

JNC TN7400 2001-001

超深地層研究所計画の現状  
- 平成 8 年度 ~ 平成 11 年度 -

2001 年 5 月

核燃料サイクル開発機構  
東濃地科学センター

超深地層研究所計画の現状  
- 平成8年度～平成11年度 -

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*

要 旨

核燃料サイクル開発機構（以下、サイクル機構）の東濃地科学センターでは、地層処分研究開発の基盤となる地層科学研究を実施している。この研究の一環として、東濃鉱山やその周辺において進めてきた地層科学研究の一層の拡充を図るため、平成8年度より「超深地層研究所計画」を進めている。超深地層研究所における地層科学研究は、地質環境の総合的な調査技術を確立すること、深部の地質環境に関する情報を取得すること、および深地層における工学的技術の基礎を開発すること、の3つを目標に行っている。

超深地層研究所での研究は、第1段階：地表からの調査予測研究段階、第2段階：坑道の掘削を伴う研究段階、第3段階：坑道を利用した研究段階、の3段階に分け、約20年間をかけて行う計画である。

超深地層研究所計画の研究実施領域では、地表あるいは試錐孔において、地質・地質構造、地下水の水理、地下水の化学、岩盤力学に関する調査・試験を行ってきた。これまでに、地上物理探査、試錐孔調査（3孔、1,000m級）を行うとともに、間隙水圧観測装置などの設置を行っている。また、これらのデータに基づき、地質・地質構造、水理地質構造、岩盤力学のモデルを構築した。さらに、水理地質構造のモデル化手法の有効性を確認するため、地下水流動解析を行った。これらの調査・研究を通して、地質環境特性を調査・評価するための方法論や個々の手法について、技術的知見や経験が蓄積されている。

これらの調査・研究の成果は、深部地質環境のデータとしてサイクル機構が平成11年度に国へ提出した地層処分研究開発成果の第2次取りまとめに反映されると共に、大学などの外部研究機関の研究活動にも活用されている。今後は、地層処分の安全規制などの科学的・技術的根拠となるよう研究を進める計画である。

---

\* 地質環境特性研究グループ， \*\* 地層科学研究情報化グループ

Mizunami Underground Research Laboratory Project  
Results from 1996-1999 Period

Katsushi Nakano\*, Shinji Takeuchi\*, Katsuhiko Hama\*  
Hiroya Matsui\*, Kouki Ikeda\*, Kenji Amano\*  
Daisuke Yamauchi\*, Hideaki Osawa\*\*, Ken Hasegawa\*  
Kozo Sugihara\*\*, Seietsu Takeda\*

***Abstract***

Tono Geoscience Center (TGC), Japan Nuclear Cycle Development Institute (JNC) has been conducting a wide range of geoscientific research in order to build a firm scientific and technological basis for the research and development of geological disposal. One of the major components of the ongoing geoscientific research programme is the Mizunami Underground Research Laboratory (MIU) project in the Tono region, central Japan. The R&D work of the MIU project has the following main goals:

- Develop comprehensive investigation techniques for the geological environment.
- Acquire data on the deep geological environment.
- Develop a range of engineering techniques for deep underground application.

The development of the MIU will occur in three overlapping phases over a 20-year life cycle: Phase One: Surface-based Investigations, began in 1996; Phase Two: Construction and Phase Three: Operations, have not started.

The MIU site has been investigated by geological, geophysical, hydrogeological, hydrochemical and rock mechanical surveys on the surface and in the boreholes. To date, ground geophysics and investigation in three 1,000m-deep boreholes have been carried out. The hydro monitoring equipment has set up. Based on the information, modelling work on the geological, hydrogeological and rock mechanical conditions at the MIU site has been conducted. The groundwater simulation has been carried out in order to confirm the usefulness of the hydrogeological modelling methodology. Technical knowledge and experience have been accumulated, which allow application of the methodologies and techniques to characterize the deep geological environment in crystalline rock.

The results from these R&D activities were used as prime inputs for the H12 report that JNC submitted to the Japanese Government in 1999. Results from such R&D are also acknowledged by other geoscientific studies in general. JNC will synthesize the results from R&D activities to provide a scientific and technological basis for the regulatory infrastructure and for the repository siting programme.

---

\*Geoscience Research Group, \*\*Geoscience Research Integration and Dissemination Group

## 目 次

	ページ
1 . はじめに	1
2 . 超深地層研究所（地層科学研究）計画の概要	2
2 . 1 超深地層研究所における地層科学研究の目標	2
2 . 2 成果の反映	5
2 . 3 研究実施領域周辺の地形・地質概要	5
2 . 4 施設の概要	7
2 . 5 研究実施領域	7
3 . 平成 1 1 年度までに行われた研究の概要	1 0
3 . 1 第 1 段階の研究の進め方	1 0
3 . 2 第 1 段階のフェーズ区分について	1 0
3 . 3 第 1 段階第 1 フェーズの概要	1 2
4 . 第 1 フェーズの主な研究成果	1 6
4 . 1 地質・地質構造	1 6
4 . 1 . 1 研究の概要	1 6
4 . 1 . 2 文献や本計画以外で取得された情報および第 1 フェーズ の調査結果の概要	1 9
4 . 1 . 3 地下水流動解析の解析領域（約 4km × 6km）における地質 構造モデルの構築	4 2
4 . 1 . 4 研究実施領域における地質構造モデルの構築	4 6
4 . 1 . 5 成果のまとめ	5 2
4 . 1 . 6 今後の課題	5 3
4 . 2 地下水の水理	5 6
4 . 2 . 1 研究の概要	5 6
4 . 2 . 2 1 回目の解析ループの地下水流動解析	5 8
4 . 2 . 3 2 回目の解析ループの地下水流動解析	7 2
4 . 2 . 4 今後の課題	1 1 3
4 . 3 地下水の地球化学	1 1 4
4 . 3 . 1 研究の概要	1 1 4
4 . 3 . 2 研究の現状	1 1 4
4 . 3 . 3 今後の課題	1 1 7

4 . 4	岩盤力学	1 1 8
4 . 4 . 1	研究の概要	1 1 8
4 . 4 . 2	AN-1号孔およびMIU-1号孔の調査結果に基づいた 概念モデルの構築	1 2 0
4 . 4 . 3	MIU-2号孔の調査結果を用いた概念モデルの更新	1 2 8
4 . 4 . 4	MIU-3号孔の調査結果を用いた概念モデルの更新	1 3 4
4 . 4 . 5	成果のまとめ	1 4 5
4 . 4 . 6	今後の課題	1 4 5
4 . 5	調査技術・調査機器の開発	1 4 7
4 . 6	予測結果の評価手法	1 6 5
4 . 7	深地層における工学的技術の基礎の開発	1 6 9
5 .	まとめ	1 7 4
	参考文献	1 7 8

Appendix 1 : MIU-1号孔試錐調査結果の概略図

Appendix 2 : MIU-2号孔試錐調査結果の概略図

Appendix 3 : MIU-3号孔試錐調査結果の概略図

図・表一覧

	ページ	
図 2 . 1	スケジュール	3
図 2 . 2	研究実施領域周辺の地形	6
図 2 . 3	研究実施領域周辺の地質概要	8
図 2 . 4	研究坑道レイアウトの例	9
図 2 . 5	研究実施領域	9
図 3 . 1	調査・解析アプローチ	1 1
図 3 . 2	超深地層研究所計画第 1 段階の研究手順	1 1
図 3 . 3	研究実施領域における調査位置図	1 5
図 4 . 1	研究実施領域と解析領域	1 7
図 4 . 2	リニアメント判読結果	2 0
図 4 . 3	地上電磁探査の測点および解析断面の位置	2 6
図 4 . 4	地上電磁探査による比抵抗分布平面図（深度別）	2 7
図 4 . 5	弾性波探査調査位置図	2 8
図 4 . 6	屈折法弾性波探査による解析断面の例（Line-R-1）	2 9
図 4 . 7	反射法弾性波探査による解析断面の例（Line-1）	2 9
図 4 . 8	立坑掘削影響試験で行われた反射法弾性波探査による解析断面の例と近傍の地質断面図（Line-2-2）	3 1
図 4 . 9	これまでの地層科学研究で行われた試錐孔位置図	3 2
図 4 . 1 0	研究実施領域における反射法弾性波探査測線位置図	3 4
図 4 . 1 1	反射法弾性波探査結果の例（Line-3-1）	3 4
図 4 . 1 2	土岐花崗岩のモード分析結果	3 7
図 4 . 1 3	全岩組成分析結果の一例（MIU-1 号孔）	3 7
図 4 . 1 4	割れ目密度、累積割れ目本数と上部割れ目帯、健岩部、断層に伴う割れ目帯ごとの割れ目の方向の例（MIU-2 号孔）	3 8
図 4 . 1 5	各地質構造要素ごとの割れ目本数のヒストグラムの例（MIU-2 号孔）	3 8
図 4 . 1 6	各地質構造要素ごとの割れ目の方向	4 0
図 4 . 1 7	累積割れ目本数と水理試験結果の一例（MIU-2 号孔）	4 0
図 4 . 1 8	物理検層結果の一例	4 1
図 4 . 1 9	文献や本計画以外で取得された情報を用いた解析領域（約 4km × 6km）の地質構造モデル	4 4
図 4 . 2 0	文献や本計画以外で取得された情報を用いた研究実施領域の地質構造モデル	4 7
図 4 . 2 1	MIU-1,2,3 号孔で取得されたデータによる割れ目分布の概念図	4 7

図 4 . 2 2	第 1 フェーズの調査結果を付加した研究実施領域の地質構造モデル	4 9
図 4 . 2 3	MIU-4 号孔試錐調査計画策定時の研究実施領域の地質構造モデル	4 9
図 4 . 2 4	MIU-4 号孔試錐調査計画策定時のモデルによる予測	5 5
図 4 . 2 5	第 1 フェーズの調査結果を付加したモデルによる予測	5 5
図 4 . 2 6	地下水流動調査・解析のアプローチ	5 7
図 4 . 2 7	研究実施領域と解析領域	5 7
図 4 . 2 8	研究坑道掘削工程（平成 10 年度時点での想定）	5 7
図 4 . 2 9	解析領域のメッシュ標高	6 0
図 4 . 3 0	水理地質構造モデル	6 0
図 4 . 3 1	不飽和特性	6 0
図 4 . 3 2	試錐孔の孔内水位データと地表面標高との関係	6 0
図 4 . 3 3	全水頭分布の例（実測値と解析結果との比較）	6 3
図 4 . 3 4	解析結果を表示する断面	6 5
図 4 . 3 5	定常解析結果の例	6 6
図 4 . 3 6	予測解析結果の例（研究坑道掘削終了直後）	6 8
図 4 . 3 7	全水頭低下量の分布の例	7 0
図 4 . 3 8	本計画および広域地下水流動研究の水収支観測の流域	7 4
図 4 . 3 9	本計画および広域地下水流動研究の主な地下水観測と地下水観測の位置	7 4
図 4 . 4 0	揚水試験により得られた透水係数の深度分布	7 9
図 4 . 4 1	MIU-1,2,3 号孔の透水係数の分布	8 0
図 4 . 4 2	MIU-1 および MIU-2 号孔での水圧分布	8 1
図 4 . 4 3	不均質性を考慮した等価連続体モデルの作成フロー	8 1
図 4 . 4 4	割れ目分布発生までの手順	8 4
図 4 . 4 5	Bingham 分布により当てはめた割れ目方向	8 4
図 4 . 4 6	仮想透水試験の手順	8 7
図 4 . 4 7	べき乗分布で計算した透水係数分布の比較（MIU-1,2,3 号孔）	9 0
図 4 . 4 8	負の指数分布で計算した透水係数分布の比較（MIU-1,2,3 号孔）	9 0
図 4 . 4 9	三次元有限要素メッシュ	9 3
図 4 . 5 0	割れ目分布の比較	9 5
図 4 . 5 1	透水係数分布（鳥瞰図）	9 6
図 4 . 5 2	水圧分布の解析結果（鳥瞰図）	1 0 0
図 4 . 5 3	水平断面内の水圧分布	1 0 1
図 4 . 5 4	鉛直断面内の水圧分布	1 0 2

図 4 . 5 5	水頭分布と水圧分布の解析値と実測値の比較例	1 0 5
図 4 . 5 6	立坑が深度 508.5m まで掘削された時点 (Stage-13) の鉛直断面内の水圧分布	1 0 7
図 4 . 5 7	立坑が深度 508.5m まで掘削された時点 (Stage-13) の水平断面内の水圧分布	1 0 8
図 4 . 5 8	立坑が月吉断層通過直後 (Stage-16) の鉛直断面内の水圧分布	1 1 1
図 4 . 5 9	立坑が月吉断層通過直後 (Stage-16) の水平断面内の水圧分布	1 1 2
図 4 . 6 0	東濃地域における花崗岩中の地下水の水質変化	1 1 6
図 4 . 6 1	東濃地域における深部地下水の地球化学的特性	1 1 6
図 4 . 6 2	各試錐孔における物理物性・力学物性	1 2 3
図 4 . 6 3	MIU-1,2,3 号孔において得られた鉛直方向の応力の深度分布	1 2 5
図 4 . 6 4	AN-1、MIU-2,3 号孔において得られた水平面内の主応力の深度分布	1 2 6
図 4 . 6 5	AN-1、MIU-1,2,3 号孔における BTV 調査による割れ目の分布	1 2 7
図 4 . 6 6	MIU-2 号孔の結果に基づいて構築された力学的概念モデル	1 3 3
図 4 . 6 7	MIU-3 号孔および東濃鉱山における調査試験研究で行なった 99SE-02 号孔における断層下盤側の岩盤中の力学物性	1 4 0
図 4 . 6 8	東濃鉱山における調査試験研究で行なった初期応力測定結果	1 4 1
図 4 . 6 9	MIU-2,3 号孔、および広域地下水流動研究で行なった DH-9 号孔における BTV 調査、音波検層・密度検層の結果	1 4 2
図 4 . 7 0	月吉断層上盤および下盤の岩盤力学的概念モデル	1 4 3
図 4 . 7 1	研究実施領域における岩盤力学的概念モデル	1 4 6
図 4 . 7 2	リバーズ式三重管ワイヤーライン工法を用いた掘削装置の概念図	1 4 8
図 4 . 7 3	部分保孔装置の概念図	1 4 9
図 4 . 7 4	スタッキングテストの一例	1 5 2
図 4 . 7 5	P 波速度構造解析結果	1 5 3
図 4 . 7 6	フルウェーブインバージョン解析結果	1 5 4
図 4 . 7 7	1,000m 対応水理試験装置	1 5 5
図 4 . 7 8	1,000m 対応水理試験装置 ( 屈曲孔対応のための改良 )	1 5 7
図 4 . 7 9	1,000m 対応採水装置	1 5 8
図 4 . 8 0	1,000m 対応採水装置 ( 屈曲孔対応のための改良 )	1 5 9
図 4 . 8 1	1,000m 対応初期応力測定装置の概念図	1 6 1
図 4 . 8 2	研究の全体計画の検討手順	1 7 0
図 4 . 8 3	研究坑道の設計レイアウト ( 例 )	1 7 3

表 3 . 1	第 1 段階第 1 フェーズの調査	1 4
表 3 . 2	試錐孔の仕様と調査項目	1 4
表 4 . 1	割れ目計測項目	2 3
表 4 . 2	各領域における割れ目とリニアメントの卓越方向	2 3
表 4 . 3	電磁探査法の調査仕様	2 4
表 4 . 4	反射法弾性波探査および屈折法弾性波探査の調査仕様	2 4
表 4 . 5	小型油圧インパクトの仕様	2 4
表 4 . 6	試錐孔 (AN-1 号孔、AN-3 号孔) の仕様と主な調査項目	3 3
表 4 . 7	反射法弾性波探査の調査仕様	3 5
表 4 . 8	各地質構造要素ごとの割れ目密度と主な卓越方向	3 9
表 4 . 9	解析領域 (約 4km × 6km) の地質構造モデルの構築 (地質構造要素の境界の設定) に使用したデータ	4 3
表 4 . 1 0	第 1 フェーズの調査結果を付加した地質構造モデル (約 4km × 6km) の構築 (地質構造要素の境界の設定) に使用したデータ	4 5
表 4 . 1 1	第 1 フェーズの調査結果を付加した地質構造モデルの構築 (地質構造要素の境界の設定) に使用したデータ	4 8
表 4 . 1 2	MIU-4 号孔試錐調査計画策定の地質構造モデルの構築 (地質構造要素の境界の設定) に使用したデータ	5 3
表 4 . 1 3	各層序・断層の透水係数	6 1
表 4 . 1 4	本計画および広域地下水流動研究の水収支観測地点一覧	7 5
表 4 . 1 5	本計画の地下水位観測の一覧	7 6
表 4 . 1 6	本計画の土壌水分計観測の一覧	7 6
表 4 . 1 7	水理試験方法と解析に用いた試験点数	7 7
表 4 . 1 8	試錐掘削・水理試験・観測の時系列	7 7
表 4 . 1 9	BTV 調査による一次元割れ目密度 (MIU-1,2,3 号孔)	8 5
表 4 . 2 0	開口幅と累積一次元割れ目密度との関係 (MIU-1,2,3 号孔)	8 6
表 4 . 2 1	割れ目分布モデルの内容	9 1
表 4 . 2 2	割れ目の統計分布パラメータ (べき乗分布モデル)	9 2
表 4 . 2 3	割れ目の統計分布パラメータ (負の指数分布モデル)	9 2
表 4 . 2 4	均質モデルで設定した地質構造要素および透水係数	9 4
表 4 . 2 5	立坑の掘削深度と経過時間 (想定)	9 8
表 4 . 2 6	各試錐調査で実施した試験項目	1 1 9
表 4 . 2 7	AN-1 号孔と MIU-1 号孔における物理物性試験および力学物性試験の仕様と数量	1 2 0
表 4 . 2 8	AN-1 号孔と MIU-1 号孔における初期応力測定 of 試験深度	1 2 0

表 4 . 2 9	AN-1 号孔と MIU-1 号孔における物理物性試験および力学物性試験の結果	1 2 1
表 3 . 3 0	MIU-2 号孔における物理物性試験および力学物性試験の仕様と数量	1 2 8
表 4 . 3 1	MIU-2 号孔における初期応力測定の実験深度	1 2 9
表 4 . 3 2	MIU-2 号孔における物理物性試験および力学物性試験の結果	1 2 9
表 4 . 3 3	AN-1 号孔と MIU-1,2 号孔での物理物性試験と力学物性試験の結果	1 3 2
表 4 . 3 4	MIU-3 号孔における物理物性試験および力学物性試験の仕様と数量	1 3 5
表 4 . 3 5	MIU-3 号孔における初期応力測定の実験深度	1 3 5
表 4 . 3 6	MIU-3 号孔における物理物性試験および力学物性試験の結果	1 3 5
表 4 . 3 7	AN-1 号孔と MIU-1,2,3 号孔での物理物性試験と力学物性試験の結果	1 3 8
表 4 . 3 8	トモグラフィデータ取得仕様	1 5 1

## 1. はじめに

原子力委員会は、平成6年6月に『原子力の研究、開発および利用に関する長期計画（以下、原子力長計）』<sup>1)</sup>を決定し、その中で『地層処分研究開発の基盤となる深部地質環境の科学的研究を着実に進めること』との方針を示した。ここでいう深部地質環境の科学的研究を、核燃料サイクル開発機構（以下、サイクル機構）では地層科学研究として進めている。原子力長計はさらに、深地層の研究施設を以下のように位置づけ、その重要性を明らかにした。

- ・ 深地層の環境条件として考慮されるべき特性などの正確な把握や地層処分を行うシステムの性能を評価するモデルの信頼性向上など地層処分研究に共通の研究基盤となる施設であり、我が国の深地層についての学術的研究にも寄与できる総合的な研究の場として整備していくことが重要、
- ・ 我が国の地質の特性などを考慮して複数の設置が望まれる、
- ・ 深地層の計画は、研究開発の成果、特に深部地質環境の科学的研究の成果を基盤として進めることが重要であり、その計画は処分場の計画とは明確に区別して進める。

この方針に基づき、超深地層研究所計画を開始した。本報告書は、超深地層研究所計画で行われた第1段階における平成8年度から平成11年度までの地層科学研究の現状を取りまとめたものである。この研究は、「超深地層研究所地層科学研究基本計画」<sup>2)</sup>（以下、基本計画）、年度計画書<sup>3),4),5),6),7)</sup>に基づき行った。

なお、原子力長計は、平成12年11月に改定されている。その中で、サイクル機構は、これまでの研究成果を踏まえ、今後とも深地層の研究施設などを活用して、地層処分技術の信頼性の確認や安全評価手法の確立に向けて、研究開発を着実に推進することが求められること、深地層の研究施設は学術的研究の場であるとともに、国民の地層処分に関する研究開発の理解を深める場としての意義を有することが示されている。

## 2. 超深地層研究所（地層科学研究）計画の概要

サイクル機構は、東濃鉱山やその周辺において進められてきたこれまでの地層科学研究の一層の拡充を図るため、日本に広く分布する結晶質岩のひとつである花崗岩を主たる研究対象として、瑞浪市明世町のサイクル機構用地において超深地層研究所計画を進めることとした。この計画では、地質環境を調査・予測・検証する一連のアプローチを繰り返し行うことにより、地上や地下から、高い精度で、かつ効率よく、地質環境を調査・評価する手法の有効性を段階的に確認していく。そのため、全体計画を以下の3段階に分け、研究坑道の建設前から研究坑道の完成後まで約20年をかけて実施する<sup>1)</sup>（図2.1）。

第1段階：地表からの調査予測研究段階

第2段階：坑道の掘削を伴う研究段階

第3段階：坑道を利用した研究段階

第1段階においては、地表からの調査によって地下深部の地質環境を予測するとともに、第2段階で行う研究坑道の掘削が地質環境に与える影響を予測する。

第2段階においては、研究坑道の掘削と並行して行う調査により、第1段階に予測した地質環境と研究坑道の掘削が地質環境に与える影響の予測の妥当性を確認する。また、引き続き行われる第3段階で、掘削される研究坑道が遭遇する地質環境を予測する。

最後の第3段階においては、研究坑道を利用した調査により、地質環境に関わる詳細なデータを取得するとともに、第2段階で予測した地質環境の妥当性を確認する。また、深地層における工学的技術の有効性を検証する。

### 2.1 超深地層研究所計画における地層科学研究の目標

超深地層研究所計画では適切な深さと広がりをもち、人間活動によって乱されていない地質環境を対象とする。研究を進めるにあたっては、地層処分研究開発や深地層についての学術的研究に寄与するという視点から、地質環境の本来の姿と、それが掘削によって受ける影響など地下深部での現象を合理的かつ効率的に把握するための調査試験研究と、これに必要な手法と機器を開発するための研究を、総合的かつ計画的に行うことが重要である。

超深地層研究所における研究内容は段階ごとに異なることから、目標を全体目標と段階目標に分けて設定する。

全体目標としては以下の3つが設定されている<sup>2)</sup>。

地質環境の総合的な調査技術を確立すること。

超深地層研究所では、同一の場所において、これまでの地層科学研究により個別に開発・改良されてきた要素技術やそれらを基に開発される技術を系統的に組み合わせ、地上や地下から高い精度で効率よく地質環境を調査・研究・予測・検証する一連の手法としての有効性を確認することを目標とする。このようにして開発された調査技術は、地



質環境に関するデータの品質を保証するとともに、様々な地質環境に対応可能な技術の基盤となることが期待される。

深部の地質環境に関する情報を取得すること。

超深地層研究所では、これまでの地層科学研究で開発された手法を系統的に用いて、地質環境に関する質の高い情報を体系的に集めることを目標とする。これらの情報は、国内外の地球科学分野の学術的研究の成果などと併せて、日本の地質環境を概略的に示す地質構造モデルや水理地質構造モデルなどの信頼性の向上や、地下利用に用いられる工学材料を検討する上でも参考として用いられる。また、これらの情報は国内外の地球科学分野の学術的研究の成果などと併せて整理され、結晶質岩における地質環境条件の例として考慮されるべき性質と現象の理解にも用いられるなど、地層処分研究の基盤として役立てられる。

深地層における工学的技術の基礎を開発すること。

将来における地下利用の基礎として、深地層に大規模な施設を設計・施工する技術の有効性を確かめ、施設が地質環境に与える長期的な影響を明らかにすることを目標とする。また、施設における安全確保、環境維持のための研究も行う。

第1段階である「地表からの調査予測研究段階」の段階目標としては、以下の3つが設定されている<sup>2)</sup>。

地表からの調査により地質環境データを取得し、地下の地質環境および地下施設建設に伴う地質環境の変化を予測すること。

地表からの調査により、研究対象である地層の地質環境データを取得するとともに、地質環境を簡明に表現する地質構造モデル、水理地質構造モデルおよび地下水の地球化学モデルを構築し、後続の研究段階で対象となる地質環境と地下施設の建設による影響を予測する。

予測結果の評価方法を決定すること。

上記で行う予測の結果を、坑道の掘削を伴う研究段階で取得される情報との比較により検証するため、評価基準を設定し具体的な評価方法を決定する。

地下施設の詳細設計を行い、坑道の掘削を伴う研究段階の計画を決定すること。

本段階で取得される情報と予測結果に基づき、地下施設の詳細設計を行うとともに、坑道の掘削を伴う研究段階の研究計画を決定する。

第1段階では、全体目標の および に対して、第1段階の段階目標の および を達成すること、全体目標の に対して、第1段階の段階目標の を達成するよう目標を定めている。

## 2.2 成果の反映

本計画で実施される第1段階の調査研究では、各研究分野（地質・地質構造、地下水の水理、地下水の地球化学、岩盤力学）において、第1段階で予測した地質環境と研究坑道の掘削が地質環境に与える影響の予測を、第2段階の研究坑道の掘削と並行して行う調査および試験の結果と比較・検証することにより、地表からの調査・評価手法が確立される。これらの知見は、地層処分研究開発の中で地層処分の観点から整理され、処分事業および安全規制などに反映する予定である<sup>1)</sup>。なお、原子力長計の改定や処分事業の実施主体の設立が行なわれて以降、関係機関の役割分担の調整が進んでおり、これらの結果を踏まえ、成果の反映の内容などを見直ししていくこととなる。

## 2.3 研究実施領域周辺の地形・地質概要

本計画は、サイクル機構が所有する正馬様洞用地（14ha）において実施している。この用地が位置する東濃地域は、図2.2に示すように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。北部の山地には木曾川が流れ、先行性の河川として深い谷を刻んでいる。南東の山地と丘陵地との境界は、屏風山（標高794.1m）付近では北東-南西方向に走る断層（屏風山断層）により崖錐堆積物を伴う急峻な崖となり明瞭に隔てられるが、南西に向かうに従い不明瞭になる。丘陵地の中央部には、北東から南西に向かって土岐川（一級河川）が流れ、その本流および支流の沿岸には段丘が発達して台地をつくり、河川周辺の低地には沖積層が広がる。この地形と地質の間には明瞭な対応関係があり、中生代の基盤岩類の分布域は山地となり、一方、新第三系・第四系の分布域は丘陵地をなし、鮮新統の瀬戸層群（土岐砂礫層）が土岐面と呼ばれる丘陵地の頂面を形成している<sup>3)</sup>。

東濃地域の地質は、大別して、美濃帯の堆積岩類（中生代三畳紀～ジュラ紀）、花崗岩・流紋岩類（中生代白亜紀～古第三紀）、中新統、鮮新統、それ以降の堆積物に区分される。

美濃帯の堆積岩は、砂岩・泥岩・チャートを主とし、ほぼ東北東-西南西方向の走向をもつ地質構造で、三畳紀からジュラ紀後期の地層が断層により繰り返し現れるものである<sup>4)</sup>。

花崗岩類は、主に南部の美濃三河高原にいわゆる領家帯花崗岩類が分布している。土岐・瑞浪盆地内にも直径が約10kmの土岐花崗岩の岩体があり、美濃帯の堆積岩の構造に非調和に貫入している。土岐花崗岩は東方の苗木・上松花崗岩の一部と考えられており、土岐市付近の花崗岩中には北北西方向の石英斑岩の岩脈が見られる<sup>5)</sup>。

濃飛流紋岩類は本地域北東部に位置する瑞浪市釜戸町以東に分布しており、均質な岩相を示す溶結凝灰岩からなる。また、瑞浪地域の濃飛流紋岩類は土岐花崗岩に貫入されている<sup>6)</sup>。

これらの基盤岩の上に、中新統（瑞浪層群、可児層群）の堆積盆が、土岐・瑞浪盆地と可児盆地を中心に広がる。瑞浪層群は下位より、土岐夾炭累層、本郷累層、明世累層、生俵累



層に分けられる。全体の傾向として上位ほど細粒化するとともに分布が広がり、海進を示す地層である。瑞浪層群は土岐・瑞浪盆地南部では 300m以上の層厚となる。鮮新統の瀬戸層群は主としてチャート・濃飛流紋岩の礫よりなる砂礫層（土岐砂礫層）であり、下部には粘土層（土岐口陶土層）が分布する<sup>7)</sup>。

本地域は、鮮新世末から更新世にかけて活動したといわれる断層運動・傾動運動によってブロック状に区切られている。地形的に重要な構造線は、中津川から多治見にかけて北東 - 南西方向の屏風山断層・笠原断層、その南側をほぼ平行して走る恵那山断層、猿投山の東縁を限る猿投山断層であり、いずれの断層崖も急崖をなしている。屏風山断層・笠原断層以北では、それにほぼ直交する赤河断層、華立断層がある<sup>8)</sup>。また、瑞浪盆地内には、東西に走る月吉断層と北東 - 南西ないし西南西に走る山田断層帯が存在する<sup>7)</sup>。

超深地層研究所の設置場所は、この木曾川と土岐川に挟まれた丘陵地に位置し、基盤をなす土岐花崗岩と、この基盤岩類を覆う瑞浪層群と未固結砂礫層の瀬戸層群が分布する地域である。超深地層研究所設置場所周辺の地質概要を図 2 . 3 に示す。

## 2.4 施設の概要

超深地層研究所は地上施設と研究坑道からなる（図 2 . 4）。平成 11 年度までに検討した施設計画による研究坑道は、地下 1,000m 程度の深地層へアクセスするための主立坑、2 つの水平坑道群（中間ステージ、最深ステージ）、主立坑 950m 付近に分布することが予測される月吉断層を回避して、最深ステージを掘削するためのスパイラル坑道、換気立坑などからなる。研究実施領域では、これまでの調査・研究で明らかとなった、割れ目頻度の少ない岩盤（400m ~ 700m）と断層の影響によって割れ目頻度の多い岩盤（800m 以深）の 2 種類の岩盤で研究の場を確保することなどの理由で、研究坑道には、中間ステージ（深度 500m 程度）と最深ステージ（深度 1,000m 程度）の 2 深度に、水平坑道群を設ける計画としている。

地上施設は、研究・管理、試料管理、機器の維持管理などの機能を持つ施設のほか、立坑坑口建屋、捨石の堆積場、排水処理施設などからなる。

施設計画については、第 1 フェーズおよび今後の地質環境特性データの蓄積により詳細化する第 2 段階の研究計画を踏まえ、最適な施設設計としていくこととしている。

## 2.5 研究実施領域

超深地層研究所計画の研究実施領域は、サイクル機構の所有地である正馬様洞用地（14ha）である（図 2 . 5）。地下水流動解析をはじめとする解析においては、解析結果の精度の向上を図るため、その解析領域を地形、地質環境の特性などから設定する必要がある。このような解析・評価に必要な正馬様洞用地の外側の領域のデータなどについては、正馬様洞用地を含む領域を研究実施領域としている広域地下水流動研究の研究成果<sup>9)</sup>を十分に活用する。





### 3. 平成 11 年度までに行われた研究の概要

#### 3.1 第 1 段階の研究の進め方

第 1 段階において適用する地表からの調査・評価技術は、主に地表からの調査による地質環境データの取得技術、地質環境のモデル化技術、坑道建設に伴う地質環境の変化の予測解析技術の 3 つの技術から構成される。これらの技術については、第 1 段階で予測した地質環境および研究坑道の掘削が地質環境に与える影響の予測と、第 2 段階での研究坑道掘削により取得されたデータとの比較・検証により、その有効性が評価される。また、第 1 段階において、調査の種類・量、解析・評価の手法と結果の精度（深部の地質環境の理解度）との関係を把握するため、「調査（地質環境データの取得） 解析（地質環境の予測、研究坑道掘削による影響の予測解析） 評価（地質環境および解析結果の評価）」というアプローチの繰り返しを試みる。（図 3 . 1 ）

#### 3.2 第 1 段階のフェーズ区分について<sup>1)</sup>

地表からの調査予測研究段階で最も重要な課題は、地表からの調査によって地下 1,000m 程度までの地質環境を調査・解析・評価するための技術を構築することである。それらの技術の有効性を評価するために、第 1 フェーズ（平成 8 年度～平成 11 年度）においてモデルを構築するとともに、第 2 フェーズ（平成 12 年度～）において、本格的に調査・解析・評価のプロセスを反復させ、調査量と成果との相関を検討する。

第 1 フェーズでは、地表物理探査、および限られた本数の試錐孔を用いた調査に基づいた解析・評価によって、地質構造モデル、水理地質構造モデル、岩盤力学モデルを構築した（図 3 . 2 ）

第 2 フェーズでは、第 1 フェーズまでに明らかとなった地質環境、および種々の研究上の条件に柔軟に対応させて調査計画を立案し、その調査量に基づいた解析・評価によって、第 1 フェーズで構築した各々のモデルを更新する。これらを繰り返すことにより、更新の程度を明らかにするとともに、調査量の違いが地質環境の解析・評価に与える影響を検討でき、同時に地質環境の調査技術の有効性が評価できる。さらに、第 2 フェーズで構築された各々のモデルを、次の「坑道の掘削を伴う調査研究段階」、および「坑道を利用した調査研究段階」において検証することにより、地表からの調査・解析・評価の技術の有効性が評価され、モデル構築に必要な調査量および調査の組み合わせが明らかになると考えられる。



### 3.3 第1段階第1フェーズの概要

第1フェーズで行った主な調査は、電磁探査や反射法弾性波探査などの物理探査、表層水理調査、および3本の1,000m級の試錐孔(MIU-1,2,3号孔)の掘削と、その試錐孔における物理検層、水理試験、初期応力測定(水圧破碎試験)や、岩芯を用いた化学および鉱物分析、物性試験、初期応力測定(AE/DRA試験)などである。また、本計画以前に掘削された試錐孔を用いた間隙水圧の長期観測などを行った。第1段階第1フェーズの調査・試験の内容とその目的を表3.1に、試錐調査の概要を表3.2に、調査位置を図3.3に示す。

また、研究実施領域の地質環境を概括的に把握するため、地質・地質構造、地下水の水理、岩盤力学それぞれについてモデルを構築した。モデルの構築は、各年度の調査・研究計画に反映することも考慮に入れ、文献や本計画以外で取得された情報を用いたモデル化、研究実施領域で新たに取得したデータを付加したモデル化というステップで行った。なお、第1フェーズは、モデル化の第一歩として、研究実施領域とその周辺の地質環境の特性を概括的に理解するため、各分野ごとに用いることとができる情報を各々用いてモデル化を行なった。各モデル化に用いた情報は、第4章に記述する。

地質・地質構造については、地下水流動解析の結果の精度の向上を図るために設定された解析領域(約4km×6km、図4.1参照)と研究実施領域の2つの領域を対象として、それぞれ、文献や本計画以外で取得された情報を用いた地質構造モデル、研究実施領域で取得されたデータを付加した地質構造モデルを構築した。

地下水の水理については、地下水流動解析の結果の精度の向上を図るために設定された解析領域(約4km×6km)において、文献や本計画以外で取得された情報を用いた水理地質構造モデル、本計画で取得したデータを付加した水理地質構造モデルを構築し、地下水流動解析を行った。さらに、研究実施領域に存在する断層が地下水流動に与える影響や境界条件が地下水流動に与える影響を把握するため、研究実施領域を対象とした水理地質構造モデルの構築および地下水流動解析を行った。

岩盤力学については、研究実施領域において、その領域の既存の試錐孔(本計画以外で実施)とMIU-1号孔の調査結果を用いた岩盤力学的概念モデル、MIU-2号孔の調査結果を付加した岩盤力学的概念モデル、MIU-3号孔の調査結果を付加した岩盤力学的概念モデルを構築した。ここでいう岩盤力学的概念モデルとは、岩盤の物理物性、力学特性および初期応力から岩盤を定性的にゾーン区分したものである。

地下水の地球化学については、研究実施領域における地下水の採水・分析を平成12年度以降に行う計画であり、それらの結果に基づき地球化学モデルを構築する計画である。

本計画は、地質環境の特性を把握するための調査技術・調査機器の適用の場としての役割を果たしている。そのため、東濃地科学センターがこれまでに開発してきた調査技術・調査機器を含めた既存の調査技術・調査機器を適用し、必要な改良・高度化を行った。

