## 参考資料2

# 「第2次取りまとめ」に示された 地質環境の長期安定性と地質環境特性 に関する見解についての検討

2013年10月

原子力発電環境整備機構

## 目 次

第1章 背景と目的 1
第2章 検討の概要
2.1 地層処分概念と安全確保の考え方2
2.1.1 わが国における地層処分概念と地層処分システム
2.1.2 地質環境に関して考慮すべき現象と特性3
2.1.3 安全確保策
2.2 本検討の位置づけと方法4
2.2.1 本検討の位置づけ
2.2.2 検討の方法4
第3章 地質環境の長期安定性 5
3.1 地震・断層活動
3.2 火山・火成活動15
3.3 隆起・沈降・侵食
3.4 気候・海水準変動
第3章の参考文献
第4章 地質環境特性 48
4.1 地下水の流動特性
4.2 地下水の地球化学特性51
4.3 岩盤の熱特性・力学特性56
4.4 岩盤中の物質移動特性60
第4章の参考文献63

## 図目次

図 2-1 地層処分システム	
----------------	--

## 表目次

表 2-1	地層処分システムの長期安全性の確保の観点から考慮すべき現象及び特性	3
表 3-1	地震・断層活動の様式	5
表 3-2	活断層の分布	9
表 3-3	断層活動の影響範囲1	1
表 3-4	地震による影響1	3
表 3-5	過去の火山活動1	5
表 3-6	将来の火山活動1	6
表 3-7	熱・熱水の影響1	8

表	3–8	隆起・沈降の特徴	20
表	3–9	隆起・沈降の継続性および将来予測	22
表	3–10	侵食の特徴および将来予測	24
表	3–11	氷期・間氷期サイクル	26
表	3–12	海水準変動および気候変動	27
表	4–1	地下水の流動特性	48
表	4–2	地下水の地球化学特性	51
表	4–3	岩盤の熱特性・力学特性	56
表	4–4	岩盤中の物質移動特性	60

#### 第1章 背景と目的

わが国においては、1976年に原子力委員会が「当面、地層処分に重点を置く」とする 高レベル放射性廃棄物対策の基本方針を示し、それに基づき、地層処分の研究開発が開始 された。1992年に公表された「高レベル放射性廃棄物地層処分研究開発の技術報告書-平成3年度」(動力炉・核燃料開発事業団、1992)(第1次取りまとめ)に続き、1997年 の原子力委員会原子力バックエンド対策専門部会報告書「高レベル放射性廃棄物の地層処 分研究開発等の今後の進め方について」の方針に従い、1999年には、核燃料サイクル開 発機構(現日本原子力研究開発機構(以下JAEA))が、国内外機関の協力を得て、それ までの研究開発成果を取りまとめた「わが国における高レベル放射性廃棄物地層処分の技 術的信頼性一地層処分研究開発第2次取りまとめー」(以下、第2次取りまとめ)を作成 し、原子力委員会に提出した。

これを受けて原子力委員会は、第2次取りまとめに示された研究開発成果について約1 年にわたる審議を行い、2000年に「第2次取りまとめには我が国における高レベル放射 性廃棄物地層処分の技術的信頼性が示されている」との見解を示した。

第2次取りまとめ以降も、2000年に設立された原子力発電環境整備機構(以下,NUMO) による安全な事業の展開に向けた技術開発や、国および関係研究開発機関による事業を支 える基盤技術の強化を目指した研究開発が、両者の密接な連携の下で進められてきている。 さらに、過去十数年間、多くの地震災害を経験し、急速に進展しつつあるわが国の地震・ 断層研究の成果や、国外での研究開発成果などを効果的に取り入れることを通じて、地層 処分に係る科学的・技術的知見の拡充が図られてきている。このような状況を踏まえ、 NUMO は「安全な処分の実施に係る技術的信頼性が向上したことを示し、地層処分事業 の安全確保に関する説明の技術的拠り所とする」ことを目的として、「地層処分事業の安 全確保(2010年度版)~確かな技術による安全な地層処分の実現のために~」(以下、2010 年技術レポート)を取りまとめた。

2011年3月に発生した東北地方太平洋沖地震,およびそれに伴う東京電力株式会社福 島第一原子力発電所の事故により,科学技術に対する国民の不安感・不信感が高まる中, 地層処分への地震・断層活動の影響などについても高い関心が寄せられている。原子力委 員会は,これらの状況を踏まえ,2012年12月に公表した地層処分に係る今後の取組につ いて,「地球科学分野の最新の知見を反映して地層処分の実施可能性について調査研究し, その成果を国民と共有すること」,「その時々の最新の知見を踏まえて,(中略),(地層処 分の)選択の妥当性を確認していく(中略)必要がある」としている。

以上のような背景から,NUMO は,第2次取りまとめで示された,わが国における地 層処分システムの長期安全性を示す論拠となる地質環境の長期安定性および地質環境特 性に関する見解について,第2次取りまとめ以降の地球科学分野の公開文献情報を収集・ 整理し,見解や今後のサイト調査などに反映すべき情報や課題などを抽出することとした。

1

#### 第2章 検討の概要

#### 2.1 地層処分概念と安全確保の考え方

2.1.1 わが国における地層処分概念と地層処分システム

第2次取りまとめで述べられている,わが国の地層処分の基本的な考え方は次のとおり である。

「わが国における地層処分を考える場合,まず,わが国が変動帯に位置するという地質 学的特徴を念頭に置く必要がある。わが国においては,安定大陸に比べて地震・断層活動 および火山・火成活動の頻度が高く,このような天然現象が処分の安全性に影響を及ぼさ ないようにすることが,安全に地層処分を行ううえでの前提として重要である。

このため、わが国における地層処分概念は、地質環境の長期的な安定性についてとくに 配慮し、『安定な地質環境』に、地質環境の条件を考慮に入れて適切に設計された工学的 対策を組み合わせた多重バリアシステムを構築するという特徴がある。」(以上、第2次取 りまとめ<sup>1</sup>総論レポート2.2.1 など)

「ここで述べている地質環境の長期安定性は,廃棄物を埋設した場の地質環境が長期に わたって,まったく不変であることを意味しているわけではない。岩盤や地下水の性質が 長期の間にある程度変化することを考慮に入れても,地質環境が地層処分において期待さ れる役割を果たすことが出来れば,その地質環境は十分に安定であるとみなすことができ る。」(総論レポート,3.1.2)

地層処分システムは、ガラス固化体、ガラス固化体を格納する金属製の容器(オーバー パック)、地下に埋設される際に地層との間に充填される物質(緩衝材)からなる人工バ リア、および人工バリアが設置される地質環境から構成される(図 2-1)。



図 2-1 地層処分システム (分冊3,図1-1)

<sup>1</sup> これ以下では、「第2次取りまとめ」を省略する。

#### 2.1.2 地質環境に関して考慮すべき現象と特性

地層処分システムの構成要素のうち地質環境については、①廃棄物を物理的に隔離し人間生活環境との間に長期にわたって十分な距離を維持すること、②人工バリアに適した設置環境を提供すること、および③天然バリアとして働くことが期待されている。地質環境が①~③の役割を果たすためには、まず、地層処分の場として確保した空間が長期にわたって十分に安定であること(以下、地質環境の長期安定性という)、次いで、岩盤とそこに含まれる地下水の物理的・化学的性質(以下、地質環境特性という)が適切であることが求められる。

「地質環境の長期安定性」に関しては、地層処分システムの性能に影響を及ぼす可能性の観点から考慮すべき現象として、①地震・断層活動、②火山・火成活動、③隆起・沈降・ 侵食および④気候・海水準変動が重要である。また、地層処分の観点から重要な「地質環 境特性」としては、①地下水の流動特性、②地下水の地球化学特性、③岩盤の熱特性・力 学特性および④岩盤中の物質移動特性を考慮する必要がある(表 2-1)。

分類	考慮すべき現象及び特性
地質環境の長期安定性	①地震・断層活動,②火山・火成活動,③隆起・沈降・侵食,
	④気候·海水準変動
地質環境特性	①地下水の流動特性,②地下水の地球化学特性,③岩盤の熱
	特性・力学特性、④岩盤中の物質移動特性

表 2-1 地層処分システムの長期安全性の確保の観点から考慮すべき現象及び特性

第2次取りまとめでは、地質環境の長期安定性および地質環境特性のそれぞれに関する 見解を示し、「将来十万年程度にわたって十分に安定で、かつ人工バリアの設置環境およ び天然バリアとして好ましい地質環境がわが国にも広く存在すると考えられる」と結論づ けている。

#### 2.1.3 安全確保策

地層処分概念の成立に必要な条件を満たす地質環境がわが国に広く存在すると結論づけたことを踏まえて、地層処分システムの長期安全性を確保するために、サイト選定、工学的対策および安全評価の三つの対策を取る(総論レポート、2.3.2)。これらの対策については以下に示すように、技術基盤が整備されている(総論レポート、要約)。

・特定の地質環境が地層処分概念の成立に必要な条件を備えているか否かを評価する方法 が開発された。

・幅広い地質環境条件に対して人工バリアや処分施設を適切に設計,施工する技術が開発 された。 ・地層処分の長期にわたる安全性を予測的に評価する方法が開発され、それを用いて安全 性が確認された。

#### 2.2 本検討の位置づけと方法

#### 2.2.1 本検討の位置づけ

第2次取りまとめ以降のNUMOや国および関係研究機関による取り組みは、地層処分 システムの考え方、および、その前提となる考慮すべき地質環境の現象や特性に関する第 2次取りまとめの見解を踏まえて実施されており、第2次取りまとめ以降の研究課題にも 適切に対応したものである。

本検討では、考慮すべき現象や特性(表 2-1)に関する第2次取りまとめの見解に焦点 をあて、これらの見解に対して、上記の取り組みの成果を含む第2次取りまとめ以降の 様々な公開文献情報を収集・整理し、見解や今後のサイト調査などへ反映すべき情報がな いか、網羅的な整理・検討の取り組みを実施した。

#### 2.2.2 検討の方法

以下の手順を、表 2-1 に示した考慮すべき現象および特性ごとに行った。

- 第2次取りまとめで示された見解を整理する。この見解には、今後の個別課題あるいは留意点として示されている事項も含まれる。
- ② 関連する公開文献情報を収集し、見解の記述や趣旨に着目して分類・整理する。
- ③ 整理の結果を踏まえ、見解に反映すべき情報がないかを検討する。また、その検討 を通じて、引き続きの情報収集やサイト調査への反映などが必要とされる事項を抽 出する。

第2次取りまとめの見解に関連する公開文献情報については,主要な学術誌,論文集, 書籍,報告書などから幅広く収集した。その際,それぞれの文献に引用されている文献な どについても必要に応じて内容を確認し,該当する内容が含まれている場合は,それも対 象として公開文献情報の収集を進めた。このうち,地質環境の長期安定性については、学 術的に広く調査研究が実施されていることから,地質学雑誌,地学雑誌,地震,活断層研 究, Journal of Geophysical Research, Earth Planets and Space, Tectonophysics といった学術誌 を中心に情報を収集した。また,地質環境特性に関する公開文献情報の収集では,JAEA, 電力中央研究所,産業技術総合研究所などの研究機関により地下深部の調査研究が精力的 に進められていることから,それらの機関の研究報告書などを主な対象とした。

以上の収集・整理・検討結果を,関連する見解ごとに,「見解-公開文献情報-情報の 整理と見解への反映などの検討」の表の形でまとめた。第3章に地質環境特性の長期安定 性,第4章に地質環境特性の結果を示す。

#### 第3章 地質環境の長期安定性

地層処分システムの長期安全性の確保の観点から考慮すべきそれぞれの現象について, わが国における活動の特徴や将来における活動の予測的評価などに関連する第2次取り まとめの見解ごとに(関連するものは一括して),第2次取りまとめ以降の公開文献情報, ならびに情報の整理結果および見解への反映などの検討結果を表形式でまとめた。

なお、公開文献情報は、その内容に応じて、一つの番号に単独の情報を記載している場合と複数の文献情報をまとめて記載している場合とがある。また、番号は、一つの節において複数の表(例えば、「3.1 地震・断層活動」では表 3-1 から表 3-4)にわたって連続して付している。情報の整理結果および見解への反映などの検討結果の記述においては、同じ節の別の表に記載された公開文献情報を参照している場合もある。

#### 3.1 地震·断層活動

研究所, 2012)

	第2次取りまとめの見解
(1)	わが国における主な地震・断層活動は、既存の活断層帯において、過去数十万年程度にわたり同
	様の活動様式で繰り返し起こっており、この間、地殻応力場はおおむね安定して持続してきたと
	みなすことができる。このことから、十万年程度の将来についても、現在の活動の場が継続する
	ものと考えることができる。ただし、逆断層帯の幅の拡大など、地域によって活動性や活動様式
	が異なるため,地域の特徴を十分に考慮し,検討する必要がある。【分冊1:2.3.3 項「まとめ」】
2	活断層が現存しない地域において、地質環境に重大な影響を与える断層が、将来新たに発生する
	可能性は小さいと考えられる。しかし、水理学的、地質学的に特異で、過去に群発地震が発生し
	たような地域や、規模の大きい活断層帯の延長にある主要な非活断層帯については、注意が必要
	である。【分冊1:2.3.1項「わが国における断層活動の特徴」】
	第2次取りまとめ以降の公開文献情報
<7	プレート運動および地殻応力場の安定性>
1	諸地質事象の発生・消長などの変化は、プレートシステムの変化に呼応して100万年~数百万年
	をかけてゆっくりと生起することから、10万年前、10万年後それぞれのプレートシステムの運
	動様式・配置、火山フロント分布・火山活動域、応力場、海陸分布などは現在と同様と解釈(吉
	田・高橋, 2004)
2	日本で最も激しい地殻変動域となっている伊豆半島周辺でも、伊豆地塊の衝突後の広域応力場や
	地殻変動の場の変化は数十万年の時間スケールで発生しており、10万年間で広域応力場の急速な
	変化が起きて新たな地殻変動が急に発生すると考えることは極めて困難(山崎,2004)
3	房総半島に露出する前弧海盆堆積物に認められる黒滝不整合は、約300万年前にフィリピン海プ
	レートの運動方向が変化した地質学的応答と解釈され、各プレートの移動成分や物性などの関係
	から、その運動の変化が日本列島の東西圧縮テクトニクスをもたらしたと推測(高橋、2006)
4	幌延地域西部は、約300~200万年前に形成されたと推定される日本海東縁変動帯(大竹ほか、
	2002)に位置し、発達する褶曲構造は東西圧縮場における褶曲・衝上断層帯の一部を構成してお
	り、東から順次形成されたと考えられることから、幌延地域は後期鮮新世以降、現在と同様の東
	西圧縮テクトニクスと推測(新里・安江, 2005;太田ほか, 2007)
5	中部日本の代表的な 37 個の活断層のスリップデータに基づく応力逆解析からは、過去数十万年
	以上にわたり、東南東一西北西の最大圧縮応力軸は大きく変化せず持続(Tsutsumi et al., 2012)
6	現在のプレート運動方向が海洋地殻の地磁気異常から決定される平均運動方向とほぼ一致する
	ことは、現在の第1次オーダーの応力場は数百万年前から変わらないことを示唆(産業技術総合

表	3–1	地震・	新層活動の様=	ť
10	0 1	心应	111日1日311111ホレ	•

- 7 南海トラフ東部の沈み込み帯前弧陸〜海域では、200万年前以降、応力場が時間的・空間的に変化しており、その要因として100万年前のフィリピン海プレートの運動方向の変化およびその後の中部地方の急速な隆起の可能性を指摘(Yamaji et al., 2003)
- 8 南海トラフ中央部の沈み込み帯前弧陸域(紀伊半島)では、西南日本に特徴的な東西圧縮応力場 とフィリピン海プレートからの圧縮によると考えられる南北圧縮応力場との境界が時間ととも に南下(大坪ほか、2009)
- 9 房総半島における百数十万年~60万年前の堆積岩(上総層群)を対象とした小断層解析により, 対象とした3層準において異なる応力場を把握(三野・山路, 1999)
- 10 新潟-神戸歪集中帯の一部である琵琶湖西岸地域では、地域全体が一様な応力場ではなく複雑に 空間変化しており、近畿三角帯内部の逆断層型応力場とその外側の横ずれ型応力場との境界線は 花折断層の西側約10kmに位置(藤野・片尾,2009)
- 11 丹波山地中央部では、ほぼ東西方向の圧縮場にあるものの、逆断層的な応力場および横ずれ断層 的な応力場が混在し、そのどちらが卓越するかは時間的にあるいは地域によって変化(片尾、2011)
- 12 2011 年東北地方太平洋沖地震(Mw9.0) に伴い, 震源域の上盤プレートでは応力軸が水平反時計 回りに約90 度回転する方向に変化し(Hasegawa et al., 2012), また, 地殻応力場の変化により, 国内各地において地震活動が活発化(明田川, 2011; Hirose et al., 2011; Toda et al., 2011; 原田ほ か, 2012)
- 13 2011 年東北地方太平洋沖地震(Mw9.0)は、岩手南部および宮城北部における大きなひずみ変化 とともに、新潟ー神戸ひずみ集中帯や富士山周辺域といった離れた場所にもひずみ変化の影響を 及ぼし、このような一様でない地殻変動は地殻の不均質性に起因すると解釈(Takahashi, 2011)
- 14 地表断層地形が不明瞭であるために推定活断層と認定されていた湯ノ岳断層および井戸沢断層の福島県浜通りの地震(2011年4月11日, Mj7.0)による正断層型の活動(土木研究所ホームページ;東京大学地震研究所ホームページ)は、海溝型巨大地震(2011年東北地方太平洋沖地震(Mw9.0))に伴う応力変化(静的応力の伝播)の影響により発生したと解釈(Kato et al., 2011; Okada et al., 2011;堤・遠田, 2012)
- 15 過去2万年程度にわたり活動が認定されていなかった深溝断層の三河地震(1945年1月13日, Mj6.8)による活動(安藤, 2004)は、濃尾地震(1891年10月28日, Mj8.0)により地殻応力が 蓄積されていた時期・場所に、東南海地震(1944年12月7日, Mj7.9)に誘発されて発生した可 能性を指摘(岡田, 2006a)
- 16 地震・断層活動の結果として生じた応力変化により断層周辺において変化・蓄積した岩盤のひずみは、断層近傍の応力場に応じた変動地形の形成や副次的な断層のずれとして解消されるほか、広域的な岩盤の隆起・沈降を引き起こすと考えられ、水準測量やGPS観測などにより、断層周辺におけるより広域的な変形やひずみの蓄積を確認(鷺谷ほか、2002;小島ほか、2005;鷺谷、2009)
- 17 GPS 観測データを用いた測地学的手法を用いた地殻変動調査により,三角測量で指摘されていた 新潟から近畿地方にかけての日本海側における変形集中帯(新潟ー神戸ひずみ集中帯)の存在を 確認し、このひずみ集中帯と内陸地震との関連性を指摘(Sagiya et al., 2000)
- 18 日本海東縁部では、300万年前頃から1 cm/年程度の短縮変形の継続によりひずみ集中帯が形成 されたと考えられ(大竹ほか、2002)、このひずみ集中帯において、上盤の変形による非対称背 斜構造を伴う逆断層と震源断層との関連性を把握(岡村、2010)
- 19 近畿三角帯北東縁では、南から北に向かって東西方向の短縮速度が減少している傾向が認められ、伊勢湾ー湖北スラブの形状や深度が断層活動に影響を及ぼしている可能性を指摘(石村, 2010)
- 20 松代群発地震(1965年8月~1970年6月)は、深層地下水の上昇が主要因であるとの見解(奥 澤・塚原,2001;吉田ほか、2002;佃、2006)が支持されているものの、当時の地震観測記録の 再評価の結果、群発地震のごく初期の活動域は地下水の上昇・湧出を伴った活動域と異なってお り、大きな地殻変動の起きた地域の周辺にあたることから、地殻ひずみの蓄積と応力増加により 開始したものと解釈(浜田ほか、2012)
- <現在までの断層の繰り返し活動および活動様式>
- 21 東北日本弧では、中新世堆積盆を形成した正断層が鮮新世~第四紀の応力場に応じて逆断層として反転再活動(Kato et al., 2004, 2006)

- 22 井戸沢断層西部の地表地震断層(塩ノ平断層)では、断層破砕帯の内部に礫が埋め込まれている 状況および厚い破砕部の存在から断層変位の累積性を確認し(黒澤ほか,2012),福島県浜通り の地震(2011年4月11日,Mj7.0)以前の最新の活動時期を12,500~17,000年前と特定(堤・遠 田,2012)
- 23 南関東に分布する中新世に形成された正断層のうち、長津田付近から東北東方向に推定される断層の再活動は鮮新世末頃~前期更新世であるのに対して、立川断層は中期更新世から現在も逆断層として活動を継続しており、この違いは伊豆半島の衝突に伴う地殻応力場の局所的な変化によるものと推測(山崎、2006)
- 24 東北日本側に位置する北部フォッサマグナの逆断層区では、糸魚川-静岡構造線中北部などの典型的な反転構造が発達するのに対して、西南日本側に位置する北陸の逆断層区では、中新世堆積 盆を形成した断層による反転構造が認められないことは、両地区の地質構造やその発達史の差異 に起因すると解釈(竹内、2010)
- 25 跡津川断層の起源は白亜紀~古第三紀までさかのぼるとされ(Takagi et al., 2005),その際に形成 されたと考えられるカタクレーサイトは左横ずれセンスの構造を保存しており(丹羽ほか, 2008),現在と同じセンスの右横ずれ運動は約100~40万年前に開始し(池田, 2003),最新の活 動である1858年の飛越地震時に断層全体が崩壊(道家・竹内, 2009)。
- 26 西南日本における中央構造線,阿寺断層や野島断層などは新生代初期にはすでに活動しており (Tagami and Murakami, 2007),とくに阿寺断層では現在の変位様式の活動が第四紀初頭には開始 し,第四紀中・後期を通じて同様の活動様式が継続していると推測され(安江・廣内, 2002), 現在の断層活動は過去に存在した古阿寺断層の再活動にあたると解釈(山田ほか, 2012)
- 27 中国地方西部に発達する北東-南西方向のリニアメントは、白亜紀に南北圧縮応力場で形成された左横ずれ断層が現在の東西圧縮応力場で右横ずれに反転再活動したことの特徴(Fabbri et al., 2004)
- 28 2000 年鳥取県西部地震(Mj7.3)の余震域では本震の発生以前から岩脈群に規制された断層活動が生じており、生成深度の異なる断層岩類が地表に認められることから、断層活動が繰り返し生じていたと解釈され(相澤ほか、2005)、その鉱物・化学的性状が非余震域とは明瞭に異なることを確認(間中ほか、2012)
- 29 富士川河口断層帯,糸魚川-静岡構造線活断層系中北部,中央構造線伊予断層などの完新世にお ける繰り返し活動履歴(Yamazaki et al., 2002;谷口ほか,2011;池田倫治ほか,2012),大原湖断 層系の宇部東部断層および木戸山西方断層の最新活動時期(小松原ほか,2005;金折ほか,2006) などを推定
- 30 福岡平野東部における石堂断層の延長部の新たな活動および宇美断層の第四紀後期の活動は、地 層中の古い傷跡を利用した新たな断層活動と解釈され(千田, 2006)、とくに宇美断層の活動性 は警固断層よりも低く、活動の平均間隔は約29,000年と推定(下山ほか, 2008)
- 31 活断層について「最近数十万年間に繰り返し活動し、将来も活動することが推定される断層」と 定義し、具体的には、目安となる約 40 万年前以降に地下の同じ部分で繰り返し活動し、その都 度ほぼ同一の変位様式の変形が地表に累積したもので、過去の活動時期から現在までほぼ同一の 地殻変動様式が継続していると考えられることから、今後も同様の活動をする可能性が高い場所 と説明(地震調査研究推進本部 地震調査委員会 長期評価部会、2010)
- 32 断層崖のような断層地形を伴い、あるいは最近の地質時代に繰り返し活動した地質学的証拠のある断層は、今後も活動史大地震を引き起こす可能性がある活断層と解説(山崎, 2013)
- 33 M7 以上の地震を引き起こす可能性のある 110 の主要活断層帯について,既存情報に基づいて位 置や形状,過去の活動時期や平均活動間隔などが個別に把握されているものの(地震調査研究推 進本部ホームページ),これまでの調査結果は質・量的にデータが不十分であり,断層帯の活動 履歴や活動間隔の評価精度を向上させる必要があることを指摘(岡田, 2012)
- 34 確実度の高い活断層の活動開始時期をその推定の確からしさとともに提示し、活断層が現行の様 式および場所で活動を開始した時期は各地域とも数百万年前から数十万年前であるものの、特定 の方向性および様式の活動の開始が顕著になる時期が地域的に異なる傾向を把握(道家ほか、 2011, 2012)

<将来における断層の新生および再活動>

- 35 断層の形成の初期段階には、同じ方向に配列した亀裂の癒合が必要であり(Scholz, 2002)、それ が徐々に成長し、応力集中域としての活断層に成長するためには、長期的な時間を要するため、 断層が分布しない場所に短期間で活断層が新生することは考えられないことを指摘(山崎, 2004)
- 36 関東平野の地下には、中新世に基盤の非対称なハーフグラーベン構造を形成した正断層が多数存在し(高橋ほか,2006)、東京都中央区および江東区では、第四紀中~後期の地層を切る伏在断層が4条確認され、それらがC級活断層に相当することを把握(豊蔵ほか,2007)
- 37 活断層の多くが地質断層の分布と整合的であり、第四紀以降の応力場の下で既存の断裂が再活動 したものと解釈でき(梅田ほか,2010a)、現在の活断層分布図では、その存在の把握が難しい低 活動度の B~C 級活断層について誤判読や見落としが少なくないことから、活断層図に記載のな い断層が再活動する可能性を排除することは困難(山崎,2004)
- 38 濃尾地震断層系では, 雁行状に配列する三つの活断層に沿って変位が累積し, 濃尾地震(1891年 10月28日, Mj8.0)により圧縮性バリアから破壊が始まり, それが双方向に進行して隣接する断 層に連動するようになり, 直線状に長く延びて断層の成熟度が増加(岡田, 2006b)
- 39 深溝断層の南北走向区間は約2~3万年の再来周期を有する比較的活発な断層であるのに対して、 東西走向区間は南北走向区間の断層活動に連動し、活動の場を変えながら活動(岡田,2006b)
- 40 断層の破壊強度や局所的な地殻応力の状況によっては、主活断層から数 km 以上離れた副断層や 現在の活断層と同じセンスを有する、あるいはその延長上にある地質断層が再活動する可能性が あることを指摘(山崎, 2004;梅田ほか, 2010b)

情報の整理と第2次取りまとめの見解への反映などの検討

- 日本列島周辺におけるプレートの配置や運動様式は、100万年オーダーの時間スケールで緩慢に変化することから、今後少なくとも10万年間は現在と大きく変わることはないと考えられる(1)。 プレートの相対運動の変化によって生じる広域応力場の変化は、数十万年以上の時間スケールで 生じており、200万年前頃までに日本列島のほぼ全域で成立した東西圧縮の広域応力場は、現在 まで大きく変わることなく維持されている(2~6)。したがって、プレートの運動様式が大きく 変化しない限りは、現在の広域応力場は今後も維持されると考えられる(1.2)。
- このような広域応力場の安定性は、見解①と同様であり、地震・断層活動のみならず火山・火成 活動や隆起・沈降・侵食について、将来の変動様式やその傾向を過去から現在に継続する変化の 延長として類推する際の前提となると考えられる。
- 日本列島のほぼ全域にわたる東西圧縮の広域応力場は大局的には安定であるものの、局所的には、プレート運動の大規模な変化がなくとも地殻応力場の時間的・空間的な変化が生じている(7~11)。また、2011 年東北地方太平洋沖地震のような大地震に伴い、地殻の不均質性に起因すると考えられる地殻応力場の変化も生じており、このような変化は地震・断層活動だけでなく、火山・火成活動や隆起・沈降にも影響を及ぼしていると考えられる(12~16)。
- また、東西圧縮の広域応力場にある北海道から東北日本の日本海東縁部、新潟から近畿地方にかけての日本海側では、東西短縮の変形が集中した帯状の地域(ひずみ集中帯)が形成されている。このような地域では、褶曲・衝上断層帯といった地質構造やスラブの形状・深度などに関連する地殻の変形(ひずみ)の集中に起因して、地震・断層活動が引き起こされている(17~20)。
- 日本列島においては、第四紀よりも古い時代に当時の広域応力場の下で形成された断層が、第四 紀以降の東西圧縮の広域応力場に応じて、あるいは局所的な地殻応力場の変化などに起因して、 一時的にあるいは繰り返し再活動している(14,15,21~30)。その活動性や活動様式は、地質構造の発達史や地殻物性の違いなどを反映して地域によって異なっている。
- なお、第四紀以降に再活動している断層のうち、最近数十万年間(約 40 万年前以降)に同一の 場所で繰り返し活動した地質学的証拠がある、あるいは断層地形を伴う断層は活断層として認定 されている(31,32)。その中でとくに主要な活断層帯や確実度の高い活断層については、繰り返 し活動の平均間隔や開始時期などが、その地域的な特徴とともに評価されているものの、その評 価精度の向上は不可欠であると考えられる(33,34)。
- 以上の整理結果から、わが国における主な地震・断層活動については、見解①に沿う事例が蓄積 されている。
- 地層中において、初期段階のひび割れが活断層に成長するためには極めて長い時間が必要であり、断層が現存しない場所で活断層が新たに発生する可能性は小さいと考えられる(35)。一方、

地表において断層の存在が確認できない場合においても、断層の分布の見落しがある場合などを 含め、活断層とは認定されていない断層が地下には多数存在する(36,37)。このような断層は地 層中の構造的な弱線であり、その活動性が必ずしも明らかになっていなくとも、地殻応力場の変 化などに起因して再活動する可能性を否定することはできないと考えられる(37)。

- また,複数の断層が直線状に(並行あるいは雁行して)配列するような場合は,断層活動の連動 により活動の場が拡大することがある(38,39)。したがって,活断層とは認定されていない断層 についても,活断層の近傍に位置し活断層と同じ運動様式を有する場合や,活断層の延長上に位 置する場合などは,現在の地殻応力場においても再活動する可能性があると考えられる(40)。
- したがって,活断層とは認定されていない断層の再活動性については,見解②で示された,規模 の大きな活断層帯の延長にある主要な非活断層に限定することなく評価することが必要である。 この点を踏まえ,引き続き情報収集を継続し,その結果をサイト調査計画へ反映していく。

表 3-2 活断層の分
-------------

]		第2次取りまとめの見解
	3	わが国における主な活断層は概ね把握されているが、とくに広い沖積平野など伏在活断層の存在
		が考えられる地域や海域などについては、ボーリングや物理探査などを用いた地下構造調査によ
		って,活断層の有無や分布を確認する必要がある。 【分冊1:要約「安定な地質環境の存在」】
		第2次取りまとめ以降の公開文献情報
	<	5断層が不明瞭な地域における地震・断層活動>
	41	活断層に関する最新の情報を網羅的に取りまとめた活断層詳細デジタルマップ(中田・今泉,
		2002),日本周辺海域の第四紀地質構造図(徳山ほか,2001),活断層データベース(産業技術総
		合研究所ホームページ),活断層の詳細位置に各種調査・評価結果を併記した「活断層基本図(仮
		称)」(作成中;地震調査研究推進本部,2011)などの全国規模の活断層分布図に加えて、第四紀
		逆断層アトラス(池田ほか,2002),都市圏活断層図(国土地理院刊行)などの特定の地域を対
		象とした活断層分布図も拡充
	42	活動度の低い活断層では断層変位地形などの痕跡が明確ではないために、これまでに活断層とし
		て認定されていない断層が少なからす存在(日本地質学会 地質境境の長期安定性研究委員会,
	40	
	43	陸戦および沿岸海域に分布する M6.8 以上の地震を引き起こす可能性のある沽断増を対象とした
		地域評価においては、地衣にすれの限動を残さない人仕活動層や活動度が低いために断層のすれ
		か地形として保存されにくい活所層を見落としている可能性を認識(地震調査研究推進本部)地 電調本委員会 2012)
	44	辰朔宜安貝云,2013) 毎旧自业亜邨の地電(1007年5日12日 Mi65)に伴る地害地電紙屋は確認されてたたず、過去。
	44	此九岡北四市町地展(1997年5月15日,MJ0.3)に十丁地区地展町僧は唯心で40くわりり、旭ムの汗動に伴ら思慧亦位も主確認(杜田 1000)
	45	山陰地域において 活断層の登現時期が新しく 地下でけ成長しつつあろものの 地表でけ破砕
	ч.)	帯幅や変位量が小さく地形的に不明瞭か活断層が比較的大きか規模の地震を引き起こしている
	46	2000 年鳥取県西部地震(Mi7.3) では、震源域において断層地形や被覆層との変位関係が不明瞭
	-	であったものの、地震後の詳細調査・解析により以下の知見を取得
		発震機構は東西方向に圧力軸を持つ横ずれ断層型であり(地震調査研究推進本部 地震調査委員
		会, 2000), 余震域の分布からほぼ鉛直な震源断層と推測(Fukuyama et al., 2003)
	•	震源域付近には震源断層との対応が不明であるものの、リニアメントの集中、地下での断層変位
		やフラワー構造,余震域の周辺には活断層と推定されるリニアメントが確認され(岸ほか,2001;
		上田ほか, 2002;井上ほか, 2002;高田ほか, 2003;杉山ほか, 2005), 第四紀後期の繰り返し
		活動の痕跡を把握(伏島ほか, 2002)
	•	地表変状は地表地震断層ではなく、震源断層は地表に達していない未成熟な断層と推測され(遠
		田, 2002), 仮に同規模の地震・断層活動が繰り返し発生しても, 地表に明瞭な変位地形が残る
		可能性け小(堤 2009)

- ・ 震源域付近に低比抵抗域を確認し(鳥取県, 2004),低比抵抗域付近の地下水中のH<sub>2</sub>および<sup>3</sup>He<sup>A</sup>He
   の異常を把握(Umeda and Ninomiya, 2009;安江ほか, 2011a)
- 47 2005 年福岡県西方沖地震(Mj7.0)では、震源域に特異な地震活動は認められていなかったものの、地震後の詳細調査により以下の知見を取得
- ・ 発震機構は東北東-西南西方向に圧力軸を持つ横ずれ断層型であり(地震調査研究推進本部 地 震調査委員会, 2013), 延長約 25 km, 深度 2~16 km に及ぶほぼ垂直な余震域(断層面)を特定 (Shimizu et al., 2006)
- ・ 震源の直上および余震域に明瞭な断層変位地形や断層と推定される構造は未確認(阿部ほか, 2005;海上保安庁海洋調査部, 2005a,b)
- ・ 陸域の警固断層について約2万年前以降の繰り返し活動性を把握(下山ほか,2005;高知大学理学部ほか,2006;岡村ほか,2009)
- ・ 海域の震源断層および陸域の警固断層は、走向・傾斜やずれの向きが同一であり、近接してほぼ 直線状に並ぶことから、同一の断層帯(全長約 55 km)を形成すると判断(地震調査研究推進本 部 地震調査委員会, 2007)
- 48 2008 年岩手・宮城内陸地震(Mj7.2)では、震源域に地震規模に相当する活断層の分布は未確認 であったものの、地震後の詳細調査により以下の知見を取得
- ・ 発震機構は西北西-東南東方向に圧力軸を持つ逆断層型であり,余震域は延長約 45 km,幅約 15 km で西傾斜の分布を示し(地震調査研究推進本部 地震調査委員会,2008a), SAR 干渉画像 解析から延長約 30 km,幅約 10 km の地殻変動集中帯を挟む両側の地塊が少なくとも約1mの接 近を示唆(雨貝ほか,2008)
- ・ 余震域の東縁付近に約 20 km にわたり地表変状および低角地震断層の断続的な分布が確認され (地震調査研究推進本部 地震調査委員会, 2008b;鈴木ほか, 2008;丸山ほか, 2009a, 2011; 産業技術総合研究所, 2009;遠田ほか, 2010, 2011),この分布と河川下刻量の変化帯が調和的 であることを把握(田力ほか, 2009a)
- ・ 地表地震断層の約 2~3 km 西方に, 断層モデル(国土地理院, 2008; 小沢ほか, 2008) に一致する, 震源断層に連続する西傾斜の山地境界断層を推定し, 両方の断層の活動を示唆(東京大学地 震研究所ほか, 2008a,b)
- ・約5,000年前以降の複数回の活動が把握され(鈴木ほか,2008),過去数万年間の平均変位速度の 上下成分は0.1m/千年未満と小さく、この低活動性が断層変位地形を不明瞭にする原因と推測(丸 山ほか、2009b)
- 49 島根半島を横断する鹿島断層について、多数の断層変位地形や断層線の両端での分岐形態、25,000 年前以降の活動の可能性を明らかにし、これまでに長さ8kmと認定されていた活断層および連続するリニアメントは全長約18kmの一括活動型活断層であると解釈(佐藤・中田、2002)
- 50 青森県六ヶ所村周辺における海成段丘面の分布・形状および編年に加えて断層変位地形の詳細な 検討により、第四紀後期に約20m程度以上の変位をもたらした延長15kmの活断層の分布を確 認するとともに、この活断層が北方の大陸棚外縁断層に連続し、総延長100kmに及ぶ可能性を 指摘(渡辺ほか、2008、2009)
- 51 下北半島東方沖の大陸棚外縁断層は、日本海拡大時(2,500~1,500万年前)に正断層として形成 され、約12.5万年前以降の下北半島における海岸段丘の連続的な数十mの隆起および地震探査 断面に基づく断層変位地形の解釈から100km以上の連続性を有する活断層であると推測(池田, 2012)
- 52 下北半島北西部に認められる傾動変化について海成段丘面の分布・形状および編年の結果から, その変動地形が間欠的な地震性隆起運動によって形成されたと推測し,延長40km以上に達する 海底活断層が存在する可能性を示唆(渡辺ほか,2012)
- <地震・断層活動に伴う諸プロセス>
- 53 2008 年岩手・宮城内陸地震(Mj7.2)の発生は、地震波低速度域に囲まれた領域で、低速度域内の塑性変形により生じたひずみの集中に関連しているとされ(防災科学研究所,2009)、2003 年 宮城県北部地震(Mj6.4)と同様に深部から供給された流体の関与も示唆(2008 年岩手・宮城内 陸地震緊急観測グループ・東北大学大学院理学研究科,2009)
- 54 2004 年新潟県中越地震(Mj6.8)や 2007 年能登半島地震(Mj6.9)で生じた高角(傾斜 50°以上)

