石油・天然ガス探鉱における物理探鉱法

山 崎 喬*

Exploration Geophysics for Petroleum and Natural Gas Resources

Takashi YAMAZAKI

Abstract

It is clear that the exploration geophysics has clearly contributed to find petroleum and natural gas resources world wide.

In future too, there will be no method superior than the geophysical methods for this purpose especially in offshore areas and for deeply seated hydrocarbone deposits, although the methods shall be improved more.

The present review chiefly concerns with two geophysical methods, i. e. reflection seismic and gravity.

In this review, a short history of technicla development including data aquisition, data processing and progress in interpretation are described with figures.

I. 緒 言

現在, 世界最大の商品である石油, クリーン・エネルギー源としての天然ガスの探鉱に物理探鉱法が, 大きく貢献している事は明らかであり, 露頭の見えない海域, あるいは推測の出来ない地下深部の探鉱では, この物理探鉱法に代わり得る技術は現在見当らない。この物理探鉱法, 特に地震探鉱法を中心に現在の技術について説明する。なお, 広義の物理探鉱法には電気探鉱, 放射能探鉱も含まれるが, 石油・天然ガスの探鉱への利用頻度が少ないので本稿ではふれない。

II. 石油地質と関連技術

古くから人々は地表に滲出している石油を灯火, 炊事, 暖用, あるいは薬剤に用いて来た。噴出するガスも同じ様に利用されていた。しかし, 大きな流通商品として使用されはじめたのは19世紀後半である。

1860年, フランス人ルノワールが内燃機関の商品化に成功して以来, 発達, 普及する内燃機関の燃料として, あるいは米国で製作され, 普及する石油ランプの灯油として, 石油の需要は急激に増大した。このため滲出した石油の採取では需要を満たせず, 積極的な採取法の発達を促した。この頃から石油は流通商品化し, 樽で運ぶために, 石油についてはバレルという計量単位が当てられるようになった。

1859年ドレークは塩井戸掘りに用いられた綱掘りを石油に応用し, 成功した。この世界第1号井は油徴地の中心に掘られた。石油の貯溜について, カナダ地質調査所のハントが, 背斜構造との関係を1860年代のはじめに報告したが, 目の目を見ず, 1885年, ホワイトの背斜説まで待たねばならなかった。一方, 実際の油田についての経験と資料が増すにつれ, 背斜構造以外の種々の型の油田があることがわかって来た。そして地下構造推定の手法も発達し, 物理的推定の試みは19世紀末頃から始まり, 20世紀に入るや方法論

* 石油公団・石油開発技術センター Geophysics Laboratory, Technology Research Center, Japan National Oil Corporation

が確立した。1906年 EÖTVÖS は論文の中で、重力偏差計による埋没資源探査を予言した。1915年 SCHMIDT は有名な野外磁力計を製作し、磁気探査を普及させた。1919年 MINTROP は屈折法地震探鉱の特許を取り、1924年に岩塩ドームを発見している。

探鉱が進んだ現在、対象鉱床は陸域から海域へ、浅層から深層へ、単純な背斜構造から層位封塞構造へと移るにつれて、物理探鉱技術の重みは増し、その向上が期待されるものである。第1図に調査技術の使用割合を示す。

第1図 石油公団、石油開発技術センター編 石油探鉱業の技術講座 (1976) より

III. 石油探鉱の順序と物理探鉱

石油の探鉱を効果的、経済的に行うには手順がある。

探鉱の対象となる石油鉱床の生成には

- 1) 石油を生成する有機物に富む厚い堆積物である母岩。後に生成した石油の流失を防ぐ帽岩になる。
- 2) 有機物が石油に変化熟成するための適当な温度・時間等の環境条件。
- 3) 生成された石油を貯溜するに足る孔隙を有する貯溜岩が、石油を透さぬ地層で封塞された上向きに凸又はこれに準ずる集油構造。

第1表 探鉱の段階と調査法

探 鉱 の 段 階 (判断の基準)		調 査 法	
		地 質 学 的 方 法	物 理 学 的 方 法 地球物理学的方法
I	堆 積 盆 地 の 選 出 (堆積盆地の広さ、 堆積層の厚さと内容)	地表地質調査 古生物調査 地化学調査	リモート・センシング(人工衛星, 航空機) (空中)磁力探鉱 重力探鉱 地震探鉱(屈折)反射
II	対 象 構 造 の 選 出 (集油可能構造の数, 位置, 大きさ)	地表地質調査	重力探鉱 地震探鉱(反射)
III	試 掘 位 置 の 決 定 (集油構造の形態)	地表地質調査(精査)	地震探鉱(反射・精査)
IV	試 掘 (貯溜岩の質と量)	坑内地質調査 地温 古生物調査 古地温 地化学調査 油・ガス徴調査 コア分析 坑内テスト	物理探査(検層)

石油資源開発(株)物理探鉱技術セミナーテキスト(1972)に加筆

等が必要である。

石油の探鉱は上記条件を総合的に調べることであるが、物理探鉱はその一部、狭義には集油構造の発見とその形態を明らかにする方法といえる。

第1表に探鉱手順の一例を示す。この表から種々の探鉱技術が関与している事がわかる。

種々の異質の情報は参照総合され、探鉱解釈の精度の向上がはかられる。第1表の手順は唯一度の流れではなく必要に応じくり返されることはいうまでもない。

IV. 地震探鉱法

地表近傍でダイナマイトを爆破させるとその衝激で人工地震波が発生し、地中に伝播して行く。そして岩石の密度及び地震波伝播速度（以下速度と云う）の積である音響インピーダンスの異なる境界で、その一部が反射したり、屈折したりして地表に戻って来る。この地震波を地表に設置した受振器（群）で受け、地震探鉱機と呼ばれる増巾・磁気録音装置で記録する。同時にオシログラフに地震波を画かせる。この地震記録の屈折走時（震源から受振点までの屈折波の到達時間）を利用するのが屈折法であり、反射波を利用するのが反射法である。

前者は主として土木関係地盤調査、大規模な地殻構造調査及び後者における表層補正計算に用いられる。後者はもっぱら石油・天然ガス鉱床の探鉱方法として発展して来たが、最近では分解能及び精度の向上から浅層反射法として土木・炭鉱関係調査あるいは到達深度の増大から地殻調査にも用いられるようになった。海洋底の調査ではモホロビッチ層の検出に成功しており、日本島弧への太平洋プレートのもぐり込みを記録断面から観察出来る。

