DOI:10.11484/jaea-research-2019-012

超深地層研究所計画における調査研究

-必須の課題に関する研究成果報告書-

Mizunami Underground Research Laboratory Project -Synthesis Report on the R&D concerning Important Issues-

(編) 松岡 稔幸 濱 克宏

(Eds.) Toshiyuki MATSUOKA and Katsuhiro HAMA

核燃料・バックエンド研究開発部門 東濃地科学センター 地層科学研究部

Geoscientific Research Department
Tono Geoscience Center
Sector of Nuclear Fuel, Decommissioning and Waste Management Technology Development

March 2020

Japan Atomic Energy Agency

日本原子力研究開発機構

本レポートは国立研究開発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(https://www.jaea.go.jp) より発信されています。

国立研究開発法人日本原子力研究開発機構 研究連携成果展開部 研究成果管理課 $\overline{}$ $\overline{\phantom{a$

This report is issued irregularly by Japan Atomic Energy Agency. Inquiries about availability and/or copyright of this report should be addressed to Institutional Repository Section,

Intellectual Resources Management and R&D Collaboration Department, Japan Atomic Energy Agency.

2-4 Shirakata, 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, 2020

超深地層研究所計画における調査研究 - 必須の課題に関する研究成果報告書-

日本原子力研究開発機構 核燃料・バックエンド研究開発部門 東濃地科学センター 地層科学研究部

(編) 松岡 稔幸*, 濱 克宏

(2019年12月12日受理)

国立研究開発法人日本原子力研究開発機構核燃料・バックエンド研究開発部門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)を主な対象とした超深地層研究所計画を進めている。超深地層研究所計画は,「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段階からなる計画である。超深地層研究所計画では,「深部地質環境の調査・解析・評価技術の基盤の整備」および「深地層における工学技術の基盤の整備」について第1段階から第3段階までを通した全体目標として定め,調査研究を進めている。

本報告書では、第3期中長期計画期間のうち、平成27年度から平成31年度までの深度500mまでの研究坑道を利用して実施した調査研究の成果を取りまとめた。具体的には、原子力機構改革の中で必須の課題として抽出した①地下坑道における工学的対策技術の開発、②物質移動モデル化技術の開発、③坑道埋め戻し技術の開発、の3つの研究開発課題の設定の考え方、必須の課題の内容、課題解決のために実施した調査研究の成果を取りまとめた。

東濃地科学センター: 〒509-6132 岐阜県瑞浪市明世町山野内1-64

*2019年11月まで在籍

Mizunami Underground Research Laboratory Project
—Synthesis Report on the R&D concerning Important Issues—

(Eds.) Toshiyuki MATSUOKA* and Katsuhiro HAMA

Geoscientific Research Department, Tono Geoscience Center Sector of Nuclear Fuel, Decommissioning and Waste Management Technology Development Japan Atomic Energy Agency Akiyo-cho, Mizunami-shi, Gifu-ken

(Received December 12, 2019)

The Mizunami Underground Research Laboratory (MIU) Project is being pursued by the Japan Atomic Energy Agency (JAEA) to enhance the reliability of relevant disposal technologies for geological disposal of High-level Radioactive Waste through investigations of the deep geological environment within the host crystalline rock at Mizunami City in Gifu Prefecture, central Japan. The project proceeds in three overlapping phases, "Phase I: Surface-based investigation Phase", "Phase II: Construction Phase" and "Phase III: Operation Phase". The MIU Project has been ongoing the Phase III, as the Phase II was concluded for a moment with the completion of the excavation of horizontal tunnels at GL-500m level in February 2014. The present report summarizes the research and development activities carried out mainly in the GL-500m stage during Third Medium to Long-term Research Phase.

Keywords: Mizunami Underground Research Laboratory, MIU Project, Geological Disposal of HLW

^{*}Tono Geoscience Center until November 30, 2019

目 次

はじめに	1
参考文献	2
1. 超深地層研究所計画の目標	3
参考文献	
2. 超深地層研究所計画の必須の課題	
2.1 必須の課題の設定の考え方	
2.2 抽出した必須の課題	
参考文献	11
3. 実施内容および成果	12
3.1 地下坑道における工学的対策技術の開発	12
3.1.1 地下水抑制技術の開発	12
3.1.2 地下水管理技術の開発	21
参考文献	24
3.2 物質移動モデル化技術の開発	26
3.2.1 不均質な割れ目ネットワークのモデル化手法の開発	
3.2.2 地質環境の長期変遷に関する解析・評価技術の開発	
参考文献	
3.3 坑道埋め戻し技術の開発	87
3.3.1 坑道閉鎖に伴う環境回復試験技術の開発	
3.3.2 モニタリング技術の開発	
参考文献	
グ¨J 入 III/、・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・	199
まとめ	157

Contents

Introduction	1
References	2
1. Goals of the Mizunami underground research laboratory project	3
References	4
2. Important issues to be solved	5
2.1 Basic concept for setting important issues	5
2.2 Important issues extracted	8
References	11
3. Work carried out and results	12
3.1 Development of countermeasure technologies for reducing groundwater inflow	12
3.1.1 Water-tight grouting technology	12
3.1.2 Effluent treatment technology	21
References	24
3.2 Mass transport modeling methodology	26
3.2.1 In-situ test and modeling fracture network	26
3.2.2 Evaluating long-term change of geological environment	61
References	
3.3 Drift back-filling technology	87
3.3.1 Evaluation of recovery process and geological environment post closure	87
3.3.2 Long-term monitoring of geological environment	127
References	153
Conclusive remarks	157

著者一覧

弥富	洋介	地層科学研究部	結晶質岩地質環境研究ク	ブループ	3.1.1 項,3.1.2 項
岩月	輝希	地層科学研究部	結晶質岩地質環境研究/	ブループ	3.2 節, 3.3 節
尾上	博則	地層科学研究部	結晶質岩地質環境研究ク	ブループ	3.2.1 項,3.3.1 項
尾崎	裕介	地層科学研究部	結晶質岩地質環境研究ク	ブループ	3.3.1 項
笹尾	英嗣	地層科学研究部			1章, 2章
竹内	竜史	地層科学研究部	結晶質岩地質環境研究ク	ブループ	3.3.1 項,3.3.2 項
野原	壯 地	層科学研究部	話は質岩地質環境研究グル	<i>〜</i> ープ	3.2.2 項
濱 克	宏 地	層科学研究部 矽	f究計画調整グループ		1章, 2章
松井	裕哉	地層科学研究部	結晶質岩地質環境研究分	ブループ	3.1.1項,3.3.1項
見掛	信一郎	地層科学研究部	邓 結晶質岩地質環境研究	ピグループ	3.1.1 項
村上	裕晃	地層科学研究部	結晶質岩地質環境研究分	ブループ	3.2.1 項,3.3.1 項
渡辺	勇輔	地層科学研究部	結晶質岩地質環境研究分	ブループ	3.2.1 項,3.2.2 項

※執筆者の所属は、2019年12月12日現在

v

図リスト

図 2.1-1	処分事業の進展段階と研究成果の要点と反映先	6
図 2.1-2	わが国の深地層の研究施設計画において解決すべき課題の確認	
	(瑞浪超深地層研究所の例)	6
図 2.1-3	「地層処分事業の技術開発計画」の課題と必須の課題との対比	7
図 2.2-1	地下坑道における工学的対策技術の開発	8
図 2.2-2	物質移動モデル化技術の開発	9
図 2.2-3	坑道埋め戻し技術の開発	9
図 2.2-4	超深地層研究所計画の必須の課題と研究実施場所	10
図 3.1-1	ポストグラウトによる湧水抑制評価の概念	12
図 3.1.1.1-1	瑞浪超深地層研究所の研究坑道レイアウト、プレグラウチングおよびポストグラウチ	
	ング実施箇所	14
図 3.1.1.1-2	プレグラウチングおよびポストグラウチングの概念図	14
図 3.1.1.1-3	坑道と注入範囲の模式図	15
図 3.1.1.1-4	グラウチング効果を考慮できる理論式	15
図 3.1.1.1-5	深度 500 m 研究アクセス南坑道におけるプレグラウチングとポストグラウチングに伴	
	う予測湧水量と実測湧水量の比較	15
図 3.1.1.2-1	CT-XRD 計測システムと分析結果の例	18
図 3.1.1.2-2	作成した薄片の顕微鏡観察と元素マッピング結果の例	19
図 3.1.1.2-3	深度 300 m 研究アクセス坑道内への湧水と周辺ボーリング孔の水圧の経時変化(左)	
	およびそれらから推定されるプレグラウチング領域の見かけの透水係数の経時変化	
	(右)	19
図 3.1.1.2-4	深度 300 m 研究アクセス坑道内への湧水中の pH と Ca 濃度の経時変化	20
図 3.1.1.2-5	グラウト材/岩盤相互作用メカニズムの変遷に係る概念モデル	20
図 3.1.2.1-1	現行の排水処理施設(写真)と処理フロー	23
図 3.2.1.1-1	割れ目を対象としたモデルの構築と構築したモデルを用いた評価の流れ(概念図)	28
図 3.2.1.1-2	検討対象領域の位置図	29
図 3.2.1.1-3	瑞浪超深地層研究所における坑道壁面割れ目観察結果と地質構造断面図	29
図 3.2.1.1-4	DFN モデル構築に使用した調査データの範囲	30
図 3.2.1.1-5	坑道壁面における割れ目方位分布(下半球投影:シュミット図)	31
図 3.2.1.1-6	割れ目のトレース長ごとの頻度	32
図 3.2.1.1-7	トレース長分布の実測値と解析値との比較	33
図 3.2.1.1-8	岩盤の透水性の実測値と解析値の比較	33
図 3.2.1.1-9	冠水坑道周辺岩盤の割れ目分布の概念化	34
図 3.2.1.1-10	モデルの特徴分析に用いた DFN モデル (1 リアライゼーション)	35
図 3.2.1.1-11	模擬坑道周辺の水頭分布図(6 リアライゼーションの結果の例)	36
図 3.2.1.1-12	割れ目トレース図と模擬ボーリング孔に交差する割れ目の透水量係数の比較	37
図 3.2.1.1-13	模擬ボーリング孔に交差する割れ目の頻度と間隔	37
図 3.2.1.1-14	100 m ブロックの等価透水係数分布	38
図 3.2.1.1-15	DFN モデルを用いた粒子追跡解析	39

⊠ 3.2.1.1-16	50 m の線オブジェクトからの地下水の移行時間の分布	39
図 3.2.1.1-17	3 m の線オブジェクトからの地下水の移行時間の分布	40
図 3.2.1.2-1	ブロック試験の概念図および写真	43
図 3.2.1.2-2	蛍光染料を含む接着剤で作成した薄片の鏡下写真	43
図 3.2.1.2-3	鉱物毎の微視的空隙の観察結果	44
図 3.2.1.2-4	ダメージゾーンとインタクト領域における微視的空隙の比較結果	45
図 3.2.1.2-5	透過拡散試験の様子および試験結果	45
図 3.2.1.2-6	ウラニンの実効拡散係数とマイクロクラックの面密度	45
図 3.2.1.2-7	MIZ-1 号孔のボーリングコアのサンプル採取箇所	46
図 3.2.1.2-8	ウラン同位体およびトリウム同位体の測定結果	47
図 3.2.1.2-9	花崗岩基質部中のウラン同位体濃度の深度分布	47
図 3.2.1.3-1	コロイド, 有機物, 微生物と放射性元素の相互作用プロセス	49
図 3.2.1.3-2	地下水中の希土類元素のコロイドサイズ依存性(限外ろ過法)	50
図 3.2.1.3-3	花崗岩中の地下水で観察される様々なコロイド・懸濁物粒子の例	
図 3.2.1.3-4	地下水とコロイド粒子に含まれる希土類元素量	51
図 3.2.1.3-5	コロイド・懸濁物粒子の逐次抽出用サンプリングと処理方法	52
図 3.2.1.3-6	深度 400 m の地下水中の希土類元素を含むコロイドの化学組成比の例	53
図 3.2.1.3-7	地球化学計算コード PHREEQC により推測された地下水中の希土類元素の化学形態	53
図 3.2.1.3-8	炭酸塩鉱物の飽和指数とコロイド態希土類元素濃度の相関	53
図 3.2.1.3-9	冠水坑道における地下水中の溶存態・コロイド態希土類元素濃度	54
図 3.2.1.3-10	地球化学計算コード PHREEQC を用いた熱力学解析および逐次抽出分析により推察	
	される冠水坑道内の溶存態・コロイド態 La, Ce の化学形態	55
図 3.2.1.3-11	採水用配管内に形成するバイオフィルムの例	56
図 3.2.1.3-12	近接した採水区間で採取されたコロイド態元素濃度	57
図 3.2.1.3-13	高圧地下水により破断したろ過膜	57
図 3.2.1.3-14	ろ過フォルダの前後に差圧調整弁を備えたろ過システム	57
図 3.2.1.3-15	地下水中の希土類元素のコロイドサイズ依存性(クロスフローろ過法)	58
⊠ 3.2.1.3-16	冠水坑道における微生物主組成の経時変化	60
図 3.2.2.1-1	深度 500 m 研究アクセス北坑道における壁面観察およびボーリング調査結果に基づく	
	割れ目頻度・充填物および透水量係数の分布	63
図 3.2.2.1-2	石英を囲むマイクロクラックとマイクロクラック中の自形普通角閃石	65
図 3.2.2.1-3	地質温度圧力計の結果	65
図 3.2.2.1-4	花崗岩中のマイクロフラクチャーの二次電子像と顕微鏡写真	66
図 3.2.2.1-5	貫入岩の分布と組織	67
図 3.2.2.1-6	流体流動と断層による土岐花崗岩の充填鉱物の変遷と花崗岩タイプ	68
図 3.2.2.1-7	MIZ-1 号孔における透水係数と割れ目分布密度の関係と花崗岩タイプ	69
図 3.2.2.1-8	土岐花崗岩の貫入岩分布図	71
図 3.2.2.2-1	地上からの調査により構築された地球化学モデル	
図 3.2.2.2-2	東濃地域を対象とした古地形分布の復元結果	75
図 3.2.2.2-3	100 万年前から現在にかけての地下水中の塩濃度の長期変遷の推定結果	77
図 3.2.2.2-4	MIU 周辺における塩濃度分布の比較	

図 3.2.2.2-5	100 万年前における地下深部の地下水中の塩化物イオン濃度の推定	78
図 3.3.1.1-1	再冠水試験の実施場所	88
図 3.3.1.1-2	再冠水試験の流れ	88
図 3.3.1.1-3	再冠水試験で実施する観測・技術開発	89
図 3.3.1.1-4	岩盤の割れ目分布の概念と割れ目の調査結果の比較(平面図)	91
図 3.3.1.1-5	冠水坑道壁面で実施した比抵抗探査結果	92
図 3.3.1.1-6	冠水坑道壁面で実施した比抵抗の時間変化率	93
図 3.3.1.1-7	止水壁前からの地下水の湧水量とウラニンの測定結果	93
図 3.3.1.1-8	冠水坑道周辺に構築した観測レイアウト	95
図 3.3.1.1-9	再冠水試験期間中の冠水坑道内および周辺岩盤の水圧観測の一例	98
図 3.3.1.1-10	再冠水試験期間中の冠水坑道内の水圧と各観測区間での水圧の比	98
図 3.3.1.1-11	一部排水試験時の排水量および冠水坑道内の水圧変化	99
図 3.3.1.1-12	再冠水試験期間中の周辺岩盤の岩盤変位観測の一例	100
図 3.3.1.1-13	坑道冠水期間中における坑道内の地下水水質と微生物数の変化	101
図 3.3.1.1-14	坑道冠水後を対象とした解析結果の一例	102
図 3.3.1.1-15	坑道掘削時の湧水量の実測値と解析値の比較結果	103
図 3.3.1.1-16	坑道掘削の予測解析結果と再現解析結果の比較	103
図 3.3.1.1-17	埋め戻し材の含水比および乾燥密度	108
図 3.3.1.1-18	埋め戻し材の透水性	109
図 3.3.1.1-19	埋め戻し材上部の EPMA 結果	109
図 3.3.1.1-20	地中無線水圧観測システムの設置位置	110
図 3.3.1.1-21	地中無線水圧観測システムによる水圧観測結果	111
図 3.3.1.1-22	各種計測結果から推定される止水壁の状況(概念図)	113
図 3.3.1.1-23	第2回目機能確認試験開始から終了直前までの止水壁および近傍の状況写真	114
図 3.3.1.2-1	計測用ボーリング孔配置およびAE センサーレイアウト	116
図 3.3.1.2-2	実験で得られた流体圧・AE 発生頻度・圧入流量図	116
図 3.3.1.2-3	AE の押し波の割合	117
図 3.3.1.3-1	瑞浪超深地層研究所および本計画で設定した試験位置(設備横坑)	119
図 3.3.1.3-2	計画した埋め戻し試験の施工ステップ	119
図 3.3.1.3-3	吹付け試験状況	121
図 3.3.1.3-4	室内試験で得られた締固め曲線と吹付け後の密度の比較(その1)(埋め戻し材 A)	122
図 3 3.1.3-5	室内試験で得られた締固め曲線と吹付け後の密度の比較(その2)(埋め戻し材 B)	122
図 3.3.1.3-6	埋め戻し試験の施工概要	123
図 3.3.1.3-7	埋め戻し試験の様子(右は3Dスキャナーによる出来型計測)	123
図 3.3.1.3-8	試料採取で得られた有効粘土密度と 3D スキャナ計測結果から算定したバルクの有	効
	粘土密度(各セクション毎)	125
図 3.3.1.3-9	土圧計,土壌水分計の配置模式図と計測結果(平成30年度分)	126
図 3.3.1.3-10	ベントナイト流出量と総流量との関係	126
図 3.3.2-1	地上からのモニタリング孔における地下水の水圧変化 (MSB-1 号孔の例)	134
図 3.3.2-2	地上からのモニタリングにおける地下水の水圧変化 (MSB-1 号孔および MSB-3 号	孔
	の例)	135

図 3.3.2-3	地上からのモニタリングにおける地下水の水圧変化 (MIZ-1 号孔の例)	135
図 3.3.2-4	地上からのモニタリング孔における地下水の水質変化(MSB-2,4 号孔)	136
図 3.3.2-5	研究坑道のボーリング孔における地下水の水圧変化(09MI17-1, 18, 19 号孔の例)	138
図 3.3.2-6	壁面からの距離と水圧変化(09MI17-1, 18, 19 号孔の例)	138
図 3.3.2-7	研究坑道のボーリング孔における地下水の水圧変化(12MI33 号孔の例)	139
図 3.3.2-8	主立坑の集水リングの設置位置と水質モニタリングの例	140
図 3.3.2-9	研究坑道のボーリング孔における地下水の水質変化	141
図 3.3.2-10	既往の観測値を利用した主成分分析	
図 3.3.2-11	主成分分析結果(個別孔ごとの表示)	145
図 3.3.2-12	研究坑道のボーリング孔における地下水の pH, 酸化還元状態の変化	
図 3.3.2-13	地下水水圧モニタリングシステムの地上化概念図	147
図 3.3.2-14	地下水水質モニタリングシステムの地上化概念図	148
図 3.3.2-15	月吉断層周辺における地震に伴う水圧変化(MIU-3 号孔)	150
図 3.3.2-16	主立坑断層周辺における地震に伴う水圧変化(MSB-1 号孔, MSB-3 号孔)	150
図 3.3.2-17	広域における地震に伴う動水勾配の変化の一例	151
図 3.3.2-18	立坑湧水量と動水勾配の関係	151

表リスト

表 3.2-1	日本の結晶質岩の特徴(深度 500 m 付近)	26
表 3.2.1.1-1	DFN モデル構築に使用した調査データ	31
表 3.2.1.1-2	DFN モデルの構築に適用した割れ目のパラメータセット	32
表 3.2.1.1-3	DFN モデルの特徴分析に適用した割れ目のパラメータセット	35
表 3.2.2.1-1	高温流体および地殻変動による花崗岩タイプ	69
表 3.3.1.1-1	測定間隔および送信間隔	110
表 3.3.1.3-1	使用材料および室内締め固め試験結果	121
表 3.3.1.3-2	設定含水比別のサイクルタイムとロス率	122
表 3.3.1.3-3	試験のために最終的に設定した埋め戻し材の材料仕様	122
表 3.3.1.3-4	実証試験に向けた使用機器一覧	
表 3.3.1.3-5	品質管理手法(密度測定とモニタリング)	124
表 3.3.1.3-6	埋め戻し試験時のセクション毎のサイクルタイムと有効粘土密度一覧	125
表 3.3.2-1	地表における水圧観測区間の概要	130
表 3.3.2-2	地表における水質観測区間の概要	131
表 3.3.2-3	研究坑道における水圧観測区間の概要	131
表 3.3.2-4	研究坑道における水質観測区間の概要	133

はじめに

国立研究開発法人日本原子力研究開発機構(原子力機構)は,原子力発電環境整備機構(NUMO)による高レベル放射性廃棄物の地層処分事業と国による安全規制の両面を支えるため,国が定めた「独立行政法人日本原子力研究開発機構が達成すべき業務運営に関する目標」(中期目標)¹⁾および原子力機構が作成した「独立行政法人日本原子力研究開発機構の中期目標を達成するための計画」(中期計画)²⁾に基づき,地層処分技術に関する研究開発を進めてきた。超深地層研究所計画では,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)を進めてきている。

原子力機構では、文部科学省日本原子力研究開発機構改革本部が決定した「日本原子力研究開発機構の改革の基本的方向」(平成25年8月8日)3を受けて、改革計画4を策定し公表した(以下、原子力機構改革)。その中の事業の見直しの一環として、瑞浪と幌延の2つの深地層の研究施設については、研究開発成果の取りまとめ5を平成26年9月末までに行うとともに、併せて深地層の研究施設で行うべき必須の課題を抽出した6。

「国立研究開発法人日本原子力研究開発機構の中長期目標を達成するための計画」(中長期計画) 7 (以下,第 3 期中長期計画)では,上述の必須の課題に重点的に取り組むこととし,これらの研究については,平成 31 年度末までの 5 ヶ年間で成果を出す前提に取り組むこととされている。

上記を踏まえて、本報告書では、第3期中長期計画期間中の平成27年度から平成31年度までに実施した、超深地層研究所計画における3つの必須の研究開発課題(地下坑道における工学的対策技術の開発、物質移動モデル化技術の開発および坑道埋め戻し技術の開発)%に関する調査研究の成果を取りまとめた。

参考文献

- 1) 文部科学省,経済産業省:独立行政法人日本原子力研究開発機構が達成すべき業務運営に関する目標, 2012.
- 2) 日本原子力研究開発機構:独立行政法人日本原子力研究開発機構の中期目標を達成するための計画 (平成22年4月1日~平成27年3月31日),2012.
- 3) 文部科学省:日本原子力研究開発機構の改革の基本的方向,平成25年8月8日,2013.
- 4) 日本原子力研究開発機構:日本原子力研究開発機構の改革計画 自己改革 「新生」へのみち-, 平成 25 年 9 月 26 日, 2013.
- 5) 濱 克宏, 水野 崇, 笹尾英嗣, 岩月輝希, 三枝博光, 佐藤稔紀, 藤田朝雄, 笹本 広, 松岡稔幸, 横田秀晴, 石井英一, 津坂仁和, 青柳和平, 中山 雅, 大山卓也, 梅田浩司, 安江健一, 浅森浩一, 大澤英昭, 小出馨, 伊藤洋昭, 長江衣佐子, 夏山諒子, 仙波 毅, 天野健治: 第2 期中期計画期間における研究成果取りまとめ報告書ー深地層の研究施設計画および地質環境の長期安定性に関する研究ー, JAEA-Research 2015-007, 269p., 2015.
- 6) 日本原子力研究開発機構:日本原子力研究開発機構の改革計画に基づく「地層処分技術に関する研究開発」報告書ー今後の研究課題についてー、平成26年9月30日,2014.
- 7) 日本原子力研究開発機構:国立研究開発法人日本原子力研究開発機構の中長期目標を達成するための計画(平成27年4月1日~平成34年3月31日),2015.
- 8) 濱 克宏, 岩月輝希, 松井裕哉, 見掛信一郎, 笹尾英嗣, 大澤英昭: 超深地層研究所計画における調査研究計画一第3期中長期計画における調査研究一, JAEA-Review 2016-004, 38p., 2016.

1. 超深地層研究所計画の目標

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段階からなる。

超深地層研究所計画においては,第1段階から第3段階までを通した全体目標および各段階の段階目標を以下のとおり設定している 1 。

【全体目標】

- ①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

【段階目標】

- (1) 地表からの調査予測研究段階(第1段階)の目標
 - ①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等の調査研究計画の策定
- (2) 研究坑道の掘削を伴う研究段階(第2段階)の目標
 - ①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・維持管理にかか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
- (3) 研究坑道を利用した研究段階(第3段階)の目標
 - ①研究坑道を利用した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から維持管理・閉鎖 に伴う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

超深地層研究所計画では、これまでに第1段階の調査研究および第2段階の調査研究の成果を研究開発報告書 $^{2),3)$ や論文などに取りまとめ公表しており、これらの成果を踏まえつつ、 2 章で述べる必須の課題を抽出した。

参考文献

- 1) 日本原子力研究開発機構:超深地層研究所 地層科学研究基本計画, JAEA-Review 2015-015, 39p, 2015.
- 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, 337p., 2007.
- 3) 野原 壯, 三枝博光, 岩月輝希, 濱 克宏, 松井裕哉, 見掛信一郎, 竹内竜史, 尾上博則, 笹尾英嗣: 超深 地層研究所計画における研究坑道の掘削を伴う研究段階(第2段階)研究成果報告書, JAEA-Research 2015-026, 98p., 2015.

2. 超深地層研究所計画の必須の課題

2.1 必須の課題の設定の考え方

原子力機構改革において、深地層の研究施設計画については、処分事業の「精密調査前半」に資することを目的とした成果の取りまとめ、および必須の課題を明確にした今後の計画の策定を、平成 26 年 9 月末までに行うこととした。これに基づき、超深地層研究所計画(瑞浪)(結晶質岩)および幌延深地層研究計画(堆積岩)の2つの深地層の研究施設計画において今後実施すべき必須の課題を検討した。それまでに、瑞浪では深度 500 m まで、幌延では深度 350 m までの立坑掘削と水平坑道を展開しながら、地質環境を調査・評価する技術や深地層における工学技術の開発を着実に進めてきた。

必須の課題の検討においては、長期にわたる地層処分事業の過程で科学技術の進歩や事業の進展状況等によって発生する研究ニーズに継続的に取り組んでいく必要があり、計画の策定にあたっては、深地層の研究施設がこうした長期の取り組みに対応する重要なインフラであることを念頭に置くことが必要であると考えられた。

そこで、深地層の研究施設計画に係る必須の課題の抽出は、以下の方法により進めた。

- 一今後の課題の網羅的抽出と必要性の確認
- ・ 当初の研究開発計画に対する第2期中期計画期間までの達成度を明らかにした上で、処分事業進展段階(図2.1-1)に沿った必須の課題の抽出
- ・ 第2期中期計画期間までに、「精密調査前半」までに適用する技術・手法の整備をほぼ終了したため、今後は「精密調査後半」以降に適用する技術・手法の研究開発に重点化一選定条件に基づく 課題の必要性の確認
- ・ わが国は変動帯に位置するため、安定大陸と比較して火山活動や地震活動などが活発であり、地質構造が複雑であること、降水量が多く地下水が豊富であることなどに留意
- ・ 設定した選定条件(諸外国での研究開発動向,国際的な課題,わが国固有の地質環境に係る課題,成果の汎用性,処分事業への貢献度等)(図 2.1-2)を踏まえた,課題の必要性の確認
- -国における最新の議論の考慮
 - ・ 総合資源エネルギー調査会 電力・ガス事業分科会 原子力小委員会「放射性廃棄物ワーキング グループ」および「地層処分技術ワーキンググループ」における議論等を考慮
- 一地層処分基盤研究開発に関する全体計画(平成 25 年度~平成 29 年度)¹⁾に示された課題等との比較による確認
 - ・ 原子力発電環境整備機構 (NUMO) による課題 (「地層処分事業の技術開発計画」) ²⁾と比較 (図 2.1-3) し、それら課題の整合性を確認
 - ・ 関係研究開発機関および NUMO からなる「地層処分基盤研究開発調整会議 運営会議・統合 WG」 において紹介された「精密調査後半」以降に必要となる NUMO の技術開発ニーズに対して、必 須の課題の十分性を確認

なお,必須の課題の設定にあたっては、国内外の専門家との議論を行い、その妥当性を確認した^{3,4}。

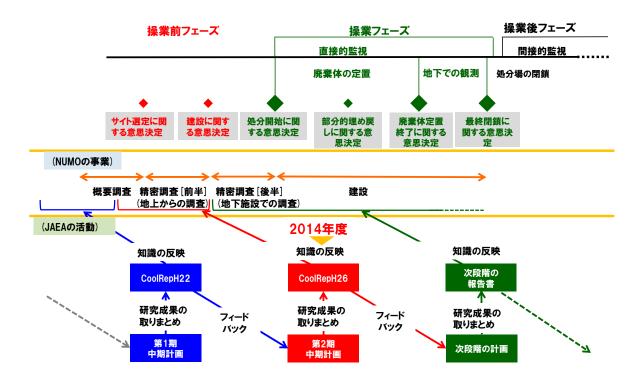


図 2.1-1 処分事業の進展段階と研究成果の要点と反映先

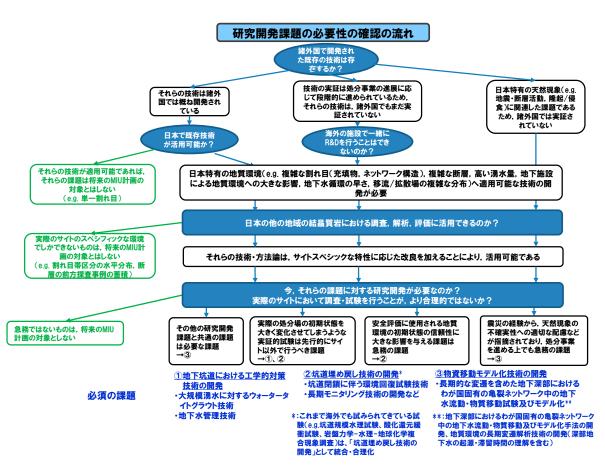


図 2.1-2 わが国の深地層の研究施設計画において解決すべき課題の確認 (瑞浪超深地層研究所の例)

NUMOがJAEA等に期待する技術開発(抜粋) 海外機関による意義例 JAEAの必須の課題 (処分場建設段階にある先行例) 【瑞浪】 地質環境特性の把握 ○安全機能指標基準、設計基準策定 地下坑道における工学 ○深地層研究による地質環境特性の総合的な調査・評 などに用いるデータ取得、利用可能な最善技術の実証 価技術の構築 的対策技術の開発 ○地質環境特性の調査・評価技術の高度化 〇同上 人工バリアの設計・施工 物質移動モデル化技術 ○人工バリアに対する複合現象を考慮した長期性能変 ○安全機能指標基準、設計基準策定、 化に関する評価手法の高度化 シナリオ解析 の開発 ○深地層の研究施設坑道を活用した緩衝材、埋め戻し 材およびブラグの設計、施工と性能確認 ○利用可能な最善技術の実証、シナリ オ解析、安全機能・設計基準策定 〇シナリオ解析、利用可能な最善技術 坑道埋め戻し技術の ○回収が必要となる状態の設置および処分方式に応じ た回収技術の整備 の実証、安全機能指標基準 開発 地下施設の設計 ○調査の進展に応じた施設設計の更新方法の具体化 ○利用可能な最善技術の実証 〇安全機能指標•設計基準策定 【幌延】 ○利用可能な最善技術の実証、シナリ 術の実証および性能確認 オ解析、安全機能指標・設計基準 実際の地質環境におけ る人エバリアの適用性 確認 ○地下調査施設での実証手法および手順の明確化 ○利用可能な最善技術の実証、安全 機能指標基準、シナリオ解析(シナリオ解析、安全機能指標・設計基 (現象のモデル化とシステム性能評価モデルの更新など にかかる実データの取得) 処分概念オプションの 実証 安全設計(深地層研究施設の知見提供) 地殻変動に対する堆積 ○地下坑道建設・維持管理などにおける安全対策の知 ○安全機能指標・設計基準策定、利用 可能な最善技術の実証 〇安全機能指標・設計基準策定、シナ 岩の緩衝能力の検証 ○深部地下地震観測による地震動特性の把握と知見提 示 リオ解析 モニタリング ○地下坑道でのモニタリング意義検討、パラメータ・計測 ○安全機能指標·設計基準策定、利用 通信装置検討 可能な最善技術の実証、シナリオ解析 ○坑道掘削に並行した地上からのモニタリング技術 〇同上 ○人工バリアシステム機能と閉鎖後長期安定性に関する モニタリング技術 ○制度的管理・回収可能性にかかわるモニタリング技術 ○安全機能指標·設計基準策定

「地層処分事業の技術開発計画」2の課題と必須の課題との対比 図 2.1-3

2.2 抽出した必須の課題

上記の考え方を踏まえて抽出した必須の課題を以下に示す。

- -地下坑道における工学的対策技術の開発(大規模湧水に対するウォータータイトグラウト技術,地下 水管理技術)
 - ・ 深度 500 m の研究坑道において、坑道への湧水量をプレグラウトとポストグラウト(図 2.2-1) の組合せによって制御可能とするウォータータイトグラウト施工技術を実証する。また、地下水 排水処理技術等の地下水管理技術の高度化にも取り組む。
- -物質移動モデル化技術の開発(長期的な変遷を含めた地下深部におけるわが国固有の亀裂ネットワーク中の地下水流動・物質移動に関する試験およびモデル化技術)
 - ・ 深度 500 m の研究坑道において、花崗岩中の割れ目での物質の移動現象を理解し、モデル化する ための調査解析を実施する。また、割れ目の透水性および地下水流動・水質の長期的変化や地下 水流動の緩慢さを明らかにするための調査を実施する(図 2.2-2)。

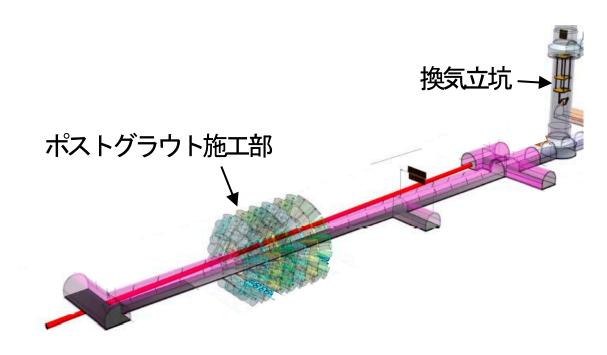


図 2.2-1 地下坑道における工学的対策技術の開発

(「大規模湧水に対するウォータータイトグラウト技術」に関するポストグラウト工事のイメージ)

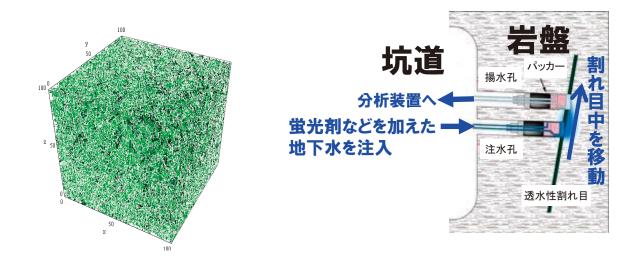


図 2.2-2 物質移動モデル化技術の開発 (左図:割れ目分布モデルの例,右図:研究坑道内での物質移動試験の例)

- 坑道埋め戻し技術の開発(坑道閉鎖に伴う環境回復試験技術,長期モニタリング技術など)
 - ・ 深度 500 m の研究坑道において、坑道の一部を埋め戻し、地下水を自然に冠水させることによって、地下水の水圧・水質および坑道周辺岩盤の化学的・力学的変化を観察し、地質環境の回復能力等を評価するとともに、地質環境に応じた埋め戻し技術の構築を目指す。また、長期の観測に必要なモニタリング技術の開発も実施する(図 2.2-3)。

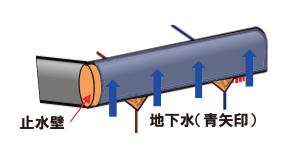




図 2.2-3 坑道埋め戻し技術の開発 (左図:再冠水試験のイメージ、右図:モニタリング装置の例)

これまでの成果から,深度 $500\,\mathrm{m}$ まで展開した坑道に,大規模湧水箇所や,特性の異なる割れ目が分布する領域の存在を確認している。このような地質環境特性を踏まえて,必須の課題に主に取り組む場所を選定した。なお,深部塩水系地下水の起源・滞留時間を把握するための深度 $500\,\mathrm{m}$ 以深の深層ボーリングを実施する計画とした(図 2.2-4)。

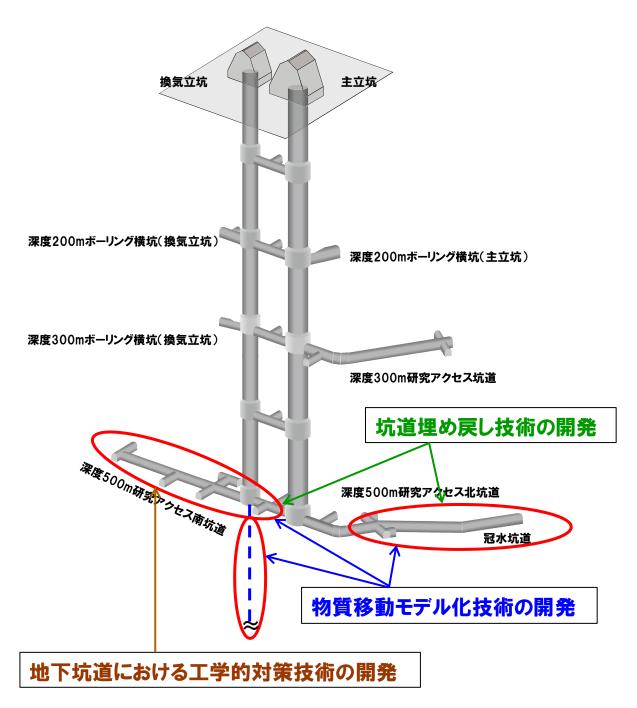


図 2.2-4 超深地層研究所計画の必須の課題と研究実施場所 5)

参考文献

- 1) 地層処分基盤研究開発調整会議: 地層処分基盤研究開発に関する全体計画(平成 25 年度~平成 29 年度), 2013.
- 2) 原子力発電環境整備機構: 地層処分事業の技術開発計画 概要調査段階および精密調査段階に向けた 技術開発-, 原子力発電環境整備機構, NUMO-TR-13-02, 145p., 2013.
- 3) 日本原子力研究開発機構:地層処分技術に関する研究開発,深地層の研究施設計画検討委員会, https://www.jaea.go.jp/04/tisou/iinkai/url iinkai 01 old.html (参照: 2019年10月3日).
- 4) 日本原子力研究開発機構:地層処分技術に関する研究開発,深地層の研究施設計画に係る第 2 期中期計画期間中の成果と今後の計画に関する国際レビューワークショップ, $\frac{1}{2}$ https://www.jaea.go.jp/04/tisou/url/url_ws1.html(参照: $\frac{1}{2}$ 2020年 $\frac{1}{2}$ 月 $\frac{1}{2}$ 日).
- 5) 濱 克宏,岩月輝希,松井裕哉,見掛信一郎,笹尾英嗣,大澤英昭:超深地層研究所計画における調査研究計画一第3期中長期計画における調査研究一,JAEA-Review 2016-004, 38p., 2016.

3. 実施内容および成果

3.1 地下坑道における工学的対策技術の開発

地下深部においては一般に地下水圧が高く、坑道への湧水量が多いため、これらを適切に制御することは地下施設の施工時の安全性、施工性の確保や維持管理費用の削減のみならず、周辺環境への影響を低減するために重要な事項である。瑞浪超深地層研究所では、施工対策技術の一環としてグラウチング技術を適用するとともに、地下水浸透理論にもとづく解析による湧水抑制の評価手法を構築してきた。また、プレグラウチングを実施した領域から岩石試料を採取し、グラウト材の充填状況や周辺岩盤に与える影響を各種分析により把握した。さらに、地下水排水処理技術の開発として、地下水に含まれるふっ素とほう素を除去する方法について検討し、捕集材やイオン交換樹脂の適用性を評価した。

3.1.1 地下水抑制技術の開発

深度 500 m の研究坑道掘削までに適用してきたプレグラウチングの技術的知見に基づき、プレグラウチングとポストグラウチングを併用することにより、グラウチングによる改良範囲の拡大あるいは透水係数のさらなる低減により湧水を抑制する。深度 500 m 研究アクセス南坑道を対象にポストグラウチングを実施し、坑道湧水量の変化を把握することで抑制効果を評価する。岩盤の透水係数に応じた材料(超微粒子セメントや溶液型グラウト材)の選定や注入方法、効果的な注入孔の配置、改良範囲外への湧水の回り込みを抑制する方策についての知見を得る(図 3.1-1)。

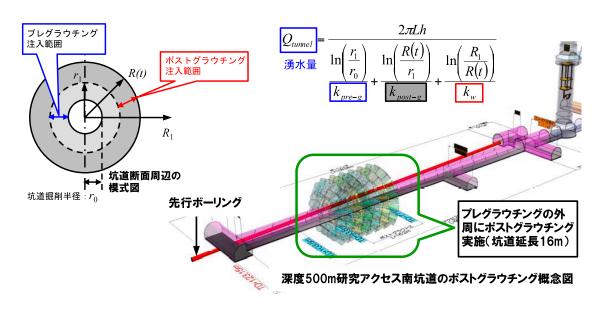


図3.1-1 ポストグラウトによる湧水抑制評価の概念

3.1.1.1 ウォータータイトグラウト施工技術の実証

(1) 背景および概要

ウォータータイト構造とは、空洞内に地下水などの湧水を抑制するための構造のことである。このような構造は、一般に、地下水利用あるいは環境保全等の観点から地下水面の低下などが問題となる深度の浅い場所で適用される事例があるが、地下深部の構造物においても、長期間の排水により地表付近の環境が変化する可能性がある場合には、そのような構造が用いられることがある。施工事例としては、坑道掘削に伴う排水処理の負担軽減や坑道周辺の地下水位低下の防止を目的として実施されており 1,2,2,今後、湧

水抑制対策として重要性が高くなる技術といえる。地層処分の観点では人工バリアの設置環境の確保、超深地層研究所計画では排水処理コストの低減の観点から、ウォータータイト構造のような湧水を極力抑制する技術へのニーズが高まっていた。

一方,このような構造は、地下水圧が支保工に直接作用するため、その圧力も考慮した支保工設計が必要となるが、瑞浪超深地層研究所では、一般的な山岳工法で計画されており、一般的なトンネルなどと同様に、地下空洞内への地下水の湧水を許容する設計となっている。したがって、湧水を極力抑制するという視点での技術開発は実施していなかったことから、グラウチングにより湧水量を可能な限り低減する手法の技術開発を実施した。

(2) 実施内容

超深地層研究所計画では,図 3.1.1.1-1,3.1.1.1-2 に示すように先行ボーリング調査により大量湧水が発生する可能性が高いことがわかった範囲を対象に,湧水抑制対策としてプレグラウチングを実施し,研究坑道の掘削に対応した形で大深度におけるグラウチング技術の整備を進めた $^{3.5}$)。その成果を踏まえ,瑞浪超深地層研究所内で最も高水圧条件(約 4 MPa)である深度 5 00 m 研究アクセス南坑道を利用し,プレグラウチングとポストグラウチングの併用によりウォータータイト構造に匹敵するレベルで湧水を極少化する技術の実証試験および試験計画検討に必要な湧水量予測のための理論式の構築を行なった(図 3 1.1.1- 3 3、 3 3.1.1.1- 4 4 に示す理論式は,図 3 3.1-1 に示したプレグラウチング効果を予測するための理論式をさらにポストグラウチングの効果まで考慮できるように拡張したものである 5 0。

(3) 成果

超微粒子セメントを基本としたプレグラウチングにより、完成した研究アクセス南坑道内への湧水量は、グラウチング未実施の場合の予測値の4%にまで抑えることができた。さらに、このプレグラウチング領域の一部において、より微細な割れ目への浸透が期待できる活性シリカコロイドを用いたポストグラウチングを実施することで、プレグラウチング領域の区間湧水量をさらに70%低減(プレグラウチング領域の実測湧水量50m¾日→ポストグラウチング併用後の湧水量15m¾日)することに成功し、結果としてプレグラウチングとポストグラウチングの併用により未実施の場合の予測値の99%の湧水抑制効果(グラウチングを全くしなかった場合の予測値1380m¾日に対し、プレグラウチングおよびポストグラウチングを実施後の湧水量15 m¾日)を発揮する技術を確立した(図3.1.1.1-5)。また、この実証試験を通じ、深度500mまでの湧水抑制対策時にも適用してきた予測のための理論式やグラウト材料の動的注入工法の適用性も同時に示すことができた5.6。

(4) まとめ

超深地層研究所計画ではプレグラウチングとポストグラウチングを併用し、湧水抑制効果を確認した。 適用した手法はグラウチングの目標設定、計画策定および結果の検証に有効な手法であり、排水処理費の 削減や、人工バリア施工時の作業環境において湧水箇所や湧水量を低減することにより施工精度の向上に 寄与できると考えられる。

完全なウォータータイト構造にした場合、地下の深度に相当する水圧が全て支保に作用することとなり、深くなるほど過大な支保が必要となる。このことは、坑道断面や使用するセメント量の増加を招き工期と工費の増大に繋がる。したがって、人工バリアの定置に必要な湧水量の低減をはかることを目標としてグラウチングの計画を策定することが適切と考えられる。

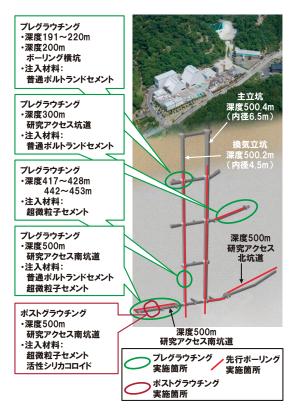
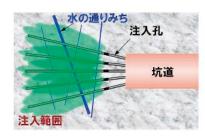
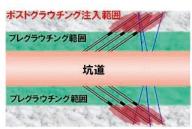


図3.1.1.1-1 瑞浪超深地層研究所の研究坑道レイアウト,プレグラウチング およびポストグラウチング実施箇所



(a) プレグラウチングの概念図

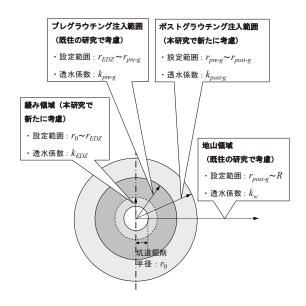


(b) ポストグラウチングの概念図



(c) プレグラウチングと ポストグラウチングを併用した概念図

図3.1.1.1-2 プレグラウチングおよびポストグラウチングの概念図



$$Q_0 = \frac{2\pi L (H - h_0)}{\frac{\ln\left(\frac{r_{EDZ}}{r_0}\right)}{k_{EDZ}} + \frac{\ln\left(\frac{r_{pre-g}}{r_{EDZ}}\right)}{k_{pre-g}} + \frac{\ln\left(\frac{r_{post-g}}{r_{pre-g}}\right)}{k_{post-g}} + \frac{\ln\left(\frac{R}{r_{post-g}}\right)}{k_{w}}$$

Qo: 坑道への湧水量 **L**: 坑道断面の奥行長さ

ho: 坑道壁面における全水頭 H: 影響圏半径における全水頭

no: 坑道掘削半径 reoz: 緩み領域の半径

Ppreg: プレグラウチングにおける注入範囲 *Ppostg*: ポストグラウチングにおける注入範囲

R:影響圏半径

kepz:緩み領域の地山透水係数

 k_{preg} : プレグラウチング注入範囲の透水係数 k_{postg} : ポストグラウチング注入範囲の透水係数 k_w : プレグラウチング注入前の地山透水係数

図3.1.1.1-3 坑道と注入範囲の模式図

図3.1.1.1-4 グラウチング効果を考慮できる理論式

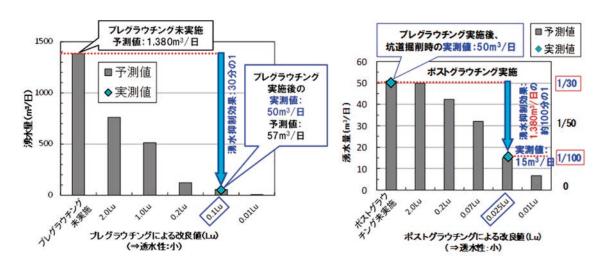


図 3.1.1.1-5 深度 500 m 研究アクセス南坑道におけるプレグラウチングと ポストグラウチングに伴う予測湧水量と実測湧水量の比較

3.1.1.2 施工対策影響評価技術の開発

(1) 背景および概要

地下構造物の建設では、坑道の空洞安定性確保などでセメントや鋼材等の人工材料の使用が想定される。これらは、空洞を維持する間に時間経過とともに劣化し、それにより空洞周辺の地質環境に変化が生じる可能性があるが、第2期中期計画期間までに検討した空洞周辺岩盤を含むニアフィールドの概念では、これらの人工材料が坑道周辺の地質環境に与える影響の定量的検討は実施していないっ。このため、瑞浪超深地層研究所の研究坑道周辺に注入したグラウト材(主にセメント)に着目し、それが坑道周辺の地質環境に及ぼす影響を把握・評価するための技術開発を国からの委託研究(経済産業省資源エネルギー庁 平成 27 年度地層処分技術調査等事業(処分システム評価確証技術開発)、平成 28 年度地層処分技術調査等事業(処分システム評価確証技術開発)、の一部として実施した。

(2) 実施内容

瑞浪超深地層研究所内でプレグラウチング実施時期が異なる施工場所で採取したボーリングコアを用いた各種の室内分析を実施し、グラウト材が地質環境に及ぼす影響を把握・評価するための調査手法や、原位置条件下で、グラウト材による地質環境への影響に関する概念モデルの構築を実施した。

(3) 成果

グラウト材の岩盤への影響の経時変化を把握するために、グラウト材およびグラウト材と岩盤の接触部分の分析に必要な試料の作製方法や分析方法(蛍光 X 線分析、走査型電子顕微鏡観察、エネルギー分散型 X 線分光法(EDX)による元素マッピングの組み合わせ)を概ね確立するとともに、CT-XRD(図 3.1.1.2-1)が非破壊で三次元的な鉱物分布を推定するための分析手法として有用であることも確認した 8-10)。また、これらの分析により、施工後約6年経過した岩盤でも、グラウト材との接触による新たな鉱物の形成や鉱物の溶脱などの変化は認められず、少なくともグラウチング後、数年でグラウト材により岩盤に変質が生じる可能性はほとんどないことを確認した。これは、坑道内が大気圧になっている状態では、坑道周辺岩盤中の水圧と坑道内の空間との圧力差により動水勾配が生じ、坑道周辺部の地下水流速が大きくなるため、地下水と岩盤が接する時間が相対的に短く、グラウト材料による周辺岩盤への化学的影響が生じ難い状況にあるためと考えられる 9。

- 一方,グラウト材についての分析結果から,以下に示す知見が得られている 10)。
- ・施工後数年経過したグラウト材は、結晶化領域と含非晶質領域に分けられる(図3.1.1.2-2)。
- ・含非晶質領域には、C-S-H ゲルまたはポルトランダイトの可能性があるものに加え、方解石も存在することがわかった。また、グラウチング時に注入したセメント材料の固化過程を模擬した室内試験とその分析では、高い水/セメント比のセメントの場合、硬化段階で方解石が形成されていた。作製に用いた原位置の湧水に HCO3 が含まれていることから、含非晶質領域中の方解石は、グラウト材の初期の硬化段階から形成されていたと考えられる。
- ・結晶化領域は、透水領域と考えられる岩盤との境界周辺や、グラウト材料中の微小割れ目周辺に発達していた。プレグラウチング領域には HCO3 を含有する地下水が常に供給される状況にあることから、その結果として方解石の形成が促進され、結晶化領域が形成されたと考えられる。
- ・深度 300 m 研究アクセス坑道周辺のボーリング孔の水圧は、研究坑道の拡張に伴い低下しているものの、研究アクセス坑道全体への湧水量は施工後約 5 年間増加しその後大きな変化はなくなっている。プレグラウチング実施直後には、グラウチングを開始した部分から 50 m 区間で湧水量が多かったことの記録もあり ¹¹⁾、これらの変化は、プレグラウチング後、数年は 50 m 区間の湧水量が徐々に増加したこと、それ以降は、注入後のグラウト材料の化学的変遷により割れ目開口幅が変化し、プレグラウチング領域の透水性が高くなったことにより生じた可能性が考えられる(図 3.1.1.2-3)。
- ・地下水の Ca 濃度は、施工後約3年までは増加し、約4年経過以降は直線的な低下傾向を示すものの、深度 $300\,\mathrm{m}$ 付近の地下水の Ca 濃度(約 $14\sim27\,\mathrm{mg/L}$)と比較して高い値を示している。これは、グラウト材料の溶解によって Ca が供給されたことを示すと考えられる。pH については、プレグラウチング直後の坑道内に流入する地下水中の pH は 9.8 を示し、徐々に低下して施工後 $2\sim3$ 年経過すると天然の地下水の pH(約 8.6)と同程度の値を示している。また、 pH が徐々に低下した期間は、坑道への湧水量が増加している期間に相当していた。これらのことから、多量の湧水による希釈効果によって、グラウト材からの浸出液の pH($12\sim13$ 程度)よりも低い状態になっていたと考えられる(図 3.1.1.2-4)。

・前述のグラウト材からの Ca の溶脱量の低下は、溶解度の高いポルトランダイトが溶脱した後に比較的溶解度の低い C-S-H の溶脱が始まることや、 HCO_3 を含む水とセメントの接触面に方解石が形成されることで、Ca 溶脱量が低下したことにより生じたと推定される。施工後約 3 年経過したグラウト材料の含非晶質領域では、ポルトランダイトの存在を確認していないが、 μ -XRD 分析結果は微小領域($100~\mu$ m 径の領域)の鉱物組成のみを示していることから、Ca 溶脱量の低下要因の特定には、より広い領域を対象とした鉱物組成の把握が必要と考えられる。

