

地下水流動に関する調査・解析研究（その5）

(動力炉・核燃料開発事業団 研究委託内容報告書)

技 術 資 料		
開示区分	レポ ー ト No.	受 領 日
Σ	J1559 96-002	1996.6.21
この資料は技術管理室保存資料です 閲覧には技術資料閲覧票が必要です 動力炉・核燃料開発事業団 技術協力部技術管理室		

1996年3月

この資料は、動燃事業団の開発業務を進めるため、特に限られた関係者だけに開示するものです。ついては、複製、転載、引用等を行わないよう、また第三者への開示又は内容漏洩がないよう管理して下さい。また今回の開示目的以外のことには使用しないよう特に注意して下さい。

本資料についての問合せは下記に願います。注)

〒107 東京都港区赤坂1-9-13
動力炉・核燃料開発事業団
技術協力部 技術管理室

地下水流動に関する調査・解析研究（その5）

社団法人 システム総合研究所
理事長 榎木 義一

要 旨

「地下水流動に関する調査・解析研究（その5）」として、平成7年度に実施された研究内容には、以下に要約される。この研究は、岩盤工学上重要な課題である。この研究は、岩盤の浸透率を測定し、その結果を用いて、地下水流動の予測を行う。この研究は、岩盤の浸透率を測定し、その結果を用いて、地下水流動の予測を行う。この研究は、岩盤の浸透率を測定し、その結果を用いて、地下水流動の予測を行う。

本報告書は、社団法人 システム総合研究所が動力炉・核燃料開発事業団の委託により実施した研究委託内容である。

契約番号：070D0203

事業団担当部課室および担当者：環境技術開発推進本部 地層科学研究グループ
主幹 武田 精悦

広域地下水流動に関する調査研究専門委員会
構 成 員

委員長	東京大学	工学部地球システム工学科	教授	小島	圭二
委員	京都大学	工学部交通土木工学科	教授	大西	有三
委員	埼玉大学	工学部付属地盤水理実験施設	助教授	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	工学部地球システム工学科	助教授	登坂	博行
委員	筑波大学	地球科学系	助教授	嶋田	純

(順不同、敬称略)

以上

目 次

地下水流動に関する調査解析研究（その5）

1. 不連続性岩盤の浸透流解析と確率論的評価に関する研究	1
1. 1 はじめに	
1. 2 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	
1. 3 地中の廃棄物処分場からの物質輸送に関する確率過程解析	
1. 4 離散化ラフネスデータを用いた岩盤不連続面のせい断挙動の推定	
1. 5 まとめ	
1. 6 今後の課題	
2. 1 付録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	
2. 2 付録2 地中の廃棄物処分場からの物質輸送に関する確率過程解析	
2. 3 付録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法	
2. 岩盤浸透流の三次元特性の調査と解析	123
2. 1 はじめに	
2. 2 ポーリング情報を用いた水みちの把握	
2. 3 東濃鉱山における原位置での不飽和透水特性の測定	
2. 4 林地の蒸発散量の測定	
3. 水理試験法及び水理試験装置の開発研究	149
3. 1 はじめに	
3. 2 オイリアン・ラグジュアン法による移流分散解析を用いた分散長の逆解析手法	
3. 2. 1 概説	
3. 2. 2 地下水中の物質輸送の予測とそのパラメータの推定に関する従来の研究	
3. 2. 3 移流・分散の順解析手法	
3. 2. 4 移流・分散の分散特性の逆解析手法	
3. 2. 5 移流・分散のパラメータの感度解析	
3. 2. 6 解析手法の検証	
3. 3 結論	
4. 深層水理の調査手法及びモデル化に関する研究	205
4. 1 はじめに	
4. 2 シミュレーションの手法	
4. 3 坑道を含む三次元領域のモデル化	
4. 3. 1 モデルの設定	
4. 3. 2 実験開始時点での圧力及び飽和率分布	
4. 4 圧力伝磨試験結果との比較	
4. 4. 1 発信点IおよびIIによる観測点圧力変化の計算値	
4. 4. 2 実測と計算値の比較	
4. 5 おわりに	

5. 地下水の地球化学的特性調査に関する研究..... 221
（今市扇状地における地下水流動機構の研究）
- 5. 1 はじめに
 - 5. 2 地下水ポテンシャルの測定
 - 5. 2. 1 ボーリング孔内地下水ポテンシャル測定装置
 - 5. 2. 2 地下水ポテンシャルの測定
 - 5. 3 岩盤内の区間別地下水の採取
 - 5. 4 一般水質・環境同位体による地下水流動の解析
 - 5. 5 まとめ
 - 5. 6 今後の課題

以上

1. 不連続性岩盤の浸透流解析と 確率論的評価に関する研究

1. 1 はじめに

表題にあるとおり、今年度の研究テーマを設定するにあたって、キーワードを次のように考えた。不連続性の岩盤と浸透流解析と確率論の適用の3点である。これらは、岩盤工学上、かつ放射性廃棄物の地中処分を考える上で今問題となっており、さらに今後問題となる言葉である。それぞれのキーワードは、連携もしているが、独立した部分もあり、得られた成果は当初の目的を完全に達成しているとは言いがたいが、相当の結果が得られたものと評価している。これらの研究の成果を一括してまとめることは、時間もかかり現時点では不必要であると考えるので、以下に示すように各成果を付録の1、2、3の形で示すことにする。

1. 2 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する。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ている。

1. 3 地中の廃棄物処分場からの物質輸送に関する確率過程解析

(Stochastic Analysis of Transport from Underground Depository)

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・ラグランジュ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ている。

1. 4 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、高レベル廃棄物の地中処分用の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。

1. 5 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ている。

1. 6 今後の課題

不連続性岩盤の取り扱いについては、力学的な面・水理学的な面いずれを見てもこれといった確定した方法論は確立していない。今回の研究での確率論的な浸透流解析は、岩盤を等価な連続体として扱うマクロな視点からのアプローチであり、表面形状を細かく計測して不連続面の力学挙動を推定する方法はミクロな視点からのアプローチである。実際の岩盤に対してはこうした両面からのアプローチが必要であり、両者の結果が一致したところが正解だと考えられる。不連続性岩盤の浸透流解析は不連続面グループのモデル化、不連続面内の流路のモデル化が課題となっており、ある程度のモデル化が可能となれば、それを大規模に解析できるマニフォールド法のような新しい浸透解析手法が必要となるであろう。

力学的な面では、不連続面の構成式の確立が望まれている。浸透流解析とのカップリング、複雑な幾何学形状を有する不連続面分布の岩盤に対する挙動の解析は、ミクロ的なアプローチでの見直しが必要な時期に来ているのかもしれない。

付 録 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

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

第1章

概論

1.1 本研究の目的

構造物を設計する際に、その構造物に関してさまざまな事前の評価を行うことが多い。それは、構造物を実際に建造する前に安全性や、経済性が理にかなったものであるかを調べておく必要があるからである。そして、そのために行われる解析には、実際に起こる事象にできるかぎり近い解を出せることが望まれる。

しかし、地盤工学の場合、その対象の多くは自然地盤であるので、鋼構造や、コンクリート構造などと比べて、材料物性値のばらつきが大きいいため、地盤工学では鋼構造やコンクリート構造と比べて、不確実性が多く含まれてしまう。

そして、数値解析に用いるための地盤のモデル化には多くの不確実性が含まれざるを得ない。たとえば、地盤の材料定数の計測の際の計測誤差による不確実性、また、地盤物性値が空間的にばらついている不確実性が挙げられる。このように幾重にも重なった不確実性のために地盤を対象とした数値解析は、困難を抱えている。

地盤に関する問題としては、安定問題のような力学的な問題、そして浸透問題のような水理学的なものが揚げられる。とくに本研究では浸透に関する問題を扱う。

ダムなどの水を取り扱う構造物を建造するとき、土の中で地下水がいかに動くかを知ることが求められる。水の動きを抑制する策がなされるが、構造物の中に土という透水性を持つ多孔体材料が含まれるために完全な止水は不可である。また、水の動きを抑制することによって発生する水の圧力差のために構造物が破壊するおそれもある。このように地盤の浸透水による土木工学的問題は多いと言える。そのために浸透流に関する問題を精度よく解析するということが求められる。

そこで、確率過程的に透水係数場を発生させ、浸透流に関する数値解析を行い、不確定性を考慮できる解析手法を行う。地盤物性値の空間分布の推定については、平均、分散といったもののほかに、地盤材料が一般的に持っていることが多いと考えられる、空間的な相関性という統計的性質も扱う。地盤統計学 (geostatistics) を用いて、地盤の材料定数に対して確率場を生成し数値解析のためのモデルを生成するのであるが、本研究では、複数の場をある条件に基づいてランダム発生させ、各場についてモンテカルロシミュレーションを行った。これにより、実際に存在し得る地盤の物性値の場をできるだけ多くカバーし、この場合の解析結果と、透水係数場を均質であるとしたモデル化に最も単純な方法を用いた解析の結果を比較し、その有効性を示す。また、地盤材料の空間的相関性という性質も考慮し、考慮しない場合との比較を行った。

本論文は、第1章から第5章で構成されている。第2章以降の構成を以下に示す。

まず2章で、本研究に関連する従来の研究についてまとめる。第3章では、本研究においてなした解析の理論および手法を示す。第4章では、本研究で行なった解析の結果、そしてそれに関する考察を述べる。最後に第5章で本研究の結論をまとめ、課題と今後の展望を述べる。

第2章

従来の研究

地盤材料の物性値の持つ不確定性を正確に表現できるようなモデルを作成する為には、地盤より数限りないサンプルを採取する必要がある、現実的ではない。故に、不確定性をいくつかのパラメーターで表現した確率モデルが考えられている。また、不確定性を考慮する際に、平均分散などの統計値のみでなく、空間的相関性も考慮することが行われてきた。その手法に地盤統計学がある。

地盤統計学は本来鉱山工学の分野で鉱物資源の質、分布の評価に用いられていたものであり、限られたサンプルより、採算に見合う鉱物の掘削地点を探る手法であった。そして、土質調査、試験により地盤物性値の空間分布である標本場を推定するため、クリギング (kriging) という手法を用いる。この手法は、提案者である南アフリカ共和国の大学教授 Krige から名付けられており、フランスの統計学者 Matheron が理論的な定式化を行ったものである。

地盤材料の不確定性を考慮するために地盤統計学を用いた研究が行われている。大谷 [2] は、実際に採取されたデータをもって岩の RQD 値に関するセミバリオグラムを1次元と2次元で算定している。また、鈴木 [4] は、確率有限要素法として、土質データから地盤物性値の空間分布を推定して地盤の挙動を予測する手法の開発を行っている。Ando[6] は、透水係数に空間的相関関係を持たせ浸透流に関するモンテカルロシミュレーションを行ったが、トレンドを考慮した水頭分布の推定も行っている。そして、Griffiths and Fenton[1] によって、確率過程を用いた透水係数場を導入した浸透流に関する有限要素解析がなされている。

以下に今まで行われた研究のなかのいくつかに関してその詳しい内容について述べる。

2.1 大谷の研究

大谷 [2] は、実際に RQD 値の得られている 1 次元の例と、2 次元の例に対して、データの中より抽出した少数のデータより、セミバリオグラムを作成、クリギングを用いて全容の推定を行い、さらにそれを実際の RQD 値と比較している。

大谷はまず 1 次元のデータとして、岐阜県土岐市において地下 18m より 1021m まで、1m ごとに、RQD 値の値を克明に記録したデータ [11] を基にした。まず、全データを用いて RQD に関するセミバリオグラムを計算した。また、ある間隔のあいた粗なデータをもってセミバリオグラムを計算し、全データによるそれと比較した。その結果、相関距離より大きな間隔のあいたデータでは、セミバリオグラムを作成できないことが分かった。

また、層ごとにセミバリオグラムを作成したところ、各層で、その性質にのっとった顕著な差異が見られた。たとえば、比較的均質で一様なデータを持つ層では、シルの値は、減ることになる。ゆえに、層ごとにセミバリオグラムをとることが精度のためには重要となる事が分かった。

また、この例では 1 次元のデータを処理したうえで、RQD 値については、セミバリオグラムとして球状モデルが適応できる事を示した。

次に大谷は 2 次元の問題として、岩盤の露頭面に現れた節理について考えた。節理のサンプリングは比較的良好な岩盤 ($C_M - C_H$ 級岩盤) で行われた。大谷は単位面積あたりの節理本数と、トレース長の和に関して、セミバリオグラムを取った。ただし、1 次元問題とは違い、ある点の値ではなく大きさを持った領域に対して最適な推定を行っている。かくて、1 次元同様にセミバリオグラムを取りクリギングにより推定したところ、節理本数に関してはセミバリオグラムとして指数モデルがよく合致することが分かった。

2.2 鈴木の研究

鈴木 [4] は彼の研究の中で、モンテカルロシミュレーションと同じく確率有限要素法の一つである、解析的近似法を行ないモンテカルロシミュレーションとの比較を行った。確率有限要素法 (stochastic finite element method) は、材料物性値、荷重、境界条件などに含まれる不確定性を認めて、構造物などの信頼性や安全性を定量的に評価しようとする解析手法である。また、確率有限要素法は、摂動法などの解析的近似化手法を用いるものと、モ

モンテカルロシミュレーション法や、response surface 法などの統計的手法を用いるものとは大別できる。モンテカルロシミュレーションは既存の解析プログラムをそのまま利用できるという利点があるが、結果に対して確率を求めるのに、一般的に数多くの試行が必要となるため演算時間が長くなってしまふ。一方で、解析的近似法は、計算機費用はかからぬものの、いかなる場合においても良い解析精度が得られるわけではなかった。そこで鈴木は、2次モーメント法の概念に基づいた確率有限要素法を提案し、モンテカルロシミュレーションと比較し、その有用性を検討した。また、斜面の安定問題にもこれを適用し、結果を得ている。

2.3 Griffiths and Fenton の研究

Griffiths and Fenton[1] は、確率過程の考えを用いて推測を行う地盤の材料定数に、透水係数を選び、有限要素法を用いて、モンテカルロシミュレーションを行った。平均値、分散、自己共分散関数を満足する透水係数の空間分布が、確率場として乱数を用いて生成された。この確率場を生成するのに、Griffiths and Fenton[1] は、LAS(local average subdivision) という技法を用いている。この研究では、透水係数場はおよそ対数正規分布に基づくとしている。そして、LAS で得られた正規分布に基づく乱数を対数正規分布に変換して透水係数は得られている。抽出された標本場は、従来の(確定論的な)有限要素法の入力条件となり、計算から応答値(流量、矢板に沿う出口の勾配、揚圧力)を得ている。また、得られた結果を決定論的な透水係数場を用いて解析した解と比較し透水係数場に分散、そして空間的相関性を与えることによる影響を調べた。その結果、流速等の流れに関する諸量は、変動係数や相関性に顕著な影響を受けることが明らかになった。

2.4 Ando の研究

Ando[6] は、岩盤の透水係数場を確率過程を用いて推測し、各場について浸透流解析を行った。また、境界条件である圧力水頭の分布をデータからクリギングを用いて推測した。圧力水頭分布は鉛直下向きに増加するという傾向をもつため、推測の際傾向成分を除去した推測を行っている。また、物質輸送問題にも確率過程を用いた透水係数場を用いて解析を行い、実際に得られたデータとの比較を行っている。

第3章

解析手法

本研究では2つの定常飽和2次元の浸透流モデルに対して、モンテカルロシミュレーションを行った。本研究にて行ったモンテカルロシミュレーションのフローチャートを Fig.3.1 に示す。まず浸透流解析に用いるモデルを設定し、その各要素に対して透水係数を与えた。透水係数場については平均分散だけでなく空間的な相関性も与えた。そして、パラメーターを固定して100回透水係数場をランダム発生させ数値解析を行い、各モデルに対して設定した評価対象の解析結果を統計的に処理した。そして、その結果をばらつきを考慮しなかった場合、また相関性を考慮しなかった場合と比較した。

3.1 浸透流の基礎方程式

本研究では定常飽和2次元の問題について解析した。したがって、定常飽和2次元での浸透流問題に関して以下にその理論を示す。

二次元の非圧縮性流体の連続式を次に示す。

$$\frac{\partial v_x}{\partial x} + \frac{\partial v_y}{\partial y} = 0 \quad (3.1)$$

ここに、 v_x, v_y は、 x, y 軸方向の流速である。そして、ダルシーの法則からなる運動方程式は次のように表される。

$$V = K(-\nabla h) = \left(k_x \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \left(k_y \frac{\partial h}{\partial y} \right) = 0 \quad (3.2)$$

ただし、 V は流速、 K は透水係数、そして h は全水頭である。(3.1)式と、(3.2)式より、浸透問題において土の間隙を通る水の流れを支配する基礎方程式は次のような微分方程式

で示される。

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(k_x \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(k_y \frac{\partial h}{\partial y} \right) = 0 \quad (3.3)$$

また、透水係数が等方性を示すのであれば、ラプラス (Laplace) の方程式となる。すなわち、

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} = \nabla^2 h = 0 \quad (3.4)$$

である。

浸透問題を解くには、(3.3) 式と、(3.4) 式の他に、境界条件と初期条件が必要である。境界条件には、水頭を指定するものと、流量を指定するものがあるが、そうした条件がすべて与えられたとしても、解析的に解くことのできる問題は数少ない。したがって多くの場合、数値計算を行う必要がある。浸透問題の数値計算には、主として差分法と、有限要素法があるが、本研究では有限要素法を用いた。

3.2 浸透流解析モデル

本研究で用いた浸透流解析モデルを、Fig.3.2、Fig.3.3 に示す。それぞれ、解析モデル1、解析モデル2とする。それぞれの有限要素法の要素イメージを Fig.3.4、Fig.3.5 に示す。解析モデル1は簡単な浸透問題として、水頭差を与えた単純な地盤の浸透問題、そして解析モデル2は透水層の上に建設されたダム浸透問題を想定し、矢板が設置されたダム基礎地盤の浸透問題を取り扱う。共に、 x 方向 (水平方向) に 40m、 y 方向 (鉛直方向) に 20m の区域を解析対象とする。そして、各要素のサイズは 1m×1m であり、要素数は 800 である。下に、各モデルに与えた条件などを示す。

1. 解析モデル1

(a) 境界条件

y 軸に平行な境界を水頭固定境界とし、上流側と下流側の間に 10m の水頭差を与える。与えた領域において x 方向に地下水が流れるものとして x 軸に平行な境界を不透水境界とする。

(b) 透水係数

地盤材料としては砂を想定し、平均透水係数 μ_k を、 10^{-5} m/sec とした。

2. 解析モデル2

(a) 境界条件

与えた領域において、ダムの上流と下流の間には 10m の水頭差を与えた。y 方向に平行な境界、x 方向に平行な境界のうち下部のもの、また、ダム底部と矢板部分は不透水境界とした。ダムの底部を 20m とし、矢板の長さは上流側が 5m、下流側が 10m であるとした。

(b) 透水係数

地盤材料としては砂を想定し、平均透水係数 μ_k を、 10^{-5}m/sec とした。

3.3 評価対象

本研究では、透水係数場を作成した後に各透水係数場ごとに数値解析を行い、それぞれのレンジ、変動係数ごとに所定の評価対象についての統計値を算出した。評価対象に関してはそのばらつきを比較するために無次元化したうえで統計値を取った。それぞれのモデルにおける評価対象を以下に示す。

• 解析モデル 1

1. 無次元化流量 (\tilde{Q})

出口から流出する水の単位奥行流量を考える。

$$Q = \sum_{i=1}^{20} v_{xi} \Delta l_y \quad (3.5)$$

これを次のように無次元化する。

$$\tilde{Q} = \frac{Q}{20 \Delta l_y \mu_k} \quad (3.6)$$

Δl_y は、y 方向のエレメント長であり、 v_{xi} は、出口でのエレメントでの流速である。出口部分は、20 エレメントに相当しているため、 Δl_y を 20 倍して浸透水の流出部の長さとしている。

• 解析モデル 2

1. 動水勾配 (i_e)

動水勾配は、下流の矢板に沿う動水勾配のうち最大のものをとる

$$i_e = \max i \quad (3.7)$$

i は、下流側の矢板の右側のノードについて、隣接するものどうしの差をとったものである。

2. 無次元化流量 (\tilde{Q})

出口から流出する水の単位奥行流量を考える。

$$Q = \sum_{i=1}^{10} v_{yi} \cdot \Delta l_x \quad (3.8)$$

これを次のように無次元化する。

$$\tilde{Q} = \frac{Q}{10\Delta l_x \mu_k} \quad (3.9)$$

Δl_x は、 x 方向のエレメント長である。また、 v_{yi} は、出口での y 方向の流速である。出口には要素は 10 個あるため Δl_x を 10 倍して浸透水の流出部の長さにしてある。

3. 揚力 (\tilde{U})

ダムに作用する単位奥行あたりの揚力を考える。

$$U = \sum_{i=1}^{20} \frac{(h_{i+1} - Z) + (h_i - Z)}{2} \Delta l_x \gamma_w \quad (3.10)$$

ダム底部の長さは 20m であり、20 要素分である。この解析では、水頭値は接点で計算しているため、隣り合う接点の平均をそれらの接点間を代表する水頭値とした。ここで、 Z は、位置水頭成分 (ここでは 20(m)) である。これを、次のように無次元化する。

$$\tilde{U} = \frac{U}{\Delta h \gamma_w L_d} \quad (3.11)$$

ここに、 L_d というのは、ダム底面の長さ (20m) である。

3.4 地盤統計学

本研究では、浸透流解析に用いる透水係数場を地盤統計学を用いて生成した。Fig.3.6 に地盤統計学において用いる諸パラメーターを示す。

3.4.1 セミバリオグラム

地盤統計学では、採取試料間の距離によって、それら試料どうしがどの程度の結び付きや関係を持っているのかを、セミバリオグラムという形で表現する。それは、採取試料間の距離が h だけ離れたすべての試料の組を抽出して、組ごとの値の差の自乗を計算し、それらの平均を求め $1/2$ 倍したものである。次式がセミバリオグラムを示す式である。

$$\gamma^*(h) = \frac{1}{2(N(h))} \sum_{i=1}^{N(h)} (g_i - g_{i+h})^2 \quad (3.12)$$

なお、 g_i, g_{i+h} はそれぞれ、距離 h 離れたサンプルの組の値であり、 $N(h)$ は距離 h 離れたサンプルの組の数である。

もし、地盤材料に一般的な空間的相関関係が見られるとき、 $(h, \gamma^*(h))$ の中で、 h の小さいものほど $\gamma^*(h)$ は小さくなる。また、 $h = 0$ のときは、同一な試料でその差を考えるのだから、採取した試料に計測誤差などの不確実性がなければ 0 であるそして、各試料間に距離があればあるほど及ぼしあう影響は少なくなっていくのだから h が大きなものほど $\gamma^*(h)$ も大きいと考えられる。すなわち h を横軸に、 $\gamma^*(h)$ を縦軸にプロットすると、このグラフは右上がりの形を示す。しかし、多くの場合、ずっと影響が続くということはなく、ある距離まで到達するとセミバリオグラムはそれ以上大きくなることはなく、距離による影響はなくなる。その、全く影響を及ぼさなくなると認められる距離を、レンジまたは、セミバリオグラムの影響範囲である。そして、この時のセミバリオグラムの値をシルという。そしてこれは距離による相関のないものどうしの持つ分散である。

また、先に、普通の場合には $h = 0$ のとき、 $\gamma^*(h) = 0$ である、と述べたが、現実的には地盤材料の試料の値には計測誤差などの不確実性が往々にして含まれ、 $h = 0$ のとき、 $\gamma^*(h) = 0$ であるとは限らない。たとえば、同一地点で、2 回、透水試験をしたとしても、同一の計測値が得られるとは限らず、通常は起こりうるばらつきの範囲内で 2 回の計測値が得られるものと考えるのが普通である。このように完全なる試料の計測がありえない以上、そのデータ値には、不可避免的に生じる不確実な要素が含まれていると考えるのが普通である。その不確実な要素を数値的に示したのがナゲット効果と呼ばれるものであり、簡単に言えば、 $h = 0$ における $\gamma^*(h)$ の値がナゲット効果ということになる。

3.4.2 セミバリオグラムのモデル

上にて、採取した試料などが示すセミバリオグラムについて述べたが、あくまでも、(3.12)式に示すセミバリオグラムは、対象地盤において採取された「ありうる試料間距離」についてのバリオグラムであって連続的なものではない。そのために、地盤材料の物性値の場を推定するためには、この有限個の $(h, \gamma^*(h))$ の組から連続関数であるセミバリオグラムをフィッティングにより、決定する必要がある。

通常セミバリオグラム決定に用いられるデータの数はそれほど多くないことが予想される。そのため、フィッティングに際し、連続関数としてのセミバリオグラムをいくつかの代表的なセミバリオグラムの重ね合わせとして表現することがある。それらの代表的なセミバリオグラムとして、以下のものがよく知られている。 C はシルであり、 a は影響距離である。

1. 指数モデル (exponential model)

$$\gamma(h) = C \left(1 - \exp \left(-\frac{h}{a} \right) \right) \quad (3.13)$$

2. 球状モデル (spherical model)

$$\begin{aligned} \gamma(h) &= C \left(\frac{3h}{2a} - \frac{h^3}{2a^3} \right) & (h < a) \\ &= C & (h \geq a) \end{aligned} \quad (3.14)$$

3. ナゲットモデル (nugget model)

$$\begin{aligned} \gamma(h) &= 0 & (h = 0) \\ &= C & (h \neq 0) \end{aligned} \quad (3.15)$$

これらはすべて、シルを持つセミバリオグラムのモデルである。シルを持つモデルの特長として、理想的には次の関係式が成り立つ。

$$C = \sigma^2 \quad (3.16)$$

なお、 σ^2 は、場の分散の値である。サンプル間距離が影響範囲を越えた範囲では、それらサンプル間には互いの影響が及ばない。すなわち、この場合、サンプル間の関係(影響)を

考えない通常の確率過程を考えているのに等しく、(3.16) 式のような関係式が成り立つことが理解できる。

通常は、このような採取試料の値によって計算されたセミバリオグラム $\gamma^*(h)$ から、フィッティングを行って地盤材料の推測のために用いるセミバリオグラム $\gamma(h)$ を決定するのであるが、本研究では、確率過程を用いて、一般に存在しうる透水係数場の発生をするのが目的としており、現実にはサンプルを用いてセミバリオグラムを計算していないため、この手順は存在しない。

3.4.3 透水係数場

本研究では、浸透流解析において要素毎の透水係数を割り当てるために、地盤統計学を用いて透水係数場を生成した。

本研究では、透水係数場が球状モデル ((3.15) 式) に基づくとした。まず、いくつかのパラメーター、そして球状モデルの示すセミバリオグラムに従うように乱数場を 100 個発生させた。この際に使用したパラメーターを、シルを C 、レンジを a 、そしてナゲット効果を n として下に示す。

$$C = 1.0$$

$$n = 0.0$$

$$a = 1, 5, 10, 20$$

上記の数値をもって 100 個の乱数場を発生させた。ここで留意すべきことは、たとえ同じレンジを持つ場であってもランダムに発生させているので、それぞれの場での分布は異なるということである。この段階での、乱数の分布の例 (100 個発生させたうちの 1、2 番目) をそれぞれのレンジについて Fig.3.7 から、Fig.3.10 に示す。また、例としてあげたそれぞれの乱数場における全方向に関するセミバリオグラムを Fig.3.11 と Fig.3.12 に示す。

つぎに発生した乱数場に所定の統計値を持たせるような統計処理を行い、透水係数場へと変換した。本研究では、透水係数の平均 μ_k 、分散 σ_k については、下のようにした。

$$\mu_k = 1.0^{-5}(\text{m/s})$$

$$\delta_k = 0.125, 0.25, 0.5, 1.0, 2.0, 4.0, 8.0, 16.0$$

ただし、 δ_k は、変動係数であり $\delta_k = \sigma_k / \mu_k$ である。

地盤の透水係数場は対数正規分布に従うとした。透水係数場が所定の平均値と変動係数を持つように乱数場を変換した。そして、この透水係数場における透水係数を各有限要素にあてて解析を行う。生成した透水係数場の例について、Fig.3.13 から、Fig.3.15 に示す。また、例に示した透水係数場の全方向に関するセミバリオグラムを Fig.3.16 から、Fig.3.17 に示す。

第4章

結果と考察

所定のモデルについて、様々な透水係数場を用いて浸透流に関する数値解析を行った。下にその解析結果の例を示す。

4.1 解析例

4.1.1 解析モデル1の解析例

解析モデル1の結果について例をいくつか示すことにする。

まず、均質場における解を Fig.4.1 に示す。流れは水平方向に流れる。そして、鉛直方向の流速は0である。等ポテンシャル線は鉛直方向に平行で等間隔である。

次に変動係数、相関距離を与えた透水係数場、および、その場に関する解析より得られた解を例として Fig.4.2 から、Fig.4.4 に示す。まず、Fig.4.2 は、レンジ1.0(m), $\delta_k = 0.125$ の透水係数場の一例と、この場に関して得られた全水頭分布と流速について示したものである。流速をベクトルで表し、等ポテンシャル線とともに示してある。透水係数場は、 δ_k が小さいためにほぼ均質である。材質が均等なため、均質場において得られた結果 (Fig.4.1) とほぼ等しい結果が得られた。流れはほとんどすべての要素において等しく、ただ単に x 方向にのみ進んでいることが分かる。

つぎに、レンジ1.0(m), $\delta_k = 2.0$ についての透水係数場の一例と、この場について得られた水頭分布と流速を Fig.4.3 に示す。レンジが1.0(m)であり、要素長と相関距離が等しいためにこの場合の透水係数場は、空間的相関性を考慮せずに作ったものと同じであるが、先程の透水係数場に比べて分散が大きいため、ばらつきが見られる。均質場のものとは、流速、水頭分布は異なる挙動を示す。流速ベクトルは透水係数場のばらつきの為に、各要素

に大きな所と、小さなところが存在する。また、等ポテンシャル線は透水係数場のばらつきにより、直線的ではなくなっている。

そして、Fig.4.4 に、レンジ 20.0(m), $\delta_k = 2.0$ についての透水係数場の例と、この場について得られた水頭分布と流速を示す。レンジが 20.0(m) であるため、透水係数場の近傍どうしになんらかの相関がある。すなわち、例えば透水係数の低い要素の近くには透水係数の低い要素がある傾向がある。そのため、同じような透水係数を持つ要素が固まりとなる。解析結果の流速のベクトルをみると流れのあるところが集中するために水の通るみちのようなものができていることがわかる。また、同種の透水係数を持つ要素が固まりとなることで等ポテンシャル線は、レンジ 1.0(m) の場合とは違いただばらつくというのではなく、間隔が狭いところ、あるいは広いところが集中しているのがわかる。

4.1.2 解析モデル 2 の解析例

解析モデル 2 の結果についていくつかの例を示す。均質場における解析結果を Fig.4.5 に示す。地下水は矢板の下を潜って上流から下流に流れていく。矢板の真下では流速が大きくなっているのがうかがえる。また、等ポテンシャル線も等間隔であるといえる。

次に、様々な変動係数、相関距離を与えた透水係数場、および、それぞれの場に関して解析により得られた解を例として Fig.4.6 から、Fig.4.8 に示す。

まず、レンジ 1.0(m), $\delta_k = 0.125$ の透水係数場にて解析を行った例を Fig.4.6 に示す。この場合の透水係数場は、ほぼ均質である。この場合の結果は透水係数場を均質場として解析した結果 (Fig.4.5) とほぼ同じ様相を示す。

つぎに、レンジ 1.0(m), $\delta_k = 2.0$ についての解析例を Fig.4.7 に示す。透水係数のばらつきにより、先に行ったレンジ 1.0, $\delta_k = 0.125$ の場での解析結果 (Fig.4.6) とは違った様相を呈する。透水係数場がばらつくため、流速には大小のばらつきがあらわれ、等ポテンシャル線も直線的ではなくなっている。

そして、レンジ 20.0(m), $\delta_k = 2.0$ の透水係数場では、解は、Fig.4.8 に示すものになった。同じような透水係数を持つ要素が固まる傾向があるために、流れのあるところが集中したり、等ポテンシャル線の間隔もレンジ 1.0(m) の時の結果のようにただばらつくのではなく、出口矢板下のように間隔が狭いところが集中しているのがわかる。

4.2 評価対象の統計処理

各解析モデルについて評価対象を設定し、(3.3 参照) 解析終了後、異なるレンジ、 δ_k 毎に、それぞれ 100 回解析し算出された評価対象の平均と標準偏差を計算した。

4.2.1 解析モデル 1

解析モデル 1 については出口からの流量を評価した。流量には、式 (3.6) に示す無次元化を行った。無次元化した流量の平均を Fig.4.9 に、標準偏差を Fig.4.10 に示す。無次元化した流量 \bar{Q} を縦軸に、透水係数場の変動係数 δ_k を横軸に対数軸としてとっている。また、流量のヒストグラムの例を Fig.4.11a から、Fig.4.11c に示す。

透水係数場が均質である時の流量は簡単に計算でき、 $Q = 5.0 \times 10^{-5}$, $\bar{Q} = 0.25$ となる。

まず \bar{Q} の平均 $\mu_{\bar{Q}}$ についてであるが、変動係数 δ_k が 0.125 の時には全てのレンジで、均質場における結果とほぼ等しくなった。しかし、 δ_k が大きくなるにしたがって、 $\mu_{\bar{Q}}$ は下がっていき、 $\delta_k = 16.0$ では均質場での結果の約 1/10 となった。一方、 $\sigma_{\bar{Q}}$ については、 δ_k が 0 の時はほぼ 0 に等しかったが、 δ_k の増加と共に増え、 δ_k が 1.0 あるいは 2.0 の時に全てのレンジで最大値を示した。

乱数場に大きな分散を与えることで、透水係数場は大きなばらつきを持つようになる。従って比較的小さな透水係数を持つ要素も解析モデル中に現れる。ここで、大きな透水係数を持つ要素と、小さな透水係数を持つ要素を横に並べた場合を考える。横に並ぶ二つの要素の透水係数をそれぞれ、 k_1 , k_2 として、横向きに水頭差のあるときの全体的な透水係数を式に示せば、

$$k = \frac{k_1 k_2}{k_1 + k_2} \quad (4.1)$$

となる。ただし、要素長は同じであるとした。たとえば、 $k_1 = 10^{-3}(\text{m/s})$, $k_2 = 10^{-7}(\text{m/s})$ とすると、 k は、ほぼ $10^{-7}(\text{m/s})$ となる。すなわち、2 つの透水係数の違う要素が流れ方向に平行に並んだ場合全体的な透水係数は小さな透水係数の方に多く依存する。

また、縦に並べた場合は、

$$k = \frac{k_1 + k_2}{2} \quad (4.2)$$

となり、同じように $k_1 = 10^{-3}(\text{m/s})$, $k_2 = 10^{-7}(\text{m/s})$ とすると、 k は、ほぼ $5.0 \times 10^{-4}(\text{m/s})$ となり、透水係数の違う要素が流れ方向に鉛直に並んだ場合全体的な透水係数は大きな方に支配されている。

しかし、縦に並ぶ場合も、横に並ぶ場合も同じ割合であるのだから、結局のところ全体的な透水係数は低い透水係数の要素に支配されていると考えることができる。このように δ_k が大きい時は、比較的低い透水係数を持つ要素がモデルの中で、支配的になってしまっていることが考えられる。そのために、 μ_Q は δ_k が増していくにつれて減少していくと考えられる。

σ_Q に関しては、以下のように考察した。 δ_k が大きくなり、透水係数場がばらつくにしたがって水の通る道のようなものができる。 σ_Q が $\delta_k = 0.125$ から、 $\delta_k = 2.0$ まで増加するのは、水の通るみちがどのようなものかどうかが不確定的であることによるのではないかと考えられる。ある場では、透水性の高い要素のみを通ることのできるみちなのであろうし、またある場では、透水性の低い要素を通らざるを得ないみちしかできないのであろう。また、標準偏差が $\delta_k = 2.0$ あたりで最大値を持ちその後、減少していくことについては、次のように考えた。たとえば、ヒストグラム Fig.4.11a, Fig.4.11b を見てみると、流量の分布のとり値は全体的に徐々に下がっていくと同時にばらつき、まず、 $\delta_k = 2.0$ でばらつきは最大になる。しかし、これ以上 δ_k が増え続けてもそれ以上ばらつきは増えなくなる。それは、流量が全体的に減少していき、その最小が 0 に近付く中で、流量の取り得る値の範囲が少なくなるからではないかと思われる。

レンジが大きいほど、一般的に σ_Q は大きくなるが、これに関しては次のように考察した。レンジが大きくなることで、透水係数場では似た性質の要素が固まる。すなわち、透水係数の高い要素の近くには、透水係数の高い要素が数多く存在し、透水係数の低い要素の近くには、透水係数の低い要素が多く存在する。Fig.4.3, Fig.4.4 に示すように、前者は大きな流速をもつ要素は場の中に散在しているのに対して、後者は大きな流速を持つ要素が場の中で集中している。すなわち、レンジが小さければばらつきが大きくなっても場の全体で流れがあるのに対し、レンジが大きければ限られたところを流れることになってしまい、部分的な流れとなってしまう。そして、水のみちの全体的な透水性が関わってきているのだと思われる。

しかし、ヒストグラムによれば、不均質場の \bar{Q} は、均質場におけるものよりも、大幅に多くなることはなく、均質場であるとして解析を行なっても、実際にそれより大幅に多い流量が発生するということはないと考えられる。

4.2.2 解析モデル2

解析モデル2については、流量、ダム底面にかかる揚力、矢板に沿う動水勾配について評価した。それぞれ、式(3.8), (3.10), (3.7)に示す計算方法で算出している。そして、流量、揚力については、式(3.9), (3.11)で、無次元化している。 \bar{Q}, \bar{U}, i_e についてそれぞれ平均と、標準偏差を算出した。

まず、 \bar{Q} について、平均 $\mu_{\bar{Q}}$ をFig.4.12に、標準偏差 $\sigma_{\bar{Q}}$ をFig.4.13に示す。そして、 \bar{Q} のヒストグラムの例をFig.4.14aから、Fig.4.14cに示す。レンジ20.0(m)について δ_k を変えたもの、そして、 δ_k を2.0に固定し、さまざまなレンジについてとったものを例としてあげた。

場が均質であるとして解析したとき、 $\bar{Q} = 0.2725$ となった。次に、透水係数場を不均質場であるとした場合について述べる。 $\mu_{\bar{Q}}$ は、透水係数場の δ_k が0.125の時には全てのレンジで均質場における解とほぼ等しくなった。しかし、 δ_k が大きくなるにしたがって、 $\mu_{\bar{Q}}$ は減少していった。そして、 $\sigma_{\bar{Q}}$ については、 δ_k が1あるいは2の時に最大値が見られる。また、レンジの大きいものほど $\sigma_{\bar{Q}}$ は大きくなる。これは、解析モデル1の結果と同じ傾向を示しており、理由も同じようなことが考えられる。

次に、 \bar{U} について、その平均 $\mu_{\bar{U}}$ をFig.4.15に、標準偏差 $\sigma_{\bar{U}}$ をFig.4.16に示す。そして、 \bar{U} のヒストグラムの例をFig.4.17aから、Fig.4.17cに示す。場を均質場であるとして、解析したときの結果は $\bar{U} = 0.6098$ となった。次に透水係数場を不均質場であるとしたものについて示す。まず $\mu_{\bar{U}}$ については、 δ_k が0.125の時は均質な透水係数場における結果とほぼ等しく、 δ_k が大きくなるにしたがって減少する。レンジに関する傾向はないようである。しかし、この変動は小さいもので、 $\mu_{\bar{U}}$ はさほど変わらないと考えることができる。次に $\sigma_{\bar{U}}$ を見ると、 δ_k が0.125の時は0に近い値を示すが、 δ_k が増すに従って $\sigma_{\bar{U}}$ も増すことが分かる。

また、 $\sigma_{\bar{U}}$ はレンジによって顕著な傾向を示し、レンジが大きくなるにつれ、 $\sigma_{\bar{U}}$ は上昇している。この結果に対して以下に考察を示す。揚力はダム底部の圧力水頭から計算されている。Fig.4.7, Fig.4.8を見てみると、レンジの小さなものでは等ポテンシャル線は均質場のものと位置的にはさほど変わらないことがわかる。一方で、後者のレンジの大きなものはこの場合は出口側の矢板の下に透水係数の低い部分があるために、等ポテンシャル線が固まっているのがわかる。すなわち、ダム底部にかかる水の圧力は比較的に大きいと考えることができる。このように、レンジの大きさによってダム底部にかかる揚力は不確定にな

ると考えられる。

また、ここで揚力のヒストグラムについて考えてみる。揚力のヒストグラムは、 δ_k が大きくなるにつれて明らかにばらついていくのが分かる。また、レンジが大きくなるにつれても、ばらつきは大きくなっていっている。このことから、 δ_k が大きい、または、レンジが大きな地盤材料では、ダム底面に作用する揚力はばらつきが大きくなり、平均値のみで、またレンジを無視して揚力を評価することは困難であるということが分かった。

最後に、 i_e について、その平均 μ_{i_e} を Fig.4.18 に、 σ_{i_e} を Fig.4.19 に示す。そして、 i_e のヒストグラムの例を Fig.4.20a から、Fig.4.20c に示す。場を均質であるとするれば $i_e = 0.760$ となった。透水係数場を不均質場とした時、 μ_{i_e} は、 $\delta_k = 0.125$ の時は均質な透水係数場における結果とほぼ等しく、 δ_k が大きくなるにしたがって、一度わずかに下がりその後増加した。レンジによる傾向に関しては、レンジ 1.0(m) の時に最大となり、他のレンジではそれより低いものの、似たような挙動を示した。そして、 σ_{i_e} に関しては、 δ_k が小さい時にはほとんど 0 であるが、 δ_k が増えるに従って、 σ_{i_e} の値も増加する。そして、レンジ 1.0(m) 以外では、1.2 を越える大きな σ_{i_e} となった。動水勾配のヒストグラムを見てみると、 δ_k が増すにつれて、ばらつきが大きくなっていくのが分かる。たとえば、レンジ 20.0(m) に関しては、 $\delta_k = 16.0$ では、動水勾配は、0 からおよそ 5 までの広い範囲の値を取る。これは、透水係数がばらつくにしたがい、透水係数の高い要素で局所的に動水勾配が大きくなっていると考えられる。

ここで、臨界動水勾配 [3] を考えると、

$$i_c = \frac{G_s - 1}{1 + e} \quad (4.3)$$

ただし、 i_c は臨界動水勾配、 G_s は土の実粒子の単位堆積重量、そして、 e は間隙比である。ゆるい細かい砂層では $G_s = 2.6 \sim 2.7$ 、 $e = 0.6 \sim 0.7$ であるから、式(4.3)により、 i_c は約 1.0 となる。すなわち、このモデルでは十分にパイピングがおこる可能性があるということが示された。

この点は施工に関する安全性の上で重要であると考えられる。たとえば、ダムや掘削地盤を例にとりて考えてみると、地盤材料の物性値に大きなばらつきが見られる場合、透水係数場を均質であるとして解析した場合、予想以上に大きな動水勾配が生じることがある可能性があるからである。

第5章

結論

地盤中の水理を扱う浸透流解析は解析対象となる地盤の材料定数の不確定性から、困難を含んでいる。地盤のモデル化には、採取されたサンプルの平均をもって均質地盤とする、決定論的なものが従来よく使われていたが、この方法はモデル化する際に大幅な近似を与えているわけで、実際の地盤における地下水の挙動を表すのには問題がある可能性が高い。

本研究では、地盤材料の不確定性を考慮して確率過程を用いて透水係数場を生成し、地盤浸透流問題に関するモンテカルロシミュレーションを行い、評価対象の統計値を評価した。その結果を下に述べる。

まず、無次元化流量 \bar{Q} に関しては、モデル1、モデル2の双方で統計値に類似点が見られた。 $\mu_{\bar{Q}}$ は δ_k が増すにつれて大幅に減少し、 $\sigma_{\bar{Q}}$ はある δ_k の値で最大値を示した。また、 \bar{Q} は、レンジが大きくなるとばらつきが増加することも分かった。しかし、流量に関しては不均質場における解析を行っても均質場として解析した結果より大幅に多い値は得られなかった。たとえ均質場として近似したうえで解析を行っても、実際には予想外に多い流量が現れるということはないと思われる。

次に、モデル2において計算した無次元化揚力 \bar{U} については、 $\mu_{\bar{U}}$ は δ_k の大小にさほど影響を受けないが、その一方で $\sigma_{\bar{U}}$ はレンジ、 δ_k が増すと大きくばらつくことが分かった。この事より、レンジの大きな地盤材料では δ_k が大きいほどダム底面に作用する揚力はばらつきが大きくなり、平均値のみで、また地盤の相関性を考慮せずに揚力を評価することは困難であるということが分かった。

最後に、矢板に沿う動水勾配 i_e については、 μ_{i_e} はレンジによる傾向はあまり見られなかったが、 δ_k が大きいほど増加した。そして、 σ_{i_e} はレンジが大きいほど増加し、 δ_k が大きいほど

と同様に増加することが示された。このことは、地盤をばらつきを考慮せずに解析していると、動水勾配を大きく過小評価する可能性があるということを示している。

本研究では、確率過程を用いて地盤材料のばらつきを考慮した解析手法を提示し、それにより、決定論的な解析手法とは違った解析結果を得、その解に対する考察を示した。

しかし、以下の事項が課題として残された。

今回の解析問題は、仮想のものであり、実際の地盤に適応させるためには現実のデータをもってセミバリオグラムを生成し、それによって透水係数場を生成し、解析したうえで、その解析結果と、現実の浸透流に関する諸量を比較する必要がある。

また、今回は透水係数場を不確定であるとしたが、地盤中の他の不確定事象である、水頭分布や、その他の境界条件に関しても確率過程を用いて推測を行うことが可能であり、これらの問題への適用も有効であると考えられる。

参考文献

- [1] D. V. Griffiths and Gordon A. Fenton. :*Seepage beneath water retaining structures founded on spatially random soil* ,*Geotechnique* 43,No.4,pp.577-587, 1993.
- [2] 大谷司郎:地盤統計手法を用いた地盤定数の推定法に関する基礎的研究, 京都大学修士論文, 1989.
- [3] 赤井浩一:土質力学, 朝倉書店,pp.40-41, 1966.
- [4] 鈴木誠:地盤物性値の空間分布特性の確率論的記述と地盤工学における信頼設計の基礎的研究, 名古屋工業大学博士論文, 1990.
- [5] Clayton V. Deutsch and Andre G. Journel. :*GSLIB Geostatistical Software Library and User's Guide* ,Oxford University Press, 1992.
- [6] Kenichi Ando. :*Continuum stochastic modeling of flow and transport in a crystalline rock mass* ,Dept. of the Hydrology and Water Resources,The University of Arizona, 1995.
- [7] 亀田弘行・池淵周三・春名攻:新体系土木工学2, 確率統計解析, 技報堂出版,pp.41-50,1983.
- [8] A.Royle,Isobel Clark,P.I. Brooker,H. Parker, A. Journel,J.M. Rendu,R. Sandefur, D.C. Grant,Pierre Mousset-Jones. :*geostatistics* ,McGraw-Hill,pp.1-60, 1980.
- [9] Isobel Clark. :*Practical Geostatistics* ,Applied Science Publisher,pp.1-41, 1982.
- [10] Peter.S. Huyakorn, George F. Pinder. 赤井浩一 訳監修:地下水解析の基礎と応用上巻 基礎編, 現代工学社, 1987.

- [11] 田中和広・宮川公雄・吉田英一・大澤英昭・尾方伸久・柳澤孝一・山川稔:東濃鉾山における花崗岩の断裂系の特性調査と岩盤評価-ボアホールテレビジョン装置による AN-1 号孔の岩盤割れ目の特性調査(その1)-, 電力中央研究所報告, 1988.

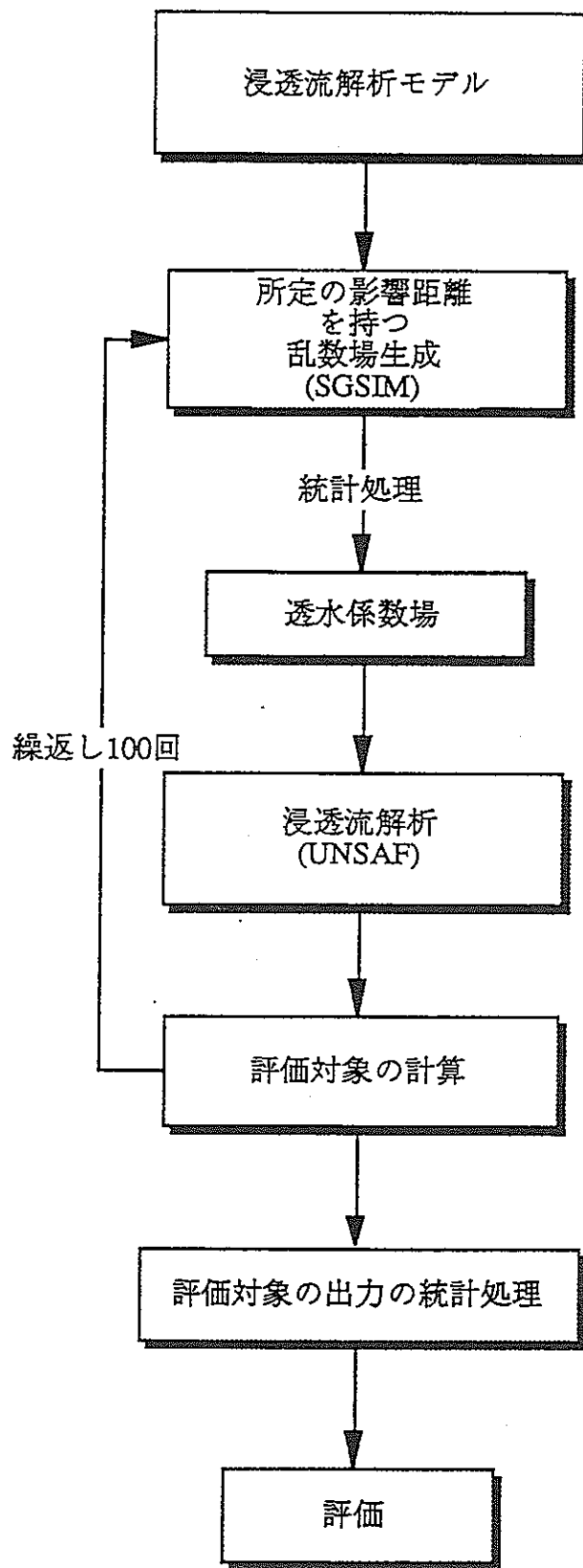


Fig.3.1 本研究にて行ったモンテカルロシミュレーションの手順

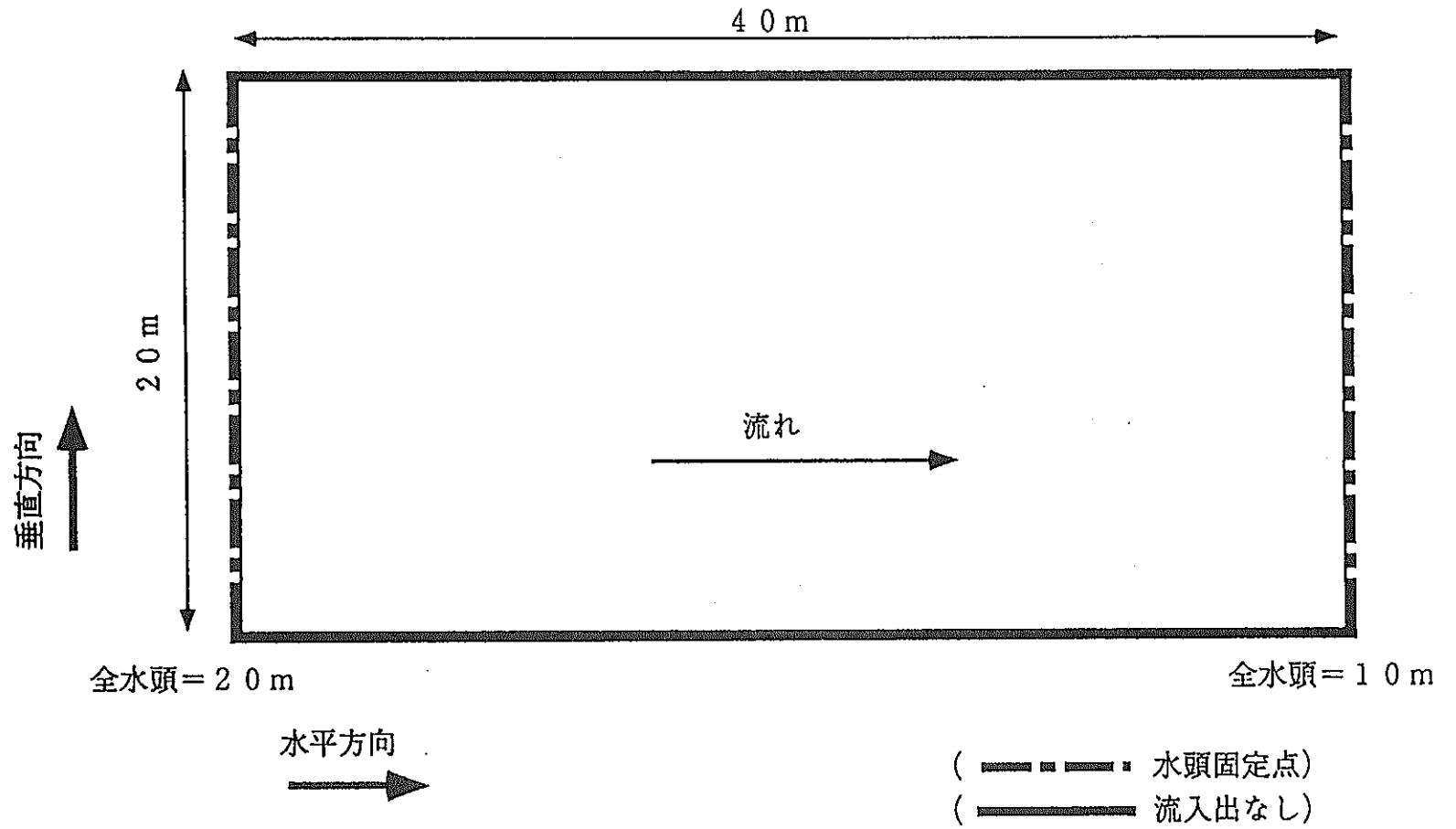


Fig.3.2 浸透流解析モデル 1

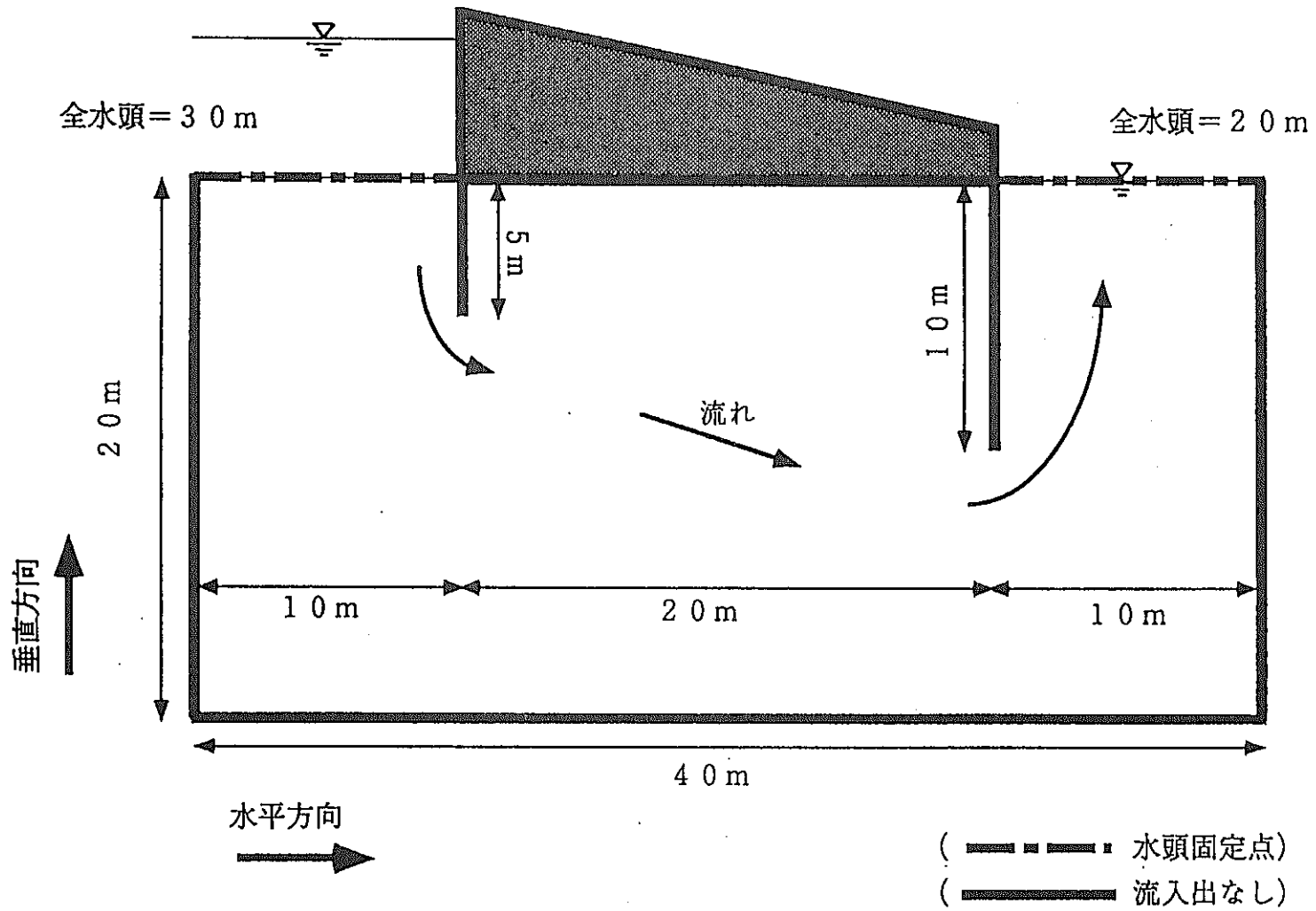


Fig.3.3 浸透流解析モデル2

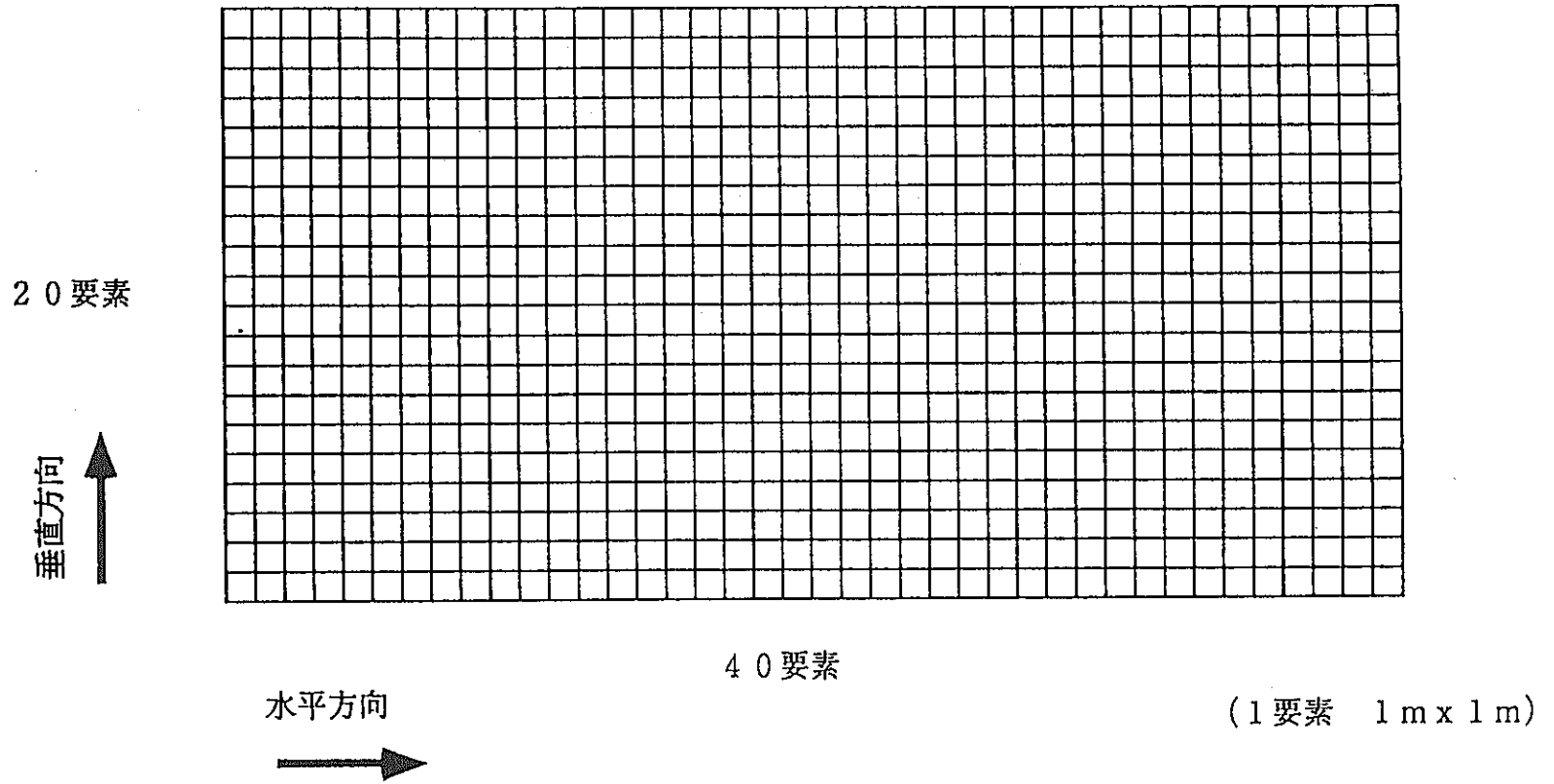


Fig.3.4 浸透流解析モデル1の要素

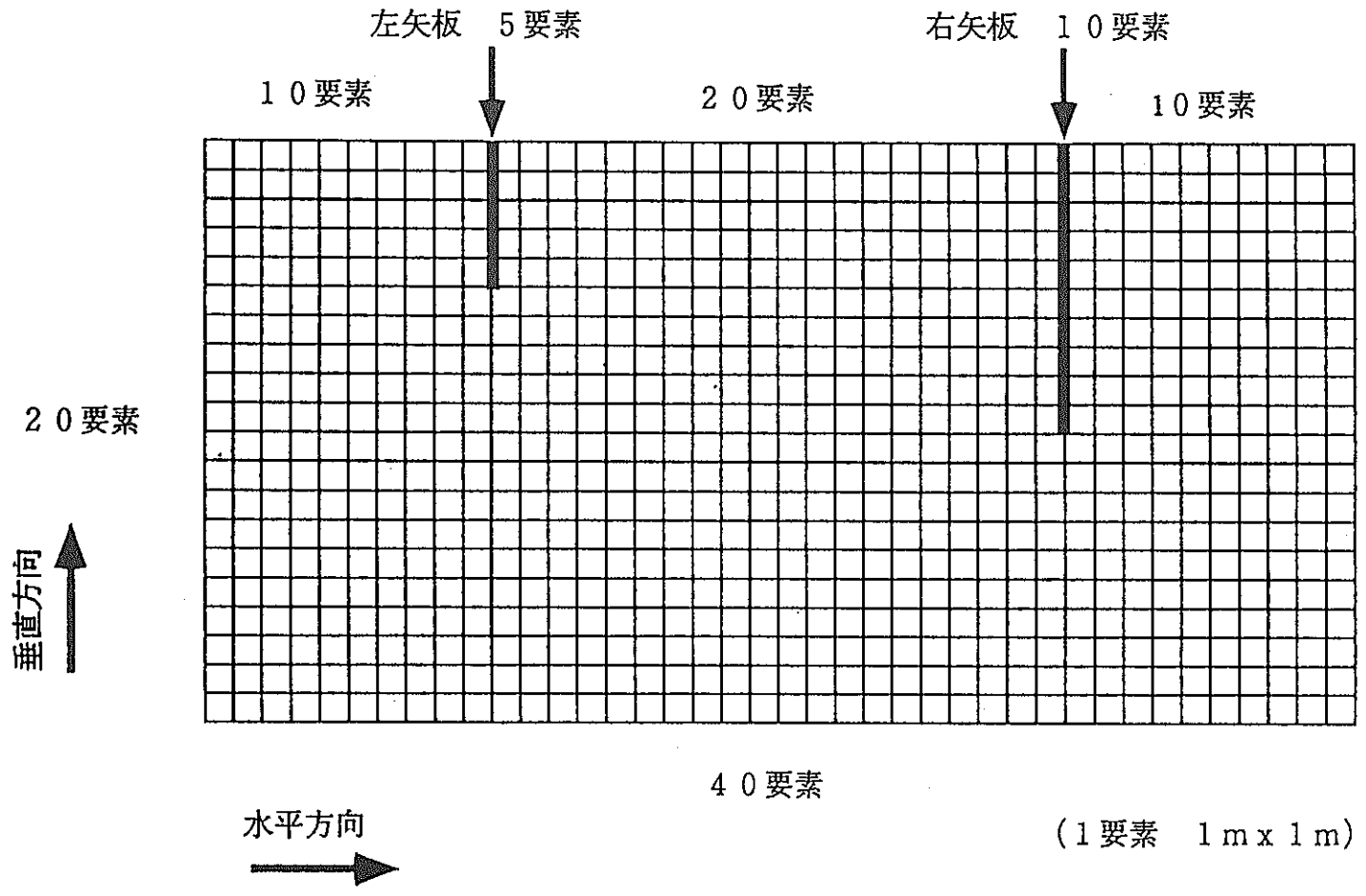


Fig.3.5 浸透流解析モデル2の要素

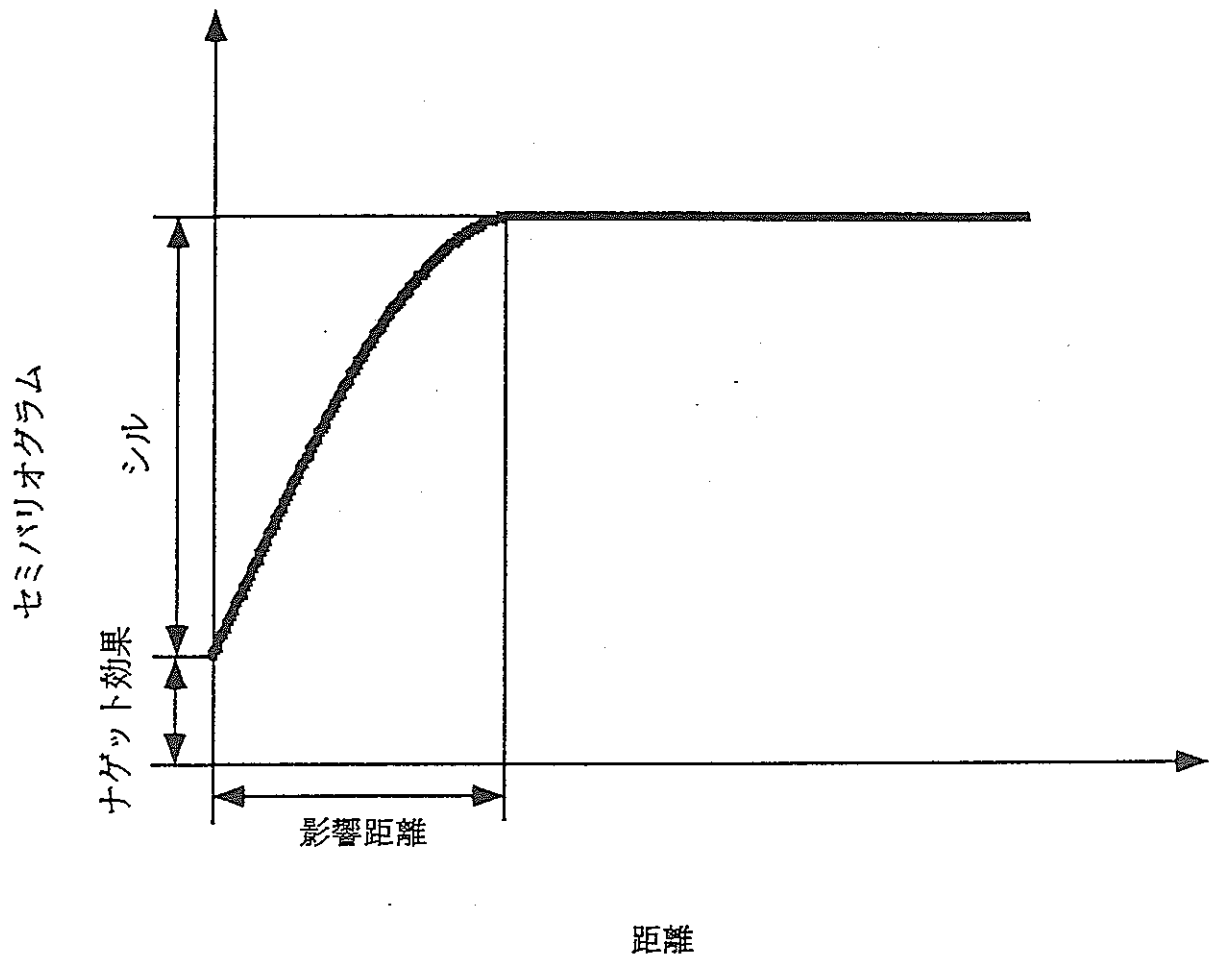


Fig.3.6 セミパリオグラムに関する諸パラメーター

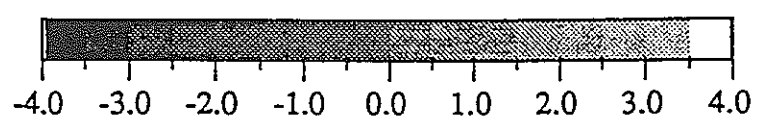
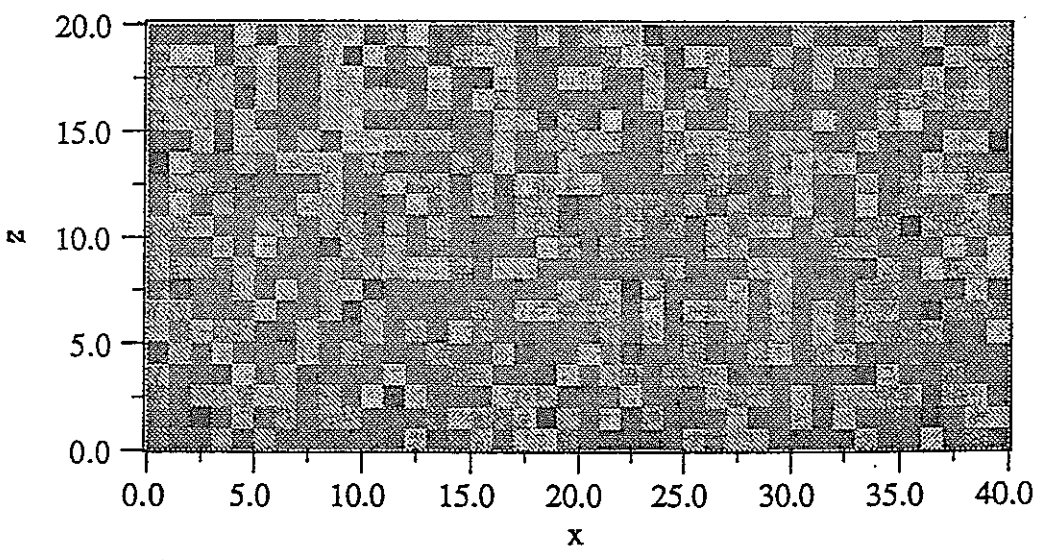
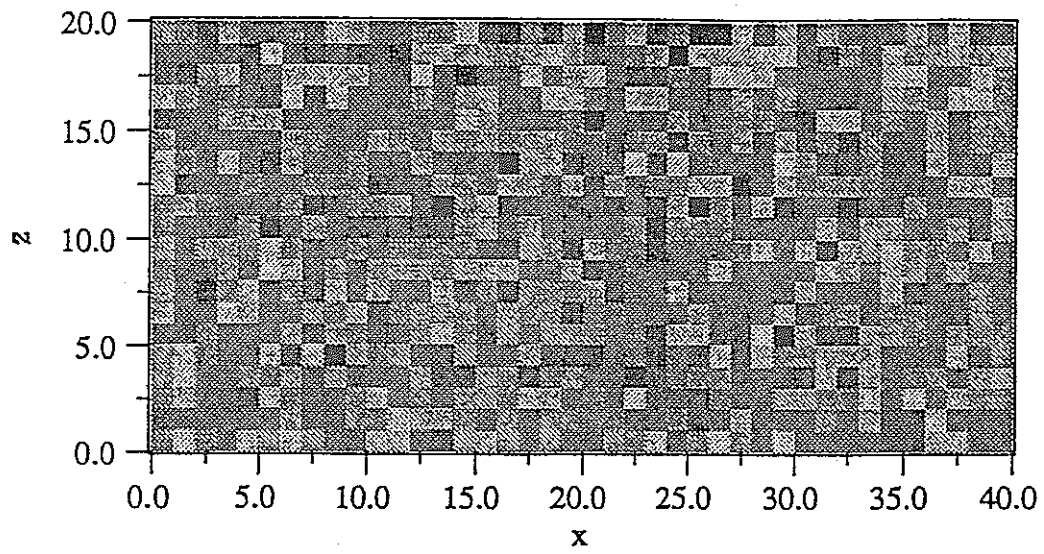


Fig.3.7 レンジ1.0(m)の乱数場(上:1番目,下:2番目)

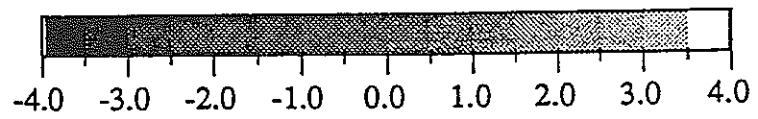
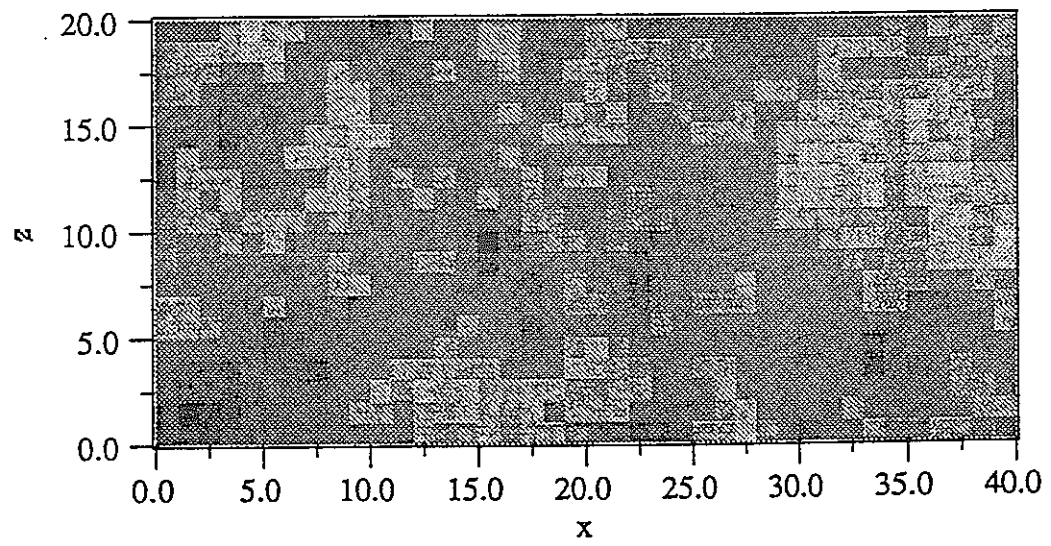
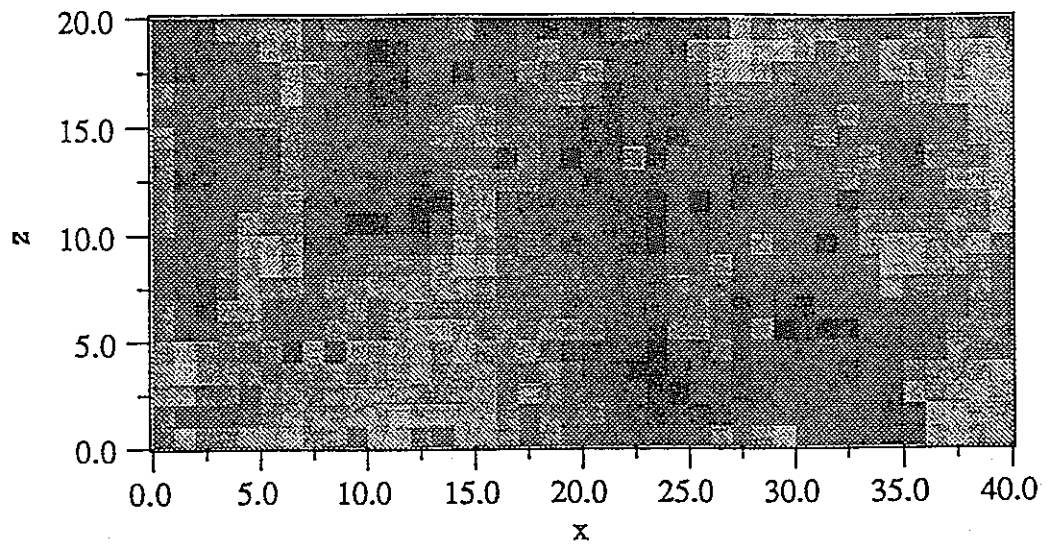


Fig.3.8 レンジ5.0(m)の乱数場(上:1番目,下:2番目)

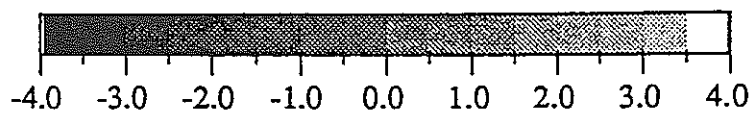
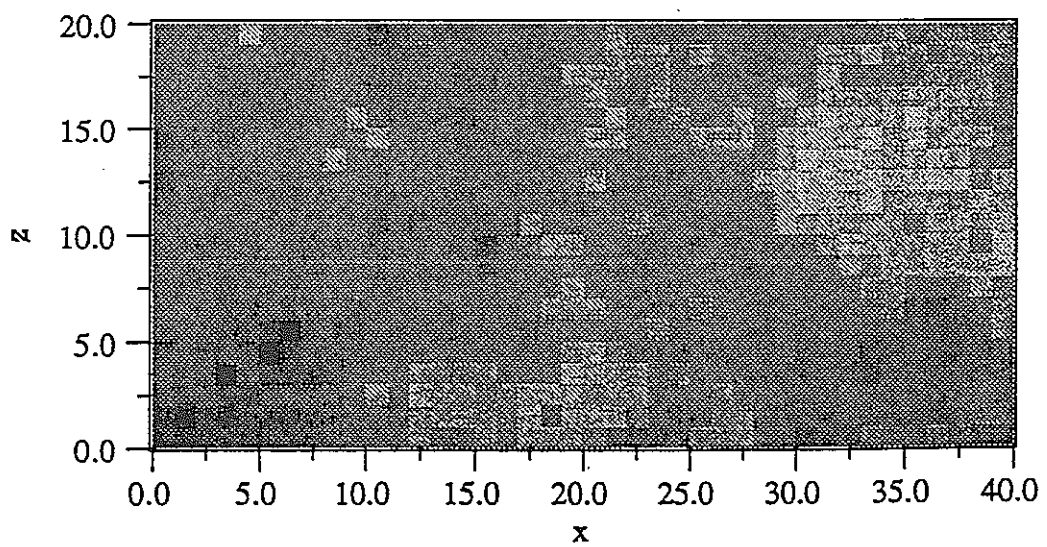
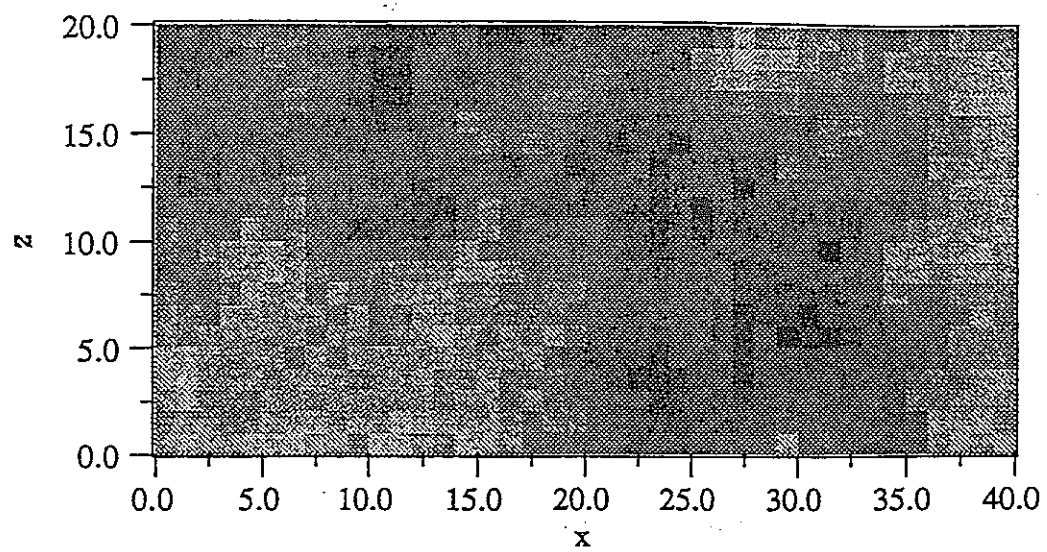


Fig.3.9 レンジ10.0(m)の乱数場(上:1番目,下:2番目)

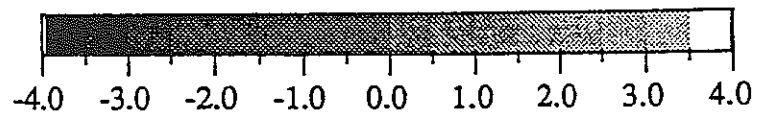
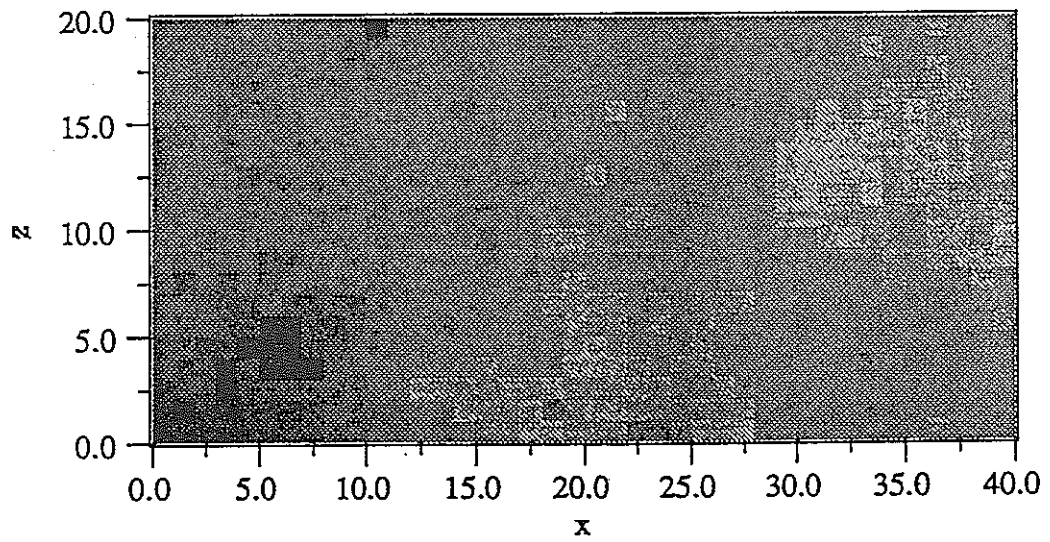
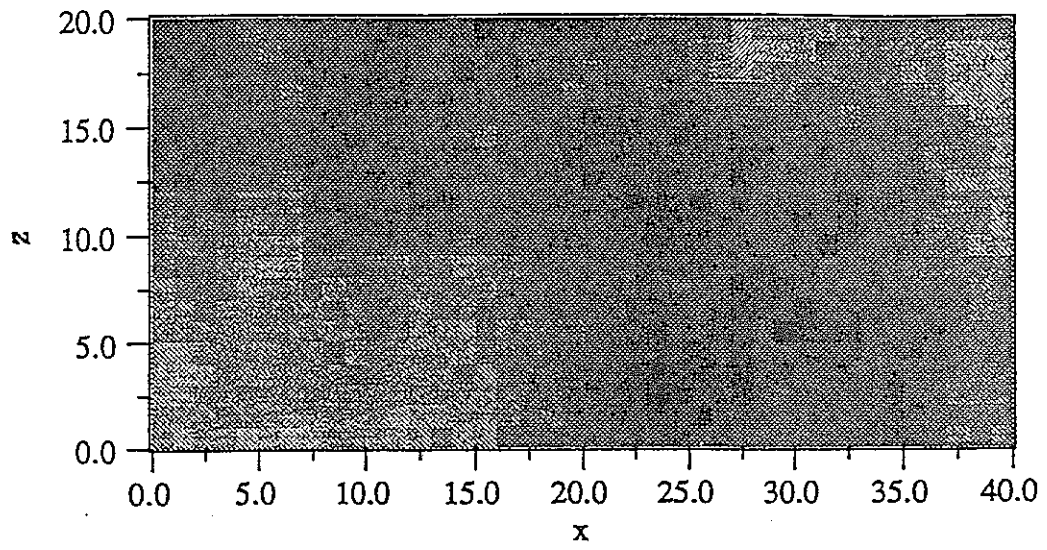


Fig.3.10 レンジ20.0(m)の乱数場(上:1番目,下:2番目)

