

# 深部地質環境の調査・解析技術の体系化に関する研究

(核燃料サイクル開発機構 研究委託内容報告書)

2000年8月

社団法人 システム総合研究所

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

Inquires 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 Development Institute)

2000

## 深部地質環境の調査・解析技術の体系化に関する研究

社団法人 システム総合研究所  
理事長 榎木 義一

## 要 旨

平成11年度に実施された研究内容は以下に集約される。

「深地層における硬岩系不連続性岩盤の透水性評価に関する研究」は「亀裂ネットワークモデル作成と透水性評価に関する研究」と「地盤内における地下水・熱流動現象に関する数値解析的研究」について実施した。前者では、亀裂ネットワークモデルの作成、ならびにパラメータを同定する手法、さらには経路のモデルと透水性評価について実施した。後者の研究では、地下水の流れを評価するために、温度をトレーサとして用いる手法の妥当性を評価した。論理解による局所的な地下水流速の評価手法を提案した後、数値解析である有限要素法を導入し、実地盤である北海道における2つの広域な地下水の流れ（美々川流域、十勝平野）に適用した。地下水温を用いた地下水流れの調査は今後適用例が増加すると考えられる。本研究では主に数値解析手法について述べたが、他手法との併用が非常に重要になるだろう。

「岩盤浸透流の三次元特性の調査と解析」では、「不飽和帯中の物質拡散係数推定技術の開発」と「環境モニタリング・システム構築のためのニューラル・ネットワークの適用性の詳細検討」について研究を実施した。前者では、蒸発を与えて不飽和浸透流を形成する方法、即ち土層内部に不飽和浸透流を形成するために土層内下部に一定水頭を与え、土層上面から蒸発を与える方法が拡散係数の同定のような長期実験でも有用であることが示された。後者では、東濃鉱山や正馬様洞をふくむ領域で河川流量解析結果の物理的意味を検討した結果、ニューラル・ネットワークの考え方が、まだ変換関数の設定など問題があるとはいえ、自然現象に適用しうることが明らかとなった。今後の重要な課題として（1）観測されている多くの自然現象をニューラル・ネットワークでつなげた地球環境モニタリングシステムの構築、（2）ニューラル・ネットワークの考えを基礎として、岩盤の地質特性と透水性との関係の研究がある。

「水理試験法及び水理試験装置の開発研究」では、工学材料として用いられるベントナイト混合土に注目し、原位置で迅速に測定可能な透水試験法の確立を目的として研究を実施した。具体的には、既存の原位置透水試験法（Air-Entry Premeamater）を改良し、非常に浅い位置での湿潤面の到達時間を測定するために、複素誘電率計測法（FDR-V法）を用いて、その適用性を検討した。その結果（1）複素誘電率計測法（FDR-V法）は十分適用できる。（2）従来の原位置透水試験法を改良し開発した試験装置は機能的には問題ない。（3）施行現場と同条件で作成した供試体を用いて湿潤面形成試験を行った結果、注入水頭を大きくすれば、ベントナイト混合土中にも湿潤面が現れることを確認した。そして、この結果を基にGreen-Amptモデルにより透水係数を算定した結果、別途実施した加圧型飽和透水試験結果とほぼ同様の結果が得られ、本透水試験手法の妥当性を示した。

「深層水理の調査手法およびモデル化に関する研究」は「大規模水理解析における離散化手法に関する研究」と「地下深部岩盤中の放射性核種移行過程に関する研究」を実施した。前者では、構造格子を基礎とする差分法で空間表現の柔軟性を確保するため、局地精細格子システム(LMR, Local mesh refinement)の利用を考えた。後者では、核種が地下深部から人類の生活空間まで運搬される要因として、地下水へ核種が溶解して移流・拡散するプロセスが考えられ、本研究では Eh, pH、溶存濃度によって作成される Eh-pH 図から沈殿・溶解量を算出する手法の開発、及び地下水流れ、移流・拡散を加えたコードを作成した。その妥当性を検討するためにカルシウムの移流・拡散、沈殿・溶解実験を行い、その結果とシュミレータの計算値とのマッチングを通して適用性を検討しその結果、Caの移流・拡散、沈殿の状態の状態をある程度再現することができた。

「地下水の地球化学的調査に関する研究」では、「環境同位体による土壤水の滞留時間・浸透機構の解明」と「地下水中の安定同位体比から推定したローム台地の地下水涵養機構に関する研究」を実施した。前者の研究で得られた土壤水中の安定同位体比プロファイル及びトリチウムプロファイルを基に、降下浸透機構の特徴と不飽和土壤中の滞留時間に関する情報が取得された。トリチウムデータをもとに滞留時間の評価を行い、それに対する安定同位体プロファイルを検討した結果、安定同位体比の混合プロセスは深度 2 m 付近までの区間で 1～2 年の時間をかけて行われており、地下水涵養に寄与する降水は、主として夏季の降水であることが判明した。後者の研究は次のように実施した。相模原台地において、ローム層下の礫層中の不圧地下水中に含まれる水素・酸素の安定同位体比の分布状況を調査し、それを基にローム台地の地下水涵養特性について考察した。ローム台地の地下水涵養機構はこれまで環境トリチウムによって確認されているように、基本的に鉛直降下浸透に基づいており、地下水面付近の地下水中に含まれる安定同位体比は、降下浸透してきたローム層の通過時間を反映したものとなっていることが明らかになった。ローム層中の通過時間が異なると安定同位体比が変化する原因は、降水中の安定同位体比が温暖化に伴って重くなっていることに起因している。

「再冠水現象に関する検討」の目的は堆積軟岩層の地下深部に構築したミニドームを流動化処理土で埋め戻した後に生じた地下水位の回復現象によって、ミニドーム周辺の地下水挙動を観測することである。その結果は次の通りである。①水圧変化は泥岩層内でも透水係数に換算すると  $10^{-3}$  cm/s 程度と意外に早い水理的回復を示した。特異な水みちが要因と考えられる。②埋め戻し材の個化熱により水温が高くなっている地下水が、再冠水により観測点まで到達したことで水温が穏やかに上昇し、ほぼ 2 年間で定常状態に達した。③pH は穏やかな減少傾向に移行した。④地下水の電気伝導率変動はなかった。⑤環境同位体分析より水みち断層上盤の地層水の搾り出し、浅層地下水による置換の実態把握が定量的に抑えられる可能性を見出した。⑥埋め戻し工事に伴うセメント材料系の個化熱による地盤・地下水温の時刻暦データが得られた。

「塩淡境界に関する検討」では廃止炭田地域でデータ収集/データベース化とデータ分析を行い数値シミュレーション、感度解析を行っている。

本報告書は、社団法人システム総合研究所が核燃料サイクル開発機構の委託研究により実施した研究委託内容である。

契約委託番号 : 110D0248

核燃料サイクル開発機構担当者：東濃地科学センター地層科学研究グループ  
グループリーダー 武田 精悦

深部地質環境の調査・解析技術の体系化に関する研究委員会

委員長	東京大学名誉教授 地圏空間研究所		代 表	小島 圭二
委 員	京都大学	大学院工学研究科 土木システム工学専攻	教 授	大西 有三
委 員	埼玉大学	大学院理工学研究科	教 授	渡辺 邦夫
委 員	岡山大学	環境理工学部 環境デザイン工学科	教 授	西垣 誠
委 員	東京大学	工学系研究科 地球システム工学専攻	助教授	登坂 博行
委 員	熊本大学	理学部地球科学科	教 授	嶋田 純

# 目 次

## はじめに

1. 深地層における硬岩系不連続性岩盤の透水性評価に関する研究 ..... 1
  - 1.1 はじめに
  - 1.2 亀裂ネットワークモデルの作成と透水性評価
    - 1.2.1 概説
    - 1.2.2 ネットワークモデルの作成手順
    - 1.2.3 地下水流れの経路モデル
  - 1.3 地盤内における地下水・熱流動現象に関する数値解析的研究  
～環境トレーサーとしての逆解析手法の評価～
    - 1.3.1 はじめに
    - 1.3.2 環境トレーサーとしての温度
      - 1.3.2.1 環境トレーサーとは
      - 1.3.2.2 環境トレーサーとしての温度
    - 1.3.3 熱の移流・拡散現象の支配方程式
      - 1.3.3.1 概要
      - 1.3.3.2 浸透の支配方程式
      - 1.3.3.3 熱の支配方程式
      - 1.3.3.4 浸透-熱の連成解析
    - 1.3.4 鉛直方向の浸透流速の評価
      - 1.3.4.1 概要
      - 1.3.4.2 温度の伝達性質
      - 1.3.4.3 逆解析手法
    - 1.3.5 有限要素法の導入
      - 1.3.5.1 概要
      - 1.3.5.2 定式化
      - 1.3.5.3 時間領域の離散化
    - 1.3.6 実地盤への適用
      - 1.3.6.1 概要
      - 1.3.6.2 美々川流域の解析
      - 1.3.6.3 十勝川平野の解析
    - 1.3.7 結論と今後の課題
2. 岩盤浸透流の三次元特性の調査・解析 ..... 37
  - 2.1 今までの研究成果の概略と平成11年度の研究
  - 2.2 不飽和帯中の物質拡散係数推定技術の開発
    - 2.2.1 確立した推定技術の概略と不飽和パラメーター同定の重要性
    - 2.2.2 不飽和帯中の塩化ナトリウムの拡散係数逆推定法の開発

2. 3	環境モニタリング・システム構築のためのニューラル・ネットワーク の適用性の詳細検討	
2. 3. 1	研究目的と従来研究成果、本年度の目標	
2. 3. 2	河川流量解析と問題点	
2. 3. 3	人工降雨実験による解析の物理的意味の検証	
2. 3. 4	ニューラル・ネットワーク技術発展の今後の展望	
3.	水理試験法及び水理試験装置の開発研究	—工業材料の現場透水試験法の開発— …… 59
3. 1	はじめに	
3. 2	試料の物理特性（ベントナイト混合土）	
3. 3	複素誘電法（FDR-V法）による水分量の測定	
3. 4	施行直後の現場水分量の測定精度の検討	
3. 5	原位置透水試験装置の試作	
3. 5. 1	試験装置	
3. 5. 2	不飽和土中の鉛直一次元浸透理論	
3. 5. 3	各係数の求め方	
3. 5. 4	試験結果および問題点の抽出	
3. 6	原位置透水試験法の妥当性の検討	
3. 6. 1	浸潤面の測定	
3. 6. 2	浸潤面の形成	
3. 6. 3	加圧型飽和透水試験	
3. 7	まとめ	
4.	深層水理の調査手法およびモデル化に関する研究	…… 75
4. 1	大規模水理解析における離散化手法に関する研究	
4. 1. 1	自然を離散化する上での要件	
4. 1. 2	局地詳細格子の概念と数値計算手法	
4. 1. 3	数値計算例	
4. 2	地下深部岩盤中の放射性核種移行過程に関する研究	
4. 2. 1	研究の背景	
4. 2. 2	核種移行過程のモデル化	
4. 2. 3	化学的雰囲気における沈殿・溶解の理論	
4. 2. 4	移行計算フローチャート	
4. 2. 5	沈殿・溶解現象に関する実験	
4. 2. 6	解析結果との比較	
4. 2. 7	まとめ	
5.	地下水の地球化学的特性調査に関する研究	…… 97
5. 1	環境同位体による土壌水の滞留時間・浸透機構の解明	
5. 1. 1	はじめに	

5. 1. 2	研究地域の概要	
5. 1. 3	研究方法	
5. 1. 4	測定結果	
5. 2	地下水中の安定同位体比から推定したローム台地の地下水涵養機構に関する研究	
5. 2. 1	はじめに	
5. 2. 2	ローム層下不圧地下水中の安定同位体比分布	
5. 2. 3	安定同位体比の高度変化とその要因	
5. 2. 4	相模原面におけるローム層厚を基にしたローム層下部での同位体比の推定	
6.	再冠水現象に関する検討	123
6. 1	はじめに	
6. 2	調査概要	
6. 2. 1	地質・地形概要	
6. 2. 2	地下空洞実験場の概要	
6. 2. 3	地下空洞実験場の経緯	
6. 2. 4	埋め戻し工事	
6. 2. 5	調査項目	
6. 2. 6	計測デザインの設定理由および調査数量	
6. 3	地下水モニタリング観測	
6. 3. 1	観測に用いた計器	
6. 3. 2	計器埋設方法	
6. 3. 3	観測方法	
6. 3. 4	観測結果	
6. 4	ミニドーム壁面周辺での温度計測	
6. 4. 1	観測に用いた計器	
6. 4. 2	計器埋設方法	
6. 4. 3	観測方法	
6. 4. 4	観測結果	
6. 5	環境同位体分布	
6. 5. 1	コアの間隙水分析	
6. 5. 2	地下水の環境同位体分析	
6. 5. 3	地下水中の環境同位体から見た再冠水時の地下水流動	
6. 6	主要化学成分分析	
6. 6. 1	分析概要	
6. 6. 2	分析結果	
6. 7	まとめ	
7.	淡塩境界に関する検討	187
8.	体系化技術に関する検討	189
8. 1	今までの個別研究開発の成果のまとめ	



- 8. 1. 1 不連続性岩盤の浸透流解析と確率論的評価（その1）
- 8. 1. 2 不連続性岩盤の浸透流解析と確率論的評価（その2）
- 8. 1. 3 岩盤浸透流の三次元特性の調査・解析
- 8. 1. 4 水理試験法及び水理試験装置の開発研究
- 8. 1. 5 深層水理の調査手法およびモデル化に関する研究
- 8. 1. 6 地下水の地球化学特性調査に関する研究
- 8. 1. 7 再冠水現象に関する検討
- 8. 1. 8 淡塩境界に関する研究の経緯
- 8. 2 事業化を見すえた技術の体系化

はじめに

本研究では、地表から深部に至る地質環境を効率的かつ合理的に把握するための調査・解析技術について検討し、ある地域の地質環境を新たに評価する際に必要な調査・解析技術を抽出するものである。

本年度は、これまで核燃料サイクル開発機構において実施してきた、または今後計画している深地層の研究成果および研究計画を踏まえ広域から局所的な地下水流動を対象とした地質環境を効率的かつ合理的に把握するための調査・解析手法の体系化について検討した。

この報告書で検討した体系化には二つの方向がある。一つは本研究の範囲と内容に関し、担当した個人の研究テーマ（個々の研究開発）毎の体系化（言わば地層処分を見据えた要素技術のまとめ）であり、二つ目は上記目的に述べた核燃料サイクル開発機構が目指す調査・解析手法全体の処分事業へ向けた体系化の検討と、その流れの中へここで扱う研究の範囲の事項をどのように組み込んでいくかの検討である。

地下水流動に関してシステム総合研究所の当委員会が実施してきた一連の研究開発には次の様な目標と委員会活動の基本的な考え方がある。上記目的に述べたように、核燃料サイクル開発機構において実施する、または今後計画している一貫した、体系的な研究の流れを踏まえ、またはこれを軸として、この流れに関する外部からの評価、検討をすると共に、この流れに横から既定の研究方針に縛られない創意ある研究開発を付加して、既定の流れをより大きく確実なものにしていくことを目的としてきた。このような研究開発は、一方ではより研究の要素が強く成果が纏められ、全体の体系の中で実用化の目処がつくまでに（あるいは体系に組み込むには）時間がかかるものであり、地道に研究が継続されるべきものである。

従って、先に述べた、その一の体系化に際しては、この報告書では今まで積み重ねてきた個別研究の成果を整理し体系化の第一歩とした。そして従来から実施してきた個々の研究開発の今年度の成果をこの報告書の主体とし、今後体系化の検討をより進めるための試料とした。

第二の体系化に関しては、(1) 広域流動研究における処分事業を見据えた体系化技術の検討と、(2) 処分事業を見据えた実用化技術の検討とを踏まえて構築されるべきものである。2000年/平成12年は、地層処分事業の進展にとって画期的な年である。核燃料サイクル開発機構における第2次とりまとめの完成、特定放射性廃棄物に関する法律の制定と事業主体設立の急展開、そして国の安全基準策定の加速などである。高レベル放射性廃棄物の地層処分の研究開発の時代から、事業の実現と技術の実用化への転換の年である。従来の研究開発の多くは要素技術の開発であり、従って狭く深くを目標とした研究開発、抜け落ちのない網羅的な研究開発であった。その目標は、サイトや施設の設計が特定されていない段階での安全評価であった。

実用化へ向けては、当面はサイト選定と施設の詳細設計へ向けた意思決定に必要な技術の抽出と、研究開発に関してはサイトの選定と設計を踏まえた重点的な必要技術の実用化が当面の課題となろう。実用的な技術の条件は、最終的にはその中から設計方針、安全基準に合せて確立されていくものであろう。事業化へ向けた体系化技術の構築に当たっては、設計論と安全基準を踏まえた基本的考え方の整理と合意が必要である。ここではとりあえず、体系化技術の流れの再確認と体系化へ向けた研究開発の枠組みの考察を行った。

# 1. 深地層における硬岩系不連続性岩盤の透水性評価に関する研究

## 1. 1 はじめに

地下深くに位置する岩盤は、地表に比べて風化が進行せず相対的に岩盤が堅硬であると一般にはいわれている。しかし、深部のボーリングなどいろいろな調査を行ってみると、断層や節理、総理などの地質不連続面が多く存在することが明らかにされている。こうした不連続面は初生的に発生するか、後に応力変化などを受けて生成されるものがあるが、いずれにせよ不連続面の存在は無視できない。

こうした背景から、放射性廃棄物の地層処分では離散型の不連続面ネットワークモデルの適用性が検討されている。このモデル化に関しては、多くのものが提案され国際的にも様々なプロジェクトが進行している。

本研究では、これまで行われてきた亀裂（不連続面）ネットワークモデルの概略まとめと、この複雑なネットワークをいかに単純化できるかについて検討を行った。亀裂ネットワークモデルの目的は、岩盤の透水性の評価ならびに透水経路の探索と流水時間の策定である。よって、あまりにも複雑なモデルであれば、モデル化のプロセスや解析所要時間が実用的でなくなり、いかに合理的にモデルを単純化できるかに注目が集まる。この作業は、もちろん地質学的な背景（説明）が無くては意味をなさないが、残念ながら現時点ではどこが水の流れるところかを事前に同定する（水みちを特定する）ことは難しい。この点についての研究の進展を待たざるを得ない。

ネットワークの解析的研究以外に重要視されてきているのが、地下水の挙動観測である。地下水がどのように動いているかは、トレーサー実験によって明らかにされる場合はあるが、広域的な調査には一般的には経費がかかり、精度が問題になることもしばしばである。そこで、試験的ではあるが、地下水流動を温度変化によってとらえようとする試みを始めた。温度は、注意深く計測すればかなりの精度で測定でき、トレーサーを使用しないので環境にも優しい。ただし、温度変化には様々な要因が絡んでくる上、時間的に変化する非定常性も有しているという難点があるので、注意が必要である。

前半部1. 2では「亀裂ネットワークモデル作成と透水性評価に関する研究」を取り扱い、後半部1. 3では「地盤内における地下水・熱流動現象に関する数値解析的研究」を実施した結果を報告する。

## 1. 2 亀裂ネットワークモデルの作成と透水性評価

### 1. 2. 1 概説

従来からの研究で検討されているように、亀裂ネットワークモデルは、流れの経路となる亀裂の大きさ、位置、方向（方位）、形状（亀裂幅も含む）、亀裂の透水係数あるいは透水量係数があらかじめ把握できていることを前提としている。しかし、すべての量を計測や調査で得ることは困難なので、ある程度の観測値から統計的・確率的手法を用いてデータを補間し、モデルを組み立てることが行われる。また、いかに綿密な調査をしても、また実験を多数行っても、実際の岩盤状況は複雑すぎてモデル化が不可能になる。こうした点をふまえて、チャンネル化などの単純化手法が導入されるが、その場合には実験値である亀裂の透水性などをどのように補正して単純化の時と等価な値を導くか、すなわちパラメータの同定化が必要となる。本報告では、亀裂ネットワークの作成について、ならびにパラメータを同定する手法、さらには経路のモデルと透水性評価について概略を説明する。

### 1. 2. 2 ネットワークモデルの作成手順

岩盤中の亀裂面が交差し、チャンネルを作りネットワークを構成し、複雑な幾何学性状を呈して地下水が流れる流路を形成する。ネットワークの特徴を表現するパラメータとして幾何学定数は、すべてが厳密に定義されているわけではないが、一般的に亀裂の位置（または空間座標と相互関係）、間隔、走向／傾斜などの3次元的な方位、亀裂形状（ディスク平板、多角形平板など）大きさ、亀裂開口幅などがある。

現実の岩盤の中に存在する亀裂面の数は無数であり、ボーリング孔内壁面、掘削面、地表の露頭など計測できる部分は、岩盤中のネットワーク全体から比べると極めて小さな部分を占めているにすぎない。したがって、一部の情報から岩盤全体を把握するためには、上記の幾何学定数は、実用的には確率変数として処理されるのがふつうである。図—1にその具体的なイメージを説明している。

岩盤の種類によっては亀裂グループごとの幾何学特性に対して、それぞれ異なる確率分布関数を割り当て、全体として亀裂ネットワークを数学的に描写することが出来る。この時一般的に用いられる統計的な関数は、一様分布、正規分布、指数関数と対数正規分布などであり、それぞれに数学的表現が当てはめられる。

亀裂の形状については、主に (1) 任意多角形 (2) 楕円形 (3) 円盤（平板ディスク）形が利用されている。亀裂の形を原位置で観察すると、任意多角形形状のように見える。この形が正しいのであろうと思われるが、数学的な処理を行うのは容易ではない。楕円は、主軸方向と主軸長さの比率がわかれば数学的に表現できるが、パラメータが増加し、またこれらの値を求めるのがむづかしい。こうして、結局もっともよく用いられているのが円盤形状である。

一方、岩盤掘削面で我々が観察できるのは、亀裂そのものではなく亀裂と平面の交差線

すなわちトレースというものでしかない。従って、亀裂を円盤と仮定しても円盤の大きさ（直径）は直接計測できず、観察したトレースデータから推定する必要がある。この場合にも、数学的なかつ確率論的な手法が援用できる。

上記の内容に基づいて、岩盤亀裂ネットワークの概念モデルは以下のように作成しうる事が出来る。

- (a) 数個のグループの亀裂それぞれに確率データを与え、全体としてネットワークを形成する。
- (b) 亀裂形状は円盤とし、その寸法をトレース長から推測する。
- (c) それぞれのグループの各幾何学定数は、ある確率分布関数で表現できる。実測データにより各々の幾何学定数の分布形を決定する。
- (d) モンテカルロ手法を用いて、パラメータを与え、多くのネットワークリアライゼーションを実施する。

この点までは、従来の方法と同じであるが、新しく逆解析手法を導入しモデルが妥当であるかどうかを評価する。従来法では、闇雲に多くの解析を繰り返してきたが、リアライゼーションで得られたネットワークが原位置の状況を反映しているかどうか判定する手段が明らかにされていなかった。新手法では、以下のようにいくつかのアイデアを盛り込んでいる。

- (e) 作成されたネットワークのトレースを検討するため、原位置と同じところに仮想掘削面を想定する。
- (f) 仮想掘削面における交差線（トレース）の数や位置を計算する。
- (g) 以上の交差線を理論モデルとして、長さの平均値と標準偏差を計算する。
- (h) 解析計算結果と実測の長さ平均・標準偏差を比較するため、目的関数を設定する。
- (i) 目的関数はいろいろあるが、この関数を最適化最小化するように亀裂半径を推定する。

以上の手順をフローチャートの形にしたのが、図—2である。さらに、実際の現場の状況をシミュレーションし、具体的な図面にしたのが図—3である。この図の右手半分には3次元亀裂ネットワークの生成とそれを仮想断面（掘削面）で切り取った場合の状況が視覚化されている。

この手法が、実務的に妥当であるかどうかを検討するために、釜石地下実験施設で緩衝材試験用に掘削された坑道底面を例に取り、解析を行った。図—4左上示すのが、原位置で観測された亀裂の状況である。ここで得られた幾何学データを統計処理し、確率変数を決定するために、逆解析を行った。目的関数は、上述したものである。得られた結果の3次元モデルが右上の図であり、それを掘削坑道底面で切り取り、トレースを表示したのが下の図である。左上の図と比べてみると亀裂の分布形状がよく似ていることがわかる。

解析結果と原位置の観察結果が同等であるかどうかの判断を客観的に行うのは容易ではない。本報告では一例として目的関数を設定し、それを最適化する方法で評価を行ったが、他にもいろいろ手法が考えられる。方法論的には、最適化であるため、最近よく使われている

ニューラルネットワーク、遺伝的アルゴリズム、もっと直接的には、場の状態を表現する地盤統計法なども検討の対象となる。

### 1. 2. 3 地下水流れの経路モデル

以上に述べた方法により形成されたネットワークの中には、他の亀裂と交差しないすなわち水の流れに寄与しない亀裂が多数存在する。これを、孤立亀裂また孤立亀裂クラスターと呼ぶが、解析時にはこれらの亀裂を除去することで、いろいろな面で解析を容易にする。上述の釜石鉱山の坑道底面モデルの場合、当初 37668 個の亀裂が存在したが、透水に寄与しない亀裂を除去すると 12127 に減少した。

以前に議論したように、亀裂面を 3 次元空間に浮かべると、広さが限られたすなわち有限の平面と見なすことが出来る。一般的にこれらの平面の交差線の数は多く、分布も複雑である。場合によっては、透水計算をする場合一つの亀裂平面を 100 くらいの要素に分割しなければ精度上問題のあることも多い。このことは、現実的なモデル化を行おうとすると全体の要素分割数が 100 万個以上にもなり、解析が困難な状態におちいる。ここで考えられたのが、チャンネルモデルである。このモデルは以下の仮定に基づいて構築される。

- (1) 亀裂上にある数のチャンネルがあり、水の流れはそれらのチャンネルの中しか発生しない。亀裂の交差する線はチャンネルによって連結される。
- (2) チャンネルは亀裂の中心点から交差線の中心点までを結ぶ。
- (3) このモデルにおいては、未知数は亀裂中心の節点の水頭である。
- (4) チャンネルの形は具体的に定義はされず、代わりに等価な仮想的な浸透係数によって表現される。
- (5) この等価な仮想的な浸透係数を求める際にも、前述の例と同じく目的関数を設定し、それが最適化されるようにした。この場合、比較の対象としての実測値は、ボアホール透水試験を用いた。パラメータは、ボアホールへの総流量、単位面積あたりの流量平均値と標準偏差である。

本報告では、このチャンネルモデルに加えて、水の通り道になると考えられる大規模な既知断層（調査によって判明しているもの）などを平面要素として導入できるように改良した。実務で解析を行う場合、少なくとも何点かでは実測が行われており、また断層の位置も大規模なものは発見されていることが多い。この状況を解析に取り入れるには、こうした要素の導入が不可欠である。もちろんこの場合、断層に相当する平面の透水量係数を求めなければならないが、実測によるか、上述の逆解析最適化によるかの方法が考えられる。

釜石坑道の周辺亀裂分布をシミュレーションしたときの結果を図-5 に示す。下に示した図が、チャンネルネットワークに加えて平板亀裂を挿入したものであり、現実的なモデル化が行われているものと考えられる。

こうしたモデル化手法が提案されると、モンテカルロシミュレーション法によって、何百というリアライゼーションが行われ、透水性係数、透水量の統計量が求められる。この

結果から、岩盤全体としての特性が評価される。もっとも適切であると判断されたりアライゼーションを用いて、もっとも可能性の高い流水経路を推定することも可能であり、いくつかの試みも行われているが、現実的なモデルを構築するには一層の研究の進展と大きな成果が必要である。

# 亀裂ネットワークの作成(Simulation)

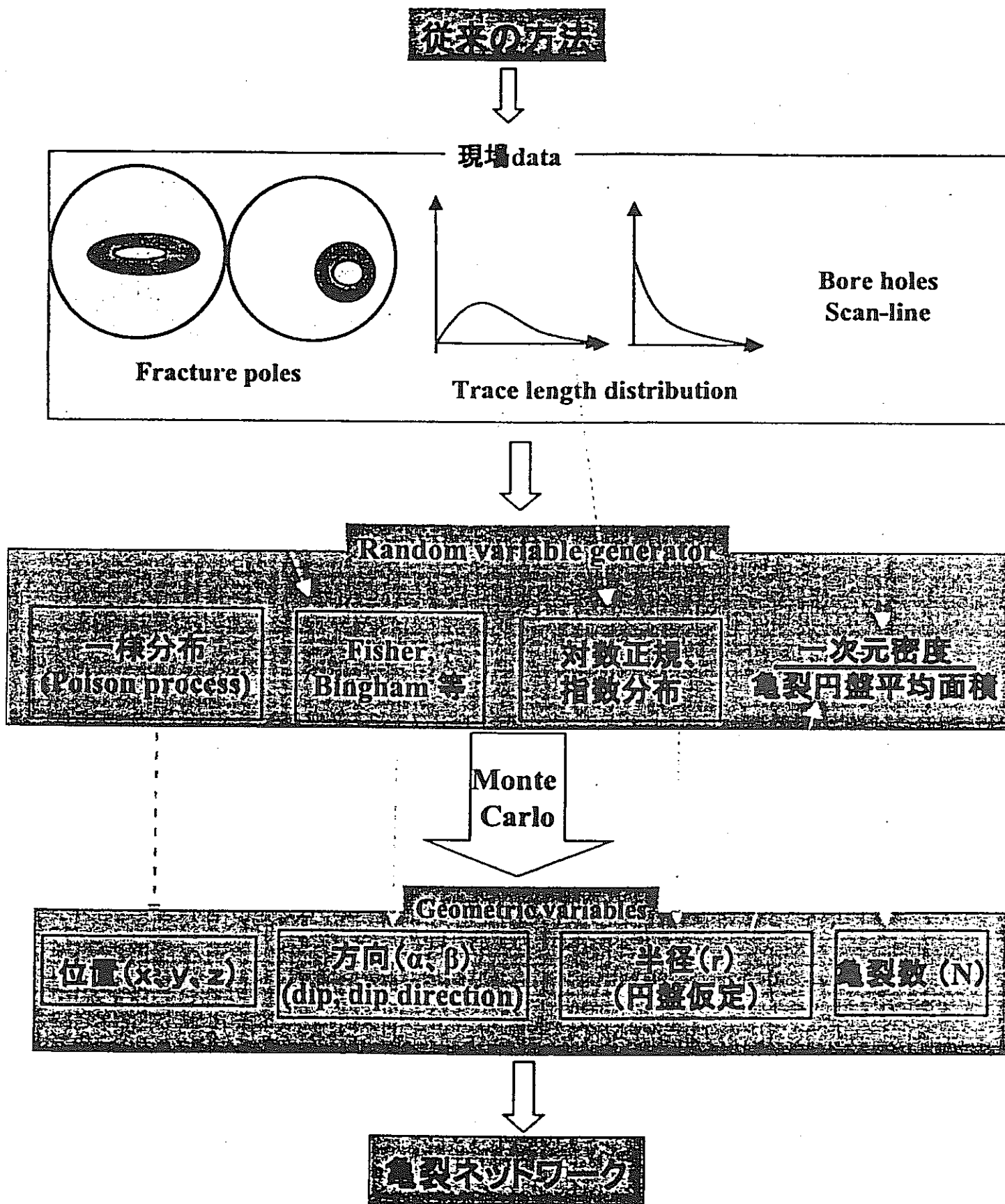


図-1 従来の亀裂ネットワークの作成 (Simulation)



# 亀裂ネットワーク作成のフローチャート

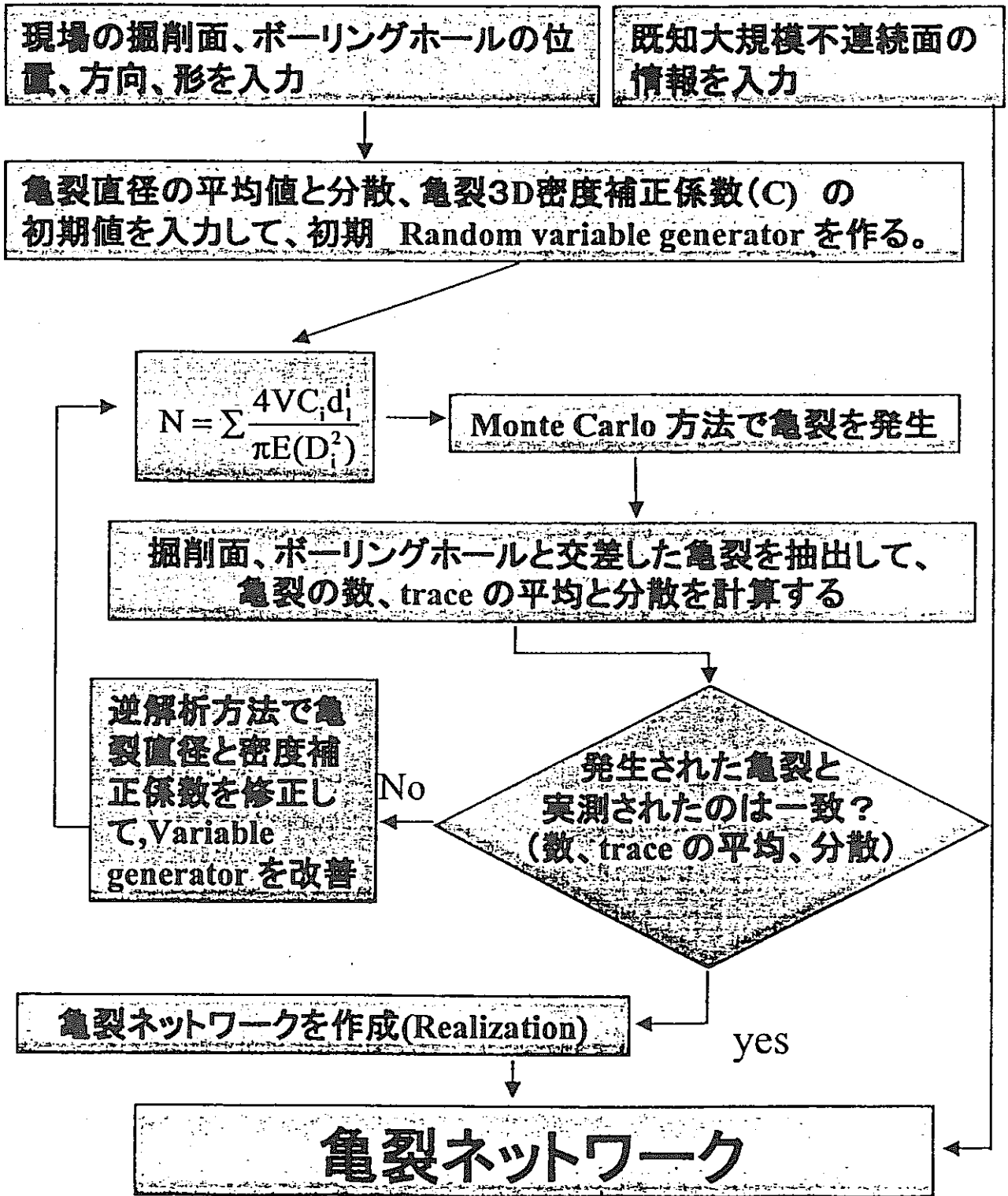


図-2 亀裂ネットワーク作成のフローチャート

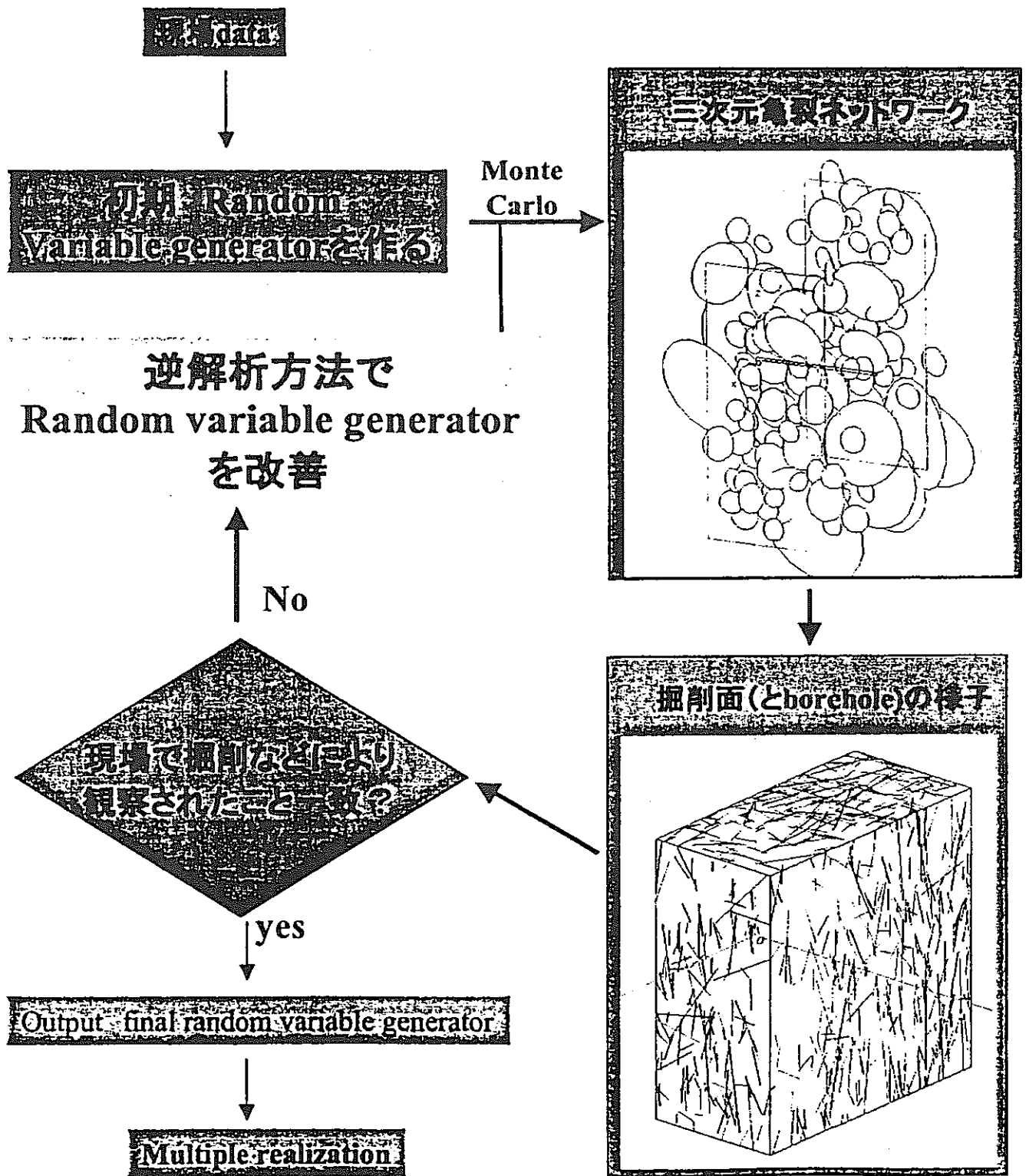


図-3 仮想断面でのトレースの視覚化

# 亀裂ネットワーク作成の実施例(釜石 Test Pit 周辺の亀裂にて検証)

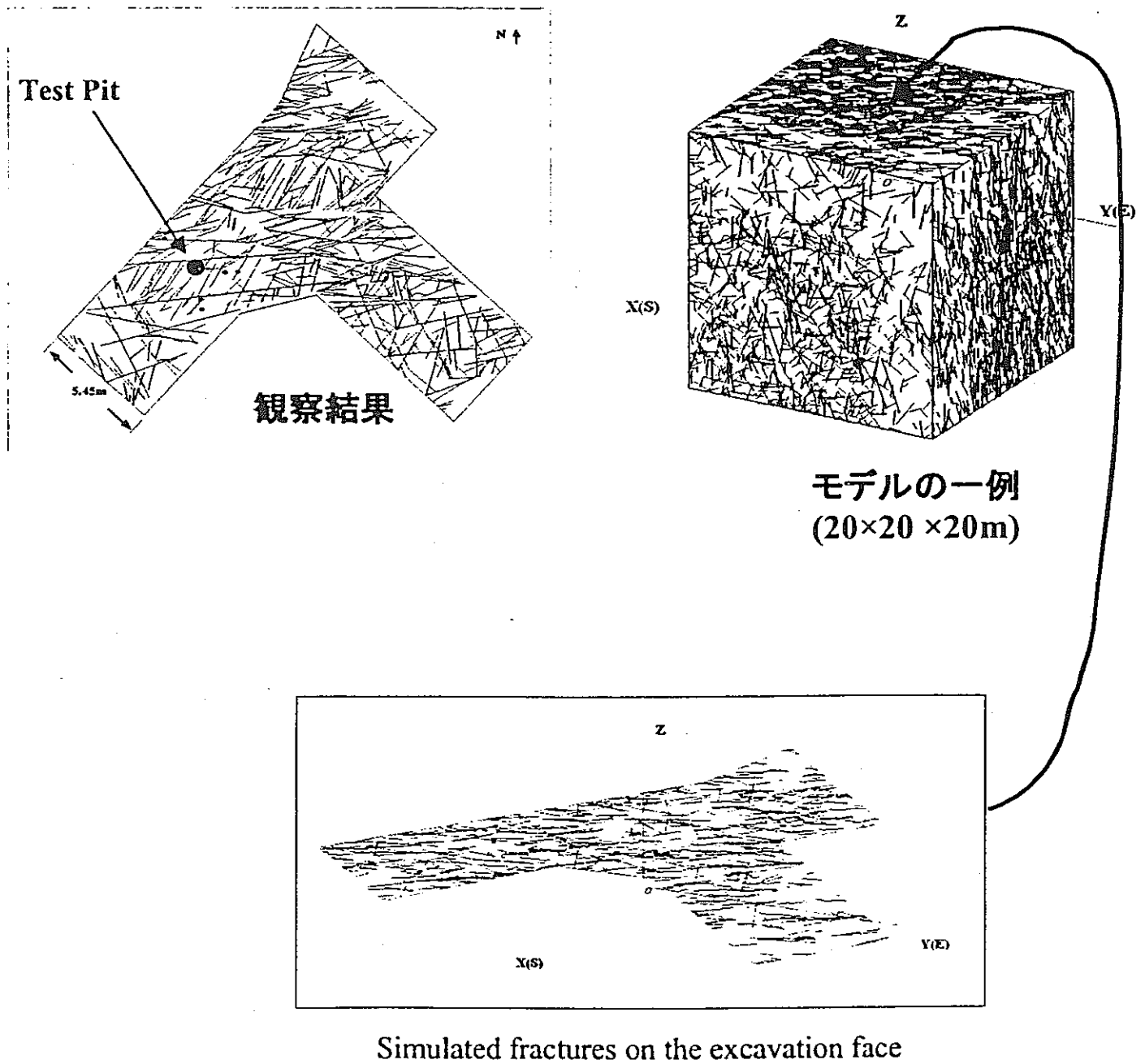


図-4 亀裂ネットワーク作成の実施例 (釜石 Test Pit 周辺の亀裂にて検証)

### 釜石亀裂ネットワークを使った場合の結果

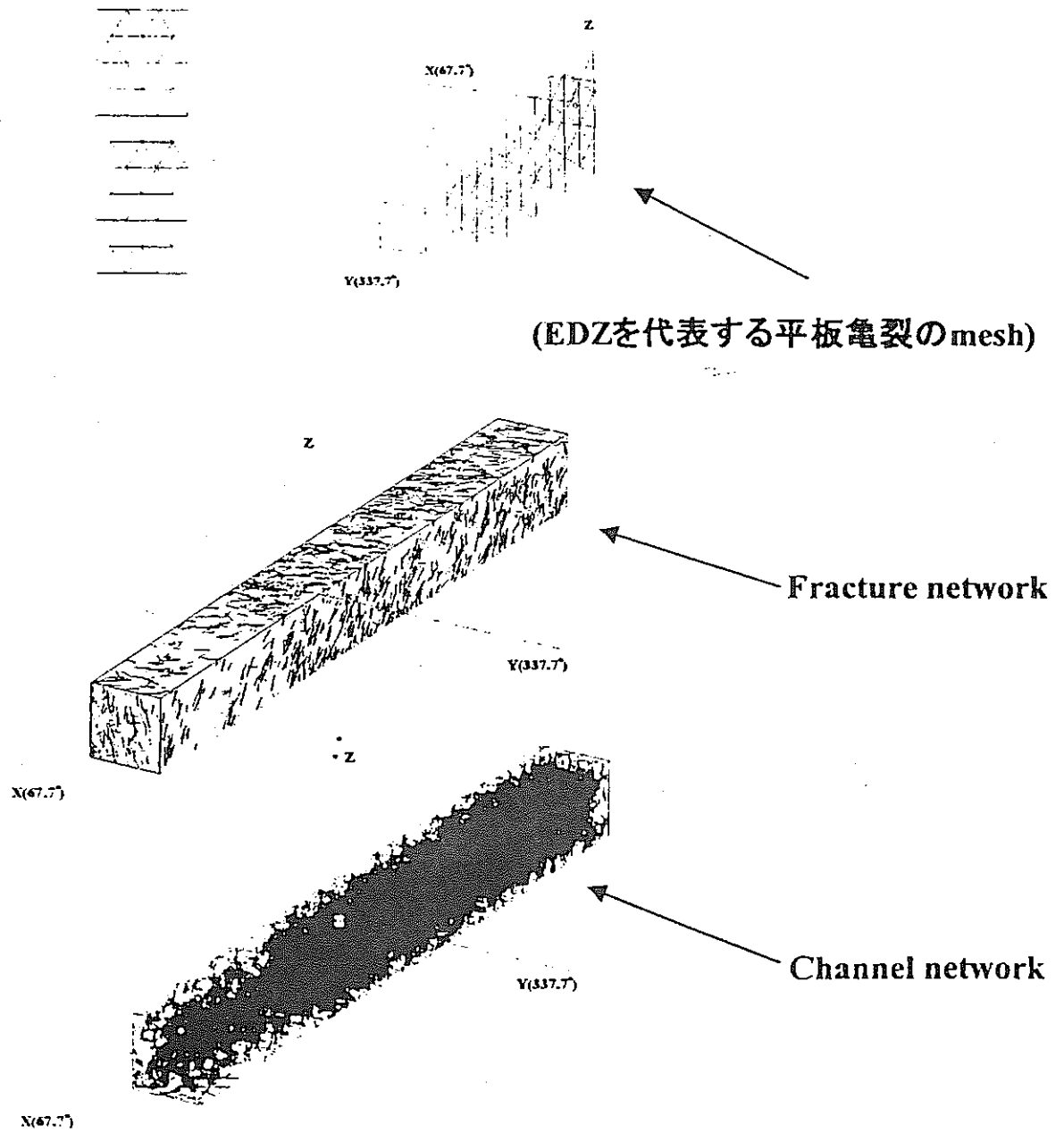


図-5 釜石坑道チャンネル-平板モデル

## 1. 3 地盤内における地下水・熱流動現象に関する数値解析的研究 ～環境トレーサーとしての逆解析手法の評価～

### 1. 3. 1 はじめに

本研究の目的は、地下水の流れを評価するために、温度をトレーサーとして用いる手法の妥当性を評価することである。論理解による局所的な地下水流速の評価手法を提案した後、数値解析である有限要素法を導入し、実地盤である北海道における2つの広域な地下水の流れ場(美々川流域、十勝平野)に適用した。環境トレーサーについては次節で述べるが、これはいわゆる逆解析手法の一つである。逆問題は副次的現象から地盤の各パラメータを評価するものであり、近年、地盤工学においても注目されてきている分野である。

### 1. 3. 2 環境トレーサーとしての温度

#### 1. 3. 2. 1 環境トレーサーとは

地下水の流れは、土木構造物の建設時に非常に重要な問題となるものの一つであり、環境に与える影響を評価する場合には地下水流れおよびその変化を把握することは非常に大切である。地下水の流れを知る最も正確な方法は、3次元的にそのポテンシャルを調べることであるが、費用や時間、土地の立ち入り問題など、地下水流動を充分に知るだけの観測孔を設置することは現実的にきわめて困難である。しかも、観測孔はピエゾメーターのみならず、ボーリング孔の掘削や止水の技術的問題も生じる。

地下水の流れを把握する手法として、次に人工トレーサー法が考えられる。これには食塩やフローレッシェンナトリウムなどの蛍光染料などがあるが、かつては放射性物質までが観測孔に投入されていたことがある。人工トレーサーによる方法は帯水層内のどの深度で地下水流動が大きいか、あるいは地下水の流向を知るには有効な方法である。しかし、人工トレーサー投入時に地下水流動場の擾乱を生じ、特に大規模な揚水は注水を伴う場合には動水勾配そのものを大きく乱してしまうために、地下水の水質や流速に関する情報はあまり信頼できなくなる。また、地盤は一般に、若干、負に帯電していることが多いため、食塩やフローレッシェンナトリウムのように正のイオン(この場合はNa<sup>+</sup>)を持っている人工トレーサーは地盤に吸収されやすい。したがって、人工トレーサーを精度良く捉えるためには大量に投入しなければならず、環境面への問題が生じる。さらに、人工トレーサーの検出される距離は数mからうまくいっても数100mに限られる。

一方、環境トレーサーは、「環境中で計測することができ、水循環のトレーサーとなり得る全ての物理量を意味」しており、水の安定および放射性同位体、一般水質、地下水温などが挙げられる。この手法の利点は、

- ①地下水流動場を乱さないので、流動方向だけでなく、流動速度に関する情報も持っている。

②降水、河川水、湖水、湧水などの環境水を利用できる。したがって、ボーリングの少ない地域や発展途上国での調査にも有効である。

③地下水流動系規模の広域的、長期的な調査には最も優れた手法であり<sup>2</sup>、水収支と組み合わせることにより、その精度はさらに高くなる。

反面、欠点としては局所的、短期的な調査では測定値に差が出ないことがあり、必ずしも有効といえない場合があることである。

### 1.3.2.2 環境トレーサーとしての温度

では、実際にどのような環境トレーサーがあるかについてここで紹介しよう。以下によく知られる環境トレーサーを示す。

- (a)放射性同位体
- (b)安定同位体
- (c)一般水質
- (d)地下水温

(a)にはトリチウム(<sup>3</sup>H)や炭素14(<sup>14</sup>C)などがあるが、前者は近年濃度低下により実用的ではなくなりつつあり、また、後者はノイズが多く含まれることが知られている。(b)安定同位体の中には「理想的なトレーサー」と呼ばれるデューテリウム(重水素、<sup>2</sup>H、D)や酸素18(<sup>18</sup>O)があり、非常に有用である。また、(c)一般水質も分析手法はほぼ確立されている(水収支研究グループ, 1973; Todd, 1980)。一方、(d)地下水温は比較的新しい手法である。それゆえ、まだ問題も多く残されているが、最も良い環境トレーサーの1つと考えられており<sup>3,4)</sup>、今後、他のトレーサーと併用することにより、有用な手法として確立されるべきものである。

一方、地下水温による地下水調査は当初 1m 深地温探査による温泉調査として始まった。これは熱伝導論により地下の温泉脈を探るものである。その後、竹内<sup>5)</sup>により地すべり地の地下水脈調査にも応用された。

一方、地下水と熱の流れの同時輸送方程式の解を最初に導いたのは Stallman<sup>6)</sup>であり、地温変化から浸透量を推定する方法を示した。Bredehoeft and Papadopulos<sup>7)</sup>は上下二つの帯水層の間に難透水層がある場合の地下水移動量を示す標準曲線を示した。その後この方法は Cartwright<sup>8)</sup>によってフィールドに適用された。

高橋<sup>9)</sup>が日本各地の盆地で得た地温分布に触発されて、佐倉<sup>10)</sup>は全国各地の盆地において地下水流動系の解析を進めている。

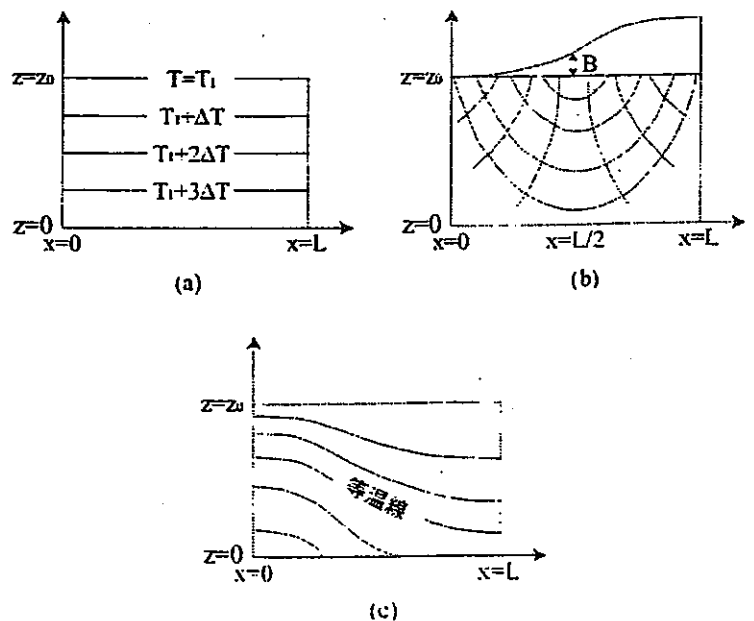


図 1.1 地盤中の地下水の流れと温度分布の関係

地下水温から地下水流動系を調べる手法として重要なものは Domenico and Palciauskas<sup>11)</sup> による論文である。彼らは単一の流動系において、涵養域では同じ深度でも相対的に低温、流出域では相対的に高温になることを示した。この原理を用いて、恒温層以深の地下水温の測定から涵養域と流出域の位置を知ることができるようになった(図 1.1)。この手法は数値計算を用いてさらに複雑なケースに拡張されている<sup>12)</sup>。

地下水温を環境トレーサーとした場合の利点は次のとおりである。

- i) 水質データと違って採水、分析の労力がなく、環境トレーサーの中ではもっとも観測が容易である。
- ii) 人工トレーサーを用いた場合のような様々な問題は生じない。
- iii) 地下水位や水質データではスクリーンの位置に支配され、一本の井戸から一つのデータしか得られないのに対し、周囲の地中温度とほぼ等しいと見なせるような条件\*ならば、深さ方向の 1 次元データとなる。また、ある程度の密度の観測孔があれば、3次元データとなる。

逆に難点としては、地下水温は積分された値であり、広域地下水流動系の解析には逆問題を解かねばならない。また、地殻熱流量や、局所的な熱源分布、さらにボーリングのセメンテーション部分が固化する際に生じる発熱の影響を考慮しなければならない。しかし、地殻熱流量がほぼ一様と見なせる地域を選び、ボーリング後十分な時間が経過してから測定し、境界条件をうまくとることによって、未知数を少なくして逆問題を解き、温度分布から地下水流動系を推定することが可能になる。それでも尚、定量的評価は困難であると考えられる。

\*鋼管ケーシングの観測孔か、または塩化ビニールパイプの観測孔でも透水性の高い地層以外では、スクリーンの切っていない部分でも観測は可能である。なお、保護管の口径は管内熱対流を起こさない程度(最大でも内径 20cm 以内)とする必要がある。

### 1. 3. 3 熱の移流・拡散現象の支配方程式

#### 1. 3. 3. 1 概要

地盤は土粒子(固体)・間隙水(液体)・空気(気体)の三相からなっており、これら各々の挙動と相互作用を考慮して、連成して解析する必要がある。しかし、本研究では自由地下水面を有する広域な地盤において、地下水面下のいわゆる飽和帯における熱現象を対象としているので、地盤は固体相と液体相からなる二相系材料としてモデル化した。

地下水が流動している地盤領域における拡散と移流による熱流現象を記述するためには、平衡条件、連続条件(質量保存条件)、熱エネルギー保存条件から浸透の支配式および熱の支配式を導く必要がある。ここでは、基礎方程式である浸透の支配式と熱の支配式について説明する。

### 1. 3. 3. 2 浸透の支配方程式

本研究では、浸透や熱による応力・変形を対象としない。このとき、浸透の支配式は力の平衡条件式と連続条件式から導くことができる。その際、以下の条件を仮定する。

- 土粒子の速度および加速度は無視する
- 間隙水の加速度は無視する
- 水圧は定常である

本研究では、熱現象の非定常的な現象についても検討するが、対象としている地盤条件および境界条件では、熱現象に比べて浸透現象は収束するのが十分に早く、したがって、浸透現象は定常解析、熱現象は非定常解析という組み合わせで解析した。上記の仮定は、対象としている地盤の透水係数が十分に大きく、また、完全に飽和している場合には許されると考えられる。上記の仮定より、浸透の支配式は以下のように表される。

$$\left(k_y \left[ h_j - r_p \Delta b_j / g \right] \right)_j - q_w = 0 \quad (3.1)$$

ここで、 $h$  は全水頭、 $k_y$  は透水係数テンソル、 $r_p$  は基準に対する密度の比の関数( $=\rho_w/\rho_0-1$ )、 $g$  は重力加速度、 $\Delta b_j$  は鉛直成分に  $g$  を持つベクトル  $\{0, 0, g\}$ 、 $q$  は単位体積あたりの流入量である。

### 1. 3. 3. 3 熱の支配方程式

次に、熱エネルギー保存則を検討する。熱の移動形態には、伝導(Conduction)、対流(Convection)、輻射(Radiation)がある。熱の伝導は温度勾配によって熱が高温部から低温部へ移動する現象であり、通常は、経験則であるフーリエの法則に基づいて定式化される。これは、熱流量が温度勾配に比例するというもので、本研究でもこの法則を仮定する。一方、対流は媒体自体の流れに乗じて起こる熱の輸送であり、さらに自然対流(Natural Convection)と強制対流(Advection)に分けることができる。自然対流は温度によって変化する媒体の密度の差によって副次的に生じる媒体の移動であり、空気などの気体に比べると温度膨張率が小さい液体の場合にはこの現象は比較的小規模であるが、地下水域においても火山などの高温域を含むような場合には考慮する必要がある。一方、強制対流はその他の要因で引き起こされた媒体の移動、例えば温度とは無関係に、地下水位面の分布のみによって生じる地下水の涵養や湧出など、を指しており、一般に移流と呼び区別している。輻射は物体の表面において発生する電磁波を媒介とする熱の放出あるいは吸収である。この現象は、プラズマを生じるような高温場や、宇宙との熱収支を考慮する場合といった、極めて高温、高エネルギーの場を対象とするときに考慮される。

地下水流動場においては、これら3形態のうち、輻射現象は地下水面における一部に過ぎず、無視できるほどであるほか、間隙水の気化、凍結などによる相変化を対象としないので、熱の移動は専ら拡散と移流によって生じると考えて定式化する。したがって、二相系全体の熱エネルギー保存則は以下ようになる。



$$\rho_{av}C_{av}\dot{T} + (\rho_w C_w v_i T)_j - (K_{avj} T_j)_j - \psi = 0 \quad (3.2)$$

ここで、 $T$  は温度、 $\rho_{av}$ 、 $C_{av}$  はそれぞれ土粒子・間隙水混合体の平均密度および比熱、 $\rho_w$ 、 $C_w$  はそれぞれ間隙水の密度および比熱、 $K_{av}$  は土粒子・間隙水混合体としての見かけの熱伝導率、 $\psi$  は単位体積あたりの内部発熱量を表す。 $v_i$  はダルシー流速であり、前節で示したように、全水頭  $h$  を用いて以下のように書ける。

$$v_i = -k_j [h_j - r_p \Delta b_j / g] \quad (3.3)$$

上式では、微小空間における固体相と液体相の温度はあらゆる瞬間において等しいと仮定している。この仮定は、土粒子径が十分に小さく、すなわち体積に比べて表面積が十分に大きく、液体相との間の熱交換が速やかに行われる場合に妥当である。一般的には、砂以下の材料に対しては妥当な仮定と考えられる。熱伝導は固体相と液体相の熱伝導率と熱容量を体積によって平均化して得られる係数を用いて定式化している。

ところで、飽和地盤における間隙水の圧縮性は非常に小さいため、地下水流速の微小区間での変化すなわち勾配もまた極めて小さいものとなる。上式(3.2)においても、流速の微分項は温度勾配やその他の物性の変化に比べて小さいと考えてもいいので、以下のように修正することが可能である。

$$\rho_{av}C_{av}\dot{T} + v_i (\rho_w C_w T)_j - (K_{avj} T_j)_j - \psi = 0 \quad (3.4)$$

上式(3.4)における第1項は熱の貯留項、第2項は移流項、第3項は拡散項である。

#### 1. 3. 3. 4 浸透-熱の連成解析

上述の浸透の支配式(3.1)と熱の支配式(3.4)は互いに影響し合っている。式(3.1)中の透水係数  $k_j$  や密度の比  $r_p$  が温度  $T$  の関数である一方、式(3.4)中の流速  $v_i$  は全水頭  $h$  の関数である。このような現象は非線形問題となるため、数値計算を行う際、計算時間が大きくなり、広域な領域への適用は困難であることが多い。そこで、本研究では、間隙水の密度および粘性が温度によらず一定であると仮定した。これにより、現象は部分連成問題となり、解析は比較的容易になる。このような仮定は、領域内の温度差が小さく、温度の違いによる物性値の変化を考慮する必要がないときに有効である。結局、浸透の支配式は更に簡素化され、以下のようになる。

$$(k_j h_j)_j - q_w = 0 \quad (3.1)'$$

ところで、本研究での特徴は前述の様に浸透の支配式を定常と仮定したことである。本来、浸透方程式は非定常項を含み、地盤の圧密沈下や自由地下水の挙動の評価では重要な要素

$$\rho_w C_w \dot{T} + \rho_w C_w v_z \frac{\partial T}{\partial z} - K_{av} \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} = 0 \quad (4.1)$$

地下水面を原点に、鉛直下向きに  $z$  軸を取り、境界条件：

$$\begin{aligned} T &= \text{Re}[T_0 \exp(i\omega t)] & \text{at } z=0 \\ T &= 0 & \text{at } z=\infty \end{aligned} \quad (4.2)$$

の下で解を求めると、以下の温度分布が求められる。

$$T(z, t) = T_0 \exp\{[i\lambda + \kappa]z\} \exp(i\omega t) \quad (4.3)$$

ただし、

$$\begin{aligned} \lambda &= -\frac{1}{2\sqrt{2}K_{av}} \sqrt{-\rho_w^2 C_w^2 v_z^2 + \sqrt{16K_{av}^2 \omega^2 \rho_{av}^2 C_{av}^2 + \rho_w^4 C_w^4 v_z^4}} \\ \kappa &= \frac{1}{2\sqrt{2}K_{av}} \left( \sqrt{2}\rho_w C_w v_z - \sqrt{\rho_w^2 C_w^2 v_z^2 + \sqrt{16K_{av}^2 \omega^2 \rho_{av}^2 C_{av}^2 + \rho_w^4 C_w^4 v_z^4}} \right) \end{aligned}$$

温度の周期変化を波と捉えることにより、式(4.3)から、波速  $V$ 、指数減衰距離  $\delta$  が以下のように表現できる。

$$\begin{aligned} V &= \frac{2\sqrt{2}\omega K_{av}}{\sqrt{-\rho_w^2 C_w^2 v_z^2 + \sqrt{16K_{av}^2 \omega^2 \rho_{av}^2 C_{av}^2 + \rho_w^4 C_w^4 v_z^4}}} \\ \delta &= \frac{1}{\kappa} = \frac{2\sqrt{2}K_{av}}{-\sqrt{2}\rho_w C_w v_z + \sqrt{\rho_w^2 C_w^2 v_z^2 + \sqrt{16K_{av}^2 \omega^2 \rho_{av}^2 C_{av}^2 + \rho_w^4 C_w^4 v_z^4}}} \end{aligned} \quad (4.4a, b)$$

地下水面下における温度の周期変化の一例を図 4.1 に示す。図 4.1 は地下水の流れがないときの年周期の温度分布を深さ方向にプロットしたものである(1周期を8分割している)。鉛直方向の浸透流速の変化に従い、この温度分布も変化する。図 4.2 は波速  $V$  および指数減衰距離  $\delta$  を流速に対してプロットしたものである。流速は鉛直下向きを正としている。流速が正の範囲で大きくなるほど、波速は大きく、指数減衰距離は大きく(減衰は小さく)なることがわかる。これらの図は、波速または指数減衰距離が分かれば、流速が推定できることを示唆している。

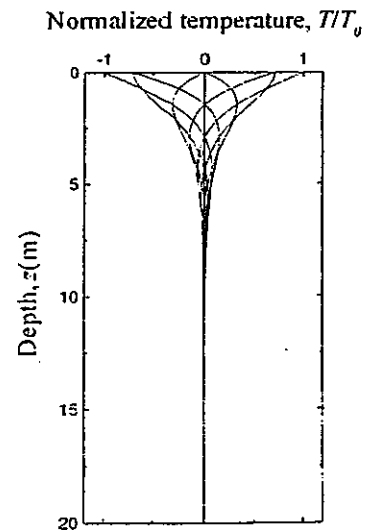


図 4.1 地下水面下における温度分布の周期変化

となる。しかし、広域流動系のような主に被圧地下水を対象とする場において浸透-熱の連成解析を行う場合は、熱の伝導に比べ全水頭の伝達は極めて短い時間に伝わることとなり(パスカルの原理に近い)、後述する数値解析の時間領域の離散化において時間刻み $\Delta t$ の決定が困難となる。すなわち、時間刻み $\Delta t$ を浸透現象に合わせると長期的な予測などを計算する場合、繰り返し計算回数が膨大となるし、熱現象に合わせると浸透現象の計算の信頼性がなくなる。

したがって、本研究では時間刻み $\Delta t$ を熱現象に合わせ、その都度、浸透現象は定常として計算することとした。このような手法は、広域地下水流動場における被圧地下水(飽和帯)の解析についてのみ有効であろう。

### 1. 3. 4 鉛直方向の浸透流速の評価

#### 1. 3. 4. 1 概要

数値解析手法の広域流動系への適用に先立ち、比較的局所的な地下水流動場における鉛直方向の浸透流速の評価手法を提案する。前節で示した連成方程式は1次元問題では解析解が比較的容易に導出できるため、ここでは数値解析は扱っていない。

この逆解析手法の原理は、地下水面上での温度の年変化および日変化が地下水面上へ伝達されることを利用するものであり、鉛直方向に温度分布を測定することで、各物性値などが評価できるという簡便さを持っている。

4. 2では、鉛直流速の変化によって、温度分布の伝達がどのような性質を持っているかについて示し、4. 3では、温度分布から流速を求める手法を提案する。

#### 1. 3. 4. 2 温度の伝達性質

1次元( $z$ 方向)現象の浸透の支配式は式(3.1)より、

$$k_z \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} = 0$$

である(ただし、流出入はないものとする)が、流速 $v_z$ は、

$$v_z = -k_z \frac{\partial h}{\partial z}$$

であるため、結局 $v_z$ =一定ということになる。したがって、熱の支配方程式は式(3.4)より、流速 $v_z$ を定数として以下のように書ける。ただし、内部吸発熱は考えないため省略してある。

