JAEA-Research 2012-004



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 (2008 年度)

Study of Hydrogeology in the Mizunami Underground Research Laboratory Project Hydrogeological Modeling and Groundwater Flow Simulation Based on Data of Hydraulic and Geochemical Impacts during the Construction of the MIU Facilities (FY 2008)

下茂 道人	熊本 創	小坂 寛	尾上 博則
三枝 博光	水野 崇	大山 卓せ	5

Michito SHIMO, Sou KUMAMOTO, Hiroshi KOSAKA, Hironori ONOE Hiromitsu SAEGUSA, Takashi MIZUNO and Takuya OHYAMA

> 地層処分研究開発部門 東濃地科学研究ユニット

Tono Geoscientific Research Unit Geological Isolation Research and Development Directorate

April 2012

Japan Atomic Energy Agency

日本原子力研究開発機構

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

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

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

© Japan Atomic Energy Agency, 2012

超深地層研究所計画(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 (2008 年度)

日本原子力研究開発機構

地層処分研究開発部門 東濃地科学研究ユニット

下茂 道人*・熊本 創*・小坂 寛*・尾上 博則・三枝 博光・水野 崇・大山 卓也+

(2012年1月31日受理)

本研究では,超深地層研究所計画における地下水流動場の把握を目的とした水理地質構造のモ デル化及び地下水流動解析技術の高度化に関する研究開発の一環として,サイトスケール(研究 所用地周辺を含む 2km 四方の領域)に着目し,それを包含するローカルスケール(研究所用地 周辺を含む約 9km 四方の領域)を対象とした水理地質構造モデルの構築及び地下水流動解析を 実施した。

具体的には、研究坑道の掘削に伴う地下水流動場や地下水水質の変化に関する情報に基づき、 水理地質構造モデルを更新した。また、調査計画策定や研究坑道の設計・施工への情報提供を目 的として、今後の研究坑道の掘削に伴う周辺の地下水流動場及び地下水水質の変化や研究坑道へ の湧水量などの予測を、更新した水理地質構造モデルを用いて実施した。モデル化・解析に用い たデータは、地表からの調査予測研究段階(第1段階)で得られた調査データ及び第2段階にお ける深度 200m までの研究坑道掘削時の調査データである。

モデル化・解析の結果,研究坑道の掘削に伴う湧水量や周辺の地下水流動場に影響を与える水 理地質構造の推定及び深度 1,000m までの研究坑道の掘削に伴う湧水量や周辺地下水位の低下量 を予測することができた。また,研究坑道掘削時のグラウトが周辺の地下水流動場の変化に与え る影響の程度を解析的に把握することができた。また,研究坑道掘削に伴う地下水の水質分布に 与える影響の程度を把握することができた。

本報告書は、株式会社大林組が日本原子力研究開発機構との契約により実施した業務成果に関するものである。

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

+幌延深地層研究ユニット

※技術開発協力員(現:株式会社ニュージェック)

*大成建設株式会社

Study of Hydrogeology in the Mizunami Underground Research Laboratory Project Hydrogeological Modeling and Groundwater Flow Simulation Based on Data of Hydraulic and Geochemical Impacts during the Construction of the MIU Facilities (FY 2008)

Michito SHIMO*, Sou KUMAMOTO*, Hiroshi KOSAKA^{**}, Hironori ONOE, Hiromitsu SAEGUSA, Takashi MIZUNO and Takuya OHYAMA⁺

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

(Received January 31, 2012)

One of the goals of the Mizunami Underground Research Laboratory (MIU) Project is to develop technical basis for investigation, analysis and evaluation technologies for understanding the deep underground geological environment in various scales. Understanding groundwater flow system is one of the important issues in the project, and to achieve this purpose, technologies for hydrogeological model and groundwater flow simulation technique, have to be established.

In this study, hydrogeological modeling and groundwater flow simulations focused on the Site Scale Area have been carried out in order to revise the hydrogeological model and to predict changes of hydraulic and geochemical conditions around the MIU Construction Site and inflow rate into the MIU facilities using the result of Surface-based Investigation phase (Phase I), the data of hydraulic responses in monitoring boreholes, inflow rate into the MIU facilities and the result of geological mapping in Construction phase (Phase II).

As a result of this study, the significant hydrogeological structures around the MIU Construction Site were estimated. The inflow rate into the MIU facilities and hydraulic and geochemical impacts around the MIU Construction Site caused by the MIU facilities construction were predicted. The effect of pre-grouting to the MIU facilities was also confirmed.

Keywords: Hydrogeological Characteristics, Groundwater Flow Condition, Hydraulic and Geochemical Impacts, Model Calibration

This work was performed by Obayashi Corporation under contract with Japan Atomic Energy Agency.

⁺Horonobe Underground Research Unit

^{*}Collaborating Engineer (Present: NEWJEC Inc.)

^{*}Taisei Corporation

目 次

1. はじめに	·····1
2. 研究対象領域の概要	2
2.1 地形及び地質概要	
2.2 超深地層研究所計画の概要	4
3. モデル化・解析手法	
3.1 概要	6
3.2 支配方程式及び数値解析手法	
3.3 モデル作成から解析までのフロー	
4. 水理地質構造モデルの構築	
4.1 概要	
4.2 原位置調査結果に基づくモデル化・解析データセットの作成	
4.3 水理地質構造のモデル化	
5. 地下水流動解析の実施	43
5.1 概要	43
5.2 孔間水理試験に伴う水圧応答の再現性確認	
5.2.1 孔間水理試験に伴う水圧応答データ	43
5.2.2 境界条件の設定	
5.2.3 解析結果	
5.3 研究坑道の掘削に伴う湧水量及び水圧応答の再現性確認	
5.3.1 研究坑道の掘削工程	
5.3.2 境界条件の設定	
5.3.3 解析結果	53
5.4 涵養量のキャリブレーション	61
5.5 研究坑道建設影響予測解析	
5.5.1 解析ケース	
5.5.2 グラウトのモデル化	
5.5.3 境界条件の設定	
5.5.4 基本モデルにおける解析結果	
5.5.5 等価不均質連続体モデルにおける解析結果	
6. 水質変化挙動解析	
6.1 概要	
6.2 モデル化・解析手法	
6.3 水理地質構造のモデルの構築	
6.4 境界条件の設定	
6.5 解析ケース	

6.6 解析結果
6.6.1 研究坑道掘削前の初期定常状態における塩化物イオン濃度分布の再現解析111
6.6.2 研究坑道掘削に伴う塩化物イオン濃度変化の予測解析
6.7 解析結果のまとめ
7. まとめ
参考文献

Contents

1. Introduction	1
2. Overview of study area	2
2.1 Geography and geology	······2
2.2 Aims and plan of the Mizunami Underground Research Laboratory Project	ct4
3. Modeling and simulation approach	6
3.1 Overview	6
3.2 Dominant equation and numerical analysis method	9
3.3 Workflow ·····	10
4. Hydrogeological modeling	11
4.1 Overview ······	11
4.2 Data sets based on field investigations	11
4.3 Hydrogeological model	15
5. Groundwater flow simulation	43
5.1 Overview ·····	43
5.2 Calibration focused on hydraulic response of cross-hole hydraulic test \cdots	43
5.2.1 Data of hydraulic response during cross-hole hydraulic test	43
5.2.2 Boundary condition ·····	
5.2.3 Simulation result ·····	49
5.3 Calibration focused on inflow rate into MIU facilities	
and hydraulic response on monitoring boreh	noles ·····52
5.3.1 Excavation procedure of the shafts and galleries	52
5.3.2 Boundary condition ·····	52
5.3.3 Simulation result ·····	53
5.4 Calibration focused on recharge rate on ground surface	61
5.5 Dynamic excavation modeling ·····	65
5.5.1 Simulation cases ······	65
5.5.2 Modeling of pre-grouting	65
5.5.3 Boundary condition ·····	66
5.5.4 Simulation result of Base model	66
5.5.5 Simulation result of Equivalent heterogeneous continuum model	
6. Numerical study on geochemical condition of groundwater	107
6.1 Overview ·····	107
6.2 Modeling and simulation approach	107
6.3 Hydrogeological modeling ·····	108
6.4 Boundary condition	
6.5 Simulation cases	

6.6 Simulation result ······111
6.6.1 Simulation focused on distribution of chloride ion at steady state condition111
6.6.2 Simulation for prediction of chloride ion change of groundwater
during excavation of the MIU Facilities
6.7 Summary
7. Conclusion ······125
References ······126

1. はじめに

日本原子力研究開発機構(以下,原子力機構)では,地層処分研究開発の基盤となる深地層の 科学的研究の一環として,岐阜県瑞浪市において結晶質岩を対象とした超深地層研究所計画^{1)を} 進めている。超深地層研究所計画では,異なるスケールにおける深部地質環境の調査・解析・評 価技術の基盤を整備することを主たる研究目標としている。上記の研究目標を達成するために, 超深地層研究所計画においては,調査の進展に伴う情報量の増加に応じて,地質環境特性に関わ る理解度や調査の達成度を順次評価しつつ,次の調査または段階へ移行するかどうかを判断する ことが重要との考え方に基づき,繰り返しアプローチを実施している(図1-1)。

また,超深地層研究所計画では,研究坑道の建設工程やこれに伴う調査研究の課題,対象,空間スケールなどの違いを考慮し,地表からの調査予測研究段階(以下,第1段階),研究坑道の 掘削を伴う研究段階(以下,第2段階),研究坑道を利用した研究段階(以下,第3段階)の3 つの段階に区分して研究を進めている。

本研究では、今後の研究坑道の掘削に伴う地下水圧分布の変化、地下水の水質分布の変化、研 究坑道への湧水量や湧水地点等の予測・評価による研究坑道の設計・施工への情報提供、及び第 2段階における調査計画策定への情報提供を目的として、第1段階の調査データに加え、第2段 階での研究坑道掘削時の湧水量や水圧変化、水質変化に関するデータを用いた水理地質構造モデ ルの構築及び地下水流動解析を行い、今後の研究坑道の掘削に伴う地下水流動場への影響予測を 行った。



図 1-1 繰り返しアプローチ 1)

2. 研究対象領域の概要

2.1 地形及び地質概要

瑞浪超深地層研究所(以下,研究所)が位置する岐阜県東濃地域は,北西部に美濃飛騨山地, 南東部に三河山地が分布し,その間に丘陵地が広がる北東-南西方向の軸をもった船底状の地形 概観を示す²⁾。北部の山地には,木曽川が流れ,先行性の河川として深い谷を刻んでいる。研究 所用地の南側には,北東から南西に向かって土岐川が流れ,その本流及び支流の沿岸には段丘が 発達して台地を形成し,河川周辺の低地には沖積層が分布する²⁾。

研究所用地周辺の地質は、白亜紀後期の花崗岩(土岐花崗岩)からなる基盤を、新第三紀中新 世の堆積岩(瑞浪層群)が不整合で覆い、さらにその上位に固結度の低い新第三紀鮮新世の砂礫 層(瀬戸層群)が不整合で覆う³⁾(図 2.1-1)。瑞浪層群は、下位より、泥岩・砂岩・礫岩からな り亜炭を挟む土岐夾炭累層、凝灰質の泥岩・砂岩を主体とする明世累層/本郷累層、シルト岩・砂 岩を主体とする生俵累層に区分される。土岐夾炭累層及び明世累層/本郷累層の下部には、それ ぞれ基底礫岩が分布する。また、土岐花崗岩は、不整合面から約 100~500m 程度の厚さで分布 する 30°以下の低角度傾斜の割れ目が卓越する領域(上部割れ目帯; Upper Highly Fractured Domain,以下,UHFD)と、その下位の比較的割れ目密度が低い領域(下部割れ目低密度帯; Lower Sparsely Fractured Domain,以下,LSFD)の2つに大きく区分されている。さらに、 UHFD 中には低角度傾斜を有する割れ目の集中帯(低角度割れ目集中帯; Low Angle Fractured Zone,以下,LAFZ)が存在することが確認されている⁴⁾。研究所用地の北側には、主要な断層 として土岐花崗岩及び瑞浪層群を変位させる月吉断層が分布する(図 2.1-1)。



図 2.1-1 瑞浪超深地層研究所周辺の地質概要

2.2 超深地層研究所計画の概要

前述したように,超深地層研究所計画は3つの研究段階からなる。研究所の研究坑道は主として,この地域の基盤をなす土岐花崗岩中に建設される予定であり,主に2本の立坑(主立坑,換気立坑)とそれらを結ぶ深度100m毎の水平坑道(予備ステージ),ならびに深度300m,500m及び1,000mで展開される水平坑道(深度300m研究アクセス坑道,中間ステージ及び最深ステージ)から構成される(図2.2-1)。

超深地層研究所計画の第1段階は,2002年度から2005年度まで実施された。第1段階においては、繰り返しアプローチに基づき段階的な調査研究が実施され(図 2.2-2),それらの成果は、研究報告書として取りまとめられている⁴。また,2003年度から第2段階が開始され,2011年7月には、深度500mまでの2本の立坑と深度400mまでの水平坑道が掘削された。



図 2.2-1 研究所用地におけるボーリング孔位置図及び研究坑道レイアウトのイメージ図



モデル化・解析手法

3.1 概要

本研究では、等価不均質連続体モデルによる地下水流動シミュレーションコードである EQUIV_FLO⁵を用いてモデル化・解析を実施した。以下に、モデル化手法の概要について述べる。

等価不均質連続体モデルは、地表踏査やボーリング調査で得られた割れ目の空間分布に関する 情報を、連続体モデルの水理物性の空間分布に反映し、不均質かつ不連続な岩盤内の地下水流動 を表現するモデル化手法である(図 3.1-1)。同手法は、割れ目の数と未知数(節点数)の数が無 関係であるため、広い領域を対象とした不連続性岩盤の地下水流動解析に適している。

図 3.1-2 にモデル化の概念を示す。同図では 2 次元で示すが、3 次元問題についても同様である。岩盤内の小要素 *4 V*の透水テンソル及び比貯留係数を、基質部と各割れ目の値の体積平均として、次式で定義する。

$$K_{ij} = \frac{1}{\Delta V} \left\{ \left(\Delta V - \Delta V^c \right) K_{ij}^m + \sum_k \Delta V_k^c K_{ij,k}^c \right\}$$
(3.1)

ここで、 K_{ij} :小要素の透水係数テンソル、 $\Delta V^{c} = \sum_{k} \Delta V_{k}^{c}$: ΔV 中の割れ目の総体積、 K_{ij}^{m} :割れ目以外の基質部の透水テンソル、 ΔV_{k}^{c} : ΔV 中に占める割れ目 k の体積、 $K_{ij,k}^{c}$: ΔV 中の割れ目 k の透水テンソル $S_{s} = \frac{1}{\Delta V} \left\{ (\Delta V - \Delta V^{c}) S_{s}^{m} + \sum_{k} \Delta V_{k}^{c} S_{k}^{c} \right\}$ (3.2)

ここで, S_s :要素の比貯留係数, $\Delta V^c = \sum_k \Delta V_k^c$: ΔV 中の割れ目の総体積, S_s^m :基質部

の比貯留係数、 $\Delta V_k^c: \Delta V$ 中に占める割れ目 k の体積、 $S_k^c: \Delta V$ 中の割れ目 k の比 貯留係数

3次元空間に分布する個々の割れ目を、開口幅 tを有する平行平板としてモデル化し、 ΔV 中の割れ目の体積が ΔV に比べて無視できる程小さい($\Delta V / \Delta V < 1$)と仮定すると、透水テンソル及び比貯留係数は次式のように表される。

$$K_{ij} = K_{ij}^{m} + \frac{g}{12\nu\Delta V} \sum_{k} \Delta A_{k}^{c} t_{k}^{3} \left(\delta_{ij} - n_{i} n_{j} \right)$$
(3.3)

$$S_s = S_s^m + \frac{1}{\Delta V} \sum_k \Delta A_k^c S_k^c \tag{3.4}$$

ここで、 ΔA_k^c : ΔV 中に占める割れ目 kの面積、 t_k :割れ目 kの開口幅、 δ_{ij} : クロネッ

カーのデルタ関数, n_i:割れ目 k の法線ベクトルの方向余弦(図 3.1-3 参照)

有限要素法においては、上記の*ΔV*を各要素の体積とみなすと、同様な手法により、要素毎に 異なる透水テンソル及び比貯留係数を有する不均質な連続体として、岩盤をモデル化できる。

本モデル化手法は、下記のような利点がある。

- ① 不均質な透水性の分布や局所的な流れを表現できる。
- ② 従来の有限要素法による浸透流解析プログラムを用いることができる。
- ③ 未知数の数(節点数)が割れ目の数と無関係であるため、広域の地下水流動解析に適する。
- ④ 基質部の透水性を考慮できる。
- ⑤ 不連続性岩盤と多孔質地盤(堆積岩や土質地盤など)が混在する場に適用できる。
- ⑥ 要素分割が割れ目や破砕帯の位置に左右されない。

