

超深地層研究所計画 年度報告書(2010 年度)

Mizunami Underground Research Laboratory Project Annual Report for Fiscal Year 2010

國丸 貴紀	見掛 信一郎	西尾 和久	鶴田 忠彦	松岡 稔幸
石橋 正祐約	2 上野 孝志	徳安 真吾	大丸 修二	竹内 竜史
三枝 博光	尾上 博則 词	むまう きょうしん きんしん しんしん しんしん しんしん しんしん しんしん しんしん し	符野 智之 才	〈野 崇
萩原 大樹	佐藤 稔紀 🍹	しましん しょうしん しんしん しんしん しんしん しんしん しんしん しんしん し	马野 剛男 弓	間 亮一
森川 佳太	湯口 貴史 盾	電方伸久 🤅	賓克宏 池田] 幸喜
山本勝島	・ ・ ・ ・ ・ ・ ・ ・ ・ ・ ・ ・ ・ ・ ・ ・ ・ ・ ・	+ 裕哉 伊藤	藤 洋昭 杉原	虱造

Takanori KUNIMARU, Shinichiro MIKAKE, Kazuhisa NISHIO, Tadahiko TSURUTA Toshiyuki MATSUOKA, Masayuki ISHIBASHI, Takashi UENO, Shingo TOKUYASU Shuji DAIMARU, Ryuji TAKEUCHI, Hiromitsu SAEGUSA, Hironori ONOE Masaki TAKEDA, Tomoyuki KARINO, Takashi MIZUNO, Hiroki HAGIWARA Toshinori SATO, Hiroyuki SANADA, Takeo TANNO, Ryoichi HIKIMA Keita MORIKAWA, Takashi YUGUCHI, Nobuhisa OGATA, Katsuhiro HAMA Koki IKEDA, Masaru YAMAMOTO, Akiomi SHIMADA, Hiroya MATSUI Hiroaki ITO and Kozo SUGIHARA

> 地層処分研究開発部門 東濃地科学研究ユニット

KEVIEW

Tono Geoscientific Research Unit Geological Isolation Research and Development Directorate

June 2012

Japan Atomic Energy Agency

日本原子力研究開発機構

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

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

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

© Japan Atomic Energy Agency, 2012

超深地層研究所計画 年度報告書(2010 年度)

日本原子力研究開発機構 地層処分研究開発部門 東濃地科学研究ユニット

國丸 貴紀, 見掛 信一郎⁺¹, 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⁺², 尾上 博則, 武田 匡樹⁺³, 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⁺¹, 山本 勝⁺¹, 島田 顕臣, 松井 裕哉, 伊藤 洋昭, 杉原 弘造

(2012年3月27日受理)

独立行政法人日本原子力研究開発機構東濃地科学センターでは、「地層処分技術に関する研究開 発」のうち深地層の科学的研究(地層科学研究)の一環として、結晶質岩(花崗岩)を対象とした超深 地層研究所計画を進めている。本計画は、「第1段階;地表からの調査予測研究段階」、「第2段 階;研究坑道の掘削を伴う研究段階」、「第3段階;研究坑道を利用した研究段階」の3段階から なり、2010年度は、第2段階である「研究坑道の掘削を伴う研究段階」を進めるとともに、第3 段階「研究坑道を利用した研究段階」の調査研究を開始した。

本報告書は、2002 年 2 月に改訂した「超深地層研究所地層科学研究基本計画」に基づいた、 超深地層研究所計画の第 2 段階「研究坑道の掘削を伴う研究段階」および第 3 段階「研究坑道を 利用した研究段階」の調査研究のうち 2010 年度に実施した 1)調査研究, 2)施設建設, 3)共同研 究等の成果を取りまとめたものである。

2010年度は、研究坑道の建設として、主立坑を深度 459.6m~481.3m、換気立坑を深度 459.8m ~497.7m まで掘削した。研究坑道における調査研究では、研究所用地周辺に分布する北北西方 向の断層に関する地質・地質構造、水理学的特徴、地下水の地球化学特性などを把握するため、 深度 300m 研究アクセス坑道北端から 2 本のボーリング孔を掘削した。また、深度 400m におけ る地下水水質の把握および研究坑道の掘削に伴う研究坑道周辺の水質変化を把握することを目的 として、深度 400m 予備ステージにおいてボーリング孔を掘削し、地下水水質モニタリングを開 始した。さらに、2010年度より第3段階の調査研究を開始し、割れ目の特徴と物質移動に関わ る現象やパラメータの関係を把握することを目的として、深度 300m 研究アクセス坑道において 掘削したボーリング孔から採取したコアを利用した割れ目近傍の間隙率測定と吸着・拡散試験を 実施した。また、財団法人電力中央研究所との共同研究では、岩盤中の物質移動に関する現象を 把握するための調査技術の構築を目的として、深度 300m 研究アクセス坑道においてボーリング 調査を実施した。

東濃地科学センター(駐在):〒509-6132岐阜県瑞浪市明世町山野内1-64

+1 東濃地科学センター

- +2 福島技術本部 福島環境安全センター
- +3 地層処分基盤研究開発ユニット
- ※ 技術開発協力員

これらの調査結果により,第1段階において構築した地質環境モデル(地質構造モデル,岩盤力 学モデル,水理地質構造モデルおよび地球化学モデル)の更新/妥当性確認の考え方を検討した。

Mizunami Underground Research Laboratory Project Annual Report for Fiscal Year 2010

Takanori KUNIMARU, Shinichiro MIKAKE⁺¹, Kazuhisa NISHIO^{*}, Tadahiko TSURUTA, Toshiyuki MATSUOKA, Masayuki ISHIBASHI, Takashi UENO^{*}, Shingo TOKUYASU, Shuji DAIMARU, Ryuji TAKEUCHI, Hiromitsu SAEGUSA⁺², Hironori ONOE, Masaki TAKEDA⁺³, Tomoyuki KARINO^{*}, Takashi MIZUNO, Hiroki HAGIWARA, Toshinori SATO, Hiroyuki SANADA, Takeo TANNO^{*}, Ryoichi HIKIMA^{*}, Keita MORIKAWA^{*}, Takashi YUGUCHI, Nobuhisa OGATA, Katsuhiro HAMA, Koki IKEDA⁺¹, Masaru YAMAMOTO⁺¹, Akiomi SHIMADA, Hiroya MATSUI, Hiroaki ITO and Kozo SUGIHARA

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

(Received March 27, 2012)

Japan Atomic Energy Agency (JAEA) at Tono Geoscience Center (TGC) is pursuing a geoscientific research and development project namely the Mizunami Underground Research Laboratory (MIU) Project in crystalline rock environment in order to construct scientific and technological basis for geological disposal of High-level Radioactive Waste (HLW). The MIU Project has three overlapping phases: Surface-based Investigation phase (Phase I), Construction phase (Phase II), and Operation phase (Phase III). The MIU Project has been ongoing the Phase II and started the Phase III in 2010 fiscal year. This report shows the results of the investigation, construction and collaboration studies in fiscal year 2010, as a part of the Phase II and Phase III based on the MIU Master Plan updated in 2002.

Main and Ventilation Shafts of the MIU are excavated from GL-459.6m to GL-481.3m, GL-459.8m to GL-497.7m respectively in 2010 fiscal year. Two borehole investigations were carried out in order to understand the Main-shaft fault and to install groundwater monitoring equipments at the -300m and -400m Stage respectively. Two boreholes were drilled for the Main-shaft fault investigation of the -300m Stage. The drawdown was observed at both side of the Main-shaft fault. But a pressure response was different between NE and SW side of the Main-shaft fault. Therefore the Main-shaft fault seems to be low permeable structure. The borehole investigation of the -400m Stage was conducted in order to install the groundwater monitoring equipment and understand the initial condition of groundwater chemistries at the depth. The distributions of groundwater chemistry and hydrochemical

⁺¹ Tono Geoscience Center

⁺² Fukushima Environmental Safety Center

⁺³ Geological Isolation Research Unit

[※] Collaboration Engineer

changes have been monitored during shaft construction. The developments of methodology for characterizing colloid, organics and microbes and understanding distribution of fault and fractures have been continued. Additionally, the electrical survey, groundwater pressure and hydrochemical monitoring, shallow hydrological investigations, etc. have been continued.

An acceptability of the geological environmental models (geological, rock mechanical, hydrogeological and hydrochemical models) developed in Phase I has been evaluated by using the data obtained in the investigation results of Phase II.

Keywords:

Mizunami Underground Research Laboratory, MIU Project, Geological Disposal of HLW, Crystalline Rock

目 次

1. はじめに	1
2. 超深地層研究所計画の概要	3
2.1 超深地層研究所計画の目標	4
2.2 調査研究の進め方	4
2.3 超深地層研究所周辺の地質	9
2.4 超深地層研究所の施設概要	10
3. 2010 年度の調査研究の概要	
3.1 研究所用地における調査研究の概要	11
3.2 研究所用地における施設建設の概要	13
3.3 正馬様用地における調査研究の概要	13
4. 研究所用地における調査研究および施設建設	14
4.1 研究所用地における第2段階の調査研究	15
4.1.1 主立坑断層に関する調査研究	15
4.1.2 地質・地質構造に関する調査研究	45
4.1.3 岩盤力学に関する調査研究	60
4.1.4 岩盤の水理に関する調査研究	74
4.1.5 地下水の地球化学に関する調査研究	
4.1.6 深地層の工学技術の基礎の開発	
4.2 研究所用地における第3段階の調査研究	142
4.2.1 物質移動研究	142
4.3 施設建設	151
4.4 正馬様用地における調査研究	
5. 共同研究・施設供用	
6. 地層処分技術に関する分野間の連携研究	
7. おわりに	
付録 広域地下水流動研究 2010 年度報告	

Contents

1. Introduction	1
 Overview of the Mizunami Underground Research Laboratory Project. 2.1 Goals of the MIU Project. 2.2 R&D activities 2.3 Geology 2.4 MIU facilities 	3 4 9 10
 3. Overview of R&D activities in FY2010	11 11 13 13
 4. Results of investigations and construction at the MIU Construction Site in FY2010 4.1 Geological investigations at Phase II	14 15 15 45
4.1.3 Rock mechanical investigations4.1.4 Hydrogeological investigations4.1.5 Hydrochemical investigations	60 74 105
 4.1.6 Development of engineering technology for deep underground 4.2 Geological investigations at Phase III	136 142 142 151 156
5. Collaborative research with related research organizations	166
6. Collaborative research among geological disposal technologies	169
7. Conclusions	170
Appendix: Results on the Regional Hydrogeological Study Project in FY2010	171

1. はじめに

独立行政法人日本原子力研究開発機構(以下,原子力機構)東濃地科学センターは,原子力政策大 綱 ¹⁾に定められている「深地層の研究施設等を活用して,深地層の科学的研究,地層処分技術の 信頼性向上や安全評価手法の高度化等に向けた基盤的な研究開発,安全規制のための研究開発を 引き続き着実に進めるべきである」との方針に基づき,地層処分技術に関する研究開発のうち深 地層の科学的研究(地層科学研究)を進めている。このうち,超深地層研究所計画は,結晶質岩(花 崗岩)を主な対象として岐阜県瑞浪市において進めている研究計画である。

東濃地科学センターでは、1994年6月に公表された「原子力の研究、開発及び利用に関する長期計画(以下、原子力長計)」²⁾において定められた「地層処分研究開発の基盤となる深部地質環境の科学的研究を着実に進めること」との方針および深地層の研究施設の位置づけに基づき「超深地層研究所地層科学研究基本計画(以下、基本計画)」³⁾を1996年11月に策定し、超深地層研究所計画における調査研究を進めてきた。その後、2000年11月に策定された原子力長計⁴⁾において核燃料サイクル開発機構(以下、サイクル機構;現:原子力機構)に新たな役割が定められことに伴い、2001年4月に基本計画の改訂を行った⁵⁾。さらに、2002年1月に瑞浪市との間で、同市明世町の市有地の賃貸借契約を締結し、超深地層研究所の研究坑道などを同市有地に設置することとしたのを機に、基本計画を改訂した⁶⁾。

その後,2008年3月に「特定放射性廃棄物の最終処分に関する基本方針」(以下,「基本方針」) および「特定放射性廃棄物の最終処分に関する計画」(以下,「最終処分計画」)の改定に関する閣 議決定がなされ(同年4月施行),「基本方針」においては研究開発機関の役割として,深地層の研 究施設や研究開発の内容の公開を通じた国民との相互理解促進への貢献について明示され,「最終 処分計画」においては,処分事業の実施主体による精密調査地区の選定時期が「平成20年代前半」 から「平成20年代中頃」に変更された。一方,これまでの超深地層研究所計画での調査研究によ り得られた地質環境情報から,研究坑道を設置している市有地の深度300m付近は,より深部の 地質環境と比較して割れ目が多く湧水の可能性があることが予想された。以上のような「基本方 針」と「最終処分計画」の改定およびこれまでの調査研究で得られた成果を踏まえ,深度300m に新たに研究坑道を設置し調査研究を実施することにより,深部での調査研究の成果とあわせて 技術の高度化が可能になることや研究の場を広く一般に公開することで地層処分に関する国民と の相互理解に貢献できることなどから,2008年度に深度300mに調査研究用の水平坑道を整備す ることとした。以上のような「基本方針」と「最終処分計画」の改定および深度300mへの調査 研究用の水平坑道の整備を背景に、原子力機構では2010年に基本計画を改訂した^の。

本報告書は、2010年度の年度計画®に基づき実施した、超深地層研究所計画の第2段階「研究 坑道の掘削を伴う研究段階」および第3段階「研究坑道を利用した研究段階」における2010年 度の調査研究の成果を示したものである。

また、東濃地科学センターでは、地質環境特性の研究を担うプロジェクトのひとつとして、超 深地層研究所計画に先立ち広域地下水流動研究を進めてきた ⁹。この研究は、広域における地表 から地下深部までの地質・地質構造、岩盤の水理や地下水の水質を明らかにするために必要な調 査・解析技術などを開発することを目標として、1992 年度より地下水流動系の涵養域から流出域 までを包含する約 10km 四方の領域を対象に調査研究を実施してきており、2004 年度末をもって 主な現場調査を終了した。2005 年度からは、土岐花崗岩における水理学的・地球化学的な基礎情 報の取得および地下水流動解析結果の妥当性確認のためのデータ取得を目的として、既存の観測 設備を用いた表層水理観測(河川流量観測,降水量観測)および既存のボーリング孔を用いた地下水 長期モニタリングを継続している。なお、超深地層研究所計画では、広域地下水流動研究で取得 されたこれらの観測データを、研究坑道の建設に伴う周辺の岩盤や地下水の変化を把握するため に利用している。本報告書の巻末の付録に、広域地下水流動研究における 2010 年度の調査研究 の成果を示す。

参考文献

- 1) 原子力委員会:"原子力政策大綱"(2005).
- 2) 原子力委員会: "原子力の研究, 開発及び利用に関する長期計画" (1994).
- 動力炉・核燃料開発事業団:"超深地層研究所地層科学研究基本計画", PNC TN7070 96-002 (1996).
- 4) 原子力委員会: "原子力の研究,開発及び利用に関する長期計画"(2000).
- 5) 核燃料サイクル開発機構: "超深地層研究所地層科学研究基本計画", JNC TN7410 2001-009 (2001).
- 6) 核燃料サイクル開発機構: "超深地層研究所地層科学研究基本計画", JNC TN7410 2001-018 (2002).
- 7) 日本原子力研究開発機構: "超深地層研究所地層科学研究基本計画", JAEA-Review 2010-016 (2010).
- 8) 日本原子力研究開発機構: "超深地層研究所計画年度計画書(2010 年度)", JAEA-Review 2010-029 (2010).
- 9) 動力炉·核燃料開発事業団: "広域地下水流動研究基本計画書", PNC TN7020 98-001 (1997).

2. 超深地層研究所計画の概要

超深地層研究所計画における調査研究は,研究坑道の建設に先立って開始し,研究坑道の完成 後までの約20年をかけて実施する。本計画では,研究坑道の建設工程やこれに伴う調査研究の課 題,対象,空間スケールなどの違いを考慮し,計画全体を,第1段階(地表からの調査予測研究段 階),第2段階(研究坑道の掘削を伴う研究段階)および第3段階(研究坑道を利用した研究段階)の3 段階に区分して調査研究を進めている。このように段階的に研究を進めることにより,天然の地 質環境が研究坑道の掘削の影響などにより変化していく状況について段階を追って把握すること が可能となる。また,地質環境に関する情報量が段階的に増加することにより,評価すべき項目 の重要度を段階的に把握するとともに,調査の種類・量,解析・評価の手法と結果の精度との関 係を事例的に示すことが可能になると考えられる。これらにより得られた情報や知見などは,地 質環境を対象とした一連の調査,評価などに関する総合的な方法論としての体系化を通じて,処 分事業の実施と安全規制の技術基盤の整備に資するとともに,地層処分に関する国民との相互理 解促進にも貢献するものである。

当初の本計画は,岐阜県瑞浪市明世町にある原子力機構用地(図 2-1:正馬様用地)において「地 表からの調査予測研究段階(第1段階)」を進めてきた。その後,2002年1月に瑞浪市との間で市 有地の賃貸借契約を締結し,超深地層研究所の研究坑道等の施設を市有地(図 2-1:瑞浪超深地層 研究所用地;以下,研究所用地)に設置し,調査研究を進めることとした。



図 2-1 超深地層研究所の設置場所

2.1 超深地層研究所計画の目標

超深地層研究所計画においては、全体目標と段階目標を以下のように設定している1)。

【全体目標】

- 深部地質環境の調査・解析・評価技術の基盤の整備
- ② 深地層における工学技術の基盤の整備

本計画では「第1段階:地表からの調査予測研究段階」,「第2段階:研究坑道の掘削を伴う研 究段階」,「第3段階:研究坑道を利用した研究段階」の三つの段階に区分して進めることとして いる。各段階における調査研究の目標は以下のとおりである。

【段階目標】

第1段階:地表からの調査予測研究段階

- 地表からの調査研究による地質環境モデルの構築および研究坑道掘削前の深部地質環境の状態の把握
- ② 研究坑道の詳細設計および施工計画の策定
- ③ 研究坑道の掘削を伴う研究段階の調査研究計画の策定

<u>第2段階:研究坑道の掘削を伴う研究段階</u>

- 研究坑道の掘削を伴う調査研究による地質環境モデルの構築および研究坑道の掘削による深部地質環境の変化の把握
- ② 研究坑道の施工・維持・管理に係わる工学技術の有効性の確認
- ③ 研究坑道を利用した研究段階の調査研究計画の策定

<u>第3段階:研究坑道を利用した研究段階</u>

- 研究坑道からの調査研究による地質環境モデルの構築および研究坑道の拡張による深部 地質環境の変化の把握
- ② 深地層における工学技術の有効性の確認

2.2 調査研究の進め方

本計画の全体目標のひとつである「深部地質環境の調査・解析・評価技術の基盤の整備」に関 しては、高レベル放射性廃棄物の地層処分にとって重要な地質環境特性を、安全評価、地下施設 の設計・施工および環境影響評価の観点から、調査研究の個別目標と課題を図 2.2-1 に示すとお り設定している²⁾。これらの個別目標と課題に対する研究成果の反映を念頭において、不均質性 を有する地質環境を限られた調査量で効率的に理解していくという考え方に基づき、広域地下水 流動研究と組み合わせて、四つの空間スケールを設けて調査研究を進めている。図 2.2-2 に空間 スケールの概念、表 2.2-1 に空間スケールと対象範囲の地層処分技術に関する研究開発における 位置付けを示す³。

本研究の実施にあたっては、空間スケールを区分して段階的に調査研究を進め、その進展に伴う情報量の増加に応じて、地質環境特性に係わる理解度や調査の達成度を順次評価しつつ、次の調査または段階へ移行する判断が重要であるとの考え方に基づき、図 2.2-3 に示す繰り返しアプローチを採用している³⁾。第1段階の調査研究では、図 2.2-4 に示すように既存情報調査/地表地 質調査から孔間トモグラフィ探査/孔間水理試験までの6段階を設け、繰り返しアプローチをより 強く意識した調査研究を展開した。

全体 目標		個別目標	課題
		地質構造の三次元的分布の把握	移行経路として重要な構造の把握 対象岩盤の分布と形状の把握 岩盤の地質学的不均質性の把握 地質/地質構造の長期変化の推定
		地下水の流動特性の把握	 地下水流動場の把握 地下水流東分布の把握 地下水流動特性の長期変化の推定
整備	5評価	地下水の地球化学特性の把握	 地下水の塩分濃度分布の把握 地下水のpH・Eh環境の把握 地下水の水質変化の推定
術の基盤の聖	安	物質移動の遅延効果の把握	 物質移動場の把握 岩盤の収着・拡散特性の把握 コロイド/有機物/微生物の影響の把握
査・解析・評価技:		EDZの地質環境特性の把握	EDZの範囲の把握 EDZの透水性,物理・力学特性分布の把握 EDZの地球化学特性の把握 EDZの応力状態の把握
環境の調		希釈効果の把握	帯水層の分布の把握 帯水層中などにおける流速分布の把握
深部地質	計·施工	地下空洞の力学安定性の把握	 応力場の把握 岩盤の物理・力学特性の把握 不連続構造などの有無の把握
	も設の設	地下空洞への地下水流入状態の把握	地下空洞への地下水流入量の把握 地下空洞への流入地下水水質の把握
	地下	地下の温度環境の把握	 地温勾配分布の把握 岩盤の熱特性の把握
	環境影響評価	地下施設建設が周辺環境へ与える影響の 把握	地下水位・水圧分布への影響の把握 地下水の水質への影響の把握 排水放流先河川の水質の把握 振動・騒音の把握
深地層における 工学技術の基盤	の運 備 地下施設の設計・ 施工	大深度地質環境下における 工学技術の有効性の確認	設計・施工計画技術の開発 建設技術の開発 施工対策技術の開発 安全性を確保する技術の開発 掘削影響の修復・軽減技術の開発

図 2.2-1 調査研究の個別目標と課題²⁾



図 2.2-2 空間スケールの概念³⁾

	空間スケール/対象範囲	地層処分技術に関する研究開発における位置付け
リージョナル スケール	平面:数百[km ²]程度 (数十[km]×数十[km]) 深さ:10[km]程度	・ローカルスケールの研究領域/境界条件の設定
ローカル スケール	平面:数十[km ²]程度 (数[km]×数[km]) 深さ:数[km]程度	・地層処分システム全体の安全評価 ・地下施設の設計のための基礎情報の収集 ・サイトスケールの研究領域/境界条件の設定
サイト スケール	平面:数[km ²]程度 (数百[m]~数[km]×数百[m]~数[km]) 深さ:2~3[km]程度	 ・人エバリア周辺から対象岩盤全体の安全評価 ・地下施設建設時のカ学・水理状態の予測 ・ブロックスケールの研究領域/境界条件の設定
ブロック スケール	平面:数百[m ²]程度 (数十〜数百[m]×数十〜数百[m]) 深さ:数百[m]~1[km]程度	 ・人工バリアから生物圏までの一部における安全 評価 ・地下施設建設時の力学・水理状態の予測 ・より小スケールの研究領域/境界条件の設定

表 2.2-1 空間スケールの対象範囲と位置付け 3)



図 2.2-3 調査研究の繰り返しアプローチ 3)



図 2.2-4 研究所用地における第1段階から第2段階にいたる調査研究の進め方³⁾

それぞれの空間スケールにおいて,繰り返しアプローチを適用して調査研究を合理的に進めて いくためには,繰り返しアプローチにおける「調査」→「データの解釈」→「モデル化・解析」 の具体的な道すじを示すことが重要と考えられる。本計画では,海外のサイト特性調査の事例 4) を参考にして,第2段階における個別目標および課題の達成に向けた,調査から概念化/モデル 化/シミュレーションに至る系統的なデータの流れを記述・整理した統合化データフロー5)を構築 し,この統合化データフローに基づいて調査研究を進めている。図 2.2.5 に第2段階の調査研究 のために構築した統合化データフローの一例を示す。

この統合化データフローは、地下施設の設計・施工および安全評価の観点から整理した調査研 究の個別目標と課題に対して、第1段階の調査研究の成果に加えて、第2段階の調査研究の種類 と組み合わせ、取得するデータの種類、データの解釈および異なる分野で得られた情報の統合な ど、実際の作業の流れに沿って基本的な調査研究の進め方を示したものである。調査研究の進展 に伴って蓄積された科学的・技術的知見を踏まえて統合化データフローの妥当性を評価し、さら にその最適化および詳細化を段階的に図ることにより、地層処分にとって重要な地質環境特性を 理解するための体系化された調査・評価技術が整備されることになる。

本計画の二つの全体目標のうちの「深地層における工学技術の基盤の整備」については,既存 のあるいは新たに開発される工学技術を特定の地質環境に適用することにより,地下深部に研究 坑道を設置し安全かつ合理的に施工・維持・管理できることを確認することを目標としている。

本計画では、既存の工学技術を研究所用地において適用し、深部地質環境に関する取得情報お よび推定結果に基づき、地下深部における岩盤の長期健全性、研究坑道の力学的安定性や耐震安 全性などを解析・評価する。これにより地質環境の変動幅や実施する調査研究に対応可能な研究 坑道の詳細設計および施工計画の策定が可能であることを例示する。さらに、研究坑道を実際に 施工・維持・管理し、あるいは研究坑道の掘削による地質環境への影響の修復・軽減のために適 用した工学技術の有効性を確認する。実際の地質環境が推定結果と大きく異なる場合や、想定外 の事象(大量出水や山はねなど)に遭遇した場合などにおいては、設計変更や対策工の適用により柔 軟に対応できることが重要である。そのため、必要に応じて湧水抑制対策などの施工対策技術、 施工管理システムや工学材料などの開発・改良を行う。研究坑道においては、研究坑道内の研究 環境の維持・管理および安全確保の技術の適用性を確認し、これに関わる管理体系を構築する。

本目標を達成することにより,地下深部に所要の施設を建設し,研究活動などが安全に実施可能であることを実証することができると期待される。



2.3 超深地層研究所周辺の地質

研究所用地および正馬様用地ならびにその周辺においては,基盤をなす後期白亜紀の花崗岩(土 岐花崗岩)を新第三紀中新世の堆積岩(瑞浪層群)が不整合に覆い,さらにそれを固結度の低い新第 三紀鮮新世の砂礫層(瀬戸層群)が不整合に覆っている(図 2.3-1)⁶⁾。



図 2.3-1 超深地層研究所周辺の地質概要

2.4 超深地層研究所の施設概要

瑞浪超深地層研究所は、地上施設と研究坑道からなる(図 2.4-1、図 2.4-2)。地上施設は、立坑掘 削に用いる櫓設備と巻上設備、掘削に伴い必要となる給排水設備、換気設備、コンクリートプラ ント、排水処理設備などの付帯設備、作業全体に係わる設備としての受変電設備、非常用発電設 備、資材置場、火工所、管理棟などからなる。一方、研究坑道は、主立坑、換気立坑、二つの水 平坑道群(中間ステージおよび最深ステージ)、深度 300m における調査研究用の水平坑道(深度 300m 研究アクセス坑道)および深度 100m ごとに主立坑と換気立坑をつなぐ予備ステージなどか らなる。

なお,研究坑道のレイアウトは,今後,研究所用地で取得される地質環境の情報や施工条件に 基づき必要に応じて見直す。





図 2.4-1 瑞浪超深地層研究所の地上施設

(坑道の位置や長さなどは計画であり,地質環境や施工条件などにより決定していく。) 図 2.4-2 瑞浪超深地層研究所の研究坑道イメージ図

参考文献

- 1) 東濃地科学研究ユニット: "超深地層研究所地層科学研究基本計画", JAEA-Review 2010-016 (2010).
- 2) 三枝博光,松井裕哉,濱 克宏,佐藤稔紀,鶴田忠彦,竹内竜史,國丸貴紀,松岡稔幸,水野 崇: "超深地層研究所計画における調査研究の考え方と進め方-深度 500m までの調査研究計 画-", JAEA-Review 2011-022 (2011).
- 3) 核燃料サイクル開発機構: "高レベル放射性廃棄物の地層処分技術に関する知識基盤の構築-平成 17 年取りまとめー分冊 1 深地層の科学的研究-", JNC TN1400 2005-014 (2005).
- 4) 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: "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 (2005)
- 5) Nagra : "Geosynthese Wellenberg 1996, Ergebnisse der Untersuchungsphasen I and II", Nagra Technical Report NTB96-01 (1997).
- 6) 糸魚川淳二: "瑞浪地域の地質", 瑞浪市化石博物館専報, No1, pp.1-50 (1980).

3. 2010 年度の調査研究の概要

2010 年度の調査研究は、「超深地層研究所計画年度計画書(2010 年度)」¹に基づいて実施し、 概ね当初計画どおり実施できた。以下に各調査研究の概要を示す。なお、詳細については、第4 章以降に記述する。

3.1 研究所用地における調査研究の概要

研究所用地では,第1段階における調査研究を2004年度までに終了し,第2段階における調 査研究として,地質環境モデルの構築,研究坑道の掘削による深部地質環境の変化の把握,研究 坑道の施工・維持・管理に係わる工学技術の有効性の確認および第3段階における調査研究計画 の策定を進めている。以下に,主立坑沿いに確認されている断層を対象としたボーリング調査, 地質・地質構造,岩盤力学,岩盤水理,地下水の地球化学および物質移動に関わる調査研究(物質 移動研究)に関する2010年度の成果の概要を示す。

第1段階の調査研究において構築した地質環境モデルの妥当性の確認と更新を主目的として, 主立坑沿いに確認されている断層を対象にボーリング調査を実施した。その結果,既存情報に基 づくボーリング調査計画の立案に関する考え方,ボーリング調査時に遭遇する様々な事象(湧水や ボーリング孔崩壊など)に対応するための判断などについて,従来のボーリング調査における経験 や知識が有効であることがわかった。ボーリング調査により取得された地質環境に関する情報に 基づき,主立坑断層や変質した母岩の分布状況を把握し,地質構造モデルを更新した。岩盤の水 理特性については,ボーリング孔からの湧水を利用した孔間揚水試験を実施し,主立坑断層が低 透水性の構造であることや研究所用地周辺の水理場を規制していることがわかり,これまでの調 査結果と整合的であることを確認した。

地質・地質構造に関する調査研究では、第1段階において構築した地質構造モデルの妥当性を 確認するために、研究坑道内の壁面調査、弾性波探査(逆 VSP 探査)および電気探査による地下水 流動モニタリングを継続した。これらの調査研究で得られた情報を用いて、第1段階で構築した サイトスケールの地質構造モデルの妥当性の確認を行うとともに、ブロックスケールの地質構造 モデルを構築するためのデータセットの整備を行った。壁面調査の結果により、主立坑に分布す る断層の深度約 480m までの分布や断層周辺の割れ目や変質の特徴、換気立坑においては深度 460m までに卓越して認められた高角度割れ目の分布や特徴を把握した。また、深度 300m ステ ージを利用した逆 VSP 探査を実施し、MIZ-1号孔などの調査において確認されている規模の大き い断層と一致する不連続構造を抽出するとともに、電気探査による地下水流動モニタリングでは、 深度 300m 研究アクセス坑道におけるボーリング掘削において湧水が発生した前後の自然電位を 解析し、主立坑断層が遮水性構造として機能している可能性を示唆する主立坑断層を境とする自 然電位の変化を抽出した。これまでの調査結果を踏まえて、サイトスケールの地質構造モデルを 更新した。ブロックスケールの地質構造モデルについては、データセットの整備として、引き続 き、充填鉱物の種類、透水性などの指標に基づく定性的な割れ目の類型区分などを継続するとと もに、整備したデータセットをブロックスケールの水理地質構造モデルの更新に反映した。

岩盤力学に関する調査研究では,深度 300m 研究アクセス坑道で採取されたボーリングコアを 用いた初期応力測定を行い,研究坑道周辺の初期応力状態の把握と室内試験による初期応力測定 の適用性について検討した。また,掘削ずりおよびパイロットボーリングのコアを用いた岩盤物 性の評価を継続して実施した。モデル化・解析としては,上記の結果に基づき,立坑到達深度ま での範囲を対象として,第1段階で構築した岩盤力学モデルの妥当性を確認し,第2段階におけ る岩盤力学モデルを構築するとともに,等価連続体解析のパラメータの一つであるクラックテン ソルの算定を水平坑道・立坑深部(深度 350m 以深)を対象に行った。また,等価連続体解析をす る上でのモデル化領域設定のために重要な情報である代表要素体積の算定を試みた。技術開発で は、岩盤の長期挙動評価手法の確立を目的とした、田下凝灰岩のクリープ試験の継続と原位置試 験計画の策定のための予察的数値解析および石英の圧力溶解試験を継続して実施した。

岩盤の水理に関する調査研究では、第1段階で構築した水理地質構造モデルの妥当性確認に係 わる方法論の整備および研究坑道の掘削に伴う地下水位や地下水圧といった地下水流動場の変化 の把握を目的とした調査研究を実施した。具体的には、地下水流動場の変化を把握するための湧 水量計測および地下水長期モニタリングを継続的に実施するとともに、地下水長期モニタリング などから得られる情報に基づき、サイトスケールの水理地質構造や地下水流動場の解釈および水 理地質構造モデルのキャリブレーションを実施した。また、キャリブレートした水理地質構造モ デルに基づく地下水流動解析を実施し、研究坑道の掘削に伴う地下水位分布や水頭分布の変化、 研究坑道における湧水量や湧水区間などを推定した。さらに、ブロックスケールの水理地質構造 モデルを構築した。これらの調査・モデル化・解析作業を通じて、第1段階で構築した水理地質 構造モデルの更新の考え方(調査データの使用方法を含む)を検討し、湧水量や水圧変化に基づく水 理地質構造モデルの更新の考え方を整理した。水理地質構造モデルの構築・更新を繰り返すこと により、水理地質構造に係わるデータの過不足や不確実性の低減の程度を把握でき、今後の調査 の目的を明確にすることが可能になると考えられる。

地下水の地球化学特性に関する調査研究では、第1段階で構築した地下水の地球化学概念モデ ルの妥当性を確認することおよび研究坑道掘削が地下水の水質分布に与える影響を把握すること を目的とした水質観測を実施した。2010 年度においては, 深度 400m 予備ステージより水質観測 用のボーリング孔(10MI26号孔)を掘削し、水質観測を開始した。また、これまでの水質観測によ り把握した水質分布の変化を支配する要因について、三次元での非定常移流分散解析により検討 した。水質観測の結果,これまでにも確認されていた深部地下水の上昇が,10MI26 号孔では浅 部よりも顕著に確認できたことから、坑底付近では深部地下水の上昇の程度が強いことを確認し た。また、各予備ステージから掘削した水質観測のためのボーリング孔において、各深度での水 質が類似した区間が認められ、この区間では連結性が高いために上下方向で地下水の混合が起き ていることが示唆された。これらのことから、地下水の水質分布が、水理地質構造と地下水の流 動状態の変化に依存して変化しているという概念を構築した。この概念に基づき行った非定常三 次元移流分散解析の結果では、研究坑道掘削に伴う深部地下水の上昇による水質分布の変化が再 現できたことから、本手法は研究坑道掘削に伴う水質分布の変化を予測するための手法として有 効であると考えられる。これまでに実施してきている実測値に基づく水質分布変化のプロセスに 関する概念化およびその概念に基づく移流分散解析による水質分布の変化を把握するための一連 の手法は、第1段階で構築した地下水の地球化学概念モデルの妥当性を確認することおよび研究 坑道掘削が地下水の水質分布に与える影響を把握するために有効と考えられる。

物質移動研究は,第3段階の調査研究に位置付けられており,2010年度は,今後の調査研究計 画を具体化するための予察的な研究としてコアを用いた室内試験を実施した。これまでの研究に より,研究坑道周辺に認められる割れ目は,地質学的な観点から複数のタイプに分類されている。 しかし,分類された割れ目やその周辺の母岩における物質移動の現象や,物質移動に係わるパラ メータに関する情報は,ほとんど取得されていないことが課題となっている。そこで,このよう に分類された割れ目とその周辺の岩石を用いた間隙率測定と,拡散・収着試験を実施した結果, 既存情報で示されるこれらの結果と整合的であることが確認できた。しかし,室内試験に用いる 岩石試料の前処理(岩石切断や表面研磨など)の際に,割れ目部分を供試体とできなかったため,割 れ目周辺の母岩部分に関する試験しか実施できなかった可能性がある。そこで,岩石試料の前処 理の方法について,今後の調査研究計画の策定に反映した。

3.2 研究所用地における施設建設の概要

研究所用地では、2003 年 7 月より研究坑道の掘削を開始した。2010 年度は、主立坑では深度 459.6m から深度 481.3m まで、換気立坑では深度 459.8m から深度 497.7m まで掘削した。主立 坑沿いには、深度 459.6m までと同様に貫入岩と強変質を伴う花崗岩が分布し、主立坑断層は深 度 481.3m まで連続して確認されたが、主立坑掘削時における壁面の自立性は担保されており、 地山補強(シリカレジン注入)などの対策を講じることなく掘削を進めた。換気立坑においては、深 度約 400m~460m 付近は、2006 年度に実施したパイロットボーリングの結果より、比較的透水 性の高い区間(10⁻⁷~10⁻⁶m/sec オーダー)が認められたことから、深度 459.8m 以深の掘削におい ても顕著な湧水が発生する可能性があったが、探り削孔を行いつつ掘削した結果、深度 459.8m ~497.7m においては顕著な湧水は確認されず、湧水抑制対策を講じることなく掘削を進めた。ま た、研究坑道の掘削に伴う周辺環境への影響の有無を確認するため、周辺環境モニタリングを継 続した。

3.3 正馬様用地における調査研究の概要

正馬様用地では,超深地層研究所計画の全体目標のひとつである,深部地質環境の調査・解析・ 評価技術の基盤の整備に関連し,これまでに蓄積してきた月吉断層とその周辺の地質環境に関す る情報の取得や,ボーリング孔などの研究資源を利用した要素技術開発の場として活用し,研究 所用地での調査研究の効率化を図るための要素技術の高度化に向けた調査研究を実施してきてい る。

2010 年度は、2009 年度に引き続き、断層に着目した地下水流動場の把握を目的として、正馬 様用地内の深層ボーリング孔を用いた地下水の長期モニタリングおよび地下への涵養量の把握を 目的とした表層水理観測システムによる表層水理観測を継続した。

参考文献

1) 日本原子力研究開発機構: "超深地層研究所計画年度計画書(2010 年度)", JAEA-Review 2010-029 (2009).