第2図に反射法の概念図を示す。本解説では石油・天然ガス探鉱に多用される反射法について多少詳しく述べる。

概念図では反射層に対応する反射波が明瞭であるが、実際の記録ではこの反射波が震源あるいは地層自身が原因となる強い雑音で被覆され識別出来ない場合が多い。そこ

で通常電算機を用い、反射波の強調・雑音の除去等の処理を行い地下構造を反映する地震記録断面に作成し、これを基に地下構造の解釈に用いる。

反射法、屈折法いづれも通常地震波の中で速度の大きい（つまり早く到着する）P波（縦波）を用いるが最近速度の小さいS波（横波）を用いる反射法が石油探鉱に用いられはじめた。これは速度が小さい事

第2図 反射法の概念図、物理探鉱 Vol. 11, No. 4 (1958) より

から地層の分解能を高めることが出来る事とP波の速度と合せて地層物性の推定に役立つことから高精度の探査が期待出来る利点がある。

IV-1 データの集収と機器

反射波信号対雑音比を改善するため、共通反射点重合法が基本になっている。第6図の概念図でわかるように一つの共通反射点の情報を得るためには、多数の発震点及び受振点を必要とする。データの収集測定を効率よく行うためには、震源・受振器・増巾・記録等各装置が個々に機能するのは当然であるが、全体でシステム化されねばならない。特に海上における物理探鉱調査船、陸上におけるパイプロサイス調査班ではシステム化が著しい。

IV-1・1 震源

爆薬は良い震源として広く用いられて来たが、種々の非爆薬震源が開発され実用されるようになったが、その理由は

1. 取扱いの安全性	海・陸
2. 価格・費用の低減	同 上
3. 作業能率の向上	同 上
4. 作業人員の削減	同 上
5. 海棲生物への無危害（生物保護、漁業補償問題の解消）	海
6. 人・建造物・埋設物への安全	陸

等である。

日本で現用されている非爆薬震源は海上では高压空気を用いるエアガン及び高压放電によるスパークであり、陸上では連続振動を発生するパイプロサイス®である。

第3図 エアガンの動作説明図

第3図に米国 ボルト 社製のエアガンを示す。動作は空気圧縮機で作った約150気圧の圧縮空気をエアガンのチャンバーに蓄え、電気信号でソレノイド弁を動作させ、空気のバイパスにより、平衡をくずし、ピストンを上方へ瞬時に移し、空気放出口を通じ高压空気を急激に海中に放出し音波を発生せしめる。ソレノイド弁が閉じるとピストンは高压空気で急速に下に押しつけられ、チャンバーに再び高压空気が蓄えられる。発震は電気信号で1ミリ秒程度の精度で正確に制御出来る。又発震波形の再現性も極めて良く、データ処理の際有利である。発震エネルギーは型式・容量によるが、単位では0.1～数 Bar/m程度である。発震波形は放出された空気が気

泡振動を生じ、最初の発震以外に副次的に発震し、記録に悪い影響を及ぼすので、空気容量の差異により、副次発震の周期が異なることに着目し、チャンバー容量を変えたものを複数個配列し、最初の発震エネルギーを強めるとともに副次発震を相互干渉させ弱めて急峻なインパルスを発震する同調配列方式(Tuned Array)を用いる場合が多い。出力も数十 Bar/m に達する。耐久力は BOLT 社の 600 B 型では5万回以上の発震に充分耐え得るものである。

パイプロサイス®は米国 CONOCO 社の特許になるもので、他の震源がインパルスが発生するのに対して第4図③に示すように時間とともに周波数が変化する連続波 (Sweep 波) を発震する。受振信号と

相互相関係数を計算することにより発震波形と無関係な雑音を除去するとともに反射時刻を検出することが出来る。この方法はチャープ・レーダーと呼ばれるレーダー技術が起源といわれている。生物界では蝙蝠（こうもり）が超音波により同様の事を行っているといわれている。

パイブロサイスでは発振器で発生した Sweep 信号一時間とともに周波数が増加するのをアップスイープ、減少するのをダウンスイープと呼ぶ。油圧ポンプを駆動制御する。油圧ポンプは地表に押し着けられたプレートに取り付けられたピストンを駆動し、連続地震波が発生する。なお、S 波を発生するために地表にスパイクを喰い込ませ横方向に発震させる型のもも実用に供され始めている。

一般に非爆薬震源は出力が小さいので複数個用いる。エアガンでは波形の制御も含めて数個から30個くらい、パイブロサイスでは4～5台を表面波の干渉による減少（空間フィルター効果）を意図するため適当な距離を取り用いる。

IV-1・2 受振器

受振器は陸上用と海上（水域）用に分類される。

陸上用には動電型が多用される。磁石による磁界の中にパネで保持されたコイルが地面の振動で磁界に対して相対運動を生じ、起電力を生ずる。用途にもよるが通常固有振動数を数 Hz 以下に設計し、地振動の速度に比例した出力を得るように作られている。強い表面波を弱め、微弱な反射を強めるため12～48個を群とし、30～120m 程度の広がりて設置する。群設置による空間フィルターの振幅特性は直線等間隔配列の場合

$$A = \left| \frac{\sin(n\pi d/\lambda_H)}{n \sin(\pi d/\lambda_H)} \right| \quad (1)$$

但し n: 受振器の個数

d: 受振器の間隔

λ_H : 地表での見掛波長

反射波が通常下から到着するので見掛波長は極めて大きい（無限大）のに対して表面波の波長は短い。

(1) 式は震源側で考慮しても同じである。但し・孔数を増すことは経済的でない。

なお反射波は球面発散であるのに表面波は平面発散であるため反射波より表面波の方が減衰が少ないことは自明である。

海上で水深約10m 以深ではストリーマーケーブルと呼ばれる長大なものが用いられる。通常1群は長さ50m 程度で直径が約5 cm の PVC 製のチューブの中に圧電素子（チタン酸ジルコン酸鉛セラミック）よりなる圧力型受振器を30個前後配列し、絶縁・圧力媒体・浮揚体としてのクロシンとともに封入してある。曳航に耐え得るようにストレスメンバーが入れている。これを通常48群連結して用いるから2400m にもなる。50m で2群のものもあり、この場合2400m で96群になる。使用方法是全体を中立浮揚性とし、魚雷状の深度調整器をつけて水面から10m 乃至15m 程度の一定深度を5ノット乃至8ノット程度の一定速度で曳航する。現在ではケーブル中を伝わる雑音を低減せしめる加速度相殺型素子が用いられ曳航雑音の著しい低減が可能となった。

