

月吉ウラン鉱床における浅層反射法の適用性

加野直巳* 渡辺史郎* 角田晴信** 和田洋明*** 坪田浩二*** 則竹和光***

KANO, N., WATANABE, S., SUMIDA, H., WADA, H., TSUBOTA, K. and NORITAKE, K. (1986)
Application of shallow seismic reflection method to Tsukiyoshi uranium deposit.
Bull. Geol. Surv. Japan, vol. 37 (6), p. 309-323.

Abstract : Shallow seismic reflection method is experimentally applied to the Tsukiyoshi deposit in Gifu Prefecture, which is an uranium deposit of sedimentary type. The purpose of the study is to clarify the effectiveness and limitation of shallow seismic reflection method in exploration of uranium deposits. In general uranium deposits of sedimentary type are strongly controlled by basement structures and by faults. The structural understanding of areas is very important for exploration.

We surveyed 2 lines (A: Shoumasama line, about 1.1 km long, B: Shizuhora line, about 0.8 km long), which cross both the channel structure of basement and the Tsukiyoshi fault. The lines are along the mountain roads with the sea level difference of about 59 m and 30 m for lines A and B respectively. We used Mini-Sosie* system and employed small interval of geophone stations (5 m) to get high resolution in shallow range.

The results are very encouraging in spite of the difficult field conditions and complicated geological structures. The general features of the seismic cross sections show good agreement with the known geological structures, which has been clarified by many bore holes. The clear reflections are observed corresponding to the gravel layers, which implicitly show the channel structure. The Tsukiyoshi fault is recognized on the sections, although it is difficult to interpret without geological information. The other faults which are not known by surface geology are also found.

The quality of the results will be improved by more careful field operations and more sophisticated data processings. For example, the absolute accuracy of depth cross sections will be improved by using well logging data. We think shallow seismic reflection method will take an important role in the exploration of uranium deposits.

* Trade Mark of Société Nationale Elf-Aquitaine (Production).

要 旨

岐阜県東濃地区月吉ウラン鉱床地域で浅層反射法の適用性を調べるために探査を行った。その結果、これまでに知られている地下構造と大局的には一致する記録断面図が得られた。

月吉ウラン鉱床は先新第三系の花崗岩類を基盤とし、中新統の土岐夾炭累層を主たる胚胎層とした堆積型ウラン鉱床である。鉱床はチャンネル構造と呼ばれる基盤構造および断層系に強く支配されている。

チャンネル構造および月吉断層を横切る正馬様測線

(測線長約 1.1 km) および賤洞測線 (測線長約 0.8 km) の 2 本の測線で探査を行った。探査には地質調査所の浅層反射法探査システムを用いた。現地は山地であり、測線にはかなりの起伏 (標高差 59 m および 30 m) と折れ曲がりがある。基盤の花崗岩は風化している。新第三系の層中には礫層が多く、きれいな成層構造をしていない。これらは浅層反射法の観点からすれば好ましい条件ではない。

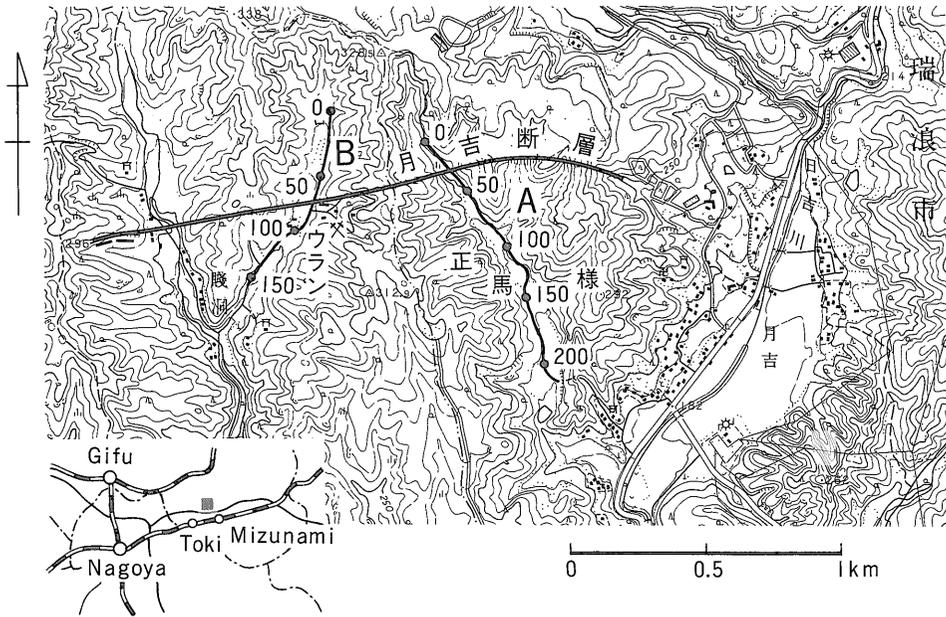
探査の結果は試錐資料等から得られている地下構造と良い対応を示した。深度の精度はよくないが、基盤構造を反映する基底礫層とは形状がよく一致した。被覆層中の礫層は強い反射面として表れた。断層の解釈はむずかしいが、場所的には一致した。知られていない断層も推定された。

堆積型ウラン鉱床の探査技術としてみると、記録の質

* 物理探査部

** 動力炉・核燃料開発事業団 (現日鉱探開 (株))

*** 動力炉・核燃料開発事業団



第1図 月吉ウラン鉱床の位置と測線図

A: 正馬様測線, B: 賤洞測線. 測線の数字は測点 No. (5m 間隔) を示す.
この地図は、国土地理院発行の2万5千分の1地形図「土岐」を使用したものである。

が十分でなく地質断面図とつぎ合わせてはじめて解釈できる部分もある。測定技術・データ処理技術ともに改善することにより記録の質を改善する余地がある。改善を重ねることにより、今後の堆積型ウラン鉱床の探査にとって、浅層反射法はさらに有用な手段となるものと考えられる。

1. はじめに

筆者らは1981年8月に岐阜県東濃地区月吉ウラン鉱床地域において浅層反射法探査を実施した¹⁾。このデータをもとに堆積型ウラン鉱床の探査に対する浅層反射法の適用性を検討したので、これを報告する。

月吉鉱床は1962年に発見された堆積型のウラン鉱床である。一般に、堆積型ウラン鉱床では、ウランの分布は地質構造、特に基盤形状や断層系に大きく依存していることが多い。したがって、探査を進める上で、対象地域の地質構造を明らかにすることは重要である。月吉鉱床ではこれまでに約600本の試錐および調査坑が開さくされ、精度の高い地質構造が明らかにされている。

屈折法とならんで弾性波探査法の1方法である反射法

はこれまで石油探査などのように比較的規模の大きな深部地質構造の探査に用いられてきた。これは地表付近で発生させた弾性波が地下の反射面、すなわち地層境界面など音響インピーダンス(岩石密度×弾性波速度)の不連続面からはね返ってくる反射現象を測定し、地下の構造を求めようとするものである。反射法では結果が時間断面あるいは深度断面として、地質断面図に近い形で表現され視覚的に訴える力が強い。反射法技術は、近年のデータ処理技術の発達により、精度・分解能ともに向上させてきており、地下構造探査の強力な方法となっている。石油探査では精査として反射法探査が必ず実施され、その結果は試掘井の位置を決定する重要な要素となっている。

浅層反射法は地下浅部(数10m-数100m)の地質構造を高分解能で探査する方法として、近年各方面から注目を集めている。在来の反射法を地下浅部に力点において適用しようというものがこの浅層反射法である。適用にあたっては深部を対象としたものとは異なる技術的問題点がある。地下浅部の微細な構造を検出するための分解能の向上、非爆薬振源による効率化などを図らなければならない(渡辺・加野, 1982b)。

