

富山トラフの変動地形・地殻構造調査[†]

浅田 昭*・加藤 茂**・春日 茂**

TECTONIC LANDFORM AND GEOLOGICAL STRUCTURE SURVEY IN THE TOYAMA TROUGH[†]

Akira Asada,* Shigeru Kato** and Shigeru Kasuga**

Abstract

Hydrographic Department of Japan conducted multichannel seismic reflection and refraction survey and Sea Beam bathymetric survey in the Toyama Trough extending northward in the southeastern margin of the Japan Sea. The purpose of the survey is to reveal the geological structure and tectonic landform of the Toyama Trough and to confirm the hypothesis that the Toyama Trough is a subduction zone.

Another purpose of this study is to establish a refraction survey system using ocean bottom seismometers for revealing deep crustal structure, and to develop new method for image mapping of Sea Beam bathymetry which clearly shows topographical feature caused by tectonic deformation.

Seismic profiles across the Toyama trough do not support the presence of distinct subduction zone along the trough because the basement of the trough is not traceable beneath the Sado Ridge. This suggests that the Toyama Trough is different in geological feature from typical subduction zone such as the Japan Trench or the Nankai Trough, where subducting oceanic basement is clearly traceable beneath the overriding plate in seismic profiles. Further, seismic profiles show that the sedimentary layers thicken to the east in some places and to the west in the other places. These features indicate that convergent plate boundary is not present, or only extremely incipient plate boundary is present along eastern margin of the Toyama Trough. However, the tectonic landform and geological structure characterized by the presence of active reverse faults indicate that Toyama Trough has been subjected to compressional stress.

1. はじめに

1985年度～1987年度にかけて、科学技術庁の科学技術振興調整費による中部日本活構造地域の地震テクトニクスに関する研究—第I期—が実施された。本稿はこの研究の一環として水路部海洋調査課が行った富山トラフ周辺海域の地殻構造及び変動地形調査の結果について報告するものである。

研究全体としての位置づけは、フィリピン海、太平洋、ユーラシアの3プレートが会合するとともにフォッ

[†] Received 1st February 1989

* 海洋調査課 : Ocean Surveys Division

** 大陸棚調査室 : Continental Shelf Surveys Office

サマガナが存在する活構造地域となっている中部日本及びその周辺海域、すなわち①日本海東縁部（富山トラフ周辺海域）、②フォッサマグナ周辺部、③陸域のプレート会合点付近、④海域の三重会合点付近において、各政府調査機関の協力により地殻構造及び地殻応力等に関する様々な調査研究を集中して行い、多角的、総合的に検討を行うことにより、この地域の地震予知研究の推進を図ることを意図したものである。

2. 調査の目的

本研究はフォッサマグナ西縁線の北方延長部に位置する富山トラフを中心として、この地域の海底地殻構造及び変動地形を解明し、地震発生との関連を明確にするための手掛かりとなる資料を整備することを目的とした。富山湾から佐渡島周辺海域において、海底下の地殻構造を明らかにするためにマルチチャンネル反射法音波探査及び屈折法音波探査を、海底の変動地形を明らかにするためにシービームを使った海底地形調査を実施した。富山トラフは富山湾、富山深海長谷等からなる特異な海底地形を呈しており、海底の活断層と合わせ、地殻変動との関連を調査することは重要な点である。また、富山トラフの地殻構造として、特に注目した点は、プレート収束境界の可能性としての構造を裏付けるデータを得ることができるか、糸魚川一静岡構造線の北方延長に位置することから、トラフを隔てて東西に構造的にどのような違いがあるのかという点である。

これに合わせ、地殻構造及び変動地形を解明する新しい調査手法及び解析処理方法の開発を行うこと等、今後の海底調査の技術的發展を図ることを副次的目的とした。海底地殻構造については、従来のマルチチャンネル反射法音波探査に加え、新たに海底受信型屈折法による音波探査システムを整備し、両探査法を組み合わせる事により、より深部まで、かつ、信頼度の高い構造断面を得るための調査手法及び処理システムを完成させることとした。海底地形調査については、近年シービームの導入により詳細に海底の地形を調査できるようになった。さらに、コンピュータ処理によるシービームデータの処理手法の研究も進み、海底の等深線図作成を始めとし、視覚的に海底の状況を簡単に捕らえることのできる3次元イメージマップ等の処理ソフトの開発もされている（浅田，1986）。本研究では、更に処理ソフトを改良することにより海底地形から地殻変動による構造的特徴を浮かび上がらせる手法を開発、活用することもねらいとした。

3. 調査の手法

(1) 海底地殻構造調査

計画の初年度に海底屈折波受信装置の整備、2年度に現地調査、3年度に解析処理を行った。当水路部では、過去ソノブイ式屈折波受信装置による屈折法音波探査の研究を行った事があるが、同方式ではソノブイの位置が海流で流されるため解析上誤差を生じること、海面で受信するため雑音が多くS/Nが良くない等の理由により、今後期待されている海底設置型の屈折波受信装置のシステム整備を行うこととした。わが国では、既に海底設置型の屈折波受信装置が幾つか開発、実用化されている段階にあり、水路部では、東京大学地震研究所の協力により、同研究所で開発、使用されていたデジタル式の海底地震計（笠原他，1984）を基本モデルとして整備、使用することとした。整備した屈折波受信システムは、時刻制御部、船上切離し部、海底収録部から構成され、以下の仕様とした。なお、現在は、信号のダイナミックレンジを拡大するため16ビットA/Dコンバータの採用、115MB光ディスクを使って計測値をそのまま収録する方式に改造されている。詳細については、別の機会に報告する。

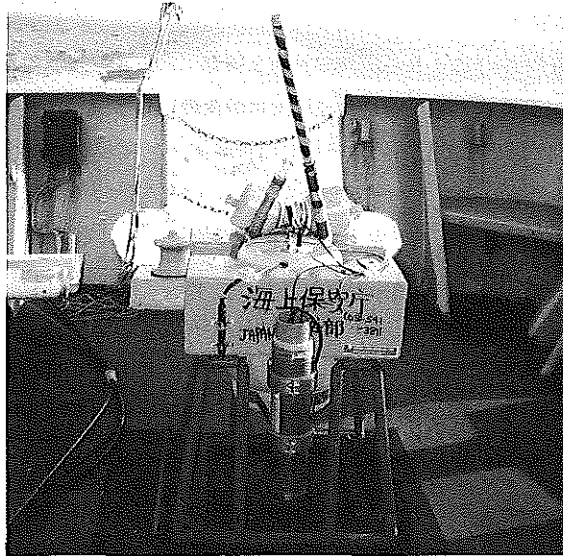


Photo 1. Ocean-Bottom Seismograph and Hydrophone (OBSH) .

〈海底屈折波受信システムの仕様〉

・海底受信装置 (写真1)

測線上の海底に予め設置し、調査船で曳航しているエアガンから発振された音波が海底下の地層中を屈折して伝わってくるのを受信し、ADPCM音声圧縮法により、カートリッジテープにデジタル収録する。

使用最大水深	耐圧6000m
センサ	3成分振動計 (MARK PRODUCT L-22E) ハイドロホン (BENTHOS AQ-18 & AQ-201改)
トリガ方式	受信信号のショートタームの積分値とロングタームの積分値の比による判定
サンプリング周波数	200又は400Hz
A/D変換	12ビットA/D変換
データ圧縮	12ビット数値を4ビットに圧縮 (ADPCM)
収録媒体	15MBカートリッジテープ
切離し方式	ステンレス線の電触切離し機構 (東京大学地震研究所特許取得方式)
浮上確認	ラジオビーコン、フラッシュライト

・船上切離し指令装置

音響を使い海底に設置した海底受信装置の切離し機構を動作させる指令装置である。

応答距離	8500m
信号コード選択	8種 (10KHz音響コード)
機能	呼出し応答、距離測定、切離し指令

・時刻制御装置

海底受信装置の時計を設置前にセットし、海底受信装置の回収時における時間のドリフト量を計測し、後処理で発振時刻のドリフト補正を行う。時計は、セシウム又はルビジウム周波数標準器からの100kHz信号で正確に作動する。調査中にはエアガンの発振パルス0.1ms単位で計測し、正確な発振時刻をRS-232C信号で

出力し、パソコンで受取り収録する。

システム整備後、測量船「拓洋」により、実海域試験を実施した。試験海域の水深は約200mであったが意外と海水の底層流が大きく、回収用に取り付けた海底受信装置の逆U字型のフックが底層流で振動を起し、センサーに大きな雑音として混入してしまい、微弱な屈折波信号が検出できなかった。このため、このフックを取り外し、代わりに10mのナイロンテープを巻き付けた小型ブイを切離し部に付けた。切離しが掛かるとこの小型ブイが装置から離れ、ロープが解けて、海面上で簡単に揚取できるように改良した。

調査測線は第1図に示すように、佐渡島を狭んで南北に一本ずつ2本の東西方向測線A、Bを設定し、A測線については発振間隔50mのマルチチャンネル反射法音波探査と屈折法音波探査を同時に実施した。B測線については発振間隔50mのマルチチャンネル反射法音波探査と、同音源による発振間隔150mの屈折法音波探査を別々に実施した。マルチチャンネル反射法音波探査の調査仕様は以下の通りである。

