

トルコ共和国ゾングルダック炭田海域部
開発計画調査中間報告書
(物理探査部門)

1981年 3 月

国際協力事業団

鉦計資

81 -

JICA LIBRARY



1051059[2]

| | |
|-------------------|--------|
| 国際協力事業団 | |
| 受入 用田 58498.29 | 3140 |
| 登録No. 104430 | 6697 |
| | M-PINN |

は し が き

日本国政府はトルコ共和国政府の要請に基づき同国のゾングルダック炭田海域部を中心とする地域の炭田計画調査について、その実施を国際協力事業団に委託した。

当事業団は、本件調査実施に先立ち1980年2月、坊城俊厚（国際協力事業団）を団長とする5名の専門家からなる事前調査団を同国に派遣し、本件調査に関する要請内容の掌握、調査対象地域の一部の踏査、調査計画の作成等を行うとともに、同国政府関係機関と協議のうえ本格調査に関する Scope of work (S/W) を作成した。

本件調査は、同S/Wに基づき、MTA（トルコ共和国鉱物資源研究所）が1979年6月に試験的に実施した海上物理探査データの再解析を1980年10月から12月までのJICA研修員として来日した同国の技術者と共同して、日本国内において実施したものであり、これら共同解析の成果を中間報告書として取りまとめたものである。

本報告書が、今後実施を予定している同国ゾングルダック炭田開発に関する本格調査において有意義な資料となるとともに、両国の友好関係の推進に寄与することを期待する。

終りに、本件調査に際して多大の協力を戴いたトルコ共和国政府関係機関、在トルコ共和国日本大使館、外務省及び通商産業省の関係各位に対し心から謝意を表するものである。

1981年3月

1. 凡在本行開辦之各項業務，均應遵守本行所訂之各項規章，並應隨時注意本行所公佈之各項公告。

2. 凡在本行開辦之各項業務，均應遵守本行所訂之各項規章，並應隨時注意本行所公佈之各項公告。

3. 凡在本行開辦之各項業務，均應遵守本行所訂之各項規章，並應隨時注意本行所公佈之各項公告。

4. 凡在本行開辦之各項業務，均應遵守本行所訂之各項規章，並應隨時注意本行所公佈之各項公告。

5. 凡在本行開辦之各項業務，均應遵守本行所訂之各項規章，並應隨時注意本行所公佈之各項公告。

6. 凡在本行開辦之各項業務，均應遵守本行所訂之各項規章，並應隨時注意本行所公佈之各項公告。

7. 凡在本行開辦之各項業務，均應遵守本行所訂之各項規章，並應隨時注意本行所公佈之各項公告。

8. 凡在本行開辦之各項業務，均應遵守本行所訂之各項規章，並應隨時注意本行所公佈之各項公告。

9. 凡在本行開辦之各項業務，均應遵守本行所訂之各項規章，並應隨時注意本行所公佈之各項公告。

10. 凡在本行開辦之各項業務，均應遵守本行所訂之各項規章，並應隨時注意本行所公佈之各項公告。

100

目 次

| | ページ |
|-------------------------------|-----|
| I 総 論 | 1 |
| 1. 調査の目的・背景 | 1 |
| 2. 業務実施のメンバー構成 | 2 |
| 3. 業務内容および作業期間 | 2 |
| II 要 約 | 3 |
| 1. 海上地震探査資料の再解析 | 3 |
| 1-1 反射法資料の再解析 | 3 |
| 1-2 屈折法の解析 | 4 |
| 2. 海上重力および磁気探査結果の検討 | 5 |
| 3. 海上位置測定の検討 | 6 |
| 4. ゾングルダック海域炭田調査法としての物理探査法の評価 | 6 |
| III 各 論 | |
| 1. 海上位置測定 | 9 |
| 1-1 海上位置測定再計算の目的 | 9 |
| 1-2 航跡図の作成 | 9 |
| 1-3 測位精度の考察 | 11 |
| 2. 海上地震探査反射法の再解析 | 12 |
| 2-1 再解析の目的 | 12 |
| 2-2 調査方法 | 13 |
| 2-3 測定方法 | 16 |
| 2-4 解析方法 | 17 |
| 2-5 解析結果 | 24 |
| 2-6 考 察 | 24 |
| 3. 海上地震探査屈折法の解析 | 27 |
| 3-1 解析の目的 | 27 |
| 3-2 屈折法の原理 | 27 |
| 3-3 測定方法 | 27 |
| 3-4 解析方法 | 27 |
| 3-5 解析結果 | 31 |

| | | |
|-----|----------------------|----|
| 3-6 | 考 察 | 32 |
| 4. | 海上重力および磁気探査の解析 | 35 |
| 4-1 | 解析の目的 | 35 |
| 4-2 | 調査方法 | 35 |
| 4-3 | 解析方法 | 36 |
| 4-4 | 重力探査結果 | 39 |
| 4-5 | 磁気探査結果 | 42 |
| IV | 結果の検討 | 45 |
| 1. | 反射法結果の検討 | 45 |
| 2. | 屈折法結果の検討 | 51 |
| 3. | 重力探査結果の検討 | 54 |
| 4. | 磁気探査結果の検討 | 55 |
| 5. | 海上位置測量の検討 | 56 |
| 6. | 調査海域の地質構造の解釈 | 57 |
| V | 参考資料・文献 | 59 |

LIST OF TABLES AND FIGURES

| <u>Table/Figure</u> | <u>Title</u> | <u>Page</u> |
|----------------------------|--|--------------------|
| Table-1 | The adaptability of Geophysical Exploration | 8 |
| Table-2 | Instruments used for 1978 Seismic Survey M.T.A..... | 14 |
| Table-3 | Statistic of Survey Lines | 15 |
| Table-4 | Range of Process | 15 |
| Table-5 | Field Recording Parameters | 16 |
| Table-6 | List of Stacked Sections | 24 |
| Table 7 | Field Instrument of Gravity and Magnetic Survey | 35 |
| Table-8 | Result of Ultra-Sonic Wave Measurement on Rock Samples | 53 |
| Fig. I-1 | Illustration of Zonguldak Coal Field (intext) | (in Text) |
| Fig. III-1-1 | Seismic Location and Bathymetry Map | |
| Fig. III-2-1 | Principle of CDP | |
| Fig. III-2-2 | Example of the Effect of Migration | |
| Fig. III-2-3 | Main Processing System | |
| Fig. III-2-4 | Survey Line Map | |
| Fig. III-2-5 | Air Gun & Streamer Cable Towing Array | |
| Fig. III-2-6 | Flow Diagram of Basic Seismic Processing | |
| Fig. III-2-7 | Near Trace Section Line T1-AB (12.5) | |
| Fig. III-2-8 | Near Trace Section Line T2-AB (12.5) | |
| Fig. III-2-9 | Near Trace Section Line T3-AB (12.5) | |
| Fig. III-2-10 | AAC Test Line T1-AB (12.5) | |
| Fig. III-2-11 | Autocorrelogram Line T1-AB (12.5) | |
| Fig. III-2-12 | Autocorrelogram Line T2-AB (12.5) | |
| Fig. III-2-13 | Autocorrelogram Line T3-AB (12.5) | |
| Fig. III-2-14 | Deconvolution and Frequency Analysis Line T2-AB (12.5) | |
| Fig. III-2-15 | Deconvolution and Frequency Analysis Line T1-AB (25) | |
| Fig. III-2-16 | Constant Velocity Scan Line T1-AB (12.5) | |
| Fig. III-2-17a | Power Spectrum of Near Trace | |
| Fig. III-2-17b | Power Spectrum of Near Trace | |
| Fig. III-2-18 | Stacking Velocity | |
| Fig. III-2-19 | CVSCAN Line T2-AB (25), CDP-665+666 | |
| Fig. III-2-20 | Velocity Gather Line T1-AB (25), CDP-527 | |

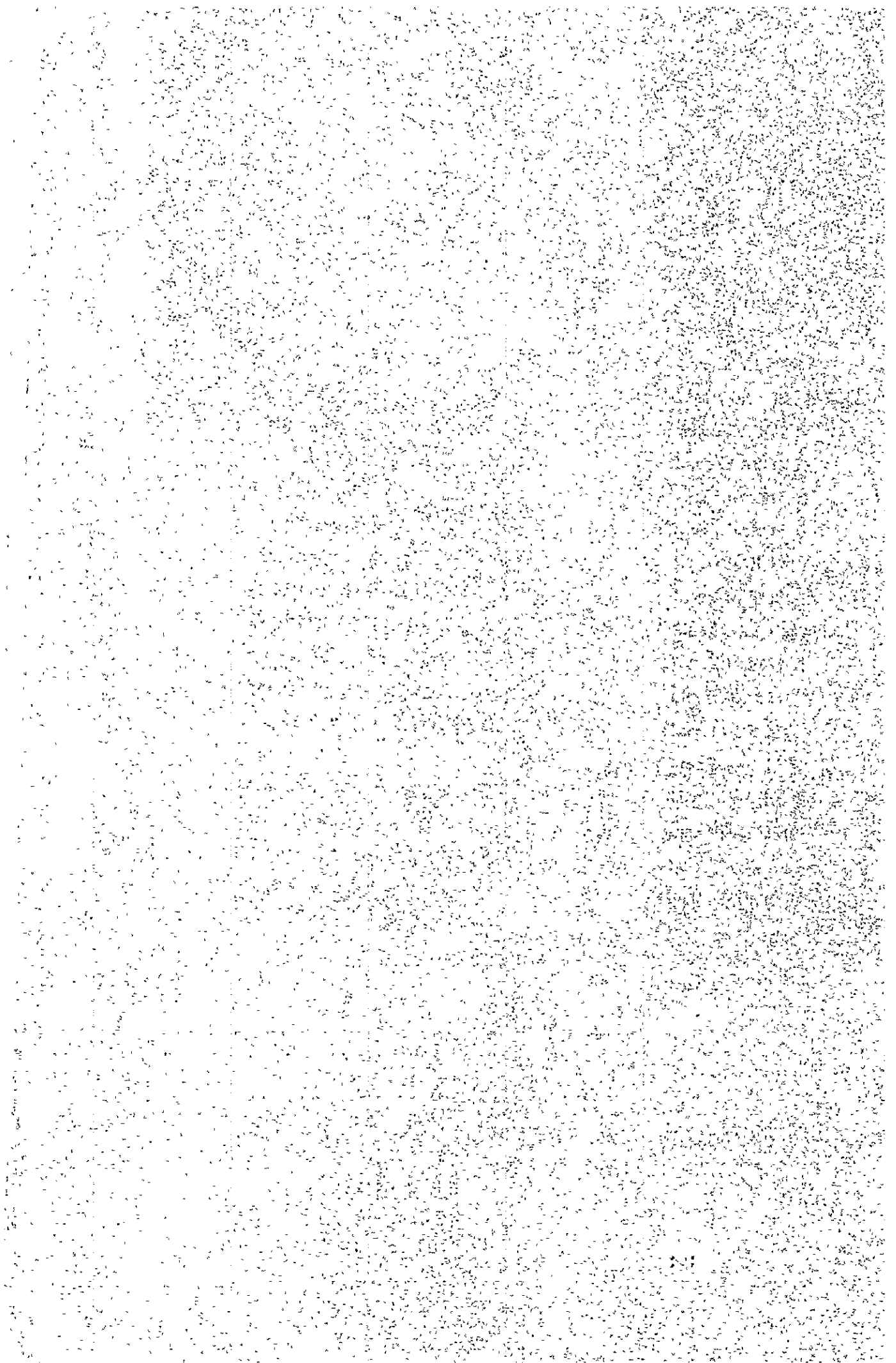
| <u>Table/Figure</u> | <u>Title</u> | |
|---------------------|---|-----------|
| Fig. III-2-21 | Possible Reflection Lineups in CDP Trace | |
| Fig. III-2-22 | Stacking Test Line T2-AB (12.5) | |
| Fig. III-2-23 | Velocity Functions | |
| Fig. III-2-24 | Mute Test Line T2-AB (12.5) | |
| Fig. III-2-25 | Post Stack Deconvolution Test | |
| Fig. III-2-26 | Post Stack Deconvolution Test | |
| Fig. III-2-27 | Post Stack Band Pass Filter Test | |
| Fig. III-2-28 | Wavelet Process Test (1) | |
| Fig. III-2-29 | Wavelet Process Test (2) | |
| Fig. III-2-30 | Wavelet Process Test (3) | |
| Fig. III-2-31 | Plane Wave Simulation Test (CDP 100%) | |
| Fig. III-2-32 | Plane Wave Simulation Test (stack) | |
| Fig. III-3-1 | Example of Seismic Monitor Record | (in Text) |
| Fig. III-3-2 | Explonation of the T-D curve and Velocity Section | (in Text) |
| Fig. III-3-3 | Histogram of the Velocity on Refraction Analysis | (in Text) |
| Fig. III-4-1 | Two-dimentional Horizontal Model | (in Text) |
| Fig. III-4-2 | Principle of Magnetic Analysis on Three-dimensional Prism Model | (in Text) |
| Fig. III-4-3 | Two-dimensional Interpretation using Gravity and Gravity/Magnetic Profiles (A-A') | (in Text) |
| Fig. III-4-4 | Two-dimensional Interpretation using Gravity and Gravity/Magnetic Profiles (B-B) | (in Text) |
| Fig. III-4-5 | Quantitative Interpretation using Magnetic Profile (1) | (in Text) |
| Fig. III-4-6 | Quantitative Interpretation using Magnetic Profile (2) | (in Text) |
| Fig. IV-1-1 | Relations among Basic Data and Displays | |
| Fig. IV-1-2 | Plane View of Basic Section's Alignment | |
| Fig. IV-1-3 | Appearance of Same Reflection Events on Different Types of Display | |
| Fig. IV-1-4 | An Example of Shot Records | |
| Fig. IV-1-5 | Relation between CDP Velocity and Reflection Dip | |
| Fig. IV-1-6 | Picked Events on Constant Velocity Gather Display (T1-AB(25 m). CDP No.407) | |
| Fig. IV-1-7 | Picked Events on Constant Velocity Gather Display (T1-AB(25 m). CDP No. 527) | |
| Fig. IV-1-8 | Picked Events on Constant Velocity Gather Display (T2-AB(25 m). CDP No. 122) | |
| Fig. IV-1-9 | Picked Value of Comparatively Reliable Events on Constant Velocity Gather Display | |

| <u>Table/Figure</u> | <u>Title</u> | <u>Page</u> |
|---------------------|--|-------------|
| Fig. IV-1-10 | Stacking Velocity Filtering Path Band based on Spread Length | |
| Fig. IV-1-11 | Scanning Velocity Functions with Same NMO Difference Interval | |
| Fig. IV-1-12 | Space-Variant Velocity Functions applied on T1-AB (25 m), CDP No. 48 – 626 | |
| Fig. IV-1-13 | Space-Variant Velocity Functions applied on T2-AB (25 m), CDP No. 48 – 712 | |
| Fig. IV-1-14 | Typical Example of Seemingly High Velocity Event on Constant Velocity Stack Display | |
| Fig. IV-2-1 | Zoning Map on the Seafloor Features | |
| Fig. IV-2-2 | Distribution of Seafloor-Velocity by Seismic Refraction Analysis | |
| Fig. IV-2-3 | Relation between density and P-wave Velocity | |
| Fig. IV-3-1 | Gravity and Magnetic Map | |
| Fig. IV-3-2 | Residual Gravity Map (Running average method) | |
| Fig. IV-4-1 | Geophysical Profiles Along the Offshore Survey Line | |

LIST OF ENCLOSURES

| <u>Encl. No.</u> | <u>Title</u> | |
|------------------|---|------------------|
| 1 | Interpreted Stack Section | Line T1-AB(25) |
| 2 | Interpreted Stack Section | Line T2-AB(25) |
| 3 | Interpreted Stack Section | Line T1-AB(12.5) |
| 4 | Interpreted Stack Section | Line T2-AB(12.5) |
| 5 | Interpreted Stack Section | Line T3-AB(12.5) |
| 6 | 24-fold Record Section | Line T1-AB(12.5) |
| 7 | 24-fold Record Section | Line T2-AB(12.5) |
| 8 | 24-fold Record Section | Line T3-AB(12.5) |
| 9 | Time Migrated Section | Line T1-AB(12.5) |
| 10 | Time Migrated Section | Line T2-AB(12.5) |
| 11 | Time Migrated Section | Line T3-AB(12.5) |
| 12 | Depth Migrated Section | Line T1-AB(12.5) |
| 13 | Depth Migrated Section | Line T2-AB(12.5) |
| 14 | Depth Migrated Section | Line T3-AB(12.5) |
| 15 | 24-fold Record Section | Line T1-AB(25) |
| 16 | 24-fold (Record Section (for 8 functions) | Line T1-AB(25) |
| 17 | 24-fold Record Section | Line T2-AB(25) |
| 18 | Time-Distance Curve and Velocity Section | Line T1-AB(12.5) |
| 19 | Time-Distance Curve and Velocity Section | Line T1-AB(25) |
| 20 | Time-Distance Curve and Velocity Section | Line T2-AB(12.5) |
| 21 | Time-Distance Curve and Velocity Section | Line T3-AB(12.5) |

I. 総論



I 総 論

1. 調査の目的と背景

トルコ共和国政府より要請のあつた、同国西北部に位置するゾングルダック炭田海域部を中心とする開発計画調査に関して、1979年6月M.T.A.(トルコ国鉱物資源研究所)がゾングルダック沖合に地震探鉱反射法4測線、総延長37.6 Kmを試験的に実施した。1980年2～3月国際協力事業団から派遣の事前調査団は、この試験調査の現場測定技術およびデータ処理・解析法につき検討した結果、データの質の改善のための再処理・再解析を行う必要があると判断した。

この判断に従い、1980年2月本プロジェクトのトルコ側担当機関であるトルコ石炭公社(以下T.K.I.)と当事前調査団との間で調印されたS/Wの内容をふまえ、

- (1) 日本においてゾングルダック炭田海域部の反射データの再処理・再解析を行い記録断面の質の改善を計る。
 - (2) 現有データからより多くの情報をうる方策として上記反射データを利用して屈折法解析を行い、弾性波速度と地層との対比資料を得る。
 - (3) トルコ側に海域物理探査全般に関して指導できる能力を有する技術者の強化・育成を計る目的で、トルコ側から2名の研修員をうけ入れ、地震探査データ解析に加え、海上の重力および磁気探査データを併せた総合解析・解釈が可能となるよう指導・協力をを行う。
- ことを目的として日本国内解析および技術研修作業を実施した。

本報告書はこの結果を報告するものである。

今後の協力計画の策定は、このデータの再処理・見直しの結果によって実施されることになる。

2. 業務実施のメンバー構成

本業務の構成メンバーは下記のとおりである。

| 氏 名 | 担 当 | |
|---------|---------------|-------------|
| | 解 析 作 業 | 技 術 研 修 指 導 |
| 井 上 正 昭 | 総 括 (地 質) | — |
| 亀 谷 卓 也 | 物理探査 (反射処理) | 反 射 法 |
| 青 木 豊 | " (") | " |
| 大 林 博 輔 | " (屈折解析) | 屈 折 法 |
| 中 野 修 | " (") | " |
| 片 寄 邦 之 | " (重・磁力解析) | 重・磁力探査 |
| 竹 森 雅 博 | " (") | 海上位置測量 |
| 森 善 義 | — | 反 射 法 |

上記構成メンバーは、JICAの研修員として来日したトルコ側カウンターパート2名と共同解析を実施した。

トルコ共和国研修員：Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, MTA.

