



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)

Annual Report for Research on Long-Term Stability
of Geological Environments in FY2006

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 眞島 英壽* 島田 耕史 山田 国見 二ノ宮 淳
根木 健之 田力 正好 鎌滝 孝信* 草野 友宏 中司 昇

Tsuyoshi NOHARA, Koji UMEDA, Eiji SASAO, Takahiro HANAMURO
Tatsuo SAITO, Ken-ichi YASUE, Masakazu NIWA, Hidehisa MASHIMA*
Koji SHIMADA, Kunimi YAMADA, Atsushi NINOMIYA, Tateyuki NEGI
Masayoshi TAJIKARA, Takanobu KAMATAKI*, Tomohiro KUSANO
and Noboru NAKATSUKA

地層処分研究開発部門
自然事象研究グループ

Neotectonics Research Group
Geological Isolation Research and Development Directorate

July 2008

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, 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）

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

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, 眞島 英壽*¹, 島田 耕史, 山田 国見*¹, 二ノ宮 淳*²
根木 健之*², 田力 正好*², 鎌滝 孝信*², 草野 友宏*², 中司 昇

(2008 年 5 月 7 日受理)

我が国は変動帯に位置しており、安定大陸にある欧米諸国に比べて、地震や火山活動等が活発である。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・海水準変動等の天然現象に着目して、それらの特徴を明らかにするとともに、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・手法に係わる研究開発を進めている。平成 18 年度においては、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（例えば、活断層やマグマ）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。活断層・地震活動については、活断層の分布と活動履歴（移動、伸張、変形帯の発達過程）の調査技術に関する既存情報の整備を行い、火山活動については、第四紀の火山・地熱活動（特に低温領域の熱履歴）や地下深部のマグマ・高温流体等の基礎的な探査技術の抽出を行った。隆起・侵食／気候・海水準変動については、地形変化モデルの概念モデルの作成等を行った。

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

＋ 研究開発統括ユニット

※1 産学連携協力研究員

※2 技術開発協力員

*1 九州大学中央分析センター

*2 応用地質株式会社

Annual Report for Research on Long-Term Stability of Geological Environments in FY2006

Tsuyoshi NOHARA, Koji UMEDA, Eiji SASAO⁺, Takahiro HANAMURO, Tatsuo SAITO
Ken-ichi YASUE, Masakazu NIWA, Hidehisa MASHIMA^{*1}, Koji SHIMADA
Kunimi YAMADA^{※1}, Atsushi NINOMIYA^{※2}, Tateyuki NEGI^{※2}, Masayoshi TAJIKARA^{※2}
Takanobu KAMATAKI^{*2}, Tomohiro KUSANO^{※2} and Noboru NAKATSUKA

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

(Received May 7, 2008)

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 a 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/evaluation technologies for geotectonic events has been carried out to evaluate the long-term stability of the geological environments in Japan. In fiscal year 2006, we carried out the following researches, to confirm existence of the phenomena that have influences on geological disposal system (e.g., active faulting, volcanism), and to develop the investigation techniques to reconstruct the history of these phenomena. For studies of active faulting and seismic activity, we reviewed the existing techniques to research past activities and distribution of active faults (migration, extension, development process of a deformation zone). For volcanological and geothermal studies, we extracted a technique for detecting crustal magma and/or geothermal fluid in deep underground using geophysical and geochemical data, and models assessing the likelihood of future volcanism and its influence on geological environments. For studies of uplift/denudation and climatic/sea-level change, we constructed conceptual models such as landform development model.

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

+ Research and Development Integration Unit

※1 Post-Doctoral Fellow

※2 Collaborating Engineer

*1 Center of Advanced Instrumental Analysis Kyushu University

*2 OYO Corporation Co., Ltd.

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 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	5
2.2 低活動性の活断層に関する調査技術	9
2.3 断層活動の力学的影響評価モデルの開発	14
3. 火山・地熱活動に関する研究	20
3.1 火山・熱水活動履歴の調査技術	20
3.2 地下深部のマグマ・高温流体等の調査技術	25
3.3 火山・地熱活動の長期予測・影響評価モデルの開発	32
4. 隆起・侵食／気候・海水準変動に関する研究	38
4.1 古地形・古気候の復元調査技術	38
4.2 三次元地形変化モデルの開発	42
4.3 地殻変動および気候・海水準変動を考慮した地下水流動解析手法の開発	46
5. 地質環境の長期モニタリングに関する研究	49
参考文献	52

Contents

1. Overview of research on long-term stability of the geological environments	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 research information database	3
2. Study on earthquake and fault movement	4
2.1 Investigation techniques for the history of fault activity	5
2.2 Investigation techniques for active faults of low activity	9
2.3 Development of mechanical impact assessment model of fault movement	14
3. Study on volcanological and geothermal science	20
3.1 Application of thermochronological techniques	20
3.2 Detecting technique for crustal magma and high-temperature fluids	25
3.3 Modeling long-term volcanic and geothermal hazards	32
4. Study on uplift, denudation, climatic change and sea-level change	38
4.1 Investigation techniques for paleo-topography and paleo-climate	38
4.2 Development of modeling techniques for landform development	42
4.3 Development of simulation techniques of groundwater flow related by crustal movement, climatic change and sea-level change	46
5. Study on long-term monitoring of the geological environments	49
References	52

表リスト

表 3.1-1	年代既知試料の測定例（仁左平サイト中のジルコン）	24
表 3.3-1	雲仙普賢岳の解析モデル概要	36
表 3.3-2	鬼首・鳴子火山の解析モデル概要	36

図リスト

図 2.1-1	川上地域のルートマップ	6
図 2.1-2	川上地域の連続露頭の詳細なスケッチ	6
図 2.1-3	川上地域の露頭の Zone 区分	7
図 2.1-4	跡津川断層調査地域における空中写真判読による活断層の分布	7
図 2.1-5	三川原地域及び井谷地域における剪断面、節理面、及び片麻岩の片理面の傾斜方向を示したローズダイアグラム	8
図 2.2-1	本研究で適用した水素ガス原位置測定の手順	11
図 2.2-2	本研究における水素ガスの放出パターン	12
図 2.2-3	水素ガス原位置測定を行った地点(丸の位置)と放出パターン(丸の色)との対応	12
図 2.2-4	右横ずれ断層における複合面構造の姿勢とブロック回転	12
図 2.2-5	水素ガス放出率と測定地点の割れ目の走向との関係	13
図 2.2-6	跡津川断層と仏像構造線での水素ガス放出率の時間変化の違い	13
図 2.3-1	徳島県の中央構造線における地殻変動解析結果（上）と 空中写真判読によるステップ構造部分の地形分布の調査結果（下）との比較	15
図 2.3-2	千屋丘陵の活構造図	16
図 2.3-3	2004 年運上野測線（千屋丘陵北部）における反射法地震探査断面	17
図 2.3-4	反射法地震探査断面に基づくバランス断面	17
図 2.3-5	調査地域の活構造分布とその変遷	17
図 2.3-6	ブロック断層モデルによる解析結果のまとめ	19
図 2.3-7	断層モデルによる桑名断層付近の地殻変動（1）	19
図 2.3-8	断層モデルによる桑名断層付近の地殻変動（2）	19
図 3.1-1	本宮地域および十津川地域の地質	22
図 3.1-2	本宮地域および十津川地域年代測定結果	22
図 3.1-3	希ガス質量分析装置、レーザー照射装置、ガス精製ラインの構成	24
図 3.1-4	脱ガス実験の結果（レーザー出力電流 15A、30 分間の照射を繰り返す実施）	24
図 3.2-1	調査地域位置図（a）と電磁気観測点配置図（b）	27
図 3.2-2	二次元比抵抗断面図	27
図 3.2-3	スタッキング方法による処理結果の違い	29
図 3.2-4	近傍測点における信号強度の高い日のデータ処理結果	29
図 3.2-5	紀伊半島周辺のヘリウム同位体比の分布	31
図 3.2-6	ヘリウム同位体比と熱流束（左）、ペクレ数（右）との関係	31
図 3.3-1	スムージング関数の設定	33
図 3.3-2	東北日本の P 地震波速度構造断面	33
図 3.3-3	東北日本の地下温度勾配分布	33
図 3.3-4	ベイズ法による確率分布の計算例	34
図 3.3-5	雲仙・普賢岳周辺の熱流束 計算値と実測値の比較	36

図 3.3-6	鳴子火山の地下深部比抵抗構造(左)とモデルで使用した格子と初期温度分布(右) ……	37
図 3.3-7	感度解析で最適化したデータにより計算した 鬼首・鳴子火山下の流体流束分布 (左) および温度分布 (右) ……	37
図 3.3-8	鬼首・鳴子火山周辺の熱流束 (左) と流体流束 (右) 計算値と実測値の比較 ……	37
図 4.1-1	土岐川中～上流域の段丘分布および段丘堆積物・土岐砂礫層の碎屑物の特徴 ……	39
図 4.1-2	土岐川下流部の河床・段丘縦断面図 ……	40
図 4.1-3	鑓川流域の段丘面分布図 (一部) ……	41
図 4.1-4	火山灰分析結果の一例 ……	42
図 4.2-1	日吉川流域の地質と地形学的特徴 ……	44
図 4.2-2	日吉川の河床礫, 勾配, 川幅, 流路長の関係 ……	45
図 4.2-3	日吉川を例とした河床縦断面形変化の過去から現在までのシミュレーション結果 ……	46
図 4.3-1	流速ベクトル分布 (EL.0m の平面スライス) ……	47
図 4.3-2	流速ベクトル分布 (EL.-1000m の平面スライス) ……	47
図 5.1	新潟-神戸歪み集中帯 (NKTZ) の一部分としての跡津川断層帯 ……	49
図 5.2	研究地域の地震の震央分布と 断層系を横切る縦断面図(a)と断層に沿った縦断面図(b) ……	50
図 5.3	跡津川断層帯の横断面の略図 ……	50
図 5.4	観測された不確かさ評価をもつ GPS レートベクトル ……	51

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ことにより、長期にわたる安全性を確保するものである。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、火山活動等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等によって生じる地質環境条件（例えば、地下水理、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の一環として、これらの予測・評価に係わる研究開発（地質環境の長期安定性に関する研究）を実施している。

「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, 1999¹⁾）（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等を補足的に実施し、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等を検討した。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・形成年代等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」²⁾（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, 2000³⁾）を念頭において、また、「第2次取りまとめ」やその評価（原子力委員会原子力バックエンド対策専門部会, 2000⁴⁾；OECD/NEA, 1999⁵⁾等）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, 2001⁶⁾）に示したように、地形変化や非火山地域の温度異常等、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, 2002⁷⁾）（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, 2003⁸⁾）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等、研究開発を進めていく上での方向性や具体的な課題がより明確になってきた。

このような状況の進展を受け、原子力機構では、従来から進めてきた全国レベルでのデータの蓄積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、概要調査地区等の選定や安全規制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つの目標を設定した。

- ・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（概要調査地区等の選定や安全性の検討に必要なデータの取得）
- ・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）
- ・分析技術開発およ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・分析技術の整備および安全評価に係わるデータベースの整備

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」⁷⁾に示されているように、概要調査地区およびその周辺地域において、活断層、第四紀火山等の存在を確認するための調査技術を整備することが不可欠である。そのため、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・高温流体等の存在を予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・解析等が主体となるが、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」⁸⁾によると、過去においても概要調査地区およ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、過去数十万年に地殻変動、火成活動等の履歴のみならず、地質環境が有する地下水理、水質、岩盤物性等の性質が大きく変化していないことを直接的（例えば、断層破碎帯・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、過去の地下水理を推定するための古地形・水系）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等を進めており、「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・高温流体等の調査技術」、「古地形・古気候の復元調査技術」等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、処分施設の設計・施工等の工学的対策や地層処分システムの安全評価等に資するため、地層処分システムの性能に著しい影響を及ぼす現象が発生する可能性や地殻変動等に伴う地質環境条件（例えば、地下水理、水質、岩盤物性）の変化の幅等を予測・評価するための手法の開発を目指している。

予測・評価についての方法論としては、「第2次取りまとめ」⁹⁾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等が基本となる。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モデル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・地球化学的データの取得
- ・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およ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等の変化の幅として、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（物理探査等の分解能、分析方法に係る誤差・精度等）やモデルの信頼性、検証方法の妥当性等を検討しつつ、予測・評価結果に係る不確実性を定量的に把握する必要がある。

また、長期予測・影響評価モデルの開発では、「環境要件」⁷⁾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」、「火山活動等の長期予測モデルの開発」、「熱水活動等の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」、「地殻変動および気候・海水準変動を考慮した地下水流動解析手法の開発」等の研究課題に取り組んでいる。

1.3 研究情報基盤の整備

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（力学、熱、地下水理、水質等）の変化等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等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・断層活動に関する研究では、テクトニクスと断層活動との関係を分析した結果をもとに、過去数十万年前以内に繰り返し活動し、その痕跡が地形に現れ、今後も活動する可能性のある断層を「活断層」と定義し、平成 12 年度までは、全国一律の基準での活断層の見直しを行い、「200 万分の 1 日本列島活断層図」を作成するとともに、全国の主要な活断層に関する分布や活動性等の諸元を把握・整理し、GIS データとして整備した。また、断層活動による地質環境への影響の範囲と程度について、主に既存文献の網羅的な調査により、その影響が活断層帯周辺の特定の範囲に限られていることを示した。

その後、平成 17 年度までは、概要調査地区の選定や概要調査段階への反映を念頭に、科学的知見の蓄積および調査技術の体系化や信頼性の向上を目標として、「地下の活断層の調査技術の開発」、「将来の活断層帯による力学的影響範囲評価モデルに関わる情報整備」並びに「断層活動に伴う地下水流動特性変化モデルに関わる情報整備」を行った。

「地下の活断層の調査技術の開発」では、活断層のうち、地表に明瞭な変動地形を伴わない地下の活断層を対象として様々な分野の複数の研究者の協力を得て、中国地方を事例対象に調査を実施した。調査では、再現性の確認や評価手法の開発を念頭にリニアメントの抽出基準の検討を行い、その基準に基づいてリニアメントの抽出を行った。さらに、その結果と、地質構造、地殻構造、並びに地震、重力、測地等のデータ解析を合わせて実施し、過去の地殻変動の変遷も考慮した総合的な解析を行った。中国地方を対象にした空中写真判読による活断層とリニアメントの判読(高田ほか、2003⁹⁾)の結果、2000 年鳥取県西部地震の震源域には長さ数 km の短いリニアメントが顕著に集中すること、リニアメントの方向は、岩脈、断層および DEM データ解析で求まる線素の卓越方向とほぼ一致し、GPS データ解析から求まる地殻歪み、微小地震から求まる応力方向と整合的であることが明らかとなった。また、震源域のリニアメントの卓越方向は、周辺地域のリニアメントの卓越方向とは異なっていることがわかった。これらのことから、断層変位地形が発達しにくい花崗岩類が分布する地域においても、リニアメントを詳細に抽出し、GPS データ、地震データ、DEM データの解析結果や地質調査の結果と合わせて総合的に解釈すれば、考慮すべき地下の活断層の存在を推定できる可能性が示された。また、「第 2 次取りまとめ」の課題とされた、活断層帯における測地学的データと地質学的データに基づくそれぞれの歪速度の違いについては、活断層帯周辺のブロック運動モデルを仮定し、周辺ブロックの地殻変動速度を考慮することで両者のデータに大きな矛盾は認められないことが明らかになった。

「将来の活断層帯による力学的影響範囲評価モデルに関わる情報整備」では、横手盆地東縁断層帯等を事例対象に調査を実施した。その結果、活断層帯の活動履歴および逆断層帯の分岐断層や活褶曲の範囲を把握するためには、文献調査、空中写真判読、地形地質調査、反射法地震探査などの調査結果に基づいて、逆断層帯の地殻構造・地質構造の形成・発達過程について概念的なモデル化を行い、過去数十万年間の地質構造の変遷を解析することが有効である可能性が示された。モデルの信頼性を向上させるための力学的特性を考慮した解析や評価手法の開発は、今後の課題としてあげられた。

「断層活動に伴う地下水流動特性変化モデルに関わる情報整備」では、将来の断層活動による地下水流動の変化に伴う影響を予測するための技術開発およびその信頼性の向上を目的として、既存情報の整理とともに、淡路島北部、鳥取県西部および東濃地域の 3 地域を事例対象に調査を実施した。3 地域に共通することは、花崗岩類とそれを被覆する堆積岩が分布する地域では、理論歪量がある一定値を超える地震の場合に、地下数百 m 程度で浅の主要な帯水層の一部において地下水位の変化が生じる可能性があることである。この理論歪量のしきい値は、経験的に求める

ことができ、東濃地域で求められた値は、釜石で求められている値とほぼ同じであった。ただし、事例対象の3地域では、理論歪量と地下水位の変化量には明瞭な相関は認められなかった。これらの結果は、ある地域の地下浅部での地震時における平均的な透水性の変化については、その地域の異常湧水量などから推定できる場合があることから、広域的・平均的な地下水位の変化量については、複数の事例調査の結果をもとに、おおまかに推定することが可能と考えられた。これらの事例調査の適用により、最大規模の地震に伴う地下水位の変化量を推定する手法の開発が今後の課題としてあげられた。

平成18年度以降は、概要調査の段階で必要となる知見の蓄積と、調査技術の体系化およびそれらの信頼性の向上を引き続き目標としている。「最終処分法」²⁾によると、精密調査地区の選定は、地表踏査、物理探査、ボーリング等による調査（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およびその周辺の地層において活断層がある場合に、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」を確認する必要があるとされている。そこで、原子力機構では、地震・断層活動に関して、以下の調査技術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

なお、断層活動に伴う地下水流動特性変化モデルについては、「地殻変動および気候・海水準変動による地下水流動変化に関する研究」において、主な変動パラメータの検討を行っている。

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

活断層帯における活断層の分布・性状と活動履歴を把握するための一連の事例調査を通じて、調査技術の開発を目指している。平成18年度の調査では、活断層およびその周辺の断層岩の種類、分布範囲および形成順序を地質調査や年代測定等によって明らかにし、断層岩の発達過程を検討した。

(2) 成果の概要

地下で観察される断層の活動性評価手法の信頼性の向上のため、これまで、活断層を貫くトンネルやボーリングにより、活断層の破碎帯の特徴や、その分布範囲に関する研究がいくつか行われている（Watanabe, 1998¹⁰⁾; Nohara et al, 2006¹¹⁾; Tanaka et al., 2007a¹²⁾, 2007b¹³⁾など）。それらの既存の調査結果から、破碎帯中の断層岩の不均質性や、場所により破碎帯の範囲が異なることがわかっている。

本研究では、同じ活断層の中でも、断層変位地形が明瞭な地点と、不明瞭な地点があることに着目し、それらの地質学的特徴の違いを明らかにするため、中部地方の阿寺断層帯と跡津川断層帯を事例対象に地質調査を行い、小断層や割れ目の分布、長さ、方向等の情報を収集するとともに、破碎帯の岩石を露頭から採取し、顕微鏡観察、割れ目充填鉱物の分析および年代測定等を行った。これらの調査により得られた情報をもとに、断層岩の種類、分布範囲およびそれらの形成順序を明らかにし、活断層の活動履歴について検討した。

①阿寺断層における事例研究

岐阜県中津川市川上では、明瞭な変動地形が認められる NW-SE 走向の阿寺断層に対応して、濃飛流紋岩の溶結凝灰岩（西側）と苗木・上松花崗岩の黒雲母花崗岩（東側）の明瞭な地質境界が確認できる。ここでは、阿寺断層をほぼ直交する方向の沢に幅数 10m 程度の連続露頭があり、それについて詳細な地質調査を行った（丹羽ほか, 2006a¹⁴, 2006b¹⁵；図 2.1-1, 2.1-2）。

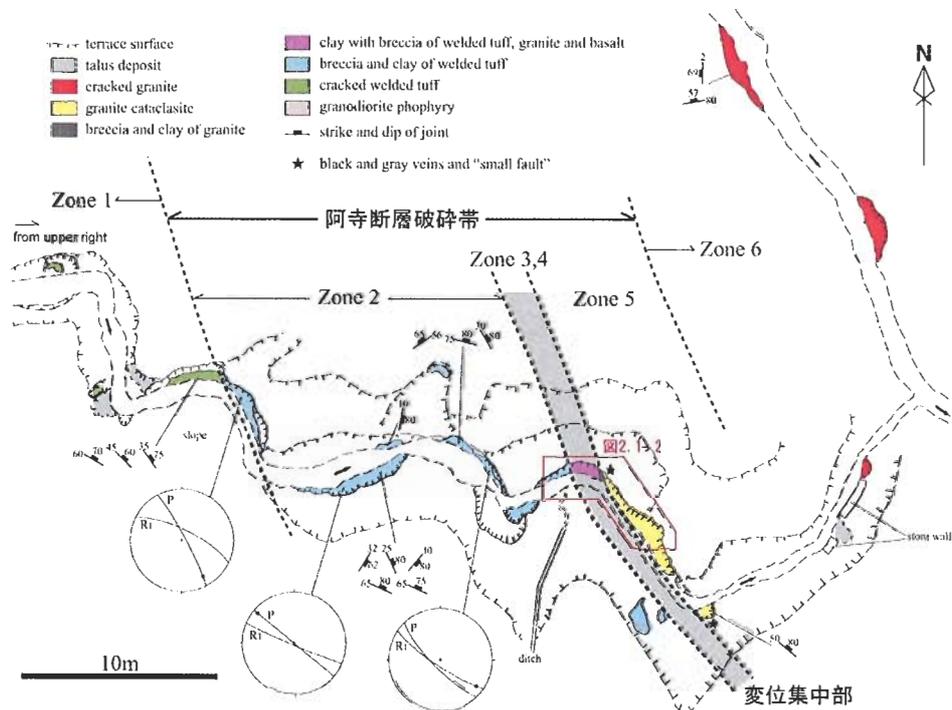


図 2.1-1 川上地域のルートマップ
(Zone 区分については図 2.1-3 を参照。)

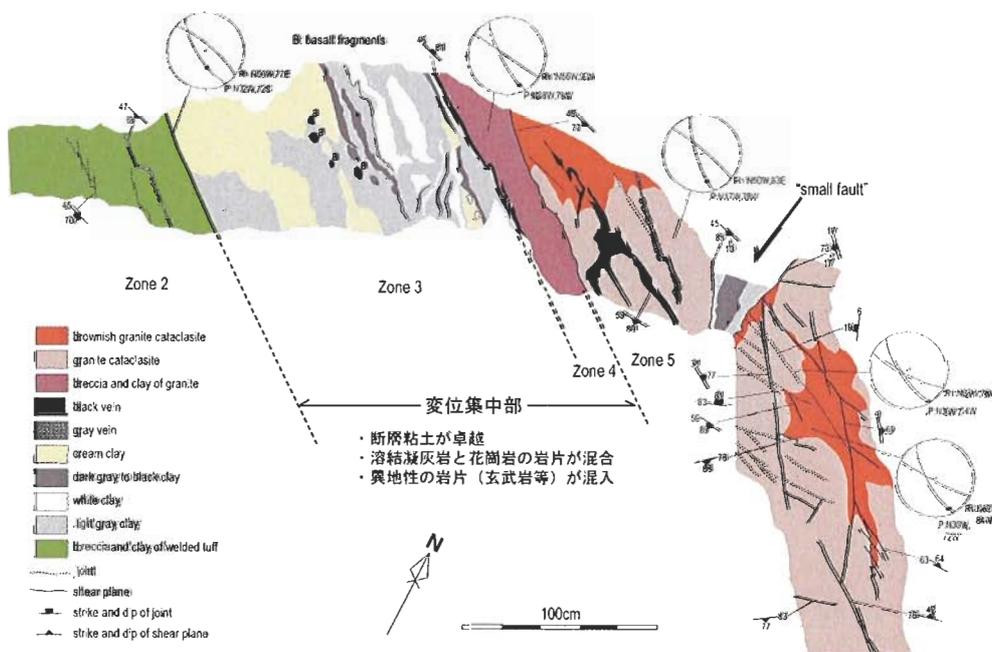


図 2.1-2 川上地域の連続露頭の詳細なスケッチ
(位置は図 2.1-1 参照。)

地質調査の結果、井谷地域では、跡津川断層の地表トレースに沿って ENE-WSW 走向の剪断面（断層岩に発達する構造的な面構造）が集中しているのに対し、三川原地域では、跡津川断層の主方向である ENE-WSW 走向の剪断面に加え、それとは大きく斜交する NNE-SSW 走向の剪断面が特徴的に発達していることが明らかになった（図 2.1-5）。また、P 面、Y 面、R1 面からなる複合面構造から分かる運動センスは、ENE-WSW 走向の剪断面では右ずれを、NNE-SSW 走向の剪断面では左ずれを示す傾向があることが分かった。なお、剪断面に沿って発達する断層粘土の鉱物組成（イライト、緑泥石およびスメクタイトを主体とする）やイライトの K-Ar 年代値（約 50-70Ma）は、ENE-WSW 走向と NNE-SSW 走向のものとの大きな違いは無かった。

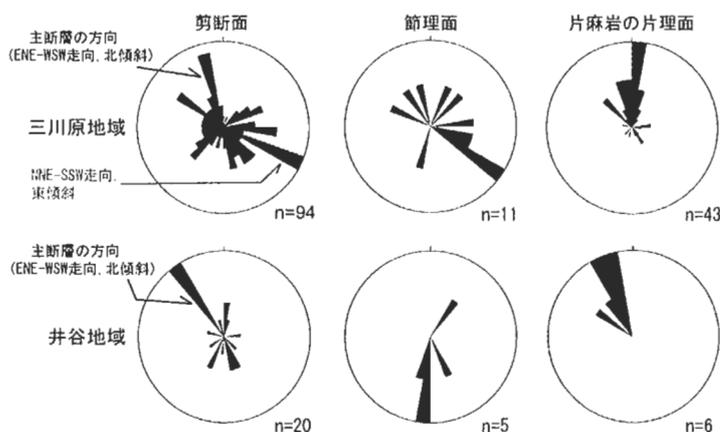


図 2.1-5 三川原地域及び井谷地域における剪断面、節理面、及び片麻岩の片理面の傾斜方向を示したローズダイアグラム

三川原地域における跡津川断層のジオメトリは圧縮性ステップに相当する。圧縮性ステップでは、ステップする 2 つの主断層がオーバーラップする部分において、主断層と高角に斜交する方向に小断層が発達することが、砂箱のアナログ実験 (McClay and Bonora, 2001¹⁹) など、露頭スケールでの断層記載 (Davis et al., 1999²⁰; Okubo and Schulz, 2006²¹) など、および境界要素法によるシミュレーション (Du and Aydin, 1995²²; 安藤・山下, 2003²³) などにより指摘されている。三川原地域で顕著に見られる NNE-SSW 走向の剪断面は、このような圧縮性ステップに特徴的な小断層に相当する可能性がある。

