



## 東濃地域を対象とした広域地下水流動 研究の現状（その2）

小出 馨 前田 勝彦

東濃地科学センター

Current Status of the Regional Hydrogeological Study Project in the Tono Area ( II )

Kaoru KOIDE Katsuhiko MAEDA

Tono Geoscience Center

東濃地科学センターは岐阜県東濃地域を研究開発の場として、地層処分研究開発の基盤となる深地層の科学的  
研究を実施している。その一環として、1992年に開始された広域地下水流動研究は、代表的な結晶質岩である花  
崗岩を対象に広域スケールでの地質・地質構造、地下水の流動特性・地球化学特性に関する研究を通して、地質  
環境の調査・解析技術の体系化に向けた研究開発を進めている。これまでに花崗岩及びそこに賦存する地下水の  
各種特性に関するデータが蓄積されている。今後は2004年度頃に検討されている研究成果の取りまとめに向け、  
調査技術の体系化、モデリング技術・評価手法の高度化に関する検討を進めていく。

*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 R&D of geological disposal. One of the major components of the ongoing geoscientific research program 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 on a regional scale in Japan. The RHS project was initiated in 1992. To date, remote sensing, geological mapping, geophysical investigations and measurements in thirteen deep boreholes have been carried out. Important results that have been obtained from these investigations include multi-disciplinary information about the geological, hydrogeological, geochemical and rock mechanical properties of granitic rock, and evolution of the groundwater geochemistry. The JNC will synthesize the results from the R&D activities in fiscal 2004.*

### キーワード

広域地下水流動研究, 地層科学研究, 地質環境, 地下深部, 地質構造, 地下水流動, 水理地質学, 地下水の地球化学, 広域スケール, 結晶質岩

*Regional Hydrogeological Study, Geoscientific Research, Geological Environment, Deep Underground, Geological Structure, Groundwater Flow, Hydrogeology, Hydrochemistry, Regional Scale, Crystalline Rock*



小出 馨

地層科学研究情報化グループ所属  
副主任研究員  
研究プロジェクトの監理及び研究成果の取りまとめ業務に従事



前田 勝彦

地質環境特性研究グループ、地質・解析チーム所属  
超深地層研究所計画及び広域地下水流動研究における地質・地質構造に関する研究に従事  
工学博士

### 1. はじめに

東濃地科学センターでは、国の方針<sup>1)</sup>に従い、我が国の深部地質環境に対する理解を深めていくことを目的に、地層処分技術開発の基盤的な研究開発である深地層の科学研究を実施している。

研究開発の場である岐阜県東濃地域の地質は、中生代の堆積岩類（美濃帯）、流紋岩類（濃飛流紋

岩),花崗岩類(土岐花崗岩)からなる基盤岩類とこれらを不整合に覆う新第三紀層及びそれ以降の堆積物から構成される。これらの地質のうち,代表的な結晶質岩である花崗岩を主な研究対象とする研究プロジェクトとして,広域地下水流動研究と超深地層研究所計画が進められている。これらの研究プロジェクトは,深部地質環境の体系的な調査・解析・評価技術の構築を目標としており,前者が数十km~数km四方,後者が数百m四方~坑道周辺といった異なるスケールの地質環境を研究対象としている。

広域地下水流動研究は,1992年度から岐阜県土岐市にある東濃鉱山及びその周辺域を研究実施領域として実施している。研究開始後の5年間(1992年度~1996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調査研究が行われた。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質・地質構造,地下水の流動特性及び地球化学特性に関する研究と共に地質環境の調査技術の体系化に向けた研究開発を地元の理解・協力を得つつ進めている。

これまでに,実用化された深度1,000mまでの地下水調査を可能とする調査機器などを用いて,花崗岩体中の地質構造や岩盤の透水性,並びに地下水の水質などに関するデータが蓄積されている。

これらの研究成果は深部地質環境の情報として,サイクル機構が1999年11月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ている。

本稿では,前報<sup>2)</sup>に引き続き,新たに得られた成果も含め,広域地下水流動研究の現状について報告する。

## 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,地下水の流動特性及び地球化学特性などを明らかにするために必要な調査・解析,並びに調査・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している。ここでいう「広域」とは,地下深部を流れる地下水流動系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し,本研究では約10km四方の範囲を研究実施領域として設定している。

### 2.2 研究成果の反映先

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標とする地層処分研究開発に基盤的情報として反映される。また,広く地球科学の分野における学術的研究の進歩にも貢献することが期待される。

### 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形,地質・地質構造,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年代(滞留時間)などの情報が不可欠である。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,地形,地質・地質構造,地下水の水理及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。したがって,本研究は地質学,水理・水文学,地下水の地球化学の各学問分野での研究及び地質環境を包括的に理解するための「研究成果の統合化」から構成されている。

一方,地質環境の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といえる。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,それらを評価する際には,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,対象となる地質環境の不均質性や異方性の程度と共に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。

## 3. 広域地下水流動研究のこれまでの経緯

広域地下水流動研究では,これまでの地質環境の特性に関する研究を通して,地質環境の調査・解析に関する要素技術の開発とその有効性・適用性を確認するため,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（深度500m級試錐孔4孔，深度700m級試錐孔1孔，深度1,000m級試錐孔8孔），地下水長期観測を実施している。これらの調査により，東濃鉦山及びその周辺域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，動水勾配などの水理・水文学的情報，地下水の水質分布や滞留時間・起源などの地球化学的情報が取得されている。

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の技術的知見や経験が蓄積されている。

#### 4. 研究実施領域

##### 4.1 研究実施領域の設定方法

広域地下水流動研究のための研究実施領域を設定するに当たっては，研究の主目的が地下深部の地下水流動の把握であることから，研究対象とする地下水流動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，既往の研究成果の活用と共に，他の研究プロジェクトへの研

究成果の反映を考慮した。

岐阜県東濃地域は，図2に示すように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。活断層に囲まれた領域ごとにリニアメント解析を実施した結果，各領域でリニアメントの卓越方向が異なっていることが明らかになった（図3）。断層などの不連続構造の方向は，広域的な応力状態を反映していると考えられることから，リニアメントが不連続構造と対応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。そのため，花崗岩などの亀裂性岩盤の透水性に深く関与すると共に地下水の主要な流動経路となる断層の活動史や割れ目の形成史などを検討する上で，これらの領域は一つの評価単位に成りえるものと考えられる。

東濃鉦山が位置する赤河断層，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（図3のA領域：約30km四方）は，この領域内を流れる飛騨川，木曾川，土岐川などの主要河川の流下方向及び図2の地形断面図から大略的に北東から南西方向に傾斜する一