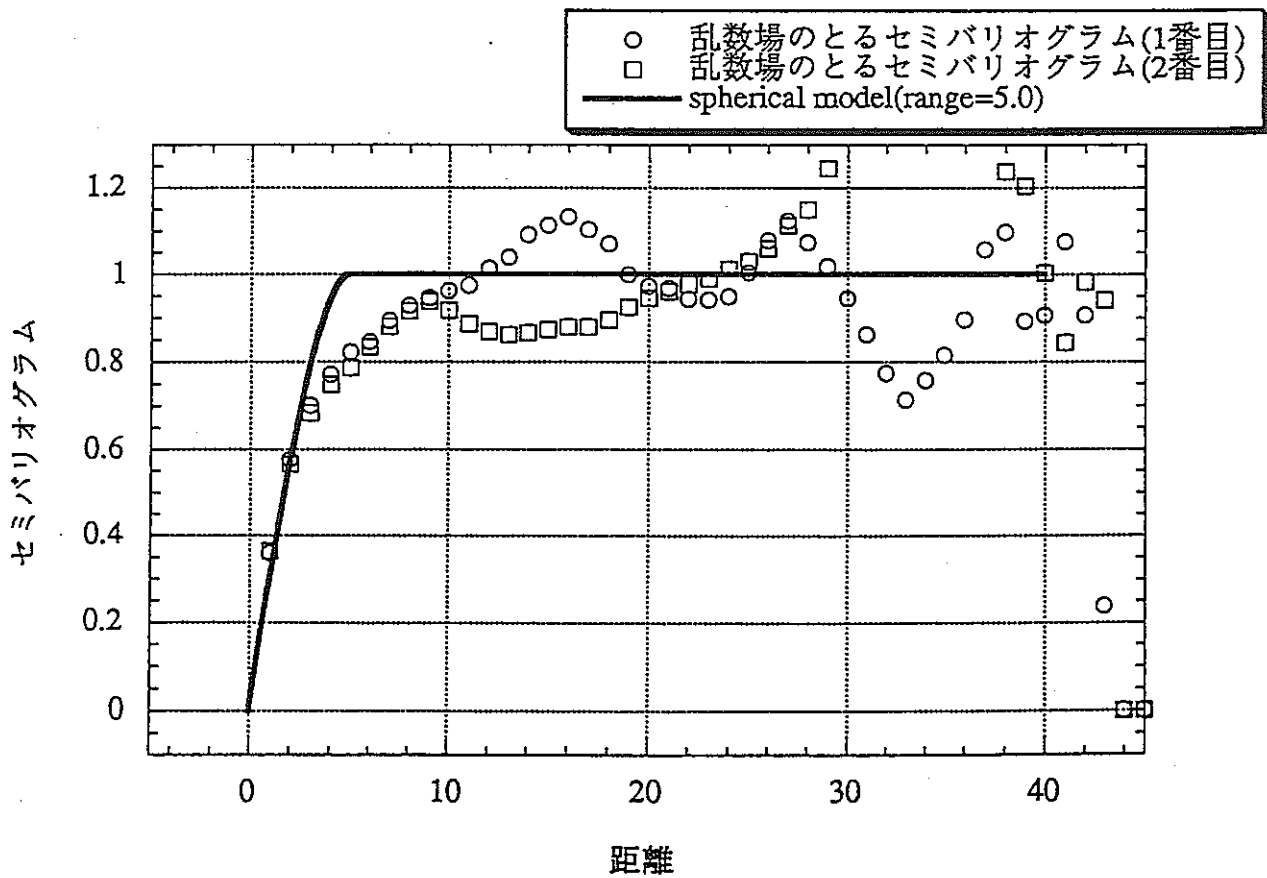
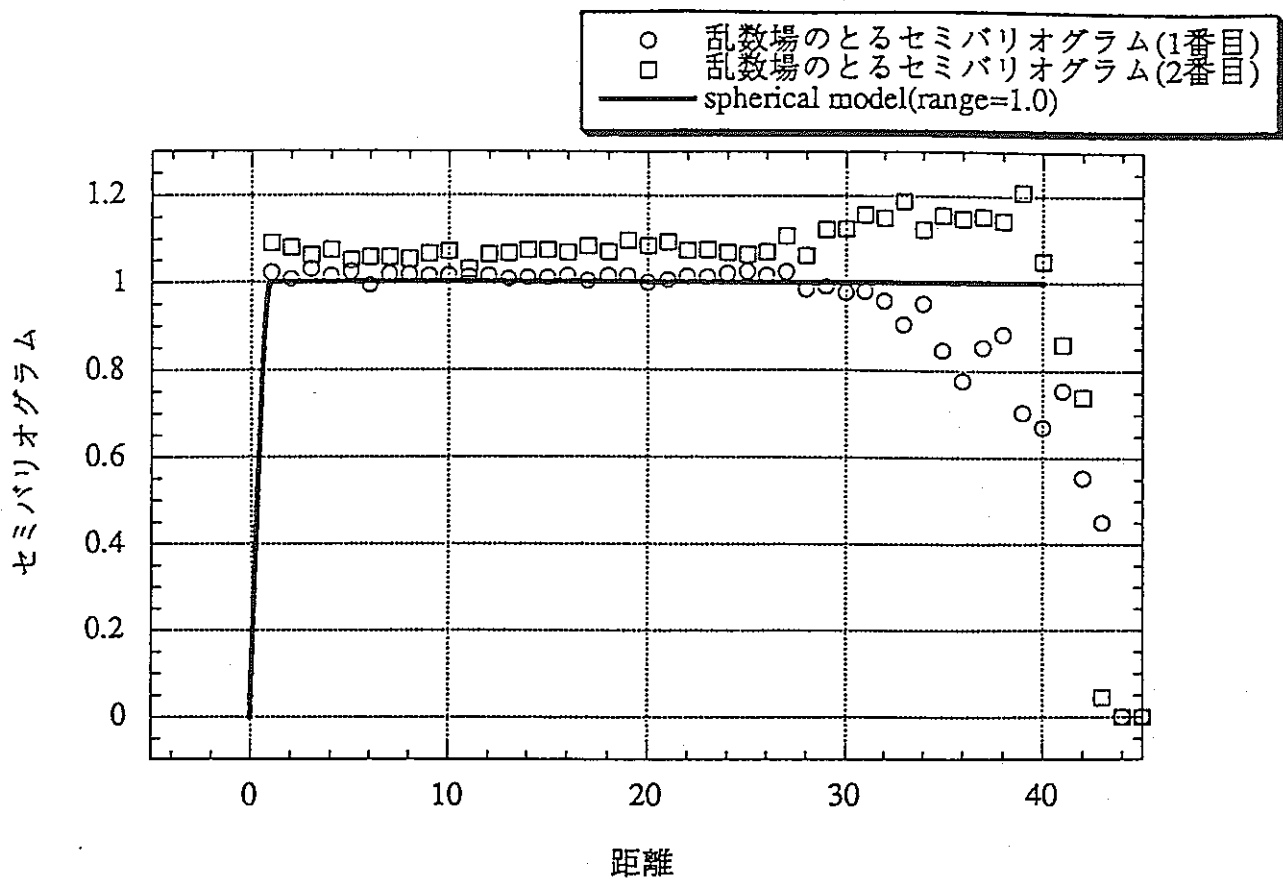


Fig.3.11 乱数場の取るセミバリオグラム (上:range=1.0, 下:range=5.0)

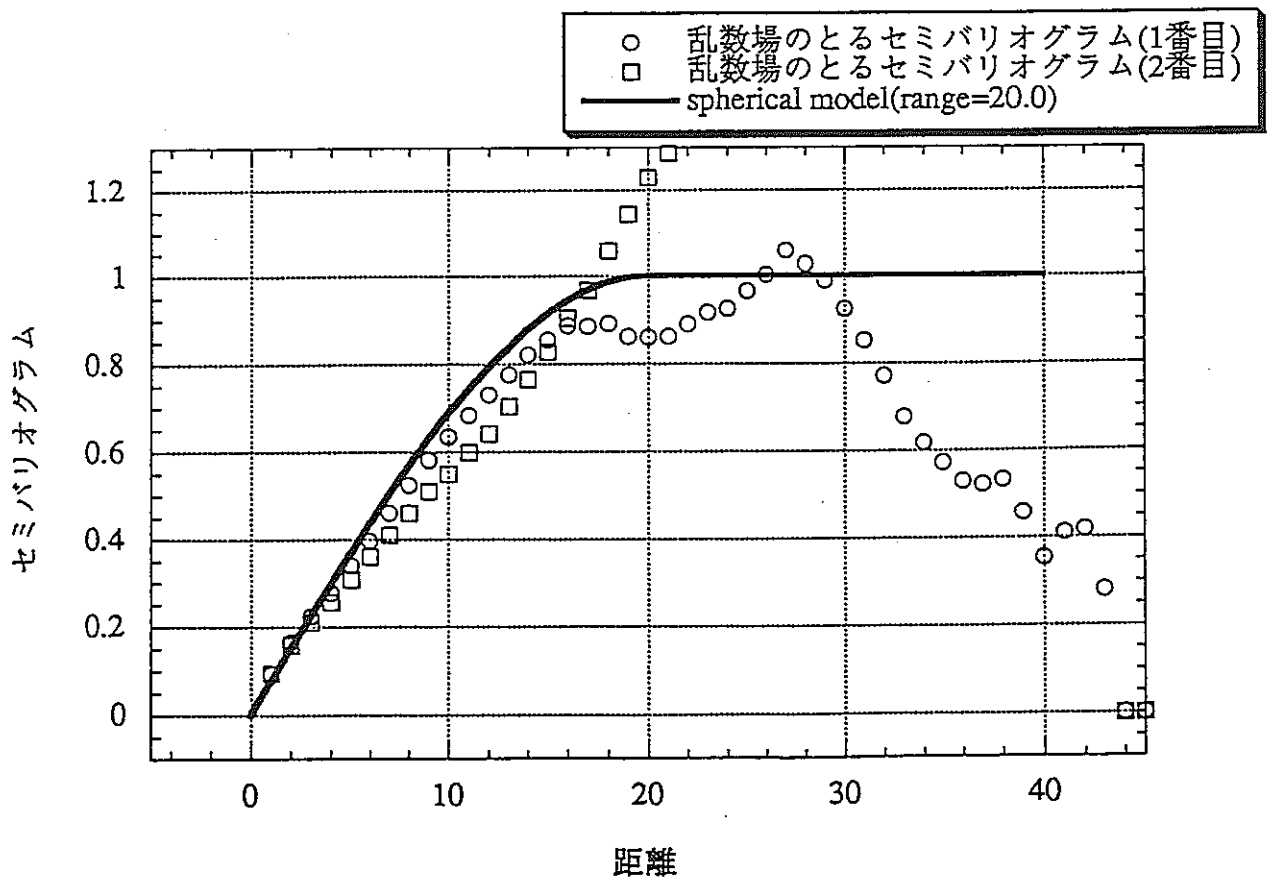
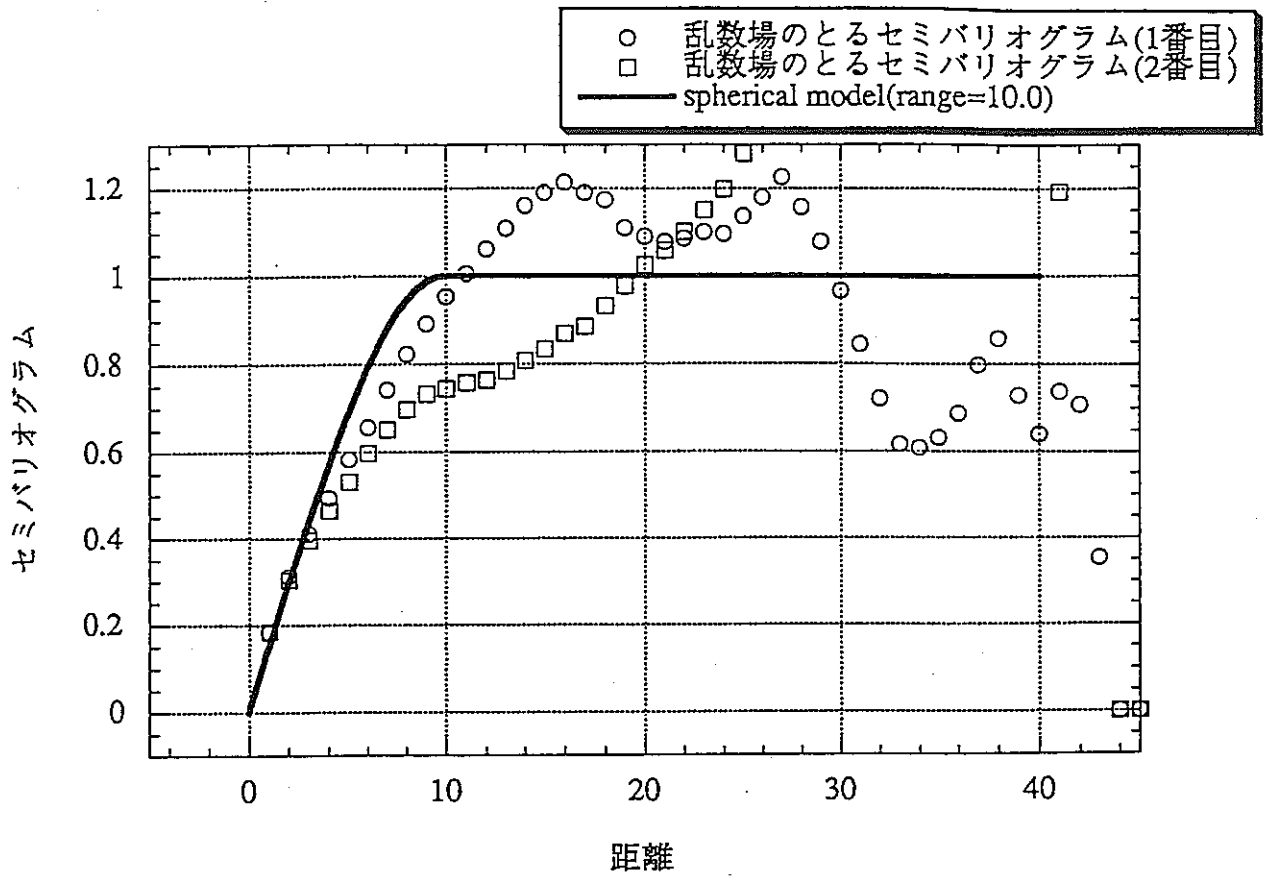


Fig.3.12 乱数場の取るセミバリオグラム (上:range=10.0, 下:range=20.0)

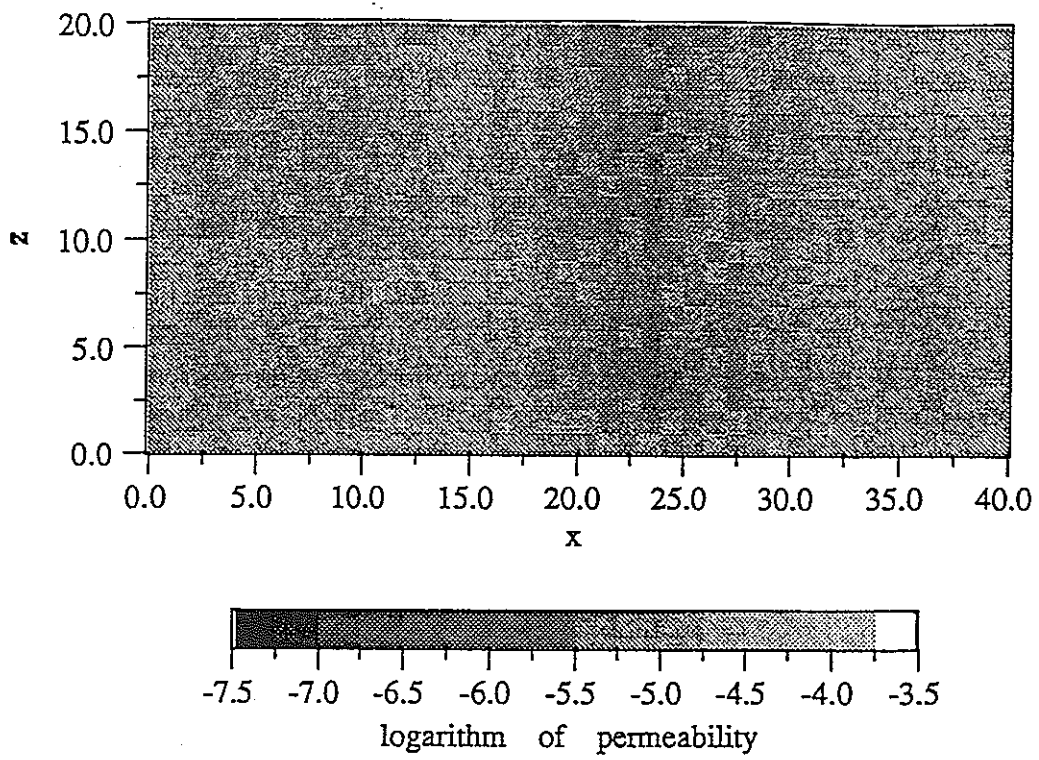


Fig.3.13. 透水係数場およびそのヒストグラム (range=1.0, $\delta k=0.125$)

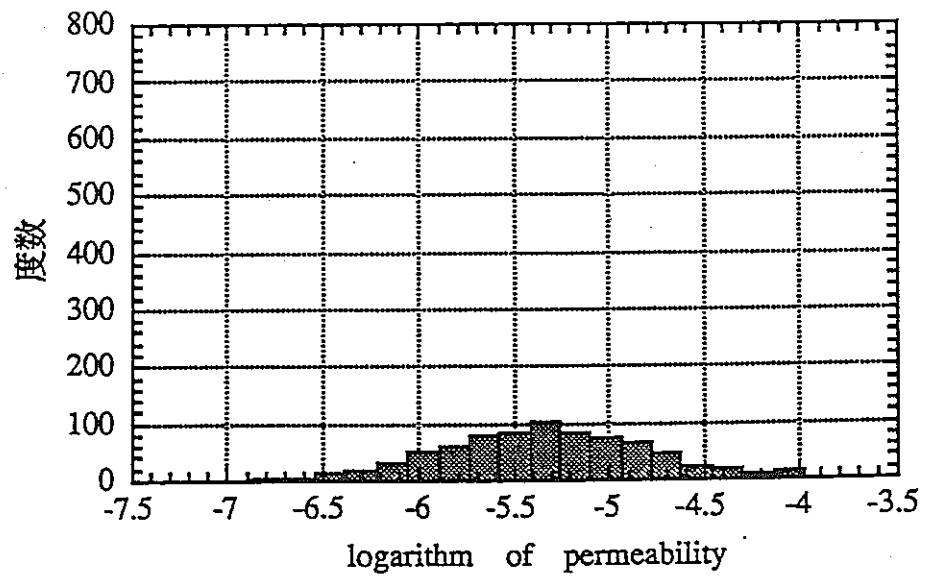
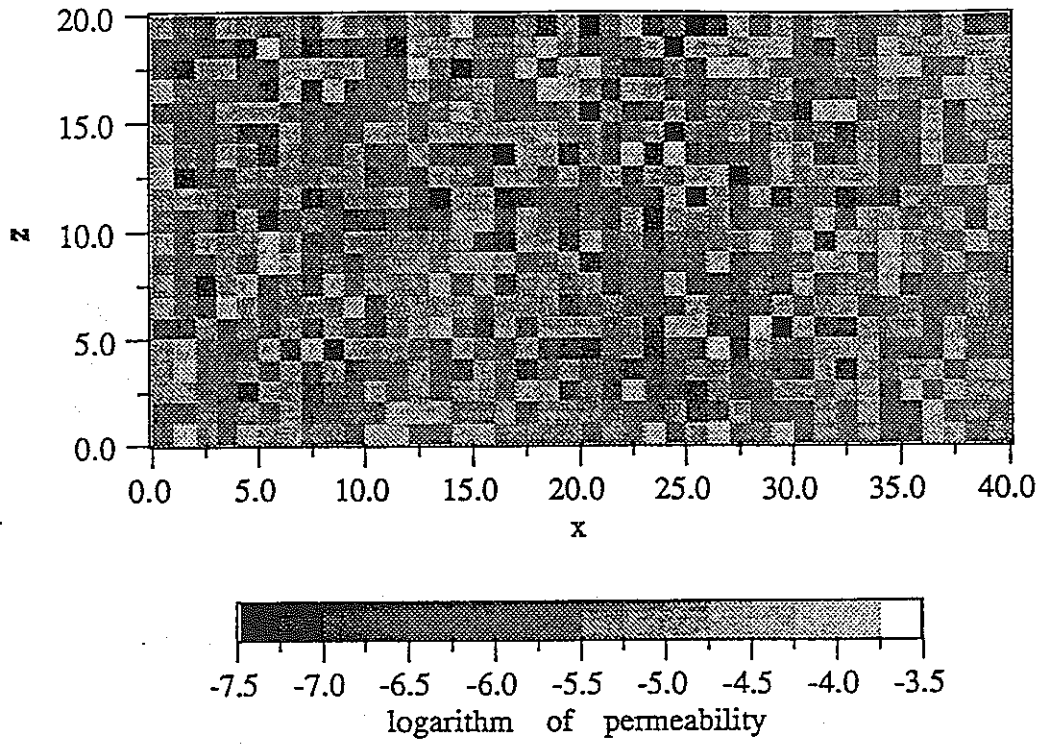


Fig.3.14 透水係数場およびそのヒストグラム (range=1.0, $\delta k=2.0$)

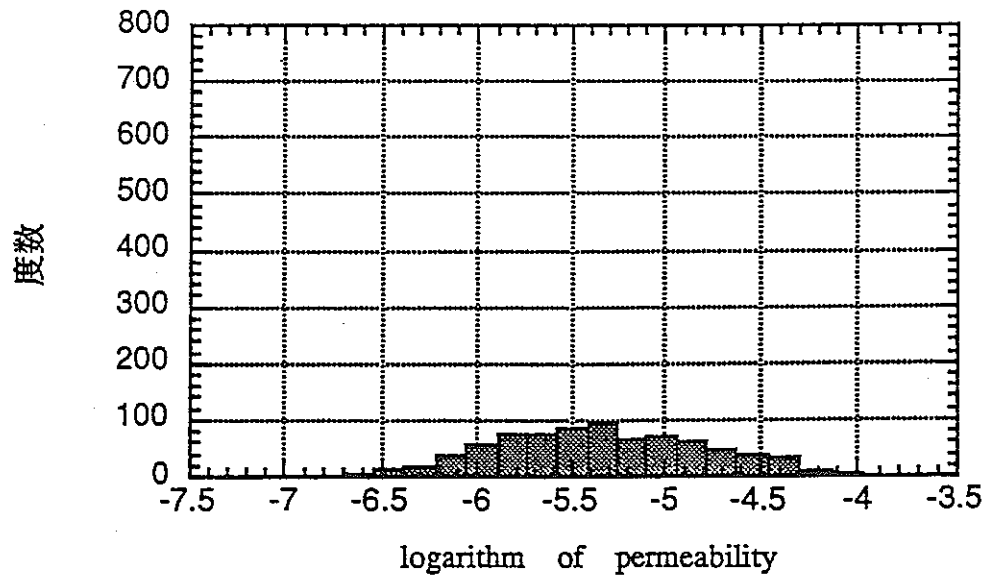
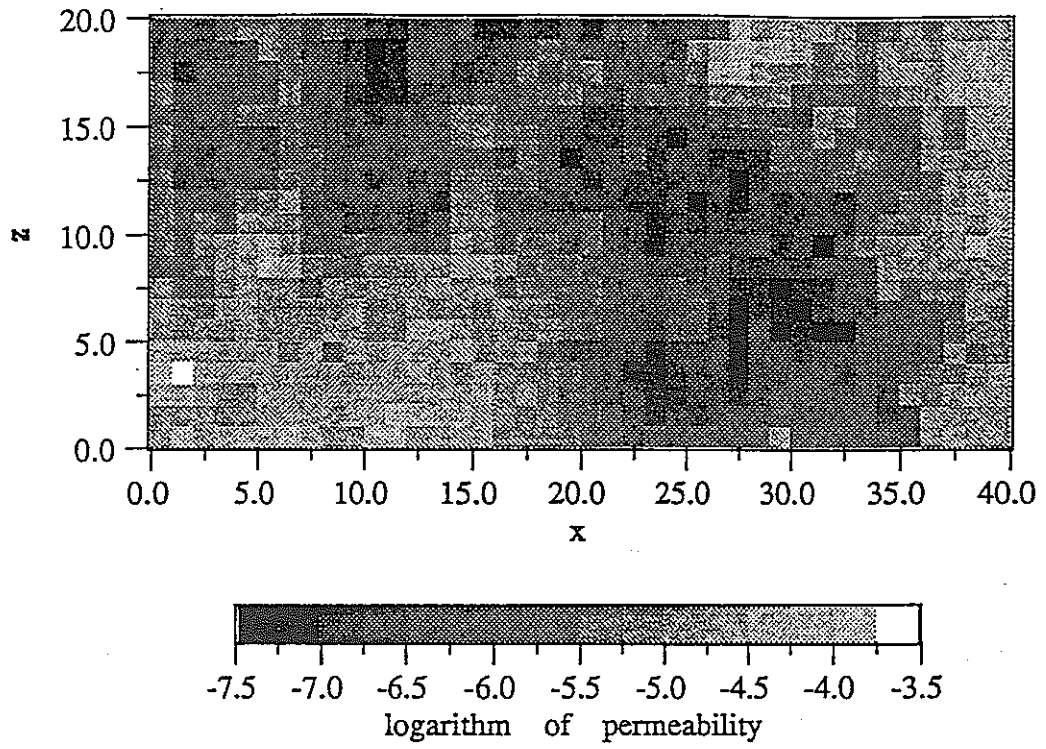


Fig.3.15 透水係数場およびそのヒストグラム (range=10.0, $\delta k=2.0$)

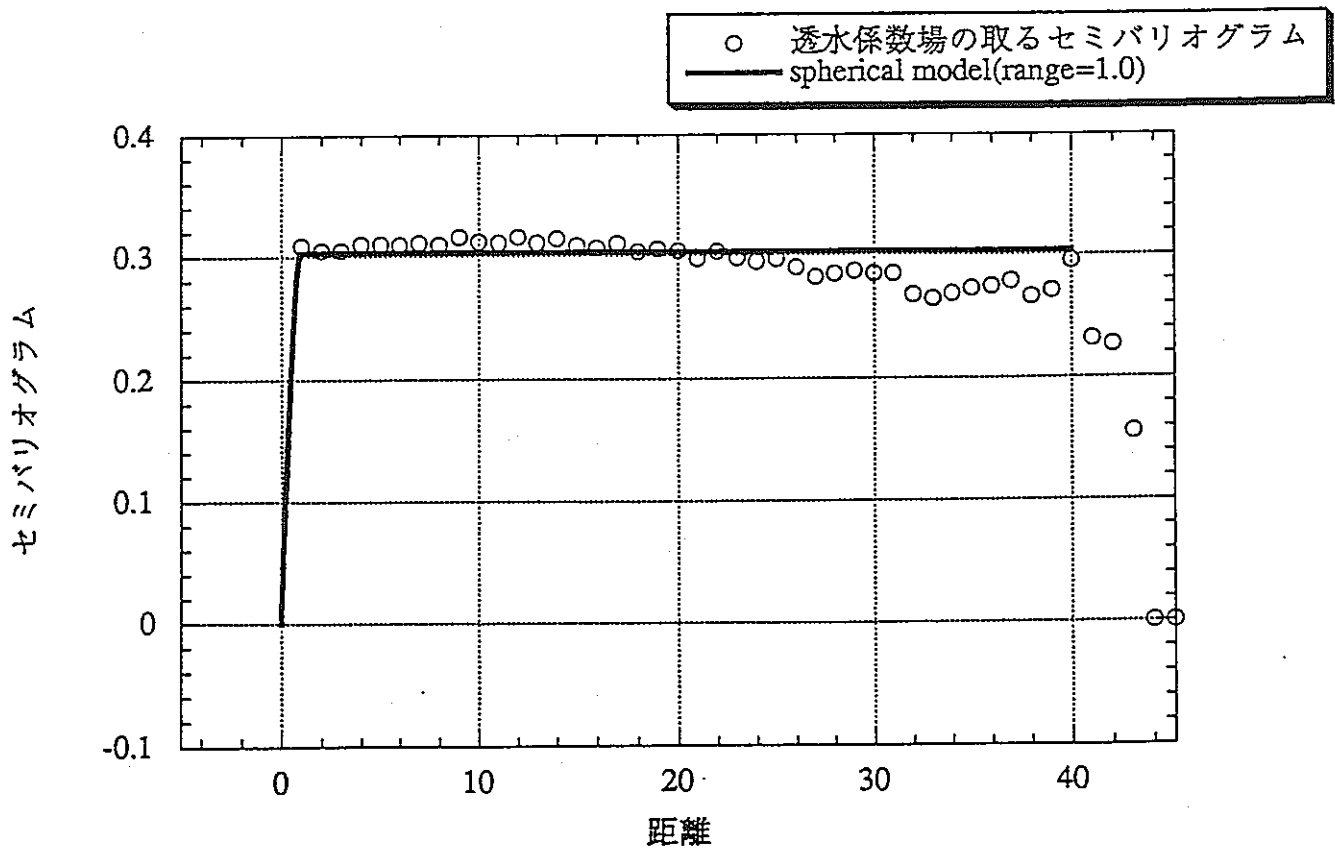
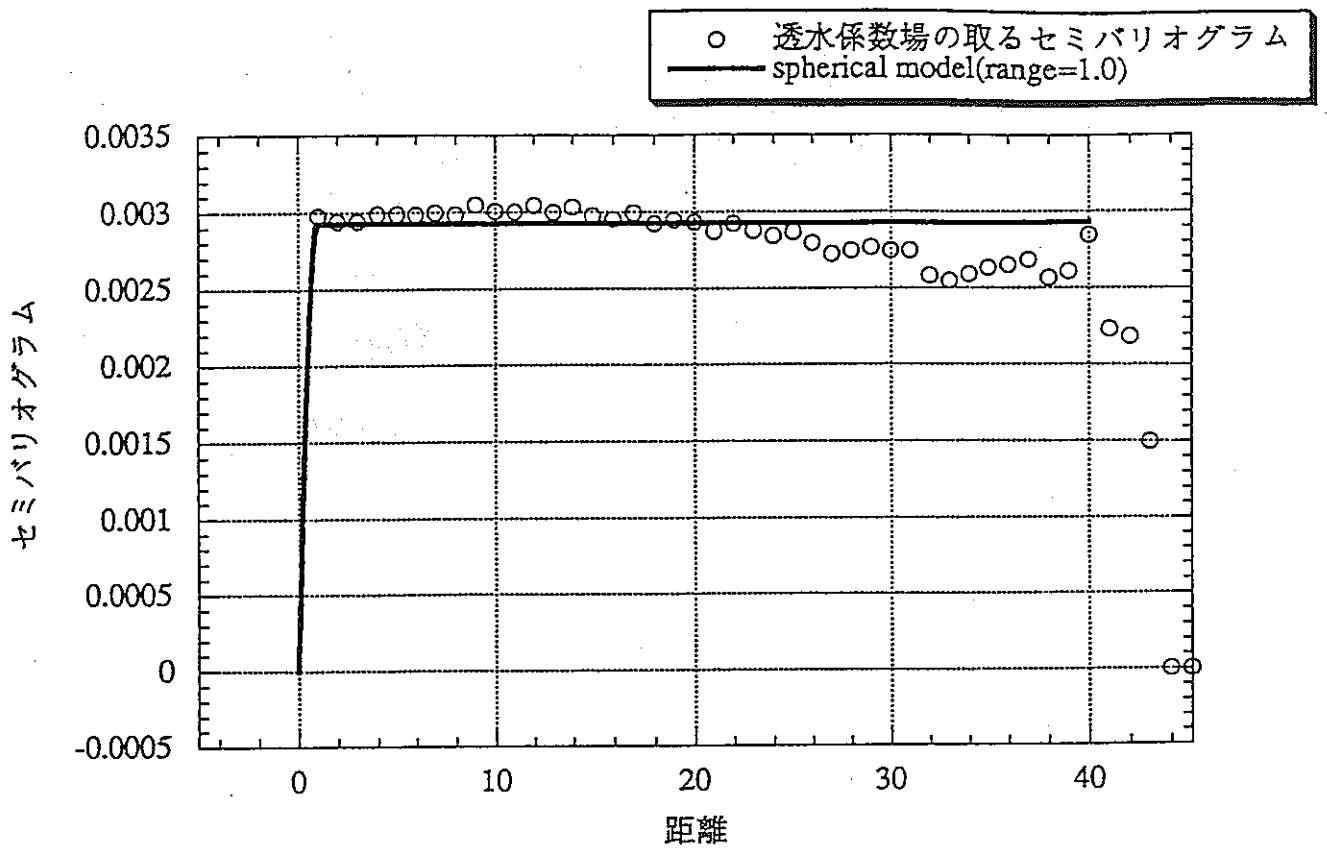


Fig.3.16 透水係数場の取るセミバリオグラム (range=1.0,(上: $\delta_k = 0.125$, 下: $\delta_k = 2.0$))

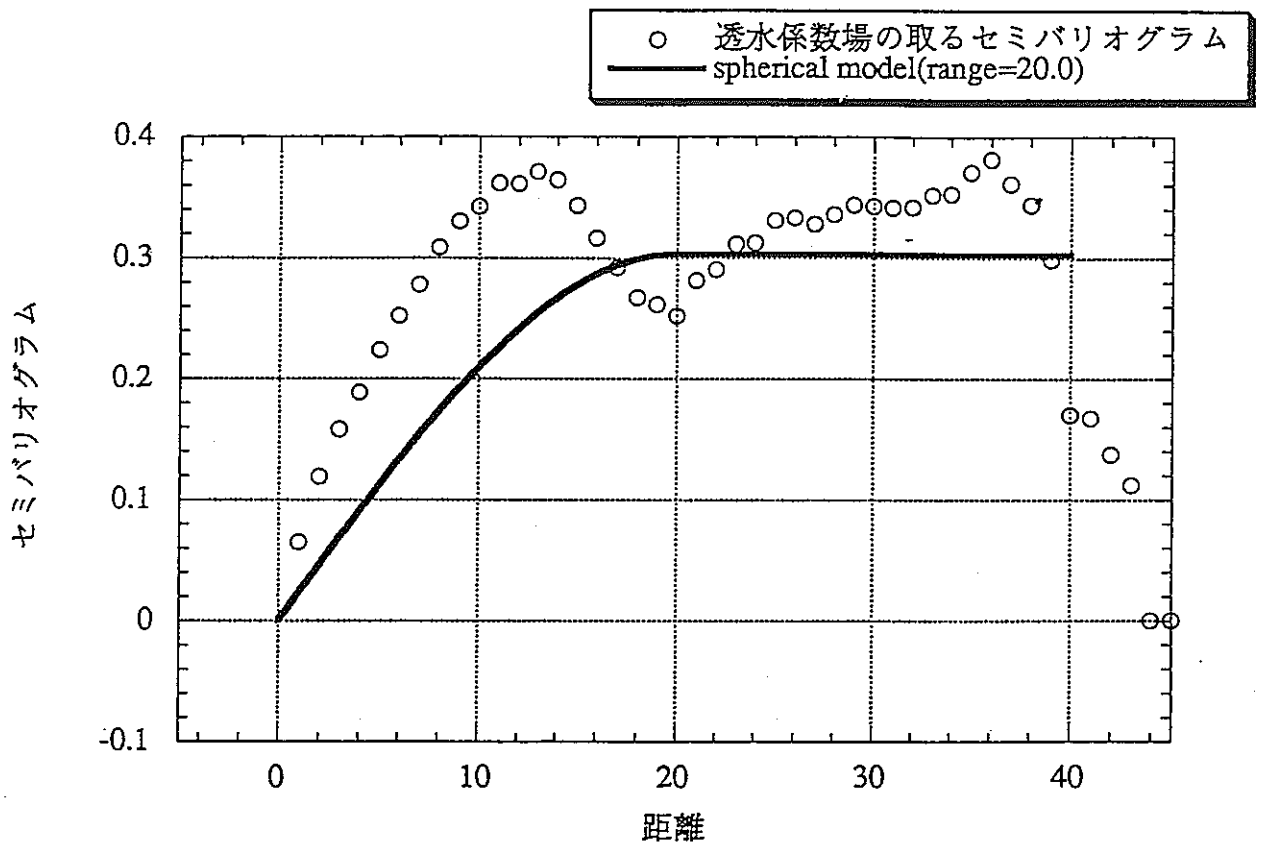


Fig.3.17 透水係数場の取るセミバリオグラム (range=20.0, $\delta_k = 2.0$)

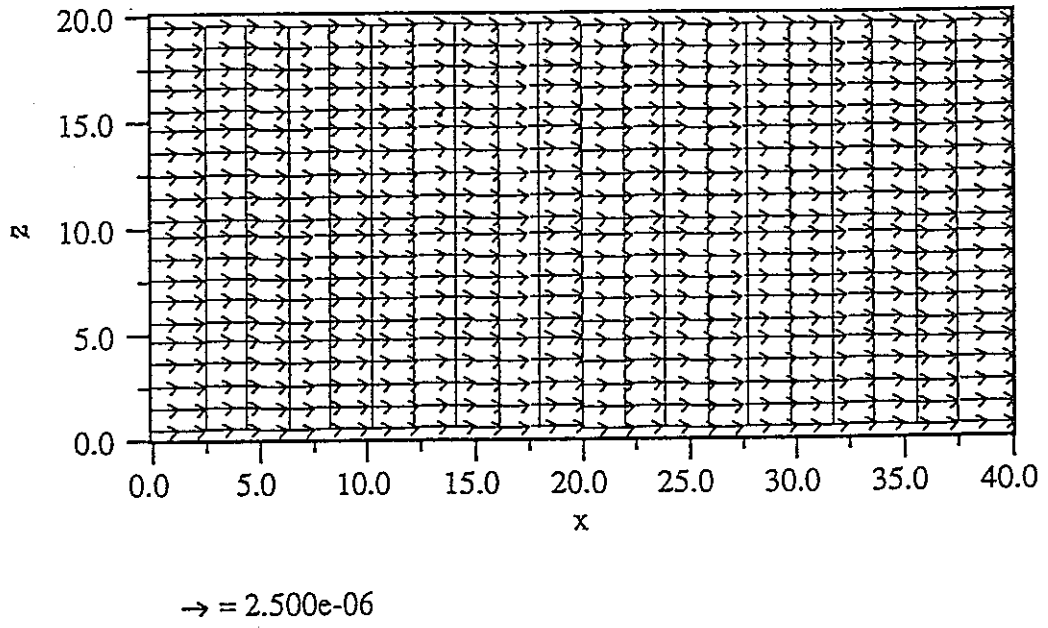


Fig.4.1 均質場における浸透流解析モデル1の解析結果

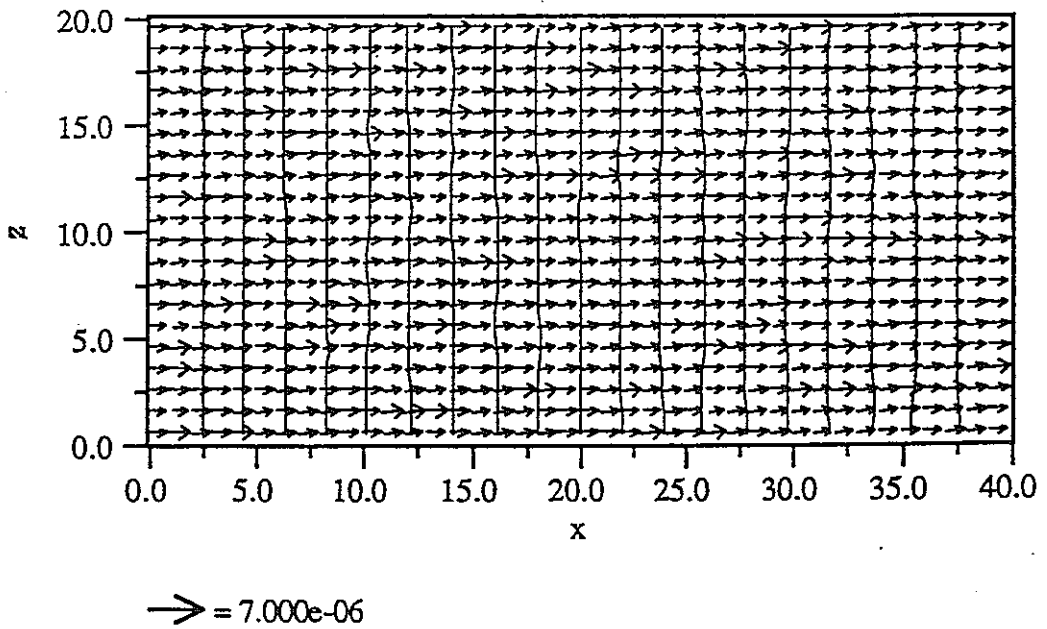
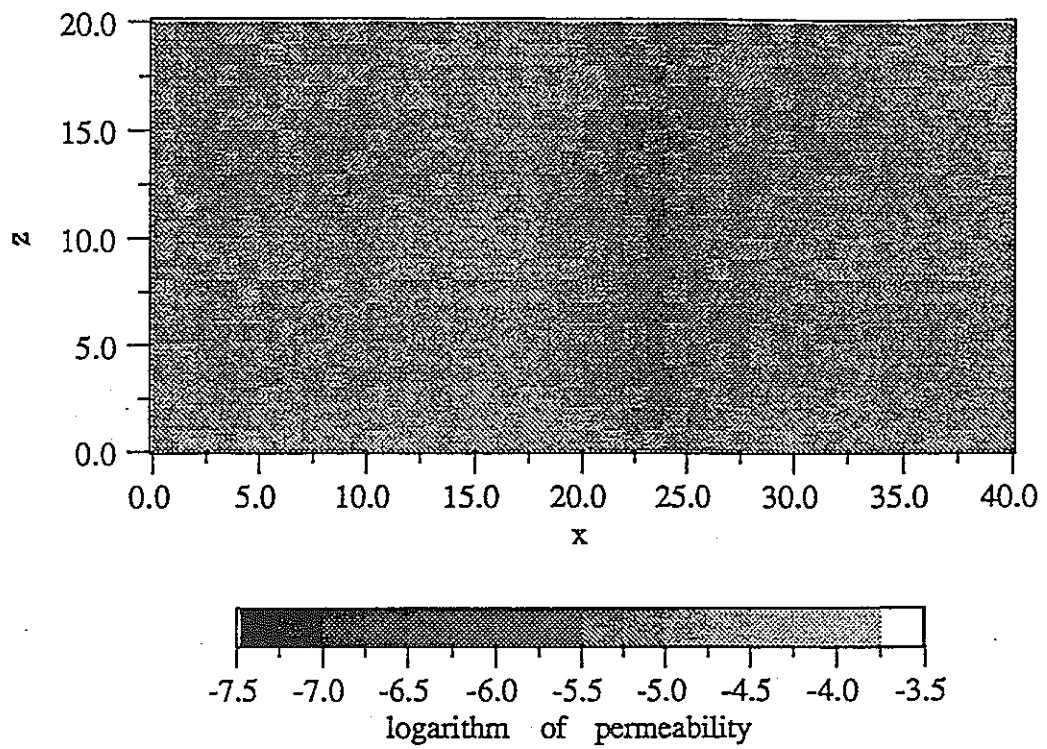


Fig.4.2 浸透流解析モデル1の解析結果(range=1.0, $\delta k=0.125$)

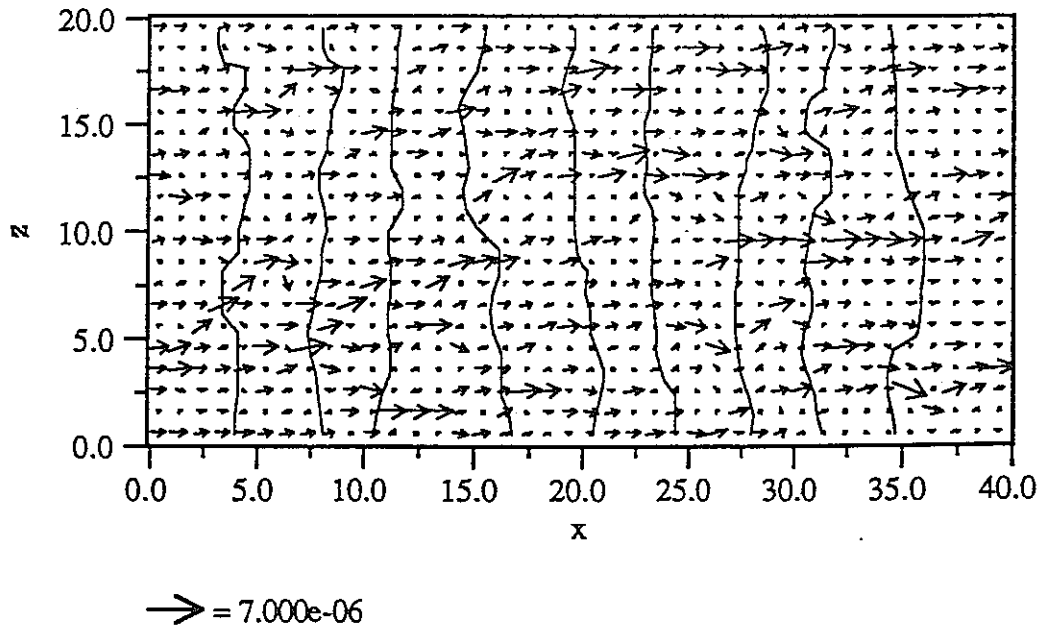
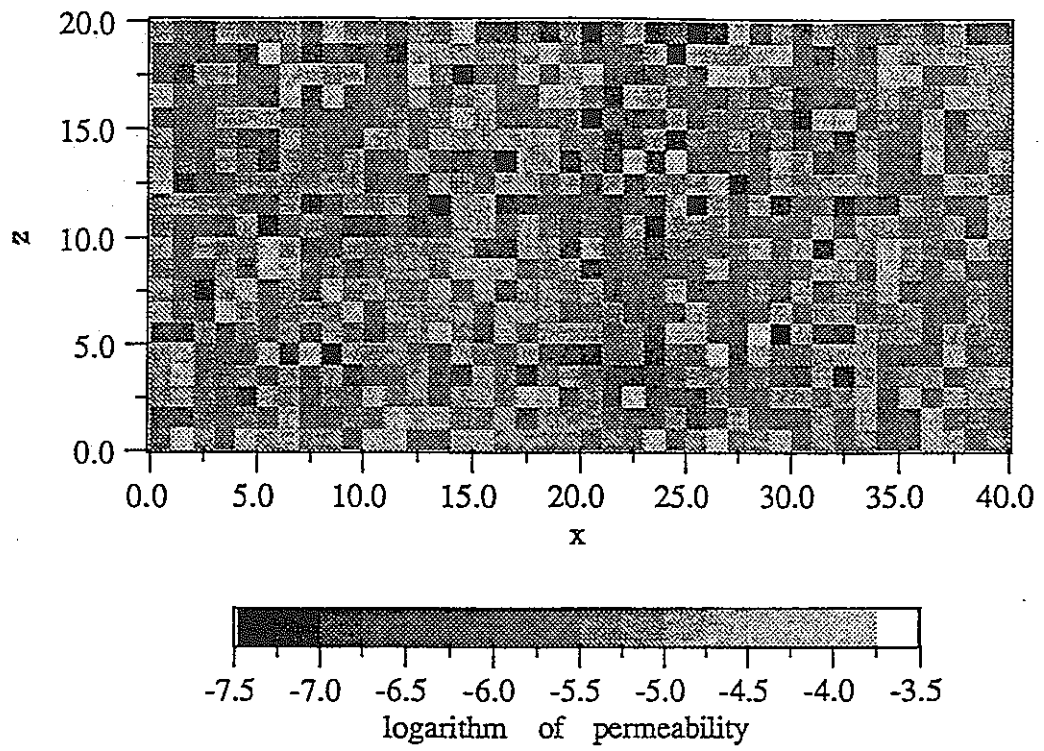
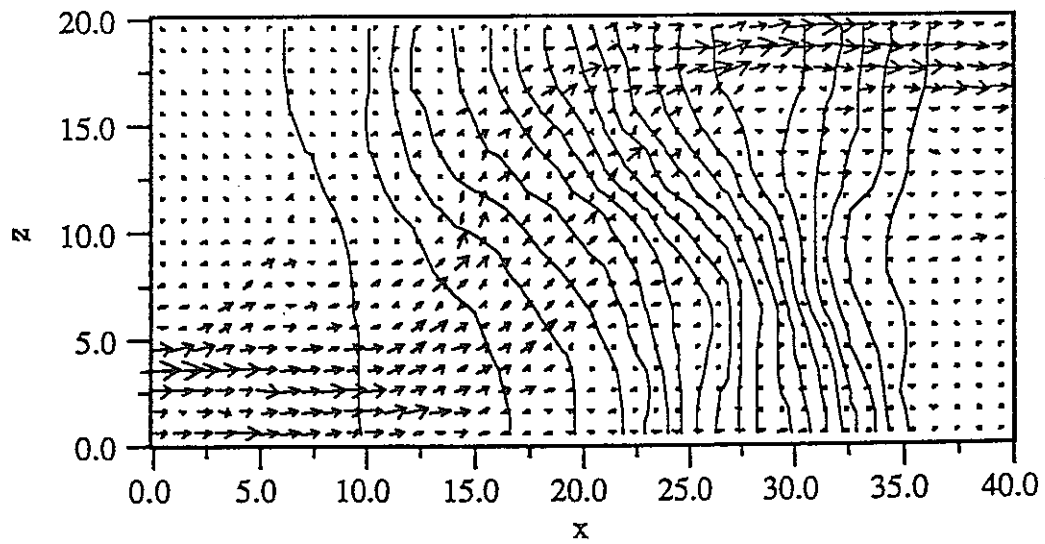
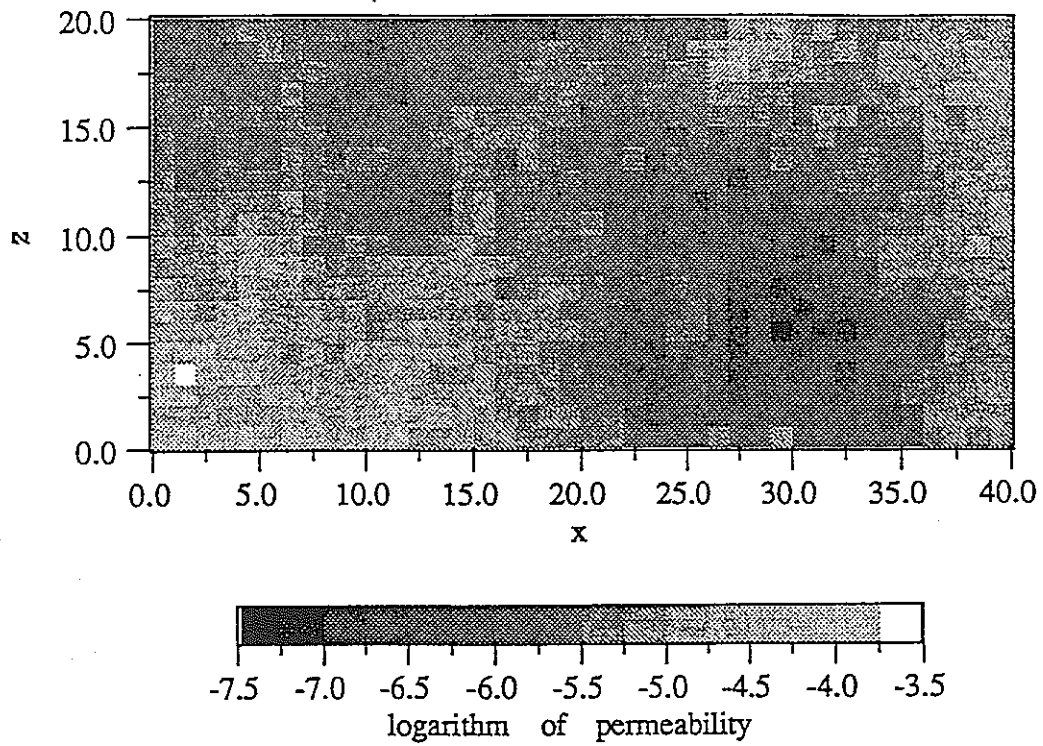


Fig.4.3 浸透流解析モデル1の解析結果(range=1.0, $\delta k=2.0$)



→ = $7.000e-06$

Fig.4.4 浸透流解析モデル1の解析結果(range=20.0, $\delta k=2.0$)

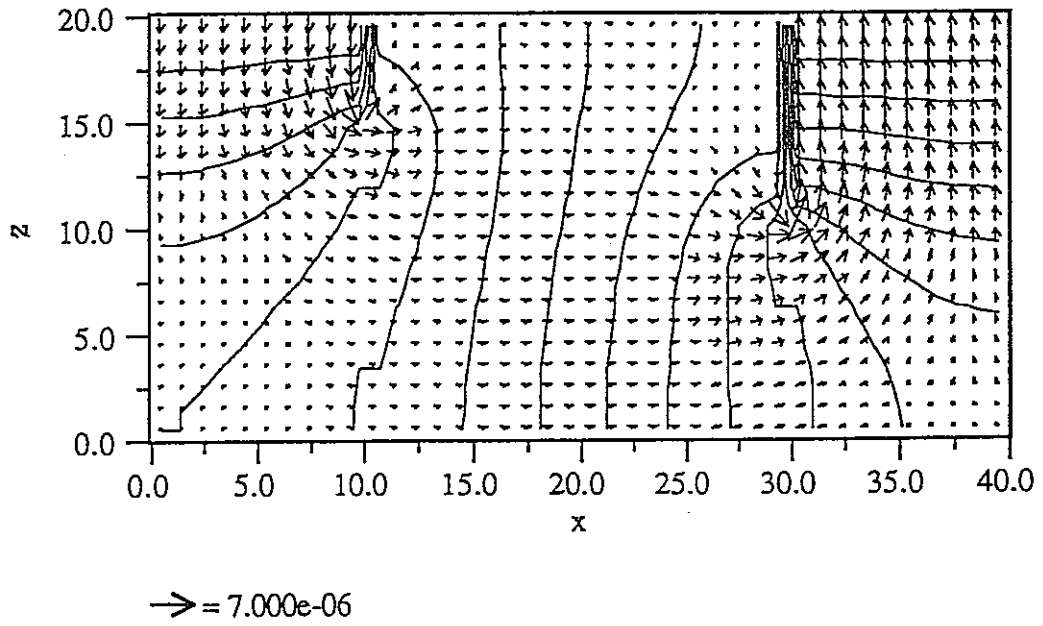


Fig.4.5 均質場における浸透流解析モデル2の解析結果

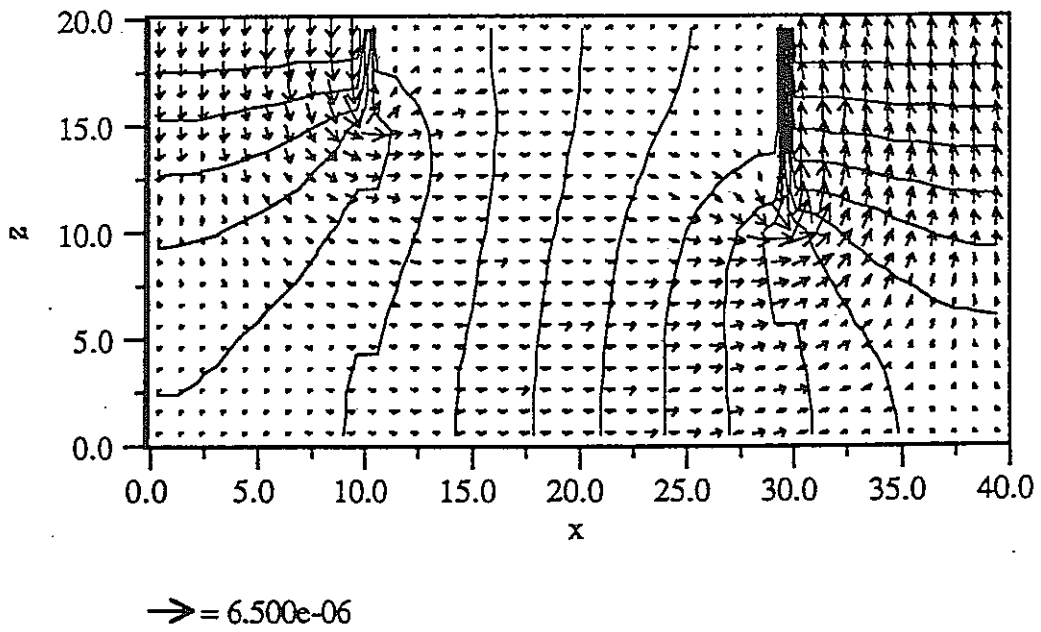
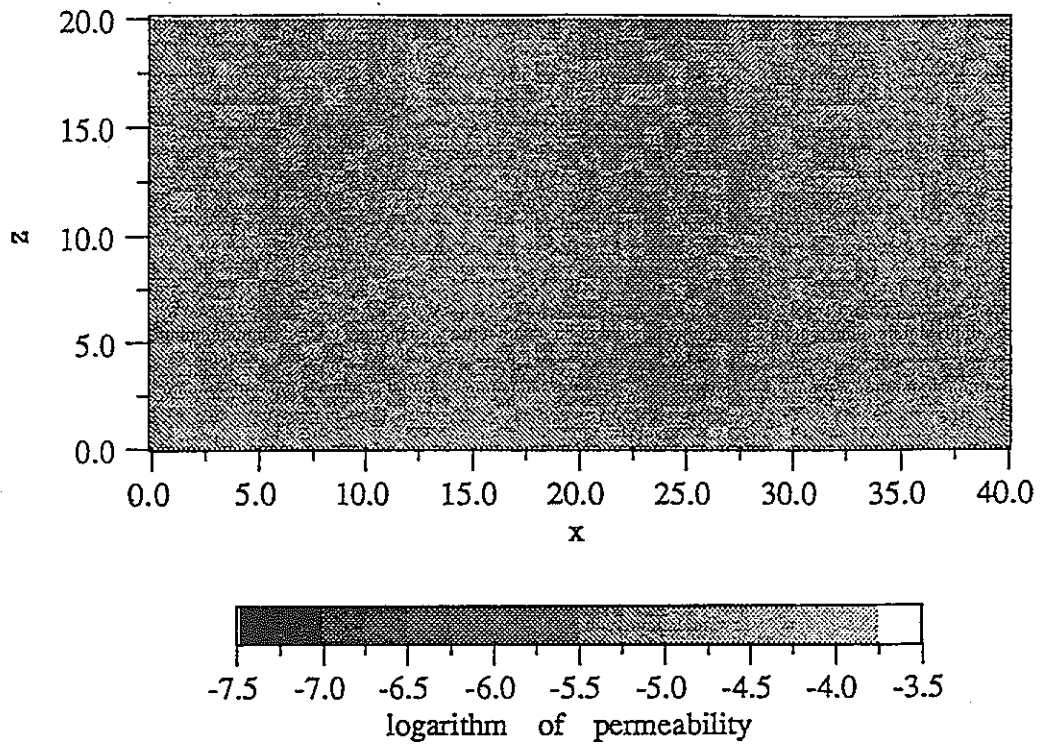


Fig.4.6 浸透流解析モデル1の解析結果(range=1.0, $\delta k=0.125$)

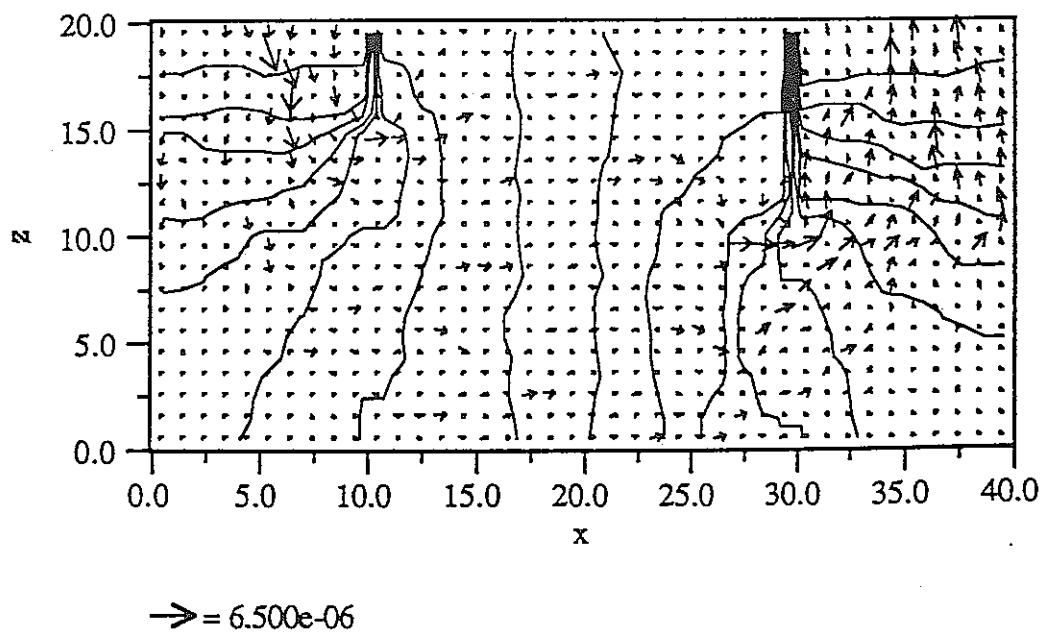
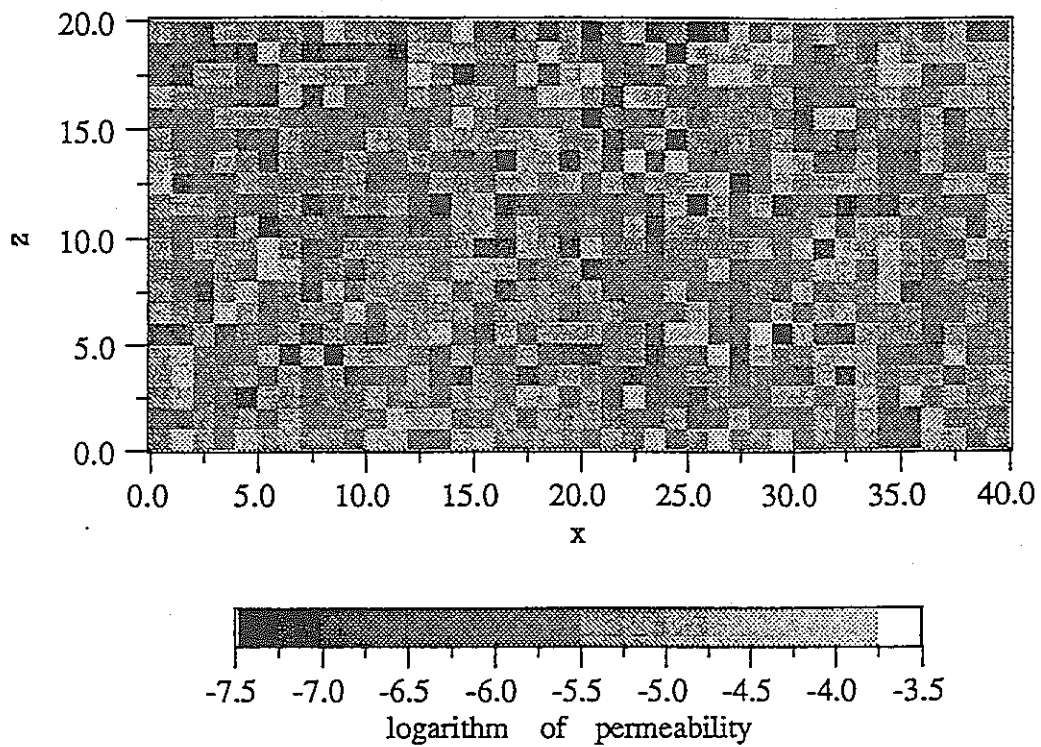


Fig.4.7 浸透流解析モデル2の解析結果(range=1.0, $\delta k=2.0$)

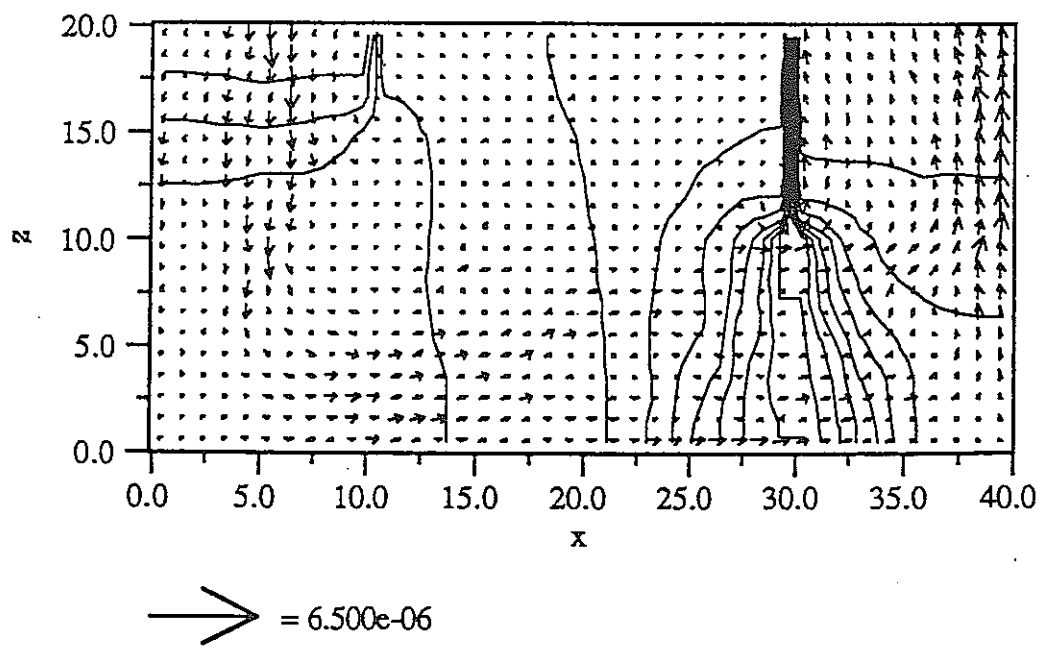
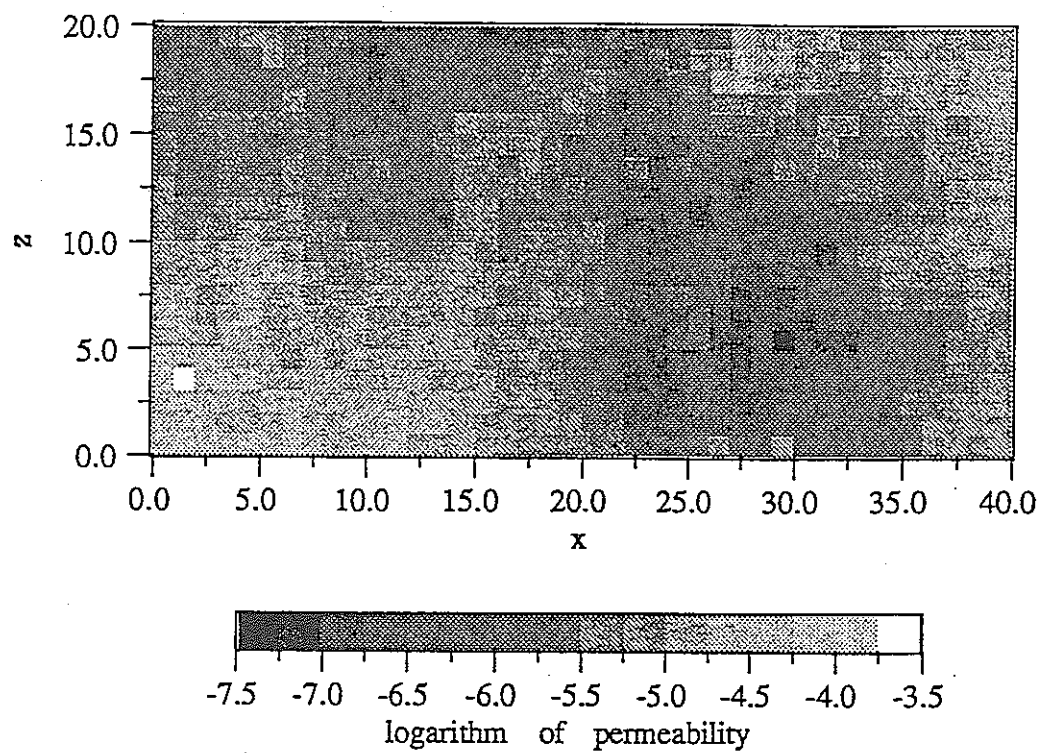


Fig.4.8 浸透流解析モデル2の解析結果(range=20.0, $\delta k=2.0$)

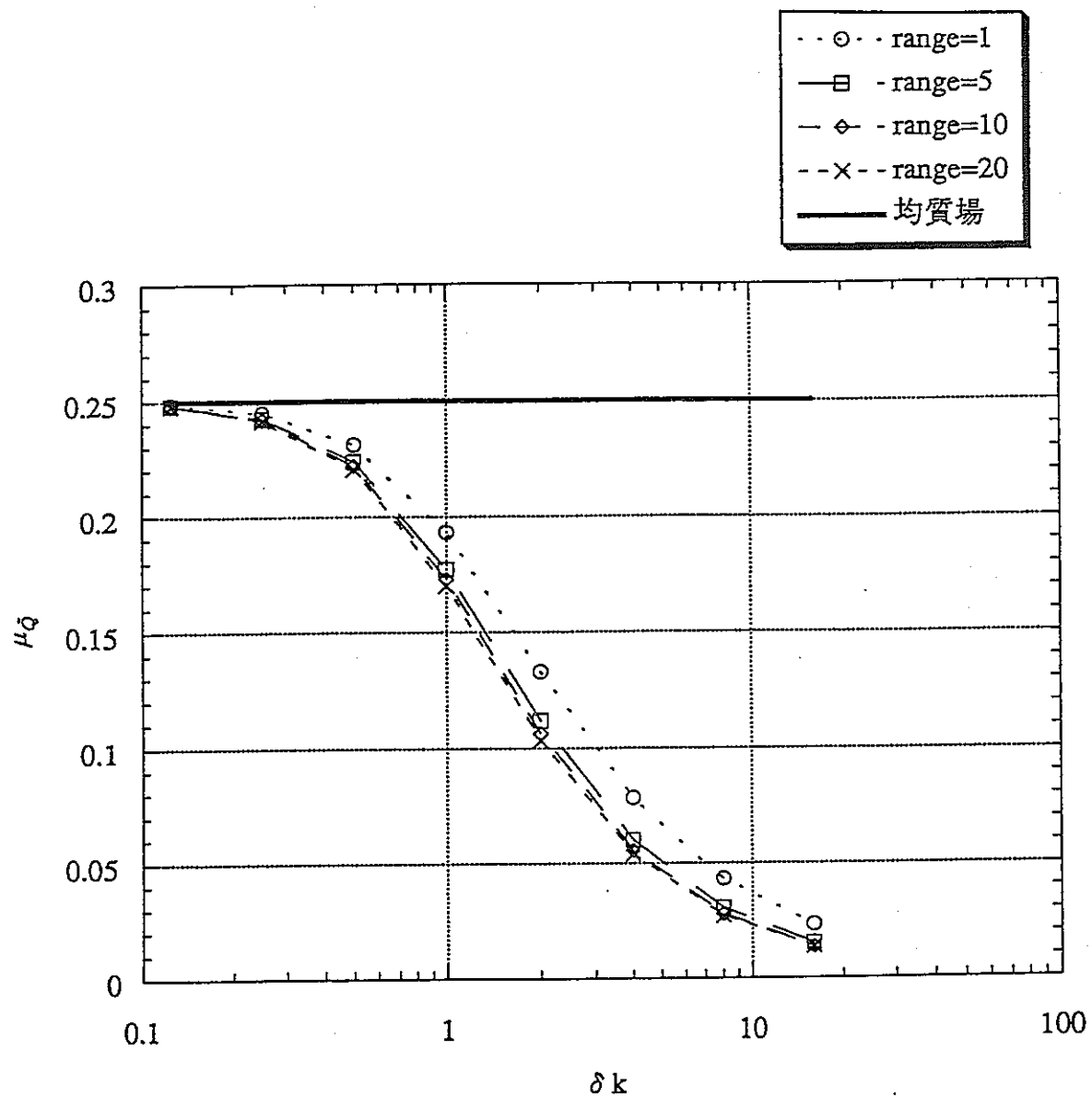


Fig.4.9 浸透流解析モデル1における \bar{Q} の平均

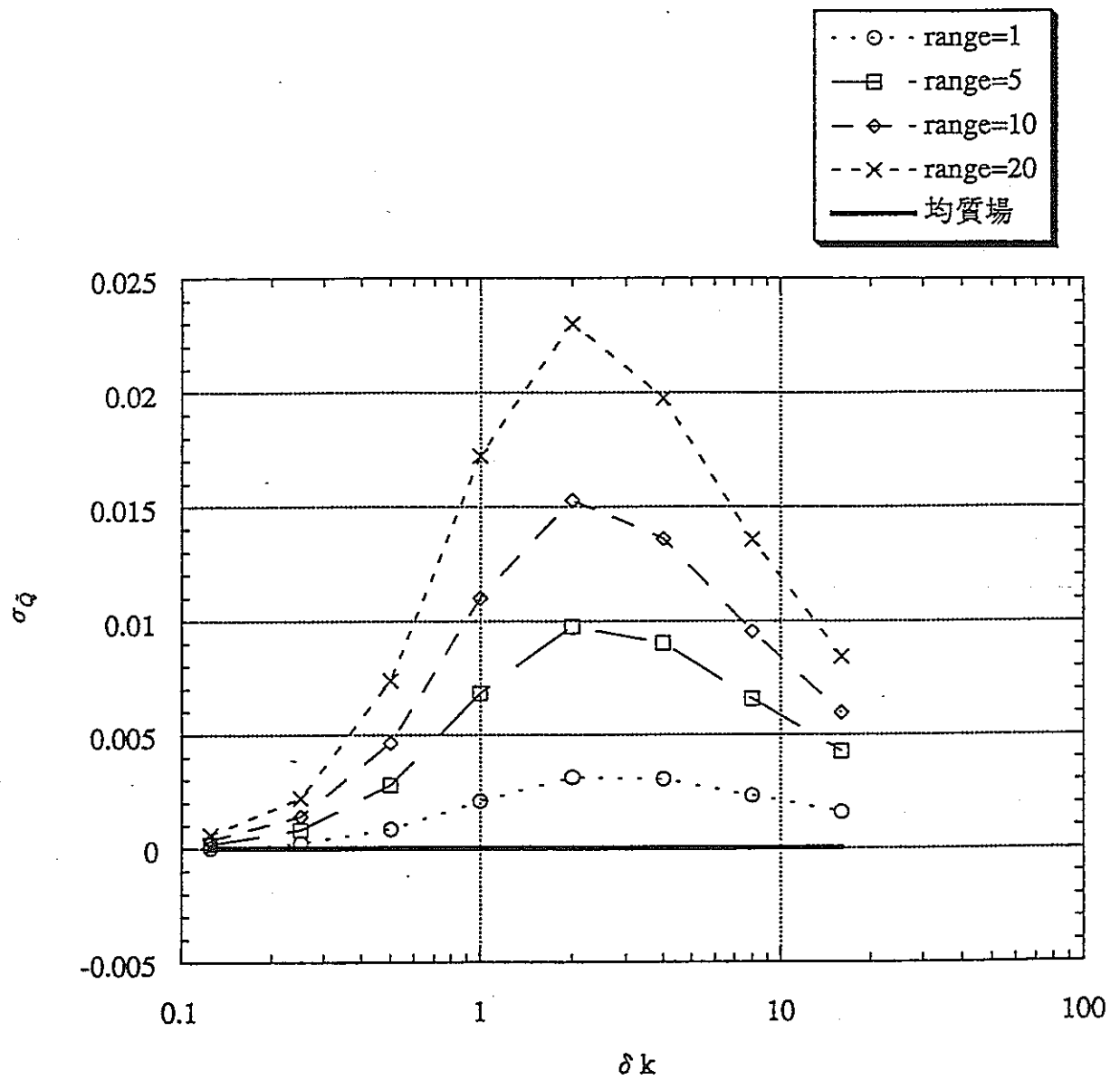


Fig.4.10 浸透流解析モデル1における \bar{Q} の標準偏差

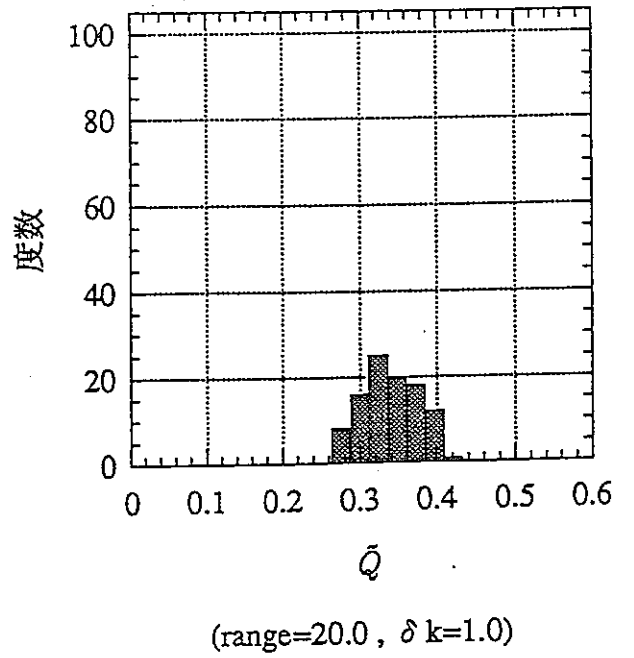
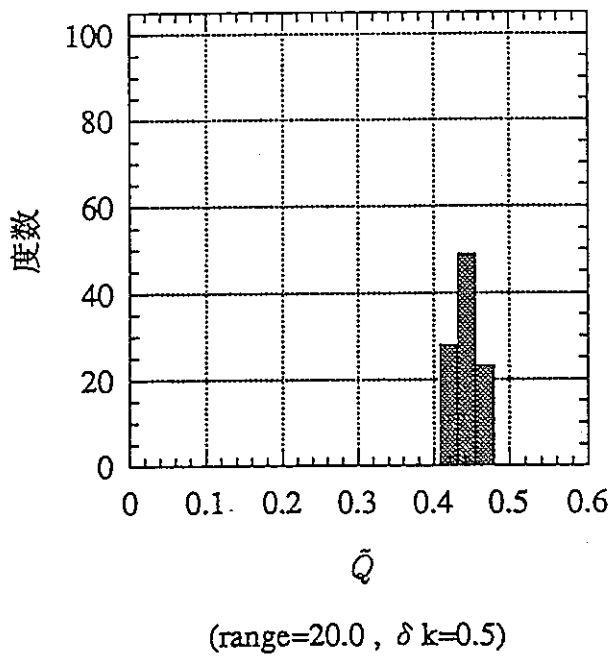
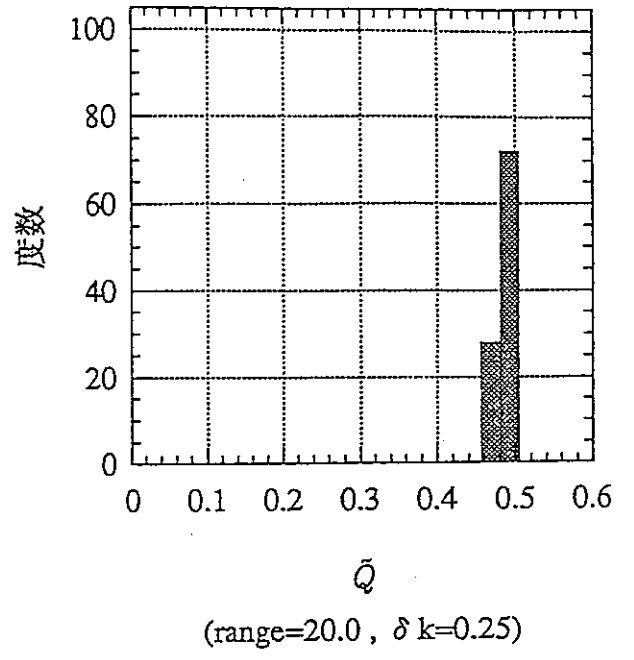
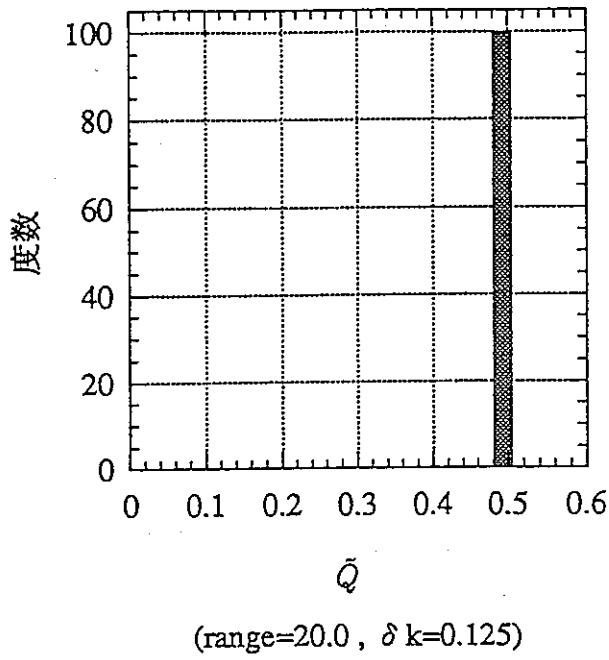
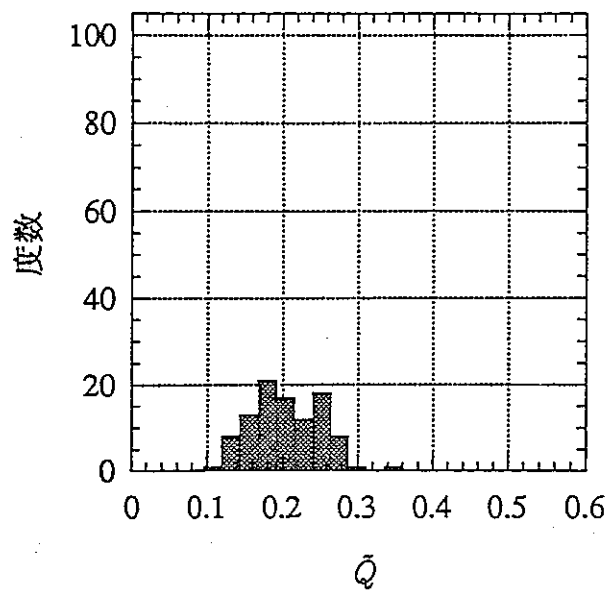
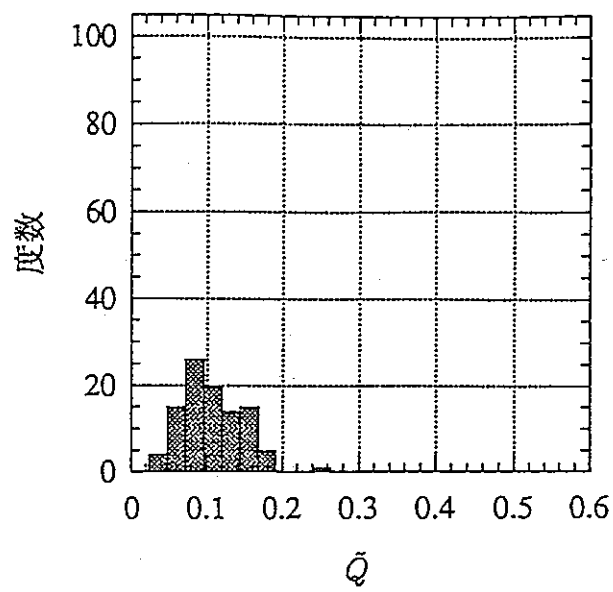


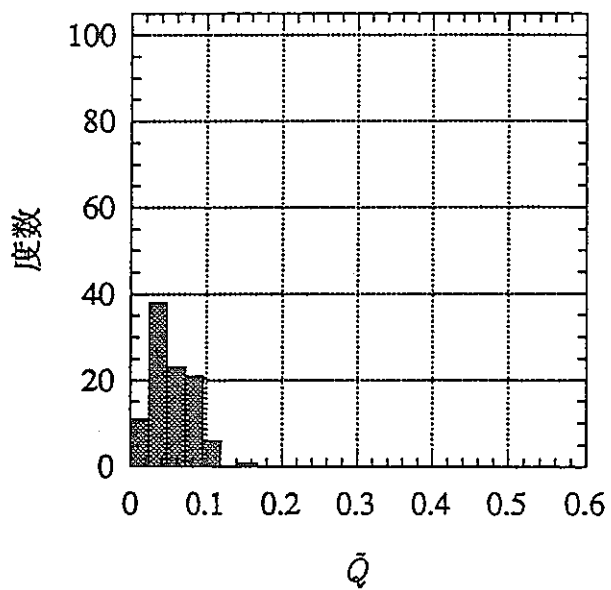
Fig.4.11a 浸透流解析モデル1における \bar{Q} のヒストグラム



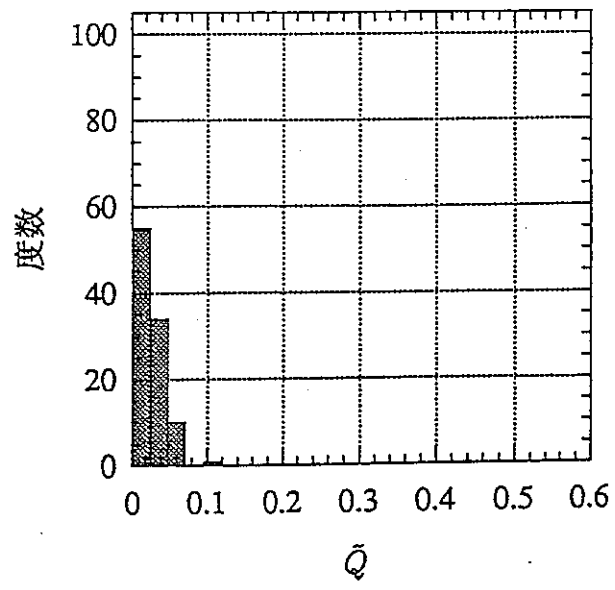
(range=20.0, $\delta k=2.0$)



(range=20.0, $\delta k=4.0$)

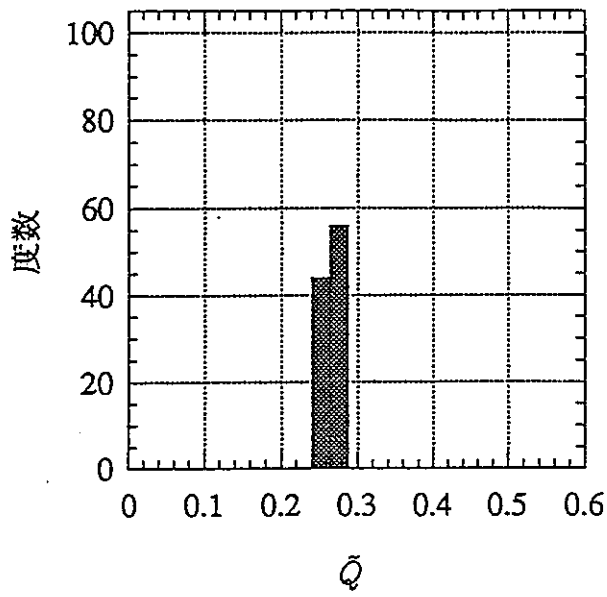


(range=20.0, $\delta k=8.0$)

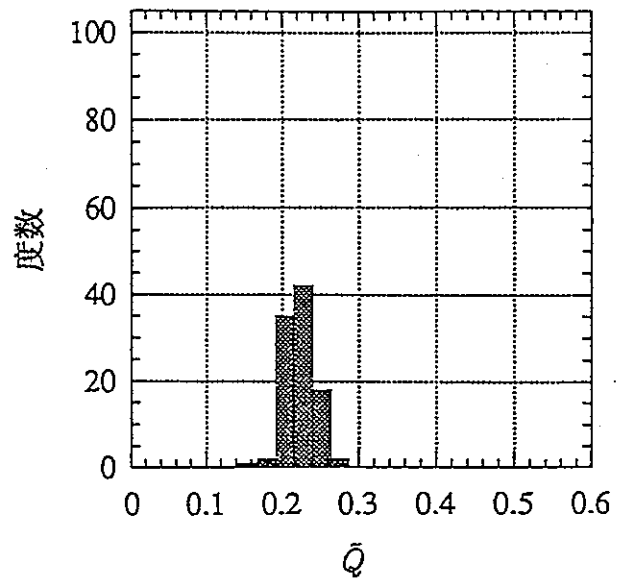


(range=20.0, $\delta k=16.0$)

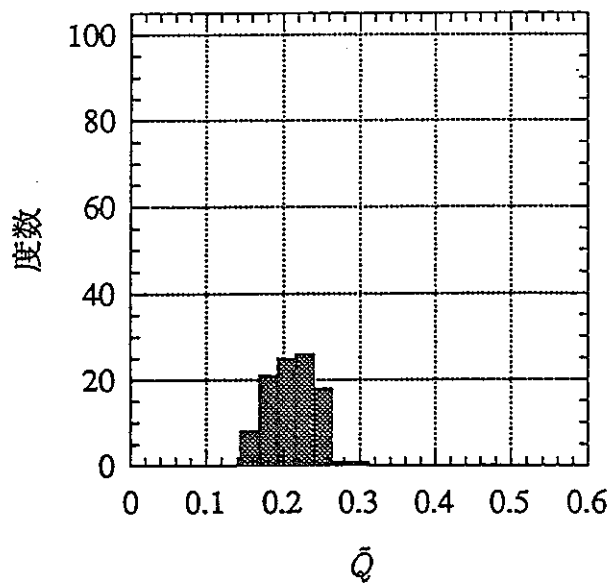
Fig.4.11b 浸透流解析モデル1における \bar{Q} のヒストグラム



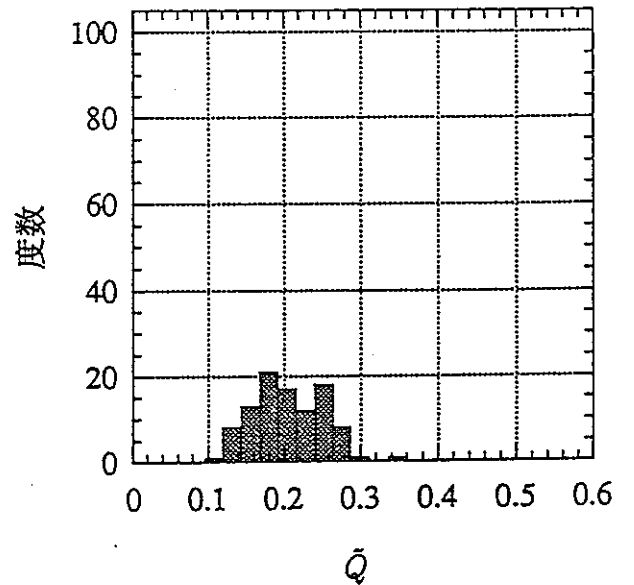
(range=1.0, $\delta k=2.0$)



(range=5.0, $\delta k=2.0$)



(range=10.0, $\delta k=2.0$)



(range=20.0, $\delta k=2.0$)