また、第1段階で行う地質環境および研究坑道掘削に伴う地質環境の変化の予測の結果を

評価する手法を検討するため、各分野ごとに海外の先行事例の文献調査を行った。

さらに、深地層における工学的技術の基礎の開発として、本計画における設計の基本的な考え方を検討した。

表3.1 第1段階第1フェーズの調査

	平成11年度までの調査数量	目的
表層水理調査	河川流量観測、気象観測、表層地下水位観測、土壌水分観測、など	表層の未固結砂礫層から岩盤への地下水の涵養量を推定する。
地下水位観測	自由地下水位面観測(AN-3, AI-4号孔)	領域の定常的な地下水位および試錐孔掘削による地下水位の変化の実測値を取得する。
	M Pによる観測(AN-1号孔)	水みちでの定常的な間隙水圧と試錐孔掘削による間隙水圧の変化の実測値を取得する。
物理探査	電気探査(1測線×約200m) 電磁探査(M T法) 反射法(1測線×約600m)	不整合、堆積構造、変質帯、破碎帯などの分布・連続性を推定する。
試錐調査 既存試錐孔 -AN-1号孔 約1,000m -AN-3号孔 約400m 新規試錐孔 -MIU-1,2,3号孔 各約1,000m	〔地質調査〕 ・岩芯記載、物理検層、BTV調査など	領域の地質とその分布を確認する。また、水みちとなりうる地質構造要素(割れ目、断層、岩脈)を抽出し、その特徴を把握する。
	〔水理試験〕 ・透水試験(3孔×約30区間) ・揚水試験(3孔×約10区間)	領域での透水係数の深度変化、および水みちの透水係数の実測値を取得する。
	〔分析〕 ・岩芯分析(3孔)	領域に分布する地質の地球化学的な特性とその深度方向の変化を把握する。
	〔力学試験など〕 ・物性試験(3孔×10深度) ・初期応力試験(3孔×10深度)	領域に分布する花崗岩の力学特性とその深度方向の変化を把握する。

表3.2 試錐孔の仕様と調査項目

	MIU-1号孔	MIU-2号孔	MIU-3号孔
掘削深度(m)	1011.8	1012.0	1014.0
孔径	HQ(約100mm)	HQ(約100mm)	HQ(約100mm)
掘削水	清水	清水	清水
物理検層*			
B T V			
揚水試験(100m区間)(点数)	10	10	11
孔内水理試験(6.5m区間)(点数)	30	30	23
フローメーター検層			
岩石鉞物試験**			
年代測定(フィッシュトラック法)	(岩芯)	×	×
岩芯室内物性試験(数量)	見かけ比重(180)	見かけ比重(20)	見かけ比重(40)
	有効間隙率(180)	有効間隙率(20)	有効間隙率(40)
	含水比(180)	含水比(20)	含水比(40)
	弾性波速度(180)	弾性波速度(20)	弾性波速度(40)
	一軸圧縮試験(90)	一軸圧縮試験(20)	一軸圧縮試験(10)
	圧裂試験(30)	圧裂試験(40)	圧裂試験(10)
	三軸圧縮試験(90)	三軸圧縮試験(10)	三軸圧縮試験(10)
初期応力測定(点数)	AE/DRA試験(10)	水圧破碎試験(10)	水圧破碎試験(10)
		AE/DRA試験(20)	AE/DRA試験(10)

\* : 電気検層、マイクロ比抵抗検層、密度検層、中性子・ガンマ検層、音波検層、温度検層、孔径検層、孔曲がり検層

\*\* : モード分析、全岩分析



## 4. 第1フェーズの主な研究成果

### 4.1 地質・地質構造

#### 4.1.1 研究の概要

##### 1) 研究の目標

2.1 超深地層研究所計画における地層科学研究の目標で示した全体目標と段階目標を受け、「地表からの調査予測研究段階」における地質・地質構造に関する研究の目標は以下のとおり設定している<sup>1)</sup>。

研究実施領域の地表から地下深部までの地質・地質構造に関するデータの取得。

データの検討結果に基づく地質構造モデルの構築と妥当性の検証。

地質・地質構造を体系的に調査・解析する手法の開発。

##### 2) 研究の概要

地質・地質構造に関する研究により得られた知見は、水理地質構造、地下水の地球化学、岩盤力学の各モデル化の基礎となるものである。第1フェーズでは、1)研究の目標を達成するための第一歩として、研究実施領域の地質・地質構造を概括的に把握し、地質構造モデルを構築する必要があった。そのため、第1フェーズでは、地下水流動解析結果の精度の向上を図るために設定された解析領域（約4km×6km、図4.1、設定根拠などは4.2 地下水の水理を参照）と、研究実施領域の2つのスケールを対象に地質・地質構造のモデル化を行った。

また、第1フェーズでは、調査の種類・量、解析・評価の手法と深部の地質・地質構造の理解度を明らかにしていくことを考慮に入れ、上記の2つのスケールに対し、それぞれ、文献や本計画以外で取得された情報を用いた地質構造モデルの構築、超深地層研究所計画第1段階第1フェーズで行った調査の結果を付加した地質構造モデルの構築、の2段階に分けてモデル化を行った。

##### 3) 地質構造モデル構築の考え方

地質・地質構造の研究においては、水理地質構造、地下水の地球化学、岩盤力学のモデル化の基礎となる地質・地質構造に関する情報を提供すると位置付けから、これらのモデル化手法をあらかじめ考慮して地質構造モデルの構築手法を決定する必要がある。例えば、地下水流動解析に用いられる水理地質構造の主なモデル化手法としては、岩盤を多孔質の連



統的な媒体と考える連続体モデル、割れ目などの不連続構造を取り出した不連続体モデルがあげられる。第1フェーズで行う地下水流動解析は、解析領域内の割れ目や透水係数の分布に関する情報の不足、数 km × 数 km の解析領域を不連続体で解析する場合の計算量や時間の制約から、連続体モデル（等価連続体モデル、不均質性を考慮した等価連続体モデル）を用いることとした。水理地質構造を連続体でモデル化することを想定すると、地質・地質構造のモデル化の際に重要な点は以下のとおりである。

堆積岩では、堆積環境がほぼ等しい堆積岩は、その物性値もほぼ等しいとの仮定に基づき、領域全域にわたって連続する堆積構造（地層）、不整合面などの地質構造要素を区分する。地質構造要素の区分の際は、それぞれの地質構造要素の透水性も考慮する。

領域全域にわたって連続する断層などの不連続面の位置、連続性、幅などを確認する。花崗岩岩盤は、例えば割れ目の密度・方向・形態や充填物などの地質学的特徴を統計学的に解析し、有意の差が認められる岩盤を地質構造要素に区分してモデル化する。

水理地質構造モデルの構築では、以上の内容を踏まえて、各地質構造要素ごとに、決定論的、または確率論的に透水係数などの物性値を設定することになる。

地質構造モデルの構築は、調査結果に基づくモデル構築のための地質構造要素の抽出、各地質構造要素の境界面に関するデータセットの作成、三次元可視化ソフトウェア（次項に詳述）によるモデルの構築の順に行うこととした。ただし、研究実施領域における文献や本計画以外で取得された情報を用いたモデル化については、本モデル化を行う時点で三次元可視化ソフトウェアが導入されていなかったこと、花崗岩中の地質構造要素が十分抽出できなかったことから、三次元可視化ソフトウェアを用いたモデル化は行っていない。

#### 4) 地質構造モデルの可視化手法

地質構造モデルは、水理地質構造、地下水の地球化学、岩盤力学のモデル化の基礎となる。したがって、コンピュータグラフィックによる地質構造モデルの可視化は、任意に視点の移動や断面図が作成できることから、これらのモデル構築の際の検討材料としての情報共有が容易になる。

地質構造モデルの可視化のため、三次元可視化ソフトウェアである Dynamic Graphics, Inc. 製の EarthVision を用いた。EarthVision は、各地層の境界面や断層などの不連続面の形状を推定し、これらの面をその位置関係や形成過程を考慮し組み合わせることにより、三次元の地質構造モデルを構築するものである<sup>2),3)</sup>。

また、この EarthVision は、海外における主要な地層処分研究開発プロジェクトである Sellafeld (Nirex)、Wellenberg (Nagra)、Äspö HRL (SKB)、および Yucca Mountain (USGS, USDOE) においても地質構造モデルの構築に使用された実績をもつソフトウェアである<sup>4)</sup>。

なお、本研究における地形面や各地質の境界面、断層面の推定には、EarthVision の有する機能の一つであるスプライン補間に基づくミニマム・テンション理論を適用した。この手

法は、入力された位置や方向に関する情報を基に、 $n$  次元の多項式を用い、最も滑らかな曲面でデータ間を補間する方法である<sup>5)</sup>。

#### 4.1.2 文献や本計画以外で取得された情報および第1フェーズの調査結果の概要

##### 1) 文献や本計画以外で取得された情報の概要

研究実施領域周辺の地質・地質構造については、文献のほか、本計画以外で取得された情報として、月吉ウラン鉱床を対象とした調査<sup>6),7)</sup>、広域地下水流動研究<sup>8)</sup>、立坑掘削影響試験<sup>9)</sup>、東濃鉱山における調査試験研究などが存在する。以下に、地質構造モデルの構築の参考となる研究成果の概要を紹介する。

##### (1) リニアメント判読<sup>8)</sup>

リニアメントとは、断層などの不連続構造を反映した線状の地形に対する用語であり、空中写真や衛星画像を用いて写真地質学的手法で抽出される<sup>10)</sup>。

研究実施領域周辺では、大規模な断層などの不連続構造を把握するため広域地下水流動研究で行われた、アメリカの地球観測衛星 LANDSAT の TM (Thematic Mapper : 地上分解能 30 mの多重分光走査放射計) 画像 (1/20 万) のリニアメント判読結果 (約 50km 四方の範囲) が存在する。図4.2(1)に示すように、リニアメント判読領域には、阿寺断層、赤河断層、華立断層、白川断層、屏風山断層、笠原断層、恵那山断層、猿投山北断層などの活断層<sup>11)</sup> に対応するリニアメントをはじめ、1,276 本のリニアメントが判読された。

リニアメント判読領域はこれらの北西系と北東系の活断層によって格子状に区分され、断層地塊のような地形概観を呈していることから、活断層によって区分された領域ごとに判読されたリニアメントの分布特性を比較した。その結果、図4.2(1)に示すように活断層に囲まれた領域ごとにリニアメントの卓越方向などの分布特性が異なっていることが明らかになった。この結果から、リニアメントが断層や割れ目などの不連続構造を反映していると仮定すれば、活断層に囲まれた領域ごとに広域的な応力状態が異なる可能性があるため、地質構造発達史や地下水流動などを考える上で、これらの領域が1つの評価単位と成り得るものと考えられる<sup>12)</sup>。

活断層で囲まれた領域の中で、東濃鉱山が位置する領域 (図4.2(1)の赤河断層、屏風山断層 - 笠原断層、華立断層、白川断層に連続するリニアメントに囲まれた領域) を対象に、より詳細なリニアメント判読が実施されており、本研究実施領域はこの領域に含まれている。リニアメント判読にあたっては、判読対象となるリモートセンシング画像の種類によって、抽出されるリニアメントの規模や判読要素が異なることが予想されるため、前述の LANDSAT TM 画像のほかに、フランスの地球観測衛星 SPOT の HRV (High Resolution Visible Imaging System : 地上分解能 20mの多重分光走査放射計、縮尺 : 1/10 万、ステレオペア)、空中写真 (縮尺 : 1/4 万、ステレオペア) の3種類の画像を用いてリニアメント判読を行い、各々の判読結果をコンパイルした。本領域内には、前述のリニアメント判読結果と同様に、屏風山



断層、笠原断層、赤河断層といった活断層に対応するリニアメントをはじめ、大小様々なリニアメントが多数判読された。東濃鉱山周辺域では、断層や節理と対応する可能性の高い3 km以上の長さのリニアメント<sup>10)</sup>が十数本判読されており、北西系、南北～北北東系のリニアメントが卓越している。これらのリニアメントの中には、山田断層帯や次月断層などの既存地質図<sup>6)</sup>に記載されている断層と一致するものもある。

断層や割れ目などの不連続構造は、構造運動に伴う応力によって形成されるため、これらの不連続構造の方向が同じ領域であれば、その領域内は同一の構造運動の特性をもつと考えられる。このことから、同様なリニアメントの分布特性を示す範囲を1つの領域として、図4.2(2)に示すようにリニアメント判読領域を10の小領域に区分している<sup>13)</sup>。なお、本計画の研究実施領域は、図4.2(2)のfの領域になる。

## (2) 地表地質調査

地表地質調査とは、調査範囲内の地質図を作成することを目的に、地質専門家が調査範囲を移動しながら、肉眼観察によって岩石などの特徴を調べることであり、地質・地質構造の調査において最も基本的な調査項目である。

研究実施領域周辺では、土岐花崗岩体の分布の把握、土岐花崗岩体内の岩相変化の把握、土岐花崗岩体内部の構造(断層・割れ目)の把握のため広域地下水流動研究で行われた、地表地質調査の結果(地質図、断面図)<sup>8),14)</sup>が存在する。また、既存の地表地質図<sup>6),7),15)</sup>が存在する。これらの結果を参考に、研究実施領域周辺の地質・地質構造を以下に示す。

### 1) 地質

研究実施領域周辺の地質は、中・古生層および花崗岩類を基盤として、それを覆って新第三系と第四系が分布する(図2.3(a))。新第三系瑞浪層群は、基盤花崗岩類を不整合で覆って分布する。その上位には新第三系瀬戸層群がこれらを明瞭な不整合で覆って分布する。以下にその概要を記す。

#### 基盤岩類

研究実施領域周辺には、土岐花崗岩が広く分布する。土岐花崗岩体は、図2.3に示すように岩体の南側～西側～北側にかけては美濃帯の堆積岩類と接しており、岩体の北東側では濃飛流紋岩と接している。また、岩体の南東側では領家帯の花崗岩類(澄川花崗岩)と接している。美濃帯の堆積岩類および濃飛流紋岩との境界は地表地質調査で確認されており、境界付近の性状が把握されている。一方、澄川花崗岩との境界は岩相的に明瞭な差がないことから、地表地質調査では確認できていない。

土岐花崗岩体の岩相(粒度・組織)は調査の結果、粗粒黒雲母花崗岩、中粒黒雲母花崗岩、および細粒黒雲母花崗岩の3つの岩相に分類される。これらの岩相の分布域は、細粒～中粒黒雲母花崗岩が岩体中央部(瑞浪市日吉地区～土岐市定林寺地区)に分布し、その外側には粗粒黒雲母花崗岩が分布する。また、美濃帯の堆積岩類との境界付近、特に接触部分においては、花崗岩の細粒化がみられ、瑞浪市田高戸地区には約150mの幅で粗粒～中粒～細粒と

漸移するのが確認されている。

#### 堆積岩

研究実施領域周辺の堆積岩は、中新統の瑞浪層群および鮮新統の瀬戸層群からなり、瑞浪層群はさらに下位より土岐夾炭累層、明世累層、生依類層に区分される。

##### a) 瑞浪層群

瑞浪層群の岩相は、主として火山碎屑物と花崗岩碎屑物によって構成され、ケイ化木と生物遺骸（貝化石、植物化石などの大型化石など）が部分的に出現する。一般に下位ほど粒度が粗く最上部ではシルト質になっている。土岐夾炭累層はアルコース質砂岩（花崗岩碎屑物質を多く含む砂岩）角礫の花崗岩を含む巨礫～大礫岩から構成され、明世累層は凝灰質中粒砂岩を主体とする。生依累層は凝灰質細粒砂岩、シルト岩を主体とする。

##### b) 瀬戸層群

瀬戸層群は、下位の瑞浪層群や花崗岩とは不整合の関係を示しており、瑞浪層群がほぼ固結した後に調査地域を覆った堆積物である。細礫～大礫から成る円礫岩を主体とし、下位に粘土層や砂質粘土層の薄層（厚さ1～3m）を1～2層挟んでいる。その礫種は花崗岩・チャート・流紋岩・泥岩・火山岩で、基質は白色凝灰質ないしはアルコース質である。

### ）地質構造

#### 断層

研究実施領域周辺（地表部）には、東西に走る月吉断層が存在する。走向 N80°W、傾斜 70°の逆断層で、東濃鉦山坑道内での垂直変位量は約 30m と推定されている。東濃鉦山の坑道（堆積岩）において観察された月吉断層は、幅数十 cm の断層粘土からなり、不透水層と推測される特徴を有する。

#### 花崗岩中の割れ目

広域地下水流動研究で行われた割れ目調査は、露頭全体および割れ目のスケッチ、写真撮影、表 4.1 に示す項目についての割れ目の計測からなる<sup>8)</sup>。

調査の結果、土岐花崗岩体の全体的な傾向として、北北西方向と北東方向の割れ目が卓越していることが明らかになっている。また、断層は露頭で小規模なものは確認されたが、岩体全体の中で表現できるような規模の断層は月吉断層以外に直接観察できていない。

一方、岩脈については、規模の大きなものとして石英斑岩の岩脈があり、岩体中央部（土岐市河合地区）や南部（土岐市駄知地区）に幅数十m規模でほぼ垂直の石英斑岩脈が確認された。これらの石英岩脈の走向は、南北～北北西方向に集中している。また、小規模な岩脈としては、岩体縁辺部で北北西方向の石英脈（幅 10cm 以下）が発達している箇所が見られた。このように岩脈の方向は南北～北北西方向に集中していることから、この方向の割れ目は、岩脈貫入時、開口割れ目（伸張割れ目）であった可能性がある。ただし、同方向の割れ

目でも剪断割れ目と見なされるものもあり、成因の異なる割れ目群が混在している。

リニアメントと地表における割れ目との関連性を明らかにするため、各調査地点での割れ目の走向とリニアメントの方向が比較されている。その結果、リニアメントの近傍に位置する花崗岩露頭における割れ目の集中方向は、近傍のリニアメントの方向と調和的であることが明らかにされている。また、リニアメントの分布特性の違いにより区分された領域ごと(図4.2(2))の割れ目の卓越方向をみると、表4.2に示すように各領域で割れ目の卓越方向が異なるとともに、各地区のリニアメントの卓越方向と調和的であった。

以上のことから、リニアメントの分布特性に基づく領域区分によって、着目する領域の割れ目の卓越方向を推定できる可能性が見出されている。

表4.1 割れ目計測項目

計測項目	内 容
形 態	Planar Fracture, Irregular Fracture, Curved Fracture, Stepped Fracture
詳細形態	Flat Plane, Curved, Undulating, Stepped, Braided
面の形態	Smooth, Rough, Slickenside
末端被覆形態	両端被覆なし, 片方被覆あり, 両端被覆あり
末端終結形態	両端せん滅, 一方切断, 両方切断, 分岐
交差性	交差なし, ほかの割れ目と交差, ほかの割れ目と端点で接触
移動方向	割れ目のずれ方向
走向・傾斜	
トレース長	端点間の長さ
割れ目の幅	割れ目に伴う微小クラックの分布幅, それ以外は割れ目表面の起伏幅の平均値
開口幅	
充填鉱物	
変質帯幅	割れ目沿いの変質帯の幅
湧 水	湧水の有無, 湧水量が多い場合は湧水量・pHを測定
割れ目沿いの状況	上記測定項目以外の特記事項

表4.2 各領域における割れ目とリニアメントの卓越方向

領域名*	割れ目の卓越方向	リニアメントの卓越方向
d	NE-SW, NNW-SSE, ENE-WSW	NE-SW, NW-SE, EW
e	EW, NS	EW
f	NS, NE-SW, WNW-ESE, NW-SE	NS, NNW-SSE, NW-SE
h	EW, NS, NNW-SSE	NW-SE, NNE-SSW
i	NW-SE, NS	NW-SE, NNE-SSW, EW
j	NE-SW, WNW-ESE, NS	NE-SW, NW-SE

\*: 領域名は図4.2(2)に基づく。

### (3) 地上物理探査

研究実施領域周辺では、堆積岩と基盤花崗岩との不整合深度や花崗岩中の構造を推定するために広域地下水流動研究で行われた、地上電磁探査の結果が存在する。また、立坑掘削影

響試験や広域地下水流動研究などにおいて地質・地質構造を把握するために行われた、屈折法弾性波探査および反射法弾性波探査などの結果が存在する。それらの調査仕様を表4.3、表4.4に示す。震源としては、ダイナマイトの他に、小型油圧インパクト(表4.5)も用いられている。

表4.3 電磁探査法の調査仕様

	測定点	ダイポール長	信号源	送信源距離	取得モード	周波数帯域	サンプリング周波数	データ量
CSMT	144	30m	人工信号	200-350m	HF	750HZ-96kHz	192kHz	3 カウント*/周波数
MT	144	30m	自然信号	-	HF	10HZ-1kHz	12kHz	30 カウント*/回

\*:1 カウント = 4096 ポイント × 3 スタック

表4.4 反射法弾性波探査および屈折法弾性波探査の調査仕様

調査名	測線(測線長)	調査仕様
屈折法弾性波探査 (測線位置は図4.5)	Line-R-1 (1,700m)	・震源:ダイナマイト ・発振点間隔:70~160m ・受振点間隔:10m
	Line-R-2 (1,900m)	・震源:ダイナマイト ・発振点間隔:約100m ・受振点間隔:10m
反射法弾性波探査 (測線位置は図4.5)	Line-2-1 (500m)	・震源:ダイナマイト ・発振点間隔:5m
	Line-2-2 (500m)	・発振点間隔:5m ・サンプリング間隔:1ms
	Line-2-3 (500m)	・記録長:1s
	Line-1 (650m)	・震源:インパクト ・発振点間隔:4m ・発振点間隔:4m ・サンプリング間隔:1ms ・記録長:1s

表4.5 小型油圧インパクト - の仕様

サイズ 全長, 全幅, 高さ	重量	打撃 エネルギー	ロッド 重量	ベースプレート 重量	打撃 サイクル	最大傾斜角度
2.5m, 1.0m, 2.2m	1.2 t	2000 J	65 kg	65 kg	1回/10sec	±30°

地上電磁探査(MT法/CSMT法)<sup>8),16)</sup>

MT法(Magneto-Telluric)とは、自然界に存在する、あるいは人工的に発生させた電磁場信号(地磁気の変動)を利用して地下の比抵抗分布を求める探査法である。

本調査では自然と人工の信号源を利用した方法(MT法/CSMT法)を併用した。測点数は144点、測定成分は電場・磁場とも2成分である。解析は全測点について水平多層構造を仮定した一次元解析と図4.3に示す5解析断面について二次元解析を実施した。

一次元解析によって得られた海拔 200mにおける比抵抗分布平面図(図 4 . 4 )によると、瑞浪堆積盆から西方の東濃鉦山、および北方の白倉、細久手、宿洞方面に向かって低比抵抗域の伸びが認められる。また、研究実施領域の北西部では美佐野から津橋にかけても低比抵抗域が分布する。試錐調査による比抵抗検層の結果から、80 m の比抵抗値を境として低比抵抗域が瀬戸層群や瑞浪層群などの堆積岩であり、高比抵抗域が花崗岩をはじめとする基盤岩類に相当すると推定される。このことから、前述の低比抵抗域の分布は、花崗岩上面の古河川系を示すチャンネル構造に対応するものと考えられる。

また、図 4 . 4 から明らかなように、堆積岩に対応すると考えられる低比抵抗域は深い箇所でも海拔 0mまでであり、それ以深は、高比抵抗の基盤岩類が広く分布していることが推測される。この結果は既往の試錐調査の結果と整合していることから、本調査結果に基づき当地区の堆積岩と基盤花崗岩との不整合深度の分布を推定できると考えられる。

### )屈折法弾性波探査<sup>8),17)</sup>

屈折法弾性波探査は、震源(発破点)から各距離における弾性波の到達時刻を測定することにより、地下の各層の層厚とその弾性波速度が推定できる調査手法である。この調査手法は地下資源探査や土木分野の調査などにおいて地質構造や岩盤の状態を把握する目的で広く用いられている。

研究実施領域周辺で行われた屈折法弾性波探査の探査測線長は、基盤である花崗岩を覆う新第三紀層の層厚(最深部で 150m 程度)を考慮して決められている(表 4 . 4、図 4 . 5)。また、受信点間隔は 10m、起振点間隔は 70~160m である。

調査の結果、図 4 . 6 (解析断面 Line-R-1)に示すように、新第三紀層を弾性波速度の違いから、ほぼ水平に伸びる 3 層に分割でき、また、花崗岩との不整合面の深度・形状を推定することができた。この推定結果は探査測線近傍の試錐データと良く一致している。また、花崗岩の弾性波速度分布は、谷部で 4km/sec 台であり、その両側の丘陵部では 5~6km/sec 台を示している。このことから谷部の花崗岩がその両側の花崗岩に比較して割れ目密度が高いなどの岩盤状態の差異が予想される。

月吉断層については、探査測線上の 519~568m 間で低速度帯(1.2km/sec)が認められ、破碎帯を伴っていることが推測された(図 4 . 6)。破碎帯の幅は約 50m 程度と推測され、堆積岩で確認されている断層粘土(数十 cm)とは大きく異なる結果を示している。また、月吉断層に相当すると考えられる低速度帯の北東部(271~350m 間:1.7km/sec)と南西部(1333~1362m 間:0.6km/sec)にも低速度帯が認められており、月吉断層以外の断層、または月吉断層の派生断層の存在が示唆された。









## )反射法弾性波探査

反射法弾性波探査は、ほかの物理探査手法に比較して分解能が高く、また、面として地質構造を把握できる手段として、屈折法弾性波探査と同様に、多くの分野で利用されている。

反射法弾性波探査の結果の一例を図4.7に示す<sup>8),18)</sup>。本調査では、深度200m付近までの地質構造が推定されている。また、月吉断層は新第三紀層内の各反射面の不連続によって表現されている。また、これまで知られていない副断層の存在が示唆されている。

立坑掘削影響試験で行われた反射法弾性波探査の結果の一例を図4.8に示す。図4.8には、月吉ウラン鉱床を対象とした調査結果で得られている、探査測線近傍の断面図をあわせて示した。本調査で認められた9つの反射面は、概ね、明世累層上面、明世累層内の層理面、土岐夾炭累層上部層上面、土岐夾炭累層下部層上面、土岐夾炭累層下部層内の層理面(2つの反射面)、基盤花崗岩の上面に一致している。

## (4) 試錐調査

堆積岩を主な対象とした試錐調査として、月吉ウラン鉱床を対象とした試錐調査<sup>6),7)</sup>ほかのほか、立坑掘削影響試験において行われた試錐調査といった、これまでの地層科学研究で行われた試錐調査(TH孔:12孔<sup>9)</sup>、AN孔:8孔、SN孔:6孔、HN孔:1孔)<sup>19)</sup>などが存在する(図4.9)。これらの試錐調査の結果から、地表地質調査で明らかとなった層序の分布が確認されている。

月吉ウラン鉱床を対象とした試錐調査などから作成された東濃地域基盤等高線図<sup>6),7),20)</sup>は、基盤花崗岩がチャンネル構造を成していることを示している。

立坑掘削影響試験において行われた試錐調査では、堆積岩について、岩相(粒度など)と電気検層から得られた見掛け比抵抗値や透水係数との相関関係が明らかにされるとともに、土岐夾炭累層(下部)の礫岩層が高透水性を示すこと、生俵累層や土岐夾炭累層(上部)は低透水性を示すことが明らかにされている<sup>21),22)</sup>。

また、花崗岩の岩盤評価を行う手法を開発することを目的として、正馬様用地においてAN-1号孔、AN-3号孔の2つの試錐孔が掘削され、岩芯記載<sup>23)</sup>、物理検層、BTVが実施されている(表4.6)。AN-1号孔の調査結果からは、花崗岩は割れ目の形態、割れ目充填物の種類と産状、割れ目の密度から3つのセグメント(セグメント : 地表~GL-300m、セグメント : GL-300~GL-420m、セグメント : GL-420~)に区分できる可能性が示されている<sup>24)</sup>。AN-1号孔とAN-3号孔において行われたレーダー調査機器の適用試験の結果では、地表から約150mの深さまで電磁波振幅の減衰率の高いゾーンが存在することが示されている<sup>25)</sup>。しかしながら、これらのセグメントや高減衰率ゾーンの連続性についてはこれ以上のデータがなく、この区分を研究実施領域の代表的なデータと仮定して周辺の岩盤に適用することが可能かどうかは不明である。





表 4 . 6 試錐孔 (AN-1 号孔、AN-3 号孔) の仕様と主な調査項目

	AN-1 号孔	AN-3 号孔
掘削深度 ( m )	1,000	408
孔径	HQ ( 約 100mm )	HQ ( 約 100mm )
掘削水	清水	清水
物理検層*		
B T V		
孔内水理試験 (2.6m 区間) ( 点数 )	(33)	(24)
岩芯室内物性試験 ( 数量 )	見かけ比重 (20) 有効間隙率 (20) 含水比 (20) 弾性波速度 (20) 一軸圧縮試験 (20) 圧裂試験 (40)	-
水圧破碎試験 ( 点数 )	(20)	-

\* : 電気検層、マイクロ比抵抗検層、密度検層、中性子・ガンマ検層、音波検層、温度検層、孔径検層、孔曲がり検層

## 2) 超深地層研究所計画第 1 段階第 1 フェーズの調査結果の概要

第 1 フェーズでは、研究実施領域において、反射法弾性波探査および試錐調査 ( 3 孔 : MIU-1,2,3 号孔 ) を行った。第 1 フェーズの調査結果を付加した地質構造モデルの構築は、これらの調査・解析の結果に基づき行った。以下に、地質構造モデルの構築に用いた調査・解析の結果を示す。

なお、研究実施領域で電気探査 ( 南北側線 : 約 200m ) が行われたが ( 表 3 . 1 )、浅部に比抵抗が非常に低い層が分布するなどの理由から、現有のシステムを用いた電気探査では精度のよいデータを取得することができなかった。また、研究実施領域のより深部の地質構造を把握するために電磁探査 ( MT 法 ) におけるリモートリファレンス手法の適用試験を実施したが、ノイズの卓越した本地域においては有意な信号を受信できなかったため、これらの結果については説明を省略する。

### (1) 反射法弾性波探査<sup>26),27)</sup>

反射法弾性波探査 ( 南北に 1 測線、東西に 1 測線 ) は、研究実施領域において、地質構造モデル構築に必要な堆積構造、不整合面の形状、不連続面の情報を取得することを目的として行った ( 図 4 . 5 中の Line-3-1,2, 図 4 . 10 )。表 4 . 7 に調査仕様を示す。

南北および東西の両測線全体において標高 100m 以上の部分で水平方向に比較的連続性のよい複数の反射面が認められた。これは、ほぼ水平に分布する堆積岩層の堆積構造と堆積岩と花崗岩の不整合面の形状と調和的である ( 図 4 . 11 )。また、一部、反射面の不連続部



分が認められている(図4.11のSF-1,2,3)が、これらの不連続面については断層かどうかは確認されていない。

なお、本調査は測線長が長くとれなかったこと、また堆積岩中や花崗岩上部で強い反射面が認められていることから、標高200m以深の反射面の情報については信頼性が低い可能性がある。

表4.7 反射法弾性波探査の調査仕様

調査名	測線(測線長)	調査仕様
反射法物理探査 (測線位置は図4.5)	Line-3-1 (650m)	<ul style="list-style-type: none"> <li>・震源：バイブレータ震源</li> <li>・発振点間隔：5 m</li> <li>・受振点間隔：5 m</li> <li>・サンプリング間隔：1 m s</li> <li>・記録長：2 s</li> </ul>
	Line-3-2 (600m)	<ul style="list-style-type: none"> <li>・震源：重錘落下震源およびバイブレータ震源</li> <li>・発振点間隔：5 m</li> <li>・受振点間隔：5 m</li> <li>・サンプリング間隔：1 m s</li> <li>・記録長：2 s</li> </ul>

## (2) 試錐調査<sup>28),29),30)</sup>

試錐調査は、試錐孔を掘削することによって、岩石のサンプルを採取したり、試錐孔を利用して各種測定器を地下に降ろし、岩盤や地下水の性質を計測するなど、調査地の地質環境を直接把握することができるため、地質・地質構造の調査においては最も重要な調査法である。

本計画の第1段階第1フェーズでは、地質・地質構造に関する調査として、3つの1,000m級試錐孔(MIU-1,2,3号孔)において、岩芯記載、物理検層、BTV調査を実施した。また、採取された岩芯を用いて、岩石鉱物試験を実施した。

岩芯記載については、掘削長、岩相、岩種、組織、粒径、有色鉱物量比、色調、風化、変質、岩盤等級、RQD・岩芯採取率、割れ目形態、割れ目タイプ、割れ目充填物を対象とした。物理検層については、電気検層、マイクロ比抵抗検層、密度検層、中性子・ガンマ検層、音波検層、温度検層、孔径検層、孔曲がり検層を行った。BTV調査では、不連続面について、深度、走向傾斜、割れ目形状、割れ目の充填物、変質などの記載を行った。岩石鉱物試験については、モード分析および全岩分析を行った。

以下に、MIU-1,2,3号孔で得られた地質・地質構造に関わる調査(岩芯記載、物理検層、BTV調査、岩石鉱物試験)の結果を示す。なお、各試錐孔の調査結果の概要は、Appendix 1~3に示す。

## ） 花崗岩の岩相

MIU-1,2,3 号孔の岩芯記載の結果から、研究実施領域の花崗岩は、黒雲母花崗岩と優白色な花崗岩（以下、優白質花崗岩）に分類される。さらに、黒雲母花崗岩はその粒度から、粗粒黒雲母花崗岩、中粒黒雲母花崗岩、細粒黒雲母花崗岩に分類される。

モード分析結果からは、MIU-1,2,3 号孔で認められる花崗岩は、IUGS(1973)の花崗岩質岩の分類の花崗岩に分類される（図 4 . 1 2）。また、全岩分析の結果によると、岩芯記載で分類した黒雲母花崗岩と優白色な花崗岩（以下、優白質花崗岩）の化学組成は、酸化物組成変化図において異なる直線上にプロットされる（図 4 . 1 3）。

## ） 花崗岩中の割れ目分布特性

研究実施領域で掘削された MIU-1,2,3 号孔の岩芯記載の結果は、各試錐孔とも地表から GL-88 ~ GL-89m 程度まで堆積岩が分布し、その下に黒雲母花崗岩が分布することを示している。黒雲母花崗岩の最上部には厚さ約 10 ~ 15m 程度の風化花崗岩が分布する。

BTV 調査の結果から得られた割れ目密度の分布、割れ目の累積本数の深度分布図、割れ目の方向と、各地質構造要素ごとの割れ目密度のヒストグラムの例（MIU-2 号孔）を、図 4 . 1 4、図 4 . 1 5 に示す。風化花崗岩の下部の黒雲母花崗岩は割れ目密度によって、上部割れ目帯、健岩部、断層に伴う割れ目帯に区分される。

上部割れ目帯は風化花崗岩から GL-300 ~ GL-370m までの区間で、MIU-1,2,3 号孔と交差する割れ目の密度は 3 ~ 5 本/m を示している（表 4 . 8）。また、割れ目の方向については、低角度傾斜の割れ目が卓越している（図 4 . 1 6、表 4 . 8）。

断層に伴う割れ目帯は、月吉断層周辺に分布する割れ目集中部で、試錐孔と交差する割れ目の密度は 3 ~ 6 本/m を示している（表 4 . 8）。また、割れ目の方向については、低角度傾斜、東西走向高角度南傾斜、北北東走向中角度西北西傾斜の割れ目が卓越している（図 4 . 1 6、表 4 . 8）。特に、最も卓越する東西走向高角度南傾斜の割れ目は月吉断層の走向傾斜とほぼ一致する。

健岩部は、上部割れ目帯と断層に伴う割れ目帯に囲まれた岩盤で、試錐孔と交差する割れ目の密度は 1 ~ 3 本/m を示している（表 4 . 8）。割れ目の方向については、断層に伴う割れ目帯における割れ目の卓越方向と類似し、低角度傾斜、東西走向高角度南傾斜、東西走向中角度北傾斜、北東走向高角度南東傾斜の割れ目が卓越している（図 4 . 1 6、表 4 . 8）。

割れ目密度および割れ目の方向の異なる 3 つの岩盤（上部割れ目帯、健岩部、断層に伴う割れ目帯）については、全体的な傾向として、上部割れ目帯および断層に伴う割れ目帯は高い透水性を示し、健岩部は低い透水性を示す（図 4 . 1 7）。

なお、上記の 3 つの地質構造要素ごとの割れ目の形態や充填鉱物などの違いについての検討は今後の課題として残されている。





表 4 . 8 各地質構造要素ごとの割れ目密度と主な卓越方向

	上部割れ目帯	健岩部	断層に伴う割れ目帯
割れ目密度の平均値	3~5本/m	1~3本/m	3~6本/m
割れ目の主な卓越方向	低角度傾斜	低角度傾斜 東西走向高角度南傾斜 東西走向中角度北傾斜 北東走向高角度南東傾斜	低角度傾斜 東西走向高角度南傾斜 北北東走向中角度西北西傾斜

