

... ..

... ..

... ..

V 各 論

... ..

... ..

... ..

... ..

... ..

... ..

V 各 論

V-1 地表地質調査

地表地質調査結果の大半は、前章の一般地質の項でほぼ記述を済ましたので、本項ではその必要性と特記すべき点について記述する。

昭和55年度調査において、海底面下の地層あるいは構造線の分布を知る一手段として、地震反射記録上にレコードされた初動を用いて屈折法解析を行い、これにより得られた弾性波伝播速度によって岩相を推定することが試みられ、これに磁気あるいは重力の異常を組合わせることによって、海底面における地質の平面的分布を推定することが試みられた。この結果は、夾炭層の直上に厚い石灰岩層が存在する地震探査反射法には最も不利な地質状況にある本地域の地質構造解釈には非常に有効な手法である。したがって海域部でたてられた仮設が、陸域部で実際に認められるかどうかを実証するため次の調査を実施した。

- (1) Zonguldak 地域の地質層序については、夾炭層については詳しい資料があるが、上位の白亜系については粗い精度のものしかなかった。したがって昭和56年8月第2次調査時に地質構造の比較的安定して、自然露頭の発達のよい Zonguldak 市より東方の Filyos 川口付近までの25kmの間の幹線道路沿いに地表地質調査を行って、M. T. A. 作成の5万分の1地質図が局所的な修正のみでほぼ完全なものであることを確かめると共に、白亜系の層序の確立に努め図13(付図)に示す総合柱状図を作成した。さらに昭和56年11月の第4次調査時には、Zonguldak 市から西の幹線道路沿いに、Kandilli 部落まで調査して東部でたてた層序が西部に適用できるかどうかをチェックした。

これ等地表調査の結果特記すべき点は次の通りである。

- a) Turonian 階の下部は M. T. A. 地質図では枕状熔岩よりなるとされているが、本城内の調査範囲に熔岩は見られなかった。ただ Turonian 階の下部には塊状、粗粒の火山砂礫層が存在していて、大きないわゆる玉葱状風化を示す岩相があり、これを枕状と称している可能性もある。(一般地質の項参照)
 - b) Santonian ~ Coniasian 階の塊状凝灰角礫岩は巨視的に見て上下2つの堆積サイクルに別れていることが判明した。
 - c) Albian 階の Velibey 石英質砂岩は全城にわたって認めることができたが、その上位の海緑石砂岩は東部では見当らず、西部にのみその存在が確認された。
- (2) 地表地質調査と同時に Czechoslovakia 国 Geafyzika Brno 社製の Kappermeter Model KT-5 を用いて、各代表的岩相について、帯磁率測定

を行ない、海城部の磁気測定との対比が行ない得るように努めた。本 Kappermeter は地質調査所石原舜三博士所有の 2 つの花崗岩標準サンプルによって測定値のカリブレーションを行なったがその結果は次の通りである。

岩石サンプル名	番号	標準値	KT-5測定値
Granite	KY218	62×10^{-6} emu/gr	1.60, 1.58 1.58×10^{-3} SI unit
Fine Grain Granite	HK21	118×10^{-6} emu/gr	3.55, 3.56, 3.57

白亜系の Kappermeter KT-5 による帯磁率測定結果は図 13 に付記した。

これまでの測定結果を岩石または岩相よりに見ると次の傾向が見られる。(測定値は 10^{-3} SI unit)

- a) 石灰岩 (Aptian, Barremian, および Viséan の石灰岩) は非常に低く $0.00 \sim 0.02$ を示し, argillaceous なものでも 0.02 土である。
- b) 泥灰岩は $0.05 \sim 0.15$ (chalk あるいは chalky なものを含む)。これらに含まれるものは Aptian 階のフリッシュ層, および泥灰質シルト岩, Cenomanian 階の青色泥灰岩およびフリッシュ層, Campanian 階の泥灰岩互層, および Maesrichtian 階のチョーク質泥灰岩等である。
- c) 石英質な砂岩 (Apsian 階 Velibey 砂岩層および Namurian 統砂岩) は $0.07 \sim 0.1$
- d) 礫岩層 (Westphalian 統 B, C + D 階 Karadon 礫層) では $0.1 \sim 0.18$ を示す。
- e) ボーリング・コア であるが Kozlu 夾炭層については砂岩は $0.13 \sim 0.17$ (NQ サイズ), 炭層は 0.09 (NQ サイズ), シルト岩では $0.26 \sim 0.30$ (BQ サイズ) を示す。(Namurian 統頁岩は 0.17 土)
- f) Turonian 階の緑色凝灰質泥岩互層では下部は平均 1.70 , 上部で平均 3.5 である。
- g) Santonian ~ Coniacian 階の凝灰岩, 凝灰角礫岩については, 塩基性安山岩質の場合は $35.0 \sim 80.0$, 中性安山岩質の場合 $27.0 \sim 35.0$ である。
- h) Campanian 階の黒雲母岩山岩については $12.5 \sim 16.4$ であった。

以上を総合すると地域的にまとまって高い帯磁率を示す岩体は Santonian ~ Coniacian 階の凝灰角礫岩体であって, 次に高い帯磁率を示す Turonian 階の緑色凝灰岩の高い方の値 (3.5) の約 10 倍以上の値を示しているので周辺地層との磁気コントラストが強く, 海城部の磁気測定結果の異常はまずこの層序の高帯磁率に起因するも

のと考えてよいと思われる。

これに反して石灰岩体は殆んど 0 に近い値を示しており、これも相対的にマークすることができる可能性がある。

V-2 Kozlu 炭鉱坑内試錐調査

V-2-1 試錐計画の変遷

S/W によって計画された Zonguldak 炭田 Kozlu 炭鉱坑内試錐調査は、同鉱-425m レベルにおける 22926 坑道では同坑道が Simal 断層を通過後約 100m 掘進した地点付近から、また同レベル 22925 坑道（延先より 45m で Simal 断層に入り断層擾乱帯にて掘進中止）では同断層通過後延先から実施する計画であった。

しかしながら、昭和 56 年 3 月に行われた事前調査において、

(1) 22925 坑道が Simal 断層破碎帯（延先より約 45m まで）における強大なる地圧により延長より約 35m までの坑道が圧壊しており、延先からの試錐実施は不可能であるため、試錐座を延先より約 60m の安定した場所にとって、崩壊した坑道中にできるだけガイドパイプを挿入の上この中にさらに口元パイプを通して実施するよう計画の変更を余儀なくされた。

(2) 22926 坑道は、予定された Simal 断層位置を通過して約 100m 掘進したが地質構造が変わったため Simal 断層が現われず、もしこれ以上掘進して地山の悪い地域に入ると試錐座がとれなくなることと、さらに先の 22925 坑道の経験から Simal 断層の坑道による通過は無理と判断されるので、現延先から水平ボーリングによって、Simal 断層をぬって断層先の探査をやらざるを得なくなった。

等当初の計画を大幅に変更せざるを得なくなったため、E. K. I. 担当者および T. K. I. 責任者と協議の結果、一応次のように S/W の変更を行った。

a) まず 22926 坑道において坑道方向の水平ボーリング（ $+5^{\circ}$ ）によってできるだけ進尺を伸ばし、できれば Simal 断層先の地質構造を探查する。

b) ついで 22925 坑道において第 2 号井を同様の方法（延先方向、水平 $+5^{\circ}$ ）で（a）と同じ目的で実施する。

（この計画も、その後 22925 坑道の崩壊が著しく、試錐実施が不可能になったため 22926 坑道において実施するようさらに変更になった。）

V-2-2 試錐機搬入と準備作業

試錐機およびその付属機器は昭和56年1月14日に日本より船便にて発送され、(Verbena丸)同年4月6日にIstanbul港に到着、通関を待たずにZonguldak駅に貨車輸送(4月17日着)の上4月18日にトラックによりKozlu鉱に搬入され、同鉱において通関が行われた。

機材一式は5月4日までにKozlu坑試錐機材倉庫に格納されたが、格納時に機器のリストが作成された。

搬入された試錐機および付属機材の主なものは次の通りである。

主要機器	台数	型式	能力
試錐機	1	KOKEN EP-1W	1,200m(BQ)
ワイヤー・ライン・ホイスト	1	KOKEN WLH-4S-4	3.7KW
試錐ポンプ	1	KOKEN WL-MG-15h	Φ68, 1.1KW
ミキサー	1	KOKEN HM-250	1.5KW
ブローアウトプリベンター	1	TSUKAMOTO H.N.B	4", 50Kg/cm ²
孔曲り測定器	1	MURATA SINGLE SHOT-A	-
その他ツールズ	1	1式	-

22926坑道において試錐を実施するために、同坑道の拵巾、泥水バック掘削、電源スイッチ盤の取付、保安設備(ガス抜き管の配管、ガス警報および電源自動遮断装置取付、異常出水用排水溝掘削等)の設置が行われたが、その間を利用して、坑外において試錐機の組立てと試験掘りが行われた。

試験掘りは、垂直掘りで行われ、口元を116ミリ径にて11mまで錐進の上、NWケーシングを挿入セットした。しかる後NQワイヤーライン工法にて49.95mまで錐進したが、その途中24.55～25.80m間で炭層を掘削、石英のコアリングを行った。

22926坑道1号井錐進開始までの主要作業経過は次の通りである。

- ・昭和56年4月13日まで 試錐座設計
- ・ 同 4月21日まで 必要資・機材の設計図作成・オーダー
- ・ 同 4月25日まで 試錐座作成
- ・ 同 4月27日 倉庫保管中試錐機材荷解き開始
- ・ 同 5月2日まで コンテナ開封および整理
- ・ 同 5月4日 試錐機仮組立開始
- ・ 同 5月5日～14日 試錐機器付属機器組立作動テスト

- ・昭和56年5月15日 地上テスト錐進開始(垂直孔116Φ, NWC. P. 11m)
- ・ 同 5月30日まで 地上テスト錐進終了(NQワイヤーラインにて49.95mまで錐進)
- ・ 同 6月5日~6日 試錐機材坑内搬入
- ・ 同 6月8日~12日 試錐機および付属機器据付
- ・ 同 6月11日~19日 主電源ケーブル設置
- ・ 同 6月15日~26日 保安設備設置(ガス抜き用でパイプ敷設, 排水溝整備, ガスセパレーター, 圧気パイプ, ガス警報器, および連動電源遮断スイッチ等設置)
- ・ 同 6月24日~29日 電気設備配電(配線および5スイッチ盤設置)

準備作業工程は表27にまとめた。また試錐座の機器配置を図14に示す。

V-2-3 -425m, 22926-Na1試錐

22926坑道第一号井は昭和56年6月30日錐進開始し, 主としてKozlu層の石英質堅硬砂岩層および, これに引続き炭層を挟む頁岩層を主にワイヤーライン工法により掘削したが, 同年8月17日B. Qダイヤモンドビットにて孔内滞え中, 深度61.89mにてガスと崩壊のため抑留され, タップにて回収を計るも抑留が強く, 回復が困難であると判断されたため, E. K. I. およびT. K. I. 担当者と協議の上, 回収をあきらめ同孔を放棄した。

(総掘進長62.42m)同孔の錐進経過概要を下記す。(表28参照)

- ・昭和56年6月30日 116 $\frac{7}{8}$ ダイヤモンドビットにて錐進開始
- ・ 同 7月2日 12m掘削の上, HWケーシングパイプ挿入
- ・ 同 7月4日 HWケーシングパイプセメンティング(セメントミルク200ℓ注入)
- ・ 同 7月6日 セメント滞え後3m掘削し, セメントミルク200ℓ注入
- ・ 同 7月8日 第1回注水試験にて20Kg/cm²で10ℓの漏水を見たためセメントミルク250ℓ再注入
- ・ 同 7月10日 注水試験成功, プリベーター取付錐進準備
- ・ 同 7月11日~14日 作泥の上, HQワイヤーライン工法にて43.65mまで錐進の上, NWケーシングパイプ挿入開始
- ・ 同 7月15日~17日 NWケーシングを43.65mまで挿入後NQワイヤーライン工法にて掘進を試みるもガス噴出ひどく(ロッド

- 尻で5~6%, 通気1%+)ガス警報器作動のため一時電源を遮断し, NWケーシングパイプにプリベーター取付の上, ダイヤモンドシュールを取付たNWケーシングパイプによるリバースサーキュレーション工法にて54mまで進
- ・昭和56年7月18日~23日 NQワイヤーライン工法にて進するも56mにて圧力上昇のためNWケーシングパイプを引抜き, 同ケーシングパイプによるリバースサーキュレーション工法に切替え55.5mまで追込みセットする。
 - ・ 同 7月24日~25日 NQリバースサーキュレーションにて進中59.0mでコアバーレル切断, タップにて回収の上進再開するも再度コアバーレル切断回収
 - ・ 同 7月27日~30日 コアバーレル切断事故はドリリングオペレーターの経験不十分によるオペレーションミスに起因する面もあり関係者に対して検討会を行ない掘削法全般にわたり講議実施
 - ・ 同 8月4日 ラマダン・バイラム休日による長期中断後の機器調整整備(送水圧スラストのチェック実施)
 - ・ 同 8月5日 NQロッド挿入するも55.6mより抵抗あり, 回転を落して59.0mまで掘進するもコアバーレル切断
 - ・ 同 8月6日 NQ用タップにて回収後, 作泥の上NQロット挿入するも56.6mで抵抗あり抜管
 - ・ 同 8月7日 孔曲り測定(25m+5°, 50m+5°30', 58m+6°20')
 - ・ 同 8月8日~10日 B.Wケーシングパイプ挿入するも56m以深入らず抜管
 - ・ 同 8月11日~14日 B.Wケーシング挿入のためBQオーバーサイズにて濁うべく再三試みるも58mにて水圧が上り掘進できず, B.Wケーシングをリバースサーキュレーション工法にて追込み61.75mに達した所でケーシング切断(?)により, 追掘をあきらめる。
 - ・ 同 8月15日 BQロッド55.61mまで挿入したが以深挿入できずBQロッド抜管。BWケーシングパイプ55.61mより抜けて来る。

Table 27 Preparation of Underground Drilling at Kozlu Mine
(Equipment Transportation, Storage, Test Drilling, Etc.)

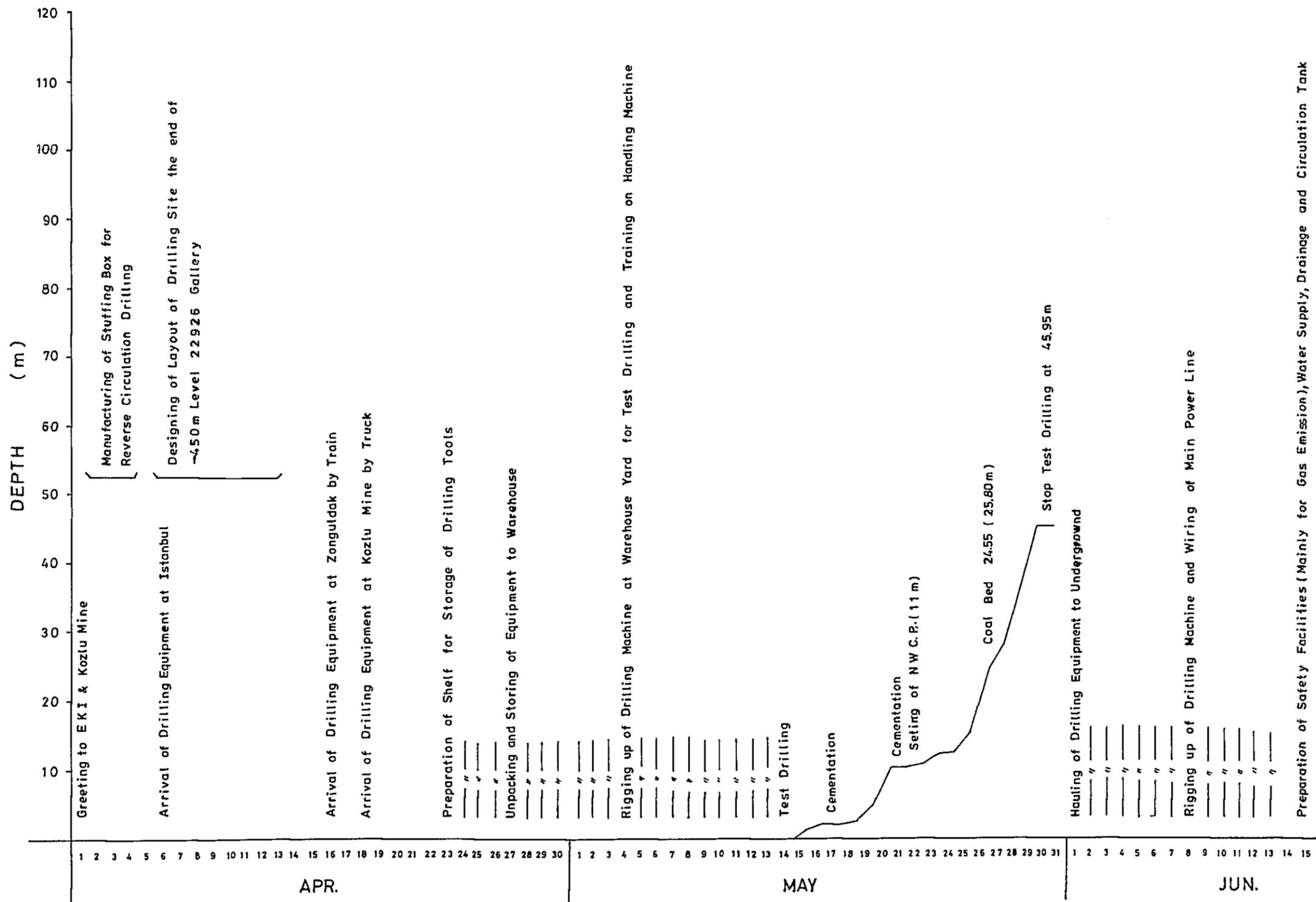
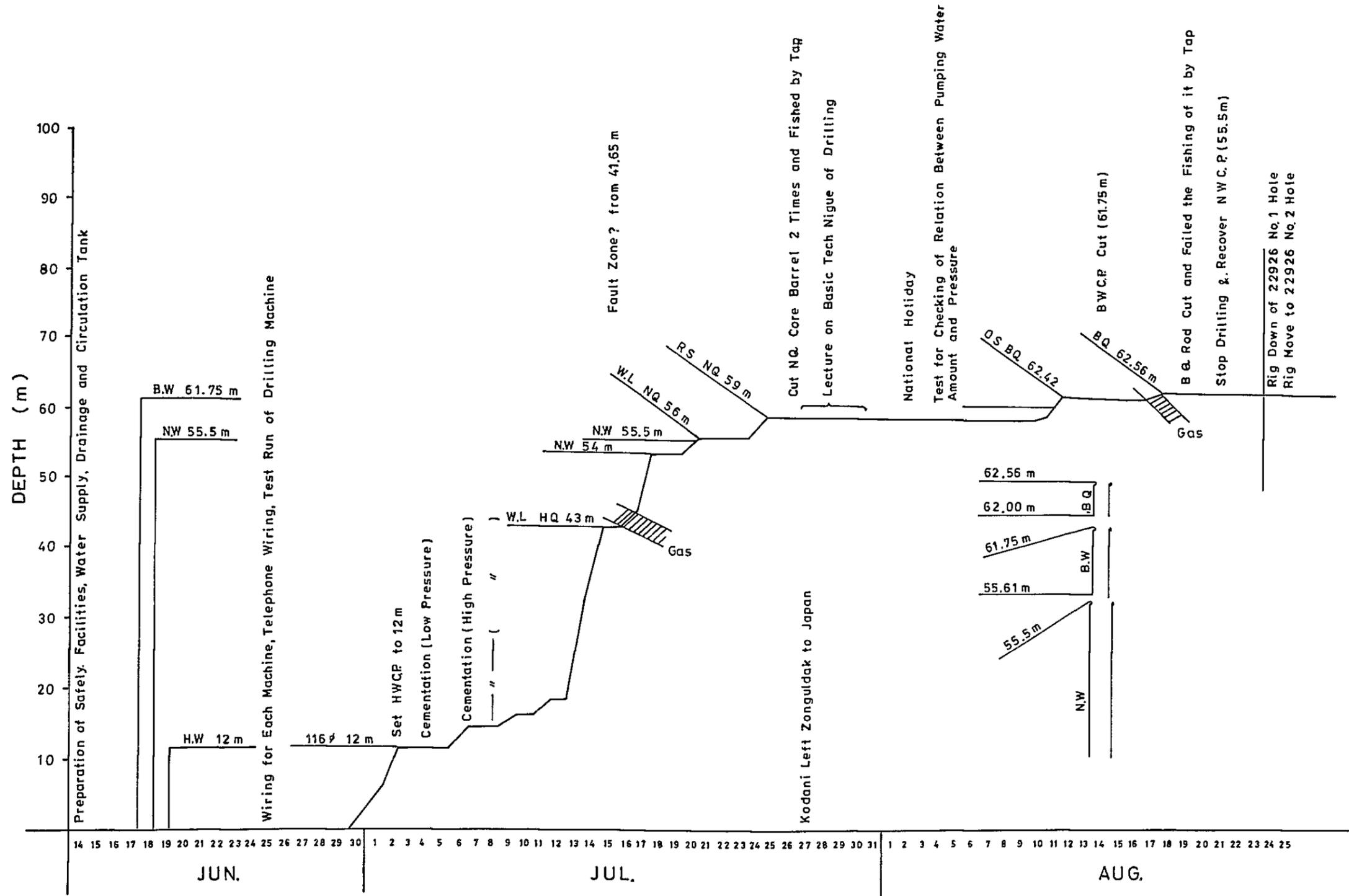


