

断層とマイグレーション処理

中条 純 輔 (環境地質部)
Junsuke CHUJO

茂木 昭 夫 (海上保安庁 水路部 測量課長)
Akio MOGI

宮崎 光 旗 (海洋地質部)
Teruki MIYAZAKI

桜井 操 (海上保安庁 水路部 主任水路測量官)
Misao SAKURAI

はじめに

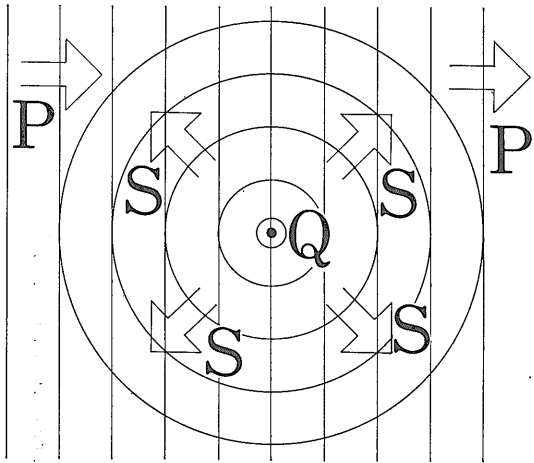
デジタル地震探査が実用化されて15年たち そのデジタル処理は真に多様になった。デジタル反射法の実用

化によって石油・天然ガスの探鉱深度が倍近くなり 探鉱内容も質的に向上した。処理内容もいろいろあり反射法の教科書にたくさん述べられている。

ここではマイグレーションという処理によって いかに記録がよくなるか 特にそれによって断層の検出がよくなるのであるが それを実例をもって示そう。

それに先立ち弾性波の散乱または回折と呼ばれる現象と その時間断面をのべる。マイグレーションの考え方と電算機で実行する手続きは本文では省略する。

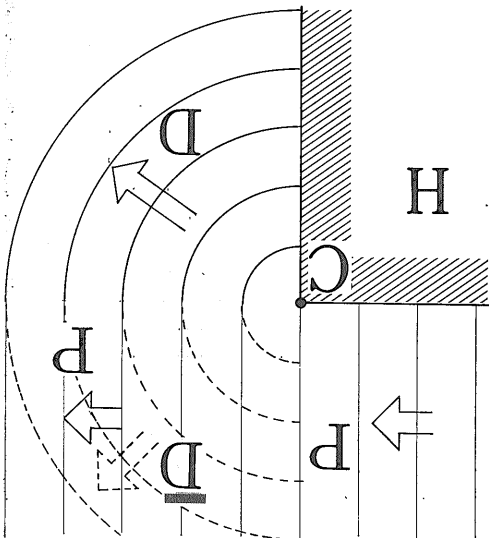
実例として用いられる記録は阿武隈沖の太平洋でえられた反射法地震探査の一部分である。この測線は 阿武隈沖の大陸棚から東南東へ日本海溝をほぼ垂直に横切った先まで全長 274km のものである。



第1図 音の散乱

音波Pが進む媒質中に 散乱源Qがあると Qが二次的な音源になって散乱音波Sが放射される。

この地震探査は科学技術庁が地震予知を目的とした総合研究の一環として海域の巨大地震の予知のための「海底地殻構造調査」の特別研究調整費により行われたものである。調査研究を担当したのは海上保安庁水路部と工業技術院地質調査所である。外業を中心とする作業は水路部が行い 海上の観測作業と大型電算機による基本処理は請負として石油資源開発株式会社が実施した。海上の作業は同社の地震探鉱船「開洋丸」990トンが当り1979年11月に作業を行った。現場で探鉱機 DFS-V (TI社) によりデジタル集録され そのデータは電算機 IBM370 シリーズのモデル158で処理された。