\* : BTV 調査で得られた 1m ごとの割れ目本数

### ）物理検層による花崗岩中の物性値

MIU-1,2,3号孔では、電気検層、マイクロ比抵抗検層、密度検層、中性子・ガンマ検層、音波検層、温度検層、孔径検層、孔曲がり検層が行われた。これらのうち、一般的に岩盤の透水性と関係が深いと考えられている電気検層から得られた見掛け比抵抗値（ショートノルマル、ロングノルマル）、中性子検層から算出された孔隙率、音波検層から得られたP波速度の結果の例を図4.18に示す。

上部割れ目帯、健岩部、断層に伴う割れ目帯ごとに孔隙率、見掛け比抵抗値、P波速度を比較した結果は、以下のとおりである。

各地質構造要素ごとの孔隙率の平均値をみると、断層に伴う割れ目帯と上部割れ目帯で大きく、それぞれ、4~8%、4~7%である。健岩部は3~5%を示す。また、上部割れ目帯と健岩部を比較すると、上部割れ目帯の方が孔隙率が5%を超える局所的なゾーンが多く認められる。月吉断層と交差する深度の孔隙率の平均値はMIU-2号孔で約8%、MIU-3号孔で約14%を示している。

各地質構造要素ごとの見掛け比抵抗値の平均値をみると、断層に伴う割れ目帯が最も低い値（ショートノルマル（以下、SN）：400~1500 m、ロングノルマル（以下、LN）：700~1,600 m）を示し、上部割れ目帯（SN:800~2,000 m、LN:1,800~2,800 m）、健岩部（SN:1,500~2,500 m、LN:2,800~3,500 m）の順に大きな値を示す。また、上部割れ目帯と健岩部について、深度方向の見掛け比抵抗値の変化の周期で比較すると、上部割れ目帯の方が短い周期で見掛け比抵抗値の低い局所的なゾーンが認められる。月吉断層と交差する深度の見掛け比抵抗値の平均値は、MIU-2号孔でショートノルマルで約400 m、ロングノルマルで約300 mを、MIU-3号孔でショートノルマルで約100 m、ロングノルマルで約200 mを示している。

各地質構造要素ごとのP波速度の平均値をみると、断層に伴う割れ目帯が4.6~4.8km/secと一番小さく、上部割れ目帯（4.8~5.1km/sec）、健岩部（5.2~5.3km/sec）の順で大きくなる。上部割れ目帯と健岩部を比較すると、上部割れ目帯の方がP波速度が5.0km/secを下回るゾーンが多く認められる。月吉断層と交差する深度のP波速度の平均値はMIU-2号孔、MIU-3号孔ともに約4km/secを示している。





## ）花崗岩中の断層の特徴

MIU-2号孔のGL-890m～GL-915mとMIU-3号孔のGL-693m～GL-719mにおいて月吉断層が確認されている。いずれも、約10～20m幅のカタクレーサイト帯からなり、その周囲には割れ目帯（幅約100m）が分布する。特に、MIU-2号孔では、花崗岩中の月吉断層に伴う割れ目帯は、健岩部と比較し、高い透水性を示す（図4.17）。

### 4.1.3 地下水流動解析の解析領域（約4km×6km）における地質構造モデルの構築

#### 1) 文献や本計画以外で取得された情報を用いた地質構造モデルの構築

##### (1) 地質構造モデルの構築の上で重要な要素の抽出

堆積岩および花崗岩については、岩石の生成に伴う初生的な地質構造要素として、岩相などが、また、岩石の生成後に発生した二次的な地質構造要素として、割れ目、断層などがあげられる。

堆積岩については、地質構造要素として、文献や本計画以外で取得された情報による地質層序を基本に、表土・瀬戸層群、生俵累層、明世累層、土岐夾炭累層（上部）、土岐夾炭累層（下部）、月吉断層を抽出した。

また、花崗岩については、文献や本計画以外で取得された情報による情報に基づき抽出された地質構造要素は、風化部とそれ以外の岩盤、および月吉断層のみである。

##### (2) 地質構造モデルの構築

(1) 地質構造モデル構築の上で重要な要素の抽出で示した地質構造要素に基づき、4.1.2 1)文献や本計画以外で取得された情報の概要で示した情報のうち、表4.9に示したデータを用いて各地質構造要素の境界を明らかにし、ミニマム・テンション理論を使用して、地形面や各地質構造要素の境界面、断層面の形状を推定した（図4.19）。なお、文献や本計画以外で取得された情報うち、AN-1,3号孔における試錐調査結果は、地質構造要素の抽出には用いたが、結果として、花崗岩内を風化部とそれ以外の岩盤、断層にしか区分できなかったため、地質構造要素の境界の設定で用いた情報（表4.9）には示していない。以下に、本地質構造モデルが有する不確実性を示す。

地下深部の花崗岩の不均質性に関するデータはわずかであり、風化部を含む割れ目帯それ以外の岩盤にしか地質構造要素を区分することができない。

花崗岩中の月吉断層のデータはなく、堆積岩中の本断層の特徴と同様と仮定している。

表4.9 解析領域(約4km×6km)の地質構造モデルの構築(地質構造要素の境界の設定)に使用したデータ(文献や本計画以外で取得された情報)

境界面	使用データ
瀬戸層群上面(地表面)	デジタル標高データ(20mメッシュ)*
生俵累層上面	ウラン探鉱試験錐孔(59孔), AN-8号孔, SN-1,2,3,4号孔 TH-6,8号孔 立坑掘削影響試験弾性波探査*
明世累層上面	ウラン探鉱試験錐孔(53孔), AN-8号孔, SN-1,2,3,4号孔 TH-6,8号孔 地表地質図(動燃事業団(1994))
土岐夾炭累層(上部)上面	ウラン探鉱試験錐孔(135孔), AN-6,8号孔, SN-1,2,3,4,6号孔 TH-1,2,3,4,6,7,8号孔 立坑掘削影響試験弾性波探査
土岐夾炭累層(下部)上面	ウラン探鉱試験錐孔(141孔), AN-6,8号孔, SN-1,2,3,4,6号孔 TH-1,2,3,4,6,7,8号孔 立坑掘削影響試験弾性波探査
風化花崗岩上面	ウラン探鉱試験錐孔(120孔), AN-6,8号孔, SN-2,3,4,6号孔 TH-1,2,3,4,5,7,8号孔, HN-1号 基盤等高線図 <sup>6),20)</sup> 立坑掘削影響試験弾性波探査
花崗岩上面	(風化花崗岩の厚さを20mで一定と仮定)
月吉断層面	ウラン探鉱試験錐孔(13孔), TH-1,2,3号孔 基盤等高線図 <sup>20)</sup> 立坑掘削影響試験弾性波探査

\*: 国土地理院刊行 1/25,000 地形図「土岐」および「瑞浪」より作成

## 2) 超深地層研究所計画第1段階第1フェーズの調査結果を付加した地質構造モデルの構築

### (1) 地質構造モデルの構築の上で重要な要素の抽出

堆積岩については、地質構造要素として、文献や本計画以外で取得された情報を用いて構築した地質構造モデルと同様、表土・瀬戸層群、生俵累層、明世累層、土岐夾炭累層(上部)、土岐夾炭累層(下部)、月吉断層を抽出した。

また、花崗岩については、地質構造要素として、研究実施領域で取得されたMIU-1,2,3号孔のデータを用いて作成した割れ目分布の概念に基づき、風化部、上部割れ目帯、健岩部、月吉断層、断層(月吉断層)に伴う割れ目帯を抽出した(詳細は、4.1.4 2) 超深地層研究所計画第1段階第1フェーズの調査結果を付加した地質構造モデルの構築を参照)。



## (2) 地質構造モデルの構築

(1)地質構造モデル構築の上で重要な要素の抽出で示した地質構造要素に基づき、表4.10に示したデータを用いて各地質構造要素の境界を明らかにした。なお、AN-1号孔の試錐調査結果（本計画以外で取得された情報）については、本解析により、改めて花崗岩内の地質構造要素の境界の設定に用いることができたため、表4.10に示した。花崗岩については、本研究で明らかした地質構造要素（上部割れ目帯、健岩部、断層に伴う割れ目帯）とその分布が、不均質性を考慮した等価連続体モデルを用いた水理地質構造のモデル化に反映された（詳細は、4.2 地下水の水理を参照）。以下に、本地質構造モデルが有する不確実性を示す。

MIU-1,2,3号孔の試錐孔はほぼ鉛直であるため、高角度傾斜の割れ目に関する情報量が十分でない。

不均質性を考慮した等価連続体モデルを構築するためにも必要な透水割れ目を特定する方法が十分検証されておらず、十分な信頼性をもって透水割れ目が特定されていない。

表4.10 第1フェーズの調査結果を付加した地質構造モデル（約4km×6km）の構築（地質構造要素の境界の設定）に使用したデータ

境界面	使用データ	
	文献や本計画以外で取得された情報	本計画で取得した情報
瀬戸層群上面（地表面）	デジタル標高データ（20mメッシュ）*	-
生依累層上面	ウラン探鉱試錐孔（59孔）、AN-8号孔、SN-1,2,3,4号孔、TH-6,8号孔、立坑掘削影響試験弾性波探査	-
明世累層上面	ウラン探鉱試錐孔（53孔）、AN-8号孔、SN-1,2,3,4号孔、TH-6,8号孔、地表地質図（動燃事業団(1994)）	-
土岐夾炭累層（上部）上面	ウラン探鉱試錐孔（135孔）、AN-6,8号孔、SN-1,2,3,4,6号、TH-1,2,3,4,6,7,8号孔、立坑掘削影響試験弾性波探査	-
土岐夾炭累層（下部）上面	ウラン探鉱試錐孔（141孔）、AN-6,8号孔、SN-1,2,3,4,6号孔、TH-1,2,3,4,6,7,8号孔、立坑掘削影響試験弾性波探査	-
風化花崗岩上面	ウラン探鉱試錐孔（120孔）、AN-6,8号孔、SN-2,3,4,6号孔、TH-1,2,3,4,5,7,8号孔、HN-1号孔* 基盤等高線図 <sup>6),20)</sup> 立坑掘削影響試験弾性波探査*	-
花崗岩上部割れ目帯上面	AN-1号孔 <sup>23)</sup>	MIU-1,2,3号孔 <sup>28),29,30)</sup>
花崗岩健岩部上面(上部割れ目帯下面)	AN-1号孔 <sup>23)</sup>	MIU-1,2,3号孔 <sup>28),29,30)</sup>
月吉断層面	地表地質図 <sup>15)</sup>	MIU-2,3号孔 <sup>29,30)</sup>
断層(月吉断層)に伴う割れ目帯上面・下面	-	MIU-1,2,3号孔 <sup>28),29,30)</sup>

\*：国土地理院刊行 1/25,000 地形図「土岐」および「瑞浪」より作成、太字：モデルの更新において付加した情報

#### 4.1.4 研究実施領域における地質構造モデルの構築

##### 1) 文献や本計画以外で取得された情報を用いた地質構造モデルの構築

花崗岩については、一般的に、岩石の生成に伴う初生的な地質構造要素として岩相などが、また、岩石の生成後に発生した二次的な地質構造要素として、風化部、割れ目、断層があげられる。既存情報の調査・解析からは、異なる岩相は存在するものの、その分布（連続性）を決定論的にモデル化するだけの情報は得られていない。また、断層についてもその分布が確認されたのは月吉断層だけである。したがって、モデルの構築に当たって、花崗岩風化部を含む割れ目帯、 以外の花崗岩、 月吉断層の3つの地質構造要素に区分した。

なお、研究実施領域における既存情報を用いたモデル化については、花崗岩において地質構造要素が十分抽出できなかつたこと、本モデル化を行う時点で三次元可視化ソフトウェアが導入されていなかったことから、地質構造要素の境界を設定した上で行なう三次元可視化ソフトウェアを用いたモデル化は行っていない。

図4.20に研究実施領域の地質構造モデルを示す。以下に、本地質構造モデルが有する不確実性の理由を示す。

地下深部の花崗岩のデータはわずかであり、風化部を含む割れ目帯と、それ以外の岩盤にしか地質構造要素を区分することができない。

花崗岩中の月吉断層のデータはなく、堆積岩中の本断層の特徴と同様と仮定している。

##### 2) 超深地層研究所計画第1段階第1フェーズの調査結果を付加した地質構造モデルの更新

###### (1) 地質構造モデル構築の上で重要な要素の抽出

堆積岩については、岩石の生成に伴う初生的な地質構造要素として岩相などが、また、岩石の生成後に発生した二次的な地質構造要素として、割れ目、断層などがあげられる。堆積岩については、地質層序と透水性との相関関係などから、表土・瀬戸層群、生依累層、明世累層、土岐夾炭累層、月吉断層の地質構造要素に区分した。

また、花崗岩については、MIU-1,2,3号孔における試錐調査の結果を踏まえると、以下の点が改善できる。

岩石の生成後に発生した二次的な地質構造要素として、風化部、上部割れ目帯、断層（月吉断層）、断層（月吉断層）に伴う割れ目帯があげられる。上部割れ目帯は、割れ目の密度が高く透水性が高いと推定されることから、黒雲母花崗岩（健岩部）および優白質花崗岩（健岩部）とは区別した。月吉断層については、その周辺に約100m程の割れ目帯が存在することから、月吉断層の両側に、月吉断層に伴う割れ目帯を設定した。

結果として花崗岩の地質構造のモデル化に際し設定した地質構造要素は、風化部、上部



割れ目帯、月吉断層、月吉断層に伴う割れ目帯、黒雲母花崗岩（健岩部）、優白質花崗岩（健岩部）である。

以上に示した割れ目の特徴を踏まえて作成した割れ目分布の概念を図4.21に示す。

## (2) 地質構造モデルの構築

(1) 地質構造モデル構築の上で重要な要素の抽出で示した地質・地質構造の概念を三次元モデルとするため、以下に示す情報のデータセットを作成し、ミニマム・テンション理論を使用して、地形面や各地質構造要素の境界面、断層面の形状を推定した(図4.22)。本モデル化は、地下水流動解析を行うことを想定し、研究実施領域の地下水流動に大きな影響を与えると考えられる月吉断層を含む約0.8km×1.3km(以下、モデル化・解析領域とよぶ)を対象として行った(詳細は、4.2.4 研究実施領域における地下水流動解析を参照)。表4.11に地質構造モデルの構築に使用したデータを示す。なお、MIU-3号孔については、地質構造モデル構築時にデータセットができていなかったため、本モデルの構築では用いなかった。以下に各面の設定方法を記す。

### 地形面

地形面については、デジタル標高データ(20m間隔)を用いてモデル化した。

表4.11 第1フェーズの調査結果を付加した地質構造モデルの構築(地質構造要素の境界の設定)に使用したデータ

境界面	使用データ	
	文献や本計画以外で取得された情報	本計画で取得した情報
瀬戸層群上面(地表面)	デジタル標高データ(20mメッシュ)*	-
生依累層上面	地表地質図 <sup>15)</sup>	-
明世累層上面	地表地質図 <sup>15)</sup>	-
土岐夾炭累層上面	地表地質図 <sup>15)</sup>	MIU-1,2号孔 <sup>28),29)</sup>
風化花崗岩上面	地表地質図 <sup>15)</sup> AN-1,3号孔 <sup>23)</sup>	MIU-1,2号孔 <sup>28),29)</sup>
花崗岩上部割れ目帯上面	AN-1,3号孔 <sup>23)</sup>	MIU-1,2号孔 <sup>28),29)</sup>
黒雲母花崗岩健岩部上面	-	MIU-1,2号孔 <sup>28),29)</sup>
優白質花崗岩健岩部上面	AN-1,3号孔 <sup>23)</sup>	-
月吉断層面	地表地質図 <sup>15)</sup>	MIU-2号孔 <sup>29)</sup>
断層(月吉断層)に伴う割れ目帯上面・下面	-	MIU-2号孔 <sup>29)</sup>

\* : 国土地理院刊行 1,25,000 地形図「土岐」および「瑞浪」より作成



#### 表土・瀬戸層群と生俵累層の境界面

生俵累層は、月吉断層の下盤（北側）のみに分布しているため、超深地層研究所計画の研究実施領域内で掘削された試錐孔では観察されていない。したがって、表土・瀬戸層群と生俵累層の境界面については、土岐・瑞浪周辺地質図における地表地層境界線のデジタル情報を用いてモデル化した。

#### 表土・瀬戸層群と明世累層の境界面

超深地層研究所計画の研究実施領域での試錐孔掘削地点においては、表土・瀬戸層群と明世累層の境界面は、地表面近傍に位置しており、この区間は、試錐孔掘削作業の関係上（櫓基礎工事など）、コアが取得されていない。したがって、表土・瀬戸層群と明世累層の境界面のモデル化では、土岐・瑞浪周辺地質図における地表地層境界線のデジタル情報を用いた。

#### 明世累層と土岐夾炭累層の境界面

明世累層と土岐夾炭累層の境界面は、MIU-1 および MIU-2 号孔での試錐調査結果よりその深度が明らかになっている。また、研究実施領域南部の AN-1 および AN-3 号孔では、土岐夾炭累層は分布していない。さらに、土岐夾炭累層は地表においても分布していない。以上のことより、明世累層と土岐夾炭累層の境界面については、MIU-1 および MIU-2 号孔での位置情報、および AN-1 および AN-3 号孔付近までは連続していないという情報に基づき、モデル化した。

#### 堆積岩部と花崗岩風化部の境界面

堆積岩部と花崗岩風化部の境界面は、MIU-1、MIU-2 号孔および AN-1、AN-3 号孔での試錐調査結果よりその深度が明らかになっている。また、地表において分布している花崗岩についてもその上部が風化していると考えられる。したがって、堆積岩部と花崗岩風化部の境界面については、試錐調査での位置情報および土岐・瑞浪周辺地質図における地表地層境界線のデジタル情報を用いてモデル化した。

#### 花崗岩風化部と花崗岩上部割れ目帯の境界面

花崗岩の最上部に存在する風化部は、原則として、以下の4点が該当するゾーンとして定義した。

- ・電研式岩盤等級が  $C_M$  以下のゾーン
- ・RQD（掘進 1m ごとの 10cm 以上の長さのコアの合計長さの割合）が 50%以下のゾーンが主体
- ・物理検層で相対的に低比抵抗・低密度・高孔隙率であるゾーン
- ・堆積岩と花崗岩との境界面より連続しているゾーン

この定義は、研究実施領域で行われた試錐調査により、堆積岩と花崗岩の境界面より連続する花崗岩で、マトリックス部分に風化により生じたと考えられる褐鉄鉱およびカオリナイト<sup>31)</sup>が認められる部分と、上記のゾーンが一致することに基づいている。

これらの定義にしたがい、MIU-1、MIU-2 号孔および AN-1、AN-3 号孔での試錐調査結

果より花崗岩風化部の厚さの分布を推定し、この結果を用いて、花崗岩風化部と花崗岩上部割れ目帯の境界面をモデル化した。

#### 花崗岩上部割れ目帯と黒雲母花崗岩健岩部の境界面

花崗岩上部割れ目帯は、健岩部と比較し、割れ目密度が高いゾーン、物理検層で高孔隙率であるゾーン、水平割れ目が卓越しているゾーンとして定義した。この定義にしたがい、花崗岩上部割れ目帯と黒雲母花崗岩健岩部の境界面については、その境界が確認されている MIU-1 および MIU-2 号孔での試錐調査での位置情報を用いてモデル化した。

#### 花崗岩上部割れ目帯と優白質花崗岩健岩部の境界面

花崗岩上部割れ目帯と優白質花崗岩健岩部の境界面については、上述した花崗岩上部割れ目帯と黒雲母花崗岩健岩部の境界面のモデル化方法と同様に、その境界が確認されている AN-1 および AN-3 号孔での試錐調査での位置情報を用いてモデル化した。

#### 黒雲母花崗岩健岩部と優白質花崗岩健岩部の境界面

黒雲母花崗岩健岩部と優白質花崗岩健岩部の境界面は、MIU-1、MIU-2 号孔および AN-1、AN-3 号孔でその深度が確認されている。また、既存の地表地質図<sup>15)</sup>においては、花崗岩を黒雲母花崗岩と優白質花崗岩に区別して記載されていないため、黒雲母花崗岩健岩部と優白質花崗岩健岩部の境界面については、試錐調査での位置情報のみを用いてモデル化した。

#### 月吉断層面

月吉断層については、MIU-2 号孔での試錐調査結果よりその深度が明らかになっている。また、MIU-2 号孔に隣接する MIU-1 号孔では確認されていない。したがって、月吉断層面は MIU-2 号孔での試錐調査での位置情報および既存の地表地質図<sup>15)</sup>における断層線のデジタル情報を用いてモデル化した。また、月吉断層の変位をモデル化するため、月吉断層を境に以下に示す各境界面に 30m の変位を持たせた。

- ・明世累層と土岐夾炭累層の境界面
- ・堆積岩部と花崗岩風化部の境界面
- ・花崗岩風化部と花崗岩上部割れ目帯の境界面
- ・黒雲母花崗岩健岩部と優白質花崗岩健岩部の境界面

なお、花崗岩上部割れ目帯については、月吉断層との形成関係が明らかになっていないため、花崗岩上部割れ目帯と黒雲母花崗岩健岩部の境界面、および花崗岩上部割れ目帯と優白質花崗岩健岩部の境界面については、断層変位を考慮していない。

#### 月吉断層に伴う割れ目帯上盤側境界面

月吉断層に伴う断層上盤側の割れ目帯の厚さ分布に関する情報は、MIU-2 号孔の試錐調査結果でのみ取得されている。したがって、月吉断層に伴う割れ目帯上盤側境界面は、MIU-2 号孔で確認された月吉断層に伴う断層上盤側の割れ目帯の厚さが一定に連続すると仮定し、モデル化した。

#### 月吉断層に伴う割れ目帯下盤側境界面

月吉断層に伴う断層下盤側の割れ目帯については、MIU-2号孔の試錐調査結果からその分布は確認されているものの、月吉断層に伴う割れ目帯下盤側境界面は、試錐孔最下部より下方に分布していると考えられるため、厚さに関する情報は取得されていない。したがって、月吉断層に伴う割れ目帯下盤側境界面は、MIU-2号孔で確認された月吉断層に伴う断層上盤側の割れ目帯と同様の厚さで分布していると仮定した。

以下に、本地質構造モデルが有する不確実性の理由を示す。

研究実施領域の北東部のデータが不足している。

MIU-1,2,3号孔の試錐は鉛直方向であるため、高角度傾斜の割れ目のデータが十分でない。

月吉断層に伴う割れ目帯の厚さの不均質性に関するデータが十分でない。

花崗岩における各地質構造要素ごとの不均質性が十分表現できていない。

1,000m以深のデータがない。

#### 4.1.5 成果のまとめ

調査の種類・量、解析・評価の方法および結果の精度との関係を事例的に確認していくため、地下水流動解析の解析領域（約4km×6km）、研究実施領域ともに、文献や本計画以外で取得された情報を用いた地質構造モデルの構築、本計画第1段階第1フェーズの調査結果を付加した地質構造モデルの更新の2段階でモデル化を行った。

文献や本計画以外で取得された情報情報を用いた地質構造モデルの構築では、特に花崗岩については、モデル化する上で必要となる割れ目帯の連続性についての十分な情報がなく、結果として花崗岩については風化部とそれ以外の岩盤にしか区分できていない。

第1フェーズの調査結果を付加した地質構造モデルの更新では、研究実施領域で実施した物理探査や試錐孔調査により抽出された、化学組成の異なる黒雲母花崗岩と優白質花崗岩、割れ目密度の異なる上部割れ目帯、健岩部、断層（月吉断層）に伴う割れ目帯を地質構造モデルに加えることができた。これらの地質構造モデルは、水理地質構造モデルの構築およびそれを用いた地下水流動解析に用いられた。

しかしながら、第1フェーズの調査結果に基づいて更新した地質構造モデルは、研究実施領域北東部の地質構造、高角の地質構造、1,000m以深の地質構造に関する情報が不足していることによる不確実性を有する。

#### 4.1.6 今後の課題

今後の課題を以下に示す。

第2フェーズ以降においては、第1フェーズで構築した地質構造モデルと新たに取得したデータとを比較しながら、データの不確実性、モデルの不確実性などを事例的に確認し、地質・地質構造のモデル化技術を構築していくことが必要となる。例えば、MIU-4号孔の試錐調査計画を策定するため、その時点で使用できる情報を用いて構築された地質構造モデル(図4.23)<sup>32)</sup>、および第1フェーズの最終段階で構築された地質構造モデル(図4.22)に基づき、各々、第2フェーズに掘削するMIU-4号孔の地質・地質構造を予測している(図4.24、図4.25)。なお、図4.24は、MIU-4号孔の試錐調査計画を策定するため、その時点で用いることができる情報を用いたことにより十分なデータの解釈を行なうことができていない。表4.12に本地質構造モデルを構築(地質構造要素の境界の設定)するにあたって用いたデータを示す。これらの予測とMIU-4号孔で新たに取得されたデータとの比較により、地質構造モデルを評価する。

表4.12 MIU-4号孔試錐調査計画策定ためのモデルの構築(地質構造要素の境界の設定)に使用したデータ

境界面	使用データ	
	文献や本計画以外で取得された情報	本計画で取得した情報
瀬戸層群上面 (地表面)	デジタル標高データ(20mメッシュ)*	-
風化花崗岩上面	ウラン探鉱試錐孔(140孔), AN-6,8号孔 SN-1,2,3,4,6号孔, TH-1,2,3,4,5,7,8号孔 HN-1号孔, AN-1,3号孔 基盤等高線図 <sup>6),20)</sup> 立坑掘削影響試験弾性波探査	MIU-1,2,3号孔(予備的なデータを使用)
黒雲母花崗岩 健岩部上面	AN-1,3号孔 <sup>23)</sup>	MIU-1,2,3号孔(予備的なデータを使用)
優白質花崗岩 健岩部上面	AN-1,3号孔 <sup>23)</sup>	MIU-1,2,3号孔(予備的なデータを使用)
月吉断層面	ウラン探鉱試錐孔(12孔), TH-1,2,3号孔 地表地質図 <sup>15)</sup>	MIU-2,3号孔(予備的なデータを使用)

\*: 国土地理院刊行 1,25,000 地形図「土岐」および「瑞浪」より作成

第1フェーズの地質構造モデルは、地下水流動解析において連続体モデルを使用することを想定して構築した。今後は、地下水流動解析については、複数のモデル化手法を用いて解析することが計画されているため、各々のモデルに対して、それぞれの手法に応じた地質構造モデルを提供していくことが必要となる。

現在の地質・地質構造は、過去の様々な地質現象を経て形成されたものである。この地質構造発達史を明らかにし、それと矛盾しない地質構造モデルにすることにより、モデルの信頼性は高まる。したがって、今後、事例的に本研究実施領域の地質構造発達史を明らかにし、地質構造モデルとの関係を検討していく。



## 4.2 地下水の水理

### 4.2.1 研究の概要

#### 1) 研究の目標

2.1 超深地層研究所計画における地層科学研究の目標で示した全体目標と段階目標を受け、「地表からの調査予測研究段階」における地下水の水理に関する研究の目標は以下のとおり設定している<sup>1)</sup>。

研究実施領域の地表から地下深部に至るまでの、地下水および物質の移行経路と成り得る地質構造要素（断層、割れ目など）および岩盤の水理学的な不均質性（岩相および風化・変質帯など）に関するデータの取得。

データの検討結果に基づく水理地質構造モデルの構築と妥当性の検証。

坑道を掘削する前の研究実施領域における地下水流動の把握、および坑道の掘削に伴う地下水流動の変化の範囲と規模、ならびに坑道内への湧水量の予測。

水理地質構造を体系的に調査・解析する手法の開発。

#### 2) 研究の進め方

本研究を進めるにあたっては、取得すべき情報の理解度、データやモデルの不確実性、その不確実性を低減するための取得情報の優先順位を、研究の進捗に併せて明確にしていくことが重要となる。そのため、本研究においては、図3.1に示した調査・解析フローの考え方に基づき設定した「地下水流動解析ループ」(以下、解析ループ、図4.26)を繰り返し行うことにより、個々の要素および解析ループ全体の不確実性を評価していくよう研究を進めている。

#### 3) 水理地質構造モデルの考え方

岩盤内の地下水流動解析手法は、岩盤が多孔質の連続的な媒体と考える連続体モデル、割れ目などの不連続構造を考慮した不連続体モデルの2つに大きく分類される。しかしながら、花崗岩をはじめとする割れ目系岩盤の水理地質構造のモデル化については、各々、一長一短があるのが現状である。このため、本研究では、各々のモデル化手法の適用性を検討するために、連続体と不連続体両方のモデル化を試みる計画である。

第1フェーズでは、解析領域内の割れ目や透水係数の分布に関する情報の不足、数 km × 数 km の解析領域を不連続体で解析する場合の計算量や時間の制約により、連続体モデルを用いた解析を行った。この解析では、地下水流動の解析領域が数 km × 数 km の平面的な広



がりをもつことから、地下水の流動経路となる割れ目などの不連続構造を巨視的に捕らえ、割れ目密度分布やその傾向の把握に基づいたゾーン区分により、その物性を等価な連続体または不均質性を考慮した等価な連続体に置き換えて水理地質構造をモデル化する方法の有効性を評価すること、をねらいとしている。

#### 4) 調査・解析の経緯と現状

第1フェーズの調査・試験結果を用いて、2回の解析ループを繰り返し行った。1回目の解析ループでは、広域地下水流動研究および東濃鉦山における調査試験研究で取得されている情報（本計画以外で取得した情報）のみを用いて、水理地質構造のモデル化と地下水流動解析を行った。

2回目の解析ループでは、1回目の解析ループの結果を評価して抽出された課題を受けて、本計画で取得した情報（MIU-1,2,3号孔の試錐調査など）を用いた水理地質構造のモデル化と地下水流動解析を行った。

また、地下水流動を規制する重要な地質構造と考えられる断層のモデル化、および水理学的な境界条件が地下水流動解析の結果に与える影響を把握することを目的として、研究実施領域において地下水流動解析を行なった。なお、本解析結果については、既にサイクル機構技報<sup>2)</sup>に報告しているので、本報告書では省略する。

##### 4.2.2 1回目の解析ループの地下水流動解析

###### 1) 概要

1回目の解析ループにおける水理地質構造のモデル化および地下水流動解析は、研究実施領域周辺の概括的な地下水流動特性の把握、立坑掘削に伴う地下水流動の影響範囲の概括的な予測、および次の調査・解析における課題の明確化を主な目的として行った。

###### (1) 解析領域の設定

本研究では、地下水流動解析結果の精度の向上を図るために、研究実施領域を包含し、かつ一般に水理境界と考えられる尾根と河川で囲まれた範囲を解析領域（約4km×6km）とした（図4.2.7）。なお、広域地下水流動研究<sup>3)</sup>においても、概ね、尾根が水理境界を成しているとの結果を得ている。鉛直方向は、超深地層研究所計画の立坑の掘削深度と解析領域のスケールを考慮し、地表からGL-3,000mの範囲とした。

## (2) 立坑の掘削工程

立坑の掘削については、立坑の掘削長を 1,000m (立坑掘削速度は 1 m / 日)、立坑の直径を 6m と設定した。また、掘削工程については、本解析を開始した平成 10 年度の時点までの検討状況を踏まえ、上部の掘削 (地表 ~ 深度 500m) の後、中間ステージでの半年間の調査、立坑下部の掘削 (深度 500m ~ 900m)、立坑での 3 年間の調査および立坑底部の掘削 (深度 900m ~ 1,000m) という工程を想定した (図 4 . 2 8)。本解析においては、最も周辺の岩盤に水理学的な影響を与えられとされる立坑をモデル化した。

## (3) 地下水流動解析手法

地下水流動解析には多孔質媒体を対象に開発された有限要素法による三次元飽和・不飽和浸透流解析プログラム TAGSAC<sup>4)</sup>を用いた。地下水流動解析は、解析領域に存在する東濃鉦山の坑道を考慮した定常解析と、超深地層研究所計画において 1,000m の立坑掘削による地下水流動を予測するための非定常解析を行った。

## 2) 水理地質構造モデルの構築

### (1) 三次元解析メッシュの作成

有限要素法による三次元飽和・不飽和浸透流解析を実施するために、解析領域を三次元解析メッシュによりモデル化した。具体的な手順を以下に示す。

解析領域を、月吉断層、試錐孔、東濃鉦山の調査立坑・第 2 立坑・水平坑道、および超深地層研究所の立坑がモデル上で表現できるように、二次元平面内でメッシュ分割した。要素の分割数は 875 (東西方向 25、南北方向 35) である。二次元メッシュ分割をした各格子点の標高値は、20m メッシュデジタル標高データから求め、図 4 . 2 9 に示すように解析領域の地形を表現した。地表面は標高 134m ~ 380m の範囲にある。

超深地層研究所の 1,000m の立坑掘削を考慮し、標高-3,000m に設定した領域の底面と地表との間を 20 層に分割し、三次元解析メッシュ (有限要素モデル) を作成した。この鉛直方向の要素分割においても、東濃鉦山の調査立坑、第 2 立坑および水平坑道を考慮した。また、月吉断層については、要素分割のしやすさを考慮し、幅 1m の板状の要素を階段状に配置する形でモデル化した。作成された三次元解析メッシュの節点数は 19,656、要素数は 17,500 である。解析領域の水理地質構造モデルを図 4 . 3 0 に示す。



## (2) 層序および物性値の設定

4.1.3 地下水流動解析の解析領域(約4km×6km)における地質構造モデルの構築で示した既存情報を用いた地質構造モデルの地質構造要素より構築された解析領域(約4km×6km)の地質構造モデルに、三次元解析メッシュを割り当てた。三次元解析メッシュのサイズは、地質構造モデルの各地質構造要素の厚さと直接対応しないため、三次元解析メッシュには、メッシュの中心部に対応する地質構造要素を割り当てた。また、各層序に与える透水係数については、各地質構造要素内において均質と仮定し、広域地下水流動研究で行なわれた東濃鉦山周辺領域を対象とした地下水流動解析の物性および解析結果<sup>5)</sup>を参考に表4.13のように設定した。また、不飽和領域の透水性は、水分特性曲線(飽和度と負の圧力水頭との関係)および飽和度と不飽和透水係数との関係を図4.31のように設定した<sup>6),7),8)</sup>。

表4.13 各層序・断層の透水係数

層序・断層名	透水係数(m/sec)
表土、瀬戸層群	$1.0 \times 10^{-7}$
生依累層	$1.0 \times 10^{-9}$
明世累層	$1.0 \times 10^{-9}$
土岐夾炭累層(上部)	$5.0 \times 10^{-9}$
土岐夾炭累層(下部)	$1.0 \times 10^{-8}$
花崗岩(風化部)	$1.0 \times 10^{-7}$
花崗岩(健岩部)	$1.0 \times 10^{-9}$
月吉断層	$1.0 \times 10^{-10}$

## (3) 境界条件の設定

上部境界条件は、降雨を考慮し地表面に涵養量を設定した。涵養量については、解析領域が東濃鉦山周辺領域と同一であると仮定し、東濃鉦山周辺における1990～1997年の観測から算定された平均値0.28mm/日<sup>9)</sup>を適用した。また、地表面は湧水を考慮して水の流入出がある自由浸出面とした。

下部境界条件(解析領域の底面の境界)は水の流入出がない不透水境界とした。

解析領域の側方境界は、尾根部と土岐川である。尾根部(北、東および西側境界)については、地下水の分水界と仮定し、不透水境界とすることが最も簡易な方法である。一方で、地域的な地質構造の影響などにより、地形的な尾根部が地下水の分水界と一致しないことがあることも指摘されている。また、今回の解析領域を内包する、より広範囲な領域を対象とした地下水流動解析の結果<sup>10)</sup>によれば、解析領域周辺には、より大局的な地形に支配されたほぼ北東から南西にかけての地下水の流れが存在することが推定されている。よって、本解析において尾根部(北、東および西側境界)の側方境界については透水境界とし、深度方向に一定の静水圧を与えた。境界に与える固定水頭値については、図4.32に示す解析領域

周辺の試錐孔(本計画以外で取得した情報)での孔内水位データと地表面標高との関係から、以下のように設定した。

$$(\text{固定水頭値(m)}) = 0.86 \times H (\text{その地点の標高(m)}) + 18.5$$

土岐川(南側)の側方境界についても同様に透水境界とし、深度方向に一定の静水圧を与えた。境界に与える固定水頭値については、河川面(地表面)の標高とした。

#### (4) 東濃鉦山の坑道および超深地層研究所の立坑

節点によりモデル化した東濃鉦山の坑道については、大気圧に接していることを考慮し、圧力水頭 0m の固定水頭値とした。また、要素によりモデル化した超深地層研究所計画の立坑については、立坑の掘削工程に伴い、対応する要素を水理地質構造モデルから一つずつ取り除いた。掘削後の壁面に相当する節点は、掘削工事の際、立坑壁面から流出する地下水を全て地上に揚げるとする仮定のもと、自由浸出点とした。

### 3) 地下水流動解析

#### (1) 定常解析(現状の地下水流動の予測解析)

超深地層研究所の立坑掘削に伴う地下水流動の変化を予測解析する前に、解析領域における定常解析を行った。本解析は、解析領域に存在する東濃鉦山を考慮した状態での地下水流動状況を概括的に把握するために行った。解析結果は、解析領域に存在する試錐孔で測定された間隙水圧分布と比較することにより検証した。