Table 28 Drilling Progress of Drill Hole 22926 - No. 1



- ・昭和56年8月17日 BQリバーサーキュレーション工法にて孔内洗浄
61.8mまで。以後錐進するも62.56mにてガス噴出、
水圧上昇、引抜き。
- ・ 同 8月18日 再度同上工法にて掘進を試るも不可能のため抜管中ロ
ッド切断、タップを下げたがBWケーシング尻にて切断し
たロッキングカップリングが通過できず、ロッド強引
(スラスト6t)しBQタップ回収するも、BQダイヤモンド
ビット、およびサブ0.59mを残留した。回収の見
込みが立たないため同孔の掘削を中止した。
- ・ 同 8月19日～21日 NWケーシングパイプ抜管(3m×19本)D. B.シュー
の一部が破損していた。
- ・ 同 8月22日～23日 跡片付の後22926-Na1孔終了。

V-2-4 -425m, 22926-Na2試錐

第2号井は、本年3月中間調査時点では、-425mレベル22925坑道において、Simal断層擾乱崩壊部に8吋パイプを設置して、このパイプを通して、断層先を探炭する予定であった。しかしながらその後同坑道が崩落して、8吋パイプを設置することができなくなり、同坑道における試錐実施が不可能となった。したがって従来の計画を再度変更せざるを得なくなった。

1号井の結果から、擾乱帯、特にガスが噴出するような孔内状況下の掘進は非常に困難と危険を伴うことが明らかとなり、これを突破するには、できるだけ大口径の孔径からスタートすることが必須であることが判明した。この事実は言いかえれば、ボーリングによってSimal断層のように大きな擾乱帯を突破することは、まず困難であることを示している。一方1号井の掘進の結果、-425mレベル、22926坑道の延先から約60mは依然としてKozlu層の砂岩が存在しており、この事実は(a)従来予想していたSimal断層が非常に小さな落差になったか、あるいは(b)Simal断層が22925坑道から西で急に北北西に走向を変えたか、あるいは(c)22925坑道と22926坑道の間が存在しているIncirharman断層がSimal断層を切ってその西側で同断層を北方に変位せしめたか、3つの考え方ができる。

しかし1号井終了時点では、これまでにSimal断層を切っている断層が殆んど見当らなかつたこともあり、(c)のケースは考えていなかった。しかしながら、もし(a)または(b)のケースにしても22926坑道で右にできるだけ振って水平孔を掘進すれば解明できると考え、E. K. I. およびKozlu炭鉱の関係者と協議の結果、22926坑道において

1号井の位置で右に 15° 振った水平孔(+ 5°)を計画し2号井とすることに決定した。

この計画の利点として次のことが考えられる。

(1) 22926 坑道の改修が最小限で済むため、短期間にせつかく培ってきたドリリングオペレーター他の技術の低下を最小限に抑えることができ、最も大切な目的である技術移転を効果的に行うことができる。(もともと1人の有経験者を除きすべて未経験者でやっと機械の操作になれ坑内ボーリングの技術を修得しかかった所で、長期の中断は次の作業遂行上マイナスになる)

(2) 1号井のみでは-425 m, レベル22926 坑道方向の地質構造を予想することは難しいが、2号井を同一平面上に行うことによって錐進部分の地層の走向と傾斜を知ることができ、かつ、もし断層を突破することができれば、その走りについてもある程度の予想ができる等、地質構造の解明上より確実性を増すことができる。

-425 m レベル22926 坑道2号井は8月28日に1号井の位置で右に 15° 振って錐進を開始した。同井は約45 mで断層(Incirharman断層と思われる)に蓬着し、約65 mでその擾乱帯を抜け、69.15 m, から80.3 mまでの間で挙大の古期岩類円礫(珪岩, チャート, 赤色火成岩, 緑色シルト岩等の礫よりなる)を包有するいわゆるKaradon 礫岩層に蓬着し同礫岩層を約51 m錐進の上, BQ径による錐進の限界(擾乱地層中での)に達したことと地質構造解明上十分な資料を得たと判断されたので11月13日, 120.6 mで掘止めた。

2号井の錐進経過を下記に要約する。(表29 参照)

- a) 口元ガイドパイプをできるだけ大きいものにするため $6\frac{1}{2}$ "にて掘削し、 $5\frac{1}{2}$ "のケーシングパイプを3.6 m 捜入してセメントグラウトした。(9/3)
- b) その後HQオーバーサイズ(O. S.)ダイヤモンドビット(DMB)にて48 m掘削したが(9/17), 途中30 mに達した所で孔曲りの測定を行い、次の値を得た。(9/16) 口元+ 4° , 15m+ 5° , 29m+ 5°
- c) 40 mで強いガスの噴出があり、これを遮断するためHWケーシングを一旦38.62 mまで挿入した。(9/19)
- d) HWケーシング孔内をNWケーシング39.7 mまでクリーニングしたところ、多量のスライムを伴うガス噴出に遭遇した。その後なんとかしてHWケーシングを延長しようとしたが果せずセメントにてグラウトした。(9/26)
- e) NQ. オーバーサイズDMBにてセメントを漂えた後51.35 mまで掘削した所で多量のスライムを伴う強いガス噴出に出あったが、これは495~510 mに存在する破砕された悪炭または炭質頁岩からのものと思われる。(9/30)

- f) 4日かかってNWケーシング51.35mまで滞えた上、最大圧力 40Kg/cm^2 でセメントを注入孔内をグラウトした。(10/6)
- g) NQオーバーサイズDMBで孔内滞え中49.0mで強いガス噴出があった。
(10/15)引続きNWケーシングにダイヤモンドシューをつけリバーサーキュレーション工法にて57.03mまで掘削した。(10/20)
- h) さらにNWケーシングの中をBWケーシングによって滞えそのまま57.62mまでリバーサーキュレーション工法で掘削した。(10/21)
- i) NQDMBによって59.03mまで掘削したが食いしばられ、ハイドロリックオイルを注入して回復した。(10/22)
- j) NWケーシングを59.93mまで延長し、NQDMBにて61.25mまで掘削した後、さらにNWケーシングを60mまで延長した。(10/23)
- k) BWケーシングにてNWケーシング内を滞え、さらに67.29mまで掘削した後NWケーシングを延長したが66.18mで止められた。(トルク 700Kg-m)(10/27)
- l) NQDMBを用いたリバーサーキュレーション工法で、Astexと重油を用いた泥水を使用して89.20mまで掘削した後BWケーシングを90.15mまで挿入した。
(10/31)
- m) さらにBQDMBにより96.08mまで掘削の上、BWケーシングを96.08mまで挿入した。(11/3)
- n) 同じ方法でBQにより107.22mまで掘った後BWケーシングを105.14mまで延ばした。(11/5)
- o) BQDMBにて110.75mまで掘削し、BWケーシングを、106mまで延ばして固定した。(11/6)
- p) BQDMBワイヤーライン工法によるドリリングは急な水圧上昇と強い回転抵抗によって果せなかつたが、その後BQDMBを用いたリバーサーキュレーション工法により、120.60mまで掘り進んだ。(11/10)
- q) その後、同じ工法で117mから120mの間を何回も往復して旧深度(120.6m)の突破を試みたが、ポンプ圧の急上昇と強い抵抗によって掘進困難となり、11月3日に掘止めた。原因となったポンプ圧の急上昇と高いトルクはせまいBQDMBのくびれに固い岩石(Karadon 礫層からの堅硬礫)が埋ったためと、孔壁の張り出しによるドリルストリングスの食いしばりである。
- r) 65mおよび45mにおいて孔曲り測定を行ったがその結果は次の通りであった。

65m + 5°

45m + 4°

V-2-5 坑内試錐結果の地質解釈

A. 1, 2号井の地質解釈

1号井, 2号井共に非常に大規模な断層あるいはこれに伴う擾乱帯に対して行なわれた上, 数回にわたって高圧のガスを伴う炭層または断層に遭遇したため, その都度ケーシングの挿入を余儀なくされ, 両孔共に進尺は小さかったが, その地質構造解釈上の効果は甚だ大きい。今まで破り得なかった Simal 断層クラスの大断層をボーリングで貫通することに成功したことは, 特記に値するものであって, トルコ側関係者の賛辞を得た。すなわち大断層をボーリングで抜きうることの確立は, 坑道の掘削(高額の経費を要する)に先立ってボーリングによって地質状況をサウンドすることが可能になったわけで無駄な出費をセーブすると共にガス抜, 出水の予知を行うことが可能となり, 保安面でも貢献するところが大きい。次にこれ等2孔により得られた地質資料とその解釈について述べる。(図15, 16, 17 参照)

- (1) 1号井, 2号井共に水平掘(+5°)で, 1号井は22926坑道に平行に, 2号井はこれに対して15°右に振って実施したが, 2号井で当たった断層手前において, 両井共に Messoğlu Seam を切っておりその前後の岩相がよく対比できることから, 断層手前の地層が Kozlu 層であり, その走向はほぼ東西であって, その傾斜が50°±10°であることが判明した。
- (2) 2号井の約45~65mで見られる擾乱帯はその中に2層準にわたって炭層または炭層の引きを伴うもので, その解釈については3つの考え方があることは, 先に述べた(V-2-4)。この中, 可能性の強いものは, (b)または(c)案である。1号井ではこの断層帯を切っていないことからその走向は図15で見られるように北北西-南南東であろう。この断層が Incirharman 断層か Simal 断層かは別にして, いずれの断層にしても2号井の69.15mより以深で Karadon 礫層に入っており, 2号井以東の地質構造については後述するようにいずれの場合も同じである。もしこの断層帯が Simal 断層とすれば同断層はこの付近で東西から北北西に急激に方向を変えることになり, また, もしこの断層帯が Incirharman 断層とすれば, その西側で Simal 断層が北にシフトしていることになるが, いずれのケースもこの断層以西の地域における Kozlu 層の分布が北方に広まることになる。しかしながら前者は今までに知られている当地域の地質構造のくせとしては異常であることから, 後者の解釈の方を採択する方が好ましい。いずれにしてもこれを解釈するには将来22929坑道よりボーリングを行う必要があり, 現在 E. K. I. によって実施中である。

a) 東部区域(22923 坑道以東)の Büyük 層探掘結果から、同層が+35m から -415m 間の探掘跡で-200~300m間は 40° 、以深-300~-400m間は 50° の傾斜を示していることが明らかである。

b) -300mレベル22727 坑道の Simal 断層先には、Karadon 礫岩層が 60° ~ 80° (一部逆転)に急斜して存在している。

c) 22926 坑道2号井の断層先 Karadon 礫層も 60° ~ 80° と急斜している。

等の資料から西域では600~700m 同断層手前のブロックに対して落ち込んでおり、少なくとも断層近くでは 60° ~ 70° に急斜していることが明らかとなった。

したがって現稼行レベルである-425mレベルでの探炭は、西部区域(22923 坑道以西)では無理であり、探掘レベルが-550m以深に下った後 Simal 断層手前から水平ボーリングによって最上部の稼行実績のある炭層である Büyük 層を探炭するほかはないと考えられる。

一方22926 坑道以西の Incirharman 断層以西の地質ブロックについては、同断層に切られた Simal 断層は北にシフトすることになり、どの位シフトしているかは、22929 坑道延先から確認する必要がある。現在 E. K. I. では22929 坑道を約80m延長し、その延先から EP-1W 試錐機による水平ボーリング(3号井)で Simal 断層の位置およびもし貫通できればその先の地質ブロックの構造を確認すべく錐進中である。

V-2-6 Kozlu 鉱 Simal 断層先の炭量

前項で述べたように Simal 断層先の地質ブロックの中では22923 坑道以東において Kozlu 層の最上部稼行炭層である Büyük 層が、同断層際から-350m付近まで稼行されているが、以深は Zonguldak 地街地に対する鉱害を考慮に入れて探掘を差控えている。また既稼行区域は丁度陸域部に相当しており、以西の海域部については、浅部探掘による湧水を考慮して保安上未探掘である。

Kozlu 鉱 Simal 断層先の地質構造は図18において、Büyük 層の地下等高線図に示した。本区域における Büyük 層以外の稼行可能炭層の存在の可能性は、現在地質資料からは明らかでない。しかしながら現稼行区域における主要稼行炭層が下から Cay(2~3段探掘)、Acilik(2段探掘)、Sulu の3層であり、その他の炭層は発達している部分のみ稼行している現状であるから Sulu 層と Büyük 層との層間が約380mある(図29 参照)ことから、直接の探炭なしにはその存在は予想できない。したがって Simal 断層先の区域における炭量の予想は、下記前提により Büyük 層についてのみ行った。(図25 参照)

(3) 2号井 69.15 mにて出現した中～大礫礫岩はその礫の大きさおよび内容から見て (Kozlu層中の礫岩は、小～中礫礫岩であり、赤色の砂岩あるいは火成岩等の礫を含まないとされている) またその前後の岩相・層序から見て Karadon層のものであると判断される。またこれに続く砂岩・礫岩の互層にシルト岩および薄い炭層を挟む岩相は Karadon層下部の特徴であって、この中の炭層中の花粉化石が Westphalian A, B (Kozlu層および Karadon層下部を示す) を示しているのと矛盾しない。

また断層先の Karadon層の傾斜は最大で $70 \sim 80^\circ$ を示しており、同層が急傾斜していることを示している。(コアにおける最大傾斜は 75° , 孔井俯角 5°)

B. 坑内試錐結果に基く地質解釈

前項で述べた2本の試錐結果を解釈するに当っては、Kozlu鉱深部における坑内地質を十分に解明する必要がある。この目的のために、同鉱における主要稜行炭層の古洞図および主要地質断面図を総合して、現稜行区域については最も全坑内にわたって分布している Sulu層について、Simal断層先のブロックについては Kozlu層最上部の稜行炭層である Büyük層について、地下等深線図を作成した。(図18)

既存の坑内資料の中、最も重要と思われる坑道、すなわち -300m, レベル 22727 坑道, -425m レベル 22925, 22926, 22945 坑道の地質スケッチの再検討を行なうと共に、既存の坑内図(1/1,000 Büyük層坑内図, 1/5,000 Çay層, Acilik層坑内図)によって既探掘部の資料を折込んで、E. K. I.により各 Grid Line 別に作られた地質断面図を修正して 22925/22927, 22926, 22929 坑道方向地質断面図および Grid Line 47500 E 地質断面図を作成した。

Kozlu 鉱現稜行区域の中、Kozlu Dome の北翼東半部すなわち 22923坑道より東 21945坑道付近までの間(陸域部に相当)は Simal 断層の落差も小さく、坑道で通過することもそれ程困難でなく、Simal断層先の Büyük層を +35m から -350mの間はすでに採掘済みである(探炭坑道は -415mまで)。しかしながら海城部にかけて、すなわち 22923坑道より西では、Simal断層の落差が大きくなり(約 600~700mと推定される)、その断層破碎帯の巾が大きく(-425m, レベル 22925坑道では巾約 40m)掘削後の盤圧が大きい。ただ、22923坑道より東側では、断層の両側のブロックがいずれも堅硬な砂岩層であって、破碎に強いために擾乱が少なく、坑道の変形も少ないが、22925坑道では、断層破碎部が頁岩勝ちの岩相に当たっているため破碎帯の巾が広く、著しい盤膨れを生じたものと思われる。

上記の地質資料に基づいて検討した結果、Simal断層先の地質ブロックについては、

- a) 炭量計算範囲は西は Karadon 断層から東は 22945 坑道東約 4 ㎞ の Simal 断層交裁線までで、ほぼ西南西-東北東方向に 3.8 km の範囲とし、東からブロック A, B, C とする。(ただしこの Büyük 層賦存状況は数少ない地質資料によるもので今後の探炭により大幅に変わりうることを、前提とする)
- b) ブロック A は陸域部の深側で、鉱害および現在の、坑道準備状況から -475 m レベル以下を採掘するものとし、同レベルから -1,000 m までを計算対象とした。
ブロック B は海城部の深側、Incirharman 断層までで、22923 坑道西側の浅い部分は上記と同じく、-475 m レベル以上は鉱害他および海面下浅部であることを考慮して捨てることとし、-475 m レベルから -1,000 m レベルまでを計算対象とした。
ブロック C は Simal 断層の位置が未確認であるが、一応図のように予想した。その結果 Büyük 層は -700 m 以深にしか存在しないものと予想され、計算対象深度 -1,000 m までの間を計算した。
- c) 深部 Büyük 層についての炭丈の確かなものはないので上部における平均的な山丈である 2.5 m を用いて計算を行った。(炭丈は 2.2 m) また原炭比重を 1.4 と予想した。(1)
- d) 対象区域の Büyük 層は 50° 以上の急傾斜であると思われるので、その採炭法も特殊なものとなり採掘率が決まらないうえ、上記のように炭層自身の歩留りも不明であるので一応理論炭量の算出に止めた。

この結果下表(表 30)に示す通り Büyük 層理論炭量として約 628 万トンが予想される。この中、既稼行区域深部の A ブロックのものは、その確認線よりの距離に応じて、確定、推定予想に分けるべきであるが、日本の J I S 試案をトルコの炭鉱に当てはめるべきかどうかについては論議があると思われるので、本報告では理論炭量のみ計上した。

注 (1) Kozlu 炭鉱における、精炭歩留りは悪く約 53% (1980) であり原炭比重は 1.4 以上と思われるが安全側にとり 1.4 とした。

Table 30 Reserve Calculation Table of Büyük Seamat Kozlu Mine

Block	Area (1000m ²)	Inclinat	Seam Thickness (m)	Specific Gravity	Cool Reserve In Place (1000Metric ton)	Remarks
Block A	268	67°	2.50	1.40	2.400	-475 ~ -1000m
Block B	328	65°	2.50	1.40	2.716	-475 ~ -1000m(East) -650 ~ -1000m(West)
Block C	214	50°	2.50	1.40	1.165	-700 ~ -1000m
Total	810				6281	

V-3 海上物理探査

V-3-1 現場観測作業

海上物理探査は昭和56年3月に行われた事前調査時に定めた測線計画(図30)およびスペックに基づき、M.T.A所属SISMIC-1観測船を用いて、昭和56年8月23日から9月12日かけて、M.T.Aによって実施された。測定はJICA測線8本、延べ233.45kmとトルコ側提案の補助測線13本延べ246.175km、合計21本、総延べ479.625kmである。

測定は地震反射および重・磁力について同時に行われた。

A 本観測

測定作業の進行はM.T.A側の都合、観測機器(コンプレッサー)の故障、悪海象条件などで当初の予定よりも約2カ月遅れた。

JICA側の提案した測線の観測は昭和56年8月23日によく開始され、同年9月12日に終了した。補助測線(Supplemental Lines)については同年9月15日に観測を開始し、同20日に終了した。これらの本観測(テスト観測に対して便宜上このように呼ぶことにする)の仕様および測定測線長は、それぞれ表31、32の通りである。

ただし、実観測の仕様はM.T.A側独自の判断にもとづき、JICA側のproposal(ANNEX 2の第1、2、3項、Minutes of Meeting, March 27, 1981参照)とは異なっているが、現場作業の能率、およびTIMAP ComputerのCapacityなどを考慮すると、やむを得ない処置であると思われる。

Table 31 A Table of Survey Line Length

JICA'S ORIGINALLY PROPOSED LINES			
Line No.	Programed Length (km)	Final Length (km)	Direction
Line 2	20	20.800	NE - SW
" 4	24	23.725	NE - SW
" 6	25	24.075	NE - SW
" 8	25	24.925	NE - SW
" 101	46	34.375	NE - SW
" 103	44	44.925	WSW - ENE
" 105	34	33.625	WSW - ENE
" 107	26	27.000	ENE - WSW
Total Length	244 (km)	233.450 (km)	

SUPPLEMENTAL LINES

Line No.	Programed Length (km)	Final Length (km)	Direction
Line 1	13	12.175	SW - NE
" 3	20	20.200	NE - SW
" 5	24	24.225	NE - SW
" 7	25	23.225	NE - SW
" 9	25	22.050	
" 102	25	23.675	WSW - ENE
" 104	40	40.100	ENE - WSW
" 106	30	30.100	ENE - WSW
" 108	20	16.800	
" A	8	7.600	NW - SE
" B	10	9.125	NW - SE
" C	10	9.000	NW - SE
" D	8	7.900	NW - SE
Total Length	258 (km)	246.175 (km)	

Table 32 Specification of the Offshore Geophysical Survey

Survey vessel	MTA SISMIC-I(720 GWT)	
Seismic Instrument	TI DFS IV	
	Filter	8 HZ – 124 HZ
	Constant Gain	24 db
	Sampling Rate	2 msec
	Record Length	3 sec
	Channel Number	48
	Format	SEG-B(1600 bpi)
Seismic Source	Bolt AIR GUNS (40, 20, 10 cubic inches)	
	Total Size	70 cubic inches
	Pressure	1800 – 2000 psi
	Depth	5 m
	Shot Interval	25 m
Compressor	APS-D20B-500 x 2	
Geophone	SEC Streamer Cable	
	Group Interval	25 m
	Cable Length	1200 m
	Number of Hydrophone Group	20
	Depth	5 – 6 m
	Number of Sea Bird	4
	Near Offset Distance	32 m(JICA lines) 10 m(Supplemental lines)
	CDP	24 fold
Positioning Instrument	TRISPONDER DEL NORTE TECHNOLOGY, INC. Model 217C(210 Series)	
Gravity Meter	Lacoste and Romberg Air/Sea Gravimeter Model-S	
Magnetometer	Barriger M-123 Recording-Magnetometer	

B テスト観測

テスト観測は本観測の前後にまたがって実施された。エアガン震源の波形観測 (ANNEX 3の第1項) および高分解能テスト (ANNEX 3の第4項) を除くその他のテスト (ANNEX 3の第2, 3項) は本観測開始前8月8日~同月9日にかけて実施され、前2者のデータについては本観測終了後の9月20日に収録された。

なお、波形観測以外のテストはすべてLine 2上で行われた。

V-3-2 地震反射データ処理

本観測データを収めたフィールドテープのM.T.A.への到着が昭和56年9月4日(金)午後と多少予定より遅れたため、本格的な処理作業は9月7日(月)に開始した。本作業の協力者はM.T.A.のSeismic Data Processing Sectionのメンバーである。

使用したハードウェアは1977年米国GSI社から導入されたTIMAP980-Bであり、その構成を図31に示す。またソフトウェアパッケージについては米国SCA社から提供されたMATE-5000を英国BP社によって一部機能を追加・改良されたものを使用した。

データ処理作業は、まず作業の見通しを立てることに始まり、このためLine 2を対象に、デコンボリューション等各種処理パラメータの決定と合わせて、TIMAP Computerの処理能力(performance)を調べた。この結果を表33に示す。

このような計算機の処理能力や節電のための停電などを勘案すると、JICA側の受持分である約200kmの測線長を中島の滞在期間に処理することは難しいと判断した。これをふまえて、カウンターパートであるMr. Necati GÜRCANと相談の結果、9月16日(水)より残業体制(交代制)に入ることになり、連日夜21:00~24:00まで勤務時間を延長することにより処理上の増大を図った。

A 処理方法

データ処理は図31, 32に示す流れ図に従って実施した。処理長は重合前3sec, 重合以後2.5secとした。サンプルレートについては、当初高分解能処理を念頭に置き、一部の測線については2msecで処理した。

Table 33 Processing Faculty of TIMAP System at M.T.A.