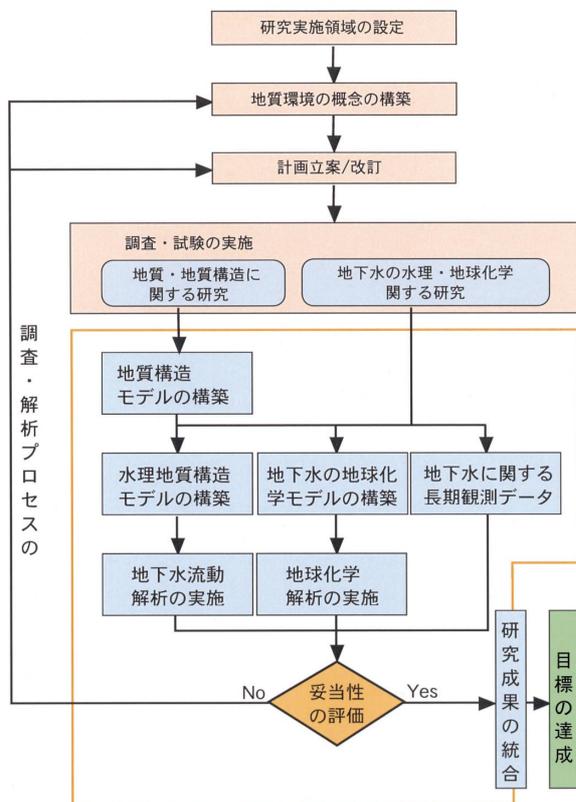


図1 広域地下水流動研究における調査・研究フロー

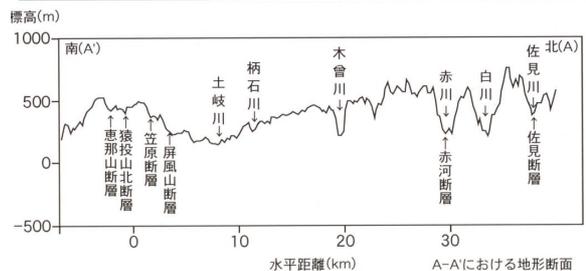
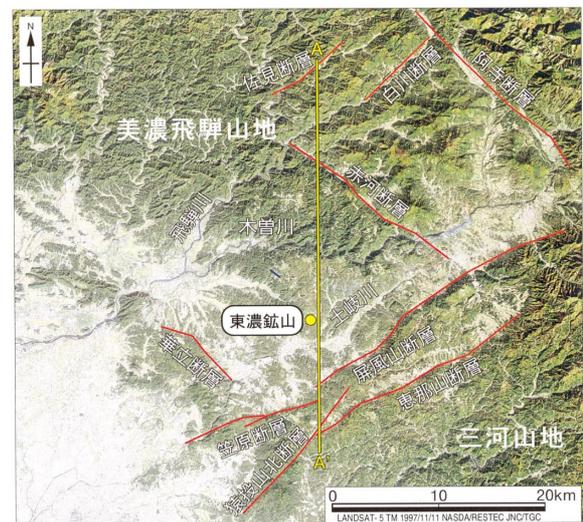


図2 岐阜県東濃地域の地形概要

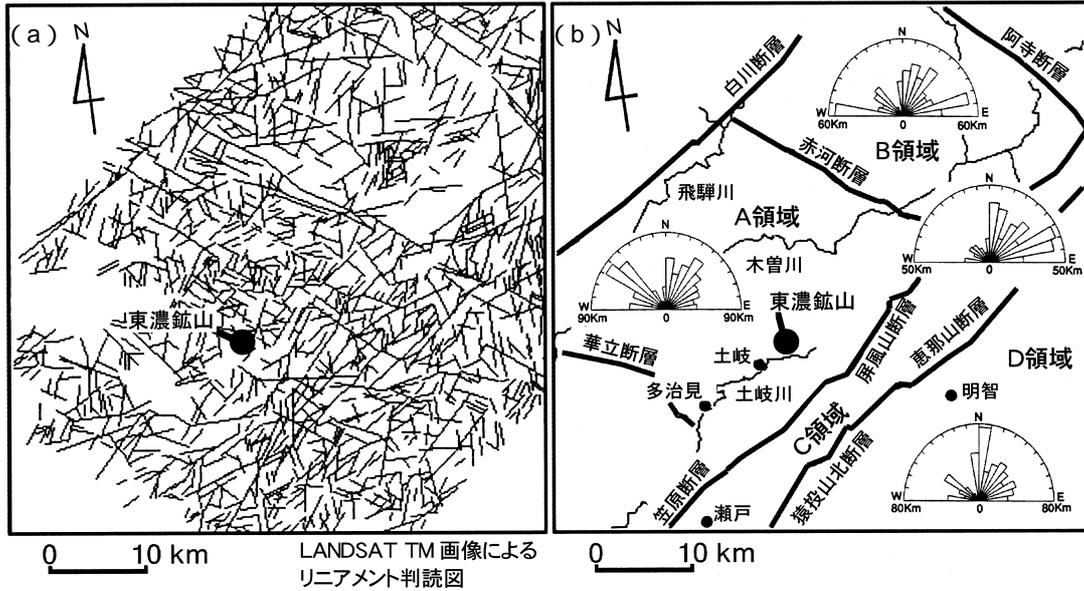


図3 東濃地域のリニアメント判読図(a)及び活断層に囲まれた領域毎のリニアメントのローズダイヤグラム(b)

つの傾斜面と考えることができる。したがって、東濃鉱山の地下深部を流れる地下水流動系の範囲、つまり涵養域から流出域までの範囲を推定するための地下水流動解析のモデル化領域として図3のA領域を設定した。

地下水流動解析を実施するに当たり、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)を用い、地質情報は既存の文献<sup>3)</sup>を参考にした。また、岩盤の透水性についても文献調査の結果<sup>4)</sup>を基に設定した。解析の結果、図4に示すように東濃鉱山の地下1,000m(標高700m)付近を流れる地下水は、土岐川と木曾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>5)</sup>。

この解析結果から、広域地下水流動研究の研究実施領域として、推定された地下水流動系の範囲を包含する約10km四方の領域を設定した(図4)。

#### 4.2 研究実施領域の地形・地質概要

##### (1) 地形

研究実施領域は、木曾川と土岐川に挟まれた丘陵部に位置している。丘陵部の標高は250mから350m程度であり、研究実施領域での最高標高は領域北東部の標高約500mである。一方、最低標高は領域南縁の土岐川周辺で標高150m程度である。領域の中央を土岐川の支流である日吉川が北東か



図4 地下水流動解析で推定された地下水流動系の範囲とそれに基づき設定された広域地下水流動研究の研究実施領域

ら南西へ流下している。

##### (2) 地質

研究実施領域及びその周辺域の地質は、主に中

生代の基盤岩類とそれらを不整合に覆う新第三紀の堆積岩類からなる(図5)。

中生代の基盤岩類は美濃帯に属する堆積岩類、その上位の濃飛流紋岩、更にこれらを買入している土岐花崗岩からなる。

新第三紀の堆積岩類は中新統の瑞浪層群(一部に可児層群も含まれる)と鮮新統の瀬戸層群からなり、上位の瀬戸層群は下位の瑞浪層群を不整合に覆う。

瑞浪層群は、海進に伴う非海成～海成の堆積岩類で構成され、全体的に南方へ緩い傾斜を示す<sup>6)</sup>。瑞浪層群は下位から土岐夾炭累層、明世累層、生依累層に区分され、各累層は各々不整合の関係にある。土岐夾炭累層は、炭質泥岩・亜炭を夾在する泥岩・砂岩からなり、基底には花崗岩質の礫岩が認められる。明世累層は、凝灰質砂岩～泥岩からなり、凝灰岩の薄層を挟む。明世累層では、貝類などの生痕が多数認められる。生依累層は、無層理のシルト岩～細粒凝灰質泥岩からなり、基底には礫岩、中～粗粒砂岩を伴う。瀬戸層群は研究対象領域全体に渡って水平に分布し、下位より粘土質の土岐口陶土層、礫質の土岐砂礫層からなる<sup>7)</sup>。

## 5. 土岐花崗岩の地質学的特徴

### 5.1 土岐花崗岩体の規模

土岐花崗岩は、研究実施領域に分布する基盤岩類の大部分を占め、東西約12km、南北約14kmのほぼ円形の岩体を形成する<sup>8)</sup>。

土岐花崗岩体は、図5に示すように岩体の西側半分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。

土岐花崗岩の分布の確認に当たっては、ヘリコプターによる空中自然放射線探査が有効であった。空中自然放射線探査で得られた線強度分布図(図6)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<sup>9)</sup>。このことから、空中自然放射線探査は地表地質調査と組合せることにより、花崗岩と他の地質との境界を広範囲に精度良く把握する手法として有効であるといえる。

