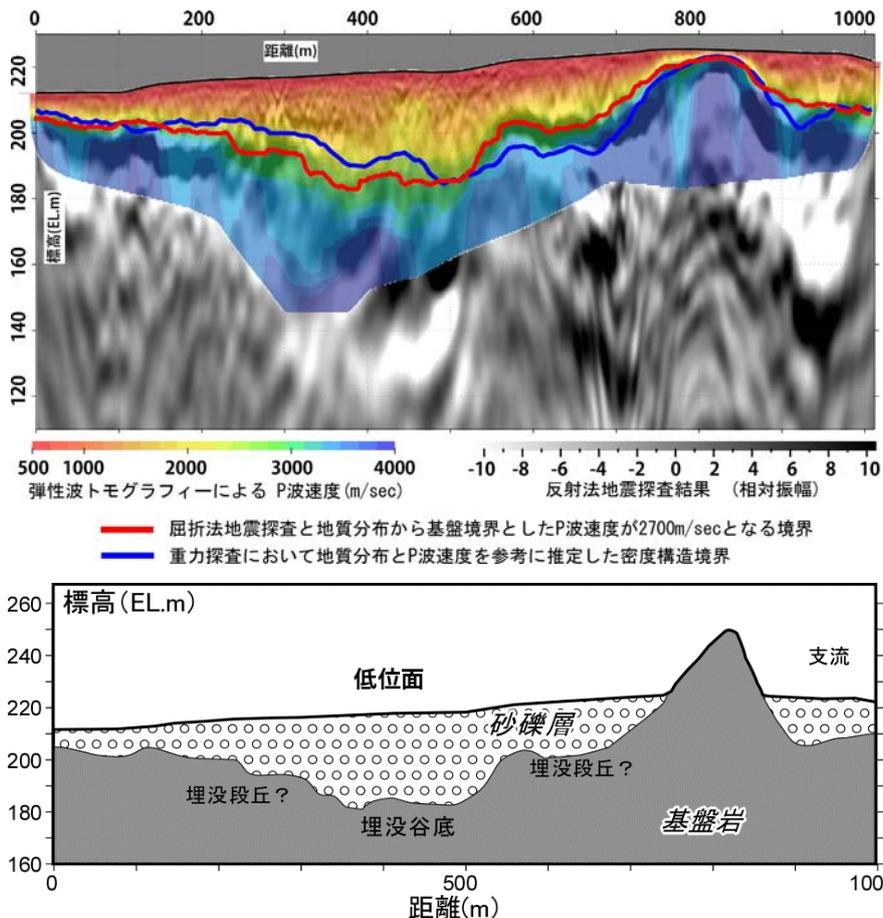


図 3.3.1-6 地震探査・重力探査の結果(上図)及びそれに基づいて推定される鍮川の地下埋没地形の形状(下図)

段丘面下には厚い堆積物が分布している。

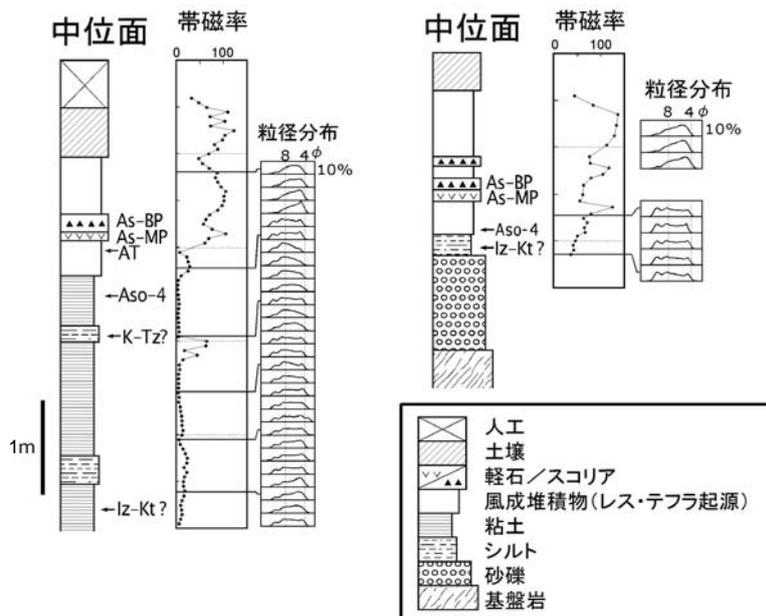


図 3.3.1-7 鍮川流域の河成段丘における帯磁率組成・粒径分布分析結果と火山灰層序



引用文献

- 1) 原子力安全委員会(2002):“高レベル放射性廃棄物処分の概要調査地区選定段階において考慮すべき環境要件について”, 21p.
- 2) 原子力安全委員会(2000):“高レベル放射性廃棄物の処分に係る安全規制の基本的考え方について(第1次報告)”.
- 3) 藤原 治, 三箇智二, 大森博雄(1999):“日本列島における侵食速度の分布”, サイクル機構技報, 5, pp.85-93.
- 4) 核燃料サイクル開発機構(1999):“わが国における高レベル放射性廃棄物地層処分の技術的信頼性—地層処分研究開発第2次取りまとめ—分冊 1 わが国の地質環境—”, JNC TN1400 99-021.
- 5) 村上 亮, 小沢慎三郎(2004):“GPS連続観測による日本列島上下地殻変動とその意義”, 地震 第2輯, 57, pp.209-231.
- 6) 原山 智(1994):“世界一若い露出プルトンの冷却史—北アルプス, 滝沢花崗閃緑岩の年代と冷却モデル—”, 地質学論集, 43, pp.87-97.
- 7) Bando, M., G. Bignall, K. Sekine, and N. Tsuchiya (2003): “Petrography and uplift history of the Quaternary Takidani Granodiorite: could it have hosted a supercritical (HDR) geothermal reservoir?”, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 120, pp.215-234.
- 8) 末岡 茂, 田上高広, 堤 浩之, 長谷部徳子, 田村明弘, 荒井章司, 田上隆二, 松田達生, 小村健太郎(2010):“フィッション・トラック熱年代に基づいた六甲地域の冷却・削剥史”, 地学雑誌, 119, pp.84-101.
- 9) 藤原 治, 増田富士雄, 酒井哲弥, 布施圭介, 斎藤 晃, 鈴木俊秀(1996):“海浜堆積物からみた下総台地の隆起運動像”, 堆積学研究, 43, pp.39-46.
- 10) 増田富士雄, 藤原 治, 酒井哲弥, 荒谷 忠(2001):“房総半島九十九里浜平野の海浜堆積物から求めた過去 6000 年間の相対的海水準変動と地震隆起”, 地学雑誌, 110, pp.650-664.
- 11) 白井正明, 阿部信太郎(2001):“浅海成堆積サイクルの詳細な解析による地殻変動復元手法の検討”, 電力中央研究所報告, U01016, 20p.
- 12) 第四紀地殻変動研究グループ(1968):“第四紀地殻変動図”, 第四紀研究, 7, pp.182-187.
- 13) 吉川虎雄(1985):“湿潤変動帯の地形学”, 東京大学出版会, 132p.
- 14) Sugai, T. and H. Ohmori (1999): “A model of relief forming by tectonic uplift and valley incision in orogenesis”, *Basin Research*, 11(1), pp.43-57.
- 15) 米倉伸之, 岡田篤正, 森山昭雄編(2001):“変動地形学”, 古今書院, 257p.
- 16) 柳田 誠, 藤原 治, 後藤憲央, 佐々木俊法(2004):“谷密度と起伏量による丘陵の定義”, 地学雑誌, 113(6), pp.835-847.

- 17) 太田陽子(1996):“最終間氷期の海岸線に関する諸問題”, 変化する日本の海岸(小池一之, 太田陽子編), 古今書院, pp.69-99.
- 18) 小池一之, 町田 洋編(2001):“日本の海成段丘アトラス”, 東京大学出版会, 122p.
- 19) 貝塚爽平(1969):“変化する地形—地殻変動と海面変化と気候変化の中で—”, 科学, 39, pp.11-19.
- 20) 平川一臣, 小野有五(1974):“十勝平野の地形発達史”, 地理学評論, 47, pp.607-634.
- 21) Sugai, T. (1993): “River terrace development by concurrent fluvial processes and climatic changes”, *Geomorphology*, 6, pp.234-252.
- 22) 吉山 昭, 柳田 誠(1995):“河成地形面の比高分布からみた地殻変動”, 地学雑誌, 104, pp.809-826.
- 23) 高木俊男, 柳田 誠, 藤原 治, 小澤昭男(2000):“河岸段丘から推定した河床高度変化の歴史”, 地学雑誌, 109(3), pp.366-382.
- 24) 田力正好(2000):“河成段丘を用いた内陸部の地殻変動量の推定”, 月刊地球号外, 31, pp.173-181.
- 25) 田力正好, 池田安隆(2005):“段丘面の高度分布からみた東北日本弧中部の地殻変動と山地・盆地の形成”, 第四紀研究, 44, pp.229-245.
- 26) 幡谷竜太(2005):“河成段丘を用いた第四紀後期の隆起量評価手法の検討(1)—段丘対比の考え方の提案と河成段丘の編年に関わるケーススタディー—”, 電力中央研究所報告, N05005, 28p.
- 27) 幡谷竜太, 柳田 誠, 山本真哉, 佐藤 賢, 古澤 明(2006):“新潟県魚沼丘陵北部の河成段丘の層序”, 応用地質, 47, pp.140-151.
- 28) 植木岳雪(2008):“徳島県西部, 那賀川上流部における河成段丘の編年”, 地理学評論, 81A, pp.25-40.
- 29) 幡谷竜太(2004):“中・後期更新世から現在までの内陸部隆起量評価の現状と課題”, 月刊地球, 26, pp.448-451.
- 30) 中村洋介, 菊地隆男, 栗下勝臣, 李 載燮, 高村弘毅(2005):“立正大学熊谷校地(江南 I)における関東ローム層の火山灰層序(その1)”, 平成 16 年度立正大学オープンリサーチセンター報告, pp.182-185.
- 31) 田力正好, 高田圭太, 古澤 明, 守田益宗, 須貝俊彦(2007):“利根川支流, 鐮川流域の河成段丘の形成時期”, 日本地理学会発表要旨集, 72, p.87.
- 32) 田力正好, 安江健一, 杉山真二, 高田圭太, 加藤孝幸, 須貝俊彦, 守田益宗, 古澤 明(2009a): “植物珪酸体分析に基づく段丘地形の形成環境の復元:利根川支流, 鐮川流域の例”, 日本地球惑星科学連合 2009 年大会予稿集, Q145-P008.
- 33) 田力正好, 安江健一, 柳田 誠, 須貝俊彦, 守田益宗, 古澤 明(2008):“庄内川(土岐川)流域の河成段丘と地形発達”, 日本地球惑星科学連合 2008 年大会予稿集, Q139-P006.

- 34) 古澤 明(2004):“RIPL 法により由布岳火山周辺のテフリックレスから見いだした火山活動”, 地質学雑誌, 110, pp.19-37.
- 35) 杉山真二(2000):“植物珪酸体(プラント・オパール)”, 考古学と植物学(辻誠一郎編), 同成社, pp.189-213.
- 36) 杉山真二(2001):“テフラと植物珪酸体分析”, 月刊地球, 23, pp.645-650.
- 37) 鈴木毅彦(2001):“海洋酸素同位体ステージ 5-6 境界に降下した飯縄上樽テフラ群とその編年学的意義”, 第四紀研究, 40, pp.29-41.
- 38) 町田 洋, 新井房夫(2003):“新編火山灰アトラス 日本列島とその周辺”, 東京大学出版会, 336p.
- 39) 田力正好, 池田安隆, 野原 壯(2009b):“河成段丘の高度分布から推定された, 岩手・宮城内陸地震の震源断層”, 地震 第2輯, 62, pp.1-11.
- 40) 道家涼介, 安江健一, 新里忠史, 中安昭夫, 梅田浩司, 大澤英昭(2010):“次世代型サイト特性調査情報統合システムの開発(8)地質環境の長期安定性に関する調査を対象としたエキスパートシステムの開発”, 日本地球惑星科学連合 2010 年大会予稿集, SCG084-P06.
- 41) 産業技術総合研究所地質調査総合センター編(2007):“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 DB084, 産業技術総合研究所地質調査総合センター.

### 3.3.2 内陸小盆地堆積物を用いた古気候の復元技術

#### (1) はじめに

気候変動が地層処分システムに及ぼす影響については、気温や降水量の変化による地下水の流動特性や水質の変化、侵食速度の変化、海水準の変化がもたらす動水勾配の変化などが考えられている。これらの諸現象は、最終処分事業におけるサイト選定や処分システムの設計・施工などに際して、その取り扱いを審議する必要がある(原子力安全委員会, 2002<sup>1)</sup>)。日本列島は、中緯度のモンスーン帯に位置しており、南北に長く、さらに周囲に海が存在することから、気候は暖流・寒流の影響を受けている。さらに、変動帯であることから、山地・盆地・平野などが分布する起伏に富んだ地形を呈している。こうした特徴(地理的要素)は、現在だけでなく過去(特に氷期)においても、地域ごとの気候(中～小気候)に多様性をもたらしていることが考えられる(竹村・北川, 1998<sup>2)</sup>)。そのため、概要調査などにおいて、氷期・間氷期サイクルに伴う過去の気温や降水量などの変化(分解能:千年程度)を把握する際は、汎世界的な気候変動のサイクルに基づく推定のみならず、個々の地域において地形などの影響を受けたローカルな気候変動を把握する必要があり、そのための調査技術の整備が必要となる。

一般に、過去の気候に関する情報は、地層や地形あるいは氷床に残された有孔虫化石、花粉化石、珪藻化石などの古気候指標から推定される(表 3.3.2-1)。本研究では、第四紀の古気候の推定に用いられているこれらの個別技術のうち、ローカルな気温、降水量の推定が可能と考えられる花粉化石によるベストモダンアナログ法(以下、「モダンアナログ法」)を内陸小盆地堆積物に適用し、その有効性を検討した。さらに、近年、新たな古気候指標として注目されている植物珪酸体などについて、ローカルな気候変動の指標としての適用性についても併せて検討を行った。

#### (2) 当該分野に係る科学的・技術的背景

過去の気候変動の周期や変動の大きさを推定するには、まずその対象とする時間スケールに有効な指標の種類と分布域を把握することが肝要である。これまでの古気候学では、例えば深海底堆積物中の有孔虫化石の酸素同位体分析(表 3.3.2-1)により、過去数十万年間にわたる汎世界的な気候変動が高い時間分解能で推定されている。しかしながら、有孔虫化石は、珪藻分析やアルケノン(生物アミノ酸)分析も含め、水中で生成されたプランクトン遺骸や有機物を用いた手法であるため、気温を直接的に復元することができないため、陸域の気候変動には適用できなかった(Guiot, 1990<sup>3)</sup>)。

そのため、Guiot(1990)<sup>3)</sup>は酸素同位体比と高い相関をもつ陸域の花粉化石データによって古気候を復元する方法論を示した。我が国では、列島規模で整備された現世の表層花粉データセット(Gotanda *et al.*, 2002<sup>4)</sup>)を主成分分析により合成変数とし、これと花粉採取地点における現在の気温や降水量のデータとの関連性を客観的に照合し、花粉化石群集データを同じ主成分空間内に投影することによって、過去の気温や降水量を類推するモダンアナログ法及びそのための多変量解析プログラム Polygon が開発された(例えば、Nakagawa *et al.*, 2002<sup>5)</sup>)。同手法によって推定される古気候の時間スケールは、花粉と日射量変動のタイムラグを考慮すると数万年以上であり、絶滅種や消滅種の寄与が小さいと判断される数十万年程度までが望ましいとされる(奥田ほか, 2010<sup>6)</sup>)。また、同手法は原理的に熱帯から寒帯に至る異なる植物相の花粉データから気温・降水量を推定することが可能であるが、現在、我が国における適用例は福井県三方湖(Nakagawa *et al.*, 2002<sup>5)</sup>)や水月湖(Nakagawa *et al.*, 2003<sup>7)</sup>)、琵琶湖(Nakagawa *et al.*, 2008<sup>8)</sup>)に限られている。その理由として、花粉が長期間連続的に堆積できる安定した地域が限定されることが挙げられている。一方、こうした湖沼に比べ、大河川の流入の影響を受けにくい内陸小盆地は、現成の湖沼より広範に分布し、静穏で安定した堆積環境が保存されやすいと考えられるものの、長期的な気候変動の記録の蓄積には適さないとされ、十数万年を超える古気候復元の試みはなされていなかった。

また、花粉化石は乾燥した環境においては保存されにくく、風成堆積物などからは産出しない場合が考えられる(表 3.3.2-1)。タケ亜科植物の植物珪酸体は、こうした風成堆積物中にも保存される古気候指標として、近年注目されている。植物珪酸体は植物組織中に形成される微少な鉱物(非晶質含水珪酸)であり、堆積物や土壌中に比較的残留しやすく、また現地性が高いことから、比較的限られた範囲の植生を把握するのに適している(杉山, 2001<sup>9)</sup>)。タケ亜科植物は、日本の山地・丘陵に普遍的に分布し、このうちメダケ属は比較的温暖、ササ属(例えば、チシマザサ節、チマキザサ節、ミヤコザサ節)は比較的寒冷な地域に分布している。また、ササ属のうちチシマザサ節やチマキザサ節は日本海側、ミヤコザサ節は太平洋側に分布し、両者の分布境界線(ミヤコザサ線)(鈴木, 1978<sup>10)</sup>)は最大積雪深約 50 cm の等値線とほぼ一致する(杉山, 2004<sup>11)</sup>)。杉山(2001)<sup>9)</sup>は、堆積物試料中のタケ亜科植物の植物珪酸体を、メダケ属型(例えば、ネザサ節)、チマキザサ節型(例えば、チシマザサ節、チマキザサ節)、ミヤコザサ節型(例えば、ミヤコザサ節)の3種に分類し、メダケ属型の推定生産量がこれら全体に占める比率(メダケ率)の変遷が、氷期・間氷期サイクルに伴う気候変動に対応することを示している。また杉山(2004)<sup>11)</sup>は、チマキザサ節型・ミヤコザサ節型の比率を用いて、東北地方の積雪量の変動について論じている。このように、植物珪酸体は花粉化石を補完するローカルな古気候の推定指標となることが考えられる。

そこで本研究では、内陸小盆地の堆積物を用いて、過去十数万年を超える長期の気候変化を定量的に推定する手法の適用性について検討するため、堆積物試料より産出した花粉化石にモダンアナログ法を適用した。さらに、花粉化石が産出しない場合を想定し、古気候を推定する指標としての植物珪酸体及び木片樹種の有効性について、同じコア試料を用いて検討した。

### (3) 実施内容・結果

内陸域には、所々に小規模な盆地が形成されている場合がある。岐阜県東濃地域の標高 500 m 程度の丘陵地内にも、標高の異なる複数の小規模な盆地が分布している(図 3.3.2-1)。本研究では、この丘陵地の中でも規模が比較的大きく、周囲を山で囲まれ、閉じた盆地である瑞浪市大湫地区(南北約 1 km, 東西約 500 m)(図 3.3.2-2)において採取したボーリング試料(長さ約 25 m)を用いて、堆積年代の決定と古気候の復元を行った。堆積年代の決定には、<sup>14</sup>C 年代測定のほか、肉眼では識別できないテフラ起源物質の統計的な解析によって降灰層準を認定する RIPL 法(古澤, 2004<sup>12)</sup>)を適用した。得られた堆積年代と堆積物の層相との対比の結果、過去約 30 万年間(更新世中期以降)に対比される、黒色腐植土層やシルト層などの細粒な堆積物が、約 20 m にわたってほぼ連続的に堆積していることが明らかになった(図 3.3.2-2)。その堆積速度は、1,000 年間に約 5~8 cm と推定された(佐々木ほか, 2006<sup>13)</sup>)。古気候の推定には、花粉化石、植物珪酸体、木片樹種を用いた。大湫盆地の試料では花粉化石の産出が良好であり、30 cm ごとの花粉分析から、寒暖の特徴を示す種が確認された(守田ほか, 2006<sup>14)</sup>)。

この産出する花粉化石の種類及び比率の特徴を、前述の多変量解析プログラム Polygon へ入力し、モダンアナログ法を用いて約 30 万年前以降の気温変化を推定したところ(図 3.3.2-2)、気温変動の曲線はサブステージも含む深海底コアの酸素同位体カーブとよく同調し、年平均気温の寒暖の差は最大で約 10°Cであった(佐々木ほか, 2006<sup>13)</sup>)。復元に用いた花粉化石データは、すべて木本花粉である。木本類は、微地形によらず、ある程度の広がりを持って分布することから、復元された気温は、ある程度の広がりをもった植生の変遷を反映したものであり、岐阜県東濃地域の気温変動を近似しているといえる。一方、同プログラムを用いて年平均降水量を推定したところ、間氷期に比べて氷期は 5~7 割程度に低下することが推定された(図 3.3.2-2)。ただし、同手法による年平均降水量の推定値は、本質的な誤差が年平均気温に比べて大きく、精度が劣ることが指摘されている(中川ほか, 2002<sup>15)</sup>)。図 3.3.2-2 では後氷期における年平均降水量が少なく推定されているが、この理由は湿潤多雨の指標とされるスギの花粉の比率が少ないことに求められる。スギが優勢であった過去数十万年間の他の間氷期に比べ、後氷期のスギの天然林の分布は日本海沿岸などに限られていることがわかっており(高原, 2007<sup>16)</sup>)、大湫盆地にお

ける年降水量の推定結果はこの影響を受けていることが推定される。よって、同手法で得られた降水量の値については、他の方法で得られる降水量の値とも併せて確認し、値の幅を示していくことが重要である。他の手法の例としては、降水量と気温には大きく正の相関があること(登坂, 2006<sup>17)</sup>)に基づいて気温から降水量の取り得る幅を推定する方法(図 3.3.2-3)などがある。なお、ここでの花粉分析は、氷期・間氷期サイクルにおける気候の変化幅を把握する観点から、数千年に1試料程度の目安として約 30 cm 間隔で分析を行ったが、試料採取間隔をより密に行い、分析することで、より詳細な時間分解能での古植生及び気候の変化を推定することが可能である(例えば、神谷ほか, 2009<sup>18)</sup>)。

続いて、花粉化石が産出しない場合の古気候の推定手法を整備するために、大湫の盆地堆積物の上部の試料について植物珪酸体分析を実施した。寒暖の指標である「メダケ率」は、深度約 1.9 m 以浅と約 4.2~7.6 m で高く(図 3.3.2-2)、この深度の堆積物の堆積時期には温暖であったことが推定される。火山灰や <sup>14</sup>C 年代値との比較から、これらの時期はそれぞれ MIS1 と MIS5a に対応すると考えられ、花粉化石から推定される過去の気温の変化ともおおむね調和的な結果が得られている(図 3.3.2-2)。また、少雪の指標となるミヤコザサ節型の検出量は、試料全体を通じチマキザサ節型に比べて多いことから(図 3.3.2-2)、大湫盆地周辺では寒暖に関係なく降雪量が少なかったことがわかる。さらに、コアの所々に含まれている木片について樹種を同定した結果、深さ 2.6 m から寒冷な環境で生息するトウヒ属を産出した。木片の示す気候の状態は、同層準の花粉化石が示すものと調和的であり(図 3.3.2-2)、木片樹種も花粉化石や植物珪酸体を補完する古気候指標として用いることが望ましいということがわかった。

#### (4) 主な成果と反映先

本研究では、内陸小盆地堆積物を用いた火山灰分析、<sup>14</sup>C 年代測定、花粉化石分析を実施するとともに、モダンアナログ法により花粉分析結果から過去の気温や降水量を推定した。その結果、湖沼堆積物だけでなく、より広範に分布する内陸小盆地堆積物を用いても、数十万年程度 of 古気候復元が可能であることを示した。本研究で用いた手法は、地域ごとの地理的要素の影響を受けた、過去の氷期・間氷期サイクルに対応する長期的な気候変動に関する情報を取得する際に有効である。一方で、降水量については、気温の解析結果に比べて推定精度が劣ることから、現在の降水量と気温の相関関係に基づいて過去の気温から推定される降水量の値とも比較し、値の幅を示していくことが重要である。

また、花粉化石が産出しない場合には、堆積物や土壤中に比較的残留しやすい植物珪酸体や、頻繁に含まれているわけではないが、木片の樹種なども有効な指標となる。ここで得られる過去の気候変動に関する情報は、地形変化シミュレーションを行う際の侵食速度のパラメータの設定や、自然現象に伴い処分システム周辺の地質環境特性がどのように変化するかを把握するための地下水流動解析などに反映される。

(谷川晋一, 安江健一)

表 3.3.2-1 第四紀の主要な古気候指標と反映手法

推定指標	対象期間	時間分解能 (10 <sup>n</sup> 年)	古気候への反映手法の特徴
木の年輪	10 <sup>3</sup> 年	10 <sup>0</sup> 年	・年輪幅から古気温, 古降水量の推定
風成塵, レス	10 <sup>3-5</sup> 年	10 <sup>2-4</sup> 年	<ul style="list-style-type: none"> <li>・帯磁率から気温, 降水量の推定</li> <li>・堆積量から風向の推定(湖沼堆積物内)</li> <li>・結晶度から古降水量の推定</li> </ul>
花粉	10 <sup>3-5</sup> 年	10 <sup>0-3</sup> 年	<ul style="list-style-type: none"> <li>・内陸水域の堆積物が対象</li> <li>・花粉化石から推定した植物種に基づく</li> <li>・モダンアナログ法により, 古気温・古降水量の定量が可能(分解能は10<sup>3</sup>程度)</li> <li>・乾燥な環境下では保存されにくい</li> <li>・起源が広範, 再堆積の可能性あり</li> </ul>
植物珪酸体 (プラントオパール)			<ul style="list-style-type: none"> <li>・骨格組織の形状により植物種を同定(主にイネ科)</li> <li>・現地性が高く, 中〜小気候を反映</li> <li>・風成層など, 乾燥な環境下からも検出可能</li> <li>・同定可能な種が限られ, 古気温・古降水量の定量には至っていない</li> </ul>
珪藻	10 <sup>5-6</sup> 年	10 <sup>2-3</sup> 年	<ul style="list-style-type: none"> <li>・内陸水域及び海洋性の堆積物が対象</li> <li>・卓越する珪藻化石群集に基づく</li> <li>・古水温, 古降水量, 古海流を推定</li> <li>・水質, 水温により主組成・生産量が変化</li> </ul>
有孔虫			<ul style="list-style-type: none"> <li>・海域の堆積物が対象</li> <li>・卓越する化石群集の生息可能温度域及び化石中のδ<sup>18</sup>Oの量に基づく</li> <li>・氷床の総量, 古海水温, 古海流を推定</li> </ul>

上記以外に, 粒度や化学分析による推定も可能

(増田・阿部(1996)<sup>19)</sup>より抜粋, 補筆)

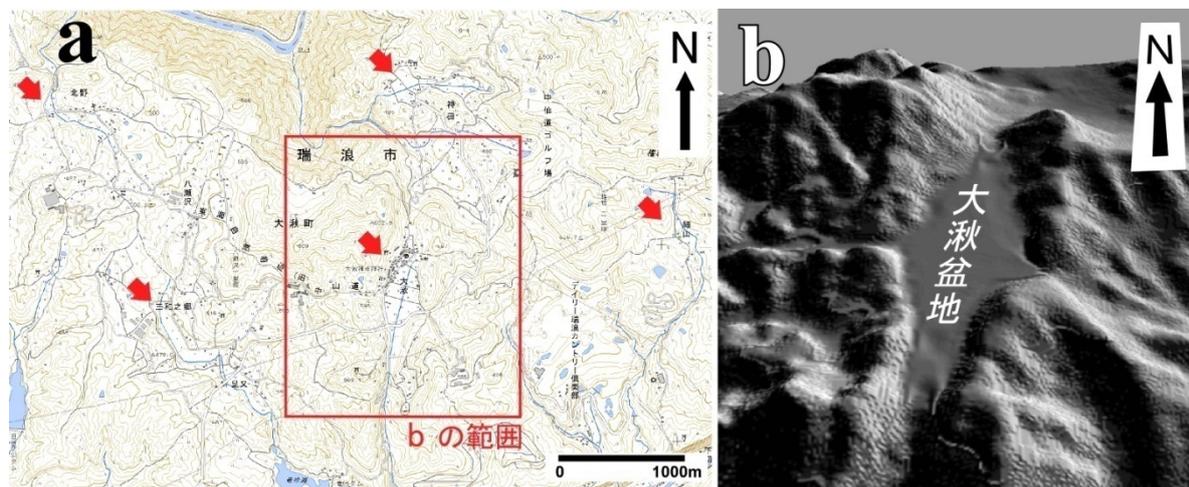


図 3.3.2-1 大湫盆地周辺の地形図(a)と南方上空からの鳥瞰図(b)

a: 国土地理院発行 25,000 分の 1 地形図「御嵩」「武並」を使用して作成。赤矢印は小盆地の分布を示す。

b: 北海道地図(横10 m メッシュ DEM)を使用して作成。

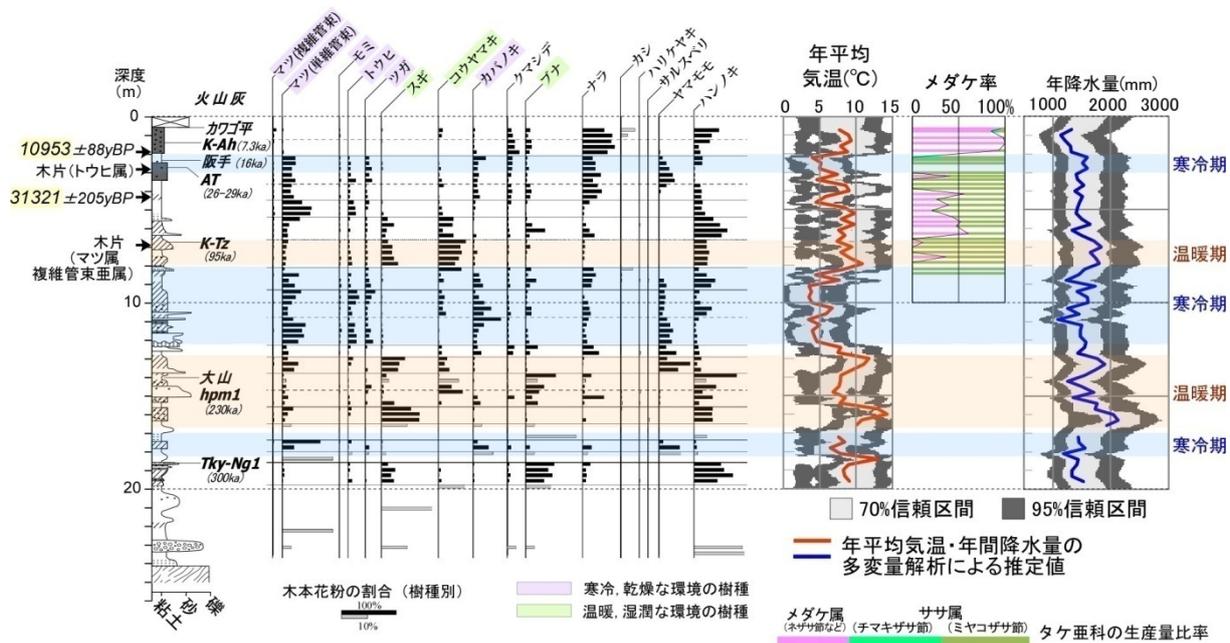


図 3.3.2-2 大湫盆地の堆積物の火山灰分析, <sup>14</sup>C 年代測定, 花粉分析, 植物珪酸体分析, 木片の樹種同定の結果及びモダンアナログ法による古気候の推定

年平均気温, 年降水量の推定は Nakagawa *et al.* (2002)<sup>5)</sup> の手法による。

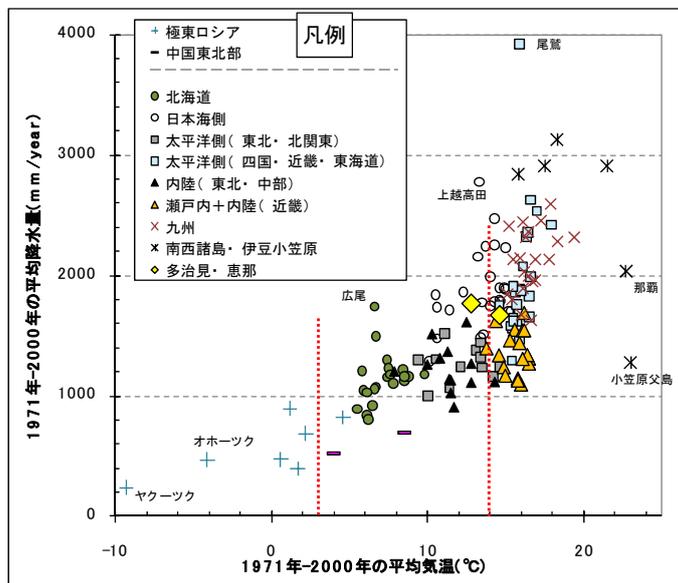


図 3.3.2-3 日本及び周辺地域の気温・降水量年平均値の相関を用いた氷期降水量の推定の例

登坂 (2006)<sup>17)</sup> を参考に作成。  
 気象庁 (2010)<sup>20)</sup>, 国立天文台 (2009)<sup>21)</sup>, 及び Казаков (2010)<sup>22)</sup> のデータを使用。  
 大湫盆地に近い多治見・恵那のデータ (この 2 地点のみ 1979~2000 年の 22 年間の値) も示した。  
 赤破線: モダンアナログ法 (図 3.3.2-3) で推定した大湫盆地の古気候の範囲。

引用文献

- 1) 原子力安全委員会(2002):“高レベル放射性廃棄物処分の概要調査地区選定段階において考慮すべき環境要件について”, 21p.
- 2) 竹村恵二, 北川浩之(1998):“日本列島の火山灰層序とその年代”, 図説 日本列島植生史(安田喜憲, 三好教夫編), 朝倉書店, pp.25-35.
- 3) Guiot, J. (1990): “Methodology of the last climatic cycle reconstruction in France from pollen data”, *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 80, pp.49-69.
- 4) Gotanda, K., T. Nakagawa, P. E. Tarasov, J. Kitagawa, Y. Inoue, and Y. Yasuda (2002): “Biome classification from Japanese Pollen data: Application to modern-day and Late Quaternary samples”, *Quaternary Science Reviews*, 21, pp.647-657.
- 5) Nakagawa, T., P. E. Tarasov, K. Nishida, and Y. Yasuda (2002): “Quantitative pollen-based climate reconstruction in central Japan, Application to surface and late Quaternary spectren”, *Quaternary Science Reviews*, 21, pp.2099-2113.
- 6) 奥田昌明, 中川 毅, 竹村恵二(2010):“花粉による琵琶湖など長期スケールの湖沼堆積物からの古気候復元の現状と課題”, 第四紀研究, 49, pp.133-146.
- 7) Nakagawa, T., H. Kitagawa, Y. Yasuda, P. E. Tarasov, K. Nishida, K. Gotanda, Y. Sawai, and Yangtze River Civilization Program Members (2003): “Asynchronous climate changes in the North Atlantic and Japan during the last Termination”, *Science*, 299, pp.688-691.
- 8) Nakagawa, T., M. Okuda, H. Yonenobu, N. Miyoshi, T. Fujiki, K. Gotanda, P. E. Tarasov, Y. Morita, K. Takemura, and S. Horie (2008): “Regulation of the monsoon climate by two differnt orbital rhythms and forcing mechanisms”, *Geology*, 36, pp.491-494.
- 9) 杉山真二(2001):“テフラと植物珪酸体分析”, 月刊地球, 23, pp.645-650.
- 10) 鈴木貞雄(1978):“日本タケ科植物総目録”, 学習研究社, 271p.
- 11) 杉山真二(2004):“植物珪酸体分析による中期更新世以降の古環境推定—タケ亜科の植生変遷と気候・降水量の変動—”, 日本第四紀学会講演要旨集, 34, pp.164-167.
- 12) 古澤 明(2004):“RIPL 法により由布岳火山周辺のテフリックスから見いだした火山活動”, 地質学雑誌, 110, pp.19-37.
- 13) 佐々木俊法, 須貝俊彦, 柳田 誠, 守田益宗, 古澤 明, 藤原 治, 守屋俊文, 中川 毅, 宮城豊彦(2006):“東濃地方内陸小盆地埋積物の分析による過去 30 万年間の古気候変動”, 第四紀研究, 45, pp.275-286.
- 14) 守田益宗, 関口千穂, 佐々木俊法, 宮城豊彦, 須貝俊彦, 柳田 誠, 古澤 明, 藤原 治, 守屋俊文(2006):“東海地方の中間温帯における中期更新世以降の植生変遷—内陸小盆地堆積物の花粉分析から—”, 季刊地理学, 58, pp.123-139.
- 15) 中川 毅, P. E. Tarasov, 西田 詩, 安田喜憲(2002):“日本海沿岸, 北陸地方における最終氷期—完新世変動に伴う気温と季節性の変動の復元”, 地学雑誌, 111, pp.900-911.

- 16) 高原 光(2007):“第四紀の氷期・間氷期変動に対する植生変遷”, 哺乳類科学, 47, pp.101-106.
- 17) 登坂博行(2006):“地圏の水環境科学”, 東京大学出版会, 364p.
- 18) 神谷千穂, 守田益宗, 佐々木俊法, 宮城豊彦, 須貝俊彦, 柳田 誠, 古澤 明, 藤原 治(2009):  
“岐阜県瑞浪市大湫盆地における約 17 万年間の植生変遷”, 植生史研究, 17, pp.55-63.
- 19) 増田耕一, 阿部彩子(1996):“第四紀の気候変動”, 岩波講座 11 気候変動論(住 明正, 安成哲  
三, 山形俊男, 増田耕一, 阿部彩子, 増田富士雄, 余田成男編), 岩波書店, pp.103-156.
- 20) 気象庁(2010):“気象統計情報”, (online)  
available from <<http://www.jma.go.jp/jma/menu/report.html>> (accessed 2010-07-29).
- 21) 国立天文台(2009):“理科年表 平成 22 年”, 丸善, 1064p.
- 22) Казаков, К(2010):“天候と気候(Погода и климат, Russian)”, (online)  
available from <<http://pogoda.ru.net/>> (accessed 2010-07-28).

## 4. 長期予測・影響評価モデルの開発

## 4.1 地震活動・断層運動に関する研究

## 4.1.1 断層運動に伴う周辺岩盤の力学的な影響評価モデルの開発

## (1) はじめに

地層処分システムの安全性を確保する上では、断層運動による岩盤の変形や破断などによるシステムへの顕著な影響を避ける必要があり、概要調査地区などの選定にあたっては活断層の存在が明らかな地域は含めないことが前提となっている(原子力安全委員会, 2002<sup>1)</sup>)。また、断層周辺での応力・歪の変化、岩盤の変形や破断に伴う水理地質構造の変化といった影響も考慮しつつ、処分施設的设计・施工などの工学的対策や地層処分システムの安全評価などを合理的に行う必要がある。このうち、断層運動が周辺岩盤に及ぼす力学的な影響としては、上記の岩盤の破断や破砕などのほか、広域的な岩盤の隆起・沈降が生じることも想定され、最終的には地下水流動にも影響を与える可能性もある。このうち本研究では、断層運動に伴って周辺岩盤の破断がどの程度まで及ぶかを明らかにするための科学的知見を得るため、我が国の長大な活断層の一つである跡津川断層を事例に地表踏査を行い、断層トレース(主断層)からの距離と破砕帯の分布・幅について取りまとめた。また、断層運動に伴う周辺岩盤の変形領域や地形変化を推定する手法として、既存の断層の力学モデル Coulomb3.1 (Lin and Stein, 2004<sup>2)</sup>; Toda et al., 2005<sup>3)</sup>; 遠田ほか, 2002<sup>4)</sup>; 遠田, 2006<sup>5)</sup>)による変動地形のシミュレーション及び事例研究に基づく当該解析手法の妥当性の検討を行った。

## (2) 当該分野に係る科学的・技術的背景

断層運動による周辺岩盤への力学的影響の結果として、例えば、横ずれ断層では、断層トレースに沿って破砕帯が発達している。破砕帯は様々な種類の断層岩類で構成され、封圧と温度による造構条件(例えば、形成深度)に応じて、低封圧で低温状態の地表浅部で形成される未固結の断層ガウジ、深部にむけて封圧と温度が増すに従い固結するカタクレサイト、マイロナイト、縞状片麻岩に分けられている(例えば、Sibson, 1977<sup>6)</sup>; Passchier and Trouw, 1996<sup>7)</sup>; 狩野・村田, 1998<sup>8)</sup>)。また、断層岩類は、地表における産状、組織や構造に応じて分類されている(例えば、高木・小林, 1996<sup>9)</sup>; 島田ほか, 1999<sup>10)</sup>)。サンアンドレアス断層などにおける研究に基づく、脆性領域における破砕帯は、断層コア(fault core)とダメージゾーン(damage zone)で構成されている(Chester and Logan, 1986<sup>11)</sup>; Chester et al., 1993<sup>12)</sup>; Caine et al., 1996<sup>13)</sup>)。断層コアは、断層運動に伴う変位の大半を受け持つ狭い領域として認識され、断層ガウジやカタクレサイトなどの断層岩からなる。ダメージゾーンは、断層コアの周辺を取り巻くように分布し、断層帯の成長に伴って、主に力学的な影響を受ける領域として認識され、周辺岩盤よりも割れ目や小断層などが密に発達する。ダメージゾーンについて金折(2001)<sup>14)</sup>は、カタクレサイトゾーン(cataclasite zone:断層運動に伴うすべり面(shear plane)を取り巻くゾーン)とプロセスゾーン(process zone:それらを取り巻く肉眼スケールから顕微鏡スケールの割れ目(マイクロクラック)が密に発達するゾーン)を含むゾーンとした。なお、地下深部では岩石の強度が上昇するため、割れ目の多いダメージゾーンは、地下深部ほど発達しにくいとされている(Scholz, 2002<sup>15)</sup>)。室内破壊試験に基づく研究によると、脆性破壊の進行に伴い発生進展するマイクロクラックの方向は、既存のマイクロクラック(シールドクラック)の方向に依存することが知られている(例えば、Takemura et al., 2003<sup>16)</sup>)。

このように、断層運動によって生じた破砕帯を示す断層岩に着目し、断層トレースに沿ってそれらの分布や岩石学的な特徴を明らかにすることにより、断層運動に伴う力学的な影響の大きさやそれが及ぶ範囲に関する科学的知見を得ることができる。これまでにも、断層のトレース長と破砕帯やプロセスゾーンの

幅(Vermilye and Scholz, 1998<sup>17</sup>); 松田ほか, 2004<sup>18</sup>), 断層の累積変位量と断層コアの幅 (Shipton *et al.*, 2006<sup>19</sup>)などの関係が統計的に検討されている。一般に破砕帯の幅は, 断層長の約 1,000 分の 1 程度と考えられているが (Scholz, 2002<sup>15</sup>); 緒方・本荘, 1981<sup>20</sup>), 実際には断層面だけでなく断層トレース周辺にも破砕帯の露頭が不均質に分布していることが知られている。また, 断層トレースの連続部, ステップ部, 端部などといった断層構造の違いに応じて破砕帯の形成範囲が異なることが想定される。そのため, 本研究では, 長大な横ずれ断層を事例に, 断層トレース周辺において断層破砕帯の分布やその幅のデータを収集し, その特徴について統計的に検討した。

一方, どのような規模の地震であっても, 断層運動の結果として圧縮及び引張の応力変化が起こり, 断層周辺における岩盤の歪が変化する。蓄積した歪は, 断層近傍の圧縮-引張場に応じた変動地形の形成や副次的な断層のずれとして解消されるほか, 広域的な岩盤の隆起・沈降を引き起こすと考えられる。実際, 地震前後の水準測量成果や GPS などの測地学的データの解析結果からは, 断層周辺におけるより広域的な変形(相対的な隆起-沈降や水平変位分布)が起きている事例が報告されている(例えば, 鷲谷ほか, 2002<sup>21</sup>); 小島ほか, 2005<sup>22</sup>)。したがって, 地質学的な時間スケールで見た場合, 断層運動が繰り返されることにより, ある程度の地表変形が起こっていく可能性がある。

断層運動に伴う将来の隆起・沈降を予測するためには, 断層変位地形の形成過程を把握し, 地形学, 地質学, 地球物理学, 測地学データ(パラメータ)に基づいたモデルによる解析が良く行われる。断層の発達過程のモデル化には, バランス断面法に代表される地質断面形態の幾何学的復元モデル, 砂や粘土, ビーズなどを用いたアナログモデル, 有限要素法や境界要素法, 粒子法を用いた数値シミュレーションが挙げられる。バランス断面法は, 断層上盤の体積や地層の長さが, 断層変位や褶曲の成長によって変化しないという前提で断面構造を解析する方法である。褶曲構造は地下の断層運動によって規制されているという断層関連褶曲理論に従うことから, 褶曲構造の形態から地下の断層の形態を推定することが可能である(例えば, Shaw and Suppe, 1994<sup>23</sup>); Okamura, 2003<sup>24</sup>)。本解析法は, 一般には, 衝上断層や正断層, 断層関連褶曲の変形部の復元(例えば, 楮原ほか, 2006<sup>25</sup>)などの限られた構造に適用されている。

これに対して, アナログモデル実験は, 1970 年代から地下資源探査技術の一端を担い, 地質構造の形態とその形成過程を検討する際の有力な手法として数多くの実験が行われてきた(例えば, 山田・服部, 1998<sup>26</sup>)。その結果, この方法によって, 伸長・圧縮・横ずれの応力場にある様々な地域のテクトニクスを解釈するのに大いに貢献した。また, 相似則を満たしたモデル実験が行われるようになったことで, 再現しようとする地質構造のテクトニクスを定量的に知ることができるようになった。さらに最近では, 実験結果を画像解析することによって, 数値化情報として変形を可視化することが行われている(例えば, 山田・松岡, 2005<sup>27</sup>)。

断層運動の数値シミュレーションについては, 弾性論に基づくディスプレイーションモデルがよく知られており, 断層変位量や断層変位に伴う応力変化量などの推定が試みられてきた。この方法では, 媒体が連続体と限定されるため, 構造変形による歪分布から断層分布を推定した例(小室・福代, 1989<sup>28</sup>); Waltham, 1992<sup>29</sup>)はあるが, 断層形成に伴う地質構造形成過程やその形態の変化は再現できなかった。したがって, 断層の位置, 複雑な構造や変形の復元には, 現地データやアナログモデル実験からのデータを必要とした。個別要素法や格子ボルツマン法を用いた数値シミュレーションでは, モデル化した地質構造を再現し, 地質構造形成における応力場や詳細な変形情報, 孔隙率・浸透率の時間・空間変化を検討することが可能となってきた。

これらの研究のうち, アナログモデル実験を使用した研究では, 解析結果と実際の現象との比較研究は進められているが(例えば, 上田, 2003<sup>30</sup>); 上田ほか, 2003<sup>31</sup>), 数値シミュレーションによる解析結果と実際の現象との比較を行う観点での研究は十分といえない。そこで, 本研究では, 地震が同じ場所で繰り返し活動することにより, 活断層沿いの地形に変位が累積していることに着目して, よく知られた数値シ

ミュレーションである断層の力学モデル(ディスロケーションモデル)を用いた地殻変動解析を行った。また、変位が累積することによる影響範囲とその程度について検討を行った。