逆断層での滑りの発生に高間隙流体圧の関与を明らかにし(Sibson, 2009),流体が法線応力を打ち消すことにより滑りの条件が実現されることを示唆(Seno, 2009)

- 55 大地震に伴う余震域などの地震発生帯ならびにその深部延長において, MT 法により間隙流体に 富む領域の存在を示唆する低比抵抗体の存在を発見(上嶋, 2009)
- 56 日本海東縁ひずみ集中帯の庄内平野東縁断層帯を事例として、反射法地震探査などから推定され る断層の傾斜と調和的な東に傾斜する低比抵抗体の存在を明らかにし、1894年庄内地震による断 層活動に伴い流体が連結した状態を表している可能性を示唆(Ichihara et al., 2011)
- 57 近年,規模の大きな地震が発生した領域における断層周辺の地下水・温泉ガスなどの地球化学的 性状について検討を行い,希ガス同位体組成と断層の分布との間の相関性を確認(Umeda et al., 2008; Umeda and Ninomiya, 2009; Umeda et al., 2011a)
- 58 諏訪湖周辺から甲府盆地で観測される高いヘリウム同位体比は、マントル起源のヘリウムが地殻 を通り抜けて地下水や温泉ガスに混入したものと考えられることから、とくに横ずれ断層では活 断層がマントル起源物質を地表付近まで供給する有力なパスになることを示唆(Umeda et al., 2011b)
- 59 西南日本の中央構造線およびその近傍では,深部低周波地震の震源は地殻下部にあり,その直上 に熱水は湧出できないため,熱水は,上部地殻内の水みちとなる断層や構造線に沿って上昇して いると推測(産業技術総合研究所,2012)

#### 情報の整理と第2次取りまとめの見解への反映などの検討

- ・ 地震防災の観点などから実施された調査の結果に基づき、各種の活断層図のアップデートが図られており(41)、主要な110の活断層帯については、その位置や形状などが明らかにされている(33)。しかしながら、活断層として認定されていない断層の存在や、活断層を見落としている可能性が指摘されている(42.43)。
- 実際に、これまでに活断層が認識されていなかった地域において規模の大きな地震が発生している(44~48)。このような内陸地殻内地震を対象として詳細な調査が実施された結果、震源断層が必ずしも特定できていないものの、地表地震断層や活断層に関連する地下構造、過去の活動履歴などが確認されている(46~48)。また、変動地形学的調査や既存の物理探査結果の再解釈などを通じて、活断層の分布あるいは分布の可能性を指摘している事例もある(49~52)。
- 以上の整理結果は、詳細なサイト調査を実施することにより、活断層やそれに関連する構造が新たに確認あるいは推定される可能性を示している。言い換えれば、規模の大きな地震を引き起こす可能性がある未確認の活断層が存在する可能性を意味する。したがって、見解③に示された広い沖積平野や海域に限らず、ほかの地域についても、活断層の有無や分布を確認するための地下構造調査の実施が不可欠である。この点を踏まえ、サイト調査を実施する。
- また、第2次取りまとめ以降、地震・断層活動への間隙流体の関与や断層の分布と希ガス同位体 組成との相関関係などの知見が蓄積されている(53~59)。これらの知見は、断層や破砕帯の有 無や位置の検出に寄与するものであり、サイト調査段階における地下構造調査に有効に活用す る。

#### 表 3-3 断層活動の影響範囲

#### 第2次取りまとめの見解

- ④ 断層活動による地質環境への影響は、主に活断層破砕帯およびその周辺に限られる。活断層破砕帯の幅は数mから最大でも数百m程度であり、また、断層活動にともない、周辺岩盤中にずれ変位が生じる可能性のある小断層などの分布範囲は、大きな活断層でも数km程度以内と考えられる。【分冊1:2.3.3項「まとめ」】
- (5) 断層活動による影響範囲は、活断層の大きさによって異なるため、個々の地域については、近傍の活断層を詳細に調査し、その影響範囲を検討する必要がある。また、伏在活断層の有無や小規模な活断層の分布などを調べることも重要である。【分冊1:2.3.3 項「まとめ」】

第2次取りまとめ以降の公開文献情報

<断層活動による力学的影響>

- 60 跡津川断層(延長 69 km)および阿寺断層(延長 60 km)における断層破砕帯の構造や断層岩の 鉱物・化学的性状から,地下の高圧下におけるカタクレーサイトの形成→熱水変質を伴った断層 ガウジの形成→隆起および断続的な断層活動に伴う断層ガウジの発達および天水循環による変 質部の拡大という断層活動による岩盤の破断・破砕の進行履歴を把握(長友・吉田, 2009; Niwa et al., 2009, 2011)
- 61 断層破砕帯の幾何形状および構造は、断層面における位置(端部,中央部,隣接する断層へのス テップ部)、断層端部でのずれの形態、断層の成熟度によって強く規制され、そのほか、岩相, 岩盤の粘弾性、応力場なども規制要因(Kim et al., 2004)
- 62 跡津川断層および臼木谷断層では、断層長さに比例してプロセスゾーン(断層周辺の母岩内で断 層形成にかかわった領域で、その外側の母岩に比べて節理や小断層、微小割れ目が数多く発達) の幅が増大(金折、2001)
- 63 跡津川断層では,主断層上で破砕帯分布密度が最も高く,幅 10m以上の破砕帯が分布するのに 対して,主断層から約 500m地点では破砕帯分布密度は 1/3~1/6以下に急減し,幅 2m 超の破砕 帯の分布は認められず,破砕帯は岩相境界や岩脈などの不連続面に沿った特定の場所で選択的に 形成(Niwa et al., 2011)
- 64 阿寺断層系中北部において数百m間隔で並走する小和知断層および下呂断層の不連続部では,第 四系を変位させる多数の断層によって規制されたブロックや凹地が分布することから,横ずれデ ュープレックス構造の形成と推測(安江・廣内, 2002)
- 65 阿寺断層では、断層活動に伴う物理的影響範囲は断層からおおよそ200m程度、および断層運動 による影響範囲と考えられるダメージゾーン(地下水流動や物質移動に寄与する断層近傍の割れ 目帯や変質部)は従来のプロセスゾーンの見積り範囲と整合(吉田ほか、2009)
- 66 牛首断層(延長 54 km)に付随するせん断帯は、その定向性および横ずれデュープレックスの形態から左横ずれ運動によって後期白亜紀から古第三紀末までに形成されたと考えられ、断層ガウジや断層角礫に加えて、より深部で形成されたと考えられるカタクレーサイトから成り、幅は 250~600 m 程度(大橋・小林, 2008)
- 67 山口市から出雲市に至る東北東-西南西に延びる山口-出雲地震帯(全長約180km)は、その約70%に当たる130km が活断層および推定活断層に沿っており、地震学的プロセスゾーン(地震帯)の幅は2~6kmで、地震帯の全長から見積もられた地質学的プロセスゾーンの幅とオーダーで一致(金折・遠田、2007)
- 68 断層のプロセスゾーンの幅 P と断層の長さ L との関係は一般的に P~10<sup>2</sup>L の関係が成り立ち (Scholz, 2002),応力集中に伴う非弾性変形が顕著な断層端部および応力変化が著しい断層間の 不連続部としてのステップ部ではその幅が大きくなる傾向(Sibson, 2003)
- <断層活動による熱的・水理学的影響>
- 69 阿寺断層では、現在の破砕帯内で現在の断層に沿って 2,000 万年前頃ないし第四紀以前に広い範囲で 200℃には達しない加熱があったことを把握(山田ほか, 2012)
- 70 野島断層を貫くボーリングコアの ESR 法による熱履歴調査から, 断層破砕帯では大きな熱の影響 は確認できなかったものの, 断層面近傍で断層活動時の熱の影響を確認(谷ほか, 2001)
- 71 野島断層の上盤側に認められる幅約 50 m の断層破砕帯は、初期の断層活動期に 150~280℃の熱水変質による濁沸石化および摩擦熱による溶解を伴って形成(Boullier et al., 2004a)
- 72 野島断層の上盤では、120 万年前以降の地震活動の繰り返しに伴い断層面から幅約 5.5 m にわた り(とくに 1 m 以内では顕著に)、カタクレーサイトおよび断層ガウジの水圧破砕(割れ目ネッ トワークの形成)および現在の地下水と同様の水質を有する流体の上昇・循環(自形炭酸塩鉱物 による割れ目の充填)が発生し(Boullier et al., 2004b)、その透水性は水みちの閉塞および間隙構 造の破壊により変化(Lin et al., 2007)
- 73 台湾集集地震(1999年9月21日, Mw7.6)の際に,車籠埔断層の黒色断層ガウジ帯(幅十数 cm) では摩擦熱により 350℃以上の高温流体が発生し,その高温流体は低透水性の断層ガウジから外 部に拡散しなかったために,断層内の間隙水圧が上昇して大きな断層変位を引き起こしたと解釈 (Ishikawa et al., 2008)

情報の整理と第2次取りまとめの見解への反映などの検討

○ 既存の断層を事例とした詳細な構造地質学的調査などを通じて、断層活動による破砕帯の形成過

程やその規制要因などが把握されている(60,61)。とくに大規模な活断層帯では、断層活動による力学的影響は、プロセスゾーンあるいはダメージゾーンの幅に基づくと断層から数百m程度であるものの、数kmにも及ぶ場合もある(62~67)。この影響範囲は断層の長さに比例して変化し、一般的な関係式(68)によりオーダーで推定することが可能である。

- 一方,断層活動に伴う摩擦熱や熱水活動による熱的影響,および流体の発生や循環による水理学的な影響についても、大規模な活断層帯を対象とした事例調査から、断層破砕帯内にとどまると考えられる(69~73)。とくに断層破砕帯の透水性に関しては、水みちの形成や閉塞などにより変化すると考えられる(72)。
- 以上のように、わが国における断層活動による地質環境の影響範囲については、見解④および⑤ に沿う事例が蓄積されている。

#### 表 3-4 地震による影響

$ 毎  \Delta ( \Lambda \mathfrak{N} \mathcal{V} \mathcal{V} \mathcal{T} \mathfrak{L} \mathfrak{M} \mathcal{V} \mathcal{T} \mathfrak{L} \mathfrak{M} \mathcal{M} \mathcal{T} \mathfrak{L} \mathfrak{M} \mathcal{M} \mathcal{T} \mathfrak{L} \mathfrak{M} \mathcal{M} \mathcal{T} \mathfrak{L} \mathfrak{M} \mathcal{M} \mathcal{T} \mathfrak{M} \mathfrak{M} \mathfrak{M} \mathfrak{M} \mathfrak{M} \mathfrak{M} \mathfrak{M} M$	第2	2次取	りる	まと	めの	見解
--	----	-----	----	----	----	----

- ⑥ 地下数百 m 以深では一般に地震動による影響は小さいと考えられる。【分冊1:2.3.3 項「まとめ」】
- ⑦ 地震前後の地下水流動や水質の変化は、季節変化などの経時変化に比べて小さい。また仮に大きな地震があったとしても、その変化は一時的であり、数カ月後にはもとの水位に戻ると思われる。
   【分冊1:2.3.2項「地震・断層が地質環境に及ぼす影響」】

第2次取りまとめ以降の公開文献情報

<地下深部における地震動の影響>

- 74 深度 250 m 以深(87 地点)の強震観測網(KiK-net)観測データ(防災科学技術研究所ホームページ)から、2011 年東北地方太平洋沖地震(Mw9.0)および M7 以上の余震(3月11日,4月7,11日)、それ以前の M7 以上の地震において、深度 250 m 以深における地震加速度は深度に依存せず同一地点の地表での観測値に対して 1/3~1/5 程度であることを確認(藤川ほか、2012)
- 75 2011 年東北地方太平洋沖地震 (Mw9.0) において, 岩手県の久慈国家石油備蓄基地では, 深度 100 m 以深の岩盤タンクは地震動による損傷無し(吉田・大藤, 2012)

<地震に伴う地下水環境の変化>

- 76 スマトラ地震(2004年12月26日, Mw9.0)が発生した際, 震央から約5,000km以上も離れた関 東・東海・近畿地方において, 地震時に最大5m程度の地下水位の振動および地震後に数十 cm 程度の地下水位の変化を観測(Kitagawa et al., 2006)
- 77 2011 年東北地方太平洋沖地震(Mw9.0) に伴い,数十 cm から最大約 30 m の地下水位の変化(香川ほか,2012;菊川ほか,2012;Niwa et al., 2012;大野ほか,2012;露口ほか,2012)や,温泉の湧出量や温度などの変化(堀川,2012;板寺ほか,2011;神奈川県温泉地学研究所,2011;大塚ほか,2012;佐々木,2012)を広範囲で観測
- 78 2011 年東北地方太平洋沖地震(Mw9.0)に伴う地下水位の変化は、関東・東海・近畿・四国地方 の多くの観測地点で地震発生後1年以内に解消したものの、2地点では1年以上にわたり回復傾 向が継続した後、地震発生前よりも低い地下水位でほぼ安定しており、この広範囲にわたる地下 水の変化は地震による岩盤の広域的な体積ひずみ変化に起因すると解釈(産業技術総合研究所ホ ームページ(地震に関連する地下水観測データベース"Well Web"))
- 79 岐阜県東濃地域では、2007 年能登半島沖地震(Mj6.7)の際に全水頭が最大 40 cm 上昇し、一部の領域では約5カ月間継続、茨城県沖の地震(2008 年 5 月 8 日, Mj7.0)の際に約4カ月間にわたり全水頭が約1m上昇し、その後緩やかに低下、駿河湾の地震(2009 年 8 月 11 日, Mj6.5)の際に約20日間にわたり全水頭が数十 cm 上昇し、一部の領域では最大 1.5 m 低下(西尾ほか, 2009; 竹内ほか, 2010; 國丸ほか, 2011, 2012)
- 80 松代群発地震の初期に大きく変化した水質は元の状態に戻ることなく, 1968 年頃から現在までほぼ安定(奥澤・塚原, 2001, 2002)
- 81 1995 年兵庫県南部地震(Mj7.2) に伴い, 自噴量・深部被圧地下水の静水位および微細な水温変化, 自噴や地下水の温度, ガス成分の変化, 化学成分の変化の順に伝達速度が遅くなる傾向を把

握(西村,1999)

- 82 2000 年鳥取県西部地震(Mj7.3) および 2001 年芸予地震(Mj6.7) では、近畿地方およびその周辺地域において地震前の地下水位変化は観測されず、その発生に伴う地震波による短周期変動、 直後のステップ状変化、その後のなだらかな変動の3 種類の地下水位変化(数十 cm 未満)が確認され、地震直後のステップ状変化が体積ひずみ変化と良い相関を持つことを把握(小泉ほか、 2002;高橋ほか、2002)
- 83 2003 年十勝沖地震(Mj8.0)では、北海道内において地震発生前に地下水の上昇が観測され(太田ほか、2007;中山ほか、2011)、関東・東海・近畿地方におけるスパイク状の地下水位の変化(10 cm 未満)および割石温泉における自噴量の増加は、地殻ひずみの影響に加えて地震動の影響によるものと解釈(佐藤ほか、2004)
- 84 2004 年新潟県中越地震(Mj6.8)では、明瞭な地表地震断層が出現していないものの、再活動したと考えられる既知の活断層およびその延長上の推定伏在断層などに沿って地下深部の高温または高塩分濃度の地下水が上昇し、地下の過剰流体圧・摩擦熱を解放した可能性を指摘(佐藤ほか、2005)
- 85 2008 年岩手・宮城内陸地震(Mj7.2)では、地震前に震源直上やその近傍で5℃程度の湯温上昇および余震域南端における湯量増加が認められ、傾斜計および GPS ではこれらの前兆を不検出であったことから、地震前の微小なひずみ変化が割れ目間の連結を引き起こしたと解釈(大槻, 2010)
- 86 地震時および地震後の地下水圧の変化について、地震に伴う地殻変動に関連た要因として、体積 ひずみ変化および静的垂直変化、地震動に関連た要因として、動的体積ひずみ変化、透水性の変 化や液状化が挙げられており、どの要因が卓越するかは、地震動・地殻変動の大きさ、地質構造、 地下水の被圧状態、帯水層の弾性的性質や水門パラメータ、水理学的境界条件に依存(小泉, 2013)
- 87 福島県浜通りの地震(2011年4月11日, Mj7.0)により,福島県いわき市周辺で生じた地下水位の変化は,岩盤の体積ひずみ変化に起因すると考えられ(大槻, 2012),いわき市内郷地区では,2~6L/秒程度の地下水の自噴が地震発生後2年以上にわたり継続(産業技術総合研究所ホームページ(2011年4月11日福島県浜通りの地震(M7.0)に伴う温泉の変化))

情報の整理と第2次取りまとめの見解への反映などの検討

- 全国規模での地震観測網の整備が進み、地表および地下深部における地震動に関する観測データの蓄積が図られている。2011年東北地方太平洋沖地震のような規模の極めて大きな地震においても、地震動は地表に比べて地下深部では小さく(74)、その影響が既存の地下空洞などに損傷を与えることはないことが示されている(75)。
- このように、見解⑥に沿う事例が蓄積されている。
- 国内で発生した地震に限らず、国外で発生した規模の大きな地震に伴っても地下水位の変化が観測されている(76)。2011年東北地方太平洋沖地震では、地下水の水位や水質は、わが国の広範囲にわたり変化が観測されたものの(77)、ほとんどの観測地点において1年以内に地震発生前の状態に回復しており(78)、このような変化は過去の観測事例と同様である(79)。一方、1年以上にわたり変化が継続した場合でも、地下水の水位や水質は、地震発生後の岩盤の新たな地質学的・水理学的・力学的な条件に対して安定な状態まで回復すると考えられる(78,80)。
- 地震発生に伴う地下水位の変化は、水温や水質の変化に比べて応答が早く(81)、地質学的・水 理学的な条件などにより異なるものの、地殻変動に伴う岩盤の体積ひずみ変化、地震動に伴う動 的な体積ひずみ変化、岩盤中の割れ目の連結や地震動による割れ目の目詰まりの除去(透水性の 向上)などの要因により引き起こされている(82~86)。また、岩盤の体積ひずみの緩和や割れ 目の閉塞などによって解消する事例も確認されている(72,78)。
- 一方,2011年4月11日の福島県浜通りの地震に伴う地下水の自噴は、地震の発生から2年以上にもわたり継続している(87)。このように、地震に伴う地下水の変化が、見解⑦に示された数カ月を超えて継続する場合もある。この原因については継続的に検討が進められていることから、引き続き最新の情報を収集する。

## 3.2 火山·火成活動

	第2次取りまとめの見解
1	中新世後期~鮮新世以降における日本列島の火山活動には偏在性が認められ、東日本火山帯と西
	日本火山帯の範囲のみに限って活動が生じている。過去数十万年における火山活動の変化は、島
	弧スケールでの火山フロントの顕著な移動としてではなく、むしろ火山地域や火山列スケールで
	の活動域の拡大・縮小、移動などの変化としてとらえることができる。【分冊1:2.4.3項「まと
	め」】
	第2次取りまとめ以降の公開文献情報
< E	本列島の第四紀火山データベースの更新>
1	第四紀の新たな定義(約258.8万年前に開始)に基づき、第四紀に活動した火山岩体、および第
	四紀に貫入・固結し、その後の隆起・侵食作用によって地表に露出した貫入岩体を採録した活火
.,	山データベースを公開(産業技術総合研究所ホームページ)
<唐	小弧・火山列スケールでの火山活動の時空間的変化>
2	諸地質事象の発生・消長などの変化は、プレートシステムの変化に呼応して100万年~数百万年
	をかけてゆっくりと生起することから、10万年前、10万年後それぞれのプレートシステムの運
	動様式・配置、火山フロント分布・火山活動域、応力場、海陸分布などは、現在と同様と解釈(吉
3	日本列島における火山フロントの分布は、フレートの沈み込みに田米して最近500万年間程度は
	はどんど変化せずに極めく女正じめり、今後級日万年にわにつく基本的に女正と推測(日本地質
4	子云 地員現現の技術女だ性研究委員会, 2011)
4	東北口平では、高価一次対抗の上升戦東端は太平洋ノレートの化み込みとともに休々に仮返して ため、これは後期中新世に悠め水山フロントの後退し調知的(Handa and Vashida 2005)
5	わり、これはな別中利世以降の火山ノロノトの仮返と詞和町(Honda and Yoshida, 2005) 南北日本の那須水山群から北部側の辺沢水山にかけての合連地域は「巨期的なっガラ鹿山昌索が
3	R北口半のが須久山群から月弧側の伯代久山にかりての云隼地域は、茂期的なマクマ噴山里半か 100~200 万年間原で起きて一座の陸山県が1001m <sup>3</sup> な切らて巨士陸ルに上り古町され。この活動
	100~200 万年前橋で起さる一及の頃山重か 100 km を起える巨人頃代により文配され、ての活動 け1 000 万年前まで溯ることが可能(Vernemete 2000・山元 2011)
6	は1,000万平町まて週ることが可能(Tallanlolo, 2009, 四元, 2011) 活動期間が比較的長い類成ル山であっても、例うげ、安達大自水山の上うに明らかな活動休止期。
0	た地にで新たわ水山汗動が鍋り返されているという汗動層厥を右する車例が十 <b>名粉(</b> 産業は術絵
	合研究所 2012)
7	東北日本の火山フロントの背弧域では、八甲田、仙岩、会津などのカルデラ火山群における巨大
,	カルデラの噴火の再来間隔は100~数百万年程度(山元、2011)
8	東北日本では、火山空白域の下部において、火山分布域の下部で認められる背弧側から火山フロ
	ントの直下まで延びてくる低速度異常域が観察されないことから、火山の分布はマントルにおけ
	る熱構造の不均一性(ホットフィンガーと呼ばれる幅~50km,間隔~80kmの指状高温領域)に
	より制御されると解釈され(Tamura, 2003; Tamura et al., 2001, 2002, 2009), 数百万年といった長
	期にわたるマントルウェッジ内マントル対流の結果もたらされた安定性の高い現象と理解
	(Honda et al., 2007)
9	東北日本の火山フロントの背弧域では、飯豊山地のように第四紀火山から離れた地域の地下深部
	にマグマが存在している事例を確認(Umeda et al., 2007a)
10	東北日本南部の火山フロントの背弧域では約30万年前を境に火山の分布が変化し、それまでの
	火山空白域において、約11万年前には下部地殻の再加熱に関連すると考えられる沼沢火山の新規
	出現(Yamamoto, 2007)や,約12,000年前には肘折火山の新規出現(宮城, 2007)を把握
11	西南日本では、山陰地域における火山の分布がまばらで火山フロントが不明瞭であるものの、大
	局的には、火山活動域とそれ以外の領域とは明確に識別可能(日本地質学会 地質環境の長期安
	定性研究委員会, 2011)
12	四南日本では、局いマクマ供給率および大きなローカル応力が成立する限界点が火山フロントで
	あり、甲期甲新世以降、火山フロントが約 200 km も背弧側に後退した要因は、マグマ供給率の
	低下およいアクトニック応刀の増加と解釈(二浦・和田,2007)

## 表 3-5 過去の火山活動

13 西南日本では、約2,000万年前以降のマントルウェッジ内に潜入してきたフィリピン海プレート

の影響により火山活動域が変化してきたと考えられ、地殻浅部に到達する火山活動域は、フィリ ピン海プレートの進行とともにアルカリ玄武岩およびそれに関連する火山・火成活動が抑制さ れ、その結果として日本海側に限定されてきたと解釈(Kimura et al, 2003, 2005)

14 西南日本では、南方の南海トラフからフィリピン海プレートが低角度で潜入することにより、日本海溝から潜り込む太平洋プレート上部のマントルウェッジに期待される単純な熱構造パターンが阻害(Nakajima and Hasegawa, 2007a)

<火山体スケールでの火山活動の時空間的変化>

- 15 複成火山では側火山が中心火道から分岐した放射状岩脈に由来するため、その範囲も限定(中田・田中、2001)
- 16 三宅島 2000 年噴火は、広域応力場によって北西-南東方向の亀裂が開き、三宅島直下のマグマ だまりから 30 km 北西方向にマグマが貫入(酒井ほか、2001)
- 17 火口移動は広域応力場と局所応力場との組み合わせで変化し、差応力的な場ではマグマの水平移 動が生じる可能性が高く、単成火山群の分布は、発達の極初期段階では広域応力場のみ、その後 の段階では広域応力場および岩脈の貫入により生じた局所応力場により支配(三浦ほか、2006)
- 18 マグマの水平移動に影響する要素として、マグマの化学組成(粘性)、山体規模、応力場の性質 (広域または局所)、地質構造の4項目が重要(土志田ほか、2006)

情報の整理と第2次取りまとめの見解への反映などの検討

- 第四紀の新たな定義に基づき、わが国における第四紀火山に関するデータベースが更新されている(1)。
- 日本列島周辺におけるプレートの配置や運動様式は、大局的には、100万年オーダーの時間スケ ールで緩慢に変化することから安定である(2)。このプレートの沈み込みに由来し、大局的には、 日本列島における火山フロントの分布も安定であると考えられる(3)。
- 島弧・火山列(数百~数+km)スケールでは、東北日本における火山フロントは、後期中新世 以降、太平洋プレートの沈み込みとともに徐々に日本海側に移動する傾向にある(4)。火山活動 は火山フロントの背弧域に限定して繰り返し生じており(5~7)、この背弧域は火山が集中する 火山活動域とそうではない火山空白域とに区分できる。火山活動域は、ホットフィンガーと呼ば れる熱構造の不均一性により制御され安定であると考えられ、ホットフィンガーに対応するよう に地下深部にマグマが存在している(8,9)。ただし、約30万年前以降は火山空白域においても火 山の新規出現が確認されている(10)。
- 同様に, 島弧・火山列(数百~数十 km) スケールで見た場合, 西南日本における火山フロント は, 明瞭ではないものの(11), 中期中新世以降, 背弧側に大きく移動したと考えられている(12)。 このような火山活動域の変動は, マントルウェッジ内へのフィリピン海プレートの潜入に関連 し, 中国山地および日本海側の地域に限定されてきている(13,14)。
- 一方,火山体(数 km)スケールでは,日本列島における広域的な応力場および局所応力場の変化による,マグマの移動などに伴う局所的な火山活動域の変動が生じている(15~18)。
- 以上のように、わが国における第四紀の火山活動については、見解①に沿う事例が蓄積されてい る。

## 表 3-6 将来の火山活動

#### 第2次取りまとめの見解

2	十万年程度の将来については、火山地域・火山列スケールでの過去数十万年間の火山活動の時間
	的・空間的変化に基づき、将来の活動域を評価する手法が有効である。また、その際には地質情
	報からの外挿ばかりではなく、地殻応力場などのテクトニクスを考慮することや物理探査によっ
	て地下のマグマの存在の有無などを確認することも重要である。 【分冊1:2.4.3 項「まとめ」】
	第2次取りまとめ以降の公開文献情報
<	<b>島弧・火山列スケールでの将来の火山活動評価&gt;</b>
19	火山の時空分布特性評価のためには、約200万年前以降に活動した火山の評価を基本とし、沈み
	込みの条件の継続性の観点から可能な限り古い時代までさかのぼった評価が重要(近藤, 2004)

- 20 太平洋プレートの沈み込みによる千島弧の現在の島弧型火成活動は、これまでの時空変化や現在のプレート配置からみて今後100万年程度継続することはほぼ確実(産業技術総合研究所,2012)
- 21 太平洋プレートの沈み込みにより徐々に火山フロントが後退する傾向は、今後、少なくとも 100 万年程度は継続すると推測され、不確実性をもたらす高温アセノスフェアの貫入の兆候は、東北 日本弧を横断する現在の地震波トモグラフィーでは未確認(産業技術総合研究所, 2012)
- 22 山陰・北部九州地域では、フィリピン海プレートの潜入速度が大幅に変化しない場合、将来 100 万年スケールにおいて火山活動の発生は第四紀火山の分布域周辺(より背弧側)に限定(産業技 術総合研究所, 2012)
- 23 大分・宮崎周辺や鹿児島周辺などでは、GPS による測地学的データから互いに運動方向の異なる 複雑な動きが認められ (Nishimura and Hashimoto, 2006)、琉球弧に衝突している九州ーパラオ海嶺 が関係していると考えられる中部・南部九州における現在のテクトニクスの不安定性さが、将来 予測における大きな不確実性の要因 (Chapman et al., 2009)
- <マグマ供給系の時空間的変化>
- 24 地震波速度構造や地震波減衰構造から、第四紀火山の活動に関連する下部地殻における部分溶融 域の存在やその空間分布が推定され(Tsumura et al., 2000; Nakajima et al., 2001; Nakajima and Hasegawa, 2007b), その温度構造はマントルからのマグマ供給に応じて時間変化(Annen et al., 2006)
- 25 MT 法探査や地震波トモグラフィーにより, 富士山や鳴子火山下のマグマの存在を示唆する低比 抵抗体や低地震波速度体を確認(Aizawa et al., 2004; Nakajima and Hasegawa, 2003; Asamori et al., 2010)
- 26 マグマ供給系の長期安定性の視点から火山形成確率を求めた結果,日本列島には今後 10 万年間 以上の長期にわたって火山形成確率が極めて低い地域が存在し、火山フロントの前弧域は今後も 火成活動が生じる可能性が極めて小(高橋・Martin, 2004)
- 27 独立単成火山群では、単成火山の分布からその活動範囲を推定することは困難であり(高橋・ Martin, 2004)、火山フロントの背弧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は今後の検討課題(原子力安全委員会, 2002;総合資源エネル ギー調査会 原子力安全・保安部会, 2003)
- 28 プレート運動の継続性,火山の時間的・空間的分布,火山活動に関連する地殻構造やその変動, マントルウェッジ中の高温域の位置・拡がりなどを把握し,火成活動の時間的・空間的分布パタ ーンとの対比に基づくマグマ供給系の持続性の評価を通じて,東北日本において火山が発生する 可能性が相対的に高い地域を抽出(Kondo, 2009a,b)

#### 情報の整理と第2次取りまとめの見解への反映などの検討

- わが国における島弧・火山列(数百~数+km)スケールでの火山活動の場は、プレートの沈み込みに由来して過去数百万年間大きく変化していない(2~4)。これは、地震・断層活動において述べたように、将来の変動様式やその傾向を過去から現在に継続する変化の延長として類推する際の前提となる(19)。したがって、わが国における火山活動の場は、今後、少なくとも100万年程度は安定であると考えることができる(20~22)。ただし、中部・南部九州では、テクトニクスの不安定さに起因して、火山活動評価に関する将来予測の不確実性が残されている(23)。
- また、地下深部には第四紀火山の活動に関連するマグマ供給系が確認されており(24,25)、その 長期安定性の観点からも、現在認められる火山活動の偏在性は今後 10 万年以上にわたって継続 すると考えられる。したがって、火山フロントの前弧域では、今後も火山活動が発生する可能性 は極めて小さいと考えられる(26)。一方、火山フロントの背弧域における新たな火山の発生可 能性の評価については、不確実性が残されているものの(27)、火山および地形・地質構造、深 部熱源・地震波速度構造、プレート運動の関連性などを詳細に検討することにより、対応可能で あると考えられる(28)。
- 以上のように、わが国における今後 10 万年程度の火山活動については、見解②に沿う事例が蓄 積されている。

表 3-7 熱・熱水の影響

-1

	第2次取りまとめの見解
3	火山の地下に存在する熱源(マグマ溜まりなど)によって、火山周辺には熱的、水理学的、地球
	化学的影響などが認められる場合がある。これらの影響は一般に火山の噴出中心から離れるにし
	たがって小さくなる傾向があるが、その程度は火山によって異なる。これらの原因として熱源の
	大きさや深度、基盤の地質構造の違いが考えられる。また、化学的な影響を支配する主な要因と
	して,火山から放出される熱エネルギーがあげられる。【分冊1:2.4.3 項「まとめ」】
	第2次取りまとめ以降の公開文献情報
$< \cdot$	k山・火成活動に伴う熱的な影響>
29	孔井や温泉などから得られる地温分布や地下水(熱水)の地球化学的な性質に関する情報を地温 勾配図や日本の熱水系アトラスなどに収録(田中ほか、2004・材岡ほか、2007)
30	ルロフロントの背弧域で執流市が高く $(>0.2 \text{ Wm}^2)$ 前弧域でけ低い $(0.05 \text{ Wm}^2$ 程度) 傾向け
50	山野ほか、(1997)による地殻熱流量(伝導熱流速)の分布と大局的には整合(坂川ほか、2005)
31	高地温勾配(>100℃/km)地域は活火山の分布と極めて整合的で、地熱活動は火山活動と密接に
	関連していることから、火山フロントの背弧域における多数の熱水変質帯や鉱床の分布は、地熱
	活動も火山活動と同様に過去から現在にわたり偏在する地質現象であることを示唆(日本地質学
	会 地質環境の長期安定性研究委員会, 2011)
32	北海道における新生代の火成活動,およびそれを背景とする熱水活動および鉱化作用は,テクト
	ニクスと密接な関連性を持って変遷しており、現在のテクトニクスが変わらない限り、火山活動
	および熱水活動が活発な地域が将来ともに大きく移動しないことを示唆(八幡, 2002)
33	熱源としてのマグマ定置後,地殻上部に地熱系が発達するためには少なくとも1万年のオーダー
	が必要であり(Garg and Kassoy, 1981),活動が比較的新しい活火山では、現在は顕著な地熱系が
	未発達であるものの、今後は周辺に地熱系が発達する可能性あり(産業技術総合研究所、2012)
<'	k山・火成活動に伴う水理学的・地球化学的な影響>
34	岩手山西側の活動中心から 4.5~10 km の範囲では、深度約 1,000 m の地下水圧・水位の変化や水
	質の大きな変動は確認されず、火道から水平方向に 5km 以上離れた深部の地下水境境は浅層よ
	り安定(馬県はか,2000)
35	He 同位体比(マクマ起源の He の供給量)の変動は火山の活動性を鋭敏に反映しており、宕手山
	の活動の中心から 10 km はと東側(海海側) ぐ He 回位体比が者しく小さくなることは、この地
26	奥の地下徐郃ではマクマ活動の影響が非常に小さいと解釈(馬原はか,2000) 地工业変に対する。ガラハ離古ハの実には、武屋山山の推進に影響な受けた港屋の地工业変わり
36	地下水米に対するマクマ万離成分の命子は、成暦火山の傅垣に影響を受けた後暦の地下水米わよびよいはなませて転屋変な奴敗したて地下水変に強く認められ、この銃囲は水山中とから 101
	の火山冲に走りる阿唐ボを柱路とりる地下小ボに強く認められ,ての範囲は火山中心から I0 km 圏かたが支(主要性法総合研究託 2012)
27	圏外に到達(唐耒孜州総合研先所,2012) 日ナカルデラル山の地下水系。の影響に開ナス東周研究では、カルデラから 501mg 清古城の地下
57	ヒ人カルノノハロの地下小ボベの影響に戻りる事例明九ては、カルノノから 50 KIII 逐万域の地下 水にまでっガラム離市公の影響が及どれのの その影響を抽る反抗は新第三叉其般型の地下構造
	小によくマクマカ神风力の影音が及ぶものの,その影音を恢る区域は利用二示密盤石の地下構造 に上り相割(高業技術総合研究所 2012)
38	により焼酎(生未1211松口切元//),2012/ 日七カルデラル山でけ、マグマの萎痩に上ろ地想の変形、マグマの貫入に上ろ地想の加熱、暗出
50	こ人がアノノハロしは、、ノノ、の留積による地域の変形、、ノ、の負人による地域の加払、負出 物に上ろ地表の被覆と加執 カルデラ協設に上ろ地設の破壊が周囲の地下水環管に影響を及ぼす
	可能性大(產業技術総合研究所 2012)
< 1	上水山地域における熱水活動>
39	常磐地域。能登半島、新潟平野、紀伊半島などの非火山地帯において高温泉の運出地域が存在(田
57	
40	第四紀火山から数十km以上離れた非火山地域において存在する 50℃/km 以上の高温域は、地熱
	活動が最近になって新規に生じたということではなく、その地域に長期にわたって継続する地質
	現象と解釈(Matsumoto et al., 2003: Umeda et al., 2009: 日本地質学会地質環境の長期安定性研究
	委員会, 2011)
41	高密度で温泉(40~50℃)が分布する青森県上北平野(高橋ほか,2001)では、先新第三系基盤
	岩類の熱流量を熱源として新第三系における熱水対流系が発生していると解釈でき、仙台平野と
	同様の深部熱源を示唆する P 波速度の減衰域(深度 10 km)が認められることから、それが深部