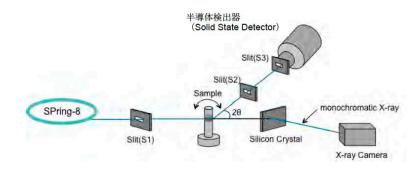
これらの知見を踏まえ構築した、原位置環境下で生じていると考えられるグラウト材/岩盤相互作用メカニズムの変遷に係る概念モデルを図 3.1.1.2-5 に示す。人工材料が坑道周辺の地質環境や近接すると考えられる人工バリアシステムに及ぼす影響の定量的検討を行う場合は、坑道閉鎖前から閉鎖後長期に渡り生じるグラウト材/岩盤相互作用のメカニズムを明らかにすることが必要であるが、今回の研究では、それを定性的に記述するにとどまっており、これらについて今後の知見の拡充が必要である。

(4) まとめ

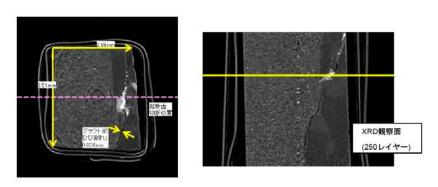
グラウチングでは、グラウト材を直接岩盤中に注入するが、施工後にそれを物理的に取り除くことはできないため、グラウト材が地質環境に及ぼす影響を検討してきた。その結果、数年のスパンでは周辺地質環境に影響を及ぼす可能性はないと考えられること、グラウト材として使用されるセメント量は坑道の構築作業全体から見ると相対的に少ない(最も差が小さいと考えられる深度 500 m 研究アクセス南坑道の例では、使用されている吹付けコンクリート支保工の体積は約 160 m³であるが、深度 500 m 研究アクセス南坑道のプレグラウチングに使用されたセメントミルク注入量は約 90 m³)ことから、グラウト材中のセメントが地層処分システムの長期安全性に影響を及ぼす可能性は高くないと想定される。しかし、閉鎖までの回収可能性の維持等を考慮すると、グラウチング領域が数十年以上その効果を持続することは重要であり、今後長期的な耐久性を有するグラウト材やグラウチング方法の検討が望まれる。

また、非常に多数の亀裂が存在し地下坑道の施工に危険が生じる可能性があるような岩盤を対象とした 既往の切羽前方探査技術や地盤改良技術の高度化も、一般的なトンネル工事等の安全確保に寄与できるも のとして重要であると考える。

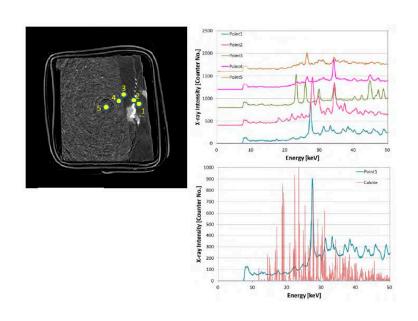
本節で述べたグラウチングによる湧水抑制対策技術開発も、数回以上の原位置でのグラウチングの設計・実施および結果の評価を経て最終的に構築できたものである。地下深部における湧水抑制技術は、対象とする地質環境を十分理解した上で理論的な予測と実際のグラウチングの経験およびその評価の繰り返しが重要であると考えられる。



(a) 非破壞 CT-XRD 連成観察分析機器構成図



(b) 供試体の観察結果の例



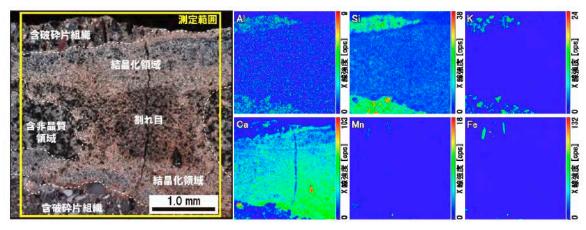
(c) CT-XRD 分析結果

左: C 孔縦供試体の XRD 測定位置 (250 レイヤー)

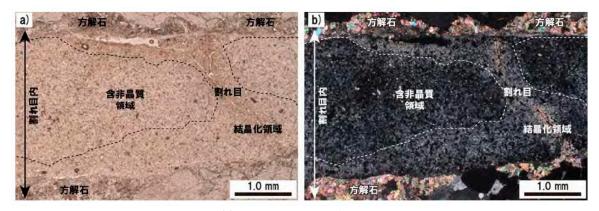
右上: C 孔縦供試体の各測定点における X 線回折チャート

右下: C 孔縦供試体 Point1 における回折チャートと Calcite データとの比較

図 3.1.1.2-1 CT-XRD 計測システムと分析結果の例



(a) 3年試料の顕微鏡観察結果と元素分布



(b) 6年試料の顕微鏡観察結果

図 3.1.1.2-2 作成した薄片の顕微鏡観察と元素マッピング結果の例

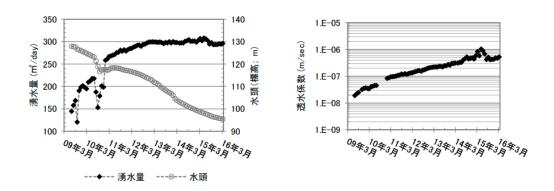


図 3.1.1.2-3 深度 300 m 研究アクセス坑道内への湧水と周辺ボーリング孔の水圧の経時変化(左) およびそれらから推定されるプレグラウチング領域の見かけの透水係数の経時変化(右)

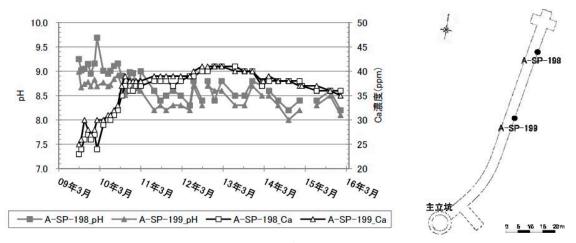


図 3.1.1.2-4 深度 300 m 研究アクセス坑道内への湧水中の pH と Ca 濃度の経時変化

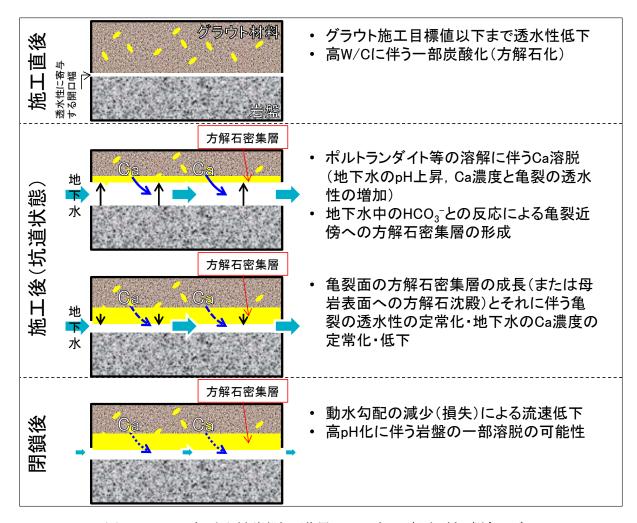


図3.1.1.2-5 グラウト材/岩盤相互作用メカニズムの変遷に係る概念モデル

3.1.2 地下水管理技術の開発

3.1.2.1 地下水排水処理技術の開発

(1) 背景および概要

近年、公共工事などでも自然由来の重金属による地下水汚染や土壌汚染への対策が求められている。瑞浪超深地層研究所の研究坑道への湧水には、自然由来のふっ素 (3.5~10 mg/L)、ほう素 (0.57~1.8 mg/L) が含まれている (2005 年 10 月から 2017 年 11 月までの湧水中の濃度)。研究所においては、2003 年より研究坑道の掘削工事を行っており、同工事に伴って発生する坑道内の湧水はポンプによって地上に汲み上げ、排水処理設備において排水基準を満たしていることを確認した上で河川(狭間川)に放流していた。しかし、2005 年に放流先河川におけるふっ素およびほう素の濃度(ふっ素: 7.9 mg/L、ほう素: 1.4 mg/L)が環境基準(ふっ素: 0.8 mg/L、ほう素: 1 mg/L)を超過していたため、岐阜県および瑞浪市と「瑞浪超深地層研究所に係る環境保全協定書」を締結し、この協定書に基づく「環境保全に関する基準書」で定められた管理目標値(ふっ素: 0.8 mg/L、ほう素: 1 mg/L)に適合するように処理するため、凝集沈殿処理およびイオン交換処理によってふっ素およびほう素を各々除去している(図 3.1.2.1・1)。

これまで、排水処理技術の高度化の観点から、瑞浪超深地層研究所を事例とし、原子力機構で開発した地下水中の微量元素の捕集材の実効性を検討した 12).13)。その結果、ふっ素の除去率が高く、大量の湧水(約800 m3/日)を処理する必要がある研究所湧水処理の特徴を踏まえると、使用した微量元素の捕集材の適用には、吸着容量の増加や捕集材自体の大量生成が必要となることが明らかになり、研究所において現行採用している排水処理技術と比較してコスト的優位性は認められなかった。

排水処理は、大規模地下施設の建設・維持管理における環境負荷低減並びにコスト低減の観点から重要な課題である。排水に含まれる自然由来のふっ素、ほう素除去については、温泉排水の効率的な処理方法などについて検討および技術開発が進められていることから14、ふっ素およびほう素の処理に関する最新の技術的知見を調査し、排水処理の効率化の可能性について検討を行った。

(2) 実施内容

現時点でのふっ素およびほう素に関する最新の排水処理技術に関する文献調査を実施し、技術開発の方向性等などについて再度検討を行った。また、自然由来の重金属による汚染事例や対策技術の調査も行った。

(3) 成果

ふっ素の処理技術としては、消石灰や塩化カルシウムを添加してフッ化カルシウムを生成させて凝集沈殿処理する手法や、これに加えてポリ塩化アルミニウムや硫酸アルミニウム等を添加して水酸化アルミニウムを生成させて凝集沈殿処理する方法がある。また、処理の効率化のため、汚泥循環やフルオロアパタイトとして晶析させる等の方法によって排水基準(8 mg/L 以下)まで除去するとともに、汚泥量、薬剤量を削減しコストを削減する技術があるが、環境基準(0.8 mg/L 以下)までの除去に関する事例は認められなかった 15-17。一方、より低濃度まで処理する方法としては吸着処理があり、ハイドロタルサイトや水酸化セリウム、層状複水酸化物(LDH)などを吸着剤として使用する方法で、環境基準までの除去が可能な事例があった 18,19。

ほう素は、除去が非常に困難な物質ではあるが、主な処理技術としては凝集沈殿処理や吸着処理がある。 凝集沈殿処理では、高濃度(数百 mg/L)の排水に対して適用されるが、硫酸アルミニウムと消石灰を添加 することにより生成されるエトリンガイトにほう素を取り込んで除去する方法であり、さらに高分子凝集 剤を添加するなどにより処理効率を向上させて排水基準(10 mg/L 以下)にする事例があった 15,20,21。吸 着処理では、ほう素の吸着特性がある N-メチルグルカミン基や繊維状の吸着剤を使用したものがあり、低濃度 (数十 mg/L) の排水に対して環境基準 (1 mg/L 以下) までの除去が可能な事例があった 20,220。また、吸着剤の再生利用のため、高濃度となった再生廃液を凝集沈殿法により除去する事例もあった 15。

瑞浪超深地層研究所のように、約90%の除去率が求められるふっ素処理や、低濃度から極低濃度までの除去が求められるほう素処理とともに処理量が大量である排水処理については、現行の処理方法が現時点で適切であると判断された。また、瑞浪超深地層研究所に限らず、一般の大規模地下施設の建設および維持管理における坑内湧水の処理については、ある程度、水質が均質な工業排水と異なり、その場所の地質や地下水の由来、地下施設の建設による周辺地下水の混合、施工等の要因により、排水の水質が変動することが想定されるため、それらに応じた排水処理方法を選択することが、プロジェクトの推進に伴う環境負荷やコストの低減に有効である²³。

自然由来の重金属による汚染事例や対策技術の文献調査結果としては、鉱山地域・火山地帯の変質帯に 生成した硫化鉱物から溶出される砒素の文献事例が多かった。変質を伴わない堆積岩等からの重金属など の溶出事例は、カドミウム、砒素、鉛が多かった。排水処理プロセスが明記されていた事例としては、ト ンネル工事や地下鉄建設工事において、鉛、カドミウム、砒素等の重金属の除去として水酸化物処理や凝 集沈殿処理、吸着処理等が用いられていた²⁴。

(4) まとめ

排水処理技術開発は環境分野などでも盛んに行われており、施設計画時点で求められる基準値に適した 最適な手法を適用することで対応することが可能であり、将来の高レベル放射性廃棄物の地層処分の対応 に特化して技術開発を行う必要はないと考えられる。

なお、ここで実証された多量の排水処理技術は、日本全国に分布する鉱山跡地から湧水する汚染水処理 にも応用できる技術である。



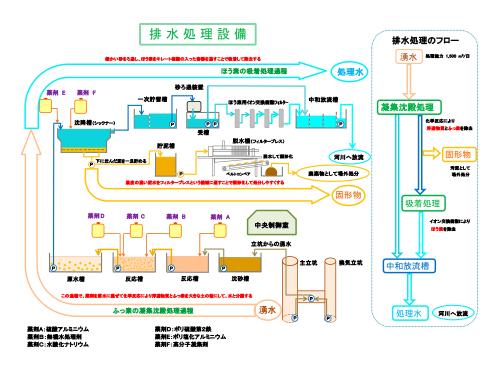


図 3.1.2.1-1 現行の排水処理施設(写真)と処理フロー

参考文献

- 1) 足立賢一, 千場 洋, 吉富幸雄, 野中良裕: 山岳トンネルにおける高水圧ウォータータイトの施工, トンネルと地下, Vol. 38, No. 11, pp.17-24, 2007.
- 2) 木佐貫浄治, 宮本裕二, 鈴木雅文, 辰巳勇司: 自然由来のヒ素を含む大量湧水の減水対策試験, トンネルと地下, Vol. 46, No. 10, pp.19-24, 2015.
- 3) 竹内真司, 原 雅人, 見掛信一郎, 鶴田忠彦, 池田幸喜, 山本 勝: 超深地層研究所計画における研究坑 道掘削中の湧水抑制対策について, 第12回岩の力学国内シンポジウム講演論文集, pp.189-196, 2008.
- 4) 石井洋司, 見掛信一郎, 神谷 晃, 渡辺和彦, 延藤 遵, 草野隆司:瑞浪超深地層研究所深度 400m 以深の立坑掘削におけるプレグラウチングの施工, 第 40 回岩盤力学に関するシンポジウム講演論文集, pp.185-190, 2011.
- 5) 見掛信一郎, 池田幸喜, 松井裕哉, 辻 正邦, 西垣 誠:高圧湧水下におけるプレグラウチングとポストグラウチングを併用した湧水抑制効果の評価, 土木学会論文集 C (地圏工学), Vol.74, No.1, pp.76-91, 2018.
- 6) 小島圭二, 大西有三, 渡辺邦夫, 西垣 誠, 登坂博行, 嶋田 純, 青木謙治, 杤山 修, 吉田英一, 尾方伸 久, 西尾和久: 中間領域を考慮した地質環境調査・評価技術の高度化・体系化に関する研究・平成 22 年 度・(委託研究), JAEA-Research 2011-033, 126p., 2011.
- 7) 日本原子力研究開発機構:平成 27 年度地層処分調査等事業(処分システム評価確証技術開発)報告書, pp.2-203-2-216, 2015.
- 8) 弥富洋介, 石橋正祐紀, 松井裕哉, 鵜山雅夫, 人見 尚:瑞浪超深地層研究所における岩盤へのグラウト影響評価技術開発 -既存ボーリングコアを用いた室内分析-, 応用地質学会中部支部講演要旨集, pp.13-16, 2016.
- 9) 日本原子力研究開発機構:平成 28 年度地層処分調査等事業(処分システム評価確証技術開発)報告書, pp.2-217-2-227, 2016.
- 10) 弥富洋介, 石橋正祐紀, 松井裕哉, 鵜山雅夫, 人見 尚:瑞浪超深地層研究所における岩盤へのグラウト影響評価技術開発 -グラウト材料及びその周辺岩盤の経時変化の把握-, 応用地質学会中部支部講演要旨集, pp.5-8, 2017.
- 11) 見掛信一郎, 山本 勝, 池田幸喜, 杉原弘造, 竹内真司, 早野 明, 佐藤稔紀, 武田信一, 石井洋司, 石田英明, 浅井秀明, 原 雅人, 久慈雅栄, 南出賢司, 黒田英高, 松井裕哉, 鶴田忠彦, 竹内竜史, 三枝博光, 松岡稔幸, 水野 崇, 大山卓也:結晶質岩を対象とした坑道掘削における湧水抑制対策の計画策定と施工結果に関する考察, JAEA-Technology 2010-026, 146p., 2010.
- 12) 弥富洋介, 保科宏行, 瀬古典明, 島田顕臣, 尾方伸久, 杉原弘造, 笠井 昇, 植木悠二, 玉田正男: 放射線グラフト捕集材を用いた湧水中フッ素・ホウ素除去効率化の検討, 日本原子力学会和文論文誌 Vol.9, No.3, pp.330-338, 2010.
- 13) 弥富洋介, 保科宏行, 瀬古典明, 島田顕臣, 尾方伸久, 杉原弘造, 笠井 昇, 植木悠二, 玉田正男: 放射線グラフト重合法により作製した捕集材を用いた瑞浪超深地層研究所における湧水処理の検討(2008年度成果報告書)(共同研究), JAEA-Technology 2010-045, 10p, 2011.
- 14) 環境省: 温泉排水規制に関する検討会(第1回)資料3 温泉排水に対するほう素、ふっ素の規制の経緯, http://www.env.go.jp/water/onsen-haisui/conf/01/mat03.pdf(参照: 2020年1月27日), 2010.
- 15) 環境省: 排水処理技術の事例,ほう素及びその化合物、ふっ素及びその化合物, $https://www.env.go.jp/water/effluent_case/index.html(参照: 2020 年 1 月 27 日).$

- 16) 環境省:温泉排水規制に関する検討会(第 11 回),資料 4 温泉排水処理技術の調査結果, http://www.env.go.jp/water/onsen-haisui/conf/11/mat04.pdf(参照: 2020年1月27日).
- 17) 和田祐司:フッ素含有排水の高度処理法, 科学と工業, vol.76, no.11, pp.557-564, 2002.
- 18) 廣木功実, 三上八州家, 渡辺大晃:ハロゲンキラーによる排水中のF、Bの除去, 表面技術, vol.55, no.8, pp.526-528, 2004.
- 19) 二瓶智也, 林 浩志, 山崎淳司, 所 千晴: MgO を中和剤とする層状複水酸化物の生成反応とフッ素排水処理法への応用, 資源と素材, vol.129, no.4, pp.132-137, 2013.
- 20) 和田祐司: 排水中ホウ素・フッ素の法規制・除去・処理技術, 化学装置, vol.52, no.8, pp.68-79, 2010.
- 21) 飯塚 淳: 水中からのホウ素、フッ素除去、資源・素材 2013-秋季大会-, 2013.
- 22)環境省 C: [環境技術実証モデル事業]平成 17 年度実証試験結果報告書の概要 非金属元素排水処理技術分野(ほう素等排水処理技術), https://www.env.go.jp/policy/etv/pdf/list/h17/02_hp.pdf(参照:2019 年 10 月 3 日).
- 23) 弥富洋介, 見掛信一郎, 松井裕哉: 瑞浪超深地層研究所における湧水中ふっ素・ほう素処理の検討について, 地下水・土壌汚染とその防止対策に関する研究集会発表要旨集, pp.403-406, 2017.
- 24) 弥富洋介, 見掛信一郎, 松井裕哉: 地下水管理技術の開発 報告書, JAEA-Review 2018-004, 42p., 2018.

3.2 物質移動モデル化技術の開発

第2章で述べた必須の研究開発課題の抽出にあたって、日本の地質環境の特徴を地層処分事業や地層処分に係る研究開発を進めている諸外国(スウェーデンなど)の地質環境を比較しつつ整理した。日本列島は変動帯に位置し、岩盤の地質年代が若く地温勾配が高いことが特徴であり、かつ温暖湿潤な気候であるために年間降水量が多い。また、表 3.2-1 に示すように、結晶質岩内の割れ目の分布や透水性について、瑞浪超深地層研究所とスウェーデンの Forsmark 周辺の深度 500 m 付近でこれまでに得られている知見を比較すると、日本の結晶質岩の方が透水性の高い割れ目が多く分布する。

以後で述べる研究計画については、これらの特徴を考慮して立案した。

要素	日本 (瑞浪超深地層研究所 ¹⁾)	スウェーデン (Forsmark ²⁾)		
母岩の形成年代	7000万年前	18~19億年前		
割れ目の頻度(本/m) ※ボーリング調査結果	1.96	0.54		
割れ目の透水量係数 (m²/s)	$1.3 \times 10^{-10} \sim 6.2 \times 10^{-6}$	$6.2 \times 10^{-10} \sim 8.9 \times 10^{-8}$		

表 3.2-1 日本の結晶質岩の特徴(深度 500 m 付近)

本研究では、日本の結晶質岩の特徴である割れ目の密度が高くかつ割れ目の透水性のばらつきが大きい 岩盤について、地質環境の長期変化を考慮しつつ、岩盤中の物質移動を調査・評価するための手法を整備 することを目標とする。この目標を達成するために、以下の2つの課題を設定し、それぞれの課題につい て、タスクに分けて調査研究を実施した。

課題1:不均質な割れ目ネットワークのモデル化手法の開発

- ①実際の割れ目の性状を考慮した割れ目ネットワークのモデル化手法の整備
- ②花崗岩中での物質移動現象の理解
- ③物質移動におけるコロイド、有機物、微生物の影響因子の評価

課題2:地質環境の長期変遷に関する解析・評価技術の開発

- ①断層などの影響を含めた地質環境特性の長期変遷解析技術
- ②地下水の長期隔離に関する深部塩水地下水の起源・滞留時間の把握

3.2.1 不均質な割れ目ネットワークのモデル化手法の開発

3.2.1.1 実際の割れ目の性状を考慮した割れ目ネットワークのモデル化手法の整備

(1) 背景および概要

高レベル放射性廃棄物の地層処分における安全評価にあたっては、結晶質岩に代表される亀裂性岩盤を対象とした場合、放射性核種の主要な移動経路となる岩盤中の割れ目を対象とした水理特性や物質移動特性の評価が重要となる。特に、割れ目の密度分布や方位分布、透水性などの地質学的特性や水理学的特性は、物質移動解析に必要となる移動経路や移動時間などに大きな影響を及ぼす重要因子の1つである。それらは空間的に不均質に分布し、その特性(例えば、透水性)も幅広い。しかしながら、直接的に全ての割れ目の情報は取得できない。そのため、岩盤中の割れ目の影響を考慮した物質移動評価においては、従来、割れ目の地質学的・水理学的特性に起因した透水性の不均質な分布特性を確率論的に表現するモデル

として、割れ目ネットワークモデル(Discrete Fracture Network Model;以下、DFN モデル)を用いた評価手法が提案されている3。DFN モデルは割れ目や断層を円盤状の平行平板で表現し、その空間分布や大きさ、水理特性などを確率論的にモデル化し、割れ目の連結によって形成されるネットワーク状の移行経路を表現したモデルであり、亀裂性岩盤を対象とした地下水流動や物質移動の評価に適用されている4。スウェーデン核燃料・廃棄物管理会社(以下、SKB)が公開したSR-Site4においては、DFN モデルによる地下水流動解析が実施され、母岩の特性評価として処分場の安全機能(割れ目中の核種移行抑制機能、緩衝材と岩盤の接触面における等価流量)や施設の設計要件(処分孔の設置位置に許容される割れ目とその特性、処分孔への許容湧水量)が評価されている。

これまでに、超深地層研究所計画においても DFN モデル化手法に関する検討を進めてきた。地表からの調査予測研究段階(以下、第1段階)では、地上から実施したボーリング調査結果に基づくブロックスケール(数十〜数百 m 程度の大きさ)の DFN モデルの構築を試行したり。研究坑道の掘削を伴う研究段階(以下、第2段階)では、第1段階と第2段階といった調査段階に応じて取得される割れ目の地質学的特性や水理学的特性データの種類や量、質が異なることに着目し、両調査段階で共通して適用することが可能な方法論を検討したり。また、近年においては、数値シミュレーションコードの改良やコンピュータの性能の向上により、DFN モデルの高度化が図られている。モデル構築に必要となるパラメータ設定などの違いがあるため単純な比較はできないが、高度化の一例としてモデル構築の対象とした割れ目の密度について比較すると、核燃料サイクル開発機構(1999)の事例では 0.8 m²/m³ であったが、瑞浪超深地層研究所周辺に分布する比較的割れ目が多い花崗岩(上部割れ目帯;図 3.2.1.1-3)を対象とした事例のでは 7.5 m²/m³ であり、10 倍程度多くの割れ目が取り扱われているとともに、100 m×100 m×100 m 領域を対象として数万枚の割れ目を考慮した地下水流動解析が実施されているの。

DFN モデルは、原位置での調査データに基づき算出される割れ目の地質学的・水理学的特性に関する統計分布に基づき構築されるが、原位置での調査は坑道壁面やボーリング孔に限られるため、モデルで対象としている領域に分布すると推定される割れ目の数に比べて調査データの量が少なく、かつ調査データそのものが不確実性を有するとともに、それらデータの解釈、モデル化の各段階においても多くの仮定や不確実性が存在する。このことから、評価対象領域における信頼性の高い DFN モデルの構築にあたっては、調査データの種類や量、それらのデータの解釈などの作業プロセスなどを整理することで、それぞれに含まれる不確実性の種類や幅を明確にしつつ、原位置調査に基づく DFN モデルの構築やモデルの信頼性確認、さらには岩盤特性の評価に至る一連の方法論の体系化が課題となる。ここでは、岩盤内に分布する割れ目の密度や透水性のばらつきといった統計量を再現することのできる DFN モデルを構築すること、DFN モデルを用いた岩盤特性の評価方法や地下施設設計などへの反映方法を具体例として提示することを達成目標とした。

(2) 実施内容

研究坑道を利用した研究段階(以下,第3段階)で瑞浪超深地層研究所の研究坑道などの原位置で取得した割れ目データを用いた DFN モデルの構築と、その DFN モデルを用いた地下水流動解析や解析結果と実測データとの比較などのモデル化・解析手法に関する検討を行った。

第3段階では、研究坑道の壁面調査や坑道からのボーリング調査結果を用いて、DFN モデル化手法の高度化を進めてきた 810。その際、調査データの分析に基づく a)DFN モデルの構築、b)構築したモデルの特徴の分析、の二つの視点で検討を進めた(図 3.2.1.1-1)。モデルの特徴の分析は調査データとの比較やパラメータ値の取得、現象理解に資する場合と、安全評価(設計・性能など)に資する場合に分けられる。なお、ここでは実施内容の概略として、a)DFN モデルの構築、b)DFN モデルの特徴の分析に関する検討

結果の一例を取りまとめた。また、上記 a)と b)の検討は独立して実施したため、a)と b)で活用したパラメータセットは異なるものとなる。

検討対象領域は、深度 500m 研究アクセス北坑道の先端約 40 m の冠水坑道周辺岩盤とした(図 3.2.1.1-2)。冠水坑道周辺岩盤は、図 3.2.1.1-3 に示すように白亜紀後期~古第三紀の花崗岩(土岐花崗岩)のうち、比較的割れ目が少ない下部割れ目低密度帯に区分されている ¹¹⁾。冠水坑道周辺においては、坑道埋め戻し技術の開発の一環として再冠水試験が実施されており、坑道の冠水に伴う地下水の水圧や水質の変化、岩盤変位を観測するための複数のボーリング孔が掘削されている。そのため、瑞浪超深地層研究所においては他の場所と比較して、冠水坑道周辺は割れ目に関する情報が比較的高い密度で取得されている領域である。

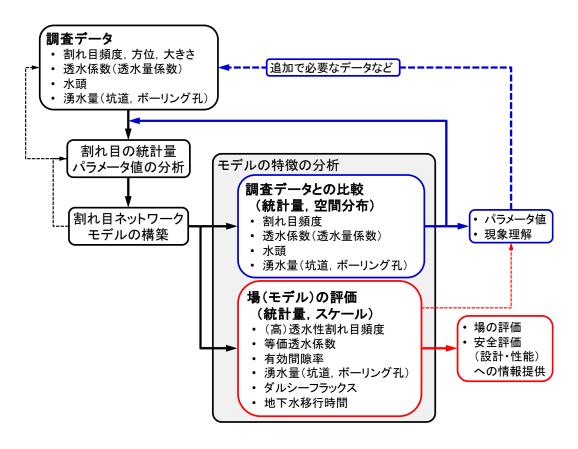


図3.2.1.11 割れ目を対象としたモデルの構築と構築したモデルを用いた評価の流れ(概念図)

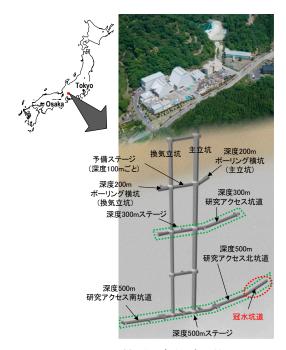


図 3.2.1.1-2 検討対象領域の位置図

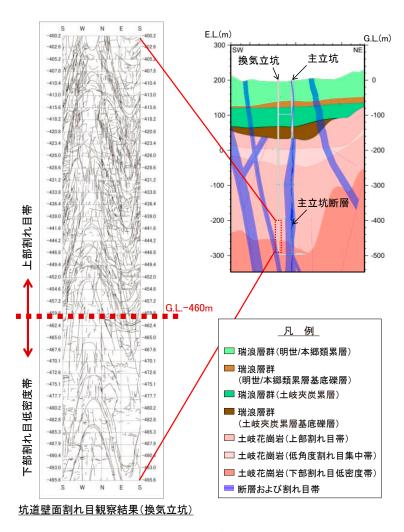


図 3.2.1.1-3 瑞浪超深地層研究所における坑道壁面割れ目観察結果と地質構造断面図 11)

(3) 成果

1) DFN モデルの構築

DFN モデルの構築は、既往研究 いにおいて主立坑付近に分布する断層の影響を受けていないと判断された領域(図 3.2.1.1-4 の赤枠内)で取得された調査データを用いて実施した。表 3.2.1.1-1 に、調査データの概要を示す。本研究では、坑道壁面観察で取得されるデータを用いて DFN モデルを構築した。坑道壁面観察では、坑道に遭遇した割れ目の方位や割れ目のトレース長、単位面積当たりの割れ目本数や割れ目の長さといった割れ目の密度のデータが取得できる。特に、トレース長データは、ボーリング調査では取得することができない数十 cm~数 m 規模の割れ目の大きさに関する情報であり、割れ目の半径分布の推定に有効である。また、坑道壁面観察で取得できる割れ目の湧水量データを用いて、湧水を伴う割れ目とそれ以外の割れ目に区分したモデル化アプローチを採用した。構築したモデルの検証として、坑道と平行に掘削された 100 m 程度のボーリング孔で取得した岩盤の透水係数データと DFN モデルによる透水係数の推定値を比較し、割れ目の分布に起因した岩盤の透水件分布の再現性を確認した。

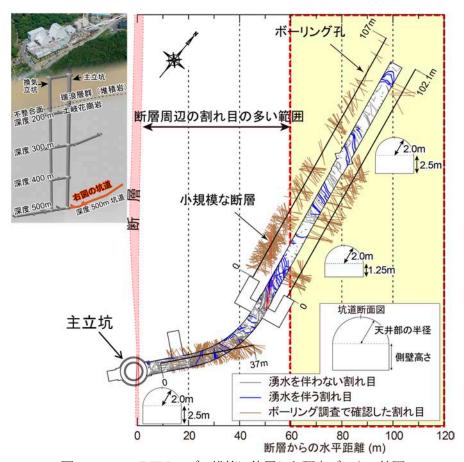


図 3.2.1.1-4 DFN モデル構築に使用した調査データの範囲

• • - · · ·	, , , , , , , , , , , , , , , , , , , ,				
調査種別	取得データ	データ適用先			
加且作力	AX1号 / 一· y	モデル構築	モデル検証		
坑道壁面観察 (総延長約90m)	割れ目の方位、トレース長、 頻度	0	-		
(地区区外100111/	割れ目の湧水量	0	-		
ボーリング調査 (水理試験:12点)	岩盤の透水係数	_	0		

表 3.2.1.1-1 DFN モデル構築に使用した調査データ

土岐花崗岩中の主要な水みちとなりうる湧水を伴う割れ目(Flow-path Fracture;以下,FF)に着目した割れ目のデータ解析に基づき,DFN モデル構築に必要となる割れ目の統計量を算出した。冠水坑道周辺岩盤では,382本の割れ目が観察されており,そのうち FF は 37本であったことから,全割れ目に対して FF が存在する割合は約 10%となる。FF と FF 以外の割れ目(No-flow Fracture;以下,NF)の卓越方位を比較すると,FF のほうが極の集中度が高い傾向が見受けられるが,分布傾向に大きな違いはない(図 3.2.1.1-5)。坑道壁面で観察されたトレース長に着目すると,NF と比べて相対的に FF のほうがトレース長の大きな割れ目の頻度が高い傾向が認められる(図 3.2.1.1-6)。坑道壁面調査では,FF の湧水に関する情報は"滲出","滴下","流出"の 3 パターンで記録されていることから,"滲出"と記載された割れ目(湧水量が約 0.05 l/min)に着目し,壁面調査で検出可能な FF の透水性の下限値を推定した。見掛ほか(2014)12)で示されたトンネルへの湧水量と透水係数の関係式に基づく推定の結果,FF の透水量係数の下限値は 1.15×10^9 m²/s である。これらのことから,FF は NF と比較して大きな割れ目が多く,かつ 1.15×10^9 m²/s よりも高い透水性を有すると解釈した。

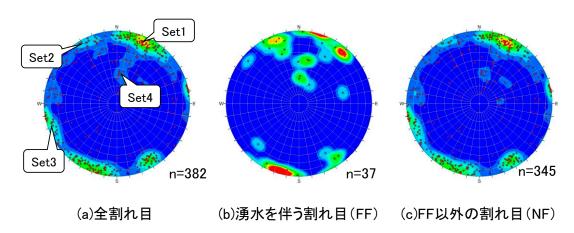


図 3.2.1.1-5 坑道壁面における割れ目方位分布(下半球投影:シュミット図)

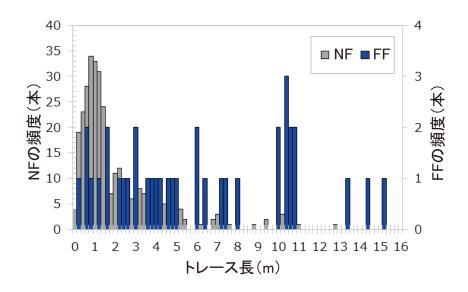


図 3.2.1.1-6 割れ目のトレース長ごとの頻度

表 3.2.1.1-2 に、調査データに基づき推定した割れ目のパラメータセットを示す。割れ目の方位分布は、FracMan®¹³⁾の ISIS 機能を用いて 4 方位に区分した。割れ目の半径分布はべき乗分布に従うと仮定し、割れ目の方位区分毎に坑道壁面で観察された割れ目のトレース長分布と頻度を再現できるように、べき乗数と 3 次元割れ目密度(m^2/m^3)を設定した。FF に着目したデータ解析結果からは、大きな割れ目は高い透水性を有する傾向が確認されたため、個々の割れ目の透水量係数は、ばらつきを持ちつつ割れ目半径と相関関係があると仮定した。割れ目の半径と透水量係数の相関パラメータ値(μ , σ , C)の最適な組み合わせは、図 3.2.1.1-7 に示すように坑道壁面で観察された FF と NF のトレース長分布を再現できるように設定した。

表 3.2.1.1-2 DFN モデルの構築に適用した割れ目のパラメータセット

	方位分布		半径分布		三次元 密度	透水量係数分布		
	極の方位 (°)	極の傾斜 (°)	Fisher 定数	べき乗数	最小半径 (m)	$(\mathrm{m}^2/\mathrm{m}^3)$	(m^2/s)	
Set1 (NW)	22. 9	2. 2	18. 5	3. 1	1.0	0. 429	T=lognorm(μ, σ)×r ^c T: 诱水量係数	
Set2 (NE)	330. 6	0. 4	17. 8	3. 4	1. 0	0. 129	T: 透水量係数, μ: 対数平均(1E-11), σ: 対数標準偏差(2.5), r: 割れ目半径,	
Set3 (NNW)	260. 7	3. 8	15. 3	4. 7	1. 0	0. 045	C: 定数 (2.0)	
Set4 (低角度)	30. 7	59. 7	12. 1	3. 3	1.0	0. 082		

表 3.2.1.1-2 に示した割れ目のパラメータセットを用いて、100 リアライゼーションの DFN モデルを構築するとともに、それらのモデルを用いた解析によって岩盤の透水係数を算出し、冠水坑道周辺で実施した水理試験結果(12MI33 号孔、13MI38 号孔)14との比較を行った。比較の結果、解析による岩盤の透水係数の累積確率密度分布は実測値と概ね一致しており、推定した割れ目のパラメータセットが 6 桁以上に

及ぶ岩盤の透水性のばらつきを精度よく再現できた(図 3.2.1.1·8)。 冠水坑道周辺岩盤を対象とした DFN モデルの構築手法の検討の結果,割れ目の湧水の有無に着目したデータ解析や割れ目半径との相関性を考慮した透水性設定といった考え方や手法が,岩盤中の割れ目の分布特性や,それらによる透水性のばらつきを統計的に再現する上で有効であることが明らかとなった。

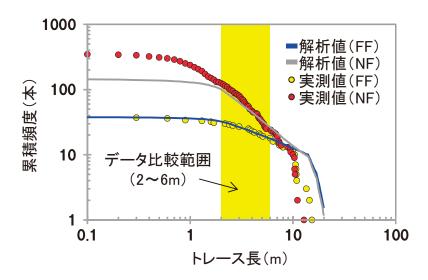


図 3.2.1.1-7 トレース長分布の実測値と解析値との比較 (データ比較範囲: DFN モデルの最小割れ目サイズ以上,実測の最大トレース長以下)

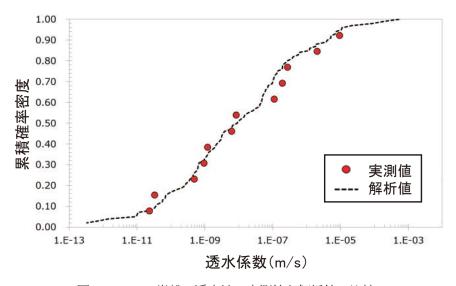


図 3.2.1.1-8 岩盤の透水性の実測値と解析値の比較

一方で、図 3.2.1.1-9 に示すように、再冠水試験に伴う冠水坑道内と周辺岩盤中の地下水の水圧および水質分布やそれらの回復挙動に基づき、坑道周辺岩盤の割れ目分布が概念化されている ¹⁵。本研究で適用したデータ(表 3.2.1.1-1)には、冠水坑道を含む総延長約 90 m の坑道部やその周辺岩盤から取得したものであり、図 3.2.1.1-9 に示したような割れ目の分布特性を反映した情報が含まれていると考えられる。達成目標とした割れ目の分布特性の統計量の再現はできたものの、適用したデータが割れ目の分布特性を十分

に表現しうる情報であったかについては、より詳細な割れ目の情報を用いた DFN モデルの検証が必要である。

また、図 3.2.1.1-9 の割れ目分布の概念をみると、延長約 40 m の冠水坑道部においても周辺岩盤との水理学的な連続性が高い領域や低い領域が混在しており、岩盤が水理学的に高い不均質性を有していることがわかる。今後は、このような坑道周辺岩盤内の割れ目の空間分布およびそれらの割れ目に起因した地下水の水圧・水質分布やその変化を再現するための DFN モデルの構築手法の検討に取り組んでいく必要がある。

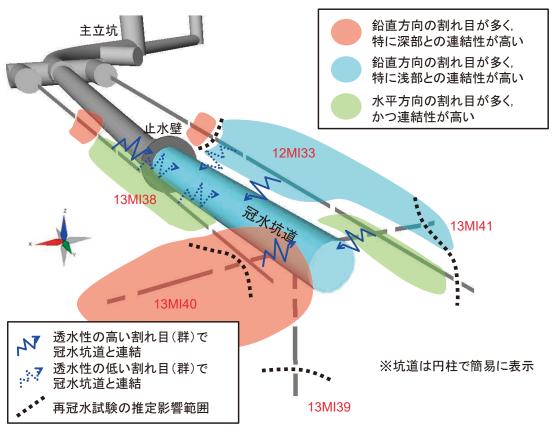


図 3.2.1.1-9 冠水坑道周辺岩盤の割れ目分布の概念化 15)

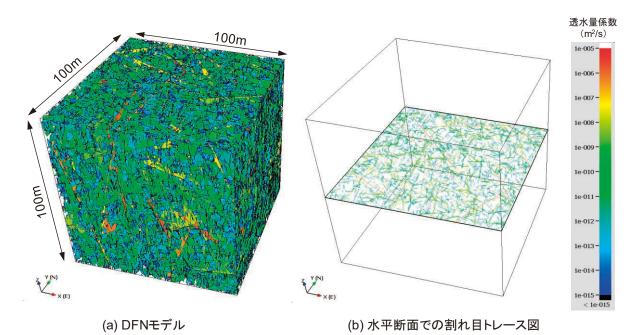
2) DFN モデルの特徴の分析

表 3.2.1.1-3 に、既往研究 16 において冠水坑道周辺岩盤の割れ目情報から推定された割れ目のパラメータセットを示す。ここでは、このパラメータセットに基づき構築した DFN モデルを用いて、モデルの特徴分析を試行した。DFN モデルは $100\,\mathrm{m}\times100\,\mathrm{m}$ の大きさで構築した(図 3.2.1.1-10)。また、モデルの特徴分析は、以下の項目について実施した。

- ①坑道周辺の水圧分布
- ②割れ目の透水量係数とその頻度
- ③等価透水係数
- ④地下水の移行時間

	方位分布			半径分布		三次元 密度	透水量係数分布
	極の方位 (°)	極の傾斜 (°)	Fisher 定数	べき乗数	最小半径 (m)	(m^2/m^3)	(m^2/s)
Set1 (NW)	28. 1	6. 6	17. 9			0.322	T=lognorm(μ,σ)×r ^c T: 透水量係数,
Set2 (NE)	335. 7	6. 5	20. 1	3. 4	1. 25	0. 106	1. 近小量保致, μ: 対数平均(1E-15), σ: 対数標準偏差(1.0), r: 割れ目半径,
Set3 (NS)	263. 1	5. 6	17. 1	3. 4	1. 25	0. 447	C: 定数 (6.0)
Set4 (低角度)	24. 7	58. 5	11.5			0. 157	

表 3.2.1.1-3 DFN モデルの特徴分析に適用した割れ目のパラメータセット



※モデルのX軸は東西方向を、Y軸は南北方向を、Z軸は深度方向を示す。

図 3.2.1.1-10 モデルの特徴分析に用いた DFN モデル (1 リアライゼーション)

① 坑道周辺の水圧分布

DFN モデルの中央部に、長さ $50\,\mathrm{m}$ の模擬坑道(縦×横: $4\,\mathrm{m}$ ×4 m)をモデル化し、坑道壁面に固定水頭 $0\,\mathrm{m}$ 、モデル外側境界面に固定水頭 $1\,\mathrm{m}$ を設定した条件で定常状態の地下水流動解析を実施した。図 3.2.1.1-11 には、分布傾向が異なる $6\,\mathrm{U}$ アライゼーションの水頭分布の例を示す。坑道周辺では、割れ目の分布やそれらの水理学的連続性によって、様々なパターンの水頭分布が形成されていることがわかる。このように、調査データに基づき構築した DFN モデルを用いた坑道掘削を想定した場合の解析により、調査対象の亀裂性岩盤に坑道を掘削した場合に発生する不均質に分布する水圧変動のばらつきの程度や範囲を、地下施設設計や建設の事前情報として提示することが可能になると考えられる。その際、図 3.2.1.1-11 に例示されるような統計的なモデル化手法に起因するばらつきだけではなく、表 3.2.1.1-2 と表

3.2.1.1-3 の違いに例示される DFN モデルの構築時の不確実性を考慮して想定しうる不確実性の範囲を対象に検討することが望まれる。

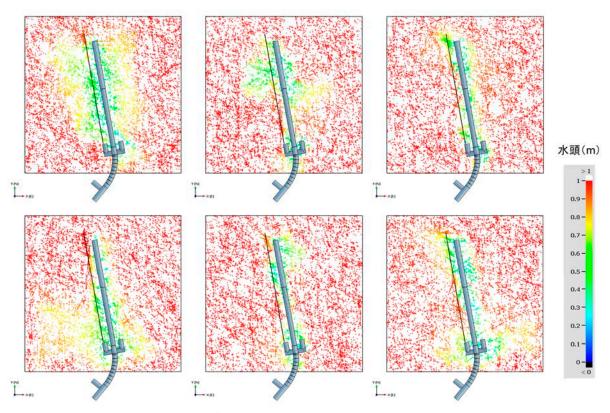


図 3.2.1.1-11 模擬坑道周辺の水頭分布図 (6 リアライゼーションの結果の例)

② 割れ目の透水量係数とその頻度

DFN モデルの中央部に、長さ $50\,\mathrm{m}$ の模擬ボーリング孔をモデル化し、ボーリング孔に交差する割れ目の位置とその点からの湧水量解析結果から算出した透水量係数を図 3.2.1.1-12 に示す。図 3.2.1.1-12 からは、ボーリング孔に交差する割れ目の透水量係数は、8 桁程度の幅広いばらつきを有することがわかる。統計的に $100\,\mathrm{m}$ の DFN モデル(リアライゼーション)を作成して、同様の解析評価により $50\,\mathrm{m}$ のボーリング孔に交差する割れ目の頻度や間隔とボーリング孔に交差する透水構造の透水性の関係を統計的に整理した(図 3.2.1.1-13)。これらのグラフは、 $X\,\mathrm{m}$ の透水量係数より高い値を持つ割れ目が分布する頻度と間隔を整理したもので、例えば $1\times10^8\,\mathrm{m}^2/\mathrm{s}$ 以上の割れ目であれば、約 $14\,\mathrm{m}$ 間隔で分布することを示す。このような情報は、対象領域における亀裂性岩盤のポテンシャルを統計的に可視化したものであり、透水性割れ目の頻度などを考慮した坑道レイアウトの最適化検討に有効である。

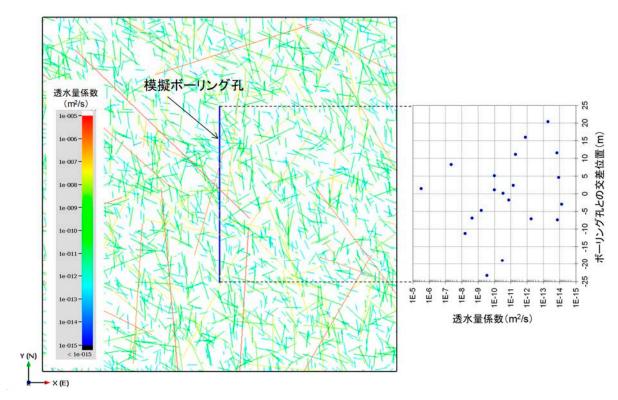


図 3.2.1.1-12 割れ目トレース図と模擬ボーリング孔に交差する割れ目の透水量係数の比較

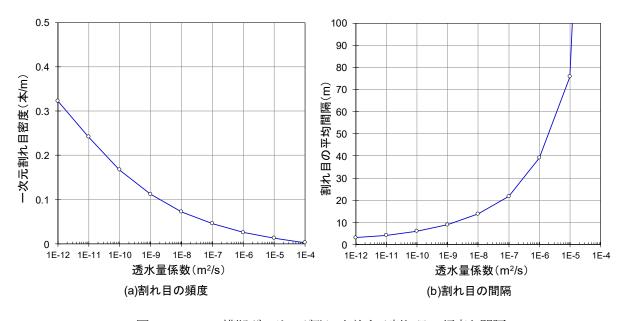


図 3.2.1.1-13 模擬ボーリング孔に交差する割れ目の頻度と間隔

③ 等価透水係数

図 3.2.1.1-14 に、100 リアライゼーションの DFN モデルに基づき算出した等価透水係数を示す。DFN モデルの 3 方向(X, Y, Z 方向)で地下水流動解析を実施し、上流側の面からの流入量を動水勾配(0.01)と流入面積で除すことで、100 m ブロックを均質な連続体とみなした場合の等価透水係数を算出した。3 方向の等価透水係数は、X 方向の透水性が最も低く、Z 方向の透水性が最も高い特性を有しており、表

3.2.1.1-3 に示したパラメータセットの方位セットごとの三次元密度の傾向と整合している。等価透水係数は、マクロ的な視点で亀裂性岩盤の不均質性を評価することができるとともに、数kmといった広域スケールの地下水流動特性評価に、その不均質性をアップスケーリングする場合の有効な指標となる。

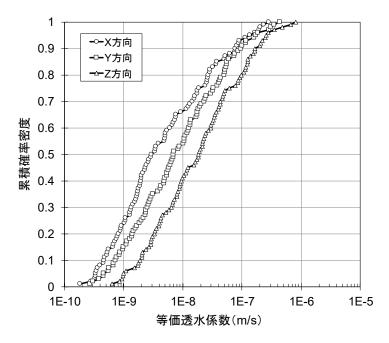


図 3.2.1.1-14 100 m ブロックの等価透水係数分布

④ 地下水の移行時間

図 3.2.1.1-15 に示すように、DFN モデルの中央部に配置した長さ 50 m の線オブジェクトをソース部として 10,000 個の粒子を注入した粒子追跡解析を実施し、動水勾配 0.01 の地下水流動条件下で各粒子が下流側境界に至るまでの地下水の移行時間を算出した。100 リアライゼーションの DFN モデルを用いた解析結果を、図 3.2.1.1-16 に示す。図 3.2.1.1-16(a)からは、地下水の移行時間が幅広いばらつきを有していることがわかる。これは、図 3.2.1.1-12 に示した割れ目の透水性のばらつきに起因したものである。そこで、線オブジェクトに交差する割れ目のネットワーク構造の透水量係数を算出し、50%の粒子が下流側境界へ到達するまでの移行時間(50パーセンタイル)との相関を図 3.2.1.1-16(b)にプロットした。線オブジェクトの透水量係数が大きくなると 50パーセンタイルが短くなる傾向が認められる。DFN モデルを用いて、このような検討を行うことで、坑道のある区間の透水性の情報から地下水の移行時間やそのばらつきの推定が可能となる。

また、線オブジェクトの長さを3mにした条件で上記と同様の解析を実施した(図3.2.1.1-17)。50mの線オブジェクトの解析結果と比較すると、線オブジェクトが短いほうが下流側境界へ到達する時間が相対的に遅いことがわかる(図3.2.1.1-16(a)、図3.2.1.1-17(a))。これは、線オブジェクトが長くなると、統計的に高い透水性を有する移行経路に交差する確率が高くなるためと考えられる。また、地下水の移行時間と透水量係数の相関を比べると、線オブジェクトが長いほうがリアライゼーション間のばらつきが小さくなるとともに、移行時間が早くかつ透水量係数が高い値に収束していく傾向にある。前述の通り、線オブジェクトが長くなると高い透水性を有する移行経路の影響を受けやすくなり移行時間が平均化されるため、岩盤が有する不均質性を評価できていないことを意味する。つまり、高い透水量係数の区間を抽出するためには短い区間長の水理試験を実施して詳細な透水量係数分布を把握することが重要となる。その透

水量係数分布を把握することで、地下水の移行時間が短い場所を除外することが可能となり岩盤の閉じ込め性能を高めることが期待できる。

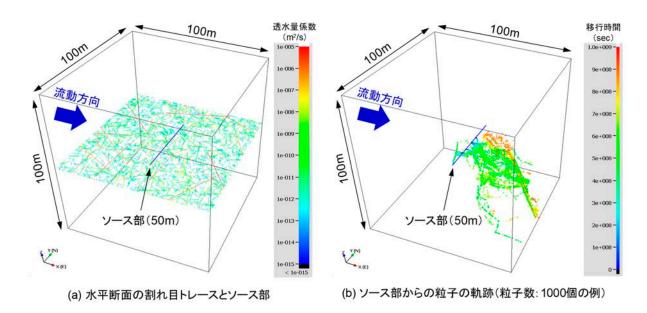


図 3.2.1.1-15 DFN モデルを用いた粒子追跡解析

(流動方向に 0.01 の動水勾配となるように上流側境界面と下流側境界面に一定の固定水頭値を、残る側方の 4 面には不透水境界を設定)

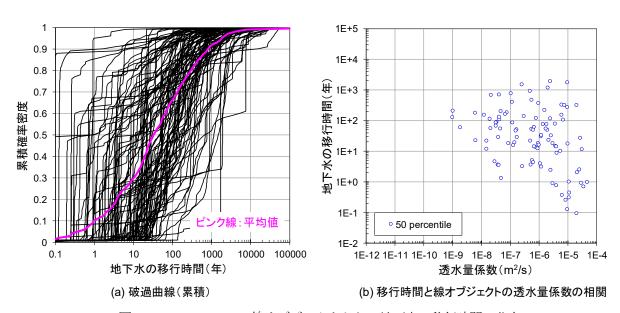


図 3.2.1.1-16 50 m の線オブジェクトからの地下水の移行時間の分布

((a) 100 リアライゼーションの地下水の移行時間の分布を累積確率密度で整理, (b) 地下水の移行時間と線オブジェクトに交差する割れ目のネットワーク構造の透水量係数との相関を50%の粒子が下流側境界へ到達する時間(50パーセンタイル)で整理)

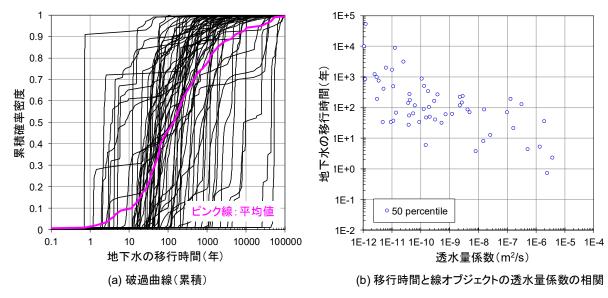


図 3.2.1.1-17 3 m の線オブジェクトからの地下水の移行時間の分布

((a) 100 リアライゼーションの地下水の移行時間の分布を累積確率密度で整理, (b) 地下水の移行時間と線オブジェクトに交差する割れ目のネットワーク構造の透水量係数との相関を 50 %の粒子が下流側境界へ到達する時間 (50 パーセンタイル) で整理)

