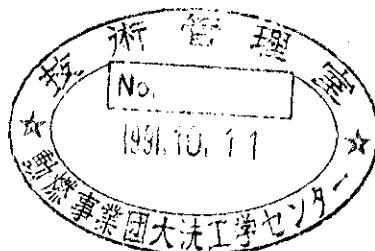


区分変更	
変更該資料番号	NEC
決裁年月日	平成14年2月28日

岩盤浸透流に関する調査、解析研究(その3)

(動力炉・核燃料開発事業団 委託研究成果報告書)



1991年3月

技術資料コード	
開示区分	レポートNo.
P	J1559 91-001
この資料は 図書室保存資料です 閲覧には技術資料閲覧票が必要です <small>動力炉・核燃料開発事業団大洗工学センター技術管理室</small>	

社団法人 システム総合研究所

本資料は、核燃料サイクル開発機構の開発業務を進めるために作成されたものです。
したがって、その利用は限られた範囲としており、その取扱には十分な注意を払って
ください。この資料の全部または一部を複写・複製・転載あるいは引用する場合、
特別の許可を必要としますので、下記にお問い合わせください。

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

Inquiries about copyright and reproduction should be addressed to:
Technical Cooperation Section,
Technology Management Division,
Japan Nuclear Cycle Development Institute
4-49 Muramatsu, Tokai-mura, Naka-gun, Ibaraki, 319-1184
Japan

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

登録区分

2002.2.28

変更表示

社 内 資 料
PNC Z J1559 91-001
1991 年 3 月

岩盤浸透流に関する調査、解析研究（その3）

社団法人 システム総合研究所
理事長 槙木 義一

要 旨

「岩盤浸透流に関する調査、解析研究（その3）」として、平成2年度に実施した研究内容は以下に要約される。

「地下水流动調査解析研究の現状のとりまとめ」として、国内外で広範囲に進められている研究開発の現状を紹介し、調査としては特に地球化学特性の評価手法の開発が必要であり、解析では亀裂状媒体のモデル化が重点課題であることを言及した。

「フラクチャーフローと水理地質構造モデル構築に関する研究」では、原位置で得られたデータの空間的分布を地盤統計手法を用いて推定した結果、この手法が有効であることがわかった。「3次元地下水流动機構に関する研究」として、原位置試験結果を解析によってシミュレートした結果、亀裂性岩盤の水理特性が3次元解析によってある程度説明ができることが明かとなった。「水理試験法及び水理試験装置の研究」では、原位置で実施している土壤水分計の測定誤差の補正值を室内実験で求めると共に、不飽和透水係数の測定手法の有効性を予備実験で確認し、異方性透水係数測定装置の開発研究の現状を言及した。「深層水理の調査手法に関する研究」では、"ウェルテストトモグラフィー"による地下水流动特性評価を実施しその有効性を確認した。最後に、「地下水の地球化学的調査に関する研究」では、地下水の化学特性から地下水の流动特性を推定する手法を実際の地点に適用し、地域の水理特性を解明した。

研究活動として、広域地下水流动に関する調査研究専門委員会を5回開催し、わが国を対象とした広域地下水流动モデル作成について意見交換を実施した。

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の成果である。

契約番号 : 020D0085

事業団担当部課室および担当者 : 環境技術開発推進本部 処分研究グループ
主幹 増田 純男

広域地下水流动に関する調査研究専門委員会
構 成 員

委員長 東京大学 工学部資源開発工学科 教授 小島 圭二

委 員 京都大学 工学部交通土木工学科 助教授 大西 有三

委 員 埼玉大学 工学部地盤水理実験施設 助教授 渡辺 邦夫

委 員 岡山大学 工学部土木工学科 助教授 西垣 誠

委 員 東京大学 工学部資源開発工学科 助教授 登坂 博行

委 員 筑波大学 水理実験センター 講 師 嶋田 純

(順不同・敬称略)

目 次

まえがき	1
1. 地下水流動調査解析研究の現状のとりまとめ	3
2. フラクチャーフローと水理地質構造モデル構築に関する研究	5
1. 序論	5
2. 地盤統計手法について	8
2. 1 従来の研究	8
2. 1. 1 統計手法の適用例	8
2. 1. 2 地盤統計手法の適用例	9
2. 2 地盤統計手法の仮定と方法	10
2. 3 セミバリオグラム	11
2. 3. 1 セミバリオグラムの意味	11
2. 3. 2 ナゲット効果	12
2. 3. 3 モデルフィット	13
2. 3. 4 異方性	15
2. 3. 5 トレンド	15
2. 3. 6 セミバリオグラムの問題点	16
2. 3. 7 クロスセミバリオグラム	17
2. 4 クリギング	18
2. 5 複合クリギング	20
3. 解析データ	23
3. 1 解析対象	23
3. 2 解析の種類	25
3. 2. 1 層厚分布の推定	25
3. 2. 2 比抵抗分布の推定	26
4. 解析結果と今後の課題	27
4. 1 層厚分布の推定	27
4. 1. 1 層厚分布の推定	27
4. 1. 2 層厚分布の推定結果の検定	28
4. 2 比抵抗分布の推定	28
4. 2. 1 比抵抗分布の推定	28
4. 2. 2 比抵抗分布の推定結果の検討	29
4. 3 考察	30
4. 3. 1 層厚分布の推定	30
4. 3. 2 比抵抗分布の推定	31
4. 4 今後の課題	32
4. 4. 1 確率過程の工学への適用に関する問題点	32
4. 4. 2 地盤統計手法自体のもつ問題点	33
4. 4. 3 地盤統計手法の適用性の評価	34
4. 4. 4 地盤統計手法の信頼性設計への導入	35
5. 結論	37
3. 3次元地下水流动機構に関する研究	120
3. 1 今回開発した解析法の考え方	120
3. 2 D o n - C han モデルの考え方	121
3. 3 釜石鉱山試験サイト	124

3. 4 水理条件の設定	124
3. 4. 1 割れ目系の推定	128
3. 4. 2 境界条件	128
3. 5 孔間透水試験と解析	132
3. 6 新規坑道への湧水解析と実測との比較	132
3. 7 地下水流動解析に関する考察	132
3. 8 物質移動解析への拡張	139
3. 9 3章のまとめ	139
 4. 水理試験法及び水理試験装置の研究	146
4. 1 緒言	146
4. 2 原位置試験の透水係数の算定方法	147
4. 2. 1 E - 19 法	147
4. 2. 2 カーブフィティングによる方法	150
4. 2. 3 スタンドパイプを用いた方法	152
4. 3 試験方法および結果	154
4. 3. 1 概説	154
4. 3. 2 原位置透水試験	154
4. 3. 3 室内透水試験	155
4. 3. 4 試験結果および考察	158
4. 4 結論	167
 5. 深層水理の調査解析手法に関する研究	190
5. 1 はじめに	190
5. 2 ウエルテストモグラフィーの特徴および位置づけ	190
5. 3 数値解析手法について	194
5. 4 一次元モデルによる逆解析数値実験	199
5. 4. 1 単純な不均質性をもつ一次元モデルの場合	199
5. 4. 2 複雑な不均質性をもつ一次元モデルの場合	199
5. 5 二次元モデルによる逆解析数値実験	204
5. 5. 1 5×5 二次元格子モデルの場合	204
5. 5. 2 11×11 二次元格子モデルによるケーススタディ	206
5. 6 三次元モデルによる逆解析数値実験	206
5. 7 まとめと今後の課題	213
 6. 地下水の地球化学的調査に関する研究	215
6. 1 はじめに	215
6. 2 火山山麓の安山岩中の地下水流動	215
6. 2. 1 地質状況と地下水のボテンシャル分布	215
6. 2. 2 孔内地下水の採取	216
6. 3 扇状地砂礫帶水層中の地下水流動	222
6. 3. 1 調査地域の概要	222
6. 3. 2 地下水中の安定同位体比	222
6. 3. 3 地下水中のトリチウム濃度による滞留時間の推定	223

まえがき

岩盤浸透流に関する調査、解析研究（その3）は、昭和63年度から継続して研究を実施している。本研究は、岩盤の水理学的特性を評価するために原位置及び室内水理試験等の結果を踏まえ、ニアフィールド及びファーフィールドにおける水理地質モデルの構築、水理試験技術、地下水の地球化学的試験及びそれらのモデルと試験技術の検証方法に関する理論的研究を行うことを目的としている。

本年度は、以下に示す研究項目に加え、5回の広域地下水流动に関する調査研究専門委員会を開催し、わが国を対象とした広域地下水流动モデル作成について意見交換を実施した。

「地下水流动調査解析研究の現状のとりまとめ」では、わが国において広範に進められている調査技術の現状と開発に重点をおいている項目について記述するとともに、開発段階にある解析手法を含めた解析手法の現状について国際的な動向も含めて紹介している。

「フラクチャーフローと水理地質構造モデル構築に関する研究」では、東濃地域で得られているボーリングデータを地盤統計手法を用いて解析し、層厚及び標高についてその2次元空間分布を推定した。フラクチャーフローに関しては、O E C D / N E A の国際ストリバプロジェクトで進めているプログラム比較検討の現状を紹介する。

「3次元地下水流动機構に関する研究」では、釜石鉱山の原位置試験結果を3次元流动解析によって解釈を行い、プログラムの検証を含めた検討を実施するとともに、3次元物質移行解析への拡張について考察した。また、亀裂媒体から侵出する微量の水分を計測する手法として蒸発量測定法を釜石鉱山・東濃鉱山に適用し、蒸発量から湧水量を推定し、3次元解析の結果と比較した。

「水理試験法及び水理試験装置の研究」では、原位置でのサクション計測に関す

る研究、東濃鉱山に分布する瀬戸層を対象とした原位置不飽和透水試験装置の適用についての検討、及び3次元異方性透水係数の測定法の室内実験による妥当性の検討を実施した。

「深層水理の調査手法に関する研究」では、深層の水理特性分布を推定するために、複数坑井、非定常型坑井テストによる空間的物性分布の定量化技術である”ウエルテストトモグラフィー”の適用性について基礎的研究を実施した。

「地下水の地球化学的調査に関する研究」では、原位置で採取された地下水の化学分析結果からその地域の地下水流動特性を推定する手法の有効性について、実際に得られたデータを用いて考察した。

以上の研究項目は、岩盤の水理特性を把握する上で重要な要素となる解析手法、データ分析、測定手法、モデル化、検証手法について広範に研究した結果を現時点でとりまとめたものであり、この分野の研究は、さらに継続して実施する必要があると考えられる。

1. 地下水流動調査解析研究の現状のとりまとめ

地下水流动の調査研究は、石油岩盤備蓄、LPG岩盤備蓄、圧縮空気貯蔵、放射性廃棄物処分等、地下空間利用のニーズの増加と、環境防護の観点からの地下水汚染の評価の必要性などその重要性がますます高まっている。地下水そのものをバリアとして利用する水封式岩盤備蓄と、地下水が放射性核種の主たる移行媒体となる放射性廃棄物処分とでは研究の焦点が異なるが、地下水の流动特性を把握する調査技術、解析技術は共通するものがあることから、ここでは広範な観点にたち研究の現状についてとりまとめる。

(1) 地下水流動の調査技術の現状

地下水流动の調査は、評価の対象によって、広域（数km～数100km）から特定地域（数10m～数100m）にいたる、地表面から数kmの深さまでの範囲となる。調査項目は、解析を前提として水理地質モデルを作成するための例えは透水係数、間隙水圧、流速、流向測定がその主流である。透水係数測定に関しては現在、地下数1000m以深の 10^{-10} m/sec前後の測定が可能となっている。また間隙水圧は一つのボーリング孔に多点の間隙水圧計を各対象とする深さに設置するMPシステムが開発され、わが国においても多くの地点で適用されている。調査の対象は、異方性岩盤の透水係数の測定、及び不均質性の評価に移ってきており、これらを把握する技術の開発が重要となってきた。この他、物質移動の観点からは地下水の化学組成が重要な役割を果たすことから、地球化学特性を調査するための技術開発も精力的に進められており、特に、地下深部の微量な地下水を空気に触れないように直接採取する技術が確立され、わが国においてもその適用試験が実施された。

(2) 地下水流動解析技術の現状

評価の対象と範囲によって用いられる解析の手法はことなり、要求される精度も違ってくる。広域を対象とした流动解析では、解析領域を多孔質媒体に近似し、ダルシー則の成立を仮定した3次元有限要素法による浸透流解析が主流となつており、地表面近辺の不飽和層が考慮できるモデルもある。また岩盤をブロックの

つながりとしてモデル化する境界要素法による解析手法も提案されている。

亀裂状媒体（割れ目系岩盤）の地下水流动解析について、様々なアプローチが提案され研究されている。その代表的なものは、O E C D / N E A の国際ストリバプロジェクトにおいて比較検討されている3つの解析手法である。英国ハウェル研究所は亀裂をできるだけ忠実にモデル化する手法を、米国ローレンス・バークレイ研究所はアニーリング手法によるネットワーク解析を、米国ゴルダーアソシエイトは亀裂を統計的に処理したモデル化手法をそれぞれ提案し、同一の領域のデータを用いて相互比較を実施している。この結果は1991年度末にはまとめられる予定である。

放射性廃棄物処分の場合、地下水流动解析モデル開発の最終目標は、放射性核種の移行モデルの作成になるため、各パラメータ間の相関性を明確にする研究も併せて進めなければならない。

2. フラクチャーフローと水理地質構造モデル構築に関する研究

第1章 序論

地盤の性質は一般に不均質である。すなわち、地盤の性質を表すパラメータは、空間的に一様でない分布をとり、地盤構造物の設計にあたっては、この不均質性を無視することができない場合もある。

一方、地盤パラメータの調査は、時間的、経済的、物理的な理由により、有限箇所でしか行うことができない。ある領域を対象として地盤の性質の評価を行う場合、普通は、その領域内の有限個の点あるいは小領域を適当に選定してそこで調査を行い、調査が行われなかった大部分の領域については、有限個の調査結果に基づいて、何らかの手法を用いて性質を推定することになる。

従来、この推定は経験的に行われてきた。すなわち、調査結果を専門家が検討し、いわゆる「線引き」を行うか、または、各サンプルに距離に反比例あるいは距離の2乗に反比例といった重みをつけた加重平均として推定値を算出していたのである。しかし、前者では専門家の主観が評価に影響することになり、後者ではそれぞれの重みを与える根拠がないといった問題点が残る。また、いずれの方法によっても、評価の信頼性を定量的に知ることができない。

本論文では、この推定を合理的、客観的に行うための手法として、従来鉱山の鉱床の評価に用いられてきた地盤統計手法(Geostatistics)なる手法を適用することを提案する。

地盤統計手法は、南アフリカのKrigeによって開発され、フランスのMatheron¹⁾によって理論的に裏付けられた、統計的推定法である。同手法は、空間分布量の空間的相関(Spatial Correlation)を仮定した上で、推定値をサンプルデータの加重平均とし、それぞれの重みをサンプルの幾何学的配置とサンプル同士の関連の特性に基づいて決定する方法である。同手法では、その推定値の推定誤差をも計算することができる。同手法の内容については第2章で述べる。

本研究の目的は、地盤統計手法によって有限個の調査データから不均質地盤

モデルを作成し、同手法の地盤工学への適用性を検討することである。

地盤統計手法が地盤工学における種々のパラメータの推定に適用されうることが明らかにされれば、地盤構造物の設計に際しての不均質地盤モデルを合理的、客観的に作成することが可能になる。

また、同様の研究が進歩して、地盤パラメータの空間分布特性が明確になつてくれれば、非常に少數の調査から信頼性の高いモデルを作成することも、将来的には可能となるであろう。

さらに、地盤統計手法によれば推定誤差を計算することができるため、その信頼性を定量的に評価することができる。よって、すでに岩盤等級の指標やトンネル切羽情報の処理に試験的に用いられている、情報のあいまいさを考慮するファジィ理論^{2) 3)}と同手法を結び付けることも考えられる。

これらを総合すれば、地盤工学の分野にも信頼性設計の概念を導入することができになり、新しい合理的な地盤構造物の設計法を確立することができるであろう。

他に、より実際的な問題として、例えばトンネル掘削時の切羽後方の状況を知るための手掛かりを、切羽の状態・地上での調査の結果・現場技術者の経験に加えて地盤統計手法を応用することによって、半理論・半経験的に得ることが可能となるであろう。

本論文の構成は次のとおりである。

第2章では、地盤統計手法と普通の統計手法の地盤工学への適用例の紹介とそれらの比較を行い、空間的相関の仮定、サンプルデータの処理、仮定の妥当性の判断、推定値および推定誤差の計算法、および同手法の有する問題点、ならびに同手法の拡張について述べる。

第3章では、本研究の対象としたデータを採取した調査領域、データの内容、調査方法、調査に関する知見について述べる。

第4章では、推定値および推定誤差の分布の計算、推定結果の検定、考察および本手法の適用にあたっての問題点の指摘、ならびに今後の課題について述

べる。

最後に、第5章では、本研究によって得られた知見をとりまとめます。

なお、付録を設け、式の証明・誘導等を収録した。

第2章 地盤統計手法について

2.1 従来の研究

ここでは、主として地盤工学の分野に普通の統計手法および地盤統計手法が適用された例を列挙する。地盤工学の分野では、岩盤の解析に普通の統計手法および地盤統計手法が適用された例が多く、そのほとんどが1970年代以降の研究である。

2.1.1 統計手法の適用例

地盤を対象とした解析においては、統計手法は、岩盤割れ目分布の解析に用いられることが多い。ここに、統計手法とは、地盤統計手法でない通常のものを指す。統計手法を採用するのは、割れ目の計測が天然および人工の露頭というごく限られた場所においてのみ可能であるという制約による。

Priest & Hudson(1987)⁴⁾は、岩盤割れ目の調査結果の統計的処理方法について研究し、調査データの内包する統計的偏向の定量的性質を明らかにして、その処理方法を提案した。鍵本(1987)⁵⁾は、節理性岩盤の評価に確率過程論を導入した。水戸(1988)⁶⁾は、節理の分布性状の推計解析を行い、確率モデルによる岩盤の解析への展望を示した。吉中ら(1990)⁷⁾は、岩盤割れ目の調査結果から不連続岩盤モデルであるジョイントディスクモデルを作成する方法を提案した。西村ら(1990)⁸⁾は、岩盤割れ目の調査結果を統計的に処理し、地下空洞の設計に利用した。

これらの研究では、調査に基づいて決定したある分布に従うシミュレーションによって割れ目を空間内に発生させて不連続岩盤モデルを作成している。すなわち、これらの研究では、割れ目の存在を、調査結果をその標本とする母集団からの1つの事象の実現としてとらえている。これは、本質的には、割れ目の出現頻度（平均間隔）、大きさ（直径）、方向（走向・傾斜）、開口幅等の分布が対象領域において同一であり、その母数（平均・分散）のみによって対

象領域を論じようというものであり、領域内の局所性および空間的相関は考慮していない。

2.1.2 地盤統計手法の適用例

地盤統計手法は従来、鉱山工学の分野において、鉱石の品位の分布の推定や最適サンプリング計画の策定に用いられてきた。例えば、David(1977)⁹⁾は、ニッケル鉱の品位の計算を地盤統計手法と経験的推定法の両者を用いて行い、地盤統計手法の優位性を立証した。茂木・山口(1987)¹⁰⁾は、深海底のマンガン団塊の調査計画を作成するために、同手法を適用している。Guarascio *et al.*(1975)¹¹⁾、Matheron & Armstrong(1987)¹²⁾ および Armstrong(1988)¹³⁾ は、数々の適用例を整理し、紹介している。

一方、地盤統計手法の地盤工学への適用は最近になって試みられるようになった。Hudson(1987)¹⁴⁾ は、地盤統計手法は地盤工学においても有効な手法であるということを主張している。古市(1984)¹⁵⁾ は、地中拡散系の逆問題として、透水量係数の推定を行った。Long & Billaux(1987)¹⁶⁾ は、岩盤物性を推定し、別に解析した岩盤割れ目分布と結び付けた。de Marsily & Ahmed(1987)¹⁷⁾ は、岩盤の電気的性質と透水性との相関を考慮した透水量係数の分布を推定した。桑原・原口(1988)¹⁸⁾ は、適用対象として岩盤密度を取り上げ、良好な結果を得た。鈴木・石井(1988)¹⁹⁾ は、土質定数の分布を与えた不均質地盤モデルを作成し、これを確率有限要素法によって解析する方法を開発した。原田(1989)²⁰⁾ は、地下水の変動速度と地下水位の分布を推定し、降雨後の地下水状態の時間的変動を統計的に評価した。大谷(1989)²¹⁾ は、岩盤の比抵抗、RQD、割れ目トレース長の分布を推定した。中井(1990)²²⁾ は、対象領域の大きさと分布特性との関係についての考察を行った。青木ら(1990)²³⁾ は、花崗岩と泥岩の地盤に掘削されたボーリング孔の透水試験結果および RQDデータに対して地盤統計手法を適用し、推定結果を検討した。

2. 2 地盤統計手法の仮定と方法^{1)、24)～29)}

すでに述べてきたように、地盤統計手法は、未知の領域（点）における推定量を既知のデータの加重平均とし、数学的に最適な重みをそれに与える方法である。

地盤統計手法は大きく分けて2つの段階に分かれる。第一は、サンプルの幾何学的な配置とサンプルデータから、分布特性を反映する指標であるセミバリオグラム(semi-variogram)を作成し、これから推定しようとする場における被推定量の分布特性を把握することである。第二は、作成されたセミバリオグラムを用いて、補間法のひとつであるクリギング(kriging)によって各サンプルデータに最適な重みを与えて未知の領域（点）における推定量を算出することである。

地盤統計手法によって推定を行おうとするとき、対象領域において次の仮定（準定常性の仮定）がなされる。

$$E[Z(x+h) - Z(x)] = 0 \quad (2.1)$$

$$E[(Z(x+h) - Z(x))^2] = 2\gamma(h) \quad (2.2)$$

ここに、 x は位置ベクトル、 h は2点間の隔たりを表すベクトル、 $Z(x)$ は位置 x における被推定量、 $\gamma(h)$ はセミバリオグラム、 $E[Z(x)]$ は $Z(x)$ の期待値を表す。式(2.2)の右辺に現われる $\gamma(h)$ は距離 h のみの関数であり、位置 x には関係しないことに注意されたい。 Z を確率変量とするとき、式(2.1)および(2.2)で表される確率過程を定常増分過程(stochastic process with stational increment)と呼ぶ。

対象領域において準定常性、すなわち式(2.1)、(2.2)の条件を満たす変数 Z をregionalized variableという。地盤統計手法ではこのregionalized variableを推定対象として扱う。regionalized variableでないものを地盤統計手法によって

推定することはできない。

これから推定しようとしている空間分布量が準定常性の条件を満たすかどうかは、次のようにして判断される。

- 1) 対象領域を設定する。
- 2) 対象領域内のすべてのサンプルデータから、次式によりセミバリオグラムを計算する。

$$\gamma^*(h) = \frac{1}{2N} \sum_{i=1}^N \{Z(x_i + h) - Z(x_i)\}^2 \quad (2.3)$$

ここに、 N は距離 h （ベクトル）だけ離れたサンプルの組数である。このセミバリオグラム $\gamma^*(h)$ は実験セミバリオグラムと呼ばれ、実際の計算に用いるセミバリオグラム $\gamma(h)$ （これは理論セミバリオグラムあるいはモデルセミバリオグラムと呼ばれる）とは区別される。

- 3) 作成された実験セミバリオグラムに、2. 3で述べる理論モデルを適合させることができれば、準定常性の条件は満たされていると判断する。

2. 3 セミバリオグラム

セミバリオグラムは、推定対象となる空間分布量の空間的相関の度合いを定量的に表現する指標である。

2.3.1 セミバリオグラムの意味

距離 h だけ離れた2つのサンプルの組を考える。空間的相関をもつ空間分布量では、2つのサンプルデータが互いに影響をおよぼし合うような小さい h に対しては、2つのデータは平均的には近接した値をとるはずである。そして、 h が大きくなるにしたがって、2つのデータの類似性は薄れていき、ばらつきが大きくなっていく。そして、 h がある距離 a よりも大きくなれば、2つのデータは互いに影響をおよぼさなくなる。このとき、セミバリオグラム $\gamma(h)$ は、

$h \leq a$ では h の増加関数となり、 $h > a$ では一定値 C をとるようになる。この距離 a をレンジあるいは影響範囲(range of influence)といい、 C をシル(sill)という。

セミバリオグラムの形状は、対象領域内における空間分布量の空間変動特性の相違によって異なる。

分布の異方性の有無を知るために、セミバリオグラムは方向ごとに作成することが望ましい。そして、方向ごとに作成されたセミバリオグラムに差異があれば、それが異方性によるものか、それとも確率的に生起しうる変動によるものであるのかを判断する必要がある。

2.3.2 ナゲット効果

式(2.2)において $h = 0$ とすると、 $\gamma(0) = 0$ が得られる。 $h = 0$ では、同一サンプルで差を考えることになるから、当然 $\gamma(0) = 0$ である。しかし、現実のデータから式(2.3)によって実験セミバリオグラムを作成すると、 $h = 0$ の近傍では相当大きな値をとる場合がある（式(2.2)および(2.3)より、セミバリオグラムは非負である）。これをナゲット効果(nugget effect)といい、 $h \rightarrow 0$ としたときの $\gamma(h)$ の極限をナゲット(nugget)という。

ナゲット効果は、計測データが不可避的に内含する不確実性（計測誤差等）がセミバリオグラムに反映されたものであると考えられる。例えば、距離 h_{12} だけ離れた2つの位置 x_1 および x_2 で計測が行われ、一方では過大な測定値、他方では過小な測定値が得られたとすると、その測定値から実験セミバリオグラムを計算するとき、 $\gamma^*(h_{12})$ の値がその計測誤差を反映して大きくなる。

ナゲットが大きいということは、解析に用いるデータが大きな不確実性をもっているということであり、大きなナゲットをもつセミバリオグラムを用いて地盤統計手法による推定を行った場合、その推定結果は数学的に最適な値ではあるが、ナゲットを反映して推定誤差が大きくなり、推定結果の信頼性は乏しくなる。どのような量でも、計測によってその真の値を知ることができない以

上、いかなる手法を用いても、この不確実性を除去して推定を行うことは不可能である。

2.3.3 モデルフィット

地盤統計手法が用いられてきた鉱山の鉱床の評価でのこれまでの研究から、ある種の空間分布量のセミバリオグラムはいくつかの典型的な形状を呈することが明らかにされている。それらの典型的な関数形として次のものが知られている。これらをモデルセミバリオグラムあるいはたんにモデルという。

以下、 C_0 をナゲット、 C をシルとする。

- ・直線モデル(linear model)

$$\gamma(h) = ph \quad (2.4)$$

ここに、 p は比例定数である。

- ・一般直線モデル

$$\gamma(h) = ph^\lambda \quad (0 < \lambda < 2) \quad (2.5)$$

ここに、 λ は定数である。

- ・De Wijsianモデル

$$\gamma(h) = 3\alpha \ln h \quad (2.6)$$

ここに、 α はabsolute dispersion²⁵⁾である。

- ・指數モデル(exponential model)

$$\gamma(h) = C \{1 - \exp(-h/a)\} \quad (2.7)$$

・球状モデル(spherical model)

$$\begin{aligned}\gamma(h) &= C \left(\frac{3h}{2a} - \frac{h^3}{2a^3} \right) \quad (h < a) \\ &= C \quad (h \geq a)\end{aligned}\tag{2.8}$$

・pure nuggetモデル

$$\begin{aligned}\gamma(h) &= 0 \quad (h = 0) \\ &= C \quad (h \neq 0)\end{aligned}\tag{2.9}$$

なお、理想的には、シルが存在すれば、それは全対象領域内におけるZの分散 σ^2 と等しくなる。

$$C = \sigma^2\tag{2.10}$$

式(2.10)の証明はA. 1に示す。

地盤統計手法では、実際の計算（クリギング）には上記のモデルを用いる。これは、以下のような2つの事情による。

1) 地盤統計手法は従来、鉱山の鉱床の評価に用いられてきたが、鉱石の品位等の計測データから作成されるセミバリオグラムには、上記の典型的なモデルのいずれかがよく適合する。すなわち、鉱石の品位等の鉱山工学で扱う空間分布量のうち、空間的相関をもつものは、そのセミバリオグラムがある特別な形状になる。地盤工学で扱う空間分布量も、これと同じことが考えられる。つまり、地盤（鉱床はその一部である）という領域に分布する量は、物理的な理

由により、必然的にある特定の分布特性をもつようになるということが考えられる。

2) クリギングでは、セミバリオグラムの具体的な関数形が要求される。したがって、実験セミバリオグラムに何らかの関数形を適合させることが必要となる。上記のモデルはすでに鉱床の評価に適用されており、解析の対象とする量の空間分布特性を表現するまでの信憑性がある。

本研究では、試行錯誤により、実験セミバリオグラムに上記のモデルを適合させた。

2.3.4 異方性

地盤の性質には異方性を示すものが少くない。異方性を示す空間分布量に関するセミバリオグラムを方向ごとに作成してみると、それぞれ異なった形状を示す。一方、クリギングは異方性を考慮できない推定方法であるので、このようなセミバリオグラムが得られれば、各方向のセミバリオグラムが同一になるように、空間のある方向に拡大・縮小を行って、等価な等方性空間を考えざるを得ない。

2.3.5 トレンド

Hudson(1987)¹⁴⁾によると、特に岩盤の性質に関するセミバリオグラムにはしばしば周期的な振動が現われる。このような性質を表現するセミバリオグラムのモデルとして、Hudsonは次式で表されるホール効果モデル(hole effect model)を提案している。

$$\gamma(h) = C \left(1 - \frac{\sin ah}{ah} \right) \quad (2.11)$$

岩盤の性質のデータが得られているとき、そのデータは一見ランダムに分布していると見られる場合でも、セミバリオグラムを作成することによって潜在

的な周期性が明らかになることがある。

2.3.6 セミバリオグラムの問題点

a) サンプルの体積

Hudson(1987)¹⁴⁾によると、岩盤特性は、岩盤の不連続面の存在に関係しない点における特性と、不連続面の存在に依存するある体積内における特性とに分けられる。前者には密度、1次孔隙率、岩の実質部分の透水性等が含まれ、後者には変形係数、2次孔隙率、岩盤の透水性、不連続面密度、RQD、岩盤等級指標等が含まれる。後者は、ある体積をもつ小領域を考えることによってはじめて意味をもつようになる量である。

また、一般に、地盤の調査はある体積をもつサンプルを原位置から採取することによって行われる。したがって、調査によって得られるデータは、その体積を代表する値であると考えなければならない。

これらの体積が無視できないほど大きいとき、計測データから作成されるセミバリオグラムは、対象とする空間分布量のその体積内における変動を無視していることになる。したがって、クリギングにあたっては、そのセミバリオグラムを修正したもの要用いなければならない。

サンプルの体積を考慮する場合のセミバリオグラムの修正については、付録B. 1に示す。

なお、本研究では、サンプルの体積を考慮した推定は行わなかった。

b) 過小なサンプル数

通常、地盤の調査はさまざまな要因によって制約を受ける。地盤統計手法のような統計手法によって、有限個のサンプルから推定を行う場合、サンプル数が少なければ少ないほど推定結果は不確実なものになる。これは、統計手法を用いる限り厳然と存在する問題である。

しかし、地盤統計手法にはこれを克服するための手掛けりが2つある。

1) 同様な自然史的背景のもとで生成された地盤の性質の空間分布特性は類似したものになることが予想される。これは、そのような類似した地盤の性質に関するセミバリオグラムが同一あるいは非常に似た形状になる可能性があるということを意味する。もし、ある領域でサンプルが少數しか得られず、正確なセミバリオグラムの作成が困難な場合でも、その領域と同様の自然史的背景をもつ他の調査済み領域のデータを参考にしてより正確な解析を行うことができるかも知れない。

2) 調査に多大な労力・時間・費用を要する透水係数等のデータは少數しか得られないが、比較的簡単に測定を行うことができる電気的性質等のデータは多数得られているという場合、前者と後者の相関が認められれば、クリギングの拡張である複合クリギング(co-kriging)という方法を用いて、後者に関する情報を参照して前者を推定することができる。これによって、通常のクリギングよりも正確な推定結果を得ることができる。複合クリギングについては2.5で述べる。

このように、地盤統計手法を用いれば、非常に少數のデータから正確な推定が行えるようになる可能性がある。しかし、現状ではこれは今後の研究に待たなければならないところが多い。

2.3.7 クロスセミバリオグラム

2種類の空間分布量 Z_p および Z_q の間にも、2.2で述べた準定常性が仮定できるとする。この仮定は次式で表される。

$$2\gamma_{pq}(h) = E[(Z_p(x+h) - Z_p(x))(Z_q(x+h) - Z_q(x))] \quad (2.12)$$

式(2.12)の値も位置 x に関係しない。 $\gamma_{pq}(h)$ を、 Z_p と Z_q との間のクロスセミバリオグラム(cross semi-variogram)という。これは、2.5で述べる複合クリギングにおける指標となる。

式(2.3)と同様に、サンプルデータから実験クロスセミバリオグラム $\gamma_{pq}^*(h)$ を次式によって計算することができる。

$$\gamma_{pq}^*(h) = \frac{1}{2N} \sum_{i=1}^N \{Z_p(x_i + h) - Z_p(x_i)\} \{Z_q(x_i + h) - Z_q(x_i)\} \quad (2.13)$$

ここに、 N は距離 h だけ離れたサンプルの組数である。この計算に用いるサンプルでは、 Z_p および Z_q の値がともに計測されている必要がある。

複合クリギングによる計算を行うとき、式(2.13)によって計算される実験クロスセミバリオグラムにも、2.3.3で述べたセミバリオグラムのモデルが適合される。ただし、クロスセミバリオグラムは負の値もとりうるので、シルおよびナゲットが負になる場合もある。理想的にはクロスセミバリオグラムのシルは全対象領域内における Z_p と Z_q との共分散に一致する。

2. 4 クリギング

クリギングは、ある領域（点）における推定値として、推定領域（点） V の周囲のサンプルデータに最適な重みをかけた加重平均を考えるものである。以下、本節では、サンプル、推定位置を点とみなした場合について述べる。推定位置の体積を考慮する場合については、付録B. 2を参照されたい。

加重平均は次式で表される。

$$T = \sum_{i=1}^n \lambda_i Z(x_i) \quad (2.14)$$

ここに、 T は点 x_0 における推定値、 n はサンプル数、 $Z(x_i)$ は i 番目の計測点 x_i における計測データ、 λ_i は重みである。

式(2.14)によって推定値 T を与えるとき、推定誤差の分散 σ_e^2 は次式で与えられる（証明はA. 2に示す）。

$$\sigma_E^2 = 2 \sum_{i=1}^n \lambda_i \chi(h_{i0}) - \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n \lambda_i \lambda_j \chi(h_{ij}) \quad (2.15)$$

ここに、

$$h_{ij} = \sqrt{(x_j - x_i)^2 + (y_j - y_i)^2} \quad (2.16)$$

$$h_{i0} = \sqrt{(x_0 - x_i)^2 + (y_0 - y_i)^2} \quad (2.17)$$

である。

また、推定値の不偏条件(non-biased condition)は次式で表される(証明はA. 3に示す)。

$$\sum_{i=1}^n \lambda_i = 1 \quad (2.18)$$

さて、重み λ_i は式(2.15)の分散をLagrangeの未定係数法によって最小化することによって決定される。重み λ_i および未定係数 μ を求める式を行列形式で表せば、次のようになる(説明はA. 4に示す)。

$$\begin{bmatrix} 0 & \chi(h_{12}) & \cdots & \chi(h_{1n}) & 1 \\ \chi(h_{21}) & 0 & \cdots & \chi(h_{2n}) & 1 \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots & \vdots \\ \vdots & \vdots & \cdots & \vdots & \vdots \\ \chi(h_{n1}) & \chi(h_{n2}) & \cdots & 0 & 1 \\ 1 & 1 & \cdots & 1 & 0 \end{bmatrix} \begin{pmatrix} \lambda_1 \\ \lambda_2 \\ \vdots \\ \vdots \\ \lambda_n \\ \mu \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \chi(h_{10}) \\ \chi(h_{20}) \\ \vdots \\ \vdots \\ \chi(h_{n0}) \\ 1 \end{pmatrix} \quad (2.19)$$

または式(2.18)と次式を連立させる。

$$\sum_{j=1}^n \lambda_j \chi(h_{ij}) + \mu = \chi(h_{i0}) \quad (i = 1, 2, \dots, n) \quad (2.20)$$

式(2.19)の左辺の行列をクリギング行列(kriging matrix)と呼ぶことがある。式(2.19)（または式(2.18)、(2.20)）を解けば、最適解に対する重み λ_i および未定係数 μ が求められる。この λ_i を式(2.14)に代入して最適推定値 T を得る。また、最適解に対する推定誤差の分散 σ_k^2 は次式で求められる。

$$\sigma_k^2 = \sum_{i=1}^n \lambda_i \gamma(h_{i0}) + \mu \quad (2.21)$$

以上の操作を、推定対象点 x_0 を全対象領域内の各部分に動かして繰り返すことによって、Zの空間分布が推定される。

なお、クリギングでは、サンプルの存在する領域（点）においては、計測値に等しい推定値および誤差分散0を与える。

2. 5 複合クリギング

複合クリギングは、クリギングに加えて、被推定量と相関をもつ他の空間分布量をも参照して、よりよい推定を行おうとするものである。以下、本節では、サンプル、推定位置を点とみなした場合について述べる。推定位置の体積を考慮する場合については、付録B. 3 を参照されたい。なお、複合クリギングに関する式の証明および誘導は省略する。

いま、 k 種類の空間分布量のデータがあり、そのうちの1番目の空間分布量 Z_1 を他の($k - 1$)種類の空間分布量 Z_p ($p = 2, 3, \dots, k$)を参照して推定するとする。推定値は各サンプルデータの加重平均で与えられるとする。

$$T_1 = \sum_{i=1}^{n_1} \lambda_{1i} Z_1(x_i) + \sum_{p=2}^k \sum_{j=1}^{n_p} \lambda_{pj} Z_p(x_j) \quad (2.22)$$

ここに、 T_1 は Z_1 の点 x_0 における推定値、 $Z_p(x_i)$ は i 番目の計測点 x_i における p 番目の空間分布量 Z_p の計測値、 n_p は Z_p のサンプル数、 λ_{pi} は Z_p の点 x_i におけるサンプルデータに与えられる重みである。

式(2.22)によって推定値 T_1 を与えるとき、推定誤差の分散 σ_E^2 は次式で与えられる。

$$\sigma_E^2 = 2 \sum_{p=1}^k \sum_{i=1}^{n_p} \lambda_{pi} \gamma_{1p}(h_{i0}) - \sum_{p=1}^k \sum_{i=1}^{n_p} \sum_{q=1}^k \sum_{j=1}^{n_q} \lambda_{pi} \lambda_{qj} \gamma_{pq}(h_{ij}) \quad (2.23)$$

ここに、 γ_{pq} は、 $p = q$ のときは Z_p に関するセミバリオグラム、 $p \neq q$ のときは Z_p と Z_q との間のクロスセミバリオグラムを表し、

$$h_{ij} = \sqrt{(x_j - x_i)^2 + (y_j - y_i)^2} \quad (2.24)$$

$$h_{i0} = \sqrt{(x_0 - x_i)^2 + (y_0 - y_i)^2} \quad (2.25)$$

である。

また、推定値の不偏条件は次式で表される。

$$\sum_{i=1}^{n_1} \lambda_{1i} = 1 \quad (2.26)$$

$$\sum_{i=1}^{n_p} \lambda_{pi} = 0 \quad (p = 2, 3, 4, \dots, k) \quad (2.27)$$

さて、重み λ_{pi} は式(2.23)の分散をLagrangeの未定係数法によって最小化することによって決定される。重み λ_{pi} および Z_p に関する未定係数 μ_p を求める式は次のようになる。

$$\begin{aligned} & \sum_{q=1}^k \sum_{j=1}^{n_q} \lambda_{qj} \gamma_{pq}(h_{ij}) + \mu_p = \gamma_{1p}(h_{i0}) \\ & (p = 1, 2, 3, \dots, k, i = 1, 2, 3, \dots, n_p) \end{aligned} \quad (2.28)$$

式(2.26)、(2.27)、(2.28)を連立させて解けば、最適解に対する重み λ_{pi} および未定係数 μ_p が求められる。この重み λ_{pi} を式(2.22)に代入して最適推定値 T_1 を得る。また、最適解に対する推定誤差の分散 σ_K^2 は次式で求められる。

$$\sigma_K^2 = \sum_{p=1}^k \sum_{i=1}^{n_p} \lambda_{pi} \gamma_p(h_{i0}) + \sum_{p=1}^k \mu_p \quad (2.29)$$

以上の操作を、推定対象点 x_0 を全対象領域内の各部分に動かして繰り返すことによって、 Z_1 の空間分布が推定される。

第3章 解析データ

3. 1 解析対象³⁰⁾

本研究では、岐阜県土岐市および瑞浪市の東濃鉱山の一部である広域ボーリング調査地域を解析対象とした。

調査地域は、Fig.3.1に示すように、南北300m、東西360mの長方形領域である。この領域には37箇所のボーリング孔が掘削されており、その一部では断層が認められる。この断層は月吉断層である。この断層の方向性は、走向が東西～東北東～西南西、傾斜が鉛直～南70°と考えられる（Fig.3.2参照）。

ボーリング調査によって得られたデータは、堆積層の境界面の位置（G.L.およびE.L.）および比抵抗値である。

ボーリング調査により、以上のことことがわかっている。

堆積層は、Fig.3.3に示すように、浅いほうから順に、瀬戸層群（記号11）、シルト岩（10）、細～極細粒砂岩（9b）、礫岩（9a）、細～中粒砂岩（8）、凝灰質細粒砂岩（7）、凝灰岩～凝灰質砂岩（6）、礫岩（5）、凝灰質砂岩～凝灰岩（4a2）、礫岩（4a1）、砂岩・礫岩（細粒）（3a2）、礫岩（細～中粒）（3a1）の12層であり、その下に花崗岩（2）が存在する。6層までが堆積した時点で断層が発生している。注意点として、以下のことが認められる。

- 1) 月吉断層は、6層が堆積した後に生成されたと考えられる。これは、断層の両側での堆積物の粒径の差が、7層以浅の層においてのみ認められるからである。
- 2) 10層、9b層および9a層は月吉断層より北のボーリング孔においてのみ認められる。
- 3) 月吉断層の影響により、一部のボーリング孔では月吉断層発生以前に堆積した層である6層、5層、4a2層、4a1層、3a2層および3a1層が互層になって現れている。

4) 3a2層は楔状になっていて、一部のボーリング孔では存在しない。それらのボーリング孔では4a1層と3a1層が直接接しているが、これらは区別不能である。

断層の北側にあるボーリング孔のデータと、断層を含むボーリング孔の断層よりも深いところのデータをあわせて北側集合、断層の南側にあるボーリング孔のデータと、断層を含むボーリング孔の断層よりも浅いところのデータをあわせて南側集合と呼ぶことにする。そして、層厚を、層の上下境界面の間隔であると定義する。したがって、上下の境界面がいずれも明確であるものに限って層厚データが供給されるため、層厚のデータ数はボーリング孔の数と一致しない。それぞれの集合の層厚のデータ数n、標本平均 \bar{z} および標本標準偏差sをTable 3.1に示す。

比抵抗値は、Fig.3.1に示したTH-1、TH-3、TH-4の3つのボーリング孔の内壁において、計測点間隔10cmにて計測されている。計測は、次のような方法^{3.1)}によって行った。

Fig.3.4に示すように、2つの電極AとMをaなる間隔で設置し、地表面に他の電極BとNを \overline{AB} および \overline{MN} が理論上無限大となるように置く。このような電極配置をノルマル配置という。このとき、AB間に流した電流I、MN間に生じる電位差V、地層の見かけ比抵抗 ρ_a の間には、次の関係式が成立する。

$$\rho_a = 4\pi a \cdot \frac{V}{I} \quad (3.1)$$

ρ_a の値は、地層が一様で孔内水の影響がないとすると、地層の真の比抵抗値に一致するはずである。しかし、実際には孔径、孔内水の比抵抗、泥壁の存在、地層の厚さと電極間隔aとの関係等の影響によって、 ρ_a は地層の真の比抵抗値と異なる。

解析対象としたボーリング孔は、泥水を用いず清水によって掘削されているので、孔内水および泥壁の存在の影響は比較的少ないと考えられる。よって、

この ρ_a の値は対象地盤の何らかの不均質性を反映した指標と見ることができる^{3,2)}。今回は、 $a = 25\text{cm}$ とし、1mおきに ρ_a の計測データを抽出して解析に用いた。

TH-1、TH-3、TH-4の3つのボーリング孔は水平方向にはほぼ一直線上に位置している。これらのボーリング孔を含む鉛直断面とその上での比抵抗値の計測点をFig.3.5に示し、それぞれのボーリング孔における比抵抗値の計測結果をFig.3.6～Fig.3.8に示す。

3. 2 解析の種類

解析対象とした空間分布量は、水平位置の関数として扱った堆積層の層厚および、ある鉛直断面における比抵抗値の分布である。

3.2.1 層厚分布の推定

層厚分布については、以下のようにして解析を行った。

- 1) 瀬戸層群は推定対象外とした。これは、地形的要素が大きく、空間的相関を仮定する本手法の適用に意味がないと判断したためである。
- 2) 月吉断層より南のボーリング孔においては、10層、9b層および9a層の層厚データは存在しないものとして考えた。
- 3) 花崗岩層を除くその他の層については、月吉断層よりも北と南で別々に推定を行った。
- 4) 断層を認めたボーリング孔で、互層になっているものは、浅い方のデータを南側の集合、深い方のデータを北側の集合に含めた。
- 5) これらの他に、月吉断層発生以前の堆積層である6層、5層、4a2層、4a1層、3a2層および3a1層については、月吉断層の発生によって南北に10.0m圧縮されたと仮定し、月吉断層発生以前の古地形を推定することを試みた。その際、断層の南北のデータは同一集合（これを移動集合とする）として扱った。
- 6) 4a1層と3a1層が直接接していて区別不能であるところは、すべて4a1層

として考えた。

北側集合、南側集合、移動集合はあわせて25種類である。したがって、行った解析はTable 3.2に示す25種類である。解析の詳細な内容は4.1で述べる。

3.2.2 比抵抗分布の推定

比抵抗値の分布は、Fig.3.5に示した、TH-1、TH-3、TH-4の3つのボーリング孔を含む鉛直断面の幅100m、E.L.370～270mの範囲で推定した。比抵抗データの供給点はFig.3.4のAMの中点とした。なお、比抵抗データは長さ25cmのサンプルから得られたものであるが、この長さは十分小さいと判断し、2.3.6 a) および付録A.1で述べた修正は行わなかった。

4. 1 層厚分布の推定

4.1.1 層厚分布の推定

3.2.1で述べた25種類のデータ集合を用いて、層厚の水平方向分布を推定した。推定は、次のようにして行った。

- 1) 各データ集合から、式(2.3)によって実験セミバリオグラムを作成する。
- 2) 実験セミバリオグラムを次式によって平滑化する¹⁷⁾。

$$\gamma^*(h) = \frac{1}{2N} \sum_{i=1}^N \{Z(x_i + \bar{h}) - Z(x_i)\}^2 \quad (4.1)$$

$$\bar{h} = h \pm \Delta h \quad (4.2)$$

ここに、 N は距離 \bar{h} だけ離れたサンプルの組数である。今回は、式(4.2)の右辺の各項を、 $h = 0, 10, 20, \dots, m$ 、 $\Delta h = 5m$ とした。式(4.1)を用いるのは、データの供給点（すなわちボーリング孔の平面位置）に規則性がなく、式(2.3)の N が1になってしまうという事情による。

- 3) 2)で作成された実験セミバリオグラムに、2.3.3で述べた理論モデルを試行錯誤により適合させる。
- 4) Fig.3.1に示した平面の上の間隔5mの格子点において最適推定値および推定誤差を計算し、それにもとづいてコンターマップを描く。

各データ集合について2)で計算された実験セミバリオグラムを、それぞれFig.4.1～Fig.4.25に示す。参考までに、10層北側集合（3. 1 参照）について1)で計算された実験セミバリオグラムをFig.4.26に示す。球状モデルおよび指數モデルを適合させたものについては、式(2.10)の検証として、各集合の母分散の推定値 $\hat{\sigma}^2 = \{(n - 1)/n\} s^2$ とシルCとを比較した。 $\hat{\sigma}^2 \sim C$ の散布図を

Fig.4.27に示す。

また、4)で計算された層厚の最適推定値および推定誤差の分布を、それぞれ Fig.4.28～Fig.4.50、Fig.4.51～Fig.4.73に示す。図中、×印はデータの供給点、細線、中細線、太線はそれぞれ間隔1m、5m、10mのセンターである。なお、移動集合については、断層を認めたボーリング孔を●印で表し、断層以北のデータの供給点は本来の位置よりも北に10.0m平行移動させて表示した。

4.1.2 層厚分布の推定結果の検定

層厚分布を断層の南北で別々に推定したケースについては、推定結果を検証するため、次の手順にしたがって検定を行った。

- 1) 各データ集合の要素を1つ選ぶ。このデータを $Z(x,y)$ とする。
- 2) データ集合から $Z(x,y)$ を除いて、点 (x,y) における最適推定値 $T(x,y)$ と推定誤差 $\sigma_K(x,y)$ を計算する。このとき、セミバリオグラムは $Z(x,y)$ を含むもとのデータ集合から得られたものをそのまま使用する。
- 3) $T(x,y) \pm \sigma_K(x,y)$ の区間に $Z(x,y)$ が存在するかどうかを調べる。
- 4) すべてのデータの供給点について1)～3)を繰り返す。

こうして得られた $Z(x,y) \sim T(x,y)$ の散布図および、 $T(x,y) \pm \sigma_K(x,y)$ の区間に存在する $Z(x,y)$ の全データ数に対する割合を、Fig.4.74～Fig.4.92に示す。

4.2 比抵抗分布の推定

4.2.1 比抵抗分布の推定

3.2.2で述べた鉛直断面の上で、比抵抗の分布を推定した。

推定は、次のようにして行った。

- 1) 深さ方向に10cm間隔で得られている比抵抗データのうち、1m間隔でデータを抽出したものを使用する。これは、全てのデータを使用したのではデータ

タが多すぎ、計算機の容量が不足して実験セミバリオグラムの計算が不可能になるためである。使用データの供給点をFig.4.93に示す。データは8層から5層にわたっているが、今回は抽出したデータをすべて同一集合とした。これは、層別に実験セミバリオグラムを計算しようとすると、データの鉛直方向密度と水平方向密度が極端に異なるために計算がうまく行かないという事情による。

2) 実験セミバリオグラムを式(4.1)および(4.2)によって平滑化する。今回は、式(4.2)の右辺の各項を、 $h = 0, 1, 2, \dots, m$ 、 $\Delta h = 1\text{m}$ とした。ただし、1つのボーリング孔についてはデータを1m間隔で供給しているので、実際に平滑化が行われるのは異なる2つのボーリング孔のデータの組合せについてのみである。

3) 2)で作成された実験セミバリオグラムに、2.3.3で述べた理論モデルを試行錯誤により適合させる。

4) Fig.3.4に示した平面の上の間隔1mの格子点において最適推定値および推定誤差を計算し、それにもとづいてコンターマップを描く。

Fig.4.93に示された全データ（TH-1孔82個、TH-3孔78個、TH-4孔5個、計165個）について2)で計算された実験セミバリオグラムを、Fig.4.94に示す。参考までに、ボーリング孔別に計算された実験セミバリオグラムをFig.4.95～Fig.4.97に示す。

また、最適推定値および推定誤差の分布を、それぞれFig.4.98、Fig.4.99に示す。図中、×印はデータの供給点、細線、中細線、太線はそれぞれ間隔1m、5m、10mのコンターである。

4.2.2 比抵抗分布の推定結果の検定

比抵抗についても4.1.2と同様な検定を行った。孔別の全データ供給点についてのZ～Tの散布図をFig.4.100に示す。また、各ボーリング孔について深さ方向にZとTを対照させたものをそれぞれFig.4.101～Fig.4.103に示す。

4. 3 考察

4.3.1 層厚分布の推定

層厚に関する実験セミバリオグラム（Fig.4.1～Fig.4.25のプロット）は、いずれも明確な增加傾向を示していない。これには、水平位置の関数としてみた層厚は明確な空間的相関をもたないこと、本研究では考慮していない異方性が内在していることの2つの理由が考えられる。今回は、これらの実験セミバリオグラムに2.3.3で述べた理論モデルのうち、直線モデル、指数モデル、球状モデルを目視により適合させた。

Fig.4.27より、目視によるシルのあるモデル（指数モデル、球状モデル）の適合では、サンプルデータのばらつきが大きいほどシルを過小に評価する傾向がわずかながらあることがわかる。

また、6つの移動集合のうち、4a2層および3a2層に関する実験セミバリオグラムにはどうしても理論モデルを適合させることができなかった（Fig.4.16、Fig.4.22）。このことは、断層発生以前に堆積した層でも、断層の両側でその空間分布特性に違いが見られることを意味する。しかし、その他の移動集合に関する実験セミバリオグラムと、断層の南北で別々に作成した実験セミバリオグラムとでは、モデルの適合性に大きい差は認められない。

検定については以下のようなことがいえる。各集合のデータ数と、 $T(x,y)$ ± $\sigma_K(x,y)$ の区間に存在する $Z(x,y)$ の全データ数に対する割合との関係をFig.4.104に示す。これより、推定結果の検定の良否とデータ数、適合モデルとの間にはほとんど相関がないことがわかる。このことは、実験セミバリオグラムへのモデルの適合性があまりよくないこととあわせて、最適推定値 T のみならず推定誤差 σ_K にもあまり信頼性がないことを示している。しかし、4a2層の南側集合を除いては、いずれの集合についても推定値と実測値が大幅にかけ離れている例はなかった。4a2層の南側集合については、1つだけ突出したデータがあったため、そのサンプルの近傍で推定値と実測値に大きい差が生じた

と考えられる。

4.3.2 比抵抗分布の推定

Fig.4.94より、層厚に関する実験セミバリオグラムが明確な増加傾向を示さなかったことと比較すると、比抵抗に関する実験セミバリオグラムは明確な増加傾向を示すことがわかる。これは、水平位置の関数としてみた層厚と、地盤の物性値である比抵抗とは、異なる物理的意味をもつことによると考えられる。すなわち、物性値の空間分布は地盤の不均質性を直接反映したものであるのに対し、層厚の水平方向分布はそのような物理的意味合いをもたないために、両者の空間的相間に差異があると考えられる。

また、Fig.4.94にはナゲットが見られる。この影響により、Fig.4.99ではデータの供給点の近傍で推定誤差が相当大きい値になっている。Fig.4.94の実験セミバリオグラムにナゲットが発生した理由としては、今回は異方性すなわち水平方向と鉛直方向の分布特性の相違を考慮していないこと、岩の構成粒子の粒径の異なる4つの層を通して実験セミバリオグラムを計算したこと、および、比抵抗の測定値が孔内水の比抵抗等の地盤の本来の不均質性以外の要因に左右され、地盤の不均質性を正確に反映した測定値を得ることが困難であるということが考えられる。

検定については以下のようなことがいえる。Fig.4.100より、TH-3孔から得られたデータについては、他のボーリング孔から得られたデータよりも推定値と実測値との差が大きい。これは、Fig.4.101～Fig.4.103からわかるように、TH-3孔では他のボーリング孔に比べて比抵抗データの局所変動が激しいからであると考えられる。このことは以下のように説明される。地盤統計手法では、式(2.2)で表されるように全対象領域における $Z(x + h)$ と $Z(x)$ との差の2乗平均を考えるため、局所的な変動が非常に急激である場合には真の空間分布をうまく追跡できない。換言すれば、地盤統計手法において推定対象とする regionalized variableとは、ある程度なめらかな空間変動をもつ空間分布量であ

るといえる。しかし、局所変動があまり激しくないその他の部分では、推定値は実測値をよく追跡していることがわかる。

以上のようなことから、地盤統計手法による推定は、対象領域の真の姿を完全に追跡することは困難であるが、従来の経験的な方法、すなわち、推定値としてサンプルデータの単純な平均や距離に反比例あるいは距離の2乗に反比例する重みをつけた加重平均を与える方法に対する、地盤の不均質性へのアプローチとしての優位性が認められたと考える。

そして、例えば、対象領域をメッシュ分割し、B. 2で述べる推定位置の体積を考慮したクリギングによって各メッシュに推定値を与えれば、工学的に十分有意義な不均質地盤モデルを作成することが可能である。このようにして作成されたモデルは、確率有限要素法¹⁹⁾等の解析に供することができる。

4. 4 今後の課題

ここでは、地盤統計手法を地盤定数分布の推定に用いる上での問題点や、今後考えられる応用についての考察を行う。

4.4.1 確率過程の工学への応用に関する問題点

本研究では、有限個のデータ $Z(x_i, y_i)$ から式(2.14)、(2.19)および(2.21)にもとづいて最適推定値 $T(x, y)$ および推定誤差 $\sigma_K(x, y)$ を計算した。この T および σ_K のもつ数学的な意味について考察する。

式(2.15)は、

- 1) データの供給点 x_i における空間分布量 $Z(x_i)$ を確率変量であるとし、得られているデータをその平均値であるとする。
- 2) $Z(x)$ は全対象領域において式(2.1)、(2.2)で表される確率過程（定常増分過程）である。
- 3) データの供給点 x_i と推定点 x_0 における Z の性質は同一である。

4) 求める推定値は $T = E[Z(x_0)]$ 、すなわち不偏推定量である。
という仮定のもとに与えられる式である。このうち4)は解析者が自ら設定する
ものであり、他の3者とは性格を異にする。

確率過程 $Z(x)$ (時系列では1次元の変数 t を考えるが、2次元以上の変数 x
を考える場合とくに区別して確率場といふことがある) では、任意の $x = x_0$ に
ついて $Z(x_0)$ が確率変数である。工学が対象とする時系列の問題は、試行をた
だ1回しか行えないという制約を受けることが多い^{3,3)}。空間的な確率場の問
題では、1つの x について複数回の試行 (物理的および力学的試験等) を行う
ことができる場合もあるが、大抵の場合はその複数回の試行の結果の平均その
他の代表値をその x についての Z の確定値として扱うのが普通である。このよ
うな場合に仮定されるエルゴード性とは、変数 x (または t) の十分な広がりを
問題にするのであって、ある特定の x の範囲 (または t の区間) における試行の
密度を問題にするのではない。

エルゴード性を仮定できない以上、式(2.21)の推定誤差分散は、数学的には
単に式(2.15)で表される分散の最小値という意味しかもたない。このような背
景を踏まえれば、確率過程 (場) の本質と実際の工学的問題の性格との間のギ
ャップを認めざるを得ない。これは、地盤統計手法のような定常増分過程 (場)
に限らず、あらゆる確率過程 (場) の工学への適用について存在する問題
である。地盤統計手法によって計算される最適推定値 $T(x, y)$ および推定誤差
 $\sigma_K(x, y)$ は、上記1)~3)の仮定が工学的に十分妥当であると判断されうる状況
においてのみ意味をもつのであるということを、解析者は認識するべきであ
る。この妥当性の立証には、まだまだ多くの研究が必要であろう。

4.4.2 地盤統計手法自体のもつ問題点

地盤統計手法には、4.4.1で述べた数学的な背景の他に、より実際的な問題
をもつ。それらを列挙すると、以下のようになる。

- 1) 測定誤差を直接考慮することができない。

- 2) 異方性を考慮することができない。
- 3) 対象とする空間分布量が2.1で述べたregionalized variableであるか否かを判断する明確な基準がない。
- 4) サンプルデータが何個あればうまく推定が行えるのかということは、実際にサンプルを採取して実験セミバリオグラムを作成してみなければわからない。

1)に関連して、サンプルデータの一部が高精度で他のものが低精度であるとき、高精度のものを測定誤差0とし、低精度のものにそれぞれ定量的な測定誤差を考えるならば、この誤差を推定に反映させることは可能である。今回扱った堆積層の層厚は、層の上下の境界面の間隔をもってその値とした。しかし、層の境界面は明瞭であるとは限らず、層厚が正確に規定できない場合もある。このような場合、層厚の誤差を定量化できれば、それを考慮した推定を行うことができる。

2)の、分布に関して異方性を示すものの地盤統計手法による推定は、方向別に長さの縮尺を変更した等価な等方性空間を対象とせざるを得ないが、これは、データの供給点を正多角形（2次元の場合）に配置し、方向別に実験セミバリオグラムを作成することによって可能となる。

3)については、現状では、地盤統計手法によって推定を行おうとするならば、実験セミバリオグラムがおおむね増加傾向を示していれば対象とする空間分布量はregionalized variableであると判断せざるを得ない。

4)については、対象とする空間分布量のセミバリオグラムのレンジ（2.3.1参照）がある程度明らかになっていれば、サンプル間隔がそれを下回るようにすれば地盤統計手法による推定が可能になる。また、目標とする推定精度を設定すれば、最適なサンプリング計画をたてることができる¹⁰⁾。

4.4.3 地盤統計手法の適用性の評価

推定の対象とする空間分布量の計測データから得られる実験セミバリオグラ

ムが明確な増加傾向を示しているならば、地盤統計手法によって行われた推定は経験的推定よりも信頼するべきものとなる。また、実験セミバリオグラムが全くランダムな形状になる場合は、地盤統計手法を用いた推定の結果は、推定値として全対象空間内のデータの供給点を除く各点に全データの平均を与えたものとなり、従来の経験的な判断と一致する。しかし、実験セミバリオグラムがあいまいな増加傾向を示し、対象とする空間分布量の空間的相関の有無がはつきりしない場合、解析者はどのように対処するべきであるかという問題が残る。

今回、層厚に関しては実験セミバリオグラムの形状は明確な増加傾向を示していないにもかかわらず、4.1.2で行った検定では、大きく実測値からはずれているものはほとんどなかった。このことから、このような場合には、計算される最適推定値および推定誤差のもつ意味があいまいなものにはなるが、セミバリオグラムの適合性の度合いを何らかの方法で推定結果に加味すれば、その推定は無意味なものではなくなるということがいえる。ただし、セミバリオグラムの適合性の度合いをどのように表現するかは、今後の研究に待たねばならない。

以上のようなことから、地盤統計手法によって推定される地盤定数の分布を用いて不均質地盤モデルを作成すれば、それは、空間内的一部では実際の地盤とかけ離れたものになる可能性が残るもの、一つのモデルとしての存在を否定されるものではないと考えられる。

4.4.4 地盤統計手法の信頼性設計への導入

地盤統計手法のような統計的な推定法を用いて、ある点における空間分布量を計測することなく推定しようとする場合、その空間分布量の真の値を知ることは不可能であり、推定結果は真の値の近似値にすぎない。つまり、統計的な推定法では、空間分布を確定的に与えることはできない。したがって、推定結果に何らかの処理を施すことが必要になる。

推定点における空間分布量の真の値 Z を確率変量としてとらえ、その確率変量の推定点における確率分布を、平均値 T 、分散 σ_K^2 の正規分布と仮定すれば、区間 $T \pm \sigma_K$ は68.7%信頼区間、すなわち同区間に Z が存在する確率は68.7%である。この仮定が正しければ、95%信頼区間は $T \pm 1.96\sigma_K$ 、99%信頼区間は $T \pm 2.58\sigma_K$ となる。

今後の研究によって Z の T 周りの分布の性状が明らかになってくれば、地盤統計手法による推定結果は信頼性設計に用いることができる。すなわち、推定点 x_0 における空間分布量 Z の値は確率 $p\%$ で a 以上 b 以下であるという情報が、地盤統計手法によって与えられることになる。

第5章 結論

地盤統計手法によって堆積層の層厚の水平方向分布および比抵抗値の空間分布を推定した本研究によって、以下のことが明らかになった。

- 1) 水平位置の関数としてみた堆積層の層厚はわずかな空間的相関をもち、その水平方向分布を地盤統計手法によって推定することが可能である。ただし、その推定結果の信頼性はやや低い。
- 2) 堆積層の層厚の水平方向分布の性状は、断層を境界として異なる。したがって、セミバリオグラムは断層の両側で別々に作成するべきである。
- 3) 堆積層の比抵抗値は明確な空間的相関をもち、そのセミバリオグラムは従来の理論モデルで適合される。
- 4) 比抵抗の計測値は地盤の本来の不均質性の他にさまざまな要因に影響され、それらはセミバリオグラムにナゲットとして反映される。
- 5) 堆積層の比抵抗の空間分布を地盤統計手法によって推定することは可能であり、その推定結果の信頼性は高い。
- 6) 地盤統計手法では、空間分布量の空間内の部分における激しい局所変動を追跡することは困難である。
- 7) 地盤統計手法は、工学への応用にあたって、従来の確率過程論と同様な問題点を残している。
- 8) 地盤統計手法によれば、有限個の調査結果から不均質地盤モデルを作成することが可能である。作成されたモデルは信頼性設計に利用することができる。

このように、地盤統計手法は、不均質地盤内の地盤定数分布の推定にあたっていくつかの問題点を残しているものの、従来の経験的推定法と比較して、数学的な根拠にのっとった合理的な推定を行うことが可能であるという利点があることがわかった。

今後、本研究と同様の研究が盛んになり、現在解決されていない問題点が克

服されてくれれば、地盤統計手法は地盤工学の分野における有力な手法となるであろう。

参考文献

- 1) Matheron, G.: Principles of Geostatistics, Economic Geology, Vol.58, No.8, pp.1246~1266, 1963.
- 2) 清水則一・桜井春輔：ファジー理論を用いた岩盤分類の構成方法に関する研究、土木学会論文集第370号／III-5, pp.225~232, 1986.
- 3) 鈴木昌次・古川浩平・井上洋司・中川浩二：ファジィ回帰モデルに基づくトンネル岩盤分類法の提案、土木学会論文集第418号／III-13, pp.181~190, 1990.
- 4) Priest, S.D. & Hudson, J.A.: Estimation of Discontinuity Spacing and Trace Length Using Scanline Surveys, International Journal of Rock Mechanics, Mining Sciences & Geomechanical Abstracts, Vol.18, pp.183~197, 1981.
- 5) 鍵本広之：岩盤割れ目性状の評価方法に関する基礎的研究、京都大学修士論文、1987.
- 6) 水戸義忠：確率モデルを用いた節理性岩盤の解析に関する基礎的研究、早稲田大学修士論文、1988.
- 7) 吉中龍之進・吉田 淳・山辺 正：岩盤不連続面分布の幾何学性とそのモデル化に関する考察、土質工学会論文報告集第30巻第3号、pp.161~173, 1990.
- 8) 西村 肇・草深守人・大橋敏行・西川 力：水力発電所地下空洞の掘削に伴う岩盤亀裂調査とその定量化、土木学会論文集第418号／III-13, pp.45~53, 1990.
- 9) David, M.: Geostatistical Ore Reserve Estimation, Elsevier, 1977.
- 10) 茂木源人・山口梅太郎：深海底マンガン団塊の広域調査における最適サンプリング密度、日本鉱業会誌／103 1197, pp.757~761, 1987.
- 11) Guarascio, M., David, M. & Huijbregts, C. (eds.): Advanced Geostatistics

in the Mining Industry, D. Reidel, 1975.

- 12) Matheron, G. & Armstrong, M. (eds.): Geostatistical Case Studies, D. Reidel, 1987.
- 13) Armstrong, M. (ed.): Geostatistics, Vols. 1 & 2, Kluwer Academic, 1988.
- 14) Hudson, J. A.: Geostatistics Applied to Rock Mechanics, 第7回岩の力学国際シンポジウム特別講演資料、1987。
- 15) 古市 徹：環境移流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－、京都大学博士論文、1984.
- 16) Long, J.C.S. & Billaux, D.M.: From Field Data to Fracture Network Modeling: An Example Incorporating Spatial Structure, Water Resources Research, Vol.23, No.7, pp.1201～1216, 1987.
- 17) de Marsily, G. & Ahmed, S.: Application of Kriging Techniques in Groundwater Hydrology, Journal of the Geological Society of India, Vol.29, No.1, pp.57～82, 1987.
- 18) 桑原啓三・原口 強：ジオスタティスティックスによる岩盤密度分布の推定、応用地質第29巻第2号、pp.43～52, 1988.
- 19) 鈴木 誠・石井 清：土質定数の空間分布推定法を用いた確率有限要素法、土木学会論文集第394号／III-9, pp.97～104, 1988.
- 20) 原田守博：不均質場における不圧地下水状態の時空間変動過程に関する研究、名古屋大学博士論文、1989.
- 21) 大谷司郎：地盤統計手法を用いた地盤定数の推定に関する基礎的研究、京都大学修士論文、1989.
- 22) 中井智己：地盤統計手法を用いた岩盤中の割れ目解析、京都大学卒業論文、1990.
- 23) 青木謙治・稻葉武史・堀越清視：地質統計手法を用いた地盤のモデル化について、第22回岩盤力学に関するシンポジウム講演論文集、pp.501～505, 1990.

- 24) Journel, A.G. & Huijbregts, Ch.J.: Mining Geostatistics, Academic Press, 1978.
- 25) Rendu, J.-M.: An Introduction to Geostatistical Method of Mineral Evaluation, South African Institute of Mining and Metallurgy Monograph Series, Geostatistics 2, South African Institute of Mining and Metallurgy, 1978.
- 26) Clark, I.: Practical Geostatistics, Applied Science Publisher, 1982.
- 27) Royle, A., Clark, I., Brooker, P.I., Parker, H., Journel, A., Rendu, J.M., Sandefur, R., Grant, D.C. & Mousset-Jones, P.: Geostatistics, McGraw-Hill, 1980.
- 28) de Marsily, G., de Marsily, G. (trans.): Quantitative Hydrogeology, Groundwater Hydrology for Engineers, Academic Press, 1986.
- 29) Armstrong, M.: Basic Geostatistics for the Mining Industry, Erasmus, 1990.
- 30) 動力炉・核燃料開発事業団中部事業所環境地質課水理地質グループ：水理地質構造モデルの作成－その1－（立坑周辺領域を例として）、1990.
- 31) 土質工学会編：土質工学ハンドブック（1982年版）、p.504.
- 32) 藤原忠一・橋本憲和・横山仁志：地盤調査における物理検層の応用、物理探鉱第36巻第5号、pp.294～307, 1983.
- 33) 亀田弘行・池淵周三・春名 攻：確率・統計解析、新体系土木工学2、技報堂出版、1983.

付録A 式の証明・誘導

A. 1 式(2.10)の証明

$Z(x)$ の平均値を m とすると、

$$\begin{aligned}\chi(h) &= \frac{1}{2} E[(Z(x+h) - Z(x))^2] \\ &= \frac{1}{2} E[(Z(x) - m - Z(x+h) + m)^2] \\ &= \frac{1}{2} E[(Z(x) - m)^2 - 2(Z(x) - m)(Z(x+h) - m) + (Z(x+h) - m)^2] \\ &= E[(Z(x) - m)^2] - E[(Z(x) - m)(Z(x+h) - m)]\end{aligned}$$

となる。ここで、 $h \geq a$ のとき

$$\chi(h) = C$$

であり、また $Z(x)$ と $Z(x+h)$ は独立と考えてよいから、

$$E[(Z(x) - m)(Z(x+h) - m)] = E[(Z(x) - m)]E[(Z(x+h) - m)] = 0$$

である。よって

$$C = E[(Z(x) - m)^2] = \sigma^2$$

となる。

A. 2 式(2.15)の証明

$Z(x)$ は次式で与えられるとする。

$$Z(x) = m + w(x)$$

ここに、 m は確定値として与えられる部分 ($Z(x)$ の平均値) であり、 $w(x)$ は変動部分である。このとき、 $w(x)$ は次式を満たす。

$$E[w(x)] = 0$$

これが不偏条件(non-biased condition)である。これによって、推定値 T のもつ誤差 σ_E^2 は次のようになる。

$$\begin{aligned} \sigma_E^2 &= E[(Z(x_0) - T)^2] \\ &= E\left[\left(m + w(x_0) - \sum_{i=1}^n \lambda_i Z(x_i)\right)^2\right] \\ &= E\left[\left(m + w(x_0) - \sum_{i=1}^n \lambda_i(m + w(x_i))\right)^2\right] \\ &= E\left[\left(m + w(x_0) - m \sum_{i=1}^n \lambda_i - \sum_{i=1}^n \lambda_i w(x_i)\right)^2\right] \\ &= E\left[\left(w(x_0) - \sum_{i=1}^n \lambda_i w(x_i)\right)^2\right] \\ &= E\left[\left(w(x_0))^2 - 2w(x_0) \sum_{i=1}^n \lambda_i w(x_i) + \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n \lambda_i \lambda_j w(x_i) w(x_j)\right)\right] \\ &= E[w(x_0))^2] - 2E\left[\sum_{i=1}^n \lambda_i w(x_0) w(x_i)\right] + E\left[\sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n \lambda_i \lambda_j w(x_i) w(x_j)\right] \end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
&= E[(Z(x_0) - m)^2] - 2E\left[\sum_{i=1}^n \lambda_i(Z(x_0) - m)(Z(x_i) - m)\right] \\
&\quad + E\left[\sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n \lambda_i \lambda_j (Z(x_i) - m)(Z(x_j) - m)\right] \\
&= Var[Z(x_0)] - 2 \sum_{i=1}^n \lambda_i Cov[Z(x_0), Z(x_i)] \\
&\quad + \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n \lambda_i \lambda_j Cov[Z(x_i), Z(x_j)] \\
&= \sigma^2 - 2 \sum_{i=1}^n \lambda_i (\sigma^2 - \gamma(h_{i0})) + \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n \lambda_i \lambda_j (\sigma^2 - \gamma(h_{ij})) \\
&= 2 \sum_{i=1}^n \lambda_i \gamma(h_{i0}) - \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n \lambda_i \lambda_j \gamma(h_{ij})
\end{aligned}$$

上記の誘導には、A. 3で証明する

$$\sum_{i=1}^n \lambda_i = 1$$

および

$$\begin{aligned}
\gamma(h) &= E[(Z(x) - m)^2] - E[(Z(x) - m)(Z(x+h) - m)] \\
&= \sigma^2 - Cov[Z(x), Z(x+h)]
\end{aligned}$$

を用いた。

A. 3 式(2.18)の証明

A. 2で述べたように、不偏条件は、 $Z(x)$ を

$$Z(x) = m + w(x)$$

としたとき、

$$E[w(x)] = 0$$

である。

最適推定値は次式を満たす。

$$E[Z(x_0) - T] = 0$$

すなわち

$$E[Z(x_0)] = E[T]$$

である。左辺は

$$E[Z(x_0)] = E[m + w(x_0)] = m + E[w(x_0)] = m$$

と変形され、右辺は

$$\begin{aligned} E[T] &= E\left[\sum_{i=1}^n \lambda_i Z(x_i)\right] \\ &= \sum_{i=1}^n \lambda_i E[Z(x_i)] \\ &= m \sum_{i=1}^n \lambda_i \end{aligned}$$

と変形される。したがって、

$$\sum_{i=1}^n \lambda_i = 1$$

でなければならない。

A. 4 式(2.19)の誘導

式(2.15)の値をLagrangeの未定係数法により最小化する。条件は

$$\frac{\partial \left\{ \sigma_E^2 - 2\mu \left(\sum_{i=1}^n \lambda_i - 1 \right) \right\}}{\partial \lambda_i} = 0 \quad (i = 1, 2, \dots, n)$$

である。これより式(2.20)

$$\sum_{j=1}^n \lambda_j \gamma(h_{ij}) + \mu = \gamma(h_{i0}) \quad (i = 1, 2, \dots, n)$$

が得られる。これと式(2.18)とを合わせて行列表示すると式(2.19)となる。

付録B サンプルおよび推定位置の体積を考慮した推定

2.3.6 a) で述べたように、サンプルおよび推定位置の体積を考慮せざるを得ない場合、それらを考慮していない本文中の議論は修正を必要とするようになる。ここでは、その修正部分を簡単に述べる。詳しくは文献²⁶⁾を参照されたい。

B. 1 サンプルの体積を考慮したセミバリオグラム

空間分布量Zに関するサンプルの体積V内のある代表値にもとづいて計算されるセミバリオグラムは、ZのV内の変動を一様なものとして内含するようになるため、点におけるZの値から計算される（真の）ものに比べて、この変動分だけ小さくなる（式(B.1)）。

$$\gamma(h) = \gamma_v(h) - \bar{\gamma}(V, V) \quad (\text{B.1})$$

ここに、 $\gamma_v(h)$ はZのV内の代表値から計算されるセミバリオグラム、 $\gamma(h)$ は点におけるZの値から計算される（真の）セミバリオグラム、 $\bar{\gamma}(V, V)$ はV内の任意の2点におけるZの値から計算される平均セミバリオグラムである。

長さlの線分のサンプルを考えたとき、Zのl内の代表値から計算されるセミバリオグラム $\gamma_l(h)$ と $\gamma(h)$ との間には以下のような関係が成立することが、Clark²⁶⁾によって示されている。以下、添字lは $\gamma_l(h)$ に関するものであることを表す。

レンジaについては次のようになる。

$$a = a_l - l \quad (\text{B.2})$$

そして、2.3.3で述べた直線モデル、指數モデル、球状モデルは、それぞれ

次のように修正される。

直線モデル

$$\begin{aligned}\gamma(h) &= \frac{ph^2}{3l^2}(3l - h) \quad (h < l) \\ &= p(h - l/3) \quad (h \geq l)\end{aligned}\tag{B.3}$$

指数モデル

$$C_l = 2C \left[\frac{a}{l} - \frac{a^2}{l^2} \left(1 - \exp \left(-\frac{l}{a} \right) \right) \right]\tag{B.4}$$

球状モデル

$$\begin{aligned}C_l &= \frac{C}{20} \left(20 - 10 \frac{l}{a} + \frac{l^3}{a^3} \right) \quad (l < a) \\ &= \frac{C}{20} \frac{a}{l} \left(15 - 4 \frac{l}{a} \right) \quad (l \geq a)\end{aligned}\tag{B.5}$$

B. 2 推定位置の体積を考慮したクリギング

いま、サンプルとして無視できる長さ l をもつ線分、推定領域として xy 平面上の長方形 $V(x_s \leq x \leq x_l, y_s \leq y \leq y_l)$ を考える。

推定領域 V における最適推定値 T は、サンプルデータ Z の加重平均として次式で与えられるとする。

$$T = \sum_{i=1}^n \lambda_i Z(S_i)\tag{B.6}$$

ここに、 T は領域 V における推定値、 n はサンプル数、 $Z(S_i)$ は i 番目のサンプル

S_i の計測データ、 λ_i は重みである。

式(B.6)によって推定値 T を与えるとき、推定誤差の分散 σ_E^2 は次式で与えられる（証明は省略する）。

$$\sigma_E^2 = 2 \sum_{i=1}^n \lambda_i \bar{\gamma}(S_i, V) - \bar{\gamma}(V, V) - \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n \lambda_i \lambda_j \bar{\gamma}(S_i, S_j) \quad (\text{B.7})$$

ここに、 $\bar{\gamma}(S_i, V)$ はサンプル S_i と推定領域 V との間のセミバリオグラムの平均値、 $\bar{\gamma}(V, V)$ は推定領域 V 内の任意の2点の間のセミバリオグラムの平均値、 $\bar{\gamma}(S_i, S_j)$ は2つのサンプル S_i と S_j との間のセミバリオグラムの値であり、それぞれ次のように表される。

$$\bar{\gamma}(S_i, V) = \frac{1}{(x_l - x_s)(y_l - y_s)} \int_{x_s}^{x_l} \int_{y_s}^{y_l} \gamma(\sqrt{(x - x_i)^2 + (y - y_i)^2}) dy dx \quad (\text{B.8})$$

$$\begin{aligned} \bar{\gamma}(V, V) &= \frac{1}{(x_l - x_s)^2(y_l - y_s)^2} \\ &\cdot \int_{x_s}^{x_l} \int_{y_s}^{y_l} \int_{x_s}^{x_l} \int_{y_s}^{y_l} \gamma(h(x_1, y_1, x_2, y_2)) dy_2 dx_2 dy_1 dx_1 \end{aligned} \quad (\text{B.9})$$

$$\bar{\gamma}(S_i, S_j) = \gamma(h_{ij}) \quad (\text{B.10})$$

ただし、 $h(x_1, y_1, x_2, y_2)$ は2点 (x_1, y_1) 、 (x_2, y_2) の間の距離で、

$$h(x_1, y_1, x_2, y_2) = \sqrt{(x_2 - x_1)^2 + (y_2 - y_1)^2} \quad (\text{B.11})$$

である。

また、推定値の不偏条件は次式で表される。

$$\sum_{i=1}^n \lambda_i = 1 \quad (\text{B.12})$$

さて、重み λ_i は式(B.7)の分散を Lagrange の未定係数法によって最小化することによって決定される。重み λ_i および未定係数 μ を求める式を行列形式で表せば、次のようになる（誘導は省略する）。

$$\begin{bmatrix} \bar{\gamma}(S_1, S_1) & \bar{\gamma}(S_1, S_2) & \cdots & \bar{\gamma}(S_1, S_n) & 1 \\ \bar{\gamma}(S_2, S_1) & \bar{\gamma}(S_2, S_2) & \cdots & \bar{\gamma}(S_2, S_n) & 1 \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots & \vdots \\ \bar{\gamma}(S_n, S_1) & \bar{\gamma}(S_n, S_2) & \cdots & \bar{\gamma}(S_n, S_n) & 1 \\ 1 & 1 & \cdots & 1 & 0 \end{bmatrix} \begin{pmatrix} \lambda_1 \\ \lambda_2 \\ \vdots \\ \lambda_n \\ \mu \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \bar{\gamma}(S_1, V) \\ \bar{\gamma}(S_2, V) \\ \vdots \\ \bar{\gamma}(S_n, V) \\ 1 \end{pmatrix} \quad (\text{B.13})$$

式(B.12)、(B.13)を解けば、最適解に対する重み λ_i および未定係数 μ が求められる。この λ_i を式(B.6)に代入すして最適推定値 T を得る。また、最適解に対する推定誤差の分散 σ_K^2 は次式で求められる。

$$\sigma_K^2 = \sum_{i=1}^n \lambda_i \bar{\gamma}(S_i, V) + \mu - \bar{\gamma}(V, V) \quad (\text{B.14})$$

このようにして得られた結果は領域 V 内の各点における共通のものである。

B. 3 推定位置の体積を考慮した複合クリギング

B. 2 と同様に、サンプルとして無視できる長さ l をもつ線分、推定領域として xy 平面上の長方形 $V(x_s \leq x \leq x_t, y_s \leq y \leq y_t)$ を考える。

k 種類の空間分布量のデータを用いて、その中の 1 番目の空間分布量 Z_1 の推定領域 V における最適推定値 T_1 を、他の $(k - 1)$ 種類の空間分布量のデータを

参照して推定するとする。 T_1 は k 種類のサンプルデータ Z_p の加重平均として次式で与えられるとする。

$$T_1 = \sum_{i=1}^{n_1} \lambda_{1i} Z_1(x_i) + \sum_{p=2}^k \sum_{j=1}^{n_p} \lambda_{pj} Z_p(x_j) \quad (\text{B.15})$$

ここに、 T_1 は Z_1 の領域 V における推定値、 $Z_p(S_i)$ は i 番目のサンプル S_i における p 番目の空間分布量 Z_p の計測データ、 n_p は Z_p のサンプル数、 λ_{pi} は Z_p の i 番目のサンプルデータに与えられる重みである。

式(B.15)によって推定値 T_1 を与えるとき、推定誤差の分散 σ_E^2 は次式で与えられる（証明は省略する）。

$$\begin{aligned} \sigma_E^2 &= 2 \sum_{p=1}^k \sum_{i=1}^{n_p} \lambda_{pi} \bar{\gamma}_{1p}(S_{pi}, V) - \bar{\gamma}_{11}(V, V) \\ &\quad - \sum_{p=1}^k \sum_{i=1}^{n_p} \sum_{q=1}^k \sum_{j=1}^{n_q} \lambda_{pi} \lambda_{qj} \bar{\gamma}_{pq}(S_{pi}, S_{qj}) \end{aligned} \quad (\text{B.16})$$