4. 研究所用地における調査研究および施設建設

2010年度に実施した研究所用地における第2段階の調査研究および第3段階の調査研究をそれ ぞれ 4.1 および 4.2 に、また、施設建設について 4.3 に取りまとめた。

研究坑道レイアウトおよび研究坑道における主な調査位置を図 4-1 に示す。



図 4-1 研究坑道レイアウトおよび主な調査位置

4.1 研究所用地における第2段階の調査研究

4.1.1 主立坑断層に関する調査研究

(1) 調査目的および結果概要

1) 調査目的

第1段階の調査研究において構築した地質構造モデル,水理地質構造モデルおよび地下水の地 球化学概念モデルの妥当性の確認と更新を目的として,主立坑沿いに確認されている断層(以下, 主立坑断層)を対象とするボーリング孔を利用した調査を実施した。「超深地層研究所計画 年度 計画書(2010年度)」¹⁾では,分野ごと(地質・地質構造,岩盤の水理および地下水の地球化学に関 する調査研究)にボーリング孔を利用した調査計画が記述されている。本報告書では,主立坑断層 に関する調査研究として,これらの分野に関する成果をとりまとめて報告する。

主立坑断層は、孔間水理試験や研究坑道の掘削に伴う水圧の変化が主立坑断層を境として異なることおよび研究坑道の掘削に伴う水質分布の変化の傾向が異なることから、地下水流動を規制する断層であると推定されている²⁾³⁾⁴⁾。しかしながら、これまでの調査では第2段階の目標である水理地質構造や地球化学などの地質環境モデルの構築に必要な情報が取得されていない。そこで、主立坑断層および周辺岩盤の地質・地質構造、水理特性および地下水の水質分布を把握することを目的として、本調査を実施した。

2) 結果概要

本調査は、深度 300m 研究アクセス坑道 100m 計測横坑から主立坑断層を横切るボーリング孔 を掘削し、地質学的、水理学的および地下水の地球化学的調査を実施した。主立坑断層の周囲の 岩盤は粘土化により脆弱な岩盤であると想定され 5^{60など}、ボーリング孔掘削時にこのような脆弱部 において、孔壁崩壊や孔壁の押し出しによるロッドの抑留などが発生する危険性が高いと考え、 主立坑断層を掘り抜き、断層南西側の調査を目的とするボーリング孔と、断層北東側の調査を目 的として主立坑断層手前で掘削を止めるボーリング孔の 2 本(10MI22 号孔および 10MI23 号孔) を掘削し、試験や観測を実施する計画とした(図 4.1.1-1)。

主立坑断層南西側の調査を目的としたボーリング孔(10MI22 号孔)では,掘削中に主立坑断層の 脆弱部からの崩壊物を完全に除去することができず,掘削を継続できなくなった。このため,主 立坑断層南西側においては,一部の区間でコアを取得できたものの,水理学的調査および地下水 の地球化学的調査は実施できなかった。なお,この経緯については,4.1.1(2)2)①で報告する。一 方,主立坑断層北東側の調査を目的としたボーリング孔(10MI23 号孔)の掘削では,全区間におい て地質学的,水理学的および地下水の地球化学的調査を実施した。

調査の結果,主立坑断層およびその北東側と南西側における岩盤の割れ目や変質の特徴とそれ らの分布を概ね把握することができた(4.1.1(2)3)①参照)。また,主立坑断層北東側において,割 れ目や変質の特徴と水理特性および水質分布との関連性を把握することができた(4.1.1(2)3)②お よび③参照)。



※Shaft460_prov 地質構造モデル(4.1.2(2)2)①(a)参照)より深度 300m レベルの地質図を作成 図 4.1.1-1 ボーリング孔掘削および水理学的調査の計画位置図

(2) 実施内容

図 4.1.1-2(10MI22 号孔)および図 4.1.1-3(10MI23 号孔)にボーリング孔掘削および調査の計画 と実績を比較した図をそれぞれ示す。

1)調査計画

主立坑において実施した壁面地質調査^{360など}やパイロットボーリング調査⁷⁰により,主立坑断層 の周辺に粘土質の脆弱な岩盤が数 m 程度の幅で分布することが推定されていた。特にパイロット ボーリング調査において,断層部分ではケーシングによる保孔が必要であったことから,本調査 においても主立坑断層部分ではケーシングによる保孔を基本としたボーリング調査計画を策定し た。そこで,主立坑断層南西側における試験区間や観測区間を確保するためのボーリング孔 (10MI22 号孔:掘削長 170mabh; meter along borehole)と,主立坑断層北東側の試験区間や観 測区間を確保するためのボーリング孔(10MI23 号孔:掘削長 90mabh)の2本のボーリング孔を掘 削する計画とした(図 4.1.1-1)。

①ボーリング孔掘削

ボーリング孔の掘削孔径は、表 4.1.1・1 に示す各種検層とボアホールテレビ(BTV)観察,水理学 的調査や長期水圧観測装置の設置に必要な最小のボーリング孔径(約 90mm)の確保、コアの採取 率の向上、深度 300m 研究アクセス坑道 100m 計測横坑における作業空間に対するボーリングマ シンの大きさ、ロッドなどの資機材の占有スペース、さらには掘削コストを含めた掘削効率を考 慮し、HQ 相当(直径約 98mm)と設定した。なお、コアの採取率を向上させるため、3 重管コアバ ーレルを用いたワイヤーライン工法 2を採用した。

また、本調査では孔内検層や水理学的調査を実施するために、ボーリング孔内を水で満たす必要があることから、ボーリング孔をやや下向きとし、下向きの角度は作業が安全に行える 3°に設定した。



図 4.1.1-2 10MI22 号孔の調査計画および調査実績

	10M	123 号孔 7	下一リ	<u>ンク</u> 調 ^{曲 法}	1 金 (予測	/ 計進	リ・実	・実績) ボーリング掘削 地質調査																							
	iabh)		員・地員/	博坦		(分)	5	ケージ	レングプ	ログラム			小一·	リング掘						カメン	チング			地質	し し 間 後			<u></u>	削山			
	掘削長 (m	(東 子 王 王 王 王 王 王 王 王 王 王 王 王 王 王 王 王 王 王	地質柱状图	地	質	书 (地質区	ケーシン	(計画 掘削径 [n ング内径(セメンチ)) m] 外径)[mm] ッグ	ケー ケーシ	シング 掘削谷 ング内行 セメン	ブロク を[mm] 径(外i チング	グラム 径)[mm] パ	コア径 (計画)[mm	コア径 [mm]	掘削 <i>大</i> (計画)	掘削水	蛍光染料	ケーシング 固定(計画)	ケーシング国定	コア観察 (計画)	コア観察	コア写真 (計画)	コア写真	孔内検層/ BTV 観察	(副画) 孔内検層 / BTV 観察	長期揚水 試験 地下水採 (計画)	長期揚が 長期揚が 試験 K 地下水 採水	· 単孔 地	式水理 下水採7 (計画)	式験 K
	平平 0 10 20 30 - - - - - - - - - - - - -	$\frac{1}{2}$		2.10 + + + + + + + + + + + + +		4 4<	4 2.10 # 副 並 通道 # 副 並 通道 # 目 北 同じ # 目 北 同じ # 目 北 同じ 109.70	ケーシュージャーション	クワ内径(セメンチ: 193.7mm 76" SUS ケーシンク 径: 165.2r 至: 151.0r HQ 98.4mm	90.00mabh	ケーン	シクメン マメン (193.7 6~ S ケ子: 16 ケ子: 15 (15) (15) (15) (15) (15) (15) (15) (1	全(チバ mm) US ジング 5.2mm 51.0mm	09.70mabh	61.10	61.10	₩ ^{esc}	□ □ □ □ □ □ □ □ □ □ □ □ □ □	· 通 / 2 9.60			× 1 m − 1	<u>к</u> 2.10	90.00	2.10 2.10	90.00	2.10 109.70	地下水铼。 (計画) 4.00 37.50	K 地形水 地探水	37.50 46.70 46.70 46.70	46.70 SM'SMY'MY'Md80.50	0.00 00 00 00 00 00 00 00 00 00 00 00 00
L	120																															

図 4.1.1-3 10MI23 号孔の調査計画および調査実績



②地質学的調査

(a) コア観察

孔ロケーシング設置区間を除いた区間において、ボーリング孔掘削により採取したコアの観察 を実施した。本調査では10MI22 号孔のケーシングによる保孔区間の設定にあたって、主立坑断 層の位置の特定が重要である。また、これまでの調査から主立坑断層および周辺岩盤の水理特性 に影響を及ぼす要因は、断層ガウジと周辺に発達する変質した低透水性の岩盤の存在であると推 定されている ^{5,6)など}。具体的には、深度 300m 研究アクセス坑道における調査では、主立坑断層 から約 40m にわたって、割れ目沿いの岩盤が淡緑色~暗緑色の変質を被る割れ目の密集部が認め られている ⁶⁾。本区間を、母岩の変質を伴う割れ目帯(図 4.1.1-1)とした。一方で、割れ目沿いの 岩盤の変質がほとんど確認されない主立坑断層から約 40m の外側では、深度 300m 研究アクセ ス坑道の先行ボーリング掘削時に多量の湧水が確認される ⁶⁾とともに、坑道掘削時のグラウト材 を介在する割れ目が多数分布することから ⁶⁾、変質の有無が岩盤の透水性の違いに影響を与える 可能性が指摘されている。そこでコア観察では、特に変質の種類・程度、割れ目の充填鉱物の有 無や種類に着目した。

(b) 孔内検層, ボアホールテレビ(BTV)観察

表 4.1.1・1 に示す孔内検層および BTV 観察を実施した。電磁フローメーター検層を除く孔内検 層は、特に第 1 段階の調査研究において実施した、取得データを用いた多変量解析による断層分 布区間⁸⁰や割れ目帯⁹⁰の認定手法の確認を目的として実施した。測定区間は、孔内検層、BTV 観 察ともに、10MI22 号孔において 4~100mabh 区間と 100~170mabh 区間の 2 区間、10MI23 号孔において 4~90mabh 区間の 1 区間とした。

検層種目	取得される情報
孔径検層	直交するX-Y軸のボーリング孔径
電気検層	岩盤の比抵抗値, 自然電位
密度検層	岩盤の密度
中性子検層	岩盤の間隙率
音波検層	岩盤のP波速度およびS波速度
電磁フローメーター検層	孔内水の流速, 温度および電気伝導度
孔曲検層	ボーリング孔の傾斜角および傾斜方位
BTV観察	割れ目密度,走向傾斜,開口幅および介在鉱物

表 4.1.1-1 孔内検層・BTV 観察の種目および取得される情報

③水理学的調査

(a) 単孔式水理試験および長期揚水試験

主立坑断層およびその周辺岩盤の水理特性を定量的に把握するため,主立坑断層北東側と南西 側(以下,主立坑断層両側)において,単孔式水理試験および長期揚水試験を計画した。これらの 試験を実施する区間は,主立坑断層およびその周辺の断層,割れ目の分布や変質の特徴などに基 づいて設定した。水理学的調査で使用する水理試験装置の概念図を図 4.1.1-4 に示す。この装置 は,試験区間を形成するダブルパッカーおよび孔口止水のためのパッカーによるトリプルパッカ ーを基本編成としている。主な測定項目は,試験区間の下部区間圧力(P1),試験区間(P2),試験 区間の上部区間圧力(P3)および試験区間流量である。なお,試験区間からの揚水量は,メインバ ルブの手動操作により制御可能である。 長期揚水試験は,研究所用地およびその周辺の水圧観測孔での水圧応答に関する予測解析¹⁰ と地質・地質構造構造の分布予測に基づき,周辺の水圧観測孔で地球潮汐による水圧変動量(0.2m 程度)より大きな水圧応答を観測可能な揚水量が期待される区間を試験区間として設定した(図 4.1.1-1)。また,各ボーリング孔における単孔式水理試験の区間は,以下のようにそれぞれ3区間 を設定した。

a) 10MI22 号孔

10MI22 号孔では,主立坑断層南西側に分布することが予測される地質構造を対象として試験 区間を設定した(図 4.1.1-1)。具体的には,母岩の変質を伴う割れ目帯,DH2FZ03 断層,さらに 同断層南西側に分布する断層や変質の影響が極めて小さいと推定される岩盤(図 4.1.1-2 および 4.1.1-3 の"非変質帯")を試験区間として設定した。

b) 10MI23 号孔

10MI23 号孔では,主立坑断層および主立坑断層北東側に分布することが予測される地質構造 を対象として試験区間を設定した(図 4.1.1-1)。具体的には,主立坑断層,母岩の変質を伴う割れ 目帯および S200_06MI02_2 断層を試験区間として設定した(図 4.1.1-1)。



図 4.1.1-4 水理試験装置概念図

(b) 長期水圧観測装置の設置

長期水圧観測装置の設置は、本ボーリング調査終了以降,研究坑道の掘削に伴う水圧変化によ る動水勾配を把握し、主立坑断層周辺岩盤の水理特性を確認、更新するために実施した。

長期水圧観測装置は、単孔式水理試験および長期揚水試験で水理特性が取得される4区間において水圧観測を実施することを前提として、最大5区間の水圧観測が可能な装置とした。図4.1.1-5に長期水圧観測装置の概念図を示す。



図 4.1.1-5 長期水圧観測装置概念図

④地下水の地球化学的調査

地下水の地球化学的調査では、それぞれのボーリング孔で実施する単孔式水理試験および長期 揚水試験の揚水過程で地下水を採水し、物理化学パラメータ(pH, 電気伝導度, 温度, 酸化還元 電位, 溶存酸素濃度)の測定と、Cl, Na などの主要溶存成分の化学分析を実施する計画とした (図 4.1.1-6)。



図 4.1.1-6 長期揚水試験および単孔式水理試験時における地下水の物理化学パラメータの測 定および採水方法

2)調査実績

①ボーリング孔掘削

(a) 10MI22 号孔

10MI22 号孔では 85.40mabh で主立坑断層に遭遇し, 92.30mabh で主立坑断層を貫通したと 判断したことから,ケーシング設置に必要な比較的硬質な岩盤区間を 100.00mabh まで確保した 上でケーシングを挿入した。ボーリング孔の掘削再開後,100.30~108.30mabhにおいて,断層 と推定される脆弱な岩盤に遭遇したため,当該区間についてセメントによる孔壁の保孔作業を実 施し,143.60mabhまで掘削した。その後,100.30~108.30mabhの脆弱な岩盤区間を孔内検層 や単孔式水理試験などの装置が通過することを確認するため,掘削ロッド(HQ)を保孔管とする通 過試験を行っていたところ,約108mabh付近において,掘削ロッドの自重による下方への孔曲 がりが発生し,その状態で数十 cm 程度を掘削したため,143.60mabhまで掘削した元孔とは別 の孔を掘削した状態となった。掘削ロッドを元孔へ誘導する作業を実施したが,図4.1.1-7に示 すように,掘削ロッドの下方への孔曲りによる別の孔への挿入を抑制できなかったため, 143.60mabh以深の掘削の継続が不能となった。



図 4.1.1-7 孔曲がりによる孔内状況

また,別の孔を掘削した状態を改善する治具の製作・準備のため,一旦10MI23 号孔の掘削に 着手し,10MI23 号孔の完工後(約30日後)に10MI22 号孔の掘削状態の改善作業を行った。しか し,約102mabh 以深の崩壊が著しく,崩壊物の除去を行うことができなかったことから,約 100mabh 以深の主立坑断層南西側において試験および観測区間を確保できない状態のまま,掘 削長143.60mabh で掘り止めとした。

以上のように 10MI22 号孔のボーリング孔掘削では,100mabh 以深の主立坑断層南西側にお ける試験の実施や観測区間の確保ができなかった。その主な要因として,以下が挙げられる。

- i) 断層通過の判断が不適切
- ii) 脆弱な岩盤区間の孔壁保孔が不十分
- iii) 脆弱な岩盤区間におけるボーリング孔の孔曲り抑制が不十分
- それらの要因に対する対応として、以下が挙げられる。

i)については、主立坑断層から派生断層が繰り返し出現するなどの、複数の地質構造の分布ケースの想定,ii)については、最も確実な孔壁保孔として、掘削ロッドを保孔のためのケーシングパイプとして代用し、以深の掘削を一回り小さい掘削径で行う方法 2の採用,iii)については、孔曲りが発生しにくい掘削ツール(例えば孔壁と掘削ツールのクリアランスを小さくするため、図4.1.1-8に示すような複数のスタビライザーを取り付けたアウターチューブ(ミニデビチューブ)を採用した。



(b) 10MI23 号孔

10MI23 号孔は当初 90mabh までの掘削を予定していたが、10MI22 号孔のボーリング調査で 実施したコア観察の結果から、コア全体が変質した岩盤(4.1.1(2)3)①参照)は 10MI23 号孔におい ては、92mabh 以深に分布すると推定された。そのため最終的な 10MI23 号孔の掘削長は、ボー リング孔掘削の結果、107.75mabh からコア全体が変質した岩盤を確認したことから、単孔式水 理試験の区間長の 2m を加えた 109.70mabh まで延長し、掘り止めた。

10MI23 号孔の掘削では、保孔などが必要な脆弱な岩盤に遭遇しなかったことおよび 10MI22 号孔の掘削において本岩盤に適す掘削用ビットを選定できていたことから、試験や観測に必要な ボーリング孔を支障なく掘削できた。

②地質学的調査

(a) コア観察

a) 10MI22 号孔

10MI22 号孔では、4.00~143.60mabhの区間のうち、コアロスが発生した 77.32~77.70mabh、102.25~104.30mabh、105.62~106.20mabhを除く区間においてコア観察を行った。コア採取率は、主立坑断層北東側の 4.00~100.00mabh 区間で約 99.6%、主立坑断層南西側の 100.00~143.60mabh 区間で約 94.0%、全体で約 97.8%であった。

b) 10MI23 号孔

10MI23 号孔では, 孔口ケーシング設置区間を除いた 2.00~109.70mabh 区間においてコア観察を行った。コア採取率は 100%であった。

(b) 孔内検層, ボアホールテレビ(BTV)観察

a) 10MI22 号孔

主立坑断層北東側では主立坑断層が出現した 85.40mabh 以深について孔壁の保孔が十分でな かったことや,約 102mabh 以深の崩壊物を除去することができなかったため,孔ロケーシング の下端からゾンデの挿入が可能な深度まで実施することとし,表4.1.1-1で示した孔内検層を4.10 ~85.40mabh, BTV 観察を 4.10~85.70mabh でそれぞれ実施した。主立坑断層南西側では孔内 検層および BTV 観察とも実施できなかった。

b) 10MI23 号孔

10MI23 号孔の BTV 観察は, 孔口ケーシング下端から孔底まで(2.10~109.70mabh)実施した。 孔内検層については、本孔で確認された主立坑断層北東側の割れ目や変質の特徴と分布が、 10MI22 号孔で確認されたそれらと類似していることから、岩盤の物性値については 10MI22 号 孔で取得した情報での評価が可能であると判断し、電気検層、中性子検層、密度検層、音波検層 を中止した。孔径検層,孔曲検層および電磁フローメーター検層は単孔式水理試験の区間設定に 必要であることから,BTV 観察と同じ区間で実施した。

③水理学的調査

(a) 単孔式水理試験および長期揚水試験

a) 10MI22 号孔

10MI22 号孔では、①で述べたとおり約 102mabh 以深の試験区間を確保できなかったことから、主立坑断層南西側における単孔式水理試験および長期揚水試験を実施できなかった。

10MI22 号孔では、10mabh 付近において約 140L/分の湧水を伴う割れ目(以下、湧水割れ目) を確認するとともに、割れ目の走向から、10MI23 号孔では 6mabh 付近でこの湧水割れ目に遭遇 することが推定され、10MI22 号孔のケーシング設置に伴うセメンチングが、10MI23 号孔で実 施予定の長期揚水試験に影響する可能性が考えられた。そこで、主立坑断層北東側の長期揚水試 験については、10MI22 号孔の 10mabh 付近で確認された湧水割れ目を含む区間を揚水区間とし て実施した。本試験では、10mabh 付近における約 140L/分の湧水発生以降の湧水量の変動が少 なかったため、ボーリング掘削中の湧水期間(約 20 日間)を定流量の揚水期間として見なした。ま た、100mabh までのボーリング孔掘削後に孔内の湧水量測定(約 2 日間)を行った後、揚水試験後 の回復過程に移行し、水圧の計測を開始した。

長期揚水試験の回復期間における計測終了後に,主立坑断層北東側における強変質部の概略的 な透水性を把握するために,長期揚水試験における試験区間の下部区間である 60mabh~孔底(約 100mabh 掘削時点)を対象に単孔式水理試験手法の一つであるパルス試験を実施した。

b) 10MI23 号孔

10MI23 号孔は変質の特徴(範囲)や、割れ目密度の特徴、さらには湧水箇所および湧水量の違い などに基づき、図 4.1.1・4 に示す水理試験装置を用いた単孔式水理試験の試験点数を当初の 3 点 から 9 点に増加して試験を実施した(図 4.1.1・3)。なお、主立坑断層北東側の長期揚水試験は前述 のとおり 10MI22 号孔で実施したことから、10MI23 号孔で予定していた主立坑断層北東側の長 期揚水試験(予定 1 点)は実施しなかった。

(b) 長期水圧観測装置の設置

10MI22 号孔では,主立坑断層南西側の観測区間の確保が不可能となったことから,長期水圧 観測装置を設置することができなかった。

図 4.1.1-12 および表 4.1.1-2 に 10MI23 号孔における長期水圧観測区間を示す。10MI23 号孔 では、単孔式水理試験で得られた透水量係数の違いにより水理試験区間①~③(水圧観測区間 1)、 水理試験区間④~⑦(水圧観測区間 2 および水圧観測区間 3)、水理試験区間⑧~⑨(水圧観測区間 4)をそれぞれ一つの水圧観測区間として分類した。さらに、水理試験区間④~⑦の水圧観測区間 は、湧水量の違いにより④~⑤(水圧観測区間 2)と⑥~⑦(水圧観測区間 3)の二つの水圧観測区間 として分割した。また、割れ目沿いの変質がほとんど確認できない 0.00mabh~16.81mabh を一 つの水圧観測区間(水圧観測区間 5)として合計 5 区間の水圧観測区間を設定し、主立坑断層北東 側における長期水圧観測を開始した。

水理試験 区間	透水量係数 (m ² /s)	湧水量 (L/min)	水圧観測 区間	水圧観測区間 深度(mabh)	水圧観測区 間平均透水 量係数 (m ² /s)	地質	質区分・変質の範囲	水圧観測区間 分割根拠	
1	3.17E-11	0.01				臣	コア全体が変質		
2	5.70E-11	0.03	1	74.86~109.7	4.09E-11	岩		区間1と区間2:	
3	3.80E-11	0.03				の 変	割れ目沿いが変質	透水性	
4	3.31E-07	23.00	2	51 66~72 01	2 21 5-07	質			
5	1.47E-07	10.00	2	51.00.973.91	2.212 07	を 」伴		区間2と区間3:	
6	9.35E-07	80.00	2	20.06 - 50.71	5 655-07	う		湧水量	
\bigcirc	3.42E-07	47.00	5	39.90.00.71	J.0JE-07	 れ		区間3と区間4:	
8	8.28E-09	2.00	4	17.76~20.01	2 255-00	目		透水性	
9	6.65E-10	0.12	4	17.70.039.01	2.33E-09	Ŧ		区間4と区間5:	
-	_	_	5	0.00~16.81	_		非変質	地質区分	

表 4.1.1-2 長期水圧観測区間

④地下水の地球化学的調査

10MI22 号孔の長期揚水試験および 10MI23 号孔の単孔式水理試験では、採水時の品質管理と して、採取した地下水試料への掘削水の混入量を定量的に把握するために、掘削水に添加した蛍 光染料(10MI22 号孔および 10MI23 号孔ともにアミノ G 酸:濃度は 5mg/L)と主要溶存成分の分 析を実施した。また、物理化学パラメータ(pH,電気伝導度、温度、酸化還元電位、溶存酸素濃 度)を嫌気状態で測定した。10MI22 号孔の長期揚水試験の揚水過程(2 日間)には物理化学パラメ ータを 2 回/日の頻度で測定し、1 回/日の頻度で採水(1L/回)および分析を実施した。10MI23 号孔 の単孔式水理試験の揚水過程(2~2.5 時間/区間)には、区間ごとに物理化学パラメータを 1 回/30 分の頻度で測定し、揚水開始時、揚水中間時および揚水終了時の計 3 回の採水(1L/回)および分析 を実施した。10MI22 号孔の長期揚水試験および 10MI23 号孔の単孔式水理試験で実施した地下 水の物理化学パラメータ測定および採水区間を表 4.1.1・3 および表 4.1.1・4 に示す。

表 4.1.1-3 10MI22 号孔の長期揚水試験における地下水の物理化学パラメータ測定および採水区 間

掘削長	(mabh)	物理化学パラメータ測定
区間上端	区間下端	および採水実施の有無
6.20	59.00	0

同間	掘削長	(mabh)	物理化学パラメータ測定					
区间	区間上端	区間下端	および採水実施の有無					
1	106.80	109.70	×					
2	95.30	106.60	×					
3	75.00	95.30	×					
4	70.00	74.30	0					
5	52.00	68.80	0					
6	48.00	52.30	0					
$\overline{\mathcal{O}}$	40.00	48.30	0					
8	26.00	39.30	0					
9	23.00	25.30	×					

表 4.1.1-4 10MI23 号孔の単孔式水理試験における地下水の物理化学パラメータ測定および採 水区間

※試験の実施深度は地質の状況より決定するが、水理試験装置の編成により隣り合う区間の深度が重複すること がある。重複する箇所では湧水割れ目が認められないことを確認している。

3)調査結果

図 4.1.1-9 および図 4.1.1-10 に 10MI22 号孔の調査結果の総合柱状図を示す。また,図 4.1.1-11 および図 4.1.1-12 に 10MI23 号孔の調査結果の総合柱状図を示す。

①地質学的調査

図 4.1.1-9 および図 4.1.1-11 にコア観察および BTV 観察の結果を,図 4.1.1-10 および図 4.1.1-12 に孔内検層の結果をそれぞれ示す。

(a) 断層の分布と特徴

10MI22 号孔のコア観察の結果から、81.35~85.40mabh 区間において貫入岩を、また、85.40 ~92.30mabh 区間において断層ガウジおよび強変質帯をそれぞれ確認した。これまでの壁面地質 調査の結果より、主立坑断層は、断層ガウジとそれに沿って分布する強変質帯および貫入岩によ って特徴づけられることから^{3)6)など}、貫入岩に隣接し、断層活動による破砕や強変質が認められ る 85.40~92.30mabh 区間は、主立坑断層に相当すると考えられる。また、同ボーリング孔の BTV 観察の結果より、断層面の走向傾斜は、N40°W85°SW を示し、これまでに確認された主立 坑断層の走向傾斜(N30°~40°、W85°~90°)⁶の範囲内にあることを確認した。

さらに、100.35~108.30mabh 区間においても、断層ガウジと強変質帯が確認されたが、孔壁 崩壊により BTV 観察が実施できず、断層の走向傾斜に関するデータを取得できなかったため、 この断層の延長方向は不明である。これまでの壁面地質調査では、主立坑断層以外に、幅数 m 規 模の断層ガウジと強変質帯は確認されていないことから、同区間の断層と主立坑断層の関連を特 定することは困難であるが、主立坑断層の派生断層や雁行状の断層である可能性がある。

断層の物性値(比抵抗, P 波速度, S 波速度, 密度, 間隙率)については, 断層ガウジや強変質帯 については取得できなかったものの, 10MI22 号孔において, 主立坑断層北東側における断層活 動の影響を受けた範囲を推定することが可能な物性値については 4.10~85.40mabh 間で連続的 に取得した。

なお、当初予測していた S200_06MI02_2 断層については、10MI22 号孔および 10MI23 号孔 のいずれにおいても割れ目密度は高いものの、断層岩は確認されなかった。そこで、 S200_06MI02_2 断層の推定根拠である MIZ-1 号孔とパイロットボーリング孔で確認された MIZ1FZ03 断層および 06MI02FZ02 断層の岩相や走向傾斜等の特徴を再検討し、本断層はより 北西側に分布すると推定した(これに伴い、名称を IF_SH460_15_3 断層に変更)(図 4.1.1-13)。



図 4.1.1-9 10MI22 号孔の総合柱状図(1)



図 4.1.1-10 10MI22 号孔の総合柱状図(2)

※地質調査についてはコア観察結果に基づく


※割れ目方位については,BTV 観察結果に基づき,その他についてはコア観察結果に基づく

図 4.1.1-11 10MI23 号孔の総合柱状図(1)

JAEA-Review 2012-020



※単孔式水理試験の区間⑧(26.00~39.30mabh)の地下水水質の結果は参考値とする

図 4.1.1-12 10MI23 号孔の総合柱状図(2)



※Shaft460_prov 地質構造モデルより作成した深度 300m レベルの地質図を一部改変 図 4.1.1-13 IF SH460 15 3 断層位置

(b) 変質および割れ目の分布と特徴

BTV 観察によって開口割れ目の位置や開口幅を観察した結果,主立坑断層北東側では, NNW-SSE 走向, NE-SW 走向で高角度傾斜の割れ目が卓越していることを確認した。また,コ ア観察によって,割れ目密度の高い区間と低い区間が繰り返し分布することを確認した。

このうち割れ目密度の高い区間においては、割れ目沿いに淡緑色~暗緑色を呈する変質が顕著 に認められ、さらに割れ目には主に緑泥石や粘土が介在していることが確認された。ここで確認 された割れ目沿いの変質の程度は、主立坑断層から離れるほど弱くなることも確認された。また、 断層区間を挟んだ両側にあたる10MI22号孔の76.50~81.35mabh、92.30~100.35mabh および 108.30~110.60mabhでは変質の範囲がコア全体に及ぶ区間が確認された。

10MI22 号孔の孔内検層の結果では、割れ目密度の高い区間と割れ目密度の低い区間では物性 値が異なっており、特に比抵抗値では、割れ目密度の高い区間の平均値で約 1100Ωm、割れ目密 度の低い区間の平均値で約 2100Ωm と明瞭に異なる。割れ目密度の高い区間の中でも、主立坑断 層を挟んだ両側に分布するコア全体が変質している区間は、比抵抗値が約 350Ωm と特に低い値 を示す。

P 波速度は、割れ目密度の高い区間の平均値で約 5.15km/sec,割れ目密度の低い区間の平均値 で約 5.60km/sec と異なっている。また、主立坑断層を挟んだ両側のコア全体が変質している区 間の平均値では、約 4.15km/sec と特に低くなっている。

比抵抗値および P 波速度の変化の特徴は、コア観察の結果で確認された割れ目沿いの変質の程度と整合的であり、主立坑断層から離れるほど値が大きくなる傾向を示す。一方、密度および間隙率では、割れ目密度の高い区間の中でも、母岩の緑泥石化および絹雲母化の程度が強い割れ目

密集部が確認されている 20~21mabh, 37~38mabh, 68~69mabh, 70~72mabh の区間で値 の明瞭な違いが確認される。これらの区間では,密度が約 2.50g/cm³(2,500kg/m³),間隙率が約 4.00%であるが,その他の区間では,密度が約 2.58g/cm³(2,580kg/m³),間隙率が約 2.50%であ る。換算流速,孔内水温度,孔内水電気伝導度は,10MI22 号孔では,9~10mabh,25~26mabh, 39~40mabh において,10MI23 号孔では,10~11mabh,49~50mabh,70~71mabh におい ていずれも値が異なっており,これらの区間は孔内への湧水量の多い箇所を示している。また, いずれの湧水箇所も、割れ目の密度が低い区間に位置することが確認された。

図 4.1.1-14 に地質学的調査の結果に基づく深度 300m レベルの地質図を示す。主立坑断層はこ れまでの調査結果から推定された位置(図 4.1.1-1)より 10m 程度西側に位置することが確認され た。また、母岩の変質を伴う割れ目帯は、既存の壁面地質調査の結果から推定された領域より、 主立坑断層北東側および南西側それぞれについて 30m 程度広く分布していることが確認された。 変質の範囲に着目すると、母岩の変質を伴う割れ目帯において、変質が割れ目沿いのみで認めら れる区間と、変質がコア全体に及ぶ区間の二つに大別できることが明らかになった。これらの区 間は、比抵抗値や P 波速度値でも明瞭な違いが認められた。なお、変質がコア全体に及ぶ区間に ついては、壁面地質調査結果の見直しを行った結果、主立坑および深度 300m 研究アクセス坑道 では壁面全体が変質した幅約 10m の岩盤領域に相当することが明らかになった(図 4.1.1-14)。



※深度 300m レベルの地質図(図 4.1.1・1:薄い部分)に今回の調査結果を重ねて表示

図 4.1.1-14 10MI22 号孔および 10MI23 号孔のボーリング調査結果と壁面地質調査の再検討結 果に基づく深度 300m レベルの地質図 ②水理学的調査

(a) 主立坑断層周辺の地質構造区分ごとの水理特性の把握

10MI23 号孔で実施した単孔式水理試験により,主立坑断層北東側に分布するコア全体が変質 している区間(図 4.1.1-10 中の①,表 4.1.1-2)と,割れ目沿いが変質している区間(図 4.1.1-10 中 の②~⑨,表 4.1.1-2)の水理特性データを取得した。コア全体が変質している区間(①)の透水性(透 水係数:3.2×10⁻¹¹m/s)は,母岩である土岐花崗岩の上部割れ目帯の平均的な透水性²⁰(透水係数: 1.0×10⁻⁷m/s)と比較して4オーダー程度低い。また,割れ目沿いが変質している区間(②~⑨)の透 水係数は9.35×10⁻⁷ m/s~3.80×10⁻¹¹ m/s であった。主立坑断層に近い区間(②および③)は、コア 全体が変質している区間(①)と同程度の低い透水性(透水係数:4.5×10⁻¹¹m/s)であることが確認さ れたものの、割れ目沿いが変質している区間の平均的な透水係数は1.3×10⁻⁷m/s であり、上部割 れ目帯と同程度の透水性²⁰であった。

(b) 主立坑断層両側における水圧応答の把握

10MI22 号孔で実施した長期揚水試験により,主立坑断層の北東側および南西側にある水圧観 測孔で,試験に伴う水圧応答データを取得した(研究所用地および研究所用地周辺における水圧観 測孔での水圧応答の詳細については,4.1.4 章および付録 A-3 にそれぞれ記載)。図 4.1.1-15 に示 す水圧観測孔での観測の結果,主立坑断層北東側の揚水に対して,同断層の北東側と南西側で異 なる水圧応答が得られた。図 4.1.1-16 に,長期揚水試験に伴う水圧応答に基づき算出した水圧観 測孔の水位変化の一例を示す。

花崗岩中での水圧観測に基づく水位変化を比較すると、主立坑断層北東側では水位の低下および回復を確認できたものの、低下した水位は初期水位まで回復しない傾向が認められる(図 4.1.1-16(b))。また、主立坑断層南西側では水位は低下するものの、北東側に比べて低下量は少なく、水位回復は全く認められない(図 4.1.1-16(c))。これらの主立坑断層を境とした水圧応答量の違いは、既往の水圧観測結果¹¹⁾と一致している。

(c) 主立坑断層周辺の動水勾配の把握

10MI23 号孔で実施した単孔式水理試験結果に基づき 5 区間の観測区間を設定し、水圧観測を 開始した。図 4.1.1-12 に観測区間位置を、図 4.1.1-17 に設置後から 2011 年 4 月までの水圧観測 結果を示す。各観測区間の水圧を比較すると、主立坑断層に近い観測区間①で水圧が低く、観測 区間④までは、主立坑断層から離れるに従って水圧が高くなることが確認できる。また、深度 300m 研究アクセス坑道に最も近い観測区間⑤で最も低い水圧が確認されているが、これは坑道 の影響であると考えられる。これらの結果から、主立坑断層北東側の深度 300m 付近では、主立 坑断層および深度 300m 研究アクセス坑道に向かう地下水流動が生じるような動水勾配が生じて いると考えられる。なお、研究所用地や研究坑道内の他の水圧観測孔と同様に、10MI23 号孔の 全観測区間でも東北地方太平洋沖地震による水圧変動が確認されている。 JAEA-Review 2012-020



図 4.1.1-15 長期揚水試験の揚水孔と水圧観測孔の配置



図 4.1.1-16 長期揚水試験に伴う水圧観測孔での水位変化の例



図 4.1.1-17 10MI23 号孔での水圧観測結果

③地下水の地球化学的調査

10MI22 号孔の長期揚水試験および 10MI23 号孔の単孔式水理試験の揚水過程における地下水 の物理化学パラメータ,蛍光染料および主要溶存成分濃度の揚水量に伴う変化を図 4.1.1-18 およ び図 4.1.1-19 に示す。揚水終了時点では,全試験区間で pH がほぼ一定の値を示し,溶存酸素濃 度が 0mg/L となり,蛍光染料(アミノG酸)濃度が掘削水の設定濃度の 0.1%未満に低減している ことを確認した。ただし,10MI23 号孔における単孔式水理試験の区間⑧においては,揚水量が 少なかったため,電気伝導度および主要溶存成分濃度が一定の値に収束するまでには至らなかっ た。また,10MI23 号孔の単孔式水理試験における酸化還元電位の測定では,調査工程の制約か ら,揚水時間が各区間とも 2~2.5 時間程度であり,測定値の収束に要する十分な時間を確保でき なかったため,全区間(区間④~⑧)で一定値への収束を確認できなかった。よって,区間⑧の電 気伝導度と主要溶存成分濃度,全区間の酸化還元電位については参考値として扱うこととした。 採取した地下水試料を分析した結果,主立坑断層北東側の湧水を伴う割れ目帯および母岩の変質 を伴う割れ目帯中の水質は,図 4.1.1-10 および図 4.1.1-12 のへキサダイアグラムに示されるよう に Na-Cl型地下水で,pH が 9 前後,Cl 濃度が 120~160mg/L の範囲であり,地質区分に応じた 水質の違いは認められない。 JAEA-Review 2012-020



※10MI22 号孔の長期揚水試験は掘削中の湧水期間を揚水期間と仮定したため,地球化学的調査は水理試験装置設置後2日間 の揚水期間で実施。グラフ横軸の累計揚水量は,水理試験装置を設置してからの揚水量。採水区間は6.20~59.00mabh。 図 4.1.1-18 10MI22 号孔の長期揚水試験における地下水の物理化学パラメータ,蛍光染料およ び主要溶存成分濃度の揚水量に伴う変化



図 4.1.1-19 10MI23 号孔の単孔式水理試験における地下水の物理化学パラメータ, 蛍光染料お よび主要溶存成分濃度の揚水量に伴う変化

参考文献

- 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:"超深地層研究所計画 年度計画書 (2010 年度)", JAEA-Review 2010-029 (2010).
- 2) 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:"超深地層研究所計画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 (2007).
- 3) 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:"超深地層研究所計画 年度報告書(2008 年度)", JAEA-Review 2010-014 (2010).
- 4) 水野崇,青才大介,新宮信也,山本祐平,福田朱里,萩原大樹:"瑞浪超深地層研究所における地球化学に関する調査研究-第1段階結果の妥当性確認について-",地球惑星科学関連合同学会2011年合同大会講演要旨,

http://www2.jpgu.org/meeting/2011/yokou/SCG068-04.pdf (2011).

- 5) 鶴田忠彦,越智稔,湯口貴史,田上雅彦,各務和彦,吉田英一,西本昌司,西山忠男,中俣 公徳: "遮水性の構造として機能する断層およびその周辺岩盤の変質作用とその特徴 – 瑞浪 超深地層研究所に分布する土岐花崗岩での研究事例–",資源・素材学会 2010 年秋季大会講 演要旨集,289-290 (2010).
- 6) 鶴田忠彦, 松岡稔幸, 程塚保行, 田上雅彦, 石田英明, 早野明, 栗原新, 湯口貴史: "超深地 層研究所計画 地質・地質構造に関する調査研究(2008 年度)報告書", JAEA-Research 2010-039 (2010).
- 7) 鶴田忠彦, 竹内真司, 竹内竜史, 水野崇, 大山卓也: "瑞浪超深地層研究所における立坑内からのパイロットボーリング調査報告書", JAEA-Research 2008-098 (2009).
- 8) 鐙顕正,天野健治: "多変量解析を利用した断層分布区間の判定",日本応用地質学会平成18 年 研究発表会講演論文集,263-266 (2006).
- 9) 佐々木圭一・天野健治:"物理検層結果による割れ目帯の評価",日本応用地質学会平成16年度研究発表会講演論文集,247-250 (2004).
- 10) 小坂寛, 三枝博光, 尾上博則, 竹内竜史: "超深地層研究所計画(岩盤の水理に関する調査研究)長期揚水試験計画策定のための水理地質構造のモデル化・地下水流動解析", JAEA-Research 2010-037 (2011).
- 11) 竹内真司,藤田有二,安藤賢一: "亀裂性岩盤を対象とした長期揚水試験",2005 年秋季講演 会講演要旨,日本地下水学会,10-15 (2005).
- 12) 核燃料サイクル開発機構: "広域地下水流動研究年度報告書(平成 16 年度)", 核燃料サイクル 開発機構, JNC TN7400 2005-013 (2005).