〈マルチチャンネル反射法音波探査〉

使用測量船	開洋丸	990.82 t (佛石油資源開発船籍)
警戒船	第10海工丸	241.30 t
音源	BOLTエアガン23個 (3223in ³ , 138kg/cm ²)	

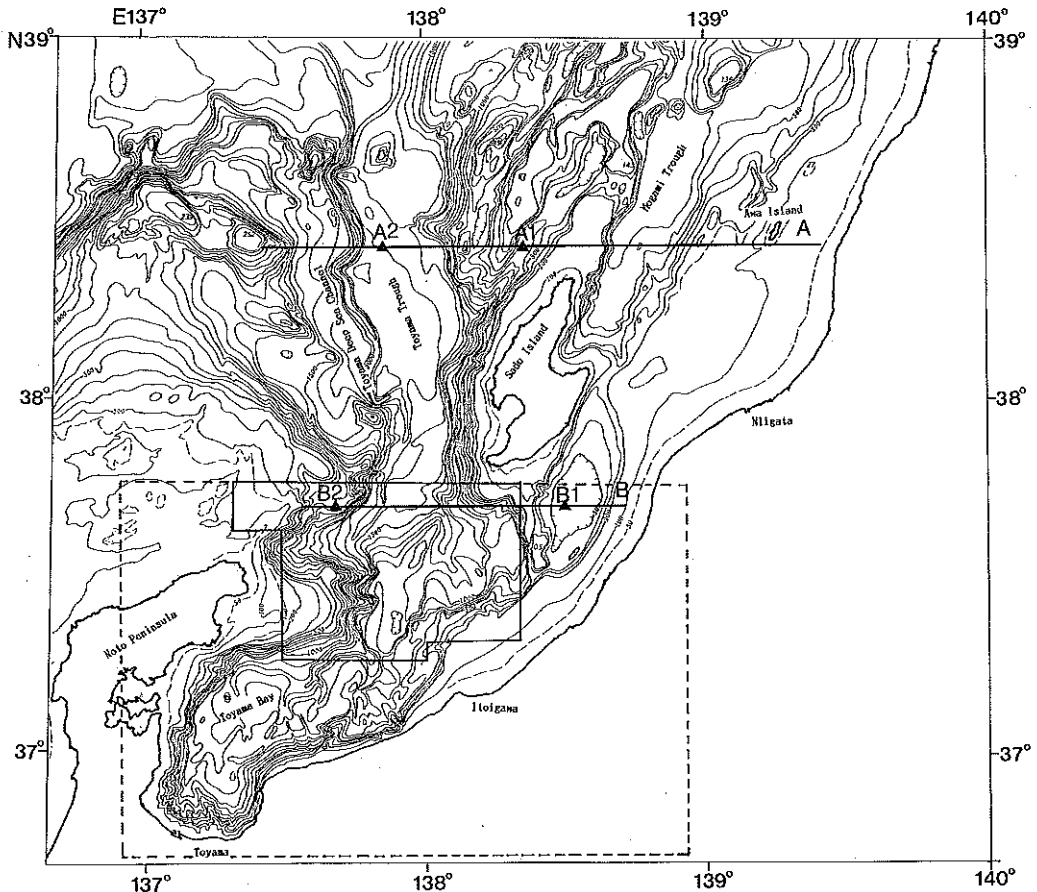


Figure 1. Bathymetric map of the survey area. Multi-channel seismic survey lines (A, B). Ocean-Bottom Seismograph and Hydrophone (OBSH) location points (A1, A2, B1, B2) by Kaiyomaru in 1986. Sea Beam surveyed area (solid line box) by s/v Takuyo in 1987. Figures 8~11 produced area (broken lined box).

受 信	曳航深度 8 m, 発振間隔50m, 曳航速度 3 ~ 4 kt AMGストーリーマケープル (48ch, 50m/ch) DFS V地震探鉱機
測 位	サンプリング間隔 4 ms, 記録長12 s, 記録数48ch A測線 ロランC及びNNSSを主とした複合測位 (MAGNAVOX 702A-GEO-II) B測線 サイレディス (能登と名立に従局を設置した)

(2) 変動地形調査

精密な海底地形図を作成し、海底下の地殻変動に伴って形成された変動地形を探り出すことを目的とし、精密海底地形調査を実施した。調査には高精度のナローマルチビーム音響測深機である。米国 G I 社製のシービームを使用した。シービームは測量船「拓洋」に装備されており、大陸棚調査、地震予知のための海底地形調査等に使用され、多大の成果を収めてきたものであり、詳細な海底地形を調査するのに最適の測深機といえる。調査は1986年の10月に第1図の枠に示す範囲で実施した。調査仕様は下記のとおりである。

- ・使用測量船 測量船「拓洋」
- ・測 深 機 シービーム, 音速度補正はCTDによる
- ・測 位 MAGNAVOXモデル200B改
ロランC×2台 (5970韓国チェーン, 7950ロシアチェーン (仮称) の距離測定),
MX1105GPS受信機, MX1107NNSS受信機による複合測位

シービームによる調査区域は、既存の精密水深データがある部分及び沿岸部の浅海域を除いた。調整図は富山湾全域をカバーできるものを作ることであり、調査区域周辺のデータは水路部所有の既存資料を活用することとした。測線は南北方向で、間隔は約1000mとした。シービームは水深の約80%幅の区域を一度に測量できる能力を持っているので、水深1200mの海域ではほぼ面積的に100%測量となる。

4. データ解析処理

4-1 海底地殻構造調査

(1) マルチチャンネル反射法音波探査

マルチチャンネル反射法音波探査の解析処理を第2図の処理フローにより行った。本処理は(株)地球科学総合研究所に請負という形で行った。マルチチャンネル反射法音波探査のみのデータ解析では得られない深部の速度構造については、(2)の屈折法音波探査の解析結果を使用して深度変換断面図を作成した。今回は、速度フィルタ、CDP重合、デコンポリューション、マイグレーションといったものから成る従来の基本処理に加え、以下の特別処理を行い深部構造の抽出、層構造を際立たせることに努めた。

イ. 部分マイグレーション処理 (Biondi, 1987) (Hale, 1984)

B測線についてのみ部分マイグレーション処理を行った。通常のCDP重合法は各反射面での反射点がCDP内の各オフセット記録毎に共通であるという仮定に基づいて処理される。通常のCDP重合法では、比較的ゆるやかな傾斜構造では正しく処理されるが、CDP内の記録の最大オフセット距離内で断層等反射層準の変化の激しい場合、鮮明に反射層準が処理記録上に現れなくなる。このため、重合前に各CDPトレース内の同一傾斜反射層準からの反射波が全てある共通の反射点からのものと仮定した部分マイグレーション処理を行う。この方法では、CDP重合で行う等オフセット・トレースを零にする演算子を、各ショット記録に等価的に適用して処理を行うものである。

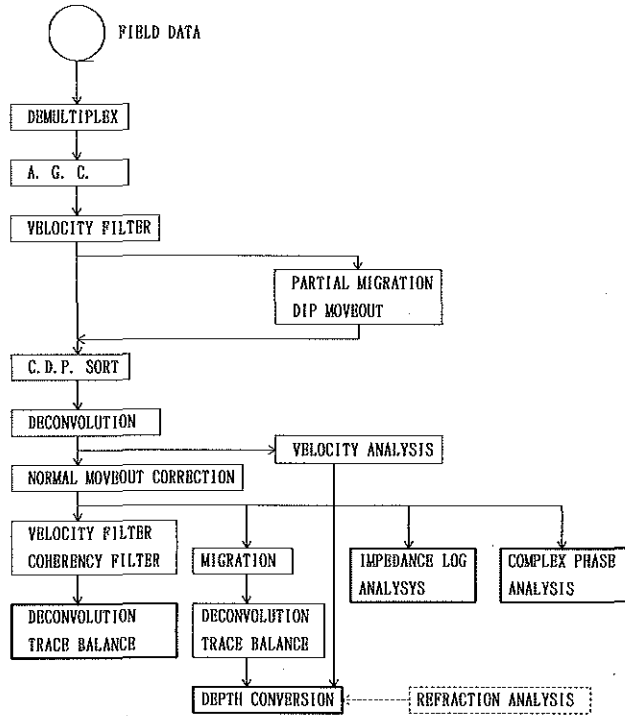


Figure 2. Processing flow of multi-channel seismic survey data.