### 5.2 基盤不整合面深度分布

研究実施領域のほぼ中央を北東から南西へ流れる日吉川流域の大部分では、土岐花崗岩は新第三紀層に覆われている。新第三紀層と土岐花崗岩と

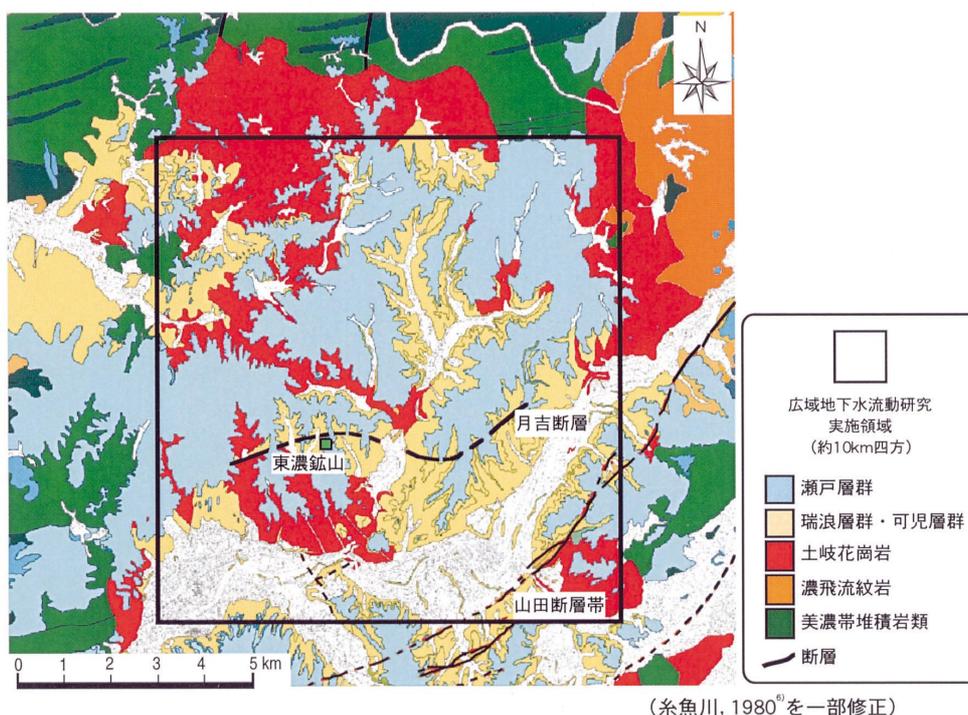


図5 研究実施領域周辺の地質

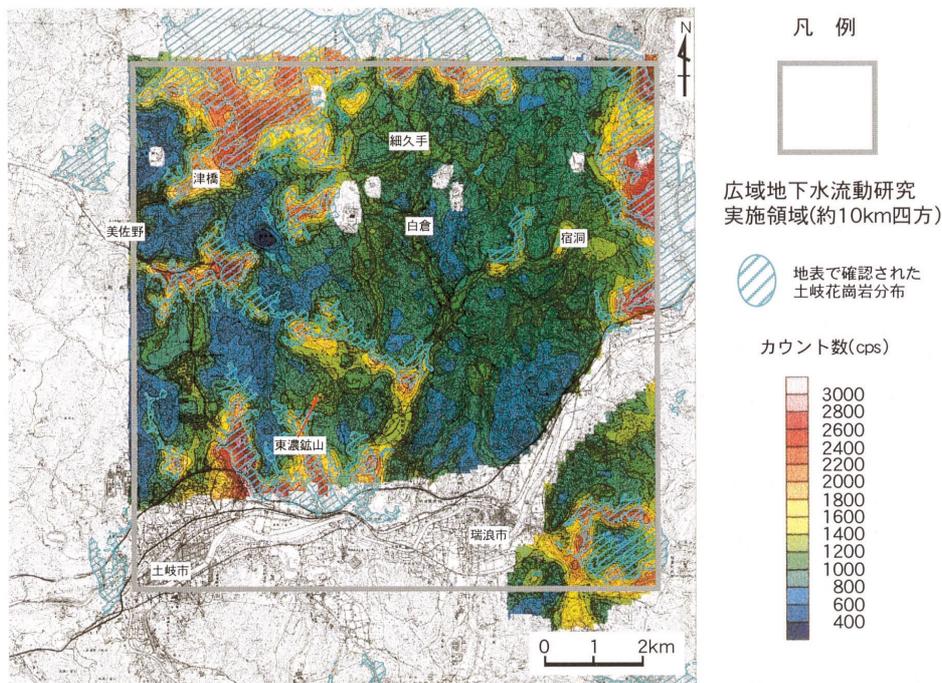


図6 空中自然放射線探査による線強度分布図

の不整合面付近は、透水性の高い基底礫岩層及び花崗岩の風化部が存在するため、基盤不整合面深度を把握することは水理地質構造を考える上で重要である。

広域地下水流動研究では、広範囲に基盤不整合面深度分布を把握するため、地上電磁探査法を適用した<sup>10)</sup>。

図7は地上電磁探査の結果から推定された比抵抗分布平面図である。標高200mの比抵抗分布平面図から明らかなように、瑞浪堆積盆から西方の東濃鉱山、及び北方の白倉地区、細久手地区、宿洞地区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地区から津橋地区にかけても低比抵抗域が分布する。試錐調査での電気検層結果から、80~200・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類であり、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堆積した堆積岩類に対応するものと考えられる。図8は基盤花崗岩と堆積岩類を区分する閾値を100・mに設定した場合の基盤不整合面等高線図である。推定された基盤不整合面の深度は試錐調査結果と整合していることから、地上電磁探査が堆

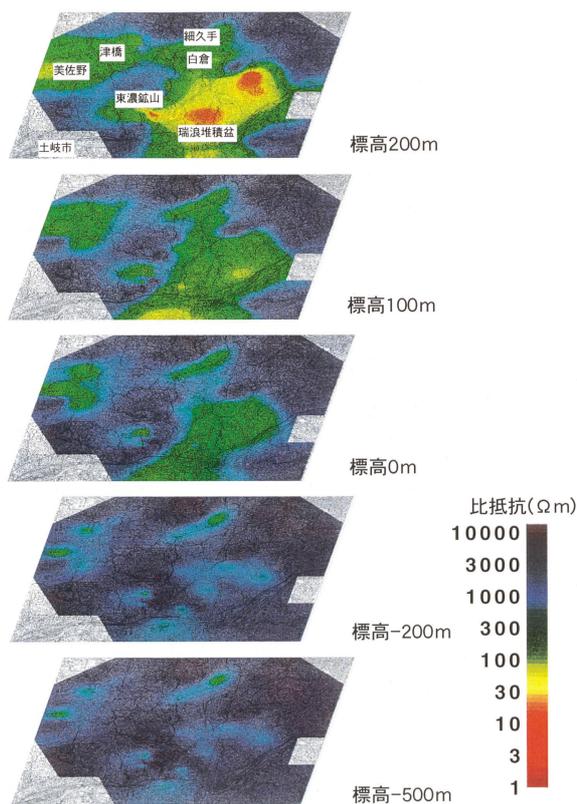


図7 地上電磁探査による比抵抗分布平面図(深度別)

