JAEA-Research
2009-022

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）

Annual Report for Research on Long-Term Stability of Geological Environments in FY2007

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

Tomohiro KUSANO, Tsuyoshi NOHARA, Koji UMEDA, Tsuneari ISHIMARU
Takahiro HANAMURO, Tatsuo SAITO, Ken-ichi YASUE, Masakazu NIWA
Koji SHIMADA, Kunimi YAMADA, Atsushi NINOMIYA, Tateyuki NEGI
Masayoshi TAJIKARA, Hideki KUROSAWA and Noboru NAKATSUKA

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

September 2009

Japan Atomic Energy Agency　日本原子力研究開発機構

JAEA-Research

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, 2009

JAEA-Research 2009-022

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）

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※1，野原　壯+1，梅田　浩司，石丸　恒存，花室　孝広
齋藤　龍郎+2，安江　健一，丹羽　正和，島田　耕史+3，山田　国見※1
二ノ宮　淳※1，根木　健之※1，田力　正好＊1，黒澤　英樹※1，中司　昇+1

（2009 年 6 月 22 日受理）

我が国は変動帯に位置しており，安定大陸に位置する欧米諸国に比べて，地震や火山活動などが活発である。地層処分においては，まず安定な地質環境を選んだうえで，そこに適切な多重バリアシステムを構築することが，安全確保の基本的な考え方である。このため，地質環境の長期安定性に関する研究においては，地層処分の場としての地質環境に重要な変化をもたらす可能性のある地震・断層活動，火山活動，隆起・侵食，気候・海水準変動などの天然現象に着目して，それらの有無や程度が文献から明らかでない場合に適用する調査技術や，それらが地質環境に及ぼす影響を評価するための調査技術・解析手法に係る研究開発を進めている。

平成 19 年度は，我が国の地質環境において地層処分システムの成立性に重大な影響を及ぼす現象の存在や，過去の変動の履歴を確認するための調査技術として，以下の項目について調査・研究を行った。

地震・断層活動については，破砕帯の分布，活動履歴，活動性の調査技術の整備などを行った。火山活動については，熱履歴や地下深部のマグマ・高温流体などを調査する技術の開発を行った。隆起・侵食／気候・海水準変動については，河成段丘を用いた隆起速度を調査する技術，地形変化をモデル化する技術，地殻変動や気候変動を考慮した地下水流動解析手法などの開発を行った。

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　幌延深地層研究ユニット
＋2　バックエンド推進部門
＋3　敦賀本部 高速増殖炉研究開発センター プラント保全部
※1　技術開発協力員
＊1　地震予知総合研究振興会

JAEA-Research 2009-022

Annual Report for Research on Long-Term Stability of Geological Environments in FY2007

Tomohiro KUSANO※1, Tsuyoshi NOHARA+1, Koji UMEDA, Tsuneari ISHIMARU
Takahiro HANAMURO, Tatsuo SAITO+2, Ken-ichi YASUE, Masakazu NIWA
Koji SHIMADA+3, Kunimi YAMADA※1 Atsushi NINOMIYA※1, Tateyuki NEGI※1
Masayoshi TAJIKARA*1, Hideki KUROSAWA※1 and Noboru NAKATSUKA+1

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

(Received June 22, 2009)

The Japanese islands are located in the tectonically active Circum-Pacific Mobile Belt. As a result, Japan has a high frequency of earthquakes and eruptions. The concept of geological disposal of HLW in Japan is based on a multi-barrier system which combines stable geological environments with an engineered barrier system. Therefore, special consideration is given to the long-term stability of the geological environments, taking into account volcanism, faulting, uplift, denudation, climatic change and sea-level change in Japan. Development of investigation technologies for geotectonic events has been carried out to evaluate the long-term stability of the geological environments in Japan.

In fiscal year 2007, we carried out the following researches, to investigate existence of the phenomena that have influences on the geological disposal system, and to develop the investigation techniques to reconstruct the history of these phenomena.

For studies on faulting and seismic activity, we developed the investigation techniques to characterize distribution of crush zone, process of faulting, activity, and so on. For volcanological and geothermal studies, we developed a technique for detecting crustal magma and/or geothermal fluid in deep underground. For studies on uplift/denudation and climatic/sea-level changes, we developed investigation techniques for determining uplift rate with river terraces, modeling techniques for landform evolution, and research techniques for groundwater flow with the crustal movement and the climatic change.

Keywords: Geological Disposal of HLW, Long-Term Stability of Geological Environments, Faulting, Volcanism, Uplift, Denudation, Climatic Change, Sea-Level Change, Earthquake

---

+1 Horonobe Underground Research Unit
+2 Nuclear Cycle Backend Directorate
+3 Plant Maintenance Engineering Department, Fast Breeder Reactor Research and Development Center, Tsuruga Head Office
※1 Collaborating Engineer
*1 Association for The Development of Earthquake Prediction

目　次

1. 研究の概要 ……1
1.1 調査技術の開発・体系化 ……2
1.2 長期予測・影響評価モデルの開発 ……2
1.3 分析技術開発及び研究情報基盤の整備 ……3

2. 地震・断層活動に関する研究 ……4
2.1 活断層の活動履歴に関する調査技術 ……4
2.2 低活動性の活断層に関する調査技術 ……8
2.3 断層活動の力学的影響評価モデルの開発 ……9

3. 火山・地熱活動に関する研究 ……13
3.1 火山・熱水活動履歴の調査技術 ……13
3.2 地下深部のマグマ・高温流体などの調査技術 ……19
3.3 火山・地熱活動の長期予測・影響評価モデルの開発 ……26

4. 隆起・侵食／気候・海水準変動に関する研究 ……30
4.1 古地形・古気候の復元調査技術 ……30
4.2 三次元地形変化モデルの開発 ……33
4.3 地殻変動及び気候・海水準変動を考慮した地下水流動解析手法の開発 ……36

5. ナチュラルアナログ研究 ……39

参考文献 ……41

Contents

1. Overview of research on long-term stability of the geological environment ····· 1
1.1 Development and systematization of research techniques ····· 2
1.2 Development of models for long-term prediction and effective assessment ····· 2
1.3 Development of analytical methods and research information database ····· 3

2. Study on earthquake and fault movement ····· 4
2.1 Development of research techniques for the history of fault activity ····· 4
2.2 Development of research techniques for active faults of low activity ····· 8
2.3 Development of mechanical influence model of fault activity ····· 9

3. Study on volcanology and geothermal science ····· 13
3.1 Application of thermochronological techniques ····· 13
3.2 Detecting technique for crustal magma and high-temperature fluids ····· 19
3.3 Development of models for long-term volcanic and geothermal hazards ····· 26

4. Study on uplift, denudation, climatic change and sea-level change ····· 30
4.1 Development of research techniques for paleo-topography and paleo-climate ····· 30
4.2 Development of modeling techniques for landform evolution ····· 33
4.3 Development of research techniques for groundwater flow related by crustal movement and climatic and sea-level changes ····· 36

5. Natural analogue studies ····· 39

References ····· 41

表リスト

表 3.1-1　Fish Canyon Tuff 中のジルコン（FC3）の測定結果……18
表 3.1-2　FT 年代測定結果……19
表 3.3-1　鬼首・鳴子火山の解析条件……27

図リスト

図 2.1-1　跡津川断層西部域の調査範囲……5
図 2.1-2　破砕帯の分類……5
図 2.1-3　断層主部と破砕帯との関係……6
図 2.1-4　阿寺断層帯及びその周辺の調査範囲……7
図 2.1-5　阿寺断層及びその周辺の活動履歴……7
図 2.2-1　各断層の水素ガス放出濃度……9
図 2.3-1　若栃断層の破砕帯……11
図 2.3-2　白川断層の破砕帯……11
図 3.1-1　紀伊半島南部地域の地質と試料採取地点……15
図 3.1-2　流体包有物の均質化温度と塩濃度の分布……15
図 3.1-3　流体包有物と温泉ガス中のヘリウム・ネオン同位体比……16
図 3.1-4　制御法による温度安定性……17
図 3.2-1　測点位置……22
図 3.2-2　データ処理結果例（測点 055）……22
図 3.2-3　周波数帯別の構造走向図……22
図 3.2-4　半島地形モデルによる理論計算結果……22
図 3.2-5　二次元解析結果……23
図 3.2-6　三次元解析結果……23
図 3.2-7　調査地域位置図（a）と温泉ガスのヘリウム同位体比分布図……25
図 3.2-8　能登半島模式断面図……25
図 3.3-1　鬼首・鳴子火山下の感度解析に係る仮想モデルと解析領域……27
図 3.3-2　鬼首・鳴子火山下の地質断面及び計算空間におけるモデル地層……28
図 3.3-3　鬼首・鳴子火山下の温度分布時間発展に係る感度解析結果……29
図 3.3-4　鳴子火山の地下深部比抵抗構造（左）と
　感度解析による最適化計算結果の温度分布（右）……29
図 3.3-5　鬼首・鳴子地温中心の温度プロファイル（左）と
　熱流束分布（右）の計算値と実測値の比較……29
図 4.1-1　土岐砂礫層の露頭（中津川市田瀬）……31
図 4.1-2　土岐砂礫層に含まれる礫の姿勢……31
図 4.1-3　砂層から採取した木片……32
図 4.1-4　花粉化石分析の結果……32
図 4.1-5　鏑川流域の植物珪酸体分析結果……32
図 4.2-1　流下距離による河床礫の種類別の最大粒径変化（土岐川）……34
図 4.2-2　鏑川流域の河床・段丘の堆積物調査……35
図 4.2-3　地質・地質構造を考慮したシミュレーション結果……35
図 4.3-1　湧出量・涵養量平面分布図……37
図 4.3-2　流速ベクトル断面図……37

図 4.3-3　トリリニアダイアグラム ……38
図 4.3-4　δダイアグラム……38
図 5.1　緯度と年間実蒸発散量の関係 ……40

1. 研究の概要

我が国における地層処分の概念は，地質環境の長期的な安定性について特に配慮し，「安定な地質環境」に，多重バリアシステムを構築するという特徴がある。すなわち，天然現象によって地層処分システムの性能が著しく損なわれるおそれのないようなサイトを選ぶことが前提であり，その上で，サイトの地質環境条件やその長期的な変化を見込んで，合理的な多重バリアシステムを構築し，長期的な安全性を確認することが必要となる。そのため，サイトの評価にあたっては，火山活動などのように地層処分システムの性能に著しい影響を与える現象が新たに発生する可能性や地殻変動などによって生じる地質環境条件（例えば，水理，水質，岩盤物性）の長期的な変化をあらかじめ検討しておくことが重要である。日本原子力研究開発機構（以下，「原子力機構」）では，「深地層の科学的研究」（原子力委員会, 2005[1)]）の一環として，天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など（「地質環境の長期安定性に関する研究」（原子力機構, 2005[2)]））を実施している。この地質環境の長期安定性に関する研究は，日本全国を対象とした事例研究による調査技術や評価・解析手法の開発など，事象ごとの研究を東濃地科学研究ユニットで実施し，幌延地域を対象とした研究を幌延深地層研究計画の一部として幌延深地層研究ユニットで実施している。本報告書は，東濃地科学研究ユニットにおける研究を対象としている。

「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－」（核燃料サイクル開発機構, 1999[3)]）（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，天然現象の将来の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す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た。

「第 2 次取りまとめ」以降は，我が国の地層処分計画が事業段階に進展したことを踏まえ，「特定放射性廃棄物の最終処分に関する法律」[4)]（以下，「最終処分法」）に定められた段階的な処分地選定の要件や「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）」（原子力安全委員会, 2000[5)]）を念頭において，また，「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[6)]; OECD/NEA, 1999[7)]）の過程で明らかにされた課題に焦点を当てて研究を進めた。具体的には，「高レベル放射性廃棄物の地層処分技術に関する研究開発の全体計画」（核燃料サイクル開発機構, 2001[8)]）に示したように，地形変化や非火山地域の温度異常など，注目すべき現象のモデル化やメカニズムの解明に焦点をあてた事例研究及び調査・解析手法の整備を進めるとともに，「第 2 次取りまとめ」までに整備した全国レベルでのデータベースの拡充を継続した。

その後，原子力安全委員会から，「高レベル放射性廃棄物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」（原子力安全委員会, 2002[9)]）（以下，「環境要件」）が示され，これを踏まえて，2002 年 12 月には原子力発電環境整備機構による「高レベル放射性廃棄物の最終処分施設の設置可能性を調査する区域」の公募が始まり，その中で「概要調査地区選定上の考慮事項」が公表された。また一方で，「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[10)]）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課題がより明確になってきた。さらに，「高レベル放射性廃棄物の地層処分基盤研究開発に関する全体計

画」（資源エネルギー庁・原子力機構，2006[11]）により，安定な地質環境を選定する視点に加え，選定された場の安定性や長期的な変化を評価する視点が加わった研究開発計画が示された。

このような状況の進展を受け，原子力機構では，最新の科学的知見・情報を取り込んだ全国レベルでの天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，概要調査地区などの選定や安全規制に必要となる調査技術や評価手法の整備に重点をおいて研究を進めることとした。具体的には，研究成果をタイムリーに反映していけるよう，処分事業や安全規制のスケジュールを考慮して，以下の 3 つの目標を設定し（梅田ほか，2005[12]），取り組んでいる。

・調査技術の開発・体系化：天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（概要調査地区などの選定や安全性の検討に必要となるデータの取得）
・長期予測・影響評価モデルの開発：将来の天然現象に伴う地質環境条件の変化を予測・評価するための手法の整備（天然現象による影響を考慮した安全評価への反映）
・分析技術開発及び研究情報基盤の整備：上記 2 項目のベースとなる最新の観測・分析技術の整備及び安全評価にかかわるデータの整備

1.1 調査技術の開発・体系化

調査技術の開発・体系化については，原子力安全委員会の「環境要件」[9]に示されているように，文献から隆起・侵食量が明らかでない場合，活断層や第四紀に活動したことのある火山の有無に関する判断ができない場合は，概要調査地区及びその周辺地域において，隆起・侵食量の程度，活断層や第四紀火山などの存在の有無を確認することが必要であり，そのための調査技術を整備することが不可欠である。このため，個別の要素技術の開発・改良のほか，それぞれの地質環境に応じた最適な技術の組合せを提示することを目指している。また，地層処分システムに重大な影響を及ぼすと想定される現象の潜在的なリスクを排除するため，地表付近で不明瞭となる震源断層，マグマ・高温流体などの存在をあらかじめ確認しておく必要がある。これらについては，地球物理学的データの観測・解析などが主体となるが，地球化学的な手法を併用することにより，調査技術の体系化と信頼性の向上を目指している。

一方，「最終処分法」[4]によると，過去においても概要調査地区及びその周辺地域において地層処分システムの性能に著しい影響を及ぼすような現象が発生した痕跡がないことを確認することが必要となる。これらについては，過去数十万年の地殻変動，火成活動などの履歴のみならず，地質環境が有する水理，水質，岩盤物性などの性質が大きく変化していないことを直接的（例えば，断層破砕帯・プロセスゾーンの岩盤物性，熱水変質帯の熱史），あるいは間接的（例えば，過去の水理を推定するための古地形）に示すデータを取得するための調査技術を整備していく必要がある。現段階では，最終的な体系化に向け，主に個別の要素技術の開発や既存の調査技術の適用性の確認などを進めており，「活断層の活動履歴に関する調査技術」，「低活動性の活断層に関する調査技術」，「火山・熱水活動履歴の調査技術」，「地下深部のマグマ・高温流体などの調査技術」，「古地形・古気候の復元調査技術」などの研究課題に取り組んでいる。

1.2 長期予測・影響評価モデルの開発

長期予測・影響評価モデルの開発では， 地殻変動，火成活動などに伴う地質環境条件の変動幅などを現象の発生の可能性を含めて予測するための評価手法の確立を目指している。

予測・評価についての方法論としては，「第 2 次取りまとめ」[3]でも述べているように，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

予測する方法などが基本となる。さらに，今後は経験則に加えて現象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。具体的には以下のアプローチをとる。

・現象を理解するための，過去から現在までの地質・地球物理・地球化学データの取得
・データに基づく現象の理解と概念モデルの構築
・現象の発生の可能性及び地質環境条件の変化の幅を予測するための数値シミュレーションモデルの開発

これらの結果は，例えば，断層活動に伴う周辺岩盤の歪や地形変化に伴う動水勾配などの変化の幅として，工学的対策や安全評価に反映されることになる。また，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，分析方法に係る誤差・精度）やモデルの信頼性，検証方法やその方法の妥当性などを検討しつつ，予測・評価結果に係る確からしさを定量的に把握する必要がある。

現段階における長期予測・影響評価モデルの開発では，「環境要件」[9]に示された今後検討すべき課題を考慮しつつ，「断層活動の力学的影響評価モデルの開発」，「火山・地熱活動の長期予測・影響評価モデルの開発」，「三次元地形変化モデルの開発」，「地殻変動及び気候・海水準変動を考慮した地下水流動解析手法の開発」などの研究課題に取り組んでいる。

構築されたモデルの妥当性を確認するためには，モデルに類似した現象の過去の痕跡（ナチュラル・アナログ）を調査することによって得られたデータとの比較・検証を行うことが必要であるとともに，地質環境の長期安定性にかかわる評価の信頼性を向上させるためには，個別の現象あるいは複合的な現象によって地質環境条件が長期的にどのように変化してきたかを示す傍証的事例を蓄積することが有効である。このような観点から，現段階では，熱水活動に伴う地質環境条件の変化に関する情報や地震動の地下空洞への影響に関する情報の収集・整備などに取り組んでいる。

1.3 分析技術開発及び研究情報基盤の整備

分析技術開発については，地質環境の長期安定性に関する研究を進める上で必要になる基盤データの提供を目的として，研究開発に必要な同位体測定技術を整備する。具体的には，ペレトロン年代測定装置については，これまで実施してきた放射性炭素年代測定に加えて，ベリリウムや塩素同位体を用いた年代測定の技術開発を進める。また，希ガス質量分析装置を用いたヘリウム同位体比測定技術開発及び安定同位体比質量分析装置を用いた安定同位体比の測定技術開発を実施する。

研究情報基盤の整備については，各研究において，これまでに取得した天然現象データの GIS（地理情報システム）化を行うほか，天然現象を考慮した安全評価に必要となる変動シナリオや物質移行解析の前提となる一般的かつ現実的な現象のプロセスに関する情報や地質環境条件（例えば，温度，水理，力学，地球化学）の変化などに関するデータを整備する。なお，情報の整備にあたっては，データに関する品質やトレーサビリティなどを明らかにするとともに，これらの情報を包含したデータベース（THMC(Thermo-Hydro-Mechanical-Chemical)データベース）の開発を進める。

2. 地震・断層活動に関する研究

地震・断層活動については，概要調査などによって対象地域の将来における地震活動や断層活動による地質環境の著しい変化の有無を確認することが必要となることから，地表からの調査段階を念頭に，地震・断層活動による周辺岩盤への影響の程度や範囲を把握するための調査技術・解析手法の整備を進めている。既知の活断層は対象地域から避けることが前提ではあるが，変動地形学的な証拠に乏しい断層など，未確認の活断層を地表からの調査段階で把握する調査技術を整備していくことも重要である。さらに，対象地域における断層活動の地質環境への影響を把握するためには，断層活動の長期予測の方法論や断層の形成過程のモデル化についての研究開発を進めていく必要がある。

これらを踏まえて，具体的には，以下の調査技術・解析手法の開発に取り組んでいる。

2.1 活断層の活動履歴に関する調査技術
2.2 低活動性の活断層に関する調査技術
2.3 断層活動の力学的影響評価モデルの開発

2.1 活断層の活動履歴に関する調査技術

(1) 課題と計画の概要

「最終処分法」[4]によると，精密調査地区の選定は，地表踏査，物理探査，ボーリングなどによる調査（概要調査）によって，当該概要調査地区内の最終処分を行おうとする地層及びその周辺の地層（以下,「対象地層等」）において地震などの自然現象による地層の著しい変動が長期間生じていないこと，また，当該対象地層等内において活断層，破砕帯又は地下水の水流があるときには，これらが坑道その他の地下の施設に悪影響を及ぼすおそれが少ないと見込まれることとされている。

また，断層活動が地質環境に及ぼす影響としては，岩盤の破断や破砕に伴って卓越した地下水移行経路が形成されることや，岩盤歪に起因し地下水圧が変化することなどの地下水の流動特性や水質が変化することなどが想定されている（原子力安全委員会, 2002[9]）。

活断層の存在やその活動が地下深部の地質環境あるいは地下施設に与える影響の程度や範囲を把握するためには，断層及びその周辺岩盤の現状を把握し，過去から現在までにどのような変遷があったのかを明らかにすることが重要である。そこで，活断層の活動履歴に関する事例研究を通じて，こうした科学的根拠を蓄積するとともに，活断層の移動，伸長，断層帯及び周囲の変形帯の形成過程を把握する調査手法の開発を目指している。

具体的には，昨年度に引き続き，岐阜県の跡津川断層帯と阿寺断層帯を対象とした事例研究を継続し,調査範囲を広げる形で地表調査を実施した。①跡津川断層帯を対象とした事例研究では，断層連続部（ストランド部），ステップ部及び断層端部における破砕帯の性状や分布に関する地表調査を実施し，横ずれ断層帯の構造・発達史を考慮した破砕帯の特徴について検討を行った。また，②阿寺断層帯を対象とした事例研究では，阿寺断層周辺に共役的な位置関係で分布する副次的な断層の特徴を調査し，断層帯の形成過程について検討を行った。

(2) 成果の概要

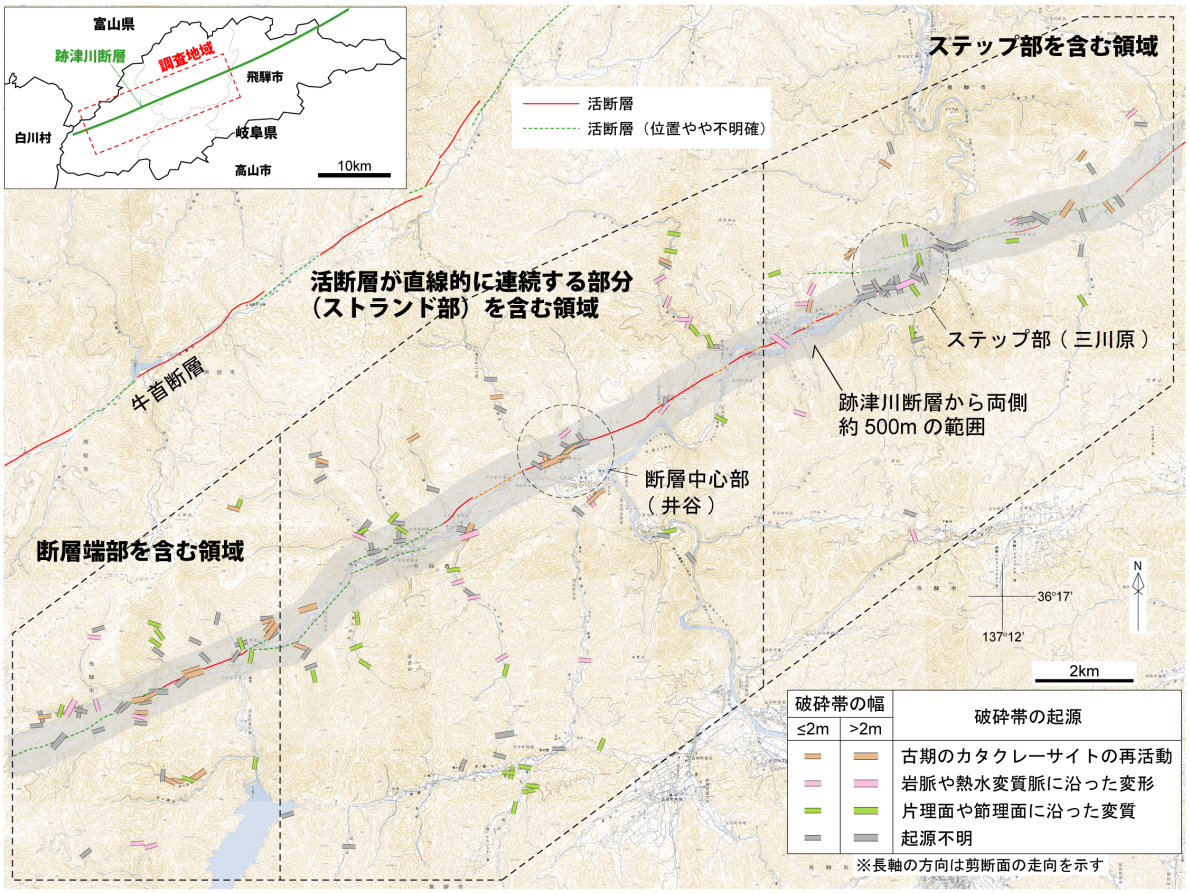
①跡津川断層における事例研究

跡津川断層西部全域の破砕帯の構造を把握することを目的として，空中写真判読及び破砕帯の分布調査に基づき，調査範囲を東から西に向かって，主に雁行状又は屈曲状の断層線からなる断層ステップ部を含む領域，主に直線状の断層線からなる断層ストランド部を含む領域，主にほう