### (3) 実施内容・結果

#### 1) 長大な活断層の運動に伴う周辺岩盤の力学的影響範囲

前述の通り、活断層周辺には活断層トレース(主断層)上以外にも破砕帯が分布しており、これらの構造と活断層本体の活動との関連性の把握は、断層運動による力学的影響範囲を評価する上で重要となる。このような観点から、本研究では、我が国の代表的な長大な活断層の一つである跡津川断層帯を事例に、断層及びその周辺の広域的な破砕帯の分布と特徴を明らかにするため野外観察を行った。跡津川断層帯は、中部地方の北部に位置する東北東-西南西方向の長さが60 kmにも及ぶ活動度A級の活断層帯で、右横ずれ変位が卓越し、北西側隆起成分を伴う(活断層研究会編, 1991<sup>32)</sup>)。最新の活動は1858年の飛越地震と推定されている(松田, 1966<sup>33)</sup>)。現在と同じセンスの右横ずれ運動は、河谷の屈曲量との関係などから、約40~100万年前に開始したとされる(例えば、竹内, 1998<sup>34)</sup>; 池田, 2003<sup>35)</sup>)。一方、断層岩の微小変形構造から、現在と逆センスの左横ずれの運動があった事が報告されており(例えば、金折ほか, 1988<sup>36)</sup>)、構造地質学的、年代学的研究からは、跡津川断層の起源は、白亜紀~古第三紀までさかのぼるとされている(金折ほか, 1988<sup>36)</sup>; Takagi *et al.*, 2005<sup>37)</sup>)。そのような長い活動の履歴を持つ跡津川断層の周辺には、同センスの活断層が複数並走していることから、様々な時期、異なったテクトニック環境に形成された破砕帯が分布していると期待される。本研究では、断層構造の不均質性に着目して、断層トレースが連続する部分(以下、「連続部」)における破砕帯の構造と、断層トレースが雁行する部分(以下、「ステップ部」)における破砕帯の構造を明らかにするため、跡津川断層西部の両側それぞれ幅4~6 km、長さ約20 kmの範囲(図4.1.1-1)において、破砕帯の分布をマッピングした。それぞれの破砕帯露頭では、小断層や割れ目の分布、長さ、方向などを記載した。さらに、現地での露頭の詳細な観察に加え、破砕帯の岩石を採取して顕微鏡観察を行い、岩石・鉱物組成、変形構造、変質の程度及び周囲の地質構造との関係などについて記載した。また、割れ目充填鉱物の化学分析、及び時間軸を入れるための岩脈や粘土鉱物の年代測定などを行った(丹羽ほか, 2008a<sup>38)</sup>; 丹羽ほか, 2008b<sup>39)</sup>)。

これによると、同じ活断層の中でも断層が圧縮性ステップを示す場所や直線状に連続する部分など断層構造の違いに応じて破砕帯の構造や鉱物組成などが異なっていることが明らかになった。このうち、圧縮性ステップを示す地域の断層角礫及び断層ガウジでは、スメクタイトやカオリナイトを多く含む粘土鉱物組成と、炭酸塩鉱物が充填するシールドマイクロクラック(鉱物充填割れ目)の密度の増大が認められることから、これらは約100°C以下の地下浅部での断層運動に伴って形成されたことを示唆する。また、跡津川断層沿いでは、断層角礫や断層ガウジのほかに、葉片状カタクレーサイトが分布する。葉片状カタクレーサイトは、圧力溶解を主体とする流動的な産状や、左横ずれを示す運動センスから後期白亜紀~古第三紀の左横ずれ運動に伴って形成された可能性がある。圧縮性ステップ部では、断層ガウジの幅は1本あたり数cm程度にとどまるのに対し、このような断層の連続部では数十cm程度の幅の断層ガウジがみられた(丹羽ほか, 2008b<sup>39)</sup>; 草野ほか, 2009<sup>40)</sup>) (図4.1.1-2)。これは、活断層の連続部において限られた範囲で繰り返し活動することで、同じ場所の断層ガウジが成長していったことを示唆している。

主断層上とその周辺の破砕帯の分布との関係については、破砕帯分布密度は主断層上で最も高く、主断層から約500 m離れると、その数は1/3~1/6以下に急減する(図4.1.1-3 左図)。各露頭で認められる破砕帯の幅については、跡津川断層の主断層上またはその近傍では、幅10 m以上の破砕帯も分布するが、主断層から約500 m以上離れると、幅2 mを大きく超える破砕帯は分布しなくなる(図4.1.1-3 右図)。跡津川断層周辺の破砕帯の多くは、(a)形成時期の古い葉片状カタクレーサイトが変質・再活動したもの、(b)安山岩岩脈や鉱物脈に沿って断層角礫及び断層ガウジが形成されているもの、(c)片理面や節理面及び岩相境界に沿って変質した部分が変位しているもの、に大別される(図4.1.1-4)。(a)の葉

片状カタクレーサイトは、その産状から後期白亜紀～古第三紀の左横ずれ運動に伴って形成された剪断帯を起源とする断層岩と推定され、後生的な変形の分布は古い剪断帯に集中している。(b)の安山岩岩脈などに沿う破碎帯は、主にその貫入後に断層運動と関係した剪断を示す。(c)片理面や節理面及び岩相境界に沿う破碎帯は、脆性破壊により形成されたネットワーク状の割れ目や岩片の発達によって特徴づけられた破碎帯を示す。それらの多くは、幅が2 m未満である。以上から、破碎帯は、地質体中の岩相境界や岩脈などの不連続面に沿った特定の場所で選択的に形成される傾向があると考えられる。また、主断層に付随した破碎帯の分布密度や破碎帯の幅は、主断層から離れるに従い減少する傾向にあることを示した。このことは、数十 km 以上の活動域で数百万年以上の長期にわたって活動してきた断層であっても、破碎・剪断といった岩盤への著しい影響が及ぶ範囲はわずか数百 m 程度であることを示している。

## 2) 断層モデルによる隆起・沈降のシミュレーション

本研究では、断層運動に伴う隆起・沈降について、中央構造線の活断層系を事例に断層モデルを作成し、デイスロケーションプログラム Coulomb3.1 を使って断層運動に伴う上下変位、体積歪を見積もった。さらに、複数のケースにおける解析結果を実測データと比較・検討するため、空中写真判読のほか、変形した地形の測量や段丘の年代測定などを行った(草野ほか, 2010<sup>41)</sup>)。一般に、デイスロケーション解析は、矩形の断層面に食い違い変位を与えて地表の変位や地中の応力を計算する手法である。断層をはじめ、岩脈やマグマ溜りの線・点収束源が存在する場合、それらの周りにどのような変形を生じるかについては、均質半無限弾性体の食い違い理論に基づくデイスロケーション解析がよく用いられており、Okada (1992)<sup>42)</sup>による解析解が広く用いられている。

測地学的データから地下の震源断層を推定する場合には、余震分布などから断層面を想定し、地表の変位を最もよく再現するように各断層面上での食い違い量が求められる。このような検討をするためには、モデル断層の形状を適切に設定する必要がある。活断層では、地表トレースから断層上端の地表分布とその長さを知ることができ、モデル断層の設定において、平面的な分布を決めることができる。地下の断層面形状ははっきりと分かっていない場合が多いものの、地質構造や変位センス、地表にあらわれた断層露頭などの情報を基に、地下での断層面の構造をある程度推定することができる。また、断層上端が地表に達している矩形の断層面を想定するとすれば、地形調査や古地震調査によって推定される変位センス(上下変位・横ずれ変位の向き)や地表付近における断層変位量は、断層面上の食い違い量で近似できると考えられる。したがって、これらの情報をパラメータとしてデイスロケーション解析を行うことで、断層運動に伴って生じる地表変位を推定することができる。

中央構造線(MTL)は、西南日本のほぼ中央を1,000 km以上にわたって縦走し、西南日本弧を外帯と内帯に分ける大地質構造線である。このうち、第四紀において活動を繰り返している断層群は、中央構造線活断層系(MTL 活断層系)と呼ばれ、地質構造線としての中央構造線と区別されている(岡田, 1973a<sup>43)</sup>)。地震調査研究推進本部では、和泉山脈南麓から四国にかけて分布する断層を活断層(中央構造線断層帯)として定義しており、その全長は約360 kmに達する<sup>44)</sup>。四国におけるMTL活断層系は、断層を挟んだ山地と低地の地形配列から、讃岐山地及び徳島平野からなる東部地域、燧灘に面した石鎚山地とその北麓低地からなる中部地域、高縄半島以西の松山平野周辺からなる西部地域に大別される(後藤・中田, 2000<sup>45)</sup>)。本研究では、このうち中部地域を事例対象として、デイスロケーション解析を行った(図4.1.1-5)。現在、当地域において活動的なMTL活断層系は、断層トレースが直線的で典型的な横ずれ断層であり、地表で観察される断層面はいずれも高角からほぼ鉛直とする報告が多い(例えば、岡田, 1973b<sup>46)</sup>; 岡田, 1977<sup>47)</sup>; 岡田・堤, 1990<sup>48)</sup>)。一方で、領家帯と三波川帯の地質境界をなす狭義の中央構造線は、反射法地震探査などによって緩い北傾斜の断層面からなると考えられている(例えば、佃・佐藤, 1996<sup>49)</sup>; 伊藤ほか, 1996<sup>50)</sup>; 佐藤ほか, 2005<sup>51)</sup>)。また、地震観測データ(気象庁編, 2006<sup>52)</sup>)によれ

ば、MTL 活断層系付近で観測された地震の震源の深さはおおむね 15 km 程度である。現状において、地表付近の高角な活断層系と地質境界との関係は十分に捉えられておらず、活断層系が地下において地質境界と一致し、断層面が低角となる可能性と、地質境界とは独立して存在し、地震発生層に至るまで高角な断層面をなす可能性の両方が考えられる(伊藤ほか, 1996<sup>50)</sup>)。

本研究では、以下のように断層モデルの設定を行った。断層上端の地表分布については、MTL のうち川上断層(桜樹屈曲以東)、岡村断層、石鎚断層、畑野断層、寒川断層、池田断層(境目峠以西)の約 80 km について作成し、モデル化にあたっては、後藤・中田(2000)<sup>45)</sup>に記載された活断層の地表トレースを参照した(図 4.1.1-5; 表 4.1.1-1)。解析モデルの地下の断層面の傾斜については、断層面の姿勢による上下変位量分布の違いを検討するため、既存の知見・解釈を踏まえて、(a)断層面が一様に鉛直な断層モデル、(b)地表変位の相対的隆起側に 85°程度傾斜する高角断層モデル、(c)地表付近では高角断層モデルとし、地下では地質境界断層に沿って低角化する断層モデルの 3 パターンをそれぞれ作成した(表 4.1.1-2)。断層の下限深度は、地震観測データを参考に 15 km とし、上端は地表に達するもの(0 km)とした。各断層モデルに与える断層変位については、横ずれ変位成分(断層面走向方向への slip)だけではなく、わずかな上下変位成分(断層面傾斜方向への slip)を持つことがトレンチ調査などから指摘されている。しかし、これまでのトレンチ調査や断層変位地形の調査では、断層の上下変位量までは明確に示されていない。本研究では、上下変位量はごくわずかである(横ずれ変位が卓越する)と仮定した。解析では、横ずれ変位量は堤・後藤(2006)<sup>53)</sup>に示された値とし、各断層の上下変位成分については、①上下変位成分なし、②横ずれ変位量の 10%の場合、③横ずれ変位量の 20%の場合の 3 ケースを設定した(表 4.1.1-1; 表 4.1.1-2)。解析領域は、モデル化した断層を含む東西 60 km × 南北 60 km の範囲とし、水平 0.2 km、深度方向には 1 km のメッシュに分割して計算を実施した。Coulomb3.1 では、Okada(1992)<sup>42)</sup>の半無限弾性体を用いており、解析領域内の弾性係数は、ポワソン比 0.25、ヤング率  $8.0 \times 10^5$  bar を用いた。また、各断層面はすべて一様で地表に達するものとし、断層面上端深度を 0 km、下端深度を 15 km と設定し、その摩擦係数は、サンアンドレアス断層など典型的な横ずれ断層で得られた値(Harris and Simpson, 1998<sup>54)</sup>)から 0.4 とした。なお、活断層の変位は各セグメントの末端で小さくなるのが指摘されている。モデルでは走向方向に変位量を徐々に減衰させ、末端部で約半分となるパターンについても検討した(表 4.1.1-2(2))。ただし、作成したモデルでは深度方向への変位量減衰は考慮していない。

解析の結果、ステップや屈曲のような断層の不連続部及び走向変化部に歪や応力の変化が集中する傾向が認められ、さらに、左ステップでは隆起、右ステップでは沈降の変形を示す傾向が認められた(図 4.1.1-6)。したがって、断層のジオメトリと運動方向が把握されていれば、代表的な変位量を与えることで、断層運動による変形をある程度推定することができるといえる。しかしながら、断層面の傾斜を変えたモデル(モデル a~c)の各解析結果について、空中写真判読や現地調査の結果と比較すると、広範囲の地形との整合性に欠け、断層近傍に限り現地地形との上下変位傾向の一致がみられた(図 4.1.1-7; 図 4.1.1-8)。現地調査(図 4.1.1-8 a)と高角断層モデルによる解析結果から推定される断層近傍の地表変化(変位センスの分布パターン)(図 4.1.1-8 b)がおおむねよく対応する。この場合、それぞれの変形は断層から 5~15 km 程度の幅を持って南北に比較的対称な分布傾向を示し、断層の南側に幅 5~10 km で変形領域の広がりが見られるが、池田断層の南方に分布する法皇山地には、これと対応する山地高度の変化は認められない。現地調査(図 4.1.1-8 a)と低角断層モデルによる解析結果(図 4.1.1-8 c)との比較では、断層モデルの解析結果から推定される断層近傍の地形変化は、断層北側で非常に大きな隆起変形が生じていることを示している。しかし、舟山丘陵、関川丘陵の稜線高度や丘陵周辺の地形的特徴からはこのような大きな隆起を示す証拠は得られない。一方で、断層のごく近傍における変形に着目すると、傾斜方向のすべりを与えることで、低断層崖の比高や向きに対応した変形が表現される。この場合、それぞれの変形は断層から幅 1~2 km 程度に集中し、短波長の背斜状変形などによって形成された可能性を示している。

## (4) 反映先・成果

以上に述べた研究事例のように、破碎帯調査で、主断層に付随した破碎帯の分布密度や幅は、主断層から離れるに従い減少する傾向にあることを示した。将来にわたる地層処分の安全性を考える上では、断層活動による岩盤の変位や破断などの直接的な影響が及ぶ断層破碎帯、活動域の拡大・伸展、分岐などの範囲を考慮する必要がある。そのため、断層からの離間距離などを科学的な根拠に基づいて合理的に設定することが重要であり、今回の研究事例のような調査手法の適用は、概要調査などで必要な断層の力学的影響範囲を推定するために有効であると考えられる。

断層の力学的モデルを用いた地殻変動解析は、概要調査などで必要な断層の力学的影響範囲を推定する際に断層近傍においては有効となり得ることを示した。上記の断層活動による岩盤の変位や破断などの直接的な影響以外に、岩盤の破断や破碎を含めた地層の変形(地形変化)といった範囲を考慮する必要がある。今回示した数値シミュレーションによる地殻変動解析の適用は、地表からの調査段階及びそれ以降の地層処分システムの安全評価において、地質環境の長期的な安定性を評価する上で有効であると考えられる。また、地形変化シミュレーションへ反映することで、横ずれ断層近傍の岩盤の変形領域の時系列的な変化を推定できる可能性を示している。

(黒澤英樹)

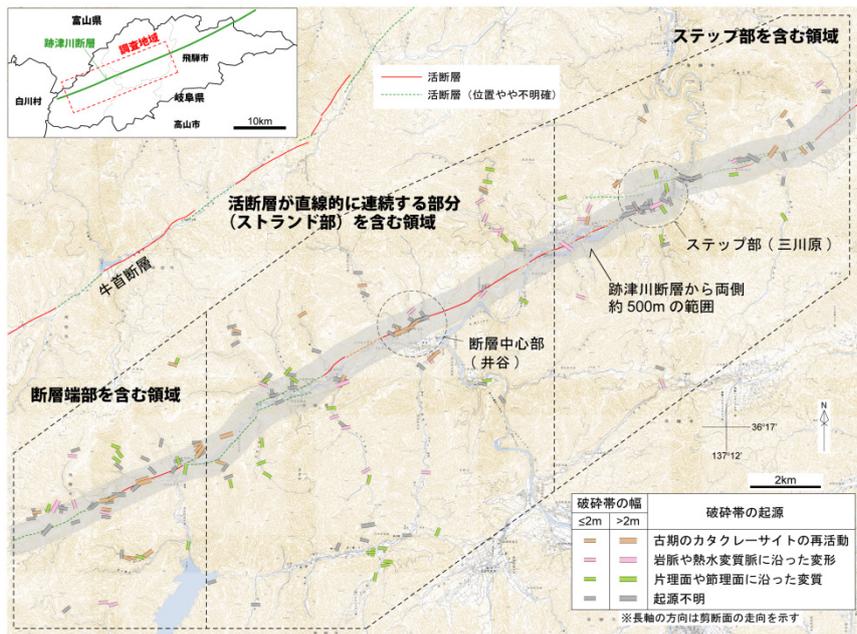


図 4.1.1-1 破碎帯調査地域<sup>40)</sup>

国土地理院 1:25,000 地形図「上梨」「鳩谷」「平瀬」「白木峰」「角川」「猪臥山」「打保」「林」「飛騨古川」「鹿間」「船津」「町方」を使用

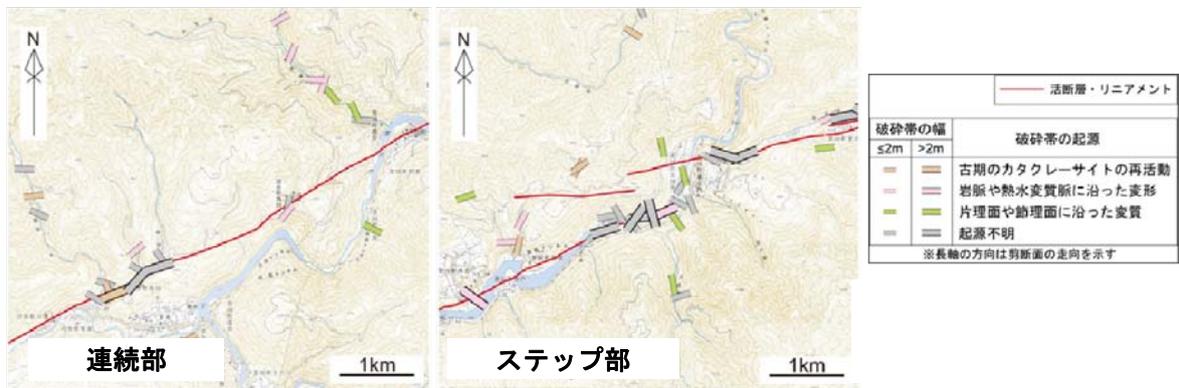


図 4.1.1-2 跡津川断層帯の連続部及びステップ部における破碎帯分布

跡津川断層の連続部及びステップ部における破碎帯の分布<sup>39)</sup>

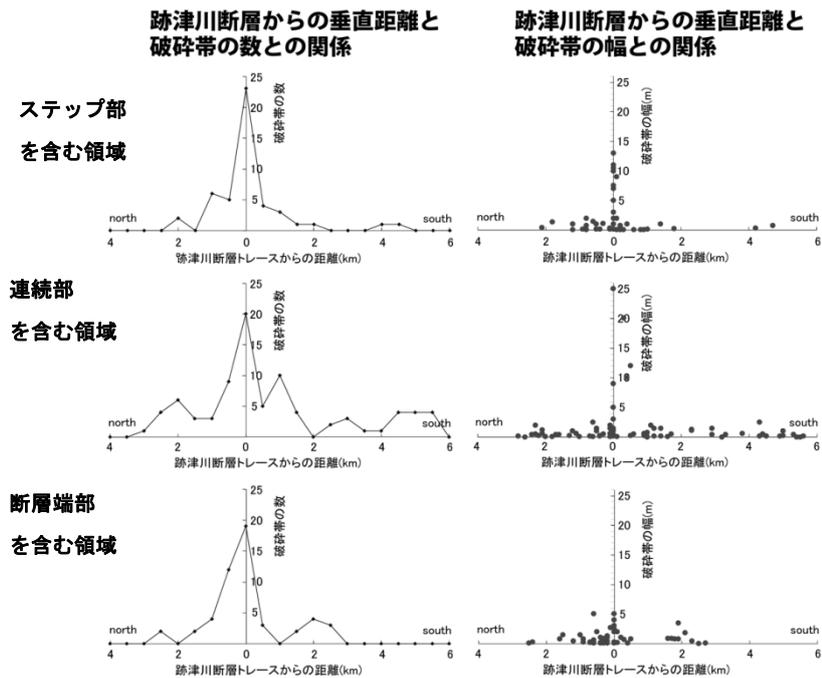


図 4.1.1-3 主断層からの距離と破砕帯数との関係<sup>40)</sup>

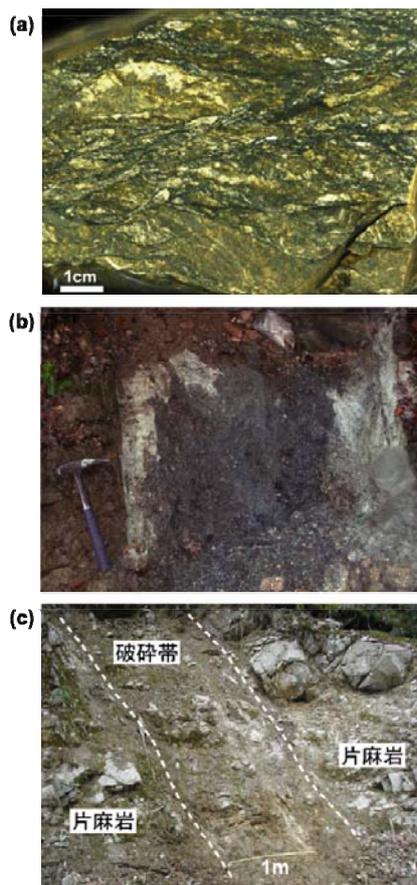


図 4.1.1-4 調査地域に分布する破砕帯<sup>39)</sup>

- (a)葉片状カタクレーサイトに沿って発達する破砕帯
- (b)安山岩岩脈(黒色)に沿って発達する断層ガウジと断層角礫(明灰色)
- (c)片麻岩の片理面に沿って発達する破砕帯

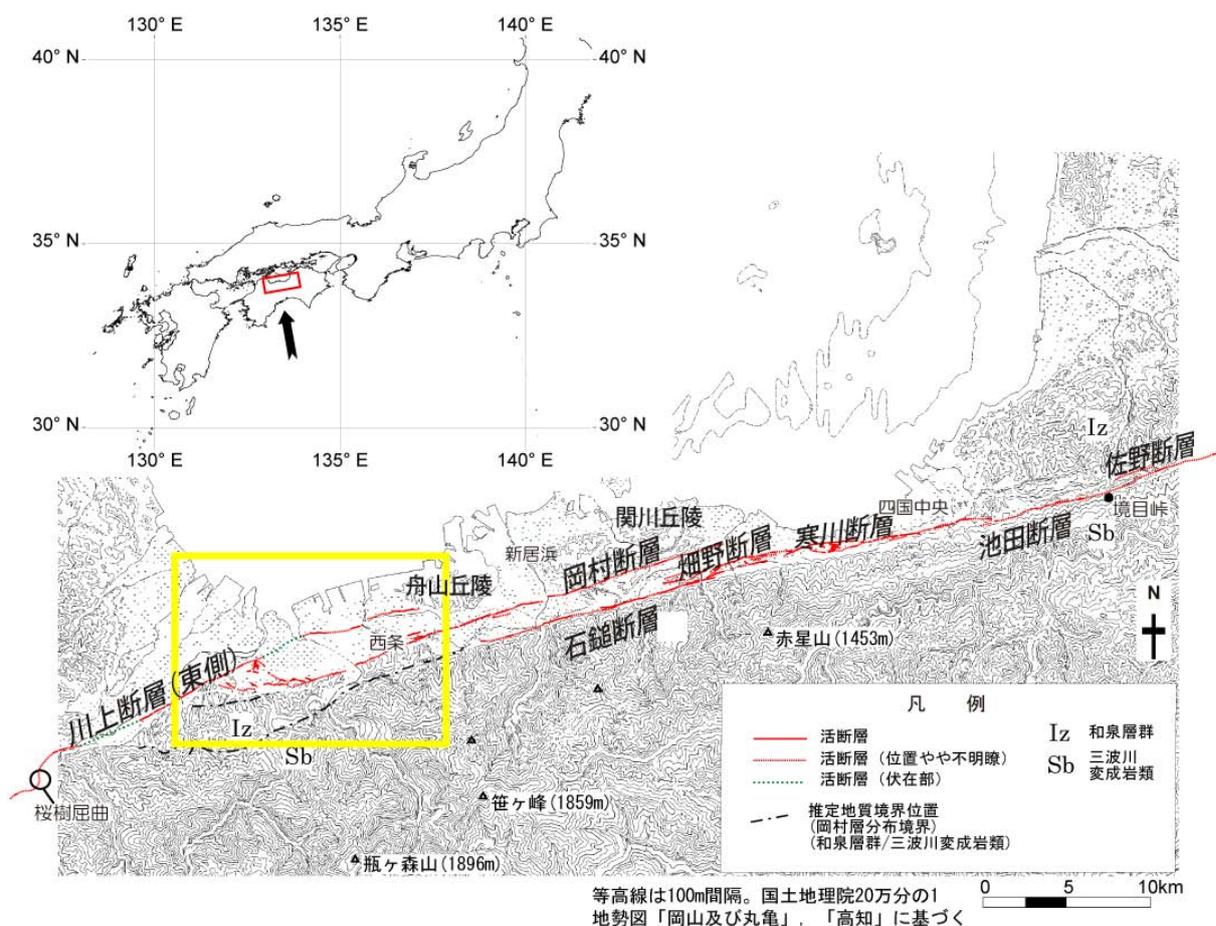


図 4.1.1-5 ディスロケーション解析範囲

黄色枠は図 4.1.1-6 の範囲を示す。

表 4.1.1-1 本解析に用いた各断層の変位量

断層名	横ずれ変位量	断層面傾斜方向への slip	
		横ずれの 10%	横ずれの 20%
川上断層(東部)	4.0 m	0.4 m	0.8 m
岡村断層	5.5 m	0.55 m	1.1 m
石鎚断層	5.0 m	0.5 m	1.0 m
畑野断層	2.5 m	0.25 m	0.5 m
寒川断層	5.0 m	0.5 m	1.0 m
池田断層(西部)	7.0 m	0.7 m	1.4 m

表 4.1.1-2 本解析に用いたパラメータ

断層面の傾斜	変位量の端部への減衰の有無	上下変位成分	計算パターン
[モデル a] 90°	(1) すべり様	上下変位成分なし	[モデル a ケース 1]
		横ずれ変位量の 10%	[モデル a ケース 2]
		横ずれ変位量の 20%	[モデル a ケース 3]
	(2) 単部への減衰	上下変位成分なし	[モデル a ケース 4]
		横ずれ変位量の 10%	[モデル a ケース 5]
		横ずれ変位量の 20%	[モデル a ケース 6]
[モデル b] 85°	(1) すべり様	上下変位成分なし	[モデル b ケース 1]
		横ずれ変位量の 10%	[モデル b ケース 2]
		横ずれ変位量の 20%	[モデル b ケース 3]
	(2) 単部への減衰	上下変位成分なし	[モデル b ケース 4]
		横ずれ変位量の 10%	[モデル b ケース 5]
		横ずれ変位量の 20%	[モデル b ケース 6]
[モデル c] 地表付近 85° 2km 以深 40°	(1) すべり様	上下変位成分なし	[モデル c ケース 1]
		横ずれ変位量の 10%	[モデル c ケース 2]
		横ずれ変位量の 20%	[モデル c ケース 3]
	(2) 単部への減衰	上下変位成分なし	[モデル c ケース 4]
		横ずれ変位量の 10%	[モデル c ケース 5]
		横ずれ変位量の 20%	[モデル c ケース 6]

\* 全モデル共通項目：地表における断層分布  
 断層面上の端部深度 0km、下端深度 15km  
 各断層の横ずれ変位量  
 弾性係数 ポワソン比 0.25、ヤング率 0.8E+5bar  
 摩擦係数 0.4

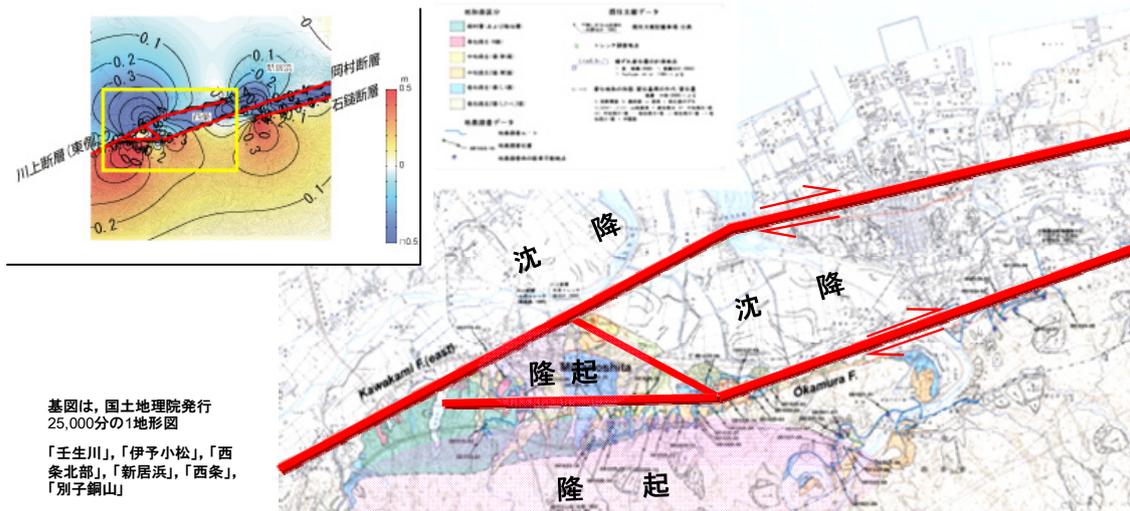


図 4.1.1-6 地表の累積的な変形と整合的な変位分布

左:断層面が一樣に鉛直(90°),断層面上のすべりが一樣で上下変位成分が横ずれ変位量の10%としたモデル(モデル a ケース 2)による上下変位量分布の推定結果  
 右:空中写真判読及び野外調査に基づいた地形分類図と,これに基づいて推定される上下変位センス

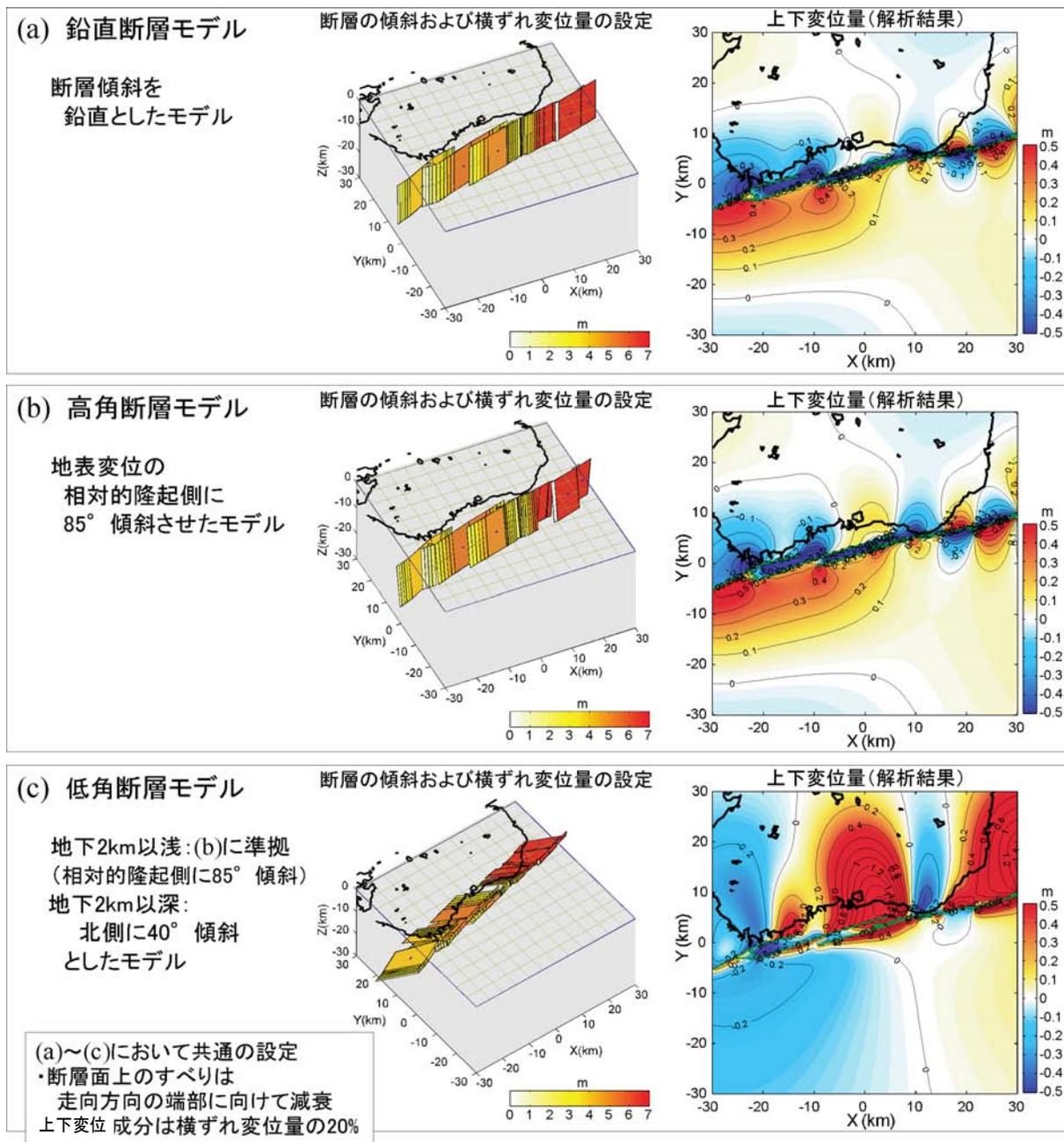


図 4.1.1-7 断層モデルの傾斜による解析結果の違い

- a: 鉛直断層モデル (90°) によって推定される上下変位分布(モデル a ケース 6)
- b: 高角断層モデル (85°) によって推定される上下変位分布(モデル b ケース 6)
- c: 低角断層モデル (40°) によって推定される上下変位分布(モデル c ケース 6)

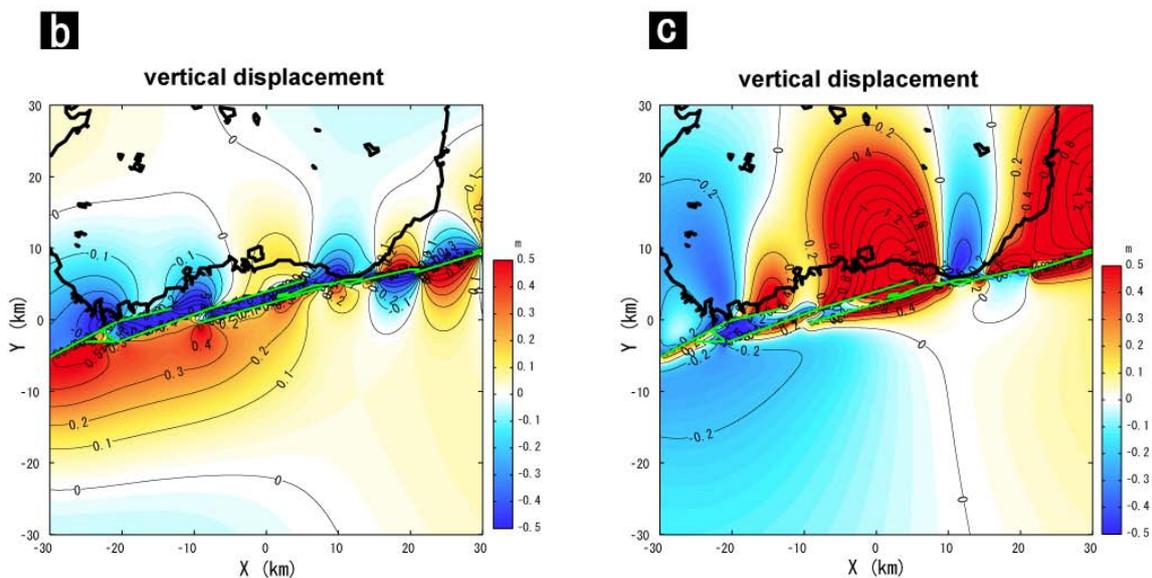
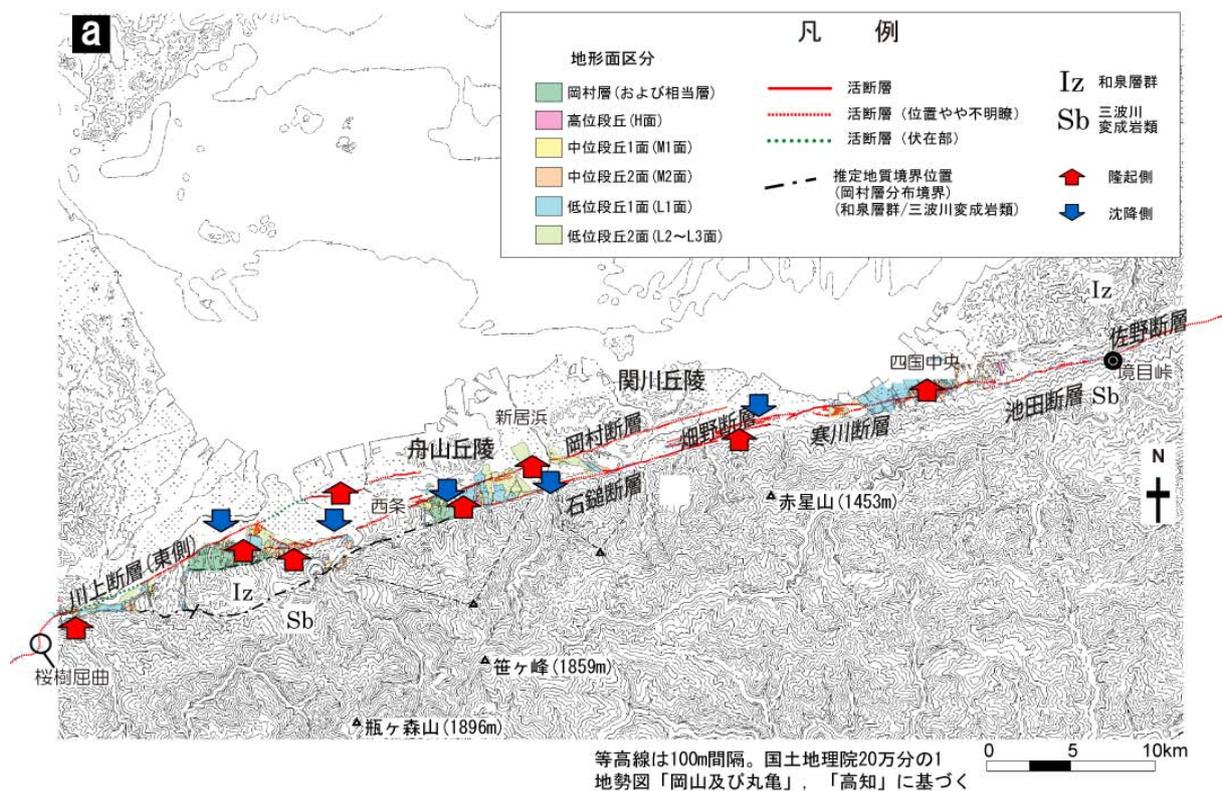


図 4.1.1-8 地形から推定される上下変位センスの分布と断層の傾斜による解析結果の違いの比較

- a: 地形から推定される MTL 活断層系に沿いの上下変位センス分布 (赤矢印: 隆起, 青矢印: 沈降)
- b: 高角断層モデルによって推定される上下変位分布 (モデル b ケース 6)
- c: 低角断層モデルによって推定される上下変位分布 (モデル c ケース 6)

引用文献

- 1) 原子力安全委員会 (2002) : “高レベル放射性廃棄物処分の概要調査地区選定段階において考慮すべき環境要件について”, 21p.
- 2) Lin, J. and R. S. Stein (2004) : “Stress triggering in thrust and subduction earthquakes and stress interaction between the southern San Andreas and nearby thrust and strike-slip faults”, *Journal of Geophysical Research*, 109, B02303, doi:10.1029/2003JB002607.
- 3) Toda, S., R. S. Stein, K. Richards-Dinger, and S. B. Bozkurt (2005) : “Forecasting the evolution of seismicity in southern California: Animations built on earthquake stress transfer”, *Journal of Geophysical Research*, 110, B05S16, doi:10.1029/2004JB003415.
- 4) 遠田晋次, R. S. Stein, G. C. P. King (2002) : “ディスロケーションソフトウェア「Coulomb」の紹介”, 活断層研究, 21, pp.25–32.
- 5) 遠田晋次 (2006) : “地殻変動応力解析支援ソフトウェア「Coulomb 3.0」の開発”, 活断層研究センターニュース, 61, pp.1–3.
- 6) Sibson, R. H. (1977) : “Fault rocks and fault mechanisms”, *Journal of the Geological Society* , 133, pp.191–213.
- 7) Passchier, C. W. and R. A. I. Trouw (1996) : “Microtectonics”, Springer-Verlag, 289p.
- 8) 狩野謙一, 村田明広 (1998) : “構造地質学”, 朝倉書店, 298p.
- 9) 高木秀雄, 小林健太 (1996) : “断層ガウジとマイロナイトの複合面構造—その比較組織学”, 地質学雑誌, 102(3), pp.170–179.
- 10) 島田耕史, 高木秀雄, 諏訪兼位, 林田守生 (1999) : “紀伊半島の中央構造線と領家帯の変形”, 日本地質学会第 106 年学術大会見学旅行案内書, pp.141–162.
- 11) Chester, F. M. and J. M. Logan (1986) : “Implications for mechanical properties of brittle faults from observations of the Punchbowl fault zone, California”, *Pure and Applied Geophysics*, 124, pp.79–106.
- 12) Chester, F. M., J. P. Evans, and R. L. Biegel (1993) : “Internal structure and weakening mechanisms of the San Andreas Fault”, *Journal of Geophysical Research*, 98(B1), pp.771–786.
- 13) Caine, J. S., J. P. Evans, and C. B. Forster (1996) : “Fault zone architecture and permeability structure”, *Geology*, 24, pp.1025–1028.
- 14) 金折裕司 (2001) : “断層の影響はどこまで及んでいるか”, 応用地質, 41(6), pp.323–332.
- 15) Scholz, C. H. (2002) : “The Mechanics of Earthquakes and Faulting”, Cambridge University Press, Cambridge, 496p.
- 16) Takemura, T., A. Golshani, M. Oda, and K. Suzuki (2003) : “Preferred orientations of open microcracks in granite and their relation with anisotropic elasticity”, *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 40(4), pp.443–454.
- 17) Vermilye, J. M., and C. H. Scholz (1998) : “The process zone: A microstructural view of fault growth”, *Journal of Geophysical Research*, 103(B6), pp.12223–12237, doi:10.1029/98JB00957.
- 18) 松田時彦, 岡田真介, 渡邊トキエ (2004) : “横ずれ活断層の累積変位量・断層長・破砕帯幅から見た断層の発達度—中国地方と中部地方の比較”, 活断層研究, 24, pp.1–12.
- 19) Shipton, Z. K., A. M. Soden, J. D. Kirkpatrick, A. M. Bright, and R. J. Lunn (2006) : “How thick is a fault? Fault displacement-thickness scaling revisited”, In *Earthquakes: Radiated Energy and the Physics of Faulting; Geophysical Monograph Series 170*, R. Abercrombie, A. McGarr, H. Kanamori, G. D. Toro (Ed), American Geophysical Union, Washington, D.C., pp.193–198.

- 20) 緒方正虔・本荘静光(1981):“電力施設の耐震施設における断層活動性の評価”, 応用地質, 22, pp.67-87.
- 21) 鷺谷 威, 西村卓也, 畑中雄樹, 福山英一, W. L. Ellsworth(2002):“2000年鳥取県西部地震に伴う地殻変動と断層モデル”, 地震 第2輯, 54, pp.523-534.
- 22) 小島秀基, 小清水 寛, 米溪武次, 根本盛行, 岩田昭雄, 湯通堂 亨, 雨貝知美, 矢萩智裕, 今給黎哲郎, 岩田和美(2005):“平成16年(2004年)新潟県中越地震に伴うGEONETの緊急対応と地殻変動”, 国土地理院時報, 107, pp.71-77.
- 23) Shaw, J. H. and J. Suppe (1994): “Active faulting and growth folding in the eastern Santa Barbara Channel, California”, *Geological Society of America Bulletin*, 106(5), pp.607-626.
- 24) Okamura, Y. (2003): “Fault-related folds and an imbricate thrust system on the northwestern margin of the northern Fossa Magna region, central Japan”, *The Island Arc*, 12(1), pp.61-73.
- 25) 楮原京子, 今泉俊文, 宮内崇裕, 佐藤比呂志, 内田拓馬, 越後智雄, 石山達也, 松多信尚, 岡田真介, 池田安隆, 戸田 茂, 越谷 信, 野田 賢, 加藤 一, 野田克也, 三輪敦志, 黒澤英樹, 小坂英輝, 野原 壯(2006):“横手盆地東縁断層帯・千屋断層の形成過程と千屋丘陵の活構造”, 地学雑誌, 115, pp.691-714.
- 26) 山田泰広, 服部昌樹(1991):“スケールモデル実験によって得られた地質体の物性について”, 日本地質学会第98年学術大会講演要旨, p.301.
- 27) 山田泰広, 松岡俊文(2005):“断層活動による周辺岩盤の速度と応力の変動—モデル実験とシミュレーションによるアプローチ—”, 物理探査学会学術講演会講演論文集, pp.130-132.
- 28) 小室裕明, 福代秀洋(1989):“三次元有限要素法によるドーム隆起部の応力解析”, 地団研専報, 36, pp.209-219.
- 29) Waltham, D. (1992): “Mathematical modelling of sedimentary basin processes”, *Marine and Petroleum Geology*, 9(3), pp.265-273.
- 30) 上田圭一(2003):“横ずれ断層系の発達過程ならびに変位地形の形成過程—断層模型実験による検討—”, 電力中央研究所報告, 研究報告:U03021.
- 31) 上田圭一, 井上大栄, 宮腰勝義, 宮川公雄, 三浦大助(2003):“長大な活断層系における活動性調査手法の高精度化—現地調査・模型実験による断層系の発達過程・断層変位地形の形成過程に関する検討—”, 電力中央研究所報告, 研究報告:U03022.
- 32) 活断層研究会編(1991):“新編日本の活断層—分布図と資料—”, 東京大学出版会, 437p.
- 33) 松田時彦(1966):“跡津川断層の横ずれ変位”, 地震研究所彙報, 44, pp.1179-1212.
- 34) 竹内 章(1998):“跡津川断層と茂住祐延断層”, 月刊地球, 20, pp.133-136.
- 35) 池田安隆(2003):“中部日本における活断層の発現時期はなぜ新しいのか?”, 月刊地球, 25, pp.907-917.
- 36) 金折祐司, 矢入憲二, 宮腰勝義(1988):“跡津川断層北東部における花崗岩類の微小変形構造とその形成過程”, 地質学雑誌, 94, pp.887-901.
- 37) Takagi, H., A. Iwamura, D. Awaji, T. Itaya, and T. Okada (2005): “Dating of fault gouges from the major active faults in southwest Japan: Constraints from integrated K-Ar and XRD analyses”. In *Faults, Fluid Flow, & Petroleum Traps*, R. Sorkhabi, and Y. Tsuji (Ed), American Association Petroleum Geologists, pp.287-301.
- 38) 丹羽正和, 島田耕史, 黒澤英樹, 三輪敦志(2008a):“圧縮性ステップにおける破碎帯の構造—岐阜県飛騨市の跡津川断層西部の例—”, 地質学雑誌, 114(10), pp.495-515.