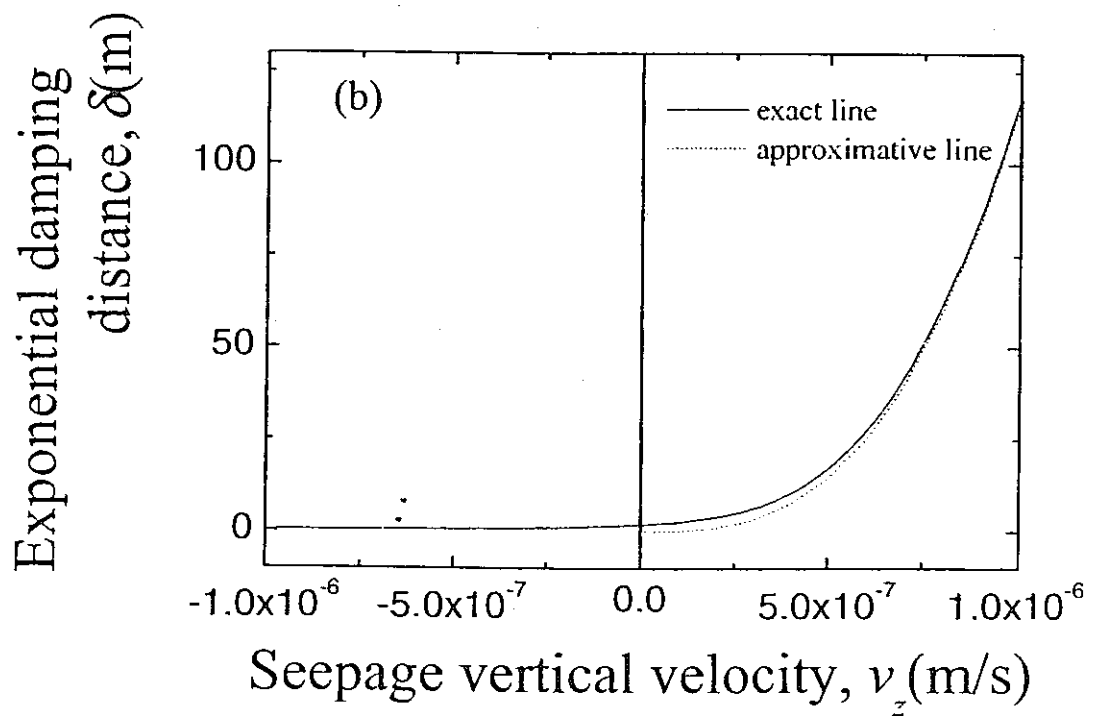
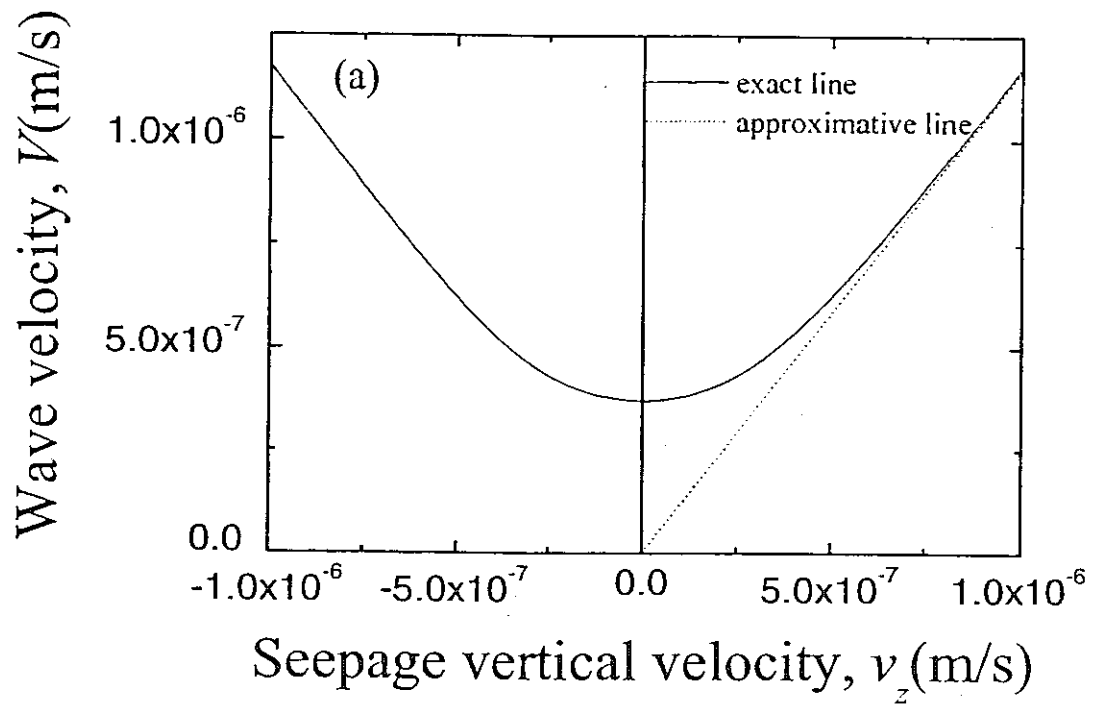


図 4.2 浸透流速に依存する温度伝播の性質：(a)波速(b)指数減衰距離

### 1. 3. 4. 3 逆解析手法

#### 1. 3. 4. 3. 1 指数減衰距離からの推定

深さ  $z_0$  および  $z_0+L$  における温度の片振幅(変動幅の半分)を  $|T_{z_0}|$ 、 $|T_{z_0+L}|$  とすると(図 4.3)、指数減衰距離は式(4.4b)より、以下のように表される。

$$\delta = -\frac{l}{\ln \frac{|T_{z_0+l}|}{|T_{z_0}|}} \quad (4.5)$$

$z_0$  および  $L$  は任意に決めることができ、 $|T_{z_0}|$ 、 $|T_{z_0+L}|$  は測定値から容易に求められる。式(4.5)から指数減衰距離を求め、前述の図 4.2(b)に当てはめると流速を求めることができる(ただし、他の定数は既知とする)。もちろん、式(4.4b)から直接流速  $v_z$  を求めることも可能である。特に、流速が  $z$  の正の方向に十分に大きいとき、流速  $v_z$  はテーラ一展開により、次式で近似できる。近似曲線を図 4.2(b)に併せて示す。

$$v_z = -\frac{K_{av}^{1/3} \omega^{2/3} \rho_{av}^{2/3} C_{av}^{2/3}}{\kappa^{2/3} \rho_w C_w} \quad (4.6)$$

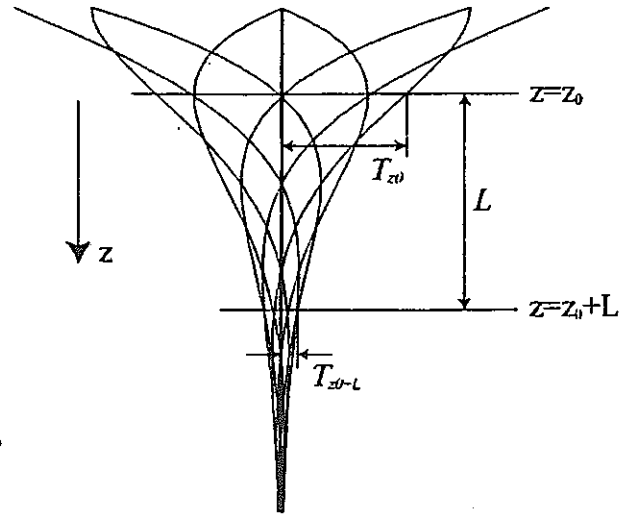


図 4.3 指数減衰距離から浸透流速を求める手法

#### 1. 3. 4. 3. 2 波速からの推定

温度分布の測定から流速を推定する方法の二つ目として波速を用いる手法を説明する。波速を測定することができれば、式(4.4a)または図 4.2(a)を用いて流速  $v_z$  を計算することができる。波速を求めるためには温度がピークを示すところの深度の差を時間で除すことで求めることができる。すなわち、任意の時刻  $t_0$  における温度分布と時刻  $t_0+\Delta t$  における温度分布に対して、図 4.4 のように  $l$  を取ると、波速  $V$  は、

$$V=l/\Delta t \quad (4.7)$$

となり、流速が推定することができる。特に、流速が  $z$  の正の方向に十分に大きいとき、流速  $v_z$  は

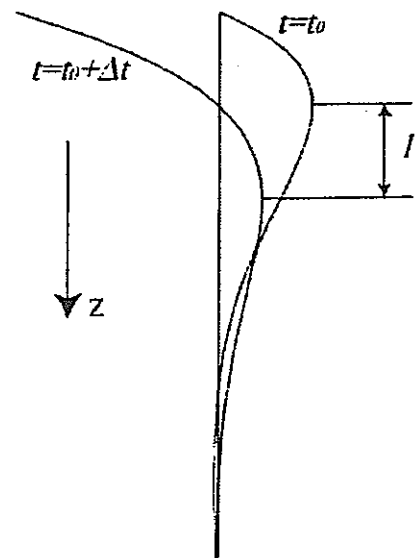


図 4.4 波速から浸透流速を求める手法

次式で近似できる。近似直線を図 4.2(a)に併せて示す。

$$v_z = V \frac{\rho_{av} C_{av}}{\rho_w C_w} \quad (4.8)$$

### 1. 3. 4. 3. 3 適用例

提案した逆解析手法の有用性を確認するために、苫小牧市における実測値を用いて、浸透流速を評価した。ただし、実際の流速が未知のため、適用手法の例示に留める。地質の詳細を表 4.1 に、観測温度分布を図 4.5 に示す。物性値は、理科年表等から推定したものをを用いた。

表 4.1 観測地の地質

深度(m)	土質区分
~1.15	粗粒火山灰
~2.00	ローム
~3.20	ローム混じり軽石
~4.00	ローム
~4.25	ローム混じり軽石
~18.80	軽石混じり細粒火山灰
~22.35	軽石

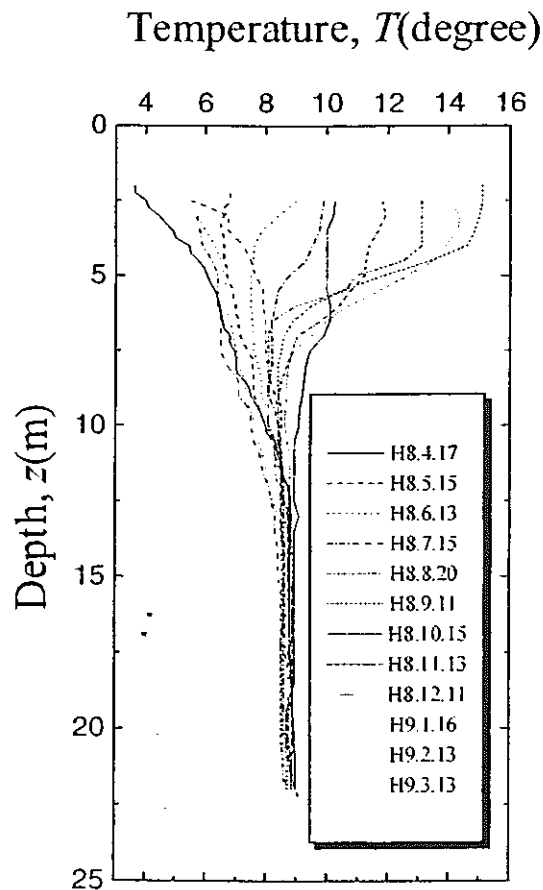


図 4.5 実測の温度プロファイル

## 指数減衰距離からの推定

深さ 3m から 10m を対象とし、1m ごとに各々の深度での温度振幅をフーリエ変換によって計算し、式(4.4b)および(4.5)から浸透流速を各々の深度で求めて平均した。計算結果を表 4.2 に示す。各深度で流速が異なるのは、データの乱れのほか、水平方向への地下水の流れによるものと考えられる。

表 4.2 指数減衰距離から推定した流速

深度(m)	温度振幅	流速 $v_z$
3	4.82	
4	4.33	$5.2 \times 10^{-7}$
5	3.13	$2.1 \times 10^{-7}$
6	2.05	$1.2 \times 10^{-7}$
7	1.32	$1.0 \times 10^{-7}$
8	0.92	$1.6 \times 10^{-7}$
9	0.68	$2.2 \times 10^{-7}$
10	0.43	$8.9 \times 10^{-8}$
平均流速		$2.0 \times 10^{-7}$

## 波速からの推定

理論的には一年間のうちのどの期間を取っても波速は計算できるのであるが、観測データの乱れから、ここでは H8 年 6 月 13 日～H8 年 7 月 15 日の 34 日間( $\Delta t$ )を対象とした。また、ピークが明瞭でないため、9.0℃の地下水温の挙動を追うことにより、ピーク間の距離  $l$  とみなした。式(4.7)に代入して波速を計算した後、式(4.4a)より流速を求めると、流速は  $v_z = 6.5 \times 10^{-7} \text{m/s}$  となり、指数減衰距離から推定した流速とオーダーでは一致した。

### 1. 3. 4. 3. 4 結論

このように、鉛直方向の温度分布の年変化から流速を推定することは、理論上可能であることがわかる。さらに、ポテンシャル分布がわかれば、透水係数を推定すること、または透水係数が既知の場合には熱伝導率や比熱などを推定することも可能ではある。特に、この方法は流速が比較的大きい場合には有用であろう。流速が小さい場合、より精密な測定が要求される。しかし、本研究での適用からもわかるように、現段階では温度測定の精度やばらつきを考慮したデータの整理方法にまだ課題が多く残されており、実用化にはさらなる検討が必要であろう。

しかし、より高精度の温度測定と解析手法を確立し、実用例を増やすことで、地盤の浸透・熱伝導特性を推定するための有用なトレーサーとして地下水温を利用できる可能性があることがわかった。

### 1. 3. 5 有限要素法の導入

#### 1. 3. 5. 1 概要

前節で提案した浸透流速の推定方法は、地下水面上での温度の周期的変動の地下水面上への伝導を 1 次元現象と捉えることで、局所的現象を対象としたものであった。ここでは、有限要素法により多次元現象へ拡張し、より広範な実地盤への適用を目的とする。

### 1. 3. 5. 2 定式化

第 3 節の浸透の支配式(3.1)' および熱の支配式(3.4)をガラーキン法により定式化すると、以下ようになる。

式(3.1)' より、

$$\int_S [N]^T v_s dS - \int_V [B]^T [k][B]\{h\} dV - \int_V [N]^T q_w dV = 0 \quad (5.1)$$

ここに、 $[ ]$ 、 $\{ \}$ はそれぞれマトリックス、ベクトルを、 $[ ]^T$ は転置を表す。 $[N]$ 、 $[B]$ はそれぞれ形状関数とその導関数、 $[k]$ は透水係数マトリックスである。

式(5.1)において第 2 項が全体浸透マトリックスとなる部分で、第 1 項と第 3 項は荷重ベクトルに相当し、第 1 項は流量を与える境界条件に、第 3 項は要素内部からの揚水や内部への注水に関連する。

一方、式(3.4)より、

$$\begin{aligned} \int_V [N]^T \rho_{ov} C_{ov} [N]\{\dot{T}\} dV + \int_V [N]^T \rho_w C_w \{v\}^T [B]\{T\} dV \\ + \int_V [B]^T [K_{ov}][B]\{T\} dV - \int_S [N]^T q_s dS - \int_V [N]^T \psi dV = 0 \end{aligned} \quad (5.2)$$

ここで、 $[K_{ov}]$ 、 $\{v\}$ はそれぞれ熱伝導率マトリックス、流速ベクトルである。流速ベクトルは式(5.1)で計算された水頭 $\{h\}$ を用いて表される。すなわち、式(5.1)を計算した後、式(5.2)を計算することになる。

$$\{v\} = \begin{Bmatrix} v_x \\ v_z \end{Bmatrix} = -[k][B]\{h\} \quad (2 \text{次元})$$

式(5.2)において、第 1 項は貯留項(非定常項)である。第 2 項および第 3 項は全体マトリックスとなる部分である。第 4 項は境界からの熱流量を表し、第 5 項は内部発熱を支配している。

### 1. 3. 5. 3 時間領域の離散化

上述のように非定常項は熱の支配式(5.2)のみに現れる。簡単のため、式(5.2)を以下のように書き換える。

$$[A]\{\dot{T}\} + [B]\{T\} + \{F\} = 0 \quad (5.2)'$$



非定常項である第1項を時間間隔 $\Delta t$ として差分近似すると、

$$[A] \frac{\{T\}_{i+1} - \{T\}_i}{\Delta t} + [B] [\varepsilon \{T\}_{i+1} + (1-\varepsilon) \{T\}_i] + [\varepsilon \{F\}_{i+1} + (1-\varepsilon) \{F\}_i] = 0 \quad (5.3)$$

が得られる。 $\{T\}_i$ 、 $\{T\}_{i+1}$ は時間  $i$ 、 $i+1$  における値である。ここで、 $\varepsilon=1.0$ 、 $0.5$ 、 $0.0$  とおくと、それぞれ時間に関して後方差分、中央差分(クランク・ニコルソン差分)、前方差分となる。方程式が線形の場合は、3種の差分の中で中央差分が最も精度が高く、かつ解の安定性も良い。なお、後方差分は一般に無条件に安定であり、前方差分は計算が簡単である反面、解は条件付で安定となる。本研究では、中央差分を用いているため、以下に中央差分のみを示す。式(5.3)は結局、

$$\left( \frac{[A]}{\Delta t} + \frac{[B]}{2} \right) \{T\}_{i+1} = \left( \frac{[A]}{\Delta t} - \frac{[B]}{2} \right) \{T\}_i - \frac{\{F\}_{i+1} + \{F\}_i}{2} \quad (5.4)$$

となる。

## 1. 3. 6 実地盤への適用

### 1. 3. 6. 1 概要

温度を環境トレーサーとして用いる手法を北海道における 2 つの地下水の流れ場(美々川流域、十勝平野)に適用した。美々川流域の解析では、2次元定常条件で、十勝平野の解析は 3次元および 3次元軸対称

非定常条件で行った。前者は、温度分布から地下水流動系を把握しようという試みの一環として行われたもので、ここで言うところの

環境トレーサーとしての考え方に基づいたものである。一方、後者は揚水による泉温の低下を評価することを主な目的としており、順解析的な役割が強い。

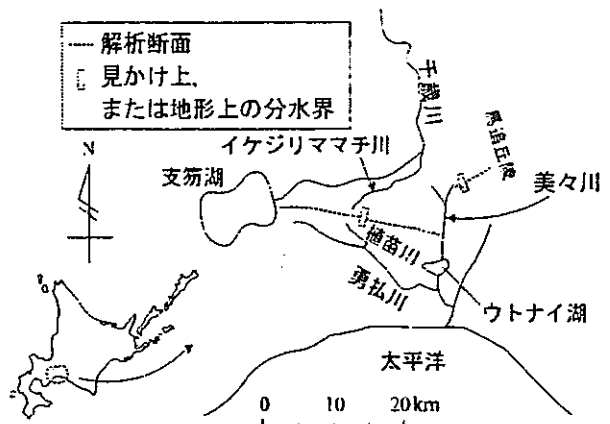


図 6.1 美々川と解析断面の位置

### 1. 3. 6. 2 美々川流域の解析

#### 1. 3. 6. 2. 1 美々川流域の概要

美々川は、北海道の石狩平野と勇払原野の分水界付近に源を発し、縄文海進期の海跡湖とも考えられているウトナイ湖へ注ぐ全長約 10km の河川(図 6.1)である。その流域は火山灰層を含む複雑な地質構造を有しており、その流動系を推定するために池田らにより地下水温度調査が行われている<sup>13)</sup>。

解析断面の位置も図 6.1 に併せて示す。左支川源頭部から馬追丘陵までの断面および右岸から支笏湖までの断面における問題点を以下に記す。

- 1) 美々川最大の湧水帯である左支川源頭部では約  $0.4\text{m}^3/\text{s}$  の流量があるが、これは地形上の流域面積  $1.1\text{km}^2$  ( $0.03\text{m}^3/\text{s}$  に相当) の 10 倍以上に相当する流量であり、美々川地下水域は平行して流れる遠浅川流域の上流部および馬追丘陵に及んでいる可能性がある。
- 2) 右岸側では、支笏カルデラの外輪山麓および支笏湖から美々川への地下水流入の有無が問題となっている。これまで、地下水の流れは美々川と支笏湖の間にある地形上の流域界を越えていると漠然と考えられてきたが、その検討が必要である。

#### 1. 3. 6. 2. 2 水理地質概要

美々川周辺には石狩低地帯を代表する広域テフラが多数分布している<sup>14)</sup>。上位から樽前火山噴出物(Ta)、恵庭火山噴出物(En)、支笏火山噴出物(Sp)の順に堆積し、美々川源流部の湧水群および美々川湿原の特異な景観を形成する。

Ta、En 層は粗粒火山灰、黒ボク、ローム層などの互層で、火砕流台地部では地下水の涵

養域、河床に分布する場合には地下水の流出域を形成する。粗粒部(Ta-a、b、En-a など)の透水係数は $10^{-2} \sim 10^{-3} \text{m/s}$ のオーダーであり、台地部では湛水することはまれである。

支笏軽石流堆積物(Spfl層)は約4万年前の大噴火で支笏湖が形成されたときに石狩低地帯を覆い、苫小牧市の地下から太平洋に注いでいた河川(古石狩川または古夕張川)を石狩湾へと流れを変えた。美々川付近では自由帯水層であるSpfl<sub>1</sub>層(N値<30、 $k=3 \times 10^{-5} \sim 4 \times 10^{-6} \text{m/s}$ )とSpfl<sub>3</sub>層(N値 $\geq 30$ 、 $k=1 \sim 2 \times 10^{-6} \text{m/s}$ )に2分される。Spfl<sub>3</sub>層は下位のSpfa<sub>1,2</sub>層の加圧層的役割をするものと考えられてきた。

支笏降下軽石層(Spfa層)は美々川を涵養する最も優勢な帯水層であり、上からSpfa<sub>1,2</sub>層( $k=5 \times 10^{-3} \text{m/s}$ )、Spfa<sub>3-6</sub>層( $k=10^{-6} \text{m/s}$  オーダー、Spfa<sub>7-8</sub>層の加圧層)、Spfa<sub>7-8</sub>層( $k=7 \times 10^{-4} \text{m/s}$ )に水理地質上3分される。Spfl<sub>1</sub>層~Spfa<sub>1,2</sub>層までの層の地下水位はほぼ同一の挙動を示すことから、一連の帯水層群である可能性が高い。

伏在更新統：砂層が主体のアウサリ層(As)と、その下位には粘土主体のフモンケ層(Fm)が分布する。さらに下位には水井戸の対象となる帯水層—加圧層群が連続する。

### 1.3.6.2.3 解析条件と解析結果

図6.2および図6.3はそれぞれ左支川源頭部左岸および美々川右岸~支笏湖の解析断面である。(a)は全水頭の等高線分布、(b)は温度分布を表す。有限要素のメッシュ線は省略したが、2次元で(a)の左支川源頭部左岸は要素数1450×50、層数11、(b)の美々川右岸~支笏湖は要素数910×50、層数12とした。各層の材料定数を表5.1に示す。

境界は、浸透に対して地下水面上(上面)で全水頭既知、他面で不透水とし、熱に対して

表 6.1 美々川流域の各層の材料定数

		密度 $\rho_{ov}$ $\times 10^3$ ( $\text{kg/m}^3$ )	比熱 $C_{ov}$ $\times 10^3$ ( $\text{J}/(\text{kg} \cdot \text{K})$ )	熱伝導率 $K_{ov}$ ( $\text{W}/(\text{m} \cdot \text{K})$ )	水平方向の 透水係数 $k_h(\text{m/s})$	鉛直方向の 透水係数 $k_v(\text{m/s})$
美々川層 BB		1.6	2.2	1.44	$1.0 \times 10^{-7}$	$1.0 \times 10^{-7}$
恵庭 a 降下軽石層 En-a		1.4	4.0	1.76	$3.0 \times 10^{-3}$	$3.0 \times 10^{-3}$
恵庭 a 下部ローム層 En-Lm		1.5	3.7	1.44	$2.0 \times 10^{-6}$	$2.0 \times 10^{-6}$
支笏軽石 流堆積物	Spfl <sub>1</sub>	1.53	2.3	1.23	$1.0 \times 10^{-5}$	$1.0 \times 10^{-5}$
	Spfl <sub>2</sub>	2.0	1.6	1.4	$2.0 \times 10^{-6}$	$2.0 \times 10^{-6}$
	Spfl <sub>3</sub>	1.5	2.3	1.3	$1.0 \times 10^{-6}$	$1.0 \times 10^{-6}$
支笏降下 軽石層	Spfa <sub>1,2</sub>	1.4	2.6	0.71	$5.0 \times 10^{-3}$	$5.0 \times 10^{-3}$
	Spfa <sub>3-6</sub>	1.6	1.8	1.34	$2.0 \times 10^{-6}$	$2.0 \times 10^{-6}$
	Spfa <sub>7-10</sub>	1.8	2.2	1.23	$7.0 \times 10^{-4}$	$7.0 \times 10^{-4}$
サージ堆積物 Surg		1.5	2.3	1.3	$1.0 \times 10^{-6}$	$1.0 \times 10^{-6}$
崖錐 T1		1.85	1.7	1.57	$5.0 \times 10^{-6}$	$5.0 \times 10^{-6}$
凝灰岩 Tuff		2.4	1.3	1.67	$1.0 \times 10^{-6}$	$1.0 \times 10^{-6}$
旧河川堆積物 Ord		1.8	2.0	1.58	$1.0 \times 10^{-5}$	$1.0 \times 10^{-5}$
アウサリ層砂 As-s		1.65	2.2	1.25	$1.0 \times 10^{-5}$	$1.0 \times 10^{-5}$
アウサリ層粘土 As-c		1.6	2.2	1.44	$1.0 \times 10^{-8}$	$1.0 \times 10^{-8}$
フモンケ層砂 Fm-s		1.65	2.2	1.23	$1.0 \times 10^{-5}$	$1.0 \times 10^{-5}$
フモンケ層粘土 Fm-c		1.8	2.0	1.44	$1.0 \times 10^{-8}$	$1.0 \times 10^{-8}$

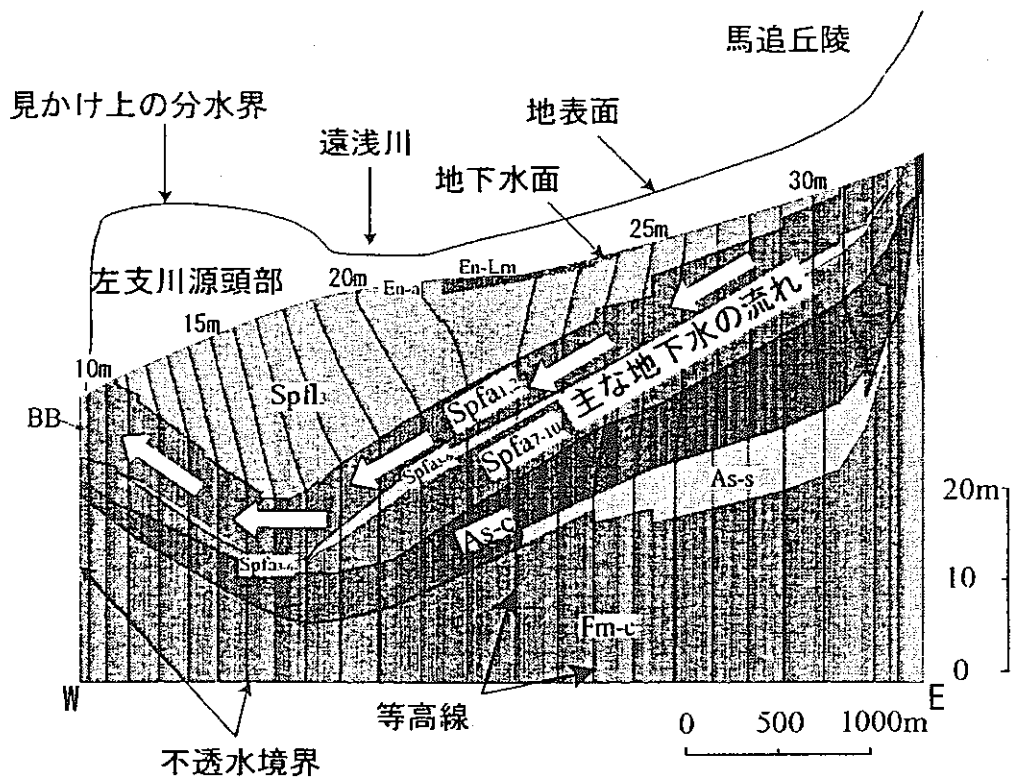
地下水面上で一定温度((a)8.6℃、(b)8.0℃)、底面から一定熱流量供給とした。熱流量の値は日本で一般的な値とされる  $0.042\text{W/m}^2$  を与えるが、(a)の支笏湖付近ではグリーンタフ現象の影響を考慮して、倍の  $0.083\text{W/m}^2$  を与えることとする。側面は断熱境界としている。

左支川源頭部の解析結果(図 6.2)から、遠浅川へ地下水が流出しているとする、遠浅川の地下が高温であるはずであるが、(b)より低温となっていることがわかる。これは Spfa<sub>1</sub> 層という高透水層の影響で、見かけより大きな流域であることを表している。図中に実測の温度分布も示すが、解析結果が実測値とほぼ一致していることがわかる。

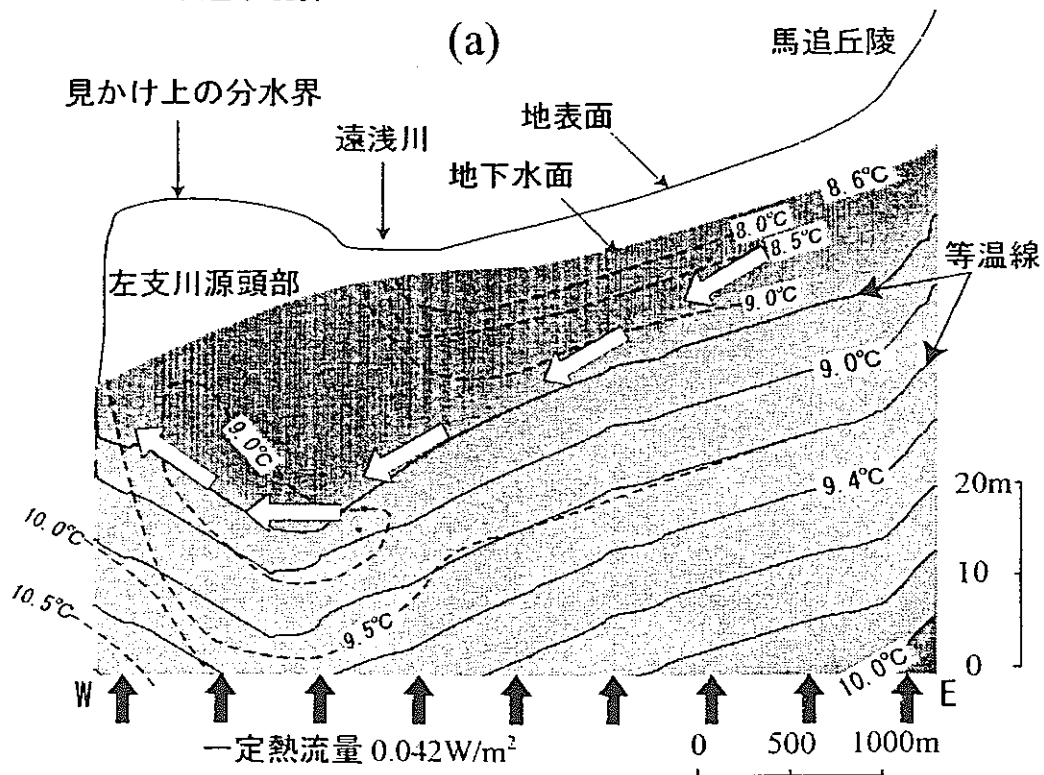
一方、美々川右岸～支笏湖の解析結果(図 6.3)による温度分布より、地形上の流域界の下に冷水塊が認められる。これは実測値とほぼ一致し、支笏湖側から美々川への涵養はより深い地下水流動系を通るごく一部を除けば考え難いことが確認された。

なお、中央の二河川(イケジリママチ川、植苗川)の下で実測値に比べ、計算された温度が高温となっているのが確認される。これは、植苗川の地下にある南北(誌面に垂直)に流れる旧河道によって実際には温度は低くなるが、2次元解析ではこれを考慮できないために熱が集中してしまったものと考えられる。

美々川流域は局所的に高透水層を有する複雑な地層構造を持ち、地下水流動の調査が困難な場所であった。温度を用いた流動系の評価の可能性は、温度測定手法やここで示した有限要素解析などのさらなる発展により、より高まるものであると思われる。

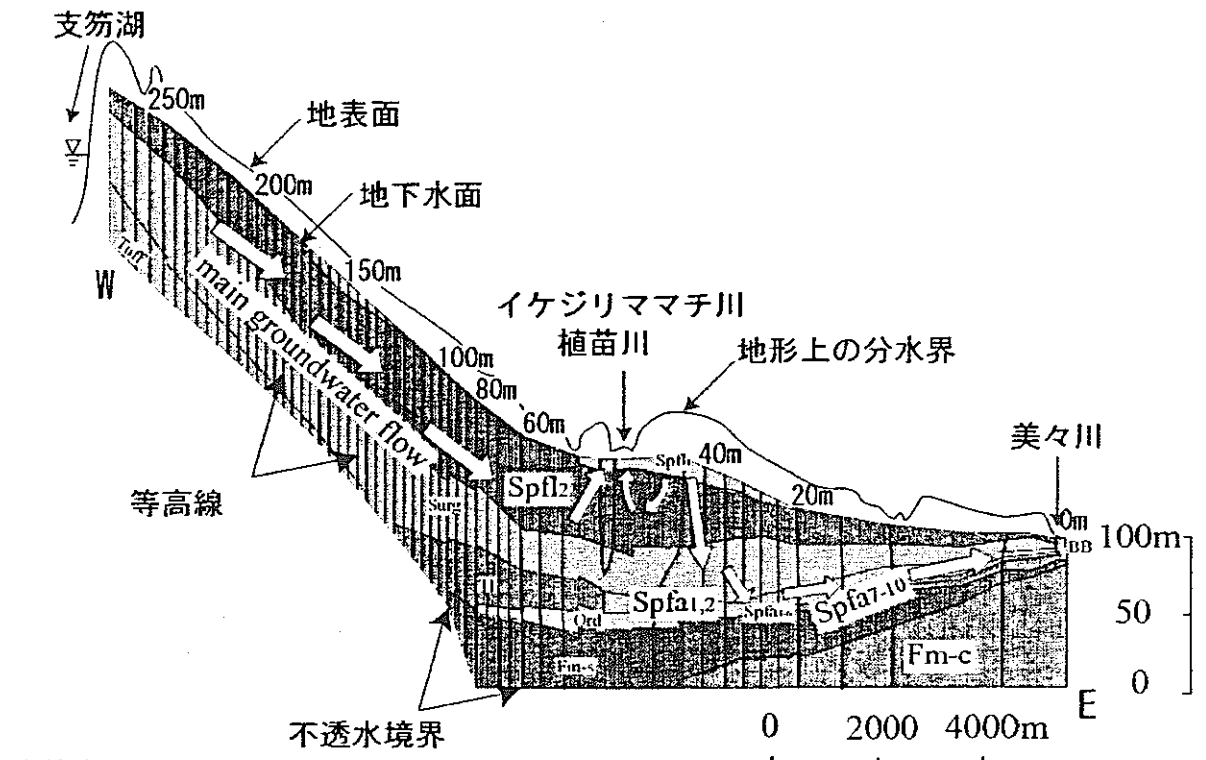


(a)

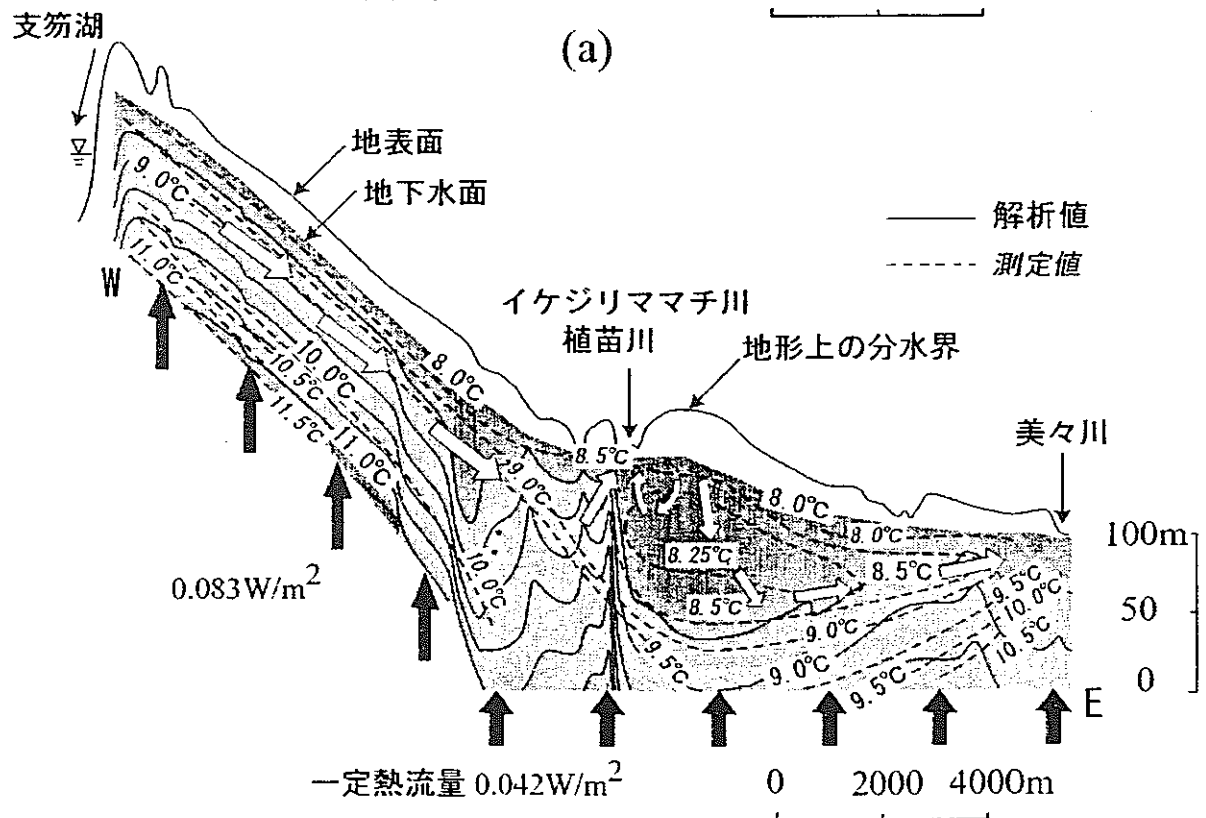


(b)

図 6.2 美々川左支川源頭部の解析結果：(a)全水頭分布(b)温度分布



(a)



(b)

図 6.3 美々川右岸～支笏湖の解析結果：(a)全水頭分布(b)温度分布

### 1. 3. 6. 3 十勝平野の解析

#### 1. 3. 6. 3. 1 十勝平野の概要と研究の背景

十勝平野は北海道の南東部に位置し、十勝中央断層を隔てて東側が隆起、西側が沈降した構造盆地である。図 6.4 に十勝平野と解析領域を示す。十勝中央断層より西側の地下水盆では、深さ 1000m 付近に高温部があり、温泉源となっている。また、断層の東側では浅いところまで平均よりも高温となっており、十勝川温泉の泉源となっている。かつて、帯広市(断層西側)の深層熱水は十勝平野北部(大雪山系南部)、然別火山群などで熱せられた地下水が、帯広の地下に流れ込んだものとの説があったが、地下水温から判断してこれら火山群の影響はその周辺に限られ、火山群の南側から新たに地下水が涵養されているものと考えられる。また、断層東側の高温の原因として阿寒の延長である高温岩体の存在が言われてきた。

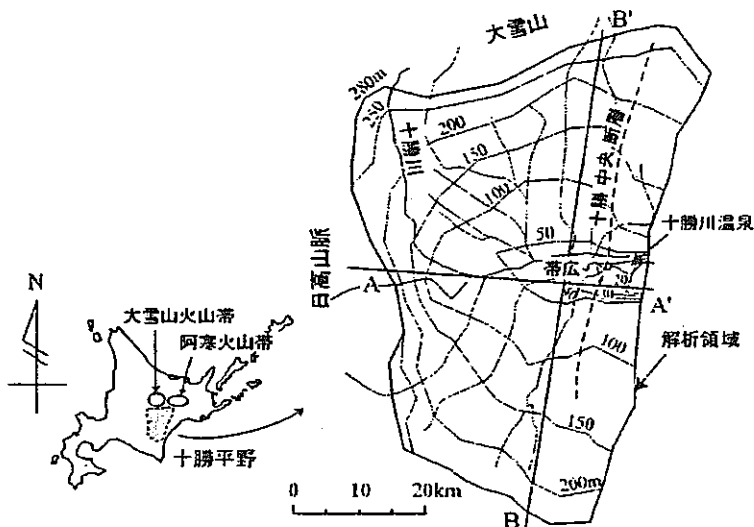


図 6.4. 十勝平野と解析領域および地下水位の分布

一方、筆者らはこれらの熱源を地下水による熱の移流による寄与で説明することを試みた。平野の末端や盆地の中央部は、広域地下水流動系の流出域にあたり、山麓と比べて高温な地下水が存在することが知られている。

ここでは、十勝平野における熱の移流拡散現象の定量的評価を目的とする。まず 3 次元定常解析により平野の温度分布および泉温を把握し、その後、揚水による温度変化を調べるために 3 次元軸対称条件で非定常解析を行った。

#### 1. 3. 6. 3. 2 十勝平野の地下水流動機構の調査

十勝平野の地下水流動系についての研究は、池田ほか<sup>15)</sup>によって行われている。また、ポテンシャル観測も行われており、その分布を図 5.5 に示す(糠内層の値は岡<sup>15)</sup>のデータから推定した)。ポテンシャル観測は、温泉の揚水を停めて 24 時間後に 10 箇所程度のボーリングから求めたものである。糠内層にポテンシャルの低いエリアが存在するが、これは揚湯によるものである。また、池田らによる安定同位体比の測定により、以下のことが明らかになっている。

- 1) 十勝平野の地下水はすべて天水起源である。十勝平野の周辺部では、低地の降雨により涵養されたと考えられるやや重い地下水が存在するのに対し、平野の中心に向

かうにつれ、また、深層地下水では、深い帯水層ほどより広域かつ、標高の高い所で涵養されたと考えられる軽い地下水が現れる\*。

\*安定同位体比の解析による。標高の低い所に降った雨ほど重い水、高い所に降った雨ほど軽い水となる。

2)十勝平野の地下水の主な供給源は、北部の大雪山、西部の日高山脈などであり、地下水の流れは帯広市付近に放射状に集中し、十勝中央断層にぶつかって上昇し、十勝川温泉へ集中している。

本研究では、図 6.5 のポテンシャル分布に基づいてモデルを構築した。ただし、揚湯開始(1973年頃)以前の地下水位を想定した。

### 1. 3. 6. 3. 3 解析条件と解析結果

解析範囲を図 6.4 に示したが、深度はおよそ 1500m まで対象としている。3次元解析で

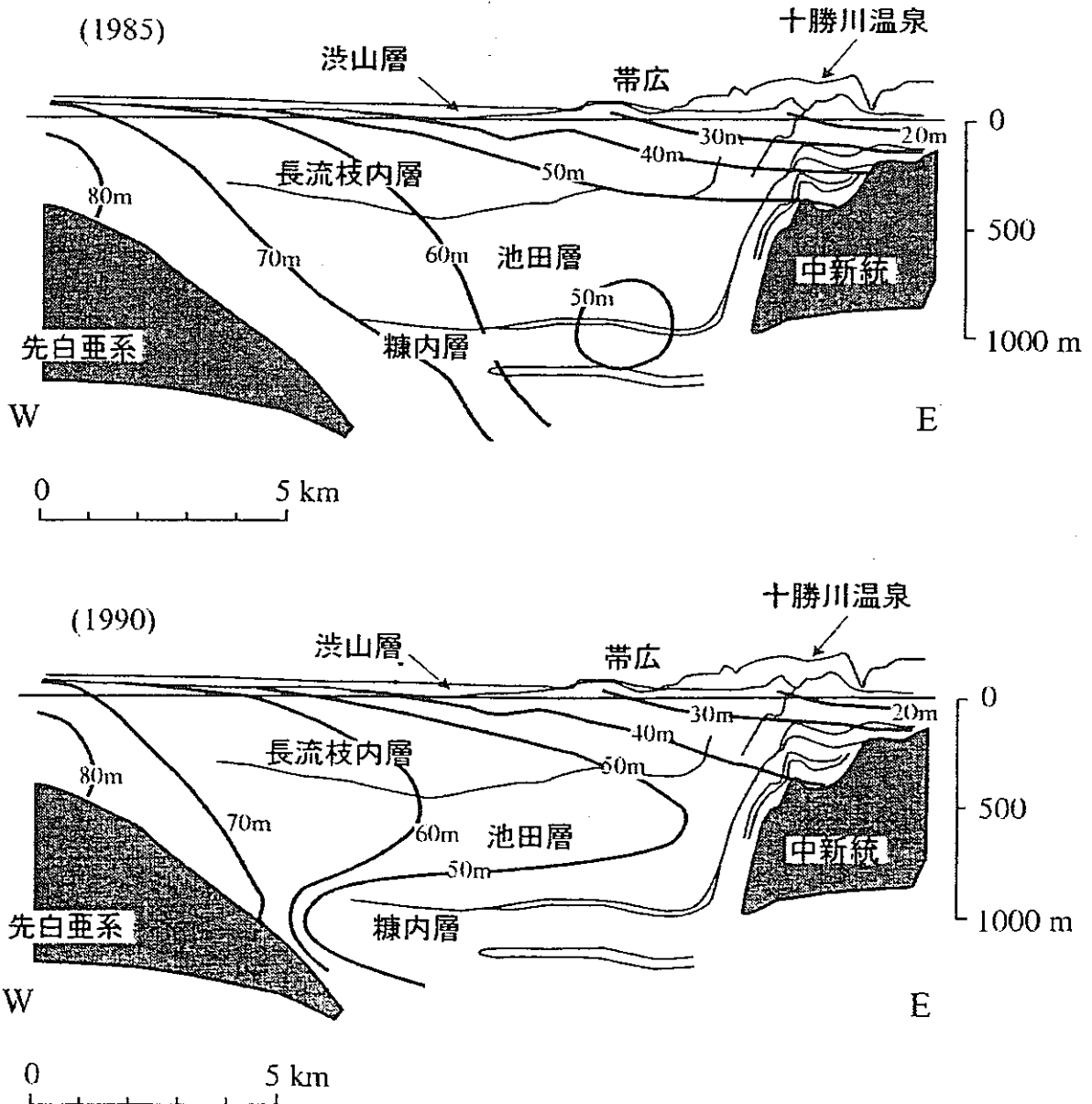


図 6.5 実測の全水頭分布



は、要素数は 231(東西)×12(南北)×15(深さ)、7 層から成っているとす。各方向の分割数に偏りがあるのは、特に東西方向の流速が大きいこととマトリックスをなるべく小さくするためである。一方、3 次元軸対称解析は断面 A-A'における十勝中央断層の西側を対象とする。底面からの熱流量は 0.050 W/m<sup>2</sup>で一定と設定した。各層の材料定数は表 6.2 に示す。透水係数は、80 本程度の揚水試験により得られた値を基準に可能な範囲で修正し、実測のポテンシャル分布と調和するように設定した。熱伝導率などは Jumikis<sup>17</sup> の値のほか、理科年表<sup>18</sup>から引用した値を用いた。中新統、先白亜系は洪積層であるため透水係数は小さく設定した。十勝平野の地層は砂層と難透水性の凝灰岩や亜炭などの互層であるため、沖積層では透水係数に異方性を与えた。

初めに、3 次元定常解析の結果について示す。図 6.6(a-d)は解析結果を 2 つの断面で示したものである。(a)および(b)は東西断面 A-A' における全水頭分布および温度分布を示し、(c)および(d)は南北断面 B-B' における全水頭分布および温度分布を示す。図(b)と図 6.5 を比較すると、ポテンシャル分布はおおむね整合していると思なすことができよう。この結果から、平野周辺の日高山脈などから涵養した地下水が池田層や糠内層を通して帯広市付近に放射状に集中し、熱流を押し上げて断層付近に流出している様子がわかる。即ち、十勝川温泉の熱源の一部は地下水による熱の移流、拡散現象が寄与していると考えられる。図 6.6(a)中の点①～③における実測値との比較を図 6.7 に示す。観測点が帯広市付近に偏っているため、断言することはできないが、おおむね実測値と解析解は一致していると言えるだろう。

次に、非定常解析を 3 次元軸対称条件で行った結果について示す。ここで、3 次元軸対称条件を用いたのは、コンピュータの容量をなるべく少なくするためである。即ち、3 次元軸対称条件に必要な容量は 2 次元条件のそれと等価であり、解析が有利になるためである。十勝平野は、上述の 3 次元定常解析で示したように、浸透-熱現象が帯広市付近を中心とした放射状であるため、軸対称条件と仮定できると考えられる。3 次元定常解析と 3 次元軸対称定常解析の結果から、この解法の有用性は明らかにされている<sup>19</sup>。

初期条件は、揚水を与えていない条件下での定常状態とし、揚湯が始まった 1978 年末から時間ステップ $\Delta t$ を 1 ヶ月として 1990 年まで解析を行う。揚水は糠内層(図 6.9 中の枠内)に与えられる。揚水量は枠内で一様に与えられる。また、揚水による(熱)エネルギーの損失は揚水量と温度に依存し、

表 6.2 十勝平野の各層の材料定数

	密度 $\rho_w$ $\times 10^3$ (kg/m <sup>3</sup> )	比熱 $C_w$ $\times 10^3$ (J/(kg·K))	熱伝導率 $K_w$ (W/(m·K))	水平方向の 透水係数 $k_h$ (m/s)	鉛直方向の 透水係数 $k_v$ (m/s)
洪山層	1.7	2.0	1.34	$2.0 \times 10^{-5}$	$2.0 \times 10^{-8}$
長流枝内層	1.7			$2.0 \times 10^{-5}$	$2.0 \times 10^{-8}$
池田層	1			$1.7 \times 10^{-6}$	$2.0 \times 10^{-8}$
	2			$1.7 \times 10^{-5}$	$2.0 \times 10^{-8}$
糠内層	1.8			$5.0 \times 10^{-9}$	$2.0 \times 10^{-8}$
中新統、先白亜系	2.0			$1.0 \times 10^{-8}$	$1.0 \times 10^{-8}$

$$\psi = -\rho_w C_w T_c q_w$$

(6.1)

の関係式で与えられる。 $\psi$ は単位体積単位時間当りの内部発熱量、 $T_c$ は揚水される地下水の温度である。単位体積単位時間当りの揚水量  $q_w$  が全ての揚水地点において一定で与えられるのに対し、 $\psi$ は温度によって重み付けされることを示している。

初期状態および 1985 年 1 月における全水頭分布および温度分布を図 6.8 に示す。計算された全水頭分布は実測値の図 6.5 と比較して、定性的な一致が見られる。図(d)より、揚水により池田層から糠内層への地下水流れが生じ、温度が低下している様子がわかる。しかし、この温度低下は実測と比べ極端な変化となった(実測値では 1990 年現在 40℃程度)。この原因は、揚湯データ(揚湯地や揚湯量)、地盤の書各パラメータの設定値に不正確さを残していることのほか、浸透の支配式を定常と仮定したことにより、地下水位低下を表現できなかったためであると考えられる。

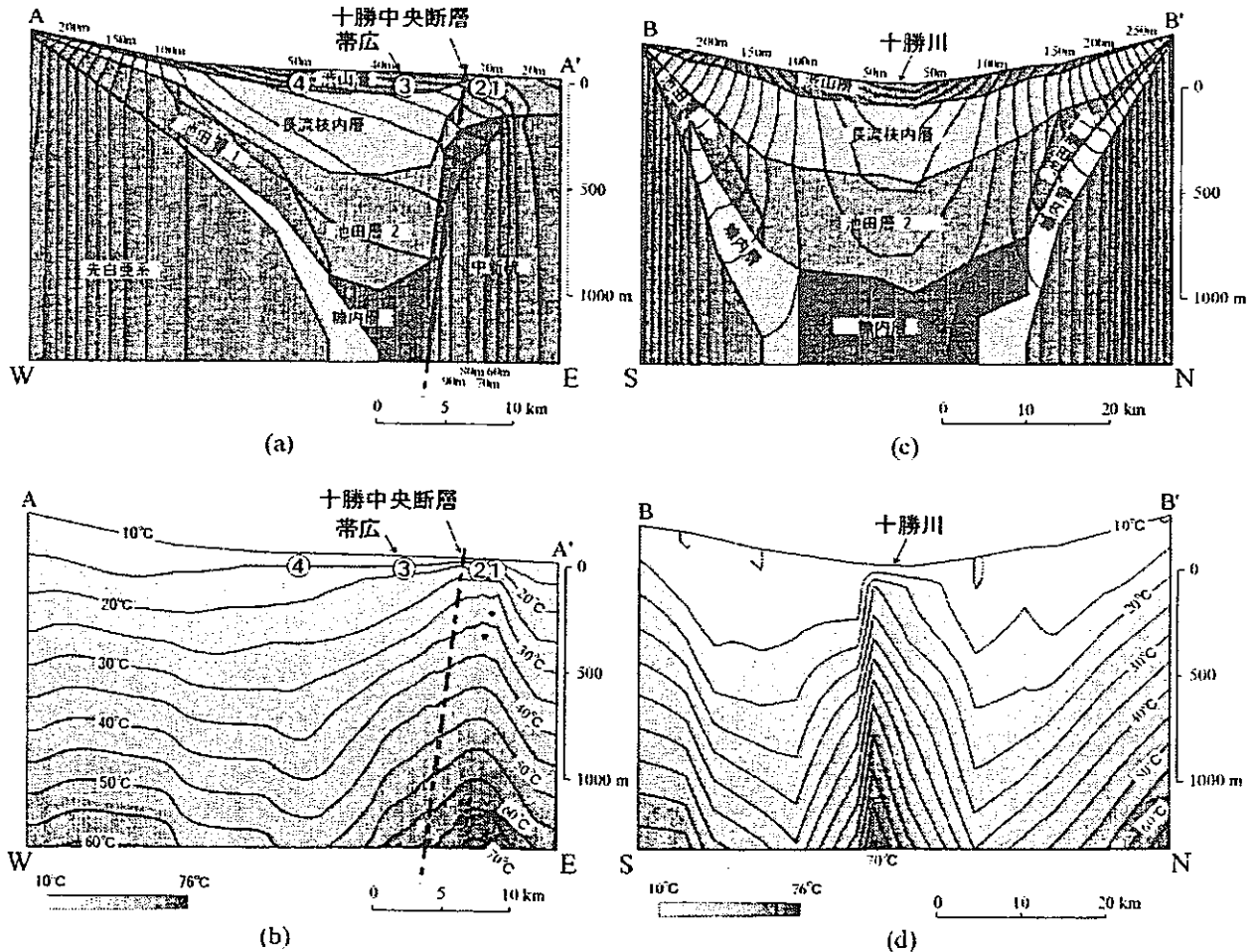


図 6.6 十勝平野の解析結果：(a)A-A'断面全水頭分布(b)A-A'断面温度分布  
(c)B-B'断面全水頭分布(d)B-B'断面温度分布

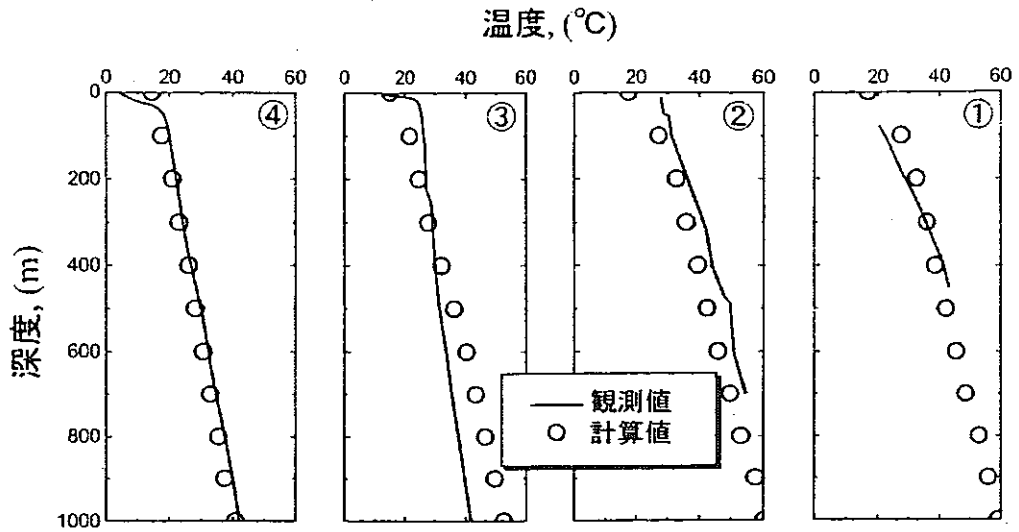


図 6.7 温度の観測値と計算値の比較(観測点①～④は図 5.6 に示す)

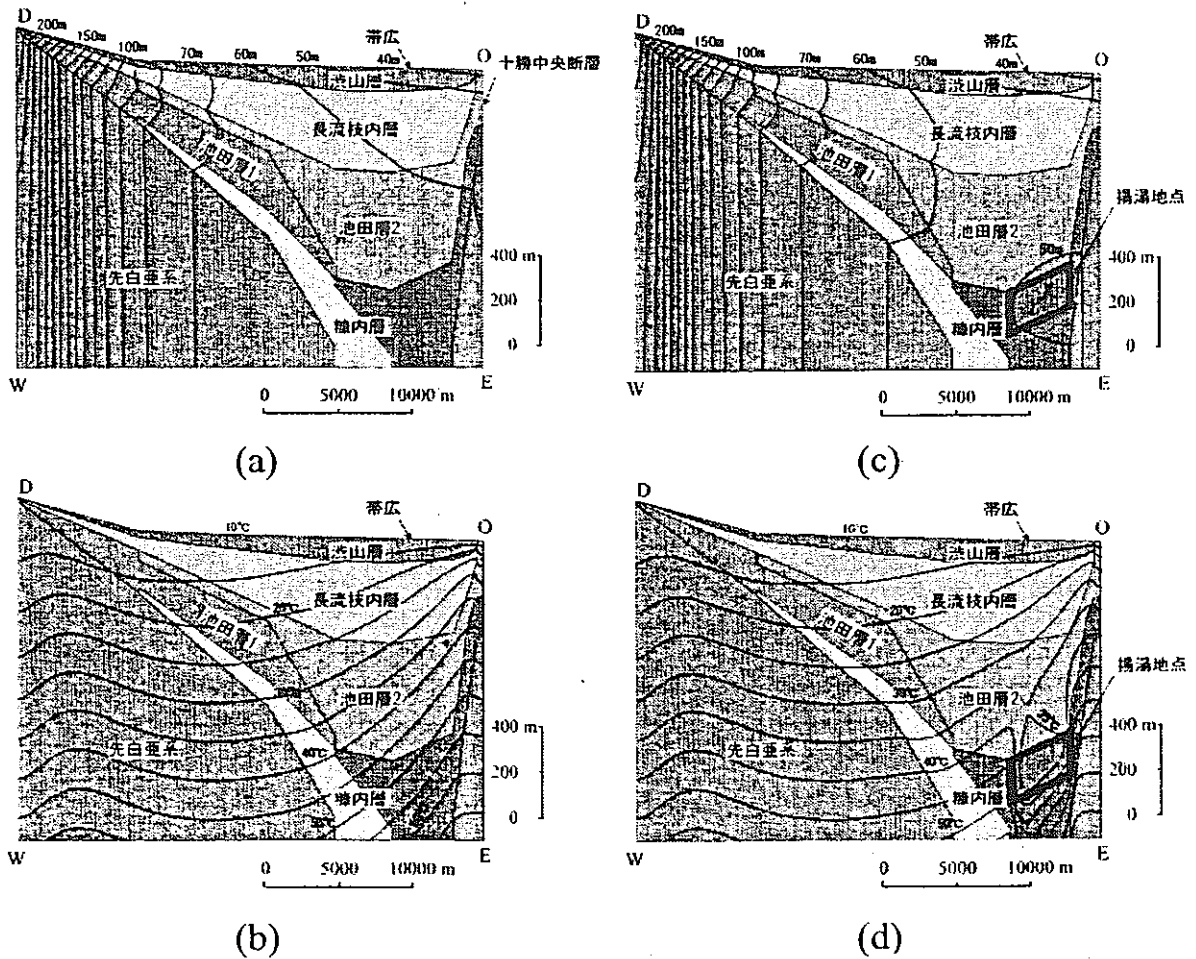


図 6.8 十勝平野の非定常解析結果(a)(b)初期状態の全水頭分布と温度分布  
(c)(d)1985年1月における全水頭分布と温度分布

### 1. 3. 7 結論と今後の課題

本研究で対象とした各地域における温度測定の目的は地下水流動を把握するためであり、これによって、地下水温の環境トレーサーとしての役割を明らかにすることも可能である。しかし、実際の多くの場合、温度測定から地下水流動を推定する「環境トレーサー」としての逆解析か、または、浸透流から温度分布を求める順解析かといった一方向ではなく、他の浸透流の解析手法も含めて相互に補完し合っているものである。例えば、美々川流域では、温度測定だけから地下水流動を推定するのは信頼性に問題があるため、ポテンシャル観測も行われている。十勝平野においてもポテンシャル観測だけでなく、環境トレーサーの一つである安定同位体比の測定が行われている。このような状況において、本研究の位置付けは、浸透と熱の関係を解析的に検討したものと捉えることができる。したがって、この研究はもちろん独立した研究ではなく、他の研究と組み合わせ、地盤の浸透流解析の総合的評価法として組み立てられることによって、研究の意義、有用性が増すものと考えている。

温度を環境トレーサーとして利用する手法は、20世紀半ばに提案されたものの、比較的浅い帯水層を対象とする場合を除くと、実用レベルでも研究レベルでも比較の見落とされてきたものであった。しかし、近年急激に注目されてきた自然環境の保護思考を背景に、環境トレーサーとしての温度も見直されてきている。地下水温を用いた地下水流れの調査は、比較的lowコストでできる上、自然環境への影響も小さいことから、今後、適用例が増加すると考えられる。本研究では主に数値解析手法について述べてきたが、他手法との併用が非常に重要となるだろう。例えば、観測井の数や配置の検討、地盤のデータベース化(GISなど)は特に重要なテーマの一つであり、地殻熱流量の予測には地球物理学的考察が不可欠である。また、本研究のような広域な領域の解析はコンピュータの計算処理能力の進展によるところが大きく、メモリやCPUの向上により、より複雑なモデルの解析も可能となるだろう。現段階では、特に実地盤の解析例は必ずしも多くないが、今後、このような例が増加するとともに、より精度の高い逆解析手法が提案されることを期待する。

#### 参考文献

- 1) 梶根 勇, 1994, 1995, 熱帯火山地帯における水循環と水利用 1, 2, 3, 4, 地下水技術, 36(5), 1-8, 36(6), 4-12, 37(5), 1-8, 37(7), 1-9.
- 2) 谷口 真人, 1985, 長岡市周辺における地中温度形成に及ぼす積雪および融雪浸透水の影響, 地理学評論, 58, 370-384.
- 3) 佐倉 保夫, 1996, 地下の熱的環境, 地球環境科学概説, 朝倉書店, 71-78.
- 4) Domenico, P.A. and Schwartz, F.W., 1990, Physical and chemical hydrogeology, John Wiley & sons. (邦訳 地下水の化学研究会, 大西有三監訳, 1995, 1996, 地下水の科学, 土木工学社)
- 5) 竹内 篤雄, 1983, 地すべり 地温測定による地下水調査法, 吉井書店, 1-196.
- 6) Stallman, R.W., 1965, Steady one-dimensional fluid flow in a semi-infinite

- porous medium with sinusoidal surface temperature, *J. Geophys. Res.*, 70, 2821-2829.
- 7) Bredehoeft, J.D. and Papadopoulos, I.O., 1965, Rates of vertical groundwater movement estimated from earth's thermal profile. *Water Resour. Res.*, 1, 325-328.
- 8) Cartwright, K., 1970, Measurement of fluid velocity using temperature profiles, Experimental verification, *J. Hydrol.*, 43, 185-194.
- 9) 高橋 稠, 1967, 地下水地域調査にみられる水温の総括的研究, 地質調査所報告, 210, 1-41.
- 10) 佐倉 保夫, 1993, 温度をトレーサーとした地下水流動の研究, *ハイドロロジー*, 23(2), 35-45.
- 11) Domenico, P.A. and Palciauskas, V.V., 1973, Theoretical analysis of forced convective heat transfer in regional groundwater flow, *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 84, 3803-3814.
- 12) Smith, L. and Chapman, D.S., 1983, On the thermal effects of groundwater flow. 1. Regional scale systems, *J. Geophys. Res.*, 88, 593-608.
- 13) 池田 光良, 三浦 均也, 操上 広志, 1999, 地下水温による北海道美々川周辺の地下水流動解析, *応用地質*, 40(2), 70-85.
- 14) 曾根 龍典, 佐藤 博之, 1980, 5 万分の 1 図幅千歳地域の地質, 地域地質研究報告, 地質調査所, 92.
- 15) 池田 光良, 操上 広志, 三浦 均也, 2000, 地下水温と安定同位体比から推定した十勝平野の地下水流動系, *地下水学会誌*, 42(1), 3-26.
- 16) 岡 孝雄, 1990, 十勝平野の温泉開発とその資源管理, 日本応用地質学会平成 2 年度研究発表会講演論文集, 169-172.
- 17) Jumikis, A.R., 1977, *Thermal geotechnics*, Rutgers University Press.
- 18) 理科年表
- 19) 操上 広志, 2000, 地盤内における地下水・熱流動現象に関する数値解析的研究, 北海道大学修士論文.