(4) まとめ

瑞浪超深地層研究所で取得した原位置データを用いて DFN モデルを構築するとともに、DFN モデルによる地下水流動解析や粒子追跡解析を実施し、それらの結果に基づく岩盤特性の評価方法や地下施設設計などへの反映方法を提示した。本研究を通じて、地下坑道からの調査データに基づく割れ目の湧水の有無に着目したデータ解析や割れ目半径との相関性を考慮した透水性の設定の考え方を組み込んだ DFN モデルの構築手法を開発した。本手法を適用することで、既往研究では再現が困難であった割れ目に起因した岩盤の透水性のばらつきを、統計的に再現することが可能となる。

DFN モデルの構築手法の更なる高度化を図るためには、坑道周辺岩盤内の割れ目の空間分布およびそれらの割れ目に起因した地下水の水圧・水質分布やその変化の再現性の精度向上、調査の種類やデータ量の違いが DFN モデルに及ぼす影響の把握に関する検討を進めつつ、それらの検討結果を地下坑道の掘削前や掘削後といった各調査段階における調査・解析・評価の考え方や手法に反映していく必要がある。さらには、数 m~数百 m 規模の坑道周辺で取得した割れ目特性の情報を数 km~数十 km 規模の広範囲の地下水流動モデルに反映させるための考え方や手法は十分に整備されていない。このため空間スケールが異なる地質環境特性情報の統合化やモデル化手法の検討を進めていく必要がある。

3.2.1.2 花崗岩中での物質移動現象の理解

(1) 背景および概要

これまで、岩盤中での物質の移動特性を直接的に測定する手法として、国内外においてトレーサー試験が行われており、割れ目の開口幅や割れ目内分散長、分配係数等が推定されている^{例えば 17-20}。これらの試験は非収着性のトレーサー物質を用いて行われていることが多いが、放射性核種の多くは収着性であるため、収着性のトレーサー物質を用い、岩盤中での移動特性を精度良く把握するための試験技術および評価技術を開発する必要がある。さらに、亀裂を有する岩盤中における物質の移動には、割れ目や岩石基質部の様々な幾何形状・化学特性が関与しているため、これらの特性を把握する技術開発が必要である。

一方,結晶質岩のように割れ目が卓越する岩盤中における物質移動現象は、割れ目内での移流分散現象に加えて、岩石マトリクスへの拡散も考慮する必要がある²¹⁾。花崗岩におけるマトリクス拡散経路は、マイクロクラックや劈開などの微視的な空隙であると指摘されており²²⁾、従来は、花崗岩形成後の熱的イベントなどに伴う熱水変質を被った部分で空隙率が大きくなり、マトリクス拡散による遅延効果が高くなることが指摘されてきた²³⁾。一方、肉眼観察では変質を認めることができない部分(見かけ上の健岩部)におけるマトリクス拡散の有無は、これまでほとんど議論されていないため、見かけ上の健岩部における評価が必要である。

また、岩盤中での長期にわたる物質の移動特性を推定する手法として、岩盤や鉱物中の元素濃度を用いる方法がある。これまで、岩盤の変質、元素の移動と割れ目充填鉱物の生成が互いに関係している点が指摘されており²⁴、国内外の結晶質岩において、ウランが割れ目表面から数 cm 程度にかけてマトリクス拡散している例が報告されている²⁵⁻²⁹。したがって、割れ目沿いの岩盤や二次鉱物に含まれる天然トレーサー物質の分布を把握することで、花崗岩中の元素の物質移動特性を理解するためのデータを得ることができる可能性がある。

ここでは、結晶質岩を対象としたトレーサー調査手法を確立し、留意点やノウハウを整理することに加えて、 えて、 花崗岩中における物質移動現象を理解し、 その評価手法を確立することを達成目標とした。

(2) 実施内容

深度 300 m で実施した物質移動試験結果の解析を進めるとともに、深度 500 m において掘削したボーリング孔を利用して、単孔式および孔間の物質移動試験を実施し、物質移動に関するパラメータを取得した 30·34)。また、花崗岩中でのミクロスケールでの物質移動現象を解明するため、透水性割れ目およびその周辺の岩石を採取し、室内における物質移動試験を実施した 35·37)。さらに、長期にわたる物質移動現象を把握するために、透水性割れ目とその周辺岩盤および地下水を対象として、割れ目に沿った天然トレーサー物質(ウラン系列核種、トリウム系列核種、希土類元素など)の分布を把握した 38)。

これらの結果については、日本国内の花崗岩や海外の花崗岩類について取得されたデータと比較検討し、 土岐花崗岩中での物質移動現象の評価を進めた。また、上述の地下水流動解析や物質移動解析の入力パラ メータとして整備した。

(3) 成果

1) トレーサー調査を用いた花崗岩中の物質移動現象の理解

収着性のトレーサー物質を用い、岩盤中での移動特性を精度良く把握するための試験技術および評価技 術の開発を実施した。本試験は、主に外部機関(電力中央研究所)との共同研究において実施した³⁰⁻³⁴。

室内試験

原位置でのトレーサー試験を補足するため、室内試験を実施した。

収着性トレーサーとして用いた Rb や Ba の花崗岩への分配係数を取得した結果,原位置トレーサー試験の結果は,数値解析などにより接触時間による効果(基質部への拡散など)を考慮して評価する必要があると考えられた 34 。

割れ目充填鉱物への元素の収着・脱離挙動を明らかにするために、RbやBaを用いて実施した室内試験では、充填鉱物が存在することで比表面積が大きくなり収着量が大きくなることや、鉱物の種類によっては不可逆的な収着が起きるため、さらに物質の移行が遅延される可能性があることが明らかになった 34。 今後は、充填鉱物が割れ目に存在する場合の物質移行遅延機能を定量的に評価する手法の開発が望まれる。 表面吸着と岩石基質部への拡散に伴う収着を分離して評価する手法を提案するために実施した収着試験では、バッチ式収着試験の結果を用いることで、割れ目表面への収着係数を推定できる可能性があることがわかった34。今後、他の地点や岩種を対象として、本手法を用いて割れ目への表面吸着係数を推定することの妥当性を検討することが課題である。

原位置トレーサー試験

海外で実施されていた既往研究を踏まえ、湧水量が多い、割れ目頻度が高いなどの日本の地質環境を考慮して試験装置の改良を行った。試験装置の孔内部は、トレーサーを注入・揚水するためのポートを設けた一体型のパッカーを用いることや、六方バルブ(トレーサー循環バルブ)を作製して孔内装置に組み込むことにより、試験区間内のデッドボリュームを大幅に低減した状態でトレーサー注入が可能となった33。さらに、蛍光濃度センサーを孔内装置に組み込んで使用することで、トレーサーの一つであるウラニンの濃度については、坑道と孔内を繋ぐチューブ内の分散の影響を受けずに測定でき、かつ低濃度(0.01 mg/L)の判別が可能となった。一方で、センサーの一つで蛍光強度が極端に低下する現象がみられた310。原因として、水圧による変形や、内部鏡面への汚れの付着・蓄積の可能性が考えられ、更なる改良が必要である。

単孔式トレーサー試験では、深度 300 m と 500 m で実施した。本試験の解析の結果、割れ目のみを考慮したモデルを用いた解析では原位置で得られた収着性トレーサーの破過曲線を完全に再現することはできなかったが、割れ目と岩盤マトリクスを考慮した複合モデルを用いた解析では、破過曲線のピーク位置や濃度の推移を再現することができた 34。ただし、花崗岩は間隙率が低く(1%前後)、マトリクス部への拡散や収着の効果が現れにくいため、今後は、より間隙率が大きい岩盤を対象とした原位置試験を通して、割れ目内のトレーサー移行メカニズムを再評価する必要がある。

孔間トレーサー試験は、深度 300 m と 500 m で実施した。深度 300 m の試験では、バックグラウンドの地下水流れが速かったため、揚水流量を大きくすることで回収率を確保した。試験結果の評価解析では、トレーサーの回収率からバックグラウンドの地下水の流れを推定した上で、割れ目の開口幅や分散長、吸着係数等の物質移行パラメータを同定した 31)。ただし、深度 300 m の試験対象割れ目には充填鉱物が含まれ、同定された吸着係数には充填鉱物の効果も含まれるものと考えられた。一方、深度 500 m の試験では、対象割れ目内のバックグラウンドの地下水の流れは非常に遅く、対象割れ目には充填鉱物が含まれていなかった。そのため、試験結果の評価解析では、室内試験で推定した表面吸着係数を用いることで、破過曲線を良好に再現しマトリクスへの分配係数を同定することができた 31)。

本研究の結果、収着性トレーサーを用いた原位置トレーサー試験を実施する場合は、室内試験等であらかじめ岩盤マトリクスの収着・脱離挙動等のパラメータを取得した上で、試験結果の評価解析にそれらのデータを組み合わせて解析することで、原位置で得られた破過曲線を再現でき、岩盤中の収着性トレーサーの移動特性を精度よく把握できるようになると考えられる。精密調査段階の地下調査施設内での調査においては、坑道内の多数の地点や割れ目を対象とした試験では単孔トレーサー試験を行い、代表的な地点、割れ目に絞って孔間トレーサー試験を行うなど、使い分けが必要であると考える。

2) 花崗岩中のミクロスケールでの物質移動現象の理解

深度 500 m に採取した岩石から,縦 30 cm×横 30 cm×高さ 20 cm のブロックを切り出し(図 3.2.1.2-1) 39,40 ,中央にトレーサー添加孔を,その周囲に観測孔を設置し,添加孔にトレーサー物質としてウラニン溶液を注入し,約 400 日間かけて拡散試験を実施した 37 。その結果,トレーサー添加孔から数十 mm の範囲が蛍光を発しており,ウラニンが分布していることが確認された。また,蛍光箇所は大部分が斜長石

中であることが確認された。このことは、花崗岩中の斜長石が、マトリクス拡散経路の一部として機能している可能性が高いことを示す 30。

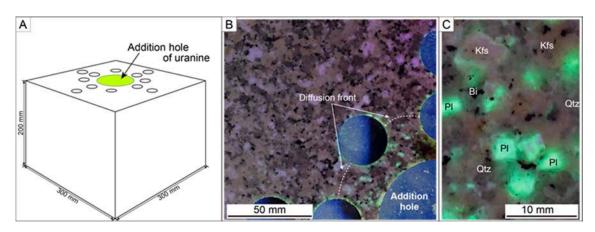


図 3.2.1.2-1 ブロック試験の概念図および写真 40

(A: 拡散試験に用いた岩石ブロック試料の概念図。B,C: 紫外線光源下で撮影した拡散試験後の岩石ブロック試料)

健岩部(肉眼観察では変質が認められない部分)における割れ目周辺の物質移動特性を把握するため,深度 $500 \, \mathrm{m}$ において採取した試料を対象として,蛍光染料を含む接着剤を用いて岩石薄片を作製し,実体蛍光顕微鏡で観察した(図 3.2.1.2-2) 40 。蛍光画像から薄片毎の空隙率(P_{2D} ;岩石薄片中の薄片全体に占める蛍光部の面積の割合)を推定した結果,空隙率は約 $1.4\sim5.6\,\%$ であった。

さらに、鉱物毎の空隙率を把握するため、偏光顕微鏡および MJPD 法 $^{41)}$ を用いて観察および分析した結果、斜長石の内部に多くの微視的空隙が分布しており(図 $3.2.1.2\cdot3$ A,B) 36 、斜長石の P_{2D} が最も高い値(約 $30\sim50$ %)を示した(図 $3.2.1.2\cdot3$ C) 40 。この斜長石中の空隙は、花崗岩質マグマが冷却し、固結した際に生じた熱水による初生的な変質 $^{42)}$ を被った際に形成されたと考えられる。このような初生的変質は国内の他の花崗岩でも認められている $^{(0)}$ は $^{(43,44)}$ 。このことは、花崗岩の健岩部におけるマトリクス拡散は、日本の花崗岩で普遍的に起こりうる現象であることを示唆している。

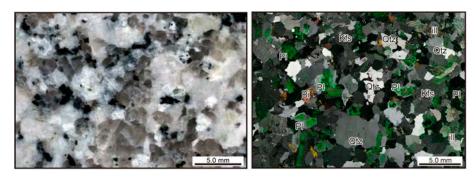
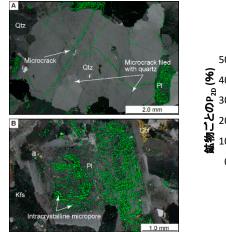


図 3.2.1.2-2 蛍光染料を含む接着剤で作成した薄片の鏡下写真 40

(左:オープンニコル,右:クロスニコル。緑色の部分は空隙(蛍光染料入りの接着剤)。Qtz: 石英, Pl: 斜長石, Kfs: カリ長石, Bi: 黒雲母, ill: イライト。)



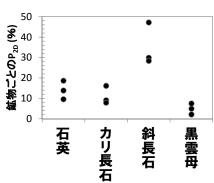


図 3.2.1.2-3 鉱物毎の微視的空隙の観察結果 40)

(A: 石英の鏡下写真(クロスニコル)。B: 斜長石の鏡下写真(クロスニコル)。C: 鉱物毎の空隙率(P2D)の測定結果。)

他方、断層の分布と空隙分布の関係性を把握するため、断層の影響を受けたダメージゾーンと断層の影響を受けていないインタクト領域(健岩部)それぞれについて、従来の水飽和法により推定された間隙率(P_{water})と画像解析による推定法による空隙率(P_{2D})を比較した(図 3.2.1.2-4) 45,46 。その結果、ダメージゾーンの P_{water} と P_{2D} は、いずれもインタクト領域(健岩部)と比較して全体的に低い傾向を示した。ダメージゾーン内の試料の微視的空隙は、石英、イライト、方解石などの二次的な鉱物で充填される傾向があり、二次鉱物が微視的空隙を閉塞することで、空隙率が低下している可能性がある。この結果は、ダメージゾーンでは実効拡散係数が低下し、マトリクス拡散が生じにくくなる可能性があることを示唆するが、二次鉱物によって物質移動の遅延性能が増加する可能性もあるため、物質移動現象への影響は総合的に評価する必要がある。

そこで、割れ目の種類を地質学的な観点でタイプ分け 47した上で、それぞれのタイプごとに試料を整形し、透過拡散試験を実施した 35。その結果、変質試料の実効拡散係数 (De) は、未変質試料の De よりも高い値を示した(図 3.2.1.2-5)。さらに、空隙率 (P_{2D}) とウラニンの De の関係を比較すると、相関係数が約 0.9 で強い正の相関があることが明らかとなった(図 3.2.1.2-6)。このことから、薄片観察で認められた空隙の多くは、マトリクス拡散の経路として機能している可能性が高いと考えられる。

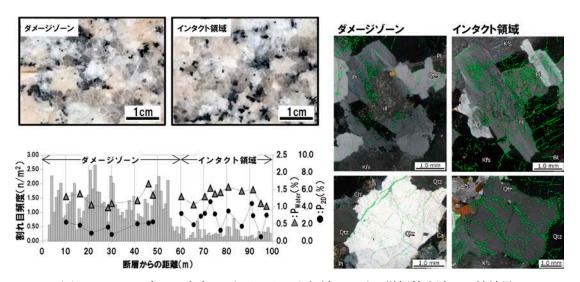


図 3.2.1.2-4 ダメージゾーンとインタクト領域における微視的空隙の比較結果 左上:実態顕微鏡像。左下:空隙率と割れ目分布頻度 48/を一部攻変。右:鏡下観察結果 (クロスニコル)。

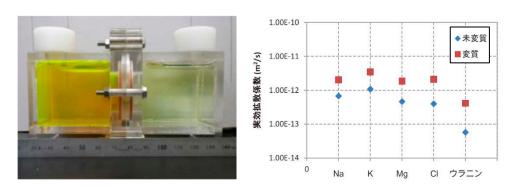


図 3.2.1.2-5 透過拡散試験の様子および試験結果 35)

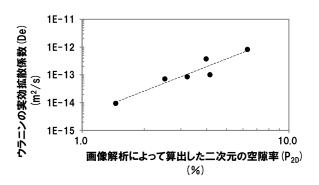


図 3.2.1.2-6 ウラニンの実効拡散係数とマイクロクラックの面密度 40)

以上の結果から、花崗岩中では、花崗岩の初生的な変質時に生じた斜長石中の空隙が物質移行経路としての役割を果たし、マトリクス拡散が生じていることが明らかとなった。これは、従来から指摘されている変質部でのマトリクス拡散と比較するとその効果は小さいと考えられるものの、いわゆる健岩部(肉眼観察では変質が認められない部分)においても、マトリクス拡散を考慮する必要があることを示している。したがって、安全評価のうち、母岩中の核種移行に係るパラメータを設定する際には、花崗岩中のマトリ

クス拡散に関わるパラメータ(実効拡散係数や空隙率等)を適切に取得した上で、物質移動に関わる解析 を行う必要がある。

3) 天然トレーサーを用いた花崗岩中の長期にわたる物質移動現象の理解

土岐花崗岩中の長期にわたる物質移動現象を把握するため、東濃地域に分布する堆積岩および花崗岩中のウラン系列核種、トリウム系列核種を測定するとともに、これまでの結果を集約し、物質移動の特性を評価した38。

瑞浪超深地層研究所の研究所用地内で掘削された深層ボーリング孔 (MIZ-1 号孔) について、地質調査および水理調査の結果から特定された透水性割れ目 (掘削長:266.98 m) および低透水性割れ目 (掘削長:191.20 m) に該当する箇所のボーリングコア (図 3.2.1.2-7) を切断し、ウラン系列およびトリウム系列の元素濃度を分析した。その結果、いずれの核種も、充填鉱物は基質部に比較して高い濃度を示した(図 3.2.1.2-8)。また、割れ目の種類を問わず、放射能比(234U/238U および230Th/238U) は1(放射平衡) に近い値を示す。このことは、土岐花崗岩中においては、現在の地下水の移動経路であっても、過去100万年程度の間、割れ目に沿った核種の移動が生じていないことを示唆する。

花崗岩基質部中のウラン濃度の深度分布(図 3.2.1.2-9)からは、透水性割れ目に隣接する基質部で、割れ目表面から数mm~20mmでウラン濃度が高い値を示す。このことは、透水性割れ目周辺においては、100万年以上前にウランを含む地下水が供給され、マトリクス拡散が生じて基質部中へ侵入したウランが現在まで保持されていることを示している。一方、低透水性割れ目に隣接する基質部ではウランの濃度変化がなく、ウランのマトリクス拡散が生じている痕跡が認められない。このことは、低透水性割れ目においては、これまでにウランを含む地下水の供給が割れ目沿いで生じなかったことを示唆する。

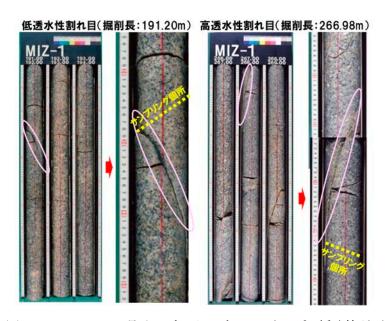


図 3.2.1.2-7 MIZ-1 号孔のボーリングコアのサンプル採取箇所 38)

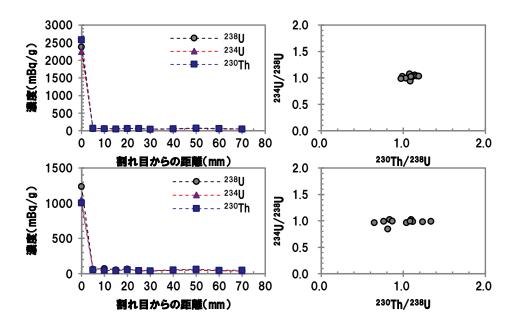


図 3.2.1.2-8 ウラン同位体およびトリウム同位体の測定結果 38)

(「0 cm」は割れ目充填鉱物の測定結果を示す。上段:低透水性割れ目(掘削長:191.20 m),下段:透水性割れ目(掘削長:266.98 m)。)

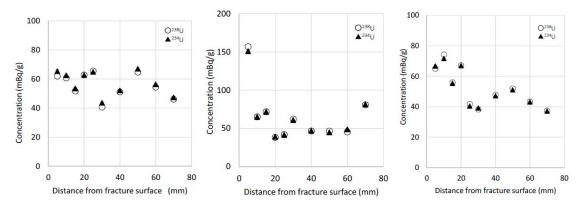


図 3.2.1.2-9 花崗岩基質部中のウラン同位体濃度の深度分布 38)

(左: 低透水性割れ目 (掘削長: 191.20 m), 中央: 透水性割れ目 (掘削長: 266.98 m) の浅部側, 右: 同深部側,)

以上の結果から、割れ目沿いの岩盤や二次鉱物に含まれるウランなどの天然トレーサー濃度を把握することで、長期にわたる元素の挙動を把握することができる。

(4) まとめ

花崗岩中でのトレーサー試験に関する調査技術を構築するとともに、花崗岩中の物質移動経路について 解析を行った結果、以下のような知見を得ることができた。

・ 収着性トレーサー物質を用いた原位置トレーサー試験技術を構築した。本試験の結果は、割れ目の表面への吸着と岩石基質部への拡散に伴う収着に加え、割れ目充填鉱物への元素の収着・脱離などの現象を考慮する必要があることが明らかとなった。日本の結晶質岩の割れ目は、充填鉱物をしばしば介在していることから、放射性核種の移行を遅延させる機能を有することを示唆する。

- ・ 上記のデータを室内試験で取得し、原位置試験の結果と組み合わせることは、試験結果の評価解析で 破過曲線を良好に再現し得る物質移行パラメータを得るために重要である。
- ・ 花崗岩中のミクロスケールにおける物質移動現象を理解するための手法を構築した。花崗岩中のマトリクス拡散は、従来から指摘されていた変質部だけでなく、健岩部でも生じていることが明らかとなった。一方で、ダメージゾーンでは、二次鉱物が空隙を閉塞してマトリクス拡散が生じにくくなっている可能性がある。薄片観察による空隙率と室内試験による実効拡散係数を把握することで、健岩部におけるマトリクス拡散の影響を評価することができる可能性がある。
- ・
 ウラン等の天然トレーサーを用いた長期にわたる物質移動現象の評価手法を整備した。
- ・ これらの手法を用いることで、花崗岩中の物質移動現象を評価し、地下水流動解析や物質移動解析の 入力パラメータとして整備することが可能となった。

本研究で明らかになった健岩部におけるマトリクス拡散については、日本国内の他の花崗岩中において も認められる可能性があると示唆された。花崗岩中の物質移動現象をより詳細に理解するためには、国内 外の花崗岩を対象として、その微視的空隙と物質移動現象に関わる知見を収集する必要があると考えられ る。

3.2.1.3 物質移動におけるコロイド、有機物、微生物の影響因子の評価

(1) 背景および概要

3.2.1.2 にて、元素の物質移動現象のうち、主に移動経路(母岩)に関わる現象を把握し、そのパラメータの取得手法を構築した。一方、地下深部における物質移動では、溶存態元素やコロイド態元素が地下水とともに流動することにより元素の移動が起こる 49。また、地下水の流動速度が非常に遅い環境では、元素は拡散により水中、岩石中を移動する(図 3.2.1.3-1)。溶存態元素の量は、地下水の化学組成に応じて熱力学的に推定可能であるが、天然の鉱物や有機物、微生物あるいは地下施設の建設・閉鎖時に使用される人工材料(セメントなど)に由来する様々なコロイドに付着して移動する元素量については、理論的に求めることが難しい。また、天然環境に存在するコロイド、有機物、微生物は、岩種や地下水の化学条件に依存してその組成が異なる可能性があることから、様々な環境条件下において、存在量や組成に関わる基本情報を取得した上で、各種元素の輸送・遅延量の評価手法を構築する必要がある。

従来,コロイドが元素移動に与える影響を理解するために地下水中のコロイドの観察,ウランやトリウム,希土類元素など,放射性核種のアナログ元素とコロイドの相互作用,移動経路における岩石との相互作用の観察,モデル化の研究が行われてきた。例えば,花崗岩地下水中のコロイドは,岩盤を構成するケイ酸塩鉱物に由来するものが多く,スイスのグリムゼル地区の地下水中の濃度は0.1 mg/L以下である50。スウェーデンのフォルスマルク地区,ラクシュマー地区の地下水中のコロイド濃度は0.05 mg/L以下であり,主に粘土コロイドと考えられている51。また、アナログ元素に着目した研究では52)、有機コロイドになり得る微生物細胞とアナログ元素の相互作用53)、腐植物質とアナログ元素の相互作用54,55)、粘土コロイドとアナログ元素の相互作用50,56,57)、などの研究により、放射性元素を担持し得る可能性のあるコロイドとして粘土コロイドや鉄水酸化物、有機コロイドなどが挙げられている。

一方,放射性廃棄物の地層処分場を想定した場合は、大規模な坑道群の掘削時や閉鎖時に使用される人工材料(セメントや、鋼材、粘土を主体とする埋め戻し材)により化学環境が変化し、コロイドの種類や核種の挙動も影響を受ける可能性がある。このため、天然環境におけるコロイドの種類や放射性元素との関連を把握した後、次段階の研究として実際の坑道建設・閉鎖現場において形成される化学環境、コロイドの種類や量、アナログ元素の挙動を観察する必要がある。

以上を踏まえ、瑞浪超深地層研究所で達成すべき研究課題として、以下の項目が挙げられる。

- ・コロイド、有機物、微生物の調査手法の確立、留意点、ノウハウの提言
- ・花崗岩深部におけるコロイド,有機物,微生物の存在量,組成,およびそれらが元素の移動に与える 影響の理解と評価手法の確立

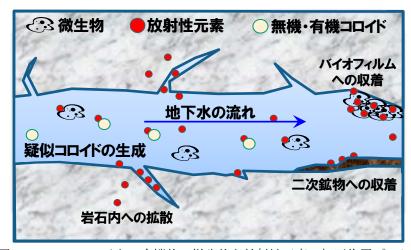


図 3.2.1.3-1 コロイド, 有機物, 微生物と放射性元素の相互作用プロセス

(2) 実施内容

深度 200~500 m の予備ステージ、研究アクセス坑道から花崗岩中に掘削されたボーリング孔を利用して地下水の採取・分析を行い、天然地下水中のコロイド、有機物、微生物の存在量や各種元素との相関について解析を行った。さらに、深度 500m 冠水坑道中の地下水を対象として、坑道の建設・閉鎖により人為的な影響を受けた地下水中のコロイド、微生物(バイオフィルムなどの有機物を含む)についても、同様の調査・解析を行った。また、放射性元素の移動プロセスに対するそれらの影響を考察するため、放射性元素と同様の化学特性を示す天然の希土類元素を指標(アナログ元素)として分析した。

(3) 成果

1) 花崗岩地下水中のコロイドについて新たに得られた知見

a) 坑道壁面湧水を対象とした調査

深度 300 m 研究アクセス坑道で観察される 2 箇所の湧水割れ目を対象として、ボーリング孔掘削に伴い発生する人為的なコロイドの影響や地下水採水時の水質の経時変化といった品質低下要因の少ない条件下で地下水をバッチ式気密容器に採取し、孔径の異なる複数のろ過膜 (0.2 μm, 200 kDa, 50 kDa, 10 kDa (Da:分画分子量))で限外ろ過を行い、希土類元素濃度のコロイドサイズ依存性について確認した。図 3.2.1.3-2 に各サイズ画分に含まれる希土類元素濃度を示す。ろ過液中の希土類元素濃度は、ろ過孔径が小さくなるほど低くなり、希土類元素濃度のコロイドサイズ依存性について考察可能な品質であることが確認された。各ろ過膜孔径のろ過液中の希土類元素濃度の差分に基づいて希土類元素濃度のコロイドサイズ依存性について確認したところ、0.2 μm 以上、0.2 μm~50 kDa、10 kDa 以下のサイズ画分の希土類元素濃度が相対的に高く、希土類元素がこれらのサイズのコロイド粒子として移動していると考えられた。なお、10 kDa 以下のサイズ画分については溶存態の希土類元素も含まれているため、希土類元素がコロイド態なのか溶存態で存在しているのか判別することはできない。また、既往の研究で、コロイド粒子が主にケイ酸塩鉱物や炭酸塩鉱物、有機物であることが明らかになっており 58、希土類元素がコロイド態のケ

イ酸塩鉱物に構成元素として含まれているのか, コロイド粒子に担持されているのかなど, コロイド粒子の組成について明らかにする必要がある。

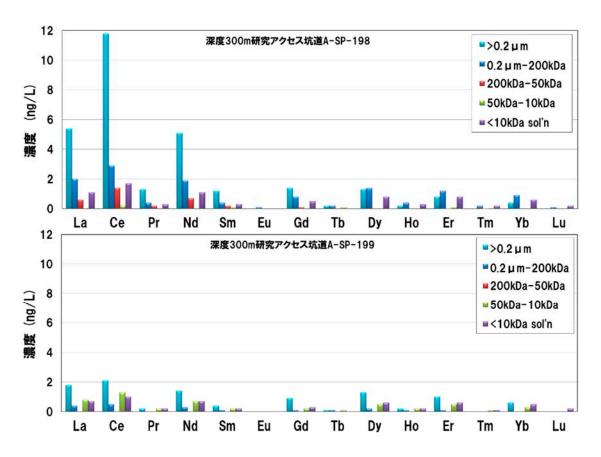


図 3.2.1.3-2 地下水中の希土類元素のコロイドサイズ依存性(限外ろ過法)

b) 坑道から掘削されたボーリング孔を対象とした調査

希土類元素を輸送するコロイド粒子の種類を明らかにするため、深度 200 m, 300 m, 400 m, 500 m において掘削された 07MI07 号孔, 09MI20 号孔, 10MI26 号孔, 12MI33 号孔において、コロイド分析 用試料を採取した。これらの地下水は pH 8~9、酸化還元電位 -180 mV 前後の Na-(Ca)-Cl 型地下水である。限外ろ過後のろ液やろ過回収物の ICP-MS 分析、電子線分析の結果、地下水中には 0.1~100 μm 以上の大きさの粒子が認められ、その組成はケイ酸塩鉱物(長石、雲母、粘土鉱物など)、鉄鉱物、炭酸塩鉱物、硫化物、有機物などから構成されていた(図 3.2.1.3-3)。採水初期にはケイ酸塩鉱物、有機物の量が多く、数百 L 程度(採水区間体積の約数十倍)の地下水を排水した後はそれらが減少し、鉄鉱物が増加したことから、ケイ酸塩鉱物や有機物はボーリング孔壁などに二次的に生成、付着した粒子である可能性が考えられた。また、ろ過地下水と未ろ過地下水の化学分析値を比較したところ、地下水中の希土類元素の数十%がコロイド粒子と共に存在していることが確認された(図 3.2.1.3-4)。

希土類元素を輸送するコロイド粒子の組成を特定するため、各深度の地下水に含まれるコロイド粒子の逐次抽出分析を行った。ろ過物の逐次抽出分析においては、定量可能な濃度の微量元素を抽出するために十分な量のコロイドを採取する必要がある。逐次抽出に用いるコロイドは各ボーリング孔に設置された水質・地下水圧モニタリング装置を用いて限外ろ過法にて原位置の被圧・嫌気状態を保持した状態で採取した。限外ろ過膜は、あらかじめ重量を計測した孔径 0.1~0.22 μm のメンブレンフィルターを用いて行っ

た。地下水の通水量とフィルターの重量増加量から、深度 200 m, 300 m, 400 m, 500 m の地下水中のコロイド濃度は、それぞれ 15 μg/L, 4.1 μg/L, 3.3 μg/L, 1.1 μg/L と算出された 59,60。

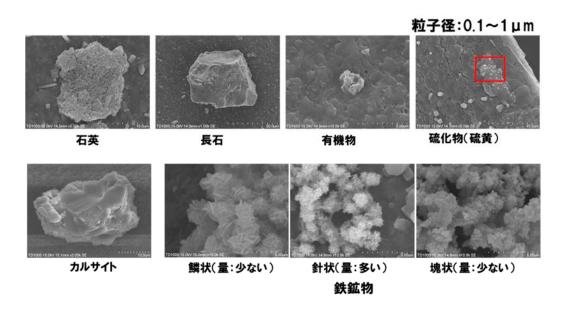


図 3.2.1.3-3 花崗岩中の地下水で観察される様々なコロイド・懸濁物粒子の例

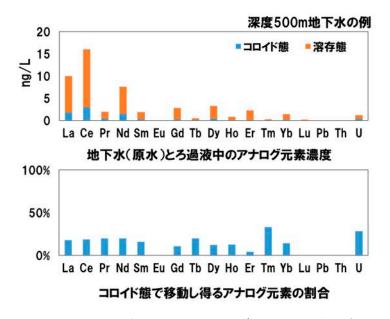


図 3.2.1.3-4 地下水とコロイド粒子に含まれる希土類元素量

逐次抽出に用いるフィルタフォルダに高純度 Ar ガス(99.9999%)を通気させ、フォルダ内に残った地下水を完全に通水させた後、逐次抽出を実施するまでの間、4 ℃前後で冷蔵保存した。逐次抽出は試薬溶液をコロイドの採取を行ったフィルタフォルダに通水・循環させることで行った。逐次抽出を行う固相の抽出画分と対応する試薬溶液は Tessier et al. (1979) $^{(61)}$ および Novikov et al. (2009) $^{(62)}$ で報告されている手順に従い、抽出分画について順番に、(1)水溶性、(2)イオン交換態、(3)炭酸塩態、(4)酸化物態、(5)有機物態、(6)残渣のそれぞれから抽出される元素の濃度について ICP-MS 分析を用いて分析した (図 3.2.1.3-5)。

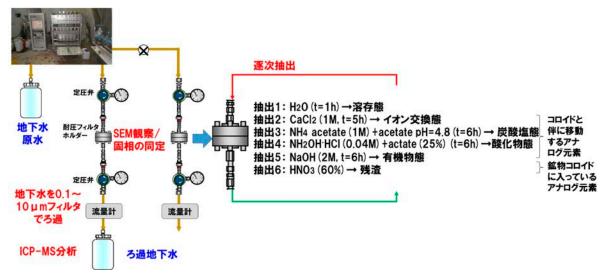


図 3.2.1.3-5 コロイド・懸濁物粒子の逐次抽出用サンプリングと処理方法

フィルター上のろ過物の逐次抽出分析の結果,コロイドとして移動するアナログ元素は主に炭酸塩態であり、その他に酸化物態とケイ酸塩態があることが明らかになった(図 3.2.1.3·6) 59,600。なお、ケイ酸塩態の画分に抽出された希土類元素は、様々な逐次抽出溶液で洗い出されなかったケイ酸塩鉱物コロイドに含まれる構成元素と推察される。このため、放射性元素の移動プロセスに関わるアナログとして利用できない。また、酸化物態の画分に含まれる希土類元素は水酸化鉄など鉄コロイドとともに存在していると推測される。

また、地球化学計算コード PHREEQC を利用して希土類元素の主要な化学種を推定した結果、希土類元素を含む固相は地下水に対して全て未飽和であり、主要な溶存化学種は炭酸錯体を形成していると計算された。そのため、炭酸錯体が付着しやすい炭酸塩鉱物とコロイドを形成している可能性が考えられた(図3.2.1.3·7)。このため、コロイド態で移動するアナログ元素濃度と炭酸塩鉱物の地下水に対する飽和指数を比較した結果、カルサイト(CaCO3)の飽和指数が平衡状態(0)に近づくほどコロイド態で移動する元素濃度が増加し、過飽和になるほど減少することが明らかになった(図3.2.1.3·8)。以上のことから、有機物や硫化物、鉄鉱物コロイドが観察されるものの、アナログ元素の移動に重要なのは炭酸塩コロイドと推察される。また、地下水中の希土類元素を含む炭酸塩コロイドが増加しても、過飽和になるほど沈殿するため地下水中で移動可能な炭酸塩コロイドの量は一定の量に制限されると考えられる。Munemoto et al. (2015) ⁶³⁾では、花崗岩中の割れ目表面に沈殿したカルサイトの希土類元素濃度に基づき希土類元素の長期的な不動性を示唆している。一般的に地下水は炭酸塩鉱物に対して、飽和平衡状態にあることが多い。そのため、炭酸塩コロイドによる希土類元素の移動プロセスは元素の移動を抑制(遅延)する可能性が高いと考えられる。

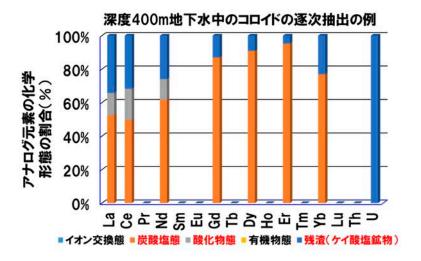


図 3.2.1.3-6 深度 400 m (10MI26 号孔) の地下水中の希土類元素を含むコロイドの化学組成比の例

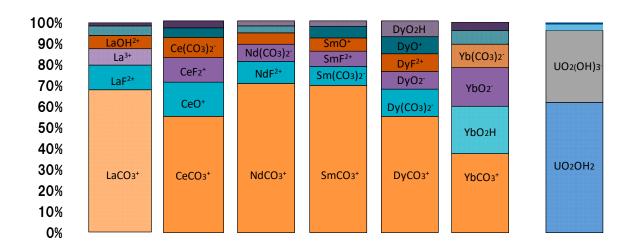


図3.2.1.3-7 地球化学計算コード PHREEQC により推測された地下水中の希土類元素の化学形態

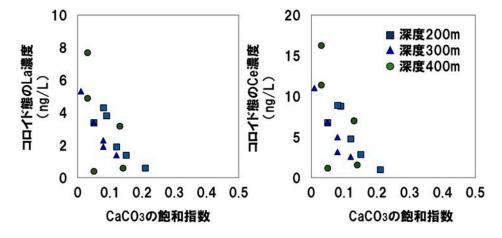


図 3.2.1.3-8 炭酸塩鉱物の飽和指数とコロイド態希土類元素濃度の相関

c) 坑道閉鎖環境(冠水坑道)を対象とした調査

次に、坑道閉鎖環境(冠水坑道)でのコロイドと希土類元素の相互作用について述べる。冠水坑道では坑道壁面に吹き付けたセメントと地下水の反応により pH が約 10 までアルカリ化している。 $0.1~\mu m$ 以上のコロイド・懸濁物は約 0.8~mg/L 存在していた。天然地下水と比較すると、ほぼ同様のコロイド粒子が存在するものの、坑道建設に伴う人為由来コロイドとしてバイオフィルム、ZnS からなる粒子が観察される特徴があった。Zn を含む粒子については、冠水坑道内に備え付けられた鋼製階段などの亜鉛メッキに由来する可能性がある。

冠水坑道内の地下水は、坑道周辺のボーリング孔の地下水に比べアルミニウムや鉄を含む粒子が多い一方で、溶存態およびコロイド態の希土類元素濃度が有意に低くなる特徴が認められた(図 3.2.1.3・9)。また、図 3.2.1.3・10 に一例として、地球化学計算コード PHREEQC を用いた熱力学解析および逐次抽出分析により推察された冠水坑道内の地下水中の溶存態・コロイド態 La、Ce の化学形態を示す。溶存態 La、Ce の濃度の減少は、主に炭酸錯体の La、Ce の減少に伴うものと考えられた。冠水坑道内には人為由来物質として側壁に吹付セメント、床面にバイフィルム(一部に粘土材料)があり、溶存態の希土類元素がこれらに付着することで除去された可能性が考えられた。また、コロイド態の La、Ce は主に炭酸塩コロイドであり、アルカリ性のカルサイトに過飽和な地下水環境下で、炭酸塩コロイドが凝集・沈殿し、コロイド態の La、Ce が減少した可能性が考えられた。

以上のことから、花崗岩中の坑道を閉鎖することで、バイオフィルムや亜鉛、鉄を含むコロイドが新たに形成される一方で、希土類元素を含むコロイドはセメント材料などに捕捉され、その移動が抑制されることが明らかになった 600。

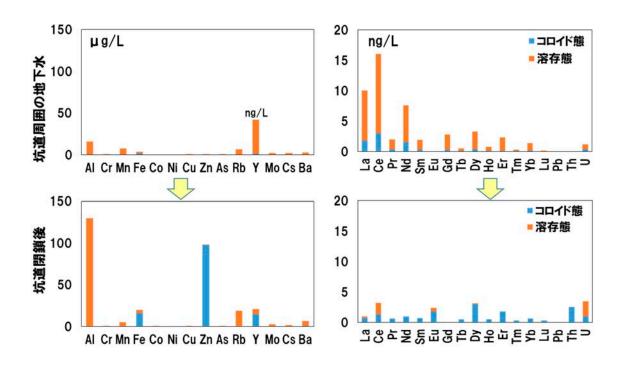


図 3.2.1.3-9 冠水坑道における地下水中の溶存態・コロイド態希土類元素濃度

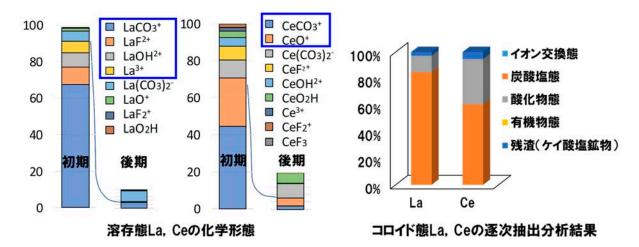


図 3.2.1.3-10 地球化学計算コード PHREEQC を用いた熱力学解析および逐次抽出分析により 推察される冠水坑道内の溶存態・コロイド態 La, Ce の化学形態

d) 地下水中のコロイドの調査手法, 留意点, ノウハウ

地下水中のコロイドを調査研究する場合は、以下のような点に留意する必要がある。

- ① ボーリング孔掘削時は、掘削用ビットが摩耗し何度も交換するため大量の金属成分が発生し、その一部が孔内に残留するとともにコロイド化する可能性がある。
- ② ボーリング孔の孔壁では、岩石が新たに地下水と接することになり、孔壁の表面に水ー岩石反応により従来存在しなかったコロイドが生成する。
- ③ 試料採取時の圧力変化に伴う溶存ガスの脱ガスや大気との接触に伴う化学変化(主に pH, 酸化還元 状態の変化)によりコロイドが生成・消滅する。
- ④ 採水用配管を長期間,定置することにより管壁にバイオフィルムなどが形成される場合がある。
- ⑤ 高差圧条件でろ過資材を使用することで資材の性能(ろ過孔径)が変化する可能性がある。

①と③は、地上から掘削されたボーリング孔では避けることができない。そのため、これらの影響を避けるためには、坑道から掘削されたボーリング孔での調査が必須となる。坑内から掘削されたボーリング孔では、孔内と坑道の間の水圧差によりボーリング掘削時に孔内から地下水が自然湧水するため、掘削時の汚染が残留しにくく、大気に触れることなく地下水圧を維持し、試料を採取できるという利点がある。

本研究では、坑道において地下水を低差圧条件で大量通水、限外ろ過し、コロイドの量や種類の経時変化を確認することにより、②、④、⑤に関わる試料採取時の品質も確認した。

②については、新たに地下水に接するようになった孔壁の鉱物が変質する過程で、鉱物由来のコロイドが生成する可能性がある。また、④については、長期にわたって地下水がチューブ内に滞留することで、図 3.2.1.3-11 に示すようなバイオフィルムのスケールが生成し、コロイド試料採取時に不規則に試料に混入することで分析データのばらつきの原因となる。

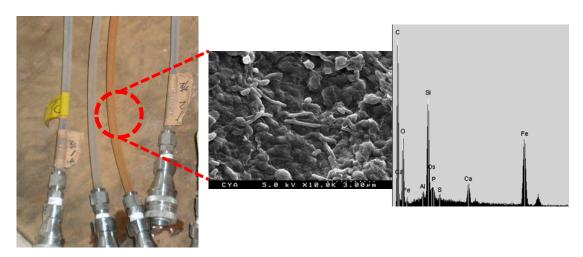


図 3.2.1.3-11 採水用配管内に形成するバイオフィルムの例

図3.2.1.3·12 は、近接したボーリング孔の採水区間において、地下水中のコロイド態の元素濃度の例を示している。湧水量の少ない区間(13MI40·1)ではコロイド態の Fe 濃度が高く検出される傾向があり、ボーリング孔壁や採水チューブの内側に後生的に生じた付着物が試料に混入した可能性がある。これらの鉱物由来・バイオフィルム由来コロイドについては、調査対象区間から大量に地下水を排水して、ボーリング孔壁、採水チューブに付着しているスケールをはぎ取って排除する必要がある。一方で、大量に地下水を採取する場合は、採水区間周囲の地下水がより遠方の水質の異なる地下水と入れ替わり、再現性のある試料を得ることができなくなる可能性に留意する必要がある。つまり、ボーリング孔壁、採水チューブに付着しているスケールの影響と大量排水に伴う地下水の入れ替わりの影響はトレードオフ関係にあり、調査対象区間の状況に応じて、湧水量が少なく採水チューブにスケールが形成する可能性のある個所のデータは参考値にする、大量排水する場合は採水区間周辺に水質の異なる地下水が分布していないか確認するなど、調査結果の解釈時に留意する必要がある。

⑤については、坑道から掘削したボーリング孔内の地下水圧は通常、深度に応じた高圧条件にあり、坑道で使用するろ過用資材が地下水の流入側と流出側の差圧に耐えられない場合は、ろ過膜が破断し正常なろ過が行えなくなる。図 3.2.1.3·13 は、コロイドろ過用のろ過膜が高圧地下水により破断した例であり、微細な穴がろ過膜に開いた場合は、走査型電子顕微鏡により確認しないかぎり破断の有無を確認できない。その結果、地下水ろ過後のろ液に含まれる溶存成分濃度がろ過前の地下水原水のそれに比べ高くなるような矛盾が生じることがある。このような品質低下を防止するために、図 3.2.1.3·14 に示すようなろ過フォルダの前後に差圧調整弁を備えたろ過システムを構築した 550。このシステムにより、ろ過膜の流入側と流出側の差圧を差圧調整弁によりメーカー保証差圧以下に制御し、ろ過膜破断に伴う品質低下を防止することが可能となった。

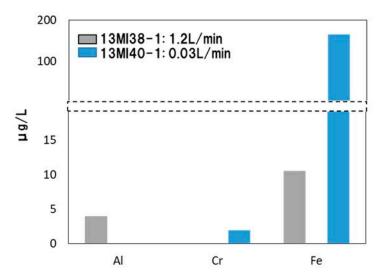


図 3.2.1.3-12 近接した採水区間で採取されたコロイド態元素濃度

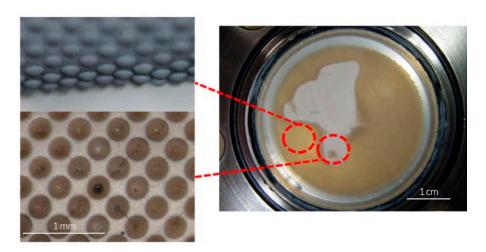


図 3.2.1.3-13 高圧地下水により破断したろ過膜

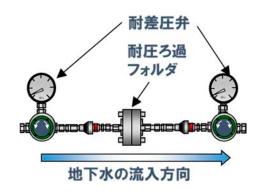


図 3.2.1.3-14 ろ過フォルダの前後に差圧調整弁を備えたろ過システム

さらに、限外ろ過法では、孔径が小さいろ過膜を使用したろ過作業やろ過機材の洗浄作業に時間を要する ため多数の試料を取り扱えないという問題がある。このため、クロスフローろ過法の適用性について検討し た。クロスフローろ過法とは、ろ過膜面に対し地下水を平行に流すことにより、水流でろ過膜の目詰まりを 防止しながらろ過を行う方式である。限外ろ過法に比べて、ろ過膜の目詰まりが発生しにくくなるため、ろ 過時間の短縮が図れ、事前準備も洗浄液(超純水や硝酸)をろ過膜に通水させる簡易操作であり、大幅に作 業時間を短縮できる。

深度300m研究アクセス坑道で観測される湧水割れ目から採水した地下水をバッチ式気密容器に採取し、市販されている30kDa,10kDa,5kDaのクロスフローろ過膜を用いて、ろ過、分析を行った(図3.2.1.3-15)。その結果、ろ過液中の元素濃度には、ろ過孔径(コロイドサイズ)依存性が確認され、限外ろ過法と同様の調査がクロスフローろ過法により可能と考えられた。クロスフローろ過法の短所として、ろ過膜孔径の種類が少ないことが挙げられるが、調査対象とする地下水中のコロイド粒子のサイズ分布に応じて限外ろ過法とクロスフローろ過法を選択、あるいは併用することで、コロイド態の希土類元素の移動について詳細な考察が可能になるものと考えられる。

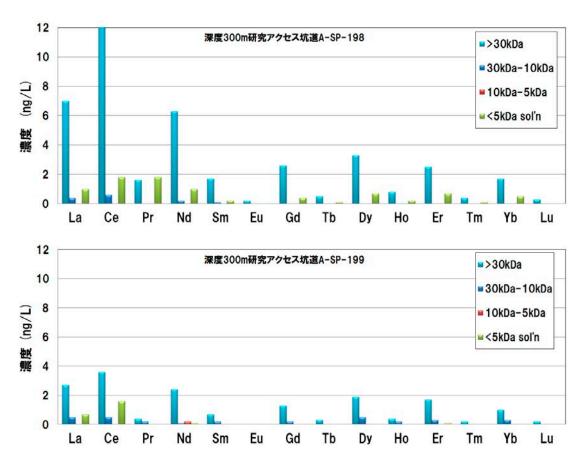


図3.2.1.3-15 地下水中の希十類元素のコロイドサイズ依存性(クロスフローろ渦法)

2) 花崗岩地下水中の有機物について新たに得られた知見とその調査技術

地下水中の有機物(特に腐植物質が芳香族炭素およびカルボキシル基を含む場合)は、内部構造に負電荷を有し、地下水中の放射性核種を吸着することがある 64-67。通常、有機物が低濃度の場合、放射性核種の移動に与える影響は小さいと予想される。土岐花崗岩の地下水中の溶存有機炭素濃度は 0.1~1 mg/L オーダーで総じて低濃度であることが明らかになっているため、溶存有機物濃度の低い地下水を対象とした調査手法に関わる基礎的な知見の拡充を目的として、地下水の溶存有機物の濃縮方法の検討とその組成の調査を行った。具体的には、吸着樹脂と逆浸透膜(RO)を用いた地下水濃縮技術 68/,69/により得られた有

機物を熱分解質量分析した。その結果、深度 $300\,\mathrm{m}$ の地下水に含まれる有機化合物は、土壌、泥炭、亜炭などの熱分解質量分析で検出されるものと同様の化合物(フェノールやアルキルフェノール、脂肪族化合物 [n=3,7,11,16,19,21,24,26]、芳香族生成物など)が検出された 58,70。これらは、元々、花崗岩に含まれないものであり、土岐花崗岩を覆う瑞浪層群、表層土壌などに由来すると推察された。

このことから、岩体形成時に岩石中に有機物を含まない火成岩類の基盤岩においては、被覆層(堆積岩・表層土壌)中の地下水に含まれる有機物を調査し、基盤岩の地下水中の溶存有機物の起源として想定することで、基盤岩に存在し得る溶存有機物の最大濃度や有機物組成を推察できるものと考えられた。今後は、火成岩体の地下水中での溶存有機物の長期的な微生物分解過程などの基礎的な知見の取得が望まれる。

3) 花崗岩地下水中の微生物について新たに得られた知見とその調査技術

a) 坑道から掘削されたボーリング孔を対象とした調査

地下水中の微生物の存在量、種組成や代謝機能に関するデータを取得するため、深度 200~400 m の土 岐花崗岩の地下水中に含まれる微生物を 10 年間以上にわたり観測してきた結果, 花崗岩地下水中の微生 物細胞のサイズは主に 1 µm 以下と非常に小さく, 地下水中には約 103~104 cells/mL の微生物が存在す ることが確認された71,72。これらのサイズや存在量は、堆積岩地下水と比較すると小さいが、その要因と して、花崗岩地下水中において微生物の栄養源となる有機物等が低濃度であることが考えられた。また、 地下水中の微生物細胞を孔径 0.2 µm のメンブレンフィルター上に捕集し、全 DNA を抽出した後、16S rRNA 遺伝子を対象とした解析を実施した結果, Nitrospirae 門, Proteobacteria 門 Alphaproteobacteria 綱および Betaproteobacteria 綱, Chlorobi 門, Candidate division OD1, Methanomicrobia 綱に分類さ れる微生物種が優占して存在することが確認された 71),72)。さらに、地下水中の硫酸の硫黄安定同位体分別 作用から硫黄で代謝する微生物の生態系が存在することが明らかになった 73)。16SrRNA 遺伝子解析の結 果から、透水性の低い領域から採取した地下水中には、嫌気的メタン酸化を行うメタン生成菌として知ら れる Methanosarcinales 目に分類される種が優占種として存在していたことから、これらの微生物の代謝 機能を特定するために、次世代シーケンサーを用いた微生物の全ゲノム解析を実施した結果、これらの種 はメタンを酸化するために硫酸で呼吸し、硫化水素を生成していることも明らかとなった。メタンの安定 同位体から、メタンは花崗岩を形成したマグマに含まれていたもので、生態系は光合成由来のエネルギー 源に依存していないと判断される74。これらの微生物種が代謝反応の過程で生成/消費する物質は、地下 水の水質形成に影響を及ぼすものであり、物質移動の場となる地下水水質を把握する上で、重要な知見と なると考える。一方で、花崗岩地下水中に優占する微生物の60%以上は、未培養微生物群であることが確 認された ᠪ8,69。これらの微生物は既知の培養種に系統学的に近縁でないことから,どのような代謝機能を 有するのかが不明な群集であるため、放射性核種の移行に及ぼす影響を評価する上で、これらの未培養微 生物群集の代謝機能に関する基礎情報を評価する手法を構築する必要がある。

b) 坑道閉鎖環境(冠水坑道)を対象とした調査

坑道閉鎖環境における微生物特性については、林田ほか(2018)75にまとめられている。深度500mの冠水坑道で行った再冠水試験(3.3.1.1参照)では、冠水坑道の閉鎖後、約3か月間で還元的環境が回復しており、溶存酸素濃度や窒素化学種濃度と微生物相の同期した経時変化から、坑道閉鎖直後の微生物の還元作用が重要な役割を果たしていると考えられる。坑道閉鎖直前と閉鎖後の地下水中の全菌数は、1.1×103 cells/mLから5.3×105 cells/mLと大幅な増加が確認され、坑道閉鎖直後に坑道内の地下水中に残存していた酸素を利用して微生物の代謝反応が活発化し増殖したことが示唆されている。坑道閉鎖直後の微生物群集組成の優占種はAlphaproteobacteriaに属する種から、一般的に好気性あるいは通性嫌気性である