浅海や湿地では圧電素子を水密型容器に入れた型式のものが用いられる。

第4図 パイブロサイス記録の概念図
物理探鉱技術協会 物理探鉱用語辞典より

IV-1・3 地震探鉱機

現在では地震波の振幅情報が正確に記録出来るデジタル探鉱機が用いられる。これは入力信号を標準化し、その値を数値化して記録する。入力信号即ち入力電圧は高速のマルチプレッサースイッチである瞬時値が切り取られ、サンプル/ホールド回路に記憶される。この電圧はアナログ/デジタル変換器内で既知の基準電圧と比較され、信号電圧と対応する基準電圧の大きさがデジタルとして磁気録音される。標準化は時分割であって次々に異なるチャンネル(受振点)に割り当てられ一巡すると再び最初のチャンネルに戻る。標準化の時間々隔は再生周波数との関係で決る。一般に正確に再生可能な周波数を f_N とすると、その標本間隔 ΔT との関係は

$$f_N = 1/(2 \cdot \Delta T)$$

であり、通常 1, 2 又は 4 ミリ秒が多用される。大入力を歪ませることなく、又小入力を内部雑音に埋没せざることなく、正確に記録するために増幅器の利得を制御するが、最新の方法は Instantaneous Floating Point Amplifier (以下 I. F. P という) による。これは前述の 1 標本間隔で 84 db の利得調整が可能で、強い表面波で利得が減少した直後に微弱な反射信号が到着しても利得を瞬時に回復し最良の状態で録音出来る特徴を持つ。この IFP は米国のある石油会社の特許である。

磁気テープへの録音形式(フォーマット)は SEG (米国物探学会) が提案した SEG フォーマットが標準で、特にテープを有効に用いる SEG-B が多い。データの桁数は 15 ビットで少なくとも 80 db 以上のダイナミックレンジを持つ。

最近の探鉱機には各種の自己診断機能があり、日々の整備点検に便である。

一方、三次元・高密度探鉱あるいは能率の向上という要求に応じて、500 チャンネル程度の超多チャンネル探鉱機が出現して来ている。受振器側にアナログ/デジタル変換器を置きデジタル化したデータを中央制御/録音装置へ時分割で送る方式であるため、データの伝送中の信号の減衰、雑音の混入がなく良好な記録が得られる。又時分割方式であるので伝送ケーブルの本数が少なくてすむという長所がある。無線は使用しなくてもテレメトリーシステムと呼ばれている。

IV-2 地震探鉱データ処理

第5図 地震データ処理流れ図

現場で得られた記録には、必要な地層境界からの反射波だけでなく、地層間で生ずる重複反射、表面波等震源が原因である雑音、あるいは風・波や交通機関、工場等の振動もいっしょに記録されている。そこで情報理論、波動理論に基づく処理を行い、雑音を除去し、反射波を強調し、その抽出を容易にせしめねばならない。

デジタル処理が開始されてすでに十数年にもなり、基本的な処理手法も確立され、通常処理の手順は、ほぼ世界的に共通である。この基本処理が出来て始めて、高度の特殊処理出来るわけで、基本処理をおろそかにしてはならない。

第5図に基本的なデータ処理の流れ図を示し、以下これに沿って説明する。

IV-2・1 デマルチプレックス及び利得除去

磁気テープに録音された多重チャンネルのデータは時分割され、マルチプレックスされた状態である。これをチャンネル毎に並べ換え 1 本のトレースにもどす。これはフィールドデータの行と列の入れ換えに相当し、デマルチプレックスと呼ぶ。又、利得情報を用い、入力電圧に戻す。受振器の感度がかわれば、正確な地震動の速度、あるいは音圧を知ることが出来る。

IV-2・2 共通反射点トレースの編集と振幅補正

共通反射点は通常 CDP (Common Depth Point) と呼ばれるが、第6図に示すように共通の反射点を持ったトレースをすべて編集する。多くのマルチプレックス記録を参照し、編集するので、大容量の磁気ディスクに記録を入れておくと能率がよい。

第6図 共通反射点重合法の概念図

利得を除いた地震波は球面発散と、地層の吸収により、その振幅は時間とともに急速に減衰する。第7図aは海上地震探鉱における減衰例である。これは定常時系列を前提とする処理に不都合を生ずるので、減衰を適当に補償する処理を行う。なお第7図aはCDPの編集した結果を距離の順に並べたのものである。横方向に双曲線状に連なる波が反射波である。第7図bは振幅補償を施したものの。

IV-2・3 デコンボリューション

第7図bに多くの双曲線状に連なる反射波列が見られるが、全てが一次反射ではない。

地層密度 ρ と地震波速度 V との積 ρV を音響インピーダンスと云うが、反射の大きさは、上下地層各々の音響インピーダンスの差を和で除した値に比例する。

$$R_c = \frac{\rho_2 V_2 - \rho_1 V_1}{\rho_2 V_2 + \rho_1 V_1} \quad (2)$$

したがって海の場合、海面の反射係数はほぼ絶対値で1である。又海底も海水と、地層で反射係数は大きい。海中に入った地震波は、海面と海底下に停留し、水中残響となる。日光の鳴竜と同じ現象である。これが地下からの本当の微弱な反射波を被覆してしまう。この残響を除く処理がデコンボリューションである。この方法は E. A. ROBINSON 等により確立された理論で、一種の逆フィルターである。一般に逆フィルターの設計にはフィルター特性、あるいは、そのインパルスレスポンスが既知でなければならない。あるいはインプットで既知でなければならない。しかし、地震探鉱では、発震の事実と結果の記録が全てである。しかし仮定を設ける事によって、逆フィルターを求めることが出来る。①入力がある出力がある。②逆が成立する ③地層の反射面の分布は、その走時、反射係数が無規則で、定常的である。

④、インパルスレスポンス (基本波形と書いてもよい) が最小位相である。

第7図 CDP トレースの処理過程 石油資源開発 (株)物理探鉱本提供

とする。以下 ISHII (1969) の論文を引用説明する。

地震記録 x_t を理想化すると、反射系数列 ξ_t と、最小位相の波形 bt とのコンボリューションで表現される。

$$x_t = \sum_{s=-\infty}^{\infty} b_s \xi_{t-s} = \sum_{s=0}^{\infty} b_s \xi_{t-s} \quad (bt \equiv 0, t < 0) \quad (3)$$

x_t の自己相関は

$$\phi_\tau = \lim_{T \rightarrow \infty} \frac{1}{2T+1} \sum_{t=-T}^T x_t x_{t+\tau} = \sum_{s=0}^{\infty} b_s b_{s+\tau} \quad (4)$$

ξ_t が無規則なので b_t のみの自己相関となる。 ϕ_τ のフーリエ変換は

$$\sum_{\tau=-\infty}^{\infty} \phi_\tau e^{-i\omega\tau} = \Phi(\omega) = \left| \sum_{s=0}^{\infty} b_s e^{-i\omega s} \right|^2 = |B(\omega)|^2 \quad (5)$$