4.1.2 地質・地質構造に関する調査研究

(1) 実施概要

2010年度は、年度計画¹⁾に基づく調査試験およびモデル化・解析を実施した。具体的には研究 坑道の掘削に伴う壁面調査および弾性波探査(逆 VSP 探査)を継続するとともに、4.1.1 に報告し た主立坑断層を対象としたボーリング調査における地質調査を実施し、研究坑道とその周辺の地 質・地質構造の分布、幾何形状などの情報を取得した。また、研究所用地周辺における地下水流 動を規制する断層や割れ目帯の分布を把握することを目的として、研究坑道の掘削などに伴う地 下水流動の変化を利用した電気探査による地下水流動モニタリングを継続した。これらの調査研 究で得られた情報を用いて、第1段階で構築したサイトスケールの地質構造モデルの妥当性の確 認を行うとともに、ブロックスケールの地質構造モデルを構築するためのデータセットの整備を 行った。さらに、第2段階以降の調査に必要な調査解析技術として、物理探査(逆 VSP 探査およ び電気探査)、モデル化手法の高度化・体系化を継続した。

(2) 実施内容

1) 調査試験

① 物理探査(逆 VSP 探査, 電気探査による地下水流動モニタリング)

(a) 逆 VSP 探査

研究坑道の掘削進行方向の前方や研究坑道周辺の地質分布を推定する技術を整備することを目 的として,深度 300m ステージを利用して,これまでに地上において測定を実施してきた逆 VSP 探査を実施した(図 4.1.2-1,表 4.1.2-1)。

逆 VSP 探査は,深度 300m 研究アクセス坑道の底盤を 4m 間隔で掘削し設置した 20 箇所のス テンレス管(長さ 650mm,直径(外径)165.2mm)内に受振器を設置して行った(図 4.1.2-1)。2010 年度は 2009 年度に測定した主立坑の深度 440m 付近の発破記録に対して,高角度傾斜の断層を 対象としたデータ処理を実施した。



図 4.1.2-1 逆 VSP 探査測線

項目	仕様		
発震点	主立坑深度 441.4m および 442.7m		
震源	発破(単発)		
受振点	20 点(深度 300m 研究アクセス坑道)		
受振器	3成分受振器		
受振点間隔	4m		
記録長 / サンプリング間隔	1sec / 1msec		

表 4.1.2-1 深度 300m 研究アクセス坑道における逆 VSP 探査の測定仕様

図4.1.2・2 に水平成分記録(3 成分のうち探査測線に平行な X 成分の記録)を利用したデータ処理 により得られた反射断面を示す。反射断面は、データ処理に使用した発破記録が1点だけである ことから、データ処理による円弧上の波形の延びが顕著であるものの、反射波と考えられる相対 的に振幅の大きな波形(以下、反射イベント)がいくつか確認される。特に主立坑の南側では高角 度傾斜を示す振幅の大きな反射イベントが明瞭である。このうち、断面の南端にみられる振幅の 最も大きな反射イベント(図 4.1.2・2(左)の赤色破線の楕円で示した部分)に着目してみると、この 反射イベントは立坑の深度 300m レベルにおいて、主立坑から約 200m 南に位置していることが 確認できる。既存のサイトスケールの地質構造モデル(Stage300)では、規模の大きい断層(図 4.1.2・2(右)の IF_S200_13:これまでに MIZ・1 号孔のボーリング調査 ²⁾や反射法弾性波探査 ²⁾な どを基に確認・推定した断層)がこの付近に推定されており、逆 VSP 探査で確認された高角度を 示す振幅の大きな反射イベントの位置と整合的である。このことから、既存の地質構造モデルに おけるこの断層の位置の推定結果は妥当であると判断される。



⁽m) ※ ※深度300mステージからの深度を表記

(b)電気探査による地下水流動モニタリング(自然電位測定)

これまでに研究所用地周辺の地表において実施してきた、電気探査法による地下水流動モニタ

図 4.1.2-2 X 成分記録を利用したデータ処理による反射断面(左)と断面の表示位置(右)

リング(自然電位測定)結果の検討を行った。

図 4.1.2-3 に、自然電位測定の電極配置および深度 300m 研究アクセス坑道のパイロットボー リング(図 4-1:08MI13 号孔)掘削において約 1,600L/分の湧水が発生 ³した後の、研究所周辺の 地表の自然電位変化(△SP)を示す。研究所用地周辺の△SP を見ると、主立坑断層北東側に正の △SP、南西側に負の△SP がそれぞれ主立坑断層に沿って分布している傾向が確認された。これ らの分布は、主立坑断層が遮水性構造として機能していることを示唆している。また、主立坑の 北西部(電極 4-6 付近)の△SP 分布では、遮水性構造が既存の地質構造モデル⁴⁾の主立坑断層位置 より南西側に位置することを示唆している。

自然電位は、一般に流動先で正、流動元で負を示すことから⁵)、主立坑断層北東側の正の△SP は、08MI13 号孔掘削時の湧水に伴って発生した 08MI13 号孔の湧水区間に向かう地下水流動を 捉えたものと考えられる。一方、研究所用地南側の DH-2 号孔における水圧観測では、湧水量の 増加に伴う水圧の顕著な変化が確認されておらず⁶)、主立坑断層の南西側では 08MI13 号孔の湧 水に伴う大きな流動電位は発生していないと考えられることから、主立坑断層南西側の負の△SP の原因の特定には更なる検討が必要である。今後、深度 300m ステージにおいて主立坑断層の北 東側と南西側で実施している、地表測定よりも分解能の高い自然電位測定データも合わせて検討 し、その原因を確認する。



⁽自然電位の時間変化量はノイズ除去後のデータの,2008年10月8日午前0時00分の各測点における自然電位を基準 値として,2008年10月10日午前0時00分の自然電位から基準値を差し引いた値で算出)

②研究坑道の壁面地質調査

研究坑道の壁面地質調査の2010年度調査範囲を表4.1.2・2に示す。また,研究坑道の壁面地質 調査の主な実施事項を表4.1.2・3に示す。2010年度は,主立坑については深度459.6~479.6m, 換気立坑は深度459.8~495.6mにおいて調査を実施した。研究坑道の壁面地質調査のうち,主に

図 4.1.2-3 自然電位測定の電極配置および研究所周辺の自然電位変化(△SP)

地質・地質構造マッピング調査について以下に報告する。壁面地質調査と同時に実施している岩 盤分類評価および岩盤の物性計測の結果については, 4.1.6(2)1)①に報告する。

式····································				
研究坑道	調査範囲(2010 年度の掘削深度)			
主立坑	深度 459.6~479.6m(481.3m)			
換気立坑	深度 459.8~495.6m(497.7m)			

表 4.1.2-2 2010 年度の研究坑道の壁面地質調査範囲

表 4.1.2-3 研究坑道の壁面地質調査の主な実施事項

実施事項	備考
 ・地質,地質構造マッピング調査 ・可視画像撮影 ・岩石,湧水試料の採取 	調査時間は1調査区間あたり約2.6mの壁面高に対して約3時間

地質・地質構造マッピング調査(以下,調査)は,壁面に現れた岩盤の近接目視により行った。 調査は記載シート⁸に従い,主に割れ目などの不連続構造に着目し,その分布を記載するととも に,それぞれの特性(不連続構造の種類,開口幅,充填鉱物,母岩の変質など)についても記載を 行い,区間ごとにそれらを可視画像と合わせて整理した。

2010年度の調査範囲の岩相は、主立坑では暗緑色~淡緑色の等粒状の花崗岩である。2009年度までの調査³⁾で確認されていた塩基性の貫入岩は、2010年度の調査範囲においては確認されなかった。換気立坑の岩相については、淡桃色~橙色の等粒状組織の花崗岩であり、脈・層状のペグマタイトを伴う(図 4.1.2-4)。

調査範囲における断層の分布は、2009年度までの調査³⁾により主立坑において確認されていた 主立坑断層が、主立坑の深度約480mまで連続することが確認された(図4.1.2-4)。断層の走向は 深度約460m以浅と同様にN30°~40°Wであるが、傾斜は深度約460m以浅の鉛直~80°W傾斜 から、それ以深では鉛直~80°Eの傾向を示す。断層は、厚さ数cm程度の断層ガウジを伴う断層 岩と断層ガウジに沿った幅数cm~数+cmの変質帯からなる。変質帯の規模は深度約400m以深 から減少傾向にあるが⁴⁾、2010年度の調査範囲においては深度約460mまでの結果と比較して明 瞭な違いは確認されない。壁面からの湧水については、割れ目周辺母岩の表面が湿る程度の湧水 を伴う割れ目が1本確認される程度であり、調査範囲においては顕著な湧水割れ目は確認されて いない。また、換気立坑では2010年度の調査範囲においては、断層は確認されていない。

調査範囲における割れ目の特徴としては,主立坑では,主立坑断層の走向方向と同じNW 走向の高角度割れ目と,それに直交するNE 走向の高角度割れ目が卓越する(図 4.1.2-5)。割れ目の介 在鉱物について,緑泥石はNW およびNE 走向の両方の割れ目に認められるが,炭酸塩鉱物は NE 走向の割れ目に限られる傾向が確認される(図 4.1.2-5)。

換気立坑については、深度約 350m 以深から出現頻度が増加していた NE 走向の高角度割れ目 が、2010 年度の調査範囲でも卓越することが確認された。NE 走向の高角度割れ目に特徴的に認 められる灰色変質が確認されるが、深度が深くなるにつれ灰色変質は減少傾向にある。割れ目の 介在鉱物としては、緑泥石および炭酸塩鉱物を主体とし、深度 460m 以浅から大きな違いは認め られない。2009 年度の調査により深度 459m 付近の NE 系の高角度割れ目に確認されていたグ ラウト材の充填 4は、深度 459.8m 以深では確認されておらず、また、割れ目からの湧水は確認 されていない。

2010 年度の調査範囲では、岩石試料は主立坑 34 試料、換気立坑 35 試料を採取した。これら

の岩石試料では、今後、X線回折や薄片の顕微鏡観察による変質鉱物の同定などを行う予定である。湧水試料については、上述のとおり割れ目からの湧水が確認されなかったことから、試料採取は行っていない。



図 4.1.2-4 地質・地質構造マッピング調査の結果



図 4.1.2-5 主立坑の割れ目方位データ(極の下半球等積投影コンター図)

2) モデル化・解析

①地質構造モデルの構築・更新

(a)サイトスケールの地質構造モデル

2010年度は、2009年度に実施した深度 300m ステージおよび両立坑の深度約 460m までの壁

面調査結果 4とパイロットボーリング調査 7(06MI02 号孔)や 08MI13 号孔 3の調査結果に基づき データセットを整備した(表 4.1.2-4)。これらのデータセットに基づき,主立坑断層およびそのダ メージゾーン(割れ目帯または変質帯を指す)のモデル形状の修正,その他のモデル化の対象とし ている長さ 200m 以上の不連続構造 9の新規のモデル構築に関して検討を行った。

	整備したデータセット			
主立坑断層およびそのダメージゾ	▶ ボーリング調査結果(06MI02 号孔)			
ーンのモデル形状の修正	・ 主立坑断層およびダメージゾーンの幅			
	・ 主立坑断層の走向傾斜			
	▶ 壁面調査結果(主立坑:深度 459.6m, 換気立坑:深度			
	459.8m, 深度 300m ステージ, 深度 400m 予備ステー			
	ジ)			
	 主立坑断層およびダメージゾーンの幅と分布 			
	 主立坑断層およびダメージゾーンの走向傾斜 			
主立坑断層以外の不連続構造(断層	▶ 壁面調查結果(主立坑:深度 459.6m, 換気立坑:深度			
およびダメージゾーン)のモデルの	459.8m, 深度 300m ステージ, 深度 400m 予備ステージ)			
新規構築	・ 断層およびダメージゾーンの幅と分布			
	・ 断層およびダメージゾーンの走向傾斜			
主立坑断層に沿って分布する変質	▶ ボーリング調査結果(08MI13 号孔)			
帯(母岩の変質を伴う割れ目帯)モ	 割れ目周辺母岩の変質帯の分布 			
デルの暫定的な構築	・ 割れ目充填鉱物種ごとの分布			
	▶ 壁面調査結果(深度 300m 研究アクセス坑道)			
	 割れ目周辺母岩の変質帯の分布 			
	・ 割れ目充填鉱物種ごとの分布			

表 4.1.2-4 地質構造モデルの更新のためのデータセット

主立坑断層は、パイロットボーリング調査 (06MI02 号孔)で確認した断層の位置 7から, 深 度400m付近から主立坑の北東側に遷移してい くと考えていたが、主立坑および深度 400m 予 備ステージにおける壁面調査の結果から、掘削 深度が深くなるに従って, 主立坑で確認できる 主立坑断層(断層ガウジとガウジに沿う強変質 帯)の分布範囲が南西側に向かって狭まり,断層 が徐々に南西側に遷移していくことが確認され た 4)。これらの情報に基づき主立坑断層の位置 を更新した(図 4.1.2-5)。

また, 主立坑断層近傍における地下水の湧水 地点が変質帯の分布に規制される可能性がある 8)ことから、主立坑断層に沿う変質帯の分布の モデル化に関する検討を行った。特に,2010 年度は 10MI22 号孔および 10MI23 号孔のボー リング調査(4.1.1 参照)の計画立案のために,主 立坑断層に沿って分布する変質帯(4.1.1の「母 岩の変質を伴う割れ目帯」)について、深度 300m ステージにおける壁面調査および 08MI13 号孔調査の結果 ®を基に暫定的にモデ ル化を行った(図 4.1.2-6)。なお、更新した地質 構造モデルの名称は、深度 300m 研究アクセス 坑道で実施した 10MI22 号孔および 10MI23 号 孔のボーリング調査(4.1.1 参照)を除く深度 460m までの調査結果に基づき更新したモデル であることから"Shaft460 prov"地質構造モデ ルとした。今後は、10MI22 号孔、10MI23 号 孔および 10MI26 号孔(図 4-1)の調査結果に基 づいて,暫定的にモデル化した変質帯に関する 概念モデルの検討も行ったうえで、"Shaft460" 地質構造モデルとして更新していく予定である。 この他,表4.1.2-4に示すデータセットでは,

サイトスケールの地質構造モデルにおいて新規 図 4.1.2-5 壁面調査結果に基づく主立坑断層 にモデル化する必要のある規模の不連続構造は 確認されなかった。



の位置の更新

 $(Stage 300 \rightarrow Shaft 460 \text{ prov})$



図 4.1.2-6 Shaft460_prov 地質構造モデル深度 300m 水平断面図

(b)ブロックスケールの地質構造モデル

ブロックスケールでのモデル化の対象とする地質構造要素のうち, 岩盤中の割れ目の分布は, 地質環境特性の不均質性を形成する要因の一つであり、その方位・規模・空間分布を推定するこ とは、地下水流動や物質移動に関する解析の基礎となるブロックスケールの地質構造モデルを構 築する上で重要である。

ブロックスケールの地質構造モデルについては、2009年度に引き続き、壁面調査やボーリング 調査の結果に基づく割れ目のモデル化データセット(表 4.1.2-5)の整備 4を継続するとともに、ブ ロックスケールの水理地質構造モデルの構築作業(4.1.4参照)に、これらのデータセットを反映し た。

	整備したデータセット
ブロックスケールの地質構造モデ	▶壁面調査結果(深度 300m 研究アクセス坑道
ルの構築	・ 割れ目分布(割れ目マッピングデータ)

表 4.1.2-5	割れ目のモデル化データセッ	ト
-----------	---------------	---

3)技術開発

①物理探査手法の高度化

(a) 弾性波探査における断層・割れ目帯抽出手法の高度化

これまでに地上で実施してきた逆 VSP 探査の結果^{4),8)}と,深度 300m 研究アクセス坑道で実施 した逆 VSP 探査の結果を比較し,逆 VSP 探査の適用性について検討を行った。

これまでに地上で実施してきた逆 VSP 探査の取得データ 4).8)と,深度 300m 研究アクセス坑道 で実施した逆 VSP 探査の取得データに対して, IP 変換法 8)を適用し,高角度傾斜の断層に相当 する反射面を IP 中点として可視化した結果を図 4.1.2-7 に示す。なお, IP とは図 4.1.2-8 に示す ように,震源位置の反射面に対する鏡像点(Image Point)のことであり, IP 中点とは震源と IP の 中点で反射面の幾何学的な位置を示す点である。

地上の逆 VSP 探査結果(図 4.1.2-7(a))では, 主立坑を挟んで南側と北側の両方において IP 中点 (主に図 4.1.2-7 中の①~③)が可視化されている。一方, 深度 300m 研究アクセス坑道における結 果(図 4.1.2-7(b))では, 主立坑の南側において IP 中点を確認することができる。断面の南端に認 められる IP 中点(図 4.1.2-7 中の④)は, 4.1.2(2)1)で示した既存のデータ処理による反射イベント とほぼ同じ位置に分布していることから, 既存の地質構造モデルにおける規模の大きい高角度傾 斜の断層(4.1.2-2(右)の IF_S200_13)の位置を示していると考えられる。したがって, 地上と深度 300m 研究アクセス坑道での解析結果を重ね合わせた図 4.1.2-7(c)の青色点線で示した範囲の IP 中点(図 4.1.2-7(b)の④とその上方にある図 4.1.2-7(a)の①)はこの断層の分布を示していると解釈 できる。

一方で,図4.1.2-7(a)にみられる②や③の IP 中点は,図4.1.2-7(b)では認められない。また, 既存の地質構造モデルにおいては,図4.1.2-7(a)の②や③の IP 中点にみられるような低~中角度 の断層は確認されていないことから,地上の逆 VSP 探査の可視化精度が低下している可能性も 考えられる。

今後も引き続き,研究坑道における測定を継続して,複数の発震・受振レイアウトでのデータを 蓄積し地上で実施した逆 VSP 探査の結果の評価を行うとともに,本手法の適用条件や結果の精 度について評価していく。



図 4.1.2-7 地上と深度 300m 研究アクセス坑道の逆 VSP 探査による IP 中点の比較



図 4.1.2-8 IP(Image Point)の概念図

(b)電気探査を用いた地下水流動モニタリング手法の高度化

地下水流動を規制する地質・地質構造の分布および地下水流動の変化する場所や流動の方向を 推定する技術を整備することを目的として,深度 300m ステージを利用した自然電位測定を実施 した。自然電位測定は,深度 300m 研究アクセス坑道でのボーリング孔(図 4·1 の 10MI22 号孔お よび 10MI23 号孔)の掘削期間を含む,2010 年 8 月 6 日から実施している。受信測点は,主立坑 断層の北東側では,深度 300m 研究アクセス坑道の坑壁沿いに,2m 間隔で 38 点,主立坑断層南 西側では,深度 300m 予備ステージの坑壁沿いの 3 箇所(1.5m 間隔)で合計 9 点と,深度 300m ボ ーリング横坑(換気立坑)の坑壁沿いに 1.5m 間隔で 6 点をそれぞれ配置し,各測点に炭素棒電極 を設置した。基準電極は,深度 300m ボーリング横坑(換気立坑)南西側の花崗岩の露岩部に設置 し,データ取得は,測定期間中,常時 0.5 秒間隔で行った。自然電位測定の電極配置を図 4.1.2-9 に,自然電位測定仕様を表 4.1.2-6 に示す。



図 4.1.2-9 自然電位測定の電極配置

		データロガー	計測ユニット(8チャンネル/ユニット)	
レコーダー部	レコーダー部	[キーエンス社製 NR-600]	スタンドアロンユニット	
		フィルター	64チャンネルエイリアスフィルター	
使用機器		LANケーブル		
電極/ ケーブル類	電極/	基準電極ケーブル		
	電極	炭素棒[φ5mm×長さ100mm×4本]		
测宁仕垟	測定点数		53 点	
別に江水	サンプリング間隔	0.5 sec		

自然電位測定の結果,深度 300m 研究アクセス坑道における 10MI22 号孔掘削による孔内湧水 の流出に伴う自然電位変化が確認された。10MI22 号孔掘削では,2010 年 8 月 26 日の午前 8 時 40 分から午前 11 時 50 分まで実施した掘削作業およびワイヤーラインに伴って,約 210L/分の湧 水がボーリング孔口で実施した孔内湧水測定において確認されている。この時間の主立坑断層北 東側および南西側の自然電位測定結果の例を,図 4.1.2-10 に示す。

主立坑断層北東側の自然電位測定結果(図 4.1.2-10)を見ると, 湧水発生時に自然電位が低下す る傾向が確認された。また, 10MI22 号孔の孔口に近い測点ほど, 湧水時に自然電位が大きく変 化することが確認された。以上の結果から, これらの変化は掘削およびワイヤーライン時に発生 した地下水流動に対する, 自然電位の応答を捉えたものと考えられる。また, これらの変化の傾 向は, 深度 300m 予備ステージでのボーリング掘削(図 4-1:09MI20 号孔)に伴う湧水時に, 深度 300m 研究アクセス坑道おいて確認された傾向(湧水発生時に負の⊿SP が発生)と整合的である。

一方,主立坑断層南西側の自然電位測定結果(図 4.1.2-11)を見ると,主立坑断層北東側と同様 に,湧水発生時に自然電位が低下する傾向が確認された。しかし,その変化は主立坑断層北東側 に比べて微弱で,各測定電極がほぼ同様の変化をしていることから,主立坑断層北東側で発生し た流動電位が,深度 300m ステージに設置されている支保や給水管等の配管によって,南西側に 伝わっている可能性が考えられる。また,地表の自然電位測定結果で確認されたような,主立坑 断層南西側の明瞭な負の⊿SP は確認されなかった。

今後は引き続き、立坑や研究坑道の建設およびボーリング掘削に伴う地下水流動時の自然電位 測定を継続し、主立坑断層南西側の⊿SP 発生の原因について検討するとともに、本手法の適用 条件や結果の精度について評価していく。



(自然電位の時間変化量は、測定データを1秒間隔にリサンプリング後,2010年8月26日午前8時00分の各測点における 自然電位を基準値として、同8月26日午前8時00分~午後1時00分のそれぞれの自然電位から基準値を差し引いた後、 20秒幅で移動平均して算出)

図 4.1.2-10 深度 300m ステージにおける主立坑断層北東側の自然電位測定結果の例



(自然電位の時間変化量は,測定データを1秒間隔にリサンプリング後,2010年8月26日午前8時00分の各測点における 自然電位を基準値として,同8月26日午前8時00分~午後1時00分のそれぞれの自然電位から基準値を差し引いた後, 20秒幅で移動平均して算出)



②地質構造モデル化手法の高度化

2010 年度は、地質構造モデルの不確実性の評価や低減(調査の質・量が十分でない領域の地質 分布の補間など)を図るために、地球統計学や地質構造発達過程の復元シミュレーションを複合し た新たな地質分布の推定技術の整備を継続して実施した。なお、これらの技術については、今後、 現状の地質構造モデルにおける地質分布の評価にも反映していく予定である。

地質構造モデルの不確実性の評価について,断層を例として,その空間分布に係わる不確実性 を評価するための解析手法について検討を行った。

ここでは、取得情報の段階的な増加に伴い断層の存在確率を計算するための(1)ベイズ推定法に 基づく既存の解析手法^{10),11)}および断層の解釈の根拠となった情報量を定量的に表すための(2)セ ルエントロピーによる取得情報の評価の考え方¹²⁾を適用した。

既存の地質構造モデルを用いて、(1)の解析手法によりボーリング調査前後の断層の存在確率を 計算した結果,図4.1.2-12に示す等値線図が得られた。次に、地質構造モデルの解析対象領域の うち2か所の評価範囲A,B(いずれも600m×600m)を設定し、0(取得情報なし)、1(リニアメント 判読および地表地質調査後)、2、3、4(逐次、追加したボーリング調査後)の調査段階ごとに各評 価範囲のセルエントロピーを計算した。評価範囲A,Bとも、取得情報の増加量に応じてセルエ ントロピーが減少する傾向が認められた(図4.1.2-13)。

この解析結果は、適用した手法により、断層の分布に関する不確実性の変化を定量的に把握で きるとともに、地質構造モデルの解析対象領域内の異なる部分における不確実性の差異を定量的 に把握できることを示唆している。

適用した手法は、地質構造の不確実性に相当する定量的パラメータを三次元地質構造モデルとともに表記できることから、三次元地質構造モデルの構築と客観的な不確実性の評価に有効と考えられる。



図 4.1.2-12 断層の存在確率分布(標高-400m)



地質構造発達過程の復元シミュレーションについては、2008 年度および 2009 年度に実施した 京都大学との共同研究で指摘された、断層模型表面と実験材料(乾燥砂やガラスビーズ)の摩擦や 冶具の固定壁の影響などの課題に基づいて、冶具を改良してアナログ実験を実施した。その結果、 研究所用地周辺に分布する月吉チャンネル構造の形状および沈降量を概ね再現できた(図 4.1.2-14)。このことから、日本海拡大に伴うリフト形成により月吉チャンネルの形成が開始され たとした 2009 年度までの結果がさらに補強された。



図 4.1.2-14 アナログ実験における表面沈降量の分布

参考文献

- 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:"超深地層研究所計画 年度計画書 (2010 年度)", JAEA-Review 2010-029 (2010).
- 2) 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:"超深地層研究所計画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 (2007).
- 3) 竹内真司,見掛信一郎,西尾和久,鶴田忠彦,天野健治,松岡稔幸,早野明,竹内竜史,三 枝博光,大山卓也,水野崇,平野亨,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,内田雅大,杉原弘造:"超深地層研究所計画 年度報告 (2008 年度)", JAEA-Review 2010-014 (2010).
- 4) 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:"超深地層研究所計画 年度報告書 (2009 年度)", JAEA-Review 2011-007 (2011).
- 5) 水永秀樹,青野哲雄,田中俊昭,佐々木純一,牛島恵輔:"流体流動電位法による大沼地熱地帯の貯留層モニタリング",日本地熱学会誌,26,3,pp.251-271 (2004).
- 6) 毛屋博道,竹内竜史:"超深地層研究所計画における地下水の間隙水圧長期モニタリング (2005 年度~2008 年度)データ集", JAEA-Data/Code 2009-030 (2009).
- 7) 鶴田忠彦,竹内真司,竹内竜史,水野崇,大山卓也: "瑞浪超深地層研究所における立坑内からのパイロットボーリング調査報告書", JAEA-Research 2008-098 (2009).
- 8) 鶴田忠彦, 松岡稔幸, 程塚保行, 田上雅彦, 石田英明, 早野明, 栗原 新, 湯口貴史: "超深 地層研究 所計画 地質・地質構造に関する調査研究 (2008 年度)報告書", JAEA-Research 2010-039 (2010).
- 9) 松岡稔幸, 熊崎直樹, 三枝博光, 佐々木圭一, 遠藤令誕, 天野健治: "繰り返しアプローチに 基づく地質構造のモデル化(Step1 および Step2)", JNC TN7400 2005-007 (2005).
- 10) Martin A J, Umeda K, Conner C B, Weller J N, Zhao D, Takahashi M: "Modeling long-term volcanic hazards through Bayesian inference: An example from the Tohoku volcanic arc, Japan", Geophys. Res., 109(B10208), pp.1-20 (2004).
- Martin A J, Amano K, Saegusa H, Matsuoka T: "Geoscientific studies in the Mizunami Underground Research Laboratory – Development of a methodology for evaluation of uncertainty of fault distribution –", Proc. Japan Geoscience Union Meeting, G018P-021 (2005).
- 12) 正路徹也: "地球科学情報の評価", 情報地質, 14, 4, pp.285-299 (2003).

4.1.3 岩盤力学に関する調査研究

(1) 実施概要

2010 年度は、調査試験として深度 300m 研究アクセス坑道で採取されたボーリングコアを用いた初期応力測定を行い、研究坑道周辺の初期応力状態の把握と室内試験による初期応力測定の 適用性について検討した。また、掘削ずりおよびパイロットボーリング(図 4-1 参照)のコアを用いた試験により岩盤物性の評価を継続して実施した。

モデル化・解析としては、上記の結果に基づき、立坑到達深度までの範囲を対象として、第1 段階で構築した岩盤力学モデルの妥当性を確認し第2段階における岩盤力学モデルを構築すると ともに、水平坑道・立坑深部(深度 350m 以深)を対象に等価連続体解析のパラメータの一つであ るクラックテンソルの算定を行った。また、等価連続体解析をする上でのモデル化領域設定のた めに重要な情報である REV(Representative elementary volume、代表要素体積:寸法効果を定 量的に表現する指標であり、不連続体を等価連続体とみなし解析・解釈する際の最小体積の意味) の算定を試みた。

技術開発では、岩盤の長期挙動評価手法の確立を目的とした、田下凝灰岩のクリープ試験と原 位置試験計画の策定のための予察的数値解析および石英の圧力溶解試験を継続して実施した。

(2) 実施内容

1) 調査試験

①深度 300m 研究アクセス坑道で採取されたボーリングコアを用いた初期応力測定

2010年度は、深度 300m 研究アクセス坑道で掘削された 08MI13 号孔と 09MI20 号孔(図 4·1 参照)のそれぞれ 5 箇所で採取されたコアを定方位で成型し、DSCA 法 いによる初期応力測定を行った。この方法は、定方位コア内部の三次元的な見かけ微小亀裂の分布の計測を行い、微小亀裂分布と初期応力を幾つかの仮定のもとに関連付けて初期応力を評価する方法である。図 4.1.3·1 に岩石を静水圧載荷させた際に得られる典型的な応力・ひずみ線図を示す。応力の増加に伴い、岩石に含まれる微小亀裂が徐々に閉じるため、応力・ひずみ曲線の接線勾配が変化する。図に示す □□、□1、□0はクラックパラメータと呼ばれ、クラックパラメータを算定することで、コア内部の 微小亀裂の分布を推定できる。また、DSCA 試験の近傍で採取した岩石コアを多面体供試体に成型し 2)、弾性波速度の三次元分布を測定した。そして、DSCA 試験結果と比較し、初期応力測定 としての適用可能性を検討した。



図 4.1.3-1 岩石の応力-ひずみ線図

表 4.1.3・1 に DSCA 試験に使用した供試体の採取深度と岩種・岩盤等級を示す。試験は,深度 300 m レベルの初期応力の平面的な分布を把握することを目的として,広範囲にわたるようにサ ンプリングした。

ギーリンガゴタ	供試体名	採取位置	巴呑	岩盤等級
ホーリングれ名		(mabh)	石悝	
	08A	28.70		В
	08B	36.50		CH
08MI13 号孔	08C	46.20	中~粗粒黒雲母花崗岩	В
	08D	54.60		CH
	08E	58.50		В
09MI20 号孔	09A	27.50		CH
	09B	57.30		CH
	09C	73.60	中粒黒雲母花崗岩	CH
	09D	73.64		CH
	09E	90.80		CH

表 4.1.3-1 DSCA 試験に使用した供試体の採取深度等

図 4.1.3-2 に圧力・差ひずみ線図の例を示す。低圧領域ではクラックの存在によってひずみ増加 率が大きいが、圧力の増加とともにクラックが閉鎖することにより次第にひずみ増加率が減少す る結果が得られた。そして、圧力が 120 MPa に達するとクラックの閉鎖に伴い、ほとんどすべ ての供試体でほぼ一定のひずみ増加率が得られた。その他の供試体においても、図 4.1.3-2 と同 様にクラックの閉鎖に従うひずみ増加率の変化が認められ、解析に必要なクラックパラメータを 算定することができた。



図 4.1.3・3 に DSCA 試験で得られた最大,中間,最小の主値を示す。08MI13 号孔は,各測定 点のクラックパラメータの最大主値(主応力に相当)の方向が,5 試料中4 試料北西・南東方向を示 し,地表からの調査予測研究段階(第1段階)および研究坑道の掘削を伴う研究段階(第2段階)で実 施した初期応力測定結果と近かったが,09MI20 号孔は試料によるばらつきが大きく,系統的な 分布傾向を見出すことが困難であった。また,クラックパラメータの最大主値と最小主値の比は,

2.5 倍までの範囲に分布した(平均は 1.9)。図 4.1.3・4 に多面体供試体による弾性波速度(P 波)の三 次元分布と DSCA 試験で得られたクラックパラメータの主値を重ね合わせた図を示す。弾性波速 度およびクラックパラメータの主値の方位分布は,最大,中間,最小の主値を示す位置が弾性波 速度およびクラックパラメータいずれも近傍に位置し(図 4.1.3・4 の白破線で囲まれた領域),比較 的良く一致する結果が得られた。この結果は,弾性波速度を指標とした初期応力評価の適用可能 性を示唆していると考えられた。



図 4.1.3-3 DSCA 試験の結果(○, △, □がそれぞれ最大, 中間, 最小主値を示す)



図 4.1.3-4 多面体弾性波測定と DSCA 試験との結果比較

②掘削ずりおよびパイロットボーリングのコアを用いた岩盤物性評価

2010年度は、立坑掘削に伴い継続して実施している換気立坑の掘削ずりを用いた土岐花崗岩の 室内物理・力学試験を深度480mまで実施した。この結果を第2段階で実施した深度200mにお ける岩盤力学ボーリング調査³およびパイロットボーリングのコアを用いた室内物理・力学試験 の結果や第1段階で実施した MIZ-1号孔における力学調査⁴の結果と比較するとともに、岩盤分 類による物性値の整理を行った。

室内物理・力学試験の結果を図 4.1.3-5 に示す。第1段階で得られた結果と第2段階で得られた結果を第2段階で得られた結果を比較すると, MIZ-1号孔の深度 200m 付近と主立坑パイロットボーリングの結果を除く

と概ね一致する。さらに詳細に検討すると、換気立坑掘削ずりの弾性波速度(P 波)は、MIZ-1 号 孔や換気立坑パイロットボーリングのそれより若干小さい。これは掘削による発破衝撃により損 傷を受け、弾性波速度が低下したものと推測される。また、各物性値とも深度による大きな相違 は認められないことから、物性値は深度が異なってもほぼ一定であり、立坑に分布する花崗岩体 は力学的に概ね一様であると推測される。なお、主立坑パイロットボーリングの試験結果は、主 立坑が断層に沿って掘削されているため、深度方向にばらつきがある結果となっている。



図 4.1.3-5 室内物理・力学試験結果

室内物理・力学試験結果を岩盤分類ごとに整理した結果を図 4.1.3・6 に示す。ボーリングコア, 立坑壁面観察時の岩盤分類は,電中研式岩盤分類を用いた。なお,換気立坑掘削ずりは,壁面観 察による岩盤分類が B~CM 級と判定された深度から採取されているとともに,掘削ずりの位置 を特定して岩盤等級に対応させることが困難であるため、ここではその中間区分である CH 級と して分類した。

図から有効間隙率を除く物性値は, D~CM 級まで岩盤等級に応じて増加(有効間隙率は減少) する傾向がうかがえる。また, CM~A 級の物性値はほぼ同等であった。なお, 主立坑パイロッ トボーリングから, 第1段階調査では取得されていなかった D 級に関する物性値が取得されてい る。



※主立坑パイロットボーリングの一軸圧縮試験では潜在亀裂からせん断破壊したデータを除いた

2) モデル化・解析

①第1段階岩盤力学モデルの妥当性検討および第2段階岩盤力学モデルの構築

2010 年度までの岩盤力学調査結果から,深度 500m 程度までの土岐花崗岩の物理・力学特性 が明らかとなった。そこで,超深地層研究所計画の第1段階岩盤力学モデル4のうち,物理・力 学特性を第2段階の物理・力学試験結果と比較検討し,妥当性の評価を行うとともに,第2段階 で取得された情報を用いたサイトスケールの岩盤力学モデルを新たに構築した。新たに構築した 岩盤力学モデルを図 4.1.3.7 に示す。

このモデルに示した断層や地層・岩相区分は,既存モデルに第2段階の深度300m ステージの 調査・試験結果を追加して更新した"Stage300"地質構造モデル⁵⁾を用いた。第1段階で用いた地 質構造モデルとの大きな違いは,主立坑に沿うS300_M_SHAFT 断層が追加されたことである。

図 4.1.3-6 岩盤等級ごとの室内物理・力学試験結果

物理特性・力学特性に関しては、第2段階で実施された深度200mにおける岩盤力学ボーリング調査3、換気立坑掘削に伴って実施した掘削ずり試験、換気立坑・主立坑のパイロットボーリングで実施された調査の結果を用いた。これらの結果を第1段階の地表からの調査で実施された MIZ-1号孔における調査結果4とともに表4.1.3・2に示す。MIZ-1号孔の軟質部と主立坑パイロットボーリングの断層ガウジに沿う変質帯(以下、変質帯)の結果を除く健岩部に関して、第2段階の力学調査結果は第1段階の地表からの調査で取得された平均値と概ね同様な結果が得られている。すなわち、健岩部に関しては調査位置が水平距離で200m程度離れているが、平均的な物性値はそれほど変化せず、深度500mまでの第1段階の物理・力学特性調査結果は妥当であったと推定される。また、MIZ-1号孔の軟質部と主立坑パイロットボーリングの変質帯の結果を比較すると、主立坑パイロットボーリングの変質帯はより軟弱であったが、第2段階の調査によりその物性値が取得されている。岩相区分については、健岩部であれば上部割れ目帯(UHFDと略称)の物理・力学的特性の差は少ないことが確認された。そこで、岩盤力学モデルでは、第1段階と同様に健岩部のUHFDとLSFDを区別せずに一様とした。以上の区分に基づく岩盤力学モデルの代表的な特性値を図4.1.3-7に示す。

初期応力状態に関しては,深度 200m における岩盤力学ボーリング調査 ³で行われた応力解放 法を用いた原位置試験による初期応力測定結果(図 4.1.3-7)を用いた。これによりモデルの応力状 態が三次元に拡張された。この結果を用いて計算された水平面内最大主応力 S_H の値および方位 は,第1段階調査で実施した MIZ-1 号孔における水圧破砕法から求めた S_H と調和的であり,逆 断層型の初期応力状態も MIZ-1 号孔の結果と整合すると評価されている。



図 4.1.3-7 第2段階におけるサイトスケールの岩盤力学モデル

	第1段	階調査			第2段階調査		
調査段階	地表からの調査	圣予 測研究段階	研究坑道の掘削を伴う研究段階				
調査地点	MIZ-1	号孔	深度200m調査	掘削ずり試験	換気立坑パイロッ トボーリング	主立坑パイロ	1ットボーリング
	(平均(直±1σ)	(平均值±1σ)	(平均值±1σ)	(平均值±1σ)	(平达	o值±1σ)
調査深度(GLm)	167~	1004m	199~219m	210~480m	191~526m	180~528m	
地質	土岐花崗岩	土岐花崗岩 軟質部	土岐花崗岩	土岐花崗岩	土岐花崗岩	土岐花崗岩	土岐花崗岩 主立坑の断層ガウ ジに沿う変質帯
岩盤分類	A~CM級	CL級	CH~CM級	B~CM級	A~CH級	CH~CM級	CL、D級
乾燥状態の見かけ比重 (乾燥相対密度)	2.62±0.01	2.34±0.02	2.62±0.01	2.62±0.01	2.62±0.01	2.60±0.03	2.34±0.13
含水比(%)	0.41±0.15	5.31±0.23	0.24±0.00	0.25±0.07	0.14±0.05	0.14±0.07	0.91±0.22
有効間隙率(%)	1.12±0.40	12.65±0.44	1.05±0.09	1.11±0.15	0.84±0.11	1.36±1.05	4.14 ^{注1}
P波弾性波速度(km/s)	5.45±0.41	3.92±0.13	5.42±0.20	4.40±0.59	5.46±0.18	5.26±0.66	1.68±0.54
S波弾性波速度(km/s)	2.91±0.32	1.69±0.08	3.44±0.19	2.60±0.31	2.76±0.21	2.80±0.43	1.07±0.27
ー軸圧縮強さ (MPa)	173±25	71.8±7.1	143.2±9.4	162.8±24	178.3±34.7	186±23.5 ^{注2}	2.68±0.83 ^{注2}
50%接線ヤング率 (GPa)	53.9±5.8	20.9±0.51	51.9±4.3	55.5±6.6	(35.7±3.9) ^{注3}	(35.0±3.5) ^{注3}	(0.93±0.5) ^{注3}
静ポアソン比	0.265±0.04	0.243±0.02	0.34±0.07	0.27±0.03	_	1	_
圧裂引張強さ (MPa)	6.48±1.86	2.55±0.38	6.32±0.71	6.96±1.47	_	-	_
粘着力c(MPa)	39.1±2.2 側圧0-30MPa時	25.2 ^{注1} 側圧0-30MPa時	16.3±0.9 側圧0-20MPa時	40.7 ^{注 1} 側圧2-19MPa時	-	_	-
内部摩擦角Φ (°)	52.2±1.3 側圧0-30MPa時	30.1 ^{注1} 側圧0-30MPa時	63.5±0.6 側圧0-20MPa時	47.0 ^{注 1} 側圧2-19MPa時	-	_	-

表 4.1.3-2 第1段階と第2段階に得られた室内物理・力学試験結果一覧

注1)測定値が一つのためσの計算なし

注2) 潜在亀裂からせん断破壊したデータは除いた

注3)変位計による軸ひずみから求めた値のため参考値とする(他はひずみゲージによる軸ひずみより算出)

②ブロックスケールでの岩盤力学モデル化領域設定のための検討

等価連続体解析のパラメータの一つであるクラックテンソルを用いて,ブロックスケールでの 岩盤力学モデル化領域設定のための検討を行った。

クラックテンソルとは、統計的な意味で割れ目が均質に分布している領域における割れ目の密 度・大きさ・方向などの幾何学特性を表現するテンソル量である。クラックテンソルモデルは、 図 4.1.3-8 に示すように、多数の割れ目を含む岩盤を等価な連続体モデルに置き換えて解析する モデルである。多くの割れ目を含む岩盤が巨視的な応力のを受けて変形するとき、発生する巨視 的なひずみよれ、基質部に生じるひずみと割れ目に生じるひずみとの和から定式化され、式(4.1) のように表される。

(4.1)

$$\varepsilon_{ij} = (M_{ijkl} + C_{ijkl})\sigma_{kl}$$

$$= \left\lfloor \frac{1}{E} \left\{ (1+\nu)\delta_{ik}\delta_{jl} - \nu\delta_{ij}\delta_{kl} \right\} + \left(\frac{1}{h} - \frac{1}{g}\right)F_{ijkl} + \frac{1}{4g} \left(\delta_{ik}F_{jl} + \delta_{jk}F_{il} + \delta_{il}F_{jk} + \delta_{jl}F_{ik}\right) \right\rfloor \sigma_{kl}$$

ここで、 M_{ijkl} は基質部のコンプライアンステンソル、 C_{ijkl} は割れ目のコンプライアンステンソル、 ル、E, vは岩盤の基質部のヤング率およびポアソン比、 F_{ij} , F_{ijkl} は割れ目の幾何学特性である 2 階 と 4 階のクラックテンソル、h, gは割れ目の垂直剛性とせん断剛性、 δ_{ij} はクロネッカーのデルタ を表す。



図 4.1.3-8 クラックテンソルモデルの概要

式(4.1)を見れば明らかなようにクラックテンソルは割れ目を含む岩盤のヤング率の逆数(コン プライアンス)に相当するものであることがわかる。よって式(4.1)より, クラックテンソルを用い て岩盤の等価なヤング率を算出することができる。

REV は、寸法効果を定量的に表現する指標であり、不連続体を等価連続体とみなし解析・解釈 する際の最小体積の意味である。岩盤のヤング率を例にして、REV の概念を図 4.1.3-9 に示す。 図のように解析領域が大きくなるに伴ってある値に収束すると推測される。この収束した時の領 域の大きさが REV である。REV の検討は、モデル化領域の設定のために重要な情報となり得る と考えられる。



図 4.1.3-9 REV の概念

2010 年度は、換気立坑の深度 200~460m および深度 200m, 300m, 400m の水平坑道の壁面 観察結果を用いて、クラックテンソルを算出し、岩盤の等価なヤング率を算出した。その際、解 析領域の位置および大きさを変えて岩盤の等価なヤング率を算出し、REV の検討を試みた。

図 4.1.3-10 に算出した岩盤の等価なヤング率と解析領域(区間長)の大きさとの関係を示す。な お,E11 は北,E22 は東,E33 は鉛直方向のヤング率を示す。図によると,各方向とも岩盤の等 価なヤング率は最大区間長の値に近づく傾向を示し,その時の区間長は 150m である。ただし, E11,E22 については,図中の破線で囲んだデータを特異点と見れば、ヤング率の幅は区間長 10 ~100m では大きな違いはない。また,方向ごとのヤング率では,E11 と E22 が同程度の値を示 しており,E33 については両方向よりも大きな値を示している。これは走向が約 N45°E(もしく



は N45°W)の高角度傾斜の亀裂が卓越していることを示していると推定される。

図 4.1.3-10 区間長と等価なヤング率との関係

3) 技術開発

岩盤の長期挙動評価手法の確立を目的とし,岩盤の時間依存性挙動に関する現象論的研究およ び理論的研究を継続した。

現象論的研究では、原位置において予測される挙動を実験室内において再現し、岩石の時間依存性挙動を解明する研究を行った。具体的には、田下凝灰岩の長期クリープ試験を行って、時間 依存性挙動を現象論から検討し、またコンプライアンス可変型構成方程式を用いて変形解析を行い、岩盤の長期挙動予測に関する検討を行った。

理論的研究では、岩盤の時間依存性挙動の主な要因である結晶質岩の石英溶解現象を実験室内 で再現し、熱-水-応力-化学連成現象を解明する検討を行った。具体的には、石英の圧力溶解 について実験条件を変え、溶解速度の温度依存性や応力依存性を実験により測定した。また、石 英の圧力溶解式を新たに提案した。

1岩盤の時間依存性挙動の現象論的研究

(a) 長期クリープ試験

田下凝灰岩のクリープ試験は, 試験開始(1997年5月23日)から現在(2010年12月20日)までで 約13.5年経過した。図4.1.3・11に田下凝灰岩のクリープ歪および圧力変化を示す。図より, 13.5 年を経過した2010年後半においてもクリープ歪は増加の傾向を示している。このように, 一軸圧 縮強度の30%という応力レベルでも長期にわたりクリープ挙動が収束しないことがわかる。