ここに、 γ_{pq} は、 $p = q$ のときは Z_p に関するセミバリオグラム、 $p \neq q$ のときは Z_p と Z_q との間のクロスセミバリオグラムを表し、 $\bar{\gamma}_{1p}(S_{pi}, V)$ 、 $\bar{\gamma}_{11}(V, V)$ 、 $\bar{\gamma}_{pq}(S_{pi}, S_{qj})$ はB. 2の場合と同様にそれぞれ次式で与えられる。

$$\begin{aligned} \bar{\gamma}_{1p}(S_{pi}, V) &= \frac{1}{(x_l - x_s)(y_l - y_s)} \\ &\cdot \int_{x_s}^{x_l} \int_{y_s}^{y_l} \gamma_{1p} \left\{ \sqrt{(x - x_i)^2 + (y - y_i)^2} \right\} dy dx \end{aligned} \quad (\text{B.17})$$

$$\bar{\gamma}_{11}(V, V) = \frac{1}{(x_l - x_s)^2(y_l - y_s)^2}$$

$$\int_{x_s}^{x_l} \int_{y_s}^{y_l} \int_{x_s}^{x_l} \int_{y_s}^{y_l} \gamma_{11} \{ h(x_1, y_1, x_2, y_2) \} dy_2 dx_2 dy_1 dx_1$$

(B.18)

$$\bar{\gamma}_{pq}(S_{pi}, S_{qj}) = \gamma_{pq}(h_{ij})$$

(B.19)

ただし、

$$h(x_1, y_1, x_2, y_2) = \sqrt{(x_2 - x_1)^2 + (y_2 - y_1)^2}$$

(B.20)

である。

また、推定値の不偏条件は次式で表される。

$$\sum_{i=1}^{n_1} \lambda_{1i} = 1$$

(B.21)

$$\sum_{i=1}^{n_p} \lambda_{pi} = 0 \quad (p = 2, 3, 4, \dots, k)$$

(B.22)

さて、重み λ_{pi} は式(B.16)の分散を Lagrange の未定係数法によって最小化することによって決定される。重み λ_{pi} および Z_p に関する未定係数 μ_p を求める式は次のようになる（誘導は省略する）。

$$\sum_{q=1}^k \sum_{j=1}^{n_q} \lambda_{qj} \bar{\gamma}_{pq}(S_{pi}, S_{qj}) + \mu_p = \bar{\gamma}_{1p}(S_{pi}, V)$$

$$(p = 1, 2, 3, \dots, k, i = 1, 2, 3, \dots, n_p)$$

(B.23)

式(B.21)、(B.22)、(B.23)を連立させて解けば、最適解に対する重み λ_{pi} および未定係数 μ_p が求められる。この重み λ_{pi} を式(B.15)に代入して最適推定値 T_1

を得る。また、最適解に対する推定誤差の分散 σ_K^2 は次式で求められる。

$$\sigma_K^2 = \sum_{p=1}^k \sum_{i=1}^{n_p} \lambda_{pi} \bar{\gamma}_{1p}(S_{pi}, V) + \sum_{p=1}^k \mu_p - \bar{\gamma}_{11}(V, V) \quad (\text{B.24})$$

このようにして得られた結果は領域 V 内の各点における共通のものである。

Table 3.1 層厚の標本平均と標準偏差

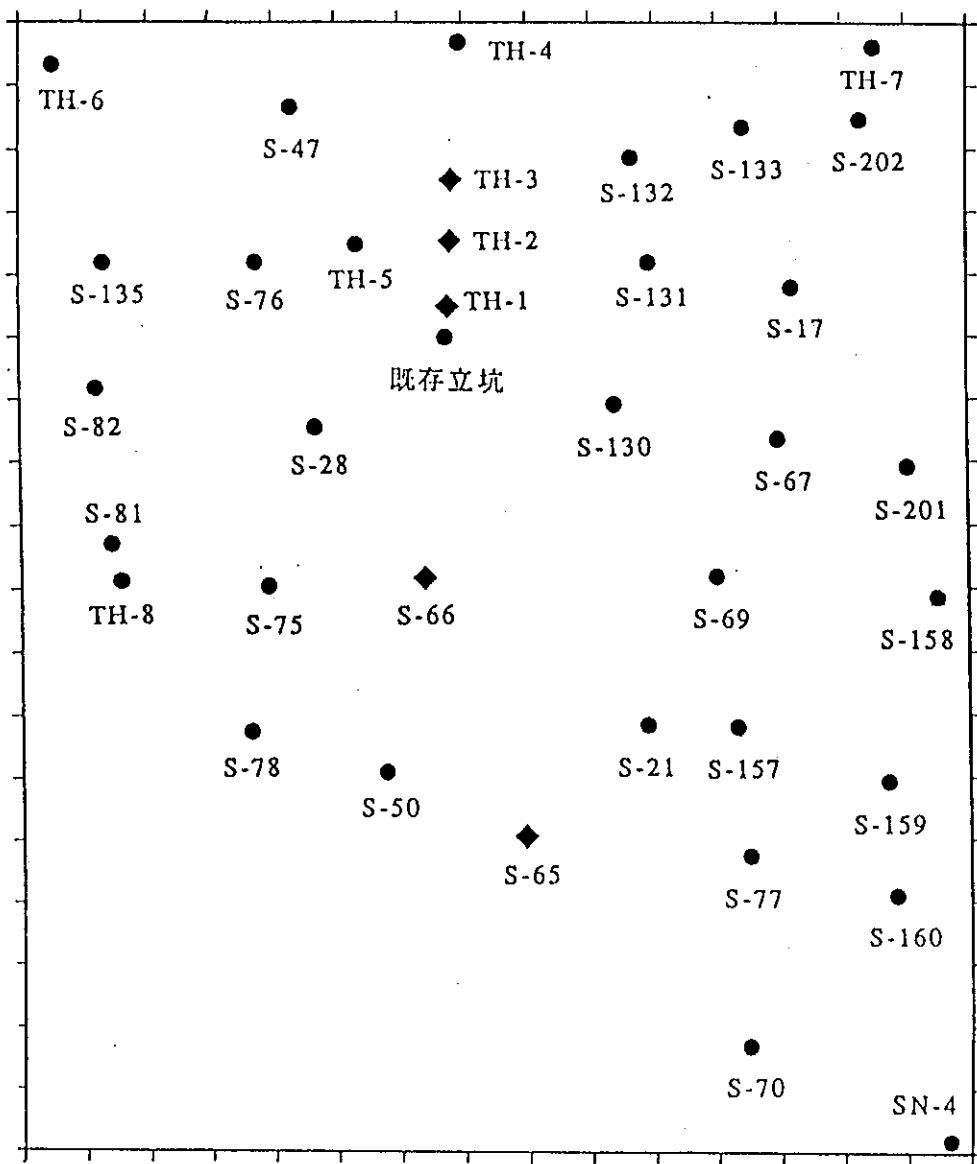
層	集合	n	\bar{z} (m)	s(m)
シルト岩 (10)	北側	8	21.1	11.0
細～極細粒砂岩 (9b)	北側	8	10.5	8.5
礫岩 (9a)	北側	12	7.8	4.2
細～中粒砂岩 (8)	北側	15	14.0	4.5
	南側	22	12.6	6.6
凝灰質細粒砂岩 (7)	北側	16	19.7	10.1
	南側	23	31.6	9.8
凝灰岩～凝灰質砂岩 (6)	北側	17	17.9	6.5
	南側	25	11.4	5.7
	移動	42	14.0	6.8
礫岩 (5)	北側	17	14.9	5.9
	南側	25	11.3	5.4
	移動	42	12.8	5.8
凝灰質砂岩～凝灰岩 (4a2)	北側	17	11.9	5.2
	南側	25	13.5	13.2
	移動	42	12.9	10.6
礫岩 (4a1)	北側	17	8.8	4.8
	南側	22	8.3	3.2
	移動	39	8.5	3.9
砂岩・礫岩(細粒) (3a2)	北側	17	5.5	2.9
	南側	22	6.3	6.1
	移動	39	6.0	5.0
礫岩(細～中粒) (3a1)	北側	17	10.3	6.7
	南側	21	7.9	5.8
	移動	38	9.0	6.2

Table 3.2 層厚分布の推定の種類

層	北側	南側	移動
シルト岩 (10)	○	—	—
細～極細粒砂岩 (9b)	○	—	—
礫岩 (9a)	○	—	—
細～中粒砂岩 (8)	○	○	—
凝灰質細粒砂岩 (7)	○	○	—
凝灰岩～凝灰質砂岩 (6)	○	○	○
礫岩 (5)	○	○	○
凝灰質砂岩～凝灰岩 (4a2)	○	○	△
礫岩 (4a1)	○	○	○
砂岩・礫岩(細粒) (3a2)	○	○	△
礫岩(細～中粒) (3a1)	○	○	○

○：推定を行ったもの

△：実験セミバリオグラムの作成のみを行ったもの



◆ : 断層を認めたボーリング孔

Fig.3.1 調査地域

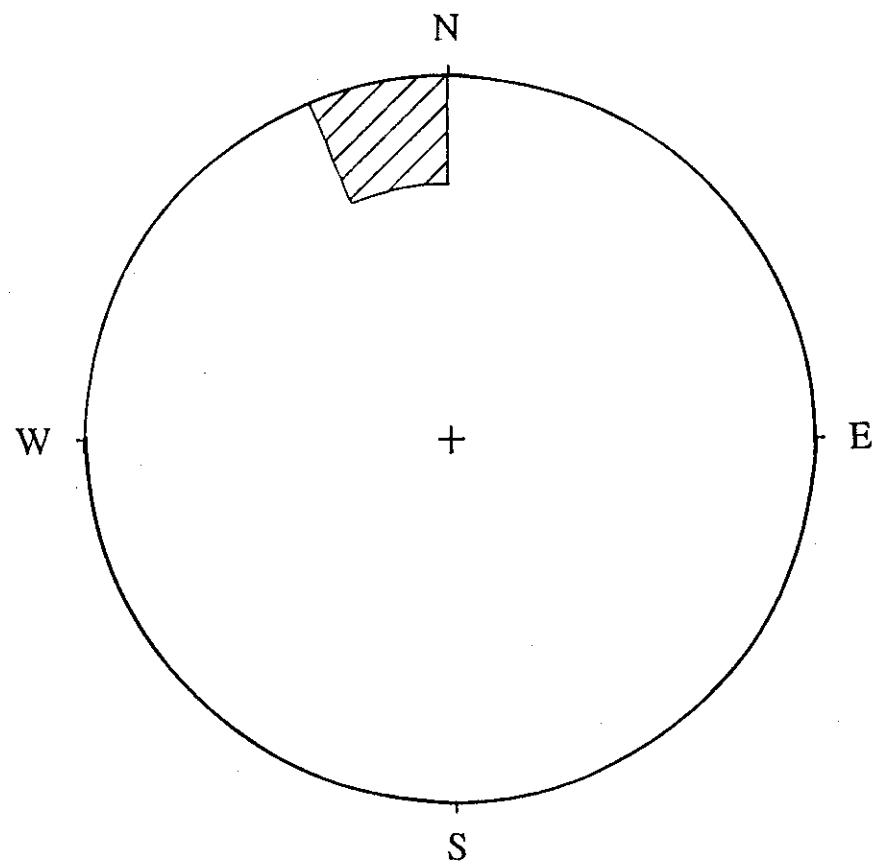


Fig.3.2 断層（月吉断層）の方向

瀬戸層群（記号11）

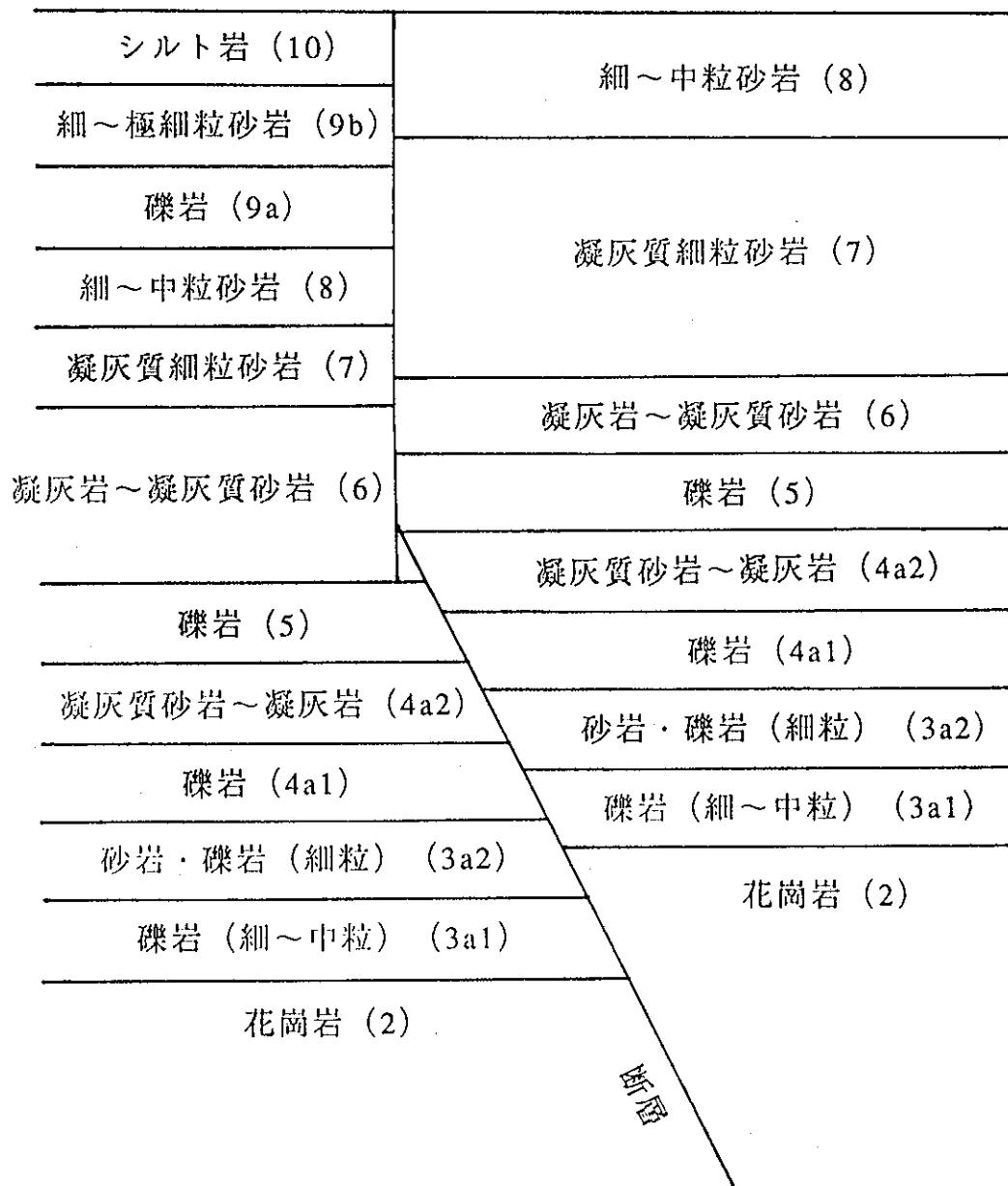


Fig.3.3 堆積層の構成

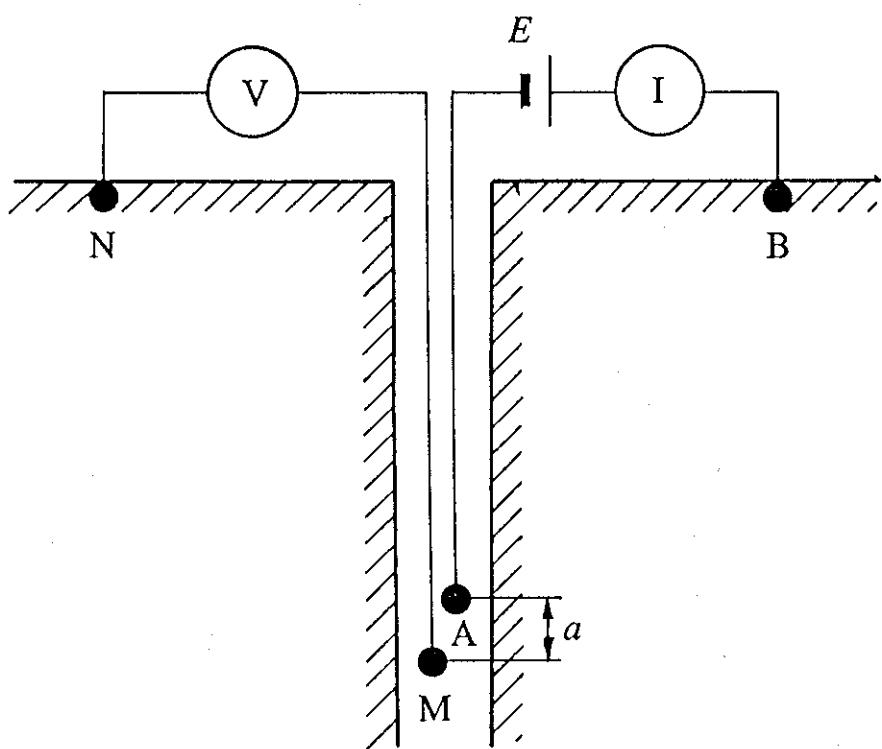


Fig.3.4 比抵抗の計測方法

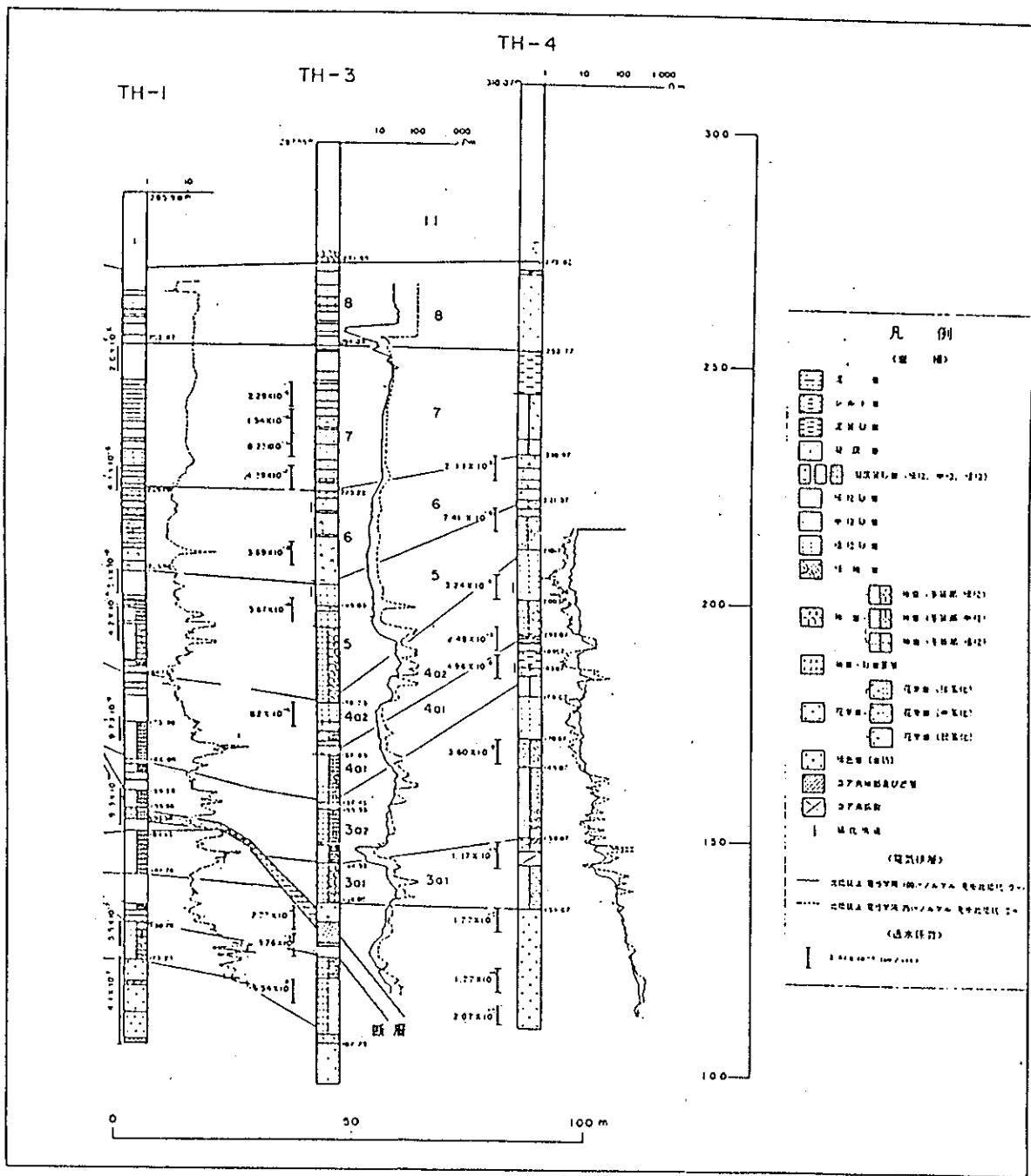


Fig.3.5 比抵抗の計測点（分布の推定の対象とした断面）

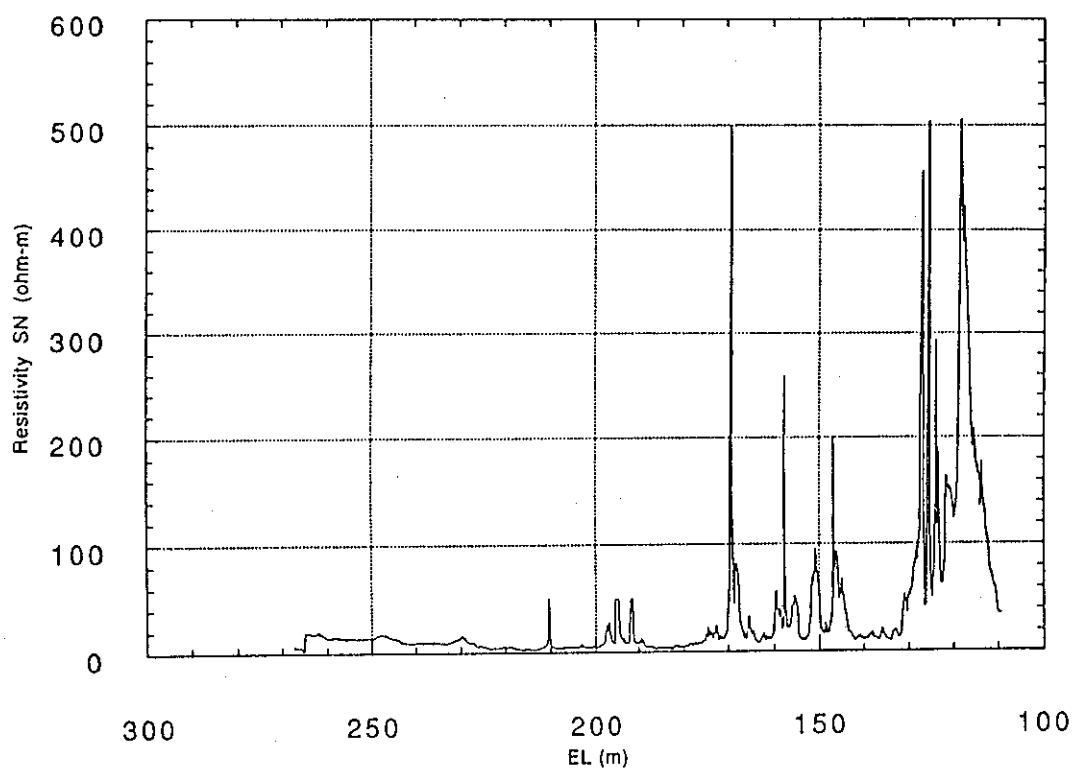


Fig.3.6 比抵抗の測定結果 (TH-1孔)

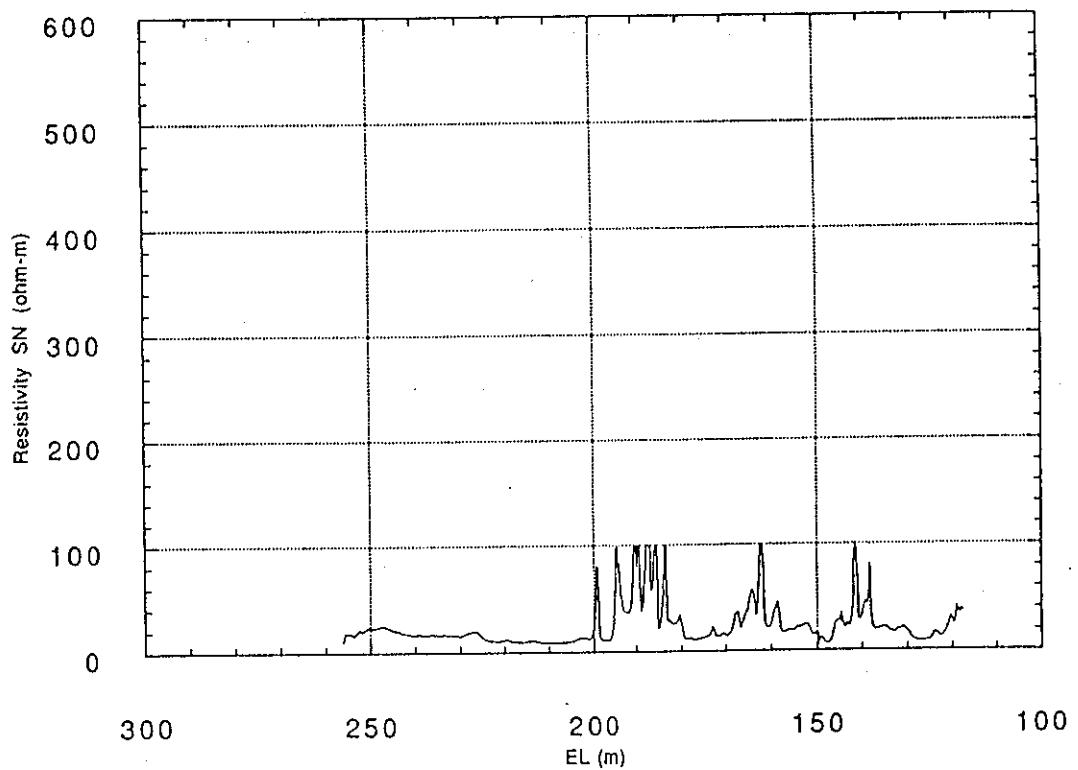


Fig.3.7 比抵抗の測定結果 (TH-3孔)

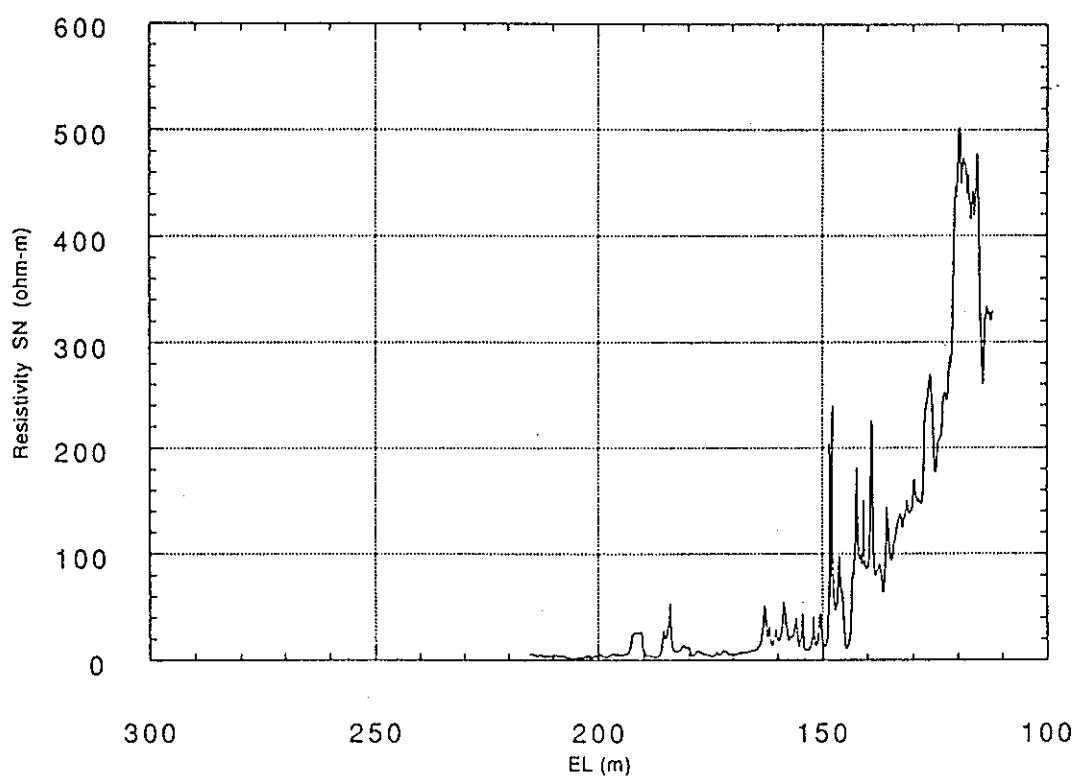


Fig.3.8 比抵抗の測定結果 (TH-4孔)

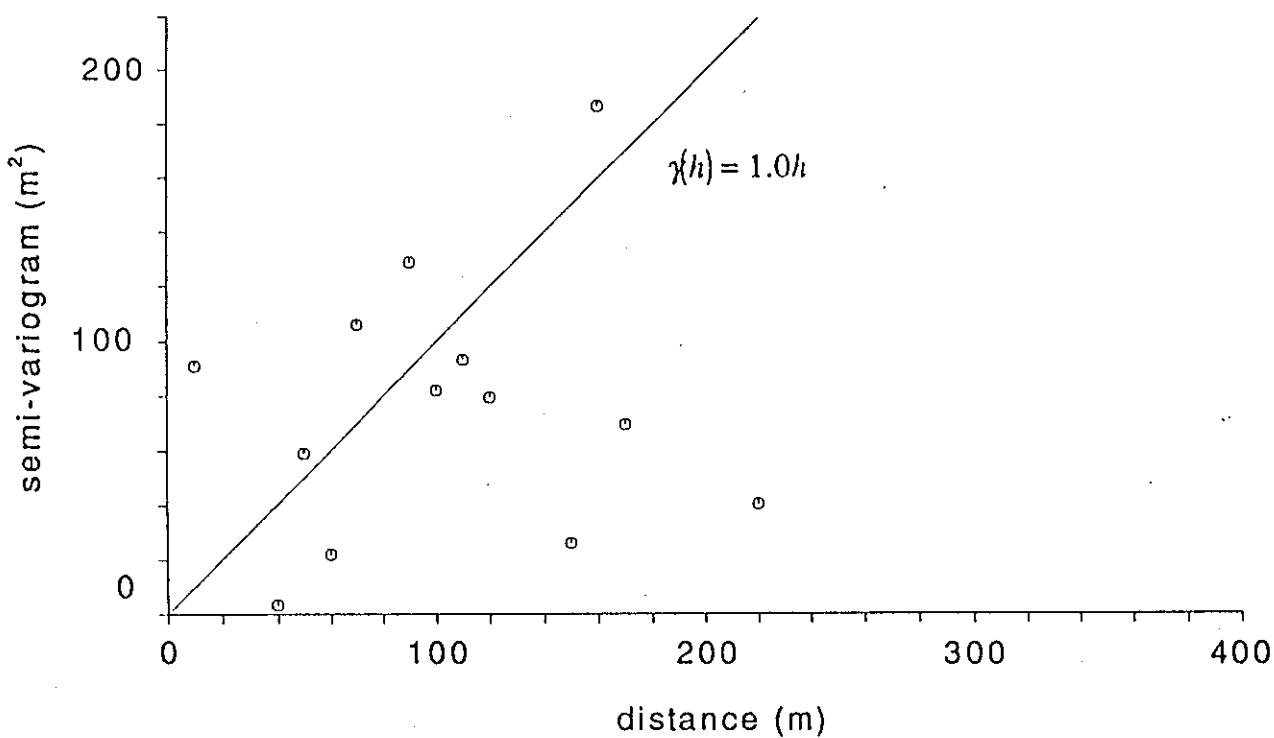


Fig.4.1 層厚に関するセミバリオグラム（10層）

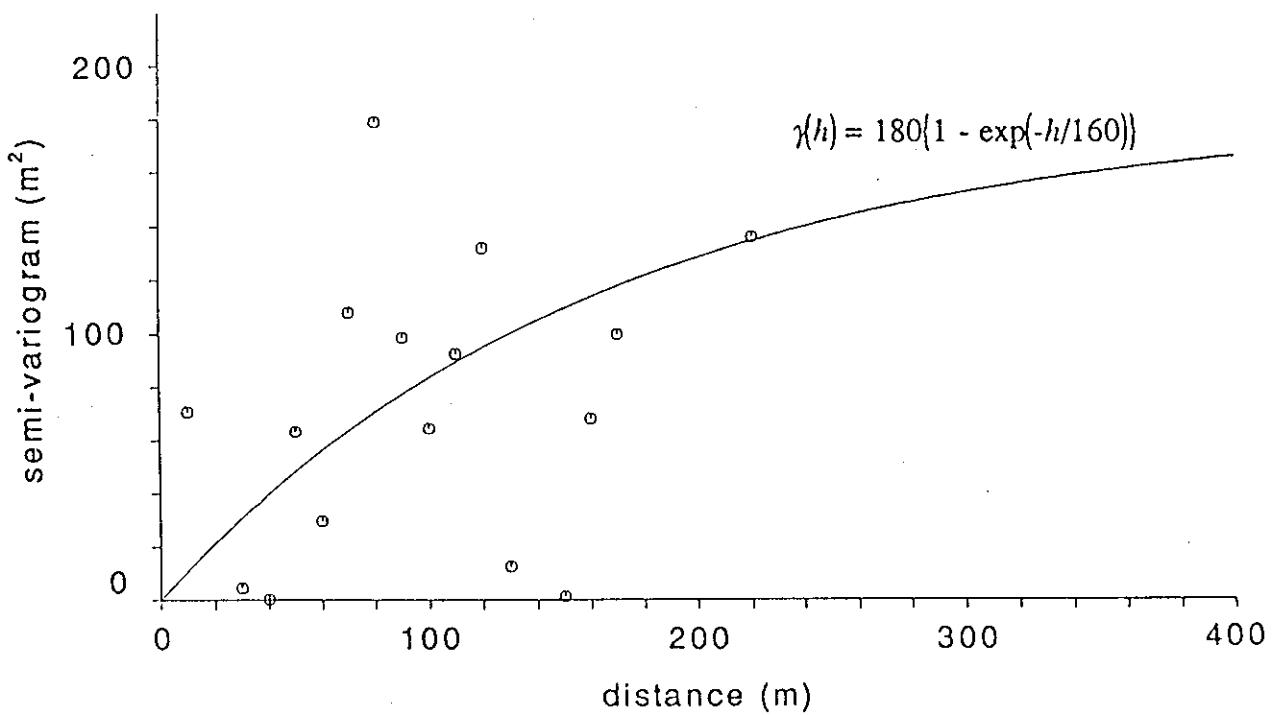


Fig.4.2 層厚に関するセミバリオグラム（9b層）

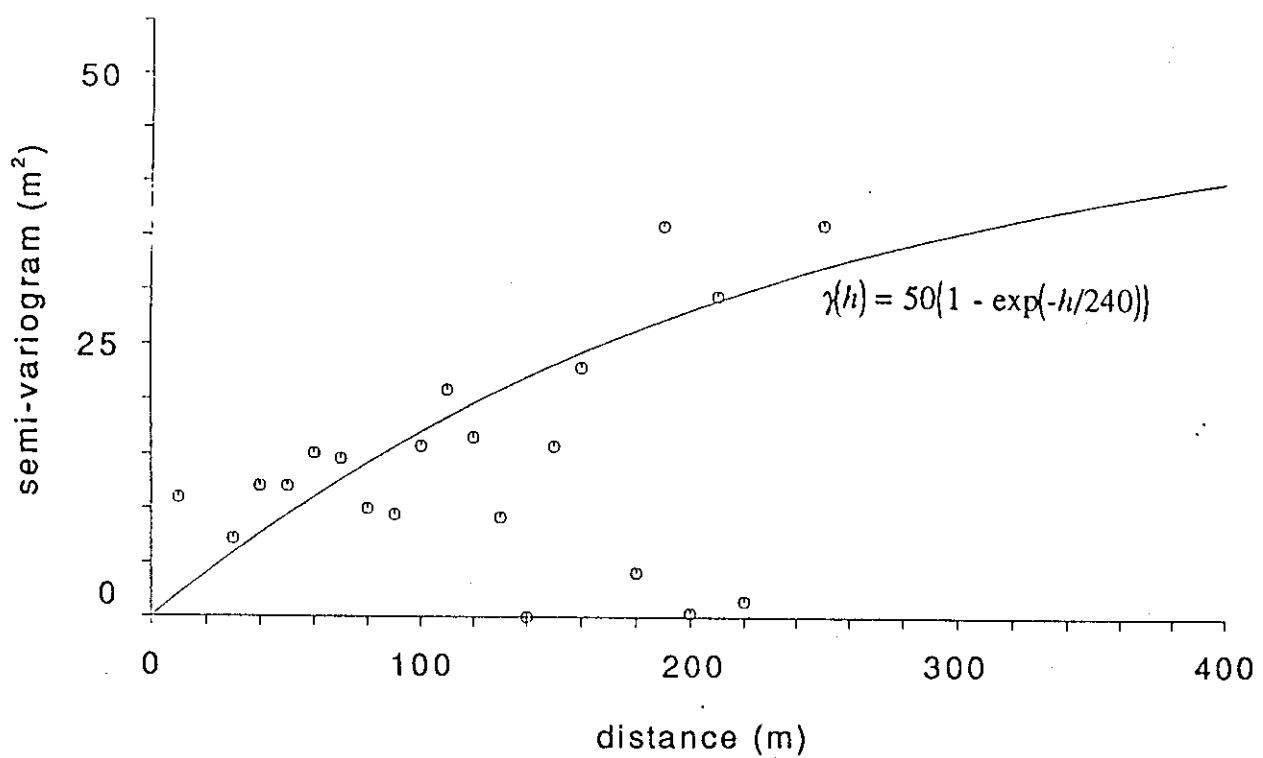


Fig.4.3 層厚に関するセミバリオグラム (9a層)

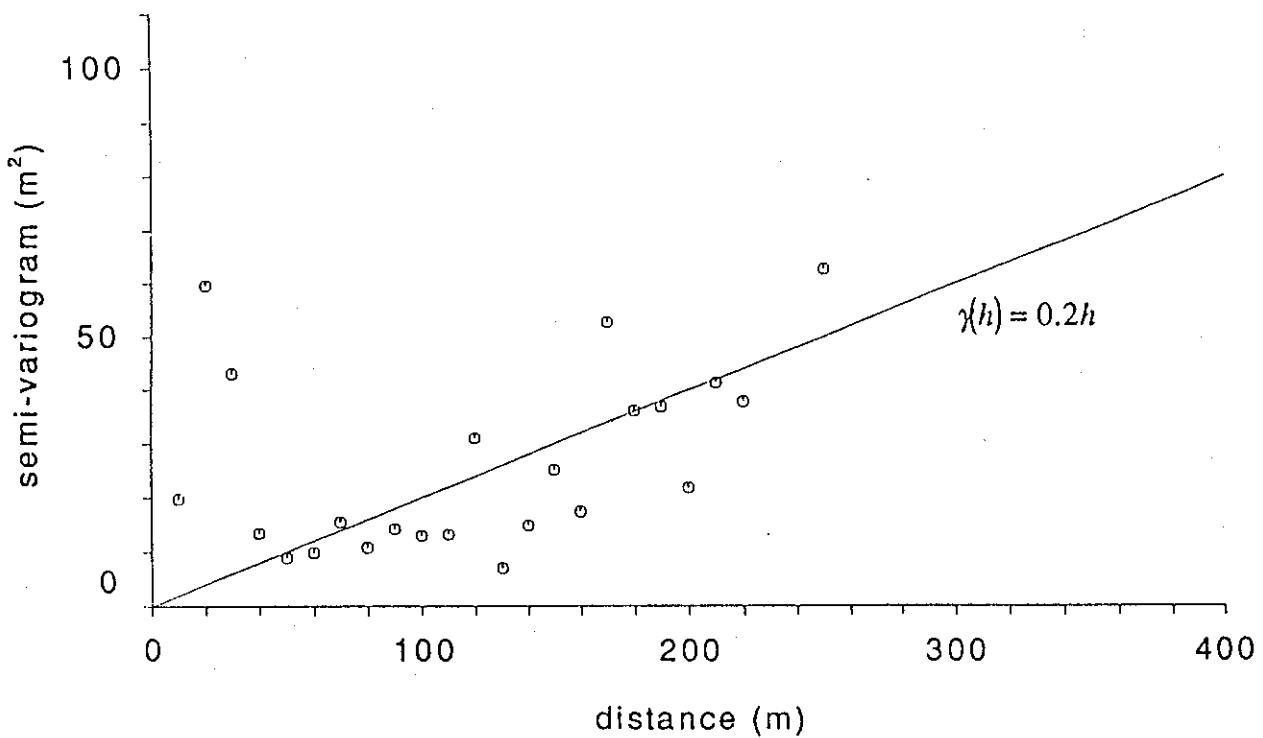


Fig.4.4 層厚に関するセミバリオグラム (8層、北側集合)

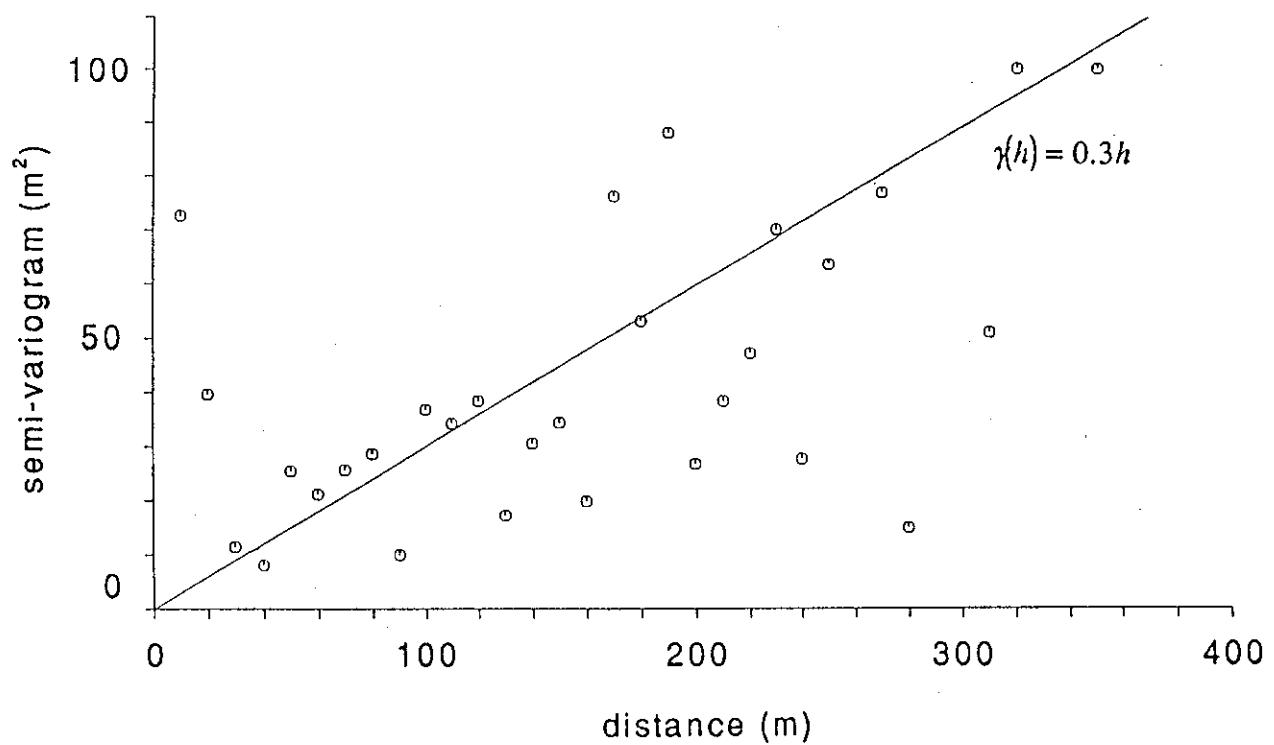


Fig.4.5 層厚に関するセミバリオグラム（8層、南側集合）

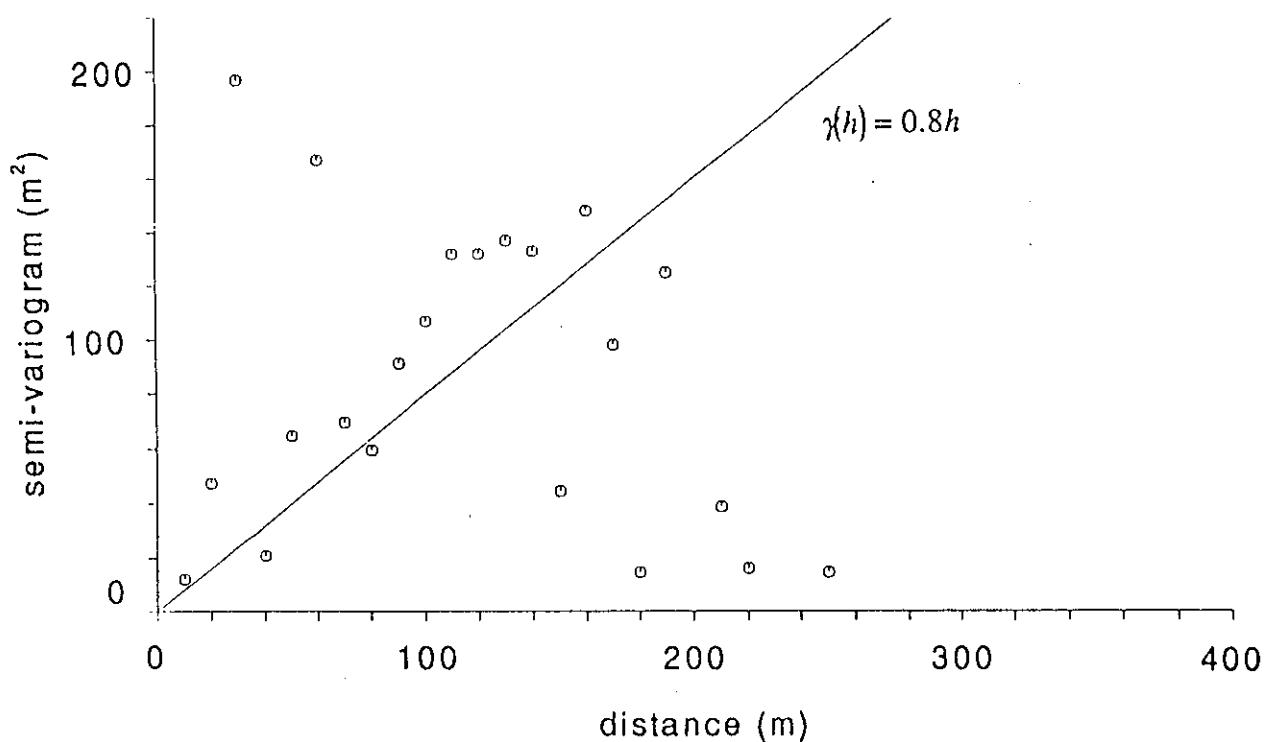


Fig.4.6 層厚に関するセミバリオグラム（7層、北側集合）

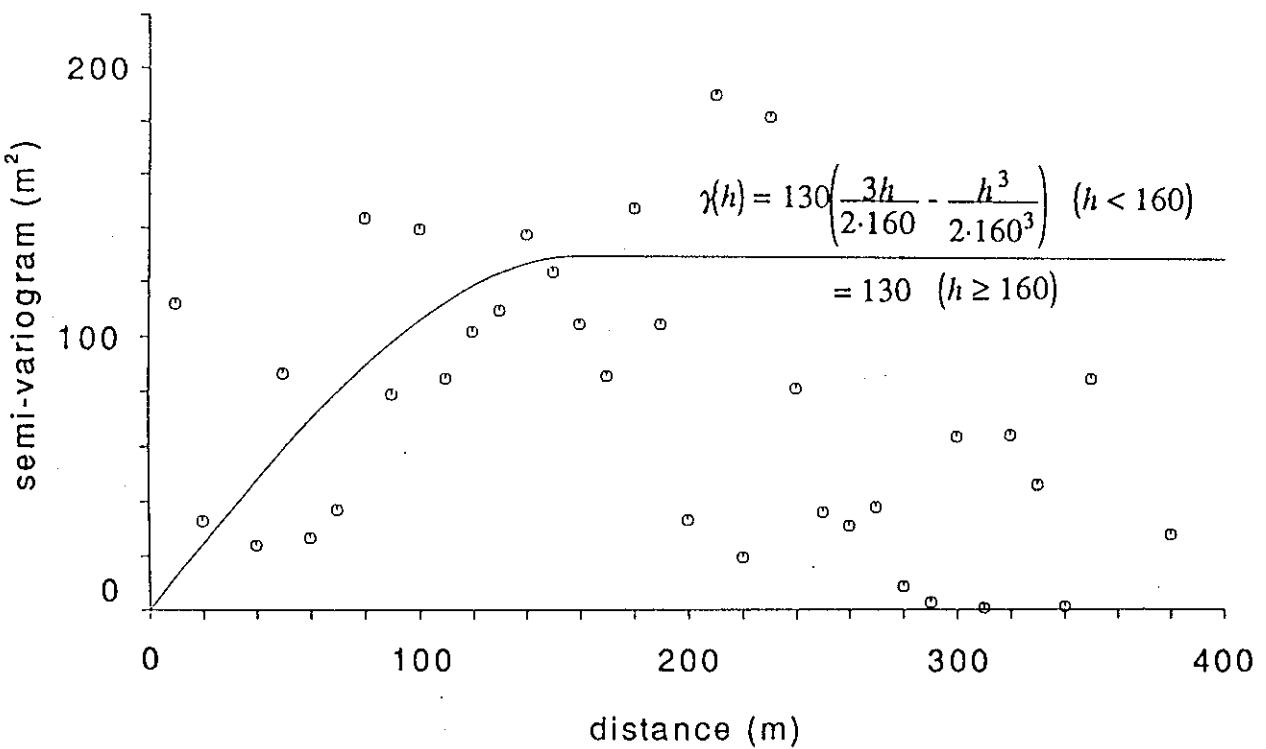


Fig.4.7 層厚に関するセミバリオグラム（7層、南側集合）

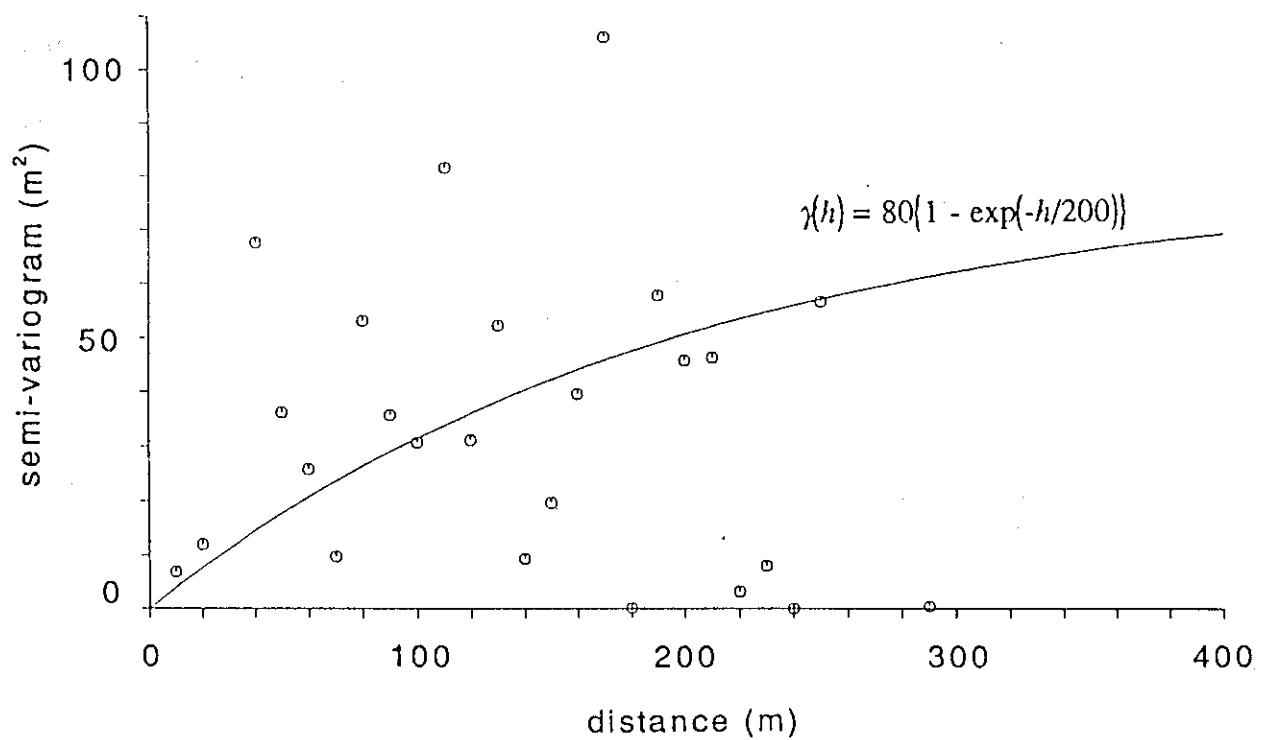


Fig.4.8 層厚に関するセミバリオグラム（6層、北側集合）

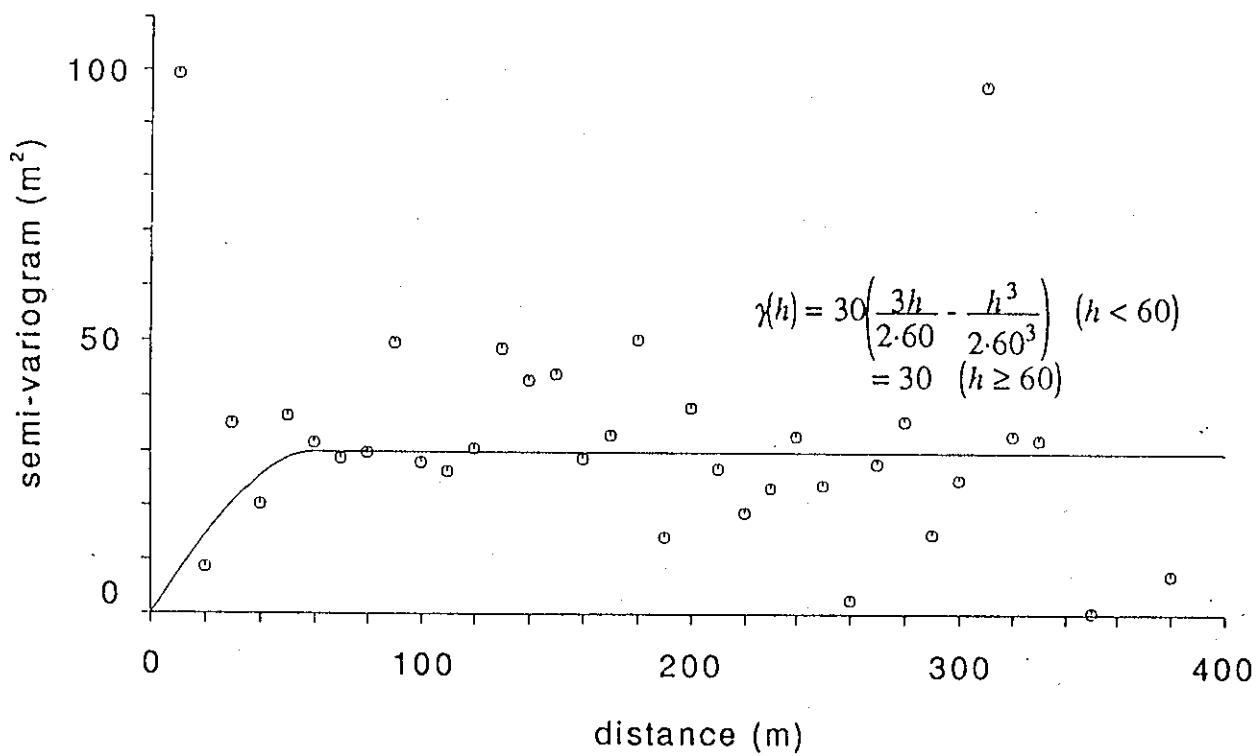


Fig.4.9 層厚に関するセミバリオグラム（6層、南側集合）

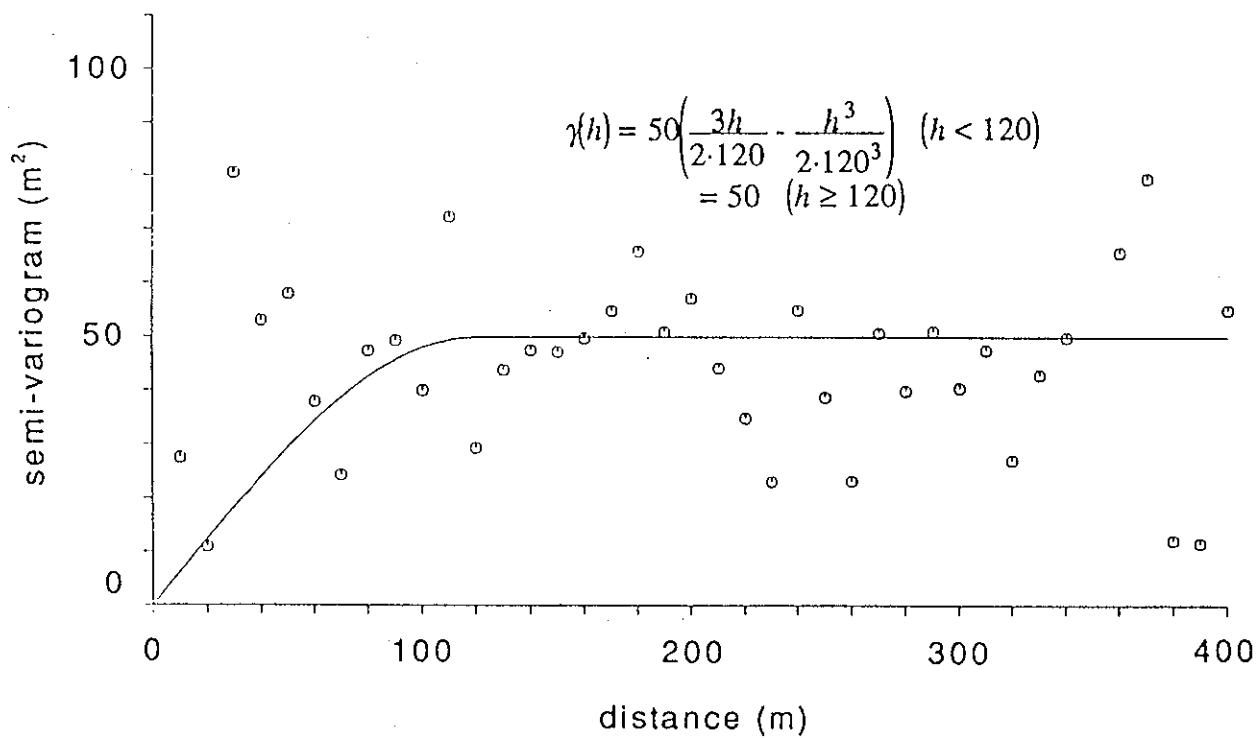


Fig.4.10 層厚に関するセミバリオグラム（6層、移動集合）

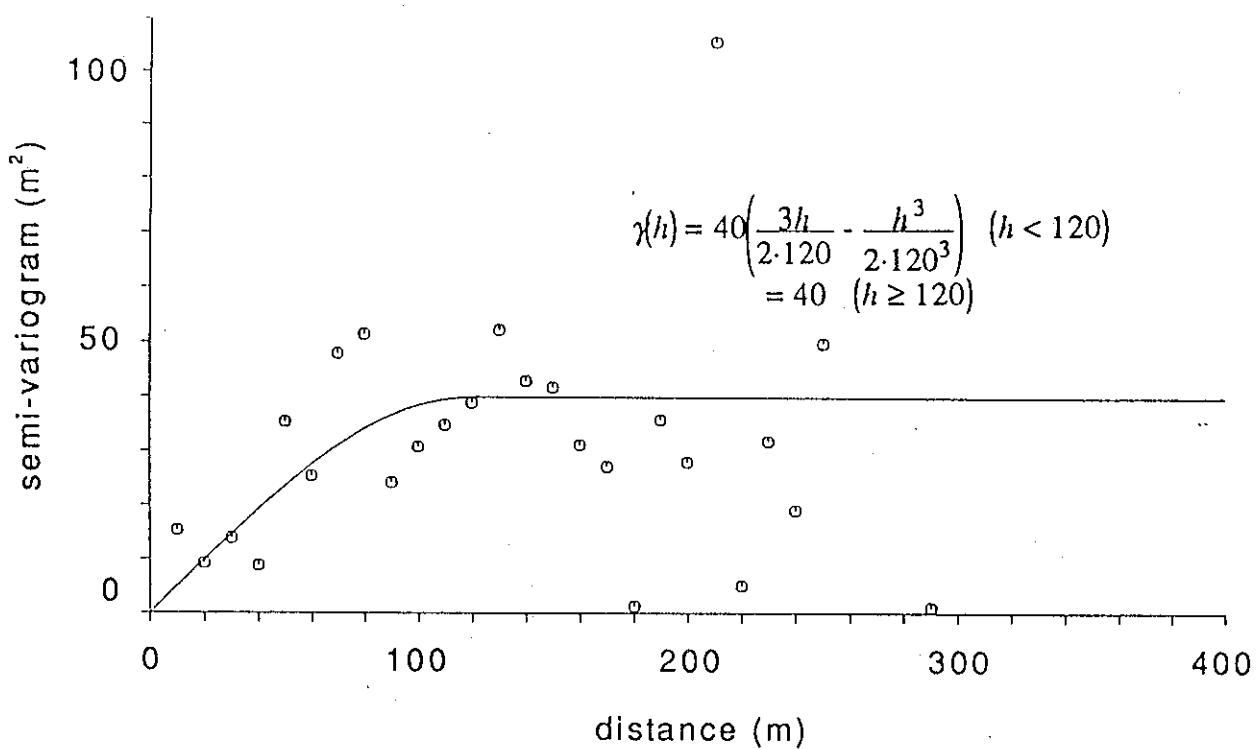


Fig.4.11 層厚に関するセミバリオグラム（5層、北側集合）

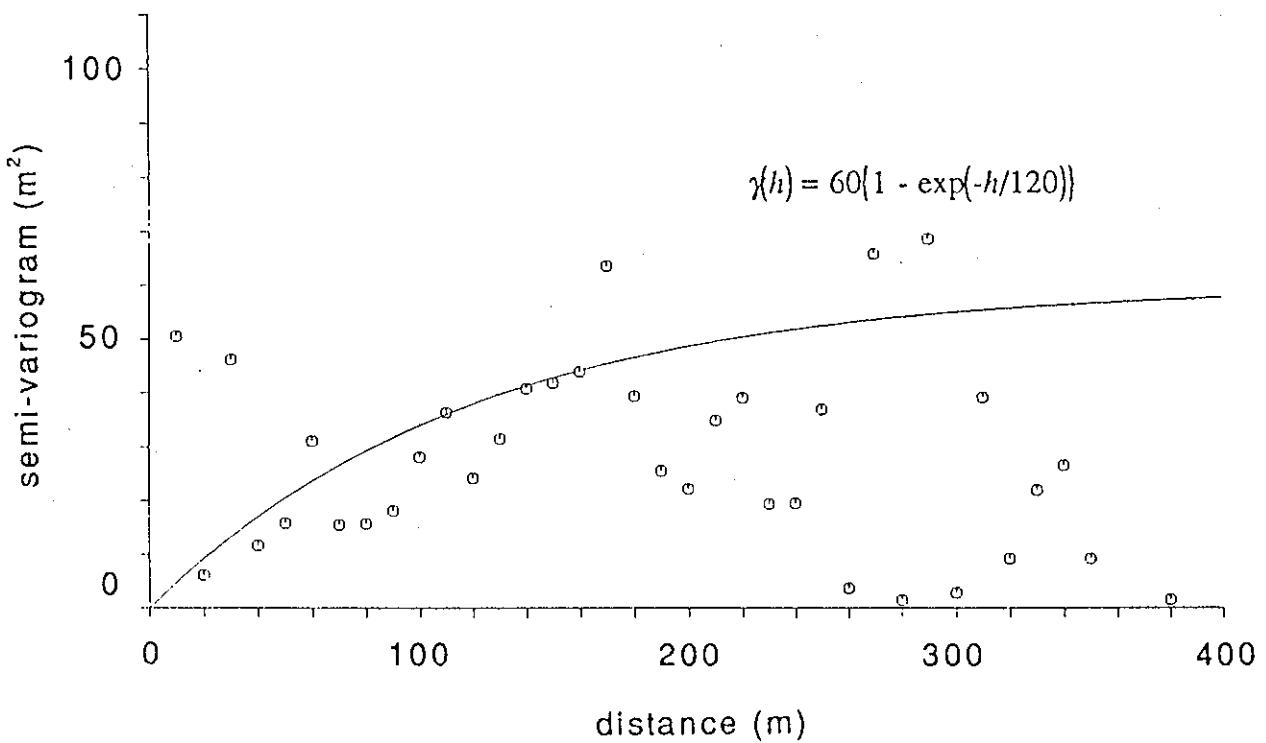


Fig.4.12 層厚に関するセミバリオグラム（5層、南側集合）

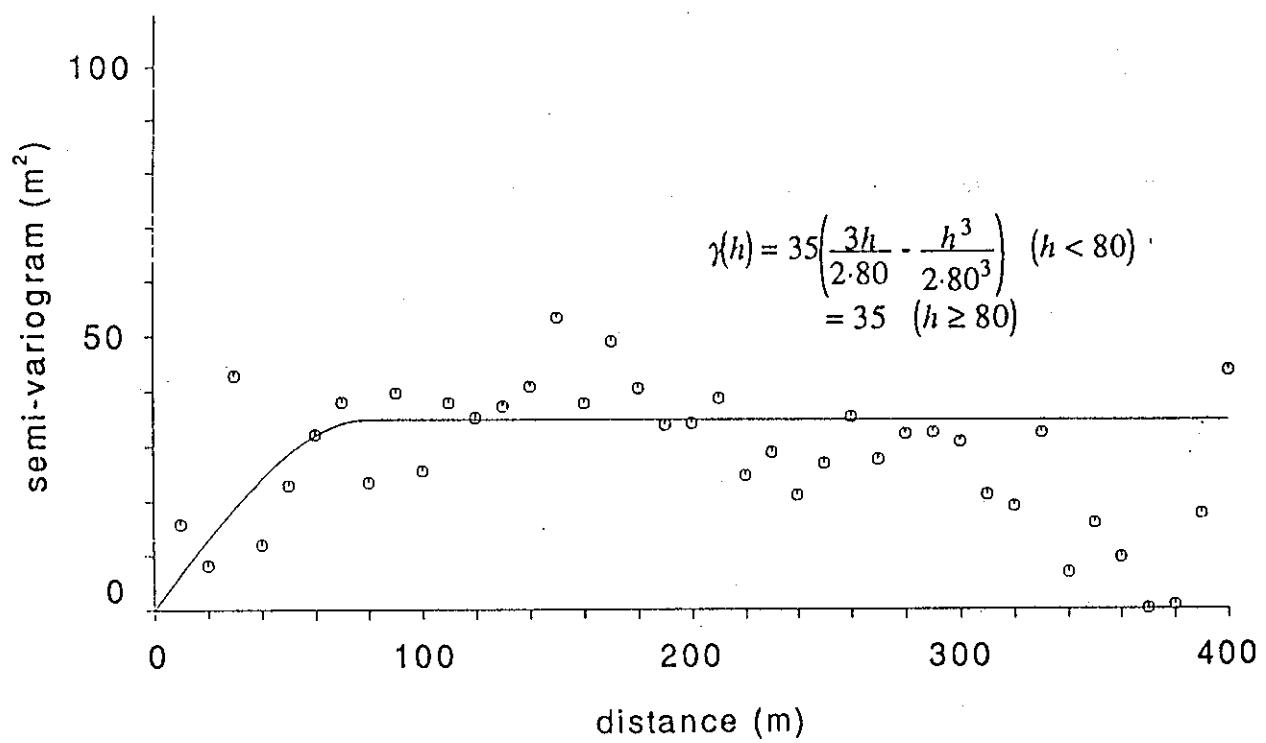


Fig.4.13 層厚に関するセミバリオグラム（5層、移動集合）

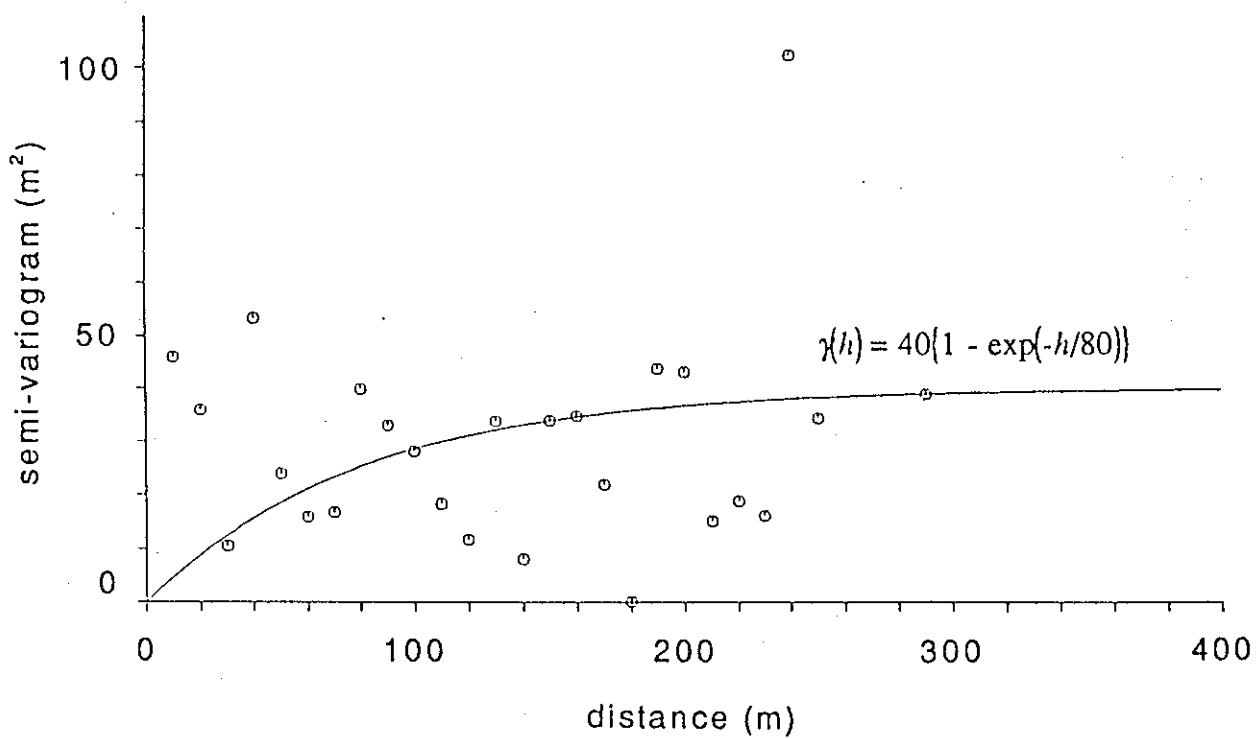


Fig.4.14 層厚に関するセミバリオグラム（4a2層、北側集合）

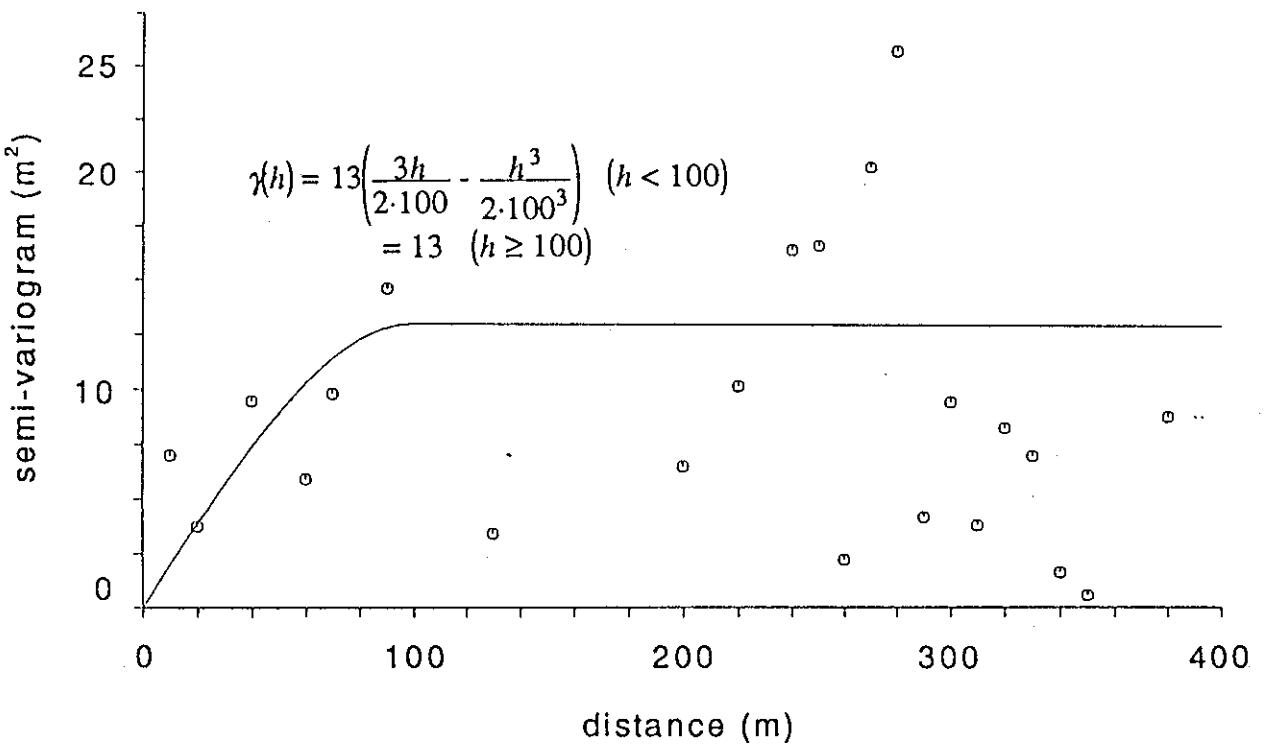


Fig.4.15 層厚に関するセミバリオグラム（4a2層、南側集合）

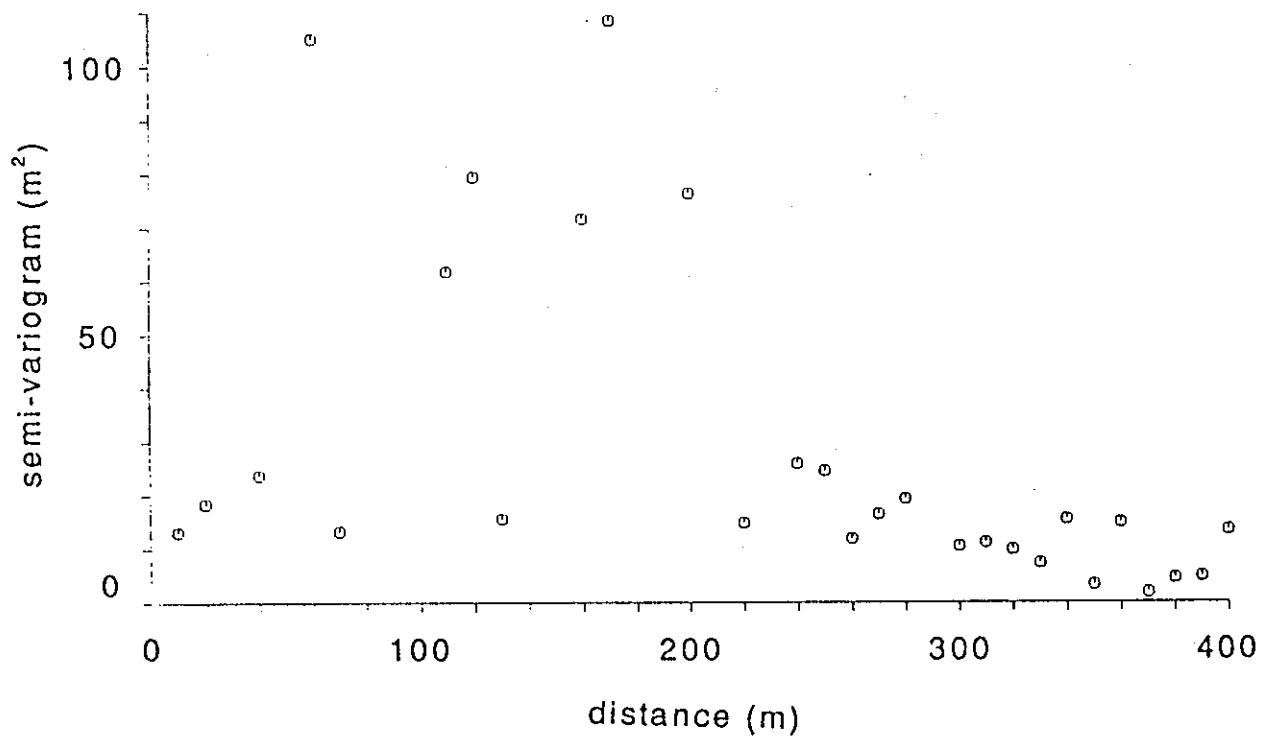


Fig.4.16 層厚に関するセミバリオグラム（4a2層、移動集合）

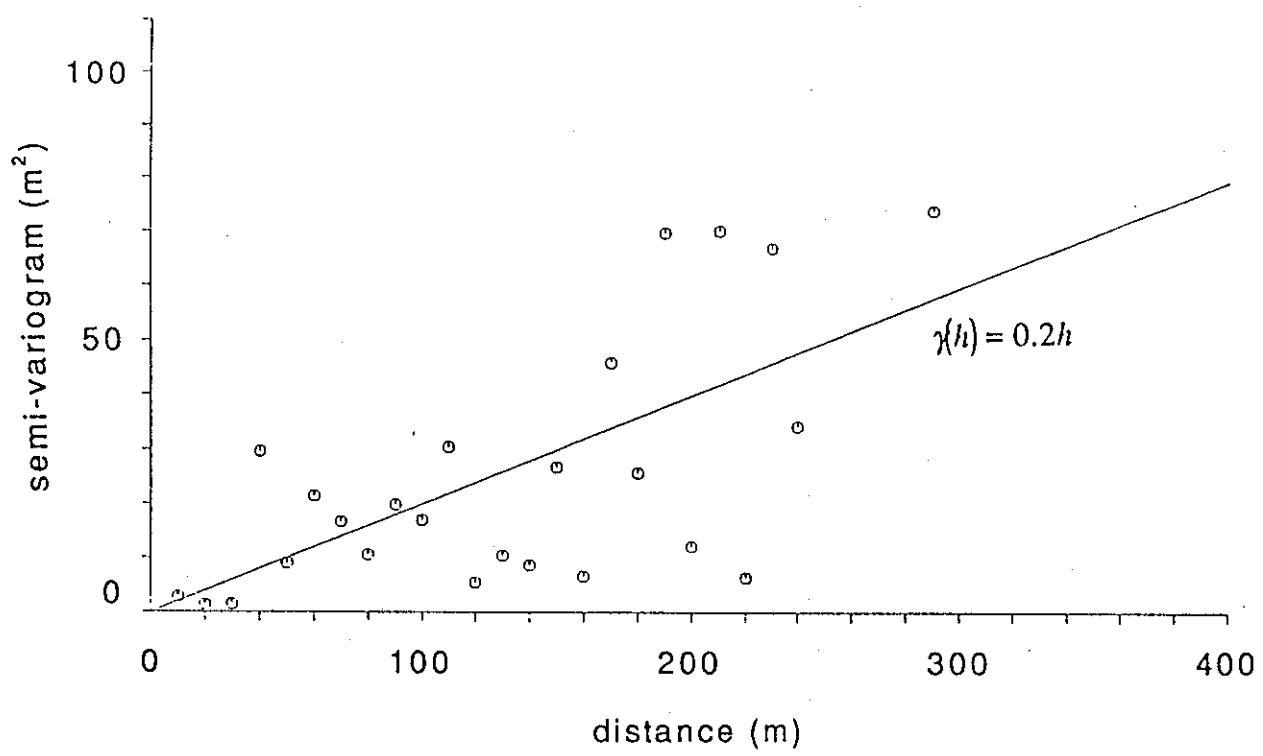


Fig.4.17 層厚に関するセミバリオグラム（4a1層、北側集合）

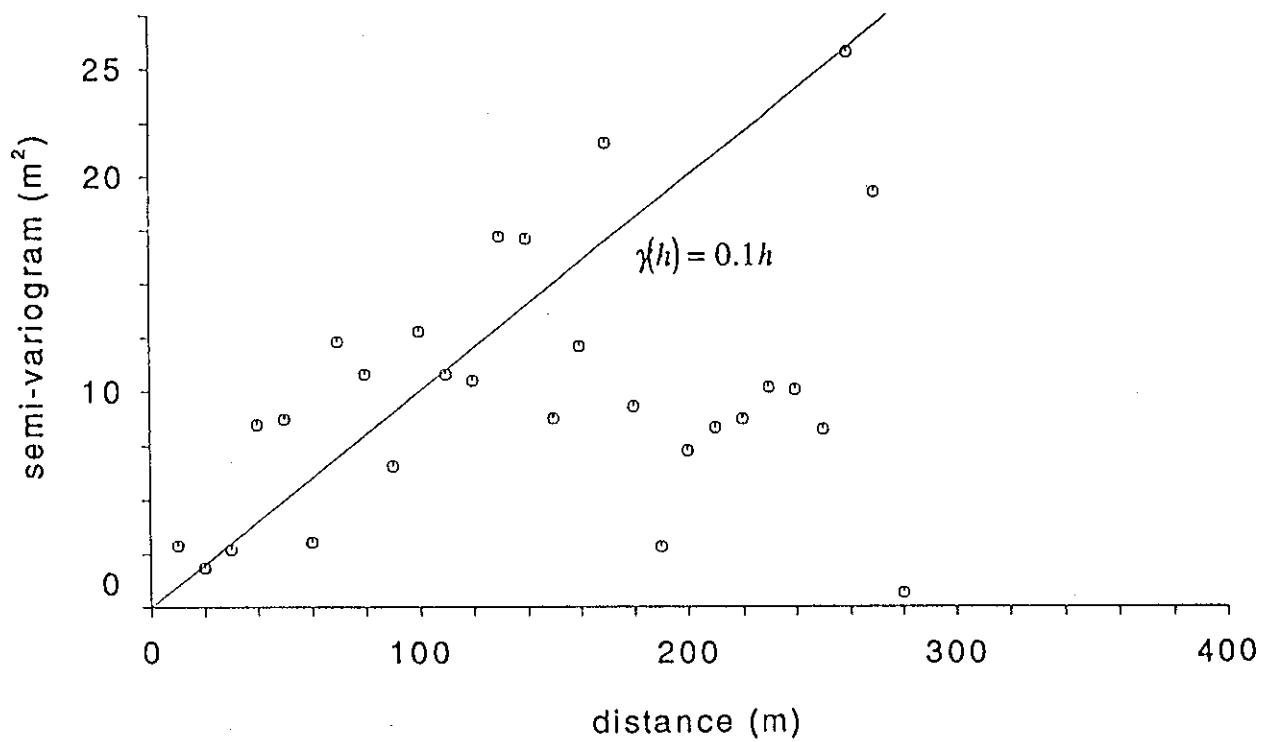


Fig.4.18 層厚に関するセミバリオグラム（4a1層、南側集合）

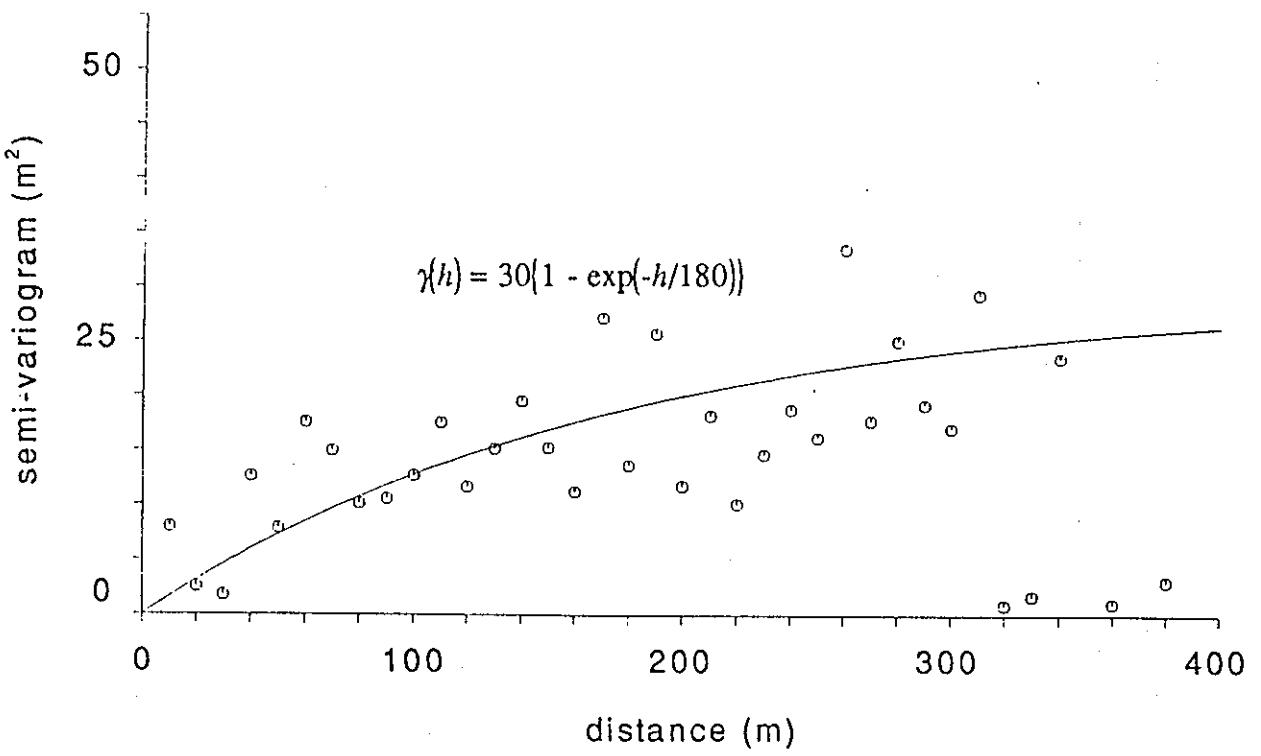


Fig.4.19 層厚に関するセミバリオグラム (4a1層、移動集合)