ここに、 x_t の自己相関から b_s の振幅特性が得られた。通常、位相特性が知られねば一般のフィルタは定まらないが、先の最小位相の仮定から、位相特性 $\theta(\omega)$ は

$$\theta(\omega) = -\frac{1}{\pi} \sum_{t=1}^{\infty} \sin \omega t \int_0^{\infty} \cos ut \cdot \log \Phi(u) du \quad (6)$$

で一義的に定まり、よって $B(\omega)$ が直ちに求まる。したがって逆特性のフィルター $A(\omega)$ は

$$A(\omega) = \frac{1}{B(\omega)} \quad (7)$$

$A(\omega)$ を時間領域に変換すれば、デコンボリューションのオペレータが求まる。これを a_s とすれば、地震データ x_t にコンボリューションすれば

$$\hat{\xi}_t = \sum_{s=0}^{\infty} a_s x_{t-s} \quad (8)$$

となり、我々の欲しい地下の反射係数の分布が求まる。これは水中残響のごとき周期性をもつものは含まれない。

反射係数列が無規則であるという仮定は、確かにデコンボリューションを可能にせしめているが、デコンボリューションの結果、消えた反射波をすべて、一次反射でないと断定出来るだろうか、逆にアラビア湾岸地域でみられるベグレグタイプの重複反射がなぜデコンボリューションで消えないのか、興味ある問題である。

デコンボリューションにはこの他プレディクティブデコンボリューションがある。最近話題のウェーブレット処理は、基本波形が何らかの方法でわかった場合の手法であり、この基本波形を任意の波形に変換して処理出来るので、簡単な波形に変形して、記録の分解能を高めることが出来る。

基本波形を求めるためには海底反射、あるいは、発震波形の観測をする等の実測と、記録から統計的に求める方法とがあるが、現在のところ、実測によるものが実用化されている。

IV-2・4 NMO 補正と静補正

CDP の各トレースの反射走時は平行二層を仮定すると、

$$T = \sqrt{T_0^2 + (X/V)^2} \quad (9)$$

但し T : 震央距離 (震源と受振点との距離) X における往復反射走時 (以下走時と云う)

T_0 : 震央距離 0 の走時

V : 速度 (RMS)

である。実はこの式は多層、あるいは多少の傾斜があっても、よく適用出来ることが確かめられている。

今、(9)式から T_0 を引き、差を ΔT とすると

$$\Delta T = \sqrt{T_0^2 + \left(\frac{X^2}{V^2}\right)} - T_0 \quad (10)$$

この ΔT は震央距離が、0 でないために生ずる、走時の遅れで、これを補正すれば、震央距離があっても、あたかも震央距離が 0 の走時のごとく見なされる。これを NMO (Normal Move Out) 補正と呼ぶ。この補正をすべてのデータに対して行う。極めて多量の平方根を求めるために、プログラムに工夫がなされたり、ハードウェア化する等の努力がなされている。見掛け上の式は易しくても量が多くなると、能率向上に大変な努力、工夫がなされていることを知ってほしい。第 7 図 c に NMO 補正後の CDP トレースを示す。1.2 秒付近に強い反射が水平になっているのがわかる。

陸上では発震点、受振点各々標高差により、あるいは速度が遅く、安定しない風化層の影響を受け、走時に乱れを生ずるので、これを一定基準面での走時に補正せねばならない。これには屈折法のデータや、浅い坑井での速度測定結果が用いられる。海上でも必要があれば行なわれる。これを静補正と呼ぶ。

これらの補正後にも、走時の乱れが残るが、反射波を利用し、CDP トレース内で相互相関により、ずれの時間を求め、統計的手法により、震源、受振点各々の補正值に振り分け、精度を高める方法も考案されている。

IV-2・5 重合 (Stacking)

NMO 補正、静補正で補正した CDP トレースを足し合わせる。これを重合 (Stacking) という。もし、各トレースの対応する反射波の振幅が等しく、雑音が相互に白色で、レベルが同じならば、反射波と雑音

の比は重合数の平方根だけ良くなる。反射波の振幅は重合数倍になるが、雑音の方は情報理論上から平方根倍にしかならないからである。例えば48重合では、重合しない場合に比べ $\sqrt{48} \div 7$ で7倍くらい S/N を改善出来る。この重合は、他の分野でも、信号を抽出するのによく利用される。なお、各トレースの内容により、重みをつけて、加える方法もあり、重みつき重合 (Weighted Stack) と呼ばれる。

白色でない規則性のある雑音、例えば重複反射や、表面波についても、その見掛け速度が反射波の速度と異っていれば、除去出来る。注意すべき点は、同一発震点、同一受振点の組合せで、何度も記録を得ても、それらの記録は、ほぼ相似であり、重合しても反射波対雑音比は向上しない。このような重合を垂直重合と呼び、発震エネルギーが小さい時、これを補うために用いる。通常のコ重合を水平重合 (Horizontal Stack) といい、重合する各トレースは震源及び受振点位置が異り、経路も異なることから、発生する雑音のパターンが相互に、無関係に近づく、これが白色雑音に対する反射の強調をもたらす。

IV-2・6 バンドパスフィルター

重合を行っても、なお残る雑音があり、それが、反射波の卓越周波数から離れておれば、この雑音をフィルターで除き、記録の改善が出来る。卓越する反射波の周波数は、場所や走時により異なるので、重合記録の一部を選び、種々のフィルターを通し、その結果から最適のフィルターを選び出す。我々にとって、なじみの深い表現は、横軸に周波数、縦軸に減衰量を示すグラフ、つまり周波数領域であるが、この周波数領域の形を時間領域のオペレーターに変換し、地震波トレースとのコンボリューションでフィルターを実行する。変換の際、余弦変換を行うので、位相歪の無いフィルターが実現出来る。又、走時とともに変化する、反射波、雑音の特性に合せて、適当にフィルターを変化させることが出来る。これらは電氣的フィルターでは実現不可能なものである。なお、複数の地震波トレースを入力とし、空間と時間、2次元の特性に着目する多重チャンネルフィルター、例えば表面波、ストリーマーを伝わる波等の進行性の雑音を除去する速度フィルターとか、反射波の空間方向への連続性を強調するフィルターがある。前述のコ重合もマルチチャンネルフィルターの一種である。