(トルコ共和国鉱物資源研究所物探部)

mr. Kenan ERES (物探主任技師)

mr. Sinan KAVUKCU (物探技師)

3. 業務内容および作業期間

1) 解析作業 自) 昭和55年10月11日 至) 昭和56年3月31日

- (1) 反射データ電算処理(再処理)
- (2) 屈折法解析
- (3) 重力・磁気探査データ検討
- (4) 位置測量検討

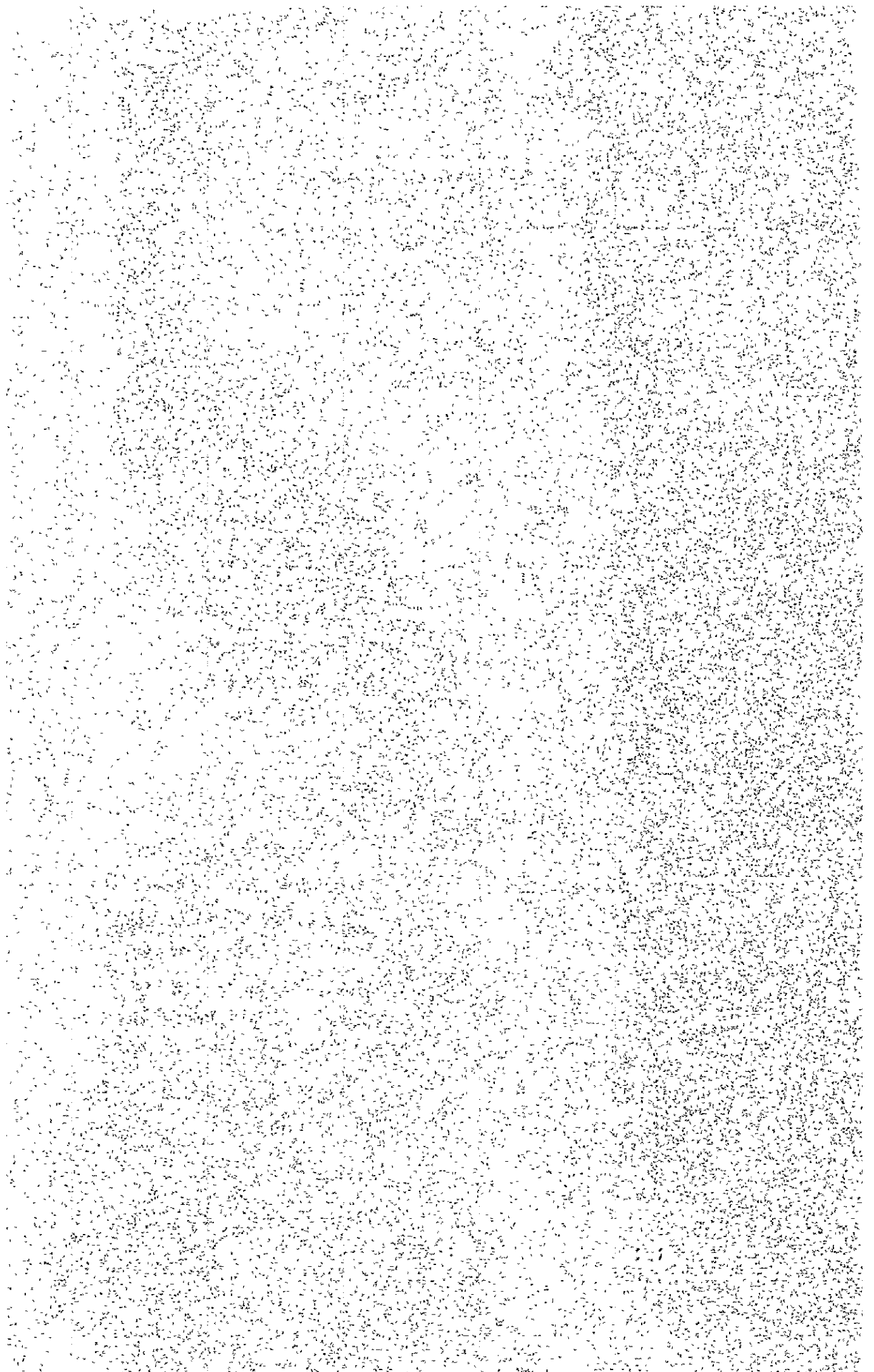
2) トルコ物探技術者技術研修：自) 昭和55年10月12日 至) 同年12月21日

mr. S.KAVUKCU 昭和55年10月12日来日 12月21日離日

mr. K.ERES 昭和55年10月26日京日 12月21日離日

技術研修の内容は、反射データ電算処理、屈折法解析、重・磁力探査データの定性・定量解析、位置測量等を主とし、併せて地質・物探調査船白嶺丸・開洋丸の見学等である。

Ⅱ. 要 約



Ⅱ 要 約

1. 海上地震探査資料の再解析

1-1 反射法資料の再解析

今回の再処理により得られた結果からみると、Long streamer cable (active section の長さ 1.2 Km) による data の方が short cable (active section の長さ 0.6 Km) によるものより優れていると判断される。今後は long spread・short spread とよぶことにすると、long spread は

- a) 速度情報がより信頼性をもっている。
- b) 同一の速度関数について NMO (normal move out) 補正量が 3 ないし 4 倍大きいので、それによる重合速度分解能がよく、反射波列 (line up) がより特徴的に現われている。

それゆえ long spread の情報を手がかりとして、これと矛盾しない short spread 上の line up は信用度が高いものとみなし、処理・解釈を行なった。とくに重合速度は主として long spread で得られた速度情報にもとづいて全測線に設定されており、結果的に長・短両 spread の速度解析はおおむね合致している。真の反射波と考えられる event は一般に沖合方向への傾斜を示しており、Kozlu 沖スパーカー (細野他、1970) の結果と食い違っていない。多分段丘状ないし小さな極隆部とおもわれる構造 (断層にともなう局所的逆傾斜とみられる) が T1-AB (2.5 m) 測線上にみられる。

今回の再処理は今後物理探査を継続するかどうかの決定、および実施する場合の調査仕様の改善につき技術指針を得ることを主目的としており、そのための基礎資料を得るために限られた資源を活用したので、地質の詳細を明確にすることはやむをえず不十分のままとなった。よりきめこまかく検討するためには再処理による補足が、また地質調査として完成させるためにはより高度のやり方で現地調査を再開することが望まれる。

中間結果として、反射の読みとり断面を Enclosure の 1、2、3、4、および 5 に示す。極浅部の小さな黒丸は音響測深器による海底の反射を示す。ほとんど平坦な一番浅い event は海底屈折波の重合エネルギーを示しており、海底そのものを正確に意味しているわけではない。NMO 補正は屈折波に合わされておらず反射波に対するものであり、しかもその重合速度は地層内の反射をよく表わすように水の速度よりずっと高速度に設定されているからである。おおまかな海深と海底の形態をこれらの event で表現することだけが意図されたものである。T2-AB (2.5 m) と T2-AB (12.5 m) のハッチは回折波型ノイズによる擾乱部分を示す。読み取った event の大部分は final stack section からであるが、たとえば V D を書きそえたものは速度関数 V D を重合速度とした断面から読みとっている。記録の質が非常に悪い地域なので確度お

よび精度の表現は考えなかった。実線と破線は若干のニュアンスを表わしているが、相当主観的である。

1-2 屈折法の解析

屈折法による解析の結果をまとめると次のようになる。

- a) 本解析手法により各種の弾性波速度が検出されたが、これによる海域の地質状況把握は、現状では資料不足のため十分にできない。
- b) 今後、①岩石サンプルの超音波速度測定、②陸域での屈折法、③速度検層の実施、さらに④引きつづき探査を適当な測線配置で行ない、資料を蓄積すれば、屈折法が海底面の地質および地質構造調査法として有効な方法となることが期待できる。
- c) 求められた速度範囲は2.5～5.6 Km/secであった。そのうち3.6～4.0 Km/secの速度が各測線で60%以上占めている。
- d) 各測線沿いの弾性波速度分布は他の物理探査の調査結果と比較的良好な対応関係を示している。すなわち、
 - ① 海底地形が平坦なゾーン（傾斜1°未満）では速度値の変化が少なく、2～3°のやや傾斜の大きいゾーンでは速度の変化が大きい。
 - ② 重力探査結果のブーゲー異常と弾性波速度分布は比較的良好な一致を示している。特にゾングルダグ南西部の半島付近の高ブーゲー異常域では速度値は大きい。この付近の陸域には石灰岩が分布し高速度はこれを反映している可能性がある。

AB(12.5)測線の160～190付近は、等重力線の密集部に当り、この付近には2個所の低速度帯が検出されており、断層の存在を示唆するものと思われる。
 - ③ 磁気探査結果で、磁気異常が現われている個所はほぼ一定範囲（3.6～4.0 Km/sec）の速度分布となっている。
 - ④ T₁AB(12.5)測線上の測点410付近の低速度帯は、反射法から推定される貫入岩体の東縁に位置している。その他の低速度帯は、地層の変化によるものか、あるいは断層によるものかの判別は現段階では困難である。
 - ⑤ 岩石サンプルによる超音波速度測定の結果の既存資料を地層別にまとめると、石灰岩と他の岩石との間には、速度値に有意な差が認められている。しかし、他の岩石は速度測定資料が少なく弾性波速度から直ちに地層（あるいは岩種）を判定することは難しい。
- (4) 走時曲線の特徴から次のことが推察される。
 - ① 海域部における第三系ないし第四系の堆積物は欠如するかあるいは薄いと考えられる。もし存在する場合その層厚は20～50 m以下の程度であろう。
 - ② 下位の層からの屈折走時は認められないので、海底下の層構造を推定することは困難

である。

- ③ 海底面直下の速度層は厚い層（試算では150～250m 層厚と考えられる）か、あるいは、海底面直下の速度層の下にそれよりも遅い速度層（速度逆転）が存在することも考えられる。
- (5) 屈折法の適用可能な海域の水深はロングケーブル（ケーブル長約1200m）で-200m前後、ショートケーブル（約600m）で-100m前後までである。
- (6) さらに、調査海域の地質および地質構造推定の検討資料とするため、従来の地震探査のうち、水深-200m以浅の海域のZ-1、Z-4（1978年）、Line 62（1977年）の各測線の屈折解析結果により得られた海底面における弾性波速度分布をも合わせ参考とすることが望まれる。

2. 海上重力および磁気探査結果の検討

これまでの少い海上重・磁力探査資料のみでは、海域部の地質および地質構造を解析・解明するには不十分なため、陸上部探査結果の解析・検討資料をも参考にして、海上重・磁力探査法の適応性を検討した。

- (1) 重・磁力探査法は、炭田地質構造調査法としては調査量を増加することによって概査あるいは予備調査として有効な方法となる。また、地震探査法の併用調査によって、さらに調査結果を上げることができる。
- (2) 重力探査結果のブーゲー異常図は深部の地質の影響が大きく反映していると考えられるので、この地域的重力傾斜を取り除くため、一種のBand Pass Filter を利用する余剰重力計算法により定性解析をおこない浅部の情報を抽出した。その結果、地質的解釈等を含む総合判断を加えれば、古生界下部の地質構造およびこれ等に囲まれた夾炭層の分布状況を把握しうる可能性もでてきた。

ゾングルダック地域では中生界白亜系の各種岩石と古生界の各種岩石との間に顕著な密度差がなく中生界の岩石の方が密度が大きい場合も予想されるので、陸域における重力探査結果と地質との関連性を把握した上で海域部の解析・検討を進める必要がある。水平板モデルによる定量解析も、上記の考察法に基づいておこなうならば、ある程度、地質構造の解明に役立つであろう。

今後、岩石資料の物性測定や試錐資料を収集検討するとともに、適正な測線配置で調査すれば、海上重力探査は有効な方法になりうる。

- (3) 磁気探査は従来より凝灰岩、火成石の分布範囲推定の調査には有効であることは知られて

いたが、今回海上磁気探査の検討から重力や屈折法結果とも本地域では多少の関連性が考えられるようになった。今後、海上において平面的な磁気異常分布状態が分れば、総合解析の一手段として有効となるであろう。

3. 海上位置測定の検討結果

船位計測として使用した通称「複合航法システム」による測位の精度、あるいは航跡図作成上の問題点の検討結果、および将来探査の留意事項を列挙する。

1. 船位計測上の検討結果

① 「複合衛星航法システム」による船位決定は、その位置更新の精度の強い影響をうける。今回の探査中、衛星による update は各測線とも十分に得られていないため、その総合的位置精度は海上物理探査の要求を十分満足するには至っていないと思われる。

特に測線始点における測位の信頼度は全般的に低く、また急激な水深変化を示す測線西端での推測航法には累積誤差の存在が予想される。

② これは同時に重力観測値計算におけるエトベス補正值に誤差が含まれることを示唆する。

③ 一方、エアガンの発破距離間隔のバラツキが一部認められるが、これは共通反射点重合処理上、真の反射シグナルの重合効果を減少させていることであろう。

④ 今回の再計算によって得られた調査測線の作図法を、陸域の地図作図法と一致させたことにより、両者の解析図の直接接合が可能となった。これにより、利用価値の高い基本図を得た。

2. 将来探査での留意点

① 高精能な電波航法による測位システムの運用が望まれる。

② この時、船上では測位の品質管理を励行し、詳細な記録を取る。

③ 「複合衛星航法システム」はバックアップシステムとする。

④ 測線誘導は常に、プリプロット（説明後出）に基づくものとし、可能なかぎりトラックプロッター（説明後出）を利用する。

⑤ 探査後ただちに航跡図を作成し、同時に計算された船位をファイル化し、両者とも系統的に更新する。

⑥ この航跡図にはU.T.M.図法が有利である。

⑦ 測線配置にはトラバース測線を入れることにより、必ず他測線との関連付けを行なう。

4. ソングルダググ海域炭田調査法としての物理探査法の評価

現時点では、海域炭田の地質および地質構造調査法としての物理探査法の適応性を評価するには調査資料が少なすぎるが、その有効性を期待し得る基礎資料が今回の解析作業の結果種々

得られた。今後はさらに、岩石物性の試験資料の集積、調査記録の質の向上、併用探査の推進、調査量の増加等を行えば、調査目的に沿う結果が得られるであろう。

調査目的に沿う物理探査法の適応性とその問題点を次表に要約した。

| 探査法 | 適応性 | 問題点 |
|-------|------------|-----------------|
| 電阻率探査 | 地質構造の把握に有効 | 電導率の異なる地層の識別が困難 |
| 誘電率探査 | 水分含量の推定が可能 | 地質構造の把握に有効 |
| 重力探査 | 地殻構造の把握に有効 | 精度向上が必要 |
| 磁力探査 | 地質構造の把握に有効 | 精度向上が必要 |
| 地震探査 | 地質構造の把握に有効 | 高精度のデータが必要 |
| 音波探査 | 地質構造の把握に有効 | 高精度のデータが必要 |
| 熱流探査 | 地質構造の把握に有効 | 高精度のデータが必要 |
| 放射性探査 | 地質構造の把握に有効 | 高精度のデータが必要 |

ソングラダック炭田海域開発のための物理探査法の適応性とその問題点

Table-1

| 物理探査法 | 適応性 | 問題点 | 対応策 |
|-------------|---|---|--|
| 地震探査 反射法 | 1) 反射面の傾向を推定できる(コズル神スパーカー(1970)および重力探査の重力構造の傾向と同じ。共に沖合方向に傾斜) 2) 記録断面上でも、テラスや小さな隆起構造も1部に認められる。 | 1) 本来の一次反射の検出は必ずしも満足でない。原因は、①屈折波およびその多重反射と一次反射の振幅が大きすぎる。②一次反射がほとんどない構造。 2) M.T.A.電算機の処理能力およびソフトウェアの詳細資料不明。 3) 速度仮定のバックデータの取得。 | 1) データ取得時の質の改善策。 ①震源スベクトラムのコントロール ②震源エネルギーのコントロール ③エア-ガンアレイの検討 ④ストリーマケープル長の検討 2) データ処理法の検討。 3) 岩石の弾性波速度資料取得。 (コア-速度測定、速度検層) |
| 地震探査 屈折法 | 1) 反射観測記録を利用して、測線沿い海底面の弾性波速度分布を求めると、速度と岩質の対比が行なえる可能性がある。 2) 解析可能海域は、水深150~200m以内の海域で海水と海底との2層構造として解析できる。 3) 海底地形が数度以下の傾斜の場合、岩質判定に十分な速度値が得られる。また、断層・破砕帯に起因する低速帯も検出される。 | 1) 片側走時を基に解析するので誤差を伴う。 2) 速度と岩質との対比上の基礎資料が少ない。解析結果の解釈がスムーズにいかない。 | 1) 位置測量精度の向上。 2) 対応反対方向の震動記録の作成法開発。 3) 速度-岩質対比資料のため。 ①岩石サンプルの速度測定 ②速度検層 ③陸域での屈折法の実施 |
| 重力探査 | 1) 概査、予備調査として全体的地質構造調査に有効 2) 余剰重力計算法による定性解析から、古生界下部の地質構造およびこれに囲まれた夾炭層分布状況の推定への基礎資料となる。 3) 高重力域と屈折結果の高速度域、および重力コンターの急傾斜部と低速度帯が対応する。 4) 重力コンターの密部と断層構造が対応する。 | 1) 中生界白亜系と古生界の各種岩石との間に顕著な密度差がないので、解析・解釈で要注意。 2) 炭鉱位置と余剰重力で示される重力的盆地地構造との対応性の検討。 | 1) 陸域での探査結果と地質との関連性を十分に把握し参考とする。 2) 水平板モデルによる定置解析結果の地質構造解明への利用。 3) 岩石資料の物性測定、試験資料の収集検討、探査量の増加。 4) 位置測量精度の向上。 トライポスターの併用など |
| 磁気探査 | 1) 全磁力図の磁気異常と白亜系の火山岩・凝灰岩等の分布とがよく対応する。 2) 定量解析法を適用して磁性岩体の位置推定の検討が行える。 3) 磁気異常地帯と弾性波速度(3.6~4.0 km/sec)が対応する。 | 1) 他の物理探査結果との対応性は現時点では明らかでない。 2) 磁気異常帯と弾性波速度と岩種との間の関係を示す資料少ない。 | 1) 岩石資料の物性測定。 2) 探査量の増加。 3) 他の調査法結果との対応性の検討。 |

III 各 論



Ⅲ 各 論

1. 海上位置測量

1-1. 海上位置測量再計算の目的

ゾングルダック沖合における海上物理探査予備調査の測線位置図はM.T.A.によって作成された。この図に示された船位表示(以下「ポストプロット」という)間隔は約6.25mでかなり大まかである上、この間隔が一部不均一な所があるため、ポストプロットの精度に対する疑問が生じた。一方、この作図法は陸域の地質図の図法とは異なるなど、今後の地質構造解明に少なからず影響を及ぼすことが予想されたため、改めて国内において再計算し、これに基づく航跡図を作り各種物理探査解析用の基本図とすることを目的とする。

1-2. 航跡図の作成

1-2-1. 図法

海域部の探査測線の表現に、M.T.A.では通常航海図作図法であるメルカトル図法を採用している。一般にこの図法は航海図の作成法として広く利用されているが、緯度が高くなるほど子午線長が長くなり、中～高緯度地域における海上物理探査の目的には不便である。一方、地形図などの陸域図は原子午線長の比を保存する横メルカトル図法(T.M.図法)が採用されており、各々の図法による海岸線は一致しない。

本調査域を含む石炭賦存地域は黒海沿岸にはほぼ東西100km以上の広がりを示し、将来さらに積極的な海上物理探査が予想されることから、ここでは国際横メルカトル図法(U.T.M.図法)が有利であると考え、ポストプロット計算に採用した。本図法における直角座標軸はそれぞれ赤道と経度33°Eの子午線である。本図法ではこの中心子午線を挟む東西3度ごとの範囲を同一平面で表現するので、東西およそ500kmの範囲が同一基準の平面図となる。すなわち、この範囲内では陸上地質図等と大きな誤差なく接合でき、臨接する海上探査測線図とも将来整合関係で表現できる。

1-2-2. ポストプロット計算

調査中に得た船位計測プリントアウトを用い、以下の手順により船位を算出した。

- (1) WGS-72 スフェロイドから国際スフェロイド上の緯度経度に変換。陸図と同一基準の球面上の地理的座標にする。

(船位ログの詳細記事がないので、リスト上の緯度・経度値は衛星スフェロイド上の地理的位置とみなした。)

- (2) 地理的座標をU.T.M. 直角座標値に変換。

緯度(度・分・秒) → Northing : X (m)

経度(度・分・秒) → Easting : Y (m)

(3) ステップバック計算

(図 III-1-1 参照)

船位(サテライトアンテナ位置)を共通反射重合点にシフト。当調査ではアンテナ後方 55m のエアガンの位置とした(通常 C.D.P と呼ばれる共通反射点は国内ではガンと最初のハイドロフォンの中点で、今回の表示位置とは異なる)。

1-2-3 測線位置図(図 III-1-1)

前項の計算は、ショートケーブル測線では 24 shot ごと、ロングケーブル測線では 12 shot ごと(すなわちどちらも約 300m ごと)に実行され、図 III-1-1 に、測線位置図として既存の水深図と共に表示した。