## 2 岩盤浸透流の三次元特性の調査と解析

### 2. 1 今までの研究成果の概略と平成11年度の研究

ほぼ10年間にわたった研究期間内で、技術の確立と体系化を行った点と、残された問題点を総合的に検討し今年度の研究の目標を立てた。今まで行ってきた研究内容と、問題点を整理して下記に示す。主に、4テーマについて取り組んできた。

#### 1 割れ目の地質的特性の評価を基礎とした、三次元地下水解析コンセプトの体系化

##### ・・Don-Chanモデルの基本コンセプト確立・・

研究期間内で総計60回以上釜石鉱山に行き、割れ目系の詳細形態を観察し、その形態が、基本的にはヨーロッパの地質技術者の提案している「単一割れ目モデル」と同一であることを明らかにした。この調査結果に基づき、水みちを取り出して解析するDon-Chanモデルのコンセプトを確立し、3次元浸透流プログラムを開発し、新規坑道(KD90)坑道周辺の地下水と物質流れを解析した。その成果は、2000年レポート分冊1の中に取り入れられている。

さらに、破碎帯の透水性に注目し、基本的に止水割れ目としての性格を明らかにし、Don-Chanプログラムの中に、止水割れ目を取り入れることに成功した。

#### 2 逆解析による地盤試料及び原位置での不飽和特性評価法の確立

##### ・・蒸発条件下での不飽和パラメーター評価技術の確立・・

蒸発を試料及び地盤上部に与える実験を逆解析することで、不飽和パラメーターを推定する技術を開発した。今後、不飽和帯中の物質拡散係数推定技術に発展させることが必要と考える。

#### 3 Evaporation Logging法の開発と、モンテリ地下実験場への適用

透水性の極めて小さい、堆積性軟岩の透水係数を、ボーリング孔内で測定された蒸発量から推定する技術を開発した。また、モンテリ地下実験場で実際の適用実験を行い、その妥当性を明確にした。現在、トンネル周辺のゆるみ域の評価をEvaporation logging法により行うことが求められている。このため、装置の更なる改良が必要である。

#### 4 ニューラル・ネットワークを基礎とした流域環境モニタリング・システムのコンセプト確立

廃棄物処分場周辺住民の地域社会を防衛するという観点から、「専門家でなくとも事態が評価しうる環境モニタリング・システム」の考えを提案した。その考えに基づき、まず、河川流量が他の要因で表現しうるかを検討し、モニタリング・システムの妥当性、実用性

を明らかにした。しかし、この方法を環境モニタリング・システムに適用した事例が少なく、今後より詳細な検討が必要である。

上記4項目の達成成果と残された問題点を整理し、平成11年度の研究テーマとして、下記の3点に絞った。

- 1 不飽和帯中の物質拡散係数推定技術の開発
- 2 Evaporation Logging System の改良
- 3 環境モニタリング・システム構築のためのニューラル・ネットワークの適用性の詳細検討

今回は、上記1と2について主に報告する。

## 2. 2 不飽和帯中の物質拡散係数推定技術の開発

### 2. 2. 1 確立した推定技術の概略と不飽和パラメーター同定の重要性

前述したように、不飽和地盤の不飽和透水パラメーター(飽和度、サクシオン圧、不飽和透水係数の関係)推定技術はすでに確立している。その方法は、側面を止水材で覆った円筒形試料の底面に一定水頭を与え、一方、試料上面に蒸発を与えて、試料内に不飽和浸透流を発生させる。一定時間後、試料内の飽和度分布を測定し、測定された分布と1次元飽和・不飽和浸透流解析の結果得られた飽和度分布が等しくなるように、不飽和パラメーターを逆推定するものである。蒸発を与えて不飽和浸透流を発生する方法は、水を与える方法に比べて、フィンガー流の発生を防ぐなど、より現実的な方法と考える。この方法をさらに発展させ、原位置試験方法を提案した。原位置試験では、まずトレンチを掘り、角柱状に地盤の一部を残した後、角柱状の土塊周辺を止水性プラスチックで包む。角柱状土塊上面に蒸発を与え、円筒形試料を用いた室内試験と同様に、土塊中に不飽和浸透流を発生させる。原位置試験の場合、土塊底面部に一定水頭を与えることができない。そのため、土塊底面のサクシオン圧水頭をテンシオメーターで測定する。不飽和パラメーターの同定は、室内試験と同様、土塊内部の飽和度分布を逆推定することにより行う。

地盤の不飽和パラメーター推定は、広域の地下水流れ解析にも極めて重要である。広域地下水解析では、地下水涵養量を、計算領域の上面境界条件として与える必要がある。その地下水涵養量を推定する方法の一つとして、表層部のモデル的・代表的地盤内の流れ解析に基づく方法があり、この方法では、妥当な不飽和パラメーター同定が不可欠となる。さらに、トンネル掘削に伴い、トンネル壁面周辺に不飽和帯が広がる。不飽和帯の拡大は、第三紀泥質岩などでは、ゆるみ域形成の要因となる。この不飽和帯の拡大を解析・評価する場合にも不飽和透水パラメーター同定が大事となる。

今年度は、まず、この手法を拡張し、不飽和帯中の物質拡散係数の同定に用いる技術開発を行った。

## 2. 2. 2 不飽和帯中の塩化ナトリウムの拡散係数逆推定法の開発

実験では、まず土層内部に不飽和浸透流を形成することが必要である。この形成にあたって、前述した従来の方法、つまり、土層内下部に一定水頭を与え、土層上面から蒸発を与える方法を用いた。実験模式図を図-1に示す。実際は三次元土層(長さ 1.2m、幅 0.5m、高さ 0.63m)を用いたが、図では2次元的に表現している。

土層の中、下部に定水位タンクを用いて、一定水頭を与えた。なお水に塩化ナトリウムを溶かし、トレーサーとした(50g/l)。塩化ナトリウム水溶液は、土層上部に形成された不飽和帯中を拡散する。なお実験に用いた砂の平均粒径は 1.34mm であり、飽和透水係数は 0.0047m/s であった。土層上面から蒸発を与えるため、ベンチレーション・ボックスをかぶせた。ベンチレーション・ボックスの片側(図中右側)から乾いた空気を送入し、他の側から排出する。土層上面からの蒸発量は、排気と送気空気の絶対湿度差から求めることができる。実験結果を、

- 1 不飽和帯中の飽和度分布から、不飽和パラメーターを同定する。
- 2 不飽和帯中の塩化ナトリウム濃度から、移流拡散方程式を用いて、拡散係数を逆推定する。

という順序で解析する。なお、不飽和パラメーターの同定では、下記に示す、Van-Genuchtenモデルを用いた。

$$\theta_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \quad (1 \geq \theta_e \geq 0)$$

$$\theta_e = \left(1 + |\alpha\psi|^n\right)^m \quad (\alpha > 0)$$

$$n = \frac{1}{1-m}$$

$$r(\theta) = \theta_e^L (1 - (1 - \theta_e^{1/m})^m)^2$$

$$C(\theta) = \alpha(n-1)(\theta_s - \theta_r)\theta_e^{1/m} (1 - \theta_e^{1/m})^m$$

ここに、 $\psi$ はサクション水頭、 $\theta$ は飽和度、 $C(\theta)$ は貯留係数、 $r(\theta)$ は相対透水係数比である。 $\alpha$ 、 $m$ 、 $\theta_s$ 、 $\theta_r$ はパラメーターである。

拡散実験の問題は、実験時間が長期にわたることである。今回、74日間の実験を行った。



その場合、与えた蒸発量の安定性が問題となる。

図-2は、実験中の送気の温度・湿度の変化と蒸発量の変化を示す。送気温度と湿度は55日から低下していることがわかる。蒸発量は1週間程度の変動を示す。逆解析による同定では、30分ごとの変動を与えた。

同定した不飽和パラメーターと拡散係数を用いて、飽和度分布と塩化ナトリウム濃度を解析して、実測と比較した結果を図-3に示す。良い一致が見られ、このような試料では、この方法による不飽和パラメーターや拡散係数推定が有効であることが示された。

なお、同定されたパラメーターは下記である。

#### Vangenuchten Parameter

$$\alpha=0.244, m=0.694, \theta_s=0.975, \theta_r=0.04$$

不飽和拡散係数

$$D=5.2 \times 10^{-9} \text{m}^2/\text{s}$$

今回の研究の結果、蒸発を与えて不飽和浸透流を形成する方法が、拡散係数の同定のような長期実験でも有用であることが示された。

もちろん今後の問題としては、拡散係数の飽和度依存性の同定などが考えられる。しかし、本研究会の目的は、基本的に飽和した岩盤内の地下水と物質移動が研究の中心であり、手法の有用性のチェックで、本研究会の研究としては十分と考える。

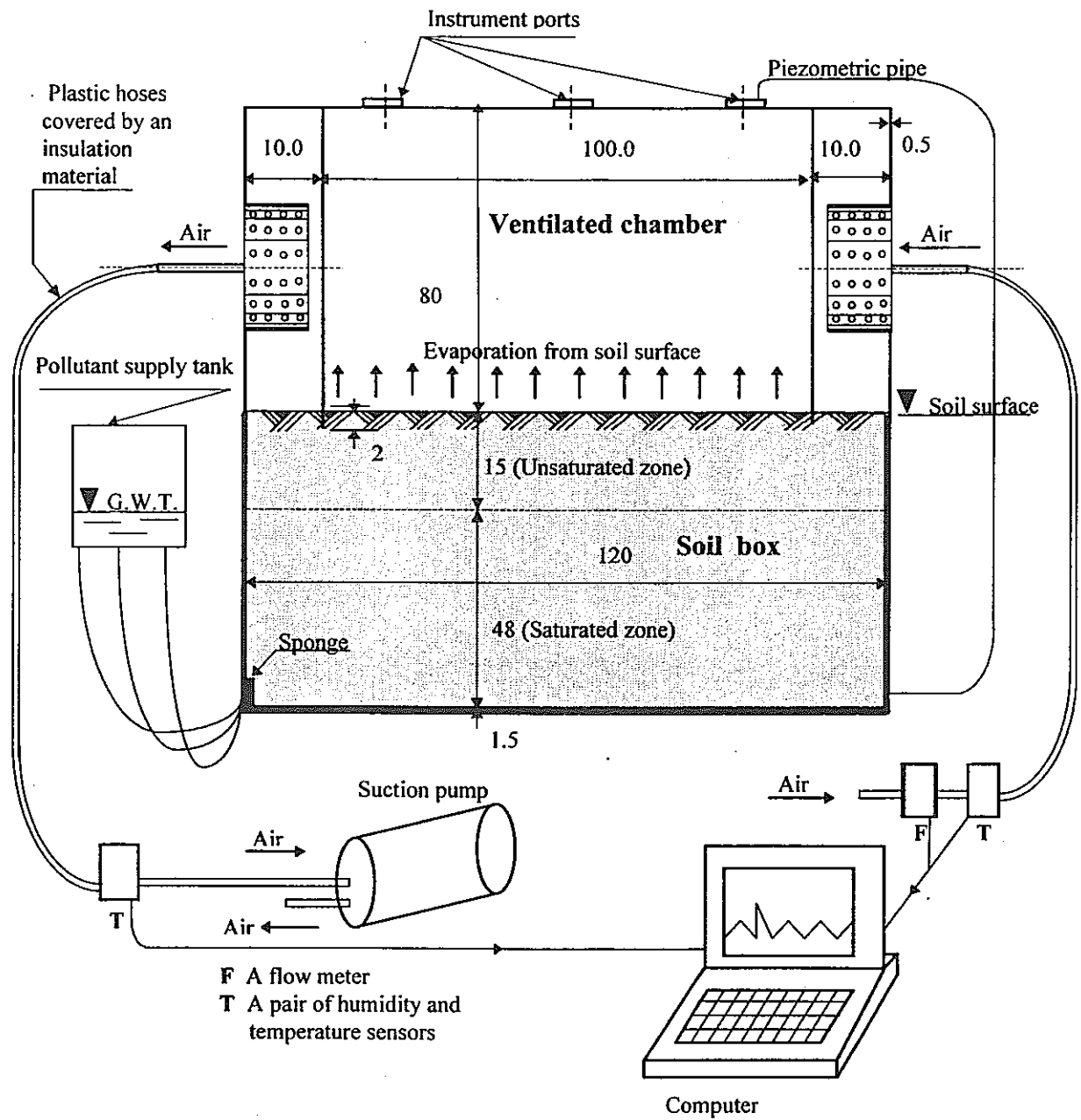


図-1 不飽和パラメーター及び拡散係数同定実験

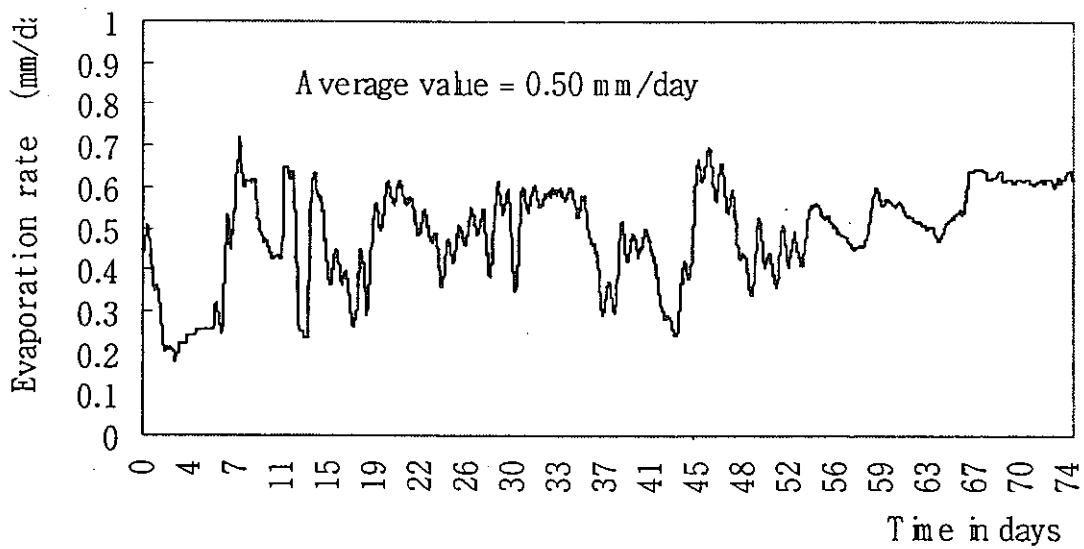
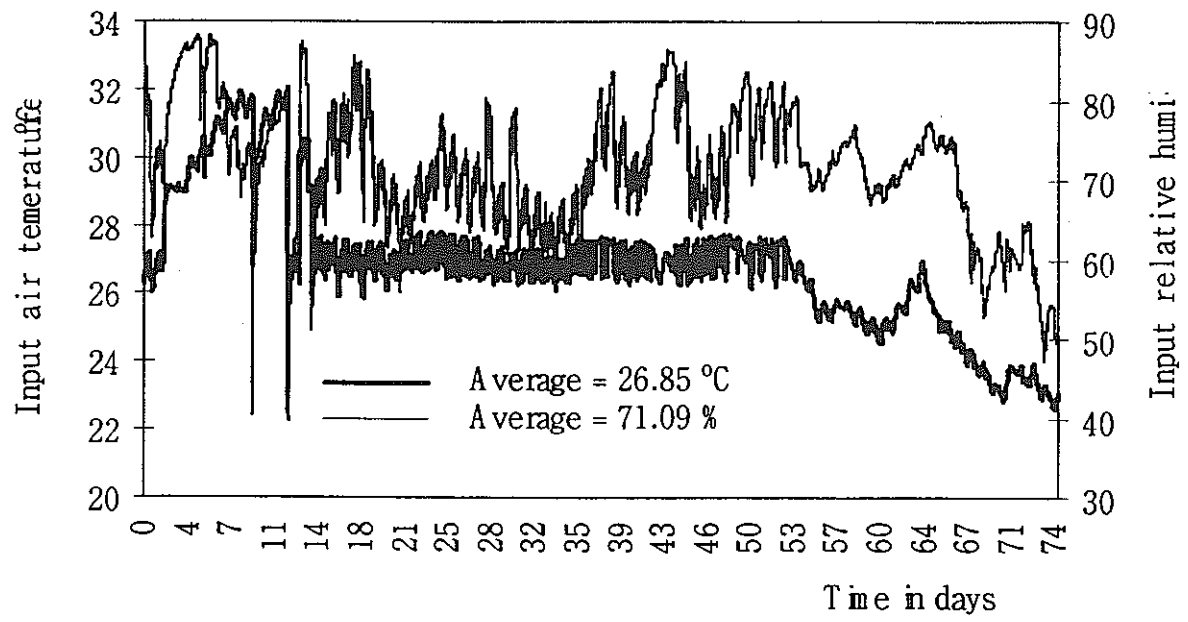


図-2 長期実験中の送気条件と測定蒸発量変化

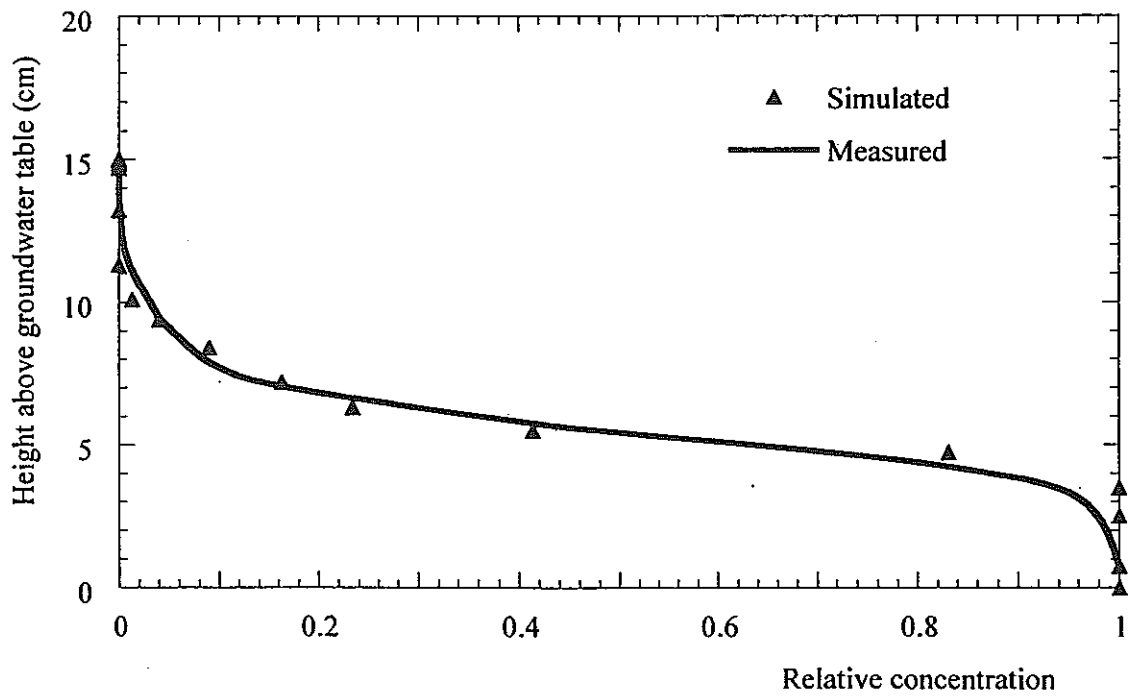
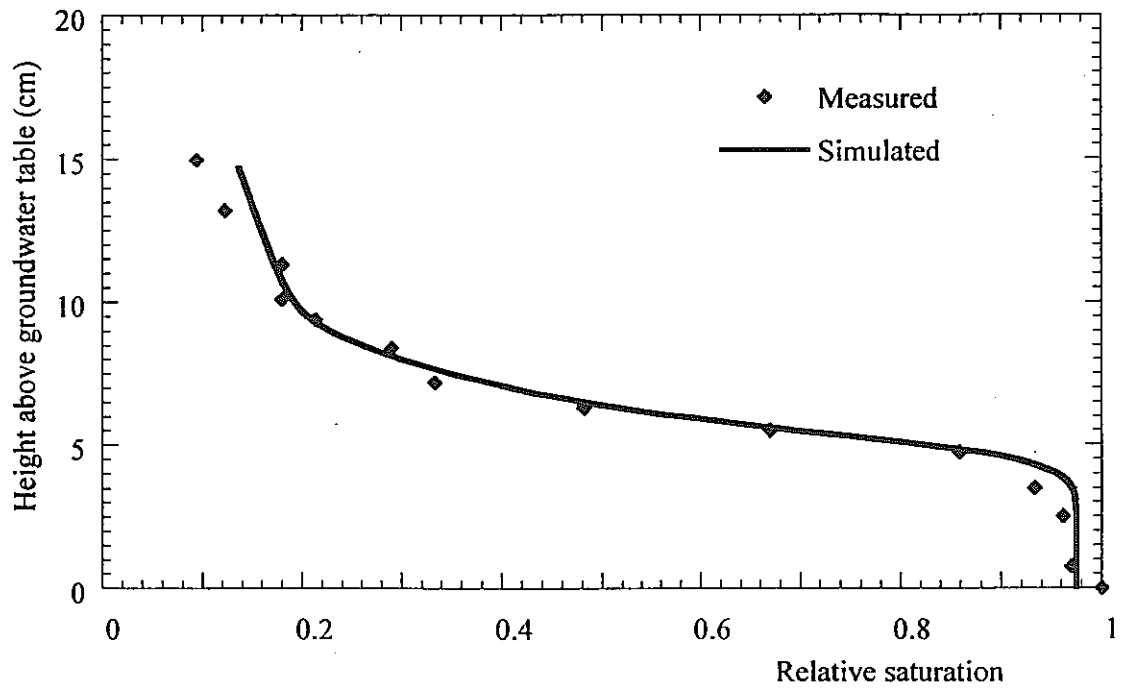


図-3 実測と解析との比較

上図は飽和度、下図は塩化ナトリウム濃度

## 2. 3 環境モニタリング・システム構築のためのニューラル・ネットワークの適用性の詳細検討

### 2. 3. 1 研究目的と従来の研究成果、本年度の目標

廃棄物処分場や地下研究施設等の建設にあたって、まず問題となるのは地域住民の了解を得ることである。了解を得るためには、地域の環境防衛の観点に立って、住民に理解し易い環境モニタリングシステムを構築することである。そのモニタリングシステムを、ニューラル・ネットワークの考えを基礎として構築することが、本研究の目的である。ニューラル・ネットワークが通常の回帰分析や多変量解析と異なる点は、非線形な変換関数を内在していることである。この変換関数が、地下水や流出解析などの自然現象にフィットしているかはまだ問題の残るところであり、多くの実際問題の解析を通して検討される必要がある。この点は、基本的にはブラックボックス・モデルの問題と言い得る。

このような問題がありつつも、もし、多くの自然現象が、ニューラル・ネットワークで良く解析できるならば、このモデルのブラックボックス性が利点となり、因果関係が不明確な現象間の関係を表現することができる。もちろん、ブラックボックス・モデルの宿命として、「物理的に意味のないパラメーターを使って、見かけ上良い結果を与える」ことがある。そのため、実現象を使った多くの解析結果を集積して妥当性を調べると同時に、結果そのものの物理性をきちんと検討することが必要である。

前年度までの研究結果は、形式上、流出解析にこのモデルが使い得、河川流量が斜面の土壤水分で推定しようということは示せても、その物理的意味の検討が不十分であった。今年度の研究はそれらの成果を踏まえ、

- 1 河川流量解析結果の物理的意味を検討する。
- 2 河川流量以外の量についても検討する。具体的には、パン蒸発量を推定するを行った。今回、とくに1を中心に報告する。

### 2. 3. 2 河川流量解析と問題点

図-4に研究対象領域を示す。領域は東濃鉾山や正馬様洞を含み、河川流量観測点位置を考慮して、5流域に分けて考えることができる。今回、図中のI流域の河川流量を対象とした。解析に用いた地盤飽和度分布及びその経時変化は、図中の×で示す位置で計測されたものである。用いている飽和度は、Ⅲ流域であり、鉾山を含む。しかし、I流域の表層土質状態との類似性を考えて、このデータを用いた。

図-5は、飽和度が測定されている斜面の断面図の中に、サクシオン圧を測るテンシオメーター位置をプロットしたものである。測定位置を、図中に示されている様に、以後F、U、M、Dと記す。Fが最も尾根に近く、Dは斜面下部に位置する。

自明のことであるが、河川流量は、降雨によって変化する。一方、F、U、M、D地点で

観測されたサクシオン圧の降雨後の変化を図-6、7に示す。これらは、4月と10月の降雨後のサクシオン圧変化の深度方向の分布を表す。これらの図から、地下1m以深ではサクシオン圧、換言すれば飽和度の変化がほとんどないことを示している。つまり、降雨時及び降雨後の河川流量変化は、大きく見積もっても、1m以浅の土中水分量に関係していると考えることができる。つまり、1m以浅、図から総合的に判断すると、恐らく50cm以浅の土中水分、換言すれば、そこを通過する雨水が河川流量に大きく影響していると判断できる。

そういった水文状況の把握の下に、河川流量変化をニューラル・ネットワークで解析した。解析に用いた河川流量イベントを表-1にまとめて示す。1997年から1998年にかけて、データの欠測等も考えて6個のイベントを選んだ。

ニューラル・ネットワークは多くのパラメーターと、変換ノードを持つ。ネットワーク内の情報の流れを示した図が図-8である。図中の下方から入った情報が、Hidden Nodeに入り、そこで変換関数により、情報量の変換が行われる。Hidden NodeからOutput Nodeに情報が入り、そこでまた変換が行われ、推定値となる。各Nodeの入る情報量にはそれぞれ「重み」が乗じられる。つまり、解析とは、情報量に乗じられる「重み」を推定することである。従って、解析では「重み」を推定するためのTraining Phaseと、推定された「重み」の一般性を検討するためのTest Phaseがある。Training Phaseで用いたイベントとTest Phaseで用いたイベントとは異なることになる。

次ぎに問題となるのは、入力情報として何を選定するかである。まず、土壌水分量を用いることとした。用いた土壌水分量は、テンシオメーターで計測されたサクシオン圧から、報告されている土壌の水分特性曲線を用いて水分量に変換した。

表-2は、解析モデル名と入力情報、及び、TrainingとTest、それぞれのPhaseにおけるEfficiency Index EI(実測と解析結果の類似度パラメーター)を示している。表中、 $\Delta t$ は時間ステップであり、10分としている。 $t-\Delta t$ とは、10分前のデータであることを示す。40D、20Dなどの記号は、D地点のそれぞれ40cm、20cm深位置で取られたデータを示す。この表から、TrainingとTest、それぞれのPhaseのEIの大きさから、ANN1モデル、つまり、D地点の40cm深で10分前に得られた土壌水分データによって、河川流量が良く推定できることが示された。

表-3は、40cm深の10分前の土壌水分データ、 $(t-\Delta t)40D$ に加えて降雨量や他地点の異なる時点のデータを併せて解析した結果である。両PhaseのEI値から、ANN1が結局最も実測に近い推定値を与えていることがわかる。図-9、10に、ANN1、ANN2、ANN4、ANN8各ケースの実測及び推定ハイドログラフを示す。

問題は、D地点の40cm深の土壌水分データが、河川流量の良い推定に結びついた理由を考えることである。前述したように、ブラックボックス・モデルでは、「物理的に意味が無いにも関わらず、極めて良い結果を与える」ことが多い。そのため、結果の意味を検証することが大事となる。

得られた結果の中で、D 地点のデータが良い推定に結びついたのは、もともと河川位置に近く、斜面上方の状態を積分した形で含みこんでいることによるものと考えられる。問題は 40cm という深度である。このことは、地中に浸透した雨水が、地下 40cm まで浸透しその付近を斜面方向に流下することを表している。そのような現象を起こすような水理地質構造の存在を検証することが必要である。

### 2. 3. 3 人工降雨実験による解析の物理的意味の検証

40cm 深で測定された土壤水分が河川流量に大きく影響を与えるという、ニューラル・ネットワーク解析結果の妥当性を検証するため、実際の斜面の土質構造を調査すると共に、斜面の一部を用いた人工降雨実験を行った。調査地点は、図-4 の V 流域である。斜面にトレンチを掘り、斜面長手方向に約 1.5m、幅約 1m、深さ 50cm の領域を取り、側方をビニール・シートで覆って、この領域の土塊を周囲から縁切りにした。斜面勾配は 10-15° である。この領域上面に、スプリンクラーで 40mm/hour の強度の降雨を人工的に与えた。

図-11 は、この土塊の下方断面に見られる地質状況を示す。図-12 はこの面に見られる樹木の根をスケッチしたものである。また 図-13 に示すように、この面の異なる高さに樋を設置し、与えられた降雨が、どの深度から流出するかを見た。

まず、図-11 から、約 40cm 深に、やや風化した瀬戸レキ層と、その上に重なる崩土層との境界が認められる。草木の根は地表から 10cm 程度までの腐植土層に多く、瀬戸層では少なくなる。一般に根は、降雨を浸透し易くする効果を持つ。実際、人工降雨実験の間にも、腐食した根を通った雨水の流出が観察された。

図-14 は、2つの樋で集められた雨水の流出量変化である。上の樋は、主に高透水の腐植土層を通過する雨水を集める。下の樋は、主に、瀬戸層上部を流れる雨水を集める。この図から、腐植土層を通過する雨水が少なく、速やかに崩土層に浸透し、瀬戸層上部から流出する性質が認められる。つまり、瀬戸層上部が、雨水流下経路となることが想定される。このことが、ニューラル・ネットワーク解析で得られた性質、つまり、40cm 深位置の土壤水分量が河川流量と関係が大きい理由と考えられる。こういった検証から、まだ定性的であり、1ヶ所の実験結果であり結論は言えないものの、ニューラル・ネットワーク解析の妥当性が示されたものとする。

### 2. 3. 4 ニューラル・ネットワーク技術発展の今後の展望

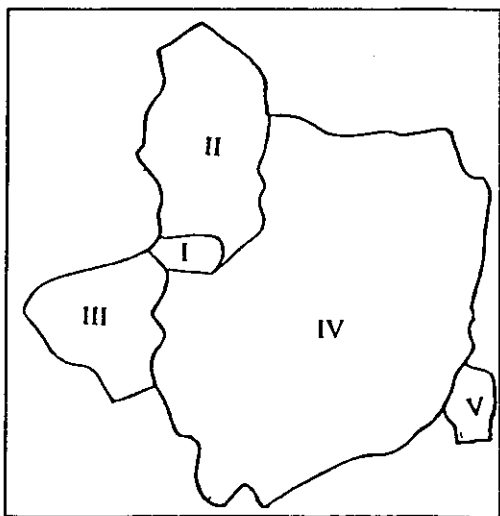
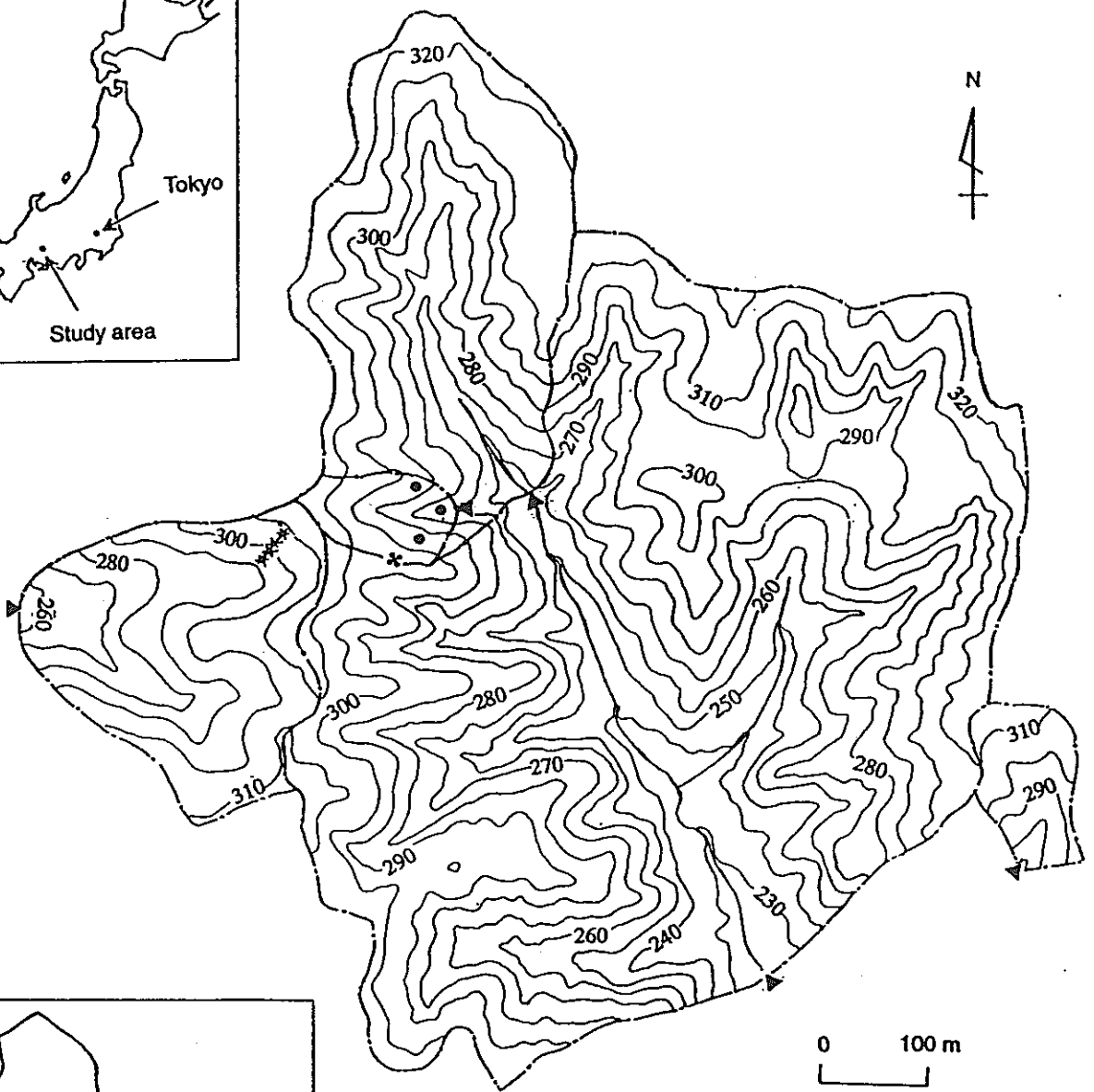
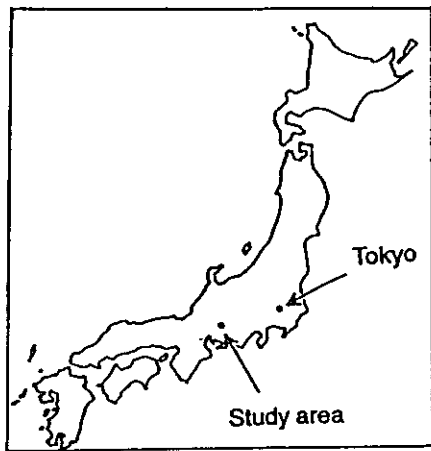
今回の研究によって、ニューラル・ネットワークの考え方が、まだ変換関数の設定などで問題があるとはいえ、自然現象に適用しうることが明らかとなった。今後の展望としては下記が考えられる。これらはいずれも重要な課題であり、早急な研究展開が必要と考える。

- 1) 地域環境モニタリングシステムの構築
- 2) 岩盤の地質特性と透水性との関係の研究

前者については、観測されている多くの自然現象をニューラル・ネットワークでつなげた上で、システム構築の研究を行う。このシステムの内容は、観測データを公開すると同時に、その予測値を示すものである。予測値は、他の多くの観測値から推定する。地域住民は、それらを比較することによって、観測値が、予測範囲内にあるかどうかを留意に判定しうる。いわば、一種のエキスパート・システムである。

後者については、従来から、経験的に関係があると言われてきた。そういった観点に立って、例えば、割れ目数と透水性、破碎帯規模と透水性などが調べられてきた。しかし、同時に、青函トンネルの湧水と割れ目との関係のように、必ずしも関係が認められない事例もある。少なくとも、1つの地質量から、透水性を推定することは困難と考えられる。そのため、ニューラル・ネットワークの考えを基礎として、多くの地質量と湧水量との関係を調べる必要があると考える。





Legend	
▲	Stream gauging station
×××	Tensiometer transect
●	Deep water table measurement well
---	Catchment boundary
+	Meteorological station

図-4 研究対象領域

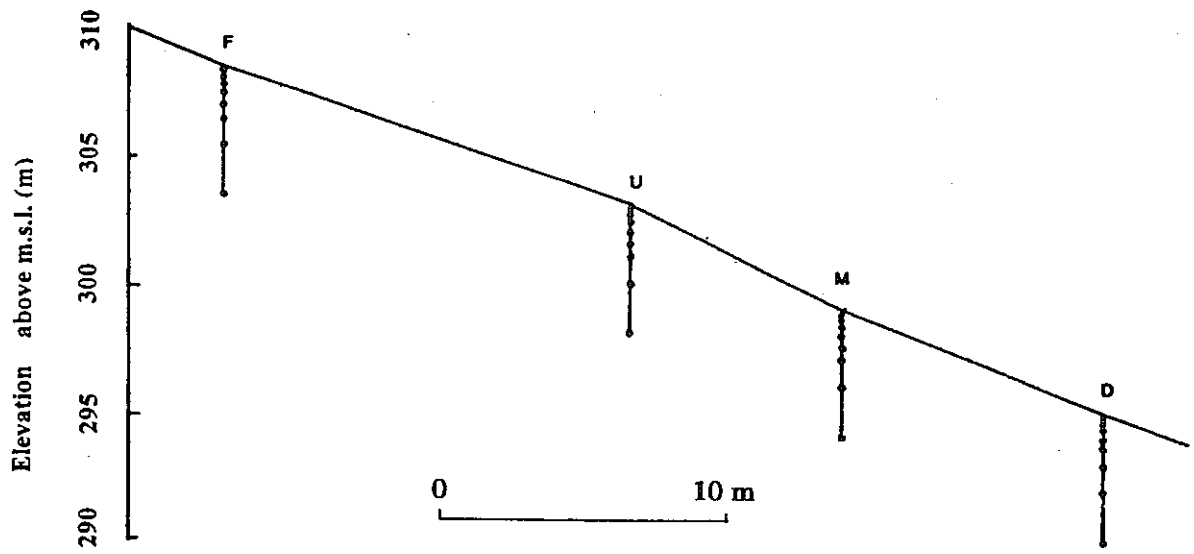


図-5 斜面に沿ったテンシオメーター配置図。F、U、M、Dは位置名

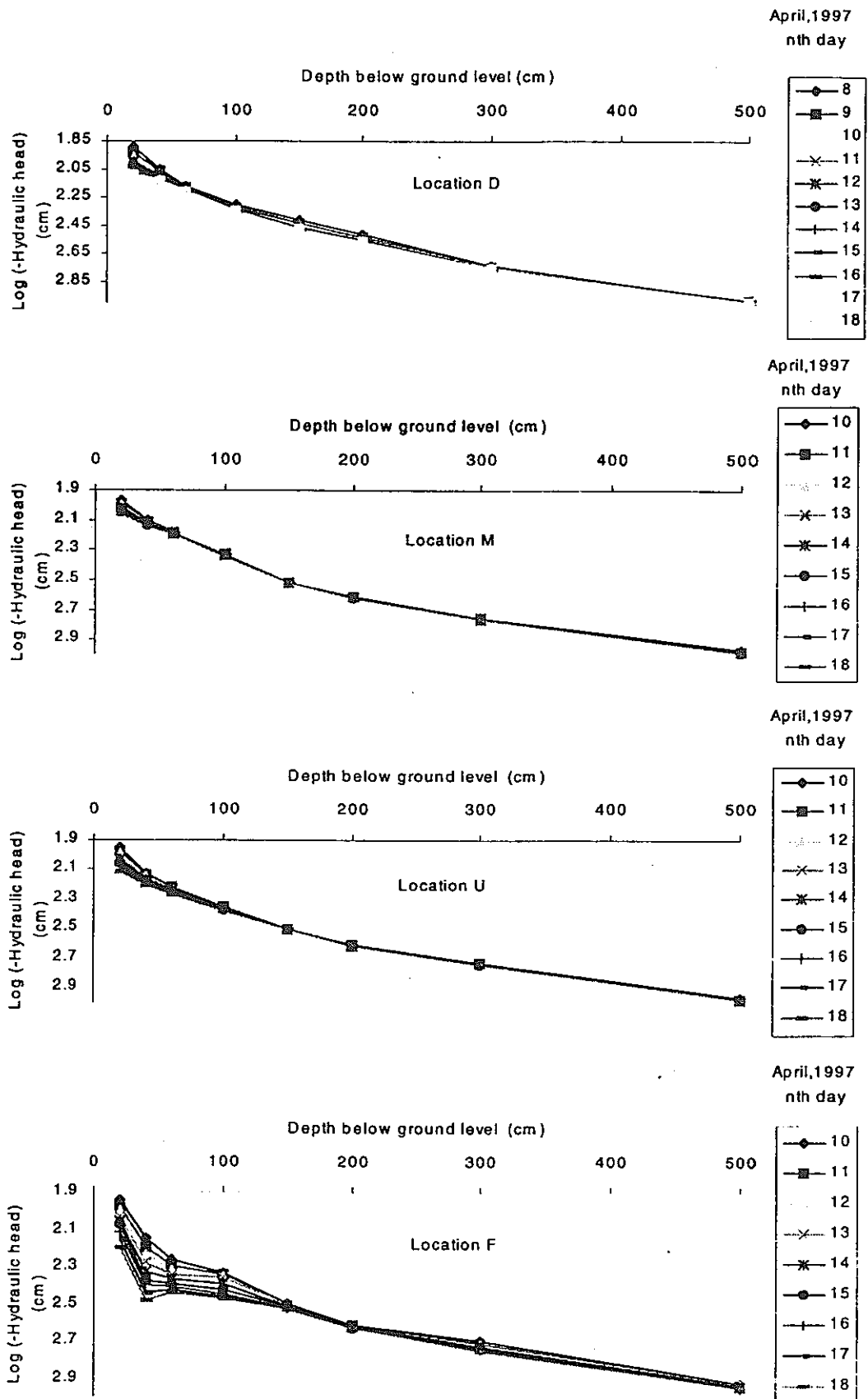


図-6 降雨後のサクシオン圧分布変化

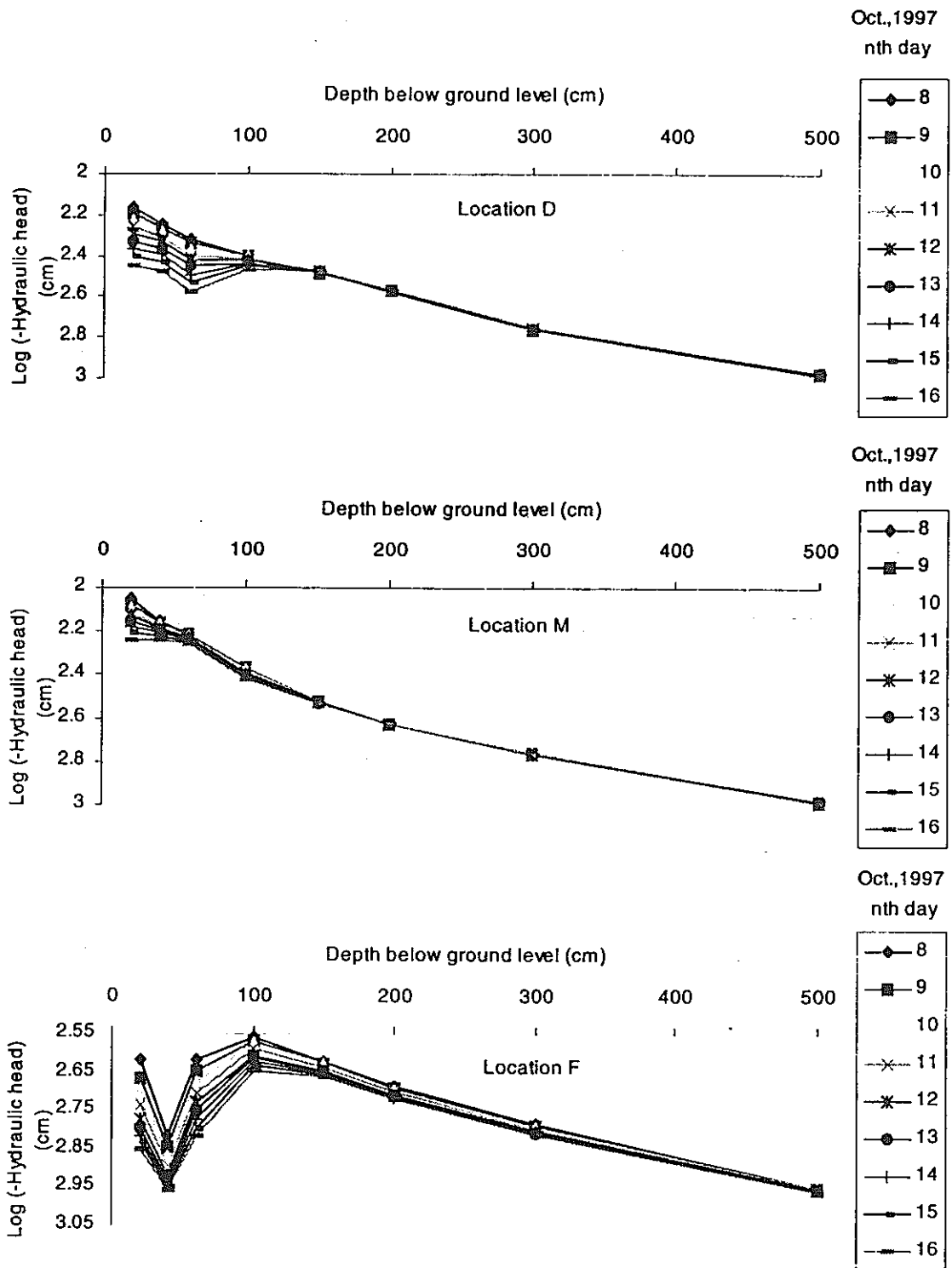


図-7 降雨後のサクシオン圧分布変化

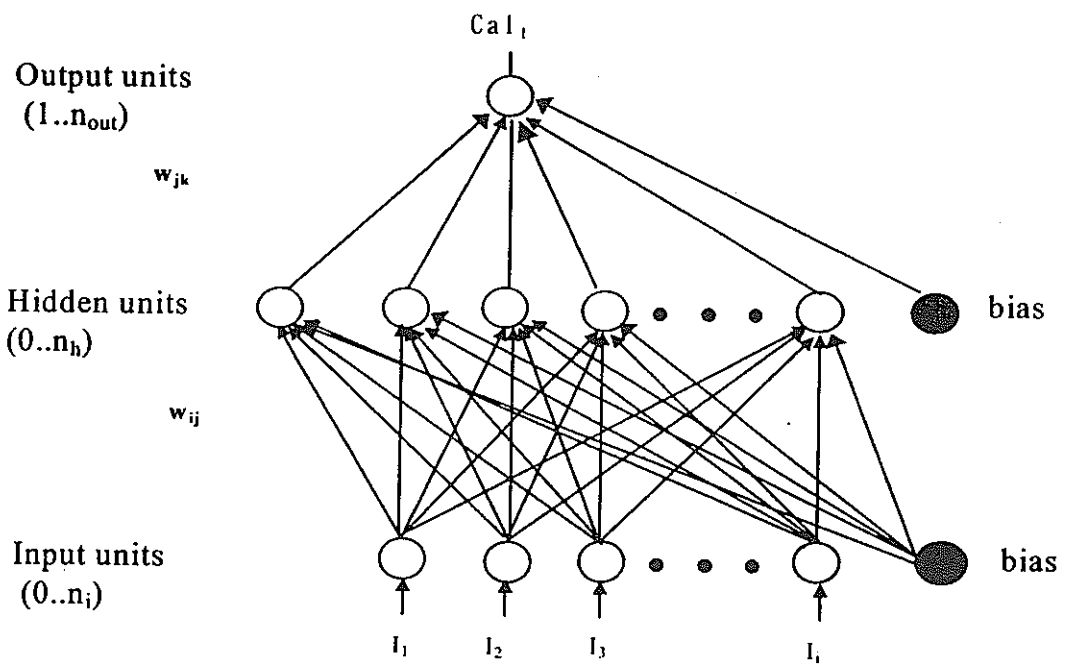


図-8 今回用いたニューラル・ネットワーク内の情報の流れ。3層構造を仮定

表-1 解析した河川流量変化イベント

Event	Date	Peak flow (litre/minute)	Sample size	Remarks
1	1997/5/8/16:30 ~ 1997/5/10/18:20	4184.0	300	Training event
2	1997/7/10/5:10 ~ 1997/7/11/6:00	7042.0	150	Training event
3	1997/7/12/3:50 ~ 1997/7/13/15:30	9110.0	215	Training event
4	1998/4/25/7:10 ~ 1998/4/25/18:40	7661.0	70	Test event
5	1998/5/13/0:50 ~ 1998/5/14/1:40	5535.0	150	Test event
6	1998/7/28/9:30 ~ 1998/7/29/3:40	7481.0	110	Test event

表-2 解析ケースと入力情報及び結果の合致度 EI。どんな情報が支配的か調べた。

Model Name	Inputs	Training Phase EI	Test Phase EI
ANN1	(t- $\Delta t$ ) 40D soil moisture	0.873	0.703
ANN2	(t-4 $\Delta t$ )40M soil moisture	0.619	0.628
ANN3	(t-2 $\Delta t$ ) 40D soil moisture	0.876	0.620
ANN4	(t-6 $\Delta t$ ) 20D soil moisture	0.771	0.201
ANN5	(t- $\Delta t$ ,t-2 $\Delta t$ ,t-3 $\Delta t$ ,t-4 $\Delta t$ ) 40M soil moisture	0.635	0.480
ANN6	(t-4 $\Delta t$ ,t-5 $\Delta t$ ,t-6 $\Delta t$ ,t-7 $\Delta t$ )20D soil moisture	0.764	0.222
ANN7	(t-6 $\Delta t$ )20D and (t-4 $\Delta t$ ) 40M soil moisture	0.767	0.291

表-3 解析ケースと入力情報及び結果の合致度 EI。支配的な(t-Δt)40D 情報に他の情報を付加した場合。

Model Name	40 D (t-Δt) soil moisture data along with other inputs	Training Phase EI	Test Phase EI
ANN1		0.873	0.703
ANN8	(t-Δt)20D soil moisture	0.838	0.668
ANN9	(t-2Δt,t-3Δt,t-4Δt)40D soil moisture	0.806	0.681
ANN10	(t-6Δt)20D soil moisture	0.923	0.588
ANN11	(t-Δt, t-2Δt, t-3Δt, t-4Δt) Precipitation values	0.809	0.633
ANN12	Average of (t-Δt,t-2Δ,t-3Δ,t-4Δ,t-5Δ,t-6Δt)20D soil moisture	0.888	0.465

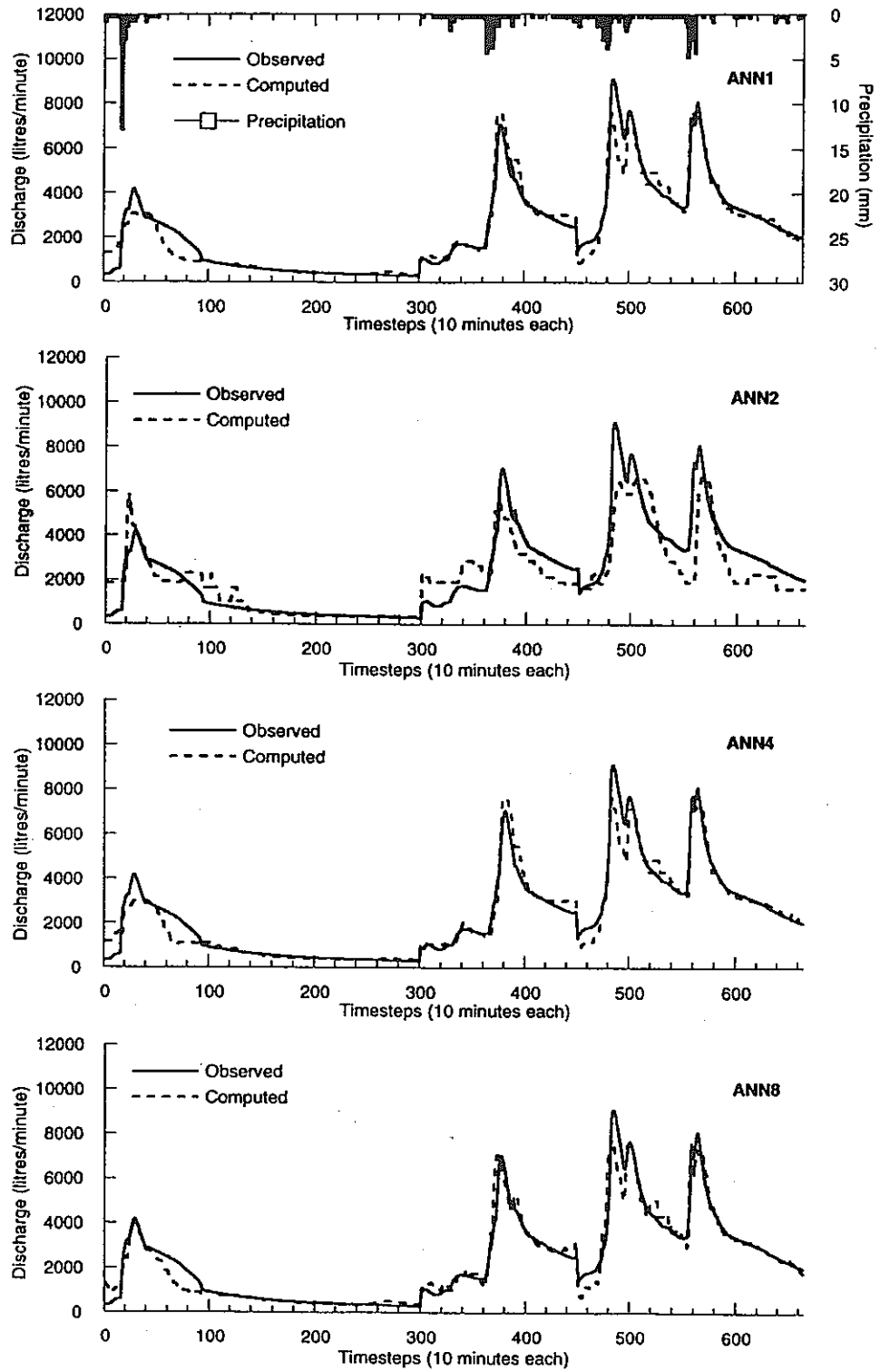


図-9 Training Phase の解析結果



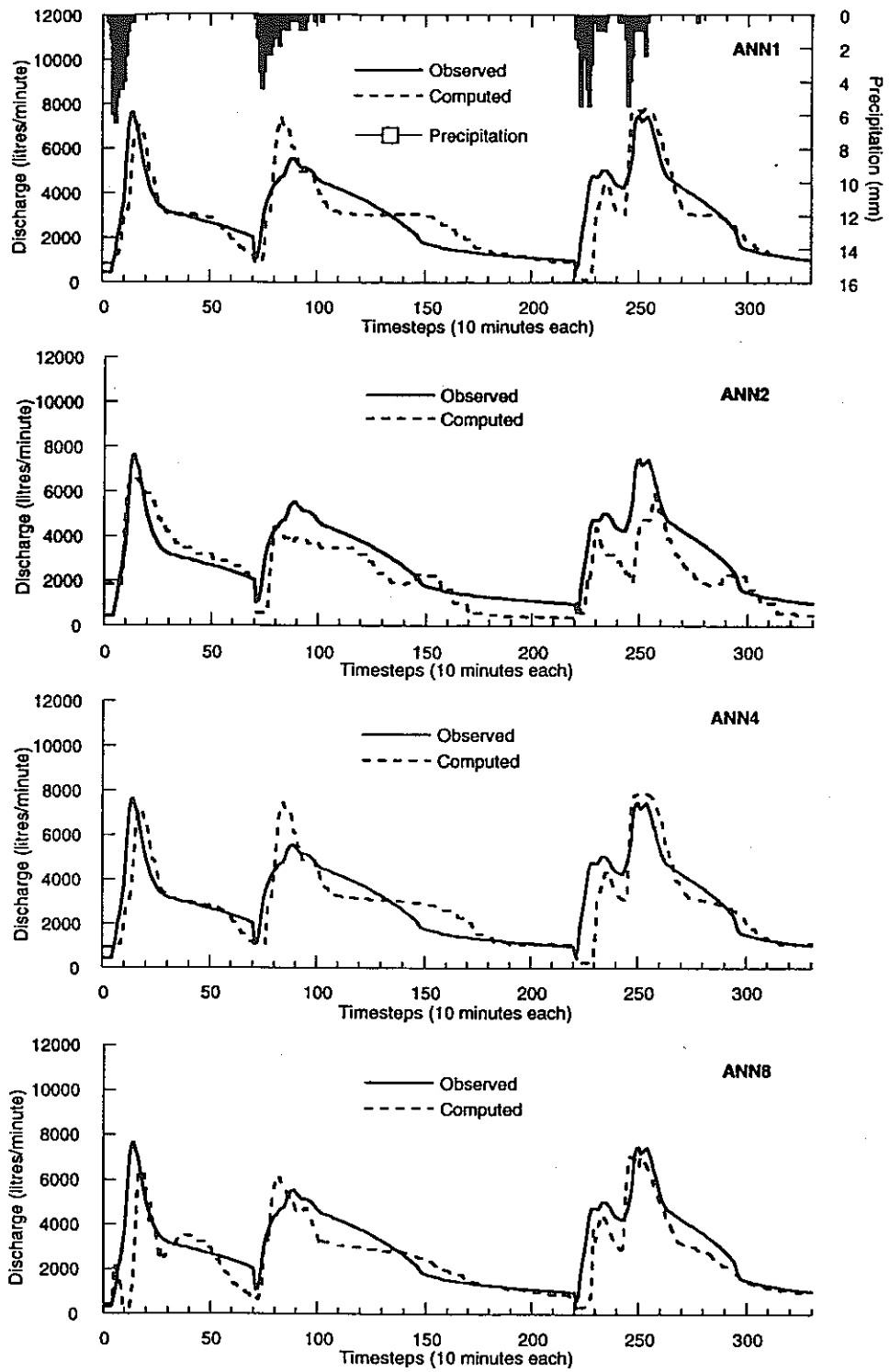


図-10 Test Phase の解析結果

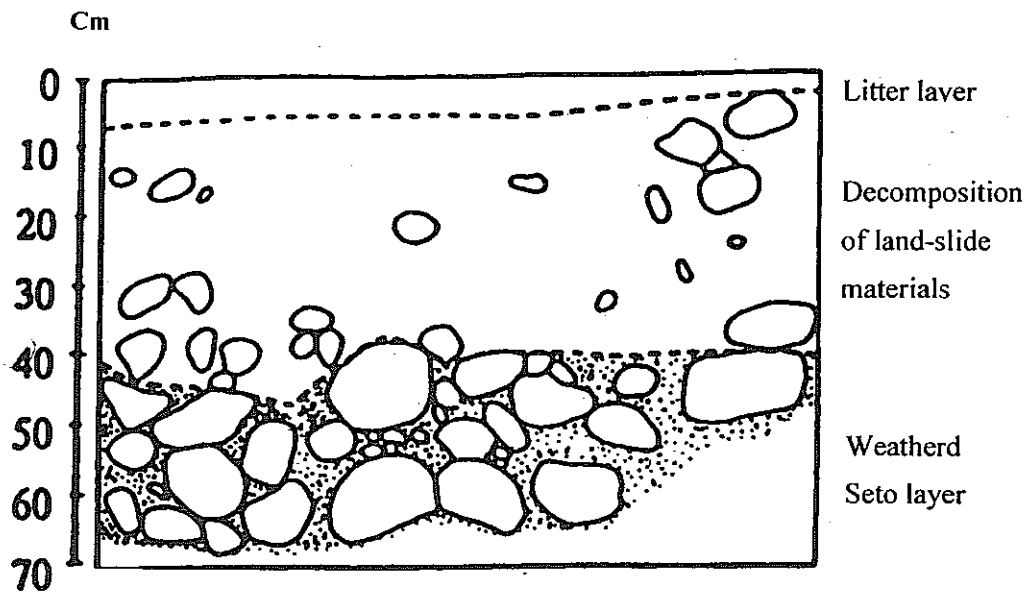


図-11 現場実験場所の土壌構造

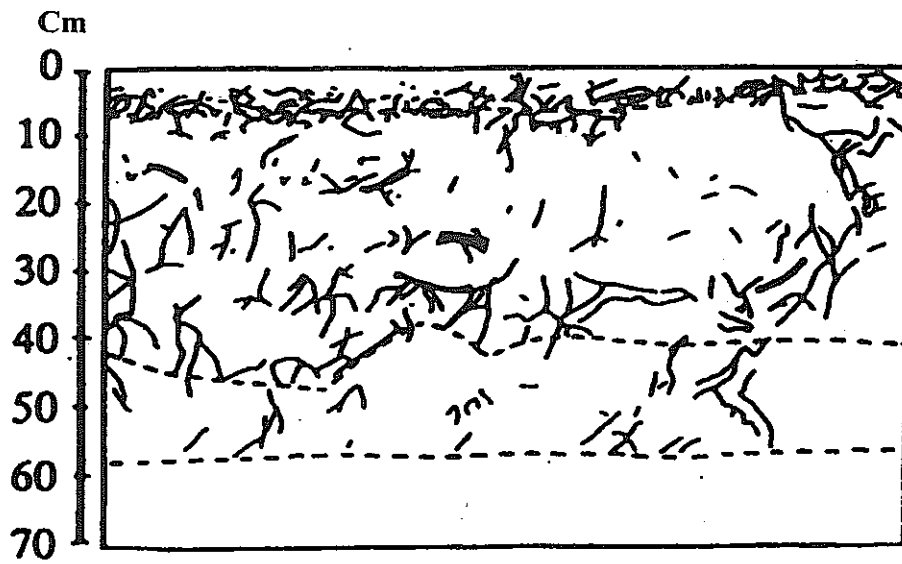


図-12 樹木根系分布

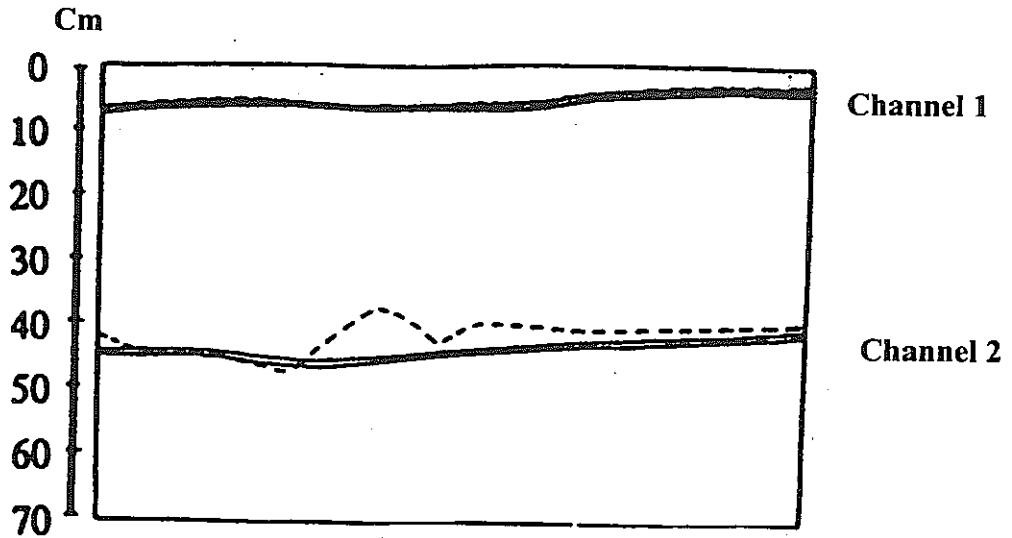


図-14 人工降雨実験結果

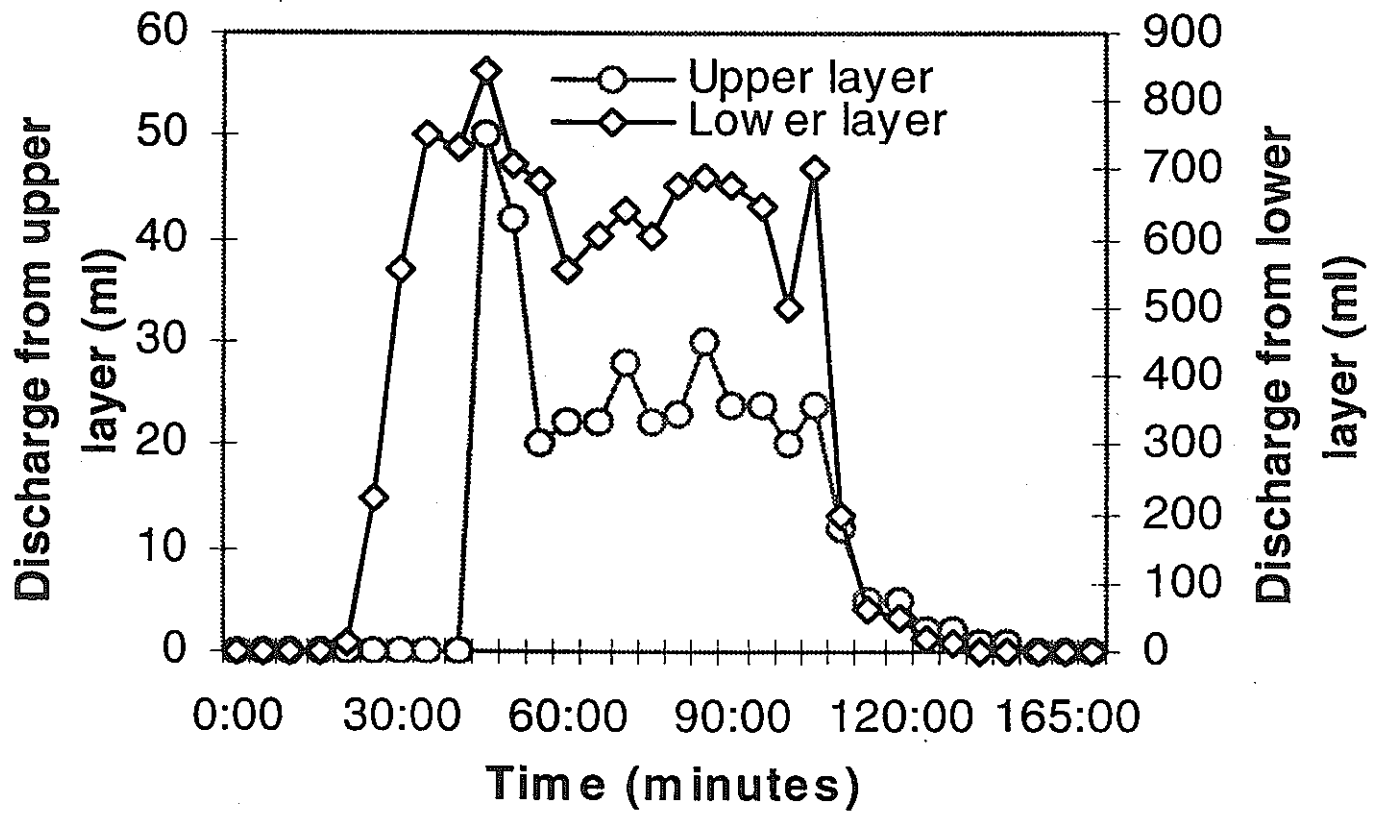


図-13 流出降雨を集める桶の設置

### 3. 水理試験法及び水理試験装置の開発研究

#### －工学材料の現場透水試験法の開発－

##### 3.1 はじめに

超深層地下及び研究所計画の第3段階においては、人工材料の岩盤への長期影響評価試験としてベントナイト系材料を用いることが計画されている。このためにはベントナイト系材料の透水圧を把握することが必要であるが、現在、現場における迅速な透水試験法は確立されていない。そのため、品質管理の面で、施工直後に設定の透水係数を持つ品質が確立されているかどうかを把握することが困難であり、試験法の開発が急務となっている。