IV-2・7 速度解析

NMO 補正では、(10) 式を用い、補正量 ΔT を求めて行ったが、速度はあらかじめ与えられている。この速度は、坑井速度測定、音波検層、屈折法等既知の資料を用いることもあるが、通常、当該地震データから求める。その方法は、原理的に震央距離による走時の遅れ (NMO 補正量) を利用することである。ある CDP トレースのある反射波列に着目する。速度は未知だから適当な値を与えて NMO 補正し、重合する。速度の適否により反射波は強調されるか、弱められる。だから系統的に遅い速度から速い速度まで、速度を漸増しながら、その重合したトレースを順に並べれば、どの走時に対して、どの速度が適切であるか、評価出来る。第8図に例を示す。左側は重合前の CDP トレースである。右はある速度を与え、NMO 補正をし、重合 (48重合) した結果出て来るトレースを次々に並べたものである。大振幅の所の走時と速度を読み取ればよい。この読み取りを計算機で行なわせる方法もある。この速度解析から求めた速度 (RMS 速度) から反射層間の速度、つまり区間速度が次式により求まる。

$$V_i^2 = (V_{Ri}^2 T_i - V_{Ri-1}^2 T_{i-1}) / (T_i - T_{i-1}) \quad (11)$$

V_i : 区間速度

V_{Ri} : RMS 速度

T_i : 垂直走時

速度は地層の物性を示す一つのパラメーターであり、岩相、異状高圧層の推定に役立つ。

通常、数 km 毎に行うが精度を高めるために各 CDP 毎、あるいは、着目した反射面について、連続的に行う場合もある。

IV-2・8 マイグレーション

記録断面は幾何光学・波動方程式に従う地震波の、地下構造に対するレスポンスである。したがって、

地下構造と記録断面の間には、位置、形、大きさが見掛け上対応しない事もある。これを1:1に対応出来るように記録断面を補正するのがマイグレーションである。(第9図参照)

方法は二つあって、一つは、走時、見掛傾斜、速度を直接用いるもので、深度断面を直接作図することも出来るし、記録断面上でも行う事が出来る。後者はディフラクションマイグレーションと呼ばれるものである。

もう一つは最近開発され現在も改良が加えられているスカラーポテンシャルによる波動方程式を用いるマイグレーションである。今波動方程式を

$$\frac{\partial^2 P}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 P}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 P}{\partial z^2} = \frac{1}{V^2} \frac{\partial^2 P}{\partial t^2} \quad (12)$$

と書く。Pは、音圧ポテンシャル、Vは音波の伝播速度である。音圧ポテンシャルPは位置と時間の関数となっている。これを解き地下の任意の点の音圧を求めるわけである。

いずれのマイグレーションも速度が式の中に入っており、マイグレーションの結果は、速度に影響される。又、記録は三次元の構造からのレスポンスであるが、取扱いそのものは、通常二次元として、扱って居り、位置、速度等に問題を生じており、近い将来、高精度地震探鉱の中での、三次元のマイグレーションは必須となろう。第10図に2次元マイグレーションの例を示す。

以上基本的なデータ処理を説明したが、その多くは、情報理論の応用が基本となっている。その意味でデータ処理の中に波動論を持ちこんだ波動方程式によるマイグレーションは、大変意義深いものがある。

IV-3 解釈

本来、データ処理の中には、処理パラメタを決定する際、解釈を合せ行っているわけで、自動的に記録断面が出来るわけではない。記録断面は、ある考えに基づく産物である。したがって解釈で問題があれば、再処理、あるいは問題に合せた特別な処理を行う。その意味では、通常の記録断面は、地震探鉱の最終結果ではない。

記録が多少悪かろうと、背斜構造は一目でわかるが、層位封塞型構造は記録が良くても、注意深く観察しなければ見落す。礁成の油田の発見にまつわる失敗・成功談は多数ある。

背斜といえども、新し過ぎる堆積、あるいは形成では、石油があるとは限らぬ。したがって関係する、地質、物探、坑井あらゆる既存の資料・情報を集めることである。独断と偏見は捨てねばならない。

さて記録断面からどんな情報が得られるだろうか。

IV-3・1 震探層序学 (Seismic Stratigraphy)

CONSTANT VELOCITY SCAN

第8図 速度解析(1)

石油資源開発(株)物理探鉱本部提供

第9図 マイグレーション
操作の説明図

第10図 波動論的マイグレーション処理を行なったもの
井川猛他物理探鉱におけるデータ処理システムの進歩, 物理探鉱
Vol. 4 31, 4 (1978) より

最近の現場機器を含めた現場技術の革新, 電算機を含む処理装置の発展は, 地震データ処理の精度を高め, 記録断面の精度, 分解能を飛躍的に向上せしめ, 単に背斜構造の検出に止まらず, 層序, 堆積環境について言及することを可能にせしめた。堆積盆地における石油・天然ガスの探鉱活動で得られた地震探査の結果, 坑井地質, 層序, 音波検層他多くの資料と経験を根源に, ここ数年,

震探層序学 (Seismic Stratigraphy) の分野が急速に発達した。この分野の草分けである VAIL 等の論文をたどってみよう。

「震探層序学 (Seismic Stratigraph) とは震探記録から解釈出来る物理的層序 (Physical Stratigraphy) 及び堆積相 (Depositional Facies) を研究する学問である」

記録断面上の反射波の形状, パターンから識別し得る層序のパターンを抽出分類し, 対比や, 堆積環境 (Depositional Environment) の解釈や, 岩相 (Lithofacies) の推定を行う。層序パターンを大きく分けて

- ① 堆積上の不連続面に沿っての地層の消失。
- ② ①の不連続面に挟まれた部分の成層形状。

である。①は堆積のシーケンスの識別に役立つ。又②の内では成層形状の解釈は正に震探解釈の主要部である。

①は震探シーケンス解析 (Seismic Sequence Analysis) であり②は震探相解析 (Seismic facies Analysis) である。

記録断面の注意深い解析の結果から, 地質時代における堆積環境, あるいは相対的な海水準 (海進・海退) を導き出し得る事を示した。

第11図 after R. M. MITCHUM, Jr.,
P. R. VAIL, and J. B. SAN-
GREE AAPG Memoire 26

第11図は典型的な震探シーケンス内の反射位相の消長を示す。第2表は震探相パラメタの地質的解釈を, 第3表は震探層序に用いられる反射パラメタ及び対応する地質的特徴を対比してある。

第12図 a に VAIL と MITCHUM が行った震探層序の解釈例と, 第12図 b にこれから導き出された年代層序断面 (Chronostratigraphic section) を示す。