図 4.1.3-11 田下凝灰岩のクリープ歪および圧力の変化

(b) 原位置試験計画策定のための予察的数値解析

地下空洞の長期安定性を評価するには,原位置において地下深部の岩盤の時間依存性挙動を把 握することが重要である。原位置試験は様々な制約のために実現可能な試験条件が限られており, そのため事前に綿密な試験計画を策定することが重要であるが,その際には数値解析による検討 は有効な手法の一つとなる。そこで 2010 年度は,ワイブル分布 ®に従って岩盤強度のばらつき を考慮した二次元有限要素解析により,土岐花崗岩中に設けられた円形坑道の長期挙動に関する 予察的検討を行った。数値解析条件を表 4.1.3・3 に示す。表 4.1.3・3 の基本条件は土岐花崗岩の試 験結果を基に設定した。計算条件1はワイブル分布に従って岩盤のばらつきを考慮したものであ る。

条件項目	基本条件 計算条件 1			
ー軸圧縮強さの平均値 (MPa)	150			
ー軸引張強さの平均値 (MPa)	7.	5		
各要素の脆性度	0	0		
(一軸圧縮強度/一軸引張強度)	2	0		
ヤング率(GPa)	5	0		
初期ポアソン比	0.3			
n	52			
al	7.0×10 ⁻⁸			
m1	4			
a3	3.0×10 ⁻⁴			
m3	60			
水平地圧(MPa)	25			
鉛直地圧 (MPa)	25			
nの周圧依存性を決める定数	1			
ワイブル分布の形状母数	- 10			

表 4.1.3-3 数値解析での計算条件

図 4.1.3・12 に 10¹² 秒(約 3 万年)間の坑道の内空変位の経時変化を示す。なお、基本条件では岩 盤のばらつきを考慮せず、計算条件 1 ではワイブル分布に従って岩盤のばらつきを考慮している。 ワイブル分布は 10 個の異なる擬似乱数列を用いて計算を行った。図の u/D は、計算により生じ た内空変位から弾性変形分を引いた値 u を坑道直径 D で正規化したものである。表 4.1.3・4 に、 坑道の直径を 10m としたときの 10¹² 秒後の坑道の内空変位の変位量を示す。ただし、計算条件 1 の結果は最大値のみを示す。表より、10¹² 秒後の坑道の内空変位の変形量は、最大でも 70×10⁻⁶(=0.000070)mm となり、ごく小さい変形量であることがわかった。





図 4.1.3-12 内空変位の経時変化
計算条件	10 ¹² 秒後の変形量
基本	3.4×10 ⁻⁶ mm
計算条件1	70×10 ⁻⁶ mm

表 4.1.3-4 10¹² 秒後の変形量(坑道直径 D=10m)

(c) 原位置試験計画の検討

2009 年度 ⁷は, 原位置試験を実施する際の留意事項として以下の項目を挙げた。 ①望ましい地山強度比

②支保パターン

③空洞の形状と外乱(雑音)

④空洞の寸法

⑤計測項目および計測開始時期

⑥計測期間

これらの詳細は2009年度の報告書 7に記載している。

2010年度は、以上の項目に項目⑦を追加した。

⑦岩盤物性のばらつきの把握と試験場所の選定

室内試験で得られる岩石試験片の強度に比べて,原位置での局所的な岩盤強度はかなり ばらつくことが予想される。よって,TBM や削岩機などの掘削機械の掘削抵抗や,シュミ ットハンマーによる原位置計測などから,岩盤強度のばらつきを把握することが必要であ る。岩盤強度のばらつきが小さい場所で行った原位置試験の方が数値解析結果との比較が 容易である。

以上,項目⑦の岩盤物性のばらつきでは,強度のみが岩盤の位置に無関係に分布するとしたが, 実際の岩盤では強度だけではなく、ヤング率、ポアソン比、構成方程式のパラメータもばらつく ことが予想される。また、それらは岩盤の位置に無関係に分布するのではなく、互いに相関を持 ちながら分布することが考えられる。一方、断層など物性値が急激に変化し周辺部分との相関が 小さい部分も存在すると考えられる。これらを考慮した数値解析手法の開発は今後の検討課題で ある。

②岩盤の時間依存性挙動の理論的研究

2010 年度は、2009 年度⁸の継続として石英の圧力溶解試験を実施しデータを蓄積した。試験 結果に基づき石英の圧力溶解を評価する以下の Freundlich-Langmuir 圧力溶解式(FLD model) を新たに提案した。

$$v = \rho_r \cdot F \cdot A^* e^{-E_a^*/RT} \cdot e^{E_{\sigma}/RT} \cdot e^{E_{\sigma}/RT} \cdot \frac{b_{\alpha}(a_{H^+})^{1/m}}{1 + b_{\alpha}(a_{H^+})^{1/m}}$$
(4.2)

以上の FLD model を様々な研究データ ^{9),10),11),12)}と比較する。比較した結果を図 4.1.3-13 に示 す。図より,各温度(25,60,70℃)で FLD model と実験データはよく一致しており,新たに提案 した FLD model により石英の圧力溶解現象を表すことができることがわかった。



図 4.1.3-13 FLD model の検証

参考文献

- Strickland, F. D. and Ren, N. K. : "Use of differential strain curve analysis in predicting the in-situ stress state for deep wells" Proc. 21st US Symp. Rock Mech., pp.523-532 (1980).
- 2) Nara, Y., Kato, H., Yoneda, T. and Kaneko, K.: "Determination of three-dimensional microcrack distribution and principal axes for granite using a polyhedral specimen", Int J Rock Mech Min Sci and Geomech Abstr, 48, pp.316-335 (2011)
- 3) 平野享, 瀬野康弘, 松井裕哉: "超深地層研究所計画(岩盤力学に関する調査研究)深度 200m における岩盤力学ボーリング調査" JAEA-Research 2010-013 (2010)
- 4) 平野享,中間茂雄,山田淳夫,瀬野康弘,佐藤稔紀: "超深地層研究所計画(岩盤力学に関する調査研究)MIZ-1 号孔における岩盤力学調査" JAEA-Research 2009-031 (2009)
- 5) 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:"超深地層研究所計画 年度報告書 (2009 年度)" JAEA-Review 2011-007 (2011)
- 6) 日科技連:"信頼性データの解析"日科技連(1967)
- 7) 大久保誠介,引間亮一,平野享,松井裕哉: "結晶質岩を対象とした長期岩盤挙動評価のための現象論的研究 (委託研究)"日本原子力研究開発機構, JAEA-Research 2010-031 (2010)
- 8) 市川康明, 崔定海, 丹野剛男, 平野享, 松井裕哉: "結晶質岩を対象とした長期岩盤挙動評価 のための理論的研究(2009 年度)(委託研究)", JAEA-Research 2011-007 (2011)
- 9) Brady, P.V., Walther, J.V.: "Controls on silicate dissolution rates in neutral and basic pH solutions at 25°C", Geochimica et Cosmochimica Acta, 53, pp.2823-2830 (1989)
- Wollast, R., Chou, L.: "Processes rate, and proton consumption by silicate weathering", Trans. 13th Congr. Int. Soc. Soil Sci. Hamburg, pp.127-136 (1986)
- 11) Brady, P.V., Walther, J.V.: "Kinetics of quartz dissolution at low temperatures", Chemical

Geology, 82, pp.253-264 (1990)

- 12) Knauss, K.G., Wolery, T.J.: "The dissolution kinetics of quartz as a function of pH and time at 70℃", Geochimica et Cosmochimica Acta, 52, pp.43-53 (1988)
- 13) Knauss, K.G., Copenhaver, S.A.: "The effect of malonate on the dissolution kinetics of albite, quartz and microcline as a function of pH at 70°C", Applied Geochemistry, v. 10, n. 1, pp.17-33 (1995)

4.1.4 岩盤の水理に関する調査研究

(1)実施概要

2010年度は、研究坑道からの既存のボーリング孔(07MI08号孔,07MI09号孔,09MI17-1号 孔,09MI18号孔および09MI19号孔:図4-1)で地下水長期モニタリングを継続するとともに、 深度300m研究アクセス坑道から掘削したボーリング孔(10MI22号孔,10MI23号孔:図4-1)に おいて、地下水長期モニタリング(水圧観測)を開始した。また、地表から掘削されたボーリング 孔での地下水長期モニタリングや湧水量計測、表層水理観測を継続した。これらのモニタリング で得られた情報を用いて、2009年度に更新したサイトスケールおよびブロックスケールの水理地 質構造モデルの妥当性を確認するとともに、モデルを適宜更新した。また、これらの水理地質構 造モデルの更新を通じて、モデル更新の考え方を整理した。

なお,10MI22 号孔と10MI23 号孔で実施した水理調査の結果および10MI23 号孔で開始した 地下水長期モニタリングの概要については,4.1.1章に示す。

(2)実施内容

1)調査試験

①立坑の集水リングを用いた湧水量計測

研究坑道掘削により生じる湧水は、その周辺の地下水流動場に影響を与える要因と考えられる ことから、湧水量の経時変化や立坑沿いの深度ごとの湧水量を把握するための計測を実施してい る。

図 4.1.4・1 に 2011 年 3 月時点での集水リングおよび流量計の設置位置を示す。両立坑には約 25m ごとに集水リングを設置して湧水量を計測している。なお,換気立坑の集水リング WRv11(深度・265.0m)の流量計が故障したため 2010 年 6 月 3 日に流量計による計測を終了し,同日以降については,換気立坑深度 200m から深度 293.9m 間の総湧水量から換気立坑集水リング WRv10 と WRv12 の湧水量を減じた値を WRv11 の湧水量としている。予備ステージ(深度 200m 予備ステージを除く)とボーリング横坑(深度 200m ボーリング横坑(換気立坑)を除く)への湧水は,予備ステージ直下の集水リングに集められ、立坑からの湧水と合わせて計測している。なお、両立坑とも深度 0~100m については,湧水量が少ないことから,2009 年 1 月以降は区間ごとの湧水量は計測せず 100m 間の総湧水量として計測することとした。また,換気立坑深度 200m 連接部については,連接部周囲の側溝が集水リングと同様の集水機能を有していることから,側溝に集められた湧水の流量を集水リングの流量としている(図 4.1.4・2 参照)。集水リングの湧水量は定期的(1 回/月)に行っている採水時にも計測している。採水時の計測では、1L の容器が満たされるまでの時間を計測し,その時間から湧水量を算出している。さらに、100m ごとの集水リングの総湧水量を流量計で計測している。

各予備ステージには換気立坑の総湧水量を把握するための流量計を設置している。また,地上 には研究坑道全体の排水量や研究坑道掘削時に地上から供給される給水量を計測するための流量 計を設置しており,これらの計測値を用いて両立坑の総湧水量を算出している。



(各流量計記号の添字 V は換気立坑, M は主立坑に設置していることを示す。また WRv11 の流量を計測している熱線式流量計 TFv11 は機器の故障により 2010 年 6 月 3 日以降は設置されていない)





図 4.1.4-2 深度 200m 連接部における湧水量計測

研究坑道掘削の進捗に伴う両立坑の総湧水量および研究坑道全体の総湧水量を図 4.1.4-3 に示 す。本年度は 2010 年 8 月~2010 年 12 月の期間(図中の青線の期間)で,深度 300m 研究アクセ ス坑道および深度 400m 予備ステージにおいてボーリング調査を行っており,掘削により湧水が 発生したことや孔口の閉鎖,セメンチングによる湧水の抑制作業によって,主立坑および研究坑 道の総湧水量が一時的に変化しているものの,ボーリング調査前後で両立坑の湧水量に大きな変 化はない。なお,2011 年 3 月 11 日に発生した東北地方太平洋沖地震の前後で,研究坑道の総湧 水量は 1 日あたり約 150m³ 増加している。

深度 300m 研究アクセス坑道および深度 200m 予備ステージにおける湧水量を図 4.1.4-4 に示 す。深度 300m 研究アクセス坑道におけるボーリング調査に伴い,深度 300m 研究アクセス坑道 の排水系統を変更しており,この間,ボーリング孔掘削での湧水および深度 300m 研究アクセス 坑道 100m 計測坑道の湧水は,流量計を通さず直接排水ピットに送水した。これにより 2010 年 8月13日から 2010 年 12月22日までの期間は深度 300m 研究アクセス坑道全体の湧水量が計測 されていない。

深度 300m 研究アクセス坑道の湧水量は増加傾向にあり、1 日あたりの湧水量は 2010 年 4 月 の約 200m³から 2011 年 3 月の約 270m³へと増加している。また、東北地方太平洋沖地震の前後 においても湧水量は増加している(約 10m³)が、この原因が地震の影響によるものかは確認できて いない。

深度 200m 予備ステージでは、1日あたり概ね 60m³の湧水量が確認できており、2011 年 3 月 11日に発生した東北地方太平洋沖地震の前後で1日あたり約 10m³増加している。



図 4.1.4-3 両立坑の掘削進捗に伴う研究坑道および両立坑の総湧水量



図 4.1.4-4 深度 300m 研究アクセス坑道および深度 200m 予備ステージの湧水量

図 4.1.4-5 および図 4.1.4-6 に両立坑の深度 200~400m における 100m 間の集水リングの総湧 水量を示す。なお、WRv11(深度-265.0)の熱線式流量計は、2010 年 6 月 3 日以降欠測となってい る。

主立坑での1日あたりの湧水量は、深度100~200mで約50m³、深度200~300mで約40m³、 深度300~400mで約20m³以下であった。また、換気立坑での1日あたりの湧水量は、深度100 ~200mで約160m³、深度200~300mで約40m³、深度300~400mで約50m³であった。なお、 主立坑、換気立坑とも、深度100~200mでの計測結果は、その他の深度の計測結果に比べばら つきが大きいとの結果であった。特に、熱線式流量計での計測結果は、電磁流量計および採水時 に計測された流量と比べて変動が大きいことから、両立坑の深度100~200mの熱線式流量計の 計測結果は誤差が大きい可能性がある。なお、熱線式流量計の計測誤差が大きい要因としては、 各熱線式流量計内部のセンサー部分に沈殿物が生じることで、湧水の通過断面積が変化すること







図 4.1.4-6 深度 100m ごとの湧水量(換気立坑)

図 4.1.4-7 および図 4.1.4-8 に、両立坑の集水リングにおける湧水量計測結果を示す。なお、両 立坑の深度 100~200m での熱線式流量計での計測結果のうち、採水時の計測結果との差が比較 的大きい集水リングについては、採水時の計測結果を併せて示す。また、前述したように WRv11(深度-265.0m)の湧水量に関しては、2010 年 6 月 3 日以降の湧水量は深度 200~300m の 集水リングの総湧水量を計測している電磁流量計の計測値から WRv10(深度-231.2m)および WRv12(深度-293.9m)の熱線式流量計の計測値を差し引いた値を用いて深度ごとの湧水量の評価 を行った。

WRM6(採水時計測),WRM7(採水時計測)およびWRM6(1)(深度-151.8m)(8月初旬以降)において, 1日あたり概ね 20~30m³の湧水が確認でき,WRM17(深度-405.2m)では1日あたり 20~50 m³ の湧水が確認できる。また,その他の集水リングにおいては,1日あたり概ね 10m³以下であっ た。2011年3月11日に発生した東北地方太平洋沖地震の前後においては,WRM5(深度-102.6m), WRM6(1)(深度-151.8m),WRM8(深度-194.2m)および深度 200m~400m 間の集水リングで湧水量 の変化は認められなかった。一方,深度 100~200m の総湧水量を計測している電磁流量計によ る計測値(図 4.1.4-5(a))からは,地震後に深度 100~200m 間の湧水量の増加が確認できる。 WRM6(深度-136.2m)および WRM7(深度-167.4m)において,湧水量が増加している可能性が考え られる。ただし,前述した,深度 100~200m における電磁流量計,熱線式流量計および採水時 の計測結果の比較から WRM6(深度-136.2m)および WRM7(深度-167.4m)に関しては計測誤差が大 きく,計測が正しくできていない可能性がある。これに関しては,東北地方太平洋沖地震以降の 採水時の計測値により湧水量の変化を検討する予定である。

換気立坑においては、WRv6(深度-131.2m)の 2010 年 11 月中旬から 3 月上旬,WRv7(深度 -165.0m)の 2010 年 4 月中旬から 5 月中旬および 2010 年 12 月中旬から 2011 年 3 月上旬の期間 で採水時の計測値との差が大きい(図 4.1.4-8(a))。採水時の計測値を正値とすると、WRv6(深度 -131.2m)および WRv7(深度-165.0m)の湧水量を計測している熱線式流量計は正しく計測できて いない可能性がある。よって、WRv6(深度-131.2m)および WRv7(深度-165.0m)に関しては、採 水時の計測値を用いて、深度ごとの湧水量の評価を行う。

WRv7(採水時計測)において1日あたり概ね100~140m³の湧水が確認できる他,残りの集水 リングにおいては1日あたり概ね10~40m³の湧水が確認できる。2011年3月11日に発生した 東北地方太平洋沖地震の前後においては,WRv5(深度-102.6m)およびWRv8(深度-191.0m)で湧 水量の変化は認められない。このことから,深度100~200mの総湧水量を計測している超音波 式流量計の計測値(図 4.1.4-6(a))から確認された東北地方太平洋沖地震前後の湧水量の増加は,

WRv6(深度・131.2m)および WRv7(深度・165.0m)深度で生じていると考えられる。ただし,前述 した,深度 100~200m における電磁流量計,熱線式流量計および採水時の計測結果の比較から WRv6(深度・131.2m)および WRv7(深度・165.0m)に関しては計測誤差が大きく,計測が正しくで きていない可能性がある。これに関しては,東北地方太平洋沖地震以降の採水時の計測値により 湧水量の変化を検討する予定である。



図 4.1.4-7 主立坑に設置した集水リングにおける湧水量計測結果



図 4.1.4-8 換気立坑に設置した集水リングにおける湧水量計測結果

②研究坑道からのボーリング孔を用いた地下水長期モニタリング

研究坑道の掘削が立坑近傍の間隙水圧に及ぼす影響を把握するため,研究坑道内(5本)および研究坑道近傍(1本)の合わせて6本のボーリング孔(05ME06号孔,07MI08号孔,07MI09号孔,09MI17-1号孔,09MI18号孔および09MI19号孔)における地下水水圧観測を行った。なお,05ME06号孔は地表から掘削したボーリング孔であるが,水圧観測の目的が研究坑道内から掘削したボーリング孔であるため,本章にその結果を示す。研究坑道内のボーリング孔の位置は図4-1に,研究坑道周辺のボーリング孔である05ME06号孔の位置は図4.1.4-9を,各ボーリング孔の観測区間は表4.1.4-1を参照されたい。

05ME06 号孔および 07MI08 号孔には直接水圧計測方式の水圧モニタリング装置である MP シ ステム(Westbay 社(現 Schlumberger 社), 07MI09 号孔にはピエゾ水頭計測方式の PIEZO シス テム(ダイヤコンサルタント社)を設置している。また,09MI17-1 号孔,09MI18 号孔および 09MI19 号孔には、いずれもピエゾ水頭計測方式のシングルパッカーシステムを設置している。 なお、研究坑道内は湧水環境にあることから、ピエゾ管ロ元に圧力センサーを設置し、閉鎖系で の観測を実施している。



図 4.1.4-9 ボーリング孔位置図

05ME06号	FL					孔口標高	: 201.12m
区間釆号		区間深度	度 (m)			区間長	
区间留力	GL (-	m)	I	EL(m)		(m)	坦貝
-	78.0 \sim	181.8	123.1	\sim	19.4	103.8	保護ケーシング内
1	182.7 \sim	190.5	18.5	\sim	10.7	7.8	土岐花崗岩(変質部)
2	191.4 \sim	200.6	9.8	\sim	0.5	9.3	土岐花崗岩(変質部)
3	201.5 \sim	210.8	-0.4	\sim	-9.7	9.3	土岐花崗岩(変質部)
4	211.7 \sim	221.0	-10.6	\sim	-19.9	9.3	土岐花崗岩(変質部)
5	221.9 \sim	234.2	-20.8	\sim	-33.1	12.3	土岐花崗岩(変質部)
6	235.1 \sim	245.4	-34.0	\sim	-44.3	10.3	土岐花崗岩(変質部)
7	246.3 \sim	251.1	-45.2	\sim	-50.0	4.8	土岐花崗岩(変質部)
8	$252.0 \sim$	270.3	-50.9	\sim	-69.2	18.3	土岐花崗岩(変質部)
9	$271.2 \sim$	280.5	-70.1	\sim	-79.4	9.3	土岐花崗岩(変質部)
10	$281.4 \sim$	287.7	-80.3	\sim	-86.6	6.3	土岐花崗岩(変質部)
11	288.6 \sim	304.0	-87.5	\sim	-102.9	15.4	土岐花崗岩(変質部)
	71					ブロ捕古	. 1 . 0.0.
071108万子	rL	反胆泌的	臣 (…)			<u>北日悰尚</u>	: 1.00m
区間番号	CL (攴 (m)	71 ()		区间女 (m)	地 質
1	GL (-	III <i>)</i>	15.0	2L(M)	20.0	(M) 12.0	上正世界的
1	$210.1 \sim$	229.9 255 5	-15.2	~	-29.0 E4.6	13.9	<u>上岐化岡石</u> 上岐井島巴
2	$234.5 \sim$	200.0 971.4	-33.0	~	-54.6 70 F	21.0	<u></u>
3	200.1	271.4	75 1	~~	-70.5	11.4	<u>上 収 化 岡 石</u> 土 吐 本 岗 巴
	270.0	200.4	-90 1	~~	-05 4	9.0	<u>上 収 化 岡 石</u> 土 岐 龙 岗 亗
5	290.0	290.3	-100 0	\sim	-107 0	0.3	<u>上 収 化 両 石</u> 土 岐 龙 崗 単
7	$313.4 \sim$	326.0	-112 5	~	-126 0	13 5	上 吸 化 岡 石
	515.4	520. 5	112.0	-	120.0	10.0	上 및 16 岡石
07MI09号	FL.					孔口標高	: 0.70m
		区間深厚	 (m)			区間長	W SS
区間畨号	GL (-	m)	~	EL(m)		(m)	地質
1	204.5 \sim	213.2	-3.6	\sim	-12.3	8.7	土岐花崗岩
2	$214.2 \sim$	226.7	-13.3	\sim	-25.8	12.5	土岐花崗岩
3	$227.7 \sim$	247.2	-26.8	\sim	-46.3	19.5	土岐花崗岩
4	248.2 \sim	275.7	-47.3	\sim	-74.8	27.5	土岐花崗岩
5	276.7 \sim	325.2	-75.8	\sim	-124.3	48.5	土岐花崗岩
09MI17-1-	号孔					孔口標高	: -100.74m
区間釆号		区間深周	度 (m)			区間長	
区间留力	GL (-	m)	I	EL(m)		(m)	坦貝
1	346.6 \sim	352.6	-145.7	\sim	-151.7	6.0	土岐花崗岩
09MI18号	FL.					孔口標高	: -100.73m
反眼巫日		区間深周	度 (m)			区間長	山山 后行
区间备亏	GL (-	m)	I	EL(m)		(m)	12 頁
1	345.6 \sim	352.6	-144.7	\sim	-151.7	7.0	土岐花崗岩
	71						
09M119号	fL					<u>北口標高</u>	<u>: -100.72m</u>
区間番号	CI (-	<u></u>	<u> </u>	7] (m)		区间長 (m)	地質
1	346.6~	352.6	-145.7	\sim	-151.7	6.0	
L	010.0	002.0	1 10. 1		101.1		다 베비 ㅈ'ㅗ

表 4.1.4-1 調査ボーリング孔の観測区間一覧表

各孔で観測されたデータについては、研究坑道内での作業や地震の発生時間と水圧変化が生じた時間を対比し、人為的な作業や地震の影響を確認した。2010年度の研究坑道内での主な作業を以下および表 4.1.4・2 に示す。また、地震に関して、2010年度に国内で震度 5 弱以上を観測した地震を表 4.1.4・3 に示す。なお、表 4.1.4・3 の中で、2011年3月11日の14時46分の地震が東北地方太平洋沖地震である。

<主立坑での主な作業>

- ・ 立坑深度 459.6~481.3m の掘削(2011 年1月下旬~3月下旬)
- <換気立坑での主な作業>
- ・ 立坑深度 459.8~497.7m の掘削(2010 年 12 月中旬~2011 年 3 月下旬)
- <深度 300m ボーリング横坑(換気立坑)での主な作業>
- ・ 溶液型グラウト試験(2010年6月下旬~7月中旬)
- <深度 300m 研究アクセス坑道での主な作業>
 - ボーリング調査
 - ▶ 10MI22 号孔の掘削(2010 年 8 月上旬~9 月上旬, 2010 年 10 月下旬~11 月上旬)
 →最大約 290L/分の湧水
 - ▶ 10MI23 号孔の掘削(2010 年 11 月中旬~11 月下旬) → 最大約 130L/分の湧水
 - ▶ 10MI24 号孔の掘削(2010 年 11 月中旬~11 月下旬) → 最大約 10L/分の湧水

▶ 10MI25 号孔の掘削(2010 年 12 月上旬~12 月中旬) → 湧水量は 0.1 L/分以下

<深度 400m 予備ステージでの主な作業>

- ボーリング調査
 - ▶ 10MI26 号孔の掘削(2010 年 11 月中旬~11 月下旬) → 最大約 20L/分の湧水
 - ▶ 10MI26 号孔(*)の掘削(2010 年 12 月上旬~12 月中旬) → 最大約 110L/分の湧水 (10MI26 号孔については、孔内崩壊等により 36.1m で掘削不能となったためセメンチングにより閉鎖し、新たに別 孔(10MI26 号孔(*))を掘削している。)

<その他の作業>

· 採水(MIU-3 号孔, MIU-4 号孔, DH-2 号孔)

	一里		立坑深度	
	([(m)	
主立坑	立坑部掘削		$459.6 \sim$ 481.3	
換気立坑	立坑部掘削		$^{459.8}_{497.7}$	
~ ~	深度300mボーリンク 容液型グラウト試験	が横坑(換気立坑) 食	300	
		掘削		
炭	ボーリング調査 10MI22号孔	水理試験	300	
、度3		湧水		170~2500//min 170~2901/min 100~40./min (100m以採)
00		掘削		
日臣	ボーリング調査 10MI23号孔	水理試験	300	
死ア		湧水		50~301.4min
イン		掘削		
ス坑	ボーリング調査 10M124号孔	水理試験	300	
剄		湧水		
	ボーリング調査 10MI25号孔	掘削	300	
不深	ボーリング調査 ; 10MI26号孔	伸脚	400	
度する傭ス三		掘削		
с — ») С — В	ボーリング調査 > 10MI26号孔(*)	水理試験	400	
		湧水		
ψ (WIU-3号孔	採水	I	
S 色名	MIU-4号孔	採水	I	
└業	DH-2号孔 ^{连1)}	採水	Ι	

- 톰 耒 ま 4 1 4-2 研究は道お上が国道での作業- 注1) IOMI26号孔については、孔内崩壊等により36.1m掘削後セメンチングにより閉鎖し、新たに別孔(IOMI26号孔(*))を撤削している。 注2) DH-2号孔は、広域地下水流動研究における水圧キュタリング孔である。

日時(日本時間)	震源	震源の深さ (km)	マグニチュー ド (M)	最大震度	瑞浪市での 震度
2010/6/13 12:32	福島県沖	40	6.2	5 弱	_
2010/6/23 22:17	愛知県西部	43	3.6	1	1
2010/7/21 6:19	奈良県	58	5.1	4	2
2010/7/23 6:06	千葉県北東部	35	5.0	5弱	—
2010/8/3 23:11	愛知県西部	44	3.3	1	1
2010/8/20 15:34	伊勢湾	42	3.7	2	1
2010/9/10 9:34	愛知県西部	36	3.7	2	1
2010/10/3 9:26	新潟県上越地方	22	4.7	5 弱	_
2010/10/20 20:26	岐阜県美濃中西部	12	3.5	2	1
2010/12/28 22:07	愛知県西部	40	3.7	2	1
2011/2/6 7:25	長野県南部	11	3.7	3	1
2011/2/26 2:50	岐阜県美濃東部	7	2.8	1	1
2011/2/27 2:18	岐阜県飛騨地方	4	5.0	4	1
2011/2/27 5:38	岐阜県飛騨地方	4	5.5	4	2
2011/3/9 11:45	三陸沖	8	7.3	5 弱	-
2011/3/11 14:46	三陸沖	24	9.0	7	3
2011/3/11 14:51	福島県沖	11	6.8	5 弱	1
2011/3/11 14:54	福島県沖	36	5.8	5弱	-
2011/3/11 14:58	福島県沖	23	6.4	5 弱	-
2011/3/11 15:06	岩手県沖	27	6.4	5 弱	-
2011/3/11 15:08	静岡県伊豆地方	6	4.6	5 弱	-
2011/3/11 15:08	岩手県沖	32	7.4	5 弱	-
2011/3/11 15:12	福島県沖	27	6.1	5 弱	-
2011/3/11 15:15	茨城県沖	43	7.7	6強	2
2011/3/11 16:29	岩手沖	36	6.5	5 強	-
2011/3/11 17:40	福島県沖	27	6.1	5 強	-
2011/3/11 20:36	岩手県沖	24	6.7	5 弱	-
2011/3/12 3:59	長野県北部	8	6.7	6 強	2
2011/3/12 4:31	長野県北部	1	5.9	6 弱	1
2011/3/12 5:42	長野県北部	4	5.3	6 弱	-
2011/3/12 22:15	福島県沖	40	6.2	5 弱	-
2011/3/12 23:34	長野県北部	5	3.7	5 弱	-
2011/3/13 8:24	宮城県沖	15	6.2	5 弱	-
2011/3/14 10:02	茨城県沖	32	6.2	5弱	-
2011/3/15 22:31	静岡県東部	14	6.4	6 強	2
2011/3/16 12:52	千葉県東方沖	10	6.1	5 弱	-
2011/3/19 18:56	茨城県北部	5	6.1	5 強	-
2011/3/23 7:12	福島県浜通り	8	6.0	5 強	-
2011/3/23 7:34	福島県浜通り	7	5.5	5 強	-
2011/3/23 7:36	福島県浜通り	7	5.8	5 弱	-
2011/3/23 18:55	福島県浜通り	9	4.7	5 強	-
2011/3/24 8:56	茨城県南部	52	4.8	5 弱	-
2011/3/24 17:20	岩手県沖	34	6.2	5 弱	-
2011/3/28 7:23	宮城県沖	32	6.5	5 弱	-
2011/3/31 16:15	宮城県沖	47	6.1	5 弱	-

表 4.1.4-3 2010 年度に発生した主な地震*

"-"は震度が観測されなかったもの

*:国土交通省気象庁ホームページ(<u>http://www.seisvol.kishou.go.jp/eq/shindo_db/shindo_index.html</u>)より検索

各孔での水圧観測結果を以下に示す。以下の図中では間隙水圧を全水頭に換算し、全水頭は標 高で表記した。

(a) 05ME06 号孔における地下水圧変化

05ME06 号孔の観測結果を図 4.1.4-10 に示す。本孔では、6 月 30 日から 7 月 1 日にかけてメ ンテナンス作業を行い、水圧計測プローブは全て交換した。このため、メンテナンス作業前後の 観測値については、水圧計測プローブの個別特性による変化がみられる可能性がある。なお、水 圧計測プローブは交換前後において計測値を確認しており、結果はいずれも許容値の範囲内(圧力 センサー測定範囲の±0.1%以内、ここではプローブ交換前の圧力±3.45kPa 以下またはプローブ 交換前の圧力±6.9 kPa 以下(プローブの測定可能範囲で異なる))であった。



2010 年度中の各観測区間の主な水頭変化は以下のとおりである。

- ・ 観測区間 No.1~No.6 では 11 月上旬から中旬にかけて, 10MI22 号孔(深度 300m 研究アク セス行動でのボーリング)の深度 100m 以深掘削時の湧水に伴う全水頭の変化がみられた。 また, 11 月下旬から 12 月下旬にかけて, 10MI26 号孔(深度 400m 予備ステージでのボー リング)の掘削時の湧水および水理試験に伴う全水頭の変化がみられた。
- ・ 観測区間 No.9~No.11 については、10 MI22 号孔が主立坑断層を貫通(8 月 30 日)した後, 深度 100m 以浅掘削時の湧水に伴う全水頭の低下がみられた。
- ・ 観測区間 No.9~No.11 では、11 月下旬から 12 月下旬にかけて、10MI26 号孔の掘削時の 湧水および水理試験に伴う全水頭の変化がみられた。
- ・ 観測区間 No.8 については、10 月中旬から 12 月下旬にかけて観測区間 No.9 と同様な変化 がみられたが、変化量は観測区間 No.9 の半分程度であった。また、観測区間 No.7 につい て、ボーリング調査に伴う全水頭の変化が確認されなかった。なお、観測区間 No.7, No.8 の圧力水頭は、No.7 が-0.7m~+1.6m, No.8 が-1.9m~+0.4m となっており、他の観測区 間に比べて小さい。

・ 観測区間 No.7, No.8 以外の観測区間で東北地方太平洋沖地震に伴う全水頭の変化が認められた。観測区間 No.1~No.6, №9~No.11 では 3m~18m 程度の全水頭の上昇がみられ,その後変化量は小さくなるものの,3月末現在も上昇が継続している。地震前の3月10日と地震後の3月31日で観測区間 No.1~No.6, №9~No.11 の全水頭を比較すると,観測区間 No.1~No.6 は 5.4m~6.4m 程度高く,観測区間 No.9~No.11 は 0.5m~1.1m 程度低くなっている。なお,その他の地震では全水頭の変化はみられなかった。

(b) 07MI08 号孔における地下水圧変化

07MI08 号孔の観測結果を図 4.1.4-11 に示す。本孔では、7月 12 日から 13 日にかけてメンテ ナンス作業を行った。メンテナンス作業では、観測区間 No.1, No.3 の水圧計測プローブを交換 した。このため、観測区間 No.1, No.3 のメンテナンス作業前後の観測値については、プローブ 交換による差がみられる。なお、プローブ交換前後での計測値の差は、いずれも許容値の範囲内(圧 カセンサー測定範囲の±0.1%以内、ここではプローブ交換前の圧力±13.8kPa)であった。





2010年度中の各観測区間の主な水頭変化は以下のとおりである。

- ・全ての観測区間で、10MI22 号孔の深度 100m 以浅掘削時の湧水や水理試験などに伴う全 水頭の変化が確認された。なお、10MI22 号孔の深度 100m 以深掘削時の湧水に伴う変化 はみられなかった。
- 10MI22 号の深度 100m 以浅掘削時の湧水に伴う全水頭の低下量は 2.5m~4.2m 程度であった。
- ・11月下旬から12月下旬にかけては,全ての観測区間で10MI23号孔掘削時の湧水,10MI24 号孔掘削時の湧水および水理試験(いずれも深度300m研究アクセス坑道でのボーリング調 査)に伴う全水頭の変化が確認された。
- ・全ての観測区間で東北地方太平洋沖地震に伴う変化が認められ、地震発生時は1.3m~6.1m

程度の全水頭の上昇がみられた。その後、全水頭は徐々に低下し、3月末現在の全水頭の値 は概ね安定している。地震前の3月10日と地震後の3月31日で各観測区間の全水頭を比 較すると、観測区間 No.1~No.3, No.6, No.7は0.9m~3.0m 程度高く、観測区間 No.4, No.5 は同程度である。なお、その他の地震では全水頭の変化はみられなかった。

(c) 07MI09 号孔における地下水圧変化

07MI09 号孔の観測結果を図 4.1.4-12 に示す。本孔については, 2010 年度はメンテナンス作業 を実施していないため, データ欠損期間は生じていない。



2010年度の主な水頭の変化は以下のとおりである。

- ・ 全観測区間で,10MI22 号孔の深度 100m 以浅掘削時の湧水に伴う全水頭の変化がわずか に確認できたが,水理試験に伴う全水頭の変化は確認されなかった。
- 10MI22 号孔(深度 300m 研究アクセス坑道でのボーリング)の深度 100m 以浅掘削時の湧水 に伴う全水頭の低下量は 0.2m~0.5m 程度であった。
- ・全観測区間で、11月上旬から中旬にかけて、10MI22号孔(深度 300m 研究アクセス坑道でのボーリング)の深度 100m 以深掘削時の湧水に伴う全水頭の変化がみられた。また、11月下旬から 12月下旬にかけて、10MI26号孔(深度 400m 予備ステージでのボーリング)掘削時の湧水および水理試験に伴う全水頭の変化がみられた。
- ・ 東北地方太平洋沖地震に伴う変化が全観測区間で認められた。地震発生時は全水頭が一時 的に 4.6m~6.6m 程度低下し、その後上昇し、3 月末現在も上昇傾向が継続している。地 震前の 3 月 10 日と地震後の 3 月 31 日で各観測区間の全水頭を比較すると、地震後は 13m 程度高くなっている。なお、その他の地震では全水頭の変化はみられなかった。

(d) 09MI17-1 号孔, 09MI18 号孔および 09MI19 号孔における地下水圧変化

09MI17-1 号孔, 09MI18 号孔および 09MI19 号孔の観測結果を図 4.1.4-13 に示す。09MI17-1

号孔,09MI18号孔および09MI19号孔では,2010年度のメンテナンス作業は実施していないが, 近傍で行われた溶液型グラウト試験の影響による水圧計の破損を避けるため6月25日から7月 14日にかけて既設の水圧計を撤去した。水圧計の撤去作業時にピエゾ管内のガス抜きを行った結 果,この作業の前後で全水頭の変化がみられた。作業後の全水頭は作業前に比べて09MI17-1号 孔が+3.2m,09MI18号孔が+1.3m,09MI19号孔が-1mとなっている。



図 4.1.4-13 09MI17-1, 09MI18 および 09MI19 号孔の地下水圧観測結果

2010年度の主な水頭の変化は以下のとおりである。

- ・ 09MI17-1 号孔, 09MI18 号孔および 09MI19 号孔では, 11 月上旬から中旬にかけて 10MI22
 号孔の深度 100m 以深掘削時の湧水に伴う全水頭の変化がみられた。また, 11 月下旬から
 12 月下旬にかけて, 10MI26 号孔(深度 400m 予備ステージでのボーリング)の掘削時の湧水および水理試験に伴う全水頭の変化がみられた。
- ・ 換気立坑周辺の全水頭分布図を図 4.1.4-14 に示す。全水頭は換気立坑の壁面に近づくほど 低くなっている。特に換気立坑の壁面と 09MI17-1 号孔の間で大きな変化がみられること から、換気立坑のごく近傍で大きな水位変化が生じていると考えられる。
- ・ 東北地方太平洋沖地震に伴う変化が各孔で認められた。地震発生時は最大 4m の全水頭変 化がみられ(09MI19 号孔), その後変化量は小さくなるものの,3月末現在も各孔で上昇傾 向を示している。地震前の3月10日と地震後の3月31日で各観測区間の全水頭を比較す ると,地震後は8m~15m程度高くなっており,09MI19号孔については計測開始時と同程 度になっている(図 4.1.4-14 参照)。なお,その他の地震では全水頭の変化はみられなかっ た。



図 4.1.4-14 換気立坑周辺の全水頭分布図

(e)まとめ

研究坑道からのボーリング孔を用いた地下水長期モニタリングの結果,主立坑断層の南西側に 位置する 07MI09 号孔,09MI17-1 号孔,09MI18 号孔,09MI19 号孔では,本断層の南西側で行 われた作業(10MI22 号孔の深度 100m 以深の掘削,10MI26 号孔の掘削時の湧水および 10MI26 号孔の水理試験)に伴う全水頭の変化は明確に確認されたが,本断層の北東側で行われた作業に伴 う全水頭の変化については,10MI22 号孔の深度 100m 以浅掘削時の湧水に伴う全水頭の低下が 07MI09 号孔でわずに(0.2m~0.5m)確認された程度であった。

一方,主立坑断層の北東側に位置する主立坑近傍の07MI08号孔では,本断層の北東側での作業に伴う全水頭の変化は確認されたが,本断層の南西側での作業に伴う全水頭の変化は確認されなかった。これらのことは,主立坑断層が断層面に直交する方向に対して低透水性であるとするこれまでの調査,研究結果¹⁾と整合的であった。

また,主立坑断層の近傍に位置する 05ME06 号孔では,一部の観測区間を除き,本断層の南西 側での作業に伴う全水頭の変化が確認された。

地震に伴う変化は、東北地方太平洋沖地震に伴う変化が各孔で認められ、3月末現在も07MI08 号孔を除く全ての観測孔でこの影響による変化が認められる。また、全ての観測孔において、そ の他の地震に伴う全水頭の変化は確認されなかった。

③地表からのボーリング孔を用いた地下水長期モニタリングおよび表層水理観測

研究坑道の掘削が研究所用地周辺の地質環境へ与える影響を把握することを目的として,地下 水長期モニタリング,表層水理観測を継続して実施した。

(a) 地表からのボーリング孔を用いた地下水長期モニタリング

地表からのボーリング孔を用いた地下水長期モニタリングでは、2009年度に引き続き、研究所 用地内の堆積岩~花崗岩上部を対象とした MSB-1号孔(掘削長約 200m)および MSB-3 号孔(掘削 長約 200m)において、直接水圧計測方式の MP システム(Westbay 社(現 Schlumberger 社)製)を 用いて間隙水圧のモニタリングを継続するとともに、花崗岩を対象とした MIZ-1 号孔(掘削長約 1,300m)において、ピエゾ水頭計測方式の HSPMP システム(Solexparts 社製)を用いて間隙水圧 のモニタリングを実施した。

観測孔位置を図 4.1.4-15 に示す。また、地下水長期モニタリングを実施しているボーリング孔

の観測区間一覧表を表 4.1.4-4 に示す。なお,05ME06 号孔は,地表から掘削したボーリング孔 であるが,水圧観測の目的が研究坑道近傍の間隙水圧変化の把握であることから,モニタリング 結果を 4.1.4②に記した。

2010 年度の研究坑道での主な作業や地震情報については,4.1.4②に記載したとおりである。 地表からのボーリング孔を用いた地下水長期モニタリング結果を以下に示す。なお,図中では間 隙水圧を全水頭に換算し,全水頭は標高で表記した。



図 4.1.4-15 研究所用地内観測孔位置図(研究所用地内)