積岩類と基盤花崗岩との不整合面深度分布を広範囲に把握する上で有効な手法であることを確認することができた。

### 5.3 土岐花崗岩の岩相変化

土岐花崗岩体の岩相（粒度・組織）は粗粒黒雲母花崗岩，中粒黒雲母花崗岩，及び細粒黒雲母花崗岩の三つの岩相に分類される。これらの岩相の

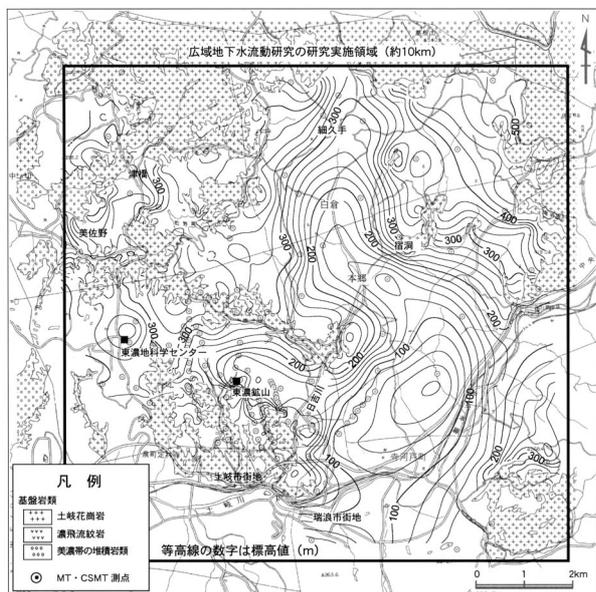


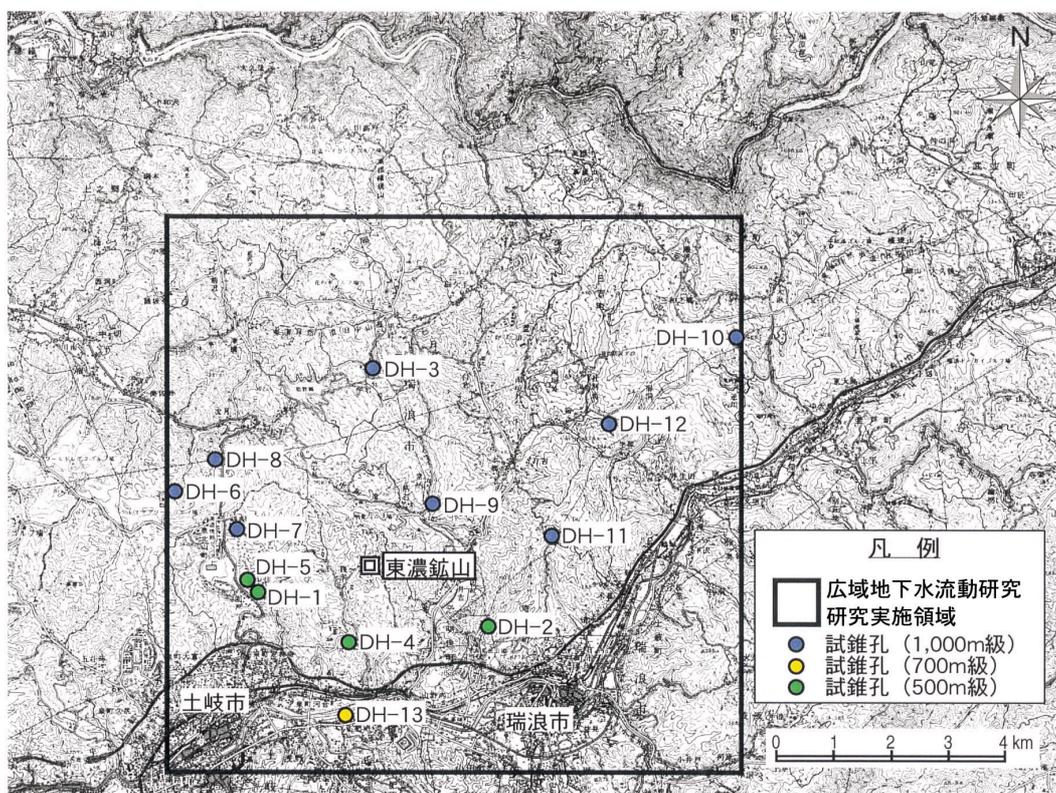
図8 地上電磁探査結果から推定された基盤不整合面等高線図

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，これらの岩相変化は水平方向のみならず，深度方向にも粒度・組織の異なる花崗岩が繰り返し分布している。なお，研究実施領域南部の土岐川北岸域には鉱学的に異なる優白質花崗岩が黒雲母花崗岩に貫入している。

### 5.4 土岐花崗岩の物性

土岐花崗岩の物理学特性，力学特性，熱特性を明らかにするため，試錐調査（図9）で取得された岩芯試料を用いた室内試験及び試錐孔を利用した物理検層を実施した。

室内試験では，3孔の試錐孔（DH 6～8号孔）から採取された岩芯試料を用いて，土岐花崗岩の物理学特性として見掛け比重，有効空隙率，含水比，弾性波速度（P波），力学特性として弾性係数，一軸圧縮強度，圧裂引張強度，粘着力，内部摩擦角，熱特性として熱伝導率，比熱が測定された。一方，10孔の試錐孔（DH 2～DH 11号孔）で実施された物理検層により，土岐花崗岩の物理学



この地図は，国土地理院刊行1/50,000地形図（美濃加茂，恵那）を使用しました。

図9 広域地下水流動研究における試錐孔位置図

表1 土岐花崗岩の物性

物性項目	測定方法	測定値の範囲	平均値
物理学特性			
見掛け比重	室内試験*1	2.624~2.631	2.628
有効空隙率	室内試験*1	0.771~1.082%	0.930%
含水比	室内試験*1	0.188~0.243	0.217
弾性波速度(P波)	室内試験*1	4.310~4.448km/sec	4.391 km/sec
弾性波速度(S波)	物理検層*2	4.0~5.1 km/sec	4.6 km/sec
電気比抵抗	物理検層*2	572.3~4286.2 Ω·m	2262.9 Ω·m
密度	物理検層*2	2.4~2.6g/cm <sup>3</sup>	2.5g/cm <sup>3</sup>
孔隙率	物理検層*2	1.1~13.1%	5.9%
力学特性			
弾性係数	室内試験*1	52.08~56.61GPa	54.41 GPa
一軸圧縮強度	室内試験*1	146.3~181.8MPa	160.1MPa
ポアソン比	室内試験*1	0.270~0.311	0.290
圧裂引張強度	室内試験*1	7.043~7.750MPa	7.288MPa
粘着力	室内試験*1	17.34~18.06MPa	17.79MPa
内部摩擦角	室内試験*1	56.03~59.10°	57.16°
熱特性			
地温勾配	物理検層*3	1.2~3.3 /100m	2.0 /100m
熱伝導率	室内試験*1	2.96~3.16W/m·K	3.09W/m·K
比熱	室内試験*1	0.732~0.898kJ/kg·K	0.830kJ/kg·K

\* 1 : 3孔の試錐孔(DH 6~8号孔)から採取された岩芯試料を用いて測定。

\* 2 : 10孔の試錐孔(DH 2~11号孔)で実施した物理検層結果。測定値は各孔の測定区間全体の平均値。

\* 3 : 11孔の試錐孔(DH 1~11号孔)で実施した物理検層結果。測定値は各孔の平均地温勾配。

特性として弾性波速度(P波)、電気比抵抗、密度、孔隙率が測定された。なお、地温勾配は11孔の試錐孔(DH 1~DH 11号孔)で測定された。

室内試験及び物理検層で測定された土岐花崗岩の物性を表1に示す。

### 5.5 花崗岩中の割れ目分布特性

土岐花崗岩体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。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。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、土岐川北岸には幅数十m規模でほぼ垂直の石英斑岩脈が確認されている。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せるものもあり、成因の異なる割れ目群が混在している。

深度方向での割れ目の分布特性を把握するため、試錐調査においてポアホールテレビ計測を実施した。その結果、10孔の試錐孔(DH 2~11号孔)で実施したポアホールテレビ計測から求められた花崗岩中の割れ目密度は、1.1本/m~6.6本/mであり、平均値は2.8本/mであった。

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、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。

割れ目の傾斜に関しては、花崗岩上部では低角度の割れ目が発達しており、深度の増加に伴い高角度の割れ目が卓越する傾向が見られる。この花崗岩上部の割れ目帯は一部で開口性の割れ目を伴い、健岩部に比べ透水係数が数桁大きい高透水性ゾーンをなしている。このような花崗岩上部における低角度の割れ目の発生は、広域的に三軸拘束の一方向の応力解放が急激に起こったための現象であり、多くの場合、急速な侵食作用による上載荷重の解除などによるものと考えられる。この現象は広域的に発生している可能性があり、花崗岩表面に平行し、ある深度で広がりのある水みちを形成していると予想されることから、水理地質構造として重要な要素と考えられる。

### 5.6 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、試錐孔(DH 1~4号孔)の岩芯を用いた観察が行われている<sup>11)</sup>。観察の結果、断層破碎帯は断層粘土を挟んでおり、破碎帯中の割れ目に沿って表層水の浸透を示唆する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変質鉱物が異なっている場合があり、断層粘土を境に酸化還元状態が異なっていることが予想される。