き状又は短い断層線が発達する断層端部と見なされる領域の 3 つの領域に区分した（図 2.1-1）。

破砕帯の分布調査は，破砕帯の構造と特徴，充填物の種類，貫入岩の種類と特徴及び岩石の風化や変質状態などについて詳細な記載を行った。なお，本研究における破砕帯の定義は，丹羽ほか（2008）[13]に従う。（図 2.1-2）。

断層ステップ部を含む領域は，松田（1966）[14]や宮腰ほか（1982）[15]による地形･地質調査から，飛騨市宮川町三川原（以下，「三川原地域」）で跡津川断層帯の方向に沿った ENE - WSW 方向の断層の連続性が途絶えてステップしているように記載されていること，丹羽ほか（2008）[13]の詳細な露頭観察により，この領域が圧縮性ステップの形態を呈すること，その周辺における剪断面などの分布・方向・性状が規則性を有することが指摘されている。



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 2.1-1　跡津川断層西部域の調査範囲

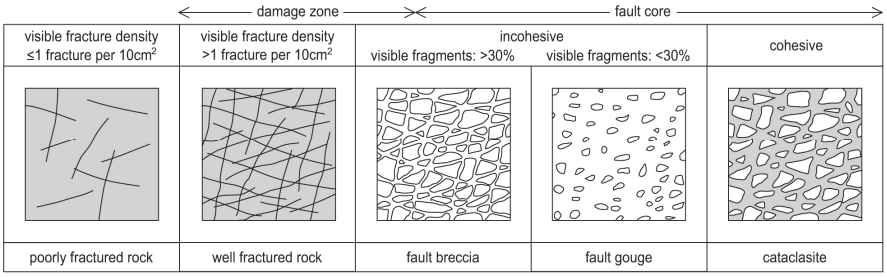


図 2.1-2　破砕帯の分類（丹羽ほか, 2008[13]）

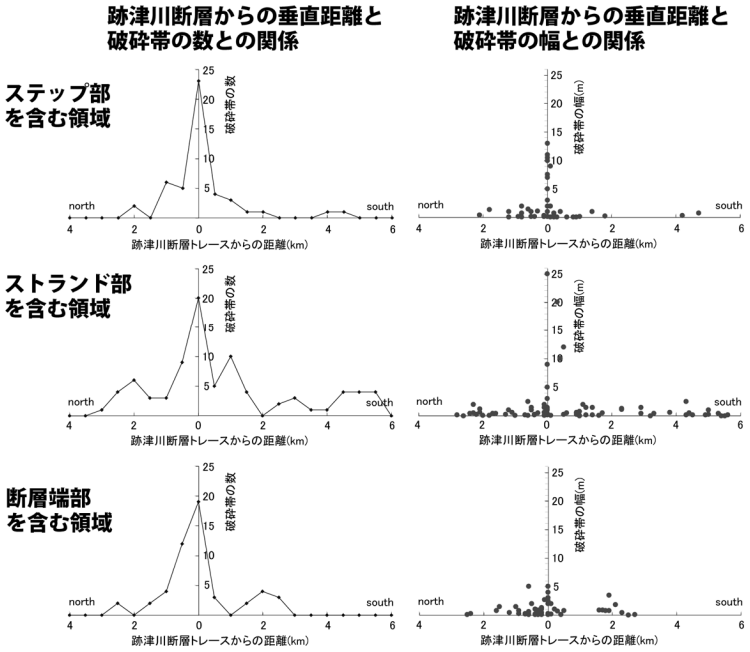


図 2.1-3　断層主部と破砕帯との関係

岐阜県飛騨市の跡津川断層西部を対象とした地質調査により，下記のことが明らかとなった（図 2.1-3）。

1) 破砕帯露頭は，跡津川断層近傍で最も密に分布し，断層から約 500 m 離れると，その数は 1/2～1/4 以下に減少する。
2) 各露頭で認められる破砕帯の幅は，跡津川断層又はその近傍で 10 m 以上の破砕帯がみられるが，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みられない。

以上のように，跡津川断層及びその周辺において破砕帯の分布傾向や幅について調査をした結果，断層近傍では断層から離れると破砕帯露頭の数が急減するとともに，破砕帯の幅も急減する。このように，断層周辺の破砕帯の分布と特徴について，マップスケールから露頭スケールの広域的な調査・解析の適用により，活断層帯の構造を考慮した影響範囲のうち，破砕帯の分布頻度や破砕帯の幅に関する知見が得られた。

②阿寺断層における事例研究

平成 18 年度の調査・研究では破砕帯の活動履歴を明らかにすることを目的として，岐阜県中津川市川上の断層露頭を対象に，詳細な地質調査と貫入岩の年代測定（カリウム･アルゴン（K-Ar）法）を行った。その結果，活断層トレース付近において，更新世以降の断層活動に伴う主な破壊面は，特定の幅数 m の範囲に集中していた可能性が示された（丹羽ほか, 2006a[16]; 丹羽ほか, 2006b[17]）。

平成 19 年度の調査・研究では，阿寺断層帯全域の形成過程を把握することを目的として，阿寺断層帯の主断層と共役方向の断層（副次的な断層）を事例対象に，割れ目や小断層の分布及び充填鉱物とその性状について地質調査，薄片観察及び年代測定結果の整理を行った（図 2.1-4）。その結果，阿寺断層帯の主断層と共役方向の断層のいずれも，断層の起源が数 Ma 以前にさかのぼれることが明らかになった（図 2.1-5）。

以上のように，断層周辺の破砕帯の分布と特徴について，露頭スケールから鏡下スケールの詳細な調査と年代測定の適用により，副次的な断層の形成過程に関する知見が得られた。

佃ほか（1993）[18]に加筆

○：平成 18 年度～19 年度に破砕帯の性状などの調査を実施した範囲

図 2.1-4　阿寺断層帯及びその周辺の調査範囲

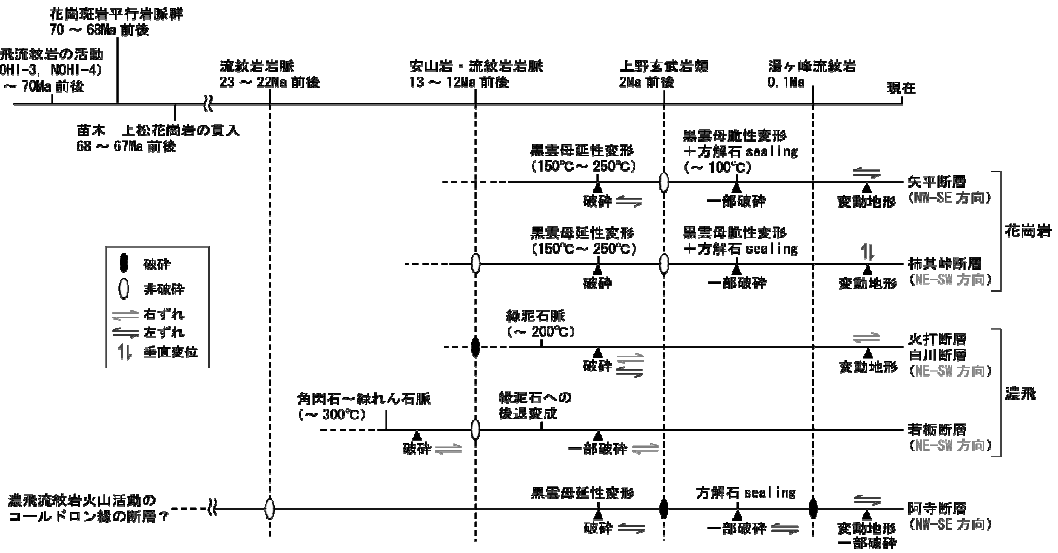


図 2.1-5　阿寺断層及びその周辺の活動履歴

2.2 低活動性の活断層に関する調査技術

(1) 課題と計画の概要

原子力安全委員会（2002）[9] によると「活断層の有無に関する判断が文献調査からできない場合は，概要調査あるいはそれ以降の調査において，処分施設を合理的に配置することが困難となるような活断層の存在の有無について検討する必要がある」ことが示されている。

断層の活動性については，一般的には空中写真判読及びトレンチ掘削などによる変動地形学的調査に基づき，最近の活動履歴を明らかにする手法が広く普及している。しかし，活動度が低い（C 級以下）もの，活動間隔が長い（地殻歪が非常に小さい）あるいは一回の活動における変位量が小さいもの，侵食されやすいあるいは堆積物が残りにくい（変動地形が残りにくい）ものなど，地表に変位地形が残存することが稀な活断層は認識されにくいと考えられる。そのため，これらの活断層の分布や性状を把握する必要があることから，従来の変動地形学的調査に加え，構造地質学的調査や地球化学的調査を複合させた調査技術の整備を進めている。

(2) 成果の概要

平成 18 年度の調査・研究では，地下深部から放出される流体を用いた調査手法の開発の一つとして，活動度が低い活断層の地球化学的，地質学的な特徴の把握と，その特徴を基にした調査技術の検討を行った。そして，簡易型の水素ガス測定装置を考案し（Shimada et al., 2008）[19]，活断層帯である跡津川，阿寺断層帯及び非活断層（以下，「地質断層」）とされている仏像構造線を事例対象とした水素ガス濃度測定を行い，水素ガス放出率時間変化を比較した。この結果，跡津川断層では 1 時間以上経過しても増大し続ける地点が多く，放出率も大きいのに対し，仏像構造線では測定開始から 1 時間後以降はほとんど全ての地点で減少していくという違いが認められた。

平成 19 年度は，平成 18 年度で事例対象とした断層に加え，活断層帯である阿寺断層帯及びその周辺，山崎断層帯，地質断層とされている跡倉ナップ基底断層を事例対象とした水素ガス濃度測定を行い，活動度が低い活断層の地球化学的，地質学的な特徴について，典型的な活断層と地質断層の断層ガス放出率の違いから比較・検討した（図 2.2-1）。水素ガス濃度測定は，断層に対し面的な濃度分布の傾向を把握するために，多地点における数時間の水素ガス原位置測定を行い，測定開始から 2～3 時間後の水素ガス放出濃度を比較した。この結果，活断層である跡津川断層では最大放出濃度が 6,097.4 ppm，阿寺断層では最大放出濃度が 26,104.9 ppm，山崎断層では最大放出濃度が 17,640.3 ppm，地質断層とされている仏像構造線では最大放出濃度が 2,162.2 ppm，跡倉ナップ基底断層では最大放出濃度が 729.7 ppm であった。このように多地点における数時間の水素ガス原位置測定によって，顕著な水素ガスの放出を活断層帯において確認した。また，放出量や時間変化によって各断層帯において地質構造に依存する地域性が認められた。平成 18 年度及び平成 19 年度の水素ガス濃度測定の結果，水素ガス放出率時間変化と多地点における数時間の水素ガス原位置測定によって，断層の活動性が識別できる可能性が示された。

以上のように，地球化学的調査や破砕帯調査などを組み合わせることにより，地形学的調査によるアプローチが難しい断層の活動性に対して調査精度を向上させる見通しが得られた。

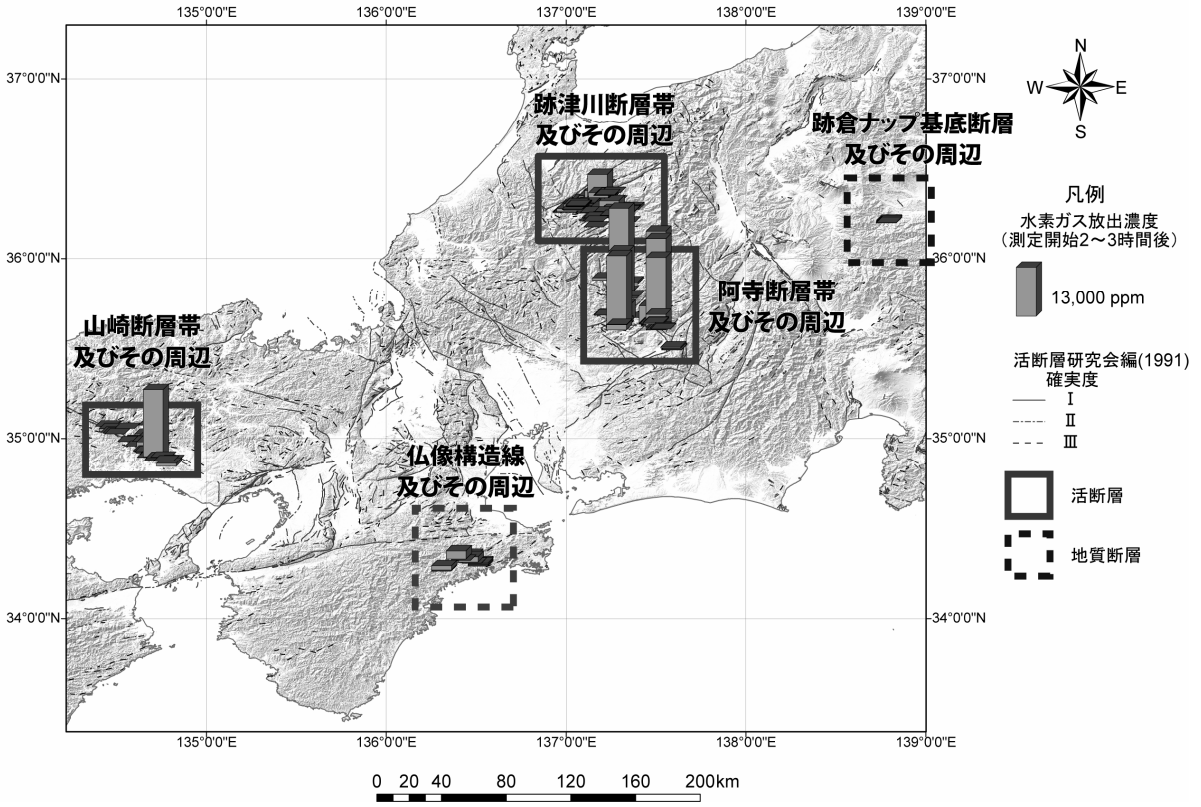


図 2.2-1　各断層の水素ガス放出濃度
陰影図は国土地理院発行の数値地図 50m メッシュを用いて作成した。
活断層の分布は活断層研究会（1991）[20]による。

2.3 断層活動の力学的影響評価モデルの開発

(1)　課題と計画の概要

「最終処分法」[4]によると，精密調査地区の選定は，概要調査地区及びその周辺の地域において，地表踏査，物理探査，ボーリングなどによる調査（概要調査）によって「対象地層等において自然現象による地層の著しい変動が長期間生じていないこと」を確認することとされている。断層活動については，対象地域における断層活動に伴う破砕帯の破断や変形及び断層の分岐などの力学的影響に関する将来的な予測評価技術の開発が必要となる。

断層活動に伴う破砕帯の破断に着目した調査では，平成 18 年度まで，典型的な横ずれ断層である岐阜県の阿寺断層帯を事例対象とし，破断や変形の範囲の調査や年代測定を行ってきた（丹羽ほか, 2006a[16]; 丹羽ほか, 2006b[17]）。また，周辺岩盤の変形範囲の変化に着目した調査では，典型的な逆断層である秋田県の横手盆地東縁断層帯などを対象とした地形・地質調査，弾性波探査などを行い，バランス断面法を用いた解析から，過去数十万年間の分岐断層の出現や変形帯の発達過程を復元した（楮原ほか, 2006[21]）。

一方，原子力安全委員会（2002）[9]によると「活断層の有無に関する判断が文献調査からできない場合は，概要調査あるいはそれ以降の調査において，処分施設を合理的に配置することが困難となるような活断層の存在の有無について検討する必要がある」ことが示されていることから，明瞭な変動地形のみならず，微細な変動地形を正確に認定し，破砕帯が広く分布することが予想される断層ステップなど断層トレースの詳細な形状と断層変位の範囲を示すことが重要である。

そこで，断層活動の力学的影響に関する事例研究を通じて，こうした科学的根拠を蓄積するとともに，これらを調査・解析するための技術の整備やモデル開発を進めている。

具体的には，①断層活動に伴う破砕帯の破断や変形及び断層の分岐に関する事例研究では，昨年度に引き続き，岐阜県の阿寺断層帯を対象とした事例研究を継続し，調査範囲を広げる形で横ずれ断層帯の分岐（副次的な）断層の活動を考慮した破砕帯の特徴について検討を行った。また，②断層変位の範囲を正確に認定するための解析手法とした事例研究では，近年，微細な変動地形を解明するために注目されてきている空中レーザー計測（LiDAR）の解析技術を用いた事例について文献調査を行った。

(2) 成果の概要

①断層活動に伴う破砕帯の破断や変形及び断層の分岐に関する事例研究

阿寺断層帯周辺に発達する副次的な断層の破砕帯の特徴を把握することを目的として，破砕帯調査及び予察的な割れ目などを充填する鉱物の種類の同定及び化学組成の分析を行った。

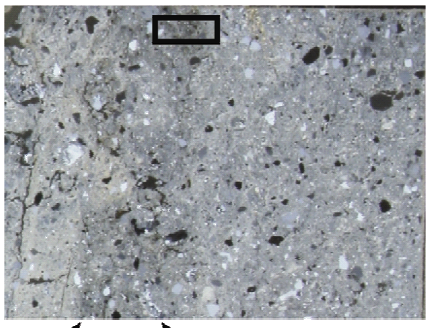
副次的な断層のうち阿寺断層の東側の若栃断層，鞍掛峠断層及び白巣峠断層は，「新編日本の活断層」（活断層研究会編，1991[20]）では記載されている。一方で，近年に発行された活断層図（中田・今泉編, 2002[22]; 岡田ほか, 2006[23]）では活断層とみなされておらず, 記載されていない。一方，西側の久野川断層，火打断層，佐見断層，白川断層及びかかりき峠断層は，「新編日本の活断層」（活断層研究会編，1991[20]）で記載され，「活断層詳細デジタルマップ」（中田・今泉編, 2002[22]）や都市圏活断層図（岡田ほか, 2006[23]）でも，かかりき峠断層を除く副次断層について記載されている。また，阿寺断層の周辺に分布する阿寺断層と直交する副次的な断層系について，右横ずれの運動が卓越しており，左横ずれ運動の阿寺断層との配置から水平面内での東西圧縮場での共役断層と考えられている（岡田ほか, 2006[23]）。

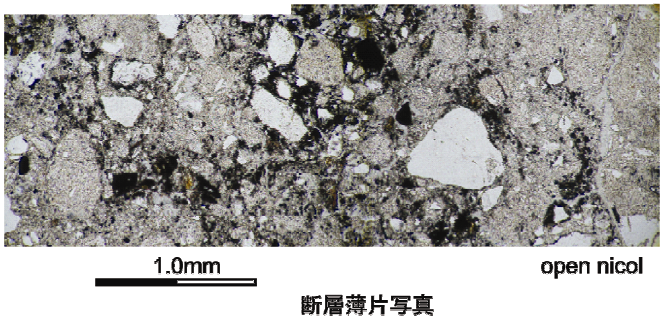
調査の結果，阿寺断層東側の鞍掛峠断層と若栃断層は，断層ガウジの幅はほとんど 50 cm 以下で断層粘土の幅も 10 cm 以下と，断層破砕帯としては小規模なものであった。特に若栃断層沿いでは，暗緑色の変質脈の姿勢が，NE - SW 走向で高角北傾斜が発達し（図 2.3-1），カタクレーサイトが発達する。変質脈は主に，ぶどう石，緑れん石，アクチノ閃石，緑泥石からなり，断層沿いにおける熱水活動を示唆している（丹羽ほか, 2007[24]）。

これに対し，阿寺断層西側の佐見断層と白川断層は，断層ガウジの幅が露頭単位で最大数 m の規模をもち，断層粘土の幅が 5～20 cm であった。特に白川断層沿いの破砕帯の走向はばらつきが大きいものの，傾斜はほぼ鉛直であることが多く，脆弱化した部分に沿って，細粒緻密な破砕岩片からなる剪断面が発達し，一部で複合面構造を示す（図 2.3-2）。また，カオリナイトからなる白色脈や，鉄水酸化物を主体とする褐色脈がしばしば発達する。これらの特徴から，脆弱化した部分は，断層破砕帯に沿って地表付近の酸化的な天水による変質を被ることにより形成されたことが示唆される（丹羽ほか, 2007[24]）。

以上のように活断層の判読されやすさや破砕帯の特徴から，各副次的な断層は，すべてが阿寺断層の共役断層として一様に活動しているわけではなく，それぞれが異なった形成過程を持つことが示唆される。しかしながら，断層主部の活動に伴う副次的な断層の活動の可能性など不明な点が残されている。したがって，断層主部と交差する地域とそこから離れた地域の変動地形や断層破砕帯との比較が必要であり，このための具体的な研究事例の蓄積が必要である。

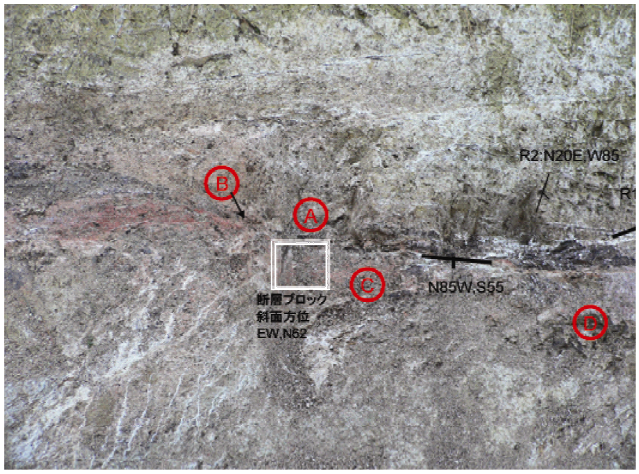
白枠：断層薄片試料



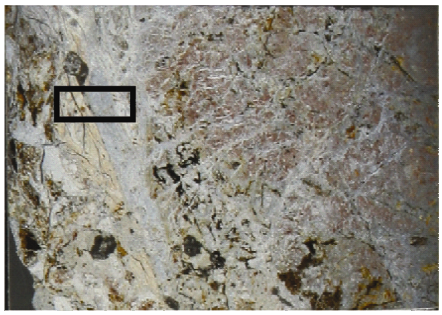


断層薄片写真

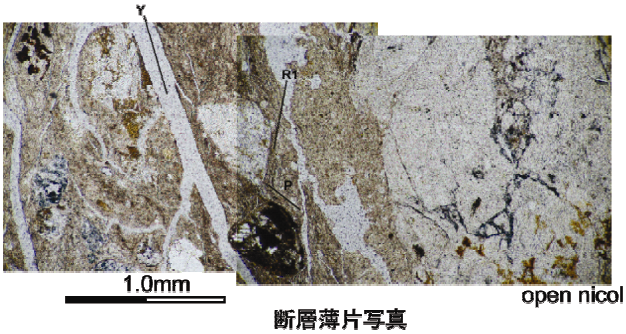
図 2.3-1　若栃断層の破砕帯



A: 白色部（断層面上盤）、B: 黒色部、C: 赤色部、
D: 断層下盤（新鮮部）、白枠：断層薄片試料



W:31mm, h:24mm　　太枠：断層薄片



断層薄片写真

図 2.3-2　白川断層の破砕帯

②断層変位の範囲を正確に認定するための解析手法

逆断層などの断層変位地形を認定することを目的として，空中レーザー計測（LiDAR）の解析技術を用いた事例について文献調査を行った。この空中レーザー計測は，分解能 1m 以下とされる標高値データの取得によって，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活断層の詳細な追跡など，活断層の幾何学的形状の解明に寄与している（例えば，Harding and Berghoff, 2000[25]; Nelson et al., 2002[26]; Haugerud et al., 2003[27]）。