1) Demultiplex(including Gain Recovery)	3.5 hours/20 km
2) CDP Sorting	2.5 houts/20 km
3) Velocity Analysis (1.25 km Interval) (Constant Velocity Stack, 10 traces, 29 Velocities) Including DCON + Band Pass Filter	2.7 hours/20 km
4) Low Cut Filter + DCON + AGC +NMO CORR. + Mute + Stack	6.3 hours/20 km
5) DCON + Band Pass Filter	0.5 hours/20 km
Total	15.5 hours/20 km

Remarks: Sample Rate : 2 msec
Shot Point Interval : 25 m
48 channel/24 fold
Processed Record Length : 3 sec for 1) - 3), 2.5 sec for 4), 5).

しかし、バンドパスフィルターテストの結果、重合記録断面に関する限り 4 msec で充分であることがわかった。したがって補助測線の処理時間のことを考え合わせ途中からデマルチプレックスの処理段階で 2 msec から 4 msec にリサンプルしその後の処理を実施した。処理した測線および用いたサンプルレートは表 34 に示す通りである。

以下に主要なデータ処理について概略を説明する。

(1) デマルチプレックス+ゲイン除法

(ただし、Constant Gainは残)

(2) 振幅復元

A (振幅) $\propto e^{-\alpha t}$ なる式に基づく復元法を採用した。

(time 0 sec: 0 db, time 3 sec: 20 db)

(3) CDPソーティング

共通反射点トレースの編集を行う。

(4) ローカットフィルター

高分解能記録を志向して、ケーブル深度を浅めにしたためか、低周波のノイズが顕著である。

テストの結果、12 Hz 以下のノイズ成分をカットすることにした。

Table 34 The Items of Reprocessing Lines

JICA'S ORIGINALLY PROPOSED LINES		
LINE NO.	SEISMIC COVERAGE	SAMPLING RATE
Line 2	20.800	2 msec
Line 4	23.725	2 "
Line 6	24.075	2 "
Line 8	24.925	4 "
Line 101	34.375	4 "
Line 103	44.925	4 "
Line 105	33.625	2 "
Line 107	27.000	2 "
Total Coverage	233.450 (km)	

(5) ドレース スケーリング

ローカット フィルターを適用することにより、時間とともに振幅の異常なる減少が認められる。このためスケーリング(デジタルAGC)を施し、微小振幅のシグナルの回復およびデコンボリューションの効果を期待した。

(6) デコンボリューション

重合前のデコンボリューションのパラメータは、テスト結果つぎのごとく決定した。

- i) オペレータ長: 300 msec
- ii) スパイクング デコンボリューション
- iii) オートコリレーション ゲート長: 2000 msec

(7) 速度解析

調査対象地域は海底が高速度層から成る部分が多く、このため屈折多重反射やウォーターリバーレンションが卓越し、一次反射と思われる事象が非常に少ない。このような事情およびM.T.A現有の速度解析ソフトウェアの内容を検討した結果、定速度重合法(Constant Velocity Stack法)を用いることとし、1.25 km間隔で実施した。

今回の処理の中で、速度解析には特に注意を払い、屈折波の速度、および屈折波から求まる地層深度などを充分考慮し、最終的な重合速度を決定した。

(8) NMO補正、ミュートおよびCDP重合速度解析から求めた重合速度を時間-距離方向に直線内挿し、各点における速度を求め、NMO補正を実施した。

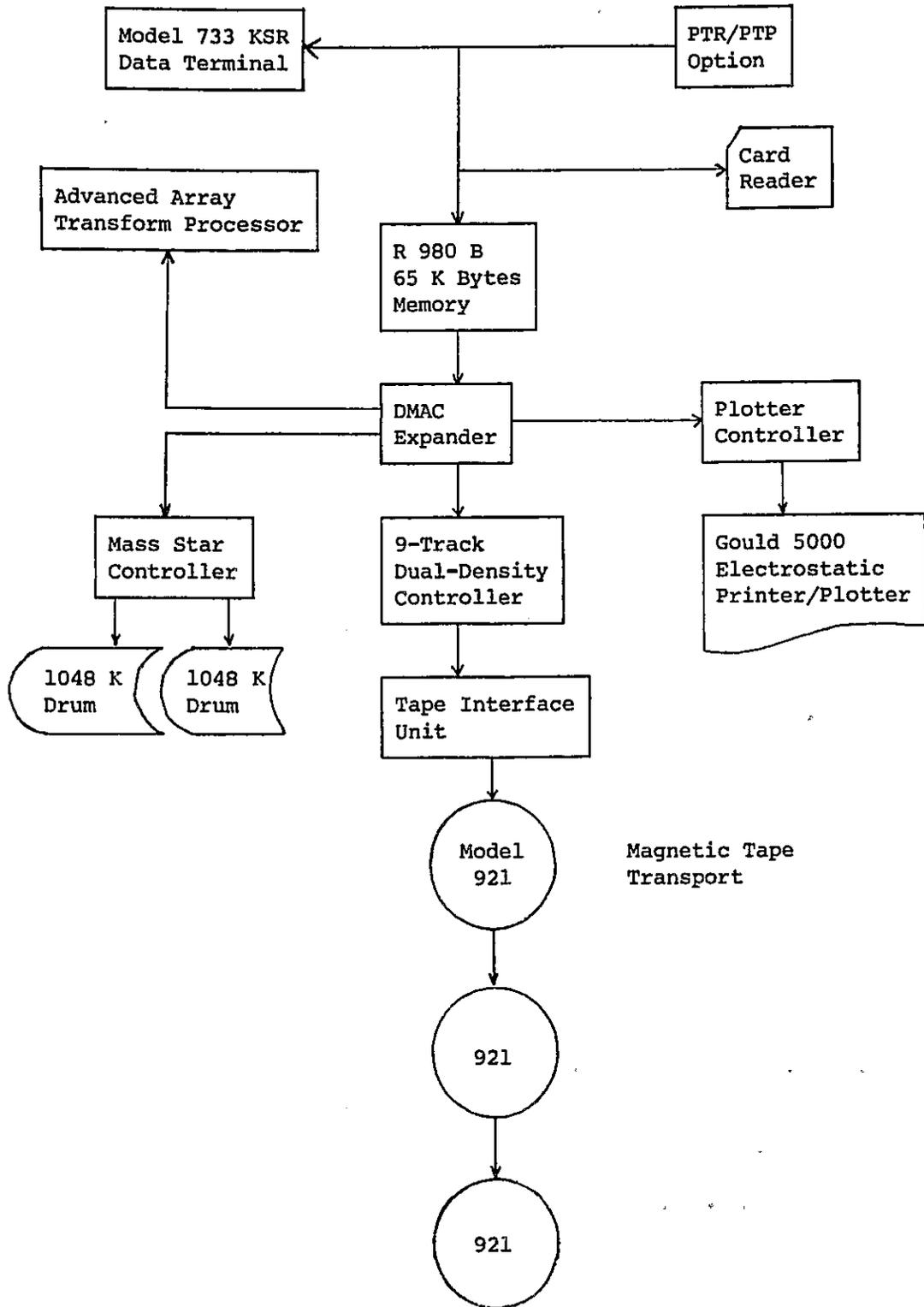


Fig. 31 The Organization of TIMAP System Hardware at M.T.A.

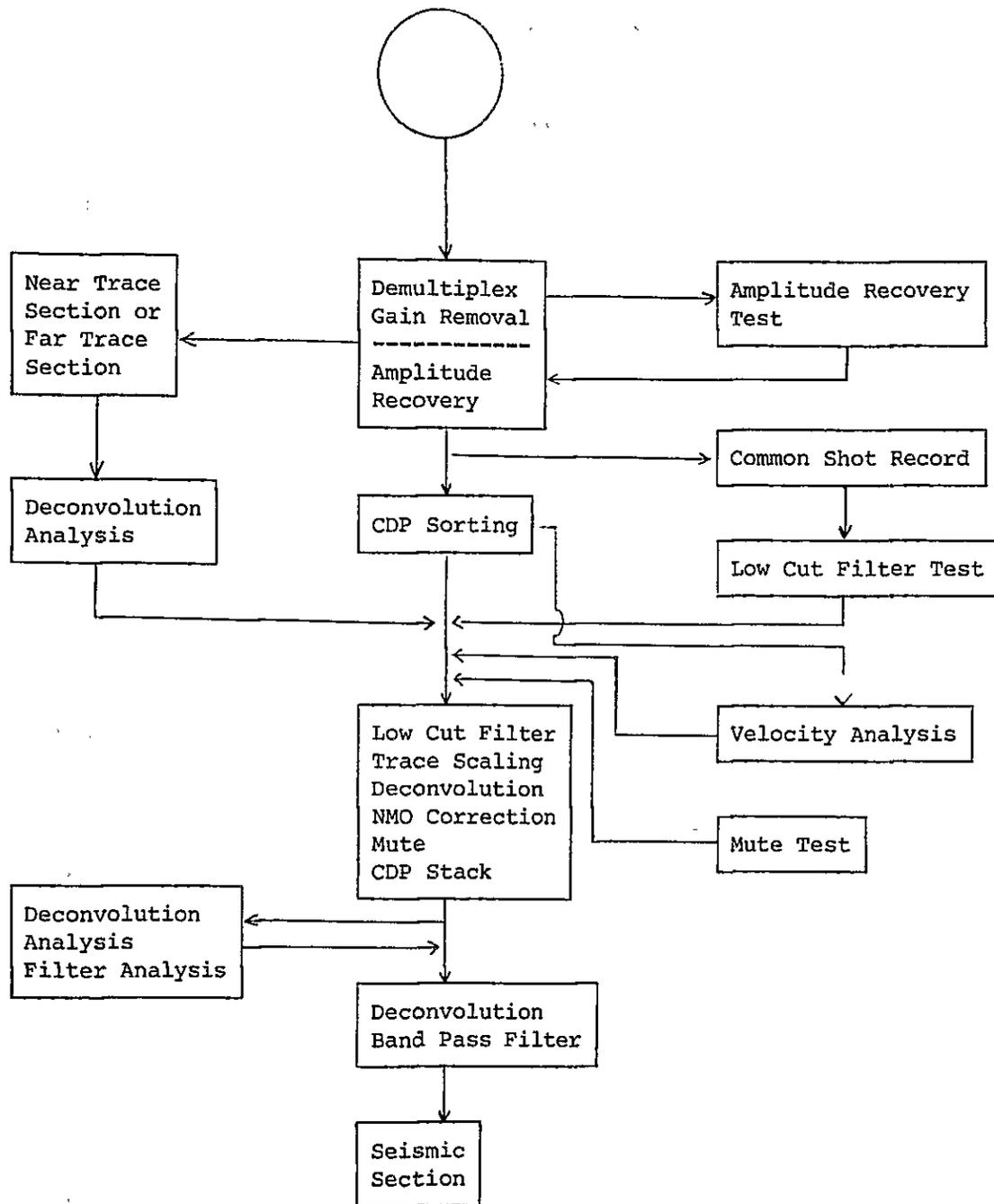
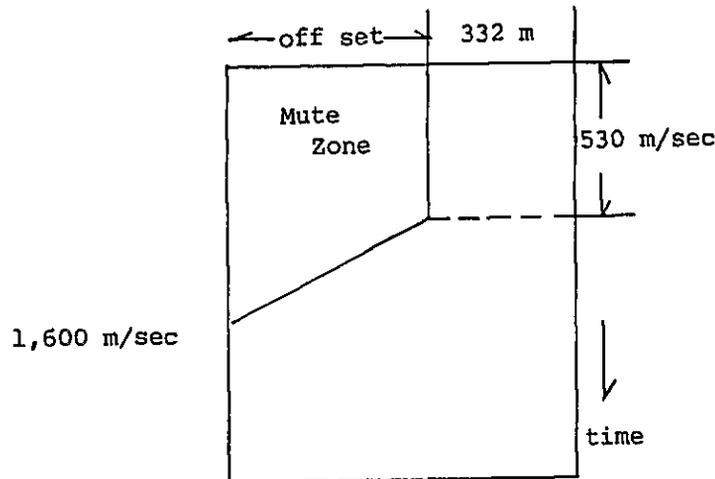


Fig. 32 Flow Diagram of Basic Processing at MTA

ミュートは屈折多重反射を除去することに主眼をおき、パラメータはテストの結果、下図のように決定した。



Parameters used for Muting

(9) 重合後のデコンボリューションおよびバンドパスフィルター

Raw Stack Sectionを用いたテストの結果、重合後にもデコンボリューションを適用することとし、次のようなパラメータを用いた。

- i) オペレータ長： 300 msec
- ii) プレディクティブ デコンボリューション
- iii) 予測距離： 16 msec
- iv) オートコリレーション ゲート長： 200 msec

バンドパス フィルターについては、種々テストを試みた上、連続性のよい顕著な一次反射が少ないことも考慮し、NON-TVで15~70 Hz のバンド幅のフィルターを施した。

B 処理結果の考察

屈折波を利用した速度情報によれば、海岸線から数km沖合の水深80m位までの浅い海底直下の地層は、概して3,500~4,100m/s程度の高速度を有する。これらの地層の大部分は陸域での地質的情報から推察して、白亜系の石灰岩層によるものと考えられ、これに覆われた下位の地層からの反射はきわめて微弱である。この理由としては、

- (1) 高速度層に起因する強力な多重反射（含：屈折多重反射ないしは多重反射屈折波）によって一次反射が覆われてしまうこと。
- (2) 海底直下での反射係数がきわめて大きく、たとえば、海水の速度1,450m/s、海底下の速度4,000m/sの場合には約0.5となる。したがって大部分のエネルギーが海底

面で反射し、深部へ伝わるエネルギーは小さい。

(3) 波線の臨界角が小さいため、震源から発射される全体のエネルギーに対する海底下への伝播可能エネルギーの比が、通常の堆積層の場合に比べ、約 $\frac{1}{5}$ となり、きわめて小さい。

(4) 地質構造が複雑である。

等があげられる。(3)を改良するためには理論的にはエアガンアレイの長大化が考えられよう。

測線によっては水深の浅い海域でも、大陸棚から大陸斜面に移り変わる部分で、記録断面図上、海底下に低速度層(区間速度 1,600~1,800 m/s程度)の存在がはっきりと認められ、たとえばLine 4 などはそのよい例である。水深の深い地域(200~1,100m)での海底地形は起伏が多くきわめて複雑である。同時に、いくつかの顕著な反射事象は認められるものの深部構造も複雑で、その掌握は容易ではない。

当調査海域の特殊な地質構造を予測し、速度解析および多重反射の除去に関しては、特に留意してデータ処理を行ったつもりである。その結果、当初の目的であるJICA側受持測線長 200 kmを優に超える地震反射データの処理をともかく完遂し、通常重合記録断面図を作成することができた。

特殊処理については、不十分なハードウェア・ソフトウェアの性能、M.T.A.物探技術者がまだ自由にソフトウェアを駆使できないこともあり、約2カ月という限られた時間的制約の中では、一部の測線に対するタイムマイグレーション処理しか実施できなかった。

通常処理記録を縮図して図33(付図)に示す。

V-3-3 地震反射記録の解析

A 解析の目的

現在生産中のZonguldak炭田の主要炭層を含む古生代石炭紀層の沖合い海域における発達状況を断層構造等を含め、綿密に解析することを主目的とした。また解析作業の過程でM.T.A.物理探査技術者の解析作業に対する技術力の向上に協力することも目的の一部とされた。

B 解析方法

地震反射記録の解析は次の手順により進められた。(図34)

(1) 反射断面記録上に測線交点を記入、作業の当初M.T.A.が準備した測線配置図(ポス

ト プロット マップ)から各測線交点のショットポイント番号を読み取り、これを記録断面上に記入したところ、交点における海深が一致せず、ポスト プロット マップ作成上で大きな誤差のあることが判明した。このためM.T.A.物探部より測量班に計算値の再点検と修正を依頼したがこの原因究明にかなりの時間を要した。

ポスト プロット マップは解析手続上測線交点における反射時間のチェック等に関係して解析結果の精度に影響を与える重要な図面であるため、かなりの時間を要したとはいえ、再点検、修正の手続きをとったことはやむを得ない処置と思われる。

(2) 連続する反射面の検出

記録断面に認められる連続する反射波の検出を試みたが、日本国内で再処理した記録断面に比べると、反射信号の信号外雑音比がきわめて低い上に連続性に乏しく、作業は困難を極めた。これはM.T.A.の電算機システム(TIMAP 980-B, MATE-500ソフトウェアパッケージ)が機能的に日本国内で再処理を行った場合に比べて、パラメーターのコントロール等において自由度が少なく、制約のあったことや、最終的な記録のディスプレイが通常はモニター用として使用されているドット式静電プロッターであり、バリエブル エリヤ方式に比べて記録のコントラストがきわめて低いこと等に基因するものと思われる。

検出された反射波は、往復反射時間で0.2～2.3秒の範囲にわたる比較的浅部のもの(以下グリーン反射面と呼ぶ)と、これより下層の0.4～0.6 secの範囲に見られる反射面(以下ブラウン反射面と呼ぶ)の2面のみで、これよりさらに深部からの反射波は検出されなかった。

(3) 測線交点における反射時間の照合

交差する2つの記録断面上の交点において海底面からの反射時間、グリーンおよびブラウン反射面からの反射時間を照合した。地層の傾斜に急激な変化がない限り、交点における各面からの反射時間は全般的によく一致した。しかし場所によって反射記録の不透明な部分もあり、この場合は、確度の高い記録断面上の反射時間を基準とした。

(4) 測線グリッドによる反射面の閉塞チェック(図35)

これは、反射波列(line up)を記録断面上に記入する過程での誤りをチェックするために必要な操作である。図において、測線の交点a, b, c, dで反射時間が照合されたとすると、a点を出発点として測線107→b→測線3→c→測線106→d→測線4に沿って反射波列を追跡し、最終的に出発点aにもどった時の反射時間が、出発時の反射時間と一致するまで反射波列の追跡を繰返した。理想的なデータ処理が行われ

て、ある地層境界面からの反射波が孤立した単純パルスとして記録断面上に現れていれば、このような操作は比較的簡単に遂行できるであろうが、実際には反射波は縞状の波連 (train) をひいており、また断層等の不連続面も存在するので、反射波列の追跡は必ずしも容易ではなかった。

(5) 反射時間を平面図に記入

(6) 等時間線図の作成

以上の操作により、閉塞チェックされたグリーン反射面およびブラウン反射面のそれぞれの反射時間は、ポストプロットマップ (縮尺 1 : 50,000) 上にプロットされ、等時間線図が作成された。