地質調査所物理探査部では昭和50年度から浅層反射法の研究に着手し(渡辺ほか, 1981)、更にこの技術を平

1) 動力炉・核燃料開発事業団の依頼により、地質調査所が受託調査「ウラン鉱床における浅層反射法の技術指導」として実施したものである。

野部の活断層調査に適用し、成果をあげた(渡辺・加野, 1982a)。現在、平野部の地表条件のよい所であれば、30-500 m 深の地下構造の探査は実用化の段階にある。この方法はこれまで行われてきた反射法に比べて、軽便・安全かつ安価であり、今後広い分野で用いられるものと考えられる。

今回の浅層反射法の堆積型ウラン鉱床探査への適用にあたっては、これまでに浅層反射法を行ってきた条件とは異なる点が多い。新たな技術的な問題点を整理し、すでに知られている地質構造と浅層反射法による探査の結果との対応を検討し、問題点を解明していく必要がある。

2. 地質の概要

月吉ウラン鉱床は岐阜県東濃地区の土岐市から瑞浪市にまたがる山地にある。濃尾平野の東縁にあたり、標高は180-340 m である(第1図)。山本ほか(1974)によれば、地質の概要は以下の様になる。

本地域の地質は中-古第三紀初期に貫入したと考えられる花崗岩およびこれを貫く石英斑岩脈を基盤とし、これを不整合に新第三系がおおっている。花崗岩は一般に著しい粘土化作用を受け、全体に脆弱化している。新第三系は中新統の瑞浪層群、鮮新統の瀬戸層群に大別される。瑞浪層群は下位より土岐夾炭累層(礫岩・アルコーズ・凝灰質砂岩・炭質凝灰岩・凝灰岩)、明世累層(凝灰質砂岩・凝灰岩)、下肥田累層、宿洞累層および生俵累層(礫岩・凝灰質シルト岩)に分けられる。鉱床付近では下肥田累層、宿洞累層を欠くことが多い(第7図d, 第8図d参照)。

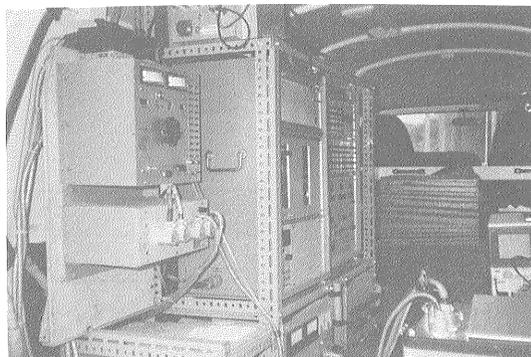
ウランの主たる胚胎層は土岐夾炭累層である。鉱床はチャンネル構造と呼ばれる基盤岩の窪地に分布していることが多い。チャンネルは賤洞から東北東方向に延び、いったんくびれて正馬様に沿って南東方向に南下し、再びくびれて月吉部落に流下する。含ウラン層はチャンネルの幅が広がっている部分で層厚が薄く、くびれた部分で厚くなる傾向がある。

鉱床胚胎層は断層によっても強く規制されている。鉱化帯の全層厚に対する鉱層厚比の分布をみると月吉断層沿いに比較的大きな値が集中する。月吉断層は正馬様および賤洞などで露頭が観察される。賤洞では、走向は東西でチャンネルの中央部を縦断し、南に65°-75°傾斜する逆断層で、落差は約35 m である。

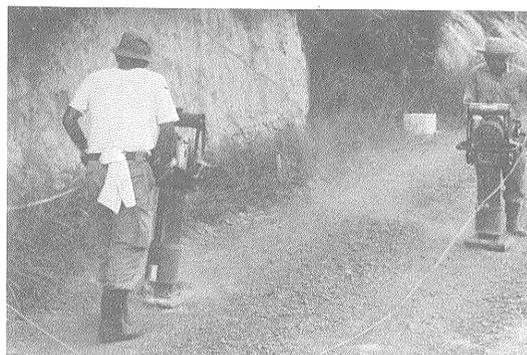
3. 調査方法

3.1 現地調査

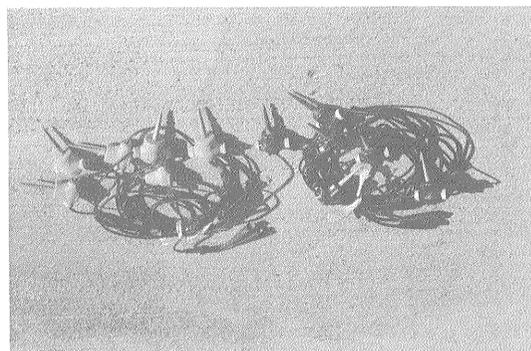
昭和56年8月14日から22日の9日間に、月吉ウラ



(a)



(b)

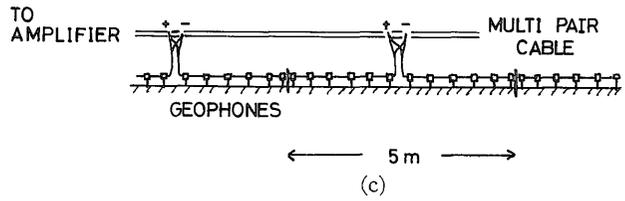
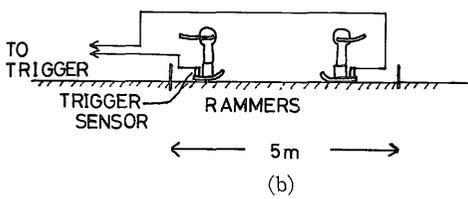
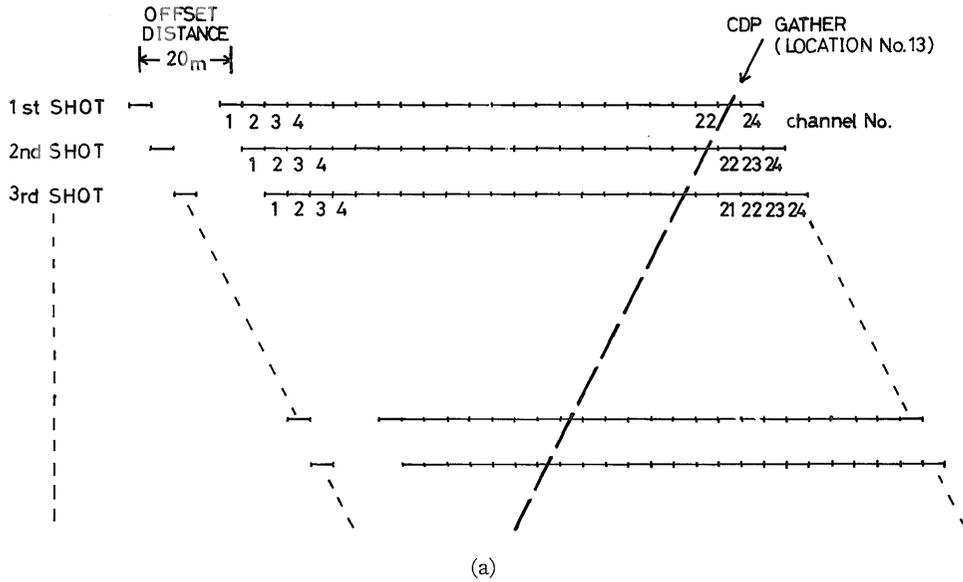


(c)

第2図 地質調査所所有の反射法探査システム

- a: ミノシー探鉱器システム(車載状態)
- b: 振源(ランマ)
- c: 受振器

LOCATION No. 0 1 2 3 4 5 ----- 25 26 27 28 29 30 -----
 SHOT No. 1 2 3 4 5 6 ----- 26 27 28 29 30 31 -----
 RECEIVER No. 1 2 3 4 5 6 7 ----- 22 23 24 25 26 27 -----