現場の透水試験法としては、これまでに様々な方法が提案されてきたが、これらをベントナイト系材料のような低透水性物質に適用させると、数日～数年を要するため、その実施は困難である。そこで、本研究では既存の試験方法を改良し、数時間で完了する現場で低透水性の物質の透水性を正確に把握する透水試験法を確立することを目的とした。具体的な方法としては、既存の原位置透水試験法である Air-Entry Premeameter<sup>1)</sup>を改良し、非常に浅い位置での浸潤面を測定するために、複素誘電率の計測法<sup>2)</sup>を用いた。この複素誘電率計測法は、同軸プローブを用いて、その先端面のみの反射特性により誘電率の測定を行うことから、ピンポイントでの水分量の測定が可能である。本試験法や装置の適用性検討としては、工学材料として用いられることが計画されているベントナイト系材料とほぼ同様な試験が用いられている産業廃棄物処分場のシール材において、実際に現場での測定により行った。

この試験方法が確立されると、(1) 施工中に透水性を確立する事が出来ることで、より高い品質を確実に施工することが可能となり、(2) 短時間の試験により、施工時間を短縮できる等のメリットが得られる。

##### 3.2 試験の物理特性 (ベントナイト混合土)

試料には、現在産業廃棄物処分場のシール材として用いられているベントナイト混合土を使用した。この混合土の構成材質は、ベントナイトの中でも膨潤度の高いNa型ベントナイト(アメリカ産)と砕石(0～5号)で、混合比は、乾燥重量比ベントナイト:砕石=13:87である。なお、表-3.1に試料の物理特性(JIS A 1202 比重試験・JIS A

1205 液性限界・塑性限界試験)を、図-3.1 に粒径加積曲線(JIS A 1204 粒度試験)、図-3.2 締固め曲線(JIS A 1210)をそれぞれ示す。

表-3.1 混合土の物理特性

比重 (g/cm <sup>3</sup> )		2.73	液性・塑性 限界	WL (%)	65.7
粒度特性 (%)	礫分	100.0		Wp (%)	14.3
	砂分	0.0	Ip (%)	51.4	
	シルト分	0.0	最大粒径 (mm)	4.750	
	粘土分	0.0	溶出特性： 試料10gを水 100gに溶出	混合土 (μS)	0.34
ω	(%)	12		ベンチイト(μS)	1.37
ρ <sub>dmax</sub>	(g/cm <sup>3</sup> )	1.75			

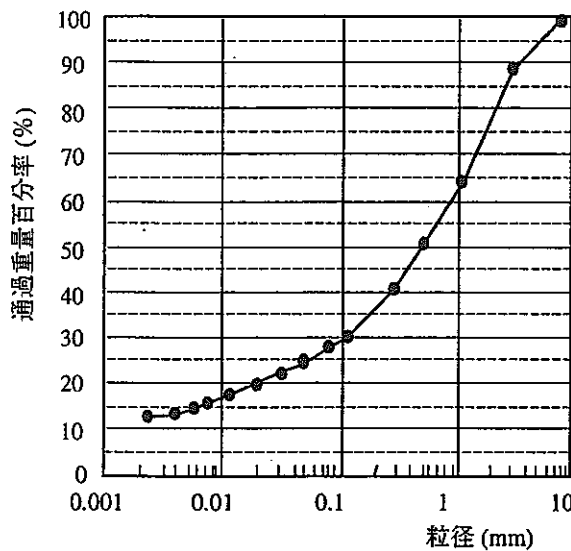


図-3.1 粒径加積曲線

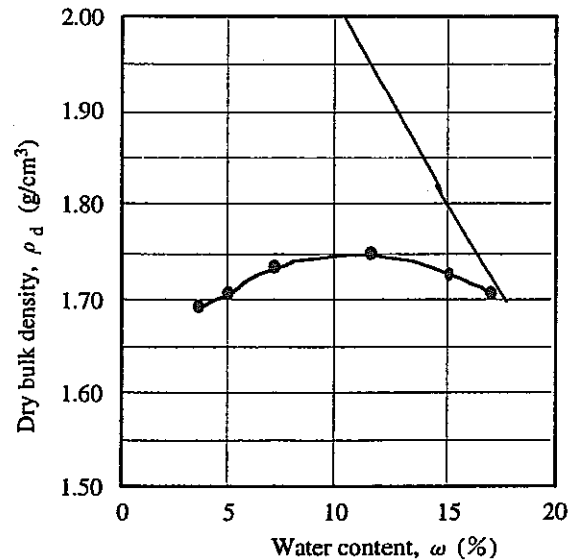
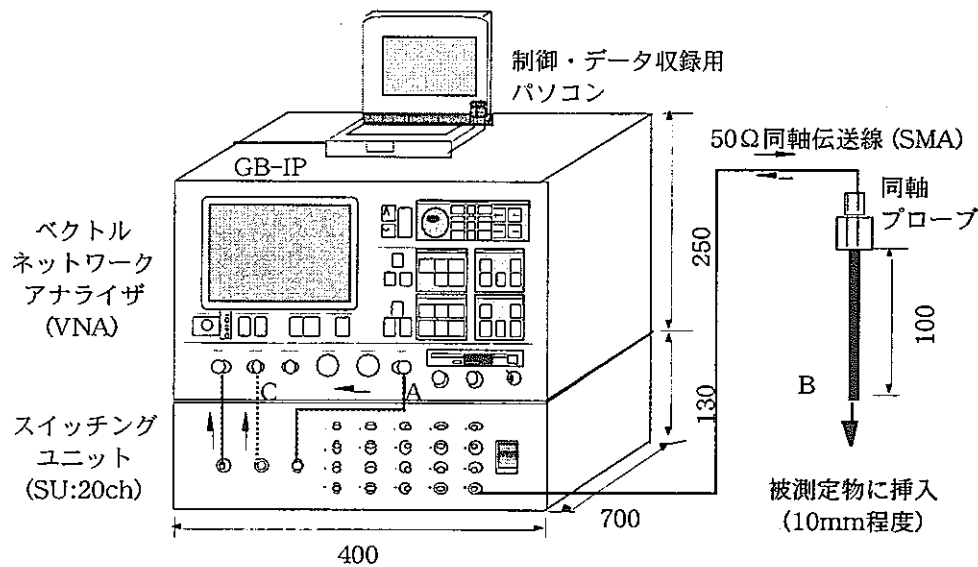


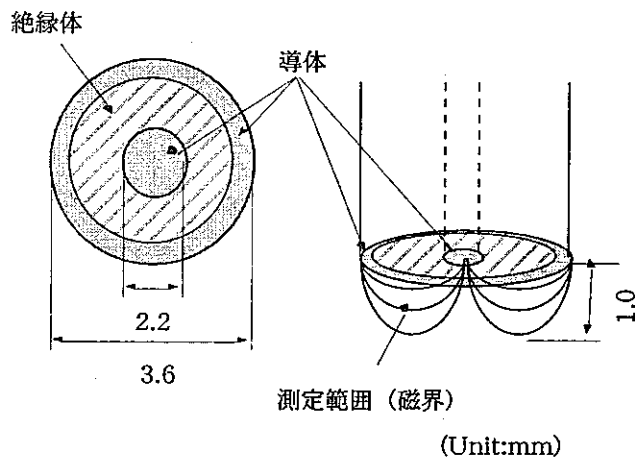
図-3.2 締固め曲線

### 3.3 複素誘電法 (FDR-V法) による水分量の測定

混合土の透水係数を短時間で測定するためには、その微量の浸透量を測定する微小でかつ高精度な測定装置が必要である。しかし、現在、水分量測定装置には種々の方法があるものの、本研究の目的にあったものはない。そこで、この条件に合う装置として複素誘電法であるFDR-V法 (Frequency Domain Reflectometry—Vector network analyzer) の適用性を検討した。FDR-V法は図-3.3に示すように、同軸プローブの先端面のみの反射特



(a) 装置全体図



(b) センサー部拡大図

図-3.3 複素誘電率計測装置 (FDR-V法) 概要図

性により誘電率の測定を行うことから、ピンポイントでの水分量の測定が可能である。複素誘電率は、出力周波数と水分量その他、土質構造などによっても変化することから、事前にその特性について検討し、キャリブレーションを行う必要がある。そこで、図-3.4に出力周波数3GHzにおける複素誘電率の温度依存性を、図-3.5に体積含水率と出力周波数3GHzにおける複素誘電率との関係を示す。なお、図-3.4に示すように温度依存性は明確にはみられなかったため、温度による影響は無視した。式 (3.1)にキャリブレーション結果を示す。

$$\theta' = 2.87 \times 10^{-5} \epsilon'_{f3}{}^3 - 1.32 \times 10^{-3} \epsilon'_{f3}{}^2 + 3.27 \times 10^{-2} \epsilon'_{f3} - 5.67 \times 10^{-2} \quad (R^2 = 0.956) \quad \dots\dots (3.1)$$

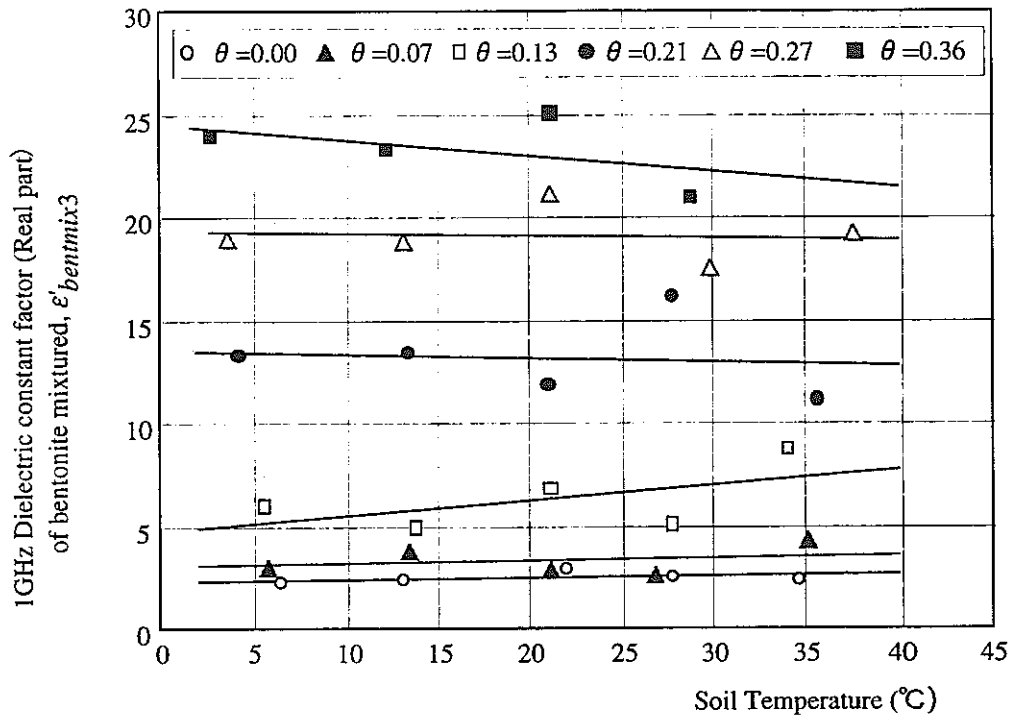


図-3.4 誘電率温度依存性  
(Frequency  $f=3\text{GHz}$ , Porosity  $n=0.35$ )

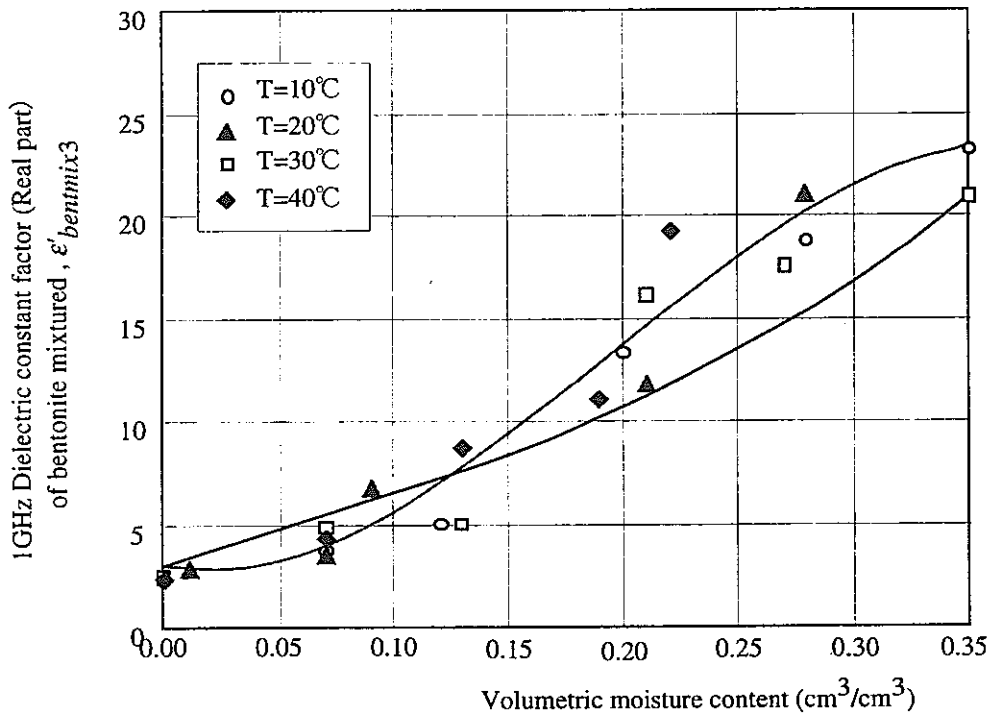


図-3.5 各温度に対する校正曲線  
(Frequency  $f=3\text{GHz}$ , Porosity  $n=0.35$ )

ここで、 $\theta$ ：算出体積含水率( $\text{cm}^3/\text{cm}^3$ )、 $\epsilon'_{f3}$ ：出力周波数3GHzにおける複素誘電率実数部である。

### 3.4 施工直後の現場水分量の測定精度の検討

実際に埋め戻し材は非常に堅固であるため、水分量の測定や透水試験においては電極を挿入する必要のないFDR-V法が便利である。そこで、実際に産業廃棄物処分場のシール材において施工直後の現場水分量の計測を行った。図-3.6にFDR-V法の測定スペクトルを、表-3.2に測定結果を示す。測定値の妥当性は、現場で不攪乱サンプリングを行い、凍結後コアカッターにより成形して求めた値と比較した。現場は一次転圧状況下のため設計密度 $\rho_d=1.80\text{g}/\text{cm}^3$ よりも低く、ADR電極が打撃により挿入可能であったことから、

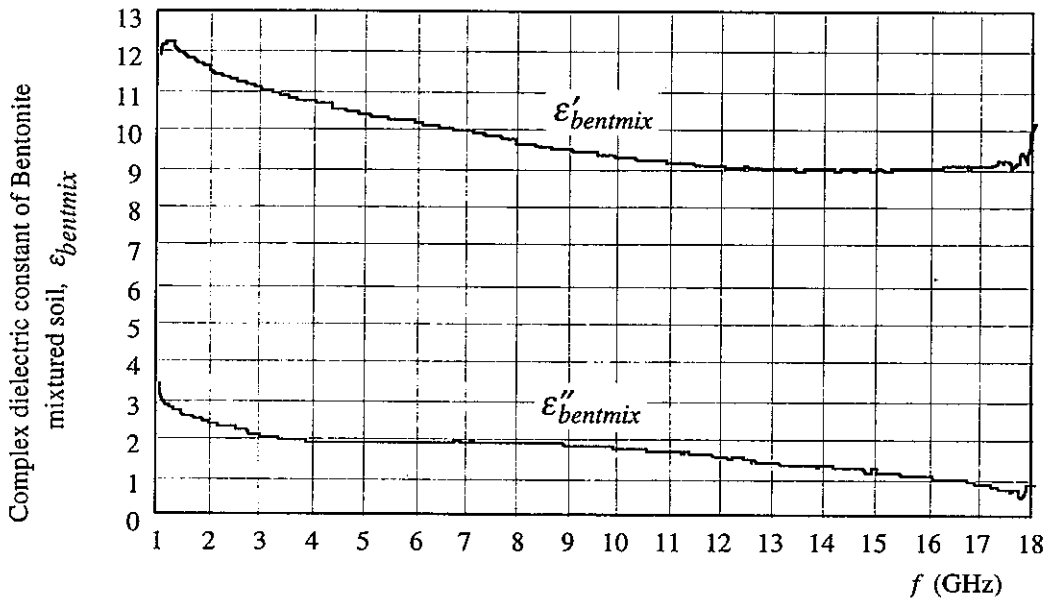


図-3.6 施工直後のシール材(ベントナイト混合土)に対するFDR-V測定スペクトル

表-3.2 施工直後のシール材の水分量測定値の比較

Measured method	Frequency $f$	Dielectric constant $\epsilon$	Volumetric moisture content $\theta$	Dry bulk density $\rho_d (\text{g}/\text{cm}^3)$	porosity $n$	Saturation (%)
ADR	100MHz	8.71	0.093			24.47
FDR-V	3GHz	11.09	0.193			50.76
Sampling			0.147	1.69	0.38	38.68



数点測定を行いその平均値を取って比較した。

結果としては、FDR-V法の値が実際のサンプリング結果よりも大きく出ている。これは、ベントナイト混合土の最大粒径が5mm程度であることからセンサーの設置状況による誤差であると推測される。つまり、キャリブレーションを行っても、10%程度の誤差は含んでいる。一方、ADR法は打撃の影響、あるいは測定値自体のドリフトによる測定誤差を生じている、この点からは電極の挿入が不要であるFDR-V法の方が有利であると言えるが、正確な水分量を把握するためには、より精度を向上させる必要がある。

### 3.5 原位置透水試験装置の試作

現在、産業廃棄物処分場では複合遮水構造が主となってきており、シール材としては設計基準の透水係数で $10^{-6}$ cm/secベントナイト混合土が用いられている。実際には $10^{-8}$ cm/secを目標にした施工も行われており、施工直後の品質管理を行う上では迅速な透水係数の把握が必要である。原位置透水試験方法には、E-19法等の試験方法があるが、いずれも低透水性地盤に対しては、流入流量や浸潤前線の測定の問題があり適用は難しい。つまり、原位置で低透水性の地盤を対象に迅速に透水係数を測定する方法は未だ確立されていない。また施工性を考慮して低含水比で練り混ぜて転圧していることから、初期状態が飽和度約50%の不飽和状態である。また、処分場稼働後のシール材は非水溶性物質の流出を防ぐために飽和にすることが考えられており、施工後におけるシール材の水分量の経時的なモニタリングも必要である。

#### 3.5.1 試験装置

今回提案する試験法の特徴としては、浸潤面の到達時間を知るためにFDR-V装置を用いること、粘土シール材が極めて低透水性であるために浸透する流量も小さくなるため、流速の測定に測定範囲が5~100g/hourである微流量計を用いることが挙げられる。

試験装置を図-3.7に示す。混合土の地盤をφ300mmのサイズに掘削し、漏水防止のために石膏を用いて鋼管を深さ5cmまで挿入する。そして、注水バルブ、センサー取付け穴がついたアクリル製の蓋を設置する。センサー等を取り付けた後、鋼管内に注水して鋼管内を飽和にする。試験開始は、マリオットシステムからの給水と水分量センサー(FDR-V法)・流量の測定を同時に行い、水分量センサーが飽和状態を示した後に給水を停止し、即座にモールド内の圧力を計測する。また、透水係数の算出には次節に示すGreen-Amptモデルを用いた。

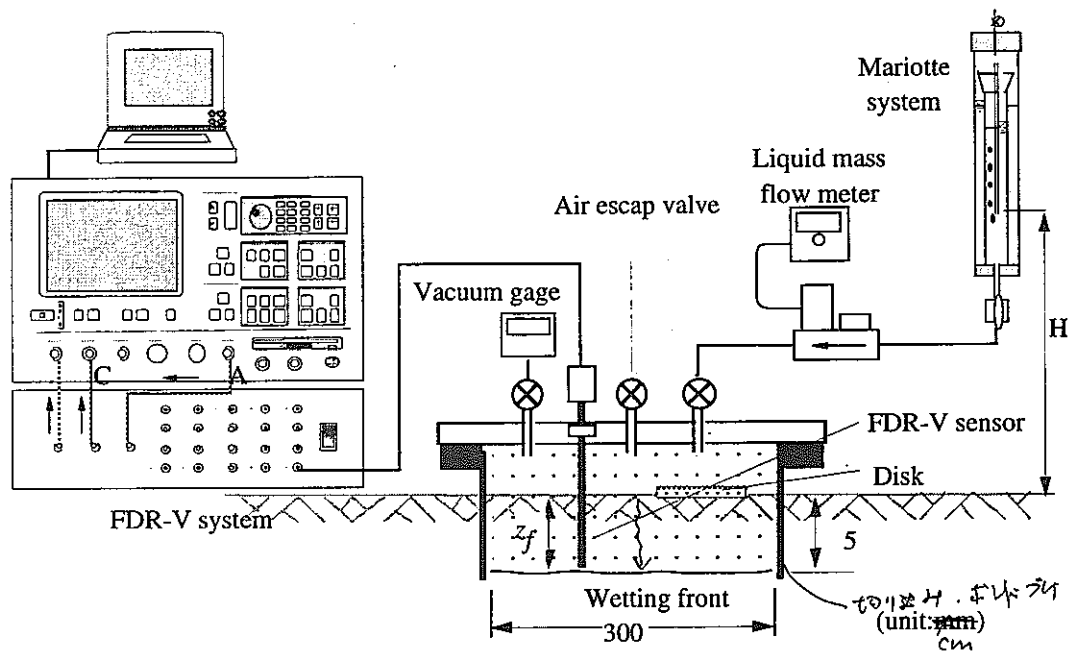


図-3.7 原位置透水試験法概略図

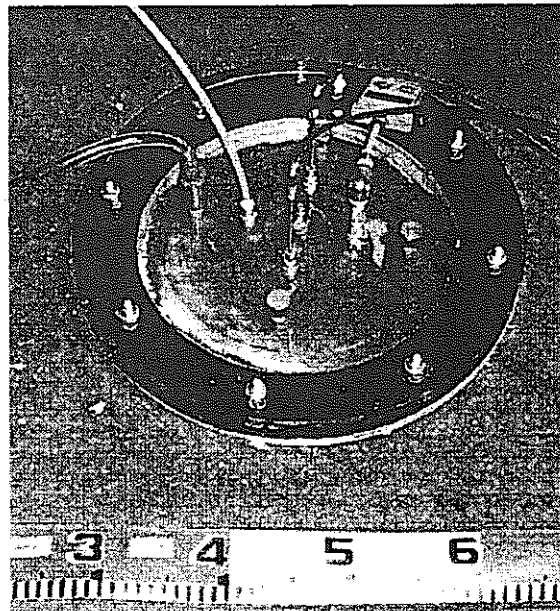


写真-3.1 注水モールド部分

### 3.5.2 不飽和土中の鉛直一次元浸透理論

任意の注水水頭 $H_0$ による不飽和土中の鉛直一次元浸透は、Green-Amptモデルと呼ばれる次式によって表される。

$$v = k \cdot \frac{H_0 + z_f + H_c}{z_f} \dots\dots\dots (3.2)$$

- ここで、 $v$ ：流速(cm/sec)  
 $k$ ：飽和透水係数(= $k_{sf}$ ) (cm/sec)  
 $z_f$ ：浸潤面深さ(cm)  
 $H_0$ ：注入水頭(cm)  
 $H_c$ ：地盤のサクション(cm)  
 $t$ ：試験時間(sec)

また、流速 $v$ は、有効間隙率 $\beta$ と浸潤面深さ $z_f$ の時間微分の積で表すことができる。

$$v = \beta \frac{dz_f}{dt} \dots\dots\dots (3.3)$$

式(3.2)に式(3.3)を代入すると、式(3.4)が得られる。

$$\frac{\beta}{k} [z_f - (H_0 + H_c) \ln(H_0 + z_f + H_c)] = t + c \quad (c \text{は積分定数}) \dots\dots\dots (3.4)$$

ここで、初期条件 $t=0$ ,  $Z_f=0$ より

$$c = -\frac{\beta}{k} (H_0 + H_c) \ln(H_0 + H_c) \dots\dots\dots (3.5)$$

以上より、地盤の透水係数は次式で示される。

$$k = \frac{\beta}{t} \left\{ z_f + (H_0 + H_c) \ln \left( \frac{H_0 + H_c}{H_0 + H_c + z_f} \right) \right\} \dots\dots\dots (3.6)$$

- ここで、 $\beta$ ：有効間隙率  
 $z_f$ ：浸潤面深さ(cm)  
 $H_0$ ：注入水頭(cm)  
 $H_c$ ：地盤のサクション(cm)  
 $t$ ：試験時間(sec)

### 3.5.3 各係数の求め方

#### 1) 有効間隙率 $\beta$

地盤の有効間隙率は、注入流量から次式で表される。

$$\beta = \frac{Q}{A \cdot z_f} \dots\dots\dots (3.7)$$

ここで、 $Q$ ：注入流量(cm<sup>3</sup>/sec)

$A$ ：供試体の断面積(cm<sup>2</sup>)

$z_f$ ：浸潤面深さ(cm)

一方、地盤の体積含水率の分布からも次式で計算される。

$$\beta = \frac{1}{z_f} \int_0^{z_f} (\theta - \theta_0) d\theta \dots\dots\dots (3.8)$$

ここで、 $\theta_s$ ：飽和体積含水率

$\theta_0$ ：供試体の初期の体積含水率

$z_f$ ：浸潤面深さ(cm)

#### 2) 地盤のサクション $H_c$

地盤のサクションは、注水浸透終了後、試験装置の全てのバルブを閉めた状態で、マノメータにより測定される。

#### 3) 浸潤面深さ $z_f$

この試験での浸潤面深さは、FDR-Vセンサーの先端の位置であり、通常1.0cm程度である。

### 3.5.4 試験結果および問題点の抽出

この試験方法を用いて実際に施工中の粘土シール材に対し原位置透水試験を行った。深さ10mmにおけるFDR-V法による水分量の経時変化を図-3.8に、流量の経時変化を図-3.9に示す。

結果として、試験地盤内の体積含水率が緩やかに上昇したため、明確な浸潤面が形成されなかった。そこで、以下にこの原因について考察し、試験方法の問題点を抽出する。

まず、原因としては以下の3点が挙げられる。

- 1) プロブと試験地盤との間にわずかな水みちが形成され、プロブ先端の水分量が徐々に上昇した。
- 2) 銅管（浸透境界リング）と試験地盤の間の水みちにより、浸透圧力が分散された。

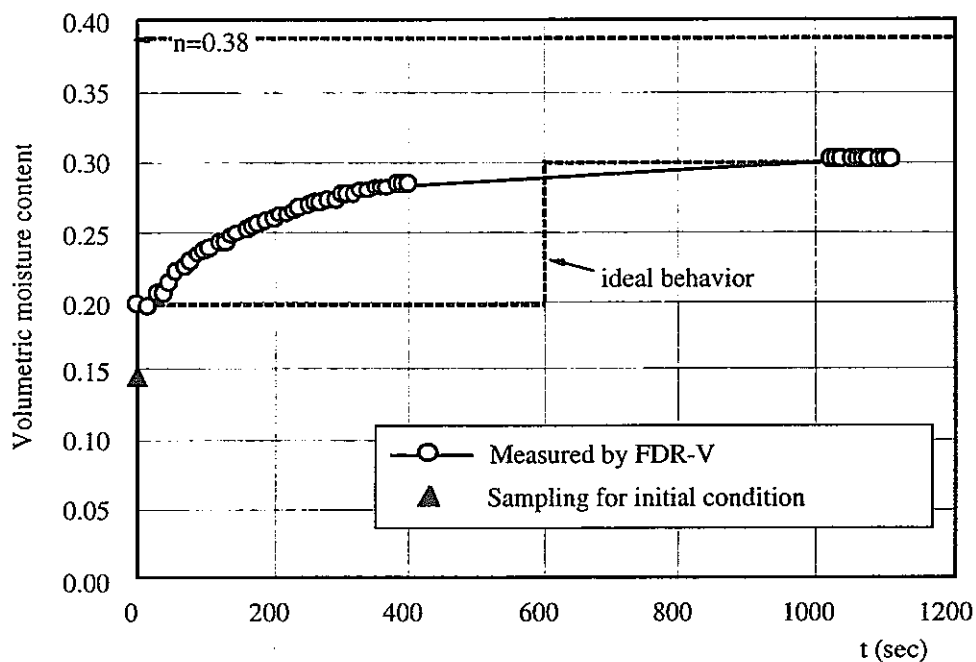


図-3.8 体積含水率の経時変化 (FDR-V測定結果)

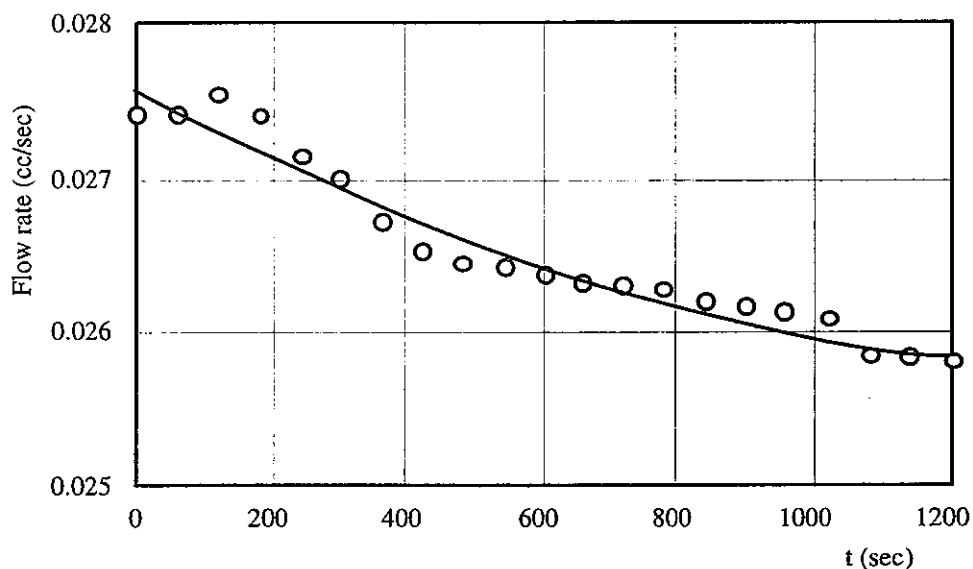


図-3.9 流量の経時変化

3) 注入圧力が低いために、浸潤面に不飽和帯を含んでいる。

このうち、1)と2)の水みちの形成については、試験終了後のサンプリングや別途行った試験により、形成されていないことを確認した。

Green-Amptモデルを用いるためには、浸潤面が明確に現れることが前提である。そこで、次にこの浸潤面の形成条件を中心に、原位置試験法の妥当性を検討する。

### 3.6 原位置透水試験法の妥当性の検討

#### 3.6.1 浸潤面の測定

まず、FDR-V装置を用いて浸潤面位置の測定が可能であるかどうか検証を行った。2mmふるい通過のまさ土を含水比7.0%に締め固めた後、FDR-Vプローブを挿入し、上部から、水を浸透させたところ、図-3.10のように急激に複素誘電率が上昇し、その間に浸潤面がプローブ先端面に到達したことがわかる。したがって、FDR-V装置によって浸潤面の深さを測定することが可能であることを確認した。

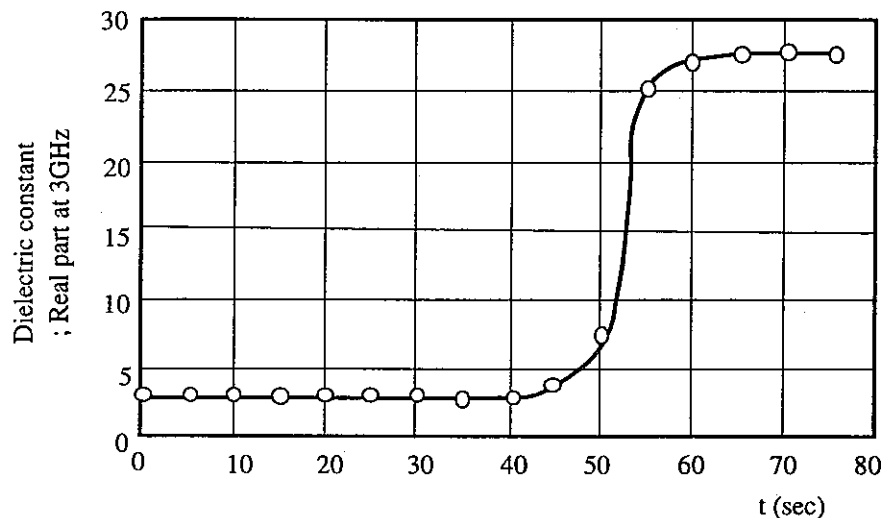


図-3.10 まさ土における浸透中の誘電率の経時変化

#### 3.6.2 浸潤面の形成

次に注入圧力を増加し、浸潤面の形成の有無について検討した。供試体は、先の現場と同じ混合土を用いて含水比 $\omega=7.5\%$ に調整し、ランマーによる一定エネルギーで乾燥密度 $\rho_d=1.75\text{g/cm}^3$ で突き固めて作成した。試験装置図を図-3.11に示す。装置は三軸セルタイプで、供試体側面からの漏水を防止するためにメンブレンを用いて、側圧 $30\text{kPa/cm}^2$ を載荷した。なお、供試体上下部には多孔板を設置している。試験条件は、 $P_0=30\text{kPa/cm}^2$ 、 $H_0=0\text{cm}$ 、 $t=300\text{sec}$ とした。サクションについては、同じ条件で作成した供試体について、別途測定した結果、 $H_c=604.6\text{cm}$ であった(図-3.12)。

試験結果を図-3.13に示す。浸潤面の先端部分は深さ約2.7cm付近まで達しているが、飽和部分は約1.0cm程度であり、完全なピストン型の浸潤面とは言い難いが、測定領域が微小であることや、フィンガリングの影響などを考慮すると、浸潤面は形成されている

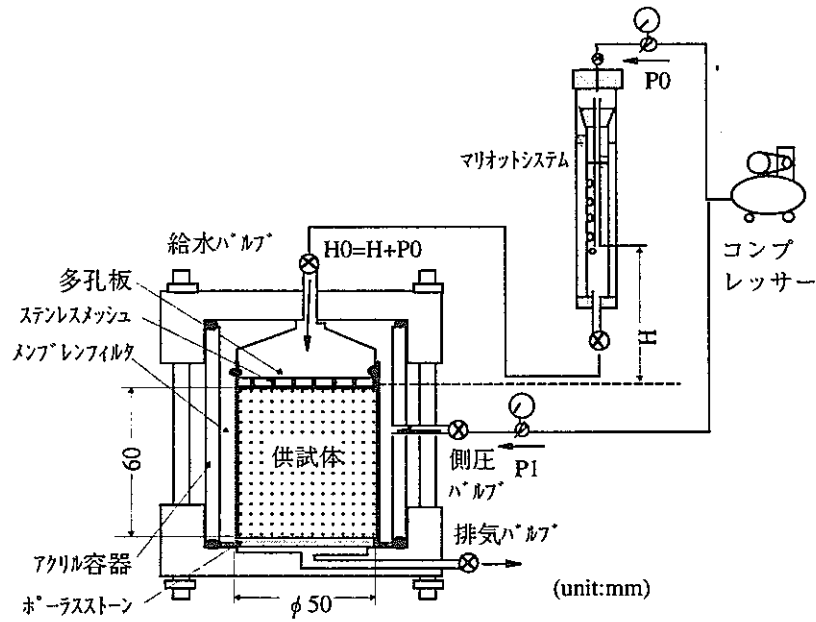


図-3.11 浸潤面形成試験装置

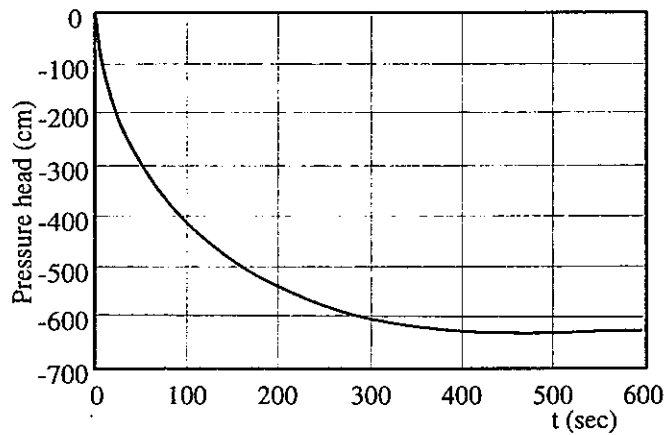


図-3.12 サクション測定結果

ものと見なすことができる。そこで、深さに対して体積含水率の分布を平均化し、完全なピストン状態に近似した場合の深さを浸潤面深さ  $z_f=2.0\text{cm}$  と仮定する。そこで、以下の各係数値を式(3.6)に代入すると、この場合の透水係数は次のようになる。

(各係数値)  $H_0=H+P_0=0+300=300\text{cm}$ ,  $H_c=604.6\text{cm}$ ,  $\beta=0.23$ ,  $z_f=2.0\text{cm}$ ,

$$k = \frac{\beta}{t} \left\{ z_f + (H_0 + H_c) \ln \left( \frac{H_0 + H_c}{H_0 + H_c + z_f} \right) \right\} = 1.69 \times 10^{-6} \text{cm/sec}$$

また、表層から0.5cmの間で、体積含水率が間隙率以上になっており、膨潤が認められた。厳密に考えると、透水係数は間隙率に大きく依存し、中には数オーダー程度の差に

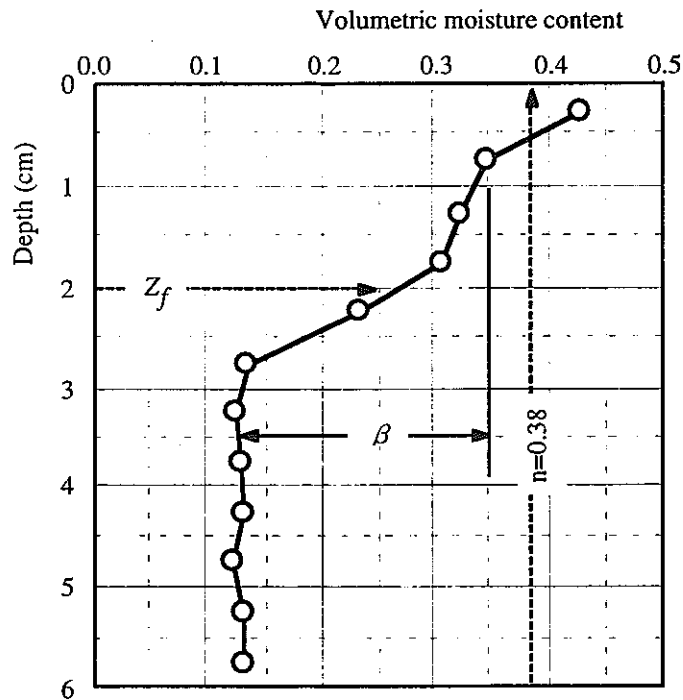


図-3.13 浸潤面の深さと体積含水率の関係

なる場合もある。膨潤量はベントナイト配合率だけでなく、初期含水率および初期間隙率、拘束圧、さらに注入水頭に依存するため、これらの値と透水係数の関係を定量化する必要がある。

### 3.6.3 加圧型飽和透水試験

得られた透水係数値から、試験方法およびGreen-Amptモデルの妥当性を検討するために、同条件で作成し試料下部から脱気水を注水して飽和度を上昇させた供試体を用いて、加圧型定水位透水試験を行った。なお、供試体の体積含水率は有効間隙率付近になっており、先の浸潤面形成試験と同じ条件である。

結果を図-3.14に示す。測定初期は、 $k=1.6 \times 10^{-6} \text{cm/sec}$ 程度であるが、時間の経過とともに約1/10にまで低下した。これは、飽和度を上昇させるために下部から浸透させた際、供試体上部で間隙率が上昇したが、浸透に伴い徐々にこの部分が圧密した影響であると考えられる。実際、供試体高さを測定した結果、10%程度膨潤していたが、浸透に伴いほぼ供試体作成時の高さまで収縮した。結果を比較すると、浸潤面試験で得られた透水係数値 $k=1.69 \times 10^{-6} \text{cm/sec}$ と比較するとほぼ一致している。結果として、注入水頭を大きくすれば、ベントナイト混合土中にも浸潤面が現れることを確認した。



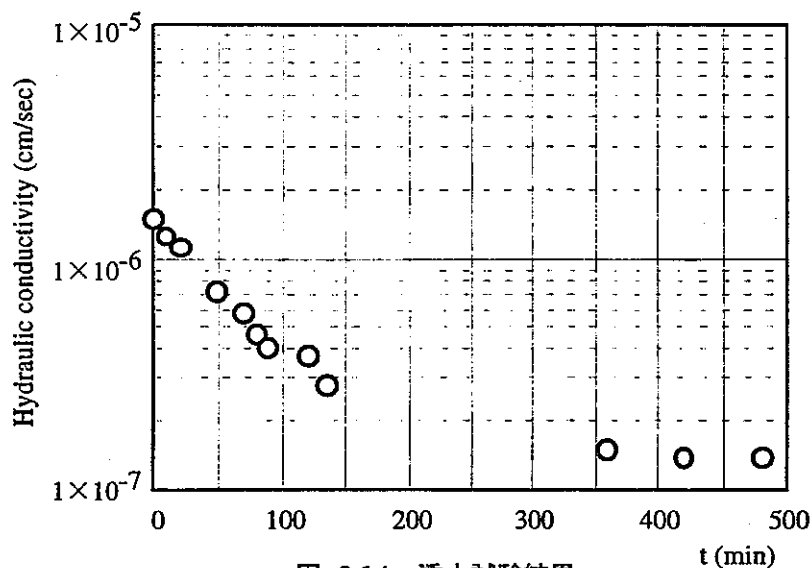


図-3.14 透水試験結果

### 3.7 まとめ

本研究では、工学材料として用いられるベントナイト混合土に注目し、原位置で迅速に測定可能な透水試験法の確立を目的とした。具体的には、既存の原位置透水試験法である Air-Entry Preemater を改良し、非常に浅い位置での浸潤面の到達時間を測定するために、複素誘電率計測法（FDR-V法）を用いて、その適用性について検討した。以下に本研究で得られた知見を列挙する。

- 1) 複素誘電率計測法（FDR-V法）により、混合土中のピンポイントでの水分量の測定が可能となった。実際に施工直後の混合土の測定を行ったところ、わずかに高い値が見積もられたが、十分適用できる範囲である。
- 2) 従来の原位置透水試験法を改良した試験装置を開発し、施工直後の現場により透水試験を実施した。その結果、注入水頭が小さかったため、浸潤面を捉えることが出来ず、透水係数を算定するには至らなかった。ただし、鋼管と混合土間の漏水等は見られず、試験装置の機能的には問題ないことがわかった。
- 3) 施工現場と同条件で作成した供試体を用いて浸潤面形成試験を行った結果、注入水頭を大きくすれば、ベントナイト混合土中にも浸潤面が現れることを確認した。そして、この結果をもとに Green-Ampt モデルにより透水係数を算定した結果、別途実施した加圧型飽和透水試験結果とほぼ同様の結果が得られ、本透水試験手法の妥当性を示した。

これらの結論の一方で、供試体の膨潤・収縮の影響等、さらに考慮すべき問題も浮上

した。今後の課題を以下に列挙する。

- 1) 本研究で提案した透水試験手法の妥当性は浸潤面形成試験により示されたと言えるが、実際の原位置透水試験で得られた値ではないため、さらに注入水頭を増加させた原位置透水試験法を実施するとともに、供試体サイズによる結果の差異等についても定量的に把握する必要がある
- 2) 試験対象地盤の初期体積含水率が大きい場合にはGreen-Amptモデルが適用できない場合が考えられる。そこで、初期条件や他の地盤に対するモデルの適用性の検討を行う必要がある。
- 3) 透水係数は間隙率に大きく依存し、中には数オーダー程度の差になる場合もある。膨潤量はベントナイト配合率だけでなく、初期含水率および初期間隙率、拘束圧、さらに注入水頭に依存するため、これらの値と透水係数の関係を定量化する必要がある。

#### 【参考文献】

- 1) Bouwer H. : Rapid Field Measurement of Air Entry Value and Hydraulic Conductivity of Soil as Significant Parameters in Flow System Analysis, Water Resources Research, Vol.2, No.4, pp.729-738, 1966.
- 2) 西垣誠, 小松満, 熊本創, 二宮功: 複素誘電率計測法を用いたベントナイト混合土のキャリブレーションに関する一考察, 第34回地盤工学研究発表会発表講演集, pp.219-220, 1999.
- 3) Shlomo P. Neuman : Wetting Front Pressure Head in the Infiltration Model of Green and Ampt, Water Resources Research, Vol.12, No.3, pp.564-566, 1976.

## 4 深層水理の調査手法およびモデル化に関する研究

本章では、地下深部を含む広域陸水系の挙動解析において、地下・地表流れ(河川流れ)をより詳細に表すための局所精細格子法、およびEh-pH条件を考慮した核種移行解析手法に関し説明する。

### 4.1 大規模水理解析における離散化手法に関する研究

大規模な3次元解析では、①空間を出来るだけ細かく分割し、地形や物性分布をなるべく滑らかに表現したい、②自然のスケールよりはるかに小さい人工物など流れに影響するものを適切に表現したい、③地下の地質の重なりなどをわかる限り自然に表現したい、との要求がある。これらを、計算機の能力の許す範囲で満足することは容易ではない。

数値解析手法としてみた場合、有限要素法(FEM)は格子の形成が柔軟であり、部分的に非常に細かくすることも粗くすることもできる。しかし、FEMがどのような問題にも適用性があるわけではなく、多相流れの解析などでは差分法に頼らざるを得ない状況にある。差分法は格子の柔軟性に欠けることが最大の欠点であるが、記憶容量、計算量ともにFEMより小さく解析上有利な点もある。

ここでは、構造型格子を基礎とする差分法で空間表現の柔軟性を獲得するため、局地精細格子システム(LMR、Local mesh refinement)の利用を考える。歴史的には、LMRに関する研究は多数あるが、解決すべきは、①差分型の有利さを維持した上で如何に格子を細かくするか、②できあがる行列方程式が非構造型となるが、それを如何に効率的に解くか、である。

#### 4.1.1 自然を離散化する上での要件

実際に陸域の広い範囲を離散化する場合、そこに含まれる地形(山、谷、川、湖、植生)、地質状況(地層の重なり、断層、割れ目、不整合、火成岩体など)、人工物(道路、都市域、トンネル、地下

空洞などの施設)を適切に表現することが求められる。

### (1) 断層付近の離散化

図4.1(a)に示したように、地層の重なりが単純なものは、容易に格子分割が可能である。しかし、図4.1(b)の様に、断層を含む地層があり、その中の流れを捉えようとする場合には、大きな格子分割の中に精細格子を生成することが必要となる。

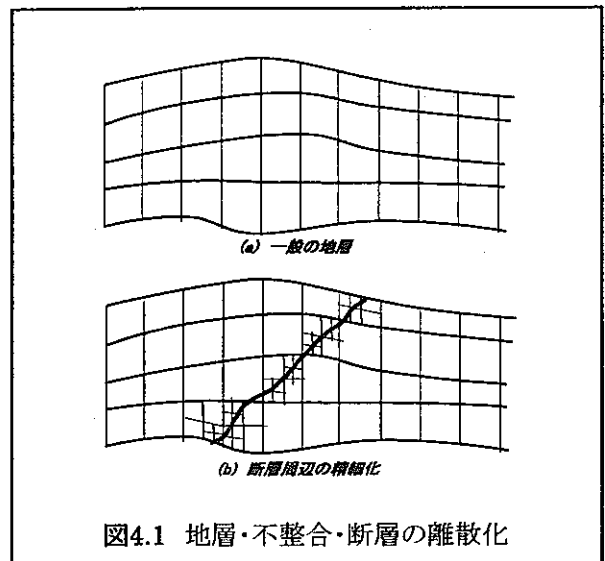


図4.1 地層・不整合・断層の離散化

### (2) 地表地形を考えた離散化

図4.2(a)の様に、山、谷、川、平野の組み合わせの地形では、適当な細かさを維持しながら全領域を離散化するためには、図4.2(b)の様な離散化の方が有利である。特に、川は地表流出の主たる担い手であり、それを中心に離散化を行う必要があるから、河川と平地(扇状地など)の組み合わせに適していると考えられる。

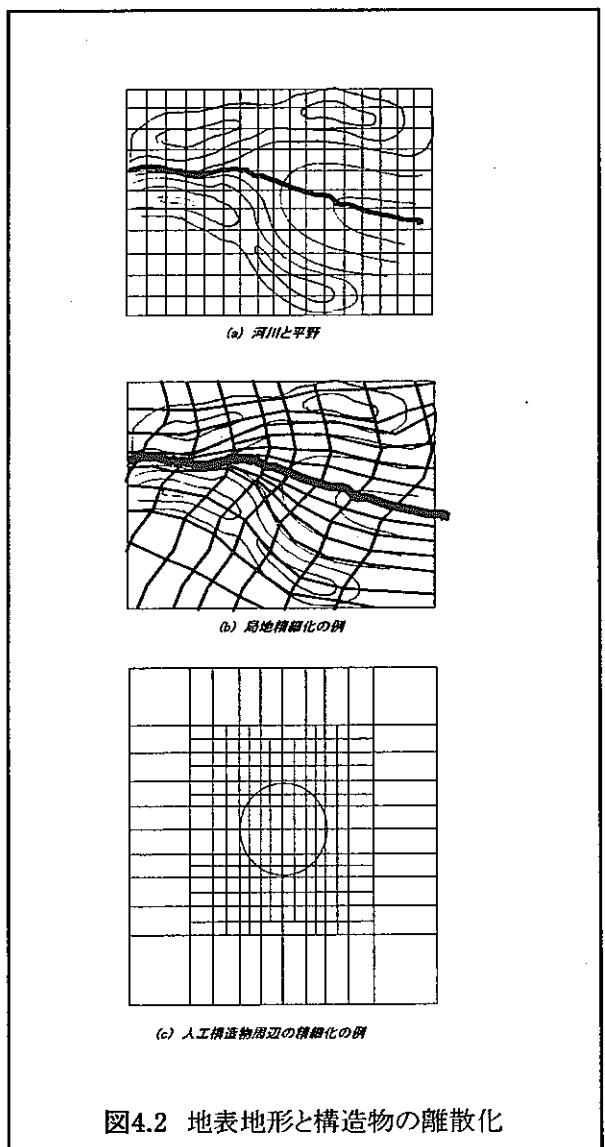


図4.2 地表地形と構造物の離散化

### (3) 人工物およびその周辺の離散化

図4.2(c)の様に、人工物の周辺の流れを表現する上では、その周辺で人工物のスケールより小さな格子を設定することが必要となる。この場合、従来の構造型格子より局地精細型の方が明らかに有利であり、またより意味のある挙動を描き出すことが出来よう。

#### 4.1.2 局地詳細格子の概念と数値計算手法

##### (1) 概念図

一般的に、局地精細分割では任意に格子が設定できるわけではない。粗いものから段階的に細かくしてゆく必要がある。解析上の誤差を大きくしないためには、2分割を順次進めてゆく方法が採られる。図4.4は平面な局地精細格子の例である。また、図4.5は三次元的な分割の様子を表している。

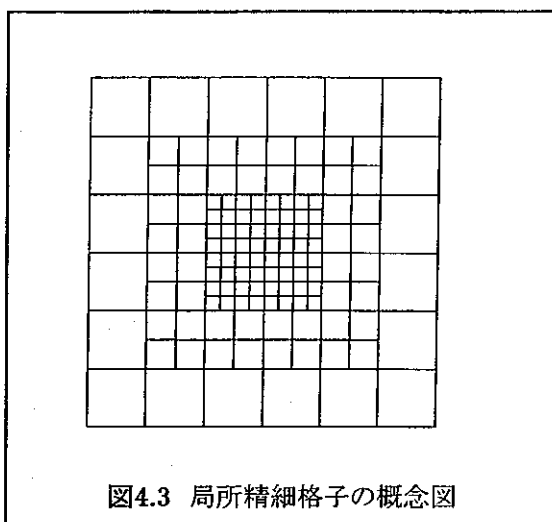


図4.3 局所精細格子の概念図

##### (2) 数値計算手法

数値計算の要点は次の通りである。局地精細型では、構造格子型の差分展開から出てくる7重対角行列の形が大幅に変わってくる。しかし、行列構造をよく調べると、いつでも三重対角構造の繰り返しにより作られていることがわかる。各要素は、それ自身が大きさの違う行列となっているが、入れ子構造に着目すれば、Nested Factorization による前処理法を修正することで適用可能である。また、ORTHOMINと適用することで、7重対角行列と同様の手間で解くことが可能である。

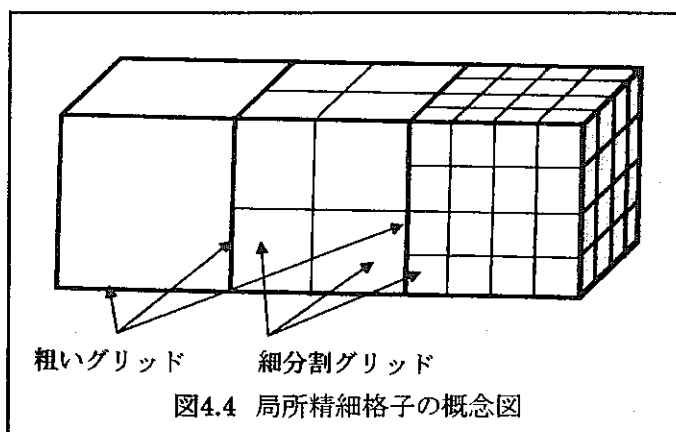


図4.4 局所精細格子の概念図

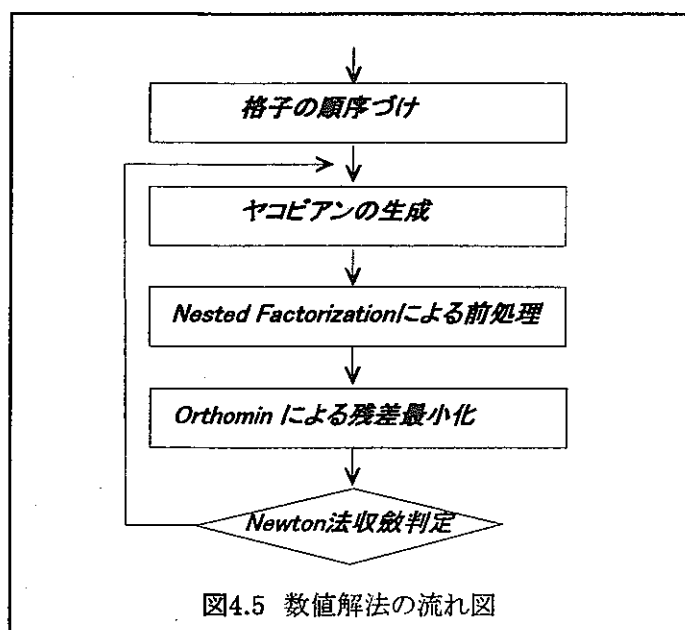
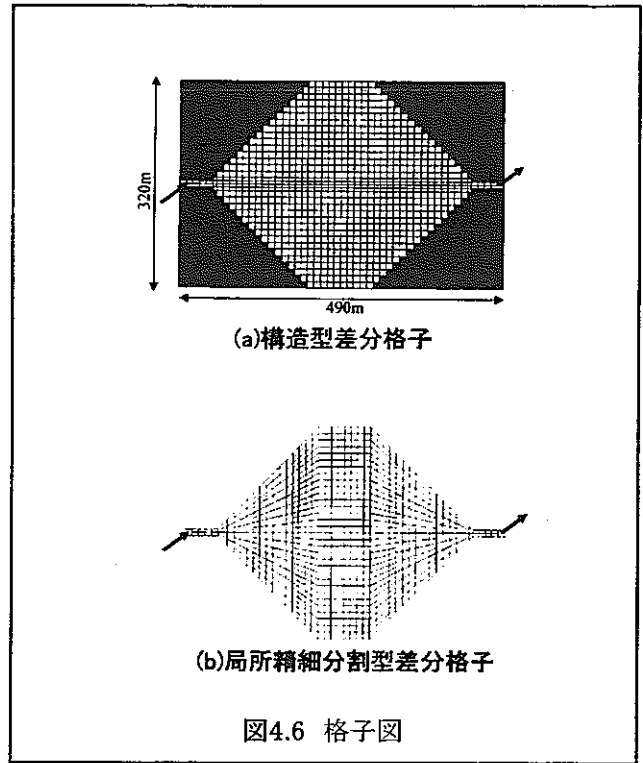


図4.5 数値解法の流れ図

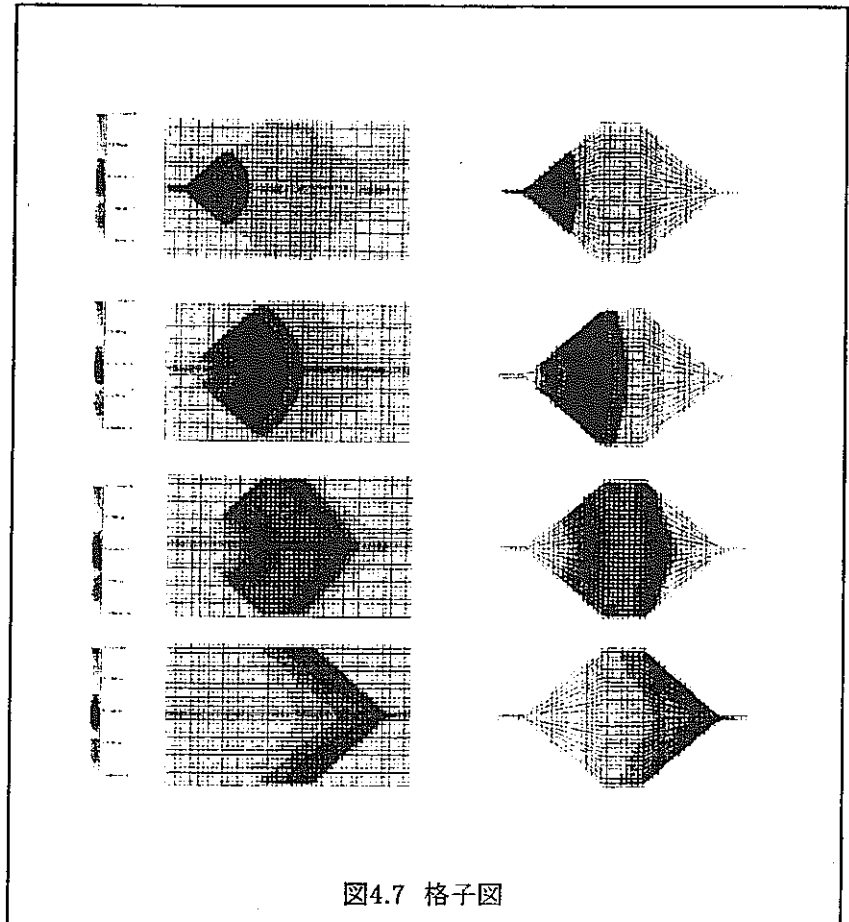
### 4.1.3 数値計算例

#### (1) 流路面積の違う媒体

図4.6の様に、左方と右方で細く、中央部で広くなるような流路を持つ多孔質媒体を、一般的な構造格子と局所精細型格子で表現した場合を考える。図4.6(a)は細かい構造格子の流路以外を不浸透としたものであり、図4.6(b)は1本の幅の違う流路をほぼ同じ細かさの格子に局所精細化したものである。計算結果を図4.7に示す。構造格子は格子方向



効果が強く出て、中央が進みが早く斜め方向が遅い。これに対し局所精細型では、中央部と斜めの広がりほぼ同じ距離となっており、好ましい結果となっている。



(2) 河川と扇状地の模式計算

図4.8は河川が平野部に出る地形、即ち扇状地を模したものである。

図4.9に計算結果を示す。左方から流入する水は、中央の河川を流れ、流量の大きな場合には周辺に広がる(洪水)様子が分かる。河床とその周辺の地形標高を精細格子に入力しておけば、洪水予測を細かく行うことが出来よう。

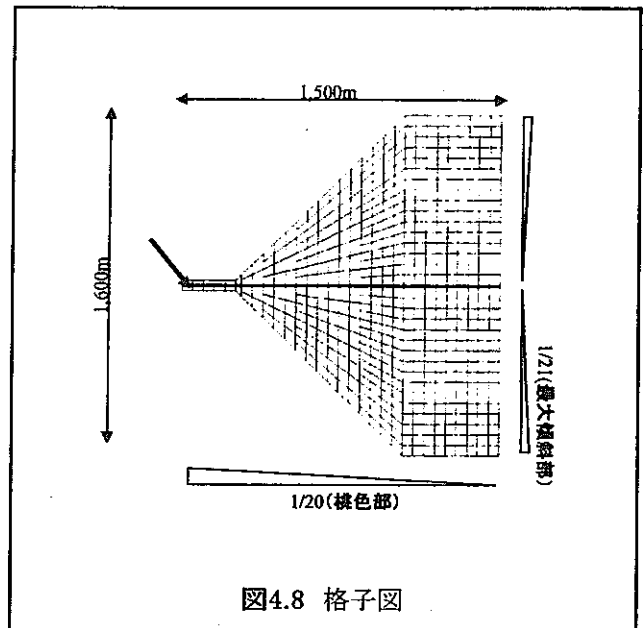


図4.8 格子図

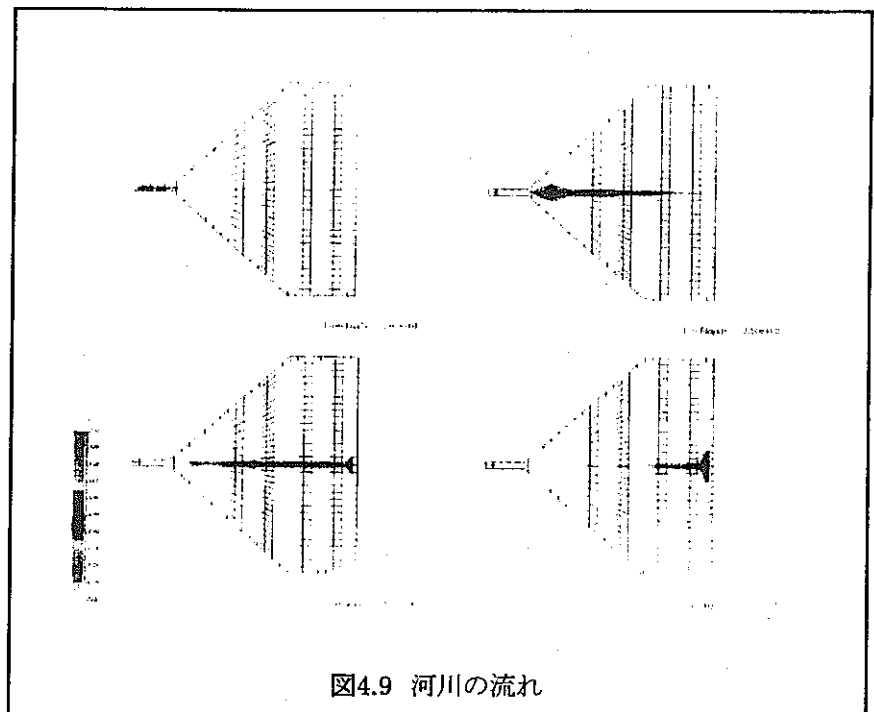
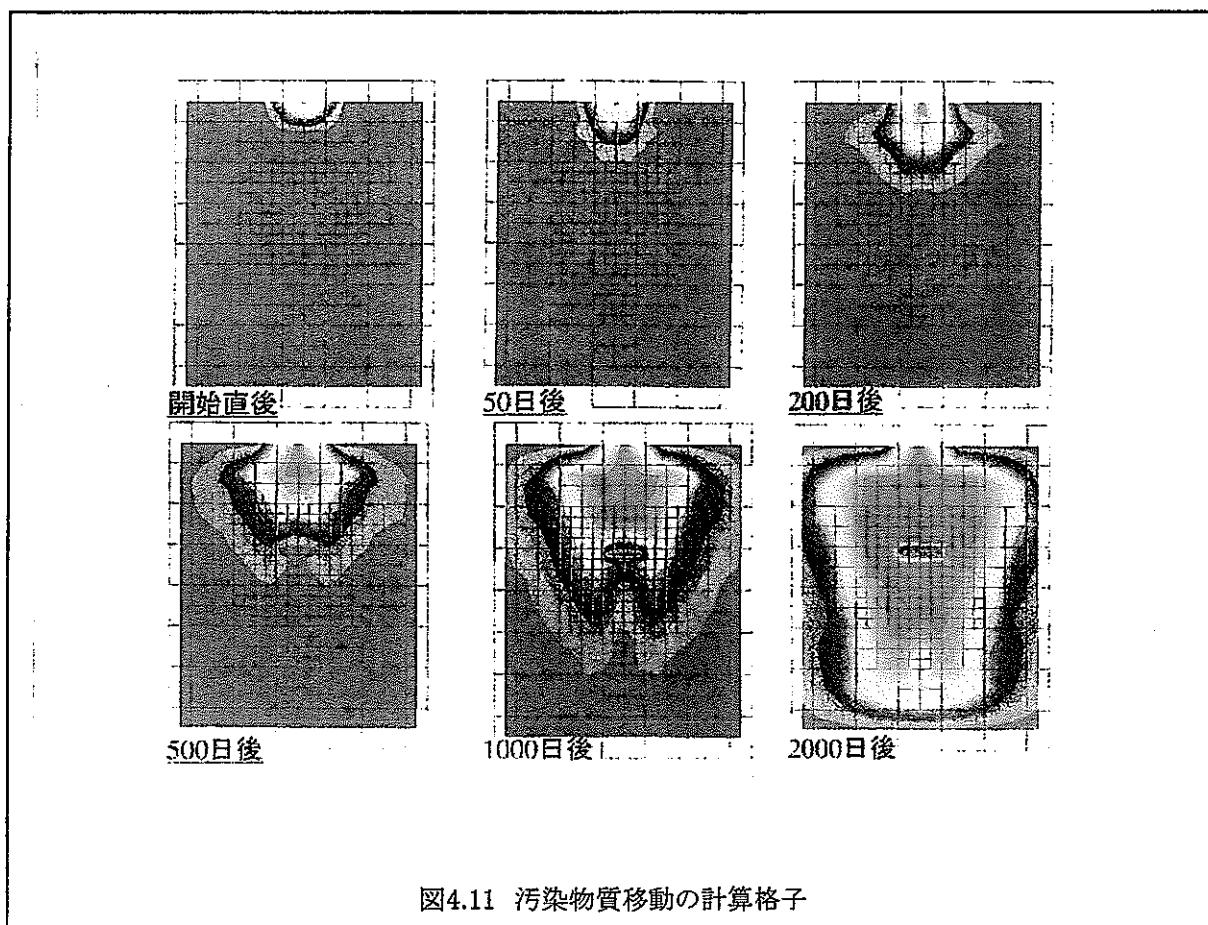
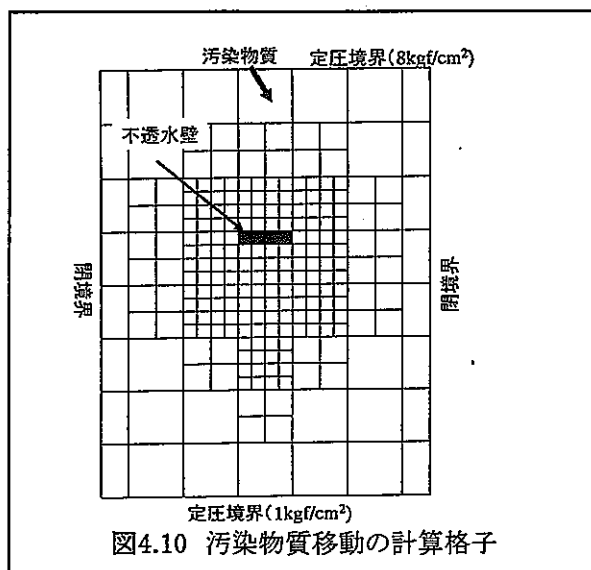