表 4.1.4-4 地下水長期モニタリングを実施しているボーリング孔の観測区間一覧表

MSB-1号孔

孔口標高:253.081m

区明委旦		区間深度	度 (m)		区間長		44h <i>D</i> <u>r</u>
区间留方	GL (-m)		EL(m)		(m)		地 貝
1	66.4 ~	116.3	186.7 \sim	136.8	49.9	卍	明世累層および本郷累層
2	117.2 ~	131.6	135.9 \sim	121.5	14.4	浪	本郷累層(基底礫岩)
3	132.5 \sim	176.3	120.6 \sim	76.8	43.8	層	土岐夾炭累層
4	177.2 \sim	195.1	75.9 \sim	58.0	17.9	枦	土岐夾炭累層(基底礫岩)
5	196. 0 ~	201.0	57.1 ~	52.1	5.0	±	:岐花崗岩(風化部)

MSB-3号孔

孔口標高:204.622m

口田金口		区間深度 (m) 区間長					
区间留方	GL(-m)		EL(m)		(m)		地員
1	14.5 \sim	66.9	190.2 ~	137.7	55.8		明世累層および本郷累層
2	67.8 ~	80.7	136.9 ~	123.9	13.8	瑞	本郷累層(基底礫岩)
3	81.6 ~	87.6	123.1 \sim	117.0	6.4	很層	断層
4	88.4 ~ 1	131.6	116.2 ~	73.1	45.9	群	土岐夾炭累層
5	132.4 \sim 1	166.0	72.2 ~	38.6	35.8		土岐夾炭累層(基底礫岩)
6	166.9 \sim 1	170.6	37.7 \sim	34.1	3.9	+	:岐花崗岩(風化部)
7	$171.4 \sim 10^{-1}$	187.0	33.2 ~	17.6	16.6	±	:岐花崗岩

MIZ-1号孔							孔口標高	: 206.56m
区田委旦	氏日 区間深度 (m)		区間長	山山 府行				
区间留方	G	L (-m))	Ε	EL (m)		(m)	地 貝
1	116.5	\sim	231.8	90.1	\sim	-25.2	115.3	土岐花崗岩
2	232.7	\sim	289.7	-26.2	\sim	-83.2	57.0	土岐花崗岩
3	290.7	\sim	640.7	-84.2	\sim	-434.2	350.0	土岐花崗岩
4	641.7	\sim	717.1	-435.1	\sim	-510.6	75.4	土岐花崗岩
5	718.1	\sim	901.4	-511.5	\sim	-694.8	183.3	土岐花崗岩
6	902.3	\sim	945.5	-695.8	\sim	-739.0	43.2	土岐花崗岩
7	945.8	\sim	966.9	-739.2	\sim	-760.3	21.1	土岐花崗岩
8	967.1	\sim	1127.7	-760.5	\sim	-921.1	160.6	土岐花崗岩
9	1128.7	\sim	1149.1	-922.1	\sim	-942.6	20.5	土岐花崗岩
10	1150.1	\sim	1276.0	-943.6	\sim	-1069.5	125.9	土岐花崗岩

a) MSB-1 号孔

MSB-1 号孔の観測結果を図 4.1.4-16 に示す。本孔では、6 月 28 日から 7 月 1 日にかけてメン テナンス作業を行った。メンテナンス作業では、全観測区間のプローブを交換した。このため、 メンテナンス作業前後の観測値については、水圧計測プローブの個別特性による変化がみられる。 なお、水圧計測プローブは交換前後で計測値を確認しており、結果はいずれも許容値の範囲内(圧 力センサー測定範囲の±0.1%以内、ここではプローブ交換前の圧力±3.45kPa またはプローブ交 換前の圧力±6.9 kPa 以下(プローブの測定可能範囲で異なる))であった。



2010年度の主な水頭変化は以下のとおりである。

- ・ 観測区間 No.1 では、全水頭の変化はほとんどなかった。
- ・ 観測区間 No.2 では、10MI22 号孔(深度 300m 研究アクセス坑道でのボーリング)の深度 100m 以浅掘削時の湧水に伴う全水頭の変化がわずに確認できたが、同孔での水理試験に伴 う全水頭の変化は確認されなかった。
- ・ 観測区間 No.3~No.5 では、10MI22 号孔(深度 300m 研究アクセス坑道でのボーリング)の 深度 100m 以浅掘削時の湧水や水理試験などに伴う全水頭の変化が確認された。また、11 月下旬から 12 月下旬にかけて、10MI23 号孔(深度 300m 研究アクセス坑道でのボーリン グ)掘削時の湧水に伴う全水頭の変化が確認された。なお、観測区間 No.3 の 8 月以降の観 測結果には他ではみられない変動がみられるが、この原因については不明である。
- 10MI22 号の深度 100m 以浅掘削時の湧水に伴う全水頭の低下量は、観測区間 No.5 で 4.6m
 程度となった。
- ・ 東北地方太平洋沖地震に伴う変化が各観測区間で認められた。ただし、観測区間 No.1, No.2 では地震発生時に 0.2m 程度の変化がみられる程度であった。一方、観測区間 No.3~No.5 については、地震後に全水頭が上昇傾向を示した。地震前の 3 月 10 日と地震後の 3 月 31 日で観測区間 No.3~No.5の全水頭を比較すると、地震後は 1m 程度高くなっている。なお、その他の地震では全水頭の変化はみられなかった。

b) MSB-3 号孔

MSB-3 号孔の観測結果を図 4.1.4-17 に示す。本孔では 7 月 2 日にメンテナンス作業を行った。 メンテナンス作業においてプローブの交換は実施していない。



2010 年度における主な水頭変化は以下のとおりである。

- ・ 観測区間 No.1 では降雨によると考えられる全水頭の変化がみられるものの, 研究坑道内の 作業に伴う全水頭の変化は確認されなかった。また, 観測区間 No.2 についても, 研究坑道 内の作業に伴う全水頭の変化は確認されなかった。
- ・ 観測区間 No.3 と観測区間 No.5~No.7 では, 10MI22 号孔(深度 300m 研究アクセス坑道でのボーリング)の深度 100m 以浅掘削時の湧水に伴う全水頭の変化がわずかに確認できたが,水理試験に伴う全水頭の変化は確認されなかった。
- ・ 観測区間 No.4 では,10MI22 号孔の深度 100m 以浅掘削時の湧水および水理試験に伴う全 水頭の変化が確認された。
- ・ 観測区間 No.4, No.6, No.7 について, 10MI22 号の深度 100m 以浅掘削時の湧水に伴う 全水頭の低下量は, 観測区間 No.4 が 0.7m, 観測区間 No.6, No.7 が 0.2m 程度であった。
- ・ 観測区間 No.5~No.7 については、11 月上旬から中旬にかけて 10MI22 号孔の深度 100m 以深掘削時の湧水に伴う全水頭の変化がみられた。また、11 月下旬から 12 月下旬にかけ て、10MI26 号孔(深度 400m 予備ステージでのボーリング)の掘削時の湧水および水理試験 に伴う全水頭の変化がみられた。なお、この変化は、観測区間が深部になるほど大きくな る傾向であった(観測区間 No.7(EL33.2~17.6m、土岐花崗岩)で大きい)。
- ・ 東北地方太平洋沖地震に伴う変化が観測区間 No.1~No.3, №5~No.7 で認められた。観測 区間 No.1~No.3 では地震発生時に 1~3m 程度の変化がみられた。ただし、全水頭は変動 直後に安定し、その後は地震前と同程度であった。一方、観測区間 No.5~No.7 については、 地震発生時に 0.3~3m 程度の変化がみられた後、全水頭が上昇傾向を示した。地震前の 3

月 10 日と地震後の3月31日で観測区間 No.5~No.7 の全水頭を比較すると、地震後は1 ~9m 程度高くなっている。なお、その他の地震では全水頭の変化はみられなかった。

c) MIZ-1 号孔

MIZ-1 号孔の観測結果を図 4.1.4-18 に示す。本孔では 10 区間で観測を実施しているが、その うちの 7 区間(No.4~No.10)については、水圧モニタリング装置設置当初からスタンドパイプ内 (スタンドパイプに接続されるチューブ内)での溶存ガスの遊離によるものと推測される異常値が 確認されており、その対策としてスタンドパイプ内の水を循環し溶存ガスを除去することにより、 その後 1 箇月程度は安定したデータ取得が可能なことを確認している²⁰。したがって、本孔では、 スタンドパイプ内の溶存ガスを除去するメンテナンス作業を 1 箇月に 1 回程度行いながら観測を 実施しており、メンテナンス作業を行って溶存ガスの影響を受けたと判断された期間については 欠測扱いとしている。そのため、図 4.1.4-18 に示した観測区間 No.4~No.10 の観測結果は、観 測区間 No.1~No.3 に比べて少なくなっている。





2010年度における主な水頭変化は以下のとおりである。

- ・ 観測区間 No.1~No.4 では、10MI22 号孔(深度 300m 研究アクセス坑道でのボーリング)の 深度 100m 以浅掘削時の湧水や水理試験、また、10MI23 号孔(深度 300m 研究アクセス坑 道でのボーリング)掘削時の湧水に伴う全水頭の変化が確認された。
- ・ 観測区間 No.5 では、 欠測のため 10MI22 号孔の水理試験に伴う全水頭の変化は不明である が、10MI22 号孔の深度 100m 以浅掘削と、10MI23 号孔掘削時の湧水に伴う全水頭の変化 が確認された。
- 10MI22 号の深度 100m 以浅掘削時の湧水に伴う全水頭の低下量は観測区間 No.1~No.3 で 5m 程度であった。
- ・ 観測区間 No.6, No.7 では、10MI22 号孔の水理試験に伴う全水頭の変化が観測区間 No.1 ~No.4 に比べて遅れてみられた。

- ・ 観測区間 No.8 では,10MI22 号孔の深度 100m 以浅掘削時の湧水に伴う全水頭の変化がわ ずかに確認されたが、同孔の水理試験に伴う全水頭の変化は確認されなかった。
- ・ 観測区間 No.9, No.10 では、研究坑道内のボーリング調査に伴う全水頭の変化は確認され なかった。
- ・東北地方太平洋沖地震に伴う変化が観測区間 No.1~No.5, No.8~No.10 で認められた。地 震発生時は観測区間 No.1 で最大 2.5m 程度の変化がみられ、その後、観測区間 No.1~No.5 は全水頭が上昇傾向を示した。一方、観測区間 No.8~No.10 については、地震発生直後に 全水頭が 1m 程度低くなった後、全水頭が上昇傾向を示した。地震前の 3 月 10 日と地震後 の 3 月 31 日で全水頭を比較すると、観測区間 No.1~No.5 は地震後が 1m 程度高く、No.8 ~No.10 は同程度である。No.6, No.7 については本地震直前のデータが欠測しているが、 3 月初旬と 3 月末で全水頭を比較した場合、3 月末は 3 月初旬よりも全水頭が 1m 程度高く なっている。なお、その他の地震に伴う全水頭の変化は確認されなかった。

d) まとめ

研究所用地内における地下水長期モニタリングの結果から,堆積岩上部(MSB-1 号孔 観測区間 No.1 と MSB-3 号孔 観測区間 No.1~2)において研究坑道内の作業に伴う地下水圧の変化が確認 できないという結果は,本郷累層(泥岩層)が鉛直方向に対して低透水性を有する構造として機能 していることを示していると考えられる。また,主立坑断層の北東側と南西側における作業や地 震に対する地下水圧の変化傾向の違いから,主立坑沿いに分布する断層は断層面に直交する方向 に対して低透水性であると考えられる。

これらの結果は、第1段階での調査、観測結果¹⁾とも整合していることから、堆積岩浅部や主 立坑断層の水理特性に関する解釈の妥当性を裏付ける結果が得られたものと考える。

地震に伴う変化は、東北地方太平洋沖地震に伴う変化が各孔で認められ、3月末現在も全ての 観測孔でこの影響による変化が認められる。なお、その他の地震に伴う全水頭の変化は確認され なかった。

(b)表層水理観測

表層水理観測では、研究坑道掘削に伴う浅部地下水流動の変化を把握するために、表層水理観 測装置および地表傾斜計を設置し(図 4.1.4-15 参照)、気象要素(降水量、気温、湿度、風速など)、 地下水位、土壌水分、地表傾斜量の観測を実施している(表 4.1.4-5 参照)。2010 年度は、瑞浪層 群浅部を対象として実施している 04ME01 号孔での地下水位観測について、観測に用いる水圧セ ンサーに故障が生じたため、2010 年 3 月 1 日から 2011 年 3 月 31 日の期間で地下水位の連続デ ータは取得できなかった。よって、2010 年度は、ロープ式水位計を用いた定期的な測定(1 週間 に 2 回)を行った(なお、2011 年 4 月に水圧センサーは復旧している)。

設置観測装置	観測装置番号	風向風速	気温	湿度	放射収支	日射量	降水量	地下水位	土壤水分	地表傾斜量	備考
気象観測装置	MMP	•	•	•	•	•					
雨雪量計	MR						•				
地下水位計	04ME01							•			瑞浪層群明世累層
土壤水分計	MD1								•		土壤水分計設置深度(20cm, 40cm, 70cm)
土壤水分計	MD2								•		土壤水分計設置深度 (20cm, 40cm, 70cm, 130cm, 200cm)
地表傾斜計	04ME02									٠	
地表傾斜計	04ME03									٠	
地表傾斜計	04ME04									•	
地表傾斜計	04ME05									•	

表 4.1.4-5 観測項目一覧表

04ME01 号孔の地下水位は,降雨に対応した変動が確認できるものの(図 4.1.4-19),研究坑道 掘削に伴う変動は確認できない(図 4.1.4-20)。これらの結果は,先に述べた MSB-1 号孔および MSB-3 号孔の瑞浪層群浅部におけるモニタリング結果(本郷累層(泥岩層)が鉛直方向に対して低 透水性を有する構造として機能)と整合しており,瑞浪層群浅部は研究坑道掘削に伴う影響を受け ていないものと推定される。



図 4.1.4-19 研究所用地内の地下水位および降水量



図 4.14-20 研究所用地内の地下水位および立坑掘削深度

2)モデル化・解析

①水理地質構造モデルの構築および地下水流動解析

水理地質構造モデルの妥当性確認およびその更新に係わる方法論を整備することを目的として, 水理地質構造モデルの構築および地下水流動解析を継続的に実施している。

具体的には、更新された地質構造モデルおよび地表や研究坑道から掘削したボーリング孔での 長期水圧モニタリングなどから得られる情報に基づき、サイトスケール(2km 四方の領域)および ブロックスケール(数十 m~100m 四方の領域)の水理地質構造モデルの更新を行っている。さら に、第2段階で更新した水理地質構造モデルと第1段階で構築した水理地質構造モデルを用いた 地下水流動解析を実施し、それらの結果を比較することにより、第1段階で構築した水理地質構 造モデルの妥当性確認を実施している。また、これらの地下水流動解析結果の相違点の主な要因 を分析することによって、第1段階で適用した調査技術の妥当性を評価する。研究坑道の掘削に 伴う地下水位分布や水頭分布の変化、研究坑道における湧水量や湧水区間などを予測評価するた めに、更新された水理地質構造モデルを用いて地下水流動解析を実施している。これらは、主に 研究坑道の設計・施工への情報提供を目的としている。

これまで,第2段階における調査研究では,研究坑道掘削時の湧水量が計測されているととも に,それに関連した水圧変化が周辺ボーリング孔で観測されている。この水圧変化には,研究坑 道掘削に伴う比較的長期間のトレンドを有する変化と,発破や一時的な湧水量の増加に伴う短期 間の変化があり,さらに地震による影響も観測されている。また,地表での高精度傾斜計により 研究坑道掘削に伴う地表面の微小な変位が観測されている。

2010年度は、これらのデータを用いて、2009年度に整理した第2段階での水理地質構造モデルの更新の考え方³⁰(図4.1.4-21)に基づき、サイトスケールの水理地質構造モデルを更新した。具体的には、深度約460m掘削終了までに取得された地質・地質構造に関するデータを用いて更新された地質構造モデルを基に、水理地質構造モデルを構築するとともに、研究坑道への湧水量や水圧低下量の観測値を用いた地下水流動解析により、そのモデルのキャリブレーションを行った。地下水流動解析を行う際には境界条件の影響を考慮し、ローカルスケール(約10km四方の領域)においてサイトスケール領域の水理地質構造をより詳細にモデル化するといった入れ子モデルを

採用した。キャリブレーションの際には、坑道近傍の水理特性や断層の水理特性および瑞浪層群 や花崗岩の巨視的な水理特性に着目した。キャリブレーションの結果、グラウトなどによる岩盤 の透水性への影響を考慮して坑道近傍の水理特性を校正することによって、湧水量の変化を説明 可能であることが明らかとなった。キャリブレーションにより更新された水理地質構造モデルを 用いた地下水流動解析による湧水量の実測値と解析値の比較結果を図 4.1.4-22 に示す。この図よ り、地下水流動解析によって主立坑と換気立坑への湧水量の実測値が概ね再現できているととも に、概ね一定の湧水量が連続しているといった時間変化の傾向が再現できていることがわかる。 また、断層の水理特性および瑞浪層群や花崗岩の巨視的な水理特性を校正することによって、水 理地質構造モデルのキャリブレーションを行った。キャリブレーションされた水理地質構造モデ ルを用いた地下水流動解析による水圧低下の実測値と解析値の比較結果を図 4.1.4-23 に示す。こ の図より、水圧低下量や水圧低下開始時期など再現できていない箇所が認められるものの、大局 的な水圧低下の傾向は再現できたことから、研究坑道の掘削に伴う観測孔での水圧応答を再現で きる見通しを得ることができたと考える。これらの検討を通じて、図 4.1.4-21 に示す第 2 段階で の水理地質構造モデルの更新の考え方の適用性を確認することができた。



図 4.1.4-21 第 2 段階での水理地質構造モデルの更新の考え方



図 4.1.4-22 第2段階において更新された水理地質構造モデルを用いた地下水流動解析による湧 水量の実測値と解析値の比較



(b) 主立坑断層の北東側

図 4.1.4-23 第2段階において更新された水理地質構造モデルを用いた地下水流動解析による水 圧低下の実測値と解析値の比較

第2段階では立坑や水平坑道の壁面観察などにより,高角から低角までの不連続構造の幾何学 的特性や地質学的特性に関する情報を蓄積しており、地質構造モデルが更新されている。第1段 階で構築したブロックスケールの水理地質構造モデルの更新に資することを目的として、詳細な 地質学的情報と湧水量や水圧変化に関するデータを組み合わせ、岩盤中の割れ目分布に起因した 水理学的不均質性を評価するために、ブロックスケール(数十 m~100m 四方の領域)の割れ目ネ ットワークモデルを用いた水理地質構造モデルの更新を行った(図 4.1.4-24)。このモデルは、ボ ーリング調査結果に基づき推定した不連続構造の卓越方向と三次元密度を用いてモデル化領域内 に割れ目を発生させるとともに、個々の割れ目に透水量係数を割り当てることによって構築した。 2010 年度は、第2 段階において研究坑道の掘削深度約 460m までに取得された調査データを用 いて、水理地質構造モデルを更新した。また、深度 300m ステージにおける物質移動に関する試 験実施場所の選定に資するために、深度 300m ステージ周辺領域を対象として構築したブロック スケールの水理地質構造モデルを用いた地下水流動解析を実施し、そこでの地下水流動特性を評 価した(図 4.1.4-25)。さらに、粒子追跡線解析を行い、トレーサーを注入した場合の移行経路や 移行時間の推定を行った(図 4.1.4-26)。粒子追跡線解析における粒子の出発点は、深度 300m ス テージ周辺の 50m 四方の領域を対象に、割れ目の分布位置を考慮して複数設定した。なお、粒子 は地下水流動のフラックスが大きい箇所を優先的に移動する条件のもと、解析を実施した。



図 4.1.4-24 割れ目ネットワークモデルを用いた水理地質構造モデル



図 4.1.4-25 モデル領域内の水頭分布



図 4.1.4-26 粒子追跡線解析結果

今後は、研究坑道の掘削深度 500m までに取得する調査データを用いて、サイトスケールおよ びブロックスケールの水理地質構造モデルの妥当性確認・更新を継続して行う。また、水理地質 構造モデルを更新する際、第2段階で取得した各分野のデータを統合的に解釈したうえでモデル を構築する。さらに、モデルの妥当性確認結果に基づく第1段階で適用した調査技術の妥当性評 価を実施し、地上からの調査・解析・評価技術の体系的な整理に反映する。

3)技術開発

①水圧モニタリング装置の適用性の検討

直接水圧計測方式である MP システムを用いたボーリング孔では、2010 年度は、間隙水圧を 継続的に観測することができた。MP システムについては 2008 年度より 1 回/年の頻度での作動 確認および 1 回/3 年の頻度での水圧観測プローブのオーバーホールを実施しており、これらのメ ンテナンスを実施することにより、安定した観測の実施が可能となっている。

一方,ピエゾ水頭計測方式の水圧モニタリング装置を用いたボーリング孔については,研究坑 道内のボーリング孔では間隙水圧を継続的に観測することができたものの,HSPMP システムを 用いている MIZ-1 号孔では,一部観測区間において地下水中の溶存ガスの遊離の影響と考えられ る水位変動が確認されている⁴⁾。この対策として,2009 年度に引き続きスタンドパイプ内の遊離 ガスの排除を目的とした揚水を実施した。この結果,揚水後約1箇月間は,遊離ガスの影響を受 けていないと考えられるデータを取得できることが確認できた。今後も,定期的に揚水を行うと ともに,最適な実施頻度について検討を行う。

②地質環境データ解析・可視化システムの構築

地質環境特性を効率的・合理的に把握するためには,調査終了後,取得したデータの解釈,地 質環境モデルの構築,その結果に基づく次の調査計画の立案が迅速にできることが重要である。 このような迅速な地質環境モデルの構築を支援することを目的に,地質構造モデルの構築から水 理地質構造モデルの構築および地下水流動解析までの一連の作業に必要なソフトウェアや解析コ ードを統合したシステムを構築している。さらに,データ解釈,地質構造および水理地質構造の モデル化,地下水流動解析ならびにモデル化・解析結果の可視化に関する作業を通じて,抽出さ れたシステムの問題点の改善および機能の拡張を継続的に実施している。

2010年度は、本システムを用いて、研究坑道掘削に伴う地下水流動場の変化に関するデータに 基づく水理地質構造モデルの更新および今後の地下水流動場の変化の予測を行うこと、さらには そのモデル化・解析作業の効率性を向上させることを目的として、地下水流動解析コード (Frac-Affinity)の解析グリッドの作成方法やパラメータの入力方法、解析ソルバーなどの改良を 実施した。さらには、過去の検証事例 5を題材とした粒子追跡線解析を実施し、手法の信頼性を 確認した。

参考文献

- 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:"超深地層研究所計画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",日本原子力研究委開発機構,JAEA-Research 2007-043 (2007).
- 2) 毛屋博道,竹内竜史: "超深地層研究所計画における地下水の水圧長期モニタリング-2009 年度-" JAEA-Data/Code 2011-002 (2010).
- 3) 三枝博光,松井裕哉,濱克宏,佐藤稔紀,鶴田忠彦,竹内竜史,國丸貴紀,松岡稔幸,水野 崇: "超深地層研究所計画における調査研究の考え方と進め方 一深度 500m までの調査研 究計画-",日本原子力研究委開発機構,JAEA-Review 2011-022 (2011).
- 4) 竹内竜史,三枝博光,大山卓也,毛屋博道,佐藤敦也,小坂寛,武田匡樹,大丸修二,竹内 真司: "超深地層研究所計画 岩盤の水理に関する調査研究(2008 年度)報告書",日本原子力 研究開発機構,JAEA-Research 2010-018 (2010).
- 5) OECD (1988): The International HYDROCOIN Project, Level 1: Code Verification, OECD, Paris, France (1988).

4.1.5 地下水の地球化学に関する調査研究

(1) 実施概要

研究坑道の掘削が地下水の地球化学環境に与える影響を把握することを目的とした採水調査を 実施した。採水調査は、以下の場所から地下水を採取し、分析を行った。

- 研究坑道掘削時の切羽および研究坑道内に設置した集水リング(図 4.1.4-1)
- 予備ステージから掘削したボーリング孔(07MI07 号孔, 09MI20 号孔および 09MI21 号孔, 図 4-1)
- 地上から掘削した既存ボーリング孔(MSB-2 号孔および MSB-4 号孔,図 4.1.4-15)

これらに加えて,深度 400m 予備ステージからボーリング孔(10MI26 号孔,図 4-1)を掘削して 水質観測を開始した。10MI26号孔も含めた地下水試料の採取場所に応じた分析頻度を表 4.1.5-1 に、各試料の分析項目を表 4.1.5-2 に示す。これらの採水調査の結果を踏まえ、これまでに観測 された研究坑道掘削に伴う地下水水質分布の変化に関する概念モデルの構築を目的として、地下 水流動状態の変化を考慮した地下水水質分布に関する移流分散解析を実施した。技術開発では、 2009 年度までに開発した溶存ガス採取装置を利用した溶存ガス採取方法を構築したほか、深度 400m 予備ステージに設置した水質モニタリング装置の適用性を検討した。その他,第3段階で 予定している物質移動研究の基盤情報となるコロイドおよび微生物に関する研究を実施した。こ れらの実施項目については、当初計画 1)どおりに実施した。

			4月	5月	6月	7月	8月	9月	10月	11月	12月	1月	2月	3月
		WR _M 2~WR _M 9	~		}	~	{	È.	~			~	}	
	***	WR _M 8			1		1	Ì	~				1	
	土立坑	WR _M 10~WR _M 16	~	~	~	~	~	~	~	~	~	~	~	~
		$WR_M 17$, $WR_M 18$	X	X	X	X	×	~	~	~	~	~	~	~
集水リング		WR _v 3~WR _v 7	~		}	~			~			~	}	
換気立坑	WR _v 8~WR _v 10	~	~	~	~	}	8	~			~	{		
	換気立坑	WR_v11 , WR_v12	~	~	~	~	~	~	~			~	}	
		WR _v 13~WR _v 16	~	~	~	~	~	~	~	~	~	~	~	~
	$WR_v 17$, $WR_v 18$	X	X	X	X	X	~	~	~	~	~	~	~	
		07MI07号孔	~		~		~	5	~		~		~	
ᄪᇶᇾᇾᆇᆈᆂ	ふのギー いいがてい	09MI20号孔	~	~	~	~	~	~	~	~	~	~	~	~
研究机道内 (のホーリング北	09MI21号孔			{	~	~	~	~	~	~	~	~	~
10MI26号孔												~	~	~
抽上からの	ボール・グス	MSB-2号孔			~		~			~		~		
	が―りング 北	MSB-4号孔			~		~		}	~		~	}	

表 4.1.5-1 地下水試料の採取場所と各採取場所での分析頻度

		採取場所	
測定·分析項目	集水リング	壁面湧水	地上および研究坑 道内のボーリング孔
pН	+	+	+
DO, EC, Eh, 温度			+
Na⁺	+	+	+
K⁺	+	+	+
NH_4^+			+
Ca ²⁺	+	+	+
Mg ²⁺	+	+	+
Mn	+	+	+
Fe ²⁺			+
全 Fe	+	+	+
Si	+	+	+
Al	+	+	+
F ⁻	+	+	+
В			+
Cl	+	+	+
Br	+	+	+
ŀ		+	+
NO ₃ -	+	+	+
NO ₂ ⁻	+	+	+
SO4 ²⁻	+	+	+
S ²⁻		+	+
PO ₄ ³⁻			+
U		+	+
アルカリ度	+	+	+
全炭素, 全無機炭素,	+	+	+
全有機炭素	+	+	+
ウラニン, アミノG酸, ナフチオン酸ナトリウム	+	+	+

表 4.1.5-2 地下水試料の採取場所と分析項目

DO:溶存酸素濃度,EC:電気伝導度,Eh:酸化還元電位

+:分析実施, 空欄:分析無し

- (2) 実施内容
- 1) 調査試験

①深度 400m 予備ステージボーリング孔掘削および地下水水質観測

2010 年度は、深度 400m における地下水水質と研究坑道掘削の進捗に伴う地下水水質の変化 の把握を目的として、深度 400m 予備ステージの避難所からボーリング孔(10MI26 号孔)を掘削 し、水質モニタリング装置を設置した。ボーリング孔は、避難所から北西に向かって掘削した。 当初計画では、避難所の伸長方向(約 N50°W)より西方に 5°の方位で掘削する予定であったが、岩 盤が脆弱であり、掘削中にロッドの抑留が発生したことから、当初計画より 15°西方へ変更し掘 削を行った(掘削長 70.6m)。この際、元のボーリング孔については、セメントによる埋戻しを行 った。10MI26 号孔では、掘削中の品質管理として、掘削水へ蛍光染料(アミノ G 酸)を 5 mg/L で添加し、掘削中は蛍光染料濃度を±10%の範囲で管理した。なお、掘削途中にボーリング孔か らの湧水が増加し、この湧水のみを利用した掘削が可能となった段階で、蛍光染料による掘削水
の管理を停止した。また,掘削水による地下水への微生物の混入を低減することを目的として, 掘削水を循環させる過程で滅菌装置による掘削水の滅菌を行った。本滅菌装置を利用したボーリ ング調査方法については,特許申請中である。

掘削後,孔径検層,BTV 観察,電磁フローメーター検層および水理試験を実施した。ただし, ボーリング孔を伏角 3°で掘削する計画に対し,10MI26 号孔では,掘削長 28 m 以深においてボ ーリング孔が上向きになる孔曲り(孔底の孔口に対する仰角は 0.6°)が発生し,電磁フローメータ ー検層が掘削長 30 m 以深において実施できなかった。水質モニタリング装置は,各検層および 試験の結果に基づき,6 区間の観測区間を設定した。水質観測区間の設定については,水理学的 特性の異なる箇所や研究坑道からの距離に応じた観測区間の設定を前提とした検討を行った。そ の後,各区間に滞留した掘削水を排除するための予備排水を実施し,水質観測を開始した。なお, 区間 2 については,原位置における元素の挙動を把握するための循環試験等に用いるための区間 として,割れ目のない区間長の短い(区間体積の小さい)区間として設定したため,採水は行って いない。表 4.1.5-3 に 10MI26 号孔に設置した各区間の深度と区間長および中間座標を示す。各 試験結果,設定した区間および各区間での予備排水後の水質を図 4.1.5-1 に示す。

地下水の分析の結果,各区間の地下水からは掘削水に添加した蛍光染料(アミノG酸)は検出さ れず,掘削水の混入はないと考えられる。水質は各区間でNa-Cl型を示し,総溶存成分濃度は区 間1,区間3および区間5で同様の傾向を示すものの,区間6では高く,区間4では低い結果と なった。

区間	区間深度(mabh)		区間長(m)	座標(世界測地系)			
	上部	下部		Х	Y	標高 (m)	深度 (m)
1	52.8	70.6	17.8	-68988.4	6377.6	-197.0	-397.0
2	50.6	51.8	1.3	-68993.5	6386.7	-197.5	-397.5
3	37.9	49.6	11.8	-68997.2	6393.2	-197.6	-397.6
4	30.2	36.9	6.8	-69002.2	6402.1	-197.8	-397.8
5	10.0	29.2	19.3	-69009.1	6414.2	-197.9	-397.9
6	0.0	9.0	9.0	-69016.6	6427.3	-197.7	-397.7

表 4.1.5-3 10MI26 号孔における各区間の設置位置



②立坑壁面および集水リングを用いた坑内湧水の地下水水質観測

壁面湧水を利用した採水調査は研究坑道掘削直後の地下水水質の把握を目的として行った。ま た、集水リングで採取される地下水を対象とした採水調査は研究坑道掘削の影響を経時的に捉え ることを主な目的として行った。分析頻度および分析項目は表 4.1.5-1 および表 4.1.5-2 のとおり である。集水リングでは、設置後半年は1回/週、半年以降~2 年後までは1回/月、設置後2年 以降は4回/年の頻度で実施している。2010年度においては、深度300m研究アクセス坑道から の湧水について、壁面湧水の分析項目について分析を継続した。壁面湧水は発破後の壁面観察時 に試料を採取しているが、2010年度は主立坑および換気立坑ともに壁面観察の時間内に分析を実 施できるほどの湧水が採取できる箇所は認められなかった。表 4.1.5-4 には集水リングの設置深 度を示す。

集水リング	主式	2坑	集水リング	換気立坑			
No	深度 GL-(m)	標高 (m)	No	深度 GL-(m)	標高 (m)		
WR _M 1	-	-	WR _v 1	-	-		
WR _м 2	43.5	157.4	WR _v 2	-	-		
WR _M 3	77.0	123.9	WR _v 3	68.5	132.4		
WR _м 4	-	-	WR _v 4	94.0	106.9		
WR _M 5	-	-	WR _v 5	102.6	98.3		
WR _M 6	136.2	64.7	WR _∨ 6	131.2	69.7		
WR _M 6(1)	151.8	49.1					
WR _M 7	167.4	33.5	WR _∨ 7	165.0	35.9		
WR _M 8	194.4	6.5	WR _v 8	191.0	9.9		
WR _M 9	202.6	-1.7	WR _v 9	200.0	0.9		
WR _м 10	236.2	-35.3	WR _v 10	231.0	-30.1		
WR _м 11	264.8	-63.9	WR _v 11	265.0	-64.1		
WR _м 12	-	-	WR _v 12	294.0	-93.1		
WR _м 13	302.6	-101.7	WR _v 13	302.6	-101.7		
WR _м 14	336.2	-135.3	WR_v14	331.2	-130.3		
WR _M 15	372.0	-171.1	WR _v 15	365.0	-164.1		
WR _м 16	394.4	-193.5	WR _v 16	393.9	-193.0		
WR _м 17	405.2	-204.3	WR _v 17	402.6	-201.7		
WR _м 18	436.2	-235.3	WR _v 18	431.2	-230.3		

表 4.1.5-4 研究坑道内の集水リング設置深度

"-"は十分な湧水がないために採水を行っていない集水リング

分析の結果, pH は主立坑と換気立坑で概ね同様の範囲に分布するものの, Cl 濃度の分布の傾向は,主立坑および換気立坑で異なることが認められた。

主立坑および換気立坑の集水リングから採取した地下水のpHの測定結果を図 4.1.5-2 に示す。



図 4.1.5-2 集水リングから採取した地下水の pH 測定結果

主立坑の集水リングでの測定結果では、以下のことがわかった。

- ・ WR_M13(深度 302.6m)および WR_M17(深度 405.2 m)では pH11 から 12 の範囲に分布
- ・ WR_M13 および WR_M17 以外の集水リングでは,各集水リングで1 程度の変動があるものの pH 8 から 10 の範囲に分布

また、換気立坑の集水リングでの集水リングでの測定結果では、以下のことがわかった。

- ・WRv11(深度 265.0m)および WRv14(深度 331.2m)では pH10 から 12 の範囲で変動しつつ分 布
- ・ WRv11 および WRv14 以外の集水リングでは、各集水リングで1 程度の変動があるものの pH 8 から 10 の範囲に分布



図 4.1.5-3 集水リングから各予備ステージへ排水するチューブ内の沈殿物

 WR_M13 , WR_M17 , WR_v11 および WR_v14 で pH が高い値を示す原因としては、コンクリート ライナーとの反応が考えられる。

セメント系材料と接触した地下水は、アルカリ性を示すことが一般的に知られている。セメント系材料による地下水のアルカリ化は、セメント中の CaO と溶液の水和反応(式(1))およびその結果として生成された Ca(OH)2の溶解(式(2))により説明される。

$CaO+H_2O \Leftrightarrow Ca(OH)_2$	式 (1)
$Ca(OH)_2 \Leftrightarrow Ca^{2+} + 2OH^{-}$	式(2)

ただし、これらの過程でアルカリ化した地下水は、(2)式で溶出した Ca²⁺が地下水中の HCO³ と反応することにより炭酸カルシウムとして沈殿し、OH⁻はその際に生じた H⁺と反応することで、 溶液のアルカリ化が阻害され、酸性側へと変化する(式(3)、式(4))。

$Ca^{2+} + HCO_3^- \Leftrightarrow CaCO_3 + H^+$	式 (3)
$H^+ + OH^- \Leftrightarrow H_2O$	式(4)

WRM13, WRM17, WRv11 および WRv14 以外の集水リングでは,式(3)および式(4)の反応が促進することにより, pH が低下したと考えられる。また,WRv11 および WRv14 の pH は,観測期間において周期的に値が変動しているように見える。WRv11 および WRv14 では,集水リングから各予備ステージへ排水するチューブ内に沈殿物が確認できる(図 4.1.5-3)。この沈殿物がチューブを閉塞してしまうと,集水リングからの排水ができなくなるため,チューブは定期的に交換

されている。つまり、チューブ交換後はセメント系材料と接触した地下水が排水され、式(1)および式(2)の反応によりアルカリ化した地下水が排水されるものの、その後は式(3)および式(4)により炭酸塩鉱物の沈殿が生じ、pH が低下する。この際、炭酸カルシウムの沈殿物がチューブを閉塞し、チューブが交換されるというサイクルを示しているものと推定できる。汎用的な熱力学解析用ソフトウェアである Phreeqc²⁾を利用した WRv11 および WRv14 で採取される地下水の炭酸塩鉱物に対する飽和指数を計算した結果、飽和指数が地下水の pH と正の相関を示す(図 4.1.5-4)。このことは、pH が高い状態では、地下水は炭酸塩鉱物(CaCO₃)に対して過飽和(地下水から炭酸塩鉱物の沈殿が生じる状態)であり、式(3)の反応が生じ、pH を低下させると考えられる。



pН

図 4.1.5-4 WRv11 および WRv14 における pH と炭酸塩鉱物に対する飽和指数

主立坑および換気立坑の集水リングから採取した地下水の水質分析結果を図 4.1.5-5 および図 4.1.5-6 に示す。地下水中の溶存成分濃度については、水質観測の結果、地下水中での保存性が高い Cl 濃度に着目すると、主立坑では以下のことがわかった。

- ・ Cl 濃度は各集水リングにおいて顕著な変動を示していないものの,2010 年 8 月~12 月に かけて緩やかに濃度が上昇し,その後は低下
- Na-Cl型地下水(WRM6(深度136.2 m)以深)の分布領域では、Cl濃度が100 mg/L~300 mg/L
 の範囲に分布

なお, WR_M18(深度 436.2 m)では, 2010 年 7 月~12 月の間, 坑道内での作業の影響により, 排水口にアクセスできなかったため, データが欠損となっている。

2010 年 8 月以降の Cl 濃度の上昇については、その原因が明らかでないものの、当該期間では 深度 300m 研究アクセス坑道において、主立坑断層を対象としたボーリング調査が実施されてお り、その過程における湧水の影響で水質分布が変化したことが考えられる。

他方、換気立坑では以下のことがわかった。

- Na-Cl型地下水(WRv4(深度 94.0 m)以深)では、Cl濃度が 50 mg/L~420 mg/L の範囲に分 布し、その分布範囲は主立坑での濃度分布幅より広い
- ・ 2010年12月に多くの集水リングで濃度が低下し、その後は回復

主立坑での観測結果と比較して,換気立坑での Cl 濃度が広い濃度範囲に分布することについ ては、主立坑断層が変質を伴う低透水性の断層であり、主立坑断層とその周辺の断層に伴う割れ 目帯もしくは母岩の変質を伴う割れ目帯における水質の深度分布の傾向が異なるためと考えられ る。2010年12月に一部の集水リングで C1濃度、Ca 濃度の低下が認められるが、この濃度変 化については、同時期に深度400m予備ステージより10MI26号孔の掘削を行っており、その影響であると考えられる。

また,主立坑および換気立坑における集水リングでの水質観測結果と比較するため,深度 300m 研究アクセス坑道における 2 箇所(主立坑の中心から 44 m 地点と 79 m 地点)から採取した湧水の Cl 濃度分析結果を図 4.1.5-7 に示す。



図 4.1.5-5 主立坑の集水リングにおける水質分析結果



図 4.1.5-6 換気立坑の集水リングにおける水質分析結果



図 4.1.5-7 深度 300m 研究アクセス坑道での水質分析結果

深度 300m 研究アクセス坑道での水質観測の結果は、同深度における主立坑の集水リング (WRM13)での観測結果と濃度や変化の傾向が類似している。このことから、主立坑断層の北東領 域では、水平方向に対して水質が変化せずに、概ね均質に分布していると考えられる。

③研究坑道からのボーリング孔を用いた地下水水質観測

07MI07 号孔,09MI20 号孔および 10MI26 号孔における多区間地下水モニタリング装置を利用した水質観測では、定期的な採水、分析および物理化学パラメータ(水温,pH,酸化還元電位、電気伝導度,溶存酸素濃度)と間隙水圧の連続測定を実施した(分析頻度および分析項目は、表4.1.5-1 および表4.1.5-2 参照)。また、2010 年度は、09MI20 号孔および 10MI26 号孔から採取した地下水を対象として、微生物が地球化学環境形成へ及ぼす影響を把握するために、全菌数測定、16S rDNA(保存性の良い遺伝子の一つ)を利用した群集構造解析および代謝活性測定を実施した。コロイドについては、09MI20 号孔の地下水中の微量金属元素濃度を原水および限外ろ過によって採水されたろ液について分析し、限外ろ過の際にろ過フィルター上に捕集されたコロイドについて分光学的分析を実施した。また、2009 年度に分光分析を実施した 07MI07 号孔の地下水中のコロイドについてマイクロウェーブ分解分析を実施し、コロイド中の元素組成の分析を実施した。

図 4.1.5-8 に各ボーリング孔における水圧観測結果を示す。また、図 4.1.5-9 から図 4.1.5-11 に 各ボーリング孔での水質分析結果を示す。表 4.1.5-5 には、水圧観測および水質観測結果の概要 についてまとめている。各ボーリング孔では孔底から孔口(研究坑道側)に向かって区間 1 から区 間 6 までの 6 区間を設定している。ただし、10MI26 号孔については、区間 2 では湧水量が少な いため定期的な採水を行っていない。なお、各ボーリング孔での水圧観測では、研究坑道内での ボーリング孔掘削等のイベントのほか、採水作業の影響によっても水圧が変動する。特に 07MI07 号孔区間 6 で 2011 年 2 月にみられる圧力低下は、区間の解放によるものである。図 4.1.5-8 中に 示した観測期間中に水圧へ影響を与えると考えられるイベントは以下のとおりである。

