

# 広域地下水流动研究の現状

## —平成 4 年度～平成 11 年度—

2 0 0 0 年 1 1 月

核燃料サイクル開発機構  
東濃地科学センター

本資料の全部または一部を複写・複製・転載する場合は、下記にお問い合わせください。

〒319-1184 茨城県那珂郡東海村村松4番地49  
核燃料サイクル開発機構  
技術展開部 技術協力課

Inquiries about copyright and reproduction should be addressed to :

Technical Cooperation Section,  
Technology Management Division,  
Japan Nuclear Cycle Development Institute  
4-49 Muramatsu, Tokai-mura, Naka-gun, Ibaraki 319-1184,  
Japan

© 核燃料サイクル開発機構 (Japan Nuclear Cycle Developement Institute)  
2000

2000年11月

## 広域地下水流動研究の現状

—平成4年度～平成11年度—

小出 韶*	中野勝志**
竹内真司**	濱 克宏**
松井裕哉**	池田幸喜**
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、サイクル機構という）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深部地質環境の科学的研究を地層科学として実施している。この研究の一環として、広域における地質環境、特に地下水の流動と地球化学的性質を把握するための体系的な調査・解析技術の開発を重要な研究課題として、「広域地下水流動研究」を平成4年度から岐阜県土岐市にある東濃鉱山およびその周辺域を研究開発の場として実施している。

本研究では、開始後の5年間（平成4年度～平成8年度）までは、主として調査・解析に関する要素技術の開発とその有効性・適用性の確認に主眼を置いた研究が行われ、深度1000m対応の水理試験装置・採水装置などをはじめ、深部地質環境の特性を把握するための調査機器・手法が実用化された。その後は、要素技術の開発と並行して、広域を対象とした地下水の流動および地球化学的性質に関する研究を通して、地質環境調査技術の体系化に向けた研究開発が進められている。

これまでに、約10km四方の研究実施領域を対象にリモートセンシング調査、空中物理探査、地上物理探査、地表地質調査、表層水理調査、試錐調査および地下水長期観測が実施された。これにより、表層地質の分布、花崗岩体の岩相（粒度・鉱物組成）の不均質性などの地質学的情報、花崗岩の透水性や地下水の水頭分布などの水理学的情報、花崗岩中ににおける地下水の水質形成機構などの地球化学的情報が得られている。さらに、これらの調査研究を通して、地質環境を調査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。

---

\* 地層科学研究情報化グループ \*\* 地質環境特性研究グループ

## Regional Hydrogeological Study Project Results from 1992-1999 Period

Kaoru Koide\*, Katsushi Nakano\*\*  
Shinji Takeuchi\*\*, Katsuhiro Hama\*\*  
Hiroya Matsui\*\*, Kouki Ikeda\*\*  
Ken Hasegawa\*\*, Kozo Sugihara\*\*  
Seietsu Takeda\*\*

### *Abstract*

The 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 Regional Hydrogeological Study (RHS) project in the Tono region, central Japan. The main goal of the RHS project is to develop and demonstrate surface-based investigation methodologies to characterize geological environments at a regional scale in Japan.

The RHS project was initiated in 1992. The first five years of the project were devoted mainly to develop methodologies and techniques for deep borehole investigations in crystalline rock in Japan. Investigations to verify the performance of new instruments and methods for borehole drilling, hydraulic testing and groundwater sampling were conducted. In the last four years, surface-based investigations and a stepwise development of models of the geological environment have been carried out.

To date, remote sensing, geological mapping, airborne and ground geophysical investigations, and measurements in eleven deep boreholes have been carried out. Hydro monitoring is continuing in these boreholes. Important results that have been obtained from these investigations include multi-disciplinary information about the heterogeneity of lithology and hydraulic, geochemical and rock mechanical properties of the granitic rock, and evolution of the groundwater geochemistry. Technical knowledge and experience have been accumulated, which allow application of the methodologies and techniques to characterize the 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 is 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 Integration and Dissemination Group, \*\* Geoscience Research Group

## 目次

	ページ
1. はじめに	1
2. 広域地下水流动研究の概要	2
2. 1 研究の目的	2
2. 2 成果の反映先	2
2. 3 研究の構成と進め方	2
2. 4 研究スケジュール	3
3. 広域地下水流动研究における主な研究成果	4
3. 1 研究実施領域の設定	4
3. 2 地質・地質構造に関する研究	4
3. 2. 1 文献調査	4
3. 2. 2 リモートセンシング	8
3. 2. 3 空中物理探査	10
3. 2. 4 地表地質調査	17
3. 2. 5 地上物理探査	21
3. 2. 6 試錐調査	26
3. 2. 7 地質構造モデル	34
3. 3 地下水の水理に関する研究	41
3. 3. 1 文献調査	41
3. 3. 2 表層水理調査	41
3. 3. 3 中・深層水理調査	43
3. 3. 4 地下水流動解析	44
3. 4 地下水の地球化学に関する研究	57
3. 4. 1 地下水の採水方法	57
3. 4. 2 地下水の起源および滞留時間	57
3. 4. 3 地下水の水質および物理化学パラメータ	57
4. 広域地下水流动研究で適用された調査手法・機器	59
4. 1 地下水調査機器	59
4. 2 同位体分析装置	64
4. 3 解析手法	68
5. 成果のまとめ	70
5. 1 地質・地質構造に関する研究	70
5. 2 地下水の水理に関する研究	71
5. 3 地下水の地球化学に関する研究	71
6. 平成 12 年度以降の計画	72
参考文献	73

図・表一覧

	ページ
図 2.1.1 広域地下水水流動研究における調査・研究フロー	3
図 3.1.1 岐阜県東濃地域の地形特徴(LANDSAT 画像および地形断面図)	5
図 3.1.2 約 30km 四方を対象とした地下水水流動解析の範囲と結果(流線図)	6
図 3.2.1 東濃地域のリニアメント判読図および活断層に囲まれた領域毎のリニアメントのローズダイヤグラム	9
図 3.2.2 リニアメントの分布特性に基づく領域区分および領域毎のリニアメントのローズダイヤグラム	11
図 3.2.3 空中磁気探査による極磁気異常図	14
図 3.2.4 空中電磁探査による比抵抗分布平面図(地表下 10m)	15
図 3.2.5 空中自然放射線探査による $\gamma$ 線強度分布図	16
図 3.2.6 研究実施領域周辺の地質	18
図 3.2.7 地上電磁探査の測点位置	22
図 3.2.8 地上電磁探査による比抵抗分布平面図(深度別)	23
図 3.2.9 屈折法弾性波探査の測線位置図および解析断面図	25
図 3.2.10 小型油圧インパクター(反射法弾性波探査)	27
図 3.2.11 反射法弾性波探査の測線位置図および解析断面図	28
図 3.2.12 広域地下水水流動研究における試錐調査地点	29
図 3.2.13 地質構造のモデル化領域	35
図 3.2.14 三次元地質構造モデル	40
図 3.3.1 表層水理定数観測システム	42
図 3.3.2 土岐花崗岩の透水係数分布	45
図 3.3.3 地下水の深度別動水勾配	46
図 3.3.4 地下水流動解析のモデル化領域(約 10km × 10km)	47
図 3.3.5 約 10km × 10km の領域を対象とした水理地質構造モデル	51
図 3.3.6 地下水流動解析結果(全水頭分布: ケース 1・2)	52
図 3.3.7 地下水流動解析結果(全水頭分布: ケース 3・4)	53
図 3.3.8 地下水流動解析結果(地下水流出点)	55
図 3.3.9 試錐孔における全水頭分布(実測値と解析結果との比較)	56
図 3.4.1 土岐花崗岩における深部地下水の化学的性質	58
図 4.1.1 1000m 対応水理試験装置	60
図 4.1.2 1000m 対応揚水試験装置	62
図 4.1.3 1000m 対応採水装置	63
図 4.1.4 移動式支援システム	65
図 4.1.5 地下水モニタリング装置(MP システム)	66
図 4.2.1 タンデム型加速器質量分析計	67
図 4.3.1 フラクタル理論によって推定された岩盤の透水係数分布に基づくウラン移行解析(パーティクルトラッキング)	69
 表 3.1 空中物理探査(固定翼機)の仕様	12
表 3.2 空中物理探査(ヘリコプター)の仕様	13
表 3.3 割れ目計測項目	20
表 3.4 各領域における割れ目とリニアメントの卓越方向	20
表 3.5 地上電磁探査の仕様	24
表 3.6 小型油圧インパクターの仕様	26

	ページ
表 3.7 試錐孔の仕様と調査項目	30
表 3.8 花崗岩の割れ目密度と主な卓越方向	31
表 3.9 各試錐孔における花崗岩の物性（物理検層）	32
表 3.10 各試錐孔における花崗岩の特性（室内試験）	33
表 3.11 モデル化領域において確認された断層の特徴	38
表 3.12 各地質構造要素の物性値	49
表 3.13 解析ケース	50
表 3.14 花崗岩中の地下水の物理化学パラメータ	58

## 1. はじめに

核燃料サイクル開発機構（以下、サイクル機構という）の東濃地科学センターでは、原子力委員会が平成 6 年 6 月に決定した「原子力の研究、開発及び利用に関する長期計画<sup>1)</sup>」に示された「地層処分研究開発の基盤となる深部地質環境の科学的研究」を地層科学研究として実施している。この研究の一環として、広域における地質環境、特に地下水の流動を把握するための体系的な調査・解析技術の開発を重要な研究課題として、「広域地下水流动研究」を平成 4 年度から岐阜県土岐市にある東濃鉱山およびその周辺域を研究開発の場として実施している。

本研究では、開始後の 5 年間（平成 4 年度～平成 8 年度）までは、主として調査・解析に関する要素技術の開発とその有効性・適用性の確認に主眼を置いた研究が行われた。その後は、平成 9 年 3 月に策定された「広域地下水流动研究基本計画書<sup>2)</sup>」に則り、要素技術の開発と並行して、広域を対象とした地下水の流動および地球化学的性質に関する研究を通して地質環境調査技術の体系化に向けた研究開発が進められている<sup>3,4)</sup>。

これまでに、深度 1000mまでの地下水調査を可能とする調査機器が実用化されたことにより、特に花崗岩体中の地質構造や岩盤の透水性、ならびに地下水の地球化学的性質に関するデータが蓄積されている。これらの調査・研究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<sup>5)</sup>に反映されている。また、大学などの外部研究機関にも、貴重な地下深部のデータとして活用されている。

本報告書は、広域地下水流动研究の中間成果報告書として、平成 4 年度から平成 11 年度までに実施された調査・研究の内容および研究成果、ならびに今後の計画について取りまとめたものである。

## 2. 広域地下水流動研究の概要

### 2.1 研究の目的

広域地下水流動研究は、広域（ここでは地下深部における地下水流動の涵養域から流出域までを包含する数 km四方以上の領域を指す）における地表から地下深部までの地質・地質構造、地下水の水理や水質などを明らかにするために必要な調査・解析、ならびに調査・解析結果の妥当性を評価するための技術の開発を目的とする。

### 2.2 成果の反映先

広域地下水流動研究の成果は、地層処分技術の信頼性の確認や安全評価手法の確立を目指とする地層処分研究開発に反映されると共に、広く地球科学の分野における学術的研究の進歩に貢献する。

### 2.3 研究の構成と進め方

地下水の流動を把握するためには、地下水の流動の場となる地質構造や地下水の水頭分布などの情報が必要である。また、地下水の流動経路を特定するためには、地下水の水質形成や滞留時間などの情報が重要となる。一方、地下水の水質形成には、地下水の流動経路における岩石の鉱物学的な性質が深く関与している。このように、地質構造、地下水の水理および地球化学についての情報を統合してはじめて、研究対象とする地下水の流動や水質形成機構を把握することができると考えられる。従って、本研究は地質学、水理・水文学、地下水の地球化学の各分野から構成される。さらに、対象とする地質環境を包括的に理解するための各研究分野から得られる成果の統合化が重要である。

一方、地質環境調査技術の体系化に向けては、地質環境の把握という命題に対して必要十分とされる調査の質と量の判断基準を提示することも重要な検討課題である。地質環境は、本来、不均質性や異方性を有していることから、それらを評価するためには、その推定に含まれる不確実性を評価する必要がある。推定に含まれる不確実性は調査量と深く関係するものと考えられることから、調査・解析プロセスを繰り返すことにより、不確実性と調査量との関係を解明する方法を探ることが有効と考えられる。

このような観点から、本研究では図 2.1.1 に示すように、「地質環境の概念の構築→計画立案→調査・解析→評価」といった一連の調査・解析プロセスを繰り返しながら、上記の課題の解決に向けた検討を実施している。

## 2.4 研究スケジュール

広域地下水流动研究は平成4年度から東濃鉱山およびその周辺域を研究開発の場として実施されている。開始後の5年間（平成4年度～平成8年度）は、主として調査・解析に関する要素技術の開発とその有効性・適用性の確認に主眼を置いた研究が行われた。その後は要素技術の開発と並行して、広域を対象とした地下水の流动および地球化学的性質に関する研究を通して地質環境調査技術の体系化に向けた研究開発が進められている。

今後の広域地下水流动研究のスケジュールは、超深地層研究所計画をはじめとする他の地層科学研究分野の研究開発および地層処分に関わる国の安全基準策定スケジュール等を勘案して設定している。現行のスケジュールでは、主な調査・解析作業を平成16年度までに終了し、その後はモデルやモニタリング技術の検証を目的とした地下水位や水質の長期モニタリングを実施する予定である。

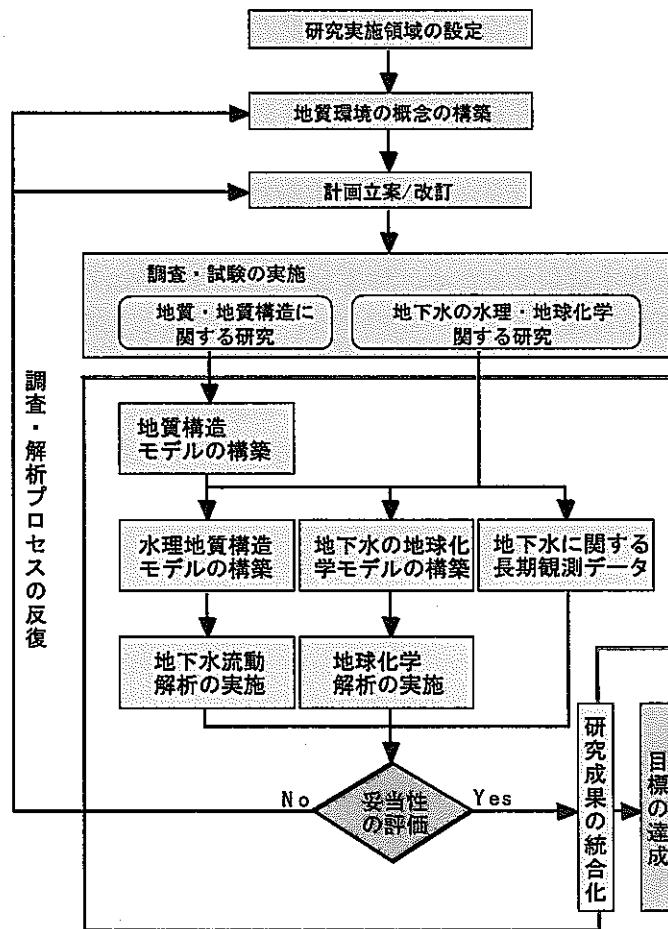


図2.1.1 広域地下水流动研究における調査・研究フロー

### 3. 広域地下水流动研究における主な研究成果

広域地下水流动研究では、平成4年度から平成11年度までに、地質環境調査のための要素技術の開発とその有効性・適用性の確認および地質環境に関する情報の取得のため、リモートセンシング調査、空中・地上物理探査、地表地質調査、表層水理調査、試錐調査(500m級試錐孔4孔、1000m級試錐孔7孔)、地下水長期観測を実施している。これまでに、研究実施領域内に分布する基盤花崗岩の岩相変化や断層の分布・性状などの地質学的情報、地下水涵養量、岩盤の透水性、間隙水圧分布などの水理・水文学的情報、地下水の水質分布や年代(滞留時間)・起源などの地球化学的情報が取得されている。

#### 3.1 研究実施領域の設定

広域地下水流动研究のための研究実施領域を設定するにあたっては、研究の主な目的が地下深部での地下水流动の把握であることから、研究対象となる単一の地下水流动系の涵養域から流出域までを包含すること、また、研究効率の観点から、既往の研究成果を活用できることと共に、他の地層科学研究プロジェクトへの研究成果の反映を考慮した。具体的には、ウラン探査や地層科学研究の成果が蓄積されている東濃鉱山の周辺域における大略的な地形から判断して、図3.1.1に示すように北は木曽川付近から南は土岐川の南岸域を包含する約10kmの範囲を設定した。

この領域設定の妥当性を確認するため、図3.1.2に示す約30km四方の範囲の地下水流动解析を実施した。水理地質構造モデルの構築には、地形情報として国土数値情報の標高データ(50mグリッドのDEM)を用い、地質情報は山下ほか(1990)<sup>6)</sup>を参考にした。また、岩盤の透水性については、梅田・柳澤ほか(1998)<sup>7)</sup>を基に設定した。解析の結果、図3.1.2に示すように東濃鉱山の地下1000m付近を流れる地下水は、土岐川と木曽川の分水界付近を涵養域とし、土岐川付近に流出していることが推定された<sup>8)</sup>。この結果から、本研究での研究実施領域の妥当性を確認することができた。

#### 3.2 地質・地質構造に関する研究

地質・地質構造に関する研究は、広域における地下水流动の観点から地質・地質構造を調査し、地質構造モデルを構築するための研究を通して、地質・地質構造を把握するための一連の調査解析技術の構築を目指している。したがって、本研究で実施される調査は、主要な岩相および大規模な断層の分布、ならびにこれらの特性の把握を主たる目的としている。

##### 3.2.1 文献調査

本研究における調査計画を立案するため、研究実施領域の地質・地質構造の概略を把握す

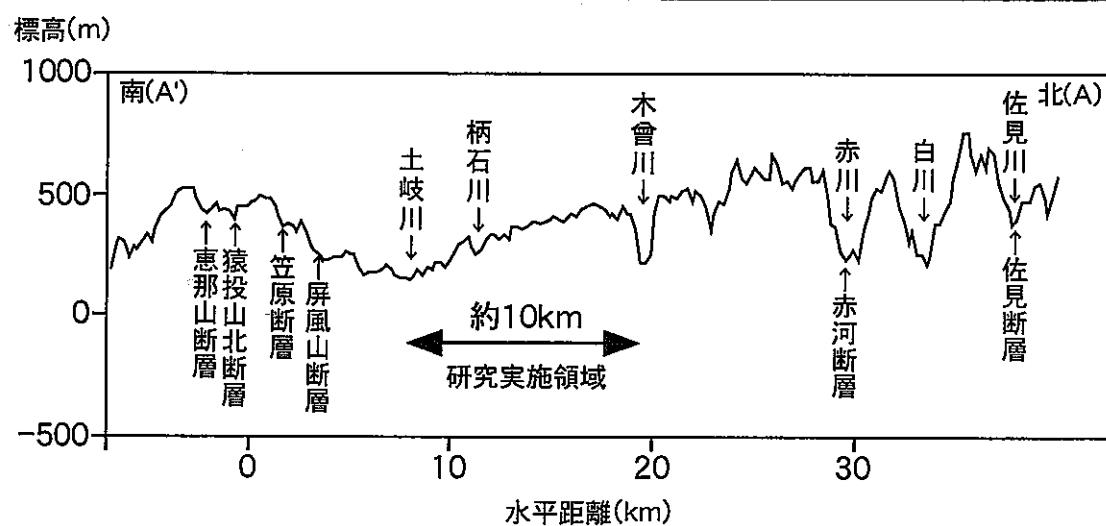
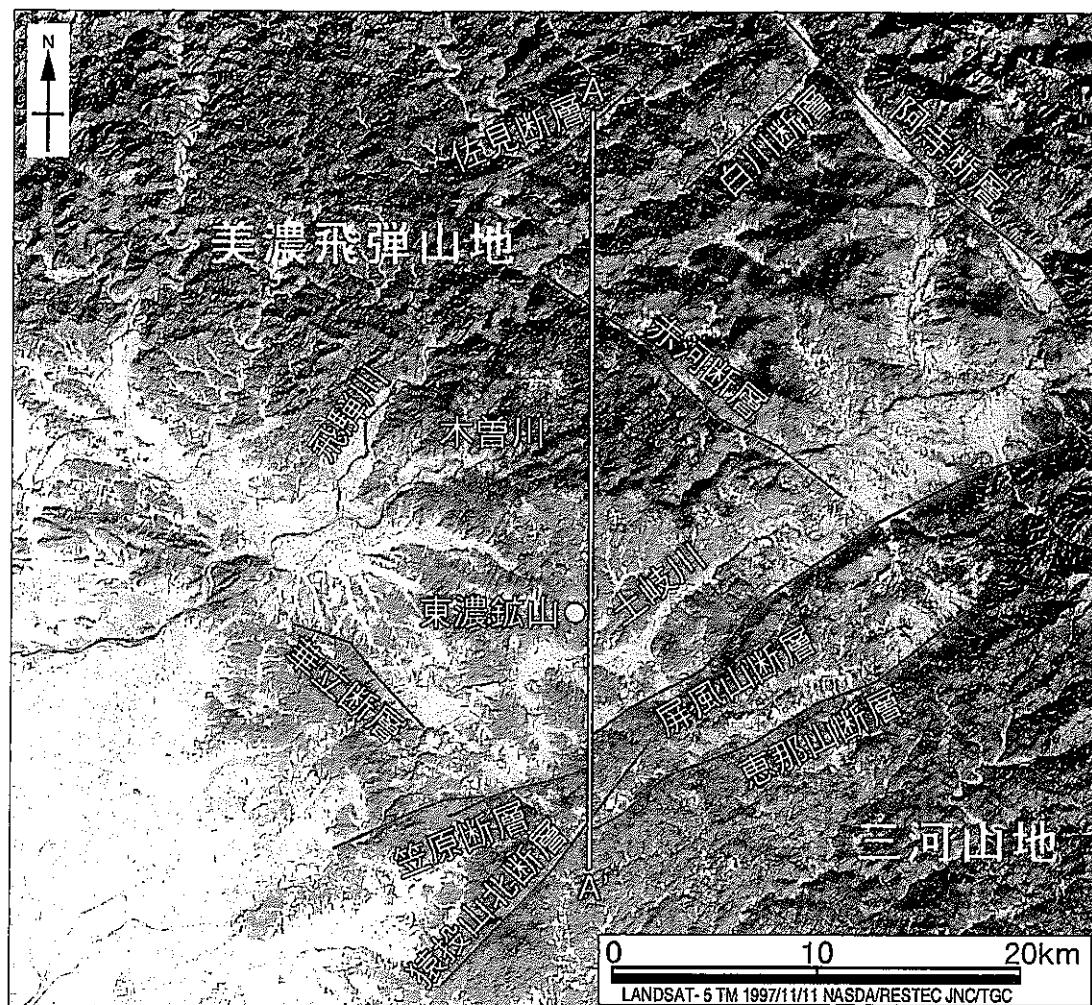


図3.1.1 岐阜県東濃地域の地形特徴 (LANDSAT画像および地形断面図)

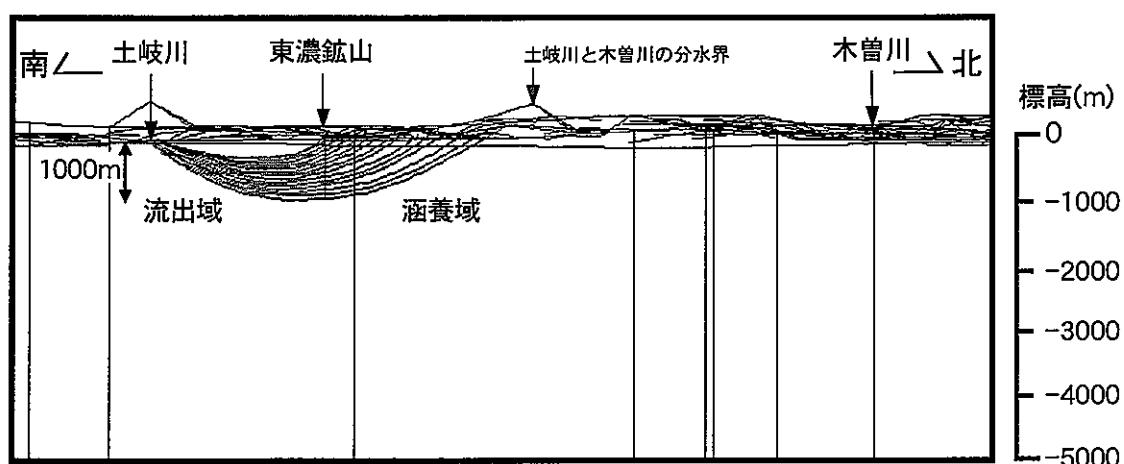


図3.1.2 約30km四方を対象とした地下水流动解析の範囲と結果（流線図）

る目的で、研究実施領域を含む岐阜県・東濃地域の地質・地質構造に関する66件の文献を収集した。これらの文献から得られた研究実施領域の地形および地質の概要は以下の通りである。

### (1) 地形

東濃地域は、図3.1.1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舟底状の地形概観を示す。北部の山地には木曽川が流れ、先行性の河川として深い谷を刻んでいる。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段丘が発達して台地をつくり、河川周辺の低地には沖積地が広がる。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>9)</sup>。

### (2) 地質・地質構造

東濃地域の地質は、大別して、美濃帯の堆積岩類（中生代三疊紀～ジュラ紀）、花崗岩・流紋岩類（中生代白亜紀～古第三紀）、新第三紀中新統、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あり、三疊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>10)</sup>。

花崗岩類は、主に南部の美濃三河高原にいわゆる領家帶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>11)</sup>。

濃飛流紋岩は、研究実施領域の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は土岐花崗岩に貫入されている<sup>12)</sup>。

これらの基盤岩類の上に、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>13)</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の北東－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、それにはほぼ直交する赤河断層、華立断層がある<sup>14)</sup>。また、瑞浪盆地内には、東西に走る月吉断層および北東－南西ないし西南西に走る山田断層帯が存在する<sup>13)</sup>。

### 3.2.2 リモートセンシング

リモートセンシングとは、航空機や人工衛星などに搭載されたリモートセンサーを用いて、地表の対象物から反射または放射される電磁波を収集し、それらのデータを用いて対象物や現象に関する情報を得る技術である<sup>15)</sup>。リモートセンシングによる調査は、現地に入ることなく、広域を均一な精度で、かつ、短期間で調査できることから、地質構造調査では、主に写真地質学的手法によって岩相区分や断層・地すべり地などの抽出を目的に調査の初期段階で実施される。