##### i) 実測値と解析結果の比較・検証

図4.3.3に試錐孔における全水頭分布の実測値と解析結果を比較した例を示す。本解析モデルは、東濃鉦山周辺領域を対象とした地下水流動解析<sup>5)</sup>と比較しメッシュが粗く、断層の位置関係を十分に考慮しきれていないにもかかわらず、東濃鉦山周辺の主に堆積岩に掘削された試錐孔である TH-1,6,7,8 号孔での地下水圧の分布をみると、東濃鉦山の影響による全水頭の低下傾向や全水頭の全体傾向は表現できている(図4.3.3(a)~(d))。

また、ほかの試錐孔(図4.3.3(e)、主に花崗岩が分布している試錐孔の例)においても、全水頭の値はやや高めであるものの、全水頭の全体傾向は表現できている。しかし、解析値の水頭分布は実測値に比べ30m程度高い値となっているのは、月吉断層およびその周辺の割れ目帯に起因する透水性のコントラスト、地下水位面などの上部境界条件および断層の



位置や形状が水理地質構造モデルにおいて十分に表現できていないためと考えられる。

### ）現状の地下水流動の状況

本定常解析により得られた全水頭分布とダルシー流速ベクトル分布は以下のとおりである（図4.35）。なお、図4.34に解析結果を示した断面の位置を示す。

解析領域の全水頭分布は、全般的には、北側が高く、南側が低くなっている（図4.35(1)～(3)）。このことは、解析領域の地下水が、概ね北から南へ流れていることを示している。

標高0m以浅（以下、浅層部と称す）の地下水流動は、標高-758m付近（以下、深層部と称す）と比較し地表面の起伏の影響を受けており、局所的な全水頭分布、およびダルシー流速ベクトル分布が生じている（図4.35(1)a、c部、(3)d部および(4)e部）。また、深層部と比較し透水係数が大きく、かつ上部境界条件の影響を受けやすいため、大きなダルシー流速ベクトル値を示している（図4.35(3)、(4)）。東濃鉾山が存在する近傍では、ダルシー流速ベクトル分布に局所的な乱れが生じている（図4.35(1)b部）。

深層部のより深い部分の全水頭分布は、北から南へなだらかな変化を示す。ダルシー流速ベクトルは、北から南へほぼ水平である（図4.35(3)）。このことから、深層部より深い部分には、地表面の起伏の影響がほとんど及んでいないと考えられる。

本水理地質構造モデルを用いた地下水流動解析では、月吉断層が全水頭分布やダルシー流速ベクトル分布に与える影響は小さい（図4.35(1)～(4)）。

## (2) 非定常解析（立坑の掘削に伴う地下水流動予測解析）

非定常解析では、図4.28に示す立坑の掘削工程を想定した。

### ）立坑掘削に伴う全水頭およびダルシー流速の変化

立坑の掘削に伴う地下水流動の予測解析結果は以下のとおりである（図4.36）。なお、結果を示した断面の位置は、定常解析の場合と同じ（図4.34）である。

立坑部において全水頭が低下しているため、立坑周辺部の地下水は、立坑に向かって流れている（図4.36）。また、立坑に近づくほど、ダルシー流速が速くなっている。

1,000mより深い部分においても地下水は、立坑に向かって流れている（図4.36(2)、(3)）。









## ）立坑掘削に伴う地下水流動の変化

立坑掘削に伴う地下水流動の変化は以下のとおりである（図4.37）。なお、結果を示した断面の位置は、定常解析と同じ（図4.34）である。

水平面内における全水頭低下量の分布は、立坑を中心にほぼ同心円状になっている（図4.37(1),(2)）。この結果は、本水理地質構造モデルを用いた地下水流動解析では、月吉断層が地下水流動に与える影響が小さいことを示している。

鉛直断面内における全水頭低下量の分布は、立坑を中心に玉ねぎ形状になっている（図4.37(1),(2)）。この結果は、上部境界条件（涵養量）の影響が顕著で、地表面付近の全水頭が大きく低下しない傾向にあることを示している。

超深地層研究所の立坑掘削に伴う全水頭の低下している範囲は、解析領域として設定した約4km×6kmの範囲内で収束している（図4.37(1),(2)）。

## 4)境界条件に関する考察

1回目の解析ループで得られた結果に基づき、2回目の解析ループに考慮すべき課題を検討した結果、以下のような点が抽出された。

本解析結果が、現状の地下水流動状態（定常状態）を概ね再現していることから、側方境界条件は、基本的に尾根部と河川などで構成し、透水境界（地表の標高に応じた静水圧）としたことは妥当と考えられる。ただし、3)(1)定常解析の結果に見られるように、全般的に、解析値は実測値よりやや高めにでている。この原因として、側方境界条件で与えている静水圧の設定の基となった地下水位と標高との関係の影響や、涵養量が実際よりも大きく設定されていることによる影響が考えられるため、これらについて見直す必要がある。

非定常解析の結果は、立坑の掘削を想定しているにもかかわらず、浅層部の全水頭の低下量が著しく小さい（図4.37で鉛直断面の全水頭低下量が立坑を中心に玉ねぎ上になっている）ことから、涵養量が浅層部の地下水流動に与える影響が大きいと考えられる。よって、涵養量については、本解析のように解析領域全域に一定の値を与えるよりも、地域ごと、地表に分布する地層ごとに、涵養量を設定することが必要である。

立坑掘削に伴う地下水流動の影響範囲は下部境界近くまで及んでいないことから、今回も設定した下部境界の深度で不透水境界と設定することに問題はないと考えられる。



## 5) 解析結果のまとめ

解析結果は以下のとおりである。

現状の地下水流動は、概略的な傾向として北から南へ流れている。

立坑掘削により全水頭が低下する範囲は、解析領域として設定した約 4km × 6km の範囲内で収束しており、立坑掘削による影響範囲を捉える上では、解析領域の大きさが概ね妥当であることを示唆している。

本水理地質構造モデルを用いた地下水流動解析では、平面的な全水頭低下量の分布は立坑の掘削位置を中心にほぼ同心円状となり、月吉断層が遮水構造を成している傾向はほとんど認められなかった。

2 回目の解析ループにおいて立坑掘削に伴う地下水流動予測解析においても、基本的に本解析で用いた解析範囲と同程度の領域で解析を行うことで問題はないと考えられる。また、境界条件については、基本的に本解析で設定した方法で問題ないと考えられる。

## 6) 課題

定常および非定常解析の結果より、解析領域の概括的な地下水流動は把握できたものの、このモデル化・解析では研究実施領域内での調査結果を入力情報として用いていない。本解析から得られた課題として、以下のものを抽出した。

地質構造モデルの要素の設定方法：

花崗岩の不均質性を考慮した地質構造要素の抽出。

地質構造モデルおよび地下水流動解析に必要な情報の種類や質、量：

各々の地質構造要素の水理特性の把握、三次元透水係数の分布の推定。

水理地質構造のモデル化手法：

三次元透水係数分布の推定手法。

地下水流動解析手法：

飽和・不飽和の解析方法、有限要素法や差分法の適用性などの検討。

水理学的境界条件の設定方法：

側方境界条件、上部境界条件の設定方法について、蓄積されるデータを基にした見直し。調査によって取得されるデータ、およびモデルや地下水流動解析結果の有する不確実性の評価：

解析結果の不確実性を低減するための要因の明確化と、そのために必要なデータ取得の優先順位の明確化。

### 4.2.3 2回目の解析ループの地下水流動解析

#### 1) 概要

2回目の解析ループでは、1回目の解析ループで行った地下水流動解析で明らかとなった課題を踏まえ、研究実施領域内における深度約1,000mの3本の試錐調査(MIU-1, 2, 3号孔)および反射法弾性波探査などの調査をもとに解析を行った。試錐調査では花崗岩中の水みちと考えられる割れ目帯などに関するより詳細な情報を取得するために、岩芯記載およびBTV調査による割れ目の調査、試錐孔全体の網羅的な水理特性の把握を目的とした約100m区間長の試験、および水みちの水理特性の把握を目的とした数m区間長の試験を併用して行った。

本計画で行なった上記の調査結果に基づき、地質構造要素(花崗岩では、上部割れ目帯、健岩部、断層に伴う割れ目帯、断層など:詳細は4.1.4 研究実施領域における地質構造モデルの構築を参照)を区分し、水理特性を検討した結果、以下のことが明らかとなっている。

上部割れ目帯および月吉断層に伴う割れ目帯で高い透水性を示し、健岩部で低い透水性を示す。

月吉断層の下盤側は上盤側に比べて約20m水位が高いことから、遮水壁として機能している可能性が高い。

以上の結果を踏まえ、2回目の解析ループの地下水流動解析(解析領域:約4km×6km)では、立坑の掘削に伴う地下水流動特性を詳細に把握すること、断層の影響を確認すること、透水性割れ目を考慮する必要性の有無を検討することを目的に行った。

2回目の解析ループでは、水理地質構造のモデル化および地下水流動解析における具体的な検討課題として、4.2.2 6)課題での検討に基づき、以下の6項目を設定した<sup>2)</sup>。

地質構造モデルの要素の設定方法

地質構造モデルおよび地下水流動解析に必要な情報の種類や質、量

水理地質構造のモデル化手法(特に、三次元透水係数分布の推定手法)

地下水流動解析手法

水理学的境界条件の設定方法

調査によって取得されるデータ、およびモデルや地下水流動解析結果の有する不確実性の評価

#### 2) 水理調査

ここでは、水理調査を、地表から地下への水の浸透機構などを明らかにするための表層水理調査と、地下深部岩盤の透水係数や間隙水圧分布および地下水の流動経路やその連続性を把握するための深層水理調査に分けて記述する。

## (1) 表層水理調査

表層水理調査では、地下水流動解析に必要な上部境界条件を設定するため、研究実施領域において水収支観測と地下水観測を行っている。また、研究実施領域の水収支を評価するために考慮すべき研究実施領域周辺の領域については、広域地下水流動研究において実施されている水収支観測、地下水観測の結果が活用できる。以下に、これらの情報をあわせて、研究実施領域を含む解析領域の上部境界条件を設定するために用いた水収支観測と地下水観測の結果を示す。

### ) 水収支観測

本計画および広域地下水流動研究の水収支観測研究流域の位置を図4.38に、水収支観測地点の一覧を表4.14に示す。観測流域は、流域の地形・地質区分、流域の空間位置、流域スケールを考慮して設定している<sup>14)</sup>。水収支観測は、本計画で設置した研究実施領域内の観測装置の他、広域地下水流動研究で設置した正馬川流域の観測装置が利用できる。

各々の流域で観測した岩盤浸透量は、過去10年間の1年間ごとに浸透量を計算した値によると、正馬川流域全体で0.3~1.0mm/日(平均0.6mm/日)、正馬川上流域で0.1~1.8mm/日(平均1.0mm/日)であり、正馬川流域でも、空間的・経時的な不均質性が存在する。なお、花崗岩を基盤とする流域である研究実施領域の北方に位置する流域(柄石川流域)での岩盤浸透量は、1999年度の観測値では0.2mm/日である。今後、地形および地質区分や土地利用区分などと岩盤浸透量との相関を検討し、領域ごとの岩盤浸透量の設定方法を確立していく必要がある。



表4.14 本計画および広域地下水流動研究の水収支観測地点一覧

水系名称		流域名	観測計測名	地質区分	流域面積 (ha)	観測計 標高(m)	観測期間
土岐川	日吉正馬川	正馬川流域	正馬川流量計SPD	土岐砂礫、堆積岩(多孔質)	53.5	(224)	1989.4.21～
		正馬川上流域	正馬川上流流量計SPU		15.5	(253)	1989.4.21～
		板取洞流域	板取洞流量計IPU		1.2	(267)	1993.3.6～
		正馬川モデル流域	正馬川モデル流域流量計SPM		1.5	262	1998.12.24～
	柄石川	柄石川流域	柄石川流量計GPD	土岐砂礫、花崗岩	23.3	296	1999.3.20～
		小流域	小流域流量計GPU		1.0	342	1999.5.26～
	賤洞川	東濃鉦山流域	東濃鉦山流量計TPU	土岐砂礫、堆積岩(多孔質)	6.2	(257)	1990.9.18～ 2000.2.17

(本計画では正馬川モデル流域の観測を実施。それ以外の観測は広域地下水流動研究で実施。)

### ）地下水観測

表層水理調査における地下水観測では、主に未固結堆積層（瀬戸層群）と堆積岩（瑞浪層群）の地下水位の変動を把握し、涵養量を直接的に解析するための基礎データとするため、比較的浅層部の水位観測を行っている。本計画および広域地下水流動研究において地下水観測を実施している地点を図4.39に示す。観測には、大気開放型の水位計を用いているが、表土である土壌と瀬戸層群の上部には土壌水分計を用いている。

本計画の地下水観測は、表4.15に示す研究実施領域の6孔で実施している<sup>15),16)</sup>。本計画以外にも、解析領域内には東濃鉦山周辺のTH孔シリーズ、SN孔シリーズ、AN-6号孔があり、大気開放型水位計あるいは多点式間隙水圧観測システム（MP(Multiple Piezometer)システム、以下、MPシステム）<sup>17)</sup>を用いた水位および水圧の連続観測を行っている。

土壌水分観測は、地下水位計よりさらに浅層の不飽和帯から飽和帯至る水分の移動状況を把握し、涵養量を直接的に解析するための基礎データとするために、表4.16に示す正馬川モデル流域の2箇所を実施している<sup>16)</sup>。なお、研究実施領域周辺では、板取洞流域と東濃鉦山流域の合計12箇所観測を実施している。

丘陵部の表層を被覆する土壌から瀬戸層群の風化部における降雨の浸透量は、土壌水分の観測技術が確立されていないこともあって、定量的な把握は十分にはできていない。一方、研究実施領域周辺の丘陵地の上半部に分布する瀬戸層群には、降雨によりもたらされた地下水が貯留され、この地下水が正馬川などの河川の湧水（基底）流量をなしていると考えられ

る<sup>15),18)</sup>。

表層の下部に分布する瑞浪層群中には不飽和帯が分布し、上位の瀬戸層群中の地下水とは分離した被圧地下水が存在する。また、同じ瑞浪層群（明世累層）中でも、地層の不均質な分布により、空間的位置によって水圧分布が異なる<sup>15),19),20)</sup>。

表4.15 本計画の地下水位観測の一覧

観測孔	観測対象層	観測位置と水位の状況
AI-4	花崗岩風化部～土岐夾炭累層基底部	立坑掘削予定地付近、昭和50～61年頃に掘削した孔の再利用。降雨に対する反応はほとんどない。
97MS-01	明世累層上部	正馬川モデル流域尾根部。豪雨時以外には水位変化がない。
97MS-02	瀬戸層群下部	正馬川モデル流域尾根部。降雨に応じた水位変化あり。
98MS-03	明世累層中部	正馬川モデル流域尾根部。降雨に対する水位変化なし。
98MS-04	瀬戸層群下部	正馬川モデル流域斜面部。97MS-02とほぼ同様の水位変化。
99MS-05	明世累層下部	立坑掘削予定地の下流側緩斜面部。降雨に対する反応はあるが、瀬戸層群ほど敏感ではない。

表4.16 本計画の土壌水分計観測の一覧

観測箇所	観測対象層	観測位置と水分の状況
SmTP	土壌～瀬戸層群上部（風化部）	尾根部。設置後7ヶ月で3m以深は正圧（飽和）になるが、地下水位とは整合しない。以後は2m以浅では4mm程度の降雨にも反応した変化をする。3m以深は豪雨以外には反応しない。
SmTS	土壌～瀬戸層群上部（風化部）	斜面部。設置後3ヶ月で5m以深は正圧（飽和）になる。1.5m以浅では降雨に反応した変化をするが、2m以深は豪雨時以外には反応しない。

## (2) 深層水理調査

深層水理調査は、掘削深度数百m程度以上の試錐孔を利用した岩盤の水理特性を把握するための調査を総称している。研究実施領域では、MIU-1,2,3号孔を掘削し、掘削に並行して透水係数などの水理定数を求めるための水理試験を行った<sup>21),22),23)</sup>。水理試験の方法・数量を表4.17に示す。また、研究実施領域に存在する月吉断層が水理学的な遮水ゾーンをなっているかどうかを確認するため、また断層に伴う割れ目帯の連続性および物性値を確認するため、MIU-2号孔とMIU-3号孔を利用した孔間水理試験を実施した<sup>26)</sup>。

表 4 . 1 7 水理試験方法と解析に用いた試験点数

試錐孔		掘削長(m)	試験方法	解析に用いた試験点数
超深地層研究所計画	MIU-1 <sup>21)</sup>	1011.8	割れ目(帯)と健岩部双方を対象に、試験区間長を原則6.5mとしたパルス/スグテストを実施している。さらに、揚水試験の区間長を、原則100mと設定し、連続的に測定している。	パルス/スグ : 28点 揚水: 9点
	MIU-2 <sup>22)</sup>	1012.0	揚水試験の流量管理や試験終了時点の管理などの向上を図っていること以外、試験の考え方はMIU-1号孔と同じ。	パルス/スグ : 30点 揚水: 8点
	MIU-3 <sup>23)</sup>	1014.0	割れ目(帯)を対象とした数m~数10mのパルス/スグテストと揚水試験(割れ目分布などを踏まえ区間長(~100m)を設定)を実施。揚水試験の流量管理を厳しくしたこと、水圧変化の微分プロットを取り入れて解析データの信頼性を増したことが特徴である。	パルス/スグ : 23点 揚水: 11点
超深地層研究所地層画科以学外研究	AN-1	1010.2	AN孔(大半が1988~1989年に実施、一部1997年に実施)は、主に割れ目(帯)に着目して区間長を2~3m程度にしたパルス/スグテストを実施している。	パルス/スグ : 34点
	AN-3	408	AN-1号孔と同じ。	パルス/スグ : 24点
	DH-2 <sup>12)</sup>	501	割れ目(帯)と健岩部双方を対象に、区間長2~8m程度としたパルス/スグテストを実施している。	パルス/スグ : 10点
	DH-4	505	DH-2号孔と同じ。	パルス/スグ : 9点
	DH-9 <sup>24)</sup>	1030.0	区間長を6.5mに固定したパルス/スグテストと、区間長を80m程度にした揚水試験を実施。試験部には割れ目(帯)、健岩部、物理検層で検出された異常部を選んでいる。	パルス/スグ : 5点 揚水: 1点
	DH-11 <sup>25)</sup>	1012.0	区間長を10mに固定した、水みちを対象としたパルス/スグテストを実施。試錐孔全体を網羅するように区間長を40~116m程度とした揚水試験を実施。	パルス/スグ : 3点 揚水: 8点

表 4 . 1 8 試錐掘削・水理試験・観測の時系列

試錐孔		1997以前	1998	1999	2000
超研 深究 地所 層計 画	MIU-1		掘削・試験		MP観測
	MIU-2		掘削・試験		MP観測
	MIU-3		掘削・試験		MP観測 = } 孔間水理試験
超以 深外 地の 層地 研層 究科 所学 計研 画究	AN-1	1986. 7~1988. 4	掘削・試験		MP観測
	AN-3	1987. 7~1987. 9	掘削・試験		MP観測
	DH-2	1994. 12~1994. 3	掘削・試験		
	DH-4	1994. 11~1995. 3	掘削・試験		
	DH-9		掘削・試験		
	DH11		掘削・試験		

(AN-1, 3号孔のMP観測は本計画にて実施)

掘削後の試錐孔には、水圧・水質を連続観測するために、MPシステムを設置している。研究実施領域においては、MIUシリーズの試錐調査を実施する前に、ANシリーズの掘削・試験が実施されている。ANシリーズの試錐孔により得られた情報を用いるとともに、これらにもMPシステムを設置し、水圧・水質の観測孔として活用している。研究坑道掘削以降の水利観測のため、このMPシステムのほか、(1)表層水理調査で示した地下水、土壌水分、河川流量の連続観測装置を本計画で設置している。研究実施領域内に位置する試錐孔(MIU-1~3号孔：本計画で掘削、AN-1,3号孔：本計画以外で掘削)および解析領域(約4km×6km)に含まれる広域地下水流動研究で掘削・調査した試錐孔 DH-2,4,9,11号孔の掘削および試験の時期、MPシステムを用いた観測の開始時期をまとめて表4.18に示す。

図4.40に、MIU-1,2,3号孔で行った揚水試験の結果を透水係数の深度分布として示す。また、本研究では地下水流動を規制している地質構造として、土岐夾炭累層基底礫岩、花崗岩の風化部、上部割れ目帯、健岩部、断層(月吉断層)に伴う割れ目帯、および月吉断層に着目した。透水試験(パルス/スラグ試験)と揚水試験の結果によると、健岩部の透水係数は、上部割れ目帯と断層に伴う割れ目帯の透水係数と比較し1オーダー程度低い値を示している(図4.41)。

研究実施領域での水圧分布の例を図4.42に示す。MIU-1,2,3号孔では、水理試験時に各水理試験実施区間の間隙水圧を測定しているが、月吉断層を境として水圧差が確認されている。この水圧分布は研究実施領域での調査において認められた最も大きな水圧差である。この図のうちMIU-2号孔の標高-間隙水圧相関図で標高が-650mの部分、MIU-2号孔の水位標高分布図で間隙水圧測定区番号26の部分が、月吉断層貫通部である。間隙水圧測点番号3まで(深度GL-40m付近まで)の間隙水圧の高い部分と間隙水圧が深度方向に低下している部分は、瑞浪層群の明世累層分布域(泥岩・砂岩層と礫岩層)に相当する。この結果は、明世累層の泥岩・砂岩層は透水性が低く、遮水ゾーンである可能性を示唆している。研究実施領域において明世累層の間隙水圧が相対的に高いことは、表層水理調査での観測孔(99MS-05)でも確認されている。

全体に、MIU-1号孔とMIU-2号孔の間隙水圧を比較すると、MIU-2号孔の水圧が高くかつ深度ごとの変化が大きい。MIU-3号孔の水理試験時の間隙水圧は、MIU-2号孔の水圧が開放されていた影響が認められているため、掲載していないが、MIU-2号孔と類似した傾向を示している。現在、MPシステムを利用した水圧の経時変化を確認しており、間隙水圧挙動の経時的変化(経年的・季節的变化)の有無と、ほかの試錐の掘削などによる水理的影響の観測を実施している。







### 3) 水理地質構造モデルと地下水流動解析（解析領域：約 4km × 6km）

#### (1) 概要

2)水理調査で示した調査結果および1回目の解析ループの課題を踏まえ、割れ目や割れ目帯を考慮した水理地質構造モデルや地下水流動解析の進め方を確認するために、割れ目などの不連続構造に起因する、岩盤中の不均質な物性分布を等価な連続体で表現したモデル（以下、不均質性を考慮した等価連続体モデル）を用いて、地下水流動解析を行った<sup>27)</sup>。

#### (2) 解析領域の設定

解析領域については、1回目の解析ループの解析領域と同じ、研究実施領域をほぼ中心とした約 4km × 6km の範囲である。

#### (3) 不均質性を考慮した等価連続体モデルの概要

不均質性を考慮した等価連続体モデルでは、解析領域内を有限要素で離散化した上で、個々の要素の透水テンソルを割れ目分布に関する情報から算定することにより、岩盤内の不連続かつ不均質な水理特性を表現することができる。このモデルは、不連続体モデルのように割れ目を1本1本モデル化するのではなく、メッシュ中の割れ目の密度などに応じて等価な物性値（透水係数など）を設定する方法であるため、数 km × 数 km の割れ目系岩盤を対象とした地下水流動解析に適していると考えられる。

#### (4) 水理地質構造モデル

##### ) モデル構築の流れ

不均質性を考慮した等価連続体モデルによる、地下水流動解析までの流れを図4.4.3に示す。等価不均質連続体の水理地質構造モデルの構築にあたっては、4.1 地質・地質構造で着目している地質構造要素（土岐夾炭類層基底礫岩、花崗岩の風化部、上部割れ目帯、月吉断層、断層に伴う割れ目帯、健岩部）および2)水理調査の結果を基にし、約 4km × 6km のモデルを構築した。

本モデル化において割れ目の統計処理を行うゾーンは、地質・地質構造において抽出された地質構造要素の内、花崗岩の上部割れ目帯、断層に伴う割れ目帯および健岩部の3つである。堆積岩中の各層序、花崗岩の風化部、月吉断層は、1回目の解析ループと同じ、一つの連続体として均質な物性を与えた。堆積岩および月吉断層は、その性状から割れ目を発生す

る必要がないと判断した。また、花崗岩の風化部については、水理試験結果などの情報が極めて少ないこと、岩芯記載の結果などからはマトリックスを含めて風化・変質し空隙が大きいと推定されることから、均質な物性を有するゾーンとして取り扱うこととし、割れ目の統計処理は行わなかった。

### ） 割れ目の三次元分布の推定

不均質性を考慮した等価連続体モデルを構築するためには、割れ目の幾何学的な方位、開口幅、半径の統計分布および三次元割れ目密度を決定する必要がある。特に、開口幅については、岩盤壁面や孔内で観察される開口幅（幾何学的開口幅）ではなく、水理的に有効な開口幅（水理学的開口幅）を用いる必要がある。

図4.4.4に割れ目分布発生までの手順を示す。まず、BTV調査結果から、一般的に透水性が高いと考えられる開口割れ目のみを抽出し、割れ目の方向分布( $n$ )、孔内密度（一次元割れ目密度； $\rho_1$ ）、幾何学的開口幅( $t_g$ )などの分布を決定した。次に、試錐孔での水理試験を模擬したシミュレーション（仮想透水試験）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( $t_h$ )の平均値を推定した。体積密度( $\rho_3$ )は、割れ目分布の幾何学的関係式を用いて割れ目直径の二乗平均値と $\rho_1$ の値により算定した。

### ( ) 割れ目統計量の推定

#### a) 割れ目の方向分布

花崗岩の上部割れ目帯は、クラスター分析によると、割れ目を低角度割れ目のほかに、 $N(50^\circ \sim 70^\circ)E(70^\circ \sim 80^\circ)SE$ 、 $N(80^\circ \sim 90^\circ)W(60^\circ \sim 70^\circ)N$ 、そして $N(20^\circ \sim 50^\circ)E(70^\circ \sim 80^\circ)SW$ の各方向にそれぞれ主方向を有する4つの割れ目群に分類される。クラスター分析結果をもとに、シュミットネット上の割れ目のグルーピングを行いBingham分布を用いて割れ目方向の分布を定義した。Bingham分布により定義された割れ目方向の分布（図4.4.5）のパラメータを表4.19に示す。

なお、岩盤内の割れ目の方向分布を表現する確率モデルとしては、Fisher分布（半球状正規分布）が、従来最もよく用いられてきた。Fisher分布は、卓越方向中心周りに等方な分布である。これに対して、Bingham分布は非等方的な分布であり、楕円状や帯状の分布をモデル化することができる。MIU-1,2,3号孔で得られた割れ目の方向分布は、必ずしも等方な方向分布を有しているとは言えず、Fisher分布によるデータの再現には限界があると考えられる。そこで、本モデル化では、割れ目方向の分布のモデル化には、Bingham分布を用いた。



## b) 一次元割れ目密度

BTV 調査により確認された総割れ目本数は、10,369 個である。総割れ目数のうち、開口割れ目の個数は 188 であり、全体の 1.8%程度である。表 4.19 に、各割れ目帯の 4 方向の割れ目群ごとに、全割れ目および開口割れ目の一次元密度を示す。

表 4.19 BTV 調査による一次元割れ目密度 (MIU-1,2,3 号孔)

	セット	割れ目数	割れ目密度 (本/m)	開口割れ目密度 (本/m)
上部 割れ 目帯	Set-1	1911	2.479	0.045
	Set-2	341	0.442	0.008
	Set-3	484	0.628	0.011
	Set-4	732	0.949	0.017
	合計	3468	4.498	0.082
健 岩 部	Set-1	839	0.755	0.014
	Set-2	461	0.451	0.008
	Set-3	538	0.484	0.009
	Set-4	583	0.524	0.010
	合計	2421	2.177	0.039
断層に 伴う 割れ 目帯	Set-1	1670	1.888	0.034
	Set-2	809	0.915	0.017
	Set-3	1128	1.275	0.023
	Set-4	873	0.987	0.018
	合計	4480	5.066	0.092

## c) 割れ目の幾何学的開口幅の分布

BTV 観察により得られた開口割れ目の開口幅データから、開口幅と一次元割れ目密度（ある値以下の開口幅を有する開口割れ目の総数）との関係を整理した結果を表 4.20 に示す。

### ( ) 仮想透水試験による割れ目統計量の推定

#### a) 仮想透水試験の概要

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（割れ目半径、水理的開口幅、三次元割れ目密度）を、試行錯誤的に決定する方

法である。仮想透水試験を用いた割れ目半径の分布、透水性（割れ目の水理学的開口幅）および三次元割れ目密度の算出手順を図4.46に示す。

表4.20 開口幅と累積一次元割れ目密度との関係（MIU-1,2,3号孔）

開口幅(mm)	頻度	累積(%)	開口割れ目数	一次元割れ目密度(本/m)
0.0	60	100.00	188	0.0688
0.5	15	68.09	128	0.0468
1.0	42	60.11	113	0.0413
1.5	21	37.77	71	0.0260
2.0	10	26.60	50	0.0183
2.5	15	21.28	40	0.0146
3.0	4	13.30	25	0.0091
3.5	4	11.17	21	0.0077
4.0	4	9.04	17	0.0062
4.5	4	6.91	13	0.0048
5.0	2	4.79	9	0.0033
5.5	1	3.72	7	0.0026
6.0	2	3.19	6	0.0022
6.5	1	2.13	4	0.0015
7.0	1	1.60	3	0.0011
7.5	0	1.06	2	0.0077
8.0	0	1.06	2	0.0077
8.5	0	1.06	2	0.0077
9.0	0	1.06	2	0.0077
9.5	0	1.06	2	0.0077
10.0	0	1.06	2	0.0077
>10.0	2	1.06	2	0.0077

#### b) 透水係数分布

仮想透水試験結果との比較には、研究実施領域内のMIU-1,2,3号孔で行われた単孔式透水試験の結果を用いた。図4.41に、花崗岩で実施された透水試験により行われた透水係数の分布を示す。この結果からは、実測の透水係数は、ほぼ対数正規分布を示している。また、透水係数の値は8オーダー以上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。また、健岩部の透水係数は、上部割れ目帯、断層（月吉断層）に伴う割れ目帯の透水性の両方の割れ目帯に比較して1オーダー近く低い透水性を有していることが分かる。仮想透水試験では、これらの傾向を再現できるように割れ目分布パラメータを算出した。



### c) 仮想透水試験

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（直径分布）が与えられると、次式により三次元割れ目密度が求められる。

$$\rho_3 = \frac{4}{\pi} \cdot \frac{\rho_1}{\langle d^2 \rangle} \quad (4.2.1)$$

ここに、 $\rho_1$ ：一次元割れ目密度、 $\rho_3$ ：三次元割れ目密度（単位体積内に含まれる割れ目の平均個数）、 $\langle d^2 \rangle$ は、割れ目直径の二乗平均である。

仮想透水試験によるパラメータ同定にあたっては、いくつかの仮定を設け、地下水流動状況を表現できるかどうかを確認することとした。

一次元割れ目分布には、開口割れ目の値を用いる。

一般的に、開口割れ目が地下水流動を規制すると考えられることから本仮定を用いることとした。

開口幅分布は、負の指数分布に従う。割れ目群にかかわらず一つの分布パラメータを用いる。

開口割れ目の数が少なく、割れ目群ごとに分布を検討することができないため、全開口割れ目の分布である負の指数分布を用いることとした。

方向分布は、Bingham 分布を割れ目群ごとに適用する。

割れ目の非等方傾向を表現するため Bingham 分布を用いることとした。

半径分布は、下記のべき乗分布および負の指数分布の二つの分布モデルを仮定する。

割れ目群にかかわらず一つの分布パラメータを用いる。

実例報告<sup>28), 29)</sup>ほかによりべき乗分布と負の指数分布を用いることとした。

$$f(r) = \frac{b-1}{r_{mi}} \left( \frac{r_{mi}}{r} \right)^b, r \geq r_{mi} \quad \text{ただし、} b=3$$

$$f(r) = \lambda \cdot \exp(-\lambda r) \quad \text{ただし、} \lambda = 1/\langle r \rangle$$

ここに、 $r$ ：割れ目半径、 $r_{min}$ ：最小割れ目半径、 $b$ ：べき乗数（べき乗数の傾き）、 $\langle r \rangle$ ：割れ目半径の平均である。割れ目半径を、べき乗分布および負の指数分布でモデル化した場合、直径の二乗平均 $\langle d^2 \rangle$ は、それぞれ下記の式で求められる。

（べき乗分布）

$$\langle d^2 \rangle = (b-1)(2r_{min})^2 \{ \ln(2r_{max}) - \ln(2r_{min}) \}$$

（負の指数分布）

$$\langle d^2 \rangle = \frac{1}{\lambda} \left\{ \exp(-\lambda d_{min}) \cdot (\lambda^2 d_{min}^2 + 2\lambda d_{min} + 2) - \exp(-\lambda d_{max}) \cdot (\lambda^2 d_{max}^2 + 2\lambda d_{max} + 2) \right\}$$

ここに、 $r_{max}$ ：最大割れ目半径、 $d_{min}$ ：最小割れ目直径、 $d_{max}$ ：最大割れ目直径である。 $\langle d^2 \rangle$ の値は、べき乗分布の場合は $r_{min}$ に大きく依存し、負の指数分布の場合は $d_{max}$ に大きく依存する。

幾何学的開口幅と水理的開口幅は線形比例関係にある。

トレーサ試験などを行っていないため、水理的開口幅を確認することはできない。割れ目面の凸凹などを無視し、幾何学的開口幅がそのまま連続すると仮定することが、現段階では最も保守的との考えから、この仮説を設定した。

べき乗分布モデルによる(4.2.1)式を用いての検討により、開口割れ目の一次元密度 $\rho_1$ から三次元割れ目密度( $\rho_3$ )を決定する方法によると、図4.47にも示すように8オーダーの分布幅をもつ実測の透水係数を完全に再現することはできなかった。8オーダーにわたる全ての実測データを用いて、べき乗モデルにフィッティングする方法には限界があるため、今後、各地質構造要素ごとの実測データを用いてべき乗モデルにフィッティングするなどの方法が必要である。本解析では、全実測データを対象とし、開口割れ目の一次元割れ目密度を考慮しつつ、かつ実測値に見られる直線性(対数正規分布)を保持する範囲で最も実測データと計算結果が一致するモデルとして、 $r_{min}=70\text{m}$ 、 $r_{max}=3000\text{m}$ としたべき乗分布モデルを用いることとした。

一方、負の指数分布モデルでは、実測透水係数に見られる不均質性の再現に主眼を置いた。このモデルでは、図4.44に示した流れで、BTV調査の開口割れ目を用いた解析を行うと、実測値と計算値をフィッティングすることができなかった。そのため、開口割れ目にとらわれず、一次元割れ目密度を変化させ、実測値に近い透水係数分布を示す割れ目分布パラメータを求めた。今回の検討により負の指数分布では、 $\langle d^2 \rangle$ を一定にすると、透水係数の分布は $r_{ave}$ の値にほとんど影響されないことが明らかとなった。このため、 $r_{ave}=80\text{m}$ に固定し、一次元割れ目密度 $\rho_1$ を変化(減少)させるなどの検討を行った。これにより $\rho_1$ を変化させることによる透水係数分布の不均質性への影響は、上記のべき乗分布モデルにおける割れ目半径分布よりも顕著であることが明らかとなった。しかし、 $\rho_1$ が小さくなりすぎると、べき乗分布モデルで見られたような、難透水性部において透水係数が $10^{-11} \sim 10^{-10} \text{ m/sec}$ の出現確率が大きくなり、対数正規分布から大きく外れた透水係数分布を呈することなどが分かった(図4.48)。以上の実測の透水係数分布との比較から、2つ目の割れ目分布モデルとして、 $r_{ave}=80\text{m}$ 、 $\rho_1=0.0049$ を選定することにした。

選定した2つの割れ目分布モデルをまとめると表4.21ようになる。べき乗分布モデル、指数分布モデルを比較すると、平均割れ目直径、三次元割れ目密度は、両者とも大差ないが、べき乗分布モデルの方が割れ目半径の分布幅が大きく、一次元割れ目密度が大きい。このため、指数分布モデルの方が、割れ目の連続性が低く、透水性の不均一性も高いモデルになっている。



表 4 . 2 1 割れ目分布モデルの内容

	割れ目半径 分布モデル	$r_{min}$	$r_{max}$	$r_{ave}$	$\langle d \rangle$	$\langle d^2 \rangle$	1	2
割れ目分布モデル1	べき乗分布	70m	3000m	-	137m	$1.47 \times 10^5 \text{ m}^2$	$6.79 \times 10^{-2}$	$5.87 \times 10^{-7}$
割れ目分布モデル2	負の指数分 布モデル	-	-	80m	160m	$1.28 \times 10^4 \text{ m}^2$	$4.9 \times 10^{-3}$	$4.91 \times 10^{-7}$