第3図 現場での展開の模式図
 a:展開図 b:発振点 c:受振点

第1表 測定時の諸元

	正馬様測線	賤洞測線
測線長	1,085 m	825 m
標高差	59 m	30 m
発振点間隔	5 m	5 m
受振点間隔	5 m	5 m
オフセット距離	20 m	20 m
スタック回数	1,000 回	1,000 回
グルーピング個数	12 個/ch	12 個/ch
サンプリング間隔	0.5 ms	0.25 ms
ローカット・フィルタ	85 Hz	85 Hz
発振点数	200 点	143 点
受振点数	217 点	165 点

ン鉱床地域の正馬様測線(A), 賤洞測線(B)の2つの測線(第1図)について測定作業を行った。この2つの測線の決定にあたっては、1) 鉱床および月吉断層を横切ること、2) 地形の傾斜が比較的ゆるやかであること、3) 測線が比較的直線状であることなどを考慮した。杭打ちや測量作業については浅層反射法測定作業に先立って、上記の期間外に実施した。

探査には地質調査所所有の浅層反射法探査システムを用いた(第2図)(加野・渡辺, 1985)。本システムは、車載のミニソシー(MINI-SOSIE²⁾地震探鉱器(DHR-2400, INPUT/OUTPUT 社(U. S. A.)製), 振源のランマ(道路工

2) Trade Mark of Société Nationale Elf-Aquitaine Production.

事等によく用いられている土固め機) (MTR-80 H, 三笠製), 96 組の 6 個グループの受振器(GS-30 D, 固有周波数 40 Hz, GEOSPACE 社(U. S. A.) 製)などからなる。この他に, CDP スイッチ(INPUT/OUTPUT 社(U. S. A.) 製)や電磁オシログラフ(SIE 社(U. S. A.) 製), 電源などがある。

ミニソシー・システムは高速かつ簡便に浅層反射法探査が行えるように作られている(BARBIER ほか, 1976; SERRESS and WILES, 1978; 横倉・加野, 1983 b)。この特徴はソシー・スタックと呼ばれる高速スタック法およびランマという地表振源を用いることにより実現されている。地表振源であるため, 移動が容易, 特別な準備がいらぬ(たとえばエアガンでは作孔・注水が必要)などの利点がある。また少人数(8-10 数人)で, かつ安全に探査を進めていくことができる。欠点としては, コレレーション・スタックの一手法であるソシースタックを用いることによりコレレーション・ノイズが発生しやすいこと, 地表振源であるため表面波によるノイズが生じやすいことがあげられる。

正馬様測線, 賤洞測線それぞれの測定時の諸元を第 1 表に示す。

展開方式はインライン・オフセット方式とした(第 3 図 a)。対象とする構造の深度(30-150 m 程度)とノイズテストの結果から, 発振点間隔・受振点間隔は共に 5 m, オフセット距離は 20 m とした。振源にはランマ 2 台を用い, それぞれ 5 m の区間を往復させた。2 台の発振を合わせて 1,000 回をスタックした(第 3 図 b)。受振点では 1 受振点当たり 12 個の受振器(6 個グループを 2 組)を用いた。個々の受振器については 5 m の間にほぼ等間隔で直線状に設置した(第 3 図 c)。

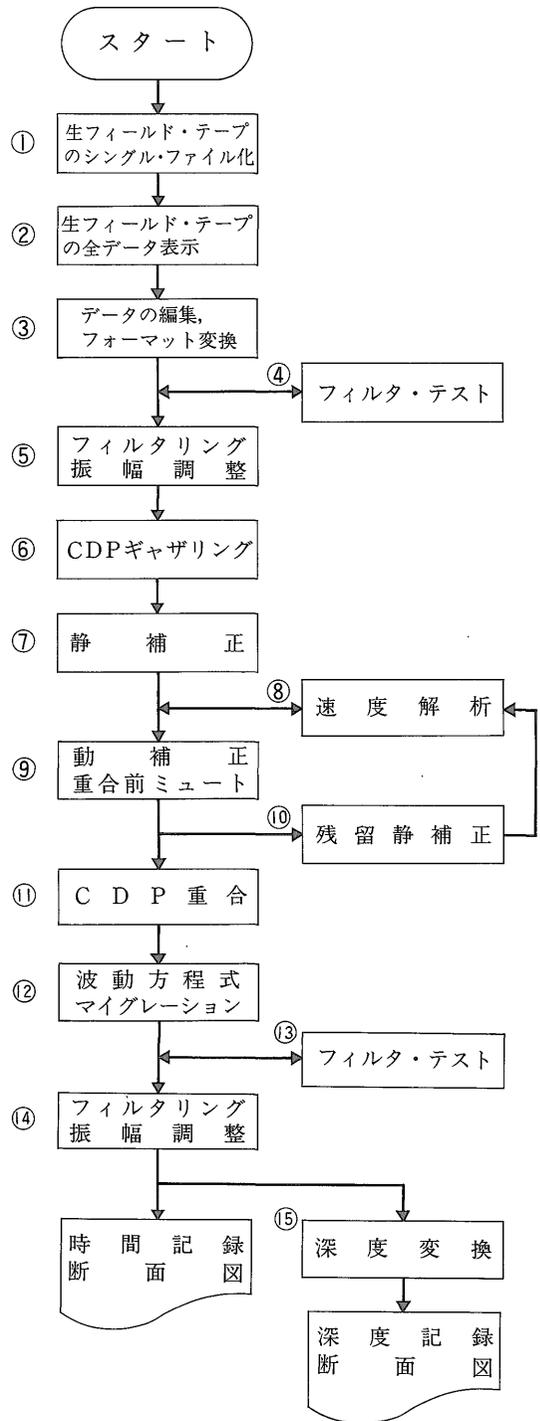
3.2 データ処理

地質調査所の反射法処理システム(加野ほか, 1983)を用いて, 現場で収録したデータのデジタル処理を行った。ここでは試錐等のデータは参照せず白紙の状態データ処理を行うこととした。これは本研究が, 地下構造が未知の堆積型ウラン鉱床地域で, 浅層反射法探査を適用し, 探鉱のための地下構造検出にどの程度役立つかを示すことを目的としているためである。