#### (1) リニアメント判読

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>16)</sup>。本研究では、研究実施領域およびその周辺域での大規模な断層などの不連続構造を把握する目的で、約50km四方の範囲を対象にアメリカの地球観測衛星 LANDSAT の TM (Thematic Mapper: 地上分解能 30m の多重分光走査放射計) 画像 (1/20万) を用いてリニアメントを判読した。図3.2.1に示すように、解析範囲には、活断層研究会(1980)<sup>14)</sup>で存在が報告されている阿寺断層、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に対応するリニアメントをはじめ、1276本のリニアメントが判読された。

解析範囲は、前述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毎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3.2.1に示すように活断層に囲まれた領域毎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、活断層に囲まれる領域毎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えるものと考えられる<sup>17)</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3.2.1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を実施した。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(縮尺、実体視の可否)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 画像の他に、フランスの地球観測衛星 SPOT の HRV 画像 (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

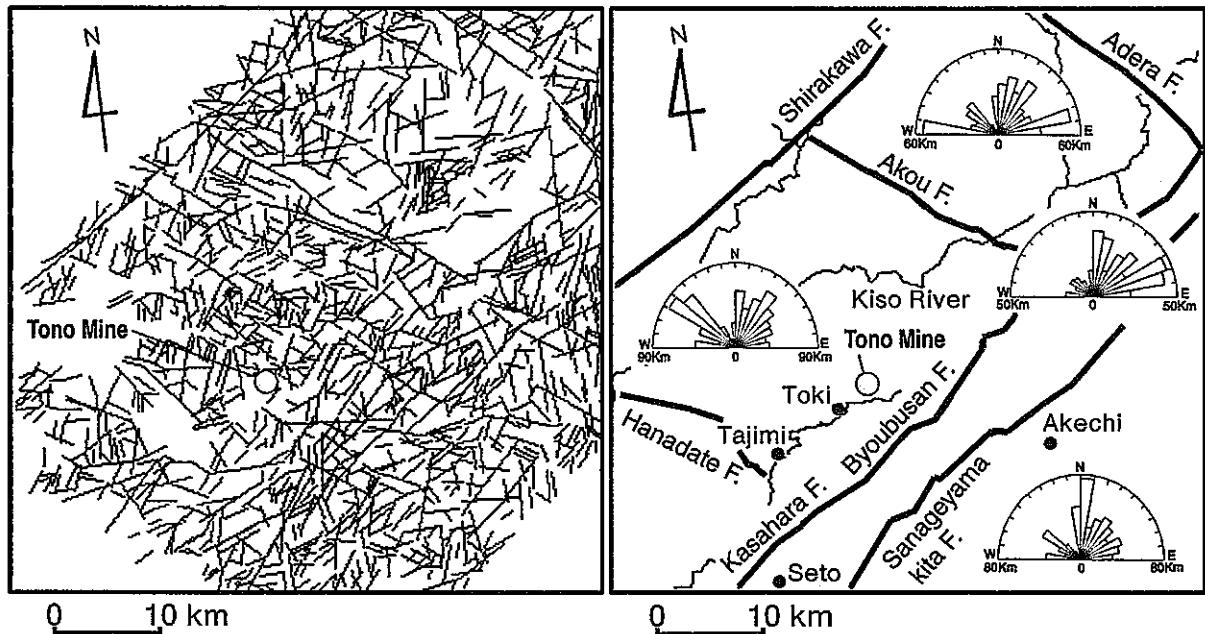


図3.2.1 東濃地域のリニアメント判読図および活断層に囲まれた領域毎のリニアメントのローズダイヤグラム

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>16)</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>18)</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、造構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造構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 3.2.2 に示すように解析範囲を 10 の領域に区分することができた<sup>19)</sup>。

## (2) 水文特性の基礎となる植生情報の抽出

東濃鉱山周辺域の水文特性を把握する目的で、地形図・空中写真により、接峰面図・水系図を作成し、表流水の分布を明らかにした。また、デジタル標高データ (DEM) を用いて地形解析を実施し、東濃鉱山周辺域の地形特徴として、一部に急峻な地形を含む丘陵状の地形を呈していることを示した。さらに東濃鉱山周辺域の地形を表現するためには、グリッド間隔が 20m 以下の DEM が必要であることを明らかにした。次に蒸発散量の影響因子と考えられる林相などの植生情報を取得する手段として、衛星データのもつスペクトル情報を利用する方法を試みた。具体的には、多時期 (夏、秋、冬) の SPOT の HRV データから植被率を示すと考えられる正規化植生指標 (Normalized Differential Vegetation Index : 以下、NDVI という) を算出し、各林相 (針葉樹林、広葉樹林、針広混交林、草地) の季節変化量を求めた。その結果、各林相の季節変化は比較的明瞭に区分できることから、各林相を区分する閾値を設定し、東濃鉱山周辺域 (5 km 四方) を対象とした林相図を作成した。現地調査の結果、実際の林相分布と良く一致しており、本手法の有効性を確認することができた<sup>20)</sup>。

さらに、地下水の流出域 (湧水点) の抽出を目的に、林相・地形を考慮し、SPOT の HRV データから算出された NDVI の高い部分 (以下、高異常部分という) を抽出した。この結果、高異常地点は、地質的には主に未固結砂礫層と新第三紀層との境界および未固結砂礫層と花崗岩との境界部分に集中している。また、地形的には傾斜変換点に多く分布していることから、NDVI の高異常地点は、水理地質構造および地形の観点から地下水の流出域と成りえる可能性の高い地点と一致していることが明らかになった<sup>21)</sup>。

以上のことから、大規模な断層の分布や水文特性に対する影響因子である植生情報を把握する上で、リモートセンシング調査が有効であることを確認することができた。

## 3.2.3 空中物理探査

空中物理探査は、リモートセンシング同様、広い範囲を均一な調査精度で、かつ、短期

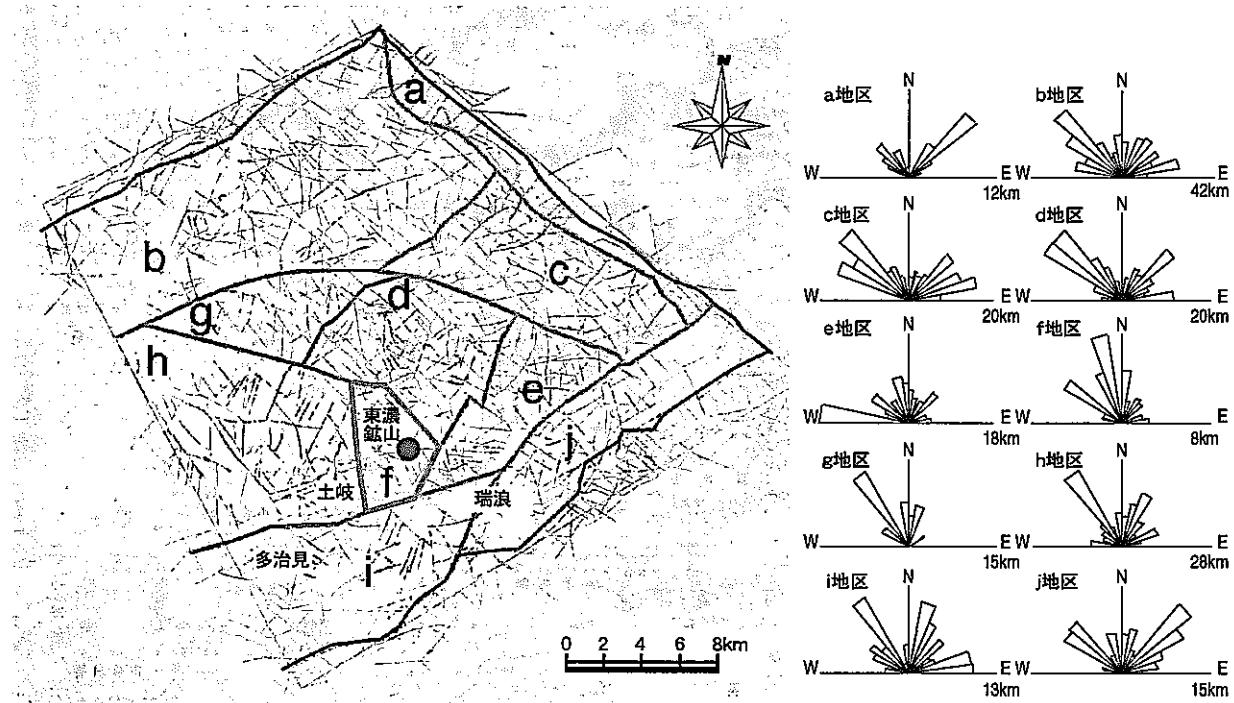


図3.2.2 リニアメントの分布特性に基づく領域区分および領域毎の  
リニアメントのローズダイヤグラム

間で調査できることから、一般に地質構造調査の初期段階で実施される手法である。リモートセンシングとの違いは、電磁探査などにより地下の情報も取得できることである。

本研究では、研究実施領域の岩相分布、堆積岩と基盤花崗岩との不整合面の深度分布、および地形に現れない伏在断層の把握を目的に、航空機（固定翼機）とヘリコプターを用いた空中物理探査を実施した。

### (1) 航空機（固定翼機）による空中物理探査<sup>22)</sup>

大規模な地質構造の推定を目的に、航空機（固定翼機）による磁気探査を実施した。調査範囲は研究実施領域を包含する約30km四方の領域である。測定仕様を表3.1に示す。

調査の結果、本地域の磁気異常分布は、全磁力値が47000nT程度であるのに対し、±70nT未満と変化に乏しく、振幅の大きい明瞭な磁気異常は認められなかった。定性解析結果図と既知の地質構造を比較した結果、本地域の主要な断層である屏風山断層、笠原断層、華立断層が直線的な磁気コントラストの近傍に位置していることが明らかになった。

また、空中磁気探査に伴って実施された露頭における各岩石の帯磁率測定の結果から、調査範囲内に分布する岩石の帯磁率は全般的に低く（花崗岩：平均 $0.06 \times 10^{-3}$ SI、砂岩・泥岩：平均 $0.25 \times 10^{-3}$ SI、凝灰岩：平均 $21.27 \times 10^{-3}$ SI）、一般的に高い帯磁率を示すと考えられる花崗岩が新第三紀の堆積岩よりも低い帯磁率を示すことが明らかになった。堆積岩が相対的に花崗岩より高い帯磁率を示す理由としては、凝灰岩などの火山岩を含むことが考えられる。このような帯磁率の大小関係から、本地域は、帯磁率の高い基盤岩類が深部に分布するという、火成岩が基盤をなす地域の一般的な磁気基盤構造とは逆の磁気基盤構造を有しているといえる。この結果に基づく堆積岩と基盤岩類の2層構造による解析により、基盤岩上面の概略的な深度分布を推定した結果、既往の調査結果と整合した深度分布が得られた。

以上の結果から、固定翼機による空中磁気探査は、大規模な断層の存在の推定や基盤岩上面深度の概略的な傾向の把握など、詳細な地質構造調査を立案するにあたって有用な情報を提供する手法であることが確認できた。

表3.1 空中物理探査（固定翼機）の仕様

飛行間隔 (m)	飛行方向	測線数 (本)	測線長 (km)	対地高度 (m)	平均飛行 速度 (km/h)	データ取得 間隔 (秒)
主測線 400	南北	95	3610	300～760	230	1
交差測線 7000	東西	5	190	300～760	230	1

### (2) ヘリコプターによる空中物理探査<sup>23)</sup>

ヘリコプターによる空中物理探査は、固定翼機に比べ、低空を飛行することが可能であるため、固定翼機による空中物理探査では捕捉困難な小規模な地質構造を把握することが期待できる。本研究では、研究実施領域である約10km四方の範囲を対象に、磁気探査、電

磁探査、VLF 法探査、自然放射線探査を実施した。調査仕様を表 3.2 に示す。なお、VLF 法探査では、送信局からの電波の受信状態の不良から、解析を実施しなかった。また、安全面やヘリコプターの騒音などの影響を最小限に抑えるため、調査範囲内にある高圧送電線、鉄道、市街地、さらに、病院や養鶏場などの施設付近は飛行コースから除外された。

表 3.2 空中物理探査（ヘリコプター）の仕様

飛行間隔 (m)	飛行 方向	測線数 (本)	測線長 (km)	センサー対地 高度 (m)	飛行速度 (km/h)	データ取得間隔 (秒)
電 磁 気 VLF	100	南北	188	568	60 70 60	50 以上
自然放射線	100	南北	135	643	100	90 以上
						1

### ① 空中磁気探査

空中磁気探査で得られた極磁気異常図（図 3.2.3）が示すように、調査範囲内の磁気異常分布は変化に乏しく、全般にわたり顕著な磁気強度の変化は認められない。ただし、調査範囲の東側から西側へ磁気強度が高くなる傾向が認められた。この西高東低の磁気異常分布の傾向は、土岐盆地の堆積構造との相関が認められないことから、基盤岩の性質を示しているものと推定される。

### ② 空中電磁探査

空中電磁探査で得られた地表下 10m の見掛け比抵抗分布平面図（図 3.2.4）と地質図を比較した結果、 $50 \Omega\text{m}$  以上の高比抵抗域が花崗岩などの基盤岩類にはほぼ対応しており、 $50 \Omega\text{m}$  未満の低比抵抗域は堆積岩の分布とおよそ一致していることが明らかになった。また、地表下 10m、40m、80m と深度が増すと共に上層の堆積岩を示す低比抵抗分布域が減少し、花崗岩などの基盤岩類を示す高比抵抗分布域が拡大していく。このことから見掛け比抵抗分布から  $50 \Omega\text{m}$  のセンターを境として花崗岩上面の深度分布を推定した結果、固定翼機による空中磁気探査では捕捉できなかった花崗岩上面の古河川跡（チャンネル構造）を把握することができた。

### ③ 空中自然放射線探査

空中自然放射線探査で得られた  $\gamma$  線強度分布図（図 3.2.5）と既存地質図を比較した結果、1600cps 以上の地域は地表に花崗岩が分布している地域と一致していることから、 $\gamma$  線強度分布を用いて花崗岩の露頭分布を把握することが可能であることが確認された。

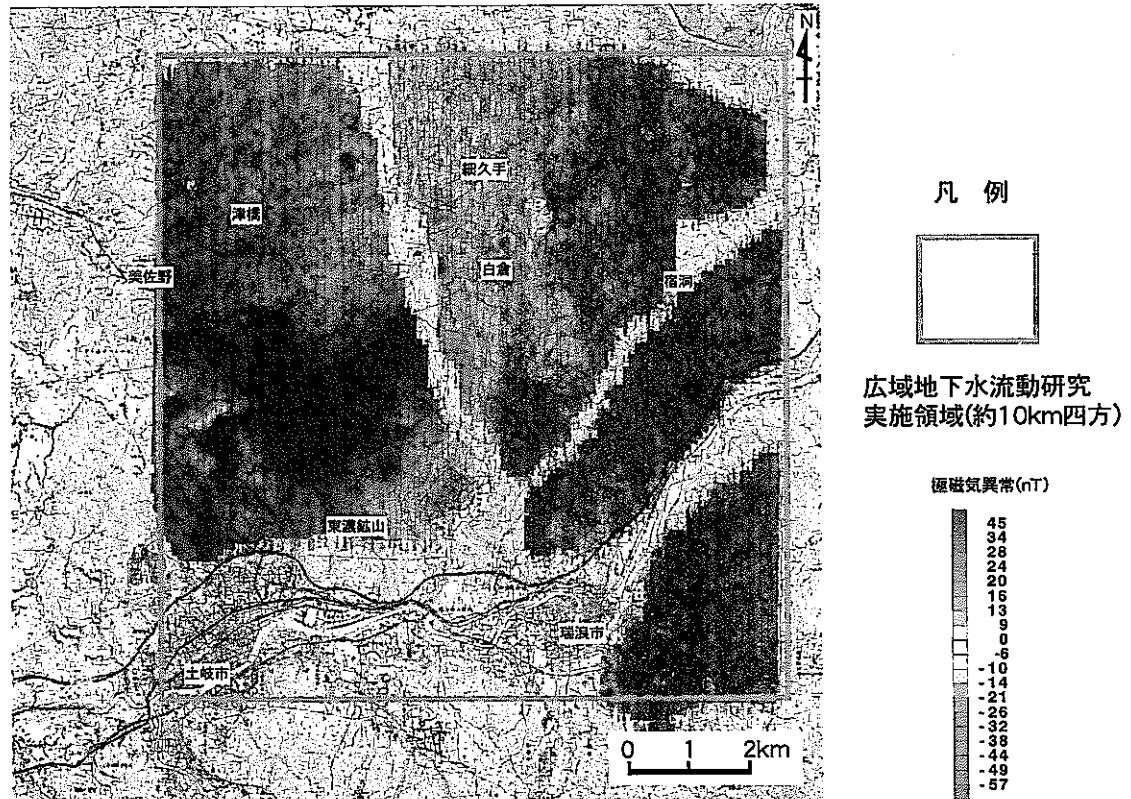


図3.2.3 空中磁気探査による極磁気異常図

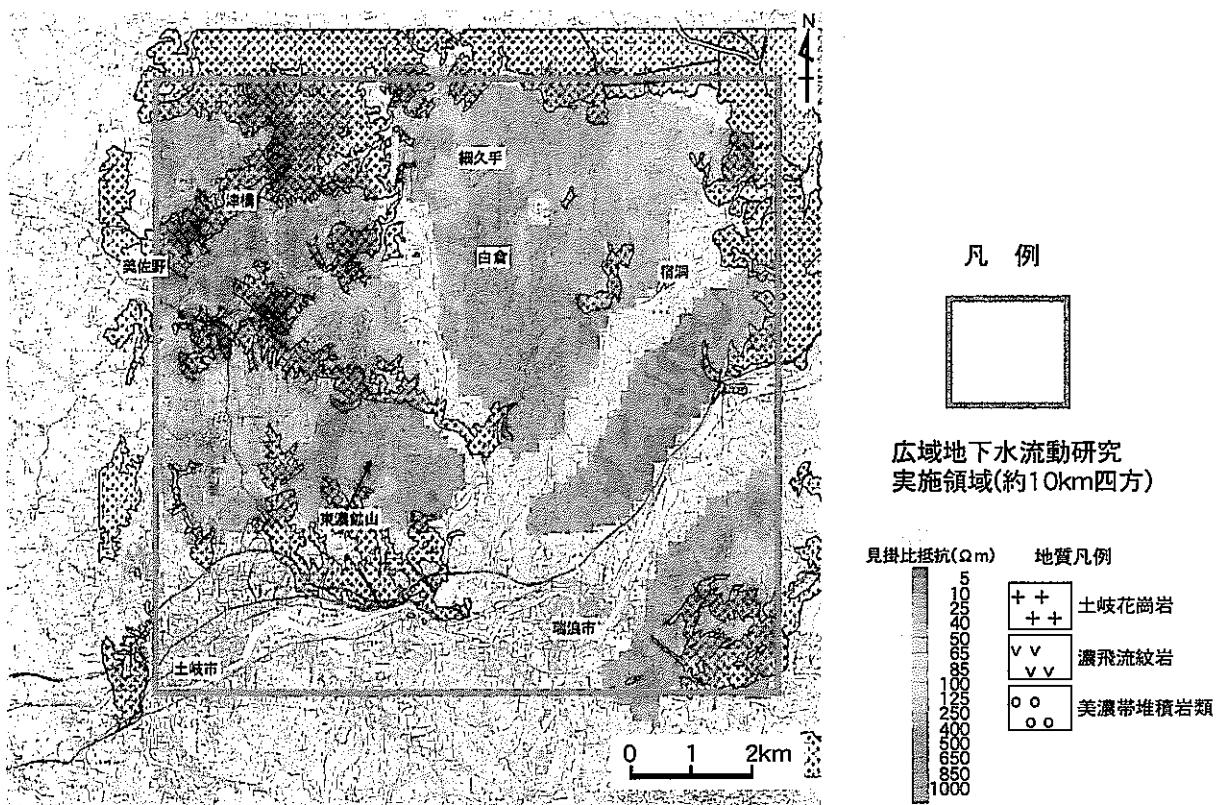


図3.2.4 空中電磁探査による比抵抗分布平面図（地表下10m）

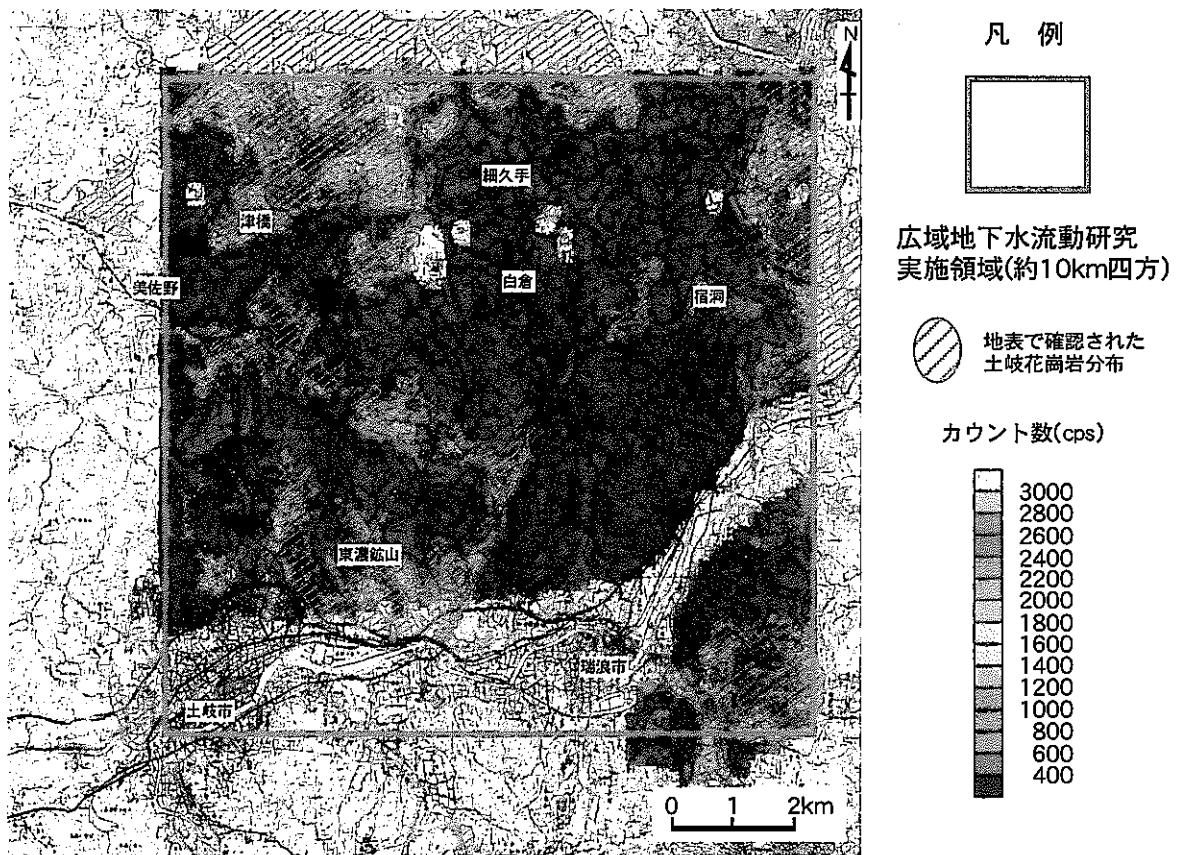


図3.2.5 空中自然放射線探査による $\gamma$ 線強度分布図

ヘリコプターによる空中物理探査によって、研究実施領域の花崗岩の分布および堆積岩と基盤花崗岩との不整合面の起伏などを推定することができた。したがって、岩体の規模を把握するための調査では、本手法と地上地質調査を組み合わせることによって効率的に調査を実施できるものと考えられる。

なお、今回の調査結果には、存在が確認されている月吉断層を含め、断層と考えられる線状の異常部は認められなかった。その原因としては、堆積岩自体が低比抵抗であり、断層に起因する低比抵抗部と健岩部との比抵抗値のコントラストが低くかったことが挙げられる。

### 3.2.4 地表地質調査<sup>24)</sup>

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・地質構造調査において最も基本的な調査項目である。

広域地下水流动研究の研究実施領域では、文献調査の項で述べたように、これまで多くの調査・研究が実施されており、新第三系を中心に詳細な地質図が作成されている。そのため、地表地質調査の実施にあたっては、既往の調査・研究結果を整理して、調査すべき地質学的課題を抽出した。その結果、本研究における地表地質調査では、①土岐花崗岩体の分布の把握、②土岐花崗岩体内的岩相変化の把握、③土岐花崗岩体内部の構造（断層・割れ目）の把握を主たる目的として実施した。

#### (1) 土岐花崗岩体の分布

土岐花崗岩体は、図 3.2.6 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なかった。

#### (2) 土岐花崗岩体の岩相変化

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。土岐花崗岩体でみられる各岩相の特徴を以下に示す。

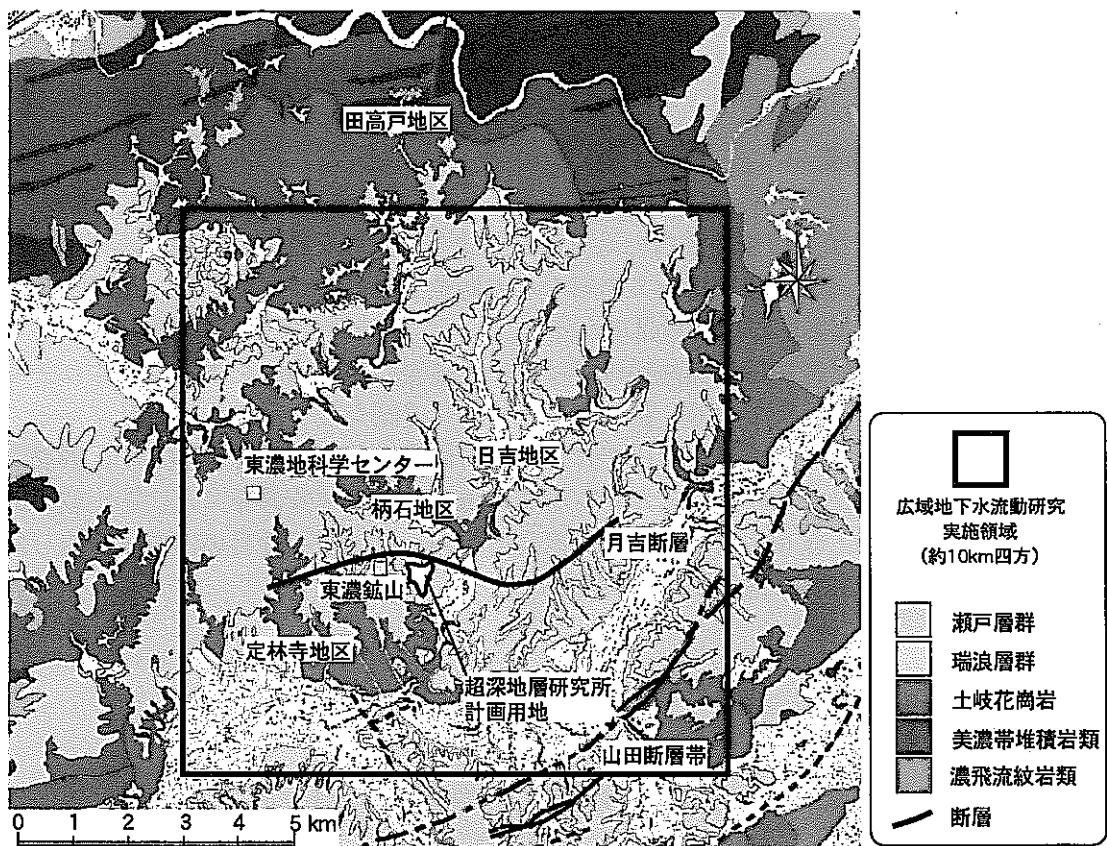


図3.2.6 研究実施領域周辺の地質

### ① 粗粒黒雲母花崗岩

研究実施領域内に最も広く分布する花崗岩であり、組織は主に等粒状で平均すると粒径5mm以上の石英、斜長石、および粒径3mm以上の黒雲母からなる。まれに30mm以上の斜長石の巨晶を含み、組織が斑状を呈する部分もみられる。