一枚の記録断面から, 集油の可能性のある構造の有無の

第2表 Geologic Interpretation of Seismic Facies Parameters

<u>REFLECTION TERMINATIONS (AT SEQUENCE BOUNDARIES)</u>	<u>REFLECTION CONFIGURATIONS (WITHIN SEQUENCES)</u>	<u>EXTERNAL FORMS (OF SEQUENCES AND SEISMIC FACIES UNITS)</u>
<u>LAYOUT</u>	<u>PRINCIPAL STRATAL CONFIGURATION</u>	<u>SHEET</u>
<u>BASELAP</u>	<u>PARALLEL</u>	<u>SHEET DRAPE</u>
<u>ONLAP</u>	<u>SUBPARALLEL</u>	<u>WEDGE</u>
<u>DOWNLAP</u>	<u>DIVERGENT</u>	<u>BANK</u>
<u>TOPLAP</u>	<u>PROGRADING CLINOFORMS</u>	<u>LENS</u>
<u>TRUNCATION</u>	<u>SIGMOID</u>	<u>MOUND</u>
<u>EROSIONAL</u>	<u>OBLIQUE</u>	<u>FILL</u>
<u>STRUCTURAL</u>	<u>COMPLEX SIGMOID-OBLIQUE</u>	
<u>CONCORDANCE</u>	<u>SHINGLED</u>	
<u>(NO TERMINATION)</u>	<u>HUMMOCKY CLINOFORM</u>	
	<u>CHAOTIC</u>	
	<u>REFLECTION-FREE</u>	
	<u>MODIFYING TERMS</u>	
	<u>EVEN</u> <u>HUMMOCKY</u>	
	<u>WAVY</u> <u>LENTICULAR</u>	
	<u>REGULAR</u> <u>DISRUPTED</u>	
	<u>IRREGULAR</u> <u>CONTORTED</u>	
	<u>UNIFORM</u>	
	<u>VARIABLE</u>	

after R. M. MITCHUM et al. AAPG Memoire 26

第3表 Seismic Reflection Parameters Used in Seismic Stratigraphy,
and Their Geologic Significance

<u>SEISMIC FACIES PARAMETERS</u>	<u>GEOLOGIC INTERPRETATION</u>
<u>REFLECTION CONFIGURATION</u>	<ul style="list-style-type: none"> ● BEDDING PATTERNS ● DEPOSITIONAL PROCESSES ● EROSION AND PALEOTOPOGRAPHY ● FLUID CONTACTS
<u>REFLECTION CONTINUITY</u>	<ul style="list-style-type: none"> ● BEDDING CONTINUITY ● DEPOSITIONAL PROCESSES
<u>REFLECTION AMPLITUDE</u>	<ul style="list-style-type: none"> ● VELOCITY-DENSITY CONTRAST ● BED SPACING ● FLUID CONTENT
<u>REFLECTION FREQUENCY</u>	<ul style="list-style-type: none"> ● BED THICKNESS ● FLUID CONTENT
<u>INTERVAL VELOCITY</u>	<ul style="list-style-type: none"> ● ESTIMATION OF LITHOLOGY ● ESTIMATION OF POROSITY ● FLUID CONTENT ● GROSS DEPOSITIONAL ENVIRONMENT
<u>EXTERNAL FORM & AREAL ASSOCIATION OF SEISMIC FACIES UNITS</u>	<ul style="list-style-type: none"> ● SEDIMENT SOURCE ● GEOLOGIC SETTING

after R. M. MITCHUM, Jr., P. R. VAIL, and J. B. SANGREE AAPG Memoir 26

判断のみでなく、堆積にかかわる過去の環境、歴史がわかるとは、素晴らしい事である。むしろ、そのような解釈の中からあらためて、集油構造について論ずることになるろう。

IV-3・2 震探模型 (Seismic Modeling)

水平距離と反射走時の空間で示される通常の記録断面は、地下構造をよく反映するが、幾何光学、波動論に基きふるまう地震波の地下構造のレスポンスを示すものであるから、実際の構造の位置、形、大きさが単純に対比出来るとは限らない。そこで地質構造モデルを作成し、これから得られる記録断面上で、如何なる地震波パターンを生ずるかを調べ、実際の記録断面と比較しながら、より精確な解釈を試行錯誤的に進める手法が考えられる。この手法には実際に模型を作る模型実験と、計算機によるシミュレーションがある。

実際の記録断面は種々の因子が重畳した結果を示しており、何が本質にかかわる重要な因子か、分離がむづかしい。これに対して、震探模型では、因子を単純化出来る。物理的法則でもって因子をかなり自由に制御出来て、ある現象についての因果関係を明確にとらえられる長所をもつ。探鉱の困難さの高い層位封塞鉱床の探鉱、費用の高い三次元地震探鉱について、震探模型による計測方法、データ処理手法、解釈の研究を行うことは経済的であるし、よいトレーニングになる。

さて震探模型の製作に当って考慮しなければならない点は、スケーリング (縮尺) である。現寸に対する模型の縮尺よりも、地震波長と構造の大きさとしてとらえる必要がある。模型実験を室内で行うとすれば、1000m を 1m くらいに考えると、縮尺は 1000分の1となるが、現実では数 Hz~数十Hz、波長が数十m~数百m の地震波に対して、模型では各々数 K Hz~数十K Hz、波長が数 cm~数十cm としなければならない。要するに寸法ばかりでなく、現象に関する物理量をすべてに合理的に縮尺する必要がある。ここでは超音波の技術が適用出来る。

又模型の形について、三次元模型に対して製作、費用、場所の点で有利な2次元模型 (板) が OLIVER 等により提唱され、筆者も使用した事がある。第13図に単純な境界面の反射例を示す。この程度のもので現象を直観的に理解出来る利点はある。しかし、現実任意の模型を製作することは、特に多層構造模型を製作することは、材料の選択の不自由さ、加工及び接着の難しさ故、至難の業といえる。この面での技術改良が待たれる。

これに対する計算機によるシミュレーションは、良いディスプレイ装置が出現した事もあり、急速に発達し、プログラムとして市販されているものもある。技術水準としては幾何光学の範囲、縦波の取扱いの出来るもの等種々あり、探鉱技術者の教育訓練にも利用出来る。将来、波動方程式マイグレーションと表裏をなす波動方程式シミュレーションの組が出来るであろう。

V 総合解釈とデータベース

地震探鉱、重力探鉱、磁気探鉱は各々、地層の持つ速度、密度、磁性と各々異った物理量を情報として、地層の堆積、構造を把握しようとするものであるから、総合比較することは、理論的に知れる条件についての Yes, No あるいは And, Or の条件から解釈の精度をあげることが出来る。又、各々の方法が万能ではないから、不足の部分は補い合わねばならない。

例えば、貫入岩による、盛り上りは、地震重力、磁力、いずれも同じ傾向を示すだろう。しかし岩塩ならば、比重が小さいこと、帯磁率が小さいことから、重力、磁力は凹を示し震探結果の凸とは逆になるだろう。地震探鉱では測定出来ない厚い堆積盆地も、重力、磁力ならば推定計算出来る。又、関連する資料は参照利用されるべきで、特に坑井資料は点であるが、実物であるだけに極めて信頼性の高いデータで、これを用いて物理探鉱データの再処理、再解釈が出来る。

第14図に総合解釈システムの一例を示す。この図は上から下に流れる形であるが、実際は、フィードバ

第12図 a Seismic sequences, Line A-A' offshore western Africa
Sequence boundaries shown by black lines. Arrows mark cycle terminations of onlap, downlap, and truncation which provide criteria for recognition of sequence boundaries. Local occurrences of top lap also shown by arrows.