Verrucomicrobia 門、Proteobacteria 門 Gammaproteobacteria 綱、Betaproteobacteria 綱に属する種が顕著に増加した(図 3.2.1.3·16)。これらの優占種は酸素を用いてメタンを酸化する Methylomonas sp.,高アルカリ環境下において増殖可能で硝酸還元能力を有する Azoarcus taiwanensis sp. NSC3、好気性従属栄養性菌である Legionella fallonii strain LLAP10、硝酸還元能力を有する Betaproteobacterium B7 にそれぞれ近縁であることが確認された。その後、硫酸還元反応に関与する Deltaproteobacteria や Firmicutes 門に近縁な種の全菌数中の割合が増加し最優占種となった。これらの優占種は、いずれも pH10 以上の高アルカリ環境下において増殖可能な種に近縁で、硫酸・亜硫酸・チオ硫酸を硫化水素に還元する能力を有する Deltaproteobacteria 綱に属する Desulfonatronum cooperativum strain Z-7999、あるいはチオ硫酸を還元する能力を有する Firmicutes 門に属する Dethiobacter alkaliphilus strain AHT 1 と最も相同性が高かった。微生物の全菌数は時間とともに減少し約 7ヶ月後に代謝活動が定常状態となった。

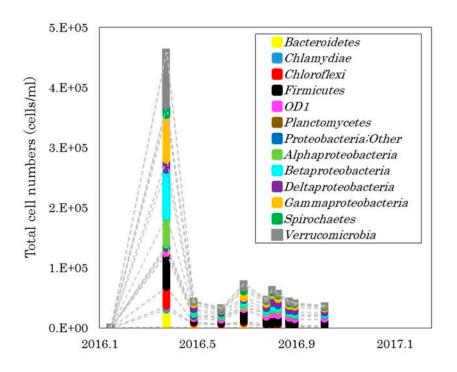


図 3.2.1.3-16 冠水坑道における微生物主組成の経時変化

以上のことから、坑道閉鎖時においては、地下環境に土着している種や施設の建設・閉鎖時に混入する種の両方の微生物が混在すると想定されるが、それぞれの微生物が酸素消費・硝酸還元・鉄還元・硫酸還元等の酸化還元反応を連続的に行うことにより、速やかに還元的環境が回復し、水質・酸化還元状態が定常状態に回復した後は擾乱前の微生物存在量および種組成に近づいていく。坑道から掘削されたボーリング孔を対象とした微生物特性調査により、それらの存在量や種組成・代謝機能等の基礎情報を取得することは、核種移行への微生物影響評価において重要な知見となると考える。

c) 地下水中の微生物の調査手法, 留意点, ノウハウ

地下水中の微生物を調査研究する場合は、以下のような点に留意する必要がある。

- ① ボーリング孔掘削直後は、掘削時の酸素や掘削用ツールからの金属酸化物、掘削水中の微生物の混入等により、微生物活性が擾乱を受け、存在量や種組成が著しく変化する。そのため、品質の良いデータを取得するためには、掘削時の汚染を排除するために掘削直後に可能な限りボーリング孔から地下水を排出することが望ましい。掘削時の汚染を極力低減し、大気に触れることなく試料を採取するという観点から、坑道から掘削されたボーリング孔を活用した調査の方が質の高い情報を得ることができる。
- ② ボーリング孔掘削後、採水区間内孔壁及び採水チューブ表面にバイオフィルムが形成される。したがって、孔壁および採水チューブ表面の調査を行う場合を除いては、バイオフィルム影響によるデータのばらつきを排除するために、採水直後に少なくとも採水区間および採水チューブ分の体積の地下水を排水することが必要である。

(4) まとめ

ボーリング孔を利用したコロイド調査技術を構築し、花崗岩中の地下水に含まれるコロイド粒子が元素の移動プロセスに与える影響について解析を行った。また、花崗岩中の微生物特性に関わる基礎的な調査を行った結果、以下のような知見を得ることができた。

- ・ 花崗岩体の地下水中のコロイド粒子は、ケイ酸塩鉱物、有機物、鉄鉱物、硫化物、炭酸塩鉱物などから構成される。
- ・ 放射性元素と同様の化学性質を示す希土類元素を輸送し得るコロイド粒子は、主に炭酸塩コロイドであり、鉄コロイドもわずかに関与する。これらの粒子の生成・沈殿は、飽和指数に基づき熱力学的に解析が可能であり、飽和指数とコロイド態希土類元素の濃度の相関に基づいて、コロイドによる元素輸送量を評価できる可能性がある。
- ・ 一般的に地下水は炭酸塩鉱物に対して飽和平衡状態にある。希土類元素を含む炭酸塩コロイドが増加 しても過飽和になるほど沈殿するため、地下水中で移動可能な炭酸塩コロイドの量は一定の量に制限 され、炭酸塩コロイド態希土類元素の生成により、岩盤中での希土類元素の移動が抑制(遅延)され る可能性が高い。
- ・ 坑道閉鎖環境では、吹付セメントなどに溶存態希土類元素が付着することで除去され、アルカリ性の カルサイトに過飽和な地下水環境下で、希土類元素を担持した炭酸塩コロイドが凝集・沈殿すること で希土類元素の移動が抑制される。
- ・ 花崗岩地下水中には、光合成由来のエネルギー源に依存せず硫黄化学種やメタンを利用した代謝機能を有する微生物の生態系が存在する。これらの微生物種が代謝反応の過程で生成/消費する物質は、地下水の水質形成(還元環境の形成など)に影響を及ぼしている。
- ・ 坑道閉鎖環境では、土着の微生物と人為的に坑道に持ち込まれた微生物が酸素・硝酸・鉄・硫酸等の酸化還元を連続的に行い還元的環境が回復する。その後、擾乱前の微生物存在量および種組成が復元されていく。

3.2.2 地質環境の長期変遷に関する解析・評価技術の開発

3.2.2.1 断層などの影響を含めた地質環境特性の長期変遷解析技術

(1) 背景および概要

変動帯に位置する日本では、断層運動や火成活動などの自然現象が地質環境に与える影響の範囲やその 大きさの評価は、地層処分の長期安全性の評価における重要な課題である。そのため、これまでに取得し てきた情報や研究坑道で取得される情報などに基づいて、過去に生じた自然現象が地質環境に与えた影響 の範囲や大きさを評価する技術の構築を目的として、過去の岩盤の透水性などの地質環境特性の分布と形成履歴を調べ、その結果に基づいて、過去から現在までの地質環境の長期変遷を解析した。さらに、これらの調査・解析手法を組合せ、地質環境特性の長期的な変遷を解析する技術として整備し、将来予測の考え方および方法論を示した。

第2期中期計画期間においては、研究坑道を利用した調査研究により深部地質環境の特性を把握するための手法の開発を行うとともに、深部地質環境に関する情報を三次元的に取得・蓄積し、本段階までに構築した地質環境モデルの妥当性の確認と更新を行った76。さらに、それらの結果を踏まえて、地質環境の長期変遷に影響を及ぼす可能性が高いと考えられる、隆起・沈降・侵食、地形変化、割れ目や断層などの地質構造の形成発達史および過去の応力変化に関する研究を進めた。これにより、過去から現在までの地形、地質構造の長期変遷を推定するための技術的知見を蓄積した76。第3期中長期計画期間においては、地質環境モデルの更新、断層による影響の解析のほか、花崗岩形成直後の高温の流体による影響を考慮した割れ目と充填物の形成履歴の検討を行った。

(2) 実施内容

深度 500 m までの地質調査結果を踏まえて、地質構造モデルを更新した。断層による影響ついては、主立坑で観察された断層(以下、主立坑断層)沿いの割れ目の特徴と透水性の調査結果から、割れ目と充填物の形成履歴を検討した。地質環境の長期変遷の解析については、高温の熱水などを考慮した割れ目の形成および充填の履歴と、それらと透水性との関係を踏まえた花崗岩タイプの区分を試みた。さらに、これらの結果を踏まえて、花崗岩の透水性分布の特徴と不均質性の原因を検討した。

(3) 成果

以下, 断層による影響, 割れ目と鉱物の形成履歴, 地質環境の長期変遷 (花崗岩タイプ区分) について, 主な結果を示す。

1) 断層による影響

深度500 mまでの坑道掘削に伴い実施した地質調査結果を踏まえて、主立坑断層の分布を考慮したサイトスケールの地質構造モデルを更新した770。

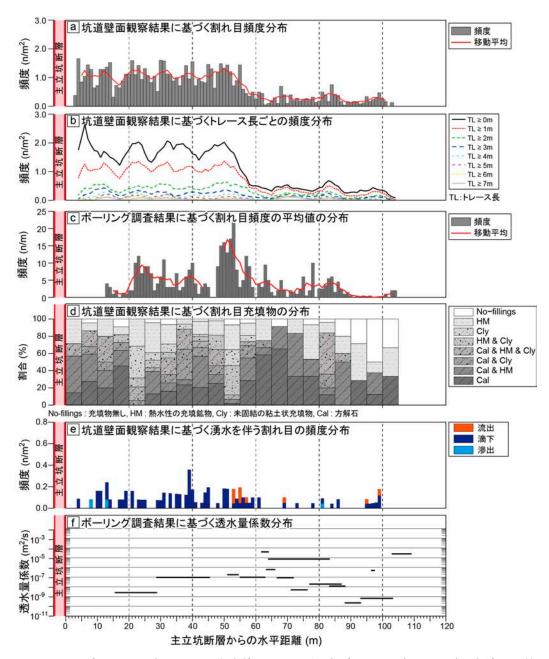


図3.2.2.1-1 深度500 m研究アクセス北坑道における壁面観察およびボーリング調査結果に基づく 割れ目頻度・充填物および透水量係数の分布80^{より引用加筆}

断層による影響については、深度500 m研究アクセス北坑道における主立坑断層から約100 m区間における既存の結果^{78),79)}を踏まえて、解析を行った。その結果、坑道壁面の割れ目頻度(1平方メートルあたりの割れ目の本数)は、断層から水平距離で約60 mまでの領域で高い傾向が認められた⁸⁰⁾(図3.2.2.1-1a;以下、この領域をダメージゾーンという)。トレース長(壁面で計測した割れ目の長さ)別にみると、ダメージゾーンではトレース長の比較的長い割れ目の頻度が高い(図3.2.2.1-1b)⁸⁰⁾。このダメージゾーンの幅は、主立坑断層の断層ガウジの幅から、既存の経験式⁸¹⁻⁸³⁾を用いて求められるダメージゾーンの幅と整合的であり、ダメージゾーンは主立坑断層による物理的な影響領域と考えられる。なお、ボーリング調査の結果(図3.2.2.1-1c)では、ダメージゾーンの領域に対応する特徴は把握できなかった。ボーリング調査では、割れ目の走向とボーリング孔の掘削方向との関係により割れ目を捉えられない場合があると考えられる。

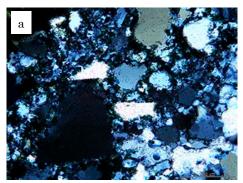
主立坑断層から約100 m区間における割れ目の充填物を調べた結果、緑泥石と絹雲母(以下、熱水性鉱物)、方解石および未固結の粘土状の充填物(以下、粘土状充填物という)が認められた80。粘土状充填物は、主にダメージゾーンの範囲内に認められる(図3.2.2.1-1d)。顕微鏡観察の結果、粘土状充填物は、鉱物片とそれを埋めるスメクタイトで構成される80。また、一部では粘土状充填物で充填される割れ目面近傍に水圧破砕様の産状も認められる。粘土状充填物は、1)熱水性鉱物の充填、2)天水の流入に伴うスメクタイトの形成、3)断層活動に伴う高間隙水圧の形成と充填物の移動・圧入によって形成されたと考えられた73。

透水量係数は、ダメージゾーンとその周辺領域とを比較すると、ダメージゾーンの方が低い傾向があり、 湧水を伴う割れ目の分布はそれと整合的であった(図3.2.2.1-1e, f)。ダメージゾーンでは、短い割れ目は 主に熱水性鉱物や方解石で充填・閉塞され、長い割れ目は粘土状充填物で充填される。一方で、ダメージ ゾーンの周辺領域では、長い割れ目に熱水性鉱物や方解石による充填や一部閉塞が認められる。以上より、 断層周辺に形成されるダメージゾーンは、割れ目の充填・閉塞により、長期的には透水性が低下する可能 性が見いだされた800。

2) 割れ目と鉱物の形成履歴

花崗岩の割れ目と鉱物の形成履歴については、まず、変動帯における割れ目の形成原因と、透水性の変化について文献調査を行った。形成原因は、断層運動840のほか、加熱に伴う熱応力850、冷却に伴う収縮860.870、隆起侵食に伴う応力解放880などがある。透水性は、花崗岩の割れ目に剪断変位を生じさせる室内試験では、透水係数が1~2桁大きくなる890。熱応力に関しては、無傷の花崗岩を高温加熱し、冷却後に透水係数を調べると、4~5桁大きくなる900。割れ目を有する花崗岩を用いた高温封圧試験の結果、400 ℃から500 ℃程度の高温の条件でも高い透水性を示す事例が報告されている910。地熱系地域の花崗岩では、高温の流体が関与して花崗岩の破壊、溶脱および沈殿が生じ、二次鉱物による充填が卓越する領域に、静岩圧と静水圧の境界が形成される920。日本の地熱系地域におけるナチュラルアナログ研究では、高温の流体に伴う割れ目と充填物の特徴が報告されている930。

従来、土岐花崗岩のような非地熱系地域の花崗岩では、高温の流体に伴う割れ目の研究事例は知られていない。土岐花崗岩では、岩体の形成直後に比較的高い温度で形成された空隙や充填が認められ⁹⁴⁾、石英の流体包有物の捕獲温度は340~480 ℃ ½ 推定されており、高温の流体が関与した可能性がある。高温の流体は、花崗岩の透水性を変化させた可能性も考えられる。地表付近の風化の影響の問題は、大深度ボーリング調査により排除され解決される。そこでNohara et al. (2019) % は、高温の流体に伴う割れ目の形成・充填の履歴を調べ、それらを踏まえて、花崗岩の透水性との関係を検討した。その結果、土岐花崗岩に、高温の流体の痕跡である充填鉱物を確認し、EPMA分析と地質温度計を適用して形成時の温度を推定した。さらに、高温の流体が透水性を高めたいくつかの証拠を見出し、透水性割れ目の形成、発達に関わる知見を蓄積した。以下に、主な結果を記述する。



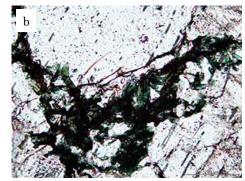


図 3.2.2.1-2 石英を囲むマイクロクラックとマイクロクラック中の自形普通角閃石

(a:石英を囲むマイクロクラックに発達した普通角閃石(クロスニコル:DH-13 号孔),b:マイクロクラック中の自形普通角閃石(オープンニコル:DH-13 号孔))

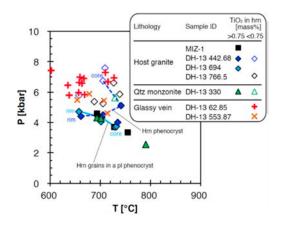


図 3.2.2.1-3 地質温度圧力計の結果 96)

(花崗岩母岩と glassy vein の角閃石と長石の化学組成から推定した温度 (T), 圧力 (P)。圧力は、Ti 鉱物の熱力学的平衡を条件とするため、Ti 鉱物近傍の角閃石の分析値から圧力 (P=4kb) を推定している。)

DH-13号孔(瑞浪超深地層研究所の北東約2 km: 図3.2.2.1-8参照)は、土岐花崗岩において最も高い透水性と最も少ない割れ目数を示す大深度ボーリング孔である。ここでは、高透水区間に顕著な開口割れ目が認められず、高透水性の原因は不明であった。このボーリング孔では、含水率がやや高い貫入岩が認められ、高温の流体が関与した可能性が考えられた。そこで、岩石コアの薄片観察を実施した結果、石英結晶の粒界沿いのマイクロフラクチャー(図3.2.2.1-2a)と、開口部に析出した自形の普通角閃石(図3.2.2.1-2b)を確認した。粒界沿いのマイクロフラクチャーは、α・β 石英の転移温度付近の熱衝撃で形成、開口することが知られている850。東北大学との共同研究により、電子顕微鏡およびX線マイクロアナライザーを用いて、花崗岩母岩と割れ目充填鉱物の普通角閃石と斜長石の化学組成を調べ、角閃石長石地質温度計97、と角閃石中のAluminium含有量による地質圧力計98、石英中のTi含有量による地質温度計99を用いて、温度と圧力(P)を推定した。その結果、充填鉱物形成時の温度は、約700 ℃と推定され、花崗岩母岩の定置深度は、10 km程度(P=4kb)と推定された(図3.2.2.1・3)。石英の流体包有物は、深度10 km程度を仮定して均質化温度100を見積もった結果、700 ℃程度と推定された。一部の流体包有物の融点からは非常に高い塩濃度(最大で海水の10倍程度)が推定された。割れ目を充填する細粒普通角閃石は、石英結晶の破片を取り囲んで分布することから、割れ目の形成と石英の破砕の直後に700 ℃程度の超臨界流体(気体と液体の中間的な性質を示す高温の流体)が流入した痕跡である。

従来,固結した断層と考えられていたこの組織は、超臨界流体による脈状組織(以下、Glassy vein⁹³⁾と呼ぶ。)である。このボーリング孔の岩石コアを用いて調べられた既存の同位体年代値¹⁰¹⁾から、花崗岩の定置の直後、比較的早い段階にGlassy veinが形成されたと推定される。近傍の岩盤には連続的なマイクロフラクチャーが形成された。マイクロクラックは、冷却速度が速いと開口する⁸⁵⁾ため、速い冷却速度が推定される。

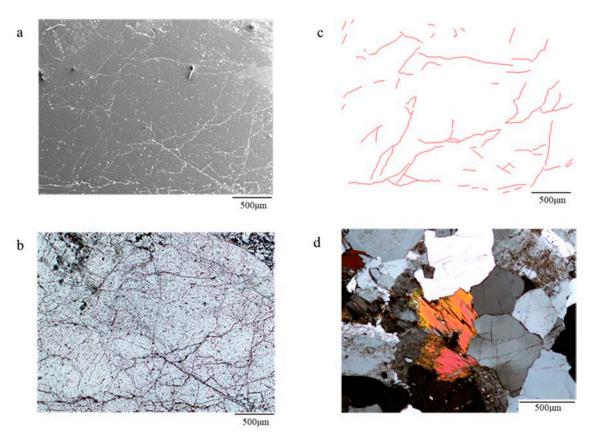


図 3.2.2.1-4 花崗岩中のマイクロフラクチャーの二次電子像と顕微鏡写真 96)

(a:開口したマイクロフラクチャーの二次電子像(DH-13 号孔 深度 553.8 m)。b:同岩石薄片の光学顕微鏡写真(オープンニコル)。c:開口したマイクロフラクチャーのトレース(赤線)。d:マイクロフラクチャーが稀で黒雲母の 2 次成長が認められる岩石薄片の光学顕微鏡写真(DH-11 号孔 深度 $537.2 \, \mathrm{m}$))

このGlassy vein付近では、ボーリング掘削中に逸水が生じたが、顕著な開口割れ目は認められない。Glassy vein付近の岩石コアには、石英や長石の結晶粒界に開口したマイクロフラクチャーが認められた(図3.2.2.1-4)。石英結晶の一部には、その場で砕けた自破砕状マイクロフラクチャーがみられる。回転や顕著な変位が生じた証拠は認められない。これらのマイクロフラクチャーは、角閃石の形成の直前に形成されている。主な形成原因は、断層による影響というよりも、高圧の超臨界流体の侵入と急激な膨張と考える方が妥当であろう。このGlassy veinを中心とする20 m程度の範囲は、ボーリング掘削中に逸水が生じた。コア観察では、逸水に対応する顕著な割れ目は認められないが、開口したマイクロフラクチャー(図3.2.2.1-4eの赤線)が発達し、ネットワークを形成していると考えられる。母岩は全般に緑泥石化がみられるが、低温で形成されるスメクタイトは希で、大規模な熱水対流による溶脱や充填920は認められない。この付近の岩盤の空隙率は約3.6%と高く、密度は2.36~2.55 g/cm³と低く、マイクロフラクチャーの発達と整合的である。

超臨界流体に伴う典型的な割れ目と組織は、引張性の開口割れ目に高圧の流体が流れた痕跡 (Hydrothermal breccia vein) が報告されている930。引張性割れ目の存在は、膨張性の地殻変動による空隙の増加を示唆する。また、高圧、高温の流体は、並列した引張性のマイクロフラクチャー1010や、結晶粒界マイクロフラクチャーの形成と開口850を生じさせる。さらに、一般に流体による溶脱/充填は空隙を増加させる1030。このように、引張性割れ目の形成を発端とした流体流動は、マイクロフラクチャーの発達によって空隙を増加させる。高温流体の痕跡が保存されたDH・13号孔では、発達したマイクロフラクチャーと高い空隙率が保存されている。比較的高い圧力条件下で岩石中にマイクロフラクチャーが発達すると、多孔質媒体とみなせる高透水構造が形成される1020。DH・13号孔の高い透水性は、高温流体によって形成されたマイクロフラクチャーネットワークの一部が残ったためと考えられる。

超臨界流体の証拠が見出されたことを踏まえて、マイクロフラクチャーを含めた割れ目と、高温の流体による母岩の溶解/析出を含む、充填鉱物の形成履歴を調べた。ここでは、流体の影響を踏まえて花崗岩岩盤の融解を考慮した。花崗岩の温度は、地下深部から地上に向かい低下し、その中を上昇する流体の温度も低下する。この際、シリカ(SiO_2)の溶解度は、400 $^{\circ}$ $^{\circ}$ 程度で一旦低下し、350 $^{\circ}$ $^{\circ}$ $^{\circ}$ 程度で増加、300 $^{\circ}$ 程度で再び低下する $^{\circ}$ 3。高温流体が繰り返し上昇する地域では、約400 $^{\circ}$ $^{\circ}$ に相当する深度で、石英脈が発達し、遮水帯(セルフシーリングゾーン)が形成され、遮水帯の直下には、岩盤を融解して流体溜まりが形成される $^{\circ}$ 20.93。

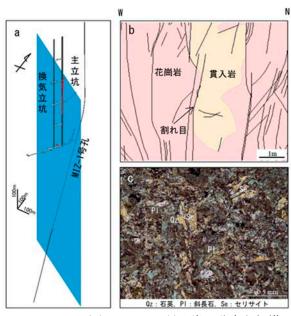


図3.2.2.1-5 貫入岩の分布と組織

(a: 花崗岩中の貫入岩の分布(赤丸)と北西-南東走向の割れ目(水色四角),b: 主立坑壁面の貫入岩と割れ目(深度 $265\,\mathrm{m}$ 付近の北西壁面),c: 貫入岩の薄片にみられる火山岩質組織と変質鉱物(クロスニコル;MIZ-1 号孔))

このような高温の流体の痕跡に着目し、MIZ-1 号孔(瑞浪超深地層研究所用地内)で採取した岩石コアの観察を行った。MIZ-1 号孔は、安山岩質の組織が認められる貫入岩を貫いて掘削されている(図 3.2.2.1-5)。 貫入岩と近傍の変質花崗岩の含水量は 1~2 wt%程度と高く、一部 10 wt%を越える。コア観察の結果、深度約 500 m~560 m(掘削長約 500 m~560 m)の区間は、ペグマタイト質(石英を主体とし著しく粗粒なカリ長石を伴う)花崗岩が分布し、割れ目が少ない。岩石コア試料の薄片観察の結果、割れ目を充填する黒雲母が認められ、単孔透水試験の結果は 10⁻¹⁰ m/s オーダーの低透水性を示す。

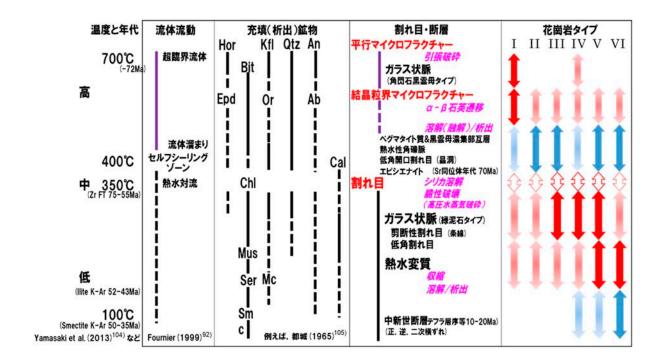


図 3.2.2.1-6 流体流動と断層による土岐花崗岩の充填鉱物の変遷と花崗岩タイプ

縦軸の温度と年代に対する流体流動, 充填鉱物, 割れ目・断層, 花崗岩タイプの変遷を模式的に示した。花崗岩タイプは, 主な痕跡の形成温度 (濃色) と, 重複が認められる痕跡の形成温度 (淡色) とを示している。例えば, II は結晶粒界マイクロフラクチャーの発達→溶脱の痕跡の重複が認められるが, 主な痕跡は約400°C付近のペグマタイト質と黒雲母濃集部互層の形成である。なお, 一部により低温での割れ目形成の痕跡の重複も認められる。

上記の結果と既存文献に基づいて、充填鉱物の変遷を整理した。縦軸を温度として、流体流動および断層運動と、割れ目や充填鉱物の特徴、種類の変遷を図 3.2.2.1-6 に示す。ここでは、超臨界流体、遮水帯(セルフシーリングゾーン)および熱水対流に伴って形成される割れ目の特徴と、充填(析出)鉱物の種類に着目した。例えば充填鉱物は、薄片観察の結果も踏まえて、後退変成作用により角閃石や黒雲母、斜長石が分解し、2 次鉱物(緑簾石、緑泥石、カルサイトなど)が形成される。また、既存文献を踏まえたコア観察と立坑壁面観察の結果に基づき、遮水帯の下部の流体溜まりの痕跡(黒雲母とペグマタイト質の互層および上部空隙を埋める多孔質石英層)、遮水帯に注入した流体の痕跡(ペグマタイト質脈および石英脈、緑泥石脈からなる Glassy vein)、さらに上部の高圧流体の痕跡(高角傾斜割れ目と水平割れ目の開口)を推定し、薄片観察の結果も踏まえて土岐花崗岩の特徴を把握した。そのほか、それらと岩盤の透水性との関係から、花崗岩タイプ区分を検討した。

3) 水理的不均質性の原因と地質環境の長期変遷(花崗岩タイプ区分)

既存の研究成果に基づく高温流体に伴う主な現象をベースに、土岐花崗岩の水理的不均質性の主な原因と、それらの長期的な変遷を考慮し、花崗岩タイプの区分を行った。長期的な変遷は、次のように仮定した。超臨界流体はマイクロフラクチャーネットワークを形成して花崗岩の透水性を高め、花崗岩岩盤中を流れる%。超臨界流体の温度が低下する過程で、400 C程度の等温部に遮水帯が形成されるが、その後の地殻変動に伴いこの遮水帯は破壊されて透水性が高まり、熱水対流が生じる92。花崗岩岩盤は、流体の温度の低下に伴って、マイクロフラクチャーおよび割れ目の形成、充填が生じ、それに関連して透水性が変

化したと推定される。断層は、中温から低温の熱水対流に伴う充填鉱物の特徴を示し、粘土鉱物は透水性 を低下させる。

各花崗岩タイプの透水性と特徴は、MIZ-1号孔の原位置単孔透水試験の結果と岩石コア観察の結果のほか、薄片観察の結果に基づいて整理した(図3.2.2.1-7、表3.2.2.1-1)。各タイプの概要を以下に示す。

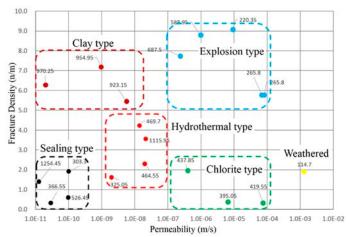


図 3.2.2.1-7 MIZ-1 号孔における透水係数と割れ目分布密度の関係と花崗岩タイプ 96) (MIZ-1 号孔の原位置単孔透水試験の結果と岩石コア観察による割れ目の分布調査結果をグラフ化し、花崗岩タイプごとに破線で囲った。顕著な風化の影響を受けたものは Weatherd type としている。)

表 3.2.2.1-1 高温流体および地殻変動による花崗岩タイプ %

No	Type name (short name)	Veins (main filling minerals)	Meso-fracture (microfracture)	Fracture density (microfracture)	Permeability	Metamorphic facies
п	Self-sealing type	Quartz vein, filling texture (biotite, quartz, K-feldspar)	Minor (grain boundary microfracture, parallel microfracture)	Small (large)	Low	Epidote- amphibolite, partly greenschist
Ш	Initial fracture ty pe	Quartz vein, filling texture, sericite filling (chlorite, quartz, K- feldspar, epidote, sericite, calcite)	Low- to middle-angle fractures (parallel microfracture)	Small	M edium	Epidote- amphibolite, partly greenschist
IV	Chlorite filling type	Chlorite filling, filling texture (chlorite, quartz, K-feldspar, epidote)	High-angle fracture with displacement, open fracture (parallel microfracture)	Small	High	Epidote- amphibolite, partly greenschist
	(Chlorite type)					
v	Sericite filling type	Sericite filling, brecciated glassy vein (sericite, calcite, albite)	Fracture network with low- to middle-angle op en fractures	Large	High	Greenschist
	(Sericite type)					
VI	Smectite sealing type	Brecciated glassy vein (Smectite, sericite, calcite)	Smectite filling fracture	Large	Low	-
	(Clay type)					

高透水性の花崗岩タイプは3つある。ひとつはDH-13号孔でのみ認められ、高温高圧の超臨界流体の影響を受け、マイクロフラクチャーが発達し、その後保存されたものである(I: Microfracture type)。セルフシーリングや溶脱、熱水対流の影響は小さい。残り2つはMIZ-1号孔の700 m以浅で認められ、400~200 $^{\circ}$ C程度の中温の流体に関連し、緑泥石 (IV: Chlorite type)と、セリサイト(V: Sericite type)を伴う

以上の結果を踏まえて、将来予測の考え方および方法論について検討した結果を述べる。従来、全ての割れ目の形成は、断層運動に関連すると想定していた。しかし、土岐花崗岩には、超臨界流体の痕跡や、遮水帯に関連した高圧の流体による割れ目の痕跡が認められ、明らかに高温流体に関連した割れ目が含まれる。したがって、花崗岩の一部は、バックグラウンドとして過去の高温流体の影響の推定が必要になる。断層運動による将来の割れ目の発生確率の推定では、高温流体に伴う割れ目が存在する場合、過大に評価される恐れがある。熱水対流に伴う割れ目と断層運動に伴う割れ目との識別は、困難と思われる。なお、MIZ-1号孔に認められた断層は、主立坑壁面の地質観察により数m程度の変位を伴うことがわかっており、この断層の変位に伴う影響によって、近傍の岩盤で透水性が増加した可能性が考えられるが、細粒化と粘土の形成により、長期的には透水性が低下した可能性がある。

(4) 日本の結晶質岩の調査解析技術への汎用と限界

土岐花崗岩は、花崗岩体定置直後(約7千万年前)に超臨界流体などの高温の流体が流動し、熱衝撃に伴うマイクロフラクチャーが発達、その後の熱水変質や断層による粘土の充填を免れて、連続的な高透水性構造を形成したと考えられる。土岐花崗岩では、このような高温の流体は含水率が1%程度の貫入岩と、それに関連する高温のGlassy veinが観察され、それらの分布から、水理構造の分布はある程度推定可能である。岩石コアの全岩化学組成分析と、研磨薄片を用いた顕微鏡観察、EPMA分析、流体包有物の試験、カソードルミネッセンス像等の観察は、当時の高温流体の特徴と温度圧力条件の推定に役立ち、超臨界流体の存在と、マイクロフラクチャーの発達の様子が確認できる。一方、含水率が1.5%を上回り、やや温度の低い流体が侵入する場合は、マイクロフラクチャーが発達しないか、発達した場合でもそれらの充填を促進する可能性がある。このように、花崗岩体定置直後の高温の流体の影響で形成されたマイクロフラクチャーを主体に、高透水性構造が形成される場合があるが、その存在の確認や、分布の推定は可能である。

マップスケールでは存在が確認できない主立坑断層のような小規模な断層は、2千万年前以前に生じており、そのような断層による影響は、冷却に伴う粘土鉱物の形成による割れ目の充填が卓越した可能性がある。また、カルサイトの形成は、そのような断層の近傍において、地下500 mまでの花崗岩の主な透水性割れ目と、その上部の堆積岩の割れ目に認められる。花崗岩では、一般に小規模な断層の近傍に発達したカルサイトを充填する割れ目群は、主な透水性割れ目と考えられる。

一方、マップスケールで確認できる月吉断層による影響については、高温流体に伴う影響との識別が必要と考えられ、詳細については今後検討が必要であるが、安山岩質の貫入岩は、月吉断層を貫いたMIU-4号孔の岩石コアにも認められることから、月吉断層による影響を受ける前に、高温流体に伴う高透水性構造が形成されていた可能性を考慮する必要がある。

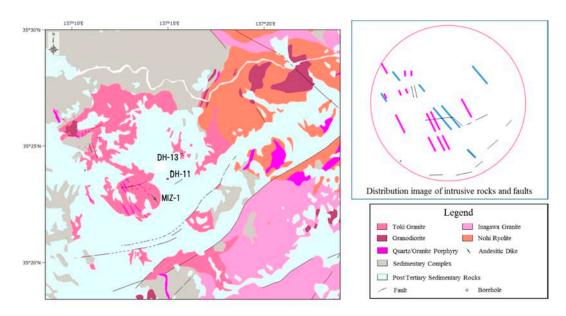


図 3.2.2.1-8 土岐花崗岩の貫入岩分布図

(既存の地表露頭の調査結果と、稠密なボーリング調査データの解析結果に基づいて、確認した主な貫入岩と、断層の分布を示した。右上の図は、円でしめした土岐花崗岩体中の貫入岩と断層の分布パターン(位置、走向)を、岩種ごとに色分けした線で示した。)

超臨界流体などの高温の流体の影響は,貫入岩の近傍で生じている⁹³⁾。貫入岩は,当時の応力場に従った特定の方向の割れ目にマグマが入ったものだとすれば,高温流体に伴う高透水性構造の偏在については,貫入岩の分布と偏在を調べることによって,推定できる可能性が考えられる。土岐花崗岩において,稠密な探鉱ボーリング調査データを活用して,貫入岩の分布の特徴を調べた結果を示す(図3.2.2.1-8)。貫入岩は脈状に分布し,ほぼ同じ走向を示し,偏在が認められる。貫入岩の分布は,露頭調査のほか,堆積岩を貫く稠密なボーリング調査データによって推定できる。既存の稠密なボーリング調査データから推定される花崗岩上面の形状分布や,堆積岩中のカルサイトやウランの濃集部の偏在は,貫入岩の分布の一部と一致するようにもみえる。このような広域的な水理地質構造の推定手法については,さらに検討が必要である。

(5) まとめ

地下施設壁面の地質調査結果に基づき、サイトスケールの地質環境モデルの更新を行った。断層の影響については、主立坑断層から水平距離で約60 mまでの領域は、割れ目頻度が高い傾向が認められた。割れ目の充填物には、スメクタイトのほか、熱水性鉱物の充填や、近傍には水圧破砕様の産状が認められた。割れ目と鉱物の形成履歴については、変動帯に位置する日本の地質環境の特徴を考慮し、高温高圧条件で形成される割れ目の形成および充填の履歴を調べた。その結果、700 ℃程度の超臨界流体が、割れ目やマイクロフラクチャーを流れた痕跡を見出した。花崗岩の透水性の不均質性の原因について検討した結果、超臨界流体の流動に伴うマイクロフラクチャーの形成や高温の流体による溶解の痕跡は、高透水性を示し、相対的に温度の低い熱水対流による粘土鉱物の形成は、低透水性を示すと推定された。また、400 ℃程度で形成されたセルフシーリングゾーンの破壊の痕跡は、開口した高角傾斜割れ目に起因する高透水と、シーリングに起因する低透水とが混在する。このような高温から低温の流体流動による影響は、一部の花崗

岩の透水性の不均質性を高める主な原因のひとつと考えられる。地質環境の長期変遷の解析については、 割れ目やマイクロフラクチャーの充填鉱物の特徴から、それらの形成温度と形成年代を推定するとともに、 それらと透水性との関係を踏まえて、花崗岩タイプを区分した。

3.2.2.2 地下水の長期隔離に関する深部塩水地下水の起源・滞留時間の把握

(1) 背景および概要

降水などの天水由来の地下水は地下に浸透する過程で土壌や岩石中の成分を溶出することで地下水水質を形成する。特に花崗岩地域における地下水は、表層部では $Ca-Mg-HCO_3$ 型の水質を示すが深部へ向かって $Ca-Na-HCO_3$ 型を経て $Na-HCO_3$ 型の水質へ変化する 106)。この水質変化は斜長石の溶解による Caと Naの溶出、Caと HCO_3 の反応による炭酸塩鉱物の沈殿による Ca 濃度の低下、スメクタイトとのイオン交換反応による Ca 濃度の低下と Na 濃度の増加に起因すると考えられる 107)。

東濃地域の地下水においては、広域地下水流動研究や超深地層研究所計画第1段階調査で実施した深層ボーリング調査により、地下水水質の深度分布を把握し、その他の解析結果と合わせて地球化学モデルを構築した(図3.2.2.2-1)108。その結果、瑞浪超深地層研究所周辺の地下水は浅部堆積岩中にNa-Ca-HCO3型の地下水が分布し、深部の土岐夾炭層および土岐花崗岩中には高塩化物イオン(CI)濃度のNa-(Ca)-Cl型地下水が分布することが明らかとなった。このNa-(Ca)-Cl型地下水は採水深度が深くなることに伴いCl濃度が増加する傾向が見られ、深度約1,000 m付近までの観測結果から得られたCl濃度の傾向をより深部に外挿すると、深度約1,800 m付近に海水と同程度の高塩濃度の地下水が存在していることが予想された。この深部塩水は地下水流動解析によって推定される地下水流動の緩慢な領域に存在していると考えられ、長期的な地下水流動の変動によって涵養域から流れ込んできた天水由来の地下水によって徐々に洗い出されている可能性がある。

塩水の起源については一般的に沿岸域および内陸においても海成層が分布する地域では過去の海進時の海水の流入等により海水由来の高塩濃度の地下水が存在する可能性がある。例えば、フィンランドやスウェーデンなどバルティック楯状地における既存研究では、約1,000 m までの結晶質岩において現在の海水の浸透に加えて化石海水に由来する地下水の存在が示唆されている109。また、過去に海水から生成した蒸発岩を地表から浸透する淡水が溶解することにより形成される塩水の例もある。一方で、海水由来の塩水とは別に、長期にわたる鉱物一水反応により塩水(ブライン)が形成されることもあり、カナダ楯状地の深度約1,000~1,800 m の結晶質岩中で海水より濃い塩水が確認されている。

東濃地域(主に土岐川周辺)に存在する深部塩水の起源についてはこれまで様々な地球化学的手法を用いて検討がなされてきたが、その塩濃度が深度 1,000 m で海水の約 1/10 と諸外国の事例に比べて希薄な塩水であり、Br/Cl:比や同位体比など地球化学的指標を用いた解析でも、起源を断定できていない。一方で、日本では研究事例が少ないことから深部花崗岩における塩水の存在を一般化するに至っていないものの、国外の事例を見る限り花崗岩深部に普遍的に塩水が存在する可能性があるため、その存在要因を理解しておくことは非常に重要である。

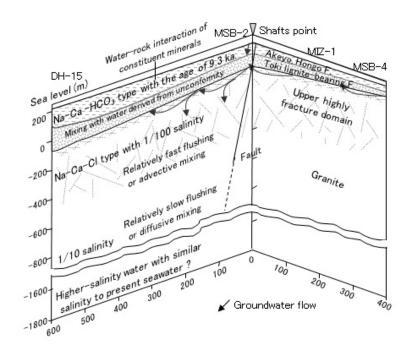


図 3.2.2.2-1 地上からの調査により構築された地球化学モデル 108)

(2) 実施内容

東濃地域の深部塩水の起源を同定するためには、より塩濃度の高い地下水を採取することが不可欠であり、海水と同等の塩濃度の地下水を採取するためには深度 2,000 m 程度までの地下水を採取・分析する必要がある。しかしながら、予算・工程上の制約から大深度ボーリングの実施が困難であったため、大深度ボーリング調査を行う上での技術的課題などを確認するとともに、これまでに東濃地域において得られた地下水の起源、滞留時間に関わる地球化学データについて再整理した。また、新たに深度 500m 研究アクセス坑道で得られた地下水の14C 年代測定を行うとともに、資源エネルギー庁からの受託事業「地層処分技術調査等事業 地質環境長期安定性評価確証技術開発」で行った地質環境の変遷を踏まえた地下水流動解析の結果などを参照しながら、解析的な検討を実施し得られた知見や課題についてまとめた。

(3) 成果

深度 2,000 m 程度までの地下水を採取・分析するための大深度ボーリング調査については、石油探査業界や温泉開発などでボーリング孔掘削の事例はあるが、品質を担保した地下水の採取事例はなく、当該深度での温度・圧力環境および低透水性水理特性を想定した場合に、水理試験や採水を実施可能な調査機器を設計・製作する必要があると考えられた。特に割れ目がなく低透水性の健岩部からボーリング孔掘削水の汚染を排除しながら地下水を採取する技術については、基本概念の構築から行う必要がある。

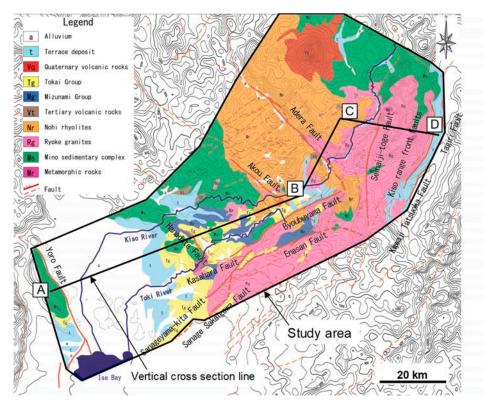
これまでに東濃地域で実施された地下水の起源解析による間接的証拠から想定された深部塩水の起源は以下のように分類される。

1) 化石海水 (海成層堆積時 (17~15 Ma) に花崗岩深部に浸透した海水)

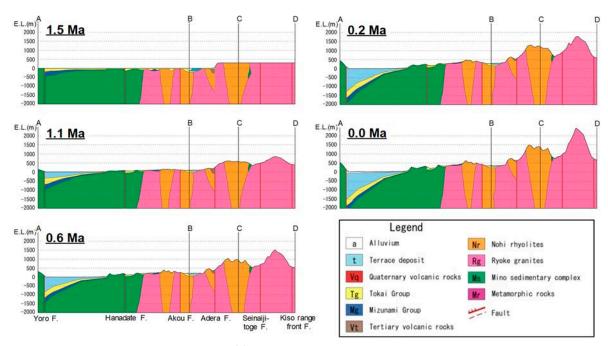
東濃地域の事例では深度 400 m 以深の花崗岩中における地下水水質は採水深度の深さに応じて塩濃度が増加する傾向があり、浅部のより塩濃度の低い地下水との混合によって地下水水質の深度分布が形成されていると考えられる。また、深度 400 m 以深の地下水中の酸素同位体比 (δ 18O) および水素同位体比

(δ D) は CI-濃度と相関関係を示している。深部塩水の地下水の CI-濃度を海水と同程度(19,500 mg/L)と仮定し、地下水中の CI-濃度と δ 18O および δ D との関係線を外挿すると、海水と同程度の CI-濃度となった場合の δ 18O および δ D は現在の海水の組成と同程度(δ 18O: -3.0%~-2.7%、 δ D: -3.9%~-3.2%)と計算される。海成層(瑞浪層群)形成当時の海水中の δ 18O および δ D は正確には明らかとなっていないが、有孔虫の分析結果などからそれぞれ 0%付近であったと予想されており、深部塩水が海成層堆積時に浸透した化石海水を含む可能性が示唆される 110。また、花崗岩中の割れ目表面に沈殿する炭酸塩鉱物の分析から、これらの炭酸塩鉱物が海水条件で沈殿したものであると考えられ、少なくとも深度 1,000 m 付近まで海水が浸透していたと推察される 111)。

ここで、東濃地域を事例とした 150 万年前から現在までの長期的な地形変化の推定結果 III)からは、150 万年前の地形として山地の隆起がなく平坦な地形が復元されている(図 3.2.2.2-2)。このことから、それ以前の海成層堆積時(17~15 Ma)も同様の平坦な地形が広がっていたことが推察される。さらに、東濃地域の事例研究 III)においては、現在の地形分布と 150 万年前の古地形分布を上部境界条件に設定した地下水流動解析が実施されており、現在と比べて 150 万年前の地下水流速は全体的に 3 オーダー程度遅く、地下水の流れがほとんど生じていない結果が得られている。したがって、海成層堆積時(17~15 Ma)も同様に地下水流動の駆動力である動水勾配が小さく、地下水流動の緩慢な領域が形成されていたと推定され、地下深部の花崗岩への海水の浸透メカニズムとしては、岩盤中の割れ目や断層などを主な水みちとした密度流による浸透が考えられる。



(a) 研究領域の概括的な地質概要



(b) 復元された古地形分布

図 3.2.2.2-2 東濃地域を対象とした古地形分布の復元結果 111)

2) 地下水と岩石との化学反応(水-岩石相互作用)

花崗岩に含まれる鉱物と地下水との熱力学平衡の計算から、曹長石、灰長石、カリ長石等のケイ酸塩鉱物は不飽和となっており、水一岩石反応の進行によって地下水の水質が形成された可能性がある 108)。深部塩水に関しても東濃地域の地下水流動の緩慢な領域と考えられる下流側の地下水中の 36Cl は花崗岩中での放射平衡状態であり、少なくとも 150 万年間は地下水と花崗岩が接した状態であった可能性も示唆されており 113)、水一岩石反応によって塩水が形成された可能性がある。地下水の水一岩石反応の指標として以下の検討がなされた。

フッ化物イオン (F) は CI と逆相関の関係を持ち、海水中の濃度が低いため鉱物の溶解によって地下水に供給されたと考えられるが、Na-Cl 型地下水において、ホタル石 (CaF2) は飽和状態のため、供給された F は直ちに沈殿してしまうと予想される。また、Na-Cl 型地下水中の Br/Cl 比は現在の海水 (0.0015) と比較して半分程度であり、CI が水ー岩石反応によって供給された可能性がある。水ー岩石反応による CI の供給源としては堆積岩中に確認されるハライト等の蒸発残留鉱物や、花崗岩中の黒雲母およびホルンブレンドの溶解が考えられる。堆積岩中の蒸発残留鉱物については深部塩水の存在領域が花崗岩中であること、堆積岩中の地下水の CI が深部塩水として相対的に低いこと等から Na-Cl 型地下水の Br/Cl 比を支配する要因とは考えにくい。黒雲母やホルンブレンドの溶解に関しては花崗岩中の黒雲母の存在量や塩素の含有量が不明確であることから精度よく見積もることができない。そのため、水ー岩石反応による CI の供給を評価するためには地下水流動の緩慢な領域に存在する岩石中の詳細な化学組成、鉱物組成の把握とそれらからの元素溶出現象を理解することが課題として挙げられる。

1)と2)のようなプロセスで形成したと推察される高塩濃度の地下水が現在に至るまで地下深部に存在しているのは、長期的な地下水流動が滞留状態にあるためと考えられる。東濃地域の事例研究 1110にあるように、約110万年前から開始された山地の隆起によって地形の起伏が明瞭になるとともに地下水流動が形成されることで、天水による地下深部に浸透した海水の洗い出しが生じると考えられる。東濃地域を事例とした100万年前から現在にかけての地形変化を考慮した移流分散解析結果 1140からは、地下水の流速や流向によって100万年前の塩分が洗い出されてしまう場所や塩分が地下水中に残留する場所があることが示された(図 3.2.2.2-3)。瑞浪超深地層研究所周辺の地下深部は塩分が残留する場所に位置しており、ボーリング調査で確認された高塩濃度の地下水の分布と整合している。つまり、瑞浪超深地層研究所周辺の地下深部は相対的な地下水流動の緩慢な領域であり、海成層堆積時(17~15 Ma)に浸透した海水が化石海水として存在しうる場所である可能性が示唆された。

解析結果の妥当性を確認するために、地下水の水質調査から得られた CI-濃度の深度分布データ ¹¹⁰⁾ との比較を行った(図 3.2.2.2-4)。解析結果は、月吉断層の北東側で塩濃度が低く、南西側で高いといった観測データの濃度分布傾向の特徴を再現できた。また、ボーリング調査で得られた CI-濃度の深度分布に基づき、解析の初期条件として 100 万年前の標高 -2000 m 以深に設定した比濃度 1.0 の塩水の CI-濃度を推定した。その結果、100 万年前の濃度を 20,000 ppm と仮定した場合の現在の CI-濃度の深度分布が、ボーリング調査結果と整合的であった。このことは、100 万年前には海水相当(海水の CI-濃度を 20,000 ppm とした場合)の CI-濃度の地下水が、地表から数 km の地下深部に存在していた可能性を示唆する(図 3.2.2.2-5)。

瑞浪超深地層研究所周辺で確認された深部塩水の起源の特定や上記に示した解析結果の信頼性を向上させるためには、図 3.2.2.2-3 に示した地下水流動の緩慢な領域(地下水流の塩分の残留領域)を対象とした大深度のボーリング調査を実施し、地表からの深度 1,500 m 以深の地球化学的情報を取得する必要がある。

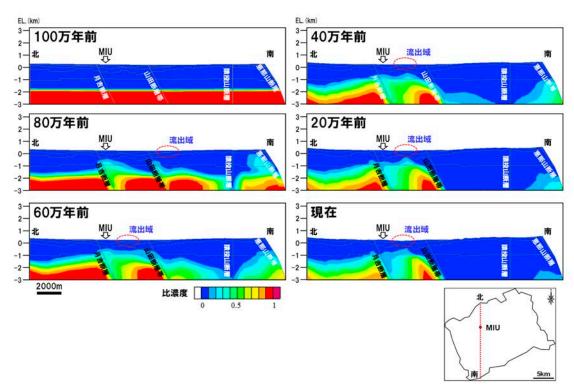


図 3.2.2.2-3 100 万年前から現在にかけての地下水中の塩濃度の長期変遷の推定結果 (MIU を通過する南北断面) 114)

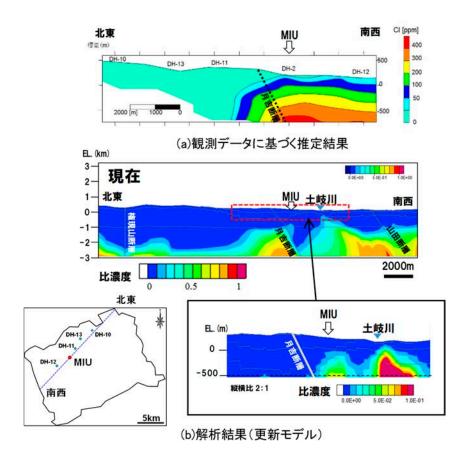


図 3.2.2.2-4 MIU 周辺における塩濃度分布の比較 ¹¹³⁾

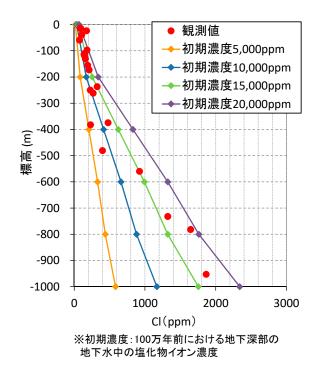


図 3.2.2.2-5 100 万年前における地下深部の地下水中の塩化物イオン濃度の推定 (観測値: MIU 周辺のボーリング孔での調査結果) 114)

(4) まとめ

瑞浪超深地層研究所周辺で得られた地球化学的データに基づく解析結果から、深部塩水の起源の調査技術に関して以下の可能性が示唆された。

- ・深部塩水の起源に関して複数の起源を示す結果が得られており、その水質は複数のプロセス(水ー岩石 相互作用、海水の浸透等)が複合的に作用して形成されたと考えられる。
- ・水ー岩石相互作用による地下水の地球化学特性の影響を調べるためには、対象地域の岩石の鉱物組成や 元素溶出挙動などを詳細に理解し、熱力学解析を行う必要がある。
- ・地下水流動が緩慢な領域では塩水が長期にわたり保存され、他の塩濃度の異なる地下水との混合によって地下水水質分布が形成される。塩水の長期保存については断層などの低透水性の地質構造の影響によることが示唆され、変動帯に位置する日本においてはこれらの影響を考慮した解析を実施していくことが重要であると考えられる。
- ・深部塩水の起源の特定や、水質分布の形成に関する解析の信頼性を向上させるために、より深部の地下 水採水および水理試験を目的とした大深度ボーリング技術を整備していく必要がある。

参考文献

3.2

- 1) Ishibashi, M., Yoshida, H., Sasao, E. and Yuguchi, T.: Long term behavior of hydrogeological structures associated with faulting: an example from the deep crystalline rock in the Mizunami URL, Central Japan, Engineering Geology, vol.208, pp.114-127, 2016.
- 2) SKB: Bedrock hydrogeology Forsmark, Site descriptive modelling, SDM-Site Forsmark, SKB R-08-95, Svensk Kärnbränslehantering AB, 2008.