ロ、コヒーレンシーフィルタ処理

重合後の断面において、速度フィルタと同時に反射層準のコヒーレンシーの最大方向を重合断面内の任意の時空間近傍で算出し、その方向に波群を加算し強調する処理を行うものである。最大コヒーレンシー因子のみが強調され、隠れて混在した因子はより弱められるため、本処理を行ったものと行わないものの両断面図を作成した。

ハ、疑似音響インピーダンス処理

マイグレーション後の断面図の各記録トレースは、反射係数列と基本波形にデコンボリューション演算子を適用したものの積で表されている。各記録トレースから、この逆デコンボリューション演算子に海底下の各反射点における基本波形の変化に対する補正を行い、反射係数列を求める。各反射係数はその反射点を狭む上下の地層の音響インピーダンスによって決定されるので、逆に音響インピーダンスを求めることができる。こうして求めた音響インピーダンス・トレースから、低周波成分は誤差が大きいため、高周波成分のみを取り出して彩色処理を行う。音響インピーダンスの変化の大きいものだけ、つまり、地層の境界面を強調する成分を主体に表示した。

ニ、複素位相解析処理 (Taner, 1977)

マイグレーション後の断面図の各記録トレースについて、複素振幅化演算を行い、これから位相トレースを計算した彩色表示を行う。つまり、瞬時瞬時の波形の位相によって色分けされるので、反射波の立ち上がりも分かり易くなる。

(2) 屈折法音波探査

屈折波データの解析処理は第3図の処理フローに従い処理した。この処理プログラムはレイトレーシング

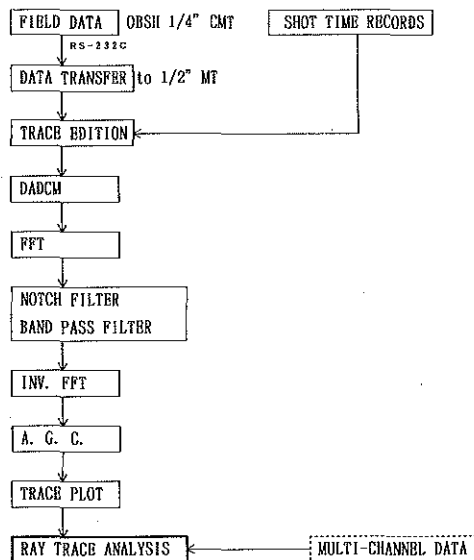


Figure 3. Processing flow of OBSH refraction seismic survey data.

の解析を除き、全て独自に開発した。生データ中には3～4 Hz及びその整数倍の、装置のラジオビーコン等が底層流により振動したと思われるノイズが入っており、解析上支障をきたすレベルのため、FFTによるバンドパス・フィルター、ノッチフィルターを計算プログラム上に設けてノイズ除去に努めた。次に横軸を水平距離方向に取り、エアガンの各発信時間を起点として縦軸方向に波形を時系列表示する波形表示図を作成する。この場合波形の増幅率を受信装置とエアガンの距離により変えてある。これらの図から屈折波等の走時曲線図を作成し、Cerveny and Psencik(1983)のプログラムを海底地震記象用に変更した平田・新庄(1986)のものを使いレイトレーシング法による速度構造解析を行った。この解析はマルチチャンネル反射法音波探査によって得られた上部構造断面の下部に仮定した速度構造を作り、レイトレーシング処理による計算上の走時曲線を作成する。この計算上の走時曲線が屈折波形図から得られた走時曲線図に一致するように繰り返し速度構造断面を変更し、一致した断面が解析結果として得られた断面となるという方法である。

4-1 変動地形調査

(1) 測位データ処理

最終測位は良質なGPSとNNSSで更正する、ロランC距離モードの後処理プログラムを独自に作成し計算した。当海域はロランC9970北西太平洋チェーンと5970韓国チェーンの電波の到達範囲以内であるが、双曲線モードでも、距離モードでも正確な測位が得られない。このため、局位置が不確かではあるが7950ロシアチェーンの距離測定値を便宜的に使用した、ロランCのディファレンシャル方式の測位計算の場合、従局位置が数海里程度の不確かさであっても、局から距離がある程度離れていれば今回の調査には十分な精度で測位できるという利点がある。今回の場合この方式は非常に有効であり、GPSとNNSSによる位置の更正量から判断して、総合的に約0.1海里程度の精度で再計算できたといえる。7950チェーン利用による計測位置の線は、真の局位置と便宜的に計算した局位置が船のいる地点を狭む角度分真の位置の線から回転する。この回転によって生じた真の位置の線との差が計測した位置の線の誤差となる。つまり、局からの距離が1000km(概略測量区域と局との距離)で、局の位置誤差が10kmとした場合、一旦正しい位置に更正された点から局を中

心として円弧状に20km（概略船の1時間の移動距離=NNSSアップデート間隔）船が移動した時でも、この局からの位置の線の最大誤差は200mである。今回の測線は南北方向であり、ウラジオストック付近に位置する局と韓国チェーンの主局を使っており、これからすると、ウラジオストック局の位置の線の誤差の生じ方が小さい測線方向であったのは幸いといえる。距離測定による位置の計算は浅田（1988）の複合測位法を簡略化し、次の方式に従って行った。いま、仮の位置を (ϕ_1, λ_1) 、2従局の位置を (ϕ_1, λ_1) 、 (ϕ_2, λ_2) とすると、2点間におけるロランC電波の到達時間を計算する関数Tを使い

$$T_1 = T(\phi_1, \lambda_1 \sim \phi_1, \lambda_1) \quad (1)$$

$$T_2 = T(\phi_1, \lambda_1 \sim \phi_2, \lambda_2) \quad (2)$$

$$\partial T_{11} = T(\phi_1, \lambda_1 \sim \phi_1 + \partial\phi, \lambda_1) - T_1 \quad (3)$$

$$\partial T_{21} = T(\phi_1, \lambda_1 \sim \phi_2 + \partial\phi, \lambda_2) - T_2 \quad (4)$$

$$\partial T_{12} = T(\phi_1, \lambda_1 \sim \phi_1, \lambda_1 + \partial\lambda) - T_1 \quad (5)$$

$$\partial T_{22} = T(\phi_1, \lambda_1 \sim \phi_2, \lambda_2 + \partial\lambda) - T_2 \quad (6)$$

と計算される。これから、便宜的真の位置を $(\phi_t = \phi_1 + \Delta\phi, \lambda_t = \lambda_1 + \Delta\lambda)$ 、計測距離時間を t_1, t_2 とすると

$$\Delta T_1 = t_1 - T_1 + \delta T_1 = \Delta\phi \cdot \partial T_{11} / \partial\phi + \Delta\lambda \cdot \partial T_{12} / \partial\lambda \quad (7)$$

$$\Delta T_2 = t_2 - T_2 + \delta T_2 = \Delta\phi \cdot \partial T_{21} / \partial\phi + \Delta\lambda \cdot \partial T_{22} / \partial\lambda \quad (8)$$

という関係が成り立つ。この2式を解くことにより (ϕ_t, λ_t) が求まる。ここで、 $\partial T / \partial\phi$ 及び $\partial T / \partial\lambda$ は真と仮の位置がかなり離れている場合には各々の位置において異なる値を持つので、ここで得られた (ϕ_t, λ_t) は単に仮の位置より真の位置に近づいた値でしかない。このため、この位置を仮の位置として、再度、より真の位置に近い位置を上の方の方式により求める。実際の計算上では $\partial\phi$ と $\partial\lambda$ は30~100m位の値でよい。これを繰り返し、 ΔT_1 と ΔT_2 が計測分解能の1/10程度より小さくなった時に計算を止め、この時の (ϕ_t, λ_t) を真の位置とする。補正値 $\delta T_1, \delta T_2$ は、正しいGPSまたはNNSSが受信された時の測位置にロランCによる計測値をシフトするための定数であり、ロランのASF等各種誤差成分を簡単に補正してくれる便利な値である。この補正量 $\delta T_1, \delta T_2$ は複数のNNSS測位、時間等を考慮して、平滑化した値とした。以上の方法はT関数を2局からの時間差関数に変更すれば双曲線航法としてそのまま使用できる。測量船「拓洋」の複合測位装置の場合、距離モードの計測値はNNSSが受信される毎に0にリセットされるので、このリセットに対するシフト量も $\delta T_1, \delta T_2$ に含める必要がある。

(2) シービームデータ処理

シービームによる地形調査の生データは予想に反して、あまり良質とは言えなかった。原因は、シービーム等のクロスファンビームの場合送波と受波の指向性が一致しないため、サイドローブに含まれる他ビームの反射信号が干渉する現象の一つ、一般にトンネル効果 (de MOUSTIER and KIEINROCK, 1986) と呼ばれる現象が頻繁に現れたためである。この場合のトンネル効果とは、第4図に示すように、海底が平坦で滑らかな場合、(A)発振音波は船の左右方向にファンビーム状に広がった形で放出され、(B)海底直下の反射波は強くサイド方向では後方散乱波が極く僅かしか発生しない。サイドビームの受信回路で指向性を絞っても、後方散乱波は信号が弱く受信利得は高いが、直下方向の雑音となる反射波は信号が強く受信利得は小さいため、(C)総合的に雑音である直下方向の信号が真の反射信号に打ち勝ってしまい、各ビームの計測回路で混入した強い直下ビームの反射信号を捕らえて誤計測してしまう現象である。特徴は、第5図に示すように常に谷底を走っているような海底地形が得られるという点である。また、この谷は船の直下水深を半径とする円弧のような形状をしている。このトンネル効果にはせの信号を補足している訳であり、不良データとして取

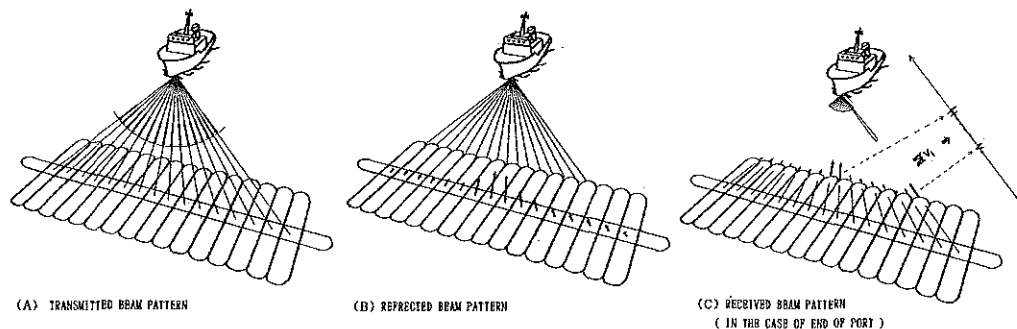


Figure 4. Tunnel effect occurs (B) when reflected signal of pre-formed vertical beam is very great and the other beam signals are very weak in relatively flat seafloor, (C) shows pre-formed receiving directivity of end beam of port, and the received signal is interfered from strong side-lobe signal of the vertical.