第12図 b Chronostratigraphic correlation section and relative change of sea level chart. Section A, constructed by plotting geologic time against distance, is summary of relations of sequences to bounding unconformities, correlations to geochronologic units, hiatus, gaps along unconformities, facies and environment, and well a outcrop control. Chart B shows regional relative changes of sea level based on measurements of coastal aggradation and other information summarized on section A

第12図 after R. M. MITCHUM, Jr., and P. R. VAIL AAPG Memoire 26

第13図 震探模型実験 (S 41.2)

ックが常事行なわれ各部に入る情報も正確になるとともに増加する。ここにはデータベースの思想が入っていないなければならない。資料が単にあるだけでは有機的に機能しない。少くとも、欲しい時にそれが、見られることである。

VI 重力探鉱

VI-1 重力と重力異常

地球の表面にある物体は NEWTON の法則による引力と地球の自転による遠心力が働く。この2つの力の合力が重力である。式で示すと

$$g = \sqrt{\left(K \frac{M}{R^2}\right)^2 + (\omega^2 R \cos \varphi)^2 - 2K \frac{M}{R} \omega^2 \cos \varphi} \quad (13)$$

第14図 総合解釈システムの一例

石油公団・石油開発技術センター編、石油鉱業の技術講座 (一部加筆) (1976) より

第15図 重力異常と地下構造
石油資源開発(株)物理探鉱技術セミナー (1972) より

但し K : 万有引力常数 $6.67 \times 10^{-8} \text{ c. g. s}$

R : 地球の半径

M : 地球の質量

φ : 緯度

ω : 地球自転の角速度

しかし実際に地球表面で観測される重力値は上式の通りとはならない。その理由は

- 1) 地球は完全球体ではない
- 2) 測点の標高の差異
- 3) 測点周囲の地形の凹凸
- 4) 地下の物質密度分布が一樣でない

である。

重力探鉱ではこの4)を寄り所として地下構造を推定するものである。則ち観測したデータから1)~3)の影響を補正除去すれば残りが4)である。これが重力異常である。この重力異常とその原因となる地下構造の関係を第15図に示す。①の火成岩は周囲の堆積岩よりも密度が大きいため高い重力異常を示す。②の背斜構造は相対的に古い又は深い地層、これは一般的に新しい又は浅い地層よりも密度が大きいため高い重力異常を示す。③の断層構造では相対的に上った側が、新しい堆積で埋められた下

った側より高い重力異常を示す。④の岩塩ドームは岩塩の密度は堆積層のそれより近いから低い重力異常を示す。又、全体の傾向として重力異常が両端に向って高く、中央部分が低いのは堆積盆地で盆地周辺より軽い堆積層の存在を示すものと解釈出来る。実際には模式図ほど単純ではないがこのように重力異常の原因を求めることが、解析・解釈である。

重力異常に対して基準となる重力値は地球を回転楕円体と考え、世界各地で観測した結果に基づき求められた。

$$g_0 = 978.049 (1 + 0.0052884 \sin^2 \varphi - 0.0000059 \sin^2 \varphi)$$

これが1930年の国際標準重力式である。この補正量は南北方向1 kmにつき九州南方の北緯30°で約0.7 ミリガル、北海道北部の45°では最大の0.81ミリガルである。

VI-2 重力探鉱データ処理

前項の1)~3)に起因する補正を行い4)を求める処理の流れ図を第16図aに示し各補正について説明する。

VI-2・1 ドリフト補正

重力計に個有のドリフト及び月・太陽の位置による影響(Diurnal Drift)を除去する補正。Diurnal Driftは潮汐の原因と同じであり、時間とともに変化する。又場所により異なるが理論的に計算出来る。但し、地球を完全剛体と仮定するので、実測とは多少異なる。同一点で時間経過後に測れば全ドリフトがわかり、これからDiurnal Driftを除けば重力計のドリフトであり、これを通常時間比例で補正する。

VI-2・2 緯度補正

前項の国際標準式に基づき緯度による差異を補正する。

VI-2・3 フリーエアー補正

ある標高で測定された重力値を基準面(一般には平均海面)の重力値に直す補正。観測点と基準面の間には物質が無いと考えるのでフリーエアーの名称がある。標高をHとすると、補正値は0.3086 H ミリガルである。

VI-2・4 ブーゲー補正

観測点と基準面との間の地層の影響に対する補正で、高さをH、密度を ρ とすると補正値は $-0.0419 \rho H$ ミリガルで負である。なおフリーエアー補正も標高に関する補正であるので、ブーゲー補正と合せて

石油資源開発(株)物理探鉱部物理探技術
セミナーテキストより(1972)

第16図

標高補正という。補正値は $(0.3806 - 0.0419 \rho) H$ ミリガルである。

VI-2・5 地形補正

観測点周囲の地形の起伏に対する補正である。近傍の影響が大きい。(距離の自乗分の1で効くので)

VI-3 海上重力探鉱データ処理

第16図 b にデータ処理の流れ図を示す。陸上と比較し、補正項目が多い。以下、海上重力探鉱に特有な項目について説明する。

VI-3・1 データの検査・編集

フィールドデータには記録装置で生ずる誤り・データ読取り不可能等の誤りがあるからこれを修正する。又、重力関連データと他のデータ、例えば、航測データ、磁力データ等と分離する。

VI-3・2 重力・測量関係データの連携編集

後述する各種補正計算に必要な測量関連データと、重力データとを照合編集する。

VI-3.3 フィルター・補正処理

船の上下動による加速度と重力加速度とが重畳している測定値から重力加速度を分離する。分離には船の上下動の変化が数秒から2~30秒であるのに対し、地下構造の変化は構造の大きさにもよるが、1~2 km 程度の波長に対して400~800秒となるので高周波遮断フィルターを用いればよい。但し、船の上下動による加速度の大きさは重力加速度に比べ、1~10万倍にも達するのでフィルターは極めて鋭いものが必要である。このフィルターには、通常位相歪のないフィルターが用いられる。

VI-3・4 エトベス補正

重力は地球の引力と地球自転による遠心力の合力である。したがって船の航行により遠心力の増減が生ずる。これを補正する事をエトベス (EÖTVES) 補正といい、次式で計算される。

$$E = 7.5074 V \sin \theta \cdot \cos \varphi + 0.0416 V^2 \quad (15)$$

但し V : 船の速度 (ノット)