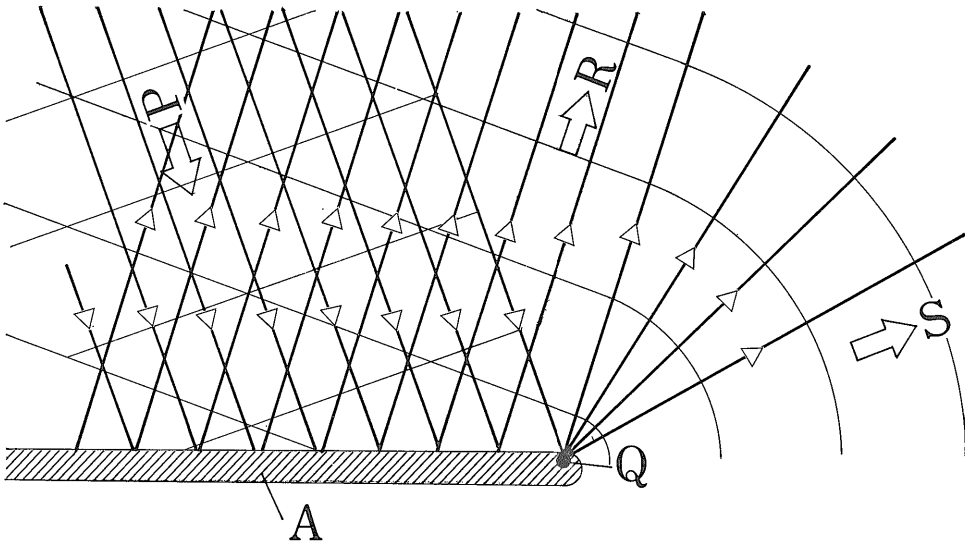
第2図 音の回折

音波Pが物体Hによる影の領域に回折波Dとして入ってゆく。なおCからDと反対の象限にDと逆位相の波D̄が生ずることがある。

音の散乱と時間断面

反射法地震探査の記録を適切な表示法で表わすとあたかも地下の断面図のように見える。これは屈折法や重力・磁気探査にはないことで 反射法の重要な利点の一つである。音波探査は原理的には海の反射法と同じであり その区別は実用上の区別だから以下では反射法という言葉に音波探査の意味も含ませることにしよう。

反射法の記録は地下の断面図に近い表示をするので記録を利用する人がときに音波の介在を忘れることすらある。しかし音波の物理的性質と地層の音に関する物性を理解しないと正しい判断と解釈はできない。例えば二重反射 (反射面と水面の間を2回往復する径路の反射波) を原反射 primary reflection と間違えれば誤った地質にな



第3図 反射層と散乱. 反射層AがQで消失すると音Pの反射波RもQから先で消失する. これから先はRの回折波またはQの散乱波Sが伝播する.

る. しかし二重反射は不要ではあるが その性質を理解していれば地層の形状や物性を推定する手がかりになることもある.

反射法の記録で反射層を見にくくなる原因の一つに音波の散乱という現象があるので これと時間断面との関係につき述べよう.

波動には散乱 scattering と回折 diffraction という現象がある. これは光でも電磁波でもX線でも海の表面波でもすべての波動で生ずるが ここではP波の音波だ

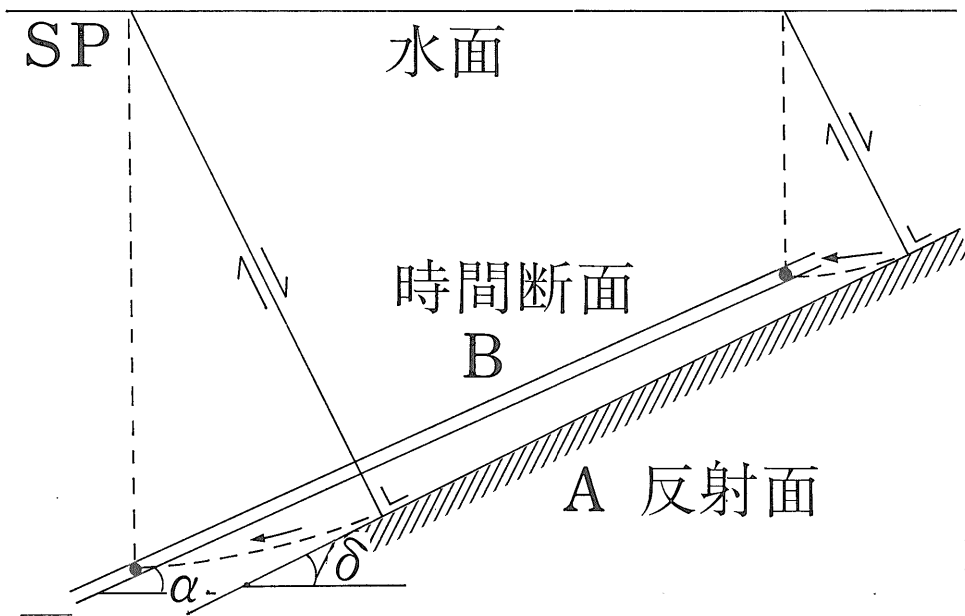
けを考えよう.

散乱とは第1図に示すように 音波Pが進行してゆく中に散乱源QがあるとQが二次的な音源となって音波Sを放射する現象である.

回折とは第2図に示すように 音波Pが音を伝えない物体Hのわきを進んでゆくとき Hの影の部分にかかると影の中に進行する現象である. これは音が波動のためであり回折波Dは影を作る点Cを音源として拡がる.

散乱も回折もホイゲンスの原理で説明される.

(注) 物体HのカドCを原点にすると回折波Dは 第IV象限



第4図 傾斜した面Aの時間断面B.