- A: 深度 300m ボーリング横坑(換気立坑)での試験グラウト
- B: 10MI22 号孔でコアリング開始
- C: 10MI22 号孔が主立坑断層に到達
- D: 10MI22 号孔での長期揚水試験における回復試験開始
- E: 10MI22 号孔での長期揚水試験における回復試験終了
- F: 10MI22 号孔の口元閉塞
- G: 10MI26 号孔でコアリング開始
- H: 10MI26 号孔で水理試験開始
- I: 10MI26 号孔への連続水質モニタリング装置設置完了
- J: 東北地方太平洋沖地震

JAEA-Review 2012-020



図 4.1.5-8 07MI07 号孔, 09MI20 号孔および 10MI26 号孔での水圧観測結果



図 4.1.5-9 07MI07 号孔での水質分析結果



図 4.1.5-10 09MI20 号孔での水質分析結果



図 4.1.5-11 10MI26 号孔での水質分析結果

	07MI07 号孔	09MI20 号孔	10MI26 号孔
水圧	 区間 1,区間 2 および区間 6において、2010年6月~9月にかけて、水圧が低下(A)、2010年10月以降は低下前の水準に回復 各区間において2010年11月に水圧が低下した後に回復(F) 各区間において2010年12月に水圧が低下した後に回復(G,H,I) 各区間において2011年3月に水圧が上昇(J) 	 区間1では2010年8月に水圧 が上昇(C) 区間3では2010年9月に水圧 が低下(D) 区間6では2010年10月に水圧 が低下(E) 各区間において2010年11月に 水圧が低下した後に回復(F) 各区間において2010年12月に 水圧が低下した後に回復(G, H, I) 各区間において2011年3月に 水圧が上昇(J) 	 各区間において 2011 年 3 月に 水圧が上昇(J) 2011 年 3 月までの期間では, 各区間において概ね一定の範 囲に分布
水質	 区間1および区間6では観測期間を通して概ね一定の範囲に分布 区間2については2010年12月よりNa, Ca, Cl 濃度が低下 区間3,区間4および区間5については2010年12月にNa, Ca, Cl 濃度が上昇した後,低下 	 区間 4,区間 5 および区間 6 では観測期間を通して Na, Ca, Cl 濃度が低下 区間 1,区間 2 および区間 3 では観測期間を通して概ね一定の範囲に分布するものの,区間 1 および区間 2 では 2010 年 12 月に、区間 3 では 2011 年 1 月 に Na, Ca, Cl 濃度が上昇 	 区間1および区間3では概ね一定の範囲に分布 区間4,区間5,区間6では観測期間を通して Na, Ca, Cl 濃度が上昇

表 4.1.5-5 各ボーリング孔における水圧・水質変化の概要

※ 表中のアルファベットは、上述の研究坑道内における作業イベントに対応

07MI07 号孔での 2010 年 6 月からの水圧低下は, 深度 300m ボーリング横坑(換気立坑)におけ る試験グラウトの施工開始時期と一致するため,この作業の影響によるものと考えられる。この 試験グラウトではボーリング孔を 7 本掘削し,その内 6 本からグラウト材を注入している。この 影響により水みちが変化し,07MI07 号孔での水圧に影響したと考えられる。また,07MI07 号 孔および 09MI20 号孔で確認できる 2010 年 8 月から 11 月にかけての水圧の変化は,深度 300m 研究アクセス坑道から実施した 10MI22 号孔の調査における各作業と時期が一致することから, 10MI22 号孔での調査による影響と考えられる。また,両孔において確認できる 2010 年 12 月以 降の水圧変化については,深度 400m 予備ステージから実施した 10MI26 号孔の掘削による影響 と考えられる。ただし,07MI07 号孔では,試験グラウトおよび 10MI22 号孔の影響が,主に区 間 1,区間 2 および区間 6 で認められること,09MI20 号孔においては試験グラウトの影響は確 認できず,10MI22 号孔の影響も区間 1 および区間 3 のみで確認できることから,水理地質構造 の連結性は,鉛直方向に対してより高いことが示唆される。なお,2011 年 3 月 11 日に発生した 東北地方太平洋沖地震の影響により,10MI26 号孔を含め,全ての観測区間において水圧の上昇 が認められた。

水質の変化については、モニタリング間隔の違いもあるものの、全ての水圧変化と対応するような変化は認められない。07MI07 号孔区間 2 における 2010 年 12 月の Cl 濃度の低下は、10MI26 号孔の掘削時期と一致するものの、掘削完了後の 2011 年 2 月も濃度が回復していないことから、換気立坑における掘削再開による影響であると考えられる。他方、区間 3、区間 4 および区間 5 については、2010 年 12 月に濃度が変化するものの、2011 年 2 月には回復していることから、10MI26 号孔の影響によるものと考えられる。09MI20 号孔では、区間 4、区間 5 および区間 6 で Cl 濃度が継続的に低下している。この間、水圧が全体的に変化する傾向が見えないことや、濃度低下が観測期間中は継続していることから、研究坑道の掘削が行われていない期間において

も排水に伴い、より浅部の Cl 濃度が低い地下水が浸透することにより水質が変化していると考 えられる。ただし,区間1,区間2および区間3では,2010年11月から12月にかけて,一時 的に Cl 濃度が上昇している。この期間は 10MI22 号孔の掘削に伴った水圧の変化が観測されて いることや Cl 濃度が上昇していることから、10MI22 号孔が主立坑断層を貫通したことにより、 主立坑断層北東側のより Cl 濃度の高い地下水(図 4.1.5-7 参照)が 09MI20 号孔の区間 1, 区間 2 および区間3に流入し、水質が変化したと考えられる。10MI26号孔については、研究坑道に近 い区間 4, 区間 5 および区間 6 において Cl 濃度が上昇しており、これらは研究坑道掘削に伴う深 部地下水の上昇により水質が変化していると考えられる。図 4.1.5-12 には, 10MI26 号孔掘削後 (2011 年 3 月)の各ボーリング孔における Cl および SO4 濃度を示す。Cl 濃度について, 孔口(研究 坑道)側から奥に向かって濃度が低下する傾向は各ボーリング孔で同様であるものの, 10MI26号 孔でその傾向が顕著であり,研究坑道の底盤に近づくとともに研究坑道掘削に伴い深部の地下水 が上昇する現象(Upconing)の程度も強くなっていると考えられる。また, 孔口から 20m~40m の区間では、各ボーリング孔での水質が類似している。SO4は Cl とは異なり浅部の方が濃度が高 いため, 孔口付近で SO4 濃度が低いことは Cl 濃度が孔口付近で高いことと整合的である。また, Cl と同様に 20m~40m の区間では,各ボーリング孔での水質が類似しており,この区間では上 下方向への水みちの連結性が高いために上下方向で地下水の混合が起きていることが示唆される。



図 4.1.5-12 07MI07 号孔, 09MI20 号孔および 10MI26 号孔での CI および SO₄ 濃度 (2011 年 2 月)

地下水を利用した微生物に関する調査では、増殖培地や放射性同位体トレーサーを用いること なく、活発な増殖状態にはない低い活動レベルの微生物においても代謝活性が測定できる手法を 開発した。本手法により微生物の酸素(O₂)、硝酸(NO₃)、亜硝酸(NO₂)、硫酸(SO₄)に対する代謝活 性速度を測定した。その結果、07MI07 号孔と 09MI20 号孔を比較した場合、07MI07 号孔にお いて硝酸還元活性が、09MI20 号孔において酸素消費活性および亜硝酸還元活性が卓越していた (表 4.1.5-6)。09MI20 号孔において亜硝酸還元活性が高かった理由として、アンモニア酸化細菌 が亜硝酸を供給していたと考えられ、代謝活性と群集構造解析において整合的な結果が得られた。 07MI20 号孔においては既知の微生物種と相同性が低く、代謝様式が不明な研究所の地下環境に 特異的な微生物が優占していた(図 4.1.5-13)。また、地下水試料中の全菌数は 07MI07 号孔より 09MI20 号孔のほうが少なかったことから(表 4.1.5-6)、09MI20 号孔に酸素消費活性がより活発 な微生物が多く存在していたことがわかった。水質分析では溶存酸素を検出できていないが、 09MI20 号孔で酸素を利用する微生物の割合が多く,酸素消費活性が高かったことから,09MI20 号孔において酸素の供給があり,その影響が微生物群集の特徴に現れていると考えられる。 09MI20 号孔の試料は,掘削してから3箇月後のボーリング孔から採水されており,07MI07 号 孔の試料は掘削してから2年が経過したボーリング孔から採取されている。そのため,09MI20 号孔の試料はボーリング孔掘削の影響により一時的に酸化環境になった後,還元環境へ回復して いる過程である可能性が考えられる。今後,09MI20号孔の地下水試料においてさらなる微生物 の還元環境形成プロセスにより,酸化的な代謝活性が減少していくと予想される。



表 4.1.5-6 07MI07 号孔と 09MI20 号孔の地下水試料中の微生物の代謝活性速度と全菌数



09MI20 号孔から採取した地下水を利用したコロイドに関する調査では、これまでに開発した 調査手法を用いて、微量元素、特に希土類元素(REE)に着目し、元素の存在状態の把握およびコ ロイドを構成する物質の把握を目的とした調査を行った。その結果、地下水中の微量元素は、主 成分元素(Na, K, Ca, Mg, Cl)と正の相関を示す元素とそうでない元素の2種類に大別できた。 前者には Mn, Fe, Co, Rb, Sr, Ba, W が該当し、後者には Mo, Cs, As, Cu, Zn, Ti, Al, REE, Pb, Th, U が該当する。09MI20 号孔の各区間での REE 濃度は、湧水量の多い区間で高 く、少ない区間で低くなる傾向を示した。一例として La の濃度変化と湧水量の関係を示す(図 4.1.5-14)。地下水中の REE 濃度は水-岩石反応に強く支配される。地下水中の REE と錯生成を 行う配位子(例えば、炭酸イオン、有機物)の濃度はすべての区間でほぼ一定であり、REE 濃度と 相関を持たない。このことから、各区間での REE 濃度が異なる要因として、"岩石の REE 収着 能力"もしくは"岩石中に供給源として含まれる REE の濃度"の区間ごとの差が考えられる。

ろ液中のREE 濃度は07MI07 号孔と同様に、フィルター孔径が小さくなるにつれて減少した。 これは09MI20 号孔においてREE がコロイドに吸着していることを示唆している。元素ごとに みると、原子番号の小さいREE はサイズの大きな画分の割合が多く、原子番号の大きなREE は サイズの小さな画分に分配されている(図 4.1.5-15)。区間ごとにみると、REE 濃度の高い区間(区 間 4)では相対的にサイズの大きな画分の割合が多く、REE 濃度の低い区間(区間 2)では相対的に サイズの小さな画分の割合が多い(図 4.1.5-15)。元素ごとのサイズ画分の割合の差は、地下水中 での錯体の熱力学的安定性(錯生成定数)の差を反映している。サイズの小さい炭酸イオンは原子 番号の大きいREE と錯体を形成しやすく、原子番号の小さいREE はサイズの大きいコロイドに 吸着しやすいことが報告されている^{3),4)}。本研究の結果はそれらの結果と整合的である。区間ご とのサイズ画分の割合の差は,REEと錯生成をする配位子(例えば,炭酸イオン,コロイド)の組 成と濃度の差を反映している。REE 濃度の高い区間ではサイズの大きな配位子の割合が相対的に 高く,REE 濃度の低い区間ではサイズの小さい配位子の割合が相対的に低いと考えられる。ウラ ンはフィルター孔径の変化に対してREEと同様の傾向を示した。それ以外では、フィルター孔 径にかかわらず一定の濃度を示す元素(Rb,Sr,Cs,Ba,W)と、フィルター孔径の減少に伴い 濃度が上昇する元素(Cr,Ni,Zn,As,Mo)がみられた。前者は溶存イオンやサイズの小さい溶 存錯体を形成しているために濃度変化が見られないと考えられ、後者は限外ろ過に使用したステ ンレス機材からの溶出であることがわかっている²。

電子顕微鏡による観察の結果,フィルター上のコロイドは1 μm 未満の無機粒子(Fe, Al, Si, Ti, P)と薄膜状の有機物から構成されていることがわかった。また,コロイドの赤外線吸収スペクトルを測定した結果,薄膜状の有機物は主に天然の動植物遺骸の分解生成物である腐植物質であることがわかった。透過型電子顕微鏡の観察結果により,コロイド中の Fe の無機粒子の結晶度は採取地点によって異なることが示された。また,コロイド中の無機粒子は有機物のマトリックスに覆われて存在していることがわかった。フィルターの全分解分析の結果より,07MI07 号孔の地下水中のコロイドに含まれる鉄の濃度は1.4 μg/L であり,コロイド中の無機成分に占める鉄の割合は0.8~1.7%であることが示された。

以上のことから,09MI20 号孔中の地下水では REE 等の微量元素は無機粒子と有機物が混合し たコロイドに吸着して存在していることがわかった。したがって、これらの微量元素の地下水中 での挙動はコロイドが地下水中でどのように振舞うかによって決定される。今後は、コロイドの 地下水中での挙動把握を行うために、これまでの地下水中のコロイドを対象にした分析に加えて、 岩石表面に吸着したコロイドおよび微量元素について調査を行う。





図 4.1.5-15 各希土類元素の分画サイズにおける分布割合

④地表からのボーリング孔を用いた地下水水質観測

研究所用地内に地表から掘削した浅層ボーリング孔(MSB-2 号孔, MSB-4 号孔:図 4.1.4-14) での採水調査では MP システム(Westbay 社(現 Schlumberger 社)製)を利用した間隙水圧計測お よびバッチ式採水を実施した(分析頻度および分析項目は,表 4.1.5-1 および表 4.1.5-2 参照)。な お,観測期間を通して, MSB-2 号孔の区間 3 および区間 5, MSB-4 号孔の区間 4 では,全水頭 がそれらの区間の採水ポート(MP システムでバッチ式採水を行う際の採水口)より低下したため, 採水できなかった。また, MSB-4 号孔の区間 6 では,2010 年 8 月以降,同様に採水できない状 態となった。MSB-2 号孔および MSB-4 号孔での区間設定を表 4.1.5-7 に示す。

MSB-2号孔							
区問No	標高((masl)	深度 (mbgl)			地質	
	区間上端	区間下端	区間上端	区間下端		地員	
1	179.7	175.8	18.8	22.7			戸狩層
2	174.9	159.6	23.6	38.9		明世累層	日吉屋
3	158.7	130.3	39.8	68.2	瑞		71 11
4	129.4	121.1	69.1	77.4	浪	本郷	累層
5	120.2	78.3	78.3	120.2	僧 群		
6	77.4	68.1	121.1	130.4		十吨本	
7	67.2	44.8	131.3	153.7		工岐夾灰系層	
8	43.9	28.1	154.6	170.4			
9	27.2	23.3	171.3	175.2			
10	22.4	18.5	176.1	180.0	- 土岐化岡宕		前石
MSB-4号孔							
四盟と	標高((masl)	深度(mbgl)	116 555		
	区間上端	区間下端	区間上端	区間下端		地貝	
1	198.7	188.9	15.8	25.6			戸狩層
2	188.0	180.6	26.5	33.9		明世累層	月吉層
3	179.7	152.4	34.8	62.1	瑞浪		
4	151.5	137.6	63.0	76.9	層群	本郷	累層
5	136.7	132.8	77.8	81.7			上田屋
6	131.9	120.6	82.6	93.9	1	工 近 火	炭累層
7	119.7	115.5	94.8	99.0		 土岐花崗岩	

表 4.1.5-7 MSB-2 号孔および MSB-4 号孔での区間設定 (MSB-2 号孔区間 10 は水圧測定のみ可能)

間隙水圧の測定結果(全水頭へ換算)を図 4.1.5-16 に示す。間隙水圧測定の結果,以下のことが 確認できた。

- MSB-2 号孔および MSB-4 号孔では、MSB-2 号孔の区間 8 および区間 9 を除いて、深度とともに水頭が低下
- ・MSB-4号孔では、高水頭の区間3以浅と低水頭の区間4以深の二つの領域に区分
- ・両孔の水頭を比較すると、全般的には MSB-2 号孔でより低い値を示し、瑞浪層群と花崗岩の不整合面直下に設置された MSB-2 号孔区間 9 および MSB-4 号孔区間 7 において約 50mの水頭差を確認
- ・観測期間を通して MSB-2 号孔の区間 1 から区間 7, MSB-4 号孔の区間 1 から区間 5 では, 水頭が概ね一定の範囲に分布
- ・MSB-2 号孔の区間 8,区間 9 および区間 10 では,2010 年 12 月に水頭が低下したものの 2011 年 1 月には回復
- ・MSB-4 号孔区間 6 および区間 7 では,2010 年 8 月までほぼ同じ水頭値であったが,それ 以降に区間 6 では上昇,区間 7 では下降し,約 10mの水頭差が発生

両孔における水頭の違いは、主立坑断層により研究坑道掘削の影響の程度が異なるためと考え られる。2010年12月にMSB・2号孔で確認した水頭低下は、10MI26号孔の掘削時期と一致す ることから、この影響と考えられる。他方、2010年8月にMSB・4号孔の区間6および区間7で 観測した水頭の変化は、10MI22号孔の掘削時期と一致することから、この影響と考えられる。 ただし、MSB・4号孔の区間6では、2010年8月以降に採水ができない状態となったことは、水 頭が上昇したことと矛盾する。同区間で採水するために利用する採水ボトル内の気体を分析した ところ、メタン等の地下水に溶存していると考えられるガスが検出されたことから、2010年8 月以降の同区間における水頭上昇は、圧力測定時に地下水ではなく、脱ガスした気体の圧力を測 定していると考えられる。

MSB-2 号孔および MSB-4 号孔での水質観測結果を図 4.1.5-17(1)および(2)に示す。水質観測の 結果,以下のことが確認できた。なお、両孔では、区間 1 から区間 3 までは Na-(Ca)-HCO₃型地 下水、区間 4 以深に Na-Cl 型地下水が分布している。

- ・MSB-2 号孔の区間1および区間2では、観測期間を通して各溶存成分濃度はほぼ一定の範囲に分布
- ・MSB-2 号孔の区間 4 では、観測期間を通して Cl 濃度が低下,区間 6,区間 7,区間 8 および区間 9 では上昇
- ・MSB-4 号孔の区間 1,区間 2 および区間 3 では、観測期間を通して各溶存成分濃度はほぼ 一定の範囲に分布
- ・MSB-4号孔の区間5では、観測期間を通してClやNa等の溶存成分濃度が上昇
- ・ MSB-4 号孔の区間 7 では、水頭が変化した 2010 年 8 月以降に Cl, Na 濃度が低下し、Ca, SO4 については一時的に上昇したものの 2011 年 1 月には再度低下

MSB-2号孔での水質変化について考察すると、区間4では浅部のCl濃度がより低い箇所から、 区間6、区間7、区間8および区間9では、深部のCl濃度がより高い箇所から地下水が供給され ていると考えられ、研究坑道での建設および排水に伴い、地下水の供給源が変化していることが 示唆される。また、MSB-4号孔でも同様に、地下水の供給源が変化することにより水質が変化し ていると考えられる。MSB-4号孔区間7では、水頭と水質が変化した時期が一致することから、 10MI22号孔の掘削の影響により地下水の供給源が変化したと考えられる。





図 4.1.5-16 MSB-2 号孔および MSB-4 号孔における全水頭値



図 4.1.5-17(1) MSB-2 号孔および MSB-4 号孔における水質分析結果



図 4.1.5-17(2) MSB-2 号孔および MSB-4 号孔における水質分析結果

2)モデル化・解析

これまでの第2段階での水質観測では、研究坑道近傍において、深部の地下水が上昇し、水質 分布が変化していることおよびその変化の程度は主立坑断層を境に異なることが明らかとなって きている。これらの現象は第1段階では予測されていなかったが、研究坑道掘削に伴う地下水流 動状態の変化に起因すると考えられる。これらの現象を定量的に理解するため、第1段階で得ら れた水質分布を初期条件とし、研究坑道の掘削による地下水流動状態の変化を考慮した三次元非 定常移流分散解析を行い、研究坑道掘削に伴う水質分布の変化を推定した。特に 2010 年度にお いては、Upconing が数値解析により再現可能かを確認し、観測されている水質分布の変化に関 する概念を構築するため、Upconing に着目した解析を行った。具体的には、主立坑断層等の不 連続構造を考慮しない比較的簡易な二次元の水理地質構造モデルを構築し、中心に研究坑道を配 置した三次元の軸対称移流分散解析を実施した。移流分散解析では、地下水中の Cl を対象とし た解析を行った。メッシュサイズは鉛直方向 5m を基本とした。水平方向に関しては、換気立坑 付近は 0.5m とし、徐々に広げ 2.5m とした。その後は 5m、10m と分割を粗くした。水平方向 90,659, 要素数 68,186)。この解析モデルを基本とし,表 4.1.5-8 に示す水理および物質移動に関するパラメータを既存情報に基づいて設定し 5,6),7),解析に利用した(図 4.1.5-18)。

地質区分		透水係数	有効	比貯留係数	縦分散長	横分散長	有効拡散係数	混矿区粉	浦春宁教
		(m/s)	間隙率	Ss(1/m)	(m)	(m)	(m²/s)	建建床数	MAR AL SA
	明世累層/本郷累層(本体)	2.8E-08	20%	7.4E-05	4.3	0.43	1.0E-09	1.0	0.0
	明世累層/本郷累層(難透水)	3.8E-10	20%	7.4E-05	4.3	0.43	1.0E-09	1.0	0.0
瑞浪層群	明世累層/本郷累層(基底礫岩)	5.1E-07	20%	7.3E-06	4.3	0.43	1.0E-09	1.0	0.0
	土岐夾炭累層(本体)	5.4E-07	20%	2.3E-05	4.3	0.43	1.0E-09	1.0	0.0
	土岐夾炭累層(基底礫岩)	1.3E-06	20%	7.3E-06	4.3	0.43	1.0E-09	1.0	0.0
土峙龙岗岩	花崗岩・上部割れ目帯	2.2E-07	1%	2.0E-07	4.3	0.43	1.0E-09	1.0	0.0
上飞口回右	花崗岩・下部低密度割れ目帯	2.1E-08	1%	1.0E-07	4.3	0.43	1.0E-09	1.0	0.0

表 4.1.5-8 移流分散解析に用いた水理および物質移動のパラメータ



図 4.1.5-18 移流分散解析に用いた水理地質構造モデル

Cl 濃度の設定では、第1段階での結果に基づき、堆積岩中では標高 80m(深度 120 m)までは浅 部の Cl 濃度が低い領域(Na-(Ca)-HCO3型地下水の分布領域)とし、標高 80m から標高 0m(深度 200m)までは、Cl 濃度を 100 mg/L として設定した。標高 0m 以深では、標高-550m(深度 750m) の 500 mg/L まで線形に濃度が増加すると設定し、標高-550m 以深においては、500 mg/L で一 様に分布する設定とした(図 4.1.5-19)。また、解析は、実際の研究坑道掘削の進捗に合わせて行 うとともに、2005 年 10 月から 2006 年 5 月にかけて発生した排水停止から再排水を行った状況 も考慮した。



図 4.1.5-19 移流分散解析に用いた CI 濃度分布の初期状態

これらの条件において解析を行った結果について、換気立坑での各集水リングにおける Cl 濃 度の実測値と,解析により算出された値の比較を図 4.1.5-20 に示す。その結果,解析により算出 された各集水リングにおける Cl 濃度の上昇については実測値がないために比較できないものの, Cl 濃度が低下する傾向については,解析値と実測値で整合的であった。Cl 濃度が最も高くなる 値および Cl 濃度が低下後に収束する値では,解析値と実測値で差があり,これらの違いについ ては解析時の各パラメータの検討を行い,解析値と実測値の差の原因を今後考察していく。また, 掘削開始から 1,500 日後(掘削底盤深度 190m)および 2,640 日後(掘削底盤深度 460m)の Cl 濃度分 布を図 4.1.5-21 に示す。図 4.1.5-21 では,研究坑道の進捗とともに深部から地下水が上昇する領 域が低下し,浅部ではより浅部からの地下水の流入が起きていることが確認できる。このような 水質分布の変化は,これまでに実測値に基づいて想定してきた研究坑道(特に換気立坑)近傍での 水質分布の変化に関する概念と整合的であり,これまでの水質分布の変化に関する概念が数値解 析によっても確認できた。ただし,主立坑では換気立坑とは水質分布が異なっていることから(図 4.1.5-5 および図 4.1.5-6),主立坑の水質分布とその変化については、主立坑断層の影響なども踏 まえて検討する必要があると考えられる。







図 4.1.5-21 掘削開始から 1500 日後および 2640 日後の CI 濃度分布

3)技術開発

地下水中の溶存ガスは、地下水の pH や酸化還元状態の形成に影響し、また、地下水中での微 生物活動の指標となるなど、地下水の地球化学環境を構成する重要な要素である。これまでには、 研究坑道内に設置している多区間水質モニタリング装置に開発したピストン式採水容器(図 4.1.5-21)⁸を直接接続することにより(図 4.1.5-22), 溶存ガスの組成を変化させる原因となる大気 の混入が防止できる他, 脱ガスの原因となるボーリング孔内での水圧の低下を防止できることを 示した。



図 4.1.5-21 開発したピストン式採水容器の模式図⁸⁾



図 4.1.5-22 多区間水質モニタリング装置に接続したピストン式採水容器

2010年度は、地下水採水後の保存過程における、容器の気密性能および材質に由来するガスの 散逸・発生について評価を行った。気密性能については、アナログ圧力計を装着した本採水容器 に超純水を水圧 3.0 MPa になるように注水し、注水直後と1週間保存後の圧力を比較することに よって確認した。ガスの散逸・発生については、地下水中に微量(nM オーダー)で存在し、溶存ガ

スの中で分子径が小さく、水への溶解度が低い水素ガスが最も散逸・発生の影響が顕著であると 思われるため、水素ガスを対象に試験を行った。本容器は、ステンレス材の摩耗防止のため、容 器内部をクロムめっき加工してある。一般的にはクロムめっき処理により金属中に微量の水素ガ スが取り込まれるものの、焼成することにより取り込まれた水素ガスを放出できることが知られ ていることから、本容器においても焼成を行った後に使用した。試験は容器に超純水を注水した 後,注水直後と1週間保存後の超純水中の水素ガスについて,nM レベルで濃度比較することに よって行った。水素ガス濃度については、大気非接触で真空バイアルに容器内超純水を採取し、 気相側に抽出された水素を微量還元性ガス分析装置で測定することにより算出した。試験の結果, 容器の気密性能については、採水後1週間は容器内の水圧が保持される結果が得られたことから (表 4.1.5-9),採水後に溶存ガスが本容器から漏洩していないことを確認できた。また、1週間の 気密性能が確認できたことで、遠隔地への輸送も可能であると考えられる。水素の散逸・発生に ついては、試験に使用した超純水中の水素ガスを測定したところ 24.3nM であり、本容器へ超純 水を注水した直後および1週間保存後の水素ガス濃度は、それぞれ23.2nM, 19.2nM であった(表 4.1.5-10)。今回使用した水素ガスを分析する装置による測定誤差は、経験的に約25%であること がわかっており、今回の水素ガス分析結果は全て分析誤差の範囲内である。これらの結果から、 本容器が地下水中の溶存ガスを定性、定量するために有効であることを示すことができた。

表 4.1.5-9 気密性能試験結果

	採水直後	1週間保存後
容器内圧力	3.0 MPa	3.0 MPa

表 4.1.5-10 水素の散逸・発生試験結果

	採水直後	1週間保存後		
水素濃度	23.2 nM	19.2 nM		

参考文献

- 1) 日本原子力研究開発機構: "超深地層研究所計画 年度計画書(2010 年度)", JAEA-Review 2010-029(2010).
- 青才大介,吉田治生,水野崇: "超深地層研究所における地下水の地球化学に関する調査研究 -地下水の地球化学環境を保持したろ過手法に関する技術開発-",JAEA-Testing 2009-003(2009).
- 3) Luo, Y.-R. and Byrne, R. H. : "Carbonate complexation of yttrium and the rare earth elements in natural waters". Geochimica et Cosmochimica Acta, 68(4), 691-699 (2004).
- 4) Nelson, B. J., Wood, S. A., and Osiensky, J. L.: "Partitioning of REE between solution and particulate matter in natural waters: a filtration study". Journal of Solid State Chemistry, 171(1-2), 51-56. (2003)
- 5) 大山卓也,三枝博光,水野崇,小坂寛,平川芳明:"研究坑道掘削に伴う地下水流動場および地下水水質の変化を考慮した地下水流動のモデル化・解析",日本地下水学会 2009 年春季 講演会講演要旨, pp. 64-69, (2009).
- 6) 尾上博則,三枝博光,大山卓也,遠藤令誕: "繰り返しアプローチに基づくサイトスケール の水理地質構造のモデル化・地下水流動解析(ステップ 4)", JAEA-Research 2007-034(2007).
- 7) 核燃料サイクル開発機構: "わが国における高レベル放射性廃棄物地層処分の技術的信頼性-

地層処分研究開発第2次とりまとめ-分冊3 地層処分システムの安全評価, JNC TN1400 99-023(1999).

8) 日本原子力研究開発機構: "超深地層研究所計画 年度報告書(2009 年度)", JAEA-Review 2011-007(2011).

4.1.6 深地層の工学技術の基礎の開発

(1)実施概要

2010年度は、年度計画 ¹⁾に基づく計測・評価などを当初計画どおり実施した。具体的には、2009 年度に引き続き、建設工事を通じて得られた情報に基づき、設計技術、掘削技術、対策工、品質 を確保する技術や安全対策などの有効性を評価した。さらに、深度 300m 研究アクセス坑道にお いて実施を予定している施工対策影響評価試験の計画を継続して検討した。

(2)実施内容

1)調査試験

①計測工

計測工においては、深度 400m 連接部における各種計測とともに、主立坑および換気立坑の一般部である深度 450m 地点において、地中変位計測、覆工コンクリート応力計測、鋼製支保工応力計測(主立坑のみ)を実施した。測定結果の例として、両立坑の覆工コンクリート応力(軸力)を図 4.1.6-1、図 4.1.6-2 に示す。2010 年度は、覆工コンクリート内部の応力分布を把握するため、換気立坑深度 450m の地点の覆工コンクリート(高さ 2.6m、厚さ約 40cm)の地上側・中央部・立坑掘削面側に計 24 個の応力計を配して計測を実施した。

主立坑側では、これまでは鋼製支保工に掘削による岩盤の変形に伴う応力が発生し、覆工コン クリートに発生していた応力は小さかったが、深度 450m 地点では覆工コンクリートに 3~ 12MPa の応力が発生している(図 4.1.6-1)。地中変位計測等の結果と同様、応力分布は異方的で あり、かつ測点 3、4 では測点 1、2 に比べ大きいことから、理論的に推定される水平断面内での 二次元的な変形ではなく、測定 3、4 側の覆工背面に高抜けに類するような現象により、局所的 に覆工を圧縮するような荷重が作用している可能性がある。

換気立坑側は健全な土岐花崗岩であるため、これまで同様変形も 1mm 以下と小さく、覆工に 作用している応力もほとんどが 1N/mm² (=1MPa)であり、主立坑の 1/3~1/10 程度しかない(図 4.1.6-2)。また、今回の計測により覆工コンクリート下段部が最も発生応力が大きいこと、計測開 始時にはコンクリートが硬化する際の温度応力等の影響が出ることがわかった。

今後は,深度 460m 以深において同種の計測を実施し,引き続き岩盤の挙動分析を実施する予 定である。

②施工情報のデータベース化

これまで,設計・施工計画技術の有効性評価の一環として,掘削サイクルタイムの分析を行っ ている。図 4.1.6-3 は,換気立坑を事例として実施しているサイクルタイムの分析結果の一例を 示したものであり,設計時に設定したサイクルタイムに対して,実際の掘削作業(削岩,ずり出し, 壁面観察,裏面排水設置工,覆工打設等)がどの程度増加したかを比率として表している。深度の 違いによらず,掘削に係わる各作業はほぼ一定の割合で増加しており,深度増加の影響はほとん ど見られていない。この傾向は主立坑の掘削工事でも同様である。

また,実際の掘削作業のサイクルタイムが,設計時のそれに比べ増加している原因は,サイク ルタイムの計算方法よりも計算に必要となるパラメータの数値の違い(削岩作業であれば,当初設 計の設定は 1.3m の削孔長であったものが,実際には 1.8m 程度となっている)が大きく,設計時 に実際に近いパラメータ値を評価する方法が課題であることがわかった。



図 4.1.6-1 覆エコンクリート応力測定結果(主立坑 深度 450m)



図 4.1.6-2 覆エコンクリート応力測定結果(換気立坑 深度 450m, 下段部)



図 4.1.6-3 第1段階の施工計画策定時に設定した掘削工事に係わる各作業時間に対する第2段 階における実際の各作業時間の増加率

③解析·検討

主立坑は第1段階の予測と異なる断層および付随する変質部が出現していることにより,第1 段階の設計で設定した岩盤モデルやそれに基づく解析評価結果と直接比較することは困難である。2009年度の検討では,主立坑掘削開始後に立坑中心部から実施したパイロットボーリング調査結果を用いて,再度立坑周辺岩盤の変形挙動や支保工に発生する応力を解析的に評価し,パイロットボーリング調査が立坑掘削前に行われていたと仮定すると,今回現われている脆弱な岩盤部の挙動を精度良く把握し,それによる支保工設計が精度良く行える可能性があることを示した²⁾。

2010年度は、計測された変形挙動に認められた時間経過に伴う変形の増加について、汎用有限 要素法解析コードである ABAQUS を用いて、水–応力連成解析 ³⁾および第 2 次取りまとめで岩 盤の長期挙動評価に適用している大久保モデル ⁴⁾を用いた解析を実施し、それらの適用性を検討 した。図 4.1.6⁻⁴ a)に解析モデルを示すが、2009年度同様パイロットボーリング調査に基づくモ デルを用い、境界条件となる三次元応力を深度 200m レベルで実施した初期応力測定結果 oz:ox: oy=1:1.8:1.4(x:断層直交方向、y:断層平行方向)に基づき設定した。水–応力連成解析では必要 となる B 値および a の値を三軸圧縮試験と文献値から定めた体積弾性率より計算した。大久保モ デルのパラメータである a,m,n については 2009年度に実施した一軸圧縮試験の再現解析等によ り設定した。

図 4.1.6-5 は水・応力連成解析結果と実測の地中変位計測結果を比較したものである。連成解析 では、モデル上で断層および変質部として表現されている領域の透水係数を、異方的に設定した ケース(断層に平行な方向:1.0E-7m/sec 断層に直交する方向 1.0E-9m/sec)と等方的に設定したケ ース(1.0E-7m/sec)で実施した。透水性を等方と仮定した場合では、実測された異方的な変形を十 分再現できていないが、異方的に設定したケースでは、立坑壁面近傍で圧縮と引張変形が混在し ている地中変位計の挙動をある程度再現できている。さらに、図 4.1.6-4c)に示した 2009 年度の 解析結果と比較すると、掘削に伴うステップ上の変形増加の再現性が良くなっていることがわか る。具体的には図 4.1.6-4c)では、実測値は掘削に伴いステップ状に変化しているが、解析結果(黒 線部)はステップ状の変化が明瞭でない。これに対し、図 4.1.6-5 では、そのような実測でみられ るステップ状の変化が再現されている。図 4.1.6-6 は、大久保モデルを用いた解析結果であるが、 連成解析結果と同様の傾向が認められるとともに、切羽の進行に伴い変形の方向が圧縮側から引 張側に反転するような挙動がみられることが特徴である。

いずれの解析でも、単純な弾塑性解析に比べ、岩盤の変形状態を、より良好に表現できている

と考えられるが,連成解析で必要となるパラメータの設定には特殊な三軸試験を行う必要がある ことを考慮すると,大久保モデルがより簡便で設計時の解析に適用しやすいモデルと思われる。



図 4.1.6-4 2009 年度に実施したパイロットボーリング調査結果に基づく岩盤モデルと解析結果







(同定したパラメータによる掘削直後からの時間依存挙動の解析結果)

図 4.1.6-6 パラメータの同定例および解析結果と実測値の比較(深度 250m 地点)

④グラウト施工

2009年度は、研究坑道掘削工事としてのグラウト施工は行っていないが、深度の増加に伴い岩盤の透水性の低下と水圧の増加が想定されていた。このような環境においては、2009年度まで適用してきた普通ポルトランドセメント、超微粒子セメントで改善できる岩盤の初期透水性は1Lu以上であり、今後の掘削で遭遇する岩盤の透水性を十分に改善できない可能性があったため、2010年度は、より浸透性の高い溶液型グラウトの試験施工を深度300mボーリング横坑(換気立坑)内で実施した⁵。

図 4.1.6-7 に試験場所および試験施工のレイアウトを示す。パイロットボーリング孔を中心と して周辺にグラウト注入孔を配し,注入前後の岩盤の透水性や湧水量変化をパイロットボーリン グ孔で観測した。注入材料は,既存の適用事例が豊富なコロイダルシリカを使用した。図 4.1.6-8 に注入前後での岩盤の透水性変化を示すが,グラウト注入により,初期の岩盤の透水性が 0.3Lu と極めて低い条件においても透水性の改良効果が見られ,2 次孔の注入後は岩盤の透水性と湧水 量ともほぼ0となり,これまでよりも透水性の低い岩盤であっても,必要に応じ湧水抑制対策が 可能な技術が準備できた。



図 4.1.6-7 試験施工実施位置およびボーリング孔配置



図 4.1.6-8 パイロットボーリング孔における注入前後の水押し試験および湧水量測定結果

参考文献

- 1) 日本原子力研究開発機構: "超深地層研究所計画年度計画書(2010 年度)", JAEA-Review 2010-029 (2010).
- 2) 佐藤伸,納多勝,畑浩二,長谷川宏,松井裕哉,鈴木庸平,浜子正,田中裕治:力学的観点 に着目したパイロットボーリングの有効性検討,第65回土木学会年次学術講演会講演概要 集(CD-ROM), pp.127-128 (2010).
- 3) 核燃料サイクル開発機構(2004): 堆積軟岩の長期挙動に関する調査試験研究(その 2), JNC TJ5400 2003-005, pp.2-31~3-27
- 4) 大久保誠介,平野享,松井裕哉:結晶質岩を対象とした長期岩盤挙動評価のための現象論 的研究(委託研究), JAEA Research 2009-020(2009).
- 5) 延藤遵, 辻正邦, 草野隆司, 見掛信一郎, 神谷晃, 石井洋司: 瑞浪超深地層研究所深度 300m における耐久性に優れた溶液型グラウトの試験施工, 第 40 回岩盤力学に関するシンポジウム講演論文集,pp.179-184 (2011).