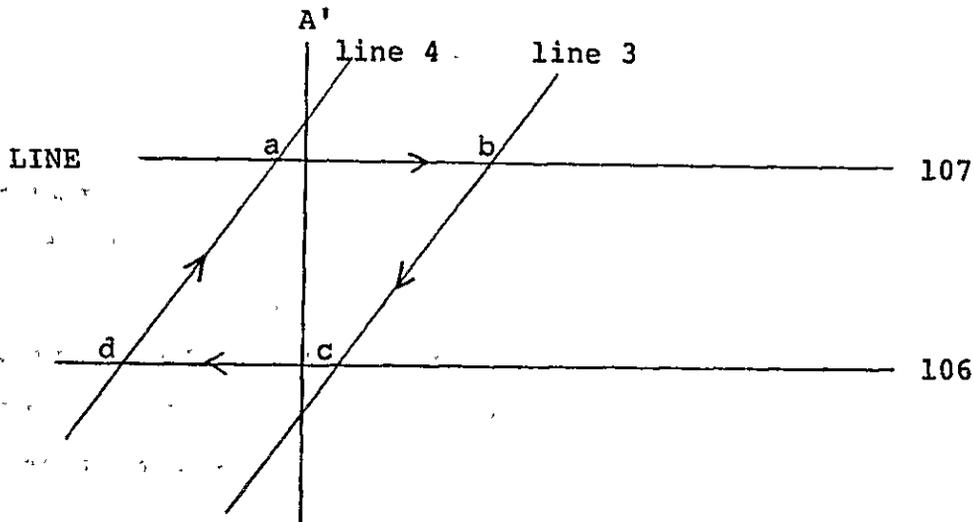


Fig. 35 Procedure of Reflection Line-up

- ① 測線交点 (a , b , c , d) における反射時間の照合
- ② 交点 a から Line 107 上に反射時刻を追跡
- ③ 交点 b における反射時間の照合
- ④ 交点 b から line 3 上に反射波列を追跡
- ⑤ 同様に順次、反射波列を出発点 a まで追跡する。

追跡した結果の a 点における反射時間が出発時の反射時間と一致しない時は、反射波列の追跡の過程のどこかで誤りがあったことになる。

(7) 等深線図の作成

等深線図の作成に当たっての速度仮定は、単純にグリーン面およびブラウン反射面までを、それぞれ 2 km/sec 、 4 km/sec として計算を行った。その理由は、前記のように反射と思われるイベントが少なく、多重反射が卓越しているために信頼しうる速度決定を Stacking 速度から求めることがきわめて困難であったためである。

1981年に日本国内で行われた再処理の場合も本海域では、同様な理由から速度決定ができず、5つの速度モデルを仮定して重合効果の結果から判断して最適と思われる速度を決めた。最終的には海底下が一様に $4,000\text{ m/sec}$ の速度仮定（速度モデル-K）を採用して重合処理を行った。しかし、今回の時間・深度変換には地表速度測定等の資料から上層のグリーン反射面までの平均速度値として 2 km/sec を採用した。

C 解析結果（図36および図37）

地震反射記録の解析により次の事柄が明らかにされた。

(1) 検出された反射面と、その地質層序との関係

反射面としては、往復時間で $0.2\sim 2.3\text{ sec}$ の範囲にわたるグリーン反射面と、これより下層で $0.4\sim 0.6\text{ sec}$ の範囲にわたるブラウン反射面が認められた。ブラウン反射面はグリーン反射面に比べて不明瞭であり、海岸線より $3\sim 4\text{ km}$ より沖合いでは検出することができなかった。陸域地質および両反射面がほぼ整合する構造形態から判断して、グリーン反射面は白亜系の上部の Biotite Andesite (Campanian Stage) 上面付近、ブラウン反射面は白亜系中部の Agglomerate (Santonian~Coniacian Stage) 基底面付近からの反射イベントと推定される。

さらに深部からの古生層上面からの反射波は調査海域内では残念ながら認められなかった。

(2) 反射面の層位的間隔

グリーンおよびブラウン反射面までの平均速度をそれぞれ 2 km/sec 、 4 km/sec とすると、両反射面の間隔は $700\sim 1,000\text{ m}$ 程度となり、全般的な傾斜は陸上部に見られる白亜系のそれとほぼ符合する。

(3) 推定される古生層の構造

前記のように、今回のデータ処理記録では、古生層からの反射波は認められなかったが、陸上地質調査による知見を採用すると、白亜系の構造的髙部の下部には古生界地層

が相対的に浅く存在することから、古生界地層も白亜系とほぼ類似の構造が見込まれる。

(4) グリーン反射面の構造形態

グリーン反射面（白亜系上部附近）の全般的構造を巨視的に見るとSW-NEの方向性を持ち、ほぼ海外線に平行するがZonguldakからKilimliにわたる沖合いではNNWの方向で沖合いに向う浅い一種のノーズ状のはり出しが認められる。また調査海域の北東部では、SW-NE方向のトレンドはW-E方向に彎曲する傾向が認められる。

一方、この近傍の陸域Flyös河口南西部海岸線付近ではNW-SEまたはW-Eのトレンドが認められ、このことからZonguldak炭田の白亜系はほぼ従来予想どおり、海岸線に平行する大背斜構造をなし、その北翼は海域部に存在することが推定される。

グリーン反射面は比較的、緩傾斜で北方沖合いに向って深度を増し、沖合い約4km付近から急激に深度を増す。前記の白亜系と古生界の相対的な構造関係が成り立つとすれば、炭層も沖合い3~4km付近から深度を増すものと推定される。

特に、Zonguldak炭田の北西と北東沖合いには2つの顕著な白亜系の半ベース構造状の深まりが認められ、その中間に前記の浅いノーズ状の張り出しが存在する。この張り出しは北方にゆるく沈降するもので、その両翼に半ベース状の深まりを伴うことは、白亜系の褶曲構造あるいは断層を伴う褶曲構造の一部を表現するものと思われるが、この解釈については後記する。

(5) ブラウン反射面の構造状態

ブラウン反射面（白亜系中部 Agglomerate 基底面付近）は海岸線から3~4km以浅の海域にのみ認められたが、この範囲ではグリーン反射面とほぼ整合関係にあり、全体的には海岸線と平行したトレンドを持っている。またKozlu-Zonguldak沖合でグリーン反射面と形状の似たノーズ状の張り出しが認められる。

すなわち、深度1,000mのレベルでは、Zonguldak炭田より南西部のIliksoからKirencikの範囲では海岸線より約2km、北東部のKilimli沖合では約3kmに位置するのに対して、Zonguldak沖合では約4km北北西に突出している。

ブラウン反射面は深度約1,200mまでは、比較的ゆるやかな傾斜で北西に向って深度を増すが、これより深い部分は反射波の検出が不能となる。これは、音響エネルギーの滲透が不十分なために、深度の漸増とともに反射波が検出されなくなったのか、あるいは構造的にこの付近から急激に深度を増すことに原因して、急に反射波が認められなくなったのか、反射波のパターンから判断することは困難である。

(6) Zonguldak 北方のノーズ状の張り出し

前記のように Zonguldak 北方沖合では、グリーンおよびブラウン反射面のいずれにもノーズ状の張り出しが認められるが、Zonguldak 北西部 Kozlu 沖合では、両反射面はよく整合しているが、北東部 Kilimli 沖合では等深線がかなりくい違っている。またこの部分よりさらに沖合のノーズ状、張り出し南西翼部には、不明瞭ながら断層状のパターンも認められる。この断層パターンは測線間に連続するような顕著なものではない。一方、陸域の Catal ağzi 付近には東西方向のゆるい走向断層が認められており、この断層西方への伸びは明確でないが、もし海域で NNW に方向を転じているとすれば、前記の張り出しの南西翼部に連続することも考えられる。このような場合はこの断層によって北東のブロックが衝上してこのような構造形態をつくる可能性もあろう。

(7) 重力探査結果との関係

グリーン反射面、ブラウン反射面とも重力探査の結果とは相関が見出せなかった。これは反射面が白亜系上部および中部の比較的浅部であるのに対して、重力異常をもたらす Density Boundary は、さらに深部に考えられているためと推定される。

(8) 磁気探査結果との関係

磁気探査の結果は本地域で最も帯磁率の大きい白亜系中部の Agglomerate (Santonian~Coniasian Stage) の構造を反映しているものと解釈された。これは地震反射のブラウン反射面に相当する。(ただし、ブラウン反射面は、Agglomerate の基底部)

磁気探査の結果からは、海岸線にはほぼ平行して 1~3 km 離れた位置に顕著な磁気異常が認められる。この異常帯の極大値の中心は地震測線 A-A', B-B', C-C' および D-D' 上では、それぞれ 2.4 km, 3.5 km, 2.5 km および 2 km になっており、Zonguldak 沖合に最も近い B-B' 上の極大値の中心が最も離岸距離が大きい。すなわち地震反射で認められた Zonguldak 沖合のノーズ状張り出しの傾向が磁気探査の定量解析にも認められる。

D 解析結果の要約

(1) 検出されたグリーン反射面およびブラウン反射面の 2 つの反射面は、それぞれ白亜系上部の Biotite Andesite 上面および白亜系中部の Agglomerate 基底面に対比されるものと思われる。

(2) 古生層からの反射波は検出されなかったが、陸上地質から判断して、古生層の構造は

白亜系とはほぼ類似の構造と推定される。すなわち白亜系の構造的高部の下には、古生層は相対的に浅く存在すると思われる。

- (3) 白亜系の全般的、構造形態はほぼ海岸線に平行したトレンドを持つが、北西部ではその方向をW-E方向に転じ、陸域地質を考慮に入れると、Zonguldak 炭田の白亜系は巨大な背斜構造をなし、その北翼は海域に存在するものと思われる。

白亜系上部では沖合、約4 kmまでは比較的ゆるやかな傾斜を持ち、これより沖合では急激に深度を増す。

白亜系中部の Agglomerate 基底部は沖合約3~4 kmまでは緩傾斜で深度を増すが、これより深部は不明である。

- (4) Zonguldak 沖合では、ノーズ状の張り出しが認められる。前記の白亜系と古生界の構造関係が成り立つとすれば、この部分では炭層もその周辺部に比べて浅部に存在することが推定される。

- (5) この張り出しは北方にゆるく沈降し、その両翼に半ベースン状の深まりを伴っている。これは白亜系の褶曲構造の一部を示すものかもしれないが、一方グリーンおよびブラウン反射面張り出し部、北東部でくい違う構造関係から判断すると断層を伴う可能性もある。しかし、反射記録の上では、このことを支持するような顕著な断層パターンが認められないので、断層を伴うとしてもきわめて低角度のものかもしれない。

- (6) 重力異常と反射記録の解析結果とは、特に相関が認められなかった。これは、重力異常がはるかに深部の情報を反映しているためと思われる。

- (7) 磁気定量解析の結果、現われた海岸線から1~3 kmの位置で、ほぼ海岸線と平行する顕著な異常帯は、ブラウン反射面 (Agglomerate 基底部) と相関が認められる。

V-3-4 海底部弾性波速度分布の解析

A 解析の目的

地震反射法で得られた原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、この結果と地質および地質構造との対応関係を調べることを目的とする。

B 解析方法

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に考える。

a) 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。

b) 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。

i) 同一速度層内では弾性波は直進する。

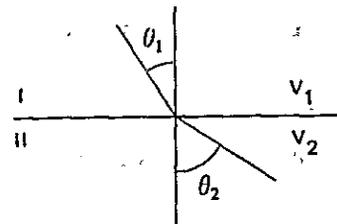
ii) 弾性波速度の異なる速度層の境界面で反射し、入射角と反射角とは相等しい。

iii) 弾性波が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



iv) 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。

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

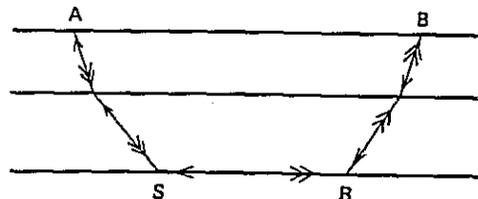
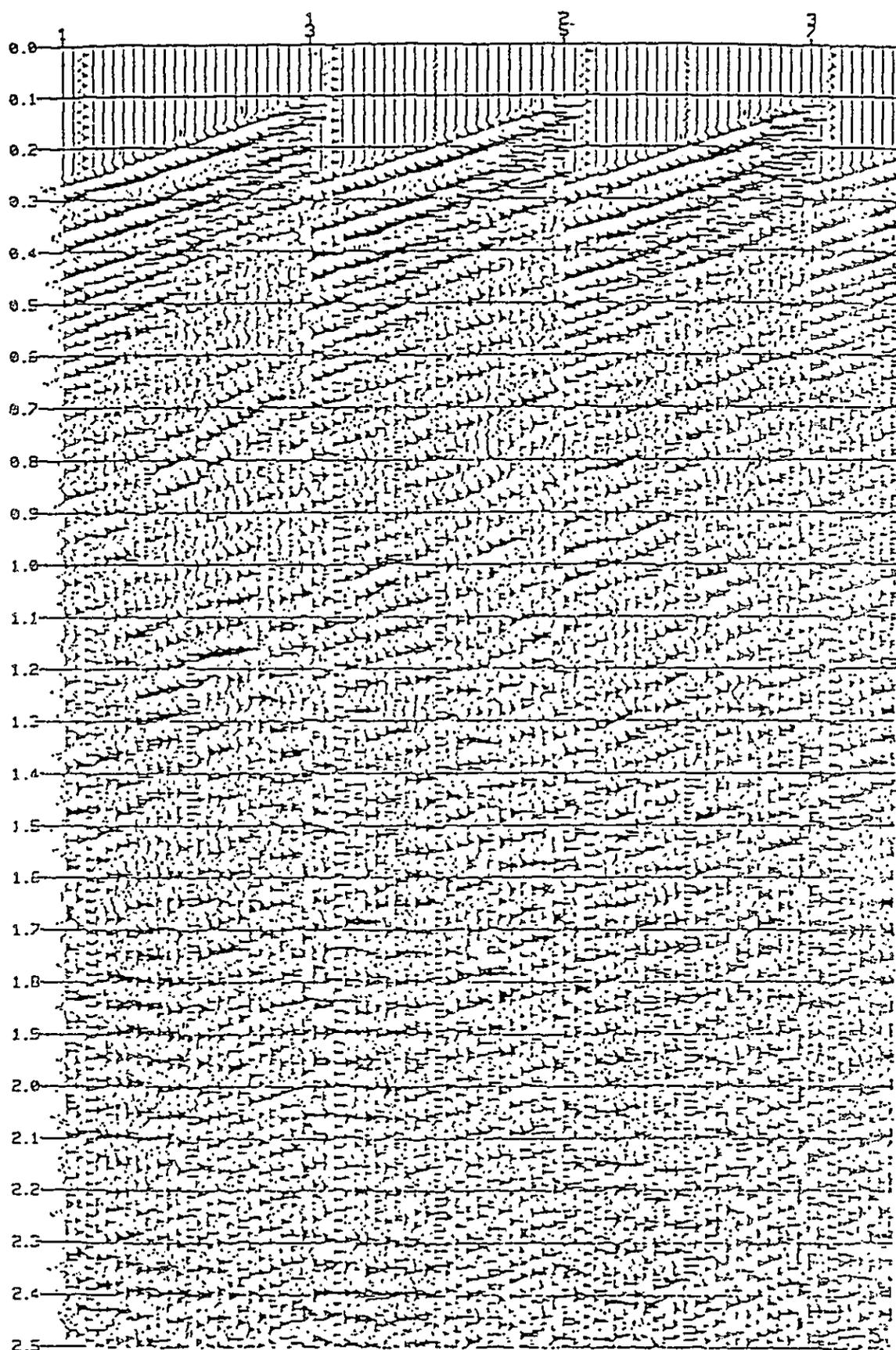


図38に初動読み取りに使用した記録の一例を示す。

通常、屈折法の解析では、震源で発生した弾性波動の中で、もっとも早く受振器に到達するP波の伝播所要時間（初動走時）を観測記録から読み取り走時曲線を作成して解析を行う。走時曲線図は横軸に震源から受振点までの水平距離をとり、縦軸に初動走時をプロットしたものである（図40）。反射法で得られた原記録から作成される走時曲線は片側走時のみである。屈折法の解析を行うためには上記IV)の性質を利用して、片側走時の終端走時から対応する反対方向の理論走時を求め、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層構造の場合について説明する。



(sec)

Fig. 38 Examples of seismic records

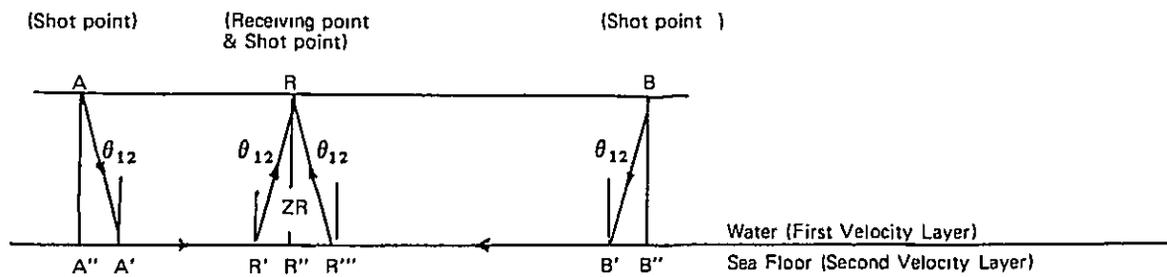
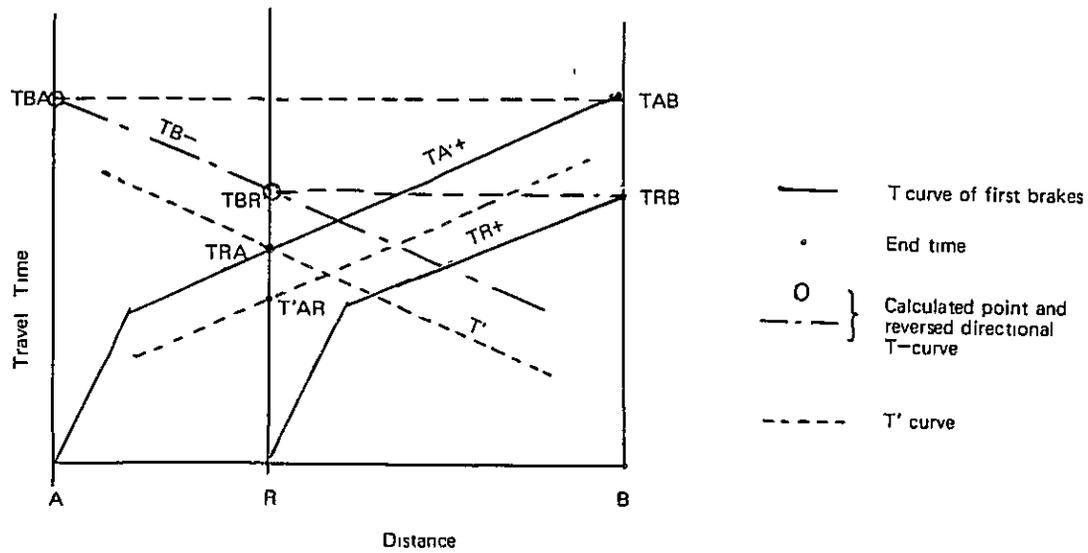


Fig. 39 Explanation of the T-D Curve & Velocity Section

いま

Z_R : 受振点 R における第 1 速度層の層厚

T_{AR} : 経路 A - A' - R' - R を通る屈折波の伝播時間

とすれば

$$T_{AR} = D_{1,2}(A) + D_{1,2}(R) + \frac{\overline{A'R'}}{V_2} \dots\dots\dots ①$$

ただし

$$D_{1,2}(A) = D_{1,2}(R) = \frac{Z_R \cdot \cos \theta_{1,2}}{V_1} \dots\dots\dots ②$$

ここに

$D_{1,2}(A), D_{1,2}(R)$: A, R 点下の V_1 層の層厚に関する時間 (Delay Time)

同様に

$$T_{AR} = D_{1,2}(A) + D_{1,2}(B) + \frac{\overline{A'B'}}{V_2} \dots\dots\dots ③$$

$$T_{RB} = D_{1,2}(R) + D_{1,2}(R) + \frac{\overline{R'B''}}{V_2} \dots\dots\dots ④$$

この A 点, B 点を発振点とする走時曲線 $T_A +$, $T_R +$ より, B 点におけるおのおのの終端走時 T_{AB} , T_{RB} を利用して, B 点を発振点とする走時曲線 $T_B -$ を作成すると

$$T_{AB} = T_{BA} \dots\dots\dots ⑤$$

$$T_{RB} = T_{BR} \dots\dots\dots ⑥$$

いま

$$DT = \frac{1}{2} (T_{AR} + T_{BR} - T_{AB}) \dots\dots\dots ⑦$$

とすると①~⑥式より

$$DT = \frac{1}{2} (T_{AR} + T_{RB} - T_{AB}) = D_{1,2}(R) \dots\dots\dots ⑧$$

となる。

R 点のはぎとり走時 T'_{AR} を

$$T'_{AR} = T_{AR} - DT$$

とおけば⑧式より

$$T'_{AR} = D_{1,2}(A) + \frac{\overline{A'R''}}{V_2} \dots\dots\dots ⑨$$

となる。この式の傾斜から V_2 が求められる。屈折法の解析結果には, 測定装置の性能による誤差, 初動の読み取りの際の人為的誤差, 解析方法における仮定条件による誤差, 海上探査の場合では位置測定による誤差などが含まれるが, この中では人為的読取誤差と位置測量誤差が大きいと考えられる。今回の解析誤差は一般的に 5~10%

程度と考えられる。

C 解析結果

C-1 解析量

(1) Zonguldak 地域主要地層弾性波速度測定調査（陸域）

反射法解析並びに海域屈折法解析結果の解釈資料とするため実施した。

速度測定調査および解析量は次の通りである。

測定地点 : 7カ所 (161 ~ 167 地点)