に入り込む波である。これに対して第I象限に拡がる波 \overline{D} もある。 \overline{D} はDと位相が逆すなわちDの山と谷が \overline{D} の谷と山に対応する。反射記録では \overline{D} はほとんど観測にかからない。

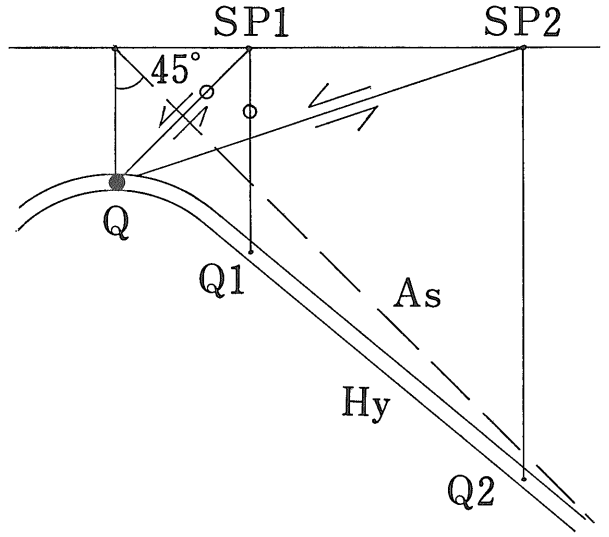
地層Aが反射面として存在しこれが点Qで急に消失しているとす。第3図。ここに音波Pが入射すればA面で反射して反射波RになりA層の端Qから先はQを音源とする音Sが拡がってゆく。このSは反射波Rの回折波と考えてもよいし点Qの散乱波と考えてもよい。そしていづれの呼名も使われている。本文では散乱という言葉を使うことにしよう。

反射法の記録の表示でヨコ方向を地表の水平方向にタテ方向を反射波の走時で換算した距離にして表わしたものは時間断面 time section と呼ばれる。傾斜した反射面が時間断面の上でどう表示されるかを扱ってみる。地下に傾斜角 δ の反射面がある。この時間断面は第4図に示すように δ とは違った角度 α の面として表示される。すなわちSPから出た音は反射面Aに垂直に入射して反射しまたSPで受振されるが反射点Rは時間断面の上ではTに移動する。こうして反射面A全体が時間断面ではBに移る。そしてAとBの間には

1. 時間断面の傾斜の読取角 α と反射面の傾斜角 δ は $\sin \delta = \tan \alpha$ の関係がある。
2. AとBの延長は水面で交わる。

の2つの関係で結ばれる。

時間断面Bから反射面Aを出すことあるいはTから



第5図 点Qの時間断面。

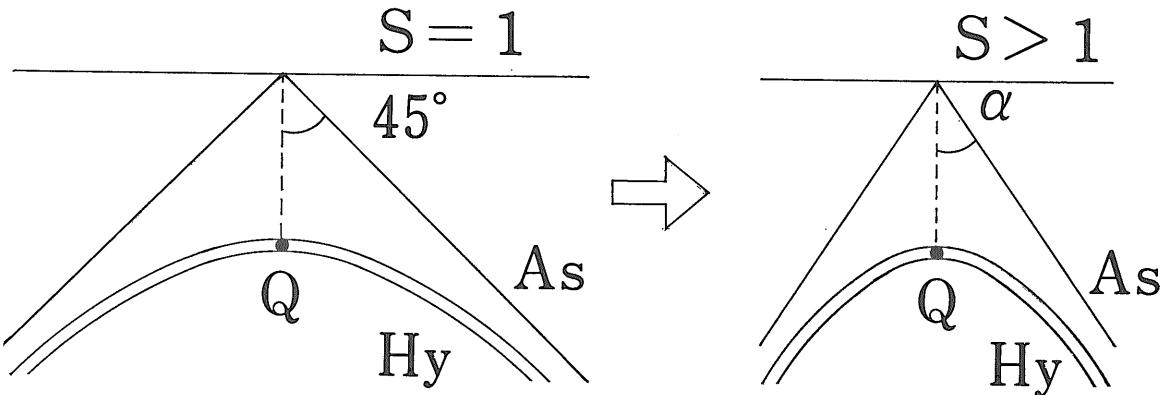
Qの時間断面は双曲線Hyになる。Hyの漸近線Asは水面で垂線と45°で交わる。

Rを出すことをマイグレート migrate するという。定着した訳語はないが移行とも訳そうか。

実際の時間断面の記録では媒質(A層の上)の中の音の伝播速度Vが水中の音の速度Vw(約1.5km/s)と違うのが普通である。また時間断面の表示は垂直尺度と水平尺度が違うことが多い。垂直・水平尺度比をSとすると前記の関係は拡張されて

$$\sin \delta = \frac{V}{SV_w} \tan \alpha$$

となる。



第6図 散乱波の双曲線

Q: 散乱源 Hy: 時間断面の双曲線 As: 双曲線の漸近線 S: 垂直水平尺度比

時間断面の上でSが1なら散乱波は直角双曲線になるが1でない直角にならず $\alpha = \tan^{-1}(1/S)$ になる。

次に点の時間断面を考えてみよう。音の媒質中に点Qがあり音がどこからきても散乱を起して音を元の方向にも戻すとする。すると第5図に示されるように時間断面は双曲線になる。その双曲線Hyは直角双曲線であり漸近線Asは水面で直交する。垂線とAsとは45°で交わる。