圧縮性ステップ部では、主断層と高角に斜交する小断層が主断層とは逆の運動センスを示し、小断層で区切られたブロックが回転するような発達モデルが指摘されている (McKenzie and Jackson, 1986²⁴; Woodcock, 1987²⁵; Martel et al., 1988²⁶; Kanaori et al., 1990²⁷)。三川原地域における ENE-WSW 走向および NNE-SSW 走向の剪断面から推定される運動センスの関係は、これらのモデルと整合的である。以上のような主断層と高角に斜交する小断層は、既存の研究においては、複合面構造における R2 面や X 面に相当すると考えられているが、岐阜県北部の茂住-祐延断層における水圧試験の結果などによれば、R2 面や X 面は主要な水みちとなっていることが指摘されており (Nohara et al., 2006¹¹)、断層周辺における水理地質構造を把握する上でも重要であるといえる。

以上、跡津川断層の事例調査の結果からは、圧縮性ステップ構造を呈する地域における不均質な破砕帯の詳細な構造が示された。

今後は、圧縮性ステップ部だけでなく、引張性ステップ部や、分岐、屈曲部、および副次断層

等における同様な観察と断層粘土の分析等を行い、活断層帯の活動履歴について詳細な情報を取得することが重要と考えられる。また、調査技術の信頼性向上に向け、過去数十万年間の活断層の活動履歴に関わる変動地形の情報と、詳細な地質調査の結果を総合的に解析する一連の手法の適用例を示すことが課題である。

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

主な活断層の分布は、一般に地形調査によって推定され現地調査で確認されるが、低活動性の活断層は地形に現れにくいいため、その調査手法の整備が緊急の課題である。岩盤中の断層の活動性調査手法として、断層活動に伴うリセットを仮定した断層年代測定技術が提案されているが、断層活動によるリセットが不完全な場合が多いため、より汎用性の高い調査手法の開発が求められている。そのため、平成 18 年度は、低活動性の活断層の地球化学的、地質学的な特徴の把握と、その特徴をもとにした調査技術の検討を、文献調査と解析により行った。さらに、中部地方の断層を事例対象に、水素ガスの測定および粘土や充填鉱物の観察、分析を行った。

(2) 成果の概要

低活動性の活断層は、侵食や堆積条件により、変動地形から判断することが難しいと考えられ、地表地質の情報も十分に得られない場合が想定されることから、その調査手法の検討・確立が緊急の課題である。そして、明瞭な変動地形が認められる断層についても、重力下での地すべり等のノンテクトニック断層である場合があり、活断層との識別についての検討が必要である（島根大学, 2005²⁸⁾など）。すなわち、低活動性の活断層の分布を明らかにする際に問題となるのは、地形や地質の情報が得られにくい活断層以外のテクトニック断層あるいは変動地形に似た特徴を示すノンテクトニック断層との識別である。そのため、地形や地表地質の情報など従来取得されている断層の活動性の情報に加えて、周辺岩盤の破碎などの力学的影響や地球化学的影響の情報も踏まえた、総合的に評価する体系的な調査技術の開発・検討が必要であると考えられる。

このような総合的な評価手法を検討するに当たって、平成 18 年度は、断層活動に伴う力学的影響と地球化学的影響に関連する断層ガス放出現象に着目し、露頭における水素ガスの測定と同時に、断層活動性の検討を試みる際の基礎情報となる断層の構造や、断層粘土等の分布の把握も行った。

①低活動性の活断層に関する文献調査

1)活断層とノンテクトニック断層の違い

これまでに、活断層とノンテクトニック断層について様々な議論が行われている（島根大学, 2005²⁸⁾など）。断層とは、岩石の破壊によって生じる不連続構造の総称である断裂のうち、不連続面に平行な変位が認められるものを指し（垣見・加藤, 1994²⁹⁾など）、規模に依存しない。重力下でのすべり面である地すべり面や、堆積物の圧密沈下によって形成される破断面も断層であり、これらはノンテクトニック断層に含まれる（島根大学, 2005²⁸⁾など）。島根大学（2005）²⁸⁾によれば、ノンテクトニック断層の特徴を検討し、その特徴の有無によって活断層の候補から除外するという考え方を示している。しかしながら、活断層かノンテクトニック断層かの識別に関して断定できずに不確かな段階に留まるものも少なくないとしている。そのため、識別にあたっては総合的な評価が必要と述べている。千木良（1995）³⁰⁾は、地すべりとクリープについて、地すべりは、「どこかに連続的なすべり面をもって、それよりも上の物質がすべる現象」とし、岩盤クリープは、「岩盤が連続的なすべり面を伴わないで、地表近くで重力によって徐々に変形、破壊する現

象」としている。後者の場合でも、開口割れ目や小断層などの断裂構造が発達する。両者ともに、一般に移動する地質体の基底は緩やかに湾曲するリストリックな形態を示し、破碎帯が形成される場合には、母岩と破碎帯との境界は上盤側が明瞭なすべり面で、下盤側が遷移的な境となることが多い。破碎帯内部構造としては、低封圧下での破壊現象を反映して（島根大学, 2005²⁸⁾、微小スケールの変形の痕跡が少ない（比較的新鮮な）母岩の岩片が、細粒破碎物中にブロック状にランダムに分布する傾向がある。島根大学（2005）²⁸⁾によれば、破碎帯の運動像は、移動する地質体の測方部では横ずれを示し、中軸部では縦ずれを示す。移動する地質体の端部には、座屈によって褶曲が形成される場合があり（千木良, 1995³⁰⁾、その褶曲は母岩の面構造（層理・片理）に沿ったすべりと特に軸部に卓越する破断で形成され、褶曲軸面はぎざぎざしており、褶曲にもなって多くの隙間ができるとしている。また、地表面の上にやや厚い地すべり体が移動してきた場合、古地表面直下で形成されていた酸化的環境で安定な鉱物が埋没することにより、還元的環境で安定な鉱物が形成され、柱状図において下位より、還元的鉱物、酸化的鉱物+還元的鉱物、地すべり面（=古地表面）、還元的鉱物、酸化的鉱物、地表面という分布を示す場合がある（千木良, 1995³⁰⁾）。逆断層型の活断層でも、こうした現象は生じえるが、充分検討されていない。

2)断層による破碎などの力学的影響

断層周辺には割れ目（fracture, microfracture）や付随的な断層（subsidiary fault）が発達し、主断層に向かって分布密度が増加する（Chester and Logan, 1986³¹⁾; Faulkner et al., 2006³²⁾など）。こうした主断層に付随した断裂の分布密度は、主断層から離れると、母岩における背景値（background level）まで減少する。背景値を上回る断裂構造分布範囲が損傷帯（ダメージゾーン）と称され、肉眼的に認定できる断裂に基づく損傷帯範囲と、顕微鏡規模で認定できる断裂に基づくそれとでは、後者が広がるが、どちらの場合でも、**量と距離の関係は量を対数とした片対数グラフで直線回帰（指数則）**されることが多い（核燃料サイクル開発機構, 2005³³⁾など）。断裂を含む岩石の剪断強度は、断裂のすべり摩擦強度を下限とし、肉眼規模で断裂を含まない岩石の破壊強度を上限とした範囲で、断裂密度が高いほど減少する（田中, 2003³⁴⁾など）。すなわち、断裂密度が高い断層は、強度が低く繰り返し活動しやすい。一方、断裂密度の背景値が高く、主断層沿いの断裂密度に匹敵する場合、新たな断層活動は、以前の主断層とは異なる部分でも生じる可能性がある。また、地質断層の場合には、断裂密度に対応した再活動の潜在的可能性に違いが出るのが予想される。このような断裂分布範囲を、断層活動の影響範囲として捉えた場合、背景値からの偏差（主断層沿いへの断裂の偏在の程度）の空間変化率（断裂密度変化率）の分布や、背景値の空間分布把握が重要となろう。

3)地球化学的手法

地球化学的観点では、水やガスの組成の特徴や時間変化が注目される。断層を含む割れ目は、水やガスなどの地殻流体の通路となっていることが知られている（Rose et al., 1979³⁵⁾; 野津, 2005³⁶⁾など）。活断層帯の地下水化学組成の観測例として、Satake et al. (2007)³⁷⁾は、断層破碎帯における地下の風化（低温での岩石-水反応）によって、破碎帯の水は Na-HCO₃ タイプになっており、周辺の水が Ca-HCO₃ タイプであることとの違いを報告している。破碎帯中の水の Na/Ca 比は、数日のうちに変化し、流路が変化しやすいことが示唆されている。

固体中のガスの拡散は、流体の移流に比較して桁違いに遅いことから、地下のガスの長距離の移動は水に溶存した形で達成される。割れ目の存在は、岩石の透水性を高める。それゆえ、窒素、アルゴンなどの主要大気成分は、水に溶存して、割れ目を通過して地下に運搬され、再び地下から地表に現れる（酸素は地表付近の生物群により消費される）。すなわち、透水性構造に支配され

た水の移動が、ガスの移動の大部分を支配する (Rose et al., 1979³⁵⁾)。ガスの起源としては、大気由来のほか、地下深部の極めて酸素に乏しい環境におけるメタン、水素などの還元ガス、放射性元素の α 壊変にともなうヘリウム形成やカリウム起源のアルゴン、および α 壊変時に周囲の水が放射化することによる水素、および生物起源物質の分解や生物活動によるメタン、水素、硫化水素、一酸化炭素などのほか、近年注目されているものとして、鉱物破壊表面上の水のラジカル反応による水素が挙げられる (Rose et al., 1979³⁵⁾; Kita et al., 1982³⁸⁾; Kameda et al., 2003³⁹⁾; Lin et al., 2005⁴⁰⁾)。最後に挙げた破壊表面上の水素形成は、断層活動による岩石・鉱物の破壊に由来しており、破壊表面積と発生水素ガス量との比例関係が得られている (Kameda et al., 2003³⁹⁾)。

②断層ガス調査手法の検討および事例調査

地球化学的断層調査技術である断層ガスの調査技術について、低活動性の活断層調査への適用可能性を事例調査により検討した。事例調査では、断層から放出される水素ガスの測定の手法の開発と、中部地方の断層を事例対象に、予察的測定を行った。多地点における数時間の水素ガス原位置測定によって、活断層における移行経路の、地質構造に依存する偏在性が認められ、この偏在性を踏まえた水素ガス放出の時間変化によって、断層の活動性が識別できる可能性が示された。

測定方法として、Infatron, Inc.製の Finch-Mono II を使用し、深さ 45cm 程度の孔をハンドドリルで掘削してテフロンチューブで測定器と孔をつなげて数時間放置する方法を開発した (島田ほか, 2006⁴¹⁾; 図 2.2-1)。

跡津川断層西部の断層露頭で水素を測定したところ、水素が検知された地点は偏在し、水素ガス濃度の時間変化の多様性が認められた (図 2.2-2)。図 2.2-3 に示された空間分布において、水素が継続的に高濃度放出される赤丸地点は、右横ずれ断層である跡津川断層の主方向 (N60E) を Y 面とした時の複合面構造のなかで、X-R₂面、P-R₁面などのブロック回転による水みちを生じる場に位置する (図 2.2-4, 5)。これによって、同一活断層でも水素の測定値に大小のばらつきが認められる原因が、複合面構造の観点から初めて説明がつけられた。

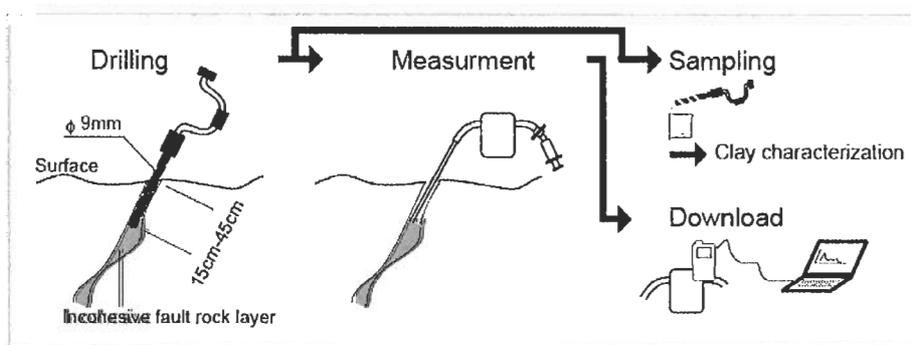


図 2.2-1 本研究で適用した水素ガス原位置測定の手順

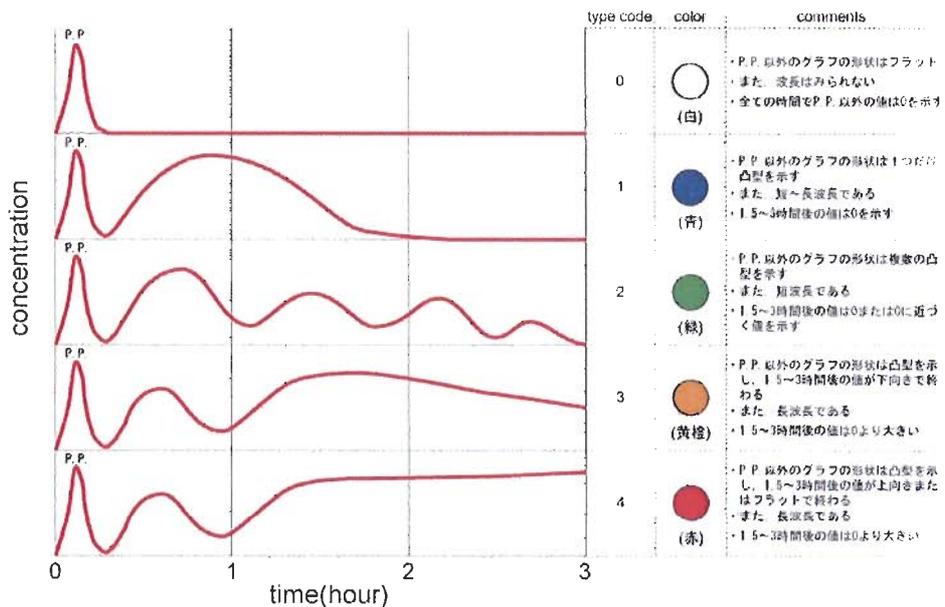


図 2.2-2 本研究における水素ガスの放出パターン

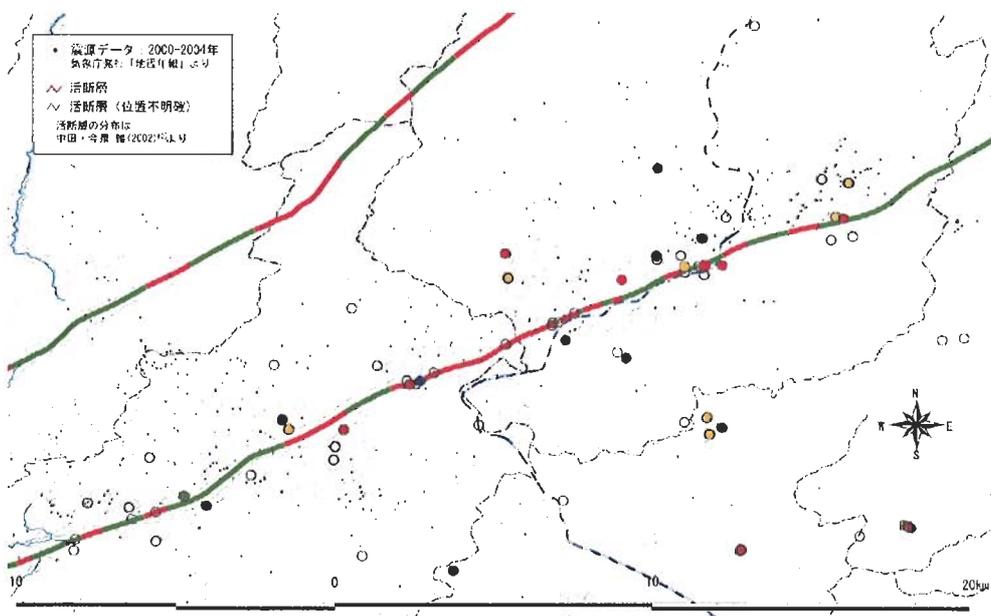


図 2.2-3 水素ガス原位置測定を行った地点（丸の位置）と放出パターン（丸の色）との対応

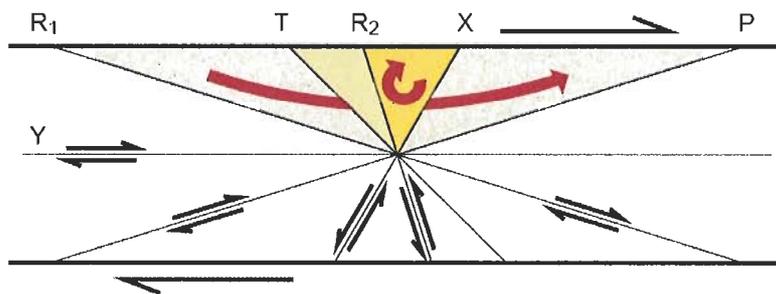


図 2.2-4 右横ずれ断層における複合面構造の姿勢とブロック回転

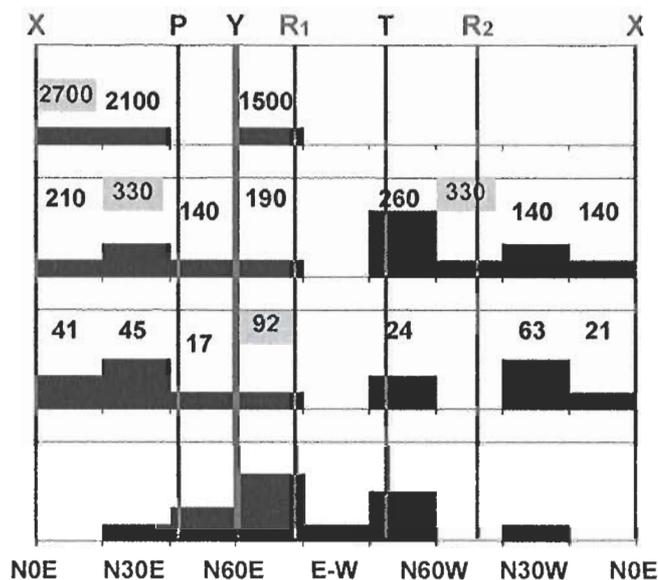
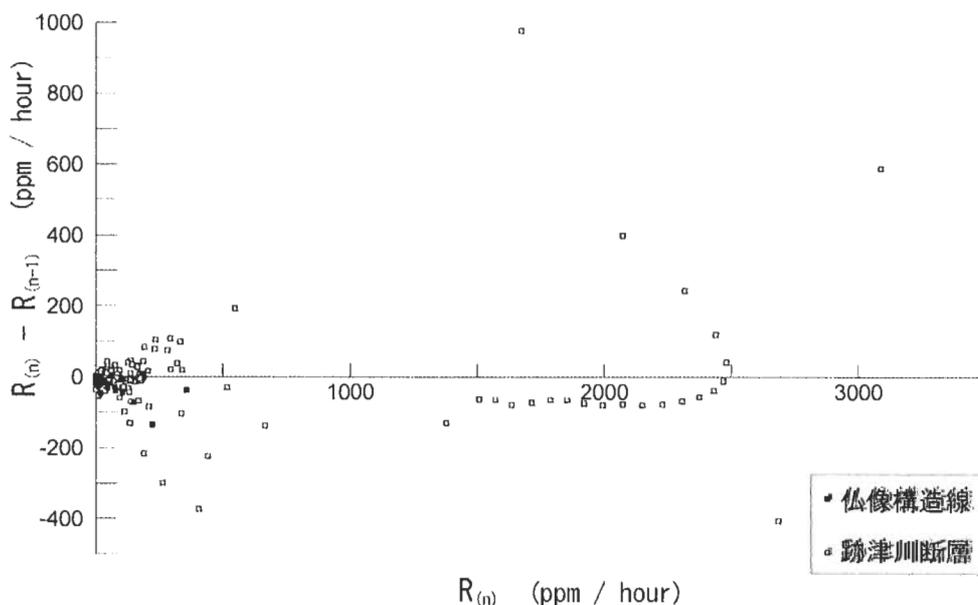


図 2.2-5 水素ガス放出率と測定地点の割れ目の走向との関係

次に、跡津川断層（活断層）と三重県の仏像構造線（非活断層）で水素ガス放出率時間変化を比較した。その結果、仏像構造線で測定開始から 1 時間後以降はほとんど全ての地点で減少していくのに対し、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、放出率も大きいという違いが認められた（図 2.2-6）。水素の地下からの供給が継続、増加すれば、この図の縦軸で正の値をとるとともに、各時間ごとの放出率が増大して横軸で大きな値をとる。また、活断層であっても、断層の姿勢に応じて水素ガスが放出されない若しくは減少していく場合もあるので、原点付近や縦軸が負の値もとることになる。これに対して、非活断層は地下からの水素供給が少ないと考えられるため、原点付近に測定値が集中すると考えられる。今後は、測定事例を増やし、活断層の地域と非活断層の地域との違いをより明確にしていく。



$R_{(n)}$: 測定開始より (n-1) 時間後から n 時間後までの放出率. n=2, 3, 4, ..

図 2.2-6 跡津川断層と仏像構造線での水素ガス放出率の時間変化の違い

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

断層活動の力学的影響については、周辺岩盤の破断による影響と、変形の影響とが考えられる。平成 18 年度は、断層活動による変形の影響については、徳島県の中央構造線と、秋田県の横手盆地東縁断層帯を事例にした調査を行い、断層帯の地殻構造および地質構造の形成・発達過程の概念的なモデル化を行った。また、活断層の周辺岩盤の破断については、阿寺断層を事例にした地質調査を行った。さらに、測地学的手法によって推定される広域的な地殻変動について、跡津川断層帯や養老 - 桑名 - 四日市断層帯等を対象に GPS 解析と概念モデルの検討を行った。

(2) 成果の概要

①中央構造線（四国）における事例研究

断層活動に伴う周辺の岩盤の変形は、変動地形として蓄積されると考えられている。例えば横ずれ断層については、その繰り返しの活動により、近傍に隆起／沈降性の変形が同じ場所に累積している事例が、中央構造線（四国）において示されている（中田ほか、1998⁴⁴⁾; 中田・後藤、1998⁴⁵⁾）。このような変動地形の情報は、信頼性の高い断層モデルの構築に有効と考えられる。しかし、変動地形の累積についてのモデル解析と原位置情報の比較による検討は、まだ十分行われていない。これについて本研究では、断層モデルから推定される変形パターンと、空中写真判読により抽出される変動地形との比較を行い、その関連について、中央構造線（四国）を事例に、断層のステップ、分岐、および屈曲に着目して検討している。

四国の陸域における中央構造線活断層系は西から、西部セグメント、岡村セグメント、および中東部セグメントの 3 つの区間に大きく分けられる。調査地域は中東部セグメントの中部に位置する。調査地域の断層帯を構成する主要な断層は、池田断層、三野断層、井口断層、父尾断層および神田断層である。変位の方向は、いずれも右横ずれを主体とするが、相対的に南側が低下する垂直成分を含む。本研究では 1/20,000 および 1/10,000 空中写真の判読を行い、活断層、段丘面および沖積扇状地面の分布図を作成した。この活断層分布に対し、均質半無限弾性体の食い違い理論に基づくディスロケーションプログラム Coulomb3.0 (Lin and Stein, 2004⁴⁶⁾; Toda, et al., 2005⁴⁷⁾) による解析を行い、断層周辺の水平・上下変位、体積歪、および Coulomb 応力の変化を計算した。モデルでは、地表に認められる断層トレースに沿ってほぼ鉛直の断層面を仮定した。断層の変位量は、岡田・堤 (1997) ⁴⁸⁾、産業技術総合研究所の活断層データベース、および文部科学省地震調査推進本部の長期評価のそれぞれに基づく 3 パターンを設定した。解析の結果、ステップや屈曲のような断層の不連続部および走向変化部に歪や応力の変化が集中する傾向があることが分かった。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 2.3-1)。計算結果は、断層の変位量を変えてもほぼ同じ傾向を示す。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、断層活動による変形をある程度推定することができる。