国内では，Kondo et al.（2008）[28]が横ずれ断層である糸魚川 - 静岡構造線を対象に，都市化の進んだ松本市内で空中レーザー計測を行い，市街地を通る活断層の位置を明らかにしている。また，Kondo et al.（2008）[28]は空中レーザー計測から取得された DEM（Digital Elevation Model；数値標高モデル）を用いた地形断面から断層変位量（断層崖高）を示し，認定された断層崖を横断するボーリング調査から過去の活動様式について論じた。

また，中田ほか（2008）[29]では，逆断層である横手盆地東縁断層帯と横ずれ断層である阿寺断層で空中レーザー計測を行い，空中レーザー計測によって得られた詳細な DTM（Digital Terrain Model；数値地形モデル）を用いた地形断面を作成している。また，その DTM を用いた解析から横ずれ変位量を計測するなど，空中レーザー計測によって取得したデータの解析が活断層変位地形の把握や断層変位量計測に対して有効であることについて論じた。しかしながら，地表標高データを基に判読される微細な地形がどのように地震断層及び地震活動と関連しているのかなど不明な点も多く残されている。したがって，空中レーザー計測データと各種地形・地質データと照らし合わせた議論が必要であり，このための具体的な研究事例の蓄積が必要である。

3. 火山・地熱活動に関する研究

火山・地熱活動については，概要調査などによって対象地域における過去の噴火活動や熱水活動等の存在の有無を確認することが必要となることから，これらを調査するための技術が重要となる。また，地層処分の信頼性をさらに高めるためには，地層処分システムに重大な影響を及ぼすと想定される現象（例えば，断層活動，火成活動）の潜在的なリスクを排除する必要があり，このためには，対象地域の地下深部のマグマ・高温流体などの存在の有無をあらかじめ確認するための調査技術を整備していくことが重要となる。さらに，既存の火山・地熱活動の再開や新たな活動の発生などによる地質環境条件の変化を把握するため，長期予測の方法論やモデル化についての研究開発を進めるとともに，その成果を安全評価に反映させていくことが必要がある。特に，火山・地熱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ため（原子力安全委員会, 2002[9]），変動シナリオを念頭に置いた安全評価に際しては，これらのプロセスを考慮した将来の地質環境条件の変化を評価するための技術開発が重要となる。

これらを踏まえて，具体的には，以下の調査技術・解析手法の開発に取り組んでいる。

3.1　火山・熱水活動履歴の調査技術

3.2　地下深部のマグマ・高温流体などの調査技術

3.3　火山・地熱活動の長期予測・影響評価モデルの開発

3.1 火山・熱水活動履歴の調査技術

（1）課題と計画の概要

「最終処分法」[4]によると，精密調査地区の選定は，概要調査地区及びその周辺の地域において，地表踏査，物理探査，ボーリングなどによる調査（概要調査）によって「対象地層等において自然現象による地層の著しい変動が長期間生じていないこと」を確認することとされている。火山・地熱活動については，対象地域において過去の噴火活動や熱水活動などの存在の有無を確認することが必要となることから，これらを調査するための技術の整備を進めている。

また，原子力安全委員会（2002）[9]によると「第四紀に活動したことのある火山の有無に関する判断が文献調査からできない場合は，概要調査あるいはそれ以降の調査において，検討する必要がある」ことが示されている。第四紀火山の認定については，K-Ar 法やフィッション・トラック（FT）法などの放射年代測定によって噴出物の年代を決定する手法を主体とする。それぞれの年代測定法の適用条件や問題点などについては，金沢ほか（2005）[30]などによって整理が行われている。さらに，放射年代測定法を補完するため，原子力機構では，テフロクロノロジーによる噴火史の編纂手法（多量屈折率測定地質解析法）を提示するとともに，本手法が更新世後期～完新世の編年に有効な手法であることを確認している（古澤, 2004[31]; 梅田・古澤, 2004[32]）。

一方，マグマなどの高温物質から放出される熱エネルギーや火山ガスなどによって，その周辺では地温の上昇のほか，熱水対流系の形成，地下水や岩石の化学組成の変化などの現象が想定される。そのため，概要調査に際しては，過去に生じた上記の現象の痕跡の有無を確認するための調査技術を整備していくことが重要となる。これについては，鉱物の絶対年代とその閉鎖温度（地質温度計）を利用した熱年代学的な手法によって，過去の古地温・熱水系を復元するための調査技術の開発に取り組んでいる。平成 19 年度については，非火山地帯の熱水変質帯を事例にした熱履歴の解析手法の検討を実施した。また，低温（～100 ℃）かつ第四紀の地質試料に適用できる熱年代学手法を確立するため，ウラン･トリウム･ヘリウム（(U-Th)/He）年代測定システムの

開発を引き続き進めた。

（2）成果の概要

①非火山性熱水鉱床を利用した熱履歴解析手法などの整備

現在の紀伊半島は西南日本弧の前弧域に位置しており，鮮新世以降には火山活動が生じていないが，紀伊半島南部の本宮地域や十津川地域では温泉活動が現在も活発に見られ，湯の峰や川湯，上湯，湯泉地などといった高温（＞42 ℃）の温泉が分布している（金原, 2005[33]）ほか，本宮地域の周辺には熱水変質帯や鉱化変質も認められている（新エネルギー・産業技術総合開発機構, 1994[34]）。

本宮地域の地熱活動は，千数百万年前の大規模珪長質火山活動に伴う比較的規模の大きい熱水活動の後，最近（数十～数万年前）になって新たに生じたと考えられてきた（新エネルギー・産業技術総合開発機構, 1994[34]）。そのため，花室ほか（2008a）[35]は，K-Ar 法，FT 法，熱ルミネッセンス（TL）法など，複数の放射年代測定法を利用した熱年代学的アプローチによって，現在生じている熱水活動は，少なくとも約 6 Ma までさかのぼる現象であることを明らかにした。以上のことから，紀伊半島の熱水活動は，新たな火山活動の発生に伴うものではなく（例えば, Seno et al., 2001[36]），約 6 Ma 以降のフィリピン海プレートの沈み込みの開始時期から継続している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が示唆される。

さらに，火山性の熱水活動と非火山性の熱水活動が地質環境に及ぼす影響を評価するための基盤情報を得るため，変質鉱物中に含まれる流体包有物のマイクロサーモメトリを行い，地下深部での熱水の温度や化学的性状の推定を試みた。対象とした試料は，温泉付近の変質岩，本宮地域の変質帯の変質岩及び鉱脈鉱床周辺の変質岩である（図 3.1-1）。

流体包有物の均質化温度及び塩濃度データから，紀伊半島南部地域では，極低温・低塩濃度の温泉活動に伴うもの，低温・低塩濃度の本宮地域の変質帯に伴うもの，高温・高塩濃度の銅・鉛・亜鉛などの鉱化を伴うものなど，複数の異なる流体が変質に関与していると考えられる（図 3.1-2）。年代測定結果（花室ほか, 2008b[37]）と比較すると，極低温・低塩濃度の温泉活動に伴うもの（上湯）は約 6 Ma，高温・高塩濃度の銅・鉛・亜鉛などの鉱化を伴うものは 14 Ma 頃（平治川）と 25 Ma 頃（今西）に対応している（花室ほか, 2008c[38]）。

温泉付近の変質岩の流体包有物と，温泉ガスのヘリウム・ネオン同位体比の分析結果から，上湯及び湯泉地では流体包有物と温泉ガスのヘリウム・ネオン同位体比が，マントル・地殻・大気の三つの端成分を考えた場合にほぼ同様の割合を示しており（Umeda et al., 2007a[39]），流体包有物を形成した低温地熱活動と現在の高温泉の活動に同一起源の流体が関与している可能性が考えられる（図 3.1-3）。流体包有物のヘリウム同位体比のデータからは，大気程度から高いものと大気より低い値を示すものがみられた（図 3.1-3）。前者は深部流体など，高い $^{3}He/^{4}He$ 比をもつヘリウムガスの寄与が考えられ，高温泉，本宮地域の変質帯や妙法，円満寺など，熊野酸性火成岩類の分布域に近い地域に分布する銅などを含む鉱床地域のデータに対応している。一方，後者は今西，鉛山，高津の各鉱床地域のデータが対応しており，深層地下水の関与が考えられる。これらの結果から，少なくとも 25 Ma 頃の今西鉱床の鉱化，14 Ma 頃の平治川の鉱化，約 6 Ma の上湯の低温地熱活動と現在の高温泉の活動が認められ，このうち，14 Ma 頃以降の流体では高い $^{3}He/^{4}He$ 比をもつヘリウムガスの寄与が考えられることがわかった（花室ほか, 2008c[38]）。

以上のように，複数の年代測定手法を組み合わせることにより，紀伊半島南部地域を事例として，熱水変質帯の形成年代を把握することが可能であることを示した。また，流体包有物のマイクロサーモメトリによって，地下深部の熱水の温度や化学的性状を明らかにすることができ，これらの現象が生じた場合の地質環境条件の変化の幅を推定する際の基盤情報が得られた。

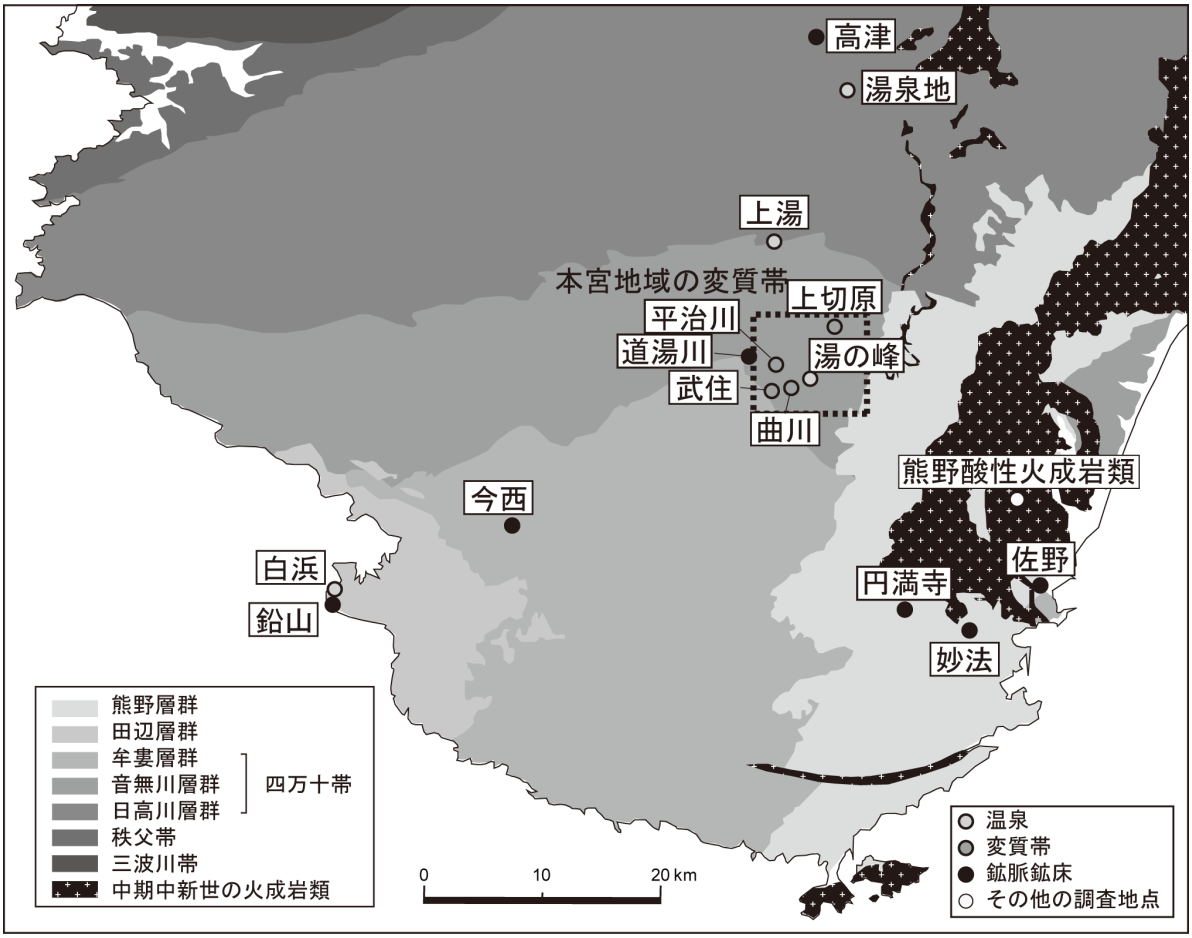


図 3.1-1　紀伊半島南部地域の地質と試料採取地点（AIST, 2003[40]に加筆）

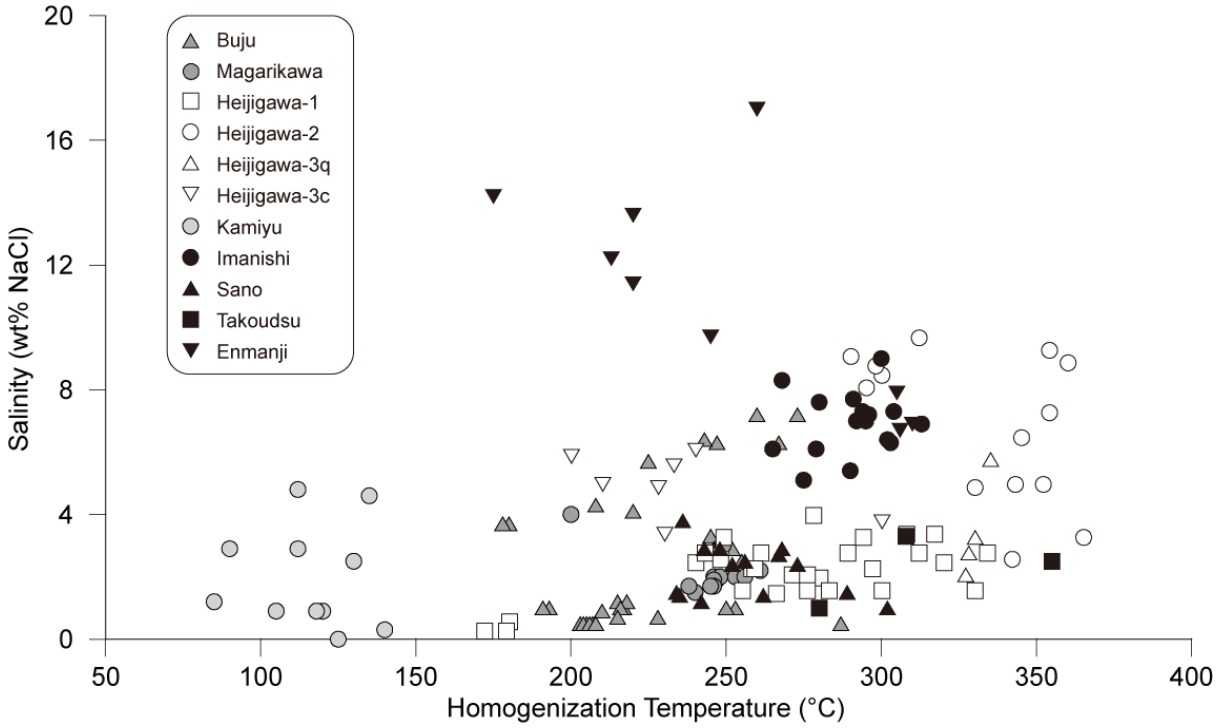
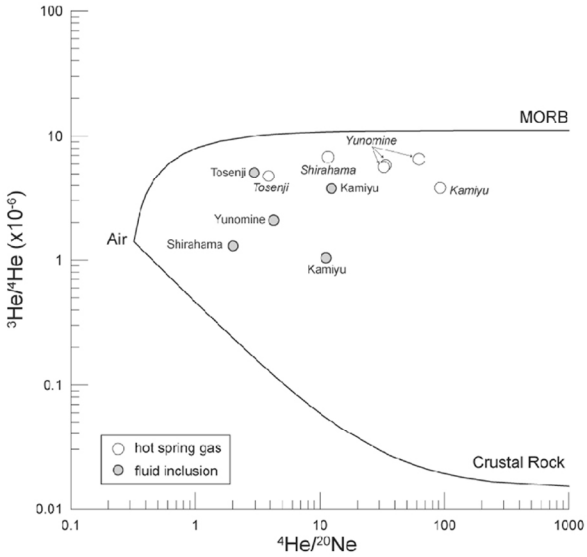


図 3.1-2　流体包有物の均質化温度と塩濃度の分布（凡例の色分けは，図 3.1-1 と同様）

	$^{4}He/^{20}Ne$	$^{3}He/^{4}He$ (x 10^{-6})
Air	0.32	1.4
MORB	1,000	11
Crustal Rock	1,000	0.015



Hot spring data ; Nagao et al. (1981) [41]; Sano and Wakita (1985) [42]; 坂田ほか (1987) [43]; Matsumoto et al. (2003) [44]; Umeda et al. (2007b) [45].

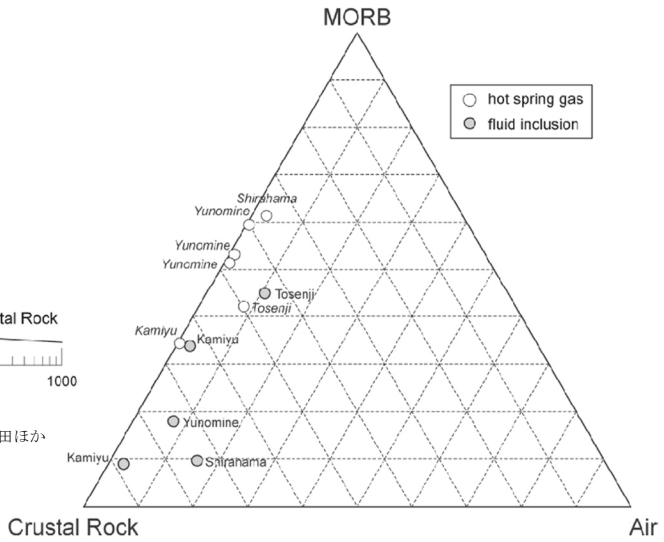


図 3.1-3　流体包有物と温泉ガス中のヘリウム・ネオン同位体比

②(U-Th)/He 年代測定システムの構築

(U-Th)/He 年代測定システムを構築し，地質試料に対して測定手順や年代較正法などを確立することにより，非火山性の熱水活動に伴う低温領域（100 ℃程度）での熱的イベントを対象とした熱履歴解析を行うことが可能となる。さらに，本システムの実用化により，断層活動の年代や内陸部の隆起・侵食量などの推定にも応用することが可能であり，地質環境の長期安定性を評価する上で有用な情報を提供することができる。なお，本研究は，先行基礎工学研究として平成 18 年度より 3 年間の計画で実施しているものである。このうち，ジルコンについては，年代測定の実用化の見通しが得られた。

以下に，年代測定法の原理とこれまでに構築した測定手順及び標準年代試料の測定結果を述べる。(U-Th)/He 年代測定法は，鉱物中の ^{4}He を U，Th の α 壊変による娘核種と見なして年代測定を行う手法であり，Zeitler et al.（1987）[46]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 ℃，ジルコンで 180 ℃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）原子炉や大掛かりな専用質量分析計が必要ないこと，などが挙げられる。現在，本測定方法は，（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などに対して多く用いられている。また，（4），（5）の特徴から本測定方法は若い年代測定に適していると言えることから，これらの最新イベントの研究においても有効と思われる。

年代方程式は（1）式で表されるが，α 粒子は親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。このため，observed ^{4}He に対して求められる Raw age を，結晶の体積表面積比を元にした補正項 Ft により補正する。補正式は（2）式となる（Farley et al., 1996[47]）。

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

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

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

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，200 Ma 未満の実際の年代については Wolf et al.（1998）[48]の近似に基づき計算した。

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 ℃，ジルコン：約 1,350 ℃）で脱ガスし，希ガス質量分析装置により He を定量するとともに，脱ガス後の試料を酸やアルカリで溶解し，ICP 質量分析装置により U，Th を定量する。平成 19 年度は，レーザー照射装置の制御を一部自動化して He 定量の効率化を図るとともに，U，Th についても測定手順の最適化を行った。また，これを用いて国際年代標準試料の測定を行い，測定結果について検討した。

He 測定は，1～4 個の鉱物結晶を白金箔で包んだ試料を真空チャンバー内の試料ホルダーにセットしてレーザーを照射することにより加熱し，脱ガスを行う。赤外放射温度計と制御装置を導入し，試料の温度を監視しながら自動的にレーザー出力を制御する（図 3.1-4）。これにより加熱温度の安定性・再現性が向上すると同時に，加熱中に質量分析装置の調整やデータ整理を行うなど，作業効率が向上した。

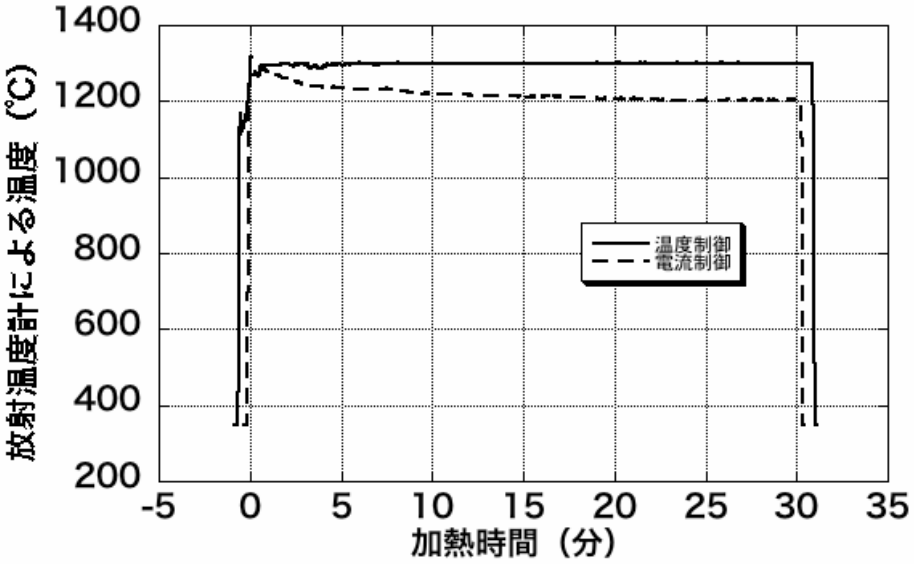


図 3.1-4　制御法による温度安定性
（温度制御は 1,300 ℃，電流制御は 15 A でいずれも 30 分加熱）

U，Th の分析については，脱ガスした試料を融剤（$LiBO_2$）とともに蛍光 X 線分析（XRF）用の試料溶融装置（ビードサンプラ）でガラス化し（ジルコンのみ），フッ酸で溶液化してから蒸散させ，最終的に希硝酸溶液とし，原子力機構が保有する四重極 ICP 質量分析装置で検量線法により ^{238}U と ^{232}Th を定量する。ジルコン溶液については融剤によるマトリクス効果が見込まれるため，標準溶液についてマトリクスマッチングを行っている。また，マトリクス効果及びブランクの上昇の要因となる融剤の使用量を可能な限り減らすため，ビードサンプラでのガラス化にあたって，本来のるつぼの内側にセットする小型るつぼとホルダーを導入した。

以下に国際年代標準試料として広く用いられる Fish Canyon Tuff 中のジルコン（FC3）の測定結果を示す（表 3.1-1；山田ほか, 2008[49]）。ここで得られた 29.6±3.7 Ma（1 SD）に対し，このジルコンの推奨年代値は 28.6±1.4 Ma（1 SD）（Tagami et al., 2003[50]）であり，ややばらつきがあるものの中心値は良く一致している。なお, U, Th, He の測定誤差に起因するばらつきは 5%程度と推定され，10%強というばらつきの原因はジルコン自体の粒子ごとの Ft のばらつきによるものと考えられる。