時間断面の垂直水平尺度比Sが1でないとき直角双曲線にはならない。Sが1より大きければ双曲線がヨコ方向に押し潰される(第6図)。このばあい漸近線Asが垂線となす角 α は

$$\alpha = \tan^{-1}(1/S)$$

となる。

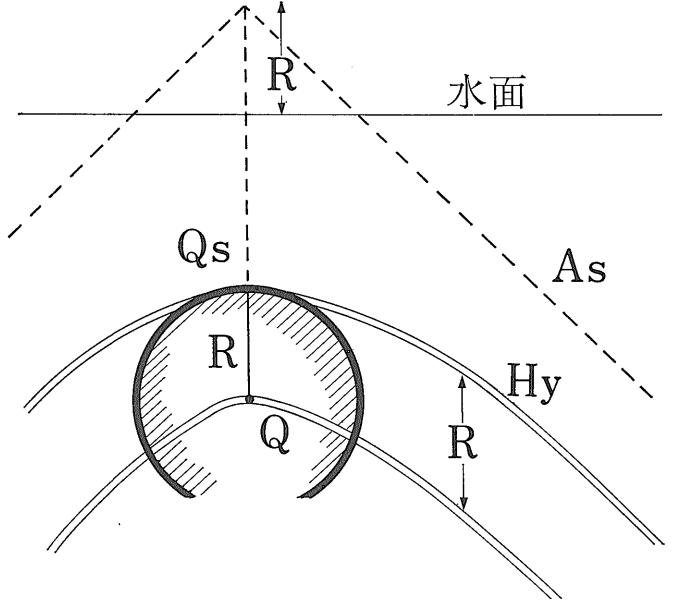
Sが1なら α は45°で直角双曲線でありSが2, 2.5, 3, 5, 8, 10ならそれぞれ26.°6, 21.°8, 18.°4, 11.°3, 7.°1, 5.°7となる。後に例示する記録ではS=2.5 α =21.°8である。

点の散乱につき述べたが次に球につき述べる。半径Rの球の時間断面はやはり双曲線になる。球の中心を散乱源と考えると生ずる双曲線と漸近線を半径Rの分だけタテに持上げたものが時間断面になる。第7図。

このように地質構造の断面と時間断面とは地層の中の音の速さなどを別問題としてもなお別なものになる。傾斜面は位置の違った面になり点や球は双曲線になる。海底の構造の山や谷はかなり変わったものになる。変らないのは水平な面だけである。

ここでは散乱が起ることと受かることを前提に述べてきたが超音波のような波長の短いものでは容易に指向性を鋭くできるので散乱波はあるていど避けられる。非常に鋭い指向性で船の垂直下方だけを調べる方式(Narrow Beam Echo Sounder と呼ばれる)では散乱波は受振されない。この方式の問題点は船の動揺(ふつう10度ていどで指向角の数倍)を避け超音波を下向きに出し下からきた反射波だけを受振する技術である。

反射法では hidroホン素子を並べて(記録では1チャンネルにつき50mの中に100コの素子が並んでいる)あるので多少下向きの指向性はあるが散乱波を避けることはできない。音の波長が長いからである。



第7図 球の時間断面
球の散乱波による時間断面は点と同じく双曲線になるが半径Rだけ中心から上る。

反射面と時間断面が異なることを述べたが時間断面を元に戻す処理がマイグレーションである。マイグレーション処理の実際は考え方としても演算技術としてもかなり難しいものであり演算量もかなり多い。CLARBOUBOUT (1976) のテキストに述べられているし最近の新しい研究も進んでいる。