体積歪の変化

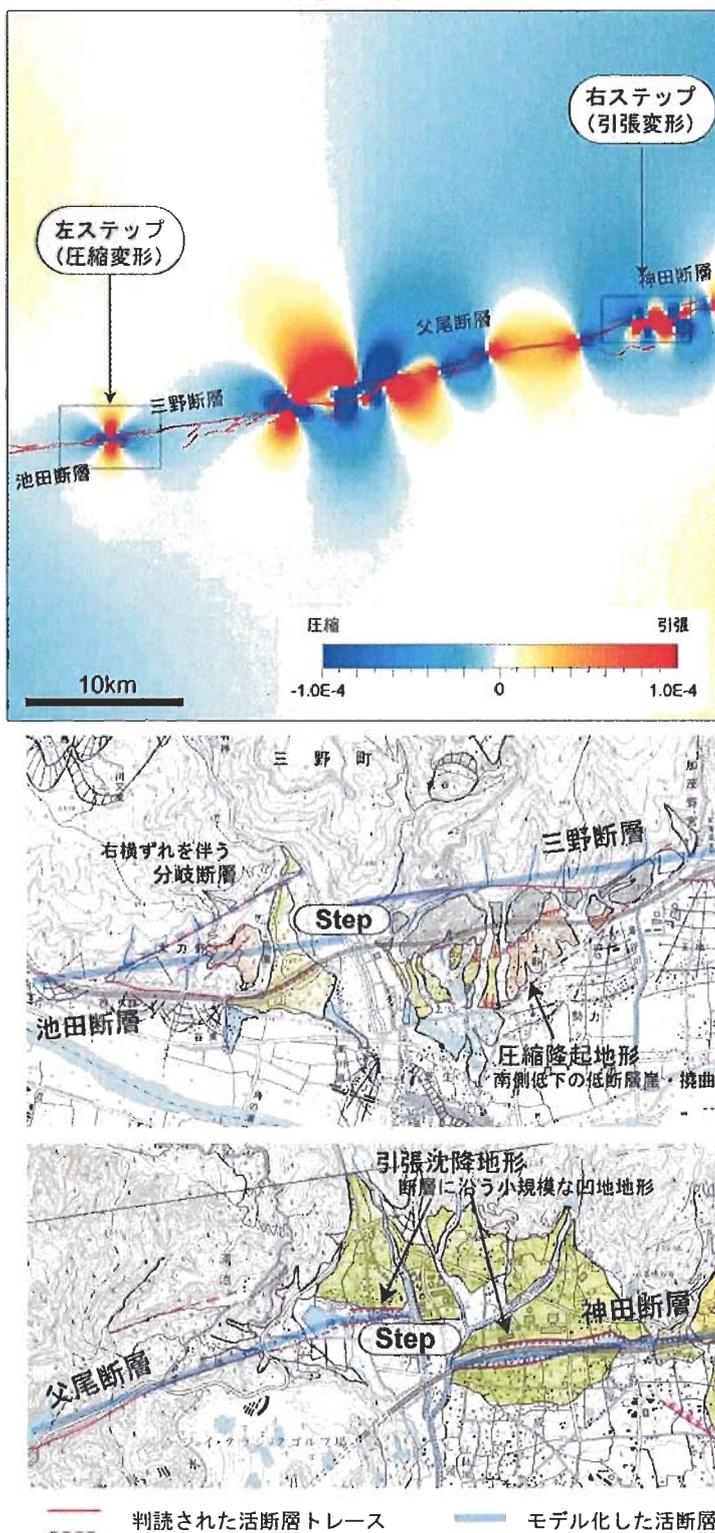


図 2.3-1 徳島県の中央構造線における地殻変動解析結果（上）と

空中写真判読によるステップ構造部分の地形分布の調査結果（下）との比較

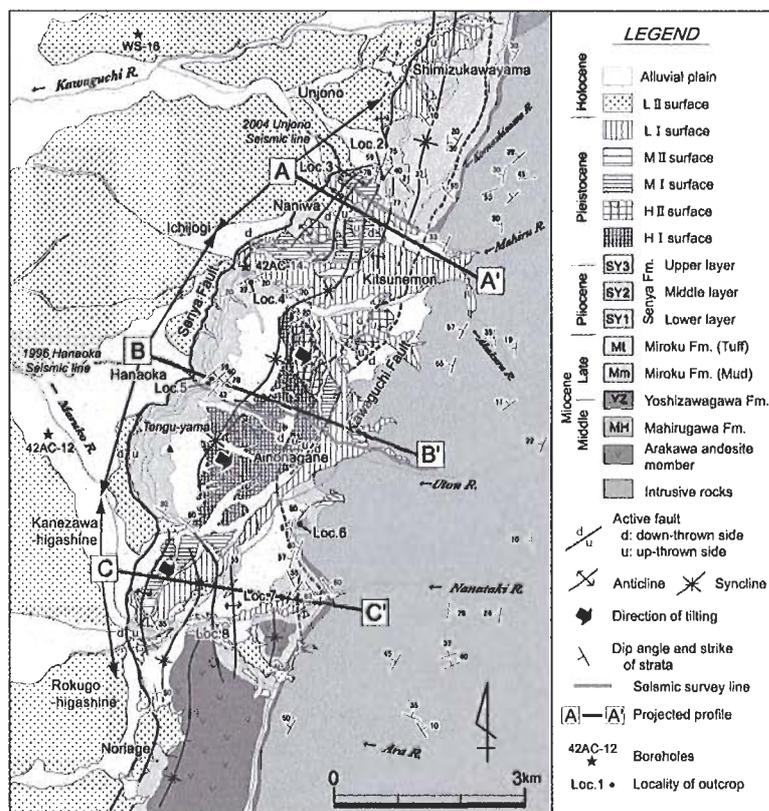
（上図の解析に用いた活断層の分布は本研究の結果をもとにしており、傾斜は垂直と仮定した。なお、活断層の単位変位量は、岡田・堤（1997）⁴⁰⁾を参考に設定した。詳細については、丹羽ほか（2007）⁴³⁾参照。）

②横手盆地東縁断層帯における事例研究

逆断層帯について、横手盆地東縁断層帯を事例としたデータ解析を行った。横手盆地東縁断層帯は、1896年の陸羽地震を引き起こし、その際の地表地震断層が詳細に記録されている。また、東北日本を横断する地震探査が行われた際、その地殻断面が把握されており、さらにこの断層帯を対象とした詳細な調査により、分岐断層による逆断層帯の拡幅の様子が明らかにされている。原子力機構では、この逆断層帯を事例対象とした物理探査や地質調査を行っている（核燃料サイクル開発機構, 2005³³⁾。平成18年度は、それらのデータの解析を行った。

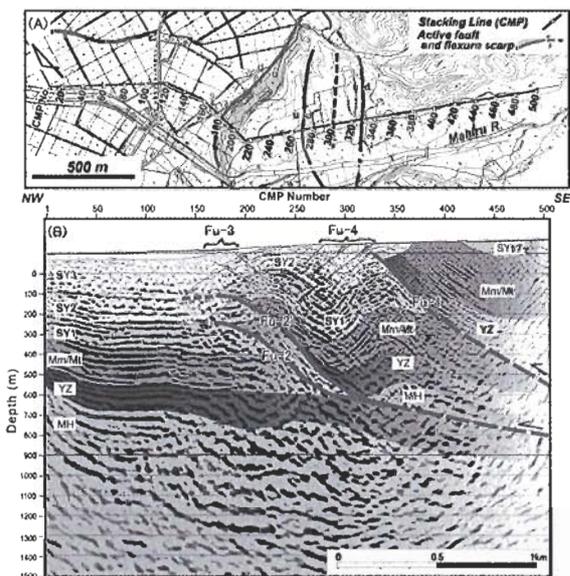
活断層の調査では、従来、変動地形と地表付近の地質調査を主体として行われている。本研究では、さらに信頼性の向上を図るため、過去数十万年間の地形や地質の変遷を踏まえた断層活動の力学的影響評価モデルの開発に向けて、変動地形と地質構造の変遷を調べ、逆断層帯の発達過程と周辺岩盤の変形過程を把握し、モデル化していく総合的な評価手法の事例研究を行った。平成18年度は、横手盆地東縁断層帯を構成する千屋断層地域、特に千屋丘陵を事例として、平成17年度までのデータの詳細な解析を行い、地形と地質層序の解析結果に基づいて変動地形の形成発達過程を明らかにした。さらに、バランス断面法を用いた解析により地質構造の変遷を検討し、地形、表層地質および地質構造の総合的な情報を踏まえて、周辺岩盤の変形と、分岐断層、副断層の発達に係わる概念モデル化を行った（楮原ほか, 2007⁴⁹⁾。

本研究により、複数の調査手法を体系的に組合わせて行い、それらの調査結果に基づいてバランス断面法を用いた総合的な解析を実施することは、信頼性の高い調査・評価手法となりうる可能性が示された。



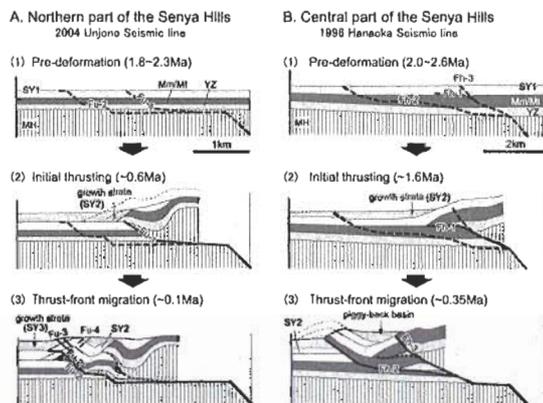
破線は川口断層を示す。各地形断面線から両側に延びる矢印は、それぞれ千屋丘陵北部、中部、南部の範囲を示す。

図 2.3-2 千屋丘陵の活構造図（楮原ほか, 2007⁴⁹⁾）



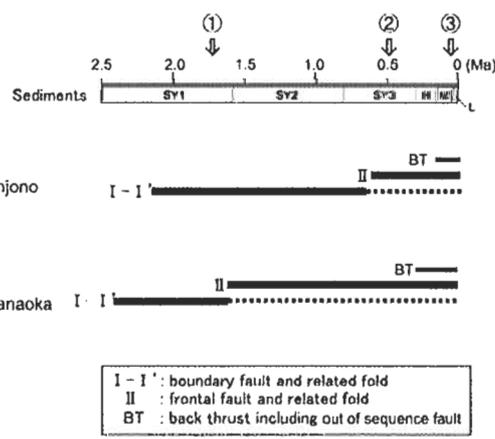
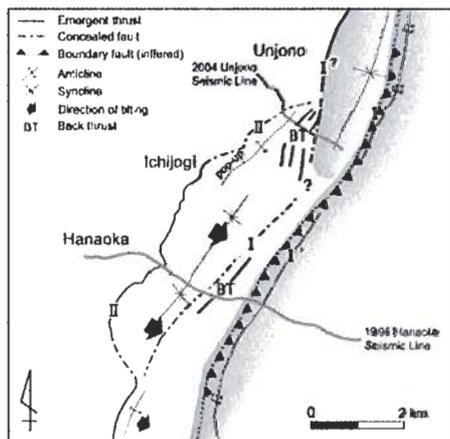
(A) 運上野測線と共通反射線の詳細位置図。基礎は千屋丘陵の資料図(15,000)を使用し、探査測線位置は図2.3-2に示す。
 (B) 重点反射線断面とその地質学的解釈。地質に関する略号は図2.3-2を参照。

図 2.3-3 2004年運上野測線(千屋丘陵北部)における反射法地震探査断面(楮原ほか, 2007⁴⁹)

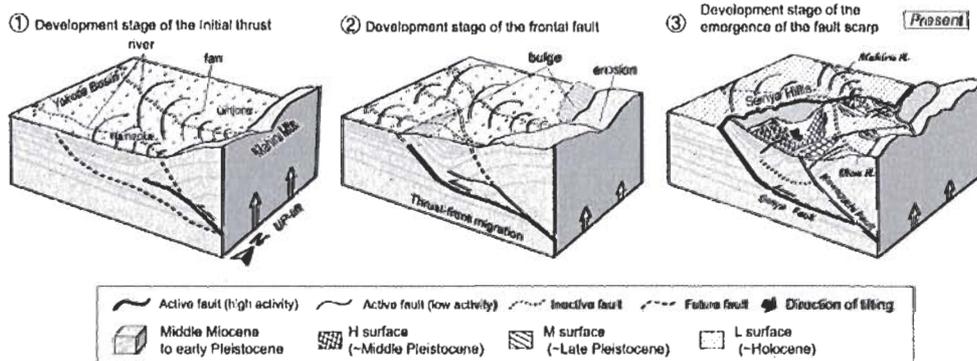


長野断層とボーリング資料、地質調査に基づいて得られた地質断面図を基にした、単純化された、活動が停止した活断層。破線は活動前の状態を示す。地層に付与された傾斜は図2.3-2を、各断層に付与された傾斜は図2.3-3を参照。

図 2.3-4 反射法地震探査断面に基づくバランス断面(楮原ほか, 2007⁴⁹)



I - I' : boundary fault and related fold
 II : frontal fault and related fold
 BT : back thrust including out of sequence fault



上図は簡略化した千屋丘陵の活構造分布を示す。下図は、活構造の変遷を示す概念図。

図 2.3-5 調査地域の活構造分布とその変遷(楮原ほか, 2007⁴⁹)

③阿寺断層帯における事例研究

断層活動に伴う周辺岩盤の破断に関しては、岐阜県東部の活断層である阿寺断層帯を事例対象とし、断層帯周辺岩盤の小断層、割れ目、充填鉱物等の分布と性状について、地質学的な調査を行った。

地質調査では、NW-SE 方向の阿寺断層系の地質情報のほかに、阿寺断層系にほぼ直交する NE-SW 方向の鞍掛峠断層、若柄断層、佐見断層、白川断層の 4 つの断層を対象に、地質学的な調査を行なった。その調査の結果は、露頭単位での破砕帯の規模（幅）を、断層ガウジ（剪断面に挟まれた細粒部分）と断層粘土（断層ガウジよりも細粒で軟らかい粘土に富む部分）に分けて整理した。

阿寺断層の東側に位置する鞍掛峠断層と若柄断層は、断層ガウジの幅はほとんど 50cm 以下であり、断層粘土の幅も 10cm 以下である。2 つの断層では、観察した限りでは、破砕帯としては小規模なものが卓越している。

これに対して、阿寺断層の西側に位置する佐見断層と白川断層は、断層ガウジの幅は小規模なものでも 20cm 以上で、露頭単位で最大数 m 規模、断層粘土の幅は 5~20cm であり、相対的に東側の断層群より破砕帯の規模が大きい。特に白川断層では破砕帯が大規模であり、露頭単位で観察される破砕帯の分布から全体として幅 100m を越える断層破砕帯の存在が想定できる。

阿寺断層の周辺に分布する阿寺断層と直交する断層群については、右横ずれの運動が卓越しており、左ずれ運動の阿寺断層との配置から水平面内の東西圧縮場での共役断層と考えられている（岡田ほか、2006⁵⁰⁾。しかし、各断層の性状や規模はそれぞれ異なっており、阿寺断層を挟んでその両側の断層群でも違いが見られる。このような差異が、どのような応力場、生成条件、活動年代の違い等を反映しているのかを検討する必要がある。

今後は、より詳細な破断などの産状を現地調査によって明らかにし、阿寺断層系にほぼ直交する断層も含めた断層帯周辺岩盤の破断の影響について検討する予定である。

④跡津川断層帯ならびに養老 - 桑名 - 四日市断層帯における事例研究

測地学的手法によって推定される広域的な地殻変動について、跡津川断層帯や養老 - 桑名 - 四日市断層帯を対象に GPS 解析と概念モデルの検討を行った。

緻密な GPS 観測が行われている跡津川断層系周辺では、2~8 年ほどの GPS 連続観測によって断層周辺の詳細な地殻変動分布が明らかにされた。その分解能は 1mm/年程度と考えられ、活断層の応力蓄積過程に関連した地殻変動を十分に検出できる能力がある。さらに、本研究では、ブロック断層モデルを用いて断層周辺の地殻変動データを解析した結果、跡津川断層系周辺における各ブロックの運動速度や各断層セグメントにおけるすべり欠損量が推定された。これらの結果に対しては、地質・地形学的な情報を加えることにより、断層の活動度評価をより高度化することが可能であると考えられる。

国土地理院による GEONET 観測点のみが存在する養老断層系周辺においても、逆断層運動に関連すると思われる東西短縮変形が検出された。また、その絶対値は地質学的な情報から推定されている断層の平均変位速度と整合的である。また、短縮変形が卓越する逆断層周辺では顕著な地殻上下変動が生じると期待されるが、養老断層系周辺の水準測量データを解析したところ、桑名断層の南端周辺において、過去 20 年ほどの間に定常的な隆起が生じていることが見出された。これは断層運動から推定される変形のセンスとも合致しており、断層浅部におけるクリープ的な活動の一端を捉えている可能性が示唆される。

以上の結果より、GPS を始めとする測地観測が断層の活動度評価を行う上で大変有用であることが示された。しかし、断層周辺で進行する変形過程には未解明の要素が多くあり、地殻変動デ

ータに基づいて断層の活動に関する高度な将来予測を実現するためには、より詳細な観測と研究対象地域の地形・地質学的な情報を収集し、解析する必要がある。

今後は、断層の応力蓄積過程を考える上で特に重要と考えられる断層端や断層の深部延長における物性や、そこで進行する変形過程の解明に向けて、様々な観測、探査やそれらの結果を総合的に扱うモデル化等の研究が重要である。

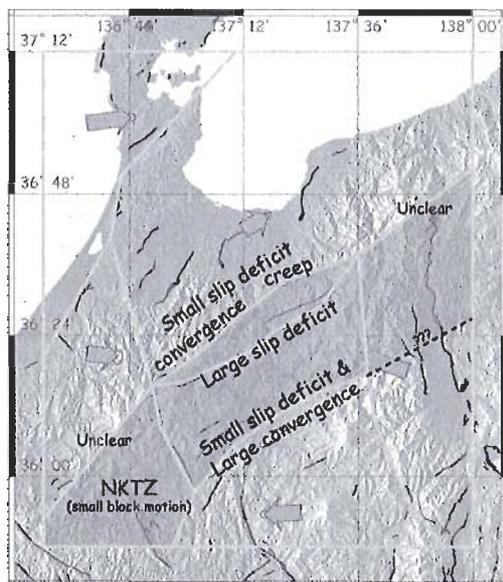


図 2.3-6 ブロック断層モデルによる解析結果のまとめ

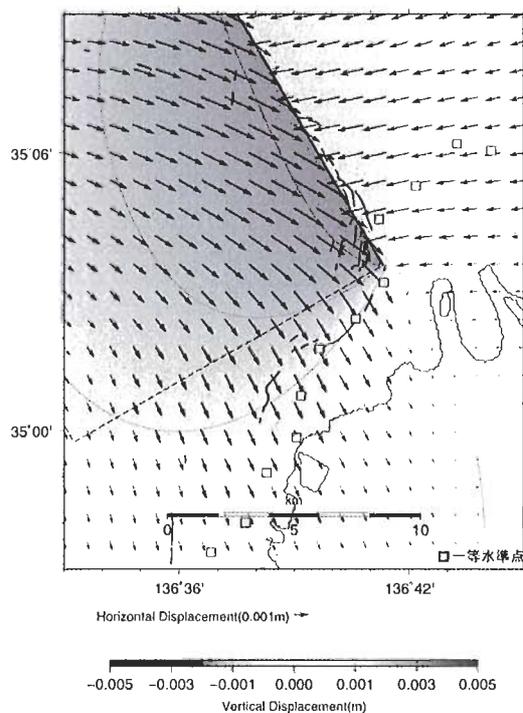


図 2.3-7 断層モデルによる
 桑名断層付近の地殻変動(1)
 断層上端の深さ：500m，断層傾斜角：30°
 すべり角：60°，すべり量：6mm

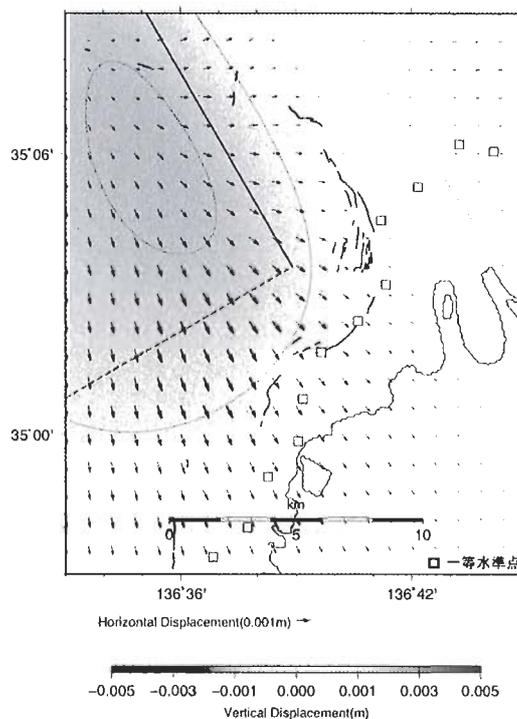


図 2.3-8 断層モデルによる
 桑名断層付近の地殻変動(2)
 断層上端の深さ：5km，断層傾斜角：30°
 すべり角：60°，すべり量：6mm

3. 火山・地熱活動に関する研究

火山活動については、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の整備を進めている。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（断層活動、火成活動など）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。

また、対象地域における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、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、その成果を安全評価に反映させていくことが重要である。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、2002⁷⁾。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他、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。

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・高温流体等の調査技術
- 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」²⁾によると、精密調査地区の選定は、概要調査地区およびその周辺の地域において、地表踏査、物理探査、ボーリング等による調査（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の整備を進めている。

また、原子力安全委員会（2002）⁷⁾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ことから、当面は、地表踏査や室内試験等によって第四紀火山を認定するための調査技術（第四紀火山噴出物の同定）を整備する必要がある。これまでの研究開発では、主にテフクロ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た。

一方、マグマ等の高温物質から放出される熱エネルギーや火山ガス等によって、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等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に取り組んでいる。平成 18 年度については、特に、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、(U·Th)/He 年代測定システムの開発を進めている。

(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等の整備

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、温泉地等といった高温 ($>42^{\circ}\text{C}$) の温泉が分布している (金原, 2005⁵¹⁾) 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, 1994⁵²⁾)。

これらの温泉に伴う熱水変質帯の形成年代を知ることは、温泉活動の始まった時代のみならず、熱源の推定についての地質学的な制約を与えることができる。そのため、紀伊半島南部の本宮地域および十津川地域 (図 3.1-1) の温泉湧出箇所や岩脈などの周辺において熱水変質作用を被っている岩石を対象に、そこに含まれる石英の熱ルミネッセンス (Thermoluminescence; TL) 年代 (以下, TL 年代), ジルコンおよびアパタイトのフィッション・トラック (Fission Track; FT) 年代 (以下, FT 年代), セリサイトのカリウム・アルゴン年代 (以下, K-Ar 年代) を測定し、測定される年代値とそのリセット温度の違いに着目して、熱水変質帯の形成年代や熱履歴を推定する手法の検討を行った。

年代測定の結果から推定される本宮地域の地熱活動は、千数百万年前 (中期中新世) までの比較的高温の活動の後、数十~数万年前まで石英の TL 年代をリセットするような低温の活動があったと考えられる (図 3.1-2)。また、十津川地域についても、本宮地域で見られる低温熱水活動期と同様の地熱活動が生じていた可能性が考えられる。

本宮地域で測定した K-Ar 年代の結果、変質帯ごとに年代値が異なることから、セリサイトを生成した比較的高温の変質作用をもたらしたものは、本宮地域規模 (数~10 km 四方) で斉一的な熱源ではない可能性が示唆される。その一方で、近傍に分布する火成岩である大峰酸性岩類・熊野酸性火成岩類の活動時期は 14~15 Ma に集中しており (角井ほか, 1998⁵³; Sumii and Shinjoe, 2003⁵⁴; 岩野ほか, 2003⁵⁵)、誤差を考慮しても石英斑岩岩脈の活動時期と若干のずれがあると考えられるものの、14~15 Ma 頃を中心に大規模な火成活動やそれに関連する地熱活動が紀伊半島南部地域に広く生じていたと考えられる。しかしながら、K-Ar 年代による比較的高温の変質作用の生じた時代に比べて、TL 年代による低温の変質作用の生じた年代は有意に若い値を示している。マグマ溜まりの熱シミュレーションによれば、数百 km³ オーダーの熱源が 100 万年以上熱的に維持されることは困難であり (東宮, 2000⁵⁶)、中期中新世の火成活動による岩体の熱が数十~数万年前まで維持されていたとは考えにくいことから、付近の低温の変質は中新世の火成活動とは異なる別の熱源による変質作用であると考えられる。

これらの低温の変質作用の熱源として、スラブ起源の高温流体の寄与を考えた場合、高温流体の上昇に伴う水みちが変化することで熱源からの熱供給が変化して変質の程度に変化が生じることや、熱水の水みちが変化することで変質を被る場所が変化すると考えることで、TL 年代測定の結果を説明できると考えられる。また、変質を被る場所が構造的な弱線に沿って局所的に分布していることも説明できる。さらに、14 Ma 頃の高温の地熱活動が日本海の拡大に伴う前弧域の大規模な火成活動に対応しているのに対して、更新世中期から現在に至る低温の地熱活動は、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続く西南日本弧のネオテクトニクスの枠組みで生じていると考えることができる (花室ほか, 2008⁵⁷)。

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、変質をもたらした熱源について考察することにより、変質をもたらす地質条件や、変質の将来予測を行うための知見を得ることができた。

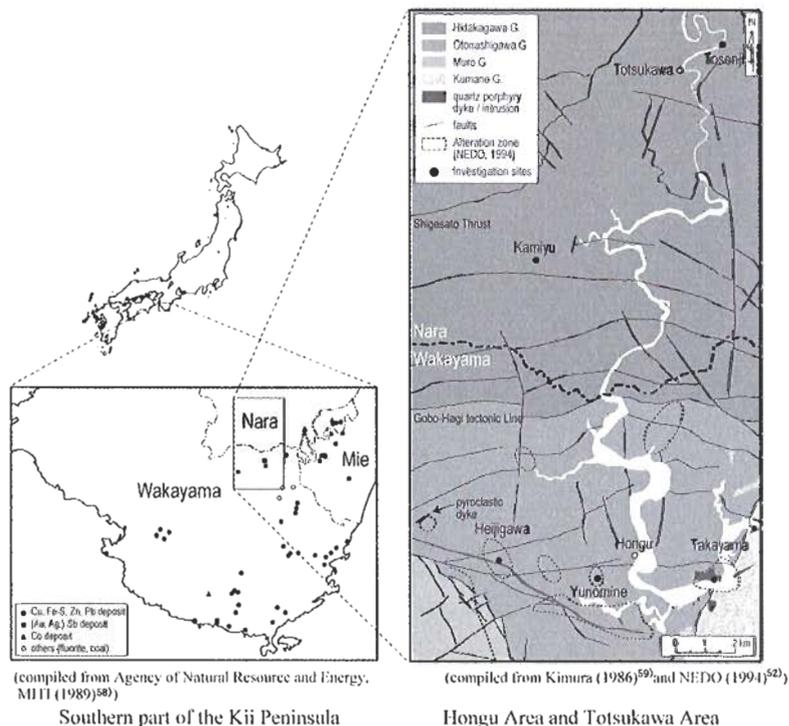


図 3.1-1 本宮地域および十津川地域の地質

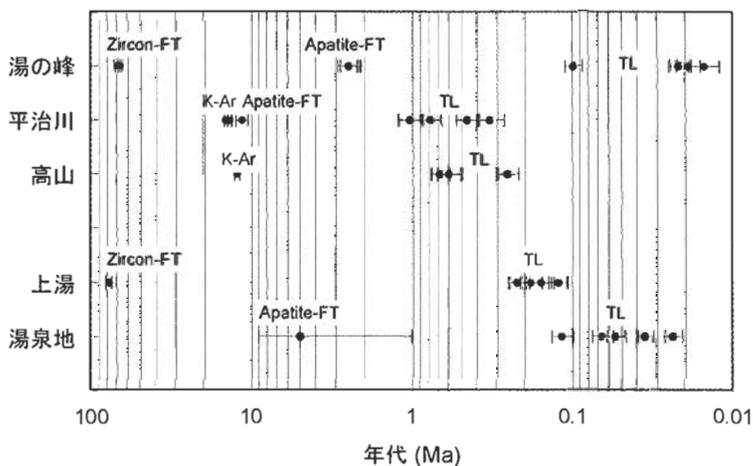


図 3.1-2 本宮地域および十津川地域年代測定結果

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等を確立することにより、第四紀の非火山地帯の熱水活動や断層活動等に伴う低温領域（100°C程度まで）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。本システムの実用化により、過去の地質事象が生じた時期が精度よく把握でき、地層処分における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。

(U-Th)/He 年代測定法は、鉱物中の ${}^4\text{He}$ 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)⁶⁰⁾ 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°C 、ジルコンで 180°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。(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、 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 ${}^4\text{He}$ 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., 1996⁶¹⁾; Farley, 2002⁶²⁾)。

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

${}^4\text{He}$: ${}^4\text{He}$ 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
 λ_{238} : ${}^{238}\text{U}$ の壊変定数, λ_{235} : ${}^{235}\text{U}$ の壊変定数, λ_{232} : ${}^{232}\text{Th}$ の壊変定数