Fig.4.11c 浸透流解析モデル1における \bar{Q} のヒストグラム

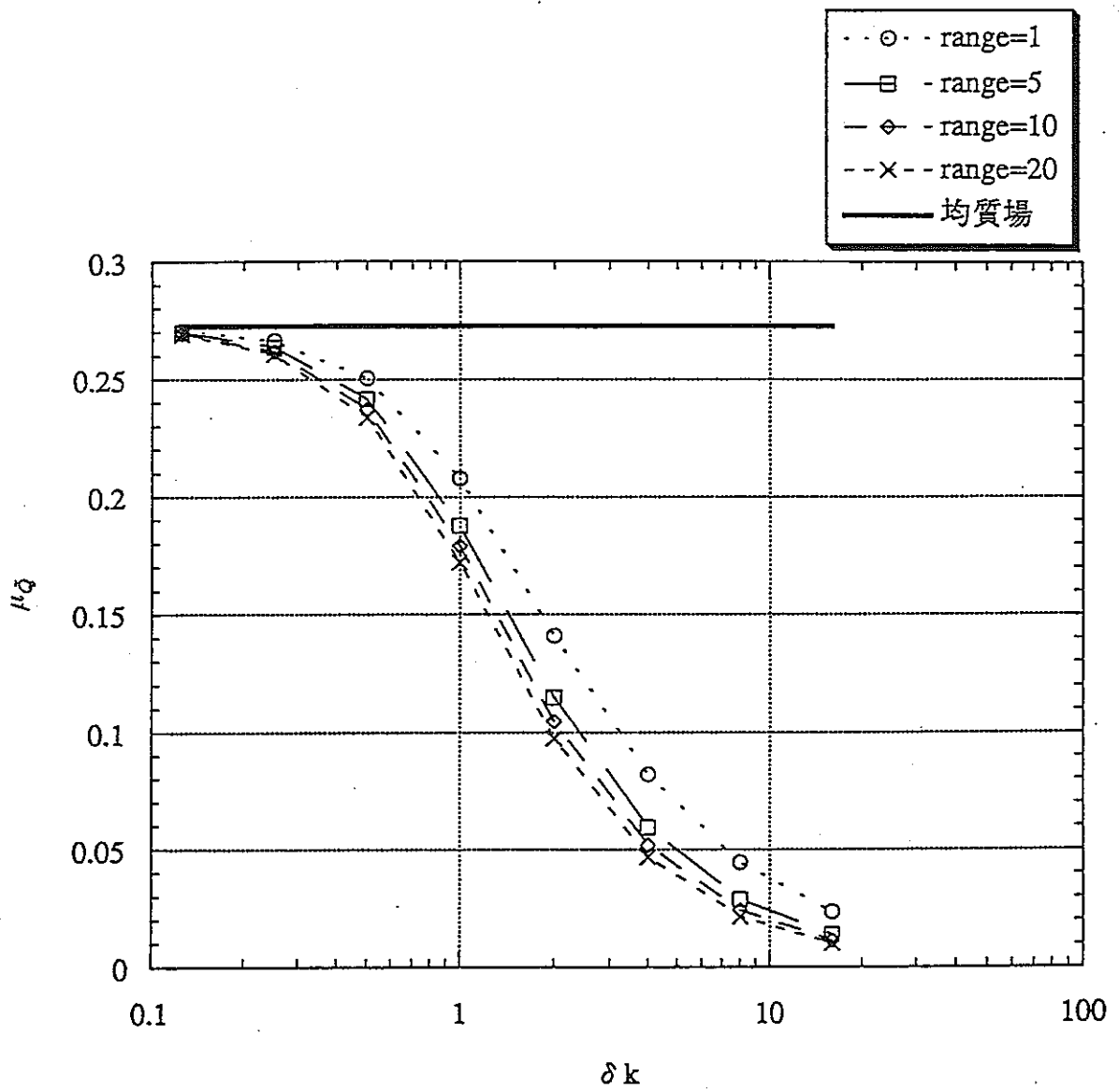


Fig.4.12 浸透流解析モデル2における \bar{Q} の平均

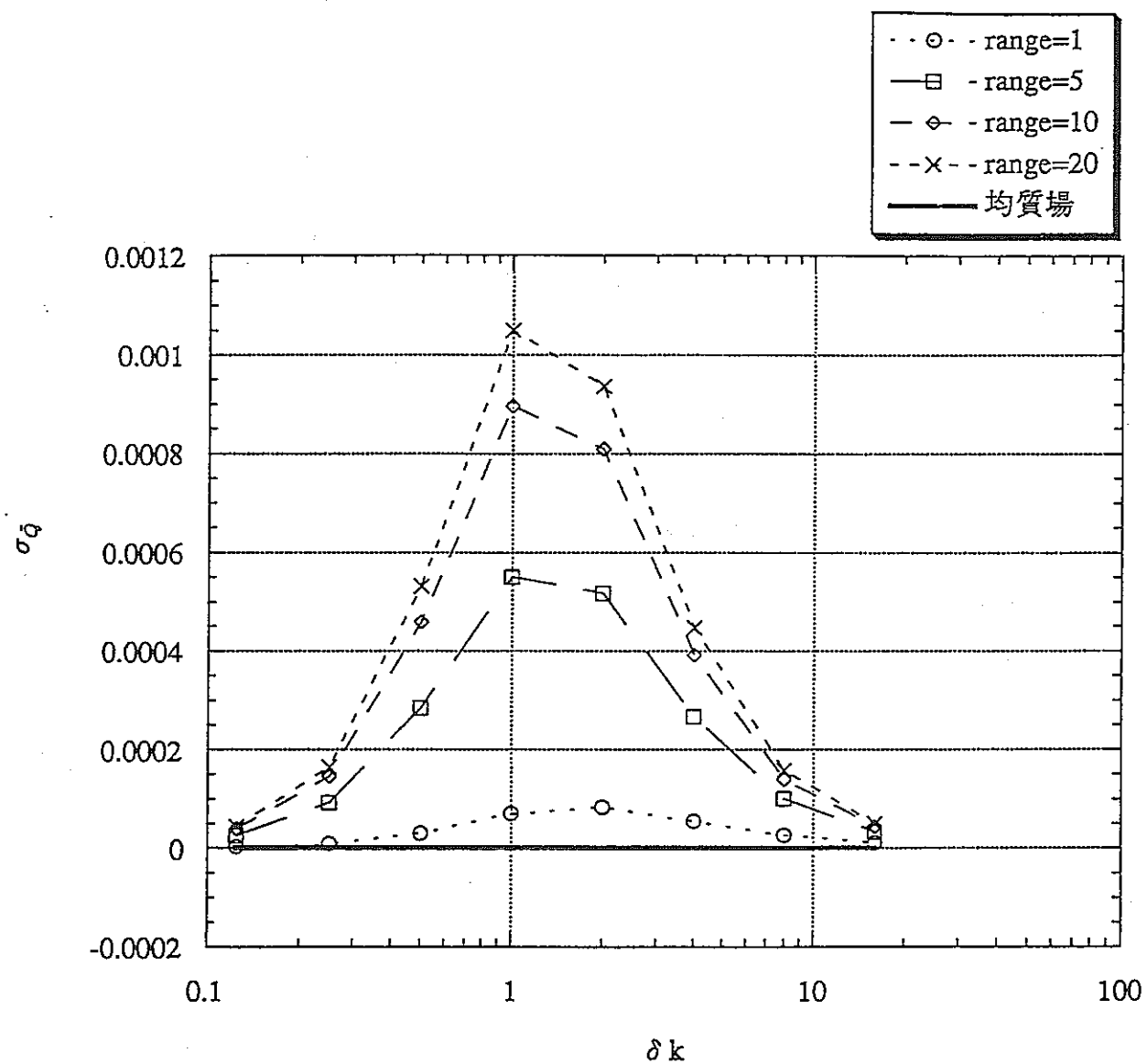
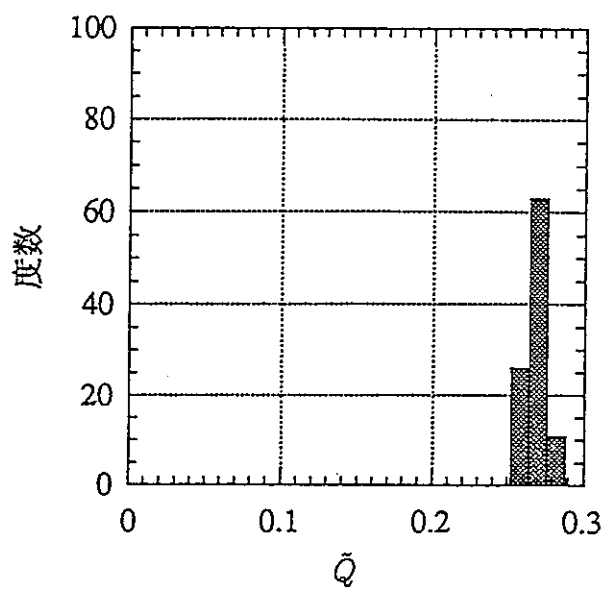
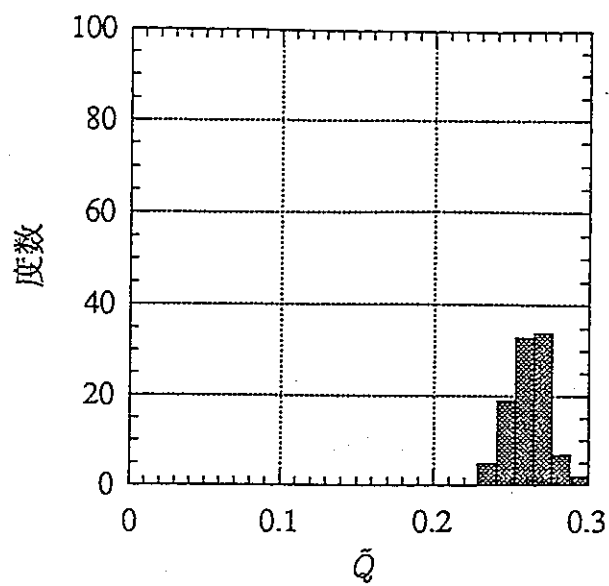


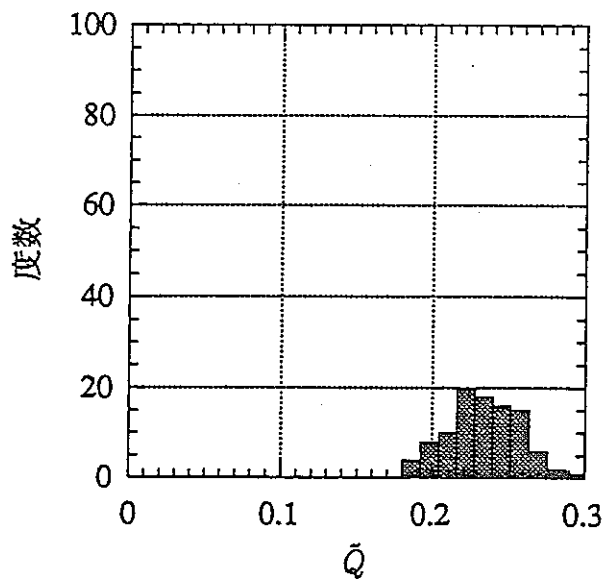
Fig.4.13 浸透流解析モデル2における \bar{Q} の標準偏差



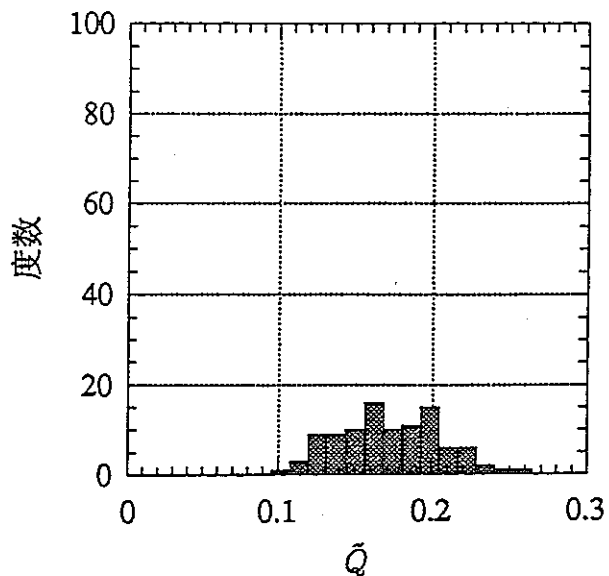
(range=20.0, $\delta k=0.125$)



(range=20.0, $\delta k=0.25$)



(range=20.0, $\delta k=0.5$)



(range=20.0, $\delta k=1.0$)

Fig.4.14a 浸透流解析モデル2における \bar{Q} のヒストグラム

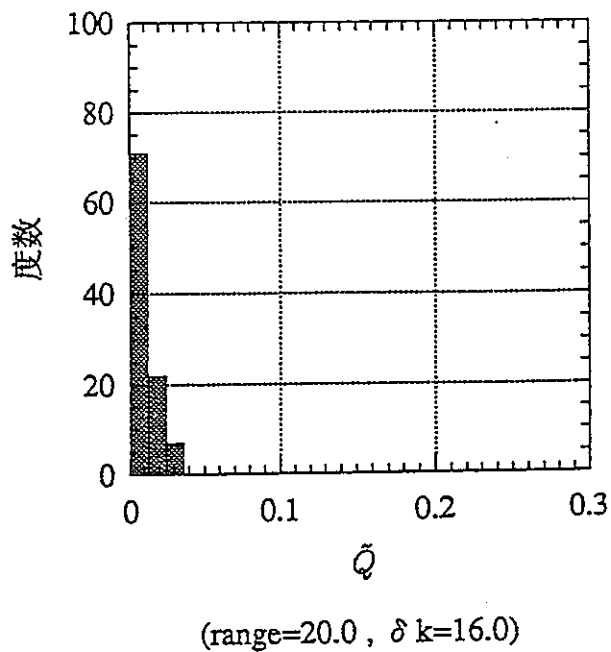
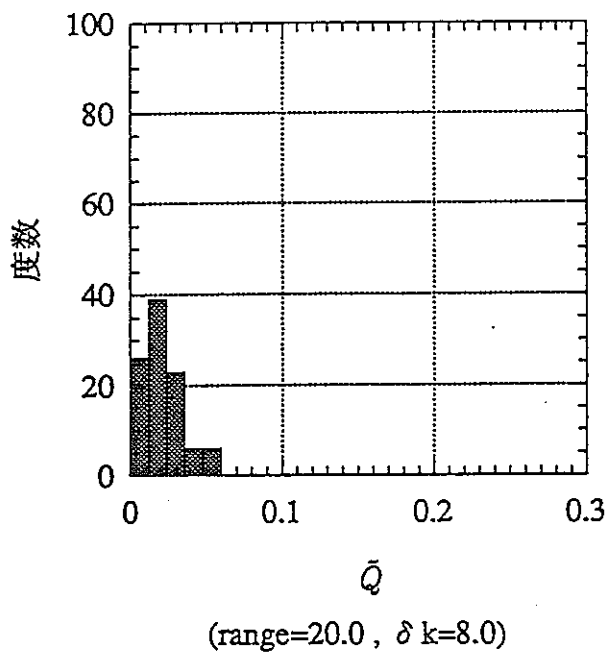
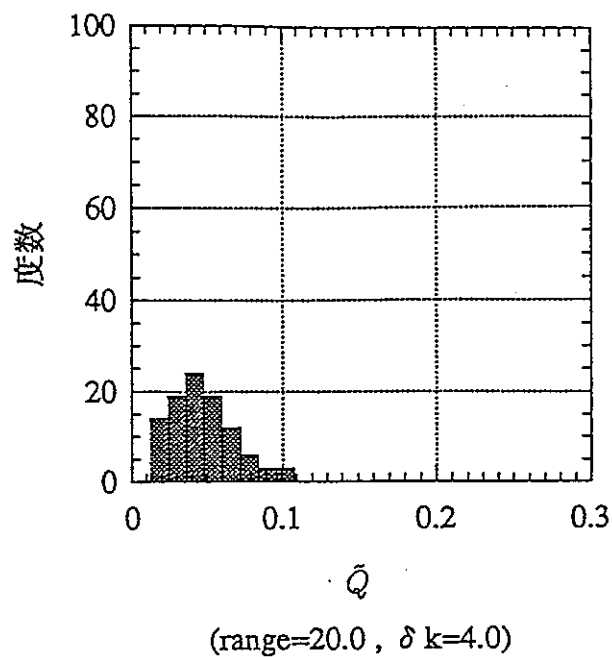
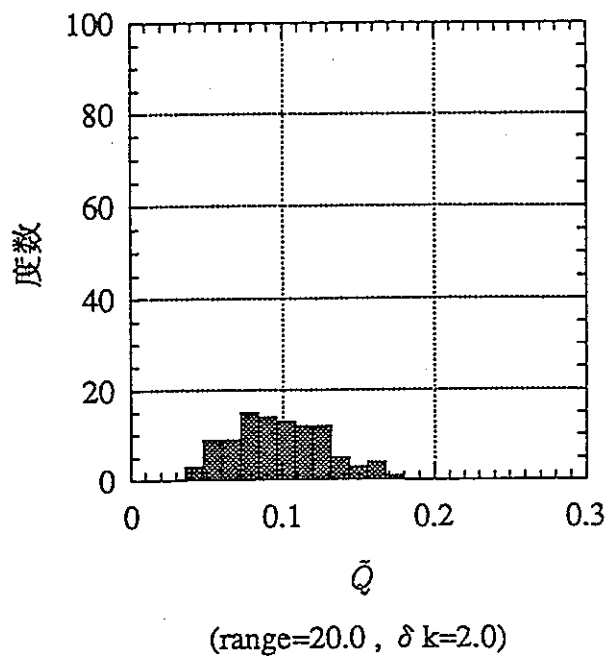
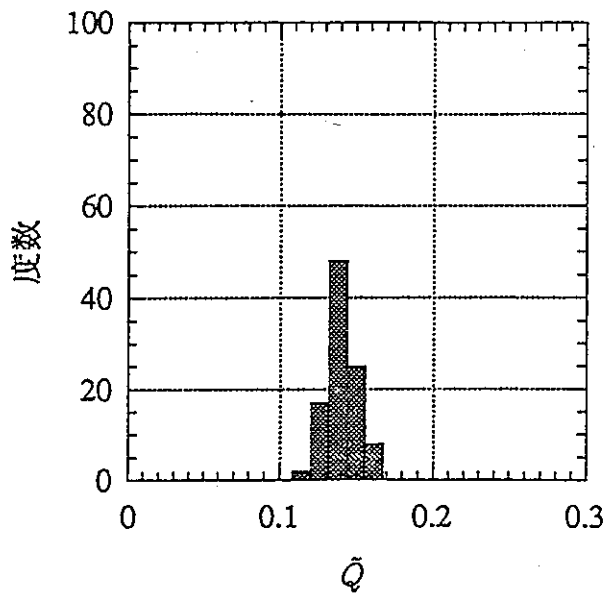
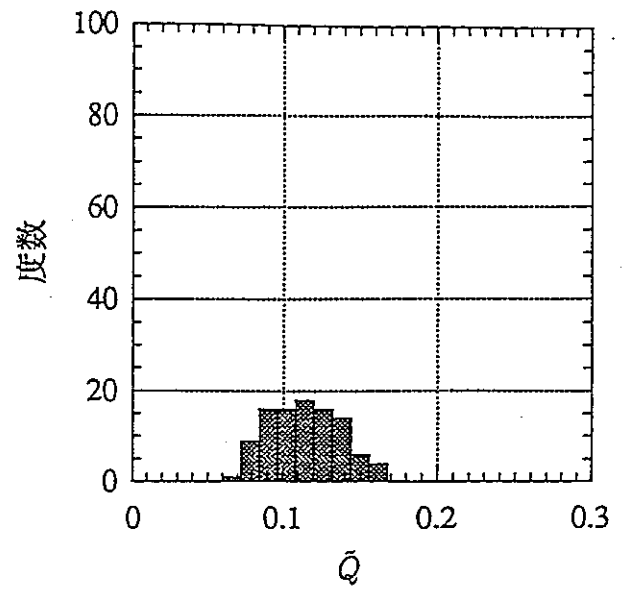


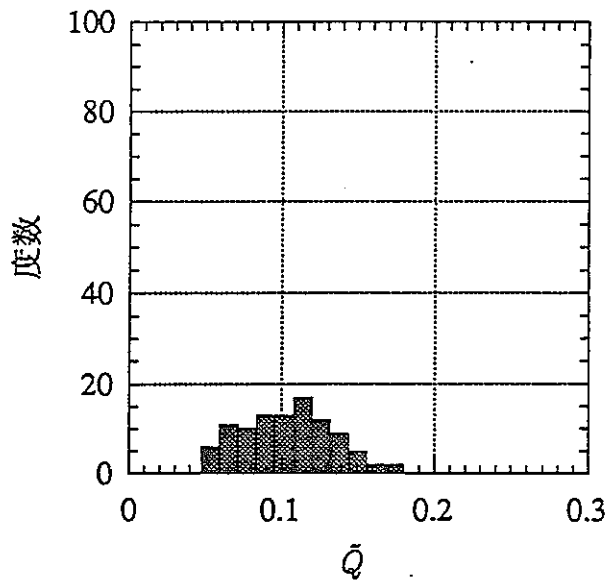
Fig.4.14b 浸透流解析モデル2における \bar{Q} のヒストグラム



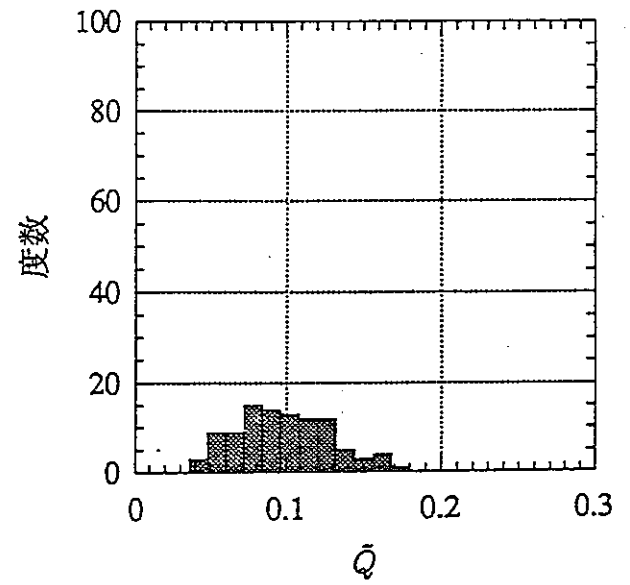
(range=1.0, $\delta k=2.0$)



(range=5.0, $\delta k=2.0$)



(range=10.0, $\delta k=2.0$)



(range=20.0, $\delta k=2.0$)

Fig.4.14c 浸透流解析モデル2における \bar{Q} のヒストグラム

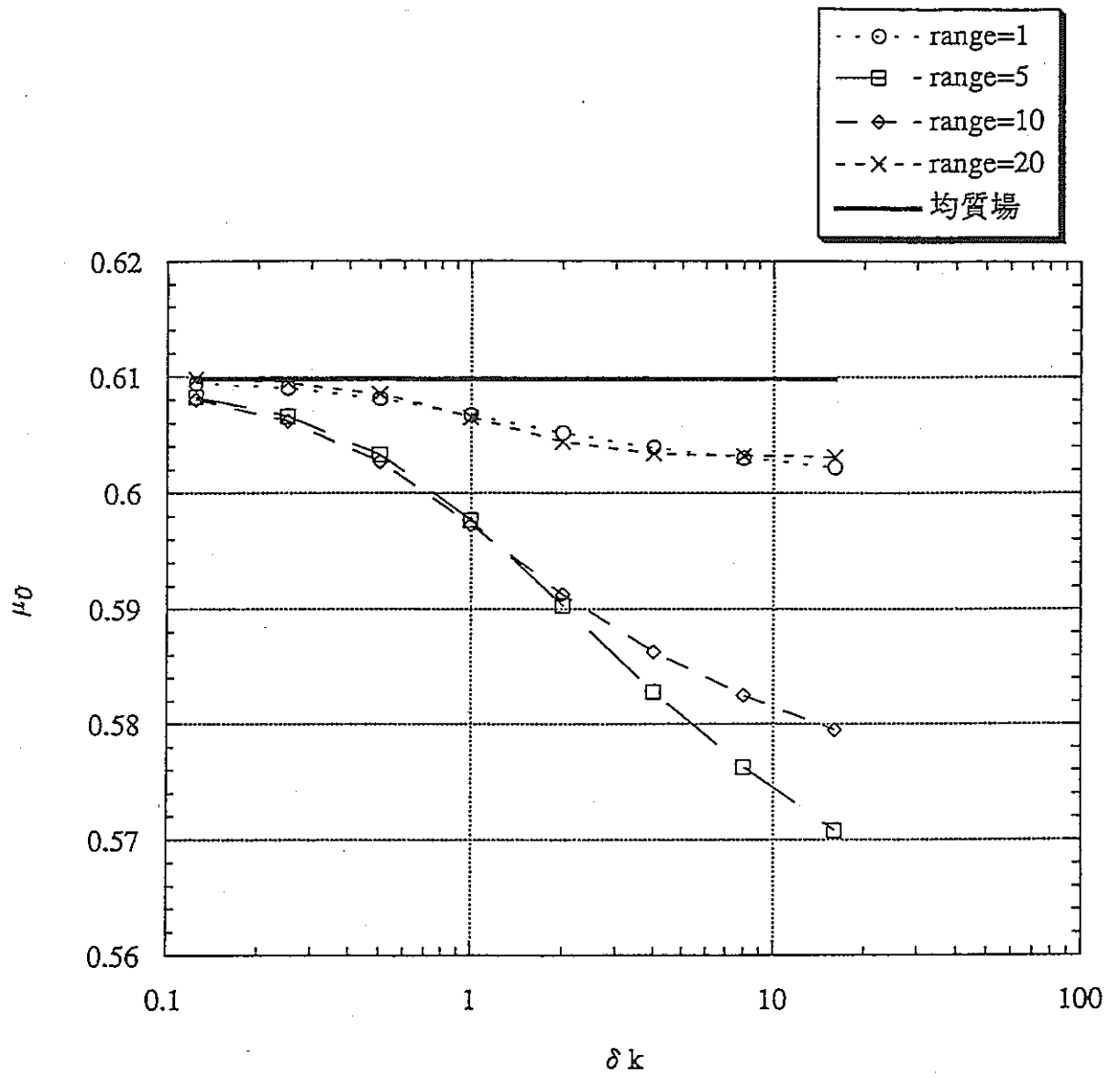


Fig.4.15 浸透流解析モデル2における \bar{U} の平均

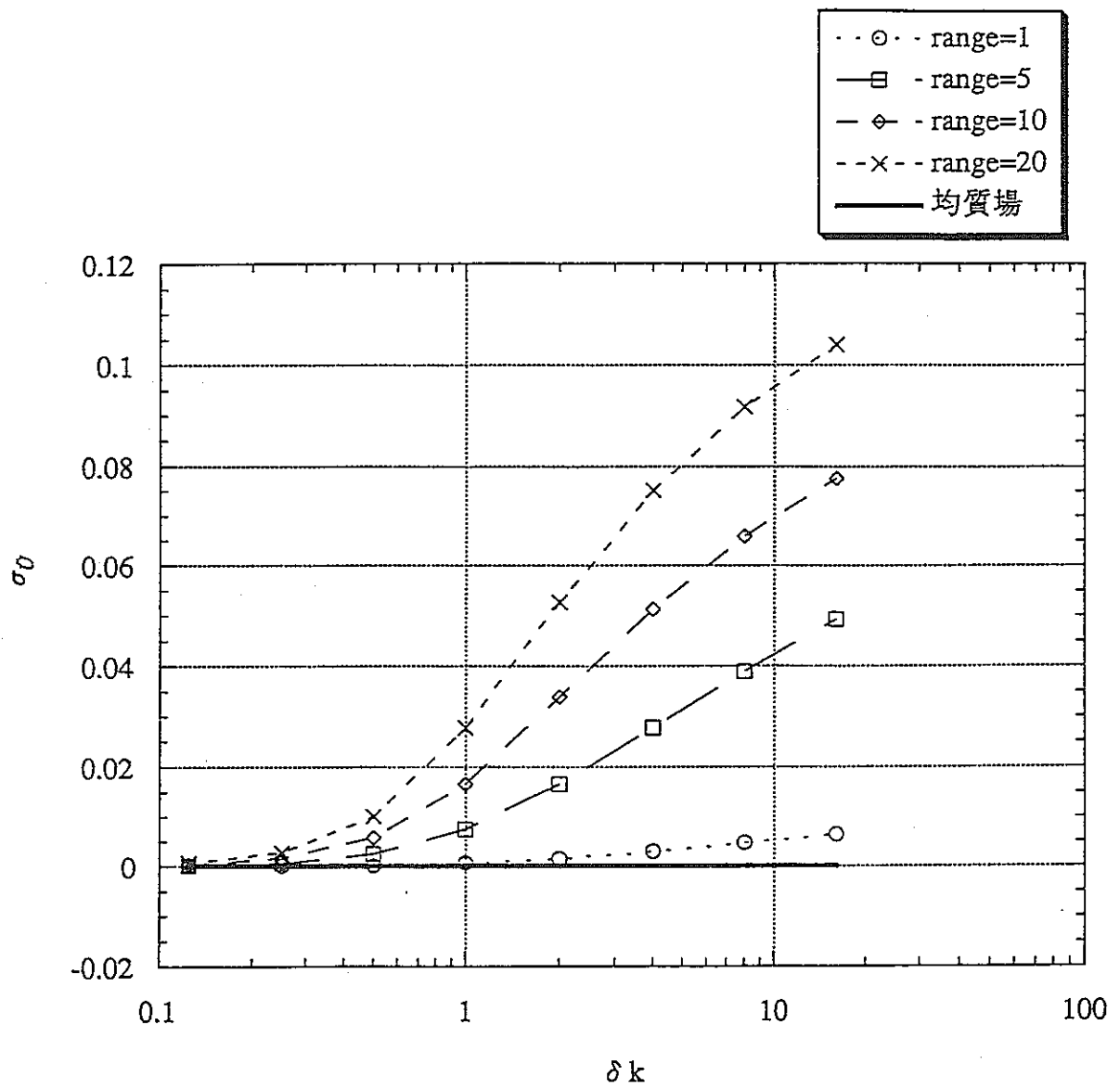
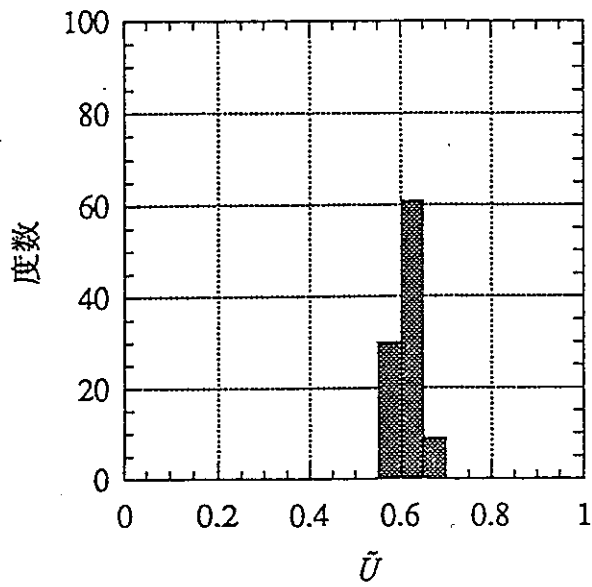
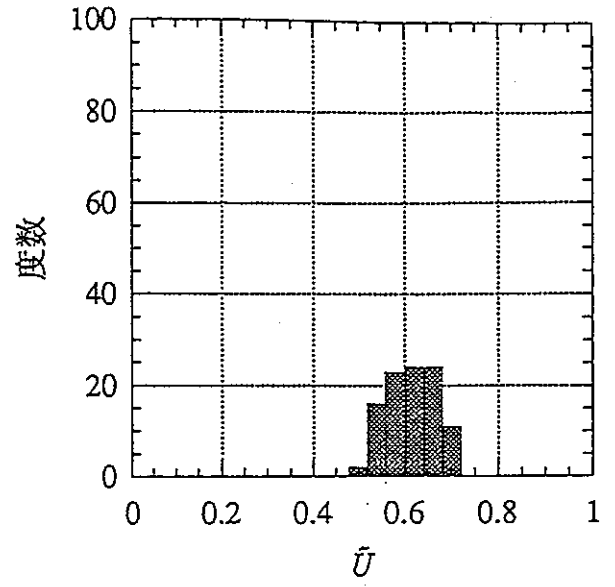


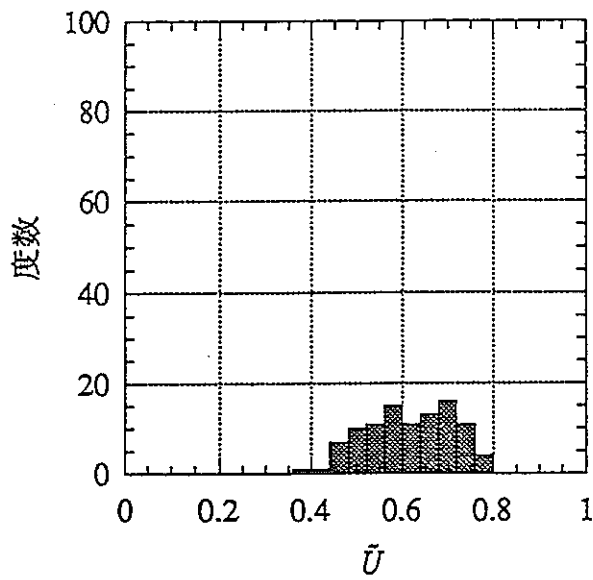
Fig.4.16 浸透流解析モデル2における \bar{U} の標準偏差



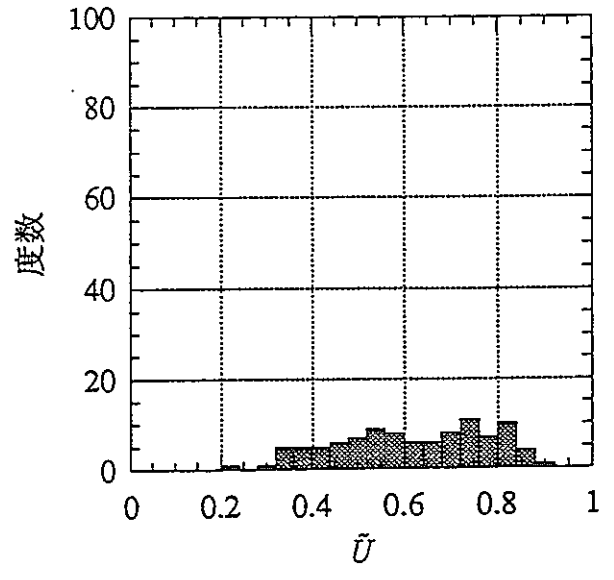
(range=20.0, $\delta k=0.125$)



(range=20.0, $\delta k=0.25$)

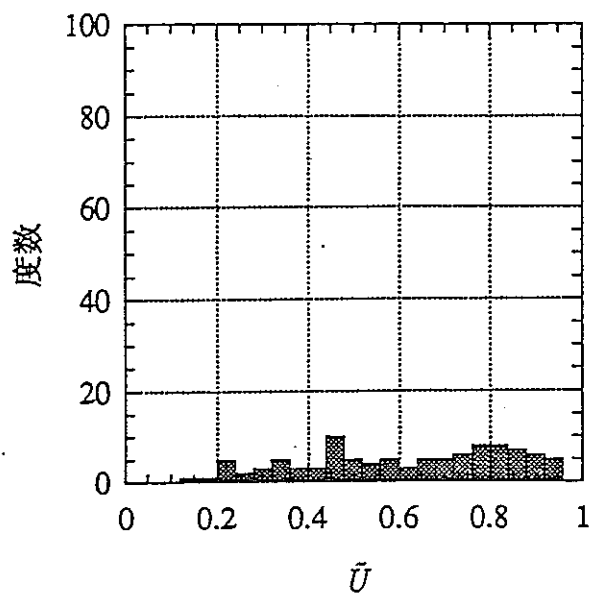


(range=20.0, $\delta k=0.5$)

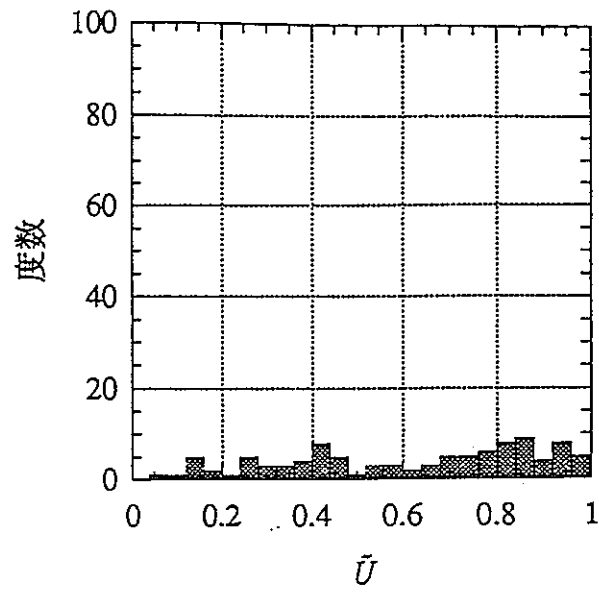


(range=20.0, $\delta k=1.0$)

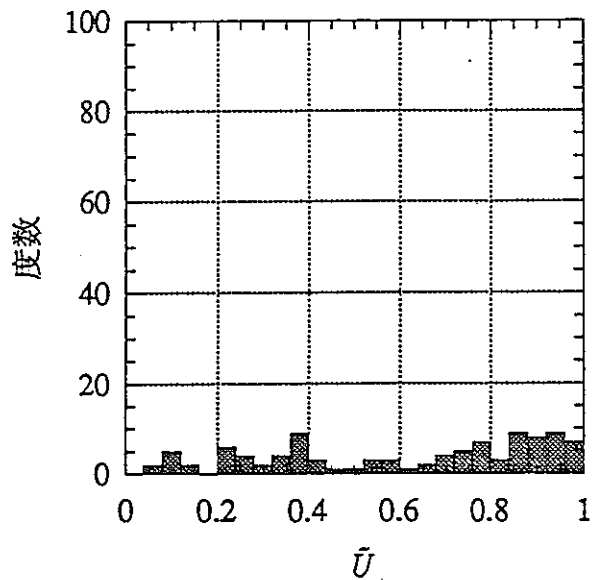
Fig.4.17a 浸透流解析モデル2における \tilde{U} のヒストグラム



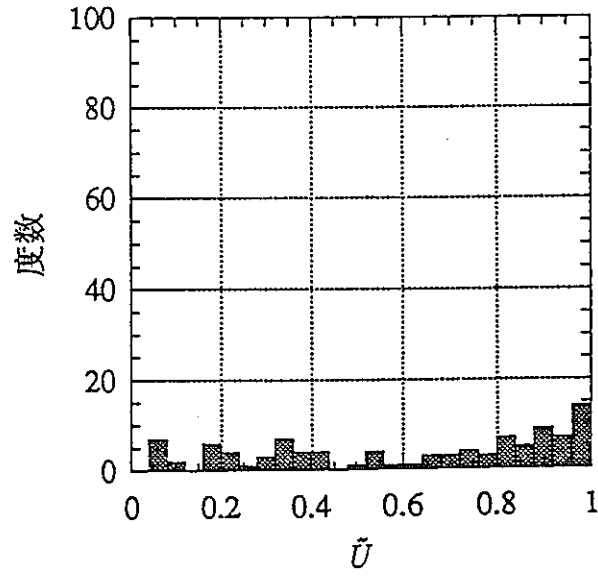
(range=20.0, $\delta k=2.0$)



(range=20.0, $\delta k=4.0$)

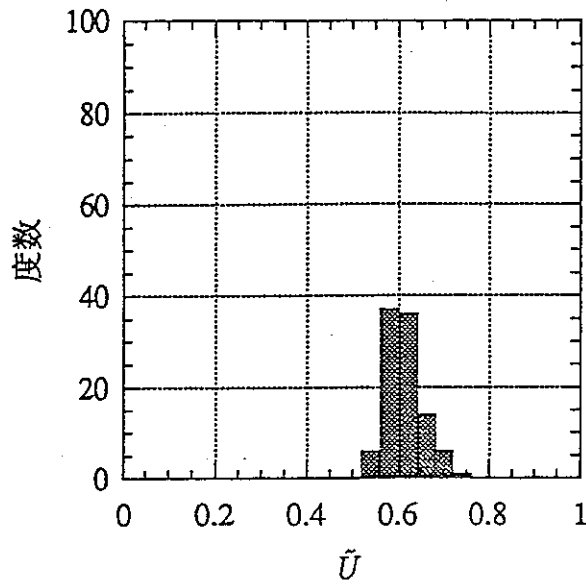


(range=20.0, $\delta k=8.0$)

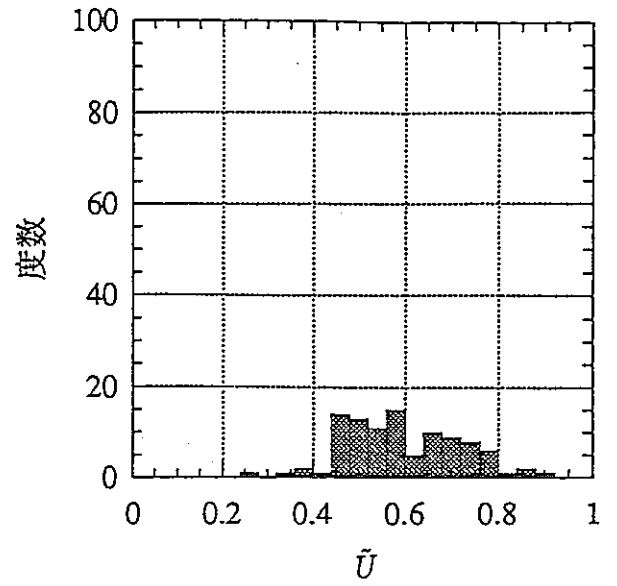


(range=20.0, $\delta k=16.0$)

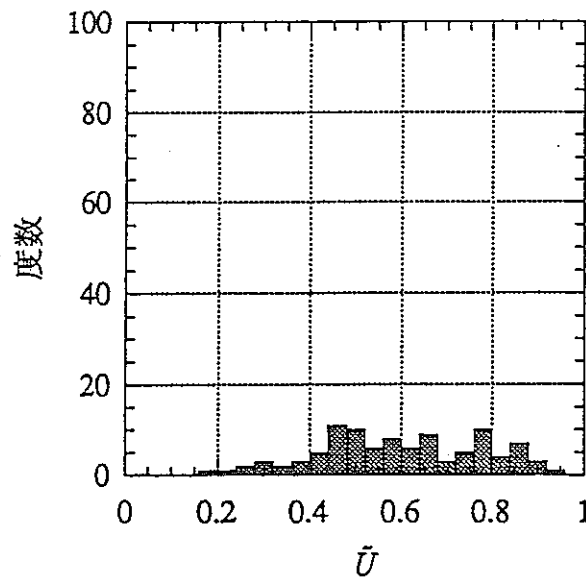
Fig.4.17b 浸透流解析モデル2における \bar{U} のヒストグラム



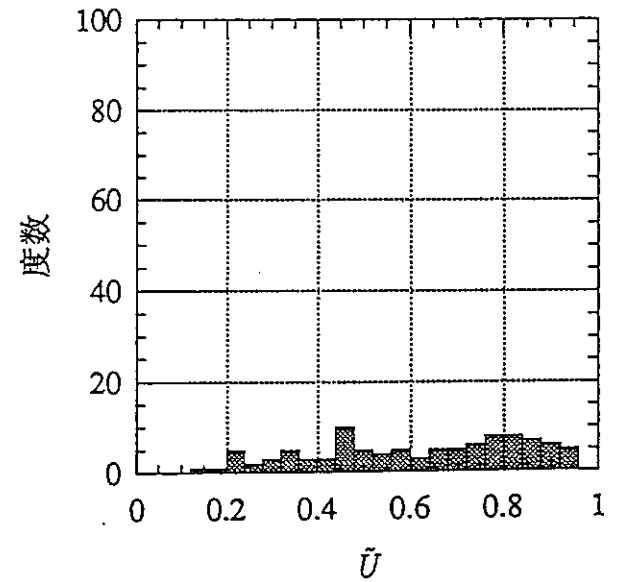
(range=1.0, $\delta k=2.0$)



(range=5.0, $\delta k=2.0$)



(range=10.0, $\delta k=2.0$)



(range=20.0, $\delta k=2.0$)

Fig.4.17c 浸透流解析モデル2における \tilde{U} のヒストグラム

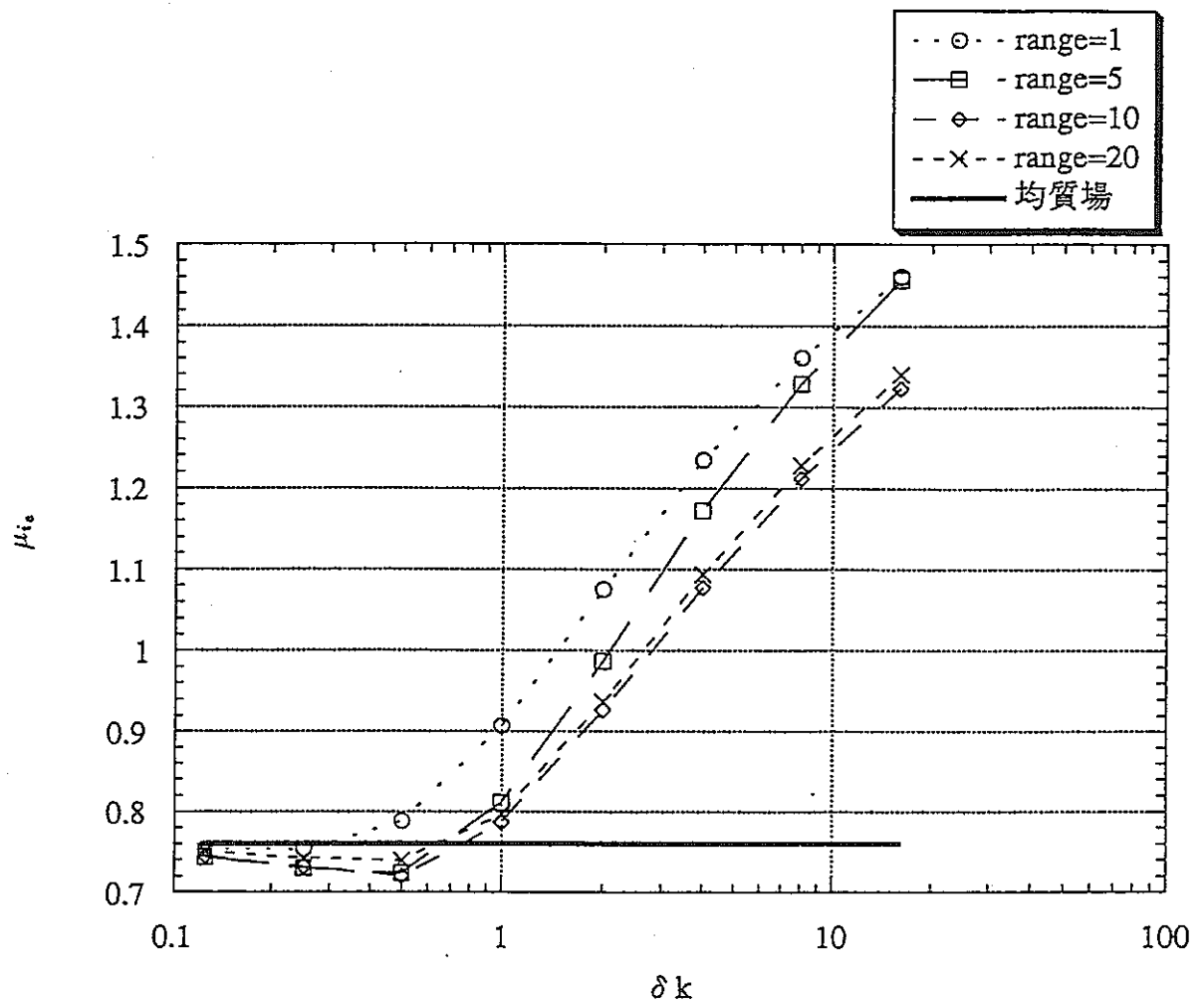


Fig.4.18 浸透流解析モデル2における i_e の平均

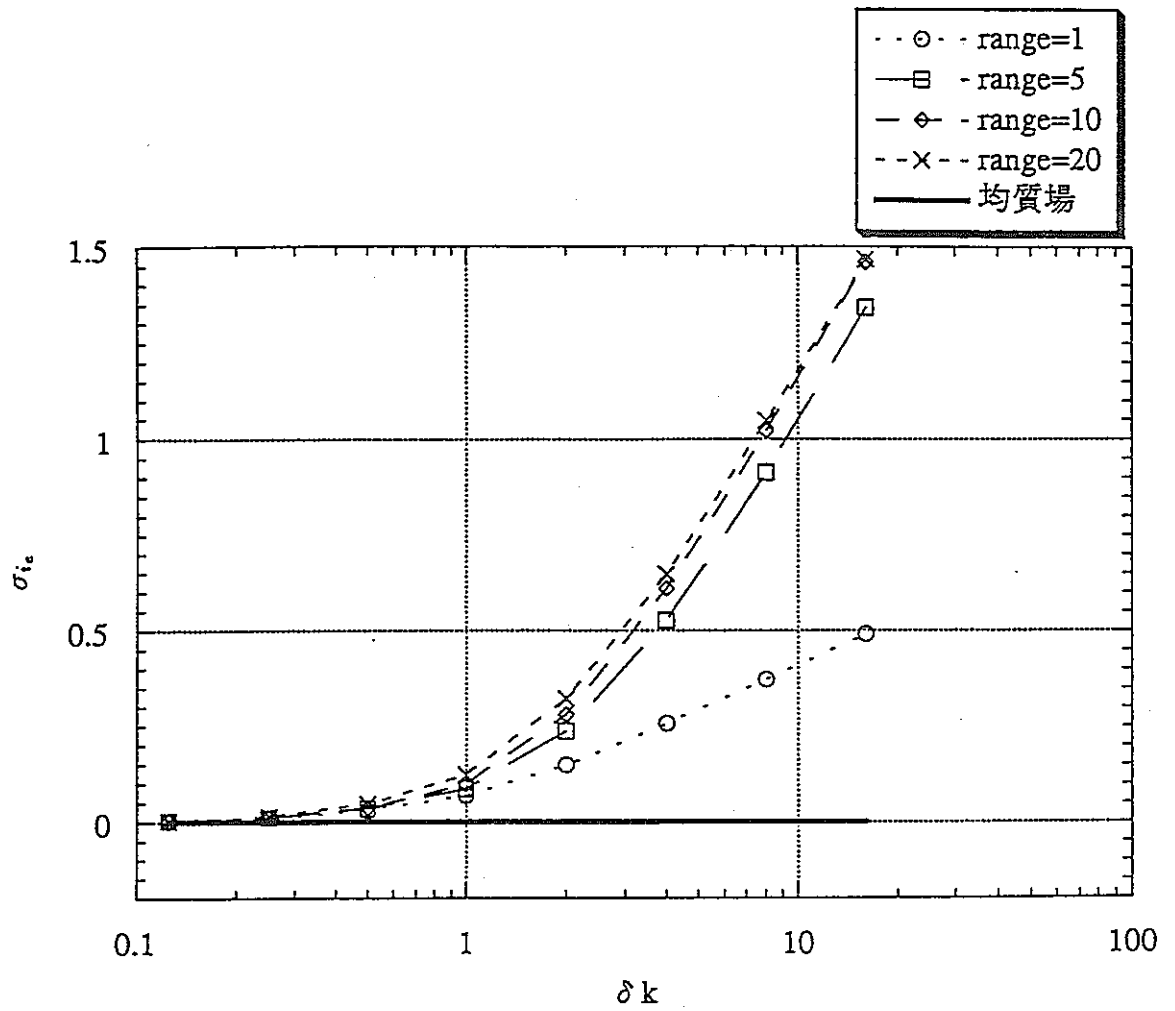
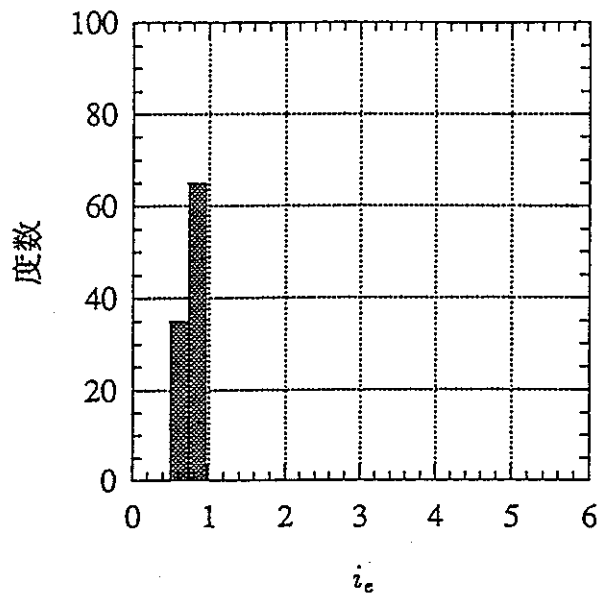
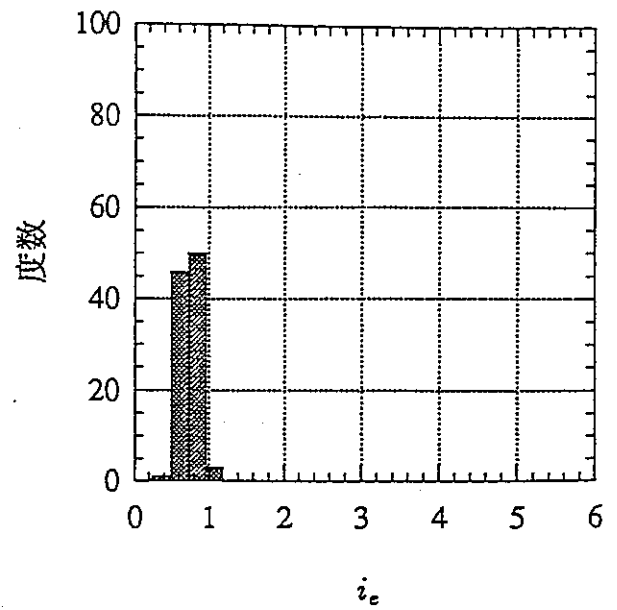


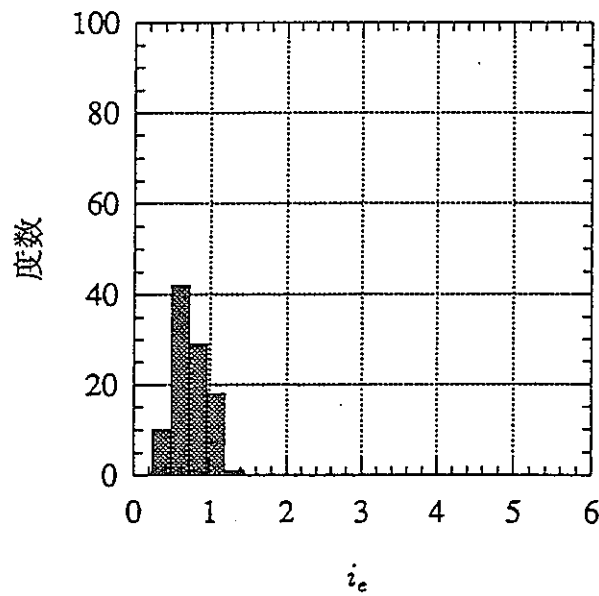
Fig.4.19 浸透流解析モデル2における i_e の標準偏差



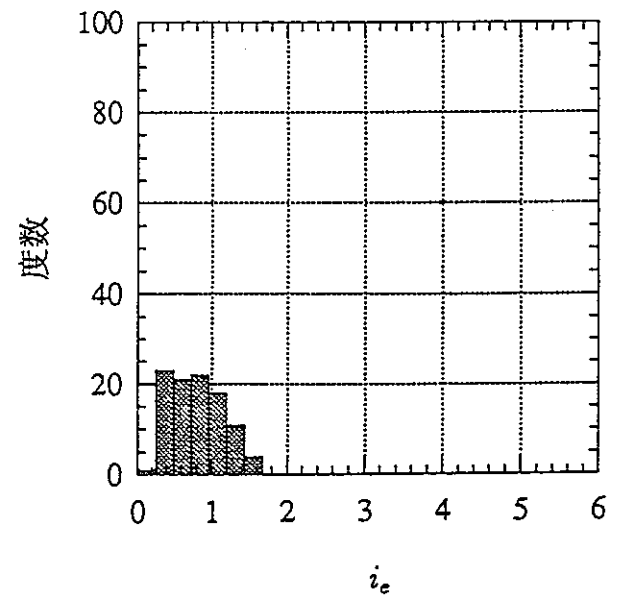
(range=20.0, $\delta k=0.125$)



(range=20.0, $\delta k=0.25$)

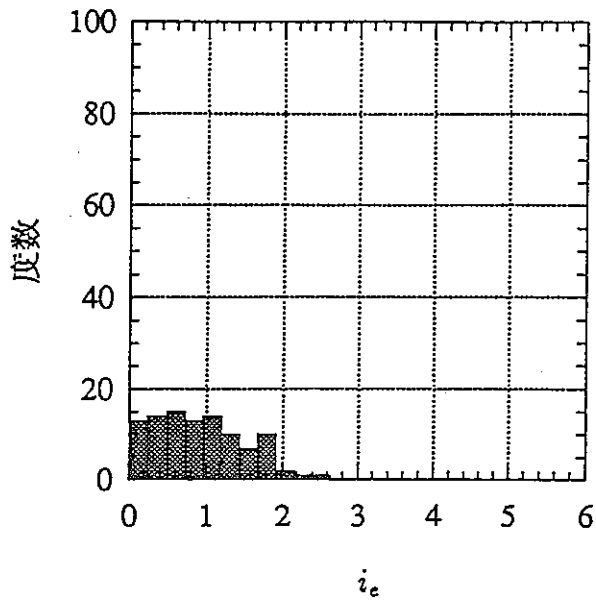


(range=20.0, $\delta k=0.5$)

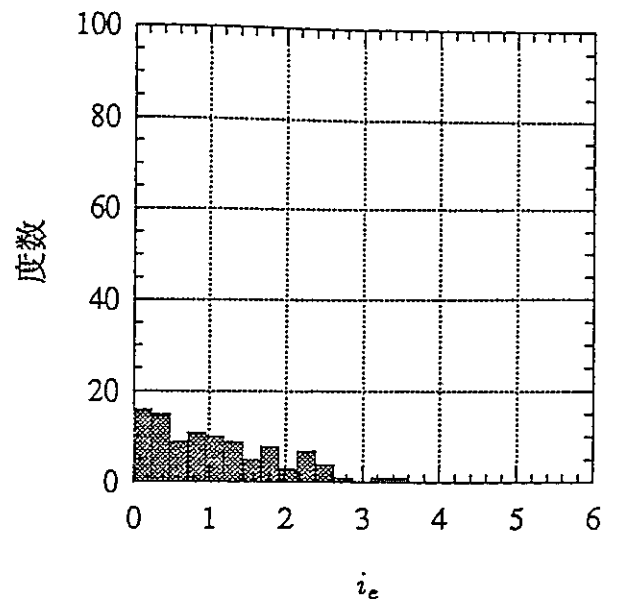


(range=20.0, $\delta k=1.0$)

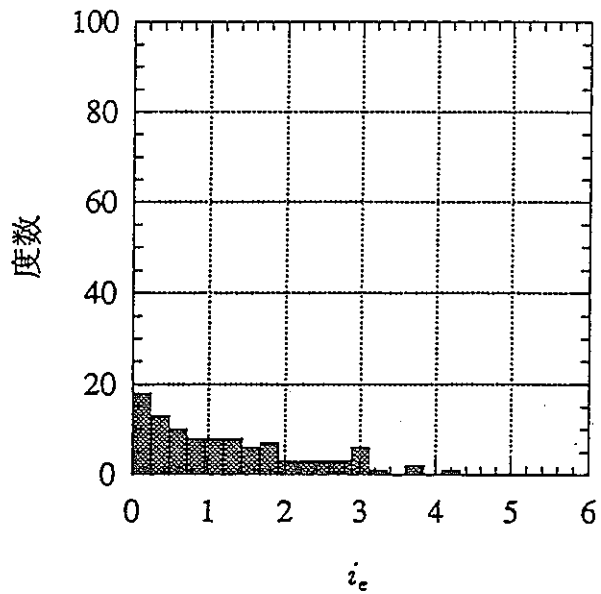
Fig.4.20a 浸透流解析モデル2における i_e のヒストグラム



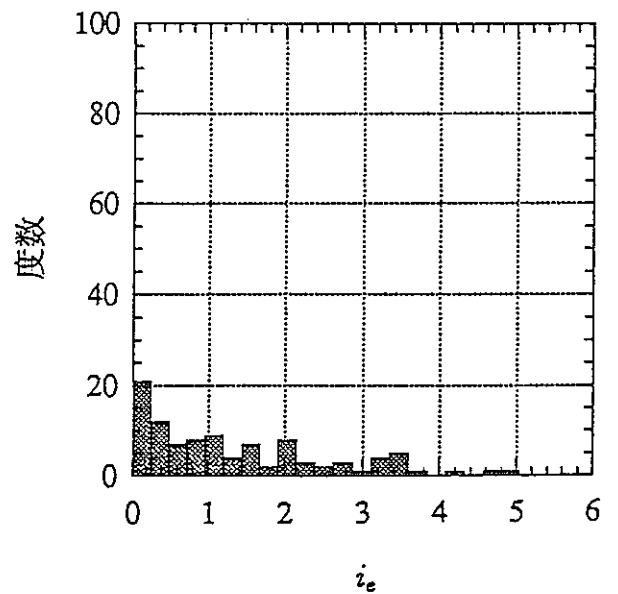
(range=20.0, $\delta k=2.0$)



(range=20.0, $\delta k=4.0$)

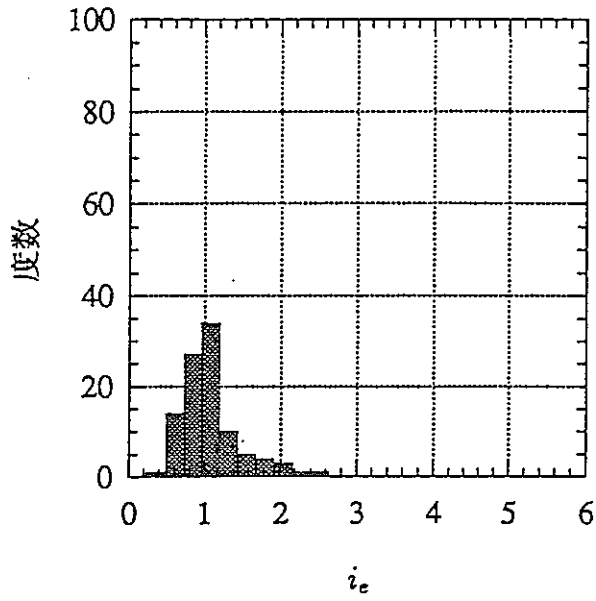


(range=20.0, $\delta k=8.0$)

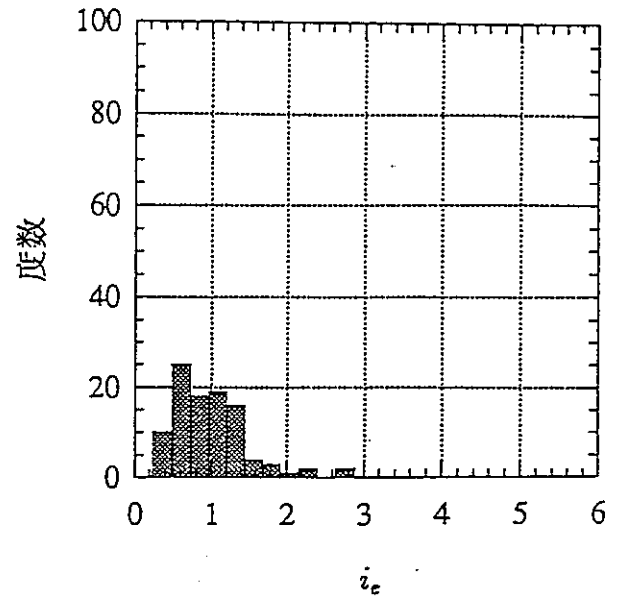


(range=20.0, $\delta k=16.0$)

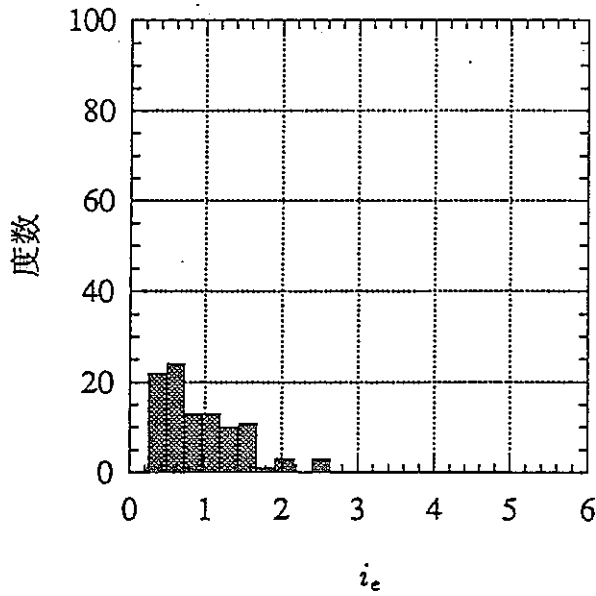
Fig.4.20b 浸透流解析モデル2における i_e のヒストグラム



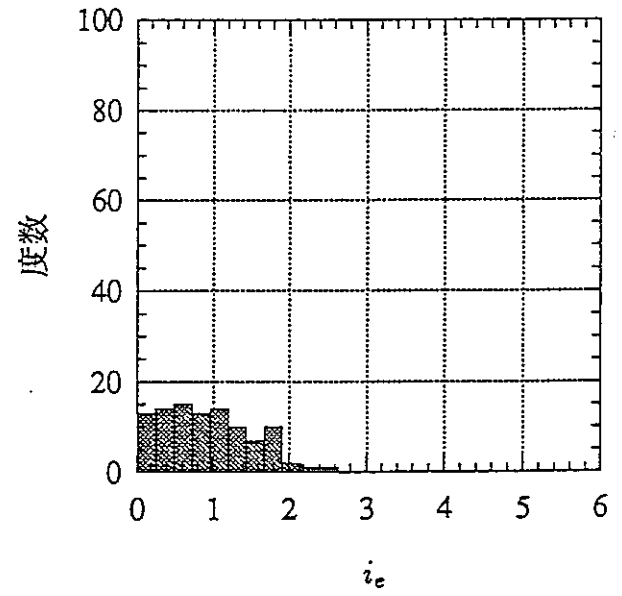
(range=1.0, $\delta k=2.0$)



(range=5.0, $\delta k=2.0$)



(range=10.0, $\delta k=2.0$)



(range=20.0, $\delta k=2.0$)

Fig.4.20c 浸透流解析モデル2における i_e のヒストグラム

付 録 2

Stochastic Analysis of Transport from Underground Depository

7.1 Introduction

Field observations show that the hydraulic properties of natural subsurface flow systems are extremely variable. Also, through theoretical developments and laboratory experimentation, well-established quantitative physical descriptions have been developed, in the form of equations such as those discussed in Chapters 2 and 3. The central question then is how the reality of natural variability can be combined in a useful way with the well-established physics of flow and transport in permeable materials to produce a workable tool for describing the large-scale behavior of underground flow and transport systems.

One suggestion might be that the actual three-dimensional distribution of hydraulic conductivity, for example, be measured in complete detail for the field site, and that these data then be used in a numerical model that captures all of the effects of the variability. However, if one recognizes that the scale of variability is on the order of meters, whereas the scale of overall description sought in many applied problems is on the order of kilometers, a careful assessment will show that this approach is impractical for two reasons. First of all, the computational burden required to treat the requisite number of nodes (10^6 - 10^9) can easily overwhelm even the largest supercomputers available today. Second, and more important, the measurement program required to determine the detailed distribution of hydraulic conductivity would be totally impractical, and may even significantly alter the hydraulic properties of the aquifer.

A second approach would be simply to ignore the variability and presume that a classical numerical model with homogeneous parameters in various zones will adequately describe the situation. This approach is essentially current practice, which has the following important drawbacks. First, it presumes that the equations such as these described in Chapters 2 and 3 are actually valid in some average sense for the large-scale field problems. Second, it does not consider the effects of the variability on the reliability of predictions from the model, thus leaving the false impression that such models will represent exactly what happens at a given location in the field.

A third possible approach is the one in which the small-scale variability of the hydraulic properties is treated as being random in an appropriate, relatively simple fashion; this approach is the main theme of this Chapter.

Data on variance and correlation scale of saturated log-hydraulic conductivity from several different sites are summarized in Table 7.1, (adopted from Glhar, 1993). These same data are presented graphically in Figure 7-1, which illustrates the dependence of the standard deviation of the natural logarithm of conductivity and the correlation scales on the overall scale of observation.

FEM is an ideal vehicle for modelling materials with a spatial variation in properties. Stochastic FEM analysis has been implemented in a number of areas of geotechnical interest (see, e.g., Beacher and Ingra (1981) and Righetti and Harrop-Williams (1988) for stress analysis and settlement of

Table 7.1 Standard deviation and correlation scale of the natural logarithm of hydraulic conductivity or transmissivity(after Gelhar, 1993)

Source	Medium	Type*	σ_f	Correlation scale (m)		Overall scale (m)	
				Horizontal	Vertical	Horizontal	Vertical
Aboufirassi and Marino (1984)	alluvial-basin aquifer	T	1.22	4,000		30,000	
Bakr (1976)	sandstone aquifer	A	1.5-2.2		0.3-1.0		100
Binsariti (1980)	alluvial-basin aquifer	T	1.0	800		20,000	
Byers and Stephens (1983)	fluvial aquifer	A	0.9	>3	0.1	14	5
Delhomme(1979)	limestone aquifer	T	2.3	6,300		30,000	
Delhomme							
Aquitance	sandstone aquifer	T	1.4	17,000		50,000	
Durance	alluvial aquifer	T	0.6	150		5,000	
Kairouan	alluvial aquifer	T	0.4	1,800		25,000	
Normandy	limestone aquifer	T	2.3	3,500		40,000	
Nord	chalk	T	1.7	7,500		80,00	
Devary and Doctor (1982)	alluvial aquifer	T	0.8	820		5,000	
Gelhar <i>et al.</i> (1983)	fluvial aquifer	S	1.0	7.6		760	
Goggin <i>et al.</i> (1988)	eolian sandstone outcrop	A	0.4	8	3	30	60
Hess (1989)	glacial outwash sand	A	0.5	5	0.26	20	5
Hoeksema and Kitanidas (1985)	sandstone aquifer	T	0.6	4.5×10^4		5×10^5	
Hufschmied (1986)	sand and gravel aquifer	A	1.9	20	0.5	100	20
Loague and Gander (1990)	prairie soil	S	0.6	8		100	
Luxmoore (1981)	weathered shell subsoil	S	0.8	<2		14	
Rehfeldt <i>et al.</i> (1989a)	fluvial sand and gravel aquifer	A	2.1	13	1.5	90	7
Russo and Bressler (1981)	Homra red mediterranean soil	S	0.4-1.1	14-39		100	
Russo (1984)	gravely loamy sand soil	S	0.7	500		1,600	

Table 7.1 Standard deviation and correlation scale of the natural logarithm of hydraulic conductivity or transmissivity (after Gelhar, 1993), (continue)

Source	Medium	Type	σ_f	Correlation scale (m)		Overall scale (m)	
				Horizontal	Vertical	Horizontal	Vertical
Sisson and Wierenga (1981)	alluvial silty-clay loam soil	S	0.6	.1		6	
Smith (1978)	glacial outwash sand and gravel outcrop	A	0.8	5	0.4	30	30
Sudicky (1986)	glacial-lacustrine sand aquifer	A	0.6	3	0.12	20	2
Viera <i>et al.</i> (1981)	alluvial soil (Yolo)	S	0.9	15		100	

*Type, T = Transmissivity, S = Soil, and A = Three dimensional analysis
 σ_f is the standard deviation .

foundations, Ishii and Suzuki (1987) for slope stability and Smith and Freeze (1979a, 1979b) and Griffiths and Fenton (1993) for confined seepage).

7.2 Stochastic finite element analysis

Stochastic FEM can be interpreted in different ways. Statistical properties can be built into the FEM equations themselves (see, e.g., Vanmarcke and Grigoriu (1983)), or multiple analysis (Monte Carlo) can be performed, with each analysis stemming from a realization of the soil properties treated as a multi-dimensional random field. In the present work, the latter approach has been used to examine contamination flow from deep depository. While the Monte Carlo approach tends to be computationally intensive, it has the advantage of being able to model highly variable input properties.

7.2.1 Stochastic analysis

The definition of the properties of porous media in space can be made using the concept of random functions . This stochastic approach has two major advantages (De Marsily, 1991):

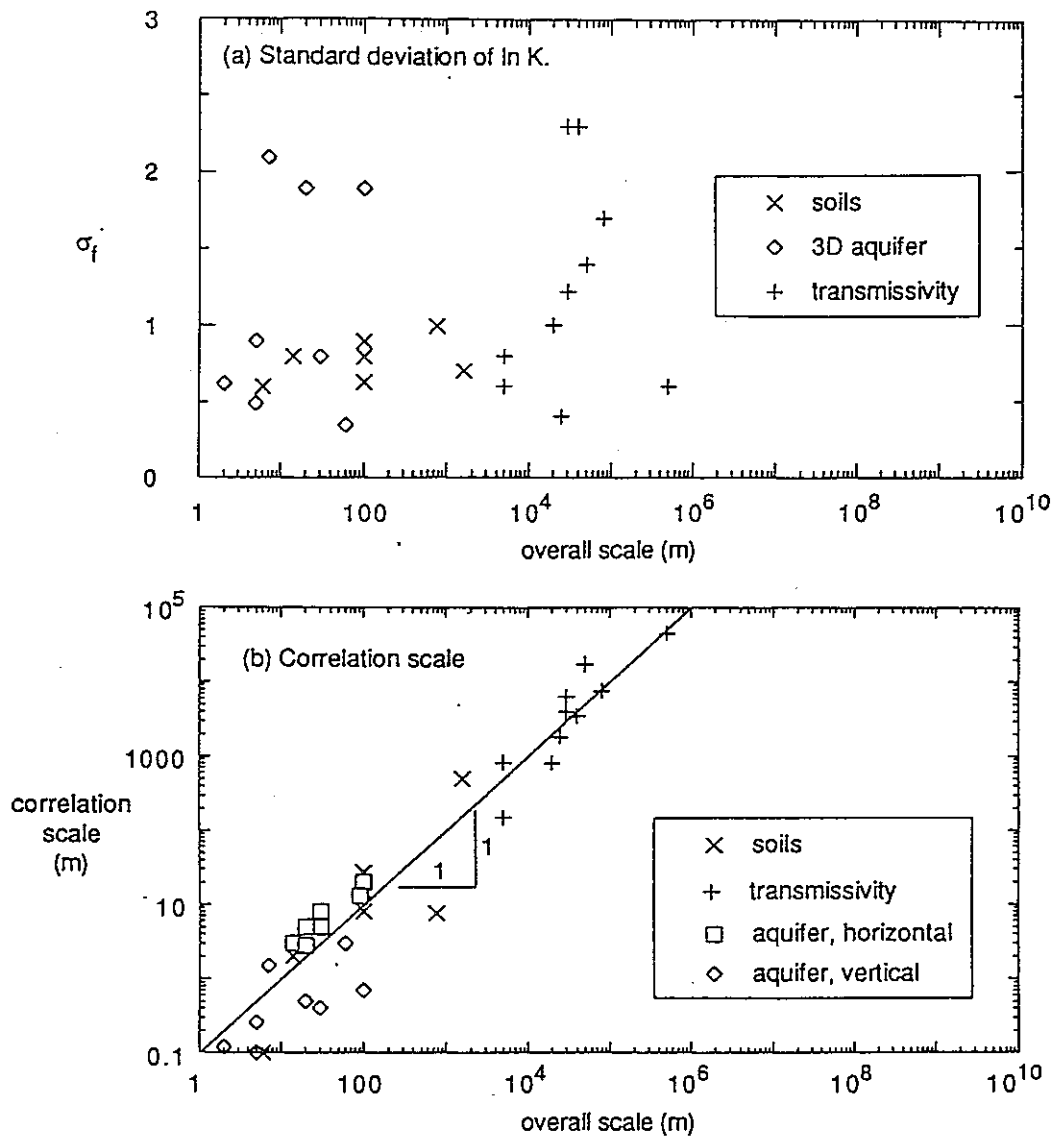


Figure 7-1 Standard deviation and correlation scales of hydraulic conductivity or transmissivity versus overall scale (After Gelhar (1993))

- It conceptually defines the properties in space at a given point, without having to define a volume over which these properties must be integrated.
- It provides means for studying the inherent heterogeneity and variability of these properties in space, and for evaluating the uncertainty of any method of estimation of their values.

The random functions (RF) method is a more powerful concept. It consists of stating that the studied porous medium is a realization of a random process. A property like permeability can then be defined, at a give geometrical point in space, as an average value over all possible realizations of its point value.

7.2.2 Simulation method - Monte Carlo

Monte Carlo simulation method is probably the most powerful method, where fewer assumptions are required. However, it is a numerical method, which may require much central processing unit (CPU) time and a careful examination of the results. The principle of the method is very simple. Let $U(x, \xi)$ be a stochastic process, x being the coordinates in space and ξ the state variable. Remember that $U(x, \xi_1)$ is called a realization of U . One first generates 'simulations' of U in the probabilistic sense, i.e., a large number of realizations of U . To do so, we must know the probability distribution of function U and its covariance (or variogram) if U is spatially correlated.

Then, for each of these realizations, the parameter represented by $U(x, \xi_1)$ is completely determined and known (e.g., the permeability or the source term or the boundary conditions). Thus, the flow and transport equations can be solved numerically for each realization, giving the value of the dependent variable, e.g., $c(x, \xi_i)$. It is then possible to statistically analyze the ensemble of the calculated solutions $c(x, \xi_i)$ for $i = 1, \dots, N$: expected value, variance, histogram, and distribution function for each location x . It is no longer necessary to assume that c is stationary; these statistics can be calculated at each point. The covariance or variogram can also be determined if c is found to be stationary, or intrinsic.

Because the numerical solution requires an estimate of the average of $U(x, \xi_1)$ over a mesh, this estimate becomes less variable as the mesh becomes larger, simply because of the integration. Thus, the variability of the solution, $c(x, \xi_i)$, will also be affected. Furthermore, one must realize that if C (or γ) is the correlation structure of U in space, then the correlation structure of the average of U over a mesh will be the integrated covariance or variogram. This has not always been recognized in the past (De Marsily, 1991).

The main difficulty with the simulation method is how to generate the realizations, $U(x, \xi_1)$. Freeze (1975) assumed that U (in this case, the hydraulic conductivity in a one-dimensional flow problem) was not spatially correlated. When the probability distribution of U was known, independent values were drawn randomly in each mesh. In two dimensions, Smith and Freeze (1979b) and Smith and Schwartz (1980, 1981a,b) imposed a correlation structure on U (the hydraulic conductivity) using the method of the 'nearest neighbor'. The correlation is imposed by a kind of 'moving average' of the value of U , taken in adjacent meshes. Neuman (1984) generated the complex covariance matrix of U and took a vector of independent random numbers. He solved for the correlated $U(x, \xi_1)$ by triangulation of the covariance matrix using Cholesky's method. Meija and Rodriguez-Iturbe (1974) used spectral methods.

Delhomme (1979) used the method of the turning bands, developed by Matheron (1973), which is a very powerful tool in two dimensions (see also; Mamtoghlu and Wilson, 1982). Delhomme also used conditional simulations of U instead of simple simulations. This is a great improvement on the Monte Carlo method for practical problems. Indeed, the stochastic process, U , is then said to be conditioned by the measurements $U(x_j)$ in space: all the realizations $U(x, \xi_1)$ must have the measured values $U(x_j)$ at each point x_j , where a measurement has been made. The method used to generate these conditional simulations is based on Kriging.

Nonconditional simulations are suitable for studying the theoretical variability of a process: the statistics of U are assumed to be known, but no measured values are available. On the contrary conditional variability is only that which stems from the uncertainty in the estimation of U between measurement points. Conditional simulations are thus a logical follow-up to Kriging. Delhomme (1979) used them for transmissivities and mentioned that the transmissivity could be further conditioned by the inverse problem. Such conditioning is also discussed by Neuman and Yakowitz (1979) and Neuman (1984).

7.2.3 Conditional simulation

In situations where the spatial variation in the variable is an important consideration, as is, for example, the case when we are dealing with contaminant transport in heterogeneous aquifer, it is necessary to more realistically capture the actual variations. A conditional simulation approach, which requires that the simulated field agree with observations at a given location and also vary realistically, can be developed within the framework of kriging. First, an unconditional realization of a process $U(\mathbf{x})$ is generated over the region of interest having a covariance function or variogram the same as the field being generated. Then, the value of this unconditional field at the locations of the observations are used in a kriging routine to obtain $\hat{U}(\mathbf{x})$. The actual observations at these same locations are then kriged to produce the same estimate $\hat{V}(\mathbf{x})$. A conditional realization or path is then obtained as:

$$V_s(\mathbf{x}) = \hat{V}(\mathbf{x}) + [U(\mathbf{x}) - \hat{U}(\mathbf{x})] \quad (7-1)$$

Because kriging is an exact interpolator, the term in square brackets is zero at points of observations, so that $V_s(\mathbf{x}) = \hat{V}(\mathbf{x})$, which agrees with the observations at those points. It also can be shown that the variance of V is the kriging estimation variance. This procedure can be repeated by generating a different unconditional path, thereby producing a series of realizations that honor the observed data and realistically portray the spatial variability of the field.

Delhomme (1979) has used this approach to generate transmissivity fields that honor observed values and then used these as inputs in a numerical model to simulate the resulting head field.

7.2.4 Generation of the unconditional realizations

The unconditional random fields can be generated by several methods. The most widely used technique in subsurface hydrology is the turning-bands method proposed originally by Matheron (1973) and adopted for two dimensions (Mantoglou and Wilson 1982) and three dimensions (Tompson *et al.*, 1989). The turning-bands method essentially makes use of superposition of one-dimensional processes generated a series of rays accompanying the space of interest and the requisite transformation

between the original multidimensional spectrum or covariance and that for the one-dimensional line process. Other methods generally appears to be less numerically efficient than the turning-bands method for very large systems. The nearest-neighbor model used by Smith and Freeze (1979) to estimate one- and two-dimensional fields apparently has unrecognized limitations that have been brought out by King and Smith (1988). Therefore, the turning-bands was used in the current analysis in combination with Kriging. The Exponential model was used as the structural model for spatial variability. This model is popular in hydrologic applications, because it is versatile and has a simple analytical form (Kitandis (1993)), (see Appendix B).

7.3 Transport from waste depository

In order to predict the contaminant migration from a waste depository for environmental impact, a stochastic model was introduced based in the turning bands method (Delhomme,1979). Monte Carlo simulation was used for the simulation as discussed in section 7.2.2. Figure 7-2 shows the finite element mesh of the model used as well as the boundary conditions and the problem domain. Figure 7-3 the deterministic case in which the mean of the stochastic case was used as constant. Figure 7-4(a) shows one realization for case of 1 m correlation indicating the flow parameters (head and velocity vectors) and Figure 7-4(b) shows the concentration distribution from the underground depository after 20 days (velocity vectors are shown also).