また,一方で,次のような欠点もある。

① 平均化手法を用いているため、個々の割れ目の不連続性を正確に考慮することができない。

水理試験結果や水頭・流量観測結果を基に,等価な水理物性(特に水理開口幅)を算定する方法(仮想透水試験,逆解析など)を用いることにより,上記の問題に対応した,水理的に等価な 不均質性を有する岩盤モデルを構築することができる。



(a) 割れ目ネットワークモデル



(b) 等価不均質連続体モデル 図 3.1-1 等価不均質連続体モデルの概念



図 3.1-2 モデル化の概念



図 3.1-3 割れ目の法線ベクトル

3.2 支配方程式及び数値解析手法

地下水流動解析には、3次元飽和不飽和浸透流の支配方程式を用いる。

$$\sum_{i=1}^{3} \sum_{j=1}^{3} \frac{\partial}{\partial x_{i}} \left[K_{r}(\theta) K_{ij} \frac{\partial}{\partial x_{j}} (h + x_{3}) \right] - \left(C + \frac{\theta}{n} S_{s} \right) \frac{\partial h}{\partial t} = 0$$

$$i, \quad j = 1 \sim 3$$

$$(3.5)$$

- ここで, *K_r*:相対透水係数, *K_{ij}*:飽和透水係数テンソル[m/s], *C*:比水分容量 [1/m], θ:体積 含水率, *n*:空隙率, *Ss*:比貯留係数 [1/m]
- これを、以下のような、初期条件、境界条件の下で数値解析的に解く。

(i)初期条件

$$h(x_1, x_2, x_3, t) = h_0(x_1, x_2, x_3)$$
(3.6)

(ii)境界条件

$$h(x_1, x_2, x_3, t) = h_D(x_1, x_2, x_3, t) \text{ on Dirichlet Boundary}$$
(3.7)

$$\sum_{i=1}^{3} \sum_{j=1}^{3} K_{ij} \frac{\partial}{\partial x_{j}} (h + x_{3}) \cos(n x_{i}) = -Q(x_{1}, x_{2}, x_{3}, t) \text{ on Neumann Boundary}$$
(3.8)

数値解析には、Galerkin 法による有限要素法を用いる。

3.3 モデル作成から解析までのフロー

等価不均質連続体モデルによる地下水流動解析の実施手順を、図 3.3-1 に示す。

全体フローは、割れ目分布の生成、有限要素解析のためのメッシュの作成、浸透流解析の3つ のステップから構成される。まず、割れ目の調査結果をもとに、割れ目分布を確率論的に発生さ せる。この際に、比較的規模の大きな破砕帯などの情報が得られているものについては、決定論 的に考慮する。割れ目の透水性や水理学的な開口幅は、透水試験の結果を参考に算定する。次に、 解析領域を有限要素で離散化する。要素の作成に当たっては、研究坑道の形状や地形等を考慮す る。次に、3.1 で述べた手法に基づき、各要素の透水テンソルを算定する。最後に、このように して得られたモデルに、境界条件を与え、通常の浸透流解析コードにより浸透流解析を行う。



図 3.3-1 等価不均質連続体モデルによる地下水流動解析の実施フロー

4. 水理地質構造モデルの構築

4.1 概要

本研究における水理地質構造のモデル化にあたっては,対象地域の広域的な地下水流動に影響 を与えると考えられる下記の要因を考慮した。

①地形

②地質構造

- ・堆積岩の分布(瀬戸層群,瑞浪層群)
- ・土岐花崗岩の分布(土岐花崗岩)
- ・土岐花崗岩内割れ目帯区分(UHFD, LAFZ, LSFD, 月吉断層に伴う割れ目帯)
- ・断層(月吉断層及びその他の比較的大規模な断層)

③割れ目分布(確率論的に取り扱い、土岐花崗岩の透水性に反映する)

- ・方向
- ・密度
- ・大きさ

·開口幅(幾何学,水理,物質移行)

④透水係数(堆積岩,土岐花崗岩,断層)

⑤境界水位(河川境界)

⑥地表面からの地下水涵養

4.2 原位置調査結果に基づくモデル化・解析データセットの作成

第1段階及び2段階における調査研究で取得した原位置調査結果 4.6.7)を用いて,水理地質構造のモデル化及び地下水流動解析の実施に必要なデータセットを作成した。主要なデータは,表 4.2-1 に示すとおりである。また,主要なボーリング孔の位置図を図 4.2-1 及び図 4.2-2 に示す。

データの種類	使用データ	備考			
①地形データ	・デジタル地形データ	数 値 地 図:座 標・標 高 デ ータ (5mDEM)			
	・地形図	ローカルスケール領域			
	·SPOT画像, LANDSAT画像				
	•断層分布図, 地表地質図				
②地頁)一文	・地質及び断層のグリッドデータ				
のギール・グ佐罢 <i>デー</i> タ	・位置図				
③ホーリング位置ナーダ	・ボーリング位置座標データ				
④割れ目データ	・BTVデータ(割れ目深度, 走向, 傾斜, 区分, 幅, 形状, 状態に関する情報)	ボーリング孔:MIU-1~MIU-4, DH- 2, DH-15, MIZ-1, 06MI02, 06MI03, 07MI07~07MI09, 08MI13)			
向水油非路結用	・単孔式水理試験データ				
⑤水埋訊駛結未	・孔間水理試験データ				
⑥地下水圧観測結果	・研究坑道掘削前の地下水圧観測データ				
	・研究坑道掘削に伴う地下水圧観測データ				
⑦研究坑道の設計施工情報	・構造図面				
	・計画工程				
	・実施工程				
	・湧水量データ	掘削深度約300mまでのデータ			
	・掘削壁面地質観察データ				
	・立坑及び坑道内からのパイロットボーリング調 査データ				

表 4.2-1 主要なモデル化・解析データセット



※国土地理院発行の1/25000の数値地図(美濃加茂,恵那)を使用し作成(1)全体位置図





JAEA-Research 2012-004



図 4.2-2 主要なボーリング孔位置(研究坑道内, 2010年度末時点)

4.3 水理地質構造のモデル化

水理地質構造のモデル化領域は,東西約9km,南北約9kmの領域(以下,ローカルスケール) とした(図 4.3-1)。水理地質構造のモデル化は,図 4.3-2 に示す手順で実施した。以下に,各手 順での作業内容について述べる。



図 4.3-1 水理地質構造のモデル化領域



図 4.3-2 水理地質構造のモデル化の手順

(1) 地形のモデル化

デジタル標高データより,解析領域の標高データを抽出し,地形モデルを作成した(図 4.3-3)。 メッシュ間隔は,ローカルスケールは 20m 間隔,研究所用地周辺は 10m 間隔とした。



図 4.3-3 デジタル標高データに基づく地形モデル

(2) 月吉断層のモデル化

研究所用地周辺における主要な断層である月吉断層のモデル化方法を以下に示す。月吉断層の 主要部のモデル化は、下記に示す同断層を対象とした調査研究結果に基づき構築された3次元形 状データを用いた。

- ・MIU-2, MIU-3 及び MIU-4 号孔における月吉断層の出現深度
- ・反射法により解釈される月吉断層の存在位置
- ・地表地質図による地表における断層トレース

モデル化された月吉断層主要部の三次元形状を図 4.3-4 に示す。月吉断層主要部の厚さは, MIU-2, MIU-3 及び MIU-4 号孔の BTV データより, 断層面に対して鉛直方向の厚さを 60m に 設定した(図 4.3-4 (a))。また, 月吉断層に伴う割れ目帯は, 断層に平行な鉛直方向に 170.5m (上 盤側) 及び 97.1m (下盤側)の厚さを有する構造としてモデル化した(図 4.3-4 (b))。





(3) 三次元分割格子の作成

有限要素法解析用の三次元分割格子の構築に当たっては,既往の三次元分割格子⁸⁾に,深度 300m研究アクセス坑道及び深度 300mボーリング横坑を追加した(図 4.3-5)。



図 4.3-5 三次元分割格子

(4) 三次元分割格子への地質・地質構造の割り当て

地層境界面については、分布や形状が複雑であるため、地層境界面のグリッドと、(3)で構築し た三次元分割格子の要素重心との位置関係により、それぞれの要素を該当する地層に割り当てた (図 4.3-6)。ローカルスケールでは、瀬戸層群、瑞浪層群、土岐花崗岩中の UHFD 及び LSFD をモデル化した。研究所用地周辺及び研究坑道近傍におけるモデル化領域では、瀬戸層群、なら びに瑞浪層群として生俵累層、明世累層/本郷累層及びその基底礫、土岐夾炭累層及びその基底礫、 土岐花崗岩として UHFD、LAFZ 及び LSFD をモデル化した。

断層については、断層面のグリッドと(3)で構築した三次元分割格子の交差する要素を抽出して、 水理地質構造モデルに反映した。ローカルスケールについては、月吉断層及び長さ 3km 以上の リニアメント5条をモデル化の対象とした(図4.3-7(a))。また、研究所用地を含む 2km 四方の 領域(以下、サイトスケール)については、研究坑道掘削深度 200m までの調査研究結果に基づ き更新された地質構造モデル9のうち、規模の大きい断層をモデル化の対象とした(図4.3-7(b))。



図 4.3-6 地質・地質構造の割り当て



図 4.3-7 モデル化対象断層(地表平面図)

(5) 土岐花崗岩における割れ目の分布特性

本研究では,研究所用地周辺のボーリング調査結果 4.6.7) (DH-2, DH-15, MIZ-1, 06MI02, 06MI03, 07MI07, 07MI08, 及び 07MI09 号孔)を用いて土岐花崗岩における割れ目の分布特 性を推定した。以下に,土岐花崗岩中の割れ目のモデル化の概念とモデル化手法について述べる。

1) 割れ目統計量の決定手順

岩盤内の割れ目の三次元分布を考慮したモデル化には、割れ目の幾何学的な方位、開口幅、半 径の統計分布及び三次元割れ目密度を決定する必要がある。特に水理地質構造モデルにおいては、 坑道壁面や孔内で観察される開口幅(以下,幾何学的開口幅)ではなく、水理学的に有効な開口 幅(以下,水理学的開口幅)を用いる必要がある。ここでは、原位置データに基づく透水性割れ 目の幾何学分布パラメータ及び透水性の確率論的決定法について示す。

地下水流動解析に用いる等価不均質連続体モデルの作成手順を,図 4.3-8 に示す。まず,BTV データから開口割れ目のみを抽出し,孔内密度(一次元密度; ρ_i),割れ目の方向(n),幾何学的 開口幅(t_g)などの分布を決定する。次に,ボーリング孔内での透水試験を模擬したシミュレー ションを行い,透水係数分布の実測値と計算値との比較から,割れ目の半径(r)と水理学的開口 幅(t_h)の分布を推定する。体積密度(ρ_3)は、割れ目分布の幾何学的関係式を用いてrの2乗 平均値と ρ_1 の値により算定する。各パラメータの決定法については、以下で述べる。



図 4.3-8 等価不均質連続体モデルの作成手順

2)割れ目の方位分布

土岐花崗岩の割れ目方位分布のモデル化には、DH-2、DH-15、MIZ-1、06MI03、07MI07、07MI08 及び 07MI09 号孔で得られた BTV データを用いた。各孔で得られた割れ目の方位分布 を、図 4.3-9 に示す。各ボーリング孔とも、割れ目方位は広い範囲に分布しているのが分かる。また、土岐花崗岩の 3 つの構造区分(UHFD、LAFZ、LSFD)ごとの方位分布を、図 4.3-10 (a) に示す。基本的に、①低角度割れ目の他、②NE~EW 走向 S 傾斜、③NE~EW 走向 N 傾斜、④ NW~NS 走向の割れ目の集中が認められる。各ゾーンの割れ目方位分布については、以下の傾向 が見られる。

UHFDでは、①低角度割れ目の他に、②NE~EW 走向 S 傾斜、④NW~NS 走向の 3 方向が卓越している。LAFZ についても上部割れ目帯と同様の傾向が見られるが、特に①低角度割れ目が卓越する傾向が強い。LSFDでは、上部割れ目帯、低角度割れ目集中帯と比較して、①低角度割れ目が少なく、④NE~EW 走向 N 傾斜の割れ目が多くなっている。

BTV データから得られる割れ目方位の密度分布には、ボーリング方位によるサンプリングのバイアス(偏り)がかかっている。例えば、鉛直孔の場合は、水平に近い割れ目がより強調される。 そこで、見かけの割れ目密度(*NL/L*)を、割れ目面の方位とボーリング方位とが成す角度で補正 した一次元割れ目密度(*p1(n)*)を求めた。一次元割れ目密度は、割れ目面の法線ベクトルが*n*~ *n+An*の範囲にある割れ目と、方向ベクトル*n*の単位長さの線分とが交差する数として、次式に より算定される。

$$\rho_1(n) = \frac{N_L (n \sim n + \Delta n) / n_i}{L} \tag{4.1}$$

ここで,

 $N_L(n \sim n + \Delta n)$: 面の法線ベクトルが $n \sim n + \Delta n$ の範囲にある割れ目とボーリング孔との交差数 (本検討では $\Delta n \ge 10^\circ$ 刻みと設定), L: ボーリング長, n_i : ボーリング孔の方位と割れ目面 の法線ベクトルの方向余弦

ボーリング孔と割れ目面が成す角度が非常に小さい(n_i が小さい)場合には, $\rho_1(n)$ が不自然に 大きな数値となるため、角度が 10°未満の場合には方位に関する補正は行わないこととした(す なわち、n=1)。このようにして求めた $\rho_1(n)$ を、図 4.3-10 (b)に示す。この図から、補正前(a)に 顕著であった水平方向の割れ目の密度が緩和されているのが分かる。上記で求めた補正後の方位 分布を用い、以下のとおりに割れ目方位の確率分布を決定した。

岩盤内の割れ目方位の確率密度関数としては、卓越方向中心周りに等方的な分布形である Fisher 分布と、非等方的な Bingham 分布が良く用いられている。今回の方位分布を見ると、特 に、②及び③の NE~EW 走向の割れ目群は、走向範囲が広く分布しており、等方的な分布形で1 つのセットとして表すには限界があると考えられる。そこで、割れ目方位分布のモデル化には、 Bingham 分布を採用することとした。Bingham 分布によるフィッティング結果、得られた方位 分布パラメータの一覧を、図 4.3-11、表 4.3-1 にそれぞれ示す。表 4.3-1 に示した「平均走向」、 「平均傾斜」は、割れ目の主方向で、図 4.3-12 中の点 P (1 軸と 2 軸の原点)の走行・傾斜を表 す。また、「回転角」は Bingham 分布の直交軸(1 軸と 2 軸)の回転角を定義するパラメータで ある。具体的には、半球面上の中心点 O (上半球であれば真上の点)から、点 P に向かう球面上 の線と1 軸とのなす角度を表す。

なお,月吉断層に伴う割れ目帯(表 4.3-1 中の FZ)については, MIU-2~MIU-4 号孔の調査 データ^{例えば10)}を用いて求めた。



(シュミットネット, 下半球投影)







図 4.3-11 割れ目方位分布の Bingham 分布によるフィッティング結果

水理地質構造区分	割れ目区分		割合	平均走向	平均傾斜	分布係数		回転角
			(/0)	(皮)	(反)	K1	K2	(皮)
UHFD	set-1	NE/S	49.0	65.0	68.0	-25.3	-4.1	173.4
UHFD (十岐龙岗鸟	set-2	NW	18.0	349.2	78.3	-9.5	-5.7	99.9
(上吸化両石 トの割ね日葉)	set-3	NE/N	14.0	270.5	64.9	-18.2	-3.1	9.2
上部割れ日常)	set-4	水平	19.0	56.8	2.9	-8.0	-6.9	53.7
	set-1	NE/S	37.0	75.1	70.8	-22.2	-2.8	179.9
LAFZ (土岐花崗岩 低角度割れ目集中帯)	set-2	NW	24.0	343.7	81.3	-11.3	-6.6	81.6
	set-3	NE/N	12.0	268.5	69.9	-11.5	-2.6	176.4
	set-4	水平	27.0	328.6	5.1	-14.4	-7.8	96.9
LSFD (土岐花崗岩 下部割れ目低密度帯)	set-1	NE/S	31.0	67.1	68.8	-23.8	-3.1	169.8
	set-2	NW	35.0	348.0	86.2	-9.4	-7.1	100.9
	set-3	NE/N	26.0	277.0	72.9	-22.2	-3.0	12.8
	set-4	水平	8.0	86.6	4.6	-6.1	-5.1	30.3
FZ (月吉断層に伴う 割れ目)	set-1	NE/S	44.0	82.5	71.4	-16.2	-3.0	6.4
	set-2	NW	18.0	348.7	84.0	-8.4	-4.5	99.9
	set-3	NE/N	21.0	270.7	64.3	-10.9	-3.3	14.3
	set-4	水平	17.0	215.7	0.4	-6.7	-5.5	61.8