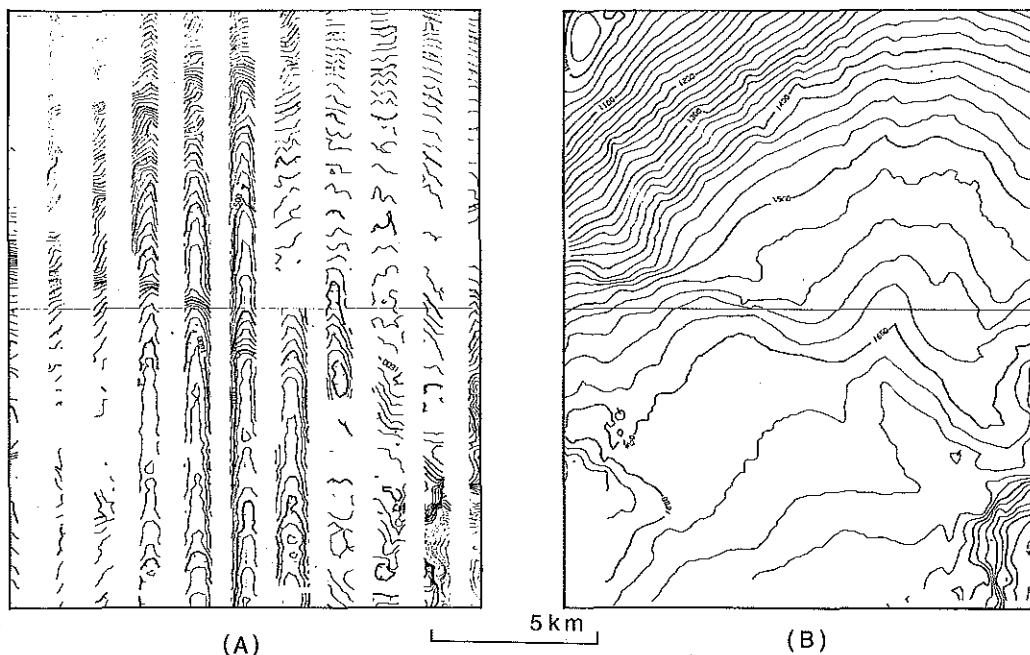


Figure 5. Sea Beam swaths without sound velocity correction in the case of an actually occurred tunnel effect (A) and corrected contour chart (B).

り除く必要がある。

測量時にこの現象に陥った場合、この状態から抜け出すには、シービームのゲイト回路はにせの信号を追いついて掛けているので、一旦ゲイト回路の捕捉機能をリセットする必要がある。但し、再捕捉、ゲイト設定までの数分間のデータは不良データとなり、使用できない。また、海底が複雑な地形になれば自然と復旧する。とにかく、富山湾の海底はこの現象が起りやすく、今後の調査は特に注意が必要である。

この現象が各所に現れたため、海底地形図の製作処理 (浅田他, 1986) に多大の時間を要した。最大限有効データを活用するため、まず、シービームのリアルタイム部分等深線図を丹念に解析し、時間毎にデータ

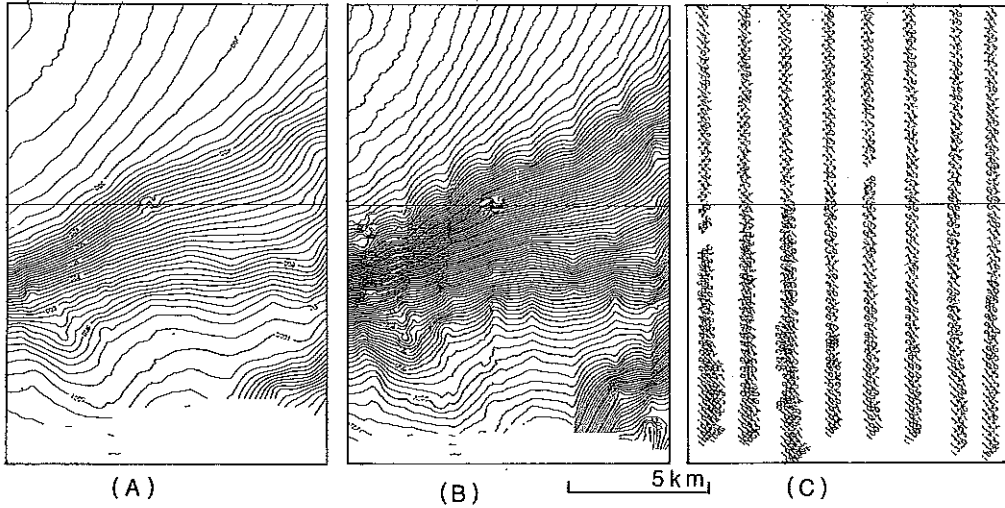


Figure 6. Effect of the 3-D interpolation method. (A) Contour chart by using 3-D interpolation program, contour interval 20 m. (B) Contour chart by using plane interpolation program, contour interval 10 m. (C) Sounding chart of original data which were used in (A) and (B) processes.

として使える測量幅の一覧表を作成した。この一覧表に従ってシーブームデータの磁気テープから使える測量幅の、つまり良質なデータのみを抽出した。次に、このデータからメッシュデータを作成した。この場合、第6図(C)の例に示すようにならかなり空白域ができてしまったが、できる限り精密な地形図を作成するために、近似3次局面式を使って時間を掛けて空白域を補完して等深線図を作成した。平面近似式で補完処理を行うと極く短時間で処理できるが、図(B)に示すように断層、急崖等が測線間でシャープに補完できない。どうしても、中間付近で地形がなまって、膨らんでしまう。近似3次局面式を使うと、非常に計算時間を要するが、図(A)のように理想的に近い形で補完処理できる。

ここで使用した近似3次局面式による補完法は次の通りである。まず、データの無いメッシュの中心点を原点とするXY座標系を作り、各4象限からそれぞれ3組以上のXY方向に位置の異なるデータ、計36個以上を抽出する。この場合、象限によってデータの個数が大きく異なると、近似式がその方向に強く影響されてしまっていて好ましくないため、各象限の個数を大体24個以内に制限した。次に、最小自乗法により近似3次局面式を求めた。この近似3次局面式は、データの存在領域では詳細に海底地形を表しているが、実データとの整合を図る必要がある。つまり、実データがもし補完対象点の極く近傍にあった場合、当然近似3次局面式と実データはギャップをもっており、このギャップ分だけ近似式を垂直にシフトしなければならない。これを上手く行うには、再度抽出データを使って各データと近似式とのギャップを計算し、補完点からの距離によるウェイトを付加して、実データと近似式との整合を図る方法が適している。

$$Z = (A_1X^3 + A_2X^2 + A_3X + A_4) \cdot Y^3 + (A_5X^3 + A_6X^2 + A_7X + A_8) \cdot Y^2 + (A_9X^3 + A_{10}X^2 + A_{11}X + A_{12}) \cdot Y + (A_{13}X^3 + A_{14}X^2 + A_{15}X + A_{16}) \quad (9)$$

を近似3次局面式とし、最小自乗法によって求める。近似式と実データ (X_i, Y_i, Z_i) の誤差の自乗和は

$$\sum E_i^2 = \sum (Z(X_i, Y_i) - Z_i)^2 \quad (10)$$

である。ここで、誤差の自乗和が最小になる係数列Aを求めることによって近似三次局面式が得られる。

$$\begin{aligned} \partial (\Sigma E_i^2) / \partial A_1 &= 0 \\ \partial (\Sigma E_i^2) / \partial A_2 &= 0 \\ &\dots \dots \dots \\ \partial (\Sigma E_i^2) / \partial A_{16} &= 0 \end{aligned} \quad (11)$$