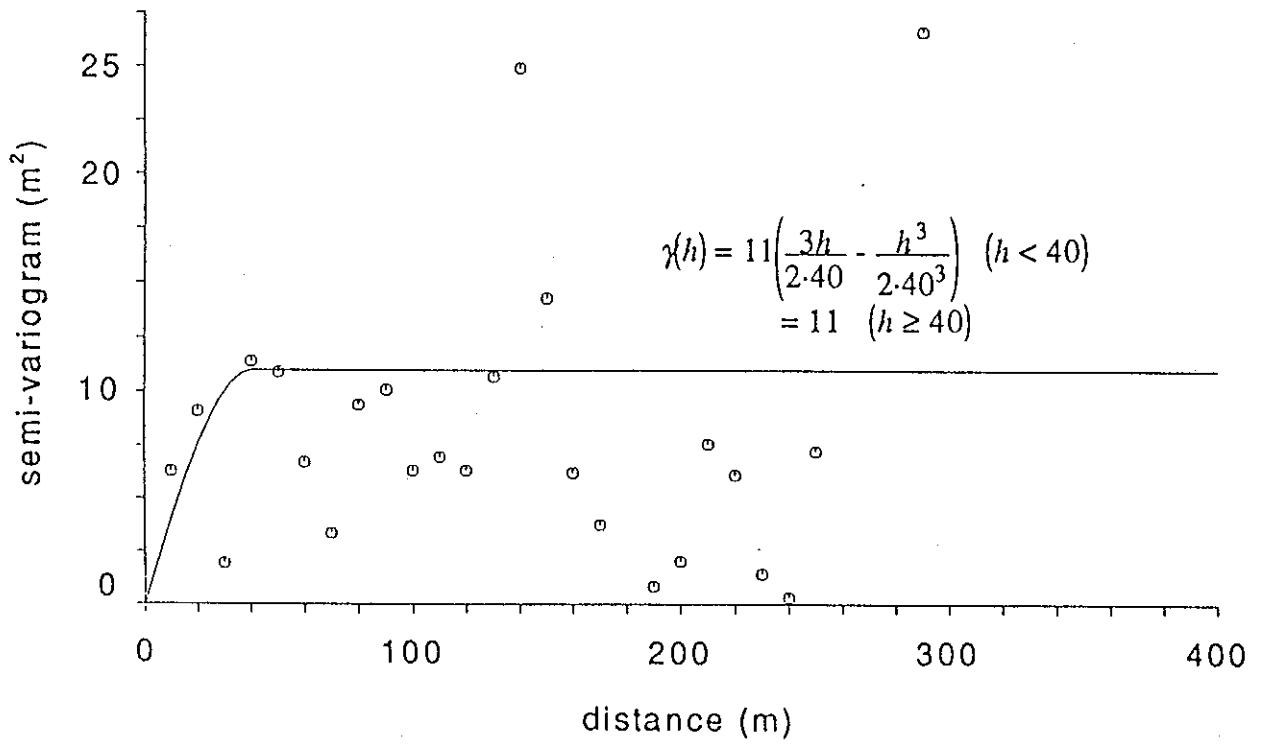


Fig.4.20 層厚に関するセミバリオグラム (3a2層、北側集合)