測線長 : 20 ~ 35 m × 7 測線

測線長合計 : 195 m

(2) 屈折法による解析量（海域）

反射記録を利用した海域部の海底面の弾性波速度分布の解析量は表 35 の通りである。反射測線のうち、屈折法解析可能な測線長は合計 186.75 km であった。

C-2 解析結果

(1) 主要地層の弾性波速度測定（陸域）

通常、地層の速度値は、地域内に掘られた井戸を使った音波検層（ガンマー線検層との組合せ）および主要層境におけるウエルシューティングデータによって得られる。しかし、本調査地域内で音波検層およびウエルシューティングを実施した井戸はない。一方、岩石サンプルについての P 波速度測定は、主要岩石について 1970 年、細野他によって実施されているものの、資料の得難さのため砂岩～石灰岩の固いものについてのみ実施されている。これら実験のデータは純粋の岩石のものであって、実際のインシチューの状態の地層の弾性波速度より早い値を示している。

今回の屈折法による地層の速度測定は、なるべく新鮮な平らな露頭において、長さ約 30 m の測線を設け、受振点間隔 5 m とし、20 lb. ハンマーの鉄板打撃発振法により、米国バイソン社製スタッカー式観測器（弱い初動信号を読みやすくできる方法が特徴）を使用した。表 36 に測定カ所とその結果得られた岩盤の速度を示す。

Table 35 Analysed Lines of Seismic Refraction Method

LINE		SPREAD of ANALYSIS	LENGTH (km)	DIRECTION of LINE	SEA DEPTH (m)	REMARKS	
JICA LINE	2	(S.P.-S.P.) 403-831	10.70	NE-SW	35-65		
	4	358-934	14.40	"	60-110		
	6	780-964	4.60	"	50-70		
	8	750-982	5.80	"	60-150		
	101 (1, 2, 3)	-40-402	11.05	ENE-WSW	45-60		
	101 (3, 2, 1)	222-1,338	27.90	"	40-70		
	103	0-280	7.00	"	30-140		
		768-1,750	24.55	"	25-200		
	105	712-870	3.95	"	30-100		
	107	-	-				DEEP SEA DEPTH
TOTAL			109.95				
MTA LINE	1	0-210	5.25	NE-SW	60-70		
	3	0-516	12.90	"	55-90		
	5	790-950	4.00	"	50-90		
	7	831-967	3.40	"	60-80		
	9	0-176	4.40	"	55-115		
	102	0-932	23.30	ENE-WSW	55-75		
	104	180-812	15.80	"	55-100		
	106	-	-	"	-		DEEP SEA DEPTH
	108	-	-	"	-		"
	A	226-290	1.60	NW-SE	55-200		
	B	46-138	2.30	"	70-100		
	C	300-404	2.60	"	50-80		
	D	240-290	1.25	"	60-90		
TOTAL			76.80				
G. TOTAL			186.75				

表 36 Zonguldak 地域岩盤弾性波速度調査結果一覽表

地点番号	位 置	地層(岩石)名	弾性波速度	測線長	備 考
№ 1	Kozlu川河口国道橋より 西 1 km Eregli 国道南 側カッターイング	Aptian 石灰岩	2.55 km/sec	30 m	地表に近いためと岩体に割目が かなり入り入っていてこれに表土が つまっていて低く出ている。
№ 2	Kozlu 南西 3 km, Beg- irmen ağızi の各西側国道 西側カッターイング	Vizean 石灰岩 (Sample 8111205.6)	2.10 km/sec (max. 2.5 km/sec)	30 m	同 上
№ 3	Kaskoy 西 国道北脇 Catal ağızi 火力発電所 切土跡	Turonian 海緑石 互層下部の上部	3.45 km/sec	30 m	最近のカット跡で表土がほとん どなく岩盤そのものの速度に近 いと思われる。
№ 4	Göbü-Turkali 国道 上南脇 Göbü 東約 1 km	Koniassian 凝灰 角礫岩	3.10 km/sec	20 m	岩体はやや風化しているが、表 土の割目への混入は少ない。 やや低目に出ていると思われる。
№ 5	Filyos 川西側国道西脇 Comlekeci 北約 1 km 水飲場横	Kampanian 黒雲母 安山岩(サンプル810805)	2.25 km/sec	20 m	岩体は 5~6 角の柱状節理が発 達している上地表に近く表土混 入により遅く出ていると思われ る。
№ 6	Zonguldak-Ankara 国道 Zonguldak 南東 約 15 km Karaman 付近	第三紀層砂質シルト岩	1.35 km/sec	35 m	地形開セキが進んでいて風化が 強く、地表に近いたためゆるん で低く出ている。
№ 7	Zonguldak-Ankara 新 旧国道分岐旧国道東脇 (Zonguldak 南東約 13.5 km)	Aebian プルマーマール層	1.75 km/sec	30 m	岩石は見た目にはわずかにゆる んだ新鮮なものであるが、地表に 近く割目はかなり入り入っている。 やや低目。

(2) 屈折法による解析結果(海域)

図40に走時曲線と速度断面図を示し、図41、42はその結果をまとめた海底面における速度分布図である。

解析結果の概要は次の通りである。

- a) 解析可能海域の海深： 25~100 m (一部最深200 m)
- b) 解析可能海域： 海岸から3~5 km迄の海域
- c) 検出速度値の範囲： 2.5~5.6 km/secの範囲で幅広い分布を示す
- d) 検出速度の分布概要：
 - i) 海岸から1~2 kmの範囲： 4.3 km/sec以上帯
 - ii) 海岸から2~4 kmの範囲： 4.0 km/sec以上帯
 - iii) ii)とiv)の間に100 m~1 kmの幅で 3.5~4.0 km/sec帯
 - iv) 海岸から2~5 km以上離れた沖合部で 3.5 km/sec以下帯

の概括的な速度分布帯がうかがえ、4 km/sec以上の高速度帯の中にも各所に3.5 km/sec以下の低速度帯が検出されている。

D 解析結果の考察

D-1 主要地層の弾性波速度測定(陸域)の解析結果の考察

表36の露頭弾性波調査結果は、露頭が地表に近いために見た目には新鮮な岩石からできていても、地表に出てきたための応力開放によるゆるみや、発破による割目等の他にもめによる割目等が入っていて、地下深部の状態に比べかなり遅い値をしめている。

しかしながらこれ等の値の岩石の違いによる相対的な値が得られたことは、地震反射・屈折の解析により得られる各層の速度の検討上、特に海底面に近い部分に存在する露頭の示す弾性波速度より岩石の種類を推定についてよい指針を与えるものと思われる。

いま、表36の地点番号A3 (Turonian海緑石互層下部の上部)の速度3.45 km/secが新鮮岩盤のときに5.0 km/secと推定し、他の岩種の露頭の速度を上記速度比に比例させて修正した速度を図43に示す。

この図の推定新鮮岩盤P波速度と細野(1970)による岩石サンプルのP波速度測定結果(図44)とを比較すると、

- a) 石灰岩のサンプル速度は6.5~7.0 km/secであるが、岩盤では亀裂の影響で3.0~3.7 km/sec程度の低速度となることも考えられる。
- b) Koniasianの凝灰角礫岩はほぼ同程度の速度を示す。

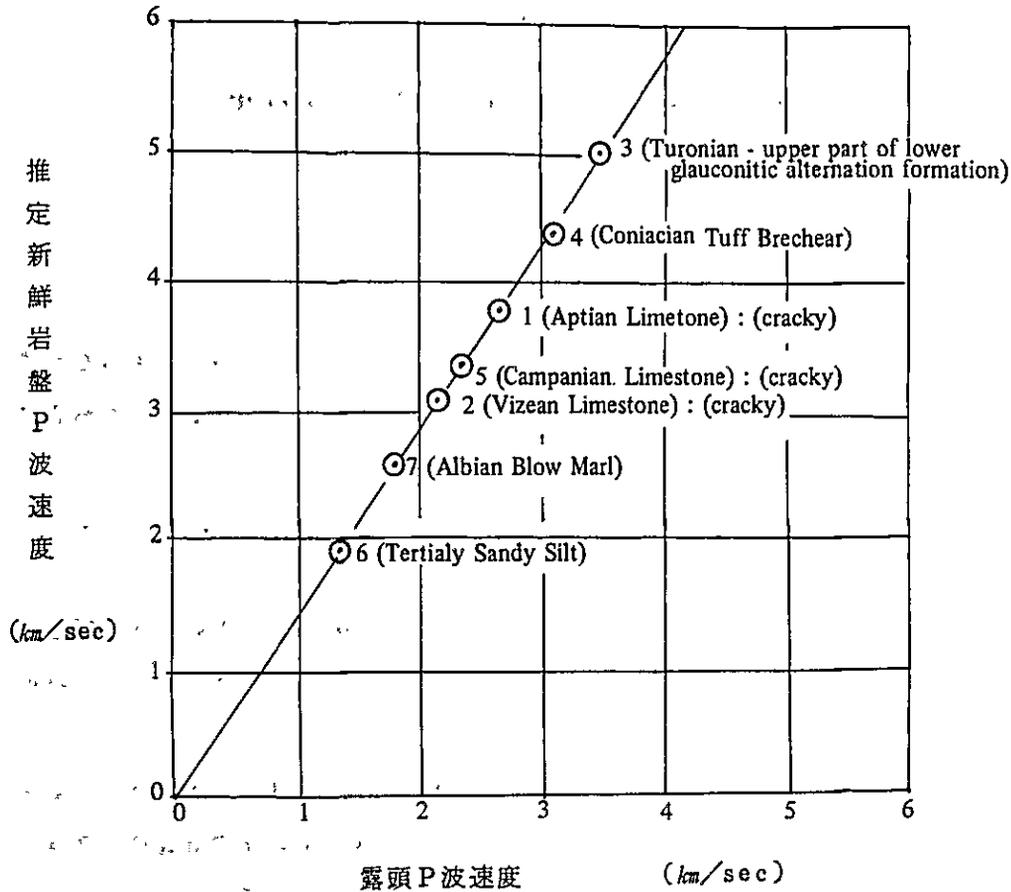
c) 安山岩類はほぼ同程度の速度を示す。

d) 砂岩類の速度はサンプルで $2.1 \sim 3.9 \text{ km/sec}$ の範囲であるが新鮮岩盤では 2 km/sec と低めに推定されている。これはもともと測定岩盤の風化が進んでいたためで、実際にはコアの速度程度の値と考えられる。

などの関係が推定される。

図 43 Zonguldak地区の露頭岩石速度と
サンプルP波速度の関係(仮定)

仮定条件：露頭の最大速度海緑石 3.45 km/sec を
平常速度 5.0 km/sec と推定し、他の岩
種の露頭速度はこれに比例させた速
度関係とし表示した。



注) 1. 露頭速度とサンプル速度は同一地点のものではない。

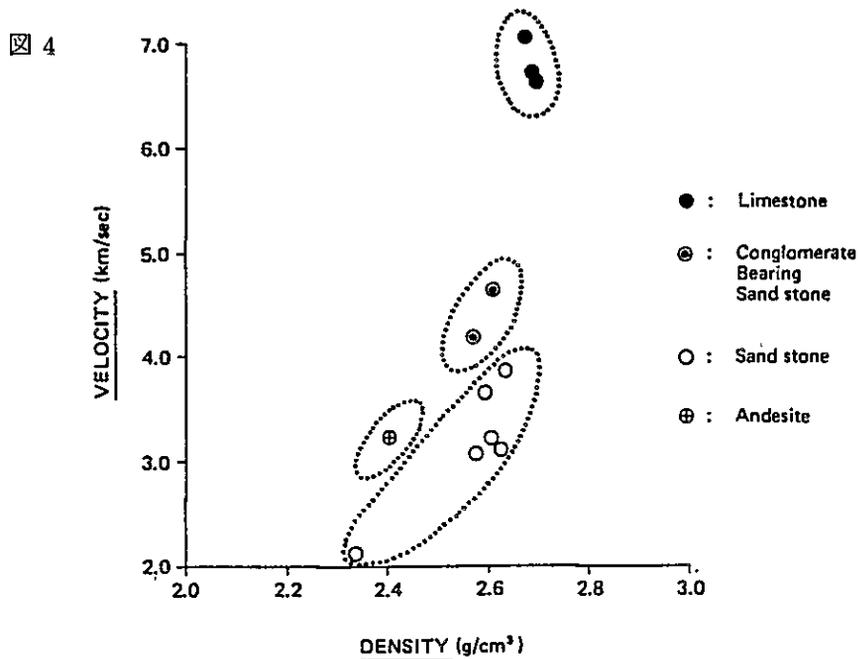


Fig. 44 Relation between Density and P-wave Velocity

D-2 屈折法による解析結果の考察(海域)(図42, 45, 58参照)

(1) 解析結果の弾性波速度

- a) 解析可能海域は、海深-100m程度までの海域である。
- b) 解析された海底面の弾性波速度は、調査法および解析精度からみて大略値を示すものである。ゆえに、全般的な速度分布を参考にして地質および地質構造を解釈する必要がある。
- c) 高速度帯の中の低速度部は断層または破碎帯と考えられる。また、場合により岩質変化もありうる。
- d) 調査測線の交点における速度値の違いは、一般に、測線方向が亀裂方向の場合には高速度に、測線方向が亀裂と交叉方向の場合には低速度に解析されていると解釈されよう。
- e) 陸上露頭における地盤の速度測定結果ではGlaucanitic Alternationが最も速度が大きい。高磁気異常軸に南接して認められる4.3 km/sec以上の高速度分布はGlaucanitic Alternation分布域に対応するものと推定される。

(2) 海底地形と海底面弾性波速度分布との関係

沿岸から2~4km沖合に海岸線とほぼ平行する3.5 km/secの速度境界線は、海底の大
陸棚部が急傾斜部に移向する境界部にはほぼ対応する。この境界線はまた、海深-100m

の等深線付近と対応している。すなわち、海底面の速度分布が解析された海域が、ほぼ大陸棚部に相当するとみてよい。

海底面の速度分布からは、大陸棚部で高速度の硬岩部が、また、海底地形の傾斜が大きくなる沖合部で 3.5 km/sec 以下の低速度の軟質堆積層が存在すると考えられる。

(3) 地震反射結果と海底面弾性波速度分布との関係

- a) 反射仮想層準（例えば図 36 のグリーン反射面のコンターライン）は海底面における 3.5 km/sec の速度境界線および海深 -100 m の等深線とほぼ同位置付近で平行関係にある。海岸から沖合 5 km 程度までの概略地質構造は、これら海底地形、海底面速度分布、反射層準の傾向との間には密接な関係があると推察される。
- b) 屈折解析海域の沖合域では、ところどころに反射波が検出されている。これは上部に低速度の新規堆積物が分布するためと考えられる。
- c) Kozlu 地区に分布する Kozluserisi の沖合の第 2 測線の西端部には反射波が検出されているので、この局部的地区の海底面下浅部には石灰岩の分布は考えにくい。

(4) 重力探査結果と地盤の弾性波速度分布との関係

重力探査結果と地盤の弾性波速度との間には、明瞭な相関関係は見出しにくい。しかし、Residual Gravity Map 中の海岸沿い Kirmi - Zonguldak - Ilisku を結ぶ北東 - 南西方向の高重力帯と、その北側 $3.5 \sim 4.0 \text{ km}$ の海域に、これと平行に走る低重力帯との間および、この高重力帯とその南側 $3 \sim 4 \text{ km}$ にほぼ平行に走る低重力帯との間の地域は弾性波速度 4.0 km/sec 以上の速度の地域であり、硬質岩が分布する浅部の地質構造を反映しているものと考えられる。なお、海域部の低重力異常軸は海深 -100 m 、速度 3.5 km/sec 、反射走時 0.5 sec の各コンターとほぼ同位置であり、この海域の地質構造を示唆しているものと思われる。

(5) 磁気探査結果と海底面弾性波速度分布との関係

陸域の高磁気異常軸と低磁気異常軸に挟まれた地区は Agglomerate の分布地区とよく対応することから、海域においても両磁気異常軸に挟まれた地区もまた Agglomerate の分布域と推察される。さらに、海底面速度分布からみて、Agglomerate 分布帯の沖合側北半部の 4.0 km/sec 線と低磁気異常軸とに挟まれた地区は凝灰角礫岩の潜在分布帯と考えられる。

(6) 地質と海底面弾性波速度分布との関係

すでに弾性波速度分布と地質の関係については述べてきたが、このほかに、探査資料から解釈される地質条件について述べる。

- a) 大陸棚境界部に見られる 4.0 km/sec 以下の速度帯または 3.5 km/sec の速度境界線より沖合の地区では、三紀層の軟質堆積物の分布地域と推定される。この境界線は、浅部反射層準のトランケイト部ともよい対応を示す。この 3.5 km/sec 以下の低速度部の一部は断層破碎帯に起因することも考えられよう。
- b) 海域における石灰岩推定域と、その沖合部の Glauconitic Alternation 分布推定域に挟まれた地区には陸域地質でみられる三紀層の Blue Marl, Glauconitic Sandstone, Velibey Sandstone, Marly Flisch 等の分布の可能性も予想される。
- c) 海岸線沿いに分布する石灰岩の海域部の分布範囲の推定については、陸域の石灰岩の速度が亀裂により新鮮な岩石サンプル速度よりも低速度になることから、海域部で 4.3 km/sec 以上の高速度域には、石灰岩が分布しにくいと考えられる。もし、 4.3 km/sec 以上の速度分布域に石灰岩が分布するとすると、これら高速度帯の一部は高磁気異常帯に属することになり磁性をもたない石灰岩の性質と相反することになる。この考え方を基に陸域の石灰岩分布域の海域への拡がり範囲を推定した。

V-3-5 重力探査の解析

A 解析の目的

陸上および海上重力探査データを、定性的および定量的解析し、この地域の地質および地質構造を解明するための一助とすることを目的とする。

B 解析方法

海域、とくに陸域に接した地域の地質構造調査では、地表地質が判明している陸域における調査結果と密接に関係を保って解析することが必要である。従って予備調査と同様、すでに実施済みの陸域の測定結果と今回の海域の測定結果を結束してこの地域全体の Bouguer 異常図(図46)を作成し、これを重力探査解析の基本図とした。

しかしながら、高度(または深度)補正のために採用された岩石の比重は、海域の2.67に対し陸域では2.40と大きな差異があった。限定された区域内で異った比重値を採用することは、解析にあたって混乱を生ずるおそれがあるので、比較的合理的と思われる陸域

の 2.40 を共通の値として採用し、海域のデータの再計算をおこなった。

また今回の測定値には、各測線とも測定器械に起因すると思われる大きな変動がしばしば認められたので、あらかじめ各測線の重力勾配の傾向を把握し、測線の交点における調整をおこなった上、Bouguer 異常図を作成した。

(1) 定性解析

Bouguer 異常図のみでは、地質図との対比が困難であることは推定されていたので、予備調査と同様、萩原の移動平均法を用いて余剰重力値を求めた。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 である。解析手順は、Bouguer 異常図上に探査目的深度に近い間隔で正方形格子網を作り、それぞれの格子点の Bouguer 異常値を読み取り、次式に代入して各格子点について 3 種の余剰重力計算をおこなうものである。

a) ノイズ構造の検出 (Noise Structure)

$$G_N(m, n) = g(m, n) - \frac{\sum_{i=m-1}^{m+1} \sum_{j=n-1}^{n+1} g(i, j)}{9} \dots \dots \dots (10)$$

b) 正規構造の検出 (Normal Structure)

$$G_M(m, n) = \frac{\sum_{i=m-1}^{m+1} \sum_{j=n-1}^{n+1} g(i, j)}{9} - \frac{\sum_{i=m-3}^{m+3} \sum_{j=n-3}^{n+3} g(i, j)}{49} \dots (11)$$

c) 倍構造の検出 (Regional Structure)

$$G_R(m, n) = \frac{\sum_{i=m-3}^{m+3} \sum_{j=n-3}^{n+3} g(i, j)}{49} - \frac{\sum_{i=m-7}^{m+7} \sum_{j=n-7}^{n+7} g(i, j)}{225} \dots (12)$$

すなわち、以上の計算は波長の異なる成分をそれぞれ、a) 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、b) 正規構造および、c) 倍構造はそれぞれ浅-中深部構造および深部構造の密度分布の情報として検出する。

ここに $g(i, j)$ は格子点の Bouguer 異常値を示し、 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よって等値線を描けば、3 種の余剰重力図が求められる。今回は格子間隔を予備調査時の 1 km に対し 0.5 km を、また前回の正規構造のみに対し正規構造および倍構造の 2 種類 (図 47 および図 48) の余剰重力図を作成し、より詳細な地質構造の把握につとめた。なおこの計算には M.T.A. 所属の重力磁気探査解析機 (General Purpose Interdata 8/32 Computer System) を使

用した。

(2) 定量解析

今回も予備調査に採用した2次元水平板モデルによる曲線照合法による定量解析を採用した。この手順は 図49 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。

すなわち、

P点の重力 $f_G(P)$ は

$$f_G(P) = 2G \cdot \theta \cdot \rho \cdot \delta \quad \text{..... (13)}$$

ただし

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

θ : P点で水平板の両端を挟む角

ρ : 水平板とその周辺の比重差

δ : 水平板の厚さ

で表わされる。

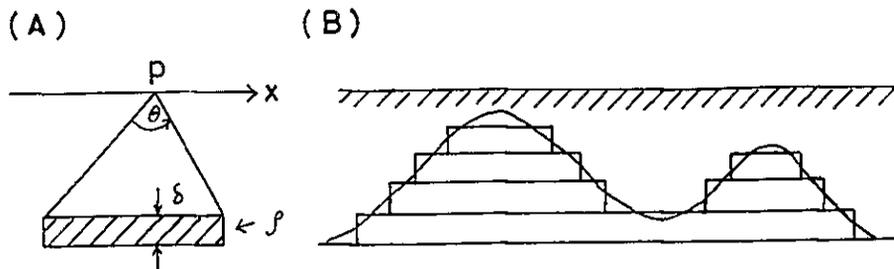


Fig. 49 Two-dimensional Horizontal Plate Model

推定地下構造断面を図49の(B)のように分割表示し、それぞれの水平板による重力値を合計すると、この構造による重力値が求められる。

上式で θ を度、 ρ を g/cm^3 、 δ を km で表をすと、Pにおける重力値(mgal)は、

$$f_G(P) = 0.2328 \theta \cdot \rho \cdot \delta \text{ となる。}$$

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 Bouguer 異常断面に合致するまで計算を繰り返すことによって、2次元の定量解析結果が得られる。