マイグレーション処理には傾斜した層の時間断面を正しい位置に戻すという働きと散乱波を散乱源に収束させるという働きがある。断層の検出に関しては後者が役立っている。

断層の実例

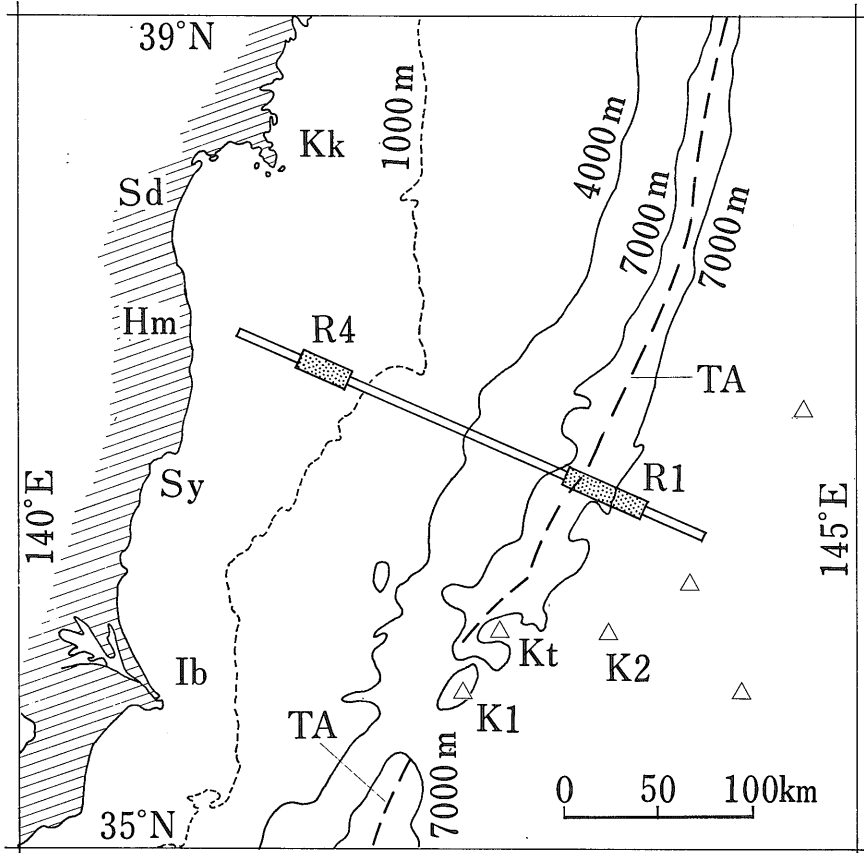
マイグレーションによって時間断面が地質断面に近づく。その最大の効用の一つは断層の検出がよくなることである。元来断層の検出は地震探査の大きな課題でありながら難しいものであった。マイグレーションの実例に先立って反射法における断層の一般的なことを述べると次のようなことがいえる。

1. 小さい断層は記録上で分りやすく 大きな断層や構造線は分りにくい。(探査の発注者側が逆に大きい断層だから出ていると思っているケースを筆者は何回か経験している)。これは大きい断層は断層が単一の線で形成されず また断層周辺の物性の変化が広がっているためであろう。しかし小さい断層は変化が単純で物性の変化の範囲も小さいので 分り

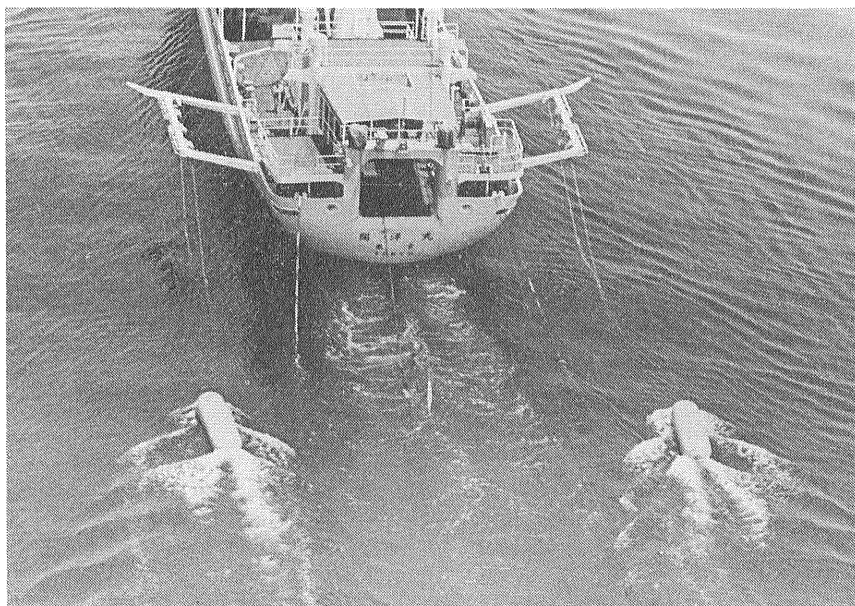
やすい。

層の両側で地層が平行して変位するものである。断層の両側で地層の傾斜角が変る折れたようなものもある。断層が褶曲と組合されたように引ずりを起しているものは地層が

2. 断層にはいろいろのタイプがある。最も基本的な型は断



第8図
 測線位置図
 福島県原町の沖から日本海溝の南東まで274kmの測線。
 R1：図版1, 2, 3, 日本海溝横断
 R4：図版4, 5, 三陸・常磐地帯斜内。
 TA 日本海溝軸, K1 鹿島第1海山, Kt 香取海山, K2 鹿島第2海山, Kk 金華山
 Sd 仙台, Hm 原町, Sy 塩屋崎, Ib 犬吠崎。