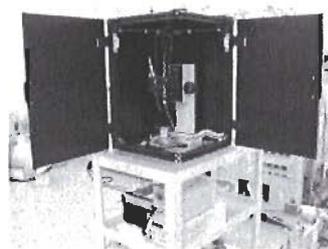
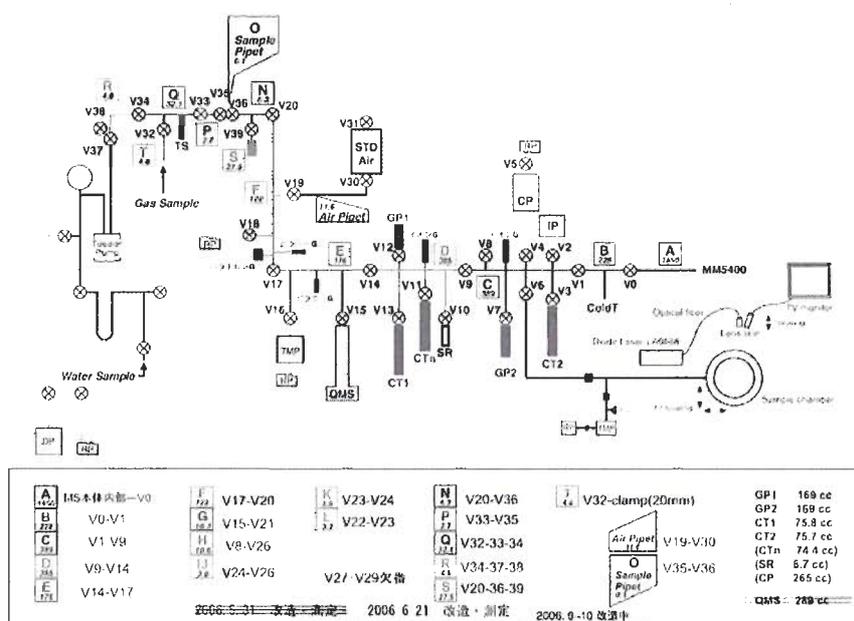
$$\text{Corrected age} = \text{Raw age} / Ft \quad (2)$$

測定は、対象となる鉱物（ジルコン、アパタイト等）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 1050°C ：ジルコン約 1350°C ）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-MS により U, Th を定量する。平成 18 年度は、原子力機構が保有する希ガス質量分析装置に脱ガスのためのレーザー照射装置を増設し、一連の分析を行うためのハードウェアの整備と分析手順の構築を行った（図 3.1-3）。

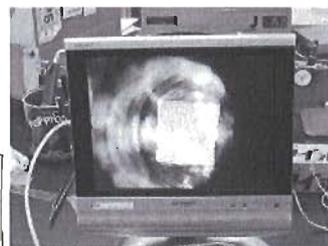
He 測定は、1~4 個の鉱物結晶を白金箔で包んだパッケージを試料とし、試料を真空チャンバー内の試料ホルダーにセットしてレーザーを照射することにより加熱し、脱ガスを行うこととした。レーザーの照射条件は、レーザー発振部の電流値の調整により試料の加熱条件を制御することとし、試料の赤熱の様子や繰り返し測定の結果から、ジルコンではレーザーの出力電流 15 A において 30 分間の加熱でおおむね脱ガスが完了することを確認した（図 3.1-4）。

U, Th の分析については、脱ガスした試料をパッケージごと融剤 (LiBO_2) とともに XRF ビードサンプラでガラス化し、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 質量分析装置で標準添加法により ${}^{238}\text{U}$ と ${}^{232}\text{Th}$ を定量することとした。対象となる試料が微量であるため、ビードサンプラでのガラス化にあたって、本来のつぼの内側にセットする小型つぼとホルダーを導入した。

一連の分析作業が可能となったことから、あくまで予察として年代既知試料の分析を行ってみた。測定された年代値は他の手法により報告されている値よりも数倍程度古い値を示した（表 3.1-1；山田ほか, 2007⁶³⁾）。それぞれの分析の手順や精度について検討を行い、四重極 ICP 質量分析装置による U, Th の分析誤差の低減を図るため、分析機器メーカーとも連絡を取りつつ対応を検討している。



レーザー照射装置



レーザー照射時の
パケットの様子

図 3.1-3 希ガス質量分析装置, レーザー照射装置, ガス精製ラインの構成

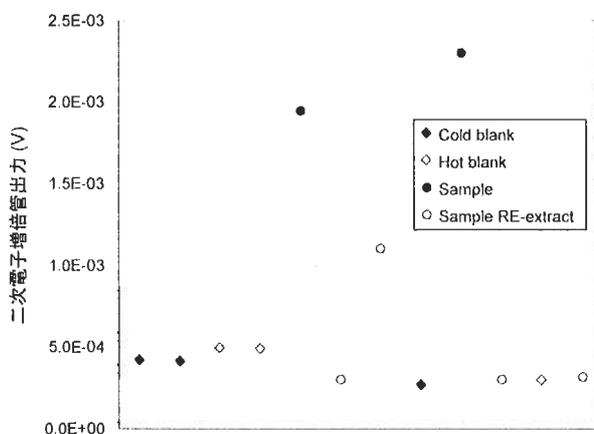


図 3.1-4 脱ガス実験の結果 (レーザー出力電流 15A, 30 分間の照射を繰り返し実施)
(横軸は左から右へ, 測定した順序を示す。)

表 3.1-1 年代既知試料の測定例 (仁左平サイト中のジルコン※)

Sample	Length 1 (μm)	Length 2 (μm)	Width 1 (μm)	Width 2 (μm)	Mass (μg)	U (ppm)	Th (ppm)	⁴ He (ncc/mg)	RE (%)	Ft	Age (Ma) Raw	Age (Ma) Corrected
NST02-1*	283	185	142	110	16.1	52	127	667		0.83	66.7	80.2
NST02-2	273	160	106	102	10.3	169	45	679	0.36	0.80	31.1	38.8
NST02-3	161	102	60	55	1.9	143	87	869	6.98	0.67	43.6	65.6
NST02-6	245	190	71	66	4.5	236	67	952	2.56	0.73	31.0	42.7

※原岩の黒雲母 K-Ar 年代: 21.0±0.3Ma, ジルコンの FT 年代: 23±1Ma (Tagami et al., 1995⁶⁰)

*レーザー照射時に過熱によりパケットを損傷した。同時に U, Th についても欠損が考えられ(実際, U 濃度は明らかに低い), 参考までに計算はしたが, 年代値に地質学的な意味はない。

3.2 地下深部のマグマ・高温流体等の調査技術

(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（断層活動、火成活動など）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、希ガス同位体等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。（浅森・梅田, 2005⁶⁵；Umeda et al., 2007a⁶⁶など）

平成 18 年度については、非火山地帯の高温異常域の一つである朝日山地を事例に、MT 法の適用性を検討するとともに、MT 法については、観測データの品質（S/N 比）に応じた解析精度の評価手法の検討を併せて行った。また、地球化学的手法として、温泉ガス等のヘリウムの同位体比のマグマ・高温流体等の調査技術としての有効性確認を進めている。

(2) 成果の概要

①朝日山地における二次元比抵抗構造解析（非火山性の地熱地帯における研究事例）

東北日本弧では、地形的高まりや高温泉の分布と第四紀火山の分布が良い相関を示すことが知られている（図 3.2.2-1a；Tamura et al., 2002⁶⁷；Prima et al., 2006⁶⁸；金原, 2005⁵¹）。新潟ー山形県境に位置する朝日山地は、日本海沿岸に沿って延びる出羽丘陵の一部をなし、最高点は大朝日岳（標高 1,870 m）である（図 3.2-1a, b）。朝日山地周辺には温度の高い温泉（50℃以上）が分布しており、マグマや熱水活動に関連すると考えられている低周波微動地震（例えば、Hasegawa et al., 1991⁶⁹）も発生しているなど、地殻の高温異常を示す特徴が見られるにもかかわらず第四紀火山は分布しない（図 3.2-1b）。本事例では、非火山地域である朝日山地下の地殻熱構造を把握する目的で、深部比抵抗構造の解析を行った。

朝日山地の地質は、古生代後期からジュラ紀の堆積岩類と白亜紀から古第三紀の花崗岩、及び、それらを切って前期中新世の日本海拡大時に形成されたハーフグラベンを埋めるグリーンタフからなる（土谷ほか, 1999⁷⁰）。中期中新世以降は、3~4 Ma に安山岩質の小規模な火成活動が見られるのみである（土谷, 1999⁷¹）。近傍の第四紀火山（白鷹火山）までの距離は 30 km 程度であり、活火山である蔵王火山、月山火山までは 40~50 km である。

MT 観測の測線は、朝日山地を横切り、出羽丘陵の走向（N30°E）に垂直な方向（N60°E）の約 70 km の区間である。観測点は 2~10 km の間隔で 13 点とした。観測は、2006 年 10 月に、電場 2 成分と磁場 3 成分の周波数 320 Hz~3.4×10⁻⁴ Hz について、それぞれの観測点で三晩以上行った。同時に、日鉄鉱コンサルタント株式会社により運用されている岩手県西和賀町沢内（朝日山地北方約 160 km）、および国土地理院によって運用されている岩手県奥州市江刺区（朝日山地北方約 140 km）のデータをリモートリファレンス処理に使用し、局所的な人工ノイズの低減を図った。比抵抗構造の解析の際には、Groom and Baily（1989）⁷²のテンソル分解により構造の二次元性を確認したのち、N30°E 方向の磁場とそれに直交する電場から得られるインピーダンスを TM モードと定義し、Ogawa and Uchida（1996）⁷³のアルゴリズムを用いて観測されたインピーダンスを最もよく説明する地殻の二次元比抵抗構造を求めた。

結果として、朝日山地下の地表から深度 15 km には、比抵抗 1000 Ω・m 以上の高比抵抗体が見いだされた（図 3.2-2）。この高比抵抗体は、地表地質との関連から朝日山地を構成する花崗岩体であると考えられる。一方、朝日山地東部には、深度 15~35 km に 10 Ω・m 程度の顕著な深部低比抵抗体が分布する（図 3.2-2）。この深部低比抵抗体の上部では、地殻内地震の発生下限深

度が浅くなっており、深部低比抵抗体が高温（400℃以上）であることを示す。また、深度 20～35 km の深部低比抵抗体の縁辺部では低周波微動地震が発生していることから、深部低比抵抗体は、マグマ、あるいはそれに関連する高温の流体である可能性が高い。朝日山地東部の白鷹火山と今回見いだされた深部低比抵抗体（マグマ）との間には、低温と考えられる高比抵抗体（花崗岩体）が見られ、深部低比抵抗体と白鷹火山の活動（0.6～0.9 Ma；Nagasawa et al., 1995⁷⁴⁾との関連は不明である。朝日山地下のマントルウェッジ内には、地震波トモグラフィにより高温領域（深度約 150 km）が分布しており（長谷川ほか, 2004⁷⁵⁾、今回見いだされたマグマは、この高温領域から分離、上昇してきた可能性が高い。

以上のように、第四紀の火成活動が見られない地域においても、電磁気観測による比抵抗構造解析により、潜在的なマグマ、あるいは、それに関連する高温流体を見いだすことができた。このような潜在的マグマ活動を見いだしたのは、朝日山地南部の飯豊山地での比抵抗構造解析事例（Umeda et al., 2006a⁷⁶⁾）に次いで二例目である。

②MT 法解析手法の高度化

MT 法（Magnetotelluric Method：地磁気地電流法）は、従来から地熱資源開発、金属資源探査、石油探査、地震・火山防災等の分野で用いられているが、近年、本手法がマグマや地下の高温流体の調査技術の一つとしても有効であることが確認されている（浅森・梅田, 2005⁶⁵⁾）。しかしながら、MT 法は自然電磁波を信号源としており、電氣的ノイズの多い地域において、安定して高品質なデータを取得することが難しい。さらに今後は、市街地の拡大等に伴い、人工ノイズの高い地域での測定が増えることが予測される。人工ノイズの高い地域において MT 法を行う場合、特に強い磁気擾乱がない限りは、できるだけ長期間の観測を行った上で、高品質データを取捨選択し、スタッキングする。データの品質が比較的良好なときは、スタッキングはスムーズに行われるが、データの品質が低いときは困難となる。コヒーレンスに基づいたオート・エディット・プログラムも開発されているが、人工ノイズが卓越する地域においては適用性が低く、結果的に解析者の経験に基づきスタッキングを行っているのが現状である。さらに、近年の人工ノイズの高い地域での複数日測定データでは、スタッキングがより困難となることから、安定した品質管理の観点からも、可能な限り高品質なデータを安定して提供できるロバストなスタッキング手法の開発が望まれる。

一般に、S/N 比はスタック回数の平方根に比例して向上する。しかし、これはノイズの大きさが一定の場合であり、MT 法のように連続観測によって得られたデータを用いる場合は異なる。すなわち、MT 法において誤差量が高い時間帯のデータを単純にスタックしたときには、逆に S/N 比が低下する。長尾ほか（2004）⁷⁷⁾は、電磁アクロスにおける低 S/N 比信号を効果的にスタッキングする技術として、測定データの誤差レベルの分散の逆数を重みとした最適重みつきスタッキング法を提案し、これによって S/N 比は観測時間の平方根に比例して向上することを示した。本事例では、この最適重みつきスタッキング法をもとに、根木ほか（2005）⁷⁸⁾による MT 法データ信頼性評価指標を基にした重みつきスタッキング法を検討した。

MT 法における EDI ファイルのスタッキングは、線形スペクトル行列の相加平均である。これに対し、根木ほか（2005）⁷⁸⁾による誤差量は、統計的手法により推定した対数見掛比抵抗値の誤差量と位相差の誤差量の幾何平均で示されている。本事例では、これらを考慮した上で、根木ほか（2005）⁷⁸⁾による誤差量（ M ）を用い、(3) 式にて重み（ W_N ）を導出した。なお、計算に用いる誤差量は全方向における誤差量の二乗平均を用いている。

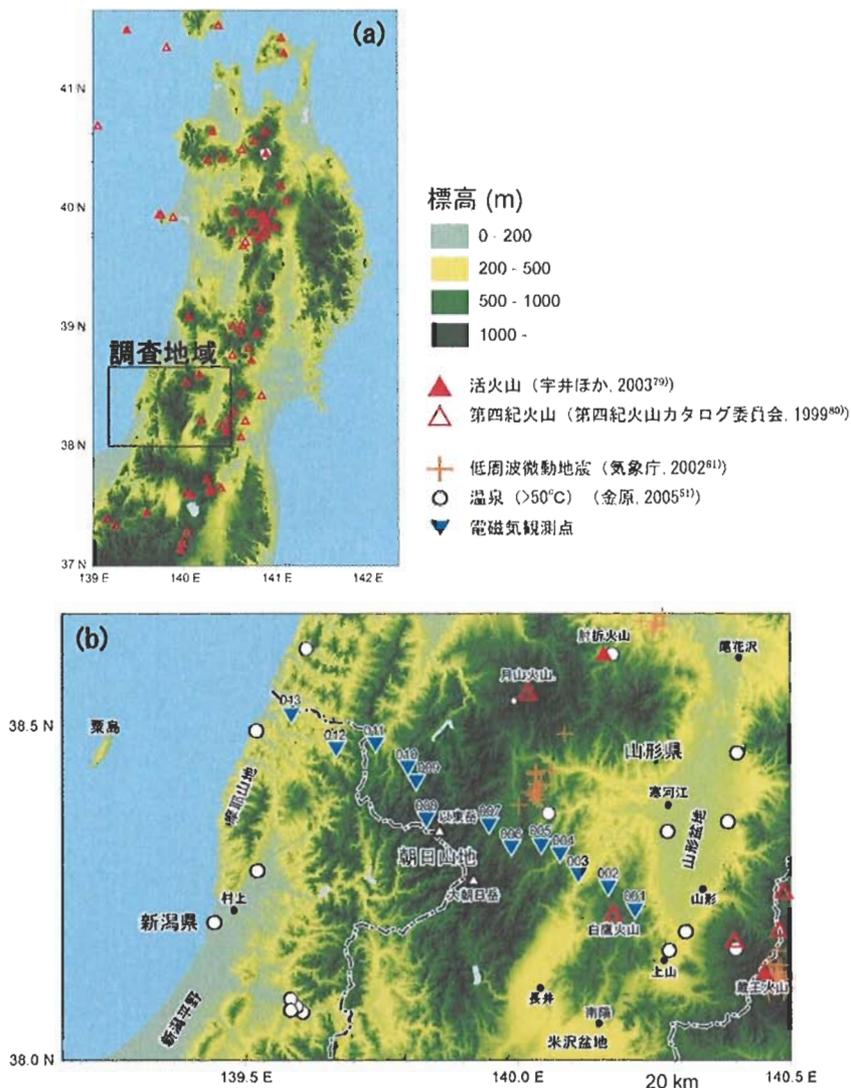


図 3.2-1 調査地域位置図 (a) と電磁気観測点配置図 (b)

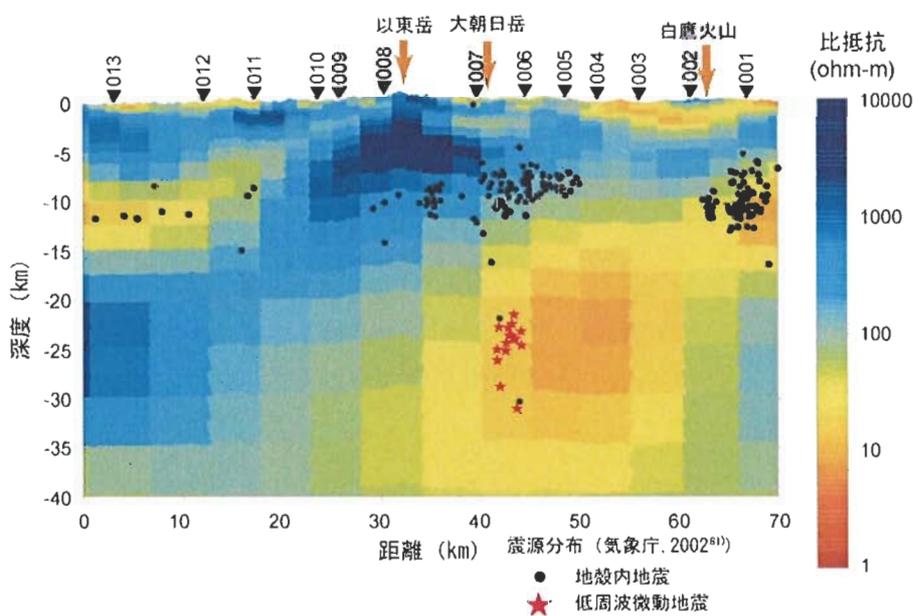


図 3.2-2 二次元比抵抗断面図

$$W_N(t, f) = \left\{ \left(\frac{1}{(10^{N_{av}(t)} - 1)^x} \right)^\alpha \times \left(\frac{1}{(10^{N(t, f)} - 1)} \right)^\beta \right\}^{\frac{1}{\alpha + \beta}} \quad (3)$$

- 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)
- α : t 回目の時間帯の平均誤差量が重みに占める寄与率
- β : 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

EDI ファイルのスペクトル行列は、(4) 式にてスタッキングを行った。スタッキングは相加平均であり、さらに、スペクトル行列は時間帯により強度、品質ともに異なるため、測定点内のスペクトルの要素平均にて除することにより、正規化されたスペクトル行列に対して重みを乗じる。

$$S(f) = \frac{\sum_{t=1}^n \left\{ s(t, f) \times \frac{1}{s(t, f)} \times W_N(t, f) \right\}}{\sum_{t=1}^n \left\{ \frac{1}{s(t, f)} \times W_N(t, f) \right\}} \quad (4)$$

- $S(f)$: 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

また、本スタッキング手法の S/N 比が低いデータに対する適用性を把握するため、平成 18 年に新潟県山北町にて取得したデータ (2006 年 10 月 8 日~10 日) を用いて検討した。なお、本測点では、後に信号強度が高い条件下で近傍測点にて測定が行われ、高品質データ (2006 年 10 月 13 日~15 日) が取得されている。図 3.2-3 に、スタッキング方法による処理結果の違いを示す。単純なスタッキング結果および、コヒーレンスを基にした自動編集スタッキング処理結果は、共に非常に低品質である。マニュアルでのエディット結果は、カーブの形状が大部分の周波数帯にわたり再現され、図 3.2-4 に示す近傍測点の高品質データに近づいている。本スタッキング手法を適用した結果は、マニュアルのエディット結果と比して、同レベルか、それ以上の品質のカーブに再現されている。

以上より、本手法にて見掛け抵抗および位相差曲線の概形を安定して推定可能であることが確認された。なお、本手法では曲線の細部までを高品質に仕上げるためには、種々のパラメータの重みを詳細にチューニングする曲線の“ピント合わせ”のような作業が必要である。しかし、スタッキングにかかる時間は、3 日分のデータで、256 Mbyte、1 GHz の PC にて数秒足らずである。このため、将来的には、重み導出時のパラメータ選択についても自動化は充分可能であり、今後誤差量が高い地域における MT 法において、安定して S/N 比を低減できる効果的なスタッキング手法となるものと期待される。

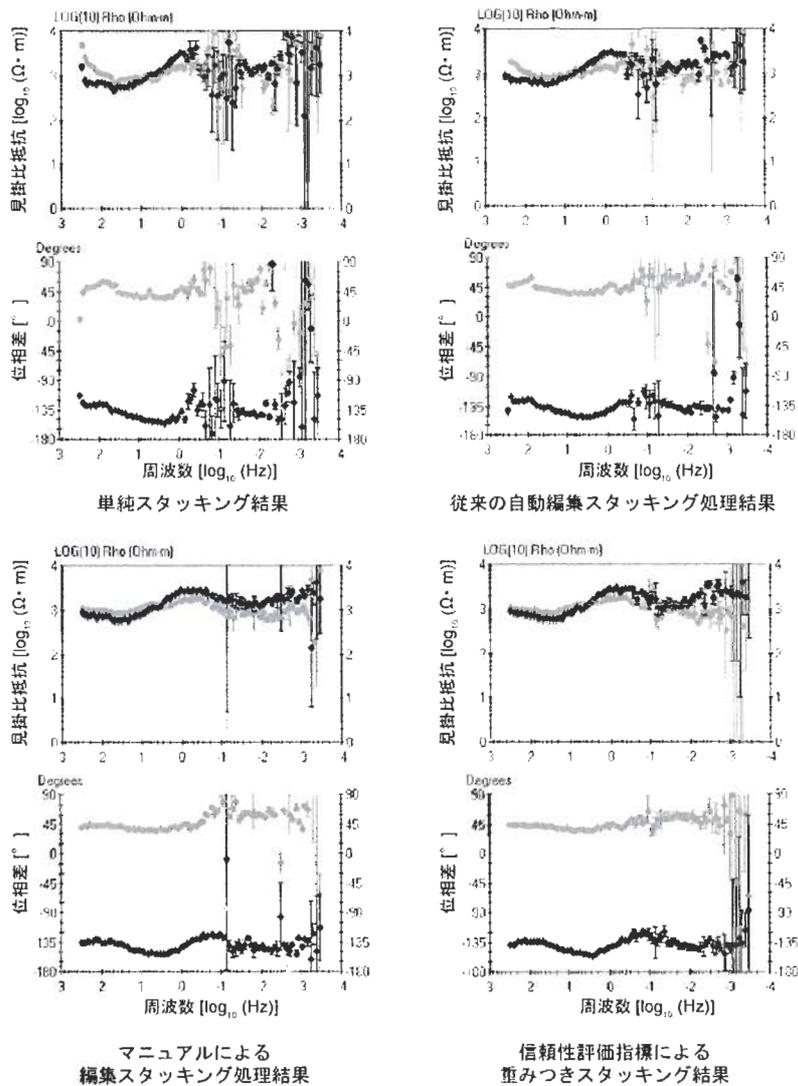


図 3.2-3 スタッキング方法による処理結果の違い

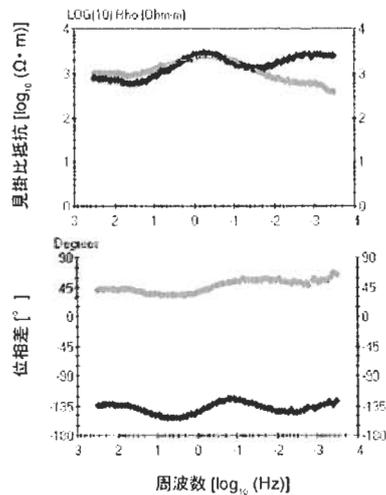


図 3.2-4 近傍測点における信号強度の高い日のデータ処理結果

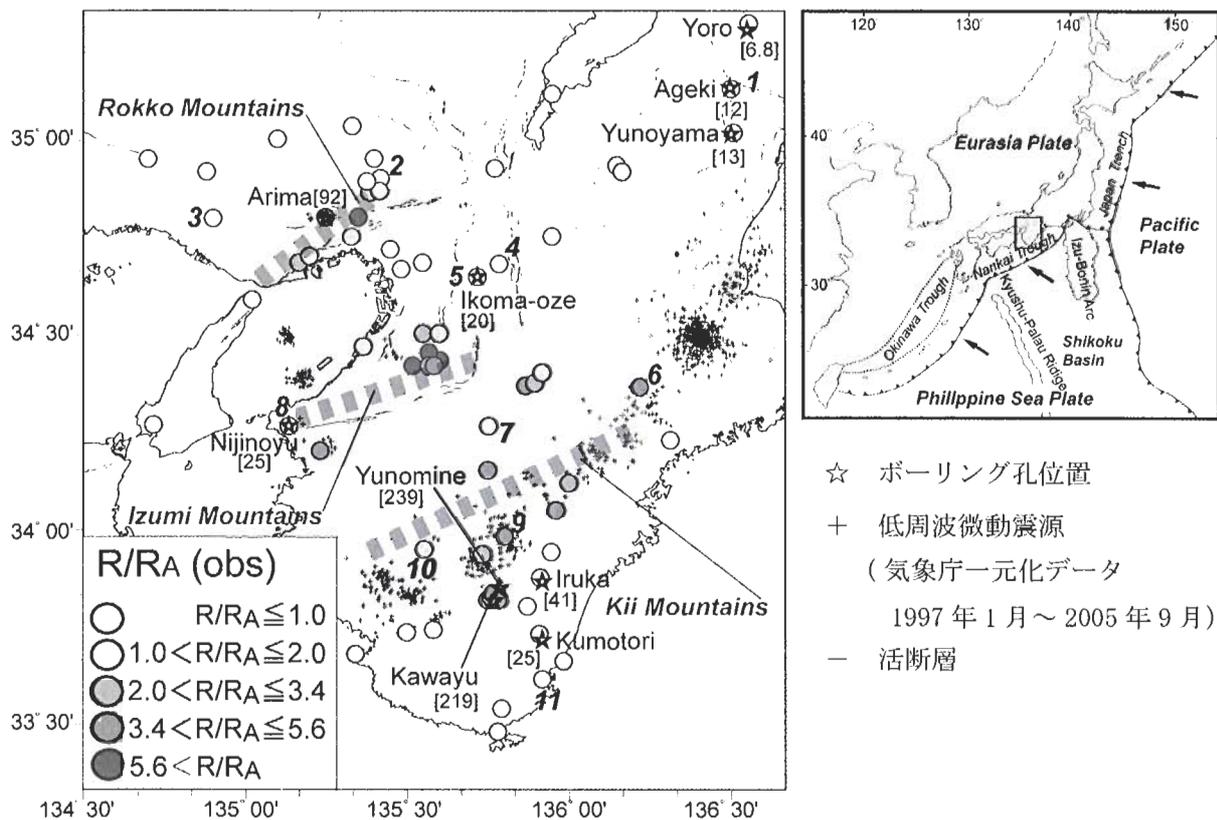
③地球化学データに基づく評価手法の検討

紀伊半島は、非火山地帯に位置するにもかかわらず、高いヘリウム同位体比を有する高温の温泉が多く分布する。これらの温泉の熱源については、沈み込むフィリピン海スラブに含まれる含水鉱物が高温・高圧下で脱水し、それが地殻浅所にもたらされたといったモデルが提唱されている (Umeda et al., 2006a⁷⁶⁾など)。今回、物質科学的な側面からそのモデルを検証するため、紀伊半島の温泉ガスのヘリウム同位体比のデータを蓄積するとともに、ボーリングの温度プロファイルを集め、ペクレ数解析により、それぞれのボーリング地点の熱流束を計算した。