ショートケーブルによる高分解能探査測線 T_1 、 T_2 および T_3 の 3 測線は図中実線で示し、ロングケーブルによる通常探査測線 T_1 、 T_2 は破線で示した。特に T_2 測線に関しては、同一測線上を探査する目的で運行されたため、両者のポストプロットは一部不一致を呈しながらも、ほぼ同一位置に表示されている。 T_1 測線も本来 T_2 測線と同義で企画されたが、実際の運行は図示のごとく両者大きく分離している。測位ログによれば、 T_1 測線(ロングケーブル)進入時における Update 量が大きくなっていることから航法上の錯誤によるものと推定する。しかし、ポストプロットには大きな誤りは含まれないであろう。なお、各測線のポストプロット計算では、測位ログ上で正常なレコードと判断できるもののみを採用し、あいまいをレコードは省いた。その結果一部測線は、特に測線進入部分でポストプロットが欠損している。各種物理探査の解析は本測線位置図に基づいて実行された。

1-3 測位精度の考察

今回の調査における通称「複合衛星航法システム」と呼ばれる航海法による船位測定は他の高精度測位システムとの併用でないためにその最終的精度の吟味は困難である。しかし、一般的に本システムの大陸棚海域における精度は適確な運用をした場合、80%の確率で半径100mの誤差円内に入る(参考文献(4)、(5))。また測線配置は沿岸数km以内であり、航海士によるレーダー観測等の確認も期待できる(実際に実行されたかどうかは不明)ことから、平均位置精度は上記誤差内に入っていることであろう。

一方、測位の確からしさを確認する方法として、既存水深図との比較も考えられる。当海域にはコスル〜ソングルダック(Hidrografi Daireden, 1970)、およびコスル沖(Nittetsu Mining Consultants Co, 1970)の2葉の海底地形図があるが、今回の測深記録とは良好な一致を示さない。その原因として、

- 1) 過去の調査の測位精度が低い。
 - 2) 今回の測深精度が低い(たとえば不十分なキャリブレーションによる)。
- などが考えられ、水深図との比較から本調査の測位精度を言及することはできなかつた。

海上物理探査における位置決定作業は物理探査データの観測作業に比べて、ややもすると不注意になりがちであるが、常に目的とする物理探査の精度に見合った位置精度が確保されなければならない。不注意・不正確な船位計測は時として海上物理探査・データ処理に重大な影響を与える。

たとえば、(1)地震探査反射法において発破距離間隔の不均質さは、共通反射点重合処理上諸問題を引き起こし、(2)また位置決定の誤りは通常船速計算の誤りに基づくため、重力測定におけるエトパス補正に影響を与える。その1ミリガルの補正量は、たとえば船速で0.2ノットの誤差で、あるいは船首方位で2度の誤差で発生する。今回用いられた「複合衛星航法」の運用は特にこの点に注意しなければならない。衛星による位置更新(以後 update)に基づく本システムは、相続く update 間を Doppler-Sonar などの援助により推測航海(dead-reckoning)するので、衛星による update の精度は各ショットの位置計算に強い影響を及ぼす。

Update 以前に船を旋回することや、200mを超える大水深における Doppler-Sonar システムは通常推測航海の誤差を増大させ、測位の信頼性を低下させる。特に T₂ 測線では探査中一度も衛星による update が実行されておらず、この点重力解析結果の検討には考慮する必要がある。

2. 海上地震探鉱反射法の再解析

2-1 再解析の目的

トルコ共和国ゾングルダック炭田の海域部への広がりを探査するため同国MTA によって所属のR/Vシスミック1号を使用して取得された反射地震探鉱記録を再処理することにより、今後の同海域における地震探鉱の方法論上の指針を得ることが目的である。

1978年MTA はゾングルダック炭田の沖合部に地震探鉱を実施、海底炭田探査を行なった。しかしエアガンスパーカーを使用し、サンプル間隔、エネルギー容量を変化させて実施したこの調査では強力な多重反射のために一次反射を有効にひきだすまでには至らなかった。海底直下の白亜系の石炭岩層に起因する強度の多重反射は、すでに1970年日鉄コンサルタント伊藤忠商事によるコスル(Kozulu)沖物理探査(Hosono et al, 1970)によっても認められていたところであり、また1977年MTAによる石油探鉱を目的とした地震探査においても海岸部に近づくとも表われた現象であった。このためMTAは1979年ケーブル長を600mにするなど測定パラメーターを更に変更、多重反射をさけつつ高分解能断面を得る試みを行なった。しかし、MTAによるTIMAP 980-B, MATE-500ソフトウェアパッケージを使用したデータ処理では、処理内容にいささか問題がないわけではなく、今後の地震探鉱法の指針を得るためには更に各種の検討を必要とするところであった。

一方、1978年からトルコ側と接触していた国際協力事業団(JICA)は1979年に2名、1980年に5名の専門家をトルコに派遣、地震探鉱データを含む各種の地球物理学データ、地質データを検討し将来のゾングルダック炭田海域部の開発計画樹立のための基礎調査を行なった。この中で今後の調査方針を得るため、すでにMTAによって行なわれた地震探鉱データの再処理が不可欠であると判断され、1979年に得られた3測線計2.3kmを日本において処理することとなったものである。また同時に1979年の他の2測線も(1,200ケーブル使用)参考のために日本に送られた。

1979年度派遣の専門家5人の報告によれば、MTAにおける処理ではデコンポリューションオペレーターの長さ、動補正のための速度、多重反射の存在などに問題があるとされている。更に問題を複雑困難にしていることは、一次反射と思われるものが極端に少ないということであった。このため地震探鉱記録の質の向上をはかるためほとんどすべてのデータ処理を試みることになった。

2-2 調査方法

2-2-1 反射法の原理

地震探鉱反射法とは、人工地震を起し地下の地層境界などから反射されて帰ってくる反射波を記録、データ処理を施して、地下構造のたて断面に相当する図面に交換、もって地下構造を把握しようという手法である。地震波は性質の異なった物質の境界では反射および屈折をしながら伝播する性質を持つ、従って地下の各地層の境界は一般に反射面となり、この反射波をとらえることによって地震波を発震してから受震するまでの時間の半分に相当する距離のところに反射面が存在することがわかる。いわばやまびこと全く同じ原理である。これを利用して地表の多数の点で発震、受震をくりかえせば地下の構造がわかることになる。

実際の調査は、しかし、多少複雑となる。それは発震点と受震点が同一点でないことと、1つの発震点に対して複数の受震点を使用することである。複数の受震点（それぞれチャンネルとよばれる）を使用することから、この方法はマルチチャンネル法と呼ばれることもある。

これに対して1つの受震点きり使用しないものをシングルチャンネル法とよび通常音波探査といわれているスパーカー、プロファイラーなどがこれにあたる。

マルチチャンネル法の特徴は、地震波の伝播速度情報を導き出せることで、これを利用して重合処理が可能なことである。そしてその根本概念となるものがCDP（Common Depth Point；共通反射点）である（Fig III-2-1）。図ではSを発震点（爆破点）、Pを受震点とし、サフィックスでもってそれぞれ異なる点をあらわした。水平二層構造を仮定した時、共通の反射点Dを有する記録の地震波は図で示された通りに伝播する。これよりS₁-D-P₁、S₂-D-P₂、……、S₀-D-P₀を伝播してきた地震波記録はCDPトレースとよばれる。CDPトレースは地表のジオメトリーでよべば発震点と受震点の中点を共有する地震波記録（トレース）群で共通中点記録（CMP）といわれることもある。Fig III-2-1で示したCDPトレースの走時曲線は簡単な計算から次の双曲線形の式で表わされることがわかる。

$$T = \sqrt{T_0^2 + \frac{X^2}{V^2}} \dots\dots\dots (1)$$

ここではXはオフセット（発震点—受震点間距離）、Vは地震波伝播速度、T₀はノルマルタイム（オフセットゼロでの走時）である。(1)式よりオフセットがゼロでないトレースはノルマルタイムに比較してΔT=T-T₀だけ大きくなっている。（A in Fig III-2-1）Moveout 時間とよばれるΔTを補正して、すべてノルマルタイムに変換してやればCDP

トレースはすべて同一条件で記録したものと仮想的に同じになるわけで、この補正を動補正 (Normal Moveout Correction = NMO補正) という。(B in Fig III-2-1) NMO補正後のトレースは加えあわせること(重合)によって相関のないノイズが減衰し、相関のあるシグナルは強められ、シグナル/ノイズ(S/N)比が向上するわけである。(C in Fig III-2-1) いわゆる反射地震記録はこのようにして得られた重合トレースを反射点の位置に従って連続して示したもので地下構造を反映しているものである。CDP法の特徴は水平二層構造にかぎらず、傾斜あるいは曲面をもった多層構造に対しても非常に良い近似でもって走時曲線が(1)の形になることで複雑な地層構造に対してもNMO補正、重合という方法が有効なことである。

重合後の記録はそれなりに地下構造を反映しているが、細部については実際の構造と異なつた部分がでてくる。それは通常使用している観測システムが指向性を持たず、直下からきた波とそれ以外からきた波を区別せず記録しているからである。その代表的な例はベリッドフォーカスといわれる現象で Fig III-2-2 に模式図と実例を示した。aの右は構造図、左はそれに対する記録のモデルである。NMO補正後の記録はすべて反射面に垂直入射した波に対応している。この条件を満たす点がBでは B_1 、 B_2 、 B_3 の3点あり1つのトレースに反射波が3つ記録されることになる。その結果得られた記録はbのように実際の構造とは程遠いものになってしまう。これらの不便をとりのぞくためbからaに変換する処理をマイグレーション処理という。更に加えて軸を時間でなく深度にするなどの処理があるが、これらはすべて幾可学的補正である。これに対して、フィルター理論にはS/Nの向上をはかる技術がある。それらについては必要に応じて以下の対応する部分に説明を加えた。以上の一般的な原理については巻末に示す文献を参考せられたい。

Fig III-2-2-2 測定装置ならびにデータ解析装置
 今回の調査に用いられた測定装置はトルコ共和国M.T.Aの所有する機器(Table-2)であり、反射地震記録のデータ処理・解析には石油資源開発株式会社の Fig III-2-3 に示す機器を使用した。

Table 2 測定装置

| | |
|---------|--|
| 観測船 | MTA SISMIC-I (720GWT) |
| 震源 | Bolt AIR GUNS (40, 20, 10 cubic inches) |
| コンプレッサー | APS-D20B-500×2 |
| 受震器 | SEC Streamer with 25m active section |
| 探鉱機 | TI DFSN |
| 測量システム | MAGNAVOX M×702/HP satellite navigation system +KRUPP-ATLAS DOLOG-12 doppler sonar |

2-2-3 測線設定

今回の調査対象海域には高分解能用調査測線3本および通常測線2本が設定された (Fig III-2-4) それらは次の通りである。

Table 3

| 測線名 | 発音点 | 発音点間隔 | 測線長 | 方向 |
|-----------|--------|--------|--------|-------|
| T1-AB12.5 | 73-555 | 1.25 m | 7.1 Km | NE-SW |
| T2-AB12.5 | 0-666 | 1.25 | 7.7 | E-W |
| T3-AB12.5 | 1-566 | 1.25 | 7.0 | SW-NE |
| T1-AB25 | 2-291 | 25 | 8.1 | NE-SW |
| T2-AB25 | 13-319 | 25 | 7.7 | E-W |

上記のうち再処理対象測線は T1-AB12.5, T2-AB12.5, T3-AB12.5 の3本であったが、必要に応じて T1-AB25, T2-AB25 の各測線も再処理を実施し参考資料とした。T1-AB12.5 は ZONGULDAK 北方沖約 5 Km 地点から KOZLU 炭田沖にかけて海岸線に漸近する測線であり、T2-AB12.5 は ZONGULDAK 沖約 1.5 Km 地点から KOZLU 炭田沖を通り、海岸線より離れていく測線である。また T3-AB12.5 は海岸線にほぼ平行して走り、KOZLU 炭田沖で終わる測線である。これらはいずれも KOZLU 炭田沖を通過してその海側への構造の延長を知ることも目的としていた。T1-AB25 は、T1-AB12.5 と海岸線のほぼ中間、また T2-AB25 は T2-AB12.5 とほぼ場所を同じにする測線であった。

再処理については、フィールドデータの質を考慮し Table 3 の範囲の中の次の部分について実施した。

Table 4 再処理対象範囲

| 測線名 | 発音点番号 | フィールドコード番号 | レコード番号 (DMX) |
|-----------|---------|------------|--------------|
| T1-AB12.5 | 73-555 | 41-513 | 1-474 |
| T2-AB12.5 | 0-606 | 1-602 | 1-602 |
| T3-AB12.5 | 1-554 | 1-549 | 1-549 |
| T1-AB25 | 2-291 | 1-290 | 1-290 |
| T2-AB25 | -13~319 | 1-333 | 1-333 |

2-3 測定方法

基本的に海上における反射地震調査法の一般法と同じである。但し、高分解能調査が目的であるため短いケーブルの測線については小容量エアガン、1ミリ秒サンプリングを採用している。それらはTable 5にまとめた。

Table 5

| 測線名 パラメーター | T1-AB12.5 T2-AB12.5 T3-AB12.5 | T1-AB25 T1-AB25 |
|---------------|-------------------------------------|--------------------|
| | エアガン個数 | 3 |
| エアガン総容量 | 70 cubic inch | 1,685 cubic inch |
| エアガン深度 | 6m | 15m |
| コンプレッサー圧力 | 1,750 PSI | 1,750 PSI |
| 発音点間隔 | 12.5m | 25m |
| 受震点間隔 | 25m | 25m |
| 総受震点数 | 24 ch | 48 ch |
| ケーブル長 | 600m | 1,200m |
| ケーブル深度 | 1.0-15m | 1.0-15m |
| 最短オフセット | 13.0m | 15.0m |
| 最長オフセット | 705m | 1,325m |
| C D P 間隔 | 12.5m | 12.5m |
| 重合数 | 24 | 24 |
| サンプル間隔 | 1ms | 2ms |
| 記録長 | 3 sec | 4 sec |
| 低域遮断フィルター | 8/36 Hz/db/oct | 8/36 Hz/db/oct |
| 高域遮断フィルター | 248Hz | 124 Hz |
| 磁気テープフォーマット | SEGB | SEGB |
| 磁気テープ密度 | 1,600 BPI | 800 BPI |
| 前置増幅器利得 | 24 db | 24 db |
| 利得の方式 | I.F.P | I.F.P |

記録の際の発震、受震システムの位置関係については模式的に Fig III-2-5に示した。

2-4 解析方法

今回の再解析のために Fig III-2-6 に示すデータ処理流れ図に従ったデータプロセスを実施した。トルコ共和国 M T A より貸与された原記録を検討した結果、当初の予想と異なる問題が含まれていることが判明、そのためにデータ処理の流れについても若干の変更を加えた。データ処理の詳細について以下に各段階の結果を含め述べることにする。

• デマルチプレックス (Demultiplex.)

チャンネルシーケンシャルにならんでいる (マルチプレックスされた状態) 原記録をトレースシーケンシャルな記録に変換、同時に記録の際使用した利得除去を行なった。また一部の不良トレースの除去を含むデータ編集もこの段階で行なっている。フィールドテープのデマルチプレックスに際してはスキュー、パリティエラーなどに起因するプロセス不能なトレースは存在しなかった。そのかぎりでは記録状態は良好であったといえる。但し、欠測点、レコード番号と発音点番号の対応しないものなどがあり、現場作業にもう一息の注意深さが要求される。

• QC用ニアトレースセクション (Near Trace Section) の作成

デマルチプレックス後のニアトレースを編集、ウィンドの長さ 600 ミリ秒の AAC (Automatic Amplitude Control) を適用した後 Display した (Fig III-2-7, Fig III-2-8, Fig III-2-9) いずれのセクションにおいても多重反射的なイベントが顕著である。しかし共通発音点 100% 記録をみて明らかなように (例えば Fig III-2-14) これらのイベントは反射波ではなく屈折波および多重反射屈折もしくは屈折多重反射ともよばれるべきものであることがわかる。

• 屈折波解析用のレコードセクションの作成

屈折波解析目的のため共通発音点記録の 100% ディスプレイを行なった。屈折波の到達時間は記録利得除去 (Gain Removal) 後のトレースにて十分判別が可能であるため、特に必要のないかぎりゲインリカバリー (Gain Recovery) の操作を行っていない。共通発音点記録のディスプレイの結果、従来単なる海面多重反射であると考えられていた初動付近の振幅の強いシグナルが、前記したように屈折およびそのマルチプルであることが判明した。このため振幅解析及びゲインリカバリーテストおよびデコンボリューションテストは共通反射点記録を使用して実施した。

• 振幅解析及びゲインリカバリー・デコンボリューションテスト

今回の調査記録の特徴は、屈折波およびそのマルチプルが卓越している点と、機器 (探針機) に起因すると考えられるスパイク状のノイズが頻繁に混入している点である (Fig III-2-7)、このスパイク状のノイズの振幅は他のノイズのないトレースの振幅に比較して格段に大きく、T A R (True Amplitude Recovery) による相対振幅保存処理では

S/Nが極端に低下することが明らかとなった。このため、このノイズの影響を弱めることと、屈折マルチプルを弱めることを目的としてAAC、デコンボリューション、フィルターのテストを実施した。Fig III-2-10がその結果である。図を見て明らかなように、デマルチプレックス、利得除去後の記録 (Fig III-2-10の一番左) のトレース 24 番の 2.4 秒付近にスパイク状のノイズが存在する。このノイズの影響が短いウィンドウのAAC程弱められることは、異なるウィンドウでの処理比較をすれば一目瞭然である。一方屈折マルチプルは長いウィンドウのAAC程弱められる。従ってAACのウィンドウの長さは2つの目的を同時に満足させるようには選べない。しかし後述するように屈折およびそのマルチプルは重合速度の相違により、減衰させることが可能で、このためノイズの影響を少なくすることを最優先とし、AACのウィンドウの長さを150ミリ秒として利得復元 (Gain Recovery) を行なうことに決定した。

将来の調査において機器に起因するノイズをとりのぞくことはデコンボリューションによるマルチプルイベントの減衰効果を大きくする意味で重要であり、是非実現しなければならない問題である。

デコンボリューションはオートコログラムにてその効果を検証 (Fig III-2-11, Fig III-2-12, Fig III-2-13)、デザインウィンドウ長 2,000 ミリ秒、オペレータ長 300 ミリ秒、予測距離 1 ミリ秒を採用した。なお Fig III-2-11~13ではゼロラグの値を便宜上時間軸の 200 ミリ秒のところシフトさせ、それ以前のオートコログラムは、正の時間ラグのオートコリレーション値を時間軸を反転させてプロットしてある。予測可能なマルチプルイベントは完全に除去されていることがオートコログラムよりわかる。なおゲインリカバリーテストに際し、デコンボリューション後のフィルターには $8 \pm 80\text{Hz}$ の広帯域通過フィルターを用いた。このフィルター設定が妥当であることは後述のフィルターテストの項でのべる。

• CDPソーティング Common Depth Point Sorting

観測時における観測系のジオメトリ情報をもとに共通反射点トレースへ編集 (CDP Sorting) を行ない、基本的に 24 重合、CDP間隔 1.25 m の CDP 記録群を得た。MTAの発音点の定義は震源 (エアガン) 位置でありオフセットおよび最初の有効レコード番号を考慮すると、発音点 (SP) 番号と CDP 番号との対応関係は次のようになる。

$$T1-AB1.25 \quad \text{CDP番号} = SP - 43.8 \quad \dots\dots\dots (2)$$

$$T2-AB1.25 \quad \text{CDP番号} = SP + 29.2 \quad \dots\dots\dots (3)$$

$$T3-AB1.25 \quad \text{CDP番号} = SP + 29.2 \quad \dots\dots\dots (4)$$

かくて CDPソーティング後の総 CDP 数は T1-AB1.25 ; T2-AB1.25 ; T3- AB 1.25 についてそれぞれ 505, 630, 577 であった。

なお以下の速度解析記録、各種のテスト記録においてCDP番号もしくはSP番号の一方のみ使用されている時の両者の対応関係は(2)、(3)、(4)にそれぞれ従うものとする。

• ゲインリカバリーおよびデコンボリューション

共通反射点記録を用いて行なったテストの結果に従い、CDPソーティング後の記録に対して150ミリ秒ウィンドウ長のAAC, 2000ミリ秒ウィンドウ、200ミリ秒オペレーター長のホワイトニングデコンボリューションを適用した。