表 4.3-1 Bingham 分布により得られたパラメータ



図 4.3-12 割れ目の法線ベクトルの半球投影

3)割れ目密度

土岐花崗岩の割れ目密度の推定には、DH-2、DH-15、MIZ-1、06MI03、07MI07、07MI08及 び 07MI09 号孔の BTV データを用いた。土岐花崗岩における地質区分毎に算出した全割れ目及 び開口割れ目の一次元密度を、表 4.3-2 に示す。総割れ目本数 15,601 本のうち、開口割れ目の本 数は 1,883 本であり、全体の 12%程度である。なお、表中の割れ目本数は、方位分布と同様にボ ーリング方位によるバイアス補正を行った結果を示した。また、月吉断層に伴う割れ目帯につい ては、割れ目の方位分布と同様に、MIU-2~MIU-4 号孔の調査データに基づく推定値を用いた。

	全割	れ目	開口割れ目		
水理地質構造区分	割れ目本数	一次元密度	割れ目本数	一次元密度	
	(本)	(本/m)	(本)	(本/m)	
UHFD (土岐花崗岩 上部割れ目帯)	7,436	6.07	977	0.80	
LAFZ (土岐花崗岩 低角度割れ目集中帯)	2,570	7.33	560	1.60	
LSFD (土岐花崗岩 下部割れ目低密度帯)	5,595	3.48	346	0.22	
合計	15,601	1.93	1,883	0.17	

表 4.3-2 BTV 調査による割れ目密度

4) 幾何学的開口幅分布

DH-2, DH-15, MIZ-1, 06MI03, 07MI07, 07MI08 及び 07MI09 号孔の BTV データから得 られた割れ目の開口幅分布(累積確率分布)を図 4.3-13 に示す。図中には,以下の 2 つの確率分 布関数を当てはめた結果を示した。

べき乗分布 :
$$f(t) = \frac{b-1}{t_{\min}} \left(\frac{t_{\min}}{t} \right)^b$$
, t_{\min} : 最小開口幅, b : 定数 (4.2)

負の指数分布:
$$f(t) = \lambda \exp(-\lambda t)$$
, $1/\lambda$: 平均開口幅 (4.3)

図 4.3-13 (a)より、最小開口幅を 0.9mm に設定したべき乗分布により、実測値の分布傾向を良 く表現できることが分かる。一方、図 4.3-13 (b)の負の指数分布の場合にも、開口幅の大きい少 数の割れ目(t≧8mm)を除くと、概ね実測値を表現できている。割れ目の全体の約 99%を占め る開口幅 8mm 以下の範囲においては、両分布関数の適合度に大きな差が見られないことや、ベ き乗分布を用いて確率モデルを作成した場合、不自然に大きな開口幅が発生し、そのような割れ 目の存在が地下水流動解析の結果全体を支配する可能性があることなどを勘案し、本研究におい ては負の指数分布を採用することとした。

なお、ここで求めた開口幅は、ボーリング孔内で観察される幾何学的な開口幅であり、一般に、 水理学的に有効な開口幅は、この幾何学的な開口幅よりも小さいと言われている。この水理学的 に有効な開口幅を水理学的開口幅と呼び、本モデル化では水理学的開口幅と幾何学的開口幅の比 を透水試験結果から求めるアプローチを適用している。これについては、以下で述べる。



図 4.3-13 割れ目の開口幅分布(幾何学的開口幅)

(6) 仮想透水試験による割れ目統計量の決定

1) 仮想透水試験の概要

割れ目統計量の決定手順(図 4.3·8)のうち,方位分布,一次元割れ目密度,幾何学的開口幅 分布については,BTV データに基づき決定した。一方で,割れ目の半径分布,透水性(割れ目の 水理学的開口幅)及び三次元割れ目密度は,BTV データから決定する事はできない。特に,ボー リング調査段階では割れ目半径に関する情報は,ほとんど得られていない。そこで,本研究では, 以下のような「仮想透水試験」法により,これらの統計量を推定することとした。仮想透水試験 法は,統計的に発生した割れ目モデルを用いて,透水試験を模擬した数値シミュレーションを行 い,実際の透水試験結果に等しい透水係数の分布が得られるような割れ目統計量を試行錯誤的に 決定する方法である。仮想透水試験の手順を,図 4.3·14 に示す。


2) 仮想透水試験による透水係数の算定法

透水試験のシミュレーションでは、図 4.3-15 に示すような、中心に 50m 区間の透水試験区間 を設けた一辺 650m の立方体領域を解析領域とした。この解析領域内に仮定した割れ目分布パラ メータに従って割れ目を発生し、等価不均質連続体モデルを作成する。次に、側方境界(6 面) と透水試験区間の間に、単位の水頭差(=1m)を与え、得られた流量から次式により透水係数を 算出した。

$$k_E = k_0 \times Q_E / Q_0 \tag{4.4}$$

ここで,

 k_E : 仮想透水試験モデルの透水係数, k_0 : 基準となる均質モデルの透水係数(例えば, 1m/s), Q_E : 仮想透水試験に用いた等価不均質連続体モデルの流量, Q_0 : 基準となる均質モデルに単位水頭差を与えて得られる流量 である。

kEは、所定の確率分布に従う割れ目分布を有する岩盤内で実施した透水試験の結果と考えられる。乱数初期値を変えながら、同様の解析を行うと kEの分布が得られる。これは、岩盤内においてランダムな位置で透水試験を行っていることと統計学的に等価である。今回は、割れ目発生の乱数初期値を変えた100 リアライゼーションの解析結果から、透水係数分布を求めた。



図 4.3-15 仮想透水試験の解析条件

3) 実測透水係数分布

仮想透水試験結果との比較には、研究所周辺で実施された水理試験結果のうち、主に岩盤の巨 視的な透水係数を把握するための長区間(数十m~100m程度)での試験データを用いた。ただ し、LAFZについては、他の地質区分と比べて試験点数が極端に少ないため、短区間(数十m以 下)での試験データも用いることとした。表 4.3-3~表 4.3-6に使用した水理試験結果の一覧を示 す。なお、これらの試験結果は、後述する水理地質構造モデルの物性値の設定根拠となったデー タである。

土岐花崗岩部の水理試験で得られた透水係数分布を対数確率紙上にプロットしたものを,図 4.3-16 に示す。同図には、割れ目帯ごとの透水係数分布が示されている。各地層区分ともに対数 正規確率紙上で直線性を示す事から、実測透水係数はほぼ対数正規分布に従って分布しているこ とが分かる。また、透水係数の値は 3~6 オーダーにわたって分布しており、極めて高い不均質 性を示している。

以下,これらの透水係数の実測値と仮想透水試験結果との比較により,割れ目分布パラメータ (割れ目密度,半径,水理学的開口幅)の同定を行う。

水理地質構造区分	ボーリング孔	試験番号	透水係数
			(m/s)
		DH2-11	1.6E-06
		DH2-12	4.0E-08
	DH-2	DH2-13	5.0E-06
		DH2-15	6.3E-07
		DH2-16	6.3E-08
		DH15-16	2.0E-08
		DH15-17	6.3E-08
	DH-10	DH15-18	1.0E-07
		DH15-19	7.9E-08
	MIZ-1	FEC試験	6.3E-08
	NATLE 1	MIU1-30	7.9E-07
		MIU1-31	2.5E-07
	MILI-2	MIU2-32	2.5E-07
UHFD (土岵龙岗鸟	WIU-2	MIU2-33	6.3E-07
(上収化尚石 トが割ね日豊)	MILL O	MIU3-06	4.0E-08
上 司 れ 日 市)	WIU-3	MIU3-07	5.0E-08
		MIU4-03	3.2E-08
	MIU-4	MIU4-07	5.0E-09
		MIU4-11	2.0E-07
		MIU4-12	2.0E-08
	000400	06MI02-04	6.3E-11
	UOMIUZ	06MI02-06	6.3E-10
		06MI03-03	2.5E-08
		06MI03-04	1.3E-08
	001400	06MI03-05	2.5E-09
	06MI03	06MI03-06	5.0E-08
		06MI03-07	2.0E-07
		06MI03-08-2	4.0E-07

表 4.3-3 仮想透水試験に使用した水理試験結果 (UHFD;土岐花崗岩上部割れ目帯)

水理地質構诰区分	ボーリング孔	試驗番号	透水係数
			(m/s)
		DH2-14	5.0E-06
	DH-2	DH2-25	1.3E-04
		DH2-27	3.2E-05
		DH15-11	1.6E-07
		DH15-20	3.2E-07
	0614100	06MI02-02	1.0E-07
	UDIMIUZ	06MI02-03	2.5E-11
LAFZ	0614102	06MI03-01	6.3E-06
	0010103	06MI03-02	3.2E-08
		07MI07-1	1.3E-05
(上収化岡石 低色在割ね日集市業)		07MI07-2	5.0E-08
低 円 皮 刮 れ 日 未 甲 市 /		07MI07-3	1.0E-05
		07MI07-4	2.5E-05
		07MI07-5	2.5E-05
	07MI07	07MI07-6	2.0E-08
		07MI07-7	5.0E-11
		07MI07-8	2.5E-11
		07MI07-9	1.3E-05
		07MI07-10	6.3E-06
		07MI07-11	6.3E-06

表 4.3-4 仮想透水試験に使用した水理試験結果 (LAFZ;土岐花崗岩低角度割れ目集中帯)

水理地質構造区分	ボーリング孔	試験番号	透水係数 (m/s)
		DH10-02	1.3E-07
		DH10-03	1.0E-06
		DH10-04	2.5E-07
		DH10-05	1.3E-11
	DH-10	DH10-06	1.3E-08
		DH10-07	5.0E-09
		DH10-08	1.3E-10
		DH10-09	2.0E-10
		DH11-08	3.2E-09
	DH-11	DH11-09	2.0E-10
		DH11-10	6.3E+09
		DH13-06	3.2E-06
		DH13-07	5.0E-06
		DH13-08	5.0E-06
		DH13-09	1.3E-07
	DH-13	DH13-10	7.9E-07
		DH13-11	1.0E-07
		DH13-12	3.2E-08
LSFD (土岐花崗岩 下部割れ目低密度帯)		DH13-13	6.3E-07
	DH-15	DH15-13	1.6E-06
		DH15-14	1.3E-07
		DH15-15	2.0E-08
		MIU1-33	3.2E-07
	MIU-1	MIU1-34	4.0E-08
		MIU1-35	4.0E-08
		MIU2-35	1.0E-08
	MIU-2	MIU2-36	1.0E-08
		MIU2-37	1.3E-08
		MIU3-28	6.3E-08
	MIU-3	MIU3-29	2.0E-07
		MIU3-30	1.6E-06
		MIU3-31	4.0E-10
		MIU3-32	1.3E-09
		MIU3-33	6.3E-10
		MIZ1-10	2.0E-08
	MIZ-1	MIZ1-11	6.3E-06
		MIZ1-12	2.0E-09
		MIZ1-18	1.0E-10
		MIZ1-20	1.3E-11
		06MI02-08	1.0E-08
	06MI02	06MI02-10	1.3E-08
	COMICE	06MI02-11	5.0E-08
		06MI02-12	4.0E-08
	06MI03	06MI03-09	6.3E-07
	0010100	06MI03-10	7.9E-08

表 4.3-5 仮想透水試験に使用した水理試験結果 (LSFD;土岐花崗岩下部割れ目低密度帯)

水理地質構造区分	ボーリング孔	試験番号	透水係数 (m/s)
	NATL 1	MIU1-36	5.0E-06
	MIU-1	MIU1-37	5.0E-06
FZ		MIU2-38	4.0E-07
	MIU-2	MIU2-39	1.3E-07
		MIU2-40	1.0E-06
	MIU-3	MIU3-11	1.0E-08
(月吉断層に伴う		MIU3-27	2.5E-06
割れ目)		MIU3-34	1.0E-08
		MIU3-35	7.9E-08
		MIU4-05	2.5E-06
		MIU4-06	3.2E-06
	WIIU-4	MIU4-08	1.6E-06
		MIU4-10	7.9E-08

表 4.3-6 仮想透水試験に使用した水理試験結果 (FZ;月吉断層に伴う割れ目帯)



※UHFD:土岐花崗岩上部割れ目帯 LAFZ:土岐花崗岩低角度割れ目集中帯 LSFD:土岐花崗岩下部割れ目低密度帯 FZ:月吉断層に伴う割れ目帯

図 4.3-16 実測透水係数の分布

4) 仮想透水試験結果

仮想透水試験によるパラメータの同定にあたっては、以下の仮定を設けた。

・開口幅分布は、負の指数分布に従う(分布パラメータは、割れ目セットによらず一定)。

- ・方位分布は、Bingham 分布に従う(分布パラメータは、割れ目セット毎に適用)。
- ・半径分布は、べき乗分布に従う(分布パラメータは、割れ目セットによらず一定)。
- ・幾何学開口幅 tg と水理学的開口幅 tH は線形比例関係にある (tH=1/a×tg)。

割れ目半径分布に関して、べき乗分布の確率密度関数は、次式で表される。

$$f(r) = \frac{b-1}{r_{\min}} \left(\frac{r\min}{r}\right)^b, r \ge r\min$$
(4.5)

ここで, rmin: 最小半径, b: 定数(今回は b=4 とする) である。

割れ目半径分布がべき乗分布に従う場合,半径の平均<r>及び二乗平均<r2>は,次式で求められる。

$$\left\langle r\right\rangle = \frac{1-b}{2-b}r_{\min}, \quad \left\langle r^{2}\right\rangle = \frac{1-b}{3-b}r_{\min}^{2}$$

$$\stackrel{\text{(4.6)}}{\not \subset \not \subset \cup, \quad b\neq 3}$$

割れ目分布の統計量のうち,一次元割れ目密度と割れ目半径分布が与えられると,次式により 割れ目の体積密度が求められる。

$$\rho_{\nu} = \frac{1}{\pi} \cdot \frac{\rho_{1}}{\langle r^{2} \rangle} \tag{4.7}$$

ここで、 ρ_{I} :一次元割れ目密度、 ρ_{v} :割れ目の体積密度(単位体積内に含まれる割れ目の平均 個数)、 $< r^{2}$ は、割れ目半径の二乗平均である。

上記の仮定と関係式から、仮想透水試験で決定すべきパラメータは、次の3つである。

①幾何学的開口幅と水理学的開口幅の比例定数(a)

②最小半径 (r_{min})

③割れ目密度(一次元割れ目密度 ρ1)

①の比例定数 *a*は,透水係数の平均値を支配するパラメータである。そこで,等価不均質連続体モデルと実測の透水係数の平均値が一致するように決定する。具体的には,次式により決定する。

$$\alpha = \sqrt[3]{\frac{\left\langle K_g \right\rangle}{\left\langle K_{obs} \right\rangle}} \tag{4.8}$$

ここで、< K_{obs} 、< K_{g} >は、実測ならびに仮想透水試験により求められた透水係数の平均値(または中央値)である。

②最小半径 *rmin*と③一次元割れ目密度 *p*1は,透水係数分布のばらつき(対数正規確率紙上のグラフの傾き)を支配するパラメータである。両者は(4.6)式と(4.7)式で結びついており,割れ目の体積密度は,一次元割れ目密度が大きい程,あるいは割れ目半径の二乗平均が小さいほど大きくなることがわかる。割れ目の体積密度が減少することにより,割れ目の連続性が低くなり透水係

数の不均質性が高まる。本研究では、実測の透水係数のばらつきを表現できるように、最小半径 と一次元割れ目密度を決定する。

まず、割れ目の一次元密度 p1を開口割れ目の実測値に固定し、rminを 50 から 500 まで変化さ せたときの仮想透水試験結果を、図 4.3-17 に示す(例として、UHFD の結果を示す)。p1が一定 の場合、通常、rminが(すなわち<rシが)大きくなるに伴って割れ目の体積密度は小さくなり、 透水係数の分布幅は大きくなる(不均質性の程度が増大する)。すなわち、p1(ボーリング孔に交 差する割れ目の平均的な密度)が等しくても、小さな割れ目が数多く存在する場合と、大きな割 れ目が多い場合とでは、後者の岩盤の方が、透水性の不均質性が大きい。しかし、図 4.3-17 の結 果は、rminの感度は低く、rminを 500m 以上と非常に大きく設定しなければ、透水係数の分布幅 の変化はほとんど見られない。これより、開口割れ目の実測一次元密度 p1を採用した場合、透水 係数の分布が均一化し、実測の透水係数の再現が困難であることが分かった。