を解けば良いことになる。結果を述べると次のようにして実データから係数行列Cが求まる。式中データ番号*i*は省略してある。

$$A = (A_1 \quad A_2 \quad A_3 \quad A_4 \quad A_5 \quad A_6 \quad A_7 \quad A_8 \quad A_9 \quad A_{10} \quad A_{11} \quad A_{12} \quad A_{13} \quad A_{14} \quad A_{15} \quad A_{16}) \quad (12)$$

$$B = \begin{pmatrix} \Sigma X^2 Y^6 & \Sigma X^3 Y^6 & \Sigma X^4 Y^6 & \Sigma X^5 Y^6 & \Sigma X^6 Y^6 & \Sigma X^7 Y^6 & \Sigma X^8 Y^6 & \Sigma X^9 Y^6 & \Sigma X^{10} Y^6 & \Sigma X^{11} Y^6 & \Sigma X^{12} Y^6 & \Sigma X^{13} Y^6 & \Sigma X^{14} Y^6 & \Sigma X^{15} Y^6 & \Sigma X^{16} Y^6 \\ \Sigma X^2 Y^5 & \Sigma X^3 Y^5 & \Sigma X^4 Y^5 & \Sigma X^5 Y^5 & \Sigma X^6 Y^5 & \Sigma X^7 Y^5 & \Sigma X^8 Y^5 & \Sigma X^9 Y^5 & \Sigma X^{10} Y^5 & \Sigma X^{11} Y^5 & \Sigma X^{12} Y^5 & \Sigma X^{13} Y^5 & \Sigma X^{14} Y^5 & \Sigma X^{15} Y^5 & \Sigma X^{16} Y^5 \\ \Sigma X^2 Y^4 & \Sigma X^3 Y^4 & \Sigma X^4 Y^4 & \Sigma X^5 Y^4 & \Sigma X^6 Y^4 & \Sigma X^7 Y^4 & \Sigma X^8 Y^4 & \Sigma X^9 Y^4 & \Sigma X^{10} Y^4 & \Sigma X^{11} Y^4 & \Sigma X^{12} Y^4 & \Sigma X^{13} Y^4 & \Sigma X^{14} Y^4 & \Sigma X^{15} Y^4 & \Sigma X^{16} Y^4 \\ \Sigma X^2 Y^3 & \Sigma X^3 Y^3 & \Sigma X^4 Y^3 & \Sigma X^5 Y^3 & \Sigma X^6 Y^3 & \Sigma X^7 Y^3 & \Sigma X^8 Y^3 & \Sigma X^9 Y^3 & \Sigma X^{10} Y^3 & \Sigma X^{11} Y^3 & \Sigma X^{12} Y^3 & \Sigma X^{13} Y^3 & \Sigma X^{14} Y^3 & \Sigma X^{15} Y^3 & \Sigma X^{16} Y^3 \\ \Sigma X^2 Y^2 & \Sigma X^3 Y^2 & \Sigma X^4 Y^2 & \Sigma X^5 Y^2 & \Sigma X^6 Y^2 & \Sigma X^7 Y^2 & \Sigma X^8 Y^2 & \Sigma X^9 Y^2 & \Sigma X^{10} Y^2 & \Sigma X^{11} Y^2 & \Sigma X^{12} Y^2 & \Sigma X^{13} Y^2 & \Sigma X^{14} Y^2 & \Sigma X^{15} Y^2 & \Sigma X^{16} Y^2 \\ \Sigma X^2 Y & \Sigma X^3 Y & \Sigma X^4 Y & \Sigma X^5 Y & \Sigma X^6 Y & \Sigma X^7 Y & \Sigma X^8 Y & \Sigma X^9 Y & \Sigma X^{10} Y & \Sigma X^{11} Y & \Sigma X^{12} Y & \Sigma X^{13} Y & \Sigma X^{14} Y & \Sigma X^{15} Y & \Sigma X^{16} Y \\ \Sigma X^2 & \Sigma X^3 & \Sigma X^4 & \Sigma X^5 & \Sigma X^6 & \Sigma X^7 & \Sigma X^8 & \Sigma X^9 & \Sigma X^{10} & \Sigma X^{11} & \Sigma X^{12} & \Sigma X^{13} & \Sigma X^{14} & \Sigma X^{15} & \Sigma X^{16} \end{pmatrix} \quad (13)$$

$$C = (\Sigma X^2 Y^2 Z \quad \Sigma X^3 Y^2 Z \quad \Sigma X^4 Y^2 Z \quad \Sigma X^5 Y^2 Z \quad \Sigma X^6 Y^2 Z \quad \Sigma X^7 Y^2 Z \quad \Sigma X^8 Y^2 Z \quad \Sigma X^9 Y^2 Z \quad \Sigma X^{10} Y^2 Z \quad \Sigma X^{11} Y^2 Z \quad \Sigma X^{12} Y^2 Z \quad \Sigma X^{13} Y^2 Z \quad \Sigma X^{14} Y^2 Z \quad \Sigma X^{15} Y^2 Z \quad \Sigma X^{16} Y^2 Z) \quad (14)$$

$$A \cdot B = C \quad (15)$$

よって

$$A = C \cdot B^{-1} \quad (16)$$

次に、この近似三次局面式が各実データとどの位垂直に離れているかを計算し、補完点からの距離の自乗に反比例した重みを付加して加重平均することにより、実データと整合の取れた補完値を計算することができる。

実データをX_i Y_i Z_iとし、近似三次局面式からX_i Y_iを使って計算した値をD_iとすると

$$W_i = 1 / (X_i^2 + Y_i^2) \quad (17)$$

$$\text{Depth} = A_{16} + \Sigma \{ W_i \cdot (Z_i - D_i) \} / \Sigma W_i \quad (18)$$

となる。以上のプログラムは第7図に示す。

(3) 海底地形データの編集、解析処理

当海域の地震テクトニクスを考察するためには、できるだけ広域にわたる精密な海底地形図が必要である。このため、5万分の1沿岸の海の基本図6334-5, -6, -7, その他水路部で保有している既存調査データを再編集して詳細な20万分の1の海底地形図(第8図)を作成した。しかし、今回のシービーム調査データ及び3図の沿岸の海の基本図区域以外については、20万分の1測量等の成果を利用しており、所によってはデータ密度が1海里間隔程度というように乏しく(第20図のD, E区域)、等深線の精度がかなり劣るので注意が必要である。特に糸魚川沖はこれだけのデータでは正しく海底地形を捕らえているとはいえず、今後ハイドロチャートによる調査が必要と思われる。

```

10 C ***** 3-D-3 HOKAN *****
11 330 CALL LESQ33(XX,YY,Z,ICO,A,ICH)
12 C
13 IF (ICH.NE.0) GO TO 320
14 DELZ=0.0
15 WT=0.0
16 DO 53 INP=1,ICO
17 U=XX(INP)
18 W=YY(INP)
19 VD =A(1,1)*U**3+W**3+A(2,1)*U**3+W**2+A(3,1)*U**3+W+A(4,1)*U**3
20 1 +A(5,1)*U**2+W**3+A(6,1)*U**2+W**2+A(7,1)*U**2+W+A(8,1)*U**2
21 1 +A(9,1)*U+W**3 +A(10,1)*U+W**2 +A(11,1)*U+W +A(12,1)*U
22 1 +A(13,1)*W**3 +A(14,1)*W**2 +A(15,1)*W +A(16,1)
23 C
24 C
25 C
26 WTT = 1.0/(U+W*W)
27 WT=WT+WTT
28 DELZ=(Z(INP)-VD)*WTT + DELZ
29 53 CONTINUE
30 ZD=A(16,1)+DELZ/WT

1 SUBROUTINE LESQ33(X,Y,Z,N,A,ICH)
2 DIMENSION X(N),Y(N),Z(N),A(16,1)
3 X : DIM = N INPUT
4 Y : DIM = N INPUT
5 Z : DIM = N INPUT
6 N : DATA NUMBER
7 A(16,1) OUTPUT
8 Z = A1*X3+Y3 +A2*X3*Y2 +A3*X3*Y +A4*X3
9 + A5*X2*Y3 +A6*X2*Y2 +A7*X2*Y +A8*X2
10 + A9*X*Y3 +A10*X*Y2 +A11*X*Y +A12*X
11 + A13*Y3 +A14*Y2 +A15*Y +A16
12 ICH = 0 NORMAL OUTPUT
13 = 1 ABNORMAL CALCULATION
14 C
15 DIMENSION C(16,16),B(16,1)
16 DO 10 I=1,16
17 B(I,1)=0.0
18 DO 10 J=1,16
19 C(I,J)=0.0
20 10 CONTINUE
21 C
22 DO 20 K=1,N
23 DO 20 I=1,16
24 DO 20 J=1,16
25 IF (J.GT.I) GO TO 20
26 II=I-1
27 JJ=J-1
28 LI=MOD(II,4)
29 LJ=MOD(JJ,4)
30 MI=INT((I-1)/4)
31 MJ=INT((J-1)/4)
32 NX=6-MJ-MI
33 NY=6-LI-LJ
34 XX=X(K)
35 YY=Y(K)
36 IF (NX.EQ.0 ) XX=1
37 IF (NY.EQ.0 ) YY=1
38 IF (X(K).EQ.0 .AND. NX.NE.0) NX=1
39 IF (Y(K).EQ.0 .AND. NY.NE.0 ) NY=1
40 C(I,J)=C(I,J)+(XX**(NX))*(YY**(NY))
41 IF (I.GE.16) B(J,1)=B(J,1)+(XX**(NX))*(YY**(NY))*Z(K)
42 20 CONTINUE
43 C
44 DO 30 I=1,16
45 DO 30 J=1,16
46 IF (J.LE.I) GO TO 30
47 C(I,J)=C(J,I)
48 30 CONTINUE
49 CALL SAINVC(16,16,C,8,ICH) C1--C
50 IF (ICH.NE.0 ) GO TO 99
51 CALL SAMMLT(16,16,16,16,16,1,C,B,A,IERR) C*B*A
52 IF (IERR.EQ.0) GO TO 999
53 WRITE (6,100) IERR
54 FORMAT (1H0,28H***** LESQ33 SAM ERROR ***** ,I3 )
55 ICH=1
56 GO TO 999
57 99 WRITE (6,200) ICH
58 FORMAT (1H0,28H***** LESQ33 INV ERROR ***** ,I3 )
59 ICH=1
60 999 RETURN
61 END

```

Figure 7. Fortran 3-dimensional interpolation program list made by Akira Asada. Interpolated point is setted in X-Y origin in main routine.