熱源として先第三系基盤岩類の地殻熱流量を大きくしている可能性あり(玉生,2008)

- 42 常磐地域の非火山性熱水活動(湯本温泉から湧出する 60℃の高温泉など)は、地殻熱流量による 加熱機構で生成するとの説明可能(高橋ほか,2004)
- 43 能登半島の非火山性熱水活動は、基盤岩に由来する崩壊熱によって温められた流体が活構造帯に 規制され、局所的に上昇したものと解釈(Umeda et al., 2009)
- 44 新潟平野の非火山性熱水活動は、石油・天然ガス地帯における異常高圧を持つ熱水として説明が 可能であり、新第三紀堆積盆には厚い泥岩層がキャップロックとして広く分布(大木ほか、1999)
- 45 紀伊半島の非火山性熱水活動は、フィリピン海スラブから脱水した高温流体が関与しているもの と解釈(Umeda et al., 2006, 2007b,c)
- 46 紀伊半島の低温(200℃程度)の非火山性熱水活動は、フィリピン海プレートが沈み込みを開始 した 600 万年前頃に開始した可能性が考えられ、ネオテクトニクスの枠組みで生じている長期的 な現象であることを示唆(Umeda et al., 2007d;花室ほか, 2008)
- 47 有馬型を含む紀伊半島の温泉や四国北部の温泉の成因は前弧火成活動・沈み込みのフィリピン海 プレートの脱水と関連があり、高温の深部熱水が深部の断層・亀裂に支配されて地上にもたらさ れたと解釈(西村, 2000a,b,c)
- 48 西南日本において、中央構造線、有馬-高槻構造線、およびそれらの近傍に存在する深層地下水 には有馬型深部熱水が寄与しており、このような深部流体の上昇域は、フィリピン海プレートの 沈み込みに関連するスラブの脱水により生じた熱水活動によると推測される深部低周波微動や、 それに関連した深部低周波地震の分布域と強く関連(産業総合技術研究所, 2012)
- 49 西南日本の前弧域の下部地殻とプレートとの境界付近において観測されている多くの低周波微動の発生は、沈み込むスラブの脱水によって生じた高温高圧の超臨界流体が地殻に上昇していく 過程において引き起こされたものと解釈(Obara, 2002; Katsumata and Kamaya, 2003)
- 50 大分平野の地下に貯留される深層熱水の中から、有馬型熱水と共通する化学・同位体組成を有す る熱水が発見され、大分平野の南端は中央構造線の延長である大分-熊本構造線が通っているこ とから、有馬型熱水の湧出地点と断層との関係性を確認(網田ほか、2005)
- 51 非火山性熱水は、非火山性天水型(地球深部からの熱伝導による天水の温度上昇)、非火山性海 水型(地球深部からの熱伝導による海水起源地下水の温度上昇)、非火山性長期停滞水型(地球 深部からの熱伝導による停滞水の水ー岩石反応)、非火山性深部熱水型(スラブからの脱水と地 表への流動および水ー岩石反応)、断層運動誘起型(断層運動に伴う地表への移行経路の形成に よる断層周辺深部熱水の地表への流動)に分類(原子力安全基盤機構,2007)

#### 情報の整理と第2次取りまとめの見解への反映などの検討

- わが国における地熱(熱水)活動に関する情報は全国規模でデータベース化されている(29)。
   地熱活動は火山活動と密接に関連する現象であり、その活動域は火山活動と同様の偏在性を有する(30~32)。したがって、現在の地熱活動域は、現在のテクトニクスが維持される限りは大きく変わらないと考えられるものの(32)、地熱活動が未発達の新しい火山においては、今後それが発達する可能性が指摘されている(33)。
- 一方,マグマや高温岩体などの地下水環境への影響については,火山の中心から離れるほど小さ くなる傾向が認められるものの(34,35),数+kmまで及ぶ事例も認められる(36,37)。とくに巨 大カルデラ火山の場合は,その活動が地下水環境に及ぼす影響は大きいと考えられる(37,38)。
- 以上のように、火山活動の影響範囲は火山ごとに異なるものの、火山から遠方では小さくなる傾向が認められることから、見解③に沿う事例が蓄積されている。
- 第2次取りまとめ以降,常磐地域,能登半島,新潟平野,紀伊半島および四国北部の中央構造線沿いなど,非火山地域における熱水活動に関する公開文献情報が蓄積されている(39~50)。この熱水活動には、地殻熱流量,基盤岩に由来する放射性元素の崩壊熱、スラブから脱水した高温流体、断層周辺の深部熱水などが関与しており、マグマが関与する可能性がないことが示されている(51)。このような熱水は、高濃度のClやCO2を含んでおり、地層処分システムにおける緩衝材の化学的な安定性などに影響を及ぼすことが想定される。したがって、非火山地域における熱水活動について、引き続き情報収集を継続し、その結果をサイト調査計画に反映していく。

## 3.3 隆起·沈降·侵食

表 3-8 隆起・沈降の特徴

	第2次取りまとめの見解
1	隆起・沈降運動は地域ごとにある一定の傾向と速度で数十万年間継続している場合が多い。十万
	年あたり100mを越える大きな隆起速度は、主として褶曲断層山脈と逆断層地塊からなる山地や
	地震隆起をする海岸で認められ, 最大で十万年あたり数百 m に達する地域もごく一部で存在す
	る。一方, ほかの多くの地域の隆起・沈降運動の速さは, 十万年あたり 50m 程度かそれ未満で
	あることが多い。【分冊1:2.5.3 項「まとめ」】
	第2次取りまとめ以降の公開文献情報
$< \ddagger$	っが国における隆起・沈降の特徴>
1	日本全国の海成段丘を網羅的に記載し、第四紀構造盆地の沈降の検討と合わせて、過去数十万年間の隆起・沈降速度分布を「日本の海成段丘アトラス」に取りまとめ、過去数十万年間にわたる
	隆起の定高的累積性を示唆(小池・町田, 2001)
2	「最近約 10 万年間の隆起速度の分布図」を編纂し、中部山岳地帯に加えて、プレート収束帯の
	縁辺部に位置する東北日本の日本海東縁、房総・三浦半島、西南日本の太平洋側にある地震性地
	殻変動区などでは隆起速度が大きいものの, 最近 10 万年間の隆起総量が 300 m を超えない地域
	がわが国にも広く分布することを提示(藤原ほか,2004;日本地質学会 地質環境の長期安定性
	研究委員会, 2011)
< r	<b>内陸河川流域・沿岸域における隆起・沈降&gt;</b>
3	幌延地域西部においてサロベツ背斜周辺に分布する海成段丘面の形成ステージを再対比すると
	ともに、海成段丘面の形成時期を推定し、現在の標高およびユースタティックな海水準変動を考
	慮して約0.3m/千年の隆起速度と算定(太田ほか,2007)
4	宮城県川崎盆地を事例として、層位学的問題点を踏まえて既往の段丘編年の見直しを行い、過去
	10万年程度の隆起量を従来の約半分の27mと推定(幡谷, 2005;幡谷ほか, 2005)
5	仙台市西部の愛子断層周辺において、過去10万年程度(MIS6~MIS2間)の隆起量はTT値を反
~	映し約 20 m と推定され, 隆起速度は約 $0.2 \text{ mm/}$ 牛と算出(階合, 2006)
6	那珂川の河口から約 100 km に位直する関谷) 7 層の東(下流)側では、 適去 10 万年间に 10 m 程
7	度の化降が生し、四方へ約1/1000の傾斜で傾動(噛谷、2006;Hataya et al., 2009) 関東亚野山山如では 50 万年前に対欧かど 悠起。転じ、過去 15 万年間の悠起声度は 0。0.04 mm/
/	
8	中と18亿(1916年2,2000) 関東亚縣北西斯層帯の続調川新層上般側の下般側に対する相対的際記庫度は、背斜北亦形帯山心、
0	の最も降起の大きい場所で約012~014 mm/年 南西方へ離れた背斜状変形帯の外側で約008~
	009 mm/年と算出(木村ほか、2012)
9	利根川支流の鏑川流域および庄内川支流の十岐川流域を事例とした TT 法による隆起量調査か
-	ら, 鏑川流域で 0.2~0.4 m/千年および土岐川流域で 0.1~0.2 m/千年の隆起速度を推定(田力ほか,
	2008, 2009b, 2011)
10	利根川支流の鏑川流域および庄内川支流の土岐川流域において、総合的な段丘対比・編年によっ
	て TT 法が成立するための前提の確からしさを実証することにより, 過去 10 万年程度の隆起量を
	それぞれ 28~39 m および 13~19 m と推定(安江ほか,2011b)
11	荒川流域の影森面および大野原面を対象に、埋没谷底および現河床の縦断形や周期的な地形発達
	などから,荒川流域の隆起量を 0.1~0.3 m/千年と推定(吉永・宮寺, 1986)
12	TT 法および BB 法による長期的な隆起速度は、相模川津久井湖付近で約 0.25 m/千年、鏑川吉田
	付近で 0.25~0.35 m/千年, 荒川秩父盆地付近で 0.4 m/千年, 信濃川津南付近で 0.6 m/千年と推定
	(高木ほか, 2000)
13	加子母川流域において、阿寺断層の変位に伴い形成された河成段丘面の上下平均変位速度は
	0.04m/千年と推定(道家ほか,2008)
14	堆積物中の珪藻分析および硫黄分析により、神戸西部の玉津は 0.11~0.25 mm/年、垂水は 0.3~
	0.5 mm/年の速度で隆起していると算出(Sato et al., 2001)
15	朝日山地西縁地域は海成段丘の発達する隆起域であり、その隆起速度は MIS5e から現在までは

0.5 m/千年, 完新世では1.3 m/千年と算出され, 見かけ上, 隆起速度が加速していると認定(伊倉・太田, 2003)

- 16 琵琶湖西岸地域の上寺断層の活動によって発達する河成段丘の分類,対比および編年に基づく と,隆起速度は全ての段丘面で 0.6~1.2 mm/年の範囲にあることから,断層の上盤側の地形面は 14万年前から 2.5 万年前にかけてほぼ一定の速度で隆起してきたと解釈(垣内ほか,2010)
- 17 海成段丘を指標として得られた過去 12.5 万年間の隆起・沈降は、九州北部で 3.1~31.6 m 沈降、 別府・島原地溝帯で 63.1~88.5 m 沈降、別府・島原地溝帯南縁で 63.1~88.5 m 隆起、火山フロン ト西縁で 52.3 m 隆起、南部九州で 95.8~107.0 m 隆起(下山ほか、1999)
- 18 濃尾平野は養老断層系を主体とする構造運動により、約90万年前以降,西傾斜で最大1.1m/千年で沈降(傾動)しており(須貝・杉山,1999)、約2,000年前以降では、745年天平地震および1586年天正地震に対比される地震性沈降を確認(丹羽ほか、2009)
- <丘陵・山地・山脈における隆起・沈降>
- 19 雄物川の現河床および M1 面形成時の河床が平行な縦断形を持っていたと仮定し、現河床および 河成段丘面の高度の比高から算出した第四紀後期における隆起速度は、出羽丘陵で最大 0.5 mm/ 年、横手盆地西縁で 0.1 mm/年(副田・宮内、2007)
- 20 魚沼丘陵は東縁の六日町断層,西縁の十日町断層,丘陵北部の諏訪峠撓曲によって隆起しており, 段丘面の標高差から隆起速度は北部で0.8~1.3 m/千年,南部で1.3~2.0 m/千年と算出(金, 2004)
- 21 中越地方において,各段丘の標高分布や活断層の両側での分布の差異などの特徴を記載し,過去 10万年程度の六日町盆地と魚沼丘陵との間の相対的な隆起・沈降量の差から,東山背斜〜山本山 付近の第四紀後期の隆起量を約100m/10万年と算出(幡谷・濱田,2009;濱田,2012)
- 22 神奈川県山北町の浅間山は日向断層の活動によって隆起していると推測され、その平均隆起速度は、酒匂川の旧河床および現河床の比高ならびに旧河床の離水年代から1.5~1.7 m/千年と算出(萬年ほか、2005)
- 23 関東山地北東部において, TT 値の南西(山地) 側への増加傾向が山地の高度分布と調和的であることは, 関東山地の曲隆を示唆し, 隆起速度は荒川の上流部で 0.88 mm/年と推定(田力, 2000; Tajikara, 2000)
- 24 熊野川流域において、環流旧河谷の旧河床堆積物および隣接する穿入蛇行河川沿いの河成段丘堆 積物のそれぞれの離水時期およびそれらの比高から、紀伊山地の隆起速度を 0.23~0.41 m/千年程 度と推定(浅森ほか、2012)
- 25 那賀川上流部における河成段丘の形成年代およびその比高から、四国山地東部における第四紀後期の平均隆起速度は 0.45 mm/年以上であり、最大 0.9~1.0 mm/年に達すると推定(植木, 2008)
- 26 赤石山脈におけるジルコン He 年代値の若返りは、鮮新世以降の隆起・削剥による岩体の上昇・ 冷却に起因している可能性が高く、現在認められる地形的特徴は山脈形成後の隆起・削剥の結果 形成された二次的なものであることから、赤石山脈の真の隆起量が現在の山頂〜盆地間の比高よ りも数 km 大きい可能性を示唆(末岡ほか, 2011)
- 27 熱年代学的な冷却曲線と熱伝導冷却モデルの比較から、滝谷花崗閃緑岩が固結を開始した約 150 万年以前には多量の熱供給、以後には強制的な冷却効果が推定され、この効果は、飛騨山脈にお いて更新世中期以降に継続する急激な隆起運動が原因であると考察(原山、1994)
- 28 飛騨山脈に分布する滝谷花崗閃緑岩の隆起速度は、地質温度圧力計から 5.1~5.9 mm/年と推定 (Bando et al., 2003)
- 29 飛騨山脈では、約 250~150 万年前に高温マグマの上昇に伴う脆性破壊領域(地殻上部)の薄化 により、約 80 万年前以降の東西圧縮応力場の下で、逆断層の形成および座屈変形による東方へ の傾動・隆起が引き起こされたと解釈(原山ほか、2003;及川、2003)
- 30 居谷里層に含まれる花崗岩礫が黒部川花崗岩起源のものと同定し,既報の年代値から黒部川花崗 岩は150~100万年前以降に3~6 km 隆起したものと推定(及川・和田, 2004) <隆起・沈降のプロセス>
- 31 サロベツ原野では、6,200年前以降に原野域が丘陵部に対して相対的に沈降し(最大1.5 mm/年)、 1 万年~6千年前にはサロベツ原野中央~沿岸部が原野東部に対し相対的に沈降していた可能性 があり(最大5 mm/年)、これは伏在断層の活動や褶曲変形が原因と解釈(酒井ほか、2011)
- 32 北海道東部太平洋岸では、過去 3,000 年程度の期間に地震性の海岸隆起による海水準低下が 3 回

発生しており、その隆起量は0.5~2.0mと推定(澤井、2007)

- 33 三陸海岸における約85万年前からの見かけ上定高的な隆起(0.3 mm/年程度)の継続に対して, 験潮記録および水準測量の結果に基づく過去数十年間の沈降(2~10 mm/年程度)および2011年 東北地方太平洋沖地震に伴う沈降から,周期的な地震性の隆起・沈降の発生を推測(宮内, 2012)
- 34 房総半島九十九里浜平野において確認された急激な海面低下(40~120 cm/300 年以下)は、ユー スタティックな変動および堆積物供給量の変動に由来するものではないことや、当該地域が隆起 帯に位置付けられることから、地震性隆起によるものと解釈(増田ほか、2001)
- 35 房総半島夷隅川低地において, 完新統のボーリングコアの堆積相解析や年代測定, 東京湾の相対 的海水準曲線との比較から, 9,000 年前, 6,400 年前および 3,500 年前に 2~4 m の地震性隆起が生 じており, 隆起地震の再来間隔は 2,600~3,500 年程度になることを推定(Sakai et al., 2004)
- 36 御前崎周辺の海成段丘の高度および離水年代から、後期更新世の高海面期に形成された段丘では 0.8 m/千年,完新世の地震性隆起によって形成された段丘では 0.4 m/千年の隆起速度が見積もら れ、この差異は地震間に 7.8 mm/年の非地震性の沈降が生じたためと解釈(吾妻ほか,2005)

情報の整理と第2次取りまとめの見解への反映などの検討

- 海成段丘および河成段丘の対比・編年や、河成段丘面の比高から隆起速度を算定する手法の信頼 性の向上により、過去数十万年間の隆起・沈降に関するデータが全国規模で蓄積され、隆起速度 分布図などが公開されている(1,2)。それによると、最近10万年間の隆起総量が300mを超えな い地域がわが国にも広く分布する。
- 内陸河川流域および沿岸域について見ると、多くの地域において10万年あたり50m以下の隆起 速度であるものの(3~14)、過去10万年間の隆起量が100mを超える地域(15~17)、あるいは 沈降が継続している地域(17,18)もある。一方、丘陵・山地・山脈では、内陸河川流域および沿 岸域に比べて大きな隆起が生じている傾向があり(19~30)、北アルプスなどの一部地域では、 過去10万年間の隆起量が数百mにも達すると推定される(26,28~30)。
- 隆起・沈降の変動プロセスは地域のテクトニクスを反映して多様である。日本海東縁変動帯では 褶曲・撓曲および断層活動に伴う隆起(20,21,31),内陸部では山地・山脈の縁辺に発達する逆断 層の活動に伴う傾動(6,18,29),太平洋沿岸部では間欠的な地震性隆起(32~35)や規模の大き な地震と地震との間に生じる非地震性沈降(36)などが生じている。
- 以上のように、第2次取りまとめ以降、内陸河川流域を中心として、全国各地において取得された隆起・沈降の傾向や速度などに関する情報は、見解①で示された全国規模の隆起・沈降速度の 概略的な分布と整合する。

2	このような変動の地域性は各地のテクトニクスを反映したものと考えられ、その傾向は将来十万
	年程度の期間については大きくは変わらないものと推察される。【分冊1:2.5.3項「まとめ」】
	第2次取りまとめ以降の公開文献情報
<陸	<b>雀起・沈降の継続性および将来予測&gt;</b>
37	諸地質事象の発生・消長などの変化は、プレートシステムの変化に呼応して100万年~数百万年
	をかけてゆっくりと生起することから、10万年前、10万年後それぞれのプレートシステムの運
	動様式・配置、火山フロント分布・火山活動域、応力場、海陸分布などは現在と同様と解釈(吉
	田・高橋, 2004)
38	日本で最も激しい地殻変動域となっている伊豆半島周辺でも、伊豆地塊の衝突後の広域応力場や
	地殻変動の場の変化は数十万年の時間スケールで発生しており、10万年間で広域応力場の急速な
	変化が起きて新たな地殻変動が急に発生すると考えることは極めて困難(山崎, 2004)
39	山地地形モデルの関係式(Ohmori, 1978)を再検討し、各山地について、隆起・侵食の動的平衡

### 表 3-9 隆起・沈降の継続性および将来予測

**笹9**次雨りまとめの貝解

- 状態への到達度を示すとともに,隆起開始時期(隆起速度が一定になった時期)を推定(浅森ほか,2012;梅田ほか,2013)
  - ・ 養老/六甲山地(近畿三角帯)などでは、隆起速度が侵食速度を大きく上回る傾向

- ・ 関東山地や中国山地などでは、隆起・侵食が平衡状態に近い状態
- ・ 越後山脈や両白山地などでは、侵食速度が隆起速度を上回る傾向
- ・ 隆起速度の小さい三河高原は隆起・侵食の平衡状態に達しておらず、凹形度の大きさは稜線部の 下刻されやすい状態を反映
- ・ 隆起速度の大きい飛騨山脈は隆起・侵食の平衡状態に近く、凹形度が大きさは下刻の影響を反映
- ・北海道東部、北上/阿武隈高原、中国山地などは鮮新世から第四紀初頭に現在の隆起速度に到達
- ・ 日本海東縁変動帯から新潟ー神戸歪集中帯および伊豆半島の周辺は約 80 万年前以降に隆起速度 が一定
- 40 土岐川中・上流域および木曽川中流域に分布する鮮新世以降の堆積物に記録されている、供給地 に関する情報とその堆積時期から、山地の隆起開始時期を推定(安江ほか、2011a)
  - ・ 阿寺断層より北東側の山地は、420万年前頃には隆起を開始
  - ・ 屏風山断層の南西側の山地は、約270万年前以降のある時期に隆起を開始
  - ・ 恵那山断層の南側の山地は,270万年前頃には隆起を開始
- 41 幌延地域における隆起・沈降は、北海道北部地域における褶曲・衝上断層帯の地質構造を反映した地殻水平ひずみ速度の分布と調和的であり、ひずみ速度の高い東部では130~70万年前に沈降から隆起に転じ、ひずみ速度の低い西部では過去200万年程度継続した沈降が隆起に変化する傾向にあることから、その隆起傾向は平衡状態に達するまで継続すると推測(太田ほか、2007;Niizato et al., 2010; Amano et al., 2011)
- 42 東北日本では、過去15万年間の地殻変動パターンが100~数百万年間継続することにより現在の 地形が形成され、その形成プロセスには、測地学的時間スケールでの周期的な地殻変動が寄与し ていない可能性を指摘(田力・池田、2005)
- 43 時系列解析モデルによる予測では、時系列データに基づき、過去から現在までの期間Nに成立していた定常的な関係性が将来 0.1~0.2N程度の期間は継続する確率が高いと考えられることから、中期更新世以降に一定になった地殻変動の方向および速度は将来 10 万年程度であれば継続する可能性大(梅田ほか, 2013)
- 44 1996 年以降の GPS 連続観測結果の時系列への直線近似から,現在,北海道東部,東北太平洋岸, 中部山岳地帯,新潟ー神戸歪集中帯,阿蘇カルデラ周辺などで沈降,北海道〜東北日本海側,紀 伊半島,四国北部などで隆起の傾向を把握(村上・小沢, 2004)
- 45 北海道東部の太平洋岸において、測地学的時間スケールでは沈降が継続するものの、400~500 年 に一度(最近は約350年前)の連動型地震(Nanayama et al., 2003)の後に数十年スケールで生じ た、地震発生帯より深部の非地震性すべりによる隆起が生じているために、地質学的時間スケー ルでは隆起の傾向を示すと解釈(Sawai et al., 2004;澤井, 2007)
- 46 東北日本の太平洋岸において,測地学的時間スケールでの地殻変動(最大 10 mm/年の沈降)およ び第四紀後期の地質学的時間スケールでの地殻変動(0.3 mm/年未満の隆起)の不一致は,現在の 地殻変動の大部分が弾性変形であり,プレート境界の固着部分がすべることで解消されることを 示唆(池田安隆ほか, 2012)
- 47 東北日本において,測地学的に計測された地殻変動と地学的に求められた地殻変動の矛盾は,2011 年東北地方太平洋沖地震のような巨大地震が発生しても、とくに上下変動は解消されていないこ とから、観測中の余効変動がぞの矛盾を解決する鍵になると期待(西村,2012)
- 48 地殻変動は弾性変形と非弾性変形成分の合計であり、将来予測の信頼性を向上させるためには、 それぞれの変形プロセスや時間スケールに応じた両プロセスの寄与の大きさなどを明らかにす ることが重要(梅田ほか, 2013)

#### 情報の整理と第2次取りまとめの見解への反映などの検討

- 「地震・断層活動」において述べたように、わが国における地殻変動の様式は、プレート運動が 支配する地殻応力場に対応して大局的には安定であることから(37,38)、地殻変動に支配される 隆起・沈降やそれに伴う侵食は、広域的で変化が遅く、継続性のある現象であると考えられる。
- 山地・山脈では、地域のテクトニクスを反映して隆起速度が異なるものの、その違いに応じて異なる隆起・侵食プロセスを経て、動的平衡状態に向かっている可能性が考えられる(39)。また、山地発達モデルに基づけば、各山地・山脈において隆起速度が一定となった(一様継続性が成立した)時期には違いがあるものの、遅くとも100~数十万年前以降であると推定される(39,40)。

この時期は、北海道北部の日本海側や関東平野などにおいて隆起・沈降の運動方向が変化し、現在と同様の変動が開始したという地形・地質学的なデータに基づく解釈(7,41,42)とも整合する。

- したがって、わが国における隆起・沈降の傾向および速度は、中期更新世以降、一様に継続してきており、将来10万年程度も継続する可能性が大きいと考えられる(43)。この将来予測の信頼性をさらに向上させるためには、近年、精度良く把握されつつある短期的な変動(44)およびその変動を引き起こすプロセスと、長期にわたる地殻変動との関係(33,42,45~47)を把握することが重要であると考えられる(48)。
- 以上のように、わが国における隆起・沈降の継続性および将来予測については、見解2に沿う事 例が蓄積されている。

#### 表 3-10 侵食の特徴および将来予測

第2次取りまとめの見解 ③ 山地の中心部では侵食速度が年間1mm を越えるところも多いが、丘陵や平野の大部分では年間 0.5 mm 以下である。なお、河川においては、氷期-間氷期の気候変動サイクルに対応して、河床 の侵食と埋積を繰り返しつつ、次第に谷底が下刻されていく。過去数十万年間の平均的な下刻の 速度は河川ごとにほぼ一定で、その地域の隆起速度を反映している。【分冊1:要約「安定な地 質環境の存在」 ④ 十万年あたり数百mに達するような大規模な侵食は、隆起が激しい山地中心部や地震隆起海岸に 限られることが示唆された。このような場所を除けば、十万年間に侵食される深さは数十 m~百 m程度と推定される。海岸部の最大下刻量は、隆起と氷期の海面低下量を合計して評価する必要 があるが、それでも多くの場合、十万年で200m未満と考えられる。【分冊1:2.5.3項「まとめ」】 第2次取りまとめ以降の公開文献情報 <山地・丘陵における侵食> 49 幌延地域における侵食速度は、地表温度や古地温勾配、シリカ鉱物の相転換温度などのデータに 基づき, 隆起量の大きい背斜軸部で約 0.66~1.79 mm/年以上, 隆起量の小さい翼部で約 0.21~ 0.86 mm/年以上と推定され、これらの値は小池・町田(2001)による隆起速度(0.27~0.55 mm/ 年)と整合(太田ほか,2007) 50 幌延地域において、後氷期斜面、平滑斜面および沖積域の谷底平野に区分して集計した各地層の 後氷期侵食深(侵食期間を1.2万年間と仮定)および面積に基づき,地層別の平均侵食速度0.45 ~0.71 mm/年,対象地域全体の平均侵食速度 0.58 mm/年を算出(花谷ほか, 2010) 51 北部阿武隈地域に分布する風化花崗岩は、宇宙線生成核種(<sup>26</sup>Al, <sup>10</sup>Be, <sup>36</sup>Cl)の垂直分布から、 平均 0.015 mm/年の速度で侵食が進むと推定され、その値は地形学的に見積もられた侵食速度と 整合 (Mahara et al., 2010) 52 木曽川上流の寝覚ノ床に露出する上松花崗岩を対象に、各段の地表面露出年代および岩盤表面の 風化程度から、下刻速度は 1.2 万年~6 千年前で小さく、それ以降で大きくなる傾向があり、平 均で1.7m/千年と算出(若狭ほか,2008) 53 十津川上流部において、現河床から比高 136 m の旧河道中に分布するチャートおよび花崗岩礫の 露出年代が 3.1 万年前と推定されることから、下刻速度は 4.4±0.3 mm/年と見積もられ、紀伊半島 中央部の山地河川における急速な下刻の進行を示唆(松四ほか,2012) 54 六甲花崗岩体の形成直後(約7,000万年前)は0.1~1.0 mm/年オーダーあるいはそれ以上の速度 で削剥が起こる環境であったのに対して、神戸層群が堆積した前後(3.700~3.400 万年前)を境 に削剥速度は0.01~0.1 mm/年オーダーまで減少し、六甲変動(約100万年前以降)直前までの長 期間にわたり地殻変動が平穏な時期が続いたことを FT 熱年代に基づき推定(末岡ほか,2010) 55 赤石山脈北部の中央構造線~糸魚川静岡構造線間では、30℃/km の古地温勾配を仮定すると、ほ ぼ全域で 3.8~6.6 km の削剥, 糸魚川静岡構造線近傍では>5.4~6.6 km の削剥が見積もられ, 山 脈の形成以降,ほぼ全域でkmオーダーの削剥が生じている可能性大(末岡ほか,2011) <侵食と隆起・沈降との関係およびその影響>

56 海成段丘の開析谷の堆積から見積られた侵食速度と隆起速度との関係から、過去12.5 万年間の侵

食量が隆起量に比例して増加し、侵食速度と隆起速度とが平衡状態に達するまでの期間は、軟岩 丘陵地で40~65万年、山地で100万~数百万年間であると推定(藤原ほか、2005)

- 57 大河川の中~上流域では1サイクルの氷期・間氷期ごとに下刻量および隆起量がほぼつり合い, 隆起量が概ね長期的な下刻速度となることを提示(高木ほか,2000)
- 58 日本全国の主要な 56 河川の現海岸線付近では,海水準変動1 サイクル間の海水準最大低下時に おける河川の下刻による侵食深は,最大でも 90 m を上回らないと考えられ,想定総侵食量はこ の侵食深に約 10 万年間の隆起・沈降量を加減算した量として見積もることができる可能性を提 示(鳥越ほか, 2003)
- 59 幌延地域における地形変化(削剥過程)の様式を推定(太田ほか, 2007)
- ・ 稚内層よりも下位の地層群の分布域では、マスムーブメントが卓越
- ・ 稚内層分布域では、後氷期(現在)および氷期ともに下刻作用
- ・ 声問層分布域では、氷期に周氷河作用による著しい面的侵食(河谷では下刻作用を伴う側方侵食) 作用、および後氷期に斜面や周氷河作用により脆くなった斜面表層部の崩壊とともに下刻作用
- ・ 勇知層分布域では、後氷期および間氷期ともに河谷における下刻作用および側方侵食
- ・ 更別層分布域では、起伏量が増大し、ある一定の起伏量を超えるとマスムーブメンなどが発生 情報の整理と第2次取りまとめの見解への反映などの検討
- 主に山地・丘陵などを対象として、侵食・削剥速度に関する情報が蓄積されている(49~54)。
   侵食・削剥速度は、地殻変動の活発さに影響を受け、地殻変動が活発な地域あるいは期間では10万年あたり50mを超え、河川の下刻作用による侵食も著しい(49,52~54)。とくに著しい隆起が 生じている南アルプスでは、山脈が形成された後期鮮新世以降kmオーダーの著しい削剥が生じている(55)。
- 一般に、隆起が継続すると侵食の程度も増加し、山地・丘陵では、隆起速度および侵食速度は数 十万年から 100 万年程度で平衡状態に達する(56)。また、主要河川の流域において、気候・海 水準変動 1 サイクル(約 10 万年)の期間に、中~上流域では下刻量および隆起量がほぼつり合い、河口付近では下刻による侵食量が隆起量を数十m程度上回ると見積もられている(57.58)。
- また,侵食による地形変化の過程においては,ロックコントロール(地形を構成する岩石物質の 諸性質による制約)が強く作用する事例も示されている(49,59)。
- 以上のように、わが国における侵食の特徴および将来予測については、見解③および④に沿う事 例が蓄積されている。

## 3.4 気候·海水準変動

## 表 3-11 氷期・間氷期サイクル

	第2次取りまとめの見解
1	過去約 70 万年間の変動は、地球の軌道要素の永年変化による日射量の変動に起因するとされる
	十万年の氷期・間氷期の周期が卓越している。【分冊1:2.6.3 項「まとめ」】
	第2次取りまとめ以降の公開文献情報
< <del>)</del>	×期・間氷期サイクル>
1	紅海における氷期と現在との塩分濃度差。面積差、蒸発量の比などから水深差を算出し、50万年
1	前までの海水進曲線を取得 (Rohling et al 1998)
2	南極の氷床コアを利用して 42 万年前までの気温変動データ (Petit et al 1999) 40 万年前までの
-	酸素同位体比曲線や海水進変動曲線(Shackleton 2000) 34 万年前までの酸素・水素同位体比曲
	線や温度曲線 (Watanabe et al 2003). 74 万年前までの水素同位体比曲線 (EPICA community
	members 2004) 36 万年間の酸素同位体曲線や $\Omega_N$ 。曲線(Kawamura et al 2007:川村 2009)
	を取得
3	グリーンランドの氷床コアを利用して 123 万年前までの酸素同位体比曲線を取得(North
2	Greenland Ice Core Project members 2004)
4	全世界 57 地点から得られた底生有孔虫に記録される $\delta^{18}$ O データを用い. 530 万年前から現在ま
-	での酸素同位体比曲線を取得(Lisiecki and Raymo, 2005)
5	イベリア海の海底コアの花粉・浮游性有孔虫や酸素同位体などのデータから、MIS11.7.5.1
U	の過去5回の間氷期は、動道の周期性に関連した3回の大きな気候サイクル、および動道変動要
	素に関連する小規模な気候の不安定期によって特徴づけられ。MIS11 は過去 45 万年間で最長の
	間氷期であることを把握 (Desprat et al 2007)
6	オーストラリアのジョセフ・ボナパルト湾における牛物群隼や堆積物の保存状態、氷床などを分
U	析した結果、最終氷期は少なくとも 22,000 年前から 19,000 年前まで続き、最終氷期極大期は
	19 000±250 年前頃に終了したと推測(Yokovama et al 2000)
7	とくに43万年前以降については、約10万年サイクルの卓越した氷期・間氷期サイクルによって
,	特徴づけられ、それぞれのサイクルの約20%(約1~3万年)が比較的温暖な間氷期であったこ
	とを把握 (Iansen et al 2007)
8	氷床が拡大した最終氷期極大期は26 500~19 000 年前であったと推定され。夏の日射量の増加に
-	起因する 20.000~19.000 年前の北半球における氷河の後退,および 15.000~14.000 年前の西部南
	極氷床の後退が、急激な海水準の上昇をもたらしたと推測(Clark et al., 2009)
9	約 10 万年周期の氷期・間氷期サイクルは、ミランコビッチサイクルと同調しているものの、北
-	半球における日射量の変動(約 2~4 万年周期)との相関性が低いことから、気候システムの内
	部フィードバック機構による 10 万年周期の発現プロセスを提示 (Tzinerman et al., 2006: Lisiecki,
	2010)
10	約 10 万年周期の氷期・間氷期サイクルは、日射変化に対して気候システムが応答し、大気-氷
	床-地殻の非線形的な相互作用に起因することを解明し、約10万年周期の発現は、北米および
	ユーラシア大陸における氷床の履歴構造の差が決定的な要因であり、大気中の CO <sub>2</sub> はその要因と
	はならないことを把握(Abe-Ouchi et al., 2013)
	情報の整理と第2次取りまとめの見解への反映などの検討
0	南極およびグリーンランドの氷床コアや、生物化石などの記録から読み取られた酸素・水素同位
	体比などにより、中期更新世以降の約 10 万年周期の氷期・間氷期サイクルに対応した、地球規
	模の気温やCO <sub>2</sub> 濃度、海水準などの変動がより精緻に把握されている(1~6)。これらの成果は、
	気候変動に関する政府間パネルの報告書に取りまとめられ、世界各国で認識が共有されている
	(7)
$\bigcirc$	また、これまでミランコビッチ理論では必ずしも説明ができなかった、約10万年周期の地球規
-	模で生じた気候変動メカニズムについて、日射変化に対する大気-氷床-地殻のフィードバック
	機構に起因していることなどが明らかになりつつある (8~10)。