表 3.1-1　Fish Canyon Tuff 中のジルコン（FC3）の測定結果

Sample	Length 1	Length 2	Width 1	Width 2	Mass (ug)	U (ppm	Th (ppm	4He (ncc/m	RE (%)	Ft	Age (Ma) Raw	Age (Ma) Corrected	
FCT0814#1	430	305	116	108	20.3	373	201	1271	0.5	0.83	24.9	30.0	
FCT0814#2	430	300	136	134	29.3	323	150	1287	0.1	0.85	29.6	34.7	
#070814-5	210	125	82	76	4.6	104	10	283	0.3	0.75	21.8	29.2	
#070814-6	182	112	84	84	4.6	335	227	1242	0.1	0.75	26.3	35.0	
#080418-1	225	155	86	78	5.6	495	238	1346	0.4	0.76	20.1	26.5	
FCT080604-2	230	170	74	72	4.7	324	177	885	0.4	0.74	19.9	27.0	
FCT080605-1	230	130	86	86	5.9	247	179	659	1.2	0.76	18.8	24.6	1 stdev (%)
											Average	29.6	13

③ 多量屈折率測定地質解析法による編年の適用性の検討

1980 年代にかけて広域的な降下テフラを鍵層とした火山灰編年学の基礎が確立され, 最近では新たな屈折率測定装置の開発により測定精度や速度が飛躍的に向上し，大量のテフラ起源粒子の屈折率の統計的な解析法（Refractive Index Physical Labor Method（以下,「RIPL 法」）：古澤, 2004[31]）により，いくつかの後期更新世の火山の噴火史の編年が試みられてきた（例えば，古澤・梅田, 2000[51]）。さらに，梅田・古澤（2004）[32]は，前期～中期更新世の火山の一つであるむつ燧岳火山について RIPL 法を適用し，最終期の活動に伴う火砕流堆積物が酸素同位体ステージ（MIS）10～MIS8 のある時期（三十数万年前）に噴出したと推定した。しかしながら，この火砕流堆積物の原面の開析は著しく，火山地形学的には，より古い時代に形成された可能性も残されている。本研究では，RIPL 法による前期～中期更新世の噴火史の編年の妥当性を検討するため，通常の 3～4 倍のジルコンを用いた FT 年代測定を実施し，当該堆積物の形成年代の推定を試みた（梅田・檀原, 2008[52]）。

FT 年代測定結果を表 3.1-2 に示す。なお, 外来結晶混入の有無については，χ^2 検定（Galbraith, 1981[53]）により統計的に同一年代集団に属するかどうかを有意水準 5 %で判定し，失格した場合には，個々の粒子の χ^2 値のうち，外来結晶の可能性が高い粒子年代が古いものから順に検定に合格するまで除外して年代値を再計算した。2006gone-1 及び 2006gone-2a については，測定可能なジルコン結晶を，それぞれ，35 粒子及び 107 粒子を抽出した。1 粒子あたりの自発 FT 数が少ないためばらつくものの，χ^2 検定に合格した。そのため，同一年代集団に属するものと見なし，0.81±0.14 Ma 及び 0.77±0.10 Ma という年代値を得た。2006gone-3a については，測定可能な 73 粒子を対象に，測定を行った。データのばらつきが大きく χ^2 検定に失格したが，20 粒

子を除外したところで合格した。これらを同一年代集団に属するものと見なし，3.0±0.3 Ma という年代値を得た。2006gone-4 から抽出した 87 粒子もばらつきが大きく χ^2 検定に失格した。これらについても粒子年代が古い 4 粒子を除外したところで χ^2 検定に合格し，2.6±0.2 Ma という値を得た。

FT 年代測定の結果，佐藤ヶ平火砕流堆積物と高橋川火砕流堆積物の年代は誤差の範囲で一致する。しかしながら，両者の間には火山性土壌を挟むことや地形の侵食状況が異なることから，一定の時間間隙があったことが示唆される。また，火砕流堆積物の溶結部の古地磁気測定によると，佐藤ヶ平火砕流堆積物が正帯磁を示すのに対して，高橋川火砕流堆積物は逆帯磁を示す（星，私信）。以上のことから両者は，更新世前期と中期の境界付近（ブルン正帯磁クロン・マツヤマ逆帯磁クロン境界付近）に活動したものと考えられる。以上のことから佐藤ヶ平火砕流堆積物及び高橋川火砕流堆積物は，梅田・古澤（2004）[32]が RIPL 法で推定した MIS10～MIS8 頃よりもさらに古い時代に噴出した可能性が高い。前述のとおり，梅田・古澤（2004）[32]は，火砕流堆積物の下位のレス中に含まれるテフラ層と MIS10 に形成された河成段丘堆積物（桑原・山崎, 2001[54]）を覆うレス中から同じテフラ層を識別し，火砕流堆積物の噴出年代を推定している。そのため，今回の結果は，この河成段丘堆積物が MIS10 よりさらに古い時代に形成されたことを示唆する。一方，基盤の大畑層の最上位の火砕流堆積物と降下軽石層の FT 年代も誤差の範囲で一致しており，大畑層は，後期鮮新世に形成されたものと考えられる。

表 3.1-2　FT 年代測定結果

Sample no.	Name	Number of grains	Spontaneous tracks		Induced tracks		Dosimeter		Pr (χ^2) (%)	U (ppm)	Age ± 1 σ
			ρ_s (cm^{-2})	N_s	ρ_i (cm^{-2})	N_i	ρ_d ($\times 10^4$ cm^{-2})	N_d			
2006gone-1	Satogadaira P.	35	7.05×10^4	35	2.23×10^6	1109	7.294	3501	52	250	0.81 ± 0.14
2006gone-2a	Takahashigawa P.	106	1.93×10^4	62	6.41×10^6	2054	7.321	3514	26	70	0.77 ± 0.10
2006gone-3a	Ohata Fm.	53	1.77×10^4	151	1.52×10^6	1297	7.363	3534	27	170	3.0 ± 0.3
2006gone-4	Ohata Fm.	83	1.34×10^4	186	1.34×10^6	1856	7.377	3541	30	150	2.6 ± 0.2

3.2　地下深部のマグマ・高温流体などの調査技術

（1）課題と計画の概要

概要調査に際しては，対象地域やその周辺において，第四紀火山や過去の熱水活動などの痕跡を確認するための技術のほか，将来，地層処分システムに重大な影響を及ぼすと想定される現象（例えば，断層活動，火成活動）の潜在的なリスクを排除するため，地下深部のマグマ・高温流体などの存在の有無を把握するための調査技術を整備していくことが重要である。そのため，原子力機構では，地震波速度構造，比抵抗構造，希ガス同位体などといった地球物理学的，地球化学的データを用いた総合的な調査・解析手法の構築を目指している（例えば，Umeda et al., 2007c[55]）。このうち，平成 19 年度については，沿岸域における地磁気・地電流法（Magnetotelluric Method（以下，「MT 法」）の二次元構造解析の適用条件と問題点などを能登半島を事例に検討するとともに，三次元比抵抗構造解析を試みた。また，地球化学的手法を組み合わせることにより，朝日山地及び能登半島の非火山性の熱水活動の熱源の推定を行った。

（2）成果の概要

①沿岸域における二次元比抵抗解析の評価及び三次元比抵抗解析の適用

MT 法は，近年盛んに地熱・石油などの資源探査に用いられているが，一方で地殻・上部マン

トルの構造に関する地球物理学的な研究にも用いられている。また，近年では，火山下の深部構造の解析にも用いられるようになり，マグマ溜りの構造やこれに関連する流体の分布などを把握するための有効な手法の一つと考えられている（浅森・梅田, 2005[56]）。一方，市街地や鉄道などから生じる人工ノイズ，沿岸域における海水，複雑な地質構造や地形によって生じるガルバニック･ディストーション（galvanic distortion）などは，比抵抗構造解析に影響を及ぼすことが知られており，MT 法をより汎用性の高い手法として確立するためにも，これらの問題点を改善していく必要がある。

人工ノイズの低減（S/N 比（シグナル/ノイズ比）の向上）については，これまでに，見掛比抵抗曲線の勾配と位相の相関関係（dispersion relationships）を考慮した観測データの自動スタッキング法（JAEA スタッキング）を開発した（特許出願中）。これにより，従来の観測データから解析に用いる高品質なデータセットを得ることが可能となり，解析結果の信頼性が飛躍的に向上した（根木ほか, 2007[57]）。さらに，平成 19 年度は，沿岸域における複雑な海岸線や低比抵抗の海水の影響を検討するため，能登半島において MT 法の観測を行い，二次元比抵抗解析コードを用いた深部比抵抗構造の推定，フォワードモデルによる海が二次元比抵抗構造に及ぼす影響の検討，三次元比抵抗解析コードを用いた深部比抵抗構造の推定などを試みた。

地磁気・地電流の観測は，図 3.2-1 に示す能登半島を北北西 - 南南東に横切る全長約 50 km の測線に配置した 11 の観測点において行った。観測期間中は，自然信号強度が弱く，かつ直流電車，市街地に伴う電灯線・高圧線に起因すると考えられるノイズが大きく，S/N 比の高いデータは得られなかった。このため，全てのデータに対し， JAEA スタッキングによる処理を行った。図 3.2-2 に従来のデータ編集ソフトを用いたデータ処理結果と，JAEA スタッキングを用いたデータ処理結果を比較して示す。従来のデータ編集ソフトにより得られた結果は，観測誤差が大きく，見掛比抵抗や位相の周波数に対する連続性も不十分であり，曲線の傾向を把握できないが，JAEA スタッキングによって，連続性の高い見掛比抵抗曲線及び位相曲線が得られた。XY モード（海岸線に直交する電場と，それに垂直な方向の磁場）の見掛比抵抗は，1 Hz 付近より単調増加，位相差は小さくなる傾向を示し，YX モード（海岸線と平行な電場，それに垂直な方向の磁場）の見掛比抵抗と位相差は，1～0.001 Hz 付近でそれぞれ低見掛比抵抗，高位相差となる傾向を示す。

本地域の大局的な比抵抗構造の二次元性を推定するため，Groom and Bailey（1989）[58] に基づくテンソル分解を行い得られた比抵抗構造の走向の推定値を周波数帯ごとにローズ・ダイアグラムによって示した（図 3.2-3）。推定された走向は直交する 2 方向が得られるので，本地域では，N80°E 若しくは N10°W の方向に走向が卓越するものと考えられる。なお，能登半島の東西の海岸線は，ほぼ N10°W 方向であり，推定された二次元構造の走向は海の影響による可能性も考えられる。

そこで，海岸線の方向とほぼ直交する方向である N80°E を二次元構造の走向方向と仮定し，海の影響が少ない YX モードのみを用いて二次元解析を行った結果を図 3.2-5 (a)に示す。地下 1～2 km の低比抵抗層とその下の高比抵抗層は，能登半島に分布する中新統～鮮新統及び基盤の花崗岩類を反映すると考えられるが，地下 10 km 以深には不連続な低比抵抗体が認められる。図 3.2-5 (b)に本解析結果の不確かさを示す。ここで示した不確かさは，拘束条件と繰り返し計算に対する解の変動を数値化したものであり（根木ほか, 2008[59]），図 3.2-5 (b)は比抵抗構造解析結果の不確かさを表したものである。本解析結果においては，10 を底とする対数比抵抗値に対して 0.5 以上の不確かさを持つ領域が卓越している。この原因として，本データは二次元性の仮定が成立していないことが考えられる。このことから，本地域において推定された二次元構造は N10°W 方向に伸びる海岸線を持つ海の影響による可能性が高い。

そこで，図 3.2-4 に示す単純な半島地形のモデルを作成し，測点付近に海がある場合の見掛比抵抗・位相差曲線への影響を計算した。なお，モデルでは，半島の幅を 23.3 km，海底深度を両側 200 m，海水の比抵抗 0.3 Ω･m とし，地殻の比抵抗については 10 Ω･m 均質と，100 Ω･m 均質の 2 種類を考えた。さらに，海岸線に直交する方向を X 方向，平行な方向を Y 方向とした。図 3.2-4 にモデル計算結果を示す。地殻の比抵抗が 10 Ω･m 均質モデルでは海の影響は小さいが，100 Ω･m 均質モデルでは海の影響が強い。XY モードでは，1 Hz 前後から低周波数側で，見掛比抵抗は単調増加，位相差は小さくなる傾向が認められる。これに対し，YX モードでは，1～0.001 Hz 付近で低見掛比抵抗，高位相が認められる。本モデル計算結果の曲線の特徴は，図 3.2-2 に示した見掛比抵抗・位相差曲線に類似している。

本結果から，測線と平行に存在する海の影響は，XY・YX 両モード共に低周波数側に現れ，海岸線と直交方向電場による XY モードでは高比抵抗側に強く歪み，YX モードでは低比抵抗側にわずかに歪むことが分かる。このことから，このようなデータを用いて二次元解析を行う場合は，曲線の歪みの程度から考えると，YX モードのみで解析することが望ましいと言えるが，能登半島のような地殻の比抵抗が高い地域では，YX モードの歪みも強く，深部比抵抗構造の把握に必要な低周波数帯において二次元性を仮定することは非常に困難であるものと考えられる。

以上より，本地域のデータは三次元性の考慮なしには解析できないものと考えられるため，Sasaki（2004）[60]による三次元 MT 法インバージョン・コードを使用し，三次元解析を試みた。二次元解析結果との比較のため，インピーダンスのローテーションは，X 方向を N10°W，Y 方向を N80°E とした。フォワード計算のグリッドは 54×42×31，インバージョン・モデルのブロック数は 810 個（10×9×9）とした。入力データは，対角項の見掛比抵抗と位相差に対してロバスト・スムージング処理（根木ほか, 2007[57]）を行ったものを使用し，0.001～20 Hz までの 20 周波数を用いた。初期値は見掛比抵抗値の対数平均である 35 Ω･m とした。図 3.2-6(a)，図 3.2-6(b)に三次元比抵抗構造の解析結果を示す（Umeda et al., 2009[61]）。なお，イタレーションは 7 回行い，RMS＝0.23 にてほぼ解は収束したものと判断した。

比抵抗鳥瞰図（図 3.2-6 (a)）によると，能登半島の東側及び西側の表層に海水に起因する低比抵抗領域が再現されている。特に，海底の平均深度が 700 m である富山湾が位置する能登半島の東側は，海底深度が 100 m 程度である西側よりも比抵抗が低く，上下の厚みもあり，実際の海の深度と定性的であるが調和的である。また，図 3.2-6 (a)中に破線で囲んだ領域に認められる高比抵抗領域及び図 3.2-6 (b)中に破線で示した高比抵抗領域の盛り上がりは，図 3.2-6 (c)中に破線で囲んだ高ブーゲ異常の位置に一致する。能登半島では基盤の花崗岩類を新第三系が覆っているが，一般に，深成岩は堆積岩よりも密度が大きいことから，ブーゲ異常は花崗岩の分布が反映されているものと考えられる。本異常域には石動山地が位置するが，片川ほか（2002）[62]は石動山地において，花崗岩類を基盤とした重力基盤面の分布上に長さ 10 km 程度の地塊構造を見出している。なお，火成岩類の比抵抗は一般に数千～100,000 Ω・m を示すのに対し，堆積岩類は 1～1,000 Ω・m を示す。このことからも，石動山地においては，花崗岩類による基盤面の盛り上がりの存在が推定される。

以上より，能登半島のように測線が沿岸域に位置し，かつ，地殻の比抵抗が高い地域における MT 法データは，数 km 以深の比抵抗構造を把握するために必要な低周波帯の見掛比抵抗及び位相差曲線の歪みが大きいため，二次元解析による比抵抗構造解析はできなかったが，三次元 MT 法インバージョン・コード（Sasaki, 2004[60]）を使用することで，地質や重力データとの整合性が良い解析結果を得ることができた。

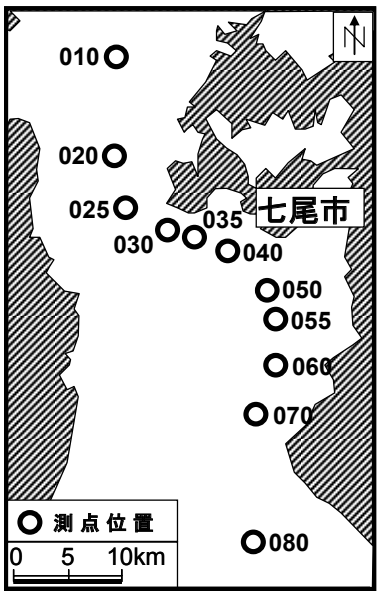


図 3.2-1　測点位置

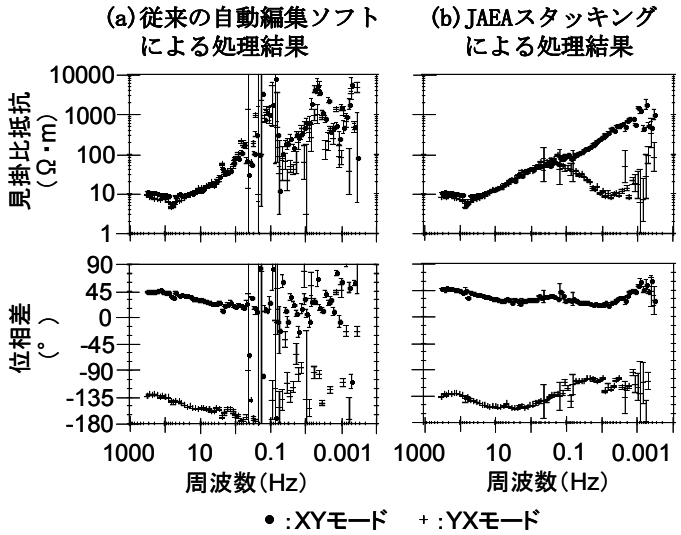


図 3.2-2　データ処理結果例（測点 055）

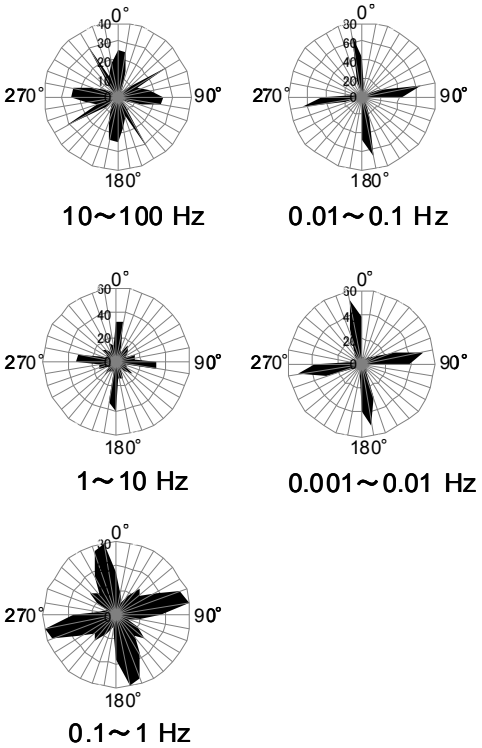


図 3.2-3　周波数帯別の構造走向図

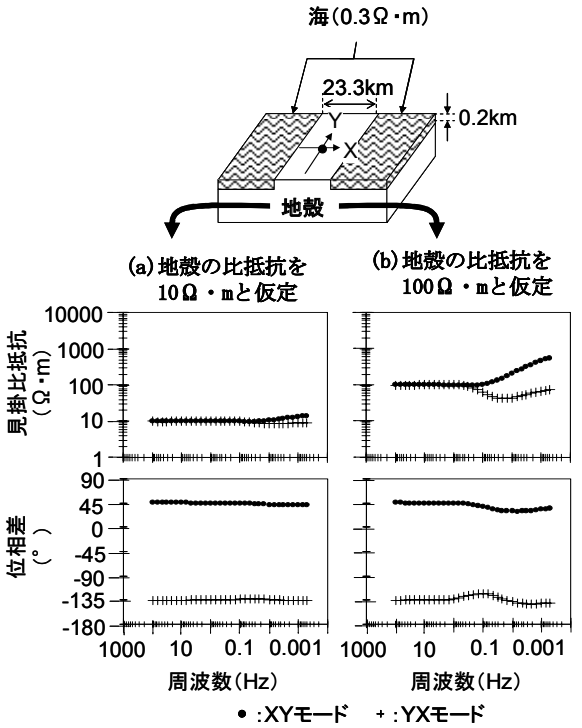


図 3.2-4　半島地形モデルによる理論計算結果

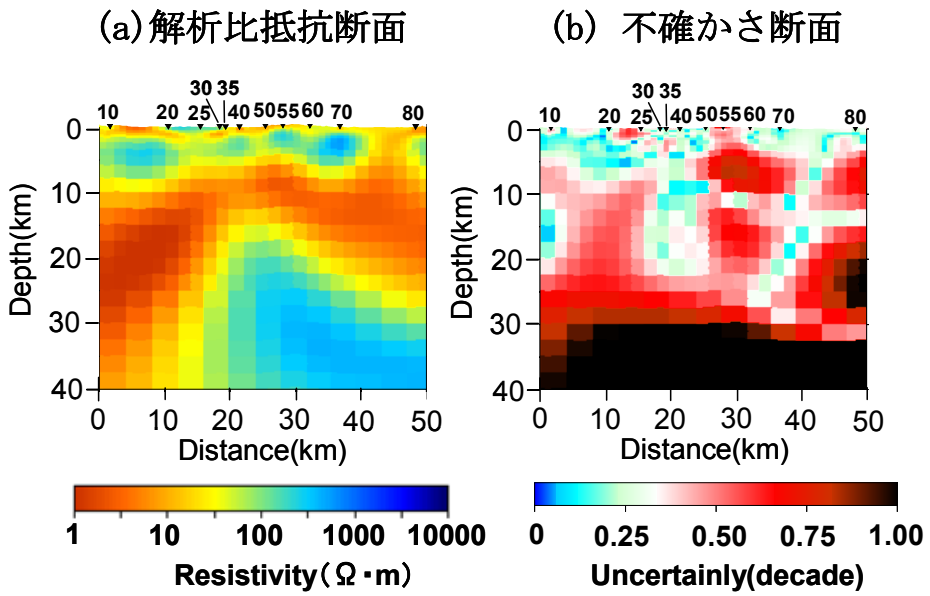


図 3.2-5　二次元解析結果

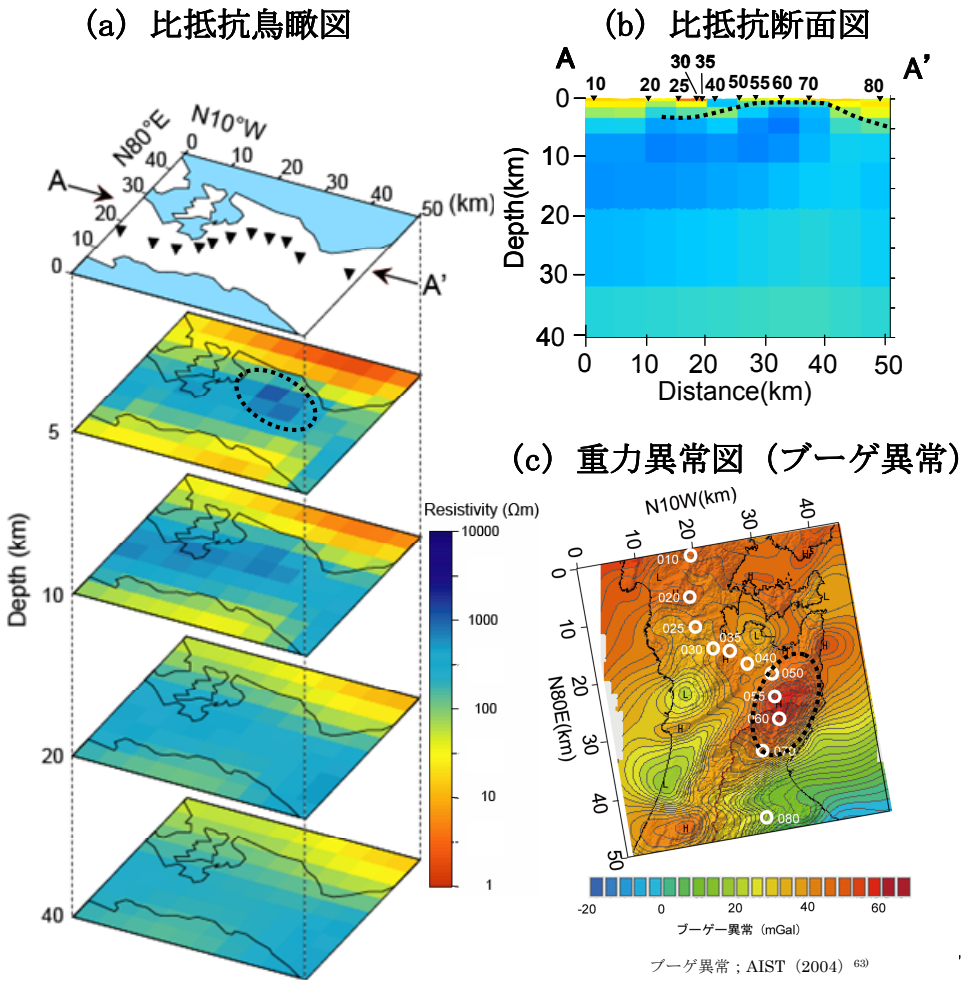


図 3.2-6　三次元解析結果

②地球化学データに基づく評価手法の検討

朝日山地は，新潟 - 山形県境のジュラ紀の堆積岩類，白亜紀から古第三紀の花崗岩類からなり（最高点；大朝日岳標高1,870 m，図3.2-7(b)），第四紀に急激に隆起したと考えられている（宮内ほか, 2004[64]）。また，朝日山地東部の下部地殻～上部マントル（地下20 km～35 km）には低比抵抗体が存在し，その縁辺部で深部低周波微動地震が発生している（二ノ宮ほか, 2007[65]）。今回，これらの低比抵抗体の原因を明らかにするため，朝日山地の温泉ガスの希ガス同位体の測定を実施した。朝日山地で得られた高いヘリウム同位体比は, 東北日本の火山ガスの値に匹敵し，Umeda et al.（2007c）[55]の第四紀火山岩とグリーンタフに由来するヘリウム同位体比を判別する基準である3.8 Ra（1 Ra＝1.4×10^{-6}）を大きく超えることから，温泉ガスのヘリウムには，マグマ起源のマントル・ヘリウムが付加されていることが示唆される。以上のことから，朝日山地下の低比抵抗体は，マグマ，あるいはそれに関連する流体と考えられ，第四紀の急激な隆起もマグマの貫入によって生じた可能性が示唆される（Ninomiya et al., 2008[66]）。今回，さらに，活構造と非火山性の熱水活動の関連性を検討するため，朝日山地東部の活断層（山形盆地断層帯，長井盆地西縁断層帯）沿いの温泉ガスの希ガス同位体も併せて測定した（図3.2-7(b)）。今回分析した温泉は，二ノ宮ほか（2007）[65]のMT探査測線東部に分布するものである（図3.2-7(b)）。温泉ガスのヘリウム同位体比は，山形盆地断層帯近傍で高く（＞5.4 Ra），長井盆地西縁断層帯近傍で低い（1.6 Ra）結果が得られた（図3.2-7(b)）。地震活動が活発な山形盆地断層帯では，温泉の泉温も高いことから，断層沿いに地下深部の熱やマントル・ヘリウムが効率的に輸送されている可能性がある。一方，地震の活動が比較的低調な長井盆地西縁断層帯では，泉温も低く，断層が深部の物質の上昇に寄与していないことが示唆される（二ノ宮ほか, 2008[67]）。