### ( ) 割れ目の三次元分布推定のまとめ

前節までの検討により決定した、割れ目分布パラメータの一覧を、表 4 . 2 2 および表 4 . 2 3 に示す。各割れ目帯の割れ目密度は、べき乗分布モデルおよび指数分布モデルについて求めた全割れ目の割れ目密度から、表 4 . 1 9 に示したセットごとの割れ目数の比にしたがって配分した。水理的開口幅は幾何学的開口幅と比例関係にあると仮定し、現場透水試験と仮想透水試験の対数平均値が等しくなるように比例定数を求めた。

各割れ目分布モデルについて得られた透水係数分布と透水試験結果(実測値)との比較を、図 4 . 4 7、図 4 . 4 8 に示す。べき乗分布モデルの場合、累積確率 0~50%までの中・低透水性部については、実測データをよく再現している。しかし、実測値に見られる  $10^{-7} \text{ m/sec}$  以上の相対的に高い透水性を示す部分の再現が不十分である。すなわち、べき乗分布モデルは、研究実施領域の岩盤より、高透水部の出現確率を低く見積もったモデルとなっている。全データを対象とし、実測値と解析結果を比較すると、べき乗分布モデルは低透水部を、負の指数分布モデルは高透水部を再現している。

両モデルとも、透水性の高い順に断層(月吉断層)に伴う割れ目帯、上部割れ目帯、健岩部となっており、実測値の傾向と一致している。表 4 . 2 2 および表 4 . 2 3 に示した割れ目分布パラメータを用いて、解析領域の水理地質構造を不均質性を考慮した等価な連続体によりモデル化した。

### ) 水理地質構造モデルの構築

#### ( ) 三次元メッシュの作成

地質構造モデルで表現されている地質構造要素と前節で推定した透水性割れ目の三次元分布に基づき、地下水流動解析に用いる三次元有限要素メッシュを作成した。メッシュ作成においては、以下の項目を考慮した。

地形の起伏は平面ネットで表現する。

地質構造モデルで表現されている地質の分布と断層は、三次元メッシュで表現する。

東濃鉱山の立坑・坑道については、節点もしくは要素にて表現する。

表 4. 2 2 割れ目の統計分布パラメータ (べき乗分布モデル)

	セット	一次元割れ目密度 $\rho_1$ (本/m)	平均幾何学的開口幅 $t_g$ (m)	平均水理的開口幅 $t_h$ (m)	平均割れ目半径 $r_{ave}$ (m)	三次元割れ目密度 $\rho_3$ (1/m <sup>3</sup> )
上部割れ目帯	Set-1	$4.49 \times 10^{-2}$	$1.70 \times 10^{-3}$	$7.91 \times 10^{-5}$	70	$3.88 \times 10^{-7}$
	Set-2	$8.02 \times 10^{-3}$				$6.39 \times 10^{-8}$
	Set-3	$1.14 \times 10^{-2}$				$9.84 \times 10^{-8}$
	Set-4	$1.72 \times 10^{-2}$				$1.49 \times 10^{-7}$
健岩部	Set-1	$1.37 \times 10^{-2}$	$1.70 \times 10^{-3}$	$7.91 \times 10^{-5}$	70	$1.18 \times 10^{-7}$
	Set-2	$7.52 \times 10^{-3}$				$6.50 \times 10^{-8}$
	Set-3	$8.77 \times 10^{-3}$				$7.58 \times 10^{-8}$
	Set-4	$9.51 \times 10^{-3}$				$8.22 \times 10^{-8}$
断層に伴う割れ目帯	Set-1	$3.42 \times 10^{-2}$	$1.70 \times 10^{-3}$	$7.91 \times 10^{-5}$	70	$2.96 \times 10^{-7}$
	Set-2	$1.66 \times 10^{-2}$				$1.43 \times 10^{-7}$
	Set-3	$2.31 \times 10^{-2}$				$2.00 \times 10^{-7}$
	Set-4	$1.79 \times 10^{-2}$				$1.55 \times 10^{-7}$
分布関数		ビンガム分布	負の指数分布	負の指数分布	負の指数分布	べき乗分布

表 4. 2 3 割れ目の統計分布パラメータ (負の指数分布モデル)

	セット	一元割れ目密度 $\rho_1$ (本/m)	平均幾何学的開口幅 $t_g$ (m)	平均水理的開口幅 $t_h$ (m)	平均割れ目半径 $r_{ave}$ (m)	三次元割れ目密度 $\rho_3$ (1/m <sup>3</sup> )
上部割れ目帯	Set-1	$3.26 \times 10^{-3}$	$1.70 \times 10^{-3}$	$1.70 \times 10^{-4}$	80	$3.25 \times 10^{-7}$
	Set-2	$5.82 \times 10^{-4}$				$5.79 \times 10^{-8}$
	Set-3	$8.26 \times 10^{-4}$				$8.22 \times 10^{-8}$
	Set-4	$1.25 \times 10^{-3}$				$1.24 \times 10^{-7}$
健岩部	Set-1	$9.93 \times 10^{-4}$	$1.70 \times 10^{-3}$	$1.70 \times 10^{-4}$	80	$9.88 \times 10^{-8}$
	Set-2	$5.46 \times 10^{-4}$				$5.43 \times 10^{-8}$
	Set-3	$6.37 \times 10^{-4}$				$6.33 \times 10^{-8}$
	Set-4	$6.90 \times 10^{-4}$				$6.86 \times 10^{-8}$
断層に伴う割れ目帯	Set-1	$2.49 \times 10^{-3}$	$1.70 \times 10^{-3}$	$1.70 \times 10^{-4}$	80	$2.47 \times 10^{-7}$
	Set-2	$1.20 \times 10^{-3}$				$1.20 \times 10^{-7}$
	Set-3	$1.68 \times 10^{-3}$				$1.67 \times 10^{-7}$
	Set-4	$1.30 \times 10^{-3}$				$1.29 \times 10^{-7}$
分布関数		ビンガム分布	負の指数分布	負の指数分布	負の指数分布	べき乗分布

解析領域に含まれる主要な試錐孔の位置が平面ネットの格子点上になるようにする。

大規模な割れ目帯は、必要に応じて三次元メッシュで表現する。

堆積岩部、花崗岩(風化部、上部割れ目帯、健岩部、断層に伴う割れ目帯) 月吉断層な



ど、表4.24に示す地質構造要素の境界を考慮して、三次元メッシュを作成した。三次元メッシュを、図4.49に示す。総要素数は99,293、総節点数は61,395である。

このメッシュを用いて、花崗岩（風化部、上部割れ目帯、健岩部、断層に伴う割れ目帯）部に、前節で作成した透水性割れ目の三次元分布を統計的に発生させ、不均質性を考慮した等価連続体モデルを作成した。割れ目の直径分布を「べき乗分布」および「指数分布」でモデル化した2つの割れ目分布モデルに対して、それぞれ1ケースずつの割れ目分布を発生させた。図4.50は、両モデルにより発生させた割れ目分布の比較を行ったものである。各ブロックは、一辺が60mの直方体である。「べき乗分布モデル」の方が、割れ目の連続性の高いモデルとなっていることが分かる。

図4.51に、「均質モデル」（割れ目分布による透水性不均質性を考慮せず、各地質に一つの水理特性を与えるモデルをいう）、「べき乗分布モデル」、および「指数分布モデル」の透水性分布を示す。解析には、これら3つのモデルを用いた。

均質モデル（図4.51(a)）は、図4.29に示した有限要素メッシュに透水係数（表4.24）を設定したものである。各地質構造要素に設定した透水係数は、1回目の解析ループで設定した透水係数（表4.13）を基本としたが、各地質構造要素の透水係数のコントラストに配慮しつつ、各地質構造要素の代表的な岩相の透水係数とするため、明世累層と土岐夾炭累層下部の透水係数を変更した。具体的には、明世累層の透水係数は、その主な岩相である細粒～中粒砂岩の透水係数として $1.0 \times 10^{-8}$  m/secを設定した。土岐夾炭累層下部の透水係数は、高透水性の基底礫岩が花崗岩風化部とほぼ同じ透水係数を示すことから、花崗岩風化部と同じ $1.0 \times 10^{-7}$  m/secとした。花崗岩中の健岩部、上部割れ目帯、断層に伴う割れ目帯については、データ量が少なかったため、データの解析中であったMIU-3号孔のデータも含め、MIU-1,2,3号孔で行われた全ての水理試験結果を用いて、各地質構造要素の透水係数を設定した。

表4.24 均質モデルで設定した地質構造要素および透水係数

地質構造要素	透水係数(m/sec)
瀬戸層群	$1.0 \times 10^{-7}$
生依累層	$1.0 \times 10^{-9}$
明世累層	$1.0 \times 10^{-8}$
土岐夾炭累層上部	$5.0 \times 10^{-9}$
土岐夾炭累層下部(基底礫岩)	$1.0 \times 10^{-7}$
風化部	$1.0 \times 10^{-7}$
健岩部	$1.0 \times 10^{-9}$
上部割れ目帯	$2.0 \times 10^{-8}$
月吉断層	$1.0 \times 10^{-10}$
断層に伴う割れ目帯	$1.0 \times 10^{-7}$





解析に用いる水理的な境界条件は、以下のように設定した。

#### 上部境界条件（地表面）

上部境界条件としては、降雨を考慮し地表面に涵養量を設定した。涵養量については、4.2.2 2) (3)境界条件の設定で述べたように、これまでの広域地下水流動研究で用いられている 0.28 mm/日（東濃鉦山周辺における 1990～1997 年の観測から算定された平均値）を用いて地下水流動解析（定常解析）を行い、その解析結果と地下水観測データを比較した。その結果、解析結果より得られた水頭分布が、観測データに比べ高い値になった。その原因として涵養量と側方境界の設定が考えられたが、現段階では原因が特定できなかった。そのため、本解析においては、涵養量の設定の影響が大きいとの仮定の基に、解析結果が観測データに一致するように、涵養量を 0.14 mm/日に修正した。また、地表面は、湧水を考慮して水の流入出がある自由浸出面とした。なお、涵養量の設定については、今後、詳細に検討する予定である。

#### 下部境界条件

解析領域底面の境界は、水の流入出がない不透水境界とした。

#### 側方境界条件

尾根部（北、東および西側境界）の側方境界については、透水境界とし深度方向に一定の静水圧を与えた。境界に与える固定水頭値については、解析領域周辺の試錐孔での孔内水位データと地表面標高との関係から、以下のように設定した。

$$(\text{固定水頭値}) = 0.86 \times H (\text{その地点の標高 (m)}) + 18.5$$

また、土岐川（南側）の側方境界についても同様に、透水境界とし深度方向に一定の静水圧を与えた。境界に与える固定水頭値については、河川面（地表面）の標高とした。

#### 東濃鉦山の坑道および超深地層研究所の立坑

節点によりモデル化されている東濃鉦山の坑道については、大気圧に接しているため圧力水頭 0m の固定水頭値とした。要素によりモデル化されている超深地層研究所の立坑については、想定した立坑の掘削工程に伴い、対応する要素を水理地質構造モデルから順次削除した。掘削後の壁面に相当する節点は、自由浸出点とした。

### (5) 地下水流動解析

地下水流動解析は、不飽和領域を考慮したダルシー則と、水の相についての連続式（質量保存則）を支配方程式とする等価不均質連続体（不均質性を有する多孔質媒体）を対象とした飽和・不飽和浸透流解析コード（EQUIV\_FLO）を用いた<sup>30)</sup>。地下水流動解析は、東濃鉦山

の坑道が存在する現状の地下水流動および超深地層研究所計画において立坑が掘削された場合の地下水の流動の予測の観点より、三次元定常・非定常地下水流動解析を行った。

### ）解析ケース

解析ケースは、定常解析の均質モデル（ケース１） べき乗分布モデル（ケース２） 指数分布モデル（ケース３） 非定常解析の均質モデル（ケース４） べき乗分布モデル（ケース５） 指数分布モデル（ケース６）の、計６ケースである。

なお、非定常解析で用いる超深地層研究所の立坑の掘削工程は、平成 10 年度に検討された掘削工程<sup>31)</sup>を参考に、本解析で用いる水理地質構造モデルのメッシュ構造を考慮し、表 4 . 2 5 のように想定した。

表 4 . 2 5 立坑の掘削深度と経過時間（想定）

Stage	掘削深度(m)	掘削標高(m)	時間(日)
2	21.8	209.635	39.1
3	41.0	190.435	73.5
4	60.2	171.235	108.0
5	79.4	152.035	142.4
6	101.8	129.635	182.6
7	145.3	86.135	260.8
8	205.9	25.535	369.4
9	266.4	-34.965	478.1
10	306.8	-75.365	550.1
11	327.0	-95.565	586.7
12	508.5	-277.065	912.5
13	508.5	-277.065	1460.0
14	690.0	-458.565	1638.0
15	871.5	-640.065	2099.0
16	1001.4	-769.965	2250.0

### ）定常解析結果

定常解析は、解析領域における現況の地下水流動を把握し、立坑の掘削による影響予測を行う上での初期条件を得る目的で行った。３つのモデルを用いて解析した結果、得られた水圧分布の例を図 4 . 5 2 に、水平面内の水圧分布を図 4 . 5 3 に、鉛直断面内の水圧分布を図 4 . 5 4 に、全水頭および水圧分布の解析値と実測値の比較の例を図 4 . 5 5 に示す。主な結果は以下のとおりである。

解析により得られた水頭分布から想定される地下水流動の向きは、いずれのモデルにおいても解析領域北側の山地部から、南方の土岐川に向かう方向である。

浅層部では、例えば、解析領域東側を南北に走る日吉川に沿った地下水流動など、局所的な地形の影響を受けた地下水流動も認められる(図4.53、図4.54)。深部ほど、水圧分布に与える地形の影響は少なくなり、北から南への流れが支配的となる。

1回目の解析ループの水理地質構造モデル(花崗岩で考慮した地質構造要素は風化部、月吉断層、健岩部のみ)による地下水流動解析では月吉断層による影響(遮水効果)は表現できなかったが、花崗岩の地質構造要素として、上部割れ目帯、断層に伴う割れ目帯を考慮した水理地質構造モデル(均質モデル)を用いた2回目の解析ループの地下水流動解析では、より現実的に則して、月吉断層の影響(遮水効果)を表現することができた。

2回目解析ループで用いたいずれのモデルにおいても、月吉断層は南北方向の地下水流動を遮断する傾向が認められる。特に、堆積岩部と花崗岩の上部割れ目帯においては、3つのモデルとも、断層が南北方向の地下水流動を遮断する傾向が認められる(図4.53)。花崗岩健岩部においては、べき乗分布モデルと指数分布モデルで断層による遮水の傾向が顕著に見られるが、均質モデルでは顕著ではない。これは、均質モデルでは、断層本体の透水性( $10^{-10}$ m/sec)に対して健岩部の透水性を $10^{-9}$ m/secとしており、両者の差が小さいことによると考えられる。べき乗分布モデルと指数分布モデルでは、健岩部の透水係数の対数平均を $10^{-9}$ m/secにほぼ等しく設定している。しかし、透水係数のばらつきが大きく、割れ目の集中部や開口幅の大きな割れ目が存在する場所では、 $10^{-6}$ m/sec程度の透水係数を有する箇所も存在する。このため、断層本体の遮水性能が均質モデルに比べて顕著に現れたものと考えられる。

均質モデルでは、花崗岩内部における流速のばらつきは少ないが、べき乗分布モデルと指数分布モデルでは、高透水性割れ目の存在に起因する局所的な大きな地下水流速が存在する(図4.54)。

MIU-1,2,3号孔の全水頭(実測値)は、基本的に静水圧を示すが、花崗岩中で月吉断層と交差するMIU-2号孔およびMIU-3号孔では、断層を境に全水頭が不連続に変化する(図4.55)。特に、MIU-2号孔では、断層下部の全水頭は、地下水位に換算して、上部より30mほど高い値を示す。解析結果は、実測値に比べて全体的に高い値が得られているが、指数分布モデルは、他のモデルと比べ、実測した全水頭の値と良い整合性が見られる。なお、MIU-3号孔で実測値で断層下部の水圧上昇が認められないのは、観測時に既にMIU-2号孔が断層を貫通しており水圧が低下していたことによると考えられる。均質モデルで得られた全水頭の値は、べき乗分布モデルと指数分布モデルで得られた、同じ試錐孔、同じ標高の全水頭の値の中間の値を示している(図4.55)。

研究実施領域の南側に設置されたAN-1号孔、AN-3号孔の地下水圧分布は、いずれもほぼ静水圧分布を示す。AN-1号孔では、実測値に局所的に全水頭の高い区間や、深部で全水頭が低くなっている区間が存在する。また、解析結果では、実測値にみられる局所的な変化は再現できていない。さらに、全水頭は、実測値より解析値の方が全体的に高めである。













## ）非定常解析結果

表4.26に示した立坑掘削の16のステージのうち、ここでは、以下の2つのステージにおける解析結果を例として示す。

stage-13：立坑を深度508.5mまで掘削したのち1年半ほど放置した時点

stage-16：断層貫通後の深度1,001.4mまで掘削完了した時点

### ( ) Stage-13における水圧分布に見られる立坑掘削の影響

Stage-13は、全長のほぼ半分の深度まで立坑の掘削が到達した時点にあたる。図4.56の鉛直断面の水圧分布には、いずれのモデルにおいても、立坑掘削による周辺水圧の低下が見られる。また、地下水位分布についても、立坑掘削前の初期(図4.54)と比較すると、立坑周辺に低下領域が広がっている。

均質モデル(図4.56(a))では、立坑周辺に円錐状の水圧低下領域が形成されている。これに対して、べき乗分布モデル、指数分布モデルの結果(図4.56(b)、(c))では、一部不規則な形状の水圧低下領域が形成されている。これは、立坑に交差する透水性割れ目に沿って、立坑掘削の影響が及んでいるためである。特に、直径の大きい割れ目を含むべき乗分布モデル(図4.56(b))では、立坑に交差した花崗岩上部割れ目帯内の割れ目が広い範囲にわたって水圧低下ゾーンを形成している。指数分布モデルの結果(図4.56(c))にも、割れ目に沿った水圧低下ゾーンが生じているが、べき乗分布モデルほど、大きな直径を有する割れ目の頻度は少ないので、水圧低下ゾーンの広がり小さい。

立坑掘削による影響は、いずれのモデルにおいても月吉断層により遮断されており、断層の北側にほとんど及んでいない(図4.56、図4.57)。一方、東西方向には水圧低下ゾーンが広がっており、断層により水圧分布が不連続に変化する南北断面の水圧分布との違いが顕著に見られる(図4.56、図4.57)。南北断面内水圧分布図に示した地下水流速ベクトルの分布には、立坑掘削により断層周辺割れ目帯を通じて、地表付近および深部から地下水が供給され、立坑に流れ込む状況が見られる。べき乗分布モデルおよび指数分布モデルでは、断層周辺割れ目帯から割れ目を通じて、立坑に向かう集中的な流れが生じる箇所も見られる。

立坑の坑底レベル(GL-508.5m、EL-277.0m)より上部の水平断面であるEL+150mおよびEL±0mの水圧分布(図4.57)は、立坑周辺の水圧低下を示している。EL+150mでは、均質モデルの場合、水圧の低下領域が同心円状に分布していることが分かる(図4.56、図4.57)。しかし、その範囲は限定されており、東濃鉱山の初期水圧分布には影響を及ぼしていない。べき乗分布モデルでは、水圧の低下領域は、東濃鉱山や正馬様とつながっており、3つのモデルの中では最も広い範囲に影響が生じている。これは、断面内の水圧分布で見られた花崗岩内部における割れ目に沿った水圧低下領域が浅部の地下水流れにも影響





を与えているためであると考えられる。指数分布モデルの水圧低下領域は、べき乗分布モデルほど広くはないが、その影響は東濃鉦山の水圧低下領域まで達している。EL±0mの断面においても、立坑掘削の影響が見られる。均質モデルにおいても、水圧低下領域が東濃鉦山周辺の水圧低下領域とつながっている。しかし、断層の北側には、その影響はほとんど見られない。べき乗分布モデルの影響範囲は3モデルの中で最も大きい。また、断層北側にも若干であるが掘削の影響が及んでいる。これは、割れ目発生時において、割れ目の一部が（断層で切断された後）断層北側まで延びていることによると考えられる。実際の岩盤内でも、このような断層をまたぐ割れ目が存在するかは不明であるが、その様な状況が確認された場合における立坑掘削影響の広がりについての示唆を与える結果である。指数分布モデルにおける水圧低下の影響は、この標高においても断層北側には達していない。これは、べき乗分布モデルに比べて大きな直径の割れ目が少ないことによると考えられる。立坑の坑底以深の断面では、徐々に立坑掘削の影響が小さくなり、EL-600mでは、べき乗モデルを除き、その影響はほとんど見られない。べき乗分布モデルでは、EL-700m深度においても、わずかながら水圧低下領域が生じており、断層北側にもその影響が及んでいる。花崗岩上部割れ目帯に存在する大きな割れ目に沿った水圧低下の影響が深度方向、水平方向ともに広い範囲に存在することが分かる。

#### ( ) Stage-16 における水圧分布に見られる立坑掘削の影響

Stage-16 は、立坑掘削が月吉断層を貫通し、所定の深度まで掘削が完了した時点に相当する。Stage-16 では、いずれのモデルにおいても断層北側にまで水圧変化が及ぶことを示している（図4.58、図4.59）。特に、均質モデルでは、月吉断層を貫通した影響により、あたかも断層が存在しないような左右（南北、東西）対称な円錐状の水圧低下領域が、断層の北側、南側含めて形成されている（図4.59）。

標高-300m 以浅の地下水位分布は、断層の南側および北側においても Stage-13 の時点から大きく変化していない（図4.56、図4.58）。すなわち、3つのモデルとも、標高-300m 以浅の表層部の地下水位への影響は、立坑が堆積岩部および花崗岩上部割れ目帯を通過した時点で、ほぼ終了することが示された。断層周辺割れ目帯に沿った流れは、Stage-13 よりもさらに顕著で、立坑に直接流入する流れが生じている。

水平断面内の水圧分布（図4.59）については、べき乗分布モデルと指数分布モデルとも、立坑が断層を貫通したことによる断層北側の水圧低下が見られるが、均質モデルほど影響範囲は広くない。これは、断層の遮水効果が均質な透水性を有する岩盤と、不均質な透水性を有する岩盤では異なることを示している。すなわち、不均質モデルでは、立坑掘削による水圧低下の影響は、連続性の高い割れ目に沿った相対的に高透水性を有する部分を選択的に伝わるのに対して、均質モデルでは、ほぼ均質な同心円状にその影響は広がっていると考えられる。EL-600m レベルにおける水圧低下領域は、均質モデル、べき乗分布モデル、指数

分布モデルの順に大きい。これは、割れ目の連続性の高い順に等しい（均質モデルでは、連続性の最も高いモデルとみなすことができる）。

浅層の EL±0m の水圧分布は、Stage-13 の状況から大きく変化していない。EL-400m 以深では、立坑周辺に低下ゾーンが形成されている。しかし、浅い部分で見られたような、水圧分布におけるモデルごとの相違は少なくなっている。これは、上記のように、この区間が割れ目の少ない健岩部が分布しており、特に、大きな直径を有する割れ目が少なくなっているためであると考えられる。

## ）まとめ

今回行った水理地質構造モデルの構築および地下水流動解析の結果は、以下のとおりである。

2 回目の解析ループでは、均質モデル以外に、正馬様洞用地内の 1,000m 級試錐孔である MIU-1,2,3 号孔で得られた割れ目分布および透水係数データをもとにした、べき乗分布モデル、指数分布モデルを構築した。前者は後者に比べて割れ目半径の分散が大きい、すなわち、直径の大きい割れ目を含んでいる。後者は、実測透水係数に見られる不均質性のよりよい再現を目指したモデルであり、一次元割れ目密度を小さくしたモデルである。

立坑掘削前の地下水流動は、割れ目を考慮しないモデル（均質モデル）と割れ目を考慮したモデル（べき乗分布モデル、指数分布モデル）では、顕著な差異は見られない。

立坑掘削により、均質モデルでは、立坑周辺に円錐状に水圧低下領域が発生するのに対して、割れ目を考慮したモデルでは、割れ目の位置に沿って不規則な水圧低下領域が形成される。割れ目密度の小さな花崗岩健岩部における掘削の影響は、割れ目を考慮しないモデルと割れ目を考慮したモデルとで大きな差は見られない。

立坑掘削の影響は、立坑が断層を貫通するまでは断層の北側までほとんど及ばない。しかし、断層を貫通した後に断層下盤（北側）に水圧低下領域が形成される。その影響範囲は発生した割れ目分布に依存するが、本解析では、不均質性を考慮した等価連続体モデルの方が、影響範囲が小さかった。これは透水性の不連続性が反映された結果であると考えられる。

割れ目分布（方向、密度、大きさ、透水性）を調査データに基づき水理地質構造モデルに反映できる不均質性を考慮した等価連続体モデルは、月吉断層による遮水効果をよく表現できることなどから、割れ目や断層を考慮した数 km × 数 km の地下水流動を評価を行う手法として適用性が認められると考えられる。





#### 4.2.4 今後の課題

1 回目の解析ループの結果は、解析領域の大まかな地下水流動は把握できたものの、その後の試錐調査により得られた実測値と比較した際、特に花崗岩中の全水頭分布において大きな隔たりなどが認められた。また、解析結果の不確実性を低減するために、その要因や必要なデータ取得の優先順位を明らかにしていくことが重要であることが課題として挙げられた。

2 回目の解析ループの結果は、先の課題を受けて 3 本の試錐調査結果を加えた地下水流動解析を行い、不均質性を考慮した等価連続体モデルの適用により多くの成果などを得ることができ、今後、現実的な水理地質構造のモデル化および地下水流動解析が進められる目処を得ることができた。このことは、研究アプローチが順調に機能し、調査・解析・評価技術の体系化に向け前進していると考えられる。ただし、水理調査の結果を見ると分かるように、今後地質構造のモデル化や地下水流動解析を合理的に進めていくためには統計的に扱えるだけの情報が必要とされるが、現状では十分な情報が得られているとは言い難い。今後はこれらの点も踏まえて調査計画を立案することが必要となる。

現在、3 回目の解析ループに関する取り組みを開始している。この解析ループでは比較解析などを取り入れて連続体と不連続体の双方で水理地質構造のモデル化を進めている。これらの地下水流動解析結果などは、平成 13 年度に予定している長期揚水試験結果や、その後に計画している立坑掘削に伴う影響の観測結果と照らして評価していく計画である。

## 4.3 地下水の地球化学

### 4.3.1 研究の概要

#### (1) 研究の目標

2.1 超深地層研究所計画における地層科学研究の目標で示した全体目標と段階目標を受け、「地表からの調査予測研究段階」における地下水の地球化学に関する研究の目標は以下のとおり設定している<sup>1)</sup>。

研究実施領域の地表から地下深部までに分布する地質および地質構造要素（断層、破砕帯など）ごとの地下水の地球化学特性に関するデータの取得。

データの検討結果に基づく地下水の水質形成機構の解明、および地球化学モデルの構築と妥当性の検証。

坑道の掘削に伴う地下水の地球化学的特性の変化の予測。

地下水の地球化学特性を体系的に調査・解析する手法の開発。

#### (2) 研究の進め方

地下水の地球化学特性の研究を進めるにあたり重要なことは、研究実施領域の調査で得られた地下水の地球化学特性に関するデータセットが、研究実施領域に広く分布する地下水であると見なせるかどうかである。そのためには、研究実施領域の地質構造、岩石の化学組成、鉱物組成を調査し、地下水水質形成機構（水-岩石反応）を特定することが必要である。また、地下水水質形成機構を特定するためには、地下水/岩石の反応時間に関する知見が必要であるため、地下水の滞留時間が重要な情報となる。地下水の滞留時間は、地下水流動解析結果のサポートデータになり得るとも考えられている<sup>2)</sup>。また、地下水水質形成機構・地下水の滞留時間の考察のためには、初期条件である雨水・河川水の地球化学データセットが必要である。

### 4.3.2 研究の現状

#### (1) 広域地下水流動研究により得られた知見

MIUの研究実施領域を包含する領域で行われている広域地下水流動研究において以下に示す知見が得られている。

河川水の採取・分析を行った29地点において、水質は $\text{Ca}^{2+}$ - $\text{Na}^+$ - $\text{HCO}_3^-$ 型である<sup>3)</sup>。このことは、瀬戸層群、瑞浪層群、土岐花崗岩浅部においては、 $\text{Ca}^{2+}$ - $\text{Na}^+$ - $\text{HCO}_3^-$ 型の地下水水

質が想定すべき地下水水質の1つであることを示している。このことから研究実施領域を包含する領域の地下水は降水系地下水<sup>3)</sup>であることが示唆される。

6本の試錐孔における地下水の採取・分析(合計20ポイント)および物理化学パラメータの測定により、花崗岩分布域における浅部(深度300m以浅)の地下水は $\text{Ca}^{2+}$ - $\text{Na}^+$ - $\text{HCO}_3^-$ 型で中性(pH7)かつ酸化性( $E_h > 0\text{mV}$ )の地下水であるのに対し、深部(深度300m以深)では、 $\text{Na}^+$ - $\text{HCO}_3^-$ 型で弱アルカリ性(pH9)かつ還元性( $E_h < -300\text{mV}$ )の地下水へ変化していることが明らかとなった(図4.60、図4.61)<sup>4)</sup>。

地下水中の微生物については、土岐花崗岩中の地下水および瑞浪層群中の地下水を利用して、全菌数の測定、特定微生物(硫酸還元菌、鉄酸化菌)分析を開始し、現在までに以下に示す知見が得られている。

- ・全菌数は $10^6 \sim 10^7$  cell/mlの範囲であり、岩種や深度との明瞭な相関はない。
- ・硫酸還元菌については、全く検出されない深度や $10^3\text{CFU/ml}$ 程度検出される深度がある。
- ・鉄酸化菌については、ほとんどの深度において $10^4 \sim 10^5\text{cell/ml}$ の範囲で存在する。

土岐花崗岩中の地下水水質は、黄鉄鉱の溶解、長石類の粘土鉱物化、方解石の溶解、地下水-粘土鉱物間のイオン交換反応により形成されている<sup>4)</sup>。

土岐花崗岩中の地下水は水素・酸素安定同位体比測定結果から天水起源であることが明らかとなっている。<sup>14</sup>C測定結果から、深度1,000m付近の地下水が1万年程度の滞留時間と推定されている<sup>5)</sup>。

## (2) 超深地層研究所計画における調査の現状

試錐調査では、1本の試錐孔において複数の分野で多くのデータを取得することが効率的であり、また複数の分野のデータを比較・検討できる長所がある。広域地下水流動研究の初期の試錐調査においては、諸外国の調査事例などを参考に、清水による試錐孔掘削後に物理検層、水理試験、採水試験の順序で調査を実施していた。しかし、大規模な破碎帯に遭遇し孔内崩壊により試錐孔を維持するのが困難な場合、また逸水により掘削水が大量に岩盤内に浸透し地層水を採取するのが極めて困難になる場合など、当初考えた調査プログラムでは地下水の採水が現実的に不可能となるケースに遭遇した。

これらの知見を踏まえ、超深地層研究所計画のMIU-1,2,3号孔における地下水の地球化学特性に関する調査では、試錐孔掘削後の物理検層、水理試験などの調査が完了し、試錐孔内にMPシステムを設置し、長時間の予備的な排水を行った後、地下水(地層水)を採取する計画とした。そのため、MIU-1およびMIU-2号孔にMPシステムを設置した。また、MIU-3号孔については平成12年度にMPシステム設置する計画である。しかしながら、MIU-1およびMIU-2号孔において採水を行った場合、並行して進んでいるほかの試錐調査(水理試験など)への干渉の可能性があるため、現時点までに、本計画で採水は行っていない。今後、試錐調



査の進捗状況を踏まえ採水の時期を決める予定である。

一方、MIU-4号孔の試錐調査（平成12年度に実施）においては、MIU-1,2,3号孔の採水調査を効率的に進められなかった経験を基に、試錐孔掘削中に逸水などに遭遇した場合、直ちに試錐孔掘削を停止し、揚水試験と組み合わせて採水調査を実施する計画とした<sup>6)</sup>。この試錐調査では、試錐孔掘削で用いた循環水（以下、掘削水）の残留の程度、ほかのゾーンからの地下水の回り込みなどを識別し、地下水の地球化学特性に関するデータの品質を保つため、掘削水に一定濃度の染料を混合している。また、これまでの知見を基に、堆積岩、月吉断層上盤側、月吉断層下盤側の3つのゾーンで地下水の地球化学特性が異なる可能性を想定し、3つのゾーンごとにそれぞれ異なる染料を用いている。この場合、水理試験の一環として行われる揚水試験を掘削水を排除するための予備的な採水として活用する。なお、掘削水の排除の判断は染料の濃度測定の結果と、連続観測している地下水の物理化学パラメータを指標に行う。

この他、水質形成機構の検討の一環として、試錐孔掘削で得られた岩芯を用いて岩石の地球化学特性に関するデータを取得した。花崗岩中の $\text{Fe}^{3+}$ と $\text{Fe}^{2+}$ の量比を測定した結果、深度約300m以浅では相対的に $\text{Fe}^{3+}$ が多く、深度約300m以深では $\text{Fe}^{2+}$ が多い傾向が認められた。このことは、花崗岩中における岩石の酸化還元環境が深度300m付近を境に変化していることを示していると考えられる。

#### 4.3.3 今後の課題

超深地層研究所計画においては地下水の地球化学特性に関するデータが取得されておらず、現時点において地下水の採水と分析が最も重要性の高い調査項目である。今後は、MIU-4号孔の試錐調査に適用されている改善された調査計画で、データの品質を十分に確保し着実にデータを取得する。

## 4.4 岩盤力学

### 4.4.1 研究の概要

#### 1) 研究の目標

2.1 超深地層研究所計画における地層科学研究の目標で示した全体目標と段階目標を受け、「地表からの調査予測研究段階」における岩盤の力学的特性に関する研究の目標は以下のとおり設定している<sup>1)</sup>。

研究実施領域の地表から地下深部までの岩盤の力学的特性に関するデータの取得。

データの検討結果に基づく、初期応力状態の把握と岩盤力学モデルの構築と妥当性の検証。

坑道の掘削に伴う坑道周辺岩盤の力学的安定性の変化の予測。

岩盤の力学的特性を体系的に調査・解析する手法の開発。

#### 2) 研究方法

本研究の対象は花崗岩であり、一般に不連続面の性状やその分布特性が原位置岩盤の力学的特性に大きな影響を及ぼす。また、研究実施領域には月吉断層が存在し、本領域の岩体の応力状態に大きな影響を与えている可能性があるかと想定された。これらの影響因子を考慮しつつ、限られた試錐孔の調査によって、研究実施領域の岩盤のモデル化を進めるという観点から、本研究においては、AN-1号孔およびMIU-1,2,3号孔に至る試錐孔ごとに調査結果を分析・整理し、岩盤力学的概念モデルの構築・更新を行うアプローチを採用した。なお、岩盤力学的概念モデルとは、物理物性、力学物性、初期応力により、岩盤をいくつかのゾーンに区分したものであり、この岩盤力学的概念モデルに基づき物性値の分布を定量的に設定した岩盤力学モデルを構築し、研究坑道の掘削による力学的な影響の予測解析を行うこととなる。

具体的には、掘削した試錐孔ごとに岩芯記載、BTV調査、物理検層、室内試験、初期応力測定などを実施し、研究実施領域の岩盤力学的情報を取得する。そして、それらの結果に基づき、研究実施領域の岩盤力学的概念モデルを構築する。次に、研究実施領域内に新たに試錐孔を掘削し岩盤力学的情報を取得し、それにより得られる新しい情報と構築されたモデルを比較し、その結果を踏まえて既存の岩盤力学的概念モデルを更新する。

ここでは、AN-1号孔およびMIU-1,2,3号孔の試錐孔での岩盤力学的な調査について、それぞれの調査ごとに調査の考え方、内容、結果と評価および調査結果に基づいて構築した研究実施領域の岩盤力学的概念モデルを示す。

### 3) 調査概要

調査項目は、岩盤物性および初期応力の2項目に大別される。岩盤物性については、試錐時に採取された岩芯を用いた物理物性試験および力学物性試験によって地表から深度1,000mまでの岩石マトリックス部の特性の分布を把握した。物理物性試験項目は、見かけ比重、含水比、有効間隙率、弾性波(P波,S波)速度の測定、力学物性試験項目は、一軸圧縮試験、圧裂試験、三軸圧縮試験である。すべての試験は、ISRM指針あるいはJIS規格に則って行った。

初期応力は、試錐時に採取された岩芯を用いたAE/DRA試験および試錐孔を利用した水圧破碎試験により得られた結果に基づいて、深度1,000mまでの分布について評価した。AE/DRA試験によって、鉛直(ボーリング軸)方向の初期応力の分布を求め、水圧破碎試験により水平面内の主応力値および最大主応力方向の分布を求めた。水圧破碎法を採用した理由は、試錐孔を用いて地表から深度1,000m地点までの初期応力状態を計測する手法が水圧破碎法においてほかにないことと、既存の研究事例<sup>2),3)</sup>から調査地域の鉛直方向の応力が主応力の一つとみなせる可能性があるためである。