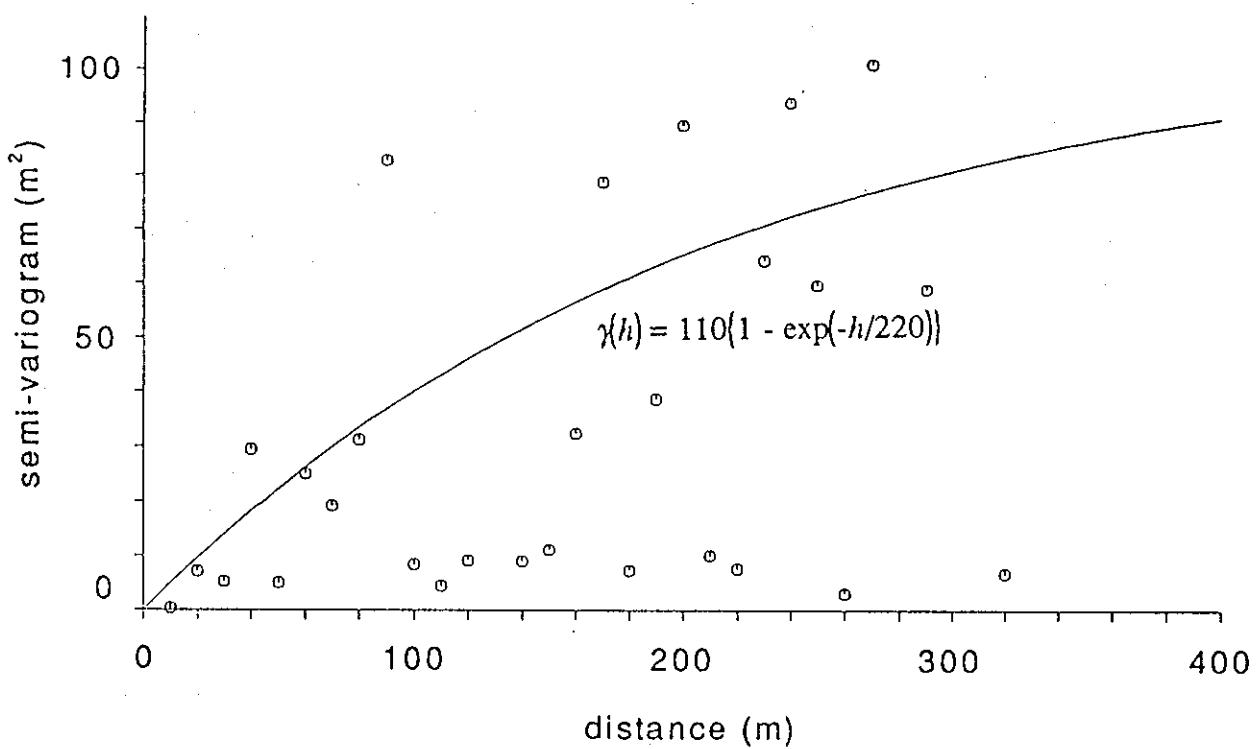


Fig.4.21 層厚に関するセミバリオグラム（3a2層、南側集合）

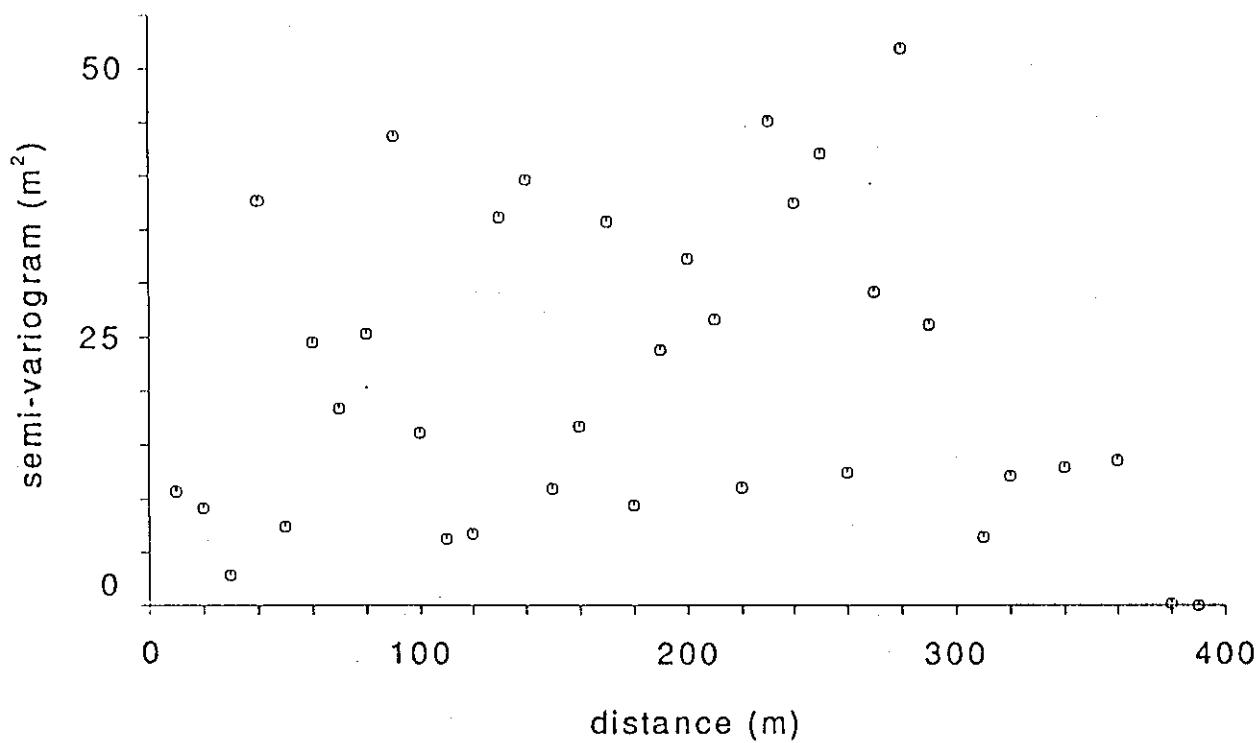


Fig.4.22 層厚に関するセミバリオグラム（3a2層、移動集合）

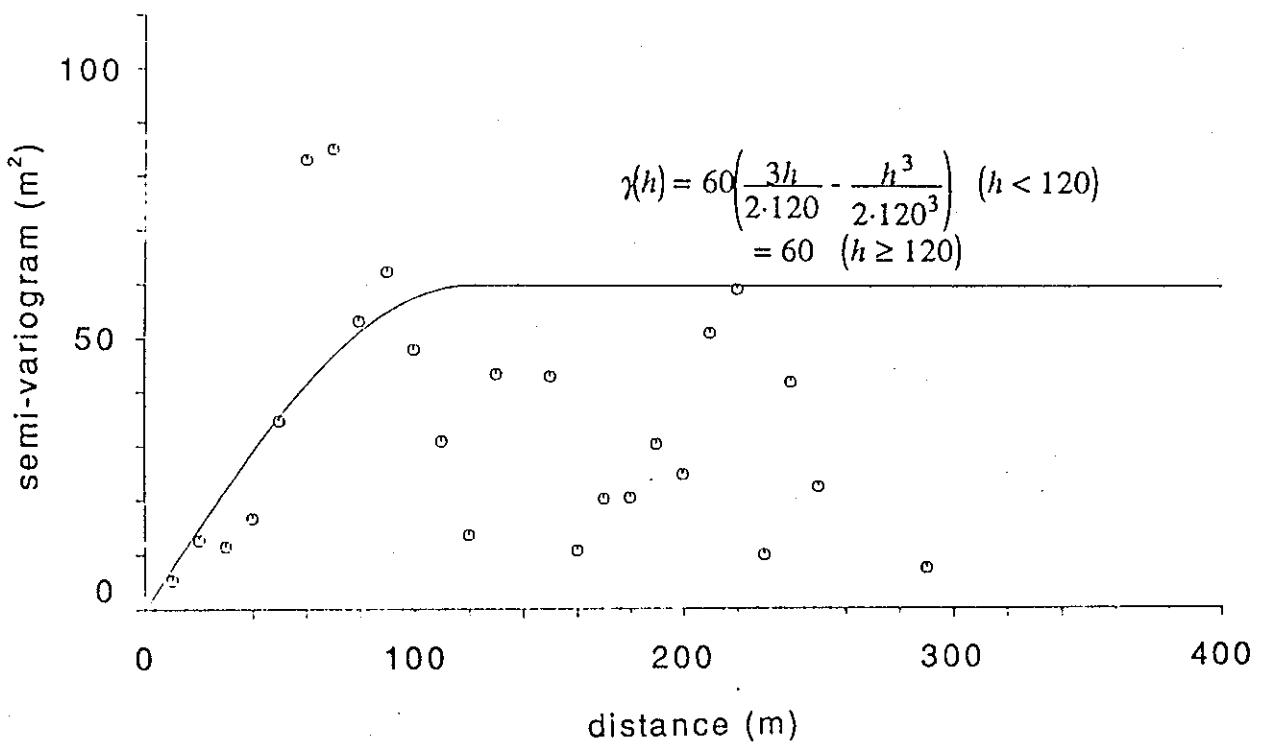


Fig.4.23 層厚に関するセミバリオグラム（3a1層、北側集合）

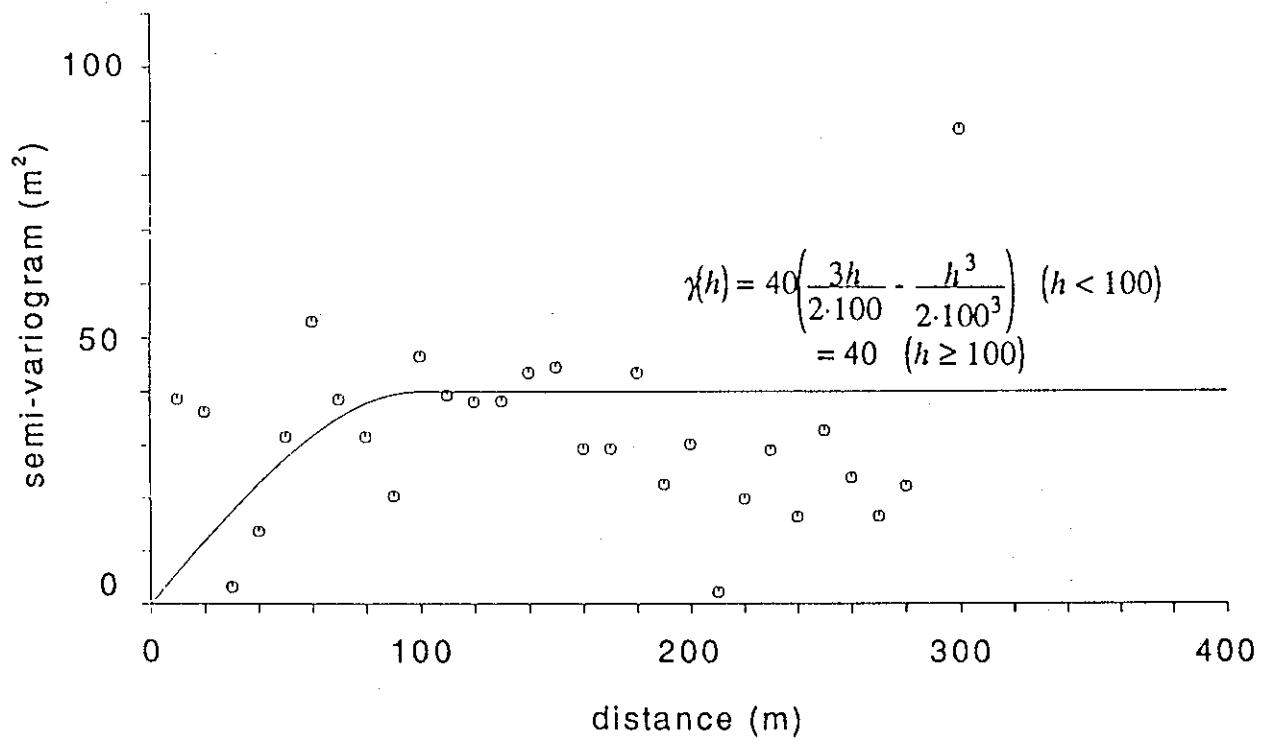


Fig.4.24 層厚に関するセミバリオグラム（3a1層、南側集合）

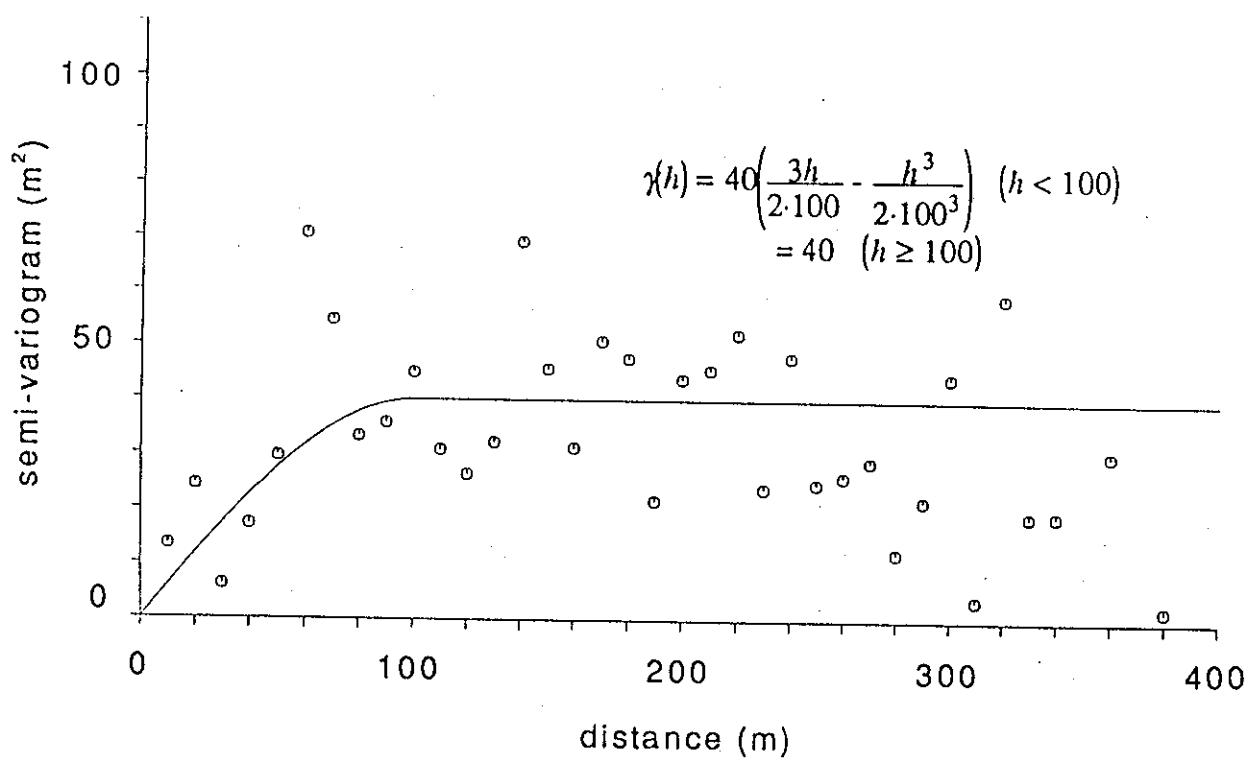


Fig.4.25 層厚に関するセミバリオグラム（3a1層、移動集合）

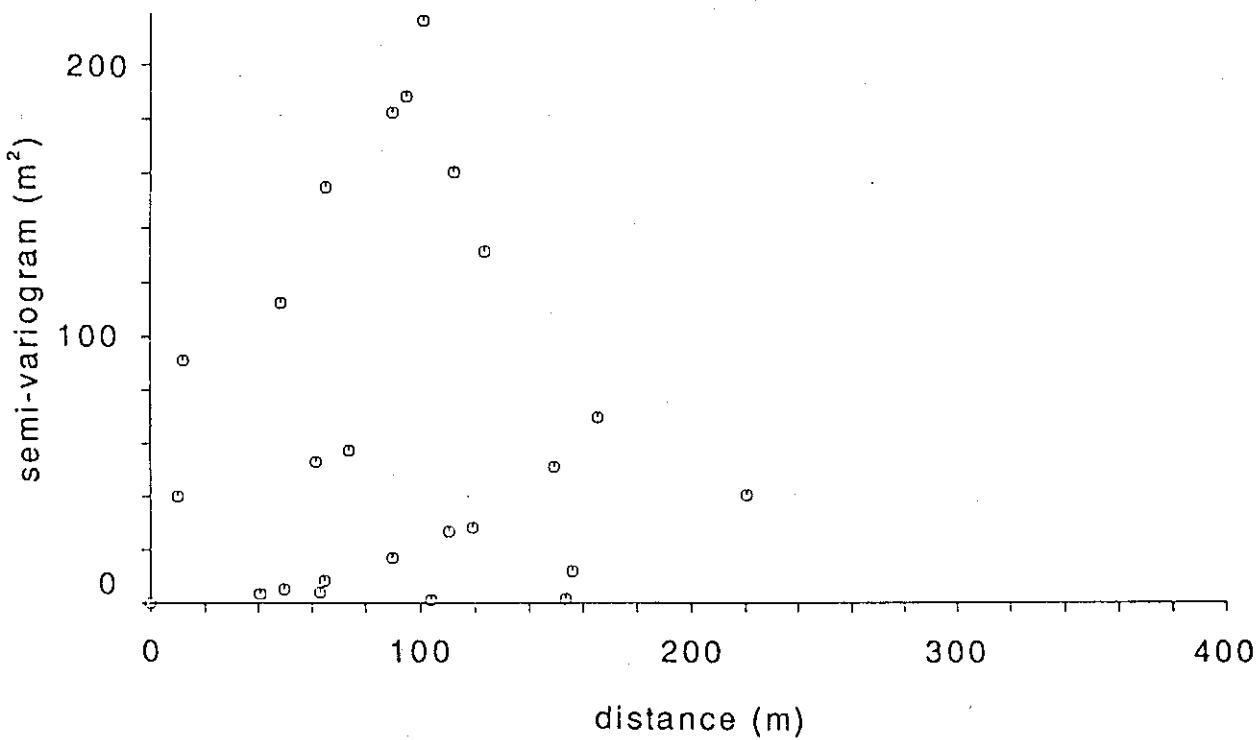


Fig.4.26 層厚に関する計算セミバリオグラムの例（10層）

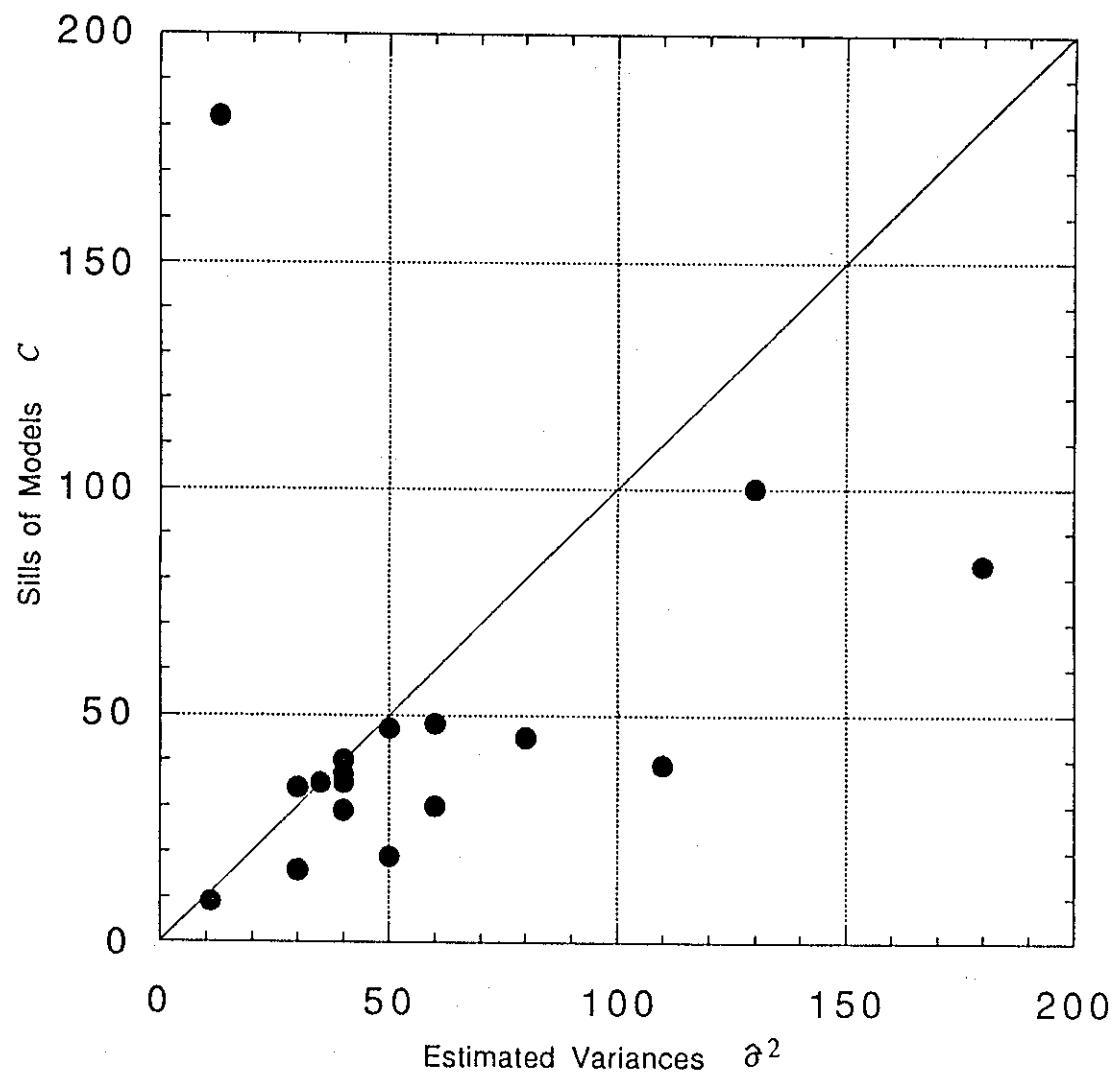


Fig.4.27 $\hat{\sigma}^2$ と C の比較

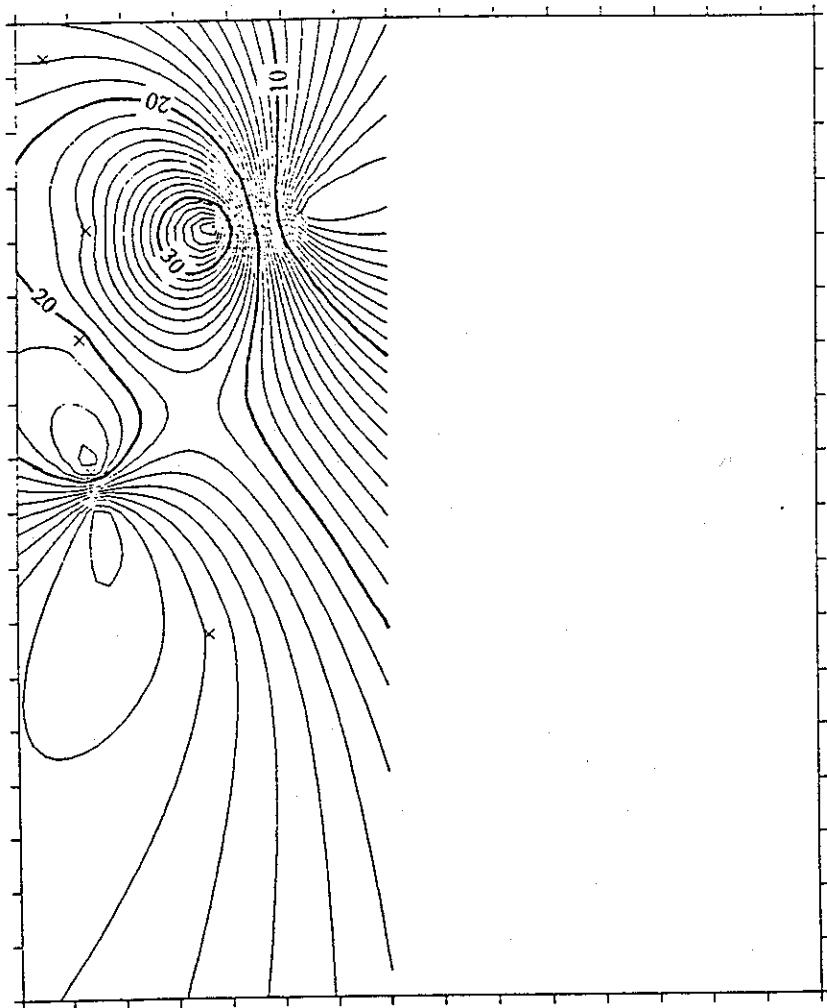


Fig.4.28 層厚の推定結果（10層）

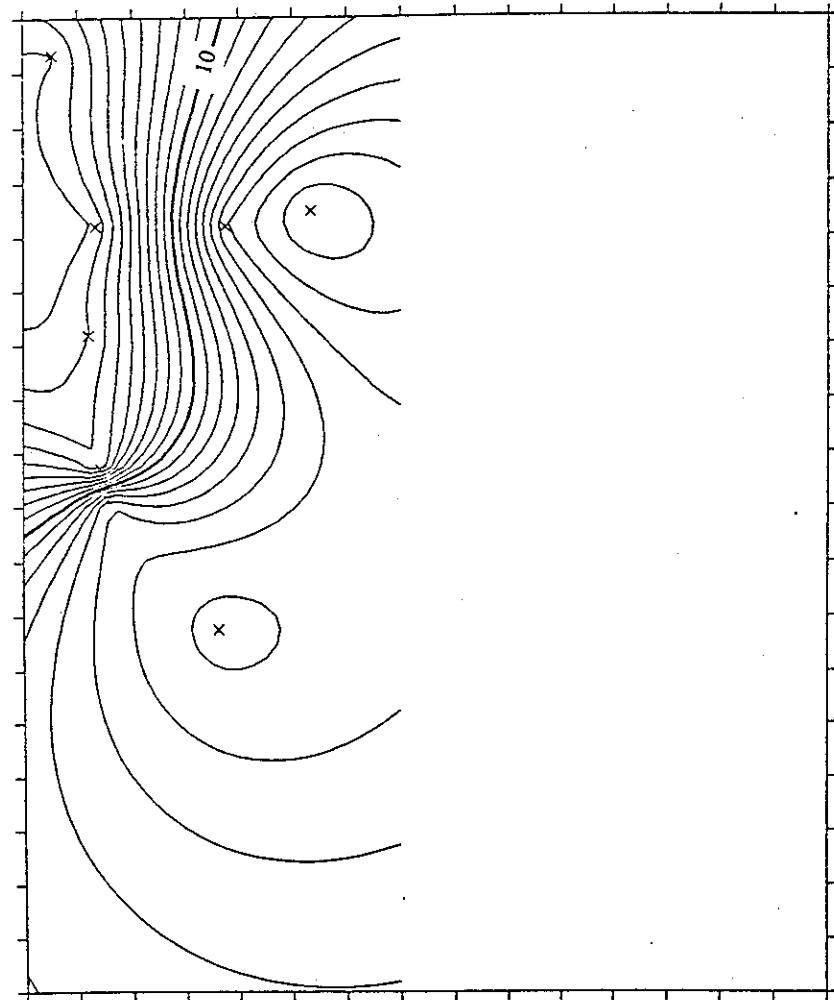


Fig.4.29 層厚の推定結果（9b層）

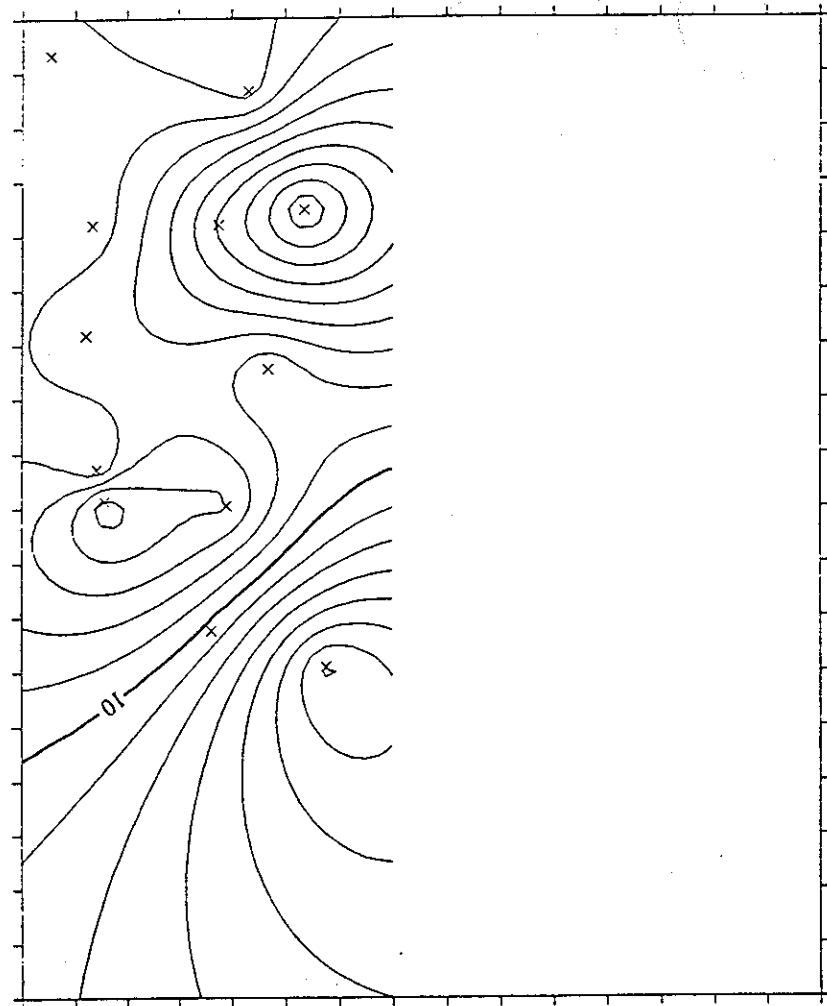


Fig.4.30 層厚の推定結果（9a層）

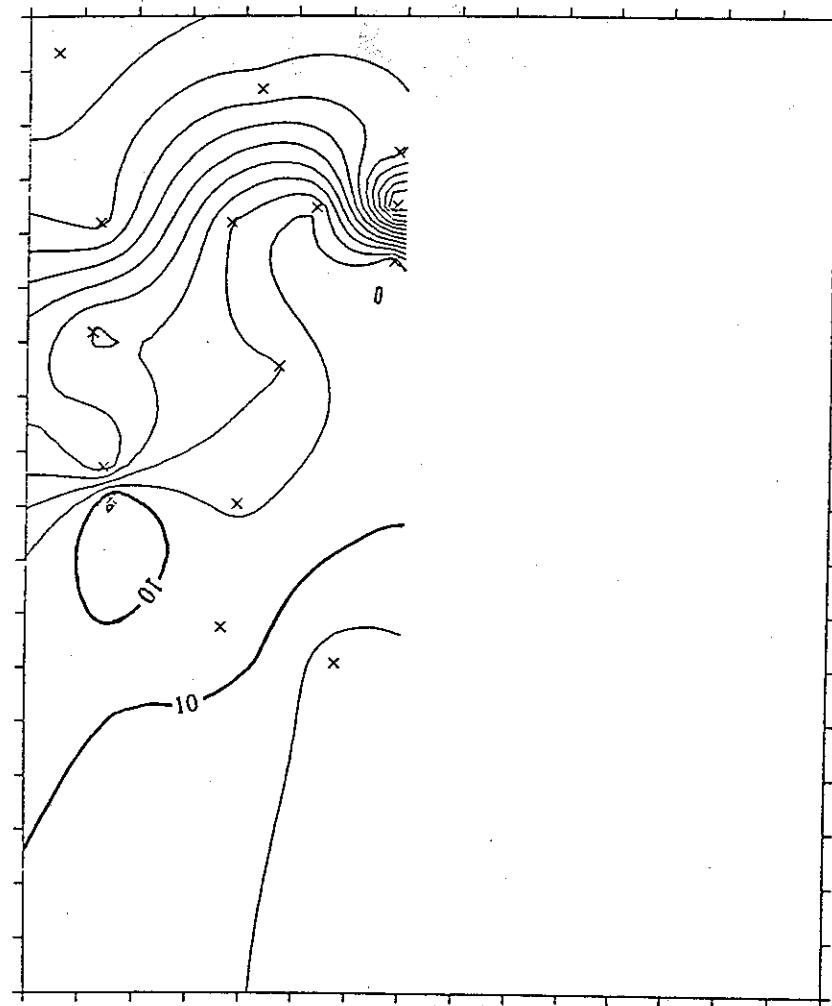


Fig.4.31 層厚の推定結果（8層、北側）

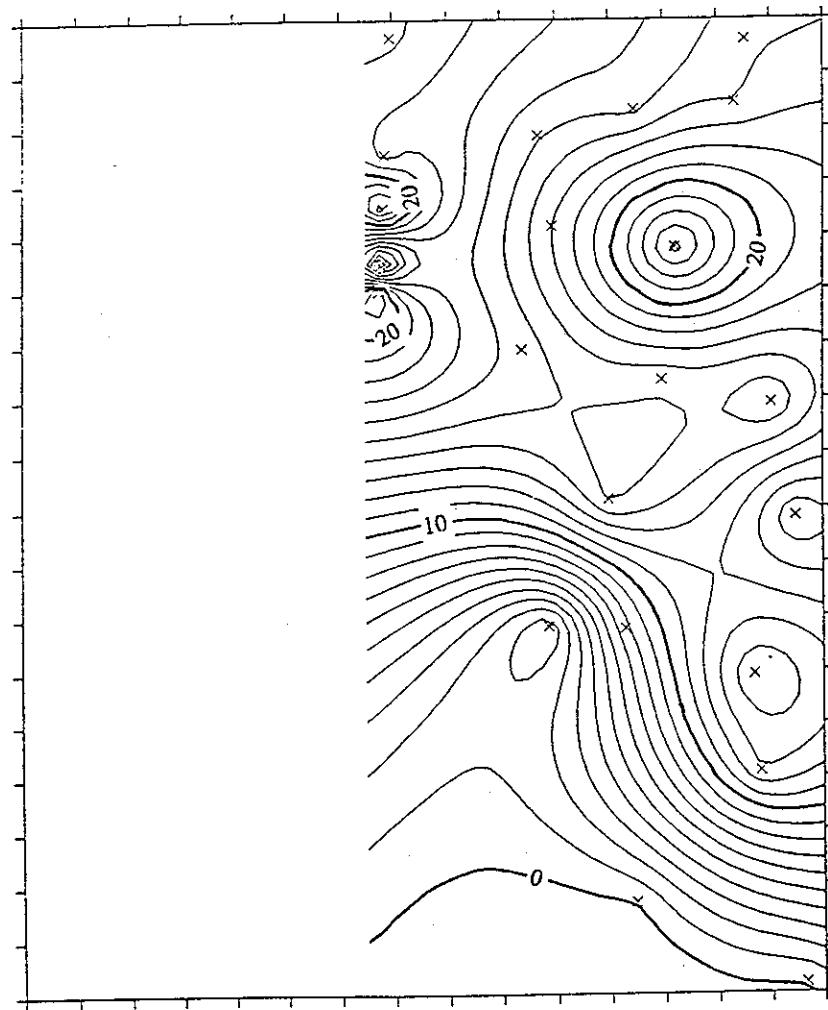


Fig.4.32 層厚の推定結果（8層、南側）

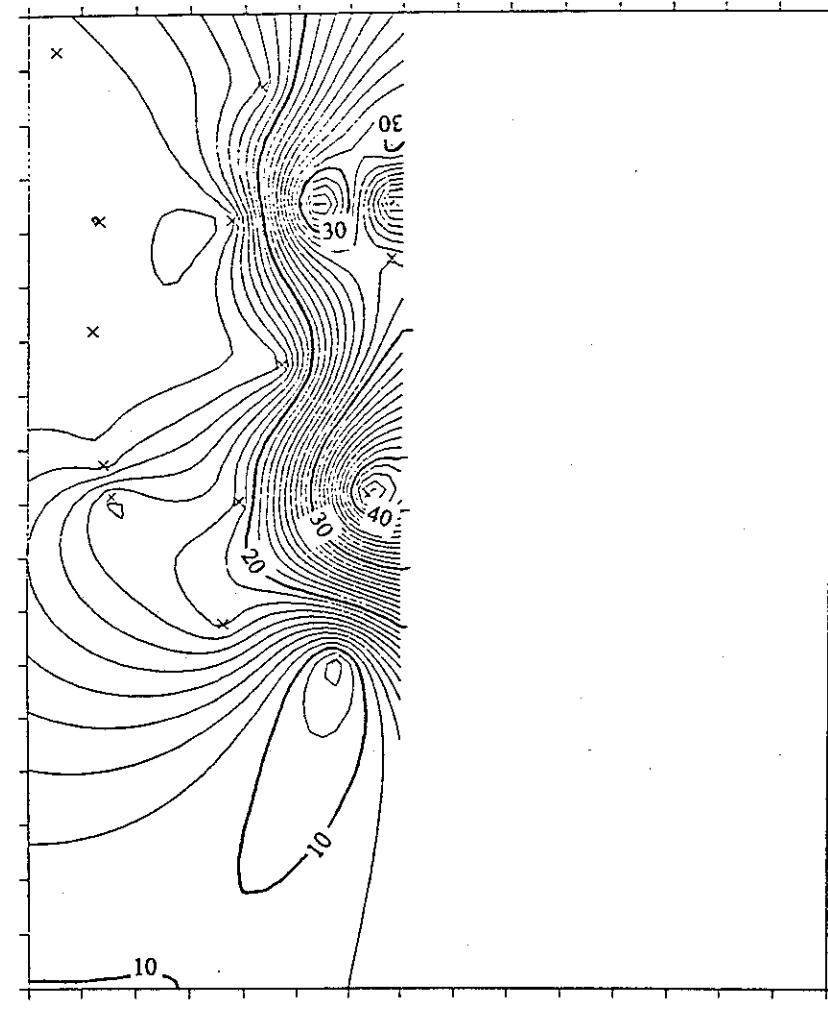


Fig.4.33 層厚の推定結果（7層、北側）

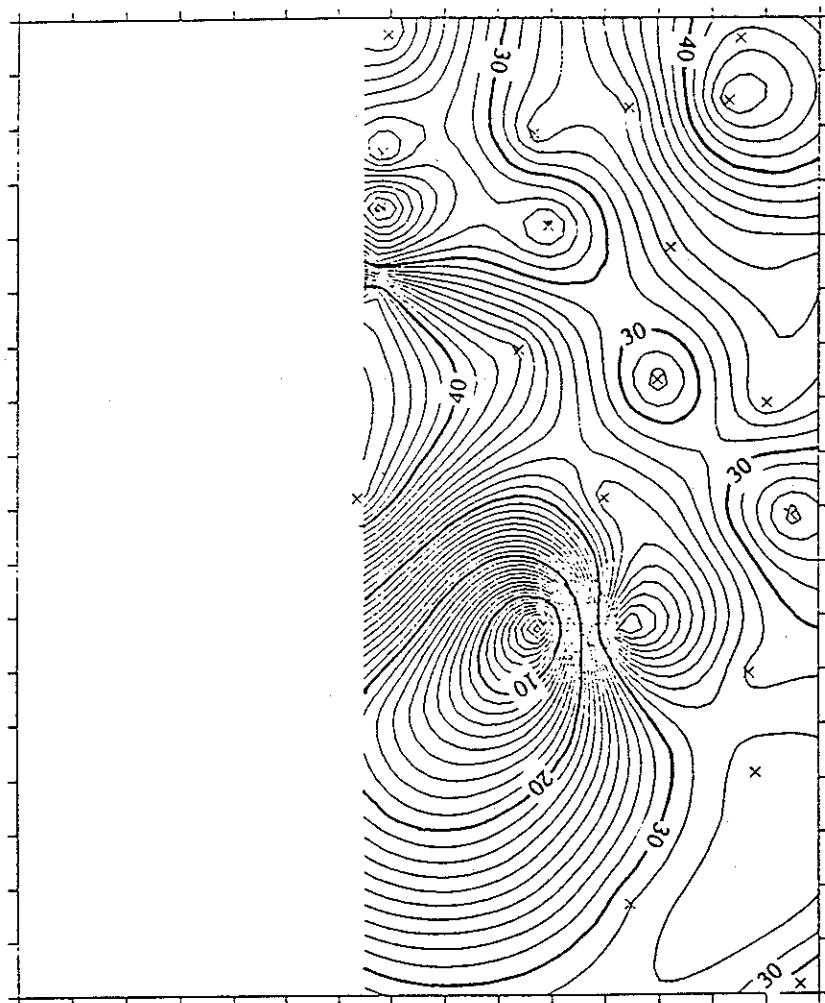


Fig.4.34 層厚の推定結果（7層、南側）

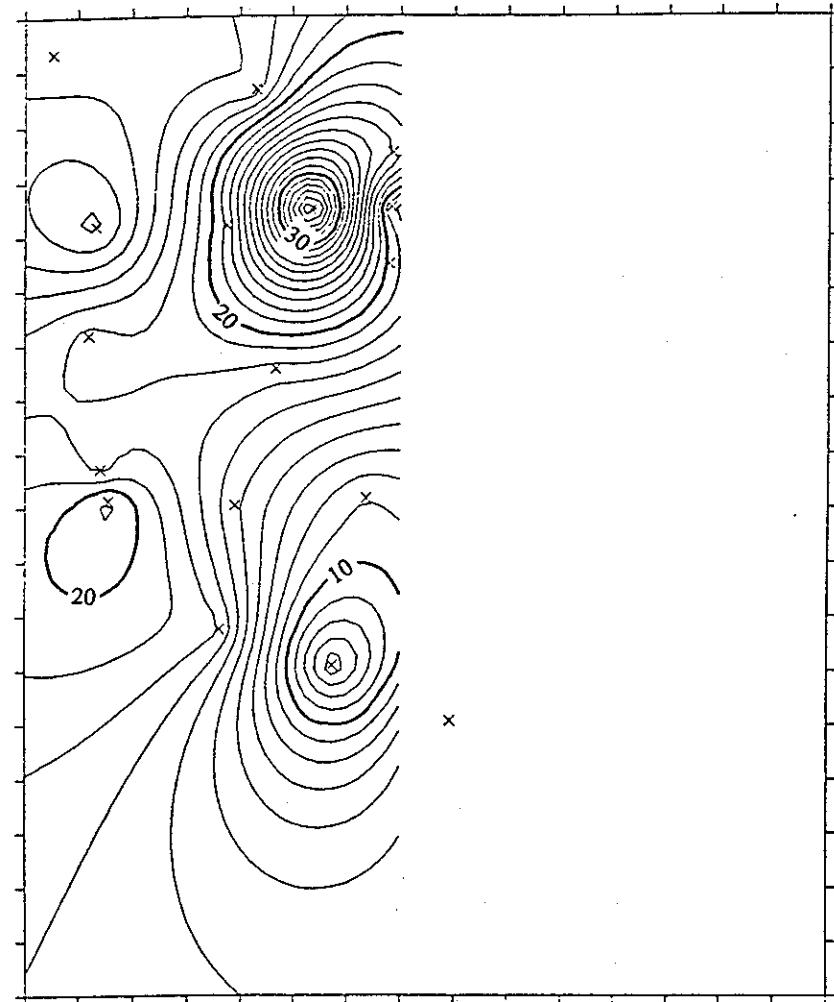


Fig.4.35 層厚の推定結果（6層、北側）

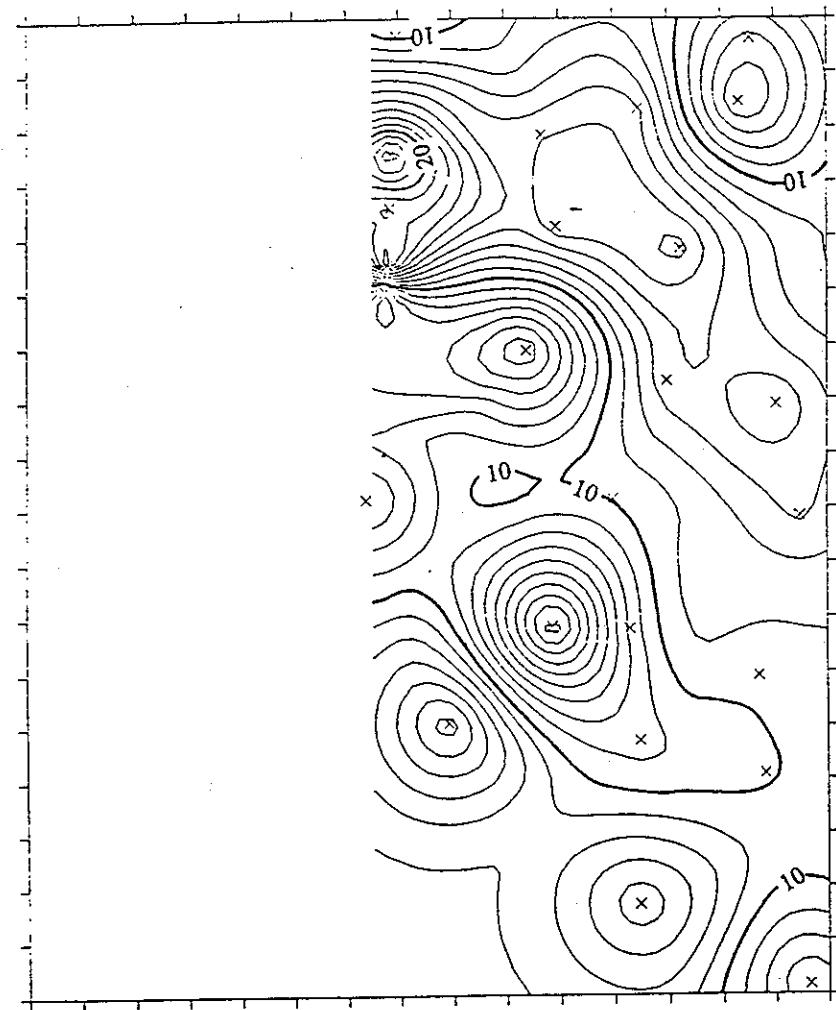


Fig.4.36 層厚の推定結果（6層、南側）

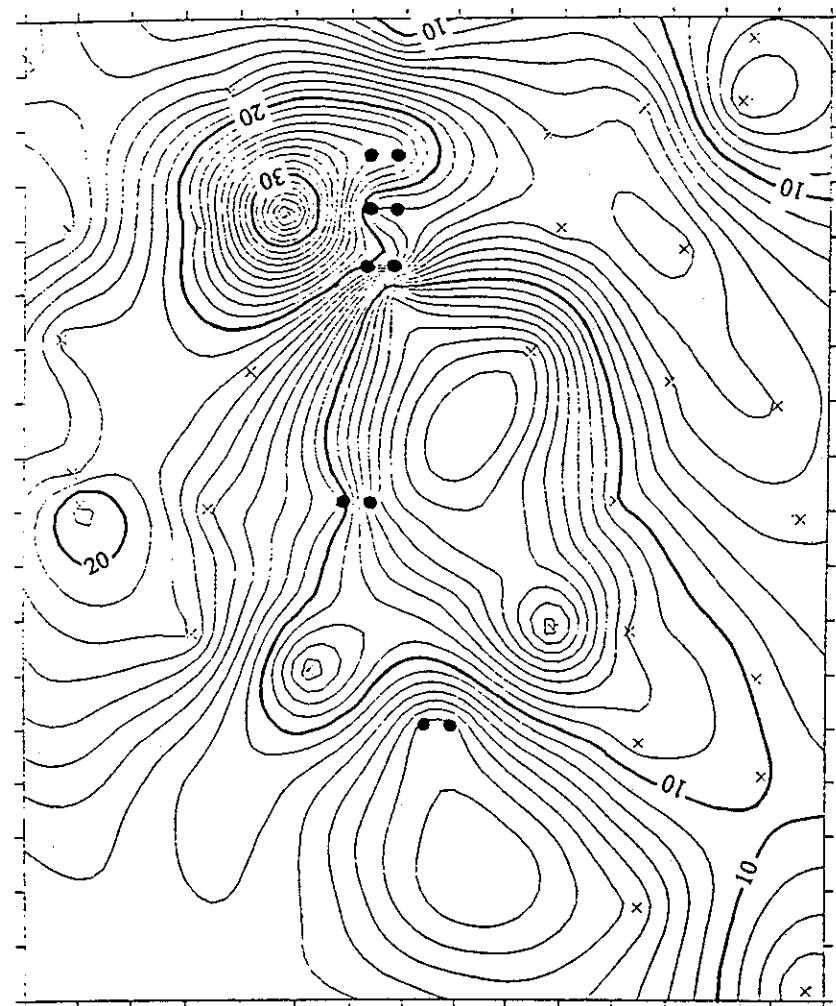


Fig.4.37 層厚の推定結果（6層、移動）

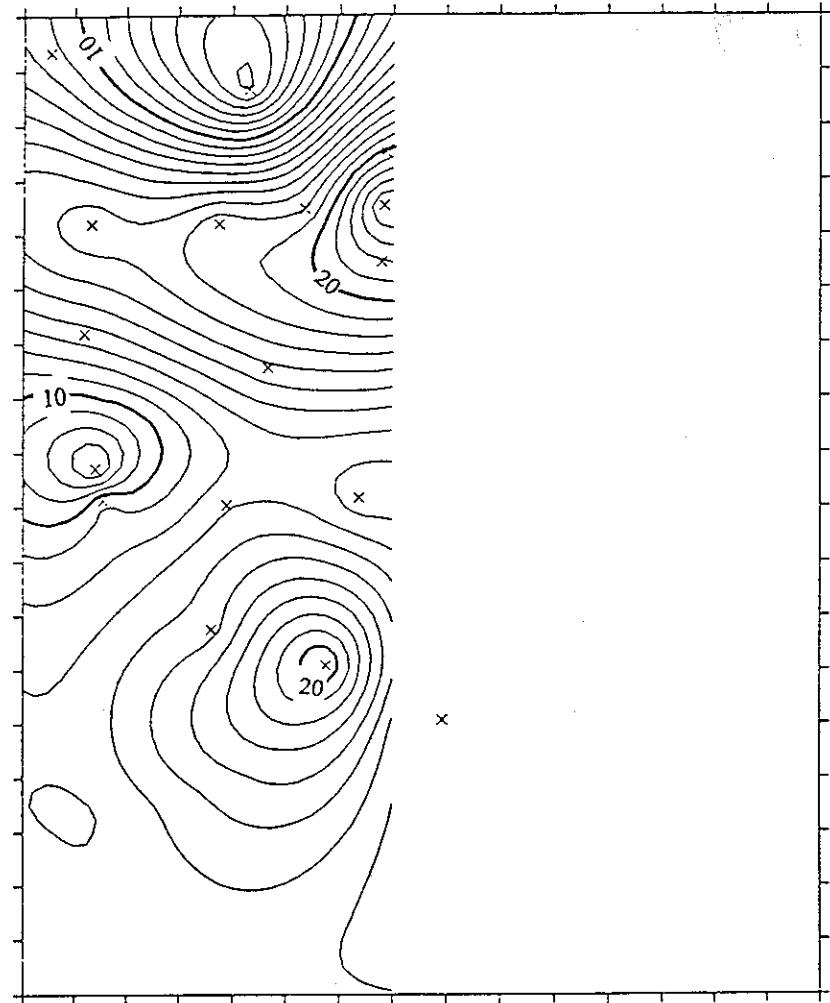


Fig.4.38 層厚の推定結果（5層、北側）

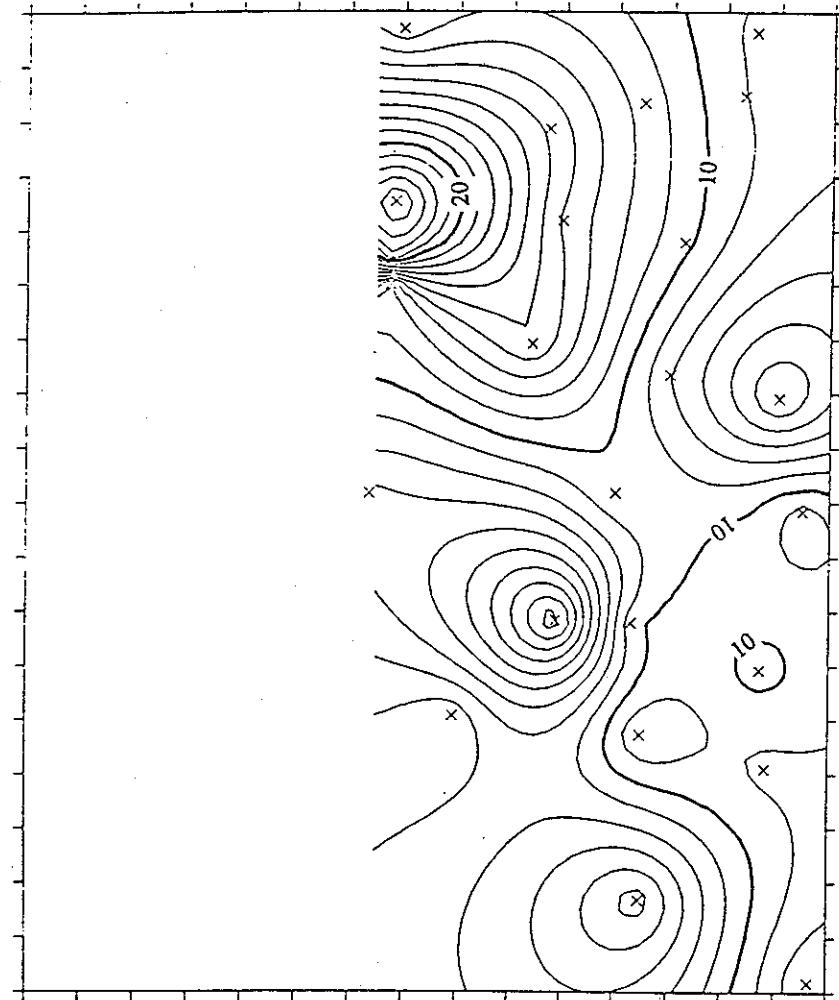


Fig.4.39 層厚の推定結果（5層、南側）

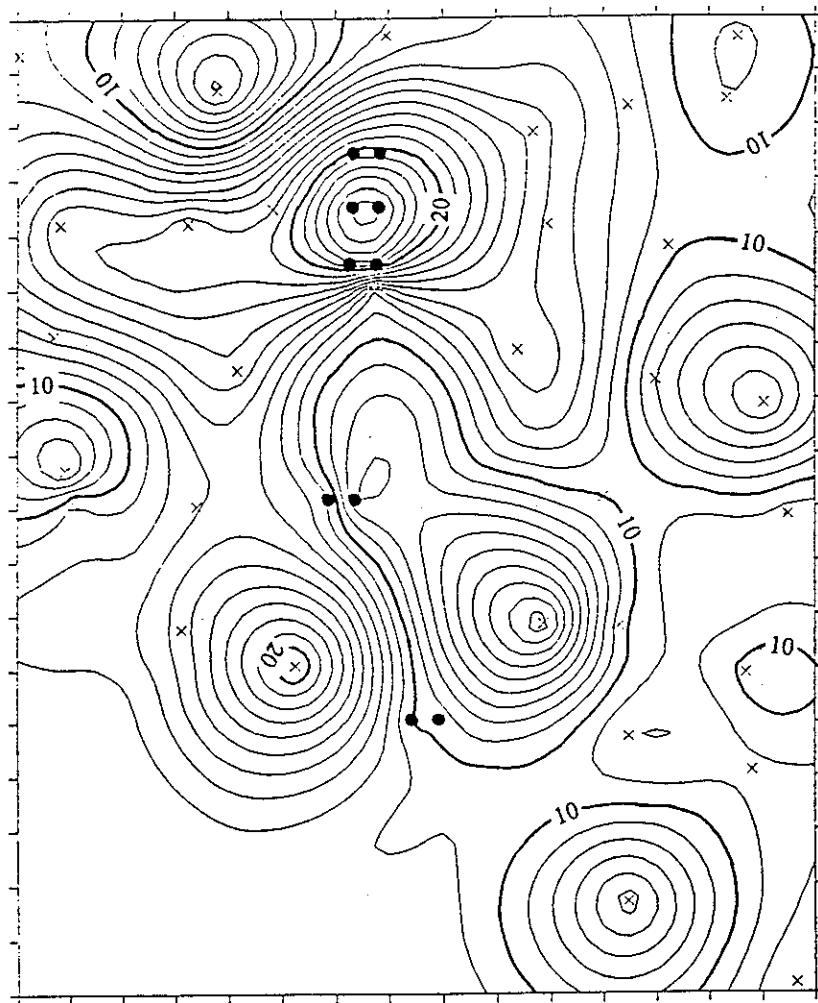


Fig.4.40 層厚の推定結果（5層、移動）

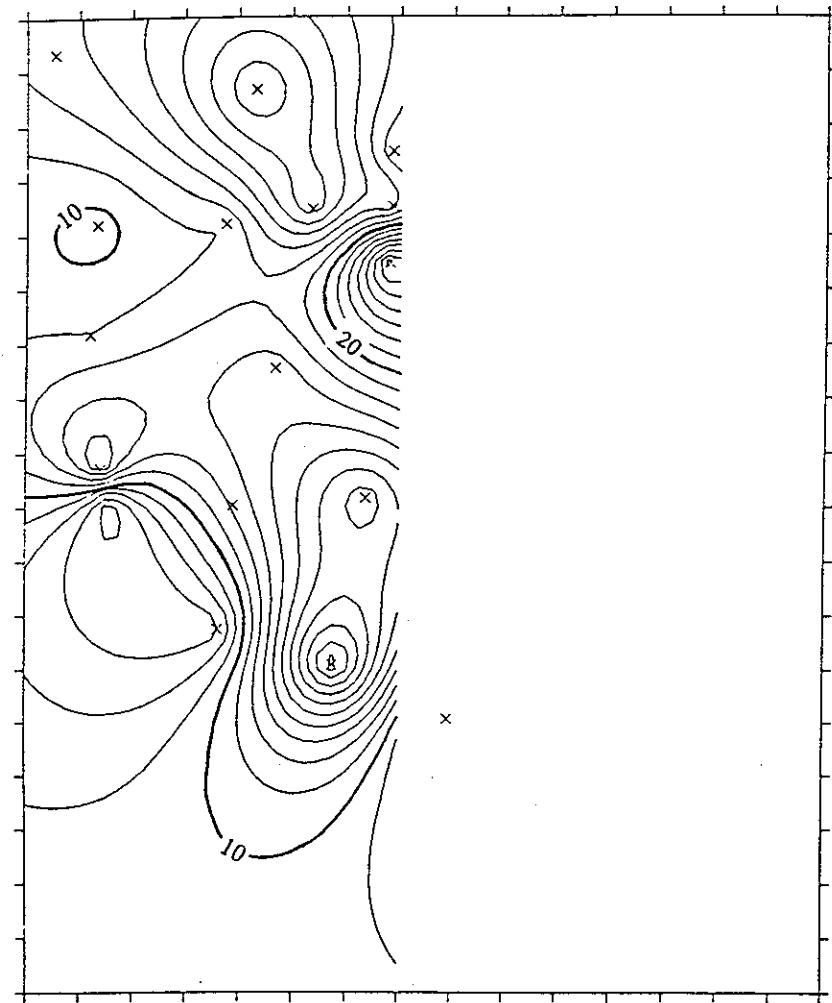


Fig.4.41 層厚の推定結果（4a2層、北側）

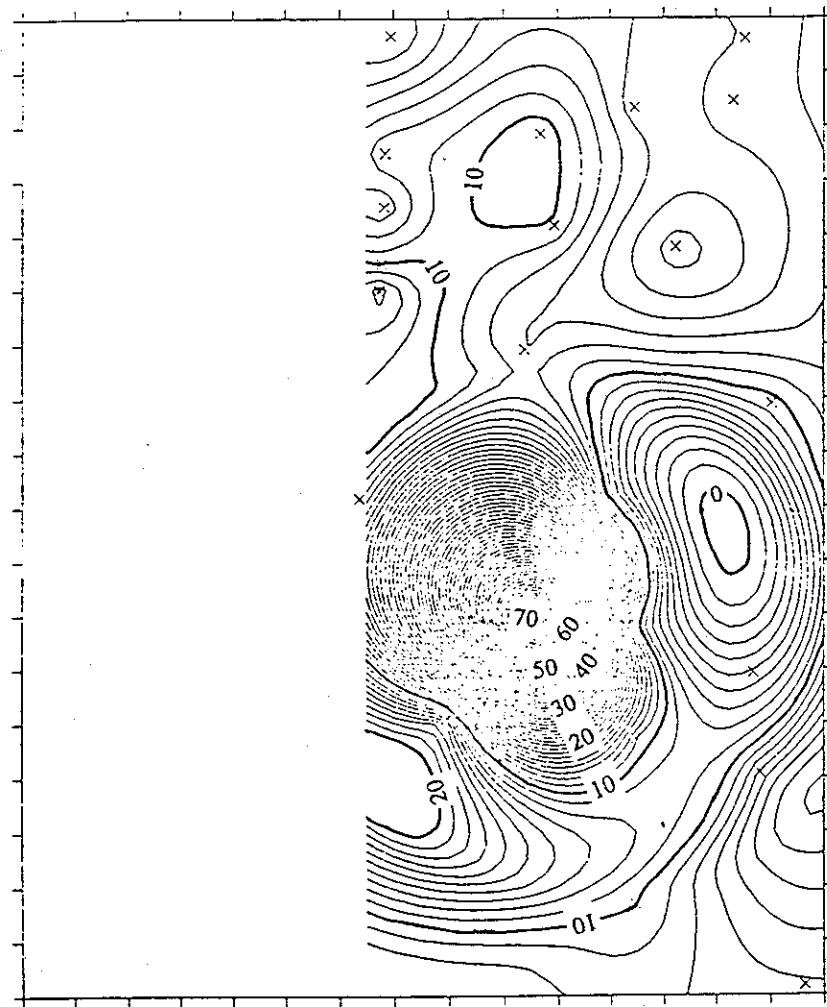


Fig.4.42 層厚の推定結果（4a2層、南側）

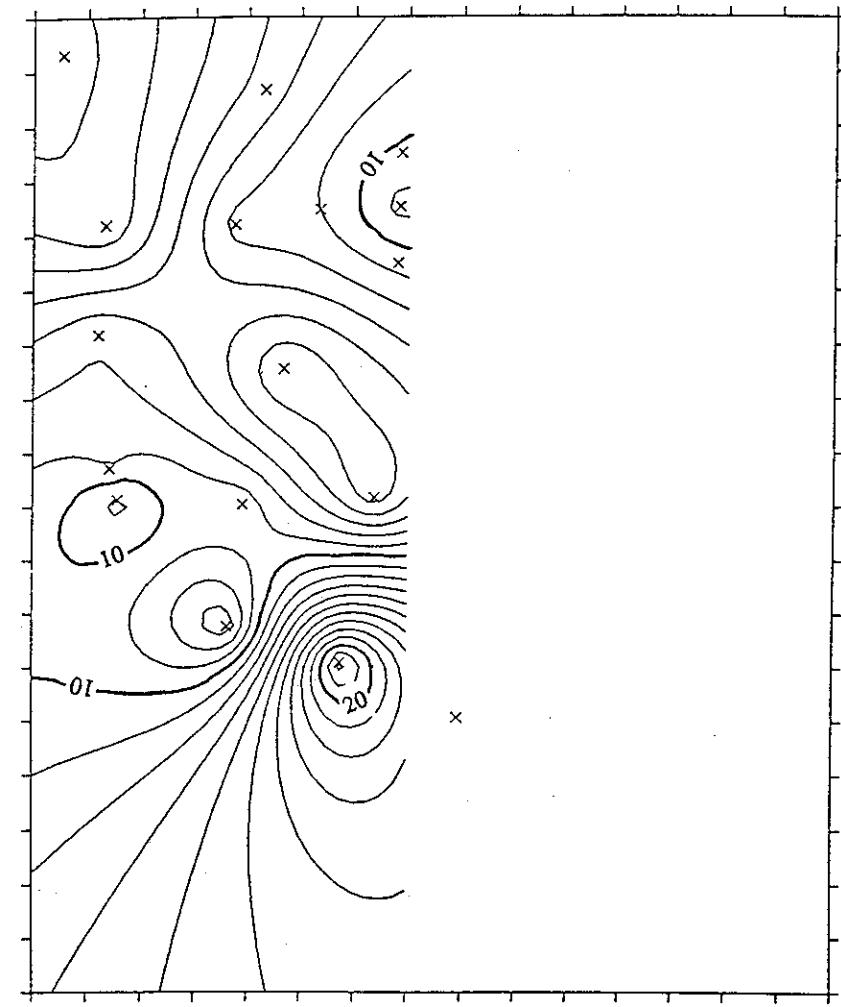


Fig.4.43 層厚の推定結果（4a1層、北側）

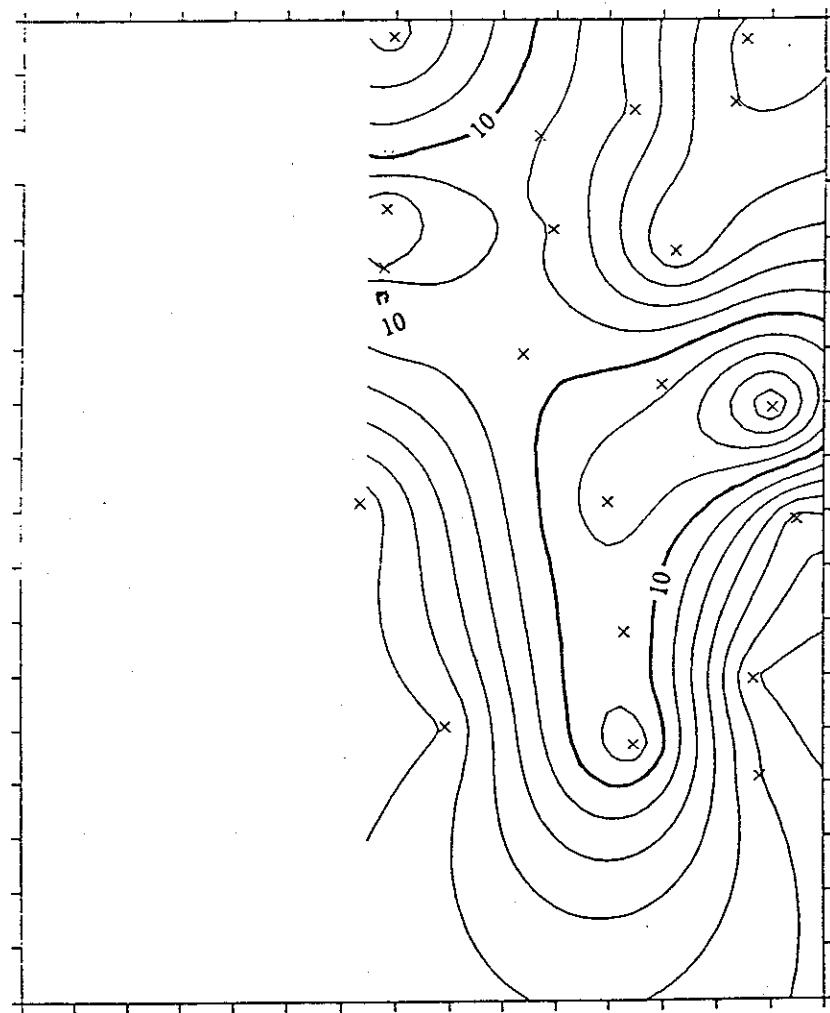


Fig.4.44 層厚の推定結果（4a1層、南側）

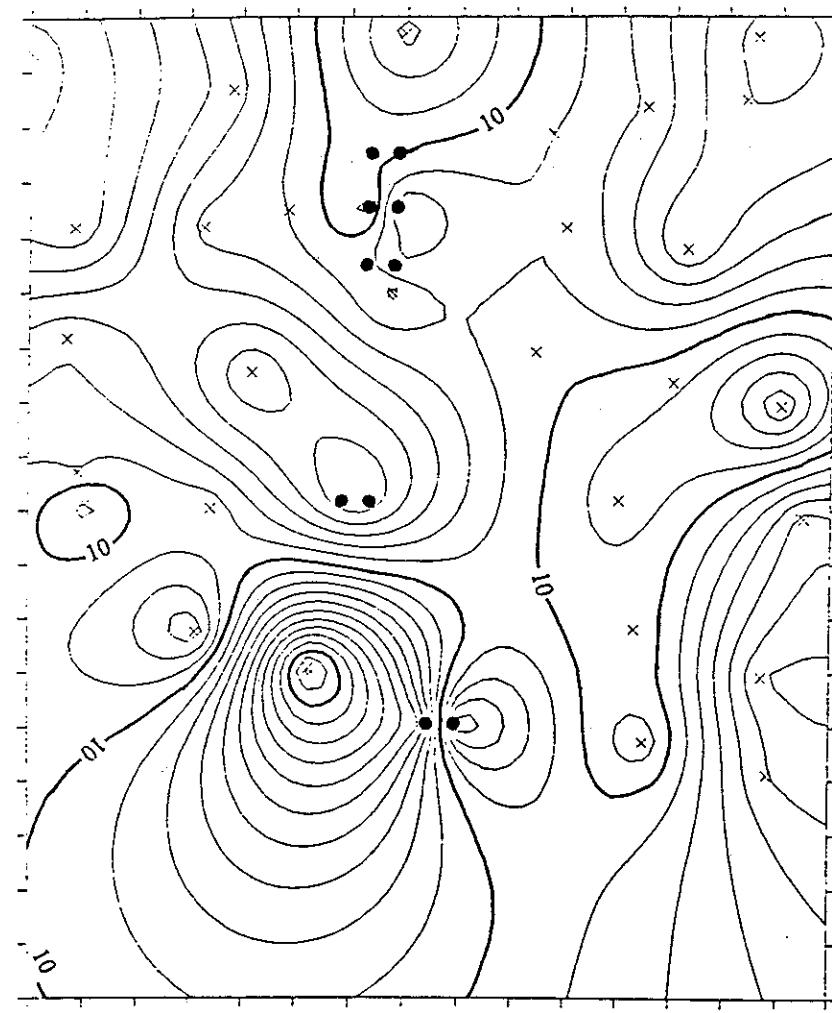


Fig.4.45 層厚の推定結果（4a1層、移動）

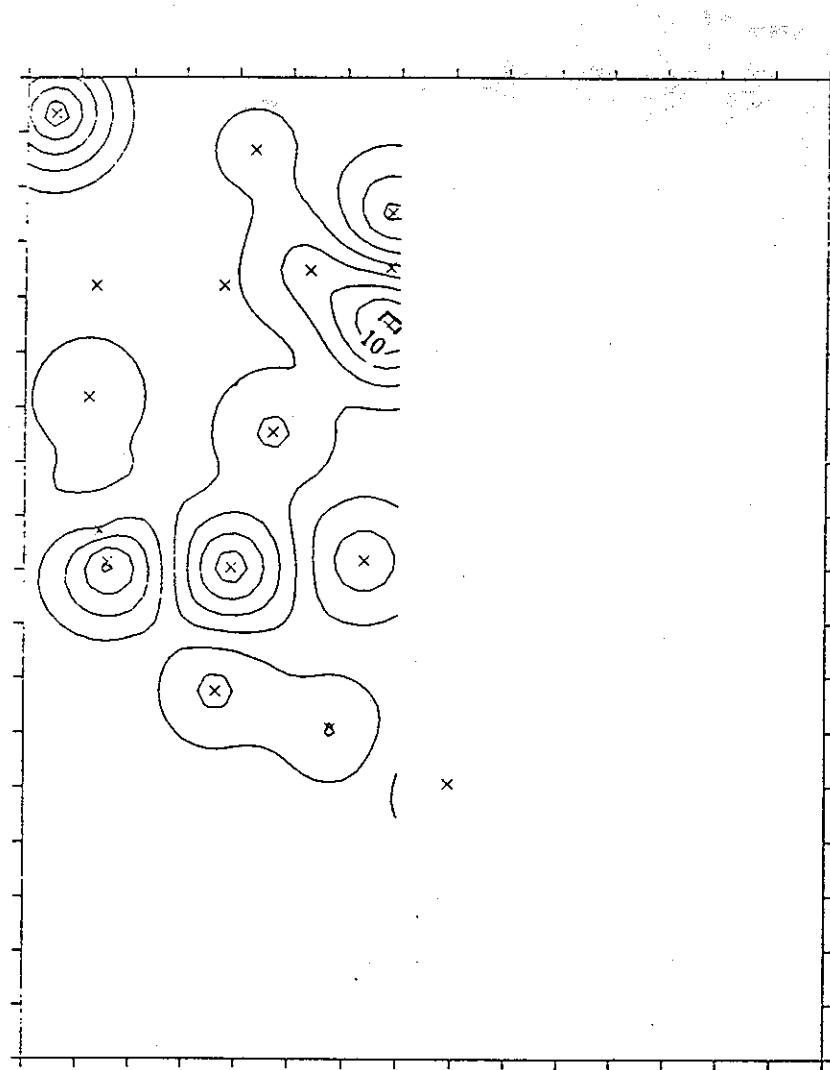


Fig.4.46 層厚の推定結果（3a2層、北側）

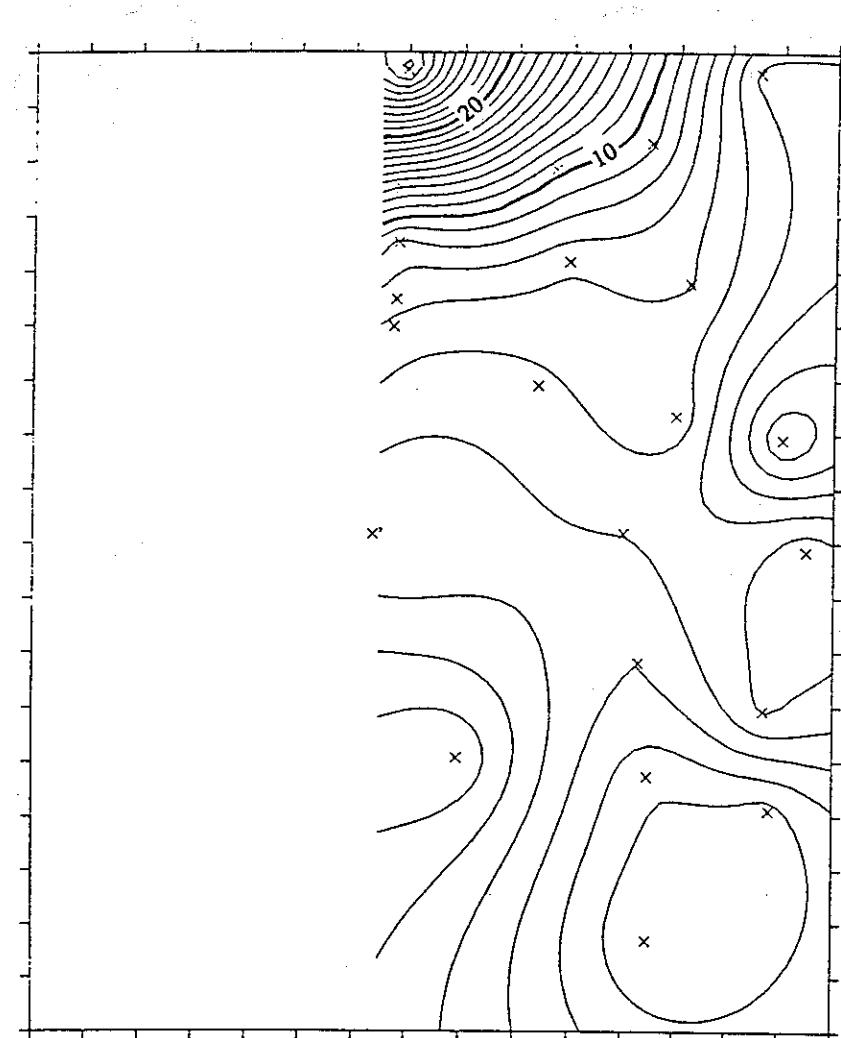


Fig.4.47 層厚の推定結果（3a2層、南側）

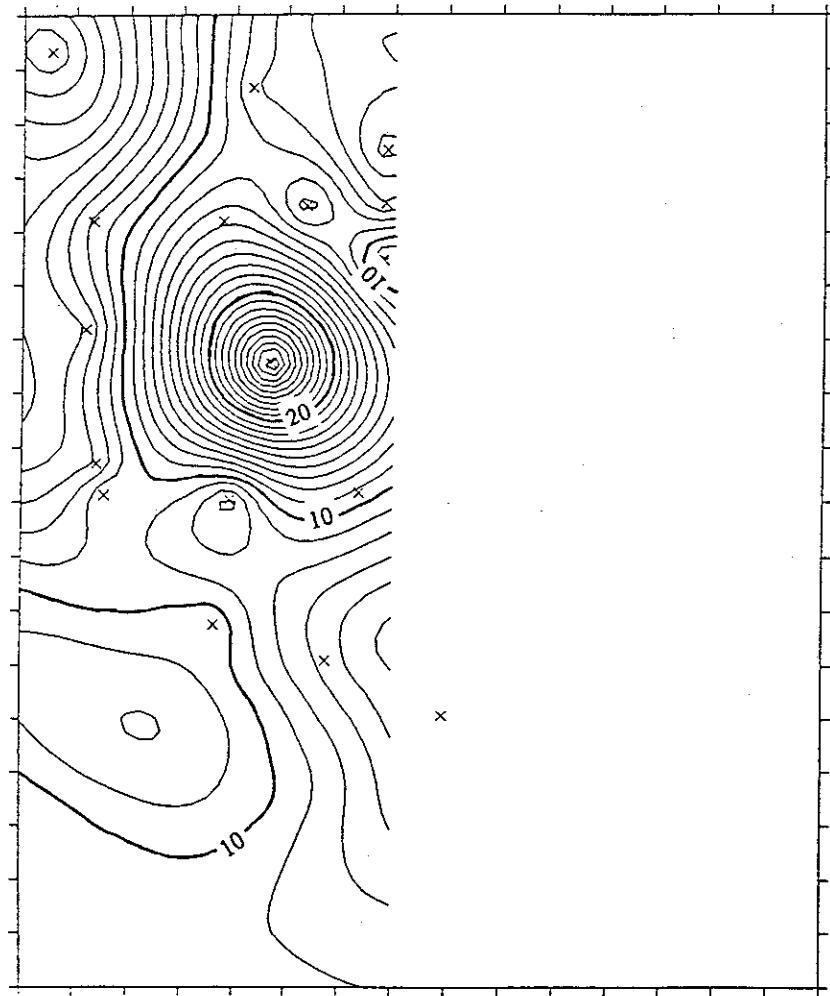


Fig.4.48 層厚の推定結果（3a1層、北側）

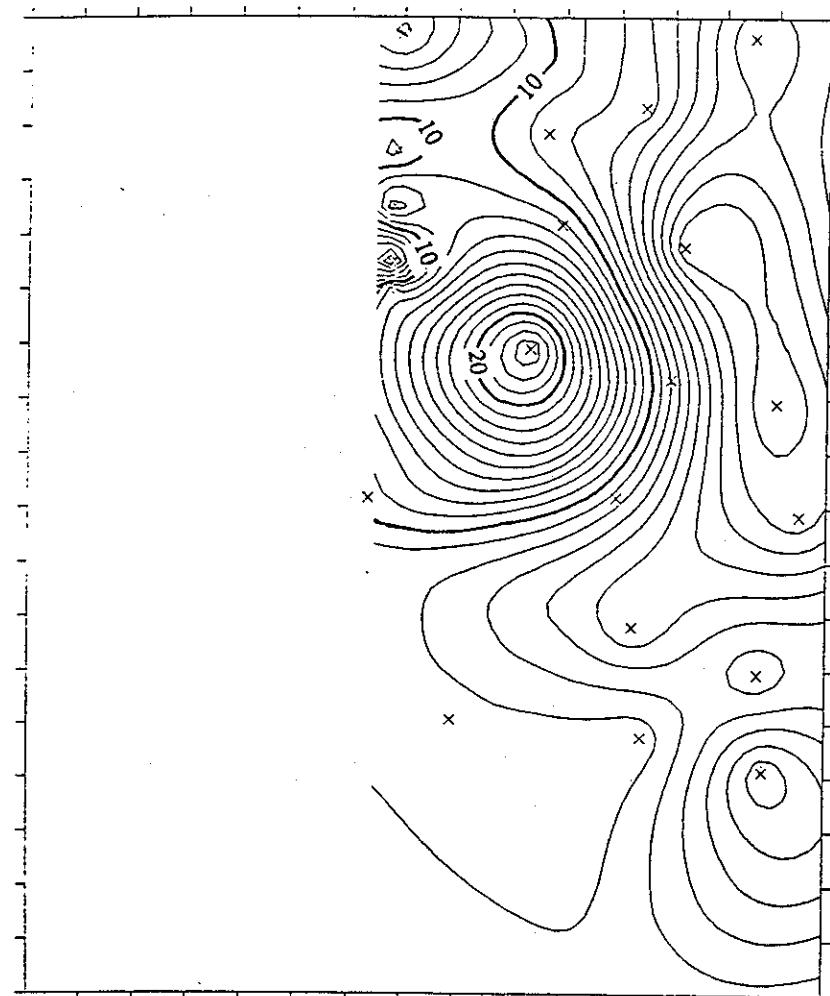


Fig.4.49 層厚の推定結果（3a1層、南側）

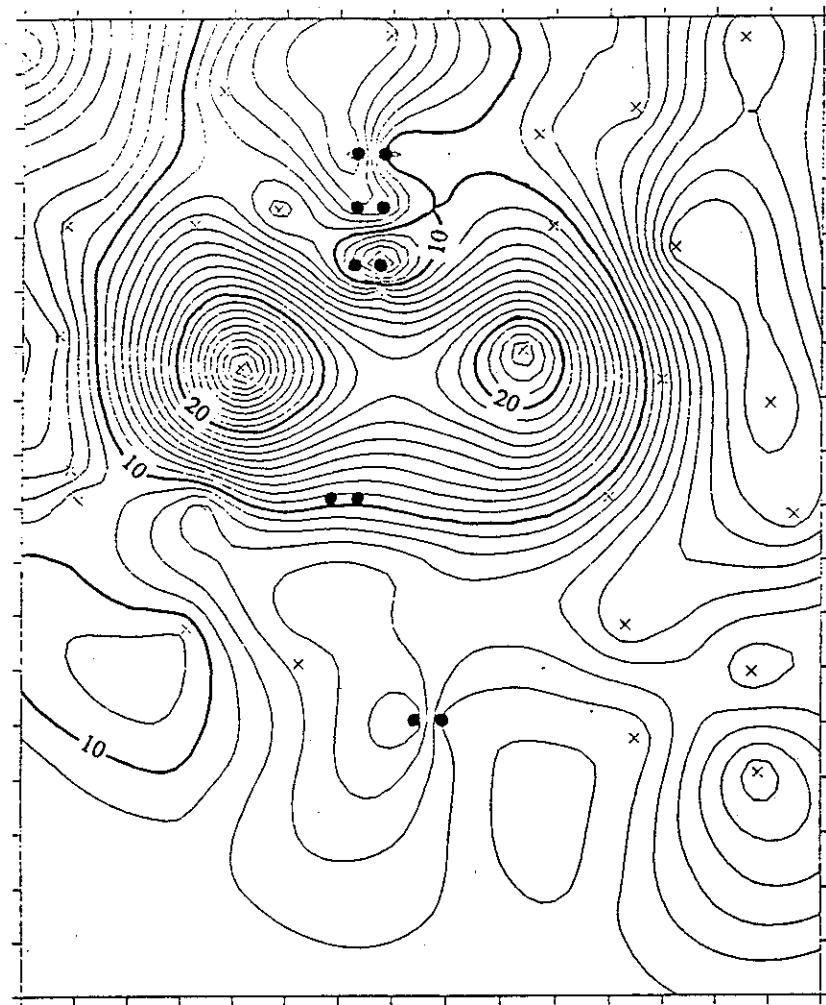


Fig.4.50 層厚の推定結果（3a1層、移動）

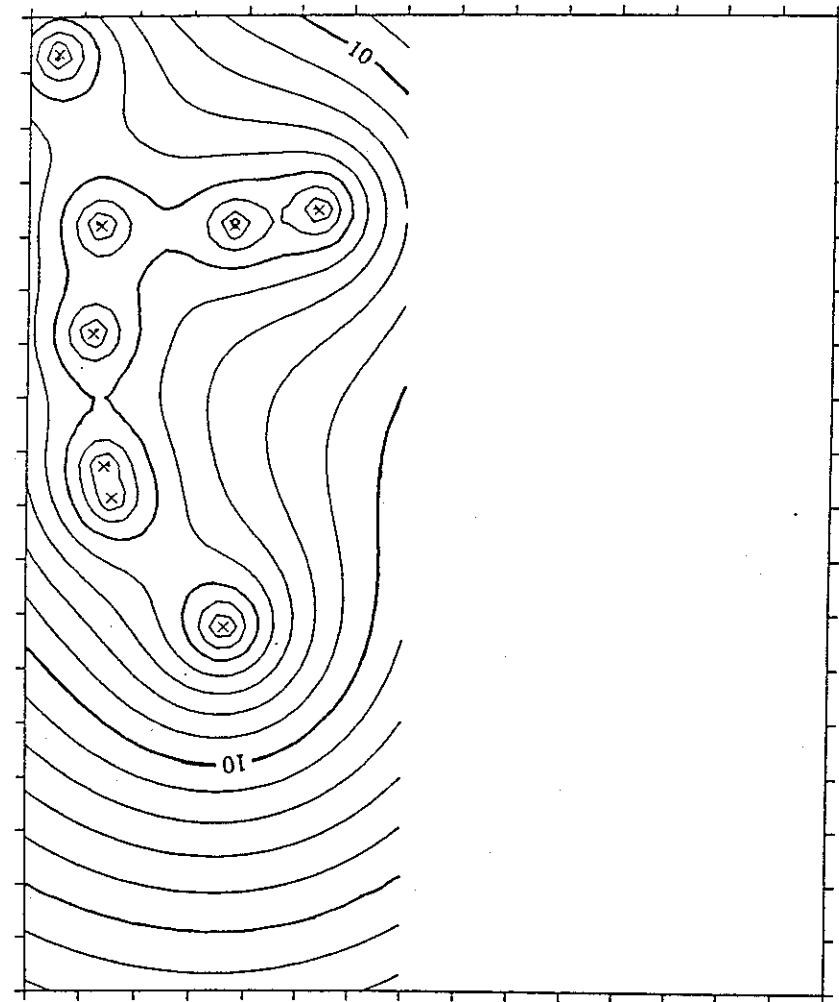


Fig.4.51 層厚の推定誤差の分布（10層）

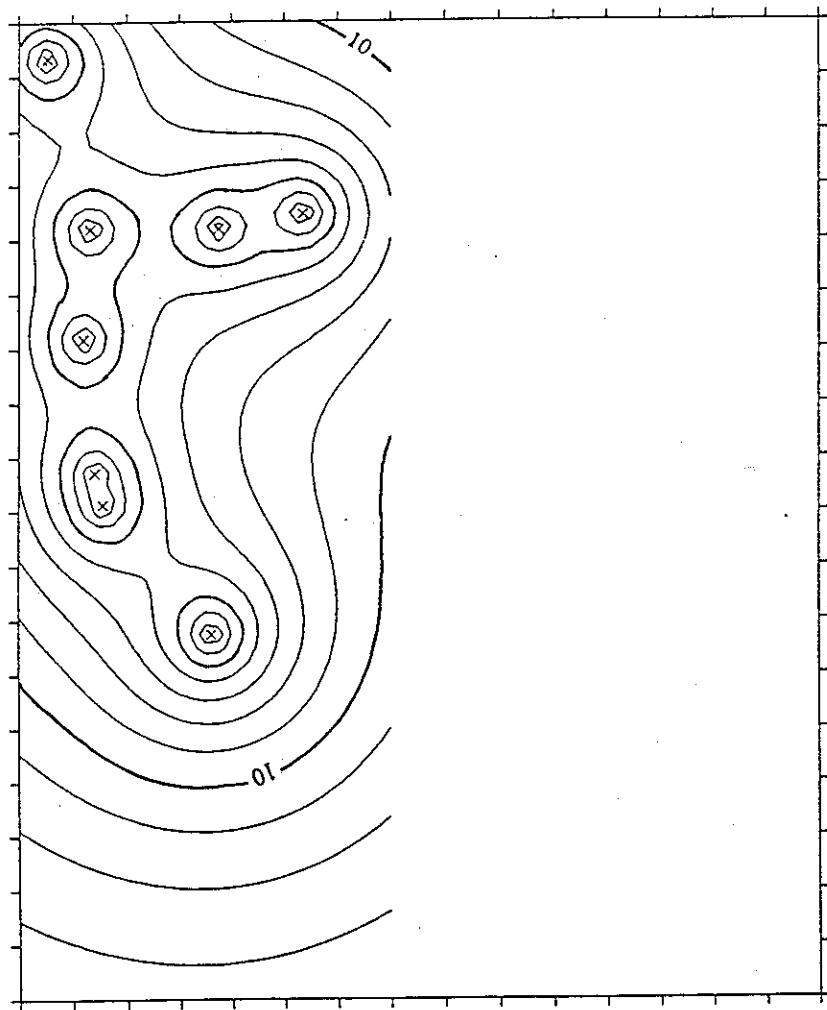


Fig.4.52 層厚の推定誤差の分布（9b層）

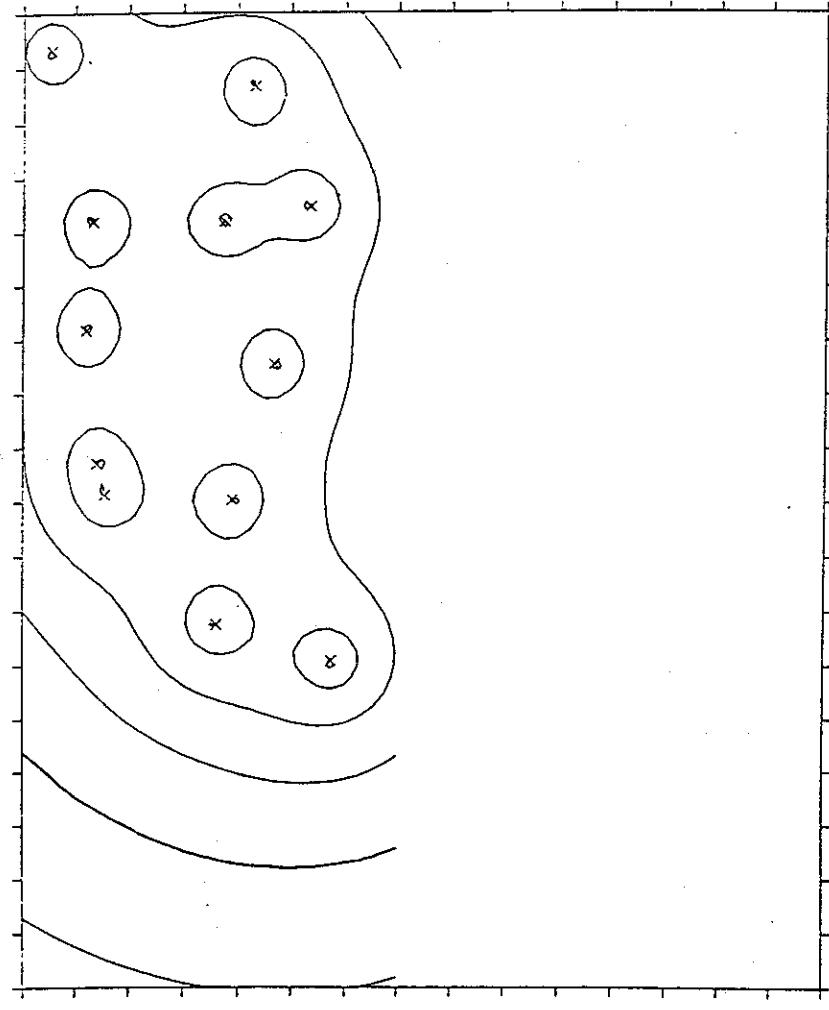


Fig.4.53 層厚の推定誤差の分布（9a層）

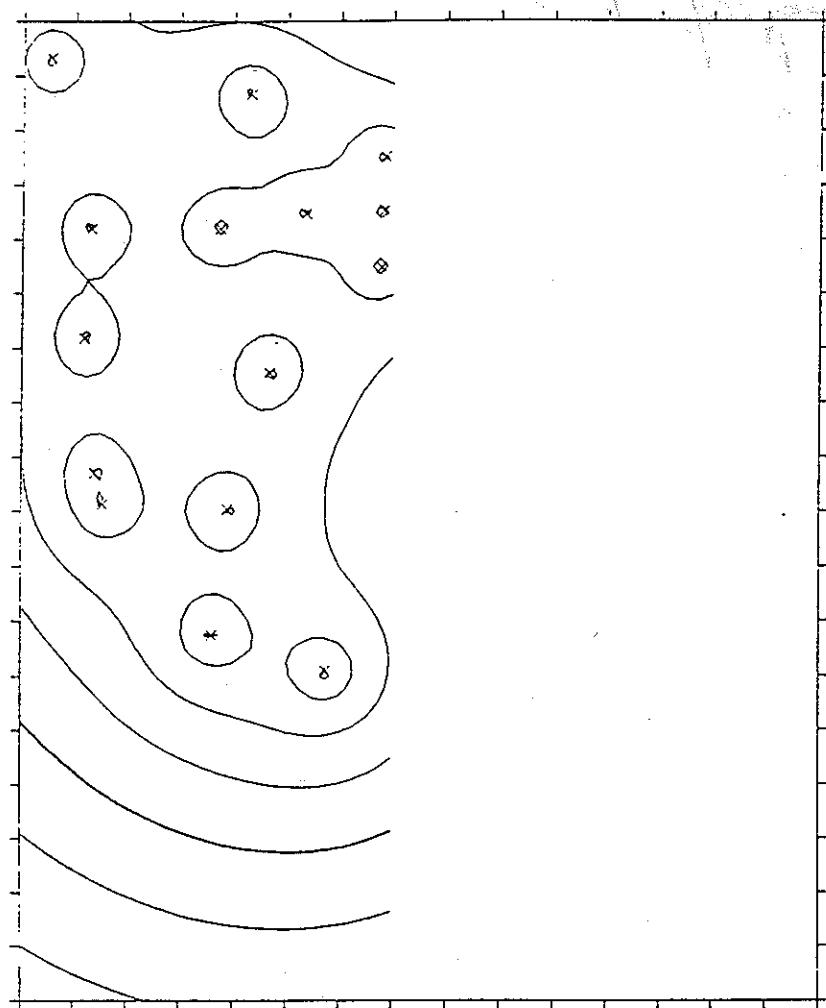


Fig.4.54 層厚の推定誤差の分布（8層、北側）

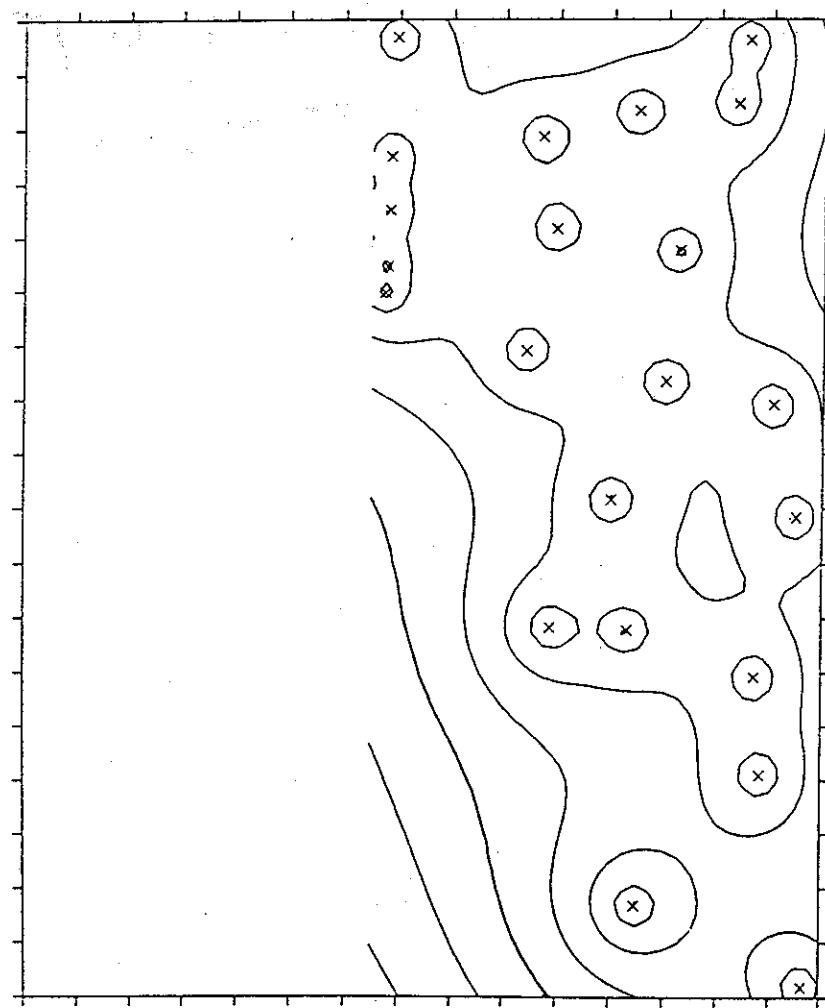


Fig.4.55 層厚の推定誤差の分布（8層、南側）

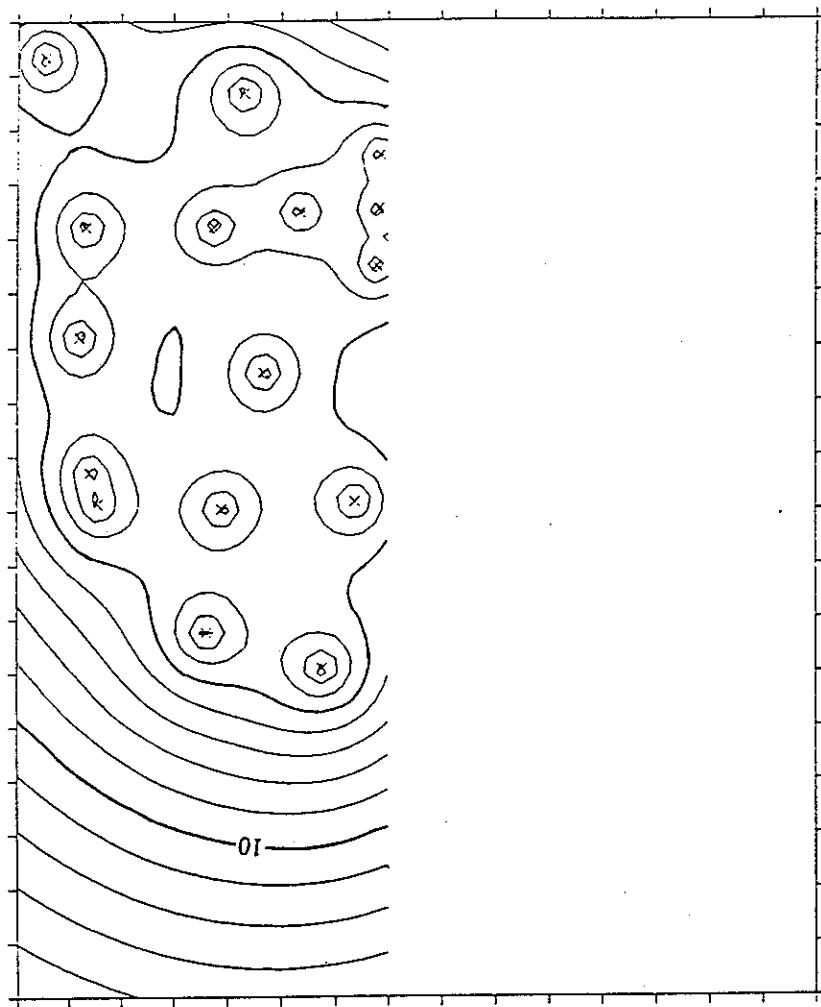


Fig.4.56 層厚の推定誤差の分布（7層、北側）

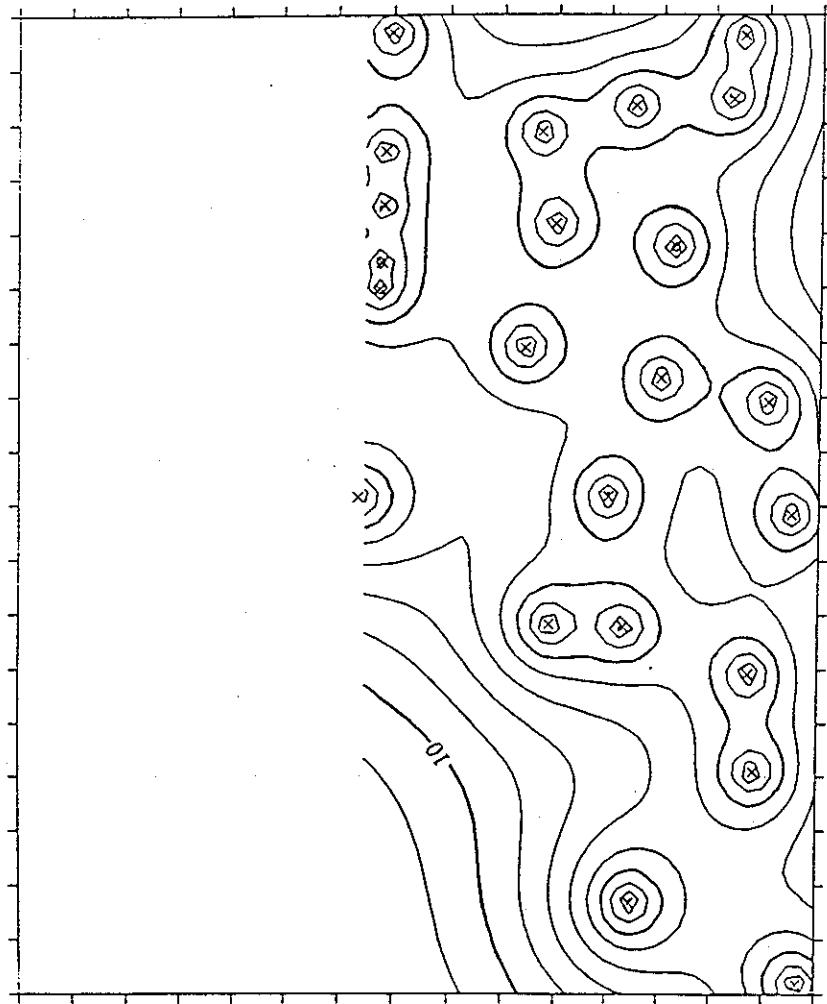


Fig.4.57 層厚の推定誤差の分布（7層、南側）

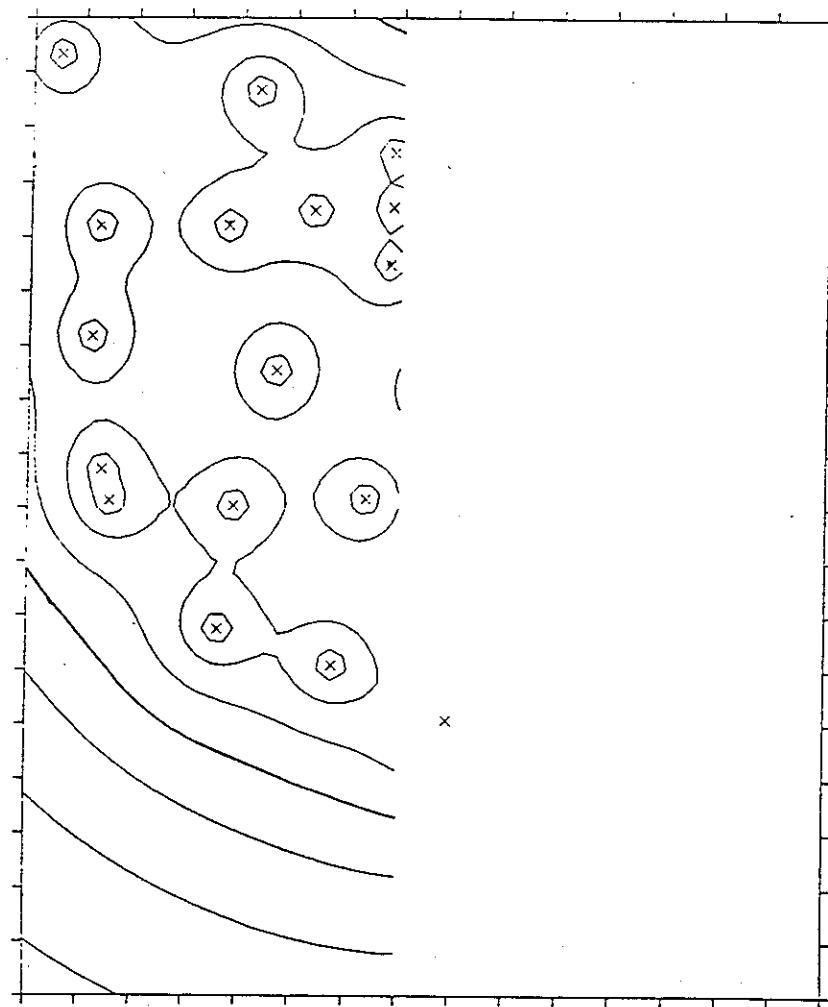


Fig.4.58 層厚の推定誤差の分布（6層、北側）

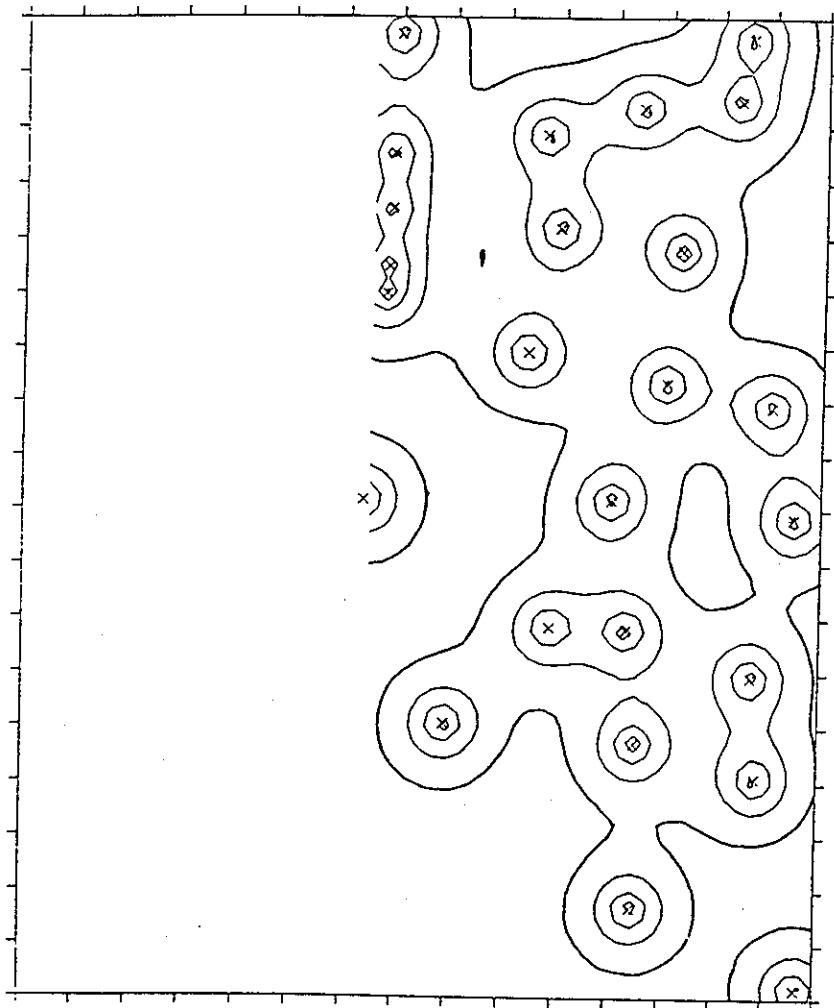


Fig.4.59 層厚の推定誤差の分布（6層、南側）

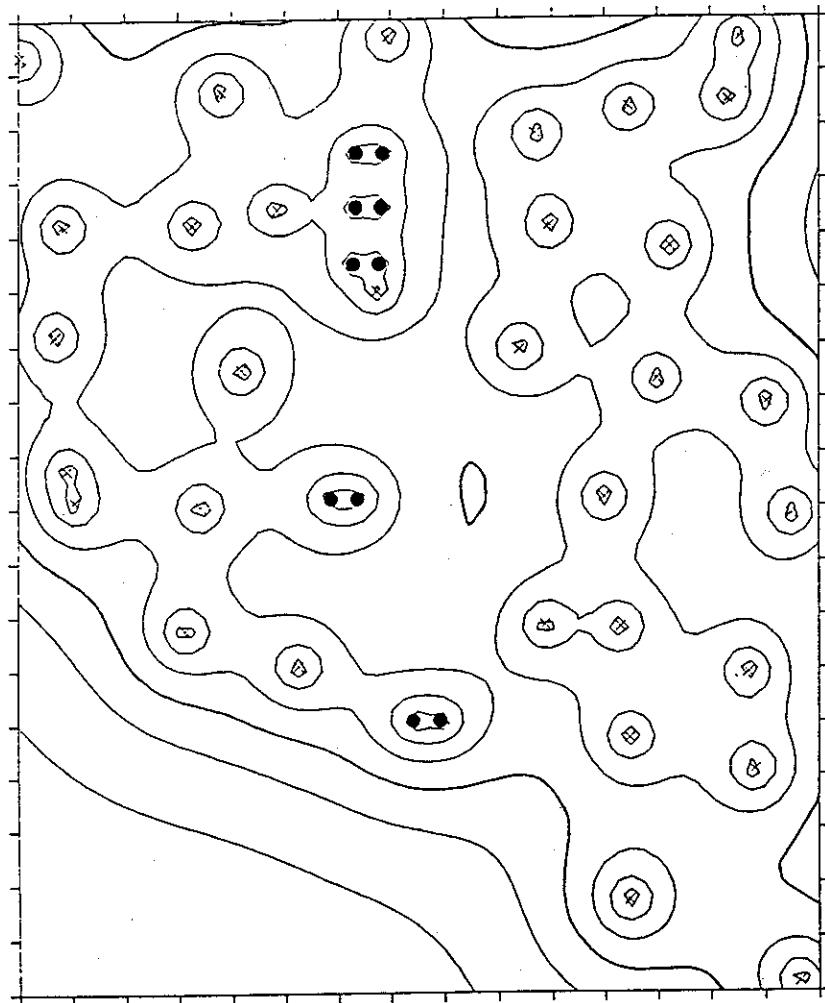


Fig.4.60 層厚の推定誤差の分布（6層、移動）

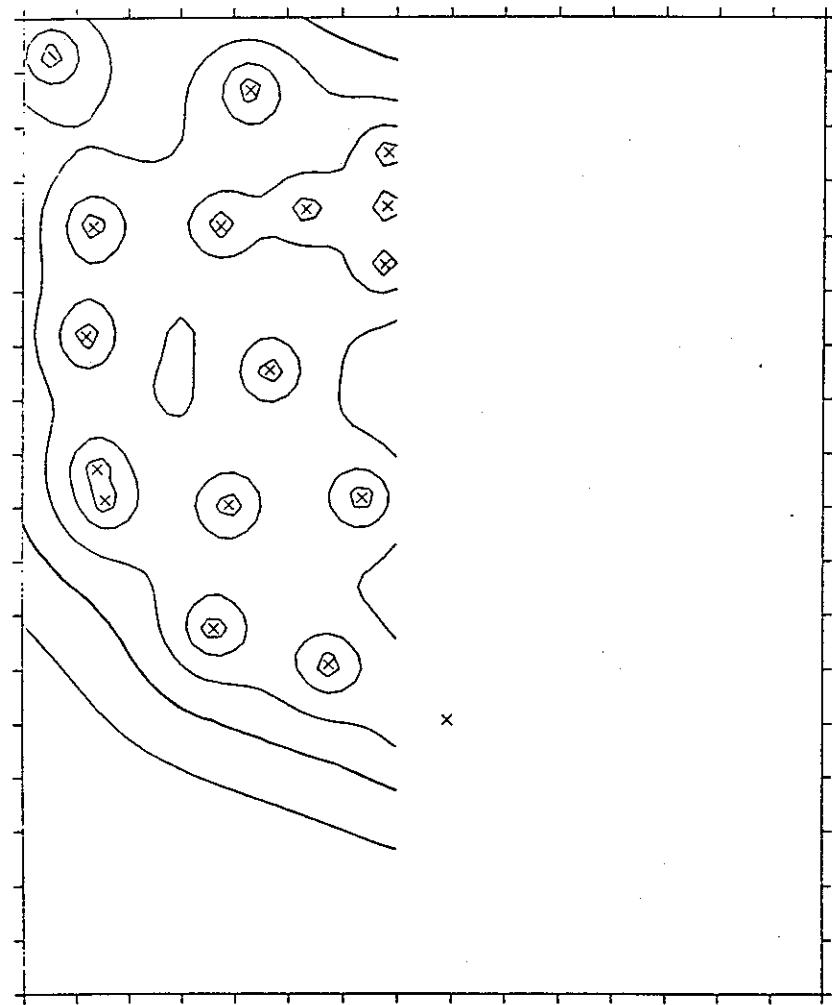


Fig.4.61 層厚の推定誤差の分布（5層、北側）

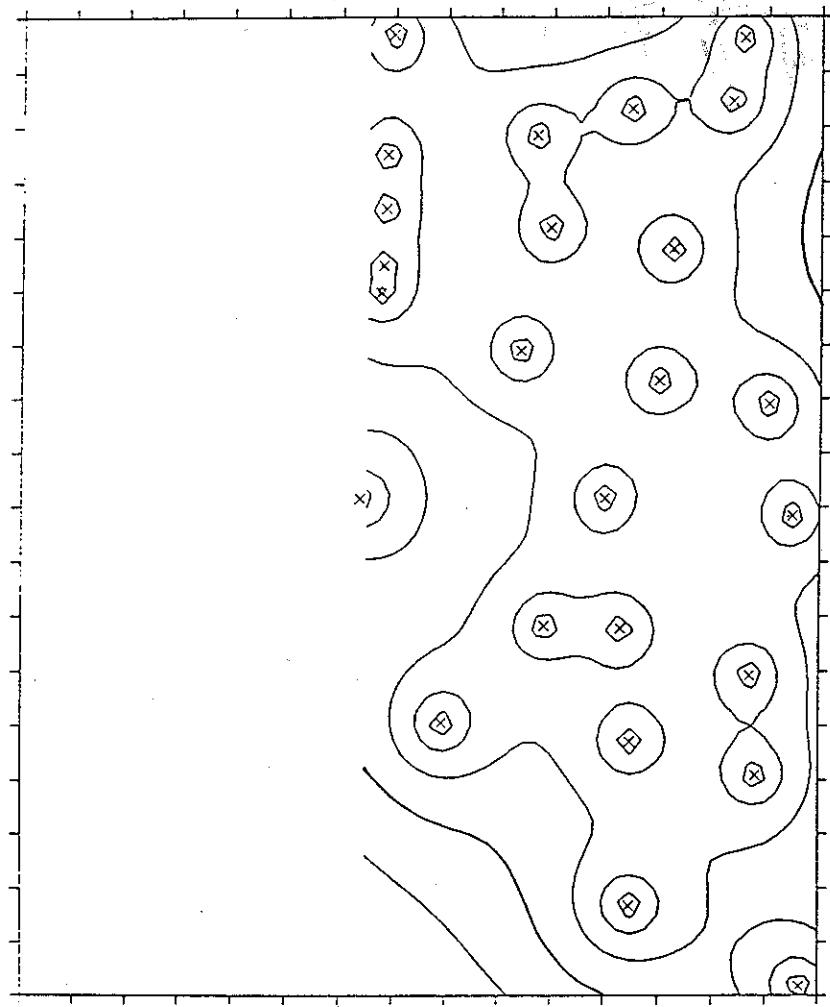


Fig.4.62 層厚の推定誤差の分布（5層、南側）

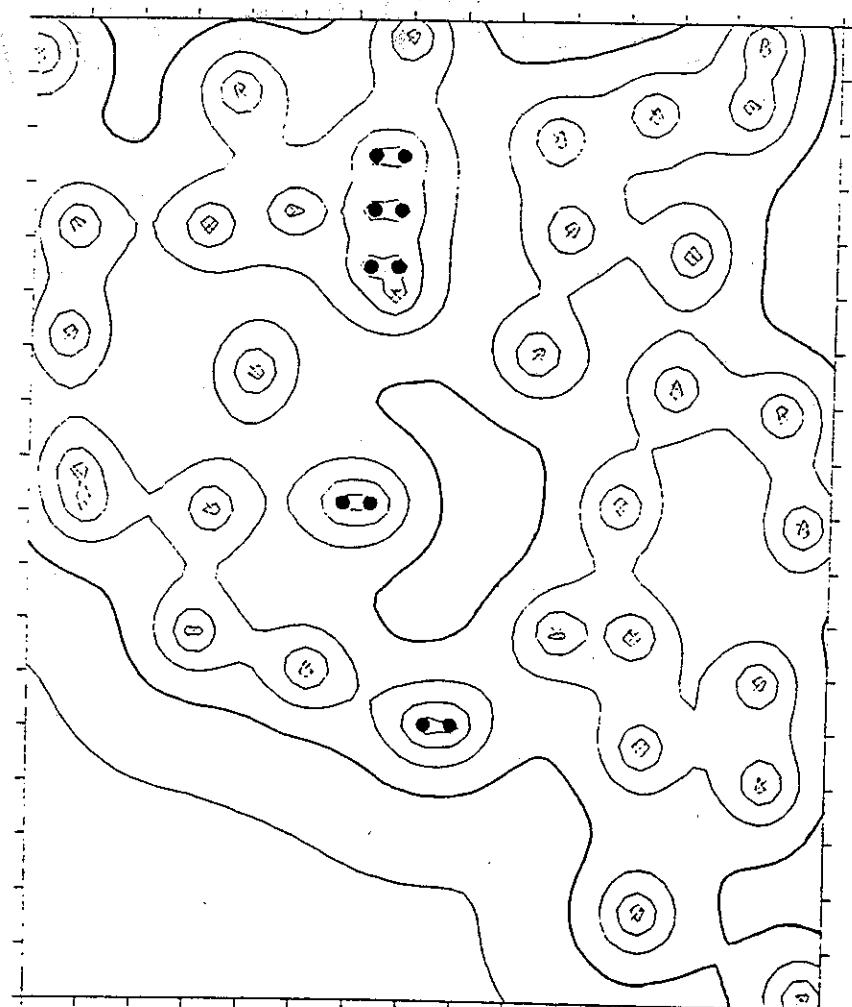


Fig.4.63 層厚の推定誤差の分布（5層、移動）

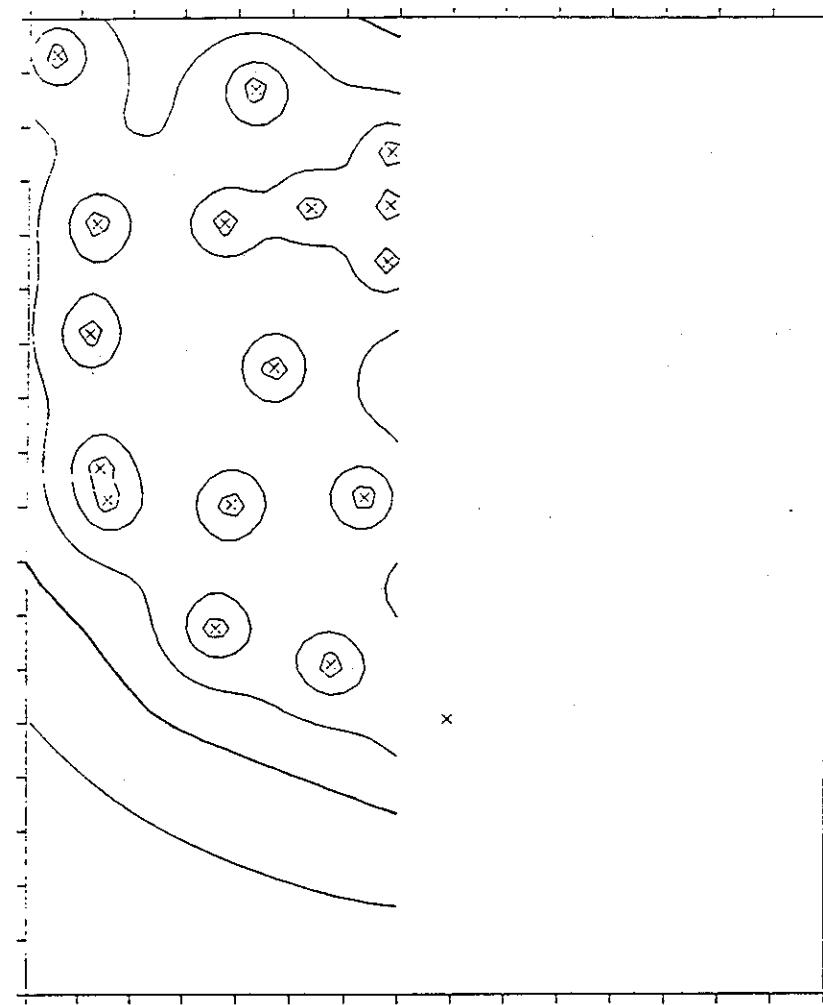


Fig.4.64 層厚の推定誤差の分布（4a2層、北側）

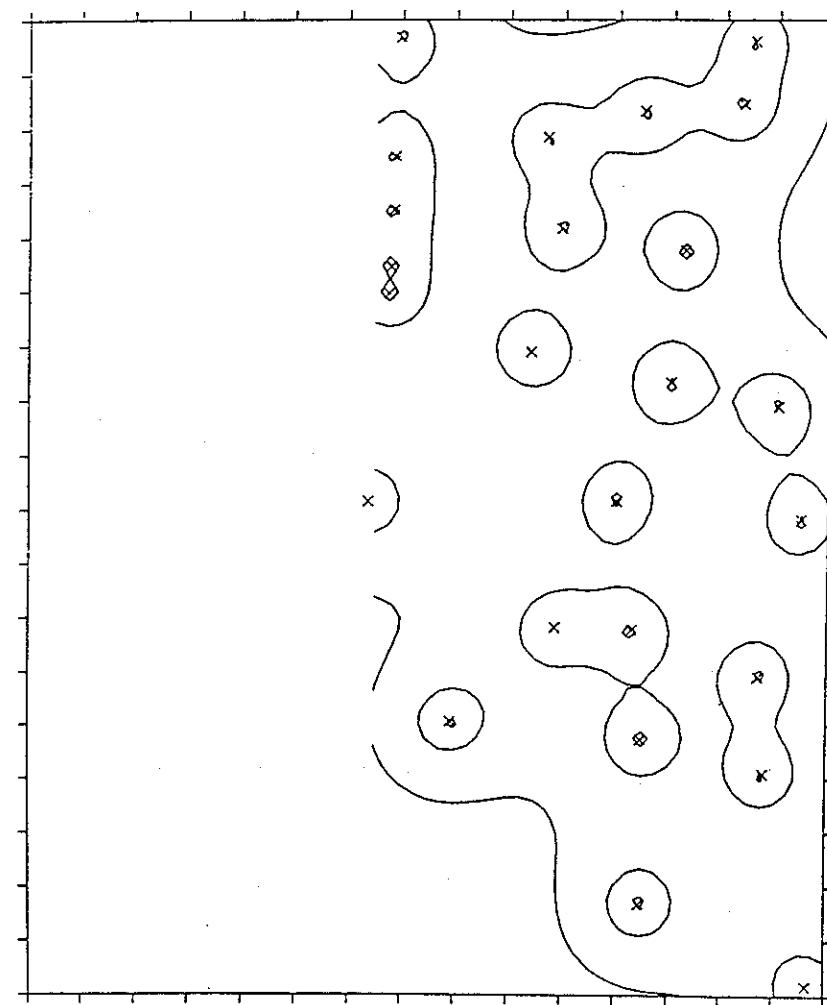


Fig.4.65 層厚の推定誤差の分布（4a2層、南側）

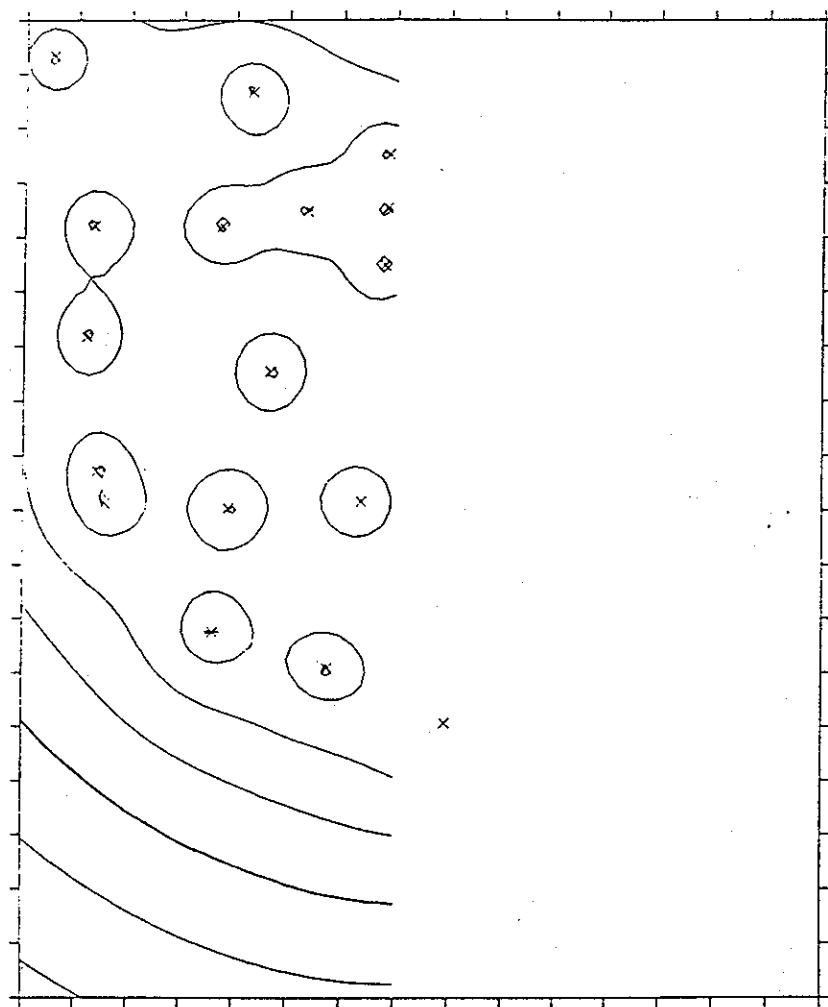


Fig.4.66 層厚の推定誤差の分布（4a1層、北側）

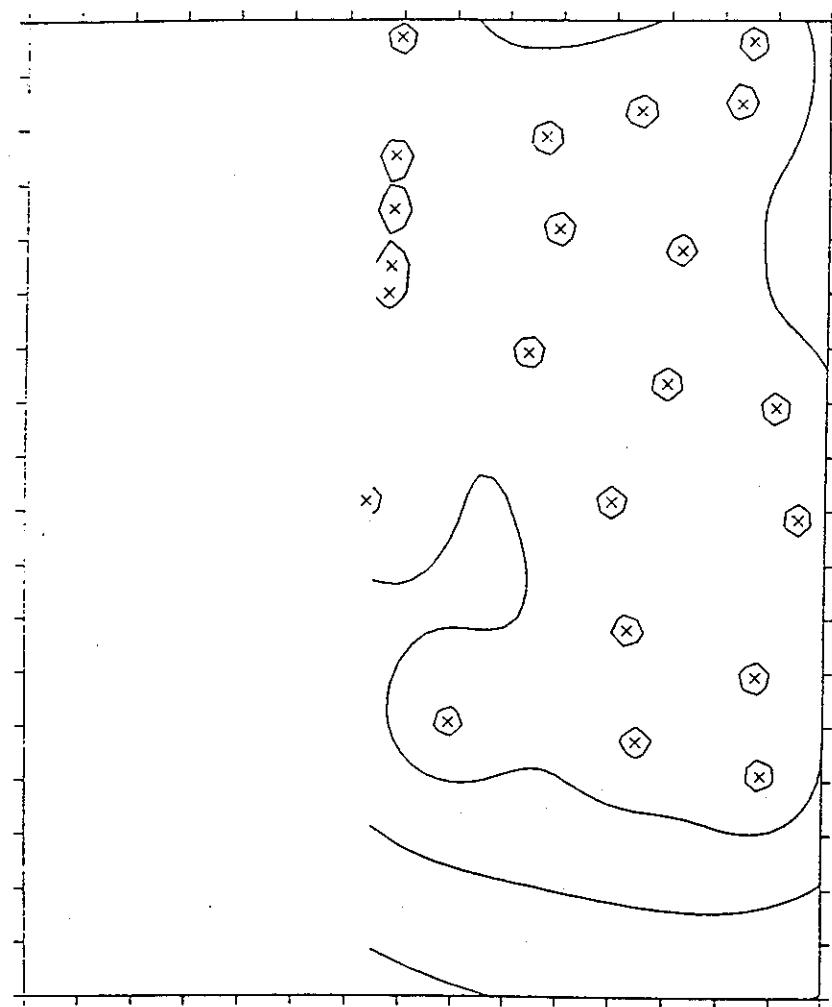


Fig.4.67 層厚の推定誤差の分布（4a1層、南側）

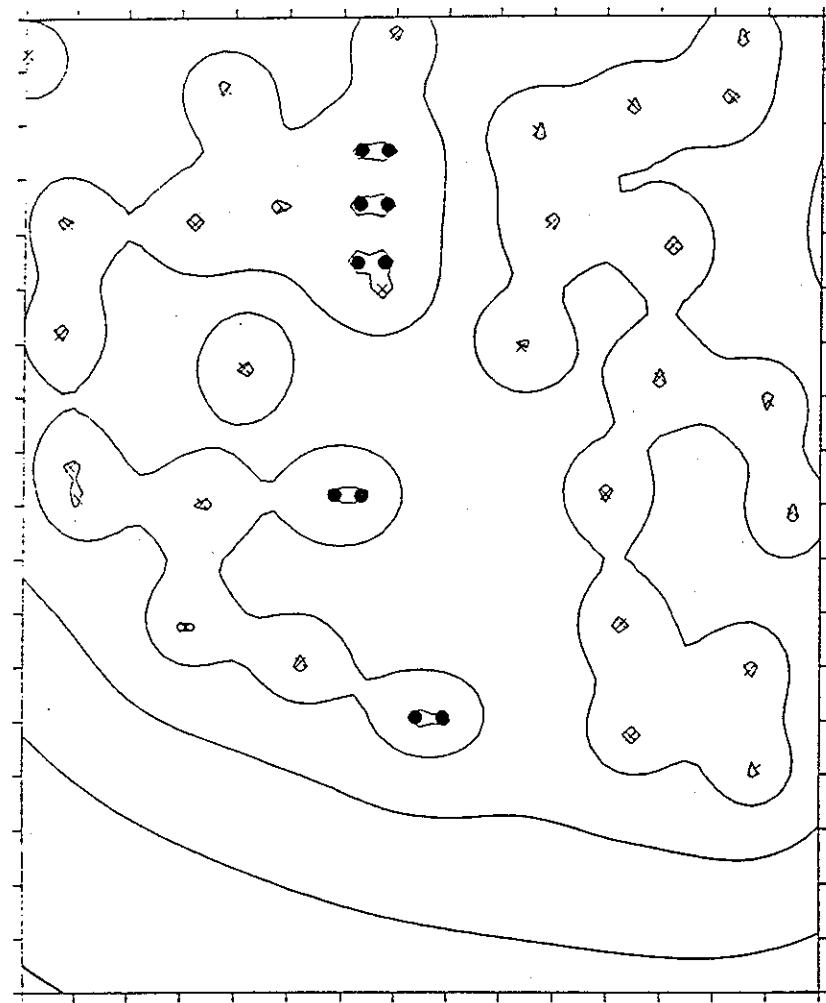


Fig.4.68 層厚の推定誤差の分布 (4a1層、移動)

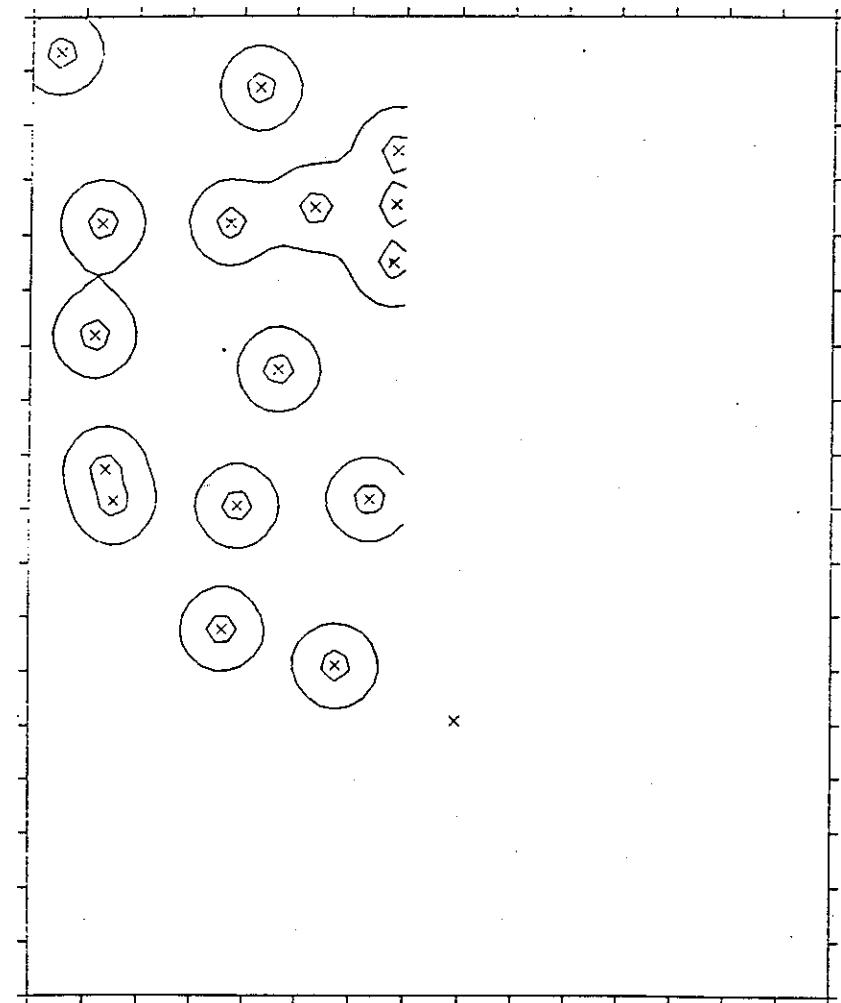


Fig.4.69 層厚の推定誤差の分布 (3a2層、北側)