4.2 研究所用地における第3段階の調査研究

4.2.1 物質移動研究

(1) 実施概要

2010年度は,年度計画¹⁾に示された第3段階における物質移動の遅延効果の把握に関する調査研究(物質移動研究)の全体計画の検討,および研究坑道でこれまでに実施されたボーリング調査で採取したコアや,海外の岩石試料を用いた室内試験(間隙率測定,収着・拡散試験)を実施した。 具体的には,国内外における調査研究事例や,第1段階および第2段階の調査研究において取得した地質・地質構造,岩盤の水理,および地下水の地球化学などの地質環境に関する情報を整理し,物質移動研究の課題を取りまとめた。

また,研究坑道周辺と海外の岩石試料を用いた室内試験を実施し,既存の試験手法の適用性や 品質の確認と,研究坑道周辺の物質移動に関する情報を予察的に把握した。

(2) 実施内容

1)物質移動研究の全体計画の検討

国内外における調査研究事例や,第1段階および第2段階の調査研究において取得した地質・ 地質構造,岩盤の水理,および地下水の地球化学などの地質環境に関する情報に基づき,第3段 階における物質移動研究の全体計画を検討した。以下に,各地質環境に関する情報やスケールに 基づいて抽出された課題を例示する。

- 研究坑道周辺に分布する大規模な不連続構造として主立坑断層が確認されている。これまでの調査研究により、この断層の周辺には緑色変質帯が分布し、その外側に母岩の変質を伴う割れ目帯が分布していることが確認されている。割れ目の卓越した岩盤では、割れ目および断層などの不連続構造における移流・分散、割れ目近傍の岩石マトリクスおける収着・拡散などが主要な物質移動のプロセスとなる。したがって、割れ目、断層およびその周辺の岩盤を対象に、物質移動の観点から、それらを評価する考え方を整理する必要がある。さらに、母岩の変質による鉱物組成の変化が、岩石マトリクスにおける収着・拡散などの遅延効果に影響を与えると考えられるため、母岩の変質の程度が物質移動に関する現象やパラメータに与える影響についても把握する必要がある。
- 研究坑道周辺の地下水の水質分布については、深度とともに溶存イオン濃度が高くなることがわかっており、浅部と深部の地下水水質の違いが物質移動に与える影響を把握する必要がある。また、コロイド、有機物および微生物が物質移動に関する現象やパラメータに与える影響については、地上からの調査では、ボーリング孔の掘削時の掘削水や、採水時の汚染を無視できないことから、研究坑道を利用した調査により詳細に把握する必要がある。
- 研究坑道周辺では、主立坑断層を境界として、その両側で地下水流動場が異なる可能性が あり、このような大局的な地下水流動場の違いが物質移動に与える影響を把握する必要が ある。
- 研究坑道の掘削や研究坑道からのボーリング調査による、地質・地質構造に関する調査研 究結果から、研究坑道周辺に分布する不連続構造は、割れ目の特徴(割れ目の角度、充填鉱 物や割れ目周辺の母岩の変質の程度)により区分された 4 タイプの割れ目と断層の計五つ に区分されている。この地質学的な観点での分類を前提として、物質移動に関するパラメ ータ(間隙率、収着・拡散係数など)を把握し、物質移動の観点から割れ目の分類方法を整 備する必要がある。
今後は、これらの既存情報を収集・整理し、その結果に基づき、研究坑道の周辺に広がる数十 m~百m程度の領域(ブロックスケール)を対象とし、図 2.2-1 に示す「調査研究の個別目標と課 題」に挙げる「岩盤の収着・拡散特性の把握」、「物質移動場の把握」および「コロイド/有機物/ 微生物の影響の把握」に基づいて、一連の調査技術を体系的に提示するための調査研究計画を策 定する。

2) 室内試験

研究坑道周辺に認められる不連続構造(断層や割れ目)について,これまでの地質学的な調査結 果に基づき,断層や割れ目を五つに区分されている(表 4.2.1-1)²⁾。一方,地層科学研究の一環と して実施した釜石原位置試験場における試験結果³⁾では,割れ目充填鉱物相,変質した母岩およ び未変質な母岩において物質の収着・拡散特性が異なることが報告されており,地質学的観察に 基づいて区分される不連続構造と物質移動に関する現象やパラメータに関係があることが推定さ れる。そこで,2010年度は,割れ目と物質移動に関する現象やパラメータとの関係を把握するた めに,ボーリング調査で採取した岩石試料を用いて,収着試験,拡散試験および間隙率測定を実 施した。

タイプ	充填鉱物	割れ目近傍の 母岩の変質	透水性	形成時期 温度目安	備考				
I 割れ目 (高温型)	緑泥石	無し	低透水性	69-43Ma 300-200℃	母岩変質はないが,緑泥石を介 在する。				
II 断層	_	強変質	遮水性	64-43Ma 400-300℃	ガウジを有し,塩基性貫入岩や 岩級 D の強変質部を伴う。				
III 割れ目 (高温変質型)	緑泥石	緑色・白色	低透水性	64-43Ma 300-200℃	割れ目を通じて母岩を幅数 cm 程度に緑色変質させる。				
IV 割れ目 (低温型)	方解石 緑泥石 または無し	橙色・グレー	高透水性	69-24Ma <200℃	緑泥石と方解石ともに充填し ている場合は、Ⅳと認定する。				
V 割れ目 (低角度)	方解石 または無し	無し	高透水性	43-22Ma <100℃	傾斜 30°以下の割れ目				

表 4.2.1-1 研究所用地における不連続構造の分類²⁾

①試験試料

室内試験に用いる岩石試料として,深度 300m 研究アクセス坑道で実施したボーリング調査 (10MI22 号孔)によって採取された岩石試料から,表 4.2.1-1 に基づき四つのタイプの割れ目(タイ プ I, III, IV および V)近傍のマトリクス部を選定した。さらに,割れ目面近傍の風化や変質が 収着・拡散に与える影響を把握するために,風化や変質が認められない健岩部も試験試料に加え た。また,収着・拡散試験手法の適用性や試験の品質を確認すること,鉱物組成の違いが収着・ 拡散に与える影響を把握するために,グリムゼル原位置試験場で国際共同研究として実施してい る長期拡散試験の際に採取したコア試料(花崗閃緑岩)から風化や変質が認められない健岩部を加 え,計6種類の岩石を試験試料とした。選定した試験試料に関して,岩種および試験実施の実施 項目を表 4.2.1-2 に整理した。なお,グリムゼル原位置試験場の試料に関する間隙率測定につい ては,測定手法が確立された水銀圧入法を用いること,間隙率測定のための標準物質が決められ ており,その測定品質が担保できること,及び研究坑道周辺に認められる割れ目近傍の空隙率を 比較することが目的であることから,測定しないこととした。

試料は、物質移動に関する特徴が割れ目近傍の変質と関係があると予想し、図 4.2.1-1 に示すように、一つの岩石試料につき、割れ目面からの距離が異なる2箇所から試験試料を採取し室内

試験に供した。なお,健岩部の岩石試料に関しても,人為的に岩石カッターにより面出しをした 面を便宜上,割れ目面と表現し,その他の岩石試料と同様に2箇所から試験試料を採取し室内試 験に供した。拡散試験で使用する溶液は,研究所用地で採取した岩石試料に対しては,深度300m 研究アクセス坑道で採取した地下水を用い,グリムゼル原位置試験場で採取した岩石試料に対し ては,グリムゼル原位置試験場の地下水の水質を考慮して調整した模擬地下水を用いた。収着試 験ではこれらの溶液と,塩分濃度が物質の収着などに与える影響を確認するために,0.5MのNaCl 溶液の2種類を使用した。

⇒+∞1 々	巴括	試験実施の有無					
武州石	石裡	拡散試験	収着試験	間隙率測定			
瑞浪 健岩部	花崗岩	0	0	0			
瑞浪 I割れ目	花崗岩	0	0	0			
瑞浪 Ⅲ割れ目	花崗岩	0	0	0			
瑞浪 IV割れ目	花崗岩	0	0	0			
瑞浪 V割れ目	花崗岩	0	0	0			
グリムゼル 健岩部	花崗閃緑岩	0	0	×			

表 4.2.1-2 岩石試料一覧および実施試験対応表



⁽青枠:拡散試験用試料 赤枠:間隙率測定用試料 黄色枠:収着試験用試料) 図 4.2.1-1 岩石試料の採取位置の例(瑞浪 III 割れ目)

②トレーサーの選定

物質移動研究において重要な研究目的である物質移動に関わる現象の把握や,物質移動解析に 必要となる入力パラメータ(収着・拡散係数など)を取得するためには,実際に物質を用いた試験 として,原位置の岩盤を対象としたトレーサー試験と,室内でのトレーサー試験の実施が重要で ある。そこで,室内でのトレーサー試験において使用するトレーサーについて検討を行った。

2010年度は、室内でのトレーサー試験方法を構築するために、国内外の地層処分研究において 適用されている試験方法を適用し、母岩(マトリクス部)を対象として、物質が移動する現象の把 握や物質の移動に関わるパラメータの取得を試みた。また、室内でのトレーサー試験で取得され るデータの品質を確認するためには、既存の研究結果との比較が重要となるため、既存の室内で のトレーサー試験において使用実績が高いトレーサーとして蛍光染料、非放射性の Cs, Sr,およ びヨウ素を選定した。

今後は、試験により取得されるデータの品質を確認する観点から、蛍光染料、非放射性の Cs, Sr,およびヨウ素を用いた室内でのトレーサー試験を継続する。また、原位置の岩盤を対象とした トレーサー試験と、室内でのトレーサー試験により、物質移動に関わる現象を把握するためには、 両トレーサー試験において同じトレーサーを用いる必要があることから、それらについては、蛍 光染料、Na、K、Cl、Br、および重水を用いる計画である(図 4.2.1-3)。



図 4.2.1-2 様々なスケールにおける物質移動の特性, プロセスおよびパラメータ



図 4.2.1-3 周期表

③透過型拡散試験

割れ目分類に応じて採取した岩石試料の拡散特性(実効拡散係数)を取得することを目的として、 透過型拡散試験を実施した。拡散試験は、図 4.2.1-4 に示すように岩石試料の両側にトレーサー を添加した溶液(図の左側のタンク:トレーサー溶液)と、トレーサーを添加しない溶液(図の右側 のタンク:測定溶液)を配置し、両方のタンク中のトレーサー濃度の変化を測定することにより、 岩石中を物質が移動する現象を把握する試験である。2010年度は、本試験方法の有効性と試験結 果の品質を確認するために、海外での研究で使用実績が高いトレーサーとして、非放射性の Cs. Sr, ヨウ素, および蛍光染料であるウラニンを用いた。図 4.2.1-5 に瑞浪の研究坑道から採取し た健岩部の岩石とウラニンを用いた試験結果の一例と、ウラニンを用いた試験により算出された 各試料の実効拡散係数を示した。研究坑道から採取した岩石試料の実効拡散係数は、10⁻¹⁴ m²/s オーダーを有するものが多い結果となった。一方で、割れ目面からの距離の違いによる実効拡散 係数の差は、タイプIに分類される割れ目のみ大きく現れており、他のタイプの割れ目ではその 傾向は認められていない。これらの結果については,今後,薄片による鏡下観察や EPMA など の分析により、タイプによる割れ目近傍の空隙構造や鉱物の変質の程度の違いを調査する必要が ある。また、Cs, Sr およびヨウ素に関する拡散試験については、Cs と Sr の実効拡散係数とし て 10⁻¹³ m²/s 程度の値が得られ、試料採取位置で顕著な違いは認められていない。また、ヨウ素 の実効拡散係数については、いずれの試料も 10⁻¹³ m²/s オーダーの値であり、ウラニンのそれよ りも1桁大きな値が算出された。

試験手法の品質を確認するために、グリムゼル原位置試験場から採取した岩石を用いた試験結果と比較を行った。海外での試験結果では、放射性の Cs^{134} を用いた試験により $5.3 \times 10^{-12}(m^2s^{-1})$ 程度の実効拡散係数(私信)が得られつつある。また、本研究では非放射性の Csを用いた試験により約3 × $10^{-12}(m^2s^{-1})$ の実効拡散係数が得られつつあり、概ね、同じ結果を示していると考えられる。しかし、試験数が少ないことから、今後も試験を継続し測定精度の高い試験手法を構築する計画である。





④ 収着試験

割れ目分類に応じて採取した岩石試料の収着特性(収着分配係数)を取得することを目的として, 岩石試料を粉砕した試料と収着性の非放射性の Cs と Sr をトレーサーとして用い,粉砕試料を投 入した試験溶液中のトレーサー濃度と粉砕試料を投入していないブランク溶液中のトレーサー濃 度との差から,固相への元素の収着量を取得する方法により収着分配係数を取得した^{4),5)}。試料 は,試験開始後 1,7,14,28 日目に試験溶液とブランク溶液から採取し,収着量の経時変化を 確認するとともに,pH の測定を実施した。また,これらの試験は,大気雰囲気下,室温条件で 実施し,試験の繰り返し数を 2(N=2)とした。

図 4.2.1-6 には、Cs に関する 6 試料(瑞浪健岩部、タイプ I、III, IV, V の割れ目およびグリム ゼル原位置試験場の健岩部の岩石試料)に対する収着分配係数の経時変化を示した。Cs の収着分 配係数は、約 2 週間で概ね一定の値となる傾向にあり、いずれの岩石試料についても、0.5M NaCl を溶媒とした試験の方が、原位置の地下水や模擬地下水を溶媒とした試験より高い収着分配係数 を示した。一方、収着量が少ない原位置の地下水の条件では、試験の繰り返し測定(N=2)におい て変動が認められる。瑞浪タイプ I 割れ目およびグリムゼルの試料については、0.5M NaCl, 原 位置の地下水およびグリムゼル試験場の水質を模擬した地下水のいずれの溶媒を用いた試験でも、 高めの収着分配係数を示す傾向が認められた。しかし、収着量が少なく、測定のたびに生じる測 定誤差内のわずなブランク濃度の違いが無視できないために、収着分配係数が算出されないよう なケースも認められており、今後の試験方法について検討が必要である。

Sr については、全体的に収着分配係数が Cs よりも小さな値を示し、1×10⁻² (m³/kg)を越えるような値は算出されなかった。収着量が少ないため、試験の繰り返し測定(N=2)における変動も大きい傾向である。また、2 週間を越えた段階では、溶媒や岩石試料の種類による影響はほとんど認められていない。

また、収着分配係数については、前述の拡散試験の結果からも算出できることから、透過型拡 散試験により取得した収着分配係数との比較を行った。収着試験と透過型拡散試験から算出した Csの収着分配係数を図 4.2.1-7 に示す。なお、試験期間が短かったため、拡散試験および収着試 験ともに、収着量が少なく収着分配係数が負として算出されたケースは表現していない。比較の 結果、収着試験よりも透過型拡散試験から算出した収着分配係数のほうが1桁以上小さな値を示 す傾向が認められた。しかし、透過型拡散試験から算出される収着分配係数は、取得される図 4.2.1-5(左)に示すデータの近似直線の傾きに依存することから、今後は、より長期間の試験期間 を設定した透過型拡散試験の結果と比較を行い、収着分配係数を確認する必要がある。



図 4.2.1-7 収着試験と透過型拡散試験から算出した収着分配係数

⑤間隙率測定

岩石試料の収着特性(収着分配係数)を把握するためには、その岩石試料の間隙率を取得する必要があることから、割れ目区分に応じて研究坑道から採取した試料および健岩部の試料(表 4.2.1-2)を各辺が 1cm の立方体に整形し(図 4.2.1-8)、重量測定による間隙率・密度の算出と、水銀圧入法による間隙率の測定を行った。水銀圧入法による間隙率測定は、オートポア IV9520(micromeritics 社製、アメリカ)により行った。

水銀圧入法による間隙率測定では、414MPa まで段階的に水銀の注入圧を変化させ、水銀に与 える圧力と供試体内への水銀の浸入量を測定し、細孔分布、全細孔容積、真密度、間隙率などの 物性を算出した。取得された間隙率(表 4.2.1-3)は、健岩部および I, III, IV, V の割れ目の近傍 の試料についていずれも 0.2~0.3%を示し、割れ目のタイプごとでは有意な差は認められていな い。既存の文献調査 ⁶により得られた花崗岩類の有効間隙率は、図 4.2.1-9 に示すようにその多く が未変質部の有効間隙率で 2%以下に分布しており、全体の平均は約 1.9%となっている ⁷。また 1%以下の間隙率が卓越することを確認した。



図 4.2.1-8 間隙率測定用試料の整形例

表 4.2.1-3 算定した間隙物性一覧表

			全細孔容積	全細孔表面積	メディアン細孔直径	平均細孔径	カサ密度	真密度	間隙率	供試体重量
<u> </u>	表面処理	位置	mL/g	m²/g	μm	μm	g/mL	g/mL	%	g
理治 健学部	処理	-	0.0012	0.02	0.35	0.27	2.61	2.62	0.3	2.535
''''''''''''''''''''''''''''''''''''''	未処理	-	0.0012	0.02	0.36	0.23	2.61	2.62	0.3	3.255
理治 「割を日	未処理	割れ目に近い試料	0.0011	0.05	0.14	0.09	2.63	2.64	0.3	3.116
ホ 液 1 刮10日	未処理	割れ目から遠い試料	0.0008	0.03	0.25	0.12	2.61	2.62	0.2	2.999
	処理	割れ目に近い試料	0.0013	0.07	0.10	0.07	2.61	2.62	0.3	2.531
瑞浪 Ⅲ 割れ目	未処理	割れ目に近い試料	0.0007	0.04	0.13	0.08	2.61	2.61	0.2	3.115
	未処理	割れ目から遠い試料	0.0011	0.03	0.27	0.16	2.60	2.61	0.3	3.046
理治 取 割を日	未処理	割れ目に近い試料	0.0011	0.02	0.40	0.26	2.62	2.63	0.3	3.147
□ ホルス ⅠV 刮40日	未処理	割れ目から遠い試料	0.0011	0.02	0.30	0.20	2.63	2.64	0.3	3.085
	処理	割れ目に近い試料	0.0007	0.01	0.29	0.22	2.61	2.61	0.2	2.537
瑞浪 V 割れ目	未処理	割れ目に近い試料	0.0009	0.02	0.24	0.19	2.61	2.62	0.2	3.009
	未処理	割れ目から遠い試料	0.0009	0.02	0.31	0.20	2.61	2.61	0.2	2.936



参考文献

- 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: "超深地層研究所計画 年度計画書(2010 年度)", JAEA-Review 2010-029(2010).
- 2) 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:"超深地層研究所計画 年度報告書(2009 年度)", JAEA-Review 2011-007(2011).
- 3) 核燃料サイクル開発機構:"釜石原位置試験総括報告書",JNC TN7410 99-001 (1999).
- 4) 日本原子力学会標準委員会:"収着分配係数の測定方法-浅地中処分のバリア材を対象とした バッチ法の基本手順および深地層処分のバリア材を対象とした測定の基本手順-", AESJ-SC-TR001:2006 (2006).
- 5) 佐藤治夫, 舘幸男, 渋谷朝紀: "亀裂性結晶質岩におけるイオンのマトリクス拡散--釜石鉱山 産の花崗閃緑岩--", サイクル機構技報, No.4, p75-85, (1999).
- 6) 佐藤稔紀,石丸恒存,杉原弘造:"文献調査による我が国の岩石の物理的特性に関するデータの収集", PNC TN 7410 92-018 (1992).
- 7) 核燃料サイクル開発機構: "わが国における高レベル放射性廃棄物地層処分の技術的信頼性-地層処分研究開発第2次とりまとめ- 分冊3 地層処分システムの安全評価", JNC TN1400 99-023, (1999).

4.3 施設建設

(1)施設建設の概要

2010 年度は,主立坑は深度 459.6m から深度 481.3m まで,換気立坑は深度 459.8m から深度 497.7m までの掘削を行った。2010 年度に実施した主立坑および換気立坑における掘削の概要を 以下に示す。

1) 主立坑(深度 459.6m~481.3m を掘削)

主立坑沿いには,深度459.6m までと同様に強変質を伴う花崗岩と貫入岩が分布し,主立坑断層は深度481.3m まで連続して確認されたが,主立坑掘削時における壁面の自立性は担保されており,地山補強(シリカレジン注入)¹⁾などの対策を講じることなく掘削を進めた。

掘削領域の透水性は低く,主立坑掘削時に顕著な湧水はなく,壁面が濡れる程度の割れ目が一 部で確認された程度であり,掘削の進捗に伴う湧水量の増加はほとんど認められなかった。

2) 換気立坑(深度 459.8m~497.7m を掘削)

換気立坑は、2009 年度の掘削においては、深度約 421m~428m、深度 446m~453m の区間を 対象にプレグラウトを実施した。プレグラウトの実施は、主立坑および換気立坑において従来か ら実施している探り削孔により湧水抑制対策の要否について判断している。換気立坑の掘削領域 のうち、深度約 400m~460m 付近は、2006 年度に実施したパイロットボーリングの結果では、 比較的透水性の高い区間(10⁻⁷~10⁻⁶m/sec オーダー)が認められたことから²⁰、深度 459.8m 以深 の掘削においても顕著な湧水が発生する可能性があったが、探り削孔を行いつつ掘削した結果、 深度 459.8m~497.7m においては顕著な湧水は確認されず、湧水抑制対策を講じることなく掘削 を進めた。

(2)周辺環境モニタリング調査

1) 河川流量調査

2010 年度は,2009 年度に引き続き河川流量調査を行い,水位流量曲線式を設定するためのデ ータを蓄積した。調査方法は,観測される水位(H)と流量(Q)の関係を示す水位流量曲線(H-Q曲線) を予め求めておき,この関係を用いて計測した水位から流量を算定する方法である。

調査は狭間川の4箇所に設置した河川流量計(水位計)により実施した。設置場所は狭間川の上 流,中流,下流および明世小学校前地点の4箇所であり,上流地点は研究所用地の北東約1,300m, 中流地点は東約50m,下流地点は南南東約800m,明世小学校前地点は南南東約850mである(図 4.3-1参照)。調査の結果,2010年度の月総雨量と月総流量の関係は,過去3年間のデータと比較 すると,2007年度,2008年度,2009年度とほぼ同様の相関関係を示していた。また,2010年 度の各河川流量測定地点の年間平均流量は,2003年度以降の測定データと比較して有意な差はな かった(表 4.3-1参照)。

2) 地下水位調査

研究所周辺の井戸 10 箇所に設置した地下水位計により調査を実施した。各地点において年間 を通じての地下水位の変動幅が把握されるとともに,井戸水の揚水との関係,降雨時の地下水位 の反応の状況を把握した。調査の結果,各井戸の水位の傾向として,概ね降雨量によく呼応した 変動を示していた(図 4.3・2 参照)。なお,研究坑道掘削工事による周辺井戸の水位への影響は,確 認されていない。

3) 騒音·振動調査

騒音・振動調査は、研究坑道掘削工事において稼動している機械や発破作業による影響を把握 するために実施している。2010年度は、4回実施した。調査結果は、騒音・振動とも特定建設業 の規制に関する基準³⁾を下回るレベルであった。

4) 水質調査

研究坑道掘削工事に伴う立坑からの排水の放流先である狭間川の水質調査として、河川水試料 を採取し、生活環境項目および健康項目について水質分析を行った。水質調査地点は、排水口の 上流および下流地点の2箇所であり、上流地点は瑞浪国際地科学交流館敷地の北側、下流地点は 排水口から約20m下流である(図4.3-3参照)。水質分析結果は、分析項目すべてが環境基準値未 満であった。



図 4.3-1 河川流量測定位置図

左座	上流	地点(流量)	m³/s)	中流地点(流量m³/s)			
午皮	平均 最大 量		最少	平均	最大	最少	
2003年度	0.018	0.313	0.007	0.039	0.759	0.009	
2004年度	0.011	1.021	0.003	0.003	1.192	0.005	
2005年度	0.007	0.109	0.002	0.013	0.410	0.001	
2006年度	0.014	0.390	0.001	0.026	0.684	0.002	
2007年度	0.007	0.306	0.001	0.024	1.159	0.006	
2008年度	0.014	1.298	0.001	0.020	0.104	0.004	
2009年度	0.006	0.346	0.001	0.016	0.494	0.001	
平均	0.011	0.540	0.002	0.020	0.686	0.004	
中央値	0.011	0.368	0.002	0.020	0.685	0.004	
2010年度	0.016	0.623	0.001	0.036	1.935	0.001	
在由	下流	地点(流量)	m³/s)	明世小	前地点(流:	量m³/s)	
十皮	平均	最大	最少	平均	最大	最少	
2003年度	0.047	5.528	0.003	—	—	—	
2004年度	0.062	9.427	0.003	_	_	_	
2005年度	0.022	0.930	0.003	_	_	_	
2006年度	0.067	1.489	0.007	_	_	_	
2007年度	0.048	2.383	0.006	—	_	_	
2008年度	0.071	11.431	0.004	_	_	_	
2009年度	0.046	3.792	0.014	0.071	0.802	0.018	
平均	0.052	4.997	0.006	_	_	—	
中央値	0.050	4.395	0.005				
2010年度	0.057	7.533	0.009	0.082	8.627	0.008	

表 4.3-1 河川流量測定地点における河川流量





図 4.3-3 水質調査位置図

参考文献

- 1) 見掛信一郎,山本 勝,池田幸喜: "瑞浪超深地層研究所における研究坑道掘削と施工対策技術の適用",土木学会第40回岩盤力学に関するシンポジウム講演集, pp.191-196, (2011).
- 2) 鶴田忠彦, 竹内真司, 竹内竜史, 水野 崇, 大山卓也: "瑞浪超深地層研究所における立坑内 からのパイロットボーリング調査報告書", JAEA-Research 2008-098(2008).
- 3) 環境省令第一一号:振動規制法施行規則,第11条「特定建設作業の規制に関する基準」,(2007).

4.4 正馬様用地における調査研究

(1)実施概要

2010年度の正馬様用地での調査研究では,年度計画¹⁾に基づき,月吉断層に着目した地下水流動場の把握のための地下水長期モニタリングおよび涵養量の把握のための表層水理観測を継続した。

(2)実施内容

1)調査試験

①地下水長期モニタリングおよび表層水理観測

(a)地下水長期モニタリング

地下水長期モニタリングでは 2009 年度に引き続き, AN-1, AN-3, MIU-2, MIU-3, MIU-4 号孔において, 直接水圧計測方式である MP システム(Westbay 社(現 Schlumberger 社)製)を用 いて, 間隙水圧のモニタリングを継続した。

AN-1, AN-3 号孔の観測区間は,全て月吉断層の上盤側に位置する。また,MIU-2,MIU-3, MIU-4 号孔は月吉断層を貫通しており,断層の上盤側,下盤側それぞれに観測区間を設置してい る。観測孔の位置を図 4.3-1 に示す。また,地下水長期モニタリングを実施しているボーリング 孔の観測区間を表 4.3-1(1),表 4.3-1(2)に示す。

以下に、2010年度の正馬様用地内のボーリング孔での間隙水圧測定結果を示す。



図 4.3-1 水圧モニタリング孔位置図(正馬様用地内)

表 4.3-1(1)	地下水長期モニタリングを実施しているボーリング孔の観測区間	罰
	(正馬様用地内)	

AN-1号孔	孔口標高:216.38m										
区間来旦		区間深	度 (m)			区間長	観測区間				
区间留万	GL (-m)	EL(m)			(m)	2010年度	地間			
1	49.2	~ 97.7	167.2	\sim	118.7	48.5	0	土岐花崗岩			
2	98.7 ~	~ 150.4	117.7	\sim	66.0	51.7	_	土岐花崗岩			
3	202.3	~ 250.7	14.1	\sim	-34.3	48.4	—	土岐花崗岩			
4	251.7	~ 268.5	-35.3	\sim	-52.2	16.9	_	土岐花崗岩			
5	301.5	~ 349.7	-85.1	\sim	-133.3	48.2	—	土岐花崗岩			
6	450.1	~ 507.2	-233.7	\sim	-290.8	57.1	0	土岐花崗岩			
7	508.2	~ 536.4	-291.8	\sim	-320.0	28.2	—	土岐花崗岩			
8	543.3	~ 549.7	-326.9	\sim	-333.3	6.4	_	土岐花崗岩			
9	597.8	~ 646.5	-381.4	\sim	-430.1	48.7	—	土岐花崗岩			
10	743.7	~ 792.8	-527.3	\sim	-576.4	49.1	0	土岐花崗岩			
11	793.8	~ 840.5	-577.4	\sim	-624.1	46.8	_	土岐花崗岩			
12	934.0	~ 994.1	-717.6	\sim	-777.7	60.1	0	土岐花崗岩			

AN-3	문과
AN J	711

孔口標高:214.09m

区 明 <i>平</i> 中			区間深度	度 (m)			区間長	観測区間	ᅶᄮᅟᄝᆂ
区间番号 GL (-m) EL (m)			(m)	2010年度	地層				
1	93.9	\sim	103.5	120.2	\sim	110.6	9.6	0	土岐花崗岩
2	118.0	\sim	130.6	96.1	\sim	83.5	12.6	_	土岐花崗岩
3	149.5	\sim	159.1	64.6	\sim	55.0	9.6	0	土岐花崗岩
4	254.5	\sim	274.6	-40.4	\sim	-60.5	20.1	0	土岐花崗岩
5	295.0	\sim	304.6	-80.9	\sim	-90.5	9.6	0	土岐花崗岩

ΜT	U-2	号孔.
101 L	0 4	'J 'J L

孔口標高:223.775m

区 間 平 円	区間深	度 (m)	区間長	観測区間	
区间留万	GL(-m)	EL(m)	(m)	2010年度	地。唐
1	$104.0 \sim 187.3$	119.8 ~ 36.5	83.3	_	土岐花崗岩
2	188.2 \sim 260.4	$35.6 \sim -36.6$	72.2	0	土岐花崗岩
3	261.3 \sim 333.1	$-37.5 \sim -109.3$	71.8	_	土岐花崗岩
4	$334.0 \sim 397.2$	-110.2 \sim -173.4	63.2	_	土岐花崗岩
5	398.1 \sim 498.4	$-174.3 \sim -274.6$	100.3	0	土岐花崗岩
6	499.3 \sim 603.0	$-275.5 \sim -379.2$	103.7	_	土岐花崗岩
7	$603.9 \sim 699.2$	$-380.1 \sim -475.4$	95.3	_	土岐花崗岩
8	700.1 \sim 800.9	-476.3 \sim -577.1	100.8	_	土岐花崗岩
9	801.8 ~ 887.1	$-578.0 \sim -663.3$	85.3	0	土岐花崗岩
10	889.5 \sim 912.5	-665.7 \sim -688.7	23.0	_	土岐花崗岩(月吉断層を含む)
11	913.4 \sim 933.2	-689.6 \sim -709.4	19.8	_	土岐花崗岩
12	934.1 \sim 1012.0	$-710.3 \sim -788.2$	77.9	0	土岐花崗岩

注)2010年度は。印の区間で地下水長期モニタリングを実施

表 4.3-1(2) 地下水長期モニタリングを実施しているボーリング孔の観測区間 (正馬様用地内)

MIU-3号孔							孔口標高	: 230.476m	l		
口胆毛口			区間深	变 (m)			区間長	観測区間			
区间留方	G	L (-m)	EL(m)			(m)	2010年度	地一階		
1	183.3	\sim	239.6	47.2	\sim	-9.1	56.3	0	土岐花崗岩		
2	240.5	\sim	319.3	-10.0	\sim	-88.8	78.8	—	土岐花崗岩		
3	531.3	\sim	604.0	-300.8	\sim	-373.5	72.7	—	土岐花崗岩		
4	604.9	\sim	690.8	-374.4	\sim	-460.3	85.9	0	土岐花崗岩		
5	691.7	\sim	723.7	-461.2	\sim	-493.2	32.0	—	土岐花崗岩(月吉断層を含む)		
6	724.6	\sim	780.5	-494.1	\sim	-550.0	55.9	0	土岐花崗岩		
7	781.4	\sim	832.4	-550.9	\sim	-601.9	51.0	_	土岐花崗岩		
8	876.1	\sim	941.5	-645.6	\sim	-711.0	65.4	0	土岐花崗岩		

MIU-4号孔

孔口標高:216.994m

区胆奎百		区間深周	度 (m)			区間長	観測区間	HA R		
区间留方	GL(-m)	EL(m)			(m)	2010年度	地層			
1	132.3 ~	187.3	84.7	\sim	29.7	55.0	—	土岐花崗岩		
2	251.0 \sim	277.4	-34.0	\sim	-60.4	26.4	_	土岐花崗岩		
3	278.2 ~	362.4	-61.2	\sim	-145.4	84.2	—	土岐花崗岩		
4	363.2 ~	431.5	-146.2	\sim	-214.5	68.4	_	土岐花崗岩		
5	432.3 ~	505.4	-215.3	\sim	-288.4	73.1	_	土岐花崗岩		
6	506.2 ~	578.5	-289.2	\sim	-361.5	72.3	0	土岐花崗岩		
7	579.3 ~	585.1	-362.3	\sim	-368.1	5.8	_	土岐花崗岩		
8	585.8 ~	603.7	-368.8	\sim	-386.7	17.8	0	土岐花崗岩(月吉断層を含む)		
9	604.4 ~	658.8	-387.4	\sim	-441.8	54.4	0	土岐花崗岩		
10	659.6 ~	689.3	-442.6	\sim	-472.3	29.7	0	土岐花崗岩		

注)2010年度はo印の区間で地下水長期モニタリングを実施

a) AN-1 号孔

AN-1 号孔の観測結果を図 4.3-2 に示す。AN-1 号孔においては、9 月上旬にメンテナンス作業 を実施した。本作業では、計画に従って水圧計測プローブを全て交換して計測を再開させた。こ のため、メンテナンス作業前後の観測値については、水圧計測プローブの個別特性による変化が みられる。なお、メンテナンス作業後の9月中旬から10月上旬にかけてデータ欠損が生じ、原 因を調査したところ観測区間 No.6の水圧計測プローブの故障によるものであった。したがって、 観測区間 No.6 は10月上旬にも水圧計測プローブの交換を行っている。なお、水圧計測プローブ の交換前後における計測値が許容値内(圧力センサー測定範囲の±0.1%以内、ここではプローブ交 換前の圧力±13.8kPa)であることを確認し、計測プローブの交換作業が適切に実施できたと判断 した。

全水頭の変化をみると、東北地方太平洋沖地震の前には全ての観測区間において大きな全水頭 の変化はなく、ほぼ一定の傾向を示していた。しかし、東北地方太平洋沖地震の発生以降、全水 頭の低下が生じ、3月末現在でも低下傾向が継続している。地震に伴う全水頭の低下量は3月末 現在で1.8m~2.7mである。



図 4.3-2 AN-1 号孔の間隙水圧観測結果

b) AN-3 号孔

AN-3 号孔の観測結果を図 4.3-3 に示す。AN-3 号孔においては,7月上旬にメンテナンス作業 を実施し,その後 2010 年 1 月下旬まで計測を休止した。これは,研究坑道内のボーリング調査 期間中,本孔の機材を研究所用地内のボーリング孔(MSB-4 号孔)で使用したためである。この計 測休止期間以外は,継続的に水圧観測を実施した。





全水頭の変化を見ると、1月下旬の計測再開後は、全ての観測区間で計測休止前の全水頭と同 程度であった。

また,東北地方太平洋沖地震の前には,全ての観測区間において大きな全水頭の変化はなく, ほぼ一定の傾向を示していた。しかし,東北地方太平洋沖地震の発生以降,全水頭の低下が生じ, 3月末現在でも低下傾向が継続している。地震に伴う全水頭の低下量は3月末現在で2.8m程度 である。

c) MIU-2 号孔

MIU-2 号孔の観測結果を図 4.3・4 に示す。MIU-2 号孔においては、9 月中旬にメンテナンス作 業を実施した。本作業では計画に基づき、観測区間 No.2, No.12 の水圧計測プローブの交換と、 それまで観測を休止していた区間 No.5, No.9 への水圧計測プローブの再設置を行った。なお、 観測区間 No.12 ではメンテナンス作業前後で観測値に変化がみられるが、水圧計測プローブの個 別特性によるものである。水圧計測プローブの交換前後および再設置後における計測値が許容値 内(圧力センサー測定範囲の±0.1%以内、ここではプローブ交換前の圧力±13.8kPa)であることを 確認し、計測プローブの交換作業が適切に実施できたと判断した。

メンテナンス作業後の10月4日に観測データの欠測頻度が増加し、計測が行えなくなった。 このため、本孔では再度点検作業を行うことになったが、観測区間No.9, No.12の水圧計測プロ ーブが回収不能となり、12月上旬まで点検作業が行えなかった。したがって、この間はデータ欠 損が生じている。再度実施した点検結果は、水圧計測プローブは全て正常であり、計測不能とな った原因としては、コネクタ部からの水の浸透によるケーブルの絶縁低下が考えられた。不良部 品を交換後、12月7日から計測を再開した。





全水頭を見ると、No.12の全水頭は、観測区間 No.2, No.5, No.9の全水頭よりも高い。MIU-2 号孔では深度 900m 付近(標高-676m 付近)において月吉断層を貫通していることから、この全水 頭の違いは、同断層の上盤側と下盤側で全水頭が異なる(断層下盤の全水頭が高い)ことを示して いる。

また,月吉断層の上盤側である観測区間 No.2, No.5, No.9 では,東北地方太平洋沖地震の発 生以降,全水頭の低下が生じ,3月末現在でも低下傾向が継続している。地震に伴う全水頭の低 下量は3月末現在1.7m程度である。一方,月吉断層の下盤側である観測区間 No.12 では,東北 地方太平洋沖地震の発生以降,全水頭の上昇が生じ,3月末現在でも上昇傾向が継続している。 地震に伴う全水頭の上昇量は3月末現在で0.3m程度である。全水頭と同様に,地震発生に伴う 全水頭の変化傾向も,断層の上盤側と下盤側で異なっている。

d) MIU-3 号孔

MIU-3 号孔の観測結果を図 4.3-5 に示す。MIU-3 号孔においては、9 月下旬にメンテナンスに 伴う数日間のデータ欠損と、11 月下旬から 1 月中旬にかけて実施された採水作業に伴う計測中断 期間を除いて、観測データが得られた。全水頭をみると、観測区間 No.6, No.8 の値は観測区間 No.1, No.4 よりも高い。MIU-3 号孔では深度 710m 付近(標高-480m 付近)において月吉断層を 貫通していることから、この全水頭の違いは、同断層の上盤側と下盤側で全水頭が異なる(断層下 盤の全水頭が高い)ことを示している。

また,月吉断層の上盤側に位置する観測区間 No.1, No.4 では,東北地方太平洋沖地震に伴う 全水頭の低下がみられ,低下量は 1.8m 程度である。一方,月吉断層の下盤側に位置する観測区 間 No.6, No.8 では,東北地方太平洋沖地震の発生時刻から全水頭の上昇が生じた。全水頭の上 昇量は 0.5m 程度であり,地震発生に伴う全水頭の変化も断層の上盤側,下盤側で異なっている。 これは,MIU-2 号孔と同じ傾向である。





e) MIU-4 号孔

MIU-4 号孔の観測結果を図 4.3-6 に示す。MIU-4 号孔においては、10 月上旬にメンテナンス に伴う数日間のデータ欠損と、11 月下旬から1 月中旬にかけて実施された採水作業に伴う計測中 断期間を除いて、観測データが得られた。全水頭をみると、観測区間が深くなるに従い全水頭が 大きくなることが確認できる。観測区間 No.6, No.8 では、東北地方太平洋沖地震に伴う全水頭 の低下がみられ,低下量は2.3m程度である。一方,観測区間 No.9, No.10 では,東北地方太平 洋沖地震の発生から全水頭の上昇が生じ,全水頭の上昇量は0.9m程度である。MIU-4 号孔では 深度 595m 付近(標高-378m 付近)において月吉断層を貫通していることから,同断層の上盤側と 下盤側で全水頭の変化が異なることを示しており,これは MIU-2, MIU-3 号孔と同様の傾向で あった。



図 4.3-6 MIU-4 号孔の間隙水圧観測結果

g)まとめ

正馬様用地内のボーリング孔を利用した地下水長期モニタリング結果においては,研究坑道の 影響によると考えられる全水頭の変化は確認されなかった。

月吉断層上盤側と月吉断層下盤側では、全水頭に差が生じており、月吉断層上盤側より下盤側の方が高い全水頭を示した。また、東北地方太平洋沖地震後、月吉断層上盤側では全水頭の低下、 月吉断層下盤側では全水頭の上昇が確認された。これらの結果は、月吉断層上盤側と月吉断層下 盤側では水理場が異なっており、月吉断層が断層面に直交する方向に対し低透水性を有するとい うこれまでの調査、観測結果^{2)など}と整合的であり、月吉断層の水理特性に関する解釈の妥当性を 裏付ける結果が得られたものと考える。

(b)表層水理調査

正馬様用地における表層水理観測では、地下水位、河川流量、気象要素(降水量、気温、湿度、 風速など)、土壌水分の観測を継続している(図 4.3-7、表 4.3-2)。蒸発散量の推定に関しては、2007 年度までは東濃鉱山気象観測システム(2008 年 2 月に移設)、2008 年度からは正馬川流域・正馬 川モデル流域・瑞浪超深地層研究所用地の観測データから、蒸発散量の推定に必要なパラメータ を、補完式により推定し算出している²⁾。パラメータの推定にあたり、湿度に関しては補正・補 完後のデータが 100%をこえた場合は、100%とした。

2010年度は,正馬川流域の降水量データが2010年9月1日から欠測であるとともに,正馬川 上流の河川流量データが,2010年7月6日~8月3日および2010年10月6日~11月1日に機 器の故障などにより欠測となったため,正馬川流域,正馬川上流域および正馬川下流域における 補正補完前のデータを用いた岩盤浸透量の速報値は算出していない。ただし,正馬川流域の降水 量データは他の観測地点の降水量データとの相関式を用いて欠測値の補完が可能であるとともに, 正馬川上流の河川流量データはタンクモデルを用いることで欠測値の補完が可能であることから ³⁾,2010 年度の正馬川流域の岩盤浸透量は補正補完後のデータを用いることで算定可能である。 正馬川モデル流域では,正馬川モデル流域(林外)の降水量データが2011年1月10日以降に機器 の故障により欠測となっているが,正馬川モデル流域(林外)の降水量データは正馬川モデル流域 (谷部)の降水量データとの相関式を用いることで,欠測値の補完が可能である。よって正馬川モ デル流域の岩盤浸透量は正馬川モデル流域(谷部)の降水量データによる補完後のデータを用いて 算定した(表 4.3-3)。

正馬川モデル流域における 2010 年度(2010 年 4 月~2011 年 3 月まで)の岩盤浸透量は 551mm であり, 2009 年度までの岩盤浸透量と同程度の値が得られた(図 4.3-8)。



図 4.3-7 表層水理観測位置図

観測箇所	設置観測装置	観測装置名称 (図4.3-7に対応)	風向風速	気温	温度	放射収支	日射量	蒸発量	熱流量	降水量	河川流量	地下水位	土壤水分	備考
	気象観測装置	SM	٠	٠	٠	٠		٠						
元度川冻楼	雨雪量計	SR								•				
正胸川派場	河川流量計	SPD									•			
	地下水位計	99MS-05										•		瑞浪層群明世累層基底礫岩層
正馬川上流域	河川流量計	SPU									•			
	気象観測装置	SMT	•	•	•	•			•					風向風速計,気温計,湿度計は2台設置
	気象観測装置	SMP	٠	٠	٠	٠	•	٠						
	雨雪量計	SMR(林内)								٠				
	雨雪量計	SMR(林外)								٠				
	雨雪量計	SMR(谷部)								٠				
	河川流量計	SPM									٠			
不同的未考心	地下水位計	97MS-01										٠		瑞浪層群明世累層
正局川モナル 流域	地下水位計	97MS-02										٠		瀨戸層群土岐砂礫層
	地下水位計	98MS-03										٠		瑞浪層群明世累層
	地下水位計	98MS-04										٠		瀨戸層群土岐砂礫層
	土壤水分計	SmTP											•	土壤水分計設置深度 (20cm, 40cm, 60cm, 100cm, 150cm, 200cm, 300 cm, 500cm, 750cm, 1000cm, 1250cm, 1500cm)
	土壤水分計	SmTS											•	土壤水分計設置深度 (20cm, 40cm, 60cm, 100cm, 150cm, , 200cm, 300cm, 500cm)

表 4.3-2 観測項目一覧表

公 〒0 0 正 約月 2 / 12 加えての 1 0 石 血 (2 2)	表 4.3-3	正馬川モデル	流域におけ	る岩盤浸透量
---------------------------------------	---------	--------	-------	--------

		2010年度			
P: ß	P:降水量(mm):モデル林外				
E:Ž	素発散量(mm):研究所	381			
降水	(量に対する蒸発散量の割合(%)	19			
正馬	R:河川流出高(mm)	1109			
川 モ	降水量に対する河川流出高の割合(%)	54			
デル	G:岩盤浸透量(mm)	551			
流域	降水量に対する岩盤浸透量の割合(%)	27			



図 4.3-8 岩盤浸透量

参考文献

- 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:"超深地層研究所計画 年度計画書(2010 年度)", JAEA-Review 2010-029 (2010).
- 2) 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:"超深地層研究所計画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",日本原子力研究委開発機構,JAEA-Research 2007-043 (2007).
- 核燃料サイクル開発機構: "超深地層研究所計画 年度報告書(平成 13 年度)",核燃料サイク ル開発機構,JNC TN7400 2002-004 (2002).
- 4) 小林公一,中野勝志,小出馨: "表層水理観測システムによる水収支の算定 –岐阜県東濃鉱 山におけるケーススタディーー",動燃技報, No.97, pp.145-150 (1996).