第9図
 地震探査作業中の船尾。
 物理探鉱調査船「開洋丸」(石油資源開発株式会社所属990トン)の船尾。
 両舷後方のソーセージ形のはエアガンのウキで この下10mに大小合計21コのエアガンが取付けてある。船尾中央から出ているケーブルはストリーマという受震器ケーブルで 全長約2,900m。

ductile なのかもしれない。断層で地層の端から散乱波の出るものもある。断層が地層の落差としては僅かでも音圧の振巾の変化としては明確に分るものがある。平行した幾つかの断層や共役断層のように幾つかの断層があるばあいその特徴が共通していることが多い。力の場や物性が共通しているからであろう。このような断層の特徴をとらえることが検出に重要である。特に測線が格子状のばあいには外少疑わしい断層でも共通性を通して追跡できる。

- 3. 断層面それ自身が反射波を出している例を筆者は知らない。これは原理的にありえないということではなく経験的にないのである。

記録の例として阿武隈の沖から日本海溝を横切る測線の中の2カ所を用いる。この測線は福島県原町の沖から始まり日本海溝とほぼ直交する。銚子の沖に日本海溝をまたがるような形の鹿島第一海山という山がある。測線はこの山から北東約120kmの海溝底で交叉している。海溝底の水深は約7,523m(未校正)である。記録例は海溝底付近のものとして三陸・常磐地向斜内の西から2番めの堆積盆の記録例との2カ所である。第8図

記録例の図版1(グラビア参照)は24重合してデコン(deconvolutionの略称)をする前の時間断面図である。もっともシステム・デコンというフィルター処理は行ってある。(以下この処理をIと記す)

この記録にはSC1~SC4を始めたくさんの散乱波がみられる。それには上に凸の山形(Ω状)の双曲線も多少はあるが大部分は片側だけのものである。階段状ステップのある所では地形や構造の落る方にだけ出てい

ることが多い。

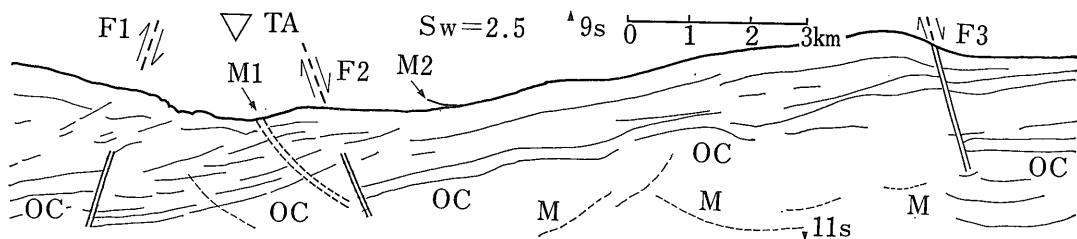
原記録は水平尺度が1/50,000、垂直方向は37.5mm/secの掃引だから水中部分では垂直尺度1/20,000である。水中の垂直水平尺度比SwはSw=2.5である。地層中では音が水中より早いからSは小さくなり水の2.5倍1.5km/s×2.5=3.75km/sの地層ならばS=1すなわちタテとヨコの尺度が同じ1/50,000である。SwやSは本誌掲載のための縮尺には関係せず一定である。Sw=2.5でαはα=tan⁻¹(1/Sw)=22°である。記録の散乱波SC2 SC3など双曲線がかなり直線に近づいたところでαを実測すると25°—35°で漸近線のα=22°より大きい。大きいのは一般的なことで読取部分が漸近線に十分近づいてないこと散乱源がある大きさをもったりその軸が測線と斜交していること散乱源の上の地層の速度が水より早いことなどが原因として考えられる。逆に漸近線の角αより小さいことは幾何学的にも観測例としてもない。これは水中を音が音の速さより遅く受振器間に伝播することに相当しありえないことである。もしあったら雑音が偶然並んだとしか考えられない。

散乱波は受振器の真下でない音波を受けるために生ずるわけであり測線の真下ですらない。従って水深が関係する。地層の反射波も記録上水深に多少関係するが散乱波のばあいは関係が深い。日本海溝のような深い所では散乱波と反射波ははっきり分離する。水深が変れば構造が同じでも記録は変る。