3.2.1.1

- 3) Dershowitz, W.: Rock Joint Systems, Ph.D. Thesis, Massachusetts Institute of Technology, Cambridge, MA., 987p., 1985.
- 4) SKB: Long-term safety for the final repository for spent nuclear fuel at Forsmark, Main report of the SR-Site project, SKB TR-11-01, Svensk Kärnbränslehantering AB, 2011.
- 5) 安藤賢一, 田中達也, 橋本秀爾, 三枝博光, 尾上博則:岩盤中の透水性構造分布に着目した水理地質構造モデルの構築手法の検討(岩盤の水理に関する調査研究), JAEA-Research 2012-022, 60p., 2012.
- 6) 三枝博光, 尾上博則, 石橋正祐紀, 田中達也, 鐙 顕正, 橋本秀爾, Bruines, P.: 割れ目分布に起因した 水理特性の不均質性を考慮した水理地質構造のマルチスケールモデル化手法開発に関わる検討, JAEA-Research 2015-011, 59p., 2015.
- 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 次取りまとめ- 分冊 3 地層処分システムの安全評価, JNC TN1400 99-023, 526p., 1999.
- 8) 石橋正祐紀, 尾上博則, 澤田 淳, 渥美博行, 升元一彦, 細谷真一: 地下坑道での調査データに基づく 坑道周辺領域における水理地質構造モデルの構築(その1), 第42回岩盤力学に関するシンポジウ ム講演集(CD-ROM), pp.101-106, 2014.
- 9) 中嶌誠門, 瀬尾昭治, 尾上博則, 石橋正祐紀, 三枝博光, 澤田 淳: 地下坑道での調査データに基づく 坑道周辺領域における水理地質構造モデルの構築(その2), 第42回岩盤力学に関するシンポジウ ム講演集(CD-ROM), pp.107-112, 2014.
- 10) 石橋正祐紀, 澤田 淳, 田中達也, 尾上博則: 地下坑道調査結果に基づく亀裂ネットワークモデルの構築, 日本応用地質学会平成29年度研究発表会講演論文集, pp.65-66, 2017.
- 11) 石橋正祐紀, 笹尾英嗣, 窪島光志, 松岡稔幸: 深地層研究所計画におけるサイトスケール地質構造モデルの構築 第 2 段階における Shaft460 から Shaft500 地質構造モデルへの更新-, JAEA-Research 2013-019, 31p., 2013.
- 12) 見掛信一郎, 西垣 誠, 佐藤稔紀: グラウチングの注入範囲設定に関する浸透力を考慮した評価理論の構築, vol.70, no1, pp.33-43, 2014.
- 13) Dershowitz, W., Lee, G., Josephson, N.: FracMan Interactive Discrete Feature Data Analysis, Geometric Modeling and Exploration Simulation User Documentation Version 7, Golder Associates Inc, 2011.
- 14) 尾上博則,竹内竜史: 超深地層研究所計画における単孔式水理試験結果(2012 年度-2015 年度),JAEA-Data/Code 2016-012, 46p., 2016.

- 15) 石橋正祐紀, 濱 克宏, 岩月輝希, 松井裕哉, 竹内竜史, 野原 壯, 尾上博則, 池田幸喜, 見掛信一郎, 弥富洋介, 笹尾英嗣, 小出 馨: 超深地層研究所計画 年度報告書 (2016 年度), JAEA-Review 2017-026, 72p., 2017.
- 16) 西尾和久, 弥富洋介 (編): 「平成 27 年度 東濃地科学センター 地層科学研究 情報・意見交換会」 資料集, JAEA-Review 2015-041, 71p., 2016.

3.2.1.2

- 17) Frick, U., Alexander, W.R., Baeyens, B., Bossart, P., Bradbury, M.H., Buhler, Ch., Eikenberg, J., Fierx, Th., Herr, W., Hoehn, E., McKinley, I.G. and Smith, P.A.: Grimsel Test Site: The Radionuclide Migration Experiment: Overview of investigations 1985-1990, Nagra Technical Report NTB 91-04, 1992.
- 18) 池川祥二郎, 志田原 巧, 中川加明一郎, 日比野 敏:液体トレーサーによる不連続性岩盤中の浸透経路評価, 電力中央研究所報告書, U96006, 27p., 1996.
- 19) 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次取りまとめー,分冊1 わが国の地質環境,JNC TN1400 99-021,559p.,1999.
- 20) Winberg, A., Andersson, P., Hermanson, J., Byegård, J., Cvetkovic, V. and Birgersson, L.: Äspö Hard Rock Laboratory. Final report of the first stage of the Tracer Retention. Understanding Experiments, SKB Technical Report, SKB TR-00-07, 248p., 2000.
- 21) 田中靖治, 細谷真一 : 岩盤を対象とした原位置トレーサー試験の現状, Journal of MMIJ, vol.124, pp.601-610, 2008.
- 22) Frieg, B., Alexander, W.R., Dollinger, H., Bühler, C., Haag, P., Möri, A., Ota, K.: In situ resin impregnation for investigating radionuclide retardation in fractured repository host rocks, Journal of Contaminant Hydrology, vol.35, pp.115-130, 1998.
- 23) Yoshida, H., Metcalfe, R., Seida, Y., Takahashi, H. and Kikuchi, T.: Retardation capacity of altered granitic rock distributed along fractured and faulted zones in the orogenic belt of Japan, Engineering Geology, vol.106, pp.116-122, 2009.
- 24) Nishimoto, S. and Yoshida, H.: Hydrothermal alteration of deep fractured granite: Effects of dissolution and precipitation, Lithos, vol.115, Issues 1-4, pp.153-162, 2010.
- 25) Smellie, J.A.T., Mackenzie, A.B. and Scott, R.D.: An analogue validation study of natural radionuclide migration in crystalline rocks using uranium-series disequilibrium studies, Chemical Geology, 55, pp.233-254, 1986.
- 26) Alexander, W.R., Mackenzie, A.B., Scott, R.D. and McKinley, I.G.: Natural analogue studies in crystalline rock: The influence of water-bearing fractures on radionuclide immobilization in a granitic repository, Nagra Technical Report, NTB 87-08, 123p., 1990.
- 27) Suksi, J., Ruskeeniemi, T. and Rasilainen, K.: Matrix diffusion Evidences from natural analogue studies at Palmottu in SW Finland, Radiochimica Acta, vol.58/59, pp.367-372, 1992.
- 28) Ménager, M.T., Heath, M.J., Ivanovich, M., Montjotin, C. and Hasler, S.E.: Uranium migration/retention processes in core profiles from El Berrocal (Spain): implications for matrix diffusion in fractured granite, Radiochimica Acta, vol.66/67, pp.475-483, 1994.
- 29) 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, 348p., 1999.

- 30) 電力中央研究所: 平成 25 年度地層処分技術調査等事業(岩盤中地下水移行評価確証技術開発) —岩盤中物質移行特性評価技術の確証—報告書, 614p., 2014.
- 31) 電力中央研究所: 平成 26 年度地層処分技術調査等事業(岩盤中地下水移行評価確証技術開発) ー岩盤中物質移行特性評価技術の確証ー報告書,709p.,2015.
- 32) 電力中央研究所: 平成 27 年度地層処分技術調査等事業(岩盤中地下水移行評価確証技術開発) -岩盤中物質移行特性評価技術の確証 報告書,738p.,2016.
- 33) 電力中央研究所:平成28年度地層処分技術調査等事業(岩盤中地下水移行評価確証技術開発)ー岩盤中物質移行特性評価技術の確証ー報告書,631p.,2017.
- 34) 電力中央研究所: 平成 29 年度 高レベル放射性廃棄物等の地層処分に関する技術開発事業(岩盤中地下水移行評価確証技術開発) -岩盤中物質移行特性評価技術の確証 報告書,600p.,2018.
- 35) 岩崎理代, 濱 克宏, 森川佳太, 細谷真一: 物質移動に関わるパラメータ値の取得, JAEA-Technology 2016-037, 62p., 2016.
- 36) 石橋正祐紀, 笹尾英嗣, 濱 克宏:深部結晶質岩の割れ目周辺健岩部における微小移行経路と元素拡散現象の特徴,原子力バックエンド研究,vol.23, pp.121-130, 2016.
- 37) 濱 克宏, 岩崎理代, 森川佳太: 土岐花崗岩のブロックサンプルを用いた拡散試験, JAEA-Technology 2017-015, 45p., 2017.
- 38) 濱 克宏: ウラン系列・トリウム系列核種を利用した土岐花崗岩中における物質移動評価-既存データの収集・整理-, JAEA-Data/Code 2016-006, 23p., 2016.
- 39) 山下理代, 濱 克宏, 竹内竜史, 森川佳太, 細谷真一, 中村敏明, 田中由美子: 花崗岩試料を用いた拡散試験環境の整備と間隙率測定および鉱物試験, JAEA-Technology 2014-029, 118p., 2014.
- 40) 西尾和久,弥冨洋介 (編): 「平成 28 年度 東濃地科学センター情報・意見交換会」 資料集, JAEA-Review 2016-031, 75p., 2017.
- 41) 石橋正祐紀, 湯口貴史: 花崗岩類中の鉱物分布および鉱物組合せとその量比(モード組成)の新たな評価手法の構築: 走査型 X 線分析顕微鏡で取得した元素分布図を用いた画像解析, 応用地質, vol.58, pp.80-93, 2017.
- 42) Yuguchi, T., Sasao, E., Ishibashi, M. and Nishiyama, T.: Hydrothermal chloritization processes from biotite in the Toki granite, Central Japan: Temporal variations of the compositions of hydrothermal fluids associated with chloritization, American Mineralogist, vol.100, pp.1134-1152, 2015.
- 43) 藤本光一郎:鉱物粒界での水/岩石反応から見た深部地熱系,地質ニュース, vol.447, pp.21-25, 1994.
- 44) 吉田英一, 西本昌司, 長 秋雄, 山本鋼志, 勝田長貴: 地下花崗岩体の変質とその形態-産総研岡山応力 測定用深部花崗岩コア試料の変質を例に-, 応用地質, vol.49, pp.256-265, 2008.
- 45) 石橋正祐紀, 森川佳太, 笹尾英嗣, 湯口貴史: 断層形成に伴う花崗岩基質中の空隙への影響に関する 検討, 日本地質学会第124年学術大会講演要旨集, R24-O-2, 2017.
- 46) 西尾和久, 弥冨洋介, 濱 克宏 (編): 「平成 29 年度 東濃地科学センター地層科学研究情報・意見交換会」資料集, JAEA-Review 2017-042, 61p., 2018.
- 47) 石橋正祐紀, 笹尾英嗣, 尾上博則:深部結晶質岩における割れ目の地質学的特徴と水理学的特徴, 応用地質学会平成24年度研究発表会講演論文集, pp.123-124, 2012.
- 48) Ishibashi, M., Yoshida, H., Sasao, E. and Yuguchi, T.: Long term behavior of hydrogeological structures associated with faulting: an example from the deep crystalline rock in the Mizunami URL, Central Japan, Engineering Geology, vol.208, pp.114-127, 2016.

3.2.1.3

- 49) 長尾誠也, 新堀雄一, 田中忠夫, 佐々木隆之, 斉藤拓巳, 桐島 陽, 吉川英樹, 飯島和毅, 濱 克宏, 岩月輝希, 高橋嘉夫, 足立泰久, 鈴木庸平, 渡部芳夫: 放射性廃棄物の地層処分における国内の地下水コロイド研究の現状と今後の展開, 原子力バックエンド研究, vol.20, pp.3-14, 2013.
- 50) Degueldre, C., Pfeiffer, H.R., Alexander, W., Wernli, B. and Bruetsch, R.: Colloid properties in granitic groundwater systems. I: Sampling and characterization, Appl. Geochemistry, vol.11, pp.677-695, 1996.
- 51) Nilsson, A.C., Hedqvist, I. and Degueldre, C.: Granitic groundwater colloids sampling and characterisation: The strategy for artefact elimination, Anal. Bioanal. Chem., vol.391, pp.1327-1333, 2008.
- 52) Krauskopf, K.B.: Thorium and rare-earth metals as analogs for actinide elements, Chem. Geol., vol.55, pp.323-335, 1986.
- 53) Takahashi, Y., Châtellier, X., Hattori, K.H., Kato, K. and Fortin, D.: Adsorption of rare earth elements onto bacterial cell walls and its implication for REE sorption onto natural microbial mats, Chem. Geol., vol.219, pp.53-67, 2005.
- 54) Degueldre, C., Triay, I., Kim, J.I., Vilks, P., Laaksoharju, M. and Miekeley, N.: Groundwater colloid properties: A global approach, Appl. Geochemistry, vol.15, pp.1043-1051, 2000.
- 55) Seida, Y., Terashima, M., Tachi, Y., Iijima, K., Nakazawa, T., Yamada, M. and Yui, M.: Sorption and diffusion of Eu in sedimentary rock in the presence of humic substance, Radiochim. Acta, vol.98, pp.703-709, 2010.
- 56) Möri, A., Alexander, W.R., Geckeis, H., Hauser, W., Schäfer, T., Eikenberg, J., Fierz, T., Degueldre, C. and Missana, T.: The colloid and radionuclide retardation experiment at the Grimsel Test Site: Influence of bentonite colloids on radionuclide migration in a fractured rock, Colloids Surfaces A, Physicochem. Eng. Asp., vol.217, pp.33-47, 2003.
- 57) Missana, T., García-Gutiérrez, M. and Alonso, Ú.: Kinetics and irreversibility of cesium and uranium sorption onto bentonite colloids in a deep granitic environment, Appl. Clay Sci., vol.26, pp.137-150, 2004.
- 58) Aosai, D., Saeki, D., Iwatsuki, T. and Matsuyama, H.: Efficient condensation of organic colloids in deep groundwater using surface-modified nanofiltration membranes under optimized hydrodynamic conditions, Colloids and Surfaces A: Physicochem. Eng. Aspects, vol.495, pp.68-78, 2016.
- 59) Munemoto, T., Ohmori, K. and Iwatsuki, T.: Distribution of U and REE on colloids in granitic groundwater and quality-controlled sampling at the Mizunami underground research laboratory, Progress in Earth and Planetary Science, vol.1, no.28, 2014.
- 60) Iwatsuki, T., Munemoto, T, Kubota, M., Hayashida, K. and Kato, T.: Characterization of rare earth elements (REEs) associated with suspended particles in deep granitic groundwater and their post-closure behavior from a simulated underground facility, Applied Geochemistry, vol.82, pp.134-145, 2017.
- 61) Tessier, A., Campbell, P.G.C. and Bisson, M.: Sequential extraction procedure for the speciation of particulate trace metals, Anal. Chem., vol.51, no.7, pp.844-850, 1979.

- 62) Novikov, A.P., Kalmykov, S.N., Kuzovkina, E.V., Myasoedov, B.F., Fujiwara, K. and Fujiwara, A.: Evolution of actinide partitioning with colloidal matter collected at PA "mayak" site as studied by sequential extraction, J. Radioanal. Nucl. Chem, vol.280, pp.629-634, 2009.
- 63) Munemoto, T., Ohmori, K. and Iwatsuki, T.: Rare earth elements (REE) in deep groundwater from granite and fracture-filling calcite in the Tono area, central Japan: Prediction of REE fractionation in paleo- to present-day groundwater, Chemical Geology, vol.417, pp.58–67, 2015.
- 64) Krasner, S.W., Croue, J., Buffle, J., Perdue, E.M.: Three approaches for characterizing NOM, J. Am. Water Works Assoc, vol.88, pp.66–79, 1996.
- 65) Artinger, R., Buckau, G., Geyer, S., Fritz, P., Wolf, M. and Kim, J.I.: Characterization of groundwater humic substances: influence of sedimentary organic carbon, Appl. Geochem, vol.15, pp.97-116, 2000.
- 66) Ma, H.Z., Allen, H.E., Yin, Y.J.: Characterization of isolated fractions of dissolvedorganic matter from natural waters and a wastewater effluent, Water Res, vol.35, pp.985-996, 2001.
- 67) Leenheer, J.A.: Systematic approaches to comprehensive analyses of naturalorganic matter, Ann. Environ. Sci., vol.3, pp.1-130, 2009.
- 68) Serkiz, S.M., Perdue E.M.: Isolation of dissolved organic matter from the Suwannee River using reverse osmosis, Water Res., vol.24, pp.911-916, 1990.
- 69) Sun, L., Perdue, E.M. and McCarthy, J.F.: Using reverse osmosis to obtain organicmatter from surface and ground waters, Water Res., vol.29, pp.1471-1477, 1995.
- 70) Aosai, D., Saeki, D., Iwatsuki, T. and Matsuyama, H.: Concentration and characterization of organic colloids in deep granitic groundwater using nanofiltration membranes for evaluating radionuclide transport, Colloids and Surfaces A: Physicochemical and Engineering Aspects, vol.485, pp.55-62, 2015.
- 71) Ino, K., Konno, U., Kouduka, M., Hirota, A., Togo, Y.S., Fukuda, A., Komatsu, D., Tsunogai, U., Tanabe, A.S., Yamamoto, S., Iwatsuki, T., Mizuno, T., Ito, K. and Suzuki, Y.: Deep microbial life in high-quality granitic groundwater from geochemically and geographically distinct underground boreholes, Environmental Microbiology Reports, vol.8, no.2, pp.285-294, 2016.
- 72) 渡辺勇輔, 林田一貴, 加藤利弘, 久保田 満, 青才大介, 熊本義治, 岩月輝希: 超深地層研究所計画に おける地下水の地球化学に関する調査研究; 瑞浪層群・土岐花崗岩の地下水の地球化学特性データ集 (2016 年度), JAEA-Data/Code 2018-002, 108p., 2018.
- 73) Suzuki, Y., Konno, U., Fukuda, A., Komatsu, D.D., Hirota, A., Watanabe, K., Togo, Y., Morikawa, N., Hagiwara, H., Aosai, D., Iwatsuki, T., Tsunogai, U., Nagao, S., Ito, K., Mizuno, T.: Biogeochemical Signals from Deep Microbial Life in Terrestrial Crust, PLOS ONE, vol.9, no.12: e113063, 2014.
- 74) Suzuki, Y., Mukai, H., Ishimura, T., Yokoyama, T.D., Sakata, S., Hirata, T., Iwatsuki, T. and Mizuno, T.: Formation and Geological Sequestration of Uranium Nanoparticles in Deep Granitic Aquifer, Sci. Rep., vol.6, no.22701, 2016.
- 75) 林田一貴, 加藤利弘, 久保田 満, 村上裕晃, 天野由記, 岩月輝希: 坑道閉鎖試験に基づく坑道掘削・ 閉鎖時の化学環境変化プロセスの考察, 地球化学, vol.52, pp.55-71, 2018.

3.2.2.1

- 76) 濱 克宏, 水野 崇, 笹尾英嗣, 岩月輝希, 三枝博光, 佐藤稔紀, 藤田朝雄, 笹本 広, 松岡稔幸, 横田秀晴, 石井英一, 津坂仁和, 青柳和平, 中山 雅, 大山卓也, 梅田浩司, 安江健一, 浅森浩一, 大澤英昭, 小出馨, 伊藤洋昭, 長江衣佐子, 夏山諒子, 仙波 毅, 天野健治:第2期中期計画期間における研究成果取りまとめ報告書ー深地層の研究施設計画および地質環境の長期安定性に関する研究ー, JAEA-Research 2015-007, 269p., 2015.
- 77) Ishibashi, M., Yoshida, H., Sasao, E. and Yuguchi, T.: Long term behavior of hydrogeological structures associated with faulting: An example from the deep crystalline rock in the Mizunami URL, Central Japan, Engineering Geology, 208, pp.114-127, 2016.
- 78) 酒井利啓, 野原 壯, 石橋正祐紀: 超深地層研究所計画におけるサイトスケール地質構造モデルの構築: 第2 段階における Shaft500 から Stage500 地質構造モデルへの更新, JAEA-Research 2016-009, 27p., 2016.
- 79) 石橋正祐紀, 安藤友美, 笹尾英嗣, 湯口貴史, 西本昌司, 吉田英一: 深部結晶質岩における割れ目の形成・充填過程と透水性割れ目の地質学的特徴, 応用地質, vol.55, no.4, pp.156-165, 2014.
- 80) Sasao, E., Yuguchi, T., Ito, Y., Inoue, T. and Ishibashi, M.: Formative mechanism of inhomogeneous distribution of fractures, an example of the Toki Granite, Central Japan, in Proceedings of 10th Asian Regional Conference of International Association for Engineering Geology and the Environment, Tp3-P01, 2015.
- 81) Vermilye, J. M. and Scholz, C. H.: The process zone: A microstructural view of fault growth, Journal of Geophysical Research, vol.103, no.B6, p.12233-12237, 1998.
- 82) Cowie, P.A. and Scholz, C.H.: Displacement-length scaling relationship for faults: data synthesis and discussion, Journal of Structural Geology, vol.14, p.1149-1156, 1992.
- 83) Scholz, C.H.: Wear and gouge formation in brittle faulting, Geology, Vol.15, pp.493-495, 1987.
- 84) Scholz, C.H., Dawers, N.H., Yu, J.-Z., Anders, M.H. and Cowie, P.A.: Fault growth and fault scaling laws: Preliminary results, Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 98(B12), pp.21951-21961, 1993.
- 85) Nasseri, M.H.B., Schubnel, A. and Young, R.P.: Coupled evolutions of fracture toughness and elastic wave velocities at high crack density in thermally treated Westerly granite, International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences, vol.44, no.4, pp.601-616, 2007.
- 86) Kano, S. and Tsuchiya, N.: Parallelepiped cooling joint and anisotropy of P-wave velocity in the Takidani granitoid, Japan Alps, Journal of Volcanology and Geothermal Research, 114(3), pp.465-477, 2002.
- 87) Bando, M., Bignall, G., Sekine, K. and Tsuchiya, N.: Petrography and uplift history of the Quaternary Takidani Granodiorite: could it have hosted a supercritical (HDR) geothermal reservoir?, Journal of Volcanology and Geothermal Research, vol.120, no.3, pp.215-234, 2003.
- 88) Kowallis, B.J. and Wang, H.F.: Microcrack study of granitic cores from Illinois deep borehole UPH 3, Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 88(B9), pp.7373-7380, 1983.
- Esaki, T., Hojo, H., Kimura, T. and Kameda, N.: Shear-flow Coupling Test On Rock Joints, in 7th ISRM Congress, International Society for Rock Mechanics and Rock Engineering: Aachen, Germany, 1991.

- 90) Wang, X.-Q., Schubnel, A., Fortin, J., Guéguen, Y. and Ge, H.-K.: Physical properties and brittle strength of thermally cracked granite under confinement, Journal of Geophysical Research: Solid Earth, vol.118, no.12, pp.6099-6112, 2013.
- 91) Watanabe, N., Numakura, T., Sakaguchi, K., Saishu, H., Okamoto, A., Ingebritsen, S.E. and Tsuchiya, N.: Potentially exploitable supercritical geothermal resources in the ductile crust, Nature Geoscience, 10, p.140, 2017.
- 92) Fournier, R.O.: Hydrothermal processes related to movement of fluid from plastic into brittle rock in the magmatic-epithermal environment, Economic Geology, vol.94, no.8, pp.1193-1211, 1999.
- 93) Tsuchiya, N., Yamada, R. and Uno, M.: Supercritical geothermal reservoir revealed by a granite—porphyry system, Geothermics, 63: pp.182-194, 2016.
- 94) Nishimoto, S., Yoshida, H., Asahara, Y., Tsuruta, T., Ishibashi, M. and Katsuta, N.: Episyenite formation in the Toki granite, central Japan, Contributions to Mineralogy and Petrology, vol.167, no.1, p.993, 2014
- 95) 金井拓人, 高木秀雄: 中部地方白亜紀花崗岩類中に発達するヒールドマイクロクラックを用いた古応力解析, 地質学雑誌, vol.123, no.3, pp.147-162, 2017.
- 96) Nohara, T., Uno, M. and Tsuchiya, N.: Enhancement of Permeability Activated by Supercritical Fluid Flow through Granite, Geofluids, Article ID 6053815, 2019.
- 97) Holland, T. and Blundy, J.: Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry, Contributions to Mineralogy and Petrology, vol.116, no.4., pp.433-447, 1994.
- 98) Anderson, J.L. and Smith, D.R.: The effects of temperature and f_{O2} on the Al-in-hornblende barometer, American Mineralogist, vol.80, no.5-6, pp.549-559, 1995.
- 99) Huang, R. and Audétat, A.: The titanium-in-quartz (TitaniQ) thermobarometer: A critical examination and re-calibration, Geochimica et Cosmochimica Acta, vol.84, pp.75-89, 2012.
- 100) Driesner, T. and Heinrich, C.A.: The system H₂O–NaCl. Part I: Correlation formulae for phase relations in temperature–pressure–composition space from 0 to 1000 C, 0 to 5000 bar, and 0 to 1 XNaCl, Geochimica et Cosmochimica Acta, vol.71, no.20, pp.4880-4901, 2007.
- 101) Yuguchi, T., Amano, K., Tsuruta, T., Danhara, T. and Nishiyama, T.: Thermochronology and the three-dimensional cooling pattern of a granitic pluton: an example from the Toki granite, Central Japan, Contributions to Mineralogy and Petrology, vol.162, no.5, pp.1063-1077, 2011.
- 102) Etheridge, M.A., Wall, V.J., Cox, S.F. and Vernon, R.H.: High fluid pressures during regional metamorphism and deformation: implications for mass transport and deformation mechanisms, Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 89(B6), pp.4344-4358, 1984.
- 103) Putnis, A. and Austrheim, H.: Fluid induced processes: metasomatism and metamorphism, Geofluids, vol.10, no.1-2, pp.254-269, 2010.
- 104) Yamasaki, S., Zwingmann, H., Yamada, K., Tagami, T. and Umeda, K. Constraining the timing of brittle deformation and faulting in the Toki granite, central Japan, Chemical Geology, vol.351, pp.168-174, 2013.
- 105) 都城秋穂:変成岩と変成帯, 岩波書店, 458p., 1965.

3.2.2.2

- 106) 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次取りまとめ-分冊1 わが国の地質環境, JNC TN1400 99-021, 559p., 1999.
- 107) 佐々木宗建: 花崗岩地域の地下水の地球化学的特徴, 地質調査研究報告, vol.55, pp.439-446, 2004.
- 108) 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, 337 p., 2007.
- 109) Herut, B., Strinsky, A., Katz, A. and Bein, A.: The role of seawater freezing in the formation of subsurface brines, Geochimica et Cosmochimica Acta, vol.54, pp.13-21, 1990.
- 110) Kennet, J.P.: Miocene to early Pliocene oxygen and carbon isotope stratigraphy in the southwest Pacific, Deep See Drilling Project Leg 90, Initial Reports of Deep Sea Drilling Project vol.90, pp.1383-1412, 1986.
- 111) Iwatsuki, T., Satake, H., Metcalfe, R., Yoshida, H. and Hama, K.: Isotopic and morphological features of fractures of calcite from granitic rocks of Tono area, Japan: a promising palaeohydrogeological tool, Applied Geochemistry vol.17, pp.1241-1257, 2002.
- 112) 尾上博則, 笹尾英嗣, 三枝博光, 小坂 寛: 過去から現在までの長期的な地形変化が地下水流動特性 に与える影響の解析的評価の試み, 日本原子力学会和文論文誌, vol.8, pp.40-53, 2009.
- 113) Metcalfe, R., Hama, K., Amano, K., Iwatsuki, T. and Saegusa, H.: Geochemical approaches to understanding a deep groundwater flow system in the Tono area, Gifu-ken, Japan, Groundwater Engineering, pp.555-561, 2003.
- 114) 日本原子力研究開発機構:平成28年度地層処分技術調査等事業(地質環境長期安定性評価確証技術開発)報告書,330p,2018.
- 115) 尾上博則, 前村庸之, 木村 仁, 菱谷智幸, 水野 崇, 竹内竜史, 岩月輝希: 超深地層研究所計画(岩盤の水理に関する調査研究) 研究坑道掘削に伴う地下水流動場及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 (2011 年度), JAEA-Research 2014-010, 35p., 2014.

3.3 坑道埋め戻し技術の開発

3.3.1 坑道閉鎖に伴う環境回復試験技術の開発

3.3.1.1 冠水坑道での再冠水試験

高レベル放射性廃棄物の地層処分事業では、地下 300 m 以深の数 km²に及ぶ処分施設が建設される。 処分施設の建設・操業時には、処分施設に湧出する地下水を数十年の長期にわたって地上に排水するため、周辺の地下水の水圧や水質といった地下水環境の変化が引き起こされる。また、坑道が大気環境になるとともに、セメント材料が使用されるため、放射性核種など物質の移動特性に影響を与える重要な因子である地下水の酸化還元状態や pH が、建設前の状態から変化する可能性がある。地層処分事業における安全性の評価にあたっては、評価に必要となる各パラメータや条件設定のために、処分施設の建設・操業により乱された地下水環境の施設閉鎖後における回復および定常化過程を把握・推定することが必要となる。そのため、上記の地下水環境の回復過程や長期的な定常化過程にかかわる現象の理解や、それらを調査・解析するための技術の整備は重要な課題の一つとなる。坑道周辺岩盤が比較的均質なヨーロッパでは、埋戻し材の物性変化に関わる坑道埋戻し試験に重きが置かれており り、地下水環境といった岩盤内の環境回復能力に着目した坑道規模の原位置試験に重きが置かれており、地下水環境といった岩盤内の環境回復能力に着目した坑道規模の原位置試験は実施されていない。

瑞浪超深地層研究所では、調査研究を研究坑道の掘削前、掘削中および掘削後と段階的に進められており、研究所周辺の地質環境特性や坑道掘削に伴うそれらの変化が把握されてきた。したがって、瑞浪超深地層研究所において坑道埋め戻し後の地質環境特性の変化を把握することは、地下施設の建設・操業により乱された地質環境特性の回復・定常化過程を理解する上での重要な知見となる。そこで、地下施設の建設・操業により乱された地質環境の回復能力の例示と関連する技術の開発を目的として、深度 500m 研究アクセス北坑道における坑道の一部(以下、冠水坑道)を閉鎖し、地下水により冠水させる再冠水試験を実施した(図 3.3.1.1-1)。再冠水試験では、坑道埋め戻し試験に先立って、坑道の掘削・維持管理により乱された地質環境特性の回復・定常化過程の知見を蓄積し、坑道閉鎖時の坑道・施設スケールでの地質環境特性の回復過程の観測・解析技術の開発を進めた 2。冠水坑道は容積約 900 m³(幅約 5 m、高さ約 4.5 m、長さ約 46 m)であり、この坑道を耐圧性の止水壁により閉鎖し、坑道周辺の地下水による坑道冠水と排水を繰り返し行い、止水壁を含む冠水坑道内外の力学一水理一化学特性の変化過程を観測するとともに、関連するシミュレーション技術やモニタリング技術を構築した。加えて、原位置でボーリングピット(以下、ピット)を利用した予察的埋め戻し試験も実施し、各種観測機器の耐久性や埋め戻し材の物性変化の確認を行った。図 3.3.1.1-2 および図 3.3.1.1-3 に、それぞれ再冠水試験の流れおよび再冠水試験で実施した観測・技術開発内容を示す。

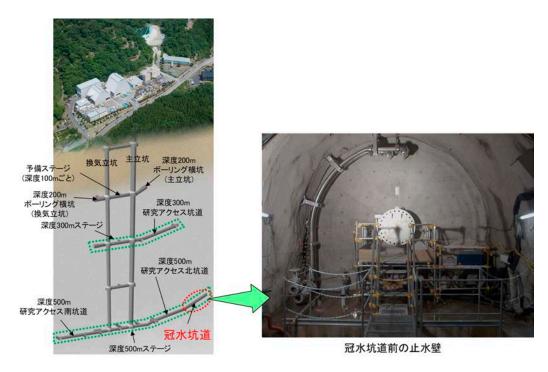


図 3.3.1.1-1 再冠水試験の実施場所



図 3.3.1.1-2 再冠水試験の流れ

坑道閉鎖時. 閉鎖後の地質環境変化の基礎的知見の取得

- ・冠水前後の岩盤変位、力学的損傷領域や非損傷領域の応力再配分
- ・坑道周辺(健岩部・割れ目部)の水圧低下と回復,人工材料充填に伴う割れ目の透水性変化,閉鎖後の坑道を横切る地下水流束
- ・酸化環境から還元環境への回復(酸化還元緩衝能力), 地下水のアルカリ化
- ・坑道から岩盤への物質移動(水みちの分布, コロイド/有機物, 微生物など)



施工・観測・解析技術の構築

- ・閉鎖技術:止水プラグによる岩盤損傷領域(EDZ)の止水技術
- ・埋め戻し技術:埋め戻し材料の候補となるセメントや粘土材料の物性確認や施工技術
- ・シミュレーション技術: 力学-水理-化学(-微生物)連成解析技術
- ・モニタリング技術:無線式データ通信技術や光給電技術など

図 3.3.1.1-3 再冠水試験で実施する観測・技術開発

(1) 冠水坑道周辺の水理地質構造の確認

1) 背景および概要

冠水坑道周辺の水理地質構造は、再冠水試験に関わる各種観測・解析を実施するための基本情報として必要不可欠な情報である。そこで、冠水に先立ち坑道壁面観察および坑道周辺でのボーリング調査、冠水坑道内での物理探査を実施し、坑道周辺岩盤の割れ目の分布や掘削損傷領域(Excavation Damaged Zone: EDZ)に関わる情報を整理した。なお、EDZ は岩盤内に地下坑道を建設する際に、掘削の衝撃や応力再配分による岩盤の破壊、既存割れ目の開口、新たな割れ目の形成などによる坑道周辺岩盤の物理的な損傷を受けた領域である。その結果、冠水坑道周辺の下部割れ目低密度帯は、深度 300 m 坑道周辺の上部割れ目帯と比べて三次元割れ目密度が 40%程度であり、かつ長い割れ目が多い特徴を有する 3。物理探査の結果からは、坑道壁面から 1 m 以内の範囲に坑道掘削に伴う EDZ が存在する可能性が示唆された 4)。また、坑道壁面の割れ目分布の情報に基づき構築したクラックテンソルモデルを用いて、冠水坑道周辺岩盤の透水係数分布の推定や冠水時の水圧応答を予測した 5).6)。

一方で、釜石鉱山の原位置試験場では、岩盤内にコンパートメント構造と呼ばれる、独立した異なる水圧を保持する数十m規模の複数のゾーンの存在が確認されているで、コンパートメント構造は水理学的な情報に基づき解釈されたものであり、低透水部に挟まれた比較的透水性が高い部分に相当することから、岩盤内の割れ目分布やその連続性に起因して形成されたものと推察され、岩盤の不均質性の一つと言える。このような岩盤の不均質性に関する情報は、3.2 の物質移動モデル化技術開発を進める上でも有益である。また、物理探査により、坑道壁面近傍の EDZ の存在は推定されているものの、その水理特性は不明確である。さらに水理特性の変化については、釜石鉱山や東濃鉱山など多くのサイトにおいて様々な調査が実施されているものの、定量的な評価がなされていない。堆積岩については、青柳ほか(2014)®や Suzuki et al.、(2004)のなどによって坑道壁面の物性値の不飽和過程の把握が実施されているものの、結晶質岩を対象とした検討は少ない。これらのことから、ここでは再冠水試験を通じて日本の結晶質岩が有する不均質性や EDZ に関する知見を蓄積することを達成目標とした。

2) 実施内容

冠水坑道内および冠水坑道周辺のボーリング孔で、坑道の冠水に伴う地下水の水圧変化や水質変化を観測し、その変化から冠水坑道周辺岩盤の不均質性を評価した 10。地下水排水後の冠水坑道内では、坑道掘削による損傷領域や吹き付けセメントなどを含む坑道壁面近傍における水理特性の把握を目的として、地下水の冠水前に実施した場所と同一測線で 2 次元比抵抗探査を実施した 11)。また、冠水坑道周辺において湧水量を計測し、冠水坑道内の水圧変化に伴う坑道周辺岩盤からの地下水の湧水挙動を把握した 12。湧水量計測結果については、3.3.1.1(3)で後述する坑道規模の物質移動特性の把握を目的として実施したウラニンによる坑道規模のトレーサー試験結果との比較を行い、坑道周辺岩盤の割れ目や EDZ の透水性の評価を試みた。

3) 成果

坑道の冠水に伴う地下水の水圧分布の変化からは冠水坑道周辺岩盤の水理学的領域区分を,水質分布の変化からは地球化学的領域区分を解釈し,それらを統合することで坑道周辺岩盤の水みちとなる割れ目分布を概念化した(図 3.3.1.1-4)。構築した割れ目分布の概念は,坑道壁面および周辺ボーリング調査で観察された割れ目分布と調和的であり,坑道周辺岩盤は数 m~数十 m 程度の空間スケールで水理学的な不連続性を有する。これは,釜石鉱山で推定されたコンパートメント構造と類似したものと考えられる。

図 3.3.1.1-5 に、坑道の冠水前後に実施した 2 次元比抵抗探査結果を、図 3.3.1.1-6 にその変化率を示す。 得られた断面図において、坑道壁面から 30 cm 程度の深度において低比抵抗の領域が認められる。この低 比抵抗体の分布深度は、吹き付けコンクリートの厚さと整合的であることから、比抵抗探査によって吹き 付けコンクリートと岩盤の物性値の違いを捉えたと解釈できる。この低比抵抗な領域において、再冠水試 験前後における比抵抗変化は認められなかった。壁面より 30 cm 以深の高比抵抗体は岩盤に相当する領域 である。この領域においては、再冠水試験前後において比抵抗の低下が確認された。この比抵抗の低下は、 湧水割れ目の有無等に関わらず一様に見られることから局所的なものではなく、坑道の冠水に伴い岩盤に 浸透した地下水によって岩盤内部に形成されていた不飽和領域の飽和現象を捉えたと考えられる。

図 3.3.1.1-7 に、止水壁前からの湧水量と地下水中のウラニンの測定結果を示す。坑道の冠水後から湧水量が増加し、概ね 8.5 m³/日で安定傾向となり、坑道内の地下水排水後には湧水がなくなった。また、林田ほか(2018)¹³)では、坑道内の地下水中に添加したウラニンの計測結果から、ウラニン濃度の減少量から坑道冠水時の坑道内地下水の入れ替わりが 8 m³/日程度と推定されている。この地下水流量は止水壁前の湧水量の測定値(8.5 m³/日)と概ね一致しているとともに、坑道内地下水中のウラニンの減少量と止水壁前からの湧水中のウラニン量の推定値が一致することから、坑道内から流出した地下水は、概ね全量が止水壁前に湧水していると解釈できる。つまり坑道内の地下水は、「(6)止水技術の確認」に示した止水壁内部のコンクリート打ち継ぎ目やケーブル接続部、止水壁近傍の EDZ を主な水みちとして移動しつつ近傍で湧水しており、遠方には移動していないことが確認できた。

4) まとめ

再冠水試験に伴う地下水の水圧変化や水質変化の観察,冠水前後の2次元比抵抗探査,冠水坑道周辺に おける湧水量計測を実施した結果,以下のような知見を得ることができた。

i) 冠水坑道周辺岩盤は、割れ目の分布に起因した水理学的な連結性が乏しい数 m~数十 m 規模の水理学的な不連続性(コンパートメント構造)を有しており、釜石鉱山での研究成果を踏まえると、このコンパートメント構造は日本の結晶質岩の地質環境特性の一つである可能性がある。

- ii) 地下坑道からの調査段階は、地上からの調査段階に比べて調査密度が高い。そのため、地下坑道からの 調査段階で、上記のようなコンパートメント構造が把握されやすい。コンパートメント構造の存在によって、坑道への湧水量が処分孔設置の基準値を超えるなどの不具合が生じる可能性があるため、コンパートメント構造は地下坑道や処分孔のレイアウトの設計などに反映させるべき重要な水理地質構造である。
- iii) 地下坑道の建設によって岩盤内に形成された不飽和領域は、坑道を閉鎖することで再飽和することが 示唆された。
- iv) 地下坑道の一部閉鎖時には、止水壁内部や止水壁近傍の EDZ からの湧水が発生するものの、その地下水の主要な湧水箇所は閉鎖坑道近傍と考えられる。坑道の閉鎖時には、坑道の区間湧水量の計測を実施するとともに、坑道内にウラニンなどのトレーサーを添加しておくことで、閉鎖坑道内から解放された坑道側への地下水の流動状態をより定量的に管理することができる。閉鎖坑道内からの湧水を低減させる必要が生じた際には、3.1.1.1 に示したようなポストグラウチングを施工することで、岩盤内の透水割れ目や岩盤と坑道壁面境界部などの水みちを塞ぐことが有効である。坑道閉鎖後は EDZ が坑道周辺岩盤内の主要な水みちとなる可能性が考えられるため、坑道閉鎖後における EDZ の水理学的影響の推定や坑道閉鎖時の EDZ の止水技術に関する検討を進める必要がある。

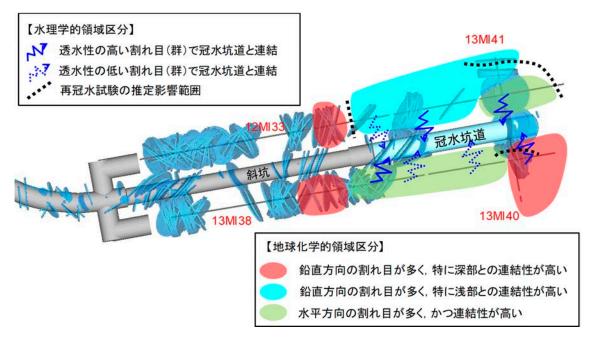
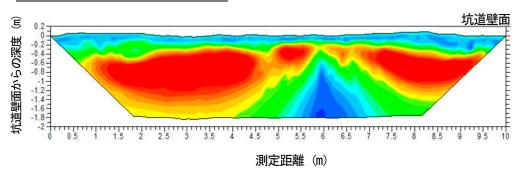


図 3.3.1.1-4 岩盤の割れ目分布の概念と割れ目の調査結果の比較(平面図)

坑道冠水前(2014年8月実施)



坑道冠水後(2017年10月実施:坑道排水完了後約1ヶ月経過)

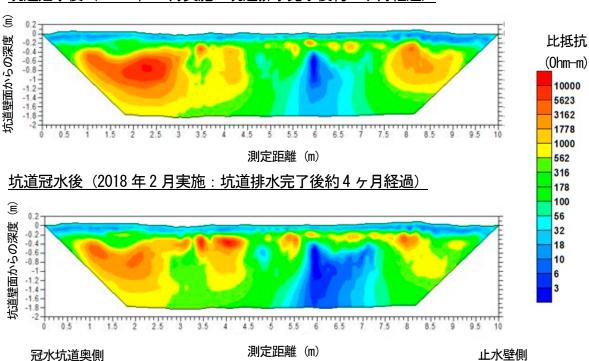


図 3.3.1.1-5 冠水坑道壁面で実施した比抵抗探査結果

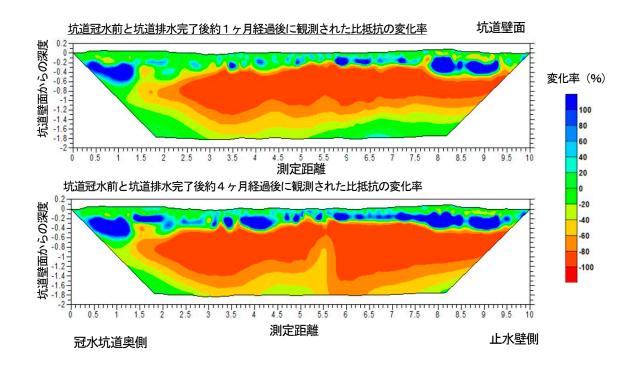


図 3.3.1.1-6 冠水坑道壁面で実施した比抵抗の時間変化率

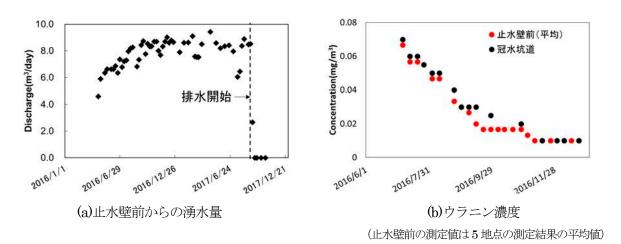


図 3.3.1.1-7 止水壁前からの地下水の湧水量とウラニンの測定結果

(2) 冠水時の周辺岩盤の水理-力学-化学特性の観測と解析

1) 背景および概要

地下水の水圧・水質および岩盤変位の観測

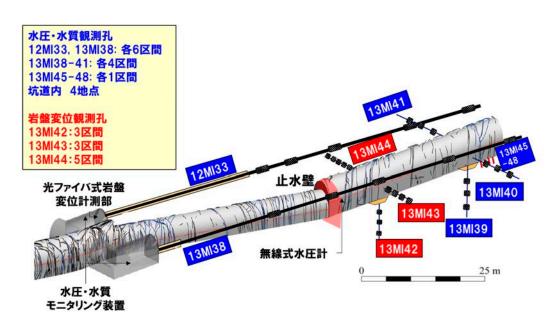
地層処分事業では、複数の坑道ごとに掘削、維持管理、閉鎖が並行して行われると考えられる。また、坑道の掘削や維持管理期間中に影響を受けた地下水の水圧や水質、岩盤変位といった地質環境が坑道の閉鎖後にどう変化するか(回復するか)を勘案しながら計画監理を行うことが重要となる。一方で、従来の坑道における実規模の研究例は、坑道を埋め戻し材等で充填し、主に人工材料の性能評価に関わる知見の取得が主目的である事例が多く、地下水環境の擾乱と回復に関する研究例はほとんどない(DOPAS Project、

PEBS project, BELBaR Project など; Implementing Geological Disposal - Technology Platform, 2016¹⁴)。 実際の坑道では水理,力学,化学的な擾乱が複合的に連動して起こるため,それらを同時に観測してそれらの相互関係を踏まえて,地質環境が定常状態に至るプロセスや時間スケールなどを明確化する必要がある。再冠水試験は、非定常の状況下(それぞれの場所で地下水の排水と冠水が行われる場合)で実施する貴重な研究事例となることから、地質環境の変化や定常化に関する知見を蓄積することを達成目標とした。図 3.3.1.1-8 に示すとおり、冠水坑道周辺の水圧・水質・岩盤変位を観測するための観測体系を構築し、観測を行った。坑道の冠水開始前までの観測結果からは、坑道掘削により顕著な応力集中が生じていると考えられる領域は坑道壁面から 3 m 程度の範囲であり、坑道の掘削断面径から推定した影響範囲(坑道壁面から 5 m まで)よりも狭い範囲であることが確認された ¹⁵。地下水の水圧については、坑道周辺に分布する割れ目の影響によって均質多孔質媒体モデルを用いた予測解析では再現できない不均質な水圧分布が形成されていることが確認された ¹⁶。また、坑道周辺の地下水の酸化還元電位は当初の値から数十 mV 上昇し、徐々に酸化的状態に変化していることが確認された ¹⁶。

水理一力学一化学連成解析

坑道の閉塞に伴う水圧の上昇および岩盤の変形,周辺岩盤から流入する地下水と吹付コンクリートの影響などの水理ー力学ー化学連成挙動を予測するための数値シミュレーションに関して,これまで様々な連成解析手法が開発されてきた 17,18)。また,近年では計算能力の向上に伴い,大規模スケールの反応輸送解析手法も開発されている 19)。一方で,結晶質岩のような亀裂性岩盤を対象としたモデル化・解析にあたっては,割れ目に起因した不均質性の取り扱いが重要となる。連成解析ソフトウェアは,有限差分法や有限要素法等の連続性媒体を基礎としたものが多く,ダブルポロシティモデルなどの適用や亀裂性媒体を均質化法により多孔質媒体に変換してモデルに不均質性を組み込むことが可能である。また,有限要素法と亀裂ネットワークモデルを組み合わせた亀裂を直接取り扱う手法の開発も進められている 20)。

上記の通り、様々な解析ツールが開発されているものの、日本の結晶質岩の特徴である割れ目の密度が高くかつ割れ目の透水性のばらつきが大きい岩盤を対象として、坑道掘削前から閉鎖後に至る坑道スケール、施設スケールでの水理ー力学ー化学の連成挙動を予測するためのモデル化・解析技術の体系的な整備はなされていない。そのため、ここでは実際の観察事例を利用して、不均質な岩盤を対象とした水理ー力学ー化学連成解析技術を整備することを達成目標とした。



2) 実施内容

地下水による坑道の冠水後に、冠水坑道内および坑道周辺の地質環境(水理・力学・化学特性)の経時変化を観測し、地質環境特性の回復・定常化過程に関するデータと知見を得た ^{12),13),21)}。坑道冠水期間中には、冠水坑道の閉塞状態を保ちつつ坑道内から一部地下水を排水し再び冠水を行う試験(以下、一部排水試験)を 3 回実施し、水圧の低下および回復過程の再現性を確認した ¹²⁾。

また、坑道の冠水に関する地質環境変化の観測データを用いて、冠水坑道周辺の 100m 程度の空間スケールを対象として、岩盤の不均質性を考慮した力学ー水理ー化学連成解析を実施した ^{12),22)}。なお、連成解析には原子力機構が開発を進めてきた解析ツールの COUPLYS²³⁾を用いた。

3) 成果

地下水の水圧観測

図 3.3.1.1-9 に、坑道冠水後の冠水坑道内の水圧および周辺ボーリング孔における地下水の水圧変化を示す。坑道の冠水により坑道内の水圧は上昇し、坑道冠水後約 10 日後には 3.1 MPa まで回復した。その後、止水壁およびその周辺からのわずかな漏水によって坑道内の水圧は徐々に低下したものの、半年程度で 2.4~2.5 MPa で安定した。また、周辺岩盤における水圧分布は、坑道内の水圧回復と同様に約半年間で定常状態となり、最終的には 2.5~3.8 MPa の値となった。このことから、坑道の一部のみが冠水されるという非定常な状況下においては、止水壁の性能や坑道周りの EDZ などの影響を受けることから、坑道掘削前の初期水圧(3.8~4.0 MPa)にまで完全に水圧回復はしないものの、半年程度という短期間で定常化することを示した。冠水坑道内の水圧と 12MI33 号孔の各観測区間で測定された水圧の関係を検討した結果、冠水坑道と同調した明瞭な水圧変動がみられる観測区間では正の相関が認められ、冠水坑道の水圧に影響を受けにくい観測区間では相関がなかった(図 3.3.1.1·10)。また、一部排水試験での排水に伴う各観測区間の水圧低下は、排水停止後には試験前の水圧まで回復することが再現、確認されており(図 3.3.1.1·11)、透水不均質性を有する岩盤であっても坑道掘削に伴う水理学的な擾乱は、坑道閉鎖に伴い初期状態まで回復する可能性が示唆された。

地下水圧が定常化した後の水圧分布(図 3.3.1.1-9) に着目すると、冠水坑道周辺岩盤内では最も低い水圧を保持している冠水坑道に向かう地下水の流れとともに、止水壁手前側の大気圧解放状態にある斜坑部に向かう地下水の流れが形成されていると考えられる。3.3.1.1(3)に後述するウラニンを用いたトレーサー試験からは、冠水坑道内の地下水が止水壁前に湧水していることが確認されている。これらのことから、冠水坑道内や岩盤と坑道壁面境界部の隙間などが水みちとなり、坑道奥側から手前側への坑道に沿った地下水の流れが形成されていることが示唆される。

一部排水試験における排水停止後の水圧回復過程から冠水坑道周辺岩盤(下部低密度割れ目帯)の透水係数を算出した結果(4.4×10⁸ m/s)は、これまでの調査研究で推定された岩盤の巨視的な透水係数 ²⁴と整合的であることから、坑道規模の水圧変化は岩盤の巨視的な透水性を反映したものである可能性が示唆された。

冠水坑道周辺岩盤で観測された一部排水試験における水圧低下・回復および坑道からの全排水に伴う水 圧低下は、坑道の冠水時に構築した坑道周辺岩盤の割れ目分布の概念(図 3.3.1.1-4)から予測される挙動 と概ね一致しており、定性的ではあるものの坑道冠水前後で周辺岩盤における透水性や水理学的な連続性 に顕著な変化はないと推定される。

岩盤変位の観測

図 3.3.1.1-12 に、坑道冠水時における岩盤変位のモニタリング結果の一例を示す。なお、図中の膨張および縮小は、冠水坑道の体積膨張および縮小を意味する。坑道閉塞時および坑道解放時の坑道内部の水圧に伴う微小な膨張・収縮挙動のみ計測され、優位な長期的な変動は認められなかった。また、これらの変位は坑道壁面からの距離に伴い急激に減少している。これらの結果より、坑道の冠水および排水時に発生しうる規模の水圧変化によって生じる岩盤変位は、水圧変動箇所周辺に限定されることが示唆された。なお、観測されたひずみは数十 μ m であり、想定される限界ひずみよりも十分に小さいため、弾性領域からは逸脱していないことも確認された²⁵。

地下水の水質観測

図 3.3.1.1-13 に、坑道冠水期間中における坑道内の地下水水質と微生物の全菌数の変化を示す。冠水坑道内の地下水の pH は、冠水直後(2016年1月)は9以下だったが、冠水から6ヵ月程度で約10まで上昇した(図 3.3.1.1-13a)。一方で、冠水坑道周辺の地下水(例えば、12MI33 号孔 区間 2)の pH は、坑道閉鎖の前後を問わず常に9以下を示した。このことから、冠水坑道内では、吹き付けコンクリート中の鉱物(ポルトランダイトや CSH など)が反応して、地下水の pH が上昇したと考えられる。実際の地層処分における坑道閉鎖後の周辺地下水のアルカリ化については、セメント水和物の溶出量と溶出先の地下水の体積に依存するため、坑道の埋め戻しにより地下水が存在できる間隙や岩盤中の割れ目の容積が小さくなると、溶出先の地下水の体積が減少し、結果として間隙中の地下水のアルカリ化が顕著になると予想できる。例えば、冠水坑道を花崗岩の間隙率(2%程度)と同等の埋め戻し材で埋め戻した場合を想定すると、本試験と同等量の Ca(OH)2 が溶解すると仮定した場合、pH は 12 以上になると算出される。

冠水坑道内には、試験開始前に大気に触れて酸化した地下水を注水したため、冠水直後(2016年1月)の地下水の酸化還元電位(ORP)は酸化的な値(+300 mV 前後)を示したが、冠水後 3 週間程度で冠水坑道周辺の地下水と同程度の還元的な値(-150 mV 前後)になった(図 3.3.1.1-13b)。この ORP の低下と同じタイミングで、冠水坑道内の地下水の溶存酸素(DO)濃度も低下しており(図 3.3.1.1-13c)、さらに地下水中にいる微生物の全菌数が大きく増加した(図 3.3.1.1-13d)。増加した微生物は、主に酸素を消費する微生物であったことから、人為的な影響(坑道の掘削・開放による酸素の混入)を受けた地下水の

中で、微生物が酸素を消費して、本来の還元的な状態への回復が促進されたことが示唆された。また、定常状態となった後の冠水坑道内の地下水の ORP は、周辺岩盤中の地下水(12MI33 号孔 区間 2 など)の ORP と同程度であることから、周辺地下水の流入により冠水坑道内の地下水の ORP が定常状態になっていると考えられる。このことは、たとえ微生物がいない環境であっても、時間が経過すれば還元的な地下水が坑道内に流入することにより還元環境が回復しうることを示すが、微生物代謝が活発になることにより坑道内の酸化物質が還元され、より早期に還元環境が回復することが期待できる 130。