• 共通反射点重合前フィルターテスト

今回の調査海域の反射地震記録には、一次反射的なイベントが非常に少ないことから、有効なる周波数帯を選ぶためにCDP重合前のフィルターテストを実施した。Fig III-2-14はT2-AB1 2.5測線のCDP210~260について10CDP間隔で示したテスト結果である。なお表示はすべてトレースごとの平均振幅が一定になるようにして示した(Trace Equalization)、(1)はCDPデータ、(2)はそれにAACを適用したものであり、屈折マルチプルおよび、側面反射と思われるイベントがうかびあがってくるが、(3)のデコンボリューションによりマルチプルのイベントは大幅に減衰する。さて(3)の有効なる周波数成分を調べるために低域遮断フィルター(実際はゼロ位相バンドパスフィルター)、高域遮断フィルターを施したものが、(4)から(10)までの記録である。図を見てわかることはまず高い周波数成分のものについては、ほとんど有効なる情報を与えていないということである。つまり、直接波を含む、水中伝播波(側面反射を含む)がほとんど高い周波数の元になっている。特にそれは深部のイベントに対して著しい。同様のテストを1,200mケーブルを使用したT1-AB25測線についても実施してみた(Fig III-2-15)。使用したCDPは431~435である。600mケーブルについて得られた結果(Fig III-2-14)と同様の傾向はここでは更にはつきりとあらわれている。(3)のAAC、デコンボリューション後の記録に0~30Hzのフィルターを適用した(5)に対し、30~200Hzを通過帯域とした(6)ではトレースごとにコーヒーレントなイベントは、屈折波の初動付近をのぞいてほとんど存在しない。

以上の結果、高分解能調査をめざした600mケーブル、1ミリ秒サンプリング、レコーディングフィルター8-248Hzの記録は実際には2ミリ秒サンプリングでも十分であったということになる。これらのことからAAC、重合前デコンボリューションの次にリサンプリングを行なうこととした。また速度解析の際のフィルターはFig III-2-14、Fig III-2-16に示したテスト結果から8-80Hzを採用している。

• リサンプリング

1ミリ秒から2ミリ秒サンプリングデータへの変換をCDP Sorting, ACC, Deconvolutionの適用後フィルター適用なしに行なった。これは2ミリ秒サンプル間隔データの

ナイキスト周波数が250Hzであるのに対し、観測データの高域遮断周波数は248Hzでリサンプルによるエイリアジングは起り得ないからである。実際 Fig III-2-17 a、b、c に示したようにオリジナルトレースで250Hz以上の周波数成分はほとんど含まれていない。

• 速度解析

最適重合速度を求めるための速度解析は500m毎に1回を原則とする定速度重合法(12 CDP, 18速度)を基本として実施した。複数のCDPを使用して実際に反射地震記録の一部分に相当するものを得るこの速度解析法をConstant Velocity Stack (CVSK)法と称し、単一のCDPトレースを使用してNMO補正、重合をくりかえすConstant Velocity Scan (CTSCAN), CVSCANの重合前をディスプレイしてNMO補正の状態から最適速度を決めるConstant Velocity Gather (CVGATER)と区別することにする。

今回の調査対象地域は屈折波ならびにそのマルチプルが卓越するのみならず、一次反射と思われるイベントが非常に少なく、信頼しうる速度決定をCVSK法のみで決定することが困難であった。このために必要に応じてCVSCAN, CVGATHER法を併用し、更に1,200mケーブルを使用したT1-AB2.5、T2-AB2.5測線のデータをも参照した。また数種類速度モデルを仮定し、重合テストを行なった上でその仮定速度の是非を判定する方法をとった。これについてはIV章の1の反射法結果の検討を参照して頂きたい。

〔CVSK法〕
MTAの資料によれば海水中のP波伝播速度は1,450m/秒である。また水深は数十メートルから100メートル内外がT2-AB1.25、T2-AB2.5の南西端をのぞけば一般的である。これに対応して、Fig III-2-18にT3-AB1.25の結果を示したように、海底付近に1,500m/秒で強くあらわれるシグナルがある。また更に深部についても1,500m/秒~3,000m/秒の速度を与える反射がある。しかるにFig III-2-10に示したように調査地域内では海底直下に約4,000m/秒の速度をもつ高速度層が存在し、3秒記録すべてについて、せいぜい2,000m/秒の重合速度を想定するのは不自然である。KOZ'LU炭田を中心とする陸上の地質調査によっても、最上位に白亜系の石炭岩が存在し、数千m/秒の弾性波速度をもつことが調べられている(Hosono他、1970)。これらの事実と、深度方向に対して弾性波速度の激減があまり期待できないとすれば、RMS速度は0.5秒で約3,700m/秒となるはずである。従ってFig III-2-18に示したCVSKデータから速度を決めるとすれば、速度スペクトラムの最大値をピックアップした場合Fig III-2-23上で実線のようになるであろう。しかし図の実線のように速度を決めることにも問題はある。その1つの理由は、測線上のすべての地点について、地質データと一致するような速度がでてくるわけではないことと、速度スペクトラムの上に振幅の極大値としてあらわれてく

るイベントが必ずしも、確実に反射波であると断定しうる走時を示さないということである。このことはCVSCAN、CVGATHERデータをみるとよく理解される。

[CVSCAN, CVGATHER]

Fig III-2-19、Fig III-2-20はそれぞれCVSCAN、CVGATHERの速度解析例である。CVSKに用いた18速度に対して70の速度を用いているので細かい部分を知ることができる。より確実な情報を得るため1,200mケーブルデータを用いた。海底付近に約3,000m/秒のイベントが表われるのは、図より屈折波を反射波としてとらえた場合であるということがわかるであろう。そしてこの屈折波のマルチプルが3,000m/秒から時間とともに漸時低速度に変わる一連のイベントとしてあらわれている。これらのイベントに加えて前記した低速度のイベントが記録全体に共通して存在している。

しかし、連続性は悪いが、地質データと整合的な反射波は存在する。例えばFig III-2-21の矢印は反射波と考えられるもので、その与える平均速度は約5,200m/秒である。

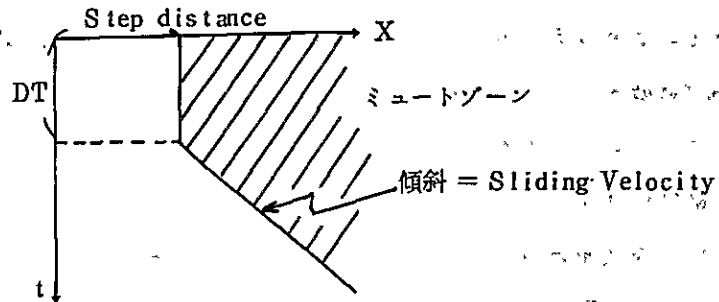
[速度モデル]

以上のように、本データの特徴は、屈折波およびそのマルチプルの存在と、側面反射と考えられる低速度反射イベント群、更に極端に連続性の悪い一次反射である。このため、種々の速度を仮定して実際に重合を行ない、その結果から最終的な重合速度を決定することとした。Fig III-2-22はT2-AB1.2.5のCDP210~260について実施したそのテスト結果である。それぞれの仮定速度カーブはFig III-2-23に示したが、L-速度は速度スペクトラムのピークが与えるそのままの低速度型関数、T-速度は白亜系のLimestoneの下位に石炭系のSandstoneなどがあることを考慮して速度逆転を想定したモデル、またVELFIL+T-速度は、T-速度型関数に対して屈折波イベントを消去するVelocityフィルターをあらかじめ適用したものである。K-速度モデルは海底下が一様に4,000m/秒の速度をもつと仮定した時のもの、またH-速度は、反射イベントを速度解析地点に関係なく重ねてプロットした時のほぼ中心の速度関数、HO-速度は、弾性波速度測定結果と整合的な反射イベントのうち高めの速度をピックアップしたものである。L-速度重合ではイベントの数は見かけ上多く出てくるが屈折波およびそのマルチプルが浅い部分に卓越してしまう。これに対して他の5つのケースでは細かい部分に差がでてくるもの基本的には大きな差はない。これらのことから実際の重合記録を得るためにはK-速度を用いることとした。またT1-AB1.2.5、T3-AB1.2.5では単一速度関数、T2-AB1.2.5では水深の変化に対応させて、RMS速度も変化させた。また急激な速度変化にならぬよう適当に速度のスムージングも行った。

なお、今回の再処理の前にMTAにて行なわれたデータ処理にはL-速度に相当するものが使用されていた。

• NMO補正およびミュート（テスト）

NMO補正データよりミュートのパラメーターをいくつか設定しそれらについて実際の重合テストを行なった（Fig III-2-24）。Fig III-2-24, 上で用いたミュートパラメーターの定義は次に従うものとする。



また Near Trace Stack は、オフセットの短い側の 12 重合、Far Trace Stack はオフセットの長い側の 12 重合である。Fig III-2-24 では重合断面に対するフィルター効果を見る意味で同一ミュートパラメーター記録に対して低域遮断フィルターと高域遮断フィルターを適用した結果も示してある。重合前フィルターテストのところでも述べたように、高い周波数成分が有効なる情報を有していないという結果がここにも表われている。

Fig 24 より最終的に、ミュートパラメーターは Step distance 300 m、DT 200 ミリ秒、Sliding Velocity 1,340 m/s とすることとした。

• NMO補正、ミュートおよび重合

海底付近から急激に増加する速度関数のために、NMOによる波形ひずみが著しく、自動的にミュートをうける範囲が大きくなっている。このために自動ミュートの範囲を決める Stretch factor（二つの反射イベントのNMO後の ΔT /NMO前の ΔT ）は今回は 3.5 とした。またミュートのテーパーを 50 ミリ秒とし、最大 2,400% の重合処理を行なった。

• デコンボリューションテスト及びデコンボリューション

Fig III-2-25、Fig III-2-26 にデコンボリューションテストの結果を示す。Fig III-2-26 はデコンボリューションのあと 8-70 Hz のフィルターをかけたものである。重合後のデコンボリューションにより、海底直下の記録がかわり、更に 2.1 秒以深の反射もよりはっきりしてくることがわかる。記録は浅部、深部、およびその中間で性質が若干変化しており、厳密な意味ではタイムバリエーションデコンボリューションの方が適当と考えられるが全体の記録長が 3 秒であることを考慮して、Window 長 2,000 ミリ秒、予測距離 2 ミリ秒、オペレーター長 200 ミリ秒を採用した。

• フィルターテストおよびフィルター

Fig III-2-27 に重合後のフィルターテストの結果を示す。重合前のフィルターテストの

項で述べた通り、高い周波数成分が有効な情報を含んでいないことは Fig III-2-27 からでも明白である。但し、極端に断面が低周波数成分のものになるのを防ぐために、浅い部分から 5-70 Hz、5-60 Hz、5-50 Hz のタイムバリエーションフィルターを採用した。またオペレーター長は 300 ミリ秒とした。

• タイムマイグレーションおよび深度マイグレーション

マイグレーションには K-速度モデルから得られた平均速度を使用した。マイグレーションは周波数-波数 (F-K) 領域マイグレーション法である。今回の再処理対象測線のうち T1-AB12.5 および T3-AB12.5 は、ほとんど水平な構造をもち、深度断面をのぞいてマイグレーション効果はあまり目立たない。また T2-AB12.5 の南西端では海底の凹凸が激しく散乱波が卓越しているが、急激な速度変化 (深度方向) のためにマイグレーション効果が弱められているようである。

• ウェーブレット処理テスト

記録の分解能の向上をはかるためのテストとしていわゆるウェーブレット処理を実施した。この処理のためには震源波形の他、記録系まで含めた全体のレスポンスが必要である。しかるに今回の対象記録の調査では震源の波形観測が行なわれておらず、また、海底面がごく浅いということから海底面からの反射波から“ウェーブレット”を抽出することが不可能であった。このため探鉱機のシステムレスポンスを除去するテストを実施した。Fig III-2-28 は DFS-IV のインパルスレスポンスである。この波形は最小位相的特性を有していないためにデコンボリューションによってもパルスに変換されない。しかるにこの波形を最小位相形に変換した後、デコンボリューションをかけると(3)に示したようにパルスに変換することができる。従って、これと同等の処理を観測記録に対して行なうことにより Later Phase をとりのぞくことができるわけである。なお Fig III-2-28 では(1)(2)(3)共に便宜上時間のゼロを 50 ミリ秒シフトさせて示した。Fig III-2-29 は T2-AB12.5 測線の CDP 210, 220...260 について、同様のプロセスを行ない AAC を適用した例である。(2)の Wavelet Decon とは、ここでは Minimum phase conversion およびそれに続くデコンボリューションを意味する。この処理に引き続いて、K 速度による重合を行なったものが Fig III-2-30 の(1)であり、(2)、(3)は更に(1)に対してデコンボリューション、フィルター処理を行なったものである。最終断面(3)は通常処理断面と比較して Later phase がなくなっているが、震源波形の部分を考慮していない“部分的”なウェーブレット処理のために記録全体の質を変えるまでには至っていない。

• 以上のデータ処理の中で特に問題となった点の 1 つは重合速度の決定が非常に困難であったということである。その原因の 1 つはケーブル長が 600 m と短かったことに起因していると考えられたため、1,200 m ケーブルを使用したデータについても処理を実施した。

これについてはW章1項で述べることにする。

2-5 解析の結果

以上のデータ処理結果は添付図6~14の通りである。また参考として処理したロジックケーブルデータ記録断面も添付図とした。それらは次のテーブルの通りである。

Table 6.

| | 重合地震断面 | マイグレーション記録 | 深度断面 |
|------------|--------|------------|------|
| T1-AB1 2.5 | シート番号6 | シート番号9 | 12 |
| T2-AB1 2.5 | 7 | 10 | 13 |
| T3-AB1 2.5 | 8 | 11 | 14 |
| T1-AB2.5 | 15, 16 | — | — |
| T2-AB2.5 | 17 | — | — |

今回の再処理結果のこれまでのMTAにおける処理と異なる最も大きな点は使用した重合速度である。MTAにおける処理では屈折波より求められた速度と整合的ではない低速度が用いられていた。これは本レポート内でも示したように、速度解析によって得られる、“見かけの”最適重合速度が屈折多重反射あるいは、側面反射によるとみられるイベントに起因して低速度側にあらわれるのを一次反射と誤認したことに基づく。このためFig III-2-22のL速度重合に示したようにMTAの記録断面では見かけ上は反射イベントが多く出ているが、ほとんど屈折多重反射となっている。しかるに今回の重合処理に用いた他の地質情報と整合的な重合速度によれば、MTAの断面とはかなり異なる結果が得られた。また、これにはオペレーター長の長いデコンポリューション、ノイズの影響のサブレーションなども寄与しているものと考えられる。

2-6 考察

今回の処理により将来、同海域において本格的な地震調査を行なう際の指針としていくつかの点が判明した。まずその前提条件としてソングルダック海域の地質的特殊性が反射地震記録に与える影響について考慮されなければならない。すなわち、この地域の地震記録を特徴づけるものが屈折波およびその多重反射の存在であるということである。これらは単純なる海底反射波のウォーターリバーベレーションと異なり、直線状の走時を持つと共に、それらを反射波の走時でもって近似しようとした場合、海底反射波のウォーターリバーベレーションよりも速いみかけ速度を与えるという特徴を持つ。従って今回の調査海域のように海底直下からきわめて速度の大きい地層が存在する場合、反射波が存在したとしても、反射波の

走時と屈折波の多重反射が重なりあい、その分離が困難になることが予想される。その影響は特に浅層部分について大きいはずである。従って反射法の信頼度をあげようとした場合、屈折およびその多重反射と一次反射をいかに分離するかが最大の課題となる。

これらの地質的特殊性を考慮した場合、まず第1点として、現場での記録の取得の際にストリープマークケーブル長、オフセット震源等に十分な配慮が払われ、最適なるフィールドパラメーターを選んで調査が行なわれなければならない。反射法の場合、震源に対し、どのように受震点を展開すべきかを十分検討することは地震探鉱の最も基本になる部分である。震央距離によって反射波、屈折波、直接波、グランドロール（海上記録でも低速度ノイズが出る場合がある）等の記録上への表われ方が異なり、受震点と震源との幾何学的位置関係のみで反射波とそれ以外の波の分離が可能である場合があるからである。ソングルダック海域において、この目的のために、陸上におけるいわゆるノイズテストのようなテストはこれまで行なわれていない。従ってソングルダック海域における地震波の伝播特性を調べる意味でこのような調査を実行することは是非とも肝要である。実際 M.T.A は今回の調査で使用した 25 m アクティブセクションケーブルの他、7.5 m のアクティブセクションで全長 3,600 m ケーブルを保有しており、この種のテストは現有の設備のみで行なうことができる。そしてその結果からどのような幾何学的配置によりデータ取得を行えば良いか判断し、屈折波の影響をさける展開が選べるはずである。

第2に沖合いから浅海部に至る連続した測線を設定する必要があると思われる。今回の処理報告の中で指摘している通り、屈折多重反射の存在のみならず、一次反射が少ないというのがこの地域の地震記録の特徴である。これらの事情が浅海部における反射地震記録の解釈をむずかしくしている原因の1つとなっているわけであるから、沖合の良質の記録が得られる地域から記録の良くない浅海部に至る連続した測線上で調査を行ない、ソングルダック炭田方向への地質構造の変化を調べるとともに、反射波の表われ方の変化を追うことで、反射記録のデータ処理、解釈に有効な情報が得られるものと考えられる。

第3に反射法のデータ取得の方法そのものを再検討する必要があるかもしれない。例えば点震源による球面波を用いるのではなく、平面波を用いることもその1法であろう。この場合 200~300 m にわたって分布する震源を同時に発震させる必要がある。これには現場でのエアガンレイの変更が必要であるが最も簡単なテストとして、レイバスの可逆伝播性を利用して今回、既存のデータを用いてのシュミレーションを行なった。すなわち受震点と発震点を入れかえて考え、共通発震点トレースのいくつかをスタックしてしまう方法である。Fig III-2-31 の左は今回の調査で得られた CDP 100% 記録、右はシュミレーションを行なった結果で屈折波が弱められていることがわかるであろう。また Fig III-2-32 はシュミレーションを行なった記録の重合断面と行なわなかった記録 (Conventional) の比較である。

このテストでは両者にほとんど差はなかったが、いくつかの仮定を用いているシミュレーションであることを考慮すると現場におけるテストはやはり必要であると言える。

第4に高分解能記録を得るための方法をも考慮しなおす必要がある。石灰岩層の下の比較的層厚の薄い石灰層を検出するために、今回再処理の対象とした1979年の調査では小容量エアガン(70 cubic inch)、短いアクティブセクションケーブル(25m)、1m秒サンプル間隔等を採用した。しかるに本報告の中でも述べたように数十ヘルツ以上の波はほとんど有効な情報を含んでいなかった。このことは低周波数成分が高周波成分に比べて強すぎ、観測システムのダイナミックレンジ外におちていたか、あるいは、ソングルダックの海底地質そのものが高い周波数に回答しないかのいずれかを物語っている。これまで報告されている多くの高分解能調査によれば、おそらくは第1の原因によると思われる。この場合、高分解能記録を得るためのキポイントはレコーディングの際の低域遮断フィルタである。多くの例によれば遮断周波数は最低数十ヘルツまであげないと低周波数成分にかくれて分解能のよい記録は得られなくなってしまう。ソングルダックにおいても高分解能記録を得ようとする場合、低域遮断フィルターのカットオフ周波数のテストを実施することが是非必要であろう。但し、高い低域遮断フィルターを用いた場合、当然エネルギーの到達深度の低下をまねくので、深部構造をも対象とする時には配慮が必要である。

第5に得られたデータの処理の際に注意すべき点をのべてみよう。まず、屈折多重反射はデコンボリューションによってかなり弱めることができる。この際オペレーターの長さは十分長くとおかねばならない。また重合速度は多重反射による低速度イベントをピックアップしないよう選ばなくてはならない。適当なる重合速度を選ぶことによって屈折多重反射の影響は十分避けられるはずである。また屈折および屈折多重反射をとりのぞくためのP-Kフィルター(Velocity filter)の適用には十分留意するべきである。なぜならばソングルダック海域部においては屈折波(多重反射)の走時と反射波の走時がオーバーラップする部分があるからである。屈折波(多重反射)を弱めるために一次反射をも消じてしまう場合があるからである。

3. 海上地震探査屈折法の解析

3-1 解析の目的

地震探査反射法で得た記録を屈折法により解析し、海底面下浅部の弾性波速度分布状況を把握し、この結果と地質の分布および構造との対応関係を調べることを目的とする。

3-2 屈折法の原理

大地中を伝播する弾性波はその伝播経路中の物性の変化により波動が吸収・屈折・反射および回折され、種々の弾性波速度・周波数および振幅をもった波形として観測される。地震探査法はこの性質を応用して地下の地質構造・岩石物性を明らかにしていく方法である。