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。

断層破碎帯の特徴に関しては、今後、断層調査法の構築の一環として、より詳細な調査研究を実施する予定である。

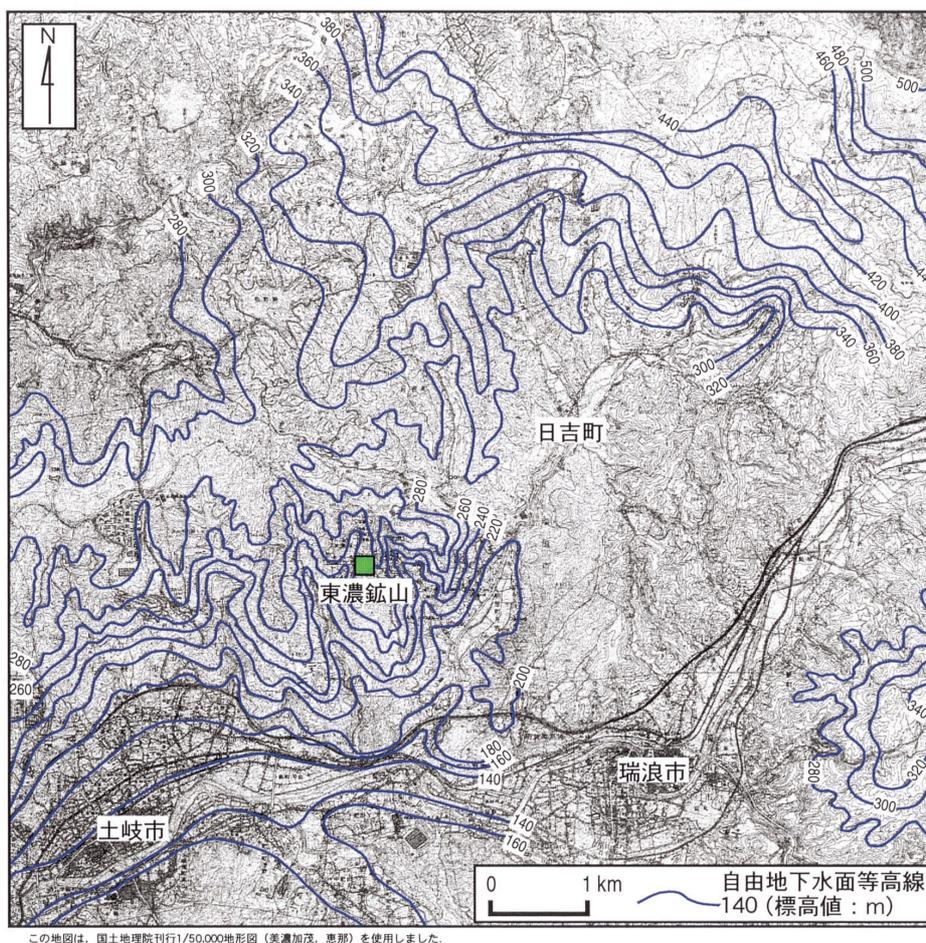


図10 研究実施領域における自由地下水面等高線図

## 6. 地下水流動特性

### 6.1 地下水涵養量

地下水の主要な起源である雨水が表層から地下へ浸透する量（地下水涵養量）とそのメカニズムを解明するため、サンプル流域を設定して水収支観測を実施している。これらの情報は地下水流動解析での上部境界条件を設定する上で重要な情報となる。

これまでに、東濃鉱山及び正馬川流域において河川流量計及び気象観測装置などから構成される表層水理定数観測システムを設置し、新第三紀堆積岩類（瑞浪層群）を未固結砂礫層（瀬戸層群）が覆う地質条件での観測を10年余り継続してきた。また、1999年度からは花崗岩分布域での観測を開始している。

正馬川流域での1990年度～1998年度の9年間の観測の結果、地下水涵養量として平均198mm/年（降水量の13%）の値が得られている<sup>12)</sup>。

### 6.2 自由地下水面の分布

自由地下水面に関する情報は、地下水流動の飽和解析ではモデルの上部境界の設定に、また、飽和・不飽和解析では解析結果の検証や非定常解析での初期条件の設定にとって極めて重要である。広域地下水流動研究では、研究実施領域内の自由地下水面の分布を推定するため、本研究の一環として掘削した浅層試錐孔及び自治体などの外部機関の試錐データに基づき、自由地下水面の等高線図（図10）を作成した<sup>13)</sup>。この図から明らかなように、自由地下水面は地形と調和しており、流域ごとに局地流動系と呼ばれる小規模な地下水流動系を形成していると考えられる。

### 6.3 岩盤の透水性

#### (1) 表層部の透水性

浅層試錐孔で実施された揚水試験結果を基に、各地質の表層部における透水係数を取りまとめた。その結果、瀬戸層群（未固結砂礫層）では1.31

$\times 10^{-8} \sim 3.73 \times 10^{-5} \text{m/sec}$ , 平均  $5.25 \times 10^{-6} \text{m/sec}$ , 瑞浪層群の堆積岩類では  $3.46 \times 10^{-8} \sim 3.22 \times 10^{-5} \text{m/sec}$ , 平均  $4.06 \times 10^{-6} \text{m/sec}$ , 花崗岩では  $5.11 \times 10^{-8} \sim 1.09 \times 10^{-5} \text{m/sec}$ , 平均  $5.54 \times 10^{-6} \text{m/sec}$  の透水係数が得られている<sup>13)</sup>。

(2) 深部岩盤（土岐花崗岩）の透水性

9孔の試錐孔（DH 1～9号孔）で実施された合計105点の水理試験の結果から土岐花崗岩の透水係数を取りまとめた。その結果、 $10^{-12} \text{m/sec}$  オーダーから  $10^{-4} \text{m/sec}$  オーダーまでの透水係数が得

られた。図11に示すように、透水係数の分布は対数正規分布に近く、透水係数の最頻値は  $10^{-8} \text{m/sec}$  オーダー、対数平均は 8.3、対数標準偏差は 1.7 である<sup>14)</sup>。

6.4 地下水流動解析

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及び水理地質構造モデルでの地質区分の考え方を検討するための地下水流動解析を実施した<sup>14)</sup>。

(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、東濃鉾山付近の地下1,000m（標高700m）付近を流れる地下水流動系の涵養域から流出域までを含む領域である。具体的には、モデル化領域の北側境界を土岐川水系と可児川水系（木曾川の支流）との分水界をなす尾根とし、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12）。また、モデルの深度方向は、下部境界条件の解析結果への影響を考慮して、地表から標高3,000mまでの範囲とした。

(2) 使用データ

解析用のデータとしては、既存文献及び1999年

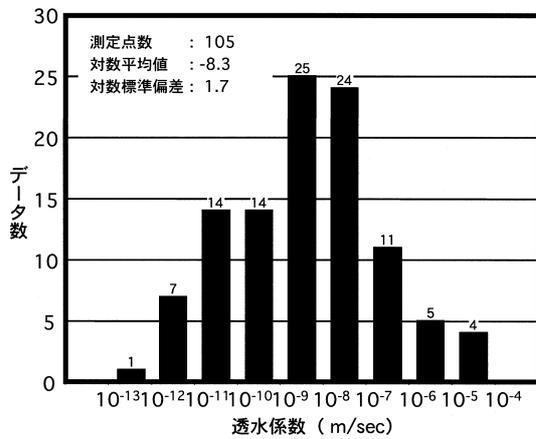
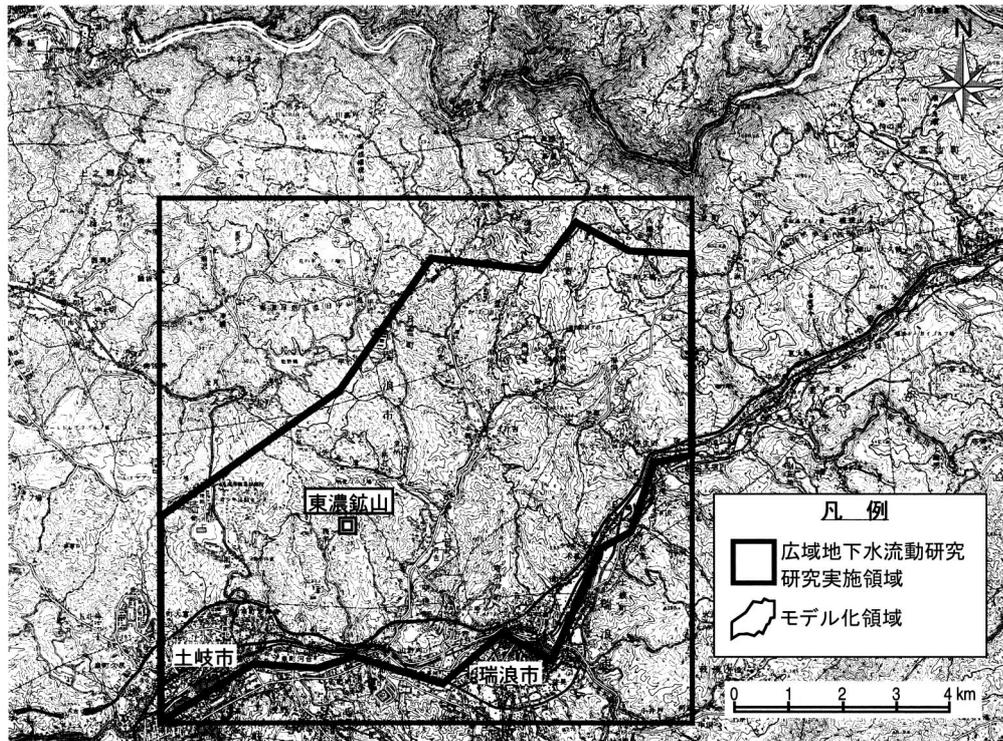