水理ー力学ー化学の連成解析

連成解析に用いた COUPLYS は、有限要素法を用いているため、割れ目を直接的にモデル化することができない。そこで、DFN モデルで構築した割れ目分布を、等価連続多孔質媒体(Equivalent continuous porous media model:以下、ECPM)モデルに考慮することで、割れ目の不均質性を連続性媒体として取り扱う手法を採用した。なお、ECPM モデルは 3.2.1.1 で構築した DFN モデルに基づき構築した。また、従来 COUPLYS は人工バリアとその近傍岩盤を含むニアフィールドの連成解析を目的とした解析ツールであったため、図 3.2.1.1-8 に示す透水係数の実測値に代表される岩盤の幅広い不均質性を考慮することができなかった。そこで、冠水坑道周辺の 100m 程度の空間スケールを対象とした場合に、岩盤の不均質性を高い解像度で数値モデルに考慮できるように解析プログラムを改良するとともに高速化処理を行うことで、COUPLYS をより汎用性の高い解析ツールとして整備した(図 3.3.1.1-14)。

坑道掘削の予測解析の段階では、坑道周辺における割れ目の空間分布に関する情報量が限られており、周辺岩盤内の水理学的な連続性が不確定であるため、ボーリング孔の各観測区間で観測された地下水の水圧や水質の局所的な変化は予測できなかった。一方で、予測解析の段階でも、割れ目の密度に関する情報がある程度取得できているため、掘削時の坑道全体の湧水量といった空間的な累積値は概ね予測可能であることが確認できた(図 3.3.1.1-15)。

坑道周辺の割れ目の空間分布に関する情報を追加して実施した坑道掘削の再現解析では、予測解析と比較して坑道周辺の水圧変化の再現性を向上させることができた(図 3.3.1.1-16)。このことから、ECPM モデルを適用することで、割れ目の不均質性やネットワーク構造をモデル化できる見通しを得た。一方で、水質の変化の再現性を向上させるためには、坑道周辺岩盤が有する不均質性に加えて、研究坑道全体からの長期的な地下水の排水による広範囲の水質の擾乱を考慮した初期条件・境界条件の設定が課題であることが確認された。

原位置における岩盤の不均質性を対象とした水理ー力学ー化学の連成解析技術の整備に関しては、上記に示したような課題があることから、今後も引き続き技術開発を進めていく必要がある。

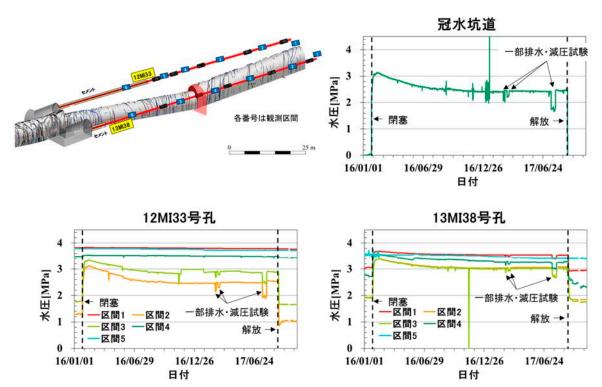


図 3.3.1.1-9 再冠水試験期間中の冠水坑道内および周辺岩盤の水圧観測の一例

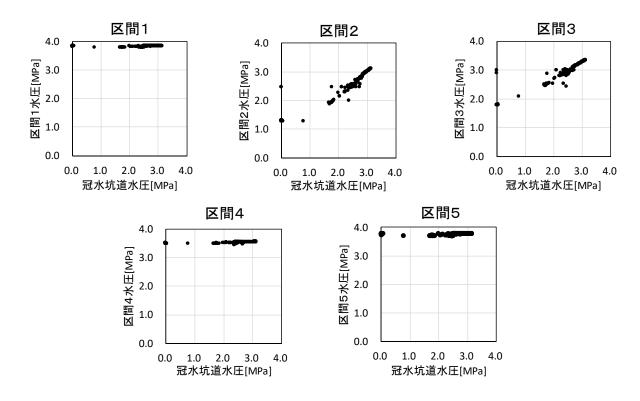


図 3.3.1.1-10 再冠水試験期間中の冠水坑道内の水圧と各観測区間での水圧の比

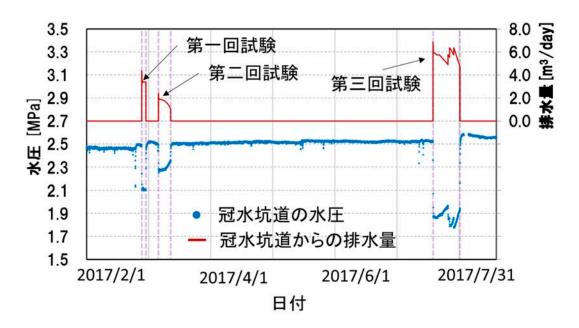


図 3.3.1.1-11 一部排水試験時の排水量および冠水坑道内の水圧変化

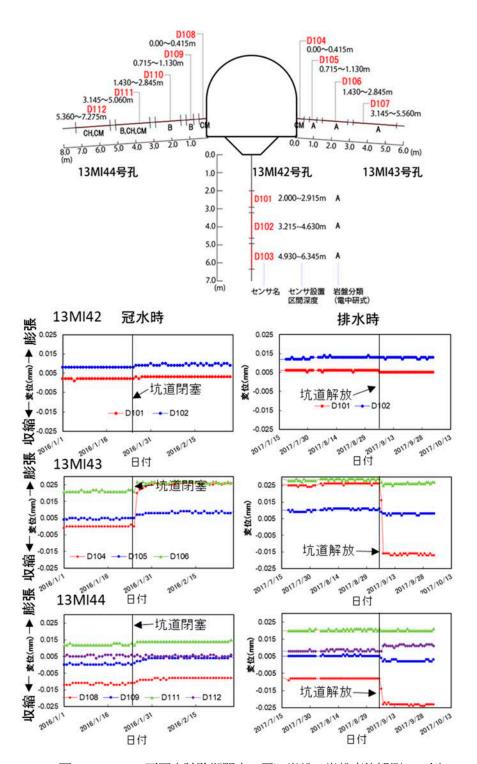


図 3.3.1.1-12 再冠水試験期間中の周辺岩盤の岩盤変位観測の一例

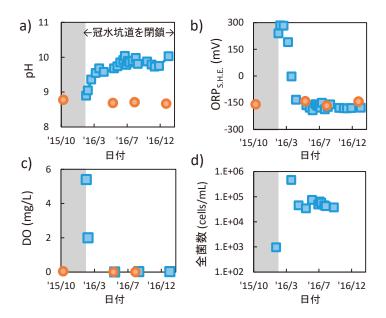


図 3.3.1.1-13 坑道冠水期間中における坑道内の地下水水質と微生物数の変化

(a) 地下水のpH の時間変化。b) 地下水の酸化還元電位 (ORP) の時間変化。c) 地下水の溶存酸素 (DO) の時間変化。d) 冠水坑道内の地下水中にいる微生物数の時間変化。□は冠水坑道の地下水を、○は12MI33 号孔 区間2の地下水をそれぞれ表す。灰色の期間は冠水坑道が開放されていた期間 (~2016年1月) を示す。)

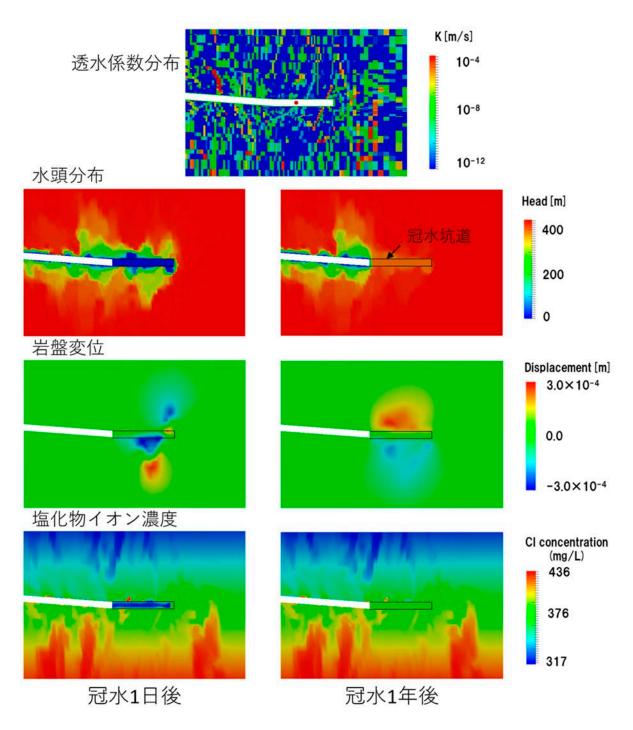


図 3.3.1.1-14 坑道冠水後を対象とした解析結果の一例

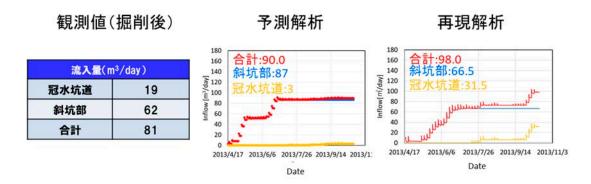


図 3.3.1.1-15 坑道掘削時の湧水量の実測値と解析値の比較結果

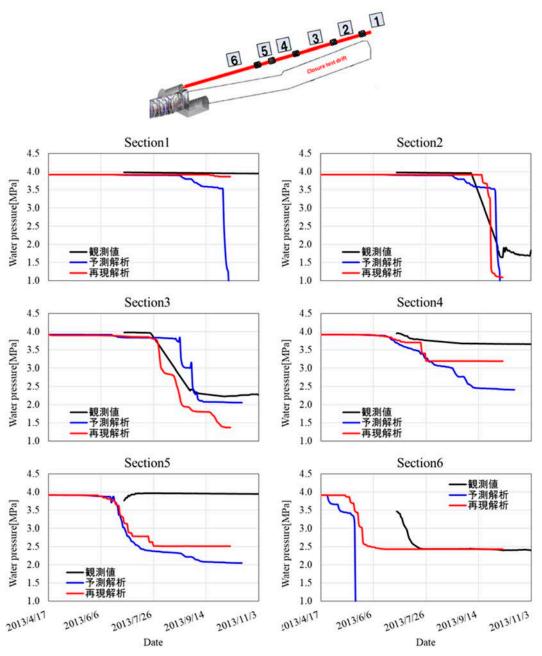


図 3.3.1.1-16 坑道掘削の予測解析結果と再現解析結果の比較

4) まとめ

冠水坑道内および坑道周辺岩盤内で、坑道の冠水に伴う地下水の水圧・水質・岩盤変位の変化について 観測を行うとともに、それらの観測データを用いて 100 m 程度の空間スケールの力学-水理-化学連成解 析を実施した結果、以下の知見を得ることができた。

地下水の水圧観測

- i) 坑道の閉鎖に伴う坑道規模の水圧変化は、周辺岩盤の巨視的な透水性の影響が支配的と考えられる。再 冠水試験のように坑道の一部を閉鎖する場合には、止水壁の性能や坑道周りの EDZ などの影響を受け るとともに、解放されている坑道側への地下水の流れが生じるため、坑道掘削前の水圧までは完全に回 復しないものの、水圧の回復速度は速く、再冠水試験の事例では半年程度で定常状態となった。
- ii) 定性的な評価ではあるものの、再冠水試験の事例からは坑道の維持管理中に周辺岩盤の透水性や水理学的な連続性に顕著な変化はない。

岩盤変位の観測

i) 坑道の掘削や閉鎖に伴う岩盤変位は、水圧変動箇所周辺にのみ生じる。再冠水試験の事例では、観測されたひずみは数十 µm であることから、岩盤は弾性領域を維持していると考えられる。

地下水の水質観測

- i) 坑道の建設・維持管理時の化学環境の擾乱に関わるプロセスは、主に地下水流動と岩盤への酸素の侵入である。擾乱の程度は、坑道周囲の割れ目分布や坑道が開放されている時間に応じて大きくなると考えられる。再冠水試験の事例では、坑道から 5 m 奥における岩盤中の地下水の ORP が数か月で数十 mV 上昇しており、数年程度で坑道の周囲数 m の範囲の地下水が大気中の酸素に飽和した酸化的状態になると予想される。
- ii) 地質環境の改変に伴う重要なプロセスは、地下環境に当初存在していなかった新しい反応物質である 吹付コンクリートなどセメント材料との反応である。セメント材料との反応により、地下水の pH は数 か月でアルカリ性に変化するため、その影響範囲や期間については事前に考慮しておく必要がある。また、地下水流動に伴いアルカリ化した地下水が周辺岩盤に流動していく場合、その影響範囲は地下水の流動速度(地球化学的に推定できる地下水の滞留時間が指標になる)や岩盤の間隙率に応じて広範囲に 及ぶと考えられる。
- iii) 坑道閉鎖後の還元環境の回復に関するプロセスは微生物反応および地下水流動である。坑道の閉鎖後, 坑道内の地下水に含まれている酸素は微生物反応により急速に消費され ORP の低下が促進される。こ のような微生物による酸素消費は、地下水流動が非常に遅く坑道が埋め戻された後に周囲の還元的な 地下水と長期的に入れ替わらないような環境条件においても、坑道内を還元環境に変化させ得るため 非常に重要なプロセスと言える。この結果は、廃棄体を埋設後、早い時期に坑道の一部閉鎖を行うこと で、還元環境の早期復元ができる可能性があることを示唆する。

水理ー力学ー化学の連成解析

i) 既往の連成解析ソフトウェアである COUPLYS を、岩盤の不均質性のモデル化、モデルの大規模化、解析速度の高速化の観点で改良し、汎用性の高いツールとして整備した。

- ii) 坑道の掘削や閉鎖に関する予測の可否や精度は、割れ目の情報量に依存する。再冠水試験の事例からは、 坑道掘削の予測段階では岩盤内の地下水の水圧や水質の局所的な変化を詳細には予測できないが、坑 道全体の湧水量の予測が可能である。
- iii) ECPM モデルは、日本の結晶質岩における割れ目の分布や水理学的な連続性を、100 m 程度の空間スケールでモデル化するにあたっての有効な手法の 1 つと考えられる。解析の目的に応じて、割れ目ネットワークモデルや ECPM モデルなどの手法の使い分けや複数手法の組み合わせを検討し、最適なモデル化手法を選定することが重要である。

岩盤の不均質性の影響を受けた水理ー力学ー化学の連成挙動をより高い精度で推定するための解析ソフトウェアの高度化や解析条件設定の考え方などについて、今後も引き続き技術開発を進めていく必要がある。また、坑道埋め戻し後の地質環境特性変化の把握の観点からは、割れ目ネットワークモデルや ECPM モデルに 3.2.2 で示した割れ目と充填物の形成履歴などの検討結果をどのように反映するのかといった考え方やモデル化手法の構築が、今後取り組むべき課題の1つであると考えられる。

(3) 冠水坑道周辺の物質移動特性の調査

1) 背景および概要

日本国内に分布する花崗岩では、ヨーロッパに分布する花崗岩に比べて岩盤中の割れ目本数および湧水を伴う割れ目からの湧水量が多い傾向があり、湧水量に関わるヨーロッパの関連基準(例えば、フィンランドにおける処分坑道の"Target property": 地下水湧水量 < 0.1 L/min など 26)を適用できず、日本独自の基準が必要になる可能性がある。その判断基準を検討する上では、処分場閉鎖後において物質移動に寄与する割れ目の連結性や、地下水流動が定常化した状態における物質移動速度を把握しておくことが重要と考えられる。

これまでに、処分場の閉鎖後における岩盤内の物質移動現象に着目した坑道規模の原位置試験は実施されていない。したがって、坑道を閉鎖し、動水勾配が低い環境下において、物質移動特性に関わるパラメータを取得する必要がある。瑞浪超深地層研究所においては、冠水坑道と冠水坑道周辺のモニタリング孔において地質・水理調査を実施し、割れ目の分布および水理特性、地下水の化学特性を把握している ²⁷⁾。ここでは、坑道冠水後の動水勾配の低い環境下における岩盤中の物質移動に関わるパラメータの取得を達成目標とした。

2) 実施内容

冠水試験の開始時に、冠水坑道内へ注入する地下水に非収着性のトレーサーとしてウラニンを添加して 坑道規模のトレーサー試験を実施した。冠水坑道の閉鎖期間中には、冠水坑道内、冠水坑道直近の壁面湧 水、周辺観測孔の湧水割れ目を含む観測区間の地下水を定期的に採水し、ウラニン濃度を観測した。この ウラニン濃度の経時変化をもとに、物質移動に寄与する割れ目の分布やそれらの連結性を評価するととも に、動水勾配の低い環境下における物質移動速度の推定を試みた。

3) 成果

試験期間中,12MI33 号孔および13MI38 号孔の各区間の地下水からは,ウラニンが検出されなかった。 地質観察,水圧観測,地下水水質の時間変化から,上記ボーリング孔のいくつかの区間は,水みちとなる 割れ目で冠水坑道と連結していると推察されたものの,本試験においては,冠水坑道から岩盤側への物質 移動はほとんど生じなかったと推察される。 冠水坑道の閉鎖後, 冠水坑道内の地下水中のウラニン濃度は時間の経過に伴って減少している(図 3.3.1.1(1)-7(b))。また, 止水壁前に湧水していた地下水中にはウラニンが含まれていた。したがって, 冠水坑道内に周辺岩盤からウラニンが含まれていない地下水が供給されると同時に, 坑道内の地下水が止水壁前の坑道側へ流出していると考えられる。ウラニン濃度の減少量から冠水坑道内の地下水の入れ替わり速度を計算したところ, 約8 m³/day と見積もられた 13。この値は, 図 3.3.1.1-7(a)に示した止水壁前の湧水量測定結果(約8.5 m³/day)と概ね一致することから, 冠水坑道から移動した地下水は止水壁直近の坑道部に流出していると考えられる。さらに,「(1)冠水坑道周辺の水理地質構造の確認」に示した通り, 地下水の主要な水みちは止水壁内部のコンクリート打継目やケーブル接続部, 止水壁近傍の EDZ である。

上述のとおり、本試験においては、冠水坑道内の地下水が止水壁前の坑道側へ流出する流動場が卓越しており、計画当初に想定していた坑道から岩盤側への物質移動速度を推定できるような動水勾配の低い環境が形成できなかった。したがって、本試験では冠水坑道周辺の割れ目の連結性や物質移動速度に関わるパラメータは取得できなかった。なお、冠水坑道内における物質移動現象については、3.2.1.3 章にて記述している。

4) まとめ

再冠水試験を利用して坑道規模のトレーサー試験を実施したが、冠水坑道内から解放された坑道側への地下水の流れが生じたため、坑道閉鎖後の低動水勾配環境における岩盤中の物質移動に関わるパラメータは取得できなかった。一方で、坑道規模のトレーサー試験を実施することで、「(1)冠水坑道周辺の水理地質構造の確認」に示した通り、地下坑道の閉鎖時における閉鎖坑道から解放された坑道側への地下水の流動状態や移行経路に関する知見を得ることができた。今後は、地下施設全体を閉鎖した際に形成される低動水勾配環境を活用して岩盤中の物質移動に関わるパラメータを取得する必要がある。

(4) 予察的埋め戻し試験

1) 背景および概要

予察的埋め戻し試験(以下,埋め戻し試験)は、再冠水試験の一環として実施しており、将来坑道埋め戻しに使用される可能性のある埋め戻し材(ベントナイト,砂,礫)の物性変化や実用性(再冠水時の透水性や膨潤圧など)の評価に関わる基礎データの取得、およびそのために必要な観測機器の耐久性や設置方法の確認を主な目的としている。具体的には、埋め戻し材の選定と埋め戻し施工における管理基準の設定のための基礎検討(室内試験、予察的解析)とボーリングピット(以下、ピット)の諸条件を把握するための調査(地質調査、湧水量観測)の結果から設定したピット内の観測方針に基づき、ピットの埋め戻し施工および観測機器の設置を行い、ピット内で土圧、水圧、土壌水分の観測を開始した280。

埋め戻し材の候補材料であるベントナイト混合土(材料A(ベントナイト15%,砂35%,砕石50%),材料B(ベントナイト15%,砂85%)の基本的な特性を把握するための室内試験からは、原位置での埋め戻し施工時の管理基準や冠水時の埋め戻し材の膨潤挙動の予測解析の入力条件を把握した。また、ピット形状、割れ目分布、湧水量といったピットの諸条件を把握した上で、埋め戻し材の基本特性や現場締固め試験結果などを踏まえつつ、ピットの埋め戻し方法やピット内に設置する観測機器の選定と設置方法を原位置での埋め戻し施工に反映させるといった坑道埋め戻しの際に実施すべき一連の作業手順や考え方を提示した。ここでは、坑道冠水後のピット内での観測結果の解釈や坑道排水後のピット埋め戻し材を用いた室内試験を行い、観測機器の耐久性や埋め戻し材の物性変化の確認、さらには上記の作業手順や考え方の妥当性を確認することを達成目標とした。

2) 実施内容

埋め戻し施工終了後から坑道の冠水期間,排水後のピット内の土圧,水圧,土壌水分の観測を継続的に 実施し,埋め戻し材内部の状況変化をモニタリングするとともに観測機器の耐久性の確認を行った ^{12),28)}。 また,上記の観測データを用いて予測解析に用いた数値モデルのキャリブレーションを実施した ²⁹⁾。坑道 の排水後には埋め戻し材のサンプリングおよびそれを用いた室内試験(含水比測定・透水試験・土粒子の 密度試験・粒度試験)を実施し ³⁰⁾,坑道冠水後に長期的な高水圧環境下にあった埋め戻し材の物性値およ びその不均質性の評価を行った。さらに、ピットの蓋および床面におけるコンクリート材による影響を評 価するために、埋め戻し材の化学分析を実施した。

3) 成果

観測の結果、ピット内の不飽和一飽和状態の変化は湧水量の多い部分から飽和が進み、数日から2ヶ月程度でピット全体が概ね飽和状態に達したと推測された。一方で、埋設したケーブルに沿った水みちが存在する可能性など、本来の地下水浸潤過程とは異なると推測される結果や土壌水分計の故障と思われる異常値も確認されており、埋め戻しの施工方法やセンサーの耐久性、センサーの設置方法に対する課題を示唆する結果も得られた。土圧、水圧の観測では、坑道冠水前後で異常などは認められておらず、冠水坑道内の水圧変化と整合的な結果が得られていることから、5 MPa という高水圧環境下においても十分な耐久性を保持していることが原位置で確認できた。また、土圧と水圧の差圧から埋め戻し材の膨潤圧を算出した結果、材料 A で 0.03~0.09 MPa、材料 B で 0.05 MPa~0.08 MPa であり、事前の室内試験で測定した膨潤圧(材料 A (0.04 MPa)、材料 B (0.05 MPa))と整合的であった。このことから、ベントナイト混合土の膨潤性は混合率に関わらず、原位置においても室内試験と同程度の性能が発揮されていることが確認できた。

観測データを用いた解析モデルのキャリブレーションで同定された埋め戻し材の透水係数は 10° m/s オーダーであり、事前の室内試験結果から想定していた施工後の埋め戻し材の透水係数 (10°11 m/s) よりも2 オーダー程度高い可能性が解析的に示唆された。後述するように、解析で推定した透水係数 (10° m/s オーダー) は、坑道排水後の埋め戻し材の室内試験結果と整合しており、坑道の埋め戻しを対象とした解析モデルの条件設定やパラメータ推定に関する手法や考え方の妥当性が示された。

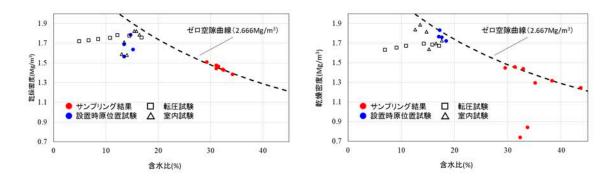
坑道排水後にサンプリングした埋め戻し材の土粒子密度は、材料 A、材料 B ともに事前の室内試験結果から変化がない一方、粒形加積曲線には細粒化を示す傾向が見られた。ただし、ベントナイト含有量に変化は見られなかったため、ベントナイトの流出等は発生していない。埋め戻し施工直後に実施した現場密度試験による乾燥密度は、材料 A、材料 B ともに $1.6 \sim 1.8 \text{g/cm}^3$ であったが、室内試験の結果、坑道排水後には材料 A で $1.4 \sim 1.5 \text{g/cm}^3$ 材料 B $1.3 \sim 1.5 \text{g/cm}^3$ と減少していることが確認された(図 $3.3.1.1 \cdot 17$)。材料 A は、埋め戻し施工時や水圧上昇時に砕石が空隙を支えることで粒状ベントナイトへの負荷が軽減され、粒状ベントナイトの細粒化が抑えられたために、材料 B と比べて乾燥密度が均質な状態に保たれたものと考えられる。また、材料 A、材料 B ともに埋め戻し材内部は観測された土壌水分や水圧の挙動から推定された通り飽和状態にあり、透水係数は乾燥密度によらず概ね 10^9m/s オーダーの値であった(図 $3.3.1.1 \cdot 18$)。これは、前述したように室内試験結果(10^{11}m/s オーダー)よりも高い値であり、Srikanth and Mishra(2016)31)に示された乾燥密度の減少に伴う透水係数の変化と推定される。一方で、埋め戻し材の透水係数は一部にサンプルの不備による異常値があるものの、乾燥密度によらずほぼ一様な値となっており、埋め戻し材の要求性能である冠水坑道周辺岩盤以下の透水係数(10^8m/s オーダー)を満たしている。このことから、不均質な湧水環境下にある原位置においても 10^9m/s 程度の概ね均質な透水性の埋め戻し材を施工することが可能であることが確認された。

埋め戻し材のコアサンプルのうち、コンクリートに接している位置ではセメントの Ca 成分による Na 型ベントナイトから Ca 型ベントナイトへの変質が予測される。このことを確認するため、セメントと接しているコアサンプルの上部の鉛直断面に対して EPMA 分析を実施した(図 3.3.1.1-19)。分析の結果、Na の割合の減少および Ca の割合の増加が上部より 5cm 程度認められ、セメントのベントナイトへの影響が埋め戻し材の上部に確認された。ただし、上述の通りこれらの位置においても透水係数は高い値を示しておらず、化学的な変質が透水係数へ及ぼす影響は認められなかった。

4) まとめ

冠水坑道内のボーリングピットを用いて埋め戻し試験を実施した結果,以下のような知見を得ることができた。

- •5MPa という高水圧環境下においても、埋め戻し材内部の土圧や水圧の観測機器は十分な耐久性を保持しており信頼性の高い観測が可能である。一方で、土壌水分計測に関しては、観測機器の故障やケーブルが水みちとならないような埋め戻しの施工方法やセンサーの設置方法の改善が望ましい。
- ・不均質な湧水環境下にある原位置において、ベントナイト混合土は材料の混合率に関わらず、室内試験 と同様の膨潤性が期待できる。また、原位置施工後には、想定透水係数(10⁻¹¹ m/s)と比べて高い透水性 となることが想定されるが、10⁻⁹ m/s 程度の均質な透水係数が保持できる。
- ・坑道埋め戻しにあたっては、室内試験、予測解析、現場施工確認試験を組み合わせて実施することが、 原位置の周辺環境条件を反映した埋め戻し材の目標値や要求性能の設定や、その目標値や要求性能を満 たす埋め戻し施工の計画検討に有効である。



(a) 材料A (ベントナイト 15%, 砂 35%, 砕石 50%) (b) 材料B (ベントナイト 15%, 砂 85%) 図 3.3.1.1-17 埋め戻し材の含水比および乾燥密度

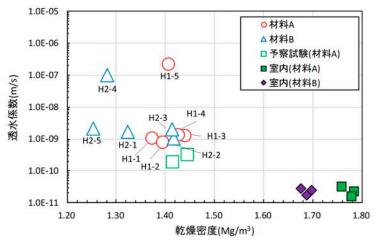


図 3.3.1.1-18 埋め戻し材の透水性

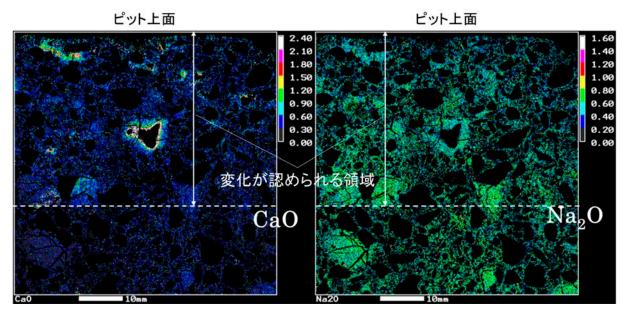


図 3.3.1.1-19 埋め戻し材上部の EPMA 結果

(5) モニタリング技術開発

1) 背景および概要

高レベル放射性廃棄物の地層処分においては、事業の各段階で必要となるモニタリング技術やモニタリング方法が異なる。この中で、施設の操業・閉鎖段階におけるモニタリングについては、現有技術によって概ね計測可能であるものの、センサーへの給電やデータ送信ためのケーブルが施設の閉鎖性能に影響を与える可能性が指摘されている。このような背景から、ここでは坑道埋め戻し試験、施設全体の埋め戻しに活用可能な先進的モニタリング技術を活用した地中無線通信技術、光給電技術による測定を試行した。また、坑道閉鎖時のモニタリングに関わる要素技術開発として、省電力化や無線通信技術への応用が期待されるチップ式化学電極の適用性確認のための室内試験を実施するとともに、坑道埋め戻し時の施工管理技術開発として埋戻し材の密度計測技術に関わる適用試験も実施した。

2) 実施内容

地中無線通信技術については、冠水坑道周辺の通信状況に関わる事前確認を行った後、地中無線水圧センサーを冠水坑道内に設置し、冠水坑道において無線通信技術を用いた水圧の長期観測を実施した。具体的には、送信器および水圧センサーは観測・送信間隔の異なる2個を冠水坑道内に、受信アンテナを止水壁外側に設置し、止水壁を介した送受信を行った。坑道内のノイズレベルを考慮し、送受信距離はそれぞれ約3.6 m、約8.3 m とした。また、受信アンテナにつながる受信機は深度500m 研究アクセス北坑道の東側壁面に設置し、LANケーブルを介して観測制御用PCへと接続した。水圧センサーおよび送信機は止水壁施工前の2014年9月に冠水坑道内に設置した。一方、受信アンテナ、受信機および制御用PCは水圧センサーおよび送信機設置時に仮設置した後、止水壁設置工事のため一旦取り外し、止水壁設置工事終了後の2015年7月に設置した。したがって、観測期間は2015年7月から2017年10月までの約28ヶ月間である。観測機器の設置位置を図3.3.1.1-20に示す。また、両センサーの観測・送信間隔を表3.3.1.1-1に示す。なお、地中無線通信技術については、原子力環境整備促進・資金管理センターとの共同研究として実施した。

光給電システムでは、(株) レーザックが開発した光ファイバを利用した光給電システムについて、既往の水温/湿度計測技術について、深度 300 m 研究アクセス坑道において適用性確認を行った。チップ式化学電極については、静岡大学が開発した電気伝導度 (EC) チップセンサーの耐圧試験を行った。埋め戻し材の密度計測技術においては、予察的埋め戻し試験におけるピット埋め戻しに関わる予備試験において、埋め戻し材の密度計としての誘電水分センサーの適用試験を実施した。

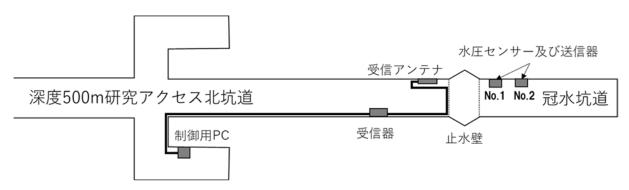


図 3.3.1.1-20 地中無線水圧観測システムの設置位置

水圧センサー・送信機	測定間隔	送信間隔
No.1	24時間(毎0時)	1回/週
No.2	12時間(毎0時、12時)	2回/週

表 3.3.1.1-1 測定間隔および送信間隔

3) 成果

地中無線水圧観測システムによる観測結果を図 3.3.1.1-21 に示す。2 つのセンサーは,2 回の止水壁性能確認試験および再冠水試験における冠水坑道内の水圧変化を観測しており,水圧センサーおよび送信器 No.1 において 2016 年 4 月に約 3 週間の欠損が生じた以外は,観測期間を通して概ね所定頻度でデータが取得できていることを確認した。水圧センサーおよび送信器 No.1 で発生したデータ欠損の原因は,送信器に内蔵されている時計の時刻と制御用 PC の時刻がずれたためであることが明らかとなり,制御用 PC

の時刻を修正することで送受信機能が回復した。両センサーでの観測結果から換算される水頭値は、再冠 水試験における水圧上昇後にずれが確認された。これは短時間での水圧上昇に伴い両センサーのゼロ点が ずれたことによるものであると考えられ、無線通信技術とは異なる水圧センサー固有の課題であると考え られる。これらの結果から、地中無線通信技術については結晶質岩における稼働中の坑道内での計測に適 用可能であることが確認された。



図 3.3.1.1-21 地中無線水圧観測システムによる水圧観測結果

光給電システムについては、既往の水温/湿度計測技術との組み合わせによる計測が坑道内の環境下においてもの適用可能であることを確認した。チップ式化学電極については、静岡大学が開発した電気伝導度 (EC) チップセンサーが深度 500 m の水圧条件下において使用可能であることを確認した。埋め戻し材の密度計測技術においては、埋め戻し材の乾燥密度と誘電水分センサー出力の関係を整理し、両者に相関関係があることを確認するとともに、埋め戻し予備試験における転圧時のセンサー出力値の変化から埋戻し材の乾燥密度が推定できる可能性を確認した。これら結果から、誘電水分センサーが埋戻し施工時の埋め戻し材の密度計として適用可能であることを確認した 320。

4) まとめ

地中無線通信技術について、再冠水試験を通じた水圧の長期観測を実施した結果、既往の無線通信技術は掘削された稼働中の坑道内での結晶質岩中での計測に適用可能であることが確認された。稼働中の坑道内は無線通信に支障となるノイズが多いことから、本事例では約10mの通信距離とした。坑道埋め戻し後のモニタリング技術として地中無線技術を用いるためには、より長距離のデータ転送に対応した無線通信技術の適用確認試験が必要となる、既往の調査研究では堆積岩中で200mを超える距離での通信試験や

中継器の開発が実施されており33,長距離通信に関する要素技術開発は進められている。また、光給電技術やチップ式化学電極といった坑道閉鎖時のモニタリングに関わる要素技術開発や坑道埋め戻し施工時の施工管理に関わる要素技術開発についても着実に進められていると考えらえる。

(6) 止水技術の確認

1) これまでの研究成果

止水壁の設計・施工など坑道の止水技術は、研究坑道全体の埋め戻しにおいて、段階的に坑道を閉鎖するために不可欠な要素技術であり、岩盤特性を踏まえた現実的な予算、工程、技術仕様を最適化するための基本情報となる。また、深部の高圧環境下での施工実現性を例示するものとなる。このため、再冠水試験のための止水壁の設計にあたっては、工期・工費の観点からコンクリートによる躯体の構築を前提として、国内外のプロジュクトを参考に求められる性能や用途、設計に使用した基準、用いた材料などを整理し、考慮すべき事項を取りまとめた。その結果、材料については石油ガス備蓄基地が、形状については打設量が少ないDOPAS(Full-scale Demon-strat10n Of Plugs And Seals)プロジェクトが参考事例として抽出されたが、深度 500 m に建設される止水壁には最大水圧 5 MPa に対する耐圧性能を保持させる必要があるため、難易度の高い設計・施工が予想された 340。

2) 実施内容

止水壁の設計にあたって最も重要な機能は遮水性能であるが、水圧を支持する止水壁躯体の力学的機能のみならず、止水壁と岩盤との間の水密性も重要である。このような機能を保持できるように配合試験、室内物性試験、数値解析などによる構造力学的安定性や温度応力に関する検討を実施した上で、止水壁の形状としてアーチ形状を採用するとともに、コンクリート材料の仕様を設定した。また、当初設定した止水壁の性能確認のための計測計画も同時に検討し、実際の施工および再冠水試験前・中・後の挙動計測を実施した。

平成 26 年の 11 月から平成 27 年 4 月までの期間で止水壁を施工した後、平成 27 年 5 月に岩盤と止水壁の間を埋めるためのコンタクトグラウト工を実施した 35)。止水壁の施工途中には、コンクリート圧送用の配管の詰まりによる停止期間が発生し、結果として打ち継ぎ目が存在した躯体となった。止水壁の施工中・施工後には、クーリングシステムを用いたコンクリート内部の温度制御を実施し、躯体内の温度モニタリング結果と数値解析による予測値との整合性や、目視観察などで温度応力による割れ目の発生を確認し、当初目的を達成できたものと判断した。また、コンタクトグラウト工では、通水試験で 0.1L/min 以上の通水があった場所のみ注入を実施した。

3) 成果

止水壁に設定した要求性能についての第1回目の機能確認試験を平成27年9月に実施した。その際には、坑道の冠水に伴う水圧変化により生じた止水壁の状態について各種の変位・応力測定結果に基づき評価した36。第1回目の機能確認試験時には、冠水後5日程度で施工時にできた打ち継ぎ目周辺の弱層部から躯体に穴が空き坑道内の水圧が急激に低下したため、冠水坑道内からの全排水と弱層部の補修作業を実施した。補修作業の終了後、平成28年1月から第2回目の機能確認試験を実施した。第2回機能確認試験時には、止水壁躯体部からの漏水はなく、坑道内水圧を3MPa程度で1ヶ月程度保持できたことから、補修作業が適切に実施できたと判断し、再冠水試験に移行した。

第2回目の機能確認試験から再冠水試験を経て最終的に全排水が行われるまでの各種変位・応力のモニタリングデータを整理し、当初設定した止水壁の要求性能が満足されているかどうかの最終的な評価を実

施した 37。図 3.3.1.1-22 に、これらのモニタリング結果に基づく再冠水試験中の止水壁周辺の状態に関する概念を示す。補修時作業として実施した防水塗装被膜は、排水後の目視確認では変状が認められなかったことから、坑道内の水圧上昇によって開口した止水壁と岩盤の境界部(止水壁施工時に発生した可能性のあるダメージゾーンを含む)から地下水が回り込んだことが考えられ、コンタクトグラウトが不十分であったことが示唆される。図 3.3.1.1-23 に、再冠水試験開始直後からの止水壁表面の変化を示す。冠水後の時間経過とともに、カルシウムの溶脱・固化と思われる白色物質が形成されている様子がわかる。また、同図写真②に示すように、止水壁内の計測装置のケーブルラインから定常的に湧水が生じていたことから、冠水坑道やその周辺岩盤の地下水が止水壁内部に流入する経路が存在していたことがわかる。これらを総合すると、再冠水試験中には止水壁内部で以下のような状態変化が発生していたと想定される。

- ・止水壁内部への定常的な地下水の流入経路の形成により、カルシウムなどの溶脱が促進され、一部のコンクリート有効応力計設置部付近のコンクリートの強度が低下し、それによって応力値が減少した。応力値の低下は時間とともに一定勾配で生じていることから、割れ目などの進展が示唆される。
- ・割れ目の進展などがある程度広がったところで、地下水の流入量が排水量を上回り、地下水の水圧が増加することで見かけ上、計測している応力値が回復した。

今回構築した止水壁では、岩盤との一体性を確保し長期間の水密性を担保する、長期間栓材としての機能を発揮する、高水圧下でも十分な構造安定性・ひび割れ抵抗性を保有する、といった3点を主たる性能目標として設計・施工したが、結果として長期的にはそれらが不十分な構造物であったと考えられる。その主たる要因は、前述した躯体構築時のコンクリート打設時のトラブル、コンタクトグラウトの効果が不十分であったことに起因すると推察される。

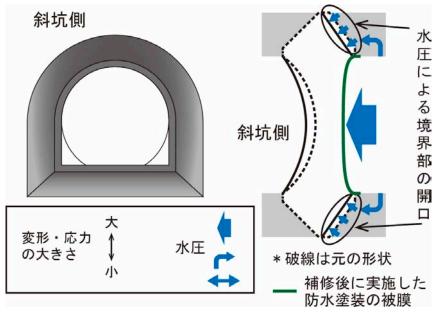
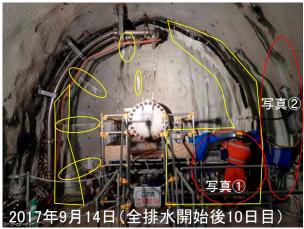


図 3.3.1.1-22 各種計測結果から推定される止水壁の状況(概念図)







黄色囲みは、コンクリートからのカルシウム溶脱跡が顕著な場所



水圧モニタリング装置の背面。 白い部分は溶脱したカルシウム が固化したと思われる部分



止水壁内計測装置のケーブルライン。一部から常時湧水あり

図 3.3.1.1-23 第2回目機能確認試験開始から終了直前までの止水壁および近傍の状況写真

4) まとめ

深度 500 m に 5 MPa の耐圧性能を保持させる止水壁を設計・施工し再冠水試験を実施した結果,以下のような知見を得ることができた。

- ・将来の地層処分場においては、同種の構造物に要求される性能はより厳しいことが想定されるが、今回の成果を踏まえると、止水壁の施工では少なくとも品質管理を注意深く行う必要があること、岩盤との境界部の処置方法の確立が非常に重要と考えられる。また、同等の効果が得られる別の方法(例えば、EDZ の部分に恒久的な止水性能を持つ材料を直接注入するなど)の検討も、フィージビリティーを高める上で重要となる。
- ・止水壁のような高い耐圧性能を有する地下構造物の補修方法を事例として提示し、技術的ノウハウとして蓄積することができた。

3.3.1.2 岩盤の破壊現象評価

(1) 背景および概要

地下深部に空洞を掘削すると、空洞規模によらず周辺岩盤中に掘削影響領域が発生するが、釜石鉱山における地下約700mの地点における原位置試験で実施した掘削影響試験では、発破などの掘削行為以外に坑道周辺に再配分された応力の集中による物理的損傷(破壊現象)も生じたことが報告されている38。この現象は、掘削工法に依存しないため、その範囲や物性変化のメカニズム・程度を把握することは地層処分の安全性評価の観点から重要である。このため、深度500m研究坑道を利用して原位置試験を実施し、岩盤の破壊現象メカニズムなどについて検討した。

(2) 実施内容

上記の背景を踏まえ、主に空洞周辺に生じる応力的な破壊現象を対象に、その範囲や物性変化のメカニズム・程度の把握と評価手法の構築を目的として、近接大口径ボーリング孔の掘削による孔壁破壊現象の観察、熱負荷による岩盤破壊の加速試験、粘性流体注入による割れ目進展挙動の観察および岩盤の破壊現象を含む長期岩盤挙動の評価手法の開発を計画した。

このうち、粘性流体注入による割れ目進展挙動の観察は、京都大学および大林組との共同研究として実施した。具体的には、深度 500m 研究アクセス北坑道底盤部より、図 3.3.1.2-1 に示す中央の流体圧入孔(直径 86 mm)を現場床面から鉛直下向きに $4\sim6$ m 程度掘削し、注入孔を取り囲むように深度 10 m 程度の AE(Acoustic Emission)観測孔(直径 66 mm)を 4 本掘削した。その後、流体圧入装置により注入孔に流体(水および流体 CO_2)を注入して岩盤を破砕し、破砕き裂発生時に生じた AE を、各 AE 観測孔に 4 個ずつ配した計 16 個の AE センサーで受振した。

(3) 成果

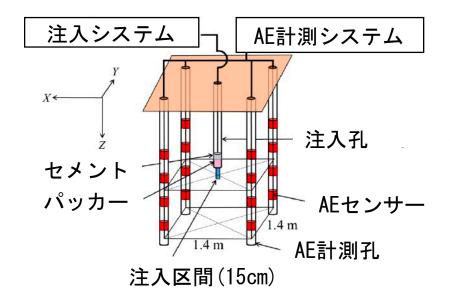


図 3.3.1.2-1 計測用ボーリング孔配置および AE センサーレイアウト

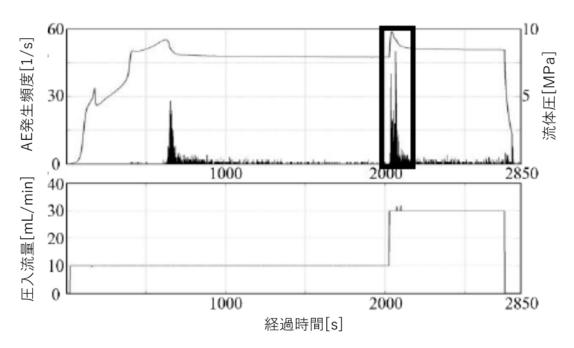


図 3.3.1.2-2 実験で得られた流体圧・AE 発生頻度・圧入流量図

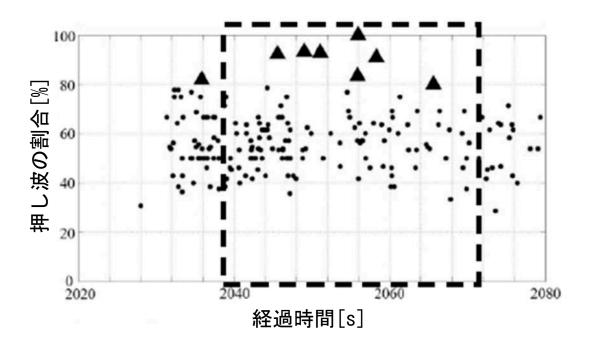


図 3.3.1.2-3 AE の押し波の割合(図 3.3.1.2-2 枠線内)

なお、本研究では、近接孔掘削やボーリング孔の加熱試験なども検討していたが、既往の研究 411で、結晶質岩盤中の熱伝導は、数値解析などでシミュレーション可能であることが明らかになっており、熱負荷で発生する応力も概ね解析的に予測できる可能性が高いこと、長期岩盤挙動の評価手法の開発のための原位置試験計画の検討結果 42),43)では、検証データ取得などに必要となる期間が 3 年以上とされており、これらの条件を考慮して実施しなかった。

(4) まとめ

掘削影響領域は、地下に空洞を掘削した場合は、必ず空洞周辺岩盤中に発生するものであり、地層処分の観点からは、支保工の設計・施工(その必要性の判断も含む)や物質の移行経路としての重要な評価対象である。掘削影響領域の範囲は、従来土木工学や資源工学の分野においてそれを保守的に予測する方法が存在しているが、現時点においてもその領域内の物性評価(初期状態からの変化の程度の予測)は大きな不確実性を伴うことから、空洞掘削後に直接的な調査によりそれらを把握することが望ましいと考えられる。

なお、掘削による物理的損傷を最小化する方法を用いた場合、坑道周辺部の応力集中や熱負荷などによる発生応力の複合現象として坑道周辺岩盤の破壊現象が生じることや、山はねなどの突発事象についてもその前兆として AE で把握できるような微小破壊が起こることが想定される。したがって、今回の調査のように、AE を利用しその破壊領域の範囲や前兆を把握することは、掘削損傷領域の物性の把握や施工の安全確保の観点から非常に有効と考えられる。

3.3.1.3 500 m 坑道での埋め戻し試験

(1) 背景および概要

戸栗ほか (2019) 44)に示すように、諸外国では地層処分に関する技術開発のために地下深部に掘削された坑道の埋め戻し技術の開発のための原位置試験を実施してきている。我が国では、瑞浪および幌延の研

究坑道において、坑道規模の埋め戻しを実施してきたが、結晶質岩を対象に地下深部において坑道規模の埋め戻し試験を行った事例はなく、将来の処分場の閉塞で使用予定のベントナイト混合土の仕様の設定や埋め戻し方法や埋め戻し材の品質管理の考え方などについての知見が得られていなかった。

このため、我が国の処分事業への反映の観点から、これまで検討されたプラグや埋め戻し材の設計概念や諸外国の先行研究成果を踏まえ、多様な地質環境や設計オプションへの柔軟な対応を可能とするために複数の施工技術やそれらの品質管理手法を整備することを主目的とした深度 500 m に掘削した坑道規模の埋め戻し試験を計画・実施した。計画および実施した試験の詳細は、戸栗ほか(2019) ⁴⁰および経済産業省資源エネルギー庁の「平成 30 年度 高レベル放射性廃棄物等の地層処分に関する研究開発事業(地層処分施設閉鎖技術確証試験)」 ⁴⁵に詳細に述べられているため、ここではその概要を記す。

(2) 実施内容

本埋め戻し試験は、①計画検討、②小断面坑道の吹付けによる埋め戻し材の施工試験の2段階で実施した。以下それぞれの概要を示す。

① 計画検討44),46)

平成 29 年度に本試験の計画検討を実施した。結晶質岩を対象として実際の地下深部の坑道において原位置試験を行うことから、試験の目的や内容等については諸外国事例とともに実施主体である NUMO の検討状況も考慮した。

具体的には、我が国への処分事業への反映の観点から、これまで検討されたプラグや埋め戻し材の設計概念や諸外国の先行研究成果を踏まえ、多様な地質環境や設計オプションへの柔軟な対応を可能とするために複数の施工技術やそれらの品質管理手法を整備することを主目的としたため、NUMOが実施した「NUMOセーフティケースに関する外部専門家ワークショップ」で提示された我が国に分布する候補母岩の特徴および類型化の指標の一つである透水性の検討結果 40,480を参照し、瑞浪超深地層研究所が建設されている土岐花崗岩は深成岩類に相当し、その透水性が 10°8 m/s と設定されていることから、これを本試験での埋め戻し材の透水性目標値とすることとし、それを満足する埋め戻し材の仕様設定では、有効粘土密度を指標とし、その値を既往の検討結果に基づき、0.4 Mg/m³を目標値とすることとした。

施工方法等については、既往の研究事例において実績がある、坑道規模の埋め戻しのためのいくつかの手法(巻きだし・転圧、ブロック積み、吹付け)のうち、坑道規模スケールでの適用実績が乏しい吹き付け工法を用い坑道全断面の埋め戻しを行う計画とした。なお、試験実施期間に制約があったため、再冠水試験で構築したような深度500mの原位置環境で作用する水圧にも耐えうるような止水壁ではなく、埋め戻し領域に流入する地下水の流出は許容した上で、埋め戻し領域の土圧を支えうる壁(土留め壁)を構築することとした。また、同様の時間的制約や他の調査試験に影響を与えないために、試験の実施場所は最小の作業で本試験に利用可能となる図3.3.1.3-1に示す設備横坑を利用することとし、坑道の埋め戻し長は6m(12セクション、図3.3.1.3-2)として計画した。

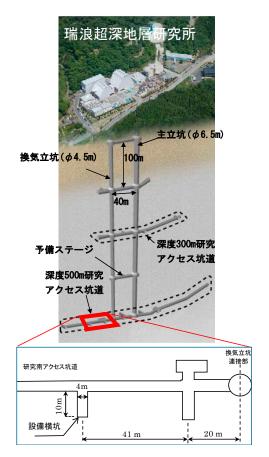


図 3.3.1.3-1 瑞浪超深地層研究所および本計画で設定した試験位置(設備横坑)48)

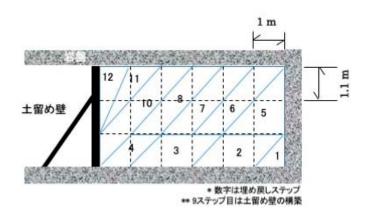


図 3.3.1.3-2 計画した埋め戻し試験の施工ステップ 48)

② 小断面坑道の吹付けによる埋め戻し材の施工試験 45),49)

平成 30 年度は、前述の計画をベースとして、瑞浪超深地層研究所の深度 $500 \, \mathrm{m}$ に実際に掘削した地下 坑道の一部において原位置の埋め戻し試験を実施した。なお、本試験にあたっては、試験期間の制約から、 埋め戻し長を当初計画の $6 \, \mathrm{m}$ から $4 \, \mathrm{m}$ (セクション数 $12 \, \mathrm{m}$)ら 8)に減じることとした。

事前に異なる配合試料を用いた室内試験(表 3.3.1.3-1)と地上における予備試験(図 3.3.1.3-3~図 3.3.1.3-5)などを実施し、その結果(表 3.3.1.3-2)などに基づき本施工試験用の埋め戻し材の仕様、使用する機械類を決定した(表 3.3.1.3-3, 3.3.1.3-4)。次に、それらを踏まえて最終的な施工計画などを設定して施工試験(図 3.3.1.3-6)を行ったが、前述のとおり、全断面の吹き付け施工の実績がなかったことから、施工中のサイクルタイムに関わるデータも稠密に取得し、それに基づき施工性についての評価を実施している。品質管理手法の整備も重要な目的であることから、表 3.3.1.3-6に示すように、施工前の含水比測定などによる埋め戻し材の品質管理に加え、施工直後の埋め戻し材のサンプリングと密度などの測定などを行った。加えて、新しい品質管理手法の検討の観点から、図 3.3.1.3-7 右のように 3D スキャナーを利用して計測した埋め戻し領域の体積を用い、埋め戻し領域の平均密度の算定を試みた。

なお、既往の研究事例同様、埋め戻し領域の各種モニタリング(土圧、土壌水分および水圧)を継続実施するとともに、原位置での計測事例がほとんどない埋め戻し領域からのベントナイト流出量の測定を実施した。

表 3.3.1.3-1 使用材料および室内締め固め試験結果 49

名称	構成材料	配合(wt%)	$\rho_s({ m Mg/m}^3)$					
	クニゲル V1	15	2.767					
埋め戻し材 A	砂 A	35	2.681					
	砕石	50	2.686					
押み言しせつ	クニゲル V1	15	2.759					
埋め戻し材 B	砂B	85	2.674					

	埋	め戻し材	Α	埋	め戻し材	В
試験条件	1Ec	0.6Ec	0.4Ec	1Ec 0.6Ec		0.4Ec
$\rho_{\rm dmax}({\rm Mg/m}^3)$	1.933	1.855	1.799	1.747	1.681	1.648
w _{opt} (%)	11.6	12.5	14.8	14.2	14.5	15.9
$\rho_e (\text{Mg/m}^3)$	0.727	0.656	0.609	0.589	0.542	0.519



図 3.3.1.3-3 吹付け試験状況 49)

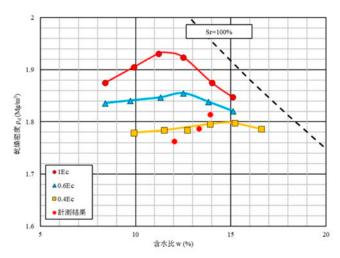


図3.3.1.3-4 室内試験で得られた締固め曲線と吹付け後の密度の比較(その1)(埋め戻し材A) 49)