### ② 中粒黒雲母花崗岩

研究実施領域の中心部である東濃鉱山および柄石地区周辺にかけて分布する花崗岩である。組織は主に斜長石の斑晶を含む斑状を示す。斑晶の量・大きさは地域はもとより、同一露頭内でも変化する。粒径4mm以上の斜長石とそれを囲む3~5mmの石英、斜長石、および1~3mmの黒雲母からなる。稀に30×15mmほどの斜長石の巨晶もみられる。なお、一部の露頭ではカリ長石の斑晶も認められる。

### ③ 細粒黒雲母花崗岩

土岐花崗岩体縁辺部および定林寺周辺に分布する花崗岩で、組織は主に等粒状を示す。平均して粒径1mm以下の石英、斜長石、黒雲母となる。鉱物の量比は石英と斜長石がほぼ同量で90%以上を占めており、黒雲母は10%程度である。その結果、細粒花崗岩は優白色を呈する。

## (3) 土岐花崗岩体内部の地質構造（断層・割れ目）

### ① 花崗岩露頭における割れ目の分布特性

土岐花崗岩体内部に発達する割れ目の分布特性を把握するため、花崗岩の露頭を対象に割れ目調査を実施した。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、および表3.3に示す項目についての割れ目の計測からなる。

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た。また、断層は、露頭内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なかった。

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。これらの石英斑岩脈の走向は、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開口割れ目（伸張割れ目）である可能性がある。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。

表 3.3 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, 他の割れ目と交差, 他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, それ以外は割れ目の振幅の平均値
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, 漪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

## ② リニアメントと割れ目との関係

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を比較した。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なった。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毎（図 3.2.2）の割れ目の卓越方向をみると、表 3.4 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た。

表 3.4 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

## ③ 割れ目の方向による広域応力場の推定

表 3.4 に示すように、リニアメントの分布特性に基づき区分された領域毎に割れ目の卓越方向が異なることは、領域の境界を境に過去から現在にわたり異なる応力場が存在して

いたことを示唆するものと考えられる。

図 3.2.2 に示す 10箇所の領域の内、研究実施領域と重なる d、e、f、h、i、j の 6つの領域を対象に割れ目の卓越方向を対比した。その結果、d、e 地区は、卓越方向が南北方向と同じであり、これらの地区と隣接する f 地区は東北東方向の割れ目が卓越している。また、j 地区の割れ目の卓越方向は 3 方向あり、隣接する d、e 地区と調和的な卓越方向は 1 つのみである。以上の結果から推察すると、松野湖から月吉地区にかけて存在する地区境界、日吉川沿いのリニアメント、e 地区と j 地区の境界である土岐川沿いのリニアメントの位置で応力場が異なる可能性が考えられる。

今後、検証の必要はあるが、リニアメントの分布特性に基づく領域区分は、広域応力場を把握するための調査地点を検討する上で有効な手法と考えられる。

### 3.2.5 地上物理探査

空中物理探査で推定が困難であった深度 50m 以深の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、地上における電磁探査を実施した。また、東濃鉱山の坑道内で存在が確認されている月吉断層（東西走向、約 70° 南傾斜の逆断層）の延長を確認するため、東濃鉱山の東側の地区（瑞浪市明世町月吉地区～土岐市泉町河合地区）に測線を設定して、屈折法弹性波探査および反射法弹性波探査を実施した。

#### ① 電磁探査法 (MT 法／CSMT 法)<sup>25)</sup>

研究実施領域内の地質・地質構造、特に堆積岩と花崗岩との不整合面の深度分布、および断層などの不連続構造の分布を推定するため、電磁探査法 (MT 法 : Magneto-Telluric) を実施した。

MT 法とは、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り、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 3.2.7 に示す 5 測線について二次元解析を実施した。地上電磁探査の仕様を表 3.5 に示す。

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 3.2.8)によると、瑞浪堆積盆から西方の東濃鉱山、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 Ωm 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。

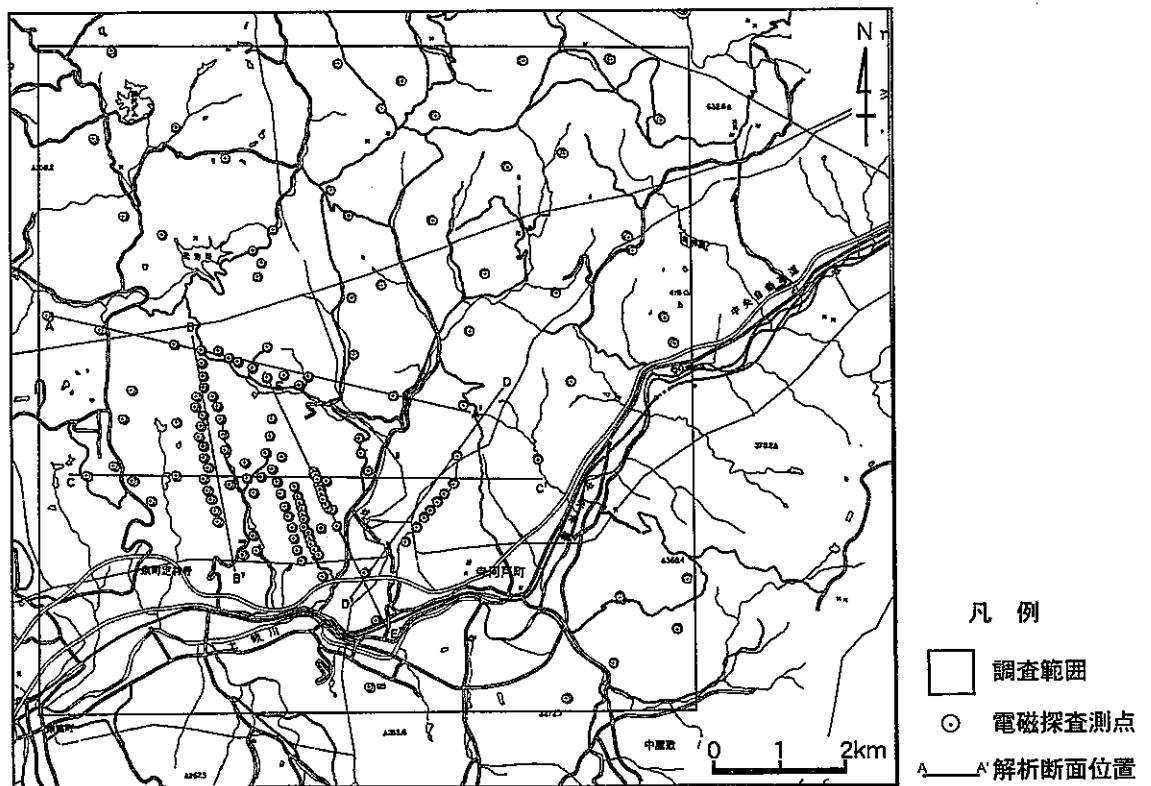


図3.2.7 地上電磁探査の測点位置

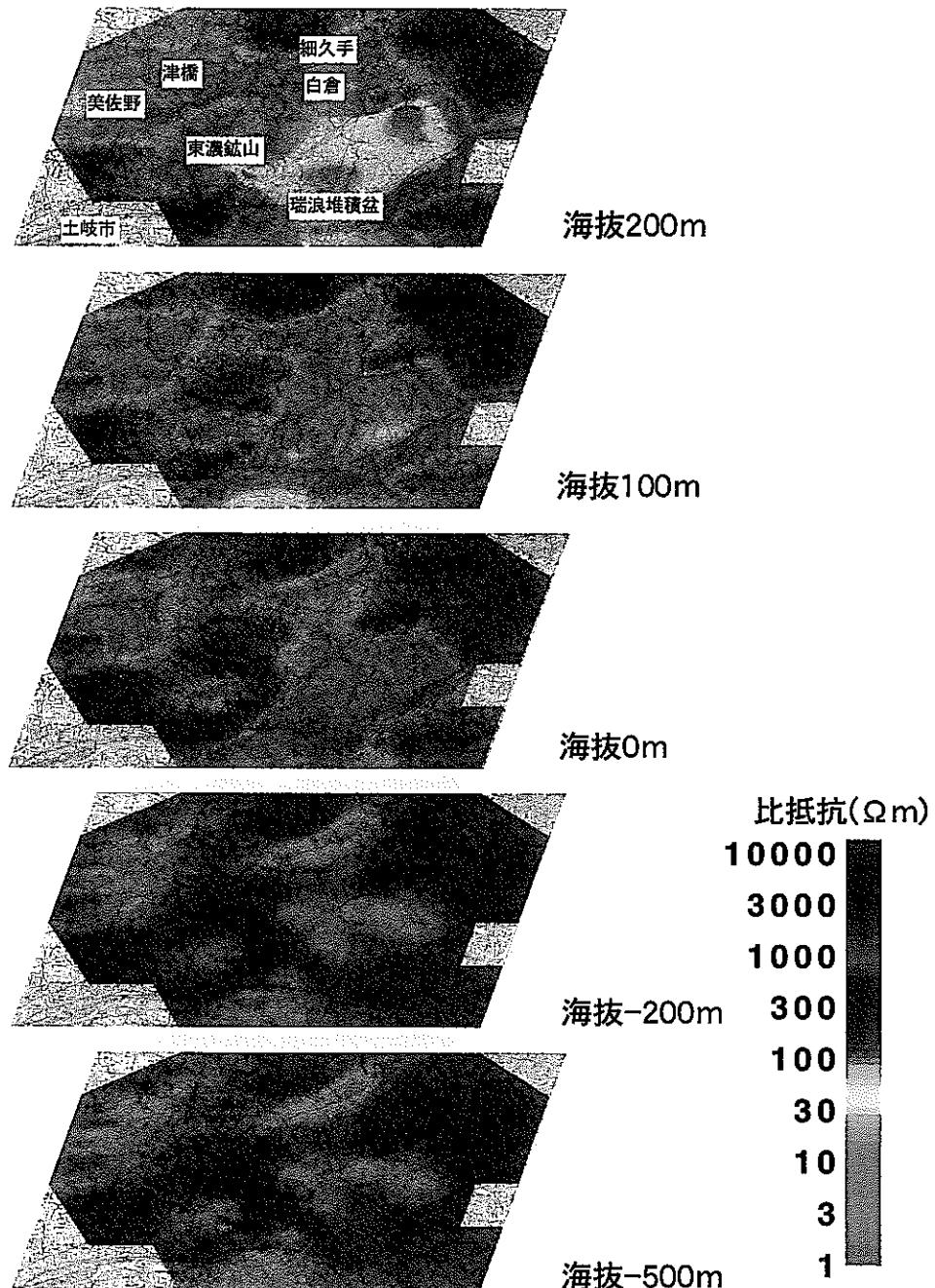


図3.2.8 地上電磁探査による比抵抗分布平面図（深度別）

表 3.5 地上電磁探査の仕様

	測点数	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	データ量
							周波数	
CSMT	144	30 m	人工 信号	200~ 350 m	HF	750Hz~ 96kHz	192kHz	3 カウント*
			自然 信号	—	HF	10Hz~ 1kHz	12kHz	/ 周波数 30 カウント* / 回
MT	144	30 m						

\* : 1 カウント = 4096 ポイント × 3 スタック

また、図 3.2.8 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。

## ② 屈折法弾性波探査<sup>26)</sup>

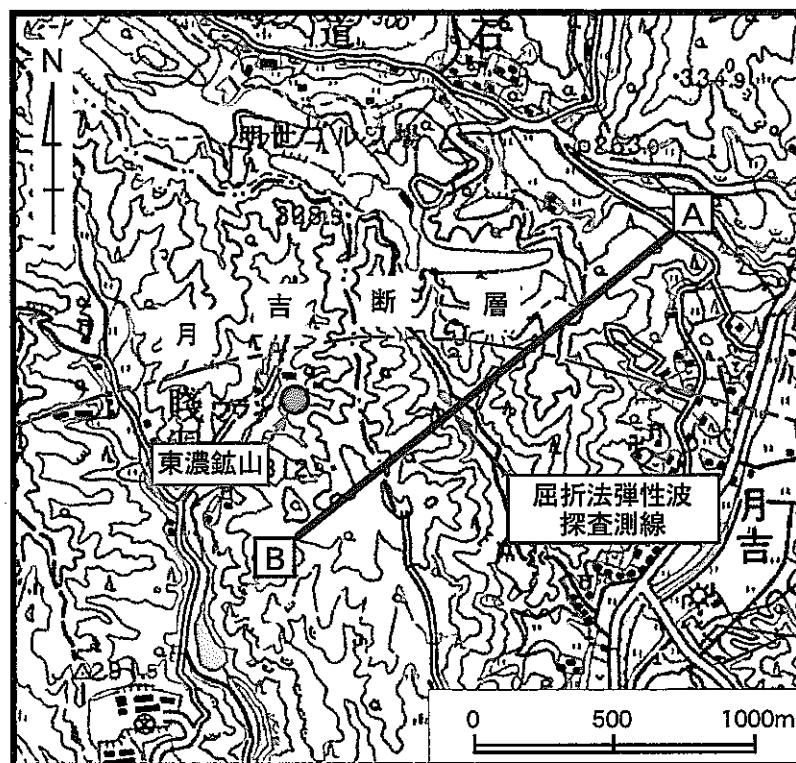
屈折法弾性波探査は、発破点から各距離における弾性波の到達時刻を測定することにより、地下の各層の層厚とその弾性波速度が推定できる調査手法である。この調査手法は地下資源探査や土木分野の調査などにおいて地質構造や岩盤の状態を把握する目的で広く用いられている。

本研究では、新第三紀層と花崗岩との不整合面の深度・形状、花崗岩の弾性波速度分布および月吉断層に伴う破碎帶の抽出を目的に実施した。探査測線長は、基盤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 1700m とした。また、受信点間隔は 10 m、起振点間隔は 70~160m である。調査の結果、図 3.2.9 に示すように、弾性波速度の違いから、新第三紀層をほぼ水平に伸びる 3 層に分割することができた。また、新第三紀層と花崗岩の不整合面の深度・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、谷部の花崗岩は、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。

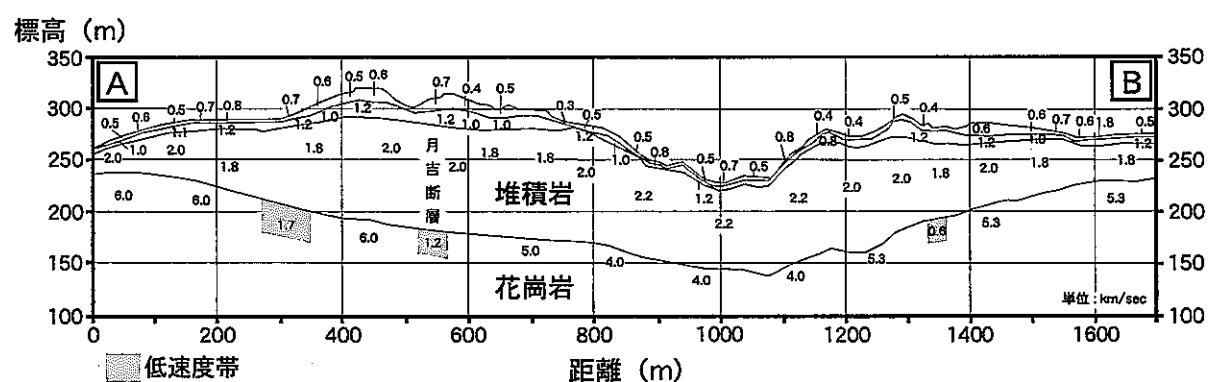
月吉断層に伴う破碎帶は、探査測線上で 519~568m 間の低速度帶 (1.2km/sec) が相当するものと考えられ、破碎帶の幅は約 50m 程度と推測される。また、月吉断層に相当すると考えられる低速度帶の北東部 (271~350m 間 : 1.7km/sec) と南西部 (1333~1362m 間 : 0.6km/sec) にも低速度帶が認められており、月吉断層以外の断層の存在が示唆された。

## ③ 反射法弾性波探査<sup>27)</sup>

反射法弾性波探査は、他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多くの分野で利用されている。



測線位置図



解析断面図（弾性波速度分布）

図3.2.9 屈折法弾性波探査の測線位置図および解析断面図

反射法弾性波探査に使われる震源は、一般的に爆薬やバイブロサイズ（米国 CONOCO 社の商標）が使用されている。しかし、爆薬は都市部や農地などの開発された地域では使用できず、また、バイブロサイズも総重量 10 t 以上の大型車両であることから、幅員の狭い道路には進入できないといった問題があり、測線の設定に制約を受ける。

この問題に対する解決策の 1 つとして、小型油圧インパクター（図 3.2.10、表 3.6）の利用が考えられる。本装置は千葉大学と地球科学総合研究所が共同で開発したものであり、不整地や幅員の狭い道路での使用が可能である。この震源装置の有効性を確認するための適用試験を千葉大学との共同研究の一環として、東濃鉱山の東側に位置する正馬川沿いの林道で実施した。調査地点の地質は、花崗岩を基盤とし、その上部を新第三紀層の堆積岩類が被覆している。

図 3.2.11 の解析断面から明らかなように、本調査では深度 200m 付近までの地質構造を推定することができた。また、この図において、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ことがわかる。また、これまで確認されていない副断層の存在が示唆された。

以上の結果から、小型油圧インパクターによる反射法地震探査は、その可探深度内において十分な分解能を有していること、また、取扱いの容易さや機動性の高さなどを確認することができた。

表 3.6 小型油圧インパクターの仕様

サイズ 全長	重量 全幅 高さ	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 1 回/10 sec	最大傾斜角度 ±30°
2.5m	1.0m 2.2m	1.2 t	2000 J	65 kg	65 kg	

### 3.2.6 試錐調査<sup>28-38)</sup>

試錐調査では、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、また、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こと等ができる。このように、試錐調査は、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。

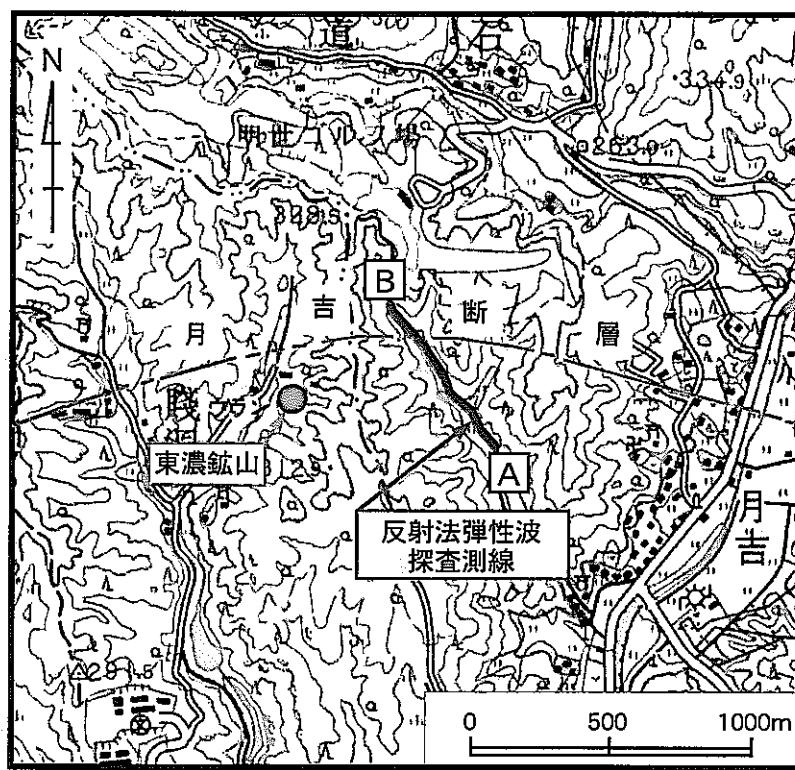
広域地下水流动研究では、試錐調査として、掘削深度 500m から 1000m までの試錐孔を掘削し、岩芯観察、孔内水理試験、物理検層、フローメーター検層、ボアホールテレビ（以下、BTV という）、地下水の採水分析などを実施している。

#### (1) 試錐孔の掘削

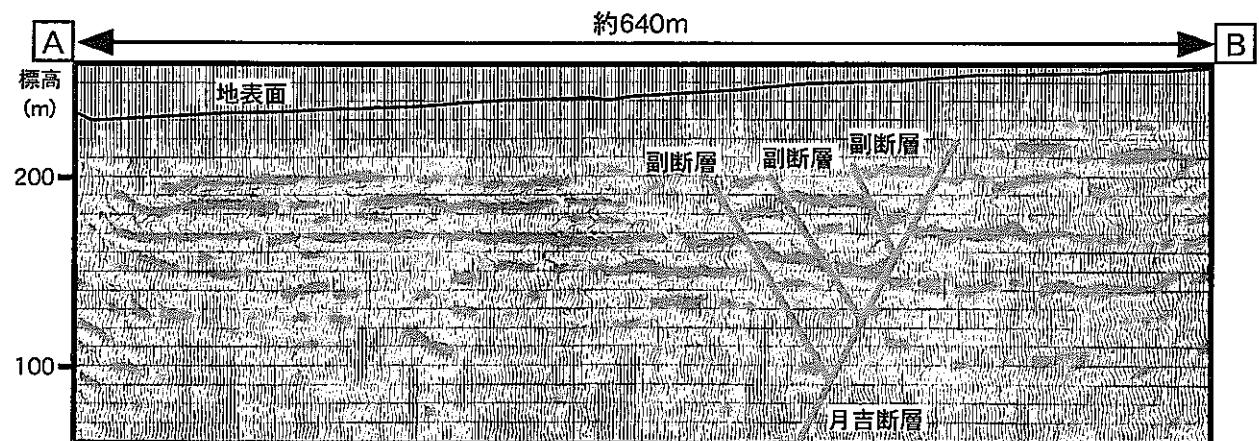
平成 4 年度から平成 11 年度までに、図 3.2.12 に示す 11 本の試錐孔（掘削深度 500m 級試錐孔 4 孔（DH-1、2、4、5 号孔）、1000m 級試錐孔 7 孔（DH-3、6、7、8、9、10、11 号孔））を掘削した。掘削にあたっては、岩盤の透水性や地下水の水質への影響を少なくするため、清水による掘削が行われている。



図3.2.10 小型油圧インパクター（反射法弾性波探査）



測線位置図



解析断面図（反射断面）

図3.2.11 反射法弾性波探査の測線位置図および解析断面図

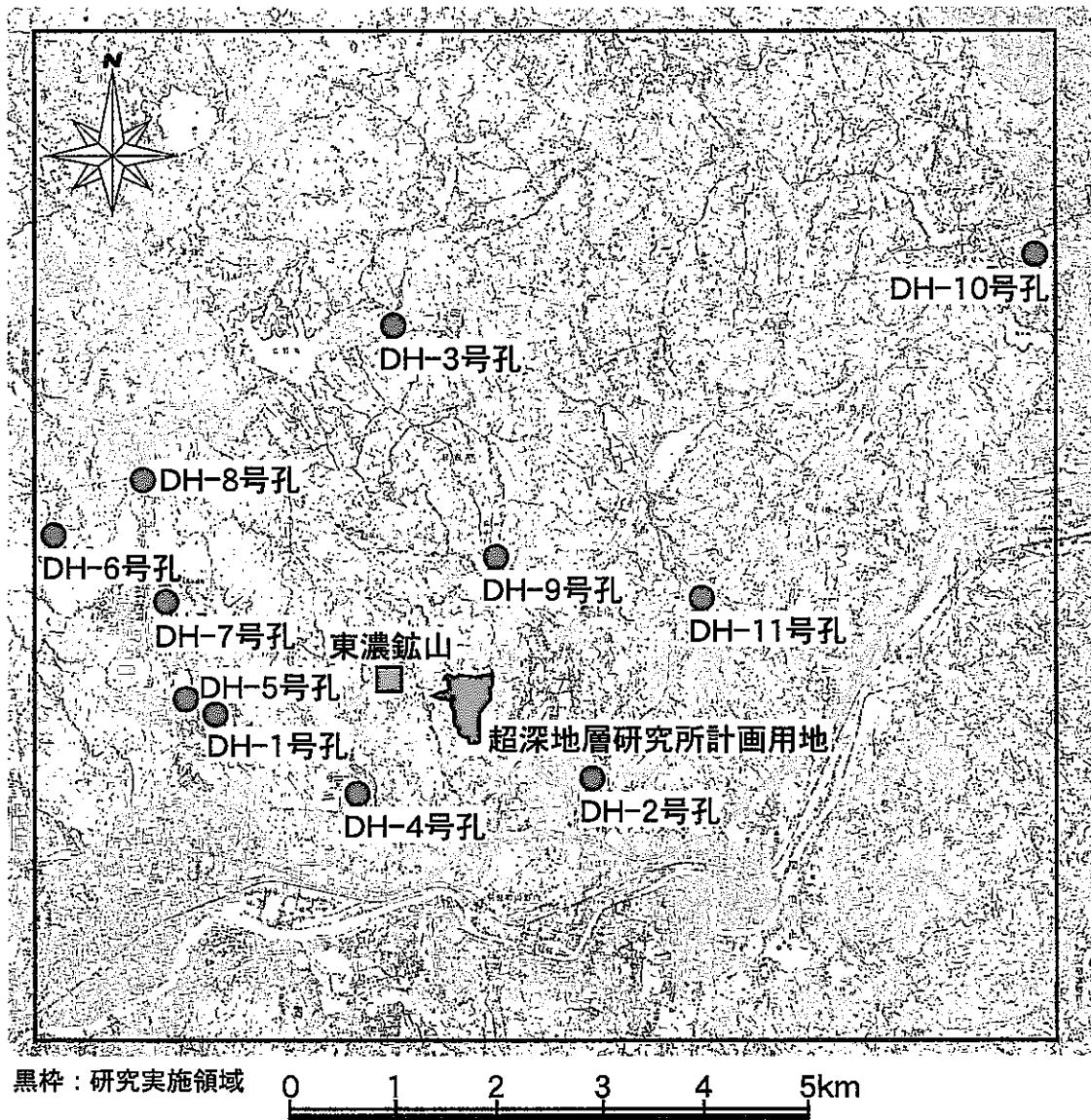


図3.2.12 広域地下水流动研究における試錐調査地点

試錐孔の孔径は、PQ サイズ（約 123mm）の DH-9 号孔を除き、HQ サイズ（約 100mm）である。掘削された試錐孔の深度、および実施された調査項目を表 3.7 に示す。