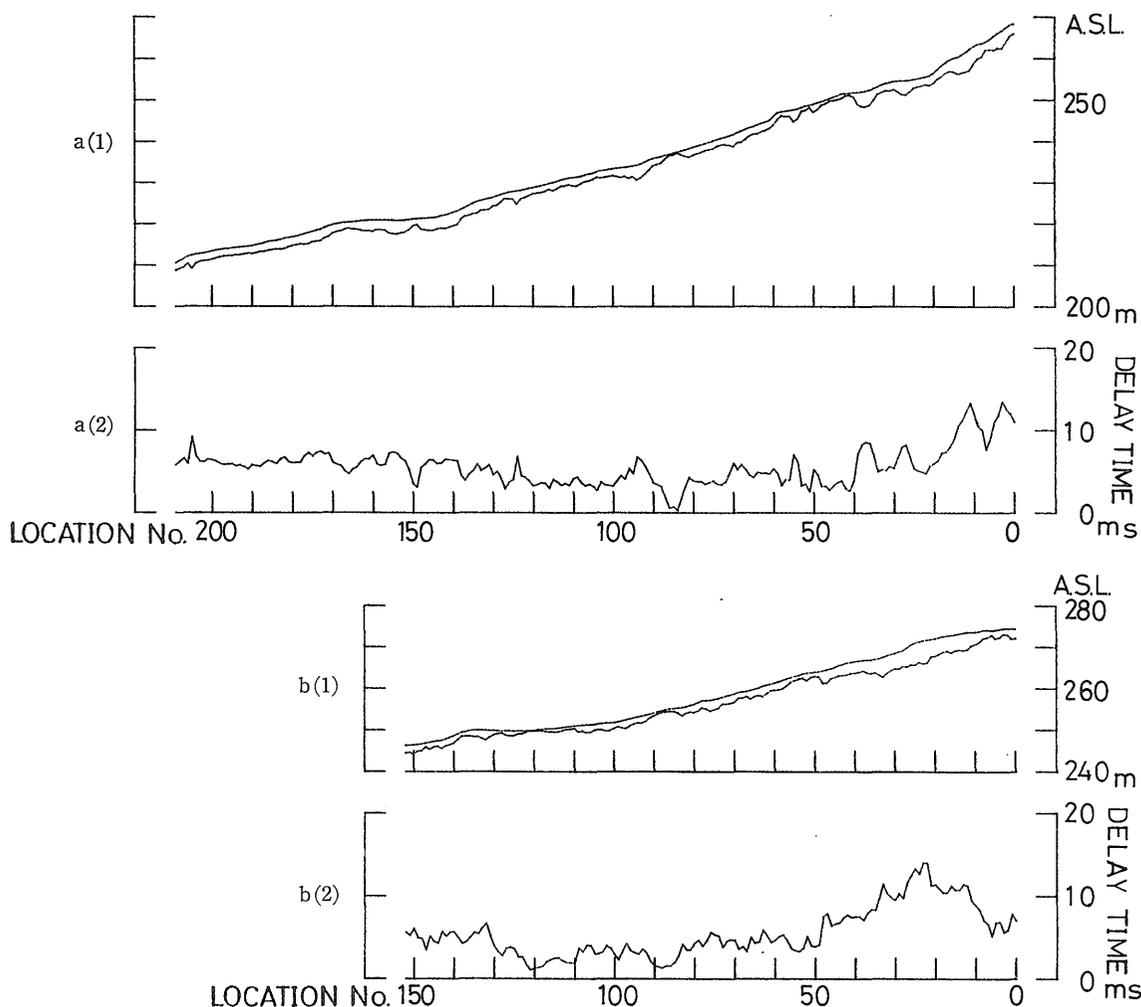
データ処理は標準的なものである。データ処理の流れを第 4 図に示す。データ処理の意味については, 加野ほか(1983)や朝倉(1982)を参照されたい。

以下に今回行ったデータ処理のうち特徴的なものについて簡単にコメントを行う。番号は第 4 図中の番号である。

⑥ CDP ギャザリング



第 4 図 データ処理の流れ



第5図 データ処理で求めた最表層の形状と静補正量

a: 正馬様測線 b: 賤洞測線
 a, bともに1は地形および最表層の下面を, 2は静補正量(横倉・加野(1983)の方法による)を示す。最表層の厚さは最表層中の弾性波速度を0.4 km/sと仮定し, 静補正量から求めた。

測線が直線であるとの仮定のもとに処理を行った。これは測線を直線とみなしても大きくははずれていないと判断したからである。理想的には測線の曲がりを考慮してCDPギャザリングをするべきであろう。

⑦静補正

速度の遅い最表層の影響を補正するため, データの初動走時を読み取り, 横倉・加野(1983 a)の方法で静補正量を求めた。最表層の速度には400 m/s, 補正の基準面としては直線で近似した地表面を用いた。これにより得

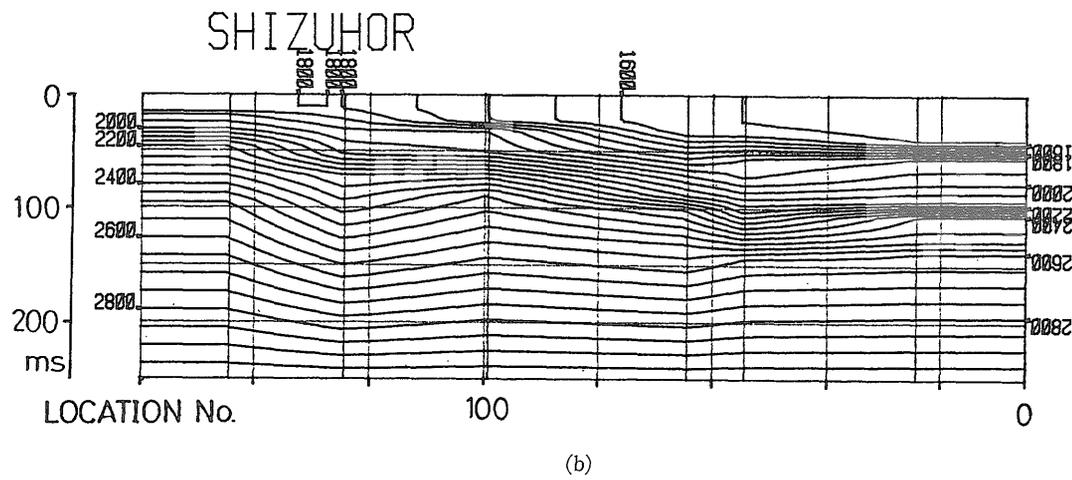
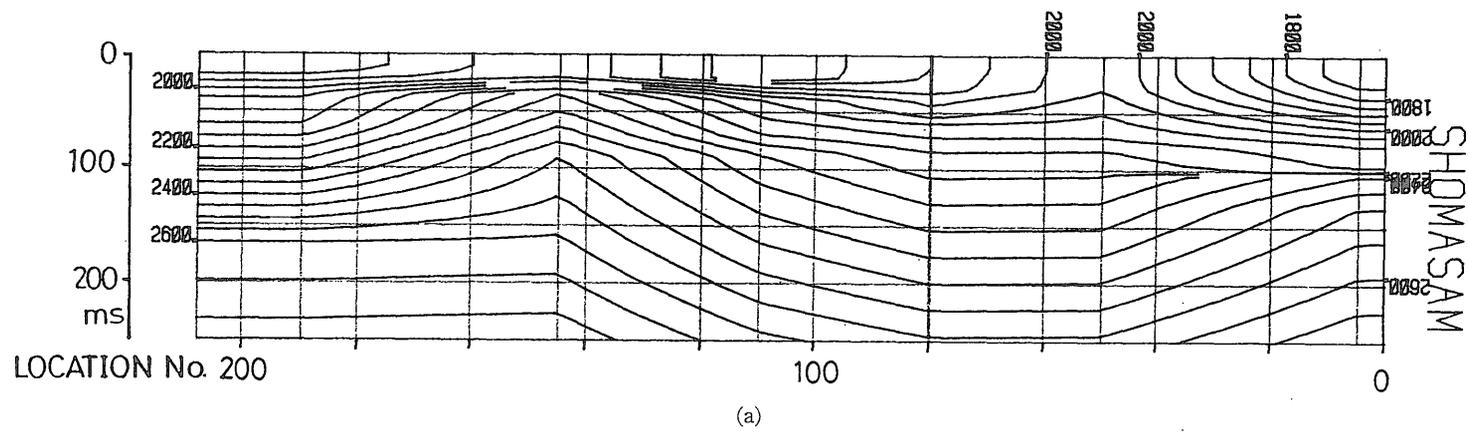
られた静補正量と最表層の形状を第5図に示す。