そこで、開口割れ目の一次元割れ目密度を変化させることにより(開口割れ目=透水性割れ目の仮定を取り除くことを意味する)、実測の透水係数の不均質性の再現を試みた。*r_{min}*=50mに固定し、*p*1を変化させて仮想透水試験を実施した結果を、図4.3-18に示す。これより、*p*1の変化は*r_{min}*に比べて感度が高く、*r_{min}を固定し p*1を変化させた場合において、実測の透水係数分布をよく再現できることが分かった。以上より、本研究では*r_{min}*=50mに固定して*p*1を変化させたケースで実測の透水係数分布を最もよく再現できたケースを、等価不均質連続体モデルの割れ目分布パラメータを示す。



図 4.3-17 最小半径値による透水係数分布の変化 (割れ目密度を開口割れ目密度に設定した場合, UHFD(土岐花崗岩上部割れ目帯)の例)



図 4.3-18 仮想透水試験結果と実測との比較(最小半径を 50m に設定した場合)

		4	þ		烫 庙			土径			聞し値	
X4	≁	平均走向	平均傾斜	透水確率	<u>一次元密度</u>	三次元密度	最小半径	平均半径	2乗平均半径	平均県	副口幅	tH/tg比
ĺ	,	u _{ave} (°)	v _{ave} (°)	透水亀裂/開口亀裂	$\rho_1(1/m)$	ρ _v (1/m)	<r> (m)</r>	<r> (m)</r>	<r<sup>2> (m²)</r<sup>	t _H	t.	α
	set-1	65.0	68.0		1.18E-02	4.99E-07						
	set-2	349.2	78.3	č	4.32E-03	1.83E-07	C	LI F	7600	1000	101 00	
UHFU	set-3	270.5	64.9	3.U%	3.36E-03	1.43E-07	D.c	C /	nne/	2.22E-04	I.43E-U3	0.44
	set-4	56.8	2.9		4.32E-03	1.83E-07						
	set-1	75.1	70.8		5.89E-03	2.50E-07						
	set-2	343.7	81.3	èC	3.91E-03	1.66E-07	C	71	7600	0 E2F 01	1 105 00	רע ד
LAF2	set-3	268.5	6.69	<u>0</u> 0.	1.84E-03	7.80E-08	00	2	0001	0.33 5-04	1.435-03	10.1
	set-4	328.6	5.1		4.34E-03	1.84E-07						
	set-1	67.1	68.8		5.34E-03	2.27E-07						
L L C	set-2	348.0	86.2	ò	6.08E-03	2.58E-07	C	ц Т	7600	2 201 01	100	007
Laru	set-3	277.0	72.9	0.0 0	4.42E-03	1.88E-07	00	2	0067	0.38E-04	1.435-03	4.22
	set-4	86.6	4.6		1.40E-03	5.93E-08						
	set-1	82.5	71.4		8.98E-03	3.81E-07						
:	set-2	348.7	84.0		3.67E-03	1.56E-07	C	7	7600	6 20E_01	1 125 02	100
rsukiyosrii	set-3	270.7	64.3	<u>%</u> 0.7	4.28E-03	1.82E-07	00	2	00001	0.30 0.4		2.24
	set-4	215.7	0.4		3.47E-03	1.47E-07						
分布関	胃数	Binghaı	m 分布		一様分布			べき乗分布			負の指数分布	
关UHFD:土 LAFZ:土I	L岐花崗 ^F 岐花崗岩	当二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二二	日 市 二 二 二 二 二 二 二 二	1 1 -						※t ¹ : 子理 t ⁶ : 幾句	(学的開口幅 学的開口幅	(m) (m)

割れ目分布パラメータ 表 4. 3-7

※UHFD:土岐花崗岩上部割れ目帯 LAFZ:土岐花崗岩低角度割れ目集中帯 LSFD:土岐花崗岩下部割れ目低密度帯 FZ:月吉断層に伴う割れ目帯

JAEA-Research 2012-004

- 37 -

(7) 水理特性の設定

水理地質構造モデルに考慮した地層・地質構造要素の水理特性を,表 4.3-8 に示す。これらの 水理特性は,第1段階及び第2段階の調査研究結果 4.6 に基づき設定した値を,孔間水理試験デ ータや立坑掘削時の湧水量・水圧応答データを用いた水理地質構造モデルのキャリブレーション によって更新した値 ®である。なお,月吉断層は,断層主要部と断層に伴う割れ目帯に分けてそ れぞれに水理特性を与えた。また,それ以外の断層は,断層面に交差する要素に断層面方向とそ れに直交する方向で異なる透水係数を与えることで,断層の透水異方性を考慮した。

_			透水係数(ms ⁻¹)		以 时网 <i>反</i> 粉	
	地質•地質構造要素				鉛直方向 (垂直方向)	比貯留除剱 (1/m)
	瀬戸層群			1.0E-05	1.0E-05	1.0E-05
	瑞浪層群			8.8E-08	8.8E-10	1.0E-06
		生俵累層		3.2E-09	3.2E-11	1.0E-06
		明世累層/本郷累層		4.0E-08	4.0E-08	1.0E-06
堆積岩		明世累層/本郷累層(基底礫岩)		1.7E-07	1.7E-07	1.0E-06
		土岐夾炭累層		3.5E-08	3.5E-08	1.0E-06
		土岐夾炭累層(粗粒	沙岩)	7.2E-07	7.2E-07	1.0E-06
		土岐夾炭累層	主立坑側	7.5E-08	7.5E-08	1.0E-06
		(基底礫岩)	換気立坑側	7.2E-07	7.2E-07	1.0E-06
		上部割れ目帯(UHFD)		2.2E-07	2.2E-07	2.0E-06
土岐花	崗岩	低角度割れ目集中帯(LAFZ)		1.1E-06	1.1E-06	2.0E-06
		下部割れ目低密度帯(LSFD)		3.2E-08	3.2E-08	5.0E-07
		月吉断層の主要部		1.0E-11	1.0E-11	1.0E-06
		月吉断層に伴う割れ	目帯	4.2E-07	4.2E-07	1.0E-06
		トレース長3km以上の)リニアメント	5.6E-06	1.0E-11	1.0E-07
		IF_S200_15_2		9.2E-06	9.2E-06	1.0E-07
不連続構造		S200_MIZFZ06		9.3E-09	1.0E-11	1.0E-07
		S200_SB3_13_2		2.4E-07	2.4E-07	1.0E-07
		IF_S200_13		9.3E-09	1.0E-11	1.0E-07
		S200_06MI02_2		4.6E-09	4.6E-09	1.0E-07
		S200_F13440		2.7E-08	2.7E-08	1.0E-07
		S200_F14660		2.7E-08	2.7E-08	1.0E-07
		S200_M_SHAFT		9.3E-09	1.0E-11	1.0E-07

表 4.3-8 水理特性

(8) 境界条件

水理地質構造モデルの境界条件は、以下に示すように設定した(図 4.3-19)。上部境界条件と なる涵養量は、既往の検討結果 ®及び本研究で実施するキャリブレーションに基づき設定する。 なお、研究坑道掘削前における研究所用地周辺の地下水流動場の特徴として、地表から深度 50m 程度を境界として深度方向に地下水圧が 40~50m 程度低下する傾向が見られ、深度 50m 以深に おいては地下水圧が低い領域(以下、低水頭領域)の形成が確認されている⁴⁾。

この低水頭領域の形成要因の一つとして,浅部堆積岩中にある低透水性あるいは高透水性の構造により,地下深部への地下水の涵養が阻害されている可能性が考えられるが,これまでの地下水流動のモデル化・解析^(例えば 11)においては,この低水頭領域は十分に再現できていない。既往の検討⁸⁾では,研究所用地周辺における研究坑道掘削前の水頭分布の再現性を重視し,土岐川と月吉断層,日吉川で囲まれた領域(図 4.3-19 中の網掛部)を低水頭領域としてモデル化し,低水頭領域の涵養量を0 mm/年と設定している。本研究でも,研究所用地周辺における研究坑道掘削前の水頭分布の再現性を重視し,低水頭領域の涵養量を0 mm/年と設定した。

- ・上部境界条件:一定涵養量(涵養量は既往検討%及びキャリブレーションに基づき設定)
- ・上部境界条件(低水頭領域):一定涵養量(涵養量は既往検討%に基づき0mm/年と設定)
- ·上部境界条件(土岐川):固定圧力水頭境界(圧力水頭=0)
- · 側方境界条件:不透水境界
- ·下部境界条件:不透水境界
- ·内部境界条件(研究坑道):固定圧力水頭境界





また、立坑の掘削時において、岩盤とコンクリートライニングの間には、地下水を排水するための集水マットを設置する(図 4.3-20)。その排水機能は、排水マットの透水性や配管パイプの 設置間隔などによって決定される。このことから、立坑表面は、「完全大気開放」と「完全遮水」 の中間にあるものと考えられる。

そこで、研究坑道の内部境界条件については、より現実的な排水条件を考慮するために、下記のような「圧力開放率」の概念を適用した。なお、本研究では、第1段階における解析結果 4を参考に、圧力開放率を *a*=0.2 に設定した。

立坑の境界水圧=a×(対象地点の掘削前初期水圧-大気圧)

ここで、 a (圧力開放率) は、下記のように定義される。

a=0:大気圧開放条件(完全排水)

a=1:完全遮水境界

0<a<1:不完全排水境界



図 4.3-20 立坑背面の排水施設

(9) 掘削工程

研究坑道の掘削工程は,既に掘削を完了している深度約 200m までは,実際の工程を反映し(図 4.3-21),それ以深については施工計画を参考に設定した(図 4.3-22)。本研究では,深度 300m における研究アクセス坑道及びボーリング横坑を追加した。深度 300m 研究アクセス坑道及びボーリング横坑の工程については,予備ステージと同じ掘削速度を設定した。なお,比較のために既往の解析 ®で用いた掘削工程を図 4.3-23 に示す。



図 4.3-21 研究坑道の掘削工程(実工程)







図 4.3-23 研究坑道の掘削工程(解析工程,既往解析⁸⁾)

5. 地下水流動解析の実施

5.1 概要

本研究では、図 5.1-1 に示す手順で水理地質構造モデルの妥当性の確認及びキャリブレーションを実施した。さらに、その結果に基づき深度 1,000m までの研究坑道掘削に伴う地下水流動場の変化を予測するための研究坑道掘削影響の予測解析を実施した。



図 5.1-1 地下水流動解析の実施手順

5.2 孔間水理試験に伴う水圧応答の再現性確認

水理地質構造モデルの更新による影響を確認するために,第1段階で実施した孔間水理試験¹²⁾ 結果を用いた解析を実施した。

5.2.1 孔間水理試験に伴う水圧応答データ

孔間水理試験は,研究坑道の周辺に設置されたボーリング孔のうち,MIZ-1 号孔(掘削長約1300mの斜孔)を揚水孔とし,多区間水圧観測装置の設置されたDH-2号孔,DH-15号孔,MSB-1号孔,及びMSB-3号孔を観測孔として実施した。揚水区間は,MIZ-1号孔の掘削深度191~226mabh(meters along borehole)及び掘削深度662~706mabhに存在する割れ目帯を対象とした2区間である(以下,試験1及び試験2)。図5.2.1-1に,揚水区間及び観測孔における各観測区間の位置関係と主要な地質・地質構造の概略を示す。

表 5.2.1-1 及び図 5.2.1-2 に, それぞれ試験 1, 試験 2 の試験条件及び揚水量の経時変化を示す。 試験 1 では、本揚水を開始する前に、孔壁に付着した泥壁を除去するために、短時間の揚水を数 回繰り返し実施した。また、試験 2 では揚水の初期において段階的に揚水量を増加した。 孔間水理試験に伴う水圧応答の有無については、観測データから地球潮汐、大気圧ならびに計 測機器の分解能などに由来する異常値などのノイズ成分を除去した上で判断した¹²⁾(図 5.2.1-3)。 その結果、試験 1、試験 2 で明瞭な水圧応答が観測されたのは MSB-1 号孔の深部及び DH-15 号 孔のみであった(図 5.2.1-1 中の青丸)。孔間水理試験の実施期間には、スマトラ島西方沖地震や 愛知県西部地震が発生しており、MSB-3 号孔の深部及び DH-2 号孔では、地震の影響が顕著に見 られたのに対し、孔間水理試験に伴う明瞭な水圧応答は観測されなかった。また、明世累層/本郷 累層の基底礫岩付近より上部に位置する MSB-1 号孔及び MSB-3 号孔の観測区間では、孔間水理 試験及び地震に伴う明瞭な水圧応答は認められなかった。上記の MSB-1 号孔及び MSB-3 号孔に おける浅部と深部での水圧応答の違いや、研究所用地中央部を境界とする水圧応答の違いからは、 明世累層/本郷累層と土岐夾炭累層の境界付近の堆積構造に起因する水理境界の存在、及び研究所

前述したように、孔間水理試験で得られた観測孔の間隙水圧は、紀伊半島南東沖地震の影響を 受けている(図 5.2.1-3,図 5.2.1-4)。孔間水理試験に伴う明瞭な水圧応答が認められなかった MSB-3 号孔や DH-2 号孔においては、特にその影響が顕著であり、孔間水理試験が紀伊半島南東 沖地震直後の一時的な圧力上昇後の圧力低下傾向の中で実施されたことが確認できる(図 5.2.1-4)。そこで、本研究においては地震の影響が比較的小さく孔間水理試験に伴う明瞭な水圧 応答が認められた、MSB-1 号孔の深部(区間番号 No.3~5)及び DH-15 号孔における水圧応答 データを用いて、地下水流動解析から得られる解析値との比較を行うこととした。なお、解析値 との比較にあたっては、実測値に含まれる地震による影響を可能な限り除去しておくことが望ま しいため、各観測区間の紀伊半島南東沖地震に伴う長期的な水圧変動傾向を多項式でフィッティ ングし、その水圧変動分を実測値から差し引くことで実測値の補正を行った(図 5.2.1-5,図 5.2.1-6)。

地震の影響を除去した結果, MSB-1 号孔及び DH-15 号孔の観測区間においては, 揚水の開始 とともに地下水圧が直線的に低下し, 回復期間中には試験開始前の地下水位まで回復しない傾向 が認められる。両観測孔の観測区間では, 揚水区間との距離が大きく異なるにもかかわらず, 試 験 1, 2 に伴う最大水位低下量は, それぞれ 0.16m, 0.07m 程度と同程度の値となった。



図 5.2.1-1 揚水区間と観測区間の位置関係(模式図)

試験	試験区間	揚水流量 (L/min)	揚水時間 (day)	総揚水量 (m ³)
試験1	191.00-226.41	10.8	10.2	157.6
試験2	662.20-706.23	5.2	14.8	110.9

表 5.2.1-1 孔間水理試験の試験条件(MIZ-1号孔)

mabh: meters along borehole



図 5.2.1-2 揚水量の経時変化(MIZ-1 号孔)



図 5.2.1-3 孔間水理試験に伴う水圧応答の例 (横軸:経過時間(日),縦軸:水位変動量(m))



No.5(EL.57.1m~52.1m)

図 5.2.1-5 孔間水理試験に伴う水圧応答データの補正(地震に伴う水圧変動分の除去) [MSB-1 号孔, 観測区間 No.3~5]



図 5.2.1-6 孔間水理試験に伴う水圧応答データの補正(地震に伴う水圧変動分の除去) [DH-15 号孔, 観測区間 No.1~3,5,7~9]

5.2.2 境界条件の設定

境界条件は、4.3(8)に示した通りである。低水頭領域を除く上部境界の涵養量は既往の検討結果 %に基づき 91.5mm/年と設定した。また、揚水区間にあたる節点流量を図 5.2.1-2 に示す揚水 条件に従って非定常的に変化させた。

5.2.3 解析結果

4 章で構築した水理地質構造モデル(以下,基本モデル)による解析結果と実測値の比較結果 を,図 5.2.3・1 及び図 5.2.3・2 に示す。図中には、比較のため、既往検討⁸⁰における水理地質構造 モデル(以下,既往モデル)を用いた解析結果を併せて示した。また、図 5.2.3・3 に、試験 1 の 揚水停止前における水頭低下量の分布を、揚水孔(MIZ・1 号孔)と DH・15 号孔を通る断面につ いて示す。なお、基本モデルと既往モデルの各水理地質構造には同様の水理特性を設定した。