7.4 Discussion

Figures 7-5(a) and 7-5(b) show the results of the parametric study for the concentration at the middle of the right hand side boundary. That point was selected as to evaluate how the contamination from the waste depository will affect the nearby environment. The method can be extended to study other locations as well. The parametric study was done in regard to the coefficient of variation COV which is defined as;

$$\text{COV} = \sigma_k / \mu_k \quad (7-2)$$

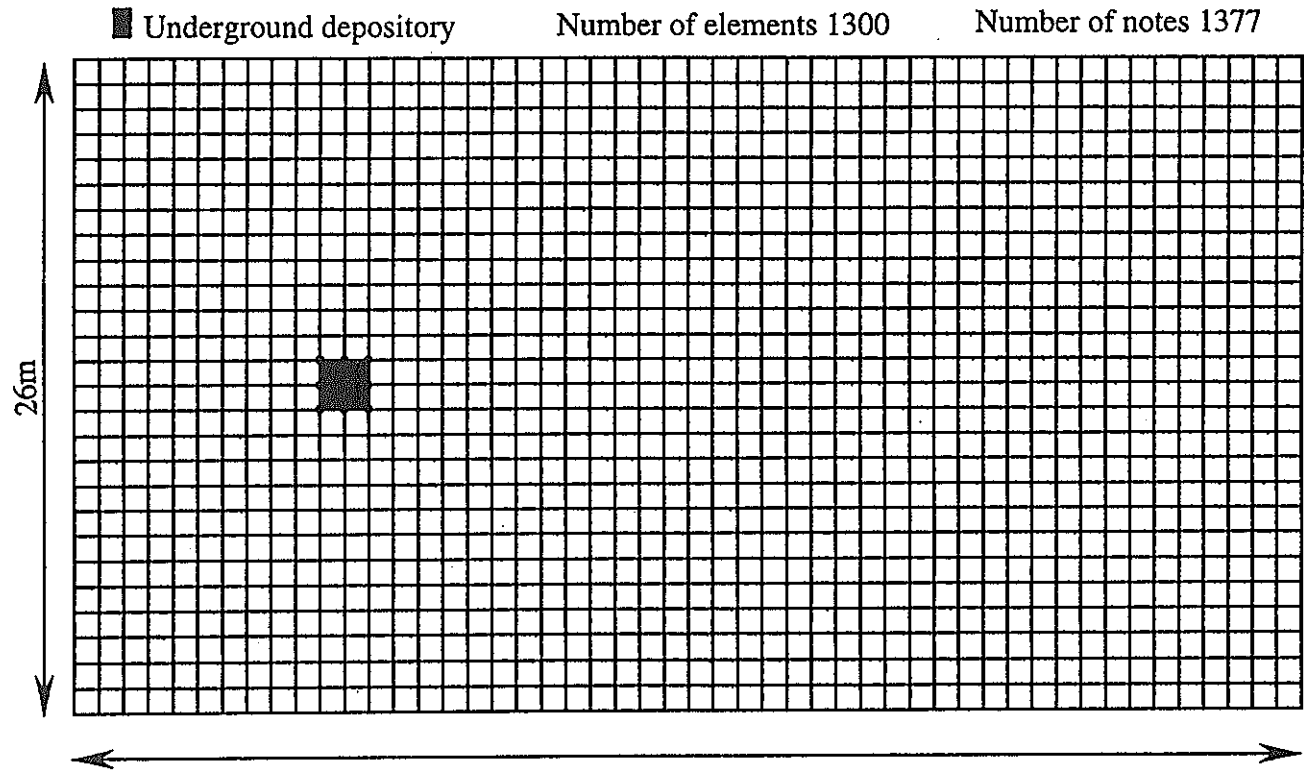


Figure 7-2 Finite element mesh used for the analysis of transport from underground depository

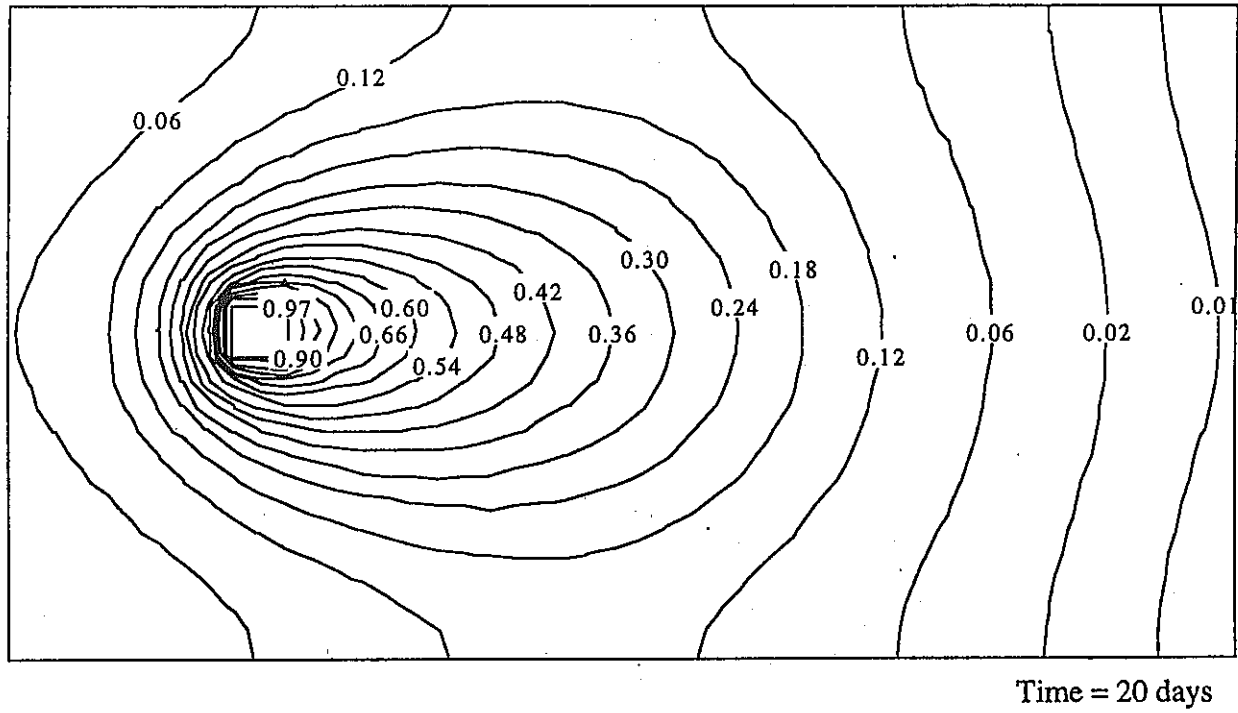


Figure 7-3 Contamination distribution from underground depository, deterministic case

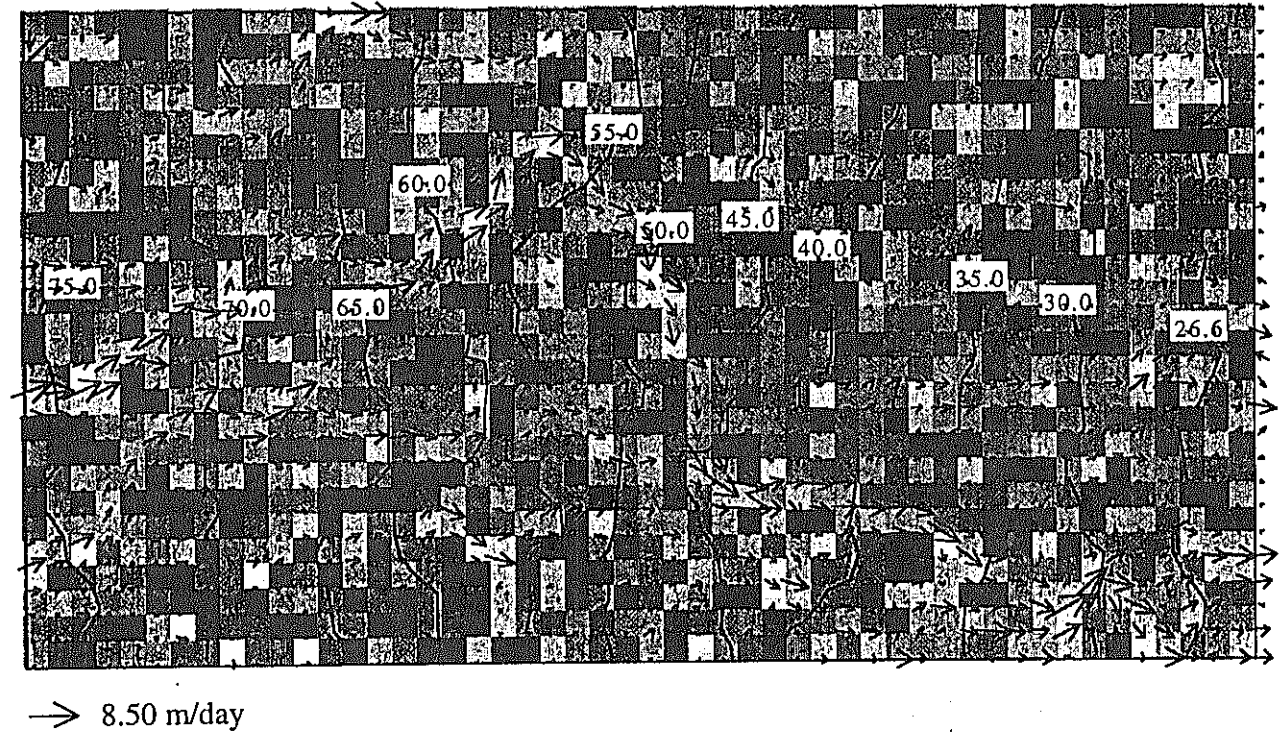


Figure 7-4(a) Water pressure head and velocity distribution for case of 1m correlation

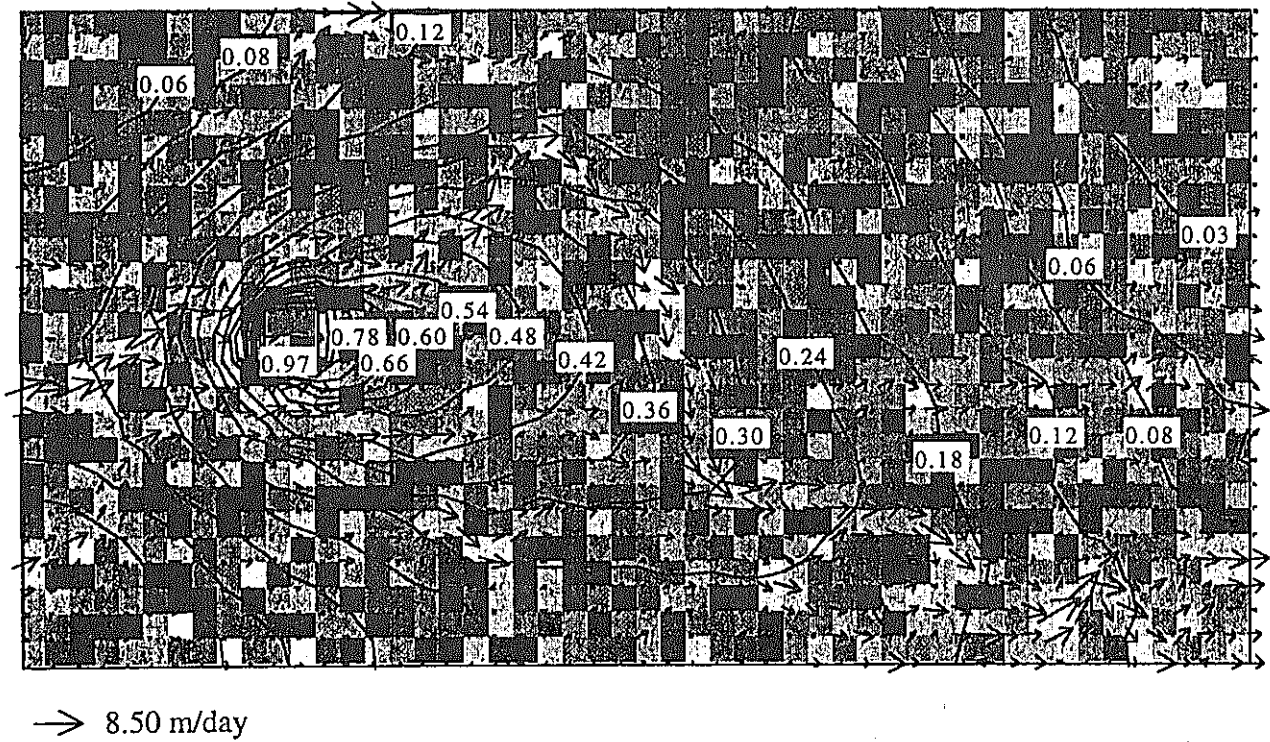


Figure 7-4(b) Transport from underground depository with velocity distribution for case of 1m correlation

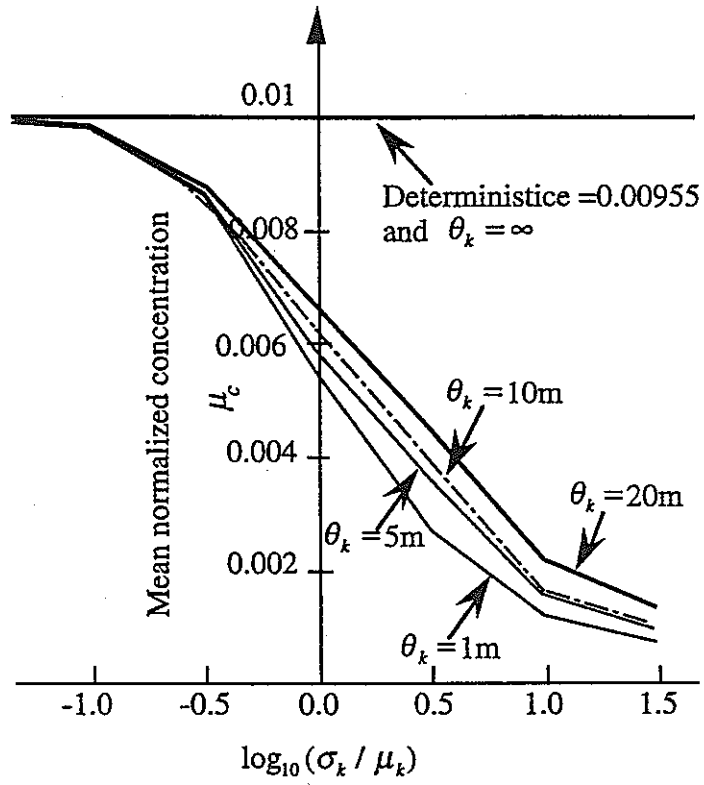


Figure 7-5(a) Coefficient of variation of permeability plotted against the mean normalized concentration

where σ_k is the standard deviation of the permeability and μ_k is its mean value. The correlation of the model was selected based on the results summarized in Gelhar (1993) which indicate that for a range of 50 m, the correlation may be ranged between 0 and 10 m. we extended the range up to 20 m to evaluate the parametric study.

Figure 7-5(a) shows the log COV plotted against the mean normalized concentration. It is clear that with the increase of the correlation scale with low COV all realizations tend to be same as the deterministic results. Figure 7-5(b) shows the plotting of log COV against the standard deviations of the concentration. It is clear that with small correlation value, the standard deviation of the concentration and with the increase of the COV the standard deviation of the concentration increased up to some limit and then decreased again. That may be attributed to the geometry of the domain, since the domain is limited with a certain dimension.

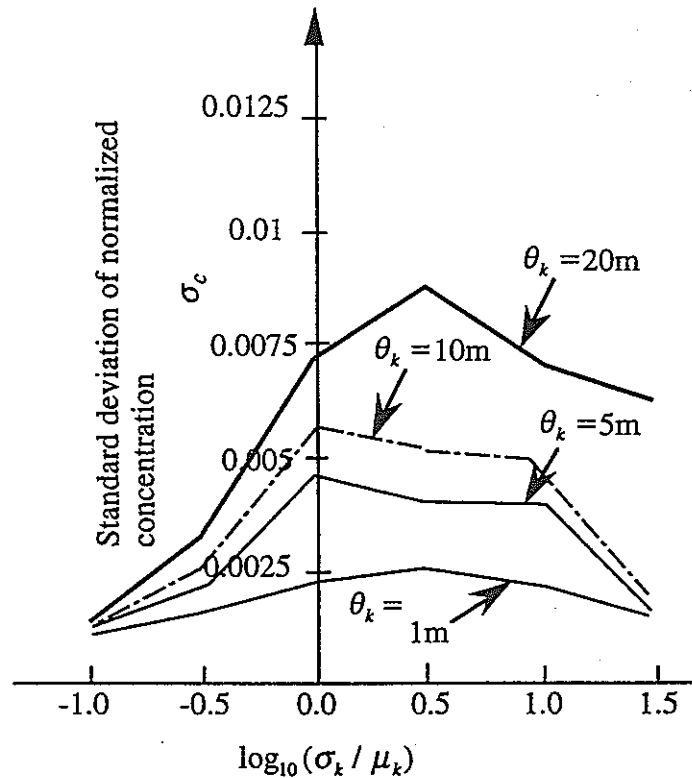


Figure 7-5(b) Coefficient of variation of permeability plotted against the standard deviation of the normalized concentration

7.5 Conclusion

The effect of stochastic soil permeability on contaminated transport under steady flow has been studied. Random field concepts for the generation of soil permeability properties with a fixed mean, standard deviation and spatial correlation structure have been combined with finite element method to perform Monte Carlo simulations of contaminated transport. Transport phenomena was numerically analyzed using Eulerian-Lagrangian approach with Forward particle tracking technique based on the velocity field obtained directly from the flow model as discussed in Chapter 2 and 3. Analysis have been done for waste disposal deep tunnel, in order to investigate the effect of the contamination transport under steady flow conditions, on the nearby environment. A parametric study have been done to evaluate the effect of the standard deviation and the spatial correlation (scale of fluctuation) on the contamination parameter, c . Comparison between the stochastic and deterministic results have been made. The parametric study shows that

transport flow is affected significantly with standard deviation and scale of fluctuation of permeability coefficient.

References

- Beacher, G.B. & T.S. Ingra (1981): "Stochastic FEM in settlement prediction," J. Geotech Engng Am. Soc. Civ. Engrs , Vol.107, GT4: pp.449-463.
- Delhomme, J.P. (1979): "Spatial variability and uncertainty in groundwater flow parameters: a geostatistical approach," Water Resources Research, Vol.15, pp.269-280.
- De Marsily, G. (1991): "Stochastic description of porous media," in Modelling and applications of transport phenomena in porous media, Bear and Buchlin Eds, Kluwer Academic Pub.
- Freeze, R.A. (1975): "A stochastic-conceptual analysis of one-dimensional groundwater flow in non-uniform, homogeneous media," Water Resources Research, Vol.11, pp.725-741.
- Gelhar, L.W. (1993): Stochastic subsurface hydrology, Prentice Hall, Englewood Cliffs, New Jersey.
- Griffiths, D.V. and G.A. Fenton (1993): "Seepage beneath water retaining structures founded on spatially random soil," Géotechnique, Vol.43, pp.577-587.
- Ishii, K. and M. Suzuki (1987): "Stochastic finite element method for slope stability analysis," Struct. Safety, Vol.4, pp.111-129.
- King, P.R., and P.J. Smith (1988): "Generation of correlated properties in heterogeneous porous media," Math. Geol., Vol.20, pp.863-877.
- Kitanidis, P.K. (1993): "Geostatistics," in Handbook of Hydrology, D. R. Maidment Ed., McGraw Hill, N.Y.

- Mantoglou, A., and J.L. Wilson (1982): "The turning bands method for simulation of random fields using line generation by a spectral method," *Water Resources Research*, Vol.18, pp.1379-1394.
- Matheron, G. (1973): "The interinsic random functions and their applications," *Adv. Appl. Prob.*, Vol.5, pp.439-468.
- Meija, J.M., and I. Rodriguez-Iturbe (1974): "I. On the synthesis of random field sampling from the spectrum: an application to the generation of hydrologic spatial process," *Water Resources Research*, Vol.10, pp.705-712.
- Neuman, S.P. (1984): "Role of geostatistics in subsurface hydrology," in *Geostatistics for Nature Resources Charactrization, Proceeding NATO-ASI*, (Verly, G., David, M., Journel, A.G. and Marechal, A., Eds), Part 1, Reidel, Dordrecht, The Netherlands, pp.787-816.
- Neuman, S.P., and S. Yakowitz (1979): "A statistical approach to the inverse problem of aquifer hydrology. 1. Theory," *Water Resources Research*, Vol.15, pp.845-860.
- Righetti, G. and K. Harrop-Williams (1988): "Finite element analysis of random soil media," *J. Geotech. Engng., ASCE*, Vol.114, pp.59-75.
- Smith, L. and R.A. Freeze (1979a): "Stochastic analysis of steady state groundwater flow in a bounded domain. 1. One-dimensional simulations," *Water Resources Research*, Vol.15, pp.521-528.
- Smith, L. and R.A. Freeze (1979b): "Stochastic analysis of steady state groundwater flow in a bounded domain. 2. Two-dimensional simulations," *Water Resources Research*, Vol.15, pp.1543-1559.
- Smith, L and F.W. Schwartz (1980): "Mass transport. 1. A stochastic analysis of macrodispersion," *Water Resources Research*, Vol.16, pp.303-313.

- Smith, L and F.W. Schwartz (1981a): "Mass transport. 2. Analysis of uncertainty in prediction," Water Resources Research, Vol.17, pp.351-369.
- Smith, L and F.W. Schwartz (1981b): "Mass transport. 3. Role of hydraulic conductivity data in prediction," Water Resources Research, Vol.17, pp.1463-1479.
- Sudicky, E.A. (1986): "A natural gradient experiment on solute transport in a sand aquifer: spatial variability of hydraulic conductivity and its role in the dispersion process," Water Resources Research, Vol.22, pp.2069-2083.
- Tompson, A.F.B., R. Ababou, and L.W. Gelhar (1989): "Implementation of the three-dimensional turning bands random field generator," Water Resources Research, Vol.25, pp.2227-2243.
- Vanmarcke, E.H. and M. Grigoriu (1983): "Stochastic finite element analysis of simple beams," J. Engng. Mech., ASCE, Vol.109, pp.1203-1214.

付 録 3

離散化ラフネスデータを用いた岩盤不連続面の せん断挙動の推定法

1. はじめに

岩盤内に地下空間を建設する場合、岩盤を対象にした新しい課題が注目を浴びるようになってきている。掘削中の岩盤を観察すれば容易にわかるように岩盤内には必ずと言ってよいほど不連続面が存在する。不連続面の強度・変形特性は岩盤全体に大きな影響を与えるので、岩盤を対象とした土木構造物の設計を行う場合には、その特性を十分に理解しなければならない。従来、岩の強度・変形特性を調べる室内試験として、一軸試験、三軸試験などが行われているが、その試験結果だけでは不連続面を含んだ岩盤の特性を判断することは不十分である。よって、不連続面を直接せん断する岩石一面せん断試験機が多用されるようになってきている。

非常に滑らかな不連続面と粗い凹凸を有する不連続面では、すべりを生じさせるために必要な力の大きさが異なることは明かであり、その面の凹凸の大きさを求めることは強度・変形特性を考える場合に必要不可欠である。現在、計測技術の発達に伴ってラフネスの計測が活発に行われているが、そのデータが有効に生かされているかどうかは疑問である。そこで本報告ではレーザー変位計で計測して得られた不連続面の離散化ラフネスデータを用いて、その面の幾何学的な削れ方を考案し、パラメータ減耗率 k （せん断時にラフネスの削れる割合）を導入してせん断挙動を推定する方法を提案する。

削られる量はその面にかかる垂直応力が大きいか、もしくは母岩の強度が弱いとき大きいことから、減耗率 k と σ_v （不連続面にかかる垂直応力）/ σ_c （母岩の強度）の間には何らかの関係があると考えられる。そこで本研究では減耗率 k と σ_v/σ_c の関係を求めることを目的とする。

2. せん断挙動のモデル化

本研究では、岩盤不連続面のせん断による変形特性および強度特性を離散化されたラフネスデータを用いて予測するものであり、減耗率 k を用いて岩盤の一面せん断挙動を不連続面の離散化されたラフネスデータからモデル化することを目的としている。まず、岩石一面せん断試験の供試体のラフネスデータを計測して数値化し、そのデータから以下に述べるような方法で供試体のせん断過程をシミュレートして、垂直応力一定一面せん断試験におけるダイレイタンス挙動の推定を行う。ただし、リアルタイムで進行するせん断過程をコンピューターで表現することは不可能であるので、接触回数 n というパラメータを用いてせん断過程を数ステップに分けてシミュレートを行った。この接触回数 n とは、不連続面におけるせん断挙動をFig.1(a)に示すように供試体の一番高い点が接触して削られ、その次に高い点が接触して削られるという現象の繰り返しと考へ、垂直変位 v がある値に収束するまでこの現象が繰り返し起こる回数のことである。

上部供試体が変位するに伴い上部供試体の乗り上げがおり、鉛直方向（z軸方向）に元の位置よりvだけ変位する。なお、vの値はせん断変位uによって随時、変化を伴う。この挙動をシミュレートするためには、まずこのラフネスを計測し、得られた離散化ラフネスデータを計算機上にせん断方向（x軸方向）およびせん断方向に直交する方向（y軸方向）に単位長さ $\Delta x, \Delta y$ ごとに鉛直座標として数値化する必要がある。本研究では、 $\Delta x, \Delta y = 1.0\text{mm}$ とする。また、せん断方向に計測された点の数をN、せん断方向に直角に計測された点の数をMとする。

上部供試体と下部供試体が完全に噛み合っているとして、Fig.1(a)のようにせん断変位が Δx 進んだときを考える。せん断方向に最大傾斜角をもつ下部供試体の $A_{x,y} - A_{x+1,y}$ 部分に沿って上部供試体の $B_{x,y} - B_{x+1,y}$ 部分が接しながら乗り上がり、 $A_{x+1,y}$ と $B_{x,y}$ が一点で接触する。この $A_{x+1,y}$ と $B_{x,y}$ の削れを生じた後の鉛直座標を決定するには次のように簡略化して考えることにする。

Fig.1(a)のようにせん断変位 $u = \Delta x$ が生じたとき、接触点を求め、前述した減耗率の考え方に従って上下供試体共に削れを生じさせる。そして、接触回数の考え方に従って、次々に生じる接触点で削れを生じさせ、この操作を垂直変位がある値に収束するまで繰り返す。収束すると、各ステップのせん断変位量を Δx として、任意のせん断ステップに達するまで同様のステップ計算を繰り返す。

せん断変位 $u = j$ のとき全点において下部, 上部供試体の接触点の鉛直座標を $Z(A_{x+j,y})_{u=j}$, $Z(B_{x,y})_{u=j}$ とする。せん断試験前には下部, 上部供試体は完全に噛み合っているので $Z(A_{x,y})_{u=0} = Z(B_{x,y})_{u=0}$ である。本研究では、計測間隔を1.0mmの等間隔としているので、せん断挙動は一番急斜な凹凸部分、つまり次式において最大値を与える $(x,y) = (X,Y)$ の接触点に依存する。

$$v_{x,y} = Z(A_{x+j,y})_{u=j} - Z(B_{x,y})_{u=j} \quad (0 \leq x \leq N, 0 \leq y \leq M) \quad (1)$$

接触点が決定されると次式によって摩耗量 K_1, K_2 が求まる。なお、 K_1, K_2 は滑りが生じる辺の長さに比例すると仮定する。

$$K_1 = k \sqrt{\Delta x^2 + (Z(A_{X+j,Y})_{u=j-1} - Z(A_{X+j-1,Y})_{u=j-1})^2} \quad (2)$$

$$K_2 = k \sqrt{\Delta x^2 + (Z(B_{X,Y})_{u=j-1} - Z(B_{X-1,Y})_{u=j-1})^2} \quad (3)$$

また、この K_1, K_2 を用いて次式より接触点の新たな鉛直座標と垂直変位 $v_{x,y}$ を求める。

$$v_{X,Y} = Z(A_{X+j,Y})_{u=j} - Z(B_{X,Y})_{u=j} \quad (4)$$

$$Z(A_{X+j,Y})_{u=j} = Z(A_{X+j,Y})_{u=j-1} - K_1 \quad (5)$$

$$Z(B_{X,Y})_{u=j} = Z(B_{X,Y})_{u=j-1} + K_2 + v_{X,Y} \quad (6)$$

これらの式の操作を垂直変位が任意の値に収束するまで繰り返し、最終的に i 回目の v_{xy} を $u=j$ での上部供試体の垂直変位を v_j とすると、供試体のラフネスデータを次式によって書き換える。

$$Z(A_{X+j,Y})_{u=j} = Z(A_{X+j,Y})_{u=j-1} - n K_1 \quad (0 \leq x \leq N, 0 \leq y \leq M) \quad (7)$$

$$Z(B_{X,Y})_{u=j} = Z(B_{X,Y})_{u=j-1} + n K_2 + v_j \quad (0 \leq x \leq N, 0 \leq y \leq M) \quad (8)$$

次に接触回数 n の収束条件を説明する。

Fig.1(b),(c)に接触回数 n と垂直変位 v の関係を示す。これらの図から接触回数 n と垂直変位 v の関係は対数関数で近似できると考えられる。この対数関数を用いて接触回数 n の収束条件を次のように考える。

1. 接触回数 $n=i$ のとき、 i 個の接触点から垂直変位の差の二乗誤差が最小になるような対数関数を考える。
2. その対数関数を用いて、接触回数 $n-1, n$ における垂直変位の差が 0.0001mm 以下になる接触回数 n' に対応する垂直変位 v の値を v' とする。
3. 接触回数 $n=i$ における垂直変位の値が v' より小さくなるとそこで計算を終了し、垂直変位の値が v' より大きい場合は接触回数を増やして、再び計算を行う。

この収束条件で解析した結果をFig.2に示す。図から明らかなようにダイレイタンシー曲線の変化は減耗率 k に依存するという結果が得られた。

3. ラフネスデータを用いたせん断応力式

(a) エネルギー収支の式

この式はエネルギー保存の法則を適用したものである。左辺は外部からなされた仕事量を表し、右辺は内部でおきた仕事量を表している。

$$\tau du = \mu \sigma du + \sigma dv \quad (9)$$

ここに、 τ はせん断応力、 σ は垂直応力、 μ は摩擦係数であり、 du は水平変位、 dv は垂直変位である。

式(9)の両辺を du でわると

$$\tau = \mu \sigma + \sigma \frac{dv}{du} \quad (10)$$

となる。この式において、 $\mu = \tan \phi$ とすると次式が導かれる。

$$\tau_{u=j} = \sigma \tan \phi + \sigma (dv/du)_{u=j} \quad (11)$$

$$(dv/du)_{u=j} = (v_j - v_{j-1}) / du \quad (12)$$

ここに、 v_j は $u=j$ での垂直変位であり、 σ は垂直応力である。

(b) Seidel and harberfield¹⁾の式

この式は岩石表面の削れを考慮に入れ、エネルギー収支の観点から導かれた、ダイレイタンスー曲線を利用できるように変形すると次式のようにになる。

$$\tau_{u=j} = \frac{\sigma_n (\tan i + \tan \phi_b)}{1 - (dv/du)_{u=j} \tan \phi_b} \quad (13)$$

ここに、 i は表面の初期傾斜角である。

(c) 供試体を剛体としたSeidel and harberfieldの式

$$\tau_{u=j} = \frac{\sigma (\tan i_{\max,j} + \tan \phi_b)}{1 - (dv/du)_{u=j} \tan \phi_b} \quad (14)$$

$$i_{\max,j} = \tan^{-1} (dv/du)_{u=j}^{k=0} \quad (15)$$

(d) A.BRO²⁾の式

不連続面の一部を考え、せん断が起こる際にその部分にかかる応力はFig.3に示すようになる。つり合い式は次のようになる。

$$S = T \cos \alpha - N \sin \alpha \quad (16)$$

$$P = N \cos \alpha + T \sin \alpha \quad (17)$$

ここに、 S はせん断面に働くせん断荷重、 T は水平面に働くせん断荷重、 N は垂直荷重であり、 P はせん断面に対する垂直荷重、 α はせん断面と水平面のなす角である。

エネルギーに関しては

$$\delta E_t = T \delta t = \delta E_n + \delta E_s = N \delta n + S \delta s \quad (18)$$

となる。ここに、 δE_t はせん断時に消費される全エネルギー、 δE_n はすべり上がるエネルギー、 δE_s は新しいせん断面をつくるエネルギーであり、 δt は水平面に平行なせん断変位、 δn は鉛直方向のせん断変位、 δs はせん断面に平行方向のせん断変位増加である。 δn 、 δs は次式によって与えられる。

$$\delta n = \delta t \tan \alpha \quad (19)$$

$$\delta s = \frac{\delta t}{\cos \alpha} \quad (20)$$

以上により、エネルギー消費率は次式で表せる。

$$\dot{E}_t = T = N \tan \alpha + \frac{S}{\cos \alpha} \quad (21)$$

ここで、このエネルギー消費率が最小となるときの α が最適の破壊角となる。

$$T = N \tan (\phi_{jnt} + \alpha) \quad (22)$$

ここに、 T は水平面に働く新しいせん断荷重、 ϕ_{jnt} は新しいせん断面の摩擦角、 α はせん断面と水平面のなす角である。ただし、 α は削れが生じてできた新しいせん断面と水平面のなす角であると考えられるので、次のように表すことができると考えられる。

$$\alpha = \left(\frac{dv}{du} \right)_{u=j} \quad (23)$$

$$T = N \tan \left\{ \phi_{jnt} + \left(\frac{dv}{du} \right)_{u=j} \right\} \quad (24)$$

4. 実験装置および供試体

4-1 岩石一面せん断試験装置

Fig.4に一面せん断試験装置の概略を示す。この装置は岩石をはじめ、モルタルなどによって人工的に作製した各種の供試体に適用でき、供試体亀裂内に発生する間隙水圧をも計測できる構造となっている。また、供試体亀裂内に圧力水を供給することにより、透水試験も並行しながら実験できるように設計されている。せん断負荷制御は電気・油圧サーボ方式を用いているため、荷重制御モード、もしくは変位制御モードのいずれかを選択することができる。さらに、せん断箱は目的に応じて取り替えて使用できるようにカセット式となっており、あらかじめ供試体を別の場所でセットし、試験の直前にこれを負荷装置に装着できるようになっている。供試体の大きさは最大で直径12.0cm、高さ10.0cmの円柱形、または一辺12.0cmの正方形の供試体まで適応できるように設計されている。Fig.5にせん断箱の一例を示す。

Fig.6に本装置の計測・制御システム図を示す。この装置は垂直荷重およびせん断荷重ともフィードバック機構を有する完全閉ループ制御方式の電気・油圧サーボシステムで、マイクロコンピュータによりコントロールされている。したがって、せん断試験中の供試体のせん断面積減少に伴い、垂直応力を一定に保つように垂直荷重を減じるよう

な文字どおりの垂直応力一定試験も可能である。また、計測・制御を迅速、かつ正確に行うためには、その計測・制御時間間隔をできる限り微小に設定する方がよい。よって、時間割り込みルーティンの高速化を実現するため、その制御プログラムにC言語を用いている。その結果現在、制御時間間隔は $40\mu\text{sec}$ であり、リアルタイム計測・制御が可能となっている。制御とともに計測データは自動的にフロッピーディスクに記録されるので、試験後のデータ整理もマイクロコンピュータを用いて行うことができる。

本試験機による現在の計測要素はせん断荷重、せん断変位、垂直変位および垂直荷重の4要素となっている。荷重検出は、ひずみゲージ式の圧縮・引張両用ロードセル（容量 $\pm 20.0\text{tf}$ ）で行う。また、変位の検出はひずみゲージ式変位計を使用を行い、計測および制御兼用となっている。なお、図中3示す垂直方向の変位はせん断箱の左右（中央部）で測定し、その平均値をとるものとする。変位計は供試体の寸法に応じて変更できるようになっている。以上のセンサーの信号は各々、専用のプリアンプを介し電圧を増幅した後、A/D変換器によりコンピュータに取り込まれる。各検出量のモニターリングはCRT画面上に試験中常時表示されるので、実験の進行状態の把握が容易に行える。制御方法、変位速度・載荷速度および計測時間等の計測・制御条件はキーボード上から簡単に指定することができ、制御信号はD/A変換器を介してサーボ機構にフィードバックされる。

4-2 レーザー変位計を用いた岩石表面形状の計測装置

Fig.7にレーザー変位計を用いた岩石表面形状の計測装置の概略図を示す。この装置は図に示すようなXYロボットにレーザー変位計を固定することにより、供試体の凹凸が計測できるようになっている。また、変位計取り付け部には50.0mmまで測定可能なマイクロメータを備えた変位計の位置を微調整することができる器具がついており、変位計を鉛直方向 $\pm 25.0\text{mm}$ の範囲で自由に上下させることが可能である。なお、本装置で使用したレーザー変位計は光源に $0.5\mu\text{m}$ の高分解機能を持った半導体レーザーを使用しているものである。測定範囲は $40.0\pm 5.0\text{mm}$ であり、反射率の変化、測定面の汚れ、色の変化、色ムラ影響を受けない等の特徴がある。XYロボットはマイクロコンピュータによりコントロールされており、レーザー変位計の出力も同時にマイクロコンピュータに記録される。

4-3 供試体および実験条件

本研究に用いた供試体は円形供試体（直径=10.0cm）と正方形供試体（一辺の長さ=12.0cm）の2種類である。円形供試体の鳥瞰図をFig.8に示し、正方形供試体の鳥瞰図をFig.9に示す。円形供試体はモルタルのみで作成し、正方形供試体はモルタルに液性限界で練り混ぜたカオリンを混合して強度の異なる供試体を用意した。セメントとカオリンの混合比は0%,50%,100%,200%とする。Fig.10(a),(b)に一軸試験結果を示す。

円形供試体については垂直応力5.0,10.0,20.0,40.0 kgf/cm^2 、正方形供試体については強度の異なる試料についてそれぞれ垂直応力1.0,3.0,5.0,7.0,10.0,15.0,20.0,30.0 kgf/cm^2 のもとで垂直応力一定一面せん断試験を行った。なお、せん断変位速度は1.0 mm/min とす

る。

5. 実験結果と解析結果

円形供試体の一面せん断試験結果をFig.11に示し、正方形供試体の結果をFig.12に示す。なお、正方形供試体の結果はモルタルで作成した供試体のみを示してある。

円形供試体のみについて本解析方法を用いて実験値に相当する減耗率 k の値を求め、ラフネスデータを用いてダイレイタンシー曲線を求めた結果をFig.13に示す。この図から明らかなように、垂直応力が大きくなると共に減耗率 k も大きくなる傾向がある。せん断変位が1.0mmのところではすべての垂直応力において解析値のほうがやや大きくなっているが、かなり正確に推定できたと考えられる。

Fig.14は前述した4種類のせん断応力式を用いて、減耗率 k を用い、解析して求めたダイレイタンシー曲線からせん断応力を解析した結果である。図に示すように実験値を良く表現しているのはエネルギー収支の式である。よって、以下せん断応力式はエネルギー収支の式でもって議論する。

せん断変位 u ～せん断応力 τ 関係をFig.15に示す。これらの結果よりダイレイタンシー曲線が推定できればせん断応力の推定が可能であることがわかった。正方形供試体についても本解析方法を用いてほぼ実験値に一致させることができた。これらから、垂直応力が大きいか、もしくは供試体の強度が弱いほどダイレイタンシーは小さくなり、実験値に相当する減耗率 k の値は大きくなることがわかる。減耗率 k と σ/σ_c の関係はFig.16に示すように累乗の関係になった。

6. おわりに

以上の結果より、ラフネスデータと減耗率 k さえ得られればダイレイタンシー曲線、せん断応力の推定が可能であることがわかった。よって、せん断挙動のモデル化ができたと考えられる。また、減耗率 k はFig.16に示す関係から求めることができるので、自然岩盤においても不連続面に作用する垂直応力、岩盤の強度、不連続面の形状が得られればせん断挙動をある程度推定できると考えられる。

参考文献

- 1) J.P.Seidel, and C.M.Harberfield: The Application of Energy Principles to the Determination of the Sliding Resistance of Rock Joints, 1994.
- 2) A.BRO: Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr. Vol.29, No.2, pp179-186, 1992

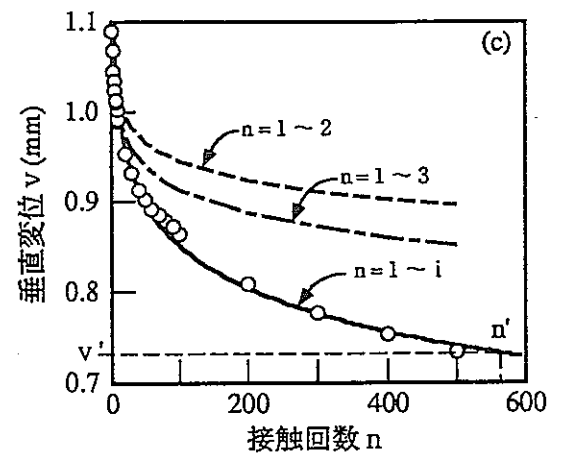
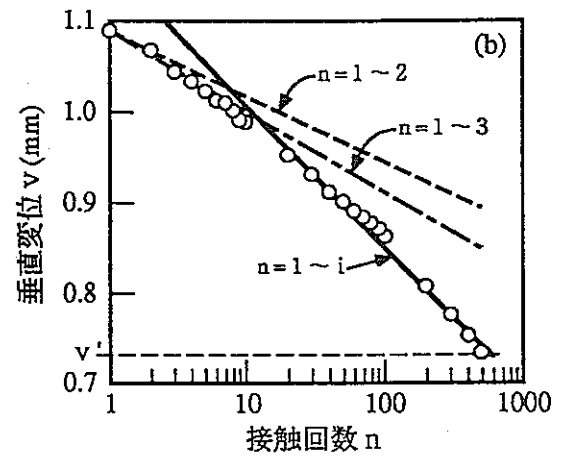
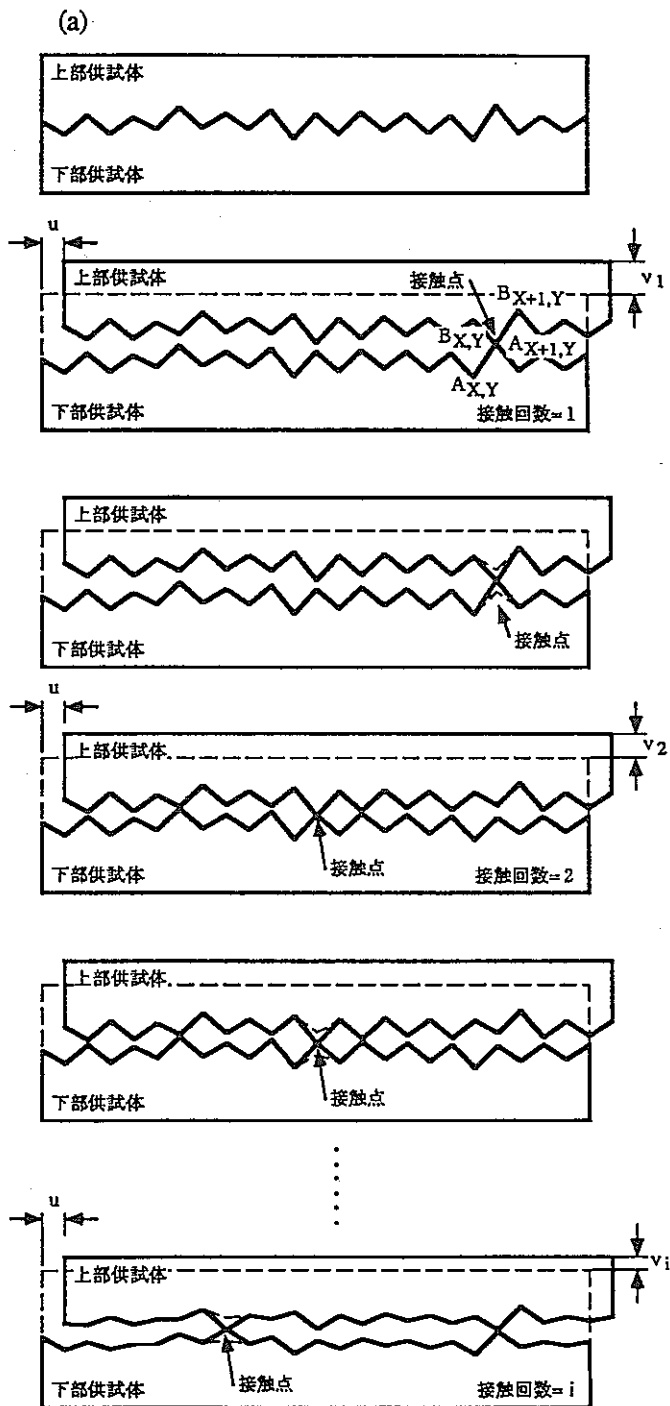


Fig.1 せん断挙動のモデル化

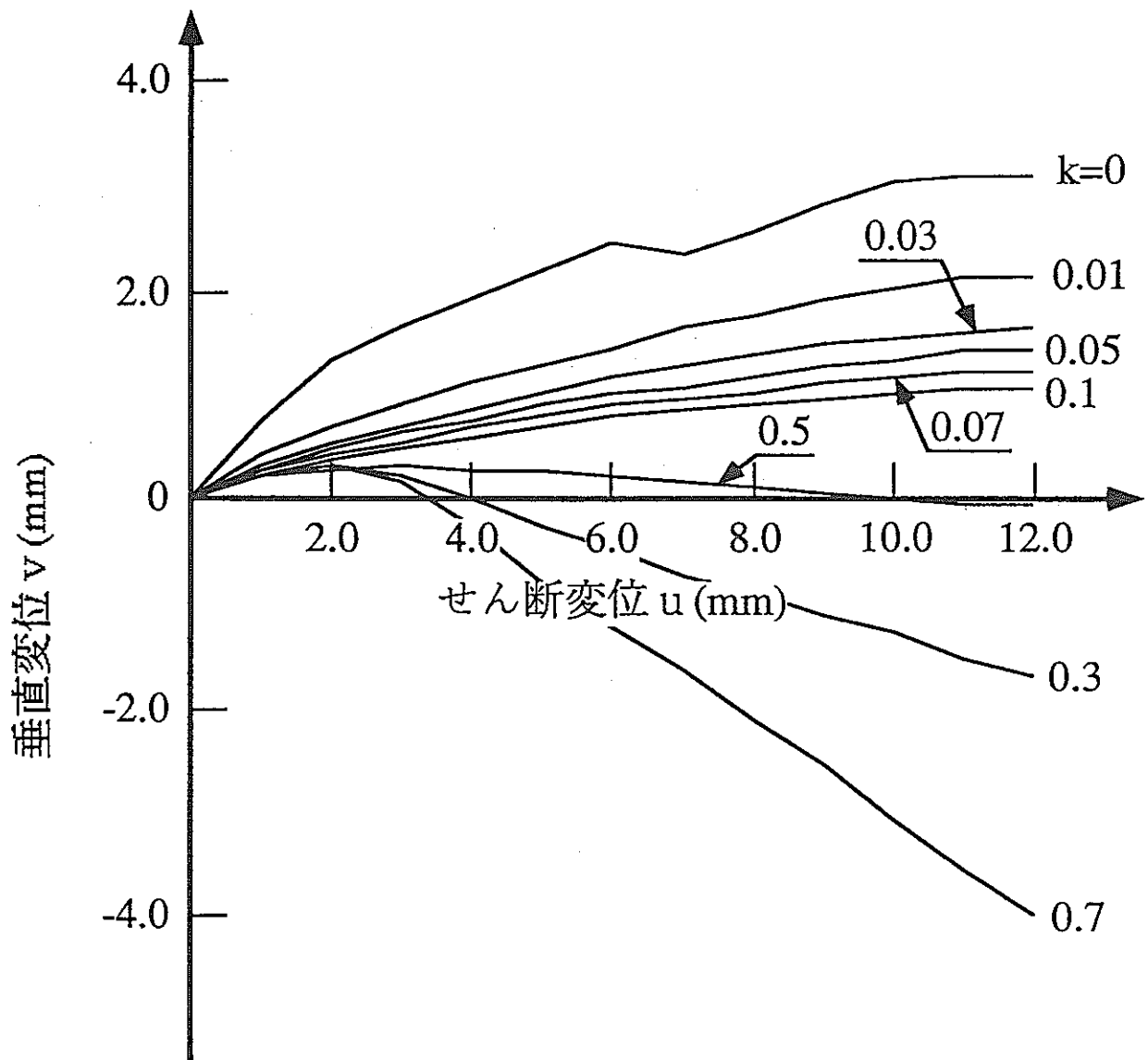


Fig.2 解析結果

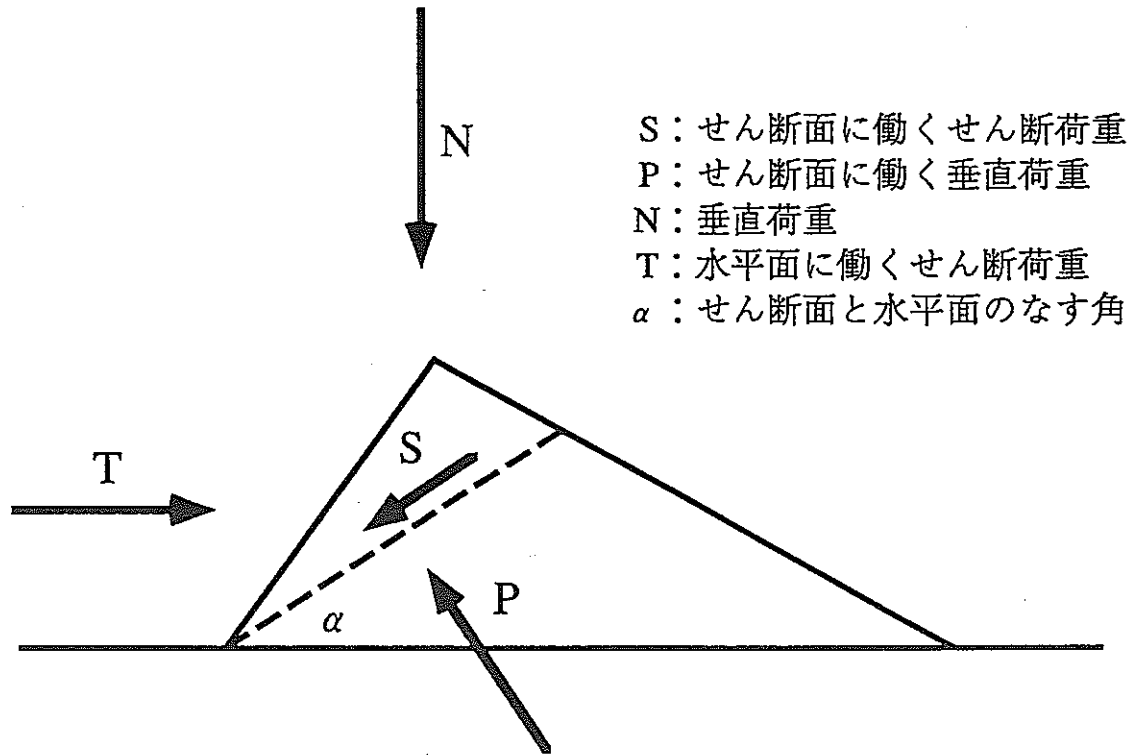


Fig.3 せん断面における力のつり合い

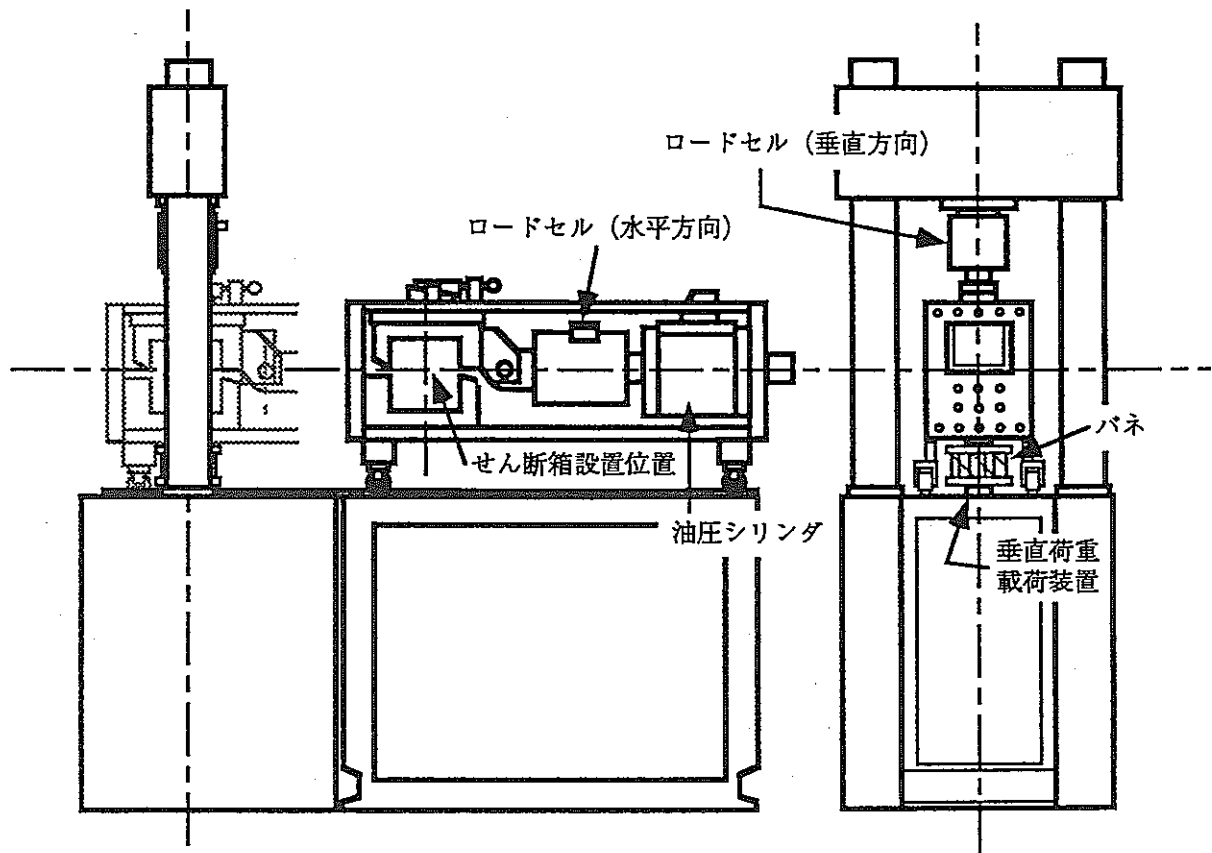


Fig.4 岩石一面せん断試験装置

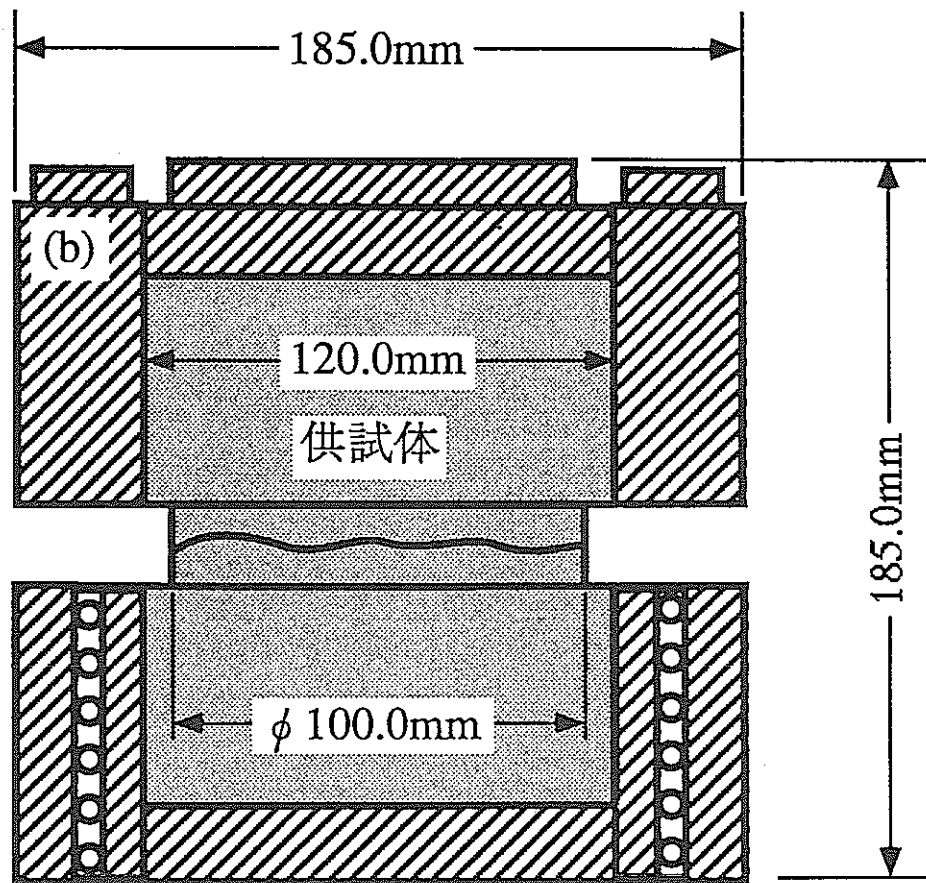
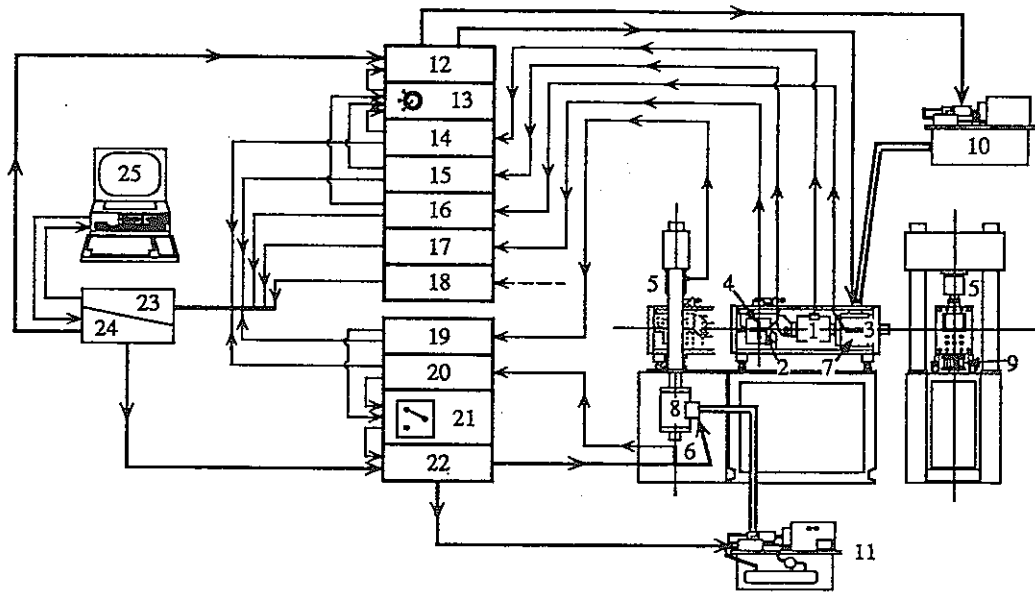


Fig.5 せん断箱の一例



- | | |
|---------------------------|---------------------------|
| 1 : ロードセル (水平荷重) | 14 : 直流アンプ (水平荷重) |
| 2 : 水平変位計 (No.1,25mm) | 15 : 直流アンプ (水平変位計, No.1) |
| 3 : 水平変位計 (No.2,50mm) | 16 : 直流アンプ (水平変位計, No.2) |
| 4 : 鉛直変位計 (No.1,25mm) | 17 : 直流アンプ (鉛直変位計, No.1) |
| 5 : ロードセル (鉛直荷重) | 18 : 直流アンプ (間隙水圧) |
| 6 : 鉛直変位計 (No.2,100mm) | 19 : 直流アンプ (鉛直荷重) |
| 7 : 油圧シリンダ (水平荷重) | 20 : 直流アンプ (鉛直変位計, No.2) |
| 8 : 油圧シリンダ (鉛直荷重) | 21 : フィードバックコントローラ (鉛直荷重) |
| 9 : バネ | 22 : サーボコントローラ (鉛直荷重) |
| 10 : 油圧発生装置 (水平荷重) | 23 : A/D変換器 |
| 11 : 油圧発生装置 (鉛直荷重) | 24 : D/A変換器 |
| 12 : サーボコントローラ (水平荷重) | 25 : マイクロコンピュータ |
| 13 : フィードバックコントローラ (水平荷重) | |

Fig.6 岩石一面試験装置の計測システム図

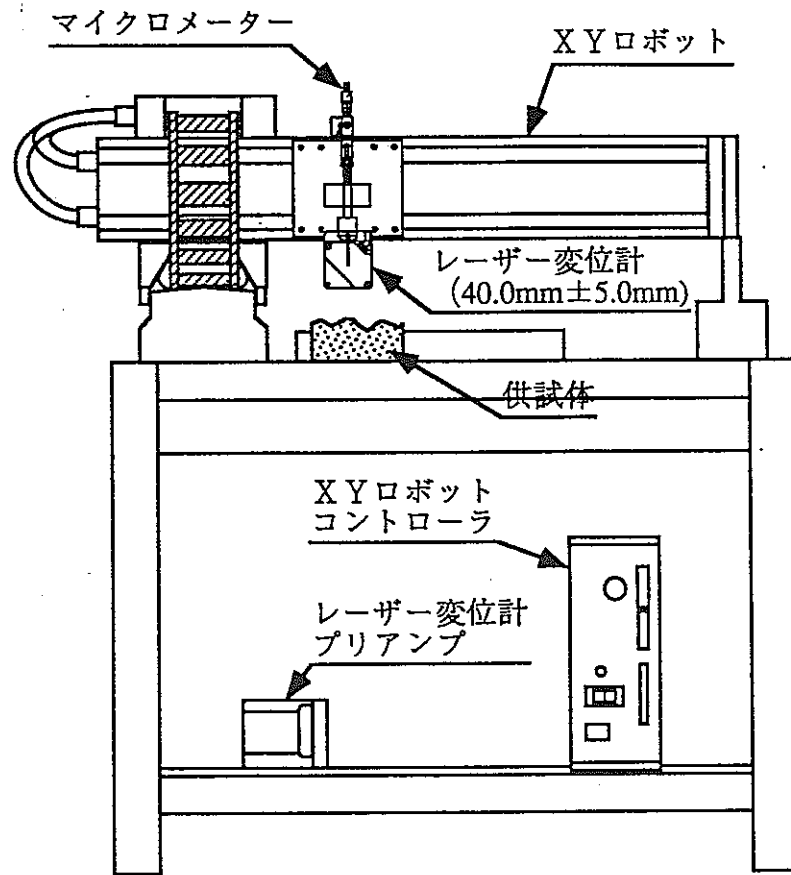


Fig.7 ラフネス計測装置

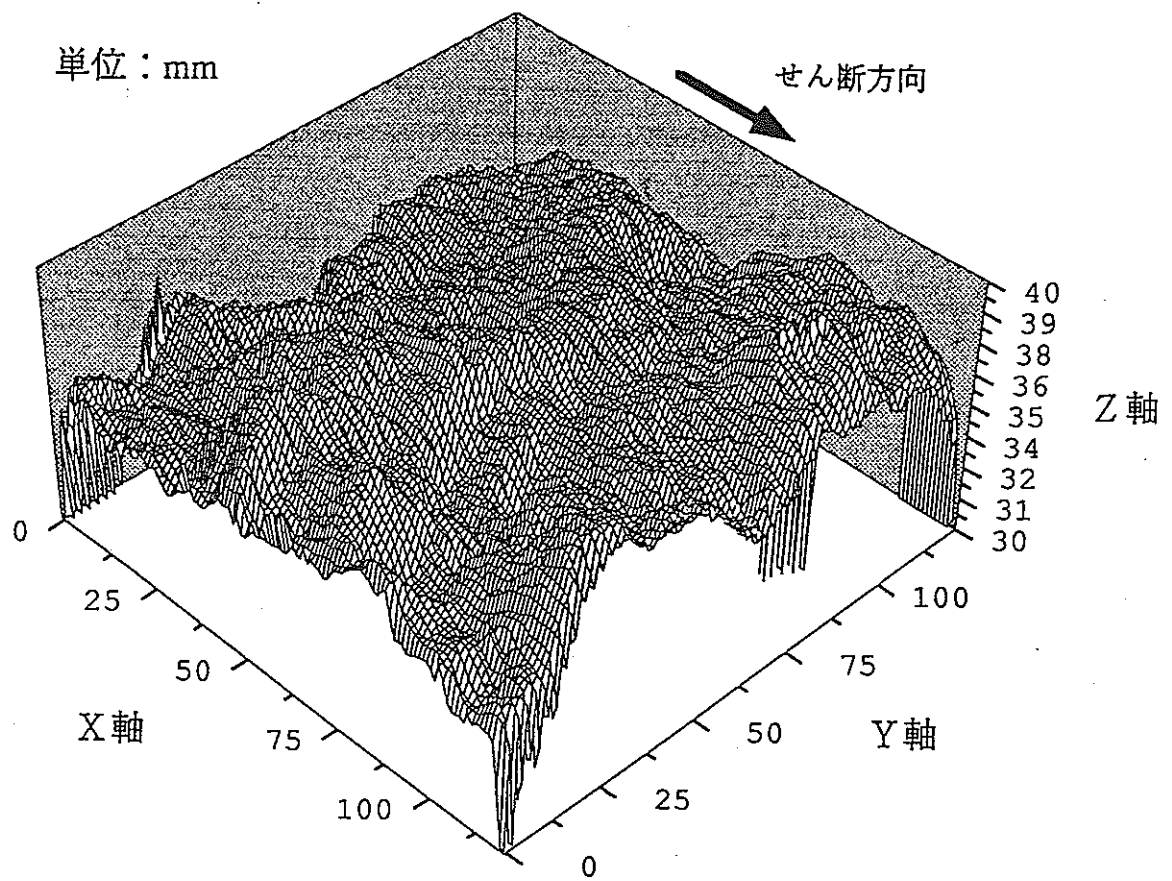


Fig.9 鳥瞰図（正方形供試体）

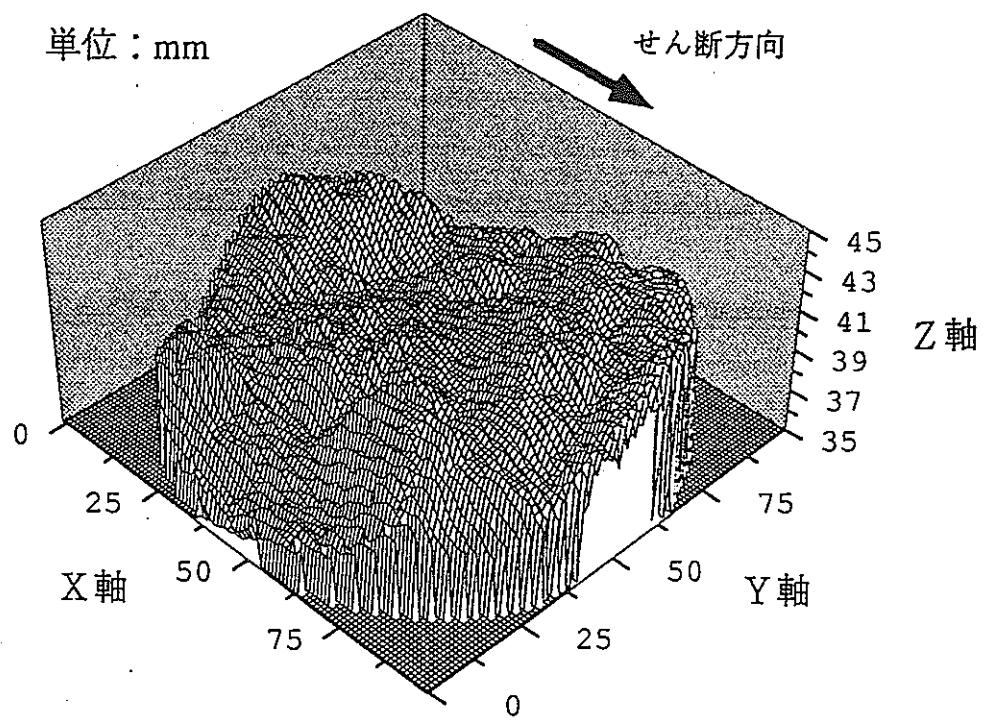


Fig.8 鳥瞰図 (円形供試体)

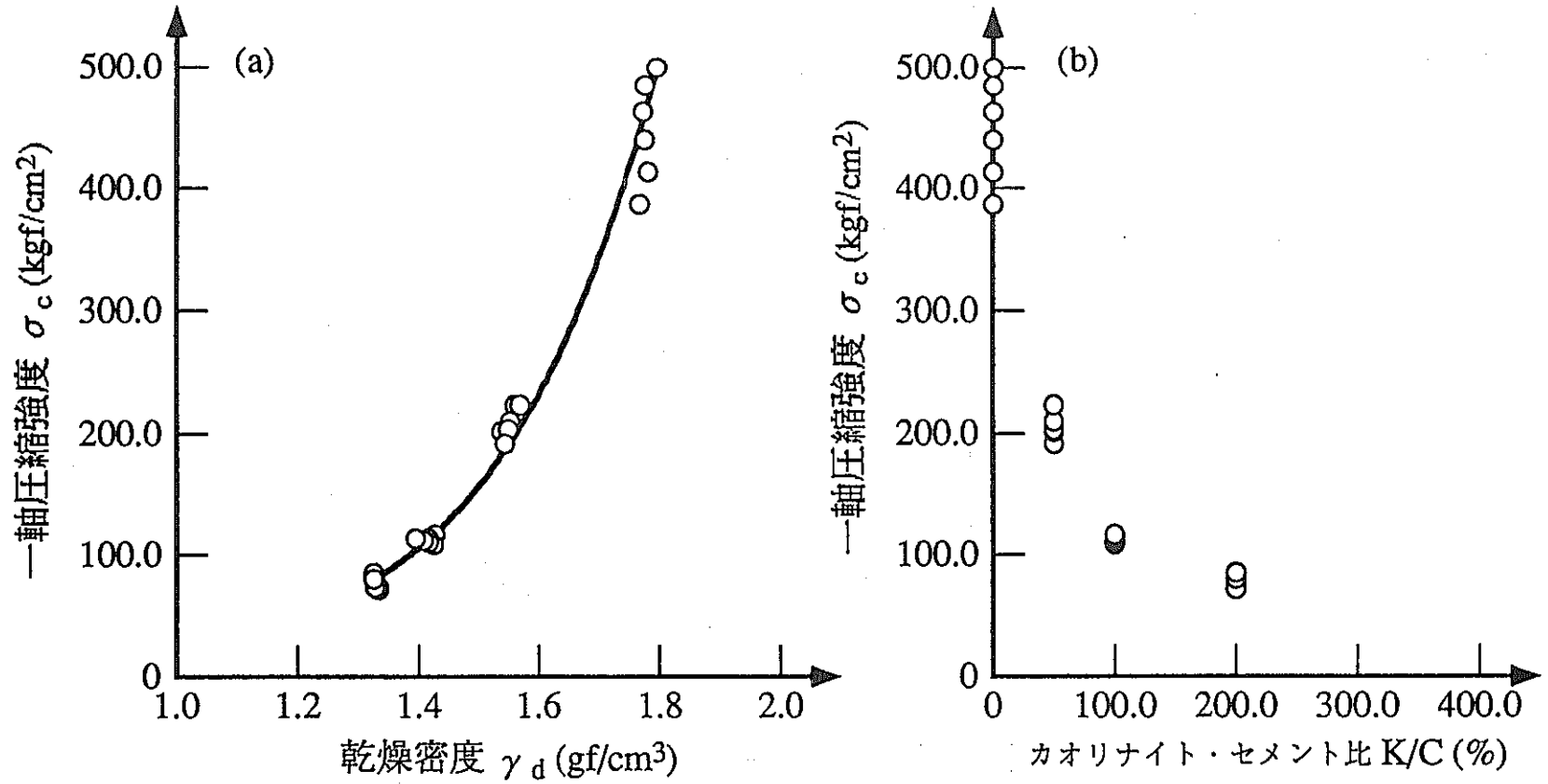


Fig.10 一軸試験結果

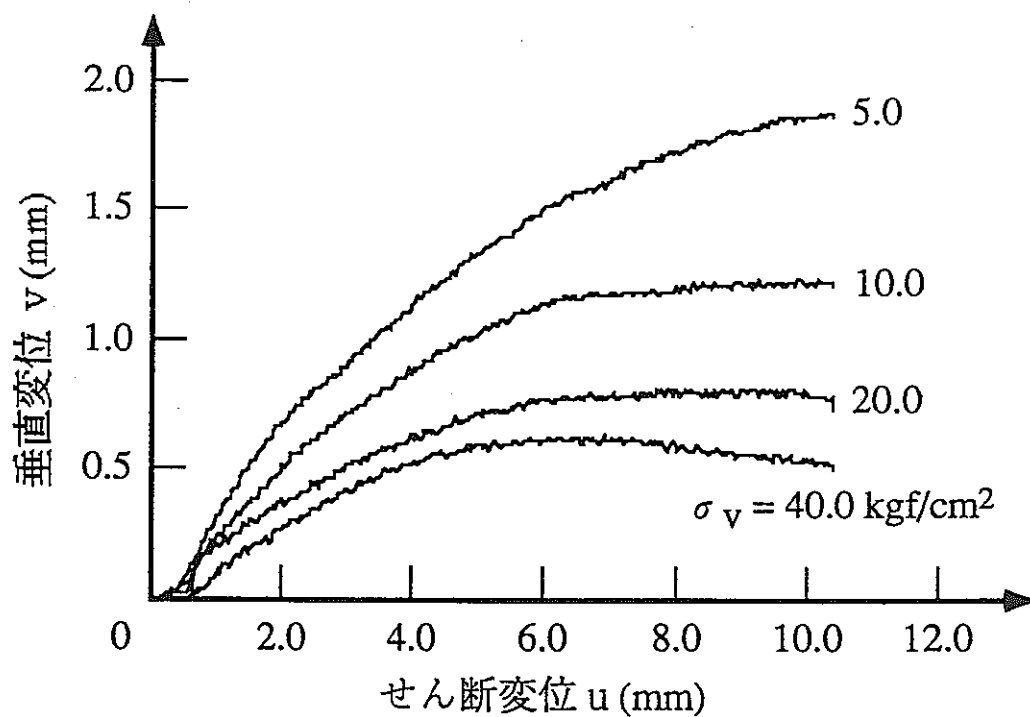
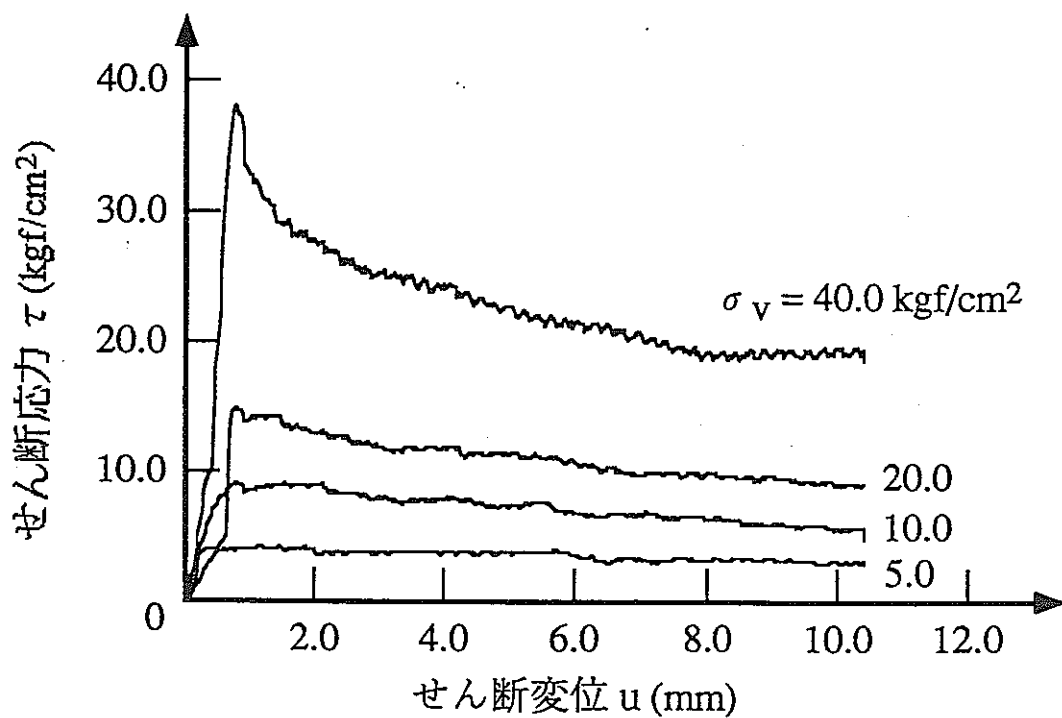


Fig.11 実験結果 (円形供試体・K/C=0%)

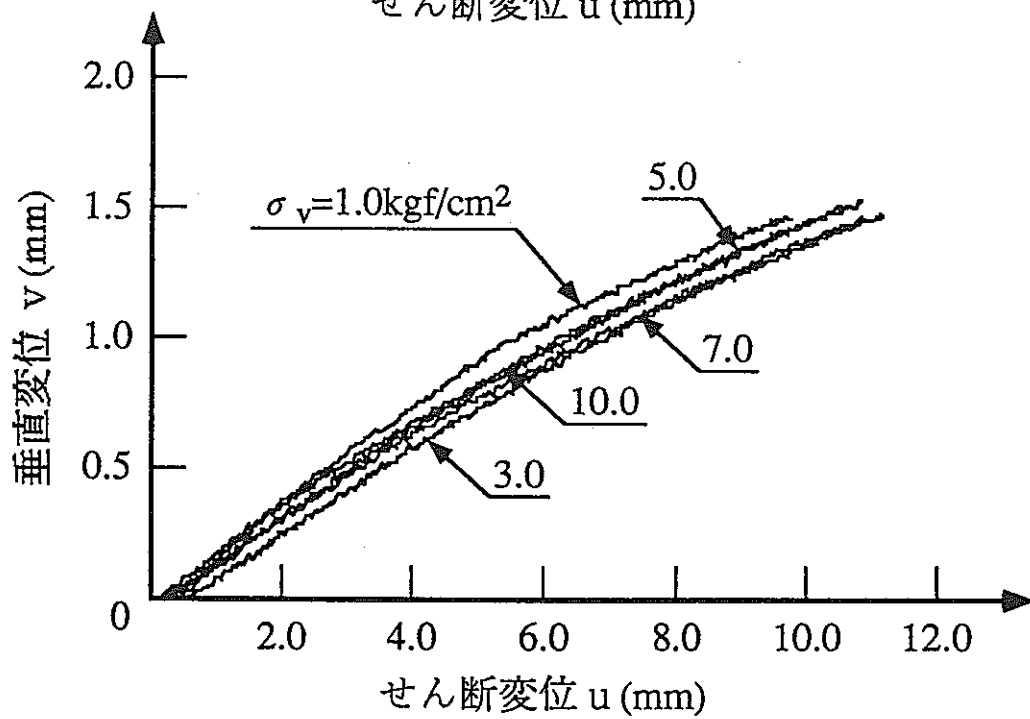
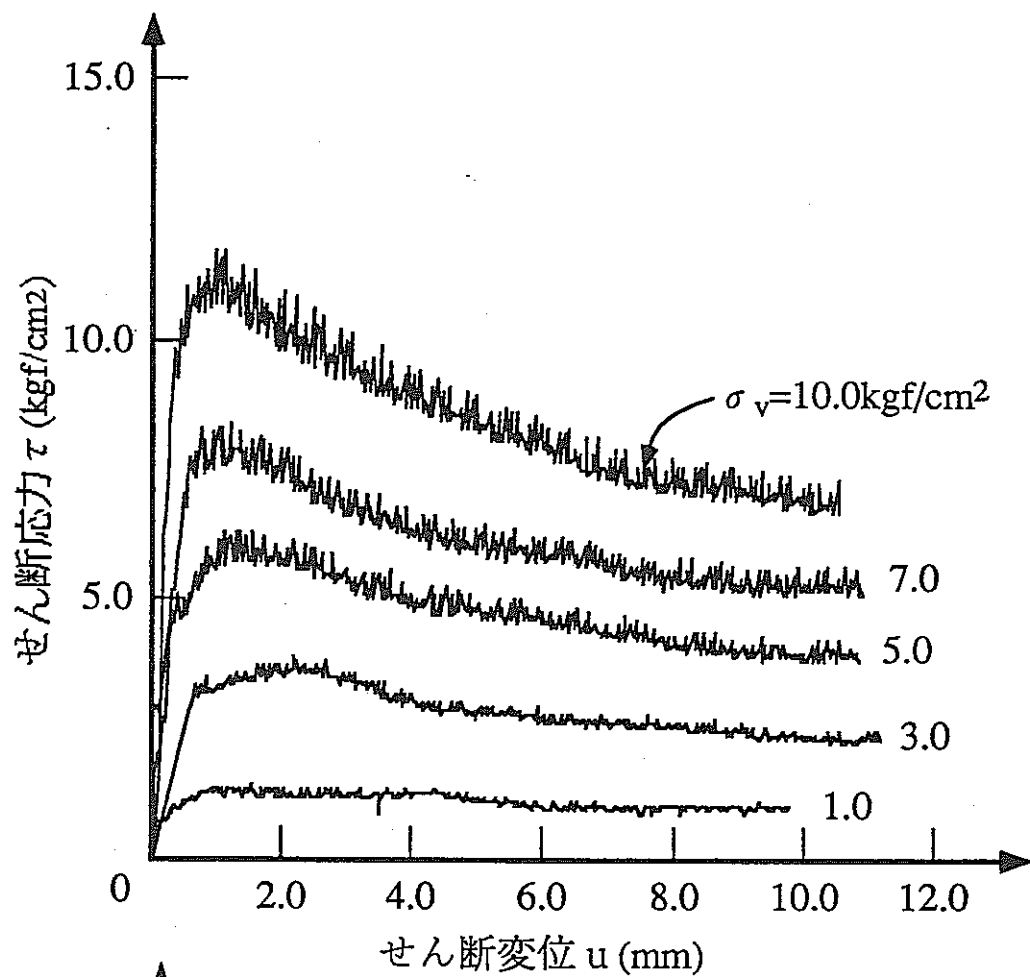


Fig.12 実験結果 (正方形供試体・K/C=0%)

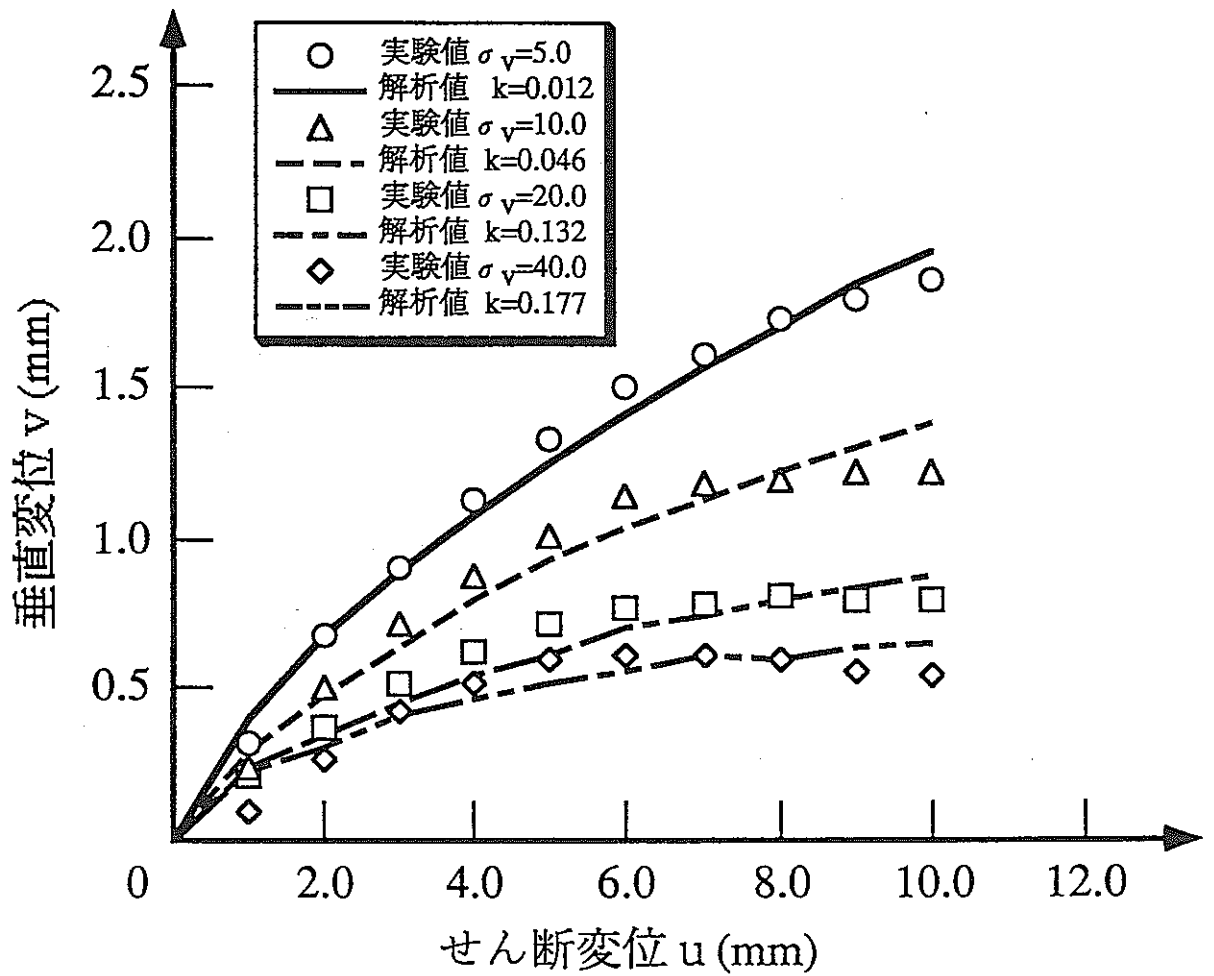


Fig.13 解析結果 ($u \sim v$ 関係・円形供試体)

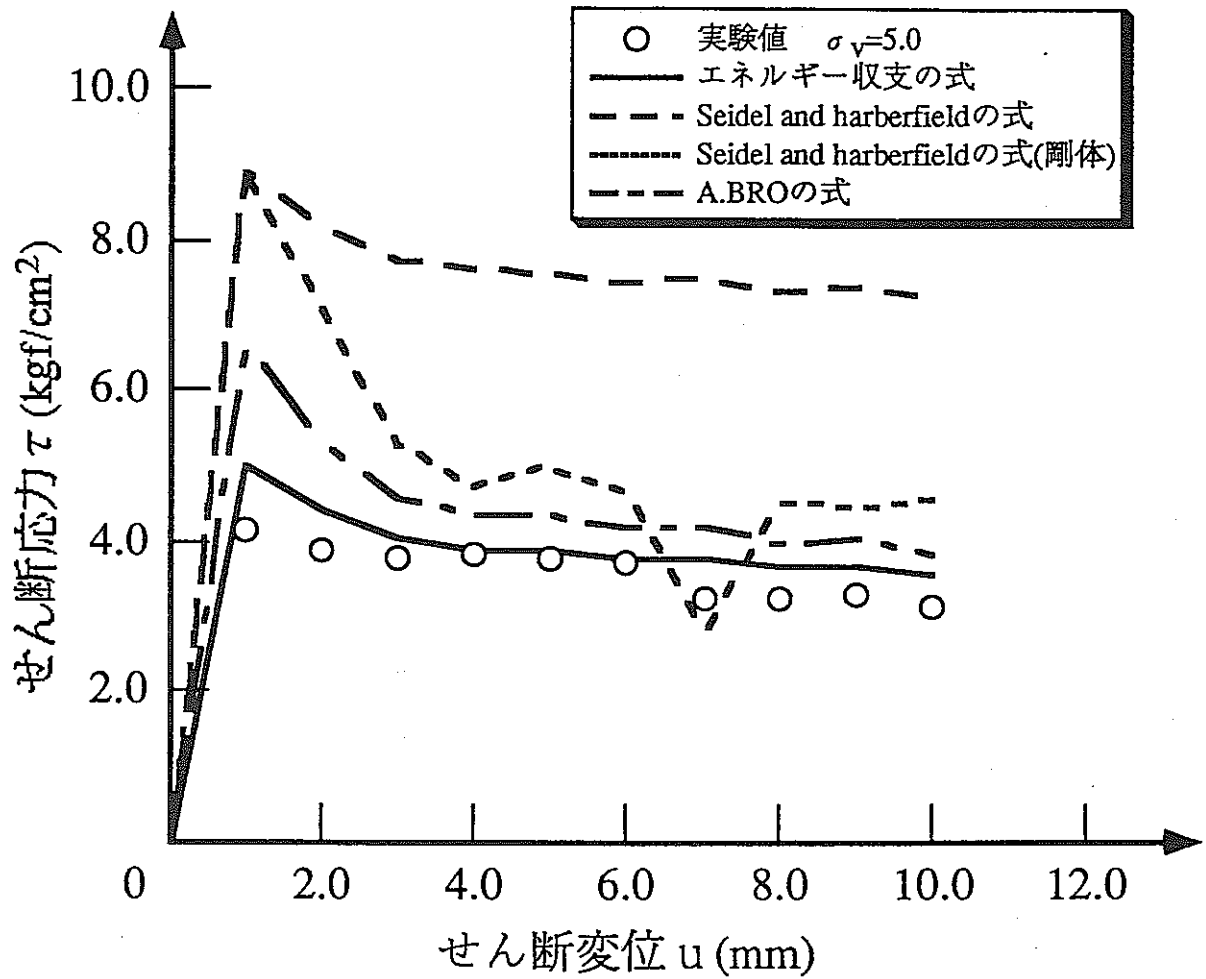


Fig.14 各せん断応力式による解析結果と実験結果の比較 (円形供試体)

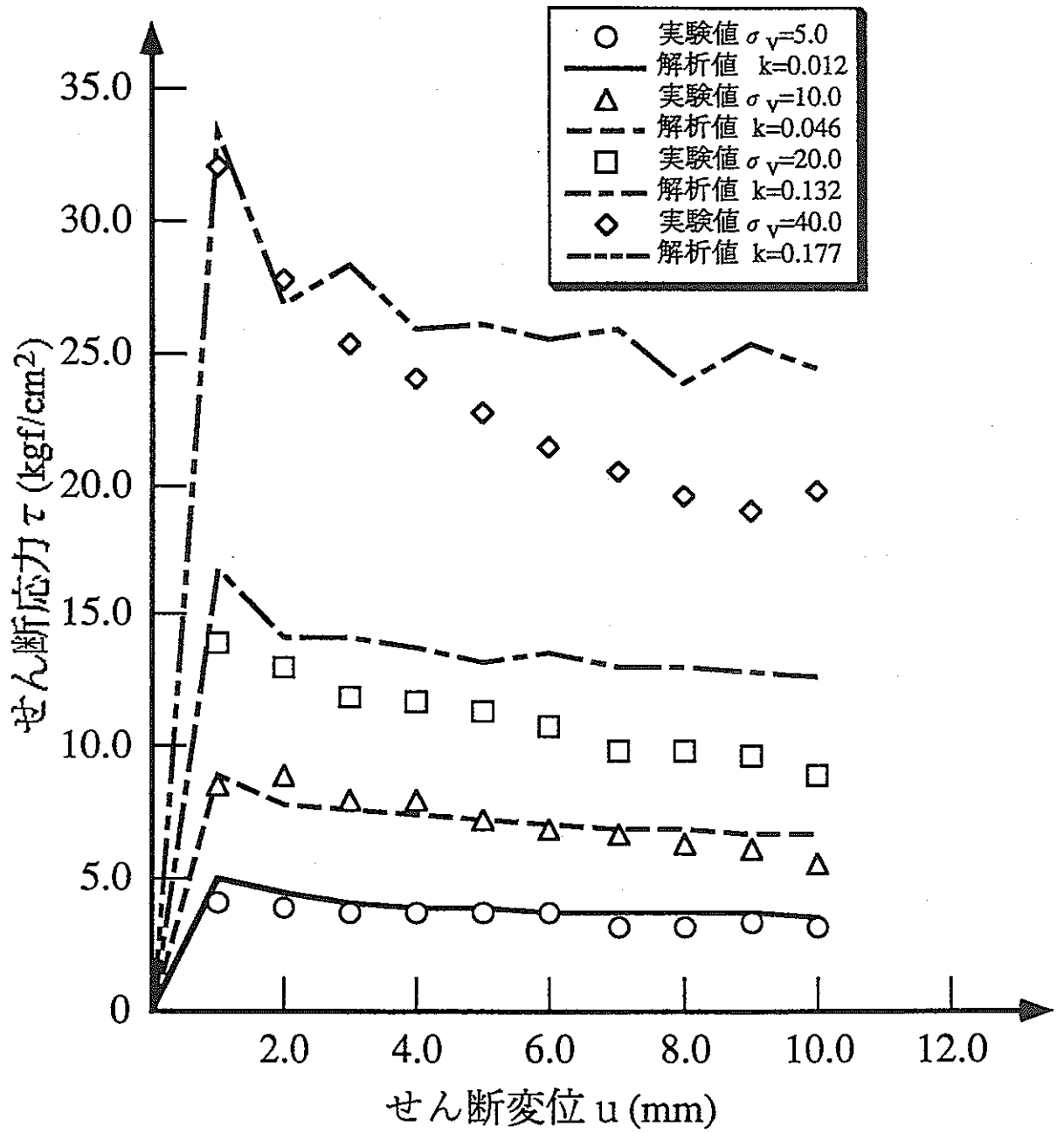


Fig.15 解析結果 ($u \sim \tau$ 関係・円形供試体)