○ 以上のように、中期更新世以降の約 10 万年間隔の周期的な気候変動(氷期・間氷期サイクル) については、見解①に沿う事例が蓄積されている。

表 3-12 海水準変動および気候変動

	第2次取りまとめの見解
2	過去数十万年間における海水準は,現在に比べて+5m~-120m程度の範囲で変動してきた。現在
	と比較した日本列島周辺の気温は、定性的な推定の域にあるものの、現在に比べて氷期には8℃
	~10℃程度低く、間氷期の最温暖期には2℃~3℃高かったと考えられる。降水量の変動に関する
	データは限られているが、氷期の日本列島では現在の7割から半分近くまで減少していた可能性
	が高い。【分冊1:263項「まとめ」】
	第2次取りまとめ以降の公開文献情報
< ¾	毎水淮の変動範囲 >
11	これまで南極氷床の融解とされてきた。最終間氷期におけろ海水淮上昇の主たろ要因け、グリー
11	ンランド氷床の融解であり 最終間氷期のグリーンランド氷床の大幅な縮小け $4\sim$ 55mの海水淮
	の上昇に客与していたと推察 (Cuffey and Marshall 2000)
12	
12	城市バタルC400137 グージアジー 40 ま 0 円極の ババ 重な 円板 0 0 21,000 平前に取べてな フにか, 極 城でけるの後に 隆水 量が増加したため グリーンランドでけ 16 500 年前 南極でけ 10,000 年前
	域ではこの後に降水重が増加したにの、フリーンフレーでは 10,000 中間、 間盤では 10,000 中間 まで氷 広告が維持され それに伴い $0.4\sim37$ mの付加的な海水準低下が発生 (Hundrachte 2002)
12	北緯 40%~200の地域でけ 過土 70 万年間の氷期において 現在と比べて気泪け是十 17±1 2℃低
15	1/年40~80の地域では、過去70万年間の小期において、現住と比べてX価に取入1/年1.800以
14	「し、何不加な取入 $123$ =12 III 限」 (Dillanga et al., 2003) バルバドフ バハマ ナーフトラリア ヒューロンパセける旺友立社のデータを再始計し MIS5。
14	$5_{2}$ $5_{2}$ $(7)$
	5c, 5c, 0-7 (こういて, 5,000~9,000 平向羽で御水毕が 6~50 m 上下変動 9 る 超向 翔 07 御水毕変動 な 校山 (Thomason and Coldstein 2005)
15	を快山(Inompson and Goldstein, 2003) フランフ声がのサインがにわけて立地探索記得わたびギーサングラマデータから、シェアの具任海
15	ノノノスド部のリオノ湾にわりる百波抹宜記跡わよいホーリンクユノナータから、水別の取収価 大海は現在上版ま 140,10 ( $\lambda$ (19212) 150,0 ( $\lambda$ (19210) 9(,0 ( $\lambda$ (1920) 02,7 ( $\lambda$ (1920) 102,()
	水準は現住よりも 149±10 m (MIS12), 150±9 m (MIS10), 80±8 m (MIS8), 92±7 m (MIS6), 102±6 m
16	(MIS2.2) 低かったど推走 (Kabineau et al., 2006) 振転難が出せたかけてたが出ったが進た。0.000 広告にはなったものの 広告になる 2.000 左眼になため 1.000
16	播磨灘沿岸域にわける元新世の海水準は、8,000年前には約-3m、約7,300年前には約-1m、7,000
	~5,300 年前には約月1.0~1.5 m, 3,800~3,000 年前には約月0.5 m, 2,700~2,100 年前には約0 m で
17	最終水期における海水準か現住よりも120m低かったと仮定すると、第四紀初頭の間水期は、完
	新世と同様の気候および海水準(現在と比較して+5~-15m)であったが、氷期はより寒冷で、海
10	水準は現任よりも 50±20 m 低かったと推測(大場, 2010)
18	大阪湾における最終水期極大期以降の海進は、約6,000年前に最大期(海水準は標高+2.2m)を迎
	え、6,000~4,000年前は現在よりも高い海水面の安定期が続き、その後、海水準はゆるやかに高
	低を繰り返して現在の海水準に定着(前田, 2013)
< 1	日本列島における気候変動>
19	北海道北部地域では、3.2~2.5万年前はエゾマツやアカエゾマツを主体としたタイガ、2.5~1.6
	万年前はステップやハイマツを主とした疎林の最寒冷期, 1.6~1.2 万年前はグイマツやハイマツ
	の頻度が顕著に低下した亜間氷期、1.2~1.0万年前は厳しい寒冷気候の再来期であり、これ以降
	は徐々に温暖化し, 8,000年前以降には現在の森林が形成されたと推測(五十嵐ほか, 1993)
20	植生変遷の復元結果から、現在の北海道の植生は約8,000~5,000年前にかけての完新世最温暖期
	の初めごろに成立し、とくに北海道の北部地域ではミズナラが主体となる森林の出現は遅く、北
	海道の他の地域に遅れて現在の気候が成立したものと推測(山田, 1998)
21	野尻湖底から採取されたコア試料の有機炭素および全窒素の測定ならびに花粉分析から、中部日
	本では遅くとも1.5~1.4万年前以前に温暖化が始まり、それ以後、寒の戻りを伴いながら約1万
	年前まで進行と解釈(公文ほか,2003)
22	メダケ率の変遷が氷期・間氷期サイクルに伴う気候変動に対応することから(杉山、2001)、岐

22 メダケ率の変遷が氷期・間氷期サイクルに伴う気候変動に対応することから(杉山, 2001),岐 阜県瑞浪市の大湫盆地に分布する堆積物の植物珪酸体分析を行い, MIS5a および MIS1 は温暖で あり、寒暖に関係なく降雪量が少なかったことを把握(草野ほか、2010)

- 23 北海道北部地域における, MIS7 から MIS6 に向けて寒冷化, MIS6 末期にやや緩和し MIS5e に移行, MIS2 の厳しい寒冷気候から MIS1 に向けた急激な温暖化, MIS1 初期に MIS5e と共通する明瞭な冷涼期の介在を把握(五十嵐ほか, 2012)
- 24 有孔虫の殻の酸素および炭素同位体比の分析から、日本海側および太平洋側における環境変化は 地球規模の気候変動よりも数千年遅れ、最寒期は MIS6/5e と 2/1 との境界付近に、温暖期は MIS5e/5d, 5c/5b, 5a/4の亜間氷期から亜氷期にかけての過渡期および 8,000 年前付近に認められ、 これは北半球高緯度の夏の日射量変動に連動したオホーツク海高気圧の盛衰と関連(大場、2006)
- 25 北海道南部から東北日本北部では、堆積物中に見られるドロップストーンや流氷岩屑の分析から、地球規模の氷期・間氷期サイクルに由来する気候変動のほか、冬のモンスーンのような地域的な気候によって支配される千年単位での微細な気候変動を検出(Ikehara, 2003)
- 26 1.8 万年前以降, チベット高原および西部太平洋暖水域の存在によって駆動された東アジアモン スーンの活発化イベントが9回生じ,日本列島では温暖・湿潤な気候環境が出現(福澤ほか,2003)
- 27 北海道における最終氷期のうちの4.2~1.2万年前の年平均気温は、オホーツク海沿岸から根釧原野にかけての連続永久凍土帯の南限地域では-7℃、十勝平野や日本海側北部の不連続永久凍土帯では-7~-3℃で、冬の寒さが厳しい気候であったと推測(三浦・平川、1995)
- 28 花粉化石分析から復元された最終氷期極大期の気候は、年平均気温が現在よりも 4~13℃程度低く、降水量が現在の 5~7 割に低下(松末ほか, 2000)
- 29 岐阜県瑞浪地域の内陸小盆地堆積物に花粉分析によるベストモダンアナログ法の適用を通じて、 気候変動曲線はサブステージも含めて深海底コアの酸素同位体カーブと良く同調し、年平均気温 の寒暖の差は最大で約10℃、年平均降水量は間氷期に比べ氷期は5~7割程度に減少すると推定 (佐々木ほか、2006)
- 30 琵琶湖北湖中央部における年間珪藻殻堆積量から推定した降水量は、完新世および最終間氷期に は現在のレベル以上であり、最終氷期には現在のレベル以下の期間が多く、とくに MIS4 では降 水量の減少が1万年以上継続し、最終氷期極大期に比べて減少期が長かったと解釈(加ほか、2003) 情報の整理と第2次取りまとめの見解への反映などの検討
- 過去数十万年間の海水準変動が世界各地でより精緻に把握されている(1,2,8,11~18)。氷期には 海水準が最大で150m程度低下し、最終間氷期には、グリーンランド氷床の大幅な縮小が約5m に及ぶ海水準の上昇をもたらしたと推測されている(8,11,15)。
- 地球規模の気候変動に呼応して生じてきた海水準変動も、世界各国で認識が共有されている事実である。新たに把握された海水準変動の傾向は、第2次取りまとめにおいて示された傾向と一致するものであり、推定技術の向上や推定誤差を考慮すると、両者の変動幅は整合すると判断できる。したがって、蓄積された事例は見解②と整合する。
- わが国における約25万年前から現在までの気候変動が詳細に把握されてきている(19~24)。その変動は地球規模の気候変動に由来するものの、それに比べて数千年遅れる傾向にあり、卓越風の変化や気圧配置に強く影響を受けているという特徴を有する(24~26)。
- 最終氷期では、現在と比較して気温が最大で10℃以上も低く(27~29)、降水量は5~7割程度に減少していたと推定されている(28,29)。とくに68,000~56,000年前にかけては1万年間以上にもわたり降水量の減少期が継続したと考えられている(30)。また、最終氷期以降は寒冷気候の再来を伴いながら、遅くとも5,000年前頃まで温暖化が進行したと考えられる(19,21)。
- 以上のように,過去数十万年間の日本列島における気温や降水量の変化がより定量的に把握され てきており,その変動範囲は見解②とおおむね整合する。

#### 第3章の参考文献

- 阿部信太郎, 宮腰勝義, 井上大榮, 岡田篤正 (2005): 2005 年福岡県西方沖地震震源域におけるマルチ・ チャンネル反射法地震探査. 日本地震学会講演予稿集, C075.
- Abe-Ouchi, A., Saito, F., Kawamura, K., Raymo, M.E., Okuno, J., Takahashi, K., Blatter, H. (2013) : Insolation-driven 100,000-year glacial cycle and hysteresis of ice-sheet volume. Nature, <u>500</u>, 190-193.
- Aizawa, K., Yoshimura, R., Oshiman, N. (2004) : Splitting of the Philippine Sea Plate and a magma chamber beneath Mt. Fuji. Geophys. Res. Lett., <u>31</u>, doi:10.1029/2004GL019477.
- 相澤泰隆,小林健太,梅津健吾,山本 亮(2005):2000 年鳥取県西部地震の余震域およびその周辺に 分布する断層岩類.地質学雑誌,111,737-750.
- 明田川 保(2011):東北地方太平洋沖地震後の内陸地震活動の活発化.神奈川県温泉地学研究所報告, <u>43</u>, 13-21.
- 雨貝知美,鈴木 啓,和田弘人,藤原みどり,飛田幹男,矢来博司(2008):干渉合成開口レーダーを用 いた平成20年(2008年)岩手・宮城内陸地震に伴う地殻変動の検出.国土地理院時報,No.117, 15-20.
- Amano, K., Niizato, T., Yokota, H., Ota, K., Lanyon, B., Alexander, W.R. (2011) : Development of comprehensive techniques for coastal site characterisation: integrated palaeohydrogeological approach for development of site evolution models. Proc. ASME 14th International Conference on Environmental Remediation and Radioactive Waste Management, ICEM2011-59259.
- 網田和宏,大沢信二,杜 建国,山田 誠(2005):大分平野の深部に賦存される有馬型熱水の起源. 温泉科学, 55, 64-77.
- 安藤雅孝(2004): 1944 年東南海地震と 1945 年三河地震-60 周年. 月刊地球, 26, 735-738.
- Annen, G., Blundy, J.D., Sparks, R.S.J. (2006) : The genesis of intermediate and silicic magmas in deep crustal hot zone. J. Petrol., <u>47</u>, 505-539.
- Asamori, K., Umeda, K., Ogawa, Y., Oikawa, T. (2010) : Electrical resistivity structure and Helium isotopes around Naruko volcano, northeastern Japan and its implication for the distribution of crustal magma. Int. J. Geophys., 2010, 738139, doi:10.1155/2010/738139.
- 浅森浩一, 丹羽正和, 花室孝広, 山田国見, 草野友宏, 幕内 歩, 高取亮一, 國分 (齋藤) 陽子, 松原 章浩, 石丸恒存, 梅田浩司(2012): 地質環境の長期安定性に関する研究 年度報告書(平成 23 年度). JAEA-Research 2012-024.
- 吾妻 崇,太田陽子,石川元彦,谷口 薫(2005):御前崎周辺の第四紀後期地殻変動に関する資料と 考察.第四紀研究,44,169-176.
- Bando, M., Bignall, G., Sekine, K., Tsuchiya, N. (2003) : Petrography and uplift history of the Quaternary Takidani Grranodiorite: could it have hosted a supercritical (HDR) geothermal reservoir? J. Volcanol. Geotherm. Res., <u>120</u>, 215-234.
- Bintanja, R., van de Wall, R.S.W., Oerlemans, J. (2005) : Modelled atmospheric temperatures and global sea levels over the past million years. Nature, <u>437</u>, 125-128.
- Boullier, A.M., Fujimoto, K., Ohtani, T., Roman-Ross, G., Lewin, É., Ito, H., Pezard, P., Ildefonse, B. (2004a) : Textural evidence for recent co-seismic circulation of fluids in the Nojima fault zone, Awaji island, Japan.

Tectonophysics, <u>378</u>, 165-181.

- Boullier, A.M., Fujimoto, K., Ito, H., Ohtani, T., Keulen, N., Fabbri, O., Amitrano, D., Dubois, M., Pezard, P. (2004b) : Structural evolution of the Nojima fault (Awaji Island, Japan) revisited from the GSJ drill hole at Hirabayashi. Earth Planet. Space, 56, 1233-1240.
- 防災科学技術研究所(2009):平成 20 年(2008 年)岩手・宮城内陸地震震源域周辺の三次元地震波速 度構造. 地震予知連絡会会報, 81, 145-148.
- 防災科学技術研究所:強震観測網(K-NET, Kik-net). < http://www.kyoshin.bosai.go.jp/kyoshin/>(参照 2012 年 12 月 1 日).
- Chapman, N., Apted, M., Beavan, J., Berryman, K., Cloos, M., Connor, C., Connor, L., Ellis, S., Jaquet, O., Kiyosugi, K., Litchfield, N., Mhony, S., Smith, W., Sparks, S., Stirling, M., Villamor, P., Wallace, L., Goto, J., Miwa, T., Tsuchi, H., Kitayama, K. (2009) : Development of Methodologies for the Identification of Volcanic and Tectonic Hazards to Potential HLW Repository Sites in Japan, Summary Report. NUMO-TR-09-03.
- 千田 昇(2006): 福岡平野の活断層. 月刊地球号外, No.54, 112-117.
- Clark, P.U., Dyke, A.S., Shakun, J.D., Carlson, A.E., Clark, J., Wohlfarth, B., Mitrovica, J.X., Hostetler, S.W., McCabe, A.M. (2009) : The Last Glacial Maximum. Science, <u>325</u>, 710-714.
- Cuffey, K.M., Marshall, S.J. (2000) : Substantial contribution to sea-level rise during the last interglacial from the Greenland ice sheet. Nature, <u>404</u>, 591-594.
- Desprat, S., Sánchez Goñi, M.F., Naughton, F., Turon, J.L., Duprat, J., Malaizé, B., Cortijo, E., Peypouquet, J.P. (2007) : Climate variability of the last five isotopic interglacials: direct land-sea-ice correlation from the multiproxy analysis of North-Western Iberian margin deep-sea cores. Dev. Quat. Sci., <u>7</u>, 375-386.
- 土木研究所:平成 23 年(2011 年)東北地方太平洋沖地震等に関する土木研究所の対応. <http://www.pwri.go.jp/jpn/news/2011/0313/index.html>(参照 2012 年 12 月 1 日).
- 道家涼介,竹内 章(2009):岐阜県飛騨市神岡町佐古における断層露頭と跡津川断層東部の最新活動. 第四紀研究,<u>48</u>, 11-17.
- 道家涼介,佐藤善輝,安江健一,廣内大助(2008):阿寺断層帯中部,加子母地区における変位地形と 平均変位速度.活断層研究,29,79-86.
- 道家涼介,安江健一,中安昭夫,新里忠史,谷川晋一,田中竹延,青木道範,関谷亜矢子(2011):活 断層の活動開始時期を対象とした調査・解析手法に係る既存情報の収集・整理. JAEA-Research 2011-031.
- 道家涼介,谷川晋一,安江健一,中安昭夫,新里忠史,梅田浩司,田中竹延(2012):日本列島における活断層の活動開始時期の空間的特徴.活断層研究,<u>37</u>,1-15.

EPICA Community Members (2004) : Eight glacial cycles from an Antarctic ice core. Nature, <u>429</u>, 623-628.

- Fabbri, O., Iwamura, K., Matsunaga, S., Coromina, G., Kanaori, Y. (2004) : Distributed strike-slip faulting, block rotation and possible intracrustal vertical decoupling in the convergent zone of SW Japan. Geol. Soc. London Spec. Publ., <u>227</u>, 141-165.
- 藤川 智,奥村俊彦,岡田康男,窪田 茂,末広俊夫,玉田潤一郎,藤崎 淳(2012):地下深部の地 震動特性に関する基礎的検討.土木学会第67年次学術講演会講演概要集,1081-1082.

藤野宏興、片尾 浩(2009):琵琶湖西岸地域における微小地震のメカニズムと応力場. 京都大学防災

研究所年報, No.52B, 275-284.

- 藤原 治, 柳田 誠, 三箇智二 (2004): 日本列島の最近約 10 万年間の隆起速度の分布. 月刊地球, <u>26</u>, 442-447.
- 藤原 治,柳田 誠,三箇智二,守屋俊文(2005):地層処分から見た侵食作用の重要性-海成段丘を 対象とした侵食速度の推定を例に.原子力バックエンド研究,<u>11</u>,139-146.
- 伏島祐一郎,井村隆介,森野道夫,杉山雄一,水野清秀(2002):2000年鳥取県西部地震断層のトレン チ掘削調査.活断層・古地震研究報告,No.2,183-208.
- Fukuyama, E., Ellsworth, W.L., Waldhauser, F., Kudo, A. (2003) : Detailed fault structure of the 2000 western Tottori, Japan, earthquake sequence. Bull. Seismol. Soc. Am., <u>93</u>, 1468-1478.
- 福澤仁之,斎藤耕志,藤原 治(2003):日本列島における更新世後期以降の気候変動のトリガーはな にか? - チベット高原と West Pacific Warm Water Pool の役割.第四紀研究, 42, 165-180.
- Garg, S.K., Kassoy, D.R. (1981) : Convective heat transfer in hydrothermal systems. In: Rybach, L., Muffler, L.J.P. (Eds.) Geothermal Systems: Principles and Case Histories, John Wiley & Sons, 37-76.
- 原子力安全委員会(2002):高レベル放射性廃棄物処分の概要調査地区選定段階において考慮すべき環 境要件について,平成14年9月30日.
- 原子力安全基盤機構(2007):平成18年度放射性廃棄物処分の技術基準に係る調査研究(地層処分)に 関する報告書. 07基廃報 0006.
- 浜田信生,野坂大輔,小林正志,吉川一光,石垣祐三,田利信二朗(2012):松代群発地震の初期発展 過程. 地震第2輯, 64, 197-209.
- 濱田崇臣(2012):段丘の対比・編年の信頼性向上のための風化指標の検討(その2)-段丘礫の風化 状態の把握と対比指標の適用条件の提示.電力中央研究所報告,N12007.
- 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, 27-38.
- 花谷育雄,宗像雅広,木村英雄,三箇智二(2010):幌延地域における周氷河地形の解析的研究.原子 カバックエンド研究,<u>17</u>,55-70.
- 原田昌武,明田川 保,伊東 博,本多 亮,行武洋平,板寺一洋,吉田明夫(2012):2011年東北地 方太平洋沖地震によって誘発された箱根火山の群発地震活動.地震第2輯,<u>64</u>,135-142.
- 原山 智(1994):世界一若い露出プルトンの冷却史-北アルプス,滝谷花崗閃緑岩の年代と冷却モデル.地質学論集,<u>43</u>,87-97.
- 原山 智,大藪圭一郎,深山裕永,足立英彦,宿輪隆太(2003):飛騨山脈東半部における前期更新世 後半からの傾動・隆起運動. 第四紀研究, <u>42</u>, 127-140.
- Hasegawa, A., Yoshida, K., Asano, Y., Okada, T., Iinuma, T., Ito, Y. (2012) : Change in stress field after the 2011 great Tohoku-Oki earthquake. Earth Planet. Sci. Lett., <u>355-356</u>, 231-243.
- 「幡谷竜太(2005):河成段丘を用いた第四紀後期の隆起量評価手法の検討(1) -段丘対比の考え方の提案と河成段丘の編年に関わるケーススタディー.電力中央研究所報告, N05005.

- 「幡谷竜太,柳田 誠,佐藤 賢,佐々木俊法(2005):宮城県川崎盆地における海洋酸素同位体ステージ6河成段丘の認定とその意義.第四紀研究,44,155-167.
- Hataya, R., Yanagida, M., Sato, M. (2009) : Study on characterisation of Quaternary tectonic movement by uplift estimation using fluival terraces. In: Stability and Buffering Capacity of the Geosphere for Long-term Isolation of Radioactive Waste: Applications to Crystalline Rock, Workshop Proc., OECD/NEA No.6362, 217-225.
- Hirose, F., Miyaoka, K., Hayashimoto, N., Yamazaki, T., Nakamura, M. (2011) : Outline of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake (Mw 9.0) - seismicity: foreshocks, mainshock, aftershocks, and induced activity. Earth Planet. Space, <u>63</u>, 513-518.
- Honda, S., Yoshida, T. (2005) : Application of the model of small-scale convection under the island arc to the NE Honshu subduction zone. Geochem. Geophys. Geosystem., <u>6</u>, Q01002, doi:10.1029/2004GC000785.
- Honda, S., Yoshida, T., Aoike, K. (2007) : Spatial and temporal evolution of arc volcanism in the northeast Honshu and Izu-Bonin Arcs: evidence of small-scale convection under the island arc? Island Arc, 16, 214-23.
- 堀川 有(2012):東北地方太平洋沖地震における茨城県内の温泉(源泉)状況.温泉科学, 61, 280-285.
- Huybrechts, P. (2002) : Sea-level changes at the LGM from ice-dynamic reconstructions of the Greenland and Antarctic ice sheets during the glacial cycles. Quat. Sci. Rev., <u>21</u>, 203-231.
- Ichihara, H., Uyeshima, M., Sakanaka, S., Ogawa, T., Mishina, M., Ogawa, Y., Nishitani, T., Yamaya, Y., Watanabe, A., Morita, Y., Yoshimura, R., Usui, Y. (2011) : A fault-zone conductor beneath a compressional inversion zone, northeastern Honshu, Japan. Geophys. Res. Lett., <u>38</u>, L09301, doi:10.1029/2011GL047382.
- 五十嵐八枝子,五十嵐恒夫,大丸裕武,山田治,宮城豊彦,松下勝秀,平松和彦(1993):北海道の 剣淵盆地と富良野盆地における 32,000 年間の植生変遷史.第四紀研究, 32, 98-105.
- 五十嵐八枝子, 成瀬敏郎, 矢田貝真一, 檀原 徹(2012):北部北海道の剣淵盆地における MIS7 以降 の植生と気候の変遷史-特に MIS6/5e と MIS2/1 について. 第四紀研究, <u>51</u>, 175-191.
- 池田倫治,後藤秀昭,堤 浩之,露口耕治,大野裕記,西坂直樹,小林修二(2012):四国北西部の中 央構造線活断層系伊予断層の完新世活動履歴.地質学雑誌,<u>118</u>,220-235.
- 池田安隆(2003):中部日本における活断層の発現時期はなぜ新しいのか?(総特集まるごと中部日本 -日本列島の縮図).月刊地球,25,907-917.
- 池田安隆(2012):下北半島沖の大陸棚外縁断層:地下に横たわる巨大な断層を原発安全審査はどうあ つかったのか.科学,82,644-650.
- 池田安隆, 今泉俊文, 東郷正美, 平川一臣, 宮内崇裕, 佐藤比呂志(編) (2002): 第四紀逆断層アト ラス. 東京大学出版会.
- 池田安隆,岡田真介,田力正好(2012):東北日本島弧-海溝系における長期的歪みの蓄積過程と超巨 大歪み解放イベント.地質学雑誌,<u>118</u>, 294-312.
- Ikehara, K. (2003) : Late Quaternary seasonal sea-ice history of the northeastern Japan Sea. J. Oceanogr., <u>59</u>, 585-593.
- 伊倉久美子,太田陽子(2003):朝日山地西縁の完新世海成段丘と地殻変動.地学雑誌,112,394-405.

- 井上大榮, 宮腰勝義, 上田圭一, 宮脇明子, 松浦一樹(2002): 2000 年鳥取県西部地震震源域の活断層 調査. 地震第2輯, 54, 557-573.
- Ishikawa, T., Tanimizu, M., Nagaishi, K., Matsuoka, J., Tadai, O., Sakaguchi, M., Hirono, T., Mishima, T., Tanikawa, W., Lin, W., Kikuta, H., Soh, W., Song, S.-R. (2008) : Coseismic fluid-rock interactions at high temperatures in the Chelungpu fault. Nat. Geosci., <u>1</u>, 679-683.
- 石村大輔(2010):関ヶ原周辺における段丘編年と活断層の活動性.第四紀研究, 49, 255-270.
- 板寺一洋,菊川城司,代田 寧(2011):東北地方太平洋沖地震の影響による箱根温泉の変化.神奈川 県温泉地学研究所報告,<u>43</u>, 39-43.
- Jansen, E., Overpeck, J., Briffa, K.R., Duplessy, J.-C., Joos, F., Masson-Delmotte, V., Olago, D., Otto-Bliesner, B., Peltier, W.R., Rahmstorf, S., Ramesh, R., Raynaud, D., Rind, D., Solomina, O., Villalba, R., Zhang, D. (2007) : Palaeoclimate. In: Climate Change 2007: The PhysicalScience Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Chen, Z., Marquis, M., Averyt, K.B., Tignor, M., Miller, H.L. (Eds.)], Cambridge Univ. Press, 433-497.
- 地震調査研究推進本部(2011):活断層基本図(仮称)の整備について(案). 地震調査研究推進本部 政策委員会第52回調査観測計画部会資料,計52-(2).
- 地震調査研究推進本部:活断層の長期評価. <http://www.jishin.go.jp/main/p\_hyoka02\_danso.htm>;活断層の地域評価. <http://www.jishin.go.jp/main/p\_hyoka02\_chiiki\_kyushu.htm>(参照 2013 年 2 月 1 日).
- 地震調査研究推進本部 地震調査委員会(2000):鳥取県西部の地震活動の評価,平成12年10月11日.
- 地震調査研究推進本部 地震調査委員会(2007):警固断層帯の評価,平成19年3月19日.
- 地震調査研究推進本部 地震調査委員会(2008a): 平成 20 年(2008 年)岩手・宮城内陸地震の評価, 平成 20 年 6 月 26 日.
- 地震調査研究推進本部 地震調査委員会(2008b): 平成 20 年(2008 年) 岩手・宮城内陸地震の評価(主に地表変状に関する評価),平成 20 年 7 月 11 日.
- 地震調査研究推進本部 地震調査委員会(2013):九州地方の活断層長期の評価(第一版),平成 25 年 2月1日.
- 地震調査研究推進本部 地震調査委員会 長期評価部会(2010):「活断層の長期評価手法」報告書(暫 定版),平成22年11月25日.
- 香川 淳,古野邦雄,岡部隆男(2012):2011 年東北地方太平洋沖地震による関東平野地下水盆南東部 における地下水位変動.日本地質学会第119年学術大会講演要旨,R17-O-9.
- 海上保安庁 海洋情報部(2005a):福岡県西方沖地震の震源域における反射法探査記録について.地震 予知連絡会会報, 74, 498-500.
- 海上保安庁 海洋情報部(2005b): 福岡県西方沖地震の震源域における海底調査速報(海底地形調査と 反射法探査). 地震予知連絡会会報, 74, 501-504.
- 垣内佑哉,堤 浩之,竹村恵二,鈴木毅彦,村田昌則(2010):琵琶湖西岸断層帯北部上寺断層の活動 による河成段丘の隆起.第四紀研究, <u>49</u>, 219-231.
- 神奈川県温泉地学研究所(2011): 東北地方太平洋沖地震(2011年3月11日 M9.0)の箱根温泉への影響について. < http://www.onken.odawara.kanagawa.jp/modules/mysection1/item.php?itemid=27>(参照 2012年12月1日).
- 金折裕司(2001): 断層の影響はどこまで及んでいるか. 応用地質, 41, 323-332.
- 金折裕司,遠田晋次(2007):中国地方西部に認められるプレート内山ロー出雲地震帯の成因と地震活動.自然災害科学,25,507-523.
- 金折裕司,田中竹延,柳田 誠,山口大学断層テクトニクス研究グループ(2006):山口県中部,大原 湖断層系の性状と活動性.応用地質,47,218-231.
- 片尾 浩(2011):四半世紀にわたる近畿地方北部の応力空間分布とその時間変化. 京都大学防災研究 所年報, No.54B, 165-170.
- Kato, A., Sakai, S., Obara, K. (2011) : A normal-faulting seismic sequence triggered by the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake: wholesale stress regime changes in the upper plate. Earth Planet. Space, <u>63</u>, 745-748.
- Kato, N., Sato, H., Imaizumi, T., Ikeda, Y., Okada, S., Kagohara, K., Kawanaka, T., Kasahara, K. (2004) : Seismic reflection profiling across the source fault of the 2003 Northern Miyagi earthquake (Mj 6.4), NE Japan: basin inversion of Miocene back-arc rift. Earth Planet. Space, <u>56</u>, 1369-1374.
- Kato, N., Sato, H., Umino, N. (2006) : Fault reactivation and active tectonics on the fore-arc side of the back-arc rift system, NE Japan. J. Struct. Geol., <u>28</u>, 2011-2022.
- Katsumata, A., Kamaya, N. (2003) : Low-frequency continuous tremor around the Moho discontinuity away from volcanoes in the southwest Japan. Geophys. Res. Lett., <u>30</u>, doi: 10.1029/2002GL015981.
- 川村賢二(2009):氷床コアから探る第四紀後期の地球システム変動.第四紀研究, 48, 109-129.
- Kawamura, K., Parrenin, F., Lisiecki, L., Uemura, R., Vimeux, F., Severinghaus, J.P., Hutterli,M.A., Nakazawa, T., Aoki, S., Jouzel, J., E.Raymo, M., Matsumoto, K., Nakata, H., Motoyama, H., Fujita,S., Goto-Azuma, K., Fujii, Y. and Watanabe, O. (2007) : Northern Hemisphere forcing of climatic cycles in Antarctica over the past 360,000 years. Nature, <u>448</u>, 912-916.
- 菊川城司,板寺一洋,代田 寧(2012):東北地方太平洋沖地震の影響による神奈川県内の温泉・地下 水の変化.温泉科学,<u>61</u>, 292-298.
- 金 幸隆(2004):魚沼丘陵の隆起過程と六日町断層の活動累積.活断層研究,24,63-75.
- Kim, Y.-S., Peacock, D.C.P., Sanderson, D.J. (2004) : Fault damage zones. J. Struct. Geol., <u>26</u>, 503-517.
- 木村治夫,堀川晴央,末廣匡基,秋永康彦(2012):関東平野北西縁断層帯綾瀬川断層上盤側の第四紀 後期の隆起速度-大宮台地北部におけるS波反射法地震探査.地震第2輯,<u>64</u>,117-131.
- Kimura, J., Kunikiyo, T., Osaka, I., Nagao, T., Yamauchi, S., Kakubuchi, S., Okada, S., Fujibayashi, N., Okada, R., Murakami, H., Kusano, T., Umeda, K., Hayashi, S., Ishimaru, T., Ninomiya, A., Tanase, A. (2003) : Late Cenozoic volcanic activity in the Chugoku area, southwest Japan arc during back-arc basin opening and reinitiation of subduction. Island Arc, <u>12</u>, 22-45.
- Kimura, J., Stern, R, Yoshida, T. (2005) : Reinitiation of subduction and magmatic responses in SW Japan during Neogene time. Geol. Soc. Am. Bull., <u>117</u>, 969-986.
- 岸 清,酒井俊朗,井上大榮(2001):古くからサイトごとに地震動評価を行ってきた原子力発電所の 耐震設計手法-高精度で実施される活断層評価.土木学会誌,86,56-61.
- Kitagawa, Y., Koizumi, N., Takahashi, M., Matsumoto, N., Sato, T. (2006) : Changes in groundwater levels or pressures associated with the 2004 earthquake off the west coast of northern Sumatora (M9.0). Earth Planet. Space, <u>58</u>, 173-179.

- 高知大学理学部,東京大学地震研究所,大分大学教育福祉科学部,広島工業大学環境学部,西日本技術 開発(2006):博多湾警固断層の地震履歴.地震予知連絡会会報,<u>75</u>,555-558.
- 小池一之,町田 洋(編) (2001):日本の海成段丘アトラス.東京大学出版会.
- 小泉尚嗣(2013):地震時および地震後の地下水圧変化.地学雑誌,<u>122</u>, 159-169.
- 小泉尚嗣,北川有一,高橋 誠,佐藤 務,松本則夫,伊藤久男,桑原保人,長 秋雄,佐藤隆司(2002): 2001 年芸予地震前後の近畿地方およびその周辺における地下水・地殻歪変化. 地震第2 輯, 55, 119-127.
- 小島秀基,小清水 寛,米渓武次,根本盛行,岩田昭雄,湯通堂 亨,雨貝知美,矢萩智裕,今給黎哲 郎,岩田和美(2005):平成16年(2004年)新潟県中越地震に伴う GEONET の緊急対応と地殻 変動.国土地理院時報,<u>107</u>,71-77.
- 国土地理院(2008): 平成 20 年(2008 年) 岩手・宮城内陸地震に伴う地殻変動と震源断層-合成開口 レーダー(SAR)解析による地殻変動と断層. < http://www.gsi.go.jp/cais/topics-topic080625-index.html> (参照 2012 年 12 月 1 日).
- 小松原 琢,水野清秀,金折裕司,小笠原 洋,新見 健,木下博久(2005):山口県大原湖断層帯西 部,宇部東部断層のトレンチ調査.活断層・古地震研究報告,No.5, 139-145.
- 近藤浩文(2004):火山活動の時空分布特性評価の現状と課題-東北日本を中心に.月刊地球,26,401-406.
- Kondo, H. (2009a) : Regional-scale volcanology in support of site-specific investigations. In: Connor, C.B., Chapman, N.A., Conner, L.J. (Eds.) Volcanic and Tectonic Hazard Assessment for Nuclear Facilities, Cambridge Univ. Press, 307-325.
- Kondo, H. (2009b) : Understanding the characteristics of long-term spatio-temporal variation in volcanism and the continuity of the related phenomena for estimating regions of new volcano development. In: Stability and Buffering Capacity of the Geosphere for Long-term Isolation of Radioactive Waste: Applications to Crystalline Rock, Workshop Proc., OECD/NEA No.6362, 247-256.
- 公文富士夫,河合小百合,井内美郎(2003):野尻湖湖底堆積物中の有機炭素・全窒素含有率および花 粉分析に基づく約 25,000-6,000 年前の気候変動.第四紀研究, 42, 13-26.
- 國丸貴紀, 見掛信一郎, 西尾和久, 鶴田忠彦, 松岡稔幸, 早野 明, 竹内竜史, 三枝博光, 大山卓也, 水野 崇, 丹野剛男, 平野 享, 竹内真司, 尾方伸久, 濱 克宏, 池田幸喜, 山本 勝, 弥富洋 介, 島田顕臣, 松井裕哉, 伊藤洋昭, 杉原弘造(2011): 超深地層研究所計画 年度報告書(2009 年度). JAEA-Review 2011-007.
- 國丸貴紀, 見掛信一郎, 西尾和久, 鶴田忠彦, 松岡稔幸, 石橋正祐紀, 上野孝志, 徳安真吾, 大丸修二, 竹内竜史, 三枝博光, 尾上博則, 武田匡樹, 狩野智之, 水野 崇, 萩原大樹, 佐藤稔紀, 真田祐 幸, 丹野剛男, 引間亮一, 森川佳太, 湯口貴史, 尾方伸久, 濱 克宏, 池田幸喜, 山本 勝, 島 田顕臣, 松井裕哉, 伊藤洋昭, 杉原弘造 (2012): 超深地層研究所計画 年度報告書 (2010 年度). JAEA-Review 2012-020.
- 黒澤英樹, 楮原京子, 三輪敦志, 佐藤ふみ, 今泉俊文, 宮内崇裕, 橋本修一, 中島秀敏, 白澤道生, 内 田淳一(2012):2011年4月11日福島県浜通りの地震に伴う地表地震断層-いわき市田人町塩 ノ平における露頭観察とボーリング調査(速報).活断層研究, No.36, 23-30.
- 草野友宏,浅森浩一,黒澤英樹,國分(齋藤)陽子,谷川晋一,根木健之,花室孝広,安江健一,山崎 誠子,山田国見,石丸恒存,梅田浩司(2010):「地質環境の長期安定性に関する研究」第1期 中期計画期間(平成17年度〜平成21年度)報告書(H22レポート). JAEA-Research 2010-044.