- 39) 丹羽正和, 石丸恒存, 黒澤英樹, 島田耕史, 守屋俊文, 高橋一晴(2008b):“岐阜県北部, 跡津川断層周辺の破碎帯の広域分布と特徴”, 日本地質学会中部支部 2008 年度年会シンポジウム講演要旨.
- 40) 草野友宏, 野原 壯, 梅田浩司, 石丸恒存, 花室孝広, 齋藤龍郎, 安江健一, 丹羽正和, 島田耕史, 山田国見, 二ノ宮 淳, 根木健之, 田力正好, 黒澤英樹, 中司 昇(2009):“地質環境の長期安定性に関する研究 年度報告書(平成 19 年度)”, JAEA-Research 2009-022.
- 41) 草野友宏, 浅森浩一, 黒澤英樹, 谷川晋一, 二ノ宮 淳, 根木健之, 花室孝広, 安江健一, 山田国見, 石丸恒存, 梅田浩司(2010):“地質環境の長期安定性に関する研究 年度報告書(平成 20 年度)”, JAEA-Research 2009-072.
- 42) Okada, Y (1992): “Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space”, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 82(2), pp.1018–1040.
- 43) 岡田篤正(1973a):“中央構造線の第四紀断層運動について”, 中央構造線(杉山隆二編), 東海大学出版会, pp.49–86.
- 44) 地震調査研究推進本部 地震調査委員会(2003):“中央構造線断層帯(金剛山地東縁–伊予灘)の長期評価について”, available from <[http://www.jishin.go.jp/main/chousa/03feb\\_chuokozo/index.htm](http://www.jishin.go.jp/main/chousa/03feb_chuokozo/index.htm)>(accessed 2010-7-29).
- 45) 後藤秀昭, 中田 高(2000):“四国の中央構造線活断層系—詳細断層線分布図と資料”, 広島大学総合地誌研究資料センター, 144p.
- 46) 岡田篤正(1973b):“四国中央北縁部における中央構造線の第四紀断層活動”, 地理学評論, 46, pp.295–322.
- 47) 岡田篤正(1977):“中央構造線中央部における最新の断層活動—沖積世の変位地形・変位量・地震との関係について”, MTL, 2, pp.29–44.
- 48) 岡田篤正, 堤 浩之(1990):“四国中・東部における中央構造線の断層露頭と地形面の編年に関する資料”, 活断層研究, 8, pp.31–47.
- 49) 佃 栄吉, 佐藤 努(1996):“徳島県鳴門市坂東観測井周辺の地下構造”, 第 11 回地質調査所研究講演会資料「兵庫県南部地震の地質学的背景」, 日本産業技術振興協会技術資料 No.265, pp.90–93.
- 50) 伊藤谷生, 井川 猛, 足立幾久, 伊勢崎修弘, 平田 直, 浅沼俊夫, 宮内崇裕, 松本みどり, 高橋通浩, 松澤進一, 鈴木雅也, 石田啓祐, 奥池司郎, 木村 学, 國友孝洋, 後藤忠徳, 澤田臣啓, 竹下 徹, 仲谷英夫, 長谷川修一, 前田卓哉, 村田明広, 山北 聡, 山口和雄, 山口 寛(1996):“四国中央構造線地下構造の総合物理探査”, 地質学雑誌, 102, pp.346–360.
- 51) 佐藤比呂志, 児島悠司, 村田明広, 伊藤谷生, 金田義行, 大西正純, 岩崎貴哉, 於保幸正, 荻野スミ子, 狩野謙一, 河村知徳, 蔵下英司, 越谷 信, 高須 晃, 竹下 徹, 津村紀子, 寺林 優, 豊原富士夫, 中島 隆, 野田 賢, 橋本善孝, 長谷川修一, 平田 直, 宮内崇裕, 宮田隆夫, 山北 聡, 吉田武義, Steven Harder, Kate Miller, Galen Kaip, 小澤岳史, 井川 猛(2005):“西南日外帯の地殻構造:2002 年四国–瀬戸内海横断地殻構造探査の成果”, 地震研究所彙報, 80, pp.53–71.
- 52) 気象庁編(2006):“地震年報”, CD-ROM.
- 53) 堤 浩之, 後藤英明(2006):“四国の中央構造線断層帯の最新活動に伴う横ずれ変位量分布”, 地震 第 2 輯, 59, pp.117–132.
- 54) Harris, R. and R. Simpson (1998): “Suppression of large earthquakes by stress shadows: A comparison of Coulomb and rate-and-state failure”, *Journal of Geophysical Research*, 103(B10), pp.24439–24451.

## 4.2 火山・地熱活動に関する研究

### 4.2.1 火山活動の長期予測モデルの開発

#### (1) はじめに

我が国の火山活動は、火山帯や火山列と呼ばれるある特定の地域に偏在する傾向が認められる。しかしながら、火山フロントより日本海側では、火山の分布は離散的であり、明瞭な火山地域を形成しない。また、西南日本には独立単成火山群が広く分布しているが、これらは同一の火道から噴火を繰り返す複成火山とは異なり、一連の活動に関連する火山体の形成は数十 km 以上の範囲に及ぶ。そのため、火山フロントよりも日本海側の地域における新たな成層火山の形成や単成火山群の周辺地域における単成火山の発生の可能性については、重要な検討課題の一つとされている(原子力安全委員会, 2002<sup>1)</sup>; 総合資源エネルギー調査会 原子力安全・保安部会 廃棄物安全小委員会, 2003<sup>2)</sup>。

ここで、対象地域において、火山活動の発生の可能性を検討するためには、概要調査などで第四紀火山の存在や過去の熱水活動の痕跡のほか、地下深部のマグマや高温流体などの存在の有無を確認することが基本となるが、一般に、日本列島のネオテクトニクスの枠組みが成立したのは、鮮新世から中期更新世頃であること(米倉ほか編, 2001<sup>3)</sup>)を考えれば、将来十万年を超えるような時間スケールの予測・評価を想定した場合においては、現在のテクトニクスそのものが転換する可能性などを考慮する必要も生じる。こうした時間スケールでは、サイト選定において物理的隔離機能が喪失する可能性を有する地域を厳密に特定することは困難となる。

このようなケースに関しては、候補地において火成活動などが仮に発生したと想定して(接近シナリオ)、その影響を検討するといった評価方法を用いることが妥当であると考えられる(例えば、原子力安全委員会 放射性廃棄物・廃止措置専門部会, 2010<sup>4)</sup>)。また、原子力安全委員会 原子力安全総合専門部会(2004)<sup>5)</sup>では、超長期の評価期間に伴って派生する不確実性については、シナリオが発生する可能性を勘案し、その影響の大きさを評価する、いわゆるリスク論的考え方に基づく安全評価手法が有効であることが指摘されている。そのためには、新たな火山の形成など想定されるシナリオが発生する可能性について、それらの対象となる期間と範囲に基づき、確率論的に提示する手法の整備が必要不可欠である。そのため本研究では、これまでに開発を進めてきた火山形成にかかわる確率分布モデル(Martin *et al.*, 2003a<sup>6)</sup>; Martin *et al.*, 2003b<sup>7)</sup>; 高橋・Martin, 2004<sup>8)</sup>)の信頼性をさらに向上させることを目的とし、火山の形成に関連する地球物理学的情報を確率分布に組み込んだ multiple inference モデルを提示する。

#### (2) 当該分野に係る科学的・技術的背景

火山活動に関連したリスクの評価は、①既存火山の噴火や新たな火山の形成などの生起確率を求めるもの(例えば、Wadge, 1982<sup>9)</sup>; Klein, 1984<sup>10)</sup>; Mulargia *et al.*, 1984<sup>11)</sup>; Sornette *et al.*, 1991<sup>12)</sup>; Ho, 1991<sup>13)</sup>; Dubois and Cheminee, 1991<sup>14)</sup>; Pyle, 1998<sup>15)</sup>; Connor *et al.*, 2003<sup>16)</sup>)、②火山活動に伴う現象、すなわち火砕流や溶岩流などが発生する可能性やその影響の程度を求めるもの(例えば、Wadge *et al.*, 1994<sup>17)</sup>; Connor *et al.*, 2001<sup>18)</sup>)に大別される。このうち前者は、短期間(数日～数年)に関するものと、長期間(数十年～数十万年)の予測に分けられる。これらはそれぞれ異なった目的に対し、様々なアプローチに基づいて評価されるが、地層処分の長期的な安全性の観点からの火山活動の予測期間は、噴火の短期的な前兆現象を捉えることを目指した、いわゆる噴火予知とは異なり、主に過去の履歴に関する情報を有する地質学的データに基づいて、将来(数万年オーダー以上)、火山活動が生じる可能性を確率論的に評価することを目的とする。

このような確率論的なアプローチによる火山活動の長期予測に関する研究として、これまでに米国ユッカマウンテン(Crowe *et al.*, 1982<sup>19)</sup>; Ho, 1991<sup>13)</sup>; Connor and Hill, 1995<sup>20)</sup>)や、東伊豆単成火山群を対象

とした火山活動の確率論的な将来予測 (Martin *et al.*, 2003a<sup>6)</sup>; Martin *et al.*, 2003b<sup>7)</sup>; 高橋・Martin, 2004<sup>8)</sup>) が行われている。このうち、東伊豆単成火山群を対象とした一連の研究 (Martin *et al.*, 2003a<sup>6)</sup>; Martin *et al.*, 2003b<sup>7)</sup>; 高橋・Martin, 2004<sup>8)</sup>) では、カーネル関数を用いた空間モデルや最近隣法による時空間モデルに基づき、独立単成火山群における単成火山の新たな形成に関する確率分布モデルが提示されている。ここで提示されたモデルは、火山の時空間点過程 (分布と年代) のみを基に評価されているものであるが、実際の独立単成火山群における火山活動は「点」の移動ではなく、一定の方向性をもった火山クラスターの移動という形で生じることが多い。しかしながら、この火山の時空間点過程のみに基づく確率分布モデルの導出においては、このような火山形成の特性を考慮することができない。さらに、ここで考慮可能な火山の分布や年代に関する情報は、主として陸域において確認されたものに限定されることから、海域では過少評価の可能性があるなどの課題を残している。

一般に、プレート沈み込み帯に位置する我が国の火成活動は、主に陸域プレート下に沈み込む海洋スラブからの脱水に起因し、マントル・ウェッジから地表に至るマグマ供給システムによると考えられている (例えば, Tatsumi, 1989<sup>21)</sup>) が、そのメカニズムについては、地殻構造の不均質のほか、マントル・ウェッジにおける対流や温度構造、さらにはプレート間の相互作用などにも規制され、現時点において未解決の部分が多い。しかしながらその一方で、近年の地球物理学あるいは地球化学的研究により、火山下における部分熔融域の存在を示唆する地殻及びマントル・ウェッジの地震波低速度体や低比抵抗体の存在に加え、地下からの高い  $^3\text{He}/^4\text{He}$  比を有するガスの放出など (例えば, Zhao *et al.*, 1992<sup>22)</sup>; Sano and Wakita, 1985<sup>23)</sup>; Umeda *et al.*, 2007<sup>24)</sup>)、将来の火山活動に関連すると考えられる幾つかの兆候が報告されている。

火山活動の長期予測の手段としては、過去から現在までの変動傾向に基づく将来への外挿、統計・確率論的なアプローチ、現象のプロセスを考慮した数値シミュレーションなどが考えられるが、このように、沈み込み帯における島弧火成活動のメカニズムが未だ解明されていない以上、現時点では、その成因論に基づいた数値シミュレーションによって我が国における火山活動の将来予測を行うことは困難であると言わざるを得ない。ここで、前述した火山の分布と年代の情報のみによる新たな火山の形成に関する単純な統計学的手法による予測結果の信頼性を向上させるためには、経験則に加えて現象論に基づいた科学的知見も積極的に導入することが重要となる。そのため、地球物理学や地球化学などの次元の異なる定量的な情報をベイズ法などによって確率モデルに組み込んだ **multiple inference** モデルの開発が必要となる。

### (3) 実施内容・結果

既に述べたように、近年の地球物理学的研究から、沈み込み帯の火成活動を規制するマントル・ウェッジあるいは地殻内の流体やそれに関連する部分熔融体の存在が明らかにされている (例えば, Zhao *et al.*, 1992<sup>22)</sup>)。これに加え、地温勾配など地表付近の温度場にかかわる地球物理学的情報も、地下深部に存在する部分熔融域の存在を示唆する有用な情報の一つと成り得る。そのため、確率論的アプローチによる将来の火山形成に関する予測モデルを構築する上では、Martin *et al.* (2003a)<sup>6)</sup> などによる確率分布モデルの導出に用いられた過去の火山活動の分布やその履歴を示す地質学的データに加えて、現在の状態を示す地球物理学的情報も考慮することで、モデルの信頼性を向上させることができると期待される。

本研究では、第四紀火山に関する時空間的情報が豊富な東北日本 (例えば, 梅田ほか, 1999<sup>25)</sup>) を例として、ベイズ法に基づき深さ 10 km 及び 40 km における地震波 P 波速度分布 (図 4.2.1-1; Zhao *et al.*, 2000<sup>26)</sup>) 及び地下温度勾配 (図 4.2.1-2; 田中ほか, 1999<sup>27)</sup>) を考慮した **multiple inference** モデルによる新たな火山の形成に関する確率分布モデルの導出を試みた。将来の火山活動を検討する上で有効な情報であると考えられる地震波低速度体などの地球物理学的情報は、それらを確率密度関数として表現す

ることで、確率分布モデルに考慮することが可能である(例えば, Tarantola, 1990<sup>28)</sup>)。また、このような確率密度関数と事前仮定(priori assumption)に基づく確立密度関数とを組み合わせ、これらを考慮した事後確率密度関数を求める手法として、ベイズ法が挙げられる。

本研究では、ベイズ法を用いて事後確率密度関数を算出するにあたって、まず、既存の火山の分布と年代に基づき、将来の火山活動に関する事前確率密度関数を求めた。ここでは、事前仮定として、新たな火山は既存の火山から遠く離れた位置に形成されない、すなわち、既存の火山分布と年代が将来の火山活動の位置と回帰率(recurrence rate)を規制すると仮定して事前確率密度関数を求めている。しかしながら、既に述べたとおり、このような火山の時空間点過程のみに基づく確率分布の導出は必ずしも十分ではない。そこで、この事前確率密度関数に対して、将来の火山活動を示唆する地球物理学的情報を確率密度関数として組み込むことにより修正することで、事後確率密度関数を求めた。なお、ベイズ法によるこのアプローチは繰り返し用いることが可能であり、複数の情報を事後確率密度関数に反映させることができる。

ここで、地点  $x, y$  における火山地域  $A$  での事後確率密度関数  $P(x, y|\theta)$  は、式(1)のように表される。

$$P(x, y|\theta) = \frac{P(x, y)L(\theta|x, y)}{\int_A p(x, y)L(\theta|x, y)dA} \quad (1)$$

$P(x, y)$  及び  $L(\theta|x, y)$  はそれぞれ、事前仮定及び地球物理学的情報に基づく確率密度関数である。なお、これにより求められる事後確率密度関数は全領域によって規格化されるため、累積確率は一定となる。

東北日本における火山の分布には規則性が認められ、一様ではない。そのため、事前確率密度関数  $P(x, y)$  を求めるにあたっては、近隣の火山からの距離とスムージング係数  $h$  (smoothing constant) によって表現されるカーネル関数による火山活動の local intensity  $\lambda_{x, y}$  を用いることで、既存の火山活動に関する地域的な不均質性を考慮した(例えば, Lutz and Gutmann, 1995<sup>29)</sup>)。本研究では、Gaussian kernel 関数(例えば, Conway et al., 1998<sup>30)</sup>; Connor et al., 2000<sup>31)</sup>) 及び Cauchy kernel 関数(例えば, Gelman et al., 1995<sup>32)</sup>) の 2 つのカーネル関数について、東北日本における実際の火山分布への適合性を検討した。ここで、Cauchy kernel 関数は Gaussian kernel 関数に比して、既存火山の近傍における寄与が小さく、遠距離におけるそれは大きいという特性を有する。地点  $x_p, y_p$  における Gaussian kernel 関数及び Cauchy kernel 関数による local intensity  $\lambda_{x, y}$  は、それぞれ式(2)及び式(3)によって算出される。

$$\lambda_{x, y} = \frac{1}{2\pi h^2 N} \sum_{i=1}^N l_{vi} \exp \left\{ -\frac{1}{2} \left[ \left( \frac{x_p - x_{vi}}{h} \right)^2 + \left( \frac{y_p - y_{vi}}{h} \right)^2 \right] \right\} \quad (2)$$

$$\lambda_{x, y} = \frac{1}{\pi h^2 N} \sum_{i=1}^N \left\{ \frac{l_{vi}}{1 + \left[ \left( \frac{x_p - x_{vi}}{h} \right)^2 + \left( \frac{y_p - y_{vi}}{h} \right)^2 \right]} \right\} \quad (3)$$

ここで、 $x_{vi}, y_{vi}$  は  $i$  番目の火山の位置であり、 $N$  及び  $l_{vi}$  はそれぞれ火山の数及び  $i$  番目の火山における噴出量に基づく重みを示す。なお、カーネル関数及びスムージング係数  $h$  について、東北日本における火山分布への適合性を検討した結果(図 4.2.1-3), Cauchy kernel 関数に対して  $h = 1$  km とした場合に、

最も良く観測データと調和することが明らかになった。これに比して、Gaussian kernel 関数と観測データとの整合性は劣るが、近距離のみならず遠距離の最近隣火山との整合性を考慮した場合、 $h = 6 \text{ km}$  が最も良く観測データを説明すると考えられる。

以上のカーネル関数によって求められた local intensity を用いて算出される地点  $x_p, y_p$  での新たな火山形成の確率  $P_{x,y}$  は、ポアソン分布を適用することにより、式(4)によって求められる。

$$P_{x,y} \{N(t) \geq 1\} = 1 - \exp(-t\lambda_t \lambda_{x,y} \Delta x \Delta y) \quad (4)$$

ここで、 $N(t)$  及び  $\Delta x, \Delta y$  は予測期間  $t$  及び空間範囲  $\Delta x, \Delta y$  において新たに形成される火山の数である。また、 $\lambda_t$  は火山活動の回帰率であり、東北日本弧における第四紀の火山活動の傾向(梅田ほか, 1999<sup>25)</sup>)から、120 events/10<sup>6</sup> year とした。

本研究においては、先に求めた事前仮定に基づく確率密度関数に、深さ 10 km 及び 40 km における P 波速度構造、さらには地温勾配に基づく確率密度関数(尤度関数)  $L(\theta|x,y)$  を式(1)に組み込むことで、将来の新たな火山形成に関する確率密度関数  $P(x,y|\theta)$  を求めた。ここで、それぞれの地球物理学的情報に対する確率密度関数は、100 ka 以降の火山分布に対する関連性を見積もることによって、それぞれの情報に対する  $L(\theta|x,y)$  を作成した。

以上に基づき、東北地方における 10 万年前までのデータから 10 万年前以降の火山形成確率の空間分布を求め、それらを 10 万年前以降に活動した火山の空間分布と比較した(図 4.2.1-4)。その結果、Gaussian kernel 関数( $h = 6 \text{ km}$ )に深さ 40 km の P 波速度構造を考慮したケース(図 4.2.1-4a)では、岩木山や沼沢火山の周辺における火山形成確率は火山のない場所と変わりなく、火山形成の予測ができていないが、Cauchy kernel 関数( $h = 1 \text{ km}$ )に深さ 40 km の P 波速度構造を考慮したケース(図 4.2.1-4b)やさらに地温勾配を考慮したケース(図 4.2.1-4c)では、沼沢火山周辺の火山形成確率は有意な値を示している。また、これらに加えて深度 10 km の P 波速度構造を考慮したケース(図 4.2.1-4d)では岩木山周辺の火山形成確率も有意な値を示している。以上のことから、東北日本の火山形成確率を検討する際には Gaussian kernel 関数よりも Cauchy kernel 関数の使用がより適切と考えられること、また、P 波速度構造や地温勾配を考慮することで、より信頼性の高い確率予測となり得ることが示された(Martin *et al*, 2004<sup>33)</sup>)。

#### (4) 主な成果と反映先

ベイズ法に基づき、地質学的情報(火山の分布、年代)に加えて、地球物理学的情報(地震波速度構造、地温勾配)を考慮した確率分布モデルが 10 万年前～現在の火山の形成と整合的であり、その構築にあたっては、現在及び過去の火成活動に関連する複数の情報を考慮した multiple inference モデルがある程度有効であることを示した。すなわち、沈み込み帯におけるマグマ活動の成因論が未だ明らかになっていない現時点において、将来、火山活動が生じる可能性を確率論的に評価するためには、既存火山の分布及び年代に加え、将来の火山活動に関連する他の情報を考慮することが重要である。なお、その際には、ここで述べた地球物理学的情報のほか、温泉ガスの <sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He などの地球化学的情報の考慮も効果的であると考えられる。

また、ここで提示した multiple inference モデルによる確率分布モデルの導出方法は、新たな火山の形成に関する将来予測のみならず、超長期の評価期間に対する安全評価において必要となる断層運動などのシナリオが発生する可能性の検討にも応用することができると考えられる。しかしながら、その際には、その導出方法や考慮する情報、さらにはその根拠となるそれらの現象の発生メカニズムにかかわる知見に不確実性が伴うことを念頭に置く必要がある。ここで、決定論的な方法に基づく評価を行うにあたって

は、その精度や確度を定量的に示すことが必要となるが、評価期間の長期間化に伴いそれらの不確実性が增大するほか、そのような情報の提示が困難な場合もあると想定される。そのため、数万年オーダー以上の将来において、これらのシナリオの発生を予測する方法として、現時点では、ここで示した現象論に基づく確率論的手法の適用が有効な手段の一つであると考えられる。

(浅森浩一, 梅田浩司)

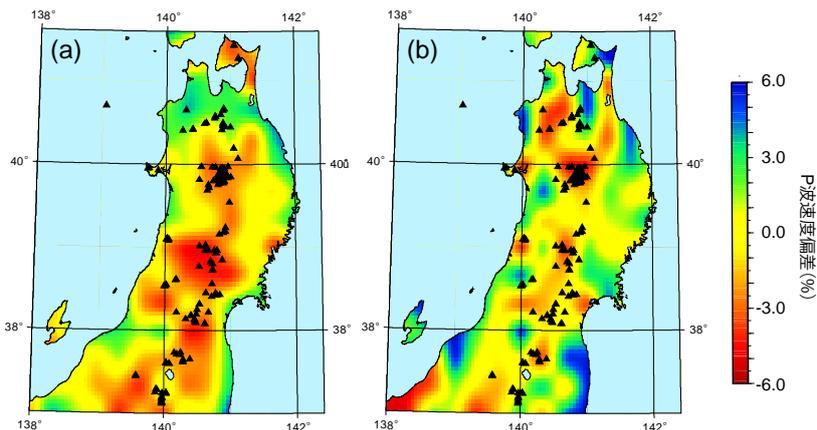


図 4.2.1-1 東北地方における P 波速度分布  
 (a), (b)はそれぞれ深さ 10 km 及び 40 km における P 波速度偏差を示す。

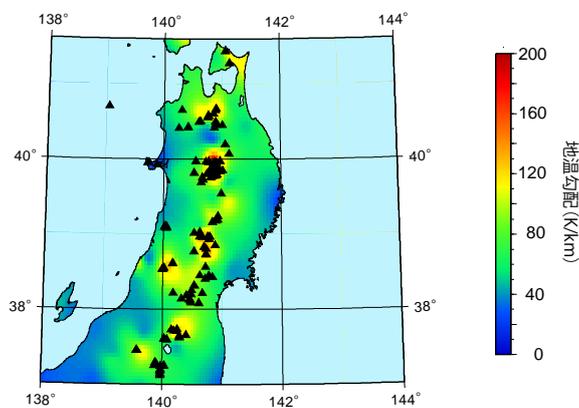


図 4.2.1-2 東北地方における地温勾配分布

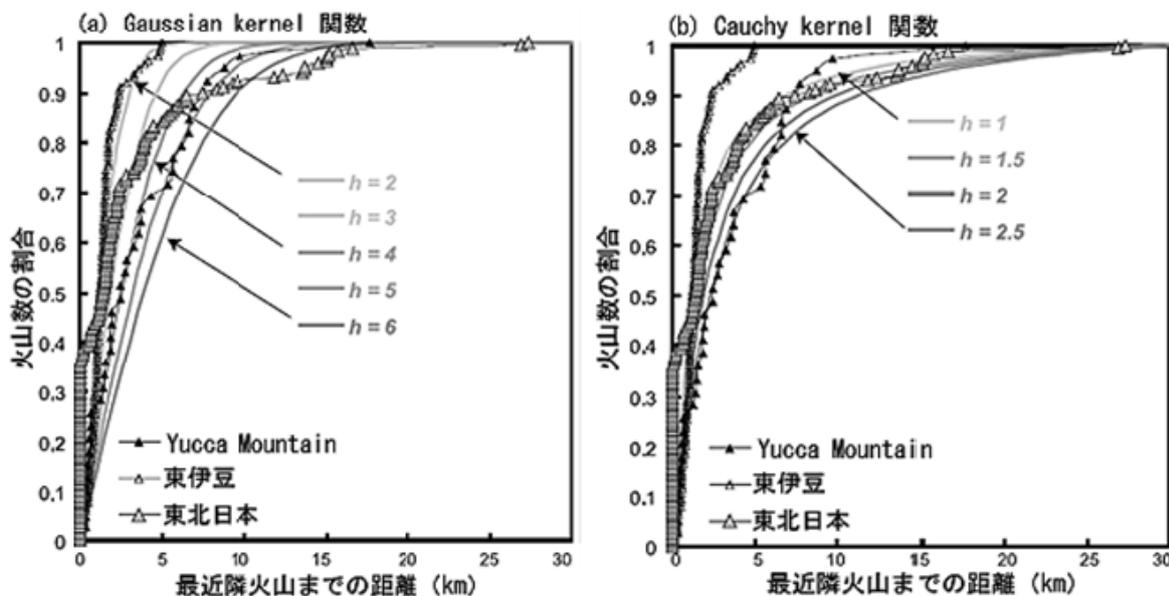
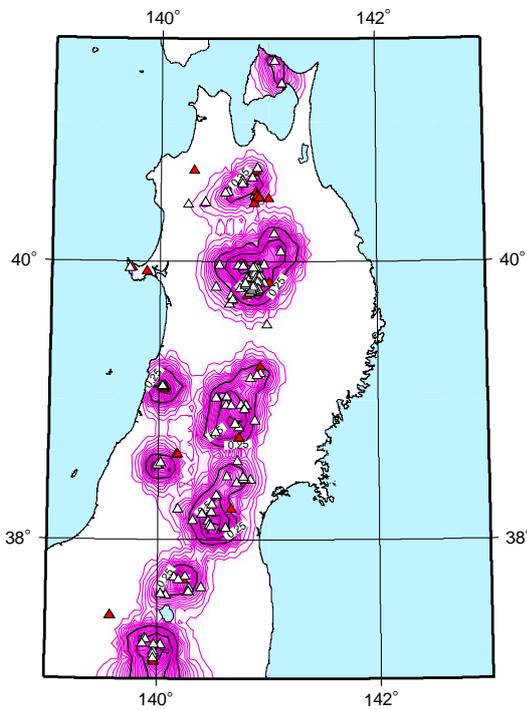
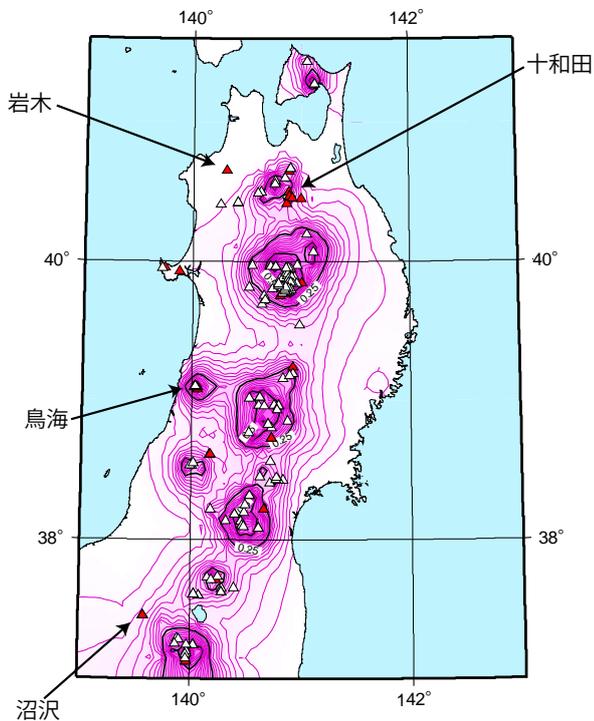


図 4.2.1-3 東北地方における既存火山の分布傾向とカーネル関数による近似  
 (a), (b)はそれぞれ Gaussian kernel 関数及び Cauchy kernel 関数を示す。

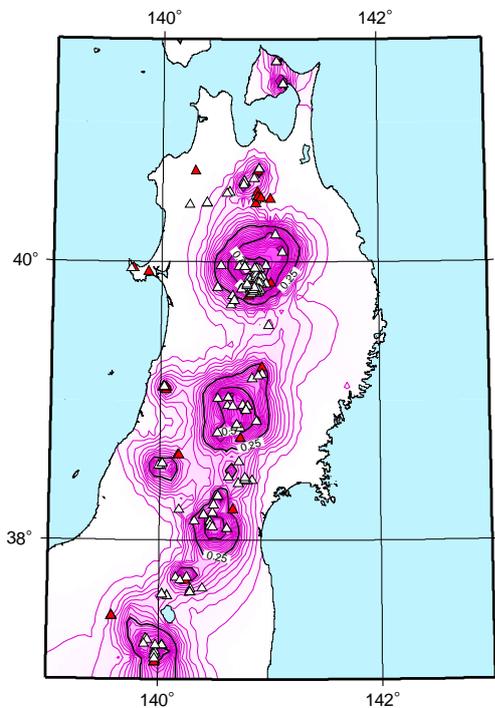
(a) Gaussian kernel 関数  
(深さ40 kmのP波速度構造を考慮)



(b) Cauchy kernel 関数  
(深さ40 kmのP波速度構造を考慮)



(c) Cauchy kernel 関数  
(深さ40 kmのP波速度, 地温勾配を考慮)



(d) Cauchy kernel 関数  
(深さ10, 40 kmのP波速度, 地温勾配を考慮)

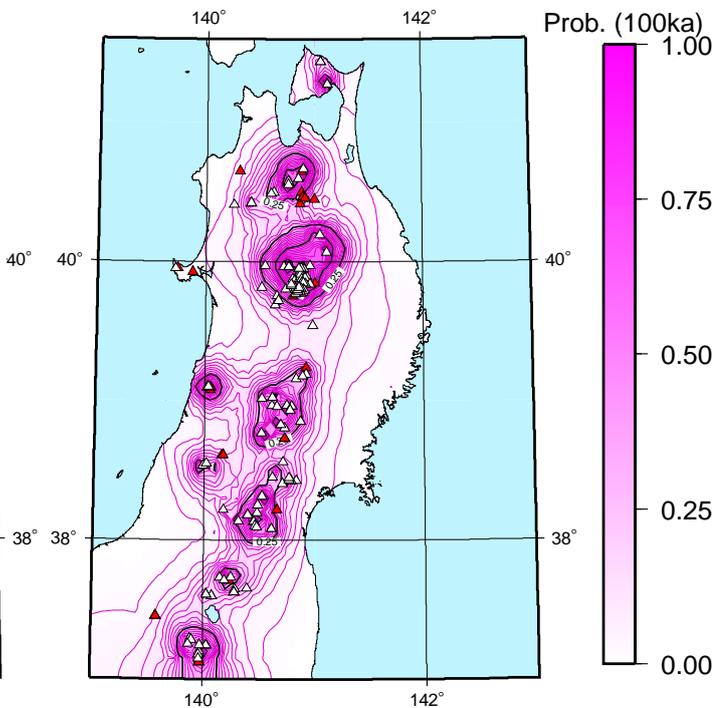


図 4.2.1-4 ベイズ法による確率分布の計算例

上図の▲は10万年前以前の火山, △は10万年前以降の火山を示す。

引用文献

- 1) 原子力安全委員会(2002):“高レベル放射性廃棄物処分の概要調査地区選定段階において考慮すべき環境要件について”, 21p.
- 2) 総合資源エネルギー調査会 原子力安全・保安部会 廃棄物安全小委員会(2003):“高レベル放射性廃棄物処分の安全規制に係る基盤確保に向けて”, 108p.
- 3) 米倉伸之, 野上道男, 貝塚爽平, 鎮西清高(編)(2001):“日本の地形 1 総説”, 東京大学出版会, 349p.
- 4) 原子力安全委員会 放射性廃棄物・廃止措置専門部会(2010):“余裕深度処分の管理期間終了以後における安全評価に関する考え方”, 80p.
- 5) 原子力安全委員会 原子力安全総合専門部会(2004):“放射性廃棄物処分の安全規制における共通的な重要事項について”, 37p.
- 6) Martin, A. J., K. Umeda, and Y. Yusa (2003a) : “Probabilistic approaches for predicting the long-term spatial and temporal characteristics of monogenetic volcanoes; application to two monogenetic volcano fields in Japan”, *JNC Technical Review*, 18, pp.59–70.
- 7) Martin, A. J., M. Takahashi, K. Umeda, and Y. Yusa (2003b) : “Probabilistic methods for estimating the long-term spatial characteristics of monogenic volcanoes in Japan”, *Acta Geophysica Polonica*, 51, pp.271–289.
- 8) 高橋正樹, A. J. Martin(2004):“今後 10 万年間どこに火山はできるか? —マグマ供給系システムの長期安定性をめぐって—”, 月刊地球, 26, pp.386–394.
- 9) Wadge, G. (1982) : “Steady state volcanism: Evidence from eruption histories of polygenetic volcanoes”, *Journal of Geophysical Research*, 87, pp.4035–4049.
- 10) Klein, F. W. (1984) : “Eruption forecasting at Kilauea Volcano, Hawaii”, *Journal of Geophysical Research*, 89, pp.3059–3073.
- 11) Mulargia, F., S. Tinti, and E. Boschi (1984) : “A statistical analysis of flank eruptions on Etna volcano”, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 23, pp.263–272.
- 12) Sornette, A., J. Dubois, J. L. Cheminee, and D. Sornette (1991) : “Are sequences of volcanic eruptions deterministically chaotic?”, *Journal of Geophysical Research*, 96, pp.11931–11945.
- 13) Ho, C. H. (1991): “Nonhomogeneous Poisson model for volcanic eruptions”, *Mathematical Geology*, 23, pp.167–173.
- 14) Dubois, J., and J. L. Cheminee (1991) : “Fractal analysis of eruptive activity of some basaltic volcanoes”, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 45, pp.197–208.
- 15) Pyle, D. M. (1998) : “Forecasting sizes and repose times of future extreme volcanic events”, *Geology*, 26, pp.367–370.

- 16) Connor, C. B., R. S. J. Sparks, R. M. Mason, C. Bonadonna, and S. R. Young (2003) : “Exploring links between physical and probabilistic models of volcanic eruptions: The Soufriere Hills Volcano, Montserrat”, *Geophysical Research Letters*, 30, 1701, doi:10.1029/2003GL017384.
- 17) Wadge, G., P. A. V. Young, and I. J. McKendrick (1994) : “Mapping lava flow hazards using computer simulation”, *Journal of Geophysical Research*, 99, pp.489–504.
- 18) Connor, C. B., B. E. Hill, B. Winfrey, N. W. Franklin, and P. C. LaFemina (2001) : “Estimation of volcanic hazards from tephra fallout”, *Natural Hazards Review*, 2, pp.33–42.
- 19) Crowe, B. M., M. E. Johnson, and R. J. Beckman (1982) : “Calculation of the probability of volcanic disruption of a high-level radioactive waste repository within southern Nevada, USA”, *Radioactive Waste Management and Nuclear Fuel Cycle*, 3, pp.167–190.
- 20) Connor, C. B. and B. E. Hill (1995) : “Three nonhomogenous Poisson models for the probability of basaltic volcanism: Application to the Yucca Mountain region, Nevada”, *Journal of Geophysical Research*, 100, pp.10107–10125.
- 21) Tatsumi, Y. (1989) : “Migration of fluid phases and genesis of basalt magmas in subduction zones”, *Journal of Geophysical Research*, 94, pp.4697–4707.
- 22) Zhao, D., A. Hasegawa, and S. Horiuchi (1992) : “Tomographic imaging of P and S wave velocity structure beneath northeastern Japan”, *Journal of Geophysical Research*, 97, pp.19909–19928.
- 23) Sano, Y. and H. Wakita (1985) : “Geographical distribution of  $^3\text{He}/^4\text{He}$  ratios in Japan: Implications for arc tectonics and incipient magmatism”, *Journal of Geophysical Research*, 90, pp.8729–8741.
- 24) Umeda, K., K. Asamori, A. Ninomiya, S. Kanazawa, and T. Oikawa (2007) : “Multiple lines of evidence for crustal magma storage beneath the Mesozoic crystalline Iide Mountains, northeast Japan”, *Journal of Geophysical Research*, 112, B05207, doi:10.1029/2006JB004590.
- 25) 梅田浩司, 林信太郎, 伴 雅雄, 佐々木 実, 大場 司, 赤石和幸(1999) : “東北日本, 火山フロント付近の 2.0 Ma 以降の火山活動とテクトニクスの推移”, *火山*, 44, pp.233–249.
- 26) Zhao, D., F. Ochi, A. Hasegawa, and A. Yamamoto (2000) : “Evidence for the location and cause of large crustal earthquake in Japan”, *Journal of Geophysical Research*, 105, pp.13579–13594.
- 27) 田中明子, 矢野雄策, 笹田政克, 大久保泰邦, 梅田浩司, 中司 昇, 秋田藤夫(1999) : “坑井の温度データによる日本の地温勾配値のコンパイル”, *地質調査所月報*, 50, pp.457–487.
- 28) Tarantola, A. (1990) : “Probabilistic foundations of inverse theory”, In *Oceanographic and Geophysical Tomography*, Y. Desaubies, A. Tarantola, and J. Zinn-Justin (Ed), North-Holland, New York, pp.1–27.
- 29) Lutz, T. M. and J. T. Gutmann (1995) : “An improved method for determining and characterizing alignments of point like features and its implications for the Pinacate volcanic field, Sonora, Mexico”, *Journal of Geophysical Research*, 100, pp.17659–17670.

- 30) Conway, F. M., C. B. Connor, B. E. Hill, C. D. Condit, K. Mullaney, and C. M. Hall (1998) : “Recurrence rates of basaltic volcanism in SP cluster, San Francisco volcanic field, Arizona”, *Geology*, 26, pp.655–658.
- 31) Connor, C. B., J. A. Stamatakos, D. A. Ferrill, B. E. Hill, I. Goodluck, F. Ofoegbu, M. Conway, S. Budhi, and J. Trapp (2000) : “Geologic factors controlling patterns of small-volume basaltic volcanism: Application to a volcanic hazards assessment at Yucca Mountain, Nevada”, *Journal of Geophysical Research*, 105, pp.417–432.
- 32) Gelman, A., J. B. Carlin, H. S. Stern, and D. B. Rubin (1995) : “Bayesian Data Analysis”, Chapman and Hall, New York, 526p.
- 33) Martin, A. J., K. Umeda, C. B. Connor, J. N. Weller, D. Zhao, and M. Takahashi (2004) : “Modeling long-term volcanic hazards through Bayesian inference: An example from the Tohoku volcanic arc, Japan”, *Journal of Geophysical Research*, 109, B10208, doi:10.1029/2004JB003201.

#### 4.2.2 熱水活動シミュレーション技術の開発

##### (1) はじめに

火成活動が地質環境に及ぼす影響としては、マグマや高温岩体などから放出される熱エネルギーによる周辺岩盤の温度上昇のほか、熱水対流系の形成による地下水理の変化、火山ガスや熱水などの混入による水質の変化などが想定されている(原子力安全委員会, 2002<sup>1)</sup>)。そのため、変動シナリオを念頭に置いた安全評価に際しては、火成活動が地質環境に及ぼす影響のほか、将来の地質環境の変化を評価するための技術開発が必要となる。

一般に、火山の周辺などに位置する地熱地帯での熱・化学的現象は、それらの地域における噴気孔や温泉井などにおいて観測され、それらは地下深部におけるマグマなどの熱源と地下水の相互作用によって生じる熱水系に関する情報をもたらす。我が国では多数の坑井が掘削されており、そこで観測された温度プロファイル、地下水の化学組成などの物理・化学的なデータが豊富に存在することから、それらのデータを網羅的に収集することによって、熱源周辺の地質環境の変化の程度やそれが及ぶ範囲を概略的に把握することは可能である(例えば、坂川ほか, 2006<sup>2)</sup>; 浅森ほか, 2003<sup>3)</sup>)。また、このような地下水などの物理・化学的特性やその分布から、熱源が地質環境に及ぼす影響の特性を類推的に導くことはある程度有効であると考えられるが、これらは、地域によって異なる特徴を有するほか、取得されたデータは空間的に均一に分布していないために(小松・梅田, 1999<sup>4)</sup>; 浅森ほか, 2002<sup>5)</sup>)、必ずしも十分ではない。また、数万年といった極めて長い評価期間に対し、現時点のみの特徴を示すこれらの観測データから、その時間的な変化を評価することは困難である。

一方で、熱源周辺の温度場及び地下水流動場の時間変化については、主に科学的あるいは地熱資源開発の観点から、既に数値シミュレーションによる推定が試みられており(例えば、Hurwitz *et al.*, 2003<sup>6)</sup>)、安全評価における変動シナリオを構築する上では、現象のプロセスを考慮した数値シミュレーションによってその変動幅を示すことも、そのアプローチの一つとして有効であると期待される。そのため本研究では、地下深部のマグマや高温岩体などの熱源周辺における温度・地下水流動場の時間変化を評価するための数値シミュレーション技術を整備するため、地熱地域を対象とした事例研究を通じて、その有効性を提示する。

##### (2) 当該分野に係る科学的・技術的背景

既に述べたように、熱水系の発達にかかわる数値シミュレーションによって、熱源周辺の温度場や地下水流動場を推定する試みは、主として火山活動に伴う現象の解明や地熱資源の開発を目的として実施されており、Cathles(1977)<sup>7)</sup>、Norton and Knight(1977)<sup>8)</sup>らによる先駆的な研究が行われている。さらに、計算機性能の向上や解析コードの改良が行われ、熱水系の二次元あるいは三次元的な物理・化学特性に関する数値シミュレーション技術が開発されている(例えば、Hayba and Ingebritsen, 1997<sup>9)</sup>; Wilcock, 1998<sup>10)</sup>; Fontaine *et al.*, 2001<sup>11)</sup>; Coumou *et al.*, 2006<sup>12)</sup>; Kühn *et al.*, 2006<sup>13)</sup>)。特に、近年では、非線形流体特性や透水係数の時間依存を考慮可能な多成分・多相流解析コードなども提案されており(例えば、Clauser, 2003<sup>14)</sup>; Xu *et al.*, 2004<sup>15)</sup>; Kipp *et al.*, 2008<sup>16)</sup>)、様々な現象を考慮した数値シミュレーションによって、熱水系の詳細な研究が進められている。

一般に、我が国に存在する地熱地帯の熱源の多くは火山下のマグマ溜りであると考えられており、部分溶融域などに相当する熱源の根は、下部地殻あるいはそれ以深に存在すると推定されている(例えば、Zhao *et al.*, 1992<sup>17)</sup>)。また、第四紀の火山が認められず、主に下部地殻に高温物質が存在し、それが地表付近まで到達していないと考えられる地域においても、その地表において高温の温泉が認められるなど、下部地殻における熱源の存在は、地表における熱的活動を評価する上で必ずしも無視できないと考えられる。このことから、将来の地質環境の変化を数万年オーダーの時間範囲で評価するためには、このよ

うな地下深部までの領域を対象とするとともに、マグマのような高温物質の挙動を取り扱うことが可能な数値シミュレーション技術が必要であると考えられる。

数値シミュレーションにより地下の温度場及び地下水流動場の時間変化を推定したこれまでの研究の多くは、地表付近または地殻浅部における熱水系を対象とし、地表付近に貫入した熱源の冷却過程で生じる変化を対象としている(例えば, Hurwitz *et al.*, 2003<sup>6)</sup>; Matsushima, 2003<sup>18)</sup>)。その一方で、東宮(2000)<sup>19)</sup>により、下部地殻までの領域における数十万年オーダーの長期間を対象とした数値シミュレーションが試みられている。しかしながら、マグマ溜り内部の温度が均質であるとの仮定をおく必要があるなど、実際に起こり得る幾つかの現象について考慮すべき課題が残されていた。これに対し、坂川ほか(2005)<sup>20)</sup>は、熱・水連成解析コードである FIGS3C (Hanano and Seth, 1995<sup>21)</sup>)をベースとして、マグマの冷却過程で生じる比熱や流動性の変化を考慮できるように改良した数値シミュレーションコード (Magma2002)を構築した。さらに、坂川ほか(2005)<sup>20)</sup>は、構築した Magma2002 を用いた数値シミュレーションにより、雲仙火山周辺を事例に火山下の熱輸送及び温度構造の変化に関する解析を実施した。ただし、ここでは当該領域において現在の状態を示す地球物理学的情報との比較によって Magma2002 の有効性を示したものの、その時間的な変遷にかかわる妥当性は検証されていない。このため、これらの研究によって開発された数値シミュレーション技術を用いた将来予測に対する有効性を確認するため、過去の状態を非定常解析の初期モデルとし、その時間発展を解くことで、現在の状態への再現性を確認する必要がある。

### (3) 実施内容・結果

本研究では、これまでに開発した三次元非定常熱・水連成解析コード (Magma2002; 坂川ほか, 2005<sup>20)</sup>)を用いたフォワードモデリングにより、鬼首・鳴子火山地域における温度・地下水流動場の時間変化を推定するとともに、同領域で観測される地球物理学あるいは地質学的な情報との整合性について検討した。

ここで、Magma2002 の開発のベースとされた FIGS3C は主として地熱系の開発以前の状態と地熱系の開発に対する応答を再現することにより地熱系の数値モデルを作成し、地熱系と地熱流体生産量の将来の挙動を予測するために使われてきた。FIGS3C は地熱貯留層内の熱と流体の質量に関する保存則を差分法で解く。この場合、保存則は微分形式で表される (Hanano and Seth, 1995<sup>21)</sup>)。一方、Magma2002 は保存則を次式の積分形式で表し、差分法 (Integral Finite Volume Difference) して、温度や圧力を未知数としてその時間発展を解く (坂川ほか, 2005<sup>20)</sup>)。

$$\frac{d\left(\int_V G^k dV\right)}{dt} = \int_S F^k \cdot n dS + \int_V q^k dV \quad (1)$$

ここで  $V$  は解析領域内の任意の三次元領域、 $S$  はその領域の表面、 $n$  は領域表面における内向き単位法線ベクトル、 $t$  は時間[s]、 $k$  は質量に関する量か熱に関する量かを示すインデックス、 $G$  は単位体積あたりの質量 [ $\text{kg m}^{-3}$ ] または熱量 [ $\text{J m}^{-3}$ ]、 $F$  は質量流束 [ $\text{kg s}^{-1} \text{m}^{-2}$ ] または総熱流束 [ $\text{W m}^{-2}$ ]、 $q$  は単位体積あたりの質量の湧き出し量 [ $\text{kg s}^{-1} \text{m}^{-3}$ ] または熱の湧き出し量 [ $\text{W m}^{-3}$ ] である。熱の保存則では、 $G$  は単相では温度と圧力、気液二相では蒸気飽和率と圧力で決まり、 $F$  は温度勾配と圧力勾配と温度または蒸気飽和率に依存する。また、質量の保存則では、 $G$  が温度と圧力または蒸気飽和率と圧力で決まり、 $F$  は圧力勾配に依存する。したがって式(1)は温度と圧力、または蒸気飽和率と圧力を主変数として差分法で解くことができる。保存則の表現の変更により、Magma2002 ではグリッドをデカルト座標系格子状、円柱座標系格子状のほか任意の形状にできる。