今回は地震探査測線のうち海岸線にほぼ直角方向のA、B、C、D各測線と、これらに平行に作成された地質断面のうち2本を選定して、水平板の厚さ0.25 km、比重差0.27を採用して計算された。この解析法は地質構造を把握のための目安となる。

この他、重力探査解析のための資料として、調査地陸域で採取した岩石をE.K.I.の研究室で測定された比重値、および予備調査でも引用した細野の報告書内の比重値を参考に解析した。(表37)

Table 37 Stratigraphy and Physical Properties of Rocks in Zonguldak District

System	Series	Formation	Symbol ⁽¹⁾	Thick-ness	Density		Susceptibility SI unit x 10 ⁻³			
					Hosono ⁽²⁾	E·K·I ⁽³⁾	Böjð et al ⁽⁴⁾	Hosono ⁽²⁾	Inoue ⁽⁵⁾	M·T·A ⁽⁶⁾
Tertiary	Eocene & Paleocene	Marl & Fish F.	PE	—			16			
Cretaceous	Maestrichtian S.	Chalky Marl F.	Krame	500 ^m ±		2.55			0.02~0.45	
	Campa-nian S.	Andesite F.	An	130 ^m ±		2.46	21.3		14.1~16.4	
		Marly Alternation F.	Krka	480 ^m ±					silt 0.21 mud- 0.07 stone ~0.11	
	Santonian & Cona-cion S.	Upper Agglomerate F.	Ag	380 ^m ±	2.39	2.55	29~55	73	25.1~62.1 (Max 81.1)	37.7~108
		Lower Agglomerate F.		250 ^m ±					Upper 28.3~31.3 Lower 17.1~25.1	
	Tulonan S.	Thin bed Marl F.	Krtu	0-50 ^m					0.05	
		Upper Glauconitic Alternation F.	Tup	170 ^m ±	2.36 2.51	10~21			0.91~6.3 (Max 14.1)	0.63~6.28
		Middle Glauconitic Alternation F.		200 ^m ±					3.78~4.56	
	Lower Glauconitic Alternation F.	250 ^m ±		0.10~5.71 (Max 10.5)						
	Senoma-nian S.	Upper Fish F.	Krse	100 ^m ±					0.05~0.07	
		Blue Marl F.	BM	130 ^m ±					0.15	0.63~0.88
	Albian S.	Calcareous Sandstone F.	KraL	200 ^m ±					0.05~0.07	
		Marly Silt Stone F.	Vs	200 ^m ±					0.05~0.11	
	Aptian S.	Lower Marly Fish F.	Kraps	450 ^m ±		2.63	0.24		0.05~0.07	
Aptian Limestone F.		Apl	200 ^m ±	2.69	2.71	0.2~0.5	0.3	0.00	0~0.8	
Barre-mian S.	Incüvez F.	Krba	30 ^m ±					0.02~0.09		
	Barremian Limestone F.	Bal	200 ^m ±		2.67 2.70	0		0.00~0.02		
Carbo-niferous	Westfa-lian S.	Karadon Conglomerate F.	Ka	300 ^m ±	2.32 2.56		0.25	0.6	0.07~0.11	0.6
		Kozlu Coal-bearing F.	Kw	700 ^m ±	2.56 2.61				0.12~0.22	
	Namuri-an S.	Fine-Medium Sandstone F.	Na		2.62		0.8			0~1.0
	Viséan	Limestone F.	Ve				4.4			
Devo-nian			Dev							

Note

- (1) Symbols used in the Geological Profile (compiled by Mr. Böjð)
- (2) Hosono M. et al. (1970) Report on Geophysical Prospecting of Offshore Area of Kozlu Coal Mine, Zonguldak Coal Field, Nittets Mining Consultants Co., Ltd
- (3) Measured By E.K.I members (Sampled by J.I.C.A team) measured with pignometer
- (4) Böjð.T. et al (1970) Technical Cooperation Report on Exploration of Offshore Area of Zonguldak Coal Field, Turkey
- (5) Measured by Inoue. (Chief of J.I.C.A team)
- (6) Measured by M.T.A members

C 解析結果

(1) 定性解析

a) Bouguer異常図(図46)

Zonguldakの南東約7kmの高異常域を頂点とする東北東-西南西に走る重力的背斜と、それとほぼ平行に海岸線より0.5~1.5km沖から始まる2.5~4.0kmの急勾配、さらに陸域において重力的背斜軸を対称軸とする急勾配がほぼ全域を支配する大きな傾向である。

その他、地域南西部の低異常域と、海域の沖側に見られる高、低両異常域が多少目立つ程度である。

b) 余剰重力図(倍構造)(図48)

i) 陸域では、Uzunburunを中心に東西に広がる高異常域があり、これがさらに東に延びて地域の東に認められる顕著な高異常域に接続する形を呈する。この顕著な高異常域に接して南東側に低異常域が認められる。

ii) 海岸線付近では、KilmiとÇatal ağziの間にある高異常域は、Zonguldakの西約2kmにある高異常域につづく。さらにIliksoを中心とする海岸線に沿った高異常域が見られる。この両高異常域にはさまってKozluから東へ延びる低異常域が東にのびている。

iii) 海域では、海岸線の沖合3~5kmに、海岸線にほぼ平行に中心をもつ低異常域が長くつづいている。この低異常域はKozlu沖合で中心軸が北東-南西に方向が変化している。

c) 余剰重力図(正規構造)(図47)

全般に(倍構造)における顕著な異常域は細分化され、中心位置が多少変化するものもある。

i) 陸域では、(倍構造)で認められたUzunburun中心の高異常域は中心が多少南にずれ、かつ分断されながら地域南東の多少顕著な高異常域につづく。この顕著な高異常域に接して低異常域も規模はかなり縮小されている。

ii) 海岸線付近では、Kilmi付近から始まる高異常域は、倍構造の場合よりさらに西に延びる傾向が見える。(倍構造)で見られたIlikso中心の高異常域は細分化されながら点在する。その他Kirencik中心に低異常域が明らかになった。

iii) 海域では、(倍構造)とほぼ同じ軸をもつ低異常域が広がっている。

またKozluの沖合の低異常域の軸の方向の変化も認められる。

d) 断面図(図51～56)

各断面とも、海域において急傾斜が計算された。

i) A-A'断面は、地震探査のA測線およびその延長に対応する。この断面では、海岸線から沖合0.4kmからの急傾斜が顕著であるほか、陸域側にも急傾斜が推定される。また海域の北西側では浅くなる傾向が見られる。

ii) B-B'断面は、地震探査のB測線およびその延長に対応する。この断面でも、海岸線より沖合1.5kmからの急傾斜が顕著に認められるほか、さらに沖合で多少隆起の傾向も認められる。陸域では、A測線と同様に南東落ちの急傾斜が推定される。

iii) C-C'断面は、地震探査のC測線およびその延長に対応する。この断面では、海岸線より沖合1.5kmから始まり、3km付近では 70° に近い傾斜となる。

iv) D-D'断面は、地震探査のD測線およびその延長に対応する。この断面では、海岸線より沖合0.6km付近から急傾斜が始まり、3km付近で最深部に達する。さらに4～6km付近では急に隆起する傾向が認められる。

v) E-6断面は、B-B'断面とC-C'断面の中間にあり、両断面にほぼ平行に作成したものである。この断面では、海岸線より沖合約1kmから急傾斜で沖に向かって落ち込み、5km付近から隆起の傾向が認められる。

vi) E-8断面は、C-C'断面とD-D'断面の中間にあり、両断面にほぼ平行に作成した。この断面では、海岸線より沖合約1kmから急傾斜で落ち込み、5km付近から隆起の傾向が認められる。

D 解析結果の考察

解析結果を陸域の地表地質調査結果と比較し、海域の地質構造を推定するために考察を行った。表37によれば、この地域に分布する岩石の比重には第三系以上および白亜系上部の岩石に多少低いものがあるほか、あまり差異はなく、むしろ白亜系下部の石灰岩は、石炭系上部の夾炭層より大きいようである。

(1) 定性解析

a) Bouguer異常図

前記のように、岩石の比重に顕著な差異が認められないので、Bouguer異常図のみから直接地質構造との関連性を求めることは困難である。僅かに地域南東に認められる等重力線の急勾配が南落ちの大きな断層と関連があること、およびその南東側の低重力域が第三系の砂岩等の分布に一致する等である。

また中央部の高重力域は、白亜系の各地層が緩傾斜の向斜構造を示している状況から、古生代の各地層が比較的浅部に存在することが推定される。

これらの結果から海域の地質構造を類推すると、海岸線にはほぼ平行に走る北西落ちの急勾配は、この付近に急傾斜または断層の存在を推定させる。またこの急勾配がZonguldak西側付近で屈曲している形状は、前記の急傾斜または断層を水平に移動させる別の断層の存在を推定させる。さらに沖合に広がる低重力域は第三系の地層の存在を示すようである。

b) 余剰重力図(倍構造)

i) 陸域では、Uzunburunを中心に東西に広がる高異常域は、石炭系Viseanの石灰岩の分布の一部を包括している。ただこの石灰岩の分布は、一部では低異常域の周辺にも存在することから、部分的には風化が進行している可能性もある。

この高異常域はさらに東にのびて顕著な高異常域に接続しているが、後者の高異常域は石炭系Viseanおよび泥盆系の石灰岩の分布に一致する。この顕著な高異常域に接して南東側にある低異常域は第三系砂岩等の分布に一致する。Çatal ağzi南、約3 kmの低異常域には白亜系のBarremianおよびApsianの石灰岩が存在するが、地質図では向斜構造の位置に相当するほか、岩石の風化の度合にも関連があるようである。Bouguer異常図で言及した南東側の大きい断層の位置は、おおむね0線と一致する。

ii) 海岸線付近では、Çatal ağziからZonguldakにつづく高異常域は、地表に露出する白亜系のApsianおよびBarremianの石灰岩の分布と一致する。この延長であるZonguldakの西の沖合の高異常域も上記の石灰岩が海域に広く分布していることを推定させる。同様にKozluから海岸沿いIliksoを経てその南西、約4 kmの間の高異常域も同時代の石灰岩の分布と一致する。Kozluの東、約2 kmの低異常域は、石炭系のWestphalianの夾炭層が分布している区域に相当する。従って夾炭層の比重が、白亜系および石炭系の石灰岩より低いことを示す。

なおこの低異常域はKozluの西において、上記の高異常域の軸の方向をずらす働きをしているので、断層の存在にも関係があるようである。

Ⅲ) 上記のⅠ)およびⅡ)の対比を基礎に海域を考察すると、海岸線にほぼ平行した急勾配は、このO線付近を中心として断層または急傾斜の存在が推定される。またこれに伴う低異常域では第三系の地層の存在も推定される。一方Kozlu沖に見られるO線の屈曲は、この付近に別の断層の存在も考えられる。

c) 余剰重力図(正規構造)

既述のように(倍構造)に比し、異常域は細分化されている。

Ⅰ) 陸域では、Uzunburun中心の高異常域は細分化されつつも東へ延びる。この高異常域は、Viseanの石灰岩分布の一部と一致している。ただZonguldak南、約6kmに見られる比較的高異常域は、白亜系Albianの石灰質砂岩層に当り、(倍構造)の図面にも見られるので、あるいは該地層が局部的に厚くなっている可能性もある。地域東部の高異常域およびそれに近接する低異常域およびそれに近接する低異常域およびそれに近接する低異常域は(倍構造)の場合と同じく、石炭系Viseanと泥盆系の石灰岩等の分布と第三系の地層の分布に一致する。またその間の断層も同様である。

Ⅱ) 海岸線付近では、Zonguldak西から東北東にのびる高異常域は、(倍構造)と同様地表に露出する白亜系のApsianおよびBarremianの石灰岩の分布と一致する。この延長であるZonguldakの西の沖合の高異常域も上記の石灰岩が(倍構造)の場合と同様に西北西に張り出す傾向が見える。またIlikso中心の細分化された高異常域もApsianおよびBarremianの石灰岩の分布と関係があるようである。その他Kirencik中心の低異常域はSenomanianの上部燧石層の分布とほぼ一致しているところから、この付近ではAlbian以下の層が多少深くなっているものと解される。

Ⅲ) 海域では、上記Ⅰ)およびⅡ)の推定を基礎に考察すると、海岸線に分布する高異常域に近接した沖側に低異常域が存在するため、この間に急傾斜または断層の存在を示す。またこの低異常域には第三系の地層の分布も推定される。Kozlu沖合に予想される断層は、海岸にほぼ直角であると思われる。

(2) 定量解析

各断面の陸域について、二次元水平板解析結果を地質断面と対比すると、主として白亜系 Albian 統付近の上面が、岩石の比重差の境界面に相当するように解釈される。この境界面の解釈は岩石の比重測定結果(表37)に反するものではない。ただ陸域の中央部における白亜系下部の石灰岩部分の削剝された区域では、石炭系の Karadon 層または Kozlu 層が比較的比重が低いため相対的に低い重力値を示すようである。

陸域における断層位置は、A-A'、B-B' 断面では明瞭に急勾配の中に見られるが、他測線ではあまり明らかではない。これらの推定を基礎に、海域における各断面について検討を行った。なお海域における地質断面は、推定層厚、地表に見られる各地層の傾斜等から推定されたもので、Dredging 等で確認されたものではない。従って今後物理探査結果および坑内試錐等の結果により逐次修正されるべきである。

- a) A-A' 断面では、浅部は概略地質断面における上記の地層境界面とほぼ一致する。この境界面はさらに深くなり、海岸線から約 4 km 沖合で深度 3,000m に達してほぼ水平となる。さらに約 8 km 沖合から若干隆起する傾向が見える。この断面からは急傾斜が断層を伴っているとは断定できない。
- b) B-B' 断面では、浅部は概略地質断面における境界面と一致する。この境界面は A-A' 断面と同様さらに深く海岸線より沖合 9 km 迄つづき、深度も 5,000m に達する。また 2.5 km 付近の形状からは断層も推定される。
- c) C-C' 断面では、浅部で地質断面と異った様相を呈している。すなわち 白亜系 Albian の石灰質砂岩は、沖合 1 km に露出するとされているが、重力断面では沖合 2 km 以遠まで浅い部分に高比重の分布が認められる。この原因は Zonguldak の西の海域に張り出した白亜系の石灰岩(AptianおよびBarremian)の水平方向の影響によるものと考えることが妥当である。
- d) D-D' 断面では、浅部では地質断面にほぼ一致しているが、海岸線から 3~4 km では非常に深く 7,000m におよぶ一種の地溝的構造を示すように計算された。あるいはこの付近にはさらに比重の小さい岩石(断層破砕帯を含む)が存在する可能性もある。
- e) E-6 断面では、浅部では地質断面にほぼ一致しているが、海岸線より 2 km 沖合付近では断層的形状を示している。5 km 沖合からはほぼ平坦になると解釈される。
- f) E-8 断面では、海岸線より 2 km 沖合に断層の様相を示している。3 km 沖合からはほぼ平坦になると解釈される。

(3) 検討結果のまとめ

各断面に対する地質断面との対比ではほぼ明らかなように、重力探査の比重差の境界面は、白亜系の中部～下部すなわち、Albian上部の石灰質砂岩上面から Aptian 石灰岩上面の間に存在する。重力探査の面からは Albian 上面とみなすことが妥当と思われる。

従って Bouguer 異常図は、これらいずれかの地層の等深線図と密接な関係をもつと考えられる。また余剰重力図の(倍構造)、(正規構造)の高異常域は、白亜系下部や古生代の石灰岩の分布と密接に関係していると推定される。その他石炭系の夾炭層の分布は、周囲より低い異常域を示す。この事実は予備調査時に指摘した炭鉱の位置の分布と重力的盆地構造の間の対応性についても説明できる。反面これらの地層が上部の地層に覆われている場合には、比重 2.67 の層の中に含まれていると解釈される。

V-3-6 磁気探査の解析

A 解析の目的

陸上および海上磁気探査データを、定性的および定量的解析し、この地域の地質および地質構造を解明するための一助とすることを目的とする。

B 解析方法

重力探査と同様、陸域に接した海域の地質構造を推定するためには、地表地質状況の判明している陸域の測定結果と密接な関係を保って解析することが必要である。

そのため既述の地表の全磁力測定結果に対して上方接続の手法を用い、海域における測定結果と陸域における空中磁気探査結果と対比検討した。上方接続の手法は種々あるが今回は M.T.A. で現在使用されている Peter の方法で計算された結果を使用した。その結果両者を結束することに対して特に矛盾はないことが確認されたので、地域全体の磁気異常図(図 50)を作成して解析の基本図とした。なお海域の測定では、測線の交点における値の間には大きな差異は認められなかった。

(1) 定性解析

予備調査時において、磁気異常図が地表地質調査とよく対比し得ることが判明していたので、今回もこの図をそのまま定性解析に使用し、特に I.G.R.F.(国際地球磁場 International Geomagnetic Reference)補正は行わなかった。

(2) 定量解析

重力探査で行った断面のうち数箇所について、前回使用した三次元定量解析法（津の方法）を適用した。この方法は三次元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、幅等を逐次修正して解析する方法である。今回はM T A所属の計算機で計算を行った。

以下に基本式を示す。

$$\Delta T(x, y, H) = J \cdot G(x, y, z) \dots\dots\dots (14)$$

$$G(x, y, z) = \left[\frac{\alpha_{23}}{2} \log \left(\frac{\gamma_0 - \alpha_1}{\gamma_0 + \alpha_1} \right) + \frac{\alpha_{13}}{2} \log \left(\frac{\gamma_0 - \beta_1}{\gamma_0 + \beta_1} \right) - \frac{\alpha_{12}}{2} \log(\gamma_0 + H) - \ell L \tan^{-1} \left(\frac{\alpha_1 \beta_1}{\gamma_0^2 + \gamma_0 H - \beta_1^2} \right) - m M \tan^{-1} \left(\frac{\alpha_1 \beta_1}{\gamma_0^2 - \gamma_0 H - \alpha_1^2} \right) + n N \tan^{-1} \left(\frac{\alpha_1 \beta_1}{\gamma_0 H} \right) \right] \begin{vmatrix} \alpha_u & \beta_u \\ \alpha_\ell & \beta_\ell \end{vmatrix} \dots (15)$$

ここに、

$$\alpha_1 = \alpha - x, \quad \beta_1 = \beta - y, \quad \alpha_u = L_x - x, \\ \alpha_\ell = -L_x - x, \quad \beta_u = L_y - y, \quad \beta_\ell = -L_y - y, \\ \gamma_0^2 = (\alpha - x)^2 + (\beta - y)^2 + H^2$$

また

H： 観測面から直方体上面までの深度

L_x, L_y ：直方体の半分幅

J： 直方体の磁強度

T_0 ： 地球主磁場の磁強度

ℓ, m, n ：直方体の磁気ベクトルの方向余弦

$$(\ell, m, n) = (\cos i \cdot \cos b, \cos i \cdot \sin b, \sin i)$$

L, M, N ：地球磁場ベクトルの方向余弦

$$(L, M, N) = (\cos I \cdot \cos B, \cos I \cdot \sin B, \sin I)$$

i： 直方体磁気ベクトルの伏角

I： 地球磁場ベクトルの伏角

b： 直方体磁気ベクトルの水平面への投影と正のX軸とのなす角

B： 地球磁場ベクトルの水平面への投影と正のX軸とのなす角

(図57)

なお、この地区の平均の地球磁場は偏角が東偏 2.5° 、伏角は 57° である。

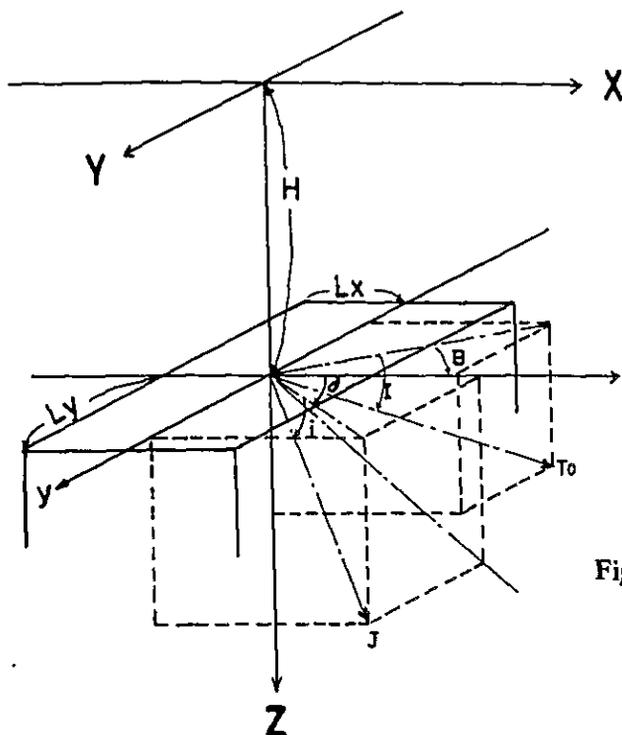


Fig. 57 Principle of Magnetic Analysis on Three-dimensional Prism Model

(地球磁場に任意の磁気ベクトルをもつ3次元直方体を斜から見たところ)