- 加 三千宣,吉川周作,井内美郎(2003):琵琶湖湖底堆積物の年間珪藻殻堆積量記録からみた過去14 万年間の降水量変動.第四紀研究,42,305-319.
- Lin, A., Maruyama, T., Kobayashi, K. (2007) : Tectonic implications of damage zone-related fault-fracture networks revealed in drill core through the Nojima fault, Japan. Tectonophysics, <u>443</u>, 161-173.
- Lisiecki, L.E. (2010) : Links between eccentricity forcing and the 100,000-year glacial cycle. Nat. Geosci., <u>3</u>, 349-352.
- Lisiecki, L.E., Raymo, M.E. (2005) : A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic δ<sup>18</sup>O records. Paleoceanogr., <u>20</u>, PA1003, doi:10.1029/2004PA001071.
- 前田保夫(2013):最終氷期最盛期以降の海水面変動に関する研究-大阪湾および播磨灘の海水面変動. 第四紀研究, <u>52</u>, 53-58.
- 馬原保典,中田英二,田中和弘(2000):火山活動が高レベル処分のための天然バリアの地下水環境に 及ぼす影響評価-文献調査と岩手山における地下水調査.電力中央研究所報告,U99062.
- Mahara, Y., Hohjo, K., Kubota, T., Ohta, T., Mizuochi, Y., Tashiro, T., Sekimoto, S., Takamiya, K., Shibata, S., Tanaka, K. (2010) : Vertical distribution of <sup>10</sup>Be, <sup>26</sup>Al, and <sup>36</sup>Cl in the surface soil layer of weathered granite at Abukuma, Japan. Nucl. Instrum. Methods Phys. Res., Sect. B, <u>268</u>, 1197-1200.
- 間中光雄,福士圭介,宮下由香里,伊藤順一,渡部芳夫,小林健太,亀井敦志(2012):2000年鳥取県 西部地震の余震域と非余震域に分布する断層ガウジの比較.地質学雑誌,<u>118</u>,459-475.
- 萬年一剛,小林淳,山下浩之,古澤 明(2005):神奈川県山北町・浅間山の隆起開始年代-伊豆弧北 東端のアクティブテクトニクスに対するひとつの制約.地質学雑誌,<u>111</u>,111-114.
- 丸山 正,遠田晋次,吉見雅行,小俣雅志(2009a):2008 年岩手・宮城内陸地震に伴う地震断層沿いの 詳細地形-地震断層・変動地形調査における航空レーザ計測の有効性.活断層研究, No.30, 1-12.
- 丸山 正, 遠田晋次, 吉見雅行, 小俣雅志, 郡谷順英, 梶谷忠司, 岩崎孝明, 石川 玲, 山崎 誠 (2009b): 2008 年岩手・宮城内陸地震に伴う地震断層のトレンチ掘削調査. 活断層・古地震研究報告, No.9, 19-54.
- 丸山 正,遠田晋次,吉見雅行,安藤亮輔,高田陽一郎,斎藤英二,林 舟,小俣雅志(2011):2008 年岩手・宮城内陸地震に伴い岩手県奥州市国見山南麓に出現した地震断層北端部の性状.活断層 研究, No.34, 1-12.
- 増田富士雄,藤原治,酒井哲弥,荒谷忠(2001):房総半島九十九里浜平野の海浜堆積物から求めた過去 6000 年間の相対的海水準変動と地震隆起.地学雑誌,110,650-664.
- Matsumoto, T., Kawabata, T., Matsuda, J., Yamamoto, K., Mimura, K. (2003) : <sup>3</sup>He/<sup>4</sup>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 Planet. Sci. Lett., <u>216</u>, 221-230.
- 松四雄騎,千木良雅弘,平石成美,松崎浩之(2012):紀伊半島・十津川上流部の下刻速度-宇宙線生 成核種を用いた蛇行切断の年代決定からのアプローチ.京都大学防災研究所年報, No.55B, 241-245.
- 松末和之,藤原 治,末吉哲雄(2000):日本列島における最終氷期最寒冷期の気候.サイクル機構技 報, No.6, 93-103.
- 三野浩一朗,山路 敦(1999):複数の応力を経験した地域における小断層解析:房総半島の更新統を 例として.地質学雑誌,<u>105</u>,574-584.

- 三浦大助,和田穣隆(2007):西南日本弧前縁の圧縮テクトニクスと中期中新世カルデラ火山.地質学 雑誌,<u>113</u>,283-295.
- 三浦大助, 土志田 潔, 幡谷竜太, 阿部信太郎(2006): 活火山の火口移動に関する検討-電力重要構 造物の立地に関わる基本的留意点. 電力中央研究所報告, N05024.

三浦英樹,平川一臣(1995):北海道北・東部における化石凍結割れ目構造の起源.地学雑誌,104,189-224.

宮城磯治(2007):肘折火山:噴出物の層序と火山活動の推移.火山,52,311-333.

宮内崇裕(2012):海岸部を襲う直下型地震:懸念される海底活断層と地震性地殻変動.科学,52,651-661.

- 村上 亮,小沢慎三郎(2004): GPS 連続観測による日本列島上下地殻変動とその意義. 地震第2輯, 57, 209-231.
- 村岡洋文,阪口圭一,玉生志郎,佐々木宗建,茂野 博,水垣桂子(2007):日本の熱水系アトラス. 産業技術総合研究所 地質調査総合センター.
- 村田明広(1999):北薩屈曲と鹿児島県北西部地震(1997 年 3 月 26 日, 5 月 13 日).構造地質, <u>43</u>, 93-97.
- 長友晃夫,吉田英一(2009):断層と割れ目系およびその充填鉱物を用いた阿寺断層の地質的履歴解析. 地質学雑誌,<u>115</u>,512-527.
- Nakajima, J., Hasegawa, A. (2003) : Tomographic imaging of seismic velocity structure in and around the Onikobe volcanic area, northeastern Japan: implications for fluid distribution. J. Volcanol. Geotherm. Res., <u>127</u>, 1-18.
- Nakajima, J., Hasegawa, A. (2007a) : Subduction of the Philippine Sea plate beneath southwestern Japan: slab geometry and its relationship to arc magmatism. J. Geophys. Res.: Solid Earth (1978-2012), <u>112</u>, doi:10.1029/2006JB004770.
- Nakajima, J., Hasegawa, A. (2007b) : Tomographic evidence for the mantle upwelling beneath southwestern Japan and its implications for arc magmatism. Earth Planet. Sci. Lett., <u>254</u>, 90-105.
- Nakajima, J., Matsuzawa, T., Hasegawa, A., Zhao, D. (2001) : Three-dimensional structure of Vp, Vs, and Vp/Vs beneath the northeastern Japan arc: implications for arc magmatism and fluids. J. Geophys. Res.: Solid Earth (1978-2012), <u>106</u>, 21843-21857.
- 中田英二,田中和広(2001):マグマの貫入が岩盤に与える影響-活火山周辺に分布するマグマ噴出跡 の分布.日本応用地質学会平成13年度研究発表会講演論文集,55-58.
- 中田 高, 今泉俊文(編) (2002): 「活断層詳細デジタルマップ」付図 200 万分の1日本列島活断層 図. 東京大学出版会.
- Nanayama, F., Satake, K., Furukawa, R., Shimokawa, K., Atwater, B.F., Shigeno, K., Yamaki, S. (2003) : Unusually large earthquakes inferred from tsunami deposits along the Kuril trench. Nature, <u>424</u>, 660-663.
- 中山 雅, 澤田純之, 杉田 裕(編) (2011): 幌延深地層研究計画 平成 22 年度調査研究成果報告. JAEA-Review 2011-033.
- 日本地質学会 地質環境の長期安定性研究委員会(編) (2011):日本列島と地質環境の長期安定性.地 質リーフレット4.
- 新里忠史,安江健一(2005):幌延地域における地質環境の長期安定性に関する研究--長期安定性の評価・予測における地域特性の考慮.原子力バックエンド研究,<u>11</u>,125-138.

- Niizato, T., Amano, K., Ota, K., Kunimaru, T., Lanyon, B., Alexander, W.R. (2010) : Development of comprehensive techniques for coastal site characterisation: (3) conceptualisation of long-term geosphere evolution. Proc. ASME 13th International Conference on Environmental Remediation and Radioactive Waste Management, ICEM2010-40052.
- 2008 年岩手・宮城内陸地震緊急観測グループ,東北大学大学院理学研究科(2009): 平成 20 年(2008 年) 岩手・宮城内陸地震について. 地震予知連絡会会報, <u>81</u>, 172-181.
- 西村 進(1999):温泉・地下水と地震.温泉科学,48,142-153.
- 西村 進(2000a):紀伊半島における前弧火成作用と温泉.温泉科学,49,207-216.
- 西村 進(2000b): 四国北部の地質構造と温泉. 温泉科学, 50, 113-119.
- 西村 進(2000c):紀伊半島の温泉とその熱源.温泉科学, 51, 98-107.
- Nishimura, S., Hashimoto, M. (2006) : A model with rigid rotations and slip deficits for the GPS-derived velocity field in southwest Japan. Tectonophysics, <u>421</u>, 187-207.
- 西村卓也(2012): 測地観測データに基づく東北日本の最近 120 年間の地殻変動. 地質学雑誌, 118, 278-293.
- 西尾和久,松岡稔幸,見掛信一郎,鶴田忠彦,天野健治,大山卓也,竹内竜史,三枝博光,濱 克宏, 水野 崇,齋 正貴,平野 享,弥富洋介,島田顕臣,松井裕哉,尾方伸久,池田幸喜,山本 勝, 内田雅大,杉原弘造(2009):超深地層研究所計画 年度報告書(2007年度). JAEA-Review 2009-002.
- 丹羽正和,島田耕史,黒澤英樹,三輪敦志(2008):圧縮ステップにおける破砕帯の構造-岐阜県飛騨 市の跡津川断層西部の例.地質学雑誌,<u>114</u>, 495-515.
- Niwa, M., Mizuochi, Y., Tanase, A. (2009) : Reconstructing the evolution of fault zone architecture: field-based study of the core region of the Atera Fault, central Japan. Island Arc, <u>18</u>, 577-598.
- Niwa, M., Kurosawa, H., Ishimaru, T. (2011) : Spatial distribution and characteristics of fracture zones near a long-lived active fault: a field-based study for understanding changes in underground environment caused by long-term fault activities. Eng. Geol., <u>119</u>, 31-50.
- Niwa, M., Takeuchi, R., Onoe, H., Tsuyuguchi, K., Asamori, K., Umeda, K., Sugihara, K. (2012) : Groundwater pressure changes in central Japan induced by the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake. Geochem. Geophys. Geosyst., <u>13</u>, Q05020, doi:10.1029/2012GC004052.
- 丹羽雄一,須貝俊彦,大上隆史,田力正好,安江健一,齋藤龍郎,藤原 治(2009):濃尾平野西部の 上部完新統に残された養老断層系の活動による沈降イベント.第四紀研究,48,339-349.
- North Greenland Ice Core Project members (2004) : High-resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period. Nature, <u>431</u>, 147-151.
- 大場忠道(2006):有孔虫の殻の酸素・炭素同位体比に基づく過去15万年間の日本海と鹿島沖の環境変化. 地学雑誌,115,652-660.
- 大場忠道(2010):第四紀の始まりの世界的な気候寒冷化とは何か?-酸素同位体比変動から.第四紀 研究, <u>49</u>, 275-281.
- Obara, K. (2002) : Nonvolcanic deep tremor associated with subduction in southwest Japan. Science, <u>296</u>, 1679-1681.
- Ohmori, H. (1978) : Relief structure of the Japanese mountains and their stages in geomorphic development. Bull. Dept. Geogr., Univ. Tokyo, <u>10</u>, 31-85.

- 大野真知子,福本彦吉,平井 哲,向井 圭,西本優介(2012):青森県下北半島地域を事例とした東 北地方太平洋沖地震および十勝沖地震に伴う間隙水圧の変動状況.日本地下水学会 2012 年秋季講 演会講演要旨,92-97.
- 大竹政和,平朝彦,太田陽子(編) (2002):日本海東縁の活断層と地震テクトニクス.東京大学出版会.
- 大塚晃弘,高橋孝行,益子保(2012):平成23年(2011年)東北地方太平洋沖地震に伴ういくつかの温泉の変化.温泉科学,61,286-291.
- 及川輝樹(2003):飛騨山脈の隆起と火成活動の時空的関連. 第四紀研究, 42, 141-156.
- 及川輝樹,和田 肇(2004):飛騨山脈北部における 1Ma 頃の急激な隆起-北部フォッサマグナ西縁, 居谷里層の礫組成を指標として.地質学雑誌,<u>110</u>,528-535.
- 岡田篤正(2006a):活断層で発生する大地震の連動・連鎖-中央構造線・濃尾断層系・山陰地域の活断 層を事例として.月刊地球号外,No.54, 5-24.
- 岡田篤正(2006b): 1945 年三河地震断層の変位地形と諸性質.活断層研究, No.26, 163-192.
- 岡田篤正 (2012): 中央構造線断層帯の第四紀活動史および地震長期評価の研究. 第四紀研究, 51, 131-150.
- Okada, T., Yoshida, K., Ueki, S., Nakajima, J., Uchida, N., Matsuzawa, T., Umino, N., Hasegawa, A., Group for the aftershock observations of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake (2011) : Shallow inland earthquakes in NE Japan possibly triggered by the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake. Earth Planet. Space, <u>63</u>, 749-754.
- 岡村 眞, 松岡裕美, 中島徹也, 中田 高, 千田 昇, 平田和彦, 島崎邦彦(2009): 博多湾における 警固断層の活動履歴. 地震第2輯, 61, 175-190.
- 岡村行信(2010):日本海東縁の地質構造と震源断層との関係.地質学雑誌,116,582-591.
- 大木靖衛,徐 輝竜,石坂信之,河内一男(1999):信濃川地震帯のジオプレッシャー熱水を伴う活断 層と歴史被害地震.温泉科学,48,163-181.
- 奥澤 保,塚原弘昭(2001):松代群発地震地域に湧出する深層地下水.地震第2輯,53,241-253.
- 奥澤 保,塚原弘昭(2002):松代群発地震地域に湧出する地下水の直下地震にともなう化学成分変化. 温泉科学,51,147-163.
- 大橋聖和,小林健太(2008):中部地方北部,牛首断層中央部における断層幾何学と過去の運動像.地 質学雑誌,<u>114</u>, 16-30.
- 太田久仁雄,阿部寛信,山口雄大,國丸貴紀,石井英一,操上広志,戸村豪治,柴野一則,濱 克宏, 松井裕哉,新里忠史,高橋一晴,丹生屋純夫,大原英史,浅森浩一,森岡宏之,舟木泰智,茂田 直孝,福島龍朗(2007):幌延深地層研究計画における地上からの調査研究段階(第1段階)研 究成果報告書,分冊「深地層の科学的研究」. JAEA-Research 2007-044.
- 大坪 誠,重松紀生,北川有一,小泉尚嗣(2009):南海トラフ沈み込み帯前弧陸域での応力場の変遷: 熊野市井内浦および紀北町海山観測点コアをきる断層面を用いて.地質学雑誌,115,457-469.
- 大槻憲四郎(2010): 2008 年岩手・宮城内陸地震(MJ7.2)に伴う温泉の変動.地質学雑誌, 116, 161-168.
- 大槻憲四郎(2012): 2011 年 4 月 11 日福島県いわき市付近で発生した地震(M7)の余震に伴う地下水 変動. 地質学雑誌, 118, 695-708.

- 小沢慎三郎, 今給黎哲郎, 飛田幹男, 矢来博司, 西村卓也, 水藤 尚(2008): 平成 20 年(2008 年) 岩手・宮城内陸地震による地殻変動と地震断層モデル. 国土地理院時報, No.117, 79-80.
- Petit, J.R., Jouzel, J., Raynaud, D., Barkov, N.I., Barnola, J.M., Basile, I., Chappellaz, J., Davis, M., Delaygue, G., Delmontte, M., Kotlyakov, V.M., Legrand, M., Lipenkov, V.Y., Lorius, C., Pepin, C., Ritz, C., Saltzman, E. and Stievenard, M. (1999) : Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. Nature, <u>399</u>, 429-436.
- Rabineau, M., Berné, S., Olivet, J.L., Aslanian, D., Guillocheau, F., Joseph, P. (2006) : Paleo sea levels reconsidered from direct observation of paleoshoreline position during Glacial Maxima (for the last 500,000 yr). Earth Planet. Sci. Lett., <u>252</u>, 119-137.
- Rohling, E.J., Fenton, M., Jorissen, F.J., Bertrand, P., Ganssen, G., Caulet, J.P. (1998) : Magnitudes of sea-level lowstands of the past 500,000 years. Nature, 394, 162-165.
- 鷺谷 威(2009): GPS 観測に基づく日本列島の地震テクトニクス.地震第2輯, 61, S479-S487.
- Sagiya, T., Miyazaki, S., Tada, T. (2000) : Continuous GPS array and present-day crustal deformation of Japan. Pure Appl. Geophys., <u>157</u>, 2303-2322.
- 鷺谷 威,西村卓也,畑中雄樹,福山英一, Ellsworth, W.L. (2002) : 2000 年鳥取県西部地震に伴う地殻 変動と断層モデル.地震第2輯, <u>54</u>, 523-534.
- 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,<u>11</u>,157-165.
- 酒井慎一,山田知朗,井出 哲,望月将志,塩原 肇,卜部 卓,平田 直,篠原雅尚,金沢敏彦,西 澤あずさ,藤江 剛,三ヶ田 均(2001):地震活動から見た三宅島 2000 年噴火時のマグマの移 動.地学雑誌,<u>110</u>, 145-155.
- Sakai, T., Fujiwara, O., Kamataki, T. (2004) : Tectonic uplifts recorded in topography and borehole successions in the Isumi River Lowland, mid Boso Peninsula, central Japan. Mem. Geol. Soc. Japan, <u>58</u>, 51-62.
- 酒井利彰,井岡聖一郎,石島洋二,五十嵐敏文(2011):サロベツ原野における沖積層の地質解析.応 用地質,<u>52</u>,2-13.
- 産業技術総合研究所(2009):2008年岩手・宮城内陸地震に伴う地震断層および地表変状. 地震予知連 絡会会報,<u>81</u>,274-277.
- 産業技術総合研究所(2012): 概要調査の調査・評価項目に関する技術資料-立地要件への適合性とその根拠となる調査結果の妥当性.産業技術総合研究所地質調査総合センター研究資料集, No.560.
- 産業技術総合研究所:活断層データベース. < http://riodb02.ibase.aist.go.jp/activefault/index.html>(参照 2012 年 12 月 1 日).
- 産業技術総合研究所:活火山データベース. <http://riodb02.ibase.aist.go.jp/db099/index.html>(参照 2012 年 12 月 1 日).
- 産業技術総合研究所:地震に関連する地下水観測データベース"Well Web". <http://riodb02.ibase.aist.go.jp/gxwell/GSJ/index.shtml>(参照 2012 年 12 月 1 日).
- 産業技術総合研究所: 2011 年 4 月 11 日福島県浜通りの地震(M7.0)に伴う温泉の変化. <http://unit.aist.go.jp/igg/crufluid-rg/iwaki/onsen.html>(参照 2012 年 12 月 1 日).
- 佐々木信行(2012): 東北地方太平洋沖地震時に生起した温泉の白濁化-美霞洞温泉(香川)の例. 温

泉科学,<u>61</u>, 306-309.

- 佐々木俊法,須貝俊彦,柳田 誠,守田益宗,古澤 明,藤原 治,守屋俊文,中川 毅,宮城豊彦(2006): 東濃地方内陸小盆地埋積物の分析による過去30万年間の古気候変動.第四紀研究,45,275-286.
- Sato, H., Okuno, J., Nakada, M., Maeda, Y. (2001) : Holocene uplift derived from relative sea-level records along the coast of western Kobe, Japan. Quat. Sci. Rev., <u>20</u>, 1459-1474.
- 佐藤早苗,氏原英敏,豊島剛志,小林健太,渡部直喜,大川直樹,和田幸永,小河原孝彦,播磨雄太(2005): 2004 年新潟県中越地震による地下水異常.新潟大学 中越地震新潟大学調査団(編):新潟県連続災害の検証と復興への視点-2004.7.13 水害と中越地震の総合的検証, 50-56.
- 佐藤高行,中田 高(2002): 鹿島断層の変位地形-一括活動型活断層のモデルとして.活断層研究, 21,99-110.
- 佐藤 務,松本則夫,北川有一,小泉尚嗣,高橋 誠,桑原保人,伊藤久男,長 秋雄,佐藤隆司,小 澤邦雄,田阪茂樹(2004):2003年十勝沖地震に伴う地下水位変動(速報).地質ニュース,No.569, 35-41.
- 佐藤裕司(2008):瀬戸内海東部,播磨灘沿岸域における完新世海水準変動の復元.第四紀研究, <u>47</u>, 247-259.
- 澤井裕紀(2007): 珪藻化石群集を用いた海水準変動の復元と千島海溝南部の古地震およびテクトニクス. 第四紀研究, <u>46</u>, 363-383.
- Sawai, Y., Satake, K., Kamataki, T., Nasu, H., Shishikura, M., Atwater, B.F., Horton, B.P., Kelsey, H.M., Nagumo, T., Yamaguchi, M. (2004) : Transient uplift after a 17th-century earthquake along the Kuril subduction zone. Science, <u>306</u>, 1918-1920.
- Scholz, C.H. (2002) : The Mechanics of Earthquakes and Faulting, 2nd Edition. Cambridge Univ. Press.
- Seno, T. (2009) : Determination of the pore fluid pressure ratio at seismogenic megathrusts in subduction zones: implications for strength of asperities and Andean-type mountain building. J. Geophys. Res.: Solid Earth (1978-2012), <u>114</u>, B05405, doi:10.1029/2008JB005889.
- Shackleton, N.J. (2000) : The 100,000-year ice-age cycle identified and found to lag temperature, carbon dioxide, and orbital eccentricity. Science, <u>289</u>, 1897-1902.
- Shimizu, H., Takahashi, H., Okada, T., Kanazawa, T., Iio, Y., Miyauchi, H., Mastushima, T., Ichiyanagi, M., Uchida, N., Iwasaki, T., Katao, H., Goto, K., Matsumoto, S., Hirata, N., Nakao, S., Uehira, K., Shinohara, M., Yakiwara, H., Kame, N., Urabe, T., Matsuwo, N., Yamada, T., Watanabe, A., Nakahigashi, K., Enescu, B., Uchida, K., Hashimoto, S., Hirano, S., Yagi, T., Kohno, Y., Ueno, T., Saito, M. and Hori, M. (2006) : Aftershock seismicity and fault structure of the 2005 West Off Fukuoka Prefecture Earthquake (MJMA7.0) derived from urgent joint observations. Earth Planet. Space, 58, 1599-1604.
- 下山正一,木下裕子,宮原百々,田中ゆか里,市原季彦,竹村恵二(1999):旧汀線高度からみた九州の後期更新世地殻変動様式.地質学雑誌,105,311-331.
- 下山正一,磯 望,松田時彦,市原季彦,千田 昇,岡村 眞,茂木 透,鈴木貞臣,落合英俊,長沢 新一,今西 肇,川畑史子,矢ケ部秀美,樗木政昭,松浦一樹(2005):警固断層,薬院地区(福 岡市)でのトレンチ調査報告.活断層研究, No.25, 117-128.
- 下山正一,磯 望,千田 昇,岡村 眞,松岡裕美,池田安隆,松田時彦,竹中博士,石村大輔,松末 和之,松山尚典,山盛邦生(2008):福岡平野東縁部に位置する宇美断層の特徴について.活断 層研究,No.29, 59-70.

Sibson, R.H. (2003) : Thickness of the seismic slip zone. Bull. Seismol. Soc. Am., <u>93</u>, 1169-1178.

- Sibson, R.H. (2009) : Rupturing in overpressured crust during compressional inversion the case from NE Honshu, Japan. Tectonophysics, 473, 404-416.
- 副田宣男,宮内崇裕(2007):変動地形と断層モデルからみた出羽丘陵の第四紀後期隆起過程と上部地 殻の短縮変形.第四紀研究,46,83-102.
- 総合資源エネルギー調査会 原子力安全・保安部会(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、平成15年7月8日.
- 末岡 茂,田上高広,堤 浩之,長谷部徳子,田村明弘,荒井章司,山田隆二,松田達生,小村健太朗 (2010):フィッション・トラック熱年代に基づいた六甲地域の冷却・削剥史.地学雑誌,<u>119</u>, 84-101.
- 末岡 茂, Kohn, B.P, 池田安隆, 狩野謙一, 堤 浩之, 田上高広(2011):低温領域の熱年大学的手法 に基づいた赤石山脈の隆起・削剥史の解明. 地学雑誌, <u>120</u>, 1003-1012.
- 須貝俊彦,杉山雄一(1999): 深層ボーリング(GS-NB-1)と大深度地震探査に基づく濃尾傾動盆地の 沈降・傾動速度の総合評価. 地質調査所速報, No.EQ/99/3(平成10年度活断層・古地震研究調査 概要報告書), 77-87.
- 杉山真二(2001): テフラと植物珪酸体分析.月刊地球, 23, 645-650.
- 杉山雄一,宮下由香里,小林健太,佐藤 賢,宮脇明子,宮脇理一郎(2005):鳥取県西部,小町一大 谷リニアメント系のトレンチ調査.活断層・古地震研究報告, No.5, 115-138.
- 鈴木康弘,渡辺満久,中田 高,小岩直人,杉戸信彦,熊原康博,廣内大助,澤 祥,中村優太,丸島 直史,島崎邦彦(2008):2008 年岩手・宮城内陸地震に関わる活断層とその意義--関市厳美町 付近の調査速報.活断層研究, No.29, 25-34.
- Tagami, T., Murakami, M. (2007) : Probing fault zone heterogeneity on the Nojima fault: constraints from zircon fission-track analysis of borehole samples. Tectonophysics, <u>443</u>, 139-152.
- 田力正好(2000):河成段丘を用いた内部の地殻変動量の推定.月刊地球号外, No.31, 173-181.
- Tajikara, M. (2000) : Late Quaternary crustal movement around Kanto mountains, Japan. Proc. HOKUDAN International Symposium and School on Active Faulting, 2000. 503-505.
- 田力正好,池田安隆(2005):段丘面の高度分布からみた東北日本弧中部の地殻変動と山地・盆地の形成.第四紀研究,44,229-245.
- 田力正好,安江健一,柳田 誠,須貝俊彦,守田益宗,古澤 明(2008):庄内川(土岐川)流域の河 成段丘と地形発達.日本地球惑星科学連合 2008 年大会予稿集,Q139-P006.
- 田力正好,池田安隆,野原 壯(2009a):河成段丘の高度分布から推定された,岩手・宮城内陸地震の 震源断層. 地震第2輯, 62, 1-11.
- 田力正好,安江健一,杉山真二,高田圭太,加藤孝幸,須貝俊彦,守田益宗,古澤 明(2009b):植物 珪酸体分析に基づく段丘地形の形成環境の復元:利根川支流,鏑川流域の例.日本地球惑星科学 連合 2009 年大会予稿集,Q145-P008.
- 田力正好,安江健一,柳田 誠,古澤 明,田中義文,守田益宗,須貝俊彦(2011):土岐川(庄内川) 流域の河成段丘と更新世中期以降の地形発達.地理学評論,<u>84</u>,118-130.

- 高田圭太,中田 高,野原 壯,原口 強,池田安隆,伊藤 潔,今泉俊文,大槻憲四郎,鷺谷 威, 堤 浩之(2003):震源断層となりうる活断層とリニアメントの検討-中国地方を事例として. 活断層研究, No.23, 77-91.
- 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,<u>109</u>,366-382.
- Takagi, H., Iwamura, A., Awaji, D., Itaya, T., Okada, T. (2005) : Dating of fault gouges from the major active faults in southwest Japan: constraints from integrated K-Ar and XRD analyses. In: Sorkhabi, R., Tsuji, Y. (Eds.) Faults, Fluids Flow, and Petroleum Traps, Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem., <u>85</u>, 287-301.
- Takahashi, H. (2011) : Static strain and stress changes in eastern Japan due to the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake, as derived from GPS data. Earth Planet. Space, <u>63</u>, 741-744.
- 高橋 誠,小泉尚嗣,佐藤 務,松本則夫,伊藤久男,桑原保人,長 秋雄,佐藤隆司(2002):2000 年鳥取県西部地震前後の近畿地域およびその周辺地域における地下水位・地殻歪変化. 地震第 2 輯, <u>55</u>, 75-82.
- 高橋正明, 駒澤正夫, 玉生志郎(2001): 50 万分の1 青森地熱資源図説明書, 特殊地質図(31-5).地 質調査所.
- 高橋正明,風早康平,安原正也,高橋浩,森川徳敏,稲村明彦(2004):阿武隈地域の温泉水の地球 化学的研究.日本水文科学会誌,<u>34</u>,227-244.
- 高橋正樹, Martin, A.J. (2004) : 今後 10 万年間どこに火山はできるか? マグマ供給システムの長期安定性をめぐって. 月刊地球, 26, 386-394.
- 高橋雅紀 (2006):フィリピン海プレートが支配する日本列島のテクトニクス.地学雑誌,115,116-123.
- 高橋雅紀,林 広樹, 笠原敬司,木村尚紀(2006):関東平野西縁の反射法地震波探査記録の地質学的 解釈.地質学雑誌,<u>112</u>, 33-52.
- 竹内 章(2010):北陸および信越地域における後期新生代の地質構造発達史.地質学雑誌,116,624-635.
- 竹内真司,國丸貴紀,見掛信一郎,西尾和久,鶴田忠彦,松岡稔幸,早野 明,竹内竜史,三枝博光, 大山卓也,水野 崇,平野 享,尾方伸久,濱 克宏,池田幸喜,山本 勝,弥富洋介,島田顕 臣,松井裕哉,伊藤洋昭,杉原弘造(2010):超深地層研究所計画 年度報告書(2008 年度). JAEA-Review 2010-014.
- 玉生志郎(2008):地下温度分布から見た高温地区を含む広域地域のタイプ分け-東北地方と中国・四 国地方の例.地質調査研究報告, <u>59</u>, 45-52.
- Tamura, Y. (2003) : A dynamic model of hot fingers in the mantle wedge in northeast Japan. Frontier Res. Earth Evol., <u>1</u>, 87-91.
- Tamura, Y., Tatsumi, Y., Zhao, D., Kido, Y., Shukuno, H. (2001) : Distribution of Quaternary volcanoes in the Northeast Japan arc: geologic and geophysical evidence of hot fingers in the mantle wedge. Proc. Japan Acad., Ser. B, <u>77</u>, 135-139.
- Tamura, Y., Tatsumi, Y., Zhao, D., Kido, Y., Shukuno, H. (2002) : Hot fingers in the mantle wedge: new insights into magma genesis in subduction zones. Earth Planet. Sci. Lett., <u>197</u>, 105-116.
- Tamura, Y., Nakajima, J., Kodaira, S., Hasegawa, A. (2009) : Tectonic setting of volcanic centers in subduction zones: three-dimensional structure of mantle wedge and arc crust. In: Connor, C.B., Chapman, N.A., Conner, L.J. (Eds.) Volcanic and Tectonic Hazard Assessment for Nuclear Facilities, Cambridge Univ. Press,

176-194.

- 田中明子,山野 誠,矢野雄策,笹田政克(2004):日本列島及びその周辺地域の地温勾配及び地殻熱 流量データベース.数値地質図 P-5,産業技術総合研究所 地質調査総合センター.
- 谷 篤史,小林健太朗,池田隆司(2001): ESR 法による野島断層平林 NIED コアの熱履歴調査,防災 科学技術研究所研究報告,<u>61</u>, 231-236.
- 谷口 薫,渡辺満久,鈴木康弘,澤 祥(2011):糸魚川一静岡構造線活断層系中北部で新たに得られた活動時期.地震第2輯,<u>64</u>,11-21.
- Thompson, W.G., Goldstein, S.L. (2005) : Open-system coral ages reveal persistent suborbital sea-level cycles. Science, <u>308</u>, 401-404.
- 遠田晋次(2002):2000年鳥取県西部地震の"地変"についての考察-境界要素法による表層誘発すべりの可能性についての検討.活断層研究, No.21, 93-98.
- 遠田晋次,丸山 正,吉見雅行,金田平太郎,栗田泰夫,吉岡敏和,安藤亮輔(2010):2008 年岩手・ 宮城内陸地震に伴う地表地震断層-震源過程および活断層評価への示唆.地震第2 輯, <u>62</u>, 153-178.
- Toda, S., Stein, R.S., Lin, J. (2011) : Widespread seismicity excitation throughout central Japan following the 2011 M=9.0 Tohoku earthquake and its interpretation by Coulomb stress transfer. Geophys. Res. Lett., <u>38</u>, L00G03, doi:10.1029/2011GL047834.
- 遠田晋次,丸山 正,吉見雅行,小俣雅志,郡谷順英(2011):2008年岩手・宮城内陸地震を引き起こした活断層の累積変位量-岩手県一関市厳美町岡山地区ボーリング調査.活断層研究,No.34, 23-30.
- 徳山英一,本座英一,木村政昭,倉本真一,芦 寿一郎,岡村行信,荒戸裕之,伊藤康人,徐 垣,日 野亮太,野原 壯,阿部寛信,坂井眞一,向山建二郎(2001):日本周辺海域の中新世最末期以 降の構造発達史.海洋調査技術,<u>13</u>,27-53.
- 東京大学地震研究所: 2011 年 4 月 11 日の福島県浜通りの地震に伴う地表地震断層について. <a href="http://outreach.eri.u-tokyo.ac.jp/eqvolc/201103\_tohoku/#0411FukushimaSurvey1">http://outreach.eri.u-tokyo.ac.jp/eqvolc/201103\_tohoku/#0411FukushimaSurvey1</a> (参照 2012 年 12 月 1 日).
- 東京大学地震研究所,地球科学総合研究所,岩手大学工学部(2008a):2008 年岩手宮城内陸地震震源域 北部の稠密アレイ観測による余震分布と地殻構造.第191 回地震調査委員会資料,1-4.
- 東京大学地震研究所,東北大学大学院理学研究科,岩手大学工学部(2008b):2008 年岩手宮城内陸地 震震源域盤井側沿いの反射法地震探査結果.第191 回地震調査委員会資料,5-7.
- 鳥越祐司,幡谷竜太,柳田 誠,佐藤 賢(2003):海水準変動1サイクルの沿岸域における最大侵食 評価.地球惑星科学関連学会2003年合同大会予稿集,Q042-P007.
- 土志田 潔,三浦大助,幡谷竜太(2006):マグマの水平移動に対する評価法の提案-隠岐島前火山の 火道分布に基づく化学組成の影響の検討.電力中央研究所報告,N05026.
- 鳥取県(2004):鳥取県西部地震関連地域の地下構造調査.
- 豊蔵 勇, 杉山雄一, 清水惠助, 中山俊雄(2007): 首都直下に見られる伏在第四紀断層. 地学雑誌, 116, 410-430.
- 佃 為成(2006):深部流体上昇仮説とその検証.月刊地球,28,813-822.

- Tsumura, N., Matsumoto, S., Horiuchi, S., Hasegawa, A. (2000) Three-dimensional attenuation structure beneath the northeastern Japan arc estimated from spectra of small earthquake. Tectonophysics, <u>319</u>, 241-260.
- 堤 浩之(2009): 2000年鳥取県西部地震.科学, 79, 210-212.
- 堤 浩之,遠田晋次(2012):2011年4月11日に発生した福島県浜通りの地震の地震断層と活動履歴. 地質学雑誌,<u>118</u>,559-570.
- Tsutsumi, H., Sato, K., Yamaji, A. (2012) : Stability of the regional stress field in central Japan during the late Quaternary inferred from the stress inversion of the active fault data. Geophys. Res. Lett., <u>39</u>, L23303, doi:10.1029/2012GL054094.
- 露口耕治,尾上博則,丹羽正和,竹内竜史,狩野智之(2012):東濃地域における東北地方太平洋沖地 震後の地下水圧の変化.日本地下水学会 2012 年春季講演会講演要旨,214-219.
- Tziperman, E., Raymo, M.E., Huybers, P., Wunsch, C. (2006) : Consequences of pacing the Pleistocene 100 kyr ice ages by nonlinear phase locking to Milankovitch forcing. Paleoceanogr, <u>21</u>, PA4206, doi:10.1029/2005PA001241.
- 植木岳雪(2008):徳島県西部,那賀川上流部における河成段丘の編年.地理学評論,81,25-40.
- 上田圭一, 宮腰勝義, 井上大榮 (2002): 2000 年鳥取県西部地震に伴う導水路トンネルの左横ずれ変位. 地震2輯, <u>54</u>, 547-556.
- Umeda, K., Ninomiya, A. (2009) : Helium isotopes as a tool for detecting concealed active faults. Geochem. Geophys. Geosyst., <u>10</u>, Q08010, doi:10.1029/2009GC002501.
- Umeda, K., Asamori, K., Negi, T., Ogawa, Y. (2006) : Magnetotelluric imaging of crustal magma storage beneath the Mesozoic crystalline mountains in a nonvolcanic region, northeast Japan. Geochem. Geophys. Geosyst., <u>7</u>, Q08005, doi:10.1029/2006GC001247.
- Umeda, K., Asamori, K., Ninomiya, A., Kanazawa, S., Oikawa, T. (2007a) : Multiple lines of evidence for crustal magma storage beneath the Mesozoic crystalline Iide Mountains, northeast Japan. J. Geophys. Res., <u>112</u>, B05207, doi:10.1029/2006JB004590.
- Umeda, K., McCrank, G.F., Ninomiya, A. (2007b) : Helium isotopes as geochemical indicators of a serpentinized fore-arc mantle wedge. J. Geophys. Res.: Solid Earth (1978-2012), <u>112</u>, B10206, doi:10.1029/2007JB005031.
- Umeda, K., Sakagawa, Y., Ninomiya, A., Asamori, K. (2007c) : Relationship between helium isotopes and heat flux from hot springs in a non-volcanic region, Kii Penensula, southwest Japan. Geophys. Res. Lett., <u>34</u>, L05310, doi:10.1029/2006GL028975.
- Umeda, K., Hanamuro, T., Yamada, K., Negishi, Y., Iwano, H., Danhara, T. (2007d) : Thermochronology of non-volcanic hydrothermal activity in the Kii Peninsula, southwest Japan: evidence from fission track dating and helium isotopes in paleo-hydrothermal fluids. Radiation Meas., <u>42</u>, 1647-1654.
- Umeda, K., Ninomiya, A., McCrank, G.F. (2008) : High <sup>3</sup>He emanations from the source regions of recent large earthquakes, central Japan. Geochem. Geophys. Geosyst., <u>9</u>, Q12003, doi:10.1029/2008GC002272.
- Umeda, K., Ninomiya, A., Negi, T. (2009) : Heat source for an amagmatic hydrothermal system, Noto Peninsula, central Japan. J. Geophys. Res.: Solid Earth (1978-2012), <u>114</u>, B01202, doi:10.1029/2008JB005812.
- 梅田浩司,石丸恒存,安江健一,浅森浩一,山田国見,國分(齋藤)陽子,花室孝広,谷川晋一,草野 友宏(2010a):「地質環境の長期安定性に関する研究」基本計画\_第2期中期計画(平成22年 度~平成26年度). JAEA-Review 2010-030.