結果の比較のため、各試錐孔における調査においては、同じ試験項目を実施することを基本としたが、概念モデルの構築・更新の観点から試験数量および試験位置については各試錐孔調査ごとに設定した。各調査で行った試験項目を表4.26に示す。物理物性試験については20~180個程度、力学物性試験については20~90個程度、AE/DRA試験は10点程度、水圧破碎試験は10~20点程度行った。また、研究実施領域の岩盤が花崗岩であり、多数の割れ目が存在するため、水圧破碎試験の測定区間を選定にあたっては、ポアホールテレビカメラによる調査結果などを用いた。

表4.26 各試錐調査で実施した試験項目

試験項目		AN-1号孔	MIU-1号孔	MIU-2号孔	MIU-3号孔
物理物性試験	見かけ比重				
	有効間隙率				
	含水比				
	弾性波速度測定(P波,S波)				
力学物性試験	一軸圧縮試験				
	圧裂試験				
	三軸圧縮試験				
初期応力測定	AE/DRA試験				
	水圧破碎試験				

: 実施せず

#### 4.4.2 AN-1号孔およびMIU-1号孔の調査結果に基づいた概念モデルの構築

##### 1) AN-1号孔およびMIU-1号孔における調査内容とその結果<sup>4),5),6),7)</sup>

###### (1)調査の考え方

AN-1号孔およびMIU-1号孔における調査は、研究実施領域において深度1,000mの試錐孔で行った初期の調査であったため、地表から深度1,000mまでの岩盤物性および初期応力状態に関する情報を網羅的に取得することを主眼とした。

###### (2)調査内容

上記の考え方に基づいて、物理物性試験および力学物性試験を約100m間隔で、初期応力測定を50~100m間隔で実施することとした。AN-1号孔、MIU-1号孔における物理物性試験および力学物性試験の仕様と数量を表4.27に、初期応力測定試験の試験深度を表4.28に示す。

表4.27 AN-1号孔とMIU-1号孔における物理物性試験および力学物性試験の仕様と数量

	試験項目	仕様	AN-1号孔	MIU-1号孔
物理物性試験	見かけ比重	ISRMの指針に準拠	20	180
	有効間隙率	ISRMの指針に準拠	20	180
	含水比	ISRMの指針に準拠	20	180
	弾性波速度測定 (P波・S波)	受発信子200kHz	20	180
力学物性試験	一軸圧縮試験	荷重制御 3kgf/cm <sup>2</sup> /s	20	90
	圧裂試験	荷重制御 3kgf/cm <sup>2</sup> /s	40	30
	三軸圧縮試験	ISRMの指針に準拠		90

表4.28 AN-1とMIU-1号孔における初期応力測定試験の試験深度

	孔名	試験点数	試験深度
AE/DRA試験	MIU-1号孔	10	196.13-196.32m、297.77-298.21m、 409.64-409.56m、504.04-504.43m、 590.64-592.39m、674.70-674.96m、 799.62-799.67m、896.52-896.78m、 932.63-932.76m、990.04-990.36m
水圧破碎試験	AN-1号孔	20	49.0m、97.0m、156.0m、199.0m、 249.0m、309.0m、351.0m、404.0m、 439.0m、498.5m、564.0m、600.0m、 651.0m、700.0m、749.0m、790.0m、 850.0m、900.0m、941.0m、991.0m

(注) AE/DRA試験の試験深度については、岩芯採取深度を示す。水圧破碎試験は、試験区間の中点の深度を示す。

### (3)調査結果

AN-1号孔およびMIU-1号孔における物理物性試験および力学物性試験の結果を表4.29と図4.62に示す。ここでは、データのバラツキが大きいため、取得された各物性値と深度との関係をより明確にするために、相対的に最も相関性が良い4次多項式で近似した結果も図中に併記した。MIU-1号孔の岩芯を用いて行ったAE/DRA試験により得られた鉛直方向の初期応力値を図4.63に、AN-1号孔で行った水圧破碎試験によって得られた水平面内の初期応力状態を図4.64に示す。AN-1号孔で行った水圧破碎試験のうち4深度(97.0m、156.0m、439.0m、749.0m)については、理論的な仮定を満たす縦割れ目が得られなかったため、結果の信頼性が低いと判断し、応力状態の評価には用いないこととし、図にも示していない。また、深い試錐孔での水圧破碎試験の結果は、岩盤中の間隙水圧を考慮するか否かで算定される最大主応力値が大きく異なるため、図4.64中には間隙水圧を考慮した値( $H_{min}$ )と考慮しない値( $H_{max}$ )を示した。最大主応力の方位については、試験によって発生した縦割れ目を最小二乗法により直線近似した際に得られる誤差範囲も図4.64中に併記した。

表4.29 AN-1号孔とMIU-1号孔における物理物性試験および力学物性試験の結果

	物性名	単位	AN-1号孔	MIU-1号孔
物理物性試験	比重		2.59~2.62	2.61~2.64
	有効間隙率	%	1.0~1.8	1.0~1.8
	含水比	%	0.15~0.30	0.30~0.70
	弾性波速度( $V_p$ )	km/sec	4.0~4.5	5.0~5.8
	弾性波速度( $V_s$ )	km/sec	2.2~2.7	2.8~3.0
力学物性試験	一軸圧縮強度	MPa	120~240	130~250
	弾性係数( $E_{50}$ )	GPa	34~60	45~65
	ポアソン比		0.30~0.37	0.30~0.37
	圧裂引張強度	MPa	3~11	4~11
	粘着力	MPa		20~26
	内部摩擦角	度		50~60

### (4)結果の評価

岩盤物性について、AN-1号孔の結果では、得られた物理物性および力学物性はいずれも深度方向に一樣でない分布を示している。得られた値と深度との関係は、地表~深度300m程度の区間、深度300~700m程度の区間、深度700mより深い区間で、特性値の深度方向の変化に異なる傾向が見られる。MIU-1号孔の結果でも、AN-1号孔の結果と同様の深度区分で、特性値の深度方向の変化に異なる傾向が見られる。特徴的なものとして、比重や、圧裂引張強度は深度方向に周期的に変化するような分布傾向を示している。

AE試験により得られた鉛直方向の応力値については、概ね単位体積重量と土被りから推

定される土被り圧に等しいと考えられる。しかし、深度 590.64-592.39m、896.52-896.78m、990.04-990.36m で採取した岩芯の測定では、推定される土被り圧の 1/2~1/5 の値が得られた。この 3 深度においては、試料採取深度の近傍に割れ目が多く存在するとともに割れ目面の軟質化が認められたこと、水圧破碎試験の結果において応力環境の不連続が生じる深度に近いことなどから、局所的な応力変化が生じている可能性が考えられる。一方、DRA 試験による応力値の算定では、1~5 回の繰り返し载荷の各応力 - ひずみ差曲線において明瞭な屈曲点を読みとることができなかつたことやひずみ差の分布にバラツキが非常に多かつたことなどから、評価された応力値は信頼性が低い。この原因については現状では把握できていない。

水圧破碎試験によって得られた水平面内の初期応力状態について、最大主応力値については深度 300m 付近、深度 700m 付近で応力値の減少が見られ、応力は必ずしも深度方向に線形的に増加してはいない。鉛直方向の応力値を土被り圧に等しいと仮定し、三次元的な応力状態について評価すると、深度 0~300m では逆断層型 ( $\sigma_H > \sigma_h > \sigma_v$ ) の応力状態で、深度 300~700m では遷移型 ( $\sigma_H > \sigma_h = \sigma_v$ ) の応力状態で、深度 700~1,000m では横ずれ断層型 ( $\sigma_H > \sigma_v > \sigma_h$ ) の応力状態である。また、最大主応力方向は、深度 300m までは N-S 方向であり、それ以深では NW-SE 方向である。これらのことを考慮すると、AN-1 号孔周辺の水平面内の初期応力状態は、深度 0~300m、深度 300~700m、深度 700~1,000m の 3 つの区間に区分することができる。

また、AN-1 号孔および MIU-1 号孔における BTV 調査結果を参考にして、研究実施領域の岩盤の割れ目分布特性について評価した。両孔における BTV 調査で得られた地表~深度 1,000m までのすべての割れ目数の分布を 50m 区間で整理したものを図 4.65 に示す。この結果では、深度 300m 程度および深度 700m 程度の地点 (AN-1 号孔では深度 300m および深度 700m、MIU-1 号孔では深度 300m および深度 750m) で割れ目数の増減傾向の変化が認められ、それによって区分された領域内での割れ目の卓越方向の分布も異なっている。これらのことから、割れ目の分布からも応力状態によって区分された 3 つの区間と同様の区間区分を考慮することができる。

## 2) 概念モデルの構築<sup>8)</sup>

上述したように物理物性、力学物性、初期応力状態および割れ目分布などにおいて、共通して深度 300m 程度および深度 700m 程度で変化点が見られることから、研究実施領域の岩盤力学的概念モデルとして、地表~深度 1,000m の範囲で 3 つの異なる物理物性・力学物性や応力状態を有するゾーンで構成されるモデルを考慮することができる。具体的には、第 1 ゾーンは地表~300m、第 2 ゾーンは深度 300~700m、第 3 ゾーンは深度 700~1,000m に区分することができる。











#### 4.4.3 MIU-2 号孔の調査結果を用いた概念モデルの更新

##### 1) MIU-2 号孔における調査内容とその結果<sup>9),10)</sup>

###### (1)調査の考え方

MIU-2 号孔における調査では、AN-1 号孔および MIU-1 号孔における調査結果に基づいて構築された 3 つのゾーン構成を有する岩盤力学的概念モデルを念頭において、主としてその妥当性の確認を目的として、試験数量および試験位置などを設定した。

###### (2)調査内容

MIU-2 号孔における調査では、当初は想定した 3 つのゾーン内の物性の分布を把握すること、および AN-1 と MIU-1 号孔で得られた結果を検証することを目的とし、物理物性試験および力学物性試験を約 100m 間隔で、AE/DRA 試験を約 100m 間隔で、水圧破碎試験を約 50m 間隔で実施することとしていた。しかし、MIU-2 号孔は深度 890 ~ 915m で月吉断層と交差しており、月吉断層より下の岩盤では非常に割れ目が多く、水圧破碎試験の良好な試験区間が設定できなかったため、水圧破碎試験に関しては断層より浅い深度のみで行った。MIU-2 号孔における物理物性試験および力学物性試験の仕様と数量を表 4.30 に、初期応力測定試験深度を表 4.31 に示す。

表 4.30 MIU-2 号孔における物理物性試験および力学物性試験の仕様と数量

	試験項目	仕様	MIU-2 号孔
物理物性試験	見かけ比重	ISRM の指針に準拠	20
	有効空隙率	ISRM の指針に準拠	20
	含水比	ISRM の指針に準拠	20
	弾性波速度測定 (P 波、S 波)	受発信子 200kHz	20
力学物性試験	一軸圧縮試験	荷重制御 (3kgf/cm <sup>2</sup> /s)	20
	圧裂試験	荷重制御 (3kgf/cm <sup>2</sup> /s)	40
	三軸圧縮試験	ISRM の指針に準拠	-

表 4 . 3 1 MIU-2 号孔における初期応力測定の実験深度

	試験点数	試験深度
AE/DRA 試験	10	106.68-107.88m、196.49-199.45m、 296.30-296.66m、402.00-402.36m、 505.52-565.58m、603.00-603.35m、 698.34-698.70m、800.59-801.39m、 963.29-964.77m、1002.20-1011.37m
水圧破砕試験	20	138.2m、158.0m、187.3m、254.0m、294.7m、 301.5m、356.4m、413.4m、452.0m、491.0m、 555.0m、604.0m、651.0m、682.0m、698.5m、 733.7m、761.3m、811.3m、837.7m、878.1m

(注) AE/DRA 試験の実験深度については、岩芯採取深度を示す。水圧破砕試験は、試験区間の中間の深度を示す。

### (3)調査結果

MIU-2 号孔における物理物性試験および力学物性試験の結果を、表 4 . 3 2 および図 4 . 6 2 に示す。MIU-2 号孔の岩芯を用いて行った AE/DRA 試験により得られた鉛直方向の初期応力を図 4 . 6 3 に、水圧破砕試験によって得られた水平面内の初期応力状態を図 4 . 6 4 に示す。水圧破砕試験のうち 4 深度 (604.0m、651.0m、682.0m、698.5m) については、エシェロンタイプの割れ目<sup>11)</sup>が得られており、この深度付近では主応力方向の一つが鉛直方向と一致していない可能性がある。

表 4 . 3 2 MIU-2 号孔における物理物性試験および力学物性試験の結果

	物性名	単位	MIU-2 号孔
物理物性試験	比重		2.51 ~ 2.65
	有効間隙率	%	0.7 ~ 2.0
	含水比	%	0.24 ~ 0.50
	弾性波速度 ( $V_p$ )	km/sec	4.0 ~ 6.0
	弾性波速度 ( $V_s$ )	km/sec	2.0 ~ 3.0
力学物性試験	一軸圧縮強度	MPa	130 ~ 240
	弾性係数 ( $E_{50}$ )	GPa	32 ~ 63
	ポアソン比		0.30 ~ 0.46
	圧裂引張強度	MPa	4 ~ 10
	粘着力	MPa	13 ~ 25
	内部摩擦角	度	55 ~ 63

### (4)結果の評価

MIU-2 号孔においても AN-1、MIU-1 号孔の結果と同様に、物理物性および力学物性について深度方向に一様でない分布が得られた。得られた物理物性および力学物性の分布を総合的

に判断すると、MIU-2号孔の地点における岩盤は、深度方向に異なる変化傾向を有する4つのゾーンに区分できると考えられる。すなわち、地表～深度400m程度、深度400～600m程度、深度600～900m程度、深度900m(月吉断層)以深である。それらのゾーンでは以下のような特徴が見られる。

ゾーン1：地表～深度400m程度

見かけ比重は小さいが、含水比と有効間隙率が大きく、深度に伴い若干物性値が変化する傾向がある。弾性係数、一軸圧縮強度、圧裂引張強度については、深度の増加に伴い若干の増加が認められる。

ゾーン2：深度400～600m程度

深度変化に伴う平均的な物理物性の変化は相対的に小さい。このゾーンの境界近傍での力学物性は不連続に変化しており、ポアソン比以外の全ての力学物性が上下のゾーンに比べて、かなり低くなっている。

ゾーン3：深度600～900m程度

物性値は深度の増加とともに変化する傾向が認められる。見かけ比重と弾性波速度は深度とともに増加し、含水比と有効間隙率は小さくなる。弾性係数、ポアソン比は深度とともに増加する傾向を示す。

ゾーン4：深度900m(月吉断層)以深

物理物性はそれ以浅の領域の値から不連続に変化している。弾性係数と圧裂引張強度は急激に低下しているが、それ以外の値ではほとんど変化が見られない。

なお、MIU-2号孔は深度890～915mで月吉断層と交差しており、地質学的には月吉断層の上盤と下盤で岩相が異なる(上盤：黒雲母花崗岩、下盤：優白質花崗岩)ことがわかっているが、現時点での岩層変化と岩芯の物性値との間に有意な相関関係は見られていない。このことから、深度900m(月吉断層)以深の物理物性および力学物性の不連続的な変化は、月吉断層の生成時に付随して生じたダメージによる可能性がある。

MIU-2号孔におけるAE試験の結果は、DRA試験の結果と比較しバラツキが大きい。一般に、供試体中央部にAEセンサーを設定し計測することが多いのに対し、今回の計測は、AE測定時のAEセンサー設置位置が供試体両端面部分であったことにより、カウントされるAEの数などに違いが生じた可能性がある。そのため、主にDRA試験の結果を用いて鉛直方向の初期応力の分布を評価することとした。DRA試験により得られた鉛直方向の応力値については、地表から深度800m程度までは概ね単位体積重量と土被りから推定される土被り圧に等しいと考えられるが、深度900m以深、すなわち月吉断層以深、では、推定される土被り圧よりも若干小さい値を示している。

水圧破碎試験については、深度900m以深、すなわち、月吉断層以深では測定を行うことができなかったため、月吉断層上盤での水平面内の初期応力状態のみについて評価を行う。それらの結果によると、応力値は概ね深度と共に増加する傾向にあるが、最大主応力値については深度300m付近、深度600m付近で減少している。鉛直方向の応力値を土被り圧に等し

いと仮定し三次元的な応力状態について評価すると、深度 0~300m では逆断層型 ( $\sigma_H > \sigma_h > \sigma_v$ ) の応力状態で、深度 300~600m では遷移型 ( $\sigma_H > \sigma_h > \sigma_v$ ) の応力状態で、深度 600~900m では横ずれ断層型 ( $\sigma_H > \sigma_v > \sigma_h$ ) の応力状態である。最大主応力方向については、地表~深度 400m、深度 400~700m、深度 700~900m の 3 つの領域内で主応力方向が回転するような傾向を示している。具体的には、地表~深度 400m と深度 400~700m の領域内で、それぞれ最大主応力方向が深度の増加とともに N-S ~ NWW-SEE 方向に約 60 度回転するような傾向を示している。深度 700~900m の領域でも、N-S ~ NWW-SEE 方向に回転して、また N-S 方向に戻る傾向を示している。

これらのことから、MIU-2 号孔周辺の月吉断層上盤側の初期応力状態は、地表~300,400m 程度、深度 300,400~600,700m 程度、深度 600,700~900m の 3 つの区間に区分できる。

また、MIU-2 号孔における BTV 調査により得られた割れ目数の分布を図 4.65 に示す。この結果においても同様に深度 400m と深度 700m の地点で割れ目数が不連続的に変化しており、かつ割れ目数の変化の傾向は MIU-1 号とほぼ同様であった。

このように物理物性、力学物性、初期応力状態および割れ目分布などにおいて、深度 300~400m 程度および深度 600~700m 程度、深度 900m 程度で変化点が見られることから、研究実施領域の岩盤力学的概念モデルとして、月吉断層上盤は異なる物理物性・力学物性や応力状態を有する 3 つのゾーンで構成されており、月吉断層下盤は上盤とは異なる性質を有する可能性のあるゾーンとして考えることができる。

## 2) MIU-2 号孔の調査結果と 4.4.2.2) で示した概念モデルの比較

AN-1、MIU-1 および MIU-2 号孔で行った物理物性試験と力学物性試験で得られた結果の平均値を表 4.33 に示す。

MIU-2 号孔での平均的な物性値は、これまでの調査結果と概ね同じであると判断され、AN-1 号孔での値に近く、MIU-1 号孔の値よりも全体的にわずかに低い傾向がある。具体的には、物理物性に関しては、単位体積重量、有効間隙率、含水比、弾性波速度のいずれの値も MIU-1 号孔に比べ小さい。力学物性についても同様であり、内部摩擦角とポアソン比以外の値は MIU-1 号孔の値よりも小さくなっている。物理物性の深度変化をみると、AN-1 号孔から MIU-2 号孔（南から北）に向かうに従い、深度方向の物性値の分布の変化が大きくなる傾向が見られる。力学物性の深度変化については、弾性係数の深度方向の分布に同様の傾向が若干認められるものの、そのほかの値については明瞭ではない。これらの結果から研究実施領域内の月吉断層上盤側に関しては、月吉断層に近づくに従い断層形成時の力学的ダメージを受けている可能性が高いと想定した。

鉛直方向の初期応力値は、月吉断層上盤側においては概ね推定される土被り圧と等しいと考えることができる。水平面内での主応力値については、地表~深度 300m の区間と深度 600,700m より深い区間に関しては、AN-1 号孔では深度に伴い増加する傾向が見られたが、

表4.3.3 AN-1号孔とMIU-1,2号孔での物理物性試験と力学物性試験の結果

		AN-1	MIU-1	MIU-2
<b>物理物性</b>				
見かけ比重 ( )	平均値	2.61	2.62	2.61
	標準偏差	0.01	0.01	0.03
有効間隙率 (%)	平均値	1.40	1.33	1.19
	標準偏差	0.26	0.25	0.27
含水比 (%)	平均値	0.23	0.44	0.36
	標準偏差	0.05	0.08	0.07
弾性波速度(P波) (km/sec)	平均値	4.51	5.48	5.12
	標準偏差	0.37	0.27	0.52
<b>力学物性</b>				
弾性係数(E50) (GPa)	平均値	47.28	55.95	49.97
	標準偏差	8.05	5.94	7.45
一軸圧縮強度 (MPa)	平均値	197.16	180.11	165.92
	標準偏差	44.70	38.30	34.53
ポアソン比 ( )	平均値	0.34	0.32	0.37
	標準偏差	0.03	0.04	0.04
圧裂強度 (MPa)	平均値	8.47	7.18	7.92
	標準偏差	1.82	1.83	1.42
粘着力 (MPa)	平均値		39.04	22.79
	標準偏差		8.91	4.89
内部摩擦角 (度)	平均値		52.60	57.72
	標準偏差		4.58	2.50

MIU-2号孔ではほとんど主応力値の深度変化が見られない。それらの間にある深度300～600,700mの区間では、AN-1号孔とMIU-2号孔ともに分布傾向は類似しているが、応力値についてはMIU-2号孔のほうが大きくなっている。主応力方向については、AN-1号孔の結果では深度300m付近で45度程度の回転が見られるのに対し、MIU-2号孔では地表～深度400mと深度400～700mの領域で、深度の増加に伴いN-S NWW-SEE方向への回転が見られる。また、MIU-2号孔での深度700m以深での主応力方向は複雑に変化している。これらのことから、断層の存在が原位置の応力場に大きな影響を与えている可能性を示唆していると判断した。

### 3) 概念モデルの更新<sup>12)</sup>

AN-1、MIU-1およびMIU-2号孔の3つの1,000m試錐孔を用いた調査によって、研究実施領域の岩盤(断層上盤側)については、少なくとも深度1,000mまでの範囲で、異なる地質学的・力学的性質を有する3つのゾーンに区分できることが確認された。具体的には、第1ゾーンは地表～300,400m、第2ゾーンは深度300,400～600,700m、第3ゾーンは深度600,700m以深に区分することができる。AN-1、MIU-1およびMIU-2号孔の調査結果に基づいて構築



した研究実施領域の岩盤(断層上盤側)の岩盤力学的概念モデルを図4.66に示す。なお、このモデルは以下のような仮定に基づき構築している。

MIU-2号孔における初期応力値の深度分布は複雑であり、それは断層の影響を受けていると判断し、岩盤の区分では割れ目の鉛直方向の分布特性の変化と良く対応している主応力方向の変化に着目する。

断層から離れた地点(ここでは、AN-1号孔)の初期応力は、深度300m以深の最大主応力方向がほぼNW-SE方向であり広域的な圧縮応力軸と一致する<sup>13)</sup>ことから、断層の影響がほとんど及んでいないと仮定する。

AN-1号孔のBTV調査結果でも、深度方向の割れ目数の変化傾向はMIU-1号孔、MIU-2号孔と同じであるため、区分した岩盤の構造は、AN-1号孔～MIU-2号孔の位置までほぼ水平方向に連続的に延長する。ただし、単純化のため、断層から離れた地点の応力値は、それぞれのゾーンごとに深度とともに線形的に増加すると仮定する。

この概念モデルは、プレート運動によって発生する広域応力場により、各ゾーンごとに断層上盤側の岩盤が月吉断層のような大規模な不連続の構造体に斜めに押しつけられ、断層沿いに岩盤が押し上げられる変形が生じているモードをイメージしている。このようなモデルを考えると、断層下盤側で鉛直方向の応力が推定される土被り圧よりも小さいことやゾーンごとに主応力方向が回転している現象も定性的に説明しうる可能性がある。この仮説は、MIU-3号孔において断層下盤側の応力状態を把握することにより、間接的にその妥当性を確認することができる考えた。

#### 4.4.4 MIU-3号孔の調査結果を用いた概念モデルの更新

##### 1) MIU-3号孔における調査内容とその結果<sup>14),15)</sup>

###### (1)調査の考え方

MIU-3号孔における調査では、これまでの調査結果から構築された概念モデルの妥当性の検証および月吉断層下盤側の岩盤の概念モデルの構築を目的として、物理物性試験および力学物性試験のためのサンプリング位置および初期応力測定の深度を設定した。

###### (2)調査内容

上記の考え方に基いて、主として断層下盤側の力学的な情報を取得できるように試験位置を設定した。具体的には、断層上盤側ではMIU-2号孔までのデータを用いて構築した概念モデルの各ゾーンで2,3点程度、断層下盤側(700以深)では等間隔(約100m程度)で可能な限り想定することとした。なお、MIU-3号孔は深度693.2～709mで月吉断層と交差して

いる。物理物性試験および力学物性試験の仕様と数量を表4.34に、初期応力測定試験の試験深度を表4.35に示す。

表4.34 MIU-3号孔における物理物性試験および力学物性試験の仕様と数量

	試験項目	仕様	MIU-3号孔
物理物性試験	見かけ比重	ISRMの指針に準拠	40
	有効間隙率	ISRMの指針に準拠	40
	含水比	ISRMの指針に準拠	40
	弾性波速度測定(P波、S波)	受発信子 100kHz	40
力学物性試験	一軸圧縮試験	変位制御(0.1%/分)	10
	圧裂試験	JIS M0303に準拠	10
	三軸圧縮試験	ISRMの指針に準拠	30

表4.35 MIU-3号孔における初期応力測定試験の試験深度

	試験点数	試験深度
AE/DRA試験	10	602.15-602.29m、626.00-626.12m、 661.62-661.88m、697.54-698.45m、 754.45-754.67m、799.00-799.12m、 850.70-850.82m、905.43-905.55m、 949.00-949.12m、1002.60-1002.72m
水圧破碎試験	10	122.0m、266.0m、338.0m、462.0m、509.0m、 589.0m、847.0m、858.0m、946.0m、988.0m

### (3) 調査結果

MIU-3号孔における物理物性試験および力学物性試験の結果を表4.36、図4.62に示す。MIU-3号孔の岩芯を用いて行ったAE/DRA試験により得られた鉛直方向の初期応力を図4.63に、水圧破碎試験によって得られた水平面内の初期応力状態を図4.64に示す。

表4.36 MIU-3号孔における物理物性試験および力学物性試験の結果

	物性名	単位	MIU-3号孔
物理物性試験	比重		2.61~2.65
	有効間隙率	%	1.2~1.7
	含水比	%	0.45~0.65
	弾性波速度( $V_p$ )	km/sec	5.4~6.0
	弾性波速度( $V_s$ )	km/sec	3.0~3.5
力学物性試験	一軸圧縮強度	MPa	50~200
	弾性係数( $E_{50}$ )	GPa	20~62
	ポアソン比		0.30~0.40
	圧裂引張強度	MPa	3~8
	粘着力	MPa	20~50
	内部摩擦角	度	48~60

水圧破碎試験のうち2深度(338m、462m)については、解析上の理論的な仮定を満足することができる縦割れ目が得られなかったため、この深度の結果は信頼性が低いと判断し、結果の評価からは除外し、図にも含めていない。

#### (4)結果の評価

既存の調査結果により月吉断層は、それに付随する幅100m程度の割れ目帯を両側に伴うことがわかっている。このため、MIU-3号孔における月吉断層本体部の位置(深度693.2~719.3m)から上下100m程度の領域を断層の影響範囲とした。この前提と得られた物理物性および力学物性の分布を総合的に判断すると、MIU-3号孔の地点における花崗岩は、深度方向に異なる変化傾向を有する3つのゾーンに区分できると考えられる。すなわち、地表~深度300m程度、深度300~600m程度、深度600~800m程度である。それらのゾーンには以下のような特徴が見られる。

##### ゾーン1：地表~深度300m程度

試験点数は少ないものの、含水比、有効間隙率は深度に伴い若干増加する傾向がある。見かけ比重および弾性波速度については変化は認められない。弾性係数、一軸圧縮強度、ポアソン比については深度の増加に伴い若干の増加が認められるが、圧裂引張強度については減少している。

##### ゾーン2：深度300~600m程度

深度に伴い見かけ比重は増加し、有効間隙率と含水比は減少する傾向が認められるが、弾性波速度については明瞭な変化は認められない。弾性係数、一軸圧縮強度、ポアソン比については、ほとんど変化が認められない。圧裂引張強度のみ深度の増加に伴い若干の増加が認められる。

##### ゾーン3：深度600~800m程度

各物性値はそれ以浅の領域の物性値と比較すると不連続に変化している。全体的には深度に伴い有効間隙率と含水比は増加し、弾性波速度は低下するように見えるがその程度は小さい。深度増加に伴う力学物性値の変化が顕著である。弾性係数、一軸圧縮強度、ポアソン比は深度に伴い増加しており、逆に、圧裂引張強度は低下している。

MIU-3号孔におけるAE/DRA試験の結果では、同一深度で比較するとAE試験の結果の方がDRA試験の結果よりもバラツキが少ないため、主としてAE試験の結果を用いて鉛直方向の初期応力の分布を評価することとした。AE試験により得られた鉛直方向の応力値については、月吉断層の上盤では推定される土被り圧よりも若干大きい値を示し、下盤では小さい値を示している。また、月吉断層の近傍では急激な変化が認められる。

水圧破碎試験によって得られた水平面内の初期応力状態については、概ね深度と共に増加する傾向にあるが、最大主応力値については深度600m付近、深度700m以深の月吉断層下盤で低下している。鉛直方向の応力値を土被り圧と等しいと仮定し、三次元的な応力状態について評価すると、深度0~550mでは逆断層型( $\sigma_H > \sigma_h > \sigma_v$ )の応力状態で、深度600m付

近では横ずれ断層型 ( $\sigma_H > \sigma_V > \sigma_h$ ) の応力状態で、深度 700m 以深では正断層型 ( $\sigma_V > \sigma_H > \sigma_h$ ) の応力状態である。最大主応力方向については、深度 100m 付近では E-W 方向であり、深度 300m より深いところでは NNW-SSE 方向である。これらのことを考慮すると、MIU-3 号孔周辺の岩盤の応力状態は、深度 0~550m 程度、深度 600m 付近、深度 700m 以深の 3 つの区間に区分することができる。

MIU-3 号孔における割れ目数の深度変化を図 4.65 に示す。前述した調査結果と同様な傾向は認められるものの、MIU-1, MIU-2 号孔ほど深度方向に割れ目数のコントラストがない。しかし、前述した調査結果と同様に割れ目数が変化する点は物性値分布の変化点とほぼ一致している。この結果は、MIU-2 までの調査結果に基づき構築した概念モデルで推定される構造と矛盾しない。

## 2) MIU-3 号孔の調査結果と 4.4.3 3) で示した概念モデルの比較

AN-1、MIU-1, 2, 3 号孔で行った物理物性試験と力学物性試験で得られた結果の平均値を表 4.37 に示す。

MIU-3 号孔の平均的な物性値は、MIU-1 号孔の値と近い値を示している。具体的には、物理物性は見かけ比重、有効間隙率、含水比、弾性波速度のいずれの値も AN-1、MIU-2 号孔に比べて大きい。力学物性については、弾性係数、一軸圧縮強度、圧裂引張強度とも 4 孔の中で最も小さくなっている。粘着力、内部摩擦角およびポアソン比については、MIU-1 号孔の値と同様の値を示している。

物理物性の深度分布 (図 4.62) をみると、程度の差はあるものの 4 孔とも深度方向の物理物性は一様ではない分布を示している。AN-1 号孔から MIU-2 号孔 (南から北) に向かうに従い、深度方向の物性値の分布の変化が大きくなる傾向が見られたが、MIU-3 号孔では MIU-1 号孔程度の変化にとどまっており、断層形成に起因するような変化は認められない。力学物性の深度分布については、一様でない可能性が高く、MIU-2、MIU-3 号孔での変化の程度は、AN-1、MIU-1 号孔と比べて相対的に大きい。変化の傾向をみると、MIU-3 号孔では月吉断層の直上で物性値が不連続になっており、MIU-2 号孔では月吉断層の交差位置より 400m 程度浅い地点から物性値の変化が生じている。これらの結果から、研究実施領域内の岩盤の物理物性および力学物性は、深度方向に一様ではなく、異なるいくつかのゾーンに区分することができる。その物性変化の要因は、月吉断層形成による力学的ダメージのみならず、そのほかの要因による可能性も考えられる。

鉛直方向の初期応力値 (図 4.63) については、月吉断層上盤ではバラツキは大きいものの概ね推定される土被り圧に等しく、月吉断層下盤では推定される土被り圧よりも小さくなっている。このことは、断層周辺や断層下盤の岩盤において鉛直方向の応力が解放されているような状態になっているか、または、鉛直方向の応力を低減させるような状況になっていることが想定できる。

水平面内での主応力値(図4.64)については、概ね深度とともに増加する傾向にあり、深度 1,000m までの範囲内で応力状態が異なるいくつかのゾーンに区分することができる。これまでの結果から考えられるゾーン区分としては、月吉断層上盤については地表から深度 300m、深度 300m から 600~700m 程度、深度 600~700m 以深の 3つのゾーンであり、月吉断

表4.37 AN-1号孔とMIU-1,2,3号孔での物理物性試験と力学物性試験の結果

		AN-1	MIU-1	MIU-2	MIU-3
物理物性					
見かけ比重 ( )	平均値	2.61	2.62	2.61	2.62
	標準偏差	0.01	0.01	0.03	0.01
有効間隙率 (%)	平均値	1.40	1.33	1.19	1.41
	標準偏差	0.26	0.25	0.27	0.14
含水比 (%)	平均値	0.23	0.44	0.36	0.52
	標準偏差	0.05	0.08	0.07	0.06
弾性波速度(P波) (km/sec)	平均値	4.51	5.48	5.12	5.60
	標準偏差	0.37	0.27	0.52	0.15
力学物性					
静弾性係数( $E_{50}$ ) (GPa)	平均値	47.28	55.95	49.97	47.15
	標準偏差	8.05	5.94	7.45	12.76
一軸圧縮強度 (MPa)	平均値	197.16	180.11	165.92	131.21
	標準偏差	44.70	38.30	34.53	50.97
ポアソン比 (-)	平均値	0.34	0.32	0.37	0.36
	標準偏差	0.03	0.04	0.04	0.05
圧裂引張強度 (MPa)	平均値	8.47	7.18	7.92	6.25
	標準偏差	1.82	1.83	1.42	1.47
粘着力 (MPa)	平均値	実施せず	39.04	22.79	35.07
	標準偏差	実施せず	8.91	4.89	8.92
内部摩擦角 (度)	平均値	実施せず	52.60	57.72	53.07
	標準偏差	実施せず	4.58	2.50	3.34

層下盤については、深度 1,000m までの範囲内では1つのゾーンであると考えている。主応力方向については、AN-1号孔の結果では深度 300m 付近で 45 度程度の回転が見られるのに対し、MIU-2号孔では地表~深度 400m と深度 400~700m の領域で、深度の増加に伴い NS NWW-SEE 方向への回転が見られた。NWW-SEE 方向は、本研究実施領域の広域応力場の最大圧縮軸方向とほぼ一致していることから、正馬様用地内の深度 300m~1,000m では、水平面内の最大主応力は概ね NWW-SEE 方向であると考えられる。

### 3) 概念モデルの更新<sup>16)</sup>

これまでに構築された月吉断層上盤の岩盤力学的概念モデルは、MIU-3号孔における調査結果によって妥当性が確認された。また、はじめて断層下盤側の力学的情報が取得されたこ

とから、その範囲内の月吉断層下盤の岩盤力学的概念モデルについても検討した。しかし、断層下盤側の岩盤の力学物性については、これまでに情報が得られているのはMIU-2号孔で900m以深、MIU-3号孔で深度700m以深のみと少ないため、東濃鉱山における調査試験研究で行なわれた力学物性調査<sup>16),17)</sup>の基盤花崗岩中のデータ、および広域地下水流動研究で行ったDH-9号孔の測定結果<sup>18)</sup>を加味して検討を加えることとする<sup>19)</sup>。なお、DH-9号孔は、深度1,000mの試錐孔であり、正馬様用地境界より約1km北側に掘削されており、全体が月吉断層下盤側の岩盤となる。MIU-3号孔および99SE-02号孔(深度200m)において行った断層下盤側の岩石の室内力学物性試験結果を図4.67に示す<sup>17)</sup>。99SE-02孔における試験結果では、基盤花崗岩上部50m程度は室内試験用の岩芯の採取が困難なほどにかなり風化が進んだ領域があり、それ以深では力学物性は深度とともに増加する傾向が見られた。このため、最深部以外のデータは健全な花崗岩の物性値として扱えない可能性が高いと判断される。最深部(207m地点)における断層下盤側の岩石物性値は、見かけ比重で2.62t/m<sup>3</sup>程度、E<sub>50</sub>は50GPa程度、一軸圧縮強度で150MPa程度である。これらの値はMIU-3号孔における断層下盤側の物理物性および力学物性とほぼ同等であり、かつ断層上盤側にて得られている平均物性値と大きな差はない。