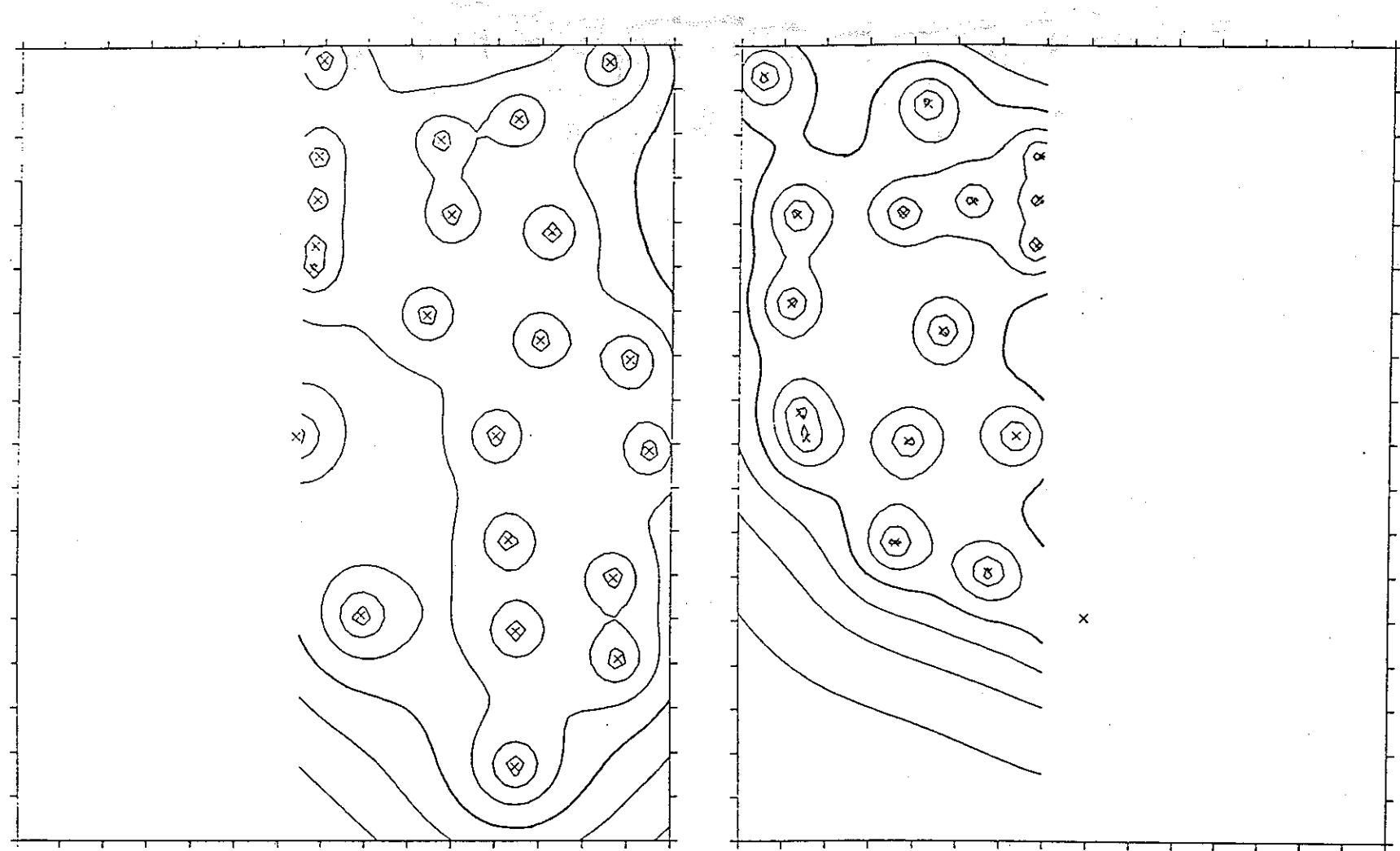


Fig.4.70 層厚の推定誤差の分布（3a2層、南側）

Fig.4.71 層厚の推定誤差の分布（3a1層、北側）

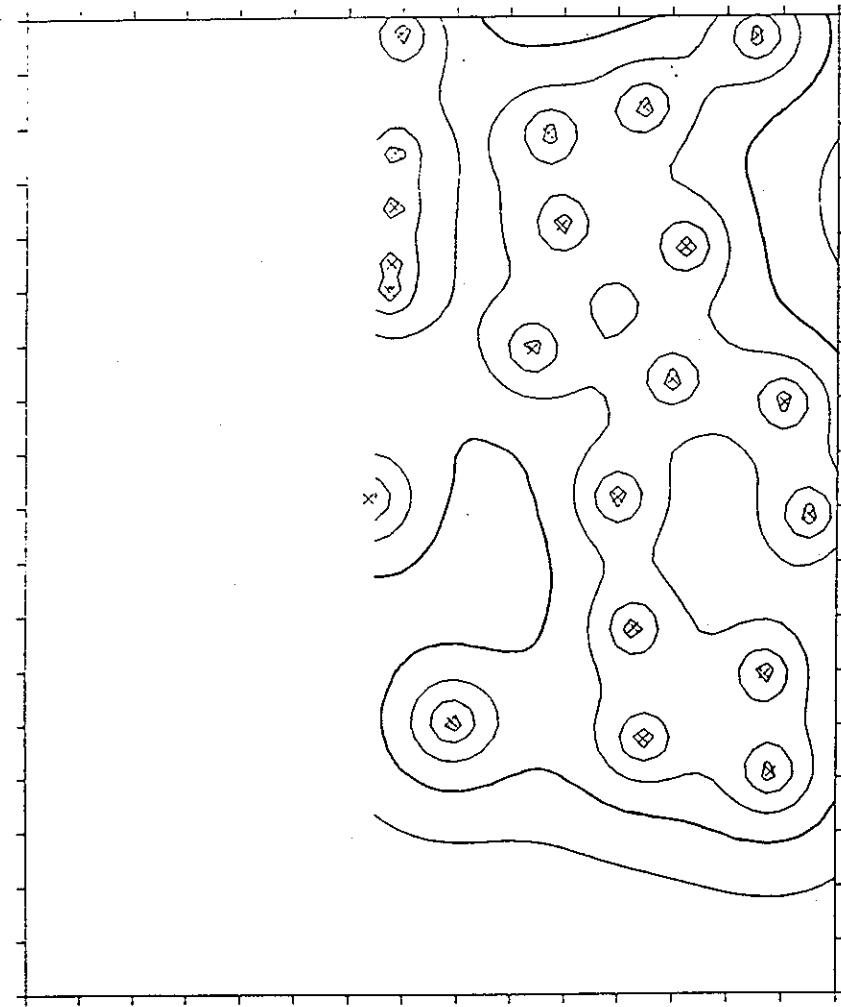


Fig.4.72 層厚の推定誤差の分布（3a1層、南側）

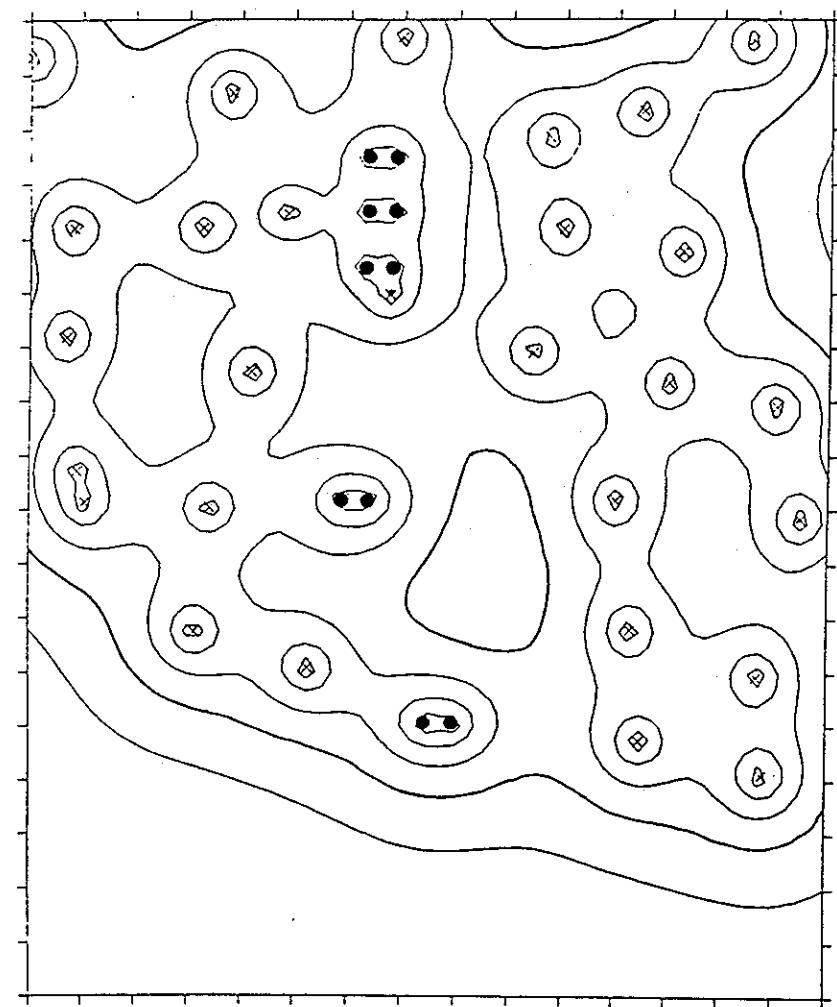


Fig.4.73 層厚の推定誤差の分布（3a1層、移動）

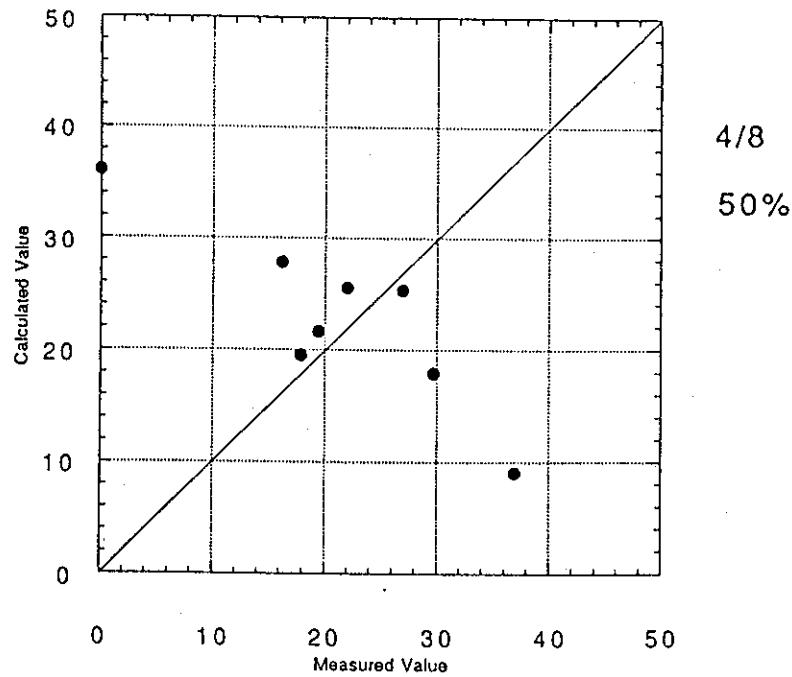


Fig.4.74 層厚推定の検定結果（10層）

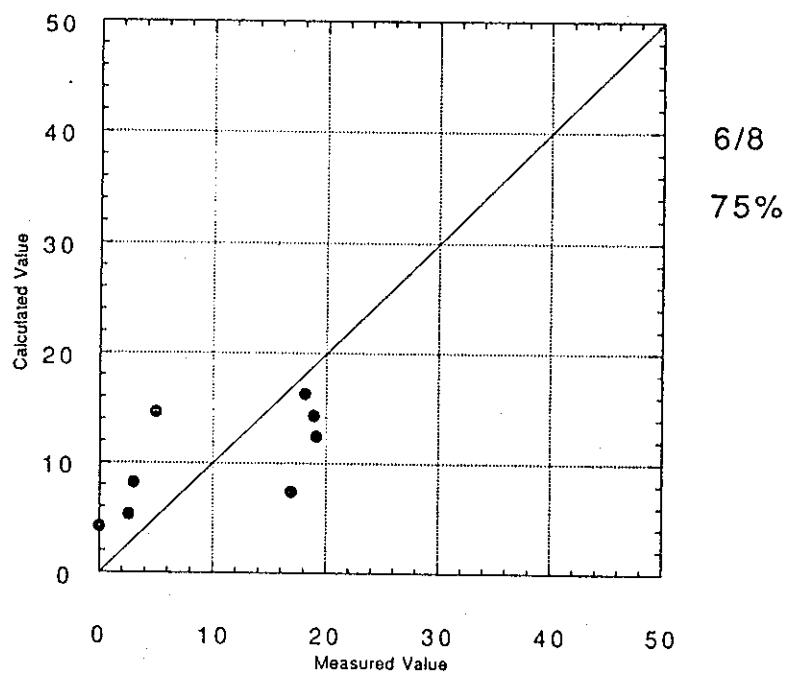


Fig.4.75 層厚推定の検定結果（9b層）

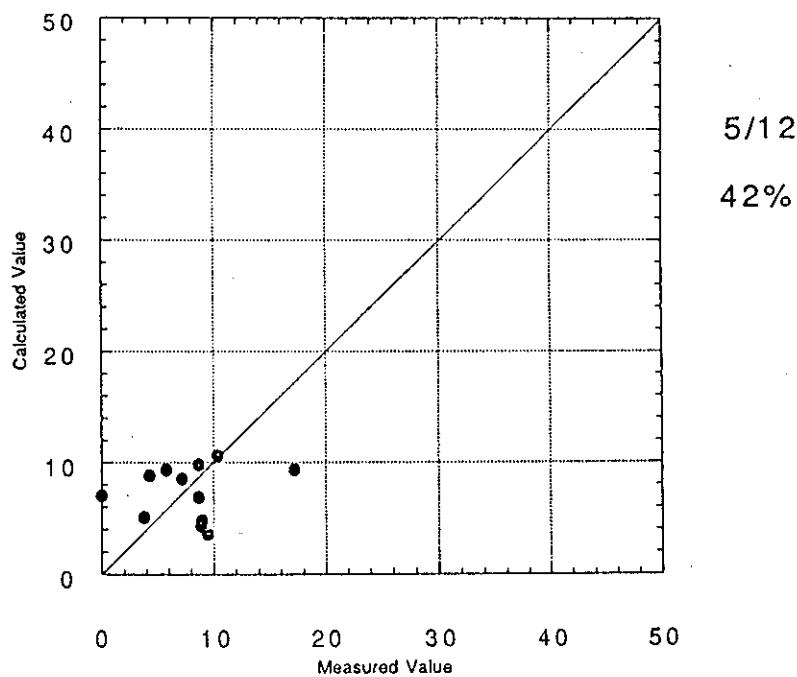


Fig.4.76 層厚推定の検定結果（9a層）

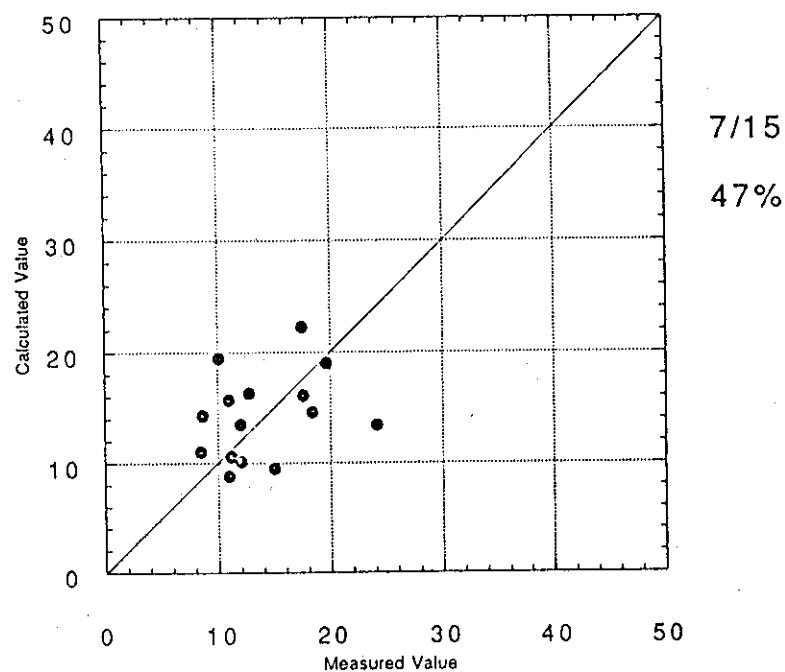


Fig.4.77 層厚推定の検定結果（8層、北側）

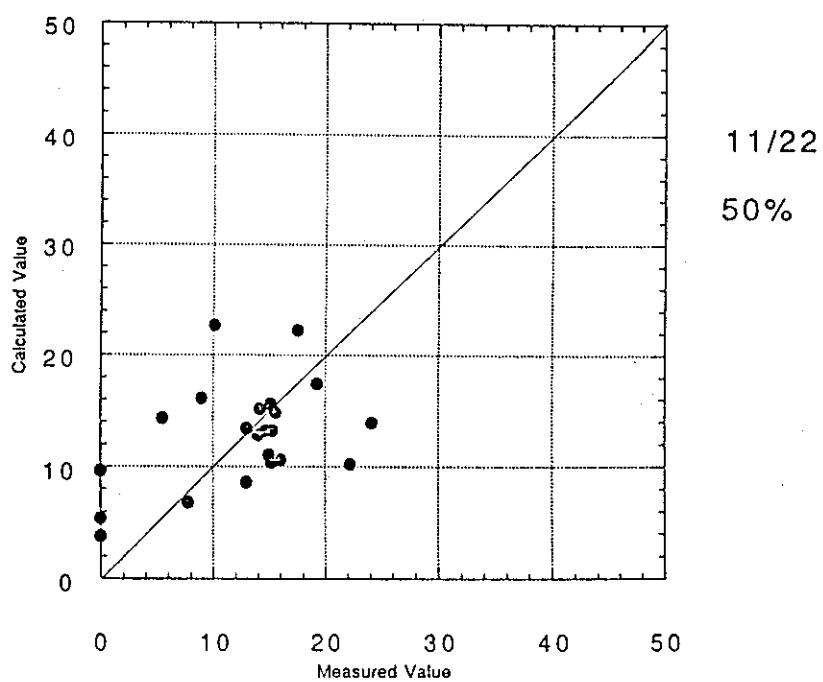


Fig.4.78 層厚推定の検定結果（8層、南側）

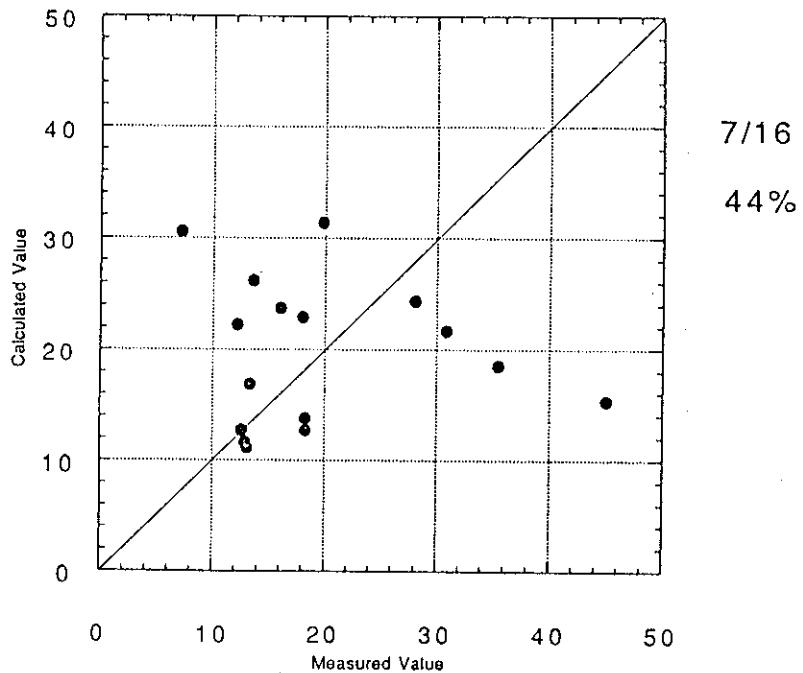


Fig.4.79 層厚推定の検定結果（7層、北側）

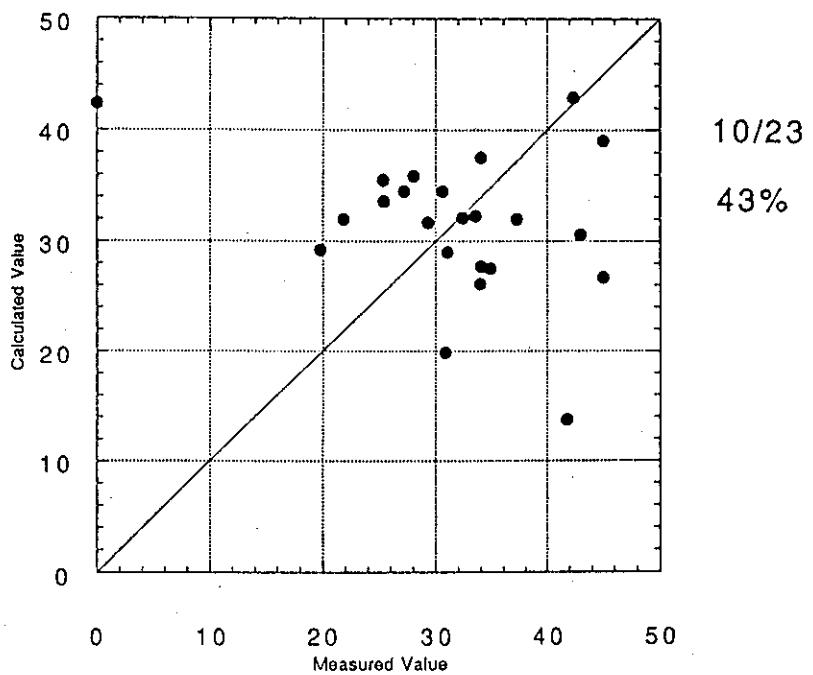


Fig.4.80 層厚推定の検定結果（7層、南側）

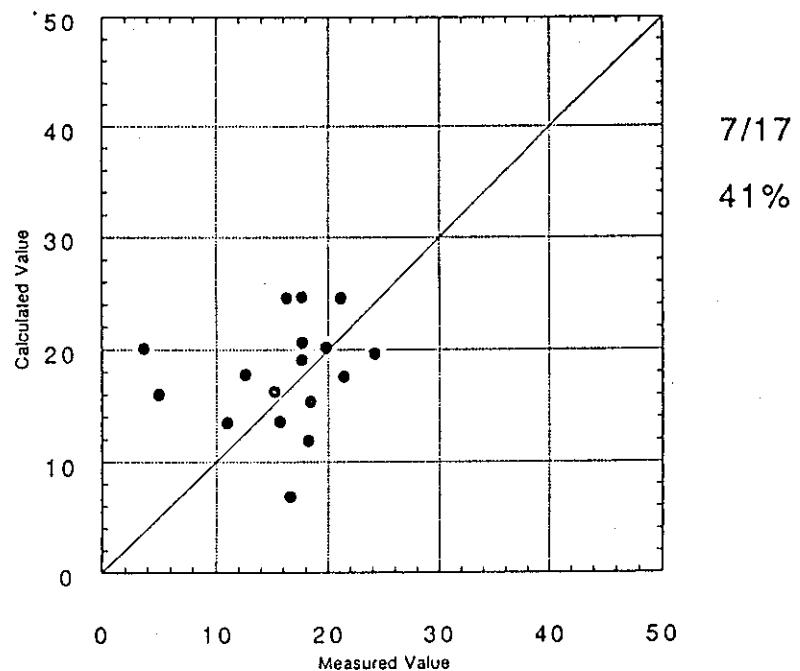


Fig.4.81 層厚推定の検定結果（6層、北側）

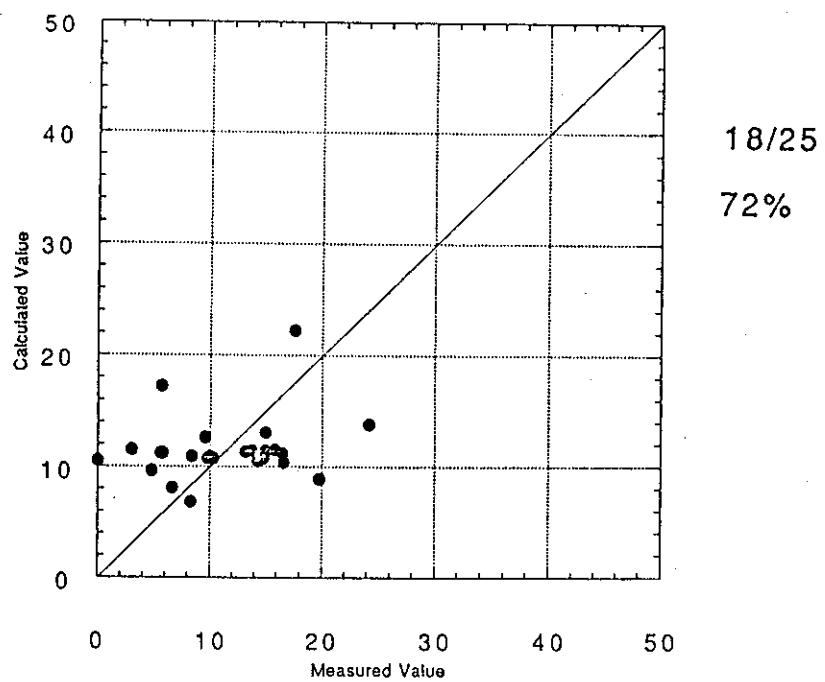


Fig.4.82 層厚推定の検定結果（6層、南側）

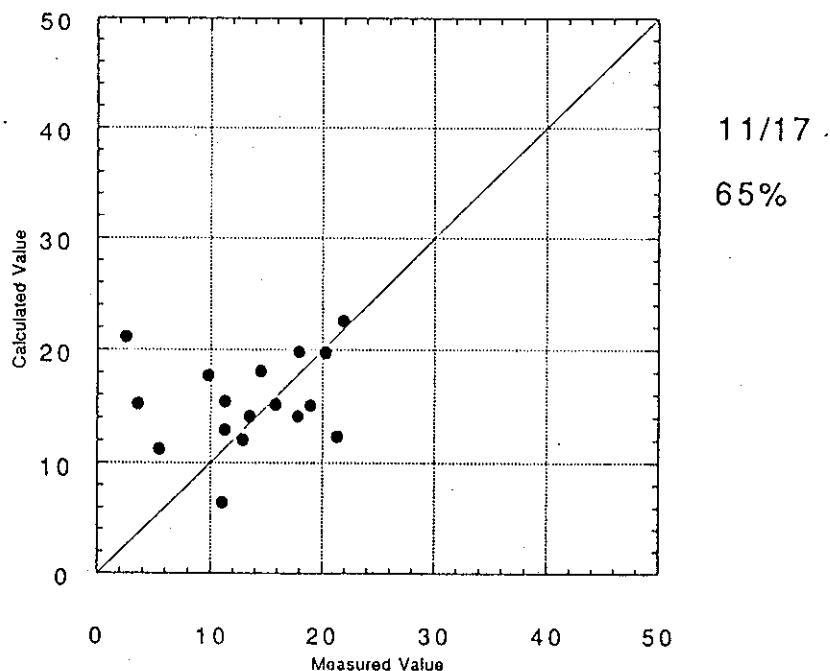


Fig.4.83 層厚推定の検定結果（5層、北側）

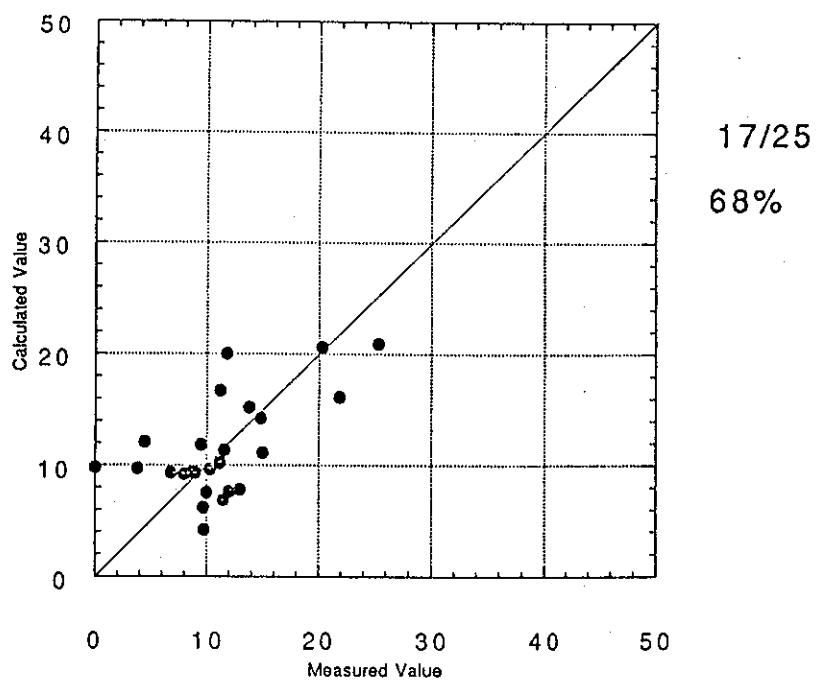


Fig.4.84 層厚推定の検定結果（5層、南側）

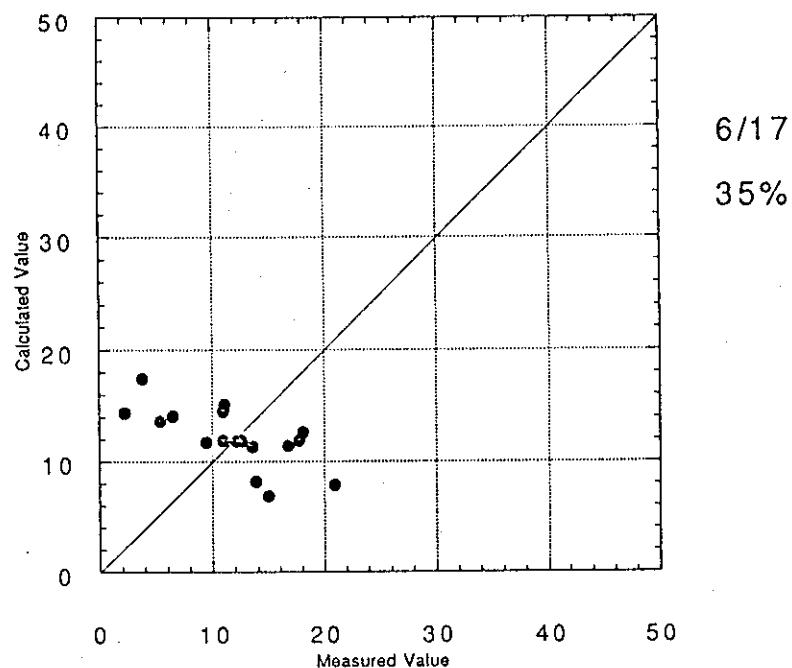


Fig.4.85 層厚推定の検定結果（4a2層、北側）

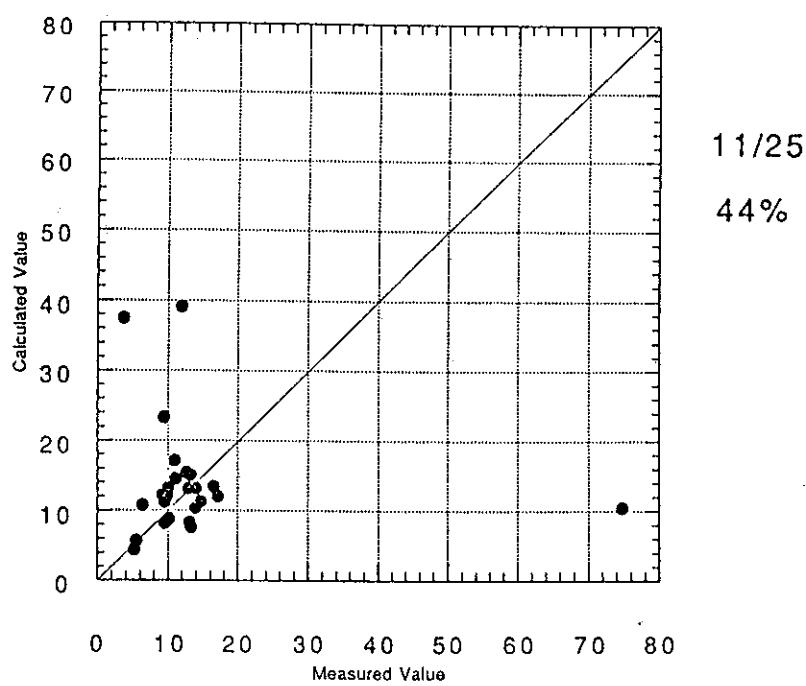


Fig.4.86 層厚推定の検定結果（4a2層、南側）

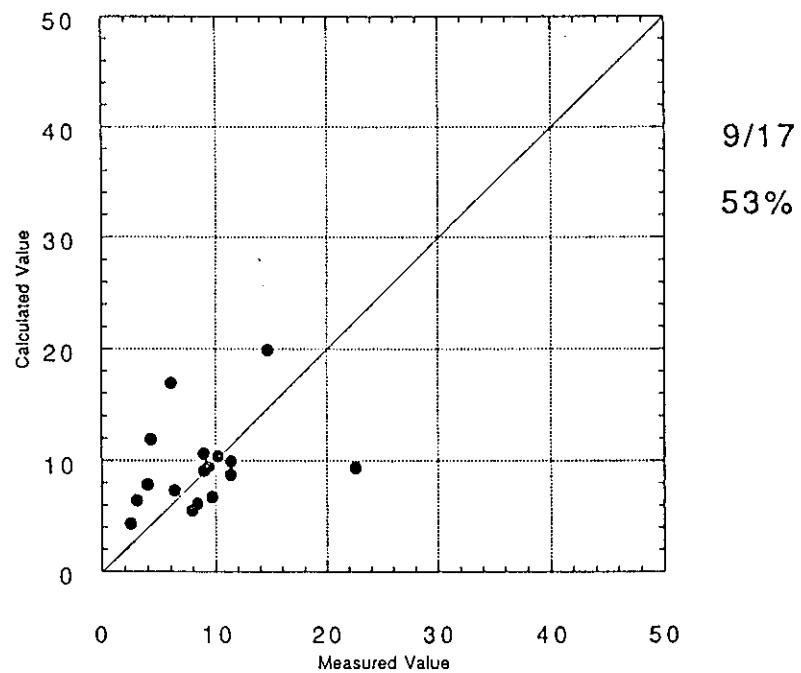


Fig.4.87 層厚推定の検定結果（4a1層、北側）

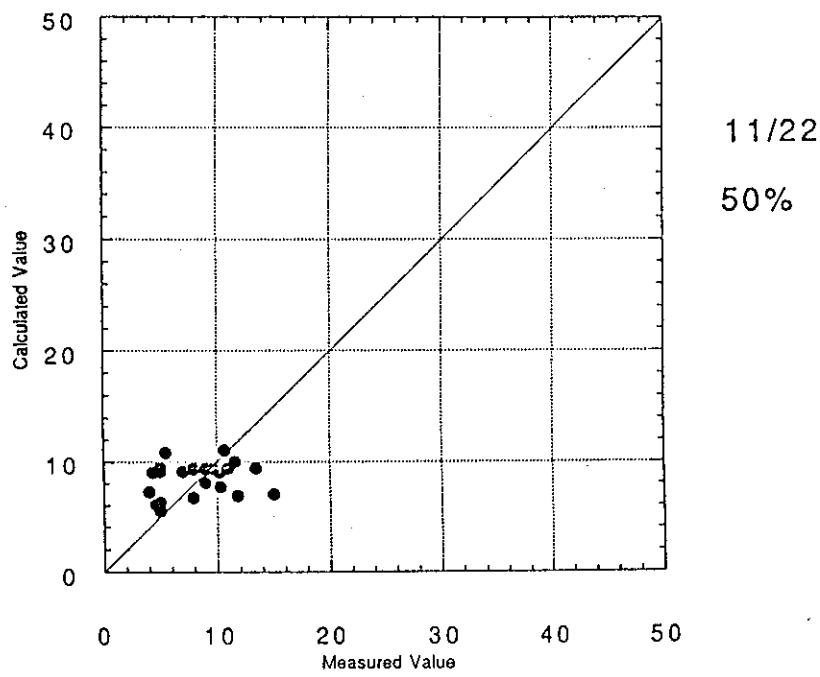


Fig.4.88 層厚推定の検定結果（4a1層、南側）

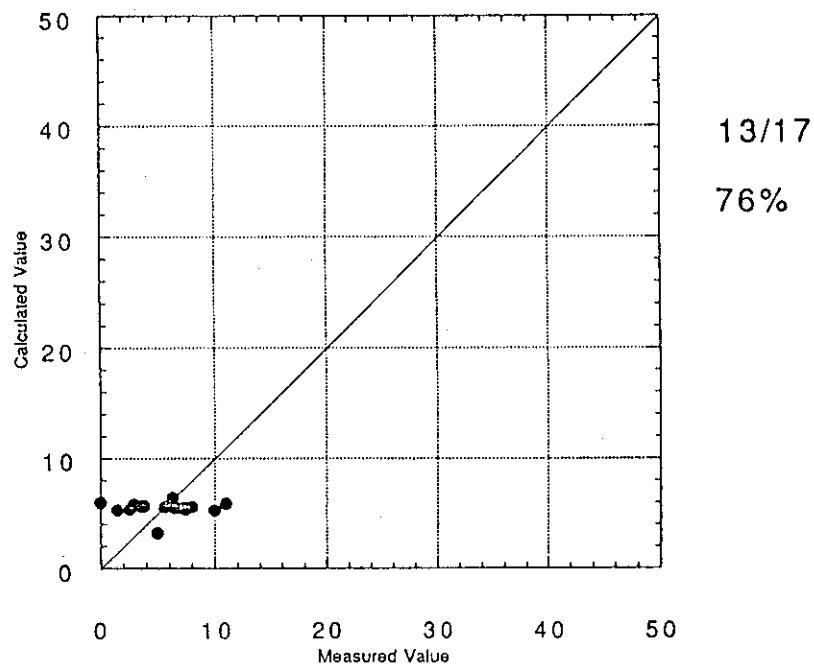


Fig.4.89 層厚推定の検定結果（3a2層、北側）

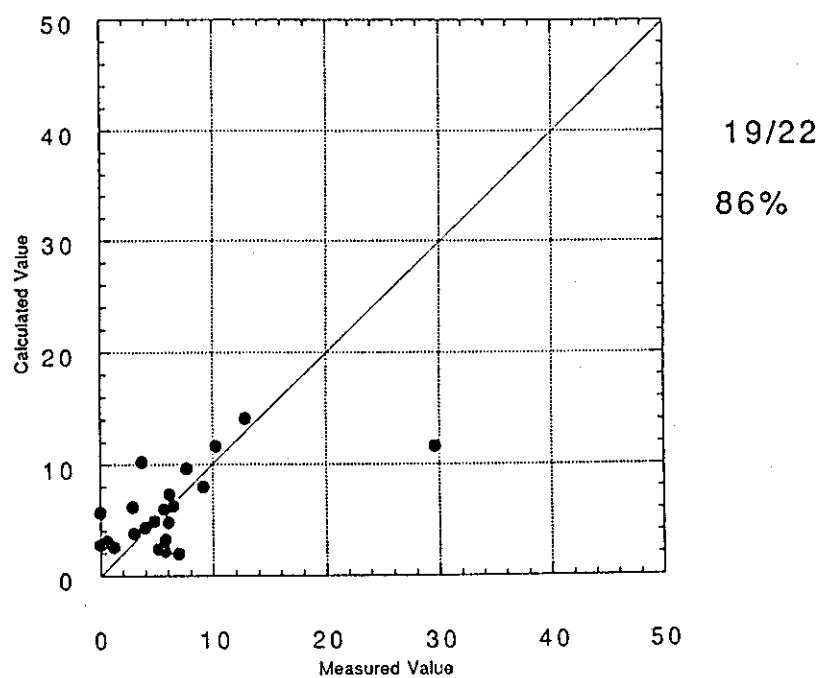


Fig.4.90 層厚推定の検定結果（3a2層、南側）

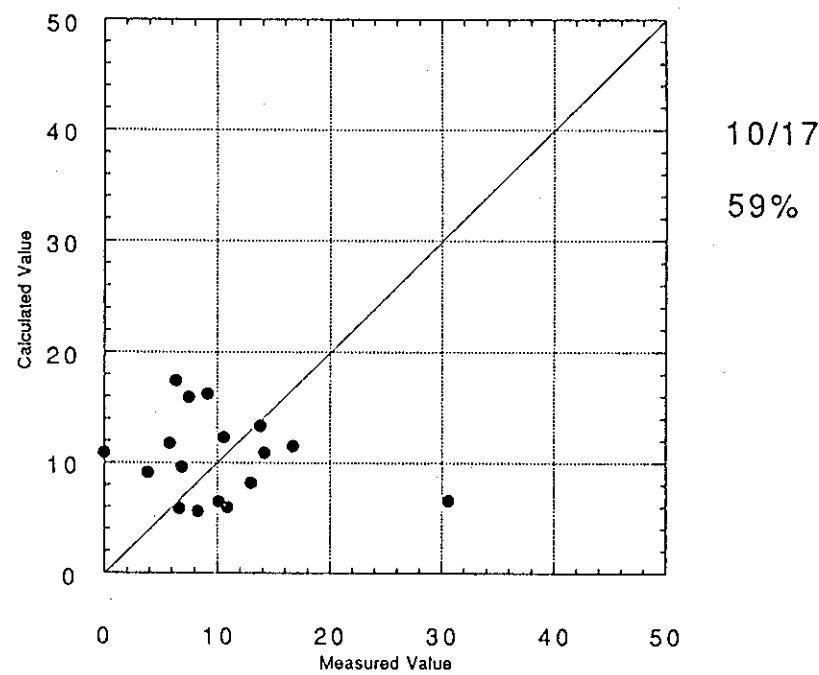
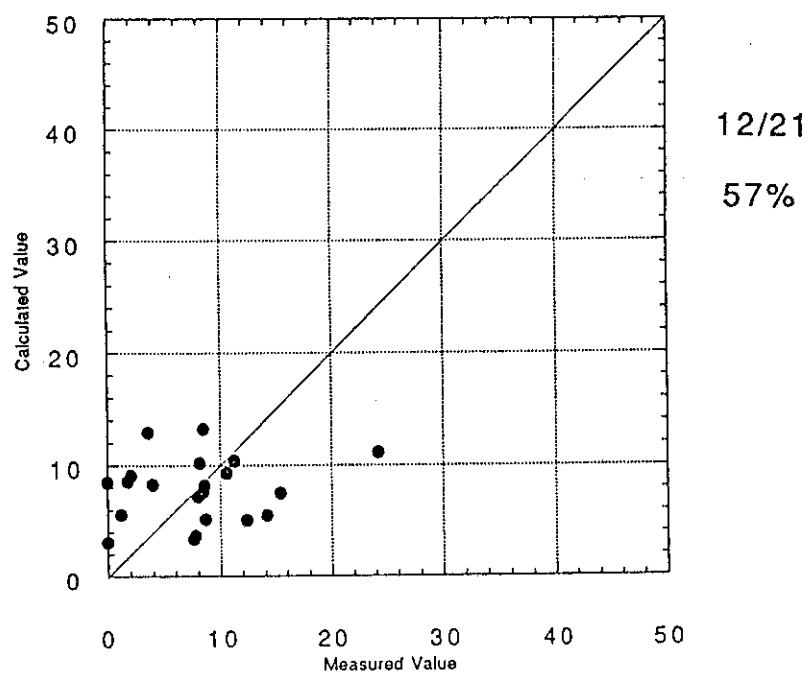


Fig.4.91 層厚推定の検定結果（3a1層、北側）



12/21

57%

Fig.4.92 層厚推定の検定結果（3a1層、南側）

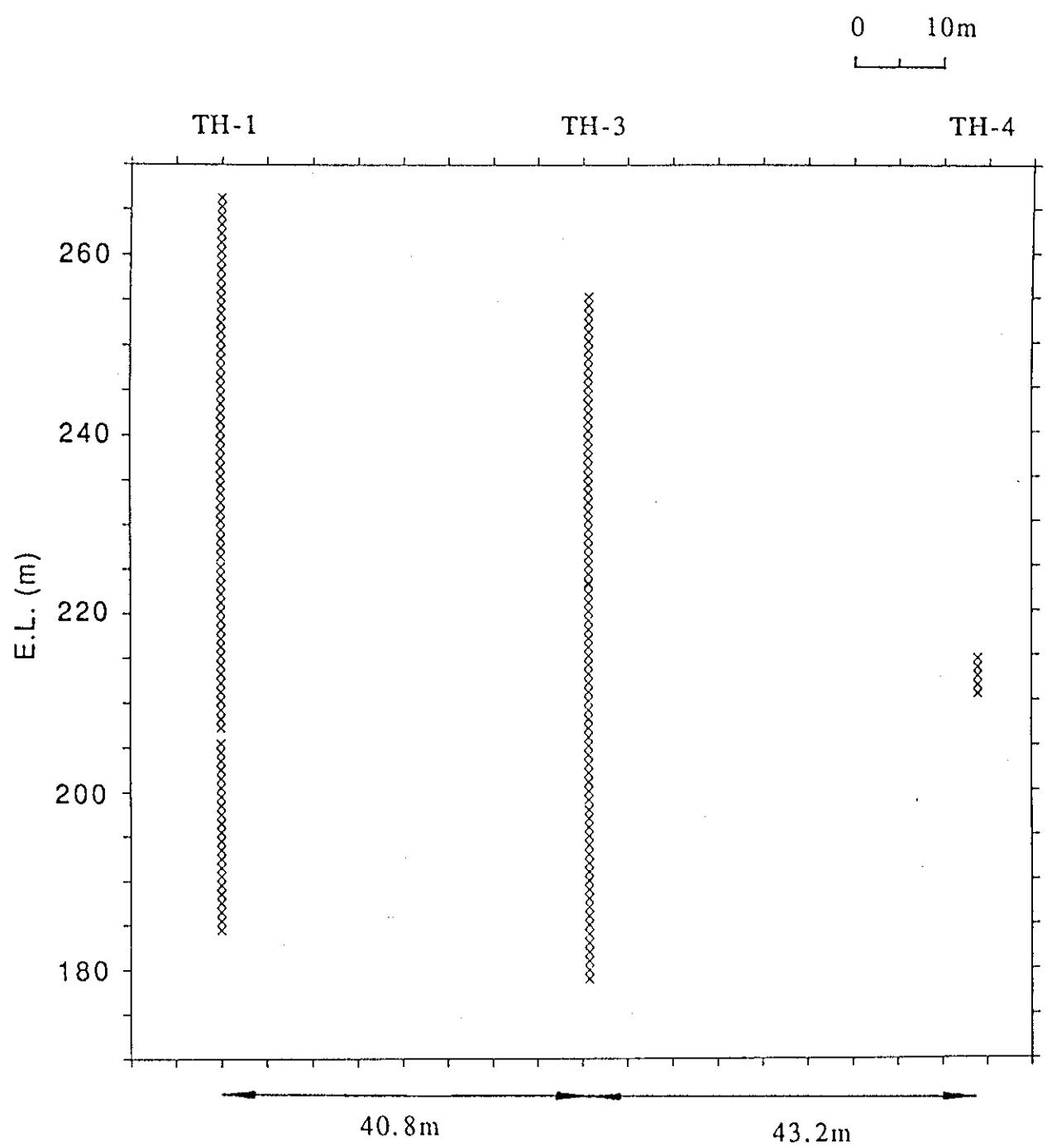


Fig.4.93 比抵抗データの供給点

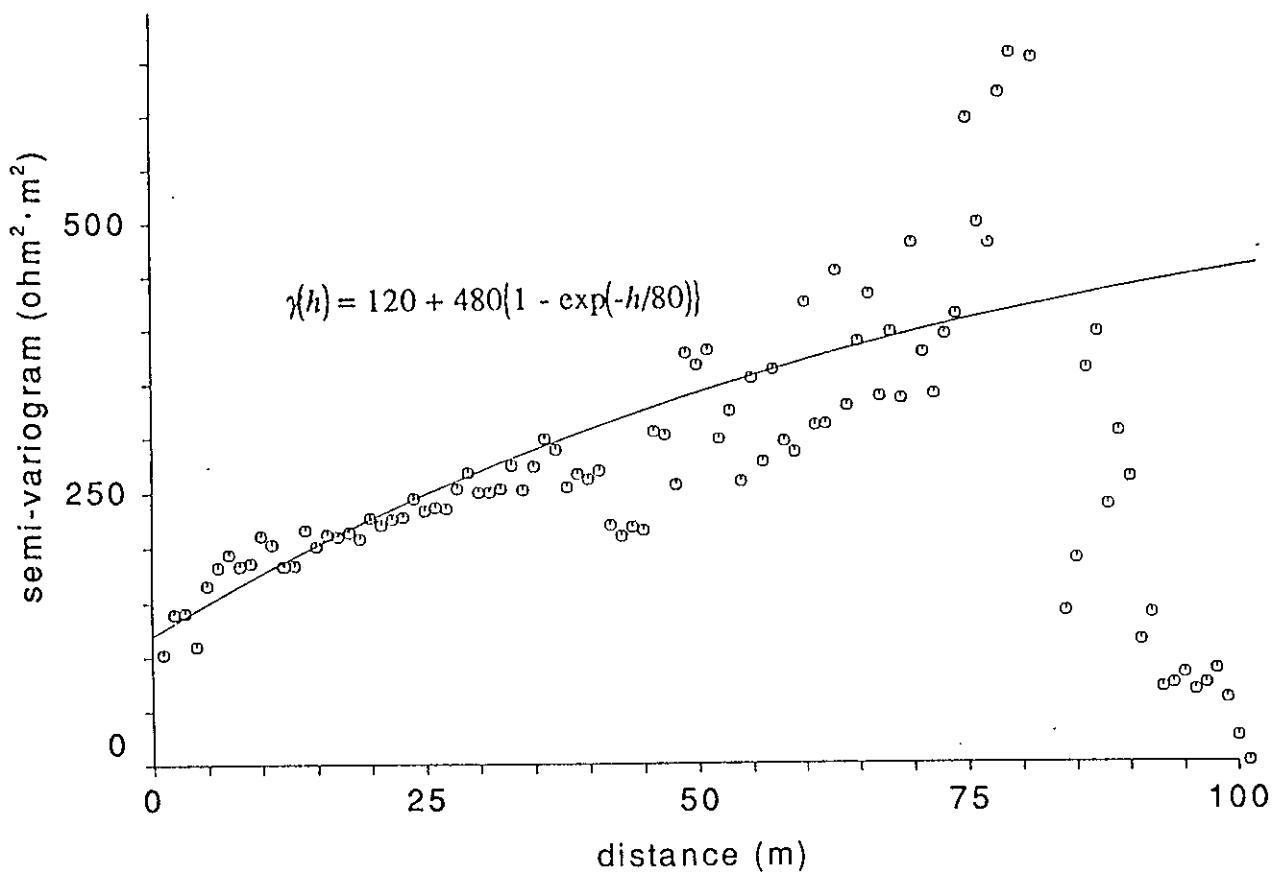


Fig.4.94 比抵抗に関するセミバリオグラム
(5~8層、TH-1・TH-3・TH-4孔)

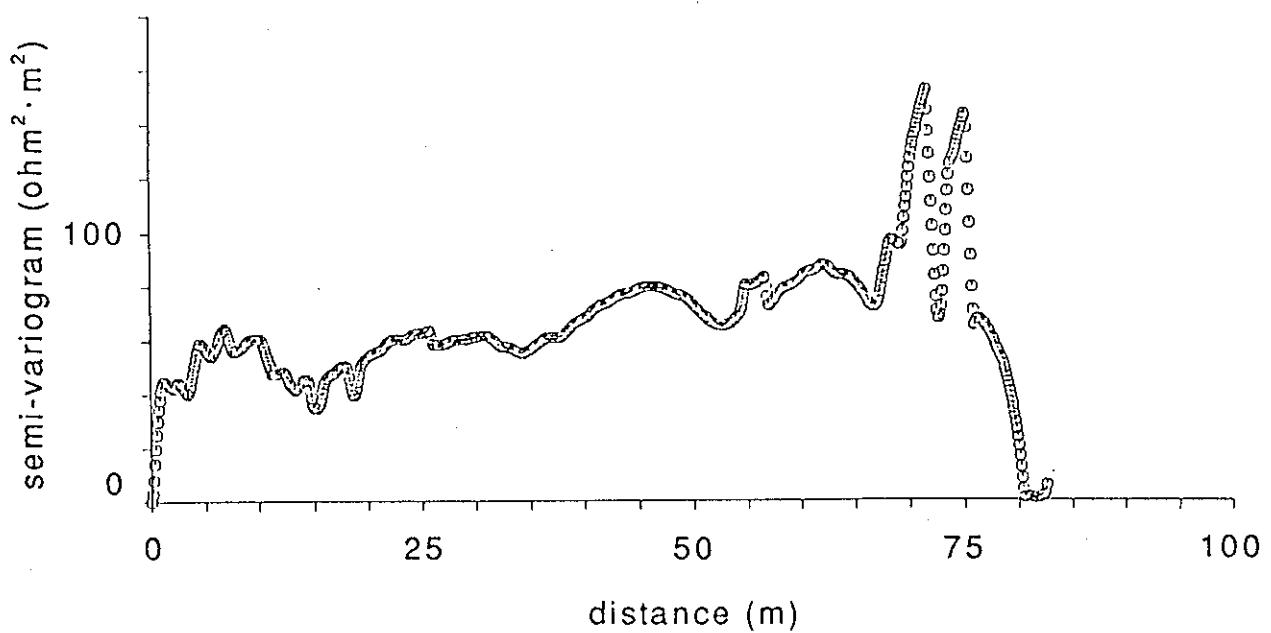


Fig.4.95 比抵抗に関するセミバリオグラム (5~8層、TH-1孔)

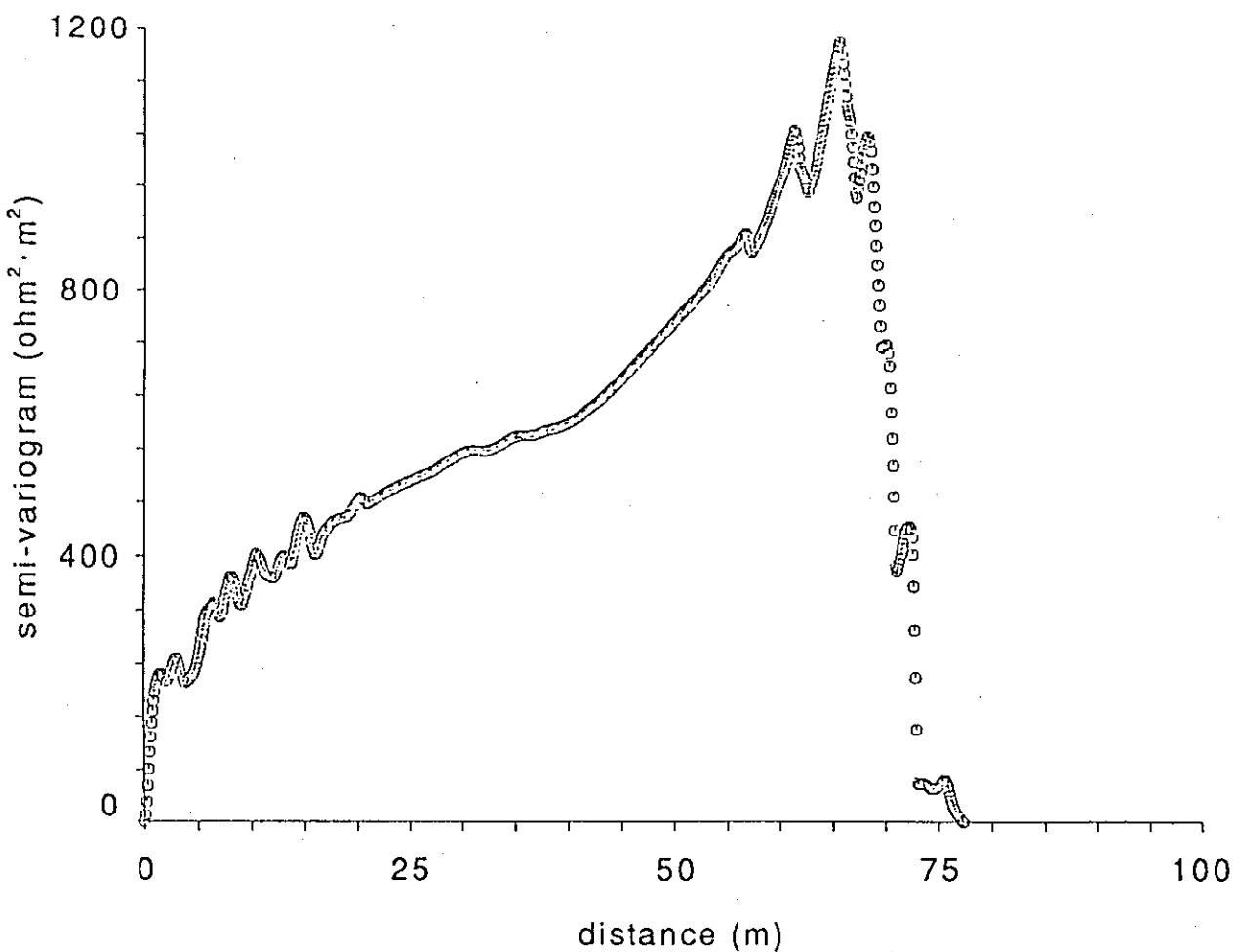


Fig.4.96 比抵抗に関するセミバリオグラム（5～8層、TH-3孔）

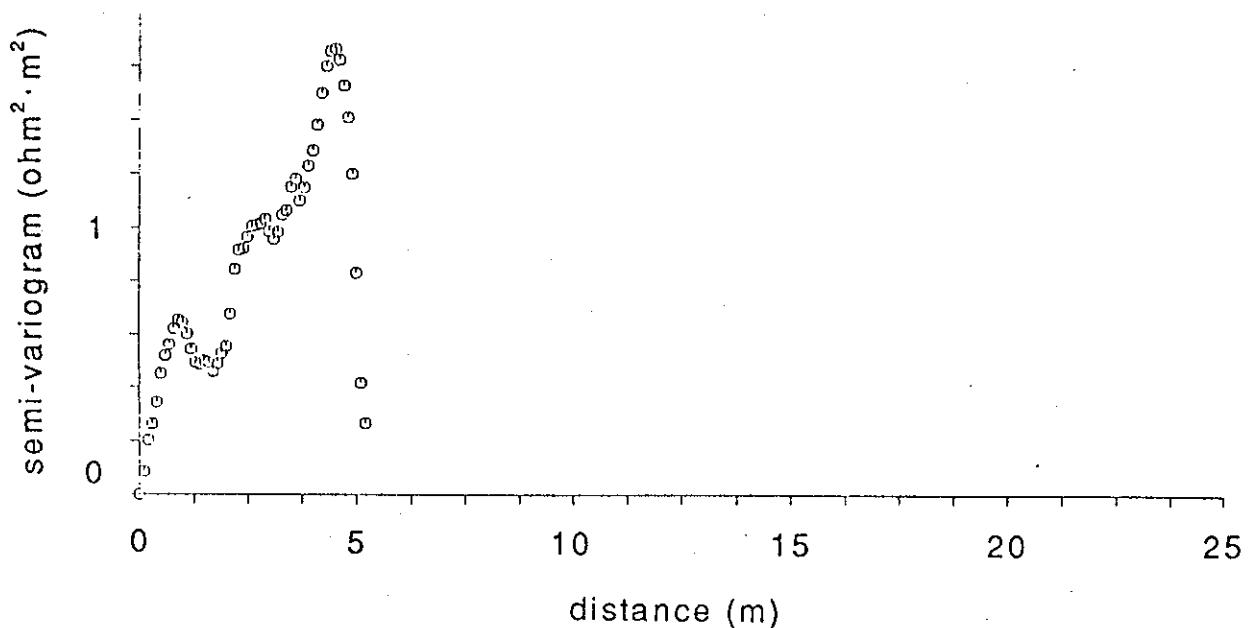


Fig.4.97 比抵抗に関するセミバリオグラム（5層、TH-4孔）

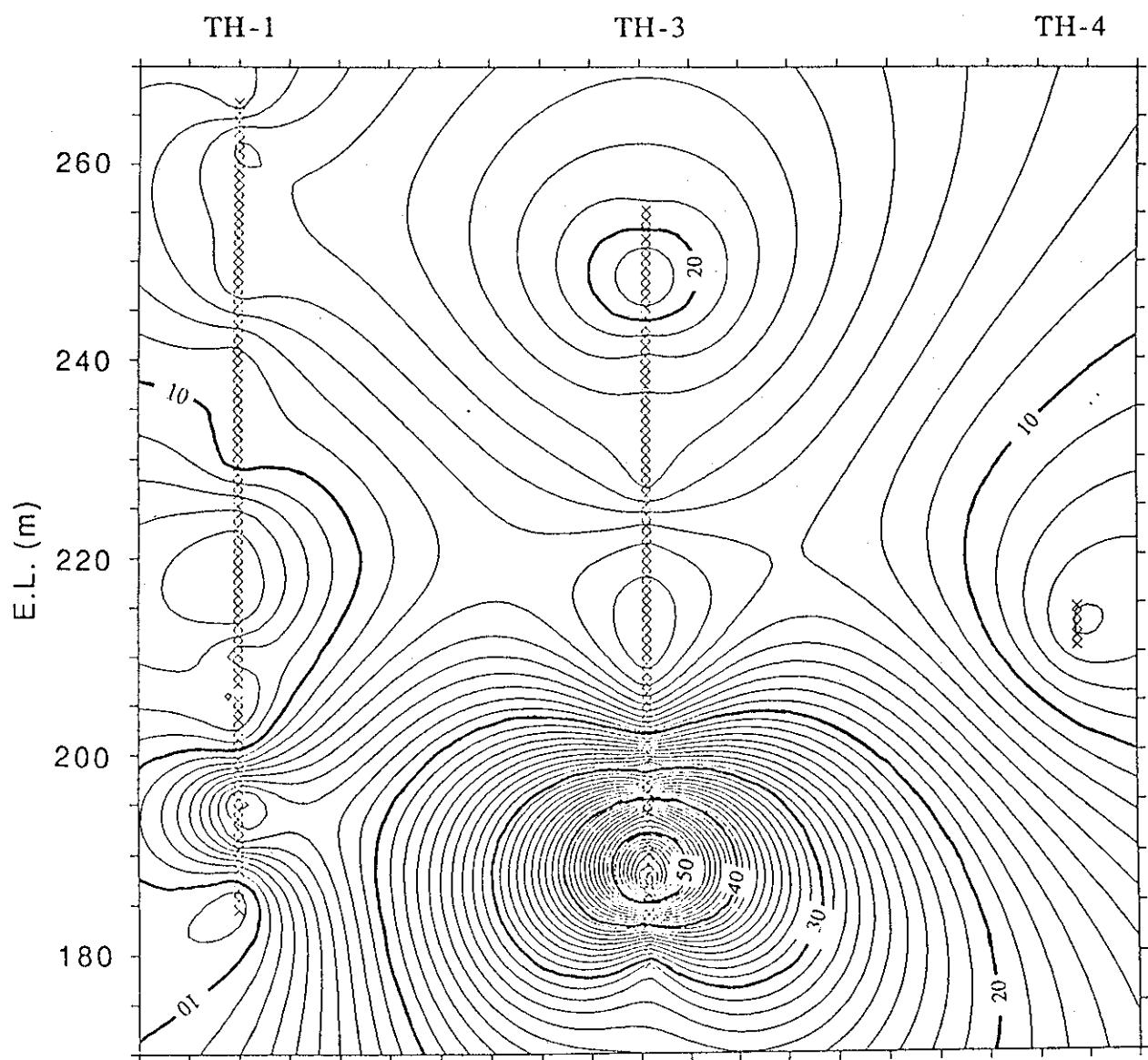


Fig.4.98 比抵抗の推定結果

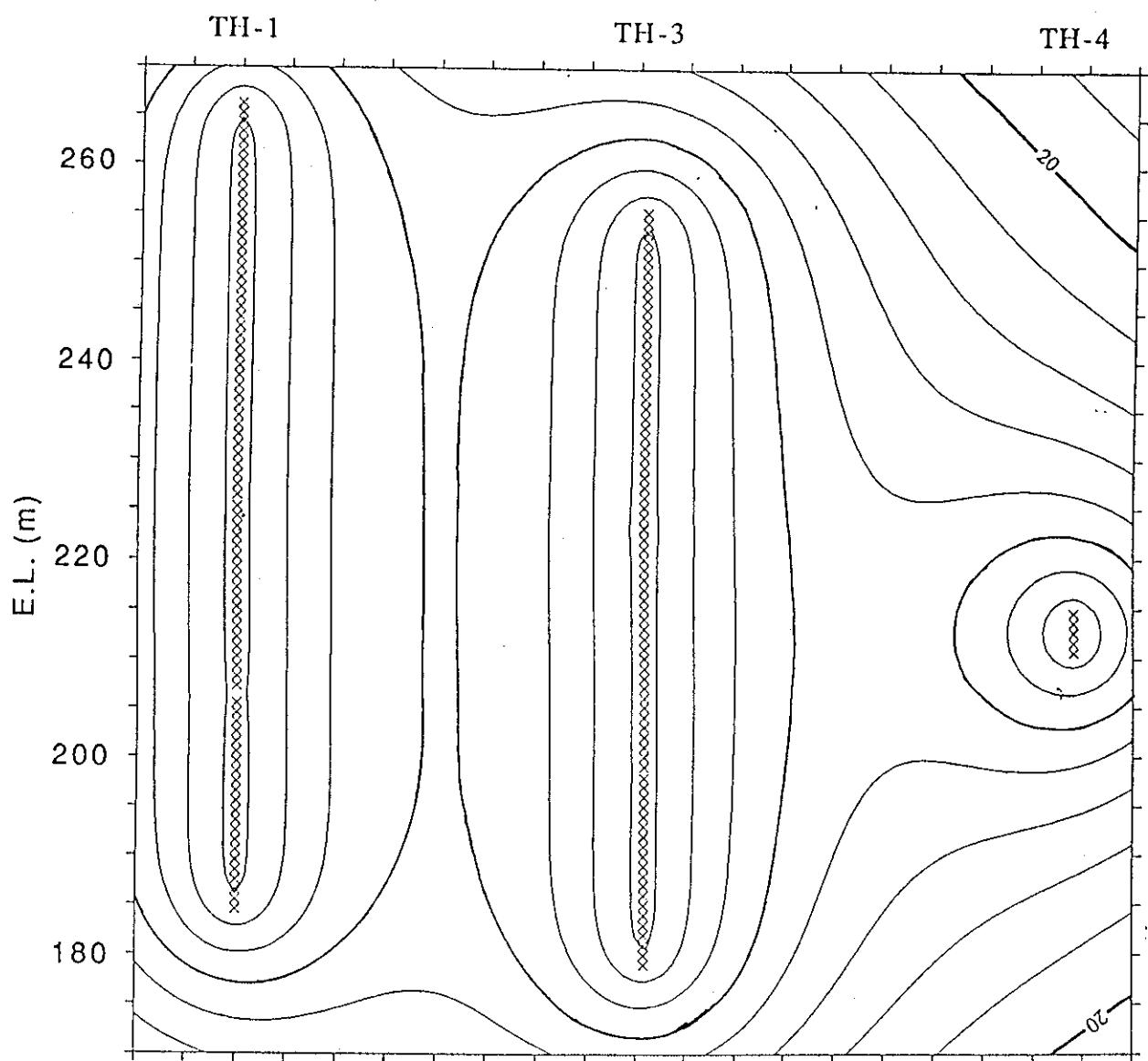


Fig.4.99 比抵抗の推定誤差の分布

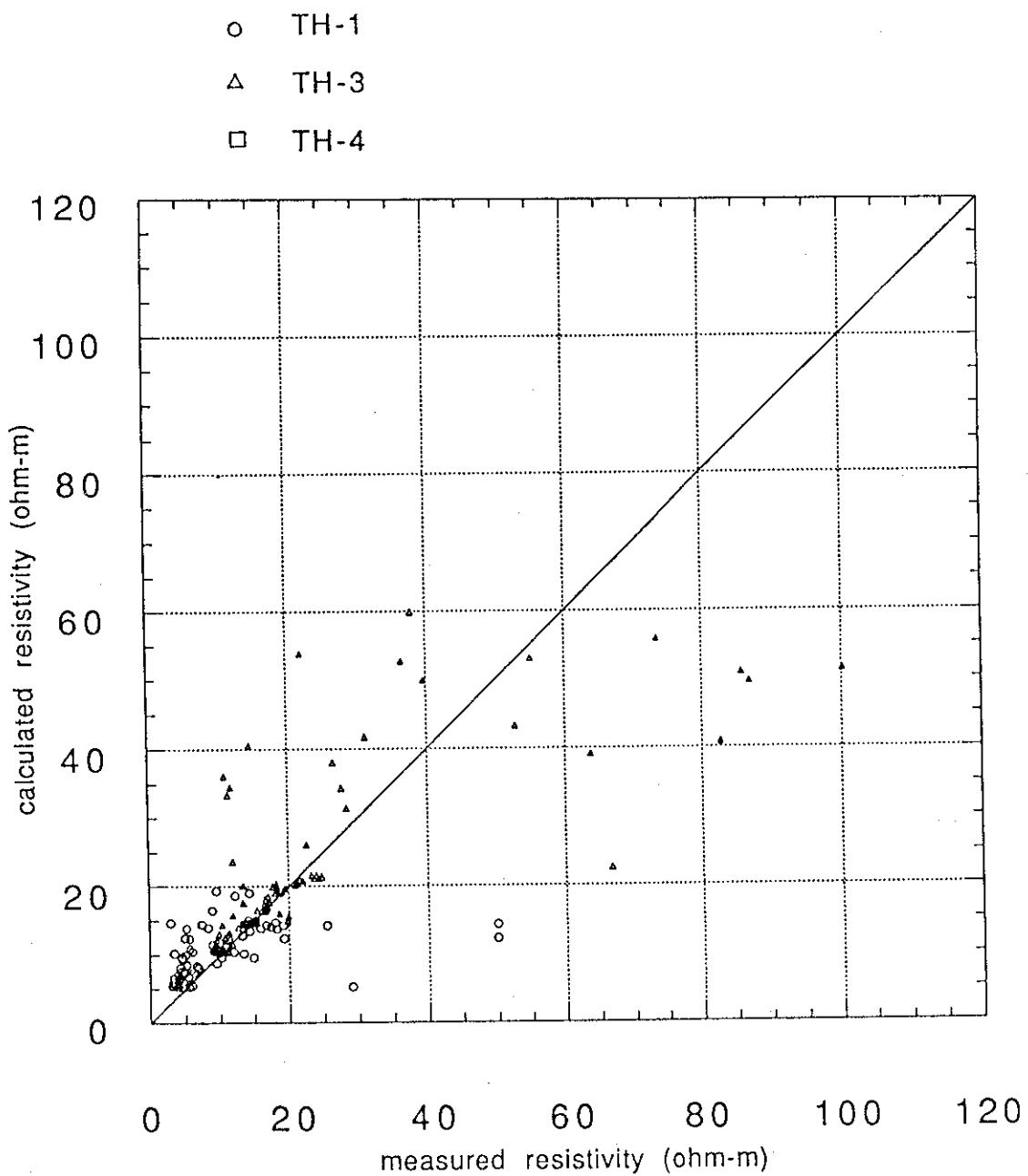


Fig.4.100 比抵抗推定の検定結果 (TH-1・TH-3・TH-4孔)

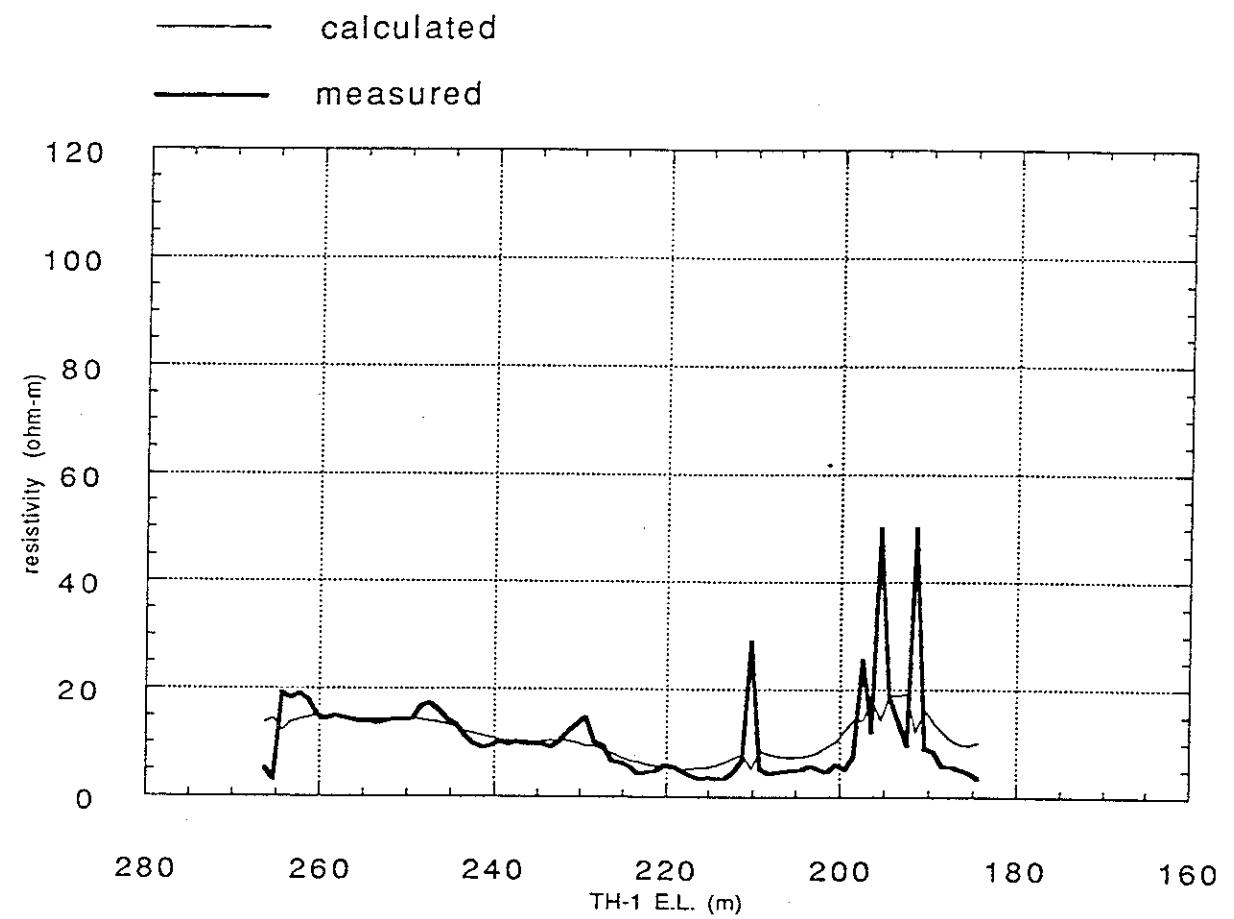


Fig.4.101 比抵抗推定の検定結果 (TH-1孔)

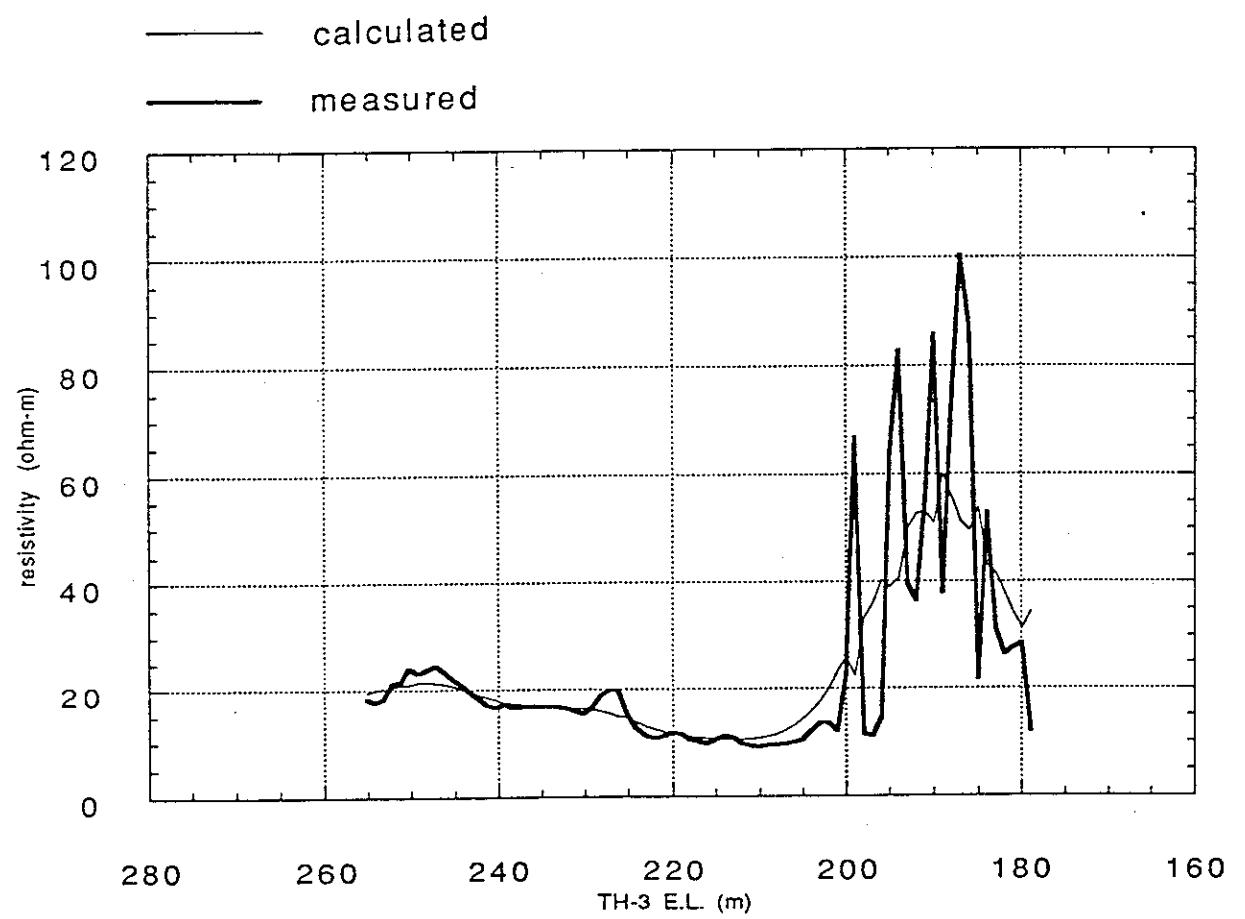


Fig.4.102 比抵抗推定の検定結果 (TH-3孔)

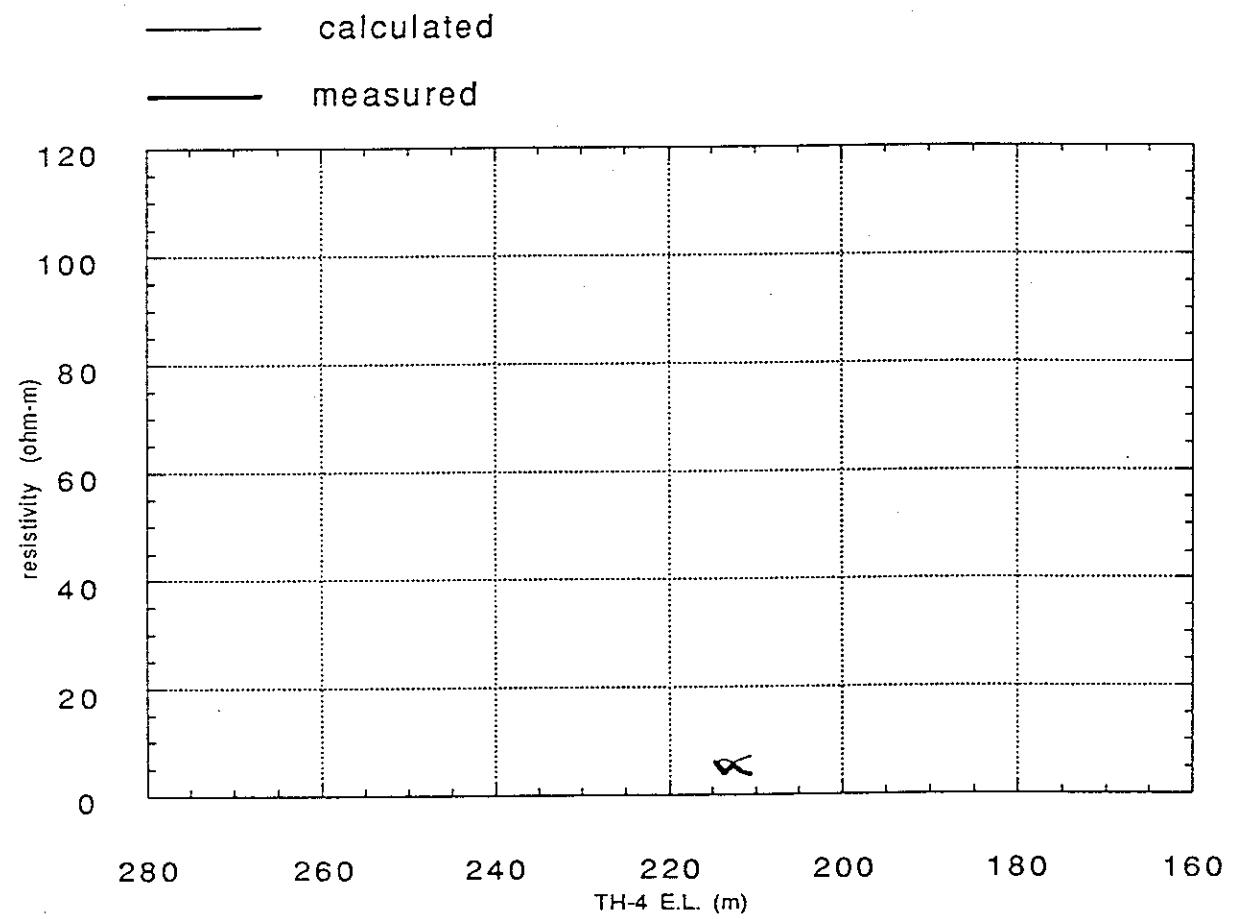


Fig.4.103 比抵抗推定の検定結果 (TH-4孔)

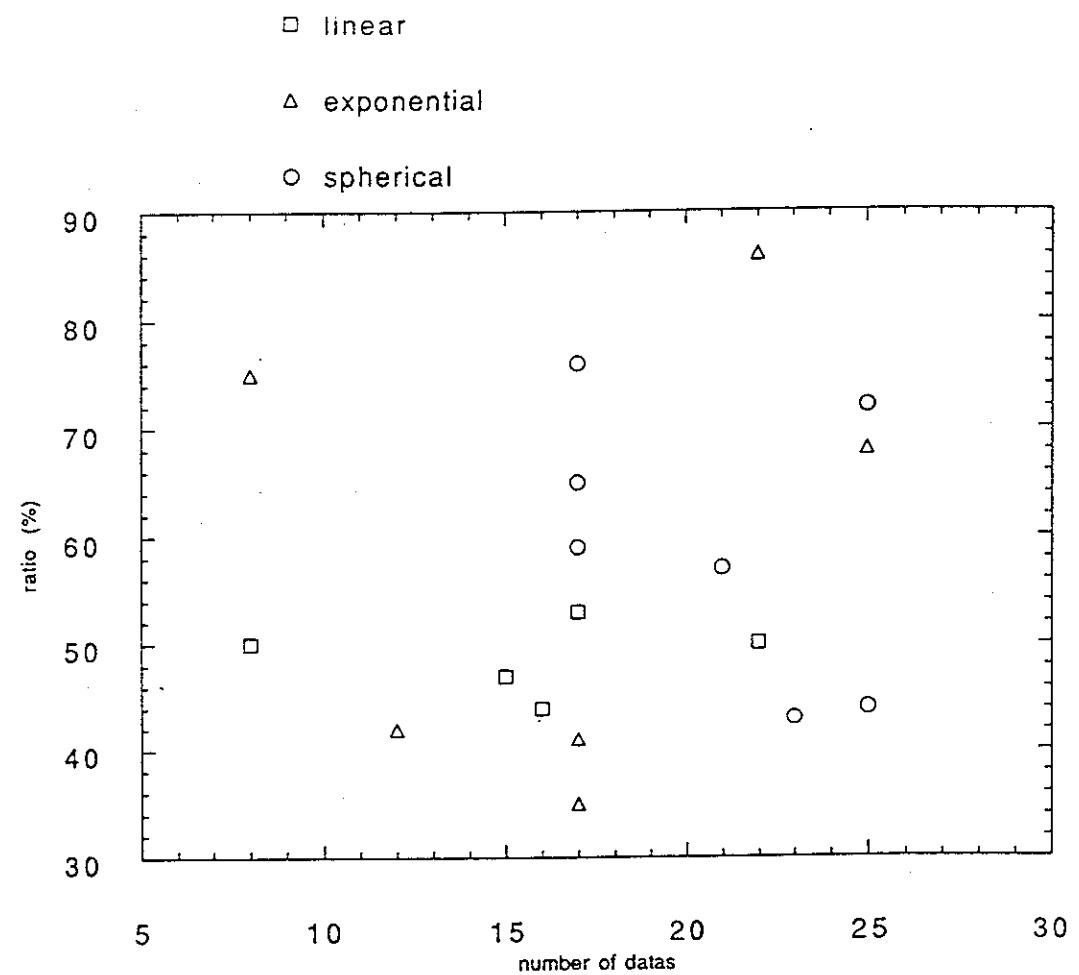


Fig.4.104 データ数と存在割合との関係

3 3次元地下水水流動機構に関する研究

3. 1 今回開発した解析法の考え方

岩盤中の浸透流解析の考え方には、大別して、以下の2つがある。

(1) 岩盤を通常の多孔体と同等とみなして、浸透流基礎式を数値解析するもの。

(2) 岩盤中の主要な浸透経路となる割れ目系を取り出して、その中の流れを解析するもの。フラクチャーネットワークモデルとよばれる。

上記(1)の考え方に基づいて、すでにTAGSACと名付けたプログラムを開発し、昨年度に解析例をあわせて報告した。この考えに基づいて解析すれば、広域岩盤内の平均的な流れの性質を把握することができる。しかしながら、岩盤の浸透流は、主要な流れ経路となる割れ目系に支配され、極めて局所性が強いことも事実である。実際、トンネルなどの湧水の観察によれば、湧水はトンネル壁面の限られた1部にみられることが一般的である。従って、岩盤浸透流の1つの大きな特徴として、局所性があげられ、この性質は、平均的な流れの解析では、表現しえない。そのため、この局所性がある程度表現可能な、フラクチャーネットワークモデルも重要といえる。しかしながら、割れ目系は結局トンネル壁面上や限られた数のボーリングによってしか調べられないという問題点をかかえている。このため、どうしても、割れ目系を推定しなければならないという欠点を内在している。従来、この推定は、割れ目の方向や長さの分布から、モンテカルロ法により行われることが多かった。この場合、それらの分布を調査することが、最大の問題となり、その後は、数学的な手法で推定することになる。

しかしながら、調査を行う地質技術者は、単にそれらの分布特性のみ調べるにとどまらず、もう少し、確定論的な推定、たとえば、主要割れ目ゾーンの延長や主要割れ目ゾーンが形成するパターンまである程度推定しうるはずである。つまり、より地質技術者の判断を取り入れた形でのモデル・解析法が可能であろう。もちろん、見えない所を推定するわけであるから、地質技術者の判断も完全なものでないことは当然である。そのため、地質技術者の判断に基づいた割れ目系を用いて解析された流れは、実際の湧水量や水頭分布とは異なっていることが多い。しかし、その差異を考察し、実際の現象に合うように、判断を修正し、より実際

に近い割れ目系を描くことができる。つまり、地質判断とそれに基づいた解析結果、実際の測定量を見比べながら、より現実的な地質判断、解析に近づけてゆくことが可能であろう。このことは、換言すれば、現場対話型の解析と言いうる。今回はこの現場対話型のプログラムを作ることを目的とした。現場対話型のプログラムにおいては、下記の点が重要となる。

- (1) 対話をすばやく行うため、解析時間となるべく短くする。
- (2) 地質技術者の感覚や判断が入れ易いモデルであること。
- (3) 解析結果と実測結果の対応がつきやすいモデルであること。

上記の点を考え、今回、解析モデルのベースとして、昨年度提案したDon-Chanモデルを採用することとした。

本年度の報告としては、このDon-Chanモデルの改良と、それを用いた釜石鉱山の孔間透水試験の解析、および、同鉱山の新規坑道掘削に伴う湧水予測、さらに、このモデルによる物質移動解析への拡張について述べる。

3. 2 Don-Chanモデルの考え方

ここでまず、Don-Chanモデル (Donen Analytical Model for Channelling Flow) の考え方について簡単に説明する。

Don-Chanモデルの特徴を図-1に模式的に示す。このモデルでは、岩盤内の主要な水みちとして、割れ目交線と割れ目上に存在する水みち（チャンネル）を考える。つまり、岩盤を割れ目交線とチャンネルより成る3次元管路網として捉えることになる。このモデルでは、今の所以下の仮定を導入している。

- (1) 割れ目は、考えている領域内では連続している。
- (2) チャンネルは各割れ目面を一定方向に伸びている。
- (3) 割れ目交線もチャンネルと同様、水みちとなる。

これらの仮定の持つ意味についてまず検討する。(1)の連続性の仮定はやや厳しいように思われる。実際のトンネル壁面などの観察によれば、割れ目の長さは有限であり、1つ1つの割れ目に注目する限り、この連続性の仮定は成立しにくいように思われる。しかしながら、割れ目の多い部分をゾーンとして捉えるなら

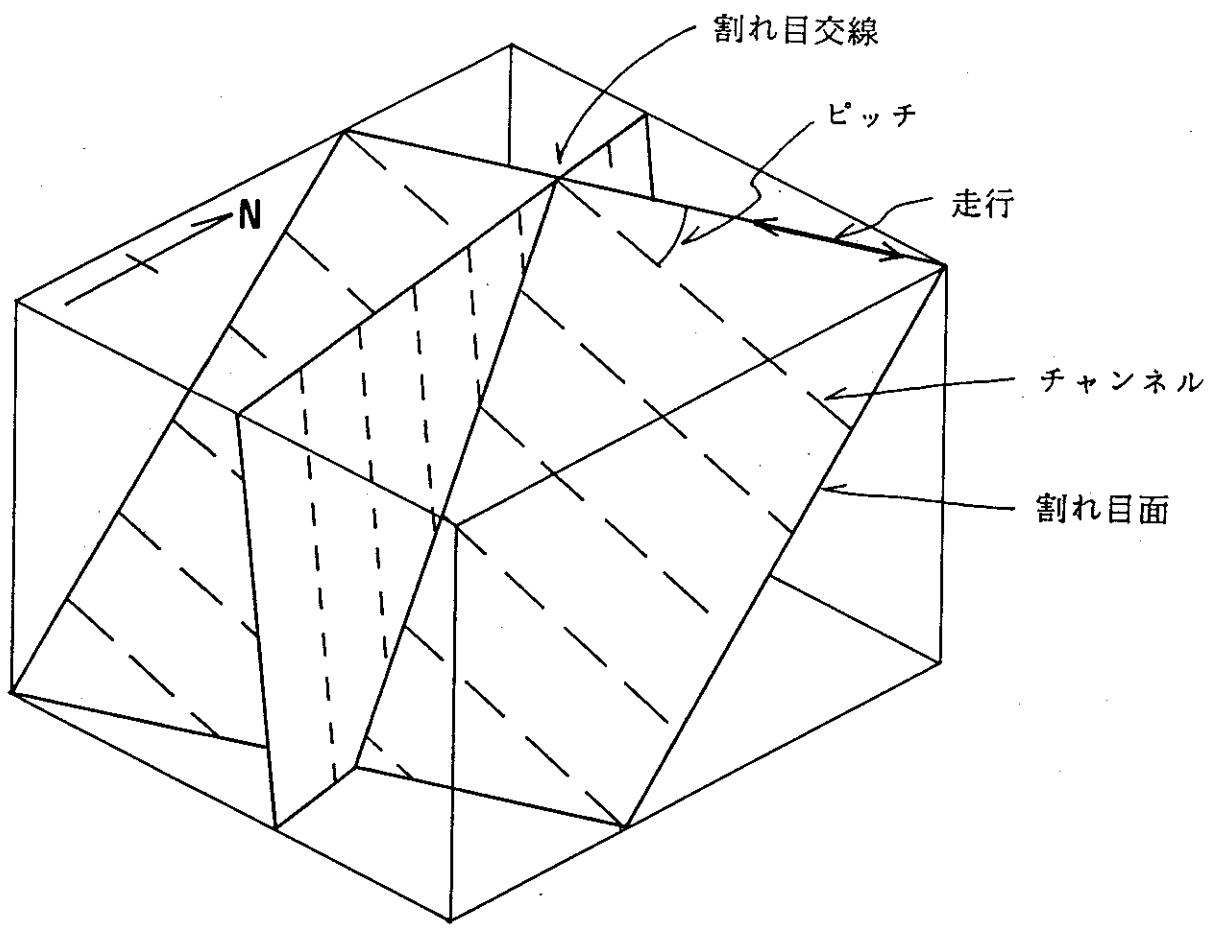


図-1 Don-Chanモデル概略図

ば、このゾーンはかなり長くつながるとして良かろう。つまり、このモデルにおいて、割れ目とは、単一の割れ目ではなく、ある幅をもつゾーンや顕著な破碎帯などを考えていることになる。（2）の仮定は、割れ目面内に大きな異方性を考えるものである。従来から、割れ目面内には、チャンネルと呼ばれる、1方向に長く伸びた水みちが存在することが調べられてきた。なぜこのような水みちが形成されるかは、まだ地質的には明かとなっていないが、破壊の場所的な違いによる、割れ目間隙幅の分布によるものと考えられている。たとえば実際の割れ目面には、条線と呼ばれる線構造が一般的に認められ、その方向に流れ易いと考えることは、さほど妥当性を欠くものでないと考えられる。このことは、釜石鉱山で行われた単一割れ目上のトレーサー試験からも示されている。しかしながら、たとえ水みちの存在がこのように定性的示されても、この計算モデルに必要なのは、より具体的かつ定量的な量である。たとえば、水みちの方向や間隔、それぞれが持つ透水量係数である。今のところ、これらを定量的に評価することは難しい。今回はそれらの推定を下記のように行うこととした。

- (1) チャンネル方向は、割れ目面上の条線方向で代表させる。
- (2) チャンネル間隔は、取り上げる割れ目ゾーンの幅を目安として与える。
- (3) 各チャンネル、割れ目交線の透水量係数は、単位体積内に存在するこれら水みちの平均的な数と、ルジオンテスト等から得られた平均透水係数を考慮して定める。

もちろん、こういった仮定の妥当性は、今後さらに詳しく調べられる必要があることは当然である。

最後に（3）の仮定である。割れ目交線部は、複数の破断面が切り合った所であり、とくに大きく破断した部分と考えて良かろう。一般的に言って、破断の進んだ部分は、粘土化が進んでいない限り、他の部分より大きな透水性を持つと考えて良かろう。実際、釜石鉱山で行われたベンチレーションテストと同時に測定された、割れ目に沿った蒸発量分布から、割れ目交線部からの蒸発量（湧水量）が大きいことが示されている。これは、割れ目交線部が、他の部分より透水性が大きい性質を持つことを表したものである。

もちろん、ここで導入した仮定は、それらの定量評価法と合わせて、今後より詳しく調べるべきものであるが、今のところ、定性的にはそれほど妥当性を

欠くものでないと思われる。

今回の研究目的は、このモデルにより、どんな割れ目情報が取り入れられ、どんな解析が可能かを実際の現場を対象として明らかにするものである。とくに、考え方のプロセスを示すことである。実際の現場としては、現在動力炉核燃料開発事業団により、カコウ岩中の地下水流れの性質が調べられている、釜石鉱山試験サイトとした。つぎに、この試験サイトについて述べる。

3. 3 釜石鉱山試験サイト

釜石鉱山試験サイト付近の概略地質平面図を図-2に示す。試験サイト付近は、栗橋カコウ岩よりなっている。試験サイトは、NW押し坑道と呼ばれる探鉱用坑道から分岐している。この分岐坑道はKD88坑道と呼ばれ、1988年に掘削された。さらに、このKD88坑道奥部より、KD89坑道が分岐している。これら試験サイトの標高は550mであり、土被りは約260mである。

図-3は、KD89坑道およびそこから掘削された6本の水平ボーリングの概略見取図である。KD89坑道はこの図に見られるように鉛直上方に約15m切り上がっている。6本の水平ボーリングは、それぞれKH-4からKH-9までの名称がつけられている。また、このうちKH-5孔に沿って、直径3m、長さ50mの新規坑道が1990年に掘削された。その新規坑道は、KD90と名付けられた。今回の解析目的は、ボーリング孔のうち、KH-4、-5、-6、-7を用いた孔間透水試験結果と、新規坑道掘削後の、坑道壁面上に期待される湧水分布をD o n - C h a n モデルにより解析するものである。図-4は、解析に設定した領域である。解析領域の大きさは、図に示すように、76m、62m、62mである。解析にあたっては、以下の点が問題となる。

(1) 領域内の水理地質の評価。とくに、割れ目系の推定。

(2) 境界条件の設定。

つぎに、これらについて検討する。

3. 4 水理条件の設定

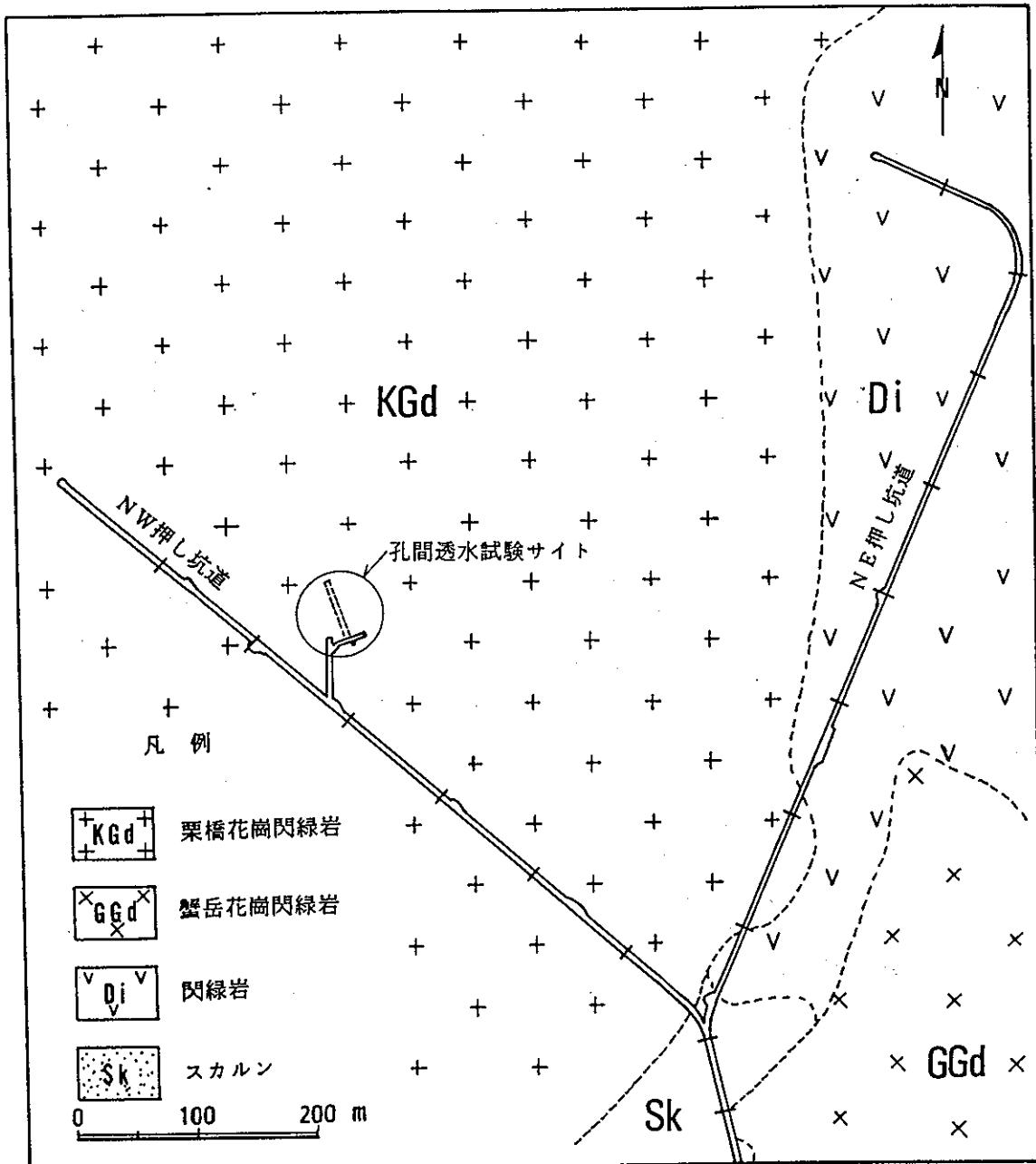


図-2 釜石鉱山試験サイト付近の地質平面図

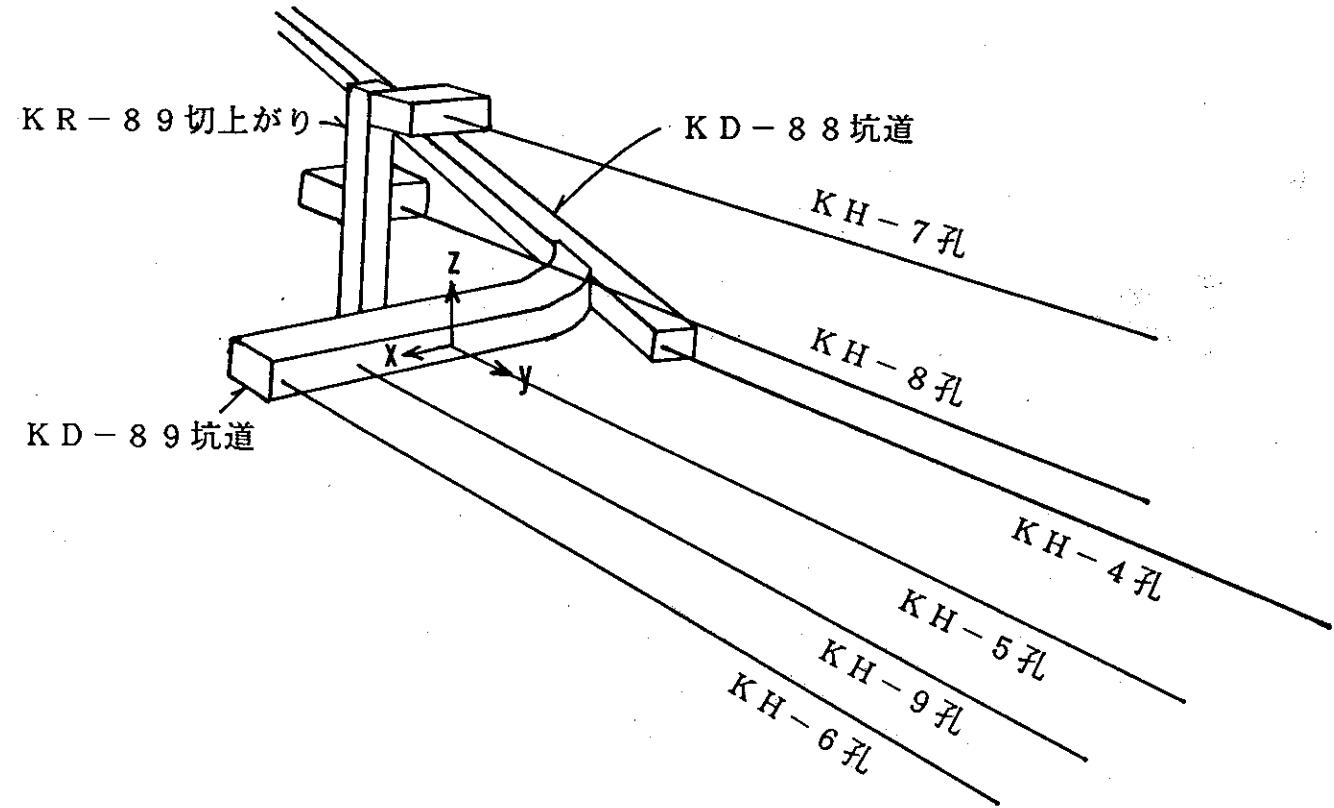


図-3 試験サイト見取図

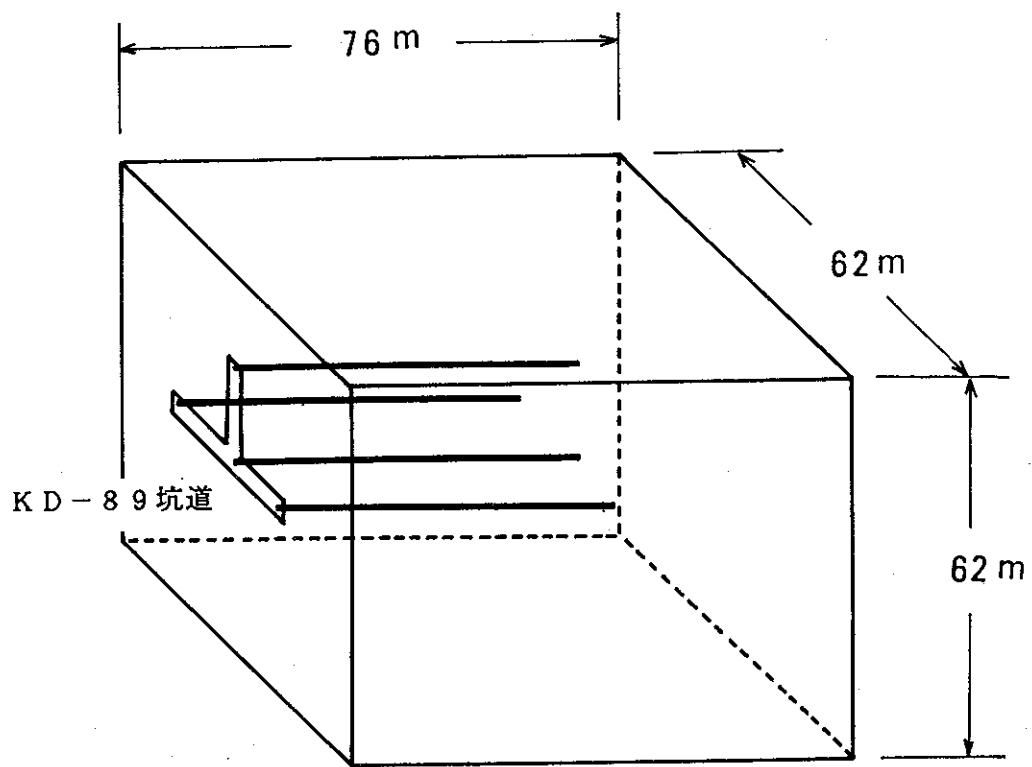


図-4 解析設定領域

3. 4. 1 割れ目系の推定

このような解析を行う場合、割れ目系の推定がきわめて重大となる。今回は、日鉄鉱業岩崎らによって行われた、KH-4から9までのボーリングコア鑑定、および、KH-4、5、6、7において行われたボアホールテレビ観察の結果に基づいて、図-5のように設定した。図-6は、それらの割れ目面の交線である。この上にチャンネルが重なるわけである。チャンネルの方向（図-1のピッチ）は、割れ目面に見られた条線の方向を参考にするが、今回、水平から0、45、90、135度とした。つまり、チャンネル方向による影響を調べるわけである。もちろん、乏しいデータからの推定であり、現実とは異なっていることも十分考えられる。従って、このモデルによる計算結果は、実測とある程度かけ離れている可能性も高い。しかしながら、今回の計算手法は、最終目標として、現場対話型を想定しており、計算と実測が異なっているならば、それらがより合致するように、割れ目系推定の手直しを行えば良いわけである。つまり、今回の計算は、“最初”の推定モデルによってとの程度の性質把握ができるかを調べることが主目的である。

次に、各交線、チャンネルに透水量係数を与えなければならない。これについては、KH-5孔で行われた低圧透水試験結果を参考にし、すべて等しく、 $1.0 \text{ CM}^3/\text{s}$ とした。

3. 4. 2 境界条件

計算にあたって、解析領域境界面に水位境界条件を設定しなければならない。この領域では、境界面での測定データはない。そのため、KH-5以外のボーリング孔の定状水圧値が再現できるよう逆算した。その条件を図-7に示す。図中には、トンネル底面を基準とした水頭値を示している。なお、図の手前側の面はトンネル面を除いてノーフローとした。トンネル面には、自由浸出面条件を与えた。

図の手前面周囲に与えた水頭値でわかるように、一部は不飽和となっている。これは、周囲の既存坑道の影響を受けたものと考えられる。不飽和条件下では、透水量係数が飽和状態より小さくなるはずである。しかし、今回の計算では、条件によらず一定とした。