⑧速度解析

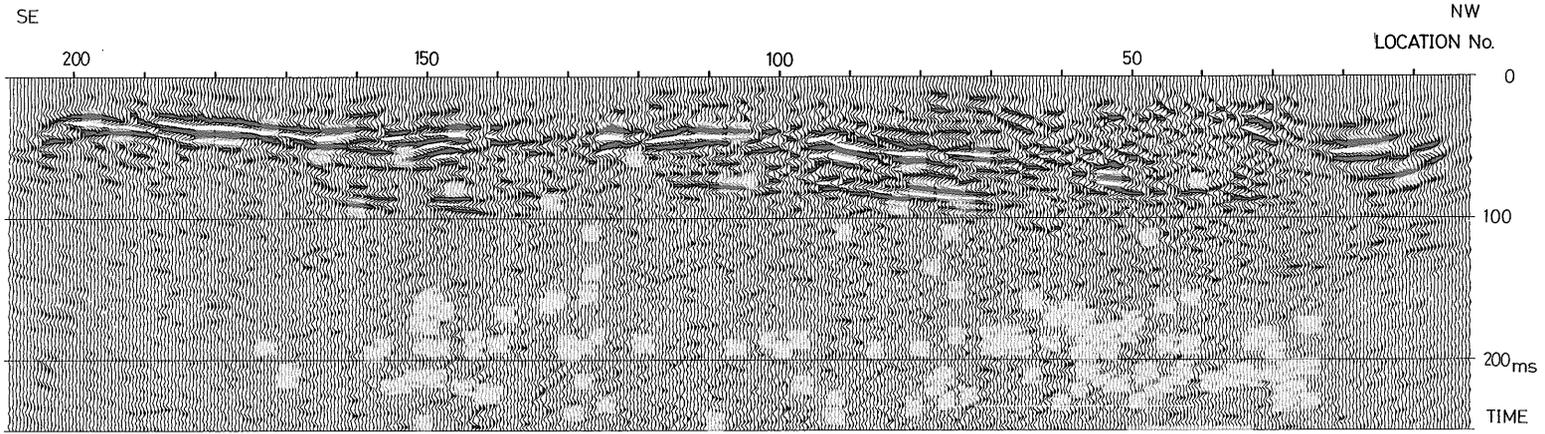
正馬様測線, 賤洞測線それぞれ6地点において速度解析を行った。速度解析には定速度走査法, 定速度重合法を用いた。最終的に求めた速度構造を第6図に示す。

⑨波動方程式マイグレーション

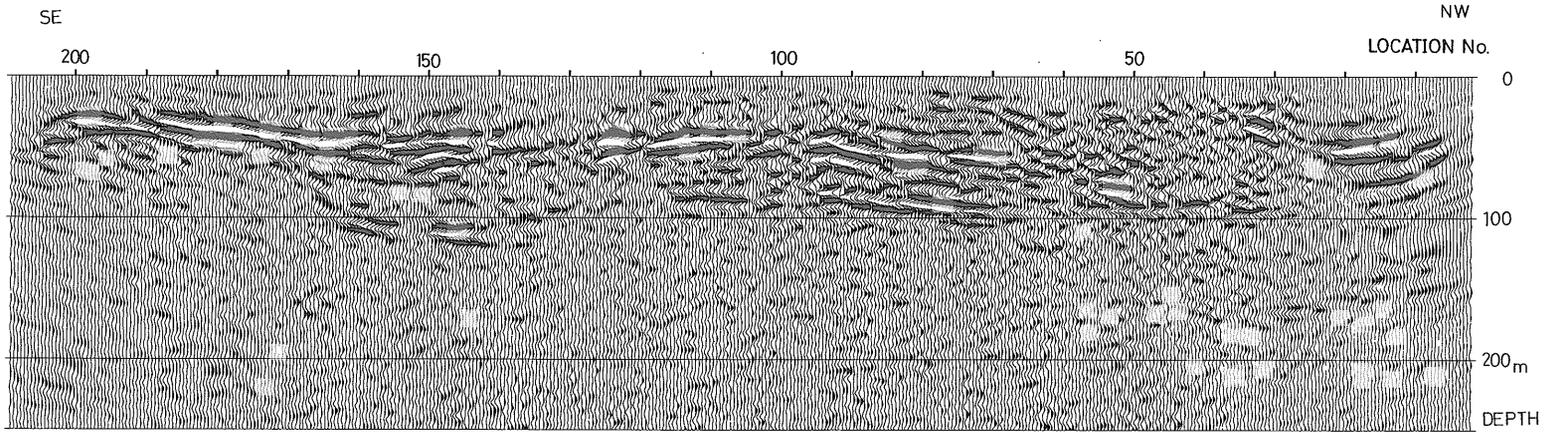
地質構造による回折波などのノイズを消すため, また傾斜した構造の見かけ傾斜を正しくするため, 周波数-波数領域でマイグレーションを行った。



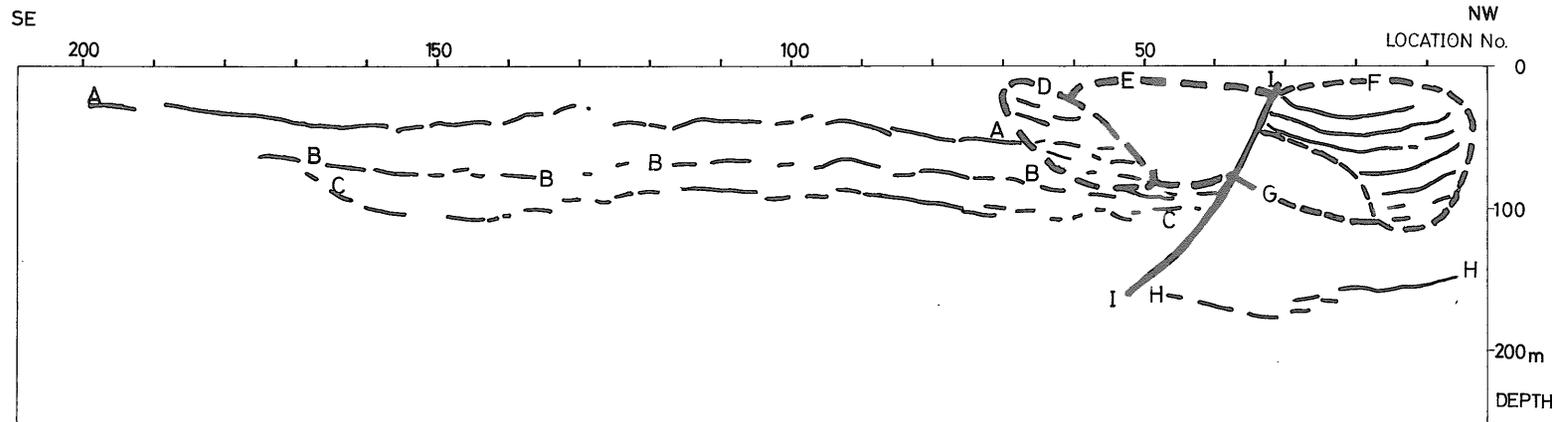
第6図 速度構造図 a:馬塚正測線 b:浅洞測線
 速度解析で得た重合速度をコンタ表示した。横軸は測点 No., 縦軸は深度, コンタの数字は速度(m/s)である。



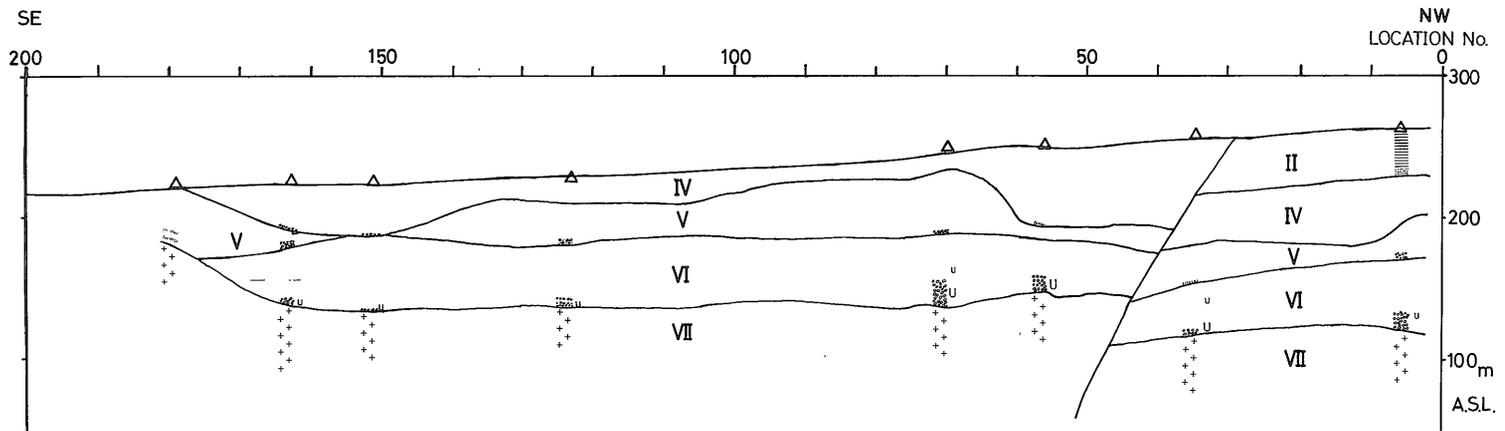
7(a)