- 梅田浩司,安江健一,浅森浩一(2010b):高レベル放射性廃棄物の地層処分における断層研究の現状と 今後の展望.月刊地球,32,52-63.
- Umeda, K., Asamori, K., Negi, T., Kusano, T. (2011a) : A large intraplate earthquake triggered by latent magmatism. J. Geophys. Res.: Solid Earth (1978-2012), <u>116</u>, B01207, doi:10.1029/2010JB007963.
- Umeda, K., Ninomiya, A., Asamori, K. (2011b) : Release of mantle helium and its tectonic implications. In: Becker L.A. (Ed.) Helium: Characteristics, Compounds, and Applications, Nova Sci. Publ., 81-102.
- 梅田浩司,谷川晋一,安江健一(2013):地殻変動の一様継続性と将来予測:地層処分の安全評価の視 点から.地学雑誌,<u>122</u>,385-397.
- 上嶋 誠(2009): MT 法による電気伝導度構造研究の現状. 地震第2輯, 61, S225-S238.
- 若狭 幸,森口有里,松崎浩之,松倉公憲(2008):宇宙線核種濃度から推定される木曽川上流寝覚/ 床における下刻速度.季刊地理学,<u>60</u>,69-76.
- 渡辺満久,中田 高,鈴木康弘(2008):下北半島南部における海成段丘の撓曲変形と逆断層運動.活 断層研究, No.29, 15-23.
- 渡辺満久,中田 高,鈴木康弘(2009):原子燃料サイクル施設を載せる六ヶ所断層.科学,79,182-185.
- 渡辺満久,中田 高,鈴木康弘,小岩直人(2012):下北半島北西端周辺の地震性隆起海岸地形と海底 活断層.活断層研究, No.36, 15-23.
- Watanabe, O., Jouzel, J., Johnsen, S., Parrenin, F., Shoji, H., Yoshida, N. (2003) : Homogeneous climate variability across East Antarctica over the past three glacial cycles. Nature, <u>422</u>, 509-512.
- 八幡正弘(2002):北海道における後期新生代の鉱化作用および熱水活動の時空変遷.北海道立地質研 究所報告, 73, 151-194.
- 山田悟郎(1998):北海道の植生史(1)-北北海道. 安田喜憲, 三好教夫(編):図説日本列島植生史, 39-50,朝倉書店.
- 山田国見,安江健一,岩野英樹,山田隆二,梅田浩司,小林健太朗(2012):阿寺断層の垂直変位量と 活動開始時期に関する熱年代学的研究. 地質学雑誌,<u>118</u>,437-448.
- Yamaji, A., Sakai, T., Arai, K., Okamura, Y. (2003) : Unstable forearc stress in the eastern Nankai subduction zone for the last two million years. Tectonophysics, <u>369</u>, 103-120.
- Yamamoto, T. (2007) : A rhyolite to dacite sequence of volcanism directly from the heated lower crust: Late Pleistocene to Holocene Numazawa volcano, NE Japan. J. Volcanol. Geotherm. Res., <u>167</u>, 119-13.
- Yamamoto, T. (2009) : Sedimentary processes caused by felsic caldera-forming volcanism in the Late Miocene to Early Pliocene intra-arc Aizu basin, NE Japan arc. Sediment. Geol., <u>220</u>, 337-348.
- 山元孝広(2011):地質学から見た高レベル放射性廃棄物処分の安全評価-事象のシナリオに基づく長期予測の方法論.シンセオロジー,<u>4</u>,200-208.
- 山野 誠,木下正高,山形尚司(1997):日本列島周辺海域の地殻熱流量分布.地質ニュース, No.517, 12-19.
- 山崎晴雄(2004):地層処分における概要調査地区選定後の作業内容とその意義-活断層の識別・評価 を例に.原子力バックエンド研究,<u>10</u>,119-123.
- 山崎晴雄(2006):関東平野の地震地質-南関東の基盤断層と活断層の関係.月刊地球,28,8-16.

- 山崎晴雄(2013):地震と断層,そして活断層とは何かー思い込みや風評を排して冷静な対応を.日本 原子力学会誌, 55, 12-15.
- Yamazaki, H., Shimokawa, K., Mizuno, K., Tanaka, T. (2002) : Off-fault paleoseismology in Japan: with special reference to the Fujikawa-kako Fault Zone, central Japan. Geogr. Rep. Tokyo Metro. Univ., <u>37</u>, 1-14.
- 安江健一,廣内大助(2002):阿寺断層系中北部の第四紀後期における活動性と構造発達様式.第四紀 研究, <u>41</u>, 347-359.
- 安江健一, 浅森浩一, 谷川晋一, 山田国見, 山崎誠子, 國分 (齋藤) 陽子, 丹羽正和, 道家涼介, 草野 友宏, 花室孝広, 石丸恒存, 梅田浩司 (2011a) : 地質環境の長期安定性に関する研究 年度報告 書 (平成 23 年度). JAEA-Research 2011-023.
- 安江健一,田力正好,谷川晋一,須貝俊彦,山田浩二,梅田浩司(2011b):第四紀後期における内陸部 の隆起量の推定手法:鏑川流域および土岐川流域を例に.原子力バックエンド研究,18,51-62.
- Yokoyama, Y., Lambeck, K., De Deckker, P., Johnston, P., Fifield, L.K. (2000) : Timing of the Last Glacial Maximum from observed sea-level minima. Nature, <u>406</u>, 713-716.
- 吉田英一,大嶋章浩,吉村久美子,長友晃夫,西本昌司(2009):断層周辺に発達する割れ目形態とその特徴-阿寺断層における 'ダメージゾーン'解析の試み.応用地質,50,16-28.
- 吉田久雄, 大藤友詳(2012): 東日本大震災における久慈国家石油備蓄基地の防災活動について. Safety & Tomorrow, No.143, 39-46.
- 吉田則夫,奥澤保,塚原弘昭(2002):同位体比から見た松代群発地震地域の深部流体の起源.地震 第2輯, 55, 207-216.
- 吉田鎮男,高橋 晋(2004):日本近海の中新世以降のプレート運動史.月刊地球,26,349-355.
- 吉永秀一郎, 宮寺正美(1986): 荒川中流域における下位段丘の形成過程. 第四紀研究, 25, 187-201.

### 第4章 地質環境特性

地層処分システムの長期安全性の確保の観点から考慮すべきそれぞれの特性について, わが国における一般的な傾向や多様性などに関連する第2次取りまとめの見解ごとに,第 2次取りまとめ以降の公開文献情報,ならびに情報の整理結果および見解への反映などの 検討結果を表形式でまとめた。その結果,すべての見解において,関連する公開文献情報 は見解に沿い,見解で示された範囲に概ね整合するデータが得られていることが確認され た。したがって,本章の情報の整理結果および見解への反映などの検討結果においては, 第3章のような,それぞれの見解を確認する形式でまとめを行っていない。

なお、公開文献情報は、内容に応じて、一つの番号に単独の情報を記載している場合と 複数の文献情報をまとめて記載している場合とがある。

#### 4.1 地下水の流動特性

	第2次取りまとめの見解
(]	岩盤中に含まれる地下水の動きは、主に動水勾配と岩盤自体の透水性に支配されている。このう
	ち、動水勾配は地形に強く依存するが、地下深部の岩盤中では、局所的な地形の影響が少ないた
	め、地表付近に比べて動水勾配は緩やかになる。また、深度が増加するにしたがって地圧が大き
	くなるため、一般に割れ目や鉱物粒子間の間隙が減少し、岩盤の透水性も地表付近に比べて小さ
	くなると考えられる。【分冊1:要約「深部地質環境の一般的な特性」】
2	全国各地の井戸データなどから地表付近の動水勾配(地下水面の勾配)を求めた結果によれば、
	地表付近の動水勾配は地形勾配に強く支配されており、低地(0.008)、台地(0.016)、丘陵地(0.035)、
	山地(0.061)の順に大きくなる(カッコ内の数字は、地形ごとの平均値)。一方、東濃地域にお
	ける深層ボーリングでの実測結果では、地下深部の動水勾配は地表付近の地下水面の勾配に比べ
	て小さくなることが確認された。【分冊1:要約「深部地質環境の一般的な特性」】
3	岩盤の透水性は岩石の種類や場所によって異なるが、断層破砕帯や割れ目集中帯を除くと、地下
	深部の岩盤としての平均的な透水係数は、おおむね $10^{10} \sim 10^{-7}$ m/s の範囲にある。【分冊1:要約
	「深部地質環境の一般的な特性」
	第2次取りまとめ以降の公開文献情報
1	
1	岐阜県 堀很地域( 結晶質岩)を 事例とした 調査・ 解析において 、 地質・ 地質構造 要素 ことの 水理
1	岐阜県垢很地域(結晶質岩)を事例とした調査・解析において、地質・地質構造要素ことの水理特性を把握するとともに、その結果を補間することにより岩盤の透水性の三次元分布を把握(中
1	岐阜県瑞浪地域(結晶質岩)を事例とした調査・解析において、地質・地質構造要素ことの水理 特性を把握するとともに、その結果を補間することにより岩盤の透水性の三次元分布を把握(中 野ほか、2001; Saegusa et al., 2003; 升元ほか、2004; 大山ほか、2004; 三枝ほか、2007; 國丸ほ
1	岐阜県瑞浪地域(結晶質岩)を事例とした調査・解析において、地質・地質構造要素ことの水理 特性を把握するとともに、その結果を補間することにより岩盤の透水性の三次元分布を把握(中 野ほか、2001; Saegusa et al., 2003; 升元ほか、2004; 大山ほか、2004; 三枝ほか、2007; 國丸ほ か、2012)
	岐阜県塩浪地域(結晶質岩)を事例とした調査・解析において、地質・地質構造要素ことの水理 特性を把握するとともに、その結果を補間することにより岩盤の透水性の三次元分布を把握(中 野ほか、2001; Saegusa et al., 2003; 升元ほか、2004; 大山ほか、2004; 三枝ほか、2007; 國丸ほ か、2012) 透水係数は割れ目低密度帯で $5.0 \times 10^{-12} \sim 8.0 \times 10^{5}$ m/s、割れ目帯で $4.0 \times 10^{-11} \sim 1.0 \times 10^{4}$ m/s
1	岐阜県塩浪地域(結晶質岩)を事例とした調査・解析において、地質・地質構造要素ことの水理 特性を把握するとともに、その結果を補間することにより岩盤の透水性の三次元分布を把握(中 野ほか、2001; Saegusa et al., 2003; 升元ほか、2004; 大山ほか、2004; 三枝ほか、2007; 國丸ほ か、2012) 透水係数は割れ目低密度帯で $5.0 \times 10^{-12} \sim 8.0 \times 10^{-5}$ m/s, 割れ目帯で $4.0 \times 10^{-11} \sim 1.0 \times 10^{-4}$ m/s 全体が変質している区間( $3.2 \times 10^{-11}$ m/s)は、上部割れ目帯の平均値( $1.0 \times 10^{-7}$ m/s)と比べて 4
1	岐阜県端浪地域(結晶質岩)を事例とした調査・解析において、地質・地質構造要素ことの水理 特性を把握するとともに、その結果を補間することにより岩盤の透水性の三次元分布を把握(中 野ほか、2001; Saegusa et al., 2003; 升元ほか、2004; 大山ほか、2004; 三枝ほか、2007; 國丸ほ か、2012) 透水係数は割れ目低密度帯で $5.0 \times 10^{-12} \sim 8.0 \times 10^5$ m/s、割れ目帯で $4.0 \times 10^{-11} \sim 1.0 \times 10^4$ m/s 全体が変質している区間( $3.2 \times 10^{-11}$ m/s)は、上部割れ目帯の平均値( $1.0 \times 10^{-7}$ m/s)と比べて 4 オーダー程度低く、割れ目沿いが変質している区間の透水係数は $9.4 \times 10^{-7} \sim 3.8 \times 10^{-11}$ m/s
1	岐阜県塩混地域(結晶質岩)を事例とした調査・解析において、地質・地質構造要素ことの水理 特性を把握するとともに、その結果を補間することにより岩盤の透水性の三次元分布を把握(中 野ほか、2001; Saegusa et al., 2003; 升元ほか、2004; 大山ほか、2004; 三枝ほか、2007; 國丸ほ か、2012) 透水係数は割れ目低密度帯で $5.0 \times 10^{-12} \sim 8.0 \times 10^{-5}$ m/s, 割れ目帯で $4.0 \times 10^{-11} \sim 1.0 \times 10^{4}$ m/s 全体が変質している区間( $3.2 \times 10^{-11}$ m/s)は、上部割れ目帯の平均値( $1.0 \times 10^{-7}$ m/s)と比べて 4 オーダー程度低く、割れ目沿いが変質している区間の透水係数は $9.4 \times 10^{-7} \sim 3.8 \times 10^{-11}$ m/s サイトスケールで数 km 程度のトレース長を有する断層は、ボーリング孔において測定された透
1	岐阜県塩浪地域(結晶質岩)を事例とした調査・解析において、地質・地質構造要素ことの水理 特性を把握するとともに、その結果を補間することにより岩盤の透水性の三次元分布を把握(中 野ほか、2001; Saegusa et al., 2003; 升元ほか、2004; 大山ほか、2004; 三枝ほか、2007; 國丸ほ か、2012) 透水係数は割れ目低密度帯で $5.0 \times 10^{-12} \sim 8.0 \times 10^{5}$ m/s, 割れ目帯で $4.0 \times 10^{-11} \sim 1.0 \times 10^{4}$ m/s 全体が変質している区間( $3.2 \times 10^{-11}$ m/s)は、上部割れ目帯の平均値( $1.0 \times 10^{-7}$ m/s)と比べて 4 オーダー程度低く、割れ目沿いが変質している区間の透水係数は $9.4 \times 10^{-7} \sim 3.8 \times 10^{-11}$ m/s サイトスケールで数 km 程度のトレース長を有する断層は、ボーリング孔において測定された透 水係数や間隙水圧分布、掘削応答モニタリングの結果から、断層主要部で遮水性を有することを
1	岐阜県塩浪地域(結晶質岩)を事例とした調査・解析において、地質・地質構造要素ことの水理 特性を把握するとともに、その結果を補間することにより岩盤の透水性の三次元分布を把握(中 野ほか、2001; Saegusa et al., 2003; 升元ほか、2004; 大山ほか、2004; 三枝ほか、2007; 國丸ほ か、2012) 透水係数は割れ目低密度帯で $5.0 \times 10^{-12} \sim 8.0 \times 10^5$ m/s、割れ目帯で $4.0 \times 10^{-11} \sim 1.0 \times 10^4$ m/s 全体が変質している区間( $3.2 \times 10^{-11}$ m/s)は、上部割れ目帯の平均値( $1.0 \times 10^7$ m/s)と比べて 4 オーダー程度低く、割れ目沿いが変質している区間の透水係数は $9.4 \times 10^{-7} \sim 3.8 \times 10^{-11}$ m/s サイトスケールで数 km 程度のトレース長を有する断層は、ボーリング孔において測定された透 水係数や間隙水圧分布、掘削応答モニタリングの結果から、断層主要部で遮水性を有することを 確認
1	岐阜県塩浪地域(結晶質岩)を事例とした調査・解析において、地質・地質構造要素ことの水理 特性を把握するとともに、その結果を補間することにより岩盤の透水性の三次元分布を把握(中 野ほか、2001; Saegusa et al., 2003; 升元ほか、2004; 大山ほか、2004; 三枝ほか、2007; 國丸ほ か、2012) 透水係数は割れ目低密度帯で 5.0×10 <sup>-12</sup> ~8.0×10 <sup>-5</sup> m/s, 割れ目帯で 4.0×10 <sup>-11</sup> ~1.0×10 <sup>4</sup> m/s 全体が変質している区間(3.2×10 <sup>-11</sup> m/s)は、上部割れ目帯の平均値(1.0×10 <sup>7</sup> m/s)と比べて 4 オーダー程度低く、割れ目沿いが変質している区間の透水係数は 9.4×10 <sup>7</sup> ~3.8×10 <sup>-11</sup> m/s サイトスケールで数 km 程度のトレース長を有する断層は、ボーリング孔において測定された透 水係数や間隙水圧分布、掘削応答モニタリングの結果から、断層主要部で遮水性を有することを 確認 花崗岩中の上部割れ目帯と下部割れ目低密度帯との間に透水性のコントラストが存在
1	岐阜県塩浪地域(結晶質岩)を事例とした調査・解析において、地質・地質構造要素ことの水理 特性を把握するとともに、その結果を補間することにより岩盤の透水性の三次元分布を把握(中 野ほか、2001;Saegusa et al., 2003;升元ほか、2004;大山ほか、2004;三枝ほか、2007;國丸ほ か、2012) 透水係数は割れ目低密度帯で5.0×10 <sup>-12</sup> ~8.0×10 <sup>5</sup> m/s、割れ目帯で4.0×10 <sup>-11</sup> ~1.0×10 <sup>4</sup> m/s 全体が変質している区間(3.2×10 <sup>-11</sup> m/s)は、上部割れ目帯の平均値(1.0×10 <sup>-7</sup> m/s)と比べて4 オーダー程度低く、割れ目沿いが変質している区間の透水係数は9.4×10 <sup>-7</sup> ~3.8×10 <sup>-11</sup> m/s サイトスケールで数 km 程度のトレース長を有する断層は、ボーリング孔において測定された透 水係数や間隙水圧分布、掘削応答モニタリングの結果から、断層主要部で遮水性を有することを 確認 花崗岩中の上部割れ目帯と下部割れ目低密度帯との間に透水性のコントラストが存在 地下水の主流動方向は地形に支配されており、標高の高い領域では涵養傾向、標高の低い河川部
1	岐阜県瑞浪地域(結晶質岩)を事例とした調査・解析において、地質・地質構造要素ことの水理 特性を把握するとともに、その結果を補間することにより岩盤の透水性の三次元分布を把握(中 野ほか、2001; Saegusa et al., 2003; 升元ほか、2004; 大山ほか、2004; 三枝ほか、2007; 國丸ほ か、2012) 透水係数は割れ目低密度帯で 5.0×10 <sup>-12</sup> ~8.0×10 <sup>5</sup> m/s, 割れ目帯で 4.0×10 <sup>-11</sup> ~1.0×10 <sup>4</sup> m/s 全体が変質している区間(3.2×10 <sup>-11</sup> m/s)は、上部割れ目帯の平均値(1.0×10 <sup>7</sup> m/s)と比べて 4 オーダー程度低く、割れ目沿いが変質している区間の透水係数は 9.4×10 <sup>-7</sup> ~3.8×10 <sup>-11</sup> m/s サイトスケールで数 km 程度のトレース長を有する断層は、ボーリング孔において測定された透 水係数や間隙水圧分布、掘削応答モニタリングの結果から、断層主要部で遮水性を有することを 確認 花崗岩中の上部割れ目帯と下部割れ目低密度帯との間に透水性のコントラストが存在 地下水の主流動方向は地形に支配されており、標高の高い領域では涵養傾向、標高の低い河川部 で流出傾向、それ以外はおおむね静水圧分布
1	岐阜県瑞浪地域(結晶質岩)を事例とした調査・解析において、地質・地質構造要素ことの水理 特性を把握するとともに、その結果を補間することにより岩盤の透水性の三次元分布を把握(中 野ほか、2001;Saegusa et al., 2003;升元ほか、2004;大山ほか、2004;三枝ほか、2007;國丸ほ か、2012) 透水係数は割れ目低密度帯で5.0×10 <sup>-12</sup> ~8.0×10 <sup>5</sup> m/s、割れ目帯で4.0×10 <sup>-11</sup> ~1.0×10 <sup>4</sup> m/s 全体が変質している区間(3.2×10 <sup>-11</sup> m/s)は、上部割れ目帯の平均値(1.0×10 <sup>7</sup> m/s)と比べて4 オーダー程度低く、割れ目沿いが変質している区間の透水係数は9.4×10 <sup>7</sup> ~3.8×10 <sup>-11</sup> m/s サイトスケールで数km程度のトレース長を有する断層は、ボーリング孔において測定された透 水係数や間隙水圧分布、掘削応答モニタリングの結果から、断層主要部で遮水性を有することを 確認 花崗岩中の上部割れ目帯と下部割れ目低密度帯との間に透水性のコントラストが存在 地下水の主流動方向は地形に支配されており、標高の高い領域では涵養傾向、標高の低い河川部 で流出傾向、それ以外はおおむね静水圧分布 地下水の主流動方向とほぼ直交し遮水性を有する断層部においては、その上流側で被圧傾向の水
1	岐阜県琉浪地域(結晶質岩)を事例とした調査・解析において、地質・地質構造要素ことの水理 特性を把握するとともに、その結果を補間することにより岩盤の透水性の三次元分布を把握(中 野ほか、2001; Saegusa et al., 2003; 升元ほか、2004; 大山ほか、2004; 三枝ほか、2007; 國丸ほ か、2012) 透水係数は割れ目低密度帯で 5.0×10 <sup>-12</sup> ~8.0×10 <sup>5</sup> m/s、割れ目帯で 4.0×10 <sup>-11</sup> ~1.0×10 <sup>4</sup> m/s 全体が変質している区間(3.2×10 <sup>-11</sup> m/s)は、上部割れ目帯の平均値(1.0×10 <sup>-7</sup> m/s)と比べて 4 オーダー程度低く、割れ目沿いが変質している区間の透水係数は 9.4×10 <sup>-7</sup> ~3.8×10 <sup>-11</sup> m/s サイトスケールで数 km 程度のトレース長を有する断層は、ボーリング孔において測定された透 水係数や間隙水圧分布、掘削応答モニタリングの結果から、断層主要部で遮水性を有することを 確認 花崗岩中の上部割れ目帯と下部割れ目低密度帯との間に透水性のコントラストが存在 地下水の主流動方向は地形に支配されており、標高の高い領域では涵養傾向、標高の低い河川部 で流出傾向、それ以外はおおむね静水圧分布

表 4-1 地下水の流動特性

- 2 愛媛県浪方および岡山県倉敷(結晶質岩)に建設中(2013年度操業開始予定)のLPガスの水封 式地下岩盤貯槽施設において,貯槽を設置する花崗岩新鮮部の透水係数は,波方(深度約180m) で 5.6×10<sup>9</sup> m/s,倉敷(深度約187 m)で 3.3×10<sup>8</sup> m/s(大竹, 2001)
- 3 北海道幌延地域(堆積岩)を事例とした調査・解析において、地質・地質構造要素ごとの水理特 性を把握し、その結果を補間することにより岩盤の透水性の三次元分布を推定するとともに、地 質構造の長期変遷モデルの構築を通じて地下水流動場の長期変遷について推察(石井ほか、 2006;太田ほか、2007;操上ほか、2008;舟木ほか、2009;今井ほか、2009;Ishii et al., 2010;中 山ほか、2010, 2012; Niizato et al., 2010; Amano et al., 2011)
- ・ 声問層中の割れ目は連続性・連結性に乏しく、割れ目頻度は高いものの地下水流動には影響しないのに対して、稚内層中の層理面に高角な割れ目の一部は主要な水みちとして機能しており、稚内層浅部においてはこの層理面に高角な割れ目が断層として成長する際に、断層から派生する引張割れ目を形成しやすく、これらの断層・割れ目のネットワークが稚内層浅部の高透水ゾーンを形成
- 透水係数は勇知層で10<sup>-10</sup>~10<sup>9</sup> m/s オーダー,声問層で10<sup>9</sup>~10<sup>8</sup> m/s オーダー,稚内層では10<sup>-11</sup> ~10<sup>5</sup> m/s オーダーで地下深部の透水性は地下浅部に比べて小さくなる傾向
- 透水性割れ目の透水量係数は平均値 1.7×10<sup>-6</sup> m<sup>2</sup>/s,標準偏差 3.2×10<sup>-6</sup> m<sup>2</sup>/s の対数分布に従うことを把握
- ・ 地層中の全水頭分布は地形との相関がありわずかに被圧した傾向を示し、地下深部には高い全水 頭が保持
- ・約130万年前から現在の海水準および地下水涵養量の変動を考慮した地下水流動および塩分濃度の解析が可能であることを把握
- ・ 地下水の塩分の密度差は沿岸域の地下水流動に影響を与え、地下深部での淡水の侵入を抑制する と推測
- 4 神奈川県横須賀地域(付加体堆積岩)を事例として,対象層の水理特性を把握するとともに,複数の方法を組み合わせた地下水流動評価の有効性を確認(長谷川ほか,2010a,b,2013;徳永ほか,2013)
- ・ 間隙水圧は、上位の三浦層群で地表面と同じかやや低い程度で一定であり概ね静水圧分布を示す のに対し、下位の葉山層群では深度方向に増加傾向があり、三浦層群に対して高い水圧を保持し ており、これは測定孔内の清水と周辺の高塩分濃度地下水との密度差により高い水圧が計測され る可能性を示唆
- ・ 三浦層群の透水係数は 1.0×10<sup>-7</sup> m/s 程度,葉山層群の透水係数は 1.0×10<sup>-9</sup> m/s 程度であり,三浦層 群中のスコリア濃集層の透水係数は 1.0×10<sup>-5</sup> m/s 程度と高い傾向
- ・<sup>14</sup>C, <sup>36</sup>Cl, <sup>4</sup>He, δ<sup>37</sup>Cl 地下水年代測定の結果は,地下水の長期滞留や地層間の流動性の違いなど について整合的であることから,長期地下水挙動評価において有効
- ・ 海水準変動および隆起(地質環境の変遷)を考慮した非定常の地下水流動解析により、地下水の 水頭のみならず水質・年代を再現できることを示唆
- 5 浸透性を保持する割れ目は、臨界応力状態にあり、継続的にせん断すべりを生じる環境下にある ものに限定されることから、現在の応力場が割れ目の浸透性に強く影響(石油技術協会, 2004)
- 6 結晶質岩の透水性割れ目の特徴として、方解石を介在することが国内外の地下研究所などの調査 研究で確認されたことから、方解石を透水性割れ目の同定に利用可能(吉田, 2012)
- 7 単一割れ目の透水量係数と開口幅との関係は、両者が直線近似できる比例限界までの範囲では3 乗則が成立しないのに対して、それ以降の降伏領域では力学的開口幅の3乗に比例して透水量係 数は増加するものの、割れ目表面の粗度により力学的開口幅と透水量係数との関係が異なること を把握(西山ほか、2005)
- 8 複数の深度で間隙水圧を測定することにより、不飽和帯の影響を受けることなく、その下位の飽 和地盤の比貯留係数および鉛直透水係数を多孔質弾性論に基づき評価できることを示し、新第三 紀堆積岩を対象とした評価を通じて手法の有効性を確認(細谷・徳永,2005,2008)
- 9 地下水流動などによる温度の擾乱の影響が大きいと考えられる掘削深度 300 m 未満のデータを除 外した 1,215 本の坑井温度プロファイルがデータベース化され(坂川ほか, 2004),地下温度プロ ファイルから地下水の地域流動系や流動速度の推定,気候変動復元が可能(宮越ほか, 2006;内

田・佐倉,2007;吉澤ほか,2011)
10万年を超えて山地が形成されるような時間スケールを評価の対象期間とする場合は、山地や丘陵、平野などの発達過程を考慮した地下水流動解析が必要(尾上ほか,2009)
11岐阜県東濃地域(結晶質岩)において水収支に関する知見を拡充(山内ほか,2000;核燃料サイクル開発機構,2002;宮原ほか,2002a,b;西尾ほか,2009)
・観測流域ごとの岩盤浸透量は、河川流域の上流部および下流部や表層の地質状況などの影響による場所的な違いや流域面積により差異
・岩盤浸透量は気象の変化による時間的なばらつき
・2007年度の正馬川流域の水収支は、降水量1,372 mm、蒸発散量 507 mm、河川流出高 560 mm/797 mm(上流域/下流域),岩盤浸透量 305 mm/68 mm(上流域/下流域)
12北海道幌延地域(堆積岩)において水収支に関する知見を拡充(宮原ほか,2004;瀬尾ほか,2005;

- ・ この4 年~2009 年の調査流域全体の平均的な水収支(1 水文年)は、降水量1575 mm 蒸発散量
- ・ 2004 年~2009 年の調査流域全体の平均的な水収支(1 水文年)は、降水量 1,575 mm、蒸発散量 458 mm、河川流出高 986 mm、岩盤浸透量 131 mm
- 流域の涵養は地形や地被条件である植生より、地質や割れ目帯の分布と透水性の影響を強く反映
   積雪寒冷地としての特徴として、年間降水量の40~50%は降雪がしめていること、地下水涵養量は融雪が進む4月に最大となること、積雪期にも底面融雪による涵養が行われていることを把握
- 13 北海道幌延地域(堆積岩)を事例として、地下坑道を掘削した際の水理環境の変化を把握(中山 ほか、2011; 薮内ほか、2011)
- ・ 地下140mにおける水平坑道の掘削により, 坑壁から1mおよび2mの岩盤中の飽和度は約30% 低下して不飽和な状態になるのに対して, 坑壁から3mにおける間隙水圧は最大0.6 MPa 程度から0.05 MPa 程度まで低下し, 掘削後約1年でほぼ定常な状態に回復
- ・地下 250 m における水平坑道の掘削において、坑壁から 80 cm 以上離れた岩盤では掘削に伴う透水係数の有意な変化は認められないものの、間隙水圧は 1.8 MPa から 1.0 MPa に低下

情報の整理と第2次取りまとめの見解への反映などの検討

- 結晶質岩および内陸部や付加体などの堆積岩を対象とした事例研究を通じて、地下深部の岩盤や 割れ目帯などの透水係数や透水量係数、透水性割れ目の分布が把握されている(1~4)。
- 地下深部の岩盤の透水係数は、岩種、岩盤中の変質および割れ目の発達程度に依存して変化し、 健岩部では10<sup>-12</sup>~10<sup>6</sup> m/s オーダーの範囲にある(1~4)。一方、割れ目帯や連続・連結する割れ 目などの水みちでは、それよりも大きな透水性を示し、透水係数が10<sup>4</sup> m/s オーダーにも達する 場合もある(1,3)。このような割れ目帯の構造や幾何形状、透水性は、その形成過程や応力場に よって大きく変わると考えられる(3,5)。また、地下深部では、地下浅部と比較して岩盤の透水 係数が小さく、堆積岩では被圧状態が維持される傾向も認められる(1,3,4)。
- 大局的な動水勾配および主流動方向は地形形状に支配されているものの,遮水性を有する断層に 挟まれたブロック状の領域などでは、局所的に動水勾配が小さくなる傾向が認められる(1,3)。
- さらに、岩盤の水理特性や地下水流動を評価する上で有用な知見が蓄積されている(6~10)。とくに長期にわたる地下水流動場の変遷の解析においては、地形や地質構造の発達過程、海水準変動などに加えて、地下水の年代を考慮に入れることが有効である(3,4,10)。また、地下水流動の評価において必要となる、表層水理に関する情報も結晶質岩および堆積岩を対象とした事例研究を通じて蓄積されており、岩盤浸透量は、表層の地質・地質構造や気象に影響を受けることが把握されている(11,12)。
- 第2次取りまとめ以降の新たな進展として、JAEA 幌延の深地層の研究施設において、地下坑道 掘削に伴う堆積岩中の水理環境の変化に関する情報の蓄積が図られている(13)。地下坑道掘削 により、坑道近傍に形成された掘削影響領域において、間隙水圧や飽和度の低下が生じているも のの、その範囲より外側の岩盤では、地下坑道掘削前の水理環境が維持されていることが確認さ れている。地下坑道掘削に伴う水理環境の変化については、引き続き情報収集を進めていく。

# 4.2 地下水の地球化学特性

Г

# 表 4-2 地下水の地球化学特性

	第2次取りまとめの見解
1	地下水の水質は、起源となった水の性質とその水と岩石との化学反応(溶解・沈殿やイオン交換
	など)によって形成される。わが国においては、海岸付近では海水起源の地下水、火山地域では
	マグマ起源の地下水の存在が考えられる。ただし、火山やその周辺を除けば、マグマによる地下
	水への影響は排除できる。【分冊1:要約「深部地質環境の一般的な特性」】
2	降水を起源とする地下水の水質形成に寄与する主要な反応は、長石類や方解石の溶解、粘土鉱物
	と地下水とのイオン交換反応などである。これらの反応により地下水の水質は、地表付近で Na⁺,
	Ca <sup>2+</sup> および HCO <sub>3</sub> に富み、地下深部にいくにしたがって Ca <sup>2+</sup> が減少して Na <sup>+</sup> 、HCO <sub>3</sub> が増加する。
	同時に pH は酸性から弱アルカリ性に変化する。また、堆積岩では深度数十 m, 花崗岩では深度
	数百m程度で,還元性の地下水が形成されている。地下水の還元に寄与する反応としては,硫黄
	や鉄を含む鉱物との酸化還元反応および微生物による有機物の分解反応などがある。【分冊1:
	要約「深部地質環境の一般的な特性」】
3	海水を起源とする地下水については、情報が限られているものの、沿岸地域での研究事例から、
	地下深部での水質は Na <sup>+</sup> , CI に富み,降水を起源とする地下水と同様の反応により還元状態にあ
	ると考え得る。【分冊1:要約「深部地質環境の一般的な特性」】
	第2次取りまとめ以降の公開文献情報
1	岐阜県東濃地域(内陸部・結晶質岩)を事例として,地下水の三次元水質分布,起源・滞留時間,
	水質形成機構について,現在の地下水流動などを考慮しつつ詳細に把握 (Furue et al., 2003; Iwatsuki
	et al., 2005;阿島ほか,2006;三枝ほか,2007;富岡ほか,2008;長谷川ほか,2010c;竹内ほか,
	2010; 國丸ほか, 2011)
•	約 10 km 四方スケールでは、土岐花崗岩中の地下水は、涵養域で pH が 7~9 の塩分濃度の低い
	NaCaHCO <sub>3</sub> 型,中間域でNaHCO <sub>3</sub> 型,流出域でpHが8~10の比較的塩分濃度の高いNaCl型
•	約2km四方スケール(瑞浪超深地層研究所用地周辺)では、土岐花崗岩中のNaCl型地下水の塩
	分濃度は、上部では海水と比べて 1/100 程度であり、深度約 1,000 m では海水と比べて 1/10 程度
	と深度とともに増加
•	地下水のpH は約8~9の範囲でほぼ一定であり、主に炭酸塩鉱物の溶解・沈殿によるpH 緩衝反
•	地下水の Eh は地下深部で還元性の値(深度約 200~400 m で約-100~250 mV など)を示し,含
	鉄鉱物、含硫黄鉱物、硫酸還元菌が関連した反応が関与
•	NaCl型地下水の水質は、化石海水あるいは長期にわたる水ー岩石反応を経て生成した塩水と相対
	的に寒冷な時期に涵養された地下水あるいは現在の大水との混合・希釈により形成
•	地下水の水素・酸素同位体比および古気候の影響(涵養温度)から、約10km四方スケールでは、
	流出域の地下水は溜養域の地下水と比べて相対的に寒冷な時期に溜養した古い地下水であり、有
	磯 ℃ 法、無機 ℃ 法、 He 蓄積法を適用して推定した地下水の年代は、 涵養域~中間域で 1 万
2	北海道院処地域のうち内陸部の堆積岩を事例として、地下水(袋罅水および間隙水)の二次元水
	貿分布,起源・滞留時間,水質形成機構を把握するとともに,適去から現住までの地質・水理地 既構作の変更しい時代が理由して思志されていたが、適大のいた化が理由の見知変形にすた世界(などの)
	資構造の変遷と地球化子境境との関連を整理し、将米の地球化子境境の長期変動幅を推察(資は か、2007 H
	が、2006; Hama et al., 2007; 石井ばか、2007; 太田ばか、2007; 活月ばか、2009; 甲斐・削川、 2000、L1:: 4-1, 2010、中田、長公川、2010、土山(ほか、2010、中山)(ほか、2011、2012、工駅)(まか、
	2009; Ishii et al., 2010; 中田・長谷川, 2010; 大田はか, 2010; 中田はか, 2011, 2012; 大野はか, 2012, 1)
	2012a,0) 送却にはた八連座のは訪幼低い >>> 100 刑,>>> 01 刑地工力 派却には海社 >> は、10,10 知
•	後部には塩分濃度の比較的低い NaHCO3型~NaCI型地下水, 深部には海水と比へ € 1/2~1/3 程
	皮の塩万俵皮の NaUI 空地下小,人田ケ層石いには徐度約 500m よじ NaHUO3 空地下水か分布し, 地下水中にはナトレイスないめご酸ル岸書もじのガスが必ち
	地下小中には土としてアクイン一酸化灰茶などのカイが俗仔 地下水の $HL けぬ ( 2.0 の範囲になり 正) け地下派却で漫二州の店(源在約 140 - 171 - 227 -$
.	地下小い pri はが 0~9 い 配出にのり, En は地下 (法部) (退元性い) 値 (保良が 140 m, 1/1~23/ m の 声明 屋で それ ぞれ 約 100~220 mV 約 220 mV 次 座約 500~550 m 約 60~ (44 m の 新市屋
	ッアー回信 くて4 いて4 い不り-190~-250 mV, ボリ-220 mV, 休良が 500~550 m, ボ 500~644 m の推門層 でみわ ざわ 約 100 mV 約 170 mV を指示
1	< こく いこえ いが J=1 UU 111 V ,