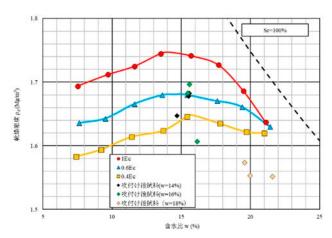


図 3.3.1.3-5 室内試験で得られた締固め曲線と吹付け後の密度の比較(その 2)(埋め戻し材 B) 49

表 3.3.1.3-2 設定含水比別のサイクルタイムとロス率 49)

項目	14%	16%	18%
施工時間 (min)	62	79	53
正味吹付け時間 (min)	29	31	20
正味吹付け重量 (kg)	951.0	858.5	820.5
施工速度 (kg/h)	920.3	652.0	928.9
吹付け速度 (kg/h)	1967.6	1661.6	2461.5
ロス率	1.287	1.445	1.364

※ロス率=材料投入重量/正味吹付け重量

表 3.3.1.3-3 試験のために最終的に設定した埋め戻し材の材料仕様 49)

名称	構成材料	配合(wt%)	含水比
埋め戻し材	クニゲル V1	15	14120/
	砂	85	14±2%

表 3.3.1.3-4 実証試験に向けた使用機器一覧 49)

品名						
吹付けロボット	コンプレッサ (13.9m³/min)					
吹付け機(ニードガン 2000)	レシーバータンク(2.0m³)					
ベルトコンベア	カニクレーン					
積込用油圧ショベル	水中ポンプ					
解砕機(ホッパ容量 0.2m³)	送風機					
フォークリフト	集塵機					
ベッセル(1.0m³)						

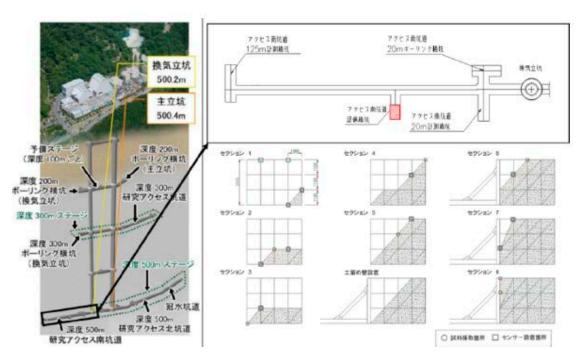


図 3.3.1.3-6 埋め戻し試験の施工概要 50)





図 3.3.1.3-7 埋め戻し試験の様子(右は 3D スキャナーによる出来型計測) 50)

項目	計測方法	設置個数	目的	
密度	試料採取	50 箇所	品質確認	
否及	3D スキャナー	吹付け終了毎	前貝唯認	
土圧	土圧計	10 個	膨潤圧の確認	
水圧	水圧計	12 個	水圧の確認	
水分	土壌水分計	10個	浸潤過程の確認	
流量	水位計	1 箇所	ベントナイト流出	
濃度	吸光度計	1 箇所	量の確認	

表 3.3.1.3-5 品質管理手法(密度測定とモニタリング) 50

(3) 成果

試験計画の検討および実施した坑道の埋め戻し試験の成果概要は以下の通りである44,450。

① 埋め戻し技術という観点からの全断面吹付け施工の適用性

本埋め戻し試験では、適用性の評価を「施工性」と「品質」の両面から行った。その結果、「施工性」の観点から見ると、表3.3.1.3-6に示すように、施工速度は、587.9~1172.5kg/h となり、作業員の慣れによってノズルの整備作業などが定常化したことにより、セクションの進行に伴って改善がみられた一方、ノズルの移動(段取り替え)や目詰まりなどによって連続的な吹付けが困難であった場合は大きく施工速度が低下した。吹付け速度は、1119.0~1962.3kg/h であり、セクション1におけるコンプレッサの吐出量の不足のほか、上向きにノズルを向けて吹付けを行った場合のエネルギーロスによって吹付け圧力が低下したことにより、吹付け速度が低下した。

地質環境や実際に使用できる場所の環境条件など様々な条件の違いがあり、国内外の他の場所での施工実績や適用工法(巻きだし・転圧、ブロック施工など)との比較は困難であるが、得られた施工速度・吹付け速度とも、制約条件のほとんどない地上での予備試験(表 3.3.1-3 の含水比 14%の結果)と比較し遜色ないこと、吹付けで課題となるロス率も最も吹付け面とノズルの位置が近かったセクション8以外は地上での予備試験と同程度以下で収まっていること、また、施工した埋め戻し材の「品質」についても、表 3.3.1.3-6 の通り、全てのセクションにおいて計画時に設定した 0.4 Mg/m³を上回る値を得ることができ、少なくとも 108 m/s 相当の母岩に対する埋め戻しに求められる要求性能(母岩と同程度の透水性確保)を満たしうること、図 3.3.1.3-8 に示すように試料採取により得られた有効粘土密度は、0.05~0.1 Mg/m³程度のバラツキがあり、今回適用した吹付け施工法では埋め戻し領域内の材料の密度分布にこの程度の不均質性は発生することが推定されるものの、ベントナイトの有効粘土密度と透水性の関係からは、降水系地下水あるいは塩水系地下水のいずれの場合も透水係数は目標設定値とほぼ同等かもしくはそれより低くなることが示唆されることなどが実証的に確認された。これらのことから、今回適用した全断面吹付け工法は、地層処分事業における埋め戻し工法として実用に耐える工法の一つになり得ると評価できると考える。

② 適用した品質管理手法の有効性

本施工試験は、全断面吹付け施工を想定した場合の品質管理手法の構築に資する情報を得る事も目的の一つである。それについては、施工試験の計画検討、室内試験および地上での予備試験の結果を踏まえ、表 3.3.1.3-5 に掲げたような施工中の品質管理のための管理基準や計測項目を設定し、本試験を実施した。その結果、前述したように、最終的に施工した埋め戻し材の密度は、当初目標値を上回っており、本試験で適用したな品質管理のための管理基準や計測項目は質・量とも適切であったと考えられる。一方で、

図 3.3.1.3-8 に示すように、3D スキャナによるバルクの密度計測は、土質試験によって得られた値と比較し、やや小さくなる傾向がみられたが、これは、計測方法そのものの違い(パラフィン法と 3D スキャナ)よりも、密度測定のタイミングや対象範囲の違いが影響している可能性が高いと判断される。

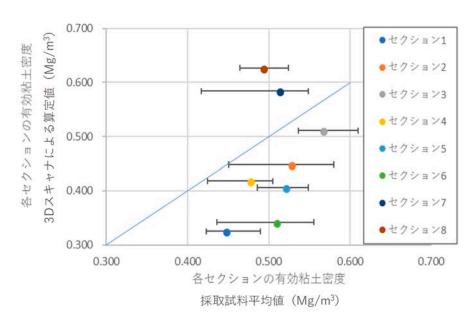
表 3.3.1.3-6 埋め戻し試験時のセクション毎のサイクルタイムと有効粘土密度一覧 50

	正味吹付	施工速度	吹付け	有効料	占土密度
項目	け重量	肔工迷贤	速度	試料採取	3D スキャナー
	(kg)	(kg/h)	(kg/h)	(M	g/m^3)
予備試験(その2)	951.0	920.3	1967.6	0.534	-
セクション 1	6173.0	587.9	1119.0	0.447	0.326
セクション 2	13689.7	631.3	1342.1	0.527	0.450
セクション 3	8308.1	1100.4	1724.9	0.566	0.514
セクション 4	22394.4	842.4	1514.8	0.477	0.420
セクション 5	13542.6	1172.5	1599.5	0.521	0.408
セクション 6	16319.5	1034.0	1962.3	0.509	0.343
セクション 7	9115.8	885.0	1905.7	0.513	0.587
セクション8	5015.3	837.8	1662.5	0.492	0.631

正味吹付け重量:材料投入重量—(はね返り重量+ロス重量)

施工速度:吹付け施工に要した施工時間(段取、吹付け、中断、片付け等)から算出した速度

吹付け速度:施工時間のうち吹付け時間のみを抽出して算出した速度



*エラーバーの範囲は各セクション毎の試料採取で得られた有効粘土密度のバラツキの範囲を表す

図 3.3.1.3-8 試料採取で得られた有効粘土密度と 3D スキャナ計測結果から算定したバルクの 有効粘土密度(各セクション毎) 45

図3.3.1.3-9に示すモニタリングの結果では、土圧計および水圧計の測定結果を用いた簡易的な膨潤圧の 算出結果より、現状埋め戻し後の膨潤圧はほとんど発生していないことが推定されるとともに、天端付近 は前述のような隙間の影響で土圧自体が作用していない結果となっている。これは、埋め戻し材の鉛直方 向への膨潤変位よりも飽和過程におけるサクションの減少に起因する自重沈下の影響が大きいためと考え られる。天盤で土圧が観測されるようになった場合、埋め戻し材の自重と水圧の影響はないことから、そ れはほぼ膨潤圧とみなすことが可能と考えられる。土壌水分計の測定結果では、埋め戻し材中の水分移動 は切羽左側から進行していることが確認された。これは、設備横坑の湧水発生箇所は切羽から左側に集中 していたことから、湧水発生箇所から水分移動が進行していることを示していると考えられ、施工試験前の地質環境の状態との整合性が見られているとともに当初の設置目的を達成できている結果も得られた。 一方で、一部の土壌水分計は、設置直後から飽和度が高い傾向がみられ、これについては設置箇所が既に壁面からの湧水の影響を受けていた可能性が示唆された。

図 3.3.1.3-10 には,国内外の室内試験および本試験で取得されたベントナイト流出量の測定結果 45 を示す。材料の違い(MX80 とクニゲルV1)や実験規模の違い(室内試験と実規模原位置試験)に依らず,ほぼ同じ勾配であることが分かり興味深い。同じクニゲルV1 を使用した既往の室内試験の関係式と比較した場合,配合率や密度は異なる(既往の実験は,ケイ砂 30 wt%混合クニゲルV1,乾燥密度約 1.6 Mg/m³)ものの,本埋め戻し試験と類似の以下の関係式が得られた。

$Y = 0.0015Q^{0.7809}$

ここで、Y: ある期間内で推定されるベントナイト流出量、Q: ある期間内での地下水の総流出量

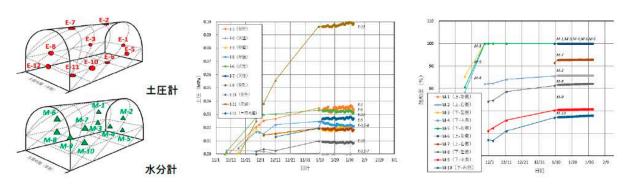


図 3.3.1.3-9 土圧計、土壌水分計の配置模式図と計測結果(平成 30 年度分)50)

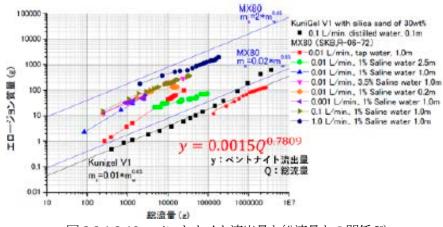


図 3.3.1.3-10 ベントナイト流出量と総流量との関係 ⁵⁰⁾ (グラフ右側の赤のプロットが本試験の計測結果)

(4) まとめ

① 埋め戻し技術という観点からの全断面吹付け施工の適用性

今回適用した全断面吹付け工法は、地層処分事業における埋め戻し工法として実用に耐える工法の一つになり得ると評価できると考える。一方、本埋め戻し試験で取得した様々なデータの分析結果から、作業員の慣れや吹付け条件(ノズルの位置、向き)、施工環境(換気環境や供給可能な電力量)が施工性や品質

に大きな影響を与えることも確認された。特に、施工環境は、実際の地層処分場でも問題になる可能性があり、施設全体の設計時点で十分配慮する必要があると思われる。吹付け施工は、転圧締固めやベントナイトブロックによる施工方法と比較して、坑道側壁や天端付近などの狭隘な環境下での施工も比較的容易であると考えられるが、吹付け条件や環境によっては施工性や品質が低下することに注意が必要である。具体的には、本埋め戻し試験において見られたように、上向きにノズルを向けて吹付けを行った際の吹付け圧力低下が、施工した埋め戻し材の密度に大きく影響していると考えられる結果が得られたことから、少なくとも埋め戻し対象領域の高さ(今回の試験では3m)に対し、水平もしくは下向きで施工可能な吹付け機の使用、吹付けノズルの改良や十分な吐出量の確保など、吹付け面に対する吹付け圧力が低下しない対策が必要と考えられる。

このほか、本施工試験では、吹付け後に、天端付近に目視確認できるレベルの隙間が観察され、これは埋め戻し材の自重沈下と推定された。さらに、今回の試験領域のように、壁面からわずかな湧水が生じるだけのケースでも、埋め戻し材が最適含水比を超える水分量になると、結果として施工した埋め戻し材の品質劣化を招く可能性があることも明らかになった。前者については、シーリングシステムの設計の段階で自重沈下による隙間の発生を最小限に抑えられるように埋め戻し材の密度設計を行った上で、膨潤による隙間閉塞を期待できるよう、天端付近の吹付け時にベントナイト配合率を高くした埋め戻し材を用いることが一つの対策になると思われる。後者については、本試験では、品質が低下した部分を除去した上で施工を継続する、あるいは品質低下を最小化するため湧水箇所を先に埋め戻してから施工を継続するなどの対応を取ったが、実際の地層処分事業では、埋め戻される領域が非常に広範囲であることから、少なくとも埋め戻し材を施工する必要がある坑道では壁面湧水を生じさせないような対策(裏面排水の設置による壁面からの漏水防止、ロックボルトを使用しない支保工の使用)を施設の設計・施工に組み入れることが望ましいと考えられる。

② 適用した品質管理手法の有効性

本試験で適用したな品質管理のための管理基準や計測項目は質・量とも適切であったと考えられる一方, 3D スキャナによるバルクの密度計測には相違が見られた。しかし, 3D スキャナによるバルクの密度計測 結果と試料採取によって得られた密度測定結果は図 3.3.1.3-9 のように一定の相関性を有すると考えられること, 10 分程度の計測である体積の平均的な密度を算定できること, 試料採取に伴う危険なども生じないなど大きな利点も有しており, 実際の地層処分事業で想定されるような長大なトンネル群の埋め戻しに関する品質管理では, 試料採取による品質管理と合わせ, 図 3.3.1.3-9 で示したような関係を予め把握しておくことで, 3D スキャナによる密度計測の併用は実際の地層処分事業における合理的・効率的な品質管理手法となることが期待される。

なお、今後のデータの蓄積によりそれらの品質管理手法という観点での有効性は評価していくこ必要がある。本埋め戻し試験の条件下(埋め戻し材、土留め壁(排水構造)、坑道の湧水量や使用部材)における将来的なベントナイト流出量の予測を本試験で得られた関係式を使い簡易的に求めてみると、1 年後のベントナイト流出量は1,543g、10 年後は9,314g となる。このような結果は、実際の地層処分施設が回収可能性を保持する期間、埋め戻しが行われている領域でどの程度の変化を設計段階で見込む必要があるかの目安の情報を提供することができると考えられ、本計測データは今後の坑道閉鎖に関する技術開発でも有用なものとなることが期待できる。

3.3.2 モニタリング技術の開発

(1) 背景および概要

地下坑道を有する鉱山や地下備蓄施設、高レベル放射性廃棄物の地層処分場など、大規模地下施設の建 設・操業時には、地下施設に湧出する地下水を長期にわたって地上に排水するため、周辺の地下水流動の 変化および、それに付随する地下水水圧・水質の変化が引き起こされる。例えば、カナダの結晶質岩地域 (Manitoba) に建設された地下研究施設(立坑深度 443 m) においては、約25 年にわたる建設・操業に より、2 本の立坑周りの地下水の水位が約60 m 低下し、深度240 m の破砕帯周辺において深部塩水と低 塩濃度の浅層地下水が混合した事例があり51-53)、スウェーデンの結晶質岩地域に建設された地下研究施設 (Aspo Hard Rock Laboratory: 立坑深度 450 m) では、坑道掘削に伴い周辺地下水の水位が約 80 m 低 下しトリチウムを含む年代の若い地下水が坑道に流入した事例などがある5456。瑞浪超深地層研究所では、 これまでに施設建設前の初期環境条件から約 10 年間にわたる施設建設・維持管理期間の地下水の水圧・ 水質観測を行っている。その結果、堆積岩浅部(明世累層)では、坑道掘削前から水圧の変化は認められ ていないこと,本郷累層以深の堆積岩から深度約 500 m までの花崗岩中の水圧は,坑道周辺において初期 水頭から約 60 m 程度低下していること、花崗岩中の水頭の変化が施設周辺の断層の分布に影響を受けて おり主立坑に沿って分布する高角な北西走向の断層(主立坑断層)の南西側で水頭の変化量が大きく、北 東側で変化量が小さいこと、などが確認されている。また、花崗岩浅部の低塩濃度の Na-Ca-Cl 型地下水 と深部の高塩濃度の Na-Cl 型地下水の混合により水質分布が形成されていることが明らかになっている。 坑道掘削過程においては最深部で相対的に塩濃度の高い深部地下水の上昇が認められ、掘削深度がより深 部に移動した後も,塩濃度の高い地下水が数か月間にわたって残留することが確認された。その後,各深 度における定常的な地下水の排水により、相対的に塩濃度の低い浅層地下水が浸透し、塩濃度が徐々に低 下する傾向が認められている。

以上のような、地下水環境の変化は地下施設建設・維持管理時に大量の地下水を排水することで容易に起こり得る現象であり、特に、深層地下水と化学的特徴の異なる浅層地下水の地下深部への移動は、様々な地下施設の長期耐久性や安全性の評価に不確実性をもたらす。そのため、瑞浪超深地層研究所の建設・維持管理を通して地下水環境変化の観察事例を蓄積するとともに、地下施設建設前から建設中、施設閉鎖後の地質環境の変化プロセスなどを理解するための手法を検討した。

(2) 実施内容

2003年の掘削開始以降、坑道の掘削に伴い日量約800トン前後の地下水の湧水がある。この湧水に伴う地下水流動の変化を解析するため、地表から5本の水圧観測孔(27観測区間)を設け、施設建設前から観測を行った。また、掘削の進展に伴い、地表および深度500mまでの各深度の水平坑道などから長さ約50~200mの水圧観測孔を掘削し、80観測区間において坑道直近の水圧変化を観測している。また、正馬様用地でも4本の観測孔で水圧を観測している。地下水の湧水量の経時変化については、両立坑に深度約25m毎に設置した集水リングにおいて個別の湧水量を計測するとともに、各水平坑道に設けられた排水ピットにおいて、排水量を計測している。地下水の水質については、地表の水圧観測孔のうち2本(16観測区間)において定期的に地下水を採取し水質分析を行っている。また、深度500mまでの各深度の水平坑道からほぼ水平に掘削された長さ約2~100mの観測孔(50観測区間)において、定期的に採水・分析を行った。水質変化プロセスの解析においては、水質変化が塩濃度の異なる地下水の混合割合の変化に起因することを念頭において、地上の観測孔および深度500mまでの各深度の水平坑道から掘削された観測孔において得られた地下水の水質データを対象として多変量解析(主成分分析)を行った。表3.3.2-1から表3.3.2-4に地下水の水圧・水質観測区間の概要を示す。

なお、地上からのモニタリング孔での地下水水圧モニタリングは、観測区間深度に直接水圧センサーを 設置して水圧を観測する「直接水圧観測方式」と、観測区間からチューブを介してピエゾ管を立上げ、ピ エゾ管内の水位を観測する「ピエゾ水頭観測方式」の2つの方式で実施している。採水・分析については、モニタリング装置に備え付けられた採水チューブもしくは採水ボトルにより採取した試料を対象として、Na, K, Ca, Mg, F, Cl, SO4イオン濃度をイオンクロマトグラフィー(Dionex 製 CS-1000)により、Fe, Si, Al 濃度を ICP(Rigaku CIROS-Mark II)により、溶存無機・有機炭素濃度(DIC・DOC)を TOC メーター(Analytik Jena 製、multi N/C 2100S)によりそれぞれ分析した。また、採水中の不活性雰囲気下および室内分析室において pH、酸化還元電位を、それぞれガラス電極、白金電極(堀場製作所製 D-54 型 pH メーター、pH 電極 9625-10D/ORP 電極 9300-10D)により測定した。蛍光染料濃度は、蛍光光度計(日立ハイテクノロジーズ社製 F-4500 型蛍光分光光度計)で定量した。

表 3.3.2-1 地表における水圧観測区間の概要

孔名(E.L.標高)	区間 No.	□ HI I	区間深月		()	地質	観測方法
	+ ,	区間上	<u> </u>	標高		田川田屋 大郷田屋	
	2	66.4	116.3	186.7 135.9		明世界層・本郷界層	
MSB-1		117.2	131.6			本郷累層(基底礫岩層)	Weather MD avatem
(孔口標高: 253.1m)	3	132.5	176.3	120.6		土岐夾炭累層	Westbay MP system
	4	177.2	195.1	75.9		土岐夾炭累層 (基底礫岩層)	
	5	196.0	201.0	57.1		土岐夾炭累層	
MSB-2	1	18.8	22.7	179.7		明世累層(砂泥互層)	
(孔口標高:198.5m)	6	121.1	130.4	77.4		土岐夾炭累層(基底礫岩層)	Westbay MP system
	10	176.1	180.0	22.4		土岐花崗岩新鮮部	
	1	14.5	66.9	190.1		明世界層・本郷界層	
	2	67.8	80.7	136.8		本郷累層 (基底礫岩層)	
MSB-3	3	81.6	87.6	123.0		土岐夾炭累層(断層含む)	
(孔口標高: 204.6m)	4	88.4	131.6	116.2		土岐夾炭累層	Westbay MP system
	5	132.4	166.0	72.2	38.6	土岐夾炭累層 (基底礫岩層)	
	6	166.9	170.6	37.7		土岐花崗岩 (風化部)	
	7	171.4	187.0	33.2		土岐花崗岩	
MSB-4	1	15.8	25.6	198.6	188.8	明世累層(砂泥互層)	
(孔口標高:214.5m)	6	82.6	93.9	131.8	120.5	土岐夾炭累層	Westbay MP system
	7	94.8	99.0	119.6	115.4	土岐花崗岩 (新鮮部)	
	1	116.5	231.8	90.1	-25.2	土岐花崗岩	
	2	232.7	289.7	-26.1	-83.1	土岐花崗岩	
	3	290.7	640.7	-84.1	-434.1	土岐花崗岩	
	4	641.7	717.1	-435.1	-510.5	土岐花崗岩	
MIZ-1	5	718.1	901.4	-511.5	-694.8	土岐花崗岩	SOLEXPERTS
(孔口標高: 206.6m)	6	902.3	945.5	-695.7	-738.9	土岐花崗岩	SPMP system
	7	945.8	966.9	-739.2		土岐花崗岩	
	8	967.1	1127.7	-760.5		土岐花崗岩	
	9	1128.7	1149.1	-922.1		土岐花崗岩	
	10	1150.1	1276.0	-943.5		土岐花崗岩	
	_	78.0	181.8	123.1		保護ケーシング内	
	1	182.7	190.5	18.4		土岐花崗岩(変質部)	
	2	191.4	200.6	9.7		土岐花崗岩(変質部)	
	3	201.5	210.8	-0.4		土岐花崗岩(変質部)	
	4	211.7	221.0	-10.6		土岐花崗岩(変質部)	
05ME06 ·	5	221.9	234.2	-20.8		土岐花崗岩(変質部)	
(孔口標高: 201.1m)	6	235.1	245.4	-34.0		土岐花崗岩(変質部)	Westbay MP system
(7011)4(1)4 1 = 0 1111)	7	246.3	251.1	-45.2		土岐花崗岩(変質部)	
	8	252.0	270.3	-50.9		土岐花崗岩(変質部)	+
	9	271.2	280.5	-70.1		土岐花崗岩(変質部)	+
	10	281.4	287.7	-80.3		土岐花崗岩(変質部)	+
	11	288.6	304.0	-87.5		土岐花崗岩(変質部)	+
	1	49.2	97.7	167.2		土岐花崗岩	
ANI 4	6			-233.7			+
AN-1" (孔口標高: 216.4m)	_	450.1	507.2			土岐花崗岩	Westbay MP system
(16日17月月, 210.4111)	10	743.7	792.8	-527.3		土岐花崗岩	4
	12	934.0	994.1	-717.6		土岐花崗岩	
	2	188.2	260.4	35.6		土岐花崗岩	4
MIU-2 ·· (孔口標高: 223.8m)	5 398.1 498.4 -174.3 -274.6 土岐花崗岩	Westbay MP system					
(14日保団: 223.0111)	9	801.8	887.1	-578.0		土岐花崗岩	4
		-710.3		土岐花崗岩			
	1	183.3	239.6	47.2		土岐花崗岩	
MIU-3 "	4 604.9 690.8 -374.4 -460.3 土岐花崗岩 West	Westbay MP system					
(孔口標高: 230.5m)	6	724.6	780.5	-494.1		土岐花崗岩	↓ , , , ,
	8	876.1	941.5	-645.6		土岐花崗岩	
	6	506.2	578.5	-289.2	-361.5	土岐花崗岩	
MIU-4 "	8	585.8	603.7	-368.8		土岐花崗岩(月吉断層を含む)	Westbay MP system
孔口標高:217.0m)	9	604.4	658.8	-387.4	-441.8	土岐花崗岩	vvcsibay ivii systeili
	10	659.6	689.3	-442.6	-472 3	土岐花崗岩	

^{*}立坑掘削前に観測を開始したボーリング孔 **正馬様用地のボーリング孔

表 3.3.2-2 地表における水質観測区間の概要

71.42 / 15 1 - (本言)	EZ 88 N		区間深足			114.555	49.701 → 1 +	
孔名(E.L.標高)	区間No.	区間	른 (m)	標高	(m)	地質	観測方法	
	1	18.8	22. 7	179.7	175.8	明世累層(風化部)		
	2	23.6	38. 9	174. 9	159.6	明世累層(砂泥互層)		
	3*	39.8	68. 2	158.7	130.3	明世累層・本郷累層		
110D 0/7 D F =	4*	69. 1	77.4	129.4	121.1	本郷累層(礫岩部)		
MSB-2(孔口標高: 198.5m)	5*	78.3	120. 2	120.2	78.3	土岐夾炭累層	Westbay MP system	
100.0117	6*	121.1	130. 4	77.4	68.1			
	7	131.3	153. 7	53.7 67.2 44.8 土岐夾炭累層(基)	土岐夾炭累層(基底礫岩層)			
	8	154.6	170.4	43.9	28.1			
	9	171.3	175. 2	27. 2	23.3	土岐花崗岩 (風化部)		
	1	15.8	25. 6	198. 6	188.8	明世累層(砂泥互層)		
	2	26. 5	33. 9	187.9	180.5	明世累層(砂泥互層)		
140D 4/7 D FF	3	34.8	62. 1	179.6	152.3	明世累層・本郷累層		
MSB-4(孔口標高: 214.4m)	4*	63.0	76. 9	151.4	137.5	土岐夾炭累層	Westbay MP system	
21 1.4111/	5	77.8	81.7	136.6	132.7	土岐夾炭累層		
	6*	82. 6	93. 9	131.8	120.5	土岐夾炭累層(主要部)		
	7	94.8	99. 0	119.6	115.4	土岐花崗岩新鮮部		

^{*}湧水量が少なく地下水の採水を行わなかった観測区間

表 3.3.2-3 研究坑道における水圧観測区間の概要 (1/2)

7) ね /m ,	EZ 88 N		区間深度			LIL FIFE	年12日十二十
孔名(E.L.標高)	区間No.	区間担	₹(m)	標高	(m)	地質	観測方法
	1	48. 1	55. 3	-2.1	-2.6		
	2	38. 7	47. 2	-1.3	-2.0		
07M107/71口無言。10)	3	31.3	37. 8	-0.7	-1.2	土岐花崗岩	IATA OUM
07MI07(孔口標高:1.8m)	4	26. 9	30. 4	-0.4	-0.6	工岐化尚石	JAEA CHM system
	5	16. 9	26.0	0.4	-0.3		
	6	0.0	16.0	1.8	0.5		
	1	216. 1	229. 9	-15.2	-29.0	土岐花崗岩	
	2	234. 5	255. 5	-33.6	-54.6	(低角度割れ目の集中帯)	
0714700	3	260.1	271.4	-59. 2	-70.5		
07MI08 (孔口標高: 1.0m)	4	276.0	285. 4	-75. 1	-84.5		Westbay MP system
(16日1末日). 1.011/	5	290.0	296. 3	-89. 1	-95.4	土岐花崗岩 (上部割れ目帯)	
	6	300.9	308.8	-100.0	-107.9	(工品品40日本)	
	7	313.4	326. 9	-112.5	-126.0		
	1	204.5	213. 2	-3.6	-12.3		
0714700	2	214. 2	226. 7	-13.3	-25.8	土岐花崗岩	DIA CONCULTANTO DIEZO
07MI09 (孔口標高: 0.7m)	3	227.7	247. 2	-26.8	-46.3		DIA CONSULTANTS PIEZO svstem
	4	248. 2	275. 7	-47.3			System
	5	276. 7	325. 2	-75.8	-124.3	(上部割れ目帯)	
09MI17-1 (孔口標高:-100.7m)	1	346.6	352. 6	-145.7	-151.7	土岐花崗岩 (上部割れ目帯)	In-Situ Level TROLL
09MI18 (孔口標高:-100.7m)	1	345.6	352. 6	-144.7	-151.7	土岐花崗岩 (上部割れ目帯)	In-Situ Level TROLL
09MI19 (孔口標高:-100.7m)	1	346. 6	352. 6	-145.7	-151.7	土岐花崗岩 (上部割れ目帯)	In-Situ Level TROLL
	1	96. 1	101. 9	-102.8	-103.1		
	2	84. 7	95. 2	-102.2	-102.8		
09MI20	3	58. 7	83. 8	-100.2	-102.2	土岐花崗岩	JAEA CHM system
(孔口標高:-97.8m)	4	34.8	57.8	-99. 6	-100.8	工- 大 1 1 四 / 口	OALA OTHER SYSTEM
	5	19. 4	33. 9	-98.8	-99.6		
	6	0.0	18. 5	-97.8	-98.8		
	1	0.0	66. 1	-98. 2	-101.7		
09MI21	2	67. 1	77. 1	-101.7	-102.2	土岐花崗岩	JAEA CHM system
(孔口標高:-98.2m)	3	78. 1	88. 1	-102.3	-102.8	工- 大工 四 / 口	OALA OTHER SYSTEM
	4	89.0	103.0	-102.9	-103.6		

JAEA-Research 2019-012

表 3.3.2-3 研究坑道における水圧観測区間の概要 (2/2)

7. 久 / - 1. 標 言 \	E7.88N		区間深層	度 (m)		1:L FF	年日 101 → 1+
孔名(E.L.標高)	区間No.	区間担	₹(m)	標高	(m)	地質	観測方法
	1	74. 9	109. 7	-101.5	-103.3		
	2 51.7 73.9 -100.2 -101.4	1.此世胄山 /亦原如)					
10MI23 (孔口標高:-96.5m)	3	40.0	50. 7	-99. 6	-100.2	土岐花崗岩(変質部)	JAEA Water pressure
(九山保向: -90.5m)	4	17.8	39. 0	-98.5	-99.6		monitoring system
	5	0.0	16.8	-97.5	-98.4	土岐花崗岩(上部割れ目帯)	
	1	52.8	70. 6	-195.5	-194.9		
	2	50.6	51.8	-195.6	-195.5		
10MI26	3	37. 9	49. 6	-196.0	-195.6	1 44 44 141	
(孔口標高:-197.4m)	4	30. 2	36. 9	-196. 3	-196. 1	土岐花崗岩	JAEA CHM system
	5	10.0	29. 2	-197.0	-196.3		
	6	0.0	9. 0	-197.4	-197.0		
40.400	1	87. 6	106. 4	-302.6	-303.6		
12MI32 (孔口標高:-298.0m)	2	7.0	86. 6	-298.4	-302.6	土岐花崗岩	JAEA Water pressure monitoring system
(孔山保局256.0111/	3	0.0	6.0	-298.0	-298.4		monitoring system
	1	105.4	107.0	-303.3	-303.4		
	2	85.7	104. 5	-302.3	-303.3		
12MI33	3	64.0	84.8	-301.1	-302.2	土岐花崗岩	JAEA CHM system
(孔口標高:-297.8m)	4	53.8	63. 1	-300.6	-301.1		
	5	44. 1	52. 9	-300.1	-300.6		
	6	0.0	43. 2	-297.8	-300.1		
	1	90.4	102. 1	-302.3	-302.9	,	
	2	70.2	89. 5	-301.2	-302.2		IATA OUM
13MI38	3	60.0	69. 2	-300.7	-301.2	1 44 44 111	
(孔口標高:-297.6m)	4	50.3	59. 1	-300.2	-300.7	土岐花崗岩	JAEA CHM system
	5	37.6	49. 4	-299.5	-300.1		
	6	5.4	36. 7	-297.8	-299.5		
·	1	12. 2	16. 2	-317. 4	-321.4		
13MI39	2	6. 5	11. 3	-311.7	-316.4	土岐花崗岩	IAEA CHM avetem
(孔口標高:-305.2m)	3	3. 3	5. 6	-308.5	-310.7	上型10 両石	JAEA CHM system
	4	0.0	2. 4	-305. 2	-307.5		
	1	14. 3	16. 3	302.4	302.3		
13MI40	2	6. 1	13. 3	302.8	302.4	土岐花崗岩	IAEA CUM sustans
(孔口標高:-303.1m)	3	3. 4	5. 1	302. 9	302.8	上叉化崗石	JAEA CHM system
	4	0.0	2. 4	303. 1	303.0	0	
	1	14.8	16. 3	302.3	302.3		JAEA CHM system
13MI41	2	10. 1	13.8	302.6	302.4	302. 4 土岐花崗岩 JAEA	
(孔口標高:-303.1m)	3	6. 4	9. 1	302.8	302.6	上叉化岡石	
	4	0.0	5. 4	303. 1	302.8		

表 3.3.2-4 研究坑道における水質観測区間の概要

孔名(E.L.標高)	区間No.		区間深層	隻 (m)		地質	観測方法		
7672 (L.L.保间)	E HINO.	区間:	₹(m)	標高	(m)	心貝	既例月/五		
	1	48. 1	55. 3	-2.1	-2.6				
	2	38. 7	47. 2	-1.3	-2.0	士岐花崗岩			
07MI07(孔口標高:1.8m)	3	31. 3	37. 8	-0.7	-1.2		JAEA CHM system		
o / mao / (18 to pycla) · mom/	4	26. 9	30. 4	-0.4	-0.6	2.7.1016/10	S (2) (S (III) S (S (III)		
	5	16. 9	26. 0	0.4	-0.3				
	6	0.0	16. 0	1.8	0.5				
	1	96. 1	101. 9	-102.8	-103.1				
	2	84. 7	95. 2	-102. 2	-102.8				
09MI20	3	58. 7	83. 8	-100. 2	-102.2	土岐花崗岩	JAEA CHM system		
(孔口標高:-97.8m)	4	34. 8	57. 8	-99. 6	-100.8				
	5	19. 4	33. 9	-98.8	-99.6				
	6	0.0	18. 5	-97.8	-98.8				
	1	0.0	66. 1	-98. 2	-101.7				
09MI21	2	67. 1	77. 1	-101.7	-102.2	土岐花崗岩	JAEA CHM system		
(孔口標高:-98.2m)	3	78. 1	88. 1	-102. 3	-102.8	2.000			
	4	89. 0	103. 0	-102.9	-103.6				
	1	52. 8	70. 6	-195. 5	-194. 9				
	2*	50.6	51.8	-195.6	-195.5				
10MI26	3	37. 9	49. 6	-196. 0	-195.6	土岐花崗岩	JAEA CHM system		
(孔口標高:-197.4m)	4	30. 2	36. 9	-196. 3	-196. 1				
	5	10.0	29. 2	-197.0	-196.3				
	6	0.0	9. 0	-197.4	-197.0				
	1	105. 4	107. 0	-303.3	-303.4	土岐花崗岩			
	2*	85. 7	104. 5	-302.3	-303.3				
12MI33	3*	64. 0	84. 8	-301.1	-302.2		JAEA CHM system		
(孔口標高:-297.8m)	4*	53. 8	63. 1	-300.6	-301.1				
	5	44. 1	52. 9	-300. 1	-300.6				
	6	0.0	43. 2	-297.8	-300.1				
	1	90. 4	102. 1	-302. 3	-302.9				
	2	70. 2	89. 5	-301.2	-302.2				
13MI38	3	60. 0	69. 2	-300. 7	-301.2	土岐花崗岩	JAEA CHM system		
(孔口標高:-297.6m)	4	50. 3	59. 1	-300. 2	-300. 7				
	5	37. 6	49. 4	-299. 5	-300.1				
	6	5. 4	36. 7	-297. 8	-299.5				
	1	12. 2	16. 2	-317. 4	-321.4				
13MI39 (7.口煙克, 205.2)	2	6.5	11. 3	-311. 7	-316.4	土岐花崗岩	JAEA CHM system		
(孔口標高:-305.2m)	3	3. 3	5. 6	-308. 5	-310.7				
	4	0.0	2. 4	-305. 2	-307.5				
	1	14. 3	16. 3	302. 4	302.3				
13MI40 (スロ煙宮: _202.1m)	2	6. 1	13. 3	302. 8	302. 4	土岐花崗岩	JAEA CHM system		
(孔口標高:-303.1m)	3	3. 4	5. 1	302. 9	302.8				
	4	0.0	2. 4	303. 1	303.0				
	1	14. 8	16. 3	302. 3	302.3				
13MI41 (孔口標高:-303.1m)	2	10. 1	13. 8	302. 6	302. 4	土岐花崗岩	JAEA CHM system		
(正山保南: □303.1M)	3	6. 4	9. 1	302. 8	302.6				
12MI45	4	0.0	5. 4	303. 1	302.8				
13MI45 (孔口標高:-304.1m)	1	0.0	2. 0	-304. 1	-306.1	土岐花崗岩	JAEA CHM system		
13MI46 (孔口標高:-304.1m)	1	0.0	2. 0	-304. 1	-306.1	土岐花崗岩	JAEA CHM system		
13MI47 (孔口標高:-304.1m)	1	0.0	2. 0	-304. 1	-306.1	土岐花崗岩	JAEA CHM system		
13MI48 (孔口標高:-304.1m)	1	0.0	2. 0	-304. 1	-306.1	土岐花崗岩	JAEA CHM system		

^{*}湧水量が少なく地下水の採水を行わなかった観測区間

(3) 成果

1) 施設建設前~建設・維持管理中の地上からのモニタリング

地下施設建設前から建設中にかけての地質環境のモニタリングは、地上からのボーリング孔を利用した モニタリングが主な技術となる。ここでは、地上からの地下水水圧・水質モニタリングで得られた成果に ついて記述する。

地下水水圧モニタリング

地上からのモニタリング孔では、堆積岩および花崗岩中の地下水の水圧を連続観測している。観測の結果、深度 50 m 付近に存在する低透水性の粘土層を境に、以浅では地下施設建設に伴う水圧の変化は認められず、泥岩層以深で研究坑道掘削に伴う水圧の低下が認められた(図 3.3.2-1; 区間 1 が泥岩層および泥岩層以浅に相当)。また、深度 125 m 付近に存在する砂岩・泥岩互層を境として地下施設建設に伴う水圧変化が異なることも確認された(図 3.3.2-1; 区間 3 が砂岩・泥岩互層に相当)。さらに、低透水性の主立坑断層を境として北東側(MSB-1号孔)と南西側(MSB-3号孔)で水圧分布、水圧変化が異なることも確認された(図 3.3.2-2)。これらの結果から堆積岩中の低透水性の地層や低透水性の断層は、地下施設建設中の水圧変化を規制する構造として機能していることが確認された。

「直接水圧観測方式」では水圧センサーの故障等によるデータ欠損が生じた。水圧センサーの寿命については使用環境等に影響されるため一般化することは難しいが、これまでに実施した地上からの地下水水圧モニタリングでは、使用開始から5年を経過するとセンサーの故障頻度が増加する傾向にあったことから、おおよそ4年に一度の頻度で水圧センサーのメンテナンス・交換を繰り返すことにより、比較的安定した水圧の連続モニタリングが実施できた。一方、「ピエゾ水頭観測方式」については、立坑掘削、研究坑道掘削に伴う水圧低下により観測区間とピエゾ管を接続するチューブ内で遊離した溶存ガスが目詰まり現象を生じさせ、ピエゾ管内の水位が変化しない、あるいは上昇する事例が発生した(図 3.3.2-3)。この現象は、ピエゾ管内の水位を揚水などで強制的に変化させることで一時的に解消するものの、時間が経過すると再び発生した。

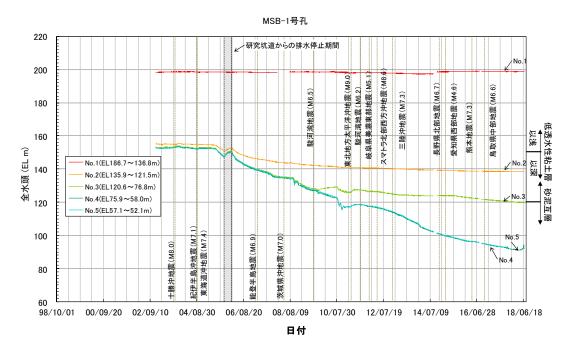


図3.3.2-1 地上からのモニタリング孔における地下水の水圧変化 (MSB-1 号孔の例)

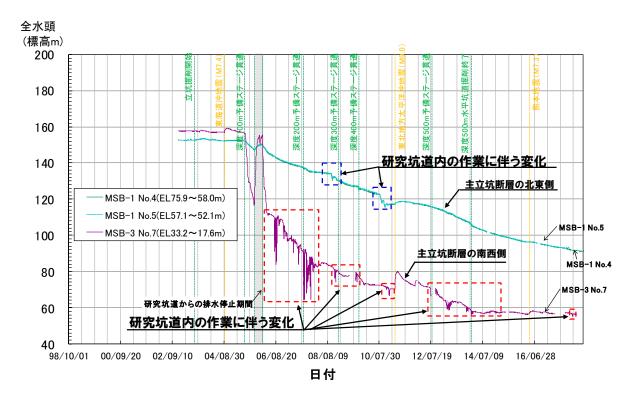


図 3.3.2-2 地上からのモニタリングにおける地下水の水圧変化 (MSB-1 号孔および MSB-3 号孔の例)

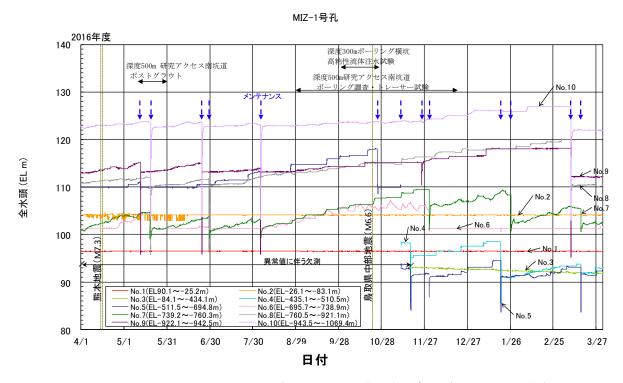


図3.3.2-3 地上からのモニタリングにおける地下水の水圧変化 (MIZ-1 号孔の例)

地下水水質モニタリング

地上からのモニタリング孔では、堆積岩中の地下水と不整合部直下の花崗岩中の地下水の水質を連続観測しており、深度 50 m 付近に存在する低透水性の泥岩層を境として泥岩層以浅では地下施設建設に伴う水質の変化は認められず、最も浅い深度の観測区間のみで変動が観察された。泥岩層以深では研究坑道掘削初期に、相対的深部の地下水の湧昇により Na や Cl 濃度の上昇が認められた(図 3.3.2-4; MSB-2 号孔では区間 2 と区間 3 の間に、MSB-4 号孔では区間 3 と区間 4 の間に泥岩層が存在する)。その後、時間とともにこれらの濃度は低下してほぼ一定値となった。また、MSB-2 号孔と MSB-4 号孔を比較すると、主立坑断層の南側に位置する MSB-2 号孔では、泥岩層以深の観測区間全体の Cl 濃度の上昇が認められるのに対して、主立坑断層の北側に位置する MSB-4 号孔では、花崗岩の観測区間(区間 7)よりも土岐夾炭層の観測区間(区間 5,6)の方が Cl 濃度の上昇が顕著であり、主立坑断層の北側では深部から湧昇した地下水が堆積岩中の礫岩層などを介して水平に浸透している可能性も考えられた。なお、一部の観測区間では水圧の低下とともに採水困難となり、帯水層中の地下水が枯渇していると推察された。

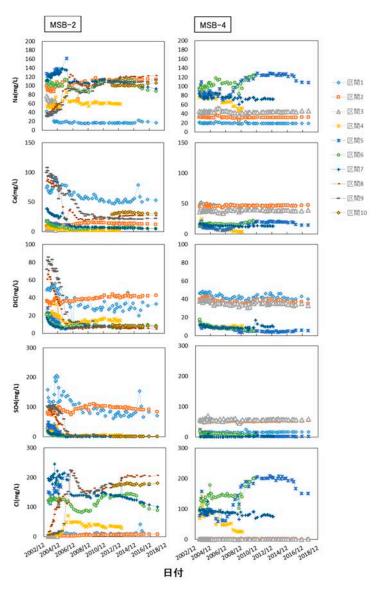


図3.3.2-4 地上からのモニタリング孔における地下水の水質変化 (MSB-2,4 号孔)

観測技術の実用性

上述の観測で使用した地下施設建設前から建設中における観測技術については、ほぼ確立されていると言えるが、約10年間の観測事例、経験に基づいて、深部の地下水条件(高圧、還元状態)や施設建設を念頭に置いた重要な留意点を整理することができる。例えば、ピエゾ水頭観測方式では観測深度から孔口付近まで配管内を地下水で満たしておく必要があるため、ガスバブルが配管内に抑留すると正常な水圧観測ができなくなる。したがって、ピエゾ水頭観測方式の機器を採用する場合は、配管内にガスバブルが抑留しないように配管口径を大きくする配管設計が必要となる。

また、複数の観測区間に対応する配管口径が大きくなるため、観測孔の孔径を大きくしておく必要がある。このように、地下施設建設時には周辺の地下水圧の低下やそれに伴う地下水中の溶存ガスの脱ガス、およびガスバブルの発生が想定される場合は、将来的な水圧低下を想定した観測機器選定を行うことが重要である。また、直接水圧観測方式での地下水水圧観測で実施した通り、安定した観測を継続するために定期的に水圧センサーのメンテナンス・交換を実施する必要があるため、水圧センサーの点検・整備に必要な時間やコストに関する負担を予め想定しておくことが必要である。

2) 建設・維持管理中の坑道からのモニタリング

地下施設建設中の地質環境のモニタリングは、地上からのボーリング孔を利用したモニタリングに加え 地下施設におけるモニタリングが実施可能となる。ここでは、研究坑道における地下水水圧・水質モニタ リングの結果について記述する。

地下水水圧モニタリング

研究坑道では坑道から掘削したボーリング孔において地下水水圧の連続観測を実施した。例として 09MI17-1 号孔, 09MI18 号孔, 09MI19 号孔の観測結果を図 3.3.2-5 に示す。これらのボーリング孔は深度 300 m 換気立坑ボーリング横孔から鉛直下向きに掘削したボーリング孔で、立坑壁面からの距離と水圧 分布の状況を観測する目的で設置された観測孔である。設置当初の換気立坑の切羽深度 300 m 時には、09MI-17-1, 18, 19 号孔の全水頭はどれも EL.90 m 程度であった。その後、立坑切羽が進むにつれて坑道の作業に伴う水圧変化が生じ、坑道壁面からの距離に伴う水圧低下に違いが発生した。2014 年 2 月に深度 500 m の水平坑道掘削が完了した後には、各孔の全水頭は緩やかな低下傾向が継続している。

09MI17-1, 18, 19 号孔および研究所用地近傍の DH-2 号孔(換気立坑からの離間距離約 86 m)の観測結果を,壁面からの距離と全水頭の値で整理し直したものを,図 3.3.2-6 に示す。グラフを見ると,研究坑道近傍の地下水圧は孔壁から 10 m 程度の範囲で大きく低下しており,孔壁から離れるにつれて地上からのボーリング孔で観測される水圧に近づくことが確認された。

研究坑道におけるモニタリング孔での地下水水圧モニタリングは湧水環境にあることから、観測区間からチューブを立上げ、坑道に設置した水圧センサーで湧水圧を観測する方式で実施している。地上からのモニタリング孔での地下水水圧観測方式の一つである「ピエゾ水頭観測方式」と同様に、研究坑道掘削や地下水の採水などに伴う水圧低下により観測区間と水圧センサーを接続するチューブ内で遊離した溶存ガスが目詰まり現象を生じさせ、一時的に水圧観測に支障が生じたが、チューブ内の水の排水等により遊離ガスを排出することで地下水圧の連続観測を継続することができた(図 3.3.2-7)。但し、立坑および坑道掘削に伴い湧水圧が大きく低下した深度では水圧観測を中止している。

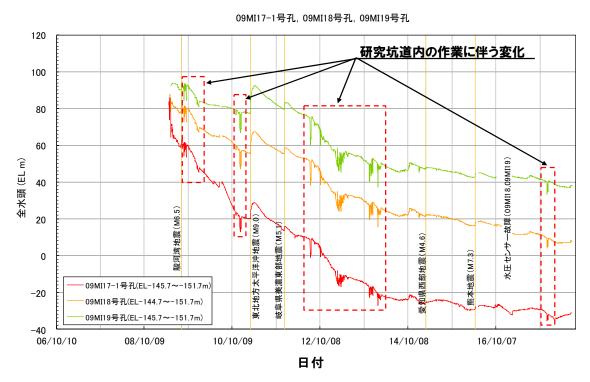


図 3.3.2-5 研究坑道のボーリング孔における地下水の水圧変化 (09MI17-1, 18, 19 号孔の例)

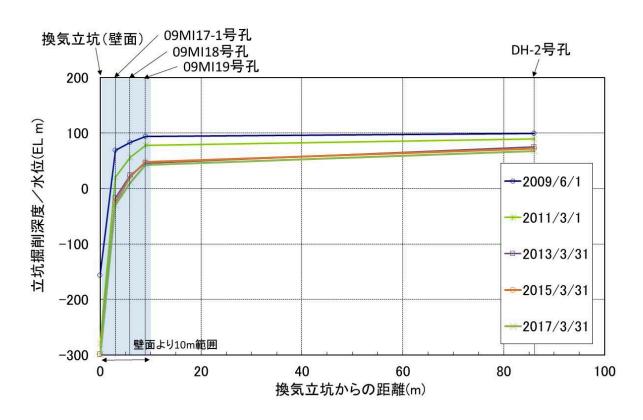


図 3.3.2-6 壁面からの距離と水圧変化 (09MI17-1, 18, 19 号孔の例)

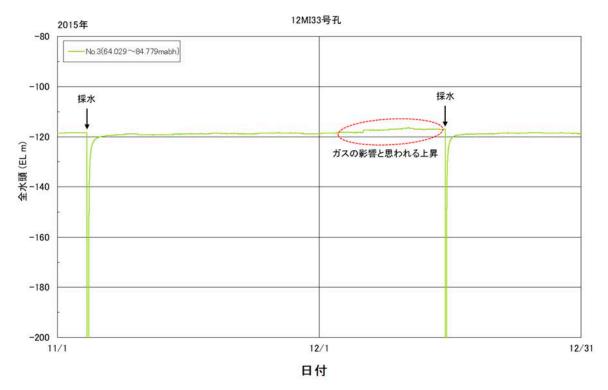


図 3.3.2-7 研究坑道のボーリング孔における地下水の水圧変化(12MI33 号孔の例)

地下水水質モニタリング

研究坑道では両立坑に設置された集水リング、壁面湧水および複数のボーリング孔において定期的に採水を行っている。

各深度の集水リングでは、堆積岩と花崗岩の不整合部より深部に設けられた主立坑集水リングの一部において水質の季節変動が認められた(図 3.3.2-8)。不整合部から花崗岩上部の(上部低角度割れ目帯)において立坑への湧水量も多いことから、この深度において浅層地下水が立坑に流れ込んでいると推測された。

次に、深度200~500 m までの研究坑道から掘削されたボーリング孔で得られた地下水の水質を図3.3.2-9、図3.3.2-10 に示す。主立坑断層の北側に位置するボーリング孔09MI21 号孔において、Na, Ca, Cl 濃度が時間とともに増加し、DIC、SO4 濃度が時間とともに低くなる傾向が認められた。主立坑断層の南側に位置するボーリング孔(07MI07 号孔、09MI20 号孔、10MI26 号孔)では、Na, Ca, Cl 濃度が、時間とともに低下する傾向が認められた。換気立坑を含む主立坑断層南側では、立坑掘削時に周辺地下水の排水に伴い湧昇した相対的に深部の地下水(相対的に Na, Ca, Cl 濃度が高い地下水)が、各研究坑道からの恒常的な地下水排水に伴い相対的浅部の地下水により時間とともに置換されつつある。主立坑断層北側のボーリング孔については、下部割れ目低密度帯(LSFD)に掘削されており、上部割れ目帯(UHFD)に掘削された主立坑断層南側ボーリング孔に比べ、割れ目の連続性や連結性の違いに応じて、地下水の引き込みが小さく深部地下水の湧昇の影響が続いていると推察される。