能登半島の地質は，下部～中部中新統及び鮮新統を主体とし，これらが先新第三系の飛騨変成岩，船津花崗岩類を覆っている（図3.2-7(c)）。このうち，下部中新統は主に火山岩類からなる，いわゆるグリーンタフである。能登半島の温泉は，主に第四紀以降に形成したと考えられる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（片川ほか, 2005[68]）。能登半島の広域的な地温勾配は40 ℃/km以上と比較的高く，和倉（95 ℃），栄和（60 ℃），湯川（51 ℃）などの高温泉も多く存在する。能登半島地域については，広域的なヘリウム同位体比の特徴を明らかにするため，半島全域の12の温泉を対象に温泉水・ガスを採取し，ヘリウム同位体比の測定を行った（図3.2-7(c)）。能登半島に分布する殆どの温泉のヘリウム同位体比は，大気と同程度あるいはそれ以下の値（0.03～1.2 Ra） を示すことから，伏在的な火成活動（例えば，Umeda et al., 2006b[69]）やスラブ起源の流体の上昇（例えば，Matsumoto et al., 2003[44]）などに由来するようなマントル・ヘリウムの寄与は小さいと考えられる（図3.2-7(c)）。また，能登半島のヘリウム同位体比の低い高温泉の遊離ガスはヘリウム濃度が極めて高いこと（～0.4 vol.%）や基盤の船津花崗岩類中には放射性鉱物を含むペグマタイトが認められることなどから，これらの温泉の熱源は，マントルからの熱に加えて，基盤岩中に含まれるU，Th，K の放射壊変によって生じた熱によって温められた流体（例えば，Brugger et al., 2005[70]）が活構造帯に規制され局所的に上昇した可能性が考えられる（Umeda et al., 2009[61]）（図3.2-8）。

一方，半島北縁部の門前じんのび（2.3 Ra），よしが浦（2.9 Ra）のヘリウム同位体比は，その他の温泉に比べて有意に高いヘリウム同位体比を示す（図3.2-7(c)）。これらの温泉は北縁の活構造帯（岡村, 2007[71]）に位置しており，2007年3月25日に発生した2007年能登半島地震（Mj 6.9）や1993年能登沖地震（Mj 6.6）の震源域に近接している。これらの地震は，深部流体の上昇に伴って引き起こされた可能性が指摘されている（Kato et al., 2008[72]）。そのため，この地域のやや高いヘリウム同位体比は，深部流体を起源とするマントル・ヘリウムが温泉ガスに寄与した可能性も考えられる（図3.2-8）。以上のことから，断層周辺のヘリウム同位体比は，断層の存在，

活動性，成熟度などと関連していることが予想され，今後，明瞭な変動地形を有さない活断層や伏在活断層の調査に応用できる可能性が示唆される（Umeda et al., 2009[61]）。

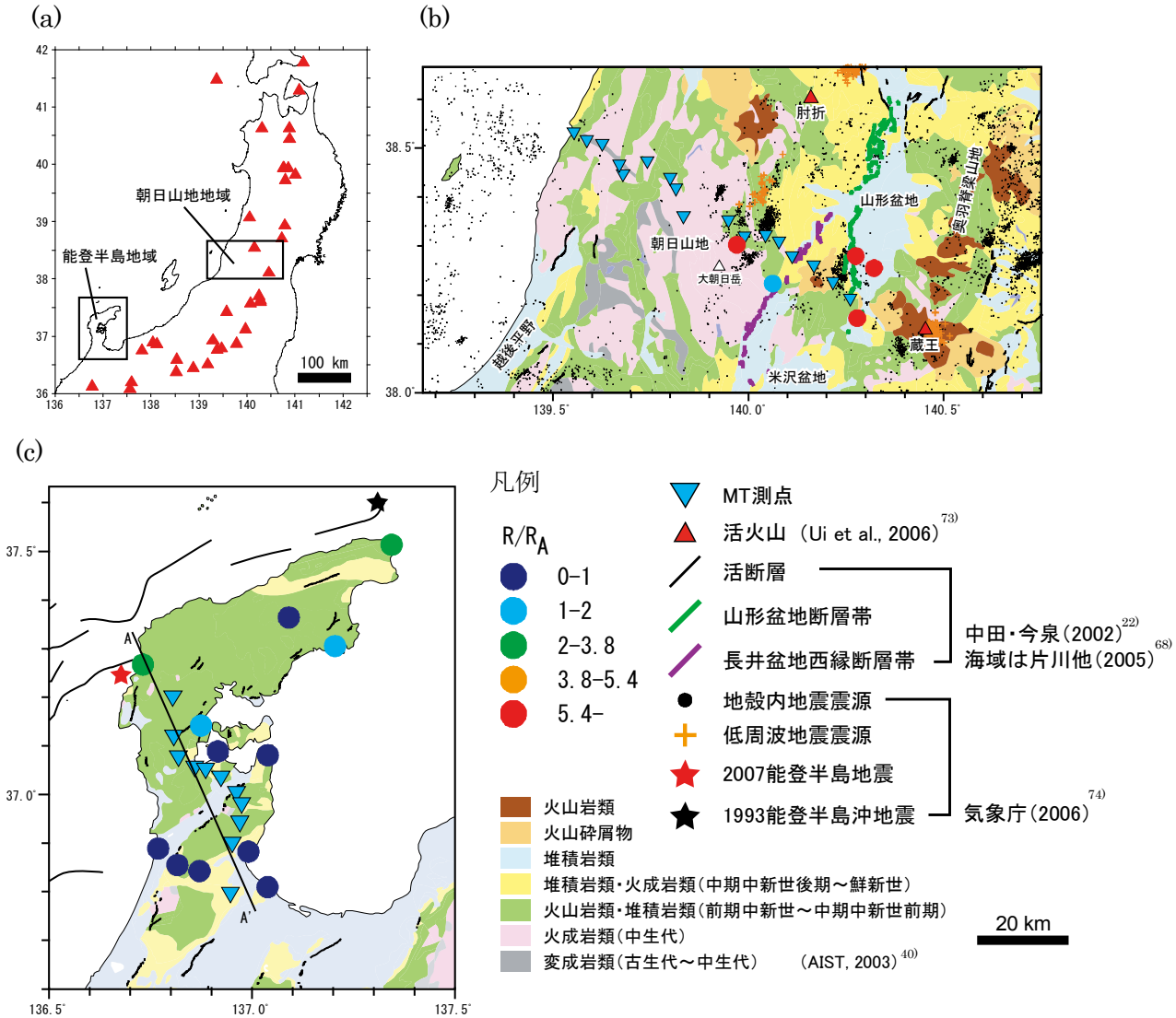


図3.2-7　調査地域位置図(a)と温泉ガスのヘリウム同位体比分布図
((b) 朝日山地地域，(c) 能登半島地域)

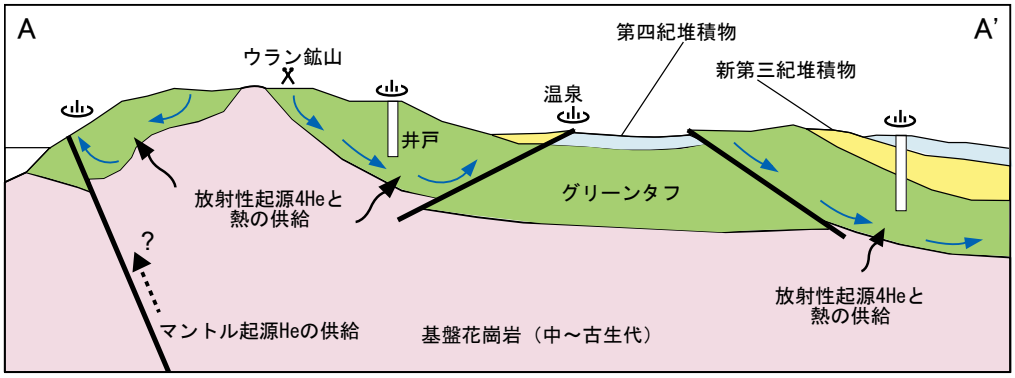


図3.2-8　能登半島模式断面図（断面位置は，図3.2-7(c)のA－A’に相当する）

3.3 火山・地熱活動の長期予測・影響評価モデルの開発

(1) 課題と計画の概要

我が国の火山活動は，火山列や火山地域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，火山は散在しており，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，その活動範囲を推定することは困難である。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，今後の検討課題とされている（原子力安全委員会, 2002[9]; 総合資源エネルギー調査会 原子力安全・保安部会, 2003[10]）。

概要調査地区やその周辺地域などにおいて，火山活動の発生の可能性を検討するためには，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，地層処分の信頼性をさらに高めるためには，長期予測の方法論やモデル化についての研究開発を進めることにより，安全評価に反映させていくことが重要である。これまでの研究開発では，過去の地質データに基づき，確率論的アプローチによる予測モデル（確率モデル）の構築を進めてきた（例えば，Martin et al., 2004[75]）。

一方，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[9]）。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，将来の地質環境条件の変化などを評価するための技術開発が必要となる。そのため，平成 19 年度は，地下深部のマグマや高温岩体などの熱源周辺の熱・地下水理・地球化学の変化を評価するためのシミュレーション技術の開発を進めた。

(2) 成果の概要

①熱・地下水理・希ガスなどのシミュレーション技術の検討

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，将来の地質環境条件の変化などを評価するための技術開発が必要となる。平成 19 年度は，地下深部のマグマや高温岩体などの熱源周辺の熱・地下水理・地球化学の変化を評価するためのシミュレーション技術の開発の一環として，熱・水連成解析コードである Magma2002（坂川ほか, 2005[76]）により，実測や地球物理学的な評価と整合的な数値解析が可能であることを示すことを目的として実施した。本研究では，熱輸送，温度構造の感度解析について，平成 18 年度に引き続き，地下深部の比抵抗構造調査などでマグマの存在が明らかとなっている鬼首・鳴子火山周辺を対象として，地層構造を考慮するなどモデルの精度を上げて実施した。

Magma2002 による温度構造の感度解析として，鬼首・鳴子火山周辺を対象に，シミュレーションのための計算格子及びマグマ溜まりを含む仮想モデルを，図 3.3-1 及び図 3.3-2 のとおりに設定した。解析条件は表 3.3-1 のとおりである。感度解析では，マグマの貫入時期，マグマ溜まりの半径，貫入深度及びマグマ溜まりの温度について最適化を図った結果，マグマ溜まりの半径を 6.5 km，貫入深度を 15 km，マグマ温度を 1,000 ℃としたときに，マグマ貫入から 30 万年経過後の解析結果における 400 ℃等温線分布が，地殻の脆性 - 塑性転移温度を示すとされる震源分布の下端深度（Cut off depth）（Ito, 1992[77]）と最もよく一致するとの結果を得た。震源分布と解析結果の温度分布の時間発展を図 3.3-3 に示す。一方，鬼首・鳴子火山に関する地質データとして，FT 年代（土谷・伊藤, 1996[78]）及び TL 年代（高島ほか, 2006[79]）による鬼首カルデラの

年代測定結果は，0.2～0.3 Ma であることが知られており，今回行った解析の結果と調和的である。また，感度解析により最適化したマグマ溜まりの条件を用いて得られた温度構造と，先行する MT 法による低比抵抗構造調査（浅森・梅田，2005[56]）の比較結果を図 3.3-4 に示す。感度解析結果におけるソリダス温度 700 ℃以上のマグマ部分と，MT 法の低比抵抗部位がよく整合した。また，地下 1 km の坑井温度プロファイル及び熱流束分布を計算し，坑井データ（電力中央研究所，1989[80]）に基づく温度プロファイル及び BP 法（Bredehoeft and Papadopulos, 1965[81]）による熱流束の算出結果と比較して，ともに整合的な結果が得られた（図 3.3-5）。

以上のように，正確な震源分布と地質構造を踏まえれば，数値シミュレーションから，マグマ溜まりの規模や時間スケールを含んだ情報（例えば，生成時期，継続期間，熱的影響範囲の将来予測）についての検討が，地球物理探査に先立ってあるいは相補的に可能となる見通しがついた。今後，解析事例を蓄積するとともに，他の地熱地域における解析を実施していく。

表 3.3-1　鬼首・鳴子火山の解析条件

境界条件	解析範囲上端と下端の温度・圧力固定 上端　：　10 ℃　0.1 MPa 下端　：　400 ℃　0.2 GPa その他：解析範囲からの熱及び質量の出入無し
初期条件	解析領域内の温度・圧力は，深さ方向に 一定に増加と仮定
熱源物性 (Tsukui et al., 1986[82])	ソリダス温度　　700 ℃ リキダス温度　1,000 ℃ 結晶化潜熱　100 cal/g 比熱　0.30 cal/g/K
その他	マグマの貫入や噴火（排出）は考慮しない

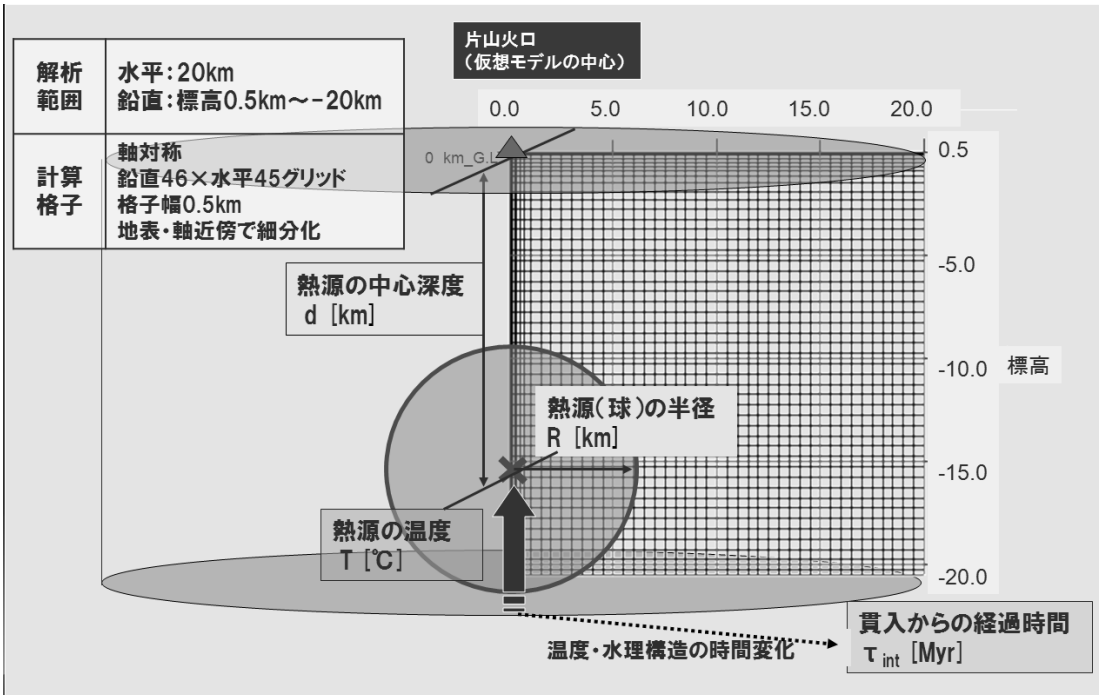
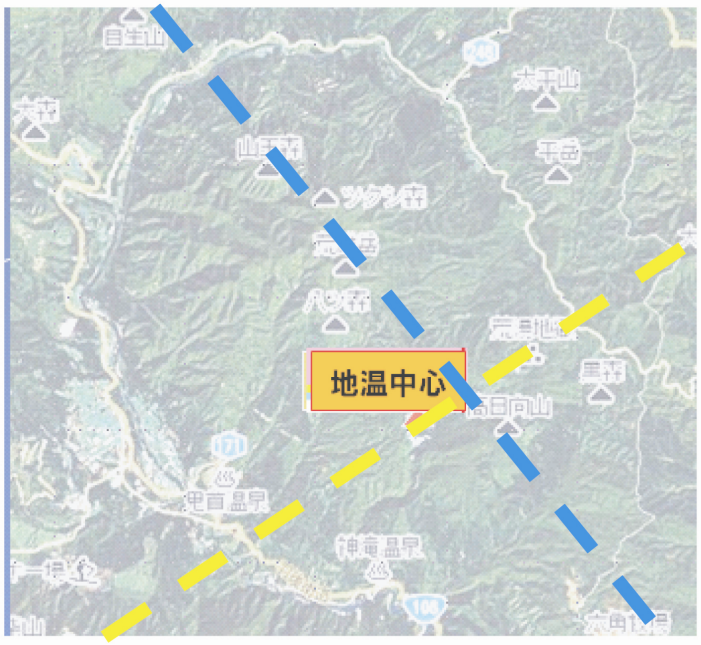
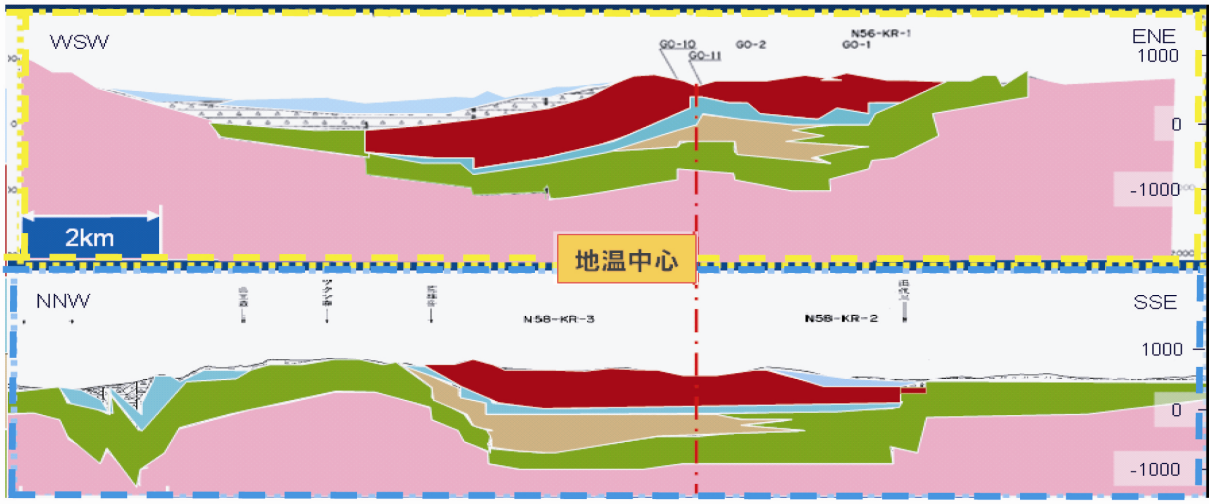


図 3.3-1　鬼首・鳴子火山下の感度解析に係る仮想モデルと解析領域



地質時代		岩相	
第四紀	更新世	宮沢層	軽石質凝灰岩
		赤沢層 大深沢 安山岩部	安山岩溶岩
		山王沢層	石英安山岩質凝灰岩
新第三紀	中新世	蟹沢層 安山岩部	安山岩溶岩
		蟹沢層 緑色 凝灰岩部	グリーンタフ
先新第三紀		花崗岩類	



（電力中央研究所，1989[80]）

計算空間におけるモデル地層

凡例	密度 ρ [g/cm³]	熱伝導率 k_T [10^{-3}cal /cm/sec/degC]	空隙率 ψ [-]	透水率 k_w [m²]
M	2.39	2.79	1.09E-01	2.27E-14
Ao	2.37	3.08	1.04E-01	1.98E-14
S	2.26	3.92	1.83E-01	1.09E-13
Kan	2.62	4.76	7.59E-02	7.75E-15
Kgt	2.57	6.57	6.16E-02	4.14E-15
Gr			1.78E-02	1.00E-16
Gr2	2.70	6.23	8.26E-03	1.00E-17
Gr3	青枠の数値(電力中央研究所，1989[80])		3.83E-03	1.00E-18

	1.5	2	3	4.5	5	5.5	6	6.5	7.5	20
0	Ao	Ao	M	M	M	M	M	Kgt	Kgt	Gr
0.5	Ao	Ao	Ao	S	S	Kan	Kgt	Kgt	Kgt	Gr
0.4	Ao	S	S	Kan	Kan	Kan	Kgt	Kgt	Gr	Gr
0.3	S	S	Kan	Kan	Kgt	Kgt	Kgt	Gr	Gr	Gr
0.1	Kan	Kan	Kan	Kgt	Kgt	Kgt	Kgt	Gr	Gr	Gr
-0.1	Kan	Kan	Kgt	Kgt	Kgt	Gr	Gr	Gr	Gr	Gr
-0.3	Kgt	Kgt	Kgt	Gr	Gr	Gr	Gr	Gr	Gr	Gr
-0.5	Gr	Gr	Gr	Gr	Gr	Gr	Gr	Gr	Gr	Gr
-1	Gr2	Gr2	Gr2	Gr2	Gr2	Gr2	Gr2	Gr2	Gr2	Gr2
-6.5	Gr3	Gr3	Gr3	Gr3	Gr3	Gr3	Gr3	Gr3	Gr3	Gr3
-10										
-20										