表 3.7 試錐孔の仕様と調査項目

	DH-1	DH-2	DH-3	DH-4	DH-5	DH-6	DH-7	DH-8	DH-9	DH-10	DH-11
掘削深度 (m)	503	501	1011	550	502	1010	1012	1010	1030	1010	1010
孔 径	HQ	PQ	HQ	HQ							
掘削水	清水	清水									
物理検層	*	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
プローメータ検層	—	—	—	○	○	○	○	○	○	○	○
BTV	—	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
水理試験 (点数**)	13/0	12/0	6/0	10/0	10/2	20/0	14/0	20/0	5/1	5/4	6/7
地下水採水 (点数***)	—	—	10	1	1	1	3	5	—	—	—

\* : 温度検層のみ実施 \*\* : パルス・スラグ試験／揚水試験 \*\*\* : 掘削水の混入等、解析に利用できないものは除外

## (2) 土岐花崗岩体の岩相

3.2.4 章で述べたように、地表地質調査において、土岐花崗岩体内には粒度・組織の異なる花崗岩が分布していることが確認されており、その不均質性が指摘されている。この不均質性は、試錐調査においても確認されており、深度方向に粒度・組織の異なる花崗岩が繰り返し分布している。断層の場合を除き、これらの岩相間の境界は遷移的に変化していることから、温度差の無い状態で貫入したものと考えられる。岩相の分布傾向としては、月吉断層を境としてその北側に位置する DH-3、5、6、7、8、9、10、11 号孔では中～粗粒黒雲母花崗岩が主体であり、南側に位置する DH-1、2 号孔では細～中粒黒雲母花崗岩が主体となる。なお、DH-4 号孔では、鉱物学的に異なる優白質花崗岩が分布している。黒雲母花崗岩との境界は不明瞭であることから、温度差の無い状態での貫入と考えられる。

## (3) 花崗岩中の割れ目分布特性

花崗岩中の割れ目密度は表 3.8 に示すように、1.1 本/m (DH-3 号孔) ~6.6 本/m (DH-5 号孔) の値を示しており、10 孔の平均は 2.8 本/m であった。DH-4、5、11 号孔の割れ目密度が他の試錐孔に比較して高い値を示している。その原因としては、DH-4、5 号孔は断層運動による陥没性の盆地である土岐・瑞浪盆地の盆地斜面の傾斜変換点付近に位置していることから、盆地形成時の断層運動の影響が岩盤に及んでいる可能性が考えられる。一方、DH-11 号孔は、東濃鉱山で存在が確認されている月吉断層の東方への延長部近傍に位置していることから、月吉断層の影響が及んでいるものと推測される。

割れ目の主な卓越方向は、隣接する試錐孔間でも異なる方向を示すことから、岩盤中の割れ目の方向は局所的な地質構造などに規制されていると考えられる。また、割れ目の傾斜に関しては、花崗岩上部ではシーティングジョイントと考えられる低角の割れ目が発達

しており、深度が増すとともに高角の割れ目が卓越する傾向が見られる。

岩相別では、優白質花崗岩が黒雲母花崗岩に比べ割れ目が多い傾向が見られる。

表 3.8 花崗岩の割れ目密度と主な卓越方向

	DH-2	DH-3	DH-4	DH-5	DH-6	DH-7	DH-8	DH-9	DH-10	DH-11
割れ密度 (本/m)*	2.2	1.1	4.3	6.6**	2.2	2.0	2.5	1.2	2.0	3.9
主な卓越 方向	NW-SE ENE-WSW	NE-SW NW 倾斜	NE-SW NW 倾斜	NE-SW NW 倾斜	NNW-SSE E 倾斜	WNW- ESE	NW-SE S 倾斜	NW-SE SW 倾斜	NNW- SW 倾斜	NNE- E 倾斜
	SE 倾斜						SW 倾斜			

\* : BTV 計測区間の平均値 \*\* : 他の試錐孔と異なる BTV 装置、解析ソフトを使用

#### (4) 花崗岩中の断層破碎帯の特徴

花崗岩中の断層破碎帯の性状については、DH-1 号孔から 4 号孔までの岩芯を用いた観察が行われている。観察の結果、遭遇した断層破碎帯は全て断層粘土を挟んでおり、破碎帯中の割れ目に沿って酸化鉄や粘土鉱物などの変質鉱物が見られる。また、断層の上盤側と下盤側では変質鉱物が異なっていることから、断層粘土を境に酸化還元状態が異なっていることが考えられる。これらのことから、断層破碎帯は、断層面に沿う方向では地下水の流動経路を成しているが、断層面に直交する方向では遮水壁的な役割を果たしていると推測される。

#### (5) 土岐花崗岩の物性

##### ① 物理検層による土岐花崗岩の物性

各試錐孔で実施された物理検層で得られた土岐花崗岩の物性を表 3.9 に示す。

土岐花崗岩体における地温勾配は、火山地帯を除く日本の平均的な値である 2~3°C/100 m と同等かそれ以下であり、地下における特別な熱源の存在は認められない。なお、月吉断層を境に南側 (DH-2, 4) の地温勾配が高い傾向がみられる。本地域に特別の熱源が考えられないことから、この地温勾配の違いは、月吉断層を境に地下水流动系が異なることを示唆している可能性がある。

電気比抵抗については、花崗岩の健岩部では数千 Ωm といった値を示すが、断層に伴う破碎帯などの割れ目集中部では低い電気比抵抗値を示す。DH-4, 5 号孔の電気比抵抗の平均値は、他の試錐孔での値に比較して 1 衍低い値を示している。表 3.8 に示すように、この 2 孔での割れ目密度は、他の試錐孔に比べ 2~3 倍高い値であることから、電気比抵抗値は、岩盤中の割れ目密度の違いを反映しているものと考えられる。

一般に花崗岩の健岩部では 6km/sec 程度の弾性波速度を示すが、表 3.9 では 4~5km/sec 程度の値を示している。これは、表 3.9 の値が測定区間の平均値であり、測定区間には断層や割れ目帯などの岩盤の破碎部を含むからである。試錐孔相互の比較では、月吉断層の

下盤側で、東濃鉱山より東側に位置する試錐孔（DH-9、10、11号孔）で高い弾性波速度が得られている。

土岐花崗岩の密度については、2.4から2.6までの値が得られている。一般的な花崗岩の密度（2.6～2.7）に比べ若干低めの値であるが、これは、風化部や割れ目帯などを含んだ試錐孔全体の平均値であるからである。したがって、得られた密度値は、岩盤全体の岩盤の破碎状態などを反映していると考えられ、規模の大きな断層と遭遇している試錐孔の密度値は低い値を示している。

孔隙率については、1.1%から13.1%までの値が得られている。密度同様、岩盤の破碎状態などを反映していると考えられ、規模の大きな断層と遭遇している DH-7 号孔の値が 10 孔中、最大値（13.1%）を示している。

表 3.9 各試錐孔における花崗岩の物性（物理検層）

	DH-1	DH-2	DH-3	DH-4	DH-5	DH-6	DH-7	DH-8	DH-9	DH-10	DH-11
地温勾配 (°C/100m)	1.7	3.0	1.9	3.3	1.0	1.6	1.8	2.0	2.2	1.2	1.8
電気比抵抗* (ohm-m)	—	2055.2	1118.	690.9	572.3	1380.9	2999.4	4286.2	3423.4	2027.6	4074.7
弾性波速度* (km/sec)	—	4.4	4.2	4.4	4.4	4.6	4.0	4.5	5.0	5.1	5.0
密度* (g/cm <sup>3</sup> )	—	2.6	2.6	2.5	2.5	2.5	2.4	2.5	2.6	2.5	2.6
孔隙率* (%)	—	7.2	4.1	5.7	8.9	5.8	13.1	4.8	4.6	3.9	1.1

\*：計測区間の平均値

## ② 室内試験による土岐花崗岩の物性<sup>39)</sup>

表 3.10 に DH-6、7、8 号孔の岩芯（土岐花崗岩の健岩部を対象）を用いて実施した室内物性試験の結果を示す。表 3.10 が示すように、DH-6、7、8 号孔の供試体の物性値は、南（DH-7 号孔）から北（DH-8 号孔）へいくにつれて、各物性の平均値が同じ傾向で変化している。具体的には、物理学的性質については、南から北にいくにつれて有効空隙率が小さくなり、弾性波速度が速くなる傾向が見られる。一方、力学的性質は、南から北へいくにつれて弾性係数、一軸圧縮強度、ポアソン比、圧裂引張強度ともに小さくなる傾向が見られる。ただし、測定値の標準偏差を考慮すれば、一軸圧縮強度を除き、各試錐孔での花崗岩の物性値は同程度の値と考えられる。

土岐花崗岩の物性値は、釜石原位置試験で対象とした栗橋花崗閃緑岩の物性値と比較して、一軸圧縮強度は同等もしくはそれ以上にもかかわらず、有効空隙率は 2 倍程度大きく、弾性波速度（P 波）は約 1 km/sec 程度遅い。両者の違いは岩芯内部のマイクロクラックの量とその配向性の違いによって生じている可能性が高いと考えられる。これは、土岐花崗岩の物理的・力学的特性が栗橋花崗閃緑岩と比較して相対的に大きな異方性を有する可能性を示唆している。

以上の結果から、土岐花崗岩体を一つの均質な物体としてモデル化する場合、岩石マトリックス部の変形パラメータ（弾性係数、ポアソン比）については、一つの平均物性値で代表できる可能性があること、異方性に関する情報が必要であること、岩石強度の設定に関してはモデル化領域の近傍から取得されたデータを用いることが必要であること等を考慮する必要がある。

表 3.10 各試錐孔における花崗岩の物性（室内試験）

		DH-6	DH-7	DH-8
<b>物理的特性</b>				
見掛け比重	平均値	2.631	2.624	2.630
	標準偏差	0.013	0.013	0.010
有効空隙率 (%)	平均値	0.936	1.082	0.771
	標準偏差	0.445	0.329	0.174
含水比	平均値	0.220	0.243	0.188
	標準偏差	0.094	0.073	0.073
弾性波速度 (P 波) (km/sec)	平均値	4.414	4.310	4.448
	標準偏差	1.077	0.419	0.432
<b>力学特性</b>				
弾性係数 (E50) (GPa)	平均値	54.54	56.61	52.08
	標準偏差	4.546	5.104	5.715
一軸圧縮強度(MPa)	平均値	152.2	181.8	146.3
	標準偏差	17.80	33.73	18.34
ポアソン比	平均値	0.288	0.311	0.270
	標準偏差	0.030	0.063	0.039
圧裂引張強度 (MPa)	平均値	7.043	7.750	7.070
	標準偏差	1.903	2.475	1.887
粘着力 (MPa)	平均値	18.06	17.96	17.34
	標準偏差	4.022	3.891	2.984
内部摩擦角 (°)	平均値	56.34	59.10	56.03
	標準偏差	2.198	1.643	1.601
<b>熱特性</b>				
熱伝導率 (W/m·K)	平均値	2.96	3.16	3.16
	標準偏差	0.388	0.269	0.315
比熱 (kJ/kg·K)	平均値	0.732	0.898	0.861
	標準偏差	0.166	0.238	0.178

### 3.2.7 地質構造モデル<sup>40)</sup>

地質構造モデルは、地下水流動解析における水理地質構造モデルや地下水の水質形成機構を表現する地下水の地球化学モデルの基礎となることから、地質環境のモデル化において最も重要な項目である。また、地質構造モデルは地質環境の理解度を反映するものであり、調査研究の各段階で地質構造モデルを構築することは、調査上の課題を明確にできることから、調査計画の立案や研究者間の情報の共有を図る上で有効である。特に、コンピュータグラフィックス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の作成ができるから、上記のような検討作業を効率的に行えると共に、調査の進展に伴うモデルの更新も容易である。また、地下水流動解析ソフトウェアとリンクさせることによって、構築した地質構造モデルから計算モデルを製作することができるため、解析作業の省力化を図ることができる。

東濃地科学センターでは、上記の観点から、地質構造モデル構築の支援ソフトウェアとして、スイス、スウェーデン、アメリカの地層処分研究開発プロジェクトで実績のある三次元可視化ソフトウェア EarthVision を導入した。また、EarthVision と地下水流動解析コードとのリンクを図り、EarthVision で構築した地質構造モデルから計算モデルを構築できるように解析環境を整備した。

導入したシステムの機能確認とともに、モデルに反映する地質構造要素（地質構造モデルにおいて表現される地質・地質構造）の選定および離散データである試錐データから断層の連続性を解釈する際の考え方を検討する目的で、図 3.2.13 に示す範囲を対象に地質構造のモデル化を行った。この範囲には、土岐花崗岩や美濃帯の堆積岩類など複数の岩相が分布し、また、断層や岩脈の存在が確認されていることから、上記の検討を行う上で適切な場所といえる。モデルの深度方向は、深度 1000m程度までの地下水流動を把握することを考慮して、地表（標高 220～360m）から深度 1720～1860m（標高－1500m）までとした。

#### (1) 地質構造モデルの要素

地質構造モデルは、基本的に地形および地質・地質構造の分布に関する情報を基に構築される。本研究では、モデルに取り込む要素として、地下水の流動や水質形成などに影響を及ぼすと考えられる地質構造を考慮する必要がある。このため、モデル化にあたっては、以下に示す地質構造に着目した。

##### ・地下深部から表層に達するような不連続構造

不連続構造としては、断層、割れ目（帯）、岩脈などが挙げられる。花崗岩中では、これらの不連続構造が地下水の主要な流動経路を成していると考えられる。

##### ・岩盤が有する水理学的不均質性

水理学的不均質性としては、高透水性領域と成り得る風化・変質帶および低透水性領域となりうる岩盤のマトリックス部が考えられる。

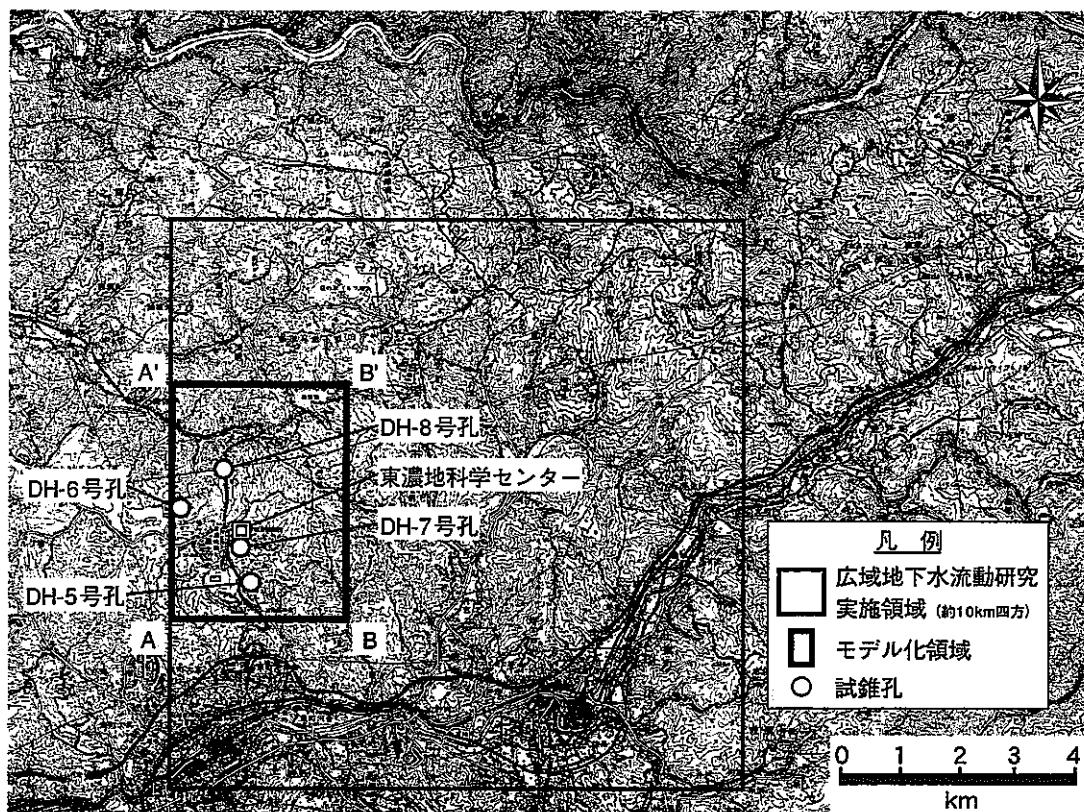


図3.2.13 地質構造のモデル化領域

## (2) 地質構造モデル化の手順

### ① 地質構造要素に関する情報の集約

モデル化にあたっては、地質構造要素に関する情報を文献調査、地表地質調査および試錐調査の結果から収集し、それぞれの情報を統合化することにより集約・整備を行った。また、集約・整備した情報の相互比較により情報の妥当性を確認した。

### ② 入力データセットの作成

各地質構造要素の分布に関する情報については、三次元可視化ソフトウェアへ入力するため、数値情報に変換した。

### ③ モデルの作成と妥当性の評価

一般に、不規則な形状や広がりを有する地質構造要素をモデル化する場合、情報量の不足に起因する不確実性の発生は避けられない。不確実性は、情報の不足量に応じて増加すると考えられるため、着目する地質構造要素の三次元的分布を十分表現しえる入力データを与えることが最も有効な対策である。しかし、現実的には、取得できる情報量に制約が生じることは避けられない。この問題に対して、正確な三次元地質構造モデルを構築するための一つの手法として、以下のモデル化作業プロセスを適用し、三次元地質構造モデルを構築した。

1) 数学的手法によりデータを補間し、三次元地質構造モデルを作成する。

2) 構築した初期のモデルについての妥当性の検討を行う。

特に調査・試験データなどを直接取得していない領域（例えば、試錐孔間）のモデル化について検討を行う。

3) 既存の地質学的情報や専門的な判断・解釈により、地質構造要素の三次元的分布を推定し、モデルを修正する。

## (3) 三次元地質構造モデルの構築

地質構造のモデル化においては、表層地質の情報として、糸魚川（1980）<sup>13)</sup>による2万5千分の1地質図を基本に地表地質調査の結果をコンパイルした地質図を用いた。また、既存文献から、地下深部から表層に達するような不連続構造として、次月断層、月吉断層、定林寺湖西岸で観察される北北西方向の断層、並びに石英斑岩岩脈を抽出した。さらに岩盤の水理学的不均質性に対応する地質構造として、花崗岩上部の風化帯をモデルに取り込むこととした。抽出した地質・地質構造の分布・方向性・性状に関する情報については、

モデル化領域において地表地質調査を行うことにより、情報の妥当性の確認および修正を行った。一方、地下深部における地質・地質構造の情報については、モデル化領域内に掘削した試錐孔（DH-5、6、7、8号孔）の岩芯観察、BTV観察および物理検層の結果から収集し整理した。なお、割れ目・変質帯の分布ならびに岩相の変化については、これまでに得られている情報では、試錐孔間における空間分布を推定することが困難と判断し、地質構造要素の項目から除外することとした。

### ① 土岐花崗岩と美濃帯堆積岩類の境界

モデル化領域における土岐花崗岩体と美濃帯堆積岩類との接触深度については、DH-6号孔における調査結果を用いた。また、花崗岩と未固結砂礫層との不整合面の深度については、DH-5、7、8号孔における調査結果を基に設定した。

### ② 断層

断層については、DH-5号孔の深度476.3~477.6m、DH-7号孔の深度122.5~132.5mおよび深度394.2~400.6mの3区間を抽出した。これらの区間においては、条線が認められる角礫状に破碎された母岩の岩片に、粘土鉱物や細粒の碎屑物などからなる未~半固結の充填物を伴う岩石組織が観察されている。また、密度、電気比抵抗、孔径などの物理検層データに他の割れ目とは異なる変化が認められることから、上記の区間で確認された不連続構造は断層であると判断した（表3.11）。Sibsonの分類<sup>41)</sup>に従えば、前述の岩石組織は、断層角礫および断層ガウジを伴う断層岩に特徴的に認められるものである。また、岩脈については、DH-6号孔の深度95.8~134.4mおよび深度817.3~897.5m、DH-7号孔の深度179.0~212.0mおよび深度607.0~665.9mの4区間において、北北西ないし北北東走向で土岐花崗岩に貫入する石英斑岩岩脈が確認されている。

### ③ 花崗岩の風化帯

岩盤の水理学的不均質性に対応する地質構造に関しては、各試錐孔から取得した岩芯サンプルを用いた岩石学的・鉱物学的調査の結果から風化帯の分布（深度）を推定した。

Fujii（1968）<sup>42)</sup>によれば、土岐花崗岩体の風化帯は褐鉄鉱化で特徴づけられ、土岐花崗岩体上部から数十mの厚さでほぼ水平に分布しているとされている。したがって、各試錐孔において褐鉄鉱が確認されなくなる深度を風化帯の下限深度として、各々の試錐孔における風化帯の厚さ（DH-5号孔：41m、DH-6号孔：270m、DH-7号孔：237m、DH-8号孔：220m）は、各試錐孔からモデル化領域の境界部へ向け、ほぼ一定に保たれているものと仮定した。

表 3.11 モデル化領域において確認された断層の特徴

確認された断層	断層 の幅	断層の 走向・傾斜	断層 の変位	断層岩 の種類	Sme	Ser	Chl	Cal
DH-5 号孔 深度 476.3~477.6 m	約 1 m	N17W70W	—	断層ガウジ 断層角礫	○	○		
DH-7 号孔 深度 122.5~132.5 m	約 10 m	N83E64S	—	断層ガウジ 断層角礫	◎		△	
DH-7 号孔 深度 394.2~400.6 m	約 1.7 m	N23W75W	—	断層ガウジ 断層角礫	○	○		△
次月断層	約 0.2 m	N25W90	逆断層 (約 60 m)	断層ガウジ	○	○		
定林寺湖西岸で 確認された断層	—	N25~30W90	逆断層 (→)	断層ガウジ				
月吉断層	約 0.2 m	N80W 65~75S	逆断層 (約 30 m)	断層ガウジ 断層角礫	◎		△	△

鉱物名 : Sme (スメクタイト)、Ser (絹雲母)、Chl (緑泥石)、Cal (方解石)

相対比 : ◎ (多量)、○ (少量)、△ (微量)

#### (4) 入力データセットの作成

前述の抽出された地質構造要素は、地質図上で面または線として表現されているため、デジタイザでトレースすることによって各地質構造要素の位置情報（緯度・経度）を読み取った。それらを地形の情報（国土地理院発行の 50m グリッドの国土数値情報）に加えることにより、各々の地質構造要素の地表面における分布を数値情報に変換した。一方、試錐調査においては、地質構造要素は主に点の情報として捉えられていることから、試錐調査で得られた各々の地質構造要素の位置情報（緯度・経度、標高）に方向性に関する情報（走向・傾斜）を加えた入力データセットを作成した。

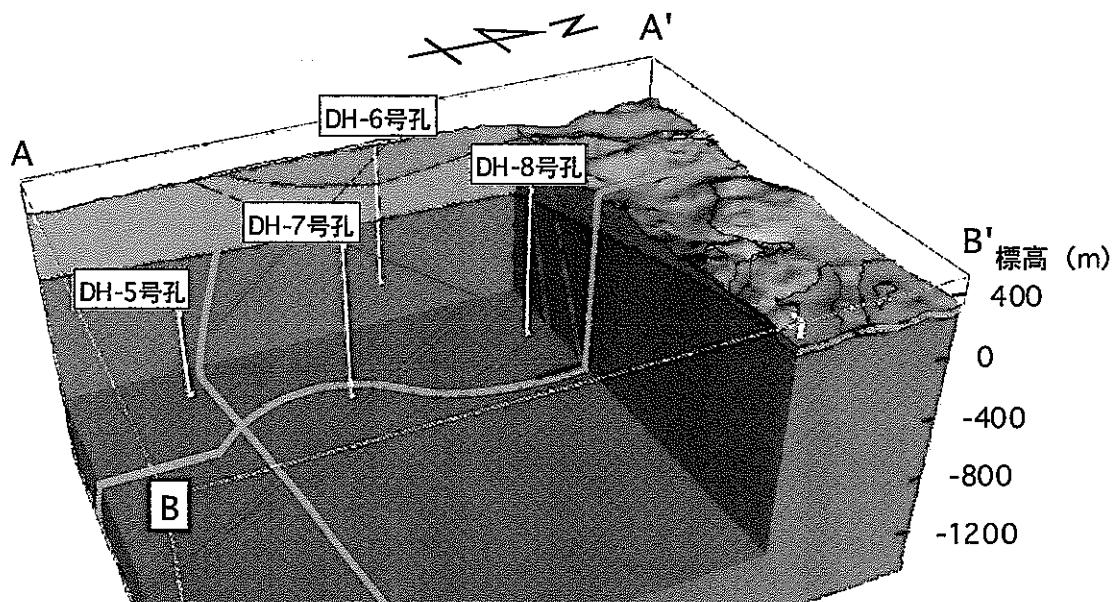
#### (5) モデルの作成と妥当性の評価

モデル化領域で存在が確認された断層のうち、次月断層、定林寺湖西岸で確認された南北西方向の断層、DH-5 号孔で遭遇した断層および DH-7 号孔の深度 394.2~400.6 m で遭遇した断層について、各々の位置および走向・傾斜に関する情報（表 3.11）を入力し、スプライン補間に基づくミニマム・テンション理論<sup>43)</sup>を適用してモデル化を行った。その結果、上記の断層は、モデルにおいて 4 つの断层面として表現された。しかし、このモデルでは、試錐調査で断層が認められない区間に断層が存在することになるため、再度、各断層の地質学的特徴（表 3.11）を確認し、各断層間の関係を検討した。その結果、いずれの断層も幅・方向性が一致しており、断層岩の種類・主要構成鉱物などの地質学的特徴も同様であることが明らかになった。また、Scholz (1987)<sup>44)</sup>の断層の幅 (T [m]) と変位量 (d [m]) との相関式 ( $d = T \cdot 100$ )、および Cowie・Scholz (1992)<sup>45)</sup>の断層の長さ (L [km]) と変位量 (d [km]) との相関式 ( $d = L^{1.5} / 200$ ) から、断層の規模は数 km オーダーであることが