中部日本活構造地域の地震テクトニクスに関する研究
 富山湾付近海底地形図

昭和65年までの日本海上保安庁水測部の調査
 自他国領土及び領海に對する権利は本圖に於て一切認めず
 水深一メートル以上は黒字
 水深一メートル以下は赤字

BATHYMETRIC CHART OF TOYAMA BAY

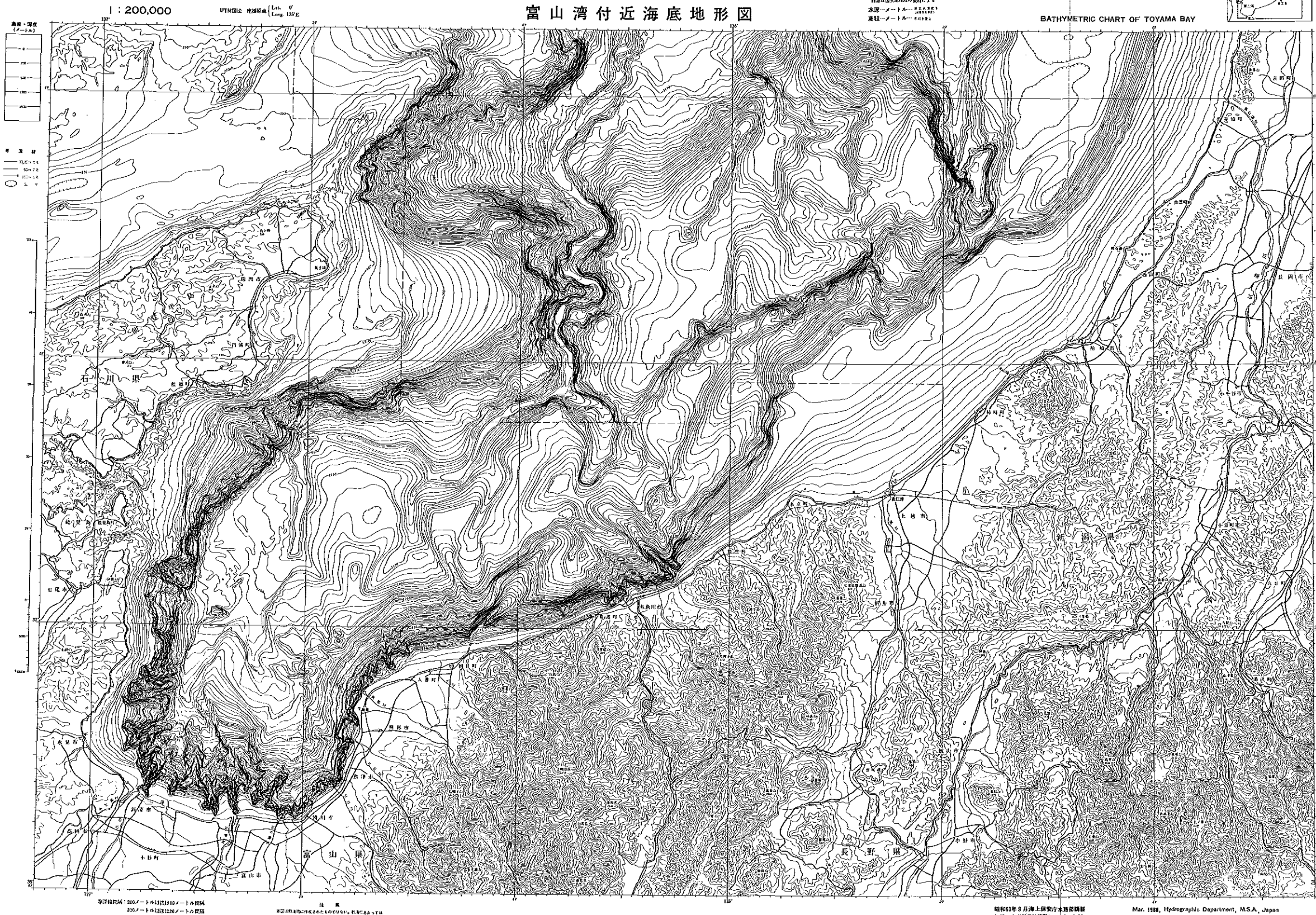
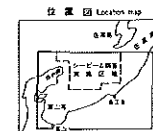


Figure 8. Compiled bathymetric contour chart of Toyama Bay of Sea Beam survey result, existing 1/50,000 scale precise survey and other survey data. Original map scale is 1/200,000

また、富山トラフとフォッサマグナとの関係等、陸上と海底の地形を連続的に表現するため、計画の初年度に建設省国土地理院が国土整備事業の一環として作成した標高に関する国土数値情報資料を使用し陸部の鳥瞰図を作成した。さらに、調査年度の3年度目に、海域の鳥瞰図を作成しモザイク処理により、陸・海一体の鳥瞰図（第9図、三次元イメージマップ）を作成した。今回、この三次元イメージマップの処理ソフト（浅田，1986）を改良し、変動地形、特に地形のリニアメントを検出し易くするため、海底の傾斜角度と傾斜方向に対応して彩色処理した図を作成した。海底地形のメッシュデータから傾斜角度 β と傾斜方向角 α を求める方法は以下のとおりである。基本的には平面XY座標上で直交した3つのメッシュデータから計算する。

この場合、地形データ Z_0 をXY座標の原点とし、メッシュサイズをMとすると、3点 $(0, 0, Z_0)$ 、 $(M, 0, Z_x)$ 、 $(0, M, Z_y)$ を通過する傾斜面は

$$Z = aX + bY + Z_0 \quad (19)$$

$$a = H_x/M \quad (20)$$

$$b = H_y/M \quad (21)$$

$$H_x = Z_x - Z_t \quad (22)$$

$$H_y = Z_y - Z_0 \quad (23)$$

と表される。この傾斜面上で、XY座標で半径Mの円周上のZ値は円筒座標を使うと

$$X = M \cos \theta \quad (24)$$

$$Y = M \sin \theta \quad (25)$$

となり、

$$\begin{aligned} Z &= H_x \cos \theta + H_y \sin \theta + Z_0 \\ &= \sqrt{(H_x^2 + H_y^2)} \cdot \sin(\theta + \gamma) + Z_0 \\ &\quad \{\gamma = \tan^{-1}(H_y/H_x)\} \end{aligned} \quad (26)$$

として求められる。この式から、Zの最大値となる θ の点($\theta = \alpha$)で傾斜角度 β と傾斜方向角 α が決まる。

$$\alpha = \pi/2 - \gamma \quad (27)$$

$$\beta = \tan^{-1}(\sqrt{(H_x^2 + H_y^2)}/M) \quad (28)$$

この傾斜角度 β に対応して、彩色した海底傾斜角度分布図が第10図である。傾斜方向角 α に対応して、6段階に彩色した海底傾斜方向分布図が第11図である。これらの図は、いわば海底の特徴をコンピュータ解析した結果であり、今まで分かりにくかった地形の変化量を提供してくれる。

5. 調査結果と考察

5-1 地殻構造調査

(1) マルチチャンネル反射法音波探査

今回の調査で実施したマルチチャンネル反射法音波探査のデータ解析処理により作成された深度変換断面図を第12、13図に示す。以下にこの記録にみられる音響的特徴について記載する。

A 測線：本測線は西側から順に、白山瀬、富山トラフ、佐渡海嶺南端部、最上トラフ、粟島付近を通る東西方向の全長170kmの測線である。

イ、富山トラフ

富山深海長谷はここでは東側が西側より急で非対称なV字谷断面を示し、幅は約7km、谷底までの比高は約500mである。トラフ内の堆積物から、深海長谷底面付近より上部にあって層理が細かく明瞭な上位層と、

その下部の層理が粗くやや不明瞭な下位層の2層に大きく区分することができる。

上位層と下位層の層厚はそれぞれ500m~800m, 400m~1000mである。上位層は深海長谷より東側でやや厚くなっており、下位層は深海長谷下とトラフ東縁部で厚くなっている。また、両層とも層理はほぼ水平であるが、トラフ東縁部では若干傾き上がる傾向がみられる。音響基盤は起伏に富んでおり、トラフの東部ではトラフ東縁に向かって徐々に傾き下がっている。ただし、この音響基盤はトラフ東縁からさらに東側の佐渡海嶺南端の音響基盤下に傾き下がって連続していくようには見えず、ここでは多くの海溝で音波探査記録に普遍的に見られるようなプレートの沈み込みを示すような基盤の傾き下がる構造は認められない。

トラフ東縁部には、顕著な逆断層が認められる。この断層付近を拡大した疑似音響インピーダンス解析表示断面図を第15図に示す。上盤側（西側）の海底や地層が断層に向かって隆起傾向を示していることから、この断層は逆断層と考えられる。この断層は西に傾く断層面を持ち、下部の地層ほどずれの量が大きく、音響基盤でのずれは約400m、上位層と下位層の境界面付近でのずれは約200m、海底面では40mの段差がある。しんかい2000による潜航調査の際に能登半島東方沖の富山深海長谷底付近の崖から採取された微化石の年代は、約200万年と報告されている（山崎, 1988）ことから、これを本測線にも単純に当てはめると、トラフ底付近に存在する上位層と下位層の境界は、おおよそ第三紀と第四紀の境に相当するものと推定される。したがって、この逆断層の変位速度はオーダーとして0.1mm/year程度ということになる。