- ・ 塩水の起源は、堆積時の海水がその後のさまざまなプロセスにより変質した化石海水であり、塩 分濃度の希釈には、約 130~100 万年前までの沈降時は鉱物の脱水反応、それ後、隆起に転じて 以降は天水による希釈・混合が寄与
- ・ <sup>4</sup>He 蓄積法による地下水の年代は,深度約 250 m の声問層で 200 万年,深度約 700 m の稚内層で 1,000 万年であり,<sup>36</sup>Cl 法による年代値(いずれの地層も 100 万年以上)と整合することから,地 下水は堆積後からほぼ滞留と解釈
- ・低~中透水性の多孔質媒体と扱うことができる声問層および深度400m以浅の高透水性構造を有 する低~高透水性の稚内層では、130~100万年前までの沈降時は鉱物の脱水反応、沈降から隆起 に転じて以降は、地表から涵養した天水との混合・希釈および粘土鉱物との反応により水質形成
- ・ 深度 400 m 以深の高透水性構造を有しない低~中透水性の稚内層では、長期的な水理環境の維持 により、主に初期続成過程の水-鉱物(有機物)一微生物相互反応とその後の長期的な有機物熟 成を伴う水-鉱物-微生物-ガス相互反応が水質形成に寄与
- ・ 水-鉱物-微生物-ガス相互反応による pH,酸化還元緩衝能力は、地層中に十分に存在する緩 衝鉱物、有機物、酸化還元反応を促進する微生物の量から長期的変化は小さいと推測
- ・ 隆起・侵食による水理地質特性の変化に伴う地球化学環境は、約 130~100 万年前から現在まで の隆起・侵食速度および現在の地球化学環境の状態を基に外挿可能であり、現在の稚内層中に観 察される地球化学環境の幅の範囲内
- 3 北海道幌延地域のうち沿岸域の堆積岩を事例として、淡水および塩水の深度分布を把握するとと もに、起源、水質形成機構について、内陸部の堆積岩における事例研究の成果を活用して推測(産 業技術総合研究所、2011、2012a)
- ・ 深度約 500 m (更別層・勇知層境界よりも数十 m 下部)までは淡水,深度約 800~1,000 m の勇知 層では現海水と同程度の塩分濃度の NaCl 型地下水が分布
- ・ 深度約 500~800 m の勇知層では深度とともに塩分濃度が増加し, pH は深度約 500 m 以浅で 6~9 の範囲でばらつくものの, 深度約 500~1,000 m では 8 前後
- ・ 地下水の水質および水素・酸素同位体比の傾向から,深度約800~1,000mの地下水は化石海水を 起源とする遺留水が存在し,有機物起源のメタンや油の形成機構が水質形成に大きく関与してい ると推測
- ・ 地質学的特性,地下水の水質・同位体の深度プロファイルから,地表から深度約1,000mまでに 流動域,混合域,拡散域,滞留域が分布し,地質学的境界と水文学的境界は必ずしも一致しない ことを把握
- 4 神奈川県横須賀地域(沿岸域・付加体堆積岩)を事例として、地下水(裂罅水および間隙水)の 水質分布、起源・滞留時間、水質形成機構について把握するとともに、非定常の地下水流動解析 を実施(長谷川ほか、2010a,b)
- ・ 深度 100 m 以浅の三浦層群では NaHCO<sub>3</sub>型~NaCl 型の地下水(淡水),深度 300 m 以深の葉山層 群では現海水と同程度の塩分濃度の NaCl 型地下水,深度 100~300 m の三浦層群下部~葉山層群 上部では深度とともに塩分濃度が増加し, pH は 6.5~8.5 の範囲
- ・地下水の水素・酸素同位体比,<sup>36</sup>Cl/Cl 比,<sup>4</sup>He 濃度から,三浦層群上部では降水,三浦層群下部 では降水と現海水との混合,葉山層群上部では降水,現海水,化石海水の混合,葉山層群下部で は長期間にわたり岩石と同位体交換した化石海水が地下水の起源と推測
- ・ トリチウム法,<sup>14</sup>C法,<sup>36</sup>Cl法,<sup>4</sup>He 蓄積法による地下水の年代は,三浦層群上部では50年未満, 三浦層群下部では8,000年未満,葉山層群では700万年程度と推定され,低透水性の葉山層群に おいて地下水の流動性が低いことを示唆
- ・ 地下水流動解析により地下水の水頭のみならず水質・年代を再現できることが示され、海水準変 動および隆起(地質環境の変遷)の考慮の重要性を示唆
- 5 青森県六ケ所地域(沿岸域・堆積岩)を事例として、地下水の水質分布、起源・滞留時間、水質 形成機構について把握(大山ほか、2007;鶴旨ほか、2008;富岡ほか、2010;中田・長谷川、2011) ・地下浅部では NaHCO3型地下水(淡水)、深度 330~340 m 以深では滞留した化石海水(NaCl型
- ・ 地下浅部では NaHCO3 型地下水 (淡水), 深度 330~340 m 以深では滞留しに化石海水 (NaCl 型 地下水) が分布
- ・ 地下水の pH は地表付近の 8.5~9 から, 黄鉄鉱の酸化により深度 100 m 付近で 7.2~7.5 まで減少した後,深度とともに増加し,深度 150~160 m 以深では約9 で一定

- ・酸化還元境界は深度 110~120 m の試験空洞周辺で確認
- ・ 地下水の溶存無機炭素濃度および飽和指数の検討から,深度 110~120 m の試験空洞周辺より深 部では海成炭酸塩の溶解が影響し, Na-(Ca, Mg) の陽イオン交換反応が関与
- ・ 深度 110~120 m の試験空洞周辺の地下水について,水質形成機構を基に既存の年代補正式(IAEA の式)に補正を加えて求めた<sup>14</sup>C 地下水年代は 24,000 年であり, 18,000 年前の最終氷期最盛期に 対応する Kr 濃度の極大値や酸素同位体の極小値を確認
- 6 北海道釧路炭鉱(海域・堆積岩)を事例として、地下水の水質分布、起源・滞留時間、水質形成 機構について把握(馬原・中田、2003;馬原ほか、2006)
- ・ 海面下 750 m までの第四紀,新第三紀,古第三紀,白亜紀の堆積岩は,深度の増加に伴い淡水から塩水に移行する漸移帯,2,500~22,000 mg/L の塩水帯,白亜系の 13,300~14,000 mg/L の均質な塩水帯に区分
- ・地下水の Mg/Cl 比, Ca/Mg 比および δD-Cl 濃度相関から,海面下 400 m 以浅の地下水は降水の影響を受けた浅層地下水の混入,海面下 400 m 以深の地下水にはその混入が無く,白亜系の塩水は 現海水と異なると解釈
- ・ 白亜系の塩水は、<sup>36</sup>Cl 法による年代が 200 万年以上と推定され、非常に古い海水(化石海水)と 判断
- ・ 当該地域は非火山地帯でマントル起源ガスの混入が無いことおよび<sup>40</sup>Ar/<sup>36</sup>Ar 比が増加する傾向 から、古第三系の地下水の滞留時間が非常に長いことを推測
- 7 福島県および新潟県を事例として,既存データの詳細な分析を通じて,深層地下水の水質分布, 起源,水質形成機構などの地域的な特徴を把握(産業技術総合研究所, 2012b)
- ・ 深層地下水に混入する起源成分は、油田鹹水、水溶性ガス付随水、海水起源水、内陸塩水、火山 性熱水(塩水)、その他の6種類に分類
- ・ 新潟の油田・ガス田地域には、マントル起源成分の寄与を受けた、滞留時間が長く反応(多量の 有機物起源のCO<sub>2</sub>の付加、CaSO<sub>4</sub>の溶解およびCaCO<sub>3</sub>の沈澱)が進んだ停滞水および油田鹹水、 地殻起源成分の寄与を受けた、天水と古海水とが混合した水溶性ガス付随水が存在
- ・ 磐梯山-会津盆地-奥会津地熱地域には、マントル起源成分の寄与および深部起源 C 濃度の供給 を受けた、マグマ起源の火山性熱水(塩水)が存在
- ・ 火山フロントより西側では、地下水のpHは6~7が卓越(8以上が点在)し、磐梯山から西北西の地域には、マントル起源成分および深部起源Cを多量に含む、マグマ起源水でも有馬型深部熱水でもない高 Cl 濃度の熱水、南会津から只見地域および内陸部には、非常に古い変質した海水を起源とする高温の停滞型塩水が存在
- ・ 火山フロントより東側では、pHが6~8の範囲でにある天水起源の地下水が広範囲に存在し、マントル起源成分の寄与はなし
- ・ 棚倉構造線および阿武隈花崗岩の西縁に挟まれる地域では、スラブ起源の CO<sub>2</sub>の付加および浅層 地下水の影響を受けた、pH が 8 以上、水温が高い、低 Cl 濃度・高 HCO<sub>3</sub> 濃度といった特徴を有 する地下水が存在
- ・ 太平洋沿岸部では、地下水のpHは6~9が卓越(一部地域では硫酸酸性化)し、非常に古い海水を起源とする高 Cl 濃度の停滞型塩水であり、いわき周辺では、スラブ起源の CO<sub>2</sub>が地下水へ付加した可能性あり
- 8 中国・四国地域を事例として,既存データの詳細な分析を通じて,深層地下水の水質分布,起源, 水質形成機構などの地域的な特徴を把握(産業技術総合研究所, 2012b)
- ・ 深層地下水 (Cl 濃度≧1,000 mg/L の塩水) に混入する起源成分は,海水,内陸塩水,火山性熱水, 非火山性熱水,起源不明の水に分類
- ・ 深層地下水の pH は,全域で 6~8 の範囲にあり,中国地方の花崗岩地域および四国地方の付加体の一部では 9 に達し,金属鉱床の近傍では硫酸酸性化
- ・ 沿岸域には、天水と地層中の鉱物種と反応した変質海水とが混合した塩水が存在し、とくに日本 海側では、第四紀火山の分布とは無関係に 60℃以上の高温
- ・ 島根県出雲近傍には、グリーンタフ型の内陸塩水が存在し、マントル起源成分の寄与を受けているものの、供給された CO<sub>2</sub>は CaCO<sub>3</sub> として沈殿
- ・ 第四紀火山である三辺山近傍には、火山性熱水起源の塩水が存在

- ・ 中央構造線沿いには、有馬型深部熱水と天水との混合で説明可能な、非火山性熱水起源で、pH が 7 以上、高温、高 Cl 濃度・高 HCO<sub>3</sub> 濃度といった特徴を有する塩水が存在
- ・ 付加体(とくに四万十帯)には、近畿地方や紀伊半島と同様に、高い深部起源 C 濃度を有する、 起源不明の塩水および低 Cl 濃度の HCO3型地下水が存在し、スラブ起源の CO2 が地下水へ付加 した可能性あり
- 9 非火山地域の深層地下水データ(約5,200点)について、堆積岩類、付加コンプレックス、火山 岩類、深成岩類の4タイプの地質で比較し、それぞれの特徴を把握(尾山ほか、2011)
- ・ pH に大きな差は認められず,水温は火山岩類で最も高く,付加コンプレックスは最も低い結果
- ・ 主要陽イオンに対する地質の影響は、堆積岩類>火山岩類>付加コンプレックス>深成岩類
- ・ 主要陰イオンに対する地質の影響は、堆積岩類は Cl,付加体コンプレックスは HCO<sub>3</sub>、火山岩類 は SO<sub>4</sub> に富む地下水となる傾向があり、HCO<sub>3</sub>型地下水は近畿地方から四国地方に分布し、地下 深部からの CO<sub>2</sub>の供給の可能性が考えられ、SO<sub>4</sub>型地下水はグリーンタフ地域に多く分布
- 10 岐阜県東濃地域(内陸部・結晶質岩)を事例として、地下水中のコロイド・有機物・微生物の存 在や特性を把握(長尾ほか,2008;竹内ほか,2010)
- ・ 花崗岩中では微生物の栄養源が限られ、地下水中にはそれを反映した微生物相が形成
- ・ 花崗岩および被覆堆積岩の地下水中の腐植物質に占めるフルボ酸の割合は7割程度であり,非着 色水の地下水腐植物質に占めるフルボ酸の割合とほぼ一致
- 11 北海道幌延地域のうち内陸部の堆積岩を事例として、地下水中のコロイド・有機物・微生物の存 在や特性を把握(Shimizu et al., 2006;天野ほか, 2008)
  - ・地下水中では窒素関連菌やメタン生成菌が優勢で、微生物活性は低いものの、微生物生態系は高 アンモニウム・メタンガス濃度の地下水環境と連動しながら形成され、とくに閉鎖的で有機物に 富む深部では、有機物を還元剤とした生物学的プロセスにより還元環境が形成
- 12 JAEA 瑞浪超深地層研究所(岐阜県瑞浪市)において,段階的な地下施設(立坑および水平坑道)の建設に伴う地下深部の地球化学環境の変化を把握(竹内ほか,2010;國丸ほか,2011,2012; 水野ほか,2013)
  - ・ 掘削影響領域を通じて深度 400 m 付近まで表層水が浸透しているものの, 地下水の還元性は維持
- ・ 塩化物イオンの濃度の変化および間隙水圧の変化が時期的に一致することから、土岐花崗岩中の 地球化学環境の変化が水理地質構造および地下水の流動状態の変化に依存していると解釈
- ・ 高塩分濃度を有する深部地下水の上昇(アップコーニング)および上下方向への水みちの連結性 の高い区間での地下水の混合を確認
- 13 JAEA 幌延深地層研究所(北海道幌延町)において,段階的な地下施設(立坑および水平坑道) の建設に伴う地下深部の地球化学環境の変化を把握(中山ほか,2011,2012;天野ほか,2012a)
- ・ 塩分濃度の上昇および低下が観測され,前者は地下施設の西側あるいは特定の深度に分布する高 塩分濃度の地下水の流入,後者は地下施設の東側に分布する比較的塩分濃度の低い地下水の引き 込みによる変化と解釈
- ・ 間隙水圧が低下しても、地下水の pH や酸化還元電位は約3年間ほとんど変化していない領域が 存在すること、坑道近傍では、間隙水圧の低下による CO<sub>2</sub>の遊離の影響により、坑道壁面から離 れた領域よりも地下水の pH がやや高くなったものの、地下水の還元状態が維持されていること を確認

#### 情報の整理と第2次取りまとめの見解への反映などの検討

- 従来の内陸部の結晶質岩に加えて、内陸部、沿岸域および海域の堆積岩、ならびに沿岸域の付加 体堆積岩を対象とした事例研究を通じて、地表から地下深部に至る地下水の水質分布(例えば、 淡水および塩水)、起源・滞留時間、水質形成機構が把握されている(1~9)。
- 対象とする岩種や起源にかかわらず、地下深部の地下水は、地下浅部の地下水と比較して中性から弱アルカリ性を示し、還元状態が維持される傾向が認められる。また、地下浅部の地下水は、 涵養した天水との混合・希釈によりNaHCO3に富んでいる。一方、天水の影響が及ばない地下深 部の地下水は、現海水や化石海水、長期にわたる水一岩石反応を経て生成した塩水あるいは深部 起源成分などの影響により、NaClに富んでいる(1~9)。さらに、非火山地域の一部においては、 大規模な構造線などに伴い、スラブ起源のCO2が地下水の水質に寄与している可能性も考えられ る(7~9)。

- 地下水の水質や同位体の情報に加えて、地下水中の有機物や微生物などの情報も蓄積されている (10,11)。これらの情報を用いた多変量解析や熱力学的解析などを通じて、地下水の水質形成に は、地下水と岩石・鉱物との化学反応(例えば、溶解・沈殿やイオン交換反応)に加え、有機物 や微生物、ガスとの相互反応や地表から涵養した天水との混合などが関与することが定量的に示 されている(1~9)。
- 地下水の年代については、とくに堆積岩の地下深部において、数百万年~1千万年程度と非常に 古い値が求められている(2,4)。また、地下水年代や水質形成機構に加えて、過去から現在に至 る地質・水理地質構造の変遷や気候・海水準変動などの情報を併せて解釈することにより、地球 化学環境は長期的に大きく変化しないことが把握されている(2)。
- 第2次取りまとめ以降に把握された地下水の年代については、対象とした地層が超長期にわたり 地球化学的・水理学的に安定であることを示す実例である。一方、地下施設建設に伴う地球化学 環境の変化については、地下施設建設の影響が広範囲に及ばないことを示す傍証となる。これら の知見は、地層処分システムの閉鎖後長期の安全性を示す上での論拠となる。
- 第2次取りまとめ以降の進展として、JAEAの瑞浪および幌延の深地層の研究施設において、地下坑道掘削に伴う地下深部の地球化学環境の変化に関する情報の蓄積が図られている(12,13)。
   地下坑道掘削により、坑道近傍に形成された掘削影響領域において、表層水や異なる水質の地下水の引き込みや混合が生じているものの、その範囲より内部の岩盤では、地下坑道掘削前の地球化学環境が維持されていることが確認されている。地下坑道掘削に伴う地球化学環境の変化については、引き続き情報収集を進めていく。

# 4.3 岩盤の熱特性・力学特性

表 4-3 岩盤の熱特性・力学特性

	第2次取りまとめの見解
1	岩盤の熱特性については、文献調査により得られたデータを整理した結果、熱伝導率の岩種ごと
	の度数分布が把握された。比熱と線膨張係数については、結晶質岩の度数分布が把握された。【分
	冊1:3.5.4 項「まとめ」】
2	地温については、地温勾配の全国分布図が作成されている。これによれば、火山地域を除く大部
	分の地域で,地温勾配はおおむね5℃/100m以下(平均的には3℃/100m前後)である。【分冊1:
	要約「深部地質環境の一般的な特性」】
3	初期応力に関しては、文献データと東濃地域および釜石鉱山での実測例との比較・検討を行った。
	その結果によれば、地下深部での鉛直応力は、ほぼ土かぶり圧に等しく、鉛直応力と水平応力と
	の比は地下浅部ではばらつくものの,深度が大きくなるにしたがって1前後に近づく。【分冊1:
	要約「深部地質環境の一般的な特性」】
4	岩石の主要な物性についても、土木工学などの分野に蓄積されている文献データを、東濃地域お
	よび釜石鉱山で得られた実測データとあわせて,岩種ごとに整理した。【分冊1:要約「深部地
	質環境の一般的な特性」
5	東濃鉱山および釜石鉱山において、坑道掘削前後における岩盤物性の変化などを観測し、発破掘
	削によって周辺の岩盤の強度などが変化する範囲は、坑道壁面から1m程度までであることを確
	認した。【分冊1:要約「深部地質環境の一般的な特性」】
	第2次取りまとめ以降の公開文献情報
1	北海道幌延地域(堆積岩)を事例として、新第三紀堆積岩(声問層および稚内層)の熱物性を把
	握(松井ほか, 2005;山本ほか, 2005;藤田ほか, 2007;太田ほか, 2007)
•	飽和および自然含水状態の熱伝導率は,深度 100 m で 1.0 Wm <sup>-1</sup> K <sup>-1</sup> 程度,深度 700 m で 1.6 Wm <sup>-1</sup> K <sup>-1</sup>
	程度であり、深度とともに増加する傾向
•	線膨張係数は深度 100~300 m では-5×10°~15×10° K <sup>-1</sup> , 深度 400 m 以深で 15×10° K <sup>-1</sup> 程度
·	
•	堆積岩は多れ質であり、周辺の温度条件によって熱物性(比熱谷量,熱伝導率,緑膨張係数)お
2	
2	岐早県東 <u></u> 振地域(結晶質石)を事例として、土岐化岡石の然物性を把握(二校はか、2007) <i>執に</i> 道家は15-50 $Ww^{-1}V^{-1}$ 迫時運び粉は05×10 <sup>5</sup> -20×10 <sup>6</sup> $V^{-1}$ 田庶
•	然伝導率は $1.5\sim 5.0$ WMK, 緑形成係数は $0.5\times 10$ $\sim 2.0\times 10$ K 住皮 恋疾 1.000 m さつの地洞の可切付付け $2\% (100 m)$
2	休及 1,000 m よくの地価勾配の半均値は20/100 m 泥巴などの推接巴の熱仁道家は思士歴が直ノニー的には層構造の強い推接巴め亦は巴ではは層面
3	化石などの堆積石の熱仏等学は共力性が向く、一般に成層構造の強い堆積石や変成石では成層面に乗声なち向では、成層方向とりも変換して10~20%小(日本熱励州学会 2008)
4	に坐直な刀向ては、「双管刀向よりも十均して10~50/0万(日本然初庄子云、2008) 深流広堀削って推荐励封約にでけ、執に道家毘古姓(水平成公/公古成公)の平均は1920度(Dribnow
4	et al 2000)
5	温度と圧力を変化させた花崗岩の熱膨張試験を実施し、熱膨張特性に及ぼす割れ目および充填物
-	の影響を把握(八田ほか、2003)
	熱膨張特性に対する割れ目の影響は無視することが可能
	充填物のある割れ目を含む岩石では、加熱に伴って充填物が収縮することにより、割れ目のない
	岩石の線膨張係数よりもはるかに小さくなる場合があり、割れ目充填物の種類および厚さによっ
	ては岩石の熱膨張特性に顕著に影響
6	稲田花崗岩を対象に熱物性を測定し高温履歴による異方性の変化を把握(林ほか, 2003)
•	室温~400℃,室温~600℃までの平均的な熱膨張係数は、それぞれ 9.28×10 <sup>6</sup> K <sup>-1</sup> , 19.65×10 <sup>6</sup> K <sup>-1</sup>
•	室温~400℃,室温~600℃までの平均的な永久熱ひずみは,それぞれ 807×10 <sup>-6</sup> ,6,067×10 <sup>-6</sup>
•	線膨張係数は4~7%,永久熱ひずみは約23%の異方性度合い
•	既存マイクロクラックが温度の上昇に伴って進展・開口するため、マイクロクラックの選択的配
	向性に起因する物性の異方性は高温あるいは高温履歴の影響を受けてさらに増大
7	花崗岩、安山岩、砂岩、凝灰岩、泥岩対象に熱物性を測定し、物理的性質や含水状態の影響を把
	握(木下・稲田, 2006)

- ・ 室温~100℃の範囲で熱物性を測定した結果,測定範囲において熱物性値の温度による変化は少なく,実用上はほぼ一定と推察
- ・ 乾燥試料と湿潤試料との熱物性値の大きな差には間隙水の影響が大きく関与し、とくに間隙率の 大きい凝灰岩および泥岩ではその傾向が顕著
- ・ 熱拡散率は 4~12×10<sup>-3</sup> cm<sup>2</sup>/s,比熱は 1.0~1.5 kJkg<sup>-1</sup>K<sup>-1</sup>,熱伝導率は 0.7~3.2 Wm<sup>-1</sup>K<sup>-1</sup>
- 8 既存文献の調査結果を集約し、高温および低温下における岩盤物性(物理特性、力学特性、透水性、熱特性)をデータベース化(土木学会 岩盤力学委員会 岩盤の熱環境に関する研究小委員会、2006)
- 9 孔井や温泉などから得られる地温分布に関する情報を地温勾配図などに収録(田中ほか, 2004; Tanaka et al., 2004)
- 10 北海道幌延地域(堆積岩)を事例として,新第三紀堆積岩(声問層および稚内層)の物理・力学 特性および初期応力の深度分布を把握(核燃料サイクル開発機構,2005;太田ほか,2007;中山 ほか,2011)
- ・ 深度 500 m 付近の健岩部の一軸圧縮強度は 10~35 MPa で日本国内に一般的に分布する泥岩や頁 岩とほぼ同程度
- ・ 圧裂引張強度は、測定深度によらず一軸圧縮強度のほぼ 1/10 程度
- ・ 岩盤内応力は水平面内の最大/最小主応力比が 1.2~1.65 程度の偏圧状態
- ・ 弾性係数は 2~5 GPa 程度で,静ポアソン比は深度方向に大きな変化は無く 0.2~0.3 程度の範囲 に分布
- ・ 地下250mの各主軸方向の静弾性係数は,最大主軸4.74 GPa,中間主軸4.39 GPa,最小主軸3.56 GPa
- ・ 弾性係数の平均値(4.05 GPa)から評価した弾性異方性の程度は,最大主軸方向 17.0%,中間主軸方向 8.4%,最小主軸方向-12.1%
- ・ 深度とともに見掛け比重は1.5~2.0 に増加するのに対して、有効間隙率は60~30%に低下し、この深度依存性はシリカ続成の程度が影響
- 11 岐阜県東濃地域(結晶質岩)を事例として、土岐花崗岩の物理・力学特性および初期応力の深度 分布を把握(松井ほか、2000; 國丸ほか、2012; 丹野ほか、2012)
- ・ 健岩部の見かけ比重 2.50~2.65, 有効間隙率 0.8~1.7%, 含水比 0.14~0.65%, 断層ガウジに沿う 変質帯の見かけ比重 2.248~2.530, 有効間隙率 4.14%, 含水比 0.91%
- ・ 健岩部の静弾性係数 20~62 GPa, 一軸圧縮強度 50~200 MPa, ポアソン比 0.26~0.4, 粘着力 20 ~50 MPa, 内部摩擦角 48~63°, 断層ガウジに沿う変質帯の静弾性係数 0.37~1.46 GPa, 一軸圧縮強度 1.75~3.32 MPa, 深度 200 m における初期応力 σ1=10.6 MPa, σ2=5.2 MPa, σ3=2.6 MPa
- ・ P 波速度は割れ目密度の高い区間の平均値で約 5.15 km/s,割れ目密度の低い区間の平均値で約 5.60 km/s と異なり,断層を挟んだコア全体が変質している区間の平均値は約 4.15 km/s
- 12 神奈川県横須賀地域(付加体堆積岩)を事例として,新第三紀堆積岩(三浦層群および葉山層群) の物理・力学特性および初期応力を把握(近藤ほか,2011)
- ・ 三浦層群(砂質シルト岩・砂岩互層)の見かけ密度は1.8~2.2,有効間隙率は33~45%,一軸圧 縮強度は2.4~4.3 MPa,深度101.75 mの変形係数514 MPa,弾性係数1.76~1.77 GPa,深度186.50 m の変形係数545 MPa,弾性係数0.78~1.04 GPa
- ・ 三浦層群の深度 169.40 m の最大主応力は 8.92~9.35 MPa, 最小主応力は 5.14~5.28 MPa, 深度 190.00 m の最大主応力は 8.89~9.78 MPa, 最小主応力は 5.33~5.62 MPa であり,両者はおおむね 一致し,主応力方位は両深度とも N27°W で当該地点周辺の地殻変動の傾向と整合
- ・ 葉山層群(泥岩主体)の見かけ密度は1.9~2.2,有効間隙率は27~38%,一軸圧縮強度は凝灰岩 部で4.0~10.8 MPa,三軸圧縮試験による軸差応力は10~35 MPa 程度
- ・ 葉山層群は破砕組織が発達し掘削時に細片化し易いものの,応力が解放されない限りは岩盤が十分に堅牢
- 13 数例の難工事事象の分析によりその地質要因を把握(新ほか, 2011a,b)
- ・ 花崗岩分布域において弾性波速度(Vp)が 5 km/s 前後の場合,水平最大地圧と水平最小地圧との差が 30 MPa 以上の時に山はね遭遇の可能性大
- ・ 岩種区分ごとに膨張地山の弾性波速度(Vp)の上限が見出され、地山強度比、単位体積重量、砂 分含有率には地山膨張の程度との明瞭な相関性を確認

- 14 高温環境下における堆積軟岩の力学特性として、三軸圧縮強度は常温と比較して 60℃で低下し、 ヤング率は減少する場合があり、クリープ特性に関しては、最小ひずみ速度や破壊時間なども温 度に依存(岡田, 2005, 2006)
- 15 長期にわたる岩盤挙動に関する知見が拡充(西尾ほか, 2009; 國丸ほか, 2011)
- ・ 田下凝灰岩の低応力レベル(一軸圧縮強度 9.1 MPa の 30%)での長期クリープの試験では,105 s までは対数クリープ即に従いひずみが増加するものの,それ以降は対数則に対するひずみの増加 率が多少大きく,クリープのひずみは経過時間の 0.1 乗に比例して増加し,ひずみ速度は 0.9 乗 に反比例して減少
- ・ 結晶質岩中のケイ酸塩鉱物の溶解現象は圧力に依存し、岩石中の鉱物の溶解による微視的な変化 や変形が岩盤の時間依存性挙動(クリープ挙動や応力緩和現象)に影響を及ぼすことを把握
- 16 全国の深部岩盤の力学特性を中心とする物性値をデータ集としてまとめて公開(星野ほか, 2001)
- 17 既存の試験データを収集し、岩盤の工学的分類の分類要素を基軸に整理した原位置岩盤試験デー タベースを構築し公開(地盤工学会,2009)
- 18 既報の応力解放法により得られた初期地圧データを土被り深さや測定位置の岩盤状況などとともに整理し、三次元主応力とそれらの方向余弦や6応力成分を計算し一覧表形式で表示(長ほか、2009)
- 19 深度 5~1,600 m の区間で測定された原位置の初期応力状態データを集約し, 鉛直応力は土被り圧 にほぼ一致すること,多くの場合,水平最大主応力と鉛直応力との比が 1~2 であること,半数 以上の水平最大主応力の方向が三角測量から推定される地殻ひずみの方向と調和的であること を把握(Yokoyama et al., 2003)
- 20 北海道幌延地域(堆積岩)における地下研究施設の建設・調査から、坑道掘削による周辺岩盤の 緩みに関する知見が拡充(中山ほか,2009,2010)
- ・ 立坑の掘削が進行し計測区間に切羽が近づくにつれて岩盤は隆起し、最も接近した時に変位は最大となり、このような変位挙動はほぼ一様で10mm程度に収れん
- ・ 立坑の掘削により周辺の地下水流動が変化し、岩盤の圧密変形が発生しており、この時、地表面 は緩やかに立坑方向に傾斜し、掘削が行われていない期間においても傾斜の変化が継続
- ・ 坑道の掘削に伴い岩盤の力学的な性質が大きく変わる範囲は、坑道近傍の数十 cm 程度に限定
- 21 関西電力奥多々良木増設発電所(流紋岩主体,土被り約250m)および大河内発電所(ひん岩, 土被り約280m)において,地下空洞掘削過程の不連続面および岩盤挙動の詳細な計測に基づく シミュレーションから,不連続面の滑りが応力再配分特性や亀裂進展特性などに大きな影響を与 えていることを把握(吉田ほか,2006)
- 22 東京電力葛野川地下発電所(砂岩・泥岩混合層,土被り約 500 m)において,大規模地下空洞の 長期依存性挙動を示し,長期安定性を評価(小山ほか, 2007)
  - ・ 掘削直後の岩盤内変位は、天井部に比較して側壁部・妻壁部では地山深部でも大きく、区間ひず みは、天井部では壁面から5m以深で0.1%以下であるのに対して、側壁部・妻壁部では15m程 度まで0.1%以上
  - ・ 節理の走向が急激に変化した幅約2mのキンク帯が相対的に大きな変位の発生原因
  - ・ 掘削完了後 10 年後においては、天井部では壁面から 3 m 以内で比較的大きな増分ひずみ、側壁 部では壁面から 15 m 程度まで顕著な増分ひずみが発生し、その発生傾向は掘削時と類似
  - ・ 非線形粘弾塑性モデルの一つであるコンプライアンス可変型モデルを選定し、実測値との比較か らモデルの適用可能性を評価した後、掘削後 30 年の長期挙動を予測した結果、支保工定着部の 健全性を含め空洞安定性が長期に確保されることを確認

#### 情報の整理と第2次取りまとめの見解への反映などの検討

- 室温から高温の条件下における岩盤の熱特性(熱伝導率や線膨張係数など)について、JAEAの 瑞浪および幌延の深地層の研究施設におけるボーリング調査や岩石試料を用いた室内試験など を通じて情報の蓄積が図られてきており(1~7)、データベース化も図られている(8)。また、 地温分布に関する情報も全国規模でデータベース化されており、非火山地域における地温勾配は おおむね 3~5℃/100 m 程度であることが読み取れる(9)。
- 地下深部の岩盤の物理・力学特性(見かけ比重や一軸圧縮強度)および初期応力についても、岩盤の熱特性と同様に、JAEAの瑞浪および幌延の深地層の研究施設におけるボーリング調査や岩

石試料を用いた室内試験などを通じて情報の蓄積が図られてきており(10~15),取得された情報の収集・整理も行われている(16~19)。鉛直応力と水平応力との比は、地下深部において1~2の範囲内にある(10,12,19)。

○ 地下坑道掘削による周辺岩盤への力学的影響については、JAEA 幌延の深地層の研究施設や地下 発電所において情報の蓄積が図られている(20~22)。坑道周辺岩盤において、応力再配分領域 は数 m に及ぶものの、力学的特性が大きく変化する範囲は 1 m 未満であり(20)、長期的には坑 道の力学的安定性が維持されると推測される(22)。地下坑道掘削に伴う力学的影響については、 引き続き情報収集を進めていく。

# 4.4 岩盤中の物質移動特性

# 表 4-4 岩盤中の物質移動特性

	第2次取りまとめの見解
(1)	
Ŭ	岩盤のマトリクス中を拡散する現象や、鉱物の表面に吸着するような現象にも注目する必要があ
	る。すなわち、岩盤中での物質移動特性を理解するためには、主要な移行経路となる地質構造要
	素に着目して、その物理的な構造と化学的な性質をとらえることが重要である。【分冊1:要約
	「深部地質環境の一般的な特性」
(2)	物理的な構造に関しては、従来より、多くの鉱山やトンネルでの経験から、花崗岩などの緻密な
	岩盤では、岩盤中に発達した割れ目のネットワーク構造が支配的な移行経路となり、一方、大き
	な割れ目が発達しにくい新しい堆積岩では、粒子間の間隙が主要な移行経路となると考えられて
	きた。東濃鉱山および釜石鉱山での詳細な観察や試験では、これらに加えて、鉱物のへき開や鉱
	物中の微小割れ目などが、移行経路として重要な役割を果たすことが確認された。また、花崗岩
	においては、割れ目表面から数十 mm 程度まで、マトリクス拡散が生じていることが実際に観察
	された。【分冊1:要約「深部地質環境の一般的な特性」】
3	化学的な性質としては、移行経路に存在する粘土鉱物および雲母や黄鉄鉱などの鉄含有鉱物は、
	石英、長石類、方解石などに比べて、一般に物質を吸着する能力が高いことがわかっている。な
	お、東濃ウラン鉱床を対象としたナチュラルアナログ研究では、天然ウランは、黄鉄鉱などの鉱
	物粒子中の微小割れ目、雲母鉱物のへき開、炭質物の表面や粘土鉱物が充填したマトリクス中に
	濃集していることが観察された。【分冊1:要約「深部地質環境の一般的な特性」】
	第2次取りまとめ以降の公開文献情報
1	白亜紀の土岐花崗岩を対象に, JAEA 瑞浪超深地層研究所(岐阜県瑞浪市)における地上からの
	調査研究(地表地質踏査,物理探査,ボーリング調査など),坑道掘削時の調査研究(坑道壁面
	観察, 逆 VSP 探査など) および地下施設での調査研究 (断層ボーリング調査, 物質移動試験など)
	を通じて,物質移動の場(割れ目や間隙構造)の幾何形状,鉱物・物理特性,収着・拡散特性,
	物質移動の遅延機構、コロイド・有機物および微生物が物質移動に及ぼす影響を把握(太田ほか、
	2005; 西尾ほか, 2009; 竹内ほか, 2010; 國丸ほか, 2011, 2012; Yoshida et al., 2013; Yamamoto
	et al., in press)
•	主立坑沿いに分布する断層は厚さ数 cm 程度の断層ガウジを伴う断層岩からなり、貫入岩と接す
	る場合が多く、断層岩およびその周辺には雲母粘土鉱物化や緑泥石化を伴う強い変質が認めら
	れ、その程度は断層から離れるほど弱くなる傾向を確認
•	研究坑道周辺に認められる断層や割れ目を充填鉱物、母岩の変質、透水性、形成時期・温度を指
	標として5タイプに分類
•	母岩(健岩部および各タイフの割れ目近傍)の間隙率は 0.2~0.3%程度, 変質の程度が著しい割
	母岩中でのリフニンの美効拡散係数は分類された割れ目のタインに依らす 10°m's オーターで
	めり、変質はないものの緑泥石を介仕する低透水性の割れ日の近傍では、割れ日から離れた母石
	に比べて美効拡散係数か小さくなる傾向
	は石中でのCS、SF、Iの美効拡散係数は10°m/Sオーターであり、ワラニンの値よりも1オーター 土まいはた第世
	一人さい他を昇口 四世の $C_{2}$ の収美八町反粉は固定学地工水の冬化工で $10^{3}$ $^{3}$
	母右のCSの収有力配係数は原位直地下水の未件下で10 m/kg $\lambda = 2 - C $ のり、0.5M NaCl 谷攸 の冬供下でまめた病(2~5×10 <sup>-2</sup> m <sup>3</sup> ha) とりま 1 ナーダー 沃温刑状報酬報 かくまめた病 とりま
	の米什下で水のに個( $3^{-}3^{10}$ m/kg)よりも $1 \overset{-}{} \overset{-}{} \overset{-}{} \overset{-}{} $ 、透過空拡散試験から水のに個よりも 2 ナーダーナきくたて傾向が認めこれ。また、Sr の収差公配低粉とれたナきくたることを確認
	2 オーター入さくなる傾向か認められ、また、SLの収有力能は数よりも入さくなることを推認 基本研究的 日氏協の母児中ではっし II クス世界が実際に仕じてたね。その源さが粉上 mm II Lに
	辺小IITF14 v日辺1500日石中 Clais ドリン ヘ141取が天际に生してやり、ての休さが数下 MM 以上に 乃 ビュレを確認
.	スペービビョーEPDD 地下水中にけ主に水酸化鉄 右機酸鉄 庭植物質からたスコロイドが DEE と結合し 公画サイ
	元 + N + C (a L C / N R L M), THARREN, M(E) $(M = 10 + 10 + 10 + 10 + 10 + 10 + 10 + 10$
	・ Min Lenn シビロム 地下水中の微量元素は、主成分元素 (Na K Ca Mo Cl) と正の相関を示す元素 (Mn Fa
	Co, Rb, Sr, Ba, W), および正の相関を示さない元素 (Mo, Cs, As, Cu, Zn, Ti, Al, REE,