基本モデル及び既往モデルによる実測値の再現性を比較すると、基本モデルでは DH-15 号孔 における水圧応答の再現性が低下するものの、MSB-1 号孔における水圧応答の再現性は向上する 結果となった。DH-15 号孔における水圧応答の再現性の低下の要因としては、基本モデル及び既 往モデルに考慮されている断層の分布形状の違いが挙げられる。特に、試験1の揚水に伴う水圧 応答を DH-15 号孔の深部に向かって伝達する役割を果たしていた断層(基本モデル; IF_S200_15_2,既往モデル;MIZ1FZ02)のDH-15 号孔方向への延長が短くなり、かつ南北方 向に分布範囲が広がったため、揚水区間から DH-15 号孔への水圧応答の伝達機能が低下し、 DH-15 号孔の水圧応答が小さくなったものと考えられる。このことから、全観測孔における水圧 応答を再現するには、水圧応答に大きな影響を与えていると考えられる断層の水理特性だけでな く、その分布位置の不確実性を考慮した地質構造モデルの見直しが必要であることが示唆された。



No.5(EL.57.1m~52.1m)

図 5.2.3-1 孔間水理試験に伴う水圧応答の実測値と解析値の比較 (MSB-1 号孔,観測区間 No.3~5)



図 5.2.3-2 孔間水理試験に伴う水圧応答の実測値と解析値の比較 (DH-15 号孔, 観測区間 No.1~3,5,7~9)





図 5.2.3-3 孔間水理試験に伴う水頭低下量分布(試験1;揚水停止前)

5.3 研究坑道の掘削に伴う湧水量及び水圧応答の再現性確認

水理地質構造モデルの更新による影響を確認するために,深度約180mまでの研究坑道の掘削, 冠水及び再排水に伴う湧水量や観測孔の水圧応答データを用いた解析を実施した。

5.3.1 研究坑道の掘削工程

図 5.3.1-1 に研究坑道の掘削の開始から、冠水、再排水までの実工程を示す。

2005年10月に研究坑道の掘削深度が約180mに達した際,研究坑道内からの湧水中のフッ素 とホウ素の濃度が排水基準以内であったものの環境基準を超過したため,排水処理設備の増設完 了まで研究坑道掘削及び排水を停止した。この際,研究坑道内は一時的に冠水され,坑内水位は 深度約50mまで回復した。排水処理設備の増設を完了後,再度,研究坑道内から排水を再開し, 2006年4月に掘削を開始した。この一連の坑内水位変動は,大規模な回復・揚水試験と考えら れ,これに伴う水圧応答は周辺の水理地質構造や透水性評価に有用なデータとなった。



図 5.3.1-1 研究坑道掘削工程及び立坑内における水位変動

5.3.2 境界条件の設定

境界条件は、4.3(8)に示した通りである。低水頭領域を除く上部境界の涵養量は既往の検討結果 ⁸に基づき 91.5mm/年と設定した。また、研究坑道壁面の内部境界条件については、立坑内水 位相当の水頭固定境界を設定し、図 5.3.1-1 に示した研究坑道の掘削工程及び坑内水位の変動に 基づき、非定常的に変化させた。

5.3.3 解析結果

図 5.3.3-1 に,深度約 180m までの研究坑道掘削,冠水,再排水に伴う観測孔の水圧応答の 実測値と解析値の比較を示す。研究坑道の掘削に伴う水圧応答の広域的な影響を確認するために, 研究所周辺においては MSB-1 号孔, MSB-3 号孔, DH-2 号孔及び DH-15 号孔,正馬様用地にお いては MIU-2 号孔,月吉断層北側においては DH-11 号孔を,実測値と解析値の比較を行う観測 孔とした(図 4.2-1)。なお,図 5.3.3-1(c),(d),(e)の DH-2 号孔,DH-15 号孔及び MIU-2 号孔に ついては,それぞれの観測孔の各観測区間で水圧応答の大きな違いがないため,同図には奇数番 号の観測区間のみとした。また,図 5.3.3-2 に,深度 180m までの研究坑道掘削時における湧水 量の経時変化についての実測値と解析値の比較を示す。なお,これらの図には,比較のため,既 往モデルを用いた解析結果を併せて示した。

(1) 観測孔における水圧応答データ

図 5.3.3·1,図 5.3.3·2 より、研究所周辺の観測孔(MSB·1 号孔,MSB·3 号孔,DH·2 号孔及 び DH-15 号孔)においては、換気立坑の掘削が深度 118m 付近に達した時点で、急激な水圧低 下が生じることが確認できる。同深度は、研究坑道の掘削が土岐夾炭累層の下部に達する付近で あり、水圧の急変と同期して換気立坑からの湧水量も急増している。この土岐夾炭累層下部付近 には粗粒砂岩が卓越して分布しており、ここからの湧水の発生によって周辺の水圧が低下したと 考えられる。また、掘削による水圧低下の後、坑内の冠水、再排水による水位変動に伴った明瞭 な水圧応答が見られる。水圧応答の大きさは、研究坑道に最も近い MSB·3 号孔で最も大きく、 次いで DH-2 号孔、MSB·1 号孔、DH-15 号孔と、立坑掘削位置からの距離が離れるに伴って小 さくなる傾向が確認できる。一方、研究所からの距離が比較的遠い位置にある観測孔(MIU-2 号 孔、DH-11 号孔)においては、研究坑道の掘削及び研究坑道の冠水、再排水時に伴う明瞭な水圧 応答は確認できない。

(2) 湧水量及び水圧応答データの再現性の確認

図 5.3.3・1 より,基本モデルと既往モデルともに,研究所周辺の観測孔(MSB・1 号孔, MSB・3 号孔, DH・2 号孔及び DH・15 号孔)では研究坑道の掘削~冠水~再排水に伴う明瞭な水圧応答が 見られ,遠方に位置する MIU・2 号孔, DH・11 号孔では水圧応答が見られない点など,実測値に 見られる研究坑道からの距離と水圧応答の有無の関係については,概ね再現できていることがわ かる。また,明瞭な水圧応答が見られる観測孔の中でも MSB・3, DH・2 号孔の水圧応答が大きく, それらと比較して, MSB・1, DH・15 号孔の水圧応答は小さい点など,研究所周辺における観測孔 の水圧応答の傾向についても概ね再現できている。また,図 5.3.3・2 に示した湧水量についても, 主立坑と換気立坑の湧水量の大小関係など,実測値の傾向を概ね再現できていることがわかる。

基本モデルと既往モデルによる実測値の再現性を比較すると、基本モデルでは MSB-1 号孔及 び DH-15 号孔における水圧応答の再現性が低下するものの、MSB-3 号孔及び DH-2 号孔におけ る水圧応答の再現性が向上する結果となった。これらの違いが生じた要因としては、図 5.3.3-3 に示した研究坑道掘削に伴う水頭低下量分布からも分かるように、研究坑道の掘削による影響は、 低透水性を有すると想定されている NNW 走向の断層(基本モデル; S200_M_SHAFT, IF_S200_13,既往モデル; Pilot500_SB3_02, IF_SB3_13)が支配的となっており、これらの断 層の分布位置・形状が更新されたこと、ならびに MSB-1 号孔近傍の断層(既往モデル; Pilot500_f14660 など)のモデル化の有無に起因しているものと考えられる。 これらのことから、5.2 に示した孔間水理試験に伴う水圧応答の再現性確認の検討と同様に、 全観測孔における水圧応答をより高い精度で再現するためには、研究所周辺の断層の分布位置・ 形状を見直す必要性が示された。断層の分布位置・形状を含めた地質構造モデルの見直しは今後 の調査研究の課題として設定し、本研究では既往モデルと同程度の実測値の再現性を有する基本 モデルを用いて以降の検討を進めることとした。



図 5.3.3-1(a) 研究坑道の掘削に伴う水圧応答の実測値と解析値の比較 (MSB-1号孔, 観測区間 No.1~No.5)



(MSB-3 号孔, 観測区間 No. 1~No. 7)



図 5.3.3-1(c) 研究坑道の掘削に伴う水圧応答の実測値と解析値の比較 (DH-2 号孔, 観測区間 No.1~1, 3, 5, 7, 9, 11)



図 5.3.3-1(d) 研究坑道の掘削に伴う水圧応答の実測値と解析値の比較 (DH-15 号孔, 観測区間 No.1, 3, 5, 7, 9)



図 5.3.3-1(e) 研究坑道の掘削に伴う水圧応答の実測値と解析値の比較 (MIU-2 号孔, 観測区間 No.1, 3, 5, 7, 9, 11)



図 5.3.3-1(f) 研究坑道の掘削に伴う水圧応答の実測値と解析値の比較 (DH-11 号孔, 観測区間 No.1~No.5)



図 5.3.3-2 研究坑道の掘削に伴う湧水量の経時変化



図 5.3.3-3 研究坑道の掘削に伴う水頭低下量分布 (標高 0m における水平断面図,研究坑道掘削深度 180m)

5.4 涵養量のキャリブレーション

基本モデルを用いて,研究坑道掘削前の定常状態における水頭分布の再現を目的として,低水 頭領域以外の涵養量に着目した涵養量のキャリブレーションを実施した。具体的には,涵養量を キャリブレーションの変動パラメータとして,図 4.2-1 に示すボーリング孔のうち,長期地下水 観測を実施している観測孔における水頭分布の実測値と解析値との比較により,最も実測値の再 現性が高い涵養量を決定した。表 5.4-1 に解析ケースを示す。低水頭領域の上部境界条件以外の 境界条件は,4.3(8)に示した通りである。

なお,キャリブレーションにおける観測孔の水頭分布の再現性の指標としては,以下の式で得 られる平均水頭誤差を用いた。

平均水頭誤差 =
$$\sqrt{\frac{\sum (HEAD_{cal} - HEAD_{obs})^2}{$$
観測点数}} (5.1)

ここで, HEADcal: 全水頭の解析値(m), HEADobs: 全水頭の実測値(m) である。

衣 5.4-1	脾机クース
解析ケース	涵養量(mm/年)
初期ケース	0. 7
Case01	8.4
Case02	32.3
Case03	52.4
Case04	60. 4
Case05	73.3
Case06	84. 4
Case07	94.0
Case08	103. 1
Case09	111.7
Case10	120. 0

表 5.4-1 解析ケース

図 5.4-1, 図 5.4-2 に観測孔における全水頭分布の実測値と解析値の比較結果を,表 5.4-2, 図 5.4-3 に涵養量と平均水頭誤差の関係を示す。

図 5.4・1,図 5.4・2 より、研究所用地周辺の低水頭領域に位置する DH・2 号孔及び MSB・1 号孔 を除いた全観測孔において、初期ケースの解析値は実測値を大きく下回っており、涵養量の増加 に伴い再現性が向上することが分かる。一方、DH・2 号孔及び MSB・1 号孔は、低水頭領域におけ る涵養量を 0 としたため、その周辺域の涵養量の違いに対する感度は低く、全てのケースでほぼ 実測値を再現している。

表 5.4・2 より, case06(涵養量;84.4 mm/年)において, 平均水頭誤差が最小となった。した がって, この涵養量を以降に実施する掘削影響予測解析における上部境界条件として設定した。



図 5.4-1 観測孔における全水頭分布の解析値と実測値の比較 (MIU-1~MIU-3, AN-1, AN-3 号孔)



図 5.4-2 観測孔における全水頭分布の解析値と実測値の比較 (DH-2, DH-9, DH-11, DH-13, MSB-1 号孔)

密ドケーフ	涵養量	平均水頭誤差	供 来
所がクース	(mm/年)	(m)	调巧
初期ケース	0.7	60.85	
case01	8.4	45.58	
case02	32.3	19.48	
case03	52.4	13.74	
case04	60.4	13.21	
case05	73.3	12.81	
case06	84.4	12.77	最適値
case07	94.0	12.84	
case08	103.1	12.95	
case09	111.7	13.08	
Case10	120.0	13.21	

表 5.4-2 涵養量と平均水頭誤差の関係
5.5 研究坑道建設影響予測解析

本節では、キャリブレーションした水理地質構造モデルを用いて、深度 1,000m までの研究坑 道掘削を模擬した掘削影響予測解析を実施した。

5.5.1 解析ケース

本研究では、4章で述べたように、主に研究坑道の掘削深度 200m までの調査研究結果に基づ く水理地質構造モデルの更新及び研究坑道掘削工程の更新を実施した。そこで、掘削影響予測解 析は、これらの更新が解析結果に与える影響を確認するために、既往モデルと基本モデルを用い た解析ケースを設定した。また、割れ目分布による不均質性の影響を確認するために、基本モデ ルに割れ目分布による不均質性を考慮した等価不均質連続体モデルを用いた解析を実施した。さ らに、基本モデル及び等価不均質連続体モデルにおいては、研究坑道の掘削前に大量の湧水が発 生すると予測される場合に実施するプレグラウトの影響を考慮した解析も実施した。表 5.1.1-1 に解析ケースを示す。

解析ケース	水理地質構造モデル	グラウトの有無	
case01	既往モデル ⁸⁾	×	
case02	キャイニッ	×	
case03	基本モナル	0	
case04	等価不均質連続体モデル (其まエデルに割れ日八本のてわ	×	
case05	(基本モナルに割れ日方市の不均) 質性を考慮したモデル)	0	

表 5.1.1-1 解析ケース

5.5.2 グラウトのモデル化

図 5.5.2-1 に、掘削影響予測解析におけるグラウトのモデル化の概念図を示す。グラウト注入 においては、通常、注入されたグラウト材は透水性の高い箇所に優先的に流れ込む。そのため、 元々透水性の低い箇所には、基本的にほとんど影響しない。また、通常のグラウト方法では、改 良値の下限値は、1 ルジオン(透水係数で 1.0×10⁻⁷m/s 程度)程度と考えられる。そこで、本研 究のモデル化では、グラウト後の透水係数の値(図 5.5.2-1 中の K₁)を 1.0×10⁻⁷(m/s)とし、改 良範囲 B を 10m とした。



図 5.5.2-1 グラウトのモデル化の概念

5.5.3 境界条件の設定

境界条件は、4.3(8)に示した通りである。低水頭領域を除く上部境界の涵養量は 5.4 の涵養量 のキャリブレーション結果に基づき 84.4mm/年と設定した。また、研究坑道壁面の内部境界条件 は、図 4.3-22 及び図 4.3-23 の掘削工程に従い、全ての立坑及び水平坑道を掘削完了時点まで、 非定常的に変化させた。その後、掘削完了後の定常解析を実施した。

5.5.4 基本モデルにおける解析結果

(1) 水理地質構造モデルの更新による湧水量の変化

水理地質構造モデルの更新が湧水量の予測結果に与える影響を確認するために,既往研究 ⁸で 用いた掘削工程(図 4.3-23)を考慮した境界条件を用いた掘削影響予測解析を実施した。図 5.5.4-1 及び図 5.5.4-2 に,湧水量の予測結果を示す。

結果として、総湧水量の増加する時間や、最大湧水量(基本モデル:3,195m³/day,既往モデ ル:3,220m³/day),恒常湧水量(基本モデル:3,189 m³/day,既往モデル:3,214 m³/day)な どの概略の傾向については、既往の解析結果と大きな違いは見られず、概ね同様の傾向を示した。 ただし、基本モデルにおける立坑毎の湧水量を見ると、主立坑からの湧水量が既往モデルよりも 増加したことが分かる。これは、図 5.5.4-3 に示すように、基本モデルは、既往モデルから主立 坑近傍に集中する低透水性の断層や変質帯が統合、削除されており、既往モデルよりも主立坑近 傍の平均的な透水性が高くなったことに起因するものと考えられる。ただし、主立坑からの湧水 量が増加したことによって換気立坑からの湧水量が減少したため、総湧水量には大きな変化は見 られない。



図 5.5.4-1 研究坑道からの湧水量の経時変化(基本モデル)



図 5.5.4-2 研究坑道からの湧水量の経時変化(既往モデル)



図 5.5.4-3 水理地質構造モデル(研究坑道周辺の鉛直断面)

(2) グラウトの有無による地下水流動特性の変化

グラウトの有無が湧水量の予測結果に与える影響を確認するために,掘削深度 200m までの実 工程(図 4.3·22)を考慮した境界条件による掘削影響予測解析を実施した。解析結果は,研究坑 道への湧水量・湧水地点,研究坑道周辺の全水頭低下量,地表部での水収支に着目して取りまと めた。

1) 研究坑道への湧水量・湧水地点

研究坑道への湧水量は、立坑の掘削が土岐夾炭累層(粗粒砂岩層)に達した付近から急激に増加し、500m以深の花崗岩健岩部で増加傾向が緩やかとなる。総湧水量は、最深ステージの掘削を完了した付近で最大(3,423m³/day)となる(図5.5.4-4)。また、最深ステージ掘削後の定常状態における湧水量は、UHFDが分布する深度200~500mで比較的多い(図5.5.4-5)。一方、グラウトを考慮したケースの研究坑道への湧水量の経時変化は、湧水量の増加時期などグラウトを考慮しないケースとほぼ同様の傾向を示した(図5.5.4-6及び図5.5.4-7)。総湧水量は、最深ステージの掘削を完了した付近で最大(3,036m³/day)となり、最大総湧水量ではグラウトを考