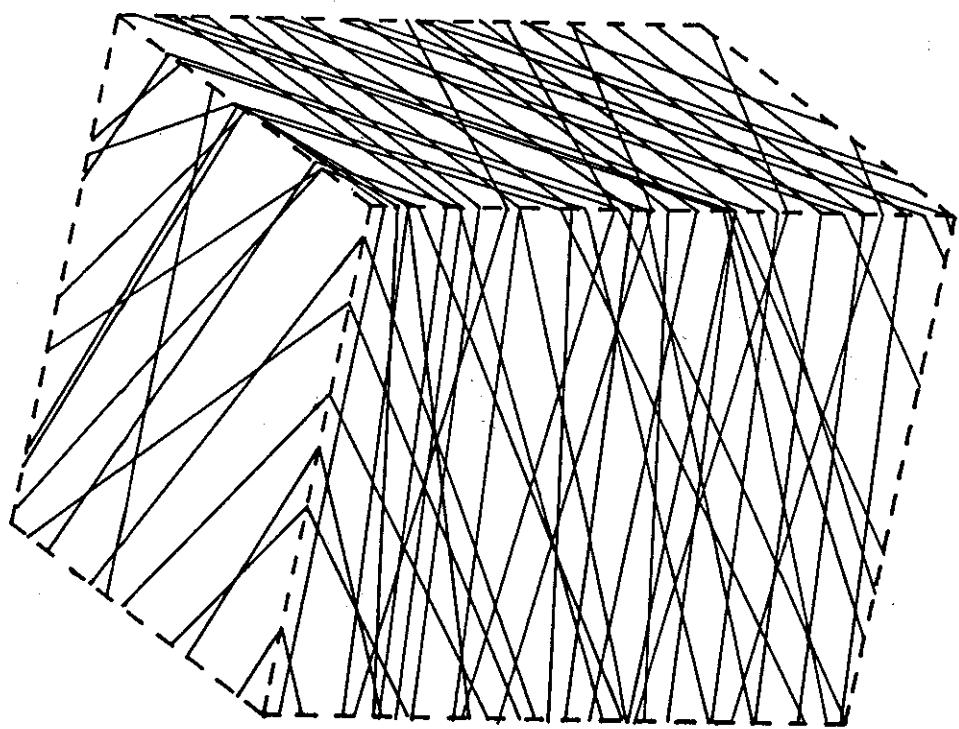


図-5 割れ目系の設定

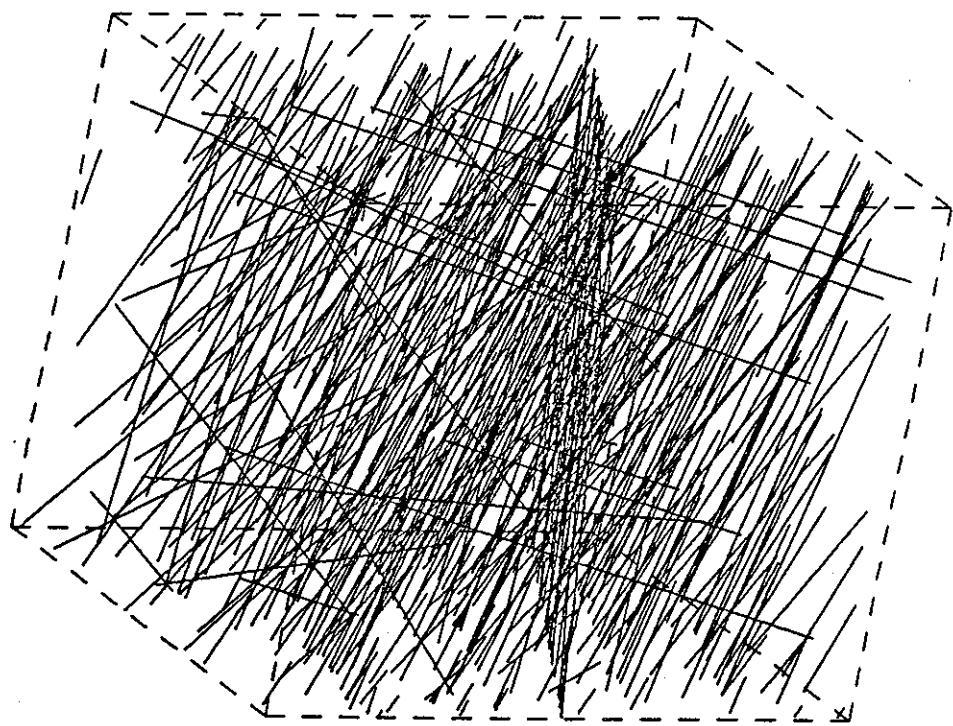


図-6 割れ目系交線群

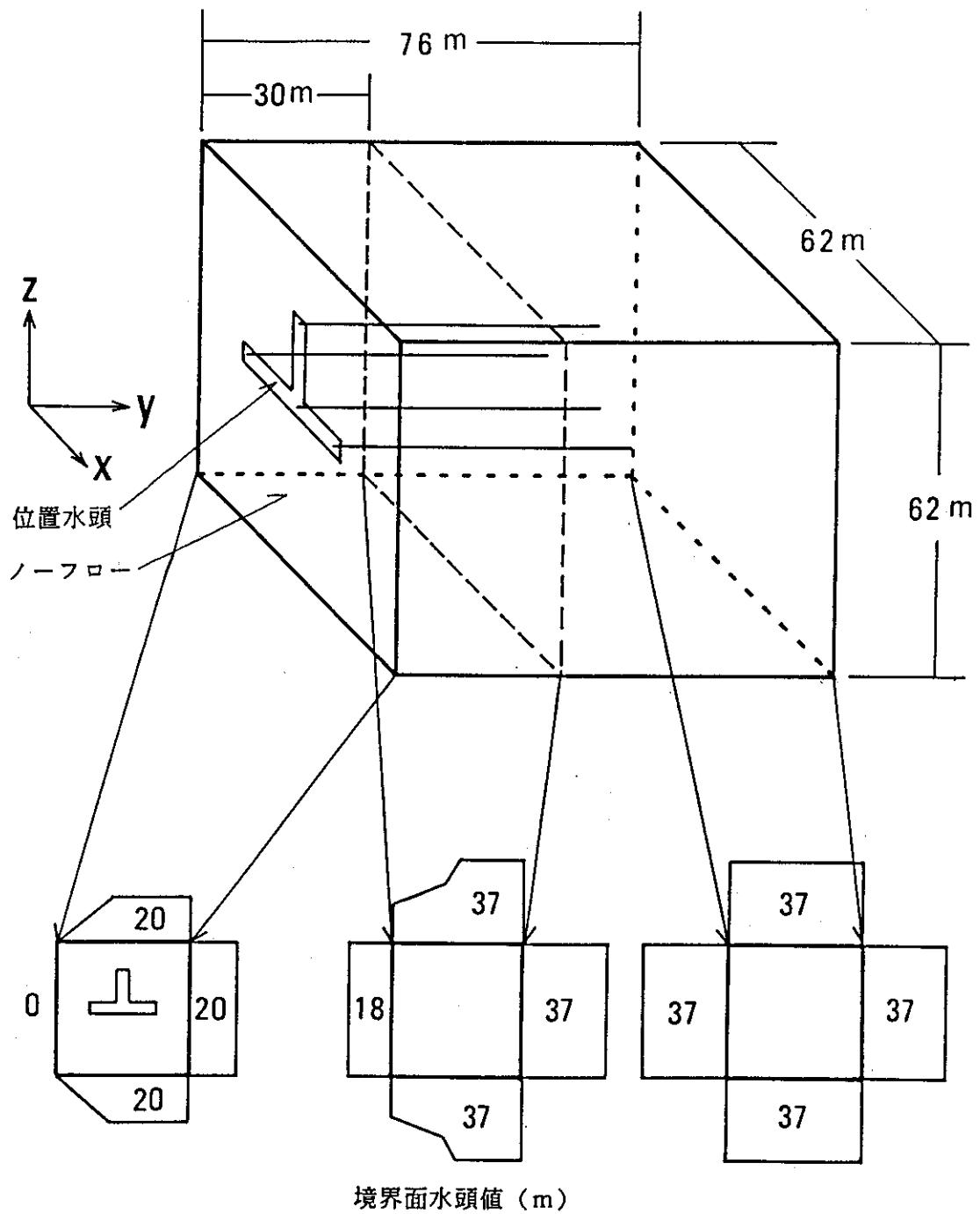


図-7 境界水頭条件

3. 5 孔間透水試験と解析

孔間透水試験は図-8に示すように、K H - 5 の A、B、C 区間に注水し、K H - 4、6、7、9 の 1 から 4 区間への圧力応答を見た。孔間透水試験はもともと非定常状態で行われるが、今回の解析が定常解析であることもあって、定常状態を非定常変化から推定し、それとの比較を行った。図-9にその応答状態を示す。図中の実線は、応答の大きさを表している。

チャンネルの角度を変えた場合の計算応答結果を図-10に示す。実測値と比較すると、概略的な傾向は表現されているが、細部ではかなり異なっている。これは、割れ目の透水性にかなり場所的に変化していることや、不飽和帯の広がりによるものと思われる。とくに、K H - 4 側への応答は、実測ではかなり小さくなっている。この1つの理由として、とくに K H - 4 が既存坑道に近く、不飽和帯がかなり広がっていたものと考えられる。

3. 6 新規坑道への湧水解析と実測との比較

次に、新規に掘削された坑道への湧水量の推定を示す。図-11は、解析に設定した境界条件と新規坑道の位置を示す。坑道の断面は、3 M × 3 M である。この境界条件は、孔間透水試験結果の解析と同じ条件である。実際は、坑道掘削の影響により、境界条件水位は下がるはずであるが、今回は、同じとした。

図-12は、チャンネルのピッチ角度を変えた場合の湧水量分布である。全体に坑道奥部の湧水量が多くなっている。これは、坑道奥の方が、境界水位が高いことや、割れ目数が多いことを反映したものと考えられる。

図-13は、実際に掘削した坑道天井面、側壁面上の湧水分布である。境界条件が異なるため、直接的な比較はできないが、坑道奥部で湧水量が多いことなど、全体的な傾向はある程度表現されている。

3. 7 地下水流動解析に関する考察

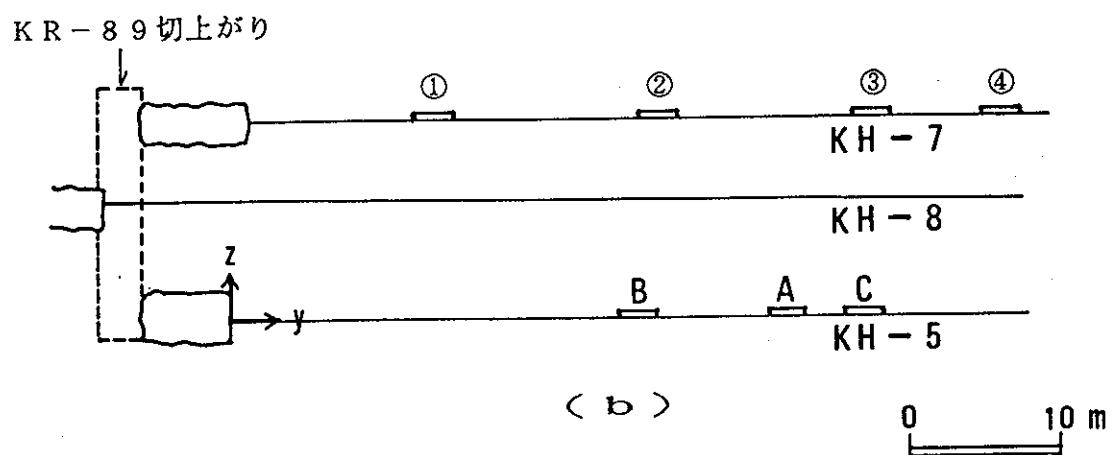
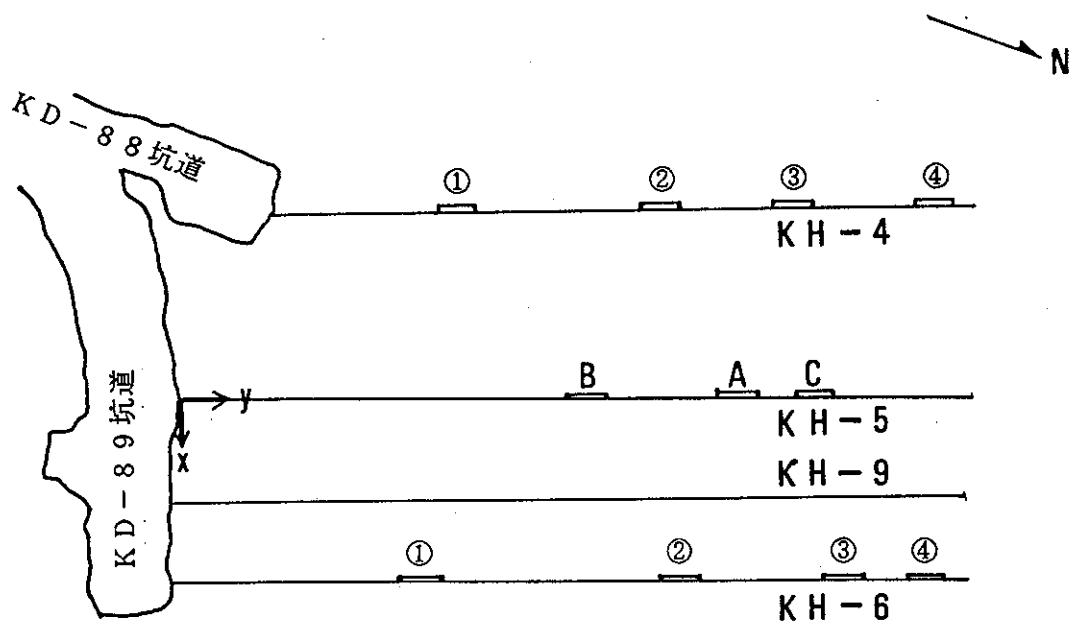


図-8 孔間透水試験概略図

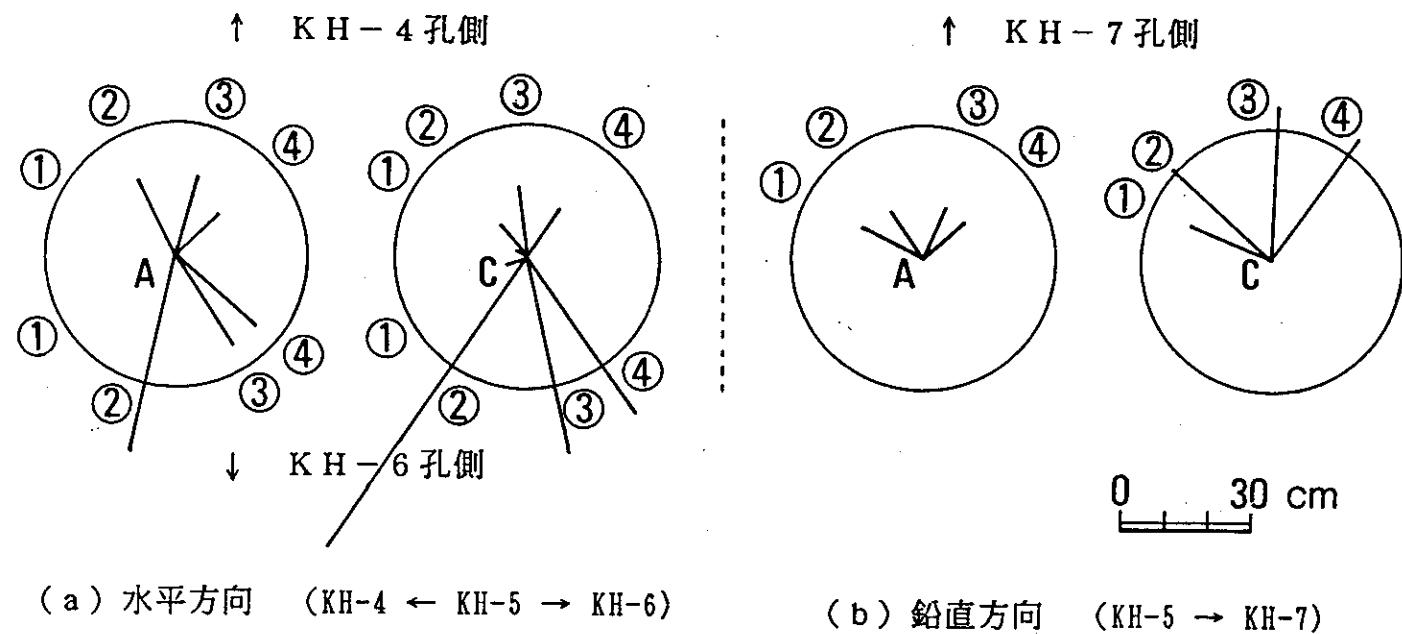
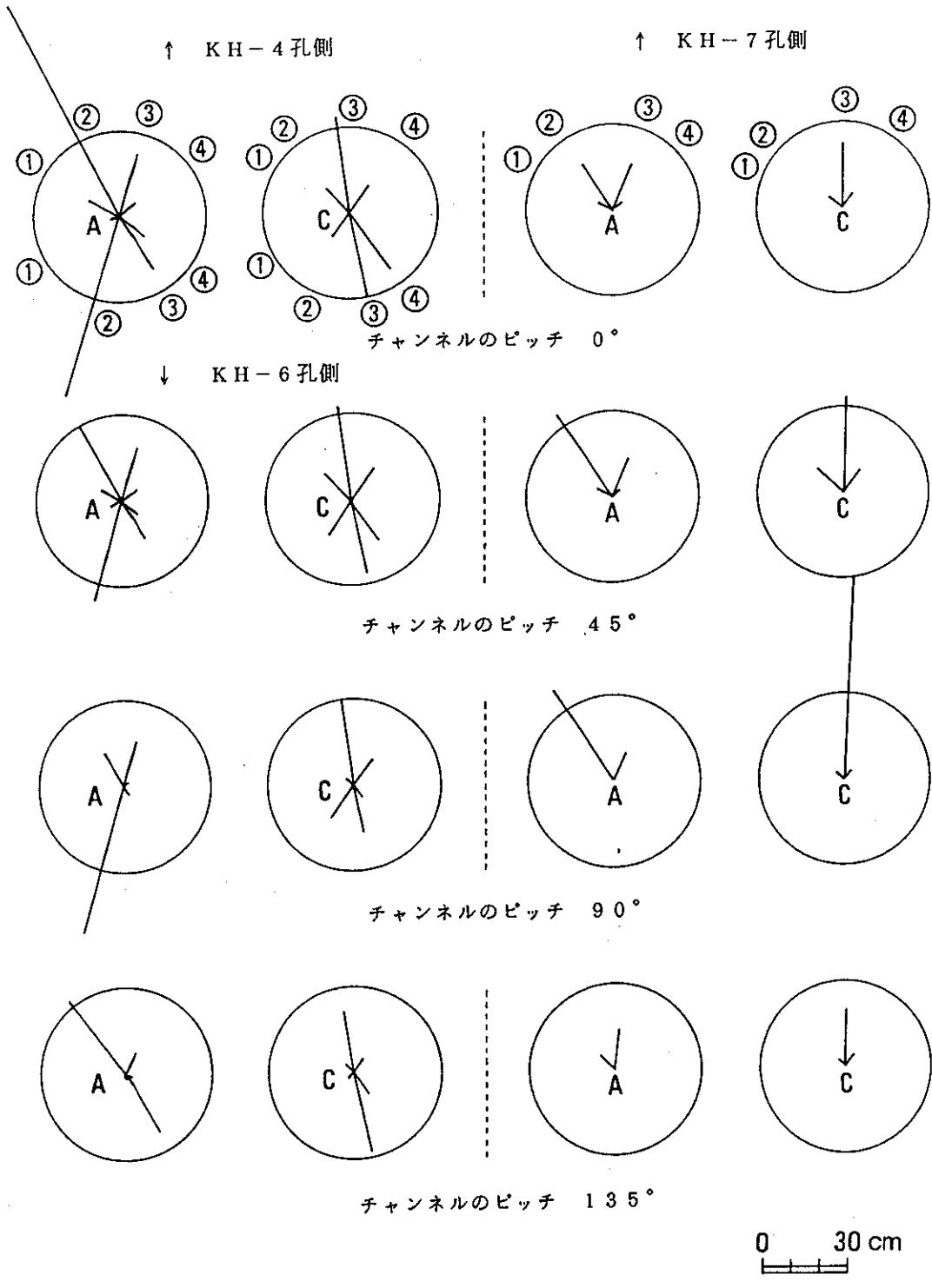


図-9 実測応答状態



(a) 水平方向 (KH-4 \leftarrow KH-5 \rightarrow KH-6)

(b) 鉛直方向 (KH-5 \rightarrow KH-7)

図-10 解析水位応答。角度はチャンネル方向

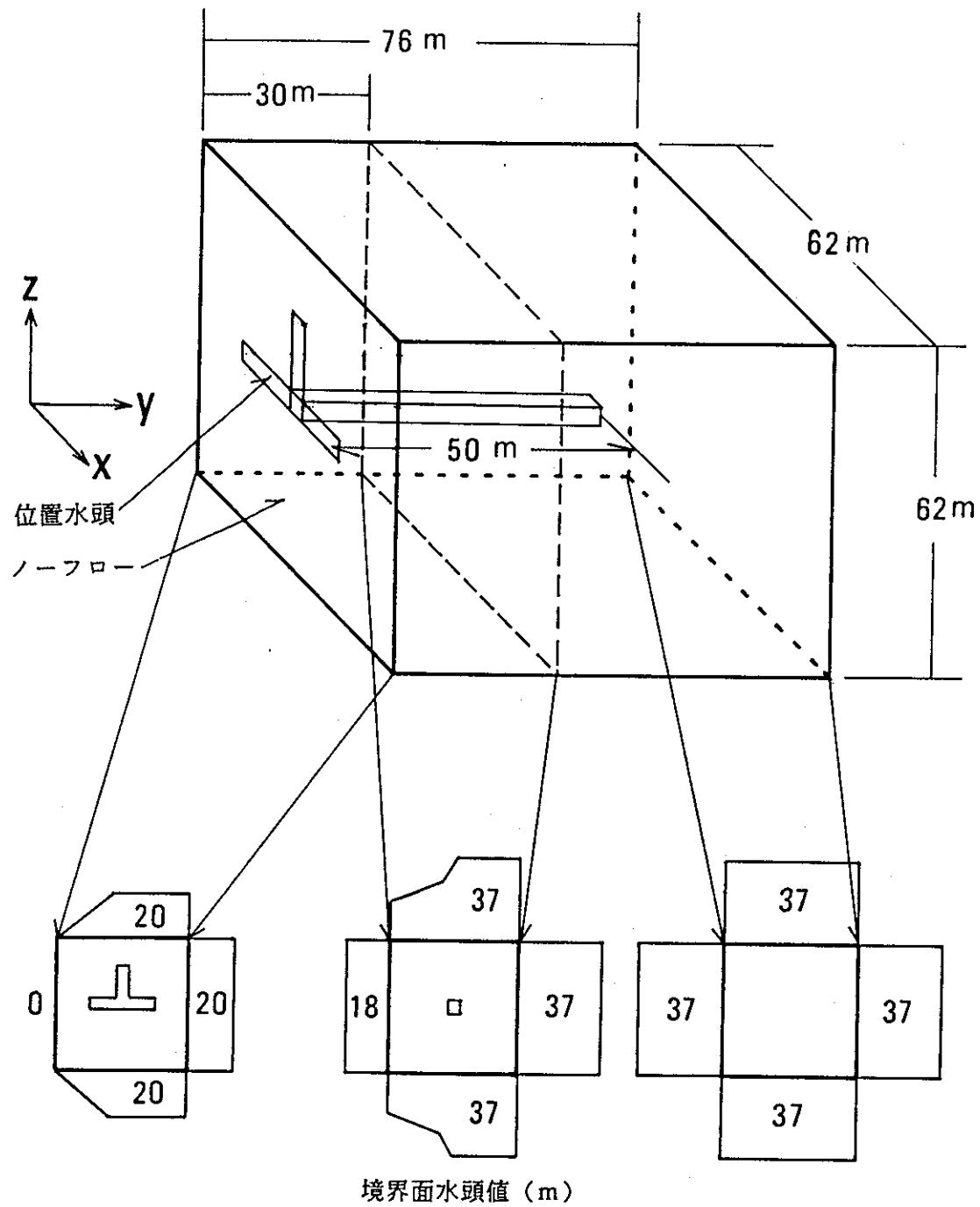
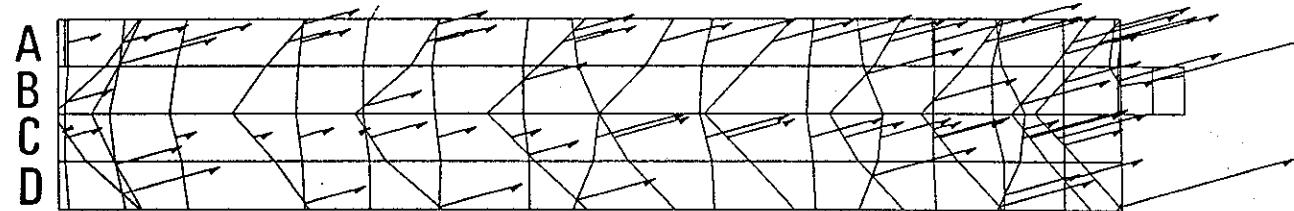


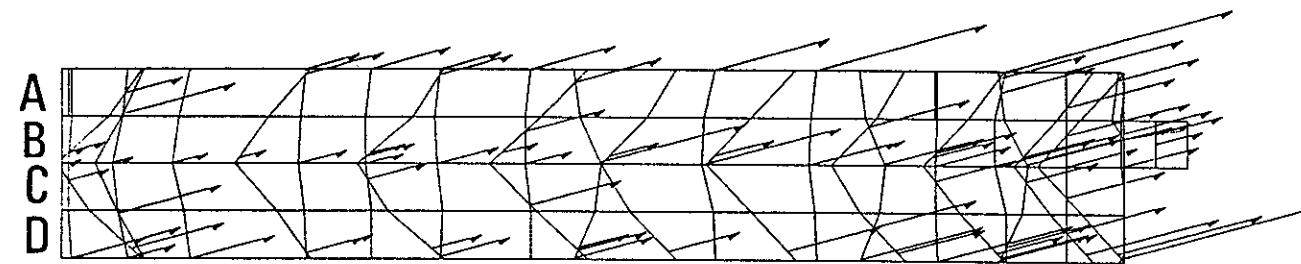
図-11 境界水頭条件（新規坑道湧水解析）

0 10 20 30 40 50 m



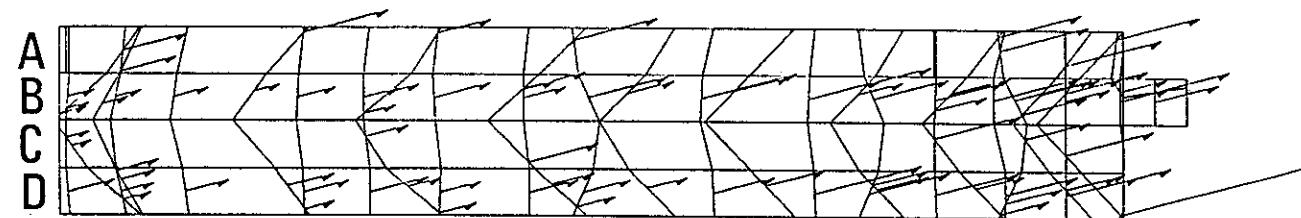
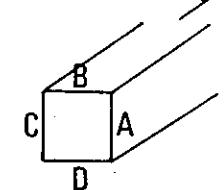
チャンネル
のピッチ

0°

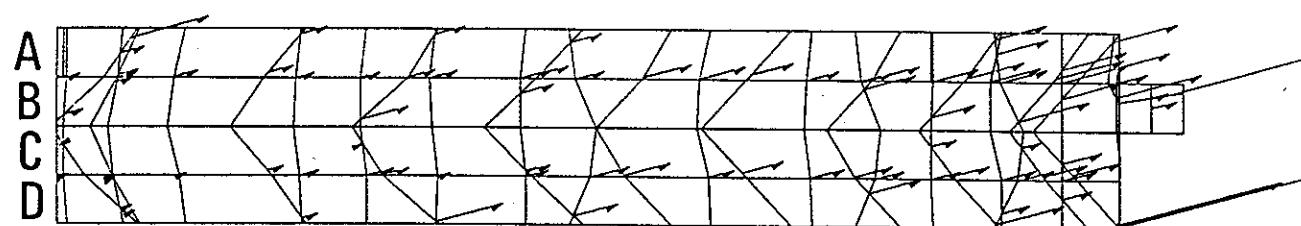


45°

切羽



90°



135°

$10\text{cm}^3/\text{sec}$

図-12 計算湧水量分布

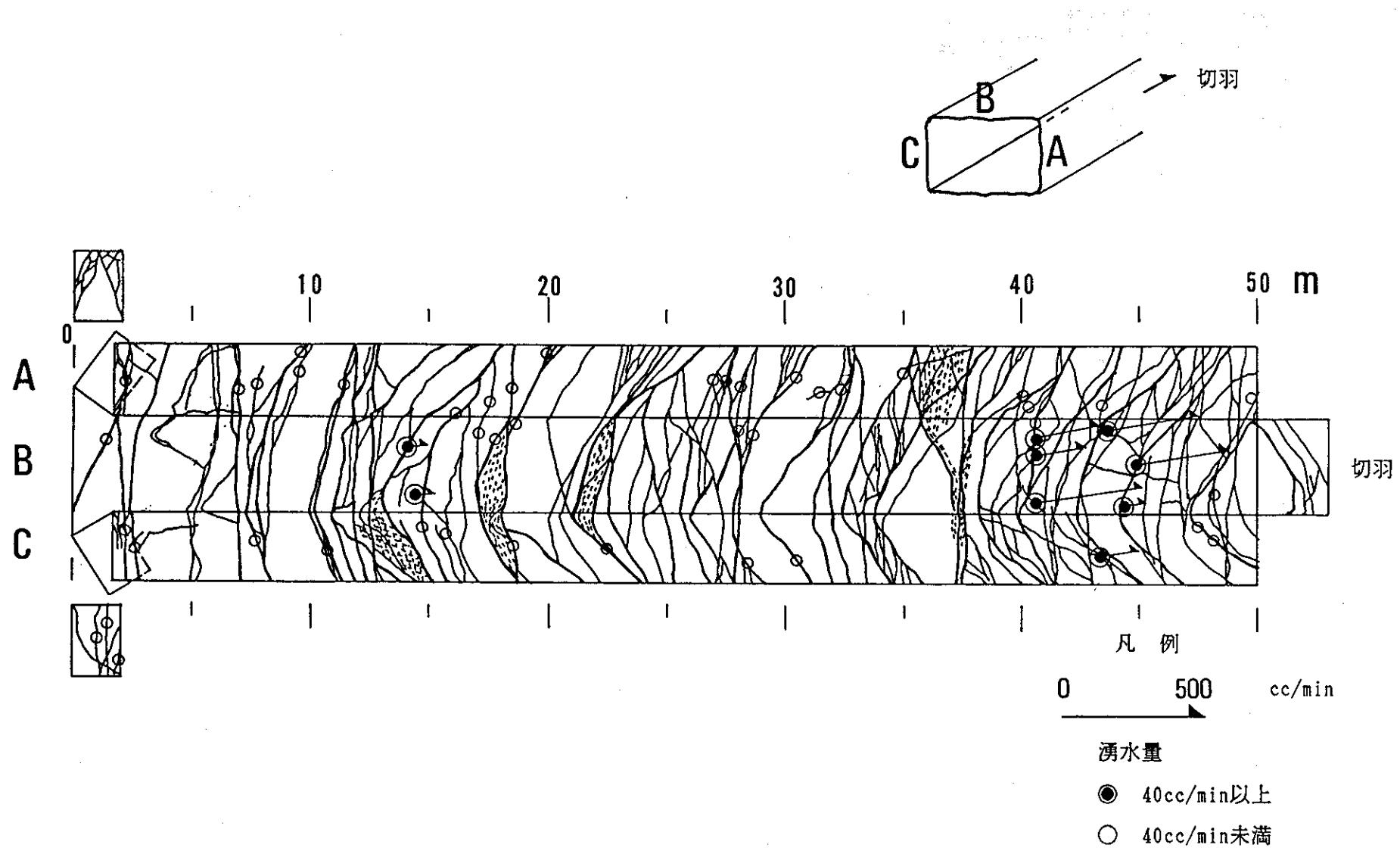


図-13 実測湧水量分布

以上述べたように、この解析手法により、孔間透水試験や新規坑道掘削に伴う湧水量分布を推定することができる。もちろん、この手法は最終的なものではなく、まだ改良すべき多くの問題点を含んでいる。しかしながら、容易に計算しうること、割れ目面という地質調査で一般に計測され、また調査技術者のなじみの深い情報が取入れ易い点で実用性は高いと考えられる。

3. 8 物質移動解析への拡張

このDon-Chanモデルを用いて、岩盤内の物質移動解析を行うことを考えた。物質移動解析の基本的な考え方を図-14に示す。この考えでは、まず上記した方法で交線、チャンネル内の流速分布を求める。つぎに、交線、チャンネル内の物質移動を移流・拡散方程式を解くことにより求める。その後、この交線・チャンネルから、割れ目面内に拡散すると考える。チャンネルからは、1つの面、交線からは2つの面に拡散する。面内では、移流を考えない。実際の解析に用いた要素分割例を図-15に示す。

解析例として、図-16に示した3枚の割れ目を想定した場合を報告する。図-17は、それらの交線、および仮定したチャンネルを示す。このモデルのA点からトレーサーを流した場合のトレーサーの広がりを解析する。図-18は、設定した境界条件であり、全体として、動水勾配1.0の上面から下面への流れがある。なお、物質移動計算に使用した透水係数、拡散係数はそれぞれ $1.0 \cdot 10^{-4} \text{ cm/s}$ 、 $1.0 \cdot 10^{-5} \text{ cm}^2/\text{s}$ である。

図-19は、トレーサー投入後83、166、250時間後の物質の広がりを示す。交線、チャンネルに沿って、物質が複雑に広がってゆくことがわかる。このように、Don-Chanモデルを用いることによって、割れ目の顕著な岩盤内の流れと物質の移動を解析することが可能である。

3. 9 3章のまとめ

今回の解析によって、Don-Chanモデルと名付けられた割れ目モデルによって、容易に、岩盤中の流れが解析しうることがわかった。このモデルは、解

移流と 割れ目面内
拡散 拡散

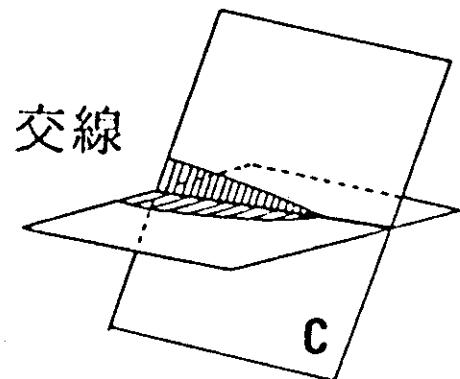
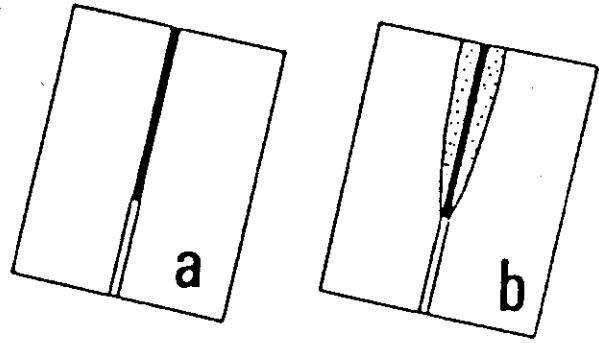


図-14 物質移動解析の概略

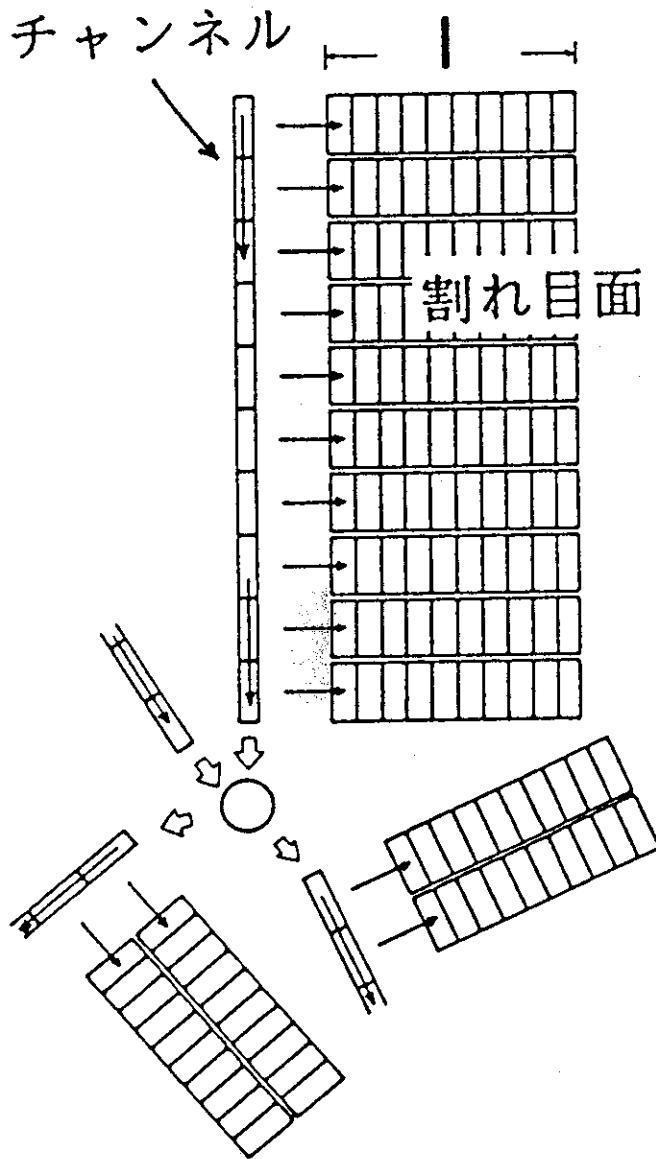


図-15 解析要素分割例

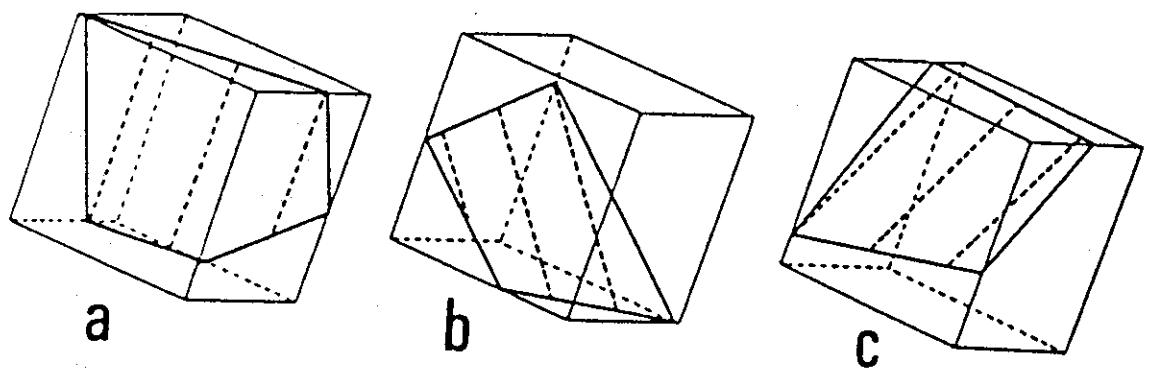


図-16 設定割れ目

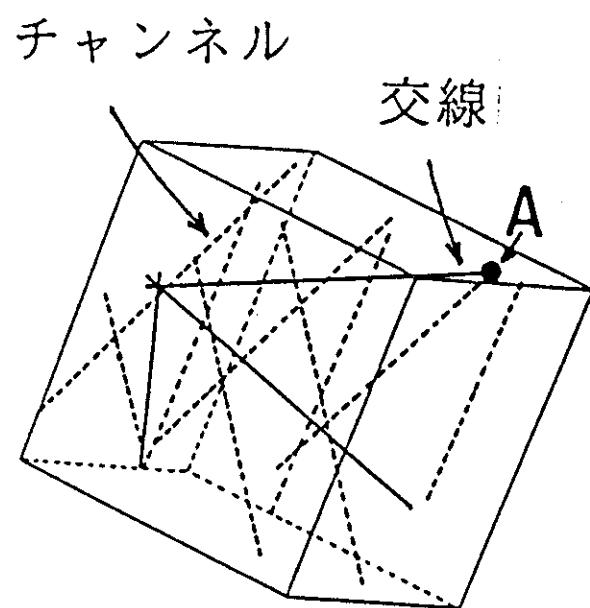


図-17 割れ目交線分布 (A点よりトレーサー投入)

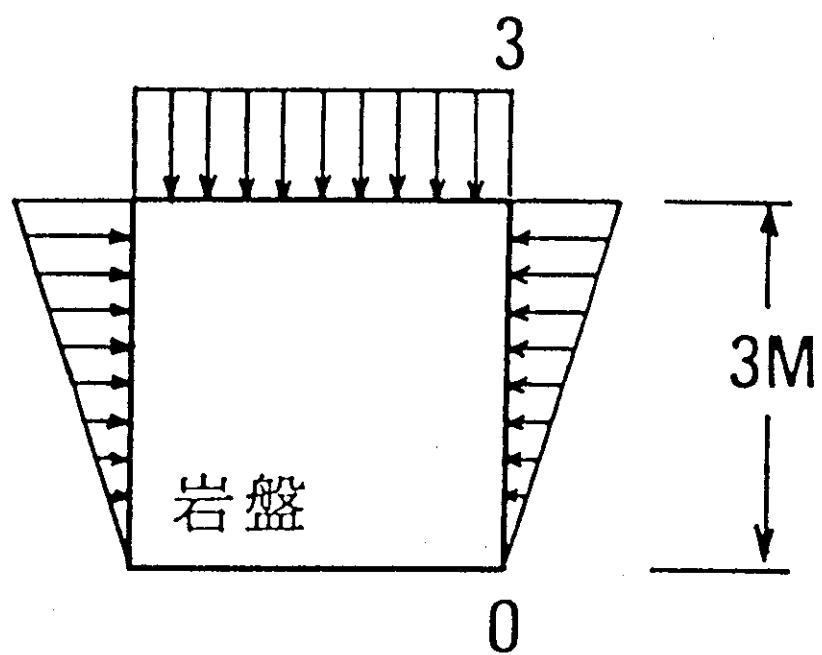


図 - 1 8 境界条件

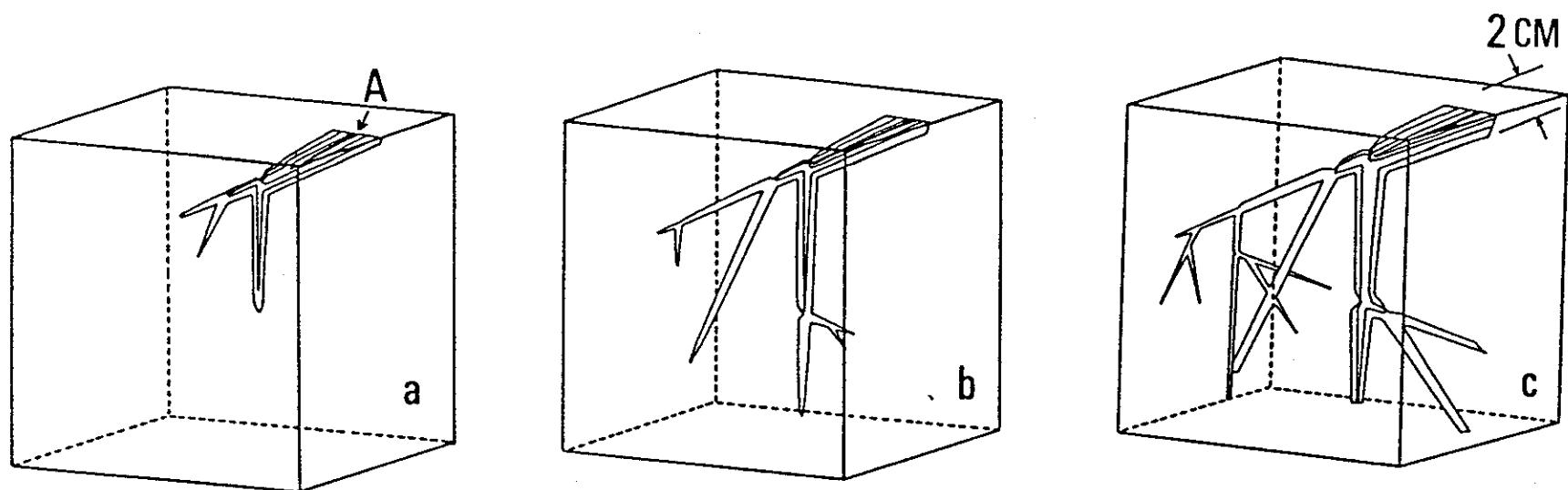


図-19 物質移動解析例（20%ごとの等濃度線で表現している。最小濃度は
10%である。）

析の容易さから言って、現場対話型モデルへの拡張が可能である。さらに、今回、まだ検討の段階ではあるが、物質移動問題への適用がしうることを明らかにした。こういった方向の解析プログラムの開発、発展が今後強く望まれると考える。より、現実に即した問題に適用しうるよう、さらなる検討を加えてゆく所存である。

4. 水理試験法及び水理試験装置の研究

4. 1 緒言

従来、土は土粒子自身とその間隙に存在する水および空気の混合流体から構成されており、その挙動は土粒子の種類や構成だけでなく土中水の多少にも大きく影響されることが知られている。土や地盤の力学的特性は含水状態によって地盤の透水性を把握することが必要である。

地下水表面より上部の不飽和領域では、地盤の不飽和状態によってその透水性が異なり土が水を吸収しようとする力（サクション）も異なってくる。このように不飽和領域においては、浸透特性に多くのパラメーターが関与しているため飽和状態の帶水層定数（透水係数、貯留係数）のように一義的にその特性を求めるることは困難である。

不飽和の地盤の浸透特性を求める試験方法としては、原位置試験と室内試験がある。原位置透水試験は、室内透水試験に比べ境界条件が未知であることが多いが、供試体を乱さない点からも室内試験より優れている。さらに、地盤の平均的な特性が求められるため、原位置試験より得られた浸透特性を実際の設計に用いることが容易にできる。しかし、従来の試験方法は地盤の透水性の異方性について検討されたものは極めて少ない。自然界では、均質で等方性である地盤は稀であり、透水試験を実施してもその結果が地盤の何であるか定かでないのが現状である。

本研究では、不飽和土の浸透特性を原位置において求める試験方法を確立するのを目的とし、異方性を考慮した原位置透水試験を行い、原位置での実用性を探究する。

まず、従来の試験方法を示し、それを踏まえて、定水位透水試験と変水位透水試験を原位置で実施し、水平方向、鉛直方向の透水係数の算定方法を示す。また、原位置透水試験方法および室内透水試験方法について述べ、実際に原位置において実施した試験結果を示す。

4. 2 原位置試験の透水係数の算定方法

4. 2. 1 E - 19 法

E - 19 法は、地下水位の低い、不飽和状態の地盤において、試験地点にオーガ孔を掘削し、その孔内の水位をマリオットシステム等を用いて一定に保ちながら、注水を行い、オーガ孔周辺への定常流入流量を測定して、透水係数を求める試験法である。この試験方法は、均質等方な地盤に対して適用すれば、かなり精度よく地盤の透水係数を求めることができる。

この試験方法は、Fig. 2.1 に示す 3 つの地下水条件に従って以下の 3 式で提案されている^{1), 2), 3)}。

$$k = \frac{Q}{2\pi h^2} \left[\ln \left(\frac{h}{r_0} + \left(\left(\frac{h}{r_0} \right)^2 + 1 \right)^{-1/2} \right) + 1 \right] \quad (2.1)$$

$(T_u > 3h)$

$$k = \frac{3Q}{\pi h} \frac{\ln (h / r_0)}{(h + T_u)} \quad (3h > T_u > h) \quad (2.2)$$

$$k = \frac{Q}{\pi} \frac{\ln (h / r_0)}{T_u (2h - T_u)} \quad (h > T_u) \quad (2.3)$$

Q : 孔からの定常流入流量

k : 透水係数

h : 孔内水深

r_0 : 孔半径

T_u : 孔内の水面と地下水表面あるいは不透水層との間の不飽和水圧

式(2.1)は、オーガ孔からの水の流れが、孔中心軸上の点湧源からの放射流であり、かつ、湧源の強さが水深に比例するとして求められた式である。Fig. 2.2 の様に孔底から上向きに z 軸を取り $z = \xi$, $x = 0$ に点湧源 Δq を考える。ここで、 Δq は、水深に比例するものと考えると、次式で表すことができる。

$$\frac{\Delta q}{Q} = \frac{(h - \xi)}{h^2 / 2} \quad (2.4)$$

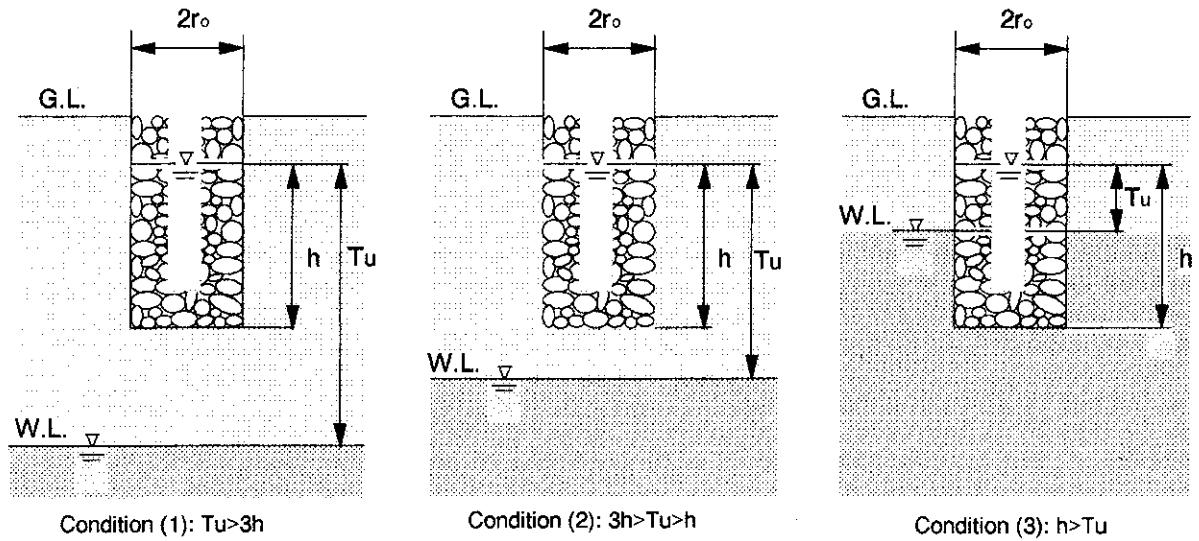


Fig.2.1 Water table condition

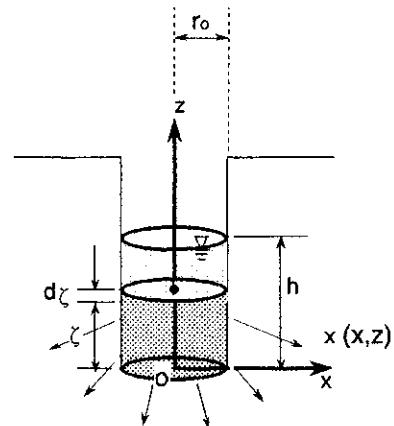


Fig.2.2 Point head flow

この点湧源 Δq によって点 (x, z) に生じる流れは、Darcy則に従うとすると次式になる。

$$\Delta q = k \cdot (\Delta H / L) \cdot 4\pi L^2 \quad (2.5)$$

ただし、Lは、点湧源 Δq から点 (x, z) の距離である。これを、 ΔH に付いて整理すると、

$$\Delta H = \frac{Q (h - \xi) \Delta \xi}{2\pi kh^2 \{x^2 + (z - \xi)^2\}^{1/2}} \quad (2.6)$$

この式(2.6)を $0 \sim h$ まで積分する。そこで、 $z = 0$ 、 $x = r$ のとき $\Delta H = h$ であるため、 h は以下のようになる。

$$h = \frac{Q}{2\pi kh^2} \left[h \sinh^{-1} \frac{h}{r_0} - (r_0^2 + h^2)^{1/2} + r_0 \right] \quad (2.7)$$

この式(2.7)を変形すると以下に示す式が得られる。

$$k = \frac{Q}{2\pi h^2} \left[h \sinh^{-1} \frac{h}{r_0} - \left\{ \left(\frac{r_0}{h} \right)^2 + 1 \right\}^{1/2} + \frac{r_0}{h} \right] \quad (2.8)$$

この式(2.8)を $h \gg 10r_0$ と近似すると、式(2.1)を得る。このように飽和の条件での定常浸透により導ける。しかし、式(2.2)、(2.3)について、現在のところ、理論式なのか経験式なのか定かでない。

4. 2. 2 カーブフィティングによる方法⁴⁾

E-19法は、不飽和状態の地盤に給水して、均質等方な地盤と仮定して、定常流量によって透水係数を求める方法である。この方法の、不飽和浸透特性の影響であるが、van-Genuhtenのモデル中のパラメータである(α , n)の組合せは、一般に、 α の値が大きいと n の値が大きくなる傾向を考慮して、 α と n を変化させることにより検討された結果として、不飽和土の浸透特性はあまり影響が無いとされている。また、水平方向と鉛直方向の透水係数の比を変化させて数値解析により検討された結果として、異方性の影響はそれほどなく、この試験の定常状態の流入流量より求められる透水係数は、水平方向の透水係数であることが分かっている。

そこで、水平方向と鉛直方向の透水係数を非定常で求めることができる方法が提案された。この方法は、Fig. 2.3に示すように、松本、山口が提案している結合法を用いる⁵⁾。オーガ孔内に鋼管を打ち込み、钢管内、オーガ孔内の水位をマリオットサイホンで一定に保ちながら、それぞれの流入流量を計測し、鉛直方向、水平方向の透水係数を算定する方法である。

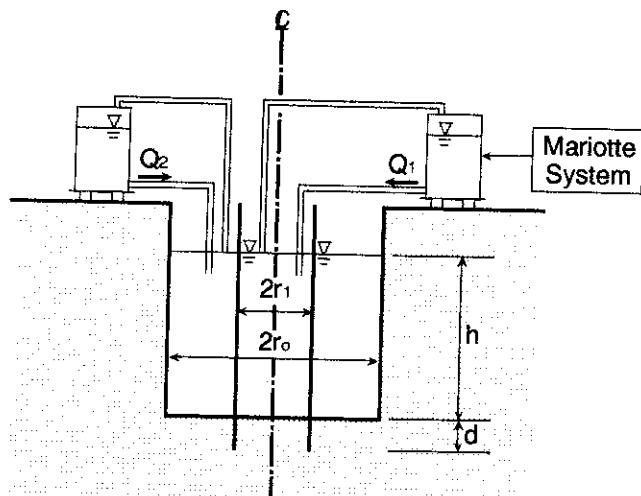


Fig.2.3 Schematic of ketugou-method.

鉛直方向の透水係数の算定方法としては、钢管内への流入量(Q_1)による流れは、鉛直一次元流れが生じ、Green-Amptの仮定が満たされているので、次式が成立する。

$$Q_1 = A_1 \cdot k_v \frac{h + z_f + h_o}{z_f} \quad (2.9)$$

k_v : 鉛直方向透水係数

Q_1 : 流入量 (cm^3/s)

A_1 : 鋼管底面積 (cm^2)

h : 孔内水位 (cm)

z_f : 時間 t における孔底から浸潤前線までの距離 (cm)

h_o : 浸潤前線でのサクション水頭 (cm)

また、時間 t までの流入総量 V は、次のようになる。

$$V = A_1 \beta z_f \quad (2.10)$$

V : 時間 T までの流入総量 (cm^3)

β : 地盤の有効間隙率

式 (2.9)、(2.10) より

$$\frac{Q_1}{A_1} = B \left(\frac{1}{V} \right) + k_v \quad (2.11)$$

B : 地盤の初期の負の圧力水頭が有効間隙率に関する関数

式 (2.11) より、 Q_1/A_1 と $1/V$ をプロットして、その y 切片の値より k_v が求められる。

また、水平方向の透水係数の算定方法として、オーガ孔内への流入量は、鉛直方向の透水係数の変化の影響はほとんど無いので、鉛直方向の透水係数が未知であっても、オーガ孔内への流入量の経時的变化を計測することにより水平方向の透水係数 k_h を推定できる。オーガ孔内への流入量は水平方向透水係数 (k_h)、オーガ孔半径 (r_o)、孔内水位 (h) に依存する。これより、水平方向透水係数は、両対数紙に標準曲線として $\log \{(Q_1+Q_2)/(h \cdot r_o \cdot k_h)\} - \log(t \cdot k_h)$ を準備する。同じスケールの両対数紙に流入量 (Q_1+Q_2) の時間的变化を $\log \{(Q_1+Q_2)/(h \cdot r_o)\} - \log t$ について整理する。この 2 つのグラフを上下に平行に移動させてマッチングポイントを定める。これより水平方向透水係数を求める。

4. 2. 3 スタンドパイプを用いた方法

2.2の従来の研究では、鉛直方向の透水係数は、オーガ孔内の鋼管内に鉛直一次元流れを発生させ、Green-Amptの仮定を満たすように定水位透水試験を用いて求めるが、この方法では、鉛直方向透水係数が小さいとき、マリオットサイホンによって、注入流量を計測するのに長い時間を要してしまい計測が困難である。そこで、鉛直方向の透水係数を求めるのに、スタンドパイプを使った透水試験を行う。なお、水平方向の透水係数(k_h)の算定方法は、従来の方法を用いて、定水位透水試験を行い、オーガ孔全体への流入流量より、2.2の標準曲線 $\log \{(Q_1+Q_2)/(h \cdot r_o \cdot k_h)\} - \log(t \cdot k_h)$ と同スケールの $\log \{(Q_1+Q_2)/(h \cdot r_o)\} - \log t$ よりマッチングポイントを定めることにより求める。以下に、スタンドパイプを用いて、鉛直方向の透水係数を、変水位透水試験と、定水位の透水試験で求めるふたつの方法を示す。

(1) 変水位透水試験を用いた方法

- (a) 水位30cmの定水位透水試験終了後、鋼管の内側に設置したスタンドパイプで、変水位透水試験を行う。
- (b) 鋼管内から流入する流量を計測し、同じ境界条件に対して数値解析を用いて求められた流入流量と比較する。そして、鉛直方向透水係数(k_v)を算定する。変水位透水試験時の、鋼管内からの流入量の経時的変化の不飽和浸透特性と初期の圧力水頭の影響を検討する。不飽和浸透特性としてvan-Genuhtenのモデル中の α と n を用い、 α と n の組合せは(0.010, 2.0)、(0.030, 5.0)とした。初期の圧力水頭は、-30cm、-50cmを用いた。他の物性値はA.Table2.1に、解析モデルの要素分割はA.Fig.2.1に示す。A.Fig.2.2より鋼管内の流入量には、不飽和浸透特性と初期の圧力水頭はほとんど影響がない。また、 k_h を 10^{-3} (cm/s)で一定として、 k_v を 10^{-3} 、 10^{-4} 、 10^{-5} (cm/s)とすることにより鋼管内の流入流量の解析を行なった。他の物性値はTable2.2に示す。その結果をA.Fig.2.3に、x軸にTime、y軸に Q/k_v としたグラフを示す。このグラフより、 t と Q と k_v によってグラフの形状はひとつに決まる。また、鋼管内からの流入量には、A.Fig.2.4に示すように k_h の影響は

なかった。物性値は、A. Table 2.3に示す。

そこで、鉛直方向の透水係数の算定方法は、原位置透水試験で水平方向の透水係数を求めたのち、境界条件に即した変水位透水試験での、 $\log(Q/k_v) - t$ についての標準曲線を数値解析によって用意する。同じスケールの片対数紙に、原位置試験の鋼管内からの流入量の経時的变化を、 $\log Q - t$ について整理する。このふたつのグラフを、上下に平行移動させてマッチングポイントを定める、その縦座標の値(Q/k_v , Q)から鉛直方向の透水係数(k_v)を求める。

(2) 定水位透水試験を用いた方法

(a) 水位30cmの定水位透水試験をあらかじめ決めた時間で終了し、鋼管の内側に設置したFig. 2.4に示すマリオットサイフォンを利用したスタンドパイプで、定水位透水試験を行う。

(b) 鋼管内から流入する流量を計測し、数値解析で求めた流入流量と比較する。そして、鉛直方向透水係数(k_v)を算定する。

定水位透水試験時の、鋼管内からの流入量においても、不飽和浸透特性、初期の圧力水頭、水平方向の透水係数の影響はなかった。そこで、鉛直方向の透水係数の算定方法は、水深30cmの定水位透水試験を90分間(5400秒)行い、30分間(1800秒)は水位を10cmに保ちその後に、スタンドパイプを用いてオーガ孔底から100cmの水頭で定水位透水試験を行ったとき

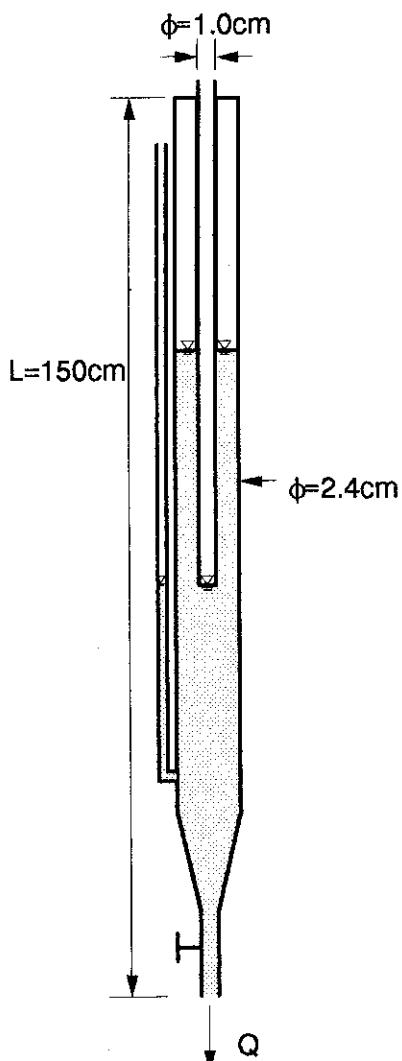


Fig.2.4 Mariotte System

の標準曲線 $\log(Q/k_v) - t$ を数値解析により用意する。同スケールの片対数紙に、原位置試験での鋼管内からの流入量の経時的变化を、 $\log Q - t$ について整理する。このふたつのグラフを、上下に平行移動させてマッチングポイントを定め、その縦座標の値 ($Q/k_v, Q$) から鉛直方向の透水係数 (k_v) を求める。ただし、試験は 90 分間の水位 30 cm の定水位試験と 30 分間の水位 10 cm の準備時間の後、孔底から 100 cm の水頭で定水位透水試験を行い、鋼管内からの流入流量を計測する。

4. 3 試験方法および結果

4. 3. 1 概説

原位置透水試験は、マリオットサイホンを利用した定水位透水試験を行った後に、スタンドパイプを利用した変水位透水試験、または、定水位透水試験を行い、オーガ孔からの流入流量より異方性地盤の透水係数を求める試験法である。水平方向の透水係数は、定水位透水試験の流入流量よりマッチングを行い求める。その後、スタンドパイプを用いた透水試験の流入流量より鉛直方向の透水係数もマッチングを行なって求める。また、試験終了後、不攪乱試料のサンプリングを行い、室内透水試験を行い、それぞれの透水係数について比較する。

4. 3. 2 原位置透水試験

試験方法は、次に列挙する。

- (1) 試験地点に、半径 15 cm、深さ 35 cm のオーガ孔を掘削する。
- (2) オーガ孔の底の中心に内径 10 cm、高さ 20 cm の変水位透水 試験用の鋼管を 10 cm 打ち込む。この時できるだけ地盤を乱さないように注意する。
- (3) 定水位透水試験用のマリオットサイホンのタンクを 2 つ セットする。タンクの上側の吸気用のホースはオーガ孔の水面の高さ(孔底から 30 cm)に固定する。
- (4) オーガ孔内に礫を入れる。

- (5) オーガ孔内の底に間隙水圧計をセットする。
- (6) オーガ孔内に水深が30cmになるように水を入れると同時にタンクのコックを開き、定水位透水試験を開始する。(Fig. 3.1、A.Photo 3.1)。
- (7) 各時間の流入流量の経時的変化を計測する。
- (8) 定水位透水試験を終了後、スタンドパイプをオーガ孔底に打ち込んだ鋼管にセットする。この時、孔内水位は、できるだけ一定にしておく。
- (9) 鋼管の外側は水深10cmに保ち、鋼管の内側にセットしたスタンドパイプによって変水位透水試験または、定水位透水試験を行う。
(Fig. 3.2、A.Photo 3.2)。
- (10) 試験終了後、試験装置を取り除く。
- (11) 全試験終了後、オーガ孔周辺で、Fig. 3.3と、Fig. 3.4に示すように鉛直方向と、水平方向のそれぞれの方向に釘を打ち込み、直径約10cm、高さ約15cmの不攪乱試料を採取する。
- (12) 採取した試料をパラフィルムで包み、持ち帰る。

スタンドパイプを用いて定水位透水試験を行う場合、最初の水位30cmの定水位透水試験を90分間、つぎにスタンドパイプをセットするときに、水位を約10cmで30分間で行う。

4. 3. 3 室内透水試験⁶⁾

原位置で採取した不攪乱試料を、室内試験によって透水係数を求める。試験方法を列挙する。

- (1) 不攪乱試料を冷凍庫に入れ凍らせる。
- (2) 内径10cm、高さ10cmのモールドの内側にチューブをセットする。
- (3) 試料をダイヤモンドカッター等でモールドにあうように整形する。この時、試料の表面をグラインダ等で出来るだけ滑らかにする(A.Photo 3.3)。
- (4) 試料の直径を平均によって求める。
- (5) モールドに側圧を加え、試料とチューブの間を密着させる(Fig. 3.5)。
- (6) 室内変水位透水試験を行う(A.Photo 3.4)。

Mariotte System

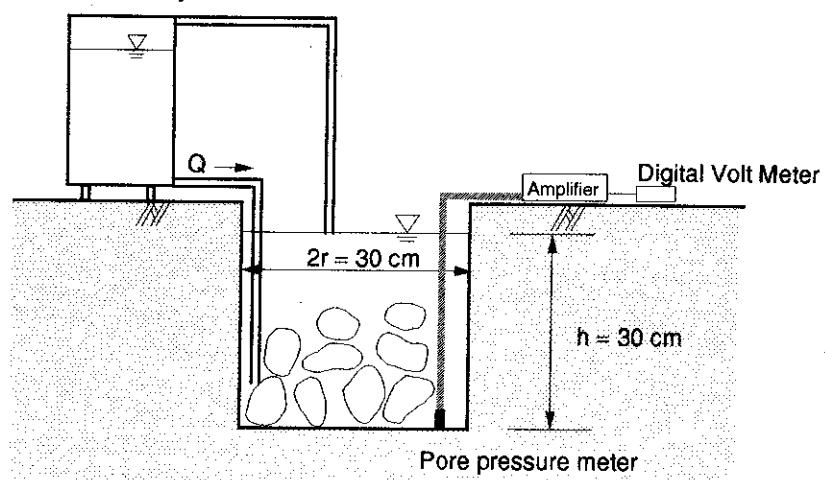


Fig. 3.1 Constant head permeability test system.

Mariotte System

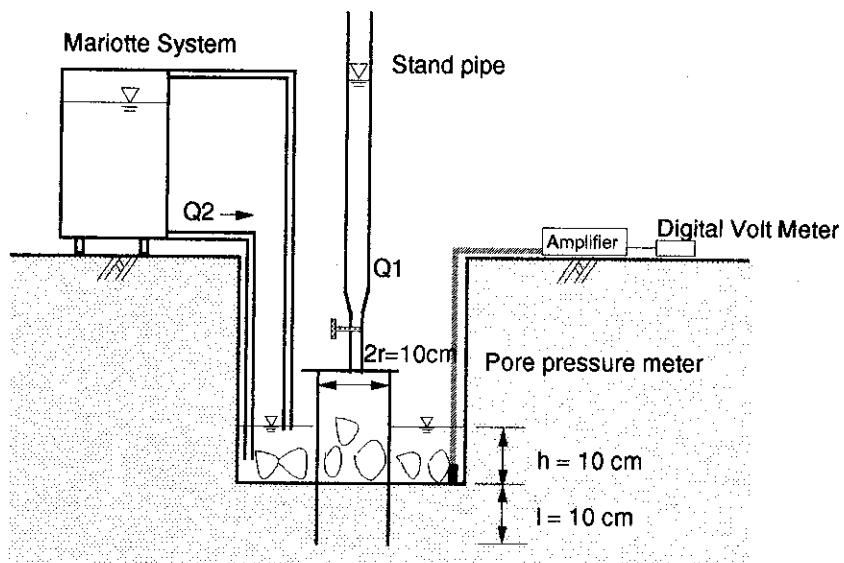


Fig. 3.2 Falling head permeability test system.

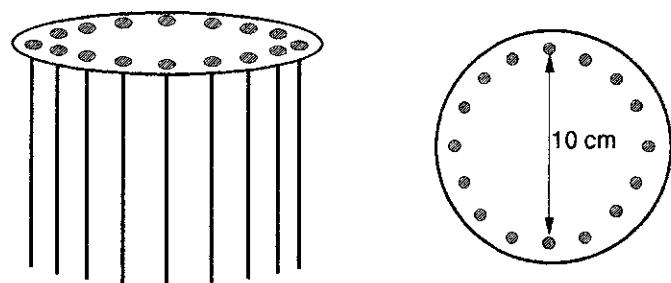


Fig. 3.3 Soil sampler.

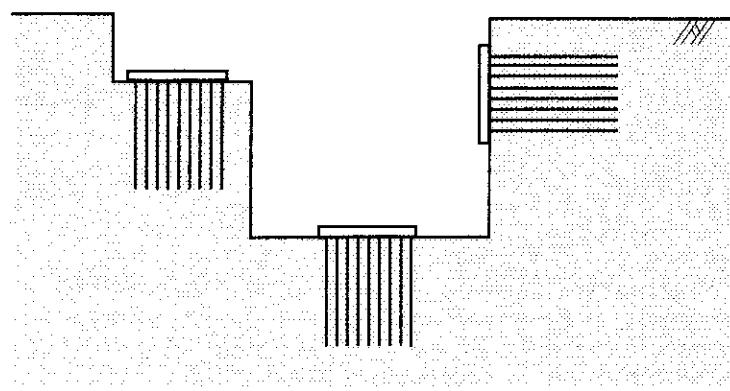


Fig. 3.4 Sampling site.

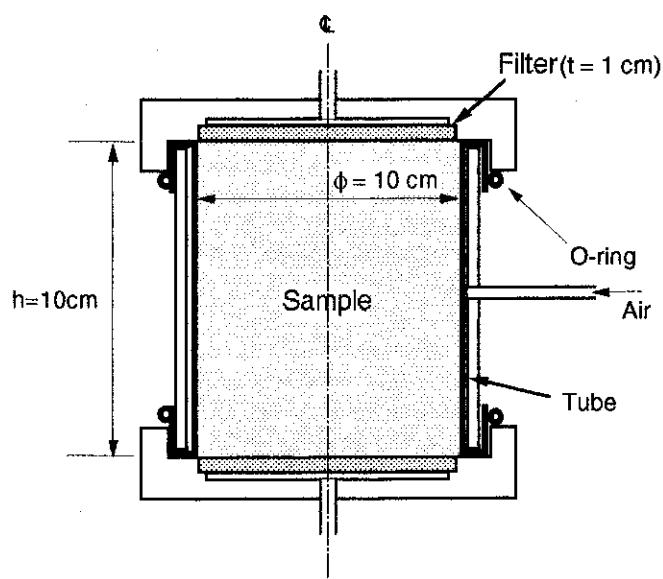


Fig. 3.5 Schematic of mold.

4. 3. 4 試験結果および考察

岐阜県土岐市内において、瀬戸層を対象として原位置透水試験を行った。試験は、変水位透水試験を用いた方法で2地点で行なった。それぞれ、地表から-30cmと、-50cmの地点からオーガ孔を掘削した。

各試験地点の含水率、間隙率、乾燥密度は、Table 3.1に、粒径加積曲線は、Fig. 3.6に示す。

Table 3.1 Volumetric moisture content ,porosity and dry density.

	Volumetric moisture content (%)	Porosity (%)	Dry density (t/m ³)
G.L.-30cm	15.49	0.39	1.61
G.L.-50cm	15.48	0.38	1.64

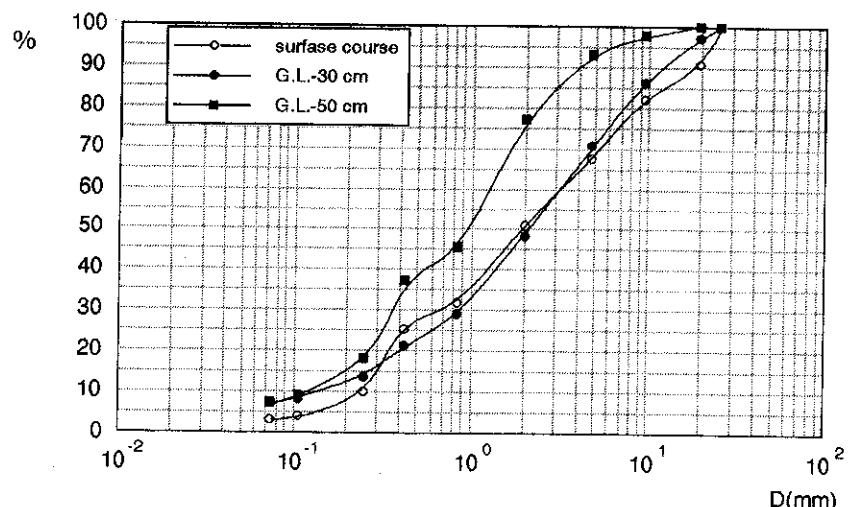


Fig.3.6 Grain size accumulation curve.

(1) 水平透水係数の計測

水平方向透水係数(k_h)は、定水位透水試験において計測された、オーガ孔からの流入流量(Q)より求める。両対数紙に $\log(Q/h \cdot r_0) - \log t$ についてプロットする。さらに、同スケールの両対数紙に、 $\log(Q/h \cdot r_0 \cdot k_h) - \log t \cdot k_h$ についてプロットした標準曲線を準備する。このふたつのグラフを平行移動させて Fig. 3.7、Fig. 3.8

のようにマッチングポイントを定めた。その縦座標の値よりそれぞれの水平方向の透水係数が次のように求まった。

$$G.L.-30\text{cm} \quad k_h = 7.39 \times 10^{-2} / 30 = 2.46 \times 10^{-3} (\text{cm/s})$$

$$G.L.-50\text{cm} \quad k_h = 2.57 \times 10^{-2} / 72 = 3.57 \times 10^{-4} (\text{cm/s})$$

Table 3.2 Maching point (horizontal).

	$\log(Q/\rho_0 h kh)$	$\log(Q/\rho_0 h)$ (cm/s)	$kh(\text{cm/s})$
G.L.-30cm	30	7.39E-02	2.46E-03
G.L.-50cm	72	2.57E-02	3.57E-04

(2) 鉛直透水係数の計測

鉛直方向透水係数(k_v)は、変水位透水試験の鋼管内からの流入量により求めた。スタンドパイプは $\phi 1.7\text{cm}$ を使用した。G.L.-30cmでは、孔底から139.8cmの水頭から79.8cmまでの水頭で10cm間隔で計測し、G.L.-50cmでは、孔底から137.1cmの水頭から107.1cmまでの5cm間隔で計測した。次に、Table 3.4、Table 3.5に示すタイムステップに基づいて、標準曲線 $\log(Q/k_v) - t$ を作成する。この時、先ほど求めた水平方向透水係数 G.L.-30cm は $k_h = 2.46 \times 10^{-3} (\text{cm/s})$ 、G.L.-50cm は $k_h = 3.57 \times 10^{-4} (\text{cm/s})$ を用いた。その他の物性値は A.Table 3.1、A.Table 3.2 に示す。さらに、試験時の鋼管内からの経時的流入量(Q)を、標準曲線と同スケールの片対数紙に整理する。計測データは、それぞれの計測区間での総流量から平均的な経時的流量を求め、その区間の計測時間の中間点にプロットした。このふたつのグラフを上下に平行移動させ、Fig. 3.9、Fig. 3.10 に示すようにマッチングポイントを定める。縦座標の値より、それぞれの鉛直方向の透水係数は、次のように求まった。

$$G.L.-30\text{cm} \quad k_v = 1.00 / 520 = 1.92 \times 10^{-3} (\text{cm/s})$$

$$G.L.-50\text{cm} \quad k_v = 0.10 / 1000 = 1.00 \times 10^{-4} (\text{cm/s})$$

Table 3.3 Maching point (vertical).

	log (Q/ kv) (cm)	log Q (cm /s)	kv(cm/s)
G.L.-30cm	520	1.00E+00	1.92E-03
G.L.-50cm	1000	1.00E-01	1.00E-04

Table 3.4 Experimental time step.

	G.L.-30cm	G.L.-50cm
Constant head permeability test start (sec)	0	0
Constant head permeability test end (sec)	4200	5400
Falling head permeability test start (sec)	8100	7200

Table 3.5 Falling head permeability test data.

Falling head permeability test (2r=1.7cm A=2.27cm Q=22.7cm)		G.L -30cm				
h1(cm)	h2(cm)	time(sec)				
		case1	case2	case3	case4	case5
139.8	129.8	9.17	10.35	10.40	9.94	11.12
129.8	119.8	10.12	11.25	10.47	9.82	13.01
119.8	109.8	9.72	11.34	11.42	11.62	13.73
109.8	99.8	10.32	13.16	12.30	12.59	14.95
99.8	89.8	12.53	15.74	14.00	13.97	16.75
89.8	79.8	14.29	18.00	15.27	15.35	17.97

Falling head permeability test (2r=1.7cm A=2.27cm Q=11.35cm)		G.L -50cm		
h1(cm)	h2(cm)	time(sec)		
		case1	case2	case3
137.1	132.1	62.39	72.00	79.00
132.1	127.1	69.47	78.00	84.00
127.1	122.1	73.34	83.00	89.00
122.1	117.1	78.21	88.00	94.00
117.1	112.1	83.79	92.00	99.00
112.1	107.1	85.65	97.00	106.00

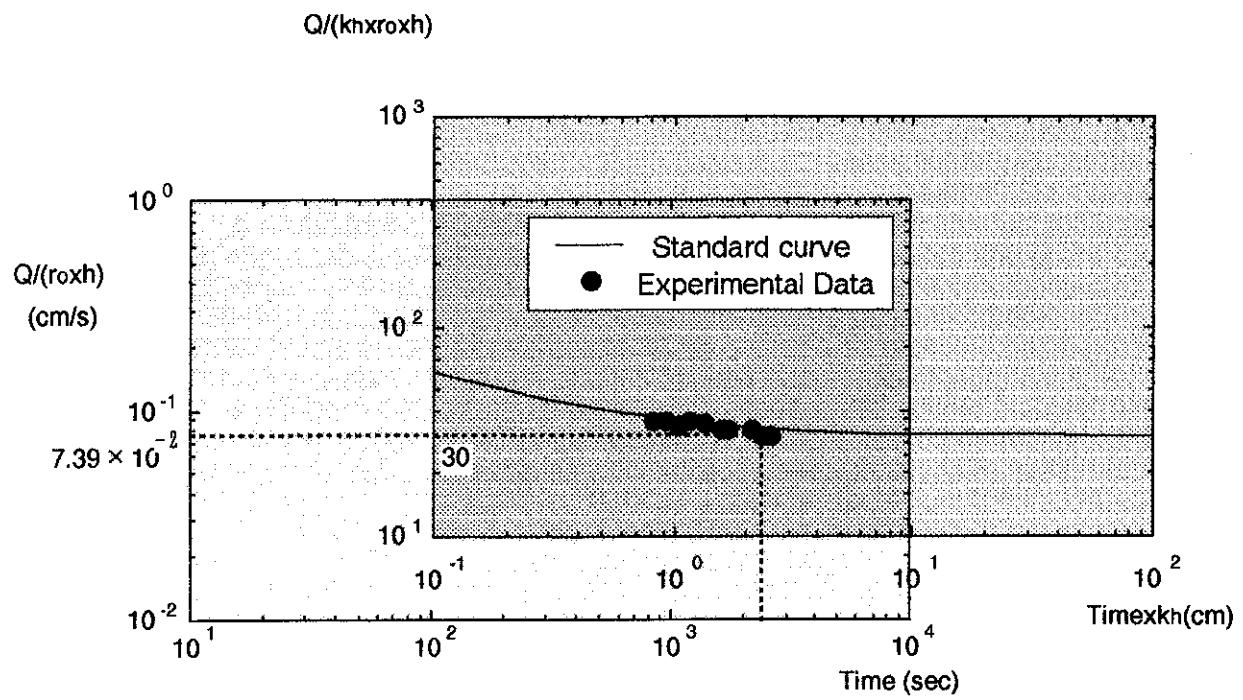


Fig.3.7 Matching outline G.L.-30.

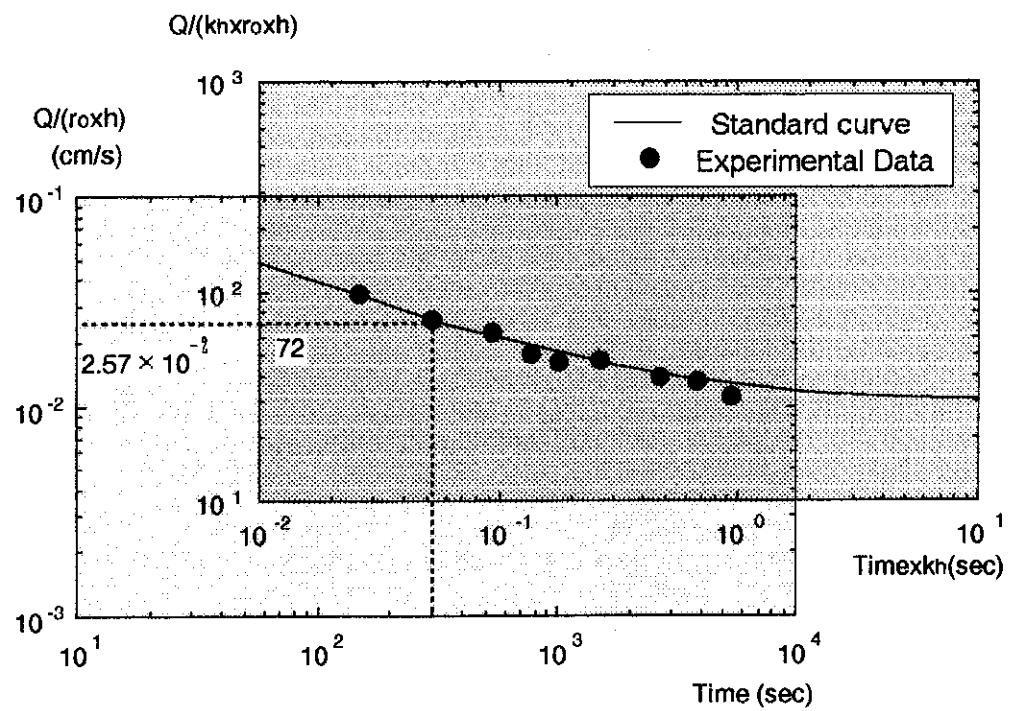


Fig.3.8 Matching outline G.L.-50.

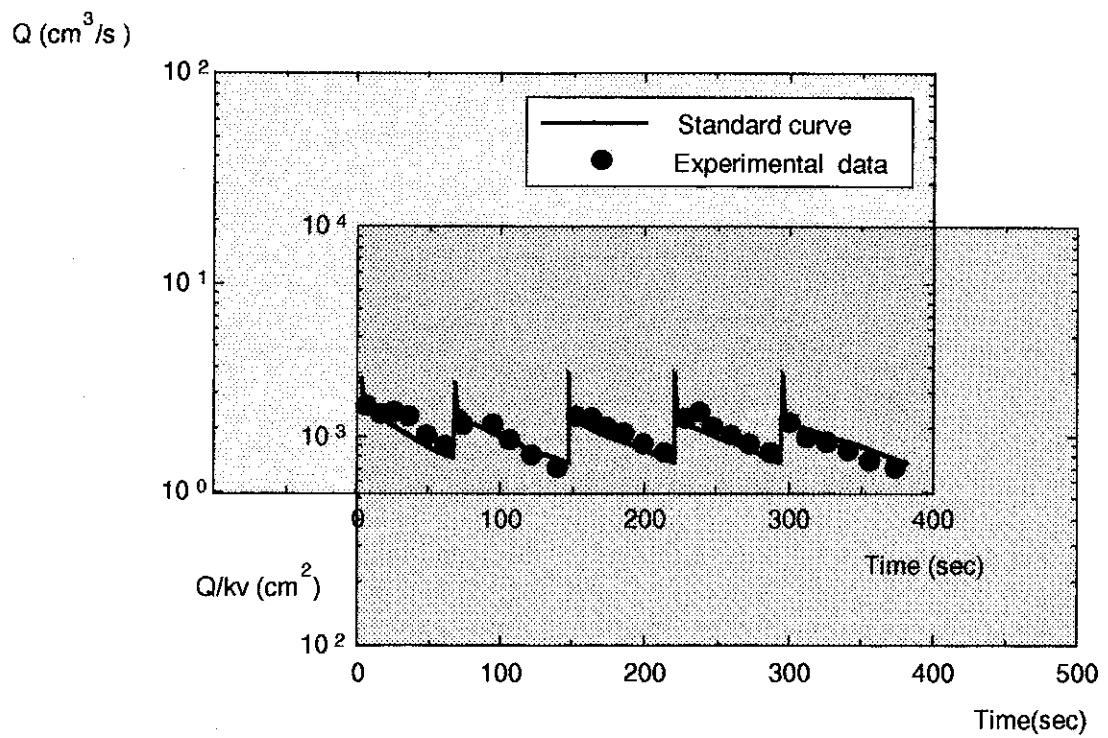


Fig. 3.9 Matching outline G.L-30cm.

G.L.-30cm kh=2.46E-03(cm/s)

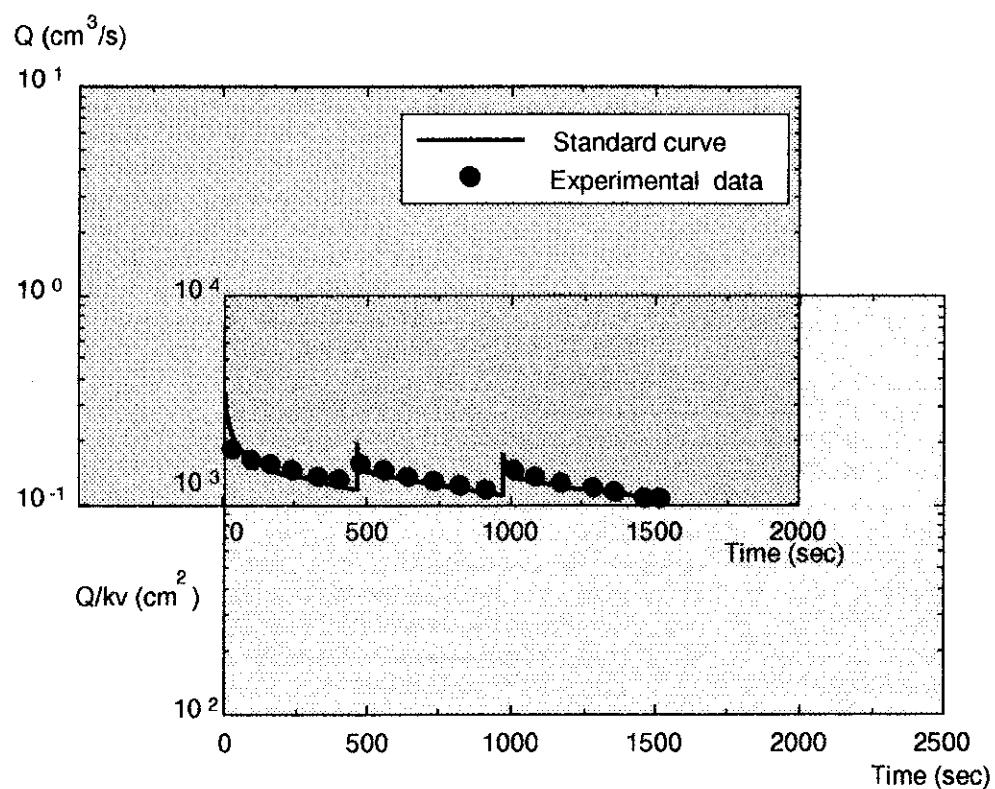


Fig. 3.10 Matching outline G.L-50cm.