予想された。これらの理由から、各試錐孔で確認された断層は1つの連続した面であると判断し、定林寺湖西岸で観察される北北西方向の断層を次月断層に連続させた。また、DH-5号孔の深度476.3~477.6mおよびDH-7号孔の深度394.2~400.6mを通り、かつ、DH-8号孔と交差しないようにDH-5、8号孔間で断層の走向・傾斜を漸移的に変化させた。

同様に、月吉断層および石英斑岩岩脈についても、前述のモデル化作業プロセスを繰り返すことによりモデル化を行った。また、地形、地質層序（特に不整合面）ならびに花崗岩体中の風化帯についても、各々の面をモデル化した。

最終的には、特定の地質構造要素を表現する各モデルを統合することにより、モデル化領域における三次元地質構造モデルを構築した（図3.2.14）。



### 凡 例

[Light Gray Box]	瀬戸層群	— 断 層
[Medium Gray Box]	土岐花崗岩風化部	— 石英斑岩岩脈
[Dark Gray Box]	土岐花崗岩	
[Very Dark Gray Box]	美濃帶堆積岩類	

図3.2.14 三次元地質構造モデル

### 3.3 地下水の水理に関する研究

地下水の水理に関する研究では、研究実施領域内の地下水流动を明らかにするための研究を通して、花崗岩分布域における水理地質構造を明らかにし、広域における地下水流动場を把握するための一連の調査・解析技術の構築を目指している。

#### 3.3.1 文献調査

地下水流动に深く関与すると考えられる降水量などの気象データ、河川流量、地下水位、地下水利用状況などの水文情報を気象庁、建設省、自治体などの観測データや資料に基づき取りまとめ、研究実施領域の概略的な水文環境を把握した<sup>46)</sup>。

#### 3.3.2 表層水理調査

東濃鉱山周辺に設置した表層水理定数観測システム（図3.3.1）を用いて、地下水流动解析の上部境界条件の設定に必要となる地下水涵養量を算定するための長期観測を実施している<sup>47)</sup>。

##### (1) 地下水涵養量

地下水流动解析における上部境界条件としての地下水涵養量を算定するため、新第三紀層を未固結砂礫層が被覆する地質条件下で水収支観測を実施している。9年間の観測の結果、地下水涵養量として、平均198 mm/年の値が得られている<sup>48)</sup>。

##### (2) 表層水の水質と表層地質との関係<sup>49)</sup>

渴水期における河川水調査の結果から、流域に分布する表層地質の違いによって河川水の電気伝導度および溶存成分や濃度が異なることが明らかになった。これは、各地層中の地下水の滞留時間の違いによるものと考えられる。また、未固結砂礫層の分布面積の大きい流域では、比流量（河川流量を流域面積で除した値）が大きいことから、未固結砂礫層は高い貯留性をもつと推定される。

以上のことから、表層水の水質（電気伝導度、溶存成分・濃度）および比流量は表層地質と密接な関係があると考えられることから、電気伝導度と水質は地下水の滞留時間を示す指標として、また、比流量は地層の貯留能力を示す指標として、水理地質構造の概念を構築する上で有効な情報と成りえるものと期待できる。

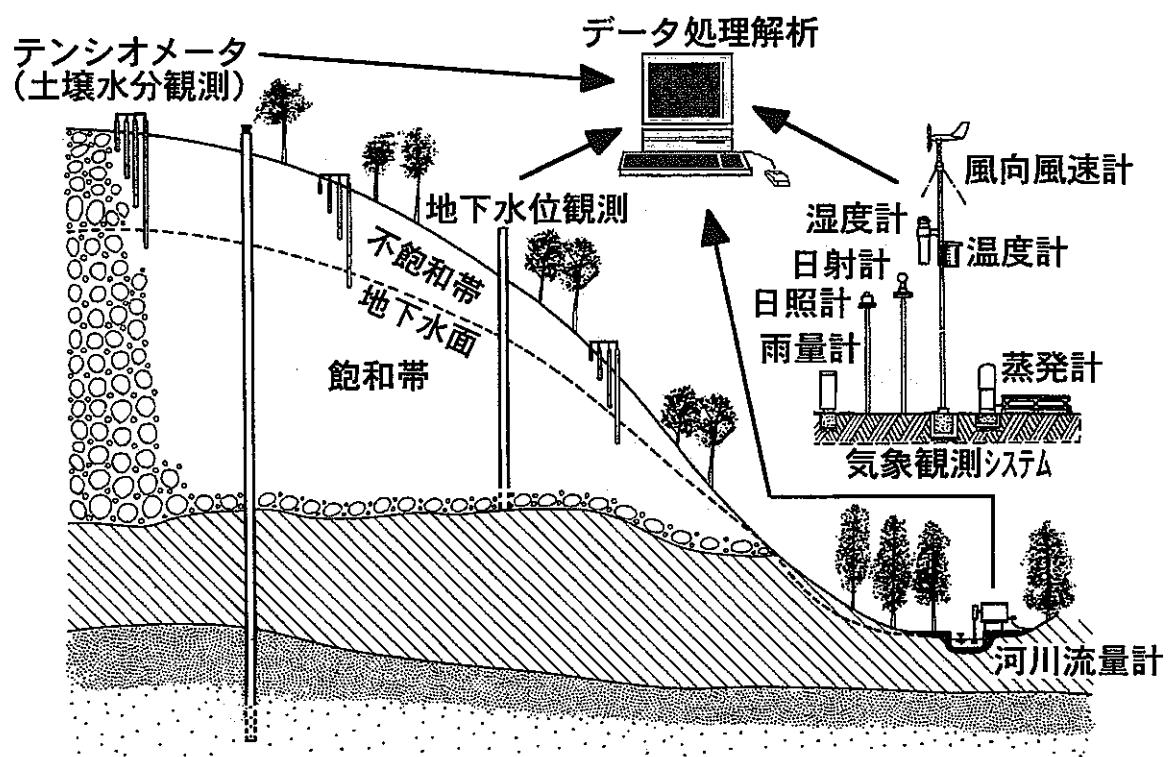


図3.3.1 表層水理定数観測システム

### (3) 表層における地盤の透水性と地下水の水質

研究実施領域における表層地質の分布が異なる地区を対象に、浅層試錐孔（深度 30～50m）を掘削し、表層部の地質構造およびその水理学的性質、ならびに地下水の水質の把握を目的とした調査を実施した。対象とした地質は、未固結砂礫層（瀬戸層群）および新第三紀層（瑞浪層群）と花崗岩（土岐花崗岩）の表層部である。

水理試験の結果、未固結砂礫層で  $3 \times 10^{-6} \sim 3 \times 10^{-5}$  m/sec、新第三紀層表層部で  $3 \times 10^{-7} \sim 2 \times 10^{-5}$  m/sec、花崗岩の風化部で  $5 \times 10^{-8} \sim 1 \times 10^{-7}$  m/sec の透水係数が得られた。また、地下水の水質分析の結果、花崗岩風化部での地下水は Na-HCO<sub>3</sub>型であること、また、新第三紀層での地下水は、花崗岩中の地下水に比較して溶存成分に富み、Ca-HCO<sub>3</sub>型であることが明らかになった<sup>50)</sup>。

#### 3.3.3 中・深層水理調査

本研究では、従来の土木分野では不透水層として取り扱われていた地下深部の難透水性岩盤の水理学的性質を把握する必要があるため、新たな水理試験装置を開発し、調査を実施している（詳細は 4 章を参照）。

##### (1) 試験・解析方法

水理試験においては、東濃地科学センターが開発した 1000m 対応水理試験機および 1000m 対応揚水試験装置を用いている。

透水試験の方法としては、岩盤の透水性に対応して定常透水試験である定流量揚水試験、非定常透水試験であるスラグ試験（回復）、パルス試験（回復）を併用あるいは使い分けている。定常透水試験である段階揚水試験の場合、解析方法としては、各段階における最終水頭差 s と流量 Q との関係を s-Q 図として表し、得られたグラフの傾きより透水係数を算出する Hvorslev の定常式<sup>51)</sup> を用いた。また、定流量揚水試験の場合、井戸貯留の影響を考慮した非平衡式である高坂の式および回復の式<sup>52)</sup> を用いた。なお、漏水と考えられる現象が認められた場合は、Hantush & Jacob の方法<sup>53)</sup> により漏水係数（漏出性帯水層である半透水層の透水係数をその層厚で除した値）を算出した。一方、非定常透水試験の場合、貯留性を考慮した Cooper の式<sup>54)</sup> による解析法および広く利用されている Hvorslev の式<sup>51)</sup> による解析法を用いた。

##### (2) 土岐花崗岩の透水性

DH-1 号孔から DH-9 号孔までの 9 孔の試錐孔で合計 105 点の水理試験が実施された。その結果、 $10^{-12}$  m/sec オーダーから  $10^{-4}$  m/sec オーダーまでの透水係数が得られた。

図 3.3.2 に示すように、透水係数の分布の最頻値は  $10^{-8}$ m/sec オーダーであり、対数平均は -8.3、対数標準偏差は 1.7 である。岩盤の状態別では、花崗岩の健岩部で  $10^{-11} \sim 10^{-10}$ m/sec オーダー、花崗岩の割れ目部分で貯留効果が認められる場合（充填鉱物が存在していると考えられる）は  $10^{-11} \sim 10^{-8}$ m/sec オーダー、貯留効果が認められない場合（開口割れ目と考えられる）は  $10^{-6} \sim 10^{-5}$ m/sec オーダーの透水係数を示している<sup>55)</sup>。

### (3) 地下深部の動水勾配

研究実施領域の西側に掘削された 2 孔（DH-7 号孔、DH-8 号孔）の試錐孔を用いて、各試錐孔で計測された水圧分布から 2 孔間での深度毎の動水勾配を算出した。なお、2 孔間の水平距離は 1300m、孔口の標高差は 70m であり、地形の勾配は 5.4% である。図 3.3.3 から明らかなように、孔内の地下水位で計算した動水勾配は 5% 強とほぼ地形の勾配と等しい値を示すのに対して、深度 500 以深は、一部の計測区間を除いて 2.6~2.8% と小さい値を示している。このことから、地下深部の動水勾配は地表付近に比較して小さくなることを実測で確認した<sup>50)</sup>。

### 3.3.4 地下水流動解析<sup>56)</sup>

3.2.7 章で述べた地質構造モデル構築手法の検討結果に基づき、研究実施領域における地下水流動を推定する最初の試みとして、境界条件の設定方法、および広域を対象とする水理地質構造モデルでの地質区分の考え方を透水係数のコントラストの観点で検討するための地下水流動解析を実施した。

#### (1) 地下水流動解析のモデル化領域

本解析におけるモデル化領域は、3.1 章に示したように東濃鉱山付近の地下 1000 m 付近を流動する 1 つの地下水流動系の地下水域（涵養域から流出域まで）を含む領域である。

モデル化領域は、北側境界を研究対象である地下水流動系の涵養域と考えられる東濃地科学センターの北を通る尾根とし、南側境界を流出域と考えられる土岐川付近とした南北約 10km、東西約 10km の範囲である（図 3.3.4）。また、モデルの深度方向は、上記の地下水流動解析結果に基づき、地表から標高-3000m の範囲とした。

#### (2) 使用データ

解析用のデータとしては、既存文献および平成 11 年 6 月までに取得された広域地下水流動研究の成果を用いた。また、検証データとして、超深地層研究所計画で得られた試錐データも利用した。

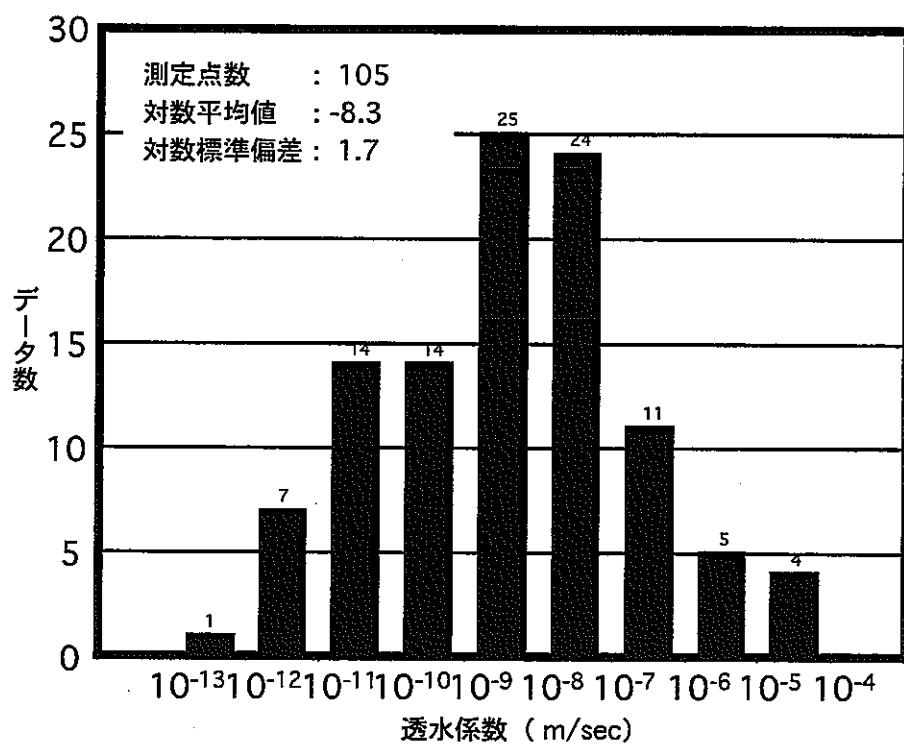


図3.3.2 土岐花崗岩の透水係数分布

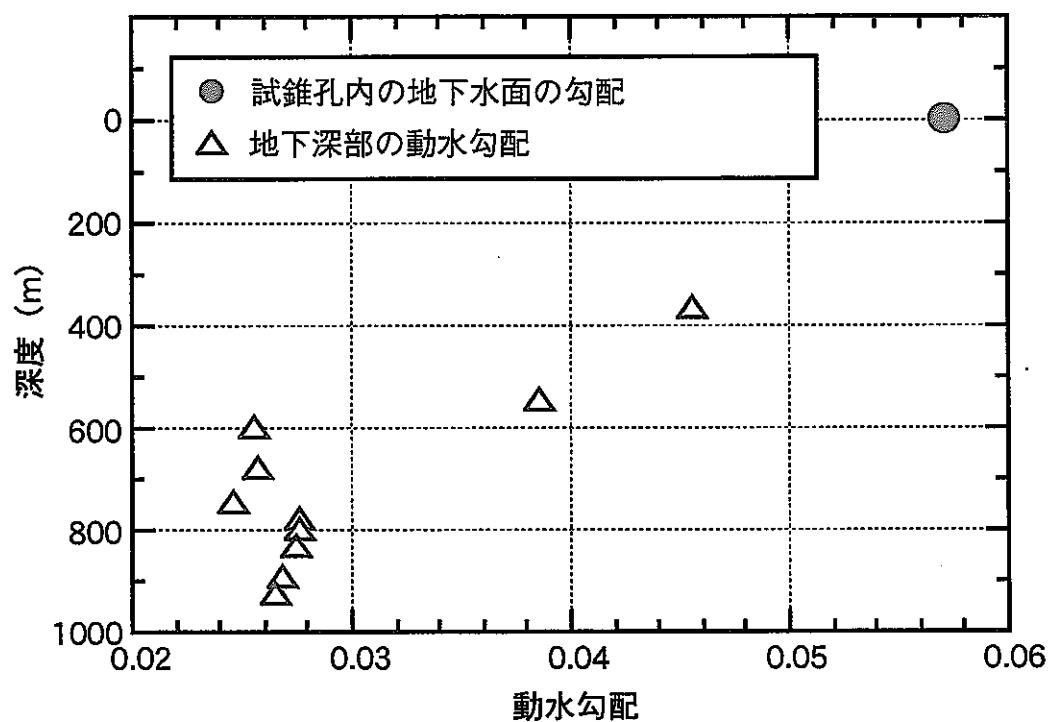


図3.3.3 地下水の深度別動水勾配

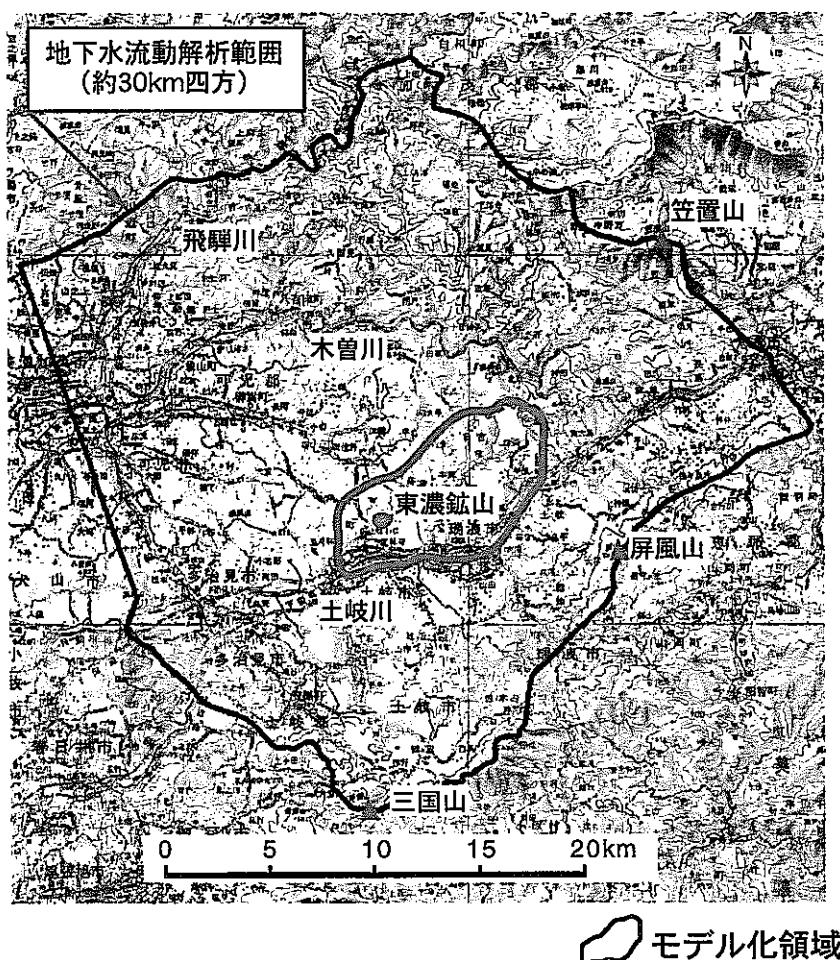


図3.3.4 地下水流動解析のモデル化領域（約10km×10km）

### (3) 地質構造モデルの構築

地質構造モデルで表現すべき地質構造要素の選定にあたっては、地下水流动に大きな影響を与えると考えられる地質構造要素を整理し、次に地質構造要素毎に三次元的な分布や透水係数などの物性値に関する情報の有無を確認した。その結果、以下の項目を地質構造モデルに反映した。

- ・地形

- ・地質

- 未固結砂礫層（瀬戸層群）、新第三紀層（瑞浪層群）および花崗岩（土岐花崗岩の健岩部、風化部）

- ・月吉断層

既往の調査では、モデル化領域内に複数の断層の存在が確認されているが、その中で月吉断層のみが三次元的な分布および透水係数などの物性値に関する情報が取得されている。

地質構造モデルの構築および三次元の可視化には、EarthVision を用いた。地形、地質境界および断層の形状（曲面）の推定には、EarthVision が保有するミニマム・テンション理論<sup>43)</sup>を用いた。

### (4) 水理地質構造モデルの構築

水理地質構造モデルの構築にあたっては、地質構造要素への物性値の設定、上部境界条件となる自由地下水面の設定および境界条件の設定の順で実施した。

#### ① 地質構造要素の物性値の設定

各地質構造要素に与える物性値（透水係数、比貯留率、間隙率）は、同一岩相の分布域、断層内において均質と仮定して、各岩相および地質構造における原位置試験結果を基に設定した（表 3.12）。なお、新第三紀中新統については、水理地質構造モデルにおける地質区分の検討のため、各累層を 1 つの層に統合した場合と累層毎に分割した場合を想定した。

#### ② 自由地下水面の構築

モデル化領域内の自由地下水面は、基本的に地表面標高と各試錐孔位置の自由地下水面標高の関係を用いて線形に近似し設定した。ただし、両者の関係を近似する際、土岐川の標高を拘束条件（地表面標高＝自由地下水面標高）として設定する必要があり、かつ、土岐川の傾斜を考慮する必要があった。

表 3.12 各地質構造要素の物性値

地質構造要素	透水係数	比貯留係数	有効間隙率
	k (m/sec)	Ss (m <sup>-1</sup> )	ne (%)
瀬戸層群（鮮新統：未固結砂礫層）	$1 \times 10^{-7}$	$1 \times 10^{-4}$	40
瑞浪層群（中新統：1つの層に統合した場合）	$5 \times 10^{-9}$	$1 \times 10^{-5}$	30
瑞浪層群（生俵累層：シルト岩・泥岩が主体）	$1 \times 10^{-9}$	$1 \times 10^{-5}$	30
瑞浪層群（明世累層：砂岩・泥岩・凝灰岩互層）	$1 \times 10^{-8}$	$1 \times 10^{-5}$	30
瑞浪層群（土岐灰炭累層：礫岩・砂岩・泥岩互層）	$5 \times 10^{-9}$	$5 \times 10^{-6}$	25
土岐花崗岩（風化部）	$1 \times 10^{-7}$	$1 \times 10^{-5}$	20
土岐花崗岩（健岩部）	$1 \times 10^{-9}$	$1 \times 10^{-7}$	5
月吉断層	$1 \times 10^{-10}$	$1 \times 10^{-4}$	10

この問題については、土岐川のX座標（東西方向）に対する鉛直方向の勾配（0.0062）を用いて、地表面標高と各試錐孔位置の自由地下水水面標高を補正（基準面を水平面から土岐川の勾配面に）し、両者の関係を下に示す式1で線形近似することで対処した。なお、係数a、bは、線形近似により算定される係数である。

$$\Phi(\text{自由地下水水面標高(m)}) - \text{補正值}(x) = a \times (H(\text{地表面標高(m)}) - \text{補正值}(x)) + b \quad (\text{式1})$$

その結果、地表面標高と各試錐孔位置の自由地下水水面には、高い相関がみられたことから、以下の近似式（式2）を算定し、モデル化領域内の自由地下水水面を設定した。

$$\Phi(\text{自由地下水水面標高(m)}) = 0.804 \cdot H(\text{地表面標高(m)}) + 1.22 \times 10^{-3} \cdot X(\text{国家第VII系の東西方向座標}) + 22.2 \quad (\text{式2})$$

### ③ 境界条件の設定

#### ・上部境界条件

本解析は飽和解析であるため、モデルの上部境界条件は固定水頭境界（自由地下水水面）とし、地表面は、湧水を考慮して水の流入出を認める自由浸出面とした。

#### ・下部境界条件

モデルの下部境界は、水の流入出がない不透水境界とした。

#### ・側方境界条件

モデルの側方境界条件は、以下に示す2ケースを設定した。

#### 【不透水境界条件】

- 北側および南側境界は、尾根部と土岐川から構成されており、約30km四方の地下水流动解析結果から地下水の分水界（不透水境界）と見なすことができる。
- 同解析結果は、モデル化領域内の地下水が基本的に北から南へ流动していることを示していることから、東側および西側境界を不透水境界と見なすことができる。

### 【不透水境界条件と透水境界条件の併用】

解析実施領域の北側および南側境界は、上記の理由から不透水境界とする。一方、東側および西側境界は、上記地下水流动解析結果において僅かながら東から西への地下水の流れが認められることから透水境界とし、自由地下水面より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自由地下水面とした。

図 3.3.5 に構築した水理地質構造モデルを示す。モデルの総節点数は、49,093 である。なお、本解析において設定した自由地下水面は、未固結砂礫層（瀬戸層群）の基底よりも低いため、水理地質構造モデルには未固結砂礫層を表現しなかった。

## (5) 地下水流動解析

本解析では、広域を対象としているため、岩盤を連続体として取り扱った。解析コードは有限差分法による三次元飽和浸透流解析コード Frac-Affinity を用いた。Frac-Affinity は、結晶質岩などの亀裂性岩盤における地下水流动の解析を目的に開発された解析コードであり、多孔質媒体と亀裂性媒体を同時に取り扱えるハイブリッドモデルである。また、前述の三次元可視化ソフトウェア EarthVision とのインタフェースも備えており、地質構造モデルのデータを用いて、容易に計算モデルを構築することができる。

### ① 解析ケース

本解析では、境界条件の設定方法およびモデル化における地質区分の考え方を検討するため、表 3.13 に示す 4 ケースの解析を実施した。

表 3.13 解析ケース

解析ケース	側方境界条件	瑞浪層群の分割
ケース 1	不透水境界	累層毎に分割
ケース 2	不透水境界	1 つの層に統合
ケース 3	併用（南北側面：不透水境界、東西側面：透水境界）	累層毎に分割
ケース 4	併用（南北側面：不透水境界、東西側面：透水境界）	1 つの層に統合

### ② 解析結果

図 3.3.6 および図 3.3.7 に各解析ケースにおける全水頭分布断面（東西断面、南北断面）を示す。地下水は、各南北断面より、涵養域である北側（尾根部）から流出域である南側（土岐川）へ流れていることが分かる。一方、各東西断面より、南側は、北側と比較して東西方向の流れが生じていないことが分かる。