慮しないケースと比べて 387m³/day の低減が見られる。また,恒常湧水量は 3029m³/day であり, 386m³/day の低減が見られる(図 5.5.4-8)。また,各立坑及び水平坑道の内訳を見ると,グラウ トによる湧水の低減量は,特にグラウトを考慮しないケースで湧水量の多かった換気立坑で比較 的大きい(図 5.5.4-5 及び図 5.5.4-7)。

研究坑道深度 200m までの湧水量の実測値と解析結果を比較すると、実測値は新たに実工程を 反映した深度約 180m 以深において、総湧水量の大きな変化は見られないものの、主立坑の掘削 が 200m に達する付近から、主立坑側の湧水量が増加し、逆に換気立坑側の湧水量が減少する結 果となっている(図 5.5.4-9)。一方、解析結果は、主立坑側の湧水量は増加せず、逆に深度 200m に達した付近から減少し始めている。これは、実測値は、主立坑側の湧水量に 200m 予備ステー ジの湧水量が加算されていることに起因しているものと考えられる。200m 予備ステージの掘削 は、実際には主立坑側から掘進されており、200m 予備ステージで発生した湧水の多くは、主立 坑側から排水されている。そこで、解析結果のうち、200m 予備ステージの湧水量を主立坑側の 湧水量に加算した(図 5.5.4-10)。これにより、各立坑の湧水量と総湧水量を概ね再現できてい ることが分かる。ただし、一部で各立坑の湧水量の逆転が見られるなどの課題も残されているが、 これについては、今後のモデルキャリブレーションの課題として検討する必要がある。



図 5.5.4-4 湧水量の経時変化(グラウトなし)



図 5.5.4-5 深度 1,000m 掘削後の湧水量の深度分布 (グラウトなし)



図 5.5.4-6 湧水量の経時変化(グラウト考慮)



図 5.5.4-7 深度 1,000m 掘削後の湧水量の深度分布 (グラウト考慮)



図 5.5.4-8 総湧水量の経時変化の比較



図 5.5.4-9 湧水量の実測値と解析値との比較(グラウトなし, 湧水量算定方法修正前)



図 5.5.4-10 湧水量の実測値と解析値との比較(グラウトなし, 湧水量算定方法修正後)

2) 研究坑道周辺の全水頭低下量

中間ステージ,最深ステージ掘削完了時及び掘削完了後の定常状態における全水頭低下量の分 布図を図 5.5.4-11~図 5.5.4-16 に示す。なお,これらの全水頭低下量は各ステップにおける初期 定常状態との差分を示す。

結果として,全水頭の低下量及び影響範囲は掘削の進捗に伴って大きくなり,研究坑道掘削後 の定常状態で最大となる。また,影響範囲の広がりは月吉断層に遮られ,研究坑道掘削後の定常 状態においても断層の北側に与える影響は小さい。一方,グラウトを考慮した場合は,考慮しな い場合と比べて研究坑道への湧水量が少ないため,若干ではあるが影響範囲も小さくなる。また, 月吉断層以外の断層の影響については,掘削に伴う水頭低下領域は断層で形成されるコンパート メントの影響を受けて,断層背面に影響が伝わりにくくなっていることが分かる。



(b) 深度1,000m における水平断面



図 5.5.4-11 全水頭低下量分布図(中間ステージ掘削完了時, グラウトなし)



(b) 深度1,000m における水平断面







(b) 深度1,000m における水平断面







(b) 深度1,000mにおける水平断面



図 5.5.4-14 全水頭低下量分布図(中間ステージ掘削完了時, グラウト考慮)



(b) 深度1,000mにおける水平断面







(b) 深度1,000mにおける水平断面



図 5.5.4-16 全水頭低下量分布図(掘削完了後定常状態,グラウト考慮)

図 5.5.4-17~図 5.5.4-22 に、グラウトの有無を考慮した場合の観測孔における全水頭の経時変化を示す。なお、観測孔の全水頭分布の変化については、解析領域を月吉断層と日吉川で4つのエリアに分割し(図 5.5.4-23)、エリア毎に考察をまとめる。

① 北東エリア

掘削に伴う北東エリアの全水頭変化は、全水頭低下量の分布からも分かるように、月吉断層に よって遮られ、同断層南側のエリアと比べて非常に小さい。全水頭低下量が最も大きくなる研究 坑道掘削後定常状態での低下量は、グラウトを考慮しない場合と考慮した場合のいずれにおいて も 1.0m 以下である。グラウトの有無による影響は見られるが、低下量そのものが小さいため、 その違いも小さい。

② 北西エリア

掘削に伴う北西エリアの全水頭変化は、北東エリアと同様に、月吉断層の影響により同断層南 側のエリアと比べて非常に小さい。全水頭低下量が最も大きくなる研究坑道建設後定常状態でも 低下量は、グラウトを考慮した場合と考慮しない場合のいずれの場合においても、1.0m 以下で ある。グラウトの有無による影響は見られるが、低下量そのものが小さいため、その違いも小さ い。

③ 南東エリア

南東エリアは、研究所が位置するエリアであり、掘削に伴う全水頭変化は、他のエリアと比べ て大きい。全水頭低下量は、立坑の掘削が土岐夾炭累層(基底礫岩)に達した付近から急激に増 大し、500m 以深の土岐花崗岩の LSFD に入ると低下傾向が緩やかとなる。この傾向は、前述の 湧水量の経時変化と整合的である。全水頭の最大低下量は、研究坑道建設後定常状態で生じ、グ ラウトを考慮しない場合で最大 245m 程度、考慮した場合で 225m 程度であり、グラウトの有無 による差についても湧水量の大小関係と整合的である。

また,全水頭の低下量は,立坑の掘削が透水性の高い断層と交差する時間で急激に大きくなる 傾向が確認できる。

④ 南西エリア

南西エリアは、月吉断層の南側に位置するため、掘削に伴う全水頭の変化は同断層の北側と比べて顕著である。全水頭低下量は、南東エリアと同様に、立坑の掘削が土岐夾炭累層(基底礫岩) に達した付近から徐々に増大し始めるが、研究所からの距離が離れているため、特に DH-2 号孔 で顕著であった立坑が断層と交差する時間での急激な全水頭低下は見られない。全水頭の最大低 下量は、他のエリアと同様に、研究坑道建設後定常状態で生じ、グラウトの有無にかかわらず最 大 10m 程度である。





図 5.5.4-17 観測孔の全水頭経時変化 (DH-11 号孔)





図 5.5.4-18 観測孔の全水頭経時変化 (DH-13 号孔)





図 5.5.4-19 観測孔の全水頭経時変化 (DH-9 号孔)





図 5.5.4-20 観測孔の全水頭経時変化 (DH-2 号孔)





図 5.5.4-21 観測孔の全水頭経時変化 (MSB-1 号孔)





図 5.5.4-22 観測孔の全水頭経時変化(MIU-2 号孔)



図 5.5.4-23 エリア分割と観測孔の関係(模式図)

図 5.5.4-24~図 5.5.4-29 に,研究坑道の掘削の影響が顕著にみられる南東エリアの観測孔 (MSB-1 号孔, MSB-3 号孔, DH-2 号孔及び DH-15 号孔)における実測値と解析値の比較を示 す。比較に用いたのは,実工程を反映した深度約 200m までの研究坑道の掘削期間である。

実測値では、特にS200_M_SHAFT断層の南西側に位置する観測孔(MSB-3号孔,DH-2号孔) において、主立坑の掘削に伴う明瞭な水圧低下が見られる。この期間は、総湧水量の大きな変化 は見られないものの、主立坑側の湧水量が増加しており、これに伴う水圧応答であると考えられ る。解析値については、S200_M_SHAFT 断層の南西側に位置する MSB-3 号孔及び DH-2 号孔 の水圧応答は明瞭に現れており、実測値の再現性が高いことが分かる。ただし、 S200_M_SHAFT 断層の北東側に位置する MSB-1 号孔及び DH-15 号孔は、実測値に比べて水圧 応答が小さく再現性が低い。この要因としては、孔間水理試験結果に基づくモデルキャリブレー ションの際に抽出された課題と同様に、低透水性もしくは高透水性を有する断層の水理特性や分 布位置の不確実性によるものと考えられ、これに係る情報を今後の調査において取得することが 重要と考えられる。



図 5.5.4-24 研究坑道の掘削に伴う水圧応答の実測値と解析値の比較 (MSB-3 号孔, 観測区間 No.1~No.7)



図 5.5.4-25 研究坑道の掘削に伴う水圧応答の実測値と解析値の比較 (DH-2 号孔, 観測区間 No.1~No.6)



0.5.4 20 め見死追の協能に伴う不圧応音の実施値で解釈他の (DH-2 号孔, 観測区間 No. 7~No. 12)



図 5.5.4-27 研究坑道の掘削に伴う水圧応答の実測値と解析値の比較 (MSB-1 号孔, 観測区間 No.1~No.5)



(DH-15 号孔, 観測区間 No. 1~No. 6)



図 5.5.4-29 研究坑道の掘削に伴う水圧応答の実測値と解析値の比較 (DH-15 号孔, 観測区間 No.7~No.10)

3) 地表部での水収支

図 5.5.4-30 及び図 5.5.4-31 に研究坑道の掘削前後における地表面での流入域と流出域を示す。 図中の赤系統は地下水の流入域を,青系統は地下水の流出域を示している。また,地表面での水 収支の一覧を,表 5.5.4-1 に示す。

図5.5.4-30より,研究坑道掘削前では,地表面から流入した地下水は,基本的に日吉川や土岐 川などの周辺より標高の低い沢部に流出する。また,低水頭領域においては設定降雨量を0と設 定しているため,全体的に流出域となっている。ただし,低水頭領域においても,一部,月吉断 層の北側から地表面を伝わって地下に流入する領域が見られるが,前述のように地下水位は低い ため地下深部への涵養は少なく,多くは地表面付近を浸透して近傍の地表面に流出しているもの と考えられる。また,掘削前では,地表面からの地下水の流入量を流入域面積で除すことにより 求めた有効涵養量は103.5mm/年であった。

図5.5.4-31より,研究坑道掘削後は,特に研究所用地周辺で,日吉川や土岐川の一部が流出域 から流入域に変化しており,それに伴い地表面の流入域面積が増加している。また,表 5.5.4-1 より掘削前後における地表面からの流入,流出量に違いが見られ,湧水量の大小関係や水頭低下 の影響範囲などと整合的である。流入量と流出量の差の変化は,研究坑道掘削によって生じる湧 水量とほぼ一致していることから,掘削によって生じる湧水量は地表面からの降雨涵養を供給源 としているものと考えられる。



図 5.5.4-30 地表面の流入域及び流出域(研究坑道掘削前)



図 5.5.4-31 地表面の流入域及び流出域(研究坑道掘削後)

解析ステップ	地表面 流入量 (m³/day)	地表面 流出量 (m³/day)	流入域面 積 (km ²)	有効涵養量 (mm/年)	研究坑道への 湧水量 ^(m³/day)
掘削前	10, 575. 4	10, 575. 3	37.3	103. 5	-
掘削後 (グラウトなし)	12, 532. 4	9, 117. 1	39. 5	115. 8	3, 415. 3
掘削後 (グラウト考慮)	12, 183. 8	9, 154. 4	39. 5	112. 7	3, 029. 5

表 5.5.4-1 地表面水収支一覧

5.5.5 等価不均質連続体モデルにおける解析結果

(1) 解析条件

基本モデルに対して、割れ目分布による不均質性の影響を確認するために、表 4.3-7 に示した 割れ目分布パラメータに基づき等価不均質連続体モデルを構築し、地下水流動解析を実施した。 等価不均質連続体モデルは、割れ目を確率論的に発生させて構築するため、割れ目発生の乱数初 期値を変えた10ケースのモデルに基づく解析を実施した。また、これらの10ケースから代表的 なケースを2ケース抽出し、基本モデルと同様のプレグラウトの影響を考慮した解析を行った。 なお、上部境界条件となる涵養量以外の境界条件は、基本モデルと同様とした。涵養量について は、基本モデルの場合と同様の手法を用いたキャリブレーションを実施し、水頭分布の再現性の 観点から等価不均質性連続体モデルに最適な涵養量(330.3mm/年)を設定した。

(2) 解析結果

本報告書には、解析結果として割れ目分布による不均質性の影響が顕著に見られた研究坑道への湧水量・湧水地点及び研究坑道周辺の全水頭低下量を取りまとめた。

1)研究坑道への湧水量・湧水地点

図 5.5.5-1~図 5.5.5-4 に、等価不均質連続体モデルにおける研究坑道への湧水量の経時変化と 掘削工程の関係、ならびに湧水量の深度分布の一例を示す。また、図 5.5.5-5 に湧水量の経時変 化のばらつきの比較を示す。

研究坑道への湧水量は、いずれのケースも基本モデルと同様に、立坑の掘削が土岐夾炭累層 (基底礫岩)に達した付近から増加し始める。ただし、その後の増加傾向は基本モデルと大きく 異なり、立坑及び水平坑道の掘削が高透水性の割れ目と交差する時間において湧水量が急増する 傾向が見られる。等価不均質連続体モデルでは、特に花崗岩部において研究坑道に割れ目が交差 する箇所と交差しない箇所で透水性のコントラストが非常に大きいため、このような傾向が顕著 に見られたと考えられる。湧水量が急増する深度はリアライゼーションによって異なり、割れ目 分布の違いが湧水箇所分布に与える影響は非常に大きい。最大湧水量及び研究坑道完成後の恒常 湧水量は、それぞれ10 リアライゼーションの平均で共に3,550m³/day 程度であり、基本モデル の解析結果(3,423m³/day)と概ね同程度の結果となった。

湧水量の深度分布については、花崗岩が分布するGL-200m以深で湧水量が多く、特に高透水 性の割れ目が交差する深度において湧水量が多くなる傾向が見られる。一方、堆積岩や花崗岩の 割れ目が交差しない深度では、湧水量は比較的少ない。

リアライゼーションによる湧水量の経時変化のばらつきについては、花崗岩部(GL.-200m以深)でばらつきが大きくなり、最大で研究坑道掘削後の定常状態に 5,000 m³/day 程度の差となる(図 5.5.5-5)。



図 5.5.5-1 湧水量の経時変化(リアライゼーション No.4, グラウトなし)



図 5.5.5-2 湧水量の深度分布 (全掘削完了後定常状態、リアライゼーション No.4. グラウトなし)



図 5.5.5-3 湧水量の経時変化(リアライゼーション No.9, グラウトなし)



図 5.5.5-4 湧水量の深度分布 (全掘削完了後定常状態,リアライゼーション No.9,グラウトなし)



図 5.5.5-5 湧水量の経時変化(リアライゼーションによるばらつきの比較)

上記の全 10 リアライゼーションのうち,代表的なケースとして総湧水量の最大値が最も大き いリアライゼーション No.4 と,全体のほぼ平均値となるリアライゼーション No.9 を対象として, グラウトを考慮した解析を行った。図 5.5.5・6~図 5.5.5・9 に湧水量の経時変化と掘削工程の関係, ならびに湧水量の深度分布を示す。

図5.5.5-6及び図5.5.5-8より,グラウトを考慮したケースでは、考慮しないケースと同様に、 立坑の掘削が土岐夾炭累層(基底礫岩)に達する付近から増加し始めるが、グラウトを考慮しな いケースに見られるような高透水割れ目での急激な湧水量の増加は見られない。等価不均質連続 体モデルでは、上述したように特に花崗岩内において、割れ目が交差する箇所と交差しない箇所 の透水性のコントラストが大きい。グラウトを考慮したケースでは、透水性の高い割れ目が交差 する箇所の透水性が低下していることで、湧水量分布が平滑化されている。図 5.5.5-7 及び図 5.5.5-9 に示す湧水量の深度分布においても、同様に湧水量の平滑化の傾向が見られる。

また,図 5.5.5-10 及び図 5.5.5-11 にグラウト考慮の有無による総湧水量の経時変化の比較図を 示す。これらを基本モデルの結果(図 5.5.4-8)と比べると、等価不均質連続体モデルのほうがグ ラウトによる湧水量の低減率が大きいことが分かる。



図 5.5.5-6 湧水量の経時変化(リアライゼーション No.4, グラウト考慮)



図 5.5.5-7 湧水量の深度分布(リアライゼーション No.4, グラウト考慮)



図 5.5.5-8 湧水量の経時変化(リアライゼーション No.9, グラウト考慮)



図 5.5.5-9 湧水量の深度分布 (リアライゼーション No.9, グラウト考慮)


図 5.5.5-10 湧水量の経時変化の比較(リアライゼーション No.4)