さらに、Magma2002 では解析領域内の任意のグリッドの比熱、熱伝導率、熱の吸い込み量などを温度の関数として考慮できるように改良された。これにより、マグマの供給と漏洩が同時に起こり冷却過程で比熱や流動性が変化するマグマ溜まりが周辺に及ぼす影響を計算できる。マグマ溜まりの流動性の変化は直接にはマグマ溜まり内の温度分布に影響する。高温で流動性の高い状態ではマグマ溜まり内の温度は比較的均一に保たれ、冷却が進んだ流動性の低い状態ではマグマ溜まりの内部と表面とに温度差が生じると考えられる。Magma2002 では、流動性の高い高温ではマグマ溜まりの熱伝導率を高く設定し、流動性の低い低温ではマグマ溜まりの熱伝導率を低く設定することでマグマ溜まり内の温度分布のこのような変化を近似計算できる。

本研究で対象とした鬼首・鳴子火山地域は、東北日本弧の火山フロント(奥羽脊梁山地)に位置し、泉温 90°C 以上の高温泉が認められる地熱地帯であり(金原, 1992<sup>22</sup>)、第四紀火山である鬼首火山及び鳴子火山からなる。このうち鬼首カルデラは直径約 15 km の大規模な陥没カルデラであり(土谷ほか, 1997<sup>23</sup>)、その内部には地熱発電所が隣接する片山火山口が位置する。また、鳴子火山はその南方に位置し、直径約 7 km の不鮮明なカルデラと溶岩ドーム群からなる(土谷ほか, 1997<sup>23</sup>)。さらに、本地域における火山活動の開始時期は、鬼首カルデラにおける池月凝灰岩の FT 年代(土谷・伊藤, 1996<sup>24</sup>)及び TL 年代(高島ほか, 2006<sup>25</sup>)から、0.2~0.3 Ma と見積もられている。

本研究で行った Magma2002 による数値シミュレーションの対象領域は、鬼首カルデラ内に位置する片山火山口を中心とした円筒座標系において、水平方向に半径 20 km、鉛直方向には標高 0.5 km から深さ 20 km までの範囲とし、マグマ溜りを想定した熱源は、その中軸上における任意の点を中心とした球として仮定した(図 4.2.2-1)。また、フォワードモデリングにおいては、上述した本地域における火山活動の開始時期を考慮し、マグマ貫入から 30 万年経過した時点において、本領域において得られている地球物理学的情報(浅発地震の地震発生層の下限深度、坑井における温度プロファイル及び熱流束)を最も良く説明する熱源(マグマ溜り)の温度、半径及び中心深度を、これらの初期条件を変えた約 100 ケースの解析から試行錯誤的に推定した。

その結果、マグマ貫入時の熱源の温度、半径及びその中心の深度をそれぞれ 1,000°C、6.5 km、15 km とした場合に推定される 400°C 等温線分布が、現在の地震発生層下限深度と最もよく一致するとの結果を得た(図 4.2.2-2)。一般に、浅発地震の地震発生層の下限深度は、地殻内の脆性-延性境界を示し、その深度は約 400°C に相当すると考えられている(Ito, 1992<sup>26</sup>)。また、研究領域内における坑井温度プロファイル(新エネルギー・産業技術総合開発機構, 1989<sup>27</sup>)及び鬼首カルデラ周辺における熱流束の観測値に対し、数値シミュレーションにより推定された同地点における計算値(図 4.2.2-3)が整合的な値を示すことから、ここで決定された熱源モデルが妥当であることを示唆する。

一方で、本地域を対象とした地震波トモグラフィ法により推定された三次元地震波速度構造(Nakajima and Hasegawa, 2003<sup>28</sup>)及び MT 法により推定された二次元比抵抗構造(浅森・梅田, 2005<sup>29</sup>)によれば、鬼首・鳴子火山地域下の下部地殻及びマントル最上部に、部分熔融域の存在を示唆する地震波低速度体及び低比抵抗体が見出されている。本研究のフォワードモデリングにより、地質学的情報(火山活動の開始年代)や地球物理学的情報(浅発地震の地震発生層の下限深度、坑井における温度プロファイル及び熱流束)に基づいて推定された熱源(マグマ溜り)のモデルから導かれる現在(マグマ貫入から 30 万年後)の温度構造(図 4.2.2-2b)は、これらの地球物理学的な手法に基づいて推定された現在のマグマ溜りの分布域と良い一致を示す(齋藤・梅田, 2008<sup>30</sup>)。このことは、ここで述べた数値シミュレーションは、現時点における状態のみならず、過去から継続する熱・水理学的現象として統合的に説明できることを示唆している。すなわち、解析に考慮する情報の精度などによる不確実性は伴うものの、過去あるいは現在の状態を初期状態とした数値シミュレーションを行うことにより、将来における地下深部の熱源の消長や、それに起因した地質環境の変化(地下温度構造、熱水対流)に係る情報を与える手段として、本手法がある程度有効であることを示している。

なお、同様の解析条件に基づきマグマ貫入から 1,000 万年後までの地下温度分布の変化を推定した結果においては、熱源及びその近傍における温度は時間の経過とともに低下し、それに伴い、高温域は 1,000 万年後には完全に消滅した。ここで、地下浅部の温度は、熱源最浅部の直上においてその変化が最も大きく、10 万年後には水平方向に数 km の範囲で柱状の高温域が形成されているものの、30 万年後においてはそのような顕著な高温域は認められない(図 4.2.2-3)。

#### (4) 主な成果と反映先

地下深部の熱源(火山下のマグマ溜り)の存在を想定した非定常熱・水連成解析に基づく数値シミュレーション結果が、熱源の規模や時間スケールを含んだ情報(例えば、生成時期、継続時間、熱的影響範囲の将来予測)の検討に有効であることを示した。我が国における地層処分は、第一に自然現象によって地層処分システムが本来有する物理的な隔離機能が著しく損なわれる恐れがないようなサイトを選ぶことが前提となるが、サイト固有の地質環境や想定されるそれらの長期的な変化を見込んで、合理的な地層処分システムを構築した上で、長期的な安全性を確認することも必要となる。そのため、サイトやその周辺での火成活動などによって生じる地質環境特性(例えば、熱、水理)の長期的な変化を予測・評価しておくことが必要であり、ここで述べた数値シミュレーション技術の適用は、安全評価においてこのような地質環境特性の変化の幅を考慮した変動シナリオを構築する上で有効であると考えられる。

(浅森浩一, 梅田浩司)

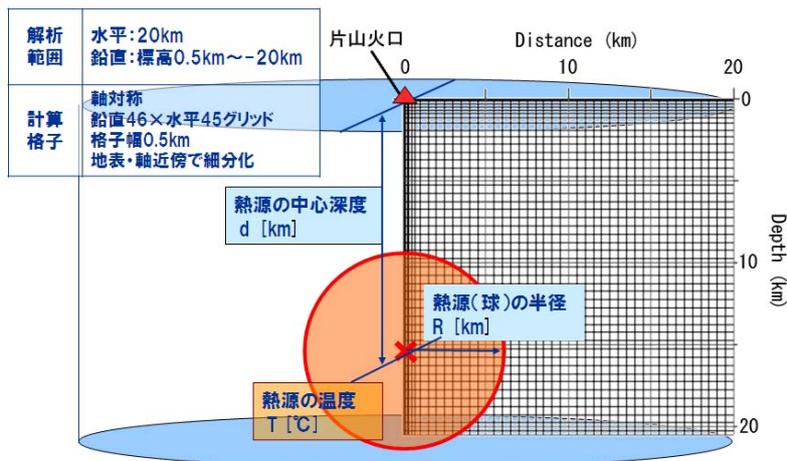


図 4.2.2-1 数値シミュレーションに用いた解析メッシュ分割図

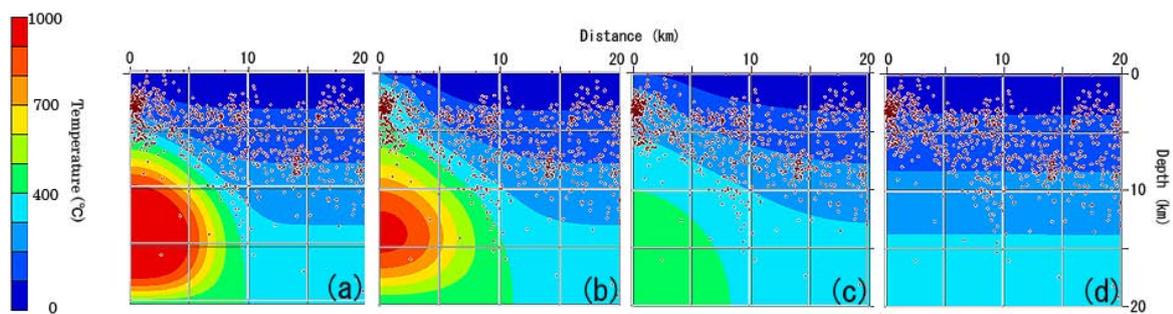


図 4.2.2-2 数値シミュレーションにより推定されたマグマ貫入から(a)10 万年後, (b)30 万年後, (c)100 万年後, (d)1,000 万年後における地下温度分布

図中の点は微小地震の震源分布を示す。

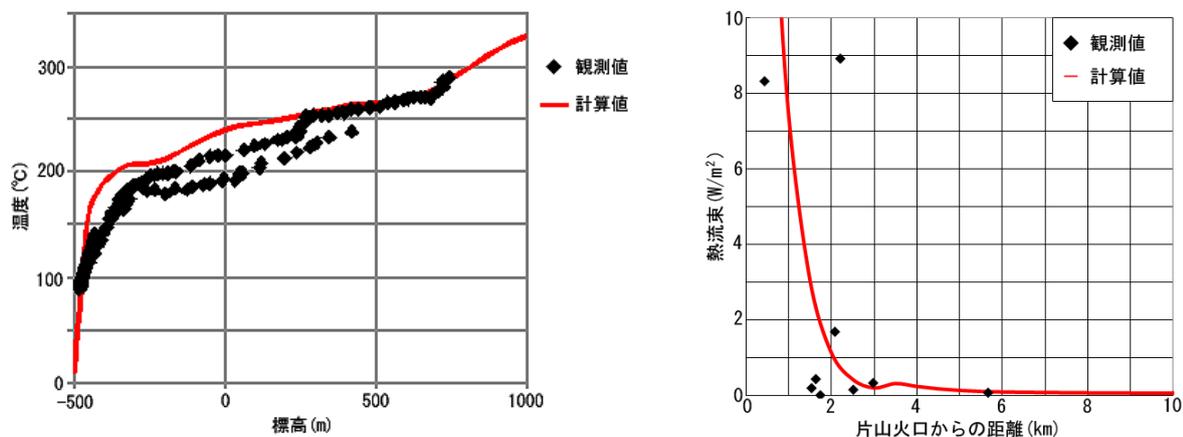


図 4.2.2-3 数値シミュレーションにより推定された温度プロフィール(左図)及び熱流束分布(右図)と観測値との比較

引用文献

- 1) 原子力安全委員会(2002):“高レベル放射性廃棄物処分の概要調査地区選定段階において考慮すべき環境要件について”, 21p.
- 2) 坂川幸洋, 梅田浩司, 浅森浩一(2006):“熱移流を考慮した日本列島の熱流束分布”, 日本地熱学会誌, 28, pp.211–221.
- 3) 浅森浩一, 梅田浩司, 石丸恒存, 小松 亮(2003):“温泉地化学データベースの作成”, 核燃料サイクル開発機構, JNC TN7450 2002-003.
- 4) 小松 亮, 梅田浩司(1999):“日本列島における温泉・熱水変質帯について”, サイクル機構技報, 4, pp.121–128.
- 5) 浅森浩一, 石丸恒存, 岩月輝希(2002):“日本列島における火山周辺の酸性地下水分布”, サイクル機構技報, 15, pp.103–111.
- 6) Hurwitz, S., K. L. Kipp, S. E. Ingebritsen, and M. E. Reid (2003): “Groundwater flow, heat transport, and water table position within volcanic edifices: Implications for volcanic processes in the Cascade Range”, *Journal of Geophysical Research*, 108, 2557, doi:10.1029/2003JB002565.
- 7) Cathles, L. M. (1977): “An analysis of the cooling of intrusives by groundwater convection which includes boiling”, *Economic Geology*, 72, pp.804–826.
- 8) Norton, D. and J. Knight (1977): “Transport phenomena in hydrothermal systems: cooling plutons”, *American Journal of Science*, 277, pp.937–981.
- 9) Hayba, D. O. and S. E. Ingebritsen (1997): “Multiphase groundwater flow near cooling plutons”, *Journal of Geophysical Research*, 102, pp.12235–12252.
- 10) Wilcock, W. S. D. (1998): “Cellular convection models of mid-ocean ridge hydrothermal circulation and the temperatures of black smoker fluids”, *Journal of Geophysical Research*, 103, pp.2585–2596.
- 11) Fontaine, F. J., M. Rabinowicz, and J. Boulègue (2001): “Permeability changes due to mineral diagenesis in fractured crust: implications for hydrothermal circulation at midocean ridges”, *Earth and Planetary Science Letters*, 184, pp.407–425.
- 12) Coumou, D., T. Driesner, S. Geiger, C. A. Heinrich, and S. Matthäi (2006): “The dynamics of mid-ocean ridge hydrothermal systems: starting plumes and fluctuating vent temperatures”, *Earth and Planetary Science Letters*, 245, pp.218–231.
- 13) Kühn, M., F. Dobert, and K. Gessner (2006): “Numerical investigation of the effect of heterogeneous permeability distributions on free convection in the hydrothermal system at Mount Isa Australia”, *Earth and Planetary Science Letters*, 244, pp.655–671.
- 14) Clauser, C. (2003): “Numerical simulation of reactive flow in hot aquifers, SHEMAT and processing SHEMAT”, Springer Publishers, Heidelberg, 332p.
- 15) Xu, T., E. L. Sonnenthal, N. Spycher, and K. Pruess (2004): “TOUGHREACT user's guide: a simulation program for non-isothermal multiphase reactive geochemical transport in variable saturated geologic media”, *Lawrence Berkeley National Laboratory Report*, LBNL-55460, University of California, Berkeley, 203p.

- 16) Kipp Jr., K. L., P. A. Hsieh, and S. R. Charlton (2008) : “Guide to the revised ground-water flow and heat transport simulator: HYDROTHERM - Version 3”, *U.S. Geological Survey Techniques and Methods*, 6-A25, 160p.
- 17) Zhao, D., A. Hasegawa, and S. Horiuchi (1992) : “Tomographic imaging of P and S wave velocity structure beneath northeastern Japan”, *Journal of Geophysical Research*, 97, pp.19,909-19,928.
- 18) Matsushima, N. (2003) : “Mathematical simulation of magma-hydrothermal activity associated with the 1977 eruption of Usu volcano”, *Earth Planets Space*, 55, pp.559-568.
- 19) 東宮昭彦(2000):“マグマ溜まりが周辺地殻に与える熱的影響”, 火山, 45, pp.173-179.
- 20) 坂川幸洋, 梅田浩司, 浅森浩一(2005):“熱移流を考慮した日本列島の熱流束分布と雲仙火山を対象とした熱・水連成シミュレーション”, 原子力バックエンド研究, 11, pp.157-165.
- 21) Hanano, M. and M. S. Seth (1995) : “Numerical modeling of hydrothermal convection systems including super-critical fluid”, *Proceedings of World Geothermal Congress 1995*, Florence, Italy, May, pp.1681-1686.
- 22) 金原啓司(1992):“日本温泉・鉱泉分布図及び一覧”, 地質調査所.
- 23) 土谷信之, 伊藤順一, 関 陽児, 巖谷敏光(1997):“岩ヶ崎地域の地質”, 地域地質研究報告, 地質調査所.
- 24) 土谷信之, 伊藤順一(1996):“5 万分の 1 地質図幅「岩ヶ崎」地域の火山層序:第三紀火山岩類及び鬼首カルデラを起源とする火砕流の噴出年代”, 日本火山学会 1996 年秋季大会講演要旨集, 2, p.169.
- 25) 高島 勲, 村上英樹, ホン・ディク・グエン, スチプタ・エディ, 毛利陽司, 柴田能辰(2006):“鬼首・鳴子カルデラ周辺の後期更新世火砕流堆積物及び火山岩の熱ルミネッセンス年代”, 岩石鉱物学, 35, pp.70-77.
- 26) Ito, K. (1992) : “Cutoff depth of seismicity and large earthquakes near active volcanoes in Japan”, *Tectonophysics*, 217, pp.11-21.
- 27) 新エネルギー・産業技術総合開発機構(1989):“昭和 63 年度地熱探査技術等検証調査総合解析報告書”, 169p.
- 28) Nakajima, J. and A. Hasegawa (2003) : “Tomographic imaging of seismic velocity structure in and around the Onikobe volcanic area, northeastern Japan: implications for fluid distribution”, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 127, pp.1-18.
- 29) 浅森浩一, 梅田浩司(2005):“地下深部のマグマ・高温流体等の地球物理学的調査技術—鬼首・鳴子火山地域および紀伊半島南部地域への適用—”, 原子力バックエンド研究, 11, pp.147-155.
- 30) 齋藤龍郎, 梅田浩司(2008):“熱水系シミュレーションによる鬼首・鳴子火山下のマグマ溜りの構造と定置年代の推定”, 日本地球惑星科学連合 2008 年大会予稿集, V170-012.

### 4.3 隆起・侵食／気候・海水準変動に関する研究

#### 4.3.1 地形変化シミュレーション技術の開発

##### (1) はじめに

隆起・沈降、侵食・堆積といった地形変化が地下水の流動特性に与える影響については、概要調査地区選定段階以降に考慮すべき環境要件として、取扱を審議すべき検討課題の一つとされている(原子力安全委員会, 2002<sup>1)</sup>)。特に、侵食と堆積による影響については、立地選定で影響そのものを避けることはできないものの、ある程度影響が低減される地点に立地されるべきものとされている(総合資源エネルギー調査会 原子力安全・保安部会 廃棄物安全小委員会, 2003<sup>2)</sup>)。

我が国の地形変化(侵食・堆積)には、少なくとも過去数十万年を通じて、約 10 万年周期の氷期・間氷期サイクルのもとでの気候・海水準変動と、主にプレート運動に起因する地殻応力場のもとでのほぼ一定の隆起・沈降の影響を受けている傾向が認められる(核燃料サイクル開発機構, 1999<sup>3)</sup>)。一方で、氷期・間氷期サイクルのもとでの万年オーダーの地形変化のプロセスは、現状において定量的に解明されていない。そのため、対象地域における地形変化に関する予測・評価についての方法論としては、過去から現在までの隆起・沈降量、海水準及び侵食量・堆積量の変動幅から将来を外挿する手法が基本となる(核燃料サイクル開発機構, 1999<sup>3)</sup>)。さらに、侵食・堆積のプロセスを考慮した数値シミュレーションの研究開発を進めていくことにより、予測・評価に対する科学的信頼性の向上を図っていくことが重要となる(核燃料サイクル開発機構, 2005<sup>4)</sup>)。

これまで、氷期・間氷期サイクルのもとでの将来数万年～数十万年程度の大局的な地形変化の解明を目指して、数値シミュレーション技術の開発を進めてきた(核燃料サイクル開発機構, 2005<sup>4)</sup>)。第 1 期中期計画期間では、核燃料サイクル開発機構(2005)<sup>4)</sup>において提示された課題、すなわち河川域における物理過程のアルゴリズムの見直しや、現実に即したパラメータの取得方法などの解決を目的とし、河川による土砂の運搬・堆積過程に関連する物理モデルと岩盤物性を考慮したパラメータをアルゴリズムに組み込んだ「粒径変化モデル」を提示し、パラメータの取得方法について検討した。また、数値シミュレーションの結果、例えば、地形変化に伴う地下水の動水勾配の変化幅を、工学的対策や安全評価に反映可能とするためには、シミュレーションで用いる物理モデルの開発に際して、使用するモデルの妥当性及びデータの品質(例えば、パラメータの推定方法に係る誤差・精度)について検討し、予測・評価結果の確からしさを定量的に把握する必要がある。ここでは、モデルの妥当性の確認のため、モデルに類似した過去の現象として、河床縦断形や盆地を用いて、シミュレーション結果の検証を行う。

##### (2) 当該分野に係る科学的・技術的背景

数万年～数十万年程度の期間における大局的な地形変化を推定し、モデル化するためには、まずそれに関連する作用と、外部条件の変化(例えば、気候、侵食基準面の変化)に対する応答のシステムを定量的に把握することが肝要である。

地形プロセス(地形形成作用)に関する研究においては、一般に、地形を表現する数量(地形量(Q): 例えば、起伏、谷密度、勾配)に対し、これを制御する地形営力(A)、地形場(S)、地形物質(R)、及び作用時間(T)との関係について、定量化が進められてきた(鈴木, 1990<sup>5)</sup>)。地形営力(A)は、内的営力(例えば、地殻変動や火山活動)と外的営力に分類される。このうち、外的営力には、重力によるマスマーブメント、流水・波浪・氷河などによる侵食作用、堆積作用、風化作用などがある。地形場(S)は、任意の地点の地形的な初期条件のことで、発生しうる地形営力(A)を制約し、例えば、マスマーブメントが卓越する「斜面域」、河川による作用が卓越する「河川域」などの区分が用いられる。各地形場は、地形量の変化に応じて別の地形場に変化することがある(例えば、上流側を河川争奪された地点の「河川域」から

「斜面域」への変化)。侵食作用への地形物質(R:岩石・堆積物)の寄与は、古くから、水系網やケスタなどの組織地形(地質構造を反映した地形)の例を用いて説明されている。谷津(1965)<sup>6)</sup>は岩石制約(Rock control)の概念を提唱し、岩石の物理的・化学的指標を用いて、地形変化過程における地形物質の寄与を定量的に評価すべきと主張している。ただし、供試体スケールで測定された岩石物性と比較して、岩盤スケールの物性は、節理や亀裂を反映し、大きく異なる場合もある。さらに、作用時間(T)については、これが小さな(短期的)作用については、変化過程を計測や実験に基づいて直接推定することが可能であるが、長期的な作用については、従来の知見を包括したものが、実際の大局的な地形を表現するものとして妥当かどうか、検証する必要がある。物理モデルを用いた数値解析によるシミュレーションは、現在までに得られた地形プロセスに関する原理(表 4.3.1-1)を組み合わせ、大局的な地形変化を推定可能な形へと拡張する技術の一つとして有効と考えられる(Tucker and Whipple, 2002<sup>7)</sup>; 野上, 2010<sup>8)</sup>。

これまで、地形プロセスを定量的に表現するため、様々なスケールでの地形場と地形量の関係について検討がなされてきた(表 4.3.1-1)。例えば、Ohmori(1978)<sup>9)</sup>は、変動帯である日本山地については、地表面の起伏の大きさ(高度分散量)と侵食速度がべき乗則で表せることを示した。一方、小さいスケールの地形プロセスにおいては、斜面でのマスマーブメントについて拡散現象のアナロジーとして捉えたCulling(1960)<sup>10)</sup>や平野(1966)<sup>11)</sup>の拡散モデルが挙げられる。また、河川の作用については、Howard and Kerby(1983)<sup>12)</sup>が河床高度の変化(侵食)速度と流域面積及び流路勾配との間のべき乗則関係を示した。これを発展させた河床高度の変化についての物理モデルとして、上～中流域での侵食作用を重視したモデル(Detachment limited model)と中～下流域での運搬作用を重視したモデル(Transport limited model)の2つが提唱されている(Tucker and Whipple, 2002<sup>7)</sup>)。また、一般に、河床の縦断勾配の変化曲線(河床縦断形)は、指数あるいはべき乗関数に近似されることが知られており、指数項は凹形度と呼ばれている(Yatsu, 1955<sup>13)</sup>; Tucker and Whipple, 2002<sup>7)</sup>)。野上(1981)<sup>14)</sup>は、河床礫の粒径と河床縦断勾配の指数関数的減少(池田, 1970<sup>15)</sup>)に基づき、拡散モデル(平野, 1966<sup>11)</sup>)の式に指数項を組み込んだモデルを考案した。すなわち、流送土砂のフラックスに流下距離の指数関数からなる項を乗じ、下流ほど流送土砂を増大させると仮定したモデルである。ほかに、河川による側刻作用(Suzuki, 1982<sup>16)</sup>)などの、より小さいスケールの地形プロセスについて、地形物質(R)の寄与を考慮した物理モデルが考案されている。

こうした個別の地形プロセスの関係に基づき、大局的な地形変化を推定するための数値シミュレーションの開発が進められている。湿潤な中緯度域を対象としたモデルでは、斜面域・河川域の地形プロセスに関する物理モデルの統合が行われている(例えば、Tucker and Slingerland, 1997<sup>17)</sup>)。各作用の関係については、Tucker and Whipple(2002)<sup>7)</sup>が仮想地形での感度解析結果を用いて、河川の作用が斜面域を含む山体地形の変化に大きく寄与していることを示している。また、地形場境界の設定についても、Tucker and Whipple(2002)<sup>7)</sup>は、河川と斜面の境界位置が流域の谷密度に直結し、山地全体の侵食速度に大きく影響を与える重要なパラメータ(変数)であることを示している。一方、地形物質については、それが大局的な地形変化に与える影響の実測が困難であることから、物理モデルの構築においては係数に組み込まれる例が多い(Tucker and Whipple, 2002<sup>7)</sup>; 野上, 2005<sup>18)</sup>)。

数値シミュレーションを用いて推定した地形と、発達史地形学的手法により得られた時間断面ごとの地形変化との比較により、物理モデルによる地形変化の推定結果の妥当性を検討することができる。また、そこで得られた知見を物理モデルやパラメータにフィードバックすることで、シミュレーション技術をより有用なものとすることができると考えられる。斜面地形の大局的な変化については、シミュレーションによる解析結果と宇宙線生成核種<sup>10</sup>Beを用いた推定結果との比較を行った Monaghan *et al.*(1992)<sup>19)</sup>などにより、拡散モデルの有効性が示されている。一方、河川地形については、気候や侵食基準面の変動に応じた形成される河成段丘や、盆地堆積物に基づく流域侵食速度を用いて、大局的な地形変化に関する推

定結果の妥当性を確認できると考えられる。野上(1981)<sup>14)</sup>は、「凹形度」を組み込んだ拡散モデルを多摩川本流の河床縦断形に適用し、境界条件として海面と上流端の勾配を与えることにより、最終氷期から現在にかけての多摩川の河川縦断形(一次元の地形)の変化を再現した。

一方で、流域全体の地形変化をシミュレートするにあたり、「河床縦断形の再現」と「運搬土砂」の問題が生じる。まず、実際の河川の凹形度は、大規模な合流を含む河川流域ではセグメントごとに異なる値となり、また条件の類似した隣接河川においても同じとならないことが指摘されている(大矢, 1993<sup>20)</sup>)。しかしながら、野上(1981)<sup>14)</sup>、野上(2005)<sup>18)</sup>のモデルでは、河床縦断形のパラメータを一律に与えている。また、侵食量制限モデル(Detachment limited model:例えば, Howard and Kerby, 1983<sup>12)</sup>)及び野上のモデルでは、高度変化が勾配あるいは流域面積で決定されるため、下流域(流域大, 勾配小)では、わずかな勾配の変化が土砂の移動量に与える影響が大きく、実際の河川と乖離している。そのため、流域全体の地形変化のシミュレーションにおいては、河川域に長距離運搬モデル(Long-term transport model)を適用するのが望ましいと考えられる。同モデル(例えば, Beaumont *et al.*, 1992<sup>21)</sup>)は、河川に土砂の運搬機能を持たせた、より実際の河川の作用に近いモデルといえる(Stüwe, 2002<sup>22)</sup>)。しかし、従来のモデルは土砂の運搬範囲を定数で制御しており、河床縦断形を再現するにはセグメントごとに定数の調整が必要となること、定数に関する理論的な説明が不明瞭であることが問題であった。

### (3) 実施内容・結果

本研究では、10 万年スケールの地形変化を再現できる数値シミュレーション技術の開発を進めており(核燃料サイクル開発機構, 2005<sup>4)</sup>)、この時間スケールにおいては、氷期-間氷期サイクルに伴う気候・海水準変動に応じた侵食・堆積により形成される地形(図 4.3.1-1)の再現が重要となる。

これまで、解析範囲となる DEM(数値標高モデル)を斜面域、河川域及び海域といった地形場(S)に区分し、斜面域における平野(1966)<sup>11)</sup>のモデルと河川域における野上(2005)<sup>18)</sup>のモデル(表 4.3.1-1)を結合したプログラムを構築してきた(核燃料サイクル開発機構, 2005<sup>4)</sup>)。しかし、河川域のシミュレーションについて、下流の勾配が小さくなるために物質移動が進まない問題が生じた(表 4.3.1-1, 図 4.3.1-2)。そこで、土岐川(庄内川)流域を事例に行った、河川の中～上流域での感度解析的なシミュレーションにおいては、河川域に対し、河川の平衡勾配をみたくように侵食・堆積速度を算出する「平衡勾配モデル」(表 4.3.1-1)を適用した(核燃料サイクル開発機構, 2005<sup>4)</sup>)。しかし、同モデルにおいても、時間の経過とともに、細かな稜線・谷の起伏が急速に失われ、小さな領域のシミュレーションが不自然なものとなった(図 4.3.1-3)。この原因は、斜面域・河川域の境界となる谷頭の設定に求められた。このほか、核燃料サイクル開発機構(2005)<sup>4)</sup>において挙げられた課題には、下流における土砂運搬や側刻作用の組み込みなど、河川域における物理モデルそのものの見直しをはじめ、例えば地形物質(R)、気候変動などのパラメータについて、岩石物性値などの定量的な評価基準となる実データを反映できる形に整備すること、また河川下流部も含めたより広域への適用が可能なプログラムであることを確認することなどがある。

そこで、まず、平野(1966)<sup>11)</sup>と野上(2005)<sup>18)</sup>を結合した既存の物理モデルにおいて、岩盤物性を拡散係数から独立したパラメータ(地質係数)として考慮可能な形とし、また、地形場については、谷頭位置の変動を考慮し、斜面域と河川域の間に両モデルの作用を距離で按分する「遷移域」を設定した(図 4.3.1-4)。これを用いた単一河道での感度解析を通じて、岩盤物性に対応した河床縦断形が再現できることを確認した(三箇・安江, 2008<sup>23)</sup>)。

次に、河川地形のシミュレートにおける上述の課題を解決するため、高度変化が土砂の運搬量で決定される Transport limited model を参考に、河川の土砂運搬能力を下流側へ増大させるパラメータ「粒径係数」を組み込んだアルゴリズム「粒径変化モデル」(特許出願中)を開発した。粒径変化モデルは、河川域の地形プロセスである侵食作用と堆積作用について、別々の物理モデルにより模擬するアルゴリズムである。侵食作用(侵食フラックス)は従来通り勾配に比例させるが、堆積作用については、河床縦断

形が凹型となることの要因として、下流ほど堆積範囲  $W$  がべき関数的に大きくなることを用いて説明し、さらに、この増大の要因を以下の二つの理由により説明し、数式化した(図 4.3.1-5)。(i)河床礫が破碎・磨耗により小さくなり、移動しやすくなる(土砂運搬量は粒径の 1.5~2.0 乗に比例(例えば、小川・渡邊, 2002<sup>24</sup>))。(ii)流域面積が増大し、これに比例して流量(掃流力)が増加する。粒径変化モデルでは、河川域の最上流部(谷頭)での流下長に対する各地点の流下長の比のべき係数を粒径係数とするため、上記(i),(ii)より

$$\alpha(\text{粒径係数}) = m(\text{粒径の破碎・磨耗による減少の効果を表す係数}) \times (1.5 \sim 2.0) + 2.0$$

となる。「粒径係数」は、河川の運搬能力の増大の根拠として、河川流量の増加と、河床礫そのものの破碎・磨耗による細粒化(小玉ほか, 1989<sup>25</sup>)の双方を考慮している(図 4.3.1-4)。「粒径係数」の推定手法としては、河川で計測した河床礫の粒径減少率から検討する方法と、対象流域を平衡河川と仮定した上で、その凹形度から推定する方法が考えられる。

粒径変化モデルの開発にあたり、同モデルの種々のパラメータの感度解析を、仮想の単一河道を対象としたシミュレーションを用いて行った(図 4.3.1-6)。その結果、堆積作用のパラメータ「粒径係数」によって河床縦断形はほぼ決定され、また平均侵食速度は粒径係数と「河川の拡散係数」(図 4.3.1-5)の影響を強く受けていることが明らかとなった(表 4.3.1-2)。支流からの土砂流入や地質なども凹形度や侵食速度に影響を与えるが、その影響は前者に比べ小さいものとなった(草野ほか, 2010<sup>26</sup>)。次に、側刻作用のアルゴリズム(図 4.3.1-7)を加えた同モデルを仮想の流域を対象としたシミュレーションに適用した。「地質係数(侵食抵抗性の係数)」の分布に差異を持たせ、また海水準を 40 m 低下させて 4 万年のシミュレーションを実施したところ、差別侵食による盆地の形成や、海水準低下に伴う段丘の形成など、既知の河成地形の自律的な形成を確認した(図 4.3.1-8: 草野ほか, 2010<sup>26</sup>)。

続いて、当該技術の適用性について検討するため、土岐川(庄内川)流域を事例として、現地で取得した実データから設定したパラメータを用いたシミュレーション(氷期・間氷期1サイクルの期間)を実施し、その結果が同じ領域のこれまでの地形変化と同程度となるか、確認を行った(図 4.3.1-9)。現地取得データを反映させたのは、粒径係数・地質係数のパラメータ及び気候変動の設定である。

まず、粒径係数の設定のためのデータ取得を目的に、流下に伴う河床礫の粒径減少傾向について現河床において調査研究を行った。粒径減少に寄与する作用には、選択運搬の作用と、破碎・磨耗の作用があり(小玉ほか, 1989<sup>25</sup>)、破碎・磨耗の作用は岩石物性により異なると考えられる。粒径変化モデルにおいて、選択運搬の作用は「(ii)河川流量」の項で考慮しているため、ここでは、河床礫の形態(割れ方)や岩種別の粒径計測に基づき、「支流流入の影響が小さく、衝突痕などの多く見られる区間」を抽出し、破碎・磨耗作用による粒径変化について検討した。同区間において、岩種別に求めた粒径減少率(Sternberg, 1875<sup>27</sup>)は 0.065~0.107/km となる。ここで、粒径と流下長比との関係がべき関数の形で表され、かつ Sternberg(1875<sup>27</sup>)の指数関数に最も近似されるように、以下のべき係数を求めた。このとき、岩種ごとの計測区間の違いが流下長比に与える影響を抑えるため、区間最上流地点の流下長として同じ値(10 km)を与えた。

$$(\text{中央粒径}) = (\text{区間最上流地点の中央粒径}) \times (\text{流下長比})^{-\{( \text{べき係数 } m )\}}$$

べき係数  $m$  の範囲は 0.80~4.50(図 4.3.1-10)となり、極端な粒径減少を示す美濃帯堆積岩類・新第三紀堆積岩を除く四つの岩種の平均値は 1.12 となった。すなわち、破碎・磨耗作用により、粒径は流下長の比の 1.12 乗に比例して減少するといえる。これより、粒径係数  $\alpha = 1.12 \times (1.5 \sim 2.0) + 2.0 = 3.68 \sim 4.24$  となった。この値は、土岐川の流下長 10 km~30 km の河床縦断形から推定したべき係数  $m$  (1.2)、粒径

係数(3.8~4.4)とほぼ同じ値であった。この結果を基に、土岐川の地形変化シミュレーションにおける粒径係数を4.0と設定した。

次に、地質係数の設定のためのデータ取得を行った。既知の地形変化速度を拘束条件とした小流域でのシミュレーションに基づいて、地質係数の範囲を逆解析的に決定し、これと岩石物性値を関連付ける方法を用いた。指標とした地形変化速度は、ダム小流域での堆砂速度、指標テフラ降下後の土砂堆積速度、差別侵食に伴う急変点を持つ河床縦断形の形成である。まず、過去数十年程度の侵食速度が既知であり、ほぼ単一の地質からなる日本各地のダム小流域を事例としたシミュレーションを通じて、一軸圧縮強度及びP波速度との関連に基づいて設定した地質係数のみの変化により、複数のダム小流域において異なる侵食速度(長谷川ほか、2005<sup>28)</sup>)を統一的に説明することができた(図4.3.1-11)。次に、過去数万年程度の侵食速度が既知である岐阜県の大湫盆地を事例として、上記と同様の手順で地質係数を設定し、また河川に対する斜面の侵食速度(拡散係数)の比  $K_{slope}/K$  を0.05程度と設定することで、盆地堆積物における指標テフラ(AT)降下層準を参考に、25,000年間の土砂堆積速度を再現できることを示した(図4.3.1-12:草野ほか、2010<sup>26)</sup>)。さらに、三箇・安江(2008)<sup>23)</sup>で事例とした土岐川の支流である日吉川において、粒径変化モデルによる100万年間の単一河道シミュレーションを実施し、河床縦断形を再現した(図4.3.1-13)。以上の手順を経て求めた岩種ごとの地質係数は、既知の岩石物性値、例えばP波速度・一軸圧縮強度とよく対応した関係にある(図4.3.1-14左)。土岐川の地形変化シミュレーションにおける地質係数の設定においては、図4.3.1-14左を参考に、既存の地質図(産業技術総合研究所地質調査総合センター編、2007<sup>29)</sup>)の区分を集約し、マップデータとしてこれを与えた(図4.3.1-14右)。図4.3.1-14右には、シミュレーションの実施時に解析領域に与えた隆起速度も示している。

さらに、気候変動の設定のためのデータ取得を行った。寒冷期には、降水量が減少し、河川の中～上流域では河川流量、すなわち土砂の運搬力が低下することで、堆積的な環境になると考えられている(貝塚、1969<sup>30)</sup>)。粒径変化モデルにおいては、粒径係数 $\alpha$ 及び初期堆積区間長 $W_0$ (図4.3.1-5)を調整することでこうした変動を表す。変動幅については、大湫盆地の堆積物コアから得られた花粉化石でのモダンアナログ結果(3.3.2章)や松末ほか(2000)<sup>31)</sup>において、推定される氷期の降水量が間氷期の5~7割程度となることを参考に、最寒冷期(10万年後)に粒径係数を3.0まで低下させる設定とした。また、気候変動の様式については、既知の海水準変動の様式がこれを反映していると考え、小池・町田(2001)<sup>32)</sup>が示した海水準変動曲線を簡略化したものにあわせて粒径係数を変化させた(図4.3.1-15)。

シミュレーションの実施においては、拘束条件として、以下の2つを満たすように粒径係数の微調整を行った。ひとつは、流域の平均侵食速度が0.1 mm/yr程度となること(図4.3.1-15)で、これは流域の起伏(高度分散量)とダム堆砂量の関係(表4.3.1-1:岡野ほか、2002<sup>33)</sup>)から推定される値である。もうひとつは、土岐川の河床高度が後氷期に相当する期間(10万年後~12.5万年後)に10 m程度低下すること(図4.3.1-16)で、これはMIS2に形成された河成段丘と河床との比高(田力ほか、2008<sup>34)</sup>)から求められる値である。シミュレーションの結果得られた地形陰影図を図4.3.1-17に表す。核燃料サイクル開発機構(2005)<sup>4)</sup>の結果と比較して、山ひだの消失が見られず、また盆地内での堆積・段丘形成が確認されることから、河川中～上流部の大局的な地形プロセスをより適切に表すモデルになっていると言える。また、シミュレーション結果は侵食量、堆積量の空間分布の形で表現される(図4.3.1-18)。侵食量、堆積量の変動幅の将来予測において、こうした出力結果は有用と考えられる。

次に、河川下流部を含むより広い流域への適用性について検討するため、河成段丘や埋没谷の発達に関する資料(貝塚・森山、1969<sup>35)</sup>)が整備されている相模川流域を事例としたシミュレーションを実施した。既存資料(貝塚・森山、1969<sup>35)</sup>; 田力、2000<sup>36)</sup>; 小池・町田、2001<sup>32)</sup>; 産業技術総合研究所地質調査総合センター編、2007<sup>29)</sup>)に基づいて沖積層厚、隆起速度、地質分布を与え(図4.3.1-19)、気候・海水準変動については、小池・町田(2001)<sup>32)</sup>の海水準変動曲線を簡略化したものを与えた。その結果、海水準変動に対応した埋没谷(下流域)の形成と、気候変動に対応した河成段丘(中流域)の形成がともに認め

られた(図 4.3.1-20)が、実際の段丘分布と比較して、規模・位置に違いが見られた(草野ほか, 2010<sup>26)</sup>)。

第 1 期中期計画期間での地形変化シミュレーションを通じて得られた、今後検討すべき課題として以下のものが挙げられる。まず「気候変動」については、寒冷期における河川流量の減少の推定、及び凍結融解作用による緩斜面の形成の表現が挙げられる。これには、粒径係数  $\alpha$ 、斜面域/遷移域/河川域の境界 L1/L2(図 4.3.1-4 の L1, L2)、及び斜面の拡散係数  $K_{slope}$  などのパラメータの変動幅の設定が必要であり、例えば現河床・段丘の粒径分布の差異(Sugai, 1993<sup>37)</sup>)などが参考となると考えられる。また、「地質係数」については、断層や地質境界付近における、実際に上回る急傾斜の崖の形成(図 4.3.1-17 右下)が挙げられる。これには、断層や地質境界付近での地質係数  $G$  の設定に関する検討が必要であり、破碎帯の分布など、岩盤スケールでの物性分布に関する知見も参考となると考えられる。さらに、「沿岸域」での課題として、寒冷期の河床低下が小さいこと(図 4.3.1-20 下)が挙げられる。これには、海域での土砂堆積の割合や粒径係数  $\alpha$  などのパラメータの変更のほか、海流による作用や海底地滑りなどの物理モデルを組み込むことも検討すべきと考えられる。

本研究のシミュレーション技術は、斜面単位の地すべりや崩壊などの局所的な地形変化に対応する空間・時間スケールをシミュレーションするものではなく、万年スケールの侵食・堆積の空間分布を推定する手法である。その技術が妥当であることを示すことにより、大局的な侵食・堆積の場の変化、河川争奪による流域侵食速度の急激な変化、解析地域において発生する可能性のある地形変化などを、幅を持って把握することが可能となると考えられる。今後は、実際の地形を用いてこのシミュレーション技術の妥当性を示すことが課題である。

#### (4) 主な成果と反映先

拡散過程に基づいた地形変化シミュレーション技術に、岩盤物性指標に対応したパラメータと、河床礫の粒径・河川の土砂運搬能力・勾配の関連に基づく河川の堆積作用のアルゴリズムを新たに組み込んだ。このシミュレーションの入力パラメータに、現地で得られる実データを反映させることで、侵食・堆積によって生じる大局的な地形変化について幅を持って把握することが可能である。この技術は、概要調査などで必要な将来 10 万年程度の侵食・堆積の大局的な空間分布の推定に有効であり、自然現象を考慮した地下水流動解析に用いる地形変化の概念モデルの構築を支援する。

(谷川晋一, 安江健一)

表 4.3.1-1 数値シミュレーションに用いられる地形プロセスの物理モデルの代表例

参考文献	物理モデル	地形場	詳細, 問題点など
Ohmori(1978) <sup>9)</sup> 藤原ほか(1999) <sup>38)</sup> 長谷川ほか(2005) <sup>28)</sup> 岡野ほか(2002) <sup>33)</sup>	$D = aE^b$	山地全体	$D$ は高度分散量, $E$ は平均侵食速度。面的侵食速度の指標として使用される(藤原ほか, 1999 <sup>38)</sup> )。 斜面プロセスあるいは河川プロセスに直接対応したモデルではない。
Culling(1960) <sup>10)</sup> 平野(1966) <sup>11)</sup>	$\frac{\partial H}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left( K_{slope} \frac{\partial H}{\partial x} \right)$ (拡散モデル)	斜面域	物質フラックスは流下距離 $x$ 方向の勾配 $\partial H / \partial x$ に比例し, その距離微分が高度変化速度 $\partial H / \partial t$ となる。マスマーブメントのプロセスは崩壊・地すべりなどに細分されるが, 長期的には限界勾配に制御される減傾斜過程 (Carson, 1976 <sup>39)</sup> ) として, 拡散モデルで単純化が可能である(例えば, Monaghan <i>et al.</i> , 1992 <sup>19)</sup> )。地形物質 (R) は係数 (ここでは斜面の拡散係数) $K_{slope}$ に含む。
Howard and Kerby (1983) <sup>12)</sup> Whipple and Tucker (1999) <sup>40)</sup>	$\frac{\partial H}{\partial t} = -KA^m S^n$ (Detachment limited model: 侵食量制限モデル)	河川域	Howard and Kerby(1983) <sup>12)</sup> がバッドランドでの地形計測に基づいて考案し, 以後多くの山地流域に適用されている。高度変化速度 $\partial H / \partial t$ は, 流域面積 $A$ と流路勾配 $S$ のべき関数となる。 流域面積 $A$ は河川流量の代理変数であり, べき係数 $m$ の値は, 高度変化速度を何の関数とするか(掃流力, 水流の仕事率(Stream power)など)により異なる。地形物質 (R) は係数 $K$ に含む。 流域面積・勾配が土砂移動量に強く寄与するため, 合流点近傍や下流の沖積区間での土砂移動が不連続的となる。
Beaumont <i>et al.</i> (1992) <sup>21)</sup>	$\frac{\partial H}{\partial t} = \frac{1}{l_f} (Q_f - Q_f^{eq})$ $= \frac{1}{l_f} (Q_f - K_f \cdot Q_r^\alpha \cdot S^\beta)$ (Long-term transport model: 長距離運搬モデル)	河川域	Detachment limited model を変形し, 沖積区間に適用したもの。高度変化速度 $\partial H / \partial t$ は, 上流からの土砂流入量 $Q_f$ と可能土砂流出量 $Q_f^{eq}$ の差分に比例する。可能土砂流出量 $Q_f^{eq}$ は, 河川流量 $Q_r$ (流域面積 $A$ で代理) および流路勾配 $S$ のべき関数となる。地形物質 (R) は係数 $K_f$ に含む。比例定数 $l_f$ は, 河川の流水と河床との間で土砂の交換が行われる時間と土砂の移流速度の積からなる距離スケールとされる。この $l_f$ の値により, 河川の土砂運搬量 (= 侵食速度) は大きく変化する (Stüwe, 2002 <sup>22)</sup> ) ため, 上流から下流まで固定した値を与えることの意味は不明確である。
野上 (1981) <sup>14)</sup> , 野上 (2005) <sup>18)</sup>	$\frac{\partial H}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left( Ke^{rx} \frac{\partial H}{\partial x} \right)$ (河川域の拡散モデル: 指数項 $e^{rx}$ を使用)	河川域	拡散モデルに指数項を加えたもの。拡散係数×指数項 $Ke^{rx}$ ( $r>0$ ) の値は, 流下距離 $x$ とともに大きくなり, 平衡河床勾配は指数的減少を示す。また, 係数 $r$ が大きいと $Ke^{rx}$ は大きくなる。このことは, $r$ の値が大きいと, 運搬量が多くなり, また河床縦断形が明らかな凹形となることを表している。 大きな合流のない河川区間での一次元シミュレーションへの適用 (野上, 1981 <sup>14)</sup> ) がなされているが, 定数のパラメータにより河床形状を固定するため, 複数のセグメントに分かれる河川 (大矢, 1993 <sup>20)</sup> ) などへの適用が難しい。
Suzuki (1982) <sup>16)</sup>	$\frac{W}{t} = K \sqrt{\frac{\rho PA \tan \theta}{T_r S_c I_d}}$ (年平均側刻速度の式)	河川域	岩木川流域の段丘面と谷底低地を形成した側刻作用を示す経験式。地形量(Q), 地形営力(A), 地形物質(R), 作用時間(T)の4変数を含むモデルの代表例として示した。Wは側刻幅で, 一次元の地形量である。 $\rho$ は洪水の密度, Pは平均年降水量, $\theta$ は側刻面の勾配, $T_r$ は大規模洪水の再現期間, $S_c$ と $I_d$ は岩石物性(一軸圧縮強度及びP波速度)を表す。
核燃料サイクル 開発機構 (2005) <sup>4)</sup>	$\tan \theta_c = \frac{\partial H}{\partial \sqrt{A}} = e^{(-r\sqrt{A}-c)}$ $\frac{\partial H}{\partial t} = f \times K \times \frac{\partial}{\partial x} (\theta - \theta_c)$ (平衡勾配モデル)	河川域	流下にもなって指数関数的に減少する河床勾配(平衡勾配) $\theta_c$ との差を埋めるように, 現在の河床勾配 $\theta$ との差を侵食・堆積させるモデル。 $\partial H / \partial \sqrt{A}$ は流域面積を基準とした勾配で, 指数関数 $e^{(-r\sqrt{A}-c)}$ のパラメータは土岐川(庄内川)において求めた河床縦断形の指数式に基づく。拡散係数 $K$ に乗じる係数 $f$ (実効侵食率) は, DEM における河川域の幅(1グリッド)が上流から下流まで変わらないため, 急勾配の谷頭域での侵食が過剰となる問題を解決するために組み込まれた係数であり, 流域面積のシグモイド関数として, 岩盤では 0~0.1, 沖積層では 0~0.3 の値をとる。