G.L.-50cm kh=3.57E-04(cm/s)

また、原位置の不攪乱試料を用いて行なった室内変水位透水試験より、それぞれの地点の水平方向と、鉛直方向の透水係数が得られた。Table 3.6に原位置透水試験と、室内変水位透水試験で得られた透水係数の値を示す。

Table 3.6 Permeability experiment results.

	Coefficient of permeability (cm/s)			
	Field experiment		Laboratory experiment	
	Vertical	Horizontal	Vertical	Horizontal
G.L.-30cm	1.92E-03	2.46E-03	1.07E-03	1.28E-03
G.L.-50cm	1.00E-04	3.57E-04	1.42E-04	2.17E-04

一方、鉛直方向の透水係数を定水位透水試験により求める方法は、盛土を作成しそこで試験を行った。盛土は、マサ土で一辺1.5m、7層で約70cmの高さに締め固めた。直径30cmのオーガ孔で、水位30cmの定水位透水試験を90分、その後水位10cmを30分保ちその間に鉛直方向の透水係数を算定する試験装置を用意する。スタンドパイプは、Fig. 2.4に示すようにマリオットサイフォン利用し、流量を計測するスタンドパイプの断面積は、 3.74cm^2 である。水位は孔底から100cmで定水位透水試験を行った。鋼管の外側の水位は10cmに保っておく。数値解析により求めた標準曲線 $\log(Q/k_v) - t$ と、同スケールの片対数紙に試験での鋼管内からの経時的流入量をプロットし、このふたつのグラフを上下に平行移動してマッチングさせ、Fig. 3.11に示すようにマッチングポイントを定める。それぞれのグラフの縦座標の値より、鉛直方向の透水係数は次のように求めた。

$$k_v = 1.0 \times 10^{-3} / 270 = 3.70 \times 10^{-6} (\text{cm/s})$$

このようにして、原位置試験により水平方向透水係数と鉛直方向透水係数を求めることができた。Fig. 3.12にこの原位置で行った試験手順のフローチャートを示す。

以上のように、異方性地盤において、原位置透水試験を行い標準曲線とのマッチングによって求めた透水係数と、原位置の不攪乱試料による室内変水位透水試験によって求められた透水係数を比較してみると、2倍程度の違いしか表れていな

い。また、一度の原位置の試験時間を見てみても、2~4時間で終了し、比較的短い時間である。これらの結果より、原位置においてこの試験法が妥当であると考えられる。

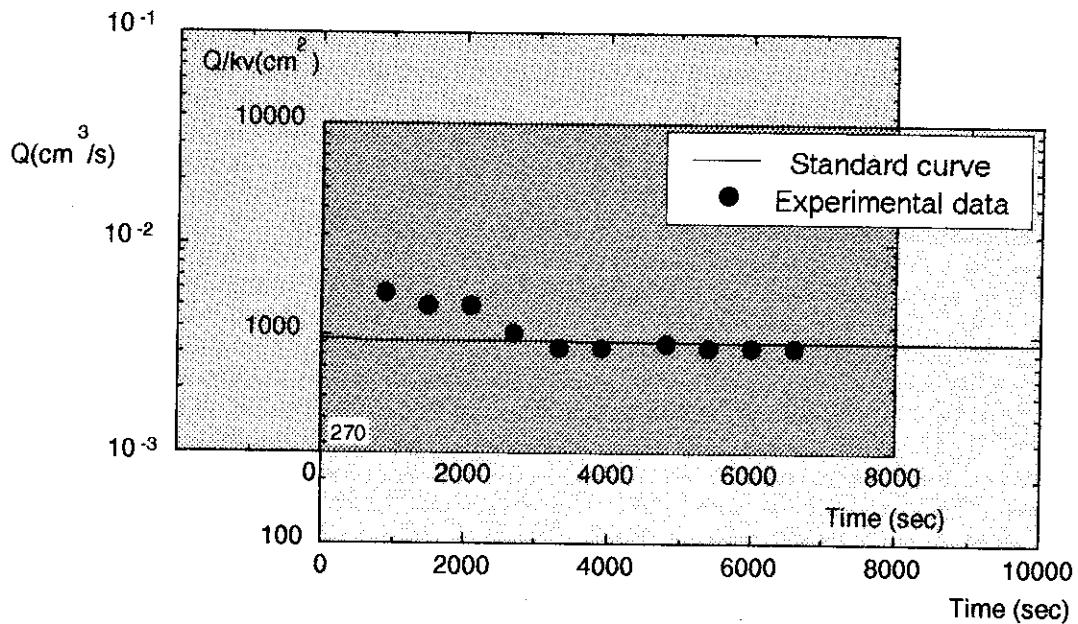


Fig.3.11 Matching outline.

しかし、それぞれの試験方法、解析方法について考察すると、いくつかの問題点があると考えられる。まず、カーブフィッティングにより求めた水平方向の透水係数の値を用いて、鉛直方向の透水係数をG.L.-30cmでは 10^{-4} (cm/s)、G.L.-50cmでは 10^{-5} (cm/s)として初期の圧力水頭を変化させて定水位透水試験の数値解析を行った。その他の物性値はA.Table 3.1、A.Table 3.2と同じである。この解析結果をA.Fig. 3.1、A.Fig. 3.2に示す。実際に行った試験の経時的流量よりも解析結果の経時的流量のほうが少ない。2~3倍の違いである。この違った原因を考えてみる。鉛直方向の透水係数と不飽和浸透特性は、A.Fig. 3.3、A.Fig. 3.4に示すように定水位透水試験の流入流量にはほとんど影響がない。だから、この違いがおきるのは、グラフをマッチングさせマッチングポイントを定める時におこったものと考えられる。マッチングをより精度よくするには、試験初期のデータが必要である。特に、G.L.-30cmの場合は、試験初期の給水がおいつかなく、流量データ

タがばらつき、定常に近い値からしか計測できなかつたので、大きく差ができたと考えられる。そのために、試験初期のデータを確実に計測するためには、予備実験が必要である。定水位透水試験の流入流量は、水平方向の透水係数が 10^{-3} (cm/s)と 10^{-4} (cm/s)とでは約10倍異なる。そこで、原位置で試験をする前に、あらかじめどの程度の流入量なのかを調べて、そして、その場に適したマリオットシステムの給水タンクを用意する。さらに、給水タンクの断面積はできるだけ小さくし、ホースの太さもかえる必要がある。そうすることにより、定水位透水試験の初期の値のデータが計測できる。そして、マッチングが精度よく行うことができると考えられる。

このほかに、原位置試験での問題点は、鉛直方向の透水係数を求めるためスタンダードパイプをセットする鋼管を打ち込む時に、ぐらついたりしてまっすぐには入りにくい。このために、試験時に鋼管に沿って水が流れてしまう。透水性のよい地盤では影響が小さいが、透水性の悪い地盤では影響が大きくなる。だから、钢管を打ち込むのには、細心の注意が必要である。また、定水位、変水位試験のどちらの試験においても、試験の後半に透水性が少し悪くなつた。これは、細粒分が試験終了時にオーガ孔の底に堆積していたことから考えると、細粒分による目詰まりが起こっているものと思われる。そのため、試験初期のデータがより大切である。

室内試験について、まず試料の採取する場所であるが、水平方向はオーガ孔の側面から採取している。しかし、鉛直方向の試料の採取する場所は、オーガ孔の底から採取するのが最もよいと考えられるが、実際はオーガ孔の周辺から採取した。実際の地盤においては、場所によって構造が異なつてゐる。そのため、もう少し多めの試料の採取が必要であったと考えられる。また、試験に使用した試料の中には、表面に多くの礫が現れたり、木の根が含まれていた。このために、チューブと試料とが完全に密着していたかどうかが疑問である。

つぎに、数値解析により標準曲線を求める場合において、水平方向の透水係数を算定を行う標準曲線は、データの蓄積が可能である。一方、鉛直方向の透水係数を求める標準曲線においては、変水位透水試験を行う場合には、毎回原位置試験ごとに標準曲線を求めなくてはならない。しかし、定水位透水試験を行う場合には、水頭を固定すれば（本研究では $h_0=100\text{cm}$ ）A.Table 3.6を用いればよい。

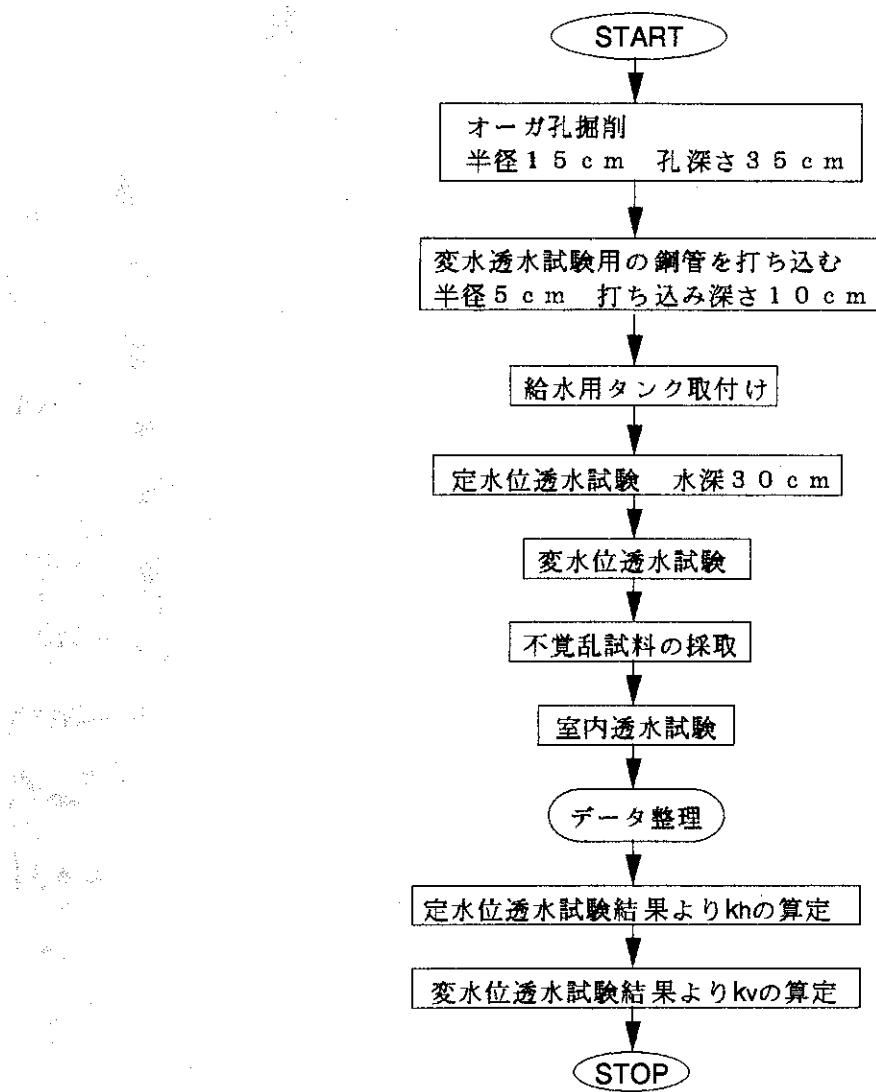


Fig.3.12 Flowchart.

4. 4 結論

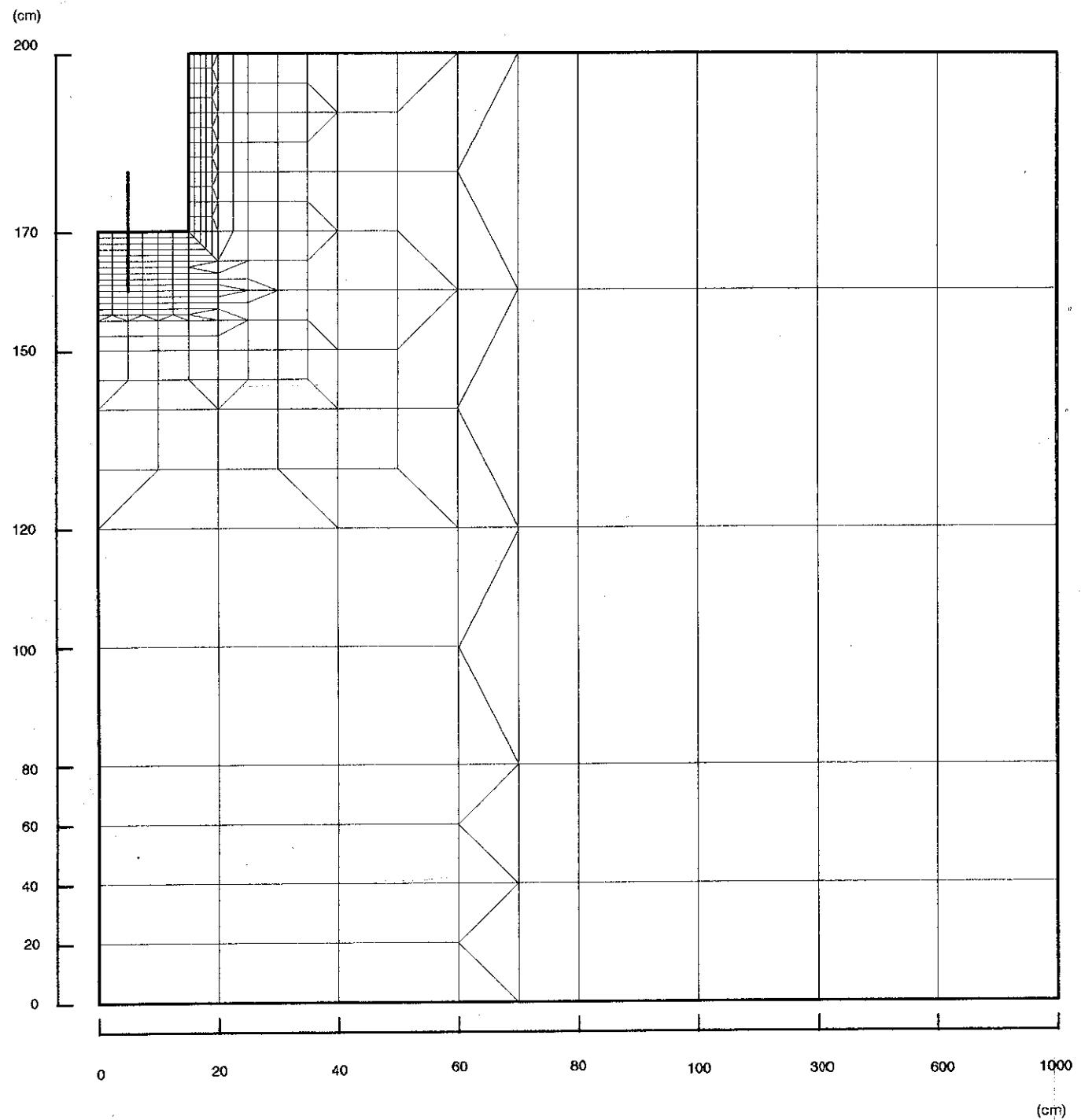
本研究では、原位置において異方性地盤の透水係数の算定する試験方法を提案した。オーガ孔を用いて、水平方向の透水係数は水位30cmの定水位透水試験でのオーガ孔全体からの流入流量の経時的変化より、また、鉛直方向の透水係数は、水位30cmの定水位透水試験終了後、オーガ孔底に鋼管を打ち込みスタンダードパイプを用いて変水位透水試験もしくは、定水位透水試験によって鋼管内からの流入流量の経時的変化と、数値解析により得られた標準曲線とのカーブフィッティングにより求める。さらに、原位置において実際に試験を行なった結果、原位置試験法として妥当性がある試験法であることがわかった。以下に、本研究の内容、結果を総括し、本研究の結論とする。

- 1)異方性地盤の水平方向の透水係数と鉛直方向の透水係数を、オーガ孔を利用し、数値解析で求められた標準曲線と流入流量とのカーブフィッティングすることにより求める方法を提案した。
- 2)従来の試験法では、定常法がほとんどであるため、透水性の低い地盤では試験時間が長くかかったが、カーブフィッティングを行うことにより非定常で求めることができ、比較的短時間で異方性の透水係数を求めることが可能であることを実験より実証した。
- 3)鋼管の内側からの流入量には、水位30cmの定水位透水試験を行った後であれば、不飽和浸透特性のパラメータである α 、 n の値、初期のサクションの影響は小さく、鉛直方向の透水係数によって決まるため、鉛直透水試験より低透水性の場の鉛直方向の透水係数が求まることがわかった。
- 4)本試験法の妥当性を検証するため、試験を行った現場での異なる方向の不攪乱試料を採取し、その室内透水試験を行った。その結果本試験がきわめて有効であることがわかった。

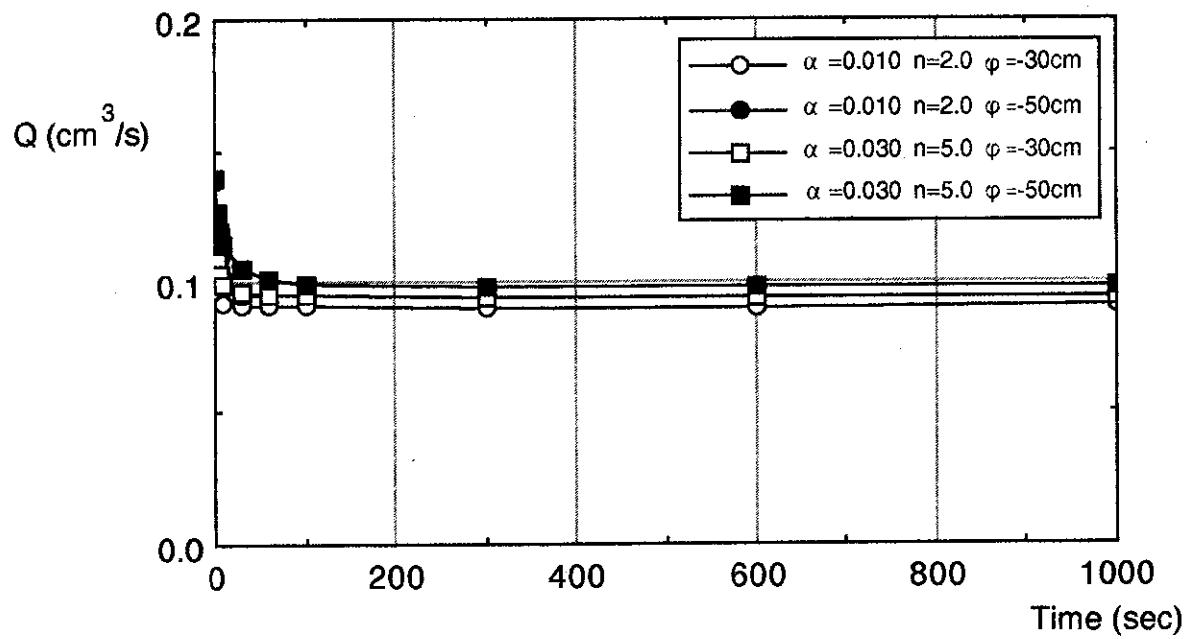
参考文献

- 1) 京都大学土木会誌： 土質便覧， 山海堂， pp. 210～230, 1963.
- 2) Hermann Bouwer: GROUNDWATER HYDROLOGY, McGraw-Hill Inc., pp. 129～130, 1978.
- 3) 土質工学会編： 土質調査法， 土質工学会， pp. 371, 1985.
- 4) 西垣 誠、角田成昭： 原位置における不飽和領域の透水試験法に関する考察，
土木学会第45回年次学術講演会， pp. 838～839, 1990.
- 5) 松本徳久、山口嘉一： 異方性地盤における原位置透水試験方法に関する研究，
土木研究所資料， No. 2373, 1984.
- 6) 西垣 誠： 室内透水試験における諸問題， 地下水と井戸とポンプ， 27巻8号，
pp. 14～28, 1985.

付 錄

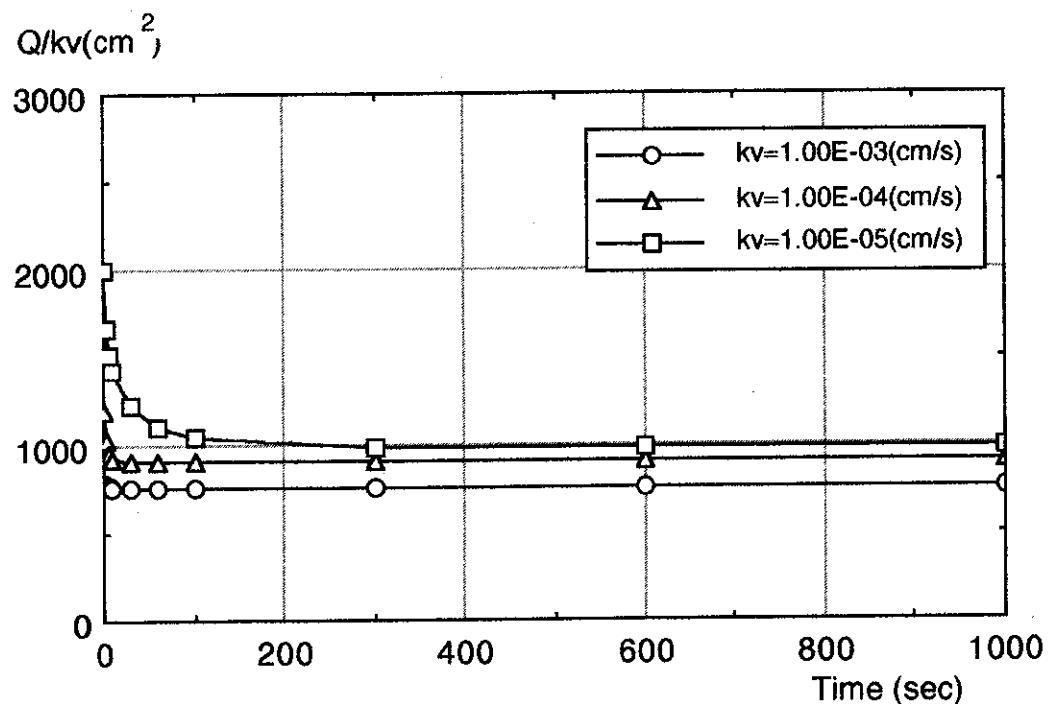


A.Fig. 2.1 Finite element division for auger method.



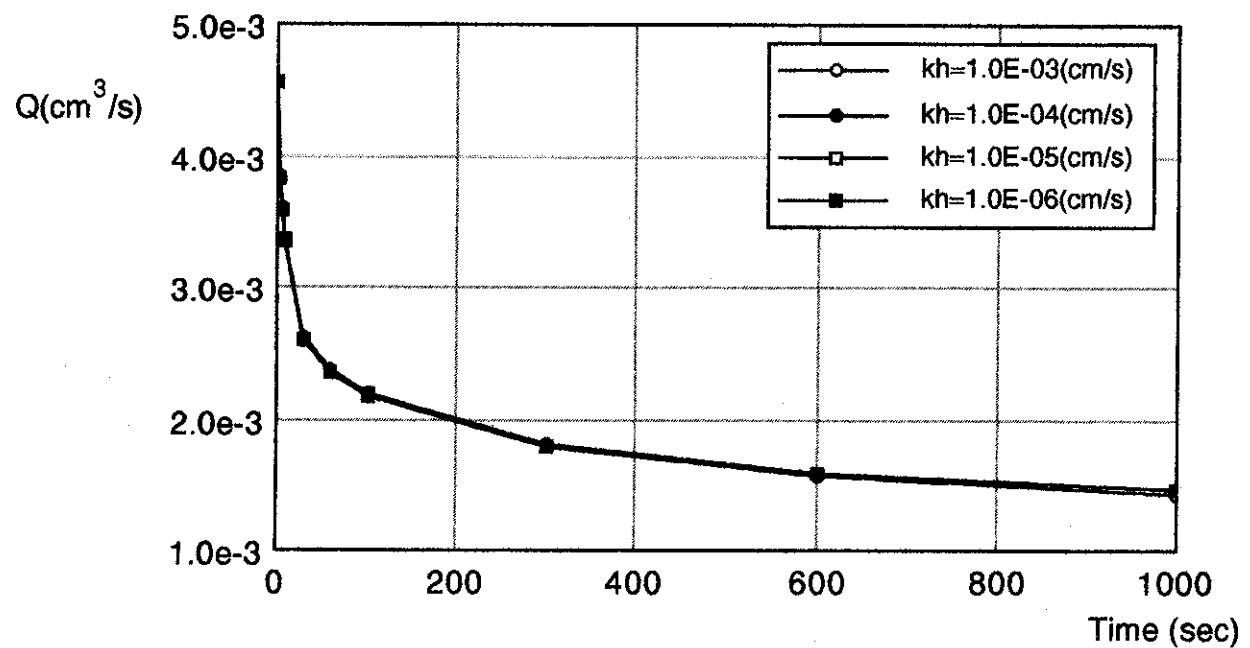
A.Fig.2.2 Relation between Q and time

$$kh=1.00E-03(\text{cm/s}) \quad kv=1.00E-04(\text{cm/s})$$



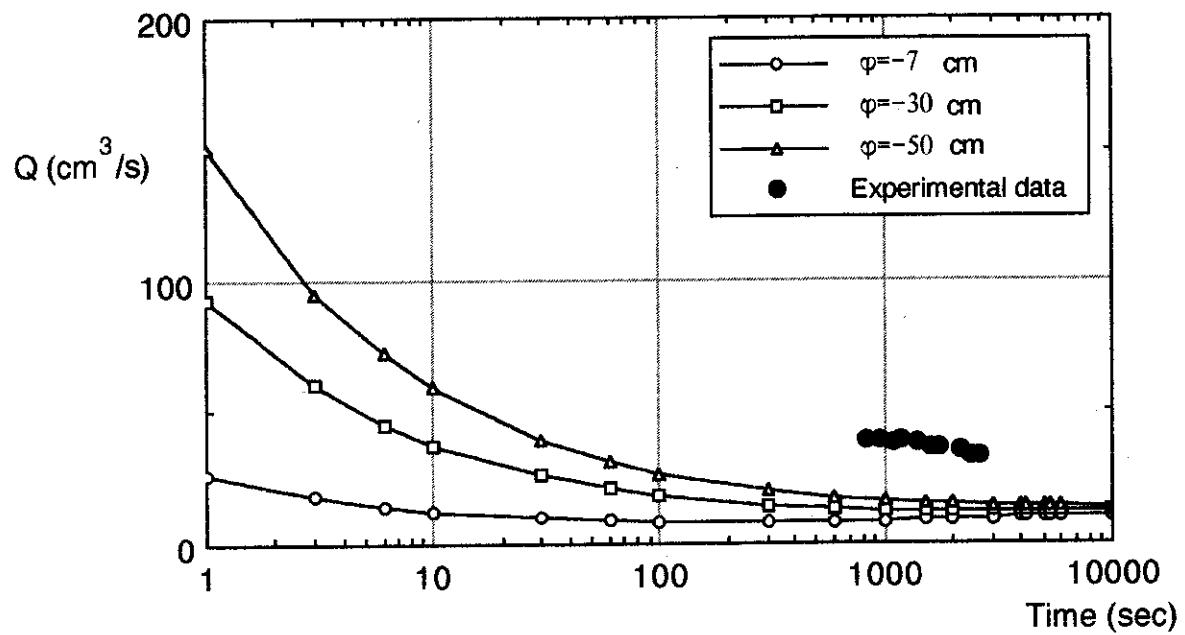
A. Fig. 2.3 Relation between Q/kv and time

$$kh=1.00E-03(\text{cm/s})$$

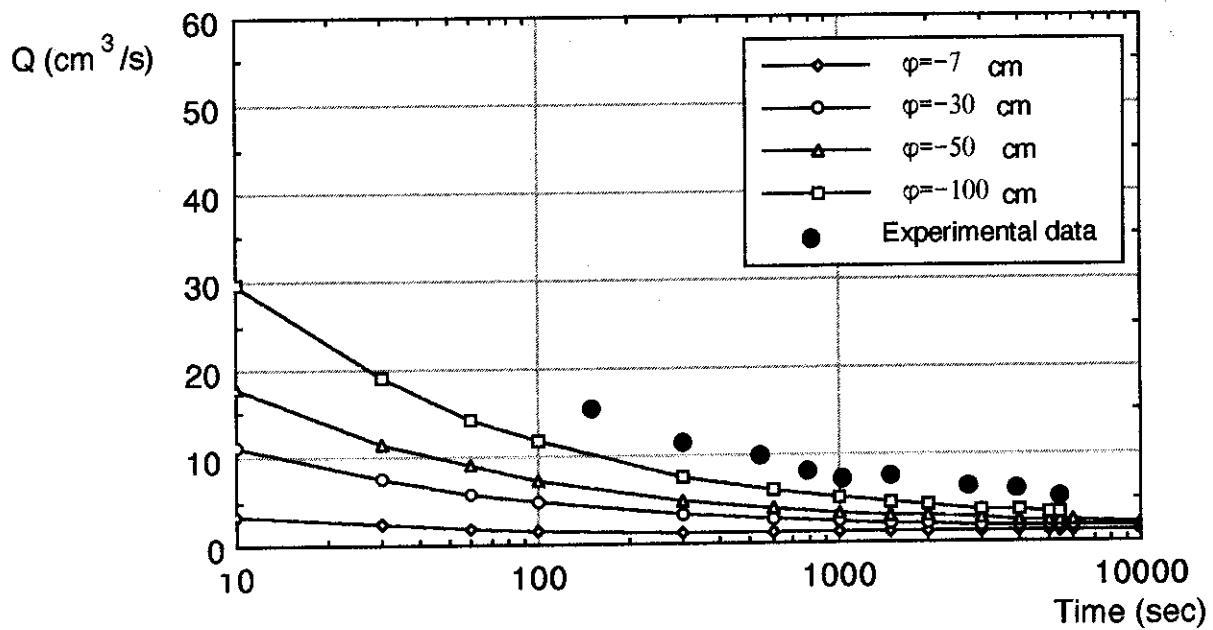


A. Fig. 2.4 Relation between Q and time.

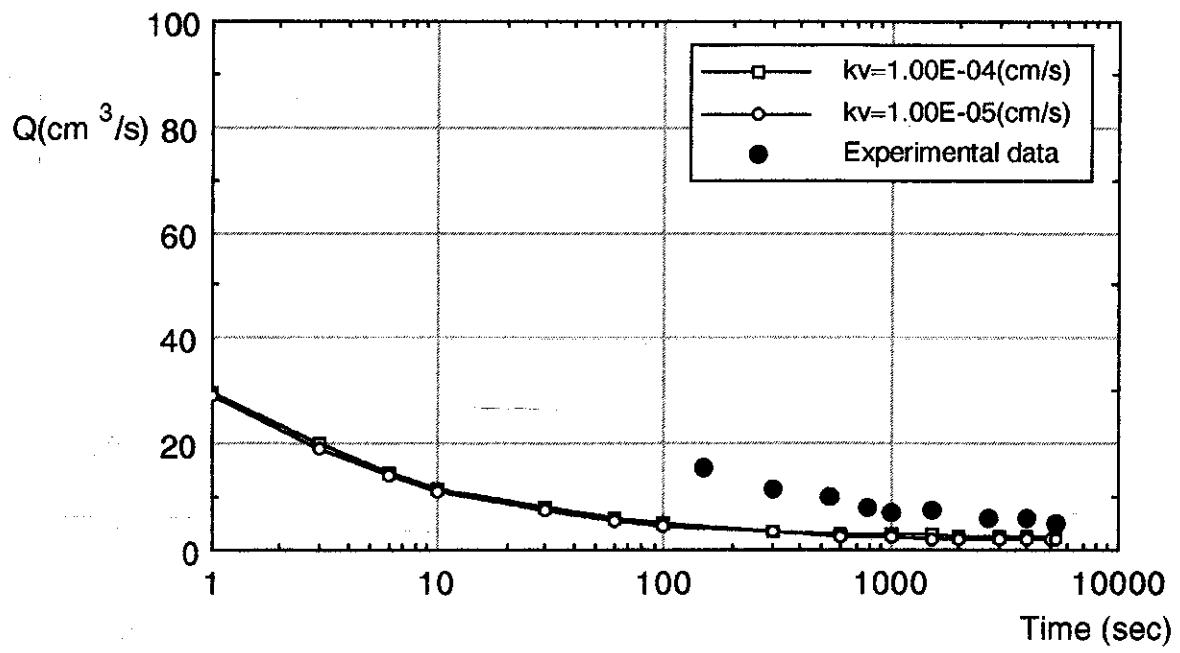
$kv=1.00\text{E}-06(\text{cm/s})$



A. Fig. 3.1 Relation between Q and time
 $\text{G.L.}=30\text{cm}$ $kh=2.46\text{E}-03(\text{cm/s})$
 $kv=1.92\text{E}-04 (\text{cm/s})$

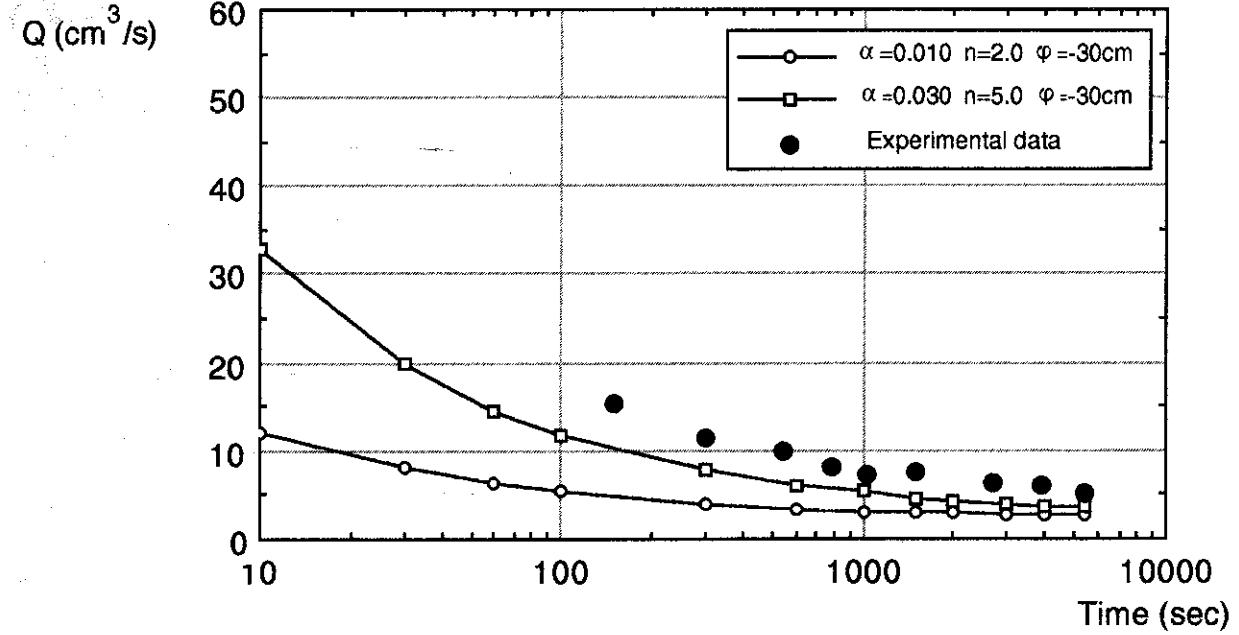


A. Fig. 3.2 Relation between Q and Time
 $\text{G.L.}=50\text{cm}$ $kh=3.57\text{E}-4 (\text{cm/s})$
 $kv=1.00\text{E}-4 (\text{cm/s})$



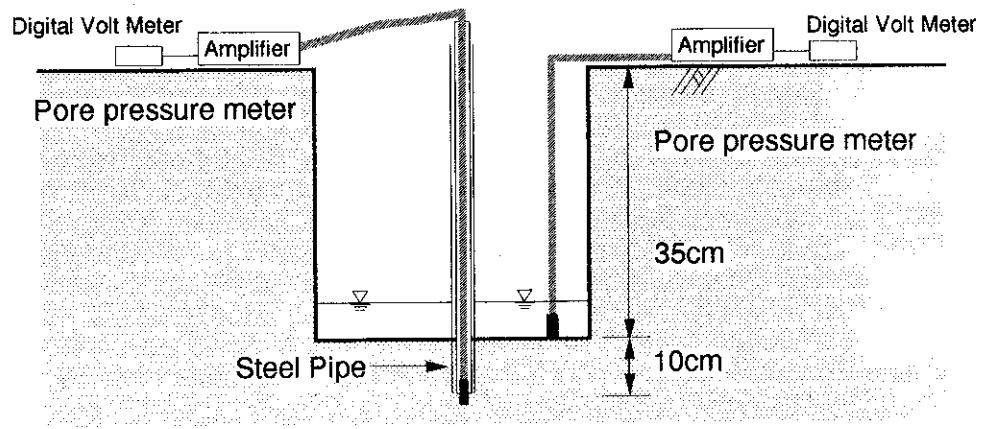
A. Fig. 3.3 Relation between Q and time.

G.L.-50cm $kh=3.57\text{E}-04(\text{cm/s})$ $\alpha=0.010$ $n=2.0$



A. Fig. 3.4 Relation between Q and time.

G.L.-50cm $kh=3.57\text{E}-04(\text{cm/s})$ $kv=1.00\text{E}-04(\text{cm/s})$



A.Fig. 3.5 Pore water pressure test.

A.Table2.1 Input data.

Volumetric moisture content	Residual water content	van G parameter		permeability(cm/s)		Initial pressure head(cm)
		α	n	Horizontal	Vertical	
0.38	0.0	0.010	2.0	1.00E-03	1.00E-04	-30
0.38	0.0	0.010	2.0	1.00E-03	1.00E-04	-50
0.38	0.0	0.030	5.0	1.00E-03	1.00E-04	-30
0.38	0.0	0.030	5.0	1.00E-03	1.00E-04	-50

A.Table2.2 Input data.

Volumetric moisture content	Residual water content	van G parameter		permeability(cm/s)		Initial pressure head (cm)
		α	n	Horizontal	Vertical	
0.38	0.0	0.010	2.0	1.00E-03	1.00E-03	-30
0.38	0.0	0.010	2.0	1.00E-03	1.00E-04	-30
0.38	0.0	0.010	2.0	1.00E-03	1.00E-05	-30

A.Table2.3 Input data.

Volumetric moisture content	Residual water content	van G parameter		permeability(cm/s)		Initial pressure head (cm)
		α	n	Horizontal	Vertical	
0.38	0.0	0.010	2.0	1.00E-03	1.00E-06	-30
0.38	0.0	0.010	2.0	1.00E-04	1.00E-06	-30
0.38	0.0	0.010	2.0	1.00E-05	1.00E-06	-30
0.38	0.0	0.010	2.0	1.00E-06	1.00E-06	-30

A.Table3.1 Input data G.L.-30cm.

Volumetric moisture content	Residual water content	van G parameter		Initial pressure head (cm)
		α	n	
0.39	0.0	0.010	2.0	-30

A.Table3.2 Input data G.L.-50cm.

Volumetric moisture content	Residual water content	van G parameter		Initial pressure head (cm)
		α	n	
0.38	0.0	0.010	2.0	-30

A.Table3.3 Analysis data and experimental data (Fig. 3.7).

Standard curve data (kh=1E-3cm/s, ro=15cm,h=30cm)		Experimental data G.L.-30cm (ro=15cm,h=30cm)	
Time x kh (cm)	Q/(kh x ro x h)	Time (sec)	Q/(ro x h) (cm/s)
0.001	3.310E+2	840	8.6965E-2
0.003	2.292E+2	960	8.6965E-2
0.006	1.690E+2	1080	8.4582E-2
0.01	1.356E+2	1200	8.7131E-2
0.03	9.161E+1	1380	8.5773E-2
0.06	7.038E+1	1620	8.1008E-2
0.1	6.041E+1	1740	7.9817E-2
0.3	4.454E+1	2160	7.9221E-2
0.6	3.858E+1	2400	7.3860E-2
1	3.608E+1	2640	7.4961E-2
2	3.302E+1		
4	3.138E+1		
7	3.064E+1		
11	3.036E+1		
31	3.036E+1		
61	3.034E+1		
101	3.020E+1		
301	2.952E+1		
601	2.910E+1		
1001	2.892E+1		

A.Table 3.4 Analysis data and experimental data (Fig. 3.8).

Standard curve data (kh=1E-3cm/s, ro=15cm,h=30cm)		Experimental data G.L.-50cm (ro=15cm,h=30cm)	
Time x kh (cm)	Q/(kh x ro x h)	Time (sec)	Q/(ro x h) (cm/s)
0.001	3.310E+2	150	3.4177E-2
0.003	2.292E+2	300	2.5741E-2
0.006	1.690E+2	540	2.2360E-2
0.01	1.356E+2	780	1.7869E-2
0.03	9.161E+1	1020	1.6088E-2
0.06	7.038E+1	1500	1.6634E-2
0.1	6.041E+1	2700	1.3816E-2
0.3	4.454E+1	3900	1.3234E-2
0.6	3.858E+1	5400	1.1235E-2
1	3.608E+1		
2	3.302E+1		
4	3.138E+1		
7	3.064E+1		
11	3.036E+1		
31	3.036E+1		
61	3.034E+1		
101	3.020E+1		
301	2.952E+1		
601	2.910E+1		
1001	2.892E+1		

A.Table 3.5 Analysis data and experimental data (Fig.3.9).

Standard curve data (kh=2.46E-3cm/s)		Experimental data (kh=2.46E-3cm/s)	
Time(sec)	Q/kv(cm)	Time(sec)	Q(cm /s)
1.0	1.8854E+03	4.7	2.47546
3.0	1.6167E+03	14.2	2.24308
9.2	1.3643E+03	24.0	2.33539
13.0	1.2817E+03	34.1	2.19961
19.3	1.1934E+03	45.6	1.81165
29.0	1.0814E+03	59.0	1.58852
39.3	9.7752E+02	71.3	2.2837
51.9	8.8387E+02	71.2	2.01778
66.2	7.9512E+02	93.0	2.00176
66.6	1.8280E+03	105.2	1.72492
68.5	1.3160E+03	119.7	1.44219
72.0	1.2414E+03	136.6	1.26111
76.1	1.1940E+03	150.8	2.19324
87.3	1.0986E+03	161.1	2.1681
98.7	1.0110E+03	172.1	1.98774
111.8	9.2871E+02	184.0	1.84553
127.6	8.4857E+02	197.1	1.62143
145.6	7.6949E+02	211.8	1.48657
145.8	2.0551E+03	224.7	2.18269
147.0	1.3338E+03	235.7	2.31161
150.0	1.2212E+03	245.4	1.95353
155.9	1.1574E+03	257.5	1.80302
166.4	1.0714E+03	270.8	1.62491
177.8	9.9176E+02	285.5	1.47883
190.1	9.1429E+02	298.8	2.04137
204.1	8.3830E+02	310.8	1.74481
219.4	7.6247E+02	324.2	1.65331
219.6	2.0481E+03	338.5	1.51839
221.0	1.3115E+03	354.4	1.35522
224.0	1.2110E+03	371.7	1.26322
229.8	1.1497E+03		
239.6	1.0661E+03		
251.2	9.8858E+02		
263.8	9.1232E+02		
277.8	8.3679E+02		
293.1	7.6122E+02		
293.3	2.0454E+03		
296.0	1.2456E+03		
300.0	1.1856E+03		
304.3	1.1483E+03		
317.3	1.0665E+03		
331.0	9.8873E+02		
346.0	9.1295E+02		
362.7	8.3771E+02		
380.7	7.6245E+02		

A.Table 3.6 Analysis data and experimental data (Fig.3.10).

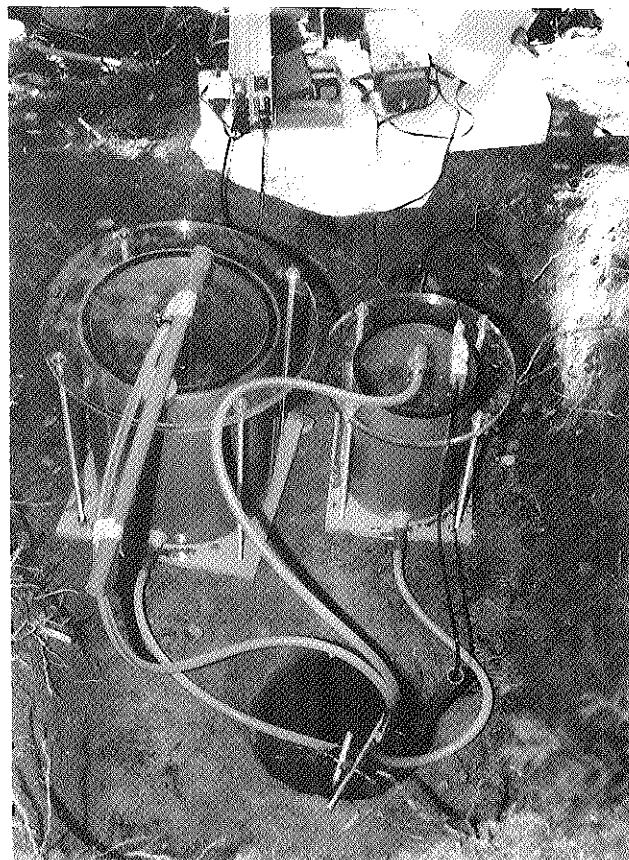
Standard curve data (kh=3.57E-4cm/s)		Experimental data (kh=3.57E-4cm/s)	
Time(sec)	Q/kv(cm)	Time(sec)	Q(cm /s)
1.0	3.417E+03	31.2	1.819E-01
3.0	2.856E+03	95.0	1.634E-01
6.0	2.666E+03	165.0	1.548E-01
10.0	2.491E+03	240.0	1.451E-01
30.0	2.009E+03	325.0	1.355E-01
62.4	1.804E+03	405.0	1.325E-01
100.0	1.670E+03	475.0	1.576E-01
131.9	1.575E+03	563.0	1.455E-01
160.0	1.520E+03	645.0	1.368E-01
205.2	1.453E+03	730.0	1.290E-01
240.0	1.410E+03	820.0	1.234E-01
283.4	1.363E+03	910.0	1.170E-01
320.0	1.328E+03	1005.0	1.437E-01
367.2	1.286E+03	1085.0	1.351E-01
400.0	1.257E+03	1172.0	1.275E-01
452.9	1.210E+03	1285.0	1.207E-01
454.0	1.982E+03	1360.0	1.147E-01
460.0	1.556E+03	1465.0	1.071E-01
475.0	1.493E+03	1515.0	1.071E-01
525.0	1.432E+03		
603.0	1.363E+03		
686.0	1.302E+03		
774.0	1.244E+03		
866.0	1.187E+03		
963.0	1.131E+03		
965.0	1.772E+03		
970.0	1.484E+03		
975.0	1.432E+03		
1000.0	1.381E+03		
1043.0	1.344E+03		
1127.0	1.286E+03		
1216.0	1.232E+03		
1310.0	1.181E+03		
1409.0	1.131E+03		
1515.0	1.082E+03		

A.Table 3.7 Analysis data and experimental data(Fig. 3.11).

Standard curve data		Experimental data	
Time(sec)	Q/kv(cm)	Time(sec)	Q(cm /s)
1	934.58	900	0.00581
3	938.75	1500	0.00498
6	940.04	2100	0.00498
10	940.43	2700	0.00374
30	939.96	3300	0.00312
60	939.43	3900	0.00312
100	938.18	4800	0.00332
300	932.79	5400	0.00312
600	928.46	6000	0.00312
1000	922.82	6600	0.00312
3000	911.37		
6000	908.87		
10000	907.36		

A.Table 3.8 Pore pressure data in site. $V=A+BX$ ($A=0.888699$, $B=72.3375$)

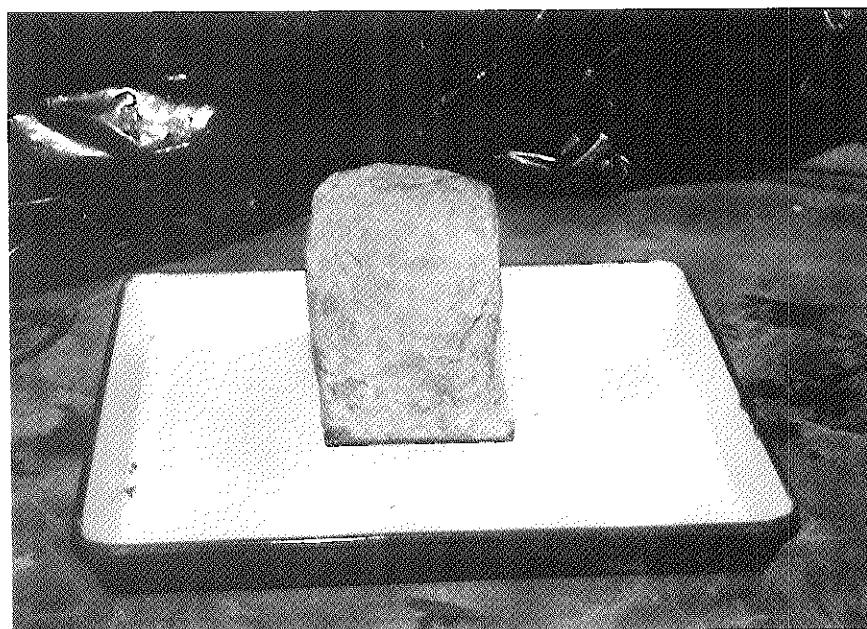
t(sec)	V(v)	h(cm)	t(sec)	V(v)	h(cm)	t(sec)	V(v)	h(cm)	t(sec)	V(v)	h(cm)
15	0.819	60.133	840	0.058	5.084	1830	-0.044	-2.323	3240	-0.091	-5.716
30	0.989	72.430	870	0.051	4.578	1860	-0.047	-2.475	3300	-0.092	-5.759
45	0.940	68.886	900	0.044	4.072	1890	-0.049	-2.627	3360	-0.093	-5.853
60	0.876	64.256	930	0.037	3.594	1920	-0.052	-2.837	3420	-0.095	-5.983
75	0.825	60.567	960	0.031	3.153	1950	-0.054	-2.981	3480	-0.096	-6.077
90	0.774	56.878	990	0.026	2.755	1980	-0.051	-2.822	3540	-0.097	-6.135
105	0.735	54.057	1020	0.021	2.437	2010	-0.055	-3.061	3600	-0.098	-6.200
120	0.700	51.525	1050	0.017	2.097	2040	-0.057	-3.206	3660	-0.099	-6.273
135	0.664	48.921	1080	0.012	1.757	2070	-0.058	-3.329	3720	-0.099	-6.302
150	0.625	46.100	1110	0.008	1.467	2100	-0.059	-3.365	3780	-0.101	-6.396
165	0.600	44.291	1140	0.004	1.156	2130	-0.061	-3.488	3840	-0.102	-6.475
180	0.570	42.121	1170	-0.003	0.708	2160	-0.063	-3.669	3900	-0.104	-6.634
210	0.514	38.070	1200	-0.004	0.636	2190	-0.064	-3.705	3960	-0.104	-6.642
240	0.468	34.743	1230	-0.007	0.404	2220	-0.064	-3.719	4020	-0.105	-6.707
270	0.423	31.487	1260	-0.010	0.158	2250	-0.064	-3.741	4080	-0.106	-6.772
300	0.381	28.449	1290	-0.013	-0.016	2280	-0.065	-3.813	4140	-0.106	-6.743
330	0.374	27.943	1320	-0.015	-0.225	2310	-0.066	-3.886	4200	-0.106	-6.765
360	0.321	24.109	1350	-0.019	-0.450	2340	-0.068	-3.994	4260	-0.105	-6.721
390	0.290	21.867	1380	-0.021	-0.601	2370	-0.069	-4.081	4320	-0.108	-6.924
420	0.263	19.913	1410	-0.023	-0.790	2400	-0.071	-4.211			
450	0.239	18.177	1440	-0.025	-0.941	2460	-0.073	-4.356	8465	-0.108	-6.895
480	0.219	16.731	1470	-0.028	-1.137	2520	-0.074	-4.486	8520	-0.109	-6.982
510	0.197	15.139	1500	-0.030	-1.252	2580	-0.075	-4.558	8580	-0.110	-7.047
540	0.180	13.909	1530	-0.032	-1.397	2640	-0.079	-4.826	8640	-0.112	-7.228
570	0.162	12.607	1560	-0.033	-1.520	2700	-0.079	-4.840	8700	-0.112	-7.242
600	0.145	11.378	1590	-0.033	-1.527	2760	-0.081	-4.992	8760	-0.114	-7.322
630	0.131	10.365	1620	-0.036	-1.679	2820	-0.082	-5.029	8820	-0.113	-7.314
660	0.119	9.497	1650	-0.038	-1.889	2880	-0.083	-5.137	8880	-0.114	-7.379
690	0.106	8.556	1680	-0.040	-2.019	2940	-0.085	-5.224			
720	0.094	7.688	1710	-0.036	-1.694	3000	-0.086	-5.354			
750	0.085	7.037	1740	-0.037	-1.788	3060	-0.089	-5.513			
780	0.075	6.314	1770	-0.040	-2.005	3120	-0.089	-5.564			
810	0.067	5.735	1800	-0.042	-2.171	3180	-0.090	-5.643			



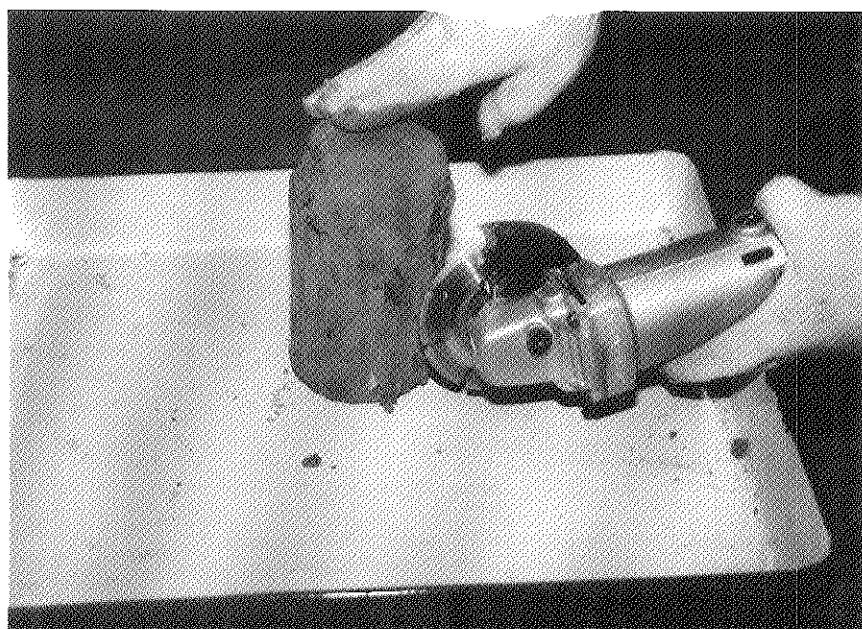
A.Photo 3.1 Constant head permeability test system.



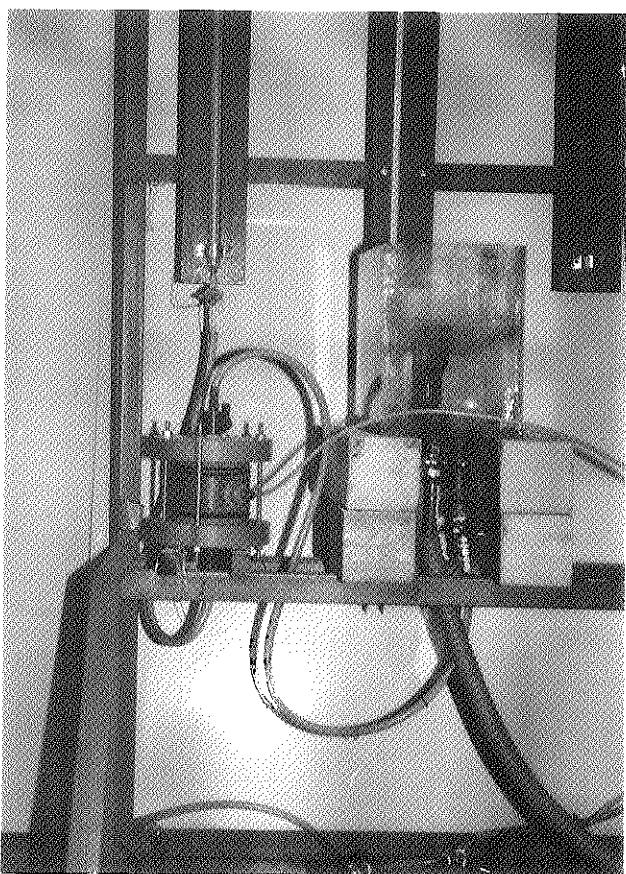
A.Photo 3.2 Falling head permeability test system.



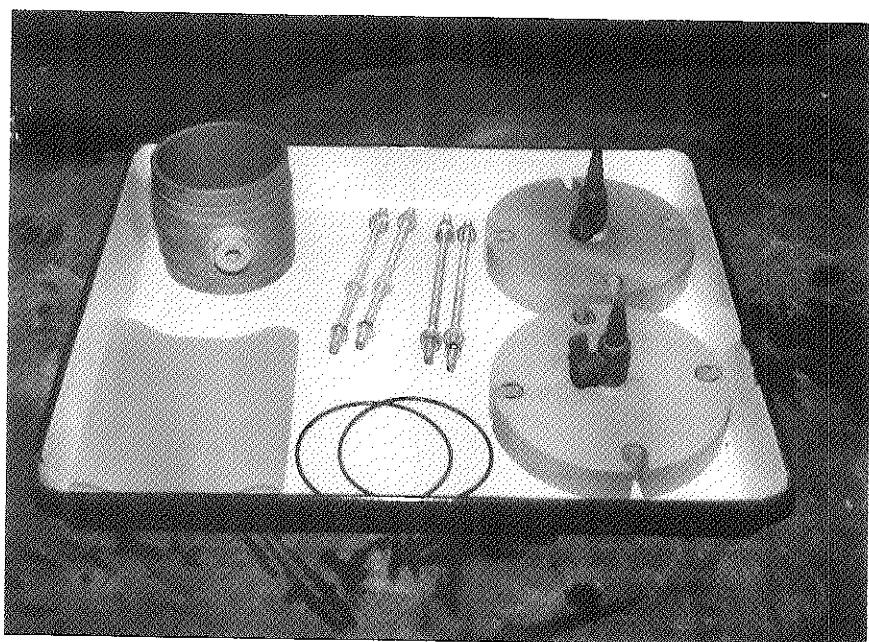
A.Photo 3.3 (a) Frozen sample.



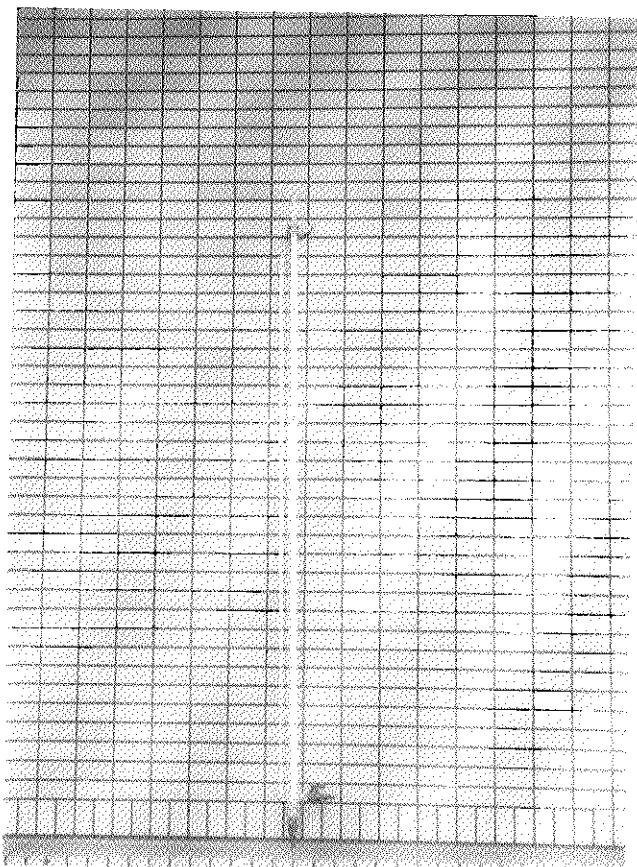
A.Photo 3.3 (b) Cut sample.



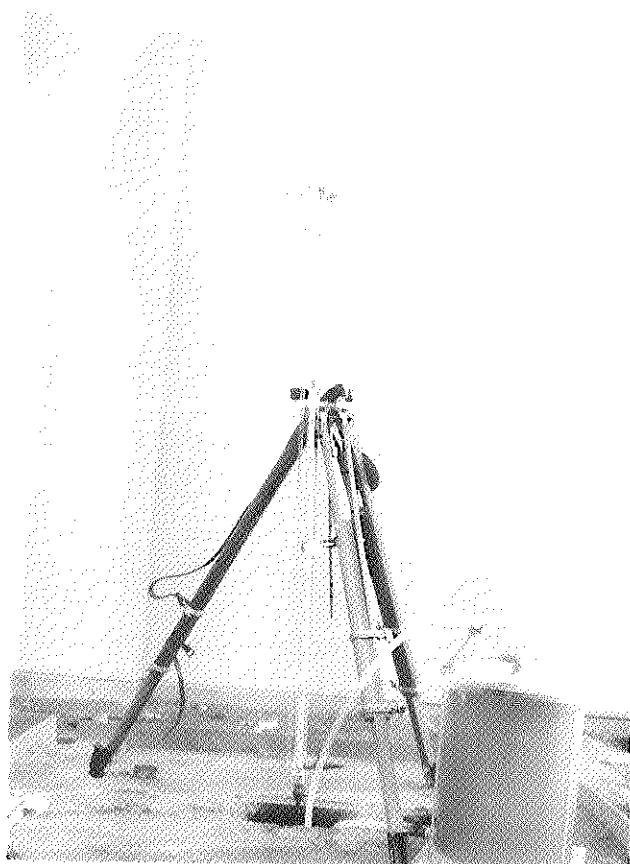
A.Photo 3.4 (a) Falling head permeability test system in laboratory.



A.Photo 3.4 (b) Schematic of mold.



A.Photo 3.5 (a) Constant head permeability test system.



A.Photo 3.5 (b) Constant head permeability test system in situ.

5. 深層水理の調査解析手法に関する研究

5. 1 はじめに

前年度に引き続き、複数坑井、非定常型坑井テストによる空間的物性分布の定量化技術である”ウエルテストトモグラフィー”の基礎的研究成果につき報告する。

ここでは、特にパルステストを主体とするウエルテストを使い、岩盤の透水性分布を逆解析するための数値手法の開発と、それによる各種数値実験の結果につき詳述する。

5. 2 ウエルテストトモグラフィーの特徴および位置づけ

ウエルテストトモグラフィーは、対象領域に置かれた複数坑井で得られる多点非定常圧力情報を有効に利用し、岩盤水理特性分布を数値解析手法により描き出そうとするものである。

従来、坑井周辺の岩盤水理物性を知るために非定常型、定常型坑井テストが行われ、その解釈は解析解を基本として行われてきた。しかし、岩盤の透水性の分布は、岩盤自体の不均質性あるいは地質的不連続面等による異方性によって空間的に複雑な形を呈する場合が多く、領域の均質性と特殊な境界条件を要求する解析解による解釈は解析者にとって大きな不安要素である。特に、ダムの基礎岩盤や地下空洞周辺岩盤などのように、岩盤中の透水性の分布のコントラスト、あるいは高透水ゾーンの連続性が問題となる場合には、その度合をある程度定量的につかむことが要求される。これに応えるように、コンピュータの発達と相まって各種のジオトモグラフィー（弾性波トモグラフィー、レーダートモグラフィー、比抵抗トモグラフィー等）が考えられ、計測に供されるようになってきた。

ここでいう”ウエルテストトモグラフィー”は、従来型のウエルテストや上記のジオトモグラフィーとは相補的であり、図-5-1の様な関係にあると考えられる。この技術のメリットは、大きくは以下の二点にまとめられよう。

(a) 岩盤の水理特性、特に浸透率を直接定量化すること

弾性波、電磁波、電流などを使うトモグラフィーでは水理特性を間接的な

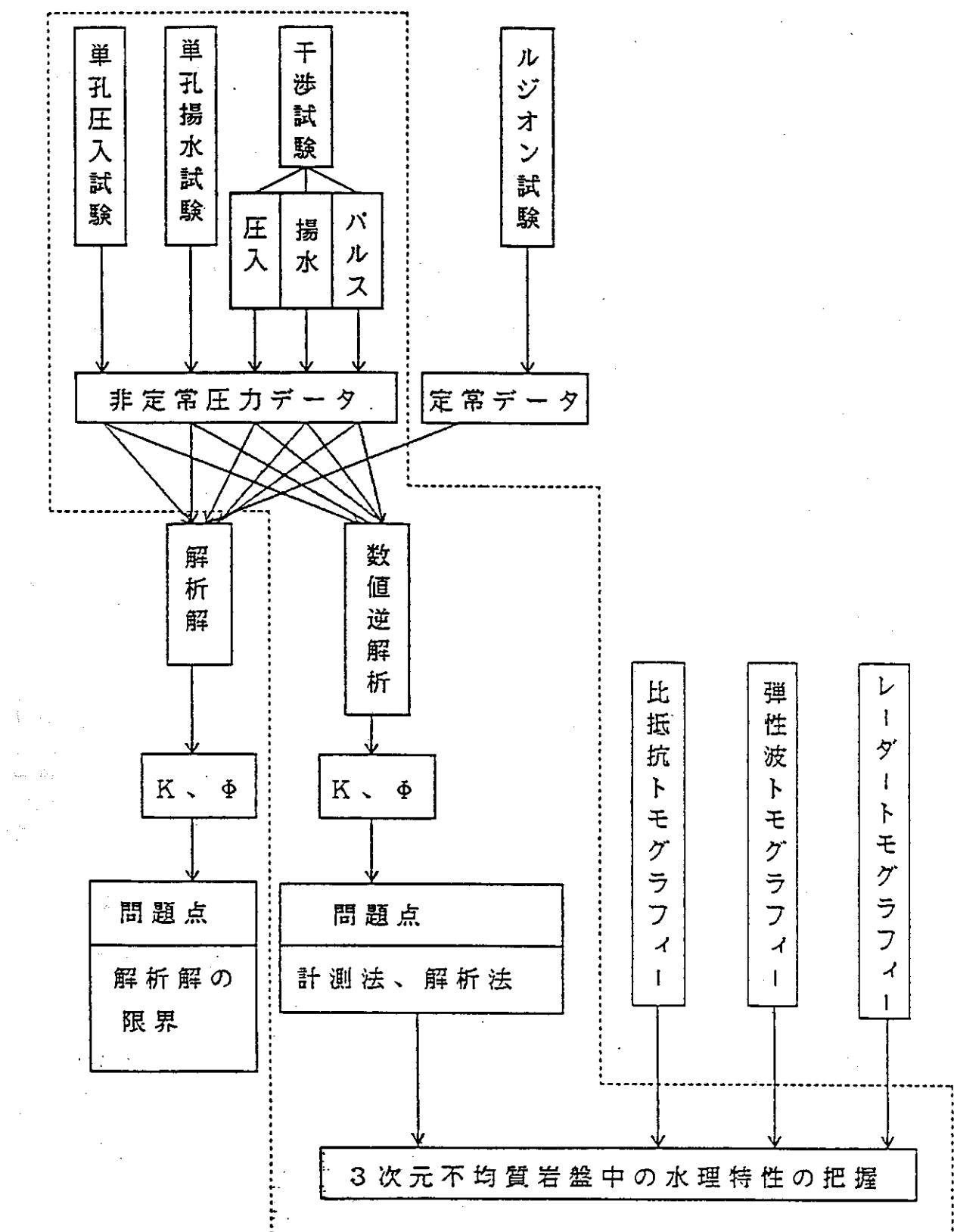


図-5-1 各種坑井試験におけるウェルテスト・トモグラフィーの位置付

方法で推定する必要が生じるが、間隙流体の圧力変化を使うウエルテストトモグラフィーでは、直接目的量を導き出せるメリットがある。

- (b) 圧力の動的变化を取り扱うため、多数の空間観測点を必要としないこと
他のトモグラフィーでは空間にかなり密の観測点を配置し、十分な波線を確保する必要があるが、この技術では、時間軸方向のデータを使うことで観測点数（孔数）を疎にできる可能性がある。

これに対し、ウエルテストトモグラフィーの実用化に当たっては、次のような困難を解決する必要がある。

(c) 圧入・計測システムの開発

従来型のウエルテスト機器とは異なり、多連式のパッカー、圧力計を装備したウエルテスト機器が複数孔分必要となり、かつ圧入井では流量或は圧力コントロールの出来る圧入装置が必要となる。尚、その詳細については参考文献9)を参照いただきたい。

(d) 実用的な規模での数値逆解析法の確立

時間軸方向のデータを使うことは、上記したようなメリットともなり、解析上のデメリットともなる。非定常データは空間の豊富な情報を載せているが、数値逆解析上は、計算量の大幅な増加は避けられない。幸い、近年のコンピュータの速度・容量の増大と値下がりは、井戸掘削の費用よりも遙かに低廉にかつ短時間に、この種の逆解析を可能としそうである。

(e) 計測方法の確立

圧入に伴う圧力変化は、一般的に、弾性波などのように遠くまで伝播しにくい。岩盤が飽和しており、透水性も高いときには、短時間である程度遠く（数10 m）まで変化が観測できるが、低透水岩盤、不飽和岩盤、自由地下水水面付近の岩盤などでは、十分な探査深度を持たない恐れがある。そのような場合、どの様な形の圧入を、どの様な孔配置で、どの程度の時間行うかの基準を作成する必要がある。

以上、ウエルテストトモグラフィーの長短所を述べたが、次節以降に、上記(d)を中心として、実用的な規模での数値逆解析法の確立へ向けた試みを紹介する。

5. 3 数値解析手法について

地盤中の非定常的な地下水流动は、ダルシー則と連続の式より導かれる支配方程式(5-1)によって表される。

$$\nabla \frac{K}{\mu B} (\nabla P - \gamma \nabla D) - q = \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\phi}{B} \right) \quad \dots \dots \dots \quad (5-1)$$

ここで、 μ : 流体の粘性係数 [$ML^{-1}T^{-1}$]

K: 浸透率 [L^2] B: 流体の容積係数 [-]

P: 圧力 [ML⁻¹T⁻²] γ : 流体のカラム密度 [ML⁻²T⁻²]

D: 深度 [L] q: 注入・生産量 [T^{-1}]

t : 時間 [T] ϕ : 地盤の間隙率 [-]

である。一般的に行われている順解析は、(5-1)式における浸透率Kや孔隙率 ϕ を既知と仮定し、空間的な圧力分布Pを経時的に求めるものである。一方、ここで言う逆解析とは、与えられた多数の点の圧力経時データP(x_i, t)から空間的な水理特性分布K(x_i), $\phi(x_i)$ を数値的に再構成することである。今回は、簡単のために、孔隙率 ϕ を既知としたモデルで未知の3次元的な浸透率分布Kを求める方法について取り扱う。

ここでは、求めるパラメータとして、差分法における各差分格子の浸透率ではなく、図-5-2に示すように隣接する差分格子間の浸透率、すなわち隣接する差分格子の浸透率の調和平均値とした。これは、格子間の浸透率を用いる方が、格子の浸透率を求める場合に比べ、未知数の個数は増加するが、支配方程式の展開式としてはより線形に近くなることと、空間的異方性を十分考慮するためである。

逆解析の流れを図-5-3に示す。解析法としては、準ニュートン法を用いた非線形最小2乗法を適用し、順解析を組み込んだ逆解析プログラムを作成して計算を行っている。

具体的には、(5-1)式を拘束条件として、(5-2)式の目的関数 J を最小にする浸透率分布 K を、(5-3)式のように初期推定浸透率 K_0 からの逐次修正により求める。

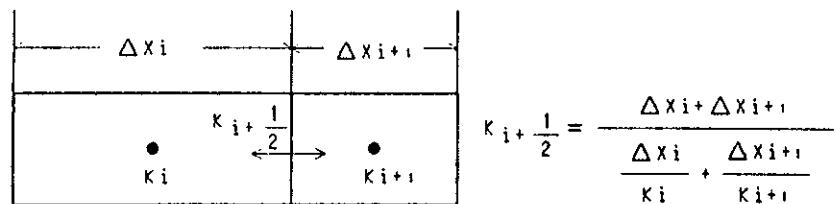


図-5-2 調和平均による格子間浸透率

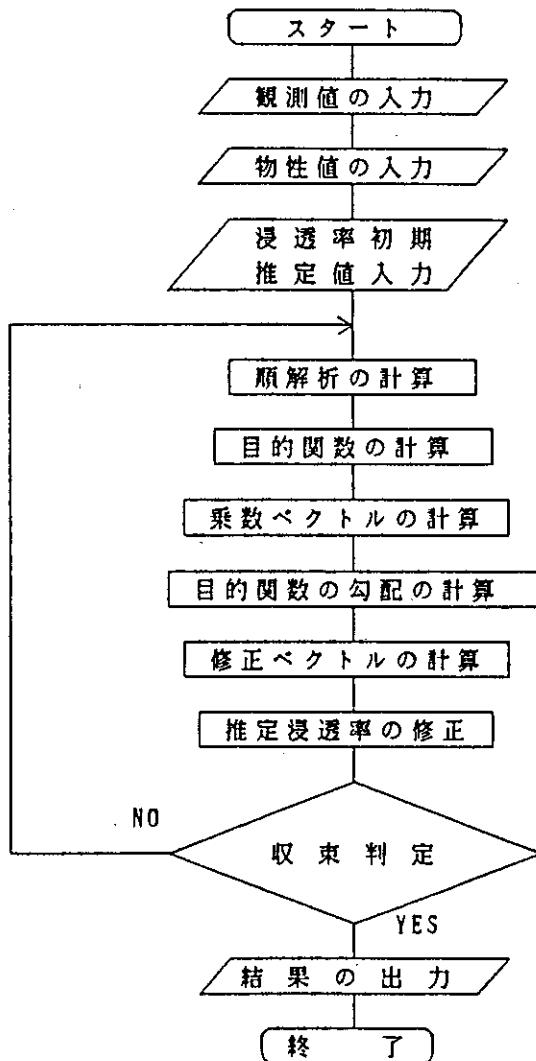


図-5-3 逆解析アルゴリズムのフローチャート

ものである。

$$J = \int_{t_0}^{t_f} \sum W_{ob} \{ P(x_i, t) - P_{ob}(x_i, t) \}^2 dt \quad \dots \dots \dots \quad (5-2)$$

ここで、W_{ob}: 観測値の重み P: 計算による圧力

P_{ob}: 観測による圧力値 K_k: 各反復段階での浸透率

△Kk: 浸透率の修正ベクトル

である。準ニュートン法では、一般に、反復計算における修正ベクトル ΔK_k の方向ベクトル S_k を、目的関数の勾配 $d J_k$ と、ヘッセ行列の逆行列を J の 2 階微分を計算せずに、近似した H_k から求め（(5-4)式）、次いで直線探索により ΔK_k ($= \alpha_k \cdot S_k$) を決定する。ここでは、近似ヘッセ逆行列 H_k を(5-5)式に示すように、Broyden の one-parameter 公式を用いて逐次修正している。

$$\Delta K_k = \alpha_k \cdot S_k$$

$$\mathbf{S}_k = \mathbf{H}_k \cdot d\mathbf{J}_k \quad \dots \dots \dots \quad (5-4)$$

$$H_{k+1} = H_k + \frac{\Delta K_k \Delta K_k^T}{\Delta K_k^T y_k} - \frac{H_k y_k y_k^T H_k}{y_k^T H_k y_k} + \theta v_k v_k^T$$

$$y_k = dJ_{k+1} - dJ_k$$

$$v_k = (y_k^T H_k y_k)^{1/2} (\Delta K_k / \Delta K_k^T y_k - H_k y_k / y_k^T H_k y_k) \quad \dots \dots \dots \quad (5-5)$$

ここで、 α_k : 直線探索の係数

S_k : 修正ベクトルの方向ベクトル

H_k : ヘッセ行列の逆行列

d Jk: 目的関数の勾配

である。Broyden の one-parameter 公式では、(5-5)式中の θ の値を任意にとることができ。ここでは $\theta = 0.5$ として計算を行なっている。

また、(5-6)式で表される、スケーリングファクター β_k を反復ステップ毎に H_k に乗じた上で、目的関数 J が増加する時のみ、 $\alpha_k = (1/2)^n$ ($n=0, 1, 2 \dots$) という形の粗い直線探索による α_k の計算を行っている。これにより、比較的高い収束安定性を保ちながら、直線探索に伴う順解析計算回数を最小限（反復 1 回当たり平均約 0.1 回程度）に抑えることが可能となる。

$$\beta_k = \frac{\Delta K_k^T H_k^{-1} \Delta K_k}{\Delta K_k^T v_k} \quad \dots \dots \dots \quad (5-6)$$

ここで、 $H k^{-1}$ ： ヘッセ行列である。

さらに、最適制御理論（optimal-control theory）を応用して、目的関数の勾配 dJ を算出する際の順解析計算回数を最小限の1回にとどめる手法を取り入れている。これにより、最低、パラメータ数だけの順解析が必要な数値微分による方法に比べて、計算時間を大幅に削減することができる。

最適制御理論では、支配方程式(5-1')によるPの計算に加え、新たに導入した乗数ベクトルQの方程式(5-7)を終端から逆時間に解く。(5-7)式は変分法におけるオイラーの方程式と、横断性条件から導かれたものである。この(5-7)式は、右辺の係数行列f_PがQと独立しており、線形的に解くことができるため、平均して順解析（すなわち(5-1')を解くこと）の0.3倍程度の計算量でQを算出できる。

$$\left. \begin{array}{l} \frac{\partial \mathbf{P}}{\partial t} = \mathbf{f}(t, \mathbf{P}(t), \mathbf{K}(t)) \\ \mathbf{P}(t_0) = \mathbf{P}_0 \end{array} \right\} \dots \dots \dots \dots \dots \dots \quad (5-1)$$

$$J = \int_{t_0}^{t_f} g(t, P(t), K(t)) dt \quad \dots \dots \dots \quad (5-2)'$$

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial \mathbf{Q}}{\partial t} &= -\mathbf{f}_P \cdot \mathbf{Q}(t) + \mathbf{g}_P \\ \mathbf{Q}(t_f) &= \mathbf{0} \end{aligned} \right] \quad \dots \dots \dots \dots \dots \dots \dots \quad (5-7)$$

ここで、 t_0 : 初期の時刻 t_f : 終端の時刻

Q : 乘数ベクトル $f_p: \partial f / \partial p$

g p: $\partial g / \partial P$

である。さらに、K, P, Qから、dJは(5-8)式に従って求められる。⁵⁾

ここで、 $f_{K_k} = \partial f / \partial K_k$

このように最適制御理論を応用することにより、目的関数の勾配 dJ は格子数あるいはパラメータ数にかかわらず、およそ順解析の 1.3倍の計算量で算出できる。

以上を総合すると、非線形最小2乗法の反復計算1回につき、直線探索と勾配計算を含めて、およそ順解析の1.5倍程度の計算量で、理論的には超1次の収束性を持つ逆解析を行なうことが可能である。

5. 4 一次元モデルによる逆解析数値実験

5. 4. 1 単純な不均質性をもつ一次元モデルの場合

図-5-4の様に、比較的単純な不均質部分（低浸透率部分）を孔間に有する一次元モデルを考える。モデルの大部分の浸透率は 100md ($1.0 \times 10^{-4} \text{ cm/sec}$) で、低透水性の部分は 50md である。このモデルに対し、図-5-4中に示した2箇所の試験孔（矢印部分）の一方より 1000cc/min の流量で水を注入し、ついで停止するようなウエルテスト（パルステスト）を行い、これによりモデル内に誘起される圧力変化を経時的に両孔で計測するものとし、その計測値のみからモデル内の全ての位置の浸透率を求ることを考える。

まず、注入を試験孔1で行い、両孔の圧力計測値を用いた場合の逆解析結果を図-5-5に示す。ここで、全ての格子の浸透率の初期推定値は、試験孔付近の値である 100md を用いた。図に示されているように、低透水性領域の位置及び透水性に関しては、ほぼモデルの値を再現することが可能であるが、低透水性領域よりも受信孔に近い部分の浸透率に関しては再現性が悪い。これは、浸透経路中の低透水性部分での圧力減衰により、受信孔側の領域の圧力変化が小さくなるためと考えられる。

そこで、試験孔1に加えて試験孔2も注入井として用い、データを増加させた場合の解析結果を図-5-6に示す。図に示されるように、低透水性領域の位置・浸透率ともによく再現され、空間情報をのせたデータの増加が、解析精度に非常に大きな影響を与えることが理解される。

5. 4. 2 複雑な不均質性をもつ一次元モデルの場合

ここでは、図-5-7に示す様に、孔間に低浸透率部分が3箇所あるような1次元モデルを使い、このようなモデルの浸透率分布が、2孔のデータのみから逆解析可能か否か、という点、及びウエルテスト形態が再現性に与える影響を考察する。

ウエルテスト形態としては、図-5-8の様に圧入を行ったケース（2サイクルパルステスト）と、図-5-9の様に、定流量注水試験（パルス回数が1／2サイクル

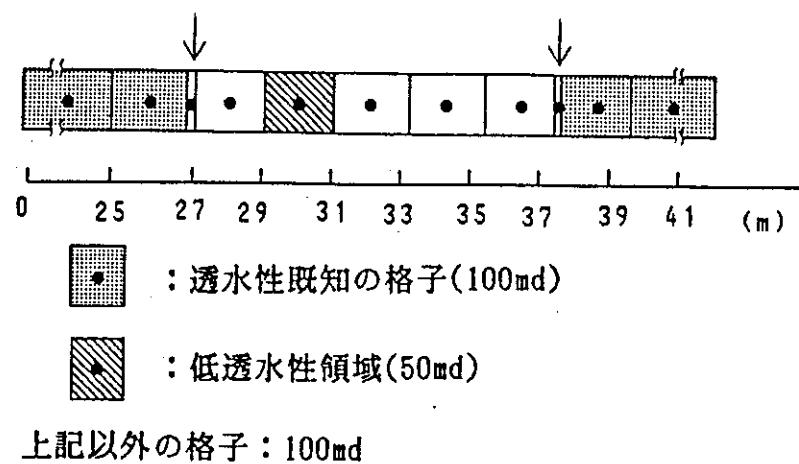


図-5-4 逆解析モデル図1

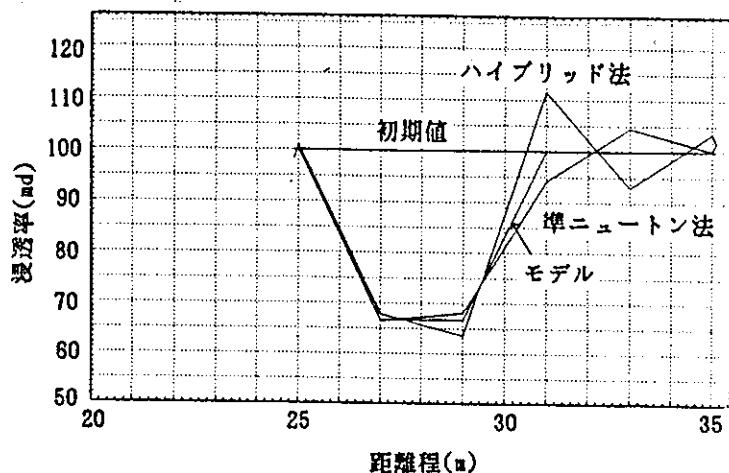


図-5-5 試験孔1のみを発信孔とした場合の逆解析結果

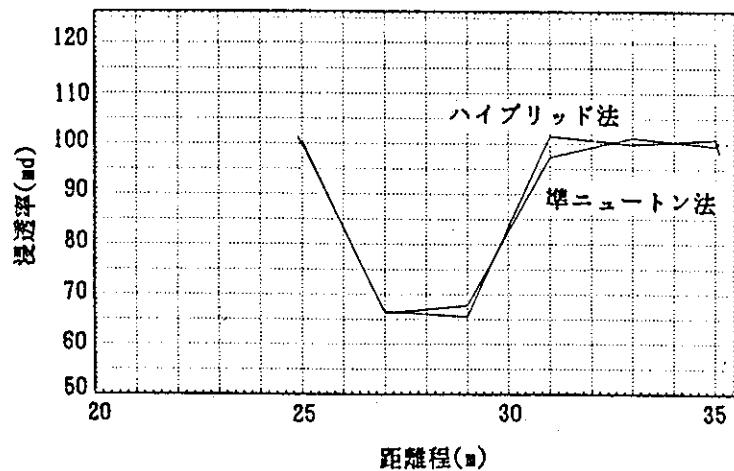


図-5-6 試験孔1,2を発信孔とした場合の逆解析結果

の試験)として、一方の試験孔から常に 1000 cc/min の流量の水を注入するケースとを取り上げる。ただし、定流量注水試験においても、発信孔・受信孔両方の圧力データを利用し、さらに発信孔と受信孔の交換も行ない、2サイクルパルステストと同一のデータ量で比較する。具体的には、図に示された 240秒間の圧力変化(サンプルタイム 6秒、160データ、(1D-4))及びそれと同等数の注入試験データ(サンプルタイム 60秒、観測時間 2400秒)を用いて、逆解析を行った。尚、初期推定値は前節同様 100 md とした。