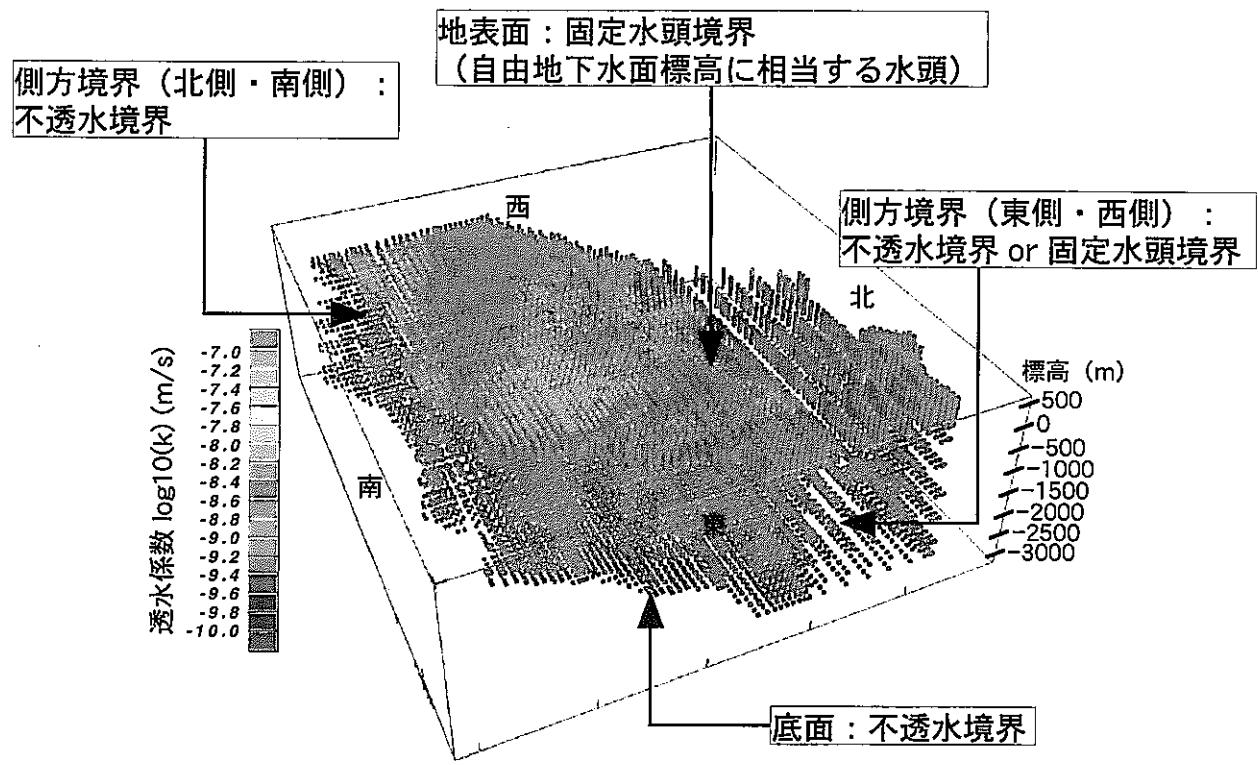
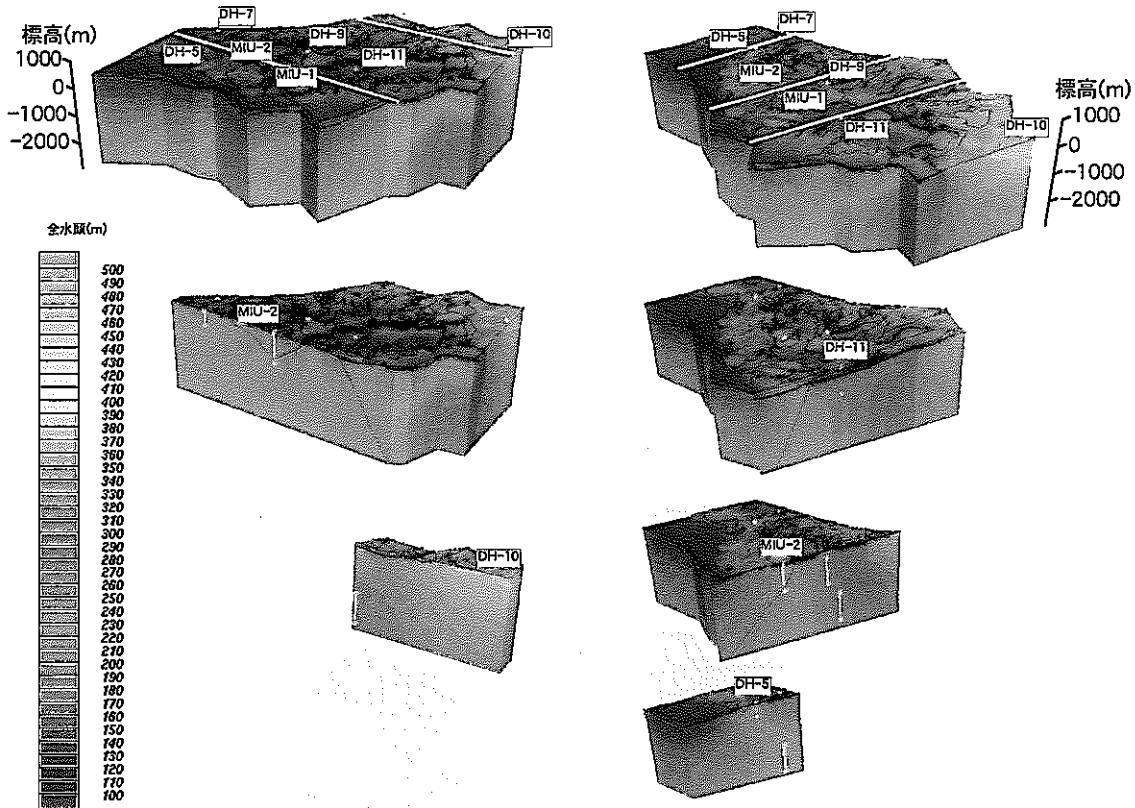
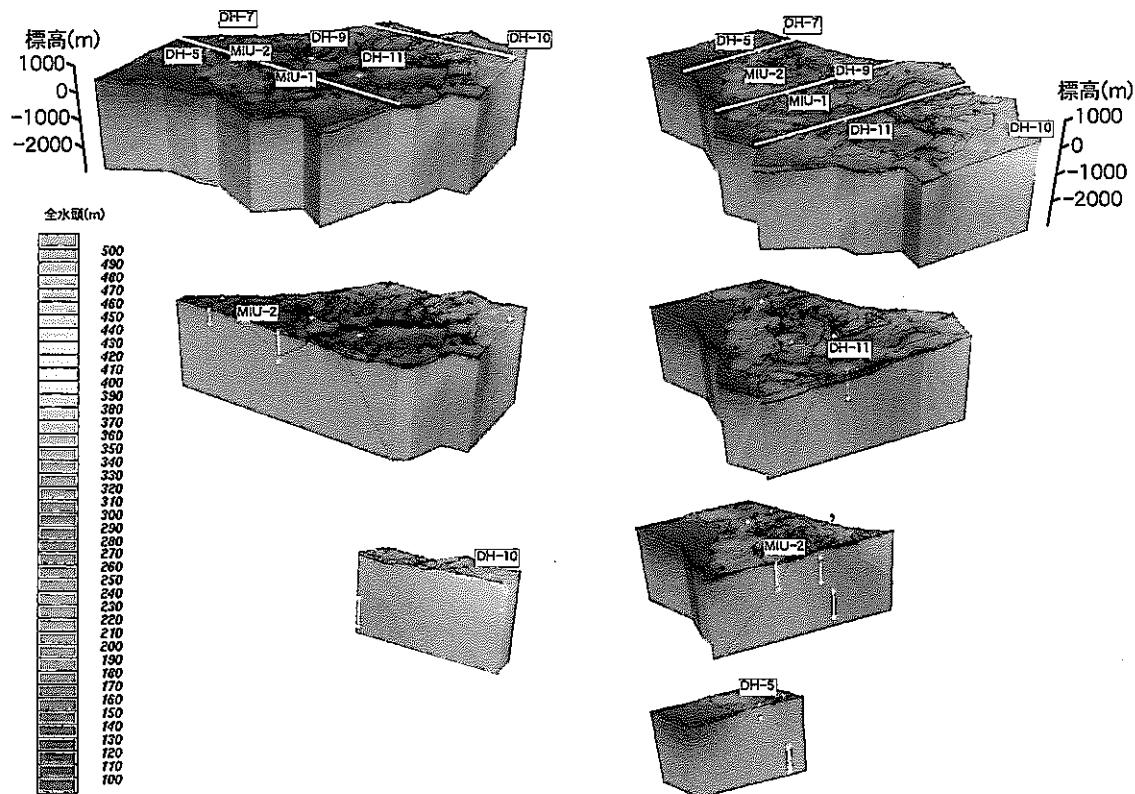


図3.3.5 約10km×10kmの領域を対象とした水理地質構造モデル



ケース 1：東西断面

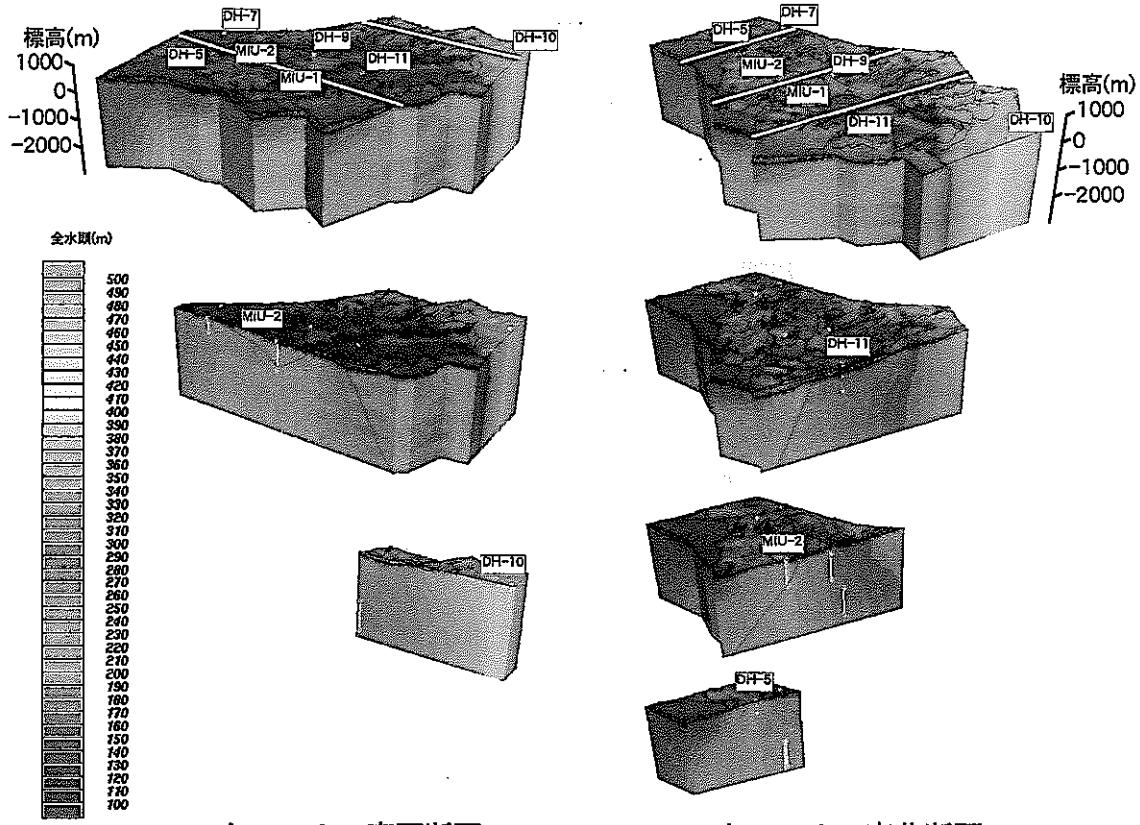
ケース 1：南北断面



ケース 2：東西断面

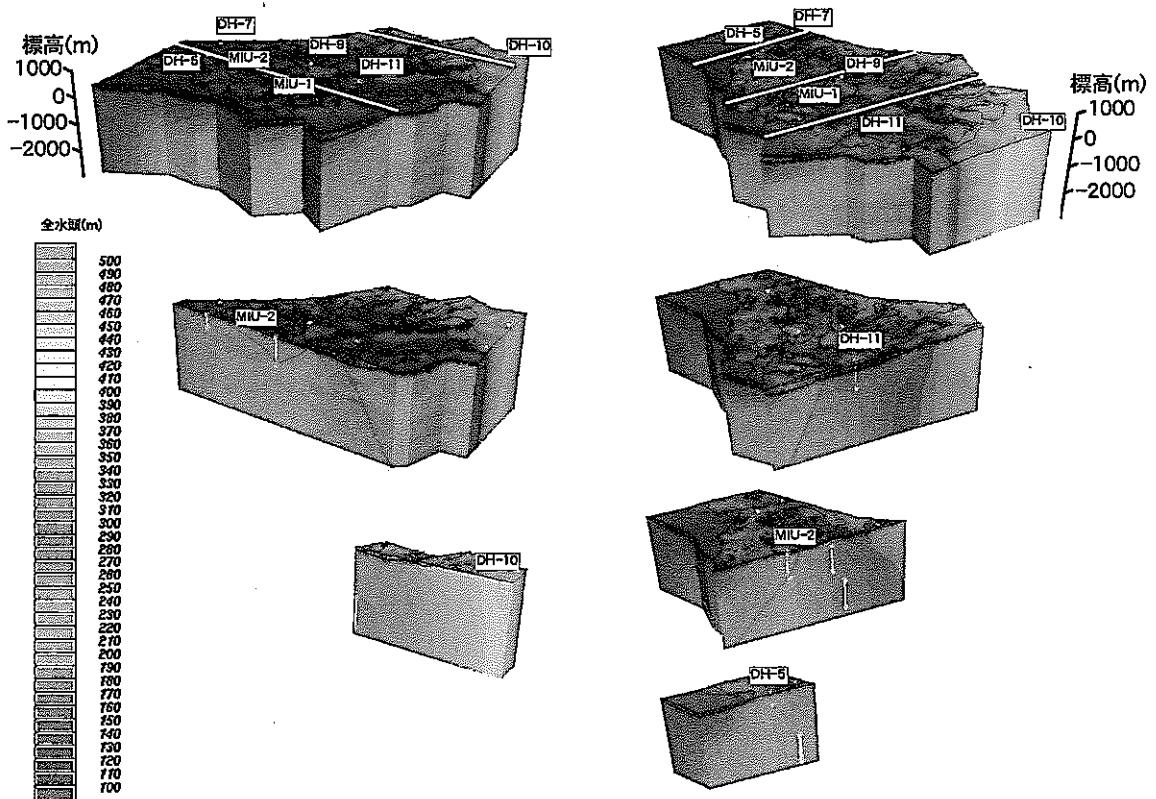
ケース 2：南北断面

図3.3.6 地下水流動解析結果（全水頭分布：ケース1・2）



ケース3：東西断面

ケース3：南北断面



ケース4：東西断面

ケース4：南北断面

図3.3.7 地下水流動解析結果（全水頭分布：ケース3・4）

また、全般的に地形（地下水面）の起伏の影響を顕著に受けており、局所的な流動系が発生している。流出点は地表部の水頭と GL-10m位置における全水頭の差から求めた（図 3.3.8）。基本的に流出点は、地形の影響を受けており、標高が低い谷部に生じている。

境界条件の設定方法の違いによる解析結果の差異はモデル化領域の西側で顕著であり、併用ケース（ケース 3、4：東側・西側境界が透水境界）では、東側から西側への流れが発生するため、標高の低い西側で流出点が増える傾向を示している（図 3.3.8）。また、新第三紀層（瑞浪層群）の分割方法による解析結果の差異としては、図 3.3.8 のケース 3 とケース 4 の間で、座標 (6,000, -69,000) 付近の流出点の分布範囲に違いがみられた。一方、水頭分布に関しては、顕著な違いは認められなかった。

### ③ 試錐孔の各深度における全水頭との比較

解析結果の妥当性を検討するため、試錐孔で測定された全水頭の分布と解析値を比較した。比較に用いた試錐孔は DH-5、7、9 号孔および MIU-1、2 号孔の 5 孔である。図 3.3.9 に示すように、全水頭分布に関しては、MIU-2 号孔での標高 -700m 以深と DH-7 号孔での標高 -100～-200m の間を除き、実測の全水頭分布は、ほぼ静水圧分布を示しており、その傾向は解析により表現されていると見なされる。一方、全水頭の絶対値については、DH-7 号孔と DH-9 号孔の解析値は、ほぼ実測値と一致しており、また、MIU-1 号孔と MIU-2 号孔の解析値も、自由地下水面設定時における誤差の標準偏差の 2 倍の範囲に収まっている。ただし、DH-5 号孔については、解析値と実測値との差が前述の誤差の範囲を超えており、DH-5 号孔の深度 376m 以深には、見掛けの破碎帯幅が約 100m の断層が確認されており、断層を境に自由地下水面の高さに違いが生じている可能性がある。したがって、今回用いたモデル化領域全体の傾向から自由地下水面を設定する方法では、このような局所的な自由地下水面の高さの違いを表現できないため、解析値と実測値との間に大きな差が生じたものと考えられる。

### ④ 境界条件および水理地質構造モデルにおける地質区分の違いによる解析結果への影響

境界条件に関しては、2 ケースの側方境界を設定し、解析を実施した。その結果、違いはモデル境界の近傍のみに現れ、全体の地下水の流動傾向には顕著な影響が認められなかった。したがって、本解析のように、広域を対象とする場合、着目する地下水流动の範囲に対して十分余裕をもったモデル化領域を設定することにより、境界条件による影響を回避できると考えられる。

一方、新第三紀中新統の分割方法を変えた解析では、設定した透水係数の差 ( $5 \times 10^{-9} \sim 1 \times 10^{-8}$  m/sec) が小さかったため、水頭分布に関して明瞭な違いは認められなかった。ただし、フラックスや滞留時間に対しては影響があると考えられるため、引き続き検討が必要である。

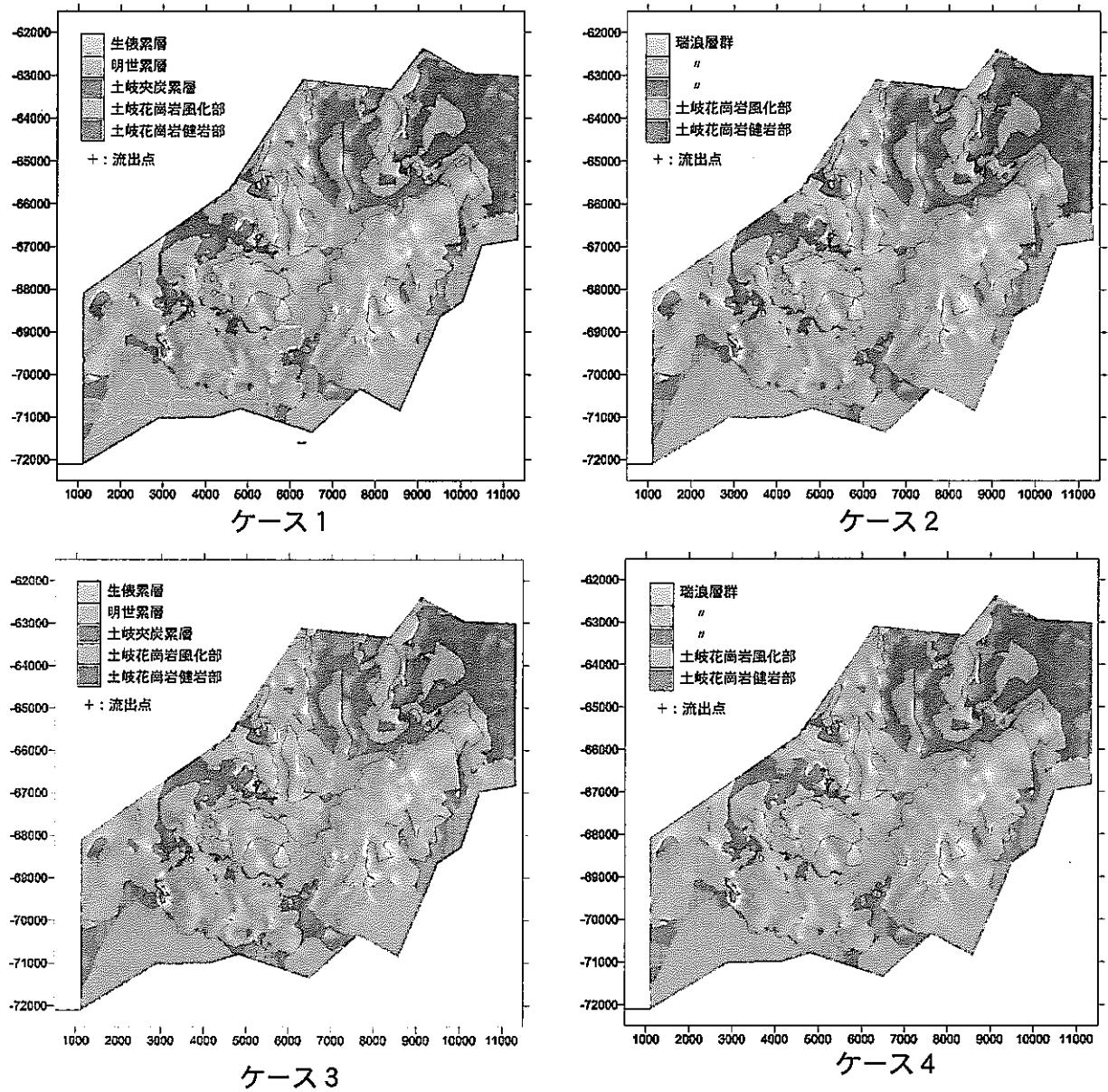


図3.3.8 地下水流動解析結果（地下水流出点）

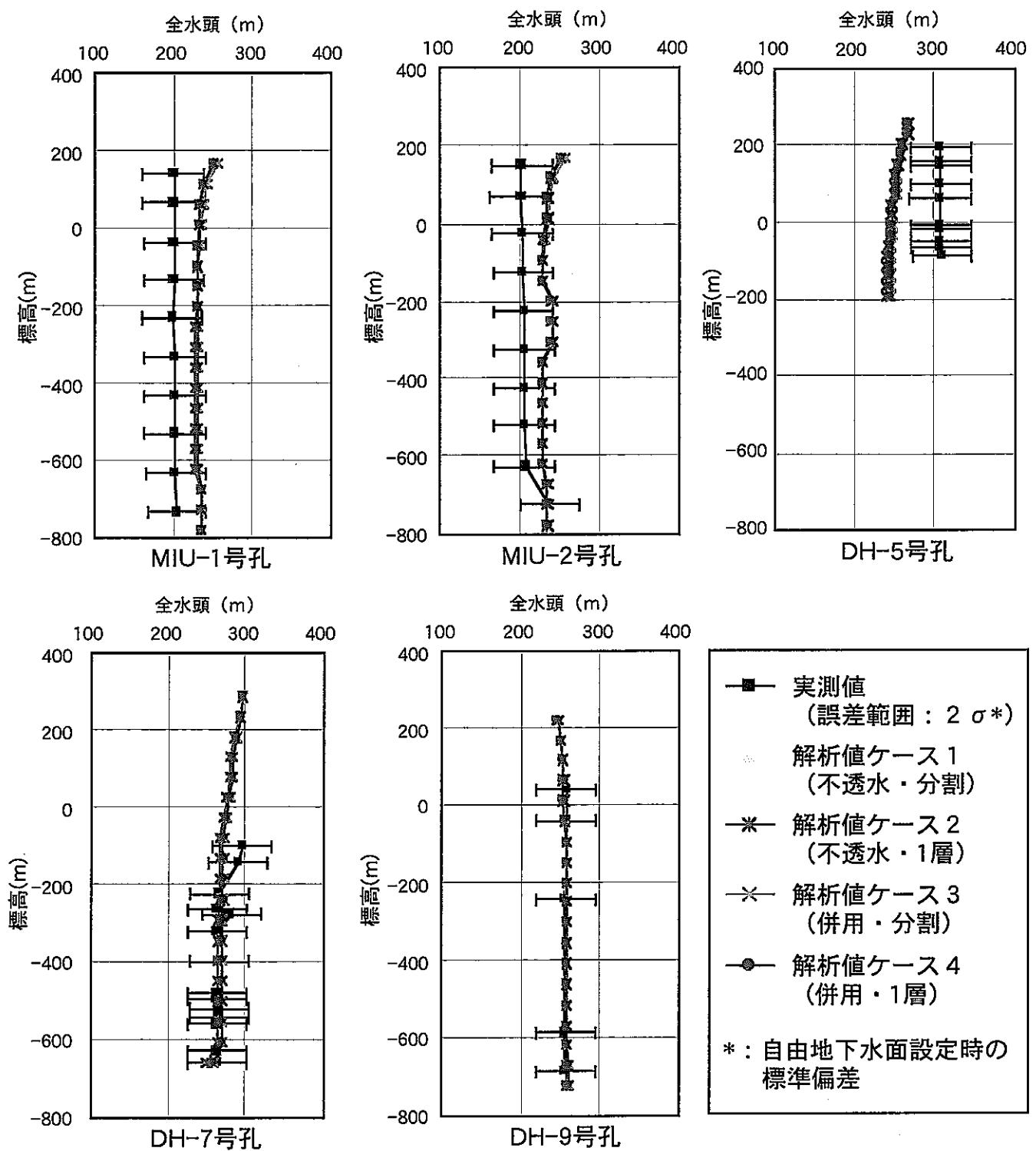


図3.3.9 試錐孔における全水頭分布（実測値と解析結果との比較）

### 3.4 地下水の地球化学に関する研究

地下水の地球化学に関する研究は、研究実施領域における深部地下水の地球化学特性の三次元的分布を調査し、地球化学モデルを構築するための研究を通して、花崗岩分布域における一般的な水質形成機構を明らかにすると共に、地下水の地球化学的特性を把握するための調査・解析技術を構築することを目標としている。

#### 3.4.1 地下水の採水方法

東濃地科学センターでは、地下水の地球化学的特性に関するデータの品質を保証するため、地下水の採水にあたり、パッカー等で採水区間の上下を区切り、採水中での掘削水の混入を防いでいる。また、試錐孔の掘削中に地層内へ侵入した掘削水の影響を定量的に確認するため、掘削水に生物に対して無害なウラニン等の蛍光染料を添加し、採水時に地下水中の蛍光染料の濃度測定を行い、その値が検出限界以下になった時点で分析用の採水を実施している<sup>57)</sup>。

#### 3.4.2 地下水の起源および滞留時間

花崗岩中の地下水の起源は、酸素・水素の安定同位体比から降水起源であることが確認されている。また、最大で深度 300m付近まで、地下水中にトリチウムが検出されている。このことは、表層水が深度 300m付近まで、数十年という短期間で浸透していることを示している。一方、深度 1000m付近の地下水は、<sup>14</sup>C による年代測定法によって、1万数千年程度の滞留時間が推定されている<sup>58)</sup>。

#### 3.4.3 地下水の水質および物理化学パラメータ

花崗岩分布域における浅部（深度 300m 以浅）の地下水は、Na-Ca-HCO<sub>3</sub>型で、中性 (pH7) かつ酸化性 (Eh>0mV) の地下水であるのに対し、深部（深度 300m 以深）の地下水は、Na-HCO<sub>3</sub> 型で、弱アルカリ性 (pH9) かつ還元性 (Eh<-300mV) の地下水であることが明らかになった（表 3.14、図 3.4.1）。

浅部の Na-Ca-HCO<sub>3</sub> 型の地下水から深部の Na-HCO<sub>3</sub> 型の地下水への変化に寄与する主要な水-岩石反応としては、方解石の溶解反応と地下水-粘土鉱物間のイオン交換反応を考えられる<sup>59)</sup>。また、地下水の pH の上昇は、長石類の溶解が主な原因であり、一方、地下水の酸化還元電位を支配する主な反応は、鉄、イオウを含む鉱物（黒雲母や黄鐵鉱など）の溶解反応である可能性が高い<sup>60)</sup>。