断層下盤側の岩盤の応力状態については、MIU-2号孔の深度900m以深、MIU-3号孔の深度700m以深のほか、東濃鉱山にて行った4孔の試錐孔(TM-1, TM-2, 98SE-01, 99SE-02号孔)における水圧破砕法による測定結果がある。その結果を図4.68に示す。なお、4孔は月吉断層および基盤花崗岩との交差位置がそれぞれ異なるため、本報告での整理の仕方と同様、南側(断層上盤側)から北側(断層下盤側)に向かって測定結果を併記した。基盤花崗岩中で測定された水平面内の主応力値は、断層上盤側から下盤側に向い明らかに減少していく傾向を示し、最も北に位置する99SE-02孔では最小主応力値はほぼ土被り圧に等しく最大主応力は最小主応力の1.4~1.7倍となっている。他方、MIU-3号孔において測定された断層下盤側の応力状態も上盤側に比べ極端に低くなっている。最大主応力方向は、東濃鉱山においても岩種境界に近いことを除くとNNW-SSE~NW-SEの方向にあり、MIU-3号孔の結果とほぼ同様の結果となっている。

断層下盤側の岩盤の地質構造については、広域地下水流動研究で行なわれたDH-9号孔の調査結果<sup>18)</sup>も合わせて評価した。各試錐孔(MIU-2, MIU-3, DH-9号孔)におけるBTV調査結果、速度検層結果および密度検層結果を図4.69に示す。同図より、DH-9号孔における割れ目数は、MIU-2, 3号孔の断層上盤側の岩体に比べ極端に少なくなっていることがわかる。また、MIU-2, 3号孔およびDH-9号孔のいずれの場合も岩盤内に存在する割れ目密集部や破碎部では弾性波速度、密度とも急激に低下している。それ以外の領域に着目すると、基本的には割れ目数の変化点で弾性波速度に若干の変化が生じている。また、割れ目の多い所ではそれぞれの領域内の速度値の変化幅も大きく、少ない所では小さい。DH-9号孔では、割れ目密集部や破碎部以外の領域では地表~深度1,000mまでの範囲でほとんど弾性波速度の変化はない。密度検層の結果は弾性波速度ほど明瞭ではないがほぼ同様の傾向を示していると









考えられる。

本計画で行なった MIU-3 号孔、ならびに広域地下水流動研究および東濃鉱山における試験研究で行った調査結果に基づいて、研究実施領域の深さ 1,000m までの岩盤の岩盤力学的概念モデルを更新した。月吉断層上盤の岩盤力学的概念モデルを図 4.70 (a) に月吉断層下盤の岩盤力学的概念モデルを図 4.70 (b) に示す。また、月吉断層下盤側の岩盤の力学物性および応力状態については、以下のような仮説を立てることができる。

力学物性について、東濃鉱山で掘削した試錐孔および MIU-3 号孔の岩芯を用いた室内試験結果から評価すると、健岩部のマトリックス部の力学物性については、基本的に上盤側の物性値と大きく異なる可能性が高い。

応力状態について、東濃鉱山で行った水圧破砕法による初期応力測定結果や MIU-3 号孔における断層下盤側の岩盤での測定結果から、上盤側の応力状態とかなり異なり、作用している応力値はかなり小さい可能性がある。このことは、割れ目が少ないにも関わらず、深度 600m 以深にかなり風化の進んだ破砕ゾーンがあることから裏付けられると考えている。つまり、一般に応力状態と割れ目の開口幅には密接な関係があるため、下盤側岩盤に作用している応力が小さいゆえに岩盤内部に生成される割れ目は少ないものの、個々の割れ目の開口幅は相対的に大きくなっている可能性が考えられ、地表付近の地下水が浸透しやすい状態を形成していることが推定される。深度方向の変化については、DH-9 号孔はかなり厚い破砕帯や割れ目密集帯があるため、上盤側と同様に応力的に不連続な分布を示している可能性があるが、作用している応力が小さいため、その程度は上盤側ほど顕著ではないと思われる。水平面内の最大主応力方向については、中間の領域のデータは無いものの、東濃鉱山で掘削した試錐孔および MIU-3 号孔の測定結果から断層上盤側と同様に概ね NNW-SSE ~ NW-SE 方向にあると推定される。なお、断層前後での応力のつりあいについては、現時点ではわかっていない。

月吉断層下盤の岩盤力学的概念モデルの特徴は以下の通りである。

岩石マトリックス部の岩石物性は断層上盤側とほぼ同様であり、また深度方向の物性変化はあまり大きくない。

割れ目数が少ないことから、原位置の岩盤の力学物性としては、断層上盤側よりも良好である。

応力状態について、最小主応力値は推定土被り圧とほぼ等しいか小さく、最大主応力値と最小主応力値との差は小さい。最大主応力方向は NNW-SSE ~ NW-SE 方向であり、深度方向に大きく変化しない。

#### 4.4.5 成果のまとめ

AN-1、MIU-1,2,3 号孔において行った物理物性試験、力学物性試験および初期応力測定の結果などを総合的に評価して、研究実施領域における地表から深度 1,000m の岩盤力学的概念モデルを構築した。その概念モデルを図 4.71 に示す。概念モデルの特徴は以下の通りである。

断層上盤側の岩盤については、物理物性・力学物性や応力状態の異なる 3 つのゾーンに区分される。具体的には、第 1 ゾーンは地表から深度 300～400m 程度、第 2 ゾーンは深度 300～400 から 700m 程度、第 3 ゾーンは深度 700m から 1,000m 程度である。

断層下盤側の岩盤については、今のところ深度 150～200m 程度と深度 800～1,000m 程度での調査結果しかなく、均質な岩盤として評価している。ただし、DH-9 号孔で認められているような断層破碎帯や割れ目密集部については、その位置・方向や連続性を現時点で推定することが困難であるため、そのような領域が存在しない、すなわち健岩部のみで構成されているものと仮定する。

この概念モデルは、断層下盤の力学物性に関する情報を付加して再構築したものであるが、基本的な考え方は前出の概念モデルと異ならない。すなわち、断層上盤側の岩盤と下盤側の岩盤は、力学的にほぼ完全に不連続に挙動しており、広域応力の作用によって月吉断層部で上盤側が下盤側に押しつけられるような変形モードとなっている。このような変形モードで月吉断層上盤側の岩盤が挙動するためには、上盤側の岩盤がブロック状になっていることが必要と考えられ、東西系の月吉断層だけでなくそれを分断する南北系の大きな断層系の存在が重要となる。これについては広域地下水流動研究において行ったリニアメントと調査結果から、研究実施領域およびその周辺に南北系のリニアメントが確認されており、上記のような仮説を支持するものと考えられる。

#### 4.4.6 今後の課題

平成 12 年度より掘削を開始している MIU-4 号孔における力学物性調査により、月吉断層およびそれに付随する割れ目帯の力学物性を把握するとともに、現在までに構築した概念モデルをベースとした数値解析を実施し、同モデルの妥当性を検証する。さらに、不連続面の力学物性をジョイントせん断試験により評価し、割れ目の影響を考慮した原位置岩盤物性の評価を行い、概念モデルの定量化を図っていく。



## 4.5 調査技術・調査機器の開発

超深地層研究所計画は、地質環境の特性を把握するための調査技術・調査機器の適用の場としての役割も果たしている。そのため、東濃地科学センターがこれまでに開発してきた調査技術・調査機器を含めた既存の調査技術・調査機器を適用し、適用された調査技術開発・調査機器の実績（データの精度や調査機器の信頼性など）が各研究分野からの要求に達しない場合、それらの改良・高度化が図られてきている。また、坑道の掘削を伴う研究段階以降に必要となる調査手法などの開発が行われてきている。

### 1) 試錐掘削技術開発

岩盤本来の透水性や地下水の地球化学的性質を極力乱さないために、超深地層研究所計画では、原則として試錐孔の掘削に際しては泥水を使用せず、掘削流体としての清水を利用することとしている。しかし、掘削流体として泥水を用いない場合は、孔内崩壊が発生しやすい。そこで、できるだけ孔内崩壊を誘発しない掘削工法（リバース式三重管ワイヤーライン工法）や、部分的な孔内崩壊に対応するために部分保孔技術の開発を行ってきた。以下に、その開発状況を記す。

#### リバース式三重管ワイヤーライン工法の開発

岩盤の水理学的特性や地下水の地球化学特性を極力乱さないためには、試錐孔の掘削の際に掘削流体に清水を利用することが望ましいが、その際、泥水を利用する場合に比べ孔内崩壊が発生しやすい。その対策として、清水とスライムの両方をロッド内に通すことにより、これらの孔壁との接触を防ぎ、孔壁の崩壊を最小限にとどめるリバース式三重管ワイヤーライン工法の開発の検討を行ってきた（図4.72）。

平成9年度、本工法用の掘削装置の設計<sup>1)</sup>を行った。これに基づき、平成11年度、試錐掘削の周辺設備も含めた一連のシステムとしての設計を行った<sup>2)</sup>。

#### 部分保孔装置の開発

部分的な孔内崩壊に対応するため、部分保孔装置の開発を行ってきた。部分保孔装置は、部分拡孔ビット、部分ケーシング、部分ケーシング挿入装置、部分ケーシングなどから構成され<sup>3)</sup>、新規試錐孔の掘削のみならず、調査中に崩壊した既存試錐孔の保孔技術やリーミング技術としても適用できる（図4.73）。

部分保孔装置のうち、部分拡孔ビットについては、平成8年度に製作<sup>4)</sup>、平成9年度に適用試験を実施<sup>1)</sup>した。部分ケーシング挿入装置については平成9年度に製作するとともに、部分ケーシング保孔装置の製作および地上での作動確認試験を行った。平成11年度には、これまで適用試験を行ってきた部分拡孔ビット、部分ケーシング挿入装置および部分ケーシ





ングを併せて、試錐孔における適用試験を行った。その結果、部分ケーシングを試錐孔内に設置し、BTV で設置状況を確認したところ、部分ケーシングの下端が孔の内側に曲がり、適切に岩盤に装着されていないことが確認された。今後、その原因と考えられる、ケーシング挿入装置から部分ケーシングを切断する方法などの改良が必要となる<sup>2)</sup>。

## 2)地質構造調査技術開発

### 弾性波トモグラフィー調査技術の開発

地下深部での不連続面の広がりを把握するために、深度約 1,000m の試錐孔を用いた弾性波トモグラフィー調査技術を開発している。本開発は、試錐孔（発震孔）への影響の少ない孔内振源（非破壊震源：スパーカー）の開発とデータ解析技術開発からなる。

本技術の開発については、平成 9 年度に孔内振源の設計・製作、平成 10 年度には製作した孔内震源（非破壊震源：スパーカー）の適用試験を実施した<sup>3),5)</sup>。平成 11 年度は、MIU-1 号孔および MIU-2 号孔を用いて、深度 1,000m までを対象とした適用試験を実施した<sup>2)</sup>。また、データ解析技術開発として、分解能の向上を目的としたフルウェーブインバージョンと呼ばれるデータ解析手法の開発を行った。

表 4 . 3 8 に適用試験におけるデータ取得の仕様を示す。土岐花崗岩を対象とした適用試験の結果は、以下のとおりである。

- ・孔間距離を約 100m、深度 1,000m を対象として本スパーカーを用いてトモグラフィデータを取得することができた。
- ・前回の適用試験のデータから、本スパーカーによる一回の発振で、初動 P 波をノイズから分離抽出できる距離は約 260m と見積もった。しかし、今回の適用試験では観測されるノイズが大きく、一回の発振で初動 P 波を認識できる距離は 150m 程度であった。
- ・初動 P 波を認識できる距離の限界について複数回の発振によるスタッキング（データの重ね合わせ）試験を実施した結果、S/N 比が向上する（初動 P 波が認識しやすくなる）スタッキングの効果が確認できた。図 4 . 7 4 は 32 回のスタッキングで初動 P 波が認識できた例である（振源と受振点の距離は約 240m）。

また、取得データから初動 P 波の伝播時間を読み取って初動走時トモグラフィー解析を実施した。図 4 . 7 5 は、P 波速度構造解析結果である。解析グリッドの大きさは 2.5m（水平方向）× 3m（深度方向）である。深度 850m 付近を境にして比較的高速度（P 波速度は 5.3km/sec 程度）の上部（浅部）領域と低速度（P 波速度は 4.9km/sec 程度）を示す領域に分かれており、速度検層結果と同様の傾向が認められる。MIU-2 号孔の深度 900m 付近で試錐孔と交差していると思われる月吉断層については、本解析断面上では、周辺岩盤と明瞭な速度コントラストを有する構造としては認められなかった。

表 4.38 トモグラフィーデータ取得仕様

	平成 10 年度適用試験 (AN-1,3 号孔)	平成 11 年度適用試験 (MIU-1,2 号孔)
孔間距離	約 36m	約 95m
データ取得深度	30m ~ 364m	762m ~ 1,000m (発振) 762.5m ~ 1,000m (受振)
起振点間隔/起振点数	1m/335 点 (AN-1)	2m/120 点 (MIU-2)
受振点間隔/受振点数	2m/168 点 (AN-3)	2.5m/96 点 (MIU-1)
取得データ数	56,280 (335 × 168)	11,520 (120 × 96)
データ記録長	192msec	256msec
データサンプリング間隔	0.125msec	0.125msec

さらに、弾性波トモグラフィーデータ解析技術の開発として、フルウェーブインバージョン解析の実データへの適用性に関する研究を実施した。解析対象としたデータは表 4.38 に示した平成 11 年度のスーパーカー適用試験で取得したデータである。

実施内容は主に以下の 3 項目である。

- ・一連の解析コードの妥当性を検証するための数値シミュレーション
- ・フルウェーブインバージョン解析を実データに適用するために必要な実データの前処理に関する検討
- ・フルウェーブインバージョン解析の実施ならびに課題の抽出

図 4.76 にフルウェーブインバージョンによる解析結果を示す。解析グリッドの大きさは 25cm × 25cm であり、一般的に数 m 程度と考えられる従来の初動走時トモグラフィーと比較して高分解能の解析結果が得られている。深度方向の速度変化について速度検層結果と同様の傾向が認められたが、水平に近い送受信ペアのデータ以外はノイズが大きく、解析に使用することができなかつたため、水平層的な構造を有する解析結果となった。今後、フルウェーブインバージョン解析ではノイズに対する適用限界を検討するとともに、フルウェーブインバージョン解析方法の改良の可能性についても検討していく必要がある。

### 3) 地下水の水理特性調査技術開発 (1,000m 対応水理試験装置)

地下深部の地下水流動を把握するためには、従来の土木分野などでは不透水層として取り扱われていた  $10^{-8}$ m/sec 以下の透水性を有する難透水性岩盤の水理学的特性を明らかにすることが必要である。また、調査対象深度が数百 m 以深であることから、調査機器には高温高圧下で高精度なデータを取得できることが求められている。そのため、東濃地科学センターでは、深度 1,000m までの難透水性岩盤を対象とした原位置透水試験を可能とする装置の開発 (図 4.77)<sup>6),7)</sup>を行ってきた。本装置は、平成 9 年度までに製作され、本計画および広域地下水流動研究で運用されている。

本装置の基本構造には、試錐孔内で発生する孔内崩壊を考慮してパイプ方式 (測定部を口









ッドに接続して昇降する方式)を採用している。本装置により実施可能な透水試験方法は、非定常法のスラグ法と難透水性岩盤を対象に考案されたパルス法、および定常法の1つである揚水試験である。これらの透水試験法を併用することによって、 $10^{-6}$ m/sec オーダーから $10^{-12}$ m/sec までの幅広い透水係数の測定範囲を確保している。

本装置の最大の特徴は、5連のマルチパッカ - と装置の先端に装着したBTVである。5連のマルチパッカ - によって、装置の再設置なしに試験区間を2m から14m まで変更可能であり、試験区間以外の区間の間隙水圧や水温を測定することにより、試験区間を区切るパッカ - の遮水効果を確認することができる。この機能は、試験結果の品質を保証する上で極めて有効である。

また、BTV によってリアルタイムで装置の前方や側方の岩盤状況を把握することができるため、孔内抑留の可能性のある箇所の回避やパッカ - 設置部分の岩盤状態の確認、さらに、特定の割れ目(帯)を対象とするような試験区間の設定に精度が求められる場合でも確実に装置を設置することが可能である。

さらに、平成10年度からは、本装置を屈曲孔に対応させられるよう、センタライザーを加えるなどの改良を行った<sup>3)</sup>。本改良の概念図を図4.78に示す。

#### 4) 地下水の地球化学特性調査技術開発

##### 1,000m 対応採水装置の開発

地表から掘削した試錐孔を利用して、地質環境が本来有する特性を可能な限り乱すことなく、地表から地下深部までの地下水の地球化学的性質を高精度かつ迅速に把握するため、深度1,000m までの地下水採水が可能な装置の開発を行ってきた<sup>7),8)</sup>。本装置は、平成9年度までに製作され、本計画および広域地下水流動研究で運用されている。

本装置は、地上部、中継部、孔内部から構成されており(図4.79) 地下水を採取する機能は全て孔内部に集約されている。装置の基本構造には、前述の水理試験装置と同様に、孔内崩壊を考慮してパイプ方式を採用している。

採水機能については、被圧不活性状態で地下水を採取できるようにするためのバッチ式採水機能を備えるとともに、採水作業の効率化を図るため、ポンプアップによる連続排水機能も装備している。

さらに、平成10年度からは、本装置を屈曲孔に対応させられるよう、フレキシブルジョイントを加えるなどの改良を行った<sup>3)</sup>。本改良の概念図を図4.80に示す。

##### 地球化学検層ユニットの開発

本ユニットは、原位置試験における地下水の物理化学パラメータの取得を目的に開発されたものであり、pH、酸化還元電位、電気伝導度、硫化物イオン濃度、水温が測定可能である。

本ユニットは、1,000m 対応採水装置内に装着して使用され、連続採水時にリアルタイムで







地下水の物理化学パラメータが確認可能である。これによって、ダブルパッカ - で区分された採水区間内において、孔内水が地層水に置換されていく様子が確認可能であり、的確な地下水採取のタイミングを知ることができる<sup>8)</sup>。

## 5) 岩盤の力学特性調査技術開発

### 1,000m 対応初期応力測定装置の開発

岩盤の初期応力は、地質環境のデータのひとつであるとともに、超深地層研究所計画の研究坑道の設計の最適化や安定性の評価、あるいは坑道掘削による影響を数値解析する際の境界条件として不可欠である。

一般に用いられている初期応力測定手法は、水圧破砕法や応力解析法などの試錐孔を利用する方法と、AE 法や DRA 法などのコアを利用する方法がある。それぞれの手法は実用段階から研究開発段階までの様々なレベルにあるとともに、測定・解析するうえでの制約条件があること、さらには、適用深度についても制限がある。このため、深度 1,000m における三次元初期応力を求めることができる信頼性の高い方法は現状では存在しない<sup>9)</sup>。

上記のような状況を踏まえ、深度 1,000m を対象とした三次元初期応力を測定する手法を確立することを目的として、1,000m 対応初期応力測定装置を開発することとした。本装置は、応力解放法により、原位置において初期応力を測定する装置である(図4.81)。

本装置の開発については、平成8年度から平成9年度にかけて、国内外の研究事例を対象とした文献調査を行い、手法の選定、装置の概念設計および技術的課題を抽出した<sup>1),4),9)</sup>。これに基づき、平成10年度から、測定装置の設計、装置の一部(ひずみゲージおよび温度計を装備するひずみゲージセル、レコーダー、電池および方位・傾斜測定装置を格納する耐圧容器)を製作した<sup>3)</sup>。平成12年度以降、残る装置(方位・傾斜測定装置およびレコーダー)を製作し、機能試験を実施する計画である。

## 6) 坑道の掘削を伴う調査研究段階以降に必要な調査技術・調査機器の開発

### 連続波レーダ調査技術の開発

一般に、レーダートモグラフィー調査が適用されるスケール(試錐孔の孔間距離)は、数十m程度までであるが、送信・受信信号に連続波を採用することにより、特に花崗岩などの結晶質岩を対象とした場合は比抵抗が大きくエネルギーの損失が少ないため、孔間距離を広げられる可能性がある。釜石鉱山などで適用実績のあるポアホールレーダ調査技術の高度化として、調査深度の拡大と分解能の向上を図ることを目的とした、連続波レーダ調査法の技術開発を実施した。連続波レーダ調査技術開発は、アクロス(精密制御定常信号システム)の技術<sup>10)</sup>を応用して、従来のレーダ探査より格段に高い空間分解能と格段に大きな探査距離の両立を目標としている。



本開発においては、平成 10 年度に連続波レーダー実験機を製作した。平成 11 年度は、地表付近の不均質性の把握、および大地の誘電率の周波数依存性把握ツールとしての利用の観点から、実験機のアンテナ 3 種（対象周波数帯域：1～5 MHz、5～50MHz、50～200MHz）について、空気中での入力インピーダンス測定および水上での入力インピーダンス測定（水の誘電率の周波数依存性測定）を実施し、アンテナと媒質の合成インピーダンスに関する基礎データを取得した<sup>2)</sup>。

#### 試錐孔を利用した長期連続観測装置の開発

地下水圧などの観測を行う MP システムは、第 2 段階での立坑掘削や大規模な揚水試験によって発生する高差圧環境における観測性能を有していない。そのため、このような高差圧環境に対応した長期連続観測装置を開発してきている。

平成 11 年度までに製作した機器を用いて深度 200m までの適用試験を実施した。適用試験を行った結果、概ね正常に作動することが確認できた。ただし、深度検出装置にノイズが発生し（チャタリング）、正確に測定ポートの深度への接続ができない場合があった。ノイズ発生の原因はケーシング内の油汚れが主であることが判明したため、ケーシング内面を有機溶剤で洗浄した結果、チャタリングの発生をほぼ抑えることができた<sup>2)</sup>。

#### 研究坑道壁面調査システムの開発

研究坑道掘削時における研究坑道壁面の地質学的観察により得られる情報は、地表からの調査予測結果を検証する重要なデータとなるとともに、研究坑道周辺の地質環境を把握するうえでも重要である。これまでにトンネル切羽調査システムなどの技術に関する情報収集を行い、課題の抽出を行った。抽出された課題は以下のとおりである<sup>3)</sup>。

- ・岩盤壁面調査では、割れ目などの不連続面の分布や湧水状況、さらには風化状況などの抽出が重要である。割れ目の抽出には高分解能の精度が求められ、湧水状況や風化状況の抽出には色彩の情報が必要と考えられる。これらのことから、壁面観察装置としてデジタルカメラを採用した調査システムが効果的である。
- ・最も高解像度のデジタルカメラ（平成 10 年度当時で 600 万画素）を採用し、直径 6m の立坑壁面を 4～6 枚の写真でカバーした場合、2mm 程度の分解能が見込まれる。
- ・現場観察装置の設計内容や製作コストは、主にデジタルカメラによる壁面撮影作業の自動化/手動の程度に依存する。
- ・画像処理による不連続面の抽出は実用化されているが、湧水ならびに風化状況の自動抽出の実用例はない。

## 7) データベース・地質環境データ解析・可視化システムの構築

### データベースの構築

超深地層研究所計画においては、調査・試験の進捗に応じ、膨大な量のデータを取得する計画である。そのデータを管理・運用するため、平成8年度からデータベースシステムの導入を開始した<sup>4)</sup>。データベースシステムについては、地熱技術開発株式会社が開発した統合型地下資源データベースシステム GEOBASE を導入し、以下の点について改良を行ってきた<sup>1),3)</sup>。

- ・調査データの取得方法は解析手法などデータの品質を保証する情報を管理するためのテーブルの追加
- ・試錐孔での岩芯記載、化学分析のデータを管理するためのテーブルの追加
- ・試錐孔内での時系列データを管理するためのテーブルの追加
- ・BTV 調査によりピックアップされた割れ目の情報を検索・表示する機能の追加
- ・パソコンを利用した簡易検索ソフトウェアの開発
- ・各研究者がイントラネット上で GEOBASE を利用可能なシステムへの改良

データベースシステムには、試錐孔データ(位置情報)、物理検層データ、水理試験データ、地質柱状図、表層水理データなどを登録してきている。

### 地質環境データ解析・可視化システムの開発

地質構造モデルは、水理地質構造、地下水の地球化学、岩盤力学のモデル化の基礎となる。したがって、コンピュータグラフィックによる地質構造モデルの可視化は、任意に視点の移動や断面図が作成できることから、これらのモデル構築の際の検討材料としての情報共有が容易になる。

地質構造モデルの可視化のため、三次元可視化ソフトウェアである Dynamic Graphics, Inc. 製の EarthVision を導入した<sup>1),4)</sup>。EarthVision は、各地層の境界面や断層などの不連続面の形状を推定し、これらの面をその位置関係や形成過程を考慮し、組み合わせることにより三次元の地質構造モデルを構築するものである<sup>11),12)</sup>。また、この EarthVision は、海外における主要な地層処分研究開発プロジェクトである Sellafeld (Nirex)、Wellenberg (Nagra)、Äspö HRL (SKB)、および Yucca Mountain (USGS, USDOE) においても地質構造モデルの構築に使用された実績をもつソフトウェアである<sup>13)</sup>。本可視化システムは、第1フェーズに行われた地質構造モデルの構築に用いている(詳細は、4.1 地質・地質構造を参照)。地質構造モデルの構築においては、地形面や各地質の境界面、断層面の推定には、EarthVision の有する機能の一つであるスプライン補間に基づくミニマム・テンション理論を適用した。この手法は、入力された位置や方向に関する情報を基に、n次元の多項式を用い、最も滑らかな曲面でデータ間を補間する方法である<sup>14)</sup>。

また、本可視化システムでは、データシステム GEOBASE との連携を確保するとともに、差

分法による三次元飽和不飽和浸透流解析コードである FRAC-AFFINITY<sup>12)</sup>を導入した。本解析コードの特徴は以下のとおりである。

- ・多孔質媒体部と割れ目系媒体部を同時に取り扱うことが可能なハイブリッド媒体である。
- ・割れ目系媒体部については、決定論的割れ目と確率論的割れ目の両者を考慮することが可能である。
- ・多孔質媒体部および割れ目系媒体部(決定論的割れ目部)の物性値については、各地質・地質構造ごとに均質に設定する方法と、フラクタル理論を用いた地球統計学的手法により不均質に設定する方法を選択することが可能である。
- ・確率論的割れ目は、ランダムに発生させる場合と、位置固定で発生させる場合の2種類が設定できる。また、物性値については、均質な場合と正規分布を用いて確率論的に発生する場合が選択できる。
- ・地質構造モデル構築に使用した EarthVision からのデータインターフェース環境がシステム化されているため、入力データの作成および差分メッシュの作成が容易である。

平成 12 年度以降は、これまで構築したシステムが有する飽和不飽和浸透流解析コードに割れ目の透水異方性などを考慮できる機能を追加するなどの改良を行っていく。

## 8) 情報公開技術の開発

超深地層研究所計画において実施する地層科学研究を説明を、一般の方々によりわかりやすくしていくため、バーチャルリアリティ技術(以下、VR技術)の既存の技術を調査し、本計画における適用性を検討した。これに基づき、超深地層研究所計画の仮想体験ソフトウェア(現在建設されていない本計画の地上施設や研究坑道をあたかも訪ねたかのようにコンピュータ上で動き回れるソフトウェア)を開発するとともに、ヘッドマウンティングを用いてよりリアルに体験できるシステムへと改良を進めてきた<sup>15)</sup>。また、本計画の研究内容の概要を説明するための模型<sup>1)</sup>、ボーリング作業の技術説明用模型を製作した。これらについては、超深地層研究所計画の正馬様洞用地のコミュニティープラザに設置し、一般の方々の説明に用いてきている。

## 4.6 予測結果の評価手法

2.1 超深地層研究所計画における地層科学研究の目標で示したとおり、第1段階の段階目標の1つとして「予測結果の評価方法を決定すること」をあげている。この段階目標は、地表からの調査で取得した地質環境データにより予測した地下の地質環境および研究坑道掘削に伴う地質環境の変化を、坑道の掘削を伴う研究段階（第2段階）で取得される情報との比較により検証するため、第1段階において評価基準を設定し、具体的な評価方法を決定するために設定されたものである。

本段階目標については、予測結果の評価を行うにあたっては、評価を行うための項目、データの取得位置・方法および解析結果の評価の基準を明確に定義する必要がある。そのため、第1フェーズでは、これらの点を念頭において、分野ごとに海外の先行事例についての調査検討を行った。その概要は以下のとおりである。

### 1) 地質・地質構造

地質・地質構造に関する予測の評価は、第2段階の研究坑道で遭遇する地質・地質構造との比較により行うことになる。具体的には、構築した地質構造モデルに基づき、研究坑道の掘削に伴い遭遇する地質・地質構造を予測する。

予測方法やその評価方法については、スウェーデンのHRLプロジェクトの事例<sup>1)</sup>がある。

HRLプロジェクトでは、施設スケール(500~1,000m)、ブロックスケール(50~100m)、詳細スケール(5~10m)のそれぞれについて、以下の項目を考慮した地質構造モデルを作成している。

- ・施設スケール：割れ目帯
- ・ブロックスケール：岩相、割れ目帯、岩石物性、割れ目特性
- ・詳細スケール：岩石物性、割れ目特性

それぞれのモデルに基づき、以下の項目についての具体的な予測を行っている。

岩相：岩相の量比、岩相境界の位置、岩相境界の出現頻度、鉱物量比、変質度

割れ目帯：位置、走向、傾斜、幅、RQD（大規模な場合）

岩石物性：マトリクス空隙率、密度

割れ目特性：割れ目系の数、方向性、分布間隔、トレース長、充填鉱物

予測値には信頼区間と確実度が含まれ、予測値と信頼区間は、サンプル位置を考慮したうえで専門家などの判断により決定されている。実測値が信頼区間にあれば予測が妥当と評価され、予測の妥当性の程度は、

絶対百分率誤差 = (予測値と実測値の差の絶対値) ÷ 実測値  
として定量的に表現されている。

## 2) 地下水の水理

地下水の水理に関する予測の評価は、構築した水理地質構造モデルと、それに基づき行った地下水流動解析の結果を、第2段階の研究坑道掘削中に取得したデータと比較することにより行うことになる。

予測方法やその評価方法の一例として、スウェーデンのHRLプロジェクトでは、地表からの調査の段階で主要な水みちを決定論的に水理地質構造モデルに取り込み、これに基づいて地下水流動解析を実施している<sup>2)</sup>。ここでは、解析結果の検証項目として、研究坑道への地下水の流入量を取り上げている。具体的には、研究坑道への総流入量、研究坑道（斜坑およびスパイラル坑道）沿いに出現する水みちからの流入量、および予め設定した堰における流入量である。なお、結果の検証は定性的な評価にとどめている。

本計画における評価項目としては以下の2点が考えられる。

- ・ 研究坑道への地下水流入量
- ・ 研究坑道掘削に伴う既存試錐孔の水圧変化

研究坑道への地下水流入量については、出現が予想される水みちからの流入量および予め設定した区間での流入量ならびに総流入量についての予測が可能と考えられる。流入量の測定は、研究坑道壁面と壁面にライニングされるコンクリートの間にシートを挟み、シートと壁面の間を流れる地下水を、所定の深度に設定した集水リングにより集め、流入量を測定する方法が考えられる。また大量の湧水が予想される割れ目（帯）については、複数の先進試錐孔を掘削し孔間水理試験を行うことにより湧水量を把握する。湧水量を把握した後は、施工上の必要性からグラウチングによる止水を行うこととなると予想される。この流入量を事前予測結果と比較することにより、予測の妥当性を検証する。

研究坑道掘削に伴う既存試錐孔での水位低下量は、研究坑道掘削前に既存試錐孔に設置したMPシステムにより測定する。MPシステムによる水圧観測の最終的な区間は、研究坑道掘削前に実施される長期揚水試験と当該試験の予測解析結果などに基づいて決定することが考えられる。研究坑道掘削に伴う既存試錐孔での水位低下量を予測解析と比較することにより予測の妥当性を検証する。妥当性の検証については可能な限り定量的に行う方法を検討する。

## 3) 地下水の地球化学

地下水の地球化学の予測結果の評価は、予測する項目について、その値の空間的な分布を、地下水流動の変化の予測結果を利用して予測し、坑道掘削中に実施する試錐孔（地表から掘削した試錐孔）における地下水の採水により取得するデータと予測値と比較することにより、予測結果の妥当性を確認する。

研究坑道の掘削によって生じる現象の一つに、地下水の圧力の低下やその結果としての地

下水流動の変化が考えられる<sup>2)</sup>。地下水の地球化学特性の分布は、地下水流動と密接に関係しており、地下水流動の変化により、地下水の地球化学特性の分布も変化することが想定される。また、研究坑道掘削に伴う地下水位の低下により、岩盤中に大気が侵入し、地質環境の酸化還元条件も変化すると考えられる<sup>3)</sup>。

研究坑道掘削に伴う変化を予測するためには、予測すべき項目の抽出および予測可能な項目を第1段階で行う必要がある。それぞれの実施内容は以下のとおりである。

- ・ 予測すべき項目

第1段階で掘削される試錐孔を利用して採取する地下水を対象に、分析を計画している項目・成分の全てが対象となる。

- ・ 予測可能な項目の選定

第1段階における調査の結果として得られる地下水の地球化学特性の三次元分布をもとに、例えば地表水と地下水で有意な差がない成分、分析などの品質が担保できない(精度が悪い)成分を除外することにより、予測可能な項目の選定(絞り込み)を行う。

#### 4) 岩盤力学

岩盤力学に関しては、地下空洞掘削時の周辺岩盤の挙動やその物性変化をとらえることによって予測結果の妥当性を検証することが一般的である。なお、海外の地下研究施設では、物性値分布の予測という観点から、岩盤分類法の一つであるRMR(Rock Mass Rating)の値の分布を予測した事例はあるが、施設全体を対象として掘削時に生じる岩盤の変位挙動などの予測解析を行った事例はない。

地表からの調査予測研究段階におけるモデル化ならびに数値解析により得られる予測結果は、具体的には、岩盤の力学的特性の三次元的な分布(岩石の物理物性・力学物性および初期応力状態)および研究坑道掘削に伴って生じる研究坑道近傍の岩盤の変形挙動および応力変化ならびに応力集中に伴う岩盤の損傷範囲(塑性域の範囲)である。前者は予測解析に使用した岩盤力学モデルを意味し、後者はそれを用いた予測解析により得られる結果を意味する。予測の評価は、岩盤力学モデルと予測結果の両方を検証する必要がある。これは、後者だけを検証データと比較して整合性が認められない場合、原因を特定し改善することが困難なためである。第2段階以降に実施する予測結果の評価方法の概要を以下に示す。

##### 予測の検証において必要となるデータ

地表からの調査予測研究段階における予測結果を検証するうえでは、以下の2種類のデータが必要となる。

##### a) 岩盤力学モデルの検証に必要となるデータ

岩盤力学モデルは、試錐孔調査から得られた物性値に解釈を加え、三次元的に分布させたモデルであるため、この検証データは、実際に三次元的に展開された坑道

周辺岩盤中の力学的特性(岩石の物理物性・力学物性および初期応力分布)となる。

b) 予測解析結果の検証に必要となるデータ

解析の結果として得られる、研究坑道周辺岩盤の挙動(マトリックス部と割れ目のそれぞれの変位およびそれらの複合した全体変位)、応力再配分現象による応力変化の程度と範囲および応力集中に伴う岩盤の破壊領域(塑性域)の範囲が主な検証データとなる。

予測結果の評価方法

a) 岩盤力学モデルの評価

予測に用いた岩盤力学モデルにおける物性ゾーンの区分、各ゾーンごとに設定した物性値や境界条件として与えた初期応力分布などを検証データと比較する。初期応力分布に関しては、研究坑道掘削位置によっては、月吉断層の影響を大きく受けている可能性もあり、この場合には、断層の影響が考慮された研究坑道掘削前の三次元応力分布の予測解析結果が比較対象となる。

b) 予測解析結果の評価

a)の評価で、岩盤力学モデルの評価から予測解析までの過程が妥当であると判断された場合は、b)で示した研究坑道周辺の変形挙動などと予測解析結果との比較・評価を行う。

c) 再解析およびその結果の評価

仮に a)の評価段階で検証データと予測段階での岩盤力学モデル自体に定性的に著しい食い違いが見られる場合は、予測解析結果は原位置岩盤の変挙動などを表現できていない可能性が高いため、a)の評価時に使用したデータによりモデルを再構築し、再解析を行ったうえで b)の段階へ進む。もし、b)の段階で岩盤の挙動と予測結果が定性的に異なる場合は、モデル上考慮されていない現象によりその差が生じたと考えられるため、差を生じた原因を把握し、可能であればモデルに把握された原因を組み込み再解析を実施する。岩盤の挙動と予測結果が定性的に一致し、定量的に異なる場合には、予測解析において設定した各物性値を a)のデータに基づき見直し再解析を実施する。

このような作業過程を経ることにより、調査から岩盤力学モデルの構築、予測解析に至る一連のプロセスの妥当性、地表からの調査予測研究段階で取得すべきデータ項目や精度、および岩盤力学モデル構築のために必要となる調査手法の最適化が可能となる。

## 4.7 深地層における工学的技術の基礎の開発

第1フェーズにおける工学的技術の基礎の開発では、本計画の設計の基本的な考え方を検討するとともに、国内外の先行事例や1994年に原子力委員会<sup>1)</sup>が示した深地層の研究施設に求める成果などを参考に第2段階以降に実施する調査研究項目を選定し、研究坑道レイアウトを検討した。