各ケースの解析結果を図-5-10 に示す。パルス試験および定流量注水試験(観測時間 240秒、160データ)の場合は、何れもモデルを精度良く再現しているが、定流量注水試験(観測時間 2400秒、160データ)の場合は、モデルが十分に再現されないという結果が得られた。これは、前者に用いたデータは、図-5-8に示されるように、定常的な圧力分布に到達する以前の非定常的な圧力変化過程のものであるのに対し、後者は図-5-9に示されるようにデータの多くが非定常性の小さい過程のものを利用していることが原因と考えられる。この結果、いわゆる注水試験あるいは揚水試験においても、非定常過程を用いた逆解析を行うことによって、空間的な透水性分布を把握することが可能であるが、データの質に十分注意する必要があることがわかる。2サイクルのパルス試験結果を利用した解析は、同一時間の定流量試験結果を利用した解析結果と比較し、特に再現が困難と考えられる低透水性領域に挟まれた高透水性領域の再現性が優れている。これは、パルス試験において圧力の上昇-低下を繰り返すことによって、注入試験と比較してより非定常性の強い圧力データが利用できるためと考えられる。

さらに、非定常データの増加によるトモグラフィーへの影響を検討するために、解析に用いる流量パルスのサイクル数を変化させた解析を行なった。図-5-7の解析モデルを用い、図-5-8に示した圧力経時変化の内、発信パルス 1サイクル分(120秒、80データ)、および2サイクル分(240秒、160データ)の圧力データを観測値として逆解析を行なった結果を、図-5-11、図-5-12に示す。両図より、2サイクル分のデータを用いることによって、1サイクルに比べ低透水性部分を中心として、モデルが良く再現されていることが確認される。これにより、時間的なデータ量の増加が逆解析におけるモデルの再現性の向上に効果があることがわかる。

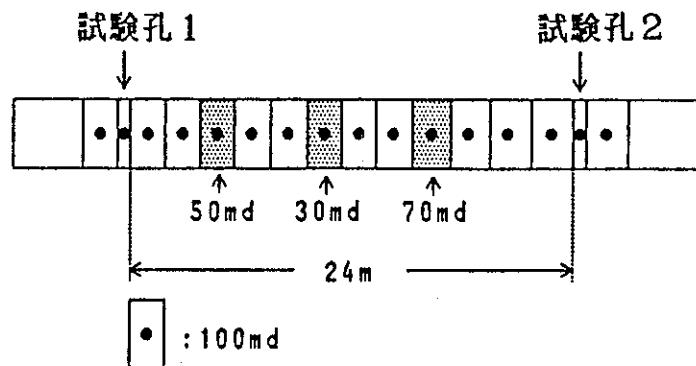


図-5-7 逆解析モデル図2

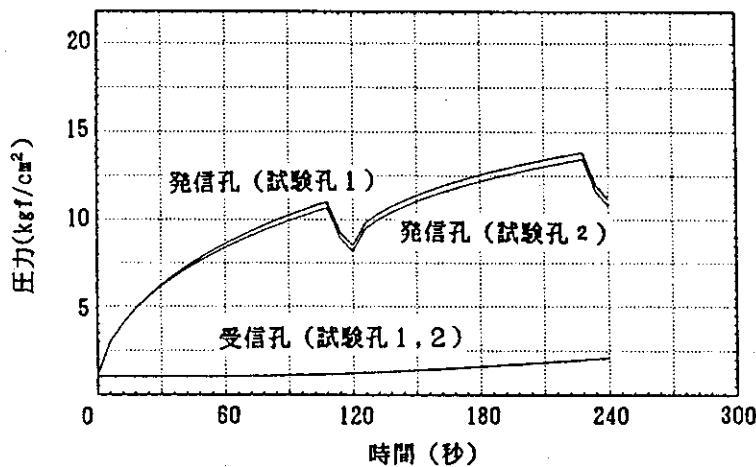


図-5-8 2サイクルパルステスト
圧力経時変化図

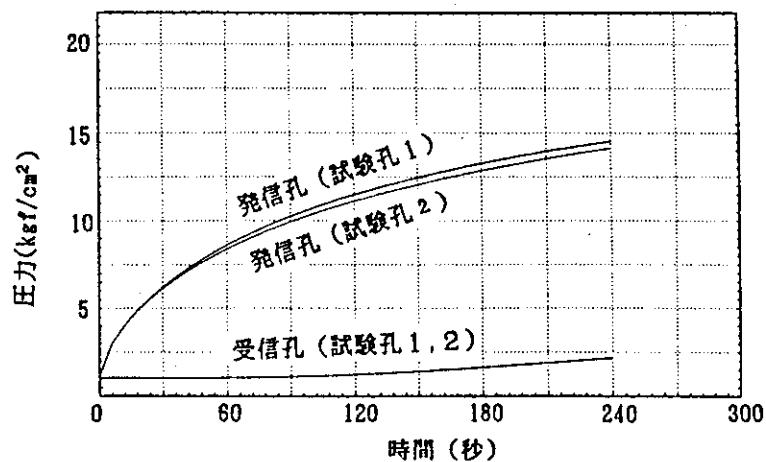


図-5-9 1/2サイクル(定流量注水)試験
圧力経時変化図

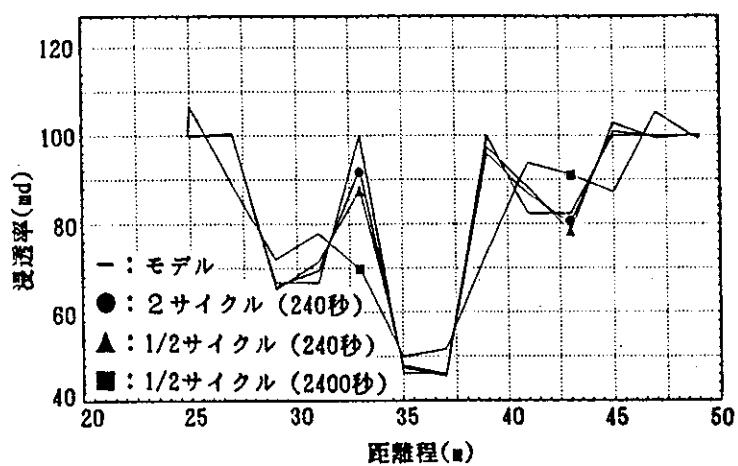


図-5-10 2サイクルパルステスト・1/2サイクル
(定流量注水) 試験逆解析結果

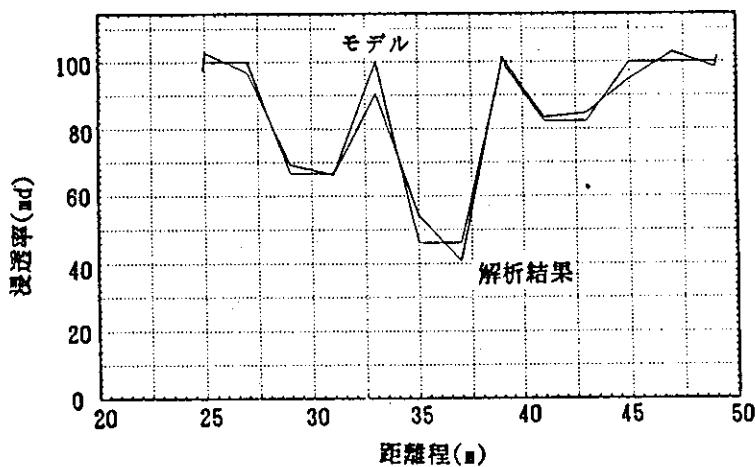


図-5-11 パルス1サイクルでの逆解析結果

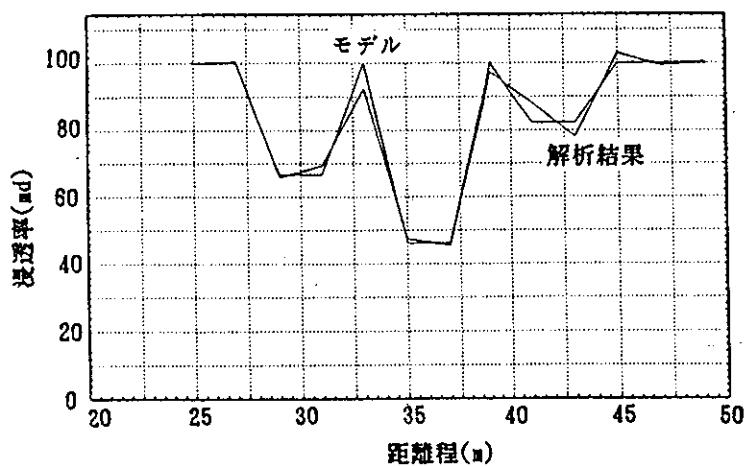


図-5-12 パルス2サイクルでの逆解析結果

5. 5 二次元モデルによる逆解析数値実験

ここでは、2種の2次元モデルを使った数値実験から、逆解析可能性およびウエルテスト形態を変えた場合の再現性への影響を検討する。

5. 5. 1 5×5 二次元格子モデルの場合

図-5-13に示すように、4本の井戸で囲まれた 5×5 の二次元格子モデルを使う。尚、全体は 7×7 の格子を持つが、井戸の外側の格子の浸透率は既知であるものとし、境界は no flow としている。

パルスの発信および観測を行なう点は、図中の①～④の試験点とし、浸透率分布は図5-13のように、試験点周辺を含む領域の大半（図の白色部分）を1000md、一部（図の黒色部分）を低透水ゾーン（500md）とした。また、坑井の外側の境界の格子（図の斜線部分）の浸透率は既知（1000md）とした。

このモデルに対し、

- (1) ②③の2点のみを発信点として、①②③④で観測される圧力データを用いた場合。
- (2) ①②③④を全て発信点として、①②③④で観測される圧力データを用いた場合。

の2ケースを想定し、それぞれについて逆解析を行なった。前述したように、逆解析における未知パラメータは格子間の浸透率としているので、以下の逆解析評価には格子間の浸透率を用いて等高線表示したものを使用する。図-5-13のモデルの格子間の浸透率の分布を等高線図で表示したものを図-5-14に示す。また、上記2ケースにおける逆解析結果を同様に表示したものを、図-5-15および図-5-16に示す。

図-5-15では、低透水ゾーンの位置的な傾向がある程度再現されているが、その正確な値（500md）までは十分に求められていない。また、1000mdの部分に、やや低透水の偽像（800md）が見られる。これに対して、図-5-16では低透水ゾーンの位置および浸透率の大きさがほぼ完全に再現されており、ケース(2)の方がケース(1)よりも良い再構成結果が得られている。

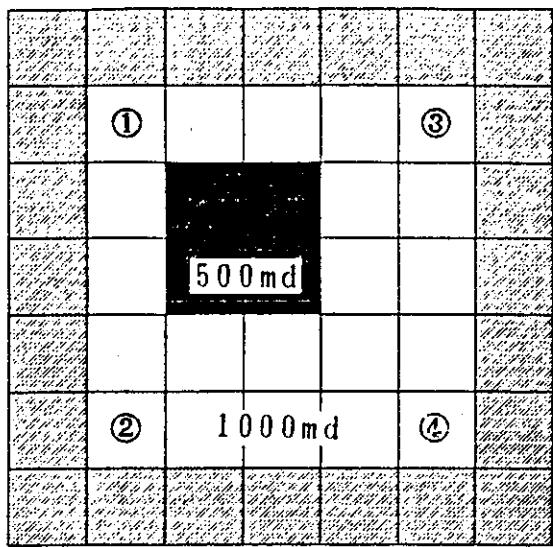


図-5-13 2次元モデルの浸透率分布（ブロック図）

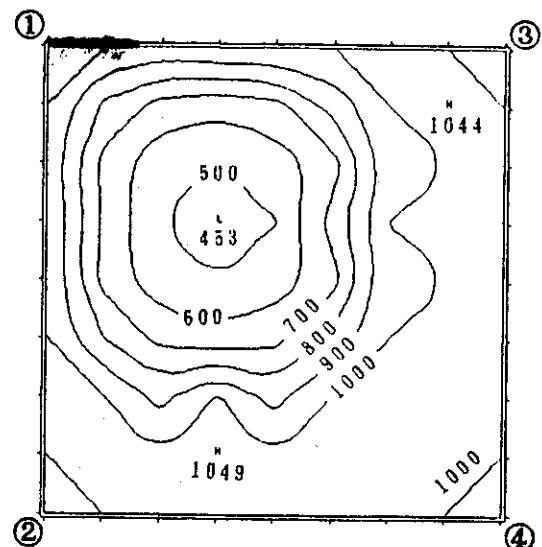


図-5-14 2次元モデルの格子間浸透率分布

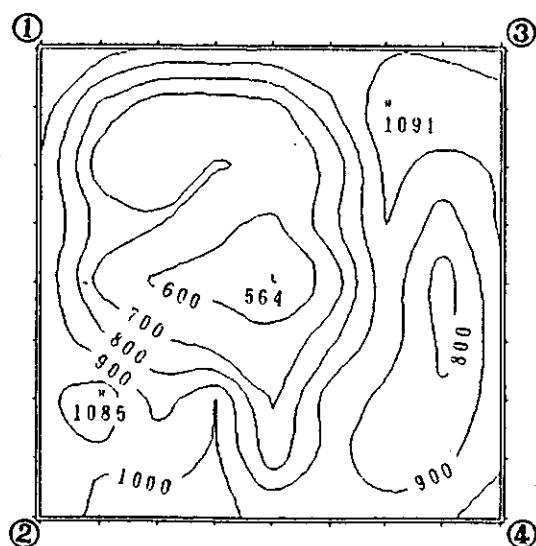


図-5-15 ②③のみを発信点とした
時の2次元逆解析結果

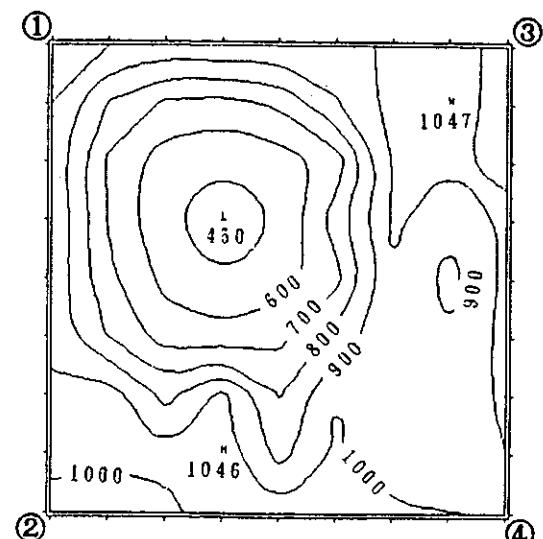


図-5-16 ①②③④を全て発信点とした
時の2次元逆解析結果

この結果から、パルスの発信点と受信点を兼ねることにより、試験孔数を増加させることなく逆解析効果を上げることが2次元問題においても可能であること、又、上記の逆解析法により定量的に2次元浸透率分布を再現できることがわかる。

5. 5. 2 1 1 × 1 1 二次元格子モデルによるケーススタディ

図-5-13 のモデルでは、格子の数が少なく、逆解析も比較的容易であると思われるため、ここでは、モデルの格子数を多くした場合について考える。

図-5-17 の様に、4本の井戸に囲まれた 9×9 の格子領域（浸透率1000 md）内部の小部分の不均質性（浸透率500md）が逆解析可能かどうかを検討する。図-5-18は、このモデルの格子間浸透率分布（調和平均）である。本ケースでは、4本の井戸を交互に発信点として使い、且つ全ての孔での圧力観測データを逆解析に使う。結果を、図-5-19 に示す。図から、低浸透率の領域が逆解析により浮き出てきていることが明らかであり、このことは、井戸から離れた小部分の不均質性も識別可能であることを示している。浸透率の値自体はモデルに与えたものとは若干異なるが、これは、モデルの未知数が220個であるのに対しデータ数がそれを少し上回る程度である為、再現性が悪くなっていることと、反復を途中で打ち切っているためと考えられる。

5. 6 三次元モデルによる逆解析数値実験

三次元逆解析の可能性を探る目的で、図-5-20 に示す三次元モデルを用いて数値実験を行なった。

このモデルは、 $5 \times 5 \times 3$ の三次元格子モデルで、全方向の境界は no flow とし、1000mdの媒体の2段目に、2次元モデルと同様の 500mdの低透水ゾーン（斜線部分）を含むものとした。逆解析で求めるパラメータは、合計 170個の格子間浸透率とした。この場合の x-y 方向格子間浸透率（2段目）と z 方向格子間浸透率分布（1段目と2段目の間）を等高線図として表示し、図-5-21(a), (b) に示した。

また、図5-20の ①②③④ を試験孔と想定して、各々の試験孔の1段に1点ず

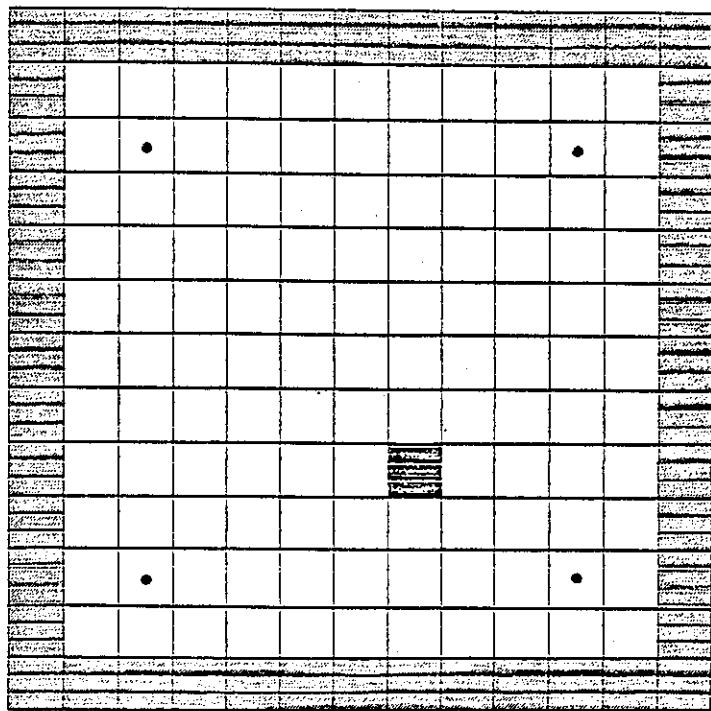


図-5-17 2次元差分格子モデルのブロック図（ケース(2D-3)）

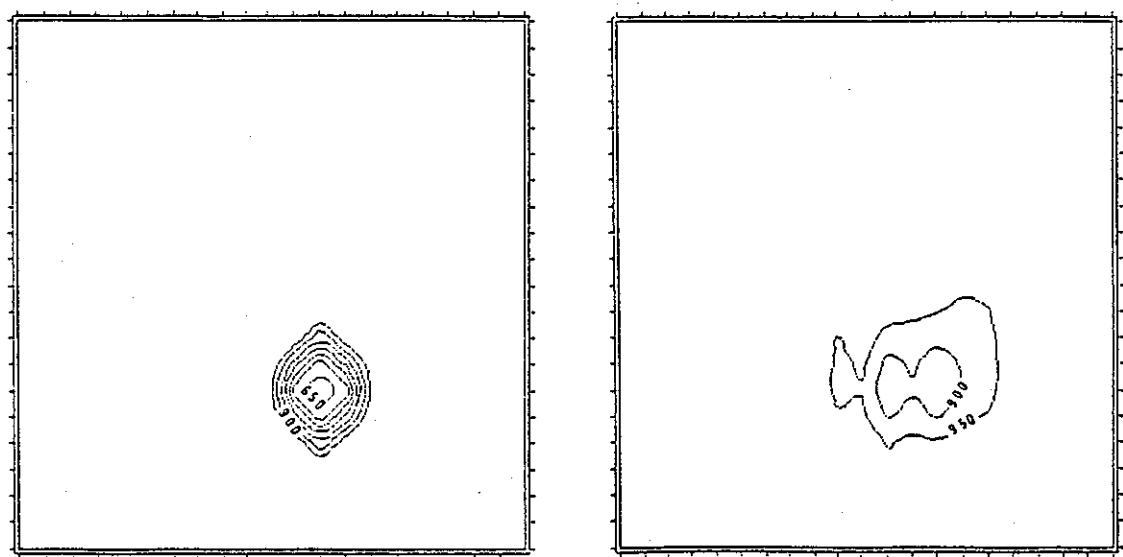
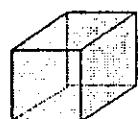
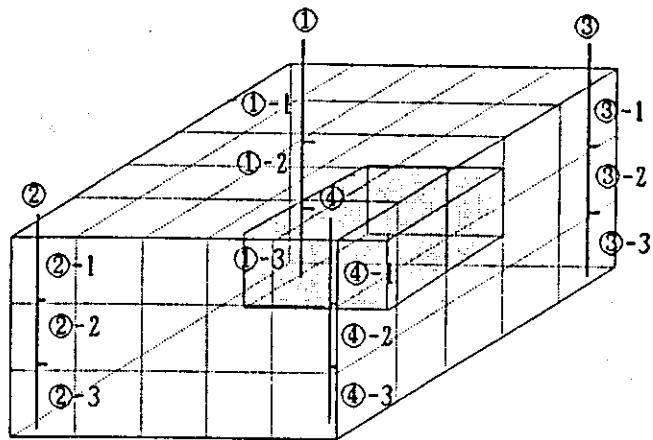


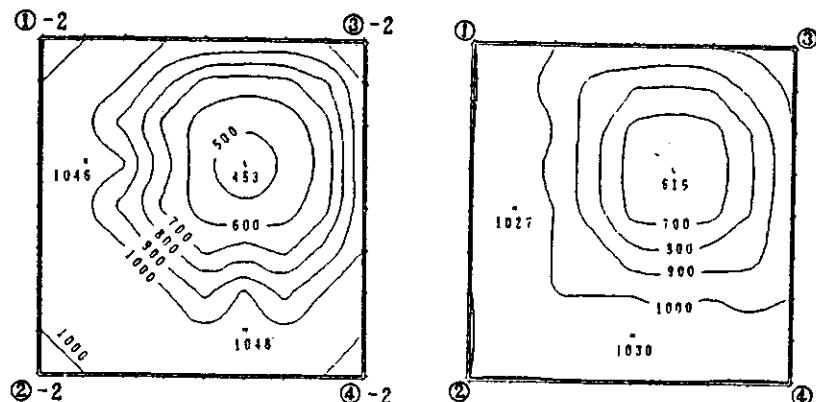
図-5-18 2次元モデルの格子間浸透率分布（ケース(2D-3)）

図-5-19 2次元逆解析結果（ケース(2D-3)）



：低透水性ブロック（500 md）

図-5-20 3次元浸透率モデルの概念図



(a) 2段目のx-y方向

(b) 1段目と2段目の間のz方向

図-5-21 3次元モデルの格子間浸透率分布

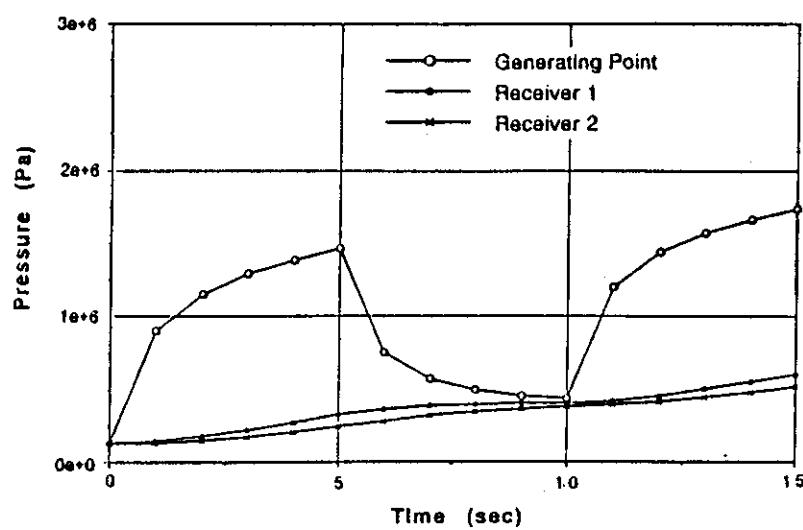


図-5-22 ケース(1),(2)の各点での圧力挙動（発信点①-2）

つ 3点の試験区間を設け、合計12点で圧力計測を行うものとした。

この3次元モデルに対して以下に述べる (1), (2), (3), (4)の4種類のケースの計算を行ない、(a)～(c)の3通りの比較を行った。なお、以下の3次元問題に対する逆解析計算のうち(1)～(3)については、計測条件の違いを比較するために、準ニュートン法の反復ステップを 200回で打ち切っている。

- (1) 試験孔①②③④の2段目の 4点の試験点のみを発信点として用いて、発信圧力、及び発信点以外の全観測点の受信圧力データを利用したもの。
- (2) 全試験点 12 点を発信点として用いて、発信圧力、及び発信点以外の全観測点の受信圧力データを利用したもの。使用するパルス波形は (1)と同様。
- (3) 全試験点12点を発信点として用いて、発信圧力、及び発信点以外の全観測点の受信圧力データを利用したもの。ただし、使用するパルス波形は (1)、(2) と異なる。
- (4) ケース(3)と同一の計測条件で、準ニュートン法の反復ステップを 400回としたもの。

(a) パルス波形を統一し、データ量を変えた場合

比較には、(1)と(2)の解析結果を用いる。(1)、(2)ともに各発信点での時間ステップは 15sec、注入時の流量は 5000cc/sec の 1.5 サイクルのパルステストを想定している。解析に利用する圧力データの1例として①-2を発信点とした時の①-2、②-2、③-2における圧力挙動を図-5-22 に示した。

図-5-23以下の逆解析結果は、図-5-21と同様、3次元の格子間浸透率の内、2段目のx-y方向と、1段目と2段目の間のz方向の浸透率分布として示す。

ケース(1)、(2)の逆解析により求められた格子間浸透率分布を、各々図-5-23(a), (b)、図-5-24(a), (b) に示した。

図-5-23において、図-5-23(a)はモデル(図-5-21(a))の傾向をある程度再現しているが、図-5-23(b)は図-5-21(b)と比較し再現性が悪く、z方向の格子間浸透率分布をケース(1)により求めることが難しいことがわかる。一方、図-5-24においては、(a), (b)とも図-5-23よりも浸透率分布の位置、値とともにモデルの再現性が良く、図-5-21(b)のz方向格子間浸透率の傾向も比較的良く表現されている。したがって、坑井内の鉛直方向にパルス発信点を増加することにより、鉛直

方向の格子間浸透率分布の再現性が著しく向上することが示された。

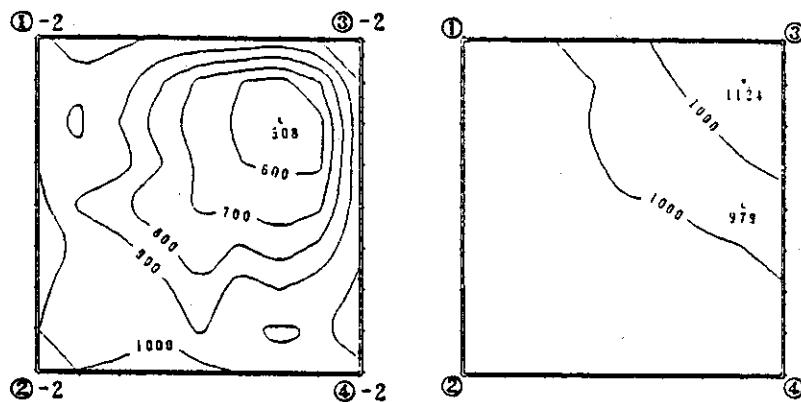
(b) パルス波形を変えてデータの質を変えた場合

比較には、(2)と(3)の解析結果を用いる。このうち、(3)は、各発信点での時間ステップを 9 sec、注入時の流量は 7500 cc/sec の 1.5 サイクルのパルステストを想定している。ケース(3)の圧力挙動は図-5-22と類似したものであり、ここでは省略する。図-5-24 と図-5-25からわかるように、ケース(3)は、時間ステップを短縮することによりデータ数が(2)よりも減少するが、注入流量を上げて非定常性の強い部分（すなわち圧力変化の激しい部分）のデータを用いることで、再現性の劣下が生ぜずにすんでいる。したがって、(3)のように質の良いデータ（非定常性の高い圧力データ）を逆解析に供することにより、逆解析精度を下げずに、時間的データ数の減少による計算時間の短縮が可能であることがわかる。

(c) 反復回数とモデルの再現性

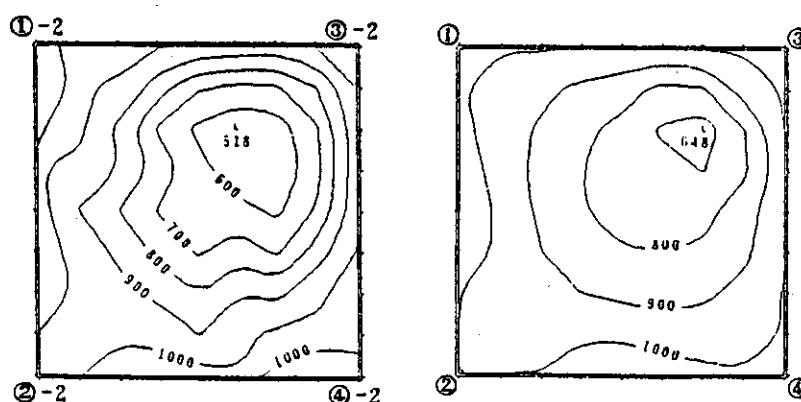
3 次元逆解析では、2 次元逆解析に比べて計算時間が飛躍的に増大するため、必要とする精度の解を得るまでの反復回数が問題となる。ここでは、ケース(3)とケース(4)の解析結果を用いて反復回数とモデルの再現性について検討する。ケース(3)と(4)の計算は、反復回数がそれぞれ200回と400回と異なるだけで、計測条件は全て同一である。ケース(4)の計算結果のうち、モデルの2段目のX-Y 方向、及び1段目と2段目の間のz 方向の格子間浸透率再現結果を 図-5-26(a), (b) に示した。また、両者の再構成結果の良否を評価するために、格子間の浸透率から、各格子の浸透率に非線形回帰により換算した結果を、図-5-27 および図-5-28に示す。

この結果より、反復回数 200回の結果（図-5-25(a), (b)）に対し、反復回数 400回になると浸透率の再現性がかなり良くなり、逆解析アルゴリズムが妥当なことが示された。



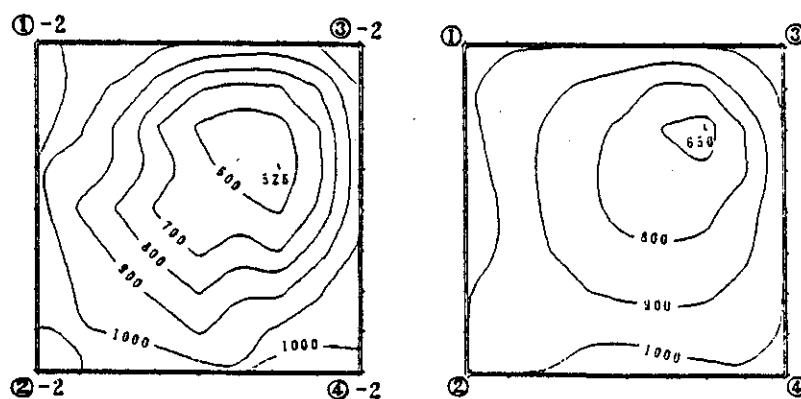
(a) 2段目のx-y方向 (b) 1段目と2段目の間のz方向

図-5-23 ケース(1)の3次元逆解析結果



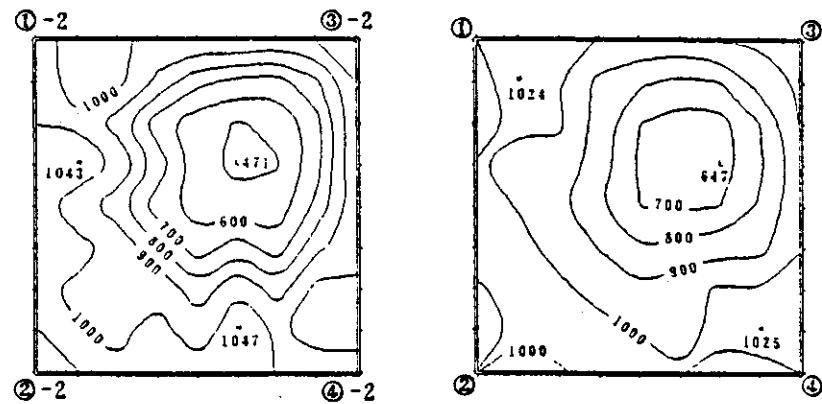
(a) 2段目のx-y方向 (b) 1段目と2段目の間のz方向

図-5-24 ケース(2)の3次元逆解析結果



(a) 2段目のx-y方向 (b) 1段目と2段目の間のz方向

図-5-25 ケース(3)の3次元逆解析結果



(a) 2段目のx-y方向 (b) 1段目と2段目の間のz方向

図-5-26 ケース(4)の3次元逆解析結果

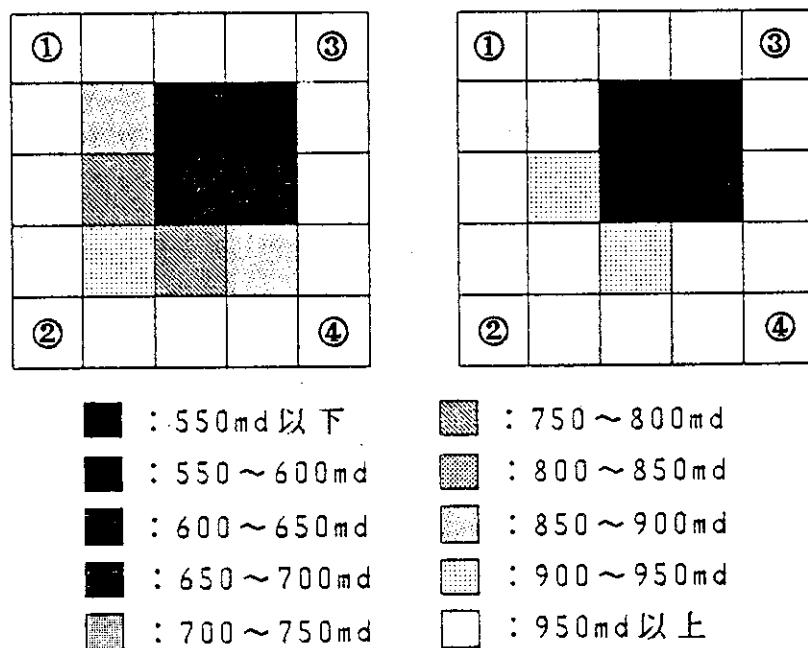


図-5-27 ケース(3)の逆解析
結果（ブロック図） 図-5-28 ケース(4)の逆解析
結果（ブロック図）

5. 7 まとめと今後の課題

本報告では、岩盤の水理特性分布を把握するためのウエルテストモグラフィーの手法と数値実験結果に関し詳述した。その要点は以下の通りである。

- (a) 最適制御理論を利用した準ニュートン法による逆解析アルゴリズムを作成し、その挙動を検討した。本手法は、各反復ステップにおいて、残差2乗和の勾配が最小限1回の順解析で求められるため、計算時間を大幅に短縮することができ、3次元逆解析等に於ける数値計算量の増加を抑える上で有効である。
- (b) 本逆解析手法を用いた1、2次元および3次元の数値実験を行い、逆解析可能性と用いる圧力データの量と質に関して検討を行った。その結果、
 - －各坑井および同一坑井内の多点を発信点として用いることにより、坑井間の領域の浸透率分布をより精度良く逆解析することが可能となること、
 - －非定常性の強いパルス波形を用いることにより、少ない時間ステップのデータを用いて、精度の良い解析が可能となること、がわかった。

今後の実用化に向けての課題としては、

- ・坑井近傍のモデル化の方法
圧入井近傍の圧力プロファイルは非線形的で、通常細かい格子分割を必要とするが、実スケールの逆解析では大きなデメリットとなる為、これを回避する方法の検討
 - ・圧力データの計測誤差の評価
実際の野外計測での計測値の精度と解析上のセンシティビティの考慮
 - ・自由地下水面および領域外部条件の設定方法
坑井外部領域の設定、2相流動条件などの考慮
 - ・数値解析上の改良
浸透率分布、間隙率分布の同時逆解析法、非線形反復回数の減少、大規模問題を扱うための数値解析技術の開発
- などが挙げられよう。

参考文献

- 1) 登坂博行、小島圭二、増本 清、穂刈利之：ガスパルステストを用いた地層水理特性評価法の基礎的研究、日本応用地質学会平成元年度研究発表会講演論文集、pp. 41-44、1989
- 2) 登坂博行、伊藤一誠、増本 清、大塚康範：非定常流れを考慮したパルステストによる透水性逆解析手法について、土木学会第22回岩盤力学に関するシンポジウム講演論文集、pp. 156-160、1990
- 3) 伊藤一誠、増本 清、登坂博行、大塚康範：パルステストによる岩盤水理特性分布の逆解析、日本応用地質学会平成2年度研究発表会講演論文集、pp. 97-100、1990
- 4) Yang, P. H., Watson, A. T. : "Automatic History Matching With Variable Metric Methods", Soc. Pet. Eng. Reservoir Engineering, pp. 995-1001, 1988
- 5) 嘉納秀明：システムの最適理論と最適化、コロナ社、1987
- 6) 今野 浩、山下 浩：非線形計画法（第5刷）、日科技連、1988
- 7) Chen, W. H. et al. : A New Algorithm for Automatic History Matching, SPEJ (Dec. 1974), pp. 593-608
- 8) Chavent, G., Dupuy, M., and Lemonnier, P. : "History Matching by Use of Optimal Control Theory", SPEJ (Feb. 1975), pp. 74-86
- 9) 大井、大塚、伊藤：パルステストを用いた不均質岩盤の透水性調査手法について、土木学会第22回岩盤力学に関するシンポジウム講演論文集

6. 地下水の地球化学的調査に関する研究

6.1 はじめに

高レベル放射性廃棄物の地層処分において、天然バリアーとしての岩盤内の広域地下水流动の把握は極めて重要な課題である。この広域地下水流动を把握する方法の一つとして、地下水中に含まれる環境同位体を含む化学成分の変化を手がかりにする方法がある。本年は、火山山麓の安山岩地域及び、扇状地性の砂礫帶水層に於ける地下水中の化学成分を用いた広域地下水流动の研究に着手したので、その結果の一部を報告する。

6.2 火山山麓の安山岩中の地下水流动

東北日本の秋田、岩手両県境には、東西約40km、南北約50kmにわたり複数の第4紀火山が分布していて、八幡平火山群と呼ばれている。岩手山はこの東端を占める第四紀火山である（図-6-1）。岩手火山が直接覆う基盤は、主に新第三紀の堆積岩類および第四紀の玉川溶結凝灰岩類である。火山帯を形成した火山活動は更新世前期から現在に至るまで、150万年以上にわたっており、1719年には北東麓から焼け走り溶岩流を噴出している。山体は厚さ数mから数十mの比較的薄い安山岩質ないし玄武岩質の溶岩と火山碎屑物との互層によって構成されている（中川、1987）。

当地域では、地下水の賦存や涵養、流动状況に関する調査のための岩盤ボーリング孔が深度200mまでの深さで12本掘削されており、ここでは、これらのボーリング孔を利用して地下水の採水を行い化学成分を用いた地下水流动の解析を試みた。

6.2.1 地質状況と地下水のポテンシャル分布

調査地域は、図-6-1に示した範囲で、AからIのボーリング孔およびNo.2-4の最大200mのボーリング孔12本が掘削されている。調査地域における深度200mまでの地層は、主に玄武岩質安山岩、自破碎溶岩、凝灰角礫岩、火山砂礫等で構成されている。図-6-2は地形傾斜に沿った地質断面であるが、ほぼ地層の連属性が認め

られ、火山の噴火活動に伴う溶岩流や火山性堆積物を反映したものと考えられる。ABC断面では安山岩層が深度40m付近から厚さ30m程度で連続的に分布しているのに對しそれより東側の断面では、それが明瞭でない。

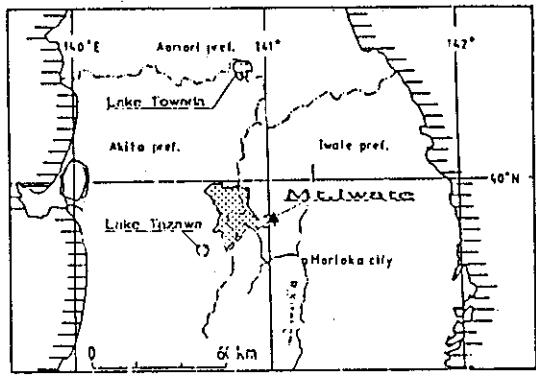
ボーリング掘削中に複数の深度において孔内の地下水頭(ポテンシャル)の測定が行われた。図-6-3は地形傾斜にそった断面に於ける地下水のポテンシャル分布を示している。地質断面に見られた安山岩層の連続性の有無がポテンシャル分布の違いにも現れている。すなわち、ABCH断面では、地下水流动系が深度40m以浅とそれ以深とで大きく異なり、特に深層の流动系は山麓のB地点などにおいて自噴状態を呈するようになっている。これに対し東側の断面では、深層の優勢な透水層が明確でなく、山麓部での地下水の自噴も余り顯著でない。

6.2.2 孔内地下水の採取

地下水の化学成分を基にした地下水流动の研究は、当該深度の地下水が的確に採取できていることが基本であることは、昨年度の報告書で指摘した。調査地域のボーリング孔内水を採取するためにダブルバッカー付きのボーリング孔内採水ポンプを用いて採水を実施した。

用いたポンプは、応用地質機製の細孔用水中定量ポンプ(BPS)で、1990年11月に現地調査を実施した。ポンプの構成、構造を図-6-4、6-5に示す。ポンプ本体は、エアシリンダー、採水シリンダー、受水シリンダー、エアチューブ、送水チューブから構成され、このポンプはエアクリーンユニット、電磁切換弁、タイマー等からなる制御部によって、高圧ガス(N_2)を用いて駆動する仕組みになっている。

採水ポンプの外径は45mmであり、対象としたボーリング孔のケーシング内径は細いものでも50mmであり見掛け上は採水可能と思われたが、實際にはケーシングの屈曲やボーリング孔の口元の障害物等のために12孔中、孔内からの採水が可能であったのは、2孔のみであった。この他孔口において自噴している3孔を加え都合5孔5深度において、採水を行った。試水は現在環境同位体等の分析中であるが、現地での測定項目を表-6-1に示す。地下水の流下方向に向かって水温、電気伝導度に顯著な増大傾向が認められ地下水の流动に伴う水質の変化が示唆される。今後分析結果が揃った段階で新たな解析を試みる予定である。



■ Hachimantai area

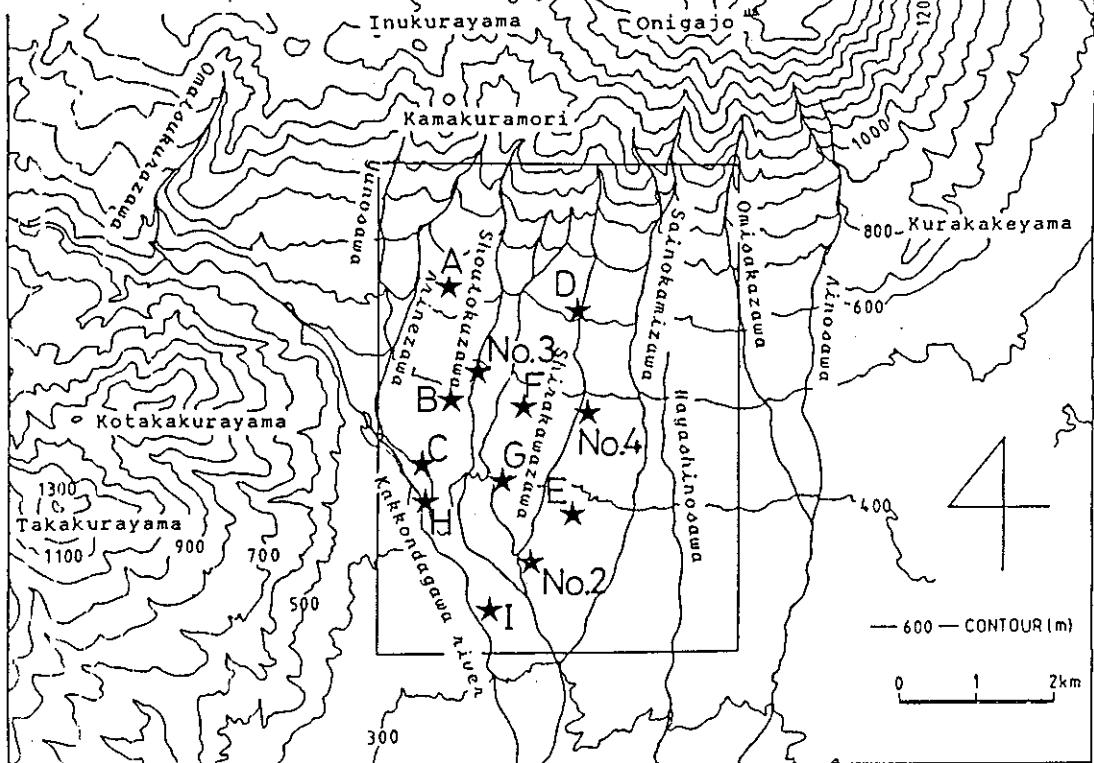


図-6-1 調査地域周辺の地形およびボーリング孔の位置(★印)

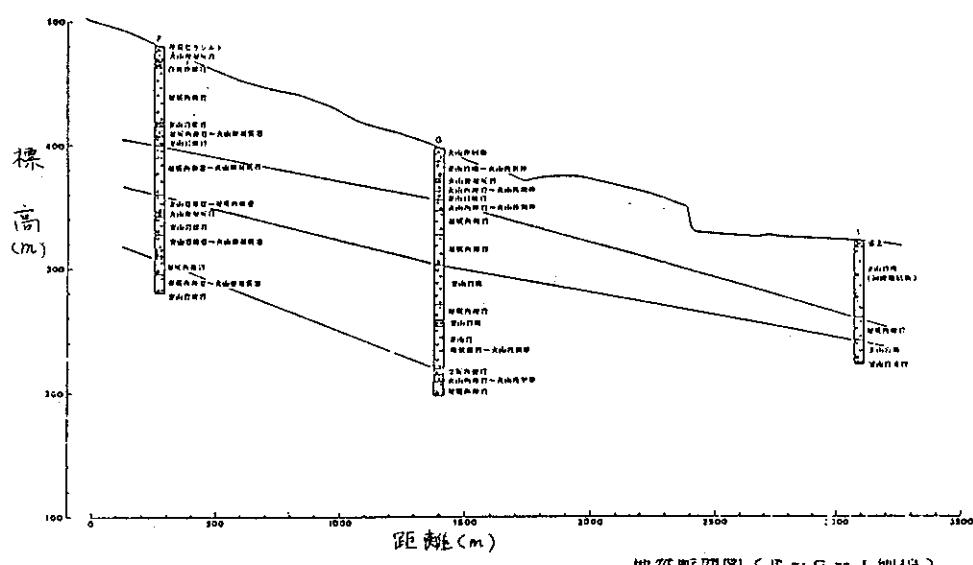
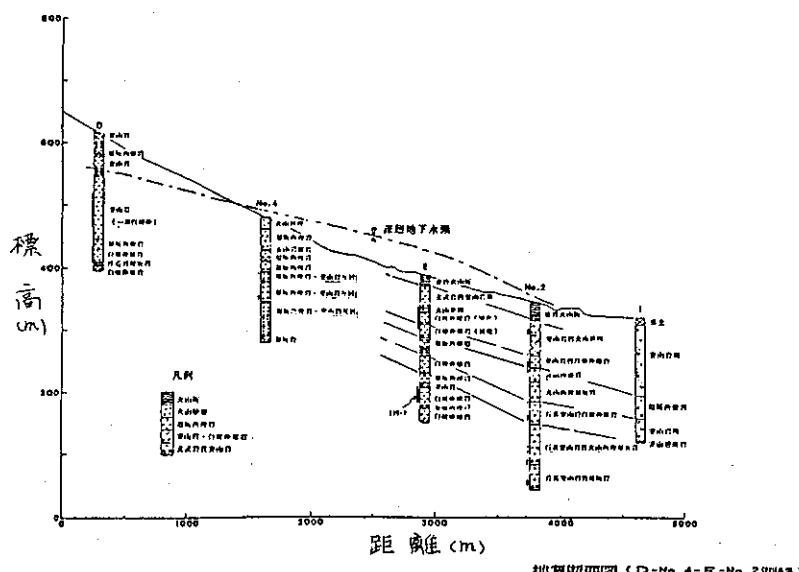
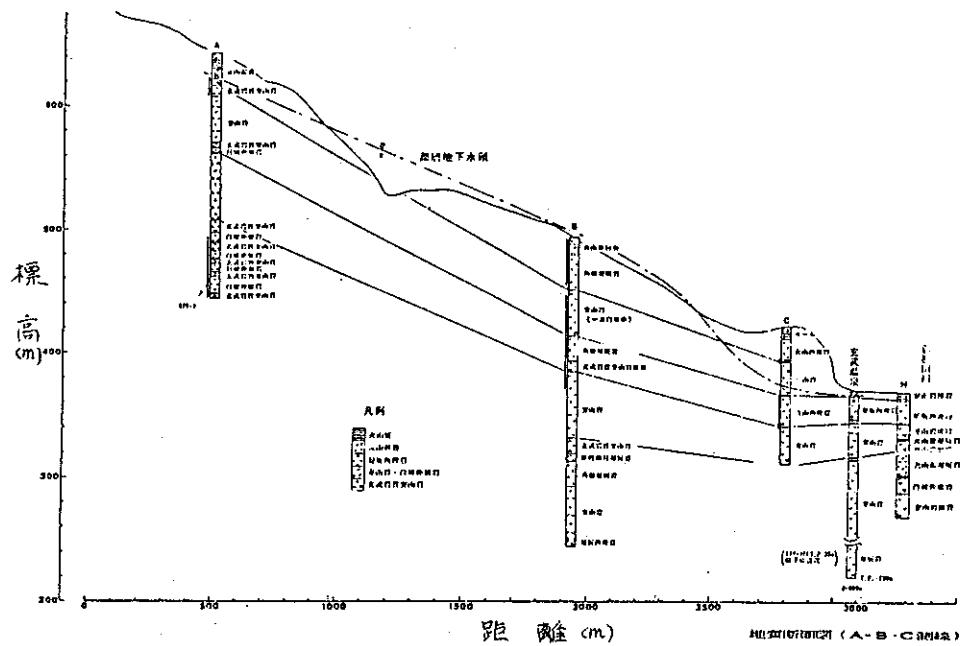
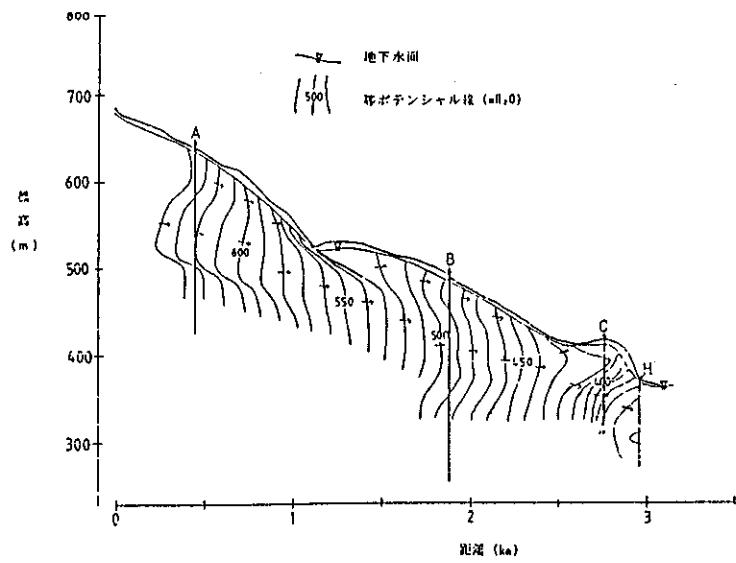
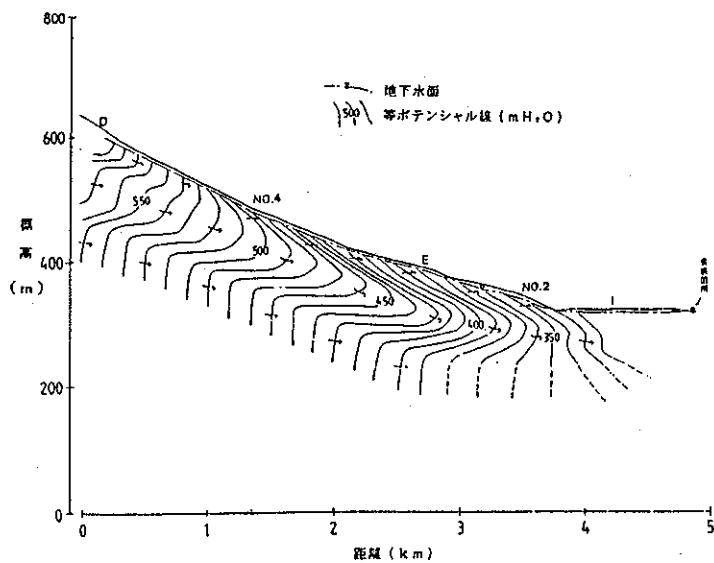


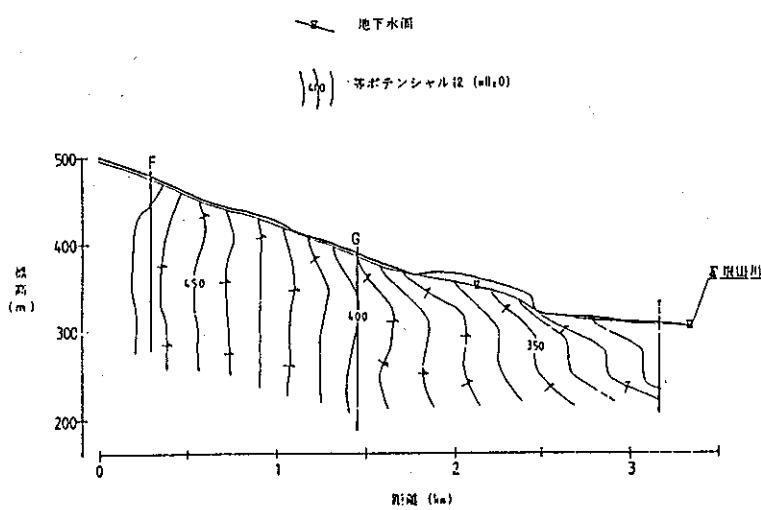
図-6-2 地質断面図



ポテンシャル分布図 (A-B-C-D断面)



ポテンシャル分布図 (D-No. 4-No. 2-I断面)



ポテンシャル分布図 (F-G-I断面)

図-6-3 地下水ポテンシャル分布図

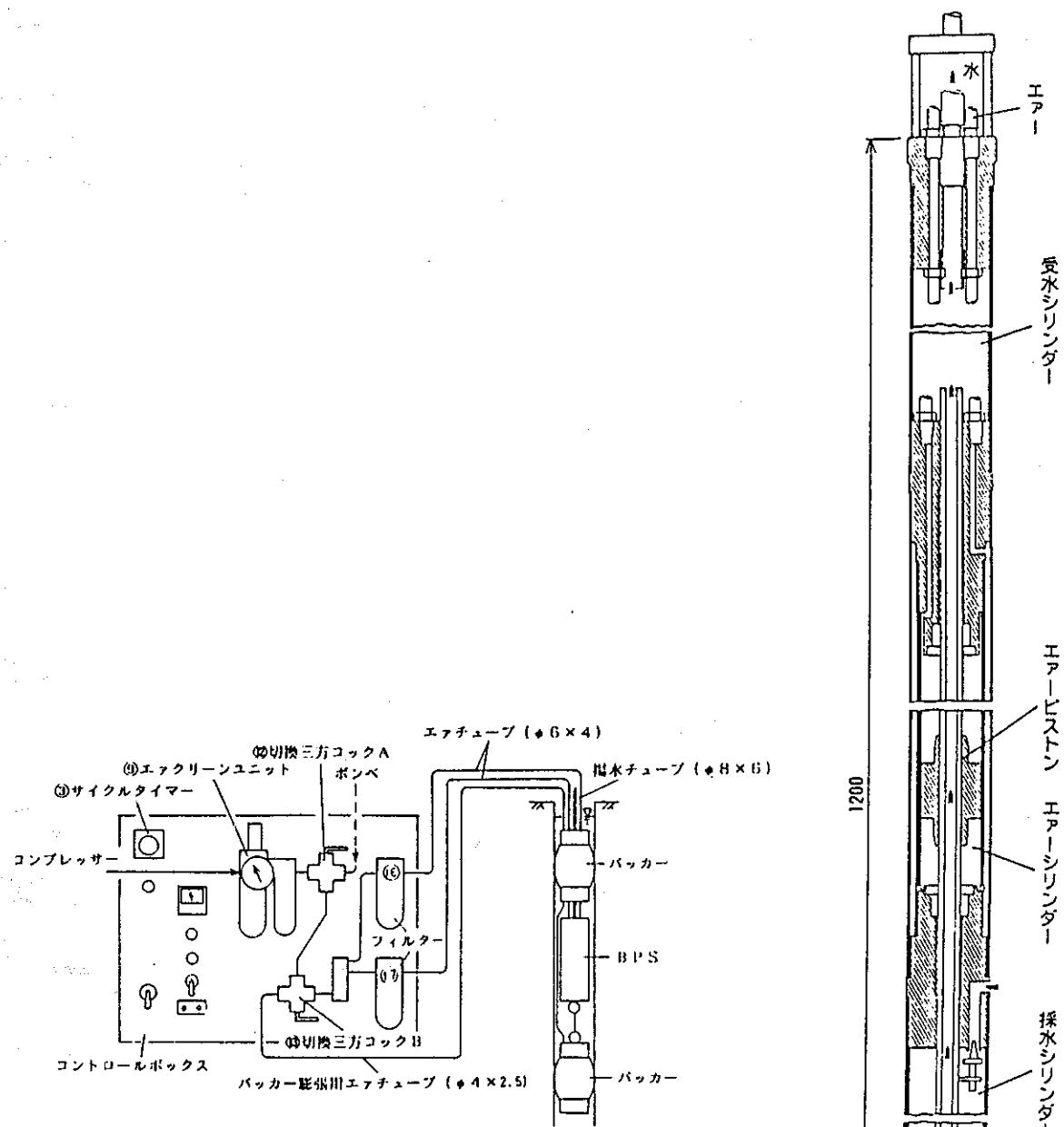


図-6-4 B·P·S の構成

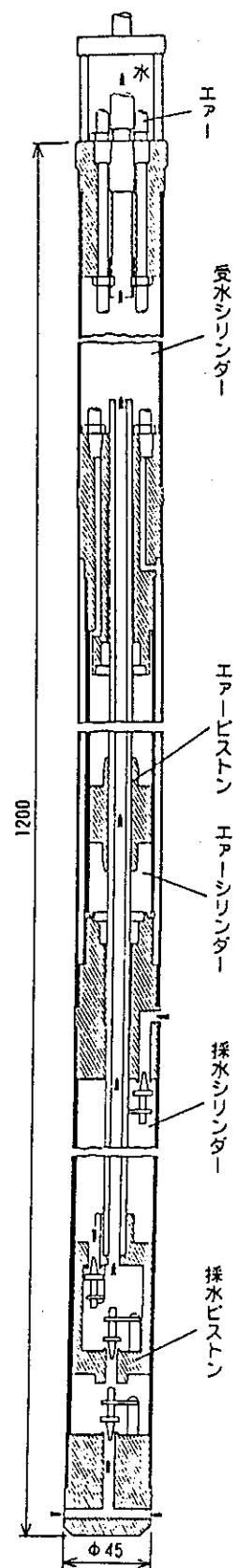


図-6-5 B·P·S の構造

河川水

地点名	標高(m)	水温(°C)	E.C.(μs/cm)	pH	HCO ₃ ⁻ (当量)
白川沢	約600m	3.5	141.2	6.09	0.03
正徳沢	約600m	4.3	87.2	5.52	0.04
有根沢	約700m	3.9	78.7	7.80	0.31

電気伝導度は18°Cの値に換算

ボーリング孔内水

地点名	深度(m)*	水温(°C)	E.C.(μs/cm)	pH	HCO ₃ ⁻ (当量)
A	150	4.1	58.1	7.75	0.61
B	(150)	13.5	198.1	6.95	1.37
F	160	8.4	60.8	8.26	0.41
G	(80)	10.5	108.5	9.87	1.01
I	()	15.5	184.0	8.02	1.28
No.2	()	10.4	92.4	9.15	0.44

*()は自噴状態にあることを示す

表-6-1 1990年11月の調査結果

6.3 扇状地砂礫帶水層中の地下水流动

富山県の黒部川扇状地は、流域面積約 650km^2 の黒部川の河口部に展開する典型的な臨海扇状地である。扇頂から扇端までの最大距離は 13.5km 、現扇状地面の勾配は $10-11/1000$ で、扇頂角は約60度である。この扇状地における帶水層中の地下水流动について環境同位体による調査をおこない解析を試みた。

6.3.1 調査地域の概要

黒部川扇状地は、その東側を中生界、第三系、更新統などの地層で、また南側は、第三系や更新統の地層で境されている。扇状地の循環性地下水の帶水層を構成しているのは、主として黒部川が最終氷期以後現在までの1万年余りの間に運搬堆積した玉石まじりの砂礫層からなる第四系である。その基盤は、新第三系の砂岩または泥岩である。基盤までの深さは権根、山本(1971)によれば、扇頂部で 20m 、扇端部で約 200m に達する。また地表面の標高が 20m より低い地域には深度 20m から 50m の間に数層の粘土層が存在することが知られている。

1990年5月に本地域において家庭用の井戸および県、建設省の地下水観測井を利用して地下水の一斉調査を実施した。図-6-6に調査地域の地下水面等高線図を示す。地下水面は基本的には扇状地の地形面起伏に応じて扇頂部下ら扇端部へと緩やかな傾斜を示すが、地域のほぼ中央を南東下ら北西に流下する黒部川からの影響を受けている地域、扇端部の 5m 、 10m のコンターに見られる工場揚水とともに水位低下等が認められる。

6.3.2 地下水中の安定同位体比

降水中の水素・酸素の安定同位体比は、同位体分別効果のために降水が形成されたときの温度の影響を大きく受けることが知られている。この結果、降水中の安定同位体比の変化には、季節変動、緯度による変動、高度による変動が見られる。地下水、河川水の同位体比は、不飽和土壤中における混合の結果その濃度比は平滑化され季節的な変化よりはむしろ流域の高度の違いによる同位体比の変化が顕著になる(水谷・小田, 1983)。この流域の平均標高の違いからもたらされる安定同位体比の変化は、地下水の涵養源の識別に利用することができる。

調査地域の地下水30カ所、河川水3カ所において採水を行い安定同位体比を測定

した。図-6-7にデルタダイヤグラムを示す。図中三角は、黒部川、舟川、小川の河川水を、白丸は富山市における降水を、黒丸は調査地域の地下水をそれぞれ示す。黒部川は流域の平均標高が2000mと3つの河川中最も高く、その同位体比も相対的に最も軽い組成となっている。これに対し富山の降水は平均-9‰($\delta^{18}\text{O}$)と重く、調査地域の地下水の同位体比は、この黒部川と富山の降水の間に分布している。安定同位体比の平面的な分布は、図-6-8に示すように $\delta^{18}\text{O}$ が-10%以下の軽い地下水は黒部川の近傍に位置しており、扇頂より2km付近に始まり河口付近では川から4-5kmの範囲まで右岸にやや卓越する形で、扇状地の地下水が黒部川から涵養されている実態が明らかになった。

6.3.3 地下水中のトリチウム濃度による滞留時間の推定

安定同位体の試料を採取した同一の地点のサンプルについて、環境トリチウムの濃度測定を行った。図-6-9に測定結果を基にした採水深度とトリチウム濃度の関係を示す。図から明らかなように、調査地域の地下水は50m以浅と100m以深で大きくなりその流動形態の違いが示唆された。50m以浅の井戸に対するトリチウム濃度の平面分布(図-6-10)は、前述の安定同位体と同じように黒部川近傍に川からの涵養の影響と思われる濃度の低下域が認められる。

トリチウム濃度による滞留時間の推定に用いられるモデルには、大別して1)ピストン流モデル、2)分散モデル、3)完全混合モデル(指數関数モデル)がある。kitaoka(1988)は、水平方向の地下水流動のある不圧帶水層に対し完全混合モデル(指數関数モデル)が適合できることを報告している。完全混合モデルでは、時刻tに於けるモデル中のトリチウム濃度 $C_e(t)$ は、次式で表される。

$$\frac{dC_e(t)}{dt} = - \left(\lambda + \frac{1}{T} \right) \cdot C_e(t) + \frac{1}{T} C_R(t)$$

ここで、 λ : トリチウムの壊変定数 ($5.6 \times 10^{-2} \text{ y}^{-1}$)

$C_R(t)$: 浸透水(降水)のトリチウム濃度

T: 滞留時間

である。東京(1960-1980)及び富山(1981-1988)の降水のトリチウム濃度データを用いて完全混合モデルにより計算した結果は、図-6-11のようになる。同図より、調査地域の50m以浅の地下水の滞留時間は、4年から10年程度で平均的には約5年と見込まれた。

又、100m以深の地下水に対しては、前述した平均滞留時間5年の浅層地下水が粘土層下に流下して被圧化するピストン流モデルを想定して滞留時間の解析を試みた結果、新しいものでも15年以上、古いもので45年以上の滞留時間を持つものと推定された。

参考文献

樋根 勇、山本莊毅(1971)：扇状地の水循環。151p.古今書院。

中川光弘(1987)：東北日本、岩手火山群の形成史。岩石鉱物鉱床学会誌.82, 132-150.

水谷義彦、小田松尚(1983)：安定同位体比による富山県庄内川扇状地の地下水かん養源及び流動状況の研究。地球化学,17,1-9.

Kitaoka, K(1988):A Model of Quality Distribution in Groundwater with Reference to Natural Tritium Concentration.地下水学会誌, 30, 77-93.

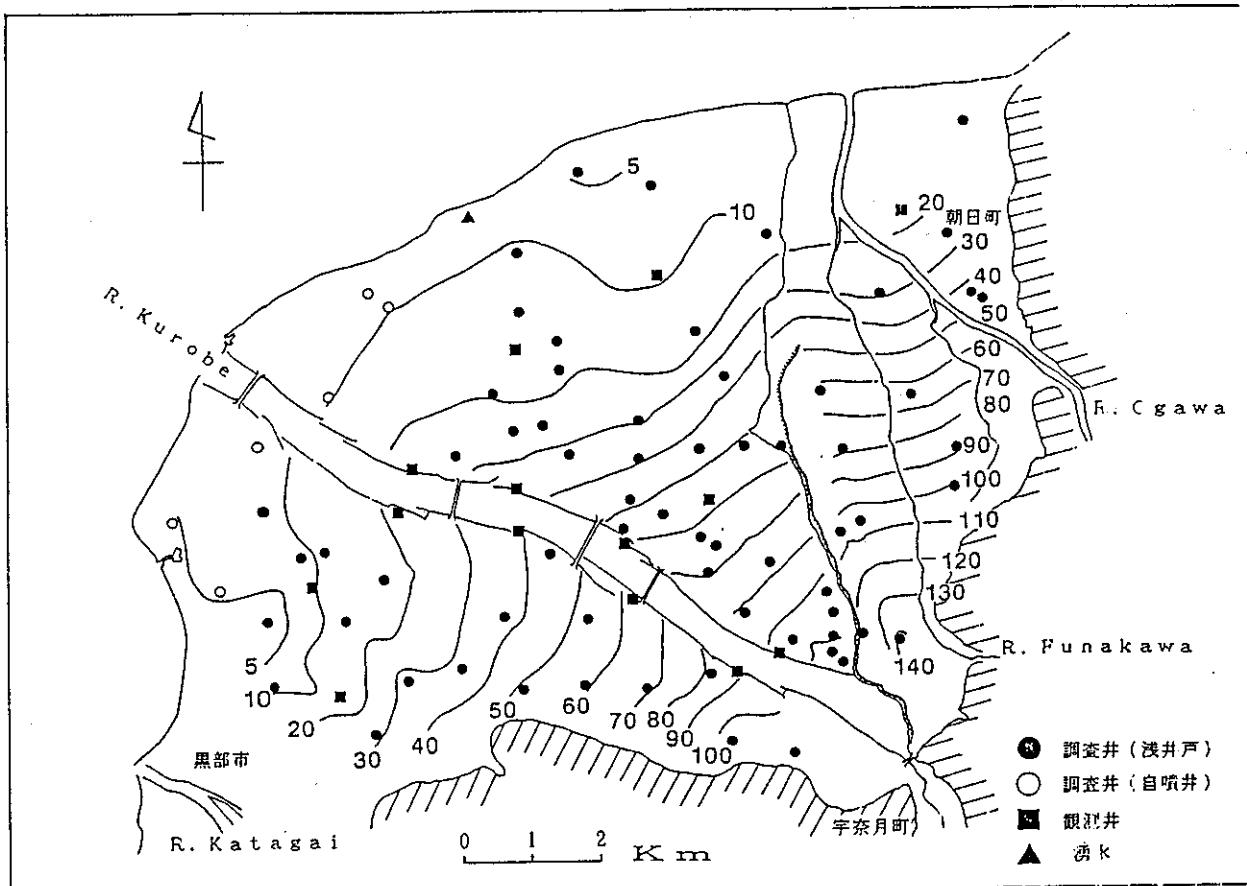


図-6-6 地下水面等高線図(1990.5)

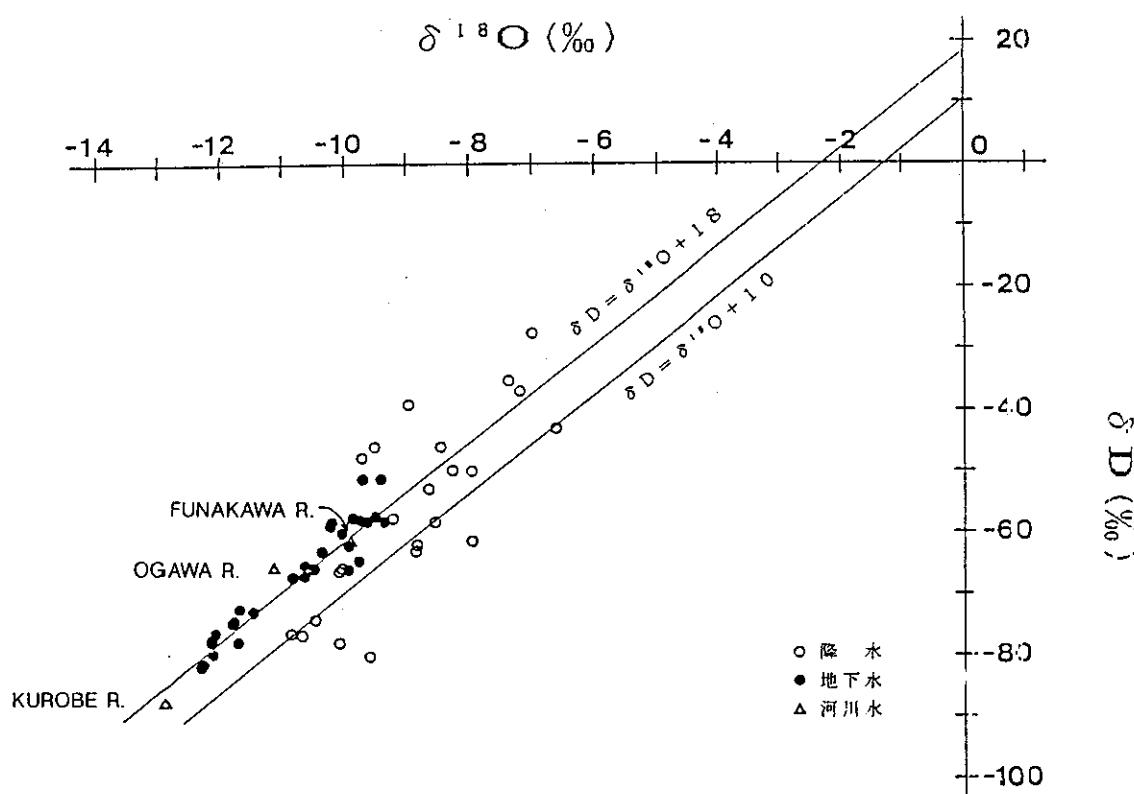


図-6-7 デルタダイヤグラム

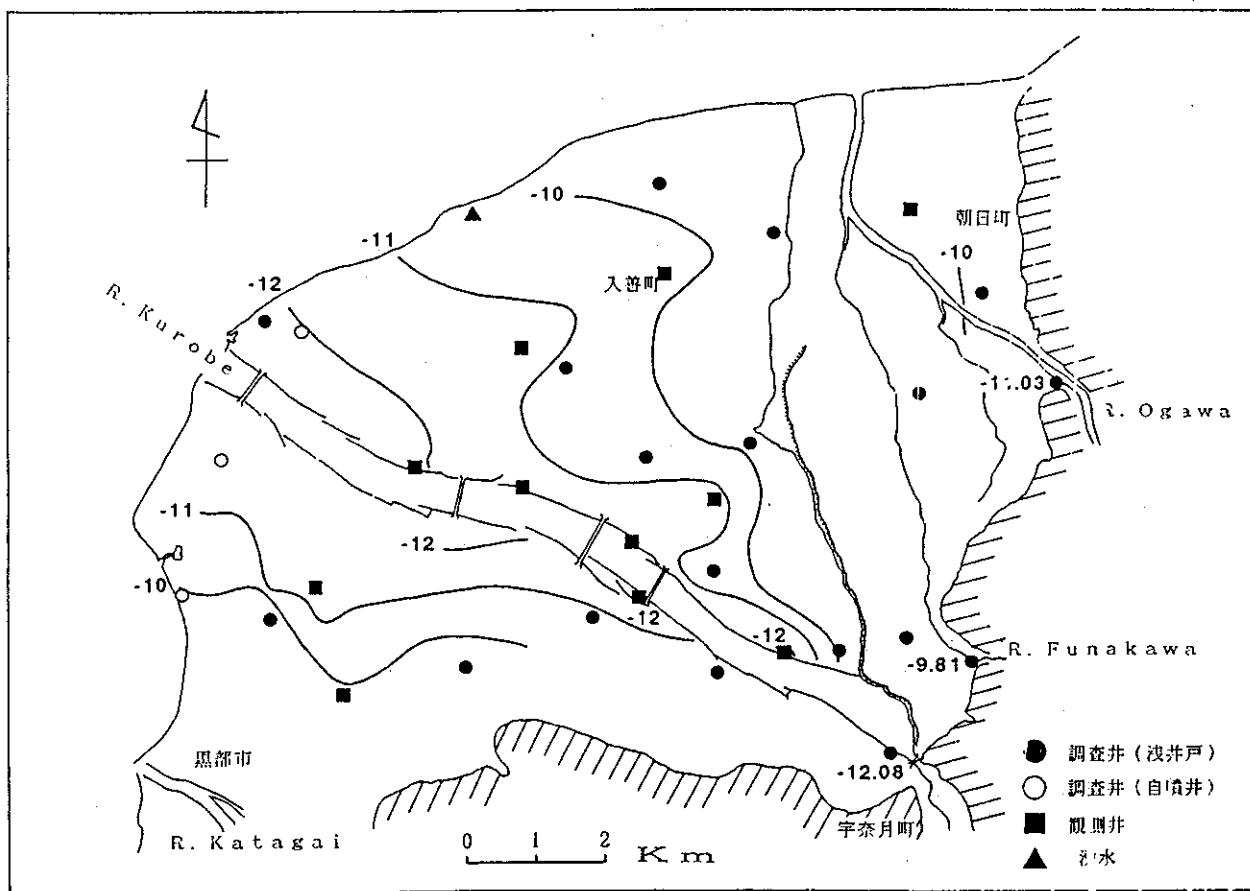


図-6-8 調査地の安定同位比の分布

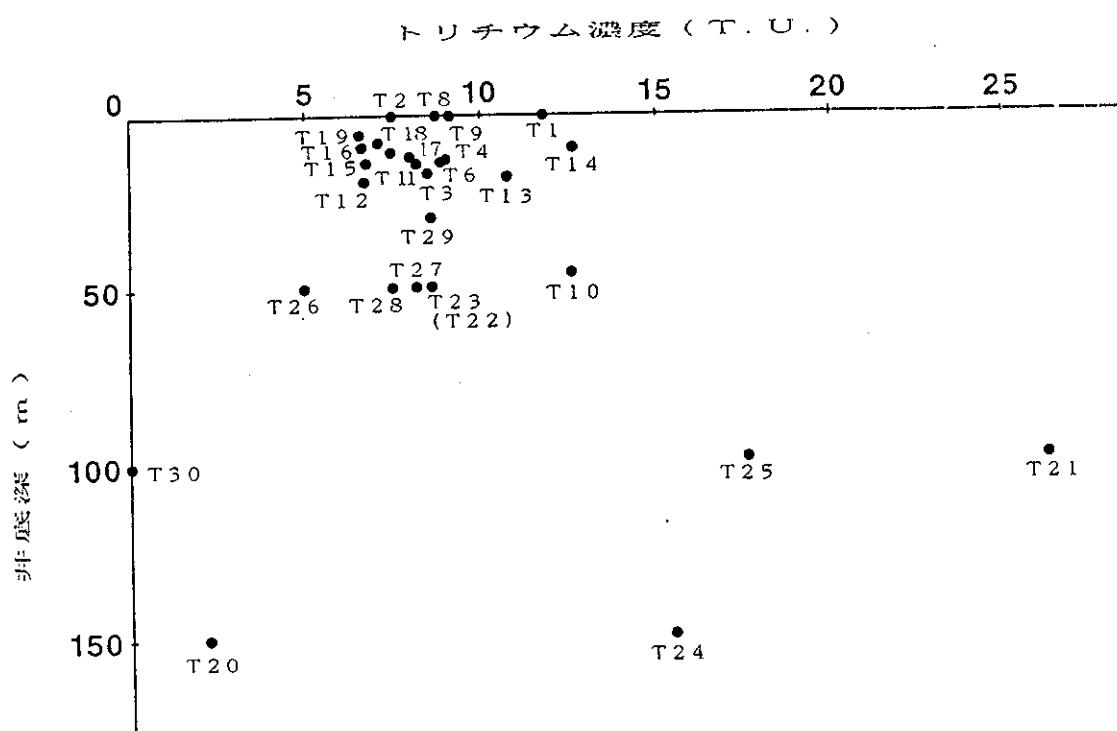


図-6-9 トリチウム濃度と井底深の関係図

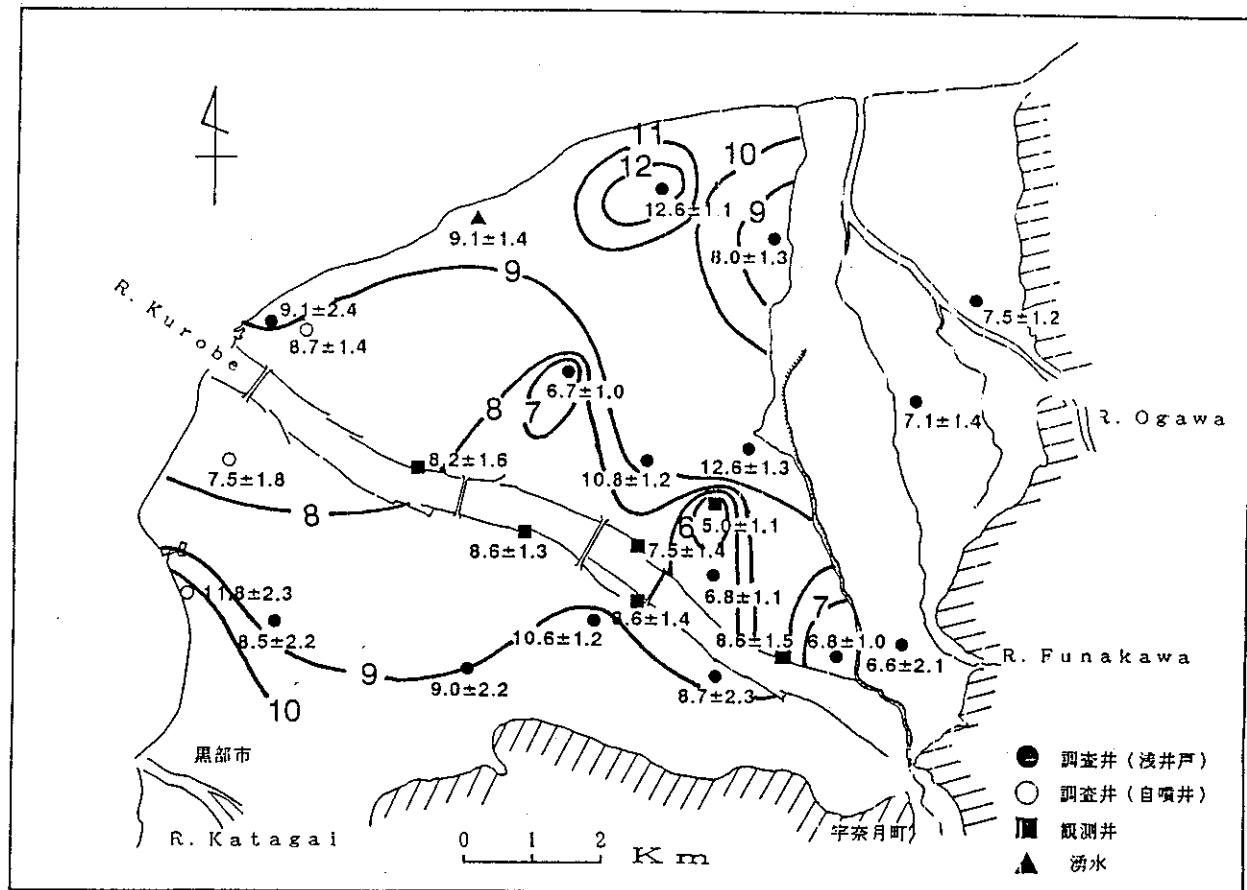


図-6-10 浅層地下水(50m以浅)のトリチウム濃度分布(T.u.)

(T.U.)

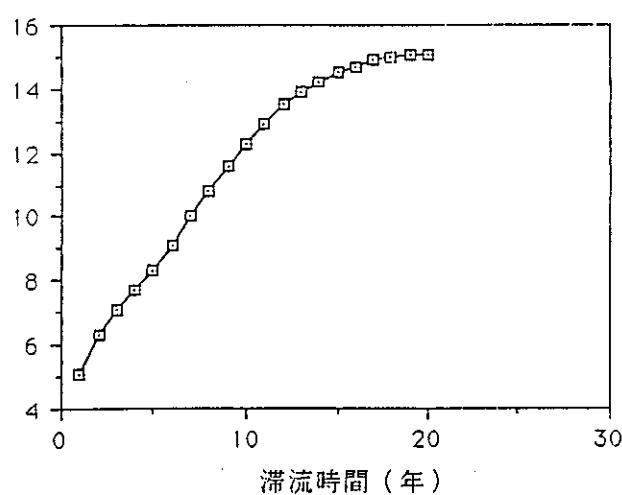


図-6-11 完全混合モデルによる滞留時間とトリチウム濃度の関係