図11 土岐花崗岩の透水係数分布



この地図は、国土地理院刊行1/50,000地形図（美濃加茂、恵那）を使用しました。

図12 地下水流動解析におけるモデル化領域

度初頭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。

### (3) 地質構造モデルの構築

#### 1) 地質構造要素の選定

地質構造モデルで表現すべき地質構造要素の選定に当たっては、地下水流動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、次に地質構造要素ごと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、地形は国土地理院発行の50mグリッドの国土数値情報を用い、地質は未固結砂礫層（瀬戸層群）、新第三紀層（瑞浪層群：生俵累層、明世累層、土岐夾炭累層）及び花崗岩（土岐花崗岩の健岩部、風化部）に区分して表現することとした。また、断層については、三次元的な分布及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月吉断層をモデルに表現する地質構造要素として選定した。

#### 2) モデル化

地質構造モデルの構築及び三次元の可視化には EarthVision を用いた。EarthVision は 海外の地層処分研究開発プロジェクトで実績のある空間分布データのモデル化・可視化ソフトウェアである。モデル化に当たり、地形、地質境界及び断層の形状（曲面）の推定にはミニマム・テンション理論<sup>15)</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当たっては、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及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）は同一岩相の分布域、断層内において均質と仮定して、

表2 各地質構造要素の物性値

地質構造要素	透水係数 k(m/sec)
瀬戸層群（鮮新統：未固結砂礫層）	$1 \times 10^{-7}$
瑞浪層群（中新統：一つの層に統合した場合）	$5 \times 10^{-9}$
瑞浪層群（生俵累層：シルト岩・泥岩が主体）	$1 \times 10^{-9}$
瑞浪層群（明世累層：砂岩・泥岩・凝灰岩互層）	$1 \times 10^{-8}$
瑞浪層群（土岐夾炭累層：礫岩・砂岩・泥岩互層）	$5 \times 10^{-9}$
土岐花崗岩（風化部）	$1 \times 10^{-7}$
土岐花崗岩（健岩部）	$1 \times 10^{-9}$
月吉断層	$1 \times 10^{-10}$

各岩相及び断層における原位置透水試験結果などを基に設定した(表2)。なお、新第三紀層である瑞浪層群については、水理地質構造モデルにおける地質区分の検討のため、各累層を一つの層に統合した場合と累層ごとに分割した場合を想定した。

#### 2) 自由地下水面の構築

本解析では、各試錐孔位置の自由地下水面標高と地表面標高との関係を用いて、モデル化領域内の自由地下水面を式1により線形に近似し、設定した。

$$\text{自由地下水面標高(m)} = 0.804 \times H(\text{地形標高(m)}) + 1.22 \times 10^{-3} \times X(\text{東西方向の座標}) + 22.2 \quad (\text{式1})$$

#### 3) 境界条件の設定

上部境界条件は、本解析が飽和解析であるため、固定水頭境界（自由地下水面）とし、上部境界面は、湧水を考慮して水の流入出を認める自由漫出面とした。また、下部境界条件は、地下水の流入出がない不透水境界とした。

側方境界条件は、約30km四方の領域を対象に実施した地下水流動解析結果<sup>5)</sup>に基づき、すべての側方境界を不透水境界とする場合と東西の側方境界のみ透水境界に設定する場合の2ケースを設定した。その理由は、前述の地下水流動解析において、本解析のモデル化領域内での地下水流動の主要な方向が南北方向であること、また、東西方向の地下水流動もわずかながら認められること等からである。

#### 4) モデル化

図13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、本解析では、設定した自由地下水面が未固結砂礫層（瀬戸層群）の基底よりも低いいため、水理地質構造モデル

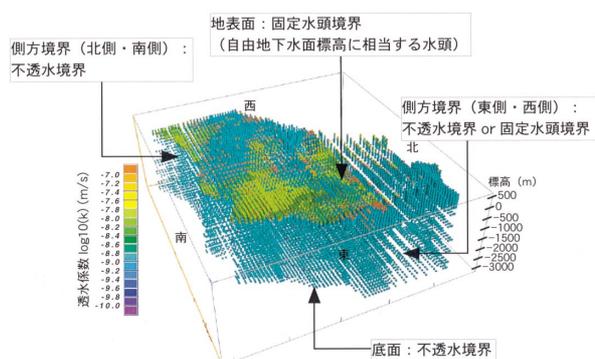


図13 水理地質構造モデル

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

本解析では解析コードとして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動の解析を目的にサイクル機構が開発した解析コードであり、多孔質媒体と亀裂性媒体をハイブリッドモデルとして同時に取り扱うことができる。なお、本解析は広域を対象としているため、岩盤をハイブリッドモデルではなく、連続体モデルとして取り扱った。

1) 解析ケース

本解析では境界条件の設定方法及びモデル化に

表3 各解析ケースにおける境界条件と地層区分の方法

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	一つの層に統合
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)	一つの層に統合

おける地質区分の考え方を検討するため、表3に示す4ケースの解析を実施した。

2) 解析結果

図14及び図15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。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、局所的な地下水流動系が発生している。図16から明らかなように、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。また、新第三紀層の分割方法による解析結果の差異としては、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

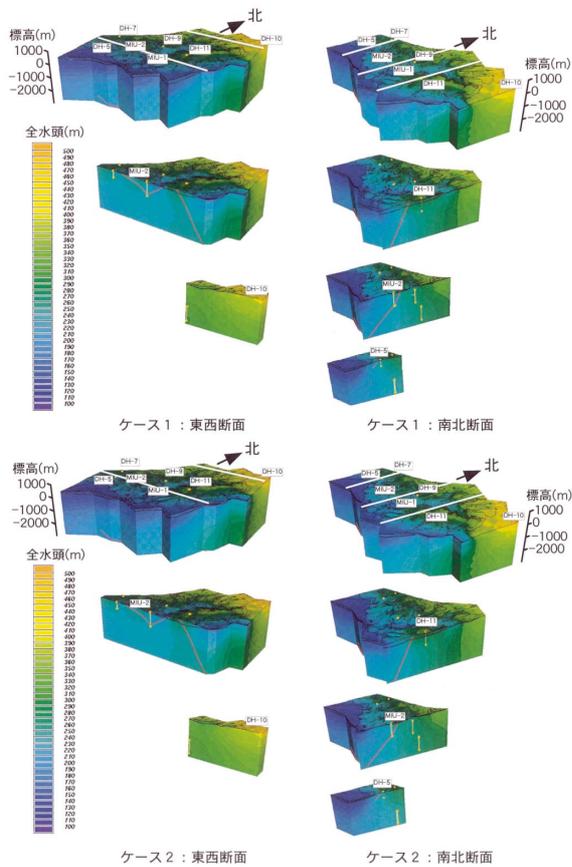


図14 地下水流動解析結果(全水頭分布:ケース1・2)

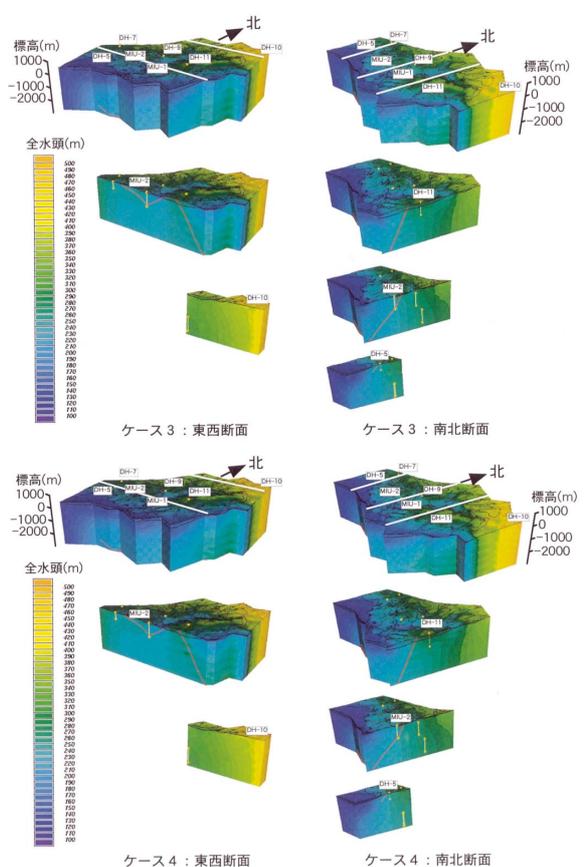


図15 地下水流動解析結果(全水頭分布:ケース3・4)