紀伊半島周辺の温泉ガスのヘリウム同位体比について、今回分析した値および既存の文献値 (Nagao et al., 1981⁸²⁾; Sano and Wakita, 1985⁸³⁾; Wakita et al., 1987⁸⁴⁾; 坂田ほか, 1987⁸⁵⁾; Ono et al., 1993⁸⁶⁾; 新エネルギー・産業技術総合開発機構, 1994⁵²⁾; Okada et al., 1994⁸⁷⁾; Sano et al., 1998⁸⁸⁾, 2006⁸⁹⁾; Matsumoto et al., 2003⁹⁰⁾; Umeda et al., 2006b⁹¹⁾, 2006c⁹²⁾) を編集したものを図 3.2-5 に示す (Umeda et al., 2007b⁹³⁾)。島弧の火成活動に関連するヘリウム同位体比の平均値である $5.4 \pm 1.9 R_A$ (Hilton et al., 2002⁹⁴⁾) よりも高い値を示す試料は六甲山地, 和泉山地, 紀伊山地周辺に分布しており、これらの試料にはマントル由来のヘリウムの寄与が考えられる。

収集されたボーリングの温度プロファイル (坂川ほか, 2004⁹⁵⁾) から、ペクレ数解析 (Clauser and Villinger, 1990⁹⁶⁾) によりボーリング地点の熱流束を計算し、ヘリウム同位体比との関係を検討した結果を図 3.2-6 に示す (Umeda et al., 2007b⁹³⁾)。ヘリウム同位体比と熱流束には両対数軸で正の相関が認められる。熱流束が 90 mW/m^2 を超えると、ヘリウム同位体比が中期中新世の貫入岩にトラップされたマントル由来ヘリウムに起因すると考えられる値である $3.4 R_A$ (Umeda et al., 2006c⁹²⁾) を超える高いヘリウム同位体比の値を示す。一方で、大気酸素よりも低いヘリウム同位体比を示す地点の熱流量は 25 mW/m^2 を下回っている。また、ペクレ数とヘリウム同位体比との関係から、ペクレ数が負となる地点ではヘリウム同位体比が低く、ペクレ数が 0.3 を超える地点で $3.4 R_A$ を超える値を示している。ペクレ数の正負は流体の流向を示しており、正の値は上昇流を、負の値は下降流を示す。したがって、ペクレ数が負の地点では、深部流体の上昇流に含まれるマントル由来ヘリウムと天水起源の下降流に含まれる大気由来ヘリウムが混合していると考えられ、ペクレ数が 0.3 を超える地点では上昇流によるマントル由来ヘリウムの寄与が主となると考えられる。

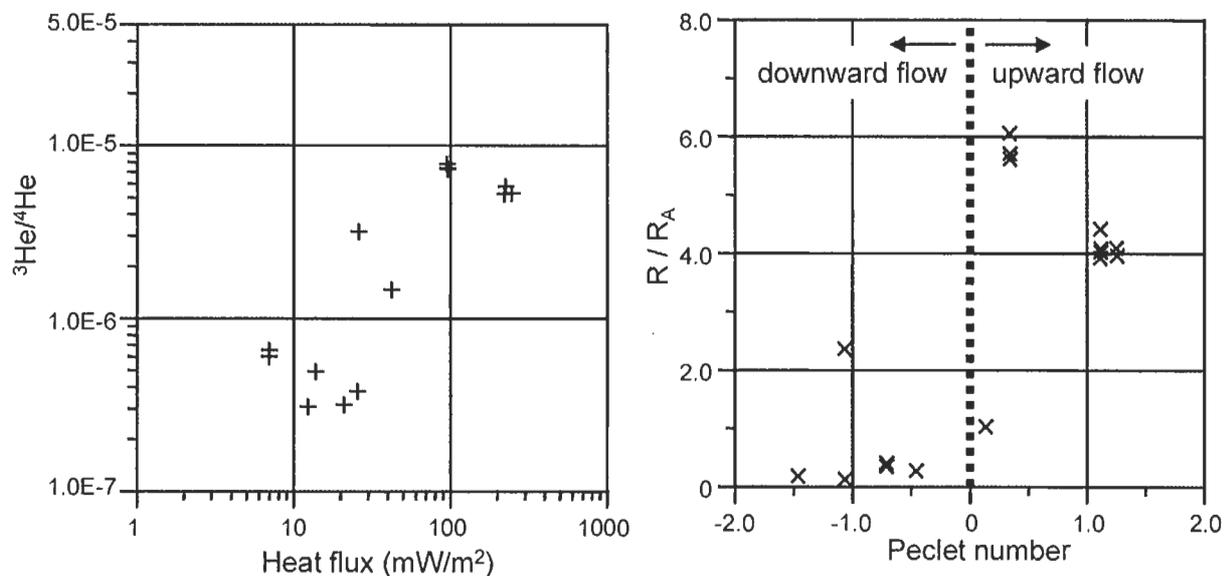
以上により、ヘリウム同位体比と熱流束、ペクレ数には明瞭な相関が認められることが示され、温泉の温度やヘリウム同位体比は地下深部から上昇する流体のフラックスの大きさに密接に関連していることが明らかになった。



An edited version of this paper was published by AGU. Copyright (2007) American Geophysical Union.

図 3.2-5 紀伊半島周辺のヘリウム同位体比の分布 (Umeda et al., 2007b⁹³)

(番号は今回のヘリウム同位体比分析地点)



An edited version of this paper was published by AGU. Copyright (2007) American Geophysical Union.

図 3.2-6 ヘリウム同位体比と熱流束 (左), ペクレ数 (右) との関係 (Umeda et al., 2007b⁹³)

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

わが国の火山活動は、火山列や火山地域と呼ばれるある特定な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、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、2002⁷⁾; 総合資源エネルギー調査会原子力安全・保安部会、2003⁸⁾）。

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、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。平成 18 年度は、確率モデルの信頼性を向上させるため、地震波速度や地殻熱流量等の地球物理データをベイズ法により結合させた **multiple inference** モデルの開発を進めた。

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、2002⁷⁾）。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他、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 18 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。

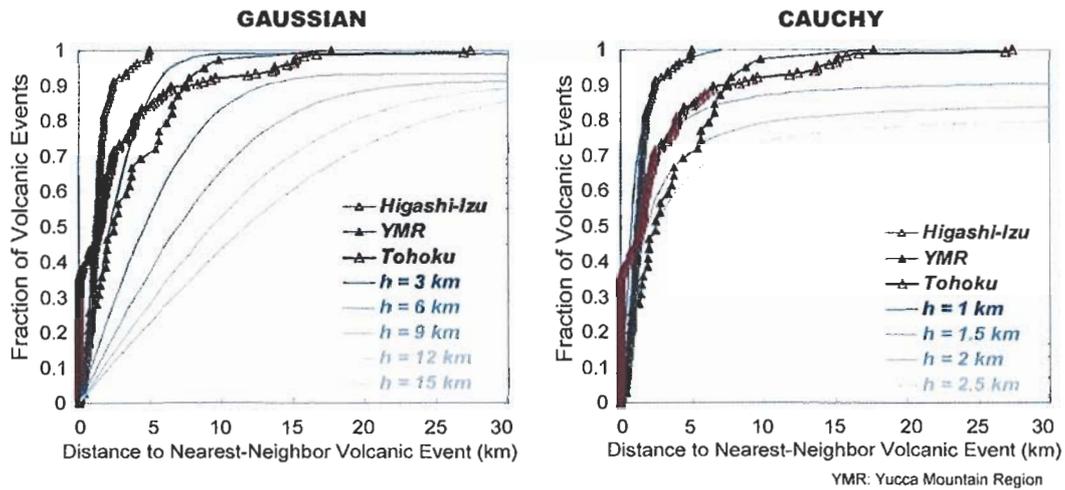
(2) 成果の概要

①ベイズ法による **multiple inference** モデルの検討

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の信頼性向上のためには、他の地球物理学的情報も考慮したモデルを考えていく必要がある。ここでは、火山に関する時間的・空間的情報が豊富な東北地方の第四紀火山（梅田ほか、1999 など⁹⁾）を例として、ベイズ法による **multiple inference** モデルの検討を実施した。具体的には、まず、火山の点分布と年代から、10 km のグリッドを切って今後 t 時間における火山形成の確率分布を求める。確率分布は、**Gaussian kernel** 関数と **Cauchy kernel** 関数の 2 つのケースを考え、火山の分布状況を考慮してスムージング係数 (h) を設定する（図 3.3-1）。さらに点分布のみならず、噴出量の重みも考慮して再計算する。こうして得られた点分布と噴出量に基づく確率分布に、現在の火山分布と相関性の高い深度 10 km と 40 km の P 地震波速度構造（図 3.3-2; Zhao et al., 2000⁹⁸⁾）および地下温度勾配（図 3.3-3; 田中ほか、1999⁹⁹⁾）に基づく確率分布を加味して、今後の火山形成確率の空間分布を求める。

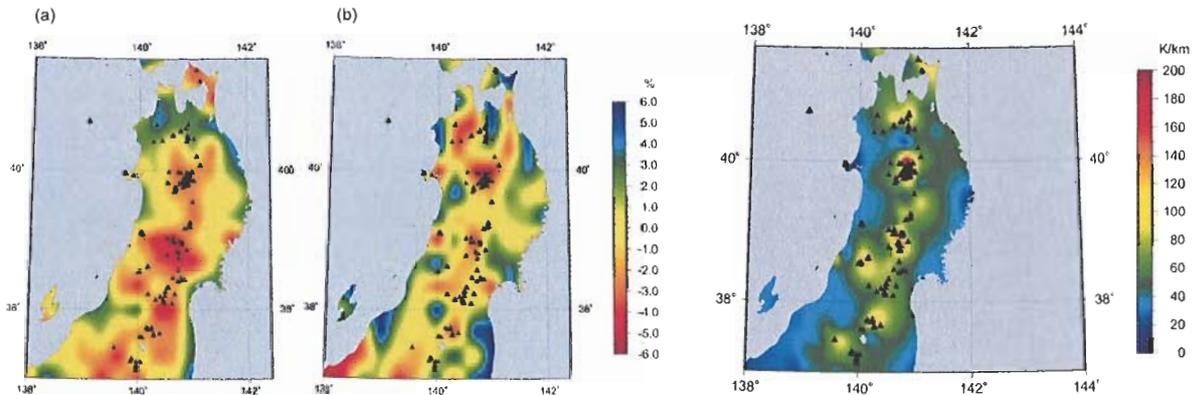
東北地方では第四紀火山に関する情報が多数得られていることから、東北地方における 10 万年前までのデータから 10 万年前以降の火山形成確率の空間分布を求め、それらを 10 万年前以降に活動した火山の空間分布と比較することとした（図 3.3-4）。**Gaussian kernel** 関数 ($h = 6$ km) に深度 40 km の P 地震波速度構造を考慮したケース（図 3.3-4 (a)）では、岩木山や沼沢火山の周辺の火山形成確率は火山のない場所と変わりなく、火山形成の予測ができていないが、**Cauchy**

kernel 関数 ($h = 1 \text{ km}$) に深度 40 km の P 地震波速度構造を考慮したケース (図 3.3-4 (b)) やさらに地下温度勾配を考慮したケース (図 3.3-4 (c)) 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 地震波速度構造を考慮したケース (図 3.3-4 (d)) 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 関数による適用がより適切と考えられること、また、P 地震波速度構造や地下温度勾配を考慮していくことで、より信頼性の高い確率予測となりうることが示された (Martin et al, 2004¹⁰⁰)。今後、比抵抗構造データや、ヘリウム同位体比などの地球化学データについても考慮した解析を行うことで、更なる予測精度の向上が可能となるものと考えられる。



An edited version of this paper was published by AGU. Copyright (2004) American Geophysical Union.

図 3.3-1 スムージング関数の設定 (Martin et al, 2004¹⁰⁰)

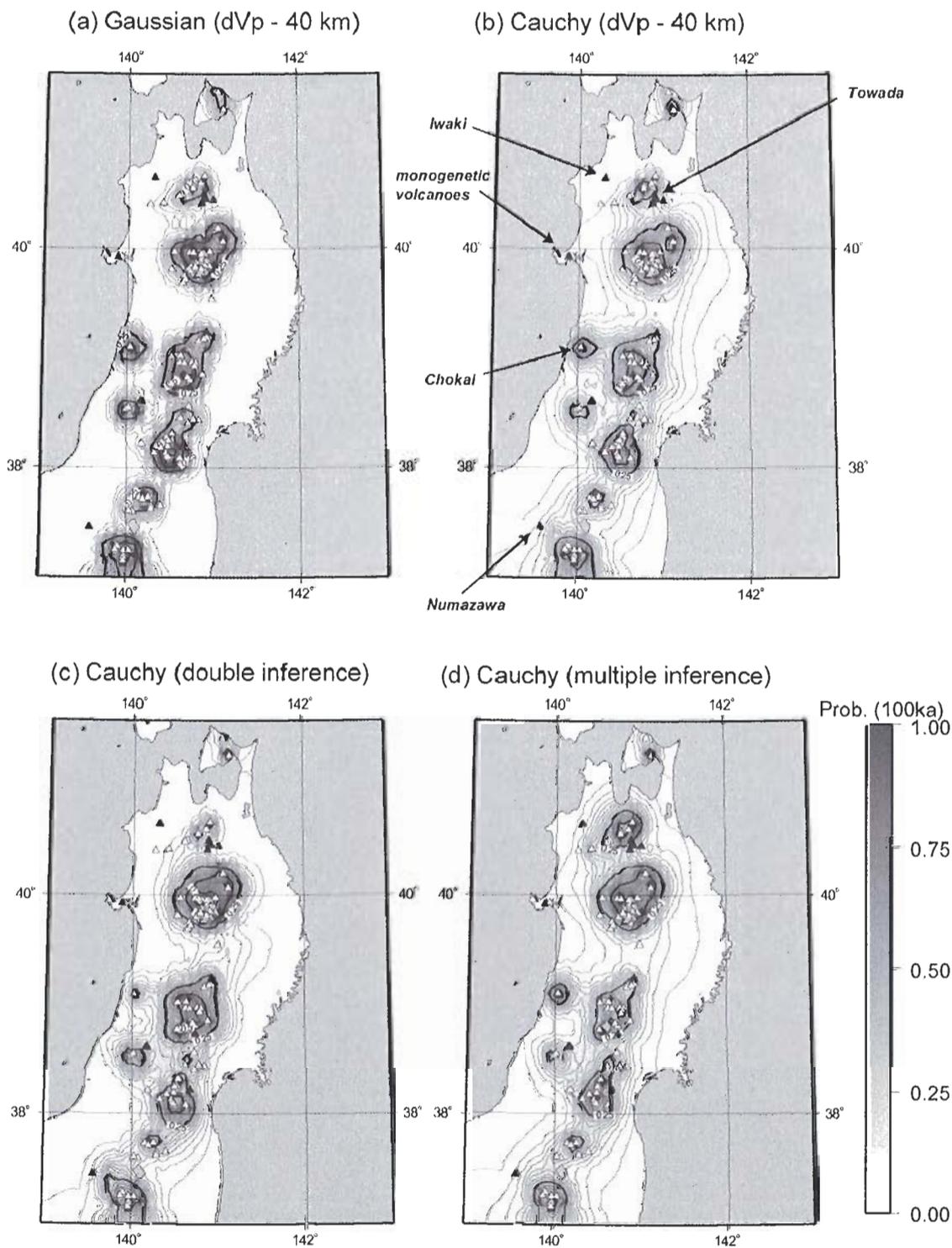


An edited version of this paper was published by AGU. Copyright (2004) American Geophysical Union.

図 3.3-2 東北日本の P 地震波速度構造断面 (Martin et al, 2004¹⁰⁰)

図 3.3-3 東北日本の地下温度勾配分布 (Martin et al, 2004¹⁰⁰)

(a) 深度 10 km 断面, (b) 深度 40 km 断面



An edited version of this paper was published by AGU. Copyright (2004) American Geophysical Union.

図 3.3-4 ベイズ法による確率分布の計算例 (Martin et al, 2004¹⁰⁰)

(△ : 10 万年前以前の火山, ▲ : 10 万年前以降の火山)

- (a) Gaussian kernel ($h=6\text{km}$), 深度 40km の P 地震波速度構造を考慮
- (b) Cauchy kernel ($h=1\text{km}$), 深度 40km の P 地震波速度構造を考慮
- (c) Cauchy kernel ($h=1\text{km}$), 深度 40km の P 地震波速度構造, 地下温度勾配分布を考慮
- (d) Cauchy kernel ($h=1\text{km}$), 深度 10,40km の P 地震波速度構造, 地下温度勾配分布を考慮

②熱・地下水理・希ガス等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他、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 18 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、Magma2002 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、熱輸送の感度解析を、坑井データがある雲仙火山周辺を対象として実施した。また、温度構造の感度解析については、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実施した。

熱水連成解析コードである Magma2002 は、既存の地熱シミュレータ FIGS 3C (Hanano and Seth, 1995¹⁰¹) をベースとし、マグマ溜まりを取り扱えるよう、温度 1000°C、圧力 1000 bars までの領域を計算できるよう改良したもので、多孔質媒体中の熱・質量保存則を差分化して計算することができる。また、マグマのリキダス-ソリダス転移考慮等を改良している。エネルギー保存則および質量保存則を基本式とし、有限積分法かつ完全陰解法により、非定常の熱・水流束および温度・圧力分布の解析を対象とする (坂川ほか, 2005¹⁰²)。

Magma2002 による熱輸送の感度解析として、雲仙火山下の熱流束計算と坑井データとの比較を行った結果を図 3.3-5 に示す。解析条件は表 3.3-1 のとおりである。感度解析の結果、普賢岳山頂より 10 km 以内の熱流束について、坑井データと感度解析の平均値が整合的であるとの結果を得た。

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およびマグマ溜まりを含む初期温度分布を、先行する MT 法 (地磁気地電流法) による低比抵抗構造調査 (浅森・梅田, 2005⁶⁵) の結果を参考に、図 3.3-6 の通り設定した。解析条件は表 3.3-2 のとおりである。感度解析では、マグマの貫入時期、マグマ溜まりの上端・下端深度およびマグマ溜まりの温度について最適化を図った結果、マグマの貫入時期として 30 万年前、マグマ溜まりの上端深度を 11 km、下端深度を 16 km としたときに、マグマ貫入から 0.1-1 Ma 経過後の 400°C 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, 1992¹⁰³) と最もよく一致するとの結果を得た。計算される流体流速分布と温度分布を図 3.3-7 に示す。なお、マグマ溜まりの温度については、800°C~1200°C と変化させても大きな変化はみられなかった。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, 1996¹⁰⁴) および TL 年代 (高島ほか, 2006¹⁰⁵) 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地下 1 km の熱流束および流体流速分布を計算し、坑井データ ((財)電力中央研究所, 1989¹⁰⁶) に基づく BP 法 (Bredehoeft and Papadopoulos, 1965¹⁰⁷) による熱流束と流体流速の算出結果と比較して、熱流束、流体流速ともに整合的な結果が得られた (図 3.3-8)。

以上のように、シミュレーションを MT 法による比抵抗断面の結果と組み合わせることで、時間スケールを含んだ情報 (マグマ溜まりの生成時期、継続期間、熱的影響範囲の将来予測など) についての検討が可能となる見通しを得た。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 雲仙普賢岳の解析モデル概要

解析範囲	東西 41 [km]×南北 41 [km]×深度 25 [km]
マグマ貫入からの経過時間	1×10 ⁶ [年]
格子点	41×41×33
マグマ溜まりの大きさ	5 [km]×5 [km]×5 [km]
マグマ溜まりの上限深度	10 [km]
マグマ溜まりの温度	1000 [°C]均一, 恒常
境界条件	深度 0 [km]で温度・圧力固定, 他の境界は閉鎖 (熱・水の出入りなし)
透水性	10 ⁻¹⁸ [m ²]

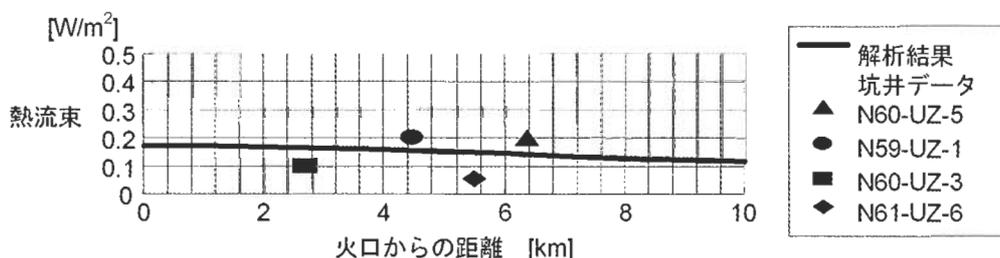


図 3.3-5 雲仙・普賢岳周辺の熱流束 計算値と実測値の比較

表 3.3-2 鬼首・鳴子火山の解析モデル概要

解析範囲	東西 40 [km]×深度 30 [km]
初期条件	坑井データをもとに, 最小自乗法による 1 次元温度分布を初期値としたマグマのない条件での Magma2002 による熱・水流動解析を実施し, 安定解をマグマ貫入前の条件と想定して本計算の初期値とする
境界条件 1 (上部境界)	地表面で 25 [°C], 0.24 [MPa] (鳴子ダム年平均水位より)
境界条件 2 (下部境界)	深度 30 [km]で 0.30 [GPa], 500 [°C] (マグマ溜まりなし条件で安定解が上記坑井データと整合した温度*)
境界条件 3 (側面境界)	熱, 水ともに入出なし
マグマ溜まり温度	初期温度 1000 [°C] (パラメータとして検討) から自由冷却
マグマ溜まり寸法	上下 5 [km], 幅 2 [km] (パラメータとして検討)
マグマ溜まり上端深度	11 [km] (パラメータとして最適化)
母岩浸透率	10 ⁻¹³ ~10 ⁻¹⁸ [m ²] で深度に応じて設定 関係式 (logk = -3.2logz - 14 k: 透水性 [m ²], z: 深度 [km], Townend and Zoback, 2000) ¹⁰⁸⁾ を採用
母岩密度	2.1 [g/cc] (深度 0~0.6 [km]), 2.32 (0.6~2 [km]), 2.7 (2 [km]以深): 鬼首・鳴子火山近傍の坑井データに準拠
母岩空隙率	38.7 [%] (深度 0~0.6 [km]), 24.4~3.15 (0.6~2 [km]), 0.7 (2 [km]以深): 鬼首・鳴子火山近傍の坑井データに準拠

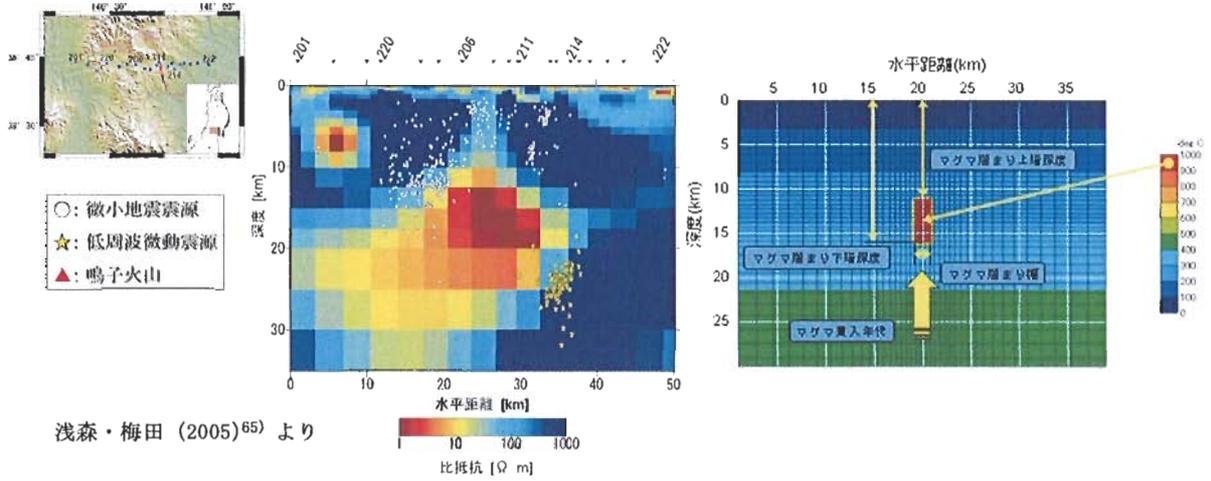


図 3.3-6 鳴子火山の地下深部比抵抗構造 (左) とモデルで使用した格子と初期温度分布 (右)

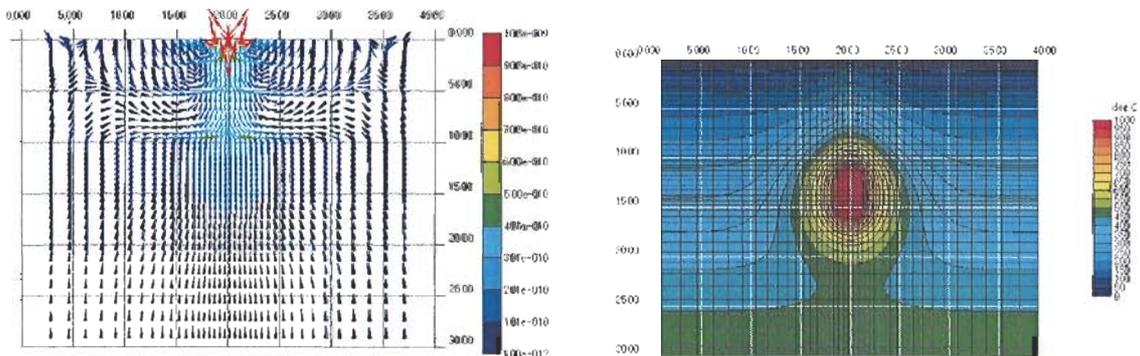


図 3.3-7 感度解析で最適化したデータにより計算した鬼首・鳴子火山下の流体流束分布 (左) および温度分布 (右)