しかしながら、今回のように明らかに地層の傾斜が推定される場合には、計算上矛盾を生ずることが多かったため、あらためて長軸方向に無限に長く二次元で計算しても大きな誤差は生じないと推定される場所を主体に、Koulomzineの方法で再計算を行った。この方法は、全磁力を対数部分と逆正切部分に分けて図式により計算する方法で、原理的には、曲線から下の構造を推定することを除けば変りはない。これらの結果を重力探査の定量解析と併記して各断面に示した。

その他多くの人々によってこの地域の岩石の帯磁率が測定されているが、その結果もS・I単位系に換算して比重値と共に表37に示した。

C 解析結果

(1) 定性解析(図50)

全般的な傾向として、異常域を除けば陸域においては海岸に向かって30~50 gamma/kmの割合で増加している。

a) 陸域では、地域北東隅の海岸線付近に認められる小異常域につづいて、異常の中心を屈曲させながら地域南部の幅広い異常域にまでおよんでいる。この異常域の極大値と極小値の中心線はTurkoyの南東約3 kmの地点で交叉し、地域南部では海岸線側に

極小値が分布している。地域の南西部では東西に拮がる極小値の異常域が認められる。

b) 海岸線付近では、前記の小異常域のみが海岸線に直角に分布している。

その他 Zonguldak および Kozlu 付近と Ilikso 付近、さらに Kandilli 付近では、等磁力線間隔が周囲に比較して大きくなっている傾向が見える。

c) 海域では、Göbü 沖合で約 1 km、Zonguldak 沖合で約 3 km、Kozlu 沖合から Kirencik 沖合にかけて約 2 km おのおの海岸線から離れたところに極大値の中心をもつ大きな磁気異常の分布が認められる。

(2) 定量解析

各断面とも複数の、帯磁率の高い岩石に起因する異常分布を示す。

今回はその内の主たる異常分布を抽出調整して計算を行った。ただし一様に帯磁しているものとして計算されているので、磁性体の深度、幅、傾斜等は一応の目安である。

a) A - A' 断面 (図 51)

陸域では、南東側に幅広い磁性体が推定された。おそらくいくつかの磁性体の複合したものと考えられるが、変化があまり大きくないので、分離はできなかった。

海域では、海岸線より 3 km 沖合に中心をもつ主たる磁性体が計算されたが、その内側に同じく 0.4 ~ 0.5 km 沖合にも帯磁率の小さい磁性体の存在が見られる。

b) B - B' 断面 (図 52)

陸域では、主たる磁性体が南東側に計算されたほか、これに接して左側 (北西) に帯磁率の小さい磁性体の存在を示す。

海域では、海岸線より 3.5 km 沖合に中心をもつ主たる磁性体が計算されたが、その内側海岸線より 2 km 付近に帯磁率の小さい磁性体の存在が考えられる。

c) C - C' 断面 (図 53)

陸域では、南東隅に幅広い異常体があり、計算した主磁性体の左側に帯磁率の小さい磁性体のほか、右側には主磁性体と同程度の帯磁率をもつ磁性帯の存在を示す特徴がある。

海域では、海岸線より 2.5 km 沖合に中心をもつ主たる磁性体が計算されたが、この両側にも小さい帯磁率をもつ磁性体の存在を示す示徴がある。

d) D-D' 断面 (図 54)

陸域には大きな変化は見当らなかった。

海域では、海岸線より 2 km 沖合に主たる磁性体が計算されたが、このごく近くの海岸よりも磁性体の存在を示す示徴があった。

e) E-6 断面 (図 55)

陸域では、南東隅に幅広い異常域があり、主な磁性体の左側に小さい帯磁率をもつ磁性体の存在を示す。海域では、海岸線より 2.5 km 付近に中心をもつ主な磁性体のほかに、この右側にこれに近く接近して小さい帯磁率をもつ磁性体の存在を示す。

f) E-8 断面 (図 56)

陸域では南東隅に磁性体の存在を示す片鱗がうかがえる。海域では、海岸線より約 2 km 沖合に中心をもつ磁性体が計算されたほか、その右側に小さい帯磁率をもつ磁性体の存在が推定される。

D 解析結果の考察

解析の結果を、岩石の帯磁率測定結果を参考に、地表地質調査結果と対比検討し、これらを基礎に海域の地質構造を推定するために考察を行った。

(1) 定性解析 (図 50)

磁気異常図における全般的傾向については I.G.R.F. 補正を行えば消去し得ると思われる。

a) 陸 域

北東隅の海岸線に表われた小さな極大・極小の異常をもつ異常域は白亜系の Santonian ~ Coniacian の角礫凝灰岩の分布と一致する。これに近接した等磁力線の乱れは Turonian の海緑石状互層の分布地帯に当る。この小さな異常域は、極大値、極小値の値はいろいろ変化し、特に Turkoy の南東、約 3 km の地点では両者の中心線は交叉する様に見受けられる。またこれらの中心線は種々屈曲して地域の東側を南下する。この異常域も角礫凝灰岩の分布地帯に該当する。中心線の交叉およびそれによる逆転は磁性体の傾斜と地球磁場の伏角との関係からも推定される。

ただこの異常域の東側には安山岩が接しており、角礫凝灰岩による異常域に対して影響をおよぼしているようであるが、海岸付近を除いては分離は困難である。

地質図で認められる南東側の北東-南西に走る大きな断層に沿って安山岩が分布して

いるが、磁気異常図では小さな異常域として表現されている。地域南部に広がる異常域は、地質図によれば安山岩に起因するもので、これに近接して北側に角礫凝灰岩が分布する。この角礫凝灰岩は南西部まで広く分布しているが、南西端の一部を除いて大きな極値を示さず、ただ広い異常域を呈するに過ぎない。しかし安山岩と角礫凝灰岩の間には明瞭な区別がつけ難いものもある。

以上の考察から、磁気異常をもたらす岩石は、角礫凝灰岩、安山岩を主とし、海緑石互層がこれに続くものと考えられる。また角礫凝灰岩も、北部から南東部にかけては安山岩より帯磁率が高いか同程度であるが、南部ではむしろ低い場所もあるように考えられる。

b) 海 域

北東隅から南西隅に至る海岸線に平行に分布する大きな異常域は、陸域、特に北東隅の海岸線付近における分布状態から推定して、角礫凝灰岩に起因するものと解釈される。ただこの大きな異常域の陸側に小さな異常域が散見されるが、これは分布状況から見て海緑石互層によるものと解釈される。

このほか Zonguldak および Kozlu 付近、さらに Iluksu 付近の海域の等磁力線間隔の比較的広い部分は、Aptian および Barremian の石灰岩分布地帯と一致する。また磁気異常の中心軸の方向を変化させる Kozlu の西端の位置は、一つの断層の存在を示すようである。

(2) 定量解析

定量解析の計算は、主たる磁性体による影響とみなされる部分についてのみ実施され、小さな変化については調整、円滑化してある。

陸域における計算結果は、中心位置および傾斜は特に地質断面と矛盾しない。

a) A - A' 断面 (図 51)

陸域では、異常域は角礫凝灰岩と安山岩の集合体の位置に相当しているが、変化量が小さく計算できなかった。海域では、計算された磁性体は地質断面における角礫凝灰岩に一致している。また 0.4 ~ 0.5 km を中心とする小さな磁性体は海緑石互層と考えられる。

b) B - B' 断面 (図 52)

陸域では、主たる磁性体は安山岩に対比される。角礫凝灰岩も異常域形成に大きな役割を演じているが、分離して計算されるにはいたらなかった。

海域では、海岸線より 3.5 km 沖合を中心とする主たる磁性体は角礫凝灰岩と推定される。また 2 km 沖合に見られる小異常部分は海緑石互層と考えられる。

c) C - C' 断面 (図 53)

陸域では計算された主たる磁性体は安山岩の分布に一致し、その左側には角礫凝灰岩が小さな異常をもたらしている。また右側にも安山岩が存在し、主たる安山岩による異常の分布を乱しているようである。

海域では、計算された主たる磁性体は角礫凝灰岩と推定されるが、その両側にみられる小異常を起す磁性体は沖側が安山岩、岸側は海緑石互層によるものと考えられる。

d) D - D' 断面 (図 54)

陸域では、小さな変化の認められる区域は角礫凝灰岩の分布と一致するが計算はできなかった。

海域では、計算された主たる磁性体は角礫凝灰岩と推定されるほか、岸寄りにある小異常域は海緑石互層と思われる。

e) E - 6 断面 (図 55)

陸域で計算された磁性体は安山岩と角礫凝灰岩の集合体と見なされるが、変化が不規則で分離できなかった。

海域では、計算された磁性体は角礫凝灰岩と考えられる。この岸寄りの小異常域は海緑石互層と思われる。

f) E - 8 断面 (図 56)

陸域で異常の片鱗の部分は角礫凝灰岩に相当する。

海域では、計算された主たる磁性体は角礫凝灰岩と推定される。この岸寄りの小異常は海緑石互層によるものと考えられる。

(3) 検討結果のまとめ

解析結果を地質図および地質断面図と対比検討した。その結果この地域で磁気異常をもたらす岩石は主として角礫凝灰岩、安山岩および海緑石互層の三種類のようである。このうち海緑石互層は帯磁率が前二者よりも小さいため、前二者による磁気異常の変化を乱す程度である。安山岩は、陸域南部および南東部では断層に沿って南東側にあり、また南部では角礫凝灰岩と安山岩は接している。しかし地域北東部では地質上で明らかに角礫凝灰岩とは分離されているうえ、角礫凝灰

岩による異常は、その極大、極小の軸を Turkey 東南約 3 km の処で交叉させ海域の大きな磁気異常帯に続く形を示している。従って海域における主たる磁性体は角礫凝灰岩と判定できる。

この地域における磁気異常の原因となる岩石はすべて白亜系上部に属するものゆえ、石炭系の夾炭層はこれらの岩石に覆われていることとなる。全体が一つの大きな背斜構造を形成しており、白亜系自身が相当の厚さをもっているので、採掘可能区域は現段階では、磁気異常帯に囲まれた内部に限定されると解釈される。

Ⅴ 総合解釈および提言

第 2 章 外銷管理

V. 総合解釈および提言

VI-1 総合解釈

VI-1-1 海域の全体的地質構造

- (1) 地質踏査結果では、白亜系の各層はZonguldak市を中心として海岸にほぼ平行で東北東—西南西方向に走っている背斜群（西からAmurtcuk背斜部、Kozlu—Karadon背斜部、Amasura背斜部）を中心に、これ等を取り巻くように分布する（図6、7）。
- (2) 物理探査結果でも以下のように、この背斜構造の北翼が海域部に存在することが推定される。
 - a) 白亜系上部付近からの反射波と推定される反射面の全体的な構造形態は南西—北東の方向性を持ち、北方沖合に緩かな傾斜で落ち込むが、沖合3～4 km付近からこの面は急に深度を増す（図37）。
 - b) 海岸から3～4 km離れた大陸棚境界部から沖合部では海底面の弾性波速度が4.0～3.5 km/sec以下の低速度となり、速度解析された海域では軟質堆積層の分布が予想される（図42）。また、反射速度解析結果でも2 km/sec台の低速度が求められており、かつ、反射記録断面上の反射パターンからも軟質地層の存在が認められる（図33）。
 - c) これに反し、上記速度境界線より陸域側では全般的に4 km/sec以上の高速度を示す硬質岩の分布が認められる（表36、図42、43、44）。
 - d) Bougue異常図（図46）は、白亜系の中部～下部、即ち、Albian上部の砂岩層上面からAptian石灰岩上面の等深線に密接な関係をもつと考えられる。また、余剰重力図（図47、48）の高異常域は白亜系の下部や古生代の石灰岩の分布と密接に関係していると推定される。

なお、沖合に拡がる低重力域は第三系の地層の存在を示すようである。

VI-1-2 海岸線沿い海域部の背斜構造の地質および地質構造（図58）

(1) 石灰岩の分布域

- a) 海岸線沿いに分布する石灰岩の海域部への分布範囲の推定については、陸域の石灰岩の速度が亀裂により新鮮な岩石サンプル速度よりも低速度になることから、海域部で

4.3 km/sec 以上の高速度域には石灰岩が分布するとは考えにくい。もし、4.3 km/sec 以上の速度分布域に石灰岩が分布するとすれば、これら高速度帯の一部は高磁気異常帯に属することになり磁性をもたない石灰岩の性質と相反することになる。

b) Çatal ağzi から Zonguldak につづく高重力異常域は、地表に露出する白亜系の Apsian および Barremian の石灰岩の分布と一致する。この延長である Zonguldak の西の沖合の高異常域も上記の石灰岩が海域に広く分布していることを推定させる。同様に Kozlu から海岸沿い Ilikisu を経てその南西約 4 km の間の高異常域も同時代の石灰岩の分布と一致する。これらの解釈を基に海域の石灰岩分布の拡がりを推定した。

(2) Glauconitic Alternation の分布域

a) 海岸沿いの石灰岩分布域に北接して沖合の高磁気異常軸の間の範囲に分布すると推定される。

b) 磁気特性の面からは角礫凝灰岩より低い帯磁率を示し高磁気異常軸より南側の地域に分布し、その東縁は陸上部の Glauconitic Alternation に続く。

c) 地盤の速度測定結果では Glauconitic Alternation が最高の速度を示す。

4.3 km/sec の高速度帯の大部分が Glauconitic Alternation の分布域内にあり、高重力軸の位置の周辺に分布することも合理的である。

d) Glauconitic Alternation と石灰岩分布地域の間には局部的に白亜紀の

Senomanien 統の分布も考えられるが、データも少なく分布範囲は明らかでない。

(3) 角礫凝灰岩の分布

a) Glauconitic Alternation 分布域に北接して、高・低磁気異常軸の間の範囲に分布すると考えられる。

b) 調査地域の岩石の帯磁率は本岩が最も大きく、陸域の両磁気異常軸と本岩との分布は良い対応を示す。

c) 弾性波速度的には 4.0 km/sec 以上と推察され、4.0 km/sec 線と高磁気異常軸の間が本岩の海底露出部とみられ、4.0 km/sec 線と低磁気異常軸の間は海底面下の潜在域と考えられる。

d) 本岩の分布形態は、磁気異常曲線および高・低磁気異常軸の位置からみて、北側に傾斜するものと思われる。

(4) 安山岩の分布域

- a) 調査地域の磁気異常をもたらす岩石は主として角礫凝灰岩、安山岩および海緑石互層である。陸域の高・低磁気異常軸の間にも一部に安山岩の分布が見られることから、前記角礫凝灰岩に北接して局部的に安山岩の潜在が考えられるが、これを証明する積極的データは少ない。
- b) 反射記録断面図にみられる海底地形が凸凹構造に富む場所が角礫凝灰岩の潜在地域の周辺に対応しており、今後の検討が望まれる。

(5) 軟質堆積層の分布域

- a) 海岸から2～4 km沖合に海岸線とほぼ平行する3.5 km/secの速度境界線以北の低速度地域には、軟質堆積層の分布が考えられる。
- b) この速度境界線は、海深100mのコンターライン(大陸棚部から急傾斜部に移行する部分に対応)、グリーン反射面がトランケイトする位置(またはブラウン反射面の0.5 secコンターライン)、等とほぼ同位置であり、この海域の地質構造を示唆しているものと思われる。

(6) Zonguldak北部沖合のノーズ構造

- a) Zonguldak 北方沖合では、グリーンおよびブラウン反射面のいずれにもノーズ状の張り出しが認められる。この構造は磁気探査の定量解析結果にも認められる。陸域地質および両反射面がほぼ整合する構造形態から判断して、グリーン反射面は白亜系の上部のBiotite Andesite (Campanian Stage) 上面付近、ブラウン反射面は白亜系中部のAgglomerate (Santonian～Coniacian Stage) 基底面付近からの反射波と推定される。両反射面の間隔は速度解析の結果700～1,000 m程度となり、全般的な傾斜は陸上部に見られる白亜系のそれとほぼ符合する。

VI-1-3 断 層

(1) Bouguer 異常図によると

- a) コンターの密な個所(例えば図36南東部の北東-南西方向のコンター)は断層位置とよい対応を示す。
- b) この例と同様な解釈ではZonguldak 付近の海岸線にほぼ平行な急傾斜構造または断層は明瞭に認められる。
- c) また、この構造を横切るKozlu 付近の海岸線にほぼ直交する断層の存在も確度

高い(図46)。

- (2) Ilikso 北方の海域では、等磁力線が曲折しており、断層の影響によるものと考えられる。
- (3) 反射記録断面から断層位置および構造の判定は困難であった。
- (4) 海底面において局部的に低速度部が検出された。低速度部の地質的解釈は、一般的には地質の変化による軟弱層の分布および断層破碎帯の存在と考えられるが、測線間隔が若干あらいので、現段階で断層の延び方向を決定するには問題が残されている。

Ⅵ-1-4 炭鉱位置と重力結果との関係

- (1) 石炭系の夾炭層の比重は、その上・下の石灰岩の比重より低いことから、夾炭層が浅い処では重力異常値が比較的到低い値を示す。したがって坑口位置の分布が余剰重力図の重力的盆地状構造に集中することも合理的である。(図47, 48)
- (2) 一方、夾炭層が上位の高比重の地層に覆われている地域では、夾炭層は高比重帯(比重2.67の区域)の中に包括され、重力的にHighの地域となる。

Ⅵ-1-5 坑内試錐調査と地質構造

22926坑道 2号井の深度約45~65m間の擾乱帯は22926坑道 1号井との関係から北北西-南南東に走っており、その走向から判断する限り、Incirharman断層と判断される。

2号井の断層先深度69.15m以深、孔底(120.6m)までの約50mには拳大の大礫で特徴づけられるKaradon層が急斜(60~70°)して存在しており、これは0-300mレベル22727坑道におけるSimal断層先の70°前後で急斜したKaradon層約200mと対比される。ここから、Simal断層北側では、Kozlu夾炭層が同断層により落ちこんでいる(東部で約200m、中央部で約600m、西部で約700m以上)。したがってKozlu夾炭層最上部の稼行炭層であるBüyük層の賦存深度は-550~-700mとなり、かつ断層先ブロックの各層は北方に急斜している。

Ⅵ-1-6 埋蔵炭量の予想

Kozlu鉱Simal断層先の地質構造は(図25)においてKozlu層の最上部稼行炭層であるBüyük層の地下等高線図に示した。本区域におけるBüyük層以外の稼行可能炭層の存在の可能性は現存地学資料からは明らかでない。しかし、現稼行区域における主要稼行炭層が下からÇay(2~3段採掘)、Acilik(2段採掘)、Suluの3層であり、その他の

炭層は発達している部分のみ稼行している現状であるから Sulu 層と Büyük 層との層間が約 380m ある（図 28）ことから、直接の探査なしにはその存在は予想できない。したがって、Simal 断層先の区域における炭量の予想は頁 127～128 の前提により Büyük 層についてのみ行った（図 25 参照）。

この結果、表 30 に示す通り Büyük 層理論炭量として約 628 万トンが予想される。この中、既稼行区域深部の A ブロックのものは、その確認線よりの距離に応じて、確定、推定予想に分けるべきであるが、日本の J I S 試案をトルコの炭鉱に当てはめるべきかどうかについては論議があると思われるので、本報告では理論炭量のみ計上した。

Ⅵ-2 提 言

Ⅵ-2-1 炭量計算および坑内試錐調査

- (1) 既存の坑内地質資料と22926坑道より行ったボーリング結果とを総合して、Simal断層北側の地質ブロックに発達が予想されるKozlu夾炭層最上部のBüyük層の賦存状況につき検討し、非常に粗い精度ではあるが予想炭量として約630万トンを推定した。しかし、この炭量計算には種々の前提条件を設けているので、炭量確認は将来の課題である。
- (2) 22926坑道の2号井で逢着した断層をIncirharman断層と推定すると、その西側のSimal断層が同断層により北に転移し、その結果、同断層南側のブロックの占める範囲が広がるのでこの部分の炭量の増加が予想される。これに関しては-425 mレベル 22929坑道延先より水平ボーリングによる探査が必要である。
- (3) また、この区域の炭層は 50° 以上最大 80° 近い傾斜を示しており、採掘法は特殊なものとなることが予想される。さらに、大半が海域部になるので特に保安対策には慎重留意する必要がある。

Ⅵ-2-2 反射法に関する今後の問題点

探査の目的とする古生層上面からの反射波、さらには直接、石炭層からの反射波を推定することは今後の検討事項として重要と思われる。それには、開発計画調査中間報告書(物理探査部門-March 1981)で指摘されているようなデータ取得段階および処理段階における諸問題を本海域の特殊性を考慮の上、さらに検討を加える必要があろう。今回の解析作業を通じて、M.T.A.により取得され処理されたかなりの量の記録断面について綿密な分析を行ったが、その結果、下記の事項が問題点としてあげられる。

(1) 重合速度の精度

1981年に日本国内でテスト的に実施された再処理結果を見ると、かなり深部からの1次反射と思われるイベントが認められるのに対して今回の処理記録では、その部分に徴候が全く見られなかった。この原因は重合の効果が不十分であったためと思われる。重合の効果をあげるためには綿密な速度決定をしなければならないが、この点で本海域では反射面の数が少ない上に、地層速度が速いためC.D.P.アンサンブル間のmove-out time が小さく、重合速度分解能が低下してしまう。この解決策としては受振streamer cable長のなるべく長いものを使用することである。前回の報告書ではこの意味から600m長のshort cableよりも、1,200m長の

long cable を recommend しているが、今回の経験からはさらに長い（たとえば 2,400m 長 96 channels）cable の併用についても考慮すべきと思われる。