・Tucker and Slingerland (1997)<sup>17)</sup>は, 斜面域の拡散モデルと河川域の長距離運搬モデルを組み合わせる山地流域のシミュレーションを実施。

・野上 (2005)<sup>18)</sup>及び核燃料サイクル開発機構 (2005)<sup>4)</sup>は, 斜面域の拡散モデル+河川域の拡散モデル(指数項使用)の組み合わせ。

・ $a, b, K_{slope}, K, m, n, l_f, K_f, \alpha, \beta, r, C$  はそれぞれ係数(正の定数)

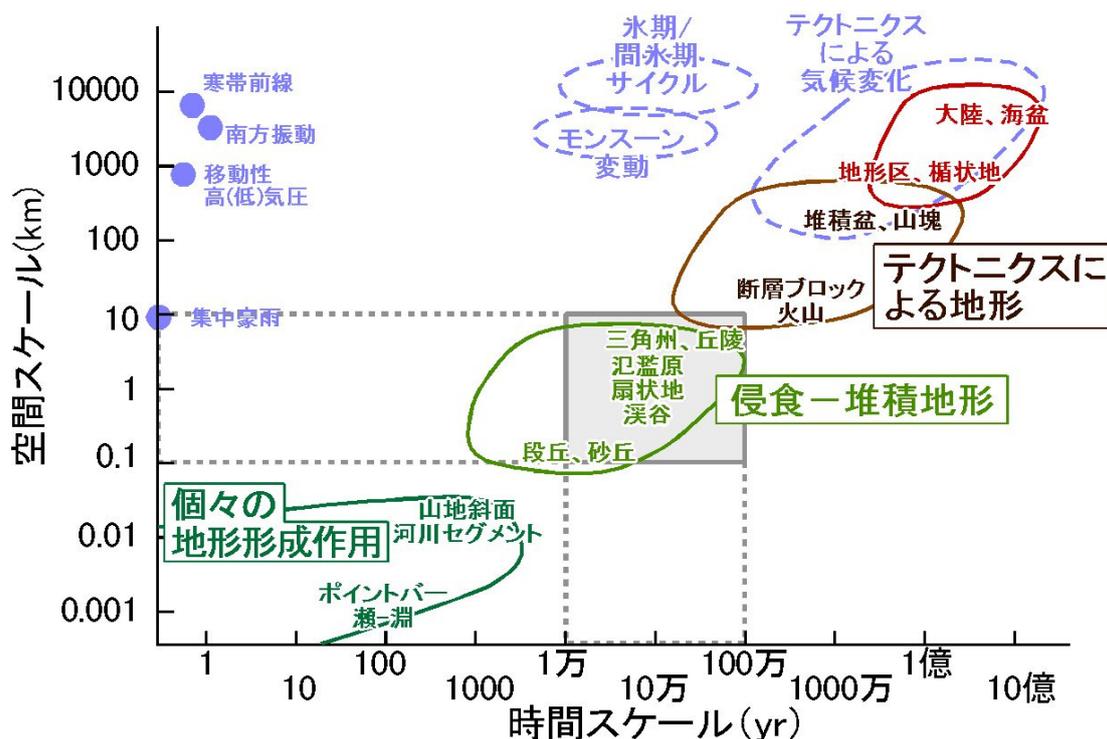


図 4.3.1-1 地形変化シミュレーションで対象とする地形変化の時間・空間スケール

Tricart(1965)<sup>41)</sup>, Chorley *et al.*(1984)<sup>42)</sup>及び Meyer *et al.*(1992)<sup>43)</sup>を参考に作成。

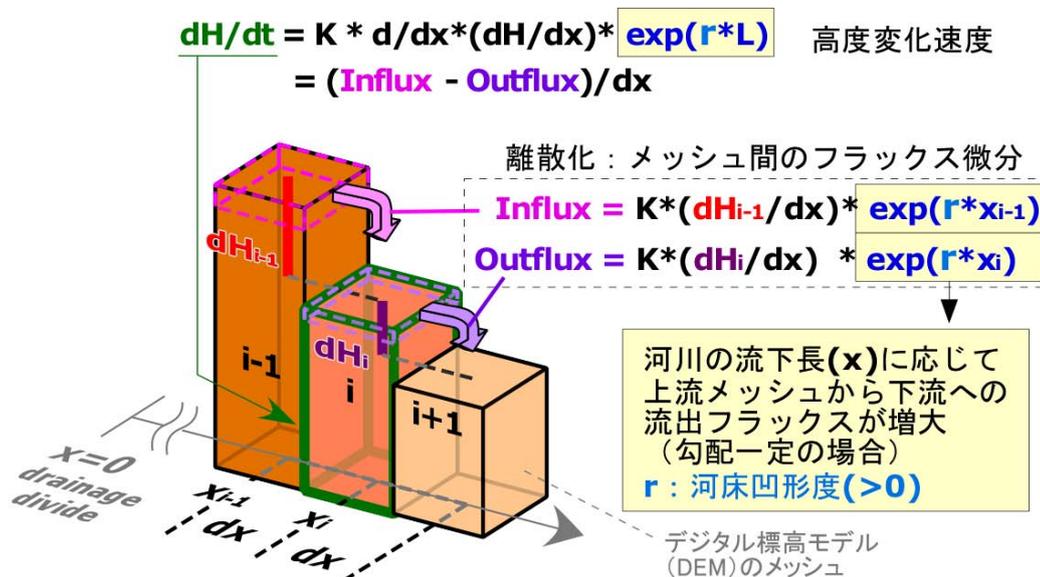


図 4.3.1-2 野上(2005)<sup>18)</sup>のモデルを用いた河川地形のシミュレーションのイメージ

流域(DEM, 二次元データ)を対象とした場合, 流下長  $x$  のかわりに流域面積  $A$  の平方根を使用する(三箇・安江, 2008<sup>23)</sup>)。

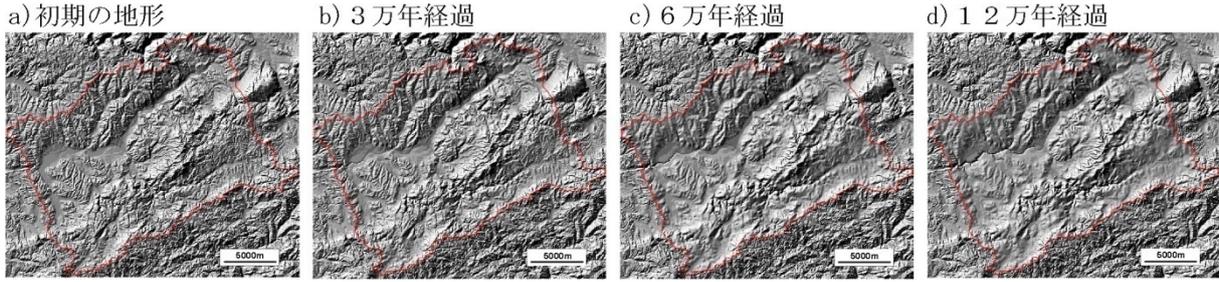


図 4.3.1-3 「平衡勾配モデル」を用いた土岐川流域の地形変化シミュレーション結果

核燃料サイクル開発機構(2005)<sup>4)</sup>を改変。

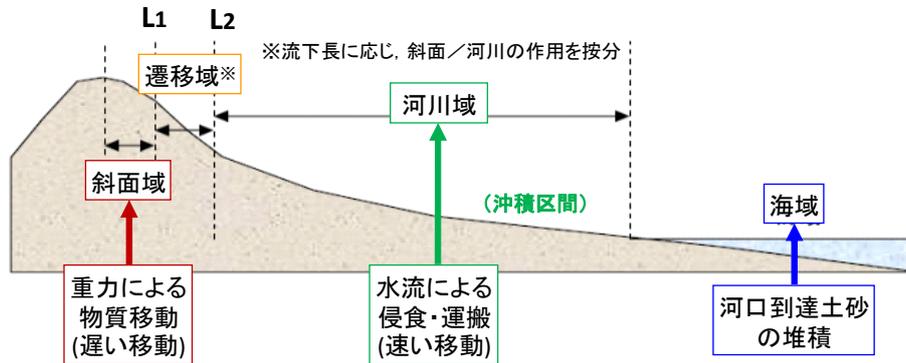


図 4.3.1-4 地形変化シミュレーションの四つの地形場の概念

L1: 斜面域/遷移域境界

L2: 遷移域/河川域境界については、流下長  $x$  (あるいは流域面積  $A$  の平方根) により区分。  
海域との境界は海水準変動に対応。

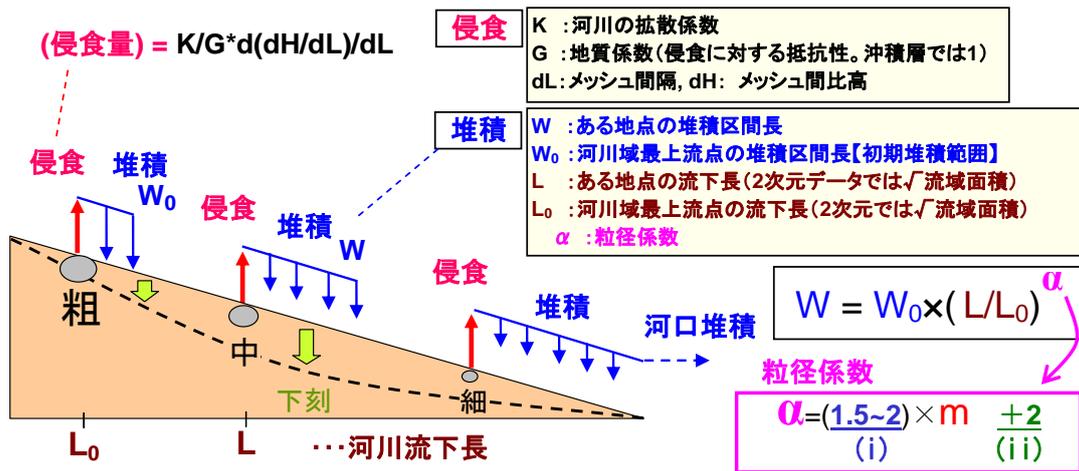


図 4.3.1-5 粒径変化モデルの考え方と「粒径係数」による堆積区間長の設定

(i), (ii)は本文中の記載と対応。

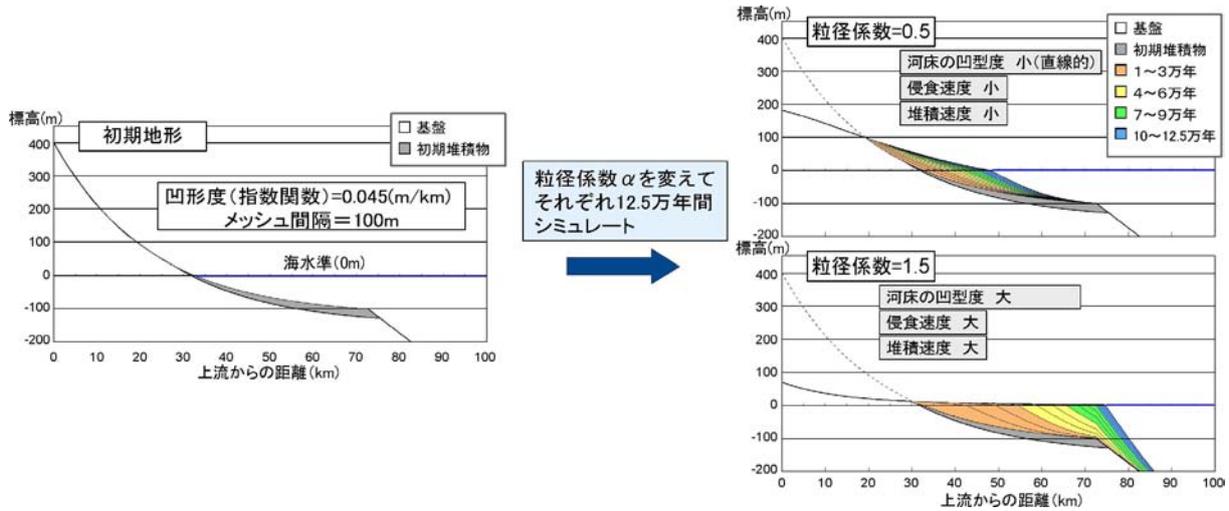


図 4.3.1-6 粒径係数を変更した単一河道のシミュレーション結果(12.5 万年経過時)

表 4.3.1-2 パラメータ感度解析結果(「粒径変化モデル」による単一河道のシミュレーション)

パラメータ項目	凹型度	平均侵食速度	評価
粒径係数 $\alpha$ <下流細粒化傾向> 増加時	大きくなる 影響 中	大きくなる 影響 大	侵食速度が大きく変化するので、流域の侵食速度と縦断形から拘束できる
地質係数 $G$ <侵食抵抗性> 増加時	沖積区間(下流) 影響なし	小さくなる 影響 中	沖積区間(平野部)では無関係。岩盤区間(山間部)の凹型度・侵食速度に影響がある。
河川の拡散係数 $K$ <侵食速度> 増加時	沖積区間(下流) 影響なし	大きくなる 影響 大	流域の侵食速度の見積もりで拘束できる(なるべく固定した値が望ましい)
初期堆積範囲 $W_0$ 増加時	大きくなる 影響 小	大きくなる 影響 大	シミュレーションごとに決定するパラメータではない(なるべく固定した値)
地殻変動 $U$ 基準面低下(隆起)時	大きくなる 影響 大	大きくなる 影響 小	海水準変動は凹型度を大きく変化させる
地形場の境界 $L_1, L_2$ <斜面-遷移-河川> 斜面拡大時	影響 小	小さくなる 影響 中	流域の侵食速度の見積もりで拘束できる

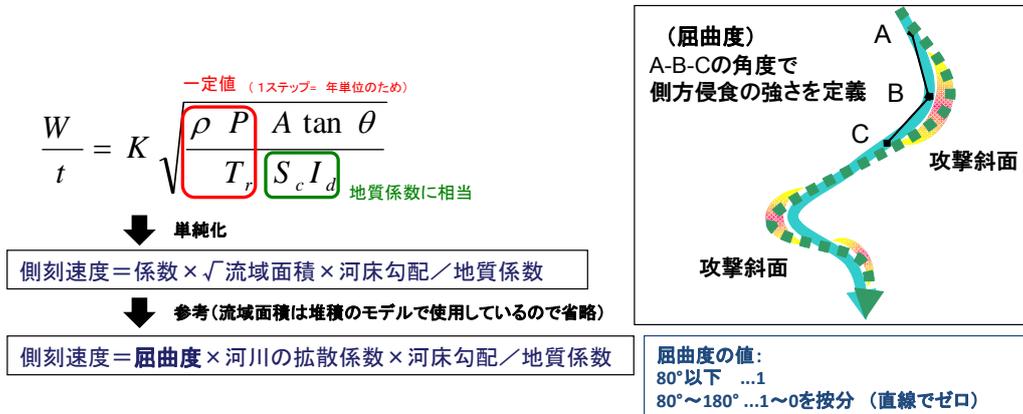


図 4.3.1-7 側刻作用のアルゴリズムの模式図

Suzuki(1982)<sup>16)</sup>の経験式(表 4.3.1-1)を参考に、形成される谷幅や側刻速度が類似するアルゴリズムとした。

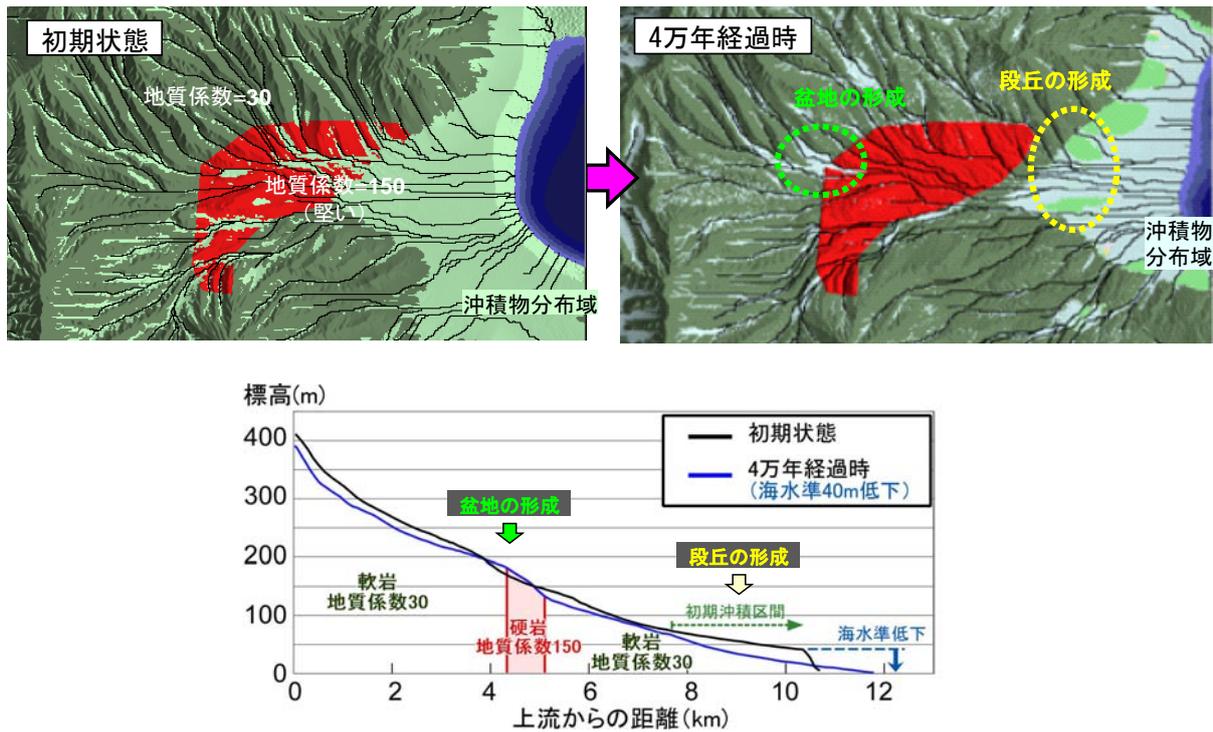


図 4.3.1-8 地質係数に差異を与えた地形変化シミュレーション結果(仮想地形対象)

上段:平面図での変化 下段:河床縦断面図での変化



図 4.3.1-9 現地取得データを反映したシミュレーションの事例地域(土岐川(庄内川)流域)

河床礫採取箇所, 地質係数算出のためのシミュレーション実施箇所(日吉川・大湫盆地), 気候変動のデータ取得箇所(大湫盆地)も図中に示す。地質図は 20 万分の 1 シームレス地質図(産業技術総合研究所, 2007<sup>29</sup>)を集約。

表 4.3.1-3 土岐川の各盆地区間における岩種別粒径平均及びその分布特徴

着色部は、破碎・磨耗作用が顕著と考えられる区間。

河道区間(盆地)	釜戸	瑞浪	土岐	多治見		
卓越する河床状態	瀬淵	岩盤	礫床	岩盤-礫床		
礫の特性	美濃帯堆積岩類	粒径(mm)	110	130	150	120
		特徴			衝突痕(下流側)	衝突痕
		礫の流入				谷壁より
	濃飛流紋岩	粒径(mm)	180	160	150	100
		特徴			割れ円礫	割れ円礫
		礫の流入	複数河川		なし	なし
	花崗岩	粒径(mm)	150	130	120	100
		特徴	礫少数		風化礫	
		礫の流入		小里川	肥田川	なし
	花崗斑岩	粒径(mm)	130	110	130	70
		特徴			割れ円礫	割れ円礫
		礫の流入	佐々良木川(下流のみ)		妻木川	高田川
石英斑岩	粒径(mm)			120	60	
	特徴			給源近く角礫		
	礫の流入			なし	なし	
新第三紀堆積岩	粒径(mm)	80	70	60	40	
	特徴	泥岩礫	砂岩~泥岩礫	砂岩~泥岩礫	砂堆内	
	礫の流入	なし	河床から	河床から		

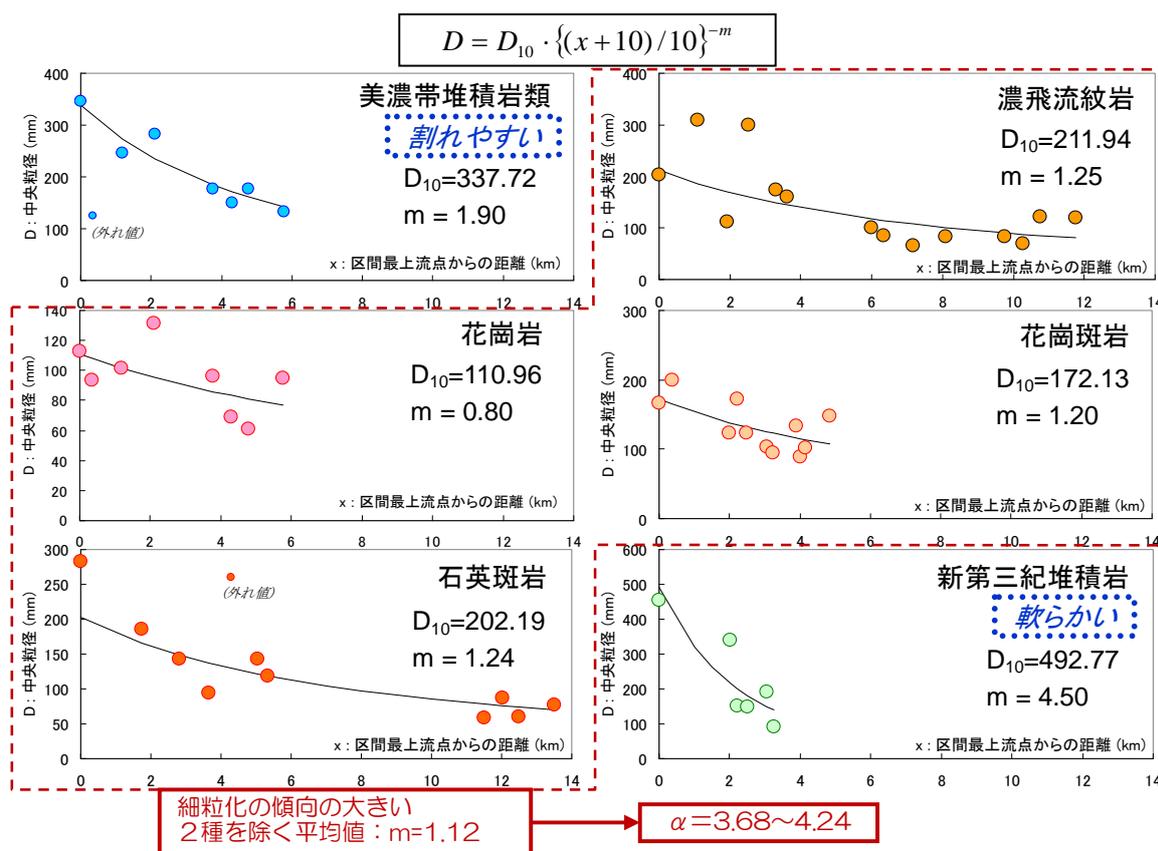


図 4.3.1-10 土岐川の河床礫における岩種別の粒径の変化傾向とべき乗関数による近似

堆積岩の2種の粒径減少には、破碎・磨耗よりも風化の影響が大きいと考えられる。

$D_{10}$ : Sternberg<sup>27)</sup>の近似式より算出した、区間最上流地点の最適粒径

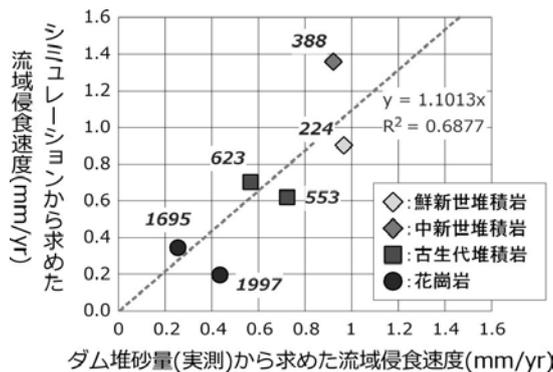


図 4.3.1-11 地質の異なる複数のダム流域における地形変化シミュレーション結果

グラフ中の斜体の数字(斜体)は流域に与えた地質係数の平均値。ダム堆砂量は長谷川ほか(2005)<sup>28)</sup>より引用。ダム流域は、面積が 30~80 km<sup>2</sup>で、20 万分の 1 シームレス地質図(産業技術総合研究所, 2007<sup>29)</sup>)において同一の地質区分が卓越するものを事例とした。拘束条件の時間スケール: 10<sup>1~2</sup> yr

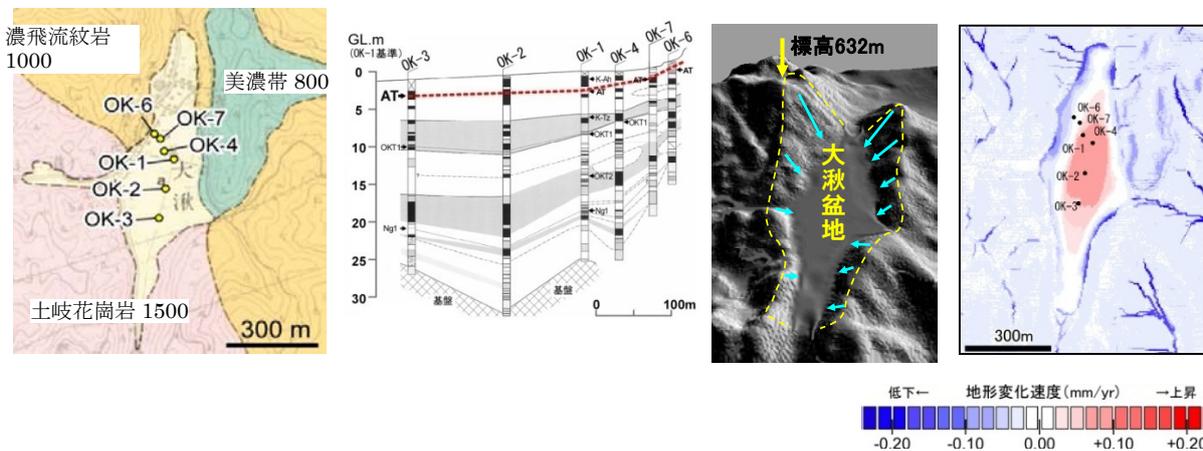


図 4.3.1-12 大湫盆地(土岐川流域)における地形変化シミュレーション結果

左:地質分布(数字は与えた地質係数)及び掘削位置図 中左:指標テフラ(AT)降下層準の断面図  
 中右:解析範囲の鳥瞰図 右:25,000 年間の平均地形変化速度  
 斜面域の侵食により供給された土砂はすべて盆地内に堆積するものとした。拘束条件の時間スケール: 10<sup>4</sup> yrs

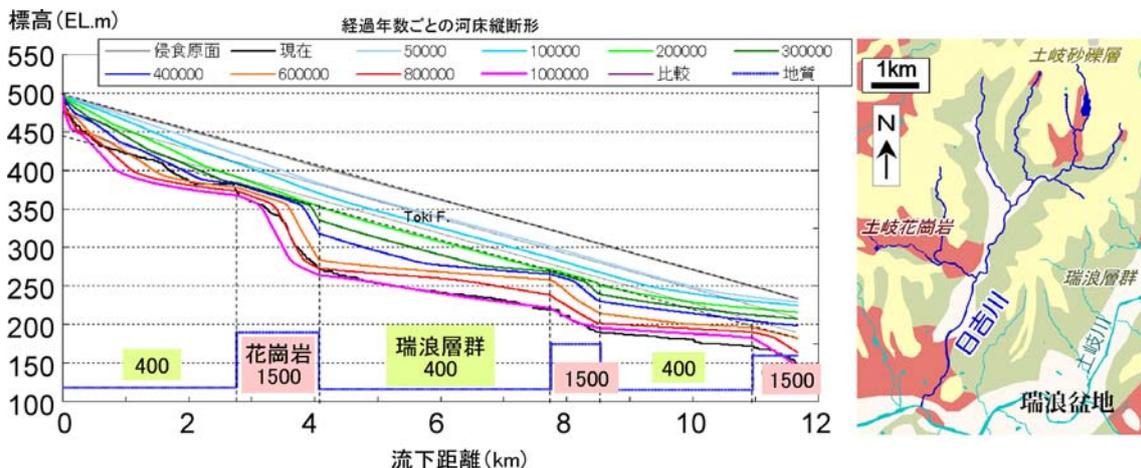


図 4.3.1-13 日吉川(土岐川支流)における地形変化シミュレーション結果

左:河床縦断面図における 100 万年間の変化及び与えた地質係数 右:日吉川の位置及び地質分布  
 拘束条件の時間スケール: 10<sup>4~5</sup> yrs

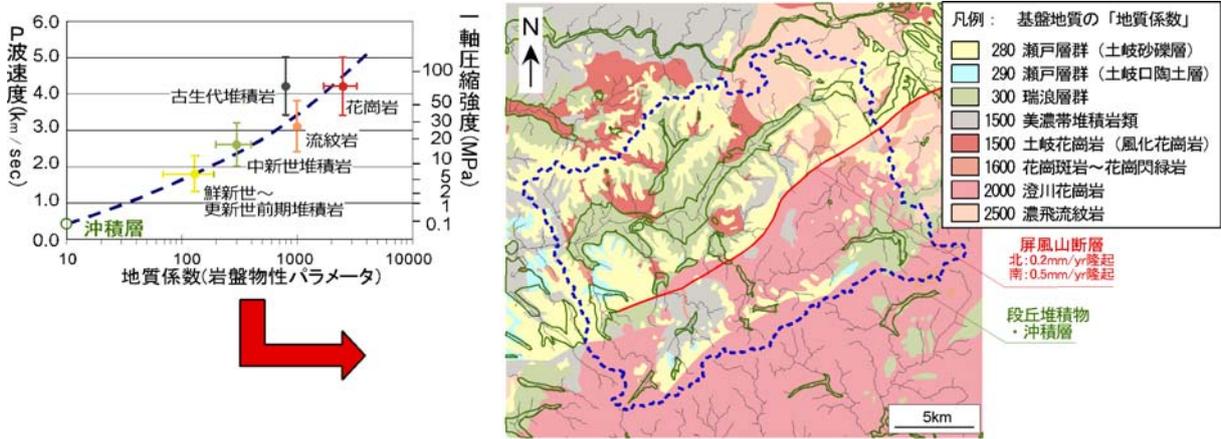


図 4.3.1-14 地質係数と岩石物性値の対比及び土岐川流域における地質係数の設定

左: 岩種別のP波速度は村田ほか(1991)<sup>44)</sup>より引用。物性値間の対応関係は物理探査学会(1998)<sup>45)</sup>より引用。地質係数の変動幅は既往のシミュレーション試行例より設定。  
 右: 地質係数マップは 20 万分の 1 シームレス地質図(産業技術総合研究所, 2007<sup>29)</sup>)と糸魚川(1980)<sup>46)</sup>を参考に作成。青破線は図 4.3.1-3 の集水域(赤実線)と同じ範囲。

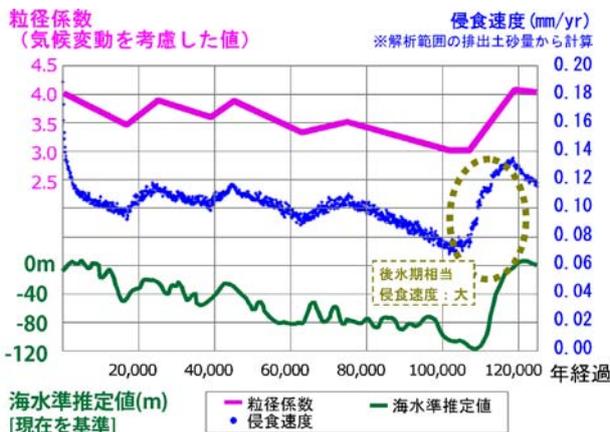


図 4.3.1-15 粒径係数の変動の設定と解析期間における平均侵食速度の変化 (土岐川流域の地形変化シミュレーション)

期間中の平均侵食速度が 0.1 mm/yr 程度となるよう拘束した。粒径係数の変動をうけて、最寒冷期には 0.07 mm/yr まで低下し、後氷期に 0.14 mm/yr まで上昇した。最寒冷期に堆積した土砂が後氷期に侵食されたことによる。海水準推定値の変動曲線は、小池・町田(2001)<sup>32)</sup>による。

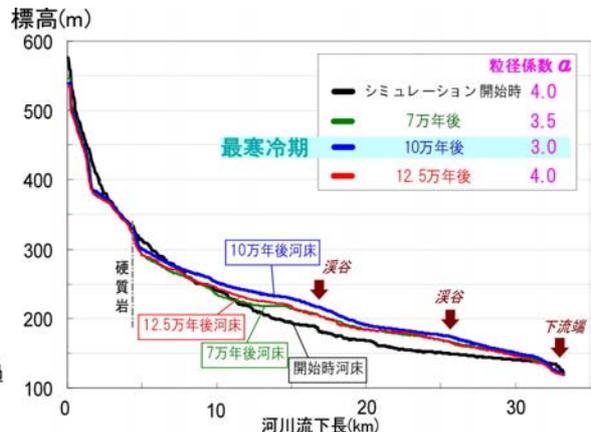


図 4.3.1-16 河床縦断面図における河床高度の変化(土岐川流域の地形変化シミュレーション)

河川の土砂運搬力が最小となった最寒冷期に河床が上昇し(青実線)、その後離水して段丘化している(赤実線)。両者の比高が 10 m 程度となるよう拘束した。

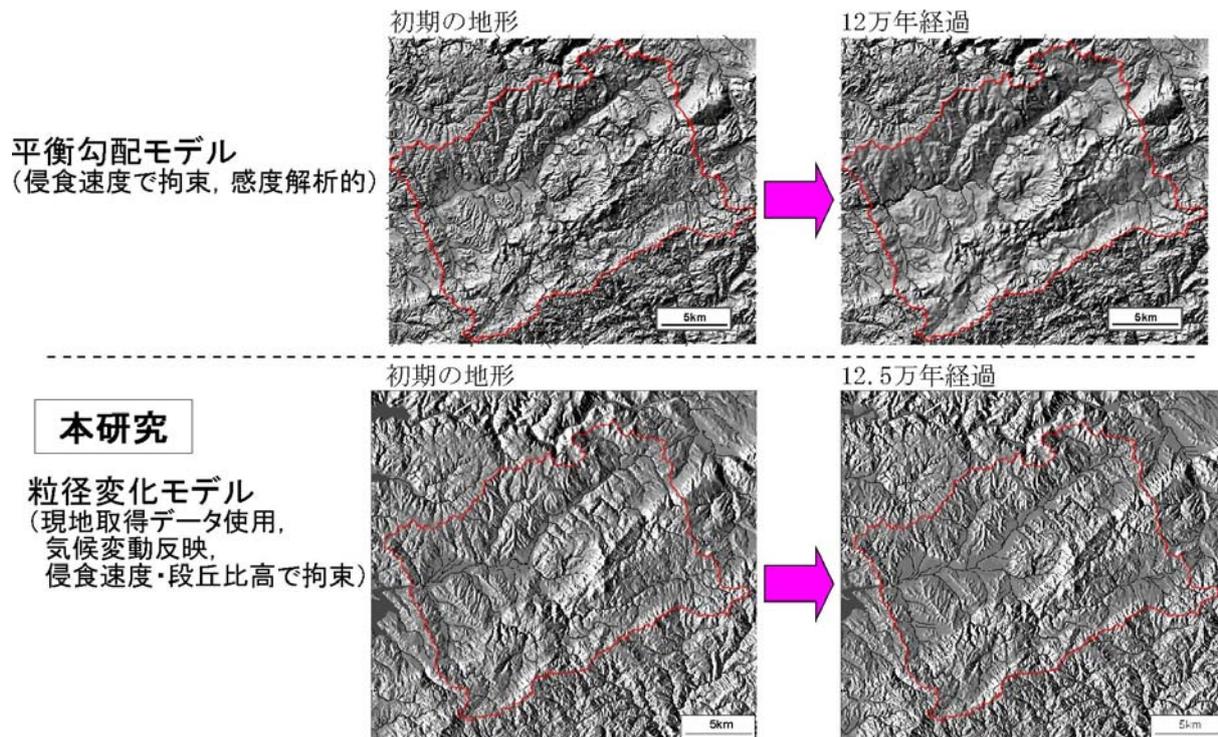


図 4.3.1-17 土岐川流域の地形変化シミュレーション結果

核燃料サイクル開発機構(2005)<sup>4)</sup>によるシミュレーション結果と比較した。赤枠は同じ集水域の範囲を示す。本研究では、核燃料サイクル開発機構(2005)<sup>4)</sup>で用いた解像度 10 m の DEM データより抽出した解像度 40 m の DEM データを使用。

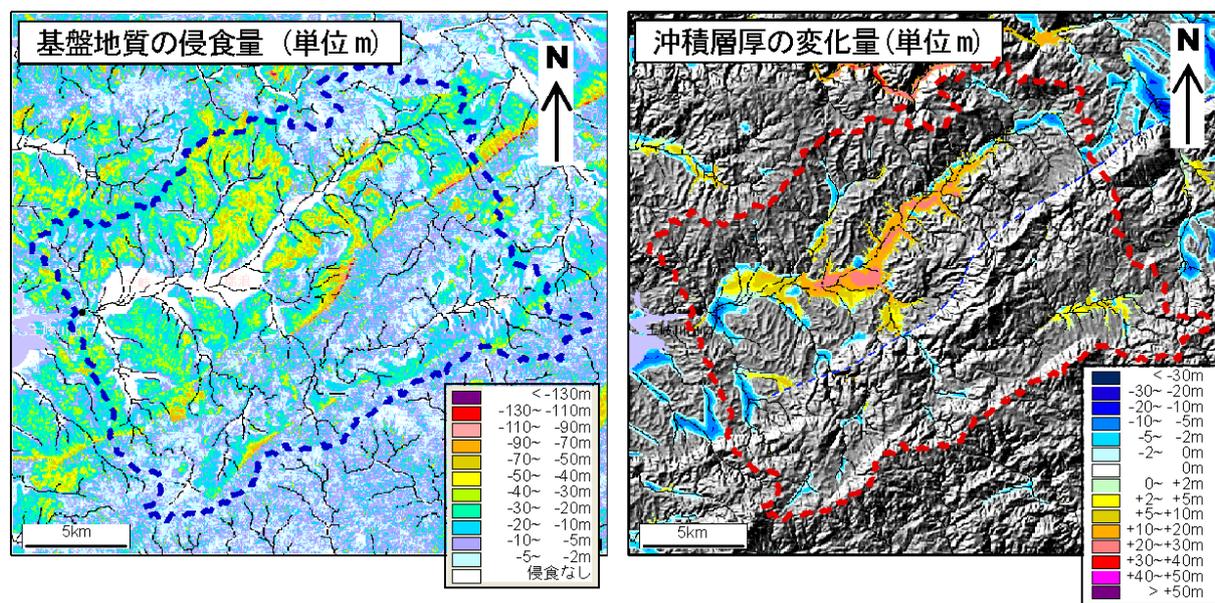


図 4.3.1-18 12.5 万年経過時の基盤地質侵食量及び沖積層厚変化量分布 (土岐川流域の地形変化シミュレーション)

左:侵食量分布。地質係数  $G$ , 初期地形の勾配を反映。上下変位を与えた断層近傍で大きい。  
 右:堆積量分布。粒径係数  $\alpha$ , 下流の峡谷部の地質係数  $G$  を反映。特に瑞浪盆地で大きい。

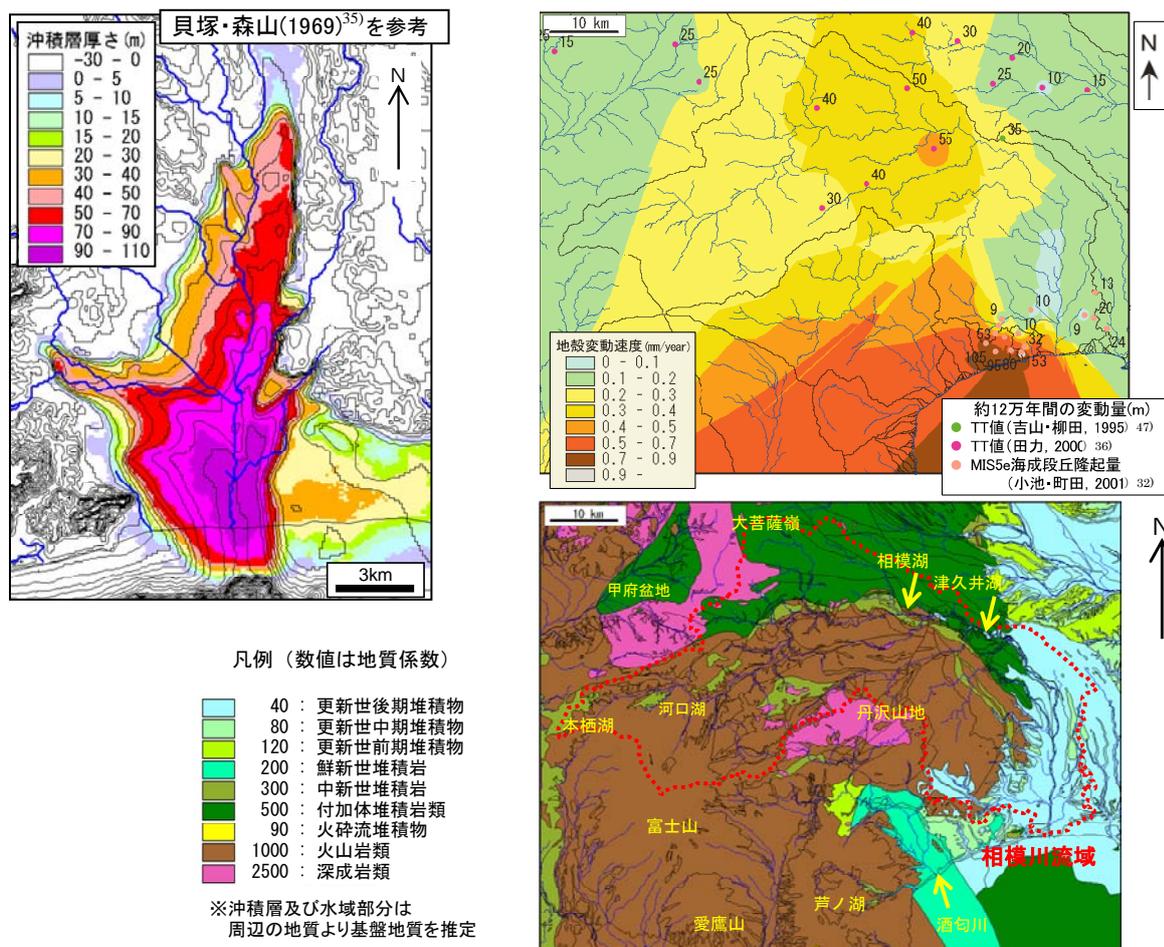


図 4.3.1-19 河川下流部を含む地形変化シミュレーションの設定

左:相模川河口域における沖積層厚さ分布      右上段:隆起速度マップの設定  
 右下段:地質係数マップの設定

産業技術総合研究所(2007)<sup>29)</sup>及び図 4.3.1-14 を参考に作成。

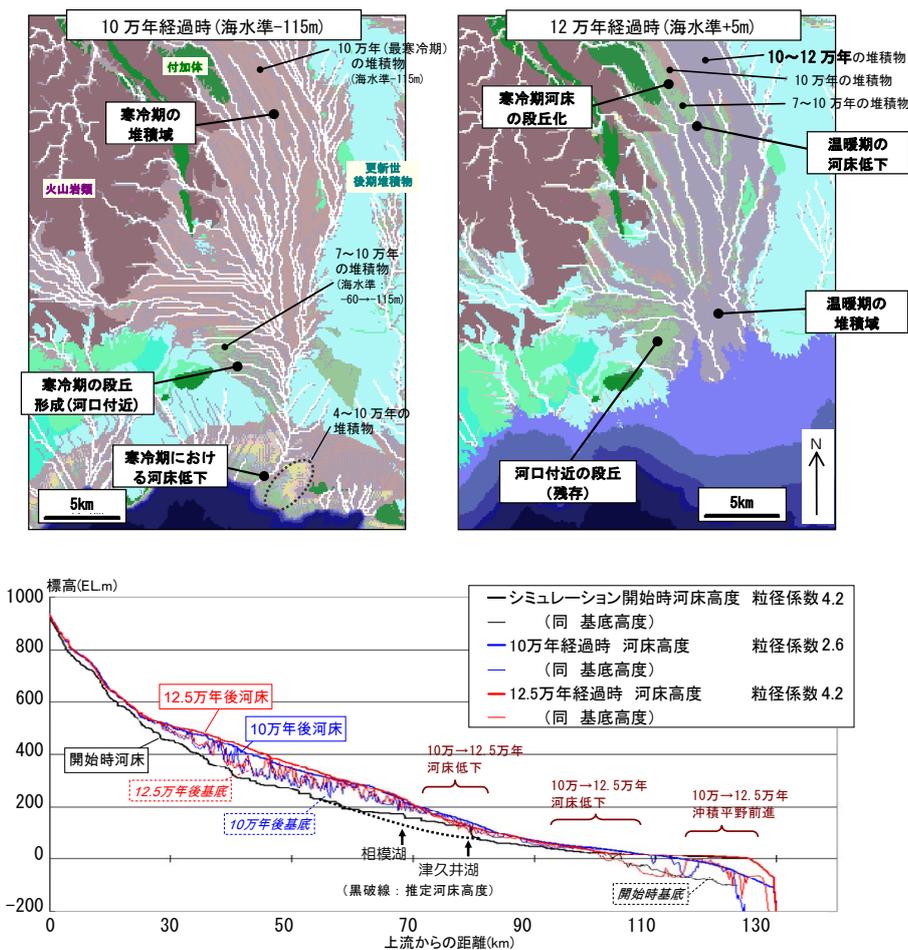


図 4.3.1-20 河川下流部を含む地形変化シミュレーションの結果

左上段・右上段:下流域における寒冷期(10万年),温暖期(12万年)の堆積物分布  
 下段:相模川本流の河床縦断面形の変化

上流部での河床上昇は,相模湖,津久井湖(人造湖)でのDEM高度補正を行っていない影響と考えられる。また,下流部では寒冷期における河床低下量(シミュレーション結果:青実線)が,現在の沖積層基底高度(黒細実線)に比べて小さい。

引用文献

- 1) 原子力安全委員会(2002):“高レベル放射性廃棄物処分の概要調査地区選定段階において考慮すべき環境要件について”, 21p.
- 2) 総合資源エネルギー調査会 原子力安全・保安部会 廃棄物安全小委員会(2003):“高レベル放射性廃棄物処分の安全規制に係る基盤確保に向けて”, 80p.
- 3) 核燃料サイクル開発機構(1999):“我が国における高レベル放射性廃棄物地層処分の技術的信頼性—地層処分研究開発第2次取りまとめ—分冊1 我が国の地質環境”, JNC TN1400 99-021.
- 4) 核燃料サイクル開発機構(2005):“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.
- 5) 鈴木隆介(1990):“実態論的地形学の課題”, 地形, 11, pp.217-232.
- 6) 谷津栄寿(1965):“岩石制約論の研究法について”, 地理学評論, 38(1), pp.43-46.
- 7) Tucker, G. E. and K. X. Whipple (2002): “Topographic outcomes predicted by stream erosion models: Sensitivity analysis and intermodel comparison”, *Journal of Geophysical Research*, 107, B9, pp.2179-2195.
- 8) 野上道男(2010):“未来の地形と地形学の未来”, 日本列島の地形学(太田陽子, 小池一之, 鎮西清高, 野上道男, 町田 洋, 松田時彦編), 東京大学出版会, pp.178-186.
- 9) Ohmori, H. (1978): “Relief structure of the Japanese mountains and their stages in geomorphic development”, *Bulletin of the Department of Geography, University of Tokyo*, 10, pp.31-85.
- 10) Culling, W. E. H. (1960): “Analytical theory of erosion”, *Journal of Geology*, 68, pp.336-344.
- 11) 平野昌繁(1966):“斜面発達とくに断層崖発達に関する数学的モデル”, 地理学評論, 39(5), pp.324-336.
- 12) Howard, A. D., and G. Kerby (1983): “Channel changes in badlands”, *Geological Society of America Bulletin*, 94, pp.739-752.
- 13) Yatsu, E. (1955): “On the longitudinal profile of the graded river”, *Transactions of American Geophysical Union*, 36, pp.655-663.
- 14) 野上道男(1981):“河川縦断面形の発達過程に関する数字モデルと多摩川の段丘形成のシミュレーション”, 地理学評論, 54, pp.86-101.
- 15) 池田 宏(1970):“三重県, 朝明川・三滝川・内部川の河床縦断面形について”, 地理学評論, 43, pp.148-159.
- 16) Suzuki, T. (1982): “Rate of lateral planation by Iwaki River, Japan”, 地形, 3, pp.1-24.
- 17) Tucker, G. E., and R. L. Slingerland (1997): “Drainage basin responses to climate change”, *Water Resource Research*, 33, pp.2031-2047.
- 18) 野上道男(2005):“地理学におけるシミュレーション”, 地理学評論, 78(3), pp.133-146.