図4.9 河川の流れ

### (3) 汚染物質の流下計算の例

図4.10の様に、地上から汚染物質が地下浸透する様子を、周辺のみを精細分割した格子により表現する。図4.11に結果を示した。実際のフィールドでは、広域の地下水流動の中で局地的な汚染物質の挙動を捉えるため、このような格子の必要性が高い。また、流動のフロントに合わせ、細かい格子を切り直してゆく手法(適応格子、Adaptive gridding)がより適切かも知れない。





(4) 圧縮気体貯蔵空洞からの漏洩の計算例

図4.12の様に、地下空洞周辺を細かい格子で表現し、圧縮気体の流動の様子を計算した。結果を図4.13に示す。

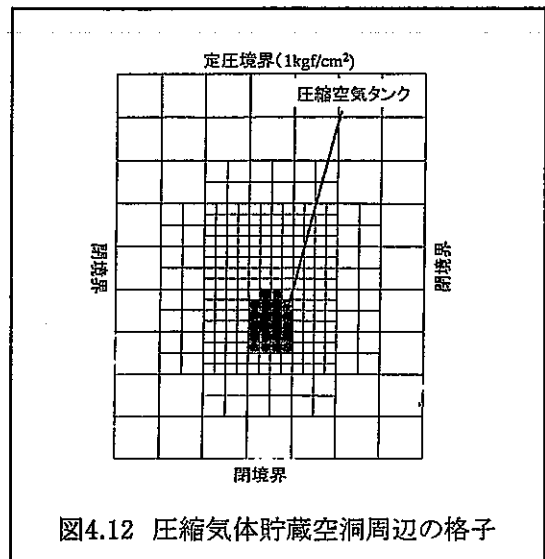


図4.12 圧縮気体貯蔵空洞周辺の格子

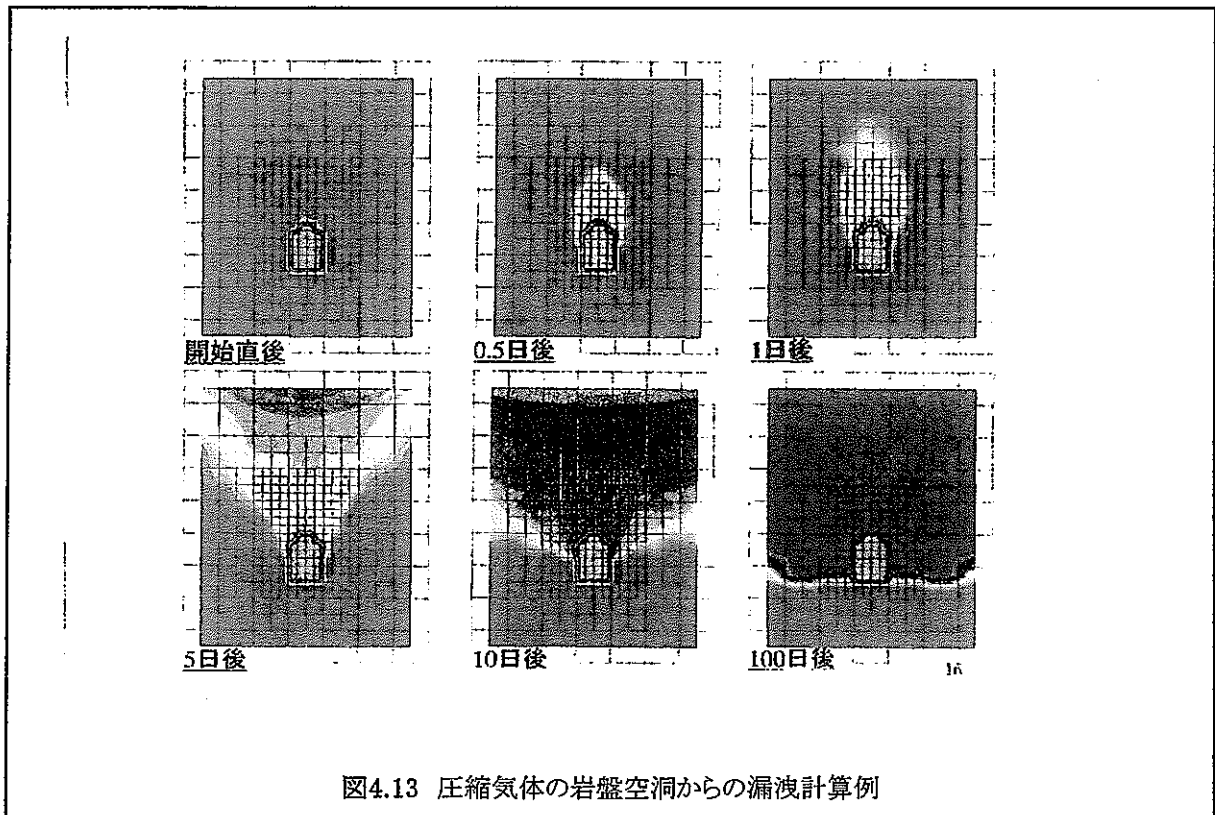


図4.13 圧縮気体の岩盤空洞からの漏洩計算例

## 4.2 地下深部岩盤中の放射性核種移行過程に関する研究

放射性廃棄物の地層処分において、核種が地下深部から人類の生活空間まで運搬される要因として、地下水へ核種が溶解して移流・拡散するプロセスが考えられる。本研究では核種の漏洩、移行挙動の予測技術の開発のための基礎的検討として、Eh、pH、溶存濃度によって作成される Eh-pH 図から沈殿・溶解量を算出する手法の開発、および地下水流れ、移流・拡散を加えたコードを作成した。その妥当性を検討するためにカルシウムの移流・拡散、沈殿・溶解実験を行ない、その結果とシミュレータの計算値とのマッチングを通して適応性を検討した。

### 4.2.1 研究の背景

世界的に計画が進められている地層処分は高レベル放射性廃棄物を地表から約1000mの地下空間に1万～10万年の長期に渡って埋設し、人類の活動範囲から隔離するために実施するものである。したがって、地層処分では長期間にわたる放射性物質の漏洩・移行の挙動を予測する技術の開発が必要不可欠である。核種移行の主要なファクターとして考えられるのは、(1)緩衝材中における核種の拡散、(2)地下水中に溶存した核種の移流拡散、(3)核種のEh-pHなどの変化による沈殿、再溶解、(4)核種の緩衝材、岩盤への吸着、(5)核種の崩壊(連鎖も含む)、である。

本研究は核種の崩壊などで変化が生じると考えられる化学的雰囲気に伴う沈殿・溶解現象の基礎的な検討を行ない、核種移行の主要なファクターを網羅したシミュレータを作成して、より信頼性の高い安全評価を行なうための手法を開発することを目的としている。

### 4.2.2 核種移行過程のモデル化

核種移行の主なファクターは移流、濃度拡散、吸着、沈殿・溶解、崩壊の5つであり、それら各々は以下のように定式化される。

### (1) 地下水流れ

地下水の飽和1相流れは、ダルシー則および質量保存則より、以下のように表される。

$$u = -\frac{K}{\mu} \frac{\partial \Psi}{\partial x} \quad (4.1)$$

$$\frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{\rho K}{\mu} \frac{\partial \Psi}{\partial x} \right) = \frac{\partial(\rho\phi)}{\partial t} \quad (4.2)$$

ここで、 $u$ :ダルシー流速  $K$ :浸透率、 $\mu$ :水の粘度、 $\Psi$ :水のポテンシャル、 $\phi$ :間隙率である。

### (2) 汚染物質の移流・拡散、吸着

式(4.1)のダルシー流速を用いて、移流項を表し、吸着は線形吸着と仮定すると、核種*i*について以下の式が得られる。

$$\frac{\partial}{\partial x} \left( D_i \frac{\partial C_i}{\partial x} - u C_i \right) = \frac{\partial(\phi R_i C_i)}{\partial t} \quad (4.3)$$

ここで、 $D_i$ :拡散係数、 $C_i$ :溶質濃度、 $R_i$ :遅延係数、 $\phi$ :孔隙率である。

### (3) 核種の崩壊

核種の崩壊は、濃度をモル濃度とすれば、次のように表すことができる。

$$\frac{\partial C_i}{\partial t} = -\lambda_i C_i + \sum_j \lambda_j C_j \quad (4.4)$$

ここで、 $\lambda_i$ :崩壊定数(=ln2/半減期)

#### (4) 沈殿・溶解

沈殿・溶解モデルは  $C_{pi}$  を沈殿(溶解)による濃度変化量とすると、次のような Eh、pH、温度、濃度の関数として考えられる。

$$C_{pi} = C_{pi}(Eh, pH, T, C_i) \quad (4.5)$$

##### 4.2.3 化学的雰囲気における沈殿・溶解の理論

水溶液にある物質を溶かすときに影響を及ぼすパラメータには溶質の濃度、水溶液の温度、pH、Eh(酸化還元電位)がある。つまり、ある水溶液の温度、pHやEhが変わることによって、溶質の沈殿が生じたり、今まで溶けなかった物質の溶解が可能になることがある。本研究では溶質の沈殿・溶解をEhとpHの変化そして温度と濃度との兼ね合いを考慮した形で表す。

##### (1) Nernstの式

溶液中の物質が沈殿などをする際に、電子を得たり、放出したりして価数を変える酸化還元反応を伴うことがある。ここで溶液の酸化還元反応のポテンシャルは酸化還元電位と呼び、次のNernstの式で表される。

$$Eh = E^0 - \frac{RT}{nF} \ln K_{eq} \quad (4.6)$$

ここで、Eh:酸化還元電位、 $E^0$ :反応の標準電位、 $R$ :ガス定数、 $0.001987 \text{ kcal}/(\text{K}\cdot\text{mol})$

$T$ :絶対温度[K]、 $F$ :ファラデー定数、 $23.06 \text{ kcal/V}$ 、 $n$ :半反応における電子数、 $K_{eq}$ :平衡定数

である。ここで、

$$E^0 = -\frac{\Delta G_R^0}{nF} \quad (4.7)$$

であり、 $\Delta G_R^0$ は、次の反応、 $aA + bB = cC + dD$ においては、

$$\Delta G_R^0 = c\Delta G_c^0 + d\Delta G_d^0 - a\Delta G_a^0 - b\Delta G_b^0 \quad (4.8)$$

で表され、このときの各  $\Delta G^0$  は熱力学データとして既存のデータがあるのでそれを参照する。濃度は固体(沈殿するもの)については常に1として扱う。ある半反応  $aA + mH^+ + ne^- = bB + wH_2O$  について

$$Eh = E^0 - \frac{RT}{nF} \ln \frac{[A]^a [H_2O]^w}{[B]^b [H^+]^m} \quad (4.9)$$

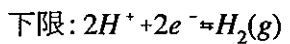
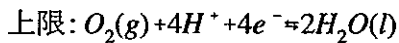
となり、結局、

$$Eh = \frac{-\Delta G_R^0}{nF} - \frac{RT \ln 10}{nF} \log \frac{[A]^a}{[B]^b} - \frac{mRT \ln 10}{nF} pH \quad (4.10)$$

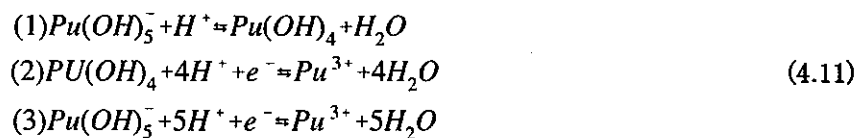
のように書ける。この式を各元素に適用して、各元素の Eh-pH 図を作成する。

## (2) Eh-pH 図の作成

Eh-pH 図とは前項の Nernst の式から求めた式を水の安定領域を表す式と共にプロットしたものであり、各直線は反応の平衡状態を表している。ここで言う水の安定領域とは、



としたものである。次に、Eh-pH 図を作成する際に必要となる Nernst の平衡式の作成方法について記す。高レベル放射性廃棄物に含まれる核種の中でも重要な元素の1つである Pu についての半反応式は以下の3式である。



この半反応式3式に関する Nernstの式より求められる平衡式は温度25°Cのときは

$$\begin{aligned}
 \text{pH} &= 12.928 + \log[\text{Pu}(\text{OH})_5^-] \\
 \text{Eh} &= -0.26048\text{pH} + 1.0447 - 0.06512\log[\text{Pu}^{3+}] \\
 \text{Eh} &= -0.3256\text{pH} + 1.82128
 \end{aligned}
 \tag{4.12}$$

となる。これらの3つの式によって作成された PuのEh-pH図は図4.13のようになり、Ehと pHの値によって対象元素の存在形態を決定できる。

### (3) Eh-pH図に基づく沈殿・溶解

沈殿あるいは溶解が起こるにつれ反応によって  $\text{H}^+$  や  $\text{e}^-$  が消費もしくは生成されて Eh、pHが変化していくが、その変化も反応が平衡状態に達するところまでしか進行しない。これを Eh、pH、濃度の3次元で考えた場合、反応開始の状態から、前節で述べた Nernstの式によって決定される平面と、反応の形態によって決定する(反応によって生成、消費される量の比で表される)方向ベクトルを持った直線との交点で定まる(図4.14)。

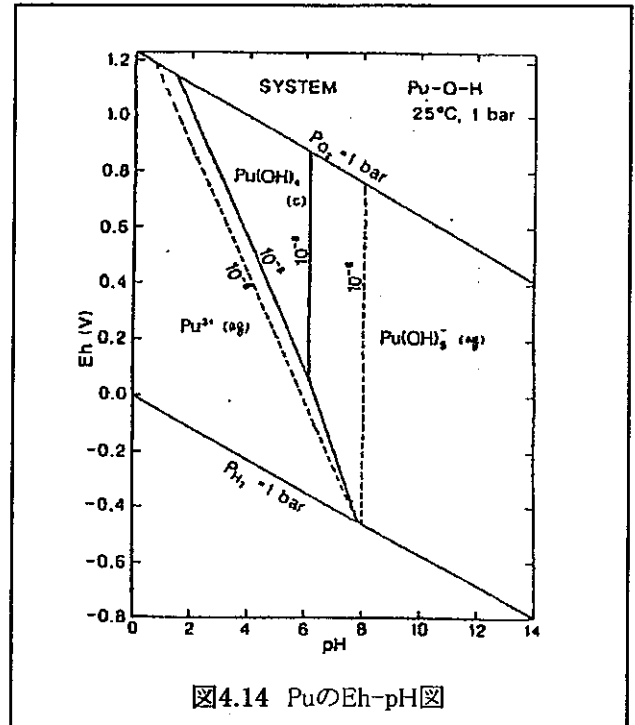


図4.14 PuのEh-pH図

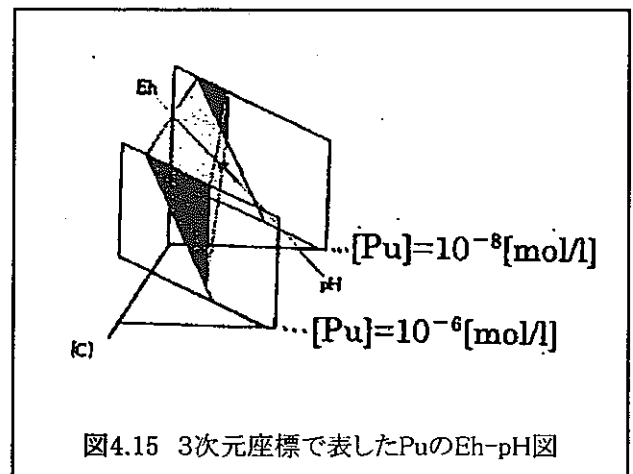


図4.15 3次元座標で表したPuのEh-pH図

### (4) 反応量の算出

これまでの議論を元に Eh、pHの变化、あるいは溶存濃度の変化が生じたときの沈殿または溶解の量を求めるコードの作成を行なう。これは核種に限らず全対象元素について行なう。例えば後節の実験で使用するカルシウムの次の半反応



について、この半反応式に基づいて作成される平衡の式は、標準酸化還元電位が、

$$\Delta G_R^0 = -132.31 + 2(-56.69) - (-214.74) = -30.95 \quad (4.14)$$

より、

$$\log \frac{[Ca^{2+}]}{[H^+]^2} = \frac{-(-30.95)}{Cn} \quad (4.15)$$

なので

$$pH = \frac{15.475}{Cn} - 0.5 \log [Ca^{2+}] \quad (4.16)$$

となる。これらの各係数に温度55°C、F=23.06kcal/V、R=0.001987 kcal/(K・mol)の条件を代入すると、

$$pH = 10.307 + 0.5 \log [Ca^{2+}] \quad (4.17)$$

ここで、Eh、pHが平衡状態から溶存Caが外部から加わったときに、沈殿側の領域にある状態のとき、反応は右から左で起こり、pHはCaの沈殿とともに変化し、(Eh,pH)座標が沈殿領域である限り沈殿が進行する。つまり反応によって[H<sup>+</sup>]が増加すなわちpHは減少するのに対し、溶存Caが増加するので平衡状態におけるpHは減少し、この均衡が取れるところまでしか沈殿は進まない。ここで、

$$\log \frac{[Ca^{2+}]}{[H^+]^2} < \frac{30.95}{Cn} \quad (4.18)$$

式の沈殿の反応が継続する条件となり、この反応における沈殿量をdCとすると、

$$\log \frac{[Ca^{2+}] + dC}{([H^+] - 2dC)^2} < \frac{30.95}{Cn} \quad (4.19)$$

となり、これを変形すると

$$[Ca^{2+}] + dC < 10^{30.95/Cn} ([H^+] - 2dC)^2 \quad (4.20)$$

となる。dCがこの範囲の間は反応が進行する。反応が終了するのは、

$$4 \times 10^{30.95/Cn} dC^2 + (-4 \times 10^{30.95/Cn} [H^+] - 1) dC + 10^{30.95/Cn} [H^+]^2 - [Ca^{2+}] = 0 \quad (4.21)$$

となったときである。この解は2次式の場合直接求めることができる(3次以上の場合はニュートン法で求めることができる)。ただし、このdCは、

$0 \leq dC \leq [Ca]$  といった制限がある。

#### 4.2.4 移行計算フローチャート

以上の議論による沈殿・溶解計算を含んだ、移行解析のフローチャートを図3に示す。地下水流動、移流・濃度拡散、吸着、崩壊の5つのファクターを全て計算し、平衡状態に達したところで1ステップが終了となる。

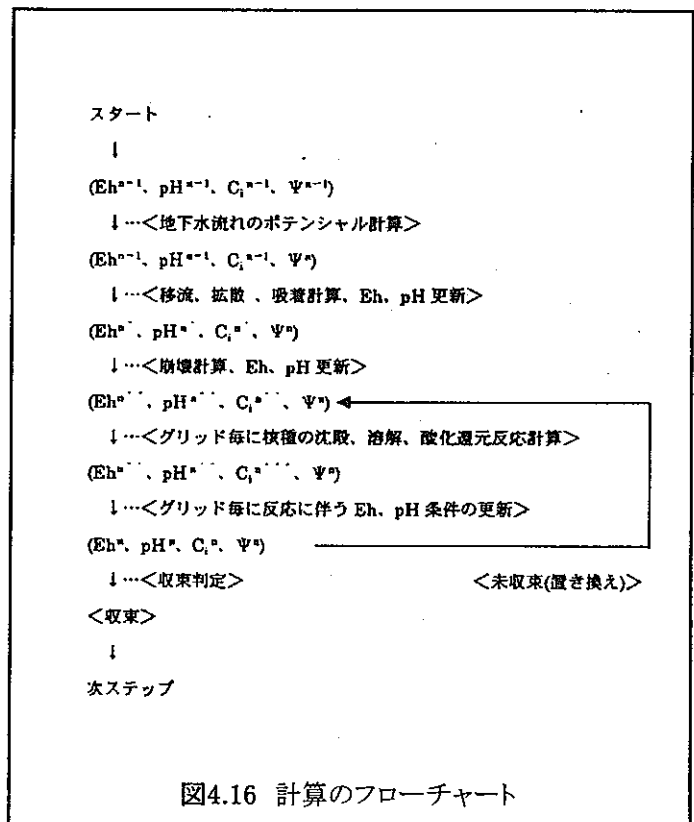


図4.16 計算のフローチャート



#### 4.2.5 沈殿・溶解現象に関する実験

先述の沈殿・溶解モデルが多孔質媒体中でも適用できるか、また移流・分散と同時に沈殿・溶解を再現できるかを確認するためにCaを用いた実験を行なった。実験はセラミック製のコアに水やCa水溶液を満たし、定水頭でケース毎に異なる溶液を注入する形で行なった。ここで用

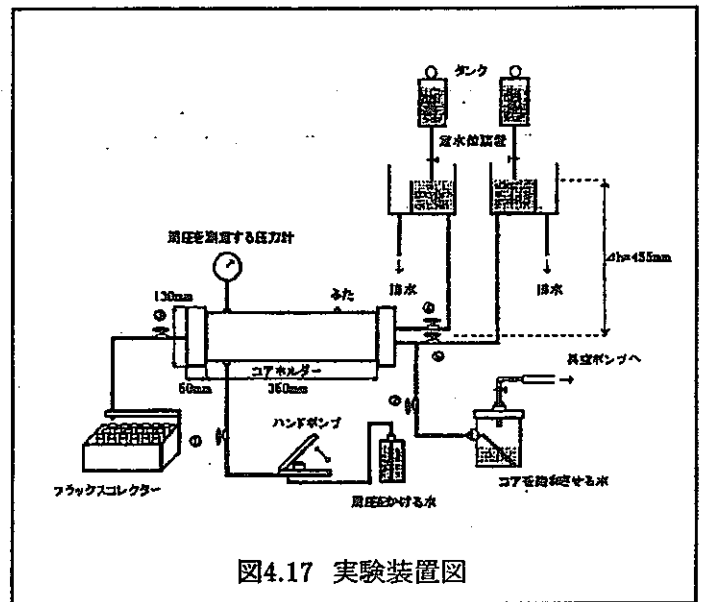


図4.17 実験装置図

いた実験装置を図4.16に示した。使用したコアのサイズは、長さ 29.7cm、直径3.75cmである。また孔隙率は45%で、浸透率は実験で求めた。

##### (1) 各ケース設定

各ケース設定は以下の通りである。

CASE1: 浸透率の測定

CASE2: 移流・分散状況の確認

CASE3: 多孔質媒体内で、移流・分散と同時にpHを上げて沈殿が起こるかを確認

CASE4: 多孔質媒体内で、移流・分散と同時にpHを下げて再溶解が起こるかを確認

##### (2) 実験結果の考察

各実験の結果は以下の通りで、CASE3については実験と同設定で行なったシミュレーションについても、同じグラフに示してある。

##### (3) CASE1およびCASE2の結果について

CASE1の結果よりダルシーの法則を使い、コアの絶対浸透率を求めた。実験値の水頭差

表4.1 実験のケース設定

	CASE 1	CASE 2	CASE 3	CASE 4
コアに注入する液体	水	CaCl <sub>2</sub> 水溶液	Na <sub>2</sub> CO <sub>3</sub> 水溶液	塩酸
各実験前に コア内に存在する主な物質	水	水	CaCl <sub>2</sub> 水溶液	Na <sub>2</sub> CO <sub>3</sub> CaCO <sub>3</sub> Ca(OH) <sub>2</sub>
測定データ	流量	流量 Ca <sup>2+</sup> 濃度 pH	流量 Ca <sup>2+</sup> 濃度 pH	流量 Ca <sup>2+</sup> 濃度 pH
目的	浸透率の測定	移流・拡散現象の確認	沈殿現象を想定。その影響を見る	溶解現象を想定。その影響を見る

CaCl<sub>2</sub> 水溶液 :  $1.36 \times 10^{-2}$  mol/l、pH=7

塩酸 :  $2.72 \times 10^{-2}$

mol/l、pH=1.5

Na<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>水溶液 :  $1.42 \times 10^{-2}$  mol/l、pH=12

0.455mH<sub>2</sub>O、流量  
0.2m/sから、浸透率は  
17Darcyと計算された。以降、  
この値を用いて全てのシミュ  
レーションを行なっている。

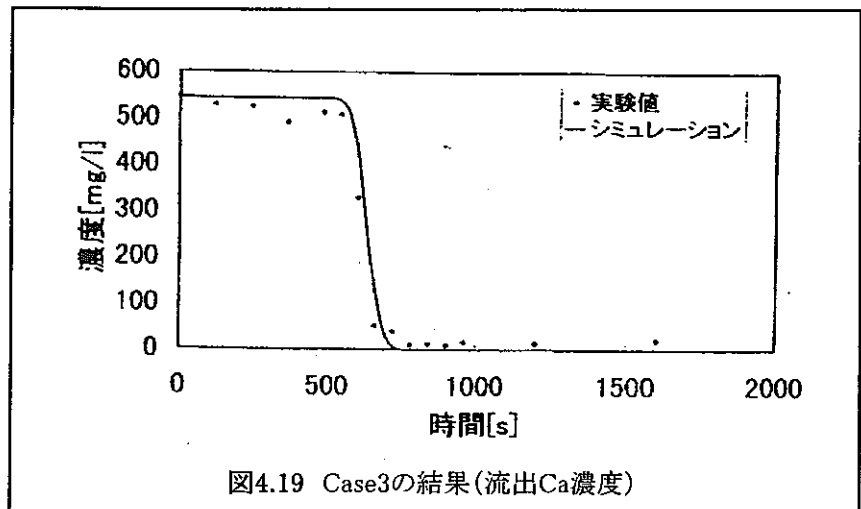
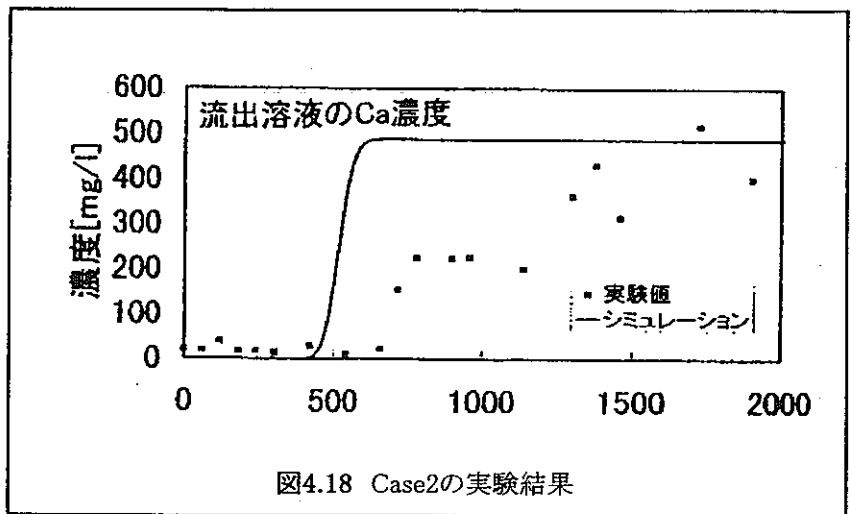
CASE2ではCaの移流の様  
子を測定した。今回用いた  
濃度測定器は測定毎に得ら

れる値にばらつきがあるため、明確な移流の様子は見にくいですが実験開始後約600秒で流出が始ま  
ていると思われる。

CASE3と4ではpHの高  
い溶液を注入して沈殿が  
起こり、次にpHの低い溶  
液を注入することで再溶解  
が起こるかを検討した。図  
4.19を見ると600秒付近で  
注入溶液がコア中の溶液  
と入れ替わって流出してい

ることがわかる。もし沈殿が起こっていなければ、CASE4ではCaの検出量は変わらないはずであるが、  
図4.19でCa濃度の増加が見られており、溶解したCaが検出されたものであると考えられる。

これ以外に見られた特徴として、CASE3において時間経過毎に流出量が減少し、逆にCASE4で  
はそれが増加し、ほぼもとの量に戻る様子が見られた。これは沈殿による孔隙の目詰まりと溶解によ  
る解消であると考えられる。実験器具の影響である可能性もあるので、本検討では特筆はしないが、  
多孔質媒体の浸透率に影響を与える重要な要因と考えられうる現象である。



今回の実験で、化学的  
 雰囲気の変化による沈  
 殿・溶解は、多孔質媒体  
 中における移流・拡散の  
 間でも同様に起こることが  
 確認できた。次にこの  
 データを用いてシミュレ  
 ーションとのマッチングを行  
 なう。

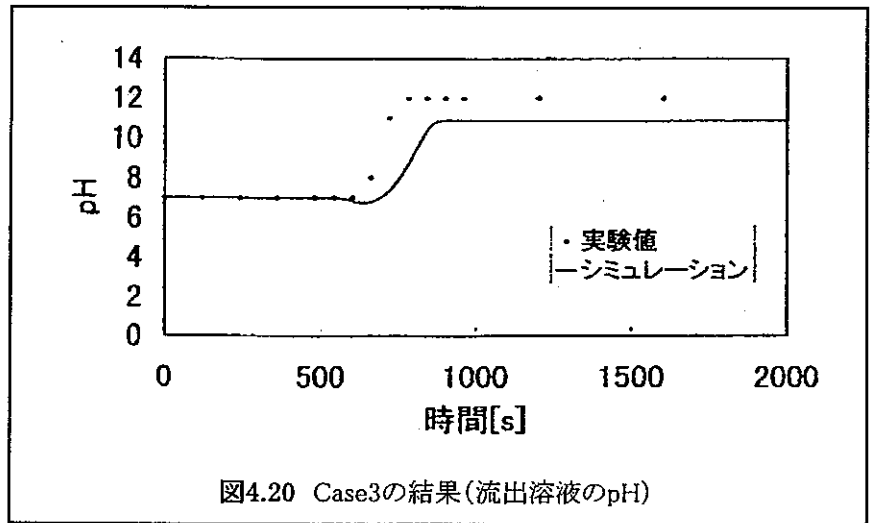


図4.20 Case3の結果(流出溶液のpH)

#### 4.2.6 解析結果との比較

##### (1) CASE2の結果

について

CASE2 では Caイオン  
 の移流速度が計算できる。  
 ブレークスルー時間より

求まる移流速度は

$5 \times 10^{-4} m/s$  であり、

CASE2の計算結果が

$5.3 \times 10^{-4} m/s$  であったこと

から、若干速いが移流・分

散の計算はほぼ合ってい

ることが確認された。ただ

し、実験値のような緩やか

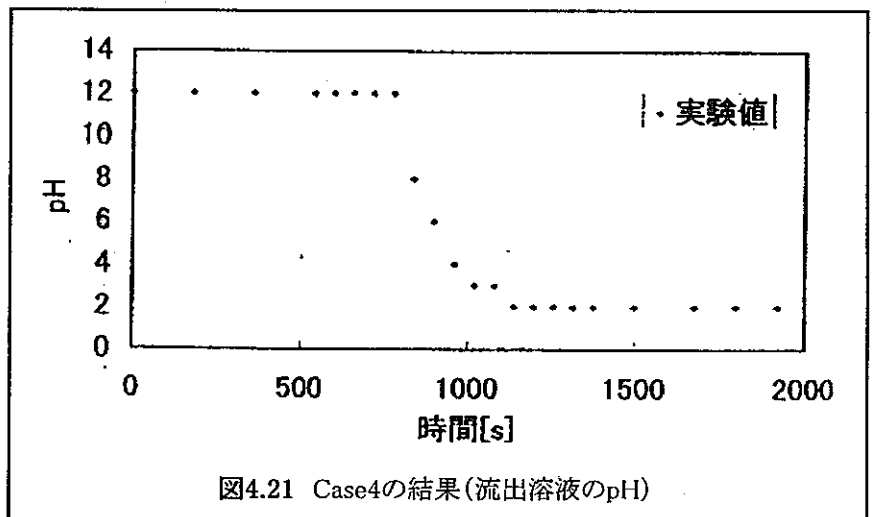


図4.21 Case4の結果(流出溶液のpH)

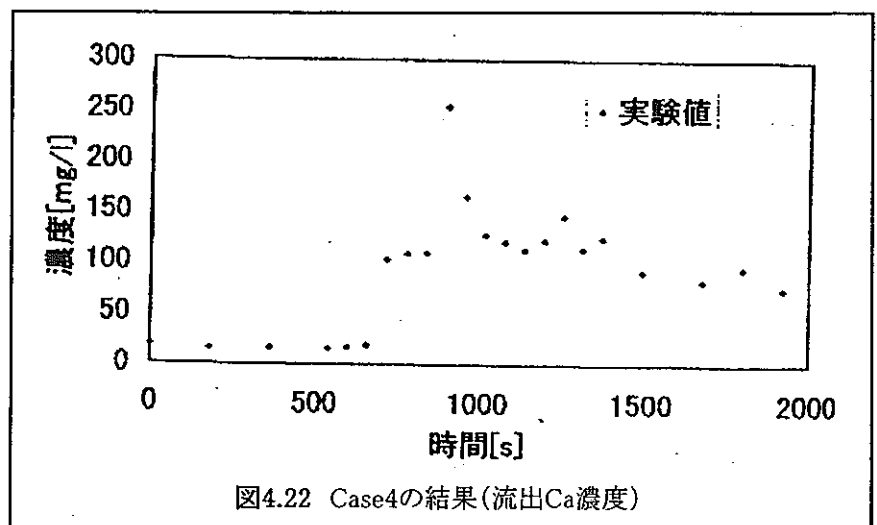


図4.22 Case4の結果(流出Ca濃度)

な流出は見られず、急激にCa濃度が上昇する計算結果となっている。

## (2) CASE3のマッチング

この場合には図4.19のように、実験値と近い解析結果値を得ることができた。流出溶液のCa濃度の減少の様子に関する再現性は十分である。ただし、pHが上がった後の溶存濃度は実際よりも少ない値となった。また、図4.20についてはpHの変化にずれを生じているが、ほぼ実験に近い値が得られている。ここで、図4.20の実験値におけるpHはpH試験紙による簡易測定であるので、シミュレーションの最終的なpHの値が実験値とずれているのはやむをえない。

## (3) CASE4について

水素イオンの消費を伴う反応(今回はCaの溶解反応では、水素イオンの過剰消費を抑制している現時点でのコードの問題点によって、再現ができていない。以上の結果としては、Eh、pHの変化に伴う沈殿・溶解については、実験に追従する計算ができる可能性が示された。しかし、水素イオン、水和電子の移流・分散現象については正確なモデリングが難しく、さらに水素イオン消費型の反応の場合、実際よりも反応量が少なく見積られることも考えられ、部分的な改良の必要性があることがわかった。

### 4.2.7 まとめ

- (1) Eh-pHを用いた平衡論による沈殿・溶解量の計算手法について検討し、多くの元素に対するEh-pH図の作成と沈殿・溶解量を求める平衡計算のコードの開発を行なった。
- (2) 移流・拡散と平衡計算のカップリングにより、1次元核種移行モデルを作成した
- (3) モデルの妥当性を検討するためにCaを用いた実験を行ない、シミュレータの適用性を検討した。その結果、Caの移流・拡散、沈殿の状態をある程度再現することができた。

今後はより詳細な Eh-pH 図を組み込んだ平衡計算手法の開発を行なうとともに、3次元地下水流動とのカップリングによる信頼性のある長期予測の実現を図っていきたい。

## 5. 地下水の地球化学的調査に関する研究

### 5.1. 環境同位体による土壤水の滞留時間・浸透機構の解明

#### 5.1.1. はじめに

水循環において水分子そのものと行動を共にするいわゆる水の同位体を用いることにより、同位体の持つ DATING 能・TRACER 能を活用し、水文循環の各プロセスにおける水の挙動の実態を詳細に把握することができる。このような同位体としては、水素の放射性同位体であるトリチウムと、水素・酸素の安定同位体である重水素（デュテリウム）・重酸素があり、自然界に普遍的に存在していることから、環境同位体と呼ばれている。

このような環境同位体を用いて土壤水の滞留時間や地下水涵養量を評価する研究では、地下水流動の涵養域における地表面から地下水面までのいわゆる不飽和帯の土壤水を採取し、その同位体濃度の深度方向の分布状況から地下水涵養量を推定する方法が一般的に行われる。土壤水中の同位体プロファイルを用いて地下水涵養量を評価した研究は、表-1 に示すように 1970 年代から主として涵養量の小さい乾燥地域において適応され、その後次第に相対的に大きな涵養量を持つ湿潤地域へとその手法の適応地域を拡大していった。用いられた環境同位体は主にトリチウムで、安定同位体比を用いて地下水涵養量を評価した研究例は極めて少ない。一般に降水中のトリチウムには 1960 年代をピークとする長期的な同位体濃度の低減傾向(Shimada et al., 1994)があり、トリチウムを利用した涵養量評価の研究では、このトリチウムの長期的変化が土壤水中に保持されているという性質を巧みに利用したものである。これに対し安定同位体比では、土壤の物理的特性や研究地域の降水量・降水時期、地表の植生状態や土壤面蒸発の程度等の地下水涵養に関わる水文プロセスの状況により大きく影響を受け、降水中の安定同位体比に見られる季節変化がそのまま保存されることは極めて希であるため、また安定同位体比にはトリチウムのような顕著な経年的な変化は見られないため、土壤水滞留時間や地下水涵養量の評価法としては極めて限られたものになっている。

このような背景を踏まえ、本研究では金子台を構成する火山灰質の関東ローム層土壤を対象に、環境トリチウムによる土壤水の滞留時間の評価と安定同位体比による土壤水の不飽和土壤層内における挙動把握を目的として、土壤サンプリングと土壤水抽出が行われた。

#### 5.1.2. 研究地域の概要

土壤サンプルを採取した金子台は、武蔵野台地の北西部に位置し（標高は約 50~180m）、下末吉面に相当する現在より 6~13 万年前に堆積した下末吉ローム層が、台地全域を覆っている。地質断面図によると約 12m 深までは関東ローム層が存在し、その下部には扇状地性砂礫層が基盤とされている東京層群を覆っている。不圧地下水面は、この砂礫層に現れている（地表面下約 1.4 m、日さく, 1998）。

台地地表面の土地利用は、標高170mから130mにかけては茶畑が広がり、一部畑地や工業団地になっている。土壌サンプリングは、過去20年ほど無施肥状態の果樹林（くり畑）で実施した。

### 5.1.3. 研究方法

#### (1) 土壌サンプリング

研究地域の関東ローム層を対象に1998年8月25・26日の2日間に渡り、ジオプローブ社製簡易掘削機 (Model 4220) を用いて直径4.0cm長さ100cmの柱状土壌サンプルを円筒形状 (内径4.3cm長さ100cm) の透明塩ビ製容器内に深度12mまで、各深度2本ずつ採取した。採取土壌コアは、採取後直ちに塩ビ管両端にキャップをし、ビニールテープで封をした後、研究室に持ち帰り、土壌水分が蒸発しないように冷暗所に保存した。

#### (2) 土壌三相分布

土壌コアの水分量分布を把握するため、深度30cm毎に土壌の三相分布を測定した。対象深度の土壌コアを長さ5cm分切り出し、100mlの土壌採取用試料円筒に詰め、土壌三相計を用いて実容積を求め、続いてサンプルを乾燥させ湿潤・乾燥重量から土壌水分量を算定した。コアの直径と土壌試料缶のクリアランス分は実容積測定結果から除外した。図-1に、深度12mまでの関東ローム層の三相分布を示す。

#### (3) 土壌水の抽出

土壌水の抽出には、前述の土壌三相分布の測定に用いた土壌とは別のもう一本の土壌コアサンプルを用いた。塩ビ容器から取り出した5~10cmの深度間隔に相当するサンプル土壌を100mlの円筒サンプラーにて土壌をつめ、高速冷却遠心機 (SAKUMA製, MODEL 50A-IVD) にかける。回転数は8600rpm (pF約4.2に相当) で2時間行った。採取したサンプルは蒸発が生じないように注意を払い、冷蔵庫にて保管した。遠心後の土壌サンプルは110°Cで炉乾燥させ、遠心分離後の土壌水分量の残存割合を把握した。また、異なるエネルギーレベルの土壌水の挙動を把握するために、地表面付近の土壌面蒸発の影響が相対的に少ないと思われる深度5~6mの土壌については、遠心分離による土壌水抽出後のサンプルを更に土壌圧縮装置 (誠研舎製) によってpF 5.4~5.5 相当の土壌水の抽出を行った。

#### (4) 環境同位体分析

上述の方法により採取した各深度毎 (5~10cmの深度間隔に相当) における土壌水について、EC、酸素・水素安定同位体比の測定を行った。酸素同位体比の測定は二酸化炭素による同位体交換法により、また水素同位体比測定は金属亜鉛還元法により前処理の後、質量分析計 (Delta-S, Finnigan MAT 252) を用いて測定を行った。測定制度は、 $\delta^{18}\text{O}$ で $\pm 0.1\%$ 、 $\delta\text{D}$ で $\pm 1\%$ である。測定結果を表-2に示す。

またトリチウム測定は、上記の安定同位体比測定に用いた各深度の残存水および土壌の三相分布測定に用いたコアの残存土壌コアから遠心法により抽出した土壌水を用い、30cm相当の深度間隔の土壌水として一括して分析を実施した。測定方法は嶋田ほか (1992) に基づき、

抽出した各深度の土壤水（各100～200cc程度）を電気分解で10～20倍程度濃縮し、低レベル放射能測定用液体シンチレーションカウンター（Packard社製2000CA型）にて100分計測を約15回繰り返してトリチウムによるβ線計測を行った。測定結果を表—3に示す。

#### 5.1.4. 測定結果

##### （1）安定同位体比プロファイル

図—1に示した三相分布によると、採取された土壤プロファイルは平均80%と極めて高い水分量を保持しており、典型的な関東ローム層の不飽和土壤の特性を示している。異なるエネルギーレベル別の土壤水採取を行った5～6m区間における土壤水中の安定同位体比には顕著な相違はなく、少なくともpF 5.5付近までの土壤水では、浸透時の土壤水の挙動は類似したものであることが想定される。図—2，3に土壤水中の水素および酸素の安定同位体比プロファイルを示す。これらの図から、以下のような特徴が読みとれる。

- ・地表から深度50cm付近までは地表面蒸発に伴う土壤水の同位体濃縮が認められ、特に深度30cm以浅で著しい。この傾向は、図—4に示したデルタダイヤグラム上において50cm以浅の土壤水が、地表面蒸発の影響を強く受けた勾配の異なる蒸発ライン上に分布することからもはっきりと確認できる。
- ・日本付近の降水の同位体比の季節性を捉える上で有効性が指摘されているd値（冬に大きく、夏に小さい）のプロファイルは、深度0.5m付近までは、上記の地表面蒸発の影響と思われるd値の低くなる傾向が認められるが、それ以深では1.5m付近で冬場の軽い同位体比を示し、その後はほぼ10‰前後で安定したプロファイルで、明確な季節性が示されない。このことから、土壤水の涵養は主として夏期のd値の小さい降水によって形成されているものと判断される。
- ・水素・酸素の同位体プロファイルには深度3m付近までは夏期の地表面蒸発による降水中の同位体比の加重変化に相当する変動が認められるが、深度4m以深では、上記の季節変動は消失する。
- ・深度6m付近までの水素・酸素の同位体プロファイルには、深度と共に同位体比が軽くなる傾向が認められ、これは最近の降水で確認されている温暖化に伴う降水中の安定同位体比の加重化傾向と整合する。

以上の事実を踏まえると、50cm以深の蒸発影響域を除き深度2m付近までは、ほぼ1年間に相当する期間の降水の季節変化に伴う同位体比の変動が土壤水中に保存されているものと考えられる。一方それ以深では、d値はほぼ10‰前後で変化が殆ど消失することから、不飽和土壤層内で1年間の土壤水の鉛直混合が十分行き渡った結果と判断される。この事実は、従来より指摘されている土壤水中での安定同位体比の十分な混合には、浸透時間として1年以上の期間を必要とすることを示している。この傾向は、図—6に示した土壤水のトリチウムプロファイルにも明確に現れており、深度2.3m付近までに過去1年相当の降水が存在していることと整合している。



## (2) トリチウムプロファイル

図一6に30cm間隔で測定した土壤水中のトリチウム濃度測定結果によるプロファイルを示す。Shimada *et al.*(1994)によると、1990年以降の降水中のトリチウム濃度はほぼ、核実験前の天然状態の濃度レベルまで戻っており、最近10年間の降水中のトリチウム濃度には季節変化はあるものの、経年変化は殆ど認められない。図一6に示したプロファイルには、深度と共にトリチウム濃度が低減する傾向がはっきりと認められる。

図一7中の太い実線は、高橋(1979)に示された式により月蒸発散量を算定し、地域の降水量からその値を差し引いた値が全量土壤水として浸透すると仮定して、Shimada(1988)による Displacement Flow Modelを適応した結果である。モデルの入力として用いた降水中のトリチウム濃度は、放射性減衰を考慮して土壤のボーリングを行った1998年8月の時点での濃度に換算してある。モデルによるトリチウム濃度と土壤水のトリチウム濃度の実測プロファイルは、全般的に良く一致していることがわかる。この Displacement Flow Modelから得られた土壤水の浸透速度は、1.2 m/year、涵養量は 857 mm/yearと推定された。この値は、他の研究で求められた関東ローム層における値(涵養量: 885mm/year, 913.6mm/year)と類似した値となっている。

## (3) まとめと今後の展望

本研究で得られた土壤水中の安定同位体比プロファイルおよびトリチウムプロファイルを基に、降下浸透機構の特徴と不飽和土壤層中の滞留時間に関する情報が取得された。トリチウムデータをもとに滞留時間の評価を行い、それに対する安定同位体プロファイルを検討した結果、安定同位体比の混合プロセスは深度2m付近までの区間で1~2年の時間をかけて行われており、地下水涵養に寄与する降水は、主として夏期の降水であることが判明した。今後は、この種のダブルトレーサーの適応を異なる涵養条件下の土壤で実施することにより、不飽和層中の土壤水の降下浸透機構の詳細な解明を行ってゆく。

## 参考文献

- 嶋田 純、梶根 勇、田中 正(1978): マトリックサクション別の土壤水分採取法. 陸水学雑誌, 39-1, 22~28.
- 嶋田純・板寺一洋・三條和博・松谷順(1992): 環境トリチウム測定のための新電解濃縮システムについて. 筑波大学水理実験センター報告, 16, 63-68.
- 高橋浩一郎(1979): 月平均気温・月降水量より蒸発散量を推定する式. 天気, 26, 29-32.
- 日さく(1998): 金子台地区ボーリング調査報告書.
- Allison, G.B. and M.W. Hughes (1974): Environmental tritium in the unsaturated zone: estimation of recharge to an unconfined aquifer. *Isotope Techniques in Groundwater Hydrology*, 1,

- IAEA Vienna, 57~72.
- Allison, G.B. and M.W. Hughes (1983): The use of natural tracers as indicators of soil-water movement in a temperate semi-arid region. *Journal of Hydrology*, **60**, 157~173.
- Andersen, L.J. and T. Sevel (1974): Six years environmental tritium profiles in the unsaturated zones, Gronhoj, Denmark. *Isotope Techniques in Groundwater Hydrology*, 1, IAEA Vienna, 3~20.
- Bredenkamp, D.B., J.M. Schutte and G.J. Du Toit (1974): Recharge of a dolomitic aquifer as determined from tritium profiles. *Isotope Techniques in Groundwater Hydrology*, 1, IAEA Vienna, 73~95.
- Daniels, D.P., S.J. Fritz and D.I. Leap (1991): Estimating recharge rates through unsaturated glacial till by tritium tracing. *Groundwater*, **29**-1, 23~34.
- Dincer T., A. Al-Mugrin and U. Zimmermann (1974): Study of infiltration and recharge through the sand dunes in arid zones with special refernce to the stable isotope and thermo nuclear tritium. *Journal of Hydrology*, **23**, 79~109.
- Foster, S.S.D. and C.A. Smith (1980): The in terpretation of tritium in the chalk unsaturated zone. *Journal of Hydrology*, **46**, 343~364.
- Saxena, R.K. and Z. Dressie (1983): Estimation of groundwater recharge and moisture movement in sandy formations by tracing natural oxygen-18 and injected tritium profiles in the unsaturated zone. *Isotope Techniques in Water Resources Development*. IAEA, 139~150.
- Shimada J. (1988): The mechanism of unsaturated flow through a volcanic ash layer under humid climatic conditions. *Hydrological Processes*, **2**, 43~59.
- Shimada, J., J. Matsutani, S. Dapaah-Siakwan, M. Yoshihara, K. Miyaoka and A. Higuchi (1994): Recent trend of tritium concentration in precipitation at Tsukuba, Japan. *Annual Report of Institute of Geoscience, University of Tsukuba*, no.20, 11~14.
- Smith, D.B, P.L. Wearn, H.J. Richards and P.C. Rowe (1970): Water movement in the unsaturated zone of high and low permeability strata by measuring natural tritium. *Isotope Hydrology*, IAEA, Vienna, 73~87.
- Sukhija, B.S. and C.R. Shah (1976): Conformity of groundwater recharge rate by tritium method and mathematical modeling. *Journal of Hydrology*, **30**, 167~178.
- Vogel, J.C., L. Thilo and M. Dijken (1974): Determination of groundwater recharge with tritium. *Journal of Hydrology*, **23**, 131~140.
- Wood, W.W. and W.E. Sanford (1995): Chemical and isotopic methods for quantifying groundwater recharge in a regional, semi-arid environment. *Groundwater*, **33**-3, 458~468.

## 5.2. 地下水中の安定同位体比から推定したローム台地の地下水涵養機構に関する研究

### 5.2.1. はじめに

神奈川県のおぼ中央部に位置し、多摩丘陵と相模川に挟まれ 20m 近い関東ローム層が厚く堆積する洪積台地である相模原台地において、ローム層下の礫層中の不圧地下水中に含まれる水素・酸素の安定同位体比の分布状況を調査し、それを基にローム台地の地下水涵養特性について考察を行った。

調査地域は東名高速道路より北側に展開する相模原台地（相模野、陽原、田名原の3段丘面）全域を対象とし、1998年7月6日から9日にかけて105地点の主として民家が所有する開放井を利用して測水調査と採水を実施した。また、台地礫層下部に展開する基盤岩である上総層群の泥岩中に掘削されている東急建設技術研究所地下実験施設を利用して、基盤岩中の地下水のポテンシャル状態および安定同位体比を含む地下水水質を測定し、礫層中の地下水との関連性を把握した。不圧地下水は、基本的にそれぞれの段丘面に対応して3段の地下水面を形成しており、最上位の相模原面にはローム層中に宙水の存在が確認された（図-8）。

安定同位体比の測定は、炭酸ガスを用いた同位体平衡法（酸素）、及び金属亜鉛による還元法（水素）による前処理後、サーモクエスト社製デルタSおよびMAT252同位体比測定用質量分析計（筑波大学地球科学系）により測定を行った。

### 5.2.2. ローム層下不圧地下水中の安定同位体比分布

図-9に調査地域における不圧地下水中の安定同位体比（酸素）の分布を示す。水素の測定結果も同様の傾向を示すが、基本的に段丘面の標高差に応じて同位体比に相対的な違いがみられ、段丘面内での標高差が顕著な相模野面においては、標高が低下する方向に同位体比も重くなる傾向が認められた。また、相模野面上の座間から町田付近にかけて存在する宙水地下水では、同位体比が付近の本水よりも相対的に重い傾向の分布を示した。

### 5.2.3. 安定同位体比の高度変化とその要因

相模野面の不圧地下水について、地下水中の安定同位体比の高度に対する変化率は酸素同位体比で  $-0.95\text{ ‰}/100\text{m}$  となっており、我が国における安定同位体比の高度効果（酸素で  $-0.25\text{ ‰}/100\text{m}$  程度に比べて遥かに大きなものになっている（図-10））。相模原台地は実質的にはほぼ平坦な台地状の地形で調査範囲の標高差はせいぜい100m程度にすぎず、高度効果は殆ど期待できない。むしろ近隣の沿岸である相模湾からの内陸効果の可能性が示唆されるが、それを配慮しても上記の変化率は異常に大きく、何らかの別の要因の存在が推定される。

関東ローム層中を降下する土壌水の挙動については基本的にピストン流状の鉛直一次元流れであることが、環境トリチウムによるこれまでの研究で解明されている（Shimada,1988）。ローム層の厚さは、基本的には起源となる火山からの距離によって変化

しており、相模原面でも火山灰ソースに近い西方に向かって厚くなる傾向がある。いま、ローム層を浸透降下する土壌水の降下速度が一定と考えた場合、厚いローム層ほど降下に要する時間が長くなることになる。土壌水に対して入力となる降水中の安定同位体比は、地球温暖化の影響により近年相対的に重くなる方向に変化していることが東京を含む世界各地で確認されており、この傾向は相対的に古い時代に涵養された降水は、最近の降水よりも同位体比が軽いことを意味する。今、前述のローム層厚変化に伴う涵養時期の違いを同位体比としてとらえると、ローム層の厚い場所の地下水ほど同位体比が軽くなることが示唆される。

#### 5.2.4. 相模原面におけるローム層厚を基にしたローム層下部での同位体比の推定

相模原面における地下水中の安定同位体比と採水地点でのローム層厚(便宜的に地下水面までの深度で代用)との関係を見ると、ローム層の薄い宙水の地下水が相対的に重い同位体比を示しており、上記の仮説を裏付ける傾向が認められる(図-11)。この関係式は以下の一次回帰式で表される。

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{gw}} = -0.0237 T_{\text{loam}} - 7.5343 \quad (1)$$

ここで、 $\delta^{18}\text{O}_{\text{gw}}$  は、地下水中の安定同位体比を、また  $T_{\text{loam}}$  はローム層厚を示す。

そこで、この関係から推定されるローム層厚に応じた安定同位体比の低減傾向と地形面標高と同位体の高度(内陸)降下から推定される低減傾向とを合成してローム層下の地下水に含まれる安定同位体比の推定するために以下の式が提案された。

$$C_{\text{gw}} = C_{\text{p}(94.4)} + \varepsilon_{\text{alt}}(H - 94.4) + \varepsilon_{\text{soil}}(T_{\text{loam}}) \quad (2)$$

ここで、 $C_{\text{gw}}$  : モデルによる地下水中の安定同位体比推定値

$C_{\text{p}(94.4)}$  : 標高 94.4 m の場所での降水中の安定同位体比 (= -7.53 ‰ for  $\delta^{18}\text{O}$ )

$\varepsilon_{\text{alt}}$  : 日本における標準的な安定同位体比の高度効果 (-0.25 ‰ / 100 m)

H : 井戸の地表面標高 (m)

$\varepsilon_{\text{soil}}$  : ローム層厚に基づく同位体効果 (-0.0237 ‰ / m)

$T_{\text{loam}}$  : 地下水面上のローム層の厚さ (m)

研究地域のローム層厚のデータの代用として図-12 に示す地下水面深度(相模原台地の場合地下水面はほぼローム層下部に存在しているため、実質的にはローム層厚と見なしても良い)を用いて上記の(2)式の適応を行った結果(図-13)、現実の地下水中の安定同位体比分布と良い一致をみた。

以上の結果、ローム台地の地下水涵養機構はこれまで環境トリチウムによって確認され

ているように、基本的に鉛直降下浸透に基づいており、地下水面付近の地下水に含まれる安定同位体比は、降下浸透してきたローム層の通過時間を反映したものになっていることが明らかになった。ローム層の通過時間が異なると安定同位体比が変化する原因は、それまでほぼ一定と考えられていた降水中の安定同位体比が温暖化に伴って次第に重くなっていることに起因している。図-14は IAEA によって測定された東京における降水中の安定同位体比の経年変化である。残念ながら 1960-1980 年間の 20 年分のデータしかないが、明らかな同位体比の加重化傾向を示している。同様の現象は世界各地で報告されており、前述の金子台の土壤水にも確認されている。本研究の結果、温暖化に伴う安定同位体比変化はトリチウムのような放射壊変がないため流動機構を把握する上で保存性の良いトレーサーとしてより細かな解析を行うのに有効であることが示された。

## 参考文献

- Fontes, J. Ch., Bortolami, G.C. and Zuppi, G.M. 1979. "Isotope hydrology of the Mont Blanc Massif". *Isotope Hydrology 1978*, IAEA, Vienna, 411-436.
- Gonfiantini, R., Dincer, T. and Derekoy, A.M. 1974, "Environmental isotope hydrology in the Honda region, Algeria", *Isotope Techniques in Groundwater Hydrology 1974*, IAEA, Vienna, 1, 293-316.
- IAEA 1969, 1970, 1971, 1973, 1975, 1979 1983, "Environmental Isotope Data No.1~7", Technical reports series, IAEA, Vienna
- Rozanski, K., Araguas-Araguas, L. and Gonfiantini, R. 1993, "Isotopic patterns in modern global precipitation", in *Climate change in continental isotopic records, Geophysical Monograph 78*, AGU, 1-46.
- Shimada, J., Takayama, S. and Suzuki, Y. 1978. "The groundwater of Sagami-hara plain". *Jap. Jour. Limnol.* 39,3, 118-122.
- Shimada, J., 1988. "The mechanism of unsaturated flow through a volcanic ash layer under humid climatic conditions". *Hydrological Processes*, 2, 43-59.
- Shimada, J., Kayane, I., Shimano, Y. and Taniguchi, M. 1993. "Use of several environmental tracers to detect the surface-subsurface water interaction in an alluvial fan", *LAHS publication* No.215,
- Waseda, A. and Nakai, N. 1983. "Isotopic composition of meteoric and surface waters in Central and Northeast Japan", *Geochemistry*, 17, 83-91.