図 3.3-2　鬼首・鳴子火山下の地質断面及び計算空間におけるモデル地層

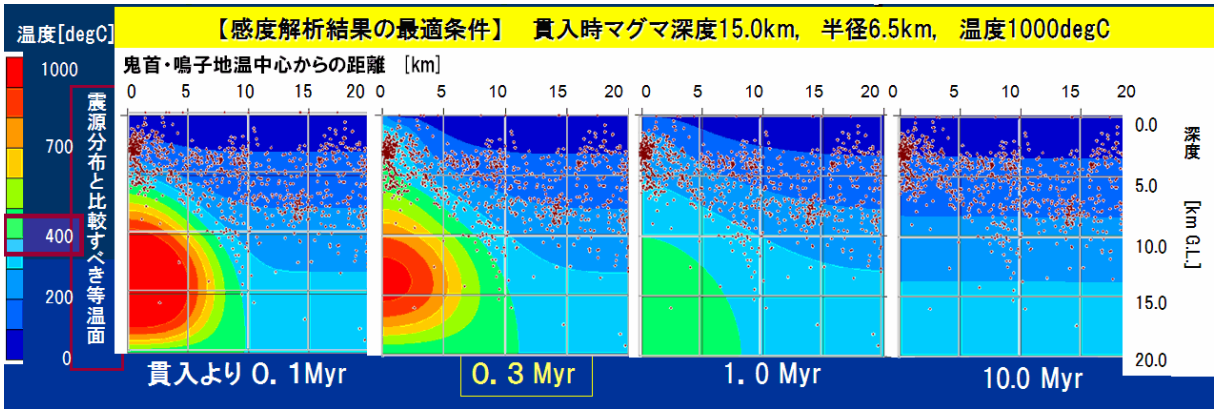


図 3.3-3　鬼首・鳴子火山下の温度分布時間発展に係る感度解析結果

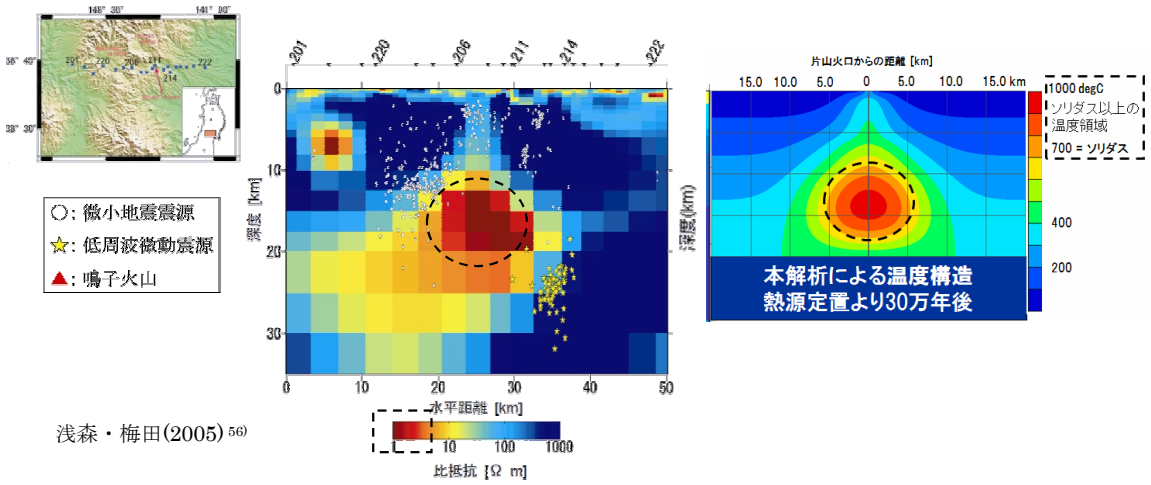


図 3.3-4　鳴子火山の地下深部比抵抗構造（左）と感度解析による最適化計算結果の温度分布（右）

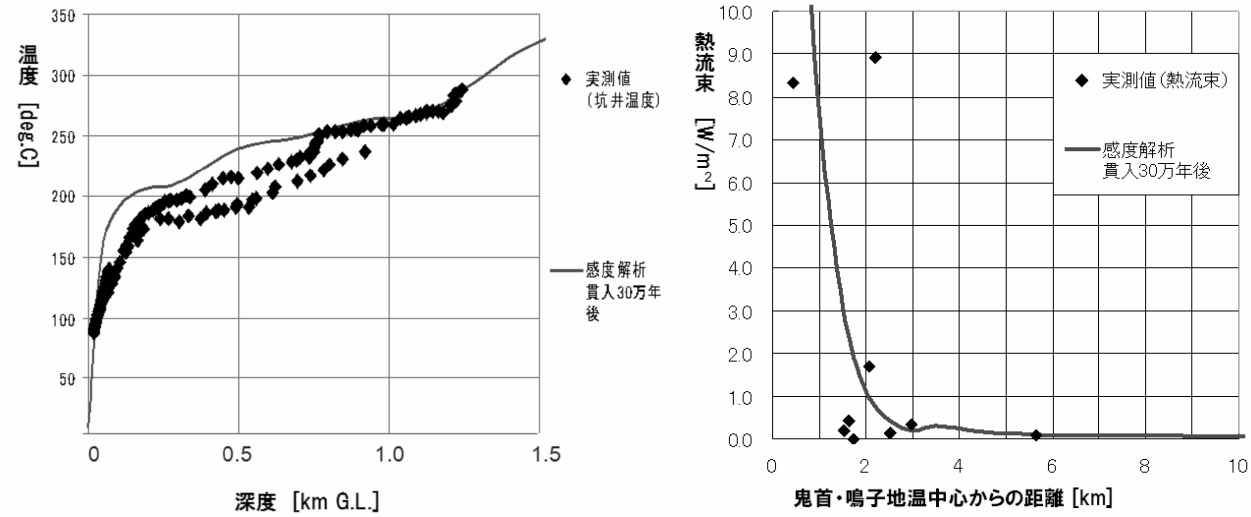


図 3.3-5　鬼首・鳴子地温中心の温度プロファイル（左）と熱流束分布（右）の
計算値と実測値の比較

4. 隆起・侵食／気候・海水準変動に関する研究

隆起・沈降や侵食・堆積による地形変化は，土被りや地形勾配などの変化を通じて，岩盤やそこに含まれる地下水の流動や水質などの地質環境へ影響を与える可能性があることから，将来の地質環境を予測・解析するためには，将来生じる地形変化を把握する必要がある。また，気候・海水準変動は，侵食や堆積の速さをコントロールする要因であり，地形変化と密接に関連するとともに，表層水理特性に変化をもたらして地下水の流動や水質などの地質環境へ影響を与える可能性がある。これらのことを踏まえ，隆起・侵食／気候・海水準変動に関する研究では，過去から現在までの地形や気候の変遷を明らかにし，その成果に基づいて将来の地形や気候を推定するための技術を整備・開発するとともに，地殻変動及び気候・海水準変動が複合して引き起こされる地下水流動の長期変化に関する解析手法の整備を進めている。

これらを踏まえて，具体的には，以下の調査技術・解析手法の開発に取り組んでいる。

4.1　古地形・古気候の復元調査技術

4.2　三次元地形変化モデルの開発

4.3　地殻変動及び気候・海水準変動を考慮した地下水流動解析手法の開発

4.1　古地形・古気候の復元調査技術

(1)　課題と計画の概要

「最終処分法」[4]によると，精密調査地区の選定では，概要調査によって「対象地層等において，地震等の自然現象による地層の著しい変動が長期間生じていないこと」を確認することとされている。また，原子力安全委員会（2002）[9]は，「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，処分施設の深度との関連も含め，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」としている。これらの確認・検討には，調査地区の地形や気候について，過去から現在までの変遷を明らかにするとともに，その成果に基づいて将来の変化を推定することが重要である。そこで，原子力機構では，「①古地形・古気候を復元するための調査技術」の整備と「②河成段丘の形成モデルの検討」を進めている。ここで整備される技術と得られる成果は，隆起・侵食速度や古地理変遷の把握，「三次元地形変化モデルの開発」及び「地殻変動及び気候・海水準変動を考慮した地下水流動解析手法の開発」に反映される。なお，年度計画段階では，本研究において「古地形・古環境」という用語を使用したが，「環境」の意味は広くて曖昧であること，「環境」に「地形」が含まれると考えられることから，「環境」について具体的な天然現象を示す表現にするために，本報告では地形変化や水理特性の変化に影響を与える「気候」に修正した。

(2) 成果の概要

① 古地形・古気候を復元するための調査技術

過去数十万～百万年程度の古地形・古気候を復元するための調査技術の体系化を目的として，東濃地域に広く分布する鮮新世の堆積物である瀬戸層群土岐砂礫層を用いて，砕屑物の調査・分析，古流向調査，火山灰分析，花粉分析，樹種同定などを実施した。既存のいくつかの手法をできるだけ同じ露頭や試料を用いて検討できること，調査結果の検討を容易にするために周辺の地質が複雑でないこと，大規模な露頭で下部から上部までの全体が把握できることから岐阜県中津川市田瀬の採石場に分布する土岐砂礫層に対比されている堆積物を用いて研究を実施した。現地では，地質分布・礫種・礫の古流向の調査，試料採取を行った。採取した試料は，砂粒（岩片・鉱物片）のモード測定，火山灰分析，花粉分析，樹種同定などに使用した。

調査地域には，基盤の濃飛流紋岩を覆う堆積物が分布する。堆積物は主に礫層であり，所々に砂層，シルト層を挟む（図 4.1-1）。堆積物の層厚は，確認できる最下部から地表までで約 34 m であり，ほぼ連続的に観察することができる。礫層の礫種は，下部では濃飛流紋岩の礫だけであるが，上部では調査地域の主に北東～南東側に分布する玄武岩の礫を含むようになる。砂粒には，礫には認められない花崗岩類の岩片が含まれる。礫の姿勢について，長軸は比較的低角であり南方へ傾斜する礫が少なく，短軸は比較的高角であり南方へ傾斜する礫が多い（図 4.1-2）。テフラ起源である特徴的な粒子は含まれていないが，テフラ起源と考えられるメルト包有物を伴う斜長石及び石英が比較的多く含まれる層準が存在する。砂層中には，有機質の部分が認められ，その部分にトウヒ属の木片が含まれている（図 4.1-3）。この有機質の部分から産出する花粉化石は，コナラ属が多く，スギ科，ハンノキ属，ブナ属，コナラ亜属，トネリコ属などであった（図 4.1-4）。

砂粒の種類や礫の姿勢から，堆積物はおおよそ北～東側から供給されており，この堆積物の堆積当時に北～東側に高い地形が分布していたことが推測される。このように砕屑物から古地形を推測する際には，種類，姿勢，粒径などに注目して多くの情報を得ることが望ましいと考えられる。他にも，堆積構造や帯磁率異方性などが供給方向を把握する上で役立つ情報と考えられる。これらの手法についても，今回調査した露頭のように，供給方向が分かっている場所で適用性を検討し，様々な手法を併せて古地形を把握する手法として体系化しておく必要がある。また，花粉や木片から，気候は現在よりも冷涼であったと推測できる。木片については，１試料の同定結果だけで気候を判断することは難しいが，花粉分析と合わせて実施することで花粉分析結果をサポートするデータとなる。このように古気候を把握する際には，花粉以外の指標も併せて検討すると良く，プラントオパールや木の実なども用いた手法の体系化が必要である。堆積物の堆積時期については，上部に含まれる玄武岩の礫が調査地点に最も近い上野玄武岩坂下岩体（1.6～1.5 Ma）（中野ほか, 2000[83]）から供給された場合は，第四紀・第三紀境界付近の堆積物であると考えられる。堆積物の堆積時期を明らかにすることは，古地形の変化や古気候の変動を知る上で重要であり，今回の礫を使った検討よりも火山灰などのイベント堆積物から堆積時期を把握することが望ましく，イベント堆積物を把握する手法の開発が必要である。

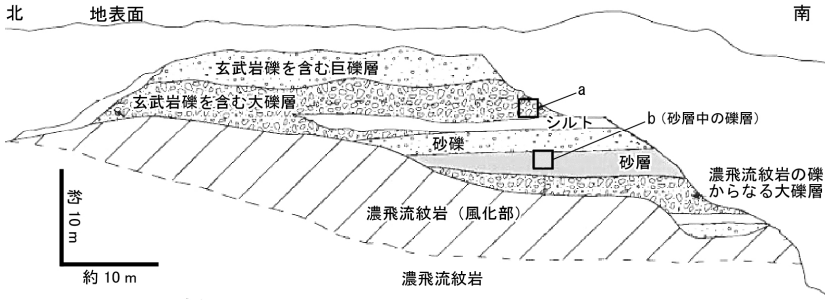


図 4.1-1　土岐砂礫層の露頭（中津川市田瀬）

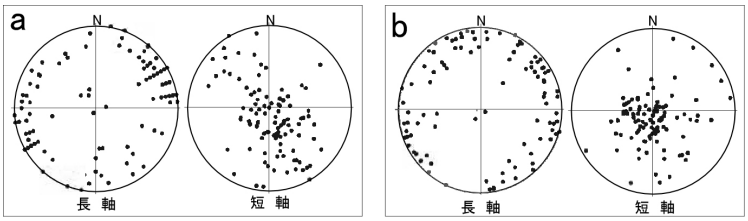


図 4.1-2　土岐砂礫層に含まれる礫の姿勢（測定地点は図 4.1-1 を参照）
礫の長軸と短軸の方向をシュミットネットで下半球投影している。

図 4.1-3　砂層から採取した木片

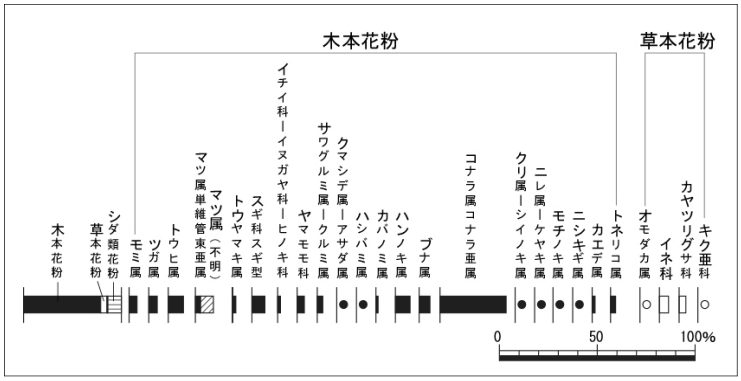


図 4.1-4　花粉化石分析の結果

②河成段丘の形成モデルの検討

内陸部の隆起量は，主に河成段丘の比高を指標とする方法（TT 法：吉山・柳田, 1995[84]）によって求められるが，TT 法は，河成段丘が気候変動に連動して形成されるというモデル（例えば，貝塚, 1969[85]; 高木ほか, 2000[86]）（以下，「河成段丘形成モデル」）に基づいている。河成段丘形成モデルの妥当性を検討することを目的として，鏑川流域を事例に，段丘堆積物及びその被覆層の堆積環境を復元するための植物珪酸体分析を行った。植物珪酸体は，植物の細胞内に珪酸が蓄積したもので，地層中に残存した植物珪酸体を同定・定量することにより，古植生・古気候を推定することができる（杉山, 2000[87]）。古気候の復元は，花粉分析を用いて行われることが多いが，植物珪酸体分析は花粉分析に比べて，ローム層などの堆積物でも適用可能で現地性が高いといった利点がある（杉山, 2000[87]）。平成 19 年度の調査では，タケ亜科植物の植物珪酸体に着目して古気候を推定した。タケ亜科のうち，メダケ属は温暖，ササ属は寒冷の指標とされており，メダケ率（両者の推定生産量の比率）の変遷は，地球規模の氷期 - 間氷期サイクルの変動と一致することが知られている（杉山, 2000[87]; 杉山, 2001[88]）。

鏑川流域には段丘地形が良く発達しており，火山灰分析に基づいて，中位面堆積物は MIS6 に，低位面堆積物は MIS2 に堆積したと推定されている（田力ほか, 2007[89]）。中位面堆積物被覆層の植物珪酸体から推定された古気候は，テフラ層準から予想される古気候とおおむね整合的であり（図 4.1-5），鏑川流域ではタケ亜科植物の植物珪酸体による古気候復元が有効であることが確認された。

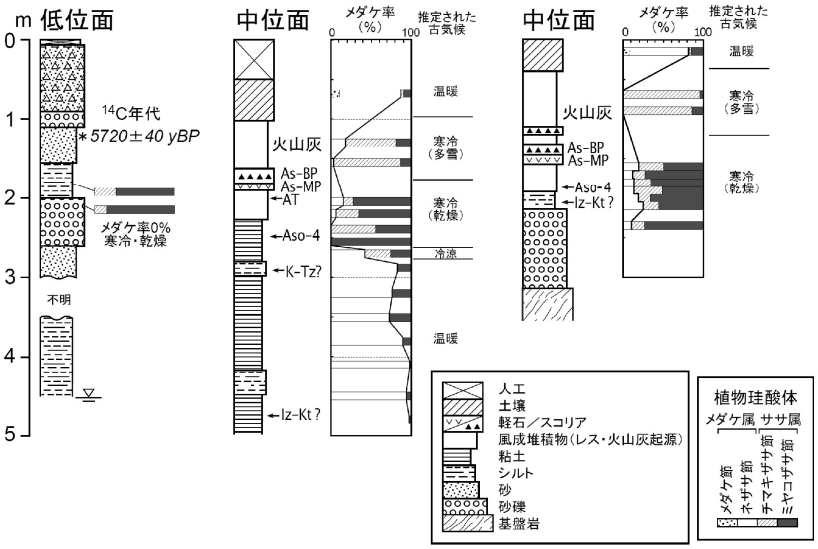


図 4.1-5　鏑川流域の植物珪酸体分析結果

また，低位面堆積物及び中位面堆積物の上部で得られた植物珪酸体からは寒冷な気候が推定され（図 4.1-5），鏑川流域においては河成段丘形成モデルが成立している可能性が高いと判断された。以上のことから，植物珪酸体を用いた古気候復元は，河成段丘形成モデルの成否を検討する手法として有効であることが示された。

4.2 三次元地形変化モデルの開発

(1) 課題と計画の概要

原子力安全委員会（2002）[9] は，「隆起・沈降・侵食により地下水の流動特性や水質が変化し，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等の影響については，概要調査地区選定段階以降の段階で考慮すべき環境要件の検討の際に，その取り扱いを審議する」としている。隆起・沈降・侵食などは一般的に緩慢な現象であり，その現象は地形の変化として表れる。地形変化は，動水勾配の変化などを引き起こし，地下水の流動特性や水質などの地質環境に影響を与えることから，隆起・沈降・侵食に伴う将来の地形変化のモデル化が必要となる。よって，原子力機構では，地形変化のモデル化に必要な技術の一つとして，地形変化をシミュレーションする技術の開発を進めている。これまでに，ある程度の広がりを持った地形が，大局的にどのように変化していくのかを描くことができるプログラムを開発するとともに，シミュレーションに必要な入力パラメータ（以下，「地形変化パラメータ」）を現地で取得する手法を検討してきた。

(2) 成果の概要

① 地形変化パラメータの検討

河川での地形変化のうち，水流による土砂運搬の量は河川流量及び河床礫の礫径により支配されると考えられる。そのため，河川域の地形変化（運搬・堆積）パラメータとして，河床礫の礫径の分布傾向（変化率）を組み込んだアルゴリズムを開発中である。この礫径の変化率を取得する方法について検討するため，土岐川河床の砂礫堆に分布する礫の調査を行った。調査では，河床の砂礫堆のうち礫が優勢な箇所を 1 km 程度の間隔で選定し，選定箇所では 25 m^2 の領域内において大きいものから 30 個の礫種と礫径を調べた。河床勾配と砂礫堆の礫径の相関を検討するには，上流からの運搬礫に注目する必要がある（小玉, 1994[90]）。よって，流送されていないと考えられる数 m クラスの礫は調査からは除外した。河床礫の最大粒径の分布が，岩質によって異なることが指摘されている（池田，1970[91]）ことから，礫の岩種別の最大粒径と水系が始まる上流からの流下距離の関係を示した（図 4.2-1）。礫の最大粒径には，岩種別に得られる平均粒径の最大値を用いた。また，礫種は土岐川全域の砂礫堆で多く見られる花崗岩，花崗斑岩及び濃飛流紋岩，美濃帯堆積岩（チャート）及び新第三紀堆積岩について検討した。

花崗岩礫の径は，流下距離の増加に伴い減少する傾向が見られるが，顕著な変化ではない。花崗斑岩及び濃飛流紋岩礫の径は，増減を繰り返しながら流下距離の増加に伴い減少し，流下距離 25 km 付近から下流では若干の変化が見られる。美濃帯堆積岩礫の径は，美濃帯が露出する付近（20 km 後半）の砂礫堆で大きな値を示すほかは，流下距離にかかわらず平均約 20 cm 程度で変化しない。新第三紀堆積岩礫の径は，堆積岩の岩盤河床若しくはその下流近傍で 40～50 cm の値で分布し，そこから下流側で急激に小さくなり，下流側数 km で見られなくなる。

美濃帯堆積岩礫の径がほとんど変化しない要因は，土岐川流域に広く分布する土岐砂礫層に含まれているチャートなどの美濃帯堆積岩礫が洗い出されているためと考えられる。新第三紀堆積岩礫の径の急激な変化の理由は，土岐川流域に分布する新第三紀堆積岩が，花崗岩，花崗斑岩及び

濃飛流紋岩，美濃帯堆積岩に比べて脆くてすぐに礫径が小さくなってしまうためと考えられる。岩種ごとの礫径変化は，礫の供給源や岩石物性に強く支配されている。したがって，河川域の地形変化パラメータとして礫径を用いるのであれば，上流部だけに分布する岩種に注目することが望ましく，土岐川流域の場合は花崗斑岩及び濃飛流紋岩に注目すると良いと考えられる。

気候変動に伴う地形変化パラメータの変動を検討することを目的として，鏑川支流（雄川，天引川，大沢川，土合川）の段丘堆積物及び現河床の堆積物の礫種・礫径を調査した。火山灰分析及び植物珪酸体分析に基づいて，段丘堆積物は氷期に，現河床堆積物は後氷期に堆積したとされている（田力ほか, 2007[89]）。調査の結果，全ての河川において，段丘堆積物よりも現河床の礫径が有意に大きいことが分かった（図 4.2-2(a),(b)）。このことは，後氷期には氷期と比較して河川の掃流力が増加したことを示している。また，雄川流域では，最上流部にのみ分布する御荷鉾帯起源の礫が，段丘堆積物よりも現河床において，わずかではあるが増加していることが分かった（図 4.2-2(a),(c)）。このことは，後氷期には氷期と比較して礫の流送距離が増加したことを示している。これらの結果は，後氷期には氷期と比較して降水量が多いために，河川流量が増加し，河川の掃流力・流送距離が増加することを示していると考えられる。以上のことから，地形変化パラメータは気候変動に伴って顕著に変動しており, 今回検討したような調査を行うことにより，地形変化シミュレーションに必要なパラメータを取得できる可能性が示された。