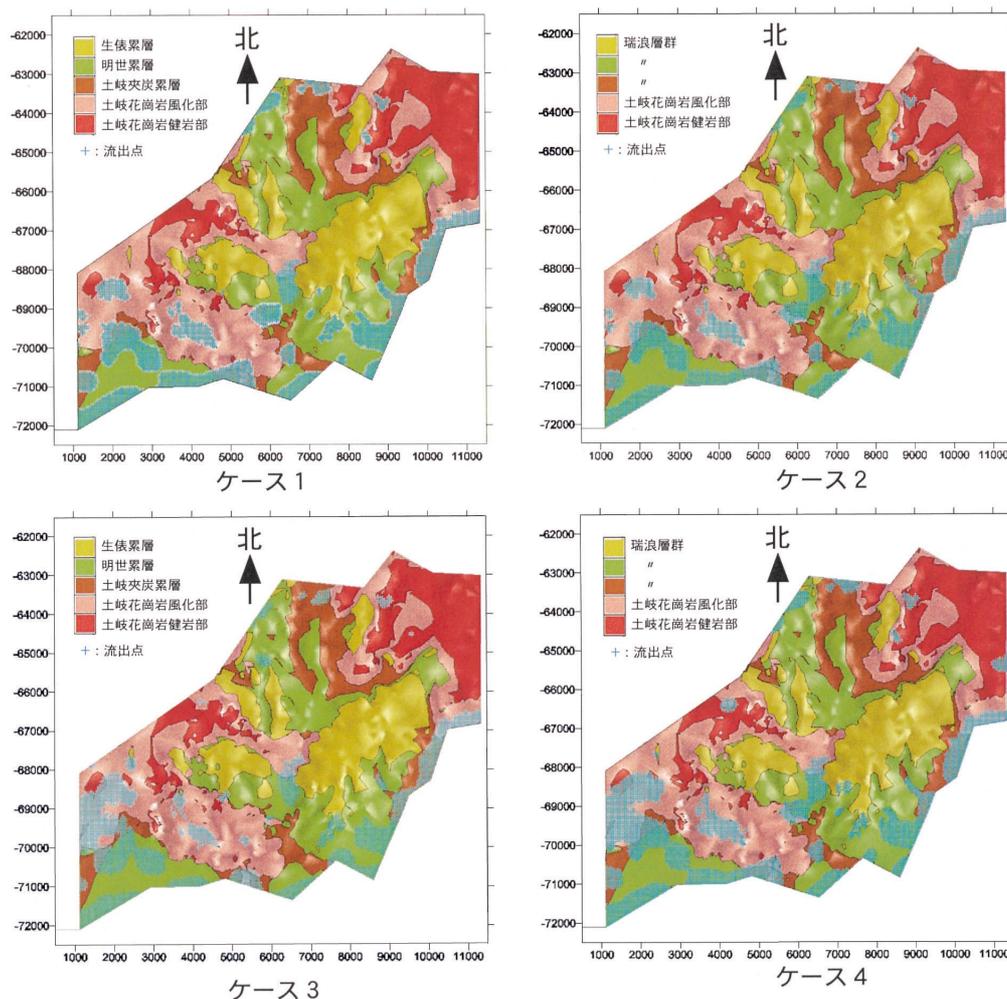


図16 地下水流動解析結果（地下水流出点）

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号孔及びMIU 1, 2号孔の5孔である。

図17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いる。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いる。その原因としては、DH 5号孔の標高 65m (深度376m) 以深で見掛けの破碎帯幅が約100mの断層が確認されていることから、断層を境に自由地下水面の高さが異なっていることが考えられる。これについては、断層の遮水壁的な役割を確認するため、断層以深での間隙水圧測定を行う必要がある。

### 4) 境界条件及び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。解析結果の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は認められなかった。広域スケールでの地下水流動解析の場合、解析に利用できる調査データの量・密度が低いいため、適切な境界条件をモデルに与えることは難しい。そのため、今回

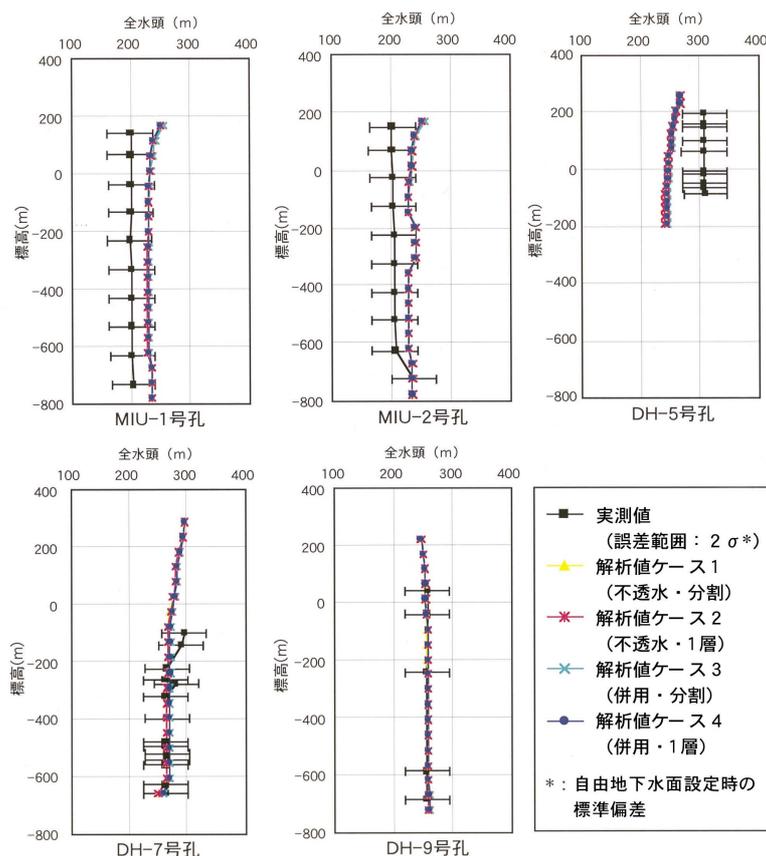


図17 試錐孔における全水頭分布（実測値と解析結果の比較）

の解析結果から明らかなように、広域スケールでの地下水流動解析では、着目する地下水流動系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が境界条件による影響を回避する意味でも有効と考えられる。

一方、新第三紀層（瑞浪層群）の分割方法を変えた解析では、設定した透水係数の差（ $5 \times 10^{-9} \sim 1 \times 10^{-8} \text{ m/sec}$ ）が小さかったため、水頭分布に明瞭な違いは認められなかった。ただし、地下水の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。

## 7. 地下水の地球化学特性

### 7.1 雨水・地表水の地球化学特性

地下水の水質形成機構及び滞留時間・起源を把握する際の初期条件を設定する上で必要な雨水・地表水の水質及びその変動を把握するため、表層水理定数観測地点（正馬川 柄石川）において雨水・河川水の採取並びに各種の分析を行った<sup>16)</sup>。調査期間は1999年8月から2000年3月までの約半年間である。この期間に雨水の採水・分析を10回、河

川水の採水・分析を12回実施した。分析結果から、調査地点の雨水・河川水の地球化学特性に関して以下の知見が得られた。

#### (1) 雨水の地球化学特性

雨水のpHの平均値は5.56と全国平均値である4.7<sup>17)</sup>と比べやや高い値を示す。また、溶存成分については $K^+$ 、 $NO_3^-$ が全国平均と同等な値を示すのに対し、他の成分については全国平均の1/2~1/6の値を示す。地下水の滞留時間を評価する上での初期条件となる雨水中のトリチウム( $^3\text{H}$ )濃度は平均で2.9TUである。雨水の水質及びトリチウム濃度には顕著な季節変動は認められなかった。

#### (2) 河川水の地球化学特性

正馬川と柄石川の溶存成分の量を比較すると、ほとんどの溶存成分で柄石川の値は正馬川の値の半分以下を示す。この原因としては対象流域における表層地質の違い（正馬川：堆積岩分布域 柄石川：花崗岩分布域）等が考えられる。