屈折法は、岩石中を伝わる弾性波の速度変化を測定して弾性波速度層境界面を求め、その厚さと深度および弾性波速度を決定する方法である。弾性波には、P波（縦波）・S波（横波）および表面波などがあり、その速度はヤング率・ポアソン比および密度の関数として表わされる。屈折法は主としてP波を利用して探査する。

3-3 測定方法

前述2-3と同様

3-4 解析方法

通常、屈折法の解析では、震源で発生した弾性波の中でもっとも早く受振器に到達するP波の到達時間を観測記録から読み取り、走時曲線図を作成して解析を行う。

走時曲線図は横軸に爆発点から受振点までの水平距離をとり、縦軸に弾性波が爆発点から受振点まで到達するに要する時間（初動走時）をプロットしたものである。今回の場合の初動走時は、初動直後の比較的明瞭なラインアップの最初のピーク値を読み取った。また、初動と読み取りピークまでの時間差が各記録について一定となるように注意した。一般に初動直後のアフターフェイズは初動とほぼ平行であると考えられるので、最初のピーク値でも十分に屈折法の解析に適用される。

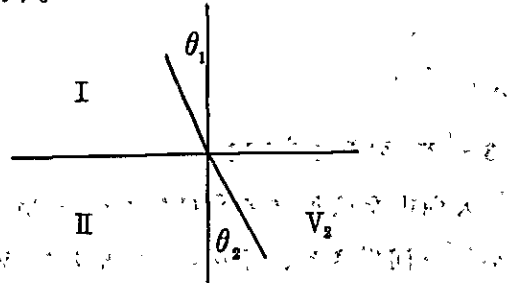
解析にあたって、地層中における弾性波の伝わり方に関する仮定は次のようなものがある。

(1) 同じ弾性波速度を示す地層（速度層）の中では弾性波速度はいずれの方向でも一定である。

(2) 地層中を伝わる弾性波はフェルマの原理に従い、2点間を伝わる場合には、伝播時間が最小となるような経路を通る。この法則に従うことは具体的には次の法則に従う。

- ① 同一速度層内では弾性波は直進する。
- ② 弾性波速度の異なる速度層の境界面で反射し、入射角と反射角とは相等しい。
- ③ 弾性波速度の異なる他の速度層に入るとき屈折し、入射角と屈折角との間に次の関係がある（光の屈折に関するスネルの法則）。

$$\frac{\sin \theta_1}{\sin \theta_2} = \frac{V_1}{V_2}$$



θ_1 : 入射角
 θ_2 : 屈折角

- ④ 以上の条件において、弾性波の伝播経路は可逆的であり、その伝播に要する時間は等しい。

$$T_{ASRB} = T_{BRSA}$$

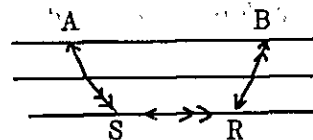


Fig III-3-1 に読み取りに使用した記録の一例を示す。この反射法で得たショットレコードから作成される走時曲線は片側走時だけである。屈折の解析を行うために上記④の性質を利用して、片側走時の終端走時から反対側の走時を求め、一組の相対応する走時曲線（往復走時曲線）を作る。

今回適用した解析法を水平 2 層構造（下位層の弾性波速度は上位層のそれより高い）の場合について説明する。（ Fig III-3-2 ）

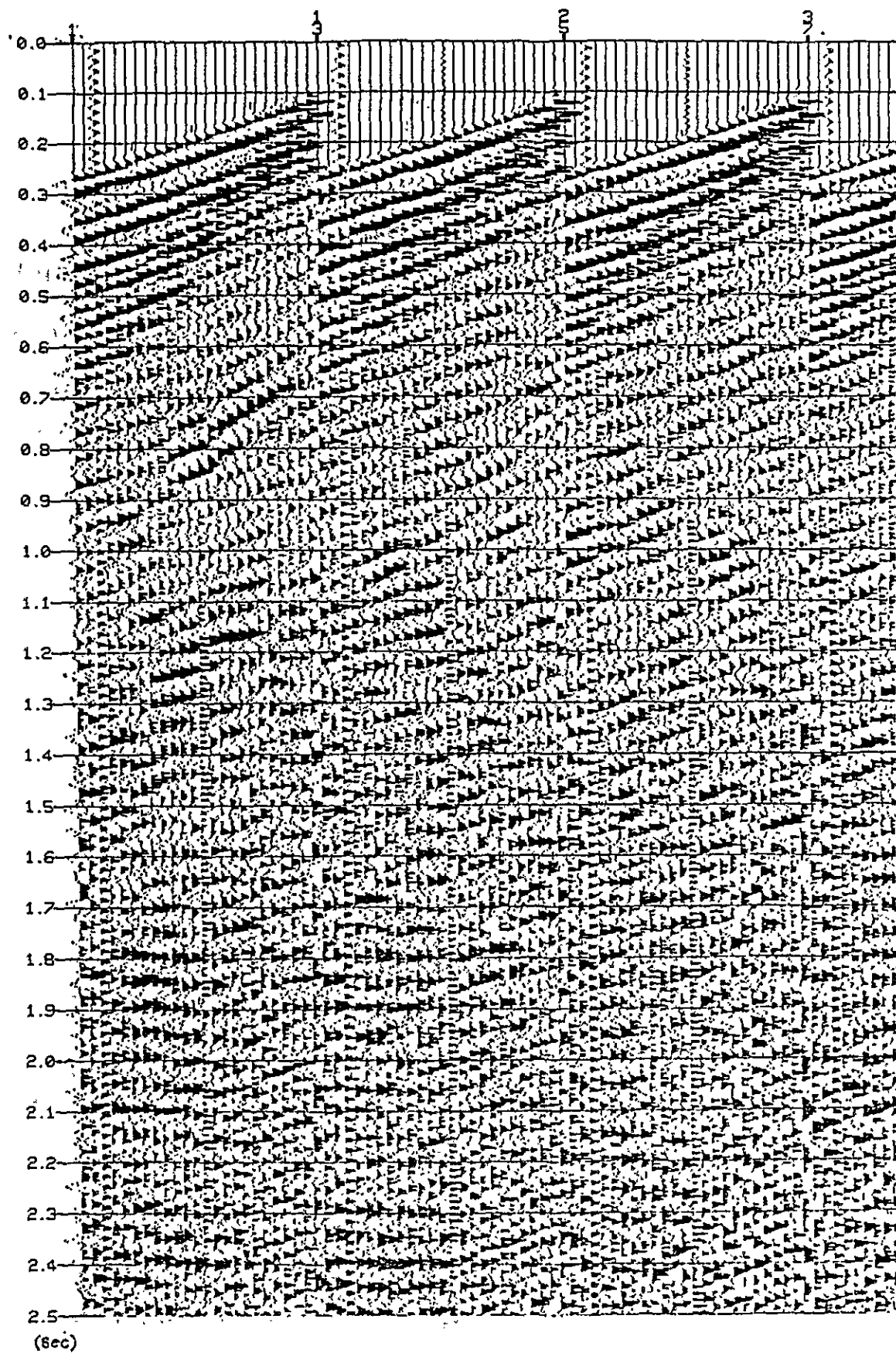


Fig. III-3-1 Examples of seismic records
T₂ A B (12.5) - Line

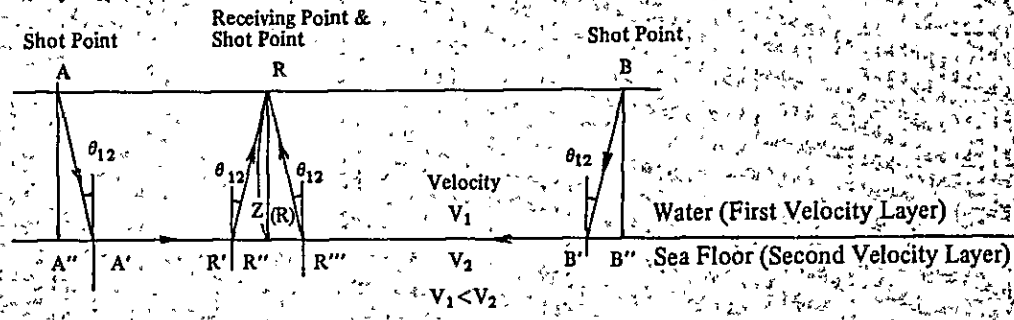
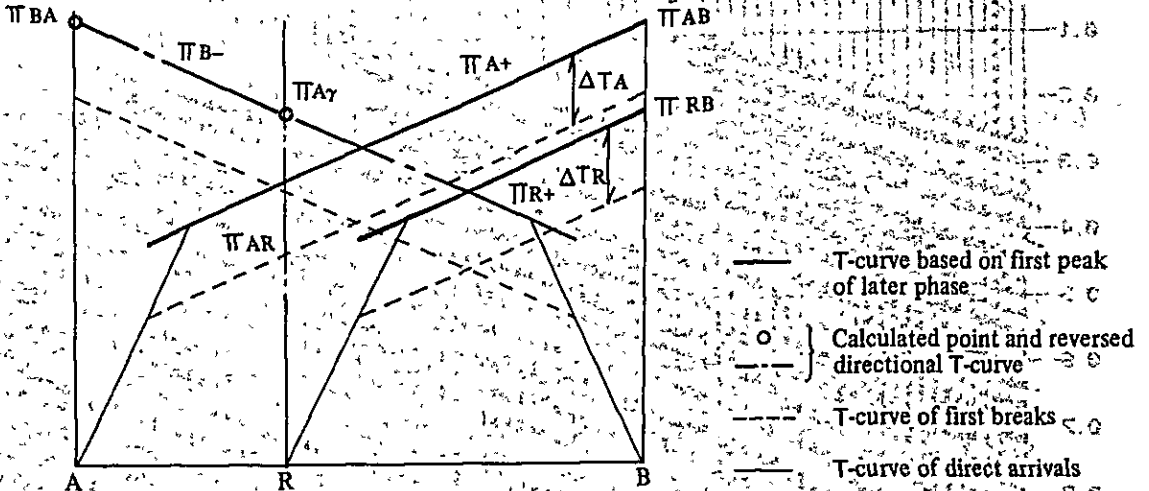


Fig. III-3-2 Explanation of the Time-Distance Curve and Velocity Section

受振点 R (爆発点 A、B 間の任意の点) における第 1 速度層の層厚を $Z(R)$ とし、経路 A - A' - R' - R を通る屈折波の伝播時間を T_{AR} とすれば

$$T_{AR} = D_{1.2}(A) + D_{1.2}(R) + \frac{A'' \cdot R''}{V_2} \quad \text{①}$$

ただし、

$$D_{1.2}(A) = D_{1.2}(R) = \frac{Z \cdot \cos \theta_{1.2}}{V_1} \quad \text{②}$$

であり、ここに $D_{1.2}(A)$ 、 $D_{1.2}(R)$ はそれぞれ A、R 点 T の V_1 層の層厚に関する時間 (Delay Time) である。

しかし、今回の解析では初動直後のピークを読んでおり、その走時は、①式より、

$$T_{AR} = D_{1.2}(A) + D_{1.2}(R) + \frac{A'' \cdot R''}{V_2} + \Delta T_A \quad \text{③}$$

同様に

$$T_{AB} = D_{1.2}(A) + D_{1.2}(B) + \frac{R'' \cdot B''}{V_2} + \Delta T_A \quad \text{④}$$

$$\pi_{RB} = D_{1,2}(R) + D_{1,2}(B) + \frac{R'' \cdot B''}{V_2} + \Delta T_A \quad \text{⑤}$$

この ΔT_A , ΔT_R は初動と初動直後のピークとの走時差である。これは ΔT_A と ΔT_R とみなせる定数である。

この A 点、R 点を発破点とした走時曲線 π_{A+} , π_{R+} より、B 点における各々の終端走時 π_{AB} , π_{RB} を利用して、B 点を爆発点とした走時曲線 π_{B-} を作成すると、

$$\pi_{AB} = \pi_{BA} \quad \text{⑥}$$

$$\pi_{R,B} = \pi_{B,R} \quad \text{⑦}$$

いま、深度走時と呼ばれる DT を

$$DT = \frac{1}{2} (\pi_{A,R} + \pi_{B,R} - \pi_{AB}) \quad \text{⑧}$$

仮定すると式③～⑦より

$$\begin{aligned} DT &= \frac{1}{2} (\pi_{A,R} + \pi_{B,R} - \pi_{AB}) \\ &= D_{1,2}(R) + \frac{1}{2} \Delta T_A \end{aligned} \quad \text{⑨}$$

と変形できる。さらに、はぎとり走時 T'_{AR} を

$$T'_{AR} = \pi_{AR} - DT$$

とおけば、⑨式より

$$T'_{AR} = (D_{1,2}(A) + \frac{1}{2} \Delta T_A) + \frac{A'' \cdot R''}{V_2} \quad \text{⑩}$$

となる。

⑩式中の $(D_{1,2}(A) + \frac{1}{2} \Delta T_A)$ は定数であり、この式の傾斜から V_2 が求められる。

Fig III-3-2 には読み取り走時とその走時曲線を用いて作成した逆走時および上記⑩式の T'_{AR} に対応する「はぎとり点」をプロットしてある。

もし、第 2 速度層の深度を正確に求めようとするならば、上記⑩式中の ΔT_A を 0 にして、Z の関数である $D_{1,2}(A)$ のみを求めなければならない。すなわち、初動を読みとらないかぎり、真の深度は求めることができない。

屈折法の解析結果には、測定装置の性能による誤差、初動の読み取りに伴う人為的誤差、解析方法における仮定条件による誤差、海上探査であるための Positioning による誤差などが含まれるが、この中では解析方法における仮定条件による誤差および Positioning による誤差が大きいと考えられる。総合解析誤差は一般的には 5～10% 程度であり、今回の解析結果もこの程度の精度と考えられる。

3-5 解析結果

Encl. 18-21 に走時曲線と速度断面図を示し、Fig IV-2-2 はその速度分布図を示す。

各測線の解析結果は次の通りである。

(1) T_1 AB (12.5 m) 測線

3.9 ~ 4.0 Km/sec の速度層が測線全体にわたって分布している。

4.6 Km/sec 以上の高速度層は岸側 (Shot point No 70 ~ 105 付近) に点在し、3.3 Km/sec の比較的遅い速度層は測線の間中部 (No 210 ~ 230) に分布している。測線上の速度変化は比較的少ない。

(2) T_1 AB (25 m) 測線

3.6 ~ 3.9 Km/sec の速度層は測線全体に分布しているが、測線の南西側 $\frac{1}{3}$ 域と北東側 $\frac{2}{3}$ 域とでは分布の傾向が変わっており、北東側に比べて南西側が速い。南西側では、5.0 Km/sec 以上の高速度層がゾングルダック南西部の半島延長付近 (No 250 ~ 275 付近) に分布し、4.4 Km/sec の速度層が No 220 ~ 235 付近に分布している。一方、北東部では 4.3 Km/sec の速度層が No 110 ~ 120 付近に分布し、3.1 Km/sec の比較的遅い速度層が No 80 ~ 85 付近に点在するだけである。

(3) T_2 AB (12.5 m) 測線

3.0 Km/sec 以下の低速度層が No 165, 185, 420 付近に認められ、その幅は各々約 70 m, 170 m, 120 m 程度である。その他に 3.4 ~ 3.5 Km/sec の速度層が No 120, 265, 385 付近に点在する。総じて T_1 測線に比べて速度変化に富む測線である。

(4) T_3 AB (12.5 m) 測線

No 320 付近を境にして測線の南西側には 3.8 Km/sec の速度層が広く分布している。北東側は比較的速度変化に富み、中でも No 410 付近に 2.8 Km/sec の低速度層が認められ、それを取り囲むように 3.2 ~ 3.5 Km/sec の速度層が No 320 ~ 440 付近に幅広く分布している。No 440 より先では 4.1 Km/sec の速度層が分布し、その中に 3.4 Km/sec の速度層が No 493 付近に狭在する。

3-6 考 察

測線下の海底地形は、 T_2 測線の一部を除き、水深 40 ~ 80 m であり、沖合に向かって 2 ~ 3 度の緩傾斜で徐々に深くなっている。このため、解析に際しては海底地形の影響はほとんど考慮する必要がなかった。

各走時曲線は水の速度 1.45 Km/sec を示す直接波の次に約 4 Km/sec を示す走時が表われている。これは 48 成分のロングケーブル (1,200 m) を用いた T_1 (25 m) 測線でも同様である。

ロングケーブルによる走時曲線では約 4 Km/sec 以上の速度層からの屈折波が期待されたが、明瞭な折れ点 (Critical point) は見られなかった。

T_2 測線の沖合側 (西側) では水深が 150 m 以上となる個所があり、この付近の走時曲線

は大部分直接波が占めている。

以上のことから次のことが推定できる。

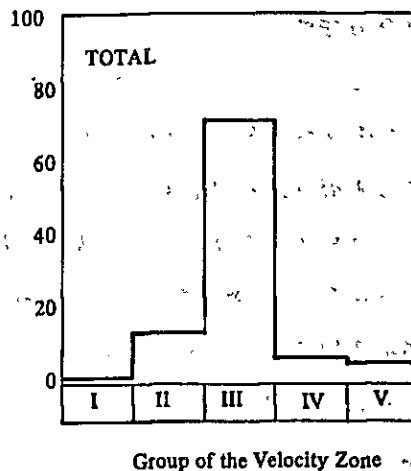
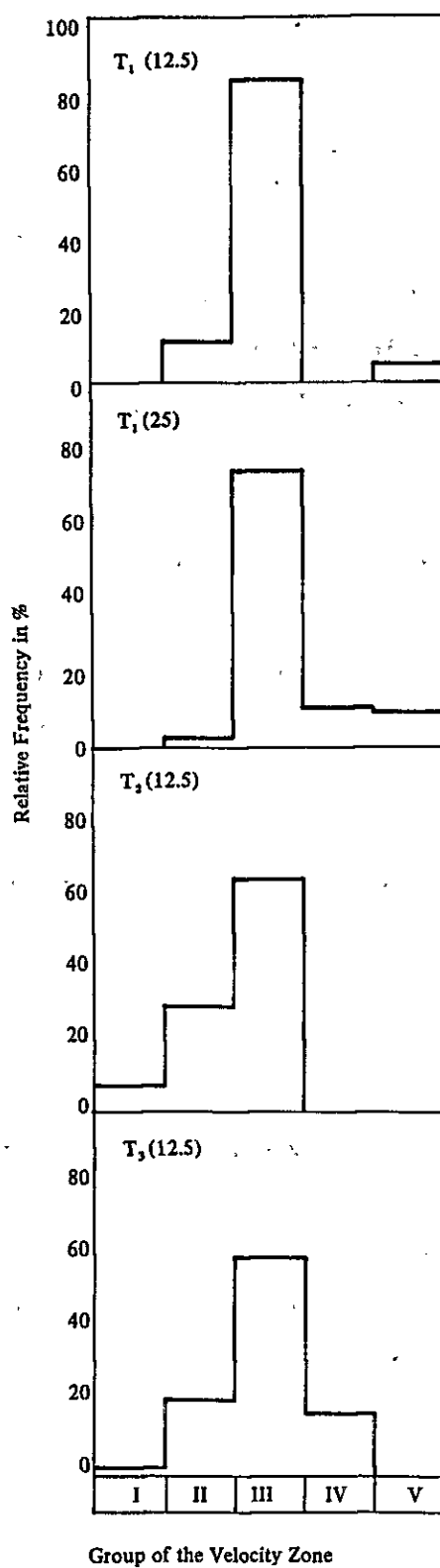
- (1) 直接波から直ちに高速度層（約 4 Km/sec ）の走時が表われていることから、海底面下には表層速度に対応すると考えられる第三系および第四系の地層が欠如しているか、あるいは検出できないくらい薄いと考えられる。ちなみに、検出可能な層厚を試算すると、表層速度（ V_2 層に相当）が 2.0 Km/sec とした場合約 50 m 以上なければならない。同様に表層速度が 2.5 Km/sec とした場合は約 20 m 以上の層厚を持たなければならない。ただし、いずれの試算でも水の速度を 1.45 Km/sec （ V_1 層に相当）、基盤の速度を 4.0 Km/sec （ V_3 層に相当）、水深を 60 m と仮定している。
- (2) ロングケーブル（最大受振距離約 1.3 Km ）を使用した観測においても 4 Km/sec 以上の速度層の屈折波が得られなかったため、折れ点を利用する地下構造の推定、例えば単斜構造、凸構造、凹構造等の推定は困難である。また折れ点が検出できなかったことから約 4 Km/sec の速度層はかなり厚いと考えられる。ちなみに、折点距離を約 1.3 Km として約 4 Km/sec の速度層厚を試算すると、次の速度層を 4.5 Km/sec および 5.5 Km/sec とした場合、層厚はそれぞれ約 150 m および約 250 m となる。いずれの試算も前述(1)と同様の仮定をしている。