実測データに基づくこれらの知見は、局所的な表層水の浸透を考慮しても、地下数百m 以深では、還元状態が保たれていることを示している。

表 3.14 花崗岩中の地下水の物理化学パラメータ

岩相	深度(m)	pH	Eh (mV)	試錐孔	測定方法
黒雲母花崗岩	180	8.20	0±10	KNA-6*	連続モニタリング装置
黒雲母花崗岩	327	7.76	-16±10	DH-5	地球化学検層ユニット
黒雲母花崗岩	564	10.1	-385±10	DH-7	地球化学検層ユニット
黒雲母花崗岩	645	8.98	-355±10	DH-8	地球化学検層ユニット
黒雲母花崗岩	697	8.46	-260±10	DH-8	地球化学検層ユニット
黒雲母花崗岩	737	8.80	-302±10	DH-6	地球化学検層ユニット
黒雲母花崗岩	749	8.24	-294±10	DH-8	地球化学検層ユニット
黒雲母花崗岩	837	9.57	-374±10	DH-7	地球化学検層ユニット
黒雲母花崗岩	872	8.78	-376±10	DH-8	地球化学検層ユニット
黒雲母花崗岩	883	9.50	-349±10	DH-7	地球化学検層ユニット
黒雲母花崗岩	978	8.79	-355±10	DH-8	地球化学検層ユニット

\* : 東濃鉱山坑道内の試錐孔

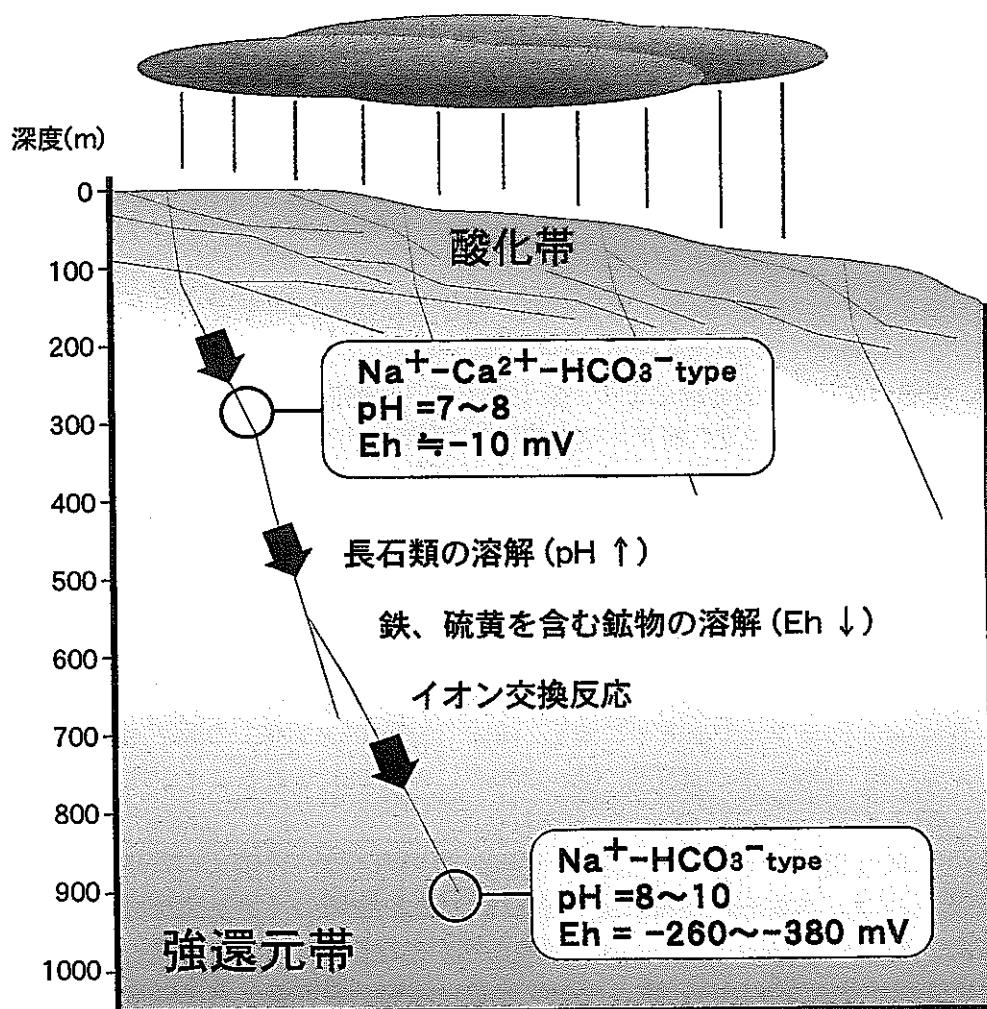


図 3.4.1 土岐花崗岩における深部地下水の化学的性質

## 4. 広域地下水水流動研究で適用された調査手法・機器

広域地下水水流動研究は、地質環境の特性に関する研究とともに、地質環境の特性を把握するための調査手法・機器の適用の場としての役割も果たしている。以下に示す調査手法・機器は、地層科学研究の主要な研究タスクの一つである調査技術開発の一環として、開発あるいは導入されたものであり、有効性や適用性を確認するため、広域地下水水流動研究の調査研究で実際に適用されたものである。

### 4.1 地下水調査機器

地下水水流動解析には、地質・地質構造に関する情報の他に、調査領域内の岩盤の透水性や上部境界条件となる地下水涵養量、さらに、側方境界条件や解析結果の検証用となる地下水の水頭分布、水質、起源、滞留時間などの水理・水文学的、地球化学的情報が必要である。本章では、東濃地科学センターが開発した主な地下水調査機器について、その概要を述べる。

#### (1) 1000m対応水理試験装置<sup>61)</sup>

地下深部の地下水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、水理学的特性調査機器として、深度 1000m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を開発した（図 4.1.1）。

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（測定部をロ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 オーダーまでの幅広い透水係数の測定範囲を確保している。

本装置の最大の特長は、5 連のマルチパッカーと装置の先端に装着した BTV である。5 連のマルチパッカーによって、装置の再設置なしに試験区間を 2 m から 14 m 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ー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および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ー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。

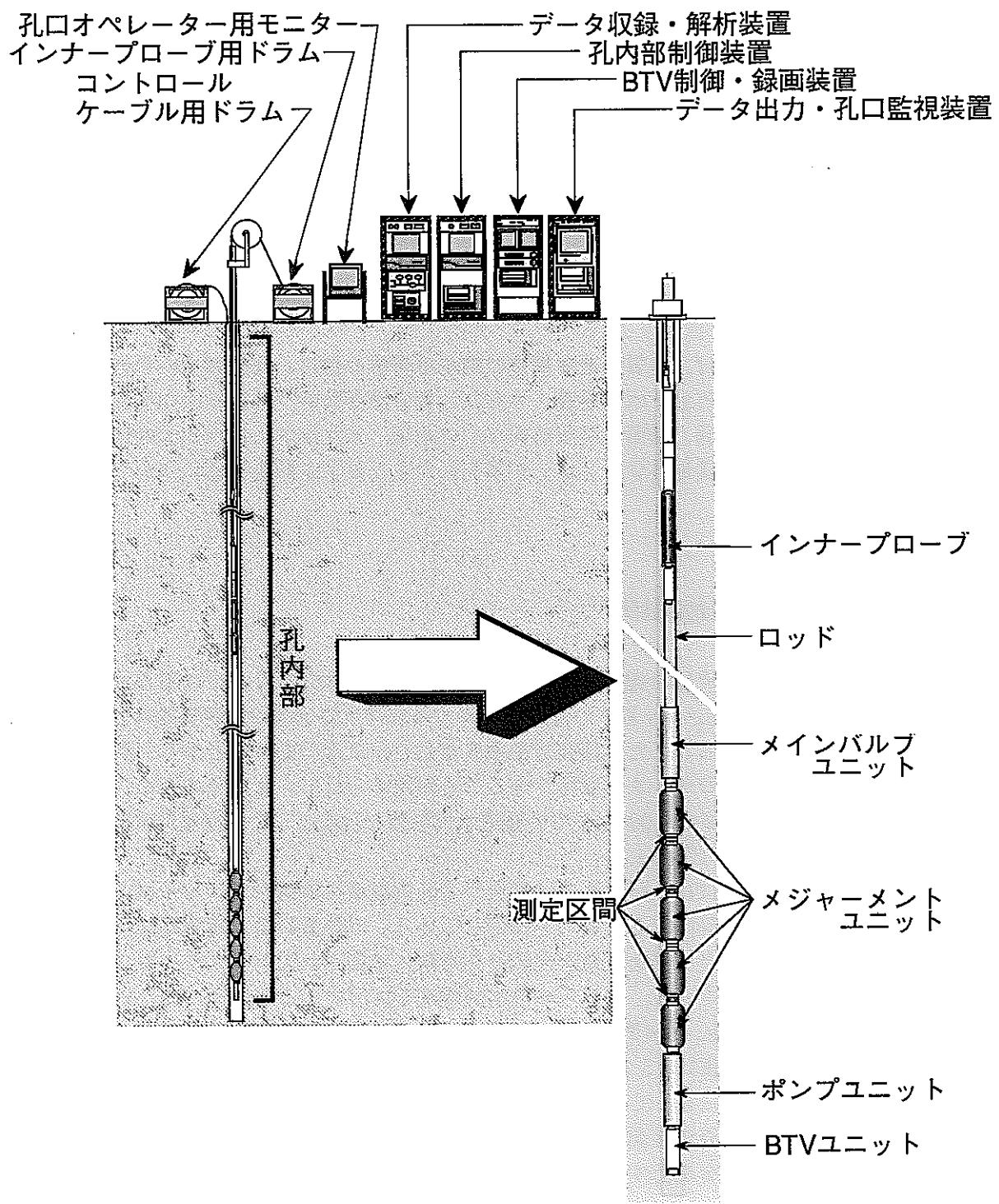


図4.1.1 1000m対応水理試験装置

## (2) 1000m対応揚水試験装置

一般に揚水試験は、単孔式透水試験と比較して、地下水位が平衡状態になるまでの長時間の計測を要し、帶水層に大きなインパクトを与えた結果を反映した試験であるため、広い範囲にわたる帶水層の平均的な透水係数を求める最良の手法として認識されている<sup>62)</sup>。また、長時間の計測によって、亀裂性岩盤における割れ目の水理学的連続性を評価することも期待できる<sup>63)</sup>。

上記の理由から、深度1000mまで計測可能な揚水試験装置を開発した<sup>64)</sup>。本装置の特長としては、定圧・定流量揚水試験が可能であり、シングルパッカーとダブルパッカー方式を併用することにより、試験区間を広範囲に設定可能であることが挙げられる。この特長は、岩盤の透水性に関するスケール効果の評価に役立つものと期待できる。また、本装置の基本構造は、1000m対応水理試験装置と同様にパイプ方式を採用しており、孔径が76mmから100mmまでの試錐孔に適用可能である(図4.1.2)。

## (3) 1000m対応採水装置<sup>65)</sup>

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1000mまでの地下水採水が可能な装置を開発した。

本装置は、地上部、中継部、孔内部から構成されており(図4.1.3)、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。

## (4) 地球化学検層ユニット

本ユニットは、原位置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、1000m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、ダブルパッカーで区分された採水区間ににおいて、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>65)</sup>。

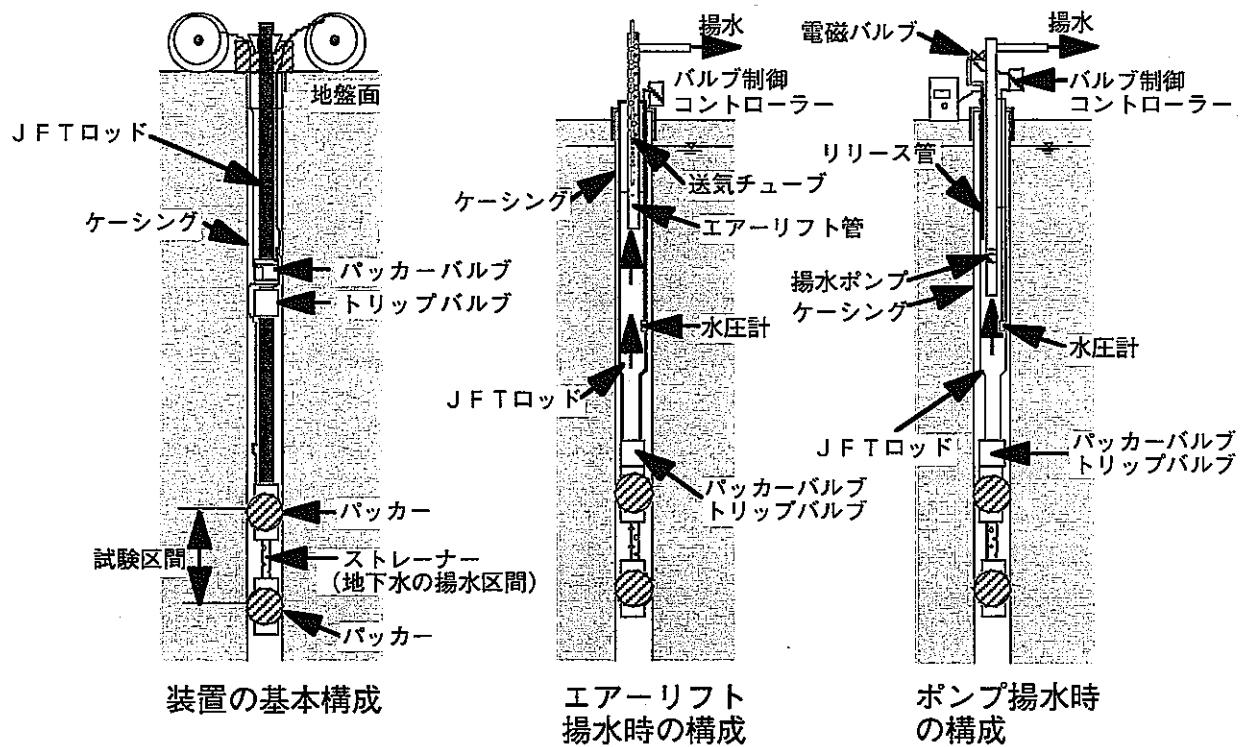


図4.1.2 1000m対応揚水試験装置

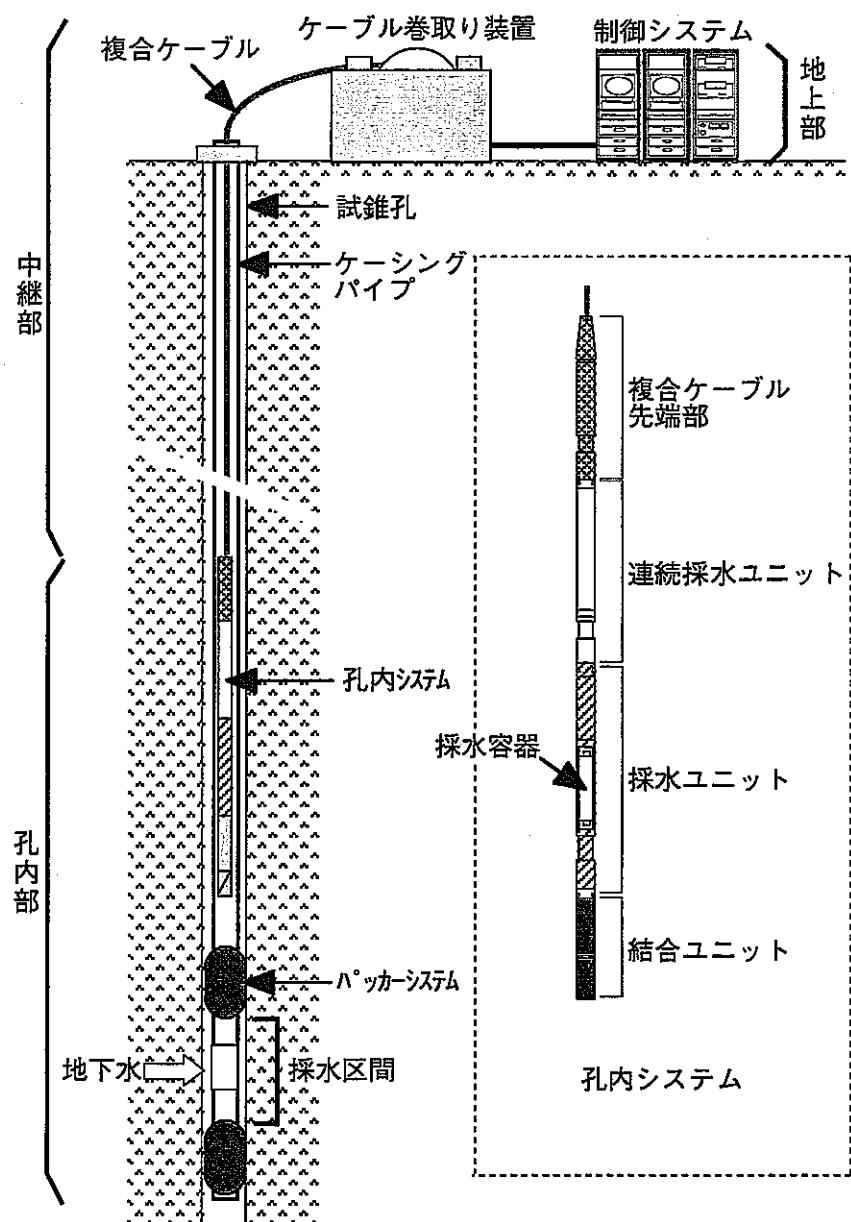


図4.1.3 1000m対応採水装置

## (5) 移動式支援システム

1000m対応の水理試験装置および採水装置による調査作業を効率的に進めるため、調査機器の制御装置、保守設備および調査員の居住機能をトラックマウントした移動式の調査支援システムを開発した。

本システムは、図 4.1.4 に示すように、計測・管理ユニット、メンテナンスユニット、昇降ユニット、ケーブルドラム搭載ユニットタイプ I (採水試験用)、ケーブルドラム搭載ユニットタイプ II (水理試験用) の 5 つのユニットから構成されており、調査の内容によって組み合わせを変えて使用される。

本システムの利点としては、昇降ユニットを装備しているため、従来の調査で必要であった試錐櫓や試錐機が不要であること、調査機器の制御装置を設置するためのプレハブ等の観測小屋が不要であること、コンピュータ等の制御装置を空調が施された車内に置くことにより、高温多湿の環境や冬季の凍結・結露から精密機械を保護できること等が挙げられる。また、試錐孔内に調査機器が抑留した場合に備え、調査機器の構造や剛性に合わせて回転や引き上げ動作が可能な緊急時用の回収装置を装備している。<sup>66)</sup>

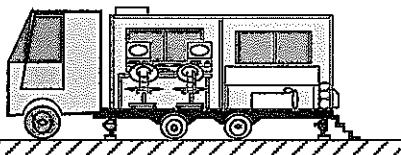
## (6) モニタリング装置

地下水流动解析結果の検証用データなどを取得するため、カナダの Westbay 社によって開発された地下水モニタリングシステム（以下、MP システム）を導入し、機能や耐久性などの確認のための適用試験を行うと共に、実際の観測に使用している<sup>67)</sup>。本装置は図 4.1.5 に示すように、試錐孔内で同時に多数の測定区間を設定でき、各区間での間隙水圧の測定や被圧状態を保持した状態での採水が可能であるといった特長を有している。

## 4.2 同位体分析装置

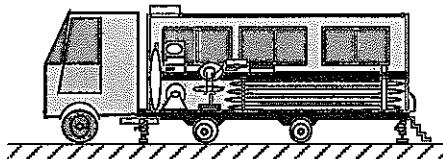
地下水の起源や滞留時間を明らかにするため、タンデム型加速器質量分析計および安定同位体比測定用質量分析計を導入した。タンデム型加速器質量分析計は米国 N E C 社製のペレトロン 15SDH-2 であり、図 4.2.1 に示す構造および性能を有している。加速粒子としては、C、Cl、Ca、Be、Al、I が使用可能であり、測定精度は  $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$  で 0.5% 以下である。一方、安定同位体比質量分析計には英国 MICROMASS 社のモデル OPTIMA を採用した。

これまで、偶然誤差、系統誤差などの基礎データの収集を実施しており、平成 10 年度からは、炭素の同位体比測定のルーチン化と共に、各種同位体の分析のための前処理および測定技術の開発を実施している<sup>68)</sup>。



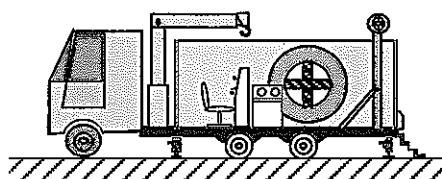
計測・管理ユニット

試験装置制御・データ記録用コンピュータおよび電源ユニット等を搭載している。また、長期連続測定に対応するため、ベッド、トイレ等を備えている。



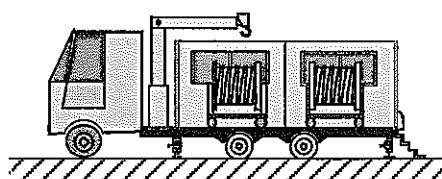
メンテナンスユニット

荷台に空調設備を有する作業スペースを持ち、調査現場において機器の点検・整備を行うことができる。作業スペースは、水理試験用ケーブルドラム搭載ユニットを結合することにより、約10mまで拡張可能である。また、調査で採取した地下水を分析するための簡易な分析設備を搭載できる。



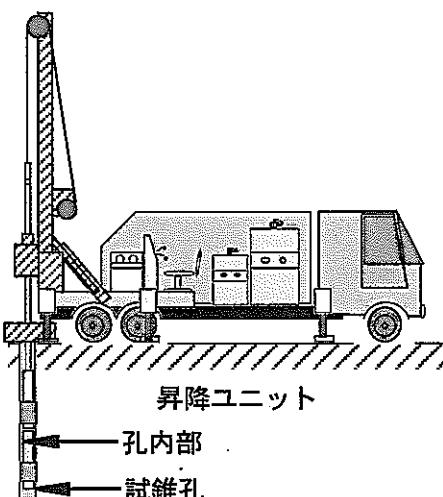
ケーブルドラム搭載ユニット  
(採水試験用)

1000m対応採水試験装置のケーブルドラムと滑車を車内に搭載し、ケーブル内の凍結などのトラブルを防止している。



ケーブルドラム搭載ユニット  
(水理試験用)

1000m対応水理試験装置のケーブルドラムを車内に搭載し、ケーブル内の凍結などのトラブルを防止している。



昇降ユニット

孔内部

試錐孔

荷台上に油圧式の昇降装置を備えており、試錐機や橋が無くとも、試験装置を試錐孔内へ挿入・設置が可能である。また、孔壁の崩落などにより試験装置が孔内に抑留された場合に備え、緊急時用の回収装置を装備している。

図4.1.4 移動式支援システム

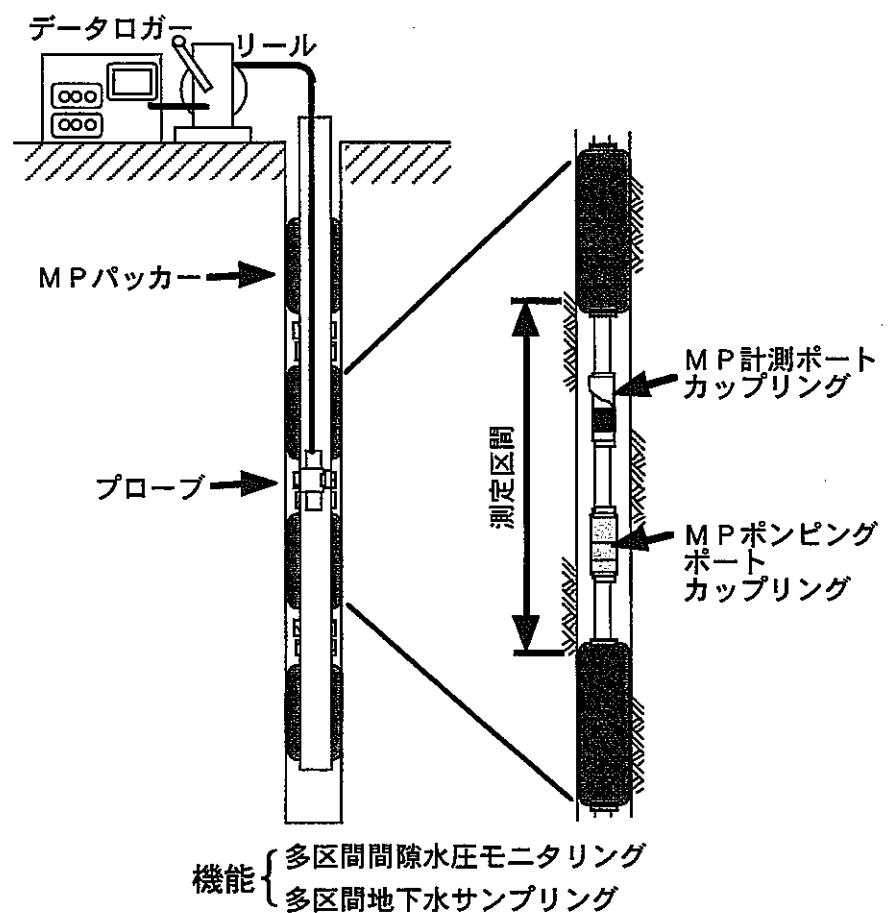


図4.1.5 地下水モニタリング装置（MPシステム）

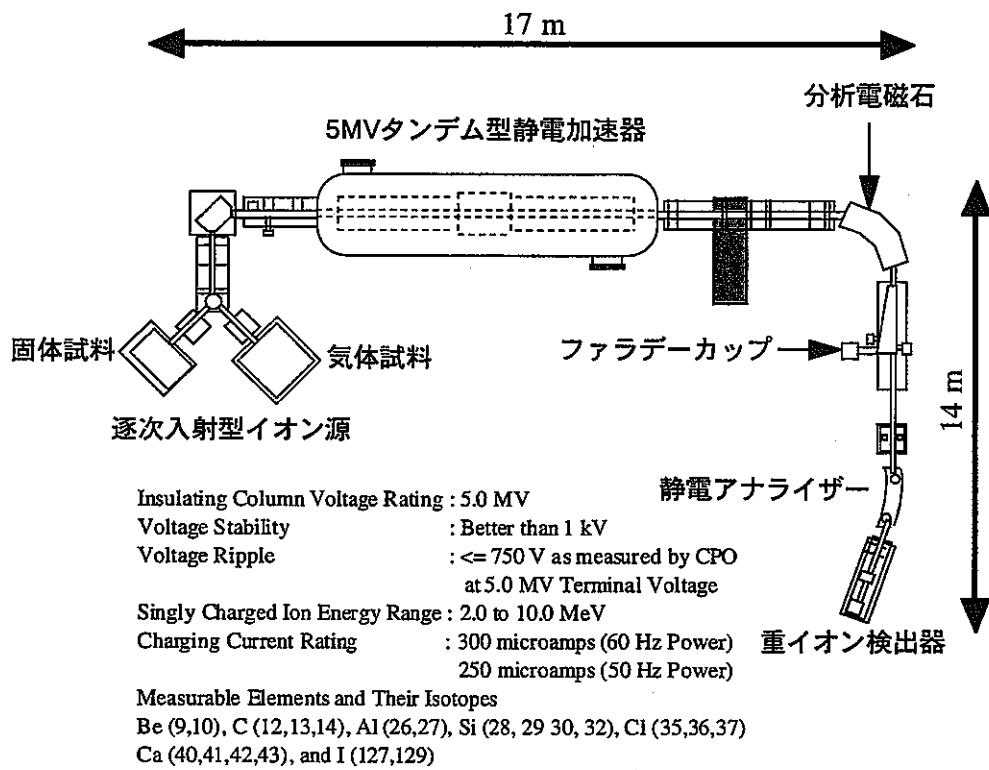


図4.2.1 タンデム型加速器質量分析計

#### 4.3 解析手法

##### (1) 岩盤の透水係数分布の推定手法

###### ① 物理検層による岩盤の透水係数分布の推定

試錐孔沿いに離散する原位置透水試験データを補間する手法として、物理検層の一項目である電気検層から取得される岩盤の見掛け比抵抗値の分布から岩盤の透水係数を推定する手法を考案した<sup>55)</sup>。この手法は、岩盤（堆積岩）の見掛け比抵抗値が透水係数と高い相関をもつことを利用したものであり、両者間の相関式を基に見掛け比抵抗値を透水係数に変換する。