7(b)



7(c)

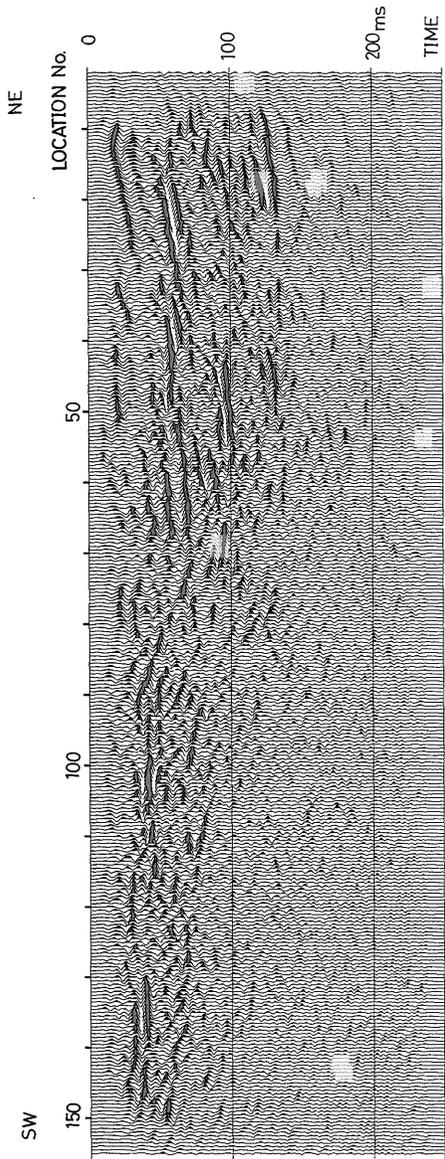


7(d)

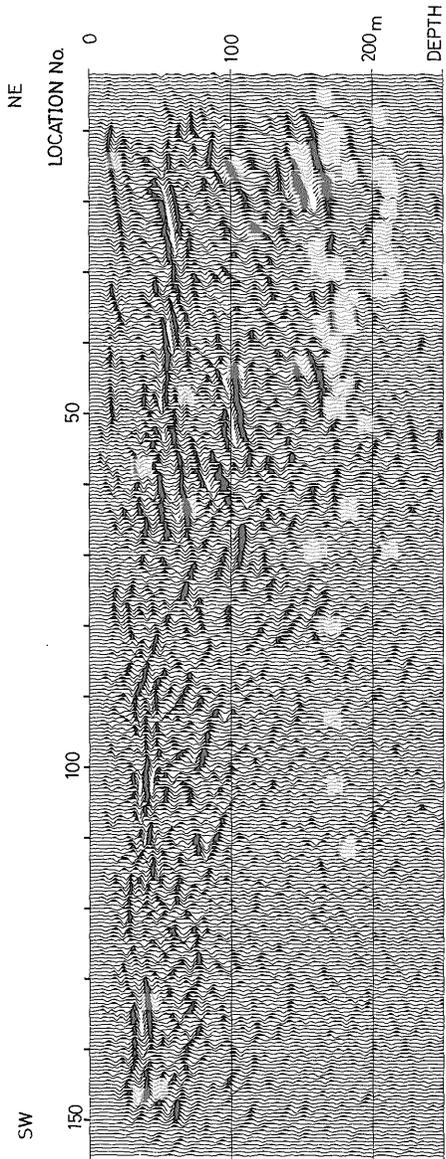
第7図 正馬様測線最終記録断面図

a: 時間断面図 b: 深度断面図 c: 解釈図 d: 試錐データによる地質断面図
(動力炉・核燃料開発事業団資料による) 凡例は第8図と同じ

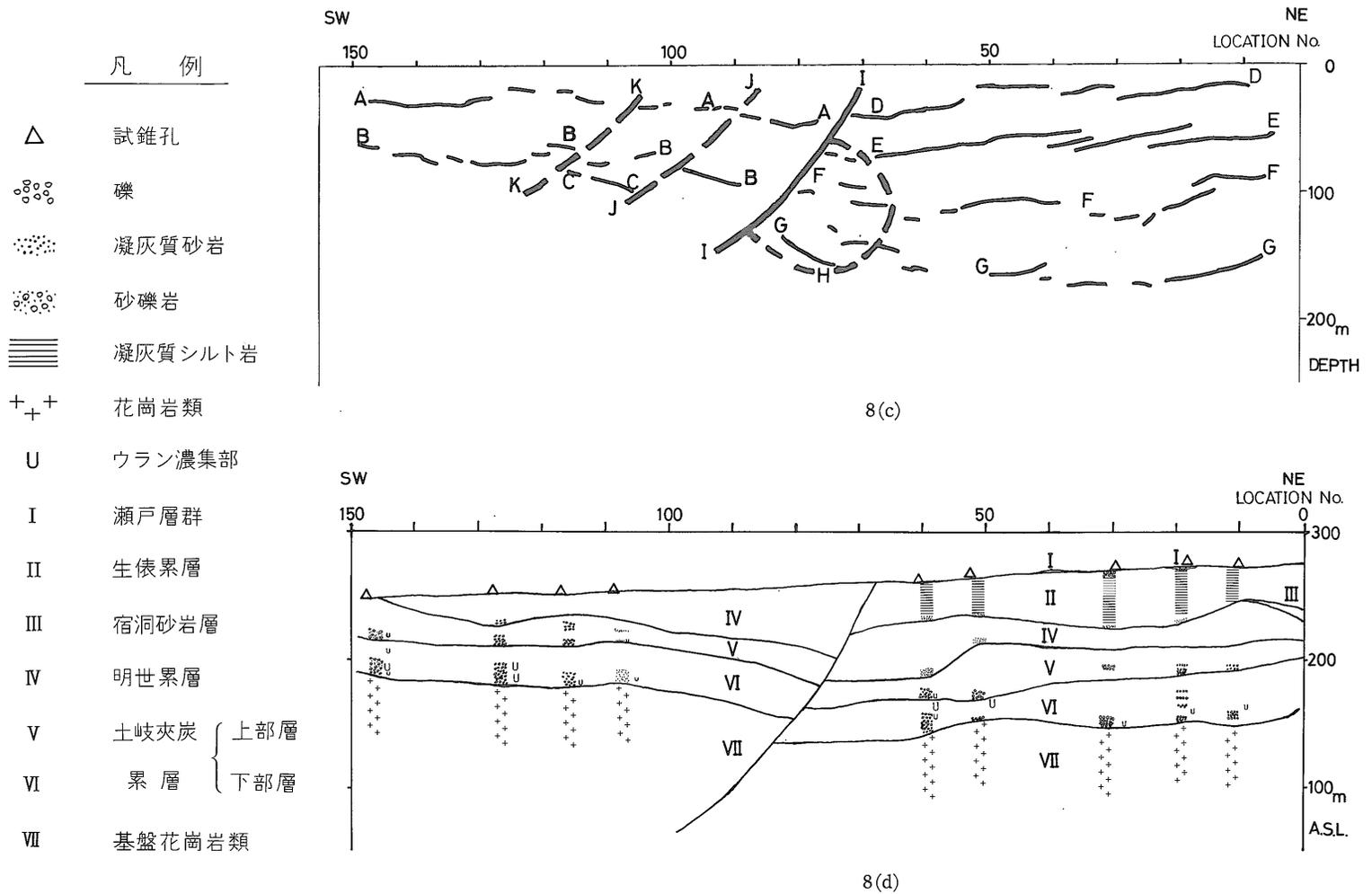
月吉ウラン鉱床における浅層反射法の適用性(加野ほか5名)