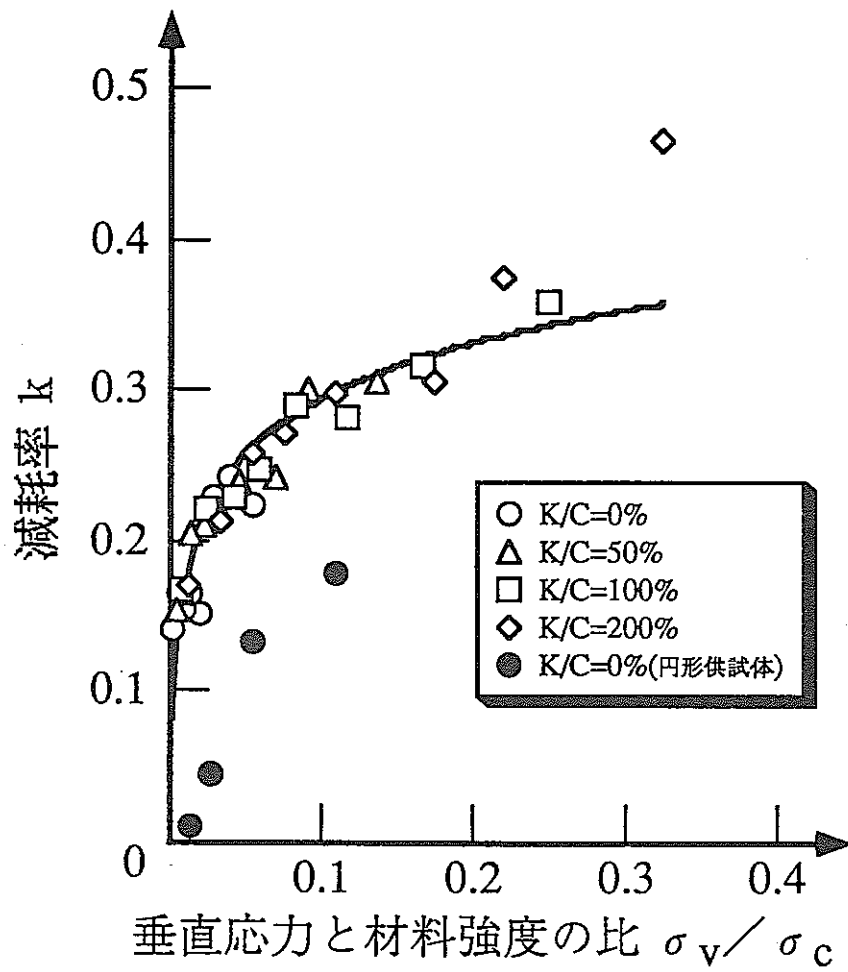


Fig.16 減耗率 k と垂直応力／材料強度の関係

2 岩盤浸透流の三次元特性の調査と解析

埼玉大学工学部 渡辺 邦夫

2. 1 はじめに

本年度の研究報告を下記の3点について行う。

- 1 ボーリングデータからの割れ目系の水みちの推定法開発の基礎研究
- 2 現位置での地盤の不飽和透水特性把握法の実用性の検討
- 3 林地蒸発散量推定法の開発

これらの各項目は、地下水の三次元解析を行う上で必要不可欠なものである。ここで、それらの必要性について簡単に記しておく。

まず、水みち特性の把握についてである。昨年度までの研究によって、岩盤中には水みちが発達していることや、その水みちが、地質構造的には、割れ目交線やステップ、スプリ構造と関係していることを述べた。つまり、水みちの形態が長期的な地質変動の結果として形成され、その把握にあたっては地質構造形成史に基づいた考察が不可欠であることを指摘した。また、ステップ、スプリ構造の把握では、割れ目相互の交線方向の集中度が一つの指標となることを指摘した。問題は、そういった構造が、通常行われるボーリングなどによって把握しうるか、また実際に、水圧などの水理的性質にどのように反映されているかを検討することである。これらの点について、今回、釜石鉾山550mレベル坑道KH19孔に見られる割れ目系と水圧などについて検討した。

次に、不飽和特性の現位置測定法について説明する。通常、地下水解析は飽和・不飽和浸透解析によって行われる。この場合、地盤・岩盤の不飽和特性の把握が重要となる。この把握は、当然、現位置で行われることが望ましい。昨年度、現位置測定法の考えを提案し、その妥当性を室内実験により検討した。今年度は、その方法を東濃鉾山敷地内の自然地盤に適用し、実用性の検討を行った。

地下水解析では、境界条件の設定が極めて大事である。とくに、広域の解析においては、降雨浸透や蒸発散による地表からの流入出境界条件の設定が不可欠である。このうち、植生に覆われた自然地盤からの蒸発散については、良い測定法に欠けていた。将来的には、この把握は、リモート・センシング手法などを使って行われるものであろうが、どのようなデータを使って把握してゆくかについてはまだ良くわかっていない。その理由として、実際の自然林地からの蒸発散量が極めて推定しにくいことがあった。このため、今回、昨年度開発した簡易ベンチレーション試験機を用いた測定方法を考

え、東濃鉾山に適用した。

このように、今年度の報告は、従来の技術を踏まえて、より実用性のある技術を開発するものである。

2. 2 ボーリング情報を用いた水みちの把握

最近、釜石鉾山550mレベル、KD90坑道奥から設けられたボーリング孔で測定された高間隙水圧帯や湧水帯の地質的なモデル化について検討されている。一方、我々は、岩盤内には水みちが発達し、地質構造的には、割れ目交線やステップ、スプレイがその水みち系を構成する可能性を指摘している。これらを総合的に考えると、観察された高間隙水圧帯や湧水帯も交線やステップ、スプレイ構造によって説明できうることが想定しうる。一方、これらのボーリング孔においてはボア・ホール・テレビによって割れ目系が詳細に調べられている。そのため、高間隙水圧帯や湧水帯が割れ目交線やステップ、スプレイ構造に対応しているかを検討することによって、それらの構造の水理学的重要性を明確化することができる。

従来の研究によって、交線部、ステップ、スプレイ構造部の特徴の一つは、各部内の割れ目相互の交線方向が、割れ目形成時の中間主応力方向にほぼ等しいことであることを指摘した。割れ目形成時の中間主応力方向は、KD90坑道内での共役割れ目系の調査から図2. 1に黒丸で示す方向であることがわかっている。また、この方向は、KD90坑道付近のかなり広い範囲で一定であることを指摘している。従って、ボーリング孔で見られる割れ目系の交線分布を多くのボーリング区間で調べ、それが図2. 1の方向に一致するかどうかを調べることによって、交線部やステップ、スプレイ構造部の存在位置をおおまかに把握しうる。この検討をまずKH19孔について行った。

図2. 2にKH19孔の10m区間ごとの割れ目および交線方向分布を示す。また、図2. 3は、このKH19に沿った水圧、湧水量分布である。この図と図2. 3を比べる事によって、高水圧帯や湧水帯と交線方向分布との関係を検討することができる。例えば、30m-40m区間と40m-50m区間の割れ目交線方向を図2. 1に示される方向と比較してみる。後者の分布の集中域が極めてはっきりしており、その集中域がほぼ図2. 1中の方向に等しいことが分かる。この理由の一つが、ステップ、スプレイもしくは交線構造の存在である。さらに、図2. 3と比較すると、この区間の水圧が高く、湧水量が増加していることが分かる。一方、30m-40m区間では、水圧が低く、湧水量も小さい。また、この区間の交線方向の分布は集中度が低く、集中域も図2. 1の方向とは異なる。つまり、交線方向の分布か

ら、この区間の割れ目が必ずしも全体的な地質構造に関連したステップ、スプレィなどの構造を有していない可能性が高い。もちろん、この例だけでは割れ目構造と水みちの形態との関係を結論づけできない。さらに多くの事例を検討する必要がある。しかし、ボーリング孔データから、ステップ、スプレィ、交線構造を仮定し、割れ目系の特性がより高度に検討しうることが分かった。また、まだおおまかではあるものの、全体的な地質構造と水理構造との間にある程度の関連性があることが示されたと考える。

2. 3 東濃鉦山における原位置での不飽和透水特性の測定

昨年度までの研究によって、原位置での不飽和特性測定が可能との結論を得た。今年度、この考えに基づいて、東濃鉦山敷地内で原位置測定を行った。この原位置測定法は、簡単な1次元不飽和流れを逆解析するものである。現位置で、1次元不飽和流を発生するため、まず地表からトレンチを掘り、土壌ブロックを作る。トレンチ掘削時に、試験前の鉛直方向飽和度分布を測定しておく。今回のブロックサイズは、50 cm×60 cm、深さ40 cmとした。ブロック形成後、ブロック周囲にビニール・シートを巻き、ブロックの側壁を通した地下水の流入出を止める。ビニール・シート設置後、トレンチを埋め戻す。ブロック底面にテンシオ・メーターを設置し、底面サクション圧を計測する。ブロック上面に、簡易ベンチレーション試験機のボックスを乗せ、蒸発を与える。これにより土壌ブロック内に、上・底面の境界条件既知の上向き的一次元不飽和流れを作ることができる。この状態で1週間から10日放置した後、ブロックを解体し、鉛直方向の飽和度分布を測定する。

一方、このブロック内の流れは、境界条件が与えられているため、もし、不飽和特性が既知であれば簡単に解析でき、実験終了後の飽和度分布も計算できる。実際には、不飽和特性が未知であるため、解析された飽和度分布が実測値に合うような不飽和特性を逆推定する事になる。これが、原位置測定法のおおまかな内容である。ただ、逆推定を行うに当たって、不飽和特性をなんらかの関数で表しておいた方がよい。今回の方法では、van Genuchten式を用いた。

実際の測定を東濃鉦山敷地内で、1995年10月に約1週間行った。図2.4に蒸発量変化を示す。初期に蒸発量が大きく、その後徐々に減少していることが分かる。図2.5は下端面に設置されたテンシオメーターの変化である。図2.6に飽和度分布のフィッティング結果を示す。図2.7は推定された不飽和特性である。このように、この試験により、原位置で不飽和特性が把

握しうるということが明らかとなった。ただ試験前後の飽和度測定などについてまだ問題もあり、その点が今後の課題である。

2. 4 林地の蒸発散量の測定

林地からの蒸発散量の測定は、山地域の水収支や深部岩盤への降雨浸透量を見積もる上で極めて重要である。しかし、その実用的な測定方法はまだ確立しているとは言いがたい。そのため、今回新しい測定法を開発し、東濃鉦山敷地内林地に適用した。

今回用いた方法は、まず各種の木の葉からの蒸散量を測定する。測定には簡易ベンチレーション試験機を用いる。葉のついた木の枝をビニール・シートで包み、そのシート内に空気を送り込み、排気する。蒸発量を、入気と排気内の水分量の差と風量より計算する。ついで、ビニール・シート内の葉の枚数、および平均的な葉の面積を求め、葉の1平方メートルあたりの蒸散量を求める。平均的な葉の面積を求めるため、まず葉の形状を楕円で近似した。ついで、平均的な長径と短径を求め、それらから計算した。測定を1995年7月17日から19日にかけて行った。測定した樹種別の蒸散量の一覧を図2. 8に示す。なお、これらのデータは、10時から15時にかけてえられたものである。

次に、林地上空をどの種類の葉が覆っているかを調べる必要がある。今回はレーザー照射法を用いることとした。この方法の模式図を図2. 9に示す。地表から鉄棒を鉛直に打ち込み、先端にレーザー・ポインターを付け、上方を照射する。レーザーは上空の葉に当たる。当たった葉を切り落とせば、レーザーはさらに上空の葉に当たることとなる。この作業を繰り返せば、1地点上空を覆う葉の種類と数を測定することができる。この作業を多数地点で行えば、平均的な葉の状況が捉えうる。

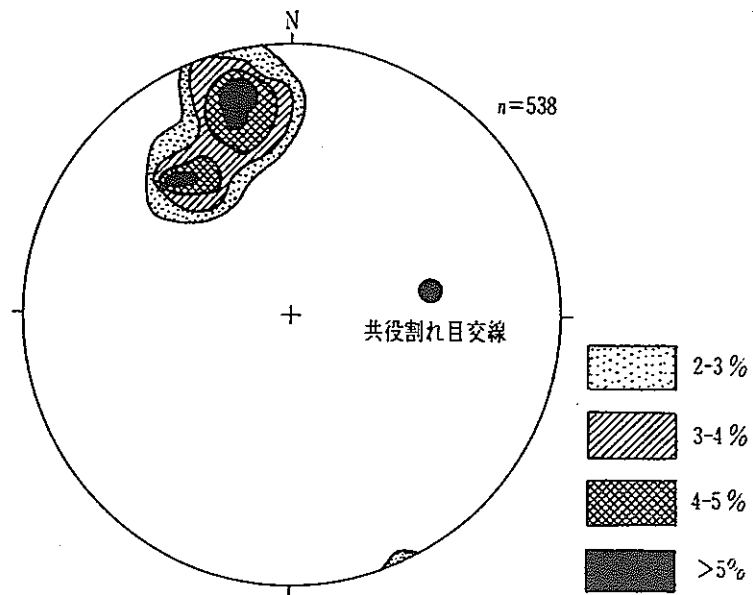
今回、リモート・センシングにより判断された、植物活性度の高い地域と低い地域について測定を行った。図2. 10に測定点の配置を示す。植物活性度の高い地域では50点、低い所では24点行った。その結果を図2. 11に示す。植物活性度によってかなり違いがあることが分かる。さらに、今回、落ち葉法により落葉樹の葉の分布を調べた。調べた地域は植物活性度の高い地域である。その結果を図2. 12に示す。

このような葉の分布がわかれば、それに各樹種ごとの単位面積あたりの蒸散量を乗じて、林地の平均蒸散量を算定することができる。前述のデータを用いれば、10時から15時までの蒸散量は $15.63\text{mg}/\text{m}^2/\text{s}$ であった。

なお、今回、2ヶ所に定点を設け、蒸発散量の連続測定を行った。その結果を図2. 13に示す。蒸発散量がほぼ放射収支量に比例していることが分

かる。なお、この結果から10時から15時までの蒸発散量を求めると、ほぼ40.0mg/m²/sとなった。これは前述の推定蒸散量の2倍以上であった。この違い理由として、日射量の違いがある。定点は、日当たりの良い斜面にあったことがその理由と考える。

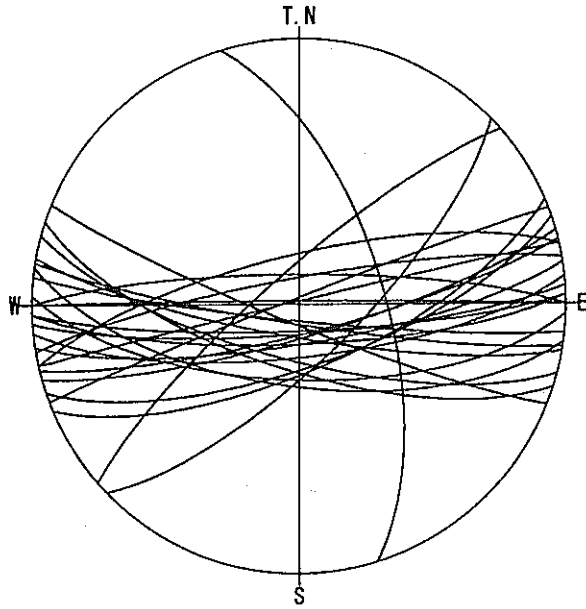
今回の研究によって、まだ問題があるものの、林地の蒸散量が測定しうることが分かった。今後は、リモート・センシングデータから広域の蒸散量を求める方法に発展させて行きたい。



坑道内の割れ目方向分布
 共役割れ目系が見られる。
 黒丸は平均的な交線方向。

図 2. 1 K D 9 0 坑道の割れ目系と中間主応力方向

KH-19-01. STR
 <<◇>>



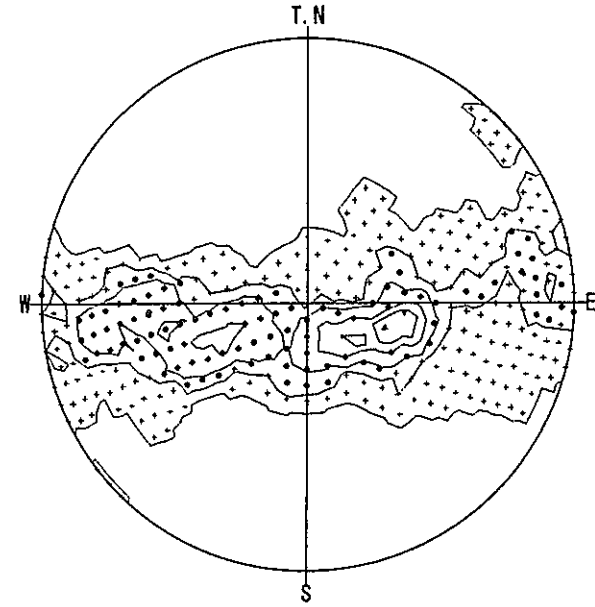
データ数 : 26/26

- | | |
|------------------|------------------|
| 1 : N69E 88S (1) | 6 : N80E 82S (6) |
| 2 : N72W 70N (2) | 7 : N80W 80N (7) |
| 3 : N81W 84N (3) | 8 : N82W 65N (8) |
| 4 : N84W 85N (4) | 9 : N77E 89S (9) |
| 5 : N75W 73N (5) | 10 : EW 81S (10) |

シュミット 上半球 (U.H)

距離区間 : 1.820 - 9.300 m

KH-19-01. CSV
 <<0.000, -18, -32, 0.0, 0, 12, 12, 12>>
 *** % ダイアグラム ***



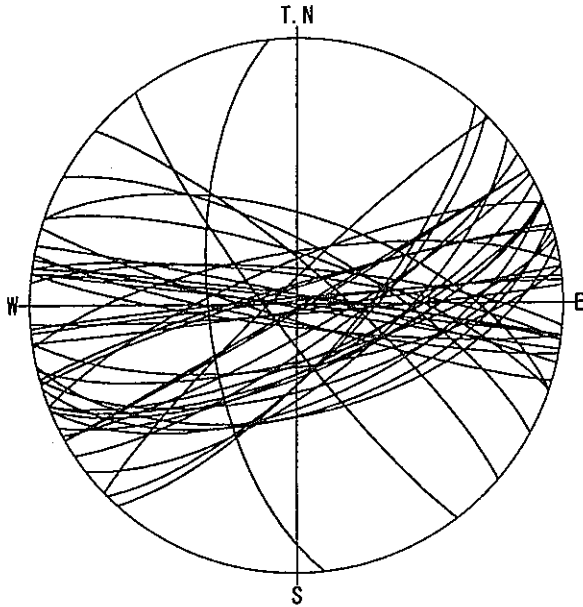
データ数 : 324

- | <凡例> | 記号 (%) | コンター値 (%) |
|------|--------|-------------|
| ▲ | 12 | コンター 1 : 0 |
| ▼ | 9 ~ 12 | コンター 2 : 2 |
| ◇ | 7 ~ 9 | コンター 3 : 4 |
| ◆ | 4 ~ 7 | コンター 4 : 7 |
| ● | 2 ~ 4 | コンター 5 : 9 |
| + | 0 ~ 2 | コンター 6 : 12 |

シュミット 上半球 (U.H)

図 2. 2 KH19孔の10mあたりの割れ目と交線分布

KH-19-10. STR
<<>>



データ数 : 42/42

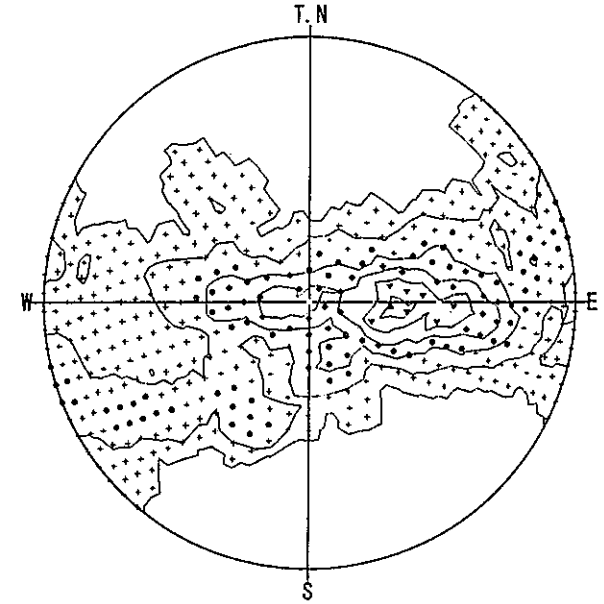
- | | |
|------------------|---------------------|
| 1 : N83W 83N (1) | 6 : N82E 88N (6) |
| 2 : N73W 85N (2) | 7 : N83W V (7) |
| 3 : N60E 89N (3) | 8 : N74E 84S (8) |
| 4 : N68E 73N (4) | 9 : N56E 77NW (9) |
| 5 : N74E 64N (5) | 10 : N37W 82NE (10) |

シュミット 上半球 (U.H)

距離区間 : 10.270 - 19.200 m

KH-19-10. GSV
<<0.000, 40, 13, 0.0, 0, 12, 12, 12>>

*** % ダイアグラム ***



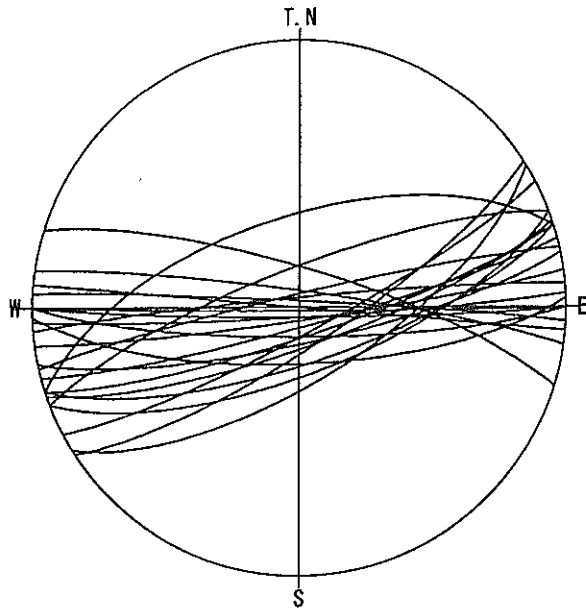
データ数 : 860

<凡例> 記号 (%)		コンター値 (%)	
▲	9	コンター-1	0 □
▼	7 ~ 9	コンター-2	1 □
○	5 ~ 7	コンター-3	3 □
◆	3 ~ 5	コンター-4	5 □
●	1 ~ 3	コンター-5	7 □
+	0 ~ 1	コンター-6	9 □

シュミット 上半球 (U.H)

図 2. 2 KH19孔の10mあたりの割れ目と交線分布

KH-19-20. STR
 <<>>



データ数 : 23/23

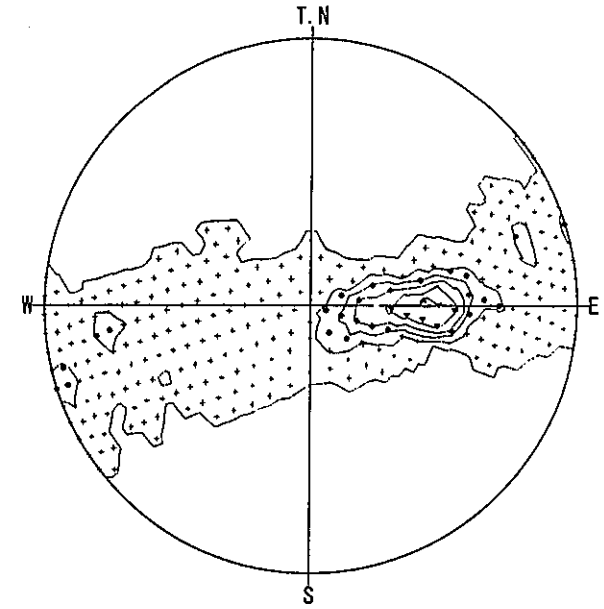
- | | |
|------------------|--------------------|
| 1 : N69E 70N (1) | 6 : N57E 78NW (6) |
| 2 : N82W 85S (2) | 7 : N71E 78N (7) |
| 3 : N75E 84N (3) | 8 : N72E 62S (8) |
| 4 : N62E 82N (4) | 9 : N72E 73N (9) |
| 5 : N78E 79N (5) | 10 : N77E 86S (10) |

シュミット 上半球 (U. H)

距離区間 : 20.600 - 29.380 m

KH-19-20. GSV
 <<0.000, 3, 42, 0.0, 0, 12, 12, 12>>

*** % ダイアグラム ***



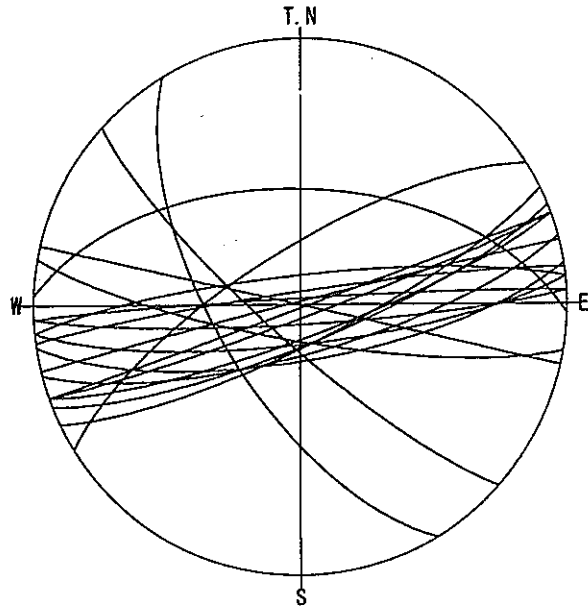
データ数 : 252

- | <凡例> 記号 (%) | コンター値 (%) |
|-------------|---------------|
| ▲ : 20 | コンター 1 : 0 □ |
| ▼ : 16 ~ 20 | コンター 2 : 4 □ |
| ○ : 12 ~ 16 | コンター 3 : 8 □ |
| ◆ : 8 ~ 12 | コンター 4 : 12 □ |
| ● : 4 ~ 8 | コンター 5 : 16 □ |
| + | コンター 6 : 20 □ |
| | 0 ~ 4 |

シュミット 上半球 (U. H)

図 2. 2 KH19孔の10mあたりの割れ目と交線分布

KH-19-30. STR
<<>>



データ数：19/20

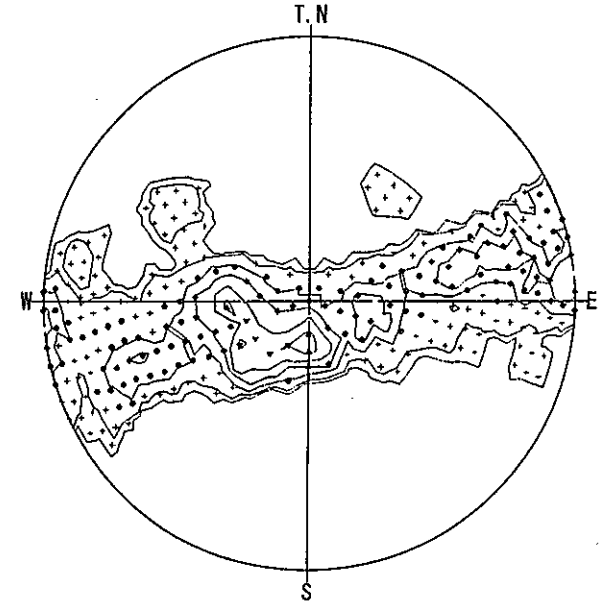
- | | |
|-------------------|--------------------|
| 1 : N76E 89S (1) | 6 : N87E 84N (7) |
| 2 : N58E 73SE (2) | 7 : N77W V (8) |
| 3 : N80W 79N (3) | 8 : N31W 64NE (9) |
| 4 : N75E 75N (4) | 9 : N88W 54S (10) |
| 5 : N81E 73N (6) | 10 : N70E 80N (11) |

シュミット 上半球 (U.H)

距離区間：30.190 - 39.810 m

KH-19-30. GSV
<<0.000, -13, -43, 0.0, 0, 12, 12, 12>>

*** % ダイアグラム ***



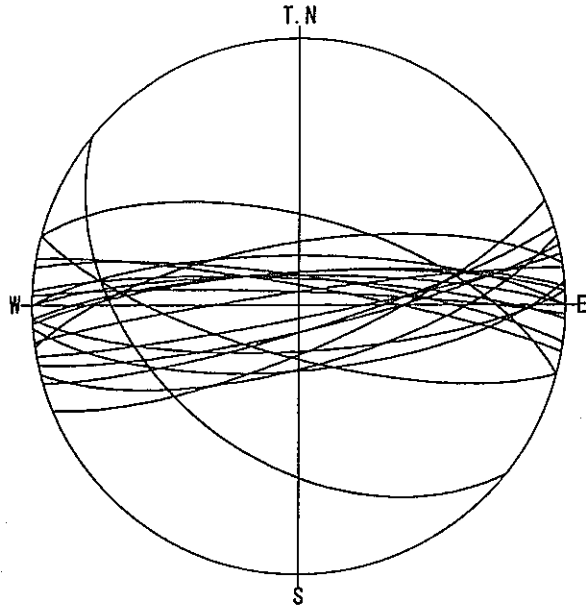
データ数：189

<凡例>	記号 (%)	コンター値 (%)
▲	9	コンター 1 : 0 □
▼	7 ~ 9	コンター 2 : 1 □
○	5 ~ 7	コンター 3 : 3 □
◆	3 ~ 5	コンター 4 : 5 □
●	1 ~ 3	コンター 5 : 7 □
+	0 ~ 1	コンター 6 : 9 □

シュミット 上半球 (U.H)

図 2. 2 KH 19 孔の 10 m あたりの割れ目と交線分布

KH-19-40. STR
 <<>>



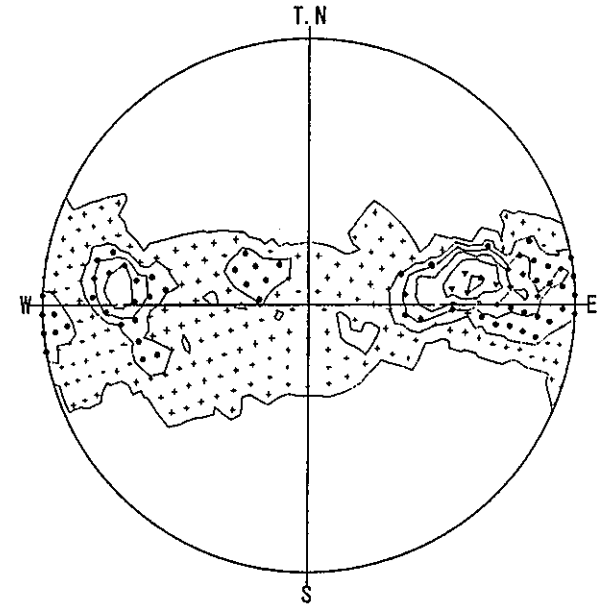
データ数 : 20/20

- | | |
|-------------------|--------------------|
| 1 : N88W 86S (1) | 6 : N81E 71S (6) |
| 2 : N87E 76N (2) | 7 : EW 75S (7) |
| 3 : EW 81S (3) | 8 : N82W 81S (8) |
| 4 : N79E 86N (4) | 9 : N75W 63S (9) |
| 5 : N51W 43NE (5) | 10 : N73E 82N (10) |

シュミット 上半球 (U.H)

距離区間 : 40.560 - 49.800 m

KH-19-40. GSV
 <<0.000, 1, 75, 0, 0, 0, 12, 12, 12>>
 *** % ダイアグラム ***



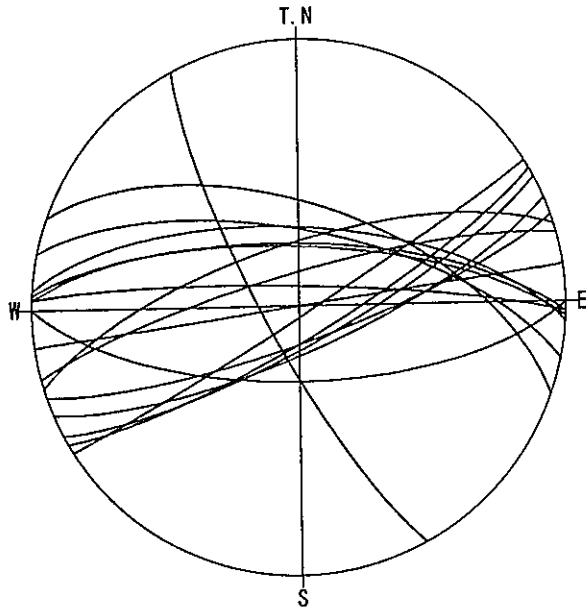
データ数 : 189

<凡例> 記号 (%)		コンター値 (%)	
▲	: 15	コンター 1	: 0 □
▼	: 12 ~ 15	コンター 2	: 3 □
:	: 9 ~ 12	コンター 3	: 6 □
◆	: 6 ~ 9	コンター 4	: 9 □
●	: 3 ~ 6	コンター 5	: 12 □
+	: 0 ~ 3	コンター 6	: 15 □

シュミット 上半球 (U.H)

図 2. 2 KH19孔の10mあたりの割れ目と交線分布

KH-19-50. STR
 <<◇>>



データ数 : 17/17

- | | |
|------------------|--------------------|
| 1 : EW 67N (1) | 6 : N78W 67S (6) |
| 2 : N82E V (2) | 7 : N86W 66S (7) |
| 3 : N75E 80S (3) | 8 : N28W 79E (8) |
| 4 : N88W 84S (4) | 9 : N88W 71S (9) |
| 5 : N87W 72S (5) | 10 : N70W 59S (10) |

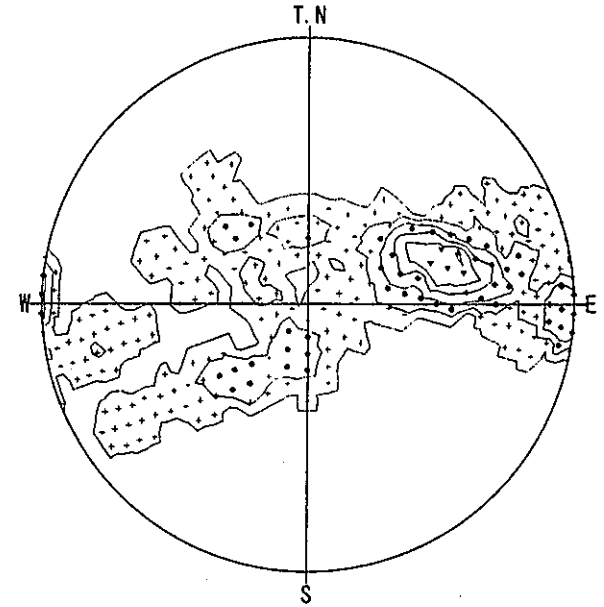
シュミット 上半球 (U.H)

距離区間 : 50.130 - 59.380 m

KH-19-50. CSV

<<0.000, -8, -72, 0.0, 0, 12, 12, 12>>

*** % ダイアグラム ***



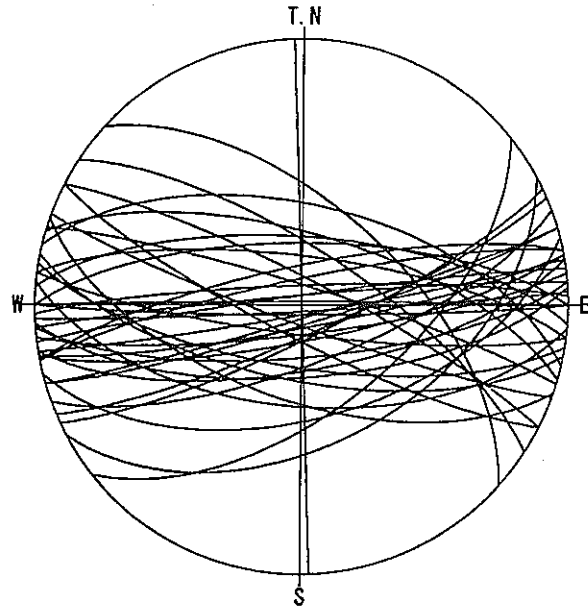
データ数 : 129

<凡例>	記号 (%)	コンター値 (%)
▲	17	コンター-1 : 0
▼	13 ~ 17	コンター-2 : 3
○	10 ~ 13	コンター-3 : 6
◆	6 ~ 10	コンター-4 : 10
●	3 ~ 6	コンター-5 : 13
+	0 ~ 3	コンター-6 : 17

シュミット 上半球 (U.H)

図 2. 2 KH19孔の10mあたりの割れ目と交線分布

KH-19-60. STR
 <<>>



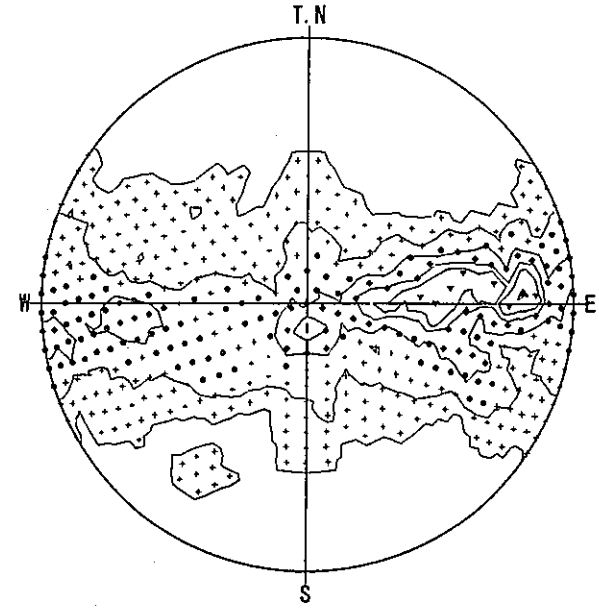
データ数 : 41/41

- | | |
|-------------------|--------------------|
| 1 : EW 71S (1) | 6 : N71W 61N (6) |
| 2 : N83W 75S (2) | 7 : N79W 67N (7) |
| 3 : N2W V (3) | 8 : N87E 88N (8) |
| 4 : N57W 73SW (4) | 9 : N81W 71N (9) |
| 5 : N86E 68N (5) | 10 : N63W 82S (10) |

シュミット 上半球 (U.H)

距離区間 : 60.220 - 69.720 m

KH-19-60. CSV
 <<0.000, 30, -35, 0.0, 0, 12, 12, 12>>
 *** % ダイアグラム ***



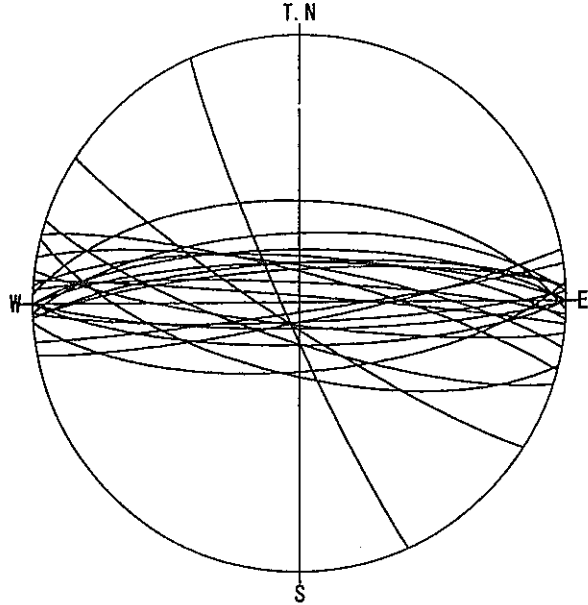
データ数 : 812

- | <凡例> 記号 (%) | コンター値 (%) |
|-------------|--------------|
| ▲ : 8 | コンター-1 : 0 □ |
| ▼ : 6 ~ 8 | コンター-2 : 1 □ |
| ○ : 5 ~ 6 | コンター-3 : 3 □ |
| ◆ : 3 ~ 5 | コンター-4 : 5 □ |
| ● : 1 ~ 3 | コンター-5 : 6 □ |
| + | コンター-6 : 8 □ |
| | |
| | |
| | |
| | |
| | |
| | |

シュミット 上半球 (U.H)

図 2. 2 KH19孔の10mあたりの割れ目と交線分布

KH-19-70. STR
 <<>>



データ数 : 22/22

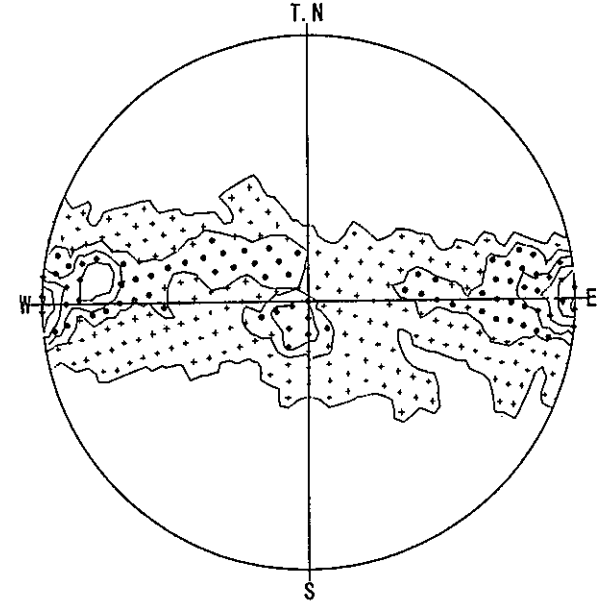
- | | |
|-------------------|------------------|
| 1 : N87W 84S (1) | 6 : N24W 85E (6) |
| 2 : N88E 84N (2) | 7 : N80W 79S (7) |
| 3 : N88W 59S (3) | 8 : N87E 80S (8) |
| 4 : N57W 83NE (4) | 9 : N87E 78S (9) |
| 5 : EW 74S (5) | 10 : EW 78S (10) |

シュミット 上半球 (U.H)

距離区間 : 70.860 - 79.270 m

KH-19-70. CSV
 <<0.000, 1, 67, 0.0, 0, 12, 12, 12>>

*** % ダイアグラム ***



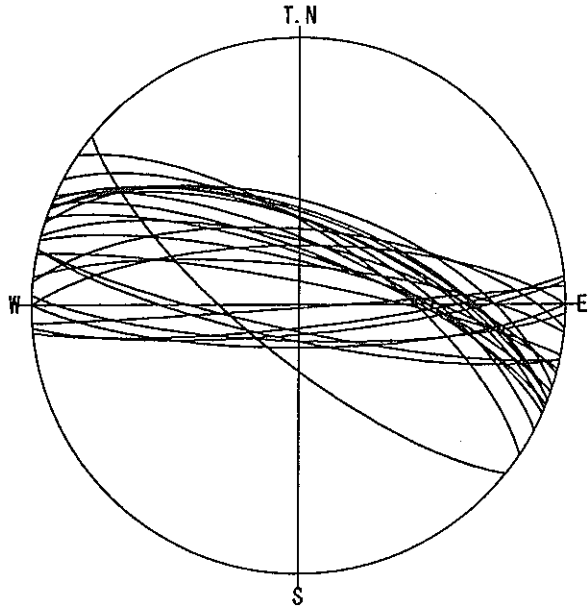
データ数 : 230

<凡例> 記号 (%)	コンター値 (%)
▲ : 15	コンター 1 : 0 □
▼ : 12 ~ 15	コンター 2 : 3 □
○ : 9 ~ 12	コンター 3 : 6 □
◆ : 6 ~ 9	コンター 4 : 9 □
● : 3 ~ 6	コンター 5 : 12 □
+	コンター 6 : 15 □

シュミット 上半球 (U.H)

図 2. 2 KH19孔の10mあたりの割れ目と交線分布

KH-19-80. STR
 <<◇>>



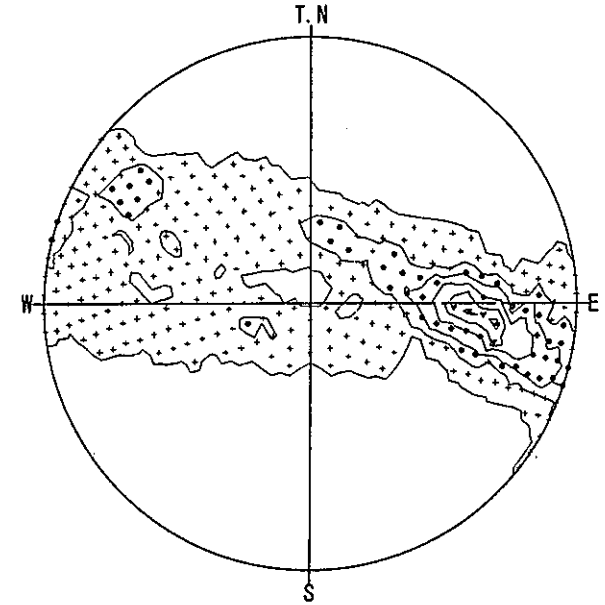
データ数 : 24/24

- | | |
|-------------------|--------------------|
| 1 : N88W 79N (1) | 6 : N86E 89N (6) |
| 2 : N78W 79N (2) | 7 : N85E 81N (7) |
| 3 : N78W 82N (3) | 8 : N66W 71S (8) |
| 4 : N51W 74NE (4) | 9 : EW 72S (9) |
| 5 : N84E 83N (5) | 10 : N72W 59S (10) |

シュミット 上半球 (U.H)

距離区間 : 80.040 - 89.980 m

KH-19-80. GSV
 <<0.000, -83, -11, 0.0, 0, 12, 12, 12>>
 *** % ダイアグラム ***



データ数 : 275

- | <凡例> | 記号 (%) | コンター値 (%) |
|------|-----------|---------------|
| ▲ | : 16 | コンター 1 : 0 □ |
| ▼ | : 13 ~ 16 | コンター 2 : 3 □ |
| ◇ | : 10 ~ 13 | コンター 3 : 6 □ |
| ◆ | : 6 ~ 10 | コンター 4 : 10 □ |
| ● | : 3 ~ 6 | コンター 5 : 13 □ |
| + | : 0 ~ 3 | コンター 6 : 16 □ |

シュミット 上半球 (U.H)

距離区間 : 0.000 - 0.000 m

図 2. 2 KH19孔の10mあたりの割れ目と交線分布

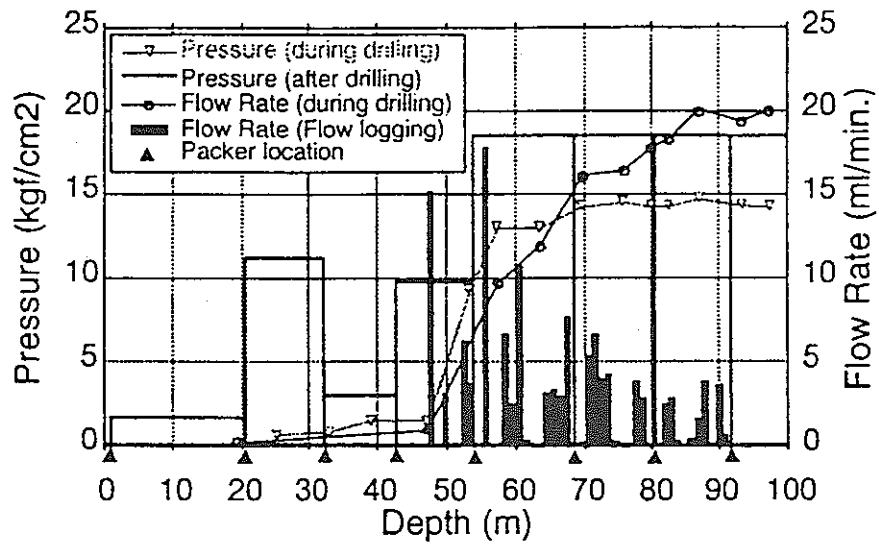


図 2. 3 KH19 孔の水圧、湧水量分布

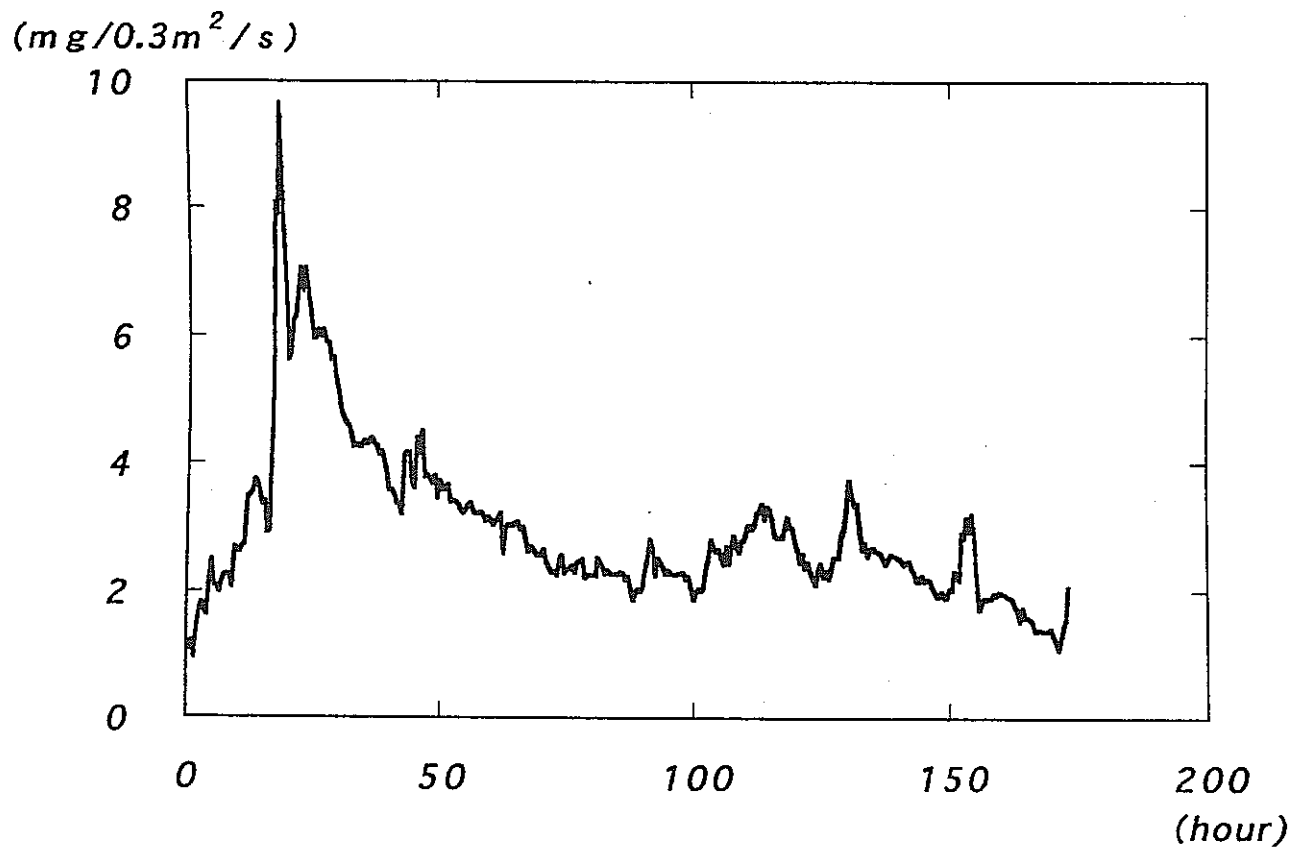


図 2. 4 蒸発量経時変化

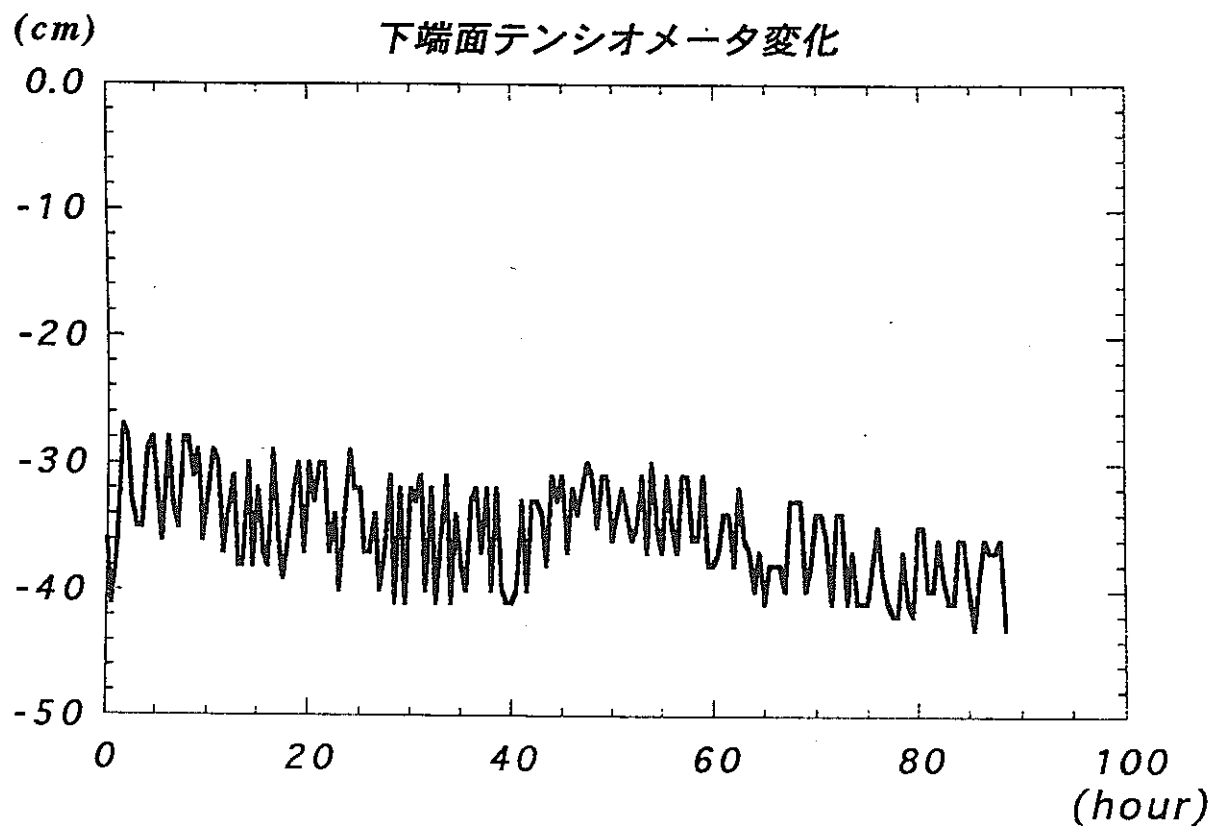


図 2. 5 テンシオメータによるサクシヨン圧変化

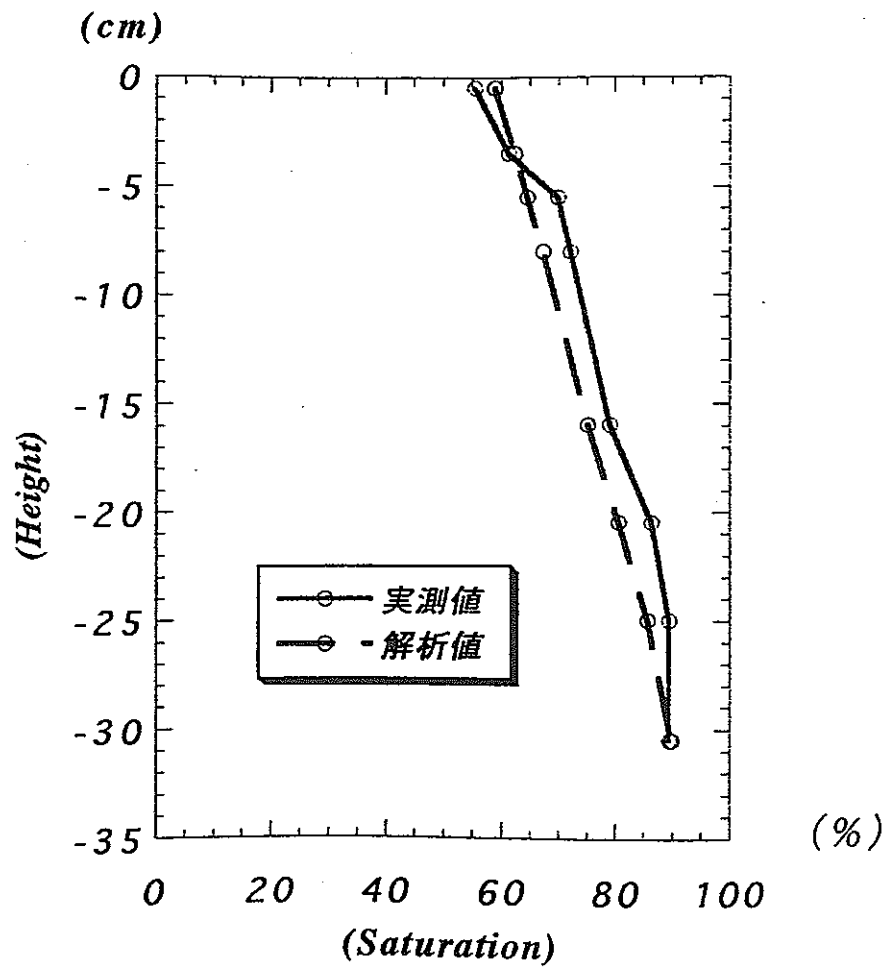


図 2. 6 飽和度のフィッティング結果

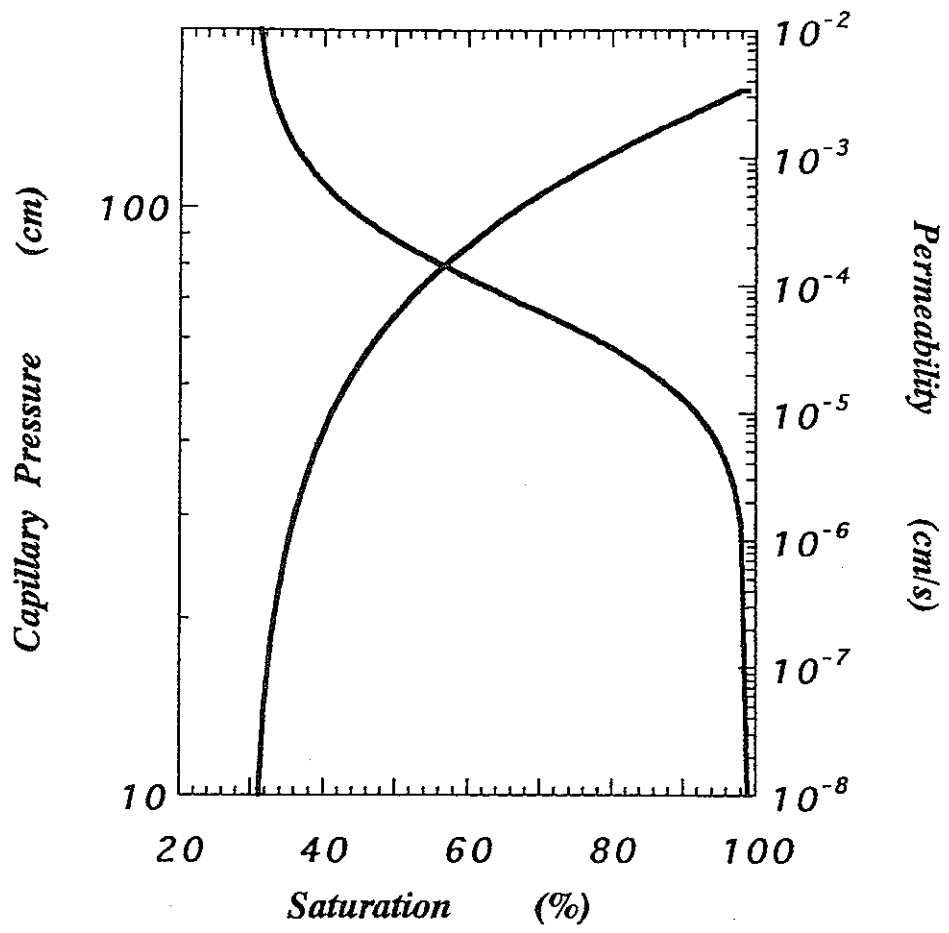


図 2. 7 求められた不飽和特性

	ハンノキ	ヒサカキ	イヌツゲ	クリ	ソヨゴ	ヤシャブシ	アカマツ
平均蒸発量 (mg/s)	2.46	4.22	9.26	10.48	20.20	18.70	8.49
最大蒸発量 (mg/s)	2.84	5.85	13.98	14.57	30.27	26.88	13.43
最小蒸発量 (mg/s)	1.13	1.83	0.43	6.80	9.46	8.08	3.74
長辺の長さ (cm)	4.8	5.2	1.6	25.2	5.8	7.8	6.7
短辺の長さ (cm)	3.5	2.2	0.7	3.6	2.3	2.9	0.06
平均面積 (cm ²)	14.25	9.19	0.86	41.65	10.64	20.53	1.26
ビニール内葉面積 (cm ²)	3035.41	2178.68	4092.37	9204.32	11413.23	10982.35	12622.80
1m ² 当たり平均蒸発量 (mg/m ² /s)	8.11	19.37	22.64	11.38	17.70	17.03	6.73
1m ² 当たり最小蒸発量 (mg/m ² /s)	3.72	8.40	1.05	7.39	8.29	7.36	2.96
100枚当たり平均蒸発量 (mg/s/100枚)	1.16	1.98	0.19	4.74	1.88	3.50	0.085

※アカマツは長辺をマツの葉の長さ、短辺を直径としている。また、葉の数は1万本と仮定している。

図 2. 8 樹種別の蒸散量

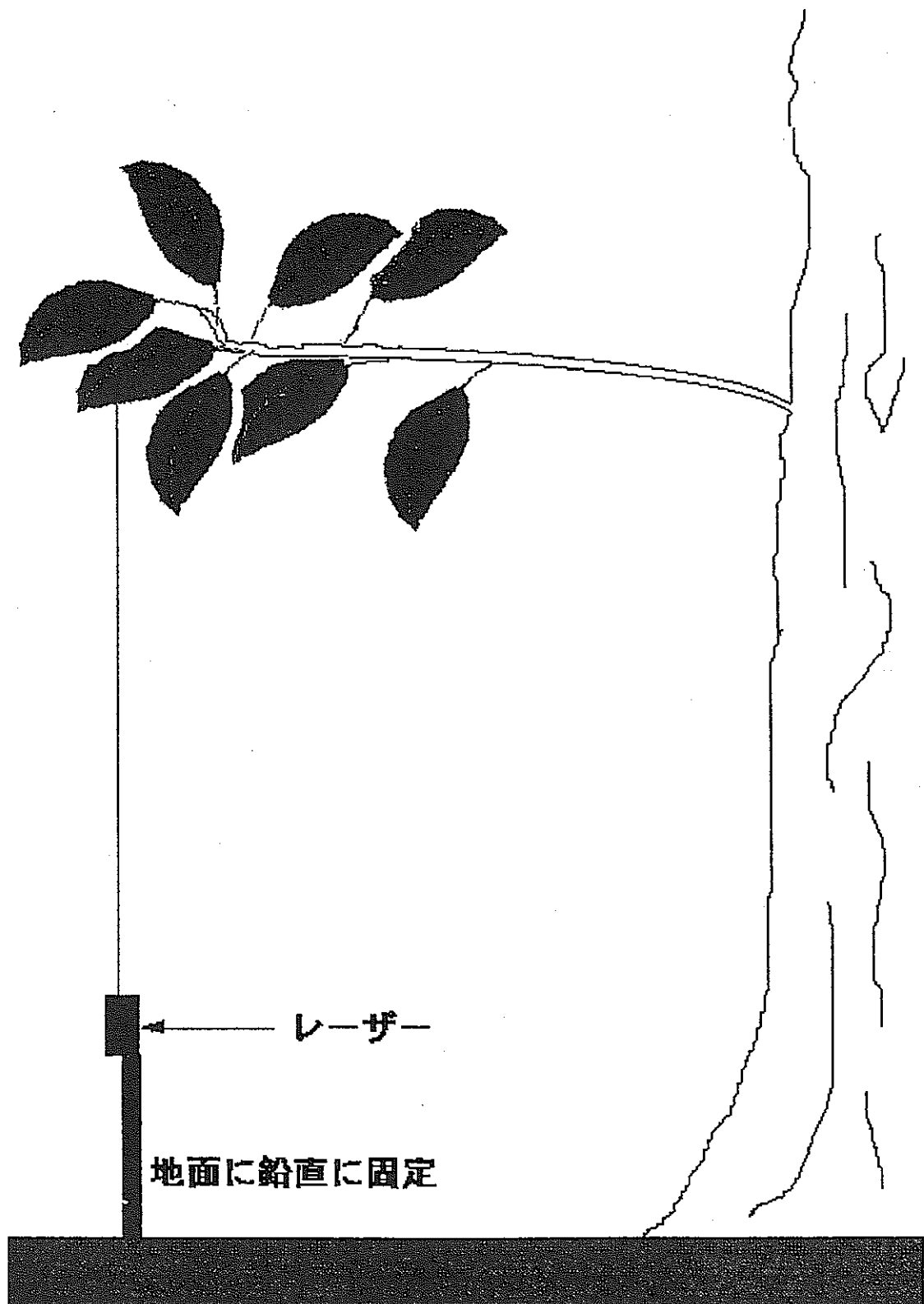
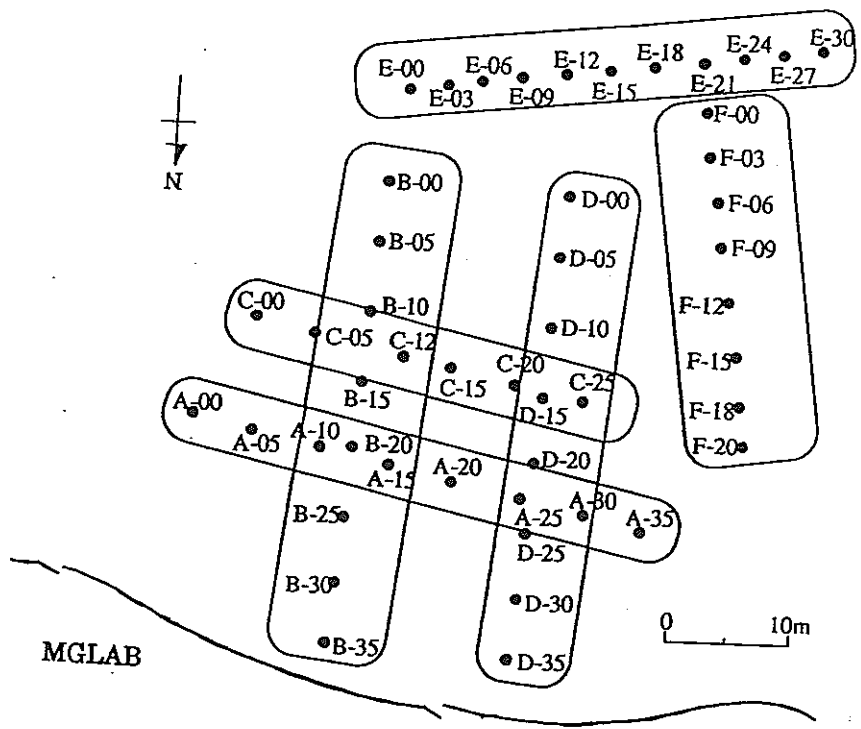
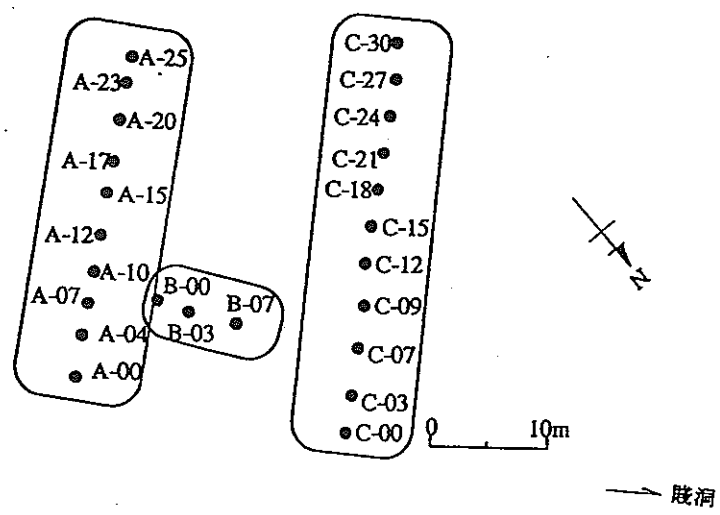


図 2. 9 レーザー照射法模式図

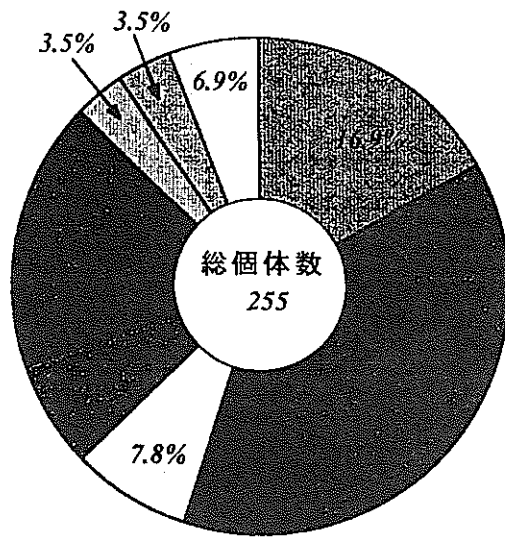


植物活性度の高い地点

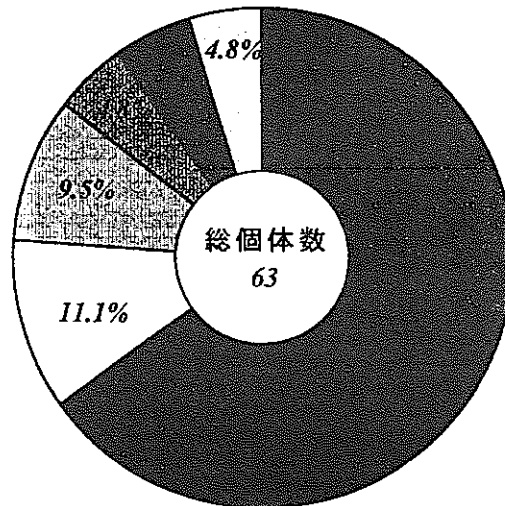
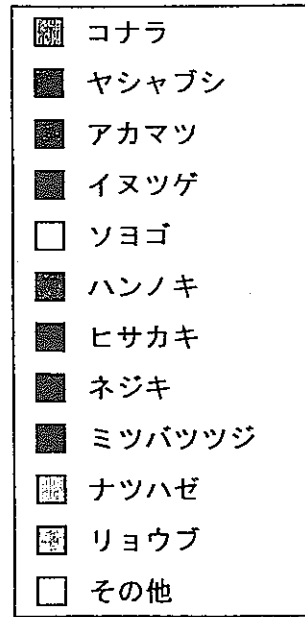


植物活性度の低い地点

図 2. 10 測定点の配置



植物活性度の高い地域



植物活性度の低い地域

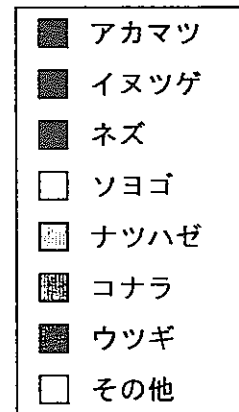


図 2. 1 1 上空を覆う葉の分布

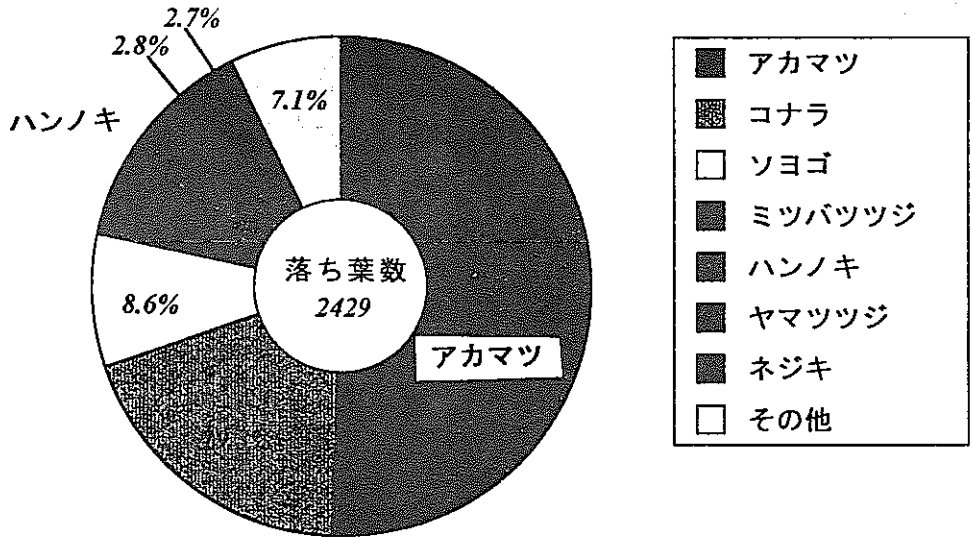
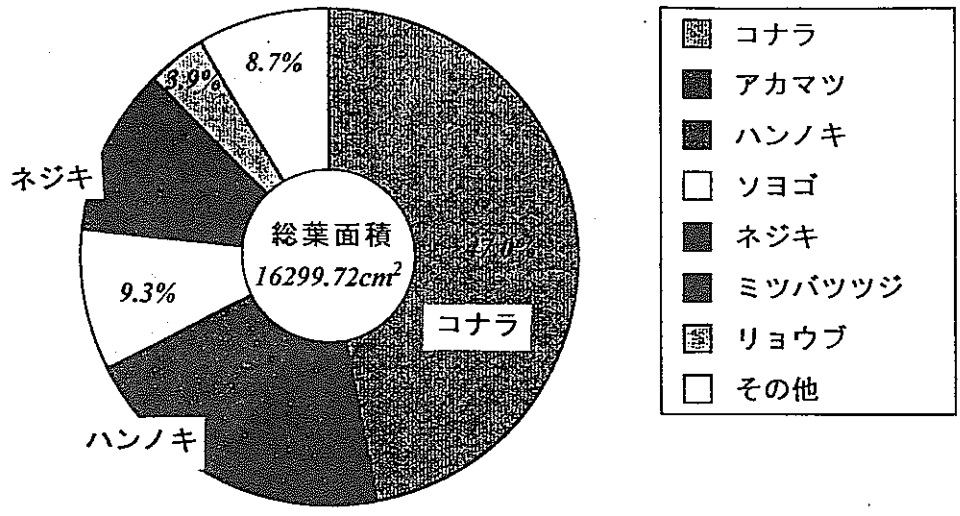


図2. 12 落ち葉法による葉の分布

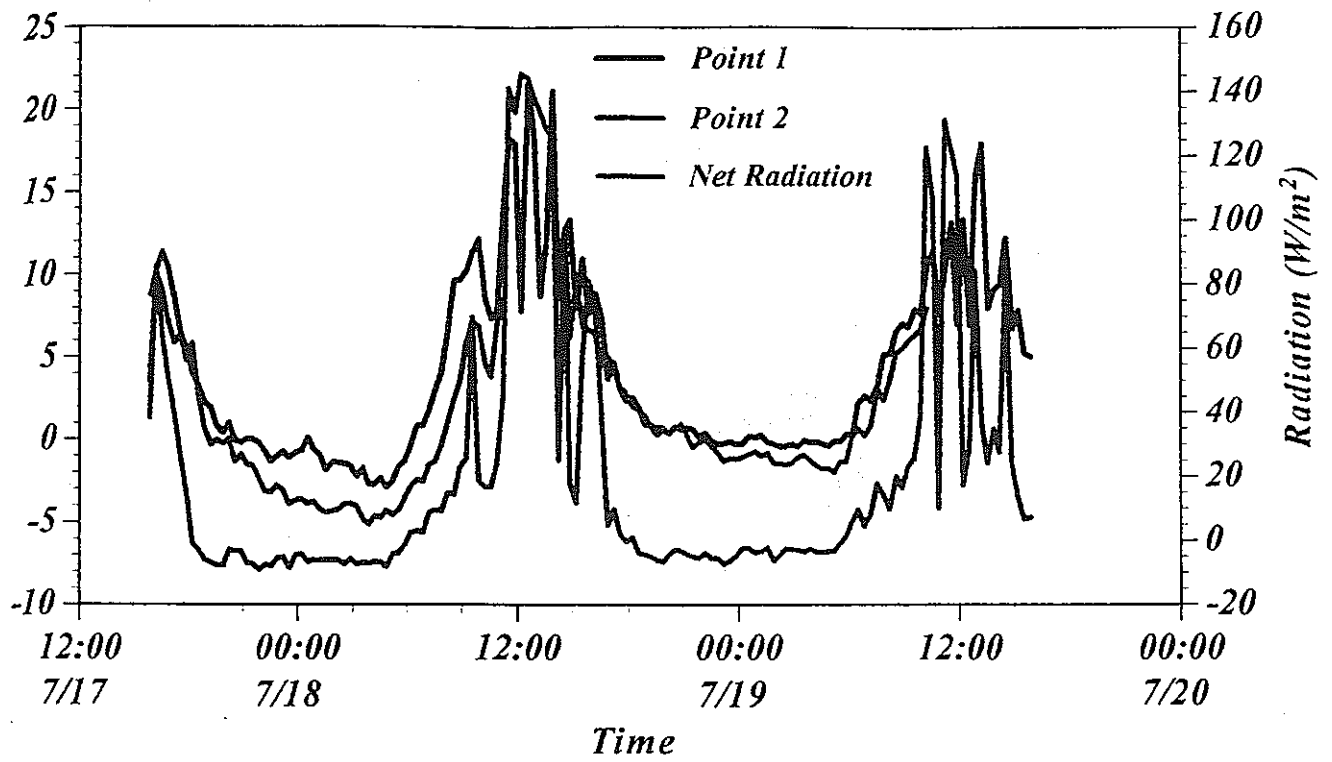


図 2. 1 3 定点観測点の蒸発散量経時変化

3. 水理試験法及び水理試験装置の開発研究

3.1 はじめに

岩盤内の浸透を対象とし、岩盤内の浸透特性を把握する方法を確立し、その浸透による物質移動を予測するための計測方法に関する研究を行っている。すなわち、

- (a) 亀裂性岩盤における異方性透水係数を求めるためのクラックテンソルを確定するソフトの整備に関する研究。
- (b) 亀裂性岩盤のREVを求めるための水圧トモグラフィーに関する研究。
- (c) 大深度地下空間掘削による地上の環境評価に関する研究。
- (d) EL法を用いた物質移動の分散係数の逆解析ソフトの開発に関する研究。
- (e) 不飽和岩盤の浸透特性の計測方法に関する研究。
- (f) 砂ペントナイトの不飽和浸透特性の計測方法に関する研究。

研究内容の具体的な内容を以下に示す。

- (1) 岩盤のボーリング孔より得た亀裂の方向と密度情報と原位置における区間透水試験より、3次元異方性の透水テンソルを求めるソフトを整備して、種々の現場への適用を容易にする。
- (2) 亀裂性岩盤内の3次元の浸透特性をクロスホール透水試験より求める方法に関して研究する。ここで、本研究のユニーク性は、従来のクロスホール試験が、ただ単に浸透現象のみ対象にしているのに対し、透水試験時にその亀裂の幅も変化することを考慮したカップリング（浸透と変形）により、対象領域の3次元の浸透特性を求めるようとするところにある。
3次元の浸透と変形のカップリングプログラムを整備し、その数値解析をより迅速にして、記憶容量を減少させるため、平行処理型の数値解析システムを開発する。
- (3) 大深度地下空間を掘削する際に、その地下水の挙動を3次元の数値解析を用いる。しかし、山岳部での地下水の源は降雨であり、現在の数値解析ソフトでは、この降雨浸透をまだ正確に評価するに至っていない。

本研究は飽和－不飽和の3次元浸透解析ソフトをさらに改良して、降雨

浸透を容易に考慮できる数値解析を確立する。

すなわち、降雨浸透を弾塑性解析の荷重増分法と同様のシステムを用いて段階降雨強度解析法を作成する。また、降雨による地下水頭の解析は現状では直接的である。このため、解析の収束性がきわめて悪い。この点の改良としては、水頭変化にリラクゼーション法を用いて、より安定な解析法にする。

- (4) 地下水中の物質移動の定量的評価には、分散係数などの移流分散に関する物理量が必要である。この物性を原位置でもとめるため、安定性のよい移流分散解析であるEL法（オイリアン・ラグランジュアン法）と最適化法を結合し解析手法を確立する。そしてこの手法を3次元に拡張して、原位置の現測結果より、移流分散に関する特性を算定する方法を求める。
- (5) 不飽和岩盤の浸透特性を求めるためにTDRを用いたり、蒸発試験よりVan Genuchtenのパラメータ α, n を逆解析より求めようとしている。しかし、この方法の精度やその妥当性についての検証を岩盤についてはなされていない。そのため、実際の不飽和岩盤に対して、不飽和透水係数や水分特性を求める方法を確立し、その値を求めて、上記の方法の適用性を検討する。
- (6) 砂とベントナイトの混合土をバッファー材として利用する時は、不飽和状態で施工する。その後、施設をクローズした後の混合土の吸水による挙動に関する研究はまだ十分とは言えない。したがって、吸水過程の混合土の不飽和透水係数を室内試験より求める方法に関する一層の研究が必要である。

混合土の吸水膨張を考慮して、体積変化を考えた水分保持特性曲面（含水比－PF値－間隙率）を求め、不飽和透水曲面（含水比－間隙率－不飽和透水）を算定する方法を研究する。

これらの研究の状況を以下に説明する。

- (1) 3次元の異方性の透水テンソルを亀裂情報より予測するにあたって、亀裂の方向と密度より透水テンソルの方向を定める。各方向の透水試験の値に関しては、原位置での区間透水試験を3次元の異方性場での透水試験と

し、その挙動を3次元浸透流解析によってシミュレートし、異方性の透水係数を定める方法である。すなわち、方向だけがわかっている異方性の透水係数の大きさを、原位置の透水試験より逆解析しようとするものである。

現状は、方法の再整理をし、差分法であった数値解析を有限要素法によるソフトに変換して、ソフトの再整備中である。ここで得られた値は、逆解析であるため、この値の信頼性について今後検討する必要がある。また、ソフトの整備は、平成8年度末に終了する予定である。

- (2) 原位置でのボーリング孔を用いた単項式透水試験による異方性の透水係数の評価に対して、クロスフォール透水試験は、より多くの広い領域の浸透特性が評価できるため、きわめて有効な手法である。

ここでは、現在、3次元の浸透と変形を考慮したカップリング解析ソフトの整備中である。2次元問題に関しての浸透と変形を考慮したカップリング解析の逆解析ソフトの改良は終了し、多層地盤での揚水試験結果より、各帯水層と半透水層の異方性の透水係数と貯留係数を計測している。また、不圧帯水層に関しては、不圧層の有効間隙率も逆解析できるようにプログラムソフトを改良した。

3次元の浸透と変形問題は非定常問題であり、逆解析では、この大きなマトリックスの非定常問題をパラメータを変えるごとく解くにはきわめて繰り返しの演算時間が必要となる。非定常問題のこのような難点の対策として、非定常に関する浸透の支配方程式をラプラス変換して、時間項を消去して、パラメータに対する定常の微分方程式を数値解析し、時間に関しては、計測されている時間に対して、数値ラプラス逆変換を行う手法を開発している。この方法を用いると、時間項を計測している時間のみに計算するため、演算時間がきわめて短くなる可能性を有している。現在、数値ラプラス逆変換の解析コードを開発中であり、一度Crump法によるラプラス逆変換コードを開発した。

この研究は3章計画であり、来年度は、ラプラス演算子を含んだ浸透の基礎方程式の数値解析とそれに対応した有効応力による変形解析を連成する3次元の解析コードを開発し、巨大マトリックスを並行処理型のコンピュータで解析する手法を考える。

- (3) 3次元の飽和-不飽和の浸透解析における降雨の取り扱いにおいて安定した解析手法については基本コードの開発を終了し、現在、リラクゼーション法による解析の妥当性を検証中である。この解析コードに関しては来年度（平成8年度）に開発を終了する予定である。
- (4) 地下水中の物質移動に関する分散係数のパラメータを室内および原位置のトレーサ試験より逆解析する手法に関しては、来年度終了し、室内および原位置での試験結果を解析し、従来の手法と比較して、その手法の妥当性を検証し終わった。この解析手法は、来年度の報告とし、別冊にして、解析のためのマニュアルとプログラムリストとソースコードを提出する。
- この解析はオイラリアン-ラグランジュアン法による移流分散解析と修正マルカート法を用いているため、ペクレ数やクーラン数に関係な、きわめて安定した状態での逆解析の解を得ることができる点が、きわめて独創的であり、内外にこの種のソフトは我々の知る範囲では存在しないと考えられる。
- (5) 不飽和岩盤の浸透特性を計測する手法として、TDRとFDRを研究中であり、スペクトルアナライザーによって、精度の良い計測システムを開発しようとしている。
- 比較的透水性の良い岩盤ではVan-Genuchtenの式も応用可能であるが、2重間隙を有する岩盤ではVan-Genuchtenの式では不十分であり、別の式を検討中である。
- (6) バッファー材の吸水過程の浸透特性の計測に関しては、基本的な計測方法の確立に成功した。この方法の応用性を来年度検討し、得られた手法からパラメータの逆解析のソフトも開発する。

3.2 オイリアン・ラグジュアン法による移流分散解析を用いた分散長の逆解析手法

3.2.1 概説

1970年代に様々な公害問題がクローズアップされ、広範な社会問題をよびおこした。現在においても、その問題は改善されてはきているが、気圏、水圏、地質圏のすべてに影響を及ぼしている。それらの環境問題へ工学的にアプローチするにあたって、環境システムの解析は次のような段階に分けられる。

- ① 汚染源の把握と定量的表現
- ② 処理、処分のプロセスシステムの選択
- ③ 汚染物質の伝播過程の解析
- ④ 汚染物質の人体および環境への影響評価
- ⑤ トータルシステムとしての総合解析

などである¹⁾。今回は③の項目に注目し、地質圏における地下水中の汚染物質の移流・拡散現象について検討する。

我が国の上水用需要の地下水への依存量は全体のおよそ24%といわれていて、地表水に比べるとその利用度は少ないものの、地下水は重要な水資源である。地方自治体によっては、100%依存しているところもある。その地下水について、最近の産業の広域化に伴い、汚染を引き起こす要因が増え、各地で汚染事故が報告されている。しかし実際、地下水汚染は地下の現象のため関心が低く、他の環境汚染に比べ問題になりにくい。

また地下水は大気や地表水と異なり、流れが非常におそく、物質の拡散する速度も極端に小さく、いったん汚染されると希釈されるまでに膨大な時間が要求される。従って地下水汚染(源)の早期発見と地下水中の汚染物質の挙動の定量的な把握が必要となる。

しかし、汚染物質が土壌中をどのように移流・拡散するかという現象は、はっきりとした予測が得られないのが現状である。地下水の流れは目に直接触れない地中での現象であり、それを解明しようとするとき、地質構造の同定および地下水流動特性を直接的に把握することは困難であり、またこれが地下水汚染問題と関連して汚染物質の地下水中之を移行するメカニズムの解明を困難にし

ている。そのために室内実験や現地観測によって、間接的に複雑多岐にわたる地質媒体中を流れる地下水と汚染物質の様相を推定せざるを得ない。しかし、地下水や汚染物質の挙動を支配する状態変数やパラメータを推定するために、数多くの観測データを得ることは技術的にも経済的にも非常に困難である。

よって、本研究では、観測データから土壌中での汚染物質の挙動を把握するため、Eulerian-Lagrangian Numerical MethodとともにGauss-Newton-Levenberg-Marquardt Methodによる最適化手法を用いた逆解析手法を提示し、原位置試験、室内試験において従来の解析方法では、移流・拡散パラメータの算定が困難であった複雑な試験条件や地盤条件下にも適応できる解析方法の開発を行う。

3.2.2 地下水中の物質輸送の予測とそのパラメータの推定に関する従来の研究

(1) 地下水中の物質移動に関する従来の研究

地下水における汚染物質の移動は、汚染物質あるいはそれを含む液体の地下水への溶解性に大きく左右される。汚染物質が完全に溶解し、かつその濃度が小さい場合は、汚染物質の移動は基本的には地下水の流れに依存するものの、地下水の流れそのものには影響を与えない。これに対して汚染物質が完全に溶解しても、その濃度が大きい場合には、濃度差によって密度的流れ、すなわち自然対流が発生する。一方、地下水への溶解度が非常に小さい場合は、汚染物質は多相的な流れとなって移動する。

地下水で飽和した間隙中においては、水分子の流動速度と流動方向は微細な土粒子間隙の形状によって大きな制限を受け、流線は平均流速方向に対して空間的に変動する。このようなマイクロな流速の変動によって生じる溶質の移動を機構的分散と呼んでいる。一方、地下水が停滞している場合でも、分子拡散係数により溶液の濃度勾配に応じて溶質の混合が起こる。このように、流動地下水における汚染物質は、地下水の移流と分散及び分子拡散による混合を受ける²⁾。

従来より多くの研究者によって分散係数を地下水流速、流体の動粘性係数、土粒子の平均粒径、間隙率、分子拡散係数などの関数として表そうとする試みがなされてきた。

Bear(1969)は分散係数として次式を提案した³⁾。

$$\begin{aligned}\theta D_{xx} &= a_L \frac{V_x^2}{V} + a_T \frac{V_y^2}{V} + D_m \\ \theta D_{yy} &= a_T \frac{V_x^2}{V} + a_L \frac{V_y^2}{V} + D_m \\ \theta D_{xy} &= (a_L - a_T) \frac{V_x V_y}{V}\end{aligned}\tag{3.1}$$

ここで、

D : 分散係数 , θ : 体積含水率 , a_L : 縦分散係数

V : 流速 , D_m : 拡散係数 , a_T : 横分散係数

また、Rumer & Harleman (1963) は被圧帯水層について、分散を考慮した定常解を求めている⁴⁾。ただし、淡水と塩水の密度差は考慮されていない。さらに遷移領域の拡大は、海水面の変動により海岸近くの地下水流が変化するためであるとして、潮汐を考慮した定常解を得た。これらの定常解は、鉛直2次元被圧帯水層砂モデル実験より得られた実験値と比較している。

一般に、解析解や数値解は厳密解や実験解と比較、検討されることが多く、特に境界条件が複雑になると厳密解を解くことは困難になるため、実験値との比較が行われる。しかし、移流拡散問題は、有限要素法、有限差分法などで多くの解析解が行われているにも関わらず、その実験例はあまり見受けられない。この原因として、実験装置が大型になることやキャリブレーションの難しさなどが挙げられる。

Rumer (1962) は、流速が非常に小さく、移流よりも分散が卓越した単一方向の実験により分散係数を求めた。さらに定常状態だけでなく、非定常においても同様の算定式で分散係数が求められることを示した⁵⁾。

Bruch (1970) は、1層、2層の砂層でそれぞれ流れが1方向、分散が2方向の実験を行い、理論解(数値解)との比較を行った⁶⁾。しかしこの実験では、密度流は考慮されていない。一方、Warrick (1971) は、不飽和領域における分散実験を行い体積含水率及び濃度の実験値を求めている⁷⁾。Bresler (1973) は、鉛直1次元において有限差分法を用いて不飽和領域における数値解析解を求め、Warrickの実験値に対し、比較を行っている⁸⁾。

Segol (1977) は、有限要素法により、飽和-不飽和浸透流3次元解析を行い、その数値解析解と実験値との比較を行っている⁹⁾。

国内においては、河野、西垣ら(1983)は、淡水と塩水を混合性流体と仮定し、飽和-不飽和領域における密度変化を考慮した鉛直2次元飽和-不飽和浸透式を導き、同時に分散拡散方程式を導くことにより、分散拡散問題の有限要素解析手法を示した¹⁰⁾。この手法では、分散係数が比較的大きな値が用いられており、分散支配問題においては、解析可能であるが流速の速い移流支配問題においては解析困難となっている。

藤縄(1983)は、特性曲線型有限要素法を提案した¹¹⁾。これは、移流項を特性曲線法で、分散項は有限要素法で解くもので、これにより計算自体に由来する数

値誤差を解析することができる。また藤縄（1984）は、物質移動方程式に特性曲線型有限要素法を適用し、地下水流動と物質移動方程式を連立して解くことにより流速ベクトルが時間的空間的に変化する密度流が解析できることを示した¹²⁾。しかし、この手法は多くの計算時間を要し、また、移流が卓越する問題に対しては有効であるが、分散が卓越する問題に対しては、分散項による濃度変化を補間により求める際に数値誤差が発生する。

Neuman（1981）は、移流分散解析の移流項を特性曲線法でLagrangian的に解き、分散項を有限要素法によってEuler的に解くEL法（Eulerian-Lagrangian Numerical Method）を提唱した¹³⁾。当初、EL法は一次元の問題だけであったが、ここ10年間にすばらしい発展をしてきた。

1984年にNeumanはEL法を整理し、その中でLagrange的方法に”Continuous Forward Particle Tracking（CFPT）法”と”Single-step Reverse Particle Tracking（SRPT）法”の2つを併用する方法を用いる方法について説明し、これがきわめて有効であることを示している¹⁴⁾。また、ここでは、Pe数が0～無限大までの問題に利用でき、Cr数が1以上でも十分解析できることを示している。NeumanのEL法は、Sorekによって受け継がれ、2次元の不飽和領域の問題（Sorek et al., 1986）へと拡張された¹⁵⁾。しかし、Sorekの方法の基本的なところはNeumanのEL法と同じである。

1988年にCadyはNeumanとともにEL法を3次元移流拡散問題に拡張した。CadyはCFPT法において、より精度を高くするために移動粒子に対して、新しく要素分割を行っている¹⁶⁾。

この間のわが国の研究では、古市ら（1985）がEL法を1次元から2次元へと拡張して、Pe数やCr数について吟味しており、平面2次元での汚染物質の広がりをシミュレートしている¹⁷⁾。

Yen（1988）も細かい要素に必要なところだけを計算の途中で細分割し、移動粒子のフロントが過ぎると最初の要素分割に戻す方法を提唱しており、実際のフィールドでの移流分散問題を解析するにはきわめて有効な方法と考えられている¹⁸⁾。

わが国では、西垣・菱谷ら（1990, 1991）は、NeumanのEL法を不飽和領域の2次元移流分散問題に拡張して、実験結果との比較を行っている^{19, 20)}。

さらに西垣・菱谷ら（1994）は、飽和-不飽和浸透流-移流分散シミュレーションを

行うためEL法を用いたコンピュータプログラム「Dtransu-2D・EL (Density dependent Transport Analysis Saturated-Unsaturated porous media 2 Dimensional Eulerian Lagrangian method)」を作成した²¹⁾。Dtransu-2D・ELは鉛直2次元、平面2次元及び軸対称モデルにおける密度勾配を考慮した飽和-不飽和浸透流及び移流分散問題を対象とした解析プログラムで、特に移流分散解析においてEL法を用い、高ペクレ数から低ペクレ数の問題に対して安定した解析ができる。

本研究では、地下水中の移流分散の順解析にこのDtransu-2D・ELの解析手法を用いる。

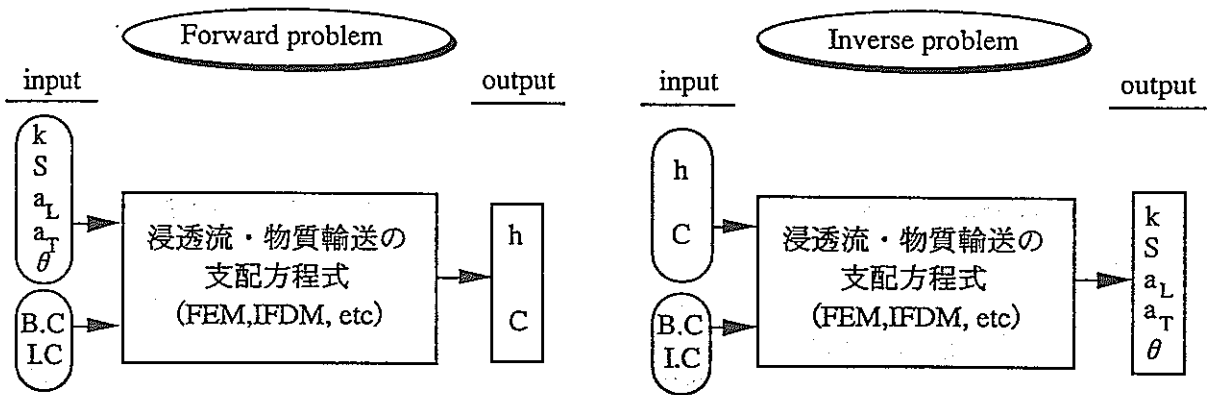
(2) 逆解析に関する従来の研究

本研究では、移流拡散パラメータの推定に逆解析的アプローチを用いる。

逆解析とは、観測された事象からその原因あるいは現象を成立させている内部構造を決定する問題である。つまり逆解析では未知情報があるために、そのままでは解析ができない。逆解析では、順解析で推定値として求められた系の応答値が観測され、未知量を推定するための情報として与えられることになる。観測値として与えられるものは、境界上、領域内の特定点、特定時刻における系の応答値ならびにそれらの組み合わせである。このことを地下水の分野でいえば、地下水位、地下水濃度などの観測データから透水量係数、貯留係数、分散係数などの空間変動傾向を推定することを意味する。逆解析の概念及び定式化は1930年代ごろから物理学の各分野で始まった。逆解析の概念を図-2.1に示す^{22, 23)}。

逆解析の手法の利点としては次のようなことが考えられる¹⁾。

- ① 従来の試行錯誤的な同定手法に比べ、システムチックに推定できる。
- ② 追加情報が考慮できる。
- ③ データに適合したシミュレートができる。
- ④ シミュレーションの精度が評価できる。
- ⑤ 観測計画がたてやすい。
- ⑥ 評価基準のトレードオフを客観的に評価できる。
- ⑦ 推定誤差を観測誤差の関数として、近似的に評価できる。



k : 透水係数	h : 地下水位分布
S : 貯留係数	C : 濃度分布
a_L : 縦分散長	$I.C$: 初期条件
a_T : 横分散長	$B.C$: 境界条件
θ : 間隙率	

図-3.1 順解析・逆解析概念図

物質移動問題における逆解析に関する研究としては、Umari, Willis, Liu (1979) は、地下水中の汚染物質の移動問題において非線形最小二乗法を用いた最適化手法を示し、2次元問題において分散パラメータを同定し、観測点の選択、目的関数、有限要素個数、時間ステップの大きさ、観測誤差による影響を検討した²⁴⁾。

Mishra, Parker (1989) は、非線形重み付き最小二乗法を用いて、不飽和土中の浸透流-物質輸送問題のパラメータを推定し、その過程において、計測データにおけるノイズ、成層条件、不適當なパラメータモデルの選択の影響について検討した²⁵⁾。

また、Sun, Yeh (1990) は、目的関数の勾配ベクトル及び感度係数を求めるため、随伴状態方程式とその関連条件を導く一般的方法を示し、例として流量-質量輸送、塩水侵入、及び二相流の随伴問題を導いた²⁶⁾。そして、2次元流量-質量輸送問題に関する数値実験を行い、連結問題の感度解析とパラメータ同定方法を解説した。

Ginn, Cushman (1992) は、空間離散化連続時間拡散方程式のモデル係数のための一般同定可能条件を導き、これらの条件の逆解析への適用発展性を考察した²⁷⁾。

国内では、藤縄 (1983) は、Powellの最適化手法を用いて、地下水流速と拡散

係数を単一井の中央での溶質濃度の観測データから同時に決定した²⁸⁾。

また西垣、清水(1993)らは、逆解析手法として修正Marquardtを用いてプログラムRATSUを開発し、移流拡散パラメータの同定を行った。²⁹⁾

逆解析は、広範な現象の特性を現実によく表現する実用的な方法として大きな可能性を持つ考え方である。計測技術の向上とコンピュータの進歩による数値解析手法の発展により、逆解析手法は莫大な計測データを処理し、真の地盤情報を提供する工学的な解析手法として今後の応用的な展開が期待されている。

3.2.3 移流・分散の順解析手法

(1) 移流・分散の基礎理論

(a) 浸透の基礎理論

密度依存を考慮した飽和・不飽和浸透流解析は、質量保存則とダルシーの方程式から次式で表される。

$$\rho_f \theta \gamma \frac{\partial c}{\partial t} + \rho \{ \beta S_s + C_s(\theta) \} \frac{\partial \phi}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x_i} \left\{ \rho K_{ij}^s K_r(\theta) \frac{\partial \phi}{\partial x_j} + \rho K_{i3}^s K_r(\theta) \rho_f \right\}$$

ここで、

ϕ : 圧力水頭 , θ : 体積含水率 , S_s : 比貯留係数 , γ : 溶質の密度比 , t : 時間 , β : 飽和領域=1、不飽和領域=0 , $\rho_f (\rho/\rho_f)$: 溶媒の密度に対する流体の密度比 , c : 濃度 ($0 \leq c \leq 1$ 、飽和濃度を1として正規化) .	$C_s(\theta)$: 比水分容量 , K_{ij}^s : 飽和透水テンソル , $K_r(\theta)$: 比透水係数 , ρ_f : 溶媒の密度 , ρ : 流体の密度 ,	(3.2)
--	---	-------

また、式(3.2)で密度 ρ は次式で濃度 c と関連づけられる。

$$\rho = \rho_f (1 + \gamma c) \tag{3.3}$$

密度依存を考慮した移流分散解析では、濃度変化によって密度が変化する。すなわち、式(3.2)の左辺第一項の c と左辺第二項の ρ の値が変化し密度流が生じるため、式(3.2)と後述の移流分散方程式を2段階に連成させて解析を行う必要がある。一方、濃度変化による密度変化が生じないとすると、浸透と移流分散は別々の問題として取り扱うことができ、式(3.2)により、定常もしくは非定常浸透解析を行い、流速分布、体積含水率分布を求め、この値を用いて移流分散解析のみを実施することができる。

(b) 移流分散の基礎方程式

移流分散の基礎方程式は、式(3.4)で表される。

$$R\theta\rho\frac{\partial c}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x_i}\left(\theta\rho D_{ij}\frac{\partial c}{\partial x_j}\right) - \frac{\partial}{\partial x_i}(\theta\rho V_i c) - \theta\rho\lambda Rc - Q_c \quad (3.4)$$

ここで、

R : 遅延係数, Q_c : 源泉項,
 D_{ij} : 分散テンソル, λ : 減衰定数,
 V_i : 実流速 .