5. 共同研究·施設供用

2010年度は,以下の外部研究機関等と超深地層研究所計画における共同研究および瑞浪超深地 層研究所研究坑道の施設供用を行った。

(1)共同研究

①財団法人 電力中央研究所:瑞浪超深地層研究所周辺の水理・物質移動特性評価に関する研究

地下水の滞留時間を推定する方法を構築するために,研究所用地周辺のボーリング孔から地下 水を採取し,地下水中の放射性元素(³H, ¹⁴C, ³⁶Cl)や希ガス濃度(⁴He)を調査している。2010年度 は,本地域の地下水流動場を考慮し,その中間域に位置するボーリング孔(MIU-3 号孔, MIU-4 号孔)において調査を実施した。その結果,以下のことが明らかとなった。

- ・ 地下水流動の涵養域から流出域に向け、14C年代と4He年代が古くなる。
- ・ 4He 年代と 14C 年代とには線形関係がある。

これらの結果は、2009 年度までに得られた結果と整合するものであり、2010 年度に得られた 結果によって、中間域でのデータを蓄積するとともに、調査結果の妥当性を確認できた。

また,岩盤中での物質移動特性を把握するための手法の構築を目的として実施する研究所での 適用性試験に向けて,2010年度は試験対象領域の地質環境特性調査を実施した。深度300m研 究アクセス坑道において,長さ約30mのボーリング孔を2孔掘削し,コア観察,BTV検層,フ ローメーター検層,簡易透水試験等の従来法による地質・地下水調査を行い,試験対象領域の割 れ目の分布・方向性,充填鉱物の有無や変質の程度,透水性等に関するデータを取得した。

②独立行政法人 産業技術総合研究所:地球化学環境変動要因としての地下微生物の影響評価手法の技術開発と高度化

この共同研究では、地下水の地球化学環境の主要形成因子の一つである、地下微生物の生物化 学作用に関する調査手法の高度化を目的とした調査研究を実施している。2011 年度には、花崗岩 中の地下水に存在する微生物の群集構造を把握するための DNA 解析を継続し、ボーリング孔掘 削直後からの微生物群集構造の変化を確認した。また、代謝活性が未知の微生物を含む微生物群 集を対象とした代謝産物の網羅的な解析を行い、各試料間における代謝活性の類似性を検討した。

群集構造解析の結果では、多くの地下水試料採取地点において、ボーリング孔掘削直後には既 知微生物が優占していたものの、時間の経過とともに既知微生物と遺伝子配列の相同性が90%未 満の未知微生物が優占することを確認した。また、ボーリング孔掘削直後に優占していた既知微 生物については、試料採取深度により優占する微生物種が異なっていたが、その後に優占する未 知微生物種は、各深度において概ね同じ微生物種が優占していた。そのため、この未知微生物は、 研究所用地周辺に普遍的に分布する微生物種であると考えられる。他方、代謝産物の網羅的な解 析では、群集構造が似ている試料においても、代謝活性が異なる試料が認められた。このことは、 群集構造の把握だけでは代謝活性を評価できないことを示している。今後は、同じ群集構造を持 ちながらも代謝活性を変化させている要因を把握するとともに、効率的に代謝活性が評価できる 手法を検討する。

③韓国原子力研究所(KAERI):地質環境調査・地質環境モデルの構築に関する技術的支援

花崗岩中の地下水流動および水質形成メカニズムを把握するための原位置調査手法・モデル化 技術の高度化を目的として,両機関の地下研究施設計画や成果に関する技術検討を行うとともに, 技術研修を実施している。2010年度は,第7回技術検討会議を瑞浪超深地層研究所で開催し, 両機関の地下研究施設の調査研究計画に係わる技術情報交換および技術議論を行うとともに,今 後の研究協力方針を検討した。また、技術研修を瑞浪超深地層研究所で実施し、KAERIの地下 研究施設計画における地質構造モデルの構築に係わる技術議論や情報交換を行った。

④スイス放射性廃棄物管理協同組合(Nagra):超深地層研究所計画の技術的支援

本共同研究では、Nagra がグリムゼル試験場などで実施してきたサイト特性調査および地下研 究施設の計画策定,建設および管理運営に関する経験などに基づいて,超深地層研究所計画にお ける調査や研究成果のレビュー等の技術的支援を実施している。

2010年度は、主立坑断層およびその周辺の岩盤を対象として、主立坑断層の走向方向における 変質、割れ目の分布や特徴、それらの不均質性と、変質や割れ目の特徴に基づく水理特性および 水質分布との関連を把握するために実施したボーリング調査の計画策定や、調査中の判断に関す る考え方について技術的支援を得た。また、この成果については、これまでに原子力機構が実施 してきた地質環境に関する調査技術開発で得られたノウハウや判断根拠とともに、体系的に知識 ベースとしてとりまとめている。

⑤西松建設株式会社:掘削体積比エネルギーを用いた原位置岩盤物性評価に関する研究

岩盤の力学モデルを構成する岩盤パラメータは、割れ目の少ない比較的良好な岩盤から局所的 に採取した岩芯より取得しており、割れ目を含み不均一性を有する原位置岩盤を取り扱うときの 物性パラメータとは異なるものと予想される。そこで、原位置岩盤をその不均一性や割れ目の影 響を含めてより広範に評価することを目的として、削岩機などの掘削機械から得られる情報から 計算される掘削体積比エネルギーを用いて、原位置岩盤の物性を評価する手法を検討する。

2010年度は、文献調査・基本原理のまとめを行い、基礎実験および岩盤評価方法の検討を行った。2011年度は、掘削体積比エネルギーの測定および測定データの解析評価のための原位置測定機器の検討・準備を実施する。

⑥学校法人 東海大学:種々の計測結果に基づく深部岩盤中の応力場評価に関する基礎的研究

本共同研究では,以下の五つの初期応力計測結果を用いて,岩盤中に見られる不連続面の分布 が初期応力場に与える影響について研究を行う。

- ①発破掘削時にみられる残存装薬孔周辺の損傷状況に基づく応力場の推定
- ②断層および断層の条線データに基づく応力場の推定
- ③GPS 計測結果に基づく応力場の推定
- ④地震発生機構の解析に基づく応力場の推定
- ⑤原位置計測に基づく応力場の推定

2010年度は、初期応力解析方法、研究の進め方およびデータの取得方法について検討を実施した。2011年度は、各種データを採取し、応力場の推定を行う予定である。

(2)施設供用

①財団法人 地震予知総合研究振興会 東濃地震科学研究所

地震予知総合研究振興会東濃地震科学研究所(以下,東濃地震科学研究所)とは,研究協力会議 を設置し,定期的に情報交換などを行っている。地震発生機構の解明や地域防災に関する研究を 進めている東濃地震科学研究所と,超深地層研究所計画などの地層科学研究を行っている東濃地 科学センターが緊密な相互協力を進めることにより,両機関の研究開発や地域の地震防災対策へ の寄与が期待されている。

2010年度は、2009年度に引き続き、東濃地震科学研究所が計画している立坑掘削に伴う地球 物理学的変動観測研究および地震動観測のため、研究所の研究坑道の一部を施設供与し、東濃地 震科学研究所の調査研究に協力した。具体的には、東濃地震科学研究所は、2006年度に設置した 深部地盤の変動を連続的に観測記録するための傾斜計による連続観測、立坑掘削に伴う地震動観 測のために 2007年度に設置した地震計による連続観測および観測データを地震科学研究所のコ ンピュータに転送するシステムの設置を行い、原子力機構はこれらの観測のための協力を継続し た。さらに、重力観測のための基礎データ収集を目的とした深度 100m予備ステージでの相対重 力計の設置および観測作業への協力を行った。

②国立大学法人 東京大学:地下大規模空間における岩盤挙動モニタリングのための超高精度多点 型光ファイバグレーティング歪センサーの開発

東京大学は、上記の研究テーマで独立行政法人科学技術振興機構による戦略的国際科学技術協力推進事業に応募し、2008年12月に正式に採用が決定した。本研究で開発される非常に高精度の光ファイバー変位計測システムは、結晶質岩の微小な長期変形挙動を定量的に測定する技術として、深地層の科学的研究への寄与が期待されている。

2010年度は、研究所を利用して数年後に計画している本システムによる原位置計測に必要となる地質環境情報の提供および情報交換、東京大学での高精度光ファイバセンサーの開発と並行して、2009年度の室内試験等で試作した高精度光ファイバセンサーパッケージの精度を確認するため、大型のモルタルブロック供試体を用いた精度確認試験を実施した。

6. 地層処分技術に関する分野間の連携研究

2010年度は地層処分技術に関する各分野間での連携研究として以下を実施した。

①掘削影響領域に関する岩盤の水理・力学、地下水の地球化学に関する調査研究

2010年度は、掘削影響領域に関する海外および国内の既存調査事例の情報の収集を行い、既存の知見および課題の抽出を行った。また、2009年度に引き続き、掘削影響領域および地下構造物の施工時に実施される湧水抑制対策や、空洞安定性維持に必要な支保工なども含めた現実的な場である"ニアフィールドコンセプト"の概念の構築と試験計画の検討を行った。

②地質環境の長期挙動に関する研究

地質環境の長期挙動に関する研究では、地層処分で想定されている時間スケールにおける地質 環境特性の変化を推定するための手法を、体系的に取りまとめることを目的として、地質環境の 長期変化を評価するための調査から、モデル化・解析、評価までの一連の基盤技術の構築に取り 組んでいる。

2010年度は、過去から現在までの、地形変化や気候変動に伴う地下水流動特性の長期変化に基づいて、将来の地下水流動特性を推定する方法論を検討した。また、地質・地質構造および地球 化学特性に係わる情報を収集・整理し、地質構造の形成発達の履歴を取りまとめるとともに、地 質構造の変化に伴う地質環境の変化幅を推定する検討を開始した。

③地質環境調査の体系化、知識化に関する調査研究

本調査研究は、地層処分における安全評価や設計に必要な情報を効率的に取得するために、地 質環境における調査・評価手法を体系化するとともに、原子力機構内外に提供可能な情報として 知識の整理を行っている。

2010年度は、地質環境調査の進め方とエキスパートシステム化を行う作業項目の整理、地質環 境モデルの構築手順の整理を実施した。さらに、地質環境モデル構築に関する作業フロー図を用 いて整理した。また、ボーリング調査に係わる情報の分析・整理の一環として、トラブル事例を 対象としたノウハウ・判断根拠の抽出を行った。

また、ルールベースと事例ベースを入力するためのエキスパートシステムの更新を行い、これ までに整理した情報の入力を開始した。

④地質環境調査・物質移行評価に関する研究

地質環境調査から物質移行の解析・評価に関する一連の評価手法の体系化を進めるため,地層 処分基盤研究開発ユニットおよび幌延深地層研究ユニットの関係者による情報共有,検討,協議 を継続的に実施した。

2010年度は、主に、第2期中期計画研究展開に基づく連携に関する議論を行った。また、「物 質移動現象・特性の評価に関する研究」や「坑道周辺岩盤の地質環境特性の評価に関する研究」 に関する調査研究計画策定に係わる議論を継続的に実施した。

⑤データベースの構築

これまでに東濃地科学センターにおいては,調査データを管理するためのデータベースシステム ¹⁾を導入・運用してきた。また,地層処分技術に関する研究開発においては,処分事業と安全 規制の両面を支える地層処分技術の知識基盤を整備していくため,調査研究開発を通じて得られ る様々な技術的成果を,地層処分技術の知識管理の枠組みで捉えるといったアプローチに従って, 知識ベースとしてまとめることとしている。さらには、それらを適切に管理・利用できるように、 品質管理や新たな知識の蓄積に基づく更新の考え方を含めた知識マネジメントシステムを構築す ることとしている。これまでに、この知識マネジメントシステム構築に向け、東濃地科学センタ ーにおける成果情報を管理運用するためのシステム(成果情報管理システム)の概念設計を実施し、 それに基づくシステムを開発するとともに適宜、機能追加および操作性の改善を実施した。

2010年度は、成果情報管理システムの運用を開始し、ボーリング調査時のデータや資料、また は公開文献資料等のデータベースを活用した情報共有を行った。また、データベースシステムを 運用しつつ、登録データ、対象ファイルサーバー増大に対するシステム安定稼動と円滑なシステ ム管理、利便性の更なる向上を目的とした機能拡充を実施した。

参考文献

 吉田裕一,中野勝志,長谷川健,志賀貴宏,三枝博光:"地層科学研究データベースシステム 構築の現状",JNC TN7410 2002-003 (2001).

7. おわりに

超深地層研究所計画は、結晶質岩を対象とした深地層の科学的研究の一環として 1996 年度か ら実施している。2010 年度は、超深地層研究所計画における第 2 段階「研究坑道の掘削を伴う 研究段階」の調査研究を進めるとともに、第 3 段階「研究坑道を利用した研究段階」の調査研究 を開始した。研究坑道の建設については、主立坑を深度 459.6m~481.3m、換気立坑を深度 459.8m ~497.7m まで掘削した。また、第 2 段階の調査研究として、第 4 章で述べた調査研究を実施し、 それらによって得られた地質環境データを第 1 段階(地表からの調査研究段階)で構築した地質環 境モデル(地質構造、岩盤力学、水理、地球化学)の予測・推定結果と対比することにより、地上 からの調査技術やモデル化手法の妥当性の評価を進めるとともに、研究坑道の施工・維持・管理 に係わる工学技術の有効性に関する検討を継続した。第 3 段階の調査研究として、深度 300m 研 究アクセス坑道において掘削したボーリング孔から採取したコアを利用した室内実験を実施し、 吸着・拡散係数や間隙率の測定に関する試料採取の考え方や課題の検討を実施した。

これらの成果は,原子力発電環境整備機構が行う精密調査で必要となる調査技術の開発や安全 規制の指針・ガイドラインの策定に活用できるものであると考える。

付録 広域地下水流動研究 2010 年度報告

A-1. はじめに

東濃地科学センターでは,広域地下水流動研究の一環として,

① 土岐花崗岩における水理学的・地球化学的な基礎情報の取得

② 地下水流動解析結果の妥当性確認のためのデータ取得

の2点を目的として,研究領域内に掘削された最大深度約1,000mの複数のボーリング孔において,地下水長期観測システムを設置して間隙水圧計測を実施している。

2010年度は、年度計画1)に基づく間隙水圧の長期観測を、計画どおり実施した。

ここでは、2010年4月から2011年3月までの、間隙水圧計測結果および孔内水位計測結果を 以下に示す。

A-2. 観測地点

2010 年現在, DH-2, DH-7, DH-9, DH-11, DH-13 号孔において直接水圧計測方式である MP システム(Westbay 社(現 Schlumberger 社)製)を, DH-15 号孔においてピエゾ水頭計測方式 である SPMP システム(Solexperts 社製)を用いてモニタリングを実施している。図 A-2-1 に各ボ ーリング孔の位置,表 A-2-1 に各ボーリング孔での観測区間を示す。



図 A-2-1 ボーリング孔位置図

表 A-2-1	観測区間((広域))
---------	-------	------	---

DH-2号孔	孔口標高; 193. 629m							
反眼垂耳	区間深	度 (m)	区間長	観測区間	th FF			
区间留万	GL (-m)	EL(m)	(m)	2010年度	地員			
1	$172.9 \sim 203.3$	20.7 \sim -9.7	30.4	0	土岐花崗岩			
2	204.3 \sim 218.0	-10.7 \sim -24.4	13.7	-	土岐花崗岩			
3	219.0 \sim 243.4	-25.4 \sim -49.8	24.4	_	土岐花崗岩			
4	244.4 \sim 292.0	$-50.8 \sim -98.4$	47.6	—	土岐花崗岩			
5	293.0 \sim 301.1	-99.4 \sim -107.5	8.1	0	土岐花崗岩			
6	$302.1 \sim 308.8$	-108.5 \sim -115.2	6.7	_	土岐花崗岩			
7	$309.8 \sim 338.2$	-116.2 \sim -144.6	28.4	-	土岐花崗岩			
8	$339.2 \sim 356.0$	-145.6 \sim -162.4	16.8	_	土岐花崗岩			
9	$357.0 \sim 414.0$	-163.4 \sim -220.4	57.0	0	土岐花崗岩			
10	$415.0 \sim 444.1$	-221.4 \sim -250.5	29.1	—	断層(427.6-437.4mbgl)			
11	445.1 \sim 458.5	-251.5 \sim -264.9	13.4	_	断層(452.2-458.5mbgl)			
12	459.5 ∼ 501.1	$-265.9 \sim -307.5$	41.6	0	土岐花崗岩			

DH-7号孔

孔口標高;340.186m

区間来旦	区間深	度 (m)	区間長	観測区間	抽版
区间留方	GL(-m)	EL (m)	(m)	2010年度	地員
1	$438.0 \sim 444.5$	-97.8 \sim -104.3	6.5	0	土岐花崗岩
2	$479.0 \sim 485.5$	-138.8 \sim -145.3	6.5	0	土岐花崗岩
3	598.0 \sim 604.5	-257.8 \sim -264.3	6.5	0	土岐花崗岩
4	$614.5 \sim 621.0$	-274.3 \sim -280.8	6.5	—	土岐花崗岩
5	$660.0 \sim 666.5$	-319.8 \sim -326.3	6.5	0	土岐花崗岩

DH-9号孔			孔口標高	; 275.42m	
区胆妥旦	区間深	度 (m)	区間長	観測区間	+4
区间留方	GL(-m)	EL(m)	(m)	2010年度	地員
1	$0.0 \sim 62.0$	275.4 \sim 213.4	62.0	—	土岐花崗岩
2	62.9 \sim 150.7	212.5 \sim 124.7	87.8	0	土岐花崗岩
3	151.6 \sim 246.8	123.8 \sim 28.6	95.2	_	土岐花崗岩
4	247.7 \sim 330.7	27.7 \sim -55.3	83.0	_	土岐花崗岩
5	331.6 \sim 392.0	-56.2 \sim -116.6	60.4	0	土岐花崗岩
6	$392.9 \sim 501.9$	-117.5 \sim -226.5	109.0	-	土岐花崗岩
7	502.8 \sim 572.4	$-227.4 \sim -297.0$	69.6	_	土岐花崗岩
8	573.3 \sim 681.6	$-297.9 \sim -406.2$	108.3	_	土岐花崗岩
9	$682.5 \sim 791.0$	-407.1 \sim -515.6	108.5	0	土岐花崗岩
10	$791.9 \sim 894.5$	$-516.5 \sim -619.1$	102.6	_	土岐花崗岩
11	895.4 \sim 1030.0	$-620.0 \sim -754.6$	134.6	0	土岐花崗岩

DU	1_1	1		71
ות			7.	II

孔口標高;339.883m

			16日/示旧),	555.005m	
区間委旦	」 区間深度 (m)			観測区間	抽版
区间留方	GL(-m)	(m)	2010年度	地員	
1	$320.9 \sim 390.6$	19.0 \sim -50.7	69.7	0	土岐花崗岩
2	391.5 \sim 500.3	-51.6 \sim -160.4	108.8	-	土岐花崗岩
3	579.7 \sim 665.9	-239.8 \sim -326.0	86.2	0	土岐花崗岩
4	715.4 \sim 782.2	$-375.5 \sim -442.3$	66.8	0	土岐花崗岩
5	880.4 \sim 980.1	-540.5 \sim -640.2	99.7	0	土岐花崗岩

注)2010年度は。印の区間で地下水長期モニタリングを実施

DH-13号孔	孔口標高;277.514m							
口間来口	区間深	度 (m)	区間長	観測区間	+44 /55			
区间留方	GL(-m)	EL(m)	(m)	2010年度	地員			
1	183.3 \sim 252.3	94.2 \sim 25.2	69.0	0	土岐花崗岩			
2	$324.1 \sim 407.1$	-46.6 \sim -129.6	83.0	-	土岐花崗岩			
3	$408.0 \sim 475.1$	-130.5 \sim -197.6	67.1	_	土岐花崗岩			
4	476.0 \sim 546.5	-198.5 \sim -269.0	70.5	0	土岐花崗岩			
5	713.4 \sim 783.9	$-435.9 \sim -506.4$	70.5	0	土岐花崗岩			
6	$855.3 \sim 925.9$	$-577.8 \sim -648.4$	70.6	_	土岐花崗岩			
7	992.3 ∼ 1015.0	$-714.8 \sim -737.5$	22.7	0	土岐花崗岩			

表 A-2-1 観測区間(広域)(続き)

DH-15号孔

DM-13方孔	4				孔口標高	; 213.23m	
口田街口		区間深度	度 (m)		区間長	観測区間	4th FF
区间留方	GL (-m)		EL(m)		(m)	2010年度	地員
1	164.0	\sim 221.5	49.2	~ -8.3	57.5	0	堆積岩(土岐夾炭累層基底礫岩)
2	224.0	\sim 290.0	-10.8	\sim -76.8	66.0	0	土岐花崗岩
3	291.5	\sim 349.0	-78.3	\sim -135.8	57.5	0	土岐花崗岩
4	350.5	\sim 423.0	-137.3	\sim -209.8	72.5	0	土岐花崗岩
5	424.5	\sim 545.0	-211.3	\sim -331.8	120.5	0	土岐花崗岩
6	546.5	\sim 602.0	-333.3	\sim -388.8	55.5	0	土岐花崗岩
7	603.5	\sim 700.0	-390.3	\sim -486.8	96.5	0	土岐花崗岩
8	701.5	\sim 861.0	-488.3	\sim -647.8	159.5	0	土岐花崗岩
9	862.5	\sim 969.0	-649.3	\sim -755.8	106.5	0	土岐花崗岩
10	970.5	\sim 1010.0	-757.3	\sim -796.8	39.5	0	土岐花崗岩

注)2010年度はo印の区間で地下水長期モニタリングを実施

A-3. 観測結果

地下水水圧観測結果を図 A-3-1~図 A-3-6 にまとめる。なお、図中では間隙水圧を換算して全 水頭の変化として示し、全水頭は標高で表記した。

(1)研究所用地近傍(DH-2,15号孔)の地下水水圧変化

1) DH-2 号孔における地下水水圧変化(図 A-3-1 参照)

DH-2 号孔では、観測区間 No.1, No.5, No.9, No.12 の 4 区間において観測を実施した。本孔 では、5 月下旬から 6 月中旬にかけて実施した採水作業に伴う計測中断期間を除いて観測データ が得られた。なお、6 月中旬の計測再開の前に、全観測区間の水圧計測プローブを交換した。こ のため、計測再開後のデータには、水圧計測プローブの個別特性による変化が含まれる。なお、 水圧計測プローブは交換前後での計測値の差は許容値内(圧力センサー測定範囲の±0.1%以内、こ こではプローブ交換前の圧力±6.9kPa)にあることを確認している。

DH-2 号孔では,全ての観測区間で概ね同じ全水頭の値を示した。本孔では,8月に全ての観 測区間において,10MI22 号孔の深度100m 以浅掘削時の湧水に伴う全水頭の変化がわずに確認 できた。しかし,同孔でその後行われた水理試験に伴う全水頭の変化は,確認されなかった(深度 300m 研究アクセス坑道でのボーリング調査)。なお,10MI22 号孔の深度100m 以浅掘削時の湧 水に伴う全水頭の低下量は,0.2m~0.3m であった。

11月上旬から中旬にかけて,全ての観測区間で 10MI22 号孔の深度 100m 以深掘削時の湧水に 伴う全水頭の変化がみられた。また,11月下旬から 12月下旬にかけて,10MI26 号孔の掘削時 の湧水(深度 400m 予備ステージでのボーリング調査),および水理試験に伴う全水頭の変化がみ られた。 地震の影響については、東北地方太平洋沖地震の発生以降、全水頭の上昇が生じ、3月末現在でも上昇傾向が継続している。地震に伴う全水頭の上昇量は、3月末現在で13m程度である。

DH-2 号孔で確認された全水頭の変化は、主立坑沿いに分布する低透水性断層の南西側のボー リング孔である MSB-3 号孔の深部(土岐夾炭累層基底部~花崗岩上部)、05ME06 号孔浅部、 07MI09 号孔、09MI17-1 号孔、09MI18 号孔、09MI19 号孔とほぼ同じ傾向である。

2) DH-15 号孔における地下水水圧変化(図 A-3-2 参照)

DH-15 号孔では、10 区間で観測を実施している。本孔では、8 月下旬、9 月上旬および 10 月 中旬にメンテナンス作業を行った。本孔では、観測区間 No.7 が 9 月上旬から、観測区間 No.8 が 9 月下旬から、観測結果に計器の絶縁抵抗の低下による影響がみられたことから観測を休止した。 また、観測区間 No.3, No.4 は、9 月上旬から 10 月中旬にかけて、観測区間 No.10 は 9 月上旬か ら 3 月中旬にかけて、装置の不具合(これまでと異なる傾向を示す)が生じたため、観測区間 No.3, No.4, No.10 は、これらの期間は欠測扱いとした。

DH-15 号孔では、全ての観測区間で概ね同じ全水頭の値を示した。10MI22 号孔の深度 100m 以浅掘削時の湧水および水理試験に伴う全水頭の変化が確認された。また、11 月下旬から 12 月 下旬にかけて、10MI23 号孔掘削時の湧水に伴う全水頭の変化が確認された(いずれも深度 300m 研究アクセス坑道でのボーリング調査)。

地震による影響については、東北地方太平洋沖地震に伴い1m程度の上昇が生じている。

DH-15 号孔で確認できる全水頭の変化は,主立坑沿いに分布する低透水性断層の北東側のボー リング孔である MSB-1 号孔の深部(土岐夾炭累層基底部~花崗岩上部),07MI08 号孔,MIZ-1 号 孔の区間 No.1~No.4 と同じ傾向である。

(2) DH-7,9,11,13 号孔の地下水水圧変化

1) DH-7 号孔における地下水圧変化(図 A-3-3 参照)

DH-7 号孔では、4 区間で観測を実施している。メンテナンス作業に伴う 9 月中旬の数日間の 欠測期間があるものの、それ以外の期間には継続的に観測データが得られた。

全水頭の変化を見ると、全ての観測区間で東北地方太平洋沖地震の前には大きな全水頭の変化 はなかった。東北地方太平洋沖地震の発生以降に全ての区間で全水頭が低下した。観測区間 No.3, No.5 は、3 月末現在でも低下傾向が継続している。地震に伴う全水頭の低下量は、3 月末現在で 0.7m~1.8m である。

2) DH-9 号孔における地下水水圧変化(図 A-3-4 参照)

DH-9 号孔では、4 区間で観測を実施している。本孔では、メンテナンス作業以外にデータ回 収時の計測機器の操作ミスにより、8 月上旬および 9 月上旬の数日間でデータが欠測した。また、 メンテナンス作業に伴う欠測期間が 10 月上旬に数日間生じたが、それ以外の期間では継続的に 観測データが得られた。なお、メンテナンス作業では、観測区間 No.2、No.5 のプローブの大気 中での計測値が、大気圧計の計測値と差があったため(圧力センサー測定範囲の±0.1%以内(プロ ーブ交換前の圧力±13.8kPa) に対して観測区間 No.2 は誤差 0.12%、観測区間 No.5 は誤差 0.09%)、これらの区間はプローブを交換した。区間 No.2 と観測区間 No.5 のメンテナンス作業 前後でみられる計測値の変化は、プローブ交換の影響である。

全水頭の変化を見ると、全ての観測区間で、東北地方太平洋沖地震の前には大きな全水頭の変 化はなかった。東北地方太平洋沖地震の発生直後に全水頭の変動が生じ、観測区間 No.2, No.5, No.9 は、3 月末現在でも低下傾向が継続している。一方、区間 No.11 は、3 月末現在で、地震発 生前の全水頭まで回復した。観測区間 No.2, No.5, No.9 の地震に伴う全水頭の低下量は,3月 末現在で 0.4m~4.0m である。

3) DH-11 号孔における地下水水圧変化(図 A-3-5 参照)

DH-11 号孔では、4 区間で観測を実施している。本孔では7月上旬にメンテナンス作業を行った。メンテナンス作業では、5 月下旬から欠測が頻発していた観測区間 No.4 の水圧計測プローブに、動作不良が確認されたことから、これについては別のものと交換した。なお、メンテナンス期間中は欠測期間となっている。

全水頭の変化を見ると、全ての観測区間で東北地方太平洋沖地震の前には大きな全水頭の変化 はなかった。東北地方太平洋沖地震の発生以降に全ての区間で全水頭が低下したが、低下した後 直ぐにに上昇傾向に転じた。3月末現在でも上昇傾向が継続している。地震に伴う全水頭の低下 量は1m程度であった。

4) DH-13 号孔における地下水水圧変化(図 A-3-6 参照)

DH-13 号孔では,4 区間で観測を実施している。メンテナンス作業に伴う10月中旬の数日間の欠測期間を除いて,継続的に観測データが得られた。

全水頭の変化を見ると、全ての観測区間で東北地方太平洋沖地震の前には大きな全水頭の変化 はなかったが、東北地方太平洋沖地震の発生直後に全水頭の変動が生じ、観測区間 No.1, No.4, No.5 は3月末現在でも低下傾向が継続している。一方、観測区間 No.7 は、3月末現在で、地震 発生前の全水頭まで回復した。観測区間 No.1, No.4, No.5 の地震に伴う全水頭の低下量は、3 月末現在で3m 程度である。







図 A-3-3 DH-7 号孔の間隙水圧観測結果











参考文献

 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:"超深地層研究所計画 年度計画書(2010 年度)", JAEA-Review 2010-029 (2010).
表2. 基本単位を用いて表されるSI組立単位の例 表1. SI 基本単位

甘木県	SI 基本単位			
基个里	名称	記号		
長さ	メートル	m		
質 量	キログラム	kg		
時 間	秒	s		
電 流	アンペア	Α		
熱力学温度	ケルビン	Κ		
物質量	モル	mol		
光 度	カンデラ	cd		

组立量		SI 基本単位	
和立里		名称	記号
面	積	平方メートル	m ²
体	積五	立法メートル	m ³
速さ,速	度 >	メートル毎秒	m/s
加速	度 >	メートル毎秒毎秒	m/s^2
波	数每	毎メートル	m ⁻¹
密度,質量密	度 =	キログラム毎立方メートル	kg/m ³
面 積 密	度	キログラム毎平方メートル	kg/m ²
比 体	積ゴ	立方メートル毎キログラム	m ³ /kg
電流密	度フ	アンペア毎平方メートル	A/m^2
磁界の強	さフ	アンペア毎メートル	A/m
量濃度 ^(a) ,濃	度刊	モル毎立方メートル	mol/m ³

第一の「「濃度」」の「ホルー」」の「加加」」。 豊度 (a)、濃度 モル毎立方メートル mol/m³ 量濃度 キログラム毎立法メートル g/m^3 度 カンデラ毎平方メートル cd/m^2 折率 (b) (数字の) 1 1 透磁率 (b) (数字の) 1 1 質 輝 屈 透磁 比

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

表3. 固有の名称と記号で表されるSI組立単位

	SI 組立単位					
組立量	名称	記号	他のSI単位による 表し方	SI基本単位による 表し方		
平 面 角	ラジアン ^(b)	rad	1 ^(b)	m/m		
立 体 角	ステラジアン ^(b)	$sr^{(c)}$	1 ^(b)	m^{2}/m^{2}		
周 波 数	(ヘルツ ^(d)	Hz		s ¹		
力	ニュートン	Ν		m kg s ^{"2}		
圧力,応力	パスカル	Pa	N/m ²	m ⁻¹ kg s ⁻²		
エネルギー,仕事,熱量	ジュール	J	N m	m ² kg s ⁻²		
仕事率, 工率, 放射束	ワット	W	J/s	$m^2 kg s^{-3}$		
電荷,電気量	クーロン	С		s A		
電位差(電圧),起電力	ボルト	V	W/A	m ² kg s ⁻³ A ⁻¹		
静電容量	ファラド	F	C/V	$m^{2} kg^{1} s^{4} A^{2}$		
電 気 抵 扩	オーム	Ω	V/A	$m^2 kg s^{-3} A^{-2}$		
コンダクタンス	ジーメンス	s	A/V	$m^{2} kg^{1} s^{3} A^{2}$		
磁床	(ウエーバ	Wb	Vs	$m^2 kg s^2 A^1$		
磁束密度	テスラ	Т	Wb/m ²	kg s ⁻² A ⁻¹		
インダクタンス	ヘンリー	Н	Wb/A	$m^2 kg s^2 A^2$		
セルシウス温度	セルシウス度 ^(e)	°C		K		
光 束	[ルーメン	lm	cd sr ^(c)	cd		
照良	ルクス	lx	lm/m^2	m ⁻² cd		
放射性核種の放射能 ^(f)	ベクレル ^(d)	Bq		s ⁻¹		
吸収線量,比エネルギー分与,	グレイ	Gv	J/kg	m ² s ⁻²		
カーマ		C, j	0/11g	111 0		
線量当量,周辺線量当量,方向 地線量当量,個人線量当量,	シーベルト (g)	Sv	J/kg	$m^2 s^2$		
融 表 活 州	カタール	kat		e ⁻¹ mol		
RX 215 10 1		nat		5 1101		

(a)SI接頭語は固有の名称と記号を持つ組立単位と組み合わせても使用できる。しかし接頭語を付した単位はもはや

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

表4. 単位の	中に固有の名称と記号を含むSI組立単位の例

	S. S.	I 組立単位	
組立量	名称	記号	SI 基本単位による 表し方
粘度	パスカル秒	Pa s	m ⁻¹ kg s ⁻¹
カのモーメント	ニュートンメートル	N m	m ² kg s ⁻²
表 面 張 九	ニュートン毎メートル	N/m	kg s ⁻²
角 速 度	ラジアン毎秒	rad/s	m m ⁻¹ s ⁻¹ =s ⁻¹
角 加 速 度	ラジアン毎秒毎秒	rad/s^2	m m ⁻¹ s ⁻² =s ⁻²
熱流密度,放射照度	ワット毎平方メートル	W/m^2	kg s ^{'3}
熱容量、エントロピー	ジュール毎ケルビン	J/K	$m^2 kg s^{-2} K^{-1}$
比熱容量, 比エントロピー	ジュール毎キログラム毎ケルビン	J/(kg K)	$m^2 s^{-2} K^{-1}$
比エネルギー	ジュール毎キログラム	J/kg	$m^{2} s^{2}$
熱伝導率	ワット毎メートル毎ケルビン	W/(m K)	m kg s ⁻³ K ⁻¹
体積エネルギー	ジュール毎立方メートル	J/m ³	m ⁻¹ kg s ⁻²
電界の強さ	ボルト毎メートル	V/m	m kg s ⁻³ A ⁻¹
電 荷 密 度	クーロン毎立方メートル	C/m ³	m ⁻³ sA
表 面 電 荷	クーロン毎平方メートル	C/m^2	m ⁻² sA
電束密度, 電気変位	クーロン毎平方メートル	C/m ²	m ⁻² sA
誘 電 卒	ファラド毎メートル	F/m	$m^{-3} kg^{-1} s^4 A^2$
透磁 卒	ヘンリー毎メートル	H/m	m kg s ⁻² A ⁻²
モルエネルギー	ジュール毎モル	J/mol	$m^2 kg s^2 mol^1$
モルエントロピー, モル熱容量	ジュール毎モル毎ケルビン	J/(mol K)	$m^{2} kg s^{2} K^{1} mol^{1}$
照射線量 (X線及びγ線)	クーロン毎キログラム	C/kg	kg ⁻¹ sA
吸収線量率	グレイ毎秒	Gy/s	$m^2 s^{-3}$
放 射 強 度	ワット毎ステラジアン	W/sr	$m^4 m^{2} kg s^{3} = m^2 kg s^{3}$
放射輝度	ワット毎平方メートル毎ステラジアン	$W/(m^2 sr)$	m ² m ⁻² kg s ⁻³ =kg s ⁻³
酵素活性濃度	カタール毎立方メートル	kat/m ³	$m^{3} s^{1} mol$

表 5. SI 接頭語								
乗数	接頭語	記号	乗数	接頭語	記号			
10^{24}	ヨ タ	Y	10^{-1}	デシ	d			
10^{21}	ゼタ	Z	$10^{.2}$	センチ	с			
10^{18}	エクサ	Е	10^{-3}	ミリ	m			
10^{15}	ペタ	Р	10^{-6}	マイクロ	μ			
10^{12}	テラ	Т	10^{-9}	ナノ	n			
10^{9}	ギガ	G	$10^{\cdot 12}$	ピョ	р			
10^{6}	メガ	М	$10^{.15}$	フェムト	f			
10^{3}	キロ	k	$10^{\cdot 18}$	アト	а			
10^{2}	ヘクト	h	$10^{.21}$	ゼプト	z			
10^{1}	デ カ	da	10^{-24}	ヨクト	У			

表 6. SIに属さないが、SIと併用される単位				
名称	記号	SI 単位による値		
分	min	1 min=60s		
時	h	1h =60 min=3600 s		
日	d	1 d=24 h=86 400 s		
度	۰	1°=(п/180) rad		
分	,	1'=(1/60)°=(п/10800) rad		
秒	"	1"=(1/60)'=(п/648000) rad		
ヘクタール	ha	1ha=1hm ² =10 ⁴ m ²		
リットル	L, l	1L=11=1dm ³ =10 ³ cm ³ =10 ⁻³ m ³		
トン	t	1t=10 ³ kg		

表7. SIに属さないが、SIと併用される単位で、SI単位で

表される数値が実験的に得られるもの						
名称				記号	SI 単位で表される数値	
電	子 オ	、ル	Ч	eV	1eV=1.602 176 53(14)×10 ⁻¹⁹ J	
ダ	ル	ŀ	\sim	Da	1Da=1.660 538 86(28)×10 ⁻²⁷ kg	
統-	一原子	質量単	〔位	u	1u=1 Da	
天	文	単	位	ua	1ua=1.495 978 706 91(6)×10 ¹¹ m	

	表8.SIに属さないが、SIと併用されるその他の単位							
	名称		記号	SI 単位で表される数値				
バ	_	ル	bar	1 bar=0.1MPa=100kPa=10 ⁵ Pa				
水銀	柱ミリメー	トル	mmHg	1mmHg=133.322Pa				
オン	グストロ・	- 4	Å	1 Å=0.1nm=100pm=10 ⁻¹⁰ m				
海		里	М	1 M=1852m				
バ		\sim	b	1 b=100fm ² =(10 ⁻¹² cm)2=10 ⁻²⁸ m ²				
1	ツ	ŀ	kn	1 kn=(1852/3600)m/s				
ネ		パ	Np	ロ光伝しの粉はめた眼接は				
ベ		ル	В	51単位との数値的な関係は、 対数量の定義に依存。				
デ	ジベ	ル	dB -	X19X ± 17 AC44 (19 A 11 6				

表9. 固有の名称をもつCGS組立単位							
名称	記号	SI 単位で表される数値					
エルク	erg	1 erg=10 ⁻⁷ J					
ダイン	dyn	1 dyn=10 ⁻⁵ N					
ポアフ	P	1 P=1 dyn s cm ⁻² =0.1Pa s					
ストークフ	St	$1 \text{ St} = 1 \text{ cm}^2 \text{ s}^{\cdot 1} = 10^{\cdot 4} \text{m}^2 \text{ s}^{\cdot 1}$					
スチルフ	sb	1 sb =1cd cm ⁻² =10 ⁴ cd m ⁻²					
フォト	ph	1 ph=1cd sr cm 2 10 ⁴ lx					
ガル	Gal	$1 \text{ Gal} = 1 \text{ cm s}^{-2} = 10^{-2} \text{ ms}^{-2}$					
マクスウェル	Mx	$1 \text{ Mx} = 1 \text{G cm}^2 = 10^{-8} \text{Wb}$					
ガウジ	G	$1 \text{ G} = 1 \text{Mx cm}^{-2} = 10^{-4} \text{T}$					
エルステッド ^(c)	Oe	1 Oe ≜ (10 ³ /4π)A m ⁻¹					
(a) 3 元系のCCS単位系とSIでけ直接比較できかいため 笙母 [△							

3元系のCGS単位系とSI Cは は対応関係を示すものである。

			表	10.	SIに 属	属さないその他の単位の例
	3	名利	К		記号	SI 単位で表される数値
キ	ユ		IJ	ĺ	Ci	1 Ci=3.7×10 ¹⁰ Bq
ν	\sim	ŀ	ゲ	\sim	R	$1 \text{ R} = 2.58 \times 10^{-4} \text{C/kg}$
ラ				ĸ	rad	1 rad=1cGy=10 ⁻² Gy
ν				Д	rem	1 rem=1 cSv=10 ⁻² Sv
ガ		$\boldsymbol{\nu}$		7	γ	1 γ =1 nT=10-9T
フ	r		ル	i.		1フェルミ=1 fm=10-15m
メー	ートル	系	カラゞ	ット		1メートル系カラット = 200 mg = 2×10-4kg
ŀ				ル	Torr	1 Torr = (101 325/760) Pa
標	準	大	気	圧	atm	1 atm = 101 325 Pa
力	Ц		IJ	_	cal	1cal=4.1858J(「15℃」カロリー), 4.1868J (「IT」カロリー) 4.184J(「熱化学」カロリー)
ŝ	ク			\sim	μ	$1 \mu = 1 \mu m = 10^{-6} m$

この印刷物は再生紙を使用しています