ロ. 佐渡海嶺南部

佐渡海嶺の音響基盤の高まりからトラフ底に下る崖は、音響基盤が階段状の起伏を示し、トラフ形成時の、沈降運動の跡を反映している可能性がある。海嶺東部の佐渡島北方につづく高まりでは、厚さ約1kmの層理のやや不明瞭な堆積層が認められる。海嶺西部では、堆積層は西側に向かって下がる傾動がみられる。

ハ. 最上トラフ

堆積層は西側に向かって傾き下がり、断層で区切られたトラフ西縁で厚さ約2kmに達する。地層の傾きは下位の層ほど大きくなっており、最上位層はほぼ水平に堆積している。トラフ内に局所的な音響基盤の高まりが見られる。

ニ. 粟島付近

本海域は1964年の新潟地震の震源域にあたる。音響基盤とその上の堆積層は激しく傾動しており、西側に傾くブロック状の地塊構造を示している。各ブロックは西側に傾く高角の逆断層により切られているように見える。

B 測線:

本測線は西側から順に、富山トラフ、佐渡島南方の高まり、佐渡海盆、を通り全長100kmの測線である。

ホ. 富山トラフ

富山深海長谷の比高は200m程度と小さく、谷底は比較的平坦になっている。上位に層理の連続が良く明瞭な層が500m~800m程度の厚さで堆積し、下部に層理のやや乱れた層が厚く堆積している。B測線では音響基盤は捕らえられていない。堆積層は西側に向かって厚くなる傾向があり、トラフ西縁では堆積層厚は少なくとも3500m以上もあるものと推定される。トラフ東縁部には逆断層が認められる。ここでは東側の地塊が西側の地塊の上に乗上げているように見え、海底にも約50mの段差をつけている。

ヘ. 佐渡海盆

上位に層理の明瞭な層が約2km、その下位に層理の粗くやや不明瞭な層が極めて厚く堆積し、音響基盤の存在がはっきりしない。堆積層厚は少なくとも7km以上はあるものと推定される。海盆内では堆積層はほぼ

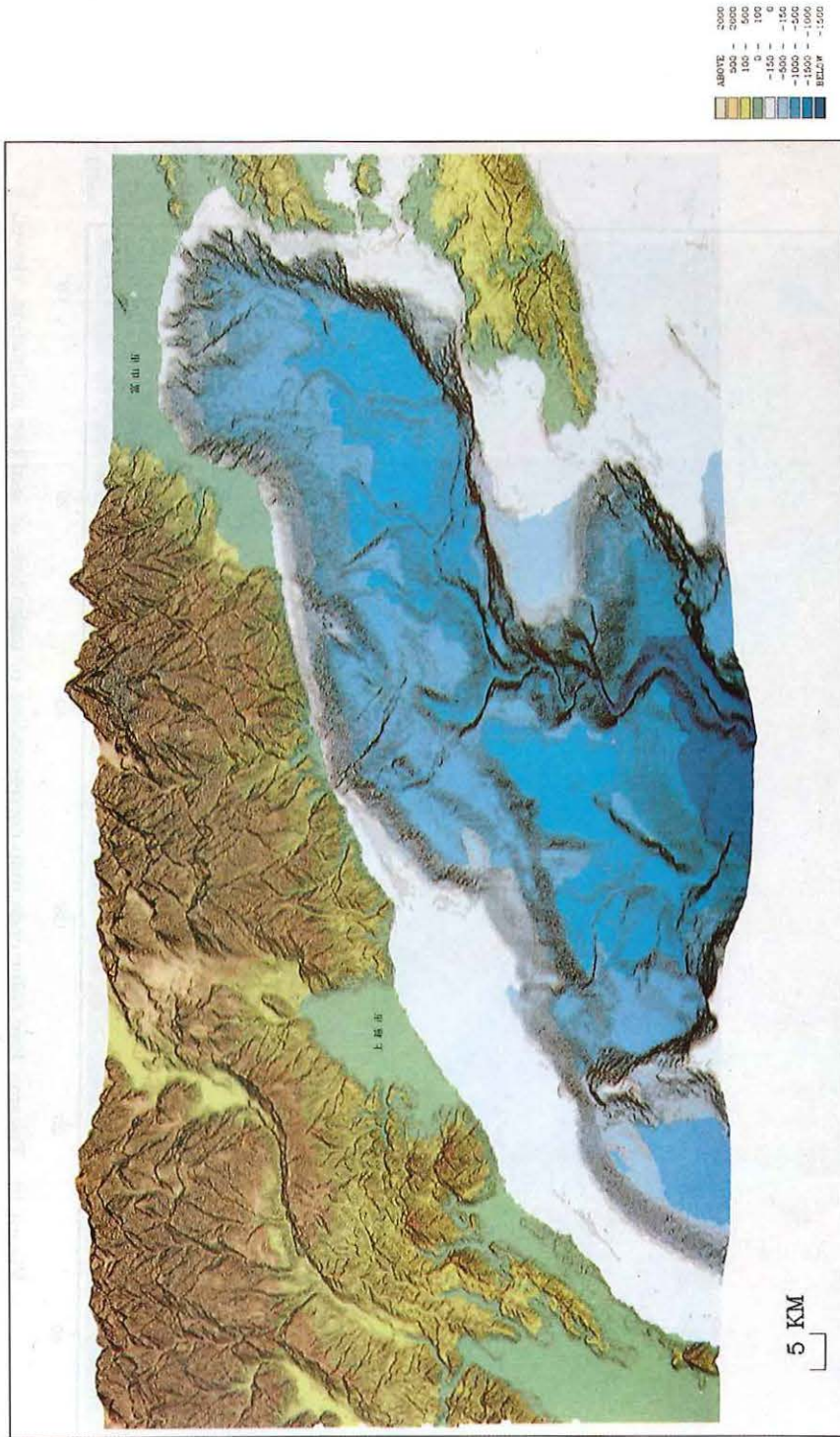


Figure 9 . 3-D image view map of Toyama Bay. Viewed direction : from north, elevation angle : 45° ,
exaggeration rate of depth : × 4.

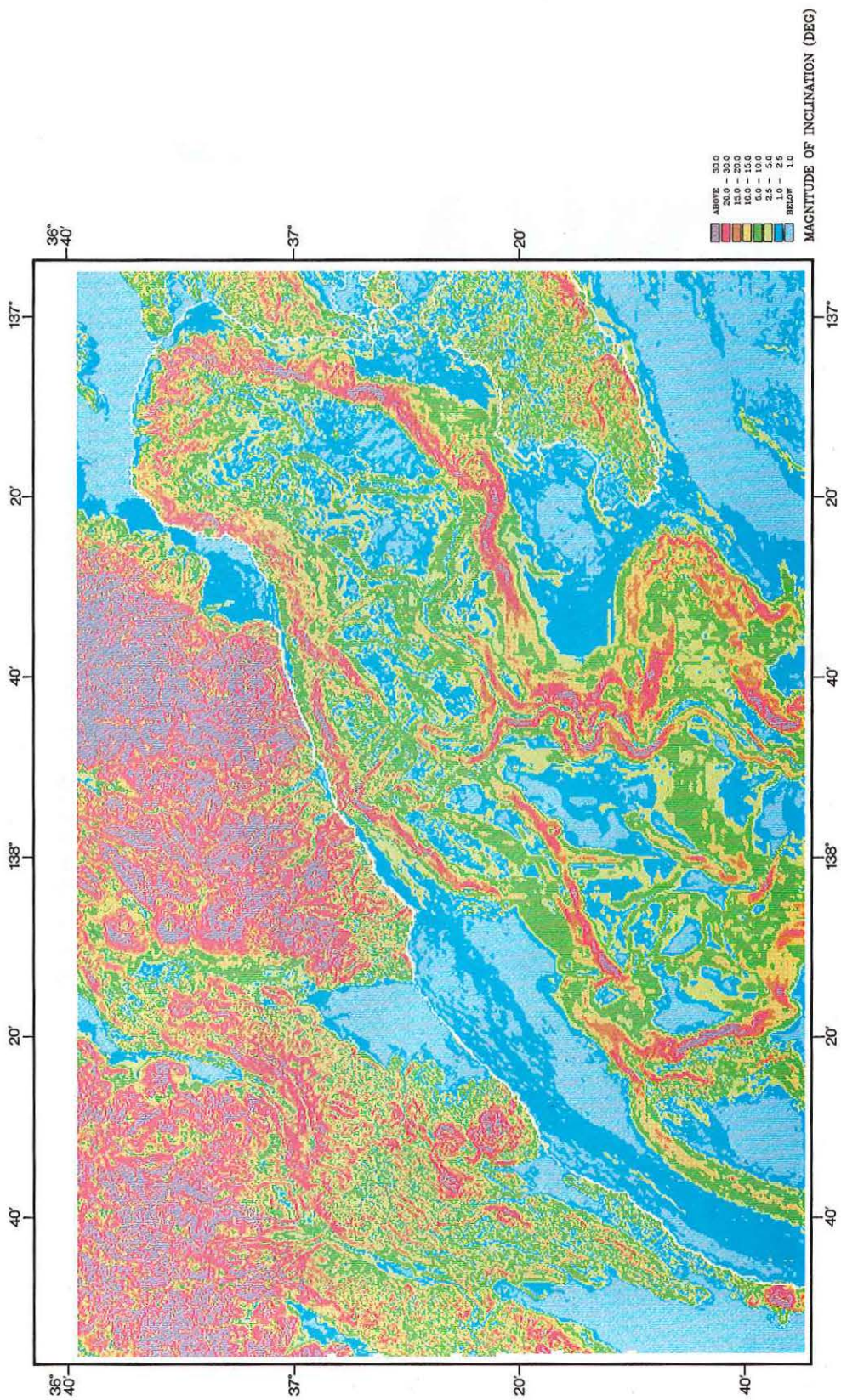


Figure 10. Toyama Bay color code map corresponding to magnitude of seafloor inclination, viewed from north.