(2) 記録の display 方式

最終記録断面の表示法は反射波イベントの検出に關係して重要な要素である。現在、M.T.A.においては、dot 式 electrostatic printer (Gould 5,000) を display 装置として用いているが、inch 当り dot 数が少なく、記録のコントラストが悪い。transparent paper に variable area 表示の可能な display 装置の導入が必要と思われる。

(3) データ取得時におけるエア・ガン音源特性

高分解能探査を目的とする場合、音源出力は目的探査深度をカバーする範囲で、できるだけ小出力のものをを用いることが望ましい。

今回の記録は、total volume で 70 Cubic inch のエア・ガンにより取得されたものであり、前記のように適正な重合処理により、ある程度の質の改善は期待されるであろうが、深部の古生層上面、さらには炭層上面からの反射波を捕捉することを目的とした場合、果して十分な音響出力であったかは、検討の余地がある。本海域の特殊性として発振エネルギーの大部分が海底直下で反射され、地下に滲透するエネルギーは少ないこと、波線の臨界角が小さいことに基因して全体のエネルギーに比べて深部に滲透するエネルギーの少ないことを考慮すると、ある程度、分解能を犠牲にしても真の反射波信号をもたらす十分な音響エネルギーを反射面に送り込むことが先決と考えられる。

音響出力を高めることによる分解能の低下を補う一つ的手段としてエア・ガンの空気圧を現在の 2000 p. s. i. よりさらに高めることが考えられる。全体の音響出力はエア・ガンの空気圧と全容積で定まるので、音響出力一定の場合、高圧エア・ガンでは、全容積としては小容量ですむ。このような高圧、小容量のエア・ガンによれば、出力パルスの Built up time が短くなり、高周波成分に富む音響パルスが得られることになる。また、音響波線の入射角を大きくすることによって、地下に伝播するエネルギーの割合を高めるためには、エア・ガン アレイの全体の長さを長くすることも考慮に入れる必要がある。

以上のように、地下の探査目的深度（古生層もしくは炭層そのもの）からの反射波を捕捉するために必要な最小限度の音響エネルギーを地下に送り込むことを第 1 ステップとして考え、次のステップとしてこの反射波信号を保持しながら、分解能を高めることに努力がはらわれるべきであろう。

分解能については従来M.T.A.で実施されてきたデコンボリューション処理等のほかに wavelet 処理等の処理技術の向上をはかることが必要と思われる。

VI-2-3 断層追跡のための屈折法の調査および解析

屈折法を利用する海底面地盤の弾性波速度解析結果では、断層、破砕帯に対比される低速度帯が検出されている。しかし、この低速度帯の延び方向を決定するには測線間隔を今回実施の1,000m間隔からさらに500m、あるいはそれ以下に縮める必要がある。

また、解析精度を上げるためには、弾性波の初動が読み取りやすい観測記録を準備することは勿論であるが、将来は海域においても、往復走時記録が得られる調査法の実施が望まれる。

VI-2-4 技術移転について

坑内水平ボーリング技術移転については、7カ月以上にわたる試錐実施期間中にほぼその技術移転を行うことができたが、長尺ボーリング技術（特に水平ボーリング）の基礎技術修得のためには、トルコ側試錐技術責任者の日本における試錐技術およびその地質解釈等の研修訓練を行うことが望ましい。

昭和56年度

トルコ共和国ゾングルダック炭田海域部調査

岩石薄片顕鏡結果

東洋の政治小説

政治小説の歴史とその展開

政治小説の歴史とその展開

昭和 56 年度

トルコ共和国ゾングルダック炭田海域部調査

岩石薄片顕鏡結果

(06-02) augite - biotite andesite

(岩石学的特徴)

灰色で、やや変質した斑状安山岩質溶岩。

斑晶鉱物は、岩石全体の約 30% を占める。斑晶組み合わせおよびそれらの体積比は、plagioclase > biotite > augite > magnetite。色指数は、10 ~ 15。しばしば、plagioclase, biotite, magnetite は、集斑晶を形成する。多孔質で glass 質な石基組織を呈する。やや熱水変質を受けており、特に石基 glass で著しい。主な変質鉱物は、粘土鉱物 (nevicite, celadonite), 沸石鉱物 (mordenite) 等である。

(斑晶鉱物)

biotite : 板状の自形結晶。粒径は、 $300\mu \sim 2\text{mm}$ まで変化するが、一般に $500\mu \sim 800\mu$ 。多色性は、X = 淡褐色、Y および Z = 暗緑色。 $2V_x = 0$ 。累帯構造は、ほとんど認められない。しばしば、plagioclase, augite, magnetite とともに集斑状組織を形成する。まれに、plagioclase を湾入することがある。

augite : 短柱状の自形 ~ 半自形結晶。粒径は $300\mu \sim 1\text{mm}$ 。弱累帯構造あり。消光角は、 $20^\circ \sim 30^\circ$ 。弱多色性あり。しばしば、 80μ 以下の自形 ~ 半自形 augite や 50μ 以下の自形 magnetite を包有する。

plagioclase : 柱状の自形 ~ 半自形結晶。粒径は、 $250\mu \sim 1.8\text{mm}$ まで存在するが、平均 $600\mu \sim 1\text{mm}$ 。累帯構造は顕著。双晶は、アルバート式、カルスバード式、両者の複合式そしてアルバート集片式。結晶内部に塵状物質を含まず、清澄な結晶。集斑晶中に見られるものは、溶融形を呈し、虫食い状に 50μ 以下の不定形の colorless glass を多数包有する。時々、 80μ 以下の半自形 ~ 他形 biotite, 100μ 以下の自形 ~ 半自形 magnetite 50μ 以下の半自形 ~ 他形 augite そして針状 apatite を包有する。

magnetite : 四角形 ~ 三角形の自形 ~ 半自形結晶 ~ 他形結晶まで存在。粒径は、 $80\mu \sim 500\mu$ 。石基中に単独で斑晶として存在する場合よりも集斑晶中に産することが多い。しばしば、 50μ 以下の半自形 ~ 他形 plagioclase を包有する。

(石 基)

glass 質でやや多孔質な組織。mafic mineral がほとんど認められず、長針状の plagioclase が特徴的である。石基 glass は、sericite 化、celadonite 化が著しく、また気泡中には、mordemite や silica mineral (cristobalite) が生ずる。

(07-06) hornblende - augite basaltic andesite

(岩石学的特徴)

黒色で、比較的新鮮な斑状玄武岩質安山岩溶岩。

発泡は、認められない。斑晶鉱物は、岩石の 40 ~ 50% を占め、かなり斑晶質。斑晶組み合わせ、および各々の存在比は、plagioclase > augite > hornblende > magnetite。色指数は、約 20 ~ 25。少量ではあるが、石基鉱物として hypersthene が存在することから hypersthene rock series に属する。

(斑晶鉱物)

hornblende: 長柱状ないしは短柱状の自形結晶。粒径は、400 μ ~ 2.2 mm まで変化し、一般に 600 μ ~ 1 mm。まれに 1 cm に達する megacryst が存在。すべての結晶は、opacite rim を有するが、しばしば完全に opacite 化するものもある。まれに分解して augite, plagioclase, magnetite に置換される。弱累帯構造および双晶あり。時々、多片双晶もある。消光角は、15° ~ 20°。多色性は強く、X' = 淡褐色、Z' = 淡緑色。しばしば、150 μ 以下の半自形 plagioclase や 20 ~ 200 μ の半自形 ~ 他形 magnetite を包有する。

augite: 柱状 ~ 短柱状の自形 ~ 半自形結晶。粒径は 300 μ ~ 28 mm までで、ほとんどは 500 μ ~ 800 μ の範囲にある。累帯構造は顕著で、特に最外縁で著しい。双晶あり。弱多色性あり。砂時計構造が時々認められる。数個の augite の集合体をつくることもある。

250 μ までの四角 ~ 三角形の自形 ~ 半自形 magnetite や 150 μ 以下の半自形 ~ 他形 plagioclase を包有することが多いが、時々虫食い状に magnetite を包有することもある。

plagioclase: 柱状の自形 ~ 半自形結晶。粒径は、200 μ ~ 1.5 mm で、大部分は 400 μ ~ 500 μ に集中。一般に augite, hornblende 斑晶と比較して粒径が小さい。累帯構造および双晶は、ともに顕著、双晶はカルスバード式、アルバート式および両者の複合式である。結晶の内核もしくは結晶中に一定の帯状分布を示して多数の塵状物質が包有される type と、結晶全体が清澄な type の 2 種が観察される。前者は、常に清澄な最外縁を成長させている。時々 250 μ までの半自形 ~ 他形 magnetite や 100 μ までの不定形の brown glass を包有する。

magnetite : 四角～三角形の自形～半自形結晶。粒径は $80\mu\sim 400\mu$ まで。量的には、石基中の単独斑晶としてよりも、augite および hornblende に包有されたり、湾入したりする方が多い。時々 50μ 以下の円状他形の plagioclase を包有する。

(石 基)

細粒で intersertal 組織を呈する。石基鉱物の組み合わせおよびそれらの体積比は、plagioclase > colovless > augite > magnetite > hypersthene の存在は、まれ。

(10-03) hypersthene - augite andesite

(岩石学的特徴)

灰黒色で、比較的新鮮な斑状質安山岩溶岩。発泡は認められず、ち密な岩石。斑晶鉱物は、岩石の約 40% を占める。斑晶鉱物組み合わせおよびその量比は、plagioclase > augite > magnetite > hypersthene, 色指数は 15 ~ 20。hypersthene 斑晶が、きわめてまれであることが特徴。しばしば、plagioclase + augite + magnetite ならびに augite + magnetite の集斑晶が存在する。石基鉱物は、plagioclase, augite, hypersthene, glass で、久野の Vd. 型に分類され、hypersthene rock series に属する。

(斑晶鉱物)

plagioclase : 柱状の自形～半自形結晶。粒径は、 $300\mu\sim 1.2\text{mm}$ まで変化するが、一般に $500\mu\sim 700\mu$ 。累帯構造は顕著で、双晶は、アルバイト式、カルスバード式およびその複合式。結晶内に塵状物質を包有する type と結晶全体が清澄な type の 2 種存在する。前者は、塵状物質の分布が常に内核部に限定され、外縁部は清澄である。この塵状物質を含む内核は、外来岩片から分離した plagioclase が magma によって一部溶かされて形成されたものであるか、あるいは、初期に晶出した結晶が、晶出中期の magma の物理・化学条件の変化によって再溶融したものであるかのいずれかである。清澄な type のものは、magma の冷却過程の後期に晶出したものであり、塵状物質を包有する type の外縁部と同時期に形成されたのであろう。いずれの type も、しばしば、 100μ 以下の他形 augite や 50μ の他形 magnetite を包有する。

augite : 柱状ないしは短柱状の自形～半自形結晶。粒径は、 $400\mu\sim 2.4\text{mm}$ で、平均 $800\mu\sim 1.2\text{mm}$ 。累帯構造は、外縁部で著しい。双晶あり。消光角は、 $30^\circ\sim 35^\circ$ 。弱多色性もあり。

小粒径のものは、砂時計構造を呈するものがある。しばしば、 100μ 以下の半自形～他形 magnetite を包有する。まれに、calcite によって置換された augite の仮像が認められる。

hypersthene: 柱状の自形～半自形結晶。粒径は、 $500\mu\sim 1mm$ 。累帯構造は顕著。多色性なし。 50μ 以下の半自形 plagioclase や他形 magnetite を包有する。

magnetite: 四角形の自形結晶から他形のものまで存在。粒径は、 $150\mu\sim 300\mu$ 。粒径の大きなものは、しばしば集合体をつくる。まれに 20μ の他形 plagioclase を包有する。

(石 基)

細粒で、intersertal 組織を呈する。構成物の存在比は、plagioclase > colorless glass > augite \approx magnetite > hypersthene。特徴的に hypersthene が少量。

(12-02) hornblende dacite

(岩石学的特徴)

灰緑色で熱水変質の著しい斑状石英安山岩溶岩。斑晶鉱物は、岩石全体の約 20～30% を占める。斑晶鉱物組み合わせおよびそれらの体積比は、plagioclase > hornblende > magnetite > Quartz。色指数は約 10。極めて多孔質な岩石で、しかも glass 質な石基組織を有していたと思われるが、現在、石基の大部分は、熱水変質によって生じた鉱物によって置換されている。変質鉱物は、粘土鉱物 (sericite, saponite, celadonite), 沸石鉱物 (mordenite, analcime), epidote, pyrophyllite, carbonate 等である。この岩石は、肉眼において、特徴的に灰緑色を呈するが、これは粘土鉱物 (celadonite) が石基 glass を交代したり、アミグダルとして存するからである。

(斑晶鉱物)

plagioclase: 柱状の自形～半自形結晶。粒径は、 $300\mu\sim 1mm$ 。累帯構造および双晶 (カルスパード式およびアルバイト式) は顕著。ほとんどの結晶は、sericite 化しており、また一部 albite 化することもある。

hornblende: 柱状の自形～半自形を呈する緑色 hornblende。粒径は、 $250\mu\sim 800\mu$ 。弱累帯構造および双晶あり。消光角は、 $10^{\circ}\sim 15^{\circ}$ 。多色性は、Z' = 淡緑色、X' = 淡黄色。あまり変質を受けていないが、まれにクラックに沿って粘土鉱物が生ずる。

quartz: 半自形結晶が多く、しばしば他形を呈する。粒径は、 $300\mu\sim 500\mu$ で細粒。

magnetite: 自形～他形結晶。粒径は、 500μ 以下。しばしば plagioclase を包有する。変質して細粒鉄物の集合体になることがある。

(石基)

著しい熱水変質のため、原岩石基組織を推定することは困難であるが、おそらく多孔質で glass 質な組織であったと考えられる。石基 glass の大部分は、粘土鉄物 (celadonite, saponite, sericite。このうち大部分は celadonite。) によって交代されるが、しばしば、epidote, pyrophyllite が生じ、また気泡中には沸石鉄物 (mordenite, analcime) が生ずる。

(12-05) lapilli - tuff

(岩石学的特徴)

灰黒色で、やや熱水変質を受けた細粒 lapilli - tuff。構成岩石の大部分は、火山岩片から成るが、一部斑長質砂岩および augite, plagioclase 結晶破片を含む。火山 glass 破片は、ほとんど含まれない。熱水変質による変質鉄物は、粘土鉄物 (montmovillonite, chlorite, sericite, saponite), 沸石鉄物 (主に mordenite), pyrophyllite, carbonate, cristobalite 等である。熱水変質は、matrix において顕著。

(火山岩片)

火山岩片は、subangular ~ subrounded で、その粒径は、 $500\mu \sim 1mm$ で細粒。斑晶組み合わせから見た場合、岩石種は、augite basaltic andesite と無斑晶質 basaltic andesite だけから成るが、その石基組織から 4 種類に区別できる。

- ① glass 質石基を有する augite basaltic andesite および無斑晶質 basaltic andesite。他の火山岩片に比べて石基の変質が最も著しく、石基のほとんどが、montmovillonite および chlorite によって交代される。また斑晶 plagioclase の一部は、sericite および chlorite 化する。
- ② intersertal 石基を有する augite basaltic andesite 石基の glass のみが montmovillonite に交代する。斑晶 plagioclase は、一部変質して sericite, chlorite, calcite を生ずる。
- ③ 多孔質で intersertal 石基組織を呈する augite basaltic andesite および無斑晶質 basaltic andesite。気泡は沸石鉄物 (mordenite) および cristobalite によって充てんされる。

石基 glass は、熱水変質して montmorillonite および chlorite に交代する。

斑晶 plagioclase は、一部 sericite 化が進む。

- ④ 完晶質石基の augite basaltic andesite および無斑晶質 basaltic andesite。斑晶 plagioclase および石基鉱物 (augite, plagioclase, magnetite) が、まれに sericite 化および montmorillonite 化するだけである。

(matrix)

matrix は、微小火山岩片や pyroxene, plagioclase, magnetite の結晶破片によって構成されるが、火山岩片に比べて、より熱水変質が進む。特に plagioclase 斑晶は、sericite 化が著しい。火山岩石の粒間に沿って、しばしば pyrophyllite が帯状に生じている。

(13-08) 碎屑性石灰岩

(岩石学的特徴)

灰白色で、比較的粗粒な碎屑性石灰岩。主に石灰岩岩片から構成されるが、他には quartz, hematite, plagioclase, augite の自形～他形結晶が存在する。石灰岩岩片は、岩石全体の約 80% を占め、quartz は約 15%, hematite は約 5% で、plagioclase および augite は極めてまれ。また、生物起源の石灰岩岩片および結晶破片が存在するが、これらの間を石灰質セメントが沈殿団結したり、carbonate が晶出したりする。

(岩片)

石灰岩岩片は、その粒径が $300\mu\sim 3.5\text{mm}$ まで変化し、比較的粗粒である。個々の結晶粒は、極めて微細で一様にこって見える。時々、 1mm 前後のオーライトを除く大部分の石灰岩岩片は、subangular～angular であまり abrasion を受けていない。石灰岩岩片には、しばしば生物遺骸を含む生物源石灰岩認められ、それらは普通有孔虫石灰岩である。

quartz は、その粒径が 80μ 以下で破片状である。時々、珪質岩の破片である。一般に波状消光を示す。hematite は、最大 500μ であるが、大部分 200μ 以下の自形結晶である。

matrix 中の自成鉱物の場合もある。plagioclase は、約 200μ の結晶破片である。

弱累帯構造があり、アルバイト集片双晶が顕著。augite 破片は、約 150μ 。累帯構造が著しく、やや強い多色性を示す。(Z' = 淡褐色, X' = 淡黄色)。

(14-01) lapilli - tuff

(岩石学的特徴)

灰黒色で、変質の著しい細粒 lithic - tuff。構成岩片の大部分(90%以上)は、火山岩類から成り、他は plagioclase および pyroxene の結晶破片が占める。火山 glass 破片は認められない。火山岩片は、粒径が $300\mu\sim 7\text{ mm}$ の範囲(大部分は $1\text{ mm}\sim 4\text{ mm}$) にあり、一般に angular ~ subangular。岩石全体は熱水変質を受け、特に構成岩片の石基および岩石の matrix で変質が著しい。主な変質鉱物は、粘土鉱物(chlorite, montmorillonite, sericite), pyrophyllite, carbonate, cristobalite である。

(構成岩片)

構成岩片の岩石種は、augite, basaltic, andesite のみからなる(まれに無斑晶質 basaltic, andesite を含む)が、石基の組織から3種類の basaltic, andesite に識別できる。

- ① 多孔質で glass 質な basaltic, andesite。斑晶 augite および plagioclase は、クラックに沿ってあるいは結晶縁辺部において、sericite, chlorite, carbonate (calcite) に交代される。石基中の気泡には、silica, mineral (cristobalite) が生じ、また、石基 glass は、大部分が montmorillonite 化する。
- ② intersertal 石基組織を有する augite basaltic andesite。斑晶鉱物、特に plagioclase は chlorite, sericite, montmorillonite, carbonate 等によって交代され虫食い状構造を呈し、また時には仮像となる。石基鉱物は plagioclase, pyroxene, magnetite, glass であるが、いずれも montmorillonite, sericite 化が著しい。
- ③ 微少で byalopilitic 組織を呈する augite basaltic andesite。斑晶 plagioclase および augite は、しばしば chlorite あるいは sericite 化する。石基 glass は、chlorite, montmorillonite 化が著しい。

(matrix)

matrix は、火山岩類の微小岩片、珪質砂岩の微小岩片、そして plagioclase, augite, quartz, magnetite 等の結晶破片と、chlorite, sericite, montmorillonite, pyrophyllite, carbonate, cristobalite 等の熱水変質鉱物からなる。変質鉱物は、matrix の 60~70% を占める。また一般に岩片よりも matrix の方が変質の程度が高い。

(22926) No. 1 12.6 m sandstone

(岩石学的特徴)

灰色のリシック質砂岩である。岩石は、80～90%の砂粒物質と10～20%のマトリックスからなる。砂粒物質は、主に石英(約80%)、plagioclaseおよびalkali feldspar(約5%)そしてリシック(約15%)で構成され、feldsparよりもリシックの方が多い。リシック粒は、火成岩質のものがほとんどなく、一般にチャート質である。マトリックスの構成物質は、主に石英およびcarbonate(calcite)で、しばしばbiotite, muscorite, chloriteが出現する。

(砂粒物質)

quartz: 80 μ ～400 μ の他形結晶。abrasionをあまり受けておらず、一般にsubangular。しばしば波状消光を示したり、微粒の包有物を含む。

feldspar: alkali feldsparよりもplagioclaseの方が多い。100 μ ～500 μ でsubangular～subrounded。plagioclaseは、albite多片双晶を特徴とする。alkali feldsparは、2方向の非常に細かい多片双晶を示し、microcline ないしはanorthoclaseであろう。plagioclaseおよびalkali feldsparは、いずれも粘土鉱物化(sericite)が著しい。

(リシック)

リシックは、大部分潜晶質あるいは微晶質quartzからなり、チャート質である。しばしば、片状組織(quartz - schist)を呈するものがあり、片理面に沿ってchloriteやmuscoriteが生じている。

JICA