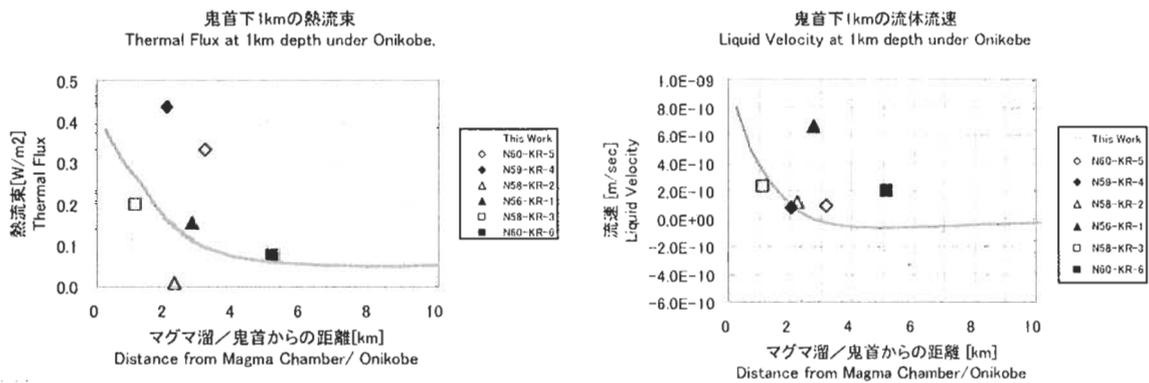


図 3.3-8 鬼首・鳴子火山周辺の熱流束 (左) と流体流束 (右) 計算値と実測値の比較

4.隆起・侵食／気候・海水準変動に関する研究

隆起・侵食などによる地形変化は、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、原子力機構では、隆起・侵食／気候・海水準変動に関して、過去から現在までの地形や環境の変遷を明らかにし、将来の地形や環境を推定するための技術を整備・開発するとともに、地殻変動および気候・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。具体的には、以下の調査技術・解析手法の整備・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 地殻変動および気候・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」²⁾によると、精密調査地区の選定は、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)⁷⁾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、調査地区の地形や環境について、過去を復元し、過去から現在までの変遷を明らかにした上で、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、「古地形・古気候を復元するための調査技術」の整備を進めている。ここで整備される技術と得られる成果は、「地形変化モデルの開発」および「地殻変動および気候・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。

(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

古地形・古気候を復元するための調査技術の整備を目的として、東濃地域の土岐川中～上流域と土岐川下流部の濃尾平野を事例に、空中写真判読、地形・地質調査、ボーリング、砕屑物の調査・分析、火山灰分析、花粉分析等を実施した。そして、地形・地質分布や堆積様式の変遷等を明らかにし、調査地域の古地形・古気候の復元とその変遷、侵食様式の変遷、河床縦断形の変遷等について検討した。

土岐川中～上流域における調査では、まず空中写真判読から河成段丘面の分布を把握した。その際、より古い時期の地形を復元するために、明瞭な平坦面が認められないが背面として復元可能な地形面の分布も把握した。次に、数百万年前以降の堆積物を対象にした概略調査(露頭地点を網羅的に把握するための調査)の後、採石場などの大規模な露頭や岩相・岩質を把握する上で重要な露頭において、礫の種類や大きさに注目した露頭記載と分析試料の採取を行った。採取した試料は、砂粒(岩片・鉱物片)のモード測定、重鉱物分析、火山灰分析、花粉分析等に使用した。

調査地域には、高位段丘、中位段丘、低位段丘が分布し、それらはさらに数段に細分される。段丘を構成する堆積物より古い地質としては、丘陵地に土岐砂礫層が分布する。火山灰分析の結果、高位段丘を覆う堆積物中には高温型石英の多産層準が認められるが、土岐砂礫層には火山ガラスがほとんど含まれていないことが分かった。また、花粉分析では、同じ時期に対比されている堆積物中에서도異なる花粉が産出した。これらの特徴に着目した分類方法は、本地域の段丘や砂礫層を識別および細分する有効な手段になると考えられる。高位段丘堆積物の中には、その上下層にはほとんど含まれない特徴的な石英や褐レン石などの鉱物を含む地点、花崗岩礫はないが砂粒の中に黒雲母粒子が多く含まれる地点がある（図 4.1-1）。同様に碎屑物に注目して土岐砂礫層の堆積以降の堆積物を比較した場合、より新しい堆積物においては、付加体構成岩類や濃飛流紋岩に相当する岩石と第三紀以降の火山岩（岩片）の含有量が減少し、花崗岩礫が増加する傾向が認められる（図 4.1-1）。また、含まれる花粉化石の中には、下位層から再堆積したと考えられる種が産出する地点もある。このような碎屑物や化石の特徴は、河川流路の変遷や後背地の地質分布の変化を示している可能性があり、碎屑物や化石の分析と合わせて後背地の地質の特徴を調査することは、流路変遷や後背地となる丘陵・山地の時間的・空間的分布を解明する上で役立つと考えられる。以上の特徴から調査地域の数百万年前以降の古地形・古気候を大まかに検討すると、大局的には古い堆積物ほど土岐川以外の河川（木曾川など）の影響が強く、その後は次第に土岐川の影響が増大したと考えられる。

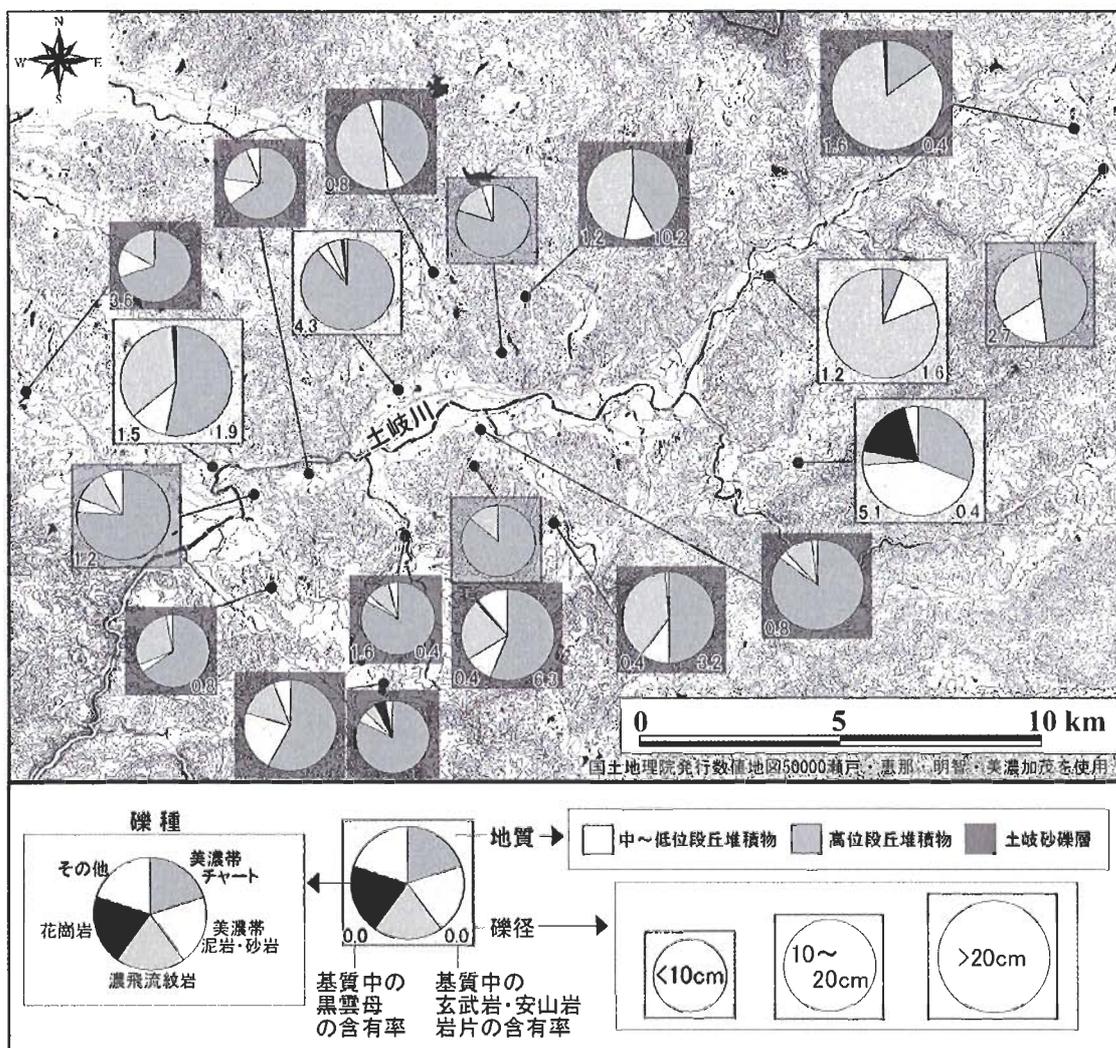


図 4.1-1 土岐川中～上流域の段丘分布および段丘堆積物・土岐砂礫層の碎屑物の特徴

より詳しい古地形・古気候の復元のためには、風化した礫の判別・花崗岩礫の細分・火山岩岩片の産地同定等の詳細な礫および岩片の種類に関する調査、砕屑物の運搬方向の調査、堆積時期の調査が必要である。堆積時期の決定においては、堆積物中の試料を用いて年代測定する手法の他に、瑞浪市大湫盆地のように過去数十万年間のほぼ連続した堆積物（佐々木ほか、2006¹⁰⁹⁾を用いた年代スケールを調査地域ごとで作成し、それを基にして堆積物を比較することも有効な手段と考えられる。このような年代スケールを作成するためには、まず過去数十万年間の堆積物が厚く堆積した場所を把握する必要がある。

次に、土岐川下流部の濃尾平野においては、ボーリングを2本掘削し、それぞれのボーリングの最下部付近に、厚さ 10~15m ほどの砂礫層が認められた（図 4.1-2）。この砂礫層は泥層と砂層からなる沖積層の下位に位置しており、酸素同位体ステージ 2（約 2 万年前）に堆積したものと考えられる。砂礫層の深度分布から沖積面下に埋没している約 2 万年前の河床縦断形が復元でき、その縦断形は既存のボーリング資料から復元される約 2 万年前の河床縦断形と概ね一致する（図 4.1-2）。砂礫層の上位に分布する泥層は、海棲の貝類の化石が産出することから、後氷期の海面上昇に伴って濃尾平野が内湾となっていた時期に堆積した海成層と考えられる。今回のボーリングの間に位置する地点のコア（図 4.1-2 の NK1）を用いた砂粒（岩片・鉱物片）のモード測定と重鉱物分析の結果、砂層の上下方向で岩片・鉱物組成に顕著な違いが認められなかったことから、2 万年前以降における後背地の侵食様式または堆積物を運ぶ河川は大きく変化していないと考えられる。しかし、僅かな変化ではあるが上方へ火山岩岩片が増加する傾向があることから、周辺河川の影響の程度等が徐々に変化している可能性もある。

今回掘削した2本のボーリングおよびそれ以前のボーリングのコアを用いて放射性炭素年代測定や砕屑物の調査・分析等を行うことにより、約2万年前以降の河床縦断形の詳細な変遷や堆積物の供給源（侵食域）の変遷等を解明することが可能であると考えられる。

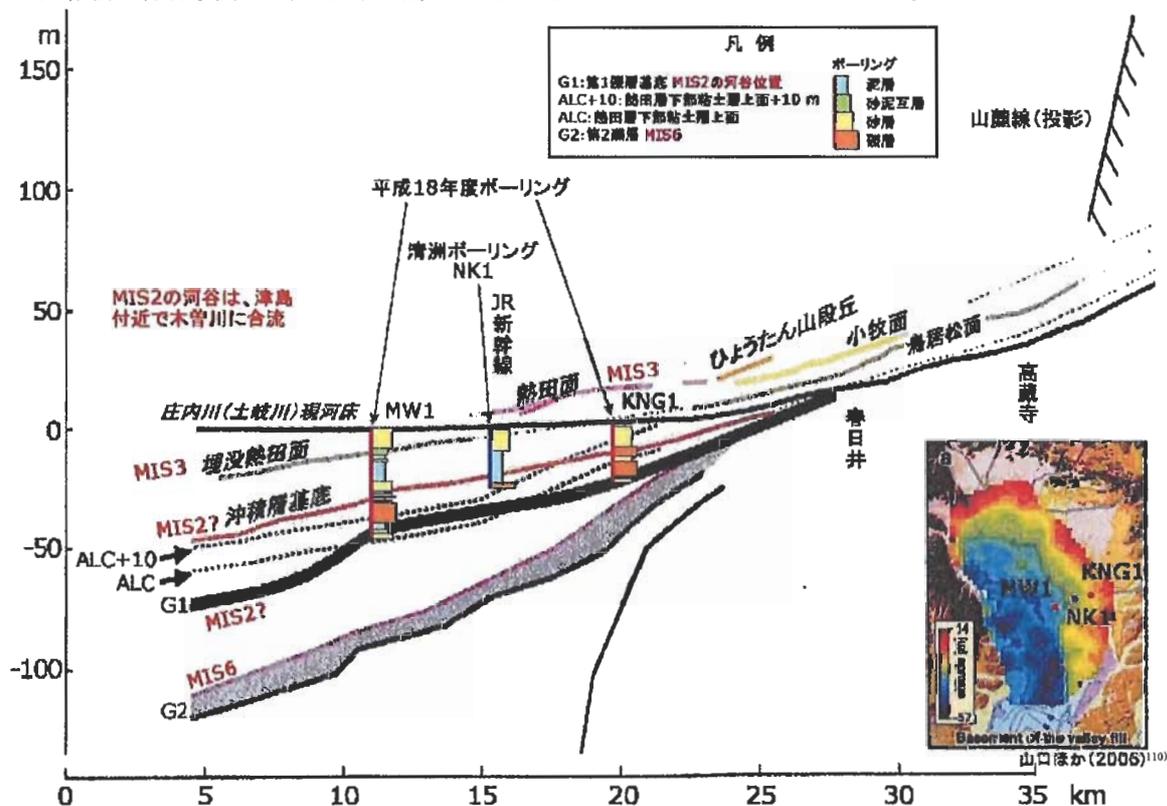


図 4.1-2 土岐川下流部の河床・段丘縦断図

(MIS : 酸素同位体ステージ, MIS2 : 約 2 万年前, MIS3 : 約 5 万年前, MIS6 : 約 13~14 万年前)

② 河成段丘の形成モデルの検討

内陸部における隆起量の推定手法の信頼性を高めるために、河成段丘面の発達が良好な利根川支流の鐮川流域と米代川支流の長木川流域を事例に、空中写真判読、地形地質調査、火山灰分析、花粉分析、年代測定等を行った。それら調査・分析の結果から、段丘の形成年代、形成過程、形成時の古気候等を明らかにすることによって、河成段丘の形成モデルの妥当性を検討した。

内陸部の隆起量（速度）は河成段丘の比高から求められる（TT法；吉山・柳田，1995¹¹¹）などが、この方法は、気候変動に連動した河床の上昇・下降と隆起との相互作用によって河成段丘が形成されるというモデル（貝塚，1969¹¹²；高木ほか，2000¹¹³）に基づいている。しかし、この河成段丘形成モデルは、段丘の形成年代や形成環境が明らかになっている事例が少ないという理由から、一般に広く受け入れられているとは言い難い。そこで、平成18年度は、内陸部の隆起量を求める手法の信頼性を高めるための研究の一環として、河成段丘が良く発達する利根川支流の鐮川流域を事例に（図4.1-3）、段丘の形成年代と形成環境を明らかにするための空中写真判読、地形地質調査、火山灰分析、花粉分析、年代測定等を行った。

調査の結果、段丘面の年代を決定できる火山灰が複数発見され、段丘形成モデルに適合するような段丘面の編年結果を得ることができた（図4.1-4）。花粉分析については、段丘形成環境を推定できるような試料はほとんど得られなかったが、一地点において、段丘堆積物が氷期に堆積したことを示唆する樹種の木片試料を得ることができた。

また、火砕流の堆積が、気候変動に規制された河成段丘の形成に及ぼす影響を評価するため、米代川支流の長木川流域を事例として、空中写真判読、地形地質調査、火山灰分析、年代測定を行った。その結果、火砕流の堆積後、短期間（約1万年以内）のうちに火砕流堆積物は削剥され、気候変動に規制された河成段丘が形成されていたことが分かった。この事実は、固結していない火砕流堆積物が河川システムに与える影響は短期間に限られ、火砕流が堆積しても気候変動に規制された河成段丘が形成されうることを示している（田力ほか，2007¹¹⁴）。

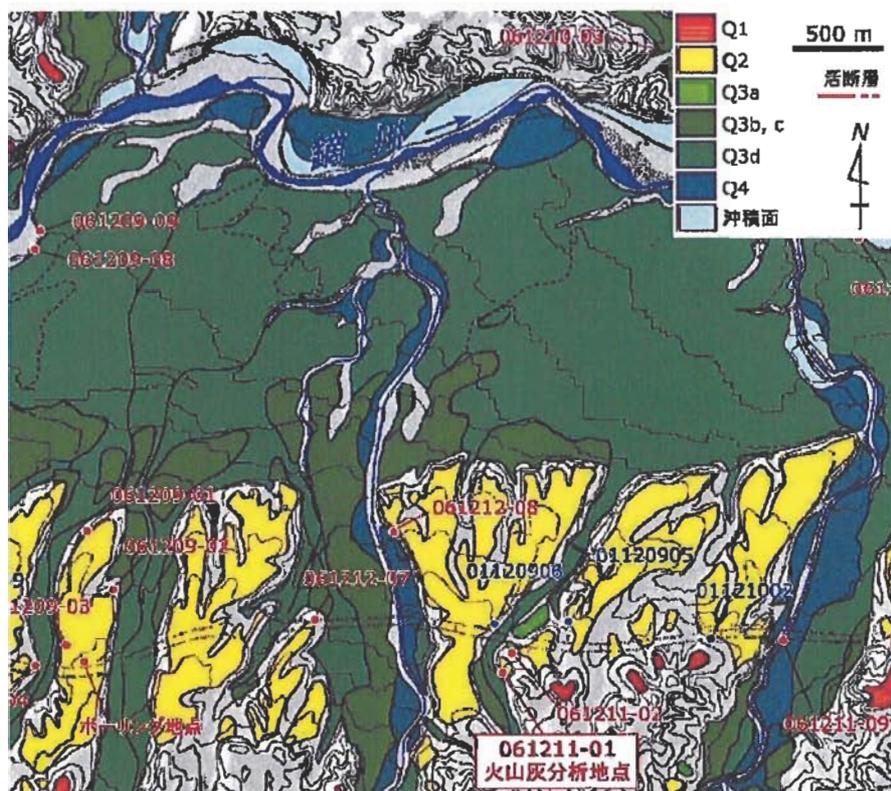


図 4.1-3 鐮川流域の段丘面分布図（一部）

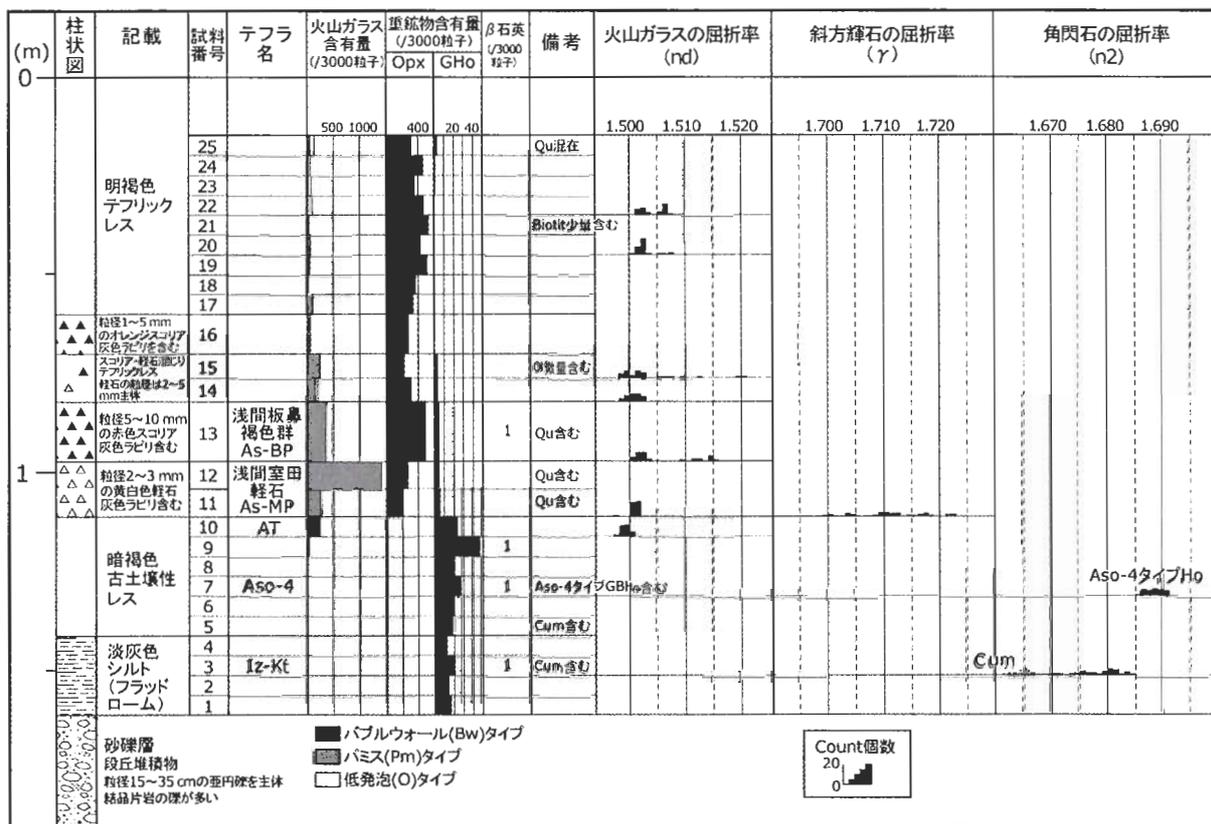


図 4.1-4 火山灰分析結果の一例

4.2 三次元地形変化モデルの開発

(1) 課題と計画の概要

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) 8)は、「水文学的地質学的変化が処分システム領域にどのように影響を与えるかを優先して研究を進める必要がある」としている。水文学的地質学的変化は、隆起・侵食や気候・海水準変動等によって地形が変化し、動水勾配が変化することで引き起こされる可能性がある。よって、隆起・侵食等が広域の地下水流動等の地質環境に与える影響を評価・解析するためには、評価・解析地域の地形変化メカニズムを理解し、地形変化の生じる場所、速さ、量について定量的に予測することが必要である。そのため、隆起・侵食等が将来の地質環境へ与える影響を評価するための技術開発の一環として、将来約 10 万年間の地形変化をシミュレートする技術の開発を進めている。これまでの研究開発では、地形を斜面域と河川域に分け、それぞれ異なる拡散方程式を用いることにより、流域全体の地形変化をシミュレートするモデルの開発を進めるとともに、日本全国を対象に気象条件の異なる地域において地形変化情報を取得することにより、温暖期と寒冷期における地形変化パラメータの検討を進めてきた。

拡散理論による地形変化モデルでは、高度変化（地形変化）は地形勾配の変化率に比例する。しかし、自然界では同じ地形であっても、地質・地質構造、風化の程度、植生、気候条件等に応じて物質移動の挙動が異なる。そのため、自然界で実際に生じているローカル・スケールの地形変化の特性（様式、場所、規模、規則性、履歴等）を明らかにし、それに応じた拡散係数を適切に与えることにより、実際に発達する地形を地質学的・現象論的に表現できることを示すことが重要である。平成 18 年度からは、東濃地域等の具体的な地域を事例として、実際の地形変化パラメータの取得技術およびそのパラメータを考慮した地形変化シミュレーション技術の開発を目指す。

(2) 成果の概要

① 地形変化パラメータの検討

東濃地域の土岐川支流の日吉川流域を事例として、地形の特徴を定量的に把握するために DEM（数値標高モデル）を用いた数値地形解析および現河床の地形地質調査を行い、傾斜量、高度分散量（ある領域内の高度の標準偏差）、起伏量（ある領域内の最高標高－最低標高）等の特徴、および河川の勾配・幅、河床の地質、河床礫の大きさ等の特徴といった河川および斜面に関する現在の地形地質学的特徴について整理・検討するとともに、地形変化パラメータの時空間分布とその取得手法を検討した。

DEM を用いた数値地形解析では、傾斜量、高度分散量、起伏量等の現地形の特徴を定量的に把握し、地質分布と比較した（図 4.2-1）。開析量は、接峰面図から推定した侵食原面の標高と現地地表標高の差で示した。接峰面図は、日吉川流域の主要な谷が埋積されるメッシュサイズ（本地域では 1km）を用いて作成した。本地域は、土岐砂礫層から構成される定高性を持つ丘陵背面が形成されており、このような地域では接峰面図を用いた侵食原面の推定は有効な方法となる。開析量は現河谷沿いで大きい傾向にあり、上流に向かって徐々に減少するのではなく、急激に減少する地点が存在する。その地点には、花崗岩が分布する場合が多く、地質分布の違いが開析量の違いをもたらしている場合があると考えられる。傾斜量や高度分散量についても、明世層や生俵層などの中新世堆積岩分布地域およびその周辺地域で大きい値となる傾向がある。これらの結果は、数 km 四方程度の領域の地形変化を時間的・空間的に把握するためには、地質分布を考慮する必要があることを示しているとともに、シミュレーションに必要なパラメータの取得手法として、現在の地形を用いた数値解析が有効である可能性を示している。

現河床の地形地質調査では、河川の勾配・幅、河床の地質、河床礫の大きさ等の特徴を調査した。その結果、勾配が急なほど川幅が狭く礫が大きいこと、谷頭（水系の始まりの地点）からの流路長が長いほど川幅が広く、その関係は地質によって傾向が異なることなどが明らかとなった（図 4.2-2）。これらのことは、地形変化パラメータが、河床の幅や地質、河床礫の大きさなどによって変化することを示しており、今回検討したような地形や地質の特徴を明らかにすることによって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あることを示している。