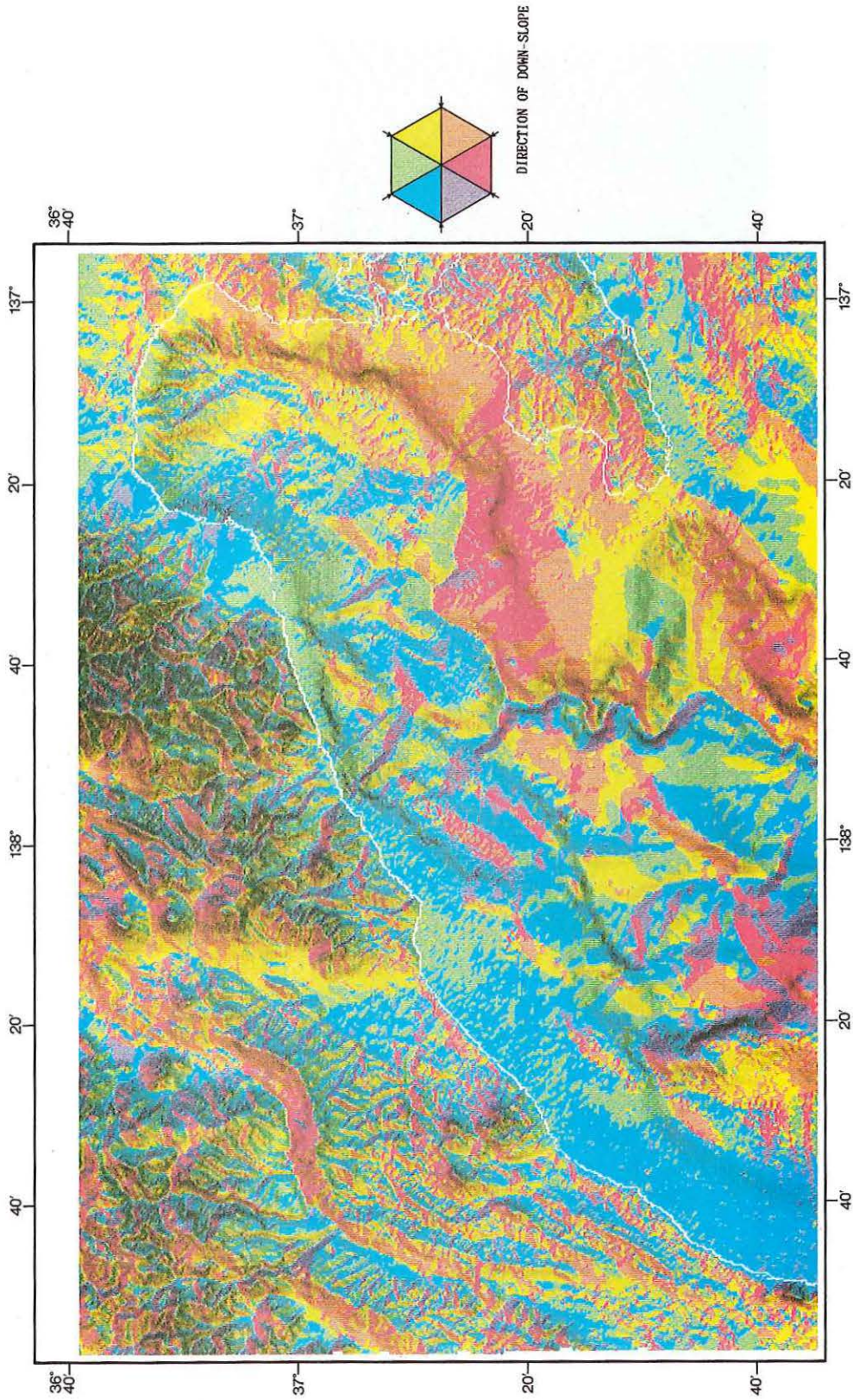


Figure 11. Toyama Bay color code map corresponding to direction of seafloor down slope, viewed from north.

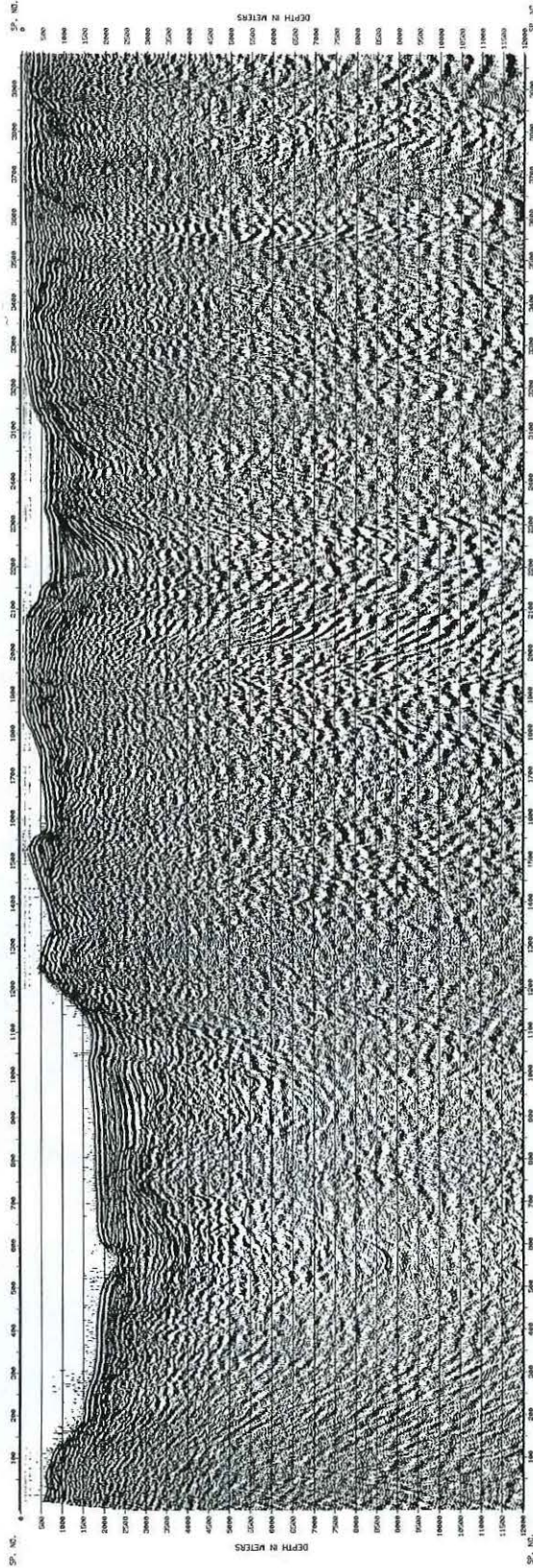


Figure 12. Migrated depth section of line A. Location of line A is shown in Figure 1.

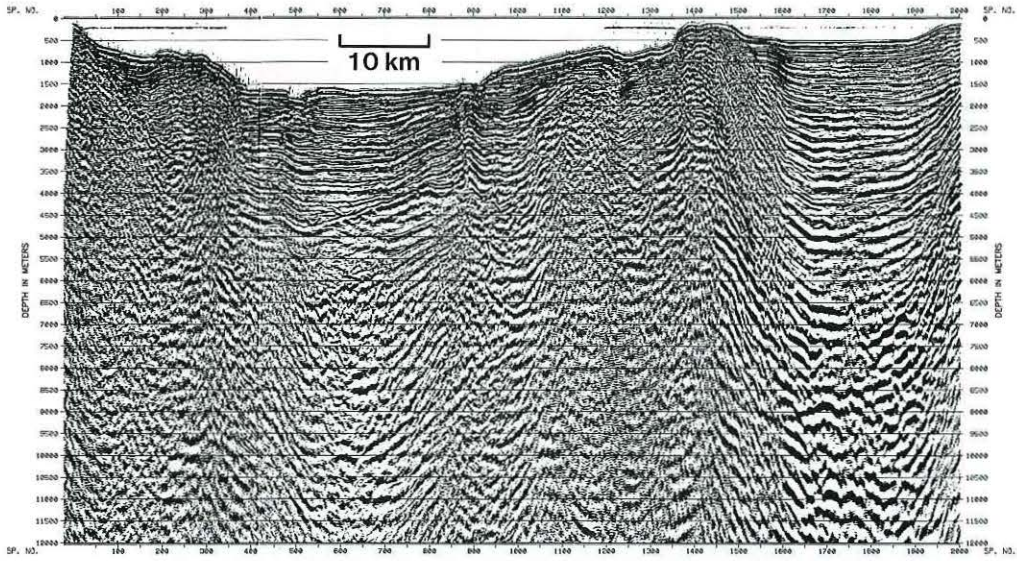


Figure 13. Migrated depth section of line B. Location of line B is shown in Figure 1.