海溝底(TAと記号をつけてある)の近くのSC1は散乱波の一つである。SC1をよく見ると幾つかの散乱波が



第10図
地震探査の観測室。
左は磁気テープ機構4台中の3台。観測手の前は観測のモニター機器。



第11図 日本海溝底付近の記録の模式図。
 TA: 日本海溝の軸 左は内側・右は外側。
 M1: マイグレーション処理の雑音 M2: 海底の処理雑音 M: 処理雑音
 F1: 逆断層 F2: 海溝外の正断層 F3: 正断層で地形にまで出ている
 OC: 海洋地殻 (玄武岩層)。

組合さっている。海溝底近傍の地形が複雑なためである。これは後にマイグレーション記録の M1 と較べる。

記録例の図版 2 (グラビア参照) は前記録のマイグレーション処理を行った時間断面である。(以下この処理記録を II と表わす) 処理前に鮮明に出ていた上に凸の双曲線状 (Ω 状) の散乱波がすべて消えている。その代わりに上に凹状 (U 状) 曲線が出ている。これは理論的には幾つかの仮定の上で長円 (ダ円) の一部であるといえる。双曲線を消す処理で計算のパラメータが適切でないと長円状の処理雑音が生ずる。これは海底部分でもそうである。マイグレーション処理後に海水部分にも処理雑音がかかり入ってしまう。そのため海底から上ではあるレベルで信号を切るのであるが海底地形が複雑だと散乱波が強くて表示の際に残ってしまうことがある。M2 がその例である。海水の中にそろうた雑音のある様子が分る。またマイグレーション処理のために生ずる雑音の例として M1 を指摘できる。これは記録 I の SCI と較べると処理で生じた雑音であることが分る。

マイグレーション処理をした記録 II によれば地質構造をかなり把握しやすくなるが同時に処理による雑音や変形も起りうる。性質は違うがフィルターにもそのような面がある。

この処理で最大の利点の一つは断層の検出がよくなることである。記録の右端の断層 F3 を見よう。F3 は海溝から 10km 外側にある断層である。断層面のとり方は人により多少違いがあると思うが地形の落ちている方向に落ちる (南東落ち) 正断層であることには異論はないであろう。

F2 は海溝底から 2km ほど外に出た所で海洋底基盤を切っている断層である。これはゆるい角の正断層である (第11図)。地形には出していない。

F1 は海溝底から 3km ほど内に入ったところであり

やはり基盤を切る。これは逆断層と思われる。海溝底から内側はいわゆる“もぐりこみ複合体”の所である。海溝をはさんで僅か 5km のところで正断層と逆断層が基盤を切っていることは興味深い。断層 F1 の検出は難しい。しかしはっきり言えることはマイグレーション以前の記録よりは遙かに改良されているということである。

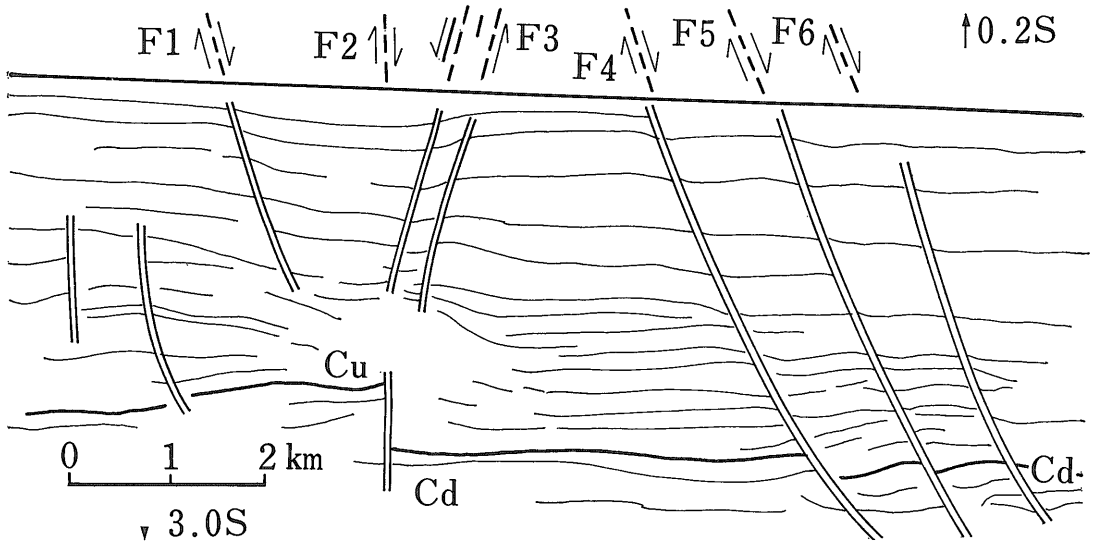
以上の記録 I と II はいずれもタテ方向が往復走時であった。水中部分で垂直水平尺度比 Sw は 2.5 だが地層の速度 V は水中より早いので S は 2.5 より小さく深さにより異なる。記録の図版 (グラビア参照) はマイグレーション済のものを更に深度変換したものである (処理 IV)。すなわち $S=1$ であり原記録ではタテ・ヨコ共 1/50,000 で最も地質断面に近い。参考までに掲げた。