## 図表キャプション

- 表—1 土壌水中の環境同位体による地下水涵養量把握に関する研究例
- 表—2 土壌水中の安定同位体比測定結果一覧
- 表—3 土壌水中のトリチウム濃度測定結果一覧
- 図—1 土壌三相プロファイル
- 図—2 土壌水中の安定同位体水素 ( $\delta D$ ) プロファイル
- 図—3 土壌水中の安定同位体酸素 ( $\delta^{18}O$ ) プロファイル
- 図—4 土壌水のデルタダイヤグラム
- 図—5 土壌水中の安定同位体のd値プロファイル
- 図—6 土壌水中のトリチウム濃度プロファイル
- 図—7 実測トリチウム濃度プロファイルとDisplacement Flow modelによる推定プロファイル
- 図—8 相模原台地の不圧地下水地下水面図(1998.07)
- 図—9 不圧地下水中の安定同位体比(酸素)分布
- 図—10 相模原面における不圧地下水中の安定同位体比と高度の関係
- 図—11 相模原面の標高95m付近におけるローム層厚と地下水中の安定同位体比の関係
- 図—12 相模原面におけるローム層厚分布(地下水面深度による推定値)
- 図—13 モデルによって推定された不圧地下水中の安定同位体比(酸素)分布
- 図—14 東京における降水中の安定同位体比の経年変化(IAEAによる)

表一1 土壤水中の環境同位体による地下水涵養量把握に関する研究例

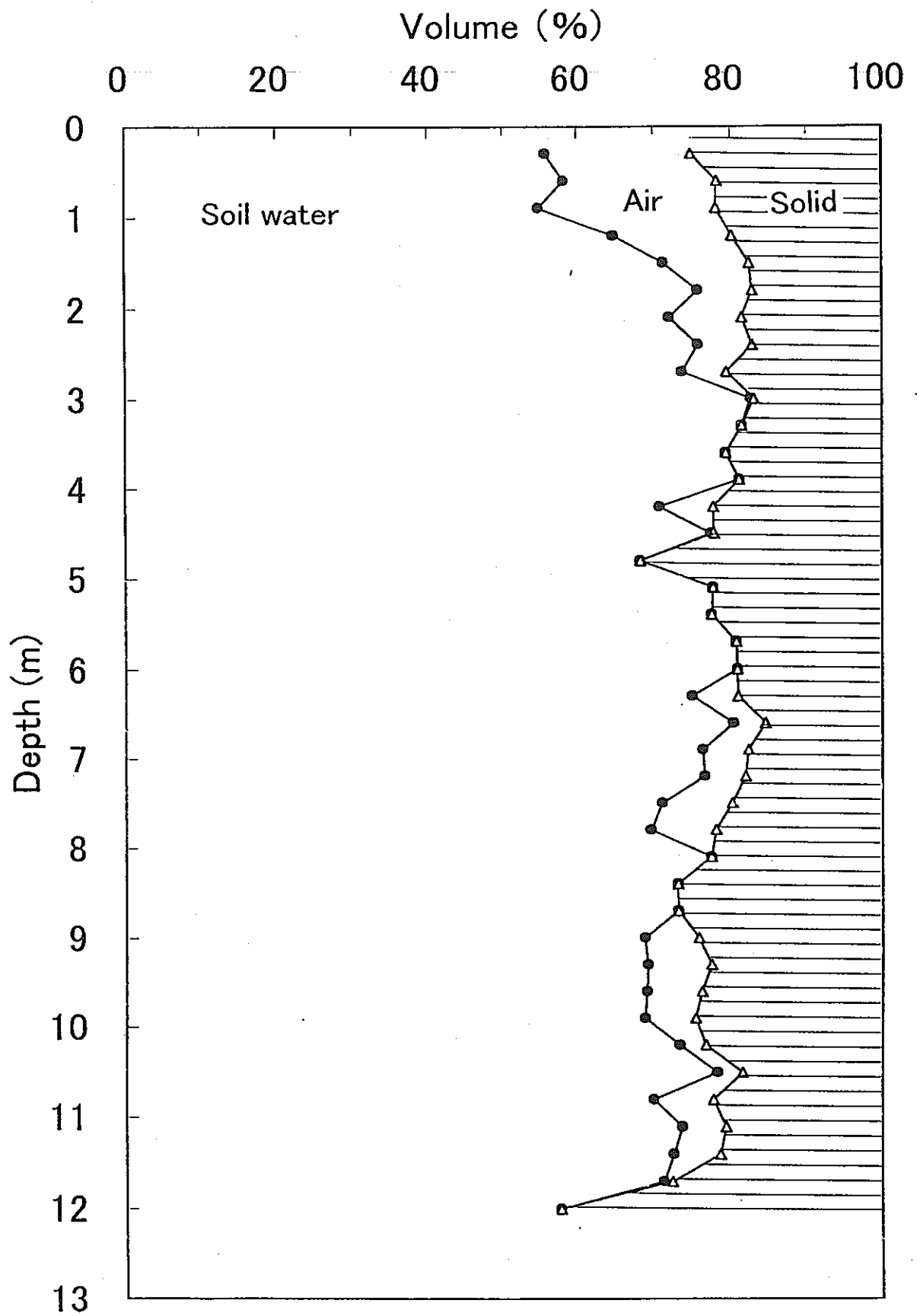
研究者	研究場所	対象土壌	土壌水分	採取深度(m)	利用した環境同位体	年降水量(mm)	地下水涵養量(mm/y)
Smith <i>et al.</i> (1970)	Berkshire ｲﾝｸﾞﾗﾝﾄﾞ	ﾁｰﾙ、粘土	0.12	0 ~ 27.0	ﾄﾘﾁｳﾑ		280
Vogel <i>et al.</i> (1974)	南ｱﾌﾘｶ	砂	0.02	0 13.0	"		10
Dinger <i>et al.</i> (1974)	Dahna サﾝｼﾞｱﾘｰｱ	砂	0.04	0 7.0	"	80	19
Andersen <i>et al.</i> (1974)	Grønhoj デﾝﾏｰｸ	砂礫	0.20	0 22.8	"	780	377
Allison <i>et al.</i> (1974)	Gamlier Plain ﾵｽﾄﾗﾘｱ、	砂質ﾛｰﾑ、粘土	0.40	0 8.0	"	750	40~140
Bredenkamp <i>et al.</i> (1974)	Transvaar, 南ｱﾌﾘｶ	砂質ﾛｰﾑ	0.20	0 4.0	"		30
Sukhija <i>et al.</i> (1976)	Gujarat, ﾍﾞﾝｸﾞﾗ	砂、砂質ﾛｰﾑ	0.15	0 9.0	"	700	37.3
Foster <i>et al.</i> (1980)	Norfolk, ｲﾝｸﾞﾗﾝﾄﾞ	ﾁｰﾙ	0.35	0 20.0	"	700	
榎根, 田中, 嶋田 (1980)	清瀬、日本	関東ローム層	0.67	0 6.0	"	1550	885.0
Allison <i>et al.</i> (1983)	Welppeup, ﾵｽﾄﾗﾘｱ	砂、砂質ﾛｰﾑ・粘土	0.15	0 16.0	"	335	3~4
Saxena & Dressie (1983)	Uppsala, スウェーデン	氷河性堆積物		0 4.8	安定同位体 ( $\delta^{18}O$ )		260
Shimada (1988)	相模原、日本	関東ローム層	0.65	0 20.0	ﾄﾘﾁｳﾑ	1672	913.
Daniels <i>et al.</i> (1991)	Indiana, ﾏﾞﾚｶ	氷河性堆積物	0.1-0.2	0 9.0	"	800~900	35~47
Warren & Sanford (1995)	Texas ﾏﾞﾚｶ	細砂、ｼﾙﾄ	0.15-0.3	0 7.5	"	330~560	77



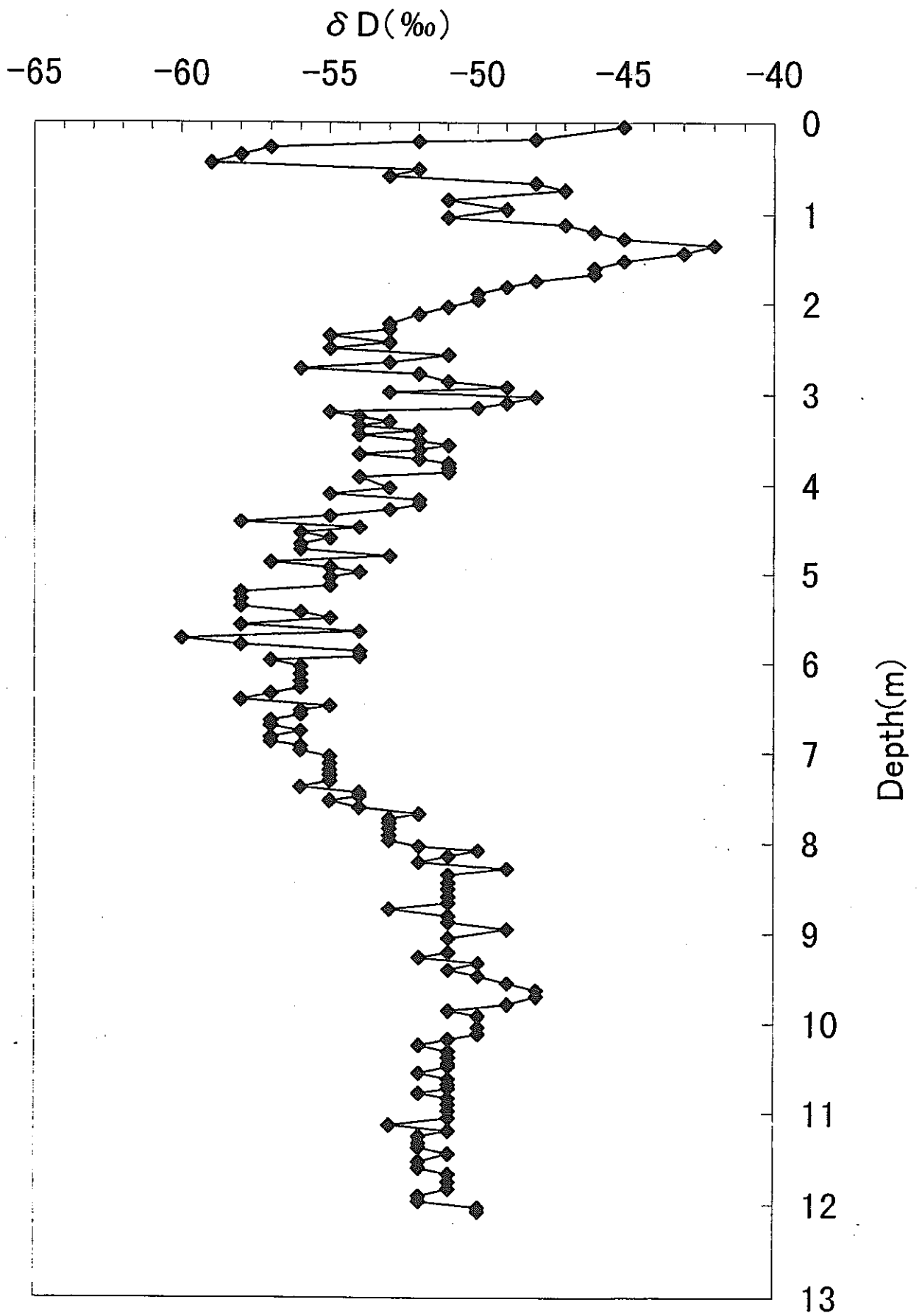


表一3 土壤水中のトリチウム濃度測定結果一覧

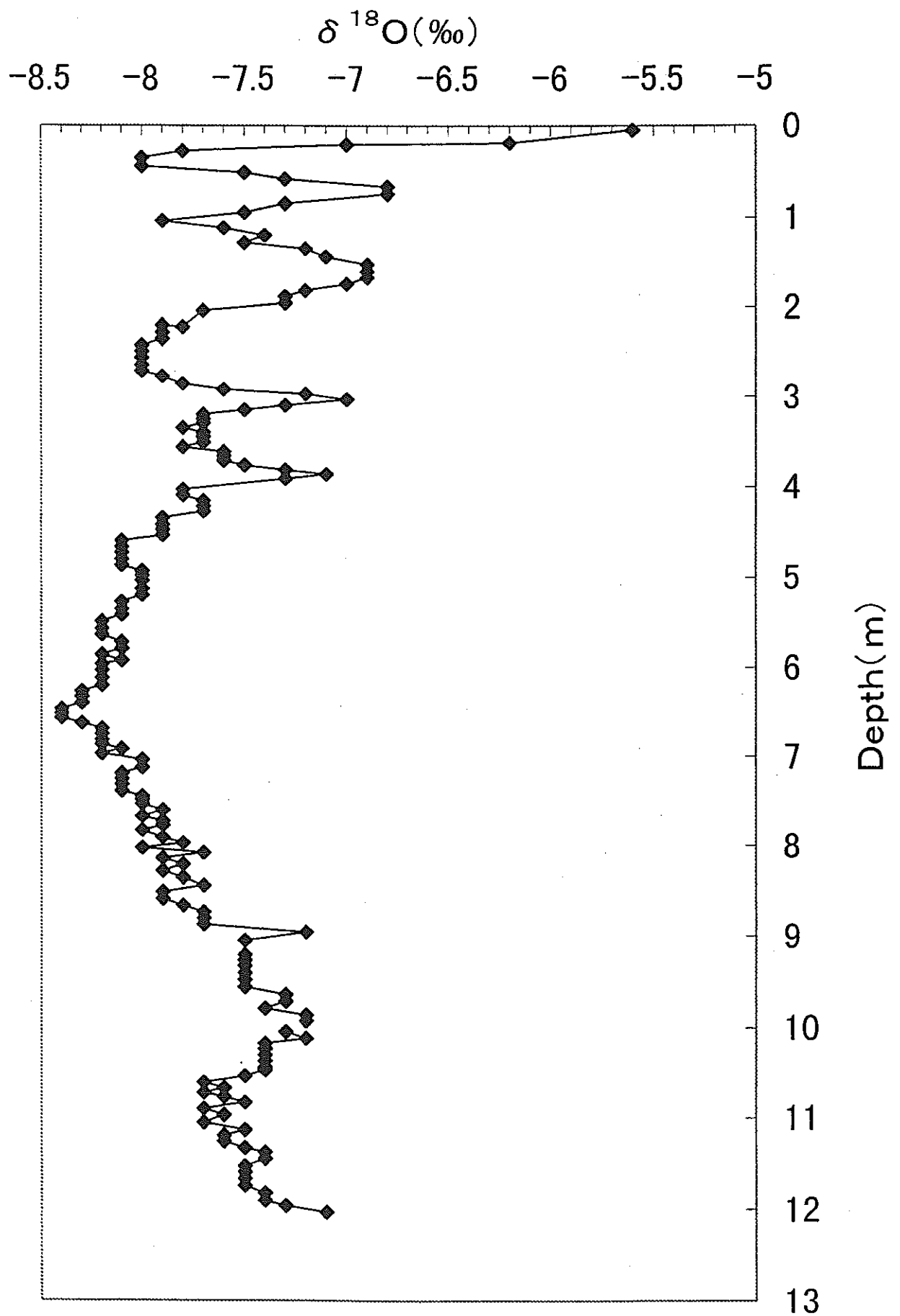
Depth (m)	Tritium concentration (T.U.)
0-0.3	5.8±3.4
0.3-0.6	2.8±2.0
0.6-0.9	2.3±2.5
0.9-1.2	4.0±2.2
1.2-1.5	3.4±1.1
1.5-1.8	4.4±1.7
1.8-2.1	4.7±1.6
2.1-2.4	1.5±1.4
2.4-2.7	3.6±1.9
2.7-3.0	4.3±1.5
3.0-3.3	3.6±2.2
3.3-3.6	3.9±1.9
3.6-3.9	4.6±2.1
3.9-4.2	3.2±1.8
4.2-4.5	3.6±1.8
4.5-4.8	3.0±1.3
4.8-5.1	4.6±2.2
5.1-5.4	3.5±2.9
5.4-5.7	4.4±1.2
5.7-6.0	3.1±1.1
6.0-6.3	2.6±1.8
3.6-6.6	3.0±1.6
6.6-6.9	3.0±1.4
6.9-7.2	3.2±1.2
7.2-7.5	3.2±1.7
7.5-7.8	2.5±1.9
7.8-8.1	4.0±0.9
8.1-8.4	4.1±2.2
8.4-8.7	3.1±1.7
8.7-9.0	2.5±1.5
9.0-9.3	3.3±2.3
9.3-9.6	2.2±0.8
9.6-9.9	2.8±1.0
9.9-10.2	2.4±1.5
10.2-10.5	2.1±0.9
10.5-10.8	2.3±1.1
10.8-11.1	3.2±1.5
11.1-11.4	3.2±1.8
11.4-11.7	2.4±0.9
11.7-12.0	2.7±2.0



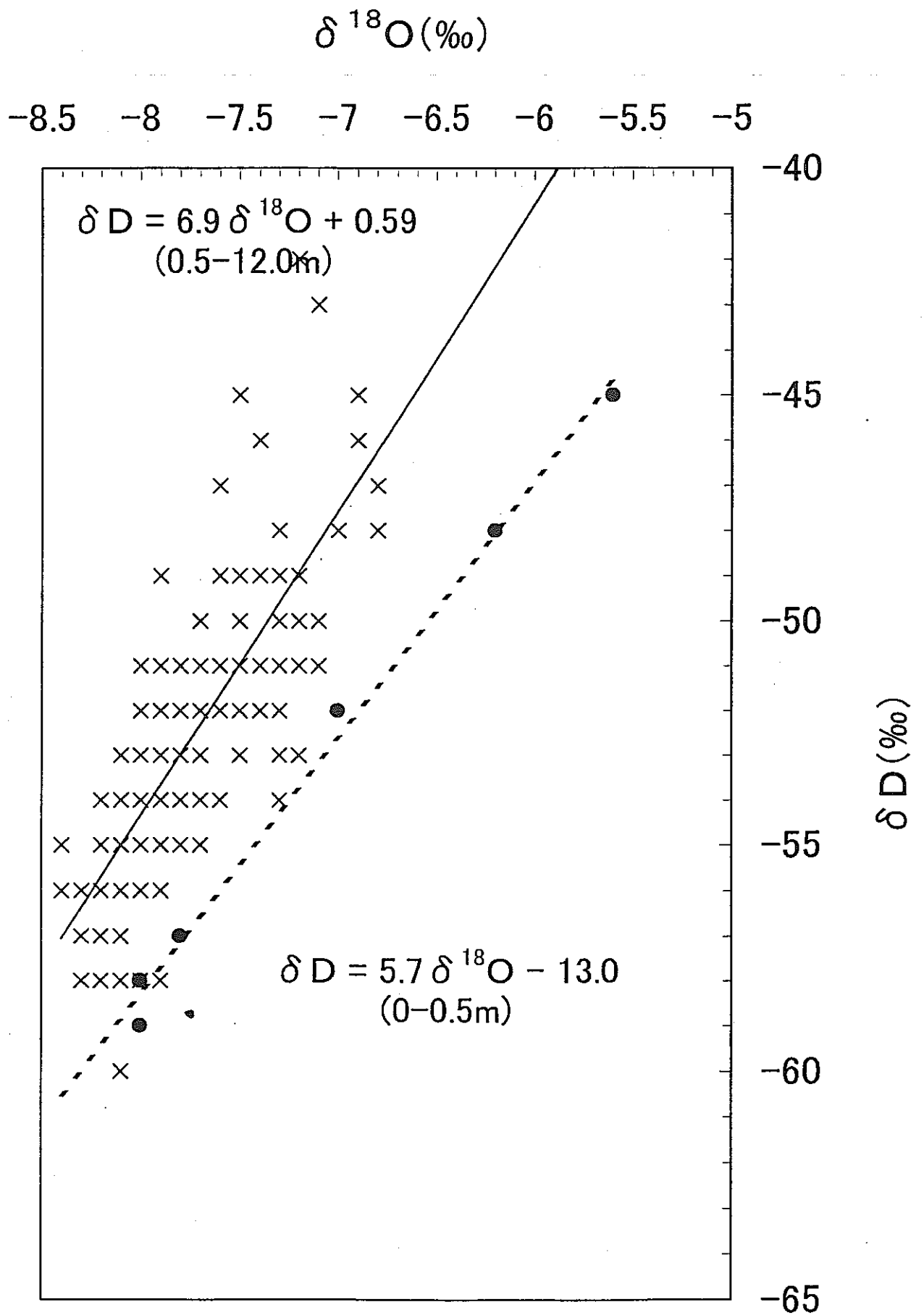
図一1 土壤三相プロファイル



図一2 土壤水中の安定同位体水素 ( $\delta D$ ) プロファイル



図一3 土壤水中の安定同位体酸素 ( $\delta^{18}\text{O}$ ) プロファイル



図一4 土壤水のデルタダイヤグラム

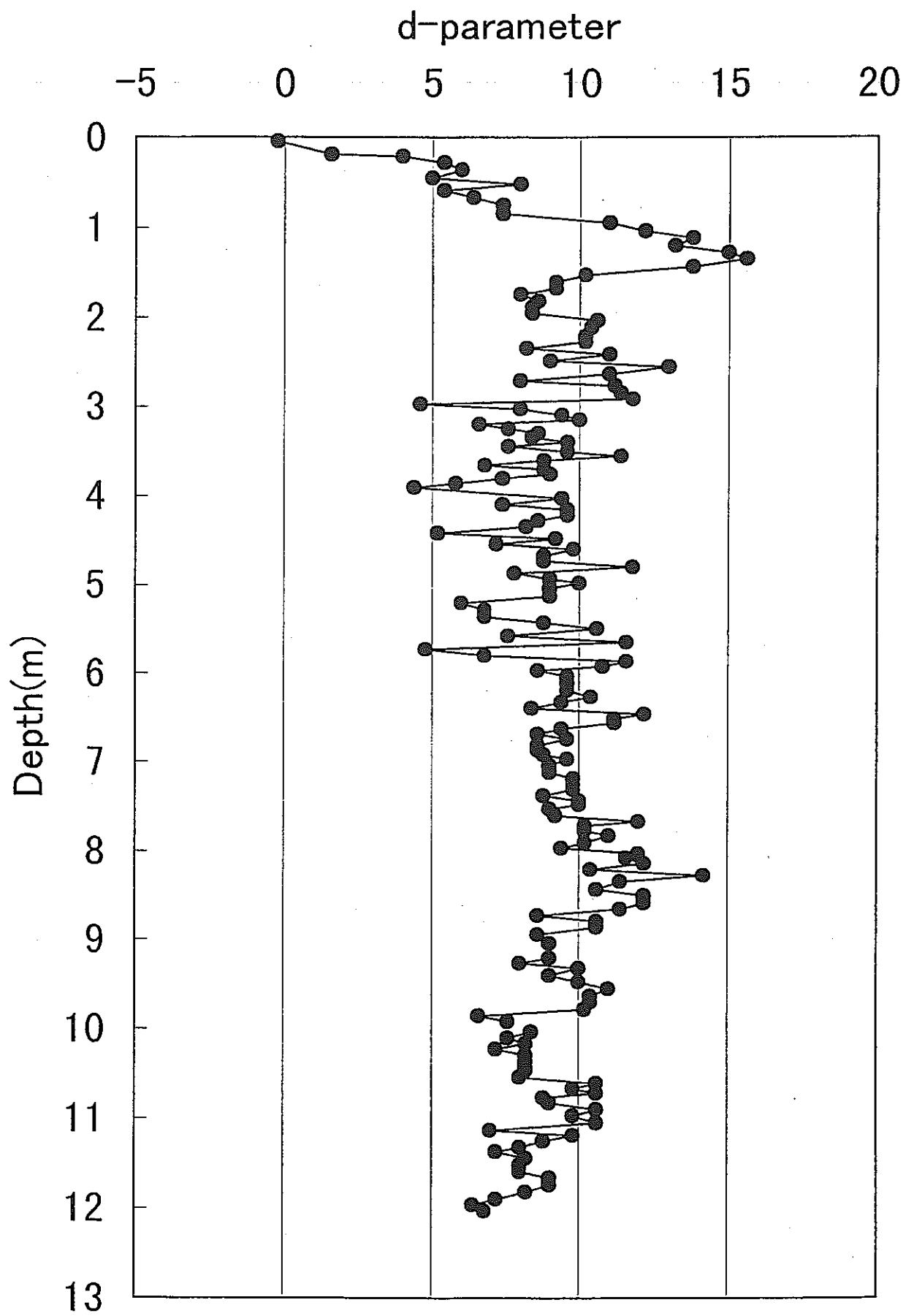
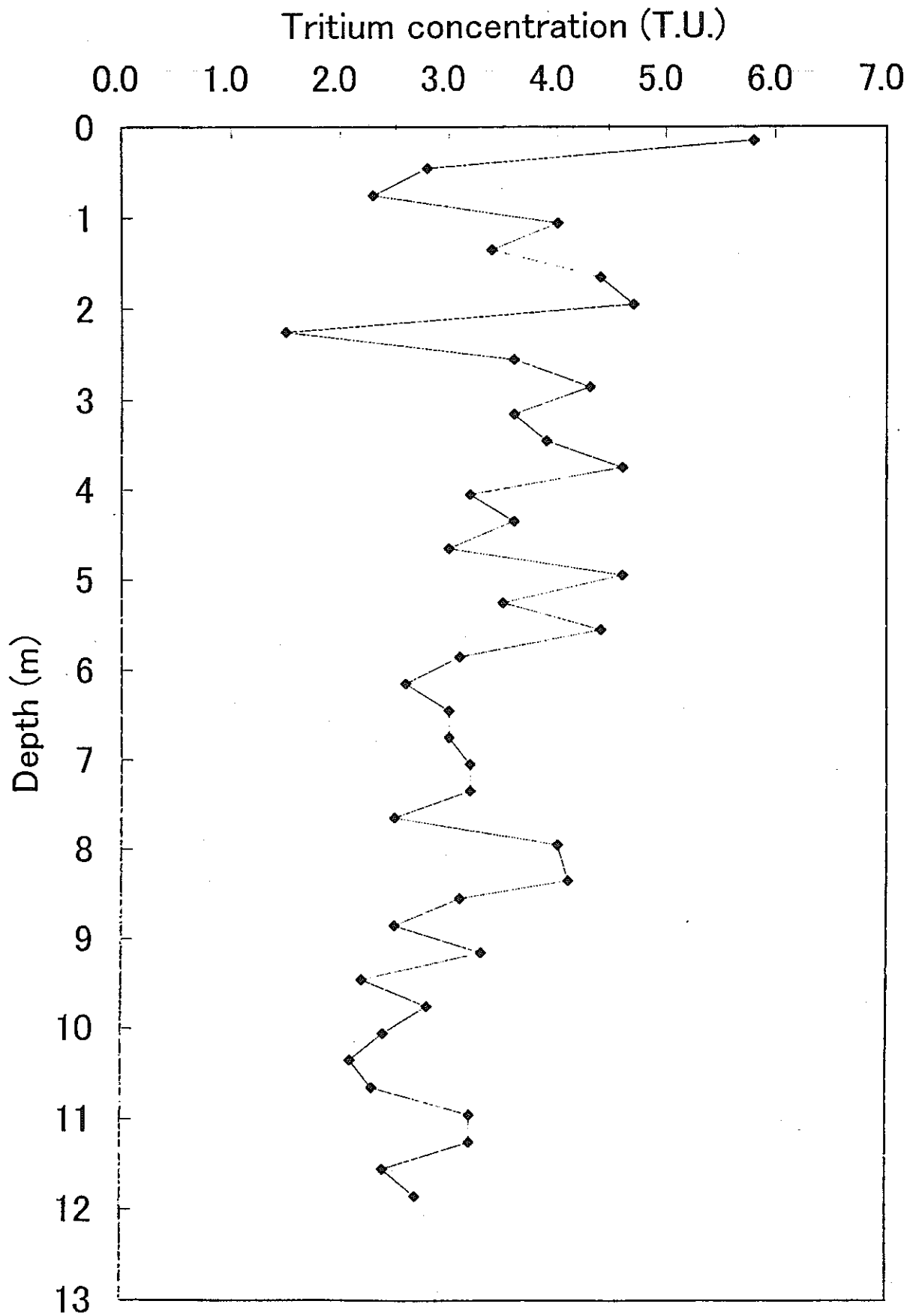


図-5 土壤水中の安定同位体のd値プロファイル



図一6 土壤水中のトリチウム濃度プロファイル

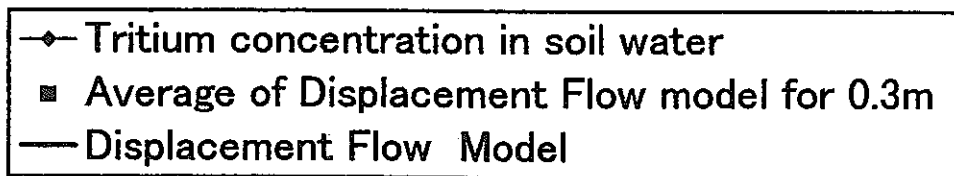
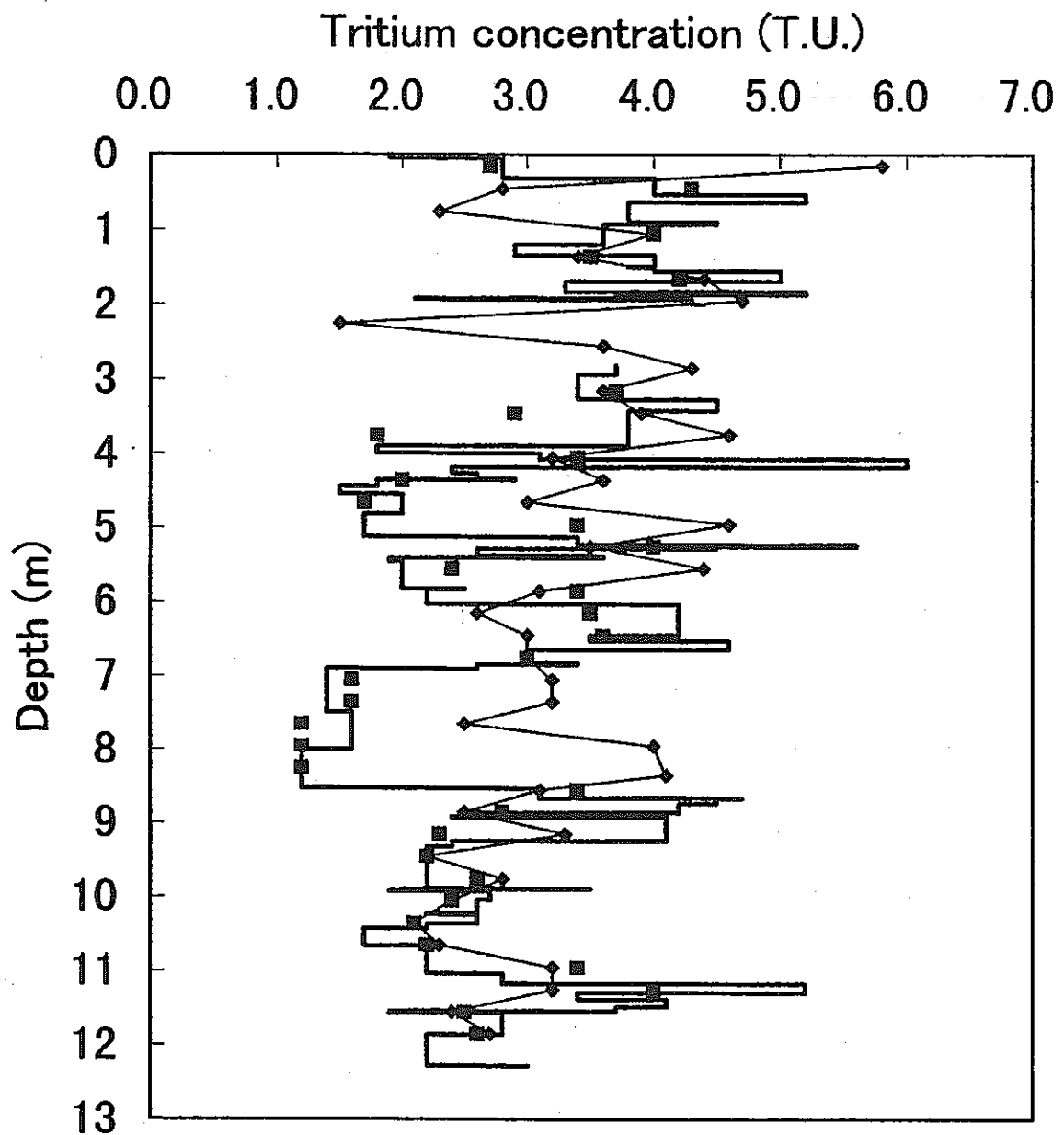
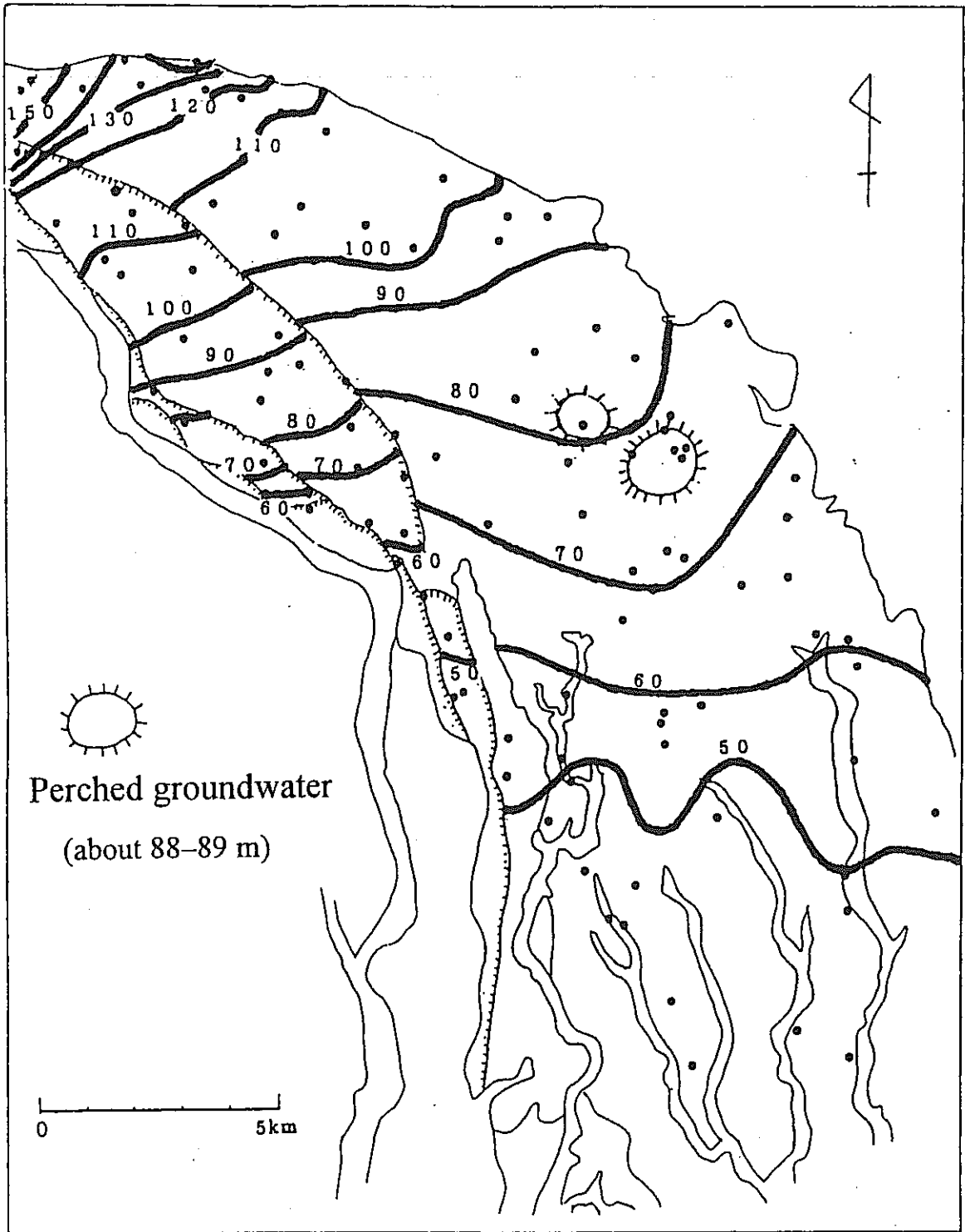
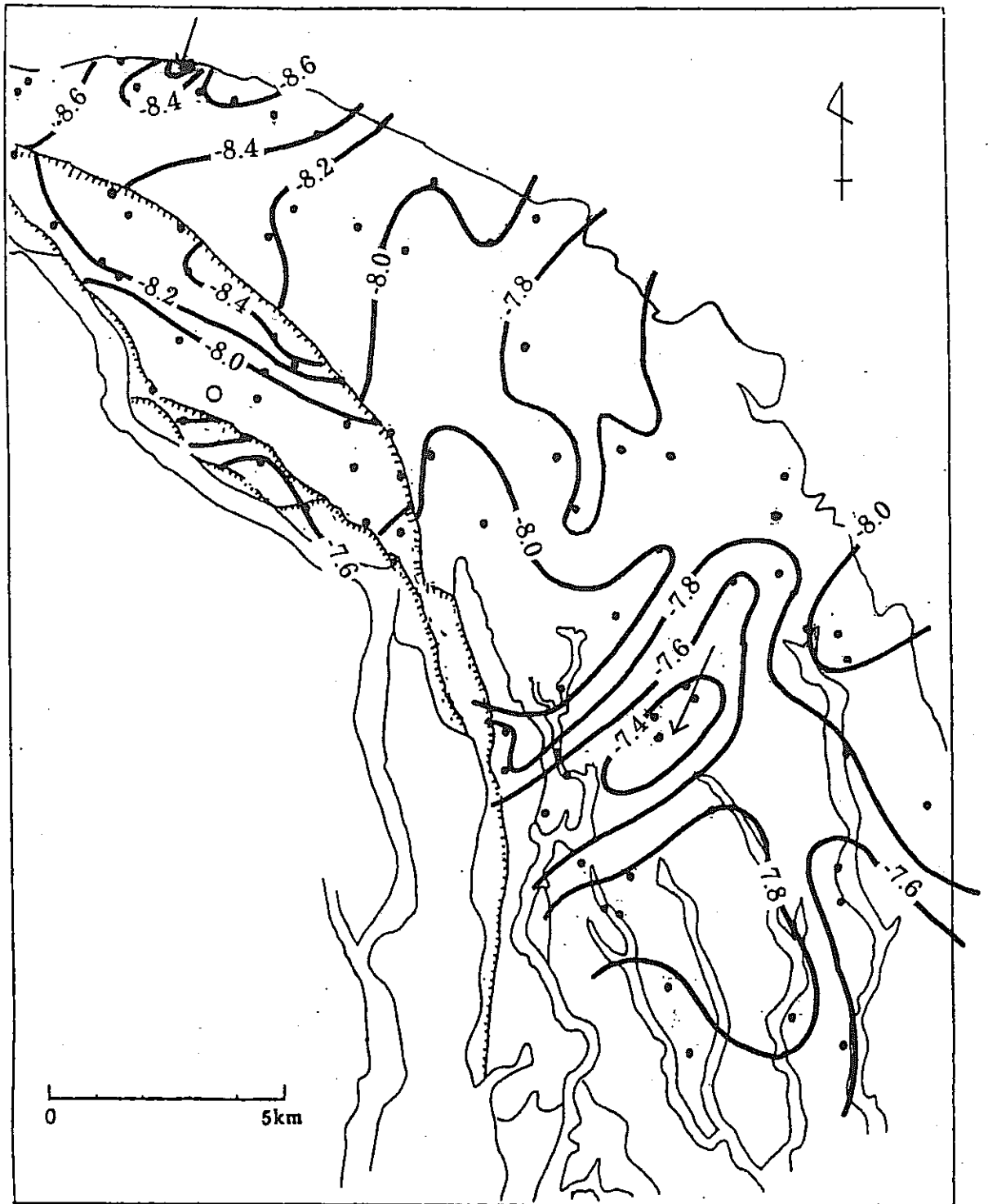


図-7 実測トリチウム濃度プロファイルとDisplacement Flow modelによる推定プロファイル

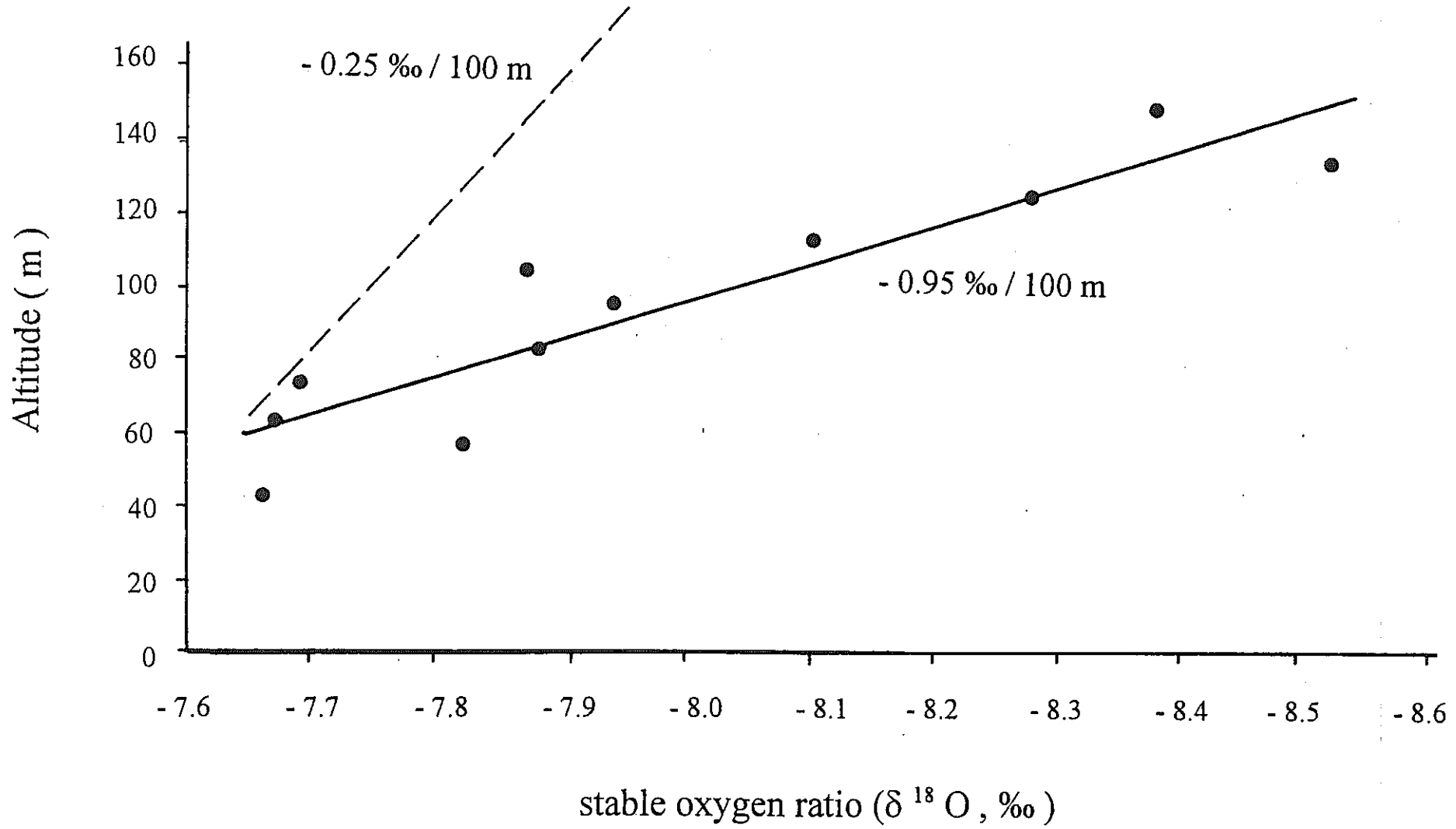




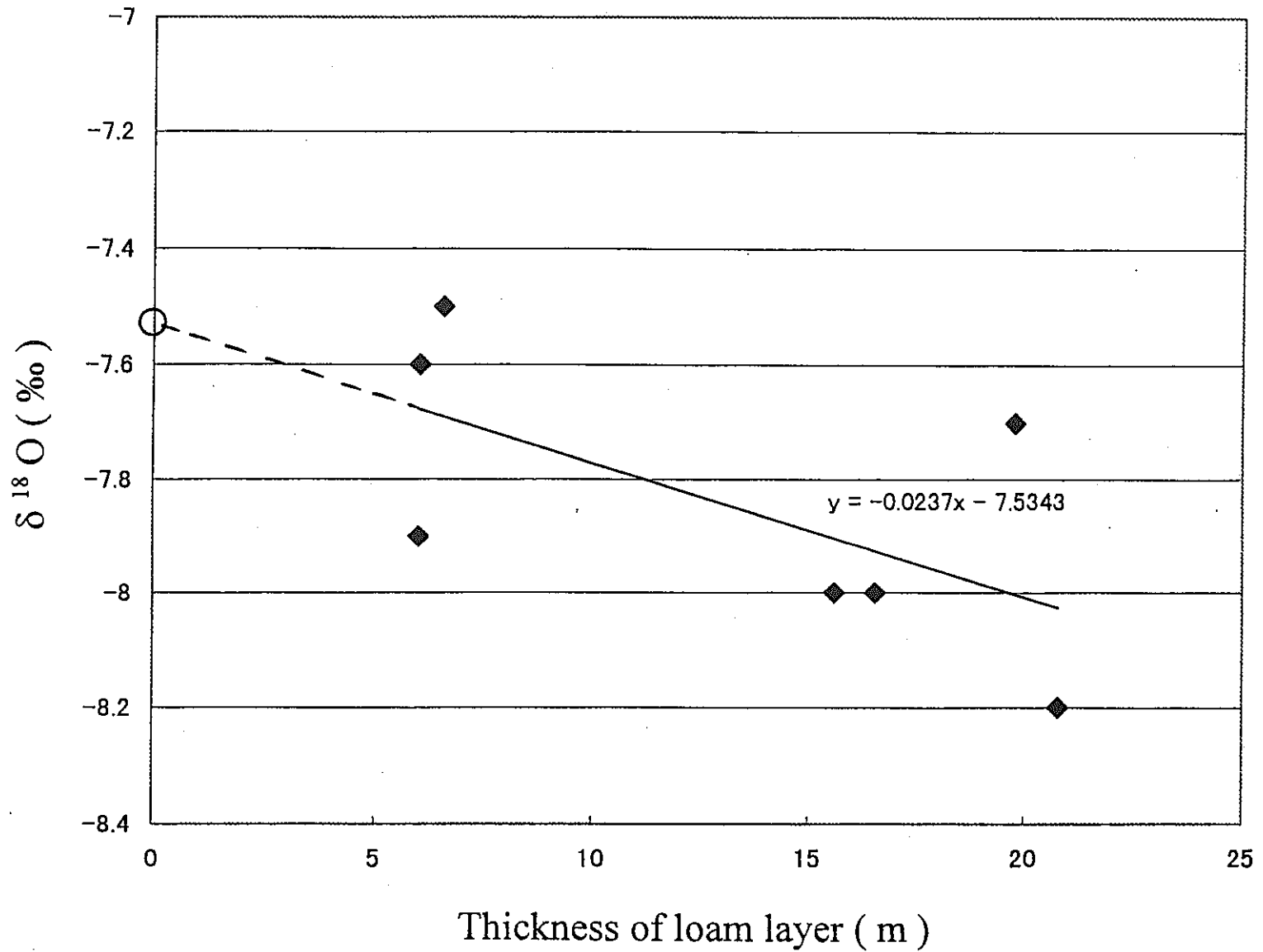
図一八 相模原台地の不圧地下水地下水面図 (1998. 07)



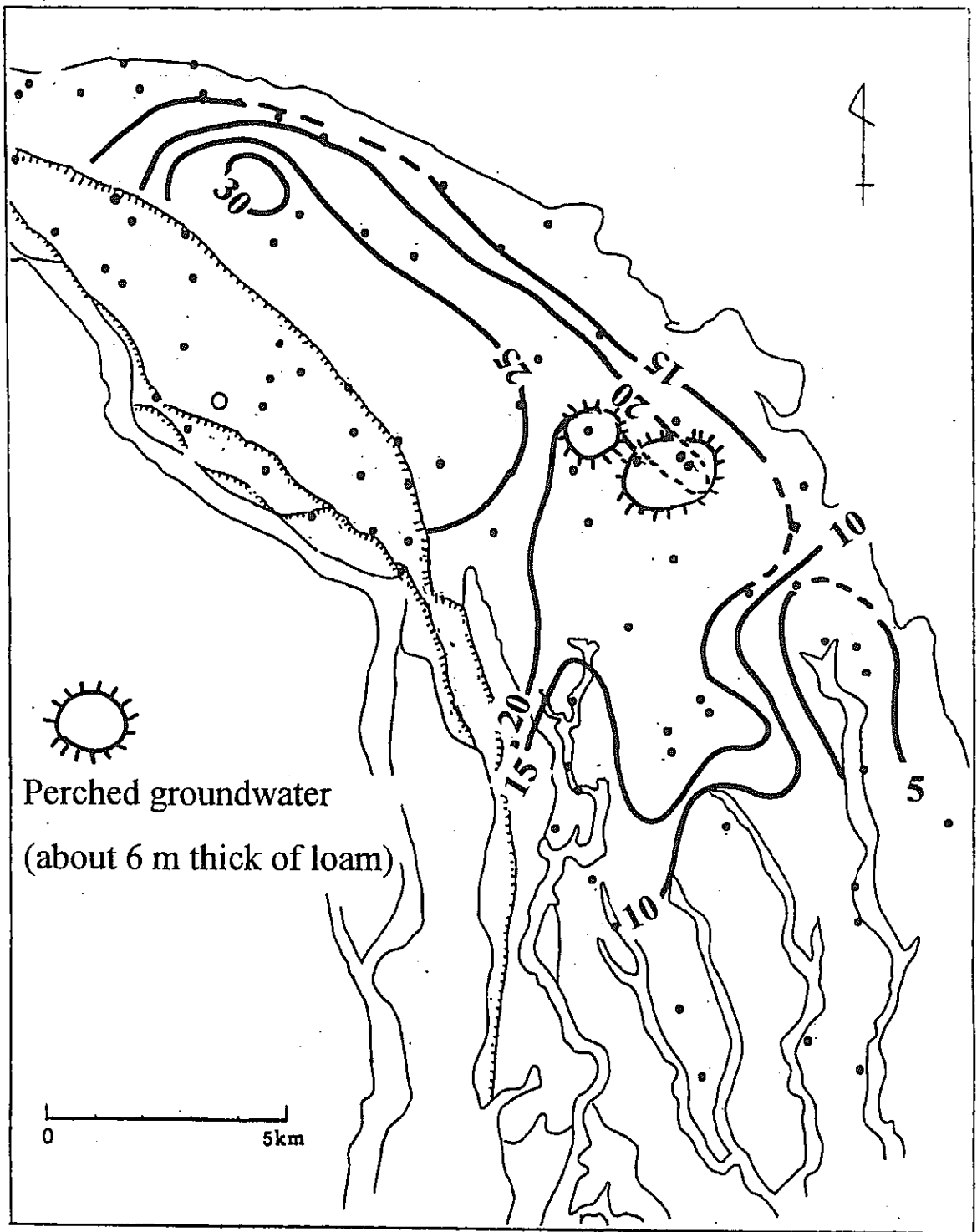
図一9 不圧地下水中の安定同位体比(酸素)分布



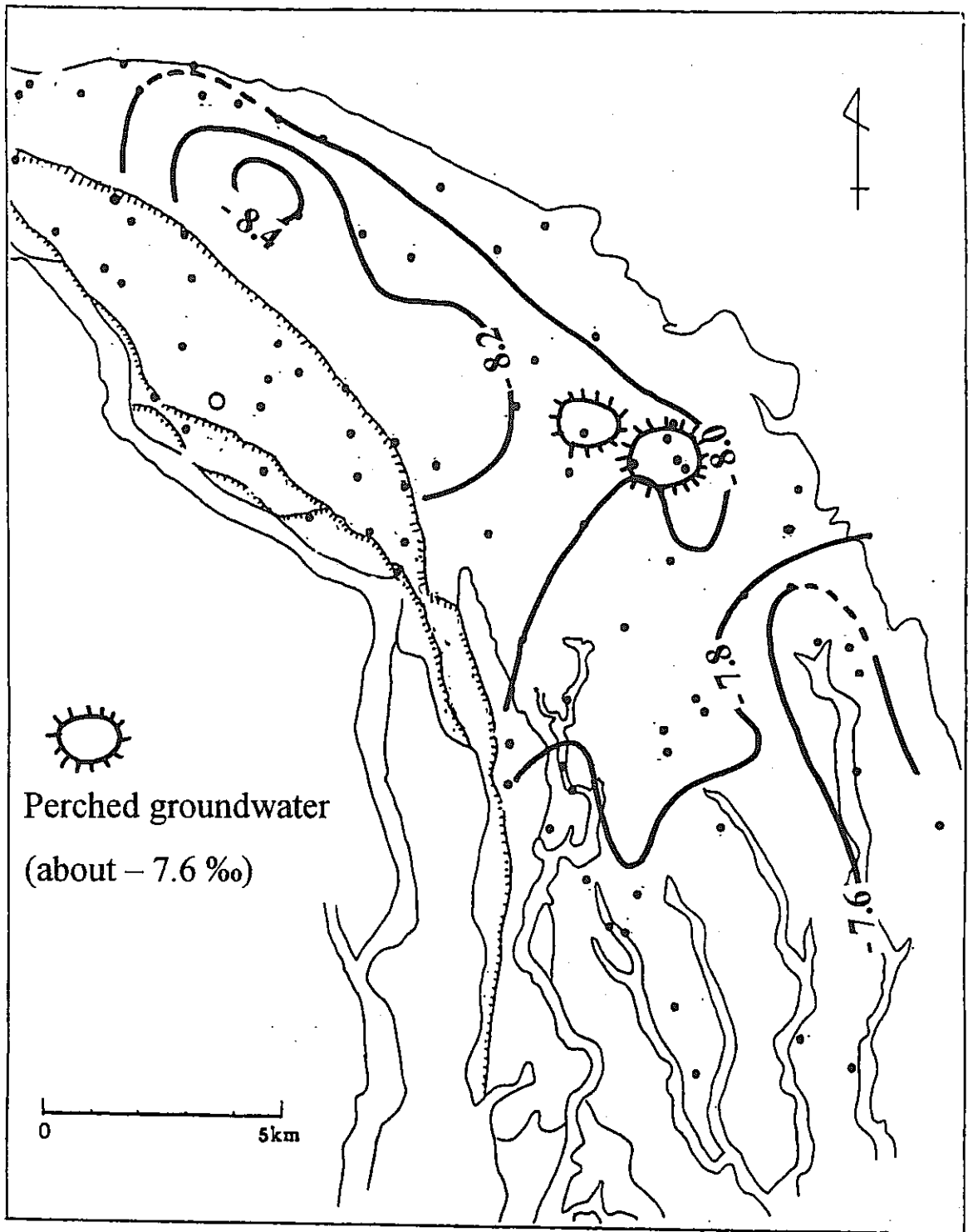
図一10 相模原面における不圧地下水中の安定同位体比と高度の関係



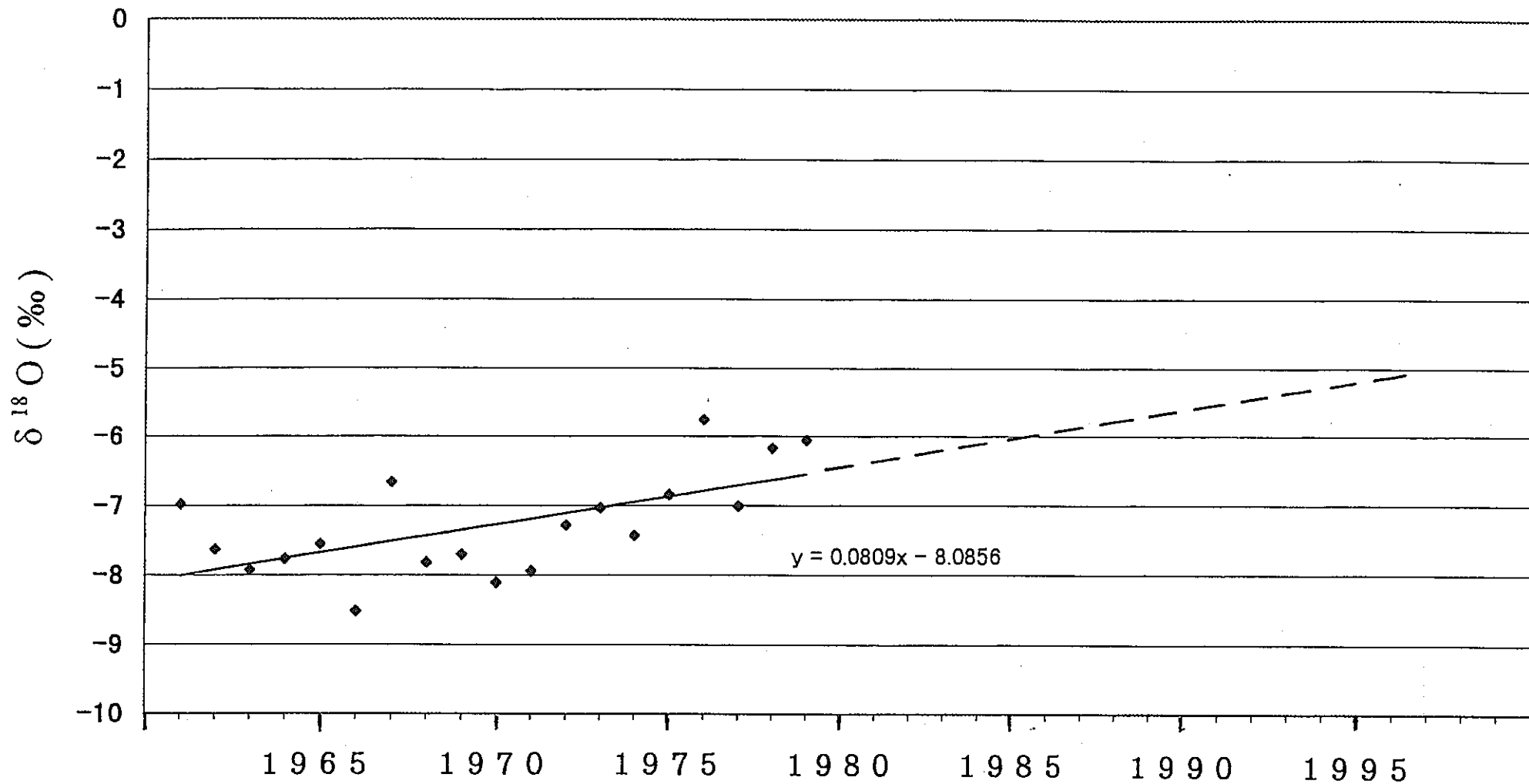
図一 1 1 相模原面の標高 95m 付近におけるローム層厚と地下水中の安定同位体比の関係



図一12 相模原面におけるローム層厚分布（地下水面深度による推定値）



図一13 モデルによって推定された不圧地下水中の安定同位体比（酸素）分布



図一14 東京における降水中の安定同位体比の経年変化(IAEAによる)

## 6. 再冠水現象に関する検討

### 6.1 はじめに

本研究の目的は、堆積岩系の地下深部における地下水挙動を調査することである。

具体的には、堆積軟岩層の地下深部（GL-50 m～82.5 m）に構築した地下構造物（以下、ミニドームと呼ぶ）を流動化処理土で埋め戻した後に生じた地下水位の回復現象（以下、再冠水現象<sup>\*</sup>と呼ぶ）によって、そのミニドーム周辺の地下水がどのような挙動を示すのか観測することである。そのために、本研究は、平成10年3月より実施している。全体の流れを図6-1-1に示す。今年度は、図中の「再冠水現象中の調査」にあたる。

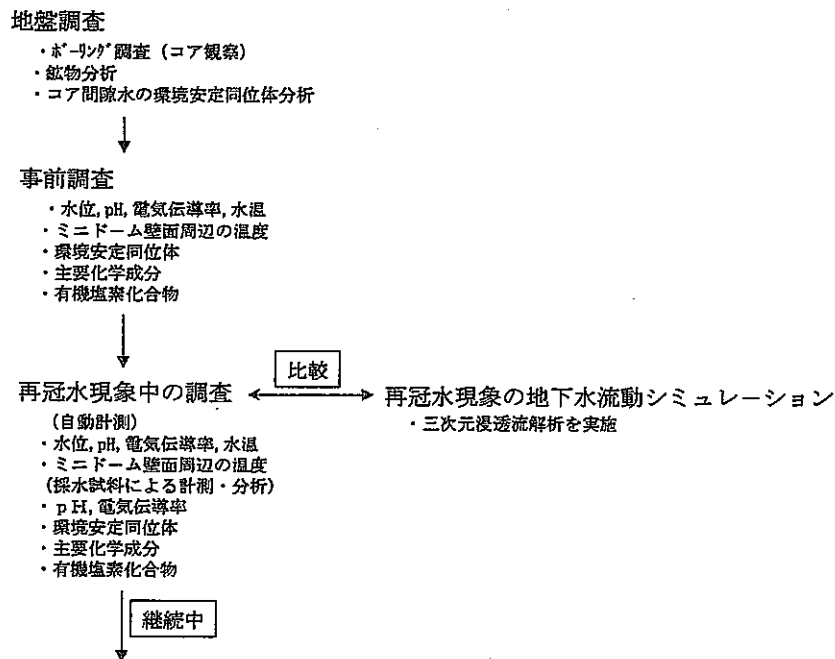
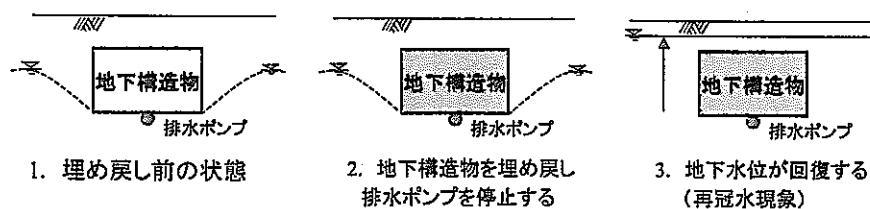


図 6-1-1 研究の流れ

今年度までの観測の結果、堆積軟岩層でも透水係数に換算すると  $10^{-3}$  cm/s 程度と意外と早い水理的回復を示した。など再冠水現象中の水位・水質・温度変化のデータが得られた。また、今年度の水質分析結果から、前年度までのデータと比べて pH の値が定常状態をほぼ維持した状態からゆるやかな減少傾向へ移行している。など新たな現象を確認した。

#### ※研究で行った再冠水現象の模式図





なお、観測期間中に実施した再冠水は2回である。1回目は、埋め戻し1ヶ月後(H10.3.19)に計画通り実施したもの(以下、1回目再冠水と呼ぶ)と、2回目は、埋め戻し8ヶ月後(H10.10.6)に排水ポンプの誤動作によって発生したもの(以下、2回目再冠水と呼ぶ)である。

## 6.2 調査概要

- 1) 調査期間：平成10年2月27日～平成12年7月18日
- 2) 調査位置

図6-2-1に実験サイトの位置図を示す。当サイトは神奈川県相模原市郊外の田名地区に位置し、相模川から北方向へ約500m離れた標高約90mの河岸段丘地である。

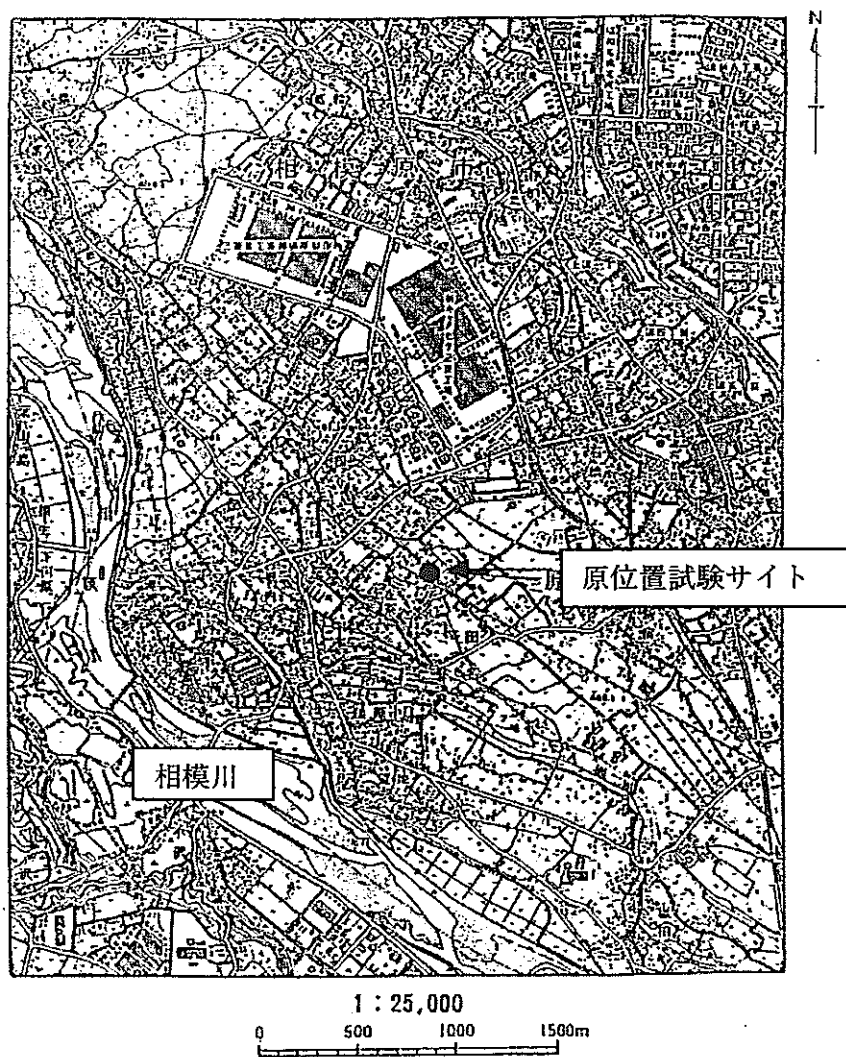


図6-2-1 実験サイトの位置

### 6.2.1 地質・地形概要

実験サイト周辺は、神奈川県相模原市郊外の洪積台地上に位置する。その地質構造は、GL-7mまでのローム層、その下、層厚5mの田名原礫層と層厚9mの座間丘陵礫層、およびそれ以深の上総層群の泥岩（堆積時期は、第三紀後期～第四紀前後）で構成されている。その上総層群の泥岩は、水平方向に未固結な砂層やスコリア層の帯水層が幾層も介在し、鉛直方向に破碎帯などの破碎帯が存在している。

調査地の再冠水前の地下水面は浅層地下水（水位GL-7m）、と泥岩層内の深層地下水（水位GL-82m：ミニドームを埋め戻す前の水位）にあることから、二重地下水面を要していることが確認されている。なお、浅層地下水の流れる方向はおおよそ北西～南東方向であることが既存の資料等<sup>1)</sup>でわかっている。以下に各層について詳しく述べる。

#### ・ローム層

調査地に分布するローム層は「立川ローム層（中部）」と称され、最表層のローム層として神奈川県下に広く分布している。層厚は約7mで、その色調は橙褐色、形状は粗粒を呈している。

#### ・田名原礫層

当該地区ではGL-12m付近まで分布しており、礫径が不均一な円～垂円の大～中礫が主体である。ところによりφ500mm以上の大礫を混入している。

#### ・座間丘陵礫層（相模総群）

当該地区ではGL-21m付近まで分布している。粘土と大礫混じりの扇状地性の中礫層と考えられ、凝灰角礫岩の礫を主体としている。

#### ・上総層群

更新世前期～鮮新世にかけて堆積した海成層で、神奈川県中部～東部にかけて相模層群の下位に広く分布している。礫岩・砂岩・凝灰質砂岩・泥岩より構成されるが、当サイトでは泥岩（固結シルト：別称土丹）が卓越している。挟み層として凝灰岩～凝灰質泥岩・スコリア層・軽石層・軽石散在層等がある。貝化石片や軽石粒を含む場合があり、一部には炭質物も認められる。

### 6.2.2 地下空間実験場の概要

図 6-2-2 に実験サイトに構築した地下構造物の全景を示す。GL-50 m までは、東急建設所有の地下空間実験場である。その下、GL-82.5 m までの地下構造物は、通産省工業技術院産業科学技術研究開発制度により構築したミニドームである。

ミニドームの構造の特徴として、ドーム周辺を、螺旋状のトンネル（以下、スパイラルトンネルと呼ぶ）で囲んでいることが挙げられる。但し、このミニドームは、1998 年 3 月に埋め戻されている。なお、詳細な地下空間実験場の経緯については、次節で述べる。

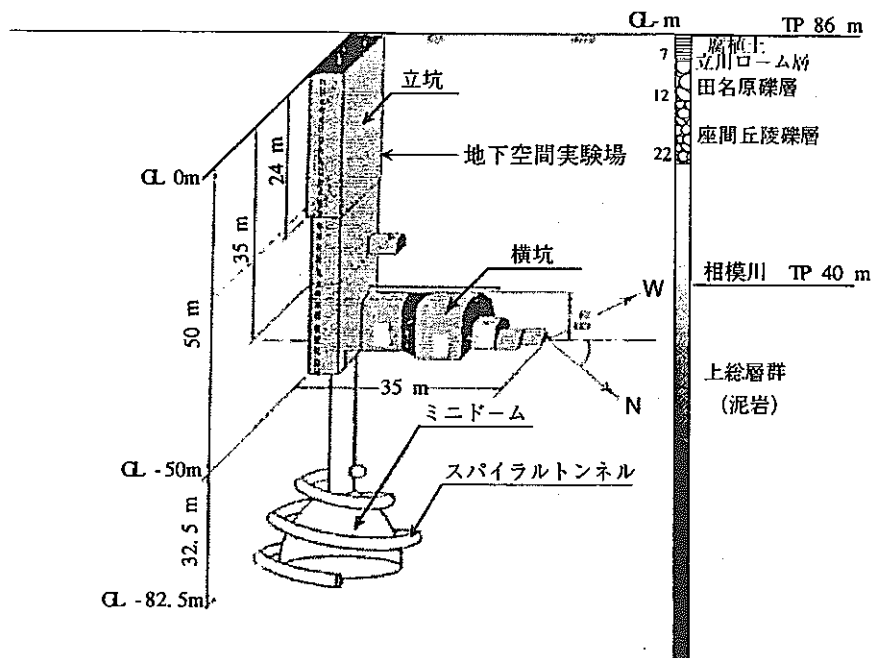


図 6-2-2 地下空間実験場の全景図

### 6.2.3 地下空間実験場の経緯

実験サイトである地下空間実験場は、1989年から1991年にかけて、大深度地下を有効かつ多角的に活用することを目的に構築した。現在までの経緯を表6-2-1にまとめる。

表 6-2-1 地下空間実験場の経緯

1988. 10	大深度地下掘削実験の計画立案
1989. 3	実験場選定のためのボーリング調査開始
1989. 11	空洞実験の施工開始
1990. 7	第1期工事 (GL-35 m) の掘削完了
1991. 9	第2期工事 (GL-50 m の立坑および横坑) 掘削完了
1993. 1	断熱貯蔵など各種原位置試験の実施
1994. 4	地下水観測実験の開始
1994. 8	ミッドーム掘削のためのボーリング調査開始
1994. 12	ミッドーム掘削開始
1996. 3	ミッドーム掘削完了 (GL-82.5 m)
1997. 12	ミッドーム埋め戻し工事開始
1998. 3	ミッドーム埋め戻し工事終了
1998. 3	再冠水現象の地下水観測実験の開始

#### 6.2.4 埋め戻し工事

今回の調査項目である水温および水質は、再冠水前に実施した埋め戻し工事の影響を受けていることが考えられる。そこで、あらかじめ埋め戻し工事の概要について理解しておく必要がある。以下に埋め戻し工事の概要について述べる。

- 1) 埋め戻し期間 :平成10年2月17日～平成10年3月6日
- 2) 数量 :GL-50m ～GL-70mの立坑部 (250 m<sup>3</sup>)  
GL-70m ～GL-82.5mのドーム部 (2,550 m<sup>3</sup>)

#### 3) 施工方法

GL-84.5mの水中ポンプを稼働し続けることにより、周辺の地下水位をミニドーム底盤まで下げた状態を維持する。その状態で流動化改良土を地上の混練機からポンプで圧送し、ミニドーム内に投入する。なお、施工管理に用いる計測器の設置などのため、埋め戻し材の投入は数回に分けて実施した。

#### 4) 埋め戻し材料について

今回用いた埋め戻し材は、流動化処理土を用いた。その流動化処理土は、工場でロームに生石灰を添加し、専用の機械で粉砕、その後ふるいによって粒度調整された「改良土」を、現場でセメントと泥水を混合して所定の流動性（フロー値200mm）と強度（3日後の一軸圧縮強度  $q_u=1.3 \text{ kgf/cm}^2$ ）を持たせた材料である。

この流動化処理土の利点は、エアーモルタル等に比べセメント添加量が少ないため、①固化熱の発生が抑制でき、さらに②周辺岩盤への地下水汚染が軽減できることにある。表6-2-2に流動化処理土の配合を示す。