図 5.5.5-11 湧水量の経時変化の比較(リアライゼーション No.9)

2) 研究坑道周辺の全水頭低下量

図 5.5.5-12~図 5.5.5-15 に,等価不均質連続体モデルのリアライゼーション No.4, No.9 について,グラウト考慮の有無による研究坑道掘削完了後における水頭低下量の分布を示す。同図は,研究坑道掘削に伴う周辺への影響を把握するために,掘削前の初期定常状態との全水頭の差分を示している。

これより、研究坑道掘削に伴う水頭低下領域の広がりは、月吉断層に遮られており同断層の北 側に与える影響は小さい。さらに、水頭への影響は断層や土岐花崗岩に反映した割れ目によって も遮られており、それらの構造によって水頭低下量が小さくなる傾向が見られる。また、グラウ トを考慮したケースでは、グラウトによる止水効果により湧水量が低減されたことによって、水 頭低下の範囲がグラウトを考慮しないケースよりも狭くなっていることが分かる。







図 5.5.5-13 全水頭低下量分布図 (掘削完了後定常状態, リアライゼーション No.4, グラウト考慮)









6. 水質変化挙動解析

研究坑道掘削に伴う周辺の地下水流動場の変化により,水質分布にも変化が生じると考えられる。水質変化の挙動は,水理地質構造に関連していると考えられることから,今後得られる水質 に関する観測データは,本研究で構築した水理地質構造モデルの信頼性の確認を行う上で有用な 情報となる。

研究所用地周辺及び土岐川周辺にあるボーリング孔(DH-2 号孔, DH-12 号孔及び DH-15 号 孔;図 4.2-1)での調査において、地下深部の地下水中に高い塩化物イオン濃度が確認されてい る¹³⁾。研究所用地周辺の地下水流動場の主な特徴としては、研究所用地の北側に位置する月吉断 層が透水異方性(断層面方向に高透水性,断層面直交方向に低透水性)を有しており大規模な水 理境界を形成していること,また前述の通り研究所用地周辺の深度 50m 以深には浅部に比べて地 下水圧の低い低水頭領域が形成されており、研究所用地周辺には動水勾配が小さいことが挙げら れる。これらのことから、研究所用地周辺や土岐川周辺の地下深部においては、過去に海水に置 換された地下水が天水起源の地下水に洗い出されずに、地下水中に高い塩分濃度が残存している 可能性が考えられる。また、研究所周辺における水質観測孔(MSB-2 号孔, MSB-4 号孔;図 4.2-1) での観測の結果、研究坑道の掘削に伴って塩化物イオン濃度分布の上昇が確認されている。

そこで、本章では研究坑道掘削に伴う水質変化のうち、塩化物イオン濃度の変化に着目した検 討を行った。

6.1 概要

本解析では、①研究坑道掘削前の初期定常状態における塩化物イオン濃度分布の再現解析及び ②研究坑道掘削に伴う塩化物イオン濃度変化の予測解析を実施した。②については、深度 200m 及び深度 1,000m までの研究坑道掘削後の定常状態を模擬した予測解析を行った。

解析の実施にあたっては、これまでに把握されている水質分布に見られる特徴や研究坑道の掘 削が地下水の塩化物イオン濃度分布に与える影響を概括的に把握することを目的とした。解析ケ ースは、塩化物イオン濃度分布及びその変化に影響を与えると考えられる不連続構造及び涵養量 に着目して設定した。

6.2 モデル化・解析手法

本解析では、有限要素法による移流分散解析コードの EQUIV_TRANS(大成建設株式会社開発)を用いた。三次元場における物質移行現象は、次式の偏微分方程式(移流拡散方程式)¹⁴⁾で表される。

$$R\theta \frac{\partial C}{\partial t} + q_i \frac{\partial C}{\partial x_i} - \frac{\partial}{\partial x_i} \left(\theta D_{ij} \frac{\partial C}{\partial x_j}\right) + R\theta \lambda C + M = 0$$
(6.1)

$$D_{ij} = \alpha_T |V| \delta_{ij} + (\alpha_T - \alpha_L) \frac{V_i V_i}{|V|}$$
(6.2)

ここで,

C: 濃度 (ML⁻³), q: ダルシー流速 (LT⁻¹), θ : 体積含水率 (-), D_{ij} : 分散係数テンソル (L²T⁻¹), a_{L}, a_{T} : 縦方向及び横方向分散長 (L), 一次反応係数 (T⁻¹), λ : 一次反応係数 (T⁻¹), M: 質量ソース (ML⁻³T⁻¹), R: 遅延係数 (=1+ ρ K_d/ θ), K_{d} : 分配係数 (L³M⁻¹) である。なお、本解析では、反応及び収着は無視する(A=0, R=1)。

任意時刻及び任意点での濃度は,基礎方程式 6.1 を,以下の初期条件及び境界条件の下で解く ことにより求められる。

a) 初期条件

$$C\left(x_{i},t\right) = C\left(x,t\right) \quad \exists 1,2,3 \tag{6.3}$$

b) 境界条件

・濃度フラックス既知境界

• ~

$$-\theta D_{ij}\frac{\partial C}{\partial x_j} + q\mathbf{n}C_0 = 0 \text{ for } \Gamma_C$$
(6.4)

·濃度既知境界

$$C(x_i, t) = C_0 \quad \text{for } \Gamma_D \tag{6.5}$$

数値解析手法としては、空間的には重み付残差法の一種である Galerkin 法による有限要素法 を用い、時間方向の近似には差分法を用いた。

6.3 水理地質構造のモデルの構築

モデル化の対象領域は,5章で実施した地下水流動解析と同じローカルスケールとした。三次 元分割格子は,4.3で構築したものを基本として構築した(図 6.3-1)。

水理地質構造モデルについては、塩化物イオン濃度分布に影響を与える要因を概括的に把握するため、4.3 で構築した水理地質構造モデルを単純化して、以下の2つのモデルを構築した。

・モデルA:月吉断層のみを考慮した水理地質構造モデル

・モデル B:月吉断層及び S200_M_SHAFT 断層を考慮した水理地質構造モデル

断層以外の地質要素については、4.3 で構築した水理地質構造モデルと同様とした。水理特性 及び物質移行特性については、表 6.3-1 に示すパラメータを用いた。



(c) 主立坑を通る東西断面 図 6.3-1 三次元分割格子

表 6.3-1 水理特性及び物質移行特性

				透水係数(ms ⁻¹)			縦方向	横方向	横方向 分子拡散	
	地質·地質構造要素			水平方向	鉛直方向	比貯留係致 (1/m)	分散長	分散長	係数	空隙率
				(面内方向)	(垂直方向)		(m)	(m)	(m ² s ⁻¹)	
	瀬戸層群			1.00E-05	1.00E-05	1.00E-05	50	5	1.00E-06	0.1
	瑞浪層群			8.79E-08	8.79E-10	1.00E-06	50	5	1.00E-06	0.1
		生俵累層		3.21E-09	3.21E-11	1.00E-06	50	5	1.00E-06	0.1
##建世		明世累層/本郷累層		3.99E-08	3.99E-08	1.00E-06	50	5	1.00E-06	0.1
堆慎石	堆積名 明世累層/本郷累層(基底碟) 土岐夾炭累層 土岐夾炭累層 土岐夾炭累層 主立坑側 (基底礫) 換気立坑	(基底礫)	1.72E-07	1.72E-07	1.00E-06	50	5	1.00E-06	0.1	
		土岐夾炭累層		3.50E-08	3.50E-08	1.00E-06	50	5	1.00E-06	0.1
		土岐夾炭累層	主立坑側	7.50E-08	7.50E-08	1.00E-06	50	5	1.00E-06	0.1
		換気立坑側	7.20E-07	7.20E-07	1.00E-06	50	5	1.00E-06	0.1	
		上部割れ目帯(UHF[D)	2.19E-07	2.19E-07	2.00E-06	50	5	1.00E-06	0.01
花崗	岩	低角度割れ目集中帯(LAFZ)		1.14E-06	1.14E-06	2.00E-06	50	5	1.00E-06	0.01
		下部割れ目低密度帯	(LSFD)	3.16E-08	3.16E-08	5.00E-07	50	5	1.00E-06	0.01
		月吉断層の主要部		1.00E-11	1.00E-11	1.00E-06	50	5	1.00E-06	0.1
不連続	橋造	月吉断層に伴う割れ	目帯	4.22E-07	4.22E-07	1.00E-06	50	5	1.00E-06	0.1
		S200_M_SHAFT		9.30E-09	1.00E-11	1.00E-07	50	5	1.00E-06	0.1

6.4 境界条件の設定

水理地質構造モデルの境界条件は、以下に示すように設定した(図 6.4-1)。

- ・上部境界条件:一定涵養量(設定方法は後述の感度解析の対象とした),濃度(濃度比0)
- 側方境界条件:不透水境界
- ·下部境界条件:不透水境界
- ·土岐川境界条件:固定圧力水頭境界(圧力水頭=0境界)
- ·内部境界条件(研究坑道):固定圧力水頭境界

なお、①研究坑道掘削前の初期定常状態における塩化物イオン濃度分布の再現解析における初 期濃度は1とした。また、②研究坑道掘削に伴う塩化物イオン濃度変化の予測解析における初期 濃度は、①の解析結果に基づき設定した。



図 6.4-1 境界条件

6.5 解析ケース

観測された水質分布の再現には、地質・地質構造だけでなく、水理特性(透水係数や比貯留係数など)や物質移行特性(分散長など)、初期条件や境界条件など、様々な要因に関する検討が必要と考えられる。本解析では、このうち地質・地質構造についてはS200_M_SHAFT 断層の影響、境界条件については涵養量の設定方法に着目した解析ケースを設定した(表 6.5-1 及び図 6.5-1)。なお、解析時間については、事前検討結果から定常状態とみなせる期間を勘案し、①の解析につ

いては 21,920年、②の解析については 720 日とした。

				S200 M SHAFT	上部境界条件		
解析内容	解析ケース	解析時間	研究坑道	S200_M_SHAFT 断層	涵養量	設定方法*	
	FL-1			なし			
①研究坑道掘削前の初期定常 状態における塩化物イオン濃度 分布の再現解析	FL-2	21,920年	なし	± ()			
	FL-3			00	84.4mm/year (5.4の検討結果 に基づき設定)	ケースB	
	EX-1		深度200m	なし		ケースA	
②研究坑道掘削に伴う塩化物イ	EX-2	720 [掘削後				
オン濃度変化の予測解析	EX-3	/20日		ちい			
	EX-4		深度1,000m 掘削後			ケースB	

表 6.5-1 解析ケース

*涵養量の設定方法(図6.5-1参照)

ケースA:低水頭領域(月吉断層南側,日吉川東側)の涵養量を月吉断層北側の1/10

ケースB:月吉断層南側の涵養量を月吉断層北側の1/10



6.6 解析結果

6.6.1 研究坑道掘削前の初期定常状態における塩化物イオン濃度分布の再現解析

上述の解析条件に基づき、研究坑道掘削前の初期定常状態における塩化物イオン濃度分布の再

現解析を実施した。

解析結果として,各解析ケースにおける濃度分布の経時変化図を図 6.6.1-1~図 6.6.1-6 に示す。 全解析ケースにおいて,塩化物イオン濃度分布の変化には共通した傾向が見られる。すなわち, 解析領域北側の高標高部においては,降雨が地下に浸透することにより塩化物イオンの希釈が深 部まで及ぶが,月吉断層が水理境界として機能しているため,月吉断層北側における地下深部の 塩化物イオン濃度の低下速度は高標高部と比較すると遅い。しかしながら,最終的には月吉断層 を通過し下流部まで希釈が進行し淡水に置き換わる。

一方,月吉断層の南側では涵養量を少なく設定していることにより,塩化物イオンの希釈の進行は北側と比較すると遅い。ただし,月吉断層沿いの破砕帯に沿って希釈が進む様子が見られる。 なお,濃度変化の速度は実流速を規定する空隙率の値に大きく依存する。空隙率の設定によって は,希釈に要する時間は本解析結果と異なることに留意する必要がある。月吉断層の北側及び南 側における希釈の進行速度の違いは,月吉断層北側でのボーリング調査で塩化物イオン濃度の低 い淡水性の地下水が確認されているのに対し,月吉断層南側においては地下深部に塩化物イオン 濃度の高い地下水が分布するという観測結果と定性的には一致する。

研究坑道掘削に伴う塩化物イオン濃度変化の予測解析に適用する初期濃度分布については,掘 削前の初期定常状態において観測孔で得られている水質分布を十分に再現できる濃度分布を初期 条件として設定する必要がある。そのためには,地質・地質構造,水理・物質移行特性,初期条 件や境界条件などの様々な影響要因に着目した多数の感度解析的検討が必要となる。

本解析は、研究坑道掘削が地下水の塩化物イオン濃度分布に与える影響を定性的に予測することを目的としていることから、研究坑道掘削に伴う塩化物イオン濃度変化の予測解析における初期濃度分布には、深部の水質分布が得られている DH-15 号孔における実測値と観測値の比較を行い、最も再現性が高い解析時間(経過時間:5,480年)の水質分布を設定することとした(図 6.6.1-7)。



図 6.6.1-1 塩化物イオン濃度分布の経時変化図(鳥瞰図,解析ケース:FL-1)



図 6.6.1-2 塩化物イオン濃度分布の経時変化図(主立坑を通る南北断面, 解析ケース:FL-1)



.0.1-3 塩化物1オノ振皮力和の柱時変化凶(烏瞰凶, 胜机クース:FL



図 6.6.1-4 塩化物イオン濃度分布の経時変化図(主立坑を通る南北断面, 解析ケース:FL-2)



図 6.6.1-5 塩化物イオン濃度分布の経時変化図(鳥瞰図,解析ケース:FL-3)



図 6.6.1-6 塩化物イオン濃度分布の経時変化図(主立坑を通る南北断面, 解析ケース:FL-3)



図 6.6.1-7 塩化物イオン濃度分布の実測値と解析値の比較(DH-15 号孔)

6.6.2 研究坑道掘削に伴う塩化物イオン濃度変化の予測解析

6.6.1 の研究坑道掘削前の初期定常状態における塩化物イオン濃度分布の再現解析結果に基づき,初期濃度分布を設定し研究坑道掘削に伴う塩化物イオン濃度変化の予測解析を実施した。なお,各解析ケース(表 6.5-1)における初期濃度分布は,EX-1,EX-2 及び EX-3 に,それぞれ FL-1, FL-2 及び FL-3 の経過時間 5,480 年における濃度分布を設定した。EX-4 については,FL-3 の経過時間 5,480 年における濃度分布を設定した。

EX-1, EX-2 及び EX-3 では研究坑道を深度 200m まで掘削後の定常状態を模擬した解析を実施し, EX-4 では研究坑道を深度 1000m まで掘削後の定常状態を模擬した解析を実施した。解析結果として,各解析ケースにおける塩化物イオン濃度分布の経時変化図を,図 6.6.2-1~図 6.6.2-4 に示す。

研究坑道掘削後の塩化物イオン濃度の変化には、共通した傾向が見られる。すなわち、研究坑 道に向かう地下水流動の発生により、立坑下部における高い塩化物イオン濃度の領域が円錐状に 上昇し(以下,アップコーニング現象)坑道内に流入する。アップコーニング現象の発生領域は、 経過時間とともに深部に及ぶ。S200_M_SHAFT 断層を考慮しないケース(EX-1)と考慮したケ ース(EX-2及び EX-3)では、前者が両立坑に向かってアップコーニング現象が生じるのに対し、 後者では主立坑への深部からの地下水流入が S200_M_SHAFT 断層により遮られるため、主立坑 と比較して換気立坑に向かうアップコーニング現象がより顕著に現れている。

降雨境界の異なるケース(EX-2及び EX-3)を比較すると、塩化物イオンの初期濃度分布が大きく異なっているため、研究坑道掘削時の挙動も異なっている。EX-3では、EX-2と比較して地下深部まで低濃度領域が分布するため、解析時間(720日)では立坑へのアップコーニング現象は発生しない結果となっている。



図 6.6.2-1 塩化物イオン濃度分布の経時変化図(主立坑を通る南北断面, 解析ケース: EX-1)



図 6.6.2-2 塩化物イオン濃度分布の経時変化図(主立坑を通る南北断面, 解析ケース: EX-2)



図 6.6.2-3 塩化物イオン濃度分布の経時変化図(主立坑を通る南北断面, 解析ケース: EX-3)



図 6.6.2-4 塩化物イオン濃度分布の経時変化図(主立坑を通る南北断面, 解析ケース: EX-4)