また、花崗岩などの亀裂性岩盤については、フローメータ検層で測定された流速と原位置透水試験結果との間に相関関係が認められることから、両者間の相関式を用いて岩盤の透水係数を推定する手法を検討した<sup>69)</sup>。

###### ② フラクタル理論を応用した岩盤の透水係数分布の推定

岩盤の透水係数に関しては、2点間の距離と統計量との関係が、フラクタルスケーリング則に従うことが確認されている<sup>70)</sup>。本手法（解析コード名：MACRO-AFFINITY）は、この関係を用いて原位置透水試験データ（実際は、電気検層データによって補間された一次元の連続データ）に対して、べき乗関数を適合することによりパリオグラムの関数形を推定し、これを満足するように解析領域の全ての点での透水係数値を統計的に割り当てていくものである。

この手法の妥当性を検証するため、ガラスビーズで設定した不均質透水係数場による試験を実施し、本手法によって実際の流動パターンが忠実に再現されることを確認した<sup>71)</sup>。この結果を踏まえ、本手法の現場適用性を評価する目的で、東濃鉱山の敷地内に掘削された4本の試錐孔を包含する領域（100m四方の垂直二次元平面で領域内にウラン鉱床が存在している）を対象に適用試験が実施された。本適用試験では、前述の4本の試錐孔で取得された電気検層データから推定された一次元の透水係数データを基に、領域全体の透水係数分布（二次元平面）を推定した。この透水係数場の妥当性を検証するため、パーティクルトラッキングによるウランの移行解析を実施した。その結果、図4.3.1に示すように、パーティクルの通過量が大きい箇所とウラン鉱化部の位置が一致したことから、本手法の妥当性および現場適用性が確認された（図4.3.1）<sup>72)</sup>。

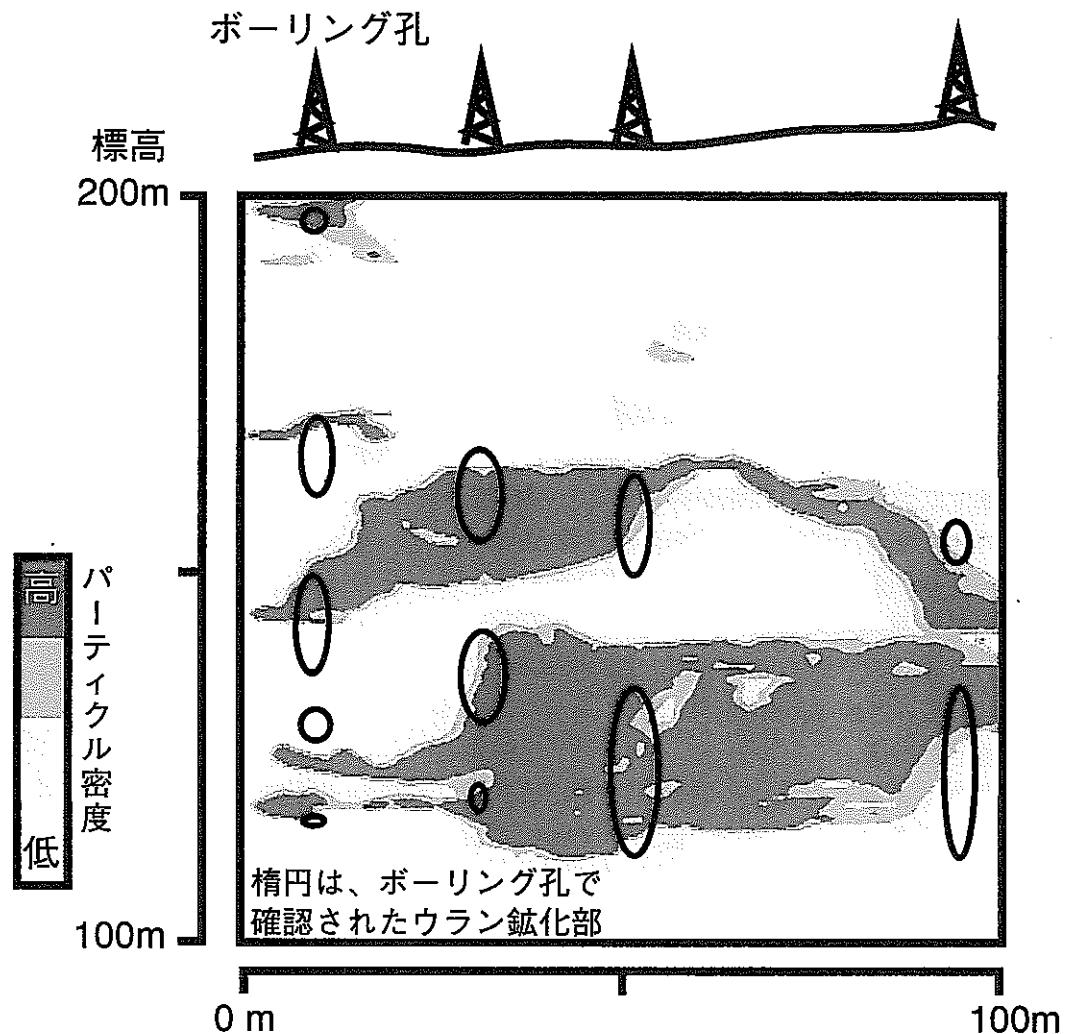


図4.3.1 フラクタル理論によって推定された岩盤の透水係数分布  
に基づくウラン移行解析（パーティクルトラッキング）

## 5. 成果のまとめ

広域地下水水流動研究における平成4年度から平成11年度までに得られた知見・成果は以下の通りである。

### 5.1 地質・地質構造に関する研究

#### (1) 地質環境に関する知見・成果

- ・岐阜県東濃地域は、北東系と北西系の活断層によって囲まれた断層地塊のような地形を呈している。リニアメントの分布特性は、活断層に囲まれた領域毎に異なることから、各領域で広域的な応力状態が異なることが推定された。
- ・研究対象である土岐花崗岩体の直径は約10kmであり、岩体内には水平・深度方向とともに粒度・組織の異なる黒雲母花崗岩が分布している。また、月吉断層以南では優白質花崗岩が黒雲母花崗岩に貫入している。
- ・リニアメントの卓越方向と花崗岩露頭における割れ目の卓越方向が調和的である。
- ・花崗岩上部の深度300m程度まで、シーティングジョイントと考えられる低角度の割れ目が卓越している。
- ・試錐調査で遭遇した殆どの断層は、その破碎帯に断層粘土を挟んでいることから、断層面に沿う方向には地下水の流动経路を成しており、断層に直交する方向には遮水壁的な役割を果たしていると考えられる。
- ・土岐花崗岩の物性値から、岩盤力学モデルの構築にあたっては、岩石マトリックス部の変形パラメータ（弾性係数、ポアソン比）は一つの平均物性値で代表できること、異方性に関する情報が必要であること、岩石強度の設定にあたってはモデル化領域の近傍のデータを用いることが必要であることが示唆された。

#### (2) 調査・解析技術に関する知見・成果

- ・清水による大深度掘削（深度1000mまで）を実施し、その実現可能性や有効性を示した。また、清水掘削に関する技術的知見・経験を蓄積した。
- ・東濃鉱山で存在が確認されている断層（月吉断層）の調査を通して、断層調査に対する屈折法・反射法弹性波探査の有効性を確認した。
- ・新第三紀層と花崗岩との不整合面深度分布の推定には、地上電磁探査法が有効であった。
- ・大規模な断層の抽出には空中写真や衛星画像を用いたリニアメント判読が有効であった。
- ・リニアメントと露頭における割れ目の卓越方向が調和的であることから、リニアメントの分布から着目する地区の割れ目の概略的な方向性を推定できる可能性を見出した。
- ・地質構造モデルの構築作業を通して、モデル化すべき地質構造要素の選定や離散データである試錐データから断層の連続性を解釈する際の考え方などを提示した。

## 5.2 地下水の水理に関する研究

### (1) 地質環境に関する知見・成果

- ・東濃鉱山周辺域で実施されている長期水収支観測により、地下水流動解析の上部境界条件として必要な地下水涵養量の平均値（198 mm/年）が求められた。
- ・これまでの水理試験結果から、土岐花崗岩の透水係数の対数平均として-8.3、対数標準偏差として1.7の値が得られた。
- ・地下水の動水勾配は、地表付近に比べ地下深部では小さくなることを深度1000mの試錐孔間で実測値により確認した。

### (2) 調査・解析技術に関する知見・成果

- ・表層水の水質（電気伝導度、溶存成分・濃度）および比流量は表層地質と密接な関係があると考えられることから、電気伝導度と水質は地下水の滞留時間を示す指標として、また、比流量は地層の貯留能力を示す指標として、水理地質構造の概念を構築する上で有効な情報と考えられる。
- ・開発された1000m対応水理試験装置を実際の調査に適用し、実用化を進めたと共に、水理試験方法を構築した。
- ・検層データやフラクタル理論に基づき、岩盤の透水係数の空間分布を試錐データなどの離散したデータから推定する手法を開発し、実際の地質環境に適用して、その有効性を確認した。
- ・地質構造モデルから解析用の計算モデルの構築の効率化を図るため、地質構造モデル構築用ソフトEarthVisionを導入した。また、多孔質・亀裂性媒体を同時に取り扱えるハイブリッドモデルの地下水流動解析コードFrac-Affinityを開発した。
- ・検証データの取得などに用いられる地下水モニタリング装置（MPシステム）の現場適用を行い、その有効性・耐久性を確認した。

## 5.3 地下水の地球化学に関する研究

### (1) 地質環境に関する知見・成果

- ・花崗岩中の地下水の起源は、地下水中の酸素・水素の同位体比から天水起源であることが確認された。
- ・最大で深度300m付近まで地下水中にトリチウムが検出されており、表層水が深度300m付近まで、数十年という短期間で浸透していることが推測される。一方、深度1000m付近の地下水の滞留時間は、<sup>14</sup>Cによる年代測定法によって、1万数千年程度と推定された。
- ・花崗岩浅部（深度300m以浅）の地下水は、Na-Ca-HCO<sub>3</sub>型で、中性（pH7）かつ酸化性（Eh>0mV）の地下水であるのに対し、深部（深度300m以深）では、Na-HCO<sub>3</sub>型で、弱ア

ルカリ性 (pH9) かつ還元性 ( $Eh < -300\text{mV}$ ) の地下水へ変化する。このことから、局所的な表層水の浸透を考慮しても、地下数百m以深では、還元状態が保たれていると考えられる。

- ・浅部の  $\text{Na}-\text{Ca}-\text{HCO}_3$  型の地下水から深部の  $\text{Na}-\text{HCO}_3$  型の地下水への変化に寄与する主要な水-岩石反応としては、方解石の溶解反応と地下水-粘土鉱物間のイオン交換反応が考えられる。また、地下水の pH の上昇は長石類の溶解が主な原因であり、一方、地下水の酸化還元電位を支配する主な反応は、鉄、イオウを含む鉱物の溶解反応であることが明らかになった。

## (2) 調査・解析技術に関する知見・成果

- ・開発された 1000m 対応採水装置および地球化学検層ユニットを実際の調査に適用し、実用化を進めると共に、データの品質を保証するための採水方法を構築した。
- ・地下水の起源・滞留時間などの基礎データとなる地下水の同位体組成の分析のため、タンデム型加速器質量分析計を導入した。

## 6. 平成 12 年度以降の計画

平成 4 年度から開始された広域地下水流动研究は、約 10km 四方の領域を地下水域とする地下水流动の把握を主たる目的に、平成 11 年度末までにリモートセンシング調査、空中物理探査、地上物理探査、地表地質調査、表層水理調査、試錐調査および地下水長期観測が実施されている。その結果、研究実施領域内における表層地質の分布、花崗岩体の岩相（粒度・鉱物組成）の不均質性などの情報が得られている。また、研究対象である地下水流动系の最上流部（地形的分水界付近）および中流域での試錐調査によって、水理地質構造の概念が構築されつつある。さらに、地質構造モデル構築時に用いる三次元可視化ソフトウェアの導入および本ソフトウェアとリンクした地下水流动解析コードの開発により、解析作業の質的向上と省力化を図っている。

今後の調査研究としては、地下水流动系の涵養域および流出域と考えられる地点で試錐調査を実施し、水理地質構造の概念を構築すると共に、地下水流动解析の境界条件の設定や解析結果の検証などのため、地下水の水頭分布ならびに水質、起源、滞留時間といった水理学的・地球化学的情報の取得に重点を置く。また、地下水流动沿いに点在する試錐孔間の地質構造を推定すると共に、広域的な地下水流动を規制していると考えられる断層破碎帯の分布を把握するため、反射法弹性波探査などの地上物理探査を実施する予定である。

これらの調査研究を通して、広域における地下水の流动と地球化学的特性の把握を主眼とした体系的な地質環境特性調査法を提示し、また、モデル構築の考え方や詳細な調査段階に移行するための判断基準などに関する技術的拠り所を提供すべく、調査項目・量と地質環境に対する理解度との関係などを検討する。その際、地層処分の安全指針の策定などに対する科学的・技術的根拠を与えるという観点が重要となると考えている。これらの検討結果は、平成 16 年度までの調査研究結果を基に取りまとめる予定である。

## 参考文献

- 1)原子力委員会(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—、大蔵省印刷局、p.41.
- 2)動燃事業団(1997):広域地下水流动研究基本計画書、動燃事業団計画資料 PNC TN7020 98-001.
- 3)動燃事業団(1994):地層処分研究開発の現状(平成5年度)、動燃事業団成果報告書 PNC TN1410 94-094, pp.183-253.
- 4)動燃事業団(1996):地層処分研究開発の現状(平成8年度)、動燃事業団成果報告書 PNC TN1410 94-094, pp.231-315.
- 5)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次取りまとめ一分冊1 わが国の地質環境、サイクル機構研究報告 JNC TN1400 99-021.
- 6)山下 昇ほか編(1990):日本の地質5 中部地方Ⅱ, 共立出版.
- 7)梅田浩司, 柳澤孝一, 米田茂夫(1994):日本の地盤を対象とした透水係数データベースの作成、地下水学会誌, Vol.37, No.1, pp.69-77.
- 8)動燃事業団(1998):東濃地域を対象とした広域地下水流动解析、動燃事業団成果報告書 PNC TN7410 98-004.
- 9)貝塚爽平, 木曾敏行, 町田 貞, 太田陽子, 吉川虎雄(1964):木曽川・矢作川流域の地形発達、地理評, 37, pp.89-102.
- 10)Wakita, K. (1988): Origin of chaotically mixed rock bodies in the Early Jurassic to Early Cretaceous sedimentary complex of the Mino terrain, central Japan, Bull. Geol. Surv. Japan, Vol.39(11), pp.675-757.
- 11)石原舜三, 鈴木淑夫(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.
- 12)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.
- 13)糸魚川淳一(1980):瑞浪地域の地質、瑞浪市化石博物館専報, 1, pp.1-50.
- 14)山崎晴雄, 西田幸司, 岡田篤正, 東郷正美(1980):活断層研究会編 日本の活断層、東京大学出版, pp.186-195.
- 15)日本リモートセンシング研究会(1975):リモートセンシングノートー原理と応用—技報堂出版, p.2.
- 16)井上大榮, 水落幸広, 桜田裕之(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.
- 17)小出 韶, 柳澤孝一(1994):リニアメント分布特性による広域地下水流动調査領域の検討、地質調査所研究, 第229回プログラム, p.3.
- 18)動燃事業団(1994):日本のウラン資源、動燃事業団調査報告書 PNC TN7420 94-006, pp.30-41.
- 19)小林公一, 小出 韶(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.

- 20) 小出 馨, 柳澤孝一 (1993) : リモートセンシングによる広域の水文特性の把握 (1) — SPOT衛星データによる林相区分一, 日本原子力学会中部支部第25回研究発表会講演予稿集, p.11.
- 21) 小出 馨, 柳澤孝一 (1994) : 植生を指標とした地下水流出域の抽出, 日本写真測量学会秋季学術講演会論文集, pp.131-136.
- 22) 動燃事業団 (1998) : 固定翼機を用いた空中磁気調査, 動燃事業団契約業務報告書 PNC TJ7718 98-001
- 23) サイクル機構 (1999) : ヘリコプターによる空中物理探査, サイクル機構契約調査報告 JNC TJ7420 99-008.
- 24) 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 2000-028.
- 25) サイクル機構 (1999) : 電磁法による地上物理探査, サイクル機構契約調査報告 JNC TJ7420 99-007.
- 26) 動燃事業団 (1994) : 東濃地域を対象にした屈折法弾性波探査における地質構造調査 (その1), 動燃事業団契約業務報告書, PNC TJ7308 94-007.
- 27) 河村知範, 伊藤谷生, 藤内聰 (1996) : 小型油圧インパクター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.
- 28) 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 JNC TN7400 2000-006.
- 29) 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 JNC TN7400 2000-007.
- 30) 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 JNC TN7400 2000-008.
- 31) 動燃事業団 (1997) : 深部地下水調査 (DH-5号孔), 動燃事業団契約業務報告書 PNC TJ7187 97-002.
- 32) サイクル機構 (1998) : 広域地下水流动研究における試錐調査 (DH-6号孔), サイクル機構契約業務報告 JNC TJ7440 99-025 Vol.1.
- 33) サイクル機構 (1998) : 広域地下水流动研究における試錐調査 (DH-7号孔), サイクル機構契約業務報告 JNC TJ7440 99-025 Vol.2.
- 34) サイクル機構 (1998) : 広域地下水流动研究における試錐調査 (DH-8号孔), サイクル機構契約業務報告 JNC TJ7440 99-025 Vol.3.
- 35) サイクル機構 (1999) : 広域地下水流动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 JNC TJ7440 98-002.
- 36) サイクル機構 (2000) : 広域地下水流动研究における試錐調査 (その3) (DH-10号孔), サイクル機構契約業務報告 JNC TJ7440 2000-023 Vol.1.
- 37) サイクル機構 (2000) : 広域地下水流动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 JNC TJ7440 2000-023 Vol.2.
- 38) 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 JNC TJ 7440 2000-015
- 39) サイクル機構 (1999) : DH-6, 7, 8号孔における力学特性調査結果, サイクル機構調査報告 JNC TN7420 99-006.

- 40) 太田久仁雄, 天野健治, 須山泰宏, 三枝博光 (1999) : 広域地下水水流動研究における三次元地質構造モデルの構築, サイクル機構技報, No. 4, pp. 101-110.
- 41) Sibson, R.H. (1977) : Fault Rocks and Fault Mechanisms, Jour. Geol. Soc. London, Vol. 133, pp.191-213.
- 42) Fujii, N. (1968) : Genesis of the Fireclay Deposit in Tajimi-Toki District, Gifu Prefecture, central Japan, Geol. Surv. Japan Rept, No. 230, pp.1-54.
- 43) Briggs, I.C. (1974) : Machine Contouring Using Minimum Curvature, Geology, Vol. 39, pp.39-48.
- 44) Scholz, C.H. (1987) : Wear and Gouge Formation in Brittle Faulting, Geology, Vol. 115, pp.493-495.
- 45) Cowie, P.A. and Scholz , C.H. (1992) : Displacement-Length Scaling Relationship for Fault; Data Synthesis and Discussion, Jour. Struct. Geol., Vol. 14, pp.1149-1156.
- 46) サイクル機構(2000) : 広域地下水水流動解析対象地域における地下水位データ整理, サイクル機構契約業務報告 JNC TJ7440 2000-010.
- 47) 小林公一, 中野勝志, 小出 震 (1996) : 表層水理観測システムによる水收支の算定—岐阜県東濃鉱山におけるケーススタディー, 動燃技報, No. 97, pp. 145-150.
- 48) 山内大祐, 宮原智哉, 竹内真司, 小田川信哉 (2000) : 超深地層研究所計画用地の水收支観測結果, サイクル機構技報, No. 9, pp. 103-114.
- 49) 尾方伸久, 梅田浩司, 柳澤孝一, 若松尚則 (1994) : 河川水の流量および水質による表層部の地下水水流動の推定—岐阜県東濃地方におけるケーススタディー, 日本応用地質学会誌, Vol. 36, No. 1, pp. 2-13.
- 50) 尾方伸久, 太田久仁雄, 濱 克宏, 坪田浩二(1998) : 東濃地域を対象とした広域地下水水流動研究の現状, サイクル機構技報, No. 1, pp. 41-50.
- 51) Hvorslev, M.J. (1951) : Time lag and soil permeability in ground-water observations, U.S. Army Corps of Eng., Vicksburg Miss.
- 52) 西垣 誠、高坂信章 (1984) : 井戸半径を考慮した揚水試験における水位低下特性とその解析方法, 土質工学会論文報告集, Vol. 24, NO. 4, pp. 194-204.
- 53) Hantush, M.S. and Jacob, C.E. (1955) : Non-steady radial flow in an infinite leaky aquifer, Trans. Amer. Geophys. Union, Vol.36, pp.95-100.
- 54) Cooper, H.H., Bredehoeft, J.D. and Papadopoulos, I.S. (1967) : Response of a finite-diameter well to an instantaneous charge of water, Water Resources Research, Vol.13, No.1, pp.263-269.
- 55) 尾方伸久, 大澤英昭, 他(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.
- 56) 須山康宏, 三枝博光(2000) : 広域地下水水流動研究における地質構造モデルの構築と地下水水流動解析, サイクル機構研究報告 JNC TJ7400 2000-012.
- 57) Hama, K., Seo, K. and Yusa, Y. (1994) : A Sampling Procedure of Formation Water and its Application to Geochemical Investigation of Groundwater in the Tono Area, Japan, Proc. of the Workshop "Hydraulic and Hydrochemical Characterisation of Argillaceous Rocks", OECD/NEA, pp.213-226.
- 58) 徐 勝, 岩月輝希, 伊藤 茂, 阿部雅人, 渡辺雅人(1999) : 花崗岩中の地下水の年代推定, 1999 年度日本地球化学会年会講演要旨集, p. 78.

- 59) 岩月輝希, 濱 克宏, 吉田英一 (1997) : 東濃地域における地下水の地球化学的研究－地下水の地球化学特性と水質形成機構－, 動燃技報, No. 102, pp. 31-37.
- 60) 岩月輝希, 吉田英一 (1997) : 岐阜県東濃地域における深部地下水の物理化学特性について, 日本原子力学会「1997年秋の大会」予稿集, p. 687.
- 61) 中野勝志, 竹内竜史, 西垣 誠, 平田洋一, 後藤和幸 (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.
- 62) 西垣 誠 (1987) : 揚水試験の基礎方程式と貯留係数の解釈, 地下水と井戸とポンプ, Vol. 29, No. 3, pp. 1-14.
- 63) Bäckblom, G., Gustafson, G., Rhén, I., Stanfors, R. and Wikberg, P. (1997) : Äspö HRL General Experience from the Äspö Site Investigations, SKB PR97-06.
- 64) 見掛信一郎, 小出 韶, 尾方伸久, 後藤和幸, 西垣 誠 (1997) : 深度1,000mを対象とした単孔式の揚水試験装置の開発とその機能の検討, 日本応用地質学会研究発表会平成9年度講演要旨集, pp. 245-248.
- 65) 濱 克宏, 瀬尾俊弘, 豊嶋賢治, 中野勝志, 中嶋幸房, 島崎 智, 西垣 誠 (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, pp. 20-25.
- 66) 小笠原正裕, 豊嶋賢治, 和久田孝雄, 中野勝志 (1998) : 地下水調査用の移動式支援システムの開発, サイクル機構技報, No. 1, pp. 71-77.
- 67) 山根正樹, 中野勝志, 杉原弘造 (1996) : 立坑掘削に伴う間隙水圧変化の長期観測, 土と基礎, Vol. 44, No. 11, Ser. No. 466, pp. 24-26.
- 68) 伊藤 茂, 徐 勝, 阿部雅人, 渡辺雅人, 岩月輝希 (1997) : 東濃地科学センターにおけるタンデム型加速器導入計画, 第10回タンデム型加速器およびその周辺技術の研究会, 国立環境研究所, pp. 38-40.
- 69) 松岡清幸, 尾方伸久, 橋本憲和 (1997) : 物理検層手法による花崗岩中の透水性に関する一考察, 物理探査学会平成9年度学術講演会, pp. 331-335.
- 70) Humm, J. and Impey, M. (1994) : Fractal fitting of the Tono mine data. Intera report ID3249-7 Version 1, (1994).
- 71) Hatanaka, K., Watari, M., Uchida, M., Takase, H. and Impey, M.D. (1996) : Experimental Study on Groundwater Flow and Mass Transport in a Heterogeneous Porous Medium, Proceedings of MRS' 95, Boston, U.S.A., Vol. 412, pp. 739-746.
- 72) Maekawa, K., Ogata, N., Yanagizawa, K., Takase, H., Clark, K.J. and Humm, J.P. (1998) : Natural Analogue Study of Uranium Migration in the Tono Mine, OECD/NEA, Proceeding in Borgholm, pp. 767-769.