- 19) Monaghan, M. C., J. McKean, W. Dietrich, and J. Klein (1992) : “ $^{10}\text{Be}$  chronometry of bedrock-to-soil conversion rates”, *Earth and Planetary Science Letters*, 111, pp.483–492.
- 20) 大矢雅彦(1993) : “河川地理学”, 古今書院, 253p.
- 21) Beaumont C., P. Fullsack, and J. Hamilton (1992) : “Erosional control of active compressional orogens”, In *Thrust tectonics*, K. McClay (Ed), Chapman and Hall, New York, pp.1–18.
- 22) Stüwe, K. (2002) : “Geodynamics of the Lithosphere : An Introduction”, Springer, 441p.
- 23) 三箇智二, 安江健一(2008) : “河床縦断形のシミュレーション”, *地形*, 29(1), pp.27–49.
- 24) 小川長宏, 渡邊康玄(2002) : “高速循環実験水路を用いた増水時における粗粒径の土砂動態”, 独立行政法人 寒冷地土木研究所 平成 13 年度論文集, p.8
- 25) 小玉芳敬, 池田 宏, 伊勢屋ふじこ(1989) : “渡良瀬川における粒径別岩種構成比の縦断的变化—沖積礫床河川における礫の破碎・摩耗効果の重要性—”, 筑波大学水理実験センター報告, 13, pp.13–25.
- 26) 草野友宏, 浅森浩一, 黒澤英樹, 谷川晋一, 二ノ宮 淳, 根木健之, 花室孝広, 安江健一, 山田国見, 石丸恒存, 梅田浩司(2010) : “地質環境の長期安定性に関する研究 年度報告書(平成 20 年度)”, JAEA-Research 2009-072.
- 27) Sternberg, H. (1875) : “Untersuchungen über längen- und querprofil geschiebeführender flüss”, *Zeitschrift für Bauwesen*, 25(11–12), pp.483–506.
- 28) 長谷川浩一, 若松加寿江, 松岡昌志(2005) : “ダム堆砂データに基づく日本全国の潜在的侵食速度分布”, *自然災害科学*, 24(3), pp.287–301.
- 29) 産業技術総合研究所 地質調査総合センター編(2007) : “20 万分の 1 日本シームレス地質図データベース”, 産業技術総合研究所研究情報公開データベース, DB084.
- 30) 貝塚爽平(1969) : “変化する地形—地殻変動と海面変化と気候変化の中で—”, *科学*, 39, pp.11–19.
- 31) 松末和之, 藤原 治, 末吉哲雄(2000) : “日本列島における最終氷期最寒冷期の気候”, *サイクル機構技報*, 6, pp.93–103.
- 32) 小池一之, 町田 洋(2001) : “日本の海成段丘アトラス”, 東京大学出版会, 122p.
- 33) 岡野眞久, 高柳淳二, 藤井隆弘(2002) : “計画堆砂容量の設定とダム貯水池流入土砂量に基づく貯水池堆砂量推定方法についての考察”, 平成 14 年度ダム水源環境技術研究所所報, pp.31–37.
- 34) 田力正好, 安江健一, 柳田 誠, 須貝俊彦, 守田益宗, 古澤 明(2008) : “庄内川(土岐川)流域の河成段丘と地形発達”, 日本地球惑星科学連合 2008 年大会予稿集, Q139-P006.
- 35) 貝塚爽平, 森山昭雄(1969) : “相模川沖積低地の地形と沖積層”, *地理学評論*, 42(2), pp.85–105.
- 36) 田力正好(2000) : “河成段丘を用いた内陸部の地殻変動量の推定”, *月刊地球号外*, 31, pp.173–181.

- 37) Sugai, T. (1993) : “River terrace development by concurrent fluvial processes and climatic changes”, *Geomorphology*, 6, pp.243–252.
- 38) 藤原 治, 三箇智二, 大森博雄(1999):“日本列島における侵食速度の分布”, サイクル機構技報, 5, pp.85–93.
- 39) Carson, M. A. (1976) :“Mass-wasting, slope development and climate”, In *Geomorphology and Climate*, E. Derbyshire (Ed), Wiley, London, pp.101–136.
- 40) Whipple, K. X. and G. E. Tucker (1999) : “Dynamics of the stream-power river incision model: Implication for height limits of mountain ranges, landscape response timescales, and research needs”, *Journal of Geophysical Research*, 104, pp.17661–17674.
- 41) Tricart, J. (1965) : “The landforms of the Humid Tropics, and Savannas”, Longman, London, 306p.
- 42) Chorley, R. J., S. A. Schumm, and D. E. Sugden (1984) : “Geomorphology”, Methuen, London, 605p.
- 43) Meyer W. B., D. Gregory, B. L. Turner II, and P. F. McDowell (1992) : “The local-global continuum”, In *Geography’s Inner Worlds*, R. F. Abler, M. G. Marcus, J. M. Olson (Ed), Rutgers University Press, New Brunswic, New Jersey, pp.255–279.
- 44) 村田泰章, 須田芳郎, 菊地恒夫(1991):“日本の岩石物性値—密度, 磁性, P波速度, 有効間隙率, 熱伝導率—”, 地質調査所報告, 276, p.302.
- 45) 物理探査学会(1998):“物理探査ハンドブック”, 物理探査学会, 1408p.
- 46) 糸魚川淳二(1980):“瑞浪地域の地質”, 瑞浪市化石博物館専報, 1, p.50.
- 47) 吉山 昭, 柳田 誠(1995):“河成地形面の比高分布からみた地殻変動”, 地学雑誌, 104, pp.809–826.

#### 4.3.2 地形変化及び気候変動を考慮した地下水流動解析手法の開発

##### (1) はじめに

自然現象が処分場及びその周辺の地質環境に及ぼす主な影響としては、隆起・沈降・侵食、降水量の変化、海水面の昇降により地下水の流動特性や水質が変化し、その結果として廃棄体中に含まれる放射性物質が漏出し、周辺の地質環境中を移行し易くなることなどが考えられる(原子力安全委員会、2002<sup>1)</sup>)。特に日本列島は、プレート収束境界に位置しており、アジアモンスーン地域の一部であることから、地殻変動が活発で降水量が多く、これらに起因する侵食が盛んである。このような地域における地層処分の安全評価などにおいては、地殻変動に起因する隆起・侵食などによって生じる地形変化、降水量や海水準が変化する要因の一つである気候変動などの自然現象に伴い地質環境が長期的にどのように変化するかを把握するための予測・評価手法を整備しておくことが重要となる。このような自然現象に伴う将来の地質環境の変化については、自然現象に関する過去の記録や現在の状況をある程度把握し、それらのデータや知見に基づいて幅を持って提示することが、ある程度可能と考えられる。なお、過去から現在までの傾向を将来に外挿する際には、評価する将来の期間に見合った長さの過去の期間(将来数万年から 10 万年程度の期間の評価が求められる場合は第四紀全体を目安)を考慮する必要がある(藤原ほか、2005<sup>2)</sup>)。そこで、本研究では、地質環境の中でも物質の主要な移行媒体となる地下水の流動特性に着目して、地形変化及び気候変動を考慮した地下水流動解析手法の開発に取り組んできた。

##### (2) 当該分野に係る科学的・技術的背景

自然現象によって引き起こされる地質環境の変化は、以下の 2 つの方法によって予測・評価が可能であると考えられる(梅田ほか、2010a<sup>3)</sup>; 梅田ほか、2010b<sup>4)</sup>)。

###### ①演繹的アプローチ(物理モデルを用いた数値解析やモダンアナログ的考えに基づく予測)

断層運動を含めた地殻変動に係る物理モデル(現象論的モデル)やモダンアナログ的なアプローチによって将来の地形や気候の状態を推定し、それらを場のモデルや境界条件として、地下水の流れや水質などといった地質環境の変化の大きさを見積もる方法

###### ②帰納的アプローチ(過去から現在までの変動傾向の外挿による予測)

古水理地質学的なアプローチによって過去から現在までの地下水の流れや水質などを再現した上で、それらの変動傾向から将来の地質環境の変化幅を外挿する手法

どちらの方法においても、過去から現在までの隆起・沈降量、気候・海水準の変動量、さらにはこれらが複合して発生する地形の変化量などを把握することが必要となる。一般に、日本列島では、過去十万年程度の地形学的情報(例えば、海成段丘や河成段丘の分布)や氷期・間氷期の 1 サイクル分の気候変動に係る情報が多く得られることから、将来数万年程度の地質環境の変化については、一定の信頼性をもつ予測・評価が可能であると考えられる。しかしながら、それ以前の地形学的情報は極端に少なくなり、十万年を超えるような時間スケールについては、予測・評価に伴う不確かさが著しく増大すると考えられる。そのような場合には、地質情報より把握した過去数十万年以前のイベントに基づく古水理地質学的アプローチが有効であると考えられる。

本研究では、地層処分の事業段階に応じて適用する、演繹的アプローチと帰納的アプローチに基づく地形変化及び気候変動を考慮した地下水流動解析手法を整備するために、以下の研究を実施した。

### (3) 実施内容・結果

#### 1) 演繹的アプローチによる予測の例

地形変化の物理モデルを用いた地下水流動解析手法の開発を目的として、東濃地域の土岐川流域を事例に現在から 12 万年後までの地形変化と気候変動(涵養量の変化)に着目した数値解析を行った(図 4.3.2-1)。解析は、現在、5 万年後、12 万年後の 3 つの時間断面において定常状態における地下水流動解析を実施した。各時間断面の地形形状のデータには、拡散過程と河川の平衡勾配形成に基づいた地形変化の数値シミュレーション結果(核燃料サイクル開発機構, 2005<sup>5)</sup>)を用いた。涵養量については、温暖期(12 万年後)は現在と同じとし、寒冷期(5 万年後)は現在の 25%, 50%, 75%の 3 パターンを設定した。解析の結果、地形変化及び気候変動は主に地下水位分布や動水勾配分布に影響を与え、その影響が地下水の流動経路や流動距離、流動時間に影響を与えていることなどを表現することができた(核燃料サイクル開発機構, 2005<sup>5)</sup>)。この結果から、4.3.1 章で示した地形変化シミュレーション技術と既存の地下水流動解析技術を組み合わせた予測・評価手法が、地形変化による地下水流動特性の変化の把握に有効であることが示された(Saegusa *et al.*, 2009<sup>6)</sup>)。この手法は、既存情報を用いて解析が行えることから、文献調査段階において適用できる手法である。また、地形変化シミュレーション技術に関しては、現地で取得される隆起速度、侵食速度、断層の変位速度、岩盤物性などの実データの取りうる幅を考慮して複数の地形を推定できることから、概要調査段階においても対象地域に応じた将来の地下水流動特性の変化幅を把握する手法として有効であると考えられる。

上述の、既存情報を用いた地下水流動解析を行うにあたり、対象地域における地形変化に関する必要なデータが不足することが想定される。こうした場合に、対象地域と類似した地形の形成条件(例えば、隆起速度)を有する地域で得られているデータが参考になる可能性がある。同様に、対象地域の地下水涵養量の設定については、その妥当性を科学的な根拠を基に示す必要があるが、特に寒冷期の涵養量の推定に必要な表層水理(例えば、蒸発散量、降水量、河川流量)に関するデータの収集が困難という問題がある。その際にも、対象地域の寒冷期の気候(気温などの推定値)と類似の気候を有する地域における、現在の表層水理に関するデータが参考になる可能性がある。こうした環境条件(地形・気候の条件)に関するデータの整理を行う観点から、まず地形について、その形成において主要な条件となる「隆起・沈降速度」と「地形的特徴」から日本全国を区分した(図 4.3.2-2)。この区分ごとに適用可能な調査手法や取得すべきデータについて整理し、提示することは、地形変化を考慮した地下水流動解析を行う上で有効と考えられる。次に、気候について、国内外の気温・降水量・蒸発散量のデータセットを文献情報から収集、整理した。その結果、蒸発散量と気温や緯度との間にある程度の相関性があることが示された(図 4.3.2-3)(草野ほか, 2010a<sup>7)</sup>)。なお、寒冷期の降水量については、花粉化石データを用いて直接的に推定する方法や、花粉化石データからより高精度で推定できる古気温を用いて気温と降水量との相関関係に基づいて推定する方法などが考えられる(3.3.2 章参照)。河川流量については、地形形状が大きく影響すると考えられることから、地形データを用いた統計量解析から推定する手法などが考えられる。このように、複数の独立した情報を組み合わせることにより、地下水流動解析に必要なデータセットの信頼性を向上させることができるとともに、不確実性の幅を示すこともできると考えられる。

#### 2) 帰納的アプローチによる予測の例

過去の地下水の流れや水質を解明する研究は、いわゆる古水理地質学(paleo-hydrogeology)として以前から行われている(例えば, Sanford, 1994<sup>8)</sup>)。この手法では、対象とする地域のテクニクな環境の変遷を考慮しつつ、古地形・地質を復元し、それに基づき古水理地質構造モデルを構築する。さらに、当時の水文環境(例えば、気温、降雨量、涵養量、植生)に関する情報を、地下水流動解析を行う際の初期条件や境界条件に反映させる(Yusa *et al.*, 1993<sup>9)</sup>)。これらの解析結果の妥当性は、地下水の主要な流動経路になる岩石の割れ目中に沈殿した鉄鉱物や炭酸塩鉱物の年代や同位体組成などから検討

することが可能である(例えば, Iwatsuki *et al.*, 2004<sup>10</sup>)。本研究では, 形成時期が異なる丘陵や山地に囲まれた東濃地域を事例に, 複数の時間スケール及び空間スケールにおいて地下水流動解析を行い, 過去から現在までの地形変化と気候変動(涵養量の変化)が地下水流動に及ぼす影響の程度が, 時間スケールや空間スケールによってどのように異なるかを把握する方法について検討した。

まず, 尾上ほか(2009a)<sup>11</sup>)においては, 地下深部を含む地下水流動特性に長期的な地形変化が及ぼす影響を概括する解析手法の提示を目的に, 定常状態における地下水流動解析を行った。解析領域については, 地下水流動の規模が, 対象とする深度が深いほど, より広範囲の後背地地形に支配される(Toth, 1963<sup>12</sup>)ことを考慮し, 標高 3,000 m 級の山脈から海拔 0 m の平野を含む, 木曽山脈及び御嶽山から濃飛平野を包含する広範囲の領域とした。この領域の古地形については, 森山(1990)<sup>13</sup>)などに基つき地形が形成され始めたと推定される 1.5 Ma 以降を対象として復元を行った(図 4.3.2-4)。解析の結果, 深度 1 km におけるダルシー流速の分布は, 1.5 Ma から現在までに  $10^{-10}$  m/s から  $10^{-8}$  m/s に変化している(図 4.3.2-5)。これは, 山地の隆起と平野の沈降による大局的な地形の変化に伴う動水勾配の増大に起因する。しかしながら, 過去十万年オーダーで比較すると, ダルシー流速はほとんど変化していない(図 4.3.2-5)。このことから, 将来十万年程度であれば現在の地下水流動場に大きな変化は生じないと考えられるが, 数十万年を超えて山地が形成されるような時間スケールを評価の対象期間とする場合は, 山地や丘陵, 平野などの発達過程を考慮した解析が必要であると言える。また, この解析では, 断層の分布の違いが断層ブロック内の水頭分布や地下水流速に影響を及ぼすことが示された(尾上ほか, 2009a<sup>11</sup>)ことから, 断層発達を考慮した解析手法の検討が課題として挙げられた。

そこで, 複数の断層に囲まれる範囲において断層の分布を考慮した定常状態の地下水流動解析を行った(図 4.3.2-6)。この解析では, 主要な断層の連続性や水理特性の不確実性が, 地形変化及び気候変動に伴う地下水流動特性の変化に与える影響を感度解析的に検討した。断層の分布や形態については, 活断層研究会編(1991)<sup>14</sup>)を参考に複数の状態を設定した。解析の結果, 断層の連続性やステップの違いが断層ブロック内全域という広範囲の地下水流動特性に与える影響は小さいこと, 断層分布や形態によっては深部の地下水流動特性に影響を与えることが示された(河口ほか, 2007<sup>15</sup>)。

続いて, 上記の検討に比べてより小さなスケールでの過去から現在までの地下水流動を把握するため, 土岐川(庄内川)流域を事例に, 過去数十万年前から現在までの複数の古地形データを用いて, それぞれの時代の水理地質構造モデルを作成し, 地下水流動の定常解析を行った(図 4.3.2-7)。古地形は, 空中写真判読から把握した高位段丘, 中位段丘, 低位段丘の分布を基に, 段丘面の開析された部分を埋めることによって, 各段丘が形成された時期の地形面の分布を DEM(数値標高モデル)と GIS(地理情報システム)を用いて推定した(尾上ほか, 2009b<sup>16</sup>)。間氷期の涵養量については現在と同じと想定し, 表層水理観測結果(宮原ほか, 2002<sup>17</sup>)を用いた水収支計算に基づき設定した。氷期の涵養量については, 約 2 万年前の最終氷期最盛期と同程度と想定の上, 盆地堆積物の花粉分析結果(佐々木ほか, 2006<sup>18</sup>)から推定される気温や降水量の傾向, さらに既存データ(松末ほか, 2000<sup>19</sup>)などを参考に蒸発散量と河川流出高を推定し, 水収支計算により設定した(尾上ほか, 2009b<sup>16</sup>)。これらのデータを用いて実施した地下水流動解析の結果, 低位段丘及び中位段丘の形成に要した地形変化(数万～十万年程度の期間)による地下水流動特性への影響に比べ, 高位段丘の形成に要した地形変化(数十万年程度の期間)ではその影響が相対的に大きくなることが示された(小坂ほか, 2009<sup>20</sup>; 草野ほか, 2010b<sup>21</sup>)。本研究で実施した手法は, 比較的ローカルな地形変化及び気候変動が引き起こす地下水流動特性の変化の傾向を推定する手法の一例となる。

以上の研究から, 時間スケールや空間スケールに応じて, 地形変化や気候変動などが地下水流動特性に及ぼす影響の程度が異なることが示された。よって, 対象とする時間スケールや空間スケールに応じた過去の地形変化のモデル化及び涵養量の設定と, それらの設定を考慮した地下水流動特性の変化幅を把握するための解析手法の整備が必要となる。今後の課題としては, これまで実施してきた地下水

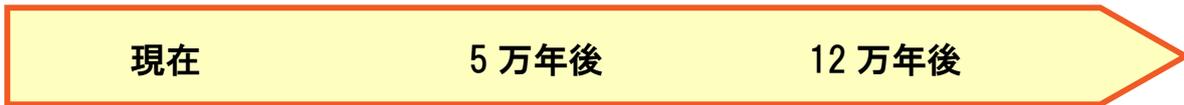
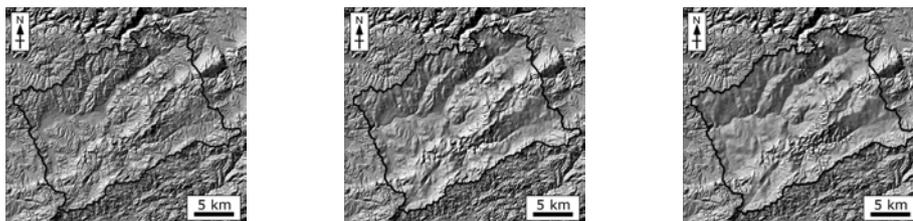
流動解析結果の妥当性を、地下水の水質や同位体で代表される地球化学的データなどを用いて評価することが挙げられる。また、尾上ほか(2009a)<sup>11)</sup>の解析結果では、山地の起伏の増大により、流速のオーダーが2桁異なる結果が得られた(図 4.3.2-5)。このことから、山地や丘陵、平野が形成されるような時間スケールの解析を行う際には、山地や丘陵などの発達段階(図 4.3.2-8)を考慮する必要があると言える。隆起速度と侵食速度が共に大きい日本の山地(吉川, 1985<sup>22)</sup>)では、山地の成長とともに起伏が増大するが、山地の平均高度の増加につれて侵食速度も大きくなる。両者が動的平衡に達した山地では平均高度が一定に保たれる(Ohmori, 1978<sup>23)</sup>)ため、それ以降、同じ隆起速度のもとで山地が高くなることはなく、動水勾配は変化しないと想定される。一方、最近隆起を開始した地域では、侵食との動的平衡に達していないため、今後も平均高度が増加すると考えられる。よって、調査地域やその周辺の山地や丘陵が、現在どの発達段階であるかを把握しておくことが必要であり、山地の発達段階を把握する調査手法も併せて整備していくことも課題として挙げられる。

#### (4) 主な成果と反映先

自然現象によって引き起こされる地質環境の変化は、二つのアプローチによって予測・評価が可能であると考えられる。一つは、物理モデルを用いた数値解析によって予測する演繹的アプローチであり、もう一つは、過去から現在までの変動傾向の外挿により予測する帰納的アプローチである。ここでは、双方のアプローチの方法を用いて、東濃地域を事例に地形変化や気候変動を考慮した地下水流動解析手法の開発を進めた。その結果、10 万年程度の期間の地下水流動特性の変化幅を把握する手法として、地形変化の数値シミュレーションの結果を用いた解析手法やモダンアナログ的に氷期の涵養量などを推定する方法を示した。また、10 万年を超えるような超長期の地下水流動特性の変化幅を把握する手法として、地形・地質学的データから復元した古地形を用いた解析手法を示した。これらの手法は既存情報に基づいて実施することが可能であることから、文献調査段階から適用することが可能であり、さらに概要調査において現地で取得される実データを考慮することで、地下水流動特性の変化幅についてより精度良く把握することが可能となると考えられる。今後の課題としては、地球化学的データに基づいて、古地形・古気候の推定結果とそれを用いた地下水流動解析結果の妥当性を示す手法の整備が挙げられる。また、山地や丘陵の形成や顕著な高度変化は、地下水の動水勾配や流向を大きく変化させることから、超長期の予測や評価を行う際には、こうした山地の発達段階を把握する手法の整備も課題である。

(安江健一, 谷川晋一, 草野友宏)

(a)地形モデル



(b)地下水流動解析結果 (標高 100m における水平断面)

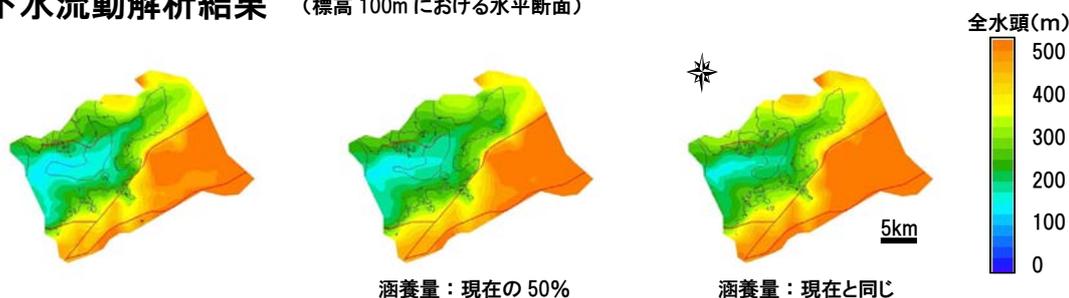


図 4.3.2-1 地形変化の数値シミュレーション結果とそれを用いた地下水流動解析(水頭分布)

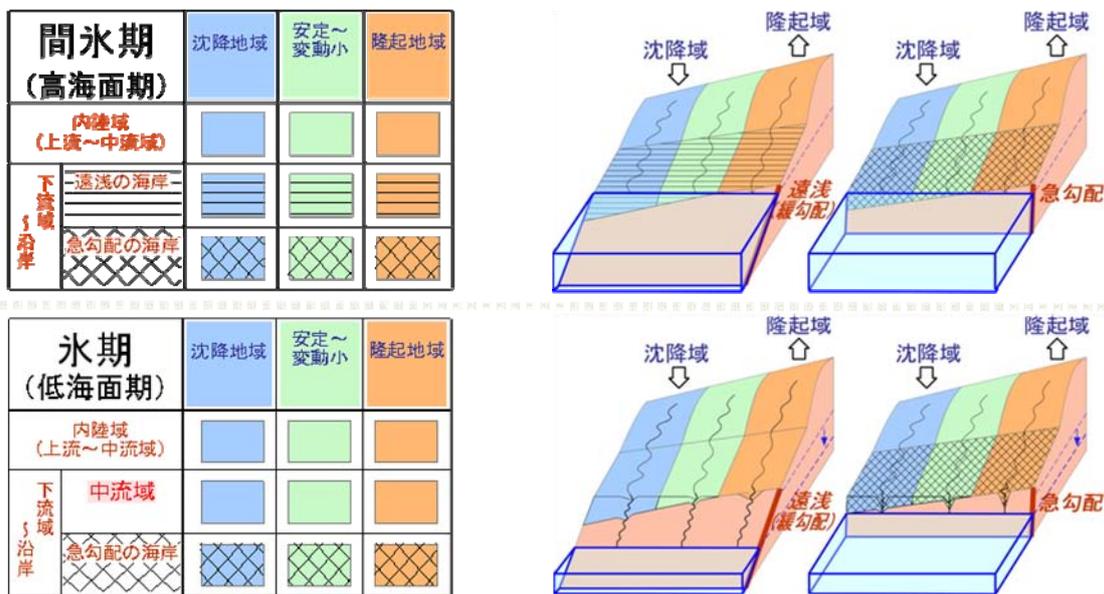


図 4.3.2-2 隆起・沈降速度と地形的特徴に基づく地域区分

左図：地域区分のマトリクス図(氷期・間氷期) 右図：地域区分の概念図。

遠浅の海岸に面した沿岸域は、海水準が低下する氷期において海岸線が大きく移動し、内陸の環境になることが想定される。

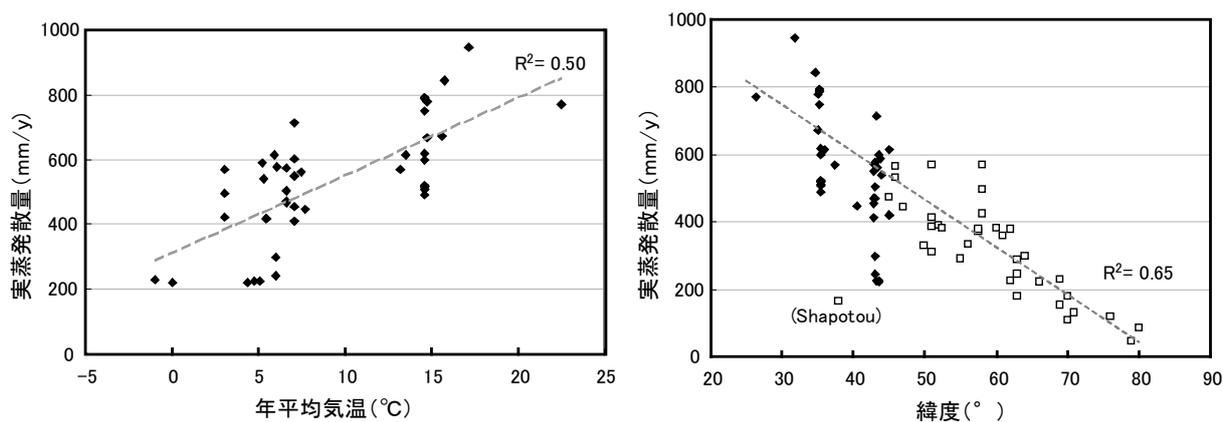
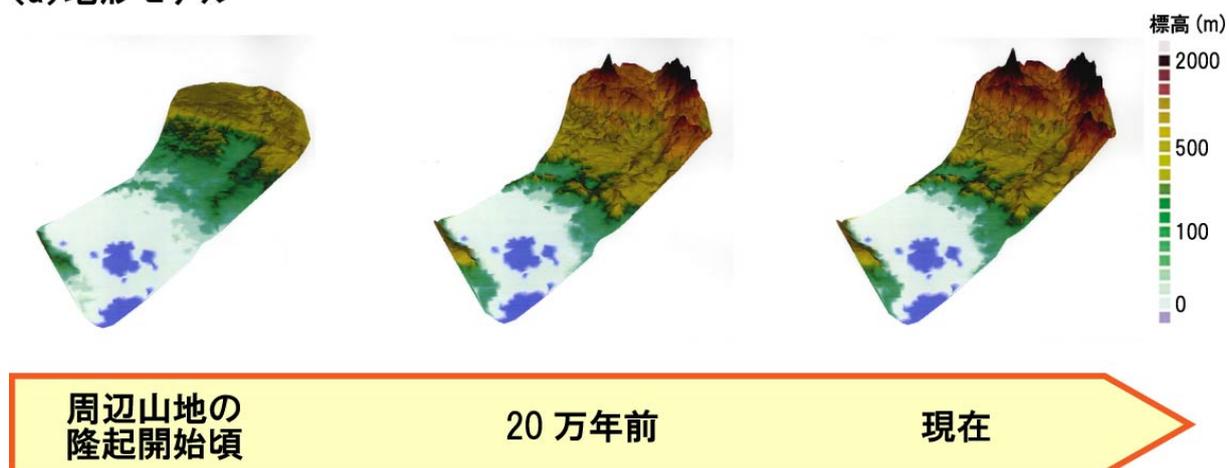


図 4.3.2-3 年平均気温と年間実蒸発散量の関係(左)と緯度と年間実蒸発散量の関係(右)

右図:四角は国内のデータ,白抜きは海外のデータ。回帰直線は,乾燥地である Shapotou のデータを除外して求めている。

(a)地形モデル



(b)地下水流動解析結果 (標高 -800m における水平断面)

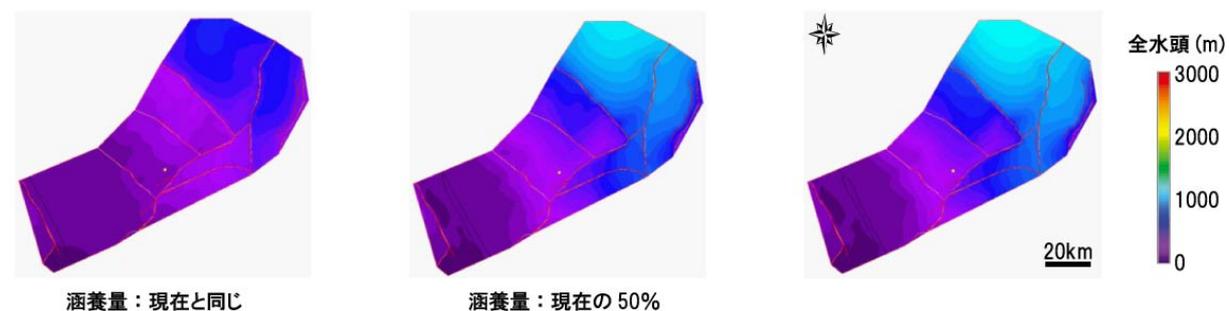


図 4.3.2-4 既存情報に基づいて概括的に推定した木曾山脈から伊勢湾までの古地形(時間断面)とそれを用いた地下水流動解析結果(水頭分布)

尾上ほか(2007)<sup>24)</sup>に基づいて作成。

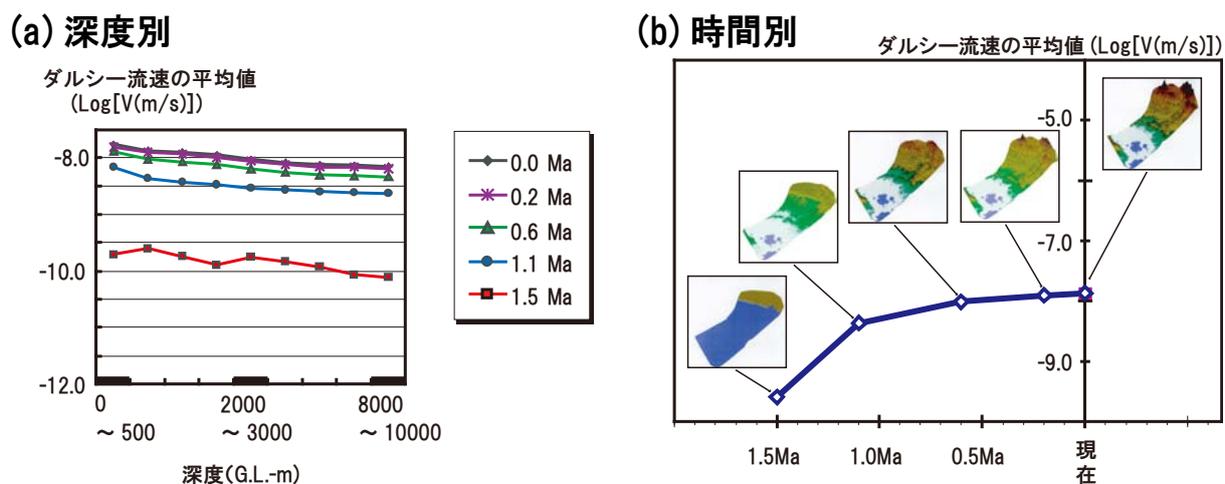


図 4.3.2-5 既存情報に基づいて概括的に推定した木曾山脈から伊勢湾までの古地形(時間断面:図 4.4-4 と同様)を用いた地下水流動解析結果(ダルシー流速の深度別, 時間別比較)

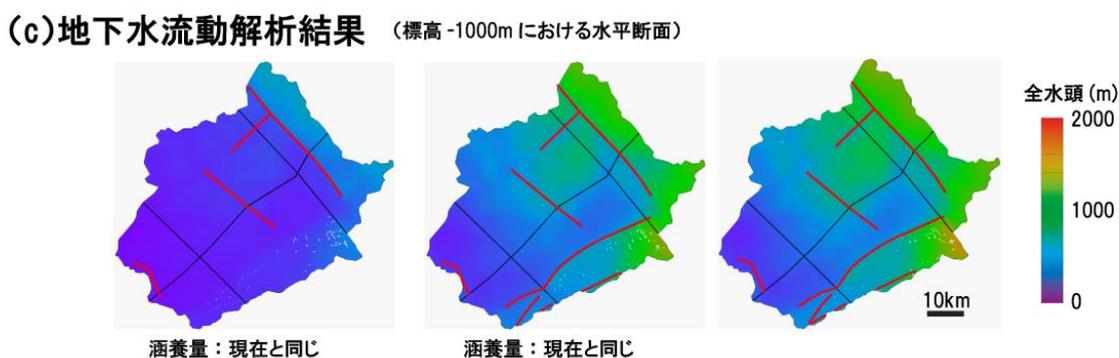
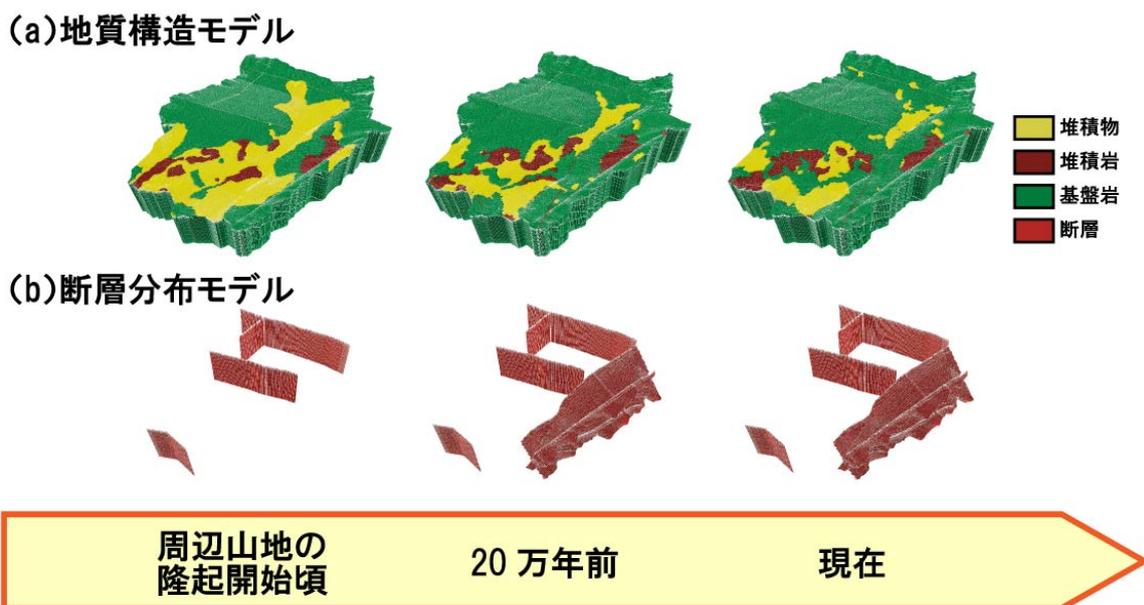


図 4.3.2-6 断層ブロック周辺の概括的な地形変化と断層分布を考慮した地下水流動解析結果(水頭分布)

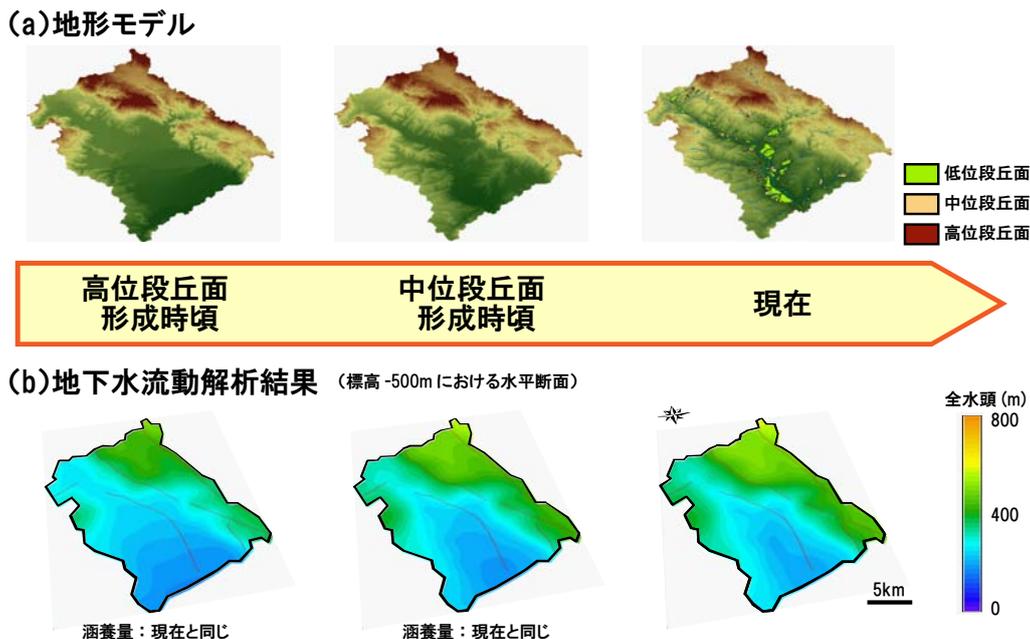


図 4.3.2-7 河成段丘の分布に基づいて推定した地形変化とそれを用いた地下水流動解析結果(水頭分布)

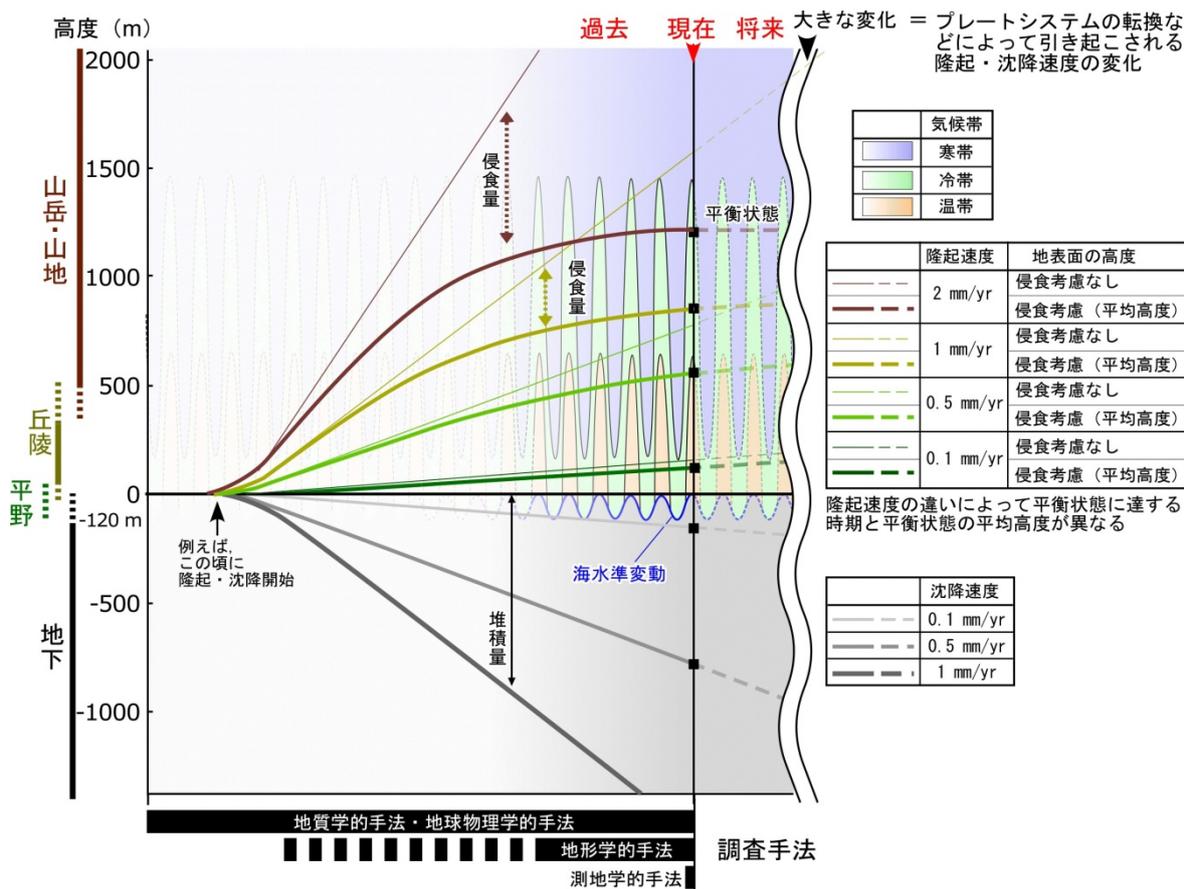


図 4.3.2-8 隆起・侵食に伴う山地の発達及び気候・海水準変動の高度・時間スケールに関する概念図

山地・堆積盆の発達は Ohmori(1978)<sup>23)</sup>、藤田(1983)<sup>25)</sup>を参考とし、背景に海水準変動及び気候帯の変動(野上(2001)<sup>26)</sup>の北緯 43°付近における気候帯高度分布を参考)を示す。隆起に伴う平均高度の増加につれて侵食速度も大きくなり、ある時点で隆起と侵食が動的平衡状態に達し、平均高度が一定に保たれる。平衡状態の高度は、隆起速度によって異なる。平衡状態に達しているかどうかは、隆起がいつから開始し、どの程度の隆起速度であったかが重要である。

引用文献

- 1) 原子力安全委員会(2002):“高レベル放射性廃棄物処分の概要調査地区選定段階において考慮すべき環境要件について”, 21p.
- 2) 藤原 治, 柳田 誠, 三箇智二, 守屋俊文(2005):“地層処分からみた日本列島の隆起・侵食に関する研究”, 原子力バックエンド研究, 11, pp.113-124.
- 3) 梅田浩司, 安江健一, 浅森浩一(2010a):“高レベル放射性廃棄物の地層処分における断層研究の現状と今後の展望”, 月刊地球, 32, pp.52-63.
- 4) 梅田浩司, 石丸恒存, 安江健一, 浅森浩一, 山田国見, 國分(齋藤)陽子, 花室孝広, 谷川晋一, 草野友宏(2010b):“「地質環境の長期安定性に関する研究」基本計画—第 2 期中期計画(平成 22 年度～平成 26 年度)”, JAEA-Review 2010-030.
- 5) 核燃料サイクル開発機構(2005):“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.
- 6) Saegusa, H., K. Yasue, H. Onoe, T. Moriya, and K. Nakano (2009) : “Numerical assessment of the influence of topographic and climatic perturbations on groundwater flow conditions”, In *Stability and Buffering Capacity of the Geosphere for Long-term Isolation of Radioactive Waste: Application to Crystalline Rock*, Manchester, United Kingdom, 13-15 November 2007, Organization for Economic Co-operation and Development (OECD) Nuclear Energy Agency, pp.257-268, ISBN 978-9-26406-056-2.
- 7) 草野友宏, 安江健一, 竹内竜史, 三枝博光, 宮原智哉(2010a):“地下水流動特性の長期的変化の推定に用いる表層水理に関する情報の整理”, JAEA-Review 2009-079.
- 8) Sanford, R. F. (1994) : “A quantitative model of ground-water flow during formation of tabular sandstone uranium deposits”, *Economic Geology*, 89, pp.341-360.
- 9) Yusa, Y., K. Ohta, K. Ishimaru, and K. Umeda (1993) : “Geological and geochemical indicators of paleohydrogeology in Tono uranium deposits, Japan”, In *Paleohydrogeological Methods and their Application*, Paris, France, 9-10 November 1992, Organization for Economic Co-operation and Development (OECD) Nuclear Energy Agency, pp.117-146, ISBN 978-9-26403-892-9.
- 10) Iwatsuki, T., R. Arthur, K. Ota, and R. Metcalfe (2004) : “Solubility constraints on uranium concentrations in groundwaters of the Tono uranium deposit, Japan”, *Radiochimica Acta*, 92, pp.789-796.
- 11) 尾上博則, 笹尾英嗣, 三枝博光, 小坂 寛(2009a):“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, 8, pp.40-53.
- 12) Toth, J. (1963) : “A theoretical analysis of groundwater flow in small drainage basins”, *Journal of Geophysical Research*, 68, pp.4795-4812.
- 13) 森山昭雄(1990):“中部山岳地域における山地形成の時代性—山はいつ高くなったか? —”, 変動地形とテクトニクス(米倉伸之, 岡田篤正, 森山昭雄編), 古今書院, pp.87-109.