6.7 解析結果のまとめ

研究坑道掘削に伴う地下水の水質分布の変化を予測することを目的とした非定常移流分散解析 を実施した。その結果,以下が示された。

- ・研究坑道掘削に伴う地下水流動場の変化により、地下深部の塩化物イオン濃度の高い地下水 が上昇するアップコーニング現象が生じる可能性がある。
- ・アップコーニング現象は、主立坑沿いに分布する断層(S200_M_SHAFT)の遮水性により、 換気立坑側においてより顕著であることから、塩化物イオン濃度の変化は主立坑側より速く 生じる可能性がある。

本解析では、不連続構造及び涵養量の設定に着目した検討を行ったが、地下水水質の研究坑道 掘削前の初期濃度分布及び研究坑道掘削後の変化には、地質・地質構造のみでなく、水理・物質 移行特性、初期条件や境界条件など、様々な影響要因が考えられる。今後はこれらの影響要因に 関しても、詳細な検討が必要と考えられる。

7. まとめ

本研究では、研究坑道の掘削に伴う地下水流動場や地下水水質の変化に関する情報に基づき、 水理地質構造モデルを更新した。この更新は、サイトスケール(研究所用地周辺を含む 2km 四 方の領域)に着目し、それを包含するローカルスケール(研究所用地周辺を含む約 9km 四方の 領域)を対象として実施した。また、調査計画策定や研究坑道の設計・施工への情報提供を目的 として、今後の研究坑道の掘削に伴う周辺の地下水流動場及び地下水水質の変化や研究坑道への 湧水量などの予測を、更新した水理地質構造モデルを用いて実施した。

水理地質構造モデルの更新においては,第1段階で取得された調査データに加えて,第2段階 での深度 200m までの研究坑道掘削において取得された調査データを用いて,孔間水理試験時の 水圧変化や研究坑道掘削時の湧水量及び水圧変化に着目したキャリブレーションを実施した。そ の結果,これらの実測データの再現性には課題があるものの,実測データの再現性を向上させる 上で考慮すべき重要な水理地質構造を推定することができた。

また、上記のキャリブレーションで更新した水理地質構造モデルを用いて、深度 1,000m まで の研究坑道の掘削を模擬した研究坑道掘削影響の予測解析を行った。その結果、総湧水量は最大 で約 3,400m³/day 程度であり、地表から深度 500m 程度の間に分布する瑞浪層群中の土岐夾炭累 層の粗粒砂岩・基底礫岩及び土岐花崗岩における上部割れ目帯からの湧水量が、それ以深に比べ て優勢となることが推定された。また、研究坑道周辺における地下水位は最大で 120m 以上低下 し、その低下領域は月吉断層や研究所周辺に分布する断層により形成されるコンパートメント領 域の内部に限定される可能性が示された。さらに、研究坑道の掘削中にグラウトを実施した場合 を想定した解析を実施し、グラウトの止水改良が湧水量の減少及び周辺の地下水流動場への影響 範囲の低減に効果的であることを確認することができた。

水質変化挙動解析では,研究坑道掘削に伴う地下水の水質分布のうち,塩化物イオン濃度の分 布の変化を予測することを目的として,不連続構造及び涵養量の設定に着目した非定常移流分散 解析を実施した。その結果,研究坑道掘削に伴う地下水流動場の変化により,地下深部の塩化物 イオン濃度の高い地下水が立坑に向かい上昇するアップコーニング現象が生じる可能性が示され た。また,不連続構造の分布や涵養量の設定が,水質分布に与える影響の程度を把握することが できた。

今後は、第2段階で実施される調査研究結果を反映した水理地質構造のモデル化及び地下水流 動解析を継続して実施し、実測データを十分に再現できる水理地質構造モデルを構築することで、 研究所用地周辺における地下水流動特性の理解度の向上、ならびに研究坑道の掘削に伴う地下水 流動場及び地下水水質への影響予測の精度向上を図る必要がある。具体的には、地質、地下水流 動及び地下水の地球化学といった各分野のデータを統合的に解釈することによる水理地質構造モ デルの更新が重要となる。そのためには、各分野のデータを統合的に説明できる地質環境概念モ デルを構築するとともに、水理地質構造モデルのキャリブレーションによって抽出された課題を 地質構造モデルの更新に、また地球化学モデルのキャリブレーションによって抽出された課題を

参考文献

- 1) 三枝博光,松井裕哉,濱克宏,佐藤稔紀,鶴田忠彦,竹内竜史,國丸貴紀,松岡稔幸,水野崇: "超深地層研究所計画における調査研究の考え方と進め方;深度500mまでの調査研究計画", JAEA-Review 2011-022 (2010).
- 2) 貝塚爽平,木曾敏行,町田 貞,太田陽子,吉川虎雄:"木曽川・矢作川流域の地形発達",地 理学評論, 37, pp.89-102 (1964).
- 3) 糸魚川淳二: "瑞浪地域の地質", 瑞浪市化石博物館専報, 第1号, pp.1-50 (1980).
- 4) 三枝博光,瀬野康弘,中間茂雄,鶴田忠彦,岩月輝希,天野健治,竹内竜史,松岡稔幸,尾上 博則,水野 崇,大山卓也,濱 克宏,佐藤稔紀,久慈雅栄,黒田英高,仙波 毅,内田雅大, 杉原弘造,坂巻昌工:"超深地層研究所計画における地表からの調査予測研究段階(第1段階) 研究成果報告書", JAEA-Research 2007-043 (2007).
- 5) 下茂道人,山本 肇: "等価不均質連続体モデルによる亀裂性岩盤の浸透流解析手法",大成建 設技術研究所報, pp.257-262 (1996).
- 6) 鶴田忠彦, 竹内真司, 竹内竜史, 水野 崇, 大山卓也: "瑞浪超深地層研究所における立坑内 からのパイロットボーリング調査報告書", JAEA-Research 2008-098 (2009).
- 7) 竹内竜史, 三枝博光, 大山卓也, 毛屋博道, 佐藤敦也, 小坂寛, 武田匡樹, 大丸修二, 竹内真 司: "超深地層研究所計画 岩盤の水理に関する調査研究(2008年度)報告書", JAEA-Research 2010-018 (2010).
- 下茂道人,熊本創,尾上博則,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)研究坑道掘削に伴う地下水流動場の変化を考慮した地下水流動のモデル化・解析 (2006~2007 年度)", JAEA-Research 2011-017 (2011).
- 9) 西尾和久,松岡稔幸,見掛信一郎,鶴田忠彦,天野健治,大山卓也,竹内竜史,三枝博光,濱 克宏,水野 崇,齋 正貴,平野 享,弥富洋介,島田顕臣,松井裕哉,尾方伸久,池田幸喜, 山本 勝,内田雅大,杉原弘造:"超深地層研究所計画年度報告書(2007年度)", JAEA-Review 2009-002 (2009).
- 10)中野勝志,竹内真司,濱克宏,松井裕哉,池田幸喜,天野健治,山内大祐,大澤英昭,長谷川 健,杉原弘造,武田精悦: "超深地層研究所計画の現状 – 平成 8 年度~11 年度-",JNC TN7400 2001-001 (2001).
- 11) 尾上博則, 三枝博光, 大山卓也, 遠藤令誕: "繰り返しアプローチに基づくサイトスケールの 水理地質構造のモデル化・地下水流動解析 (ステップ 4)", JAEA-Research 2007-034 (2007).
- 12)尾上博則,三枝博光,大山卓也: "孔間水理試験による水圧応答に基づく地下深部の水理地質 構造の解析的推定",地下水学会誌,第50巻,第4号,pp.251-274 (2008).
- 13)Iwatsuki, T., Furue, R., Mie, H., Ioka, S. and Mizuno, T. : "Hydrochemical baseline condition of groundwater at the Mizunami underground research laboratory (MIU) ", Applied Geochemistry, 20, pp.2283-2302 (2005).
- 14)Bear, J. : "Dynamics of Fluids in Porous Media", American Elsevier, pp.111-115 (1972).

表 1. SI 基本単位					
甘大昌	SI 基本単位				
盔半里	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	А			
熱力学温度	ケルビン	Κ			
物質量	モル	mol			
光度	カンデラ	cd			

表2. 基本甲位を用	いて表されるSI組立単位	立の例				
和辛雪	SI 基本単位					
和立里	名称	記号				
面 積平	方メートル	m^2				
体 積立	法メートル	m^3				
速さ,速度メ	ートル毎秒	m/s				
加速度メ	ートル毎秒毎秒	m/s^2				
波 数每	メートル	m ⁻¹				
密度,質量密度キ	ログラム毎立方メートル	kg/m ³				
面積密度キ	ログラム毎平方メートル	kg/m ²				
比 体 積立	方メートル毎キログラム	m ³ /kg				
電流密度ア	ンペア毎平方メートル	A/m^2				
磁界の強さア	ンペア毎メートル	A/m				
量濃度 ^(a) ,濃度モ	ル毎立方メートル	mol/m ³				
質量濃度キ	ログラム毎立法メートル	kg/m ³				
輝 度力	ンデラ毎平方メートル	cd/m^2				
屈 折 率 ^(b) (数字の) 1	1				
比透磁率(b)	数字の) 1	1				
(a) 量濃度 (amount concentra	ation)は臨床化学の分野では	物質濃度				
(substance concentration) Lt. FIFTI Z						

(substance concentration)ともよばれる。
 (b)これらは無次元量あるいは次元1をもつ量であるが、そのことを表す単位記号である数字の1は通常は表記しない。

表3. 固有の名称と記号で表されるSI組立単位

			SI 租立单位	
組立量	名称	記号	他のSI単位による 表し方	SI基本単位による 表し方
亚	5.37 v (b)	red	1 (b)	m/m
	() / / / / / / (b)	(c)	1 1 (b)	2/ 2
		sr II-	1	m m -1
同 仮 多		пг		S .
カ	ニュートン	N		m kg s ⁻²
E 力 , 応 力	パスカル	Pa	N/m ²	m ⁻¹ kg s ⁻²
エネルギー,仕事,熱量	ジュール	J	N m	$m^2 kg s^2$
仕事率, 工率, 放射束	ワット	W	J/s	m ² kg s ⁻³
電荷,電気量	クーロン	С		s A
電位差(電圧),起電力	ボルト	V	W/A	$m^2 kg s^{-3} A^{-1}$
静電容量	ファラド	F	C/V	$m^{-2} kg^{-1} s^4 A^2$
電気抵抗	オーム	Ω	V/A	$m^2 kg s^{\cdot 3} A^{\cdot 2}$
コンダクタンス	ジーメンス	s	A/V	$m^{-2} kg^{-1} s^3 A^2$
磁東	ウエーバ	Wb	Vs	$m^2 kg s^2 A^1$
磁束密度	テスラ	Т	Wb/m ²	$kg s^{2} A^{1}$
インダクタンス	ヘンリー	Н	Wb/A	$m^2 kg s^{-2} A^{-2}$
セルシウス温度	セルシウス度 ^(e)	°C		K
光東	ルーメン	lm	cd sr ^(c)	cd
照度	ルクス	lx	lm/m ²	m ⁻² cd
放射性核種の放射能 ^(f)	ベクレル ^(d)	Bq		s ⁻¹
吸収線量 比エネルギー分与				
カーマ	グレイ	Gy	J/kg	m ² s ²
線量当量,周辺線量当量,方向	2 × 2 2 (g)	C	T/la a	2 -2
性線量当量,個人線量当量		SV	J/Kg	ms
酸素活性	カタール	kat		s ⁻¹ mol

酸素活性(カタール) kat [s¹ mol]
 (a)SI接頭語は固有の名称と記号を持つ組立単位と組み合わせても使用できる。しかし接頭語を付した単位はもはや ュヒーレントではない。
 (b)ラジアンとステラジアンは数字の1に対する単位の特別な名称で、量についての情報をつたえるために使われる。 実際には、使用する時には記号rad及びsrが用いられるが、習慣として組立単位としての記号である数字の1は明 示されない。
 (a)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)へルツは周崩現象についてのみ、ペシレルは抜焼性核種の統計的過程についてのみ使用される。
 (a)セルシウス度はケルビンの特別な名称で、セルシウス温度度を表すために使用される。
 (d)やレ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。
 (d)かけ性核種の放射能(activity referred to a radionuclide) は、しばしば誤った用語で"radioactivity"と記される。
 (g)単位シーベルト(PV,2002,70,205) についてはCIPM勧告2 (CI-2002) を参照。

表4.単位の中に固有の名称と記号を含むSI組立単位の例

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

表 5. SI 接頭語								
乗数	接頭語	接頭語 記号 勇		接頭語	記号			
10^{24}	э 9	Y	10 ⁻¹	デシ	d			
10^{21}	ゼタ	Z	10 ⁻²	センチ	с			
10^{18}	エクサ	E	10 ⁻³	ミリ	m			
10^{15}	ペタ	Р	10 ⁻⁶	マイクロ	μ			
10^{12}	テラ	Т	10 ⁻⁹	ナノ	n			
10^{9}	ギガ	G	10^{-12}	ピコ	р			
10^{6}	メガ	M	10^{-15}	フェムト	f			
10^{3}	+ 1	k	10 ⁻¹⁸	アト	а			
10^{2}	ヘクト	h	10^{-21}	ゼプト	z			
10^{1}	デカ	da	10 ⁻²⁴	ヨクト	v			

表6.SIに属さないが、SIと併用される単位						
名称	記号	SI 単位による値				
分	min	1 min=60s				
時	h	1h =60 min=3600 s				
日	d	1 d=24 h=86 400 s				
度	٥	1°=(п/180) rad				
分	,	1'=(1/60)°=(п/10800) rad				
秒	"	1"=(1/60)'=(п/648000) rad				
ヘクタール	ha	1ha=1hm ² =10 ⁴ m ²				
リットル	L, 1	1L=11=1dm ³ =10 ³ cm ³ =10 ⁻³ m ³				
トン	t	$1t=10^{3}$ kg				

表7. SIに属さないが、SIと併用される単位で、SI単位で

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

表8.SIに属さないが、SIと併用されるその他の単位

	名称		記号	SI 単位で表される数値
バ	-	ル	bar	1 bar=0.1MPa=100kPa=10 ⁵ Pa
水銀	柱ミリメー	トル	mmHg	1mmHg=133.322Pa
オン	グストロ・	- 4	Å	1 Å=0.1nm=100pm=10 ⁻¹⁰ m
海		里	М	1 M=1852m
バ	-	ン	b	1 b=100fm ² =(10 ⁻¹² cm)2=10 ⁻²⁸ m ²
1	ツ	ŀ	kn	1 kn=(1852/3600)m/s
ネ	-	パ	Np	CI単位しの粉値的な間接け
ベ		N	В	対数量の定義に依存。
デ	ジベ	ル	dB -	

表9. 固有の名称をもつCGS組立単位

名称	記号	SI 単位で表される数値				
エルグ	erg	1 erg=10 ⁻⁷ J				
ダイン	dyn	1 dyn=10 ⁻⁵ N				
ポアズ	Р	1 P=1 dyn s cm ⁻² =0.1Pa s				
ストークス	St	$1 \text{ St} = 1 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1} = 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$				
スチルブ	sb	$1 \text{ sb} = 1 \text{ cd } \text{ cm}^{\cdot 2} = 10^4 \text{ cd } \text{ m}^{\cdot 2}$				
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				
マクスウェル	Mx	$1 \text{ Mx} = 1 \text{ G cm}^2 = 10^{-8} \text{Wb}$				
ガウス	G	$1 \text{ G} = 1 \text{Mx cm}^{-2} = 10^{-4} \text{T}$				
エルステッド ^(c)	Oe	1 Oe ≙ (10 ³ /4π)A m ^{·1}				
(c) 3元系のCGS単位系とSIでは直接比較できないため、等号「 ≦ 」						

は対応関係を示すものである。

		表	(10.	SIに 尾	禹さないその他の単位の例
	名	称		記号	SI 単位で表される数値
キ	ユ	IJ	ĺ	Ci	1 Ci=3.7×10 ¹⁰ Bq
$\scriptstyle u$	ン	トゲ	\sim	R	$1 \text{ R} = 2.58 \times 10^{-4} \text{C/kg}$
ラ			K	rad	1 rad=1cGy=10 ⁻² Gy
$\scriptstyle u$			ム	rem	1 rem=1 cSv=10 ⁻² Sv
ガ	:	\sim	7	γ	1 γ =1 nT=10-9T
フ	II.	N	"		1フェルミ=1 fm=10-15m
メー	ートルネ	系カラ:	ット		1メートル系カラット=200 mg=2×10-4kg
ŀ			N	Torr	1 Torr = (101 325/760) Pa
標	進	大気	圧	atm	1 atm = 101 325 Pa
力	П	IJ	ļ	cal	1cal=4.1858J(「15℃」カロリー), 4.1868J (「IT」カロリー) 4.184J(「熱化学」カロリー)
3	カ	17	~		$1 = 1 = 10^{-6} m$

この印刷物は再生紙を使用しています