表6-2-2 流動化処理土の配合表（1m<sup>3</sup>当たり）

セメント(kg)	泥水(kg)	改良土(kg)	混和材(kg)
200	360	800	4

### 6.2.5 調査項目

各調査項目と数量の概要は以下の通りである。

#### (1) 地下水モニタリング

- a) 孔内水位、水温、pH、電気伝導率の計測（A、B、C地点。計7箇所：約28ヶ月間のモニタリング）

#### (2) ドーム壁面周辺の温度計測

- a) 埋め戻し材が硬化するに従って変化するミニドーム壁面周辺の温度状態を計測する。（約28ヶ月間のモニタリング）

#### (3) 化学分析

採水した地下水に対して、環境同位体分析を行う。（計6箇所）

採水した地下水に対して、主要化学成分分析を行う。（計6箇所）

### 6.2.6 計測デザインの設定理由および調査数量

水質センサーならびに熱電対を埋設する深度の地層は、上総層群泥岩中の地下水の流れが顕著と予想されるGL-66mとGL-69mの破碎帯とGL-80mとGL-90mの挟み層を対象とした。表6-2-3に各対象層、破碎帯の特性をミニドームを取り巻くスパイラルトンネル内での地質調査ならびに既往ボーリング調査結果から示す。

表6-2-3 計測対象層、破碎帯の特性

挟み層

Nb.	地層名	層厚 (cm)	記 事	計測箇所
a	軽石層	5～6	<ul style="list-style-type: none"> <li>・ <math>\phi 1 \sim 2\text{mm}</math> の軽石からなる。</li> <li>・ 滴水が多い。</li> </ul>	A-2孔 B-2孔 C-1孔
b	軽石層	30～40	<ul style="list-style-type: none"> <li>・ <math>\phi 1 \sim 2\text{mm}</math> の軽石からなる。</li> </ul>	A-3孔 B-3孔 D地点

破碎帯

方 向	西北西—東南東系	計測箇所
傾 斜	高角度（概ね 80 度程度であるが、65 度程度のところもある）で南傾斜。	A-1 孔
ずれの方向	左横ずれ。	
開 口 性	0.1～6.0 cm で開口するところが多い。	
流入粘土	認められる。	
茶褐色の染色	茶褐色を呈することが多い。	
湧 水	開口部での湧水が多く 3 ～ 10 リットル/min の湧水が認められた箇所である。	B-1 孔
連続性	傾きや開口幅の性状は変化するもののスパイラルトンネルの範囲では概ね連続していると考えられる。	
他方向の破碎帯との関係	切った切られたの共役関係。	

図6-2-3に示すように水質センサーの埋設位置は、CL-50m横孔から削孔したA、B孔の各3箇所、および地上から削孔したC孔の1箇所の計7箇所に設置した（図6-2-4参照）。

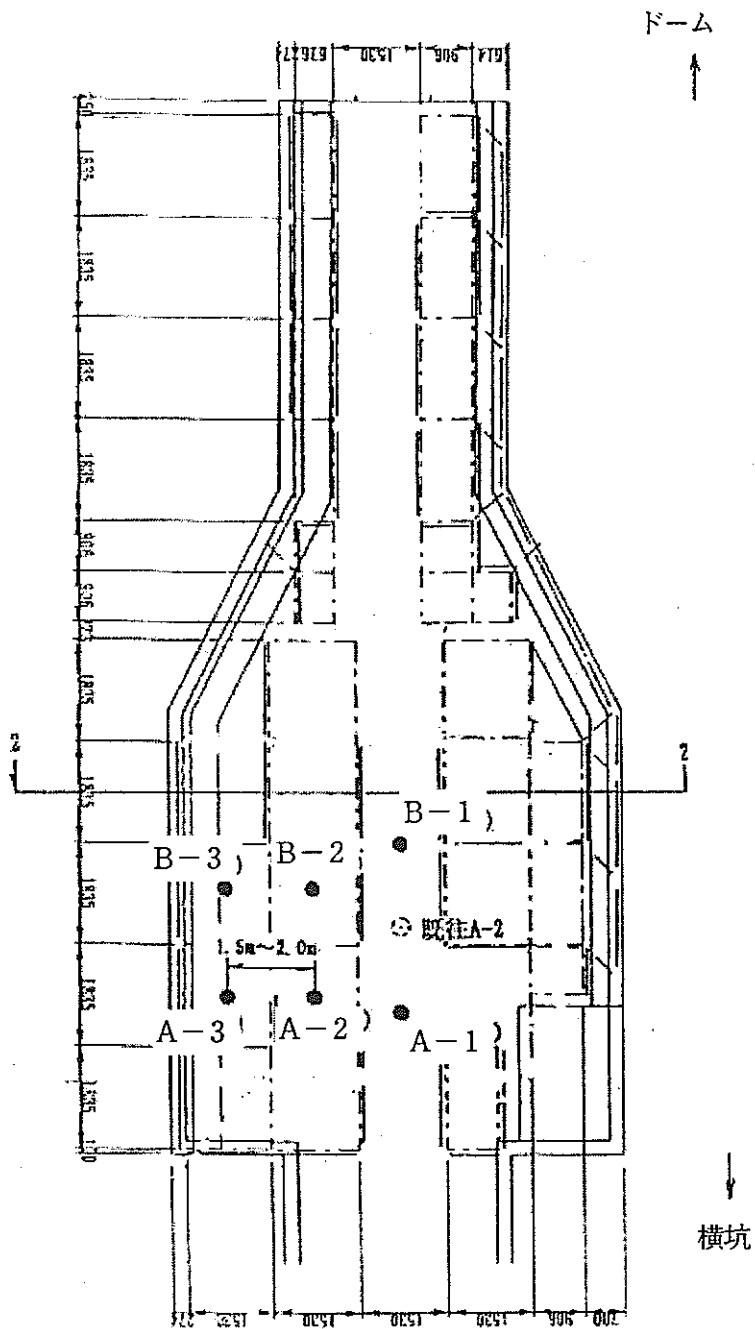


図6-2-3 試錐孔配置平面図 (GL-50 m の横坑内)



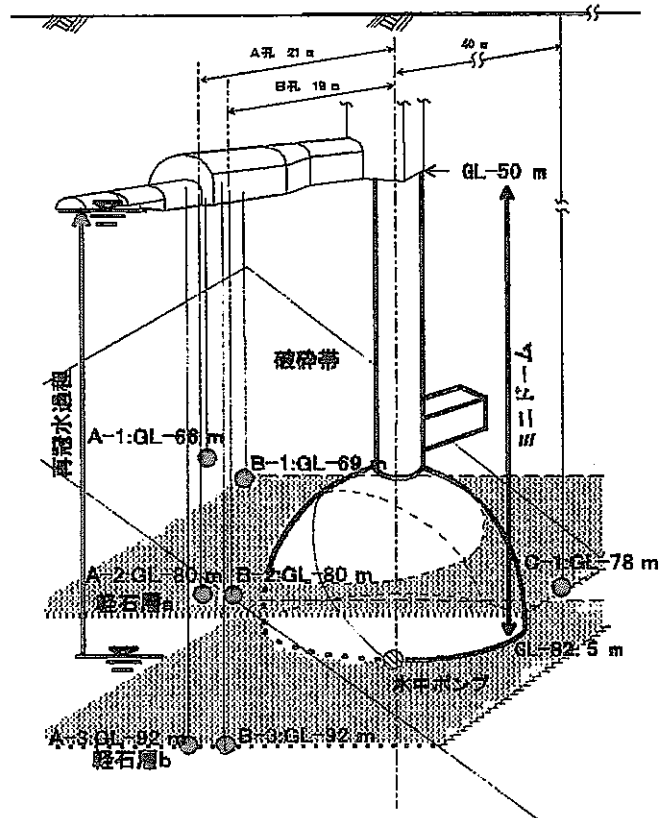


図 6-2-4 調査位置

表 6-2-4 調査項目と観測期間および観測回数 (H10.2.27~H12.7.18)

観測点	5 地下水のモニタリング (自動計測)	(2) ミニドーム壁面周辺 の温度計測 (自動計測)	(3) 化学分析 ・ 主要成分 ・ $^3\text{H}$ ・ 安定同位体
	A		
A-1	28ヶ月	-	9回
A-2	28ヶ月	-	9回
A-3	28ヶ月	-	9回
B			
B-1	28ヶ月	-	9回
B-2	28ヶ月	-	9回
B-3	28ヶ月	-	9回
C-1	28ヶ月	-	9回
D	-	28ヶ月	-

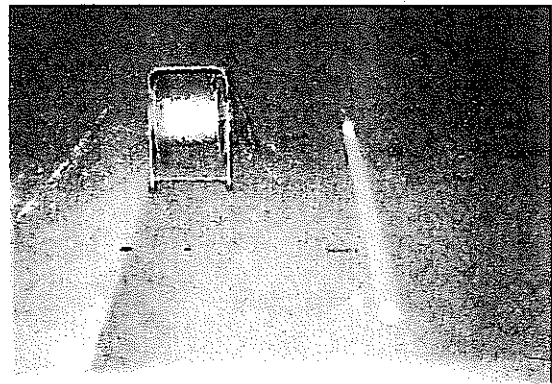
表 6-2-5 に化学分析を行った項目と採水方法について示す。環境同位体ならびに主要成分分析に用いる採水試料は、上記の水質センサー埋設位置から観測当初はグリンドフォス製の水中ポンプ（使用期間：H10/3/19～H10/11/19）で、その後、水中ポンプは採水時に試錐孔周辺の地下水流動を乱すことから、簡易採水器のペーラ（使用期間：H10/11/19～H12/6/5：写真 6-2-1）に変更した。ここで、ペーラの材質は 100% のテフロン製であるため化学薬品に対して耐久性がきわめて強く、電気的性質に優れ高温にも安定である。

表 6-2-5 化学分析項目と試料採取方法

施設	分析項目	採水方法
核燃料サイクル開発機構 東濃地科学センター	主要成分分析	1リットル容器（ポリプロピレン、ポリブチレン、テフロン製のいずれかを使用し硝酸および蒸留水で洗浄）に A-2 孔は 3 本分、A-2 孔以外では 1 本分採取。
熊本大学 理学部 地球科学教室 嶋田研究室	環境同位体分析	20cc 瓶（ガラスボトル）に全孔各 4 本ずつ採取
	間隙水分析	A-3 孔のコアに対して、籠中研式コア水抽出装置を用いて、ほぼ 5 cm 毎にコア水の抽出（50～100 cc 程度）を行う。
環境インゴリング	同位体分析	1リットル容器（ポリプロピレン、ポリブチレン、テフロン製のいずれかを使用し硝酸および蒸留水で洗浄）に全孔各 1 本ずつ採取



水中ポンプ



簡易採水器（ペーラ）

写真 6-2-1 観測に用いた採水器

### 6.3 地下水モニタリング観測

地下水モニタリングの目的は、実験サイトで地下水の水圧、水温、pH、および電気伝導率を連続で長期計測することにより、再冠水現象での堆積軟岩層の地下水環境変化を詳細に調査することである。

#### 6.3.1 観測に用いた計器

帯水層および破碎帯を対象とした計測では、測定項目として、水圧、水温、pH、電気伝導率が計測可能な水質センサー (Troll 8000: In-Situ Inc 製) を使用する。また採水した試料に対して手計りによる計測も実施した。使用した計測器は東亜電波工業製のpH計 (HM-14P) と電気伝導率計 (CM-14P) である。

ここで使用する Troll 8000 とは、データロガーの機能と内部電源を有する水質モニター計器である。以下に Troll 8000 の仕様を示す。

#### Troll MP 8000 の仕様

水没部素材： 316 ステンレススチール、Mon、ガラス、プラチナ、エポキシ樹脂

寸法： 直径 4.5cm 長さ 66cm (1.75 インチ×25.9 インチ)

重量： ~3.2kg (7ポンド)

動作温度： 0° ~30°C (32° ~86° F)

#### 精度

圧力センサー： 動作温度内でフルスケールの±0.04%

温度センサー： ±0.1°C

電導度センサー： 読みとり値の±0.5%

pHセンサー： ±0.1 pH単位

分解能： フルスケールの0.006%

#### レンジ

圧力： 水深 70m (7kgf/cm<sup>2</sup>)

温度: 0° ~30°C  
 電導度: 100~100,000 μ S  
 pH: 0~14 pH単位

データサンプリング

メモリタイプ: Flash EPROM および SRAM  
 容量: 208 KB  
 格納可能データ点数: 最低100,000 点

6.3.2 計器埋設方法

水質センサーの設置にあたっては、センサーのメンテナンス（ゾンデの回収）のしやすさ、埋設の確実さおよび、測定区間の隔離性を考慮し、図6-3-1に示す1孔1深度による方法をとる。

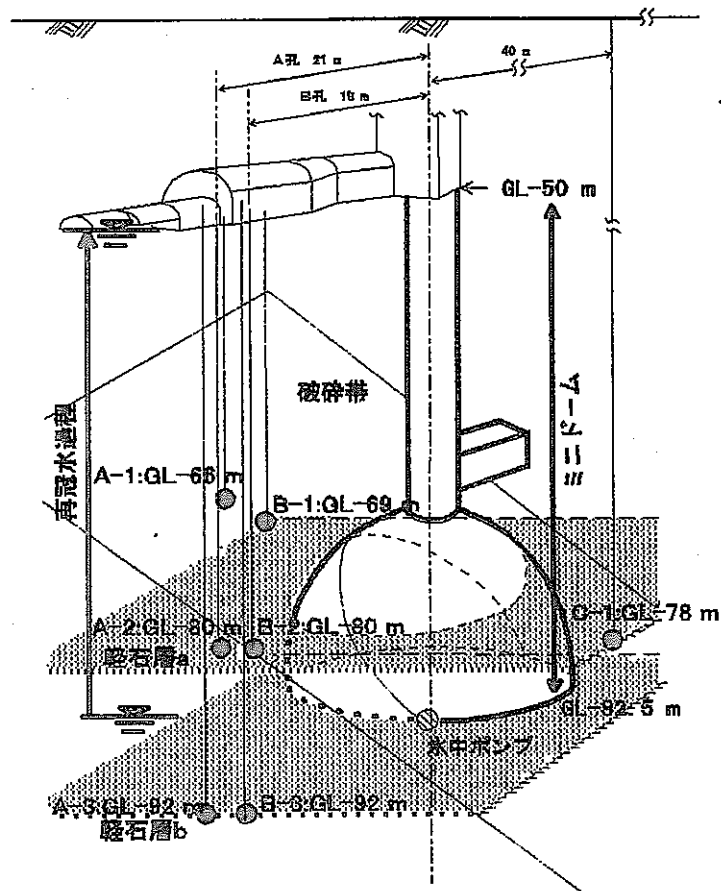


図6-3-1 水質センサーの設置位置

設置手順は、①ボーリングの削孔、②コア観察による帯水層（破碎帯、破碎帯）の確認、③MPS0  
 エルケーシング管への遮水材セット（ストレーナ部直上、対象層以外の帯水層（破碎帯、亀裂層）の直  
 上、直下）、④ケーシング管の建込み、⑤遮水材の膨張、⑥遮水効果の確認（ケーシング内および孔  
 内水位の違いを確認）、⑦ゾンデの挿入となる（図6-3-2 参照）。

使用する遮水材は、地下水の水質に影響を与えない素材（ゴム状）からなり、水を吸収することで  
 膨張しシール機能を発揮する。測定区間は、その埋設形態からして、対象層や破碎帯を挟む最小幅を  
 有することが理想だが、破碎帯の幅や浮遊するスライム等の沈殿も考慮し、1 m～2 mを基本とす  
 る。

地上に立ち上がるケーブルは、孔口にて専用の吊具で固定し養生する。なお、ボーリング削孔工事  
 は“再冠水に関する原位置調査研究（その1）<sup>2)</sup>”で完了している。

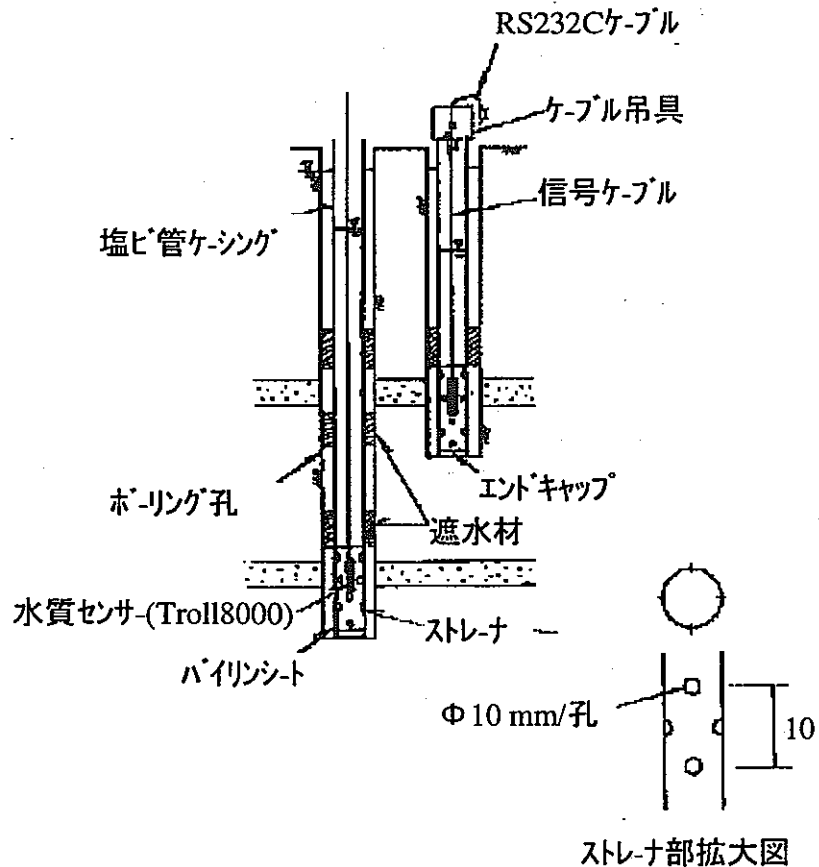


図6-3-2 水質センサーの埋設形態

### 6.3.3 観測方法

試錐孔に投入する水質センサーは、ゾンデに内部メモリを有しており、任意のサンプリングタイム(20分)で自動連続観測が可能である。

収録は、信号ケーブル先端(地上部)にRS232Cケーブルを接続し、専用のソフトでコンピュータへデータを転送する(図6-3-3参照)。

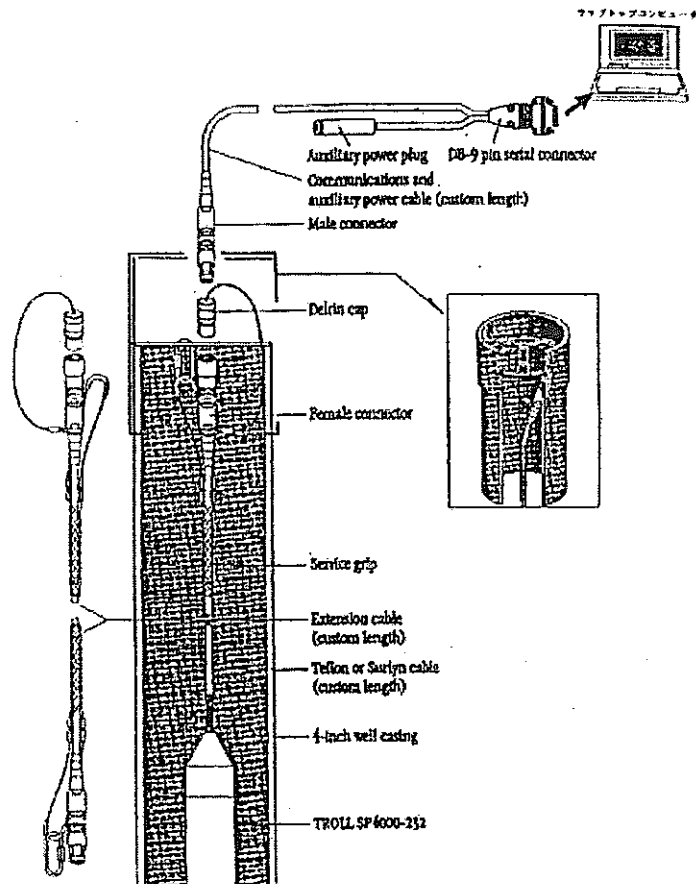


図6-3-3 Troll 8000からのデータ収録

### 6.3.4 観測結果

図6-3-4に試錐孔内の水位経日変化を示す。再冠水前の試錐孔内の水位データから、再冠水前はボーリング削孔で用いた洗浄水が破碎帯および軽石層から抜けきっていないことにより孔内水位が定常状態に達しきっていないことが想定される。そのような状態で再冠水を開始した結果、以下に示す知見が得られた。

① 孔内水位が、A-2、A-3、B-2、B-3孔で1日、A-1、B-1孔で2~3日、C-1孔でほぼ7日と非常に短期間で定常状態に達した。この挙動は、難透水層と考えられる泥岩層（透水係数で  $1.0 \times 10^{-7}$  cm/s 程度を想定）としては非常に早い水圧回復と言える。この原因としては、泥岩層内の破碎帯や挟み層といった特異な水みちの影響が考えられる。

2回目の再冠水現象では1回目 비해、水位回復速度がA-2、A-3、B-2、B-3孔で2倍、A-1、B-1、C-1孔は1回目とほぼ同じ速さで定常状態に達した。ここで、C孔の水位変化で降雨量と連動した変動がある。これは、試錐孔口から雨水が混入したものと推察できる。

② 図 6-3-5 に水温の経日変化を示す。再冠水現象での水温の挙動は、A孔、B孔について緩やかな増加傾向にあり、再冠水から2年経過した時点でほぼ定常状態に達している。

試錐孔別に観ると、破碎帯で以下に示すような特異な挙動を示した。再冠水開始の初期の段階で、挟み層の温度が熱源に近い地点（B孔）が高いという一般的な傾向を示しているのに対して、破碎帯はその傾向が逆転している。さらに、10月に発生した水位低下によって、A-1孔は低下、B-1孔は上昇傾向と全く逆の現象を示した。の原因については、熱源である埋め戻し材から破碎帯までの複雑な水みち経路の影響や破碎帯の飽和状態の違いによる影響が考えられる。

C孔については、埋め戻し材および再冠水による影響は観測されていない。この原因としては、A、B孔の水圧に比べC孔の水圧が高いこと、さらにミニドーム中心からC孔まで約40mと離れておりC孔まで到達する間に熱源の影響がほとんど無くなったものと考えられる。

③ 図 6-3-6(a) に pH の経日変化を示す。自動計測データは、採水の影響などにより値が相当ばらついているため水質からの影響を判断するには信頼性に欠ける。また、C孔には雨水が混入しているため、再冠水による影響が判断できない。よって、A孔およびB孔のポータブル計測結果から再冠水の影響を評価すると以下の通りである（図 6-3-6(b)参照）。

・再冠水以後A、B孔とも一旦ゆるやかに減少し、再冠水開始から3ヶ月経過した時点でそれとは違う緩やかな上昇傾向に転じ、さらに、再冠水から2年経過した時点で緩やかな減少傾向に戻っている。

④ 図6-3-7(a)に電気伝導率の経日変化を示す。電気伝導率も、pHと同様に自動計測データの値が相当ばらついているため水質からの影響を判断するには信頼性が欠ける。また、C孔は雨水が混入しているため、再冠水の影響が判断できない。よって、A孔およびB孔のみのポータブル計測結果から再冠水の影響を評価すると以下の通りである(図6-3-7(b)参照)。

・11/11/99のデータを除けば、再冠水以後A、B孔ともゆるやかな減少傾向で進行し、今回の観測期間中の変動はほとんど無い。



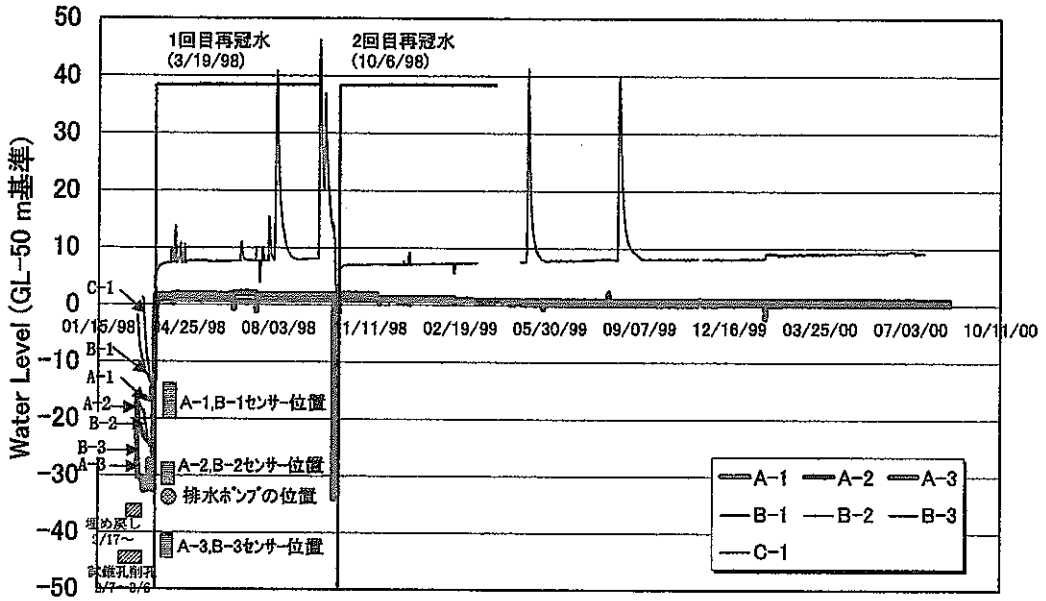


図 6-3-4 試験孔内水位の経日変化図

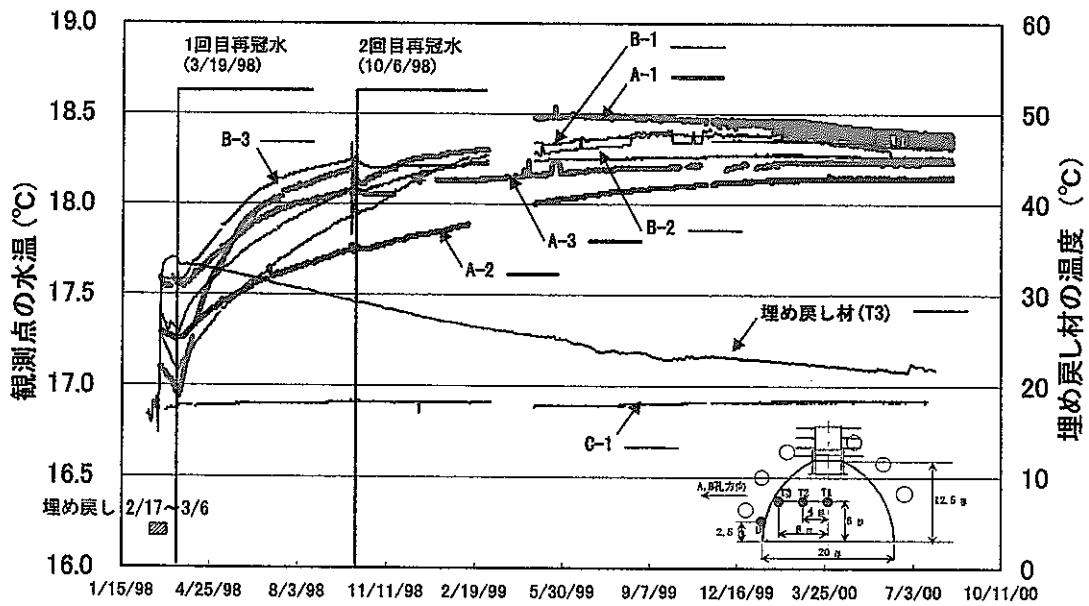


図 6-3-5 水温の経日変化図

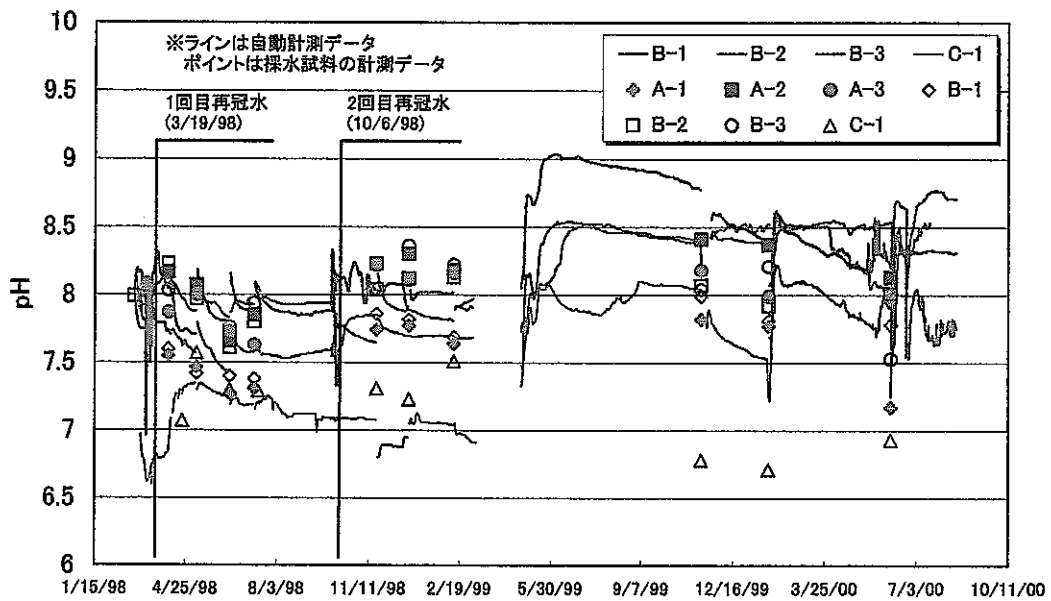


図 6-3-6(a) pHの経日変化図

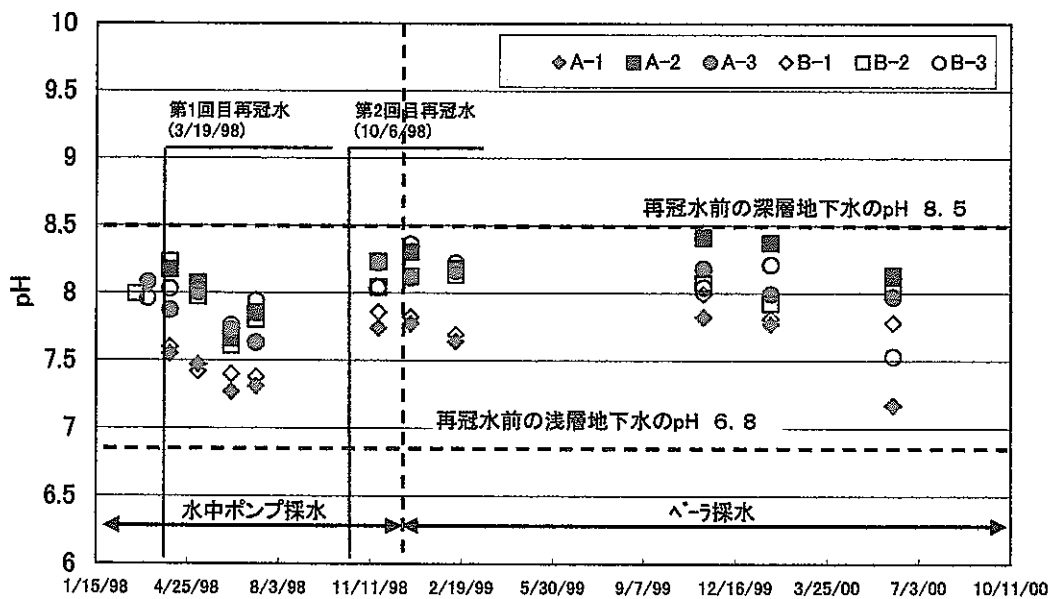


図 6-3-6(b) pHの経日変化図 (ポータブル計測値：C-1を除く)

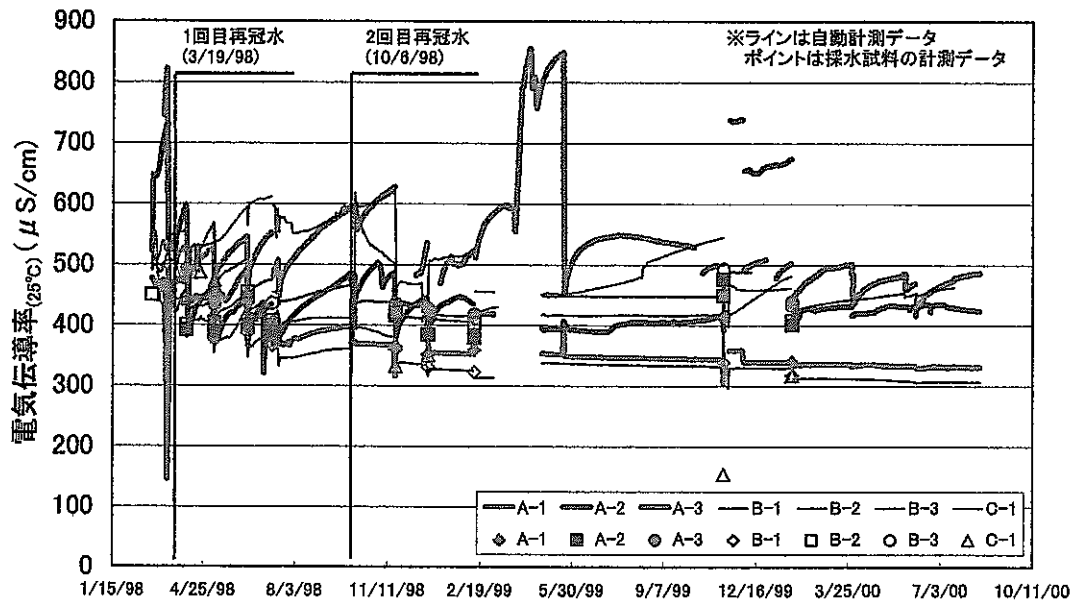


図 6-3-7 (a) 電気伝導率の経日変化図

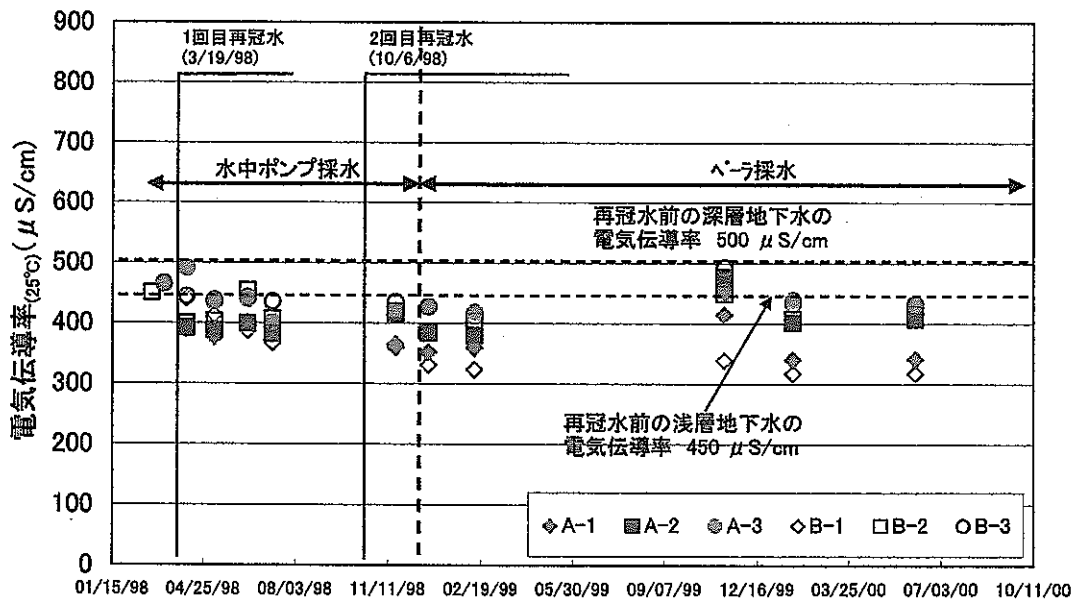


図 6-3-7 (b) 電気伝導率の経日変化図 (ポータブル計測値: C-1 を除く)

## 6.4 ミニドーム壁面周辺での温度計測

本計測の目的は、埋め戻し材が硬化するに従って変化するミニドーム壁面周辺の温度状態を計測し、堆積岩中の伝熱特性に関する基礎的データの蓄積を図るものである。

### 6.4.1 観測に用いた計器

埋め戻し材（流動化処理土）を熱源と捉え、その固化熱を計測するため、熱電対（T型熱電対：東京測器研究所）をドーム壁面に埋設する。

熱電対は、先端に防水加工を施し耐水圧性を高め、かつ、ドーム内～横坑奥部までケーブル延長時にも耐久性の期待できる被覆ケーブルを有する（直径6.5mm）。

### 6.4.2 計器埋設方法

熱電対の埋設形態を図6-4-1に示す。熱電対の埋設にあたっては、ミニドーム壁面を一部はつり、地山を露出させ、軽石層bを確認した上で熱電対先端を埋設し、掘削時の発生土を埋め戻して養生する。また吹き付けモルタルの断熱効果を同時に調べるため、壁面を $\phi 10\text{mm}$ 程度のコアドリルで突孔し、熱電対を埋設し、モルタルで埋め戻して養生する。なお、熱電対の設置は“再冠水に関する原位置調査研究（その1）<sup>2)</sup>”で完了している。

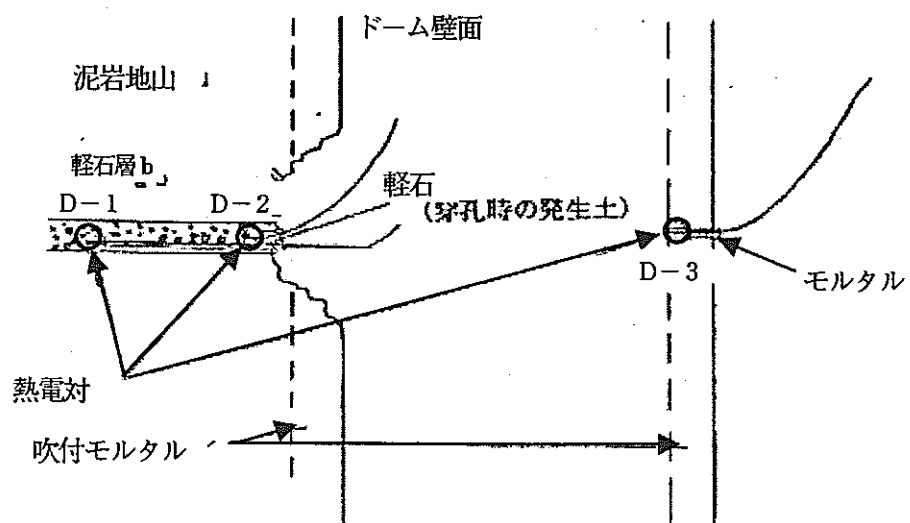


図6-4-1 熱電対の設置形態

### 6.4.3 観測方法

ミニドーム壁面周辺の温度データは、熱電対ケーブルを通してGL-50mの横坑内に設置したデータロガーに自動的に収録する。計測のサンプルタイムは30分である。

### 6.4.4 観測結果

図6-4-2にミニドーム壁面周辺および埋め戻し材の温度経日変化を示す。再冠水直後に吹き付けコンクリートの掘削面側で0.2度、挟み層のミニドーム掘削面から5cm奥の地点で1.7度、45cm奥で1.5度下がった。さらに、ドーム内側の吹き付けコンクリート面(T3)でも微少であるが温度が低下している。但し、埋め戻し材の中央部の変化は無い。その後のミニドーム壁面周辺の温度は、埋め戻し材内部の温度変化に追従してゆるやかな減少傾向を示した。

2回目の再冠水では、挟み層に設置した観測点(D-1、D-2)の温度変化は観察されなかった。しかし、吹き付けコンクリートの掘削面側(D-3)で水温が急激に低下し砂層内の温度とその傾向がほぼ一致した。この原因としては急激な水圧変動によりミニドーム外側の地下水が壁裏に回りこんだものと推察できる。

1回目と2回目の再冠水で温度変化に再現性が無い理由として、各再冠水前の地盤状態の違いが考えられる。1回目の再冠水前の地盤状態は、被圧地下水位がGL-82mの状態です約2年間ほど経過しており、ミニドーム底盤より上の観測点近傍は不飽和状態であったと推測できる。一方、2回目の再冠水前の地盤状態は、1回目の再冠水の影響で挟み層の被圧地下水位がGL-50mまで上昇した影響で、観測点近傍はほぼ飽和状態に達していたものと思われる。その違いである。

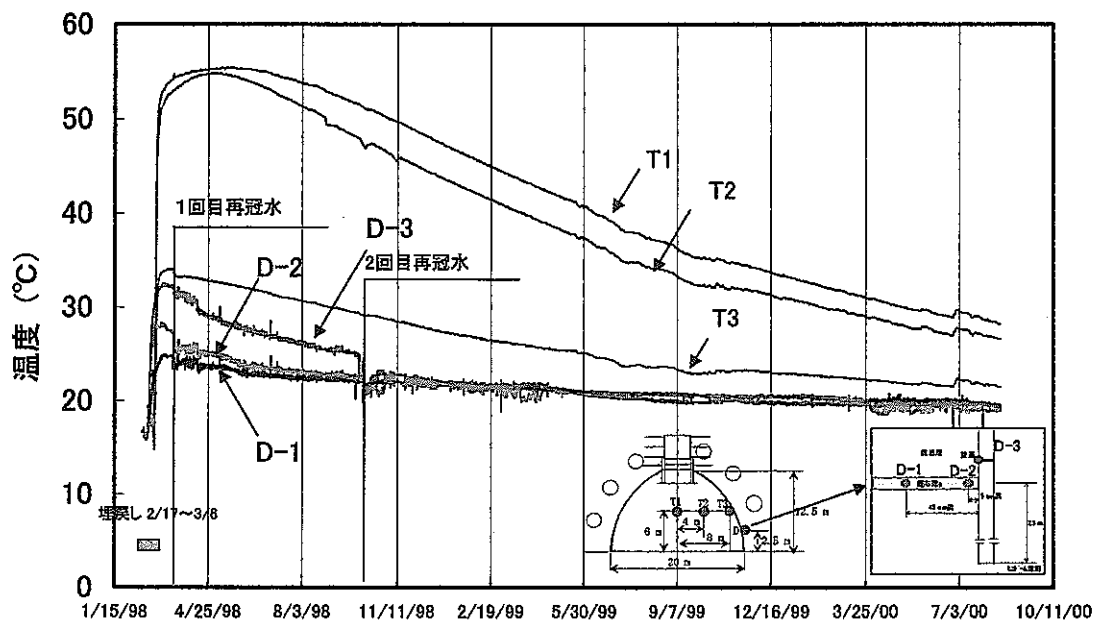


図 6-4-2 ミニドーム壁面周辺の温度経日変化図

## 6.5 環境同位体分析

台地礫層帯水層中の地下水流動と一般水質・同位体組織の関連が把握できれば、空洞掘削とその後の埋め戻し時の地下水挙動が把握できる貴重なデータが取得されるものと考えられ、現在データの取得と分析を実施中である。得られた経時変化データをもとに再冠水時の地下水流動の検討を行った。

### 6.5.1 コアの間隙水分析

#### 1) サンプル方法

第三紀層の泥岩コア採取後出来るだけ早い時期に、サンプリングの数量が原則としてコア 5mにつき 1 個程度で、且つ破碎帯に接したコアと新鮮母岩のコアをほぼ半数ずつになるように調整して採取箇所を決め、その部分のコアの乾燥防止および他の水によるコンタミを出来るだけ避けるようにラップで包む等の処置を講じておく。全深度掘削後速やかに以下の手順でコアサンプルを取得した。

採取箇所のコアから長さ 15cm くらいのサンプルコアを切り出す。ラップで包み、その外側を更にアルミフォイルで包む。蠟封してから更にもう一度アルミフォイルで包み、その外側に深度データを書き込む。冷凍用ビニール袋（チャック付き）で包み、ストロー等により空気抜きを 2 回程度行う。コアサンプルは全深度が揃うまでは、冷暗所に保管しておく。

#### 2) 間隙水の抽出

地下実験所内に設けられた、GL-50 m ~ -96 m の基盤岩に掘削されたボーリング孔（A-3 孔）から採取された泥岩のコアについて、岩石抽水装置を利用して土壌を圧縮し、間隙水の抽水を行った。岩石抽水装置の概略は図 6-5-1 のとおりである。実験室に持ち帰った泥岩コアサンプルは、抽水試験を行う際、コアの表面に付着した物質の除去や蒸発によって水分を失った表面の除去、岩石抽水装置の内部径と一致のためにコアの整形作業を行う。コア直径が 6.6 cm のサンプルを、たこ引き包丁を使用して直径 5 cm 長さ 10 cm 以下に整形した。端面は岩石カッターにより平滑にカットした。抽水には約 100 kgf/cm<sup>2</sup> の軸圧で約 8 時間圧縮し、1 サンプルあたり平均約 10 cc の間隙水を搾り取った。また抽水前と抽水後にそれぞれサンプルの重量を計測し試料採取時の蒸発ロスを評価した。尚、サンプル間の間隙水のコンタミを防ぐため、抽水に用いたテフロンチューブ類はサンプル毎に交換すると共に、抽水装置のセル部は 1 つのサンプル水抽出後に十分乾燥して水分除去に心がけた。

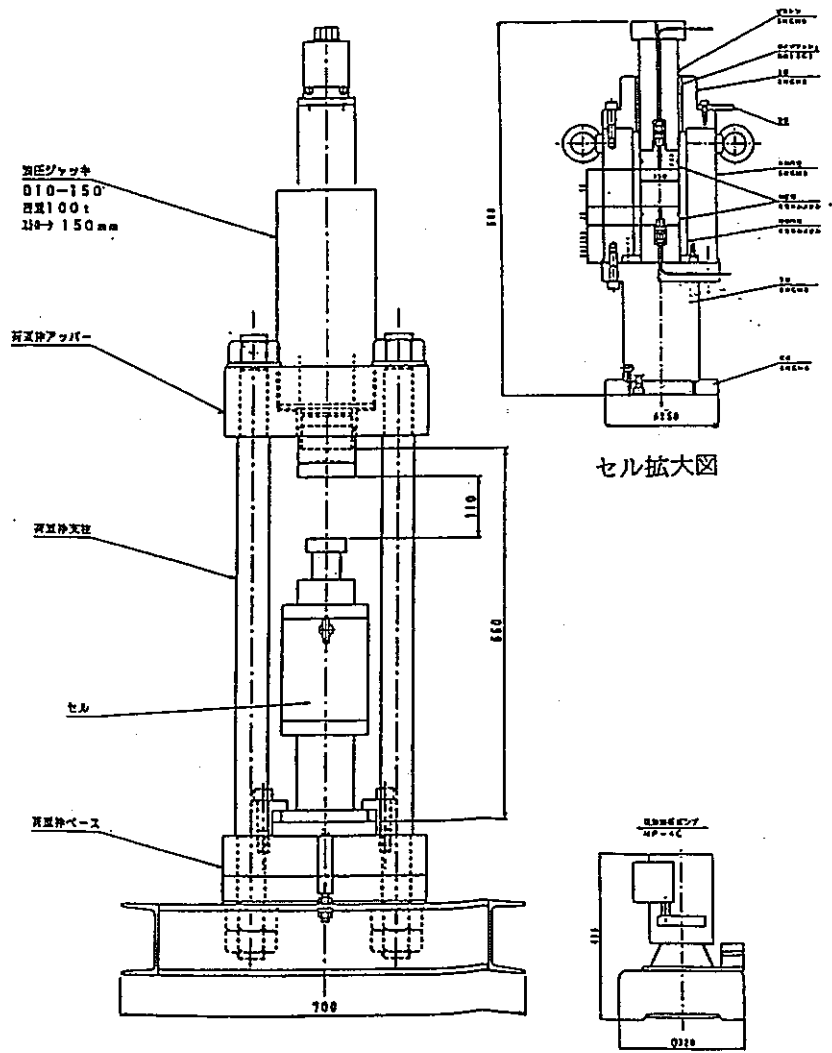


図6-5-1 岩石抽水装置



### 3) 分析結果

表 6-5-1 にコア間隙水に対し、安定同位体比の測定を行った結果を示す。

表 6-5-1 コア間隙水の環境同位体（トリチウム・安定同位体比）濃度

深度 (G- m)	(%o)	
	D	18-O
59.67 - 59.8	-49.8	-6.4
65.02 - 65.12	-46	-6.4
67.35 - 67.47		-7.1
69.86 - 69.98	-40	-6.1
75.14 - 75.27	-52	-7.2
79.85 - 79.97	-48	-6.9
84.88 - 85	-48.3	-6.6
90.02 - 90.15	-52.9	-7.5
92.42 - 92.55	-51	-7.5

### 6.5.2 地下水の環境同位体分析

#### 1) 分析項目

環境同位体を用いた調査は、水文循環の中で天然に存在する同位体の濃度変化を利用した地下水の流動特性把握に関する調査手法で、地下水の起源の同定、年齢測定、流速と流向、地表水と地下水の相互関係、異なる帯水層間の相互連絡、帯水層の間隙率、不圧地下水の涵養量、試錐孔の洗浄水が帯水層に混入した状況の把握、等の問題に幅広く利用されている。

現在主に利用されている環境同位体としては、表 6-5-2 (a)(b) のようなものがある。このうち、水を構成する元素である水素と酸素の同位体は、帯水層内の物質と反応しても変化しないことから理想的なトレーサーと考えられており、放射性的同位体である<sup>3</sup>Hは、滞留時間 50 年程度までの地下水年齢の評価に、またDと<sup>18</sup>Oはその濃度が、気温、緯度、高度によって異なることから広域水文の研究における涵養時期や涵養域の推定に利用されている。

表 6-5-2(a) 水文学で用いられる主な環境同位体(安定同位体)

	Derection limit (%)	Approximate water sample size(L)
<sup>2</sup> H in H <sub>2</sub> O	±1	10 <sup>-2</sup>
<sup>18</sup> O in H <sub>2</sub> O	±0.1	10 <sup>-2</sup>
in SO <sub>4</sub>	±0.3	1
<sup>13</sup> C in DIC	±0.3	1
<sup>14</sup> S in SO <sub>4</sub>	±0.3	1~10
in H <sub>2</sub> S	±0.3	1~10

DIC=desorbed inorganic carbon

表 6-5-2(b) 水文学で用いられる主な環境同位体(放射性同位体)

Isotope	T <sub>1/2</sub> (years)	Primary production reaction(s)	Approximate sample size(L)	Time range of interest (years)
T	12.43	<sup>14</sup> N(n, <sup>3</sup> H) <sup>12</sup> C	1	1~50
T/ <sup>3</sup> He	12.43/stable	<sup>2</sup> H+β+ <sup>3</sup> H	1	1~50
<sup>4</sup> He	Stable	α+2e- <sup>4</sup> He	0.001~0.1	10 <sup>4</sup> ~10 <sup>7</sup>
<sup>21</sup> Ne	Stable	<sup>18</sup> O(α,n) <sup>21</sup> Ne	5	10 <sup>4</sup> ~10 <sup>7</sup>
<sup>14</sup> C	5730	<sup>14</sup> N(n,p) <sup>14</sup> C	60;0.1 <sup>a</sup>	10~7.5×10 <sup>4</sup>
<sup>32</sup> Si	108	<sup>40</sup> Ar(x,x'2α) <sup>32</sup> Si	1000	20~500
<sup>36</sup> Cl	3.0×10 <sup>5</sup>	Spallation on <sup>40</sup> Ar <sup>35</sup> Cl(n,γ) <sup>36</sup> Cl	5000;4 <sup>a</sup>	2×10 <sup>4</sup> ~1×10 <sup>6</sup>
<sup>39</sup> Ar	269	<sup>40</sup> Ar(n,2n) <sup>39</sup> Ar <sup>40</sup> Ar(p,d) <sup>39</sup> Ar <sup>39</sup> K(n,p) <sup>39</sup> Ar	10 <sup>4</sup> ;10 <sup>b</sup>	30~1000
<sup>40</sup> Ar	Stable	<sup>40</sup> K→1β+ <sup>40</sup> Ar	5	10 <sup>5</sup> ~10 <sup>7</sup>
<sup>81</sup> Kr	2.1×10 <sup>5</sup>	<sup>80</sup> Kr(n,γ) <sup>81</sup> Kr (and spallation)	10 <sup>6</sup> ;5×10 <sup>5</sup> ;1~10 <sup>b</sup>	5×10 <sup>4</sup> ~8×10 <sup>5</sup>
<sup>85</sup> Kr	10.7	Fission of U and Pu	300	1~40
<sup>222</sup> Rn	3.8days	<sup>226</sup> Ra→1α+ <sup>222</sup> Rn	1	0.5~10days
<sup>238</sup> U/ <sup>234</sup> U	4.5×10 <sup>5</sup>	<sup>238</sup> U→1α+ <sup>234</sup> U+2β (via intermediary steps)	25	5×10 <sup>4</sup> ~1×10 <sup>5</sup>

<sup>a</sup> For accelerator measurement.

<sup>b</sup> For resonance ionization spectroscopy.

本調査では表 6-5-2 中の 3 項目について分析を行った。以下に選択した項目の特性について示す。

### ■ トリチウム (<sup>3</sup>H)

トリチウム (<sup>3</sup>H) は水素の放射性同位体で、質量数は 3、半減期は約 12.43 年で β 崩壊して <sup>3</sup>He に変わる。天然トリチウムは、主として大気上層中で宇宙線中の中性子と窒素原子核との衝突によって生成され、その 99% 以上は HTO の水分子形となって自然界の水循環系に取り込まれている。天然の状態では、崩壊による減衰や、地上へのフォールアウトと成層圏からの供給が釣りあって、対流圏の水蒸気中のトリチウムはほぼ平衡状態にあって、その濃度は中緯度の降水中で、10 TU 前後であったとされている。ここで、TU はトリチウムユニットの略で、水素原子 10<sup>8</sup> 個当りにトリチウム原子 1 個があるときそのトリチウム濃度を 1 TU と定義している。このように元来、大気中のトリチウム濃度は宇宙線による生成のみにより 10 TU 前後であったが、1952 年以降、大気中における熱核爆発実験によって大量の人工トリチウムが大気中特に成層圏に放出され、天然の平衡状態は崩れ、その濃度は一時的に急激に高まり 1963~1964 年のピーク時には、天然濃度の 50~100 倍に相当する 1,000 TU を超える値が現れた。その後、大気中における熱核爆発実験の停止にともない濃度は年々減少し、1990 年現在では、ほぼ天然レベルの 5~10 TU に戻っている。この熱核爆発実験によるトリチウム濃度の急増は、単純な放射性減衰をもとにした地下水の年代測定を困難にしたが、一方ではこの濃度変化をトレーサーとして利用した水文循環モデルを構築することにより、水体の流動機構や滞留

時間を解明しようとする試みが盛んに行われるようになった。トリチウムの生成源は、この他地下における岩石中のウラン崩壊に伴うものや、土壌中の微生物による大気中の水素の酸化による生成等が挙げられているが、一般の地域ではその影響はいずれも小さく、測定限界を下回るものと考えられている。

#### ■ 安定同位体 (Dと<sup>18</sup>O)

水分子を構成する水素と酸素の原子には、質量数の異なる同位体が存在し、その中でも安定同位体である質量数2の水素原子(重水素: D)と質量数18の酸素原子(重酸素: <sup>18</sup>O)は、それぞれHD<sup>16</sup>O(0.032%)、H<sub>2</sub><sup>18</sup>O(0.20%)として水分子を構成し陸水中の溶存化学成分よりも高い濃度で含まれている。これらの同位体水分子は、化学的には水そのものと同じ挙動をし、溶存物質のように周辺物質との化学反応を起こさないため、水文循環における水の動きを把握する上で理想的なトレーサーとして利用できる。

水の安定同位体は、質量分析計によって同位体比(D/H、<sup>18</sup>O/<sup>16</sup>O)の測定が行われ、世界共通の標準海水(Standard Mean Ocean Water、SMOWと称す)の同位体比からの千分偏差(‰)で表現される。

$$\text{偏差}(\delta) = [(R_{\text{sample}} / R_{\text{smow}}) - 1] \times 1000$$

ここで、Rは同位体比(D/Hまたは<sup>16</sup>O/<sup>18</sup>O)を示す。また、測定精度はδDで±1.0‰、δ<sup>18</sup>Oで±0.1‰程度と見込まれる。

降水中の水素・酸素の安定同位体比は、同位体分別効果のために雨水が形成されたときの温度の影響を大きく受けることが知られている。この結果、降水中の安定同位体比変化には、季節変動、緯度による変動、高度による変動が見られ、この特性が地下水涵養域の推定指標として利用されている。

## 2) 分析方法

### ■ トリチウム

水のトリチウム濃度の測定は、図 6-5-2 に示す手順で試料水の脱塩と不純物 RI や夾雑有機物の除

去等のために約1%の試料水を蒸留した後、450 ml を電気分解により約20 ml に濃縮し、液体シンチレーションカウンター (Packard 社製 2000CA 型) によりその放射線強度を計測する。濃縮作業を含めたトリチウム分析の総合測定精度は、± 1~2 T.U.程度である。

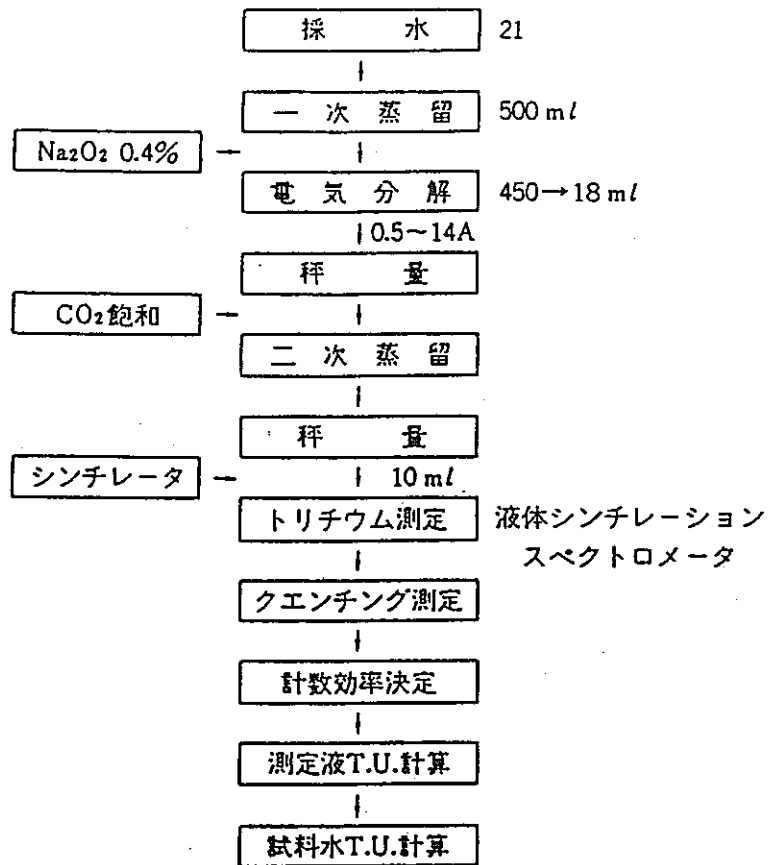


図 6-5-2 トリチウムの濃度測定手順

## ■ 安定同位体比

酸素の安定同位体の測定方法を図 6-5-3 に、水素の安定同位体の測定方法を図 6-5-4 に示す。酸素は二酸化炭素ガスと同位体変換した後、また水素は、金属亜鉛を用いた還元法によって水素ガス化した後、質量分析測定を行った。

安定同位体の依存度は、同位体比( $D/H$ 、 $^{18}O/^{16}O$ )として質量分析計(サーモクエスト社製 Mat252 及び Delta S)で測定される。試料を分析管の端にあるイオン源に導入し、電子の流れに当ててイオン化した後、電極系にかけた高電圧で加速して高真空にした分析管に飛ばす。イオン化した同位体分子は、分析管の途中にある磁場によって質量別に分けられ、それぞれ半径の異なった軌道を進む。そこで、質量別に分離したイオン流を分析管の他の端で別々に捕らえ、その電流強度比を測定すれば同位体比が求まる。また測定試料と標準試料を交互に流して電流強度比の違いを測定すれば、測定試料と標準試料(標準平均海水、SMOW)との同位体比の差を非常に良い精度で測定することができる。

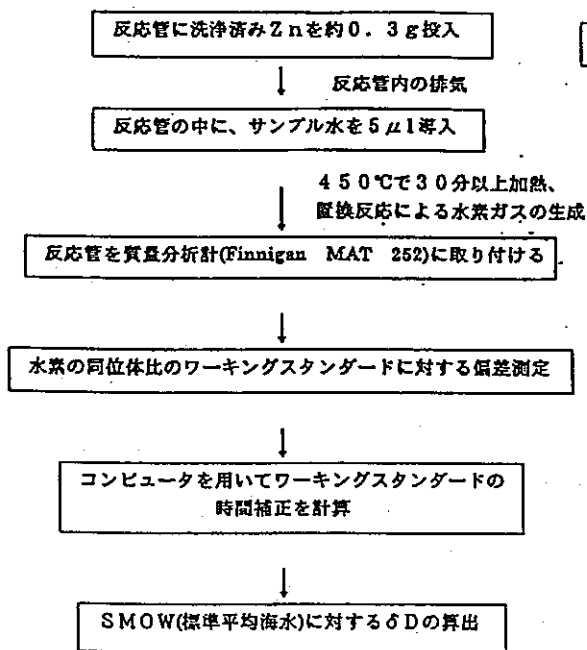


図 6-5-3 水素同位体比の濃度測定手順

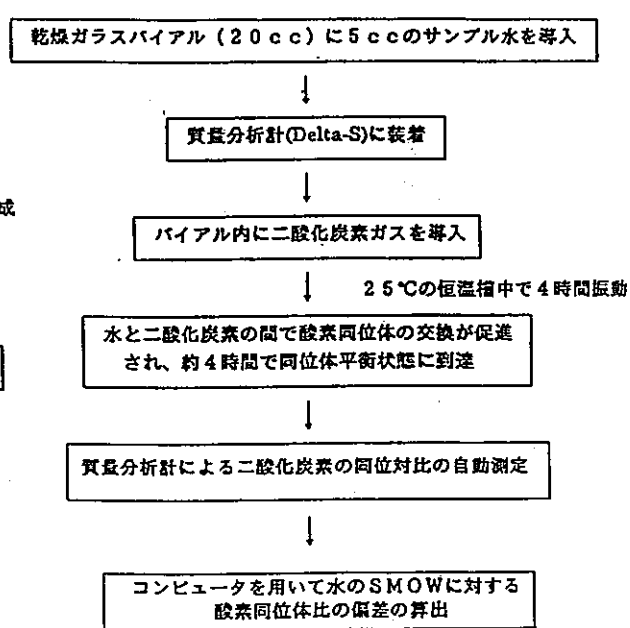


図 6-5-4 酸素安定同位体比の測定手順

3) 分析結果

表 6-5-3 に試錐孔内から採取された地下水に対する環境同位体の測定結果を一覧で示す。

表 6-5-3 試錐孔内中の環境同位体 (トリチウム・安定同位体比)

	1998/3/12	1998/4/6	1998/7/9	2000/1/24	2000/6/5
A-1		1.5	1	0.7	0.68
A-2		1.2	1	0.52	0.41
A-3	1.2	1	0.6	0.34	0.33
B-1		1.1	0.5		
B-2		1.6	0.6		
B-3	0.7	0.6	0.7		
C-1		2.2	3.9	2.1	2.2
G-20 m					4.3

(a) トリチウム濃度

( ‰ )

	1998/2/		03/12/98		04/04/98		05/07/98	
	D	18-0	D	18-0	D	18-0	D	18-0
既存A2					-53	-6.4		
A-1					-47	-7.1	-50	-7.797
A-2					-48	-6.3	-49	-7.5
A-3			-52	-6.2	-47	-6.3	-50	-7.7
B-1					-51	-6.6	-50	-7.5
B-2					-47	-7.5	-47	-7.4
B-3			-50	-6.4	-46	-7.5	-51	-7.5
C-1					-54	-7.8	-52	-7.3
D	-51	-7.8						
ノッチタンク	-51	-8.1						

( ‰ )

	06/12/98		07/09/98		11/19/98		12/24/98	
	D	18-0	D	18-0	D	18-0	D	18-0
既存A2								
A-1	-51	-8	-53	-8.1	-51	-7.8	-52	-8
A-2	-53	-8	-53	-8.1	-52	-7.8	-52	-8
A-3	-52	-8.089	-54	-8.2	-53	-8	-53	-8.1
B-1	-52	-8.1	-54	-7.9	-52	-7.8	-53	-8
B-2	-52	-8.2	-53	-8.1	-52	-7.9	-53	-8
B-3	-54	-8.1	-55	-8.1	-53	-7.9	-53	-8.1
C-1	-52	-8.2	-56	-8.3	-53	-8	-53	-8
D								
ノッチタンク								

( ‰ )

	02/12/99		11/11/99		01/24/00		06/05/00	
	D	18-0	D	18-0	D	18-0	D	18-0
既存A2								
A-1	-52	-7.9	-54	-7.8	-54	-7.9	-51	-7.9
A-2	-54	-8	-54	-8.1	-53	-7.8	-50	-8.1
A-3	-54	-8	-54	-7.9	-54	-8.1	-51	-8.1
B-1	-53	-7.9						
B-2	-53	-8						
B-3	-54	-8						
C-1	-53	-7.9	-68	-9.2	-59	-8.3	-56	-8.5
D								
ノッチタンク								
GL-20 m							-51	-7.8

b) 安定同位体比

### 6.5.3 地下水中の環境同位体から見た再冠水時の地下水流動

昨年度に引き続き、2000年6月に観測孔AおよびC孔にて定期的な地下水採水を行いその安定同位体比の変動を見た。嶋田、小野らの研究で再冠水を行ったジオドームのある田名原面の不圧地下水の安定同位体比は、水素で-53~-54‰、酸素で-8.2~-8.3‰の範囲にあることが判っている。これらの礫層中の地下水は、その下位にある第三紀泥岩基盤層（ミニドーム掘削層）に対しポテンシャル的に高く、これら基盤岩中の地下水を涵養している状況にあるため、不圧地下水中の安定同位体比は、再冠水時の地下水補填のエンドメンバーの候補の一つと考えられる。