マイグレーション前の時間断面には I マイグレーション済には II マイグレーション済にさらに深度変換をした構造断面には IV と記した。IV の方が II より実際に近いが断層に関するかぎり II の方が分りやすい。(事実に近い方が理解しやすいとは限らない)

別の断層例を示す。図版 4 (グラビア参照) は三陸一常磐地向斜の中の堆積盆の一つである。水深 200—300m ぐらいであり深さ 3s まで示す。図版 5 (グラビア参照) はマイグレーションを行った記録 II である。これをもとに模式図を書いたものが第12図である。

F1 と F3 および F3' は堆積層を切る正断層である。F1 は右落ち (南東落ち 外帯側落ち) F3 は左落ちで共役断層をなしている。F3' は副断層である。

F2 は基盤 (白亜系と考えられている) を切る断層である。この断層はマイグレーションの効果を実にはっきり示している。処理前の記録 I では F2 の所に何か異常があることだけは分るが断層かどうかや形状を判定することは非常に難しい。処理済の記録 II では断層である



第12図 堆積盆の記録の模式図

F1 と F3 は共役断層で正断層 F2 は基盤を切る断層で Cu と Cd が同じ層で落差 430m.
F4, F5, F6 は正断層. 上層ほど落差が小さく 深いほど大きくなり基盤でモメている.

ことはもとより落差や周辺の地層の状況も分るし F1 と F3 の共役断層との因果関係があるだろうと推定もつく.

F2 は海底から 1.5—2.0s 下の断層で模式図のように上盤 Cu と下盤 Cd を対応させると落差 330ms (速度解析による区間速度 2.6km/s を用いると落差 430m になる) でかなり大きい. 三陸・常磐地向斜の中でも構造的に大切な意味があるだろう.

共役断層 F1 と F3 の間で海底地形は僅かであるが下っている. F1 と F3 の距離は 2.5km で下った量は 15m ぐらいである, 海底下約 100m の層では沈降量は 120m なので 15m の地形の下りは僅かといえよう. これが現世にも中央が沈降しているのか 現世の堆積に埋もれきっていないためかは分からない. まとめて次のような経過であろう. 基盤 (Cu および Cd) 形成 (白亜紀と予想 → 基盤上の薄い堆積物 → F2 の形成 (Cu と Cd の落差 430m) および堆積物の擾乱 → 堆積盆の形成 → F1, F3 の共役断層の形成 F1 と F3 の間の沈降 → F1 と F3 の間の地形の沈降あるいは埋積 (いづれか不明) … 現世. こう考えると F2 が現世に近い F1, F3 形成時期に復活したと推定され その動きは基盤が海溝側にたわむような運動であろう. このたわみは F4 F5 F6 と調和的である.

F4 F5 F6 は約 1km をへだてたほぼ平行する 3 つの

断層であり すべて右落ちである. 3 つとも浅い方は落差が小さいだけでなく地層が褶曲状に曲ってはいるが連続しており 深いものは地層が切れている. F4 では海底下約 500ms の深さで地層の落差 40ms (速度解析の区間速度を用いて 37m になる) 海底下約 1,500ms の深さでは地層が切れていて落差 53ms (72m 相当) である. 断層の落差が深部で大きく 浅部で小さいことには 2 つのケースが考えられる. 第 1 は破碎が生ずるとき応力の近くでは破壊が大きく 遠くでは小さくなる一般的な傾向のように 基盤に力が加わって断層が生じたので基盤近くでは断層の落差が大きく離れると小さくなるのである. 第 2 は断層の形成が堆積と併行して進んだということである. そのいづれかは分からない.

また断層の落ちが同じ向きとはいっても F4 と F6 の距離は深さ 0.5s で 2.4km 距たっているのに 1.5s では 1.9km と 500m も違って F4 の方が低角断層である. 基盤が断層で破碎されている状況はマイグレーション済の II ではよく分るが I では分らない.

マイグレーション処理にはフィルター (デコンもふくむ) のような反射波の SN 比を上げて見やすくするという意味はない. マイグレーションも他の処理と同様に処理の物性値を意味する適切なパラメータを選択する必要があるだろう. しかし海溝底の記録例の SC1 にみられるように多種の散乱波があるときには一種のパラメータですべてを処理することは難かしいかもしれない. 適用の範囲と限界を心得なければならぬだろう.