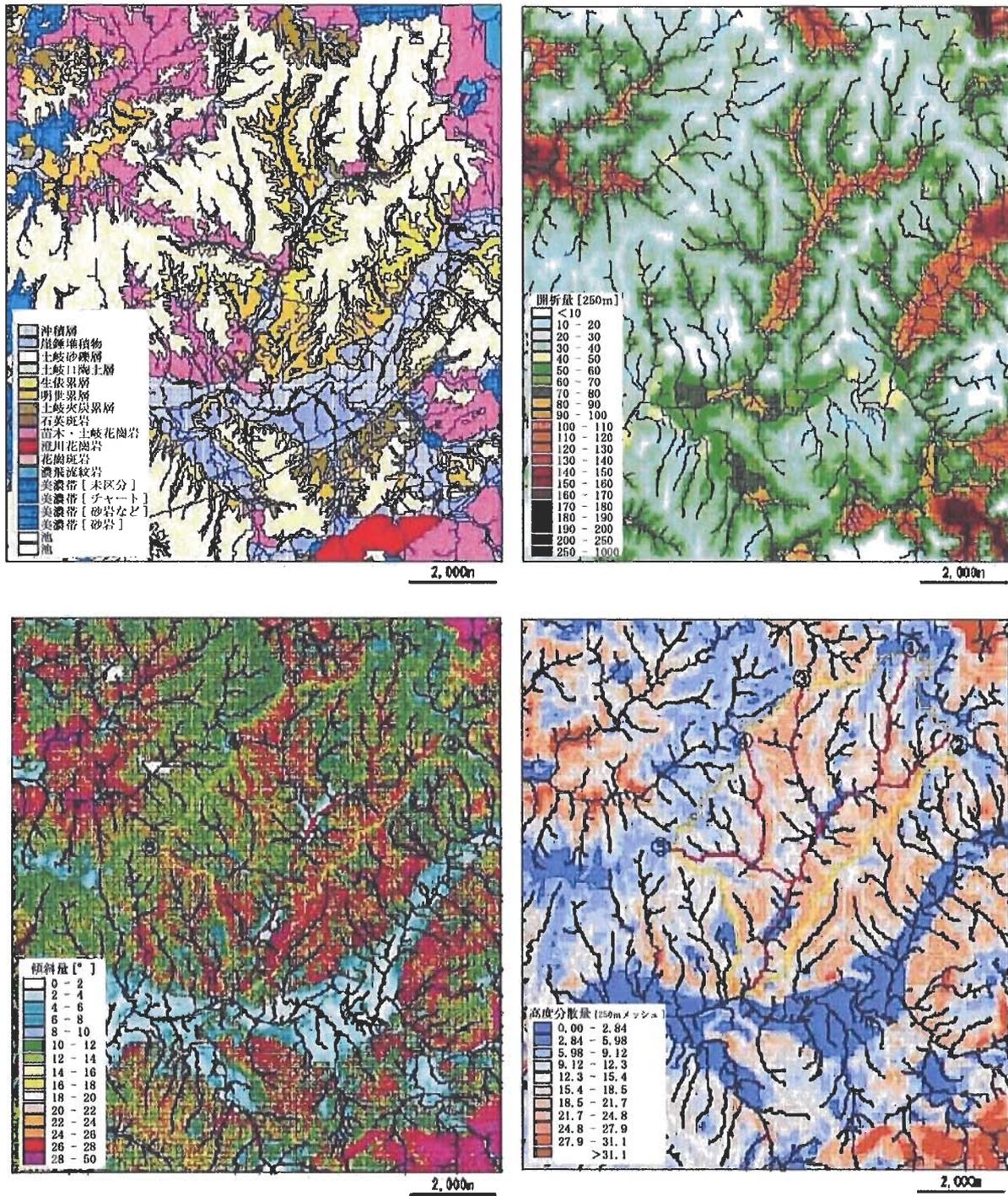


図 4.2-1 日吉川流域の地質と地形学的特徴
 左上：地質図 (糸魚川, 1980¹¹⁵⁾ に加筆, 右上：開析量
 左下：傾斜量, 右下：高度分散量 (250m×250m メッシュ)

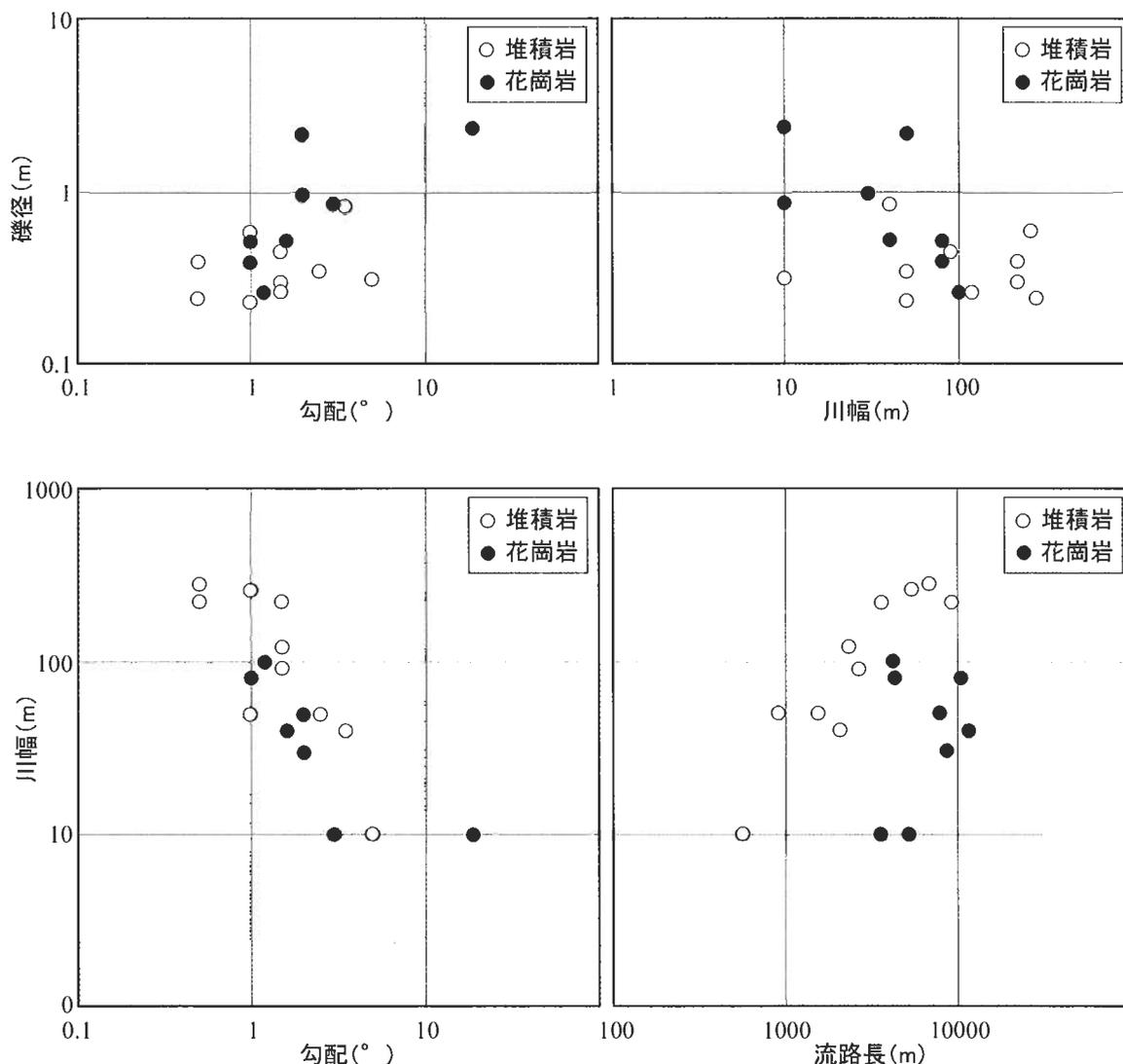


図 4.2-2 日吉川の河床礫，勾配，川幅，流路長の関係

② 三次元地形変化シミュレーション技術の開発

また、実際の地形および地質分布、堆積物の堆積期間等を考慮した数値解析を行うことにより、現在の地形がどのようにして形成され、将来どのように変化していくのかという地形変化モデルの概略を検討するとともに、そのモデルの地形変化シミュレーションへの展開について検討した。

平成 18 年度は、実際の河川沿いに分布する地質を考慮して、過去の地形から現在の地形を再現できるかどうかを検討するため、岐阜県東濃地域の日吉川流域を事例としたシミュレーションを実施した (三箇・安江, 2008¹¹⁶⁾)。その際、接峰面図や既存文献から推定した侵食原面を初期状態とし、大まかな地質分布を侵食しやすさの違いとして考慮した。そして、複数の河川およびその上流延長上の斜面についてシミュレーションを行い、現在の河床縦断形に近いシミュレーション結果が得られるかどうかについて検討した。地質については、花崗岩と堆積岩の違いによる侵食のされやすさの違いを地質係数として与えた。シミュレーションの結果、河川ごとに侵食形態が異なり、遷急区間の位置に大きな違いがあること、ある時期に河床が急速に低下することなどが示された。この侵食形態の違いは、河床に分布する地質ごとの侵食のされやすさの違いでおおよその説明が可能であり、上流域などの規模が限られた領域における地質分布を考慮したシミュレーションの重要性が確認された。

今回は、シミュレーションのスタート（侵食される前の原面の形成年代）を100万年前と仮定している。また、地質分布についても現在の表層の地質を単純に垂直方向に延長している。より精度の高いシミュレーションには、より詳細な年代や地質分布を条件として与える必要がある。また、今回用いたアルゴリズムでは、河床縦断形をシミュレートするために礫床区間の河床縦断形の凹形度を先に与える必要がある。この凹形度は、河床礫の摩耗特性、河川の合流、勾配、掃流力等によって変化すると考えられることから、それらの要素に応じて河床縦断形が変化するようなアルゴリズムを検討する必要がある。さらに、現実的なシミュレーションを行うためには、今後は現地調査などから現実に合うパラメータの取得が必要である。

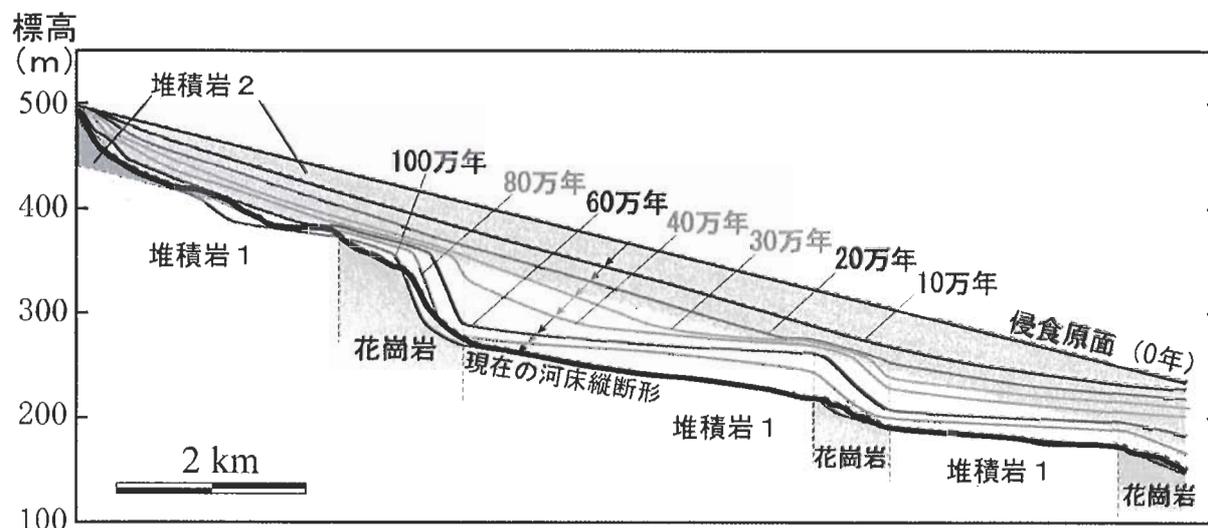


図 4.2-3 日吉川を例とした河床縦断形変化の過去から現在までのシミュレーション結果

4.3 地殻変動および気候・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

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）⁸⁾によると、「水文地質学的変化が処分システム領域にどのように影響を与えるかを優先して研究を進める必要がある」としている。水文地質学的変化は、地震・地質構造の変形、気候変動等に関連して引き起こされることから、断層活動と隆起・侵食／気候・海水準変動が複合した場合を考慮して、処分システム領域に与える影響を把握することが必要である。

そこで、地殻変動および気候・海水準変動が複合して引き起こされる地下水流動系の長期変化に関する解析手法の開発を行っている。平成 18 年度は、長期的な地下水流動の変化に関わる文献調査と東濃地域を事例とした水理地質構造モデルを用いた地下水流動解析によって、長期的な地下水流動系の変化に関する主な変動パラメータを抽出した。さらに、ある地域の地下水流動の履歴（古水理）を対象とした現地調査手法の開発を検討するため、地殻変動および気候・海水準変動による地下水流動の変化が、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のかを把握することが必要である。そこで、主な湧水域と断層構造の関係を空中写真判読と予察的な現地調査によって調べ、こ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を検討した。

(2) 成果の概要

① 地殻変動および気候・海水準変動を考慮した地下水流動解析に関わる変動パラメータの抽出
 水理地質構造および地下水流動の長期変化に係わる既存情報の収集と解析を行い、断層活動を考慮するために阿寺断層等の活断層が含まれる東濃地域を事例とした水理地質構造モデルの検討と感度解析的な地下水流動解析を行い、主な変動パラメータを推定した。

地形・気候変動を考慮した解析時間断面を設定し、さらに断層活動を考慮するために、その時間断面ごとに断層などの水理特性を設定し、地下水流動解析を行った。

断層帯とは、複数の近接した断層群を指し、必ずしも切れ目なく連続する断層とは限らない。断層活動に伴って、今まで遮水していた断層が分割されることによって、分割した箇所の透水性が高くなった場合に、地下水流動に与える影響を検討するために、断層が連続するモデルと連続しないモデルを作成した。

断層が連続しているパターンと断層が連続していないパターンの標高 0m における流速ベクトル分布を図 4.3-1 に示す。動水勾配が大きくなりやすい地形急変部と、透水性の高い断層破碎帯沿い（断層面に平行な方向）に流速の大きな領域が見られる。この断層破碎帯沿いの地下水の流れの向きは地形の勾配により規制されており、標高の高い方から低い方に向かって流れている。また、断層が連続しない位置では周囲と比較して流速が大きくなり、周辺の地下水が集中している。これは、断層の分布や形状は地下水流動に局所的な影響を与えるが、広域的なモデル全体の地下水流動にはほとんど影響を与えていないことを示している。

同じく標高 -1000m における流速ベクトル分布を図 4.3-2 に示した。図 4.3-1 と比較すると、地形急変部における流速が小さくなっており、地形が動水勾配に与える影響が小さくなっている。浅部ほど細かい地形の影響を受けた動水勾配となり、深部ではより大きなスケールの地形の勾配に規制された流れになっている。断層が連続しない位置の流れは標高 0m と同様の傾向を示し、局所的には断層の分布や形状の影響が地下水流動に表れているが、広域的には、モデル全体の地下水流動には影響を与えていない。

本解析に用いた断層の分布は、活断層研究会編（1991）¹¹⁷⁾に基づいているが、解析の精度を高めるためには、断層の高透水性構造および遮水性構造の分布や形状およびその分布密度を検討する必要がある。

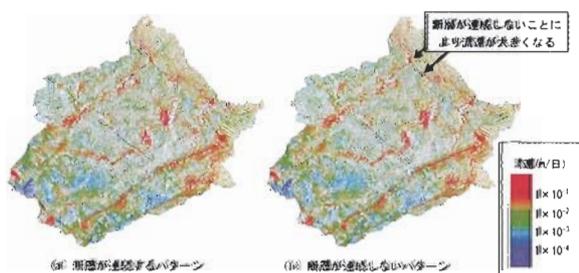


図 4.3-1 流速ベクトル分布（EL.0m の平面スライス）

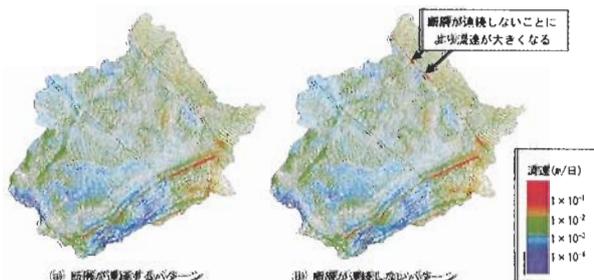


図 4.3-2 流速ベクトル分布（EL.-1000m の平面スライス）

② 古水理の復元に関する調査項目と手法の検討

ある地域の地下水流動の履歴（古水理）を対象とした現地調査手法の開発を検討するため、地殻変動および気候・海水準変動による地下水流動の変化が、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のかを把握することが必要である。それを解明するためには、まず地殻変動に伴う岩盤中の連続的な高透水性構造の変化について調べることが必要と考えられる。そこで、「地殻変動および気候・海水準変動を考慮した地下水流動解析に関わる変動パラメータの抽出」の結果に基づき、活断層周辺の連続的な断層構造を抽出することに主眼を置き、以下に示す調査を行った。

本調査では、阿寺断層帯主部を中心とした2000km²程度の範囲を事例対象とした。主な湧水域と断層構造との関係を調べるために、空中写真判読によるリニアメントの抽出と予察的な現地調査を行った。

空中写真判読によるリニアメント抽出作業では、明瞭な断層変位地形として現れていない連続的な高透水性構造の可能性のある断層構造を抽出した。抽出するリニアメントの基準は、高田ほか（2003）⁹⁾に準じた。予察的な現地調査は、空中写真判読によって抽出したリニアメントの周辺において、湧水地点調査、河川流量調査および露頭観察を行った。

湧水および河川流量の調査では、断層に沿った湧水地点を確認し、さらに基底比流量の異常部を抽出した。調査地域における湧水地点は、断層の隆起側よりも低下側に多く、それらの湧水地点の多くは、断層の交差部に分布する傾向が認められた。また、調査地域内の広域地下水流動系を横切る形で分布する阿寺断層系における断層沿いの基底比流量をみると、高い値を示す流域が広範囲に分布する。一方、断層が屈曲し、分岐・雁行する断層周辺では、比流量の低い値が多数認められた。この結果は、断層の分布や形態の違いが地下水流動に影響している可能性を示している。したがって、①の解析領域に比べて、局所的な本調査地域における地下水流動系は、地形起伏や地質による影響に加え、断層の性状によって大きく支配されていると推定される。

①、②の結果から、本調査・研究では、文献調査と東濃地域を事例とした地下水流動解析によって、主に断層分布・形態と気候変動に着目し、長期的な地下水流動系の変化に関する主な変動パラメータを抽出するとともに、解析時の問題点を抽出した。また、東濃地域周辺を対象とした空中写真判読によるリニアメントの抽出、および予察的な現地調査による主な湧水域と断層構造との関係の把握によって、現在の水理を支配している大きな要因の一つとして、断層の分布や形態などにあることが示唆された。

5. 地質環境の長期モニタリングに関する研究

(1) 課題と計画の概要

地層処分の技術的信頼性を高める上では、地殻変動が地質環境に与える影響の把握が重要であり、その原因と考えられるプレート運動や活断層の形成メカニズムに関する科学的知見の蓄積が重要である。そのため、陸域地下構造フロンティア研究の成果をとりまとめるとともに、その成果を活用して、地質環境の長期モニタリング技術開発に向けた検討を実施した。

(2) 成果の概要

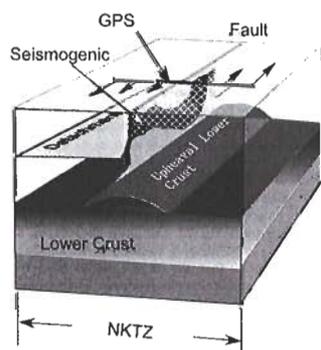
① 「陸域地下構造フロンティア研究」成果報告書の公表

微少な地殻変化を遠方からモニタリングすることを視野に入れた能動的調査技術としてアクロス (Accurately Controlled Routinely Operated Signal System ; 精密制御定常信号システム) の開発成果をとりまとめ、公開資料「JAEA-Research 2007-033」を作成した。

「アクロスは、地下の構造と物理的な状態とを探索あるいは監視するために考案された理論体系に基づいて、それを実現するための様々な要素技術の一つの技術体系として統合したものである。本質的には複合的な媒質から構成された地下空間に対する周波数特性の分析装置であり、精密に位相制御された弾性波や電磁波を常時連続的に送受信することで、ノイズに最も強いシステムとしている。本研究では、その実現のために必要な技術や装置の開発を進め、実践的なノウハウを蓄積してきた。アクロスのデータは、送信点と受信点との間のテンソル伝達関数 (グリーン関数) として得られ、その信頼性は、送信システムと受信システムとの正確な同期によって担保される。」(Kumazawa et al., 2007¹¹⁸⁾)

また、活断層の破碎帯の構造やその発達史を解明するため、跡津川断層帯において実施した地震観測、GPS 観測、構造地質学的調査、地球化学的調査の研究成果をとりまとめ、論文集として「Geodynamics of Atotsugawa Fault System」を公表した。

「京都大学上宝観測所で 30 年間以上にわたって続けられてきた高感度地震観測及び陸域活断層フロンティア計画による臨時観測データに気象庁のデータを加えて、中部地方北西部の地震活動、特に跡津川断層帯付近の地震断層について詳細な調査を行った。その結果、新潟 - 神戸歪み集中帯の一部とされる跡津川断層帯付近を境に、地震が北西側では南西側に比べて深くなることがわかった (図 5.1)。これは歪み集中帯を境に地下構造又は応力が異なることを示している。また、断層帯の中でも跡津川断層と茂住祐延断層の地震はそれぞれ、地震発生層の下部 15km までは、独立の断層面を有することがわかった。」(Ito et al., 2007a¹¹⁹⁾)



モデルでは、中部地殻または下部地殻で北西に沈み込むデタッチメント断層が見られる。断層帯に沿って下部地殻が隆起するというGPS 調査から得られた移動の様子が表面の矢印で図式的に示されている。

図 5.1 新潟 - 神戸歪み集中帯 (NKTZ) の一部分としての跡津川断層帯 (Ito et al., 2007a¹¹⁹⁾)

「中部地方北部，特に跡津川断層付近で実施された人工地震による地下構造調査のデータを用いて，地殻構造調査を行い地震活動との関連を調べた(図 5.2, 5.3)。地殻内には深さ 15 及び 25km 付近に顕著な地震波反射面が存在する。前者は地震発生層の下限に対応し，大地震が地震発生層の下部から破壊開始する際の構造的な根拠を与える。また，跡津川断層付近を境に速度境界は，北西側に深くなり，これは地震の下限の深さ変化と対応する。さらに，表層付近の構造は断層帯付近で浅くなる。このことは歪み集中帯の成因に地下構造の変化が関連していることを示している。」(Ito et al., 2007b¹²⁰)

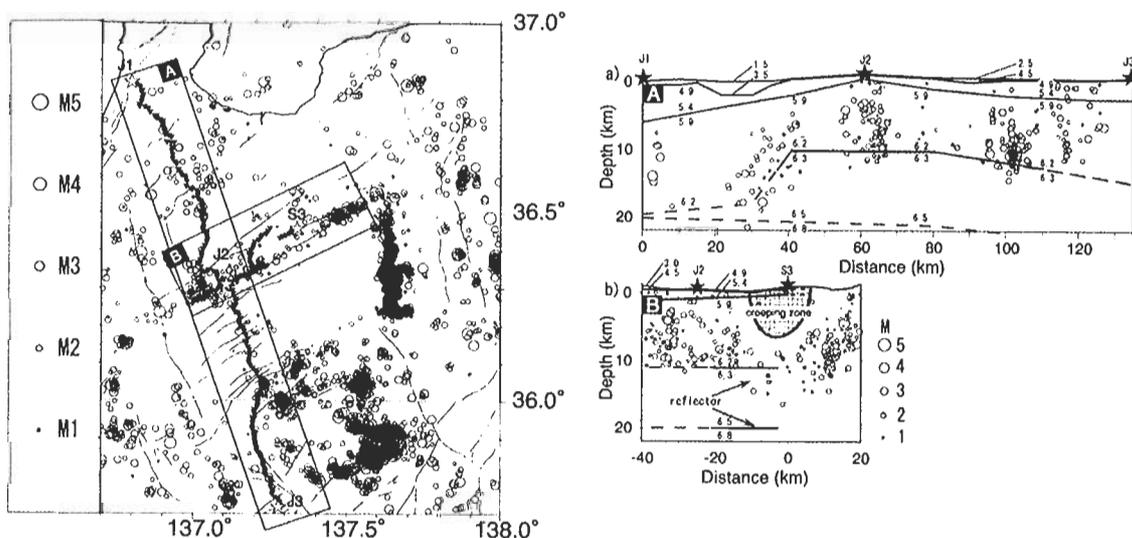


図 5.2 研究地域の地震の震央分布と断層系を横切る縦断面図(a)と断層に沿った縦断面図(b) (Ito et al., 2007b¹²⁰)

(跡津川断層系を横切る断面(a)，跡津川断層系に沿った断面(b)における速度構造、反射面と震源の分布を示す。A と B は、図 5.2 のストリップマップ中で重なっている。★と○は、発震点と震源深度を示す。灰色で塗られた地帯は断層系に沿った反射面を示し、++++マークの地域は跡津川断層帯のクリーピングセクションを示す。)

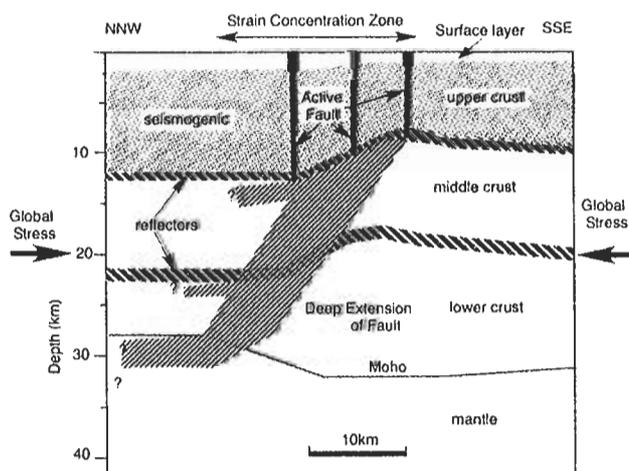


図 5.3 跡津川断層帯の横断面の略図 (Ito et al., 2007b¹²⁰)

(活断層は，地震発生層では少なくとも垂直である。地表層は，通常地震発生層ではない。地震発生層は，P波速度が 5.9-6.2km/s である上部地殻で制限される。上部地殻および中部地殻は，断層帯で浅くて北北西の方向へより深くなっているようである。活断層の深部延長はまだ決定されていないが，それは北北西の方へ下がって，地殻との境界で平らになっているかもしれない。)

参考文献

- 1) 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”，核燃料サイクル開発機構, JNC TN1400 99-021.
- 2) “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).
- 3) 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)”.
- 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”, OECD/NEA, NEA/RWM/PEER (99)2.
- 6) 核燃料サイクル開発機構 (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」”，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).
- 7) 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.
- 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) 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, 鷲谷 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.
- 10) Watanabe, K. (1998)：“Hydraulic conductivities of a clay-rich part in the Mozumi-Sukenobu Fault”, Program and Abstracts of International Workshop on Frontiers in Monitoring Science and Technology for Earthquake Environments, November 1998 Toki and Kamioka.
- 11) Nohara, T., Tanaka, H., Watanabe K., Furukawa, N., Takami, A. (2006)：“In situ hydraulic tests in the active fault survey tunnel, Kamioka Mine, excavated through the active Mozumi-Sukenobu Fault zone and their hydrogeological significance”, Island Arc, 15, pp.537-545.