また、別の可能性としては約 4 Km/sec の速度層の下にそれよりも遅い速度層が分布して屈折波がもどつてこないとも考えられる。

- (3) 水深 150 m 以深の地域では初動のほとんどが直接波であった。屈折法を適用できる海域はロングケーブルを使用する場合で水深 200 m までの海域である。

Fig IV-2-2 の速度分布図をみると、

- (1) 速度の範囲は $2.5 \sim 5.6 \text{ Km/sec}$ と変化幅は大きい。最も変化に富んでいる測線は T_2 （ 12.5 ）測線で最も変化が少ないのは T_1 （ 12.5 ）測線である。
- (2) 海岸から沖合に向けての速度の変化には特別の傾向は認められない。
- (3) Fig III-3-3 で見られるように、各速度ゾーンの測線に占める割合は、 $3.6 \sim 4.0 \text{ Km/sec}$ の速度ゾーンの割合も大きく、全測線とも 60% 以上を占めている。



LEGEND

| Group | Velocity (km/sec) |
|-------|-------------------|
| I | $3.0 \leq$ |
| II | 3.1 ~ 3.5 |
| III | 3.6 ~ 4.0 |
| IV | 4.1 ~ 4.5 |
| V | $4.6 \leq$ |

Fig. III-3-3 Relative Frequency of the Velocity by Refraction Analysis (Each Lines & Total)

4. 海上重力および磁気探査の解析

4-1. 解析の目的

陸上および海上における重力および磁気探査データの定性的および定量的解析を試み、これらの探査法がこの炭田地域の地質および地質構造を解析するための調査法としての適応性を検討することを目的とする。

海上における重・磁力測定 data の量は、十分な解析をおこなう程には至っていないので、今回は陸上における探査結果についての解析計算・解釈を重点とし、その結果を海上探査結果の考察に適用する方法をとった。

4-2. 調査方法

4-2-1. 測定器械

測定器械は、調査船 SISMIC-1 に搭載されている器械の list、および今回来日技術研修員の M・T・A の Mr. Eres 及び Mr. Kavukcu 両氏によれば次表の通りである。なお、陸上部調査の測定器種は不確実である。

Table 7 SISMIC-1 重・磁力測定装置

| 調査別 | 海上調査 | 陸上調査 |
|-------|---|---|
| 重力探査器 | Lacoste & Romberg Air/sea Gravity meter Model-S | Wordon Gravity meter |
| 磁気探査器 | Barringer M-123 HP Model 7155 peper recorder Sensor: deep marine, 229m cable Magnetometer | Flux-gate Magnetometer (Air borne Type) |

4-2-2. 測定配置

(参照。図 N-3-1)

海上の重力および磁気探査の測定は、海上地震探査と平行して同時に実施している。4 測線、合計測線長 29.5 km である。

陸上の測定は、坊城・津の技術協力報告書（以下「技術協力報告書」）及びブーゲー異

常図ならびに全磁力図から推定すると、重力探査では道路を利用して約 500 m 間隔に測定され、空中磁気探査では主測線の方向がほぼ N 45° W で、測線間隔は約 500 m、平均対地高度は約 150 m で測定されている。

4 - 3. 解析方法

重力および磁気探査の解析方法は種々あるが、今回は電子計算機が使用でき、かつ、当地域の調査・解析に適すると思われる次の方式を採用した。また、それらの大部分を解析研修に使用した。

以上に適用した解析法の概要を述べる。

4 - 3 - 1. 重力探査の解析法

(1) 萩原の移動平均法による定性解析法

この方法は瀬谷の方法を拡張したもので、近似的には一種の Band-pass Filter による定性解析法で余剰重力計算法と称する。

解析手順は、等重力線（ブーゲー異常）図上に探査目標深度に近い間隔で正方格子網を作り、それぞれの格子点の重力値を読み取り、次式に代入して各格子点について下記のごとく 3 種類の重力残差計算を行なう。

① ノイズ構造の検出 (Noise structure)

$$G_n(m, n) = g(m, n) - \frac{\sum_{i=m-1}^{m+1} \sum_{j=n-1}^{n+1} g(i, j)}{9}$$

② 正規構造の検出 (Normal structure)

$$G_n(m, n) = \frac{\sum_{i=m-1}^{m+1} \sum_{j=n-1}^{n+1} g(i, j)}{9} - \frac{\sum_{i=m-3}^{m+3} \sum_{j=n-3}^{n+3} g(i, j)}{49}$$

③ 倍構造の検出 (Regional structure)

$$G_n(m, n) = \frac{\sum_{i=m-3}^{m+3} \sum_{j=n-3}^{n+3} g(i, j)}{49} - \frac{\sum_{i=m-7}^{m+7} \sum_{j=n-7}^{n+7} g(i, j)}{225}$$

すなわち、以上の計算は波長の異なる成分をそれぞれ、①ノイズ構造では地表極浅部の地質情報あるいは測定・計算上の誤差として、②正規構造および③倍構造はそれぞれ浅～中深部・深部の密度分布の情報として検出することである。ここに $g(i, j)$

は格子点の重力値を示し、 m 、 n はその格子点の位置を表わす。この方法によって得られたそれぞれの値について等値線を描けば、3種類の重力構造図が求められる。この等値線図が余剰重力図である。

今回は、本手法を陸上部のブーゲー重力図に適用したところ、この地域の地質構造を比較的良好に表現したと思われる格子点間隔 1 km の正規構造についての余剰重力図を図IV-3-2(後出)に示した。

(2) 2次元水平板上Modelによる曲線照合法を利用する定量解析法

この方法は、取り扱いが比較的簡単なので国内ではよく利用されている。

即ち、図III-4-1の(A)のようにY軸方向に無限にのびた水平板によるP点の重力を計算する方法である。

P点の重力 $gG(P)$ は、

$$gG(P) = 2 G \cdot \theta \cdot \rho \cdot \delta$$

ただし、

G : 万有引力の常数 $6.67 \times 10^{-8} \text{ dyne} \cdot \text{cm} \cdot \text{g}^{-2}$

θ : P点で水平板の両端を夾む角

ρ : 水平板の密度

δ : 水平板の厚さ

で表わされる。

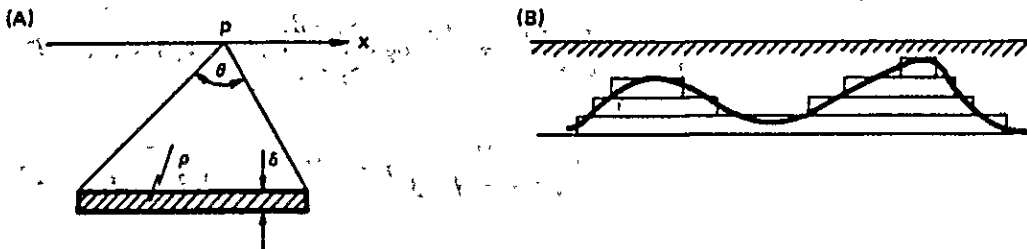


Fig. III-4-1 Two-dimensional Horizontal Plate Model

推定地下構造断面を図III-4-1の(B)のように水平板に分割表示し、それぞれの水平板による重力を合計すると、この構造による重力値が求められる。

上の式で θ を度、 ρ を g/cm^3 、 δ を km で表わすと、Pにおける重力値 (mgal) は、

$$gG(P) = 0.2328 \theta \cdot \rho \cdot \delta$$

となる。

P点をX軸上で動かし、各位置で重力値を求め、それらが描く曲線が観測重力断面に合致するまでの計算操作を繰返すことによって、重力の2次元的定量解析結果が得られる。

今回は陸上重力図の2断面についてこの計算を適用した。この断面の位置は、図IV-3-2に示すA-A'およびB-B'で、計算結果は図III-4-3および図III-4-4に示した。

4-3-2 磁気探査の解析法

(1) 定性解析法

空中磁気探査の結果得られた全磁力図では、白亜系上部に属する凝灰岩・火山岩等の分布と磁気異常の分布とがほぼ一致することから、全磁力図についてFilter操作を行ってもなく定性的な解析が可能であることが分る。

(2) 定量解析法

津の定量解析法を適用した。

この方法は3次元の直方磁性体による影響を計算して、曲線照合法により、その深度、巾等を逐次修正して解析する方法である。現在ではGraphic displayを使った会話方式により解析されているが、基本的には同様の考え方にたっている。

次に基本式を示す。(参照。図III-4-2)

$$\Delta T(x, y, H) = J x G(x, y, H)$$

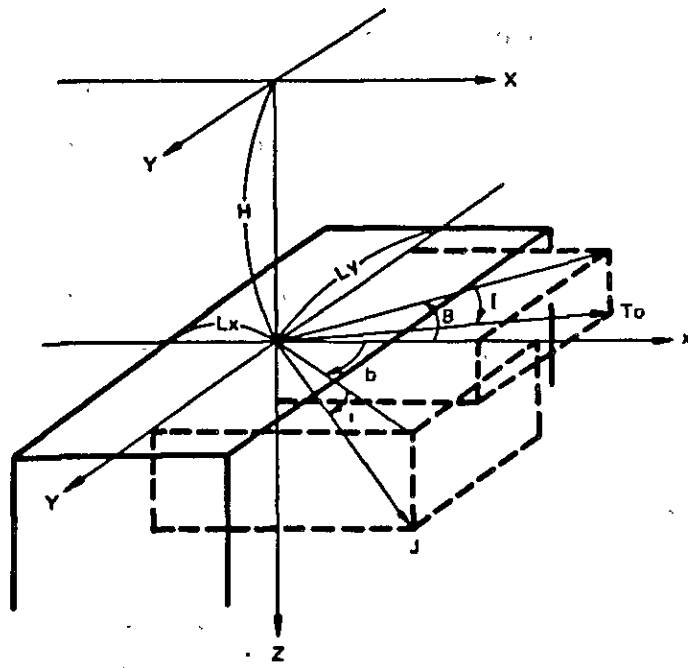
$$G(x, y, H) = \left(\frac{a_{21}}{2} \log \left(\frac{\tau_0 - a_1}{\tau_0 + a_1} \right) + \frac{a_{12}}{2} \log \left(\frac{\tau_0 - \beta_1}{\tau_0 + \beta_1} \right) - a_{12} \log(\tau_0 + H) \right) \\ - lL \tan^{-1} \left(\frac{a_1 \beta_1}{\tau_0^2 + \tau_0 H - \beta_1} \right) - mM \tan^{-1} \left(\frac{a_1 \beta_1}{\tau_0^2 + \tau_0 H - a_1^2} \right) \\ + nN \tan^{-1} \left(\frac{a_1 \beta_1}{\tau_0 H} \right) \left| \frac{a_u \beta_u}{a_l \beta_l} \right|$$

ここに、

$$\alpha_1 = \alpha - x, \beta_1 = \beta - Y$$

$$\alpha_n = Lx - x, \alpha_l = -Lx - x, \beta_n = Ly - Y, \beta_l = -Ln - Y$$

$$\gamma_0 = (\alpha - x)^2 + (\beta - y)^2 + H^2$$



(地球磁場に任意の磁気ベクトルをもつ3次元直方体を斜めから見たところ)

Fig. III-4-2 Principle of Magnetic Analysis on 3-dimensional Prism Model

4-4. 重力探査結果

前述のように、陸上におけるブーゲー異常図を基に解析・検討を加え、さらに海域部の地質および地質構造等の推定への適応性を検討し、将来の探査計画への指針が得られるようにつとめた。

4-4-1. ブーゲー異常について

海上観測によるブーゲー異常図と陸上のそれとを結集する場合には、データ処理に一貫性が必要であるが、与えられた結果をそのまま利用しても特に顕著な矛盾が認められなかったため、陸上・海上各々の重力図を直接接合して検討を進めた。

今回の解析に当り、M・T・Aより提供されたブーゲー異常図を地質図および地球物理集図と比較検討すると、

- ① 一般に高密度を示す古生界石炭系下部の石炭岩およびデボン系の砂質石炭岩等の分布

は重力背斜軸と斜交する傾向がうかがえる。

- ② ソングルダック東側には盆状地構造が期待されるが、大きな北西落ちの傾斜構造に覆われて明瞭でない。ブーゲー異常図および地質図から推定される構造は必ずしも一致しない。このことから、当地では複雑な地質構造が予想されるので、これらがある程度明瞭にするために次項の定性解析をおこなった。

4-4-2 余剰重力図について

この地域では余剰重力計算において、格子間隔1 kmで3種の余剰重力値を算出した。その中で比較的忠実に地質構造を反映したと思われる正規構造(参照。図IV-3-1)の解析結果について述べる。

この結果を地質図(前出)と比較すると、

- ① 古生界に属する分布が正の異常分布と比較的よく一致する場所が処々に見られる。
- ② ソングルダックの東部の盆状地構造が、全般に正異常の中の比較的低い部分に相当する等、前項のブーゲー異常図よりはかなり明瞭になった。
- ③ ブーゲー異常図でも推定されたソングルダック東方約20 kmの、北東～南西の走向をもつ断層は、この図ではさらに明瞭に表現されている。

海上重力探査の資料が少なく、海岸線付近における余剰重力値は信頼度が低い、今後海上のデータが集積され、さらに詳細なブーゲー異常図が作成できれば格子間隔の検討と相まってより利用価値の高い余剰重力図の編さんが可能であろう。

4-4-3 重力断面図について

(参照。図III-4-3、III-4-4)

2次元水平板の積み重ねによる簡単な定量解析法の結果を示したものである。ただ今回使用の密度差は「技術協力報告書」中のデータから 0.3 g/cm^3 と仮定した。従って、密度差をもつ2つの岩相の境界面の推定計算結果は、一応の目安程度である。

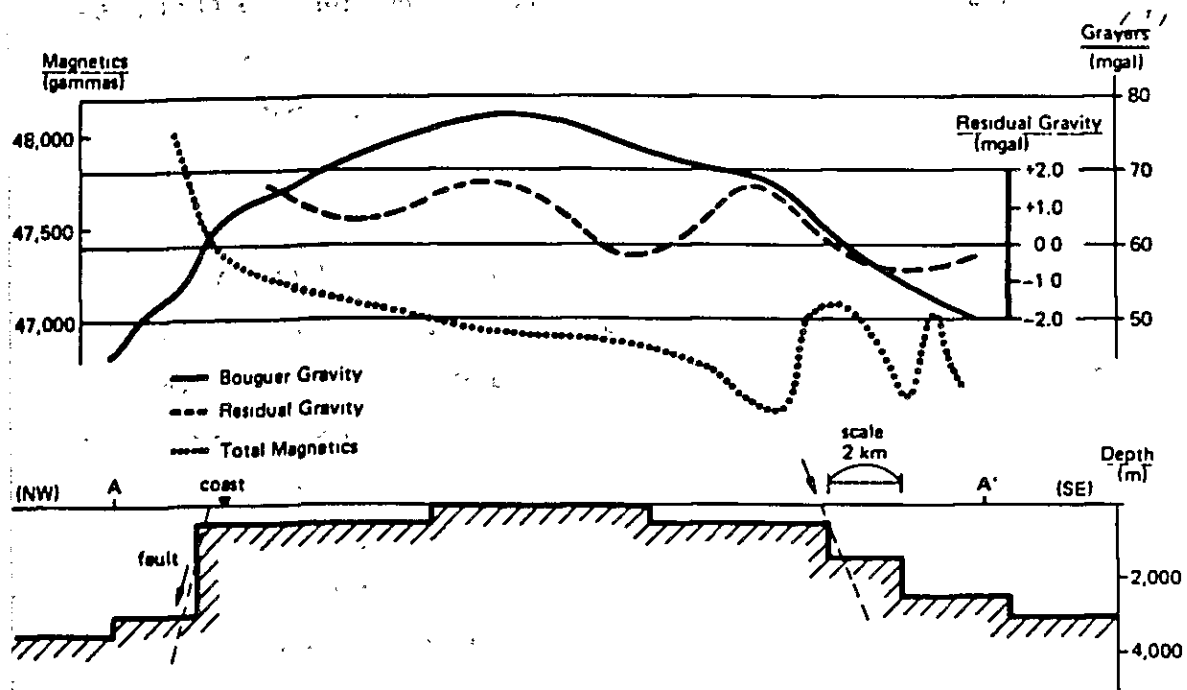


Fig. 1-4-3 二次元水平板モデルによる地下構造解析および重力・磁気断面図

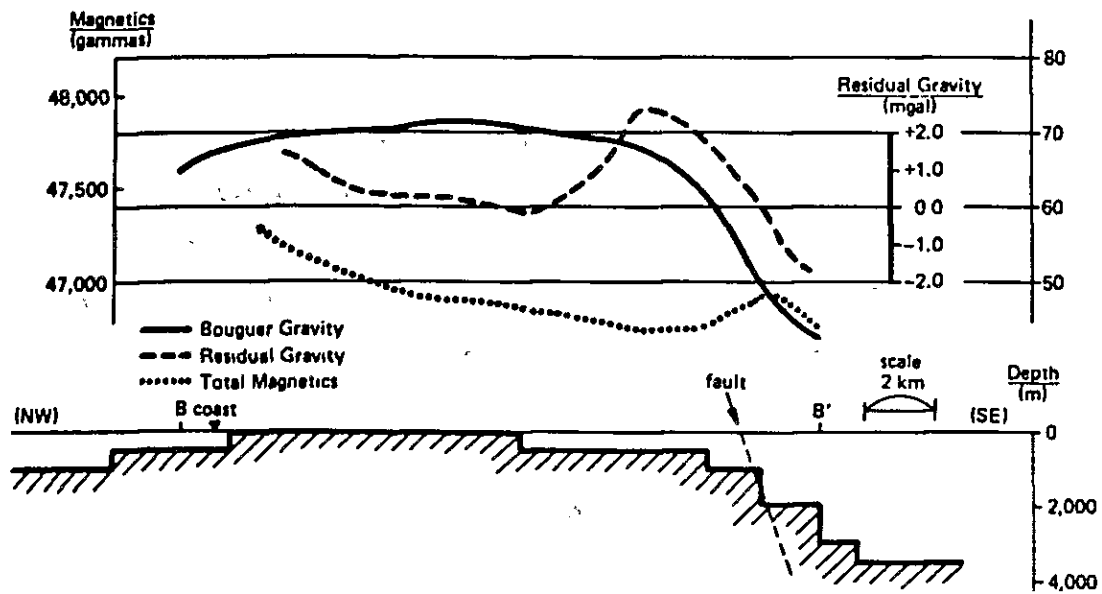


Fig. 1-4-4 二次元水平板モデルによる地下構造解析および重力・磁気断面図

A-A'断面では、両端に大きな勾配をもつ傾斜部分が推定される。A'側における傾斜部分は大きい落差をもつ断層の位置に相当するものである。A側海域の傾斜部分は断層が否か明らかでない。場所が海岸線のわずか沖合にあたることから地形補正等のデータ処理上の問題も考えられるが、海上重力分布のみの傾向が認められているので、やはり地層の急傾斜あるいは断層の存在と考えられよう。

B-B'断面では、B'側に急傾斜の落ち込みが認められ、A-A'断面のA'側の急傾斜と同様の断層状構造が推定される。このB-B'断面は、「技術協力報告書」の付図「I」の重力断面図の内P-12断面付近に相当し、この重力断面図の下段に描かれた地質断面から岩種および密度分布を推定すると、古第三系に属する岩石および白亜系の凝灰岩・火山岩類で比較的低密度であろうと思われる。しかしながら中生界上部の石灰岩と古生界下部の石灰岩ほかの岩種の間には密度に有意な差はなく、ブーゲー異常図およびその断面図ではこれら石灰岩の区別は困難と思われる。

以上の検討結果を海上ブーゲー異常図の解釈に類推すると、A-A'断面の黒海側における重力値の急激な落ち込みは古生界下部の密度の高い部分か、急傾斜で海岸から沖合側へ突込んでいるのではないかと思われる。いずれにせよ、今後データの集積が進めば、さらに詳しい解析が可能となるであろう。