**Pb**, Th, U) の2種類に大別され, 無機粒子(Fe, Al, Si, Ti, P) と有機物とが混合したコロイドに吸着して存在

- ・ 花崗岩中の微生物細胞は割れ目を含む岩石中で多く、健岩部で少ない傾向があるが、堆積岩と比べると3~4オーダー少ないこと、地下水中にはサイズの小さな細胞が多く存在することを確認
- ・ 花崗岩中の水みちの形成には、①花崗岩の温度低下に伴う割れ目の形成、②熱水循環を伴う岩体 の急速な隆起による割れ目充填鉱物の形成、③その後の天水の循環が関与
- ・ 地下深部の酸化還元システムは、過去からの地球化学的現象によって形成されてきたことから、 現在の酸化状態による影響は小
- 2 白亜紀の万成花崗岩(底盤型,岡山市)および白亜紀の土岐花崗岩(岩株型,岐阜県東濃地方) を対象に,詳細な岩石・鉱物学的調査や室内試験により,物質移動に関する以下の特性を把握 (Akagawa et al., 2006;西本ほか,2008;吉田ほか,2008;Yoshida et al., 2009a,b, 2012)
  - ・ 変質した花崗岩は、岩体の隆起の途中および隆起後の基本的に2段階の水ー岩石反応により形成
     ・ 変質した花崗岩は未変質の花崗岩に比べて、物質移動に寄与する間隙の容量が大きく、とくにカリ長石はほかの構成鉱物(例えば、黒雲母)よりも物質の移動遅延に寄与
  - ・ 変質した花崗岩は未変質の花崗岩と比較して、初生鉱物のみならず、鉱物粒界や溶解により生じ た間隙に形成した二次雲母鉱物や鉄水酸化物による大きな収着能を有し、物質の移動遅延能が大
- ・ 花崗岩中の水みちには、花崗岩の急冷による高角の割れ目(柱状節理)および花崗岩の隆起に伴う圧力解放によって形成される微細な割れ目の2タイプが存在
- 3 JAEA 瑞浪超深地層研究所(岐阜県瑞浪市)において,新第三紀堆積岩の瑞浪層群明世累層の凝 灰質砂岩を対象に,放射性核種などの移動および固定化を規制する酸化還元フロントの地球化学 的および微生物学的な特性を把握(Yoshida et al., 2008)
- ・ 母岩中での主要成分はほとんど変化しないものの,酸化還元フロントでは Fe および希土類元素 を含む微量元素が増加することを確認
- 酸化還元帯で確認された異なる微生物群の帯状分布は酸化還元フロントでの鉄水酸化物の含有 量を規制すると考えられ、この水ー岩石ー微生物相互反応は、処分場周辺で形成される酸化還元 フロントで生じるプロセスのアナログと解釈
- 4 新第三紀堆積岩の稚内層を対象に、JAEA 幌延深地層研究所(北海道幌延町)における地上からの調査研究(地表地質踏査,物理探査,ボーリング調査など),坑道掘削時の調査研究(坑道壁面観察など)および地下施設での調査研究(物質移動試験など)を通じて,物質移動の場の幾何形状,収着・拡散特性,物質移動の遅延機構,有機物および微生物が物質移動に及ぼす影響を把握(高畑ほか,2004;高橋,2005;石井・福島,2006;太田ほか,2007;舟木ほか,2009;Ishii et al.,2010;中山ほか,2011,2012)
  - ・ 大曲断層はダメージゾーンを主体とした幅 120 m 程度の断層帯を形成し、この構造は水みちとし て機能すると考えられ、これは断層沿いに天水起源の地下水が地下深部まで浸透している事実と 整合的
  - ・ 地表付近における断層沿いの酸化帯の発達状況,挟在する断層岩の産状,分布密度,形成過程, 断層の方向と応力場との関係から,層理面に高角な小断層帯は地下水の主要な水みちとなってい る可能性があり,層理面にほぼ平行な小断層はその可能性が小さいと推測
  - ・ 声問層中では、割れ目は連続性・連結性に乏しく地下水流動に与える影響が小さいものの、稚内 層中では、層理面に高角な断層が引張割れ目の派生を伴っており、それらが高い透水性を有する ことを把握
  - ・ 稚内層では小断層帯が優勢な移行経路として機能する可能性が示され、稚内層および声問層は極めて高い物質移動の遅延効果を示すことを確認
  - · 各層の間隙率は、増幌層が約45%、稚内層が約40%、声問層が約58%、勇知層が約45%
  - · Ni および Eu の収着分配係数は割れ目部および健岩部で有意の差があることを確認
  - ・ 地下水中の腐植物質(フルボ酸およびフミン酸)は、深度によって構成比率は変化するものの元 素組成の構造特性に大きな相違はないこと、原位置において物質の拡散に影響しないこと、およ び腐食物質の地層中への拡散はほとんど生じないことを確認
  - ・ 地下 140 m で採取した地下水から Pseudomonas 属微生物を単離し、それから作成したバイオフィルムは大きな収着能を有することを実験的に確認

- 5 北海道幌延町の沿岸域において,更新世堆積岩の勇知層(地下 500 m 以深)を対象に,地質学的 特性,地下水の水質・同位体の深度プロファイルから,地下 500~800 m 区間では拡散域,地下 800~1,000 m 区間では滞留域であること,および物質移動は拡散支配となることを確認(産業技 術総合研究所, 2012a)
- 6 数種類の岩石試料を用いた室内調査・試験を通じて、物質移動特性に関するデータを拡充
   ・ 岩手県釜石鉱山およびスイス・グリムゼル原位置試験場における原位置試験および室内調査により、コア試料を用いて求めた花崗岩の間隙率は原位置における値よりも1.5~3倍程度大きくなることを確認(Ota et al., 2001, 2003)
  - ・ 花崗岩試料を用いた非収着性イオンによる非定常拡散試験により、拡散係数は試料の長さに依存 しないほぼ一定値が得られ、非収着性イオンは花崗岩マトリクスを数百 mm の深さまで拡散し得 ると推定(栃木ほか、2007)
  - ・ 国内外で取得された岩石に対する核種の分配係数および拡散係数の実測データおよび関連情報 を取りまとめた、収着データベース(JAEA-SDB System)および拡散データベース(JAEA-DDB System)を整備しJAEAホームページ上に公開(舘ほか,2009;栃木・舘,2009;Tachi et al.,2011) 情報の整理と第2次取りまとめの見解への反映などの検討
- 白亜紀の花崗岩類および新第三紀~第四紀堆積岩類を事例として、物質移動・遅延の場となる構造の幾何形状や収着・拡散特性、その場で生じる物質移動・遅延現象が把握されている(1~5)。
- 岩盤中では、巨視的には、高透水性を有する連続・連結した断層や割れ目において移流(地下水流動)による物質移動が生じている(1,4)。これは花崗岩だけでなく、連続・連結した割れ目が発達する堆積岩においても顕著であり、このような割れ目の構造や幾何形状、透水性は、その形成過程によって大きく変化する。一方、微視的には、連結する間隙構造において、物質の移動とともに、収着およびマトリクス拡散による物質移動の遅延が実際に生じている(1,2,4,5)。これは、割れ目の発達の程度にかかわらず、花崗岩や堆積岩の基質において認められる。
- 岩盤中に認められる変質帯や酸化還元フロントは、二次的に形成された鉄水酸化物により物質を 収着させる能力が大きいことが確認されている。また、変質帯における物質移動に寄与する間隙 の容量に加え、水ー岩石−微生物相互反応による鉄水酸化物の含有量の規制やバイオフィルムの 形成など、物質移動の遅延(収着や固定化)を規制する要因も明らかになっている(2~4)。
- また、岩石試料を用いた室内調査・試験を通じて、原位置試験および室内試験で測定した間隙率の差異など、物質移動特性を評価する上で有用な情報が蓄積されている。さらに、様々な岩石に対して測定された核種の分配係数および拡散係数はデータベースとして取りまとめられ、JAEAホームページ上に公開されている(6)。
- 以上の整理結果は、岩盤中では地下水により割れ目や間隙中を移動する物質が収着やマトリクス 拡散により遅延され、変質帯や酸化還元フロントの形成や水ー岩石−微生物相互反応が物質の遅 延に大きく関与していることを示している。

#### 第4章の参考文献

- 阿島秀司,戸高法文,岩月輝希,古江良治(2006):多変量解析による瑞浪超深地層研究所周辺の地下水 化学モデルの構築.応用地質,47,120-130.
- Akagawa, F., Yoshida, H., Yogo, S., Yamomoto, K. (2006) : Redox front formation in fractured crystalline rock: an analogue of matrix diffusion in an oxidizing front along water-conducting fractures. Geochem. Explor. Environ. Anal., <u>6</u>, 49-56.
- Amano, K., Niizato, T., Yokota, H., Ota, K., Lanyon, B., Alexander, W.R. (2011) : Development of comprehensive techniques for coastal site characterisation: integrated palaeohydrogeological approach for development of site evolution models. Proc. ASME 14th International Conference on Environmental Remediation and Radioactive Waste Management, ICEM2011-59259.
- 天野由記, 岩月輝希, 井岡聖一郎, 笹尾英嗣(2008): 微生物が地下の酸化還元環境形成に及ぼす影響. 原子力バックエンド研究, <u>14</u>, 61-67.
- 天野由記,南条 功,村上裕晃,藪内 聡,横田秀晴,佐々木祥人,岩月輝希(2012a):北海道幌延地 域における深部地下水調査-地上からの地球化学調査の妥当性評価と地下施設建設に伴う地球化 学特性の変化.地下水学会誌,<u>54</u>,207-228.
- 天野由記,山本陽一,南条 功,村上裕晃,横田秀晴,山崎雅則,國丸貴紀,大山隆弘,岩月輝希(2012b): 幌延深地層研究計画における地下水,河川水および降水の水質データ(2001~2010 年度). JAEA-Data/Code 2011-023.
- 長 秋雄,国松 直,金川 忠,藤井真希,横山幸也,小川浩司,田仲正弘(2009):我が国における地 下岩盤内の初期地圧状態-応力解放法による実測データに基づく.地質調査所研究報告,<u>60</u>, 413-447.
- 土木学会 岩盤力学委員会 岩盤の熱環境に関する研究小委員会(編)(2006):熱環境下の地下岩盤施設の開発をめざして-熱物性と解析.
- 藤田朝雄,谷口直樹,松井裕哉,棚井憲治,西村繭果,小林保之,平本正行,前川恵輔,澤田 淳,牧 野仁史,笹本 広,吉川英樹,柴田雅博,若杉圭一郎,濱 克宏,操上広志,國丸貴紀,石井英 一,竹内竜史,中野勝志,太田久仁雄,瀬尾俊弘,宮原 要,内藤守正,油井三和(2007):幌延 深地層研究計画における地上からの調査研究段階(第1段階)研究成果報告書,分冊「地層処分 研究開発」. JAEA-Research 2007-045.
- 舟木泰智,石井英一,常盤哲也(2009):新第三紀堆積岩中の割れ目は主要な水みちとなり得るか?応 用地質,<u>50</u>,238-247.
- Furue, R., Iwatsuki, T. Mizuno, T., Mie, H. (2003) : Data Book on Groundwater Chemistry in the Tono Area. JNC TN 7450 2003-001.
- 濱 克宏,國丸貴紀,操上広志,笹本 広,高橋康裕,萩沼真之,石井智子,松尾雄司(2006):幌延深 地層研究計画における地下水水質・水理モデルの信頼性向上に関する研究-2005 年度成果報告(共 同研究). JAEA-Research 2006-070.
- Hama, K., Kunimaru, K., Metcalfe, R., Martin, A.J. (2007) : The hydrogeochemistry of argillaceous rock formations at the Horonobe URL site, Japan. Phys. Chem. Earth, <u>32</u>, 170-180.
- 長谷川琢磨,中田弘太郎,近藤浩文,五嶋慶一郎,富岡祐一,後藤和幸,柏谷公希(2010a):地下水年 代測定による現海水と化石海水の同定-三浦半島西部沿岸ボーリングへの地下水年代測定法の適

用. 電力中央研究所報告, N10008.

- 長谷川琢磨,中田弘太郎,近藤浩文,五嶋慶一郎,富岡祐一,後藤和幸,柏谷公希(2010b):水質・地 下水年代を利用した地下水流動評価法の高度化-三浦半島西部沿岸を対象とした地下水流動・物 質移動解析.電力中央研究所報告,N10017.
- 長谷川琢磨,中田弘太郎,富岡祐一,後藤和幸,柏谷公希,濱 克宏,岩月輝希,武田匡樹,小坂 寛 (2010c):地下水年代測定評価技術の開発(その12) - 東濃地域における<sup>4</sup>He と<sup>14</sup>C 地下水年代 測定の適用性の検討.電力中央研究所報告,N10001.
- 長谷川琢磨,中田弘太郎,近藤浩文,五嶋慶一郎,村元茂則,富岡祐一,後藤和幸,柏谷公希(2013): 沿岸域における地下水の流動性の年代測定による評価-三浦半島西部沿岸域でのボーリング調査. 地学雑誌,<u>122</u>, 116-138.
- 八田敏行, 熊坂博夫, 木下直人, 安部 透 (2003): 天然のき裂を含む花面岩質岩石の熱膨張特性. 土木 学会論文集, No.750/Ⅲ-65, 183-191.
- 林 為人,中村敏明,高橋 学(2003):稲田花崗岩の熱特性,超音波速度,強度および変形特性の異方 性. 応用地質,44,175-187.
- 星野一男,加藤碵一,深部物性データ編集委員会 (2001):本邦産岩石の深部物性データ集.産業技術総合研究所 地質調査総合センター速報, No.23.
- 細谷真一,徳永朋祥(2005):間隙水圧の気圧変動応答を用いた比貯留係数と鉛直方向の透水係数の評価 方法の開発.地下水学会誌,47,397-417.
- 細谷真一,徳永朋祥(2008):間隙水圧の気圧変動に対する応答を利用した堆積岩の鉛直方向の透水係数の評価. 土木学会論文集 C, <u>64</u>, 238-252.
- 今井 久,山下 亮,塩崎 功,浦野和彦,笠 博義,丸山能生,新里忠史,前川恵輔(2009):地下水 流動に対する地質環境の長期変遷の影響に関する研究. JAEA-Research 2009-001.
- 石井英一,福島龍朗(2006):新第三紀珪質岩における断層の解析事例.応用地質,47,280-291.
- 石井英一,安江健一,田中竹延,津久井朗太,松尾公一,杉山和稔,松尾重明(2006):北海道北部,幌 延地域における大曲断層の三次元分布と水理特性.地質学雑誌,<u>112</u>,301-314.
- 石井英一,濱 克宏,國丸貴紀,佐藤治夫(2007):海成堆積物の地下浅部における天水の浸透に伴う地下水のpH変化.地質学雑誌,<u>113</u>,41-52.
- Ishii, E., Funaki, H., Tokiwa, T., Ota, K. (2010) : Relationship between fault growth mechanism and permeability variations with depth of siliceous mudstones in northern Hokkaido, Japan. J. Struct. Geol., <u>32</u>, 1792-1805.
- Iwatsuki, T., Furue, R., Mie, H., Ioka, S., Mizuno, T. (2005) : Hydrochemical baseline condition of groundwater at the Mizunami underground research laboratory (MIU). Appl. Geochem., <u>20</u>, 2283-2302.
- 岩月輝希,石井英一,新里忠史(2009):北海道幌延地域における深部地球化学環境の長期変遷シナリオの構築.地学雑誌,<u>118</u>,700-716.
- 地盤工学会(2009):原位置岩盤試験データベース(2008年度版). 丸善.
- 甲斐邦男,前川恵輔(2009):北海道幌延地域の新第三紀珪藻質泥岩中の地下水の酸素・水素同位体比と 塩化物イオン濃度.石油技術協会誌,<u>74</u>,96-106.
- 核燃料サイクル開発機構(2002):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-平成13年

度報告. JNC TN1400 2002-003.

- 核燃料サイクル開発機構(2005): 高レベル放射性廃棄物の地層処分技術に関する知識基盤の構築-平成 17年取りまとめ、分冊1「深地層の科学的研究」. JNC TN1400 2005-014.
- 木下尚樹,稲田善紀(2006):高温が岩石の強度・変形特性,熱物性,クリープ特性に及ぼす影響.材料, 55,489-494.
- 近藤浩文,木方建造,五嶋慶一郎,長谷川琢磨,濱田崇臣,大山隆弘,鈴木浩一,後藤和幸,末永弘, 中田弘太郎,田中姿郎,長岡 亨,窪田健二,土 宏之,三和 公,村元茂則,河野一輝,伊藤 久敏(2011):高レベル放射性廃棄物等の処分地選定のための概要調査技術に係わる実証研究-地 質環境条件に応じた掘削・孔内調査・試験手法の適用性と課題.電力中央研究所報告,N15.
- 小山俊博,石橋勝彦,金子岳夫,南 将行,小林順二,齋藤敏明,菊地宏吉(2007):大規模地下発電所 空洞の時間依存性変形挙動に関する研究. 土木学会論文集 F, 63, 309-322.
- 國丸貴紀, 見掛信一郎, 西尾和久, 鶴田忠彦, 松岡稔幸, 早野 明, 竹内竜史, 三枝博光, 大山卓也, 水野 崇, 丹野剛男, 平野 享, 竹内真司, 尾方伸久, 濱 克宏, 池田幸喜, 山本 勝, 弥富洋 介, 島田顕臣, 松井裕哉, 伊藤洋昭, 杉原弘造 (2011): 超深地層研究所計画 年度報告書 (2009 年度). JAEA-Review 2011-007.
- 國丸貴紀, 見掛信一郎, 西尾和久, 鶴田忠彦, 松岡稔幸, 石橋正祐紀, 上野孝志, 徳安真吾, 大丸修二, 竹内竜史, 三枝博光, 尾上博則, 武田匡樹, 狩野智之, 水野 崇, 萩原大樹, 佐藤稔紀, 真田祐 幸, 丹野剛男, 引間亮一, 森川佳太, 湯口貴史, 尾方伸久, 濱 克宏, 池田幸喜, 山本 勝, 島 田顕臣, 松井裕哉, 伊藤洋昭, 杉原弘造 (2012): 超深地層研究所計画 年度報告書 (2010 年度). JAEA-Review 2012-020.
- 操上広志,竹内竜史,藪内 聡,瀬尾昭治,戸村豪治,柴野一則,原 稔,國丸貴紀(2008):幌延深地 層計画の地上からの調査研究段階における地下水流動に関する調査研究.土木学会論文集 C, <u>64</u>, 680-695.
- 馬原保典,中田英二(2003):化石海水の同定手法の提案-太平洋炭鉱における地下水水質・同位体の分布と<sup>36</sup>Cl 測定による地下水年代評価.電力中央研究所報告,U03019.
- 馬原保典,中田英二,大山隆弘,宮川公雄,五十嵐敏文,市原義久,松本裕之(2006):化石海水の同定 法の提案-太平洋炭鉱における地下水水質・同位体分布と地下水年代評価.地下水学会誌,<u>48</u>、 17-33.
- 升元一彦, 向井 圭, 竹内真司(2004): 花崗岩地域における大深度長期間隙水圧モニタリング. 第 33 回岩盤力学に関するシンポジウム講演論文集, 277-282.
- 松井裕哉,前田信行,吉川和夫(2000): MIU-3 号孔における力学特性調査結果及び正馬様用地における 土岐花崗岩体の岩盤力学的概念モデル. JNC TN7420 2001-001.
- 松井裕哉,棚井憲治,川上 進,佐藤稔紀,西村繭果,青柳茂男,藤田朝雄,谷口直樹,菊池広人,松 本一浩,油井三和(2005):設計技術(地下施設設計,人工バリア設計,閉鎖設計)の実際の地質 環境条件への適用性評価. JNC TN5400 2005-004.
- 宮原智哉, 片岡達也, 竹内真司 (2002a): 1989~2000 年度表層水理観測年報 (データ集). JNC TN7450 2002-002.
- 宮原智哉,稲葉 薫,三枝博光,竹内真司(2002b):広域地下水流動研究実施領域における水収支観測 結果と地下水流動スケールの検討.サイクル機構技報,No.16,137-148.

- 宮原智哉,小田川信哉,村田正敏(2004):表層水理調査における流域特性を考慮した蒸発散量・降水量の追加測定地点の選定. JNC TJ5400 2004-001.
- 宮越昭暢,林 武司,丸井敦尚,佐倉保夫,川島 眞,川合将文(2006):地下温度からみた東京低地に おける地下水環境変化の評価.応用地質,<u>47</u>,269-279.
- 水野 崇,青才大介,新宮信也,萩原大樹,山本祐平,福田朱里(2013):瑞浪超深地層研究所の建設に 伴う地下水水質の変化.日本原子力学会和文論文誌,12,89-102.
- 長尾誠也, 岩月輝希, 濱 克宏 (2008): 岐阜県東濃地域の地下水から分離精製した溶存腐植物質の特性. 原子力バックエンド研究, 15, 77-86.
- 中野勝志,竹内真司,濱 克宏,松井裕哉,池田幸喜,天野健治,山内大祐,大澤英昭,長谷川 健, 杉原弘造,武田精悦(2001):超深地層研究所計画の現状-平成8年度~平成11年度. JNC TN7400 2001-001.
- 中田弘太郎,長谷川琢磨(2010):地下水年代測定評価技術の開発(その10)-北海道幌延地域における<sup>4</sup>He・<sup>36</sup>Cl 法適用の試み.電力中央研究所報告, N09027.
- 中田弘太郎,長谷川琢磨(2011): 涵養温度を指標として用いる地下水年代評価法の提案. 電力中央研究 所報告, N10036.
- 中山 雅, 佐野満昭, 真田祐幸, 杉田 裕 (編) (2009): 幌延深地層研究計画 平成 20 年度調査研究成 果報告. JAEA-Research 2009-032.
- 中山 雅, 佐野満昭, 真田祐幸, 杉田 裕 (編) (2010): 幌延深地層研究計画 平成 21 年度調査研究成 果報告. JAEA-Review 2010-039.
- 中山 雅, 澤田純之, 杉田 裕(編) (2011): 幌延深地層研究計画 平成 22 年度調査研究成果報告. JAEA-Review 2011-033.
- 中山 雅, 天野健治, 常盤哲也, 山本陽一, 大山卓也, 天野由記, 村上裕晃, 稲垣大介, 津坂仁和, 近藤桂二, 横田秀晴, 南條 功, 新里忠史, 田中真悟, 大原正嗣, 神 和美 (2012): 幌延深地層研究計画 平成 23 年度調査研究成果報告. JAEA-Review 2012-035.

日本熱物性学会(編)(2008):新編熱物性ハンドブック.養賢堂.

- Niizato, T., Amano, K., Ota, K., Kunimaru, T., Lanyon, B., Alexander, W.R. (2010) : Development of comprehensive techniques for coastal site characterisation: (3) conceptualisation of long-term geosphere evolution. Proc. ASME 13th International Conference on Environmental Remediation and Radioactive Waste Management, ICEM2010-40052.
- 西本昌司,鵜飼恵美,天野健治,吉田英一(2008):地下深部花崗岩の変質プロセス解析-土岐花崗岩を 例にして.応用地質,49,94-104.
- 西尾和久,松岡稔幸,見掛信一郎,鶴田忠彦,天野健治,大山卓也,竹内竜史,三枝博光,濱 克宏, 水野 崇,齋 正貴,平野 享,弥富洋介,島田顕臣,松井裕哉,尾方伸久,池田幸喜,山本 勝, 内田雅大,杉原弘造(2009):超深地層研究所計画 年度報告書(2007年度). JAEA-Review 2009-002.
- 西山 哲,大西有三,矢野隆夫,高橋 学,千葉周平 (2005): せん断過程における岩盤の単一亀裂中の 水理挙動に関する研究.応用地質, <u>45</u>, 291-303.
- 大山卓也,三枝博光,竹内真司(2004):水頭分布の不連続性に着目した断層の透水性の評価.日本応用 地質学会中部支部平成16年度支部研究発表会・講演会予稿集,11-14.

- 岡田哲実(2005):高温環境下における堆積軟岩の力学特性(その1) 三軸圧縮試験による温度依存性の把握.電力中央研究所報告, N04026.
- 岡田哲実(2006):高温環境下における堆積軟岩の力学特性(その2) 一軸圧縮試験によるクリープ特 性の温度依存性の評価.電力中央研究所報告, N05057.
- 尾上博則, 笹尾英嗣, 三枝博光, 小坂 寛(2009): 過去から現在までの長期的な地形変化が地下水流動 特性に与える影響の解析的評価の試み. 日本原子力学会和文論文誌, 8, 40-53.
- Ota, K., Alexander, W.R., Smith, P.A., Möri, A., Frieg, B., Frick, U., Umeki, H., Amano, K., Cowper, M.M., Berry, J.A. (2001) : Building confidence in radionuclide transport models for fractured rock: the Nagra/JNC Radionuclide Retardation Programme. Sci. Basis Nucl. Waste Manage. XXIV, 1033-1041.
- Ota, K., Möri, A., Alexander, W.R., Frieg, B., Schild, M. (2003) : Influence of the mode of matrix porosity determination on matrix calculations. J. Contam. Hydrol., <u>61</u>, 131-145.
- 太田久仁雄, 佐藤稔紀, 竹内真司, 岩月輝希, 天野健治, 三枝博光, 松岡稔幸, 尾上博則(2005): 東濃 地域における地上からの地質環境の調査・評価技術. JNC TN7400 2005-023.
- 太田久仁雄,阿部寛信,山口雄大,國丸貴紀,石井英一,操上広志,戸村豪治,柴野一則,濱 克宏, 松井裕哉,新里忠史,高橋一晴,丹生屋純夫,大原英史,浅森浩一,森岡宏之,舟木泰智,茂田 直孝,福島龍朗(2007):幌延深地層研究計画における地上からの調査研究段階(第1段階)研究 成果報告書,分冊「深地層の科学的研究」. JAEA-Research 2007-044.
- 大竹健司(2001):水封式地下岩盤貯槽方式を主力とする LP ガスの国家備蓄の現状.石油技術協会誌, 66, 183-193.
- 大山隆弘,猪原芳樹,長岡 亨(2007):地下岩盤の地化学環境調査・評価技術の開発-六ヶ所サイト試 験空洞周辺岩盤の酸化還元状態と将来予測.電力中央研究所報告,N07001.
- 大山隆弘,木方建造,鈴木浩一,中田英二,田中姿郎,長谷川琢磨,中田弘太郎,長岡 亨,中村孝道, 福島龍朗,石井英一,國丸貴紀,高橋一晴,濱 克宏,岩月輝希,杉田 裕,薮内 聡,宮原重 憲(2010):幌延における堆積岩の特性研究(その2) -電力中央研究所/日本原子力研究機構共 同研究 平成16~20年度成果報告.電力中央研究所報告,N09016.
- 尾山洋一,高橋正明,塚本 斉,風早康平,安原正也,高橋 浩,森川徳敏,大和田道子,芝原暁彦, 稲村明彦(2011):日本列島の非火山地域における深層地下水水質と地質との関係について.原子 カバックエンド研究,18,25-34.
- Pribnow, D.F.C., Davis, E.E., Fisher, A.T. (2000) : Borehole heat flow along the eastern flank of the Juan de Fuca Ridge, including effects of anisotropy and temperature dependence of sediment thermal conductivity. J. Geophys. Res.: Solid Earth (1978-2012), <u>105</u>, 13449-13456.
- Saegusa, H., Inaba, K., Maeda, K., Nakano, K., McCrank, G (2003) : Hydrogeological modeling and groundwater flow simulation for effective hydrogeological characterization in the Tono area, Gifu, Japan. In: Konno, I., Nishigaki, M, Komatsu, M. (Eds.) Groundwater Engineering - Recent Advances, A.A. Balkema, 563-569.
- 三枝博光,瀬野康弘,中間茂雄,鶴田忠彦,岩月輝希,天野健治,竹内竜史,松岡稔幸,尾上博則,水 野 崇,大山卓也,濱 克宏,佐藤稔紀,久慈雅栄,黒田英高,仙波 毅,内田雅大,杉原弘造, 坂巻昌工(2007):超深地層研究所における地表からの調査予測研究段階(第1段階)研究成果報 告書. JAEA-Research 2007-043.
- 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, <u>57</u>, 63-67.

産業技術総合研究所 (2011): 沿岸域塩淡境界・断層評価技術高度化開発 成果報告書 (平成 23 年 3 月).

産業技術総合研究所 (2012a):沿岸域塩淡境界·断層評価技術高度化開発 成果報告書 (平成 24 年 3 月).

産業技術総合研究所(2012b): 概要調査の調査・評価項目に関する技術資料-立地要件への適合性とその根拠となる調査結果の妥当性.産業技術総合研究所地質調査総合センター研究資料集, No.560.

石油技術協会(2004):石油・天然ガス資源の未来を拓く-最前線からのメッセージ.

- 瀬尾昭治, 竹内竜史, 操上広志, 原 稔 (2005): 幌延深地層研究計画における水収支法による地下水涵 養量の推定-2003 年 8 月~2004 年 7 月. JNC TN5400 2005-005.
- Shimizu, S., Akiyama, M., Ishijima, Y., Hama, K., Kunimaru, T., Naganuma, T. (2006) : Molecular characterization of microbial communities in fault-bordered aquifers in the Miocene formation of northernmost Japan. Geobiology, <u>4</u>, 203-213.
- 新 孝一,澤田昌孝,猪原芳樹,志田原巧,秦野輝義(2011a):地上からの調査に基づく坑道建設性評 価(その1) –難工事事象の地質要因の分析と山はね予測評価法の提案.電力中央研究所報告, N10013.
- 新 孝一,澤田昌孝,猪原芳樹,志田原巧,荒井 融(2011b):地上からの調査に基づく坑道建設性評 価(その2) 膨張性地山の予測評価法の提案.電力中央研究所報告,N10014.
- 舘 幸男,栃木善克,陶山忠宏,齋藤好彦, Ochs, M.,油井三和(2009):地層処分安全評価のための核 種の収着・拡散データベースシステムの開発. JAEA-Data/Code 2008-034.
- Tachi, Y., Suyama, T., Ochs, M., Ganter, C. (2011) : Development of JAEA Sorption Database (JAEA-SDB): Update of Data Evaluation Functions and Sorption/QA Data. JAEA-Data/Code 2010-031.
- 高橋一晴(2005): 幌延深地層研究計画における地表踏査およびボーリング調査の各種測定・分析データ 集. JNC TN5400 2005-010.
- 高畑裕之,長根将格,松本尚巳(2004):幌延町における新第三紀堆積岩の地質・地質構造に関する調査. JNC TJ5420 2004-002.
- 竹内真司,國丸貴紀,見掛信一郎,西尾和久,鶴田忠彦,松岡稔幸,早野 明,竹内竜史,三枝博光, 大山卓也,水野 崇,平野 享,尾方伸久,濱 克宏,池田幸喜,山本 勝,弥富洋介,島田顕 臣,松井裕哉,伊藤洋昭,杉原弘造(2010):超深地層研究所計画 年度報告書(2008 年度). JAEA-Review 2010-014.
- 田中明子,山野 誠,矢野雄策,笹田政克(2004):日本列島及びその周辺地域の地温勾配及び地殻熱流 量データベース.数値地質図 P-5,産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- Tanaka, A., Yamano, M., Yano, Y., Sasada, M. (2004) : Geothermal gradient and heat flow data in and around Japan (I): appraisal of heat flow from geothermal gradient data. Earth Planet. Space, <u>56</u>, 1191-1194.
- 丹野剛男,引間亮一,真田祐幸,松井裕哉,佐藤稔紀 (2012):超深地層研究所計画における岩盤力学に 関する調査研究 年度報告書 (2010 年度). JAEA-Review 2012-017.
- 栃木善克, 舘 幸男(2009): 緩衝材及び岩石中での核種の拡散データベースの整備. JAEA-Data/Code 2008-035.
- 栃木善克,甲川憲隆,向井 悟,神徳 敬,笹本 広,柴田雅博,油井三和(2007):花崗岩質岩石のマ トリクスにおける拡散深さに関する研究. JAEA-Research 2007-024.

- 徳永朋祥, 佐野 修, 星 一義, 本田博巳, 稲崎富士, 徂徠正夫, 松岡俊文, 安原正也, 小出 仁 (2013): 地下の遅い流体挙動(Part Ⅱ) -フィールドと室内実験から見る:イントロダクション. 地学雑誌, 122, 8-15.
- 富岡祐一,中田弘太郎,長谷川琢磨,後藤和幸(2008):地下水年代測定評価技術の開発(その9) 溶 存有機物を用いた<sup>14</sup>C 地下水年代測定方法の開発.電力中央研究所報告,N07039.
- 富岡祐一,長谷川琢磨,大山隆弘(2010):地化学環境を考慮した<sup>14</sup>C地下水年代補正方法の検討-六ヶ 所サイトにおける水質形成機構の解明と地下水年代評価.電力中央研究所報告,N10005.
- 鶴旨 純,矢島一昭,亀谷泰久,蒲池孝夫,白石知成,富岡祐一(2008):安定同位体を用いた地下水流 動解析モデルの確証.日本地下水学会2008年秋季講演会講演要旨,38-43.
- 内田洋平, 佐倉保夫(2007):地下温度に関する研究の現状と水文学的知見の貢献. 日本水文科学会誌, 37, 253-269.
- 藪内 聡, 國丸貴紀, 岸 敦康, 小松 満(2011):水平坑道の掘削に伴う坑道周辺の間隙水圧・岩盤水 分量モニタリングー幌延深地層研究所 140m 調査坑道での測定.土木学会論文集 C, <u>67</u>, 464-473.
- Yamamoto, K., Yoshida, H., Akagawa, F., Nishimoto, S., Metcalfe, R. (in press) : Redox front penetration in the fractured Toki Granite, central Japan: an analogue for redox reactions and redox buffering in fractured crystalline host rocks for repositories of long-lived radioactive waste. Appl. Geochem.
- 山本卓也,松井裕哉,堀内康光,冨永英治(2005):幌延深地層研究計画における堆積軟岩の熱特性について.第34回岩盤力学に関するシンポジウム講演論文集,153-158.
- 山本陽一,前川恵輔,横田秀晴,山崎雅則(2011):幌延深地層研究計画における表層水理調査流域の水 文諸量の空間分布および地下水涵養量の推定-2004 年 12 月~2009 年 11 月. JAEA Research 2011-042.
- 山内大祐, 宮原智哉, 竹内真司, 小田川信哉 (2000): 超深地層研究所計画用地周辺の水収支観測結果. サイクル機構技報, No.9, 103-114.
- Yokoyama, T., Ogawa, K., Kanagawa, T., Tanaka, M, Ishida, T. (2003) : Regional in-situ stress states in Japan based on measurements. In: Sugawara, K., Obara, Y., Sato, A. (Eds.) Rock Stress, Swets & Zeitlinger, Lisse.
- 吉田英一(2012):岩盤中の透水性亀裂とその長期挙動ー現状と今後の課題.地学雑誌,121,68-95.
- 吉田英一,西本昌司,長 秋雄,山本鋼志,勝田長貴(2008):地下花崗岩体の変質とその形態-産総研 岡山応力測定用深部花崗岩コア試料の変質を例に.応用地質,49,256-265.
- Yoshida, H., Metcalfe, R., Yamamoto, K., Murakami, Y., Hoshii, D., Kanekiyo, A., Naganuma, T., Hayashi, T. (2008) : Redox front formation in an uploading sedimentary rock sequence: an analogue for redox-controlling processes in the geosphere around deep geological repositories for radioactive waste. Appl. Geochem., <u>23</u>, 2364-2381.
- Yoshida, H., Nishimoto, S., Metcalfe, R. (2009a) : Altered crystalline rock distributed along groundwater conductive fractures and the retardation capacity in the orogenic field of Japan. Proc. 12th International Conference on Environmental Remediation and Radioactive Waste Management, ICEM2009-16332.
- Yoshida, H., Metcalfe, R., Seida, Y., Takahashi, H., Kikuchi, T. (2009b) : Retardation capacity of altered granitic rock distributed along fractured and faulted zones in the orogenic belt of Japan. Eng. Geol., <u>106</u>, 116-122.
- Yoshida, H., Maejima, T., Nakajima, S., Nakamura, Y., Yoshida, S. (2012) : Features of fractures forming flow paths in granitic rock at an LPG storage site in the orogenic field of Japan. Eng. Geol., <u>152</u>, 77-86.
Yoshida, H., Metcalfe, R., Ishibashi, M., Minami, M. (2013) : Long-term stability of fracture systems and their behaviour as flow paths in uplifting granitic rocks from the Japanese orogenic field. Geofluids, <u>13</u>, 45-55.

吉田次男,大西有三,西山 哲(2006):空洞掘削時の岩盤挙動メカニズム.材料,55,501-506.

吉澤拓也,丸井敦尚,伊藤成輝,越谷 賢(2011):深部の地下水低流速域の抽出を目的とした地下温度 分布による地下水流動場の区分.地下水学会誌,<u>53</u>,53-71.