遅延係数 R は、土中での吸着による遅れを表すもので一般に次式で表される。

$$R = \left(1 + \frac{\rho_s}{\theta} K_d\right) \quad (3.5)$$

ここで、

K_d : 飽和土に対する吸着係数,
 ρ_s : 土粒子の単位体積重量 .

また、分散テンソル D_{ij} は Bear が示した拡散係数も含めた流速に依存する次式を用いる。

$$D_{ij} = \alpha_T |\mathbf{V}| \delta_{ij} + (\alpha_L + \alpha_T) \frac{V_i V_j}{|\mathbf{V}|} + \alpha_m \tau \delta_{ij} \quad (3.6)$$

ここで、

α_L : 縦分散長, α_m : 分子拡散係数,
 α_T : 横分散長, τ : 屈曲率,
 V_i : 実流速ベクトル, δ_{ij} : クロネッカのデルタ,
 $|\mathbf{V}|$: 実流速のノルム .

分散テンソル D_{ij} は、不飽和領域において、非線形性があると考えられるが、不飽和パラメータなど、未知なパラメータが多く、不飽和領域においても飽和領域と同じとし、流速依存のみを考慮する。

次に、式 (3.4) を Neuman の手法を用いて移流項と分散項を分離するため、次式に示す Lagrange 微分を用いる。

$$\frac{d}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + \frac{V_i}{R} \frac{\partial}{\partial x_i} \quad (3.7)$$

式 (3.4) に式 (3.7) を用いると次のように表せる。

$$R\theta\rho\frac{dc}{dt} = \frac{\partial}{\partial x_i}\left(\theta\rho D_{ij}\frac{\partial c}{\partial x_j}\right) - \theta\rho\lambda Rc - Q_c \quad (3.8)$$

ここで濃度 c を移流に関する濃度 \bar{c} と分散に関する濃度 \dot{c} に分ける。

$$c(x_i, t) = \bar{c}(x_i, t) + \dot{c}(x_i, t) \quad (3.9)$$

式 (3.9) より、移流に対する次式が得られる。

$$\frac{dc}{dt} = -\lambda c \quad (3.10)$$

また、式 (3.8) より、移流による濃度を除いた分散方程式は次式となる。

$$R\theta\rho\left(\frac{dc}{dt} - \frac{d\bar{c}}{dt}\right) = \frac{\partial}{\partial x_i}\left(\theta\rho D_{ij}\frac{\partial c}{\partial x_j}\right) - \theta\rho\lambda R(c - \bar{c}) - Q_c \quad (3.11)$$

(2) Eulerian-Lagrangian Numerical Method

(a) Eulerian Approach

Eulerの方法とは、普通用いている固定座標系の数値解析法である。このような解析手法は、きわめて一般的な方法で、図-3.2のようにある点 (x, y, z) を対象として、そこを通過する流量や濃度を考える方法である。

Euler Method 数学的な取り扱いが容易なため、FEMによる数値解析手法が開発され、その解析は不飽和領域も対象とし、密度勾配の問題まで拡張されている。Euler Methodの利点は、不均質な場の問題の中の物質輸送問題に対して有効であるが、移流が卓越するような問題では、数学的に解くことがしばしば困難になる。すなわち、濃度前線の近傍で数値的な振動が生じる。移動している前線の上流側に高い濃度値、下流側に負の値や過不足が生じる。このような解析上の不安定さや誤差を少なくするために風上法などが開発されているが、数値的な振動をおさえているため、濃度前線での値が正確でなくなる。また、細い要素で、短い時間タイムステップで問題を解くと、数値的な分散が生じてしまってシャープなフロントを解くことが困難になる。

(b) Lagrangian Method

Lagrangeの方法は、浸透場中の一つの粒子が時間の経過につれてどのように移

動するかを取り扱う手法である。簡略図を図-3.3に示す。

この方法では、非常に多数の溶質粒子の運動を計算することにより、各点の濃度を決定しようとする方法で、流体粒子速度から、各時刻において、その新しい位置が決定される。また各粒子について、放射能崩壊、新しい核種の発生や化学反応などを考慮すると、実際の多くの問題に適用することができる。またこの方法は、偏微分方程式を近似的に解く方法と異なり、粒子の位置を直接求める方法であるため、Eulerの方法のような数値拡散の問題が発生しない。

ただ、この方法は計算量が膨大になるため、均質な非常に簡単なモデルのみに有効な方法で、複雑な境界条件や不均質の問題や非線形型の問題を取り扱うことが難しい。また、移流が卓越する問題に対してはよいが、流速が遅くなって分散が生じてくると、この方法では説明しえなくなる。

Eulerian MethodとLagrangian Methodの比較を表-3.1に示す。

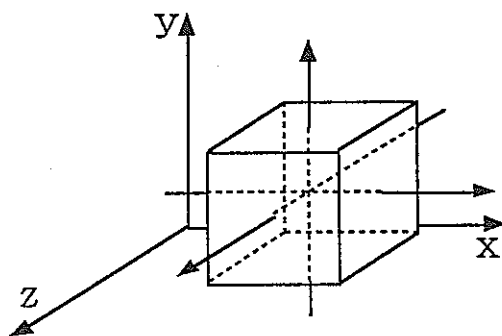


図-3.2 Eulerian coordinate

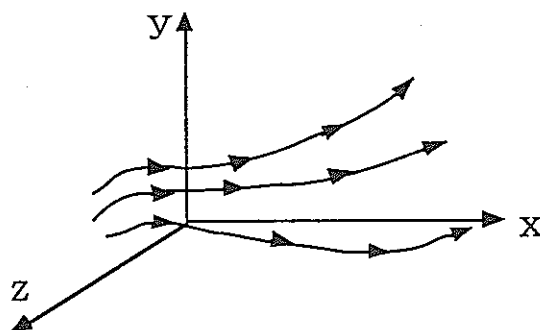


図-3.3 Lagrangian coordinate

(3) Eulerian-Lagrangian Numerical Method

Euler的解析手法（固定座標）とLagrangian的解析手法（移動座標）にはそれぞれ長所と短所を持っている。従ってEuler的解析方法とLagrangian的解析法を結合させた解法がきわめて有効な手法であることがわかる。それがEulerian-Lagrangian Numerical Methodである。まず媒体となる地下水に乗って移流する物質の濃度変化をLagrange的に求める。次にその変化した濃度分布から、固定座標で表された有限要素メッシュの節点における移流による変化分を補間によって求め、Euler的に分散による濃度変化を計算する。

表-3.1 Eulerian Method と Lagrangian Methodの比較¹⁹⁾

解析手法	Euler的解析方法	Lagrange的方法
特徴		
数学モデル	移流・拡散方程式	特性曲線の式 確立微分方程式
数値計算（座標系）	FEM,FDM(固定系)	モンテカルロ法
誤差	離散化誤差、丸め誤差	丸め誤差
安定条件の制約	有	無
数値拡散	有	無
サンプル数の制約	無	有
観測データと パラメータとの対応	普通	やや難
不均質パラメータの扱い	易	難
反応項の扱い	易	難
非線形性	モデル化可、計算難	モデル化難
3次元の計算	計算機容量の制約あり	比較的容易
流れ場と濃度場の結合	普通	易

3.2.4 移流・分散の分散特性の逆解析手法

(1) 最小二乗法の基礎

線形連立方程式

$$\mathbf{y} = \mathbf{A}\mathbf{x} \quad (3.12)$$

が与えられているとする。ここに \mathbf{x} , \mathbf{y} は、 N 行の列ベクトル、 \mathbf{A} は N 行 N 列の正
 方形行列である。行列式 $|\mathbf{A}|$ の値が 0 でないとき、 \mathbf{A} の逆行列 \mathbf{A}^{-1} が存在し、
 式 (3.12) の解は

$$\mathbf{x} = \mathbf{A}^{-1}\mathbf{y} \quad (3.13)$$

と与えられる。

\mathbf{A} が N 行 M 列の行列で $N > M$ の場合、一般に式 (3.12) の解は存在しない。そこ
 で式 (3.12) に誤差項 ε を導入し

$$\mathbf{y} = \mathbf{A}\mathbf{x} + \varepsilon \quad (3.14)$$

と表すことにする。誤差の二乗和は、

$$Q = \sum_i^N \varepsilon_i^2 = \sum_i^N \left(y_i - \sum_k^M A_{ik} x_k \right)^2 \quad (4.1.2)$$

となる。 Q を最小にする解 \mathbf{x} を求めるためには、 Q を x_i で偏微分して 0 とおけ
 ばよい。

$$\frac{\partial Q}{\partial x_j} = -2 \sum_i^N \left(y_i - \sum_k^M A_{ik} x_k \right) A_{ij} = 0 \quad (3.15)$$

$$\therefore \sum_i^N A_{ij} y_i = \sum_i^N \sum_k^M A_{ij} A_{ik} x_k \quad (3.16)$$

式 (3.17) を行列表示で表すと

$$\mathbf{A}^T \mathbf{y} = \mathbf{A}^T \mathbf{A} \mathbf{x} \quad (3.17)$$

となる。ここに \mathbf{A}^T は \mathbf{A} の転置行列である。式 (3.18) は正規方程式と呼ばれ、
 式 (3.12) の両辺に \mathbf{A}^T をかけたものに等しい。

さて $\mathbf{A}^T \mathbf{A}$ は M 行 M 列の正方形行列であるため式 (3.18) の解は式 (3.13) と同様
 に

$$\mathbf{x} = (\mathbf{A}^T \mathbf{A})^{-1} \mathbf{A}^T \mathbf{y} \quad (3.19)$$

と与えられる。これが最小二乗解である。 \mathbf{A} が正方形の時、式 (3.19) は次

式となり、式(3.13)に一致する。

$$\mathbf{x} = \mathbf{A}^{-1}(\mathbf{A}^T)^{-1} \mathbf{A}^T \mathbf{y} = \mathbf{A}^{-1} \mathbf{y} \quad (3.20)$$

(2) 非線形最小二乗法

一般に、間接法による逆解析手法においては、観測可能なデータの中で最も信頼性の高いデータを用い、次式で示される重み付き残差平方和 $R(\mathbf{b})$ を最小にするパラメータ \mathbf{b} を見出す手法が用いられる。観測方程式として式(3.21)を用いる。

$$Y_i = f_j(\mathbf{b}) + \sigma_j \quad (j=1,2;\dots,n) \quad (3.21)$$

$$R(\mathbf{b}) = \sum_j^n W_j \{y_j - Y_j\}^2 \quad (3.22)$$

ここで、

- y_j : 観測値の実測値 , Y_j : 観測値の推定値 ,
- \mathbf{b} : 未知パラメータの列ベクトル ($b_1, b_2; \dots, b_m$) ,
- W_j : 重み , m : 観測データ数 ,
- n : 未知パラメータ数 , σ_j : 誤差 .

ただし、測定値はすべて同程度の誤差を含むと考えて、重みを $W_j=1$ とする。

式(3.21)における $f_j(\mathbf{b})$ は、仮定されたパラメータ \mathbf{b} における浸透解析によって得られる数値解析解であり、観測値の真値が期待される関数モデルであると考えられる。ここでは、物質輸送解析を用いる。

この手法では $f(\mathbf{b})$ が \mathbf{b} に対して非線形の関係性を有するために、式(3.21)の解法には非線形最小二乗法を用いる必要がある。非線形最小二乗法の解法としては、まず何らかの方法で未知パラメータの近似解を推定し、それを出発点として残差二乗和を小さくするように、反復改良により解を求める手法を用いる。従って、単に関数 $R(\mathbf{b})$ の最小値を求める問題(最適化)とみなすことができる。

一般には $R(\mathbf{b})$ が式(3.22)のように二乗和の形をしていることを積極的に利用した方法が収束も早く精度も良い。このような手法としてGauss-Newton法が代表的である。他の複雑な解法のいくつかもGauss-Newton法の変形と考えられる。そこで以下にGauss-Newton法について簡単に述べる。

まず、未知パラメータの初期値を $\mathbf{b}^{(0)}$ とし、反復改良によって k 次の推定量

$b^{(k)}$ を求め、これをさらに改良することを考える。そこで関数 $f(b)$ を b のある初期推定値 $b^{(0)}$ のまわりでテイラー展開し、2次の項以下を省略して線形近似を行う。

$$f_j(\mathbf{b}) = f_j(\mathbf{b}^{(0)}) + \sum_j^m \left(\frac{\partial f_j(\mathbf{b}^{(0)})}{\partial b_j} \right) \cdot \Delta b_j^{(0)} \quad (3.23)$$

ここに、 $\Delta b^{(0)}$ は未知パラメータの修正ベクトルである。

$$\Delta b_j^{(0)} = b_j - b_j^{(0)} \quad (3.24)$$

式(3.24)を式(3.23)に代入すると次式を得る。

$$R(\mathbf{b}) = \sum_i^n \left\{ y_i - f_i(\mathbf{b}^{(0)}) + \sum_j^m \left(\frac{\partial f_i(\mathbf{b}^{(0)})}{\partial b_j} \right) \Delta b_j^{(0)} \right\}^2 \quad (3.25)$$

$\Delta b^{(0)}$ について最小化するために m 個の未知パラメータ b_j について順次、式(3.25)を偏微分し、式(3.26)のように m 元の連立方程式を得る。

$$\frac{\partial \left[\sum_i^n \left\{ E - \sum_j^m \left(\frac{\partial f_i(\mathbf{b}^{(0)})}{\partial b_j} \right) \cdot \Delta b_j^{(0)} \right\}^2 \right]}{\partial (\Delta b_L^{(0)})} = 0 \quad (L = 1, 2, \dots, m) \quad (3.26)$$

ここで、

$$E^{(0)} = y_i - f_j(\mathbf{b}^{(0)})$$

上式を行列を用いて書き表すと

$$A^T(0) \cdot A^{(0)} \cdot \Delta \mathbf{b}^{(0)} = A^T(0) \cdot E^{(0)} \quad (3.27)$$

ここで、

$$A^{[n \times m]} : \frac{\partial f_i(\mathbf{b})}{\partial b_j} \text{ を成分とするヤコビアン行列,} \\ (i = 1, 2, \dots, n, j = 1, 2, \dots, m)$$

A^T : A の転置行列 .

式(3.27)の解は、次式で得られる。

$$\Delta \mathbf{b}^{(0)} = (A^T(0) \cdot A^{(0)})^{-1} A^T(0) \cdot E^{(0)} \quad (3.28)$$

従って、新たな近似解は反復改良により次式で求められる。

$$\Delta \mathbf{b}^{(k+1)} = \mathbf{b}^{(k)} + \Delta \mathbf{b}^{(k)} \quad (3.29)$$

ここに、 k は反復計算ステップ

解 $b^{(k+1)}$ は、式(3.23)の線形近似が良好ならば、 $b^{(k)}$ よりも小さな残差平

方 $R(b)$ を与えるものと期待できる。そこで式 (3.29) の $b^{(k+1)}$ を新たな初期値として反復改良を繰り返せばよい。このようにして Δb が十分小さな値になれば、収束したとみなして計算を打ち切る。

また、ヤコビアン行列 A の成分は感度係数とも呼ばれ、逆問題の解法において非常に重要な役割を持つ。感度係数の算出方法には数値微分法を採用し、式 (3.30) に示す前進差分近似を用いた。

$$\frac{\partial f_i}{\partial b_j} = \frac{f_i(b_j + \Delta b_j) - f_i(b_j)}{\Delta b_j} \quad (3.30)$$

ここで、 d_j はパラメータの微小増分であり、通常任意の微小値が試行錯誤的に選ばれるが、ここでは基準値として未知パラメータの初期値と等しい値を与え、反復計算の過程では次式により決定した。

$$d^{k+1} = \frac{\Delta b^k}{\Delta b^{k-1}} d^k \quad (3.31)$$

式 (3.31) は未知パラメータ b の推定値の変動量に応じて、微小増分 d の増減を考慮したものである。なお、感度係数の算出に要する浸透解析の回数は反復計算ステップ1回あたり、(未知パラメータ数+1) 回となる。

Gauss-Newton法では、初期推定値 $b^{(0)}$ が真の値からかなり離れていたり、式 (3.23) の線形近似が良くなかったとすると、式 (3.29) の反復改良で必ずしもより小さな残差平方和を与えるとは限らない。このため、いろいろな安定化や迅速化の手法が必要となってくる。Gauss-Newton法の収束性を改良、変形した安定化手法に Levenberg-Marquardt法 (Marquardt法) があり、次式で示される。

$$[A^T \cdot A + \lambda \cdot I] \cdot \Delta b = A^T \cdot E \quad (3.32)$$

ここで、

- λ : 0以上の数 (Marquardtパラメータ),
- I : 単位行列 .

式 (3.32) は、Gauss-Newton法の正規方程式の係数行列の対角要素に、 λ なるパラメータを付加項として加えたものにほかならない。つまり、 $\lambda=0$ ならば Gauss-Newton法そのものであり、また $\lambda \rightarrow \infty$ とすると最急降下法となる。すなわち、Marquardt法は、両者の折衷といえる方法であり、残差平方和を最小にする

る反復過程においては、解から遠く離れ、非線形性の影響が大きい場合には λ を大きくすることによって最急降下法のように振る舞い、解に近づくとつれて λ を小さくしていくことにより Gauss-Newton法のように振る舞うため、安定、かつ速く解を求めることができる。

Marquardt法による計算手順を以下に示す。

- ① $f(b)$ の計算
- ② λ について適正值を選ぶ。 $\lambda = 0.001$ と仮定する。
- ③ Δb について線形式を解き、 $f(b+\Delta b)$ を評価する。
- ④ もし $f(b+\Delta b) \geq f(b)$ なら10のファクター（あるいは他の重要なファクター）により λ を増やす。そして③に戻る。
- ⑤ もし $f(b+\Delta b) < f(b)$ なら10のファクターにより λ は減少する。解を $b \leftarrow b + \Delta b$ とし③に戻る。
- ⑥ 誤差が許容値になるまで反復計算を繰り返す。

3.2.5 移流・分散のパラメータの感度解析

(1) 概説

逆解析に用いる Levenberg-Marquardt Method は、間接法であるため繰り返し計算を必要とし、計算時間は長くなるが、汎用性の面から優れた方法である。その逆解析を行う前にモデルの妥当性の検討及び感度解析を行う。

モデルの妥当性においては、ペクレ数・クーラン数を用い検討を行う。

感度解析においては、今考える現象は地下水の移流・拡散（物質輸送）であるので、観測する物理量を溶質濃度として行う。また経済性を考慮して、観測点における濃度の経時変化を観測する。本研究において推定すべき未知パラメータは、移流・分散を支配する縦分散長 α_L 、横分散長 α_T であり、それらが濃度分布の経時変化に及ぼす影響を調べる。

(2) ペクレ数における解析の依存性

(a) 解析手法

移流分散輸送問題を解く際に、解が安定であるための条件として一般的にペクレ数 Pe が示される。その条件として Friend (1982) は、 $Pe < 2$ を必要条件として提示し、また Pinder-Grey (1977) は $Pe < 5$ を提示している。これらのように示されるペクレ数について、鉛直1次元浸透流を用いて検討を行う。

ペクレ数は次式で表される。

$$Pe = \frac{v \Delta L}{D} \quad (3.33)$$

$$D = \frac{\alpha_L v_x^2}{v} + a_m \tau$$
$$= \alpha_L v + a_m \tau \quad (\because v = v_x : \text{鉛直一次元浸透流}) \quad (3.34)$$

ここで、

D : 分散係数, ΔL : メッシュサイズ,
 v : 流速, τ : 屈曲率,
 α_L : 縦分散長, a_m : 分子拡散係数

さらに式(3.34)の右辺第1項は第2項に比べて非常に大きな値を用いるので、第2項を無視するとペクレ数は次式となる。

$$Pe \doteq \frac{v \Delta L}{\alpha_L v} \doteq \frac{\Delta L}{\alpha_L} \quad (3.35)$$

解析モデルを図-3.4に示す。解析手法としては、 $\alpha_L/\alpha_T=10$ である分散長を5ケース(表-3.2 参照)用意し、それぞれに対しモデルを1.0,1.5,2.0,3.0,6.0cm四方で等分割したメッシュにより解析を行う。その解析結果と理論値を比較し、検討を行う。なお観測点は、 $(y,z)=(12.0,12.0)$ を用いた。

表-3.2 解析を行う分散長及びメッシュサイズによるペクレ数

	縦分散長(cm)	横分散長(cm)	Pe=	メッシュサイズ(cm)				
				1.0	1.5	2.0	3.0	6.0
case1	2.0	0.20	Pe=	0.5	0.75	1.0	1.5	3.0
case2	1.0	0.10	Pe=	1.0	1.5	2.0	3.0	6.0
case3	0.5	0.05	Pe=	2.0	3.0	4.0	6.0	12.0
case4	0.2	0.02	Pe=	5.0	7.5	10.0	15.0	30.0
case5	0.1	0.01	Pe=	10.0	15.0	20.0	30.0	60.0

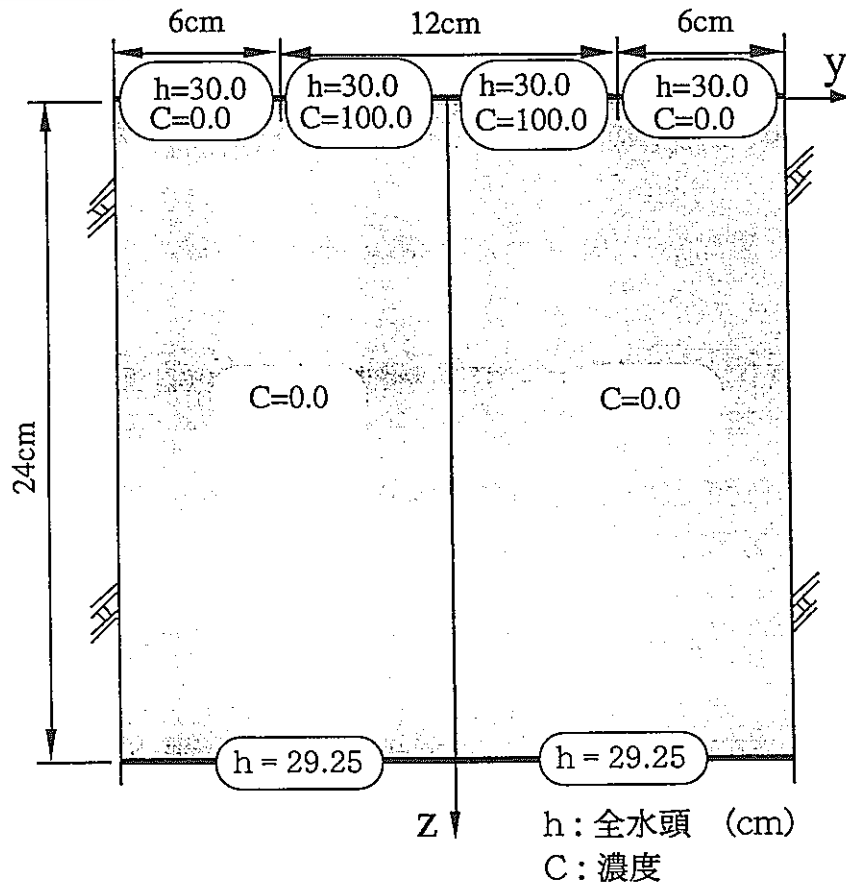


図-3.4 境界条件

理論解としては、BrunchとStreet(1976)が示した次式を用いた⁶⁾。

$$\begin{aligned}
 C_s(y,z,t) = & \frac{\varepsilon C_0}{2 n_0} \operatorname{erfc} \left[\frac{z - v_s t}{2 (D_{11} t)^{0.5}} \right] + \frac{\varepsilon C_0}{2 n_0} \exp \left(\frac{v_s}{D_{11}} z \right) \operatorname{erfc} \left[\frac{z + v_s t}{2 (D_{11} t)^{0.5}} \right] \\
 & + \frac{1}{2} \sum_{n=1}^{\infty} \left[F_n \times \cos \left(\frac{n \pi}{n_0} y \right) \right] \exp \left[\frac{1}{2} \left(\frac{v_s}{D_{11}} - J_n \right) z \right] \operatorname{erfc} \left[\frac{z - J_n D_{11} t}{2 (D_{11} t)^{0.5}} \right] \\
 & + \frac{1}{2} \sum_{n=1}^{\infty} \left[F_n \times \cos \left(\frac{n \pi}{n_0} y \right) \right] \exp \left[\frac{1}{2} \left(\frac{v_s}{D_{11}} - J_n \right) z \right] \operatorname{erfc} \left[\frac{z + J_n D_{11} t}{2 (D_{11} t)^{0.5}} \right] \quad (3.36)
 \end{aligned}$$

ここで

$$J_n = \left[\left(\frac{v_s}{D_{11}} \right)^2 + \frac{4 n^2 \pi^2 D_{22}}{n_0^2 D_{11}} \right]^{0.5} \quad F_n = \frac{2 C_0}{\pi n} \sin \left(\frac{n \pi}{n_0} \varepsilon \right)$$

C_0 : 分散物質初期濃度, y, z : 座標,
 C_s : 分散濃度, t : 時間,
 D_{11} : 縦分散係数, v_s : 浸透流速,
 D_{22} : 横分散係数, ε : トレーサー流入領域幅/2,
 n_0 : 浸透領域幅/2.

(b) 解析結果

表3.2に示したそれぞれのcaseについての解析結果を図-3.5~3.9に示す。それぞれの図では、(a) 破過曲線 (breakthrough curve) (b) 時間- $\Delta C/C$ 曲線 ($\Delta C =$ 理論値 - 数値解析値, $C =$ 分散物質初期濃度) を示し、結果について検討する。

まず、それぞれの図の(a)より、ペクレ数が大きくなるにつれて理論破過曲線から解析値が離れていくことがわかる。単純にペクレ数は小さい方が良いことが分かる。

次にそれぞれの図の(b)より以下の事がわかる。まず理論との差が10%未満のものは図-3.5の $Pe=0.5, 0.75, 1.0, 1.5, 3.0$ そして図-3.6の $Pe=1.0, 1.5, 2.0, 3.0$ であり、5%未満とすると図-3.5の $Pe=0.5, 0.75, 1.0$ のみとなる。ここで0~60m inまでの理論値と解析値との差が破過曲線の立ち上がり位置の差から生じるもので、これを除いて考えてみる。つまり観測点における観測濃度が定常になった時の値の約60%が到達した以後における理論値と解析値との比較を行う。そうすると5%未満には図-3.5の $Pe=0.5, 0.75, 1.0, 1.5, 3.0$ 、図-3.6の $Pe=1.0, 1.5, 2.0, 3.0$ 、図-3.7の $Pe=1.0, 1.5, 2.0$ 、図-3.8の $Pe=2.0, 3.0$ が相当することになる。

以上より、時間初期の濃度の分布を求める場合には、 $Pe < 1.0$ 程度、分散濃度

が分散物質濃度の60%を越えている場合は、 $Pe < 3.0$ でもよいことが推測される。

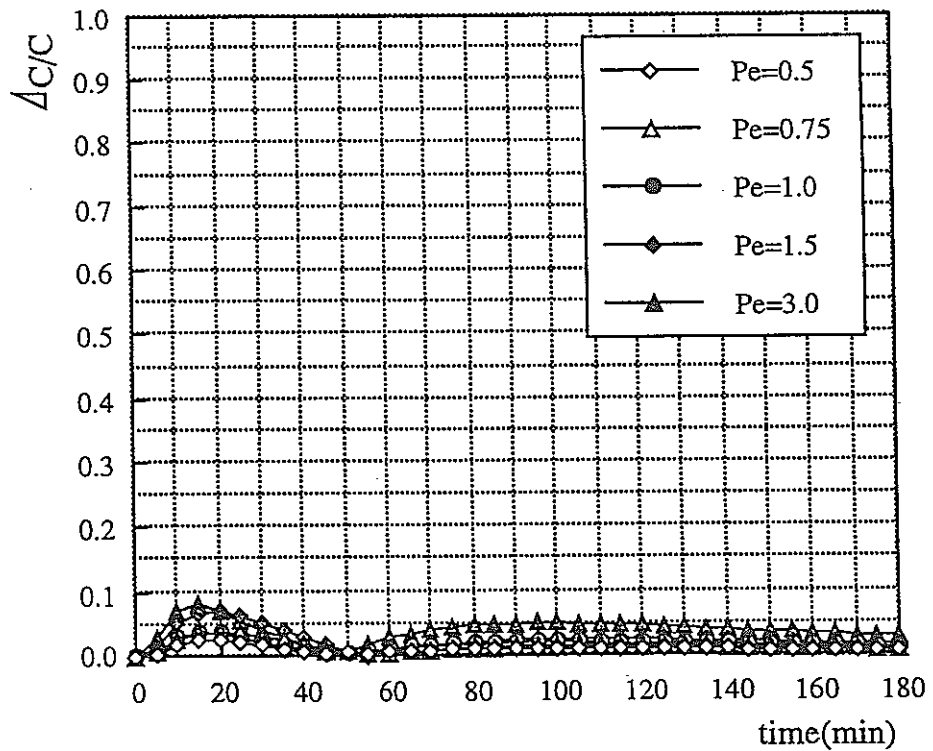
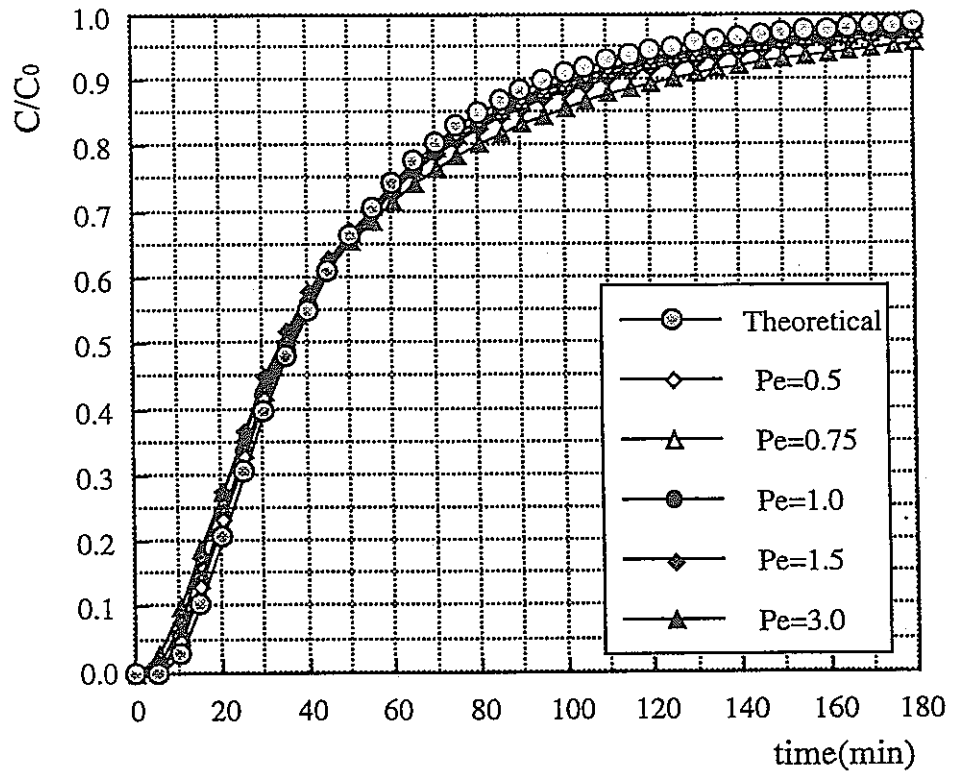
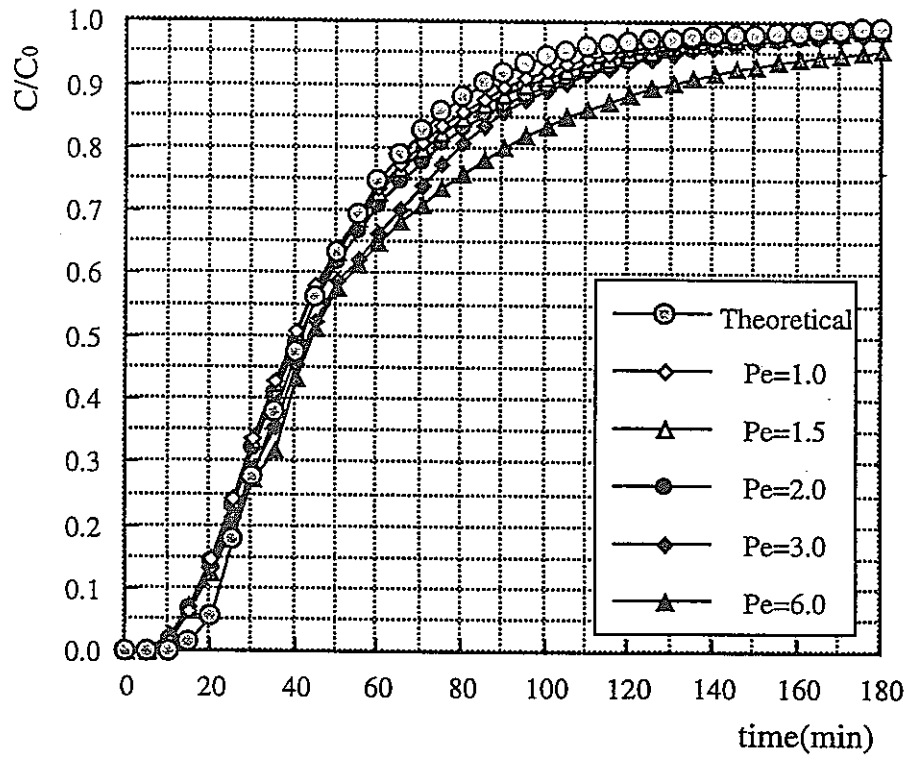
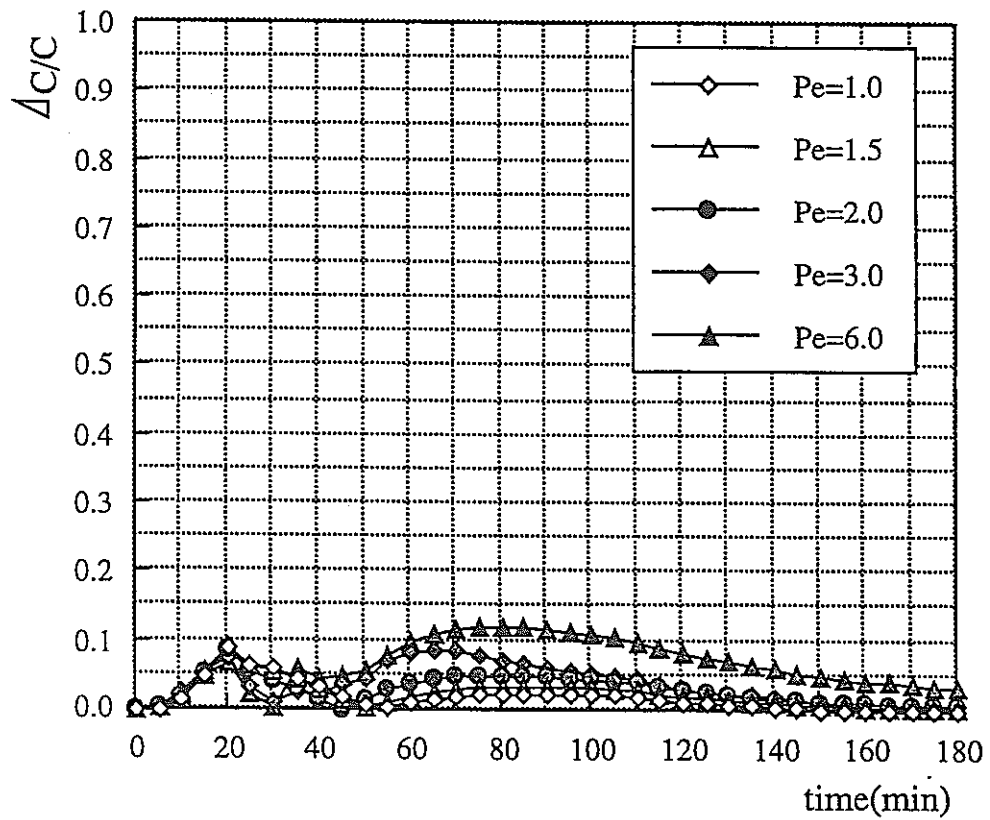


図-3.5 case1

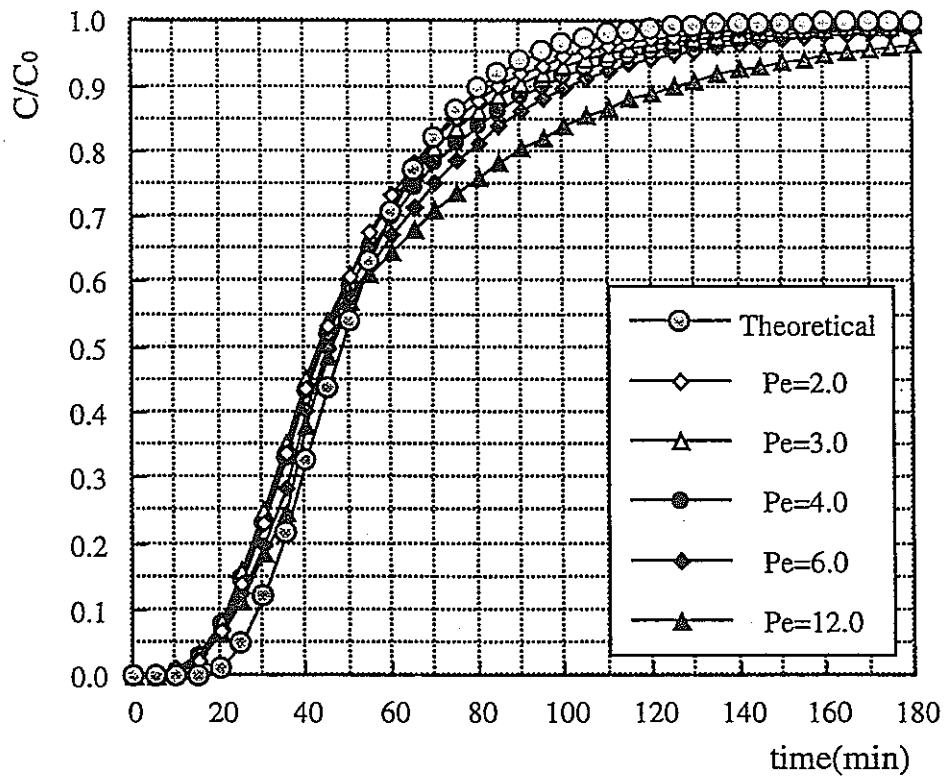


(a) 破過曲線

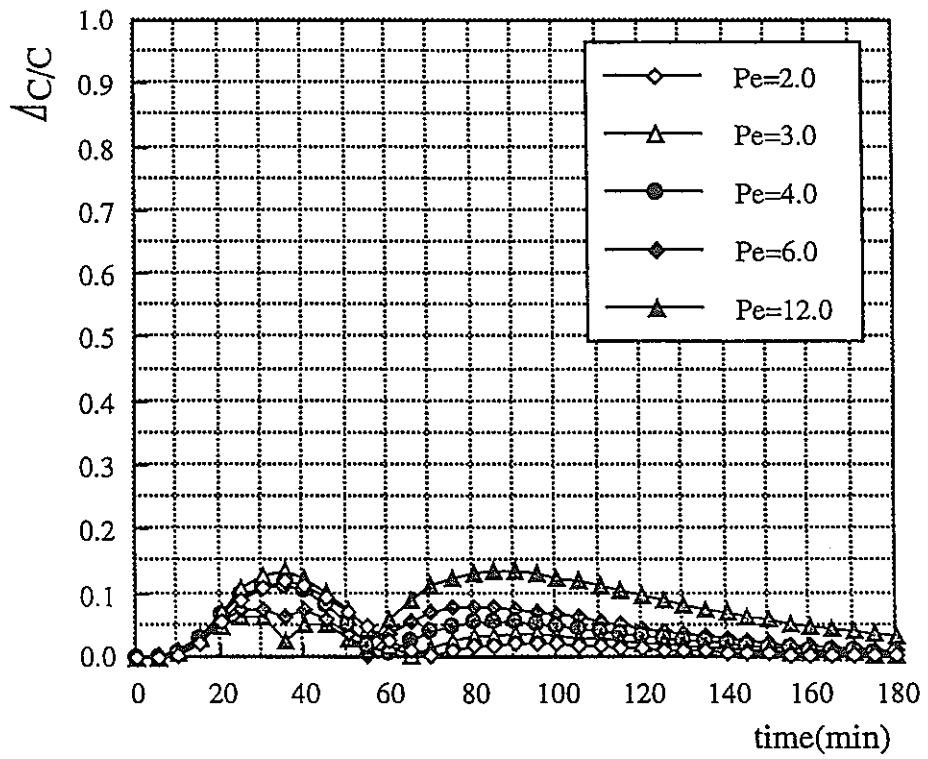


(b) 時間- $\Delta C/C$ 曲線

图-3.6 case2

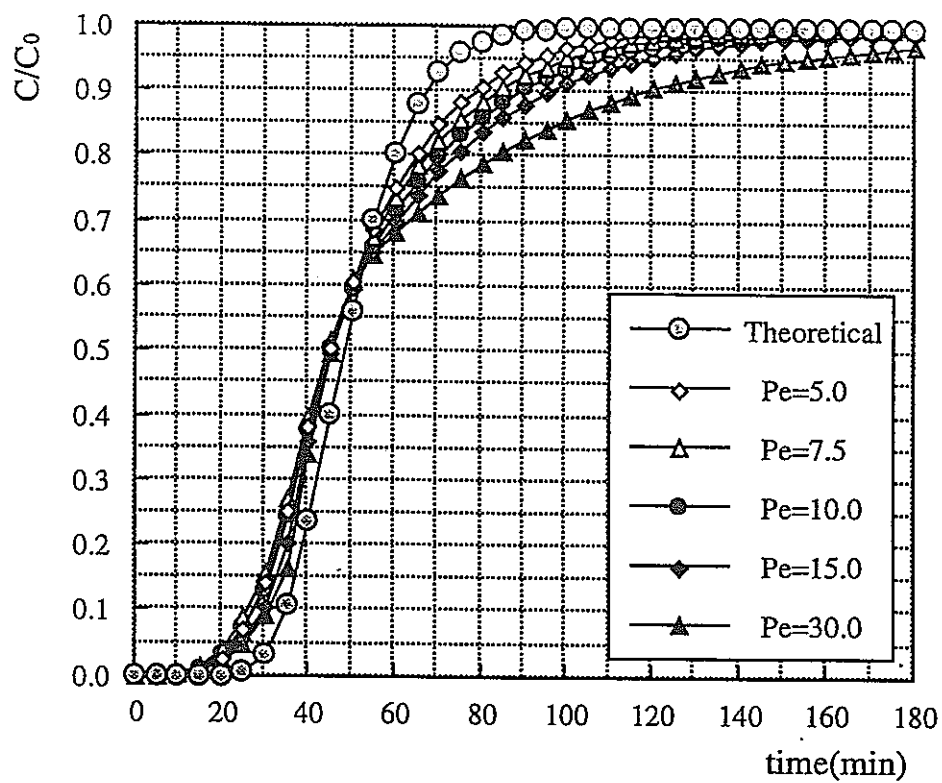


(a) 破過曲線

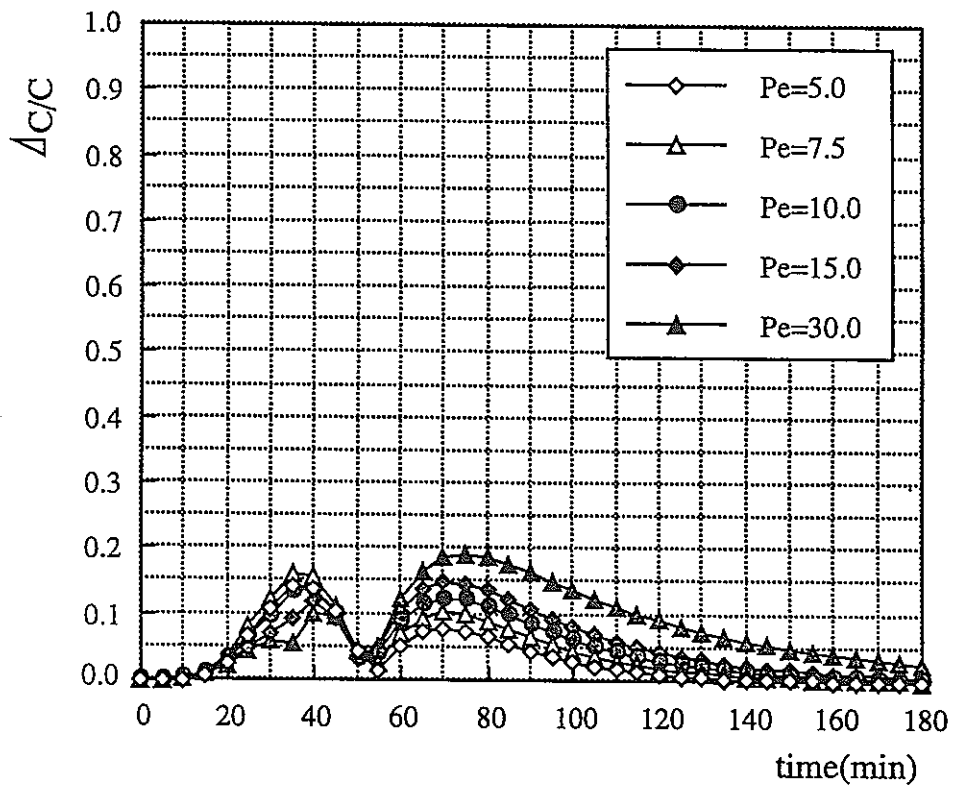


(b) 時間- $\Delta C/C$ 曲線

圖-3.7 case3

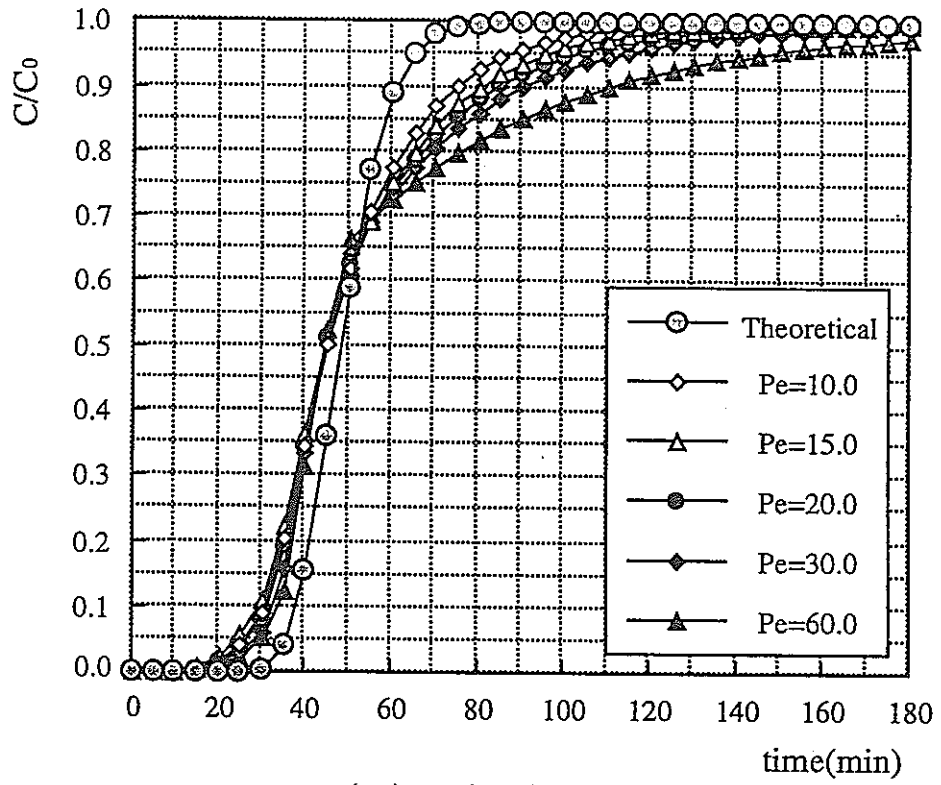


(a) 破過曲線

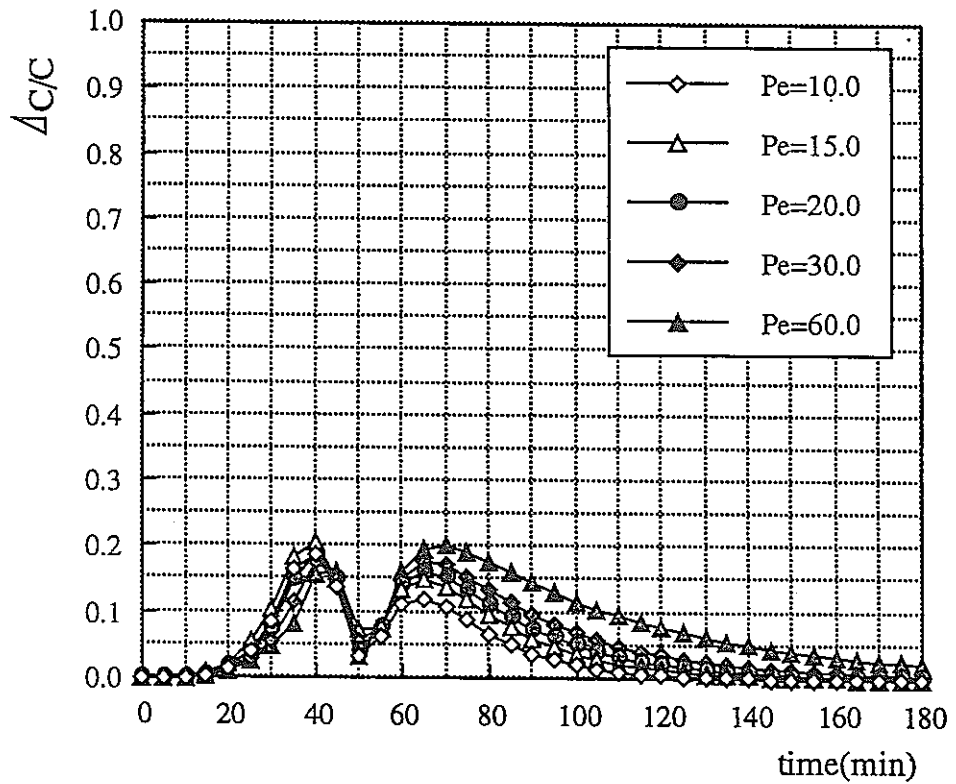


(b) 時間- $\Delta C/C$ 曲線

圖-3.8 case4



(a) 破過曲線



(b) 時間- $\Delta C/C$ 曲線

圖-3.9 case5

(3) クーラン数における解析への依存性

(a) 解析手法

ペクレ数と同様に、移流分散輸送問題を解く際に解を安定する条件としてクーラン数が提示される。クーラン数の条件は一般に $Cr < 1$ と示されている。それについて(1)節と同様に鉛直一次元浸透流を用いて検討を行う。

クーラン数は式(3.37)で表される。

$$Cr = \frac{v \Delta t}{\Delta L} \quad (3.37)$$

ここで、

- v : 流速,
- Δt : タイムステップ,
- ΔL : メッシュサイズ.

解析モデルは(2)節と同様の図-3.4を用いる。メッシュサイズは1.0, 1.5, 2.0cmを使用し、ペクレ数は $Pe = 1.0$ として解析を行う。その解析値と理論値との比較をし、クーラン数について検討する。解析手法としては、表-3.3に示すようにタイムステップを変化させてクーラン数を変化させる。

表-3.3 解析を行う条件及びタイムステップによるクーラン数

	縦分散長 (cm)	横分散長 (cm)	メッシュサイズ (cm)	ペクレ数	タイムステップ (min)					
					1.0	2.5	5.0	10.0	15.0	20.0
case1	1.00	0.10	1.00	1.0	Cr= 0.1250	0.3125	0.6250	1.2500	1.8750	2.5000
case2	1.50	0.15	1.50	1.0	Cr= 0.0833	0.2083	0.4167	0.8333	1.2500	1.6670
case3	2.00	0.20	2.00	1.0	Cr= 0.0625	0.1563	0.3125	0.6250	0.9373	1.2500

理論値は式(3.36)より求めたものを用いる。なお、観測点はペクレ数の検討と同様の点 $(y, z) = (12.0, 12.0)$ を用い、流速は図-3.4の解析モデルで行うと $v = 0.125 \text{ cm/min}$ となる。

(2) 解析結果

表-3.3に示したそれぞれの解析結果について破過曲線を描き、結果について検討する。

case1, 2, 3の破過曲線である図-3.10~3.12より、数値解析結果が理論曲線と重なっている破過曲線はすべて $Cr \leq 1$ のものであり、 $Cr > 1$ のものについては理

論曲線から離れている。そこでメッシュサイズ1.5cmのものについて次の表-3.4に示すような $Cr=1$ 周辺の破過曲線を図-3.13に描いた。

表-3.4 解析を行う条件及びタイムステップによるクーラン数

	縦分散長 (cm)	横分散長 (cm)	メッシュサイズ (cm)	ベクレ数	Cr=	タイムステップ (min)					
						11.50	11.75	12.00	12.10	12.25	12.50
case4	1.50	0.15	1.50	1.0		0.9583	0.9792	1.0000	1.0080	1.0210	1.2500

$Cr \leq 1$ の破過曲線については図-3.10~3.12と同様に重なっている。注目する点は、 $Cr=1.008$ の破過曲線である。 $Cr=1$ から0.008しかクーラン数は増加していないにも関わらず、破過曲線は理論曲線から明らかに離れている。

以上の結果より、クーラン数が $Cr < 1$ を満足する解は理論に近似したものが得られることがわかった。

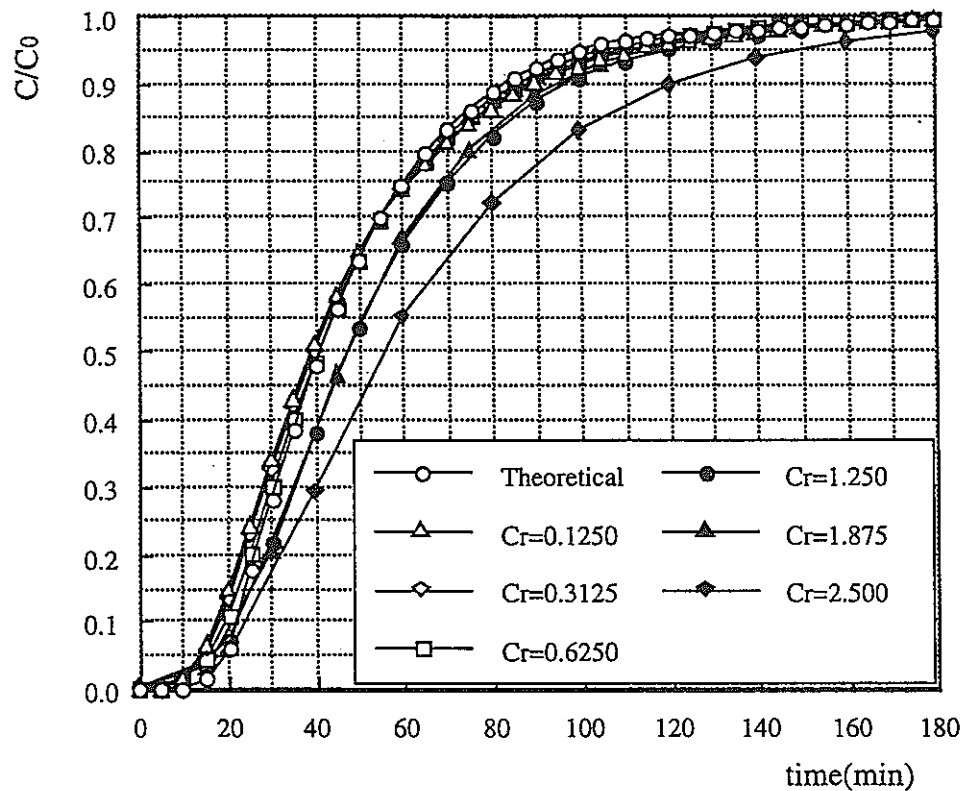


図-3.10 Case1の破過曲線

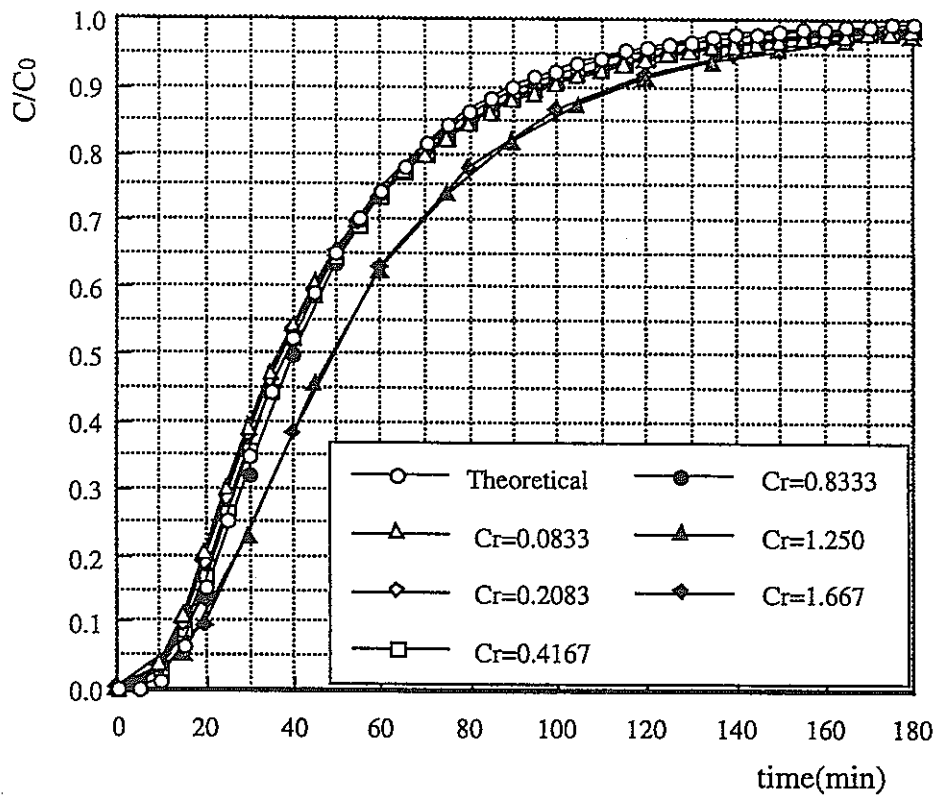


図-3.11 Case2の破過曲線

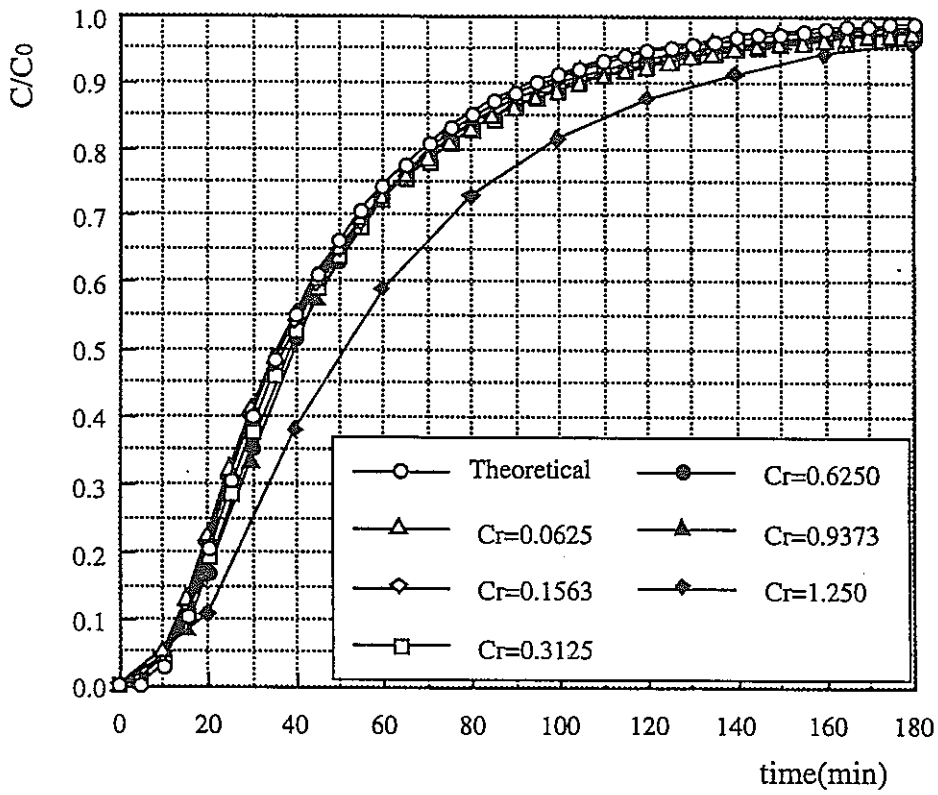


図-3.12 Case3の破過曲線

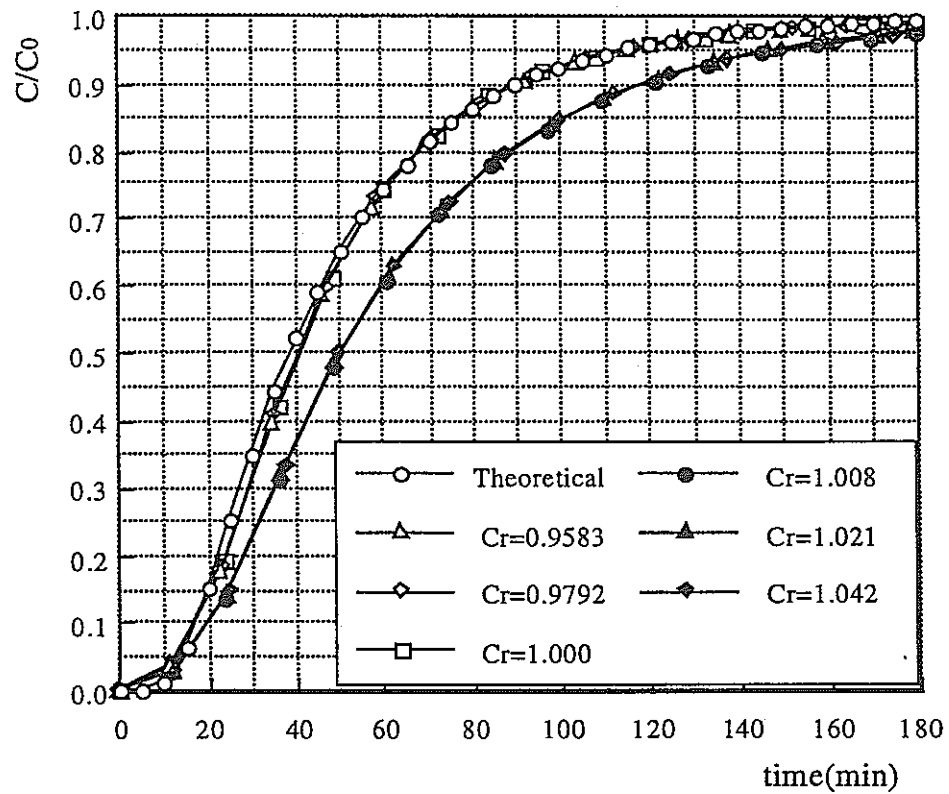


図-3.13 Case4の破過曲線

(4) 移流・分散問題における分散特性の感度解析

(a) 感度解析手法

解析モデルの境界条件及び要素分割図を図-3.14, 3.15に示す。また入力定数、解析ケースを表-3.5, 3.6に示す。なお、解析を行うにあたって次の留意点について検討する。

- ① 縦分散長 α_L を求めるには、どの観測点の濃度の経時変化、分布が感度が良いか。
- ② 横分散長 α_T を求めるには、どの観測点の濃度の経時変化、分布が感度が良いか。

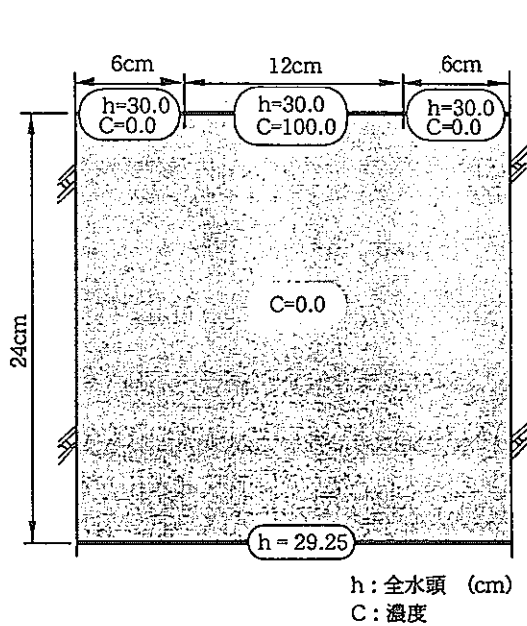


図-3.14 境界条件

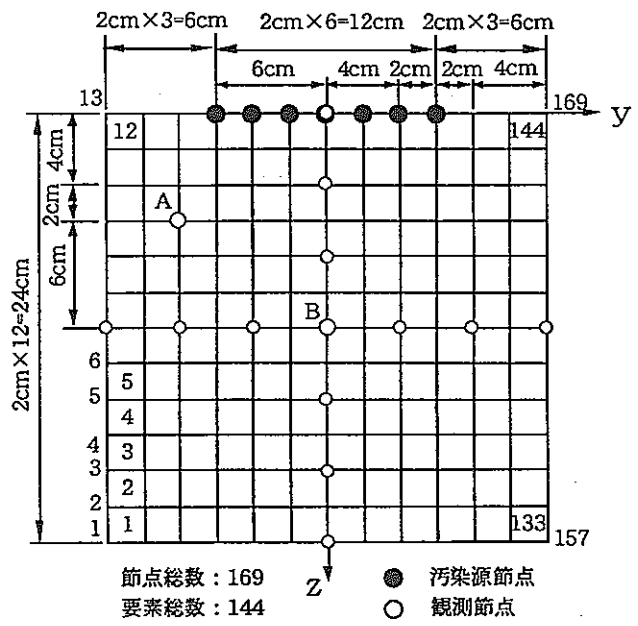


図-3.15 解析モデルの要素分割図

表-3.6 入力データ

鉛直2次元問題 飽和解析		密度依存: 考慮しない	
透水係数 k (cm/min)	0.600	タイムステップ Δt (min)	5.000
有効間隙率 θ	0.150	クーラン数 C_r	0.312
比貯留係数 S_s	0.000	流速 V_y (cm/min)	0.000
動水勾配 i	1/32	流速 V_z (cm/min)	0.125
ペクレ数 P_e	0.13~1.0		

表-3.7 解析ケース

解析ケース	縦分散長 (cm)	横分散長 (cm)	
case1	a	2.00	0.20
	b	2.00	0.40
	c	2.00	0.60
	d	2.00	0.80
	e	2.00	1.00
case2	a	15.00	1.00
	b	12.50	1.00
	c	10.00	1.00
	d	7.50	1.00
	e	5.00	1.00
	f	2.50	1.00
case3	a	2.00	0.10
	b	2.00	1.00
case4	a	0.50	0.10
	b	5.00	0.10

(b) 感度解析結果

case1,2における観測点A(12cm,12cm),B(-8cm,6cm)におけるトレーサー濃度の経時変化を図-3.16~3.19の(a)に示し、その感度解析を同図(b)にそれぞれ示す。case3,4においてはz軸,z=12cm上の観測点における感度解析を図-3.20,3.21に示す。ここで感度Sとして次式を用いる。

$$S = \frac{\Delta C}{C} \cdot \frac{\alpha_{L(T)}}{\Delta \alpha_{L(T)}} \quad (3.38)$$

ここで、

C : 感度基準濃度 , $\alpha_{L(T)}$: 感度基準縦(横)分散長
 ΔC : 感度基準となる濃度と、比較する濃度との差 , $\Delta \alpha_{L(T)}$: 感度基準となる縦(横)分散長と、比較する縦(横)分散長との差。

まずcase1,2で観測点A,Bの感度を縦分散長 α_L 、横分散長 α_T についてそれぞれ比較し、case3,4でz軸上の観測点、z=12cm上の観測点で縦分散長 α_L 、横分散長 α_T の感度を示しどの観測点が感度がよいかを検討する。感度基準としてはcase1、case2ではそれぞれ表-3.7のd,aを、case3,4ではbを用いた。

case1(図-3.16,3.17)について検討する。縦分散長 α_L を固定しているため、観測点Bにおいては60分あたりまで変化がないのに対し、観測点Aにおいては短い時間で破過曲線に差が生じている。感度解析結果を見てもわかるように観測点Aの方が感度がよい。これは横分散長 α_T の変化により流れに対する直角方向への広がりが増すものと思われる。観測点Bにも感度が表れているのは流れに対する直角方向への広がりによる影響と考えてよい。

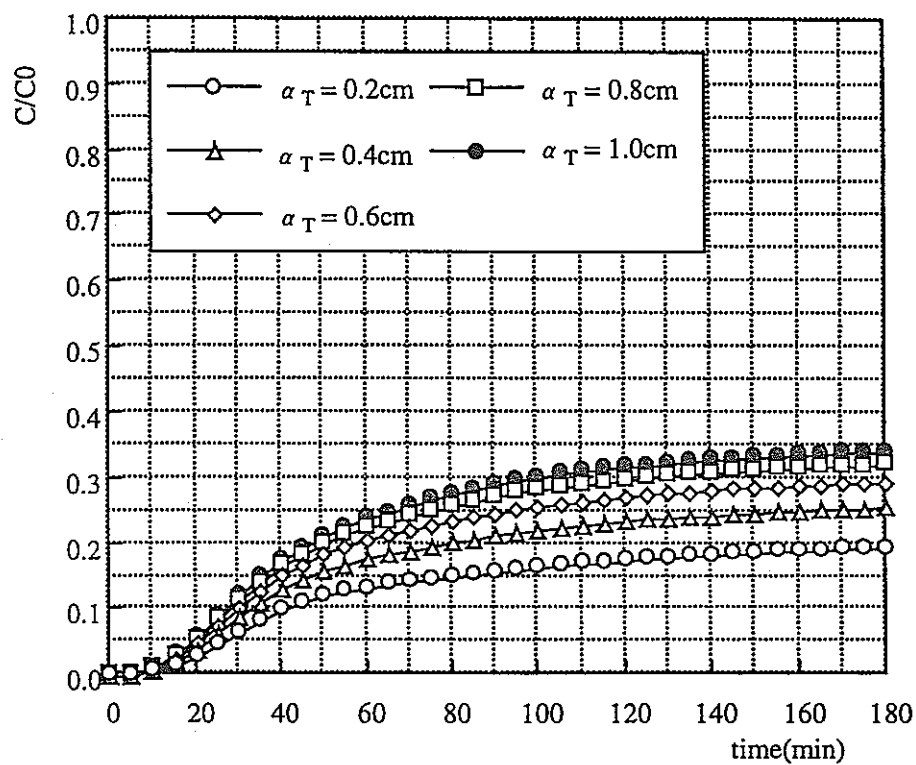
次にcase2(図-3.18,3.19)について検討する。横分散長 α_T を固定しているため、観測点Aにおける破過曲線の差に比べ、観測点Bの方が明らかに差が大きい。縦分散長 α_L の影響はトレーサー浸透幅内の流れ方向に関して大きくその直角方向には微少である。従って、図-3.18,3.19の(b)からも分かるように観測点Bの方が観測点Aに比べて感度がよい。ここで注目するのは観測点Bにおいて70分あたりまでの感度が大きいという事である。ここを破過曲線において見ると、曲線の立ち上がりからその勾配が緩やかになる手前までと言える。

以上より、横分散長 α_T の変化において感度の良い点はトレーサー流入幅からの流れからはずれた点で、また縦分散長 α_L の変化においてはトレーサー流入幅

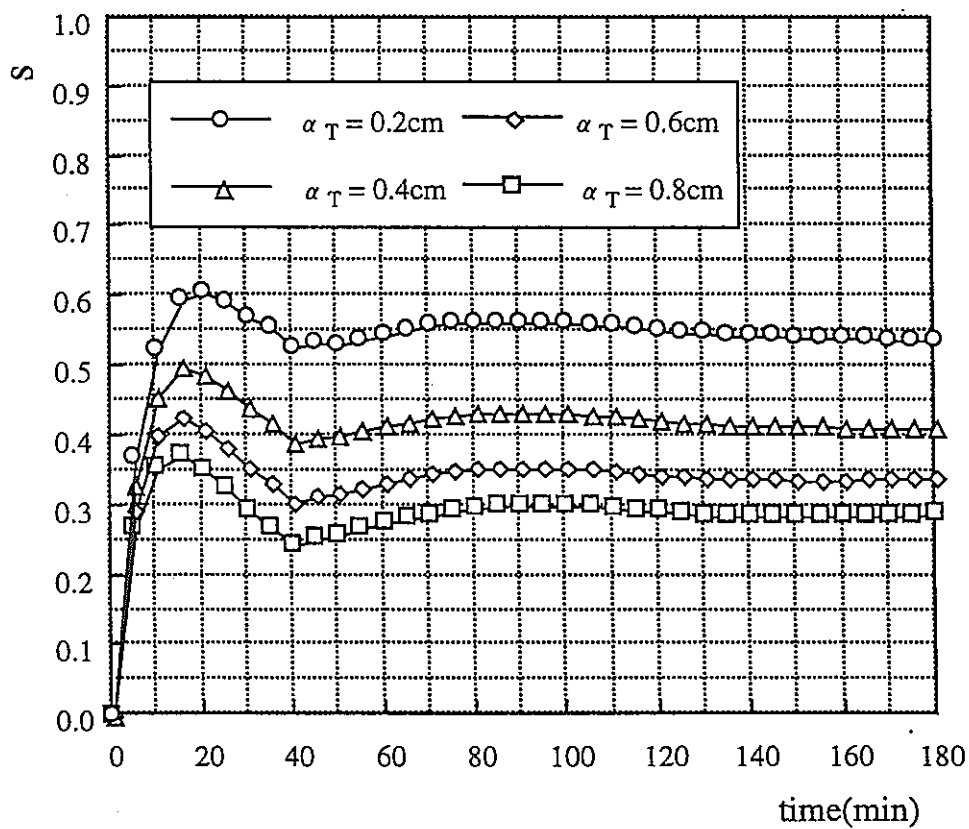
からの流れ方向に位置する点で、トレーサー伝達の初期時間である。

続いてcase3,4について検討する。case3は、縦分散長 α_L を固定しておりz軸上での観測点の感度は非常に小さい。それに比較してz=12cm上の観測点ではトレーサー流入幅の中心から離れるほど感度が良くなっている。次にcase4では横分散長 α_T を固定しているのだがz軸上の感度はトレーサー流入点に近い点から順に時間と共に感度が伝わっていく様子が見られる。これは濃度上昇が急なところで感度が良くなっているものと思われる。一方、z=12cm上の観測点では、z軸を中心に左右対称になっている。感度としてはz軸の観測点と同じぐらいの感度があるといつて良い。ただしz=12cmの両端で感度が大きいのは濃度が非常に小さいために起きるものである。