- 14) 活断層研究会編(1991):“新編日本の活断層—分布図と資料—, 東京大学出版会, 437p.
- 15) 河口達也, 三枝博光, 丹羽正和, 島田耕史, 安江健一, 黒澤英樹, 鎌滝孝信, 登坂博行(2007):  
“岐阜県東濃地域における地殻変動および気候変動を考慮した広域地下水流動解析”, 日本地下水学会 2007 年秋季講演会講演要旨, pp.36-41.
- 16) 尾上博則, 塩見哲也, 草野友宏, 安江健一, 小坂 寛, 三枝博光, 竹内竜史, 田力正好(2009b):  
“東濃地域を事例とした地形変化および気候変動による地下水流動特性の長期的変化の推定に関わる方法論の構築(その 1)—調査データに基づく過去数十万年の古地形・古気候の推定および地質構造のモデル化—”, 日本地下水学会 2009 年秋季講演会要旨, pp.332-337.
- 17) 宮原智哉, 稲葉 薫, 三枝博光, 竹内真司(2002):“広域地下水流動研究実施領域における水収支観測結果と地下水流動スケールの検討”, サイクル機構技報, 16, pp.137-148.
- 18) 佐々木俊法, 須貝俊彦, 柳田 誠, 守田益宗, 古澤 明, 藤原 治, 守屋俊文, 中川 毅, 宮城豊彦(2006):“東濃地方内陸小盆地埋積物の分析による過去 30 万年間の古気候変動”, 第四紀研究, 45, pp.275-286.
- 19) 松末和之, 藤原 治, 末吉哲雄(2000):“日本列島における最終氷期最寒冷期の気候”, サイクル機構技報, 6, pp.93-103.
- 20) 小坂 寛, 三枝博光, 草野友宏, 安江健一, 竹内竜史, 田力正好, 尾上博則, 塩見哲也(2009):  
“東濃地域を事例とした地形変化および気候変動による地下水流動特性の長期的変化の推定に関わる方法論の構築(その 2)—地形変化および気候変動を考慮した地下水流動のモデル化・解析—”, 日本地下水学会 2009 年秋季講演会要旨, pp.338-343.
- 21) 草野友宏, 安江健一, 小坂 寛, 三枝博光, 竹内竜史, 尾上博則, 塩見哲也, 田力正好(2010b):  
“地形変化及び気候変動による地下水流動特性の長期的変化の推定—東濃地域を事例とした研究—”, 日本地球惑星科学連合大会予稿集, HSC018-P02.
- 22) 吉川虎雄(1985):“湿潤変動帯の地形学”, 東京大学出版会, 132p.
- 23) Ohmori, H. (1978): “Relief structure of the Japanese mountains and their stages in geomorphic development”, *Bulletin of Department of Geography, University of Tokyo*, 10, pp.31-85.
- 24) 尾上博則, 三枝博光, 笹尾英嗣, 木下博久, 小坂寛(2007):“地質環境の長期挙動を考慮した水理地質構造のモデル化・解析”, 日本地下水学会 地下水流動解析とモデル化に関するシンポジウム発表論文集, pp.51-56
- 25) 藤田和夫(1983):“日本の山地形成論 地質学と地形学の間”, 蒼樹書房, 466p.
- 26) 野上道男(2001):“気候変化の役割”, 日本の地形 1 総説(米倉伸之, 貝塚爽平, 野上道男, 鎮西清高編), 東京大学出版会, pp.81-90.

## 5. 年代測定技術の開発

### 5.1 放射年代測定技術

#### (1) はじめに

将来の地質環境の長期安定性を評価する際には、過去の自然現象の活動した時期やその変化の傾向・速度を精度良く把握することが極めて重要となる。年代決定の対象となる数万～数百万年程度までの年代を精度良く決定することによって、過去の現象の変動の傾向を明らかにし、その外挿から予測される将来の地質環境の変化の幅について、その不確実性の低減と信頼性の向上に繋がる。このような時間スケールの年代決定については、主に放射年代測定法が用いられる。

過去の自然現象の活動した時期やその変化の傾向・速度については、具体的に次のようなものを挙げる事ができる。断層運動に関連するものとしては、活動開始時期、活動間隔、最終活動時期、変位速度、一連の断層系における活動の変遷、発熱の有無や温度、時期など、地殻変動に関するものとしては、隆起・侵食の開始時期及びそれらの速度、堆積場の活動開始時期及び堆積速度などである。このうち、活断層の存在が地表から明らかであれば、トレンチ調査により適切な試料を採取して活動間隔や最終活動時期などの推定が、広域的な露頭調査から一連の断層系における活動の変遷などの推定が可能である。地殻変動についても、例えば海岸・河岸段丘が見られ、それが海洋酸素同位体比ステージと対応すれば、隆起・侵食などの活動履歴を明らかにすることができる。しかし、例えば地形的に活断層と断定できない断層において、基盤深度が浅くトレンチ調査を行っても十分な厚さ(時間)の堆積物が見られなかったといった場合、これらの推定は困難である。この場合、例えば基盤岩を用いて断層運動と関連する年代測定が可能であれば、活動履歴について何らかの情報が得られると期待される。このように、従来は測定できなかった試料や検出できなかった自然現象の活動年代を決定するための年代測定技術の開発を進める必要がある。

以上の観点から、本技術開発では、地質環境の長期安定性に関する研究を進める上で必要となる放射年代データの提供を目的として、東濃地科学センターで保有する質量分析装置などを活用しつつ、各種の年代測定システムを整備した。加速器質量分析装置を用いた技術開発では、これまで実施してきた放射性炭素( $^{14}\text{C}$ )年代法に加えて、ベリリウム-10( $^{10}\text{Be}$ )を用いた年代測定の技術開発を進めた。また、希ガス質量分析装置などを用いたウラン・トリウム・ヘリウム((U-Th)/He)法やカリウム・アルゴン(K-Ar)法などの年代測定システムの整備を進めた。

#### (2) 当該分野に係る科学的・技術的背景

年代法は、それが具体的に何年前なのかを求める数値年代法と、化石や地層の上下関係に基づき相対的な新旧を明らかにする相対年代法に二分される。放射年代法は、放射性同位体を利用する代表的な数値年代法である。放射壊変による経時変化のメカニズムに着目すると、放射年代法は3つに大別できる。放射性同位体の放射壊変による同位体比の経時変化を利用する方法と、宇宙線生成核種や放射平衡からのずれを利用する方法、不対電子や結晶構造などの放射線損傷を利用する方法である。以下で述べるが、原子力機構において開発している年代法の中では、(U-Th)/He法、K-Ar法が1つめに該当し、時間とともに試料中のウラン、トリウムの壊変により $^4\text{He}$ が生成する、あるいは $^{40}\text{K}$ が $^{40}\text{Ar}$ に壊変することを利用して、各同位体を測定することで年代値を算出する。 $^{14}\text{C}$ 法、 $^{10}\text{Be}$ 法は2つめに該当し、宇宙線由来の $^{14}\text{C}$ 、 $^{10}\text{Be}$ が閉鎖系において壊変に伴い減少することを利用して年代を得る。宇宙線生成核種は比較的半減期が短いため、放射平衡からのずれは、いずれ再び放射平衡に達するため、これらの年代法には原理的に測定可能な年代範囲の上限が存在する。

放射年代法が成立するためにはいくつかの要件を満たす必要があり、例えば次のようにまとめられて

いる(兼岡, 1978<sup>1)</sup>; 兼岡, 1998<sup>2)</sup>)。①放射性同位体ごとにその半減期が一定であること。この仮定は必ずしも理論的に証明されているわけではないが、地球科学などで用いられる限りにおいてはこれまでのところ満たされている。②①以外の経時変化を生じる現象の変化率が現象ごとに一定であること。主に宇宙線やその他の天然放射線による変化に基づく年代法において必要な仮定であり、手法ごとに検討を要する。③閉鎖系の要請。放射年代法は放射性同位体の放射壊変による量的変化に基づいて年代を求めるので、それ以外の要因による量的変化は生じていないことが前提となる。すなわち、“年代測定の試料は対象とする核種に関して閉鎖系である”ことを必要とする。この要件が満たされているかどうかを判断することが、年代測定において最も重要な課題の一つである。④年代の起点(系の閉鎖)が天然の現象と対応すること。1つの測定で得られた数値は、実際に天然の現象に対応して初めて年代としての意味を持つ。ある石から10万年という数値が得られたとして、それが10万年前の火山の噴火で生じた石なのか、10億年前に固結して10万年前の土砂崩れで地表に露出した石なのかという判断は、分析そのものの信頼性とは全く別個に考慮されねばならない。異なる手法、特に異なる試料を用いる場合、年代の起点はそれぞれ異なるから、年代数値の比較の際には留意する必要がある。また、変成岩や堆積岩のように、年代の起点となるべき現象が長い時間を掛けてゆっくりと進行する場合も、十分な考慮を要する。

閉鎖系が維持されなくなる条件は系によって異なる。それは高温、風化・変質、粉碎、太陽光、宇宙線など多岐にわたり、このことと上記④は分析目的に合わせて年代法を選択することの重要性を示す。特に支配的なパラメータは温度である。今、火成岩に代表されるような、十分に高温の状態(開放系)から試料が冷却していく場合、ある程度の幅を持った温度付近から閉鎖系が維持されるようになる。これを閉鎖温度といい、手法と試料ごと(厳密にはさらに冷却速度ごと)に固有の値を持つ(Dodson, 1973<sup>3)</sup>)。

前項に挙げた通り、原子力機構における年代測定の技術開発は、従来扱えなかった試料を用いるか、従来技術の高度化によって地質環境の長期安定性に関する研究に資することを目的とする。第一期中期計画の期間においては、目的とする天然の現象や時間スケール、対象とする試料に適用するために、以下の手法を中心に開発を進めた。

段丘、崖錐、津波堆積物、ローカルなテフラなどさまざまな地層の堆積年代が求められれば、例えば、段丘面の年代から隆起・削剥速度を求めることや、断層運動による変位を受けている地層と受けていない地層の年代から断層の活動時期を推定することなどが可能となる。<sup>14</sup>C年代法は宇宙線由来の<sup>14</sup>Cが生命活動を通じて固定された有機炭素を測定対象とする年代法であり、生命活動が停止することで閉鎖系となる。従って、堆積層中の動植物遺体を利用して堆積年代を得ることができる。応用範囲の広範さから、測定数増大への需要は大きい。一方、本法には測定可能な年代範囲に原理的な上限が存在するが、分析上の上限をこれに近づける努力も求められる。これらに対しては、加速器質量分析装置を用いた高精度・超高感度・低バックグラウンド分析が有効である。また、同様に加速器質量分析装置で測定可能な<sup>10</sup>Be法は、宇宙線への暴露が系の開閉を決定する年代測定法であり、削剥速度や堆積物による被覆年代(すなわち堆積年代)の決定に利用できる。<sup>14</sup>C法に比べて、年代の測定上限が百倍程度と大きいことも長所であり、にもかかわらず国内に分析を行っている施設が一箇所しかないことも開発の理由である。

一方、段丘の時間スケールを越えて百万年単位の隆起・侵食速度を求める方法として、基盤岩の冷却速度と地温勾配を利用することができる。すなわち、閉鎖温度の異なる複数の年代法を利用して、試料が経てきた時間-冷却曲線が求められる。ここで、深成岩の低温(例えば200-300°C程度以下)の冷却速度は岩体の削剥速度に依存し、削剥速度は大まかに山地の高度と対応することから、ある時期の急冷はそれに対応した急速な隆起の存在を示唆する(Wagner *et al.*, 1977<sup>4)</sup>)。あるいは地温勾配を仮定すれば閉鎖温度は閉鎖深度に読み替えることができることから、閉鎖深度と年代(この時、閉鎖温度に対応した年代であることを強調して「冷却年代」などと呼ぶ)を用いて削剥速度を計算することもできる。従来の閉鎖温度はジルコン U-Pb法の700°C程度からアパタイトフィッション・トラック法の130°C程度の範囲(兼岡, 1998<sup>2)</sup>)にあり、基盤岩の冷却年代は一部の山地を除いて最低でも数百万年程度を示した。すなわち、

第四紀全体の平均を求めることはできるが、例えばその約半分、最近百万年間にその変動が激しくなったのか穏やかになったのかまでは明らかでなかった。これに対して、近年開発の進んだ(U-Th)/He法は、特にアパタイトの閉鎖温度が約70°Cと最も閉鎖温度の低い年代法であり(Farley, 2000<sup>5)</sup>)、その年代はこれまで検出できなかった最も新しい変動に対応する。これは長期にわたる平均的な変動の傾向が、最近になって活発化しているのか、あるいは穏やかになったのかを示し、将来的な長期挙動を理解する上で極めて重要である(例えば、Yamada and Tagami, 2008<sup>9)</sup>)。

また、自然現象の発生・活動に伴って新たな系が生まれる例もある。例えば、断層ガウジ中には断層運動に伴う熱水の活動により現地で晶出した自生の粘土鉱物(イライト)が生成することが知られている(Reynolds, 1968<sup>7)</sup>)。粘土鉱物はK-Ar年代測定の適用可能な鉱物であり、自生の粘土鉱物のK-Ar年代は熱水を伴う断層運動の時期を表すと期待できる。断層ガウジのK-Ar年代測定はLyons and Snellenburg (1971)<sup>8)</sup>によって初めて試みられ、国内では中央構造線などの断層ガウジについて数例の研究例がある(例えば、柴田ほか, 1988<sup>9)</sup>; 柴田・高木, 1988<sup>10)</sup>)。しかし、ガウジに含まれる粘土鉱物には、断層内の自生粒子の他に、母岩に含まれる雲母鉱物の碎屑粒子が混入している可能性がある。熱水活動による自生粒子は、母岩に含まれる雲母粒子に比べて著しく結晶度が劣る性質を持っていることから、断層ガウジのK-Ar年代を解釈する際には、年代測定に用いる試料の結晶学的特徴を併せて検討する必要がある(例えば、柴田ほか, 1988<sup>9)</sup>; 柴田・高木, 1988<sup>10)</sup>)。さらに、細粒のイライトについてのK-Ar系の閉鎖温度は $260 \pm 30^\circ\text{C}$ と報告されている(Hunziker *et al.*, 1986<sup>11)</sup>)、堆積岩についての研究ではイライトはこの閉鎖温度よりも低い100–200°Cでも晶出することが知られている(例えば、Merriman and Peacor, 1999<sup>12)</sup>)。このため、得られた年代値が断層近傍における複数回の熱の影響を反映した混合年代を示す可能性がある。このような問題点を克服するために、近年ガウジ試料を超高速遠心分離により粒径ごとに精密にサイズ分級し、各階級の年代値と結晶学的特徴の傾向を検討する手法が行われている(例えばZwingmann and Mancktelow, 2004<sup>13)</sup>)。各階級の結晶学的特徴から自生粒子と碎屑粒子の割合を求め、混合年代をつないだ直線から自生粒子と碎屑粒子の年代を見積もる方法も提案されている(van der Pluijm *et al.*, 2001<sup>14)</sup>)。現状では未だ研究例は少なく、測定手法及び適用法に関する知見が蓄積されているとは言い難い。しかし、この手法は、断層そのものの試料から直接に活動時期を決定できる可能性があり、長期安定性研究で対象となる断層運動の解明に強力な手段となりうると考えられ、測定手法の開発及び研究への適用を進め、有効性を確認する必要がある。

### (3) 実施内容・結果

#### 1) 加速器質量分析装置を用いた年代測定

加速器質量分析装置は、長半減期の放射性同位体の高感度測定が可能であり、測定できる放射性同位体には<sup>10</sup>Be, <sup>14</sup>C, <sup>26</sup>Al, <sup>36</sup>Cl, <sup>41</sup>Ca, <sup>129</sup>Iなどがある。このうち、<sup>14</sup>Cの測定データを用いる<sup>14</sup>C年代法は、概要調査などにかかわる編年技術にとって重要な数万年前までの年代を精度よく推定できる方法である。これまで<sup>14</sup>Cの測定には、その放射線量を放射能測定器で測定していたが、大量の試料を化学処理し、長時間測定しなければならなかった。一方、加速器質量分析装置を用いた場合、原子数を測定するため、少量の試料を短時間で測定することが可能である。原子力機構(東濃地科学センター)では、平成9年3月に加速器質量分析装置(National Electrostatics Corporation製15SDH-2、通称「ペルトロン年代測定装置」)を導入し、<sup>14</sup>C年代測定技術の開発を進めた(図5.1-1)。平成10年9月より放射性炭素のルーチン測定を実施しており、土壌や地下水など、地球科学にかかわる各種試料の年代決定などに貢献してきた。図5.1-2に平成17年度から平成21年度までの運転実績(測定時間)の推移を示す。平成17年度は装置の老朽化によると考えられる部品の故障などが続きメンテナンスに時間がかかったため、運転時間が短くなっている。しかし、その後は順調に稼働しており、直近3年間(平成19年度～21年度)の運転実績は年間おおよそ1,000時間程度であり、年々増加傾向にある。平成18年度より施設供用が

開始され、大学や他の研究機関などの外部機関からの試料の受け入れも実施している。また、ルーチン測定を行いながら、測定精度を向上させる試みも行った。測定精度は、そのまま年代値の精度に反映されるためである。加速器質量分析装置は、大きく分けて4つの部分から構成される。試料をイオン化するイオン源、生成したイオンを同位体ごとに分離する逐次入射システム、イオンの加速を行う加速器、イオンの測定を行う検出器である(図 5.1-1)。測定の精度は、各部の安定性、効率に依存するため、精度の向上には各種の改良と保守が必要である。近年、イオンビームの安定化を目指してイオン源のセシウムオープン温度制御システムの改良(図 5.1-3)や加速電圧を調整するコロナプローブ針の変更などを行った(鈴木ほか, 2009a<sup>15</sup>)。これにより、安定なイオンビームが得られるようになり、 $10,000 \pm 80$  年程度の精度で測定可能となった(國分ほか, 2010<sup>16</sup>)。

また、採取した試料は、そのまま測定することはできない。試料から目的元素である炭素を抽出し、さらに試料が周辺環境に保存されている間に混入した二次的な炭素を取り除く試料調製を行う必要がある。試料調製では、試料の汚れ及び二次的な炭素を除去するため、酸やアルカリ溶液などで洗浄した後、木片など燃やすことができる試料は燃焼法により二酸化炭素を含む気体を生成する。また貝などの炭酸塩試料は、リン酸と反応させるリン酸法にて生成させる。生成した気体には二酸化炭素だけでなく、水や硫黄などの不純物が混入しているため、専用のガラスラインを用いて、二酸化炭素を精製する。その後、鉄を触媒とした水素還元法により炭素を抽出する。試料調製の際に混入する炭素量を減少させることが、測定の精確さを向上させる。特に検出限界に近い数万年前の試料ではこの影響が大きくなる。二酸化炭素の精製を行うガラスラインは、通常気体のみを扱うが、長年の使用により内部に汚れが付着する。そこでガラスラインの清掃などを行ったところ(鈴木ほか, 2009b<sup>17</sup>)、装置の年代測定限界が向上し、試料の調製具合にもよるが、およそ 54,000 年前まで測定することができるようになった(國分ほか, 2010<sup>16</sup>)。これらの取り組みにより、大学や他の研究機関などが有する加速器質量分析装置の測定精度と同等以上の測定が可能となった。

また、本加速器質量分析装置を用いた年代測定として、これまで実施してきた  $^{14}\text{C}$  年代法に加えて、 $^{10}\text{Be}$  を用いた年代法の技術開発も実施した。 $^{10}\text{Be}$  は、宇宙線である中性子やミュー粒子と酸素との反応によって生成するため、酸素原子を含む石英( $\text{SiO}_2$ )やかんらん石( $(\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Ca})_2\text{SiO}_4$ )を試料として測定が可能である。 $^{14}\text{C}$  より長い半減期を持ち( $^{14}\text{C}$ : 5,730 年,  $^{10}\text{Be}$ :  $1.51 \times 10^6$  年)、地表近傍に存在する鉱物中に生成することから、地形形成の各種過程の年代推定に利用できる。本加速器質量分析装置は、 $^{10}\text{Be}$  の測定能力を潜在的に持つことから、測定法開発に着手した。平成 21 年度までに、ベリリウム同位体のイオンビームの安定的な検出に向け、標準試料を用いた装置の調整及び運転パラメータの取得を行った。

## 2) (U-Th)/He 年代測定

(U-Th)/He 法は、鉱物中の  $^4\text{He}$  をウラン、トリウム系列の  $\alpha$  壊変による壊変生成核種と見なして年代測定を行う手法であり、Zeitler *et al.* (1987)<sup>18</sup>)による再解釈以降急速な発展を遂げた。その応用上の長所は、①閉鎖温度がアパタイトで約  $70^\circ\text{C}$ 、ジルコンで  $180^\circ\text{C}$  と非常に低いこと、②ウラン含有鉱物は風化変質に強いものが多い(特にジルコン)こと、③単結晶年代測定が可能であること、④一般に測定時のブランクを含む非放射起源ヘリウムが少ないこと、⑤ヘリウムの生産速度が大きいこと、⑥原子炉など大掛かりな分析装置が必要ないこと、などが挙げられる。現在は、①の特徴から現世の急速な造山帯の冷却過程や活断層の温度異常における最新イベントの年代決定などに対して多く用いられている。④、⑤の特徴から若い年代測定に適していることは、これらの最新イベントの研究においても有利に働く。

年代方程式は(1)式で表されるが、 $\alpha$  粒子は壊変前駆核種から初速を持って放出されるため、一部は結晶外に失われることになる(図 5.1-4)。このため、測定した  $^4\text{He}$  に対して求められる Raw age を、結晶の体積表面積比を基にした補正項 Ft により補正する。補正式は(2)式となる(Farley *et al.*, 1996<sup>19</sup>)。

$${}^4\text{He} = 8{}^{238}\text{U}(e^{\lambda_{238}t} - 1) + 7({}^{238}\text{U} / 137.88)(e^{\lambda_{235}t} - 1) + 6{}^{232}\text{Th}(e^{\lambda_{232}t} - 1) \quad (1)$$

${}^4\text{He}$ :  ${}^4\text{He}$  含有量,  ${}^{238}\text{U}$ :  ${}^{238}\text{U}$  含有量,  ${}^{232}\text{Th}$ :  ${}^{232}\text{Th}$  含有量,  $t$ : 年代値  
 $\lambda_{238}$ :  ${}^{238}\text{U}$  の壊変定数,  $\lambda_{235}$ :  ${}^{235}\text{U}$  の壊変定数,  $\lambda_{232}$ :  ${}^{232}\text{Th}$  の壊変定数

$$\text{Corrected age} = \text{Raw age} / Ft \quad (2)$$

なお(1)式を  $t$  について代数的に解くことは困難であるため、実際の年代についてはテーラー展開により二次の項まで計算した(数式については、Yamada *et al.*, 2010<sup>20</sup>参照)。

測定は、対象となる鉱物(例えば、ジルコン、アパタイト)を分離し、実体鏡下で形、大きさ、包有物に着目して選別した後、結晶が溶融しない温度(アパタイト:約 1,050°C, ジルコン:約 1,350°C)で脱ガスし、希ガス質量分析装置により He を定量する。次に脱ガス後の試料を酸やアルカリで溶解し、誘導結合プラズマ質量分析装置(ICP-MS)によりウラン、トリウムを定量する(図 5.1-5)。

システム構築は、ウラン、トリウム濃度が高く同じ年代ならヘリウム含有量も多いジルコンを優先対象として行い、その後、アパタイト単粒子年代の測定が可能なシステムへの改良を行った。ジルコンを対象としたシステムの構築では、既設の希ガス質量分析装置(Micromass 社製 5400 型; 図 5.1-6)にヘリウムを抽出するためのレーザーガス抽出系を増設してヘリウム分析を実施可能とするとともに、ICP-MS を用いたジルコンのウラン、トリウム定量のための前処理手順を検討した。この際、ヘリウムは 100 fmol ( $10^{-15}$  mol) 以下、ウラン、トリウムは 10–100 ppt ( $10^{-12}$  g/g)程度といった微量量を定量する必要があり、そのためには感度の向上とともにバックグラウンドノイズの低減が重要であった。ヘリウム分析に向けては希ガス質量分析装置のベーキングなどのクリーニングや、従来の地下水中の希ガス分析などでは問題にならなかった装置内の微少リークの修理などを行った。ウラン、トリウム分析に向けてはジルコンの分解に用いる低バックグラウンドメタほう酸リチウムの選別、さらにその使用量を低減するための微少るつぼ(使用量: 10 g → 5 mg)の開発などを行った。

このようにして開発したジルコンを対象としたシステムを用いて、国際年代標準試料として広く用いられる Fish Canyon Tuff (アメリカコロラド州)中のジルコン(FC3Z; Naeser *et al.*, 1981<sup>21</sup>)の分析を行い、7 粒子のジルコンから  $29.6 \pm 1.5$  Ma (1SE)の年代を得た。参照値は  $28.6 \pm 1.5$  Ma (Tagami *et al.*, 2003<sup>22</sup>)であり、測定値は参照値と一致し、これにより本システムの妥当性が示された(図 5.1-7)。また、三重県多気町の中央構造線露頭から得られたシュードタキライト及び周辺のマイロナイト中のジルコンの年代測定を行い、既に報告されている同じ試料を用いたフィッション・トラック年代との比較検討を行った。シュードタキライト及びマイロナイト中のジルコンの年代はそれぞれ  $60.3 \pm 2.7$  Ma (1SE),  $55.5 \pm 4.5$  Ma (1SE)であった。流体による輸送を伴わない熱の固体拡散のみを仮定すると、シュードタキライト生成時の加熱がヘリウム年代に影響するのはミリメートルオーダーの範囲に限られるので、これらの年代は流体による熱輸送があったか、シュードタキライトは環境温度がヘリウム年代の閉鎖温度(約 180°C)以上の領域で生成され、その後の地域的な冷却を反映しているかのどちらかと解釈できる。これらの解釈はフィッション・トラック年代とも矛盾しない(Yamada *et al.*, 2010<sup>20</sup>); 図 5.1-8)。

以上のように、このシステムではジルコンの年代測定が可能である。しかし、よりウラン、トリウムの濃度が低く、ヘリウム量が少ないアパタイトの単粒子年代測定を行うためにはさらなるバックグラウンドの低減が必要なことから、四重極型ガス質量分析装置による小型・低バックグラウンドの測定装置を作成した。また、それに伴ってヘリウムの定量法を感度法から同位体希釈法に変更し(図 5.1-9, 図 5.1-10)、パリ大学年代学研究室とのクロスチェックにより信頼性向上を図るなどの改良を行った。

### 3) K-Ar 年代測定

断層運動や熱水活動の活動度を推定するため、断層ガウジを対象とした年代測定を実施することを目的として K-Ar 年代測定システムを構築した。K-Ar 年代測定法は  $^{40}\text{K}$  が半減期 12.5 億年で  $^{40}\text{Ar}$  に壊変することを利用した年代測定法であり、地質試料の  $^{40}\text{K}$  と蓄積された放射起源の  $^{40}\text{Ar}$  の量がわかれば、希ガスである Ar を岩石・鉱物中に保持できるようになってからの時間、すなわちガス保持年代を算出することができる。この手法は Aldrich and Nier (1948)<sup>23)</sup> によって初めて天然の鉱物で実証され、1950 年代後半に実用化された。K が岩石や鉱物中に普遍的に存在するため適用できる試料の種類が多く、試料中の Ar が放射起源  $^{40}\text{Ar}$  以外には大気 Ar の同位体比と等しいという仮定を満たす限り、1 個の試料で年代値が得られるという利点から、これまで広く利用されてきた。この手法においては、放射起源  $^{40}\text{Ar}$  は測定した  $^{40}\text{Ar}$  の全量から初期の  $^{40}\text{Ar}$  を差し引いて求める(図 5.1-11)。Ar の測定は、一般的にスパイクと呼ばれる同位体比及び量が既知の Ar を測定時に添加する「同位体希釈法」で行われ(一般的にスパイクは 99.9% 以上の純度を持つ  $^{38}\text{Ar}$  が用いられる)、初期 Ar 同位体比が現在の大気同位体比 ( $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} = 295.5$ ) と等しいという仮定のもとで年代値が算出されてきた。しかし、Dalrymple (1969)<sup>24)</sup> は歴史溶岩の測定から初期 Ar 同位体比が過剰  $^{40}\text{Ar}$  の影響や質量分別効果により大気 Ar 同位体比からずれて (283.5–356.6; Dalrymple, 1969<sup>24)</sup>)、この仮定が厳密には成立しないことを示した。数十万年より若い年代値を持つ試料は放射起源  $^{40}\text{Ar}$  の蓄積量が微量であるため、この初期値のずれが年代値に有意に影響することになる(図 5.1-12)。そこで、質量分別効果について、スパイクを添加せずに「感度法」により試料中の  $^{40}\text{Ar}$ ,  $^{38}\text{Ar}$ ,  $^{36}\text{Ar}$  を定量し、安定同位体である  $^{38}\text{Ar}$  と  $^{36}\text{Ar}$  の比を利用して初期 Ar 比の質量分別補正をする方法が Matsumoto *et al.* (1989)<sup>25)</sup> により開発された。

東濃地科学センターで保有する希ガス質量分析装置(Micromass 社製 5400 型; 図 5.1-6)を用いて、数万年から数十万年の試料にも適用可能な感度法によるアルゴン分析ラインを構築した。分析ラインの概略図を図 5.1-13 に示す。希ガス前処理ラインに岩石/鉱物中のガスを抽出するためのタンタル炉とサンプルホルダー(図 5.1-14)、及び感度補正に利用する標準大気試料用のラインを増設した。さらに、バックグラウンドを低減させるため、ベーキングを繰り返すなどの操作により最終的に前処理ライン内を  $10^{-7}$  Pa オーダの超高真空に到達させた。カリウム定量は炎光光度計(アサヒ理化製作所製 FP-33 型)を用いて、リチウムを内部標準とした積分法により実施し、従来法より使用する酸の量を低減させるなど効率的で環境負荷の低い手順へと改良を行った。

感度法によるアルゴン定量分析においては、分析装置の感度の安定性が年代データの精度に大きく影響する。構築したアルゴン定量システムについて定量法の妥当性を検討したところ、6 か月に渡る標準大気試料の測定の結果から、 $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  と  $^{38}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ ,  $^{40}\text{Ar}$  の測定に伴う標準偏差はそれぞれ約 0.12%、約 0.25%、約 1.9% であり、感度法を実施している大学や他の研究機関と同等以上の精度(Sudo *et al.*, 1996<sup>26)</sup>)を有することを確認した。また、年代標準試料として広く用いられる群馬県沢入花崗閃緑岩中の黒雲母(SORI 93 biotite)の年代測定を行い、 $93.0 \pm 0.8 \text{ Ma}$  (1SE)の年代を得た。これは参照値 ( $93.0 \pm 0.5 \text{ Ma}$ ; Sudo *et al.*, 1996<sup>26)</sup>)と非常に良く一致している(図 5.1-15)。その後、さらに微少試料に対応するために、検出器などの調整を行った。また、カリウム定量について、改良した手順で岩石標準試料(JA-2, JB-2, JB-3, JR-1; 産業技術総合研究所)を分析した結果、測定値は参照値と誤差の範囲で一致した。誤差も 0.5% 未満であり、従来法と同水準の精度で定量可能であることを確認した。

### (4) 主な成果と反映先

加速器質量分析装置による  $^{14}\text{C}$  年代法は、炭素を含む試料に適用可能であり、長期安定性研究で対象となる多くの地質試料に対応できる。また、数万年前までの高精度な年代推定を可能にするため、概要調査などで用いられる編年技術として有用な手法としての活用が期待できる。また  $^{10}\text{Be}$  を用いた年代測定は、岩石の露出年代や地表面の侵食速度を求めることができ、内陸部の隆起・侵食速度の算出に

係る調査技術の発展が期待できる。また、加速器質量分析装置を用いた  $^{10}\text{Be}$  の測定は、現在東京大学でしか実用化されておらず、本装置による実用化が進めば、 $^{10}\text{Be}$  を用いた年代測定による各種研究の促進が期待できる。

(U-Th)/He 年代測定については、これまで我が国では分析可能な施設がなく、適用事例が限られていた。今回システムを構築したことで、断層運動に伴う熱水活動やその他の非火山性熱水活動など、低温の熱水活動の履歴を把握するためのツールとしての活用が期待される。ジルコンを用いた応用事例としてシュードタキライトの年代測定に成功し、熱履歴の解釈を行った。また、隆起・削剥速度の推定においても、最近の隆起・削剥速度を把握するとともに、その他の閉鎖温度の低い年代法と組み合わせることで長期にわたる平均隆起・削剥速度の変化を捉えることが可能となる。ただし、より低い閉鎖温度を利用するため、アパタイト(U-Th)/He 年代法の実用化を進める必要もある。これらは、地質環境条件の長期的な変化をこれまで以上に詳細に理解し、より信頼性の高い長期予測を行う上で有効である。

K-Ar 年代測定については、従来、断層岩を対象とした年代測定が行われてきたが、断層岩の構成鉱物の成因による分類にまで至らなかったため、断層運動の年代を特定できていなかった。今後のアプローチとして、断層ガウジに含まれる粘土鉱物について、粒度による分離を行い、原岩由来の碎屑性粘土鉱物と、断層運動に伴う熱水活動で生じた現地性の粘土鉱物とを高純度で分離して年代を測定し、結晶学的特徴も含めて解析することで、断層運動に伴う熱水の活動時期を特定することを考えている。これにより、断層の活動時期の把握が可能となり、精密調査段階において坑道で遭遇した断層の活動性評価を行うための有効なツールとして提供することができる。

(山田国見, 國分陽子, 山崎誠子)

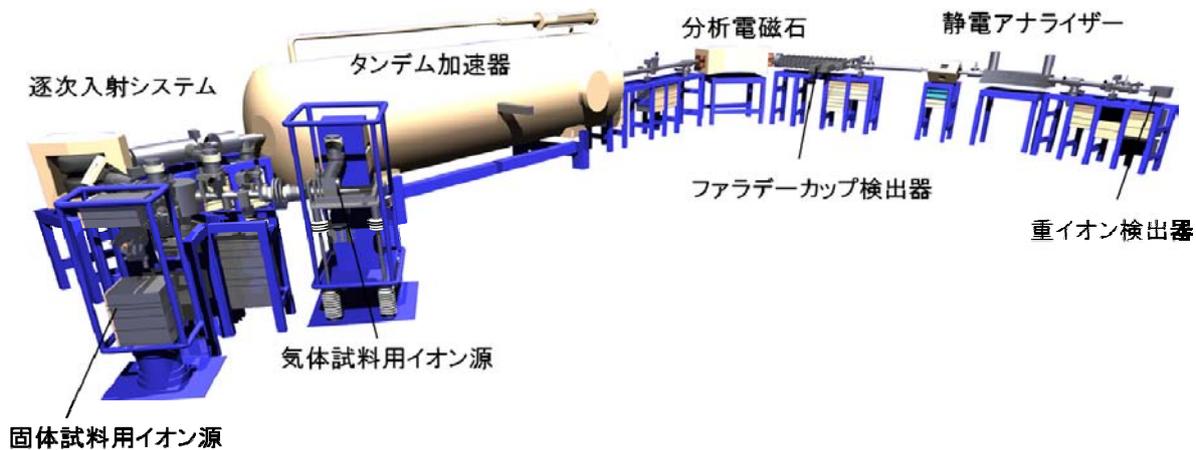


図 5.1-1 ペレトロン年代測定装置概略図

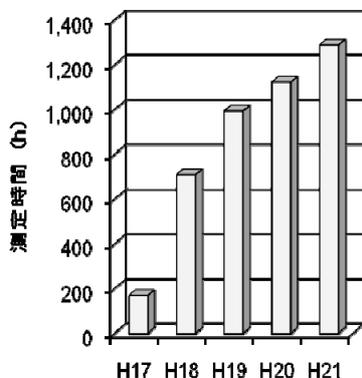


図 5.1-2 ペレトロン年代測定装置の測定時間の過去 5 年間の経年変化

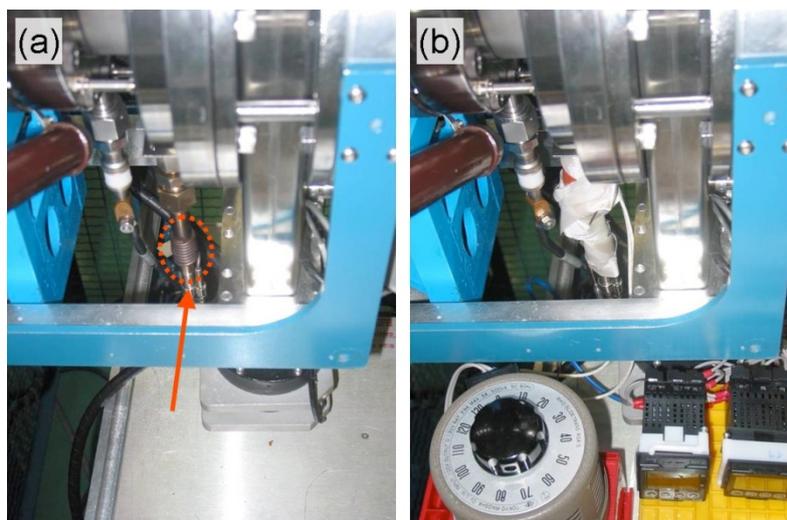


図 5.1-3 ペレトロン年代測定装置のイオン源の改良

セシウムオープン及びセシウム輸送管の温度制御の向上を図った。(a)と(b)の写真はそれぞれ改良前と改良後のイオン源の様子を表す。改良前はセシウムリザーバ(赤点線枠内)の加熱は ON/OFF 制御であった。改良後は外部安定化回路の導入によりセシウムリザーバの温度変化が安定した。また輸送管の加熱システムを追加し、セシウムリザーバと輸送管の温度を個別に制御し、セシウム消費を緩和するとともにイオン電流の維持性能が向上した。

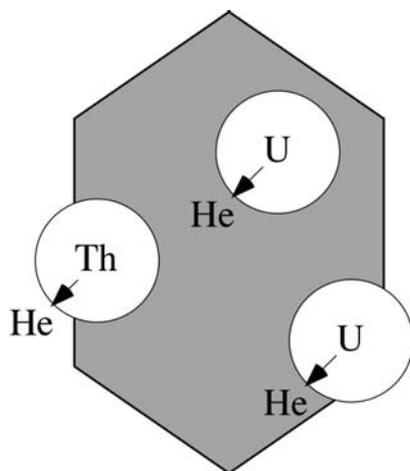


図 5.1-4  $\alpha$  粒子放出の模式図

Farley *et al.* (1996)<sup>19)</sup>を参考に作成。灰色の六角形が鉱物、ウラン、トリウムはそれぞれの原子を、円周は放出された  $\alpha$  粒子の停止する位置を示す。結晶表面付近の原子から放出された  $\alpha$  粒子の一部(鉱物外にはみ出した円周)は、結晶外に失われる。このため、通常 raw age は本来の年代よりも有意に若く、未補正では地質学的な年代としての意味を持たない。

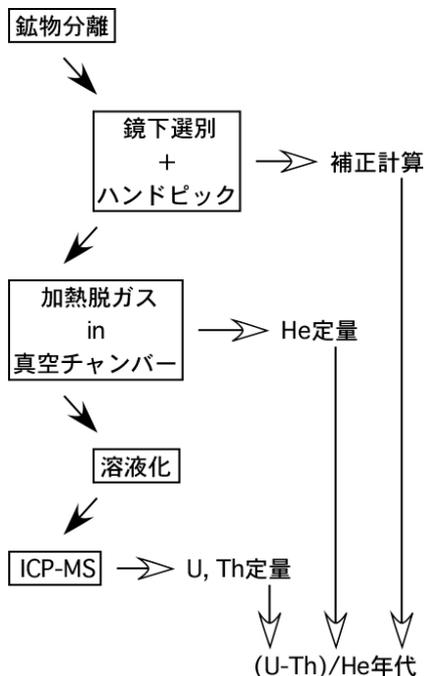


図 5.1-5 (U-Th)/He 年代測定フローチャート



図 5.1-6 MM5400 型希ガス質量分析計

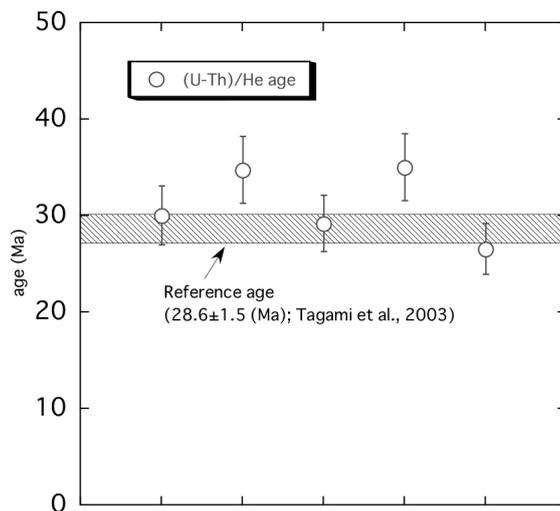


図 5.1-7 国際年代標準試料(Fish Canyon Tuff ジルコン)の(U-Th)/He 年代測定の結果

白丸が本技術開発において得られた年代, 灰色の帯が参照値を示す。両者は誤差の範囲で一致し, システムの妥当性が示された。

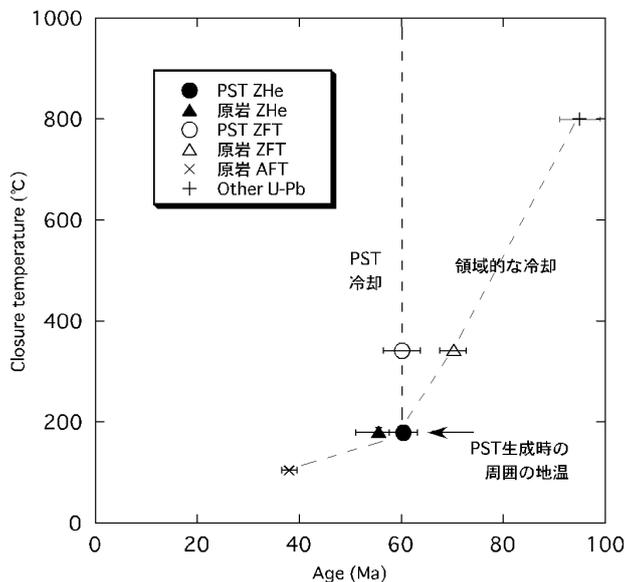


図 5.1-8 多気地域のシュードタキライト(PST)と原岩の冷却史

原岩の示す領域的な冷却とシュードタキライトの冷却がいずれも 60 Ma 頃に 200°C弱で一致する。シュードタキライトの熱容量は極めて小さく, ほぼ瞬時に周囲の地温まで冷却するため, 両者の一致はシュードタキライトの最後の活動が 60 Ma 頃に 200°C弱の環境で発生したことを示す。この解釈はジルコンフィッション・トラック(ZFT)年代, ここには示されていないがシュードタキライトの微細変形構造とも整合する。ZHe は zircon (U-Th)/He age の, AFT は apatite fission-track age の略。



図 5.1-9 現在の(U-Th)/He 年代測定システム(ヘリウム分析ライン)

左の黒い箱が加熱用のレーザとサンプルホルダー、右の実験用ワゴンが分析系。分析系に見える 2 本の銀色の円筒がパリ大学とのクロスチェックを行った標準ガスと同位体希釈用スパイクガス。分析系の右端に縦に置かれた白い筒は四重極型ガス質量分析計の一部。

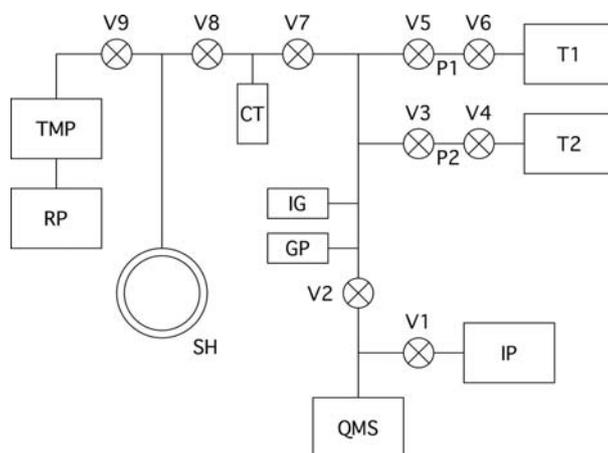


図 5.1-10 現在の(U-Th)/He 年代測定システム(ヘリウム分析ライン)の模式図

V#: 真空バルブ QMS: 四重極型質量分析装置 IP: イオンポンプ IG: イオンゲージ GP: ゲッターポンプ  
 P#: ガス汲み出し用ピペット T#: ガス容器(標準, スパイク) CT: 活性炭トラップ SH: サンプルホルダー  
 TMP: ターボ分子ポンプ RP: ロータリーポンプ

V7 から左が図 5.1-9 の左側の装置に当たる。

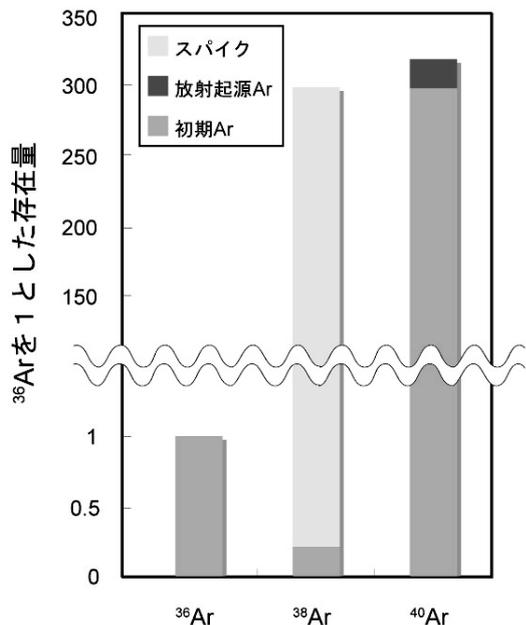


図 5.1-11 アルゴン定量における同位体組成

同位体希釈法では既知量の  $^{38}\text{Ar}$  スパイクを添加し  $^{40}\text{Ar}$  を定量するのに対し、感度法では初期 Ar と放射起源 Ar を全量測定する。

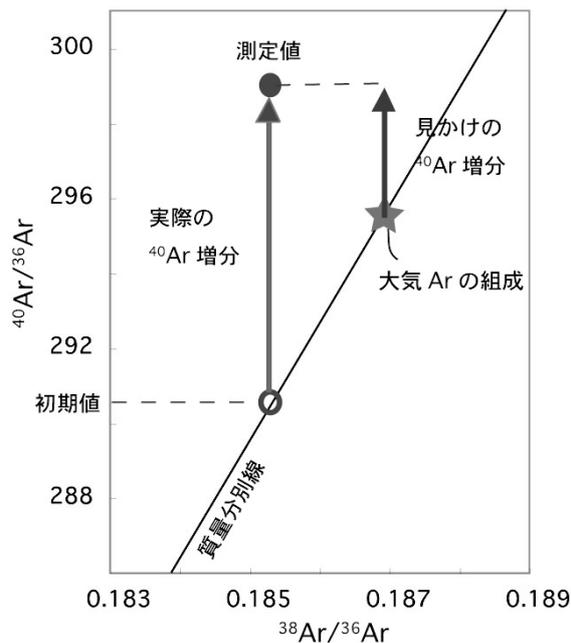


図 5.1-12 アルゴン定量における同位体比

試料の  $^{38}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  を利用して質量分別補正した初期値を用いると、大気 Ar 比を用いた場合と  $^{40}\text{Ar}$  増分が異なる。

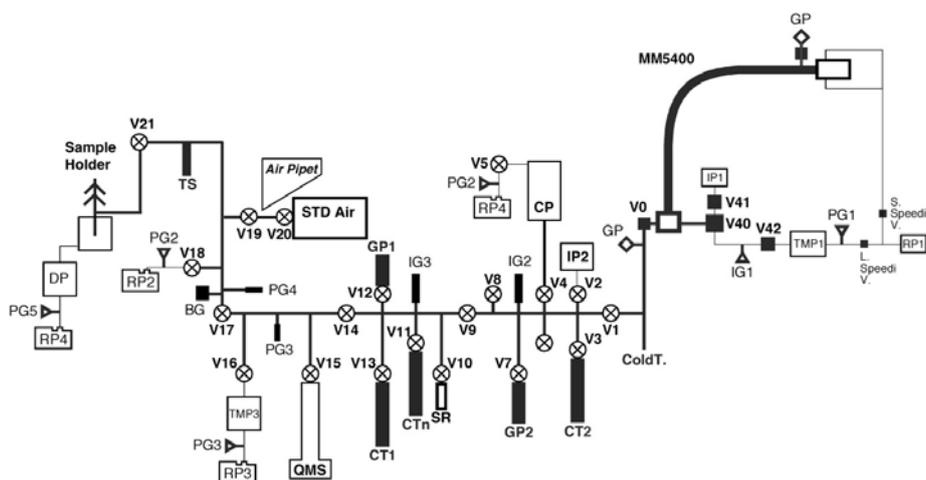


図 5.1-13 アルゴン測定ラインの概略図

V#: バルブ QMS: 四重極型質量分析装置 IP: イオンポンプ IG: イオンゲージ PG: ピラニーゲージ  
 BG: バラトロンゲージ GP: ゲッターポンプ CT: 活性炭トラップ TMP: ターボ分子ポンプ RP: ロータリーポンプ  
 DP: 油拡散ポンプ CP: クライオポンプ

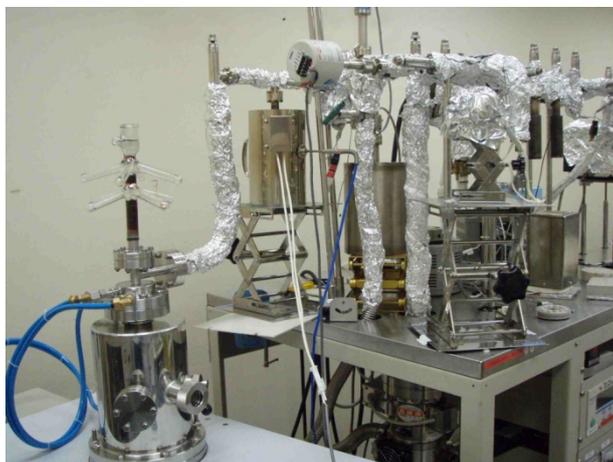


図 5.1-14 希ガス前処理ラインに増設したサンプルホルダー及びタンタル炉(左手前)

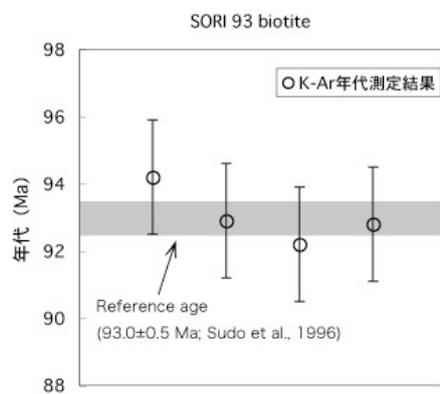


図 5.1-15 年代標準試料の K-Ar 年代測定の結果

引用文献

- 1) 兼岡一郎(1978)：“地球年代学”，岩波講座地球科学 6(小嶋稔，齋藤常正編)，岩波書店，pp.113–155.
- 2) 兼岡一郎(1998)：“年代測定概論”，東京大学出版会，315p.
- 3) Dodson, M. H. (1973)：“Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems”，*Contribntion to Mineralogy and Petrology*, 40, pp.259–274.
- 4) Wagner, G. A., G. M. Reimer, and E. Jager (1977)：“Cooling ages derived by apatite fission-track, mica Rb-Sr and K-Ar dating: the uplift and cooling history of the Central Alps.”, *Memoirs, Institute of Geology and Mineralogy, University of Padova*, 30, pp.1–27.
- 5) Farley, K. A. (2000)：“Helium diffusion from apatite; General behavior as illustrated by Durango fluorapatite”, *Journal of Geophysical Research*, 105, pp.2903–2914.
- 6) Yamada, K. and T. Tagami (2008)：“Postcollisional exhumation history of the Tanzawa Tonalite Complex, inferred from (U-Th)/He thermochronology and fission track analysis”, *Journal of Geophysical Research*, 113, doi:10.1029/2007JB005368.
- 7) Reynolds, R. (1968)：“The effect of particle size on apparent lattice spacings”, *Acta Crystallographica*, A24, pp.319–320.
- 8) Lyons, J. and J. Snellenburg (1971)：“Dating Faults”, *Geological Society of America Bulletin*, 87, pp.1749–1752.
- 9) 柴田 賢, 杉山雄一, 高木秀雄, 内海 茂(1988)：“奈良県吉野地域の中央構造線に分布する諸岩石の同位体年代”，地質調査所月報, 39, pp.759–781.
- 10) 柴田 賢, 高木秀雄(1988)：“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, 94, pp.35–50.
- 11) Hunziker, J., M. Frey, N. Clauer, R. Dallmeyer, H. Friedrichsen, W. Flehmig, K. Hochstrasser, P. Roggwiler, and H. Schwander (1986)：“The evolution of illite to muscovite: mineralogical and isotopic data from the Glarus Alps, Switzerland”, *Contribntion to Mineralogy and Petrology*, 92, pp.157–180.
- 12) Merriman, R. and D. Peacor (1999)：“Very low-grade metapelites : mineralogy, microfabrics and measuringreaction progress”, In *Low grade metamorphism*, M. Frey and D. Robinson (Ed), Blackwell Science ltd., Oxford, pp.10–60.
- 13) Zwingmann, H. and N. Manckeltow (2004)：“Timing of Alpine fault gouges”, *Earth and Planetary Science Letters*, 223, pp.415–425.
- 14) van der Pluijm, B., C. Hall, P. Vrolijk, D. Pevear, and M. Covey (2001)：“The dating of shallow faults in the Earth’s crust”, *Nature*, 412, pp.172–175.