図6-5-5及び図6-5-6は、観測孔A孔およびC孔における地下水中の安定同位体比をデルタダイヤグラム上で示したもので、今年度のデータを共に昨年度の再冠水後の観測データの全ておよび、昨年度実施した泥岩コア中から抽出された間隙水中の安定同位体比も併せて示してある。これらの図によれば、A孔においては昨年度最後に実施した1999年2月の分析結果のポイントにおいて既に礫層不圧地下水の領域付近まで同位体比が移動してきており、その後実施した今年度のサンプルにも著しい変化は認められず、既に同位体比的には礫層不圧地下水と同じ状態になっていると考えられる。但し、この礫層系地下水の浸入経路に関する情報は観測孔の同位体情報では判断できない。

また、図6-5-6に示したC孔における同様の同位体のデルタダイヤグラムは、昨年度まで相対的にかなり軽い同位体比を示しており、必ずしもA孔のように礫層不圧地下水の同位体比と一致していない。この要因は、研究地域においてこのような軽い同位体比を持つ成分としては雨水が一番その可能性が高いものと解釈されていた。今年度は、その雨水侵入の影響は改善され、礫層の地下水に近づいていると解釈できる。

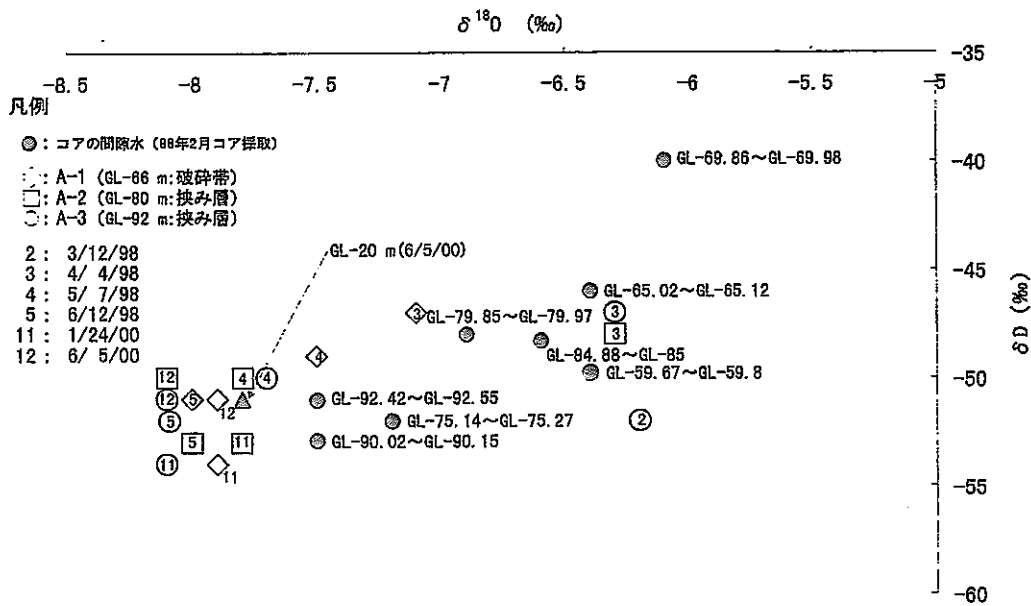


図 6-5-5 ボーリング孔内地下水の安定同位体比の時間変化 (A孔)

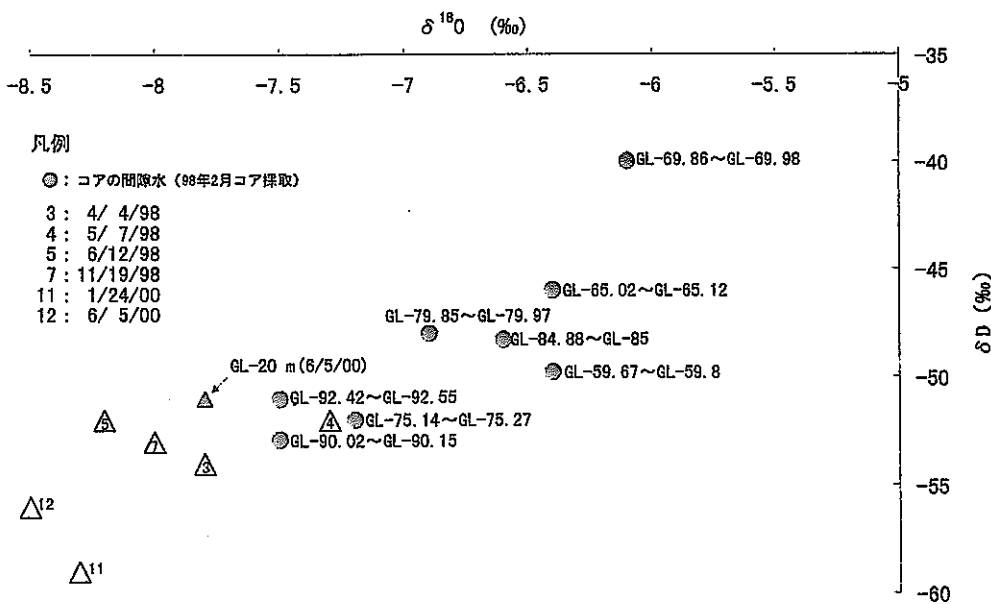


図 6-5-6 ボーリング孔内地下水の安定同位体比の時間変化 (C孔)



## 6.6 主要化学成分分析

本章の主目的は、埋め戻しにともなう水質の月単位の変化を調べることである。なお、地下水を化学分析する際の分析誤差、および採水方法の違いによる分析誤差については、「再冠水に関する原位置試験」<sup>3)</sup>の報告書で報告しているのでここでは、割愛する。

### 6.6.1 分析概要

実験サイトから無処理のまま東濃地科学センターへ送付された採水試料に対して、原則として孔径0.45 μmのフィルターでけん濁物を除去して分析を行なった。各項目に対する分析方法について表6-6-1に示す。

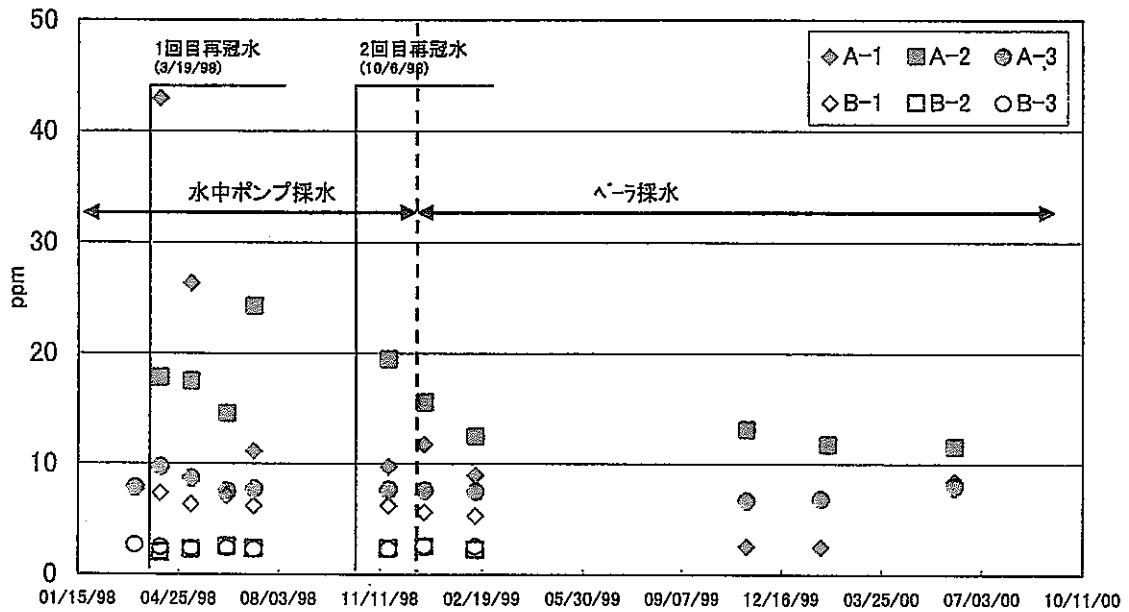
表6-6-1 分析リスト

項目	分析方法	前処理	定量下限値 (ppm)
pH	電極法	無	-
EC	電極法	無	-
ORP	電極法	無	-
Si	ICP発光分光法	ろ過(0.45 μm)	0.01
Ti	ICP発光分光法	ろ過(0.45 μm)	0.01
Al	ICP発光分光法	ろ過(0.45 μm)	0.1
Fe	ICP発光分光法	ろ過(0.45 μm)	0.02
Mn	ICP発光分光法	ろ過(0.45 μm)	0.01
Mg	ICP発光分光法	ろ過(0.45 μm)	0.01
Ca	ICP発光分光法	ろ過(0.45 μm)	0.05
Sr	ICP発光分光法	ろ過(0.45 μm)	0.01
Na	原子吸光法	ろ過(0.45 μm)	0.05
K	原子吸光法	ろ過(0.45 μm)	0.04
F	イオンクロマトグラフ法	ろ過(0.45 μm)	0.02
Cl	イオンクロマトグラフ法	ろ過(0.45 μm)	0.02
NO <sub>2</sub>	イオンクロマトグラフ法	ろ過(0.45 μm)	0.02
PO <sub>4</sub>	イオンクロマトグラフ法	ろ過(0.45 μm)	0.02
Br	イオンクロマトグラフ法	ろ過(0.45 μm)	0.02
NO <sub>3</sub>	イオンクロマトグラフ法	ろ過(0.45 μm)	0.02
SO <sub>4</sub>	イオンクロマトグラフ法	ろ過(0.45 μm)	0.02
Alkalinity	滴定法	無	-
TC	赤外線ガス吸収法	無	0.004
IC	赤外線ガス吸収法	無	0.004
TOC	赤外線ガス吸収法	無	0.004

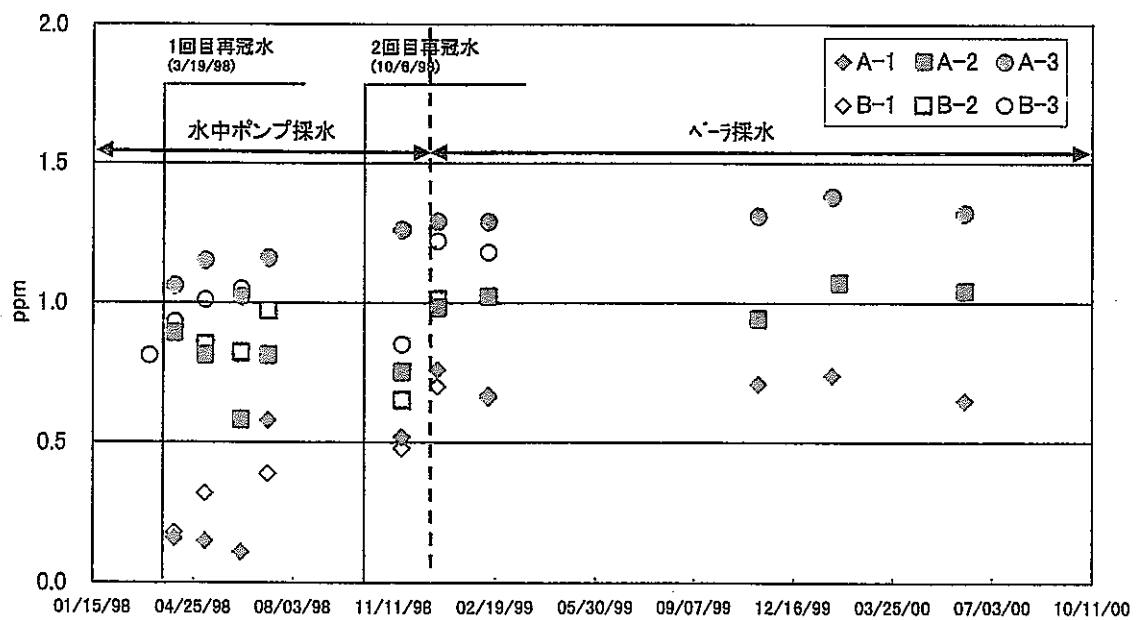
### 6.6.2 分析結果

本節では、再冠水後に顕著に変化が窺える主要成分に対してのみ考察を行う。なお、C-1孔については、試錐孔内への地表水の混入による地下水水質変化が確認されているため図中に示していない。

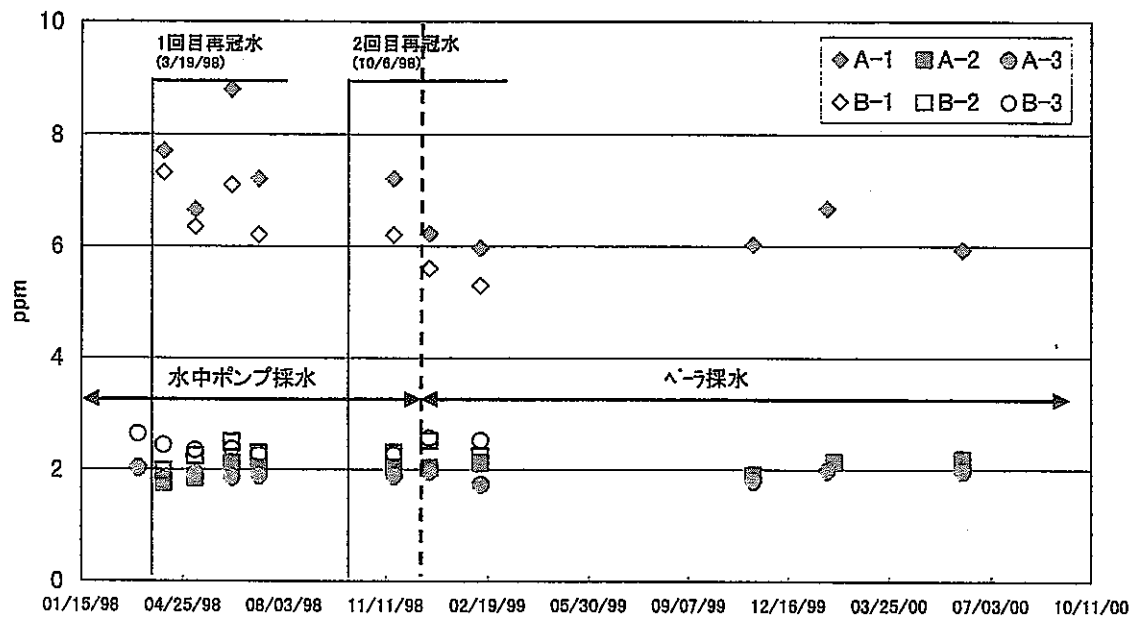
図 6-6-1 にその経日変化を示す。



SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>の経日変化図



PO<sub>4</sub><sup>3-</sup>の経日変化図



(c)  $Mg^{2+}$ の経日変化図

図 6-6-1 主要成分の経日変化

図(a)より破碎帯 (A-1、B-1 孔) の  $SO_4^{2-}$  の値が再冠水開始 80 日後まで減少傾向を示し、その後は一旦上昇したものの現在は減少傾向に移行している。GL-82 m の軽石層 (A-2、B-2 孔) でも破碎帯に比べ再冠水後の減少幅は小さいものの破碎帯と同様な傾向を示している。

図(b)より  $PO_4^{3-}$  の値が、再冠水以後に全孔で上昇傾向を示している。特に破碎帯 (A-1、B-1 孔) 上昇傾向は他に比べて顕著である。

図(c)より  $Mg^{2+}$  の破碎帯 (A-1、B-1 孔) 値が減少している。他の試錐孔には顕著な変化は無い。

以上の結果から、A 孔および B 孔については、本調査において分析した項目のうち、 $SO_4^{2-}$  のみが有意な変化を示した。A-1 孔においては、再冠水直後の  $SO_4^{2-}$  濃度が約 40ppm に対して、約半年経過後には約 10 ppm に低下しその後ほぼ一定値を示した。これは、大気に曝されたことによって、岩石中の硫化鉱物から硫酸塩と酸化され、その硫酸塩が地下水中に溶解したと考えられる。再冠水後には、岩石が大気と遮断されることにより、硫酸塩の供給が減少したため、濃度が低下したと考えられる。

## 6.7 まとめ

本研究の目的は、地下空洞の維持・管理、改修・廃棄にともなう地下水の水理的挙動、地下環境の変化を計測し、とくに地下空洞埋戻しに関するこれらの実態を把握することである。この目的に対して2年半の観測により得られた知見を要約すると以下の通りである。

- ①水圧変化では一般に難透水性といわれている泥岩層内でも透水係数に換算すると  $10^{-3}$  cm/s 程度と意外と早い水理的回復を示した。この要因は泥岩層内の破碎帯や挟み層のような“特異な水みち”によるものと考えられる。
- ②埋め戻し材の固化熱により水温が高くなっている地下水が、再冠水によって観測点まで到達したことで水温が緩やかに上昇し、その後、再冠水からほぼ2年間で定常状態に達した。また、破碎帯に設置した観測点の水温変化は、挟み層の観測点に比べて特異な現象を示した。この原因については、熱源である埋め戻し材から破碎帯までの複雑な水みち経路の影響や破碎帯の飽和状態の違いによる影響が考えられる。
- ③ミニドーム周辺の地下水のpHが、前年度の研究で定常状態に達したものと判断したが、今回の観測で緩やかな減少傾向に移行した。
- ④今年度計測したミニドーム周辺の地下水の電気伝導率は、A孔、B孔とも前年度と比べて変動は無かった。
- ⑤環境同位体分析 ( $^3\text{H}$ - $^{18}\text{O}$ 、 $^3\text{H}$ ) より水みち断層上盤の地層水の絞り出し、浅層地下水による置換の実態把握が定量的に抑えられる可能性を見いだした。
- ⑥埋め戻し工事にともなうセメント材料系の固化熱（中心部で55度）による地盤・地下水温の時刻歴のデータが得られた。

最後に、本報告は小島東京大学名誉教授、ならびに熊本大学 嶋田教授をはじめ委員の皆様の御協力を得て作成したものである。

### 【参考文献】

- 1) 町田 洋：相模原の地形・地質調査報告書（第2版），相模原市地形・地質調査会，pp30-31，1985，3.
- 2) 再冠水に関する原位置試験研究，動力炉・核燃料開発事業団委託研究成果報告書，1998，7.
- 3) 再冠水に関する原位置試験研究（その2），核燃料サイクル開発機構委託研究成果報告書，1999，2.

参 考 資 料

分 析 結 果 報 告 書

平成12年7月

## 1. 分析、測定方法

科学技術庁放射能測定シリーズ9 トリチウム分析方法に準じて行った。  
トリチウム放射能濃度は測定時の濃度である。

## 2. 測定装置

液体シンチレーション計数装置

パッカー社製液体シンチレーションアナライザー  
2250CA型

## 3. 測定年月日

平成12年06月27日 ～ 07年03日

以上

トリチウム 放射能濃度測定結果

試料名	トリチウム 放射能濃度測定結果	
	pCi/l	TR
A-1	2.2 ± 0.3	0.68 ± 0.10
A-2	1.3 ± 0.3	0.41 ± 0.10
A-3	1.1 ± 0.3	0.33 ± 0.10
C-1	7.2 ± 0.4	2.2 ± 0.1
GL-20m	13.8 ± 0.5	4.3 ± 0.1

トリチウム 放射能濃度測定結果

放射能濃度	2.2 ± 0.3 pCi/l	0.68 ± 0.10 TR
検出限界	0.97 pCi/l	0.30 TR

試料	試料 No.	120026	試料名	A-1
	受取日	平成12年06月08日		
	供試量	10.00 ml		
	前処理法	電解濃縮法	電解濃縮係数	0.01839
	備考			

放射能測定	測定 No.	LL000004		
	測定器	液体シンチレーションアナライザー	バックカード	2250CA
	測定日	平成12年06月27日 ~ 平成12年07月03日		
	測定時間	500	min	
	全計数	1456	counts	
	全計数率	2.91 ± 0.08	cpm	
	自然計数測定時間	1000	min	
	自然計数	2315	counts	
	自然計数率	2.32 ± 0.05	cpm	
	正味計数率	0.59 ± 0.09	cpm	
	検出限界計数率	0.26	cpm	
	測定効率	22.3	%	
	備考			



トリチウム 放射能濃度測定結果

放射能濃度	1.3 ± 0.3 pCi/l	0.41 ± 0.10 TR
検出限界	0.96 pCi/l	0.30 TR

試 料	試料 No.	120027	試料名	A-2
	受取日	平成12年06月08日		
	供試量	10.00 ml		
	前処理法	電解濃縮法	電解濃縮係数	0.01831
	備考			

放 射 能 測 定	測定 No.	LL000004		
	測定器	液体シンチレーションアナライザー	バックカード	2250CA
	測定日	平成12年06月27日 ~ 平成12年07月03日		
	測定時間	500	min	
	全計数	1338	counts	
	全計数率	2.68 ± 0.07	cpm	
	自然計数測定時間	1000	min	
	自然計数	2315	counts	
	自然計数率	2.32 ± 0.05	cpm	
	正味計数率	0.36 ± 0.09	cpm	
	検出限界計数率	0.26	cpm	
	測定効率	22.3	%	
	備考			

トリチウム 放射能濃度測定結果

放射能濃度	1.1 ± 0.3 pCi/l	0.33 ± 0.10 TR
検出限界	0.96 pCi/l	0.30 TR

試料	試料 No.	120028	試料名	A-3
	受取日	平成12年06月08日		
	供試量	9.95 ml		
	前処理法	電解濃縮法	電解濃縮係数	0.01836
	備考			

放射能測定	測定 No.	LL000004		
	測定器	液体シンチレーションアナライザー	バックカード	2250CA
	測定日	平成12年06月27日 ~ 平成12年07月03日		
	測定時間	500	min	
	全計数	1305	counts	
	全計数率	2.61 ± 0.07	cpm	
	自然計数測定時間	1000	min	
	自然計数	2315	counts	
	自然計数率	2.32 ± 0.05	cpm	
	正味計数率	0.29 ± 0.09	cpm	
	検出限界計数率	0.26	cpm	
	測定効率	22.4	%	
	備考			

トリチウム放射能濃度測定結果

放射能濃度	7.2 ± 0.4 pCi/l	2.2 ± 0.1 TR
検出限界	0.96 pCi/l	0.30 TR

試料	試料 No.	120029	試料名	C-1
	受取日	平成12年06月08日		
	供試量	9.96 ml		
	前処理法	電解濃縮法	電解濃縮係数	0.01831
	備考			

放射能測定	測定 No.	LL000004		
	測定器	液体シンチレーションアナライザー	バックカード	2250CA
	測定日	平成12年06月27日 ~ 平成12年07月03日		
	測定時間	500	min	
	全計数	2141	counts	
	全計数率	4.28 ± 0.09	cpm	
	自然計数測定時間	1000	min	
	自然計数	2315	counts	
	自然計数率	2.32 ± 0.05	cpm	
	正味計数率	1.96 ± 0.10	cpm	
	検出限界計数率	0.26	cpm	
	測定効率	22.4	%	
	備考			

トリチウム放射能濃度測定結果

放射能濃度	13.8 ± 0.5 pCi/l	4.3 ± 0.1 TR
検出限界	0.98 pCi/l	0.30 TR

試料	試料 No.	120030	試料名	GL-20m
	受取日	平成12年06月08日		
	供試量	9.99 ml		
	前処理法	電解濃縮法	電解濃縮係数	0.01869
	備考			

放射能測定	測定 No.	LL000004		
	測定器	液体シンチレーションアナライザー	バックカード	2250CA
	測定日	平成12年06月27日 ~ 平成12年07月03日		
	測定時間	500	min	
	全計数	2996	counts	
	全計数率	5.99 ± 0.11	cpm	
	自然計数測定時間	1000	min	
	自然計数	2315	counts	
	自然計数率	2.32 ± 0.05	cpm	
	正味計数率	3.67 ± 0.12	cpm	
	検出限界計数率	0.26	cpm	
	測定効率	22.4	%	
	備考			

電 解 濃 縮 デ ー タ

試 料 名	1 次 電 解			2 次 電 解					濃 縮 係 数 f c
	開始 時 V 1 cm <sup>3</sup>	終了 時 V 2 cm <sup>3</sup>	$\beta$ 1	2 次 蒸 留 水 終了 時 V 3 cm <sup>3</sup>	1 次 蒸 留 水 V 4 cm <sup>3</sup>	開 始 時 V 5 cm <sup>3</sup>	終 了 時 V 6 cm <sup>3</sup>	$\beta$ 2	
A - 1	1100	164	10.8	163.6	1.4	165.0	12.0	7.6	0.01839
A - 2	1100	165	10.8	164.1	0.9	165.0	11.9	7.6	0.01831
A - 3	1100	165	10.8	163.5	1.5	165.0	11.9	7.6	0.01836
C - 1	1100	165	10.8	164.1	0.9	165.0	11.9	7.6	0.01831
GL - 20 m	1100	165	10.8	161.4	3.6	165.0	12.0	7.6	0.01869

報告 平成12年6月23日			受付
グループ リーダー	チーム リーダー	係員	係員
			6/12 

水質分析依頼および結果報告書  
地層科学研究グループ

地層科学研究グループ	
グループ リーダー	チーム リーダー

依頼年月日 平成12年6月9日

依頼者氏名	濱 克宏	
-------	------	--

研究分類 ジオドーム

受付 番号	試料番号・試料内容	pH	EC ( $\mu\text{S}/\text{cm}$ )	Si (ppm)	Al <sup>3+</sup> (ppm)	T.Fe (ppm)	Mg <sup>2+</sup> (ppm)	Ca <sup>2+</sup> (ppm)	Na <sup>+</sup> (ppm)	K <sup>+</sup> (ppm)
17	C-1 H12/6/5	7.20	289	12.2	0.02	0.05	3.59	15.3	30.5	12.0
18	GL-20m H12/6/5	6.89	502	15.9	<0.01	<0.01	20.8	57.1	10.7	1.08
19	A-1 H12/6/5	7.60	338	25.5	0.03	0.15	5.92	19.4	38.5	11.3
20	A-3 H12/6/5	7.76	431	22.8	0.02	0.07	1.96	6.98	82.5	13.0

受付 番号	試料番号・試料内容	F <sup>-</sup> (ppm)	Cl <sup>-</sup> (ppm)	NO <sub>2</sub> <sup>-</sup> (ppm)	PO <sub>4</sub> <sup>3-</sup> (ppm)	Br <sup>-</sup> (ppm)	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (ppm)	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> (ppm)	CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup> (ppm)	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (ppm)	TC (ppm)	IC (ppm)	TOC (ppm)
/	C-1 H12/6/5	0.08	12.4	<0.02	<0.02	0.10	0.02	28.2	<1.0	116	25.40	23.48	1.92
/	GL-20m H12/6/5	<0.02	30.8	<0.02	<0.02	0.25	75.0	41.6	<1.0	125	27.43	27.22	0.21
/	A-1 H12/6/5	0.08	7.22	0.50	0.65	0.03	1.98	8.41	<1.0	188	37.38	35.87	1.51
/	A-3 H12/6/5	0.12	3.60	3.26	1.32	<0.02	0.78	7.92	<1.0	256	48.79	47.56	1.23

報告 平成12年6月23日			受付
グループ リーダー	チーム リーダー	係員	係員
			4/2 

水質分析依頼および結果報告書  
地層科学研究グループ

地層科学研究グループ	
グループ リーダー	チーム リーダー

依頼年月日 平成12年6月9日

依頼者氏名	濱 克宏	
-------	------	--

研究分類 ジオドーム

受付 番号	試料番号・試料内容	pH	EC ( $\mu$ S/cm)	Si (ppm)		Al <sup>3+</sup> (ppm)			T.Fe (ppm)		Mg <sup>2+</sup> (ppm)	Ca <sup>2+</sup> (ppm)		Na <sup>+</sup> (ppm)	K <sup>+</sup> (ppm)
14	A-2 H12/6/5 1/3	7.91	415	25.1		0.01			0.04		2.23	7.50		77.0	13.3
15	A-2 H12/6/5 2/3	7.95	415	24.6		0.01			0.03		2.14	7.19		75.5	12.8
16	A-2 H12/6/5 3/3	7.92	417	25.0		0.02			0.05		2.17	7.35		77.0	12.8
受付 番号	試料番号・試料内容	F <sup>-</sup> (ppm)	Cl <sup>-</sup> (ppm)	NO <sub>2</sub> <sup>-</sup> (ppm)	PO <sub>4</sub> <sup>3-</sup> (ppm)	Br <sup>-</sup> (ppm)	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (ppm)	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> (ppm)	CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup> (ppm)	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (ppm)		TC (ppm)	IC (ppm)	TOC (ppm)	
/	A-2 H12/6/5 1/3	0.10	3.97	1.79	1.00	<0.02	1.43	11.3	41.0	232		45.12	44.26	0.86	
/	A-2 H12/6/5 2/3	0.10	3.96	1.56	1.08	<0.02	1.20	11.7	41.0	232		44.54	43.63	0.91	
/	A-2 H12/6/5 3/3	0.09	3.98	1.78	1.05	<0.02	1.24	11.4	41.0	234		44.85	44.12	0.73	

## 7. 淡塩境界に関する検討

淡塩境界に関する研究は、とくに沿岸地域では、広域地下水流動予測の、境界条件を与えるものである。地下 100m 程度の浅所の地下水については、多くの実測データがあるが、地下深部の実測データと地下水の形成メカニズムについては、世界的にも公表データが少なく、沿岸地域の地下水環境を検討する上でも、また広域地下水流動の数値解析における境界条件や長期の地下水の淡塩置換を検討する上でも、早急な知識ベースの蓄積が必要である。このような背景から、沿岸地域で、地下の地質・地下水データが比較的多くあり、また採掘・揚水/地下水位低下から閉鎖・再冠水/地下水位回復にいたる、人工改変の過程のデータが蓄積されている廃止炭田地域でのデータ収集/データベース化とデータ分析をおこなってきた。また周辺沿岸地域での地下水環境に関するボーリング調査データや長期の地質環境の変化に密接な関係をもつ、第四紀の海水面変動と陸水涵養域の変化に関する海岸線や地形変化などに関する調査と地質試料の分析などをおこない、データを取得した。これらのデータを用いて、(1) 淡塩境界を含む深部地下水環境・地下水流動の現状の実態と数値シミュレーションによる再現、(2) 長期の地下水環境の変化に関する、実測データの蓄積とそのメカニズムに関し、感度解析を含め、重要要因のスクリーニングをおこなっている。

現時点で得られた成果は次のようなものである。

- 調査地域における地質・地下水に関するデータベースの構築
- 石炭操業・採掘/排水から廃止/再冠水に至る、地下水挙動の時系列データの整理と 3 次元シミュレーションの実施 (人工的な地下水の擾乱とその回復過程が地下水流動に関してはよく再現されている。)
- 複雑な淡塩境界の把握と淡塩境界付近の地下水流れに関する実測データの蓄積
- 地下水の安定同位体分析、地質年代測定、微化石分析などの諸地質分析による地層対比と地質環境の把握などを通じての、地層中地下水の淡塩置換や深部地下水環境の形成メカニズムの検討とデータの蓄積
- 深部地質構造・地下水環境の調査に欠かせない、方向制御ボーリングおよび孔内計測・観測機器の開発とそのランニングテストの実施と機器の改良
- 長期の海水面変動・気候変化モデルの作成と第四紀の地形・地質の調査・分析に基づく海岸線や陸水涵養域の地形・地質の変遷マップの作成
- これらの変化の時系列データを組み込んだ三次元数値解析手法の開発と感度解析の実施 (残留陸水塊・海水塊の存在の可能性、条件の設定の仕方大きく変わる淡塩境界の形態などの解析結果が得られている)。



## 8. 体系化技術に関する検討

### 8.1 今までの個別研究開発の成果のまとめ

“はじめに”で述べた体系化技術の検討（その一）の試料として次の研究開発項目の成果のまとめを記述する。

#### 8.1.1 不連続性岩盤の浸透流解析と確率的評価（その1）

京都大学大学院工学研究科

土木システム工学専攻

大西 有三

##### 8.1.1.1 透水係数のばらつきを考慮した岩盤における浸透流解析

不連続面を含む岩盤内の浸透流を解析するために、不連続面を統計的に処理し岩盤を等価な連続体に置き換えて計算を行う方法と、個々の不連続面を独立的に取り上げ、最大限の計算能力を使って確定論的に計算する方法に大別される。これら両方法については、従来から研究を進めてきたが、未だに優劣は付けられず、両者の併用が妥当と考えられる。ここでは、不連続面の統計的な処理をどのように行うのがよいかという点についての研究を継続的に実施するとともに、等価連続体解析において極めて不均質な特性を有する岩盤内に汚染物質が放出されたとき、確率的にどのような評価をするべきかについて検討を行うための手法を提示した。この結果を用いて、次の節の確率過程解析へと展開が計られた。

##### 8.1.1.2 地中での物質輸送に関する確率過程解析

自然岩盤は極めて複雑であり、調査などにより得られた、限られたデータだけでモデル化することは困難であることを認識し、地盤特性（透水性）の不均質性・不確実性を解析に取り入れる方法を提示するための研究である。地盤特性が場所によって強く変化し、それらの間に空間的な相関関係がある場合の地盤のモデル化について検討している。この場合地盤の透水性の空間分布が平均値とその分散で特徴づけられると仮定し、モンテカルロ法を用いて地盤に透水性を割り当てオイラー・ラグランジェ法による有限要素法移流・拡散解析を実施し、汚染物質の濃度分布の変動係数への依存性を明らかにし、その評価の方法についてより合理的な提案をした。

##### 8.1.1.3 離散化ラフネスデータを用いた岩盤不連続面のせん断挙動の推定

岩盤の力学的挙動に影響を及ぼしているのは不連続面であり、構造物を岩盤内に設計する際には不連続面の強度、変形特性を把握しなければならない。一方、硬岩では不連続面の強度、変形特性が表面形状（ラフネス）に依存していることが知られている。ここでは、ラフネスをレーザー変位計で縦横1mm間隔で計測して得られる離散化データを用いてせん断挙動のモデル化を行い、パラメータ減耗率（せん断時に表面が削られる割合）を導入してせん

断挙動を予測している。この方法が一般化されれば、せん断時の割れ目の間隔の変化、浸透流の流れのパスの可視化、せん断強度のラフネスからの直接決定などが可能となるものと考えられる。

#### 8.1.1.4 まとめ

今年度の成果は、複雑な自然岩盤の中を流れる地下水の動きを追跡し、地下水汚染物質の輸送問題を解析、結果を評価する手法を開発する目的で行った研究の成果をまとめたものと、岩盤不連続面の表面形状から力学的挙動を推定する方法論を検討したものから成っている。

前者は、従来水圧または水頭を未知数として解析していた有限要素浸透流解析法に、汚染解析などに有用な水流速度も未知数とする方法を導入し、その手法を発展的に移流・拡散現象の解析に適用したものである。さらに、地下水解析を行うにあたって最も問題となる地盤物性（透水係数など）を決定する方法にモンテカルロ法を確率論的手法として導入し、岩盤物性に空間的な相関関係がある場合の岩盤のモデル化について検討している。後者は、細かい間隔で割れ目表面の形状をレーザー計測し、コンピュータ上にその形を再現、その表面を用いて仮想的に一面せん断試験を行うことによりせん断挙動を推定する方法を提示した。

### 8.1.2 不連続性岩盤の浸透流解析と確率論的評価（その2）

京都大学大学院工学研究科

土木システム工学専攻

大西 有三

不連続面を含む岩盤を等価連続体に置き換える手法の一つとして、実測データを用いるとともに、確率論的に岩盤を浸透場に置換し、データの不足分を補う手法としてさらにインディケータ クリギングという地盤統計法を適用する。この方法は、計測条件などにより計測できない範囲のデータを統計的に推測する。たとえば、透水性の非常に低い岩盤部分の計測値は計測誤差内になって計測不能というデータが得られるが、統計的に見れば低くてもある分布形を保っているはずであり、それが全体の傾向と整合性を有していると見ることができる。このような特性を利用して、広い範囲の計測データの統計処理を行うことが可能となる。また、計測のされている別のデータを用いて（例えば弾性波速度分布）それをインディケータとして未計測の透水性を予測できる可能性もある。

また、後半部分には岩盤不連続面の集まりが高度な透水性を有するには、不連続面が連結していなければならないという物理的な特性を推し量る方法を提示する。岩盤が連結性の良い状態なら等価連続体に置き換えることも容易であろう。連結性が悪ければ、場合によっては等価連続体に置き換える意味が無くなる場合も出てくる。このような判定を行う指標を提示し、検討を行った。

#### 8.1.2.1 不連続性岩盤の浸透流解析と確率論的評価

本研究では浸透流問題について数値解析手法を用いて予測手法を開発する。そして、浸透問題において最も重要なパラメータであり、大きな影響を持つと考えられる透水計数の不確定性を考慮する解析手法を開発する。

まず、地盤を多孔質連続体と見なし、解析手法として有限要素法を選択した。有限要素法解析を行うためには完全な透水計数場が必要であるが、計測では透水計数値は局所的にしか得られていないため、計測された値の残りの未知の部分を推定しなくてはならない。そこで本研究では推定的にクリギングを用いることを考えた。クリギングは最適推定量を既知の物性値から推定する手法である。クリギングを用いて未知の透水計数を推定し、透水計数場を補完する。また、推定しても推定により生じる誤差が残っているのだが、それを考慮するためにモンテカルロシミュレーションを行う。統計的に均質な透水計数場を複数回乱数発生し、乱数発生した透水計数場を浸透流解析プログラムに入力し、それぞれの場で計算された結果を得る。複数の結果を統計的に処理することで不確定性をも考慮した解析手法を開発しようというものである。

そこで本研究では、最尤法を用い、観測されたデータを生成する可能性の最も高い透水計数場を推定することで、地下水挙動予測のために必要な、最適な透水係数場を与える。ここで最適とは、観測されたデータを得る確率が最も高いということである。この解析手法に関する理論を提示、例示したのち実際の地盤に対する問題を例題的に解き、本研究で提唱する手法が実際に現実の浸透流問題に対応し得るのかを検討した。

#### 8.1.2.2 深地層における硬岩系不連続岩盤の透水性評価

放射性廃棄物の地層処分との関連で考えると、不連続性岩盤のモデル化として、ファーフールドでは等価連続体、ニアフィールドでは離散型のネットワークモデルの適用が想定されている。後者は、従来からの国際協力プロジェクトの一環として多くの亀裂ネットワークモデルが考えられ、国内でも種々のモデルが提案されている。一方、軟岩系の岩盤ではなく硬岩系の不連続性岩盤が主体となる場合のファーフールド用の等価連続体モデルは、具体的な方策がほとんど示されておらず、今後のさらなる研究が待たれている。本研究の目的は、上記の状況を勘案する形で、亀裂ネットワークモデルの単純化について見直しを行い、従来の不連続性岩盤モデル化方法と比較しての評価や今後の亀裂ネットワークモデルのあり方について考察を考えるとともに、不連続性岩盤を材料定数が岩盤内で大きくばらつく不均質岩盤としてとらえ、地盤統計法を用いての透水性評価の方法も検討する（この方法は軟岩系の不均質岩盤の評価にはすぐ転用できる）ことである。

前半部 1. 2 および 1. 3 では「亀裂ネットワークモデルの浸透特性に関する研究」を取り扱い、後半 1. 4 では「不均質等価連続体としての評価方法の開発に関する研究」を実施した当面の結果を報告した。

### 8.1.3 岩盤浸透流の三次元特性の調査・解析 (今までの研究で確立、体系化したこと)

埼玉大学大学院理工学研究科 渡辺邦夫

ほぼ10年間にわたった研究期間内で主要に下記の4技術の確立と体系化を行った。

#### 1 割れ目の地質的特性の評価を基礎とした、三次元地下水解析コンセプトの体系化 ・・Don-Chanモデルの基本コンセプト確立・・

60回以上釜石鉾山に行き、割れ目系の詳細形態を観察し、その形態が、基本的にはヨーロッパの地質技術者の提案している「単一割れ目モデル」と同一であることを明らかにした。この調査結果に基づき、水みちを取り出して解析するDon-Chanモデルのコンセプトを確立し、3次元浸透流プログラムを開発し、新規坑道(KD90)坑道周辺の地下水と物質流れを解析した。その成果は、2000年レポート分冊1の中に取り入れられている。

さらに、破碎帯の透水性に注目し、基本的に止水割れ目としての性格を明らかにし、Don-Chanプログラムの中に、止水割れ目を取り入れることに成功した。

この研究の過程で、日本の花崗岩と北欧やスイスの花崗岩との本質的な相違点が、過去の埋没深度の違いによる、ダクティル割れ目の有無であることを明らかにした。

#### 2 逆解析による地盤試料及び原位置での不飽和特性と拡散係数評価法の確立 ・・蒸発条件下での不飽和パラメーター評価技術の確立・・

蒸発を試料及び地盤上部に与える実験を逆解析することで、不飽和パラメーターを推定する技術を開発した。さらに、不飽和帯中の物質拡散係数推定技術に発展させた。この技術をさらに原位置試験に拡張し実用化した。

さらに、不飽和帯中の物質拡散係数逆推定法を提案した。

#### 3 Evaporation Logging法の開発と、モンテリ地下実験場への適用

透水性の極めて小さい、堆積性軟岩(オパリナス・クレー)の透水係数を、ボーリング孔内で測定された蒸発量から推定する技術を開発した。また、モンテリ地下実験場で実際の適用実験を行い、その妥当性を明確にした。

#### 4 ニューラル・ネットワークを基礎とした流域環境モニタリング・システムのコンセプト確立

廃棄物処分場等の周辺住民の地域社会を防衛するという観点から、「専門家でなくとも事態が評価しうる環境モニタリング・システム」の考えを提案した。その考えに基づき、まず、河川流量が他の要因で表現しうるかを検討し、ニューラル・ネットワークをベースとした環境モニタリング・システムの妥当性、実用性を明らかにした。

## 8.1.4 水理試験法及び水理試験装置の開発研究（この10年のあゆみ）

岡山大学環境理工学部

環境デザイン工学科

西垣 誠

水理試験法及び水理試験装置の開発に関する研究は、主に次の事項について実施してきた。

- (1) 原位置における地盤の浸透特性の計測法に関する研究
- (2) 不飽和状態の材料の室内及び原位置での浸透特性の計測法
- (3) 地盤内における物質移動の挙動予測のための数値解析手法に関する研究

ここ10年間のこれらの研究について、以下に説明する。

本研究は地盤を異方性の連続体と仮定し、多孔質体中の3次元浸透として取り扱う。この仮定により、地盤内の境界条件が新しい境界条件になった時の地下水挙動と汚染された物質移動を予測し、これらの結果より、汚染に対する安全性を検討する。

この目的のため、地盤の浸透及び物質移動に関する特性を調査する必要がある。また、その結果を用いて3次元での物質移動の解析コードの開発が重要である。

上記の観点より、ここ10年間の研究成果と今後の課題について論述する。

### (1) 原位置における浸透特性の計測

岩盤を対象とした原位置における透水試験は、ダムの基礎岩盤を対象とした透水試験であったルジオン試験が一般的であった。しかし、地盤の透水性を評価するには、自然状態の動水勾配での透水係数を求める必要があるため、低圧状態で原位置のボーリング孔内で実施できる“動燃式低水圧制御水理試験装置”の開発を行なった。この試験法により、原位置で $10^{-8}$  cm/s 程度の透水係数の評価を行なっている。

従来のボーリング孔による原位置透水試験では、亀裂性岩盤を対象とした場合、異方性の透水係数の評価が不可能である。しかし、岩盤内の浸透では、岩盤の亀裂の方向や密度、開口幅等によって、透水係数が異方性を示すのは当然である。ボーリング孔内の亀裂の状況の調査がポアフォールテレビの改良によって精度が良くなってきている事を利用して、単一孔、あるいは、複数孔を用いて異方性の透水係数を原位置で計測する手法の開発を行なったすなわち、単一孔の透水試験で種々の方向に注吸水する試験装置により異方性の透水係数を測定する手法を開発した。

また、Neumanらが提案しているクロスフォール試験による異方性透水係数の計測法に、亀裂性岩盤の亀裂の密度、勾配、開口幅を考慮して、2本の孔間クロスフォール試験結果から異方性の透水係数を測定する手法を開発した。

ここで示した方法は、あくまでボーリング孔周辺での異方性の透水係数の評価である。しかし、実際の現場を対象とするときには、もっと広域での地盤内の異方性の透水係数の分布を調査する試験法の確立が必要となる。それには、弾性波、電気や電磁波を用いた物理探査により、対象としている領域をある程度ゾーニングし、それぞれのゾーンでの異方性の透水係数を調査し、次にゾーン間での透水性が評価できるような長時間の高精度の孔間透水試験を実施し、その結果より、広域(100m×100m×100m程度)での地盤の透水性の分布を評価する手法が考えられる。

このように、場を3次元で取り扱い、その中に与えた間隙水へのインパクトを複数の地点で反応を計測して、その結果より、場の複数の透水係数の分布を計測(推定)するためには、与えたインパクトに対する3次元の非定常での浸透解析を用いた逆解析手法の開発が必要になる。

一般に原位置にて与えたインパクトに対する反応の計測結果を用いて3次元の逆解析を行なうには、数週間計算機を演算させている。このような現状を打破するには、高速、高記憶容量の計算機の開発を行なうか、並列処理型解析を実施するかである。これらの中で並列処理型解析手法に関しては、米国のWIPPのグループが実施しているが、まだ一般的ではない。

ここでは、非定常の3次元の浸透解析にラプラス変換を施し、境界条件や初期条件を考慮して数値解析を行ない、原位置の計測結果に対応した時間に対して、ラプラス逆変換を数値解析によって行な

い、計測結果と解析結果を比較して、地盤の浸透特性を修正する手法を研究している。

これに関しては、2次元、3次元の非定常の浸透解析のラプラス変換を施した有限要素法による数値解析手法に関しては終了している。今後の課題は、いかに効率よく、逆解析によって、浸透特性の分布を推定するかである。

## (2) 不飽和土の浸透特性の計測法

岩盤内を掘削した空洞は低透水性物質によって埋め戻し、汚染が掘削した空洞を通路として広がらないようにする。この時に埋め戻し材の施工中にその品質管理を速やかに実施する必要がある。しかし、現行のフィルダムのコア材の品質管理に用いられている定常法である E-19 法では、透水係数がオーダーが低いためにきわめて長時間の計測を要する。このような難点の改良として、比較的短時間で埋め戻し材の浸透特性を計測するシステムの開発も重要な課題である。

また、埋め戻し後の再冠水時に埋め戻し材の中や岩盤内の飽和度がどのように増加してくるかの挙動のモニタリングシステムの開発が必要となる。

さらに、岩盤内に空洞を掘削することにより、応力開放がなされ、空洞表面で亀裂性岩盤の不飽和領域が発生する。この不飽和領域の透気性及び透水性の計測手法に関しても検討しなければならない。さらに、この領域の透水係数が空洞の埋め戻し材より大きい場合には、その透水係数をどのように低下させるかという課題も重要である。

本研究では、埋め戻し材の不飽和状態での透水係数の原位置における短時間(1時間程度)での計測が可能であるかを検討し、非定常状態で数分の試験によって  $10^{-6}$ cm/s 程度の埋め戻し材の透水係数の測定法を開発した。

また、不飽和状態の埋め戻し材や岩盤の再冠水時における飽和度の変化を計測するため、土中の水分量を電磁波によって計測する FDR 法を開発した。この方法は、電磁波によって土の誘電率を計測することは従来の TDR 法と同じである。しかし、種々の周波数の電磁波を土に与えて、その共鳴する周波数の差より土や岩盤の水分量を計測する方法(FDR 法)は、TDR 法より精度が良く、誘電率の実数部と虚数部が計測できるため不飽和状態で再冠水の水質が塩分であっても塩分濃度を飽和度が計測できる利点がある。また、FDR 法は TDR 法と異なって、岩盤内に 1 本のセンサーを挿入するだけで飽和度が計測できるため、この点も TDR 法より簡単である。さらに、深いところでの水分量の変化をモニタリングするために、途中のケーブル内でのノイズについても検討したが、先端部のセンサーでの飽和度の変化が十分な精度で計測できることがわかった。

この種の今後の課題は、ゆるみ領域での透水係数の精度の良い計測法とその透水係数の低下のためのグラウト法の開発である。

## (3) 地盤内における物質移動の挙動予測

地盤内の地下水の挙動を正確に予測することは、地盤内を汚染物質がどのような挙動で移動するかを予測して、その安全性を定量的に評価するためである。

この課題に関しては、物質移動の挙動を予測するための数値解析コードの開発が急務であった。物質移動の挙動を支配する基礎である移流分散方程式は固定座標系であるオイラーの方法で解析すると浸透流速が速い領域で大きな数値解析上の誤差が発生する。この数値解析上の誤差を解消する方法として、移動座標系と固定座標系を混合したオイラリアンラグランジュアン法(以後 EL 法)が有効である。この EL 法を用いての 2次元の有限要素法による数値解析に関しては、1997年に公開している。また、実際の原位置での物質の濃度変化を計測した結果より、縦分散長、横分散長を逆解析する手法についても開発した。さらに、原位置での電解質のトレーサーを用いての物質移動実験を実施し、そ

の挙動を比抵抗トモグラフィーによって計測し、原位置での移流分散に関する物質の調査について開発した。

解析手法に関しては、1999年に3次元の飽和・不飽和領域を含む、EL法による移流分散解析手法に関する解析の開発も終了した。今後は、この3次元を対象とした室内及原位置での物質移動の物性の計測手法の開発が必要である。この場合も、莫大な3次元の数値解析を繰り返し計算するため、並列処理型演算等の特殊な演算手法を開発しなければならない。

## 8.1.5 深層水理の調査手法およびモデル化に関する研究

東京大学大学院  
工学系研究科  
地球システム工学専攻  
登坂 博行

### 1995年2月 ウェルテストモグラフィ技術の研究

複数孔での非定常型ウェルテストにより3次元空間の浸透率分布を描き出すことを目的とした“ウェルテストモグラフィ”の開発に関し、過去5年程の研究を通じた計測・解析技術の現状と問題点をまとめると共に、ある程度複雑な実験室モデルや数値モデルにより逆解析可能性を検討した結果を述べた。この技術は計測システムと数値解析技術の両者の開発がほぼ出来上がり、実用段階に入っている。今後、ある程度地質条件や地層物性、割れ目などの状態が判明しているような適当なフィールドにおけるデータの収集と逆解析結果の比較検討事例の積み重ねが必要である。

### 1996年2月 ウェルテストモグラフィ(ハイドロパルスモグラフィ)技術の研究

ここでは、平成7年に釜石鉱山550mレベルのKD90坑道周辺で行われた圧力伝播試験(複数のボーリング孔をそれぞれ複数の区間に区切り多数の圧力観測点80点弱を設置して圧力応答を計測したもの)の結果を再現するため、試験サイト周辺の岩盤状態を汎用の水理モデルにより順解析の観点からモデル化し、将来の逆解析手法の適用性を予備的に検討した。

### 1997年2月 水文地質環境のシミュレーション手法

今後の大規模地下利用、地下の環境問題、廃棄物処分などの場面で、より一層の地下の精緻な情報の取得手法と説得力のあるモデル化手法・解析手法が要請されることを踏まえ、本研究では、自然で物理的整合性のある地下流体流動モデルにつき検討した。具体的には、2成分2相地下流体系の解析、地表流れと地下水流れの結合、多成分多相流体系への拡張、熱流動への拡張、に関し順を追って報告した。

### 1998年2月 広域地下水流動と地層物性情報量に関する検討

広域地下水流動を追跡することを目的として、①地表地形の離散化手法、②流体・熱移動の取り扱い手法について述べると共に、③ハイドロパルステストの逆解析情報量に関する検討結果について述べた。①では、地表面を含む広域の地下水流動・地表流動を捉えるためには、地表地形、植生、河川形状、人工物形状、地質状況を適切に表現する手法を検討した。②では、地表付近の流体・熱移動に関するシミュレーション手法の開発に関し報告した。③では、少数の観測孔データから、地層内物性分布を逆解析するためにどのような情報をとればより分解能があがるか、につき検討した。

### 1999年2月 広域水理解析における地表・地下水流れモデル化手法

地下深部を含む広域陸水系の挙動解析における地下・地表流れ(河川流れ)のモデル化方法に関し検討した。特に、河川流れのような高速の流れを粗い離散化格子上で扱うための誤差抑制の方法、河川形状の影響、地下2相流と拡散波近似による地表流モデルの結合方法について報告した。

### 2000年7月 水理解析における空間表現、および核種移行に関する研究

広域の水理解析において、精度の高い解析を必要とする領域の自然形状や人工物を表現するための手法としてLocal Mesh Refinementの手法を開発した。

また、地下深部の還元雰囲気下での核種移行を追跡するため、Eh-pH条件を考慮した沈殿溶解モデルと地下水流れの結合を図った。



## 8.1.6 地下水の地球化学特性調査に関する研究

### システム総研において実施した地下水の地球化学的調査に関する研究の流れ

熊本大学理学部地球科学科 嶋田 純

水循環において水分子そのものと行動を共にするいわゆる水の同位体を用いることにより、同位体の持つ DATING 能・TRACER 能を活用し、水文循環の各プロセスにおける水の挙動の実態を詳細に把握することができる。このような同位体としては、水素の放射性同位体であるトリチウムと、水素・酸素の安定同位体である重水素（デュテリウム）・重酸素があり、自然界に普遍的に存在していることから、環境同位体と呼ばれている。システム総研において 1989 年度～1999 年度の 11 年間に渡って実施してきた『地下水の地球化学的調査に関する研究』は、全てこの環境同位体を用いた広域地下水流動把握に関するものである。以下にこれまでの研究の系譜を一覧で示す。

#### 〔研究 review〕

環境同位体を用いた地下水調査研究の review 1998 年度

環境同位体を用いた地下水の古水文情報解析研究 review 1996 年度

#### 〔測定システムに関するもの〕

トリチウム用電解システムの改良 1991 年度

#### 〔岩盤地下水を含む広域地下水流動に関するもの〕

岩手火山山麓の岩盤地下水流動 1990,91,92 年度

釜石鉾山深部花崗岩中のボーリング孔の地下水流動 1991,92 年度

今市扇状地の地下水流動調査（ポテンシャル測定、数値解析、環境同位体調査）1993,94,95 年度

#### 〔再冠水地下水流動評価〕

地下水の地化学特性に基づく再冠水時の地下水流動の評価 1998,99 年度

#### 〔沖積・洪積層中の地下水流動に関するもの〕

黒部川扇状地の地下水流動調査 1990 年度

筑波台地の地下水涵養特性 1991 年度

武蔵野台地の地下水涵養・流動調査 1992 年度

足柄平野の地下水流動調査 1993 年度

相模原台地の地下水涵養機構 1999 年度

#### 〔古水文情報に関するもの〕

縄文海進期の難透水性層中の古水文情報の抽出 1997,98 年度

オーストラリア大鑽井盆地地下水の流動と古水文情報解析 1996,97,98 年度

#### 〔その他の同位体手法の水循環研究への新たな適応法〕

安定同位体を用いた流域スケール林床蒸発量の評価 1996 年度

トリチウムと安定同位体比を用いた不飽和土壌水の降下浸透機構の解明 1999 年度

相模原台地の地下水涵養機構（安定同位体比の温暖化効果） 1999 年度

このように、基本的には沖積・洪積層や岩盤中の地下水を対象とした現地調査を主体とした実証的な研究をベースとしてそれに関連する水循環プロセスの解明を手がけて来た。環境同位体を用いた広域の地下水流動を解明する手法は、技術的にはほぼ確立してきているといえるが、問題は岩盤を含む広域地下水流動に関しての実績が少ないことである。特に、我が国のように地質状況が複雑で地形起伏が大きく且つ湿潤気候下であるため地下水涵養量が大きく地下水流動が複雑且つ活発な地域での3次元的な広域地下水流動の把握には、多くのデータの蓄積が必要であるにも関わらず極めて少ないのが現状である。本調査研究においてもこの観点からの情報追加を目指して研究を実施してきたが、限られた予算範囲で実施する大学を中心とした研究と言う制約から、相対的に浅い沖積・洪積層が中心とならざるを得なかった。しかし、同様の手法を用いた古水文情報の解析と言う観点からの研究が後半数年間に実施され、流動性の小さな地下水の存在の確認と過去の気候・水文情報の取得という有意な成果をもたらした。また、泥岩層中の再冠水現象の把握に本手法が有効であることも確認された。

この種の環境同位体手法を用いた広域地下水流動調査は、我が国特有の流動特性を把握するうえで必須の技術である。本手法を今後共多くの岩盤地下水に適応して、データ蓄積を図って行くことが肝要である。

## 8.1.7 再冠水現象に関する検討

### 1. 研究の目的と流れ

本研究は、堆積岩系の地下深部における地下水挙動に関する基礎データを収集することを目的とする。具体的には、堆積軟岩層の地下深部（GL-50 m～82.5 m）に構築した地下構造物（以下、ミニドームと呼ぶ）を流動化処理土で埋め戻した後に生じた地下水位の回復現象（以下、再冠水現象\*と呼ぶ）によって、そのミニドーム周辺の地下水がどのような挙動を示すのか観測することである。そのために、本研究は、平成10年3月より実施している。全体の研究の流れを図6-1-1に示す。今年度は、図中の「再冠水現象中の調査」にあたる。

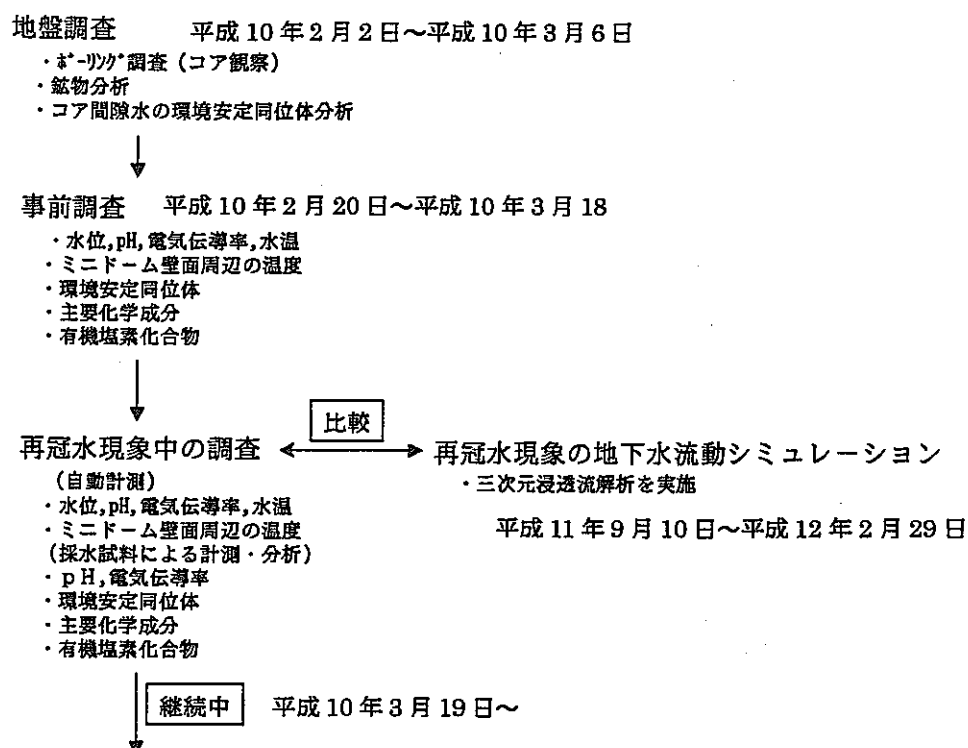


図 6-1-1 研究の流れ

### 2. 調査概要

- 1) 調査期間：平成10年2月27日～平成12年7月18日
- 2) 調査位置

図6-2-1に実験サイトの地質概要と地下構造物の全景を示す。当サイトは神奈川県相模原市郊外の田名地区に位置し、相模川から北方向へ約500 m離れた標高約90 mの河岸段丘地である。

地質構造は、GL-7 mまでのローム層、その下、層厚5 mの田名原礫層と層厚9 mの座間丘陵礫層、およびそれ以深の上総層群の泥岩（堆積時期は、第三紀後期～第四紀前後）で構成されている。その上総層群の泥岩は、水平方向に未固結な砂層やスコリア層の帯水

層が幾層も介在し、鉛直方向に破碎帯が存在している。

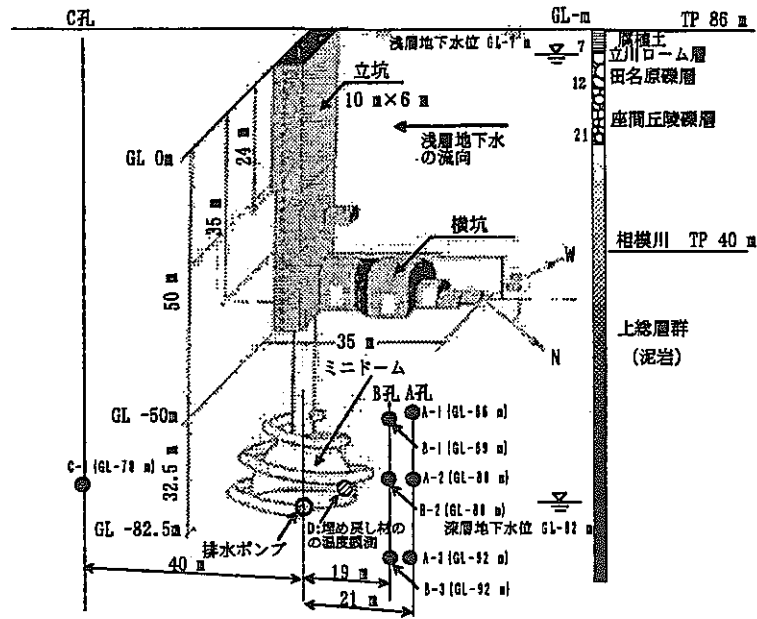


図 6-2-1

### 3. 得られた成果の概要

2年半の観測により得られた知見を要約すると以下の通りである。

- ① 水圧変化では一般に難透水性といわれている泥岩層内でも透水係数に換算すると  $10^{-8}$  cm/s 程度と意外と早い水理的回復を示した。この要因は泥岩層内の破碎帯や挟み層のような“特異な水みち”によるものと考えられる。
- ② 埋め戻し材の固化熱により水温が高くなっている地下水が、再冠水によって観測点まで到達したことで水温が緩やかに上昇し、その後、再冠水からほぼ2年間で定常状態に達した。また、破碎帯に設置した観測点の水温変化は、挟み層の観測点に比べて特異な現象を示した。この原因については、熱源である埋め戻し材から破碎帯までの複雑な水みち経路の影響や破碎帯の飽和状態の違いによる影響が考えられる。
- ③ ミニドーム周辺の地下水のpHが、前年度の研究で定常状態に達したものと判断したが、今回の観測で緩やかな減少傾向に移行した。
- ④ 今年度計測したミニドーム周辺の地下水の電気伝導率は、A孔、B孔とも前年度と比べて変動は無かった。
- ⑤ 環境同位体分析 ( $^3\text{H}-^{18}\text{O}$ ,  $^3\text{H}$ ) より水みち断層上盤の地層水の絞り出し、浅層地下水による置換の実態把握が定量的に抑えられる可能性を見いだした。
- ⑥ 埋め戻し工事にともなうセメント材料系の固化熱(中心部で55度)による地盤・地下水温の時刻歴のデータが得られた。

以上

## 8.1.8 淡塩境界に関する研究の経過

地圏空間研究所 代表

東京大学 名誉教授

小島 圭二

地下水汚染、塩水侵入など都市域の地下水環境の悪化がクローズアップされる中、これらの調査研究の背景として、我が国の平野部では必ず考慮しなければならない沿岸地域の深部地下水環境、とくに世界的にも実測データがほとんど得られていない、深部淡塩境界の実態把握と、100年にわたる炭山の操業から閉鎖、そして現在に至るまでの地下水に関するデータと地質データを有効活用し、空洞掘削に伴う地下水流動・水質の変化と閉鎖による回復など、実測データに基づく人工改変の地下水への環境を検討してきた。また第四紀の気候変化／海面変動とそれに伴う地形・地質や地下水涵養域の変化に関する調査と長期の地下水流動・水質変化に関する数値解析手法の開発をおこない、人口が密集する平野部、とくに沿岸地域の深部地下水環境の長期変化の予測を試みている。さらに深部地下水の実態を調査する手法として、孔を曲げて掘進できる、方向制御ボーリングとそれに対応した計測機器との改良・システム化を試みている。

これらの研究は、1994年（平成6年）に、環境地質研究所・北村研究室（故北村信東北大名誉教授）を中心に既存の収集・分析のパイロット研究に着手してから、地道に継続してきたもので、現在は地圏空間研究所・小島研究室（小島圭二東大名誉教授の地圏に関する研究会）がこの研究を引き継ぎ、大学や国研、地方自治体の諸機関、財団法人、企業などの研究者・技術者が参加する当研究所のコンソーシアムに発展し、地元／地域社会の協力も得て、着々と成果をあげている。成果の内容については、7. 淡塩境界に関する検討に記した。

## 8.2 事業化をみすえた技術の体系化

- (1) 要素技術の体系化へ向けては、“はじめに”で述べたように、設計の考え方と安全基準を踏まえた、基本的考え方の整理と理学と工学の合意が必要である。
- (2) 地層処分を見すえた体系化技術を構築するには、
  - ① 地層処分施設の計画から閉鎖及び閉鎖後に至る地層処分の一連の流れの各段階での要素技術の展開（関連技術の組み合わせ）と、
  - ② 必要最低限の実用化技術は何か、を再認識しておく必要がある（技術開発の的を絞る）。

①に関しては表 8.1 のように、技術の展開と処分の流れを縦系と横系の関連で実現化とその技術体系をまとめることができる。②に関しては、サイトが決まれば当然実現化へ向かう技術体系と、なお今後も継続すべき技術の研究開発と地球科学／長期の地質環境を解明する地道なデータの蓄積とがある。特に技術の研究開発には地域社会に受け入れられ易い幾つかの選択肢のシナリオに基づく研究開発が含まれよう。

表8.1 事業化を見すえた技術の体系化の組立て

段階	目標	技術展開 地質環境	処分技術	安全評価
計画・調査	サイト選定調査 初期地質環境設定	地層の物理・化学的特性計測観測 地層の長期安定性調査	基本設計/ 処分抗 / 人工バリア	モデリングと安全評価
詳細調査	設計条件設定		詳細設計	
建設・操業	実証実験 加速試験・検証 建設・操業の安全 リスク評価	施工中計測・観測	実証施設建設 処分施設建設/ 施工技术/ 工程 施工管理・品質管理 操業の安全モニタリング	蓄積データによる検証
閉鎖・管理	施設閉鎖・完成検査 安全のモニタリング	地質環境の確認調査	施設の安全モニタリング・環境対策 再取り出し	安全性再評価 核種漏出リスク評価
閉鎖管理後	安心の技術モニタリング	長期モニタリング	再取り出し	核種漏出リスク評価

例：問題となる地質環境をどこまで設計施工でカバーできるかの検討

※     ↔     技術展開の"横糸"

※※    ↕     技術展開の"縦糸"