以上より、横分散長 α_T における感度はトレーサー流入幅から外れた点において良く、縦分散長 α_L における感度はトレーサー流入幅内の点で良いことが分かった。

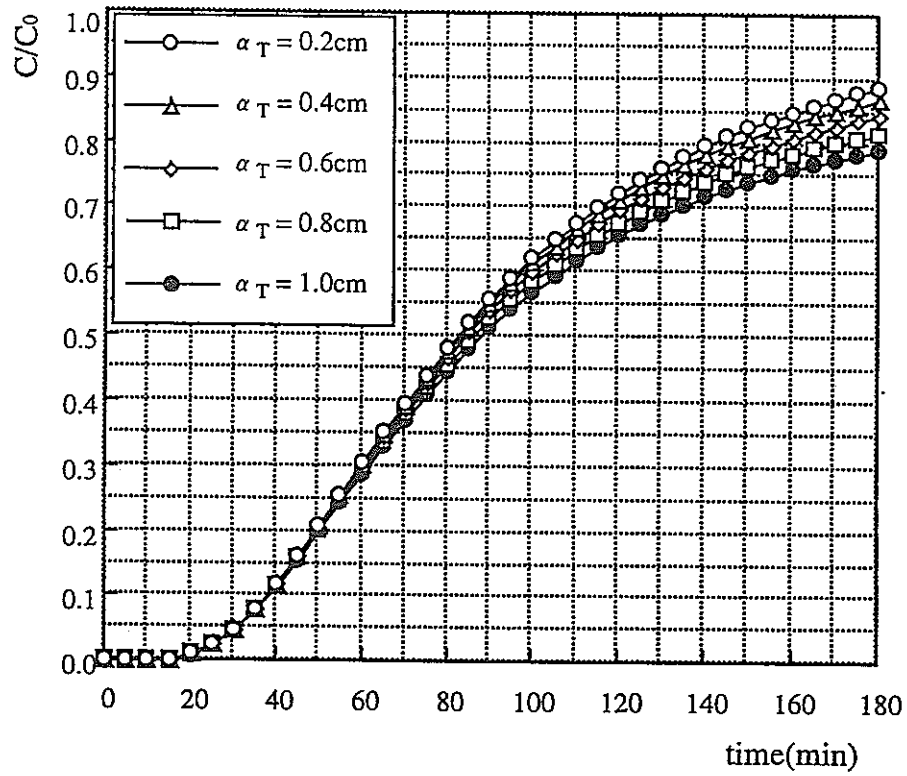


(a) 破過曲線

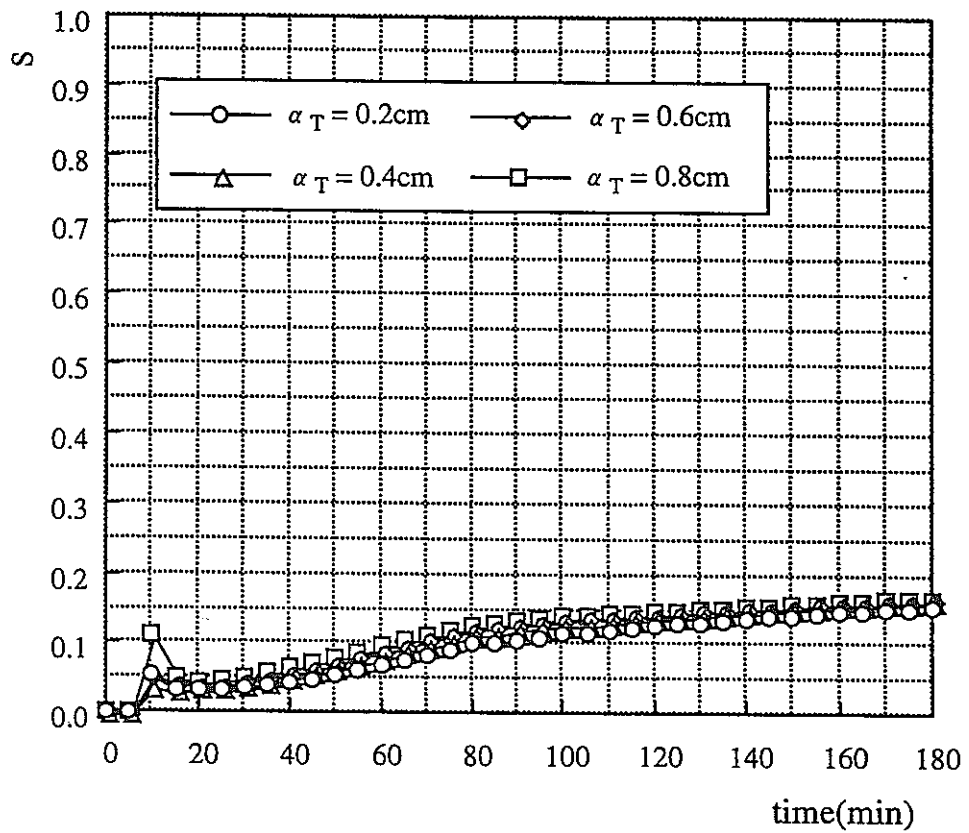


(b) 感度解析結果

圖-3.16 Case1 (觀測点A, $\alpha_L=2.0\text{cm}$)

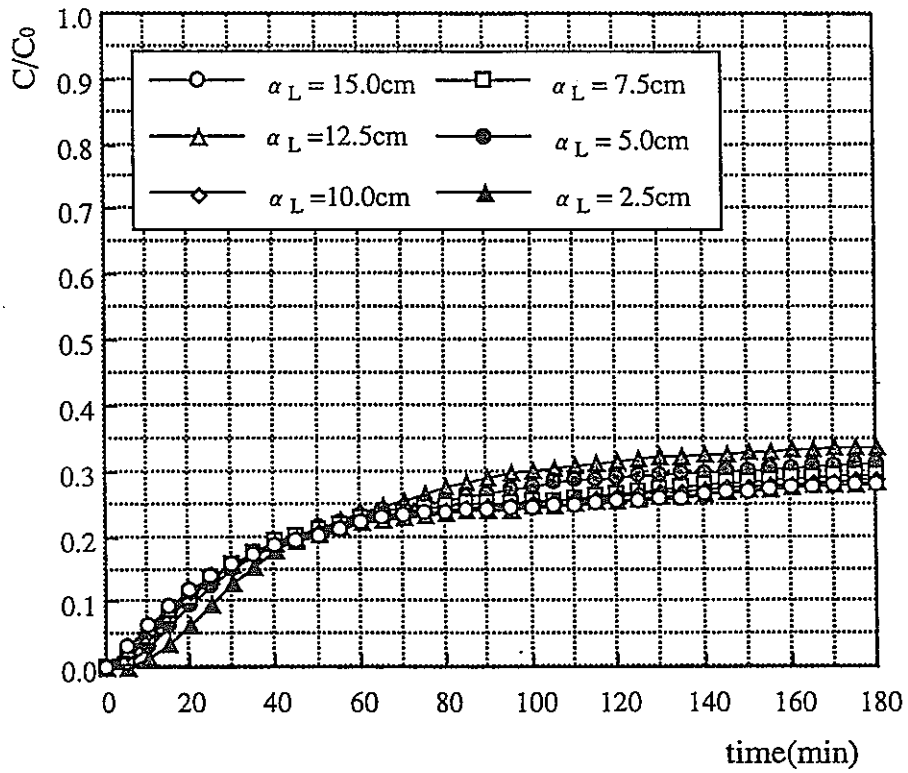


(a) 破過曲線

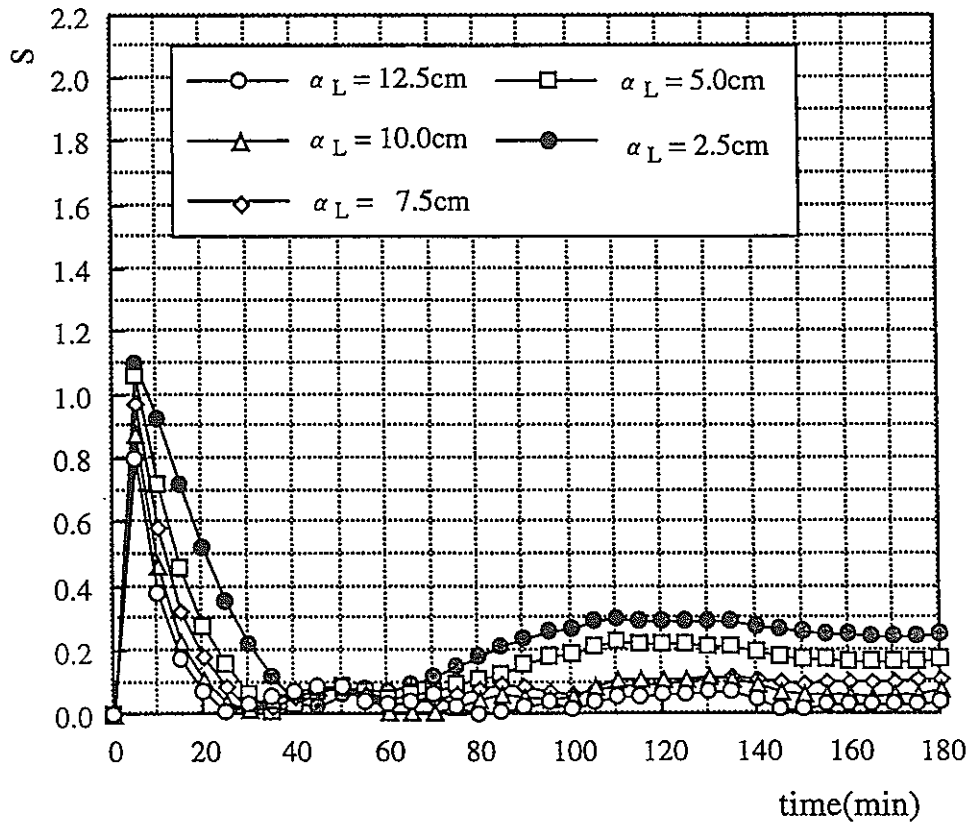


(b) 感度解析結果

圖-3.17 Case1 (觀測點B, $\alpha_L = 2.0\text{cm}$)

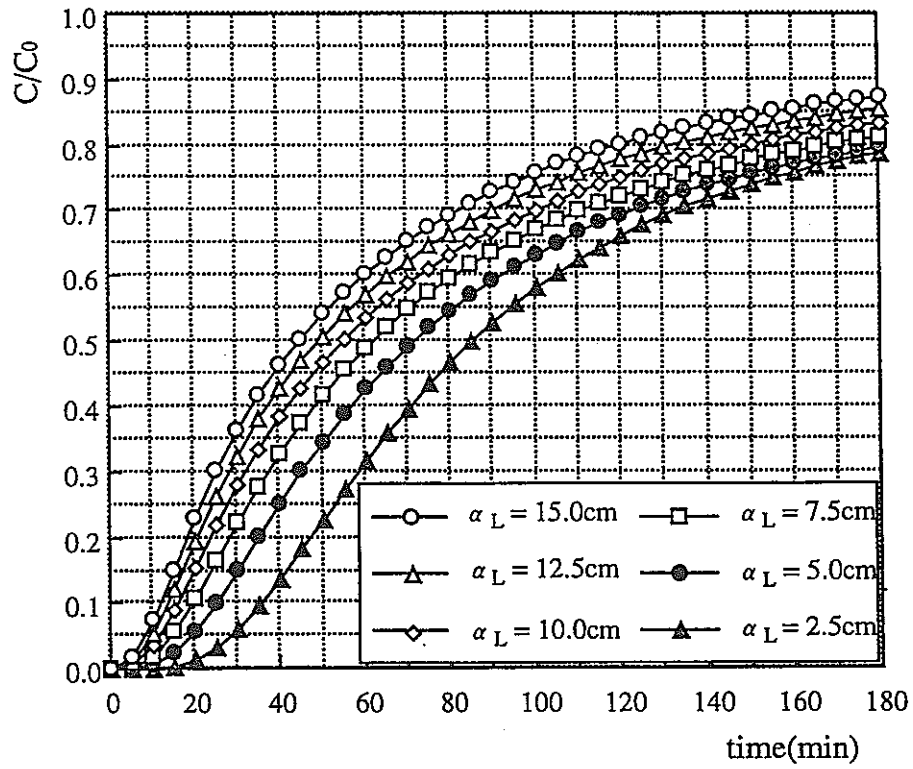


(a) 破過曲線

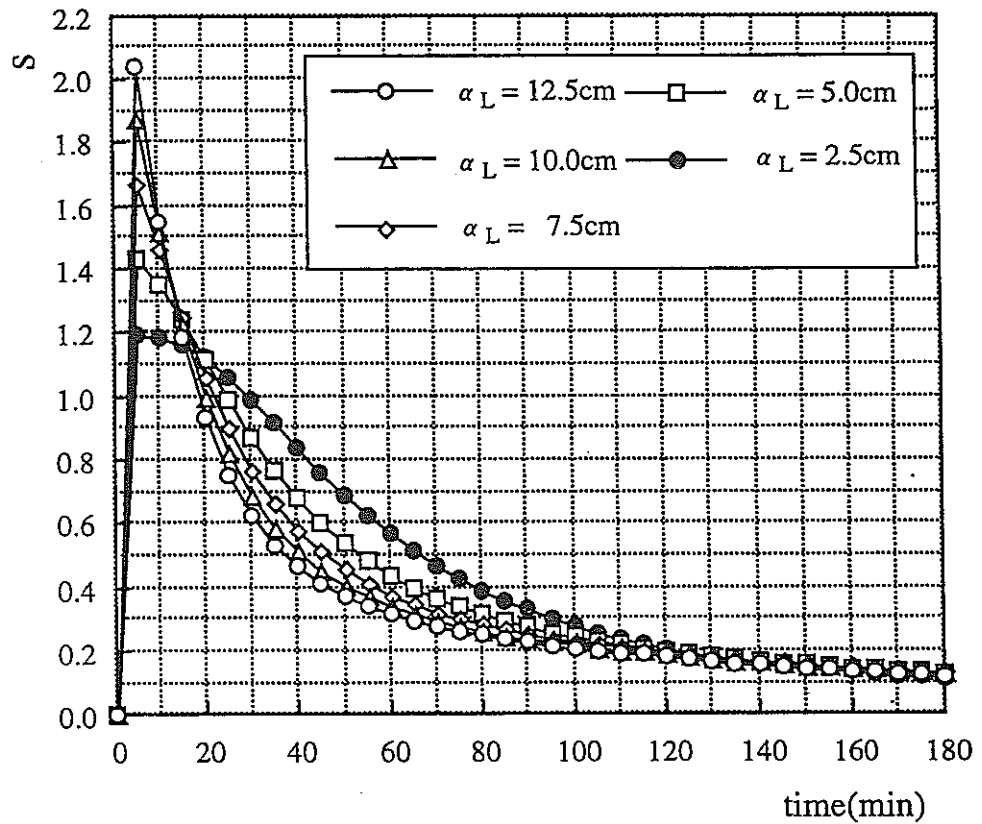


(b) 感度解析結果

圖-3.18 Case2 (觀測点A, $\alpha_r = 1.0\text{cm}$)

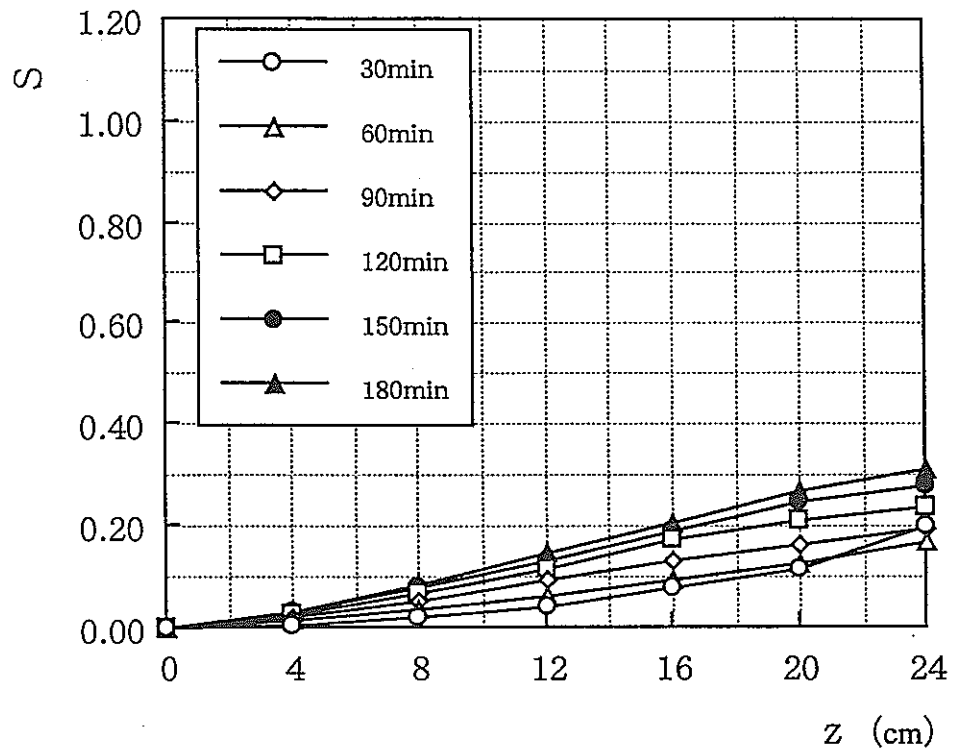


(a) 破過曲線

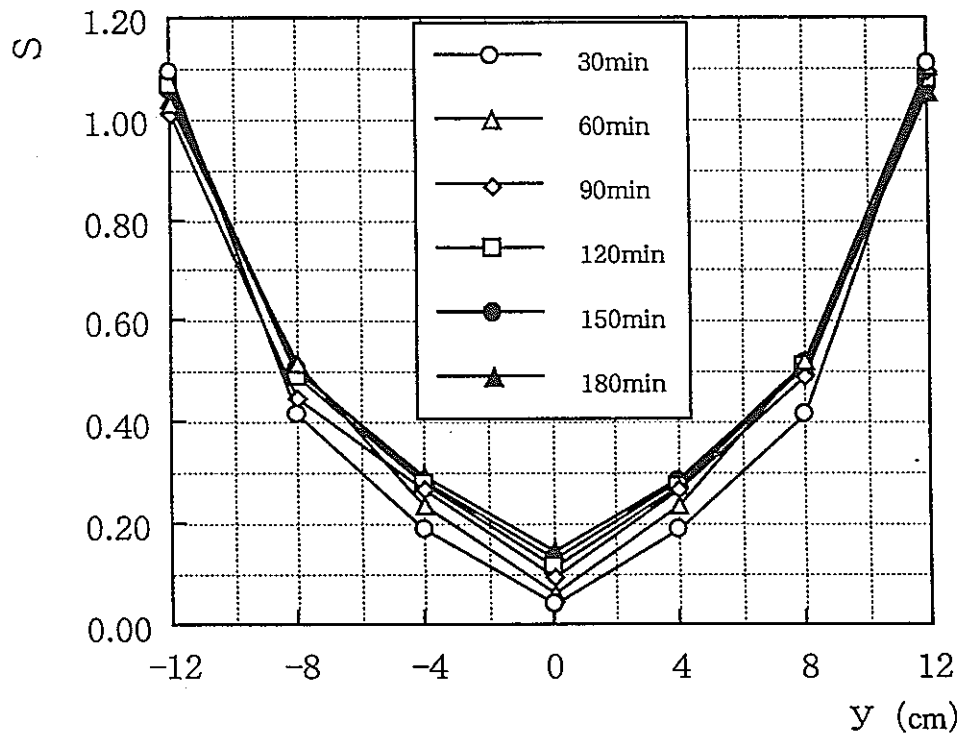


(b) 感度解析結果

図-3.19 Case2 (観測点B, $\alpha_r=1.0\text{cm}$)

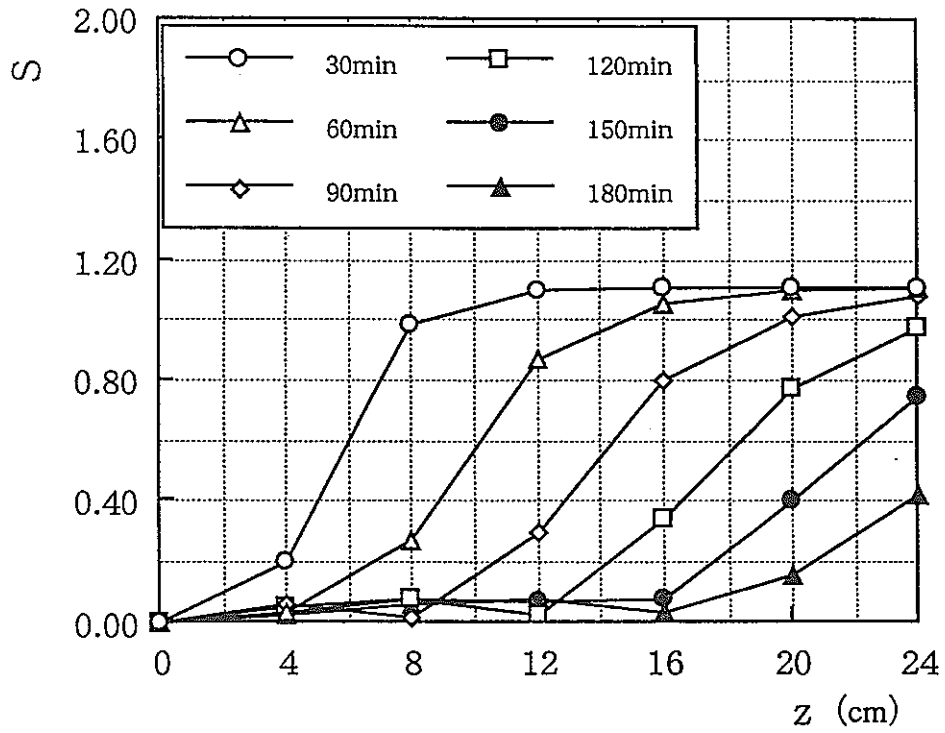


(a) z軸上の観測点(0, z)

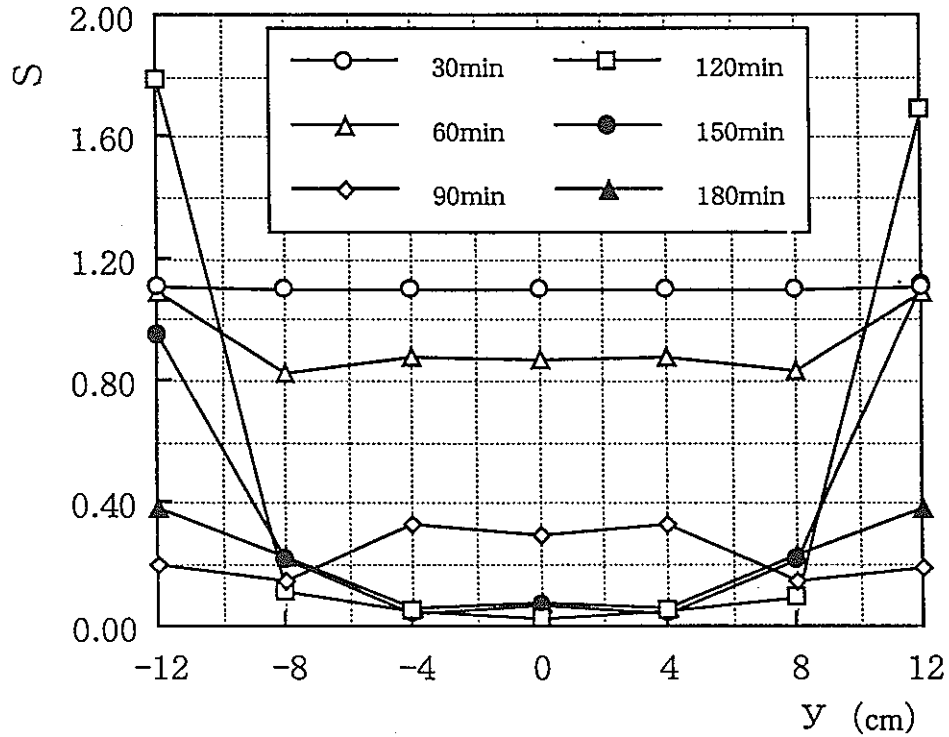


(b) z=12cm上の観測点(y, 12)

図-3.20 Case3の感度解析結果



(a) z軸上の観測点(0, z)



(b) z=12cm上の観測点(y, 12)

図-3.21 Case4の感度解析結果

3.2.6 解析手法の検証

(1) 概説

本章においては、逆解析手法を用いた分散パラメータの算定方法の妥当性について検討する。その手法として、数値モデルから得られた観測値を用いて分散パラメータの同定を行う。その際、以下のことに留意して同定を行う。

- ① パラメータの推定における初期値による影響
- ② 観測点（数、位置）による影響

濃度観測値には物質輸送解析Dtransu-2D・ELを用い、図-3.23,3.24、表-3.8に示すモデルより得られた結果を用いた。各観測点における破過曲線を図-3.25に示す。

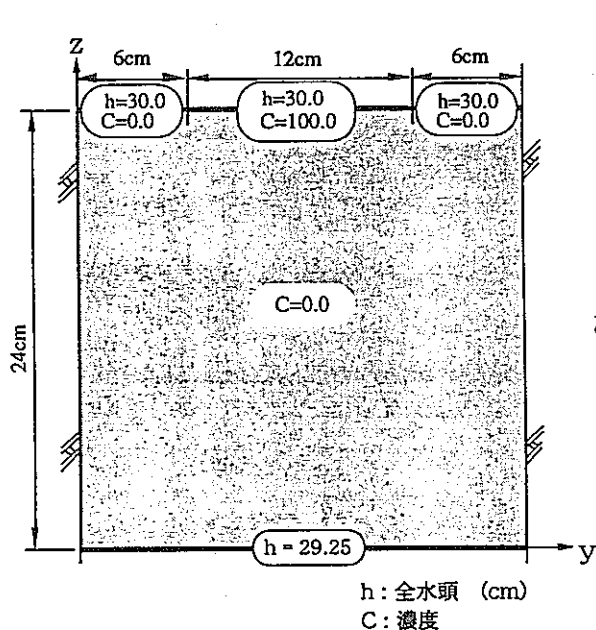


図-3.23 境界条件

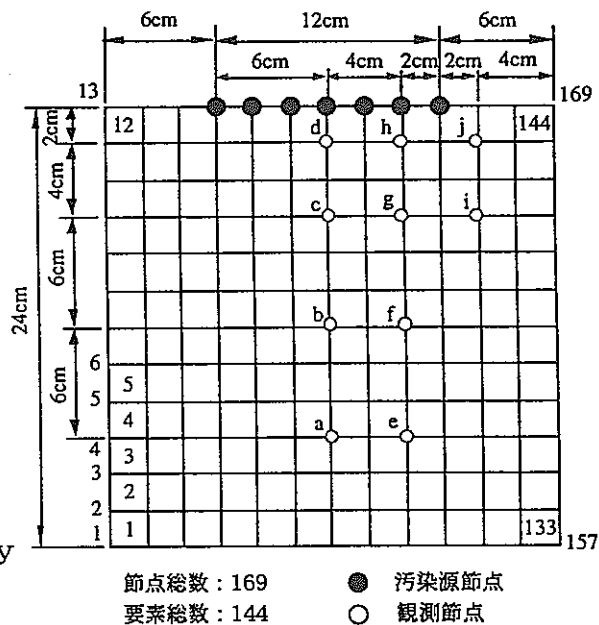


図-3.24 解析モデルのメッシュ

表-3.8 入力データ

鉛直2次元問題		密度依存：考慮しない	
飽和解析			
透水係数 k (cm/min)	0.600	縦分散長(cm)	4.000
有効間隙率 θ	0.150	横分散長(cm)	0.400
比貯留係数 S_s (cm^{-1})	0.000	クーラン数 C_r	0.156
動水勾配 i	1/32	ペクレ数 P_e	0.500
流速 V_y (cm/min)	0.000	タイムステップ Δt (min)	2.500
流速 V_z (cm/min)	0.125		

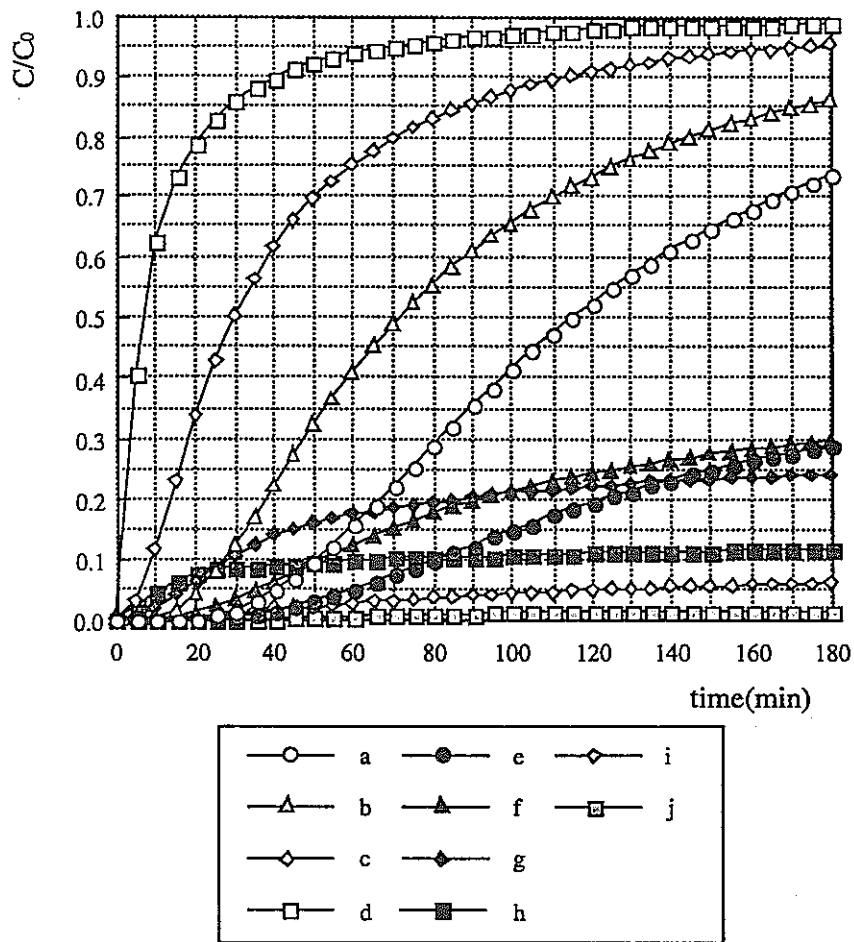


図-3.25 観測点における破過曲線

(2) パラメータの推定における初期値による影響

分散パラメータの同定において、初期値がその解析過程、結果においてどのように影響してくるかを検討する。なお解析は最小二乗誤差が0.1以下となると同定を終了とする。表-3.9に同定結果を示し、反復回数と縦分散長に関する収束状況を図-3.26に、横分散長に関する収束状況を図-3.27に示す。

表-3.9 逆解析同定結果

解析ケース	初期推定値		観測点	ITE	MQ	同定値		同定値での 最小二乗誤差
	縦分散長 (cm)	横分散長 (cm)				縦分散長 (cm)	横分散長 (cm)	
case 1	0.04	0.004	b, f	6	0	4.001	0.4002	0.0058
case 2	0.40	0.040	b, f	4	0	4.001	0.4000	0.0013
case 3	0.80	0.080	b, f	3	0	4.000	0.4000	0.0002
case 4	1.00	0.100	b, f	3	0	4.000	0.4000	0.0068
case 5	2.00	0.200	b, f	3	0	4.000	0.4001	0.0009
case 6	3.00	0.300	b, f	2	0	4.001	0.4001	0.0057
case 7	8.00	0.800	b, f	3	0	4.001	0.3998	0.0111
case 8	20.00	2.000	b, f	4	3	4.001	0.4001	0.0025
case 9	40.00	4.000	b, f	5	7	4.000	0.4000	0.0003
case10	60.00	6.000	b, f	6	3	3.999	0.4001	0.0052

ITE : 反復回数

MQ : 最急降下法利用回数

表-3.9より、case1~10までのいかなる初期値においても同定は可能であった。また初期推定値が真値から離れるほど、反復回数は増加することがわかる。ここで注目したい点はMQの値である。初期推定値が真値より小さいcase1~6についてはMQは0であるのに対して、真値より大きいcase7~10ではMQ≠0である方が多い。これは真値より大きい値を推定値に用いるとパラメータの探索方向を見失いやすくなるり、最急降下法に頼る回数が増えるためであると考えられる。

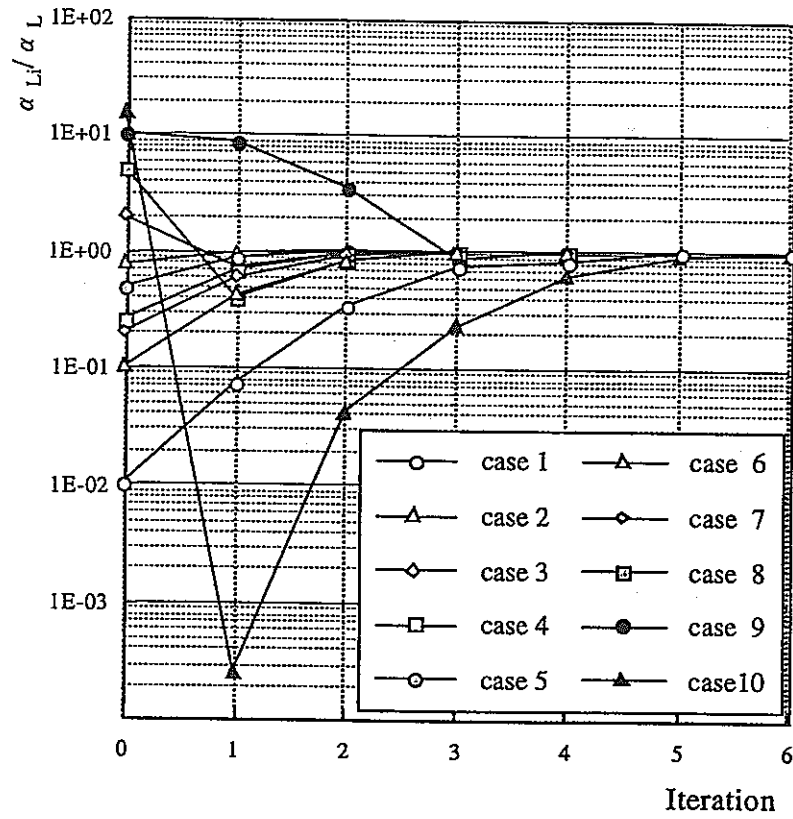


図-3.26 縦分散長の収束状況

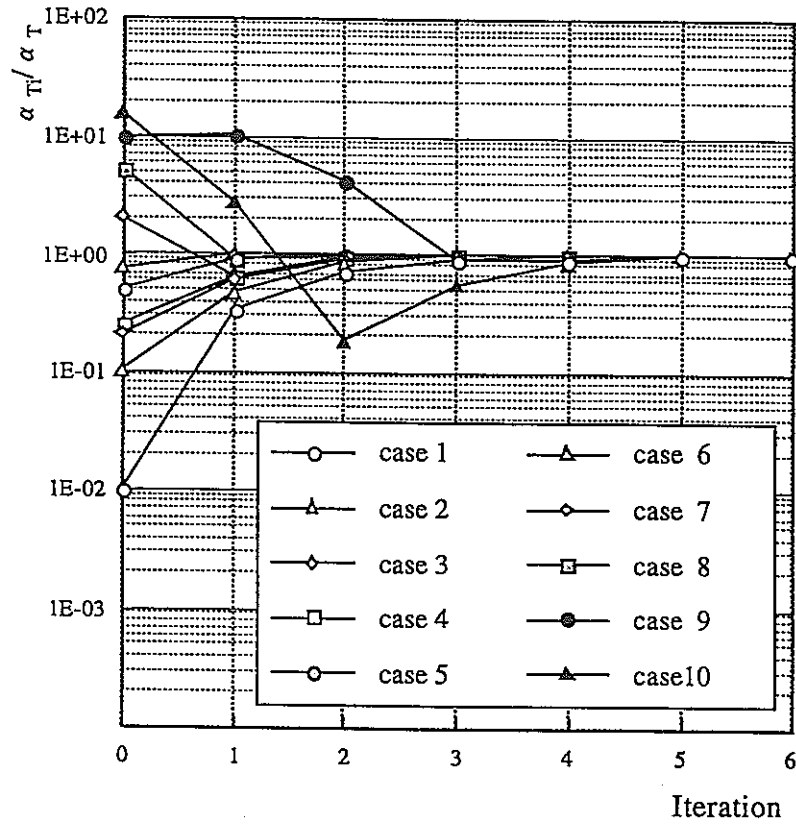


図-3.27 横分散長の収束状況

(3) 観測点の分布(数、位置)による影響

観測点の数および位置が分散パラメータの同定においてどのように影響してくるかを検討する。なお解析では最小二乗誤差が0.1以下となると同定を終了した。

表-3.10に解析ケース及び同定結果を示す。

表-3.10 逆解析同定結果

解析ケース	初期推定値		観測点	ITE	MQ	同定値		残差	
	縦分散長 (cm)	横分散長 (cm)				縦分散長 (cm)	縦分散長 (cm)	縦分散長 (cm)	縦分散長 (cm)
case 1	1.00	0.10	a	3	0	4.0070	0.40000	0.0070	0.00000
case 2	1.00	0.10	b	4	0	4.0000	0.39999	0.0000	0.00001
case 3	1.00	0.10	c	3	0	4.0010	0.40829	0.0010	0.00829
case 4	1.00	0.10	d	3	0	3.9970	0.47457	0.0030	0.07457
case 5	1.00	0.10	e	3	0	3.9991	0.39986	0.0009	0.00014
case 6	1.00	0.10	f	3	0	3.9969	3.99800	0.0031	3.59800
case 7	1.00	0.10	g	3	0	3.9934	0.40000	0.0066	0.00000
case 8	1.00	0.10	h	3	0	4.0034	0.39998	0.0034	0.00002
case 9	1.00	0.10	i	3	0	2.4011	0.35231	1.5989	0.04769
case10	1.00	0.10	j	2	0	3.2028	0.37795	0.7972	0.02205
case11	1.00	0.10	a, e	3	0	4.0009	0.40008	0.0009	0.00008
case12	1.00	0.10	b, f	3	0	4.0002	0.39985	0.0002	0.00015
case13	1.00	0.10	c, g	3	0	4.0004	0.39986	0.0004	0.00014
case14	1.00	0.10	d, h	3	0	3.9997	0.39880	0.0003	0.00120
case15	1.00	0.10	i, j	3	0	3.6704	0.39240	0.3296	0.00760
case16	1.00	0.10	a,b,c,d	3	0	4.0002	0.40006	0.0002	0.00006
case17	1.00	0.10	e,f,g,h	3	0	3.9998	0.40004	0.0002	0.00004
case18	1.00	0.10	a,b,c,d,e f,g,h,i,j	3	0	4.0006	0.39997	0.0006	0.00003

まず観測点の位置、分布について検討する。case1,2,3,4より、観測点がトレーサー流入点に近づく程、同定結果の精度が悪くなっていることがわかる。この理由としては観測点が流入点に近ければ近いほど縦分散長 α_L の感度が悪くなっていることが考えられる。同様にcase5,6,7,8においても同じことがいえる。しかし、case1,2,3,4と比べると精度が良くなっている。これは観測点e,f,g,hがトレーサー流入点と流入しない点との境界に近いことにより、横分散長 α_T の感度が良くなったためと思われる。

次に観測点の数について検討する。case1,11,16の同定結果にあまり差がみられない。これは感度の良い観測点が1点あれば他の感度の悪い観測点による影響を小さくすることができる。つまり感度の良い観測点が存在すれば同定は可能となる。逆の例としてcase9,10,15について検討する。観測点i,jはトレーサー流入点から外れた位置に存在し、感度も良くない。その3つのcaseにおいて同

定結果としてはcase10が最も良い。つまり観測点が2点あるcase15よりも観測点が1点であるcase10の方が精度が良いということである。

以上より、観測点の配置は位置に関しては縦分散、横分散の両方の影響を受け、感度の大きいところに設置するのが適当であり、数に関してはただ多ければ良いというわけではなく、感度の良い観測点を適切に設置するのが重要であるという結果を得た。

(4) 室内実験による解析手法の検証

Bruch (1970) は、2層の多孔質媒体において2次元分散の実験を行い理論により求めた分散係数による理論解、解析解が正しいことを実証した⁶⁾。本節では、解析手法の検証を行うため、実験より得られた濃度の非定常データを用いて分散長を算定しBruchが求めた分散係数との比較を行う。

浸透領域にあたる実験装置内部は高さ152cm、幅60.96cm、奥行き12.7cmである。実験は1次元浸透流で上部中央からトレーサー溶液として電解質の塩化ナトリウム溶液が一定流量で流入している。解析の検証として用いる実験のデータについて表-3.11に示し、モデルを図-3.28、さらに観測点(0,28.9)における実験値及び理論値の破過曲線を図-3.29に示す。

表-3.11 実験データ

トレーサー流入幅 (cm)	17.00
実流速 (cm/sec)	0.0574
縦分散長(cm)	0.2000
横分散長 (cm)	0.0149
間隙率	0.390
観測点座標[y,z] (cm)	(0,28.9)
平均粒径 (cm)	0.12
均等係数	1.17

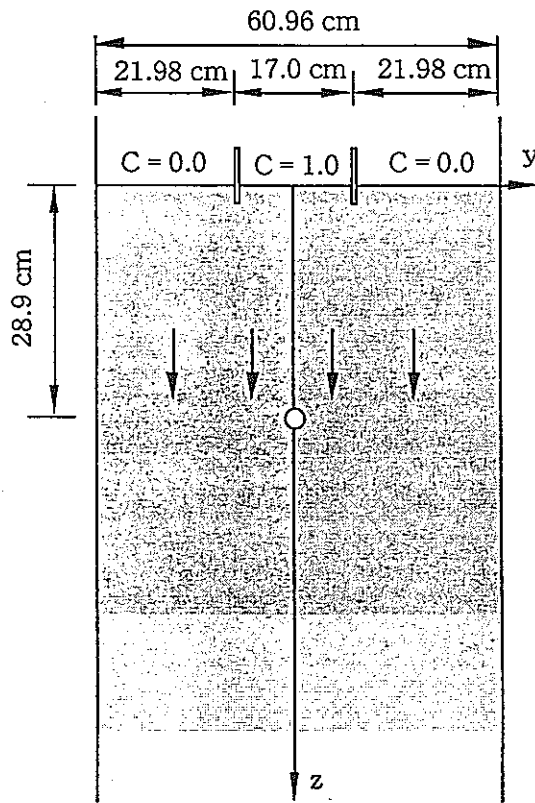


図-3.28 実験モデル

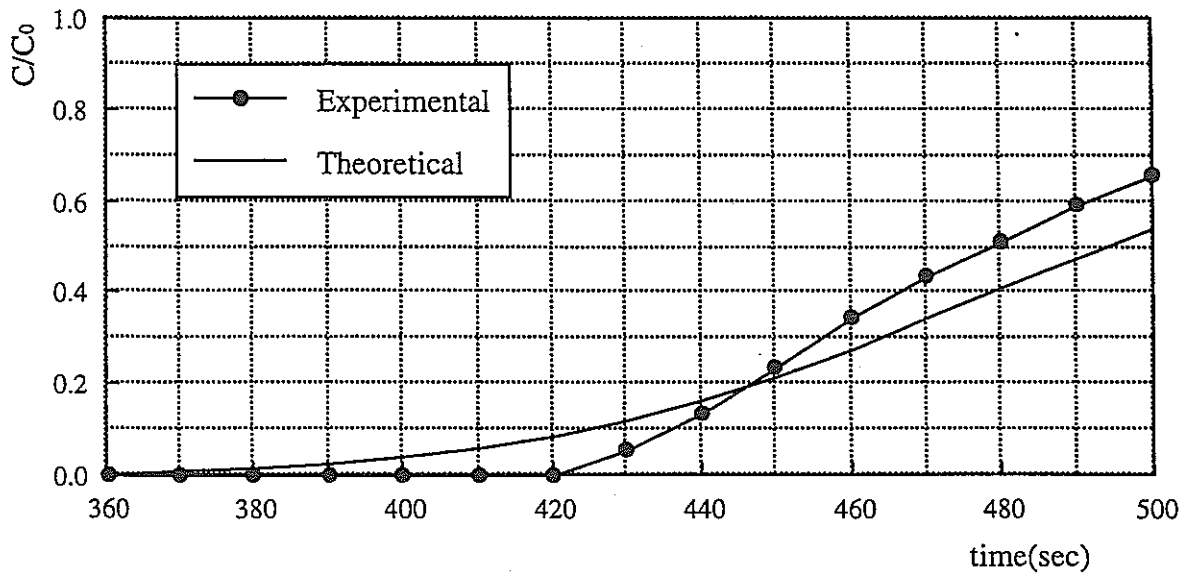


図-3.29 実験値及び理論値の破過曲線

解析方法としては、図-3.29から実験値を読みとり、観測データとして使用する。この実験における観測点はトレーサー流入のセンターライン上に存在する

ため横分散長に対する感度が悪い。よって分散長を同定するにあたり横分散長を既知として縦分散長のみを同定する。なお、横分散長には、表-3.11に示す値を用いる。

解析方法としては、間隙率 θ 、横分散長 α_T を一致させ図-3.29より読みとった観測値を用いて縦分散長の同定を行う。その際、実流速を C/C_0 の点より求め、同定を行った。実流速は $v=0.0604(\text{cm}/\text{sec})$ が得られた。

Bruchが理論より求めた縦分散長は 0.200cm であるのに対し、逆解析同定結果は 0.042cm に収束した。図-3.30に同定した結果と実験値およびBruchが提示した分散長で解析した破過曲線を示し、同定結果の妥当性を検討する。また逆解析収束状況を図-3.31に示す。ここで、 α_L は最終同定値である。解析時間は節点数645、要素数588のメッシュにおいて反復回数4で約2時間を要した。

表-3.12 同定結果

初期値 (cm)	反復回数	同定結果 (cm)
0.000001	4	0.042

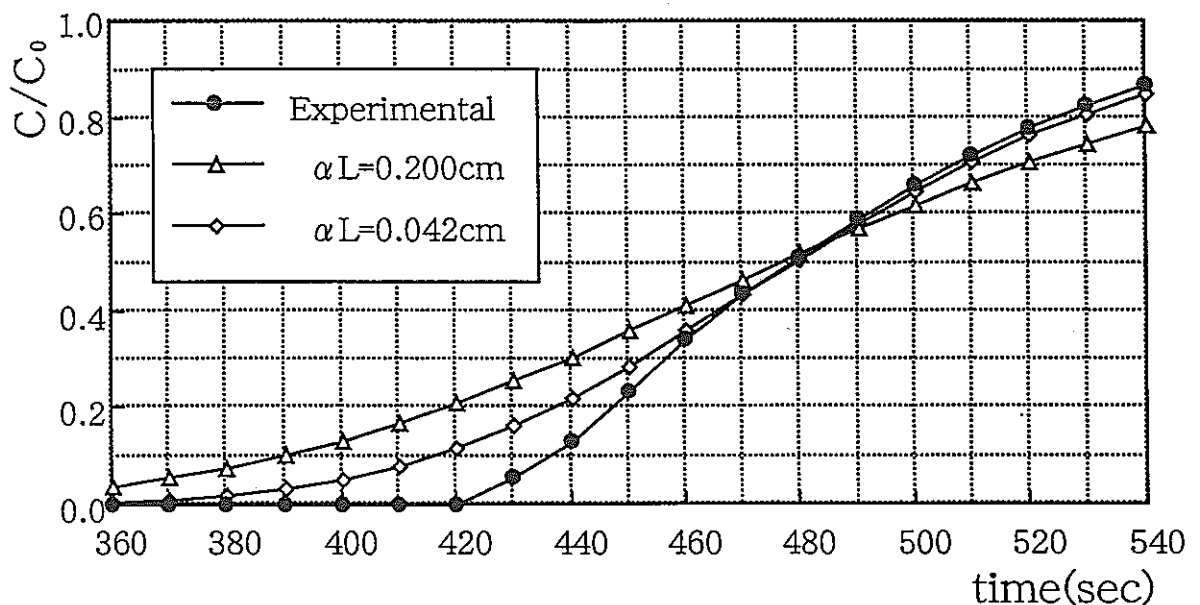


図-3.30 同定結果の破過曲線

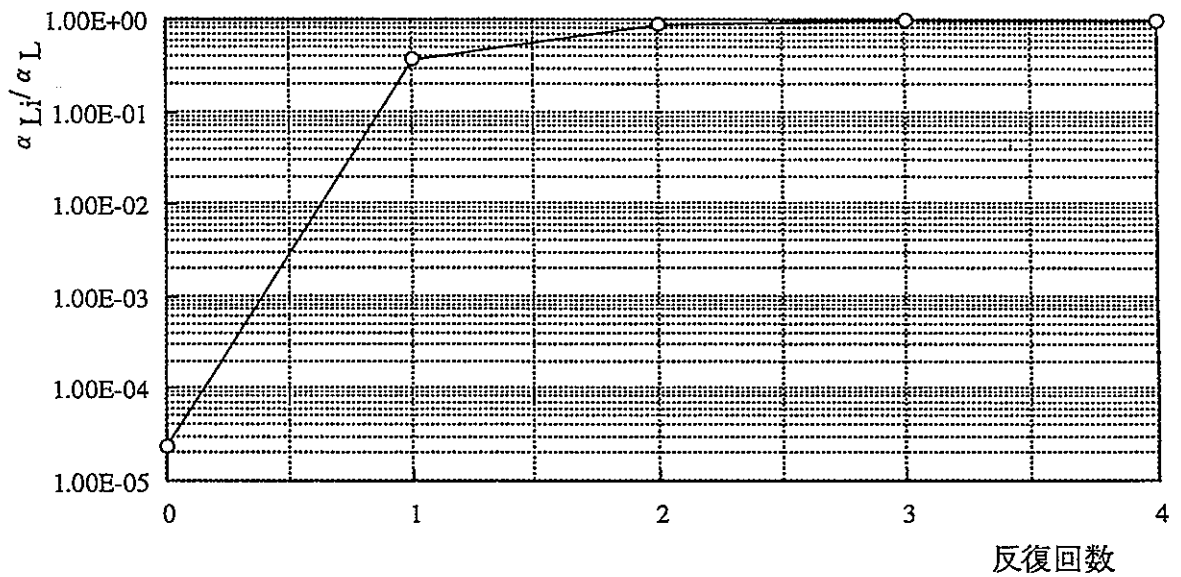


図-3.31 縦分散長収束状況

図-3.30より460秒以降の破過曲線において、同定結果と実験結果との一致が見られた。Bruchが示した縦分散長 $\alpha_L=0.200\text{cm}$ の破過曲線は、立ち上がりから大きく差が生じる。縦分散長 α_L としては、本解析手法が示した値が妥当であることは明らかであり、以後の濃度分散の予測を十分に把握できるものと思われる。以上より、本解析手法は2次元分散問題に関して十分有効な解析手法であることが実証された。

第7章 結論

本研究では、地盤の地下水中の汚染物質の移流・拡散現象を把握するのに必要な分散パラメータを同定するため、飽和不飽和浸透流-移流・拡散プログラム「Dtransu-2DEL」とともにLevenberg-Marquardt Methodによる最適化手法を用いた逆解析手法を開発し、その妥当性について検証を行った。

以下に本研究の内容・結果を総括し、本研究の結論とすると共に今後の問題について述べる。

- (1) 密度依存を考慮した飽和不飽和浸透流における基礎理論、移流・拡散の基礎方程式及びEulerian-Lagrangian Numerical Methodの概説を示した。
- (2) 最適化手法として用いたLevenberg-Marquardt Methodにおけるアルゴリズムを示した。
- (3) モデルの妥当性をペクレ数 Pe 及びクーラン数 Cr を用い、理論値との比較により検討した。ペクレ数は $Pe < 1$ のとき、クーラン数は $Cr < 1$ のとき極めて理論値に近づくことがわかった。
- (4) 分散パラメータである縦分散長 α_L 、横分散長 α_T が物質移動に及ぼす影響を調べ、それを感度で表し、観測点による感度の大きさを考察した。
- (5) 本解析手法の検証として数値モデルから得られた観測値を用い、分散パラメータの同定を行った。その際、分散パラメータの初期値、観測点(数、位置)が同定結果に及ぼす影響について検討した。
- (6) Bruch(1970)による室内実験の濃度の非定常データを用いて分散パラメータを同定し、破過曲線の一致により本解析手法の妥当性が検証された。

以上より、本解析手法は繰り返し計算を必要とし、計算時間は長くなるが、有効な解析手法であることが検証された。

さらに本研究で残された問題点及び今後の課題を以下に示す。

- (1) 本解析手法は間接法により逆解析を行っているため、多くの繰り返し回数を要し、計算時間が膨大となる。
- (2) 分散パラメータを同定する際に必要となる感度のよい観測データを得るためにどのように観測点を設置するか、今後の原地盤におけるデータの集積が必要である。

参考文献

- 1) 古市徹：環境移流拡散現象の解析手法と数値シミュレーションに関する研究-有限要素法を軸として,京都大学学位論文,1984.
- 2) 藤縄克之：地下水汚染(3),地下水の汚染機構,日本地下水学会誌,第30巻,第3号,pp.169-176,1988.
- 3) Bear.J: Hydrodynamic dispersion,In.Flow through Porous Media (Ed.RJ.M.de Wiest),Academic Press,1969.
- 4) R.R.Rumer,D.R.F.Harleman: Intruded Salt-Water Wedge in Porous Media,ASCE,HY6,pp.193-200,1963.
- 5) R.R.Rumer: Longitudinal Dispersion in Steady and Unsteady Flow,ASCE, HY4,pp.147-172,1962.
- 6) J.C.Bruch: Two-Dimensional Dispersion Experiments in a Porous Media,Water Resouces Research,Vol.6,No.3,pp.791-800,1970.
- 7) A.W.Warrick,J.W.Bigger,D.R.Nielsen: Simultaneous Solute and Water Transfer for an Unsaturated Soil,Water Resouces Research,Vol.7, No.5,pp.1216-1225,1971.
- 8) E.Bresler: Simultaneous Transport of Solutes and Water under Transient Unsaturated Flow Condition,Water Resouces Research,Vol.9, No.4,pp.975-986,1973.
- 9) G.Segol: A Three-Dimensional Galerkin-Finite Element Model for the Analysis of Contaminant Transport in Saturated-Unsaturated Porous Media,Proceedings of the First International Conference on Finite Elements in Water Resources,pp.2.123-2.124,1977.
- 10) 河野伊一郎,西垣誠,田中慎一: 飽和・不飽和浸透流における非定常塩水化現象の有限要素解析,土木学会論文報告集,第331号,pp.133-141,1983.
- 11) K.Fujinawa: A 'Characteristic' Finite Element Method for Dispersion Convection Equation,日本地下水学会誌,第25巻,第2号,pp.93-108,1983.

- 12) 藤縄克之：特性曲線型有限要素を用いた密度差のある地下水流動の数値解析-淡水,塩水2層流への応用,日本地下水学会誌,第26巻,第1号,pp.12-22,1984.
- 13) Neuman.S.P.: A Eulerian-Lagrangian Numerical Scheme for the Dispersion Convection Equation Using Conjugate Space-Time Grids, J.of Computational Physics,41,pp.270-294,1981.
- 14) Neuman.S.P.: Adaptive Eulerian-Lagrangian Finite Element Method for Advection-Dispersion,Int.J.Num,Meth.in Eng.,20,pp.321-337,1984.
- 15) Sorek.S.,C.Braesten: An Adaptive Eulerian-Lagrangian Approach for the Numerical Simulation of Unsaturated Flow,Proc.6th,Inter.Conf. Finite Element in Water Res.,pp.87-100,1986.
- 16) Cady.R.,Neuman.S.P.: Three-Dimensional Adaptive Eulerian-Lagrangian Finite Element Method for Advection-Dispersion,Proc.7th, Inter .Conf.Computational methods in Water Resources,MIT, pp.183-193,1988.
- 17) 古市徹,徳丸英勝：移流拡散方程式の数値解析のためのEuler的方法とLagrange的方法,京都大学環境衛生工学研究会シンポジウム講演論文集,7, pp.91-98,1985.
- 18) Yeh.G.T.: A Zoomble and Adaptable Hidden Fine-Mesh Approach to Solving Advection-Dispersion Equations,Proc.7th,Inter Conf.Computational Methods in Water Resources,MIT,pp.99-74.
- 19) 西垣誠,光増朝久,菱谷智幸,橋本学：オイリアン-ラグラン法による2次元物質移動解析,第25回土質工学会研究発表会講演集,pp.1659-1660,1990.
- 20) 西垣誠,光増朝久,菱谷智幸,橋本学：オイリアン-ラグラン法による2次元物質移動解析と実験結果との比較,第26回土質工学会研究発表会講演集,pp.1715-1716,1990.
- 21) 西垣誠,菱谷智幸,橋本学,河野伊一郎：飽和・不飽和領域における物質移動を伴う密度依存地下水流の数値解析手法に関する研究,土木学会論文集, No.511/Ⅲ-30,pp.135-144,1995.

- 22) 古市徹,林田貴範:地下水汚染予測のための逆問題,誌面講座 地下水汚染(5),地下水学会誌,Vol.31,No.1,pp.45-55,1989.
- 23) 佐藤忠信:逆解析の分類と定義,誌面講座 地盤工学における逆解析,土と基礎, Vol.43,No.4,pp.55-60,1995.
- 24) A.Umari,R.Willis,P.L-F,Liu: Identification of Aquifer Dispersivities in Two-Dimensional Transient Groundwater Contaminant Transport:An Optimization Approach,Water Resources Research,Vol.15, No.4,pp.815-831,1979.
- 25) S.Mishra,J.C.Parker: Parameter Estimation for Coupled Unsaturated Flow and Transport,Water Resources Research,Vol.25,No.3,pp.385-396, 1989.
- 26) N-Z.Sun,W.W-G.Yeh: Coupled Inverse Problems in Groundwater Modeling,Water Resources Research,Vol.26,No.10,pp.2507-2540,1990.
- 27) T.R.Ginn,J.H.Cushman: A Continuous-Time Inverse Operator for Groundwater and Contaminant Transport Modeling:Model Identifiability,Water Resources Research,Vol.28,No.2,pp.539-549,1992.
- 28) K.Fujinawa: Asymptotic Solutions To The Convection-Dispersion Equation and Powell's Optimization Method for Evaluating Groundwater Velocity and Dispersion Coefficients from Observed Data of Single Dilution Tests,Journal of Hydrology,62,pp.333-353,1983.
- 29) 西垣誠,清水孝昭,江原昌彦:移流・拡散問題の特性の逆解析に関する研究,土木学会第48回年次学術講演会,pp.1226-1227,1993.

4 深層水理の調査手法及びモデル化に関する研究

4.1 はじめに

岩盤内の圧力干渉試験から得られる圧力応答データを利用して、岩盤内の水理物性を捉えようとするハイドロパルストモグラフィーの技術は、徐々に大きな3次元問題に適用され始めている。しかしながら、ある程度広い領域の岩盤状態を十分な信頼性で逆解析するためには、大量かつ質の良いデータを如何に取得するか、更に計算量の飛躍的増大を如何に乗り越えるかが課題となる。

平成7年に、釜石鉱山550mレベルのKD90坑道周辺で圧力伝播試験が行われた。この試験は、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で、非常に画期的な試験である。このような計測から全域にわたる受信応答計測が行われれば、岩盤の割れ目分布の状況など水理的異方性をかなり詳しく捉えられることが期待される。しかし、試験結果からみると、試験上の様々な制約や乱れに加え、岩盤の浸透性が低いことから圧力応答が感知された観測点は発信点の周辺に限られ、坑道などによる影響も考えると、領域全体を逆解析することは非常に難しいのが現状である。

以上を踏まえ、本章では、平成7年の釜石圧力伝播試験を例として、試験サイト周辺の岩盤状態を汎用の水理モデルにより3次的にモデル化し、順解析の観点から試験結果と計算結果を比較することで、このような複雑なサイトのモデル化手法、および将来の逆解析手法の適用性を予備的に検討することにする。

尚、ここで使うモデルは、主に計算時間の都合からそれほど精細なものではなく、完全なマッチングを目指したものではない。

4.2 シミュレーションの手法

3次元水理モデルを作る際に使用したシミュレータの仕様は以下の通りである。

- (1) ダルシー則と質量保存則から得られる二つの成分および相（空気・水2成分2相流体系）の流動方程式を扱う。方程式は完全陰的差分展開にニュートン法を適用して解く。また、離散化の上ではコーナーポイント型差分法を使い地形、地層表現に柔軟性を持たせている。三次元問題の行列方程式は前処理付き共役残差法（Preconditioned Conjugate Residual Method、前処理はNested Factorization）を使用している。
- (2) 地表水理（降雨、地形に沿ったManning型地表流、浸透、再湧出）を整合的にモデル化している。
- (3) モデル境界条件として閉境界（底部、側面）、定圧境界、定流量境界、人工境界を柔軟に設定・変更することが出来る。

- (4) トンネル、坑道、地下空洞、地下ダムなどの人工構造物の建設に合わせ、格子毎に、状態量（圧力、飽和率）、物性（浸透率、孔隙率、相対浸透率、毛細管圧力）を変更し、流動の様子を再現することが出来る。
- (5) 坑井の計算は流量規定型と圧力規定型に分け計算する。坑井において流量が規定された場合には、その坑井の貫く複数の格子（地層）に流量を整合的に分配するような坑底圧力が求められる。坑底圧力が規定された場合には、その坑井の流量が複数の格子との流入出量の和として計算される。本シミュレータでは、地下空洞建設などの様々な方向へのボーリングを表現するため、水平方向も含め坑井のオペレーションが規定できるようにされている。

4.3 坑道を含む三次元領域のモデル化

4.3.1 モデルの設定

(1) サイト状況および格子システム

図4.1の様に、釜石の550m坑道レベルを含む領域に掘られた水平孔、垂直孔にパッカーを設置し複数の観測点計79点を設け、KH-4の2区間を発信点とした圧力伝播試験が行われた。この領域を図4.2の様に平面的に28x29、さらにこの上下に格子を15層配置し、合計12180に分割する。坑道は1辺が5m程度、その上下の格子も1辺が5m程度の大きさに切られており、離れるに従い格子は大きくなるようにしてある。坑道は図4.2、図4.3(b)のように大きくは5本（550m坑道、KD-88、KD-89、KD-90、アクセス坑道）モデル化されている。いずれも5m x 5m程度の断面を持つものとし、開削時点以降、坑道内部は大気圧および空気飽和条件下におかれているとする。シミュレーション上は、孔隙率が無限大（ 1.0×10^{30} ）、浸透率 $1.0 \times 10^5 \text{ md}$ （約 10^{-1} cm/s ）、毛細管圧力0、の空間として考える。

ただし、ここで使うモデルは、サイト周辺の地形や地質の状態を細かくモデル化したものではなく、他の坑道などの影響も考慮していないので、後述の計算結果と観測結果の比較はある程度定性的に行うことになる。

(2) 境界条件および初期条件

このモデルでは、全ての周囲側面を閉境界とする。図4.3(a)の地表部第1層は大気層（定圧境界）、第2層は地表面を表す格子で降雨浸透量（ 2 mm/day ）が入力される。第3層は空気・水混在領域（不飽和領域）で地表からの降雨浸透、岩盤深部の空洞開削による圧力の低下により地下水位は変動する様になっている。側面境界は計算の都合上、それほど

遠くに設定されていない。定圧境界とするか、スケールのもう少し大きな領域までとる方が望ましいかもしれない。

初期条件としては、坑道掘削以前に坑道レベルの岩盤中の間隙水圧が 20 kgf/cm^2 程度となるように領域全体にわたり地下水位を一様に与えた。

(3) 岩盤物性

試験サイト周辺で得られている割れ目のデータから、割れ目の方向は、走行がKD-90坑道にほぼ直交し、傾斜は垂直な方向、即ち格子のYZ面方向に卓越していると考え、Y及びZ方向にはX方向より大きな浸透率を与えることにする。

浸透性のオーダーとしては $1 \sim 50 \text{ md}$ ($1 \times 10^{-6} \sim 5 \times 10^{-5} \text{ cm/s}$)とするが、計算結果と観測結果の比較より試行錯誤的に変更する。孔隙率はオーダーとしては $0.01 \sim 0.05$ として、浸透率と同じく結果次第で変更する。また、相対浸透率、毛細管圧力は新鮮な花崗岩に関するものをあたえた。

(4) 観測点配置

KH-4, KH-10,11,13,14,16,17を観測ボーリングとし、坑道壁面より水平に掘られていて、複数のパッカー区間を持つものとする。モデルで設定した観測点は30である。本モデルでは垂直方向のボーリングは考慮していない。

4.3.2 実験開始時点での圧力及び飽和率分布

空洞が開削され長期間経った時点の坑道レベルの圧力分布を図4.4に示す。坑道付近の圧力低下の様子、アクセス坑道の北側に比較的圧力の高い領域が残ることが見て取れる。計算では、この時点までの空洞への湧水量、各観測区間の圧力変化、飽和率分布が算出されている。

4.4 圧力伝播試験結果との比較

本サイトにおいて取得されている圧力応答試験データと計算結果を比較しその妥当性、挙動の定性的な議論を行う。計算は、注入試験が行われる直前から終了時点（計測開始285日から309日）について行った。

4.4.1 発信点 I および II による観測点圧力変化の計算値

KH-4の区間1 (KH-4-1) 及び区間5 (KH-4-5) を絶対圧力4.0kgf/cm² (ゲージ圧約3.0kgf/cm²) の状態に数日から10日置いた時の試験を模した計算を行った。実際のシミュレーション上は、

KH-4-1 注入時点 (285日) までは流量規定型井戸 (流量0の条件で圧力観測)
注入期間中 (286から292日) は圧力規定型井戸 (圧力4.0 kgf/cm²)
それ以降 (292から309日) は流量規定型 (流量0の条件で圧力観測)

KH-4-5 注入時点 (296日) までは流量規定型井戸 (流量0の条件で圧力観測)
注入期間中 (297から306日) は圧力規定型井戸 (圧力4.0 kgf/cm²)
それ以降 (307から309日) は流量規定型 (流量0の条件で圧力観測)

になるように設定している。図4.5は計算時の各発信点圧力の時間変化を表している。現場試験から得られた圧力応答、および計算結果を、KH-4、KH-16、KH-13につき図4.6から図4.11に示した。なお、計算値の図の時間285日が実測値の時間0に対応する。

4.4.2 実測と計算値の比較

計算期間中の各観測点での圧力応答を示しながら、実測値との比較を行う。

(1) KH-4の応答について

図4.6を見ると、発信前のKH-4では実測区間圧力は坑道より奥の方ほど高く、KH-4-1で0.6KSC程度、KH-4-5 (空洞側) で0.4kgf/cm²程度である。発信により、実測では、KH-4-2で約0.2kgf/cm²、KH-4-3、KH-4-4で約0.07~0.08 kgf/cm²上昇している。計算値 (図4.7) を見ると、KH-4-2に相当する点の圧力増加は約0.05kgf/cm²で、KH-4-3では非常に小さくなる。これは、入力した浸透率の異方性によっている。KH-4に沿う方向 (x方向) の浸透性はy方向 (割れ目の方向) の浸透性の1/10程度であり、KH-4-1とKH-4-5の連通性が悪いためである。計測値を説明するためには、割れ目のつながり、他の卓越方向を考える必要がある。297日から始まるKH-4-5からの発信の影響は、実測値ではKH-4のどの点も反応を示さないが、計算ではKH-4-4のみで顕著に見られる。

(2) KH-16の応答について

図4-8にKH-16の実測値を示してある。このボーリングでは、奥側の区間ほど圧力が高く

はならず、計測値自体の信頼性に関してチェックすることが必要であるが、発信に対する応答は顕著に現れている。複数の区間で圧力上昇は 0.1 kgf/cm^2 程度ある。これは、発信点に近いこと、割れ目の方向がKH-16に沿うことから頷ける。図4.9の計算値は、より顕著な反応を示し、大きなものでは 0.7 kgf/cm^2 程度も上昇しており、KH-4-1に近いものが変化が大きく、空洞側でもっとも小さくなる。297日から始まるKH-4-5発信の影響は実測、計算共みられない。

(3) KH-13の応答について

図4-10にKH-13の実測値を示してある。このボーリングでもKH-16と同様に、何らかの理由で開始前には奥側の区間の圧力が空洞側より低いように観測されている。観測区間KH-13-3は比較的落ち着いていて、おおよその定常値は 0.55 kgf/cm^2 と見積もられている。図4.10を見ると発信による圧力増加の実測値は 0.1 kgf/cm^2 程度である。計算では、岩盤に与えた異方性のため、KH-4-1の発信はKH-13には届きにくくなっており、圧力変化は実測の十分の一程度になっている。実測では、最奥側のKH-13-1が反応せず、KH-13-5がかなり敏感に反応する、といった説明の難しい現象もあるが、計測時の条件・信頼性と合わせ検討すべき点であろう。297日から始まるKH-4-5の発信の影響は実測値では確認できないが、計算上はKH-13-2,3でKH-4-1の発信に対するのと同じ様な形で現れている。

(4) 他の坑道、特にKD-90坑道反対側の計測点には実測でもはっきりした応答らしきものは現れておらず、計算でも同様であった。

ここでは、適当に設定された岩盤物性の下で計算された結果と実測値を比較してみた。観測点の応答をより良く説明するためには、割れ目の方向性、頻度、つながりなどを考慮し試行錯誤的にモデル物性を修正すれば、ある程度のマッチングは可能であろう。

4.5 おわりに

本研究では、釜石試験サイトの大まかなモデル化を行い、観測された圧力応答を部分的にでも説明しようと試みた。既に述べたように、低浸透性の岩盤では圧力応答が小さく全体的な岩盤状態は捉えにくいため、逆解析手法の適用も制約される。しかし、ここで用いたような通常の水理モデル、いわゆる順解析を使い、技術者が十分な検討を加えるなら、ある程度岩盤内部が見えてくることになろう。本報告の段階では、十分なマッチングは行っていないが、今後は、より詳細・簡便な圧力伝播試験の計画と実施、割れ目などの情報を取り入れた（取り入れられる）広域の水理モデルの検討・作成・解析（パフォーマンスマッチング）が望まれる所である。

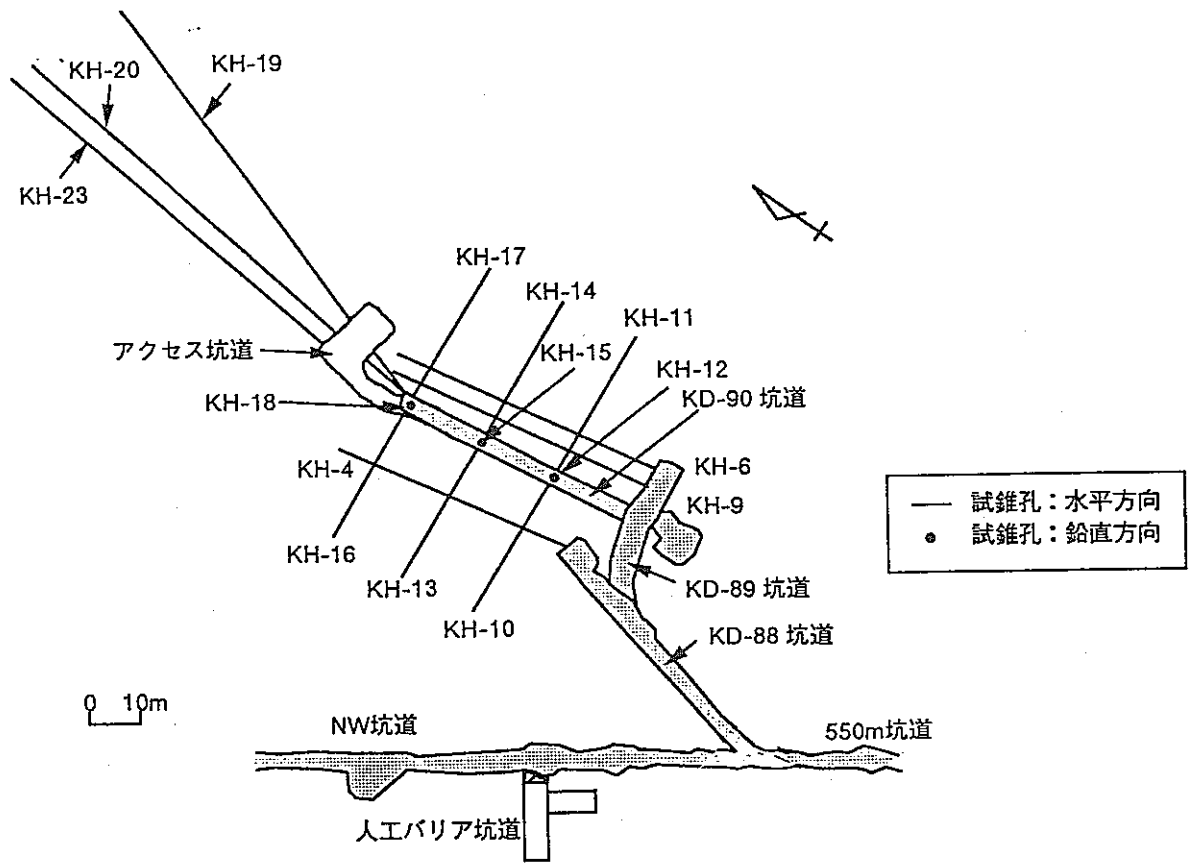


図4.1 釜石圧力伝播試験サイト周辺の坑道・観測孔配置模式図
 (釜石原位置試験テクニカルノート95-02、Dec., 1995より引用)

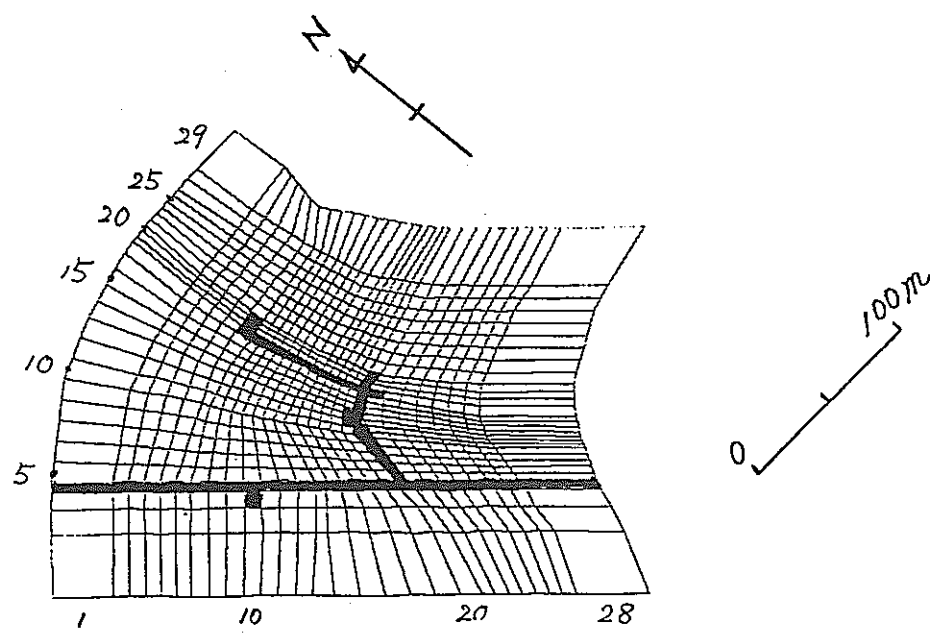
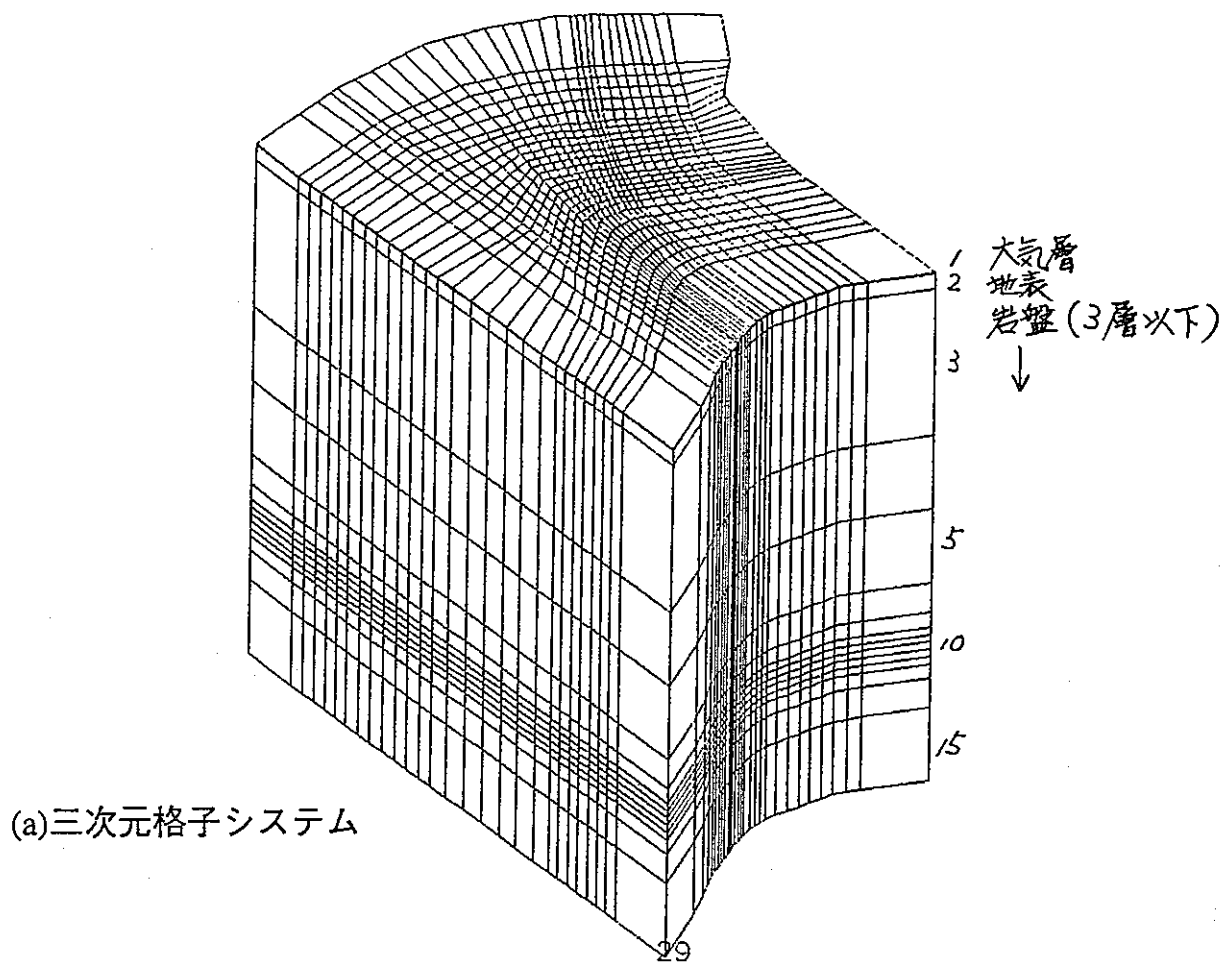
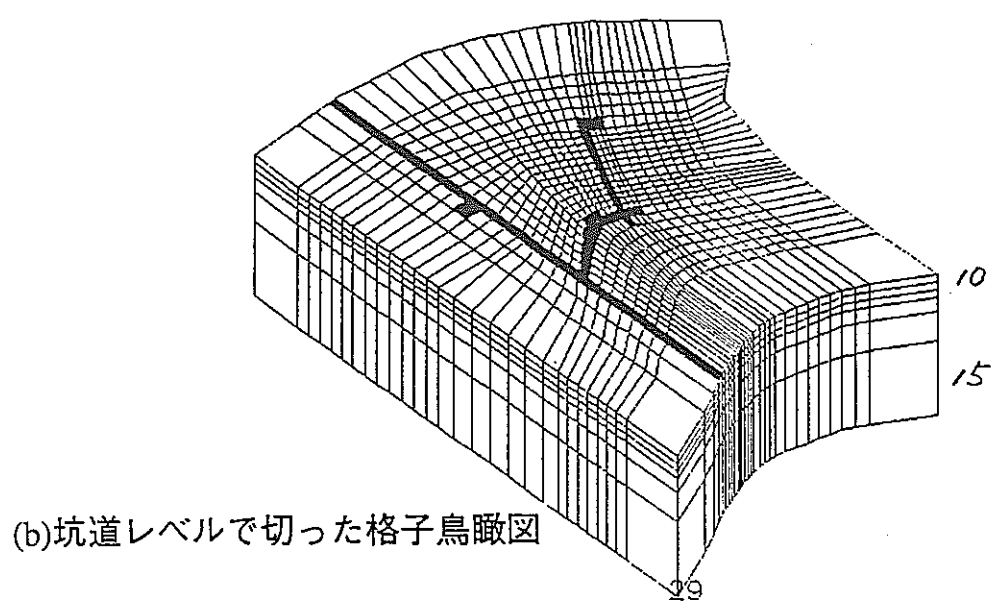


図4.2 試験サイト水理モデルの平面格子分割と坑道位置



(a)三次元格子システム



(b)坑道レベルで切った格子鳥瞰図

図4.3 試験サイト水理モデルの三次元鳥瞰図

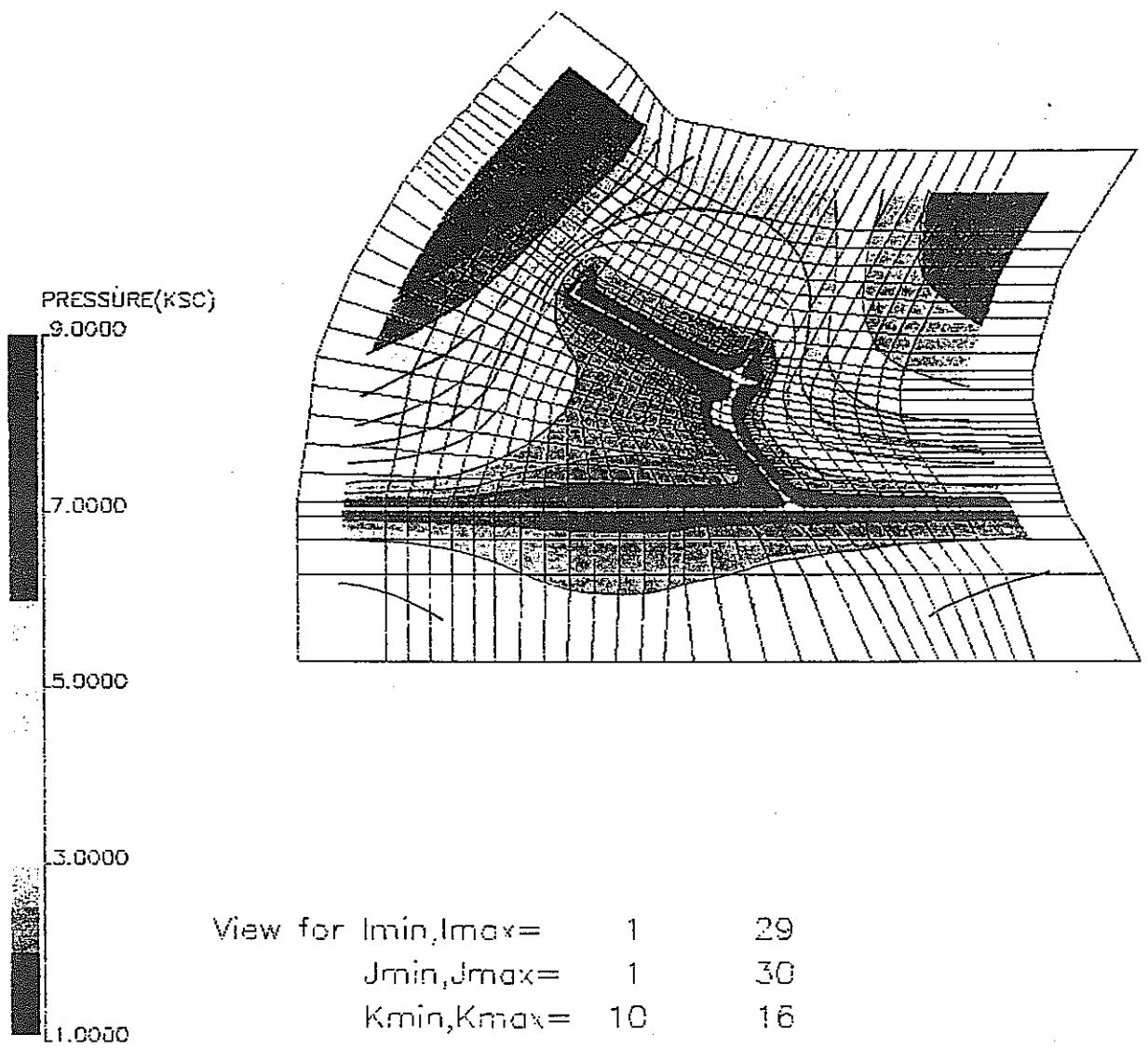
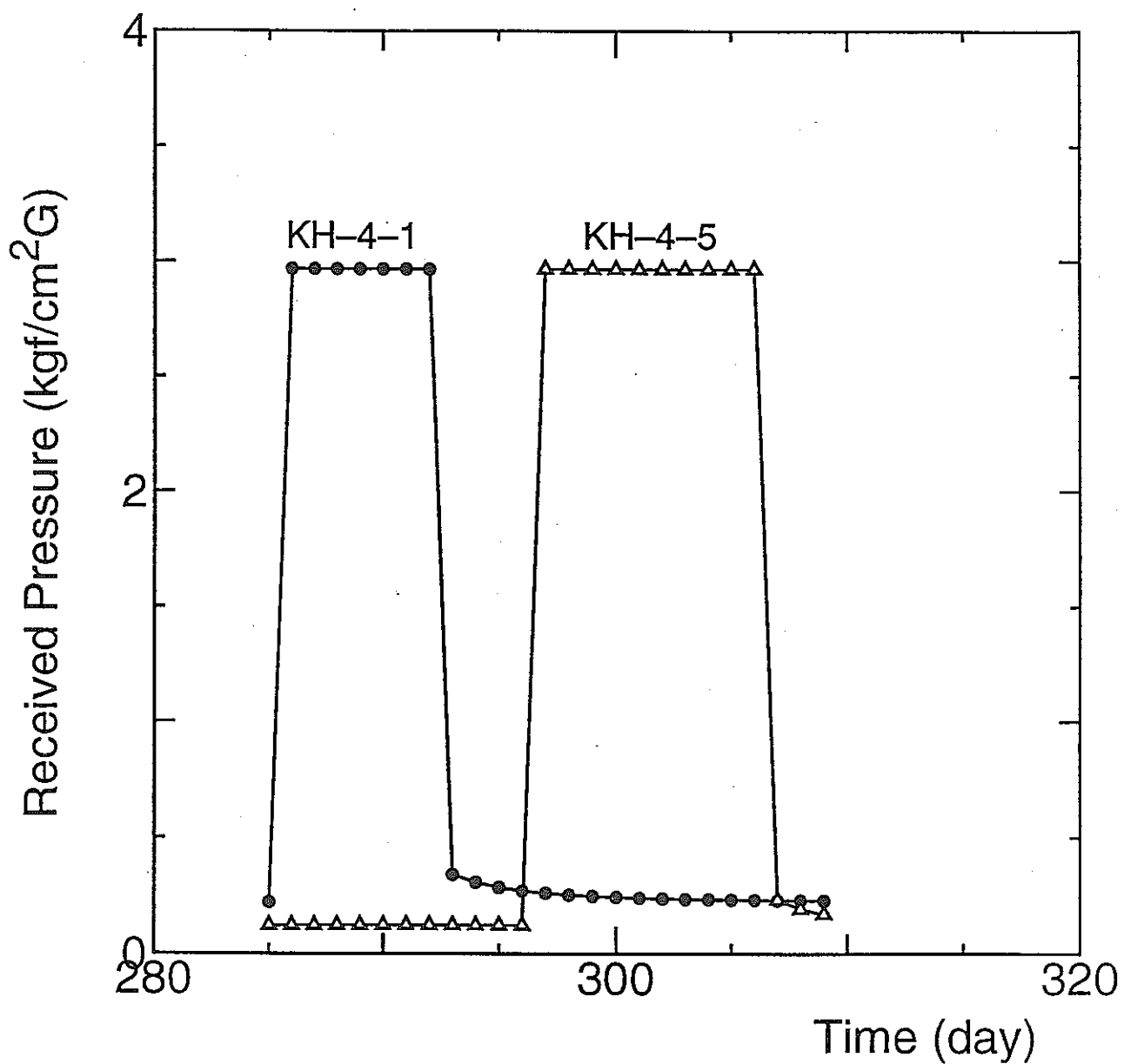


図4.4 モデルから計算された試験開始前の圧力分布



Injection Patterns at KH-4-1 and KH-4-5

図4.5 圧力伝播試験 I, II における注入パターン (KH-4)