河川水のトリチウム濃度は、正馬川と柄石川で異なり、正馬川では平均で4.2TU、柄石川では平均で3.7TUである。河川水の水質及びトリチウム濃度

には顕著な季節変動は認められなかった。

## 7.2 地下水の地球化学特性

これまでに実施した地下水の地球化学的調査の結果から、土岐花崗岩における地下水の地球化学特性の分布及び水質形成機構は以下のように考えることができる。

### (1) 地下水の起源・滞留時間

土岐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付近まで割れ目表面に表層水が浸透した結果を示す褐鉄鉱の沈殿が観察されている。一方、深度1,000m付近の地下水は、 $^{14}\text{C}$ による年代測定法を用いて1万数千年程度の滞留時間が推定されている<sup>18)</sup>。

### (2) 地下水の水質

深度300m以浅の地下水はNa-Ca-HCO<sub>3</sub>型で、中性(pH 7)かつ酸化性(Eh > 0 mV)の地下水である。これに対して、深度300m以深の地下水はNa-HCO<sub>3</sub>型で、弱アルカリ性(pH 9)かつ還元

性(Eh < 300mV)の地下水であることが明らかになっている。したがって、酸化還元境界は、深度約300m付近にあると考えられる。このことは、Fe<sup>3+</sup>/Fe<sup>2+</sup>量比からも裏付けられている<sup>19)</sup>。

### (3) 地下水の水質形成機構

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、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<sup>20)</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(黒雲母や黄鉄鉱など)の溶解反応である可能性が高い<sup>19)</sup>。

図18に土岐花崗岩における深部地下水の水質形成機構の概念を示す。

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。

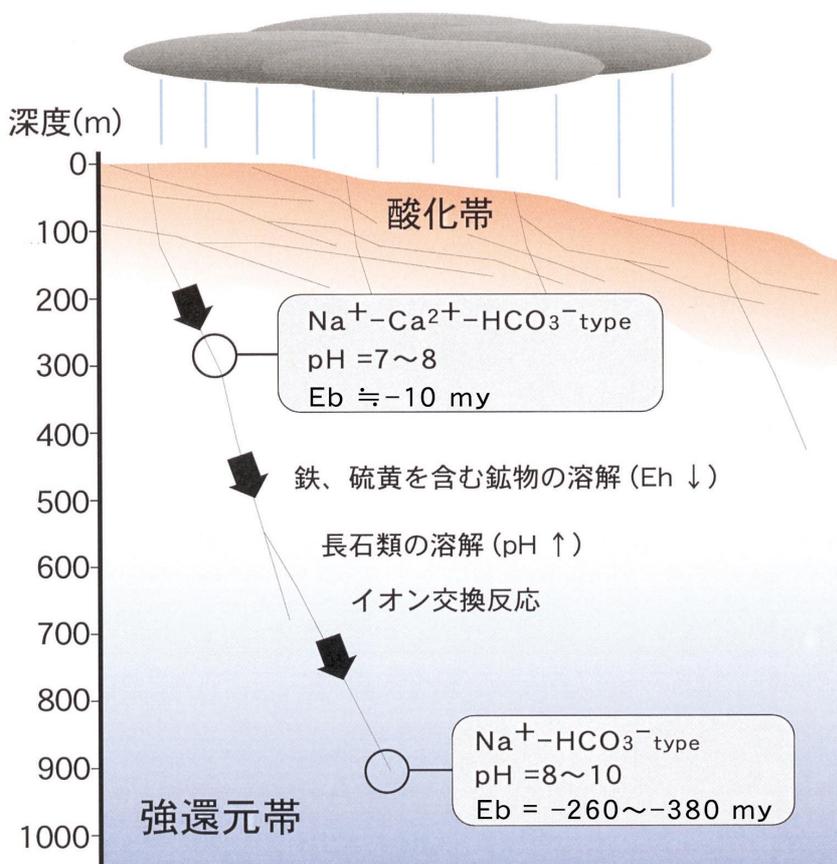


図18 土岐花崗岩における深部地下水の水質形成機構の概念

## 8. まとめ

広域地下水流動研究では、これまでの調査研究から、研究実施領域内の地質環境について以下の情報が得られている。

### (1) 地質・地質構造

地質・地質構造に関しては、土岐花崗岩体の規模や岩相変化、花崗岩中の割れ目の分布特性、土岐花崗岩の物性値、並びに新第三紀層と花崗岩との不整合面深度や断層及びリニアメントの分布に関する情報が得られている。

### (2) 地下水の流動特性

地下水の流動特性に関しては、地下水涵養量、自由地下水面の分布、土岐花崗岩の透水係数分布などが把握されている。また、花崗岩上部の低角度割れ目の卓越部分が広域的な地下水流動を考える上で重要な水理地質構造であることが明らかになっている。

### (3) 地下水の地球化学特性

地下水の地球化学特性に関しては、地下水の水質形成機構や滞留時間・起源の初期条件となる雨水及び河川水の水質やトリチウム濃度が把握されている。また、試錐調査で得られた花崗岩中の地下水の水質分布から、水質形成機構の概念が構築されたと共に、深度数百m以深では還元状態が保たれていることが明らかになっている。

## 9. おわりに

広域地下水流動研究の今後の進め方としては、2004年度頃に検討されている研究成果の取りまとめに向け、研究成果の反映先における技術的ニーズ等を勘案して研究課題を整理し、必要性や緊急性の高い研究課題を中心に取り組む予定である。具体的には、調査技術の体系化の一環として、断層破碎帯の分布・性状及び各種特性の把握を目的とした一連の調査手法を構築するための調査研究を実施していく。また、現象の理解という観点では、流出域における地下水流動の挙動や地下水利用による地下水流動及び水質への影響も重要であることから、これらの現象に焦点を当てた調査解析を実施する予定である。さらに、地下水流動系の範囲の把握や広域スケールの領域内で実施される小スケールの解析のモデル化領域や境界条件の設定方法、並びに地下水の水質や滞留時間などの情報による解析結果の評価方法の構築なども、地質環境のモデリング技術・評価手法の高度化の一

環として取り組む考えである。

## 参考文献

- 1) 原子力委員会：“原子力の研究、開発及び利用に関する長期計画”(2000)
- 2) 尾方伸久, 太田久仁雄, 他：“東濃地域を対象とした広域地下水流動研究の現状”, サイクル機構技報, No.1, pp.41-50(1998)
- 3) 山下昇, 他 編：“日本の地質5 中部地方Ⅱ”, 共立出版(1990)
- 4) 梅田浩司, 柳澤孝一, 他：“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(1994)
- 5) 動燃事業団：“東濃地域を対象とした広域地下水流動解析”, 動燃事業団成果報告書, PNC TN7410 98 004(1998)
- 6) 糸魚川淳二：“瑞浪地域の地質”, 瑞浪市化石博物館専報, No.1, pp.1-50(1980)
- 7) 動燃事業団：“東濃とその周辺地域のウラン資源”, 動燃事業団調査報告書, PNC TN7420 95 005(1995)
- 8) 石原舜三, 鈴木淑夫：“東濃地方ウラン鉱床の基盤花崗岩類”, 地調報告, No.232, pp.113-128(1969)
- 9) サイクル機構：“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(1999)
- 10) サイクル機構：“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(1999)
- 11) サイクル機構：“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 TJ7440 2000 015(2000)
- 12) 山内大祐, 宮原智哉, 他：“超深地層研究所計画用地周辺の水収支観測結果”, サイクル機構技報, No.9, pp.103-114(2000)
- 13) サイクル機構：“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, JNC TJ7440 2000 010(2000)
- 14) サイクル機構：“広域地下水流動研究の現状 - 平成4年度～平成11年度 -”, サイクル機構研究報告, JNC TN7400 2000 014(2000)
- 15) Briggs, I.C.：“Machine Contouring Using Minimum Curvature”, Geology, Vol.39, p.39-48(1974)
- 16) サイクル機構：“雨水・河川水の採取・分析”, サイクル機構契約調査報告, JNC TJ7420 2000 005(2000)
- 17) 地下水ハンドブック編集委員会：“地下水ハンドブック”, 建設産業調査会(1998)
- 18) 除勝, 岩月輝希, 他：“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, p.78(1999)
- 19) 岩月輝希, 吉田英一：“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(1997)
- 20) 岩月輝希, 濱克宏, 他：“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, p.31-37(1997)