今回は、以上の計算を手計算で試算したが、電子計算機の使用により、またさらに会話形式電子計算機を適用すれば、迅速かつより詳細な構造説明が期待される。ただ岩石密度に関する資料の収集は今後も必要である。

4-5. 磁気探査結果

4-5-1. 全磁力図について

提供された全磁力図を地質図（前出）と対比すると、解析方法の項で述べたように、白亜系上部に属する凝灰岩・火山岩類等の分布が磁気異常分布と比較的よく一致することが再確認された。この事実は他の岩石類が時代に関係なく磁気擾乱を起すほどの帯磁率をもっていないことを示すようである。また全磁力が沖合に向って漸増する傾向が認められるが、これはむしろ地球磁場の傾向を示すものと考えられる。従って定性的解析には、この傾向を除去するため、I・G・R・F補正(註)の適用も効果が得られよう。海上物理探査が進行し、詳細な全磁力図ができれば、この補正法は必ず必要な操作となるが、今回はかなり明瞭に地表の岩石分布と対応していることから省略した。

(註) 国際標準地球磁場、International Geomagnetic Reference Field

4-5-2. 全磁力断面図

(参照。図Ⅲ-4-3、Ⅲ-4-4およびⅣ-3-1)

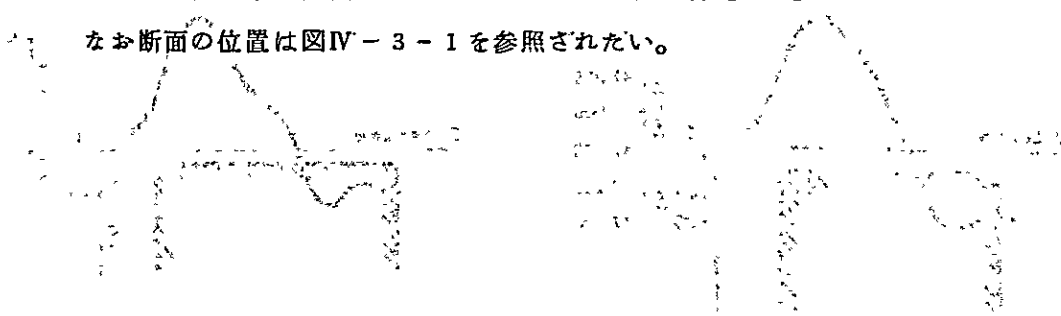
重力断面を作成した同じ位置において全磁力断面図を作成し、重力断面図に併記した。この断面によると、磁気異常域は何れも重力的急傾斜部周辺に存在している。前述のように磁気異常は、白亜系上部の凝灰岩・火山岩等の分布に基づくもので、重力図との組合せによっては、夾炭層(石炭系上部)の構造に対して何等かの示唆を与える可能性もある。コズル沖調査(1970)で観測された磁気異常は今回調査でも確認され、図Ⅳ-3-1に重力コンター図に併記した。T₁(12.5)line北部にみられる磁気異常、またT₁(25)lineの北東端における弱い磁気異常は、前記のコズル沖で確認された磁気異常に連続するものと思われ、同一磁性岩体に基づくものと思われる。しかし、現段階ではその全貌が明らかでなく、今後、詳細な地質構造の解明にはさらに沖合の調査の必要性を示す。

4-5-3. 三次元解析結果について

(参照。図Ⅲ-4-5、Ⅲ-4-6)

三次元解析が可能のための必要条件としては、南北に典型的な正・負一対の磁気異常値が認められることである。そこで海上T₂測線No. 409を中心とする異常帯について前述の津の方法により計算した結果、図Ⅲ-4-5を得た。1970年実施の海上磁気探査の結果を検討し、同一と思われる磁性体に対して上記の計算をおこない、図Ⅲ-4-6を得た。さらに同様の計算を陸域でも実施し、ほぼ同規模の磁性岩体として計算し得たので、この磁気異常を白亜系の火山岩又は凝灰岩による影響と判定した。

なお断面の位置は図Ⅳ-3-1を参照されたい。



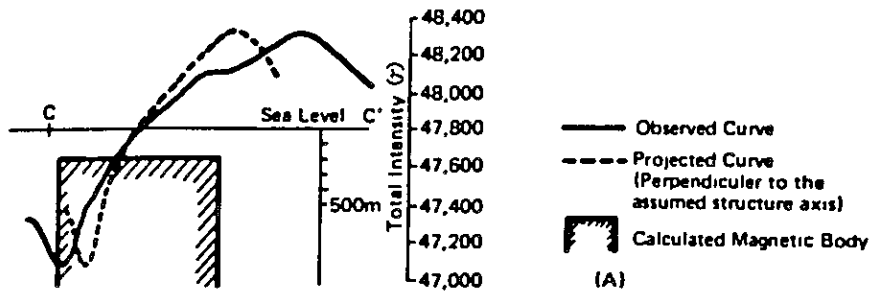


Fig. III-4-5 Quantitative Interpretation using Magnetic Profile

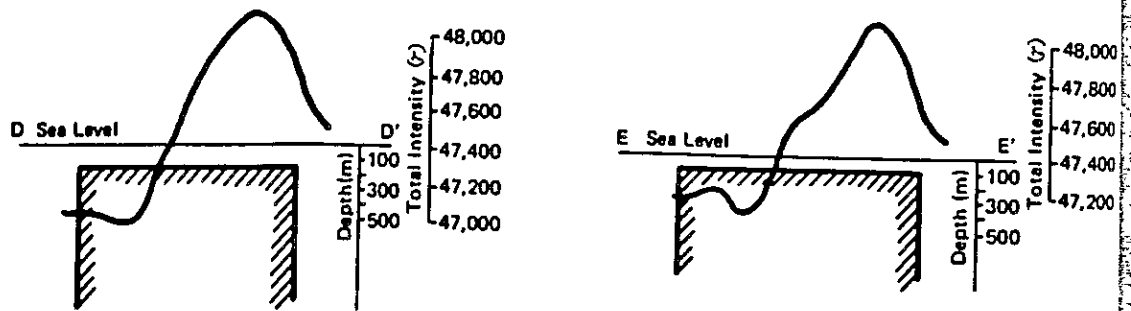


Fig. III-4-6 Quantitative Interpretation using Magnetic Profiles

Ⅳ. 結果の検討



IV. 結 果 の 検 討

1. 反射法結果の検討

1-1 検討方針

多 channel 記録により得られる基礎データと display の関連を Fig. IV-1-1 に示した。現場で得られた各 channel のデータはここに field record と書かれた面で示されている集合単位にまとまって、逐次磁気テープ上にデジタル録音されている。この図ではそれぞれの垂直な表示面の関係が立体的でわかりづらいので、Fig. IV-1-2 にこれらを上から見た時の関係を、また Fig. IV-1-3 には同一の反射 event が、near trace section、shot record、CDP family のそれぞれの表示面上で如何にあらわれるか上例にあわせて示した。これらの display 以外にも far trace section などの common offset や shot record と受・発信が逆になっている common receiving point family などが存在し得る。重合断面は異なつた common offset section や shot record と受・発信が逆になっている common offset section や shot record と受・発震が逆になっている common receiving point family などが存在し得る。重合断面は異なつた common offset section を同一速度回数による NMO 補正に near trace section を重ね合わせたものとして取り扱うことができる。

この地域の near trace section 上で卓越した(特に浅部で) flat event はたとえば、Fig. III-2-7、III-2-8、III-2-9 にみられるように、一見 multiple reflection を連想させるが、実は Fig. IV-1-4 の shot record display にてらしてもあきらかなように、海底面による multiple refraction (multiply reflected refraction とも言う) を主とし、これに multiple reflection が加わつたものである。一方、傾斜をもつた event のうち極端に急なものは通常の反射波とは考え難い。たとえば見かけ速度が 1.5 km/s であれば、水中波の速度を示すし、 4 km/s 近くであつても、この地域で想定される岩石中の平均速度はこの程度に高速度であるから、それが反射 event とすれば、その反射面の傾斜は 90° と計算されることになり、観測誤差や速度、構造などの推定に含まれる不確かさを考慮しても、経験的に反射の得られている傾斜と比較して非常な急傾斜になる。したがつてそのような event の取り扱いは慎重にならざるを得ない。

ここに見掛け速度 V_{app} は

$$V_{app} = 2X / \Delta T$$

ただし

ΔT : event 上 2 点の間の時間差

X : event 上 2 点の間の水平距離で

$X = n \cdot \Delta X$ (n : trace 間隔の数、 ΔX : depth point の間隔、この調整では

125 m)

で定義され、 V_{app} の event が反射波であるとすれば

$$V_{app} = V / \sin \theta$$

ここに、

V : 海底面を水平と仮定すれば、rock velocity

θ : 反射面の傾斜

となる。

極端な急傾斜や、上述のような flat event は地下構造を示す反射面でない可能性の多いものと考えられる。

重合断面上でこのような反射でない event は重合そのものの効果やその他のフィルター処理で十分消し去られていることが多いのであるが、この地域では multiple events が極度に強いことと、同時に反射が極度に弱いために、上述の処理でも消え残っている event を微弱な反射波よりも優先して読み取る可能性が高い。特にこの2点に留意するとともに、これら2つの傾向にはさまれた中間的な傾斜の event については比較的安全な地下情報であると判断した。

さて現場で得られる shot record には Fig. IV-1-3 から明らかなように、速度情報と構造情報とが混在しており取り扱いが面倒であるが、このデータを並べ直して CDP family 表示にすると、とくに複雑な場合のほかは構造の形による影響が取り除かれ、速度情報のみを抽出してその分布を求めることができるはずである。もちろん読み取られた速度は、Fig. IV-1-5 に示すように $1 / \cos \theta$ の factor だけ大きくなり、当地のような急傾斜の想定される調査での速度情報としては無視できない誤差である。したがってしきり重合に必要な NMO 補正値をきめる速度としてはそのまま使用できるので、まず重合速度を CDP family 上の line up を利用して読み取ることに努力を集中した。

1-2 速度情報

速度情報は CDP family 表示の上で反射位相が理論走時曲線と如何にうまく適合しているかを検討することによって得られる。spread が短かいと、適合させるべき理論曲線の範囲がせばまり、見掛け上の適合確率が大きくなって、判断基準は甘くなる。それゆえ速度情報の抽出には主として long spread のデータを使用した。long spread の速度解析は constant velocity gather を基礎とし、constant velocity scan の結果を参考として、表示上に肉眼で判別できる生の反射位相検出につとめた。しかしデータの質が極端に悪いため水中波の速度 (約 1450 m/s) や、これに非常に接近した速度を示す位相、すなわち海底面から深くへは進入していないと考えられるもの以外の岩石中に或る程度透過し地層の情報をもたらすものとして妥当な速度を示す位相で、読みとることの出来たものは非常に少なか

った。Fig. N-1-6、Fig. N-1-7 および Fig. N-1-8 に読み取った *constant velocity gather display* の例を示す。縦軸に反射時間、横軸に重合速度（実質的には *V_{rms}*: root mean square velocity と同じ）をとって読み取った速度をプロットすると、分散が甚しい。その理由は反射信号自身が非常に弱いため、また *multiple refraction* などの強い *coherent noise* によって明らかに妨害されていたりするために読み取りの有効 *trace* 数が少なく位相も乱されているためと考えられる。これらのなかから多少とも信用が出来ると思われる *grade* の高いものだけをプロットすると Fig. N-1-9 に示すようになり、この地域の速度分布はほぼこの位の範囲の中におさまるものと考えて検討を進めた。

Long spread における CDP family display の屈折初動部分で速度を求めると T2-A B (2.5 m) の両端を除きほぼ 4000 m/s を示している。また地域によっては far trace で 5000 m/s ないじそれ以上の屈折波が観測されており、海底付近の岩石速度は相当高いことが推定される。いま海水の速度を 1450 m/s 、海底面の反射時間を 100 m/s (海深 7.25 m に相当)、海底下の岩石速度を平均的に 4000 m/s と仮定すると、Fig. III-2-23 に K で示した速度関数が得られる。この値は上述の速度解析結果どとくに矛盾していないので、final section の重合にはこの値を主として使用した。

一方、白亜紀の limestone から石炭紀の elastic rock にかけて速度 inversion がサンプル測定の結果として報告されている（細野他、1970）ので、これを勘案し K よりも低い速度分布を仮定したのが T で示した速度関数であり、K よりも高い速度分布を仮定したのが H で示した速度関数であって、各測線の間断面にはこれらの速度で重合したものも含まれている。また地質時代、屈折初動データなどからみて妥当とは思えないものの低速度部分で速度スペクトラムのピークを通るような速度関数 L を同図のように作成し、これによって重合した断面の一例が T2-A B (2.5 m) の L stack section である。multiple refraction (または multiple reflection) とみられる events が水平構造としてよく表現されている。

1-3 の重合断面

このように結果的には何種類かの異なった速度関数にもとづく重合断面が得られることになった。short spread の各 section では速度関数 K による重合を、T1-A B (2.5 m) ではその時点で一番よさそうに思われた V_2 、T2-A B (2.5 m) では V_4 による重合を行ない、その後それぞれ広域の bandpass filter を適用して final section を作成した。このように long spread の final section については使用した速度関数は中間的判断にもとづくものであるが、他にも数多くの filtered section が得られているので、解釈にあたってはそれらも十分参考にすることが期待される。

Fig. N-1-9 は重合に対する速度関数の分解能を示唆するものである。ほぼ中央の K 曲線を標準とし、spread の両端、すなわち streamer cable (active section) の全長

にわたってプラスおよびマイナスに 10 m/s の重合誤差を生ずるような速度がその両わきに示してあるが、short spread と long spread ではその範囲にこのような大きな開きがある。いま 50 サイクル (周期: 20 m/s) の反射波を想定すると 10 m/s の誤差は重合出力の振幅を約 6.4% (約 $2/\pi$) に減ずるはずであり、 20 m/s では計算上出力 0 となるはずであるから、重合誤差 10 m/s の範囲を図上にハッチして一応その速度関数で重合することが許容される範囲と定義することになると、この定義に従えば short spread では速度解析から得られた速度点のほとんど全部が許容範囲の中に含まれることになり、速度関数 K が不適切であるために真の反射情報を減衰させてしまっているという心配はあまりないことになるであろう。しかしこのことは同時にその event が地下深部の反射として適正な速度を示すということを手掛りとしての選別操作が不十分であることを意味しており、multiple event のような水中や地下浅部にトラップされ貫入不十分なエネルギーやその他の coherent noise を残している可能性が long spread より大きいことになる。したがってこの選別がよりよく行なわれているはずの long spread の測線データをまず解釈し、その構造判定の結果をふまえて short spread のデータを検討することとした。

1-3-1 T1-AB (25 m)

この測線は long spread であるから前述のように不適切な速度をもった event は重合に使用される速度関数によって short spread の場合よりはるかによくしゃ断されているはずであるが、同時にもしその関数が正しくとられていなかった時は、この重合速度のフィルター効果によってかえって真の地下情報を減衰させてしまうおそれが大きくなる。ただし反射時間 1 sec 以上については、前述の許容範囲の考えを、 T 、 K 、 H のすべての速度関数に適用してみると、constant velocity gather でとりあげたほとんどすべての event はこの範囲、Fig. V-1-10 に概略をハッチで示した部分におさまることになり、これらの section をよく検討すれば真の反射情報を見のがすおそれはまずないであろう。final section に使用した速度関数 ($V2$: space variable、後述する) は 1 sec 以下で K 曲線よりやや高速になるが、重合断面についてその速度仮定の差がとくに強い影響を与えてはいないと考える。 T 、 K 、 H の各重合断面では水中直接波の初動をしゃ断するように mute を設計したが、この測線のような long spread では far trace で 1 sec 以上が遮断される状態になり、 0.55 sec 位までの浅部の重合数は short spread とくらべ半減することになってデータの質はかえって悪くなる。これをさけるために first break suppression は海底の屈折波初動をきるにとどめ、またⅢ章 2 節で述べたように stretch factor も出来るだけ大きくとって automatic mute の働きも制限するようにした。このような mute design の修正と、後述する重合速度へのきめこまかな配慮により浅部のデータは後述するように相当改善されたと判断される。しかし同時に浅部の multiple energy の影響もやむを得ず除去不十分で残され

ることになった。

さて long spread について 10 m s の重合誤差を生ずるような速度関数の family を Fig. N-1-11 に示す。速度解析の際読み取った event で、かつ岩石速度として妥当な面を仮定できるものはほとんどこの 8 つの velocity function family によって scan される範囲におさまっている。2 つの速度関数の間における速度をもった event はその両側の速度関数で重合されたそれぞれの断面上に許容された減衰の範囲で表現されるはずであるから、その event が最もよく build up される速度（すなわちその event の個有の V_{rms} ）も見当をつけることが出来ることになる。このような処理を velocity function stack scanning と呼ぶと、これら地下構造の情報をもった stack section は同時に一種の速度解析データとみなされることになる。各種速度関数の重合に対する効果を比較出来るように上記の処理を行なった 8 つの重合断面（1 sec まで）を Encl. 16 に示す。Encl. 15 にこの測線の final section を示してあるが、地質解釈にはここに述べた各種の断面をよく研究し、その表現の変化から問題とする event の速度をよく検討し判断することが望ましい。

なお space variant な velocity function stack scanning も実施しており、これに使用した速度関数は測線の東北端に近い CDP No. 48 と測線の西南端に近い CDP No. 626 で Fig. N-1-12 に示した値（CDP No. 626 の方が高速度関数のグループで示される）となっており、その間は海深の変化にのみ対応し、岩石中の区間速度分布は海底に平行で各区間での横方向の変化がないようなモデルを考えてきめた。 V_1 、 V_2 ……、 V_5 の重合断面は、部分的にその速度が V_A 、 V_B …… V_H に近似して来ると、重合断面上のその場所の波形表現も近似して来ることを確かめたので、この報告書への添付を割愛した。

final section に使用した重合速度は、1 sec まで V_2 、それより深い所は V_2 に対応する区間速度の 1 sec 付近の値をそれ以深で変化しないものとして算出した V_{rms} である。

1-3-2 T2-TB(25m)

1 sec より大きな深度については、T1-TB(25m) の場合と同様の考え方にたつて、T、K、H の速度関数による重合断面をよく検討すれば妥当な速度の反射、すなわち地下情報が与えられた重合速度関数の filtering effect により読み取れなくなっているようなおそれはまづないものと思われる。final section に使用した速度関数（ V_4 : space variable、1 sec 以深の値は T1-AB(25m) と同様に V_4 に対応する区間速度の 1 sec 付近の値がそれ以深で変化しないとして算出した V_{rms} ）は 1 sec 前後で結果的に H 関数とほぼ同じになるが、必ずしも最適との証拠もないので、他の重合断面も参照して地質解釈を行なう方がよい。1 sec 以内の浅部については T1-AB(25m) と同様 overmute を解決し、重合速度をよりよく検討するための V_1 、 V_2 ……、 V_5 の family による space variant な velocity function stack scanning を実施した。この family は

scanning の間隔もせまく、Space variant であるなどきまごまかな注意を払ったが、結果的には焦点を絞りすぎて、必要な範囲を十分包含していないおそれがある。速度関数をよりよく検討するためには、T1-AB (2.5 m) で行なったように重合誤差の程度を考慮した VA、VB、……、VH family であらためて scan し直すことがよかつたのであるが、割り当資源（時間および予算）の関係で実行できなかつた。

Space variant velocity function の値は測線東端付近の CDP No. 48 と測線西端付近の CDP No. 712 で Fig. N-1-13 に示すようになり、その間は T1-AB (2.5 m) と同様の考え方で内挿されている。区間速度の仮定は両測線交点での重合速度は同じ添数の速度関数について同じになる。

両測線の final section をくらべると、T1-AB (2.5 m) では V_2 、T2-AB (25 m) では V_4 を採用しているので、T2-AB (2.5 m) がとくに海深の大きい西部を除いて相当高速になっている。 V_4 section を final としたのは CDP No. 100 付近で 2.50 m/s 位、CDP No. 150 付近で 3.50 m/s 位になる西傾斜 event に注目しての選定であり、他の event に注目しての選定であり、他の event ではむしろほかの重合速度による section によく表現されているものもあるので、地質解釈にはこれらの section もよく参照して検討することが期待される。