8(a)



8(b)



第8図 賤洞測線最終記録断面図

a: 時間断面図 b: 深度断面図 c: 解釈図 d: 試錐データによる地質断面図
(動力炉・核燃料開発事業団資料による)

⑮深度変換

時間軸から深度軸への深度変換には⑧の速度解析で求めた速度を用いた。

4. 調査結果

4.1 正馬様測線

正馬様測線の最終記録断面図、解釈図および試錐データから求めた地質断面図を第7図に示す。基準面としては地表面を直線で近似した面を用いた。

同図の特徴的な事柄を以下に述べる。

1) **A** は比較的連続性のよい強い反射面である。これはいくつかの反射面が部分的に重なって続いていると見られる。

2) **B** は少し弱くはあるが、比較的連続性のよい反射面である。ただし、測点 No. 115-130 にかけて、連続性が乱れている。

3) **C** は比較的連続性のよい反射面である。測点 No. 115-140 にかけて、連続性が乱れている。測点 No. 155-170 にかけては南東方向へ深度が浅くなっている。

4) **D** は北西方向に傾斜した一群の反射面である。

5) **E** は反射面が大きく乱れている部分である。

6) **F** は連続性のよい一群の反射面である。これは **G** の部分で連続性が乱れている。

7) **H** は極めて弱いが多連続性のある反射面らしい並びである。

8) **I** は断層と推定できる。

以上の特徴をふまえて記録断面図と地質断面図(第7図 c, d)の対応を検討する。反射面は基本的には礫層を表わしているものと考える。

1) **A** の反射面は土岐夾炭累層の上部層(V)と下部層(VI)との境界部をなす土岐夾炭累層上部層の基底礫を表わしているものと解釈される。

2) **C** の反射面は基盤(VII)上の基底礫に対応している。測点 No. 115-140 にかけて深度が深くなっていると解釈した。ここでは、反射波の乱れのため、反射面を確実に追うことはできない。この部分では測線が折れ曲がっており(第1図参照)、データ処理の仮定からはずれた影響がでたのかもしれない。しかし、地質断面図において、測点 No. 70 付近で厚かった基底礫が測点 No. 120 付近で薄くなり、上面の深度が深くなっていることから判断すれば、基底礫上面の凹凸を反映しているものと考えられる。測点 No. 160 から南東へと基底が上昇しているのがよく表現されている。**B** は土岐夾炭累層下部層中の礫層を表わしているのであろう。

3) **D** 部は地質断面図で明世累層(IV)が層厚を急激に

変化させているところに対応する。**E** 部はその明世累層が厚い部分に対応している。きれいな反射面が生じないような堆積環境あるいは断層の影響を示していると考えられる。

4) **F** の反射面群では地層との対応がはっきりしない。**G** 部でこの反射面が途切れているのは、地質断面図において、測点 No. 5 付近で見られる土岐夾炭累層上部層(V)の基底礫が、測点 No. 35 付近では見られなくなっているのに対応しているようである。

5) **H** の反射面は基盤上の基底礫に対応している。地質断面図よりもかなり深く現われているが、深度変換における仮定速度が速すぎるためと考える。基盤内の構造を示している可能性もある。

6) 地質断面図上の月吉断層に対応した位置に、記録断面図上にも反射波の乱れが認められる。しかし、**D**、**E**、**G** などの地質構造変化が近接しているため、断層による反射面のずれは明瞭でない。断層の検出という観点からすれば、**H** の反射面が明瞭であればよいが、振幅が小さく確実さに欠ける。またこの他の部分にも反射波のとぎれ、乱れが多数あり、反射波の乱れのみからこの部分を断層と判断することには問題がある。なお、他の部分の乱れは礫層が不連続に堆積しているためと考えている。

4.2 賤洞測線

賤洞測線の最終記録断面図、解釈図および試錐データから求めた地質断面図を第8図に示す。基準面は直線近似した地表面である。

同図の特徴的な事柄を以下に述べる。

1) **I** で示した断層より北東側では深度約 170 m まで反射面(**G**)が見られるが、南西側では 100 m より浅い所にしか反射面は見られない。

2) **A** は数カ所で不連続になっているが、全体としては連続性のよい反射面である。測点 No. 110-130 にかけては少し浅くなっている。

3) **B** は切れ切れの反射面である。

4) **C** は傾斜した反射面である。

5) **D** は浅部の反射面をとらえている。3カ所で大きく切れている。

6) **E** は比較的連続性のよい強い反射面である。2カ所で違い違っている。

7) **F** は切れ切れの反射面である。

8) **G** は弱い連続性のよい反射面である。

9) **H** で示した領域および **I** と **J** で挟まれた領域は全体に北東側に傾斜している。

10) **I** で示した断層が推定される。**J**、**K** も断層の可能

性がある。

以上の特徴をふまえながら記録断面図と地質断面図(第8図c, d)の対応を検討する。前節と同じく、反射面は基本的には礫層を表わしているものとする。

1) **A**の反射面は明世累層(IV)と土岐夾炭累層上部層(V)の境界とかなりよく対応している。ところどころに途切れがあり、礫層が不連続であることを示唆している。異なる時期の礫層が連続しているように見えていたとも考えられる。

2) **B**の反射面は地質断面図の基盤(VII)上の基底礫に対応している。第8図b上で見られる**A**と**B**の間の反射面は土岐夾炭累層中の礫層を表わしていると思われる。

3) **C**で示した反射面は地質断面図と対応していない。基盤の落ち込みか基盤内の構造を示しているのであろう。

4) **D**の反射面は生俵累層(II)中の礫層を示しているのであろう。

5) **E**の反射面は明世累層(IV)と土岐夾炭累層上部層(V)の境界と対応している。しかし、地質断面図上で測点No. 50-60にかけて明世累層の厚さが変化しているのに対応した変化は見られない。

6) **F**の反射面は、地質断面図で土岐夾炭累層中の礫の厚さや深度が水平方向で大きく変化しているのに対応していると考えられる。

7) **G**の反射面は**B**と同じく基盤上の基底礫を示しているものとする。しかし、地質断面図の深度とは30-50 mの差があり、深度変換の誤差(仮定速度の誤差)としては大きすぎる。基盤内の構造(たとえば風化した基盤と未風化した基盤の境界)を表わしているものかもしれない。今後の検討課題である。

8) 地質断面図上の月吉断層に対応した位置に、記録断面図上にも断層らしい構造が見られる。礫層が不連続であるため、反射面がきれいな成層構造を示しておらず、断層によるくい違いは明瞭でない。そのため他の部分の不連続性との区別が困難である。しかし、最下部の反射面の深度の違い、**H**で示した領域および**I**と**J**で挟まれた領域の傾斜から、断層の存在を推定してよい。

9) **J**, **K**にも断層を推定できる。これは月吉断層よりは若干確実性を欠く。

5. 考 察

5.1 技術的課題の検討

第2章で述べた様に、堆積型ウラン鉱床は地質構造、特に基盤の形状(チャンネル構造および断層系)に強く支配されている。したがって、堆積型ウラン鉱床の探鉱にあたっては、その地域の全体的な地質構造を明らかにす