- 15) 鈴木元孝, 國分(齋藤)陽子, 西澤章光, 大脇好夫, 西尾智博, 石丸恒存(2009a): “JAEA-AMS-TONO の装置改善”, 第 22 回タンデム加速器及びその周辺技術の研究会報告集(UTTAC-J-18), pp.46–49.
- 16) 國分陽子, 鈴木元孝, 石丸恒存, 西澤章光, 大脇好夫, 西尾智博(2010): “JAEA-AMS-TONO による  $^{14}\text{C}$  測定と施設共用利用の現状”, 第 2 回 JAEA タンデトロン AMS 利用報告会論文集 2009 年 11 月 12 日–13 日 青森県むつ市(AMS 管理課編), JAEA-Conf 2010-001, pp.84–86.
- 17) 鈴木元孝, 大脇好夫, 西尾智博, 西澤章光, 齋藤龍郎, 石丸恒存(2009b): “ $^{14}\text{C}$  年代測定用標準試料前処理におけるバックグラウンド値の改善”, 第 11 回 AMS シンポジウム報告集, pp.127–130.
- 18) Zeitler, P. K., A. L. Herczig, I. McDougall, and M. Honda (1987): “U-Th-He dating of apatite: A potential thermochronometer”, *Geochimica Cosmochimica Acta*, 51, pp.2865–2868.
- 19) Farley, K. A., R. A. Wolf, and L. T. Silver (1996): “The effects of long  $\alpha$ -stopping distances on (U-Th)/He ages”, *Geochimica Cosmochimica Acta*, 60, pp.4223–4229.
- 20) Yamada, K., T. Hanamuro, T. Tagami, K. Shimada, H. Takagi, R. Yamada, and K. Umeda (2010): “The first (U-Th)/He thermochronology of pseudotachylyte from the Median Tectonic Line, southwest Japan”, *Journal of Asian Earth Science*, in printing.
- 21) Naeser, C. W., R. A. Zimmermann, and G. T. Cebula (1981): “Fission-track dating of apatite and zircon: An interlaboratory comparison”, *Nuclear Tracks*, 5, pp.65–72, doi:10.1016/0191-278X(81)90027-5.
- 22) Tagami, T., K. A. Farley, and D. F. Stockli (2003): “(U-Th)/He geochronology of single zircon grains of known Tertiary eruption age”, *Earth and Planetary Science Letters*, 207, pp.57–67, doi:10.1016/S0012-821X(02)01144-5.
- 23) Aldrich, L. and A. Nier (1948): “Argon-40 in potassium minerals”, *Physical Review*, 74, pp.876–877.
- 24) Dalrymple, G. (1969): “Potassium-argon ages of Recent rhyolites of the Mono and Inyo Craters, California”, *Earth and Planetary Science Letters*, 3, pp.289–298.
- 25) Matsumoto, A., K. Uto, and K. Shibata (1989): “K-Ar dating by peak comparison method –New technique applicable to rocks younger than 0.5 Ma”, *Bulletin of the Geological Survey of Japan*, 40, pp.565–579.
- 26) Sudo, M., T. Tagami, K. Sato, N. Hasebe, and S. Nishimura (1996): “Calibration of a new analytical system for the K-Ar dating method and analytical results of K-Ar age known samples”, *Memoirs of the Faculty of Science, Kyoto University, Series of Geology and Mineralogy*, 58, pp.21–40.

## 5.2 テフロクロノロジーによる編年技術

### (1) はじめに

過去の自然現象の活動した時期やその変動の傾向・速度を精度良く把握するためには、前述した  $^{14}\text{C}$  法、(U-Th)/He 法、K-Ar 法などの放射年代測定法を用いて絶対年代を求める方法と、火山灰(テフラ)、古地磁気、化石などによる層序学的手法を用いて相対年代を求める方法とを、それぞれ試料の性質に応じて適切に組み合わせていく必要がある。過去の自然現象の活動年代は、段丘・盆地などの堆積物に記録されていることが多く、その堆積時期の決定が重要となる。しかし、第四紀堆積物を対象とした精度の良い放射年代測定法は、放射性炭素年代測定法( $^{14}\text{C}$  法)以外に無く、その測定においても測定可能な年代は最大でも6万年程度であり、それを超えるような古い堆積物には適用できない。一方、日本列島は火山が多いことから、堆積物中にテフラが含まれる場合が多く、広域に降下したテフラ(広域テフラ)を年代指標とした編年技術(テフロクロノロジー)は、堆積年代の決定に有効である。最近では、僅かしか降灰せず露頭から肉眼で識別することが困難な微量のテフラ起源物質やテフラ降灰層準を認識する手法として、堆積物を数~10 cm 間隔で連続採取した試料に含まれる火山ガラスや斑晶鉱物(例えば、斜方輝石、角閃石)の屈折率を多量に測定し、得られたデータを統計的に解析する「多量屈折率測定地質解析法」(RIPL 法:Refractive Index Physical Labor Method)が開発された(古澤, 2004<sup>1)</sup>; 梅田・古澤, 2004<sup>2)</sup>)。この RIPL 法では、噴出年代が既知の広域テフラに加え、噴出年代未詳のテフラやこれまで知られていなかったローカルなテフラを抽出することができる。このようなテフラも含めて、調査地域の連続的な堆積物から複数のテフラ降灰層準を識別し、調査地域独自の火山灰層序に基づく高精度タイムスケールを作成することは、調査地域周辺における自然現象の活動した時期やその変動の傾向・速度の解明に役立つと考えられる。例えば、段丘堆積物中から噴出年代未詳のテフラだけが見つかった際、それだけでは段丘堆積物の堆積時期を明らかにすることはできない。しかし、連続的な堆積物の火山灰層序に基づいて作成した高精度タイムスケールの中のテフラと段丘堆積物中の年代未詳テフラが対比される場合は、タイムスケールから年代未詳テフラの年代をある程度推定することができ、段丘堆積物の堆積時期の解明に役立つと考えられる。ここでは、RIPL 法を適用した高精度タイムスケールの作成の事例研究として、内陸小盆地の堆積物に RIPL 法を適用して複数のテフラ降灰層準を認定し、火山灰層序に基づくタイムスケールを作成した。さらに、このタイムスケールを用いて、周辺地域に分布する段丘の形成時期について考察した。

### (2) 当該分野に係る科学的・技術的背景

第四紀堆積物を対象とした放射年代測定法には、 $^{14}\text{C}$  法がある。 $^{14}\text{C}$  法は測定精度が良く、数千年前の試料でその誤差は、 $\pm 60\sim 80$  年、それより古い試料で、 $\pm 150\sim 200$  年( $\pm 1\sigma$ )であるが、適用可能な年代の上限が約6万年前までであり(中村ほか, 1999<sup>3)</sup>)、それより古い時代の堆積物には適用できない。そのような堆積物の放射年代測定法には、光ルミネッセンス(OSL)法、熱ルミネッセンス(TL)法、電子スピン共鳴(ESR)法などがある。これらは、自然放射線によって鉱物中に生成した不対電子が準安定なサイト(トラップ)に地質学的時間の中に蓄積することを利用している。トラップに蓄積された電子の量から、それぞれの方法によって自然放射線による総被曝線量を求め、年間線量率と併せて年代を決定する方法である。これらの手法の中でも OSL 法は、光によって放射線損傷がリセットされた鉱物が光に曝されなくなって以降の時間が得られることから、堆積物の年代測定として適した手法である。OSL 法における測定年代の上限は、年間線量によって異なるが約20万年前までであり、この上限を拡大するための方法の開発が進められている(塚本・岩田, 2005<sup>4)</sup>)。また、測定試料は、堆積物中に普遍的に存在する石英や長石などであることから汎用性が高い。しかしながら、現在までのところ、これらの年代測定法は、信頼に足る第四紀の年代測定の方法として定着しているとは言い難い。その原因は、試料がこれまでに受けた自

然放射線量の総量や年間線量の評価方法、光によるリセットの不完全など(長友, 1999<sup>5)</sup>)のほか、これらの方法による年代が層序と矛盾する逆転した年代を与えたりすること、また他の年代測定法と十分にクロスチェックされた例が少ないことがあげられる。一方、幡谷・白井(2003)<sup>6)</sup>は、浅海性堆積物から 88~112 ka の OSL 年代値を得て、地形学的情報を組み合わせることにより、MIS5(約 12.5 万年前)と MIS7(約 20 万年前)の区別が可能であることを示した。このように、OSL 法は他のデータと合わせて堆積時期を推定することが必須であり、OSL 年代のみでイベントの年代値を決定することは危険である。そのほか、堆積物の放射年代測定法としては、<sup>10</sup>Be-<sup>26</sup>Al の深度方向の分布を測定することによって段丘堆積物の年代を求めた研究例(Granger and Smith, 2000<sup>7)</sup>)や生物に含まれるアミノ酸が生命活動の終了後に時間経過とともに型の変化が生じることを利用したラセミ化年代法(秋山, 1998<sup>8)</sup>)などがあるが、これらは適用例が少なく、日本での適用可能性の検討や複数の適用事例の提示が必要である。

これに対して、テフラを年代指標とした編年技術は、第四紀全般を通じて堆積年代を高精度で決定できる唯一の方法と言える。火山から噴出したテフラは、地表あるいは水中に上空から供給されて堆積する。テフラの堆積した時期は地質学的には同時であり、放射年代値のように測定誤差を伴わないため、堆積年代の決定を一義的に行える利点を有している。従って、離れた地域の地層中に同一のテフラが見つければ、そのテフラが挟まれる地層の岩相にかかわらず、テフラの直下の地層面は同時期に存在していたことになる(町田・新井, 2003<sup>9)</sup>)。このことを利用すれば、調査地点ごとに得られた柱状図中に同一のテフラを見いだすことにより、同時期の地層を識別することができる。テフラの同定を利用した手法は、日本国内であれば、おおむね全ての地域で適用でき、年代も新第三紀後半から歴史時代でも適用可能な手法であり、最も多く使われている編年手法である。例えば、関東・中部・近畿地方では、400 万年前以降について広域テフラの年代・分布の枠組みができ、山地・平野などの形成史の研究などに利用されつつある(太田ほか, 2010<sup>10)</sup>)。テフラの同定には、主に野外において行う層位学的手法と室内において作業を行う記載岩石学的手法がある。層位学的手法は、層序や層相(例えば、層厚、粒度、色調)の観察に基づいて行われる。記載岩石学的手法には、岩石レベルにおける組織、鉱物組成、化学組成に基づいて判断する方法と、鉱物レベルにおける形態、屈折率、化学組成に基づいて判断する方法とがある。

日本列島におけるテフラの分布域は偏西風の影響で特定の方向に限られていることが多く、テフラの降灰主軸から離れた地域には僅かしか分布しないという特徴がある。また、噴火が小規模な場合はテフラが僅かしか降灰しない可能性がある。このように僅かしか降灰せず露頭から肉眼で識別することが困難な微量のテフラ起源物質やテフラ降灰層準を認識する手法として、上述した RIPL 法が有効である。RIPL 法に用いる試料は、風成層、泥炭、湿地堆積物、沖積層、海成段丘や河成段丘の構成層など堆積物全般が対象となる。

### (3) 実施内容・結果

火山灰層序に基づく高精度タイムスケールを作成する際には、堆積物がある程度長期間にわたって連続的に堆積していることが望ましい。もしくは、短い期間であっても隣接する地域で得られるいくつかの堆積物について、対比できるテフラで連結して連続的に扱うことも可能と考えられる。また、遠隔地に降下したテフラの運搬、再堆積の恐れが少ないことを考慮して、河川による運搬と堆積が影響していない閉じた堆積環境の堆積物が望まれる。これらの点を考慮し、本研究では丘陵地内に分布する小盆地の堆積物を試料として用いた。分析した堆積物は、岐阜県瑞浪市の大湫に分布する小盆地の堆積物であり、ここで掘削された長さ約 25 m のコア(以下、「OK-4 コア」)である。

OK-4 コアは、主に暗色の泥炭層・腐植層と明灰色の粘土～シルト層が互層をなしており、所々に砂層や礫を含む(図 5.2-1 及び図 5.2-2)。OK-4 コアには、肉眼で明瞭に識別できるテフラが含まれていない。まず、このコアを 10 cm 間隔で連続採取した試料において、微量の火山ガラスや斜方輝石などのテフラ起源粒子の含有率を確認し、RIPL 法を用いて下位から大湫 4-1 テフラ(Ok4-1)～大湫 4-9 テフラ

(Okt4-9)の9層のテフラ降灰層準を認定した(図 5.2-2)。構成鉱物の組成, 火山ガラスの形状と屈折率などから, Okt4-1が高山Ng1テフラ(Tky-Ng1, 300,000年前:町田・新井, 2003<sup>9)</sup>), Okt4-5が鬼界葛原テフラ(K-Tz, 95,000年前:町田・新井, 2003<sup>9)</sup>), Okt4-6が御岳瀧町テフラ(年代未詳:町田・新井, 2003<sup>9)</sup>), Okt4-7が始良Tnテフラ(AT, 26,000~29,000年前:町田・新井, 2003<sup>9)</sup>), Okt4-8が阪手テフラ(16,000年前:東郷ほか, 1997<sup>11)</sup>), Okt4-9が鬼界アカホヤテフラ(K-Ah, 7,300年前:町田・新井, 2003<sup>9)</sup>)に対比される。また, 深度6.5~6.6 m, 12.1~12.2 m, 14.2~14.3 mには広域テフラと対比が困難な給源が不明なローカルテフラが識別できた(図 5.2-2)。深度14.2~14.3 mのテフラ(Okt4-2)には, 緑色普通角閃石(屈折率:1.673~1.688)が多く含まれ, その含有率は12%程度であり, 色調が揃っているという特徴がある。深度12.1~12.2 mのテフラ(Okt4-3)には, 緑色普通角閃石(屈折率:1.669~1.685)及びカミングトン閃石(屈折率:1.658~1.662)が多く含まれ, その含有率は14%程度であり, 色調が揃っているという特徴がある。特にOK-4コアにおいてカミングトン閃石が認められるテフラはこのOkt4-3だけである。深度6.5~6.6 mのテフラ(Okt4-5)には, 微斑晶を含むパミスタ型の無色~淡褐色火山ガラスがやや多く(3%程度)含まれ, 下位に比べて斜方輝石の含有量が多いという特徴がある。

これら未対比のテフラに関する解析結果も合わせてOK-4コアで確認された火山灰層序に基づいて作成されるタイムスケールは, 周辺地域の過去約30万年間の自然現象に時間軸を入れる際に役立つと考えられる。OK-4コアを採取した小盆地の南側には, 庄内川(土岐川)が流れており, その流域には低位面, 中位面, 高位面の河成段丘面が分布している(田力ほか, 2008<sup>12)</sup>)。この内, 高位段丘の堆積物とその被覆層には少量のカミングトン閃石が含まれるという他の段丘とは異なる特徴が認められる。OK-4コアのタイムスケールでは, カミングトン閃石が深度12.1~12.2 mのテフラであるOkt4-3に特徴的に含まれる。これらのことから, 高位段丘の堆積物とその被覆層に含まれるカミングトン閃石は, Okt4-3に対比される可能性がある。その場合, Okt4-3はK-Tz(95,000年前)とTky-Ng1(300,000年前)の間に位置することから, 高位段丘の堆積物と被覆層は10~30万年前くらいに堆積したことになる。さらにこの間の堆積速度がほぼ一定であるなら, 位置的にTky-Ng1とK-Tzの間に分布するOkt4-3は約20万年前に堆積したことになる。今後は, カミングトン閃石の主成分化学組成などにより両者を対比するとともに, 後述するメルトインクルージョンを用いた新しいテフラ対比法によりOkt4-3と噴出年代既知のテフラとの対比の可能性を検討することが課題である。

なお, 隣接する地点で同様にRIPL法を用いてテフラ降灰層準を認定し, それらの結果を比較することで, 下位に分布するテフラのリワーク(二次堆積)や, 掘削時における上位に分布するテフラの汚染などの可能性を検討でき, より確度の高いタイムスケールを作成することができると考えられる。この点において, OK-4コアの南方約200 mの盆地中央付近では, 深さ約30 mのコア(OK-1コア)が採取されており, このコアには肉眼で観察されるテフラ層準も認められる。またRIPL法によるOK-1コアのテフラの層序(佐々木ほか, 2006<sup>13)</sup>)は, 深度が僅かに異なるが, OK-4コアと同じであることが確認でき, 両者を合わせることでより高精度のタイムスケールとなると考えられる。

RIPL法では, 主に火山ガラスや斑晶鉱物の屈折率を用いてテフラの対比を行うことが多いが, 鮮新世~中期更新世のテフラでは, 変質や風化により火山ガラスやマフィック鉱物の保存状態が悪いため, 火山ガラスの屈折率を測定できないことが多い。OK-4コアについても, 10万年頃より古くなると火山ガラスが全く認められなくなる。このようなテフラについて, 最近, 斜長石中のガラス包有物(結晶成長の過程で取り込まれたメルトインクルージョン)の主成分化学組成がテフラ対比の指標となる可能性が示された(古澤, 2008<sup>14)</sup>)。これを参考に, 火山ガラスの保存状態が悪いテフラを対象とした編年技術として, 斑晶鉱物に含まれるガラス包有物の主成分化学組成を用いた手法を開発することで, テフロクロロジーの適用範囲をより幅広い年代域に拡大することが可能となる。そのためには, まずOK-4コアのように既存の手法で既に同定されている広域テフラを用いて, 手法の適用性を検証することが必要となる。その後, 実際に火山ガラスの保存状態が悪いテフラの同定を試みるとともに, RIPL法では対比ができず年代未詳となっ

ているテフラの対比を試み、火山灰層序に基づくタイムスケールを補完してより高精度のタイムスケールにすることが望まれる。

#### (4) 主な成果と反映先

火山ガラスの屈折率の多量測定とその統計解析によって、肉眼で確認できないような微量のテフラ起源物質を同定する多量屈折率測定地質解析法(RIPL法)を用いて、内陸小盆地の連続的な堆積物から広域テフラと噴出年代未詳のテフラを含めて複数のテフラ降灰層準を識別し、調査地域独自の過去約30万年間の火山灰層序に基づくタイムスケールを作成した。このような調査地域独自のタイムスケールは、時間軸が重要となる自然現象の解明に有用な資料であり、概要調査の際に作成することが望まれる。なお、火山灰層序に基づくタイムスケールを作成する際に用いる堆積物のコアは、古気候の変化や周辺地域の地形変化などを記録している可能性が高いことから、それらを解明するための調査・分析も併せたコア採取の計画が必要である。

また、鮮新世～中期更新世のテフラのように変質や風化により火山ガラスの保存状態が悪いテフラを対象とした編年技術として、斑晶鉱物に含まれるガラス包有物の主成分化学組成を用いた手法に見通しを得ることで、多くのテフラの同定精度を飛躍的に向上させることが期待できる。

(安江健一, 梅田浩司)

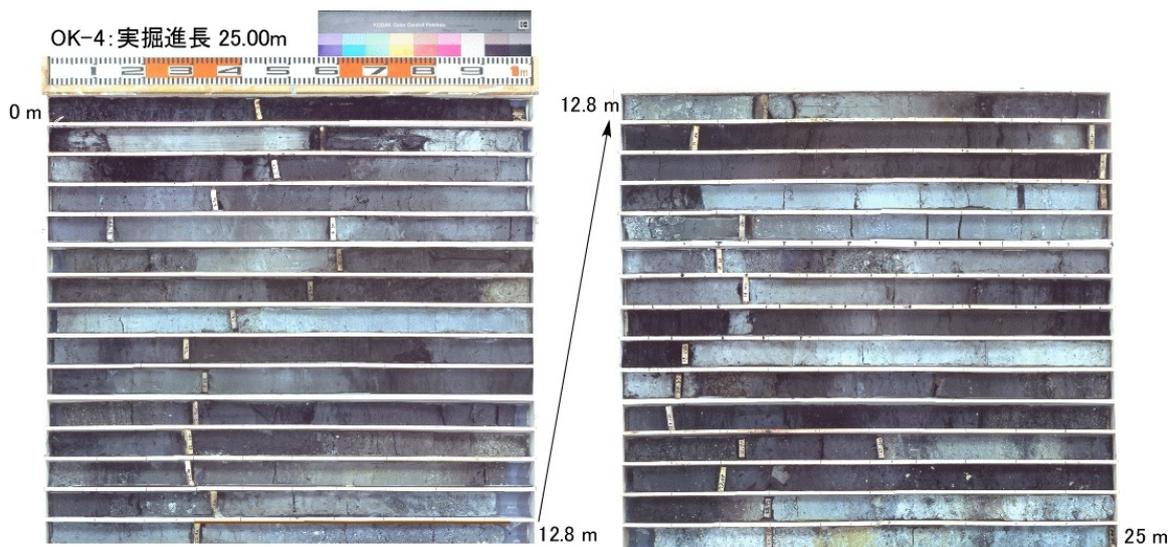


図 5.2-1 瑞浪市大湫に分布する小盆地堆積物のコア(OK-4 コア)

暗色部は泥炭層と腐植層。明灰色部は粘土～シルト層。所々に砂層や礫を含む。

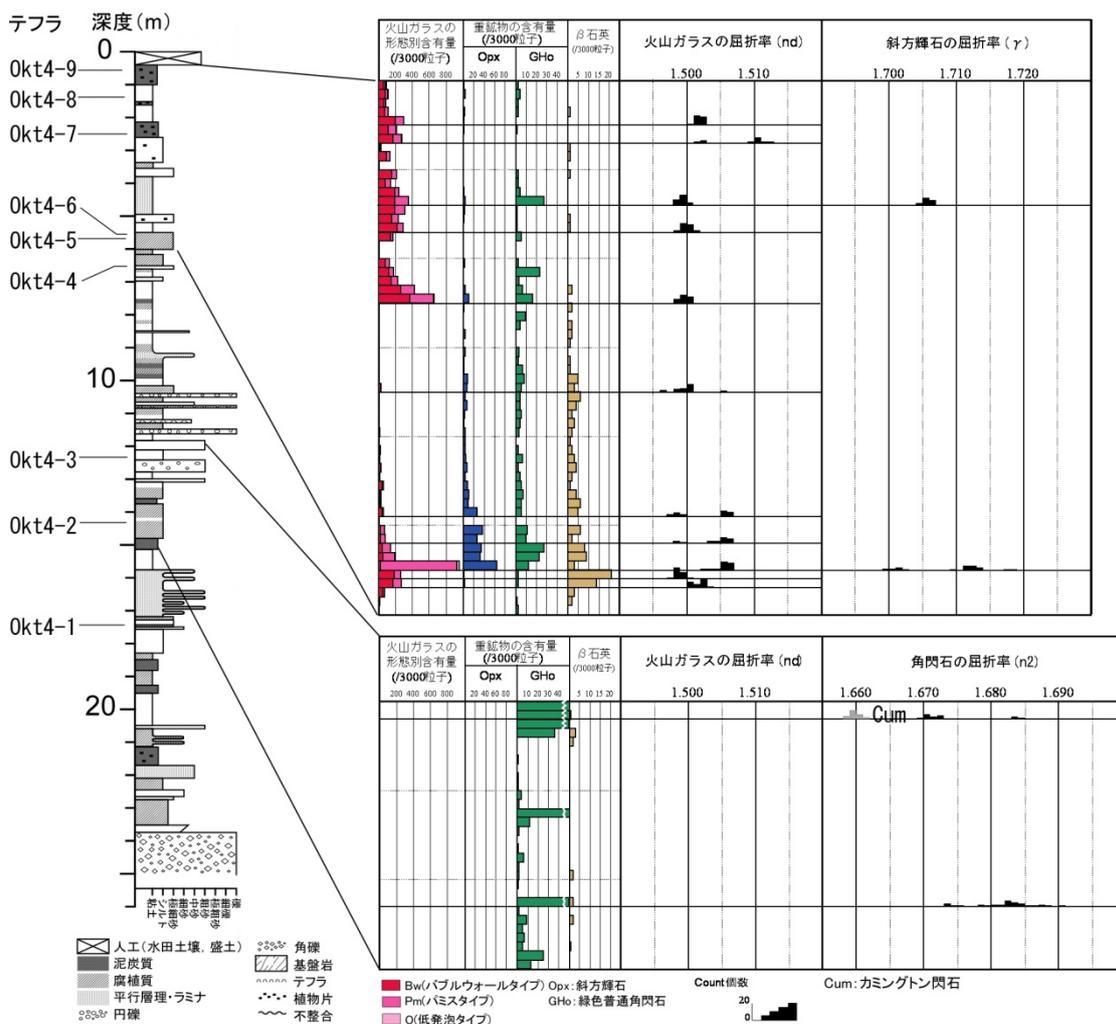


図 5.2-2 RIPL 法の分析結果とそれにより認識された火山灰層序(Okt4-1～Okt4-9)

引用文献

- 1) 古澤 明(2004)：“RIPL 法により由布岳火山周辺のテフリックレスから見いだした火山活動”，地質学雑誌, 110, pp.19–37.
- 2) 梅田浩司, 古澤 明(2004)：“RIPL 法によるテフラ降灰層準の認定と最新の噴火活動の推定”，月刊地球, 26, pp.395–400.
- 3) 中村俊夫, 丹生越子, 小田寛貴(1999)：“加速器質量分析による高精度 14C 年代測定”，月刊地球号外, 26, pp.14–22.
- 4) 塚本すみ子, 岩田修二(2005)：“ルミネッセンス年代測定法の最近の進歩—適用年代の拡大と石英の OSL 成分について—”，地質学雑誌, 111, pp.643–653.
- 5) 長友恒人(1999)：“ルミネッセンス法によって測定可能な年代と誤差要因”，月刊地球号外, 26, pp.125–132.
- 6) 幡谷竜太, 白井正明(2003)：“浅海堆積物の OSL 年代測定”，第四紀研究, 42, pp.347–359.
- 7) Granger, D. E. and A. L. Smith (2000)：“Dating buried sediments using radioactive decay and muogenic production of <sup>26</sup>Al and <sup>10</sup>Be”, *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms*, 172, pp.822–826.
- 8) 秋山雅彦(1998)：“ラセミ化年代法”，第四紀試料分析法 1(第 4 版), 東京大学出版会, pp.64–66.
- 9) 町田 洋, 新井房夫(2003)：“新編火山灰アトラス 日本列島とその周辺”，東京大学出版会, 336p.
- 10) 太田陽子, 小池一之, 鎮西清高, 野上道男, 町田 洋, 松田時彦(2010)：“日本列島の地形学”，東京大学出版会, 204p.
- 11) 東郷正美, 佐藤比呂志, 岡田篤正, 松山紀香(1997)：“1994 年堅田断層(比叡辻地区)トレンチ調査”，活断層研究, 16, pp.53–58.
- 12) 田力正好, 安江健一, 柳田 誠, 須貝俊彦, 守田益宗, 古澤 明(2008)：“庄内川(土岐川)流域の河成段丘と地形発達”，日本地球惑星科学連合 2008 年大会予稿集, Q139-P006.
- 13) 佐々木俊法, 須貝俊彦, 柳田 誠, 守田益宗, 古澤 明, 藤原 治, 守屋俊文, 中川 毅, 宮城豊彦(2006)：“東濃地方内陸小盆地埋積物の分析による過去 30 万年間の古気候変動”，第四紀研究, 45, pp.275–286.
- 14) 古澤 明(2008)：“ガラス包有物の主成分分析によるテフラ識別の試み—大山テフラ DKP, DSP, DNP の識別を例として—”，地質学雑誌, 114, pp.618–631.

This is a blank page.

# 国際単位系 (SI)

表1. SI基本単位

基本量	SI基本単位	
	名称	記号
長さ	メートル	m
質量	キログラム	kg
時間	秒	s
電流	アンペア	A
熱力学温度	ケルビン	K
物質の量	モル	mol
光度	カンデラ	cd

表2. 基本単位を用いて表されるSI組立単位の例

組立量	SI基本単位	
	名称	記号
面積	平方メートル	m <sup>2</sup>
体積	立方メートル	m <sup>3</sup>
速度	メートル毎秒	m/s
加速度	メートル毎秒毎秒	m/s <sup>2</sup>
波数	毎メートル	m <sup>-1</sup>
密度, 質量密度	キログラム毎立方メートル	kg/m <sup>3</sup>
面積密度	キログラム毎平方メートル	kg/m <sup>2</sup>
比体積	立方メートル毎キログラム	m <sup>3</sup> /kg
電流密度	アンペア毎平方メートル	A/m <sup>2</sup>
磁界の強さ	アンペア毎メートル	A/m
量濃度 <sup>(a)</sup> , 濃度	モル毎立方メートル	mol/m <sup>3</sup>
質量濃度	キログラム毎立方メートル	kg/m <sup>3</sup>
輝度	カンデラ毎平方メートル	cd/m <sup>2</sup>
屈折率 <sup>(b)</sup>	(数字の)	1
比透磁率 <sup>(b)</sup>	(数字の)	1

(a) 量濃度 (amount concentration) は臨床化学の分野では物質濃度 (substance concentration) ともよばれる。  
 (b) これらは無次元量あるいは次元1をもつ量であるが、そのことを表す単位記号である数字の1は通常は表記しない。

表3. 固有の名称と記号で表されるSI組立単位

組立量	SI組立単位			
	名称	記号	他のSI単位による表し方	SI基本単位による表し方
平面角	ラジアン <sup>(b)</sup>	rad	1 <sup>(b)</sup>	m/m
立体角	ステラジアン <sup>(b)</sup>	sr <sup>(c)</sup>	1 <sup>(b)</sup>	m <sup>2</sup> /m <sup>2</sup>
周波数	ヘルツ <sup>(d)</sup>	Hz		s <sup>-1</sup>
力	ニュートン	N		m kg s <sup>-2</sup>
圧力, 応力	パスカル	Pa	N/m <sup>2</sup>	m <sup>-1</sup> kg s <sup>-2</sup>
エネルギー, 仕事, 熱量	ジュール	J	N m	m <sup>2</sup> kg s <sup>-2</sup>
仕事率, 工率, 放射束	ワット	W	J/s	m <sup>2</sup> kg s <sup>-3</sup>
電荷, 電流量	クーロン	C		s A
電位差 (電圧), 起電力	ボルト	V	W/A	m <sup>2</sup> kg s <sup>-3</sup> A <sup>-1</sup>
静電容量	ファラド	F	C/V	m <sup>-2</sup> kg <sup>-1</sup> s <sup>4</sup> A <sup>2</sup>
電気抵抗	オーム	Ω	V/A	m <sup>2</sup> kg s <sup>-3</sup> A <sup>-2</sup>
コンダクタンス	ジーメンズ	S	A/V	m <sup>-2</sup> kg <sup>-1</sup> s <sup>3</sup> A <sup>2</sup>
磁束	ウェーバ	Wb	Vs	m <sup>2</sup> kg s <sup>-2</sup> A <sup>-1</sup>
磁束密度	テスラ	T	Wb/m <sup>2</sup>	kg s <sup>-2</sup> A <sup>-1</sup>
インダクタンス	ヘンリー	H	Wb/A	m <sup>2</sup> kg s <sup>-2</sup> A <sup>-2</sup>
セルシウス温度	セルシウス度 <sup>(e)</sup>	°C		K
光照度	ルーメン	lm	cd sr <sup>(c)</sup>	cd
放射線量	ルクス	lx	lm/m <sup>2</sup>	m <sup>-2</sup> cd
放射線種の放射能 <sup>(f)</sup>	ベクレル <sup>(d)</sup>	Bq		s <sup>-1</sup>
吸収線量, 比エネルギー分与, カーマ	グレイ	Gy	J/kg	m <sup>2</sup> s <sup>-2</sup>
線量当量, 周辺線量当量, 方向線量当量, 個人線量当量	シーベルト <sup>(g)</sup>	Sv	J/kg	m <sup>2</sup> s <sup>-2</sup>
酸素活性化	カタール	kat		s <sup>-1</sup> mol

(a) SI接頭語は固有の名称と記号を持つ組立単位と組み合わせても使用できる。しかし接頭語を付した単位はもはやコヒーレントではない。  
 (b) ラジアンとステラジアンは数字の1に対する単位の特別な名称で、量についての情報をつたえるために使われる。実際には、使用する時には記号rad及びsrが用いられるが、習慣として組立単位としての記号である数字の1は明示されない。  
 (c) 測光学ではステラジアンという名称と記号srを単位の表し方の中に、そのまま維持している。  
 (d) ヘルツは周期現象についての、ベクレルは放射性核種の統計的過程についてのみ使用される。  
 (e) セルシウス度はケルビンの特別な名称で、セルシウス温度を表すために使用される。セルシウス度とケルビンの単位の大きさは同一である。したがって、温度差や温度間隔を表す数値はどちらの単位で表しても同じである。  
 (f) 放射性核種の放射能 (activity referred to a radionuclide) は、しばしば誤った用語で"radioactivity"と記される。  
 (g) 単位シーベルト (PV,2002,70,205) についてはCIPM勧告2 (CI-2002) を参照。

表4. 単位の中に固有の名称と記号を含むSI組立単位の例

組立量	SI組立単位		
	名称	記号	SI基本単位による表し方
粘力のモーメント	パスカル秒	Pa s	m <sup>-1</sup> kg s <sup>-1</sup>
表面張力	ニュートンメートル	N m	m <sup>2</sup> kg s <sup>-2</sup>
角速度	ニュートン毎メートル	N/m	kg s <sup>-2</sup>
角加速度	ラジアン毎秒	rad/s	m m <sup>-1</sup> s <sup>-1</sup> =s <sup>-1</sup>
熱流密度, 放射照度	ラジアン毎秒毎秒	rad/s <sup>2</sup>	m m <sup>-1</sup> s <sup>-2</sup> =s <sup>-2</sup>
熱容量, エントロピー	ワット毎平方メートル	W/m <sup>2</sup>	kg s <sup>-3</sup>
比熱容量, 比エントロピー	ジュール毎ケルビン	J/K	m <sup>2</sup> kg s <sup>-2</sup> K <sup>-1</sup>
比エネルギー	ジュール毎キログラム毎ケルビン	J/(kg K)	m <sup>2</sup> s <sup>-2</sup> K <sup>-1</sup>
熱伝導率	ジュール毎キログラム	J/kg	m <sup>2</sup> s <sup>-2</sup>
体積エネルギー	ワット毎メートル毎ケルビン	W/(m K)	m kg s <sup>-3</sup> K <sup>-1</sup>
電界の強さ	ジュール毎立方メートル	J/m <sup>3</sup>	m <sup>1</sup> kg s <sup>-2</sup>
電荷密度	ボルト毎メートル	V/m	m kg s <sup>-3</sup> A <sup>-1</sup>
表面電荷	クーロン毎立方メートル	C/m <sup>3</sup>	m <sup>-3</sup> s A
電束密度, 電気変位	クーロン毎平方メートル	C/m <sup>2</sup>	m <sup>-2</sup> s A
誘電率	クーロン毎平方メートル	C/m <sup>2</sup>	m <sup>-2</sup> s A
透磁率	ファラド毎メートル	F/m	m <sup>3</sup> kg <sup>-1</sup> s <sup>4</sup> A <sup>2</sup>
モルエネルギー	ヘンリー毎メートル	H/m	m kg s <sup>-2</sup> A <sup>-2</sup>
モルエントロピー, モル熱容量	ジュール毎モル	J/mol	m <sup>2</sup> kg s <sup>-2</sup> mol <sup>-1</sup>
照射線量 (X線及びγ線)	ジュール毎モル毎ケルビン	J/(mol K)	m <sup>2</sup> kg s <sup>-2</sup> K <sup>-1</sup> mol <sup>-1</sup>
吸収線量率	クーロン毎キログラム	C/kg	kg <sup>-1</sup> s A
放射線強度	グレイ毎秒	Gy/s	m <sup>2</sup> s <sup>-3</sup>
放射輝度	ワット毎ステラジアン	W/sr	m <sup>2</sup> m <sup>-2</sup> kg s <sup>-3</sup> =m <sup>2</sup> kg s <sup>-3</sup>
酵素活性濃度	ワット毎平方メートル毎ステラジアン	W/(m <sup>2</sup> sr)	m <sup>2</sup> m <sup>-2</sup> kg s <sup>-3</sup> =kg s <sup>-3</sup>
	カタール毎立方メートル	kat/m <sup>3</sup>	m <sup>3</sup> s <sup>-1</sup> mol

表5. SI接頭語

乗数	接頭語	記号	乗数	接頭語	記号
10 <sup>24</sup>	ヨタ	Y	10 <sup>-1</sup>	デシ	d
10 <sup>21</sup>	ゼタ	Z	10 <sup>-2</sup>	センチ	c
10 <sup>18</sup>	エクサ	E	10 <sup>-3</sup>	ミリ	m
10 <sup>15</sup>	ペタ	P	10 <sup>-6</sup>	マイクロ	μ
10 <sup>12</sup>	テラ	T	10 <sup>-9</sup>	ナノ	n
10 <sup>9</sup>	ギガ	G	10 <sup>-12</sup>	ピコ	p
10 <sup>6</sup>	メガ	M	10 <sup>-15</sup>	フェムト	f
10 <sup>3</sup>	キロ	k	10 <sup>-18</sup>	アト	a
10 <sup>2</sup>	ヘクト	h	10 <sup>-21</sup>	ゼプト	z
10 <sup>1</sup>	デカ	da	10 <sup>-24</sup>	ヨクト	y

表6. SIに属さないが、SIと併用される単位

名称	記号	SI単位による値	
		名称	SI単位による値
分	min	1 min=60s	
時	h	1h=60 min=3600 s	
日	d	1 d=24 h=86 400 s	
度	°	1°=(π/180) rad	
分	'	1'=(1/60)°=(π/10800) rad	
秒	"	1"=(1/60)'=(π/648000) rad	
ヘクタール	ha	1ha=1hm <sup>2</sup> =10 <sup>4</sup> m <sup>2</sup>	
リットル	L, l	1L=1l=1dm <sup>3</sup> =10 <sup>3</sup> cm <sup>3</sup> =10 <sup>-3</sup> m <sup>3</sup>	
トン	t	1t=10 <sup>3</sup> kg	

表7. SIに属さないが、SIと併用される単位で、SI単位で表される数値が実験的に得られるもの

名称	記号	SI単位で表される数値
電子ボルト	eV	1eV=1.602 176 53(14)×10 <sup>-19</sup> J
ダルトン	Da	1Da=1.660 538 86(28)×10 <sup>-27</sup> kg
統一原子質量単位	u	1u=1 Da
天文単位	ua	1ua=1.495 978 706 91(6)×10 <sup>11</sup> m

表8. SIに属さないが、SIと併用されるその他の単位

名称	記号	SI単位で表される数値
バール	bar	1 bar=0.1MPa=100kPa=10 <sup>5</sup> Pa
水銀柱ミリメートル	mmHg	1mmHg=133.322Pa
オングストローム	Å	1 Å=0.1nm=100pm=10 <sup>-10</sup> m
海里	M	1 M=1852m
バイン	b	1 b=100fm <sup>2</sup> =(10 <sup>-12</sup> cm) <sup>2</sup> =10 <sup>-28</sup> m <sup>2</sup>
ノット	kn	1 kn=(1852/3600)m/s
ネーパ	Np	SI単位との数値的な関係は、対数量の定義に依存。
ベベル	B	
デジベル	dB	

表9. 固有の名称をもつCGS組立単位

名称	記号	SI単位で表される数値
エルグ	erg	1 erg=10 <sup>-7</sup> J
ダイン	dyn	1 dyn=10 <sup>-5</sup> N
ポアズ	P	1 P=1 dyn s cm <sup>-2</sup> =0.1Pa s
ストークス	St	1 St=1cm <sup>2</sup> s <sup>-1</sup> =10 <sup>-4</sup> m <sup>2</sup> s <sup>-1</sup>
スチルブ	sb	1 sb=1cd cm <sup>-2</sup> =10 <sup>-4</sup> cd m <sup>-2</sup>
ファ	ph	1 ph=1cd sr cm <sup>-2</sup> 10 <sup>4</sup> lx
ガル	Gal	1 Gal=1cm s <sup>-2</sup> =10 <sup>-2</sup> ms <sup>-2</sup>
マクスウェル	Mx	1 Mx=1G cm <sup>2</sup> =10 <sup>-8</sup> Wb
ガウス	G	1 G=1Mx cm <sup>-2</sup> =10 <sup>-4</sup> T
エルステッド <sup>(c)</sup>	Oe	1 Oe ≐ (10 <sup>3</sup> /4π)A m <sup>-1</sup>

(c) 3元系のCGS単位系とSIでは直接比較できないため、等号「≐」は対応関係を示すものである。

表10. SIに属さないその他の単位の例

名称	記号	SI単位で表される数値
キュリー	Ci	1 Ci=3.7×10 <sup>10</sup> Bq
レントゲン	R	1 R = 2.58×10 <sup>-4</sup> C/kg
ラド	rad	1 rad=1cGy=10 <sup>-2</sup> Gy
レム	rem	1 rem=1 cSv=10 <sup>-2</sup> Sv
ガンマ	γ	1 γ=1 nT=10 <sup>-9</sup> T
フェルミ	f	1フェルミ=1 fm=10 <sup>-15</sup> m
メートル系カラット		1メートル系カラット = 200 mg = 2×10 <sup>-4</sup> kg
トル	Torr	1 Torr = (101 325/760) Pa
標準大気圧	atm	1 atm = 101 325 Pa
カロリ	cal	1cal=4.1858J (「15°C」カロリ), 4.1868J (「IT」カロリ) 4.184J (「熱化学」カロリ)
マイクロン	μ	1 μ=1μm=10 <sup>-6</sup> m