θ : 船の進路を北から時計廻りに測った角度

φ : 船の位置の緯度

ノット以外の速度を用いる時は係数変る。

式の右边第一項から直ちに赤道で最大、両極で最小の補正量を示すこと、東西方向の航行で最大の、南北方向では最小の補正量となることを示す。又、西向の航行はエトベス補正を小さくすることがわかる。日本近海では東西方向に1ノットで航行する時の値は約6ミリガルである。それゆえ、1ミリガルの精度を得るためには船速を少くとも0.1ノットの精度で測定出来ねばならない。

ここに船位・船速・進路のデータが必要なことがわかる。

VI-3・5 水深補正

海水の比重は約1であり岩石の比重より小さいので、岩石の比重差分だけ補正しなければならない。

VI-3・6 交点コントロール

海上調査では海上地震探鉱調査と同時に行う事が多く、格子状に測線が出来て測線の交点で複数回の値が得られるが、補正後でも値が一致しない場合が多い。ダイナミックな要素のある船上重力では不一致の原因を求めることは困難である。そこで全体の交点の値を特に決める必要がある。多くは最小自乗法を用い決める。

VI-4 等重力線図の作成

熟練した物理探鉱技術者による方法と計算機を用い自動作図プログラムと X Y プロッターの組合せによる2つの方法がある。技術者による場合は地質に関する情報等を念頭におき、データの内挿も曲線を描くのもデータの密度に応じた次数で等重力線が描かれる。しかし同じデータでも人により異なるものが出て来る。計算機を用いる場合はプログラムの差が出る。不等間隔で与えられたデータを格子点のデータに換算

する方法と、直接整数の重力値を示す X・Y 座標を計算する方法があるが前者の方が多い。データの内挿計算も一次式の簡単なものもあるが現在は多項式を用い、対象点付近の傾向面をとらえ、これを考慮して求める方法が用いられる。

V-5 解析

重力異常から地下構造を一義的に求めることは極めて困難であるが、なおこれを求めようと云う試みはなされおり、かなりな成功を得ている。その方法は大別すると、地下に幾何学的モデル構造を想定して地表における重力異常分布を求め、逆に実際の分布に近い構造を推定する方法と、フィルター操作等により層構造に分離し地下構造を直接的に求める方法がある。

前者は、モデルフィッティングとして電算機と会話型グラフィックターミナルを用いて速やかに出来るようになった。後者について HAGIWARA (1969) の報文を引用説明する。

比重差 $\Delta\rho$ を持つ地層面が、ジオイド上の座標 (x, y) の地下 $D-h(x, y)$ の深さにあると、もし $D \gg |h(x, y)|$ ならば、重力異常は

$$g(x, y) = 2\pi K\Delta\rho \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \phi(\xi, \eta, D) h(x-\xi, y-\eta) d\xi d\eta \quad (16)$$

と近似出来る。

但し、K: 万有引力常数

$$\phi \text{ は } \phi(\xi, \eta, D) = \frac{D}{2\pi (x^2 + y^2 + D^2)^{3/2}} \quad (17)$$

ここで g, h の x, y に関する Fourier 積分変換を用い(16)の逆変換を求めると

$$h(x, y) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \psi(\xi, \eta, D) g(x-\xi, y-\eta) d\xi d\eta \quad (18)$$

$$\text{となり } \psi(x, y, D) = \frac{1}{S_1 S_2} \int_0^1 \int_0^1 \exp\left\{i\pi D \sqrt{\left(-\frac{p}{S_1}\right)^2 + \left(-\frac{q}{S_2}\right)^2}\right\} \cdot \cos \frac{\pi p x}{S_1} \cdot \cos \frac{\pi q y}{S_2} dp dq \quad (19)$$

で与えられる。 $S_1 \cdot S_2$ は各々経度緯度方向の格子間隔である。なお $S_1 = S_2$ の場合の ψ の数表が SAITO and TAKEUCHI (1964) によって発表されている。

さて実際の地層は2層でなく多層で、しかも、探鉱対象は深い地殻でなく浅い構造である。従って $\Delta\rho, D$ を仮定することは大きな問題である。坑井、地震探鉱等他からのデータがあれば都合がよいが、なければ仮定から定性的な判断を引き出すことになる。一つの方法に重力異常が種々の波長の異常の和であると考え、波長の短いものは浅い構造、長いものは深い構造によるものと考え、フィルターで分離し、三層構造として求めるものがある。これらは更に多層構造にも拡張されよう。

あとがき

解説の内容にいささか偏りがあったり、散漫な部分もあったり、力不足を感じる次第です。地震探鉱に重みがついたのは、他の方法に比べ直接的で高い精度の情報が得られること、又調査・処理の単価も高いという技術的・経済的な重みに従ってしまったためである。

なお本解説を書くに当たり、貴重な資料を提供して下さいた石油資源開発株式会社の御配慮に心から感謝いたします。又助言をいただいた石油開発技術センターの諸氏に感謝いたします。

参考文献

- 1) 物理探鉱技術セミナー・テキスト (1972): 石油資源開発(株)物理探鉱部。
- 2) 物理探鉱十年周年記念号(1958): 物理探鉱技術協会。
- 3) 物理探鉱二十周年記念号 (1969): 物理探鉱技術協会。

- 4) 物理探査における測定機器及び測定法特集号, (1973): 物理探鉱技術協会, 物理探鉱第26巻第6号.
- 5) コンピューター利用の現状特集号 (1978): 物理探鉱技術協会, 物理探鉱第31巻第4号.
- 6) 井川 猛他(1978): 地震探鉱におけるデータ処理システムの進歩, 物理探鉱 Vol. 31, 4.
- 7) 石井吉徳 (1969): 地震探査 (反射法), 物理探鉱二十周年記念号.
- 8) 加藤元彦 (1975): 重力分布, 磁力分布と地下模型, 物理探鉱, 第28巻第5号.
- 9) MITCHUM, R. M. et al. (1977): Seismic Stratigraphy and Global Change of Sea Level, Part 2: The Depositional Sequence as a Basic Unit for Stratigraphic Analysis. AAPG Memoire 26.
- 10) ———, ———. (1977): Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 7: Seismic Stratigraphic Interpretation Procedure, AAPG Memoire 26.
- 11) 萩原幸男 (1969): 重力探査, 物理探鉱二十周年記念号.
- 12) ROBINSON, E. A. (1967): Predictive decomposition of time series with application, to seismic exploration Geophysics Vol. 32, 3.
- 13) 石油探鉱の技術講座 (1973): 石油公団・石油開発技術センター.
- 14) TODD, R. G, et al. (1977): Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 8: Indication of Upper Triassic, Jurassic and Lower Cretaceous Seismic Sequences in Gulf of Mexico and Offshore West Africa AAPG, Memoir 26.

(1979年10月16日受理)