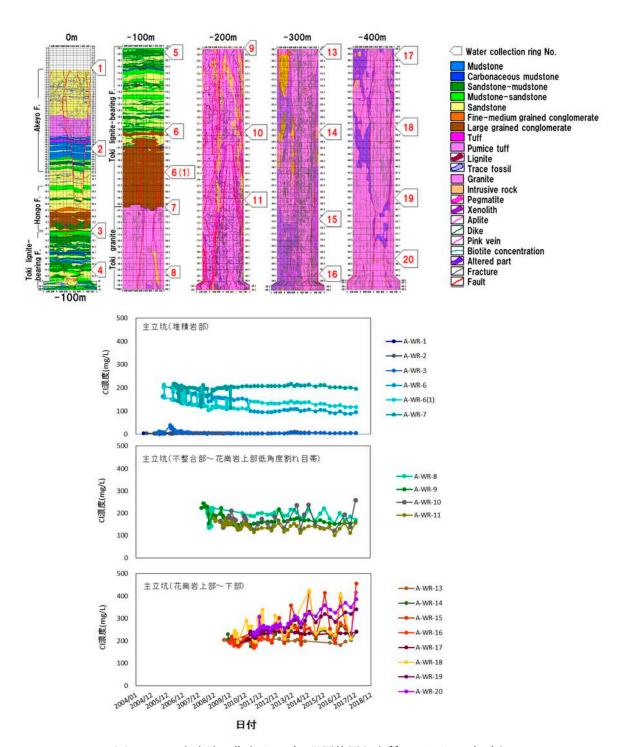


図3.3.2-8 主立坑の集水リングの設置位置と水質モニタリングの例

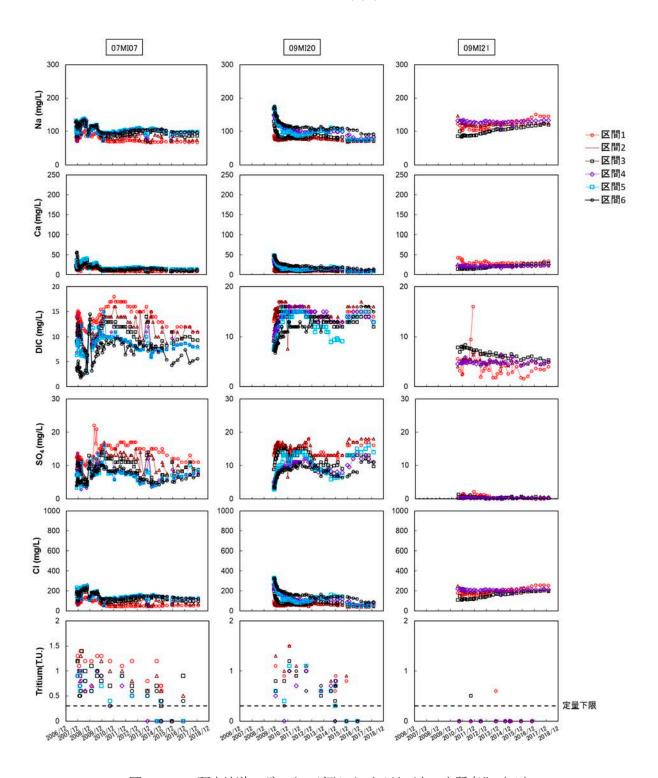


図 3.3.2-9 研究坑道のボーリング孔における地下水の水質変化 (1/2)

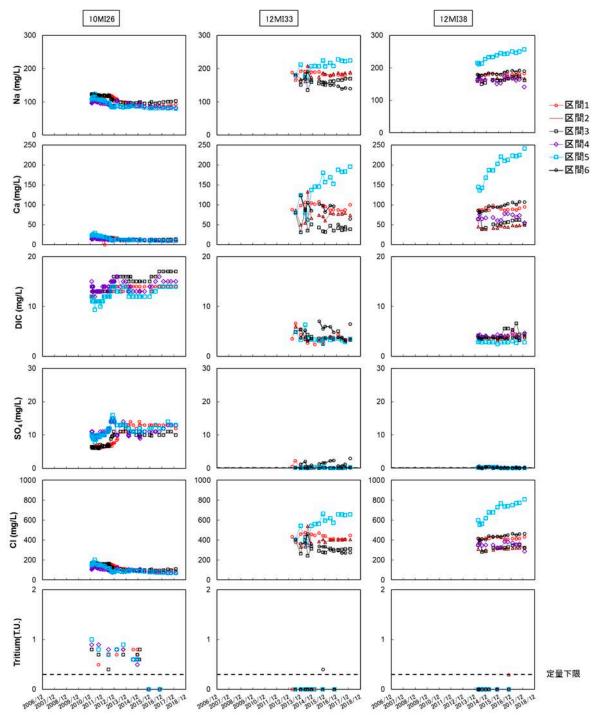
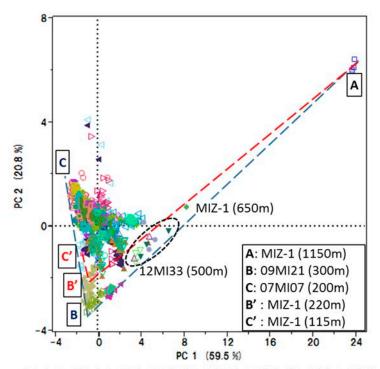


図3.3.2-9 研究坑道のボーリング孔における地下水の水質変化(2/2)

なお、浅層地下水浸透については、その指標となる安定同位体比(8D および 818O)、トリチウム(3H)、クロロフルオロカーボン類(CFCs)、六フッ化硫黄(SF6)濃度の経年変化のモニタリングを行った結果、深度 200~400 m までの浅層地下水の混入率は3H と CFC-12 濃度から最大で50%程度と見積もられた57。研究坑道の掘削、維持管理時の地下水水質の経年変化に関する多変量解析(主成分分析)の結果、各観測地点の地下水の水質は主にナトリウム、カルシウム、塩化物イオン濃度の増減を反映する第1主成分(PC1)と、無機炭素(DIC)、硫酸、フッ化物イオン濃度の増減を反映する第2主成分により、その傾向を表現することができる(図 3.3.2-10)。各観測地点の主成分値は図 3.3.2-10 に示す端成分地下水で囲ま

れた領域にプロットされる。端成分 A, B' (B) の混合線は、主に研究坑道掘削前に認められていた地下水の深度分布(深度とともに塩濃度が濃くなる特徴)を反映している。その混合線と端成分 C の間にプロットされる地下水は、主に研究坑道掘削、維持管理時に生じた深部の塩濃度の高い地下水と浅部から浸透する塩濃度の低い地下水の混合による水質変化を反映していると考えられる。各観測孔における変化を判りやすくするため、観測孔ごとに分けた結果を図 3.3.2-11 に示す。主成分値の経年変化は、主立坑断層の南側(換気立坑側)に位置する 07MI07 号孔、09MI20 号孔、10MI26 号孔において、端成分 C に近づく傾向が認められる。ただし、07MI07 号孔においては、端成分 C に近づいた後、その周辺でばらついている。その一方で、主立坑断層の北側に位置する 09MI21 号孔では、端成分 A の方向に変化する傾向がある。これらのことから、主立坑断層の南側においては、端成分地下水 C に代表される水質を持つ浅層地下水の浸透により水質が経年変化している、その一方で主立坑断層の北側では、その影響は小さいことが確認された。



 $\label{eq:pc1} \begin{array}{l} \text{PC 1 =} 0.47 \text{[Na]} + 0.36 \text{[K]} + 0.43 \text{[Ca]} - 0.31 \text{[DIC]} - 0.27 \text{[SO4]} - 0.26 \text{[F]} + 0.46 \text{[CI]} \\ \text{PC 2 = } 0.06 \text{[Na]} + 0.21 \text{[K]} + 0.22 \text{[Ca]} + 0.55 \text{[DIC]} + 0.65 \text{[SO4]} - 0.42 \text{[F]} + 0.09 \text{[CI]} \\ \end{array}$

✓ MSB4-4	O 07MI07-1	▼ 09MI20-1 ◀ 09MI21-2	□ 10MI26-1	12MI33-1
■ MSB4-5	• 07MI07-2	□ 09MI20-2 > 09MI21-3	= 10MI26-3	△ 12MI33-2
MSB4-6	△ 07MI07-3	■ 09MI20-3 ▶ 09MI21-4	□ 10MI26-4	▲ 12MI33-3
► MSB4-7	▲ 07MI07-4	♦ 09MI20-4	■ 10MI26-5	▼ 12MI33-4
☐ MIZ-1-1150m	▼ 07MI07-5	♦ 09MI20-5	O 10MI26-6	▼ 12MI33-5
■ MIZ-1-115m	N. Commission of the Commissio	✓ 09MI20-6	2011120	1 121-1155-5
♦ MIZ-1-220m				
MIZ-1-650m				

	知训护生/区間 Ni-	採水日	рΗ	EC	Na ⁺	K*	Ca ²⁺	Mg ²⁺	DIC	SO ₄ ²⁻	S ²⁻
	観測地点/区間 No.	1木小口	-	mS/m	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L
Α	MIZ-1/区間9(1,150m)	2009/9/17	8.2	590	434.0	3.3	648.9	1.3	2.3	0.1	<0.1
В	09MI21/区間3(300m)	2010/7/14	8.7	50	86.0	0.3	14.0	<0.1	7.9	1.3	<0.1
С	07MI07/区間1 (200m)	2011/7/1	8.5	38	70.0	0.3	8.2	<0.1	17.0	17.0	0.5
B	MIZ-1 (220m)∗	2003/7/9	8.9	48	68.1	0.9	11.1	0.1	6.6	8.4	4.5
C'	MIZ-1 (115m)∗	2003/4/20	9.2	35	58.7	0.3	5.9	0.1	9.6	6.8	0.1

	観測地点/区間 No.	採水日	F ⁻	CIT	NO ₃	NO ₂ -	Si	Al	T-Fe	Fe ²⁺	Mn
	說/則地点/区间NO.	f木小口	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L
Α	MIZ-1/区間9 (1,150m)	2009/9/17	3.1	1890	<0.05	<0.05	8.9	0.01	0.024	<0.2	0.109
В	09MI21/区間3(300m)	2010/7/14	13.0	109	<0.05	<0.05	6.9	0.06	0.075	<0.2	0.004
С	07MI07/区間1 (200m)	2011/7/1	8.4	45	<0.05	<0.05	7.1	<0.01	<0.005	<0.2	<0.003
B	MIZ-1 (220m)*	2003/7/9	11.9	85	<0.2	<0.3	4.5	0.89	0.086	<0.05	0.084
C'	MIZ-1 (115m)∗	2003/4/20	8.7	38	<0.2	<0.3	8.6	0.06	0.021	<0.05	0.002

図 3.3.2-10 既往の観測値を利用した主成分分析

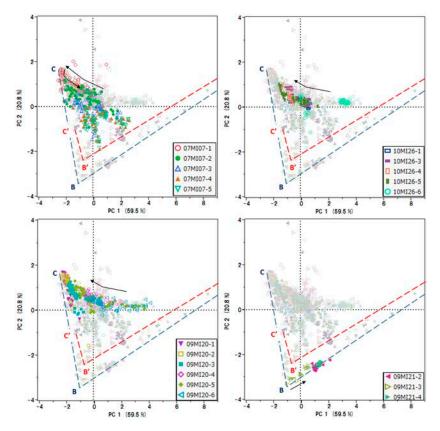


図 3.3.2-11 主成分分析結果(個別孔ごとの表示)

水質の経年変化はこれらの端成分地下水の混合状態の変化に起因すると考えられた。花崗岩中の坑道直近(坑道から距離約10~30 m)の地下水は、立坑の掘削とともに花崗岩深部地下水の値に変化し、当該深度付近に供給される地下水が花崗岩深部の地下水に変化していることが示された。その後、花崗岩浅部地下水の寄与率が増加していることから、排水に伴う動水勾配が相対的に大きな立坑底部直近においては深部からの地下水の引き込みがより大きいものの、施設全体では地下水位の低下とともに花崗岩浅部の地下水が徐々に深部に移動していることが裏付けられた。主成分得点の経年変化から深度300 m、400 m の地下水は、時間の経過とともに深度200 m付近の花崗岩上部の地下水と同等の水質を持つ地下水により希釈されていると推察され、その経年変化率に基づくと、現在の状態が継続した場合、数年~数十年後には花崗岩上部の地下水と同等の水質(深部地下水に比べNa、Ca、Cl 濃度が低く、硫酸イオンや無機炭素イオンに富む組成)に変化すると予測された。

次に、深度 200~400 m の地下水の pH,酸化還元状態の経年変化を図 3.3.2-12 に示す(深度 500 m の 観測結果については、3.3.1.2(2)に別途示す)。地下水の pH は、07MI07、09MI21 号孔の孔口を含む観測 区間(07MI07 区間 6、09MI21 区間 1)において、観測孔掘削時に打設されたセメントの影響で強アルカリ性を示しているものの、その他の観測区間では $8\sim9$ を示し経年変化は顕著ではなかった。07MI07 号孔においては坑道壁面から数 m の範囲でグラウト施工試験が行われており、試験で使用されたセメント材料が徐々に溶脱することで 07MI07 区間 6 の地下水の pH が時間とともに上昇していると考えられた。また、09MI21 号孔ではボーリング孔掘削時に孔口に施工されたセメントにより生成した高アルカリ性の地下水が徐々に坑道に排水されることで pH が時間とともに低下していると推察された。

酸化還元状態は07MI07区間6,09MI21区間1において時間とともに酸化還元電位が上昇する傾向が認められ、坑道からの大気浸透の影響の可能性が考えられた。その他の観測区間についてはばらつきが大

きいものの $-200\sim-100 \text{ mV}$ で推移した。地下水水質の経年変化は、時間とともに浅層地下水の浸透割合が増加することを示唆しているが、pH、酸化還元状態については、その影響が明瞭に確認できなかった。

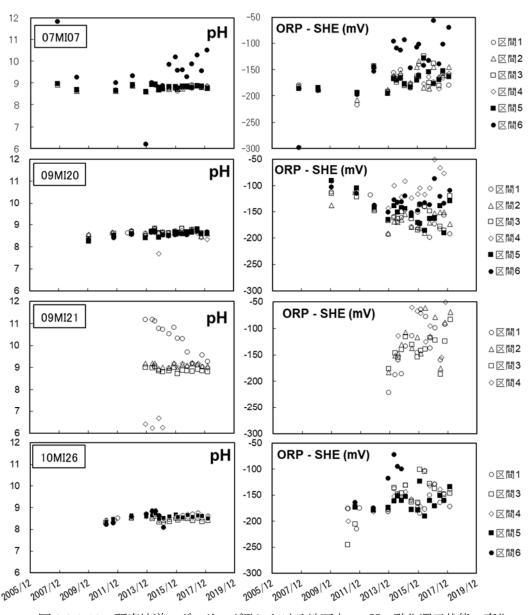


図 3.3.2-12 研究坑道のボーリング孔における地下水の pH, 酸化還元状態の変化

観測技術の実用性

坑道内での水圧・水質観測においては、基本的に湧水環境下にあることから観測区間と採水口(ボーリング孔の孔口)に圧力差が生じやすく、坑道掘削に伴う水圧低下のみならず、採水時の水圧減圧により溶存ガスの脱ガスが起こり、物理化学パラメータ(pH や酸化還元電位など)が変化する。また、地上からの観測と同様に配管内にガスバブルが抑留し正常な水圧観測ができなくなる。この対策として、坑道からの観測孔を水平に近い角度で掘削し、観測区間の水圧を維持して地下水を循環しつつガスバブルを除去する方法がある。

3) 施設埋め戻し中および埋め戻し後のモニタリング 地下水の水圧・水質モニタリング

施設埋め戻し中および埋め戻し後のモニタリング箇所は、大きく坑道内部(坑道埋め戻し材中)、坑道近傍、施設周辺に区分できる。

坑道内部でのモニタリングについては、3.3.1.1(4) 予察的埋め戻し試験において既存のセンサーを使用して実施した土圧・水圧・土壌水分観測を実施し、再冠水試験を通じてこれらのデータを取得することができた。この結果から、坑道埋め戻し時および坑道埋め戻し後の地質環境回復時においても、これら観測については既往技術が適用できる見通しを得た。また、データ転送については3.3.1.1(5)モニタリング技術開発で示した通り、地中無線通信技術の要素技術は確立しつつある。

坑道近傍および施設周辺でのモニタリングについては、水圧・水質モニタリングともに、施設建設前から建設・維持管理中の地上からのモニタリング、坑道からのモニタリングで用いたボーリング孔での観測システムが適用可能である。ただし、施設埋め戻し後は坑道へアクセスが不可能なことから、坑道からのモニタリングシステムの地上化が必要となる。地下水水圧モニタリングについては水圧センサー等への電力供給や、地上からのモニタリングで示した通りセンサーのメンテナンス・交換が必要である。しかしながら、坑道埋め戻し中および埋め戻し後のモニタリングでは、地中での電力供給にはまだ課題があり、センサーのメンテナンス・交換は不可能である。したがって、これらの課題に対して地中での電力供給が不要であり、センサーの長期耐久性が期待される地上からの光センシング技術を適用した光ファイバ水圧センサーによる水圧モニタリングを試みた(図 3.3.2-13)。また、地下水水質モニタリングについては、地上からのモニタリング技術を応用し、立坑内に配置したモニタリング用配管を用いた水質モニタリングシステムの適用を試みた(図 3.3.2-14)。これらの水圧・水質モニタリング地上化システムについて建設時の稼働試験により、正常に機能することが確認された。

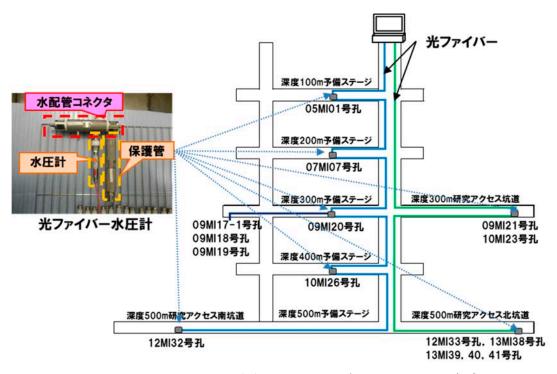


図3.3.2-13 地下水水圧モニタリングシステムの地上化概念図

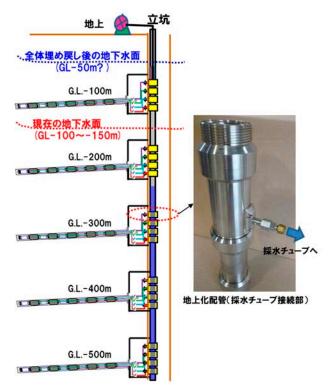


図3.3.2-14 地下水水質モニタリングシステムの地上化概念図

観測技術の実用性

坑道内部でのモニタリングについては、坑道埋め戻し時および坑道埋め戻し後の地質環境回復時においても既往技術が適用できる見通しを得た。しかしながら、ここでの観測は坑道内にデータロガー等を設置するとともに、坑道内の電源から電力を供給している。施設埋め戻し後は坑道内からの電力供給が困難であり、地上から電力を供給する場合は数百 m に及ぶケーブル間での電圧降下を考慮する必要がある。光給電技術や無線給電技術など、坑道内から電力供給が可能な技術は開発されつつあることから、これら技術の適用が今後の課題である。また、無線通信技術についても要素技術は概ね開発されていると考えられる。今後は地下数百 m から地上までの通信距離の延長が課題となる。

4) 建設前から施設埋め戻し後までの地質環境変化の評価技術

施設建設前から施設建設中における地下水流動変化の評価については、水理地質構造の不均質性を考慮した地下水流動解析と、施設建設に伴う水圧変化や湧水量の観測データを組み合わせることで、施設建設の影響の程度や範囲を推定することが可能である。その際に、断層などの水理地質構造で囲まれた領域ごとに施設建設の影響が異なる可能性に留意するとともに、水圧変化だけなく水質変化の観点から解析結果の妥当性を確認することが重要である。水質変化の解析技術については、経年変化データを用いた多変量解析(主成分分析)を行い、①水質変化に対する寄与が大きい端成分地下水の明確化、②当該端成分地下水の寄与割合の経年変化に基づく変化速度の見積もり、③将来の地下水水質の外挿、という手順で施設建設・操業中の将来的な地下水水質を推定することが可能である。ただし、この解析手法は、水質変化が異なる水質の混合状態の変化に起因している場合にのみ有効である。

施設埋め戻し中および埋め戻し後の長期的な地下水の水圧変化については、上述の施設建設前から施設 建設中の地下水流動変化の評価において構築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り評価することが可能であると考えられる。一方、地下水の水質変化については、地下水流動が滞留し混合プ ロセスの前提が成り立たなくなるとともに、閉鎖系での水-鉱物-微生物反応が主要なプロセスとなる可能性がある。したがって、今後、地下施設周辺の地下水滞留環境における水質変化プロセスを明らかにしていく必要がある。

施設埋め戻し後の地質環境の長期安定性を評価する上では、天然現象に伴う変化についても考慮する必要がある。建設前から施設埋め戻し後までのモニタリングにおいては、地質環境の長期安定性に関わる情報の取得も重要となる。ここでは、累積的・広域的な変化を引き起こす可能性のある自然現象の一つである地震が水圧変化へ及ぼす影響について、これまでのモニタリング結果から得られた知見を整理する。

地震に伴う水圧変化については、2003 年以降、複数の地震に伴う水圧変化が観測されており、特に、2011 年東北地方太平洋沖地震では、超深地層研究所計画および広域地下水流動研究におけるモニタリング孔の全てで地下水の水圧変化が確認された58-60。水理地質構造に着目して地下水圧の変化を整理すると、正馬様用地内での観測結果では、水圧変化が確認されたすべての地震において月吉断層の北側で水圧の上昇、南側で水圧の低下が生じている(図 3.3.2-15)。また、研究所用地周辺では主立坑断層南側の領域の観測区間で水圧変化が大きく、北側では水圧変化が小さい、あるいは水圧変化が確認されない結果となった(図 3.3.2-16)。これらの結果から、地震に伴う水圧応答は、観測区間周辺の局所的な水理地質構造の違いによって異なる可能性があると考えられる 60。

地震に伴う水圧変化を大局的な地下水流動方向における動水勾配の変化として整理すると、月吉断層南側では、観測地域から十分離れた地域で発生した地震での動水勾配の変化は一時的であり、地震発生後、1年程度の間に概ね地震発生前の動水勾配の変化傾向に回復した(図 3.3.2-17 (a))。これらの結果から、地震に伴う地下水圧の変化が広域の地下水流動に与える影響は短期的であり、その影響が小さい可能性を示唆している。一方で、月吉断層北側では、2011年東北地方太平洋沖地震や観測地域近傍で発生した岐阜県美濃東部の地震では、地震発生から約2年経過後には安定した状態となったが、地震発生前とは異なる傾向となる場合も確認された(図 3.3.2-17 (b))。この結果から、M9 を超える超巨大地震や観測地域のごく近傍で発生した地震の影響については、より長期間にわたり影響を与える可能性が考えられる 62。

地震による地下水圧の変化が施設建設に与える影響については、2011 年東北地方太平洋沖地震において、地震後の湧水量がピーク時で地震前の湧水量の約 1.3 倍に増加し、地震発生から約 1 年後には地震前の湧水量にまで減少することが確認された(図 3.3.2-18)。この結果は、地震による地下水圧の変化が施設建設の湧水量に与える影響は短期的なものであり、長期的には施設建設に伴う水圧変化の影響が大きいことを示唆している。

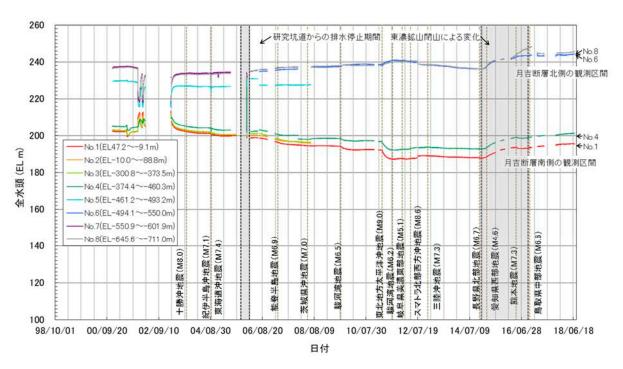


図 3.3.2-15 月吉断層周辺における地震に伴う水圧変化 (MIU-3 号孔)

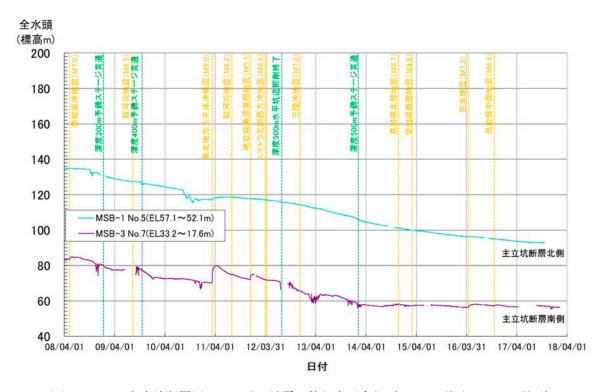
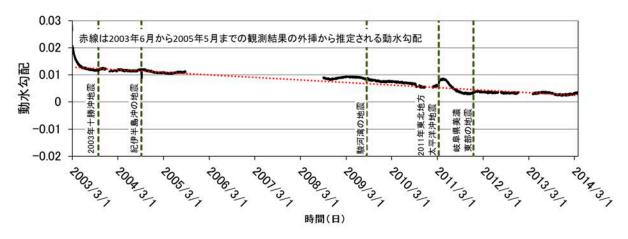
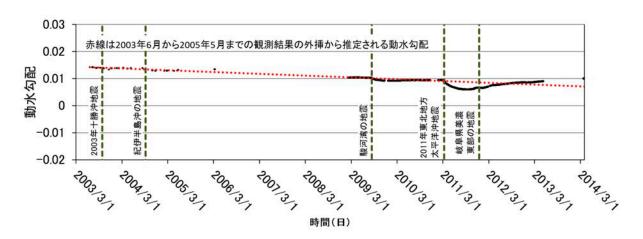


図 3.3.2-16 主立坑断層周辺における地震に伴う水圧変化 (MSB-1 号孔, MSB-3 号孔)



(a)月吉断層南側での動水勾配



(b) 月吉断層北側での動水勾配 図 3.3.2-17 広域における地震に伴う動水勾配の変化の一例

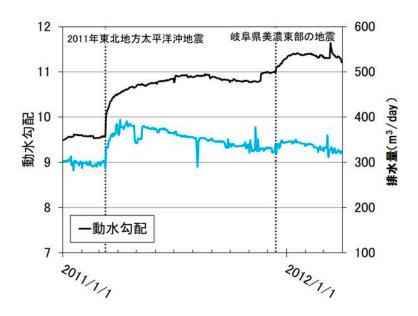


図 3.3.2-18 立坑湧水量と動水勾配の関係

(4) まとめ

瑞浪超深地層研究所における長期モニタリングの結果、花崗岩中に大規模地下施設を建設・維持管理した場合に起こり得る環境変化やその関連プロセスについて、以下のような知見を得ることができた。

- ・低透水性の地質・地質構造(堆積岩中の泥岩層や割れ目の少ない花崗岩、断層など)は、坑道の掘削に伴う地下水の移動を抑制する。一方で、割れ目の多い花崗岩や礫岩層など高透水性の地質・地質構造では、水圧低下や水質変化が大きい。
- ・坑道の掘削・維持管理時は、最深部の坑道周辺ではより深部からの地下水の上昇、最深部以外の坑道周辺では、水位低下に伴い浅部の地下水が浸透し、掘削初期に上昇した深部地下水と徐々に入れ替わる。 水質の経年変化は、これらの異なる水質の地下水の混合状態の変化により引き起こされる。
- ・ 浅層地下水の深層地下水に対する混入割合は、3H濃度やCFCs濃度に基づいて推測できる。
- ・以上のことから、透水性の異なる地質・地質構造の3次元分布を踏まえて坑道のレイアウトを設計することで、湧水量を抑制し地球化学的な変化を低減させるとともに、大規模地下施設の周辺における環境変化を見込んだ総合的な監理が可能になる。
- ・大規模地下施設建設・操業時においては、施設周辺の複数観測点における長期的な水質データの取得、 多変量解析(主成分分析)による経年変化プロセスの把握、経年変化量に基づく将来予測により、中長期的な水質変化を推察できる。
- ・遠方で発生した地震に伴う地下水の水圧変化や動水勾配の変化は一時的なものであり、地質環境の長期安定性に与える影響小さいと推測される。但し、M9クラスの超巨大地震や観測地域ごく近傍で発生した地震については、より長期に影響を及ぼす可能性がある。
- ・地下水の水圧・水質モニタリング技術に関して、施設建設前から施設建設・維持管理期間における既存技術による長期観測が可能である。施設埋め戻し中および施設埋め戻し後についても既存技術の適用が可能である。今後、給電技術や無線通信技術の高度化が進めば、観測技術に関する選択肢が増えるものと考えられる。
- ・地下水の水圧・水質モニタリングシステムの選定にあたっては、施設建設・維持管理期間中に生じる地質環境の変化(例えば、水圧低下に伴う溶存ガスの遊離)を事前に考慮することで、効率的かつ確度の高い観測結果を取得することができる。

参考文献

3.3.1.1

- 1) Johanna, H., Slimane, D., Marjatta, P. and Matt, W.: DOPAS Project Final Summary Report, 2016.
- Onoe, H., Iwatsuki, T., Saegusa, H., Ohnuki, K., Takeuchi, R., Sanada, H., Ishibashi, M. and Sato, T.: Groundwater Recovery Experiment using an Underground Gallery in Fractured Crystalline Rock, Proceedings of 2014 ISRM International Symposium, 8th Asian Rock Mechanics Symposium, CD-ROM, 2014.
- 3) 細谷真一,鈴木一成,石橋正祐紀,澤田 淳,渥美博行,岩野圭太:割れ目の分布特性の違いが地下水 流動特性に与える影響に関する研究(その 2),土木学会第 70 回年次学術講演会論文集,Ⅲ-181, pp.361-362, 2015.
- 4) 山田信人, 金沢 淳, 鈴木敬一, 柘植 孝:瑞浪超深地層研究所における花崗岩を対象とした地中レーダー探査, 物理探査学会第131回学術講演会論文集, pp.162-165, 2014.
- 5) 高山裕介, 佐藤稔紀, 真田祐幸, 多田浩幸, 熊坂博夫, 福田 毅, 小林伸司: クラックテンソルモデルを 用いた瑞浪超深地層研究所を対象とした三次元坑道掘削解析, JAEA-Research 2015-003, 102p., 2014.
- 6) 尾崎裕介, 松井裕哉, 桑原和道, 多田浩幸, 櫻井英行, 熊坂博夫, 郷家光男, 小林伸司: クラックテン ソルモデルを用いた瑞浪超深地層研究所の冠水坑道における坑道冠水過程に伴う三次元応力解析, JAEA-Research 2016-007, 125p., 2015.
- 7) 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, 348p., 1999.
- 8) 青柳和平, 津坂仁和, 近藤桂二, 稲垣大介: 幌延深地層研究所の 250m 調査坑道における掘削損傷領域の経時変化に関する検討, 土木学会論文集,C(地圏工学), pp.412-423, 2014.
- 9) Suzuki, K., Nakata, E., Minami, M., Hibino, T., Tani, T., Sakakibara, J. and Yamada, N., Estimation of the zone of excavation disturbance around tunnels, using resistivity and acoustic tomography, Exploration Geophysics, vol.35, no.1, pp.62-69, 2004.
- 10) 尾上博則, 高安健太郎, 林田一貴, 竹内竜史, 岩月輝希: 瑞浪超深地層研究所の再冠水試験に関わる調査研究 (3)地下坑道周辺岩盤における割れ目分布の概念化, 日本地下水学会 2016 年秋季講演会講演要旨, pp.120-125, 2016.
- 11) Ozaki, Y., Ishibashi, M., Matsushita, T., Masumoto, K. and Imasato, T.: Transition of near surface resistivity of tunnel wall during drift closure test, Proceedings of the 13th SEGJ International symposium, 2018.
- 12) 西尾和久, 弥富洋介, 濱 克宏 (編): 「平成 29 年度 東濃地科学センター 地層科学研究 情報・意見交換会」資料集, JAEA-Review 2017-042, 61p., 2018.
- 13) 林田一貴, 加藤利弘, 久保田満, 村上裕晃, 天野由記, 岩月輝希: 坑道閉鎖試験に基づく坑道掘削・閉鎖時の化学環境変化プロセスの考察, 地球化学, vol.52, pp.1-17, 2018.
- 14) Implementing Geological Disposal Technology Platform: http://www.igdtp.eu/(参照: 2019 年 10 月 3 日)
- 15) 桑原和道, 佐藤稔紀, 真田祐幸, 高山裕介: 超深地層研究所計画(岩盤力学に関する調査研究)深度 500m における岩盤力学調査, JAEA-Research 2015-005, 378p., 2015.
- 16) 濱 克宏, 見掛信一郎, 西尾和久, 川本康司, 山田信人, 石橋正祐紀, 村上裕晃, 松岡稔幸, 笹尾英嗣, 真田祐幸, 大貫賢二, 佐藤成二, 別府伸治, 尾上博則, 竹内竜史, 三枝博光, 大森一秋, 長谷川隆, 宗

- 本隆志, 湯口貴史, 岩月輝希, 岩崎理代, 池田幸喜, 堀内泰治, 佐藤稔紀, 大澤英昭, 小出 馨, 杉原弘造: 超深地層研究所計画 年度報告書(2013年度), JAEA-Review 2014-038, 137p., 2014.
- 17) Kobayashi, A. and Ohnishi, Y.: Effects of non-linearity of material properties on the coupled mechanical-hydraulic-thermal behavior in rock mass: Collected Papers of Japan Society of Civil Engineers, Tokyo, Japan Society of Civil Engineers, pp.101-110, 1986.
- 18) Rutqvist, J., Wu, Y. S., Tsang, C. F. and Bodvarsson, G.: A modeling approach for analysis of coupled multiphase fluid flow, heat transfer, and deformation in fractured porous rock, International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences, vol.39, no.4, pp.429-442, 2002.
- 19) Hammond, G.E., Lichtner, P.C. and Mills, R. T.: Evaluating the performance of parallel subsurface simulators: An illustrative example with PFLOTRAN, Water Resources Research, vol.50, no.1, pp.208-228, 2013.
- 20) Hokr., M., Škarydová, I. and Frydrych, D.: Modelling of tunnel inflow with combination of discrete fractures and continuum, Computing and Visualization in Science, vol.15, no.1, pp.21-28, 2012.
- 21) 桑原和道, 青柳芳明, 尾崎裕介, 松井裕哉: 再冠水試験に伴う坑道周辺岩盤の変位計測結果, JAEA-Research 2017-002, 39p., 2017.
- 22) Ozaki, Y., Ishibashi, M., Onoe, H. and Iwatsuki, T.: Hydro-Mechanical-Chemical (HMC) simulation of Groundwater REcovery Experiment in Tunnel (GREET), 2018, Proceedings of 10th Asian Rock Mechanics Symposium, 2018.
- 23) 鈴木英明, 中間茂雄, 藤田朝雄, 今井 久, 九石正美: 熱・水・応力・化学連成解析による緩衝材の地球化 学環境の変遷に着目したニアフィールド長期挙動評価の一例, 原子力バックエンド研究, vol.19, no.2, pp.39-50, 2012.
- 24) 尾上博則, 小坂 寛, 竹内竜史, 三枝博光: 超深地層研究所計画(岩盤の水理に関する調査研究)第2 段階におけるサイトスケールの水理地質構造モデルの構築, JAEA-Research 2015-008, 146p., 2015.
- 25) 松井裕哉, 尾崎裕介, 鵜山雅夫, 藤井宏和: 瑞浪超深地層研究所深度 500m における再冠水試験時の 岩盤変位計測結果, 第53 回地盤工学研究発表会論文集, 2018.
- 26) Posiva: Safety case for the disposal of spent nuclear fuel at Olkiluoto Design Basis 2012, Posiva Oy, POSIVA 2012-12, 173p., 2013.
- 27) 濱 克宏, 岩月輝希, 松井裕哉, 見掛信一郎, 笹尾英嗣, 大澤英昭: 超深地層研究所計画における調査研究計画 第3期中長期計画における調査研究-, JAEA-Review 2016-004, 38p., 2018.
- 28) 高安健太郎, 大貫賢二, 川本康司, 高山裕介, 見掛信一郎, 佐藤稔紀, 尾上博則, 竹内竜史: 再冠水試験におけるボーリングピットの埋め戻し試験, JAEA-Technology 2017-011, 61p., 2017.
- 29) 尾崎裕介, 尾上博則, 高山裕介, 高安健太郎, 竹内竜史: 再冠水試験に伴う埋め戻し試験(2)坑道埋め戻し材の水理学的挙動の影響因子の推定, 日本地球惑星科学連合 2017 年大会予稿集, 2017.
- 30) 竹内竜史, 岩月輝希, 松井裕哉, 野原壯, 尾上博則, 池田幸喜, 見掛信一郎, 濱 克宏, 弥富洋介, 笹尾英嗣: 超深地層研究所計画 年度報告書(2018年度), JAEA-Review 2020-001, 66p., 2019.
- 31) Srikanth, V. and Mishra, A.K.: A laboratory study on the geotechnical characteristics of sandbentonite mixtures and the role of particle size of sand, Int. J. of Geosynth. and Ground Eng., (2016)2:3, 2016.
- 32) 榊 利博, 真田祐幸, 大貫賢二, 竹内竜史: 坑道埋戻し材の密度管理への誘電水分センサーの適用予備 試験, 土木学会平成27年度全国大会第70回年次学術講演会講演概要集, III-157, 2015.

- 33) 原子力環境整備促進・資金管理センター: 平成 25 年度 地層処分技術調査等事業(処分システム工学確証技術開発)報告書 (第3分冊) モニタリング関連技術の整備, pp5-104-5-116, 2014.
- 34) 佐藤稔紀, 見掛信一郎, 三浦律彦, 石田知子: 深度 500m 瑞浪超深地層研究坑道に設置する止水壁の設計, トンネルと地下, vol.46, no.12, pp.17-27, 2015.
- 35) 東濃地科学センター 施設建設課:瑞浪超深地層研究所 研究坑道掘削工事 (その 6) 平成 26 年度, 27 年度建設工事記録, JAEA-Review 2016-027, 190p., 2016.
- 36) 松井裕哉, 見掛信一郎, 池田幸喜, 佐々木定雄: 各種計測結果に基づく再冠水試験のための止水壁の機能評価, 第14回岩の力学国内シンポジウム講演集, 講演番号 002, 2016.
- 37) 松井裕哉, 見掛信一郎, 池田幸喜, 筒江淳: 再冠水試験中の止水壁の状態変化に関する検討, 第 46 回 岩盤力学に関する国内シンポジウム(CD-ROM), pp.286-291, 2019.

3.3.1.2

- 38) 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, 348p., 1999.
- 39)藤戸 航, 山下寛人, 出崎秀一, Ziad Bennour, 直井 誠, 石田 毅, 藤井宏和, 鈴木健一郎,桑原和道: 水と CO2 を用いた原位置岩盤水圧破砕実験, 平成 28 年度資源素材学会春季大会講演集, 1509, 2016.
- 40) 藤戸 航, 山下 寛, Ziad Bennour, 直井 誠, 石田 毅, 藤井宏和, 鈴木健一郎, 松井裕哉: 瑞浪地点原 位置岩盤における水圧破砕実験および AE による震源メカニズム推定, 石油技術協会平成 29 年度春季講演会, 2017.
- 41) 千々松正和, 雨宮 清: DECOVALEX における解析評価研究, JNC-TJ8400 2003-010, p.190, 2003.
- 42) 大久保誠介, 福井勝則, 羽柴公博, 引間亮一, 丹野剛男, 真田祐幸, 松井裕哉, 佐藤稔紀: 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, JAEA-Research 2011-040, 54p., 2011.
- 43)福井勝則, 羽柴公博, 丹野剛男, 引間亮一, 真田祐幸, 佐藤稔紀: 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(2012 年度), JAEA-Research 2013-031, 52p., 2013.
- 44) 戸栗智仁, 矢萩良二, 沖原光信, 竹内伸光, 黒崎ひろみ, 松井裕哉: 瑞浪超深地層研究所における坑道 一部埋め戻し試験の計画策定, JAEA-Technology 2018-017, 161p., 2019.
- 45) 日本原子力研究開発機構,原子力環境整備促進・資金管理センター:平成30年度 高レベル放射性廃棄物等の地層処分に関する研究開発事業(地層処分施設閉鎖技術確証試験)報告書,352p.,2019.
- 46) 松井裕哉, 矢萩良二, 沖原信光, 戸栗智仁:瑞浪超深地層研究所を活用した坑道一部埋戻し試験の試験計画検討, 令和元年度土木学会第74回年次学術講演会予稿集, VII-162, 2019.
- 47)原子力発電環境整備機構:https://www.numo.or.jp/topics/safetycase_setsumei3.pdf(参照: 2019年 10月3日).
- 48) 原子力発電環境整備機構:https://www.numo.or.jp/topics/safetycase_setsumei4.pdf(参照: 2019年 10月3日).
- 49) 矢萩良二, 石塚 光, 戸栗智仁, 松井裕哉: 小断面坑道の吹付けによる埋め戻し材の施工試験(1)-実証試験に向けた材料, 機械の選定-, 令和元年度土木学会第 74 回年次学術講演会予稿集, VII-164, 2019.
- 50) 石塚 光, 矢萩良二, 戸栗智仁, 松井裕哉: 小断面坑道の吹付けによる埋め戻し材の施工試験 (2) -瑞 浪超深地層研究所を活用した実証試験-, 令和元年度土木学会第74回年次学術講演会予稿集, VII-165, 2019.

3.3.2

- 51) Gascoyne, M., Stoes-Gascoyne, S. and Sargent, F.P.: Geochemical influences on the design, construction and operation of a nuclear waste vault, Appl. Geochem., vol.10, pp.657-672, 2005.
- 52) Gooddy, D., Darling, W., Abesser, C., Lapworth, D.: Using chlorofluorocarbons (CFCs) and sulphur hexafluoride (SF₆) to characterise groundwater movement and residence time in a lowland Chalk catchment, J. Hydrol., vol.330, pp.44-52, 2006.
- 53) Harnisch, J. and Eisenhauer, A.: Natural CF₄ and SF₆ on Earth. Geophys. Res. Lett., 25, 2401–2404, 1998.
- 54) Laaksoharju, M. and Wallin, B. (eds.): Evolution of the groundwater chemistry at the Aspo Hard Rock Laboratory, Proceedings of the second Aspo International Geochemistry Workshop, June 6-7, 1995, SKB HRL International Cooperation Report ICR 97-04, 1997.
- 55) Laaksoharju, M., Tullborg, E., Wikberg, P., Wallin, B., Smellie, J.: Hydrogeochemical conditions and evolution at the Aspo HRL, Sweden, Appl. Geochem., vol.14, pp.835-859, 1999.
- 56) Mahara, Y., Igarashi, T., Hasegawa, T., Miyakawa, K., Tanaka, Y., Kiho, K.: Dynamic changes in hydrogeochemical conditions caused by tunnel excavation at the Aspo Hard Rock Laboratory (HRL), Sweden, Appl. Geochem., vol.16, pp.291-315, 2001.
- 57) 萩原大樹, 岩月輝希, 長谷川琢磨, 中田弘太郎, 富岡祐一: 大規模地下施設の建設, 排水に伴う浅層地下水の地下深部への侵入→3H, CFCs, SF₆トレーサーを用いた評価—, 日本水文科学会誌, vol.45, no.2, pp.21-38, 2015.
- 58) 狩野智之, 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(2010 年度), JAEA-Data/Code 2012-002, 110p., 2012.
- 59) 狩野智之, 竹内竜史: 広域地下水流動研究における地下水の水圧長期モニタリング(2010 年度), JAEA-Data/Code 2012-001, 54p., 2012.
- 60) Niwa, M., Takeuchi, R., Onoe, H., Tsuyuguchi, K., Asamori, K., Umeda, K., Sugihara, K.: Groundwater pressure changes in Central Japan induced by the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake, Geochemistry, Geophysics, Geosystems (internet), vol.13, no.5, Q05020_1-Q05020_15, American Geophysical Union, 2011.
- 61) 露口耕治, 尾上博則, 丹羽正和, 竹内竜史, 狩野智之: 東濃地域における東北地方太平洋沖地震後の地下水圧の変化, 日本地下水学会 2012 年春季講演会講演要旨, pp.214-219, 2012.
- 62) 竹内竜史, 露口耕治, 尾上博則, 三枝博光, 別府伸治: 地震に伴う地下水圧の変化が地下水流動特性に 与える影響-東濃地域における事例-, 日本原子力学会バックエンド部会バックエンド研究, vol.22, no.2, pp.37-51, 2015.

まとめ

超深地層研究所計画について,原子力機構改革の中で抽出された必須の課題に関する調査研究計画を策定し,計画に基づき調査研究を実施した。本報告書では,必須の課題に関する調査研究の成果について,今後展開される地層処分事業および国の安全規制の取組みへの反映を念頭に,日本の結晶質岩で認められ得る汎用的な地質環境特性,結晶質岩に対する調査解析技術の有効性といった視点の取りまとめを実施した。

本報告書で述べた調査研究の成果については、深地層の研究施設計画検討委員会および地層処分研究開発・評価委員会において、以下の評価を受けた。

「全体として概ね適切に研究が遂行され、所期の目標を達成できたと評価します。今後は、得られたデータや知見が地層処分研究開発全体の枠組みの中にフィードバック・継承されるとともに、関連分野の研究開発・人材育成に最大限有効に活用されるよう、国内外に広く展開されることを期待します。」

なお,これまでの研究開発成果,深地層の研究施設計画検討委員会および地層研究開発・評価委員会による評価結果を踏まえると,地層処分技術の信頼性向上に向けて,以下の研究開発が望まれる。

- ・長期的な耐久性を有するグラウト材やグラウチング方法の開発
- ・結晶質岩を対象とした広域地下水流動解析結果の妥当性確認手法の構築(坑道スケールから広域スケールへの透水不均質性の評価手法の構築など)
- ・坑道埋戻し時の地質環境回復過程のモニタリングおよびシミュレーション技術の開発

This is a blank page.

国際単位系(SI)

表 1. SI 基本単位

基本量	SI 基本i	単位
- 本半里	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	A
熱力学温度	ケルビン	K
物質量	モル	mol
光 度	カンデラ	cd

表2. 基本単位を用いて表されるSI組立単位の例

組立量	SI 組立単位	
和工里	名称	記号
面	責 平方メートル	m ²
体		m^3
速 さ , 速 月	まメートル毎秒	m/s
加 速 月		m/s^2
波	毎メートル	m ⁻¹
密度,質量密度	ま キログラム毎立方メートル	kg/m ³
面積密度	ま キログラム毎平方メートル	kg/m ²
比 体 和	責 立方メートル毎キログラム	m ³ /kg
電流密度	まアンペア毎平方メートル	A/m ²
磁界の強き	アンペア毎メートル	A/m
量濃度 ^(a) ,濃厚	ま モル毎立方メートル	mol/m ³
質 量 濃 月	ま キログラム毎立方メートル	kg/m ³
輝		cd/m ²
出 切 半	b) (数字の) 1	1
比透磁率(^{b)} (数字の) 1	1

表3. 固有の名称と記号で表されるSI組立単位

	回作の名称と記り	7 (1)(0		
			SI 組立単位	
組立量	名称	記号	他のSI単位による	SI基本単位による
	10 AD ATT	記り	表し方	表し方
平 面 角	ラジアン ^(b)	rad	1 (p)	m/m
立 体 角	ステラジアン ^(b)	sr ^(c)	1 (b)	m^2/m^2
周 波 数	(d)	Hz		s^{-1}
力	ニュートン	N		m kg s ⁻²
圧力,応力	パスカル	Pa	N/m ²	m ⁻¹ kg s ⁻²
エネルギー、仕事、熱量	ジュール	J	N m	m ² kg s ⁻²
仕事率, 工率, 放射束	ワット	W	J/s	m ² kg s ⁻³
電荷,電気量	クーロン	C		s A
電位差 (電圧),起電力	ボルト	V	W/A	m ² kg s ⁻³ A ⁻¹
静 電 容 量	ファラド	F	C/V	$m^{-2} kg^{-1} s^4 A^2$
	オーム	Ω	V/A	m ² kg s ⁻³ A ⁻²
コンダクタンス	ジーメンス	S	A/V	$m^{-2} kg^{-1} s^3 A^2$
磁束	ウエーバ	Wb	Vs	m ² kg s ⁻² A ⁻¹
磁 束 密 度	テスラ	T	Wb/m ²	kg s ⁻² A ⁻¹
インダクタンス	ヘンリー	Н	Wb/A	m ² kg s ⁻² A ⁻²
セルシウス温度	セルシウス度 ^(e)	$^{\circ}\!\mathbb{C}$		K
光	ルーメン	lm	cd sr ^(c)	cd
	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	G	T/l	$m^2 s^{-2}$
カーマ	2 24	Gy	J/kg	m s
線量当量,周辺線量当量,	. (-)	_	7.0	9 -9
方向性線量当量, 個人線量当量	シーベルト ^(g)	Sv	J/kg	m ² s ⁻²
	カタール	kat		s ⁻¹ mol
Charlest Contract and Contract			to the second second second	mm > f t = > >>f f t = >

- 酸素活性|カタール kat simple

 (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、患についての情報をつたえるために使われる。実際には、使用する時には記号rad及びsrが用いられるが、習慣として組立単位としての記号である数字の1は明示されない。
 (c)測光学ではステラジアンという名称と記号srを単位の表し方の中に、そのまま維持している。(d)へルソは周朝現象についてのみ、ペクレルは放射性接種の統計的過程についてのみ使用される。(d)セルシウス度はケルビンの特別な名称で、セルシウス温度を表すために使用される。セルシウス度とケルビンの単位の大きさは同一である。したがって、温度差や温度開局を表す数値はどもらの単位で表しても同じである。(f)放射性核種の放射能(activity referred to a radionuclide)は、しばしば誤った用語で"radioactivity"と記される。(g)単位シーベルト(PV,2002,70,205)についてはCIPM動告2(CI-2002)を参照。

表 4 単位の中に因有の名称と記号を含むSI組立単位の例

表 4. 単位 0.)中に固有の名称と記号を含		立の例
	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 力	ニュートン毎メートル	N/m	kg s ⁻²
	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		J/K	$m^2 \text{ kg s}^{-2} \text{ K}^{-1}$
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
	クーロン毎立方メートル	C/m ³	m ⁻³ s A
	クーロン毎平方メートル	C/m ²	m ² s A
電 束 密 度 , 電 気 変 位	クーロン毎平方メートル	C/m ²	m ⁻² s A
誘 電 率	ファラド毎メートル	F/m	$m^{-3} kg^{-1} s^4 A^2$
透磁率	ヘンリー毎メートル	H/m	m kg 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 s A
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	m4 m-2 kg s-3=m2 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/m³	m ⁻³ s ⁻¹ mol

表 5. SI 接頭語								
乗数	名称	名称 記号		名称	記号			
10^{24}	ヨ タ	Y	10 ⁻¹	デ シ	d			
10^{21}	ゼタ	Z	10 ⁻²	センチ	c			
10^{18}	エクサ	E	10 ⁻³	₹ <i>リ</i>	m			
10^{15}	ペタ	Р	10 ⁻⁶	マイクロ	μ			
10^{12}	テラ	Т	10 ⁻⁹	ナーノ	n			
10^{9}	ギガ	G	10 ⁻¹²	ピコ	p			
10^{6}	メガ	M	10^{-15}	フェムト	f			
10^{3}	丰 口	k	10 ⁻¹⁸	アト	a			
0			-01	18				

10-24 ヨクト

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=60 s				
時	h	1 h =60 min=3600 s				
目	d	1 d=24 h=86 400 s				
度	0	1°=(π/180) rad				
分	,	1'=(1/60)°=(π/10 800) rad				
秒	"	1"=(1/60)'=(π/648 000) rad				
ヘクタール	ha	1 ha=1 hm ² =10 ⁴ m ²				
リットル	L, l	1 L=1 l=1 dm ³ =10 ³ cm ³ =10 ⁻³ m ³				
トン	t	1 t=10 ³ kg				

da

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

名称	記号	SI 単位で表される数値			
電子ボルト	eV	1 eV=1.602 176 53(14)×10 ⁻¹⁹ J			
ダ ル ト ン	Da	1 Da=1.660 538 86(28)×10 ⁻²⁷ kg			
統一原子質量単位	u	1 u=1 Da			
天 文 単 位	ua	1 ua=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
バール	bar	1 bar=0.1MPa=100 kPa=10 ⁵ Pa
		1 mmHg≈133.322Pa
オングストローム	Å	1 Å=0.1nm=100pm=10 ⁻¹⁰ m
海里	M	1 M=1852m
バーン	b	1 b=100fm ² =(10 ⁻¹² cm) ² =10 ⁻²⁸ m ²
ノ ッ ト	kn	1 kn=(1852/3600)m/s
ネ ー パ	Np ¬	CI単位しの粉は的な関係は
ベル	В	SI単位との数値的な関係は、 対数量の定義に依存。
デ シ ベ ル	dB ~	7.7.7.4.4.1.7.1.1.1.1.1.1.1.1.1.1.1.1.1.

表 9. 固有の名称をもつCGS組立単位

名称	記号	SI 単位で表される数値	
エルグ	erg	1 erg=10 ⁻⁷ J	
ダ イ ン	dyn	1 dyn=10 ⁻⁵ N	
ポアズ	P	1 P=1 dyn s cm ⁻² =0.1Pa s	
ストークス	St	1 St =1cm ² s ⁻¹ =10 ⁻⁴ m ² s ⁻¹	
スチルブ	sb	1 sb =1cd cm ⁻² =10 ⁴ cd m ⁻²	
フ ォ ト	ph	1 ph=1cd sr cm ⁻² =10 ⁴ lx	
ガル	Gal	1 Gal =1cm s ⁻² =10 ⁻² ms ⁻²	
マクスウエル	Mx	$1 \text{ Mx} = 1 \text{G cm}^2 = 10^{-8} \text{Wb}$	
ガ ウ ス	G	1 G =1Mx cm ⁻² =10 ⁻⁴ T	
エルステッド ^(a)	Oe	1 Oe ≙ (10 ³ /4 π)A m ⁻¹	

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

表10. SIに属さないその他の単位の例

名称					記号	SI 単位で表される数値			
+	ユ		リ	ſ	Ci	1 Ci=3.7×10 ¹⁰ Bq			
ν	ン	卜	ゲ	ン	R	$1 \text{ R} = 2.58 \times 10^{-4} \text{C/kg}$			
ラ				k	rad	1 rad=1cGy=10 ⁻² Gy			
ν				ム	rem	1 rem=1 cSv=10 ⁻² Sv			
ガ		ン		7	γ	$1 \gamma = 1 \text{ nT} = 10^{-9} \text{T}$			
フ	æ.		ル	131		1フェルミ=1 fm=10 ⁻¹⁵ m			
メートル系カラット			ット		1 メートル系カラット= 0.2 g = 2×10 ⁻⁴ kg				
卜				ル	Torr	1 Torr = (101 325/760) Pa			
標	準	大	気	圧	atm	1 atm = 101 325 Pa			
力	П		IJ	ſ	cal	1 cal=4.1858J(「15℃」カロリー),4.1868J (「IT」カロリー),4.184J(「熱化学」カロリー)			
3	ク		口	ン	μ	1 μ =1μm=10 ⁻⁶ m			