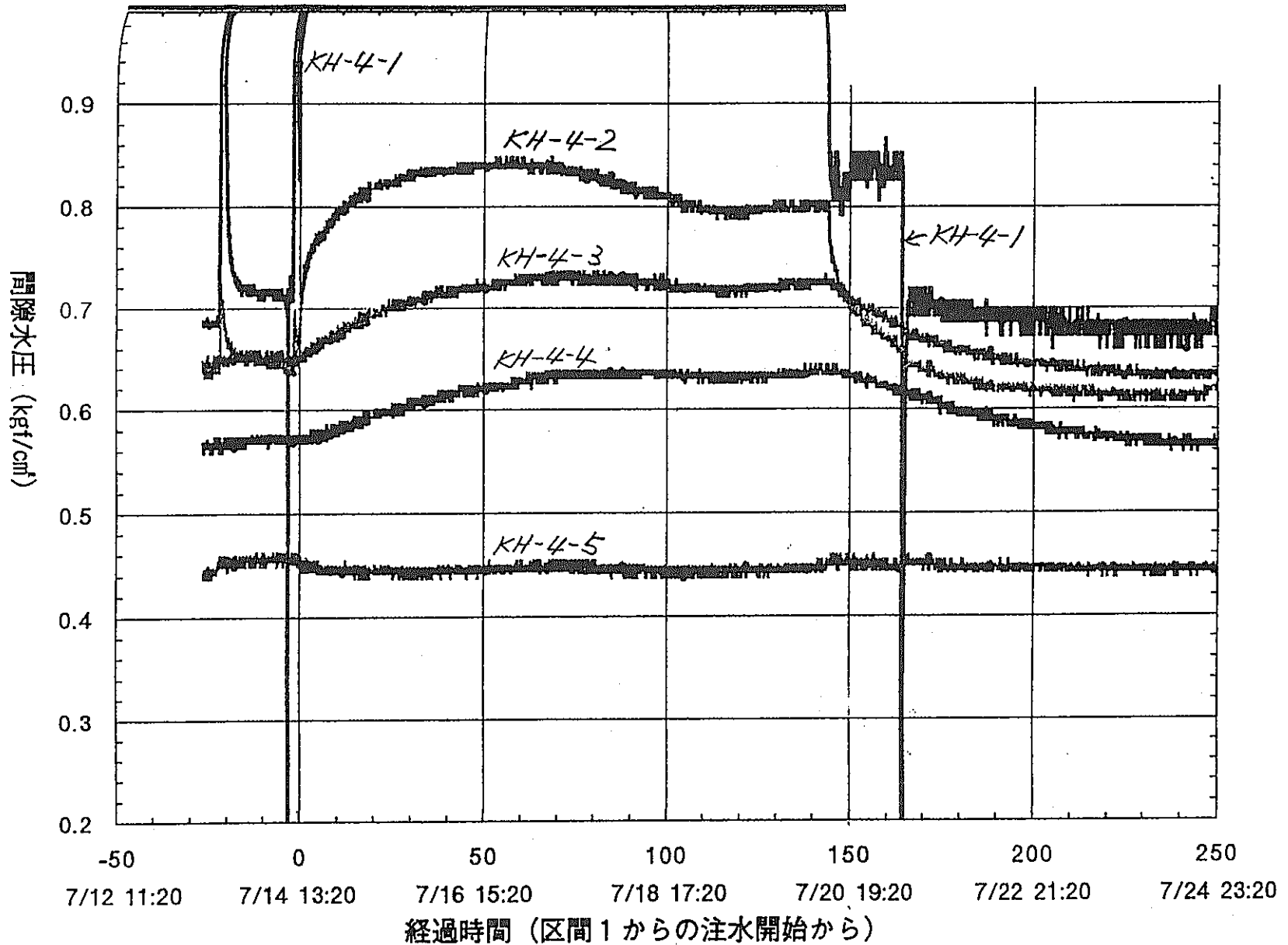
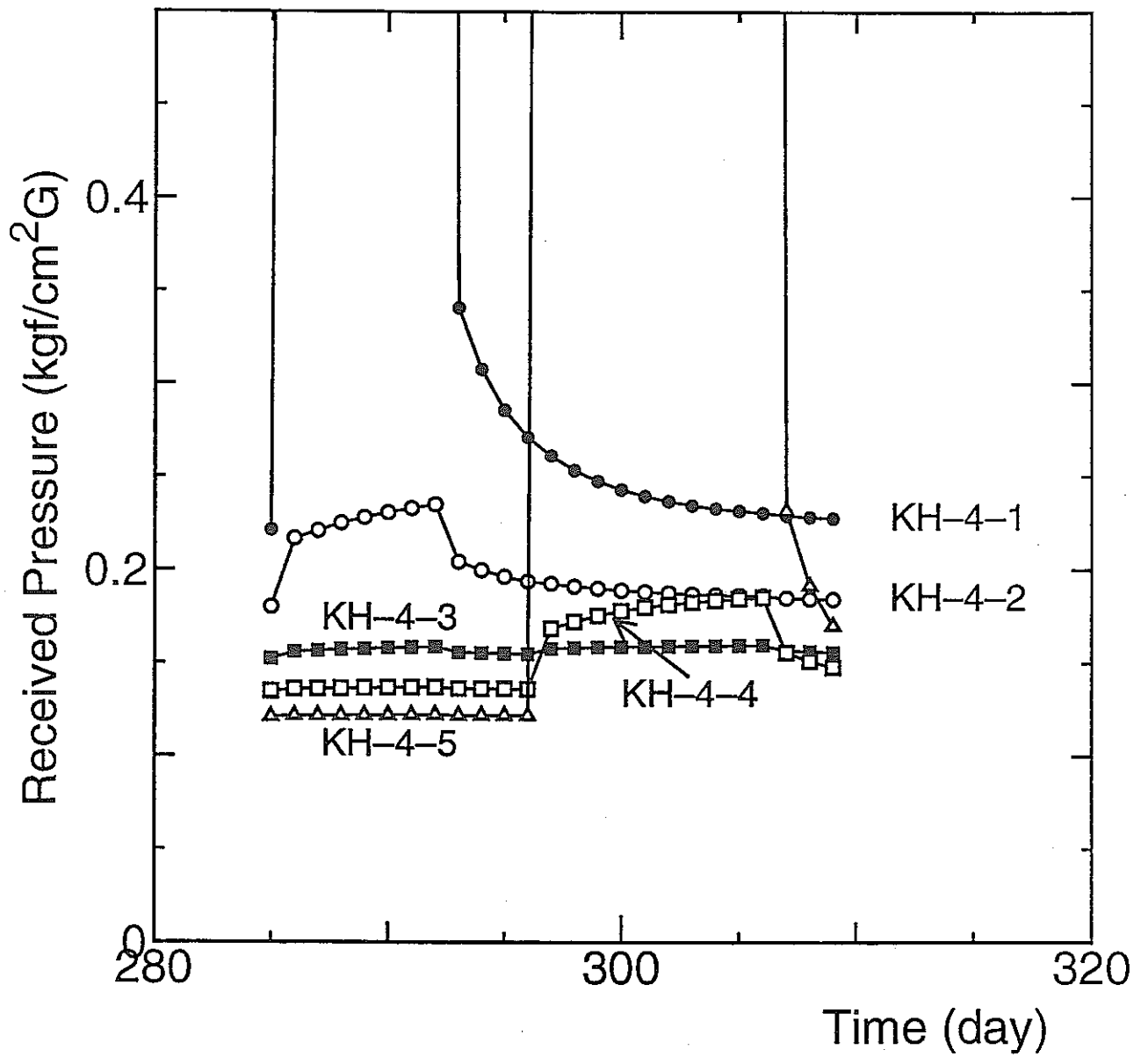


図4.6 圧力伝播試験 I, II における観測点の圧力変化 (KH-4 実測値)
 (釜石原位置試験テクニカルノート95-02、Dec., 1995より引用)



Pressure Responses at KH-4

図4.7 圧力伝播試験 I, II における観測点の圧力変化 (KH-4 計算値)

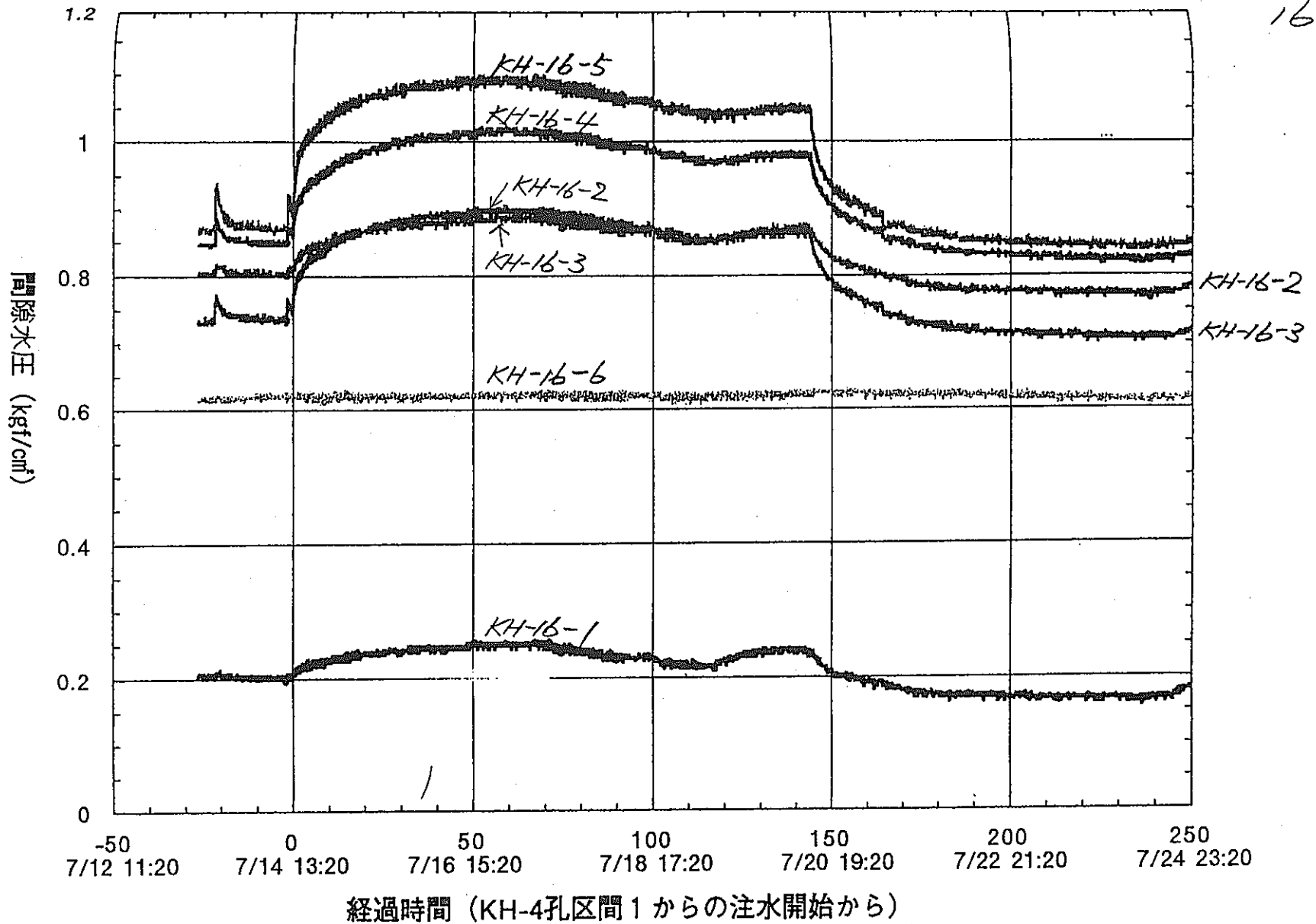
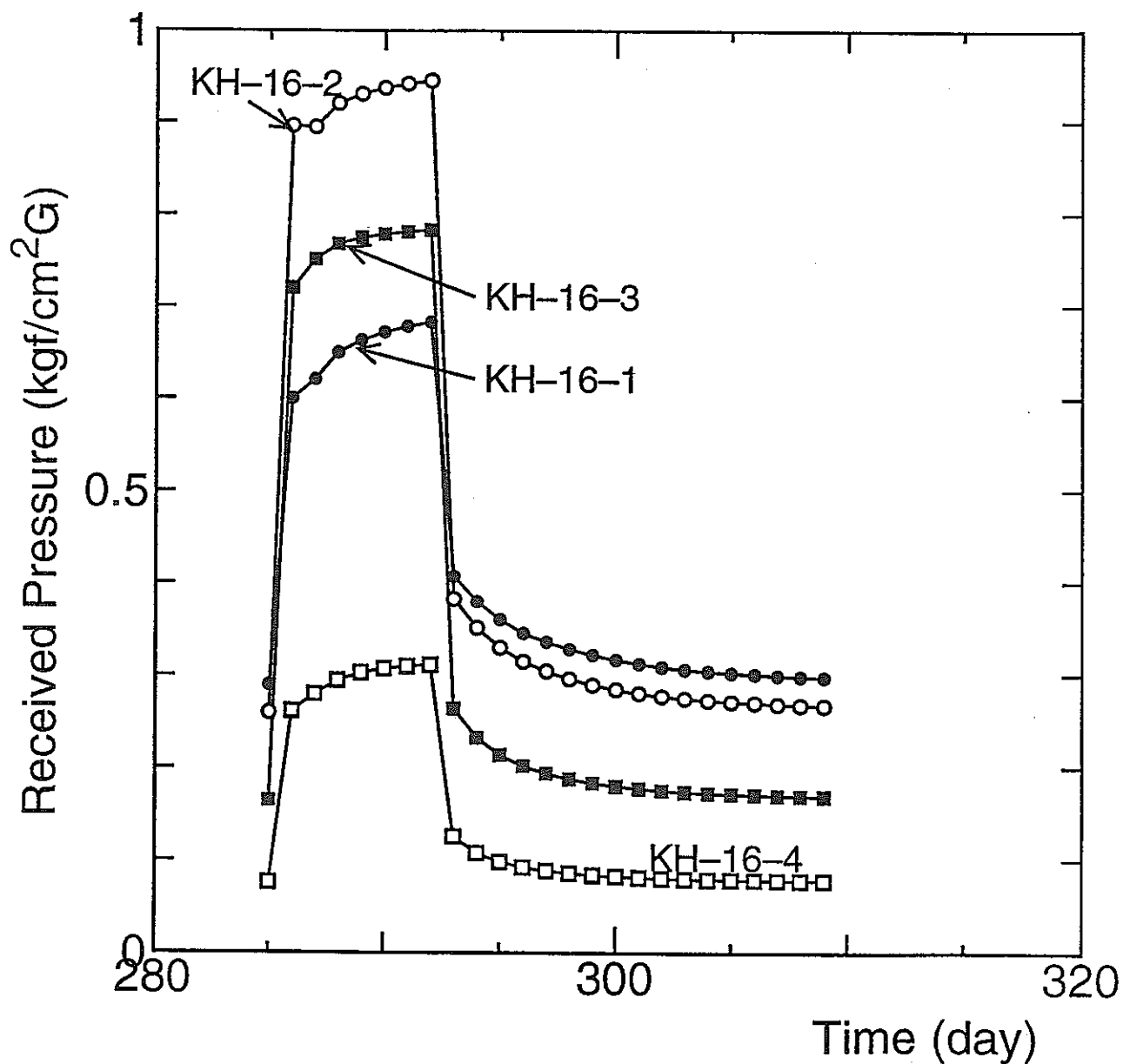


図4.8 圧力伝播試験 I, II における観測点の圧力変化 (KH-16 実測値)
 (釜石原位置試験テクニカルノート95-02、Dec., 1995より引用)



Pressure Responses at KH-16

図4.9 圧力伝播試験 I, II における観測点の圧力変化 (KH-16 計算値)

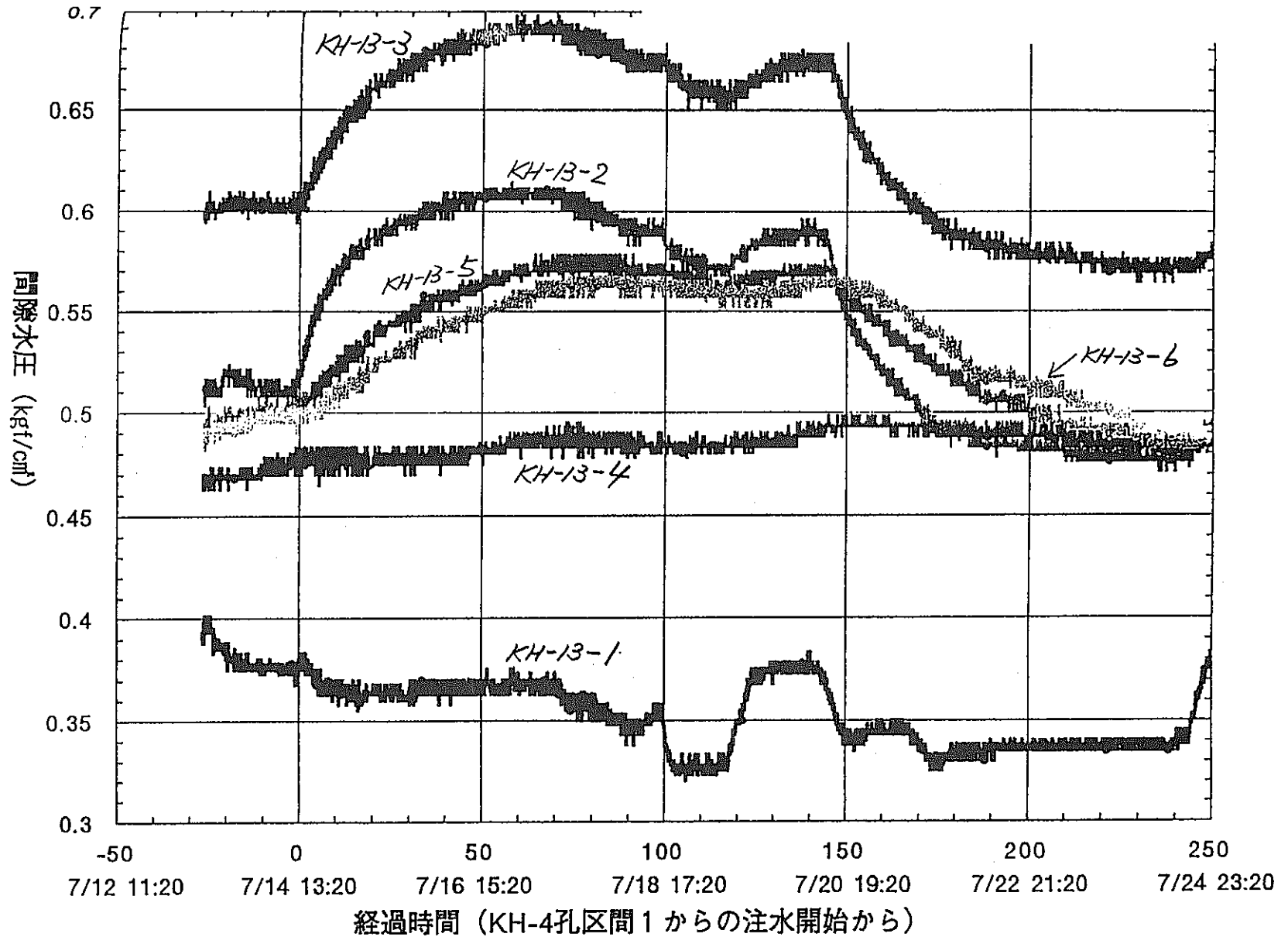
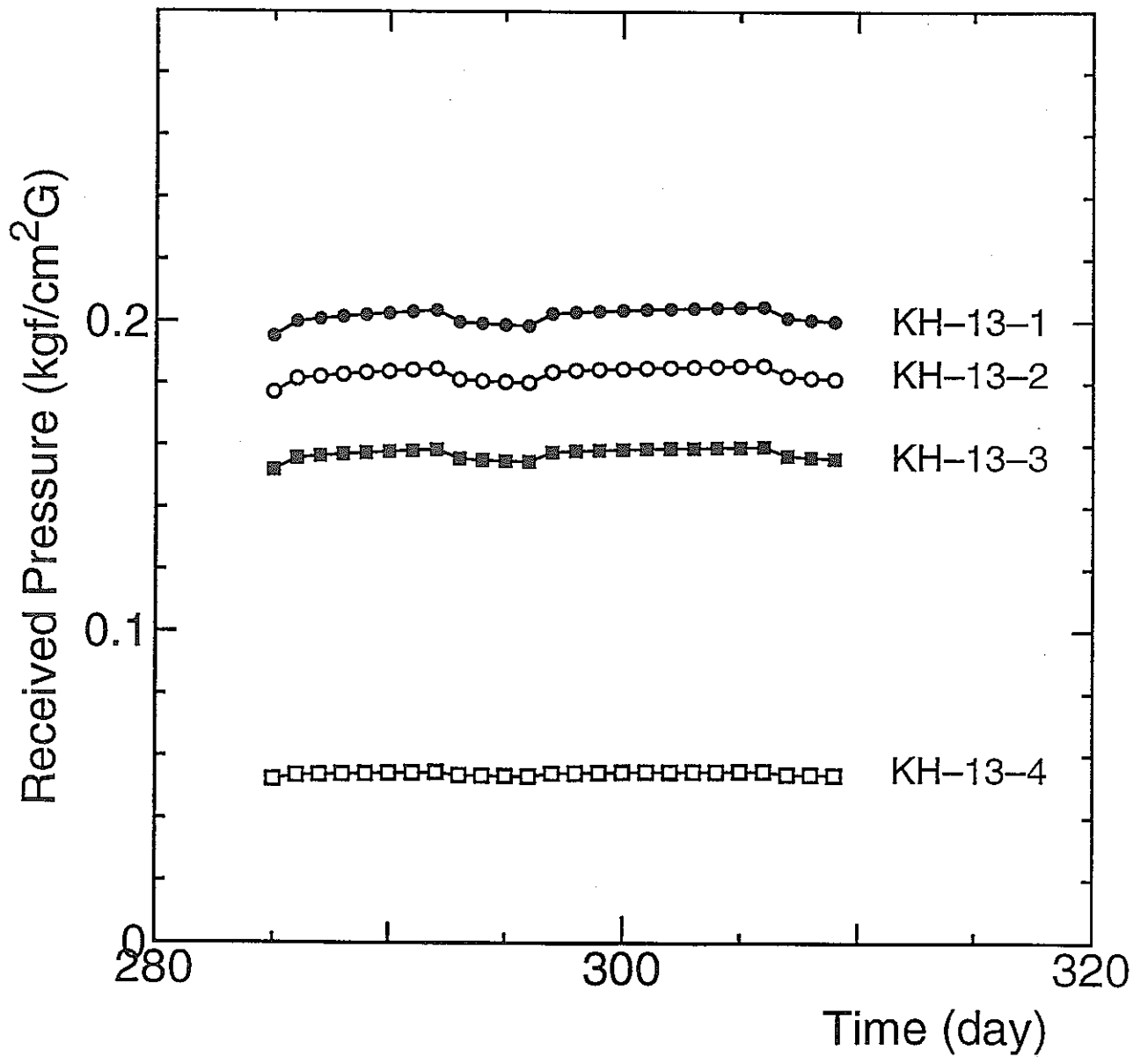


図4.10 圧力伝播試験 I, II における観測点の圧力変化 (KH-13 実測値)
 (釜石原位置試験テクニカルノート95-02、Dec., 1995より引用)



Pressure Responses at KH-13

図4.11 圧力伝播試験 I, II における観測点の圧力変化 (KH-13 計算値)

5. 地下水の地球化学的特性調査に関する研究

(今市扇状地における地下水流動機構の研究(その2))

5.1 はじめに

一般に山地部より平野に遷移する地域に於いては、岩盤内の地下水流動が流出域的な特徴を示すことが考えられる。このような観点から、栃木県の今市扇状地とその母河川である大谷川の上流域を対象とした三次元定常地下水流動解析を行ない、扇状地を含む基盤岩盤内における流域規模の地下水流動状況の把握、および扇状地内での礫層部の不圧地下水と基盤岩中の地下水流動との関係を解析的に検討し昨年度報告した。

本年度は、昨年度の解析結果を基に、顕著な岩盤内地下水流動が想定される扇状地内2箇所(扇頂部及び扇端部)付近の公共用地において、扇状地礫層を貫通して基盤岩まで到達するような深度200mのボーリング孔を2項掘削した(図5.1-1)。掘削完了後、比抵抗検層(電極間隔25,50,100cm)、自然電位測定、キャリパー検層(岩盤部のみ)を実施した。また、扇状地礫層部は、150mmの鋼管ケーシングを施し、礫層帯水層からの採水のためのスクリーンを5.5mの区間に設置すると共に、揚水試験により帯水層の透水性を把握した。また、岩盤部はコア採取後75mmの裸孔状態とし、孔内湧水圧試験(JFT)により3深度において、岩盤部の透水性を測定した。ボーリング工事は1994年8月31日着工12月中旬完成、その後94年12月から95年1月にかけて、上記の各種孔内検層および水温プロファイル測定を実施すると共に、渇水期に当たる95年2月および豊水期に当たる95年8月の2つの異なる時期に、地下水ポテンシャル測定・区間別地下水採水を行い地下水流動の実態を把握する Flow system study への展開を試みた。

5.2 地下水ポテンシャルの測定

5.2.1 ボーリング孔内地下水ポテンシャル測定装置

地下水の流れを地形の高度によって支配される流体ポテンシャルの流れとして捉えることにより、地下水面に起伏がある場合の流れの場をモデル的に捉えた Hubbert(1940)の研究を端に、電子計算機の発達と共に様々な地形地質条件での広域地下水流動に関する解析的研究が進展してきた。このような解析的に検討された結果を現実の野外条件下に於て確認する実証的研究も、数多く見られるようになってきた。

このような実証的研究において用いられる手法としては、地下水のポテンシャル分布（おもに断面2次元方向）そのものを、井戸やピエゾメーター等によって測定する方法が一般的であり、1つのボーリング孔（裸孔）を用いて複数の深度に於て地下水圧を測定した例は、Shimada et al (1980) によるものが唯一である。

本研究では、前述の Shimada et al(1980) によるボーリング孔内地下水ポテンシャル測定装置の原理をそのまま踏襲し、組立が簡便で且つ無電源でも使用可能な野外計測により適する装置に改良したものを使用した。

ボーリング孔内地下水ポテンシャル測定装置の概念図を図5.2-1に示す。測定区間を設定するための上下のパッカーは、(株)エヌエルシー社製のT.T.34.B型パッカー（収縮時外径：54mm，拡張時外径：120mm，最大差圧：12.6 kg/cm²）を利用し、また区間水圧測定に用いた圧力センサーは、東京計測(株)製のPG-25KC6型ストレインゲージタイプのセンサーで、ANP-2201型センサー用電源（12V内臓バッテリー）内臓型アンプにより増幅した後、ユニパルス(株)製データロガーL810により各測定区間の水圧変化を1秒毎に収録した（最大16時間まで収録可）。

データロガーL810に収録されたデータは、現場に於てRS232Cを介してノート型パソコン（NEC 98note ns/L）により3.5インチFDに再度収録し、研究室に持ち帰って圧力の時間変化の解析処理を行った。

上下パッカーは窒素ガスにより膨張させるもので、パッカー間の長さ（水圧測定区間長）はパッカー膨張時に5mになるように設定してある。

5.2.2 地下水ポテンシャルの測定

ボーリングの掘削完了後に実施されたキャリブレーション検層・電気検層およびコア状況を基に地下水を胎児する岩盤亀裂が卓越すると判断されたA，B孔それぞれの5区間（装置の制約上いずれも4.7mの区間長）について、前述したダブルパッカー式

の孔内地下水圧測定装置により、地下水ポテンシャルの測定を行なった。

図5.2-2はホーリング孔Aにおける各区間の測定結果例を示したものである。1区間当たりの測定はいつでも30分から50分程度で、プローブ降下後10分程度の安定時間の後ハッカーを膨張させて測定区間を閉鎖し、水圧の測定を行なった。区間水圧が安定したと判断された後（通常は20分から30分）ハッカーを収縮し、測定を終了した。この図に見られるように、区間閉鎖前の孔内水位よりも高い区間水圧を持つゾーンは1つも見られず、A、Bいずれの孔においても扇状地礫層よりも岩盤内の地下水圧の方が水頭が低く、礫層から岩盤に向かう下向き流れが卓越している状況が示された。図5.2-3は、1994年12月の渇水期における各孔の水頭の深度変化プロファイルを示す。同図に見られるように、いずれにおいても区間の地下水圧は静水圧よりも低い。相対的に見て扇頂部のホーリング孔Bの方が扇端部のホーリング孔Aよりも礫層地下水による静水圧からの隔たりが大きい。但し、いずれの孔においても岩盤部の水圧分布はほぼ静水圧状態にあり、岩盤内では著しい上下方向の流動は存在していないものと考えられる。従って礫層直下の岩盤部に於いては、扇頂・扇端部のいずれに於いても礫層からの地下水の涵養を受け、扇頂部のほどその傾向が強い。一方それより深部の岩盤部においては扇状地礫層からの涵養よりは地層の堆積方向あるいは地形面の勾配に沿うような水平方向の流動が卓越しているものと考えられる。

5. 3 岩盤内の区間別地下水の採取

前述したように、岩盤部の地下水は礫層中の地下水よりも低いポテンシャル状態にあり、これらの岩盤部から的確に真の地下水を採取するには、ダブルハッカーによって区間を閉息した状態で区間別の地下水を採取する必要がある。

そこで、A、B各孔より、5つの区間を設定して区間別岩盤内の地下水採取を行なった。これらの区間は、区間長4.7mで基本的には地下水ポテンシャル測定区間に一致している。但しA孔の最深区間(IMOS-05)のみ採水区間の方がより短く(202.3-207.0m)なっている。これは以下に述べるような採水に当たっての区間のdead volumeをできるだけ少なくする為にとられた措置である。採水時期は、ポ

テンシヤル測定と同じくボーリング孔掘削直後で渇水期の1995年1月および豊水期の1995年8月である。採水ポンプは応用地質(株)製ホアホルホソビソグサソフラー Mode 1-4618 を使用した。

各孔の岩盤は、原則として裸孔状態になっており、その内径はキャリハ-検層の結果から約83mmと言う値が得られている。この径を基に区間長4.7mに存在する水量を求めると約27リットルになる。これに採水チューブ200m分の内容積を加味すると約30リットルが採水区間の dead volume となる。前述のポテンシヤル測定の結果からいづれの孔も区間水圧は孔内水位より低くなっているため、このような状態下ではこれまでの経験から真の区間地下水を採取するには少なくともdead volume の3倍以上(約90リットル)の十分な排水を必要とすることが知られており、ここでは、図5.3-1に示すように80-120リットルの連続採水(ポンプの性能により4時間から20時間を要した)を行ない、電気伝導度、pH、ORPおよび水温等の連続測定結果から判断して水質が充分安定(真の区間地下水に置き変わった)したと判断された時点で分析用サンプルの採水を実施した。図中上向きの矢印で示したところが採水時期を示す。いづれの区間においても著しい水質変化は無いが、連続採水にともなう若干の水質変化はいくつかの区間では明確に認められ、ケーソグ内水とは異なる真の区間の岩盤地下水が採取されているものと判断された。

なお、各孔における扇状地礫層内の地下水については1995年1月の採水では礫層部の掘削終了後に実施された揚水試験時に採取されたもの、また1995年8月の採水ではパッカーによって岩盤部の地下水の浸入が阻止されている状態で礫層下部に設けられたスクリーンを通して連続的に採水したものである。

5. 4 一般水質・環境同位体による地下水流動の解析

図5.4-1は水質測定結果に基づく1995年1月の採水地下水の各区間の水質をヘキサグイグラム表示したものである。いずれもCa-HCO₃タイプの水質であり、基本的には扇状地礫層上部の浅層地下水と同質の水質を示している。その変化傾向は深度が増大する方向に、および地下水の流動の下流に当たる扇端部にあるB孔(IMOS)の方が相対的に濃度が高くなっている傾向があり、流動に伴う水質変化と考えられる。

また、季節変化は下流側のB孔(IMOS)の礫層中の地下水に顕著に現れており、水質パターンは同じであるが8月の豊水期には溶存成分量が少なくなる傾向が見られる。1月の渇水期には扇端部付近においては、基盤岩系の相対的に溶存成分の高い地下水の上昇による帯水層中での混合が発生している可能性が示唆される。

図5.4-2(a),(b)は同じく1995年1月及び8月の採水地下水の水質のトリニャーダイヤグラム表示である。これらのボーリング孔からの地下水は、扇状地の浅層地下水の多くに見られるCa-HCO₃タイプの地下水であるが、同時に採取された礫層中の地下水は、Ca⁺⁺成分の比が最も高く相対的に滞留時間の短い地下水の特徴を示している。また1月の渇水期と8月の豊水期の水質変化は、B孔(IMHS)では全深度(IMHS-01,02,03,04,05)において、Ca⁺⁺系の成分が多くなっており、相対的に滞留時間の長い被圧地下水系の水質傾向が渇水期に認められるが、豊水期には礫層からの浅層系の地下水の浸入によってこの傾向が希釈されているものと解釈される。これは、前述のトリニャーダイヤグラムによる傾向と整合する。

一方、下流側のA孔(IMOS)の中で比較的深度の浅いIMOS-01,02においては、渇水期の1月より豊水期の8月の方がよりNa⁺系成分の多い被圧地下水系の特徴を示している。また、A孔(IMOS)の中のIMOS-03,04,05においては、8月にはCa-SO₄が増大する方向へ水質が変化しており、図5.4-2(a)に示されている基盤岩系の地下水の代表と考えられるカクリの湯の水質組成の方向へ近づいてゆく傾向が認められる。このようにA孔(IMOS)では、上流側のB孔と異なり豊水期における浅層地下水系の混入はほとんどなく、むしろ1月から8月までの時間の経過と共に、相対的に基盤岩系地下水水質の傾向が強くなってゆく傾向が示された。

全般的傾向としては、下流側のA孔(IMOS)の方が相対的に滞留時間の長い被圧地下水あるいは基盤岩系地下水成分が卓越する傾向にあり一般的流動傾向と調和的である。

図5.4-3に、ボーリング孔区間別採水地下水を含む今市扇状地及びその周辺で採取された降水、地下水、河川水のデルタダイヤグラムを示す。扇状地に於ける地域の降水による天水線は図中実線で示すように基本的にはボーリング孔を含む地域の天然水の供給源になっていることは疑う予知はない。扇状地内の降水の年間の荷重平均値は重酸素-9.1%、重水素 -58.7%であり、図に示された非灌漑期における扇状地内の浅層地下水(礫層地下水)は、基本的には大谷川河川水と扇状

地面に於ける降水との混合によって形成されているものと考えられる。ここでB孔(IMHS)は、相対的に大谷川からの涵養を多く受けるため大谷川に近い位置にプロットされるのに対し、A孔(IMOS)は扇状地における降水の平均値に近い位置にプロットされており、降水の影響が相対的に大きくでているものと考えられる。また、図に示すように非灌漑期・灌漑期の浅層地下水の同位体の分布域の両方が重なる場所にこれらのボーリング孔の地下水がプロットされることから、季節に応じてこれらの両者の影響を受けているものと考えられる。図5.4-3の拡大図および図5.4-4によれば、これらのボーリング孔からの地下水の同位体比は、上流側のB孔(IMHS)において灌漑期である8月に相対的に重くなる方向に顕著にシフトしており、8月の採水地下水には灌漑水の影響を受けて重くなった浅層地下水が混合していることが考えられる。これは、前述した水質の季節変化傾向と整合する。

今市扇状地内において最深部から採水されたと考えられるカクリの湯の温泉水(図5.1-1参照)は、深度800~1250 m 区間からの湧出する温泉水であるが、湧出区間の岩質は凝灰岩~流紋岩質角礫凝灰岩で、水質的には火山岩系の水質(図5.4-2(a))であるが、そのトリチウム濃度は測定限界に近い濃度(0.2 T.U.)であるにも関わらず安定同位体比($\delta D = -59.7 \%$, $\delta^{18}O = -8.9 \%$)は、A・B孔と同様にボーリング地点付近の降水の値に極めて近いものであった。いまこのカクリの湯の同位体比を基盤岩である凝灰質岩中の地下水の代表値と考えると、図5.4-3に示すように礫層中の地下水からの涵養の影響が相対的に大きいB孔(IMHS)の方がカクリの湯と大谷川との混合線において大谷川に近い位置にプロットされるのに対し、A孔(IMOS)の基盤岩中の地下水の安定同位体比は、凝灰岩中の深部地下水に極めて近いものになっていることが解る。さらに、図5.4-5に示すように、A孔におけるトリチウム濃度の季節変化の傾向は、1月の渇水期よりも8月の豊水期の方が相対的に濃度が低下しており、基盤岩系のカクリの湯の組成方向にシフトしている傾向が認められる。このような解釈を加えると、安定同位体比、トリチウム濃度においてもボーリング孔の基盤岩から採取された地下水は、基盤岩中の深層地下水と扇状地礫層中の地下水との混合したものとして考えることが可能となり、前述の地下水流動の解釈と調和するものとなる。

一方、トリチウム濃度は図5.4-4に示すように各ボーリング孔において、また採水時期、深度に於いて大きく異なる。1月の渇水期と8月の豊水期とでは、8月の方

が全体的にトリチウム濃度が低下しており、1月の時点は掘削直後であったため、掘削の影響による水の混合の可能性が示唆された。特に掘削に時間を要したB孔(IMHS)において全深度に渡ってトリチウム濃度が高く、掘削に使用した灌漑用水(大谷川からの導水)による混合の可能性が考えられた。これに対し相対的に短時間で掘削が完了したA孔(IMOS)では、掘削用水の影響は小さいようである。礫層部で観測された地下水のトリチウム濃度はこれまでの礫層中の浅層地下水の測定結果と調和的である。これに対し岩盤中の地下水のトリチウム濃度は、いま掘削時の影響が小さくなった8月の測定結果を基に考察すると、扇頂部では相対的に深度の浅いIMHS-01,02のトリチウム濃度が礫層中よりも相対的に高濃度を示すのに対し、扇端部では全深度に渡って礫層中よりも低く、尚かつA孔とB孔とでは、下流川にあるA孔の方が全体的にトリチウム濃度が低い傾向を示す。特にIMOS-02,03では測定結果の中では最も低い値を示しており、相対的に滞留時間の長い地下水であることを示唆している。

いま、ボーリング孔A、Bをとおる断面図上において地下水のポテンシャル図を描いてみると、図5.4-6に示すように基本的に礫層中の地下水流動と、基盤岩中の流動は異なり、扇頂部に位置するB孔付近においては礫層より基盤岩中への地下水の涵養傾向が認められるが、扇端のA孔付近ではこの傾向はあまり顕著でなくなっている。一方基盤岩中に於いては、ポテンシャルはほぼ静水圧状態を呈しており、地形の勾配に応じた水平方向の流動が卓越していることが考えられる。一方同じ断面図上に8月の測定値によるトリチウム濃度分布を重ね合わせると、図5.4-7に示すように礫層中に於いては、8 T.U. 前後で扇頂・扇端部ともほぼ一定であるのに対し、基盤岩中においては扇頂部のB孔から扇端のA孔に向かう濃度の低減傾向が認められる。大谷川の河川水のトリチウム濃度は数年前には10~20 T.U. 付近にあったことが推定されており、扇頂部のB孔において、この大谷川河川水に由来する相対的に高いトリチウム濃度が基盤岩の比較的深い深度まで確認されたとしても、前述のポテンシャル状態を勘案すると大きな矛盾はない。一方扇端部においては、この扇頂部付近で礫層から基盤岩中に涵養された地下水が、その後基盤岩中をゆっくりと流動する過程で、放射崩壊による濃度低下が起こったものと解釈すれば、前述のポテンシャル分布とも整合する解釈が可能となる。この解釈は、水質および前述の安定同位体比の測定結果から読み取れる流動の傾向(基盤岩中の流

動は火山岩系の影響を受け、且つ扇端部ほどその濃度が高い)とも矛盾しない。

5. 5 まとめ

今市扇状地に掘削された2本の岩盤まで到達するボーリング孔を用いて、渇水期に当たる95年2月および豊水期に当たる95年8月の2つの異なる時期に、地下水ポテンシャル測定・区間別地下水採水を行い地下水流動の実態を把握する Flow system study への展開を試みた。

これまで述べてきた地下水ポテンシャルによる流動特性と、一般水質・環境同位体によって解釈される地下水流動との対比を各孔別、季節別にとりまとめた結果を表5.5-1に示す。

5. 6 今後の課題

今回の採水は、掘削直後およびその6ヶ月後の豊水期に実施されたもので掘削水が完全に除去されていない、あるいは灌漑期の浅層地下水からの混合が無視できない傾向が水質および環境同位体の測定結果に現れていた。今後、時間を経過した後に再度区間別地下水を的確に採取し、検討をしてゆきたいと考えている。

文献

Hubbert, M.K. (1940):The theory of groundwater motion. J. Geol., 48, 785-944.

Shimada, J., Momota, H., Ono, Y. (1980): Role of groundwater in the bed-rock for underground oil storage - A hydrological case study of small granite island -. subsurface space, Sweden, 393-400.

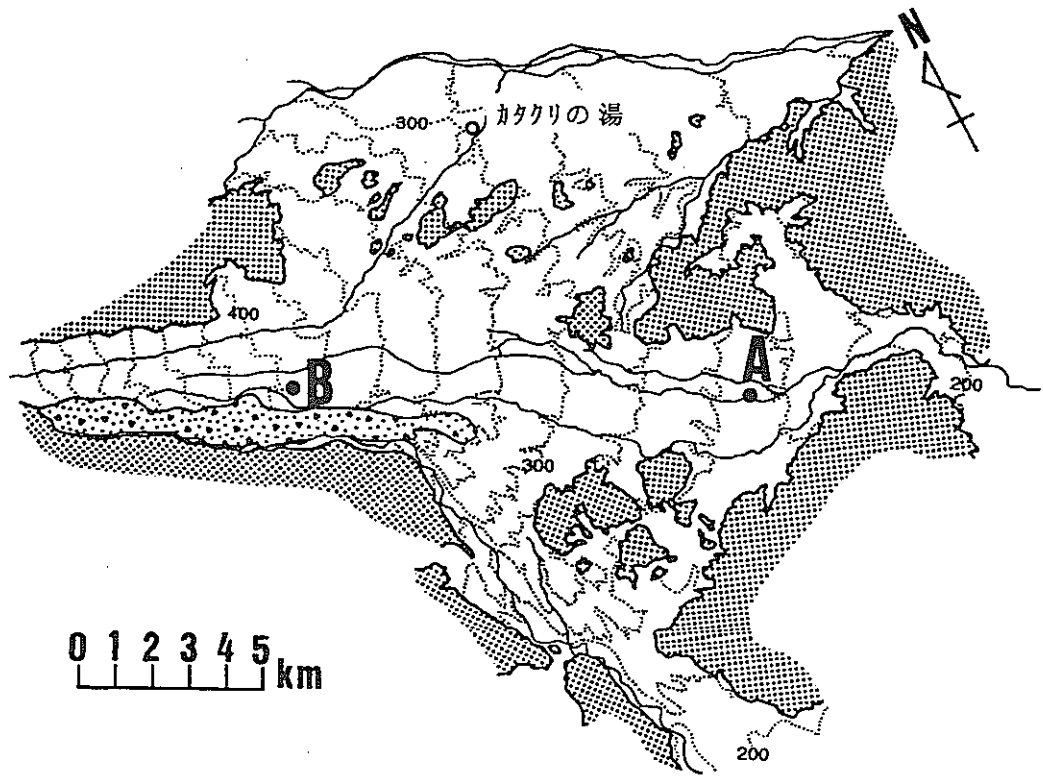


図5.1-1 地下水調査用岩盤ボーリング地点位置図

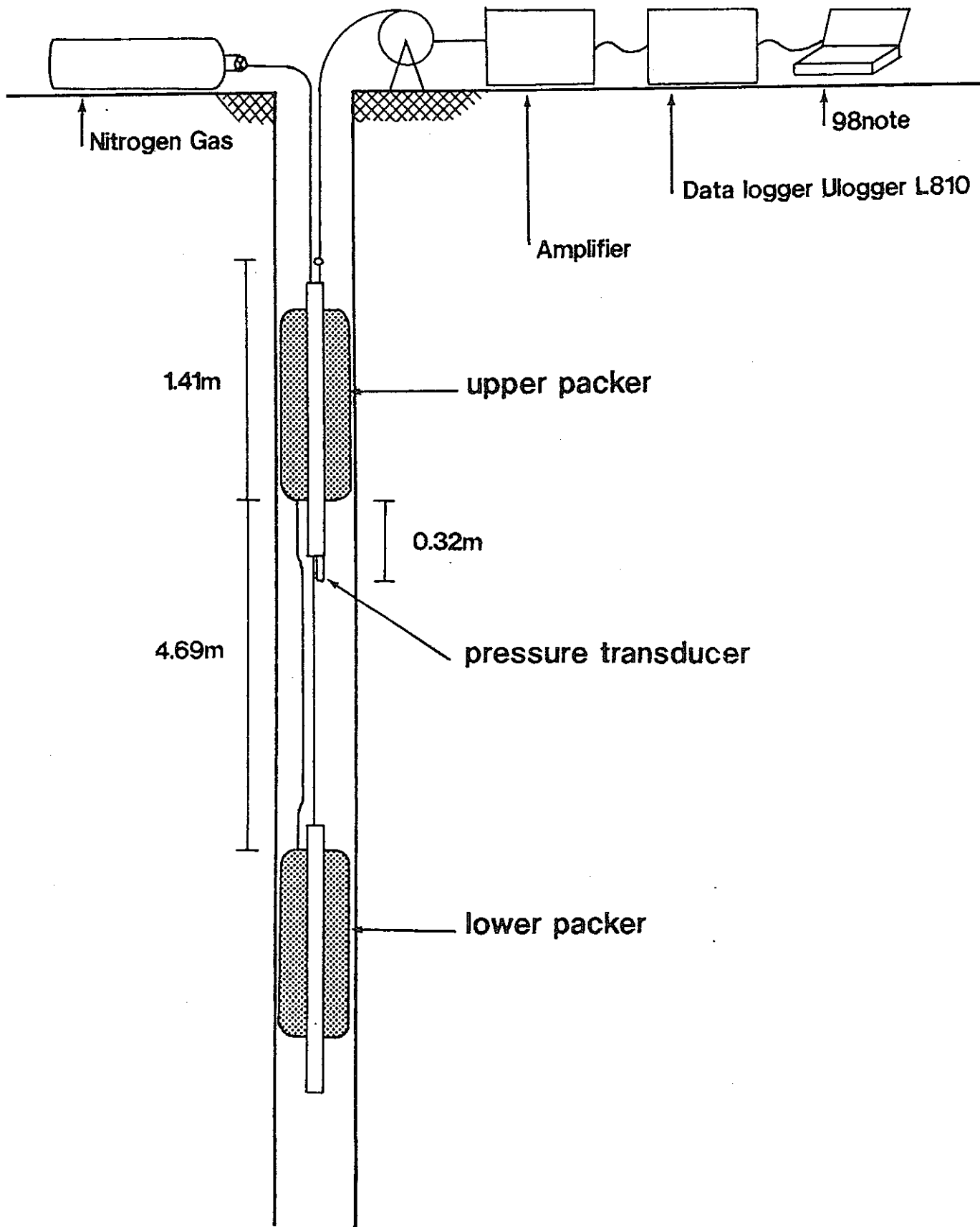


図5.2-1 ボーリング孔内地下水ポテンシャル測定装置概念図

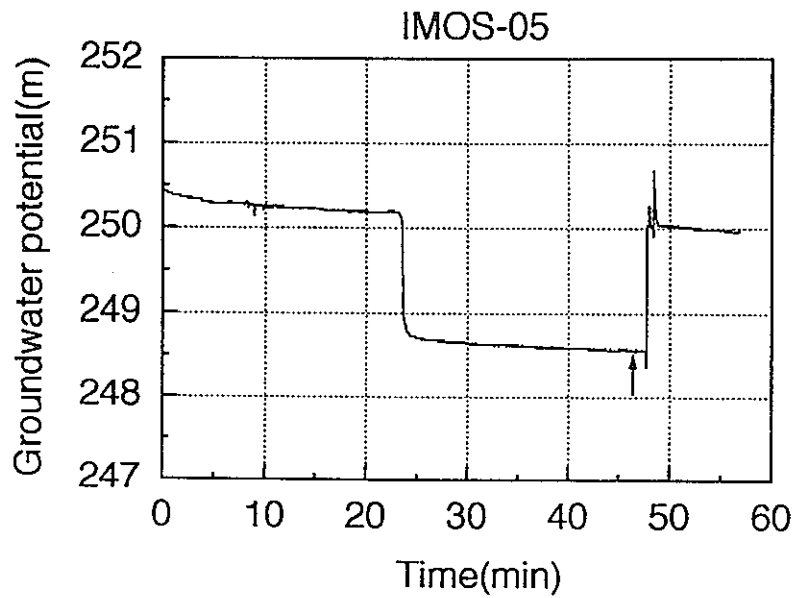
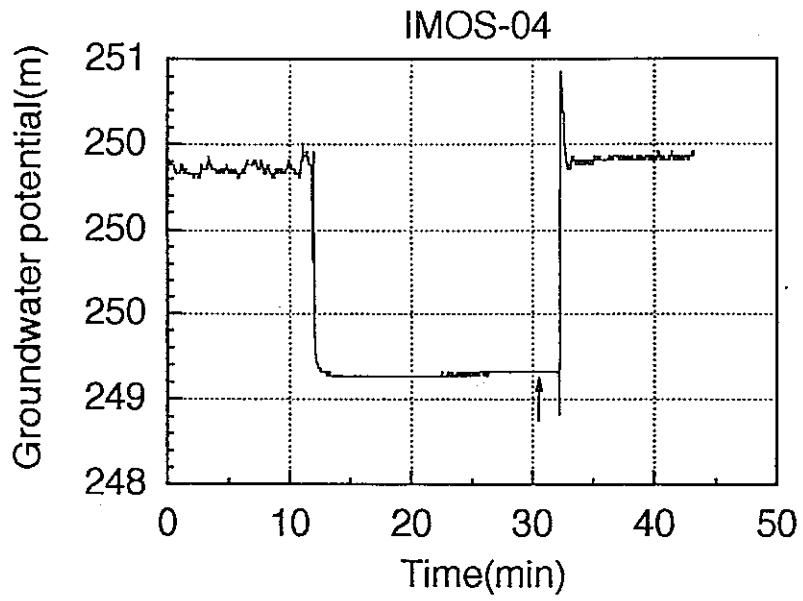


図5.2-2 ダブルハッカー式地下水ポテンシャル測定装置による区間地下水の測定結果例(ボーリング孔A, 1994.12)

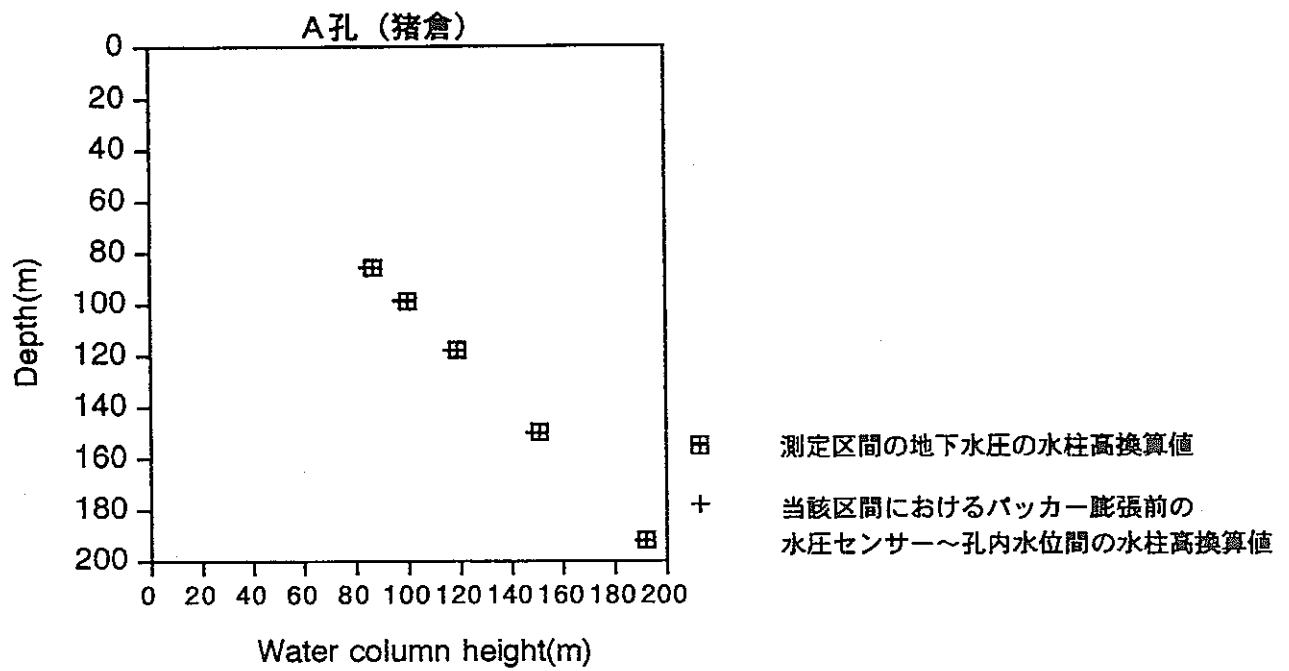


図5.2-3(a) ホールリング孔Aにおける地下水圧の深度変化プロファイル
(1994年12月測定)

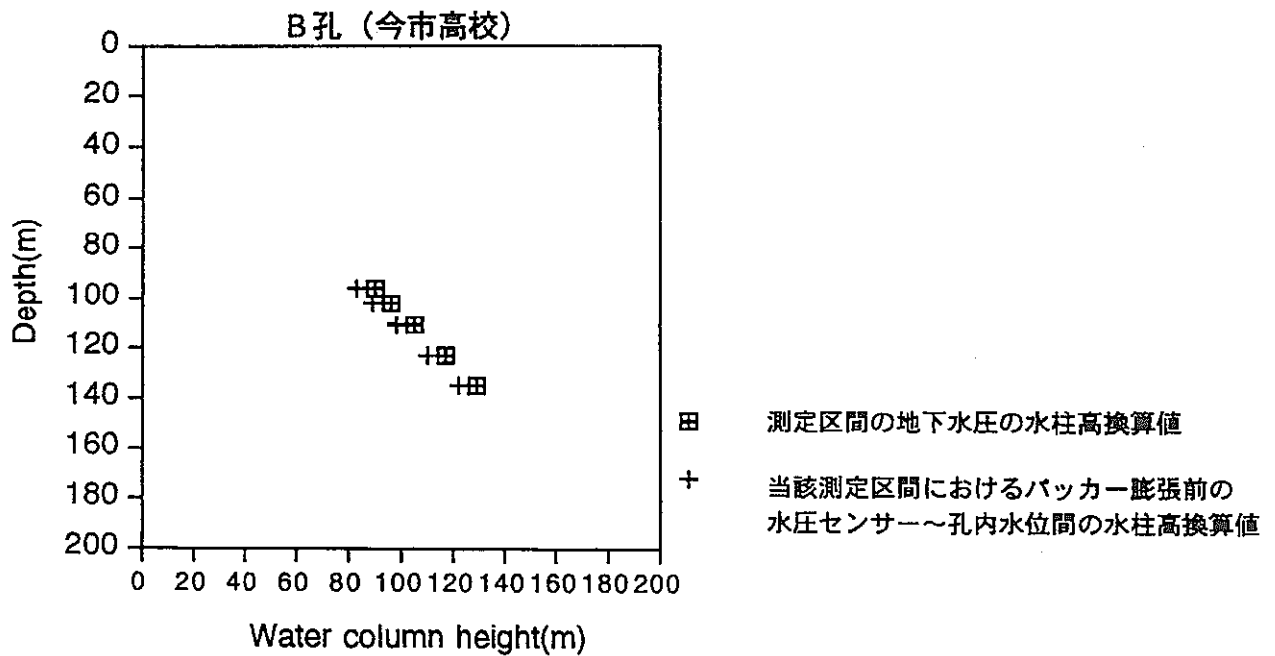
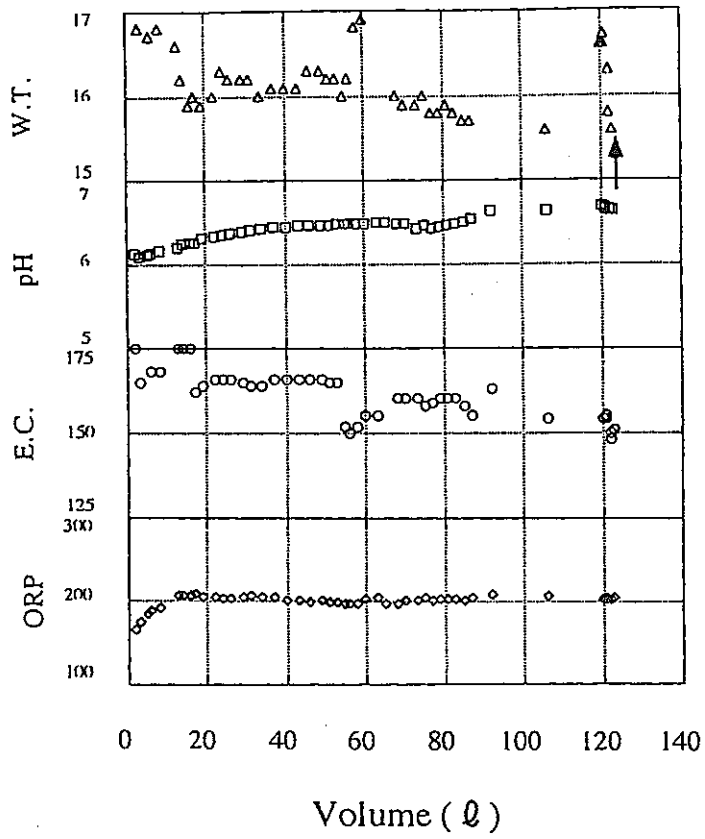


図5.2-3(b) ホールリング孔Bにおける地下水圧の深度変化プロファイル
(1994年12月測定)

IMOS-01



IMOS-02

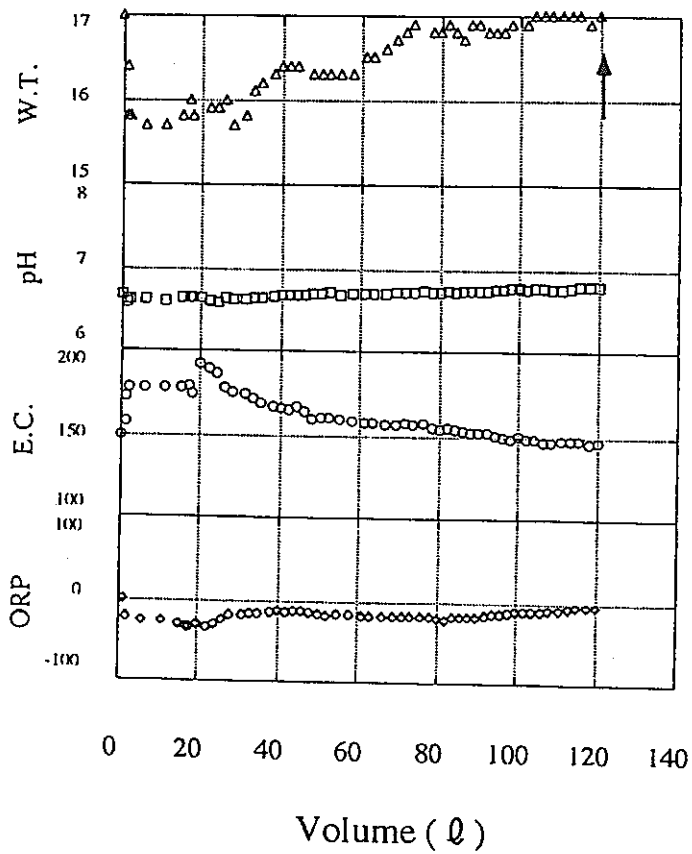


図5.3-1 タフルカ式地下水採水装置による連続採水中の地下水の水質変化例 (ボーリング孔A, 1995.08)

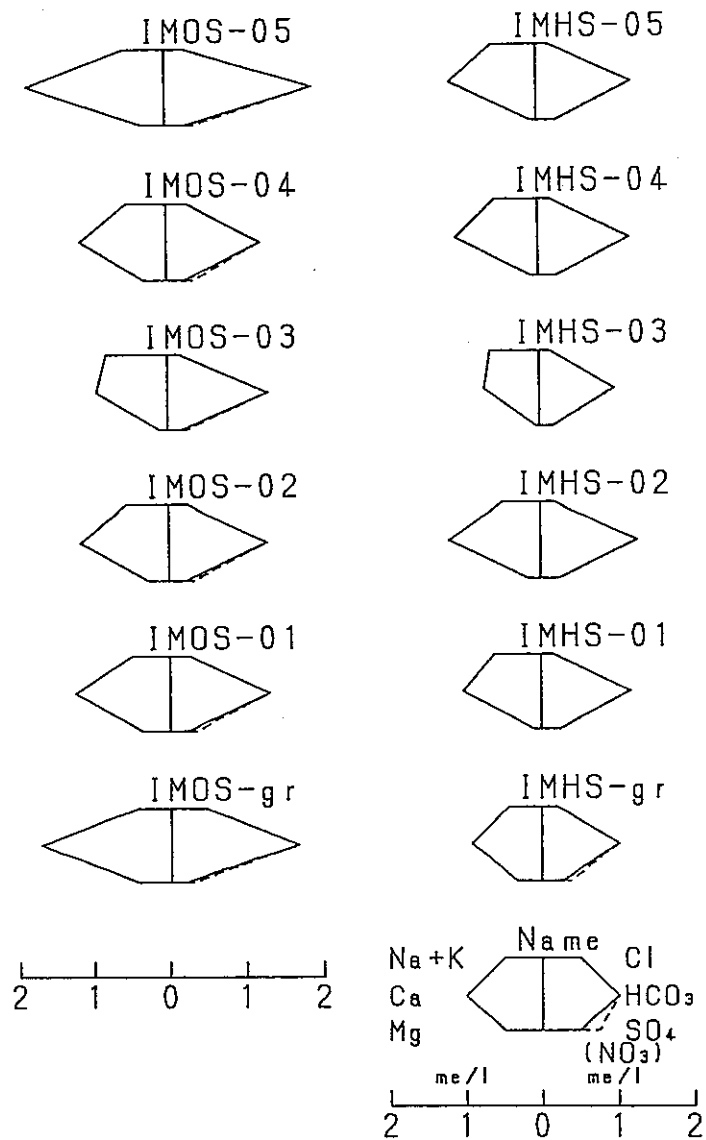


図5.4-1 ボーリング孔区間別採取地下水のヘキサゲラム表示(1995.01)

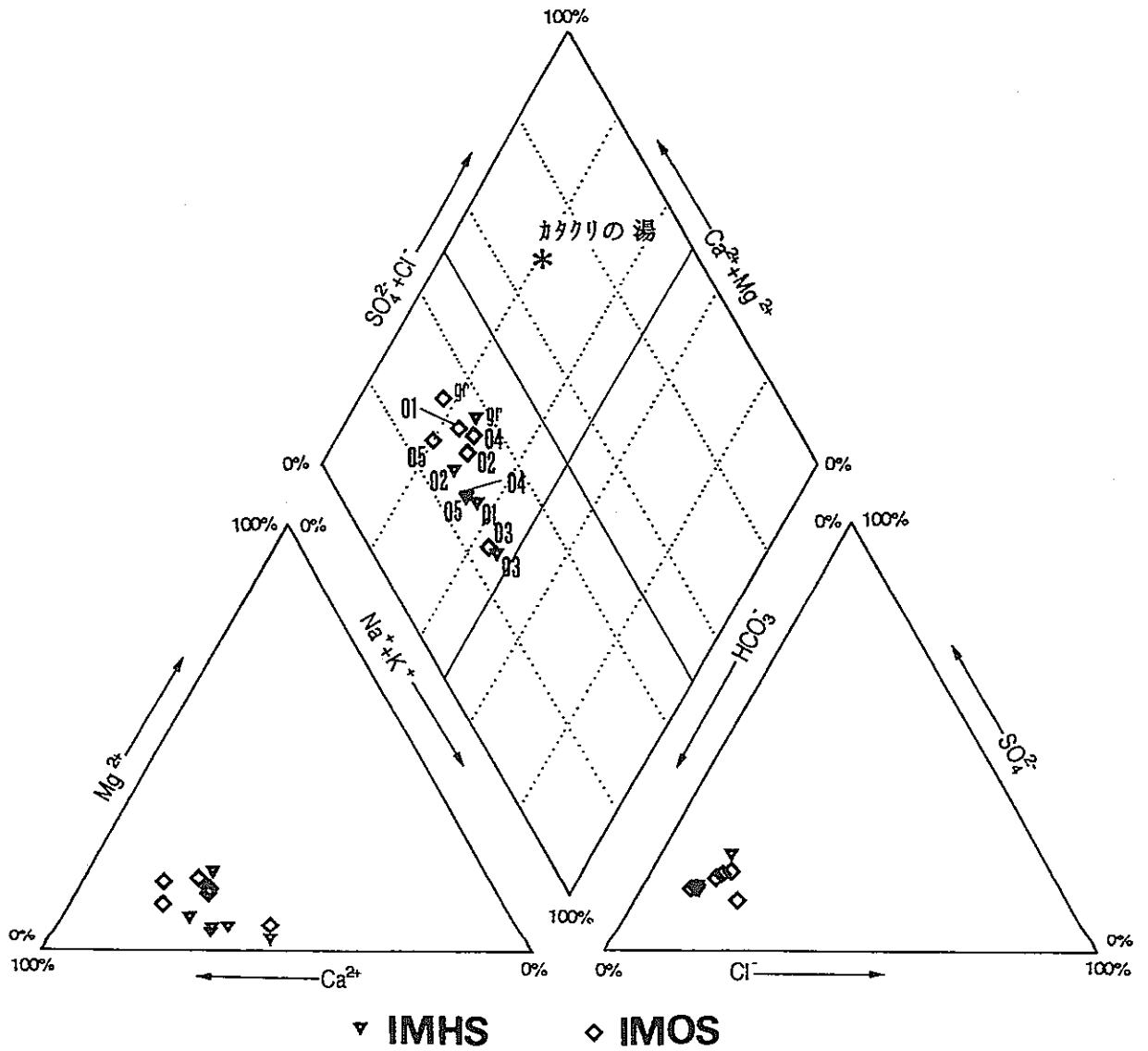


図5.4-2(a) ボーリング孔区間別採取地下水のトリニャーダイヤグラム表示(1995.01)

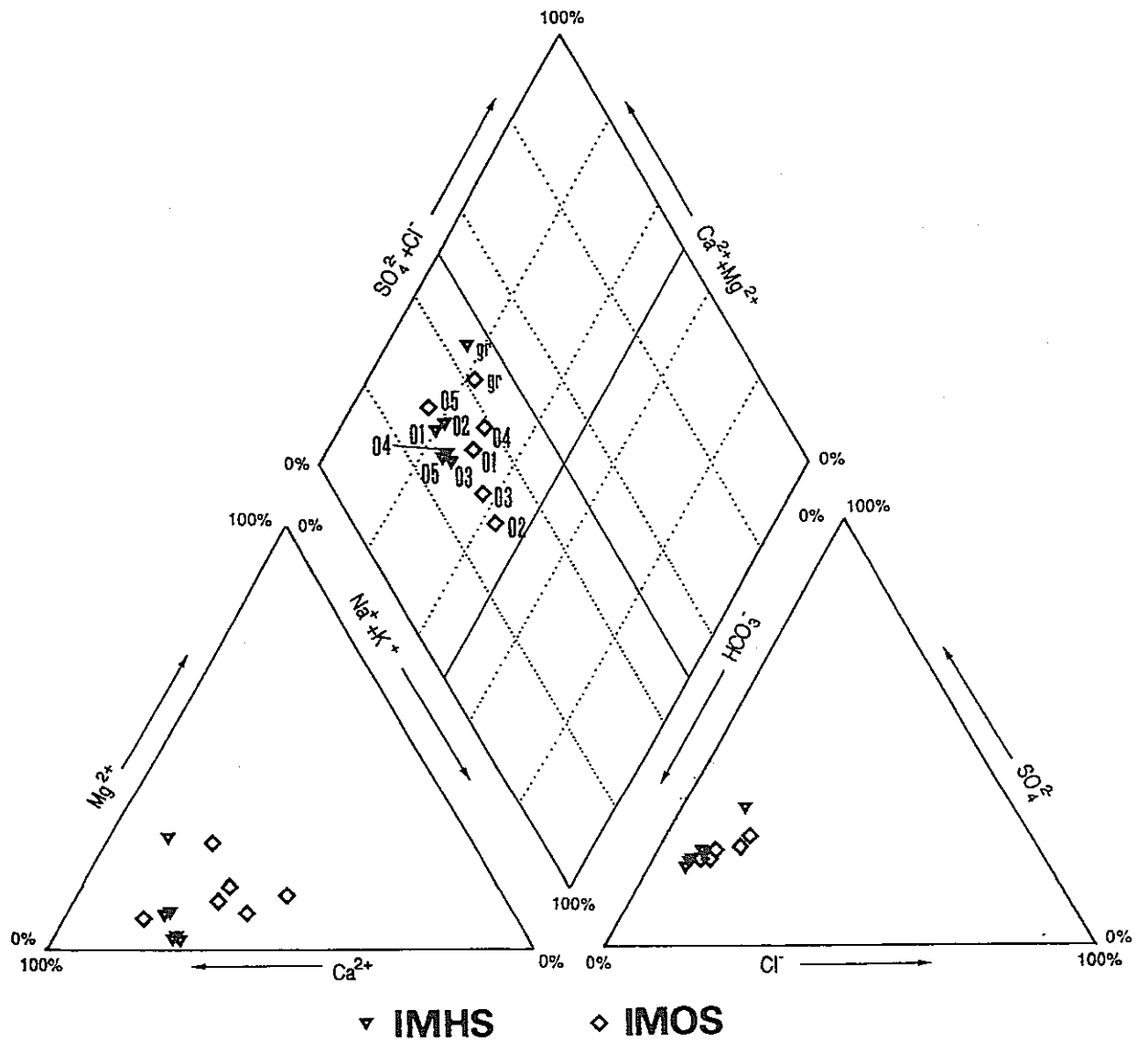
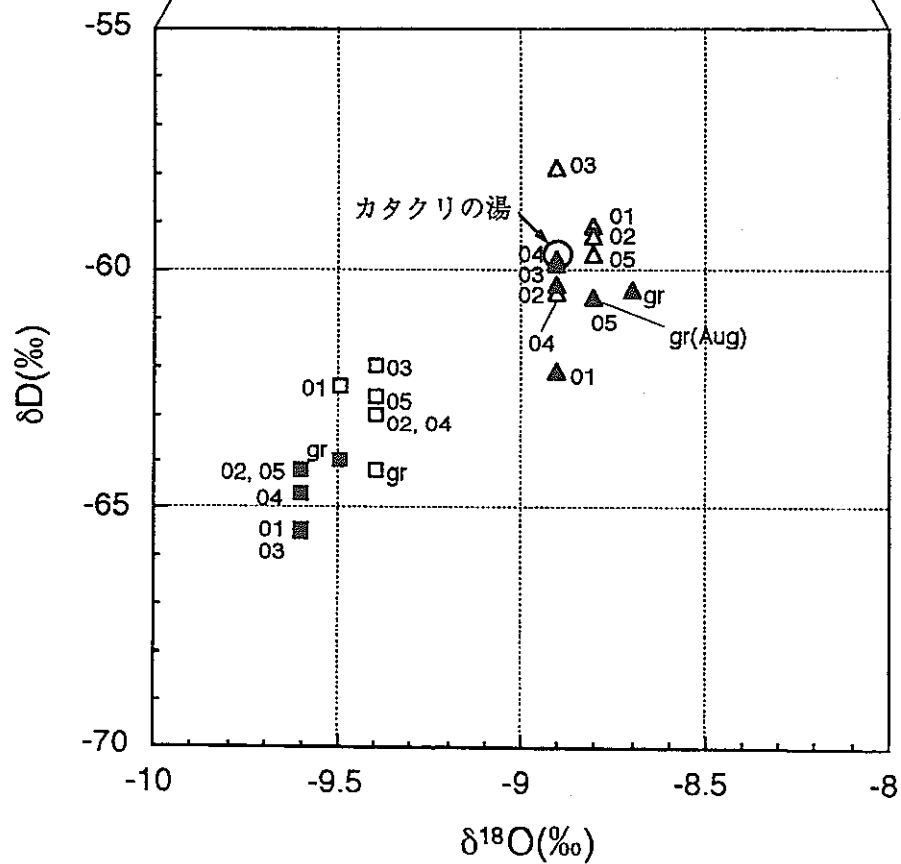
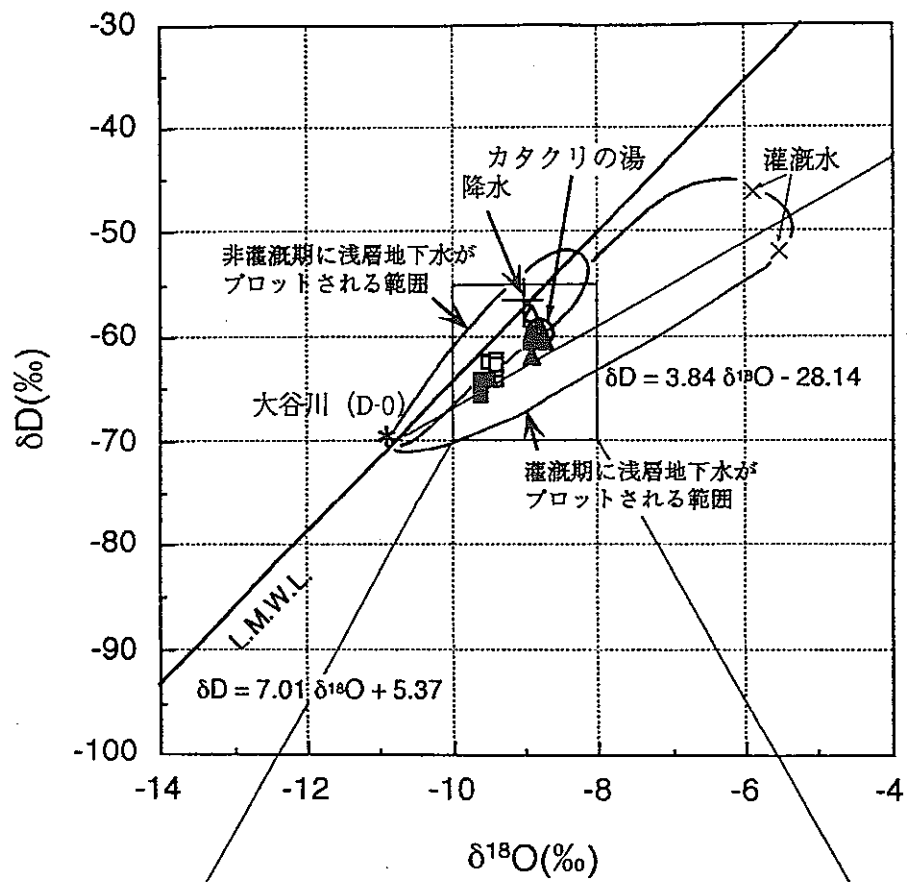


図5.4-2(b) ボーリング孔区間別採取地下水のトリニャーダイグラム表示(1995.08)



- | | | | |
|---|-----------------|---|-----------------|
| ■ | IMHS(Jan, 1995) | ▲ | IMOS(Jan, 1995) |
| □ | IMHS(Aug, 1995) | △ | IMOS(Aug, 1995) |

図5.4-3 今市扇状地周辺の降水・地下水・河川水の安定同位体比

デルタダイヤグラム

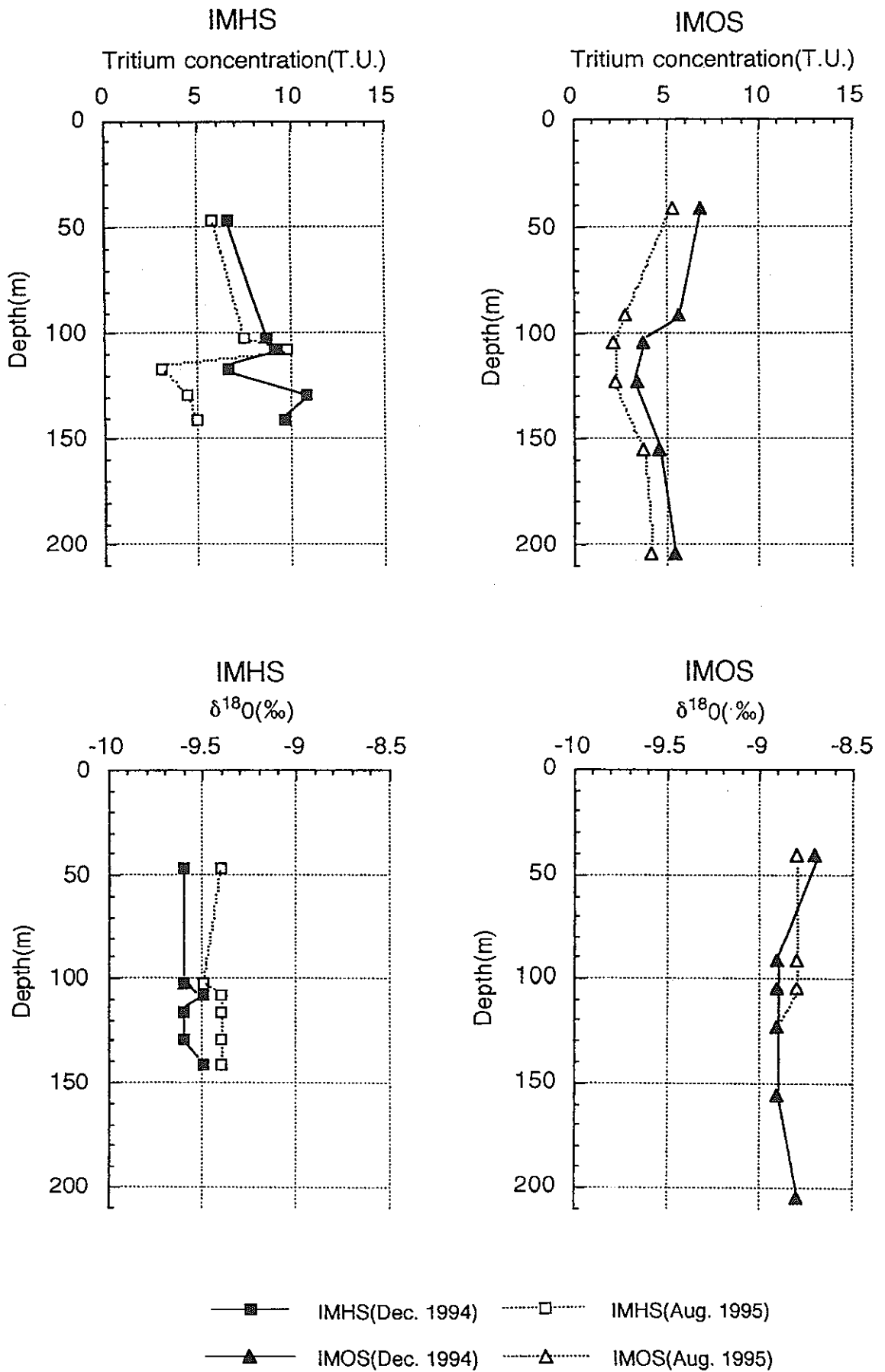


図5.4-4 ボーリング孔 A, B におけるトリチウム濃度および $\delta^{18}O$ の深度変化及びその季節変化

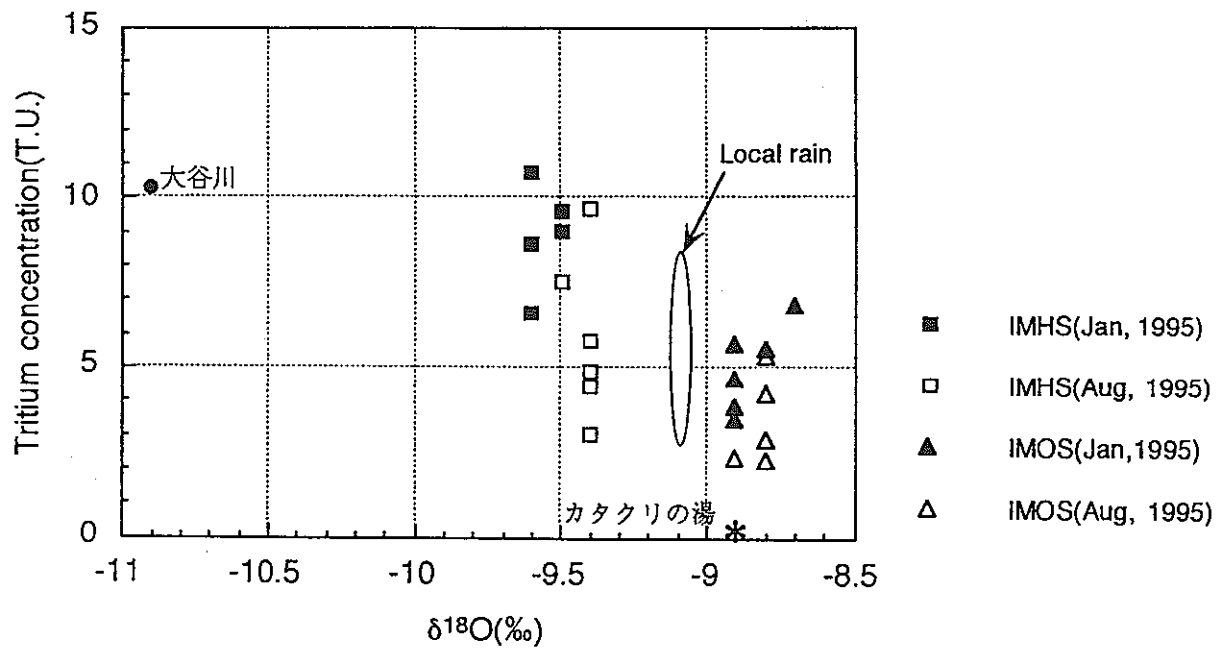


図5.4-5 ポーリング孔から採水された地下水の $^3\text{H} - \delta^{18}\text{O}$ 関係図

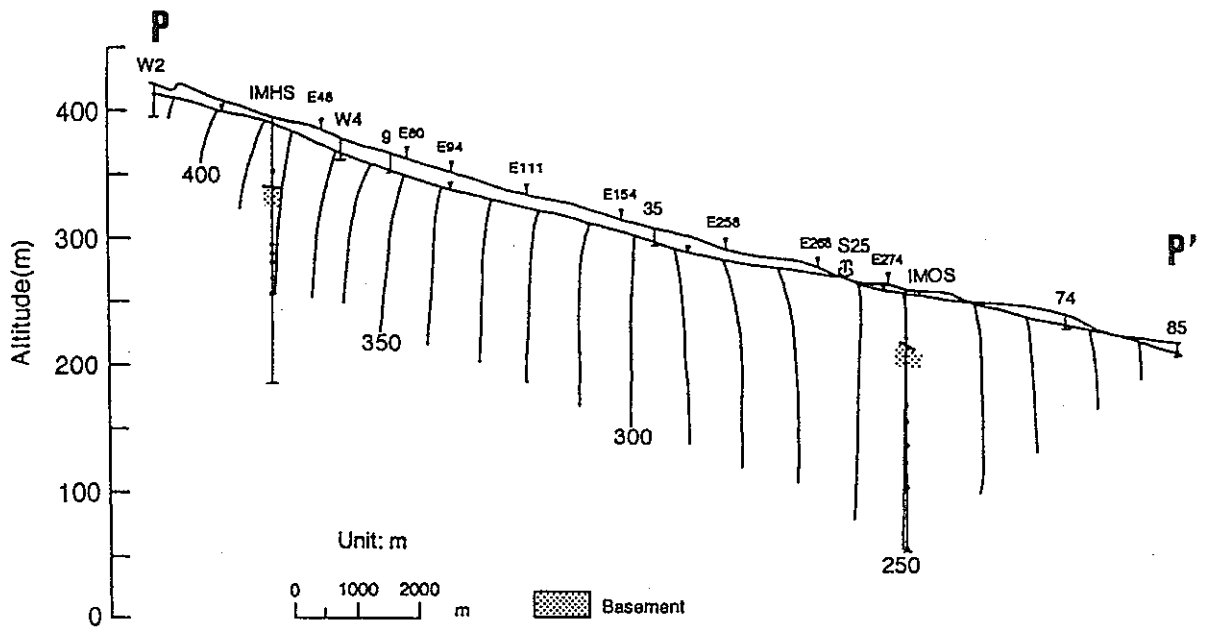


図5.4-6 A.B孔間鉛直断面における地下水ポテンシャル分布

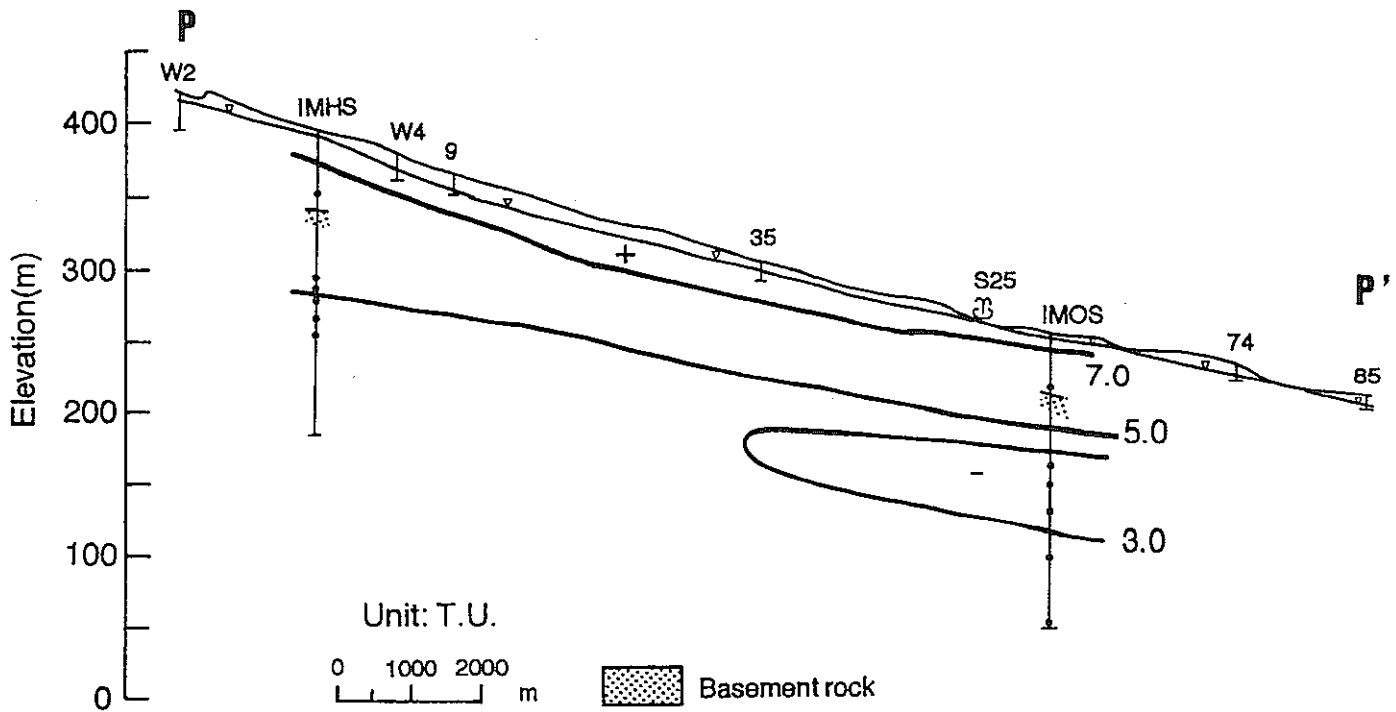


図5.4-7 A.B孔間鉛直断面におけるトリチウム濃度分布

表5.5-1 今市扇状地におけるボーリング孔から採取された岩盤内地下水の水質
を基にした地下水流動の解釈

ポテンシャル の傾向			水質		安定同位体	3H		統一見解	
			ヘキサダイアグラム	キーダイアグラム					
礫層から 岩盤への 下向き 涵養	(B孔) IMHS (今市高校)	95年 1月	礫層 変化なし	岩盤(HS-01 ~05) Na+K(被圧) ↓ Ca(浅層)	Na+K(被圧) ↓ Ca(浅層)	δ ¹⁸ O ↓ +0.2% 重くなる (全層)	礫層 6.8T.U. ↓ 変化なし ↓ 5.8T.U.	岩盤 8~11T.U. (大谷川系 contami?) ↓ 3~5T.U. (下がる)	掘削時の ボーリング 用水の混入 (大谷川系)
		95年 8月							上記の流去と 灌漑期の浅層 地下水の 混入
岩盤から 礫層への 上昇流	(A孔) IMOS (猪倉)	95年 1月	礫層 濃度大 ↓ 濃度小	岩盤(OS-01, OS-02) 濃度大 ↓ 濃度小 OS-02 Na+K型	OS-01 OS-03 OS-02 OS-04 OS-05 ↓ Ca ↓ Na+K Ca+SO ₄ 増	変化なし	礫層 7T.U. ↓ 5.5T.U.	岩盤 3~6T.U. ↓ 2~4T.U. (下がる)	凝灰岩(基盤) 系の地下水の 貢献が大きくなる?
		95年 8月							