研究坑道の設計検討においては、研究坑道の設計上考慮すべき項目として、以下のものが考えられる。

従来の地下構造物とは異なり、研究のために掘削され、施工中も並行して種々の研究が行われ、施工自体も研究の一部である。

研究は調査 解析 予測 検証といった一連の手順を踏むことになるが、事前に推定できなかった地質環境に遭遇した場合に、これを回避あるいはそれを新たな研究対象とすべく、当初の設計を柔軟に変更できる設計である必要がある。

このような考え方は、海外の先行事例においては"DESIGN AS YOU GO"と呼ばれており、研究成果をあげるための一つの方策となっている<sup>2)</sup>。

本研究において行われる地層科学研究は、地質・地質構造調査、水理調査、地下水の地球化学的調査（地下水の化学組成やその形成過程）、物質移動研究（岩盤の割れ目中の地下水や物質の移動経路など）、岩盤力学研究、調査技術、調査機器の改良、開発、工学的技術研究（岩盤の修復技術など）、地震観測のような項目で構成される。

このように多種多様な研究が複雑に関係しており、研究全体の目標と個々の研究の目標を達成できる試験方法や手順、レイアウト、さらに試験相互間の影響を考慮した全体的なレイアウトを適正に設計していくことが重要となっている。

以上のような観点から、第1フェーズでは、本研究における設計の基本的な考え方を検討した。また、国内外の先行事例や原子力委員会（1994）<sup>1)</sup>が示した深地層の研究施設に求める成果などを検討し、第2段階以降実施する調査研究項目を想定し、研究坑道のレイアウトを検討した<sup>3)</sup>。

### 1)設計の基本的な考え方

第1フェーズにおいて検討した本計画の設計の基本的な考え方は以下のとおりである（図4.82）。

最初に本研究に求められる研究成果の検討結果に基づいて、調査研究項目の選定を行う。次いで、選定された項目をもとに、研究坑道の展開手順、ならびに研究坑道の仕様決定方法を検討する。この検討において求められる要件として以下の項目が考えられる。

- 選定した調査研究項目が研究成果目標を達成できること
- 研究成果の統合化を踏まえた研究の展開であること



研究実施に伴う施工の制約条件が明確にされていること

～ の要件を満足し、さらに第1段階で取得したデータおよび選定された調査研究項目をもとに研究坑道のレイアウトを具体化することになる。

ここで、上述の三つの要件について以下に説明する。

選定した調査研究項目が研究成果の目標を達成できること

この要件については、以下の項目を考慮することが必要である。

- ・個々の調査研究のために必要な地質環境と場の条件

例えば、水みちとなる割れ目（帯）や断層と坑道の交差部など、主に「坑道の掘削を伴う研究段階」以降に調査研究を実施する場合の地質環境の条件。

- ・個々の調査研究の繰り返し回数

地表からの予測結果の確認、調査手法の検証は、中間ステージ（深度約500m）と最深ステージ（深度1,000m）を利用することにより2回行うことが可能となる。また、深度依存性に関する調査研究は、複数の予備ステージ（研究坑道の維持管理に必要な排水設備などを設置するための水平坑道（3m×3m程度の幌形断面）で深度100mごとに設置する計画）あるいは中間ステージと最深ステージを利用し、できるだけ繰り返して多くの深度で実施することが必要となる。一方、想定外の地質環境と遭遇した場合やサイトに特有な地質環境が明確にされた後に実施する調査研究の繰り返し回数については、今後、各研究段階において得られる調査結果に基づき設定することになる。

- ・個々の調査研究に必要な期間

研究スケジュールの全期間をとおして実施する研究、研究坑道周辺の地質環境の調査に関わる研究、深部の地質環境のデータ取得に関わる研究、深地層における工学的技術の研究など、個々の研究を適切に実施するために必要な概略の期間を設定することになる。

研究成果の統合化を踏まえた研究の展開であること

この要件については、地質環境の総合的な調査技術の確立を目的として、個々の調査研究が対象とする地質環境（割れ目（帯）や断層など）、調査研究の対象領域および実施期間（坑道掘削による影響の前後や影響の修復後など）を考慮したうえで、調査研究の組み合わせによる総合的な研究成果が期待できる展開とすることが重要である。

研究実施に伴う施工の制約条件が明確にされていること

施工の制約条件については、調査研究から求められる施工工程、施工方法、坑内設備に関わる条件などを明確にすることが重要である。研究坑道は、「坑道の掘削を伴う研究段階」、「坑道を利用した研究段階」とおして施工される。両段階では、個々の調査研究の実施と施工が並行して行われるため、施工順序や工期は研究計画全体に大きく及ぼす。また、施工すること自体が調査研究に影響を及ぼす場合も考えられるため、施工を中断する必要も生じ

る。調査研究から求められる施工工程、施工方法、坑内設備に関わる条件などを以下に示す。

- ・ 施工工程に関わる条件  
調査研究の観点から施工を中断する、あるいは施工のサイクルに調査研究の実施工程を組み込むなどの条件
- ・ 施工方法に関わる条件  
調査研究の観点から、研究の場となる坑道の施工方法を限定する条件
- ・ 坑内設備に関わる条件  
調査研究の観点から、研究坑道の設備の仕様を限定する条件
- ・ その他（施工の中断の判断に関わる事項）  
割れ目（帯）や断層が坑道と交差することが予想される地点や、坑道の施工中に想定外の地質環境に遭遇した場合など、調査研究の実施の必要性から施工を中断する場合

## 2) 研究坑道レイアウトの一例

国内外の先行事例や 1994 年に原子力委員会<sup>1)</sup>が示した深地層の研究施設に求める成果などを検討し、第 2 段階以降実施する調査研究項目（水平坑道掘削影響試験、断層を対象とした調査、物質移動試験など）を想定し、研究坑道のレイアウトを検討した。ただし、調査研究項目の選定は、現時点で最終的に決定できるものではない。現在行われている「地表からの調査予測研究段階」の調査研究の進捗を踏まえつつ、今後、選定していくことになる。

現時点でのレイアウトの一例は以下のとおりである。

超深地層研究所は地上施設と研究坑道からなる。現地点までの検討により作成した研究坑道の例を図 4.83 に示す。研究坑道は、地下 1,000m 程度の深地層へアクセスするための主立坑、第 3 段階の研究を行なう 2 つの水平坑道群（中間ステージ、最深ステージ）、主立坑 950m 付近に分布することが予測される月吉断層を回避して最深ステージを掘削するためのスパイラル坑道、および換気立坑などからなる。

研究実施領域では、「地表から調査予測研究段階」で明らかにされてきたとおり、割れ目密度の少ない岩盤（400m, 700m）と断層の影響によって割れ目密度の多い岩盤（800m 以深）の 2 種類の岩盤が分布している。これらの各々の岩盤での研究の場を確保することなどの理由で、研究坑道には、水平坑道群を中間ステージ（深度 500m 程度）と最深ステージ（深度 1,000m 程度）の 2 深度に設ける。また、最深部にある月吉断層を立坑掘削で貫くことにより、主立坑への地下水の大規模な流入が生じ、その結果として水理場を大きく乱すことが考えられるため、断層を避けて先に最深部に到達するためのスパイラル坑道を設ける。これにより、工事機械の移動や、立坑での掘削影響試験の観測試錐孔を水平に複数の深度で掘削することが容易になるという利点がある。

地上施設は、研究・管理棟、試料管理棟、機器の維持管理のための施設の他、立坑坑口立屋、捨石の堆積場、排水処理施設などからなる。



## 5. まとめ

### (1)地質・地質構造

調査の種類・量、解析・評価の方法および結果の精度との関係を事例的に確認していくため、地下水流動の解析領域（約 4km×6km）研究実施領域とともに、文献や本計画以外で取得された情報を用いた地質構造モデルの構築、本計画第1段階第1フェーズの調査結果を付加した地質構造モデルの構築という2段階でモデル化を行った。

文献や本計画以外で取得された情報を用いた地質構造モデルの構築では、モデル化する上で必要となる割れ目帯の連続性（特に花崗岩）についての十分な情報がなく、結果として花崗岩については風化部とそれ以外の岩盤にしか区分できていない。

第1フェーズの調査結果を付加した地質構造モデルの構築では、研究実施領域で実施した物理探査や試錐孔調査により抽出された、化学組成の異なる黒雲母花崗岩と優白質花崗岩、割れ目密度の異なる上部割れ目帯、健岩部、断層（月吉断層）に伴う割れ目帯を地質構造モデルに加えることができた。

しかしながら、第1フェーズの調査結果を付加して構築した地質構造モデルは、研究実施領域北東部の地質構造、高角度の地質構造、1,000m以深の地質構造に関する情報が不足していることによる不確実性を有する。

### (2)地下水の水理

表層水理調査では、地下水流動解析における上部境界条件（地下水涵養量）の設定および解析結果の確認データを取得する技術を開発するため、領域内の河川流量や気象パラメータなどの観測を実施した。これまでの観測から地下水涵養量は降水の数%～十数%程度であるという結果が得られている。

また、深層水理調査では、MIU-1,2,3号孔を用いた水理試験を実施した。その結果、領域内の地下水位、岩盤の透水性、地下水流動経路と考えられる高透水性の割れ目帯および領域内に分布する月吉断層の水理学的性質（遮水機能）を推定することができた。

第1フェーズにおける水理地質構造モデルの構築と地下水流動解析は、調査の種類・量、解析・評価の方法および結果の精度（深部地質環境の理解度）との関係を事例的に確認するため、文献や本計画以外で取得された情報によるモデルの構築および地下水流動解析と、MIU-1,2,3号孔など本計画で取得されたデータを付加したモデルの構築および地下水流動解析の2段階で行った。いずれの段階も、連続体モデルを用いたものであるが、MIU-1,2,3号孔など本計画で取得されたデータを加えたモデルの構築および地下水流動解析では、不均質性を考慮した等価連続体モデルの適用を試みた。その結果、不均質性を考慮した等価連続体モデルでは、割れ目分布の傾向に沿った不規則な水頭低下領域が形成され、かつ、遮水機能

を有すると推定されている月吉断層について、この仮説を水頭変化などで表現することができるなど、割れ目や断層などの不連続構造を含む中領域の地下水流動解析において、より現実的な地下水流動を予測できることがわかった。

### (3)地下水の地球化学

広域地下水流動研究などによる地下水の採取・分析および物理化学パラメータの測定により、研究実施領域周辺の花崗岩分布域における浅部（深度 300m 以浅）の地下水は  $\text{Ca}^{2+}\text{-Na}^+\text{-HCO}_3^-$  型で中性（pH7）かつ酸化性（ $E_h > 0\text{mV}$ ）の地下水であるのに対し、深部（深度 300m 以深）では、 $\text{Na}^+\text{-HCO}_3^-$  型で弱アルカリ性（pH9）かつ還元性（ $E_h < -300\text{mV}$ ）の地下水へ変化していることなどが明らかとなっている。

研究実施領域の地下水の地球化学については、水質形成機構の検討のため、試錐孔掘削で得られた岩芯（花崗岩中）の  $\text{Fe}^{3+}$  と  $\text{Fe}^{2+}$  の量比を測定した結果、深度約 300m 以浅では相対的に  $\text{Fe}^{3+}$  が多いことが認められた。このことは、花崗岩中における岩石の酸化還元環境が、深度 300m 付近を境に変化することを示している。

今後、第 2 フェーズにおける試錐調査（MIU-4 号孔）において地下水を採水・分析を行うとともに、広域地下水流動研究で取得されたデータも含めて、地下水の地球化学特性の代表性を示すため、岩石の化学組成、鉱物組成と併せて、地下水水質形成機構（水 - 岩石反応）を検討していく。

### (4)岩盤力学

AN-1 号孔、MIU-1,2,3 号孔において取得した物理物性、力学物性および初期応力データに基づき、AN-1,MIU-1 号孔の調査結果に基づくモデル、MIU-2 号孔のデータを加えたモデル、MIU-3 号孔のデータを加えたモデルの 3 段階で、岩盤力学概念モデルを構築した。その結果、物理物性・力学物性や応力状態の異なる 3 つのゾーン（地表～深度 300,400m 程度、深度 300,400m～700m 程度、深度 700～1,000m 程度）からなる岩盤力学概念モデルを構築することができた。

今後、月吉断層およびそれに付随する割れ目帯の力学物性を把握するとともに、上記モデルをベースとした数値解析を実施し、同モデルの妥当性を検証する必要がある。また、不連続面の力学物性をジョイントせん断試験により評価し、割れ目の影響を考慮した原位置岩盤物性の評価を行い、上記モデルの定量化を図る。

## (5) 調査技術・調査機器の開発

東濃地科学センターがこれまで開発してきたものを含め、既存の調査技術・調査機器の改良・高度化を図った。また、坑道の掘削を伴う調査研究段階（第2段階）以降に必要となる調査技術・調査機器の開発などを行った。

試錐掘削技術開発のうち、リバース式三重管ワイヤライン工法については、試錐掘削の周辺設備も含めた一連のシステムの設計を行った。部分保孔装置の開発では、部分ケーシングおよび挿入装置と、部分拡孔用ビットを併せて、適用試験を実施した。

地質構造調査技術開発としては、地下深部での不連続面の広がりを把握するための弾性波トモグラフィ調査技術の開発について、既存の試錐孔を用いて深度 1,000m までを対象とした適用試験を実施するとともに、データ解析手法の検討を行った。

地下水の水理特性調査技術開発および地下水の地球化学特性調査技術開発については、平成 10 年度までに製作・運用を行っている 1,000m 対応水理試験装置および 1,000m 対応採水装置それぞれについて、屈曲孔に対応させるよう改良を行った。

岩盤の力学特性調査技術開発としては、1,000m 対応初期応力測定装置の設計を実施し、現在、製作を実施中である。

坑道の掘削を伴う調査研究段階以降に必要となる調査技術・調査機器の開発については、連続波レーダー調査技術、試錐孔を利用した長期連続観測装置、研究坑道壁面調査システムの開発を行った。

本計画において取得されるデータを一括管理するためのデータベースを構築し、取得したデータを随時登録した。地質環境モデル構築および地下水流動解析に利用されている地質環境データ解析・可視化システムについては、システムの改良を行い、機能性および操作性を向上させた。

情報公開技術の開発としては、VR 技術を導入し、本計画の仮想体験ソフトウェアを開発するとともに、ヘッドマウンティングを用いて、リアルに体験できるシステムへと改良してきた。

## (6) 予測結果の評価手法

予測結果の評価を行うにあたっては、評価を行うための項目、データの取得位置・方法および解析結果の評価手法の基準を明確に定義する必要がある。第1フェーズでは、これらの点を念頭において、各分野ごとに海外の先行事例についての調査を行った。

## **(7) 深地層における工学的技術の基礎の開発**

国内外の先行事例や、1994年に原子力委員会が示した深地層の研究施設に求める成果などを検討し、本計画の設計の基本的な考え方を検討した。さらに、想定した調査研究に基づき、研究坑道の展開手順、仕様決定方法について検討するとともに、第1段階で取得したデータも踏まえ研究坑道の具体的なレイアウトの案を策定した。

(参考文献)

〔第1章〕

- 1)原子力委員会編(1994):21世紀の扉を拓く原子力-原子力の研究、開発及び利用に関する長期計画-.
- 2)動燃事業団(1996):超深地層研究所地層科学研究基本計画,動燃事業団技術報告書,PNC TN7070 96-002.
- 3)動燃事業団(1996):超深地層研究所計画年度計画書(平成8年度),動燃事業団技術報告書,PNC TN7010 97-004.
- 4)動燃事業団(1997):超深地層研究所計画年度計画書(平成9年度),動燃事業団技術報告書,PNC TN7010 97-005.
- 5)サイクル機構(1998):超深地層研究所計画年度計画書(平成10年度),サイクル機構技術報告書,JNC TN7410 98-002.
- 6)サイクル機構(1999):超深地層研究所計画年度計画書(平成11年度),サイクル機構技術報告書,JNC TN7410 2001-004.
- 7)サイクル機構(1998):超深地層研究所-地表からの調査予測研究段階計画-平成10年度、11年度研究計画書,サイクル機構技術報告書,JNC TN7410 99-004.

〔第2章〕

- 1)サイクル機構研究開発課題評価委員会(1999):平成11年度研究開発課題評価(事前評価)報告書 評価課題「深地層の研究施設における研究計画」.
- 2)動燃事業団(1996):超深地層研究所地層科学研究基本計画,動燃事業団技術報告書,PNC TN7070 96-002.
- 3)貝塚爽平ほか(1964):木曾川・矢作川流域の地形発達,地理評,37, pp.89-102.
- 4)K.Wakita(1988):Origin of chaotically mixed rock bodies in the Early Jurassic to Early Cretaceous sedimentary complex of the Mino terrane, central Japan, Bull. Geol. Surv. Japan, Vol.39(11), pp.675-757.
- 5)石原舜三ほか(1969):東濃地方ウラン鉱床の基盤花崗岩類,地調報告,232, pp.113-127.
- 6)領家研究グループ(1972):中部地方領家帯の花崗岩類の相互関係,地球科学,26, pp.205-216.
- 7)糸魚川淳二(1980):瑞浪地域の地質,瑞浪市化石博物館専報,1, pp.1-50.
- 8)山崎晴雄ほか(1980):活断層研究会編 日本の活断層,東京大学出版,pp.186-195.
- 9)サイクル機構(2000):広域地下水流動研究の現状-平成4年度~平成11年度-,サイクル機構技術報告書,JNC TN7400 2000-014.

〔第3章〕

- 1) サイクル機構(1998): 超深地層研究所 - 地表からの調査予測研究段階計画 - 平成10年度、11年度研究計画書, サイクル機構技術報告書, JNC TN7410 99-004.

〔第4章〕

〔4.1〕

- 1) サイクル機構(1998): 超深地層研究所 - 地表からの調査予測研究段階計画 - 平成10年度、11年度研究計画書, サイクル機構技術報告書, JNC TN7410 99-004.
- 2) M. J. White, C. del Olmo (1996): The Application of Geological Computer Modelling Systems to the Characterisation and Assessment of Radioactive Waste Repositories, Proc. the International Conference on Deep Geological Disposal of Radioactive Waste, Canadian Nuclear Society, pp. 3-235 ~ 3-244.
- 3) M. J. White, J. P. Humm et al. (1998): GEOMASS: Geological Modelling Analysis and Simulation Software for the Characterisation of Fractured Hard Rock Environments, Proc. the third Äspö International Seminar, Oskarshamn, June 10-12 1998, SKB TR-98-10, pp.233-242.
- 4) T. McEwen (1995): The Scientific and Regulatory Basis for the Geological Disposal of Radioactive Waste, Chapter 8, pp.239-320, John Wiley & Sons.
- 5) I.C. Briggs (1974): Machine Contouring Using Minimum Curvature, Geophysics, Vol. 39, pp.39-48.
- 6) 動燃事業団(1994): 日本のウラン資源, 動燃事業団技術報告書, PNC TN7420 94-006.
- 7) 動燃事業団(1995): 東濃とその周辺地域のウラン資源, 動燃事業団技術報告書, PNC TN7420 95-005.
- 8) サイクル機構(2000): 広域地下水流動研究の現状 - 平成4年度~平成11年度 -, サイクル機構技術報告書, JNC TN7400 2000-014.
- 9) 杉原弘造ほか(1992): 新第三系堆積岩における立坑掘削影響試験の概要, 土木学会地下空間シンポジウム 1992, pp.185-194.
- 10) 井上大榮ほか(1992): リニアメントの断裂系としての特性とその評価, 応用地質, 33巻3号, pp.25-34.
- 11) 山崎晴雄ほか(1980): 活断層研究会編 日本の活断層, 東京大学出版, pp.186-195.
- 12) 小出 馨ほか(1994): リニアメント分布特性による広域地下水流動調査領域の検討, 地質調査所研究発表会, 第229回プログラム, p.3.
- 13) 小林公一・小出 馨(1995): リニアメントの分布特性に基づく地質構造区分, 日本応用地質学会中部支部平成7年度支部研究発表会・講演会予稿集, pp.13-16.
- 14) 動燃事業団(1997): 概査領域を対象とした地質構造調査, 動燃事業団契約業務報告書, JNC TJ7440 2000-027.

- 15) 糸魚川淳二 (1980): 瑞浪地域の地質, 瑞浪市化石博物館専報, No.1, pp.1-50.
- 16) サイクル機構 (1999): 電磁法による地上物理探査, サイクル機構契約業務報告書, JNC TJ7420 99-007.
- 17) サイクル機構 (1994): 東濃地域を対象にした屈折法弾性波探査による地質構造調査 (その1), サイクル機構契約業務報告書, JNC TJ7308 94-007.
- 18) 川村知範ほか (1996): 小型油圧インパクトによる反射法地震探査 - 東濃地域、月吉断層を対象として -, 地質学会第104年学術大会論文要旨集, p.521.
- 19) 動燃事業団 (1996): 地層科学研究において掘削された試錐孔の位置と掘削長, 動燃事業団技術報告書, PNC TN7420 96-008.
- 20) N.Katayama et al., (1974): "Genesis of uranium deposits of the Tono mine, Japan", IAEA-SM-183/11.
- 21) 尾方伸久ほか (1992): 堆積岩の地質学的特性および透水係数, 見掛け比抵抗相互の関係とその水理地質構造モデル化への適用, 応用地質, Vol.32, No.6, pp.51-62.
- 22) 柳澤孝一ほか (1992): 立坑掘削に伴う地下水流動影響調査研究 - 東濃ウラン鉱山試験立坑を例として -, 応用地質, Vol.33, No.5, pp.32-49.
- 23) サイクル機構 (2000): 地質構造把握のための岩芯観察, サイクル機構契約業務報告書, JNC TJ7440 2000-015.
- 24) 吉田英一ほか (1989): 深部花崗岩中の割れ目解析 - 岐阜県東濃地域に分布する花崗岩類を例にして -, 応用地質, Vol.30, No.3, pp.11-22.
- 25) 佐久間秀樹, 坪田浩二 (1988): 土岐花崗岩における RAMAC システムの適用試験, 物理探査学会第78回 (昭和63年度春期) 学術講演会講演論文集, pp.305~309.
- 26) サイクル機構 (1999): バイブレーションによる弾性波探査, サイクル機構契約業務報告書, JNC TJ7420 99-005.
- 27) サイクル機構 (2000): 正馬様洞用地における反射法弾性波探査, サイクル機構契約業務報告書, JNC TJ7420 99-020.
- 28) サイクル機構 (1999): 立坑掘削予定地点における試錐調査 (MIU-1号孔), サイクル機構契約業務報告書, JNC TJ7440 98-001.
- 29) サイクル機構 (1999): 正馬様洞用地における試錐調査 (MIU-2号孔), サイクル機構契約業務報告書, JNC TJ7420 99-016.
- 30) サイクル機構 (2000): 正馬様洞用地における試錐調査 (MIU-3号孔), サイクル機構契約業務報告書, JNC TJ7440 2000-022.
- 31) N.Fujii (1968): "Genesis of the fireclay deposits in Tajimi-Toki district, Gifu Prefecture, Central Japan", Rept. Geol. Surv. Japan, No.230, pp.1-56.
- 32) Japan Nuclear Cycle Development Institute (JNC) (1999): Working Programme for MIU-4 Borehole Investigations. JNC Technical Report, JNC TN7410 99-007, JNC Tono Geoscience Center.

[ 4 . 2 ]

- 1) サイクル機構(1998): 超深地層研究所 - 地表からの調査予測研究段階計画 - 平成10年度、11年度研究計画書, サイクル機構技術報告書, JNC TN7410 99-004.
- 2) 三枝博光ほか(2000): 超深地層研究所計画における地質構造モデルの構築及び地下水流動解析, サイクル機構技報, No.9, pp.89-101.
- 3) 須山康宏ほか(2000): 広域地下水流動研究における地質構造のモデル化及び地下水流動解析, サイクル機構技術報告書, JNC TN7400 2000-012.
- 4) 今井 久ほか(1990): 3次元飽和不飽和浸透流解析プログラム TAGSAC の概要, 動燃事業団技術報告書, PNC TN7410 90-026.
- 5) 稲葉秀雄ほか(1998): 東濃鉱山周辺領域を対象とした地下水流動解析, 動燃事業団技術報告書, PNC TN7410 98-001.
- 6) 地下水ハンドブック編集委員会編(1989): 地下水ハンドブック, 建設産業調査会.
- 7) D.K.Todd(1989): Groundwater Hydrology Second edition, John Wiley & Sons.
- 8) 八幡敏雄(1975): 土壌の物理, 東京大学出版会.
- 9) 小田川信哉ほか(1999): 東濃鉱山周辺流域における水収支の算定とその今後の展望, 岩盤地下水理に関するワークショップ論文集, pp.13-18.
- 10) 三枝博光ほか(1998): 東濃地域を対象とした地下水流動解析, 動燃事業団技術報告書, PNC TN7410 98-004.
- 11) サイクル機構(2000): DH-1号孔における調査研究報告書, サイクル機構研究報告書, JNC TN7400 2000-006.
- 12) サイクル機構(2000): DH-2号孔における調査研究報告書, サイクル機構研究報告書, JNC TN7400 2000-007.
- 13) サイクル機構(2000): DH-3号孔における調査研究報告書, サイクル機構研究報告書, JNC TN7400 2000-008.
- 14) 山内大祐ほか(2000): 「超深地層研究所計画用地周辺の水収支観測結果」, サイクル機構技術報告書, No.9, pp.103-114.
- 15) サイクル機構(2000): 地下水位観測孔の連続地下水位データ整理業務, サイクル機構契約業務報告書, JNC TJ7440 2000-017.
- 16) サイクル機構(2000): 正馬様用地における地下水位計の設置, サイクル機構契約業務報告書, JNC TJ7440 2000-018.
- 17) サイクル機構(1999): わが国における高レベル放射性廃棄物地層処分の技術的信頼性 - 地層処分研究開発第2次取りまとめ - 分冊1 わが国の地質環境, サイクル機構技術報告書, JNC TN1400 99-021.
- 18) 尾方伸久ほか(1995): 河川水の流量および水質による表層部の地下水流動の推定 - 岐阜県東濃地域におけるケーススタディー - , 応用地質, Vol.36, No.1, pp.2-13.

- 19) サイクル機構 (2000): 土壌水分地下水位観測データの整理業務, サイクル機構契約業務報告書, JNC TJ7440 2000-026.
- 20) サイクル機構 (2000): 広域地下水流動解析対象地域における地下水位データ整理業務, サイクル機構契約業務報告書, JNC TJ7440 2000-010.
- 21) サイクル機構 (1999): 立坑掘削予定地点における試錐調査 (MIU-1号孔), サイクル機構契約業務報告書, JNC TJ7440 98-001.
- 22) サイクル機構 (1999): 正馬様洞用地における試錐調査 (MIU-2号孔), サイクル機構契約業務報告書, JNC TJ7420 99-016.
- 23) サイクル機構 (2000): 正馬様洞用地における試錐調査 (MIU-3号孔), サイクル機構契約業務報告書, JNC TJ7440 2000-022.
- 24) サイクル機構 (1999): 広域地下水流動研究における試錐調査 (その2) (DH-9号孔), サイクル機構契約業務報告書, JNC TJ7440 98-002.
- 25) サイクル機構 (2000): 広域地下水流動研究における試錐調査 (その3) (DH-11号孔), サイクル機構契約業務報告書, JNC TJ7440 2000-023 Vol.2.
- 26) サイクル機構 (2000): MIU-2・MIU-3号孔間における孔間水理試験の実施, サイクル機構契約業務報告書, JNC TJ7400 2000-011.
- 27) サイクル機構 (2000): 不均質等価連続体モデルを用いた広域地下水流動解析, サイクル機構契約業務報告書, JNC TJ7440 2000-008.
- 28) 菊地宏吉ほか (1992): 節理分布性状の確率統計学的モデル化に関する研究 (その2) - 節理分布特性要素と確率モデル -, 応用地質, Vol.33, No.5, pp.19-31.
- 29) 大野博之ほか (1993): 岩盤割れ目のフラクタル (その2) - フラクタル特性と分布のばらつき -, 応用地質, Vol.34, No.2, pp.12-26.
- 30) 下茂道人ほか (1996): 等価不均質連続体モデルによる割れ目性岩盤の浸透流解析手法, 大成建設技術研究所報 vol.29, pp.257-262.
- 31) サイクル機構 (1999): 超深地層研究所 地下施設の設計研究 [平成10年度], 核燃料サイクル開発機構契約業務報告書, JNC TJ1400 99-001.

[ 4 . 3 ]

- 1) サイクル機構 (1998): 超深地層研究所 - 地表からの調査予測研究段階計画 - 平成10年度、11年度研究計画書, サイクル機構技術報告書, JNC TN7410 99-004.
- 2) 財団法人電力中央研究所, 電気事業連合会 (1999): 高レベル放射性廃棄物地層処分の事業化技術報告書.
- 3) 尾方伸久ほか (1995): 河川水の流量および水質による表層部の地下水流動の推定 - 岐阜県東濃地域におけるケーススタディー -, 応用地質, Vol.36, No.1, pp.2-13.
- 4) サイクル機構 (1999): わが国における高レベル放射性廃棄物地層処分の技術的信頼性分冊1, サイクル機構技術報告書, JNC TN1400 99-021.

- 5) サイクル機構 (2000): 広域地下水流動研究の現状 - 平成4年度~平成11年度 - , サイクル機構技術報告書, JNC TN7400 2000-014.
- 6) Japan Nuclear Cycle Development Institute (JNC) (1999) : Working Programme for MIU-4 Borehole Investigations. JNC Technical Report, JNC TN7410 99-007, JNC Tono Geoscience Center.

[ 4 . 4 ]

- 1) サイクル機構(1998): 超深地層研究所 - 地表からの調査予測研究段階計画 - 平成10年度、11年度研究計画書, サイクル機構技術報告書, JNC TN7410 99-004.
- 2) J. Yin, F.H. Cornet(1995): Integrating hydraulic data and focal plane solution for regional stress determination, Proc. International Workshop on Rock Stress Measurement at Great Depth , pp13-18.
- 3) M.Brudy, M.D.Zoback(1993): Compressive and tensile failure of boreholes arbitrarily-Induced to principal stress axis: application to the KTB borehole, Int. J. Rock. Mech. Min. Sci., pp.1035-1038.
- 4) サイクル機構(1998): 立坑掘削予定地点における試錐調査(MIU-1号孔), サイクル機構契約業務報告書, JNC TJ7440 98-001.
- 5) サイクル機構(1998): MIU-1号孔のコアを用いた室内試験, サイクル機構契約業務報告書, JNC TJ 7440 99-018.
- 6) サイクル機構(1998): MIU-1号孔のコアを用いた地圧測定, サイクル機構契約業務報告書, JNC TJ 7440 98-003.
- 7) サイクル機構(1998): AN-1号孔における水圧破砕法による初期応力測定, サイクル機構契約業務報告書, JNC TJ7420 99-013.
- 8) サイクル機構(1999): AN-1号孔およびMIU-1号孔における力学特性調査結果, サイクル機構技術報告書, JNC TN7420 99-004.
- 9) サイクル機構(1999): 正馬様用地における試錐調査(MIU-2号孔), サイクル機構契約業務報告書, JNC TJ 7410 99-016.
- 10) サイクル機構(1998): MIU-2号孔における水圧破砕法による初期応力測定, サイクル機構契約業務報告書, JNC TJ7440 98-003.
- 11) M.Kuriyagawa et al.(1988): Application of hydraulic fracturing to three dimensional in-situ stress measurements, Proc. 2<sup>nd</sup> Workshop on hydraulic fracturing stress measurement, pp.307-340.
- 12) サイクル機構(2000): MIU-2号孔における力学特性調査結果および月吉断層上盤側岩体の岩盤力学的概念モデル, サイクル機構技術報告書, JNC TN7420 2000-001.
- 13) 国土地理院編(1990): 日本の地殻水平ひずみ.

- 14) サイクル機構(2000) : 正馬様用地における試錐調査(MIU-3 号孔), サイクル機構契約業務報告書, JNC TJ7440 2000-002.
- 15) サイクル機構(2000) : MIU-3 号孔における水圧破砕法による初期応力測定, サイクル機構契約業務報告書, JNC TJ7430 2000-005.
- 16) サイクル機構 (2001) : MIU-3 号孔における力学特性調査結果及び正馬様用地における土岐花崗岩体の岩盤力学的概念モデル, サイクル機構技術報告書, JNC TN7420 2001-001 .
- 17) サイクル機構(1999) : 99SE-02 孔における水圧破砕法による初期応力測定, サイクル機構契約業務報告書, JNC TJ7430 2000-001.
- 18) サイクル機構(1999) : 広域地下水流動研究における試錐調査 (その 2)(DH-9 号孔) , サイクル機構契約業務報告書, JNC TJ7440 98-002.
- 19) N.Maeda, T.Sato, H.Matsui and K.Sugihara (1999): Estimation of applicability of stress measurement methods and three dimensional stress state in soft sedimentary rock, Proceeding of THE '99 JAPAN-KOREA JOINT SYMPOSIUM ON ROCK ENGINEERING, pp.277-284.

[ 4 . 5 ]

- 1) サイクル機構 (1998) : 超深地層研究所計画年度報告書 (平成 9 年度), サイクル機構技術報告書, JNC TN7400 99-003.
- 2) サイクル機構 (2000) : 超深地層研究所計画年度報告書 (平成 11 年度), サイクル機構技術報告書, JNC TN7410 2001-003.
- 3) サイクル機構 (1999) : 超深地層研究所計画年度報告書 (平成 10 年度), サイクル機構技術報告書, JNC TN7400 2000-001.
- 4) 動燃事業団 (1997) : 超深地層研究所計画平成 8 年度調査研究報告書, 動燃事業団技術報告書, PNC TN7410 97-042.
- 5) サイクル機構 (1999) : 試錐孔内用震源 (スパーカー) の適用試験, サイクル機構契約業務報告書, JNC TJ7420 99-006.
- 6) 中野勝志ほか (1996) : 1,000m 対応水理試験装置の結晶質岩への適用例, 第 31 回地盤工学研究発表会平成 8 年度発表講演集, pp.2145-2146.
- 7) 小出馨ほか (1998) : 地層科学研究における地下水調査・解析技術開発の現状, 原子力バックエンド研究, Vol.4, pp.59-71.
- 8) 濱 克宏ほか (1995) : 1,000m 対応採水装置の開発, 日本地下水学会 1995 年度秋季講演会講演要旨集, pp.20-25.
- 9) 佐藤稔紀ほか (1998) : 1,000m 対応の応力解放法による測定装置開発の現状, 資源・素材学会 '98 (北九州), 企画発表・一般発表(A)資料, pp.41-44.
- 10) 熊澤峰夫ほか (1998) : 電磁アクロスの一般理論と実用化の意義, 日本地震学会 1998 年秋季大会, p.B07 .

- 11) M. J. White, C. del Olmo (1996) : The Application of Geological Computer Modelling Systems to the Characterisation and Assessment of Radioactive Waste Repositories , Proc. the International Conference on Deep Geological Disposal of Radioactive Waste , Canadian Nuclear Society , pp . 3-235 ~ 3-244 .
- 12) M. J. White, J. P. Humm et al. (1998) : GEOMASS: Geological Modelling Analysis and Simulation Software for the Characterisation of Fractured Hard Rock Environments , Proc. the third Äspö International Seminar, Oskarshamn, June 10-12 1998 , SKB TR-98-10 , pp.233-242 .
- 13) T. McEwen (1995) : The Scientific and Regulatory Basis for the Geological Disposal of Radioactive Waste, Chapter 8, pp.239-320, John Wiley & Sons .
- 14) I.C. Briggs(1974) : Machine Contouring Using Minimum Curvature , Geophysics , Vol. 39 , pp.39-48 .
- 15) 斎藤 宏ほか (2000) : 超深地層研究所計画に関する情報提供活動へのVR技術の適用 , サイクル機構技報, No.7, pp.93-98.

[ 4 . 6 ]

- 1) R. Stanfors et al. (1997) : Äspö HRL - Geoscientific evaluation 1997/3. Results from pre-investigations and detailed site characterization. Comparison of predictions and observations. Geology and Mechanical stability, SKB Technical Report 97-04.
- 2) I. Rhén et al. (1997) : Äspö HRL - Geoscientific evaluation 1997/4. Results from pre-investigations and detailed site characterization. Comparison of predictions and observations. Geohydrology, groundwater chemistry and transport of solutes, SKB Technical Report 97-05.
- 3) I. Rhén et al. (1997) : Äspö HRL - Geoscientific evaluation 1997/2. Results from pre-investigations and detailed site characterization, SKB Technical Report 97-03.

[ 4 . 7 ]

- 1) 原子力委員会編 (1994) : 21世紀の扉を拓く原子力 - 原子力の研究、開発及び利用に関する長期計画 - .
- 2) 坪谷隆夫 (1997) : 超深地層研究所計画 , 放射性廃棄物研究 , Vol.3, No.2, pp.109-114.
- 3) 見掛信一郎ほか (2000) : 超深地層研究所における研究計画と研究坑道設計の考え方 , サイクル機構技報, No.6, pp.105-113.