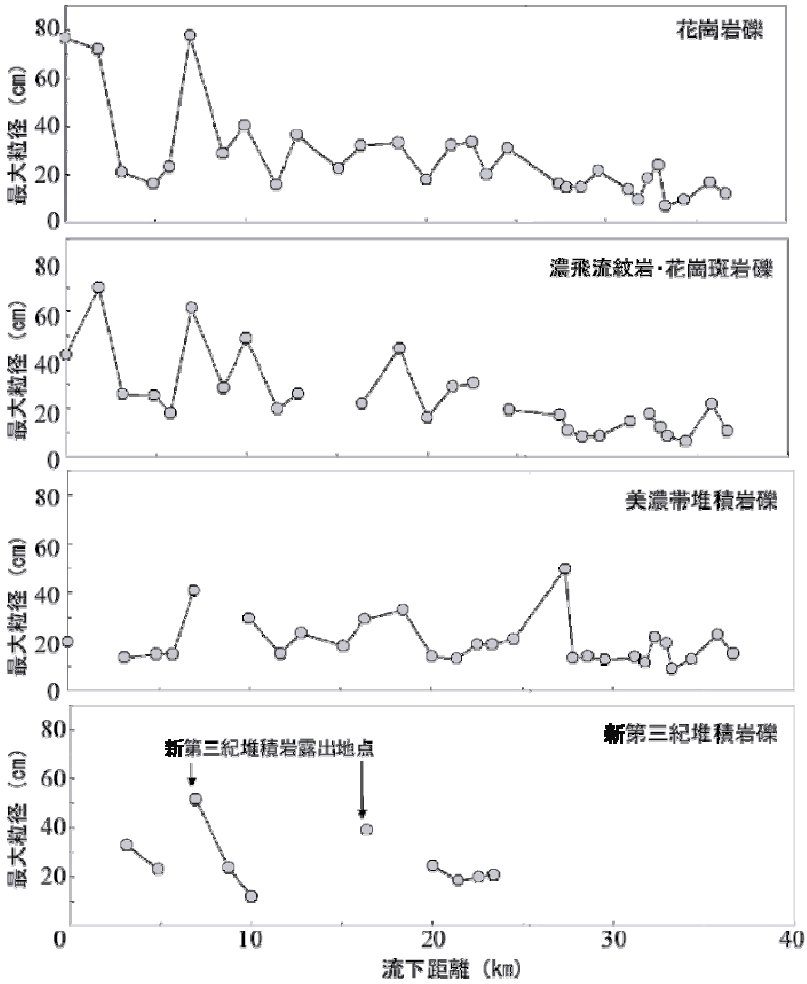


図 4.2-1　流下距離による河床礫の種類別の最大粒径変化（土岐川）

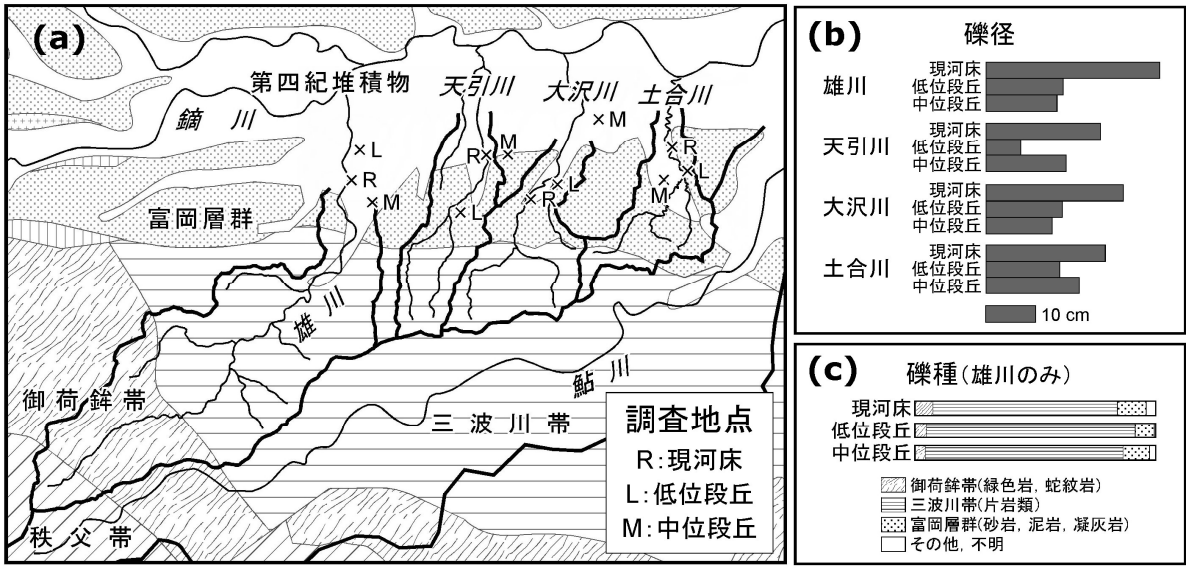


図 4.2-2　鏑川流域の河床・段丘の堆積物調査
（a）調査地域の地質と調査地点位置（産業技術総合研究所地質調査総合センター，2007[92]）
（b）礫径計測結果，（c）礫種調査結果

② 三次元地形変化シミュレーション技術の開発

地質・地質構造の違いに伴う地形変化の違いを把握するため，三箇・安江（2008）[93]を参考に，地質・地質構造を考慮した河床縦断形変化のシミュレーションを行った。図 4.2-3 のように岩質 A～C は硬さの違いを示しており，その分布を変化させた。図 4.2-3a は周辺より硬い地質（岩質 B）が上流側（左）へ 15°傾斜しており，図 4.2-3b は逆に硬い岩体が下流側（右）へ 15°傾斜した構造である。シミュレーションの結果，両断面とも岩質 B の下流側で侵食速度が速くなる。河床の形態は，下流側の硬さが軟らかくなる部分で勾配が急になり，さらに，上流側へ傾斜する構造（図 4.2-3a）の方がその勾配は急である。これらのシミュレーション結果から，侵食速度が速い地域や長期間の地形変化を検討する場合は，シミュレーション範囲の地質分布も考慮する必要があると考えられる。

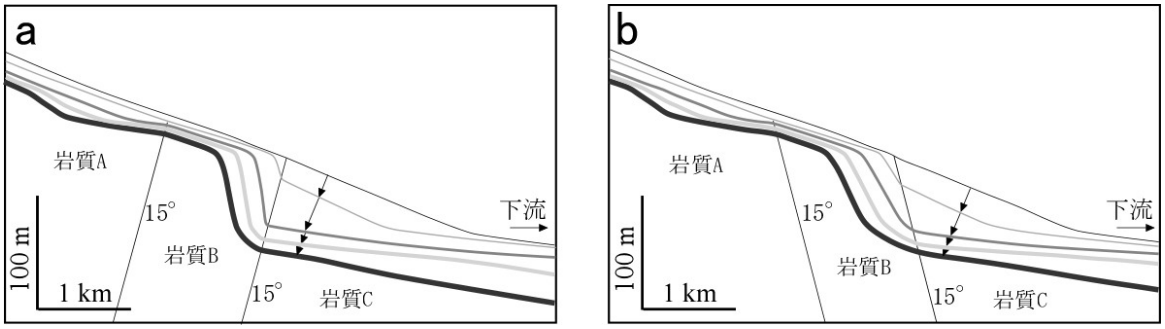


図 4.2-3　地質・地質構造を考慮したシミュレーション結果
岩質 A～B は硬さの違いを示す（岩質 B >> 岩質 A > 岩質 C）
a：岩質 B が上流側へ傾斜，b：岩質 B が下流側へ傾斜
（縦の長さを横の長さの 10 倍に拡大して図示）

4.3 地殻変動及び気候・海水準変動を考慮した地下水流動解析手法の開発

(1) 課題と計画の概要

処分の安全確保に関する処分場及びその周辺の地質環境への主な影響として，隆起・沈降・侵食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[9]）。このことから，隆起・沈降・侵食などの天然現象に伴って地下水の流動特性や水質がどの程度変化するのかという情報は重要となる。そこで，原子力機構では，天然現象を考慮した地下水流動解析手法の開発を進めている。平成 19 年度は，断層運動による影響と気候・海水準変動を考慮した地下水流動解析に必要な概念モデルの検討を行った。

ある地域の地下水流動の履歴については，地殻変動及び気候・海水準変動などの天然現象が，その地域の地質環境に対してどの程度の影響を及ぼしてきたかを把握することが必要である。そのため平成 19 年度は，主な湧水域と断層構造の関係を把握するため，淡路島北部地域を事例に現地調査によって調べ，それらの結果を踏まえて，必要な調査項目と適用可能な調査手法の検討を行った。

(2) 成果の概要

①地殻変動及び気候・海水準変動を考慮した地下水流動解析にかかわる変動パラメータの抽出

断層運動による影響と気候・海水準変動を考慮した概念モデルを検討するため，淡路島北部地域を事例に，三次元地下水流動解析を実施した。今回の地下水流動解析では，沿岸域を含んでいるが，まずは，塩水について考慮せず，海域においても淡水として解析を実施した。また，地殻変動を考慮するため，断層が多く分布する東側のみの沈降を想定して作成した地形モデルを用いて，定常降雨条件で実施した。なお，現在を対象とした地下水流動解析においては，「断層解剖計画」[94]で取得されているボーリング孔の全水頭実測値との比較により，再現性の確認を行った。その結果，気候変動を考慮して降水量を変化させた場合，涵養量が変化することにより地下水面が上下するが，地下水面の分布形状はあまり変化せず，涵養域と流出域の分布に変化は見られない。東側のみを沈降させたことにより，西側に比べて東側のほうが等水理水頭線の間隔が密となり，移行距離が短い。地盤に浸透した地下水は海岸付近で集中して流出する傾向を示し，海水準の変動に伴う海岸線の移動とともに流出域も変化した（図 4.3-1）。本検討では，断層及び割れ目帯の透水性に異方性を与えず，高透水性の構造としてモデル化を行った。その結果，断層の下盤側では地下水の流速が小さい傾向が見られ，特に，断層運動を考慮して断層の透水性を増加させた場合に，その傾向が顕著に現れた（図 4.3-2）。これらのことより，高透水性構造の透水性が周辺の地下水流速に，地形の傾斜が移行距離に，海水準変動が涵養・流出域分布に強く影響を与えることから，これらのパラメータを現地取得する必要があると考えられる。

②地下水流動の履歴に関する調査項目と手法の検討

①の地下水流動解析の結果から，重要な変動パラメータの一つと考えられる高透水性構造を抽出するため，淡路島北部地域において空中写真の判読を行い，明瞭な断層変位地形として現れていないリニアメントの抽出を行った。リニアメントの判読基準は，高田ほか（2003）[95]を参考にした。リニアメントの判読結果から，リニアメントの走向は大局的には南北方向，北西 - 南東方向，北東 - 南西方向を指し，地域ごとにリニアメントの卓越する方向が変化することが明らかになった。そのうえで，リニアメントの性状を確認するため現地での地質調査，湧水調査を行った。湧水調査結果から，淡路島の北西側，すなわち野島断層側の湧水地点のいくつかは，空中写真判

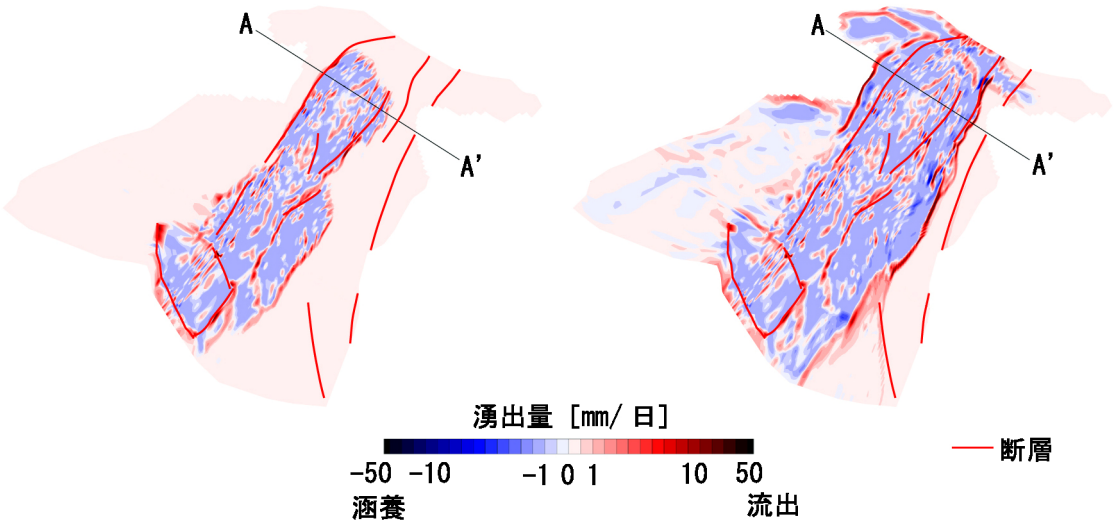


図 4.3-1　湧出量・涵養量平面分布図
（左：T.P.（東京湾平均海面）＋50 m；右：T.P.－120 m）

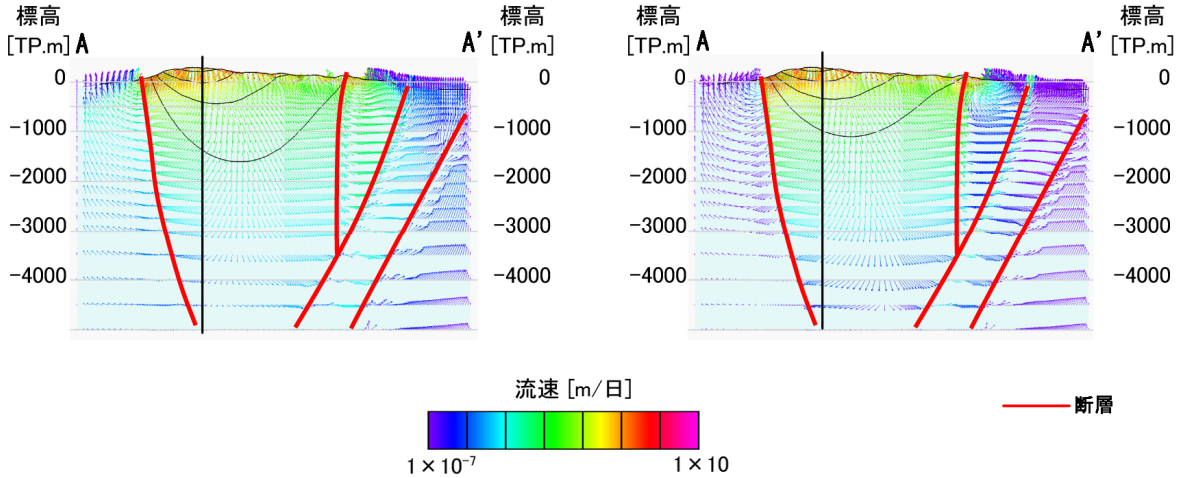


図 4.3-2　流速ベクトル断面図
（左:平常時(断層の透水係数 1.0×10^{-6} m/s);右:断層の透水性増大時(断層の透水係数 1.0×10^{-4} m/s)）

読結果の北西 - 南東方向のリニアメントの卓越する地域に位置し，リニアメントとの相関が考えられる。さらに，この地域における湧水と地質との関係を明らかにすることを目的として，平林地区において連続露頭を観察し，詳細な割れ目（亀裂）の解析を実施した。亀裂の走向は，全体的に見ると，野島断層の一般走向と比較的一致するが，露頭レベルで見ると，場所ごとに異なる傾向を示し，応力以外にも岩質の違いや貫入岩の影響などの複合的な要因が関与していることが示唆される。一方，同地区の湧水は，幅約 20 m の帯状に分布する貫入岩の亀裂から湧出しており，貫入岩が地下水の水みち形成に関与している可能性が考えられる。

また，断層周辺の地下水流動系を検討するため，淡路島北部地域及び跡津川断層周辺で水試料を採取し，主要化学成分，水素・酸素安定同位体比などの分析を行った。まず，地震の発生した淡路島北部地域の水質の概要を把握するために，主要化学成分分析結果をトリリニアダイアグラムで表すと，ほぼ全ての試料が，ナトリウムイオン，塩素イオンの割合がやや高い重炭酸カルシ

ウム型を示した（図 4.3-3）。各イオンの濃度比に大きな違いは見られない。また，野島断層沿いの湧水と他の構造線沿いの湧水とを比較しても両者に大きな違いはなく，1995 年（佐藤・高橋，1997）[96]と同様の結果となった。淡路島北部地域における湧水の酸素・水素安定同位体比分析結果をδダイアグラムに表すと，全ての湧水が日本の天水線付近に分布することから，今回分析した湧水は天水起源であると考えられる（図 4.3-4）。水質及び安定同位体比を分析した結果，今回採水した淡路島北部地域の湧水は，カルシウムイオンと重炭酸イオンに富む浅層地下水型で天水起源の水であることがわかった。よって，今回調査した湧水は，浅層部における小スケールの地下水流動場を背景にもつことが明らかとなった。次に，内陸の典型的な活断層である跡津川断層周辺における水質の概要を把握するために，主要化学成分分析結果をトリリニアダイアグラムで表すと，湧水や河川水，沢水は，いわゆる重炭酸カルシウム型を示し，温泉水の中には，重炭酸ナトリウム型，塩素イオンの割合がやや高い重炭酸ナトリウム型，硫酸イオンの割合がやや高い非重炭酸ナトリウム型を示すものがあり，地下の断層破砕帯から汲み上げている水は，塩素イオンの割合がやや高い重炭酸ナトリウム型を示した（図 4.3-3）。また，溶存イオン濃度については，重炭酸カルシウム型の水以外は，比較的高い濃度を示した。跡津川断層周辺における水の酸素・水素安定同位体比分析結果をδダイアグラムに表すと，日本の天水線付近に分布することから，今回分析した水は天水起源であると考えられる（図 4.3-4）。水素・酸素安定同位体比が軽く，溶存イオン濃度が高い水試料は，涵養標高が高く，水 - 岩石反応が進んでいると考えると，断層破砕帯から汲み上げている地下水や地下深部からの温泉水などは，比較的流動時間が長い水であると予想することができる。

これらのことより，地形・地質情報と併せて地下水の化学成分，安定同位体比を分析することは，地下水環境の空間分布や地下水流動の履歴を把握する上で，有効な手法のひとつであると考えられる。

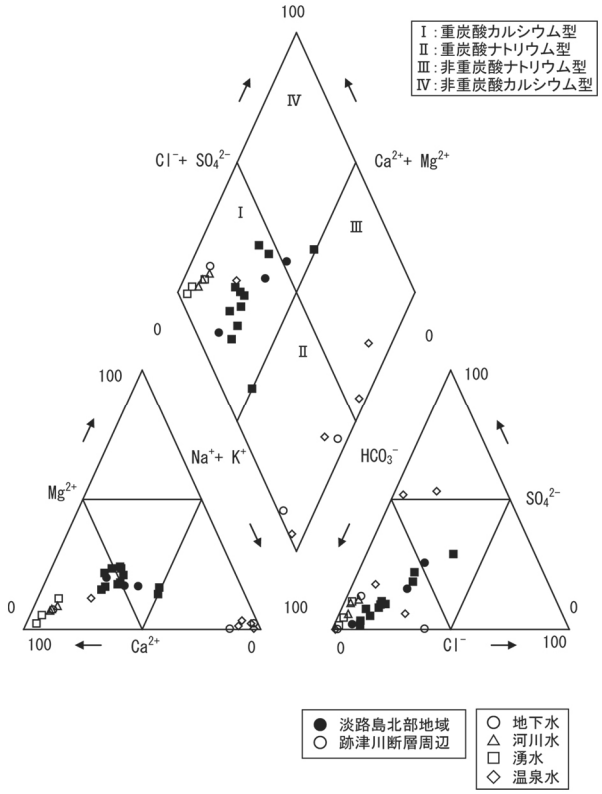


図 4.3-3　トリリニアダイアグラム

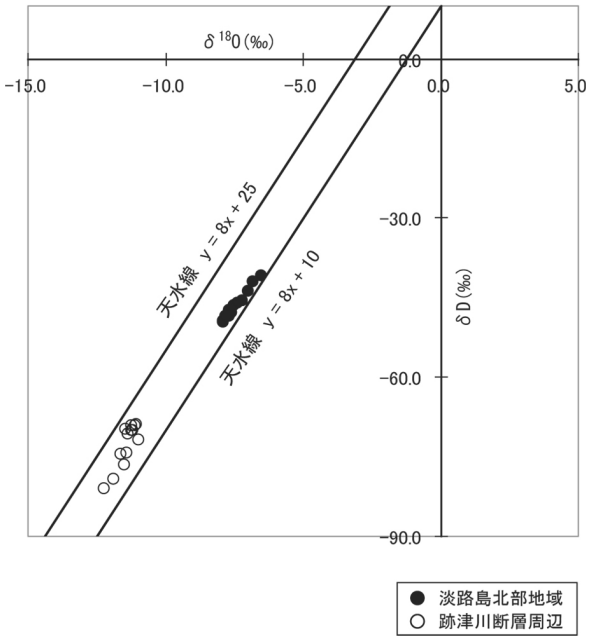


図 4.3-4　δダイアグラム

5. ナチュラルアナログ研究

(1) 課題と計画の概要

変動帯に位置する我が国においては，地質学的あるいは水理学的事象を個別に理解するだけでなく，それらがどのように関連しているのか，そして，そのような複合事象が地質環境条件（例えば，水理，水質，岩盤物性）の長期的な変化にどのような影響を及ぼすのかについてあらかじめ検討しておくことが重要である。そのため,「地質環境の長期安定性に関する研究」では将来の天然現象に伴う地質環境条件の変化を予測・評価するための手法（長期予測・影響評価モデル）の整備を進めている。

構築されたモデルの信頼性や妥当性を確認するためには，過去の類似した現象の痕跡（ナチュラルアナログ)を調査することによって得られたデータとの比較･検証を行うことが必要であり，実際に生じた地質環境条件（例えば，温度，水理，力学，地球化学）の変化の幅を把握した上で，シミュレーションによってこれらの現象を再現していくことが重要と考えられる。さらには，天然環境で生じた現象やその現象に伴う地質環境の変化を可能な限り定量的に示すことによって，それぞれのモデルをより現実に即したものにして，モデルそのものの信頼性を向上させることが重要である。そこで，本研究では，熱水活動，隆起・侵食及び気候・海水準変動，地震活動に関する長期予測・影響評価モデルの信頼性・妥当性の確認を行っていく。

(2) 成果の概要

① 熱水活動に伴う地質環境条件の変化に関する研究

我が国の代表的浅熱水性金鉱床である菱刈鉱床及び周辺の浅熱水性鉱床について，文献調査を行った。地質，成因，熱源，鉱化ステージ，変質帯の分布，鉱化年代，流体包有物などのデータについて，既往の各資料を収集・整理してまとめた。収集した文献は 23 編である。それらに基づき菱刈鉱床及び周辺地域の変質分帯を考慮した鉱床形成温度分布図を作成した。菱刈鉱山では，鉱化変質をもたらした熱水の温度は 220 ℃以上であり（茨城・鈴木，1990[97]），鉱脈鉱物中の流体包有物の均質化温度と調和的である（Izawa et al., 1990[98]）。また，200 ℃以上の変質温度を示す変質帯は，鉱脈と調和的な北東 - 南西方向を示し，規模は 2×0.2 km 程度である（茨城・鈴木, 1990[97]）。これらは，凡庸地熱シミュレータ（例えば，TOUGH2，FIGS）を用いて，熱水活動の開始時期及び継続期間を考慮した地質環境変化に関するモデル計算，例えば，菱刈鉱山における変質分帯の規模や温度条件を再現するような計算を行う際の基礎データとして有用であると考えられる。

② 隆起・侵食及び気候・海水準変動に伴う地質環境条件の変化に関する研究

隆起・侵食及び気候・海水準変動に伴う地質環境条件の変化の幅を概括的に把握するため，まずは古水理学的な変化に最も影響がある現象の一つと考えられる表層水理に着目し，既存のデータを収集した。気候変動に伴う表層水理の変化の幅を考慮するためには，日本における温暖期（現在）と寒冷期のデータが必要であることから，現在の日本と世界の高緯度地域（氷期の日本と類似する気候と考えられる地域）のデータを収集した。特に，表層水理のデータの中でも推定が難しい蒸発散量について，実測に基づいたデータを国内外の文献 54 編から収集し，国内 37 地区（北海道～宮崎）と海外の寒冷地 47 地区の計 84 地区の年間の蒸発散量に関する情報を整理した。情報は文献ごと，地区ごとに算定手法や位置・流域特性・蒸発散量・降水量・河川流出量などのデータとして一覧表とグラフにまとめた。図 5-1 は，緯度と年間実蒸発散量の関係を示しており，緯度が高くなるに連れて実蒸発散量が減少する傾向にあることを示す。

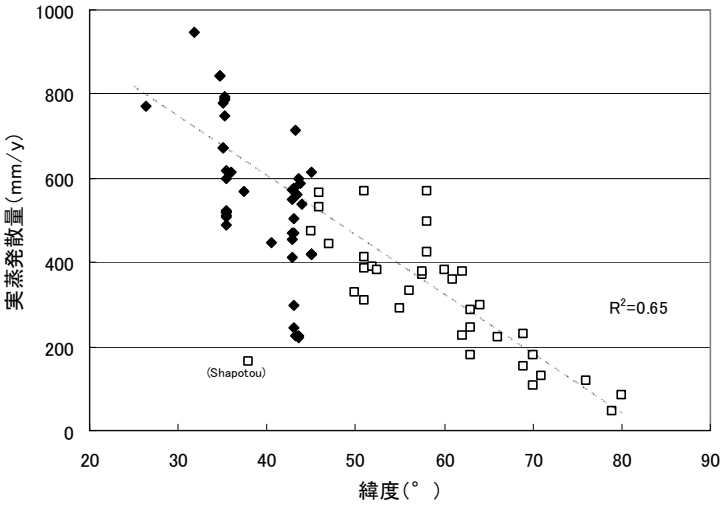


図 5-1　緯度と年間実蒸発散量の関係

黒の四角は国内の地区，白抜きは海外の地区を表す。
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。

③ 地震活動に伴う地下空洞の安定性に関する既存データの収集

国内に存在する天然の地下空洞である鍾乳洞及び人工の地下空洞に対する地震動の影響に着目し，天然の地下空洞については 129 箇所，人工の地下空洞については 27 箇所の既存データを収集・整理した。

1）天然の地下空洞

鍾乳洞では，地震に関する資料はほとんど見られず，鍾乳洞を管理する方々にもあまり関心が見られないこと，また，現地においての管理者からの聴取で，地震の影響が地表に比べて小さいことが聞き取れた。また，鍾乳洞が地震動により崩壊したという事例報告例はいまのところない。しかし，第四紀更新統の琉球石灰岩地域では地表から浅い位置ではあるが鍾乳石に変状が報告されている例があること，中・古生界の石灰岩中の鍾乳洞でも，原因は定かではないが一部の鍾乳石に亀裂が見られることから，地震動の影響が皆無とはいえない。

2）人工の地下空洞

人工地下空洞であるトンネルでは，開削工法によるトンネル設計で見られるように軟弱地盤内では不安定となる例が多いが，岩盤内においては周辺地盤と一体となって挙動するため地上と比べて安定しているとされる。

調査の結果，振動によりトンネルが崩壊した報告例はいまのところない。しかし，岩盤内でも直接地震断層が通過する場合や，破砕帯や地質境界などで岩盤が脆弱になっている場合には変状をきたす例があった。また，2004 年中越地震によるトンネル被災の例から，大きな地震を引き起こす断層から水平距離が 5 km 以内で被害が大きかったことは一つの指標と考えられる。

今後，鍾乳洞の形成過程や地震によって鍾乳石などが損傷する条件の調査や，地下空洞や深井戸の周辺の地下水位変動の調査によって，地殻歪の大きさや歪の方向と地震との関係を検討することで，地下空洞への地震の影響が明確にできるものと考える。

参考文献

1) 原子力委員会（2005）:“原子力政策大綱”.