- 12) Tanaka, H., Ito, T., Nohara, T., Ando, M. (2007a) : “Descriptions of meso- and microscopic structures of fault zone rocks obtained from tunnel penetrated across the Mozumi-Sukenobe fault, central Japan”, *Geodynamics of Atotsugawa Fault System* edited by M. Ando, TERRAPUB, pp.103-121.
- 13) Tanaka, H., K. Omura, T. Matsuda, R. Ikeda, K. Kobayashi, M. Murakami, and K. Shimada (2007b) : “Architectural evolution of the Nojima fault and identification of the activated slip layer by Kobe earthquake”, *Journal of Geophysical Research*, 112, B070304, doi:10.1029/2005JB003977.
- 14) 丹羽正和, 水落幸広, 棚瀬充史 (2006a) : “地下数 100m～1km における断層破碎帯の発達過程－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.
- 15) 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碎帯の構造”, 日本地球惑星科学連合 2006 年大会.
- 16) 中野 俊 (1993) : “上野玄武岩類 I : 2 つの単成火山における不均質なマグマ”, *岩鉱*, 88, pp.272-288.
- 17) 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.
- 18) 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.
- 19) McClay, K., Bonora, M. (2001) : “Analog models of restraining stopovers in strike-slip fault systems”, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 85, pp.233-260.
- 20) Davis, G.H., Bump, A.P., García, P.E., Ahlgren, S.G. (1999) : “Conjugate Riedel deformation band shear zones”, *Journal of Structural Geology*, 22, pp.169-190.
- 21) Okubo, C.H., Schultz, R.A. (2006) : “Near-tip stress rotation and the development of deformation band stepover geometries in mode II”, *Geological Society of America Bulletin*, 118, pp.343-348.
- 22) Du, Y., Aydin, A. (1995) : “Shear fracture patterns and connectivity at geometric complexities along strike-slip faults”, *Journal of Geophysical Research*, 100, pp.18093-18102.
- 23) 安藤亮輔, 山下輝夫 (2003) : “断層間の動力学的相互作用と断層形状の形成”, *地震*, 56, pp.1-9.
- 24) McKenzie, D., Jackson, J. (1986) : “A block model of distributed deformation by faulting”, *Journal of the Geological Society, London*, 143, pp.349-353.

- 25) Woodcock, N.H. (1987) : “Kinematics of strike-slip faulting, Builth Inlier, Mid-Wales”, *Journal of Structural Geology*, 9, pp.353-363.
- 26) Martel, S.J., Pollard, D.D., Segall, P. (1988) : “Development of simple strike-slip fault zones, Mount Abbot quadrangle, Sierra Nevada, California”, *Geological Society of America Bulletin*, 100, pp.1451-1465.
- 27) Kanaori, Y., Endo, Y., Yairi, K., Kawakami, S. (1990) : “A nested fault system with block rotation caused by left-lateral faulting: the Neodani and Atera faults, central Japan”, *Tectonophysics*, 177, pp.401-418.
- 28) 島根大学 (2005) : “平成 16 年度原子力安全基盤調査研究ノンテクトニック断層と活断層の識別方法確立に向けた基礎的研究研究成果報告書”, 106p.
- 29) 垣見俊弘, 加藤碩一 (1994) : “地質構造の解析—理論と実際—”, 愛知出版, 274p.
- 30) 千木良雅弘 (1995) : “風化と崩壊—第 3 世代の応用地質—”, 近未来社, 204p.
- 31) Chester, F. M. and J. M. Logan (1986) : “Implications for mechanical properties of brittle faults from observations of the Punchbowl fault zone, California”, *PAGEOPH*, 124, pp.79-106.
- 32) Faulkner, D. R., T. M. Mitchell, D. Healy, and M. J. Heap (2006) : “Slip on 'weak' faults by the rotation of regional stress in the fracture damage zone”, *Nature*, 444, pp.922-925, doi:10.1038/nature05353.
- 33) 核燃料サイクル開発機構 (2005) : “断層活動による力学的影響調査”, 143p.
- 34) 田中富男 (2003) : “割れ目の自己相似的分布を利用した岩盤強度評価—ラダニイ強度式の原位置岩盤への応用—”, *応用地質*, 44, pp.2-13.
- 35) Rose, A. W., H. E. Hawkes, J. S. Webb (1979) : “Geochemistry in mineral exploration second edition”, Academic Press, London, 657p.
- 36) 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.
- 37) Satake, H., Y. Kita, H. Hayashi, and M. Murata (2007) : “Geochemical investigation around the Mozumi-Sukenobe fault survey tunnel. Geodynamics of Atotsugawa Fault System edited by M. Ando, TERRAPUB, Tokyo, pp.123-148.
- 38) Kita, I., Matsuo, S., Wakita, H. (1982) : “H₂ generation by reaction between H₂O and crushed rock: an experimental study on H₂ degassing from the active fault zone”, *Journal of Geophysical Research*, 87, pp.10789-10795.

- 39) Kameda, J., K. Saruwatari, and H. Tanaka (2003) : “H₂ generation in wet grinding of granitic and single-crystal powders and implications for H₂ concentration on active faults”, *Geophysical Research Letters*, 30, 2063, 10.1029/2003GL018252.
- 40) Lin, L. H., J. Hall, J. Lippmann-Pipke, J. A. Ward, B. S. Lollar, M. DeFlaun, R. Rothmel, D. Moser, T. M. Gihring, B. Mislowack, and T. C. Onstott (2005) : “Radiolytic H₂ in continental crust: nuclear power for deep subsurface microbial communities”, *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 6, Q07003, doi:10.1029/2004GC000907.
- 41) 島田耕史, 丹羽正和, 野原 壯, 田中秀実 (2006) : “活断層露頭で得られた水素ガス濃度の未固結断層岩方位に対応する変化”, 日本地球惑星科学連合 2006 年大会.
- 42) 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, 60p.
- 43) 丹羽正和, 高田圭太, 木下博久 (2007) : “横ずれ断層活動に伴う歪－応力変化とそれに伴う地表の変形の特徴－徳島県の中央構造線活断層系における例－”, 日本地球惑星科学連合 2007 年大会.
- 44) 中田 高, 島崎邦彦, 鈴木康弘, 佃 栄吉 (1998) : “活断層はどこから割れ始めるのか?－活断層の分岐形態と破壊伝播方向－”, *地学雑誌*, 107, pp.512-528.
- 45) 中田 高, 後藤秀昭 (1998) : “活断層はどこまで割れるのか?－横ずれ断層の分岐形態と縦ずれ変位分布に着目したセグメント区分モデル－”, *活断層研究*, 17, pp.43-53.
- 46) Lin, J., Stein, R.S. (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, doi:10.1029/2003JB002607.
- 47) Toda, S., Stein, R.S., Richards-Dinger, K., Bozkurt, S. (2005) : “Forecasting the evolution of seismicity in southern California: Animations built on earthquake stress transfer”, *Journal of Geophysical Research*, 110, doi:10.1029/2004JB003415.
- 48) 岡田篤正, 堤 浩之 (1997) : “中央構造線活断層系父尾断層の完新世断層運動－徳島県市場町でのトレンチ調査－”, *地学雑誌*, 106, pp.644-659.
- 49) 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.
- 50) 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.

- 51) 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”, 独立行政法人産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 52) 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.
- 53) 角井朝昭, 内海 茂, 新正裕尚, 下田 玄 (1998): “K-Ar 法による熊野酸性火成岩類の年代の再検討”, 地質学雑誌, 104, pp.387-394.
- 54) Sumii, T. and Shinjoe, H. (2003): “K-Ar ages of the Ohmine Granitic Rocks, south-west Japan”, *The Island Arc*, 12, pp.335-347.
- 55) 岩野英樹, 檀原 徹, 吉岡 哲, 星 博幸, 和田稔隆, 角井朝昭, 新正裕尚, 川上 裕 (2003): “紀伊半島中期中新世火成岩のジルコン FT 年代測定—DAP ディテクターを用いた最近の例—”, *フィッション・トラックニュースレター*, 16, pp.11-12.
- 56) 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.
- 57) 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.
- 58) 通商産業省資源エネルギー庁 (ANRE, MITI) (1989): “昭和 63 年度広域地質構造調査報告書 那智地域”, 164p.
- 59) 木村克己 (1986): “奈良県十津川村南部四万十累帯北帯の日高川層群—層序と古地理—”, *地質学雑誌*, 92, pp.185-203.
- 60) Zeitler, P.K., Herczig, 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.
- 61) 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.
- 62) Farley, K.A. (2002): “(U-Th)/He Dating: Techniques, Calibrations, and Applications”, *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 47, pp.829-844.
- 63) 山田国見, 花室孝広, 田上高広, 山田隆二, 梅田浩司 (2007): “日本原子力研究開発機構 東濃地科学センターにおける(U-Th)/He年代測定システムの現状報告”, 日本地球惑星科学連合 2007 年大会, G123-P008.
- 64) Tagami, T., Uto, K., Matsuda, T., Hasebe, N., Matsumoto, A. (1995): “K-Ar biotite and fission-track zircon ages of the Nisatai Dacite, Iwate Prefecture, Japan: a candidate for Tertiary age standard”, *Geochemical Journal*, 29, pp.207-211.

- 65) 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.
- 66) Umeda, K., Asamori, K., Ninomiya, A., Kanazawa, S. and Oikawa, T. (2007a) : “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.
- 67) Tamura, Y., Tatsumi, Y., Zhao, D., Kido, Y. and Shukuno, H. (2002) : “Hot fingers in the mantle wedge: new insights into magma genesis in subduction zones”, Earth and Planetary Science Letters, 197, pp.105-116.
- 68) Prima, O.D.A., Echigo, A., Yokoyama, R. and Yoshida, T. (2006) : “Supervised landform classification of Northeast Honshu from DEM-derived thematic maps”, Geomorphology, 78, pp.373-386.
- 69) Hasegawa, A., Zhao, D., Hori, S., Yamamoto, A. and Horiuchi, S. (1991) : “Deep structure of the northern Japan arc and its relationship to seismic and volcanic activity”, Nature, 352, pp.683-689.
- 70) 土谷信之, 高橋 浩, 柳沢幸夫, 山元孝弘, 久保和也, 駒澤正夫, 広島俊男, 内藤一樹 (1999) : “20 万分の 1 地質図幅「村上」”, 地質調査所.
- 71) 土谷信之 (1999) : “秋田－山形油田地帯の後期中新世－鮮新世火山岩の火山活動と貯留岩の形成”, 地質調査所月報, 50, pp.17-25.
- 72) 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.
- 73) Ogawa, Y. and Uchida, T. (1996) : “A two-dimensional magnetotelluric inversion assuming Gaussina static shift”, Geophysical Journal International, 126, pp.69-76.
- 74) 長澤一雄, 斎藤和男, 大場与志男, 石井六夢, 本田康夫 (1995) : “白鷹火山の初期および主活動期噴出物の K-Ar 年代と火山形成”, 平成 6 年度琵琶沼緊急報告書－地学・動物－, 山形県立博物館, pp.39-56.
- 75) 長谷川昭, 中嶋淳一, 海野徳仁, 三浦 哲, 諏訪謡子 (2004) : “東北日本弧における地殻の変形と内陸地震の発生様式”, 地震, 56, pp.413-424.
- 76) Umeda, K., Asamori, K., Negi, T. and Ogawa, Y. (2006a) : “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.

- 77) 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.
- 78) 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.
- 79) 宇井忠英, 井田喜明, 林信太郎, 鎌田浩毅, 川辺禎久, 加藤幸弘, 千葉達朗, 藤田浩司, 塩谷みき, 林 豊, 宇平幸一 (2003): “活火山の再定義とランク分け”, 地球惑星科学関連学会 2003 年合同大会, V055-P031.
- 80) 第四紀火山カタログ委員会 (1999): “日本の第四紀火山カタログ(CD-ROM 版)”, 日本火山学会.
- 81) 気象庁 (2002): “地震年報 平成 14 年”.
- 82) 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.
- 83) Sano, Y. and Wakita, H. (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.
- 84) Wakita, H., Sano, Y. and Mizoue, M. (1987): “High ^3He emanation and seismic swarms observed in a nonvolcanic, forearc region”, *Journal of Geophysical Research*, 92, pp.12,539-12,546.
- 85) 坂田 将, 牧 真一, 矢崎清貴, 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.
- 86) Ono, A., Sano, Y., Wakita, H. and Giggenbach, W.F. (1993): “Carbon isotopes of methane and carbon dioxide in hydrothermal gases of Japan”, *Geochemical Journal*, 27, pp.287-295.
- 87) Okada, T., Itaya, T., Sato, M. and Nagao, K. (1994): “Noble gas isotopic composition of deep underground water in Osaka plain, central Japan: Evidence of mantle He and model for new volcanism”, *The Island Arc*, 3, pp.221-231.
- 88) Sano, Y., Takahata, N., Igarashi, G., Koizumi, N. and Sturchio, N. (1998): “Helium degassing related to the Kobe earthquake”, *Chemical Geology*, 150, pp.171-179.
- 89) Sano, Y., Takahata, N. and Seno, T. (2006): “Geographical distribution of $^3\text{He}/^4\text{He}$ ratios in the Chugoku District, southwestern Japan”, *Pure and Applied Geophysical*, 163, pp.745-757, doi:10.1007/S00024-006- 0035-0.

- 90) Matsumoto, T., Kawabata, T., Matsuda, J., Yamamoto, K. and Mimura, K. (2003) : “ $^3\text{He}/^4\text{He}$ 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 and Planetary Science Letters*, 216, pp.221-230.
- 91) Umeda, K., Ogawa, Y., Asamori, K. and Oikawa, T. (2006b) : “Aqueous fluids derived from a subducting slab: Observed high ^3He emanation and conductive anomaly in a non-volcanic region, Kii Peninsula southwest Japan”, *Journal of Volcanology Geothermal Research*, 149, pp.47-61.
- 92) Umeda, K., Kanazawa, S., Kakuta, C., Asamori, K. and Oikawa, T. (2006c) : “Variations in the $^3\text{He}/^4\text{He}$ ratios of hot springs on Shikoku Island, southwest Japan”, *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 7, Q04009, doi:10.1029/2005GC001210.
- 93) Umeda, K., Sakagawa, Y., Ninomiya, A. and Asamori, K. (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.
- 94) Hilton, D.R., Fischer, T.P. and Marty, B. (2002) : “Noble gases and volatile recycling at subduction zones”, in Porcelli, D., Ballentine, C.J. and Wieler, R., (eds.) “Noble Gases in Cosmochemistry and Geochemistry”, *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, vol. 47, pp.319-370.
- 95) 坂川幸洋, 梅田浩司, 鈴木元孝, 梶原竜哉, 内田洋平 (2004) : “日本の坑井温度プロファイルデータベース”, *地震*第2輯, 57, pp.63-67.
- 96) Clauser, C. and Villinger, H. (1990) : “Analysis of conductive and convective heat transfer in a sedimentary basin, demonstrated for the Rheingraben”, *Geophysical Journal International*, 100, pp.393-414.
- 97) 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.
- 98) Zhao, D., Ochi, F., Hasegawa, A. and Yamamoto, A. (2000) : “Evidence for the location and cause of large crustal earthquakes in Japan”, *Journal of Geophysical Research*, 105, pp.13,579-13,594.
- 99) 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.
- 100) 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.

- 101) Hanano, M. and Seth, M.S. (1995) : “Numerical modeling of hydrothermal convection systems including super-critical fluid”, Proc. World Geothermal Congress 1995, Florence, Italy, 3, pp.1681-1686.
- 102) 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.
- 103) Ito, K. (1992) : “Cutoff depth of seismicity and large earthquakes near active volcanoes in Japan”, Tectonophys, 217, pp.11-21.
- 104) 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, no.2, p.169.
- 105) 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.
- 106) 財団法人電力中央研究所 (1989) : “栗駒地域地熱探査技術等検証調査総合解析報告書”.
- 107) Bredehoeft, J.D. and Papadopulos, I.S. (1989) : “Rates of vertical groundwater movement estimated from the earth’s thermal profile”, Water Resources Research, 1, pp.325-328.
- 108) Townend, J. and Zoback, M.D. (2002) : “How faulting keeps the crust strong”, Geology, 28, pp.399-402.
- 109) 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設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.
- 110) 山口正秋, 須貝俊彦, 大上隆史, 藤原 治, 大森博雄 (2006) : “高密度ボーリングデータ解析にもとづく濃尾平野沖積層の三次元構造”, 地学雑誌, 115, pp.41-50.
- 111) 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.
- 112) 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.
- 113) 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.

- 114) 田力正好, 高田圭太, 野原 壯 (2007): “火砕流堆積物の下刻速度と火砕流の堆積が気候変動に規制された段丘形成へ及ぼす影響”, 日本地球惑星科学連合 2007 年大会予稿集, Q139-P015.
- 115) 糸魚川淳二 (1980): “瑞浪地域の地質”, 瑞浪市化石博物館専報, No.1, pp.1-50.
- 116) 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.
- 117) 活断層研究会編 (1991): “日本の活断層〔新編〕分布図と資料”, 437, 4 sheets, 東京大学出版会.
- 118) Kumazawa, M., Kunitomo, T., Nakajima, T., Tsuruga, K., Hasada, Y., Nagao, H., Matsumoto, H., Kasahara, J., Fujii, N. and Shigeta, N. (2007): “Development of ACROSS (Accurately Controlled, Routinely Operated, Signal System) to Realize Constant Monitoring the Invisible Earth’s Interiors by Means of Stationary Coherent Elastic and Electromagnetic Waves”, JAEA-Research 2007-033.
- 119) Ito, K., Wada, H., Ohmi, S., Hirano, N. and Ueno, T. (2007a): “Seismic activity from routine and temporary observations of earthquakes in the northwest Chubu district, central Honshu, Japan”, Geodynamics of Atotsugawa Fault System edited by M. Ando, TERRAPUB, pp.45-63.
- 120) Ito, K., Ueno, T., Wada, H. and Matsumura, K. (2007b): “Crustal structure from seismic surveys and seismicity in the northern Chubu district with special reference to the Atotsugawa fault area”, Geodynamics of Atotsugawa Fault System edited by M. Ando, TERRAPUB, pp.65-78.
- 121) Hirahara, K., Ohzono, M., Sagiya, T., Hosoi, Y., Wada, Y. and Ando, M. (2007): “Dense GPS array observations across the Atotsugawa fault system in central Japan”, Geodynamics of Atotsugawa Fault System edited by M. Ando, TERRAPUB, pp.25-44.

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		記号
	名称	記号	
面積	平方メートル	m ²	m ²
体積	立方メートル	m ³	m ³
速度	メートル毎秒	m/s	m/s
加速度	メートル毎秒毎秒	m/s ²	m/s ²
波数	毎メートル	m ⁻¹	m ⁻¹
密度 (質量密度)	キログラム毎立方メートル	kg/m ³	kg/m ³
質量体積 (比体積)	立法メートル毎キログラム	m ³ /kg	m ³ /kg
電流密度	アンペア毎平方メートル	A/m ²	A/m ²
磁界の強さ	アンペア毎メートル	A/m	A/m
(物質質量の)濃度	モル毎立方メートル	mol/m ³	mol/m ³
輝度	カンデラ毎平方メートル	cd/m ²	cd/m ²
屈折率	(数の) 1	1	1

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3. 固有の名称とその独自の記号で表される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 ^(a)	rad		m・m ⁻¹ =1 ^(b)
立体角	ステラジアン ^(a)	sr ^(c)		m ² ・m ⁻² =1 ^(b)
周波数	ヘルツ	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
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 ⁻¹ ・s ⁻³ ・A ⁻²
コンダクタンス	ジーメン	S	A/V	m ⁻² ・kg ⁻¹ ・s ³ ・A ²
磁束	ウェーバ	Wb	V・s	m ² ・kg ⁻¹ ・s ⁻² ・A ⁻¹
磁束密度	テスラ	T	Wb/m ²	kg ⁻¹ ・s ⁻² ・A ⁻¹
インダクタンス	ヘンリー	H	Wb/A	m ² ・kg ⁻¹ ・s ⁻² ・A ⁻²
セルシウス温度	セルシウス度 ^(d)			K
光照射 (放射性核種の)放射能	ルーメン	lm	cd・sr ^(c)	m ² ・m ⁻² ・cd=cd
吸収線量, 質量エネルギー当量, 周辺線量当量, 方向性線量当量, 個人線量当量, 組織線量当量	グレイ	Gy	lm/m ²	m ² ・m ⁻⁴ ・cd=m ⁻² ・cd
	シーベルト	Sv	J/kg	s ⁻¹
			J/kg	m ² ・s ⁻²

- (a) ラジアン及びステラジアンの使用は、同じ次元であっても異なった性質をもった量を区別するときの組立単位の表し方として利点がある。組立単位を形作るときにいくつかの用例は表4に示されている。
 (b) 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“1”は明示されない。
 (c) 測光学では、ステラジアンの名称と記号srを単位の表し方の中にそのまま維持している。
 (d) この単位は、例としてミリセルシウス度mのようにSI接頭語を併せて用いても良い。

表4. 単位の中に固有の名称とその独自の記号を含む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	度パスカル秒	Pa・s	m ⁻¹ ・kg・s ⁻¹
表面張力	ニュートンメートル	N・m	m ² ・kg・s ⁻²
角速度	ニュートン毎メートル	N/m	kg・s ⁻²
角加速度	ラジアン毎秒	rad/s	m・m ⁻¹ ・s ⁻¹ =s ⁻¹
熱流密度, 放射照度	ラジアン毎平方秒	rad/s ²	m・m ⁻¹ ・s ⁻² =s ⁻²
熱容量, エントロピー	ワット毎平方メートル	W/m ²	kg・s ⁻³
質量熱容量 (比熱容量), 質量エントロピー	ジュール毎ケルビン	J/K	m ² ・kg・s ⁻² ・K ⁻¹
質量エネルギー (比エネルギー)	ジュール毎キログラム	J/(kg・K)	m ² ・s ⁻² ・K ⁻¹
熱伝導率	ジュール毎メートル毎ケルビン	J/(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 ⁻¹ ・s ⁻³ ・A ⁻¹
体積電荷	クーロン毎立方メートル	C/m ³	m ⁻³ ・s・A
電気変位	クーロン毎平方メートル	C/m ²	m ⁻² ・s・A
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 ⁻¹ ・s ⁻² ・A ⁻²
モルエネルギー	ジュール毎モル	J/mol	m ² ・kg ⁻¹ ・s ⁻² ・mol ⁻¹
モルエントロピー	ジュール毎モル毎ケルビン	J/(mol・K)	m ² ・kg ⁻¹ ・s ⁻² ・K ⁻¹ ・mol ⁻¹
モル熱容量	ジュール毎モル毎ケルビン	J/(mol・K)	m ² ・kg ⁻¹ ・s ⁻² ・K ⁻¹ ・mol ⁻¹
照射線量 (X線及び線)	クーロン毎キログラム	C/kg	kg ⁻¹ ・s・A
吸収線量	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

表6. 国際単位系と併用されるが国際単位系に属さない単位

名称	記号	SI 単位による値
分	min	1 min=60s
時	h	1 h=60 min=3600 s
日	d	1 d=24 h=86400 s
度	°	1 °=(/180) rad
分	'	1'=(1/60) °=(/10800) rad
秒	"	1"=(1/60)'=(/648000) rad
リットル	l, L	1 l=1 dm ³ =10 ⁻³ m ³
トン	t	1 t=10 ³ kg
ネーパ	Np	1 Np=1
ベル	B	1 B=(1/2) ln10(Np)

表7. 国際単位系と併用されこれに属さない単位で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 単位であらわされる数値
電子ボルト	eV	1 eV=1.60217733(49) × 10 ⁻¹⁹ J
統一原子質量単位	u	1 u=1.6605402(10) × 10 ⁻²⁷ kg
天文単位	ua	1 ua=1.49597870691(30) × 10 ¹¹ m

表8. 国際単位系に属さないが国際単位系と併用されるその他の単位

名称	記号	SI 単位であらわされる数値
海里		1 海里=1852m
ノット		1 ノット=1 海里毎時=(1852/3600)m/s
アール	a	1 a=1 dam ² =10 ² m ²
ヘクタール	ha	1 ha=1 hm ² =10 ⁴ m ²
バール	bar	1 bar=0.1MPa=100kPa=1000hPa=10 ⁵ Pa
オングストローム		1 Å=0.1nm=10 ⁻¹⁰ m
バール	b	1 b=100fm ² =10 ⁻²⁸ m ²

表9. 固有の名称を含むCGS組立単位

名称	記号	SI 単位であらわされる数値
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=10 ⁻⁴ m ² /s
ガウス	G	1 G ≡ 10 ⁴ T
エルステッド	Oe	1 Oe ≡ (1000/4π) A/m
マクスウェル	Mx	1 Mx ≡ 10 ⁻⁸ Wb
スチルブ	sb	1 sb=1cd/cm ² =10 ⁴ cd/m ²
ホト	ph	1 ph=10 ⁴ lx
ガリ	Gal	1 Gal=1cm/s ² =10 ⁻² m/s ²

表10. 国際単位に属さないその他の単位の例

名称	記号	SI 単位であらわされる数値
キュリー	Ci	1 Ci=3.7 × 10 ¹⁰ Bq
レントゲン	R	1 R=2.58 × 10 ⁻⁴ C/kg
ラド	rad	1 rad=1cGy=10 ⁻² Gy
レム	rem	1 rem=1 cSv=10 ⁻² Sv
X線単位	X unit	1 X unit=1.002 × 10 ⁻⁴ nm
ガンマ	γ	1 γ=1 nT=10 ⁻⁹ T
ジャンスキー	Jy	1 Jy=10 ⁻²⁶ W・m ⁻² ・Hz ⁻¹
フェルミ	fm	1 fermi=1 fm=10 ⁻¹⁵ m
メートル系カラット		1 metric carat=200 mg=2 × 10 ⁻⁴ kg
トル	Torr	1 Torr=(101325/760) Pa
標準大気圧	atm	1 atm=101325 Pa
カロリー	cal	1 cal=4.184 J
マイクロン	μ	1 μ=1 μm=10 ⁻⁶ m