1-3-3 T2-AB (1.25 m) は T2-AB (2.5 m) とほぼ同一位置にあるので、その long spread の断面を指標として本測線断面上の event を読み取ることとした。前述のように速度関数の分解能はあまりよくないと考えられるが、constant velocity stack の表示を参考とし、低速度側によりよい表示があらわれるような event は除き、高速側がよければわりあい安心するといった判定基準を採用してみた。低・高速両方に event が出ているときは、その両方の event が存在するのか、高速側が低速側の side lobe に残った event であるのか判断に苦しみ、CDP family に立ちかえって event を検討したが、人間の目で認識できる line up は得られなかつた。最初の side lobe で event の振幅は計算上約 21% (約 $2/3\pi$) まで減衰するはずであるが、本地域のように multiple event が強力なところではこの程度の減衰でノイズを十分消去できるとは思えない。

1-3-4 T1-AB (1.25 m) は T1-AB (2.5 m) と全く同様に constant velocity stack の display を判断基準として重視した。反射の質は short spread 中一番よいと考える。

1-3-5 T3-AB (1.25 m) は T1-AB (2.5 m) と全く同様に constant velocity stack の display を重視して反射を読み取ったが、浅い部分で観測される flat event を

multiple refractionなどのnoise.と考えると、2 sec 以深を除き地質情報としてとり上げるものはほとんどなくなり、データの質は3つの測線中一番悪い。浅部では大局的に多分あまり急でない西傾斜と推定されるが、部分的には地質情報としてのflat eventがmultiple eventとたまたま重なってあらわれていることがあるかもしれない。Fig. N-1-1'4に示すconstant velocity stack displayの555 m/s、4400 m/sは付近のeventはこのような重なり可能な状況を示す一例である。このような場合は念のためにNMO補正後のCDP family表示の上で肉眼によるevent検討を実施したが十分な成果を上げるには至らなかった。

2. 屈折法結果の検討

2-1. 海底地形と弾性波速度分布との対比

Fig. N-2-1に示すように調査海域の海底地形は、その特徴からみて大きく3つの地区に分けられる。

1つは、2~3°の傾斜を持つゾーン(ゾーン①)で、海岸線と水深-60 mのコンターとはほぼ対応した線との間の海岸線に沿った沖合約1.2 kmまでの帯状地区である。他の1つは、傾斜1°以下の平坦部であり、ほぼ水深-60 mと-80 mのコンターに囲まれるゾーン(ゾーン②)である。もう一つはほぼ水深-80 mのコンター以深の急傾斜ゾーン(ゾーン③)である。

これら各ゾーンと弾性波速度分布を対比すると、各測線とも速度値の変化の多い個所はほとんどゾーン①上にあり、海底地形が平坦なゾーン②では、速度値はほぼ一定の値(3.6~4.0 m/sec)を示している。ゾーン③については解析データがないので対比できない。

2-2. 重力探査・磁気探査結果と弾性波速度分布との対比

海上の等重力線図(Fig. N-3-1)によると、T₁(2.5)測線のNo 130付近(ゾングルダック北方沖合約2.5 km)およびNo 2,500付近(ゾングルダック南西部の半島沖合)に比較的高い重力異常が検出されている。

屈折法結果では後者の付近に5.0~5.6 km/secの高速度帯が検出されており、付近の陸地の地質から石灰岩に対比される。しかし、前者の付近には高速度帯は検出されていない。

また、T₂(1.25)測線のNo 160~190付近に2個所の低速度帯が検出されたが、重力の結果によるとここは等重力線の密集部に当り、断層が推定される個所である。

一方、磁力探査の結果からは、海岸より沖合2~3 km付近に海岸線にはほぼ平行に一對の高、低の異常が分布しており、高磁性岩体の存在が推定される。屈折結果ではT₂(1.25)測線の測点410付近に低速度帯が見られるが、これは高磁性岩体の東縁に位置している。

2-3. 岩石サンプルの速度測定値と屈折法結果の速度値との対比
ゾングルダック地域の岩石資料の超音波速度測定結果 (Hosono et al 1970) を地層別にまとめて Table 8 に示す。

これによると、資料が少なくはつきりしたことは言えないが、石灰岩の弾性波速度は他の岩石の速度に比べ $6.3 \sim 6.7 \text{ km/sec}$ と非常に大きい (Apsien, Barremien とともに)。

次に大きい弾性波速度を示すものは West falien の Kozlu F. の砂岩と Cretaceous Apsien の砂岩であり、両者はほとんど同程度の平均速度 $3.7 \sim 3.8 \text{ km/sec}$ を示す。

一番小さい弾性波速度をもつ地層は砂岩主体の Namurien, Karadon, Turonien であり、それらはほとんど同じ様な $3.2 \sim 3.4 \text{ km/sec}$ の平均速度を持つ。

これら岩石サンプルの速度測定結果と屈折法結果により得られた速度とを対比すると、屈折法結果の速度分布図上で最も広い分布域を占める $3.6 \sim 4.0 \text{ km/sec}$ の速度帯は、データ量が少ないので今後の検討が必要であるが、West falien の Kozlu F. か Apsien の砂岩に見掛け上対応する。

2-4. 弾性波速度と地質との対比の検討

前項 2-3 で述べたように、速度分布図で最も広い分布域を示す $3.6 \sim 4.0 \text{ km/sec}$ の速度帯は West falien の Kozlu series か Apsien の砂岩に対応すると考えられる。また 2-2 で述べたように、 $5.0 \sim 5.6 \text{ km/sec}$ の高速度帯は石灰岩に対応され、さらに一部の低速度帯は断層に対応すると考えられる。

しかし、全般的にみて、各速度帯と地層および地質構造との対比における判定についてはデータの少ないこともあって確定的なことは言えない。

これらの対比性を検討するには、今後引き続いて、①岩石サンプルの超音波速度測定、②孔内 P 波検層、③陸域での屈折法による弾性波速度検出などの関係資料を収集することが必要であり、さらに従来の地震探査測線で水深 200 m 以浅の海域の Z-1、Z-4 (1978)、Line 62 (1977) の各測線の屈折法解析を行ない、これにより得られる弾性波速度分布をも合わせ検討することが望まれる。

| System | Stage | Series | Rocks | V _p (Km/sec) average & (range) | N | Density (g/cm) average | Sampling No. |
|--------------------|---------------------|-----------|----------------------------|---|---|------------------------------|------------------|
| Gretaceous | Upper | Turonien | Andesite | 3.3 (2.9-3.6) | 3 | 2.39 | 12* ¹ |
| | Lower | Apsien | Sand stone | 3.7 (3.7) | 1 | 2.58 | 7 |
| | | | Lime stone | 6.7 (6.3-7.1) | 4 | 2.68 | 6, 11 |
| | | Barremien | Sand stone | - | - | - | - |
| | | | Lime stone | 6.7 (6.4-6.9) | 3 | 2.69 | 8 |
| Carbo- niferous | Westfalien | Karadon | Conglomerate Sand stone | 3.2 (2.0-4.8) | 6 | 2.44 | 9, 10 |
| | | Kozlu | Sand stone | 3.8 (2.8-4.8) | 7 | 2.59 | 2, 3, 4 |
| | Namurien (upper) | | Sand stone | 3.4 (3.1-3.9) | 4 | 2.61 | 1, 5 |

*¹ location: 2 km SE of Göbö

N: Numbers of test sample

Table 8 Result of Ultra-Sonic Wave Measurement on Rock Samples
(after Hosono. et. al., 1970, Table 6)

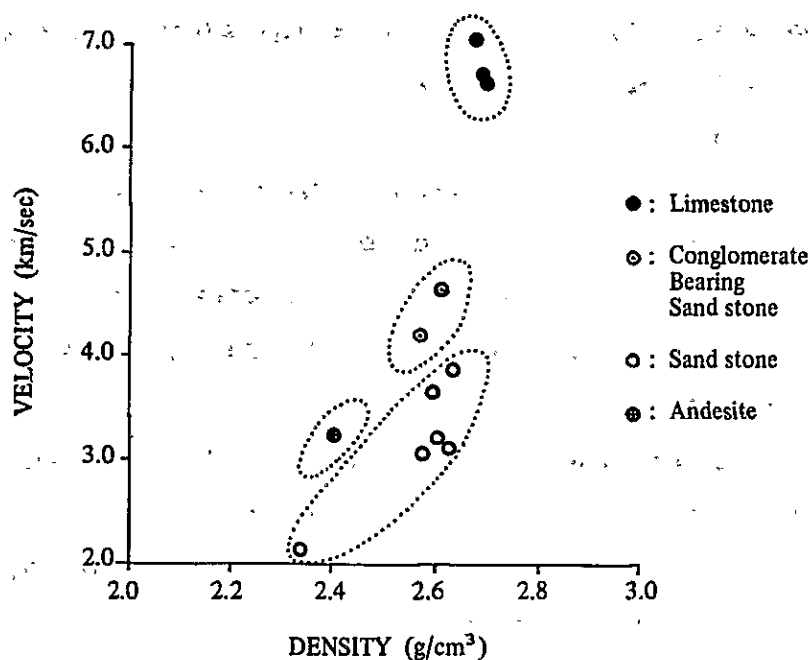


Fig. IV-2-3 Relation between Density and P-Wave Velocity

3. 重力探査結果の検討

海上重力・磁気探査結果はそれぞれ等重力線図（ブーゲー異常図）および磁気異常断面図として一括して図Ⅳ-3-1に示した。また陸域の重力残差解析結果は「技術協力報告書」付図5の地質図に余剰重力図（正規構造）として併記し、図Ⅳ-3-2に示した。

3-1. 海上重力探査の結果

海上重力探査の結果を列記すること。

- (1) 当海域における等重力線の一般的傾向は海岸にはほぼ平行している。
- (2) その値は黒海沖合に向つて略々北西落ちで漸減する。
- (3) 局部的異常はT₂測線の東西両端付近に存在する。
- (4) また、一部等重力線が密集する個所がある。

以上の特徴のみから地質構造解析を試みることは時期尚早かつ困難であるが、概略的解釈は以下の通りである。すなわち、

- (1)、(2)の特徴は陸域にみられる重力的背斜構造外縁の形態や限界を示唆するもので、古生界・石炭系～白亜系の広がりほぼ海岸線に平行するものと考えられる。
- (3)の局部的異常は、西側では重力値が増大する傾向に、東側では一部重力的凹地と表現されている。しかしどちらも測線の終端に当るため、測量誤差等の外的要因による異常とも考えられる。
- (4)の特徴はゾングルダック西方の半島北部にみられ、ここでは最大約1.5 mgal/100mの重力的急勾配をなし、断層の存在を推定させる。しかし、この半島部には白亜系 Barremien～Apsien 統の石灰岩が分布し、その延長部に当る局所的高密度に基づく重力的傾斜とも考えられる。また(3)と同様外的要因も否定できない。この(3)、(4)両者の実体把握には、今後これらの異常を通過する測線を設け、確認する必要がある。

3-2. 陸上重力の解析結果

図Ⅳ-3-2は陸域のブーゲー異常図を用い、余剰重力計算法から求めた重力残差図である。本手法は、将来海域部において重力探査が地質構造解明に有効な方法となりうるかどうかを検定する目的で適用された。以下に余剰重力図から判明した事項を列挙する。

- (1) ゾングルダック東方約1.5 kmの地区に分布するデボン系～白亜系下部の地質は明瞭な正重力残差として表現された。
- (2) その南東部に存在し、NE-SWの走向をもつ断層はブーゲー異常図からも推定できるが、この余剰重力図からは、さらに明瞭に読み取ることができる。
- (3) ゾングルダック炭田の堅坑位置の分布はこの図からも明らかなように、重力残差正異常の中のくぼみ（重力的盆状構造）にはほぼ対応している。

- (4) その形態は同時に、古生界の盆状地構造の広がりとはほぼ一致している。
- (5) またこの範囲では、重力残差正・負それぞれの連続性はほぼ E-W 系でブーゲー異常図にみられる NE-SW の背斜構造軸とは斜行する。

以上の各項より、重力探査法はその解析処理を適切に行なえば、概略の地質および地質構造調査法として有効な探査法であることが判明した。すなわち陸上地質が把握されている近傍海域への重力探査法の適用は、他の物理探査法の補助手段として十分にその成果が期待できる。また図 III-4-3、III-4-4 に例示した様に、ブーゲー重力断面、余剰重力断面さらにこの観測重力値に基づく水平板モデルによる 2 次元地質構造解析結果を組み合わせれば、重力と地質の関連性がより詳細に検討できるであろう。

特に上記(4)の事項は夾炭層の海域での分布状況を推定する上で重要であると考えられ、今後の重力探査による確認が望まれる。

4. 磁気探査結果の検討

海上における今回の船上磁気探査と陸上における空中磁気探査の既存資料をもとに、磁気探査解析から判明した事柄を以下に示す。

- (1) 空中磁気探査による既存の等磁力線図とその陸上地質調査の結果によれば、磁気異常の水平的広がりとはほぼ白亜系の火山岩・凝灰岩等の分布に対応する。
- (2) 今回の調査海域を通過し、ゾングルダック東南部 (SSE 方向)、15~20 km 付近に分布する磁気異常帯に至る断面を切り、重力結果と比較すれば、この東南部の磁気異常帯は重力的傾斜部に位置する。
- (3) この部分では磁気異常は 2 個所に存在し、地質図から推定すれば北寄りの異常は凝灰岩に、南寄りには安山岩~玄武岩にそれぞれ相当するものと思われる。
- (4) 一方、同じ断面上で今回の調査海域では磁気傾斜が黒海の沖合に向かって上昇したままであり、その広がりには明らかでないが磁性岩体の中心はその沖合付近にあるものと推定される。
- (5) この磁気異常は一方、コズル沖調査 (1970. Hōsono et al.) によっても明らかであるが、T₂ 測線・測点 410 番付近の幅 1~1.5 km、NE-SW の走向を持つ帯状の異常へと連続するものと思われる。T₁ 測線 (ロングケーブル) 北東部にも小さなものであるが磁気異常が認められ、これは同一磁性岩体の内縁部に相当するものと推定される。これらの磁気異常は(3)で述べた岩体と同様なものがゾングルダック沖合海底に露出しているものと推定できるが、その全貌は明らかでない。
- (6) 海上地震探査屈折法による弾性波速度分布と比較すると、磁気異常帯は 3.6~4.0 km/s の分布にほぼ対応する。すなわち石灰岩等に対し、磁気異常を形成する岩体は比較的低密

度であると考えられる。また、この航跡図は、船位表示が毎4ショット（あるいは100mごと）とされている。この航跡図は、U. T. M 図法とし、船位表示は毎4ショット（あるいは100mごと）とする。

5. 海上位置測量の検討

5-1. 今回の問題点

再計算上生じた諸問題を列記すると次のようなものである。

- (1) 海・陸の作図法が異なる。
- (2) 詳細な航海ログ（Navigation Log）の不足。
- (3) ポストプロットの詳細記事の不足。
- (4) 測位番号と物理探査記録番号間の関係が不定。
- (5) 衛星による update の不足。
- (6) T₁ 測線は独立しているため、他測線との関係が不明瞭。
- (7) 水深測量（測深記録）に関する記事が不十分。

5-2. 今後への指針

トルコ側現状を充分把握していないので以下の表現は適切さを欠く恐れがあるが、今後の探査における一般的な測位上・データ処理上の留意事項を列挙する。

- (1) 状況の許す限り、高精度電波航法システム（たとえば「TRISPONDER」など）を主体とした測位システムとする。
- (2) 陸上局は最低3局の同時運営とする。この追加陸上局の常用は、3点測位（3-way fix）による船位の確認を容易にするとともに、効率的な探査を可能にする。
- (3) 複合衛星航法（NNSS + Doppler Sonar）はバックアップシステムとする。
- (4) 他の電波航法（たとえばLORAN-Cなど）が利用できれば極力この情報も取り入れる。
- (5) プリプロットに基づく測線誘導とする。すなわち、予め計算されたプリプロット計算表とラティスチャート（探査計画測線も記入しておく）を充分に活用する。
- (6) さらに、可能なかぎりトラックプロッターでの測線誘導とする。
- (7) 統一的な測位ログ・航海ログを記録する。
- (8) すなわち、海上測量士によるレポートの義務化を計り、「海上位置測量」に関する全てのデータを(7)の測位ログと共に提出させる。
- (9) ポストプロット計算の磁気テープによる管理（ファイルの更新を含む）を徹底する。
- (10) 航跡図の系統的更新。
- (11) この航跡図はU. T. M 図法とし、船位表示は毎4ショット（あるいは100mごと）とする。
- (12) 測線配置はトラバース測線を設けて交叉点を必ずもたせる。

- (13) 電波測定の陸上局には位置精度の高いことはもとより、運営しやすい場所を選定する。
(14) 測深における完全なキャリブレーションの実施(たとえば「バーチェック」など)。

海上物理探査において品質の高い測位システム・ポストプロット処理は各種物理的パラメータの品質向上を保証する。そのためには、海上における物理探査班・測量班および船の運行者三者間の連繫を必要とし、陸上においては測量班(船上・陸上オペレータ)と情報処理班の連繫を必要とする。これらの領域における密接な情報交換なくして海上位置測定の総合精度を高めることはできない。的確な器械操作、正しい記録、そして適正な情報処理はこれらの連繫以前の基本的事項である。

(注1) プリプロット計算表: 計画測線の始点・終点および一定間隔(通常200m)ごとの点と陸上各局からの距離を計算した表。プリプロットチャートの作成には必ず準備されなければならない。

(注2) ラティスチャート: 陸上電波局各局からの距離あるいは到達時間差を示す、円弧あるいは双曲線のグループが表示された図。

(注3) 自動トラックプロッター: 船上において現在の船位を表示するプロッターで、一般的には陸上局2局からの受信信号を、1局は紙方向・1局はペン方向に取り、船位を連続的に描がせる。ペンを、予め記載した計画線に追従するように操作すれば、計画通りの測線を探査できる。

6. 調査海域の地質構造の解釈

少い海域調査資料および既存資料を総合検討した結果の概要は以下のとおりである。

1) 調査海域の全体的地質構造

1970年実施のスパーカー調査および今回の反射ならびに重力探査結果では、調査海域の全体的地質構造は沖合に向って傾斜する構造となっている。

2) 火成岩類の分布域

図Ⅳ-3-1の海上測線の全磁力断面図でも分かるように、各測線とも磁気異常が認められる。この異常分布は陸域地質図(図Ⅳ-3-2)でみられるようにゾングルダックコズル炭田をとり巻く凝灰岩・火成岩類の分布と連続する可能性が強い。

この磁気異常分布域の海底面における弾性波速度は3.6~4.0 km/secの一定範囲の速度

を示すことから、この磁気異常分布域の岩種は相対的に低密度の岩種が推定され、次項の石灰岩分布域と明らかに分帯されそうである。

3.) 石灰岩の分布域

図Ⅳ-2-2の海底面における弾性波速度分布図で、 T_2 測線に認められる 4.6 km/sec 以上の速度域はこの付近の陸上部に露出する石灰岩の連続部とみられる。岩石サンプルの超音波速度測定資料でも石灰岩の速度は $6.3 \sim 6.7 \text{ km/sec}$ と最も大きい値を示し、他の岩石との判別は比較的容易である。

この高速度域はまた、高重力域に対応するようであり、このような地域に高密度の岩種の分布を推定できる可能性がある。

また、岩石物性と岩種との対応づけは、海域の地質および地質構造の解釈に重要な役割を演ずるものであり、今後のバックデータの集積が望まれる。

4.) 断層構造

屈折結果の弾性波速度が 3.0 km/sec 以下の箇所は断層または破砕帯に対比されるようである。将来は交叉測線を多く設定し調査すれば、陸域で認められる断層の海域への延び方向や断層の規模の推定に役立つであろう。

一方、重力探査結果でも重力傾度が大きい場所は断層構造と対応する場合が多い。ゾングルダック東方約 20 km の NE-SW 方向の断層 (図Ⅳ-3-2) はこの例である。

また、 T_2 測線の反射断面の西半部には貫入岩の存在を示唆する盛り上がり模様の記録がみられる。この構造の東側の急傾斜部では屈折結果の低速度帯が認められ、断層構造を推定するあしかりが得られている。

5.) 炭鉱分布と重力解析結果

炭鉱位置と余剰重力で示される重力的盆地状構造との間に対応性が認められることは興味もたれる (図Ⅳ-3-2)。この解析については今後の研究が望まれる。

6.) 調査海域の深部地質構造

いずれの再処理反射記録にも、反射時間 $2.5 \sim 3$ 秒程度の所 (深度約 4000 m) にはほぼ平坦な反射面と認められるイベントが検出されたが、これに関する地質構造の解釈は今後の問題であろう。