2) 日本原子力研究開発機構（2005）:“独立行政法人日本原子力研究開発機構の中期目標を達成するための計画（中期計画）（平成 17 年 10 月 1 日～平成 22 年 3 月 31 日）”.

3) 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.

4) “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）.

5) 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）”.

6) 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”.

7) 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.

8) 核燃料サイクル開発機構 研究開発課題評価委員会（廃棄物処理処分課題評価委員会）(2001)：“平成 13 年度研究開発課題評価（中間評価）報告書　評価課題「高レベル放射性廃棄物の地層処分技術に関する研究開発の全体計画」”, JNC TN1440 2001-008.

9) 原子力安全委員会（2002）:“高レベル放射性廃棄物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.

10) 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.

11) 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”, 110p.

12) 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.

13) 丹羽正和, 島田耕史, 黒澤英樹, 三輪敦志（2008）:“圧縮性ステップにおける破砕帯の構造－岐阜県飛騨市の跡津川断層西部の例－”, 地質学雑誌, 114, pp.495-515.

14) 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.

15) 宮腰勝義, 佐竹義典, 猪原芳樹（1982）:“跡津川断層の分布・性状と活動性－断層露頭の調査と解析”, 電力中央研究所研究報告（381029）, 169p.

16) 丹羽正和, 水落幸広, 棚瀬充史（2006a）:“地下数 100 m～1 km における断層破砕帯の発達過程－岐阜県東部の阿寺断層における例－”, 日本地質学会第 113 年学術大会講演要旨, pp.105.

17) 丹羽正和，野原　壯，水落幸広，棚瀬充史，小林浩久（2006b）:“岐阜県中津川市川上の阿寺断層露頭における断層破砕帯の構造”，日本地球惑星科学連合 2006 年大会予稿集，T146-P006.

18) 佃 栄吉，粟田泰夫，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”，地質調査所.

19) Shimada, K., Tanaka, H., Saito, T. (2008)：“Rapid and Simple Measurement of H2 Emission from Active Faults Using Compact Sampling Equipments”, Resource Geology, 58, 2, pp.196-202.

20) 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.

21) 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（2007）：“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.

22) 中田　高，今泉俊文（編）（2002）:“活断層詳細デジタルマップ”，東京大学出版会.

23) 岡田篤正，池田安隆，中田　高（2006）:“1:25,000 都市圏活断層図　阿寺断層とその周辺「萩原」「下呂」「坂下」「白川」解説書”，国土地理院技術資料 D･1 - No.458.

24) 丹羽正和，水落幸広，棚瀬充史（2007）:“岐阜県東部，阿寺断層の周辺に発達する NE-SW 系断層の特徴”，日本地質学会第 114 回学術大会講演要旨，pp.276.

25) Harding, D.J., and Berghoff, G.S. (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.

26) Nelson, A.R., Johnson, S.Y., Wells, R.E., Pezzopane, S.K., Kelsey, H.M., Sherrod, B.L., Bradley, L-A., Koehler, R.D., Ⅲ, Bucknam, R.C., Haugerud, R.A., and LaPrade, W.T. (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.text.

27) Haugerud, R.A., Harding, D.J., Johnson, S.Y., Harless, J.L., Weaver, C.S., and Sherrod, B.L. (2003)：“High-Resolution Lidar Topography of the Puget Lowland, Washington –A Bonanza for Earth Science”, GSA Today, Vol.13, No.6, pp.4-10.

28) Kondo, H., Toda, S., Okumura, K., Takada, K., and Chida, T. (2008)：“A fault scarp in urban area identified by LiDAR survey: A Case study on the Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line, central Japan”, Geomorphology, pp.731-739.

29) 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.

30) 金沢 淳，富山眞吾，及川輝樹，梅田浩司（2005）:“地質温度計による熱履歴の調査手法について”，サイクル機構技報，26，pp.1-18.

31) 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.

32) 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.

33) 金原啓司（編）（2005）:“日本温泉・鉱泉分布図及び一覧（第 2 版）CD-ROM 版”，産業技術総合研究所地質調査総合センター.

34) 新エネルギー・産業技術総合開発機構（NEDO）（1994）:“地熱開発促進調査報告書 No.37 本宮地域”，885p.

35) 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.

36) Seno, T., Zhao, D., Kobayashi, Y., Nakamura, M. (2001)：“Dehydration of serpentinized mantle: Seismic evidence from southwest Japan”, Earth Planets Space, 53, pp.861-871.

37) 花室孝広，梅田浩司，前田勝彦（2008b）:“年代測定と流体包有物調査による紀伊半島南部地域の熱履歴の推定”，日本地球惑星科学連合 2008 年大会予稿集，K130-002.

38) 花室孝広，梅田浩司，前田勝彦（2008c）:“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.

39) Umeda, K., Hanamuro, T., Yamada, K., Negishi, Y., Iwano, H., and Danhara, T. (2007a)：“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.

40) 産業技術総合研究所地質調査総合センター（編）（2003）:“100 万分の 1 日本地質図第 3 版 CD-ROM 第 2 版”.

41) Nagao, K., Takaoka, N. and Matsubayashi, O. (1981)：“Rare gas isotopic compositions in natural gases of Japan”, Earth and Planetary Science Letters, 53, pp.175-188.

42) Sano, Y., and Wakita, H. (1985)：“Geographical distribution of $^3He/^4He$ ratios in Japan: Implications for arc tectonics and incipient magmatism”, Journal of Geophysical Research, 90, pp.8729-8741.

43) 坂田　将，牧　真一，矢崎清貫，永田松三（1987）:“紀伊半島の石油・天然ガス資源に関する地球化学的考察”，地球化学，21，pp.65-74.

44) Matsumoto, T., Kawabata, T., Matsuda, J., Yamamoto, K., and Mimura, K. (2003)：“$^3He/^4He$ ratios in well gases in the Kinki district, SW Japan surface appearance of slab-derived fluids in a non-volcanic area in Kii Peninsula”, Earth Planetary Science Letters, 216, pp.221-230.

45) Umeda, K., Sakagawa, Y., Ninomiya, A., and Asamori, K. (2007b)：“Relationship be tween 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.

46) Zeitler, P.K., Herczeg, A.L., McDougall, I., and Honda, M. (1987)：“U-Th-He dating of apatite: A potential thermochronometer”, Geochimica et Cosmochimica Acta, 51, pp.2865-2868.

47) Farley, K.A., Wolf, R.W., and Silver, L.T. (1996)：“The effects of long alpha-stopping distances on (U-Th)/He ages”, Geochimica et Cosmochimica Acta, 60, pp.4223-4229.

48) Wolf, R.A., Farley, K.A., and Kass, D.M. (1998)：“Modeling of the temperature sensitivity of the apatite (U-Th)/He thermochronometer”, Chemical Geology, 148, pp.105-114.

49) 山田国見，高木秀雄，田上高広，岩野英樹，檀原　徹（2008）：“三重県多気地域領家花崗岩中のシュードタキライトの(U-Th)/He 年代測定”，日本地質学会第 115 年学術大会講演要旨，P-121.

50) Tagami, T., Farley, K.A., and Stockli, D.F. (2003)：“(U-Th)/He geochronology of single zircon grains of known Tertiary eruption age”, Earth and Planetary Science Letters, 207, pp.57-67.

51) 古澤　明，梅田浩二（2000）：“別府湾コアにおける最近 7000 年間の火山灰層序―ピストンコア中の火山灰と阿蘇，九重火山のテフラとの対比―”，地質学雑誌，106，pp.31-49.

52) 梅田浩司，檀原 徹（2008）：“フィッション・トラック年代によるむつ燧岳の活動年代の再検討”，岩石鉱物科学，37，pp.131-136.

53) Galbraith, R. F. (1981)：“On statistical models for fission track counts”, Math. Geol., 13, pp.471-478.

54) 桑原拓一郎，山崎晴雄（2001）：“テフラから見た最近 45 万年間の恐山火山の噴火活動史”，火山，46，pp.37-52.

55) Umeda, K., Asamori, K., Ninomiya, A., Kanazawa, S., and Oikawa, T. (2007c)：“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.

56) 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.

57) 根木健之，梅田浩司，松尾公一，浅森浩一（2007）：“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講演論文集，117，pp.195-198.

58) Groom, R.W., and Bailey, R.C. (1989)：“Decomposition of magnetotelluric impedance tensors in the presence of local three-dimensional galvanic distortions”, Journal of

Geophysical Research, 94, pp.1913-1925.

59) 根木健之，梅田浩司，浅森浩一（2008）："MT 法における 2 次元比抵抗断面の不確実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，118，pp.198-201.

60) Sasaki, Y. (2004)："Three-dimensional inversion of static-shifted magnetotelluric data", Earth Planets Space, 56, pp.239-248.

61) Umeda, K., Ninomiya, A., and Negi, T. (2009)："Heat source for an amagmatic hydrothermal system, Noto Peninsula, Central Japan", Journal of Geophysical Research, 114, B01202, doi:10.1029/2008JB005812.

62) 片川秀基，北口善啓，伊藤　孝，穴田文浩，吉田　進，藤井昌彦（2002）："石動・宝達山地北西部の地塊区分と活構造"，地学雑誌，111，pp.16-32.

63) 産業技術総合研究所地質調査総合センター（編）（2004）："日本重力 CD-ROM 第 2 版，数値地質図 P-2".

64) 宮内崇裕，平柳幸彦，今泉俊文（2004）："長井盆地西縁断層帯の第四紀後期活動性と地形発達"，活断層研究，24，pp.53-61.

65) 二ノ宮 淳，根木健之，梅田浩司，浅森浩一（2007）："深部比抵抗構造から推定される東北日本，朝日山地下のマグマ活動と周辺地域のテクトニクス"，日本地球惑星科学連合 2007 年大会予稿集，V157-P020.

66) Ninomiya, A., Umeda, K., and Negi, T. (2008)："Accelerated uplift and latent magmatic intrusion in a nonvolcanic region on the back-arc side of the northeast Japan Arc", paper presented at ASC-SSJ 2008 Fall meeting, Tsukuba, Japan.

67) 二ノ宮 淳，根木健之，梅田浩司（2008）："東北日本，朝日山地東部における断層活動・マグマ活動とヘリウム同位体比との関連"，日本地球惑星科学連合 2008 年大会予稿集，V152-P013.

68) 片川秀基，浜田昌明，吉田　進，廉澤　宏，三橋　明，河野芳輝，衣笠善博（2005）："能登半島西方海域の新第三紀～第四紀地質構造形成"，地学雑誌，114，pp.791-810.

69) Umeda, K., Asamori, K., Negi, T., and Ogawa, Y. (2006b)："Magnetotelluric imaging of crustal magma storage beneath the Mesozoic crystalline mountains in a nonvolcanic region, northeast Japan", Geochemistry Geophysics Geosystems, 7, Q08005, doi:10.1042/2006GC001247.

70) Brugger, J., Long, N., McPhail, D.C., and Plimer, I. (2005)："An active amagmatic hydrothermal system: The Paralana hot springs, Northern Flinders Ranges, South Australia", Chemical Geology, 222, pp.35-64.

71) 岡村行信（2007）："能登半島及びその周辺海域の地質構造発達史と活構造"，活断層・古地震研究報告，7，pp.197-207.

72) Kato, A., S. Sakai, T. Iidaka, T. Iwasaki, E. Kurashimo, T. Igarashi,N. Hirata, T. Kanazawa, and Group for the Aftershock Observations of the 2007 Noto Hanto

Earthquake (2008)：“Three-dimensional velocity structurein the source region of the Noto Hanto Earthquake in 2007 imaged bya dense seismic observation”, Earth Planet. Space, 60, pp.105-110.

73) Ui, T., Ida, Y., Hayashi, S., Kamata, H., Kawanabe, Y., Kato, Y., Chiba, T., Fujita, K., Shioya, M., Hayashi, Y., and Uhira, K. (2003)：“Revised definition and ranking of active volcanoes in Japan”, paper presented at IUGG meeting 2006, Sapporo, Japan.

74) 気象庁（2006）：“地震年報”，CD-ROM.

75) Martin, A.J., Umeda, K., Connor, C.B., Weller, J.N., Zhao, D., and Takahashi, M (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.

76) 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.

77) Ito, K. (1992)：“Cutoff depth of seismicity and large earthquakes near active volcanoes in Japan”, Tectonophysics, 217, pp.11-21.

78) 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，pp.169.

79) 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”，岩石鉱物科学，35，pp.70-77.

80) 電力中央研究所（1989）：“栗駒地域地熱探査技術等検証調査総合解析報告書”.

81) Bredehoeft, J.D., and Papadopulos, I.S. (1965)：“Rates of vertical groundwater movement estimated from the earth’s thermal profile”, Water Resources Research, 1, pp.325-328.

82) Tsukui, M., Sakuyama, M., Koyaguchi, T., and Ozawa, K. (1986)：“Long-term eruption rates and dimensions of magma reservoirs beneath quaternary polygenetic volcanoes in Japan”, Journal of Volcanology and Geothermal Research, 29, pp.189-202.

83) 中野　俊，宇都浩三，内海　茂（2000）：“上野玄武岩類および地蔵峠火山岩類の K-Ar 年代と科学組成の時間変化”，火山，45，pp.87-105.

84) 吉山　昭，柳田　誠（1995）：“河成地形面の比高分布から見た地殻変動”，地学雑誌，104，pp.809-826.

85) 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.

86) 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，pp.366-382.

87) 杉山真二（2000）:“植物珪酸体，考古学と植物学（考古学と自然科学）”，同成社，pp.189-213.

88) 杉山真二（2001）:“テフラと植物珪酸体分析”，月刊地球，23，pp.645-650.

89) 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，鏑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，pp.87.

90) 小玉芳敬（1994）:“渡良瀬川下流部における河床勾配の急変と河床表面砂礫の堆積状況”，地理学評論，67A，pp.311-324.

91) 池田　宏（1970）:“三重県，朝明川・三滝川・内部川の河床縦断形について”，地理学評論，43，pp.145-157.

92) 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.

93) 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.

94) 安藤雅孝，島崎邦彦，竹村恵二（1998）:“総論 断層解剖計画”，月刊地球，号外 21，pp.5-12.

95) 高田圭太，中田　高，野原　壯，原口　強，池田安隆，伊藤　潔，今泉俊文，大槻憲四郎，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.

96) 佐藤　努，高橋　誠（1997）:“淡路島の異常湧水の化学組成変化”，地球化学，31，pp.89-98.

97) 茨城謙三，鈴木良一（1990）:“菱刈鉱山鉱床母岩の熱水変質について”，鉱山地質，41，pp.97-106.

98) Izawa, E., Urasawa, Y., Ibaraki, K., Suzuki, R., Yokoyama, T., Kawazaki, K., Koga, A., and Taguchi, S. (1990) : “The Hishikari gold deposit: high-grade epithermal veins in Quaternary volcanics of Southern Kyushu, Japan”, Journal of Geochemical Exploration, 36, pp.1-56.

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^2
体積	立法メートル	m^3
速さ，速度	メートル毎秒	m/s
加速度	メートル毎秒毎秒	m/s^2
波数	毎メートル	m^{-1}
密度，質量密度	キログラム毎立方メートル	kg/m^3
面積密度	キログラム毎平方メートル	kg/m^2
比体積	立方メートル毎キログラム	m^3/kg
電流密度	アンペア毎平方メートル	A/m^2
磁界の強さ	アンペア毎メートル	A/m
量濃度[a]，濃度	モル毎立方メートル	mol/m^3
質量濃度	キログラム毎立法メートル	kg/m^3
輝度	カンデラ毎平方メートル	cd/m^2
屈折率[b]	（数字の） 1	1
比透磁率[b]	（数字の） 1	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[b]	rad	1 [b]	m/m
立体角	ステラジアン[b]	sr[c]	1 [b]	m^2/m^2
周波数	ヘルツ[d]	Hz		s^{-1}
力	ニュートン	N		$m\ kg\ s^{-2}$
圧力，応力	パスカル	Pa	N/m^2	$m^{-1}\ kg\ s^{-2}$
エネルギー，仕事，熱量	ジュール	J	N m	$m^2\ kg\ s^{-2}$
仕事率，工率，放射束	ワット	W	J/s	$m^2\ kg\ s^{-3}$
電荷，電気量	クーロン	C		s A
電位差（電圧），起電力	ボルト	V	W/A	$m^2\ kg\ s^{-3}\ A^{-1}$
静電容量	ファラド	F	C/V	$m^{-2}\ kg^{-1}\ s^4\ A^2$
電気抵抗	オーム	Ω	V/A	$m^2\ kg\ s^{-3}\ A^{-2}$
コンダクタンス	ジーメンス	S	A/V	$m^{-2}\ kg^{-1}\ s^3\ A^2$
磁束	ウエーバ	Wb	Vs	$m^2\ kg\ s^{-2}\ A^{-1}$
磁束密度	テスラ	T	Wb/m^2	$kg\ s^{-2}\ A^{-1}$
インダクタンス	ヘンリー	H	Wb/A	$m^2\ kg\ s^{-2}\ A^{-2}$
セルシウス温度	セルシウス度[e]	℃		K
光束	ルーメン	lm	cd sr[c]	cd
照度	ルクス	lx	lm/m^2	$m^{-2}\ cd$
放射性核種の放射能[f]	ベクレル[d]	Bq		s^{-1}
吸収線量, 比エネルギー分与, カーマ	グレイ	Gy	J/kg	$m^2\ s^{-2}$
線量当量, 周辺線量当量, 方向性線量当量, 個人線量当量	シーベルト[g]	Sv	J/kg	$m^2\ s^{-2}$
酸素活性	カタール	kat		$s^{-1}\ mol$

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

表５．SI 接頭語

乗数	接頭語	記号	乗数	接頭語	記号
10^{24}	ヨタ	Y	10^{-1}	デシ	d
10^{21}	ゼタ	Z	10^{-2}	センチ	c
10^{18}	エクサ	E	10^{-3}	ミリ	m
10^{15}	ペタ	P	10^{-6}	マイクロ	μ
10^{12}	テラ	T	10^{-9}	ナノ	n
10^{9}	ギガ	G	10^{-12}	ピコ	p
10^{6}	メガ	M	10^{-15}	フェムト	f
10^{3}	キロ	k	10^{-18}	アト	a
10^{2}	ヘクト	h	10^{-21}	ゼプト	z
10^{1}	デカ	da	10^{-24}	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
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	$1ha=1hm^2=10^4m^2$
リットル	L，l	$1L=11=1dm^3=10^3cm^3=10^{-3}m^3$
トン	t	$1t=10^3\ kg$

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	$1eV=1.602\ 176\ 53(14)\times10^{-19}J$
ダルトン	Da	$1Da=1.660\ 538\ 86(28)\times10^{-27}kg$
統一原子質量単位	u	1u=1 Da
天文単位	ua	$1ua=1.495\ 978\ 706\ 91(6)\times10^{11}m$

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	$1\ bar=0.1MPa=100kPa=10^5Pa$
水銀柱ミリメートル	mmHg	1mmHg=133.322Pa
オングストローム	Å	$1\ Å=0.1nm=100pm=10^{-10}m$
海里	M	1 M=1852m
バーン	b	$1\ b=100fm^2=(10^{-12}cm)2=10^{-28}m^2$
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	$1\ erg=10^{-7}\ J$
ダイン	dyn	$1\ dyn=10^{-5}N$
ポアズ	P	$1\ P=1\ dyn\ s\ cm^{-2}=0.1Pa\ s$
ストークス	St	$1\ St=1cm^2\ s^{-1}=10^{-4}m^2\ s^{-1}$
スチルブ	sb	$1\ sb=1cd\ cm^{-2}=10^4cd\ m^{-2}$
フォト	ph	$1\ ph=1cd\ sr\ cm^{-2}\ 10^4lx$
ガル	Gal	$1\ Gal=1cm\ s^{-2}=10^{-2}ms^{-2}$
マクスウェル	Mx	$1\ Mx = 1G\ cm^2=10^{-8}Wb$
ガウス	G	$1\ G=1Mx\ cm^{-2}=10^{-4}T$
エルステッド[c]	Oe	$1\ Oe \triangleq (10^3/4\pi)A\ m^{-1}$

(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	$1\ Ci=3.7\times10^{10}Bq$
レントゲン	R	$1\ R = 2.58\times10^{-4}C/kg$
ラド	rad	$1\ rad=1cGy=10^{-2}Gy$
レム	rem	1 rem=1 cSv=10^{-2}Sv
ガンマ	γ	1 γ=1 nT=10-9T
フェルミ		1フェルミ=1 fm=10-15m
メートル系カラット		1メートル系カラット = 200 mg = 2×10-4kg
トル	Torr	1 Torr = (101 325/760) Pa
標準大気圧	atm	1 atm = 101 325 Pa
カロリー	cal	1cal=4.1858J（「15℃」カロリー），4.1868J（「IT」カロリー）4.184J（「熱化学」カロリー）
ミクロン	μ	1 μ =1μm=10^{-6}m

（第8版，2006年改訂）

この印刷物は再生紙を使用しています