ることが重要なこととなる。このために、試錐や調査坑といった直接的な方法や各種物理探査による構造調査が行われている。

これに対して、今回行った様に浅層反射法を用いて堆積型ウラン鉱床の探査を行えば、ここで示した様に地下浅部の構造を視覚的に捉えることができる。しかし、今までの浅層反射法をそのまま本地域の様な堆積型ウラン鉱床の探査に用いるには無理がある。浅層反射法はこれまで、平野部の地形の比較的平坦な場所で用いられている。地形の起伏に対する考慮、あるいは測線の曲がりに対する考慮がされていない。また地下構造の複雑な場所では反射面が揃わないなど解釈が困難な点がある。これらの技術的に未熟な点が多いことから、探査作業を実施するにあたっては、以下の様な問題点を予想した。

1) 現場は山地であり、測線設定の自由度は小さい。傾斜の大きな場所では測定作業そのものが困難である。

2) 基盤岩以浅の新第三系の中には礫層が数多く存在する。この礫層からの反射波が強く、他の反射面が隠されたり、それより深部へ弾性波が伝わらないといった可能性がある。

3) チャンネル構造の端では基盤岩が浅くなっている。極浅部からの反射波は屈折波との分離が困難である。

4) 地形の起伏、最表層の弾性波速度の遅い部分の厚さ・弾性波速度の水平方向での変化が大きく、データ処理に困難が伴う。

5) 礫層が不連続に分布し、反射面としての連続性が悪い可能性がある(特にチャンネル構造の側壁)。この場合には、データ処理が困難である(反射法は基本的に反射面の連続性を基にしたデータ処理が多い)。またその記録断面図の解釈においても、実際にそうなっているものなのか、データ処理におけるパラメータの誤りであるのか判断に苦しむ。

6) 基盤岩が風化・脆弱化しており、弾性波速度は徐々に変化しているものと考えられる。したがって、基盤岩の上面そのものがよい反射面をなしているとは考えにくい。

これらの問題点に対処するため、次の様にした。

1) チャンネル構造、月吉断層を横切り、かつ比較的平坦で起伏の小さい、直線に近い測線を設定した。

2) 多少低い周波数の弾性波を用いることとし、弾性波の減衰が少しでも小さいようにした。

3) 基盤の露頭に近い極浅部からの反射面については、基盤深度100-150 mの地区と同時に探査することは無理である。また2)で述べた様に弾性波の周波数を下げ、極浅部で十分な分解能を期待できない。このた

め、極浅部からの反射波は特には考慮しないこととした。

4) 最表層の低速度の層の影響を補正するため、横倉・加野(1983a)の方法による静補正を行った。

5) フィルタ・テスト、速度解析等を数多く行い、適切なパラメータを決定した。

6) 基盤岩上の礫層からの反射波から基盤の構造を推定した。

こういった問題点とは別に、反射法・浅層反射法の基本として、質のよい記録を収録するため、現場において品質管理を行い、質の悪い記録に対しては、データの再収録を行った。

現在まだ残っている問題点を整理すると次の様になる。

1) コリレーション・ノイズの大きさを現地で十分に把握できないため、これへの対応がむずかしい。今後の課題である。

2) 速度の大きい表面波が抑制しきれていない。速度フィルタなどによる抑制が必要である。

3) 本研究ではCDPギャザリングにおいて、測線を直線で近似した処理を行った。しかし、今後はさらに曲がりの大きな測線での探査も考える必要がある。測線の曲がりに対応した処理プログラムを開発する必要がある。

4) 今回用いた静補正のプログラムはいろいろな近似および仮定を含んでいる。最表層の速度の水平方向の変化が大きい場合や、測線が直線近似から大きくはずれている場合には、それなりに処理方法を変える必要がある。

5) 今回用いた残留静補正のプログラムはきれいな強い反射面の存在を仮定している。強い反射面が存在しない場合には、かえって処理結果が悪くなることも考えられる。使用にあたっては注意が必要である。

この様な問題点を解決していくことにより、さらに精度のよい、高分解能の結果を得ることができるであろう。

5.2 堆積型ウラン鉱床の探査技術としての評価

本研究では、地下構造を未知としてデータ処理を行った。それでもなお正馬様測線、賤洞測線ともに既に知られている地質構造とある程度整合する結果を得ることができた。特に地質構造の全体的な特徴はよく表現されている。深度の数値的な正しさには、まだデータ処理技術が完全ではないこともあり問題があるが、礫層の形状をよく表現できたと考える。

堆積型ウラン鉱床の探査においては地下構造の把握が重要であり、数多くの試錐調査が行われる。試錐から得られる情報は平面的に見た場合には点の情報にすぎない。平面的な変化は推定するほかない。浅層反射法探査により得られる情報は高密度のものであり、平面的な変化の推定に重要な資料となる。現在の浅層反射法の技術には

まだ未熟な所も多く、改良すべき所が多い。しかし、今回の探査で示された様に、堆積型ウラン鉱床においては、浅層反射法により基盤構造、基盤上部の堆積のようすを把握することができる。今回のデータ処理では試錐のデータを利用していないが、浅層反射法の探査データから試錐地点の選定を行ったりあるいは逆に試錐データを利用して浅層反射法データの再処理を行い結果の精度を上げる等探査の効果を高めることができる。浅層反射法は本地域の様な堆積型ウラン鉱床の探査に十分役立つ技術であると考えられる。

謝 辞

本報告を書くにあたり、発表を許可していただいた動力炉・核燃料開発事業団中部探鉱事務所塚本由三所長(当時)に深甚なる感謝の意を表す。現場での作業を手伝っていただいた動力炉・核燃料開発事業団中部探鉱事務所の職員の各位に感謝する。またデータ処理においていろいろと助言をしていただいた地質調査所物理探査部技術開発課横倉隆伸技官に感謝する。

文 献

- 朝倉夏雄(1982) 初心者のための反射法データ処理. 物理探鉱, vol. 35, p. 351-374.
- BARBIER, M. G. and VIALIX, J. R. (1973) SOSIE : A New Tool for Marine Seismology, *Geophysics*, vol. 38, p. 673-683.
- and ——— (1974) Pulse Cording in Seismic Prospecting—SOSIE and SEISCODE. *Geophysical Prospecting*, vol. 22, p. 153-175.
- , BONDON, P., MELLINGER, R. and VIALIX, J. R. (1976) MINI-SOSIE for Shallow Land Seismology. *Geophysical Prospecting*, vol. 24, p. 515-527.
- 加野直巳・横倉隆伸・渡辺史郎(1983) 地質調査所の反射法処理システム—会話型高速処理システム—地調月報, vol. 34, p. 311-327.
- ・渡辺史郎(1986) 地質調査所の浅層反射法探査システム. 物理探鉱, vol. 39, p. 31-37.
- DOBRIN, M. B. (1976) *Introduction to Geophysical Prospecting* (3rd ed.). McGraw-hill Inc., New York, 630 p.
- SERRES, Y., and WILES, C., (1978) MINI-SOSIE—New High-resolution Seismic Reflection System. *Canad. Inst. Min. Metall. Bull.*, vol. 71, p. 96-102.
- 山本 勇・塩田哲也・原島文雄・藤本順吉・鯉沼 稔・

- 広野修一郎(1974) 東濃地域のウラン鉱床の探
鉱について. 鉱山地質, vol. 24, p. 157-168.
- 横倉隆伸・加野直巳(1983) 反射法地震探査のための簡
単な静補正法. 物理探鉱, vol. 36, p. 190-200.
- ・—————(1983) 反射法の震源—特にミニソ
シーの原理について. 地質ニュース, no. 351,
p. 6-13.
- 渡辺史郎・加野直巳・田中信一・駒井二郎・小野吉彦
(1981) 弾性波による手法の研究. 活断層探査
手法の研究, 平野部における活断層探査手法お
よび活断層の活動度に関する総合研究報告書,
科学技術庁研究調整局, p. 32-49.
- 渡辺史郎・加野直巳(1982 a) ここまで来た浅層反射法.
地質ニュース, no. 337, p. 230-231.
- ・—————(1982 b) 浅層反射法. 物理探鉱,
vol. 35, p. 290-300.
- (受付: 1985年9月20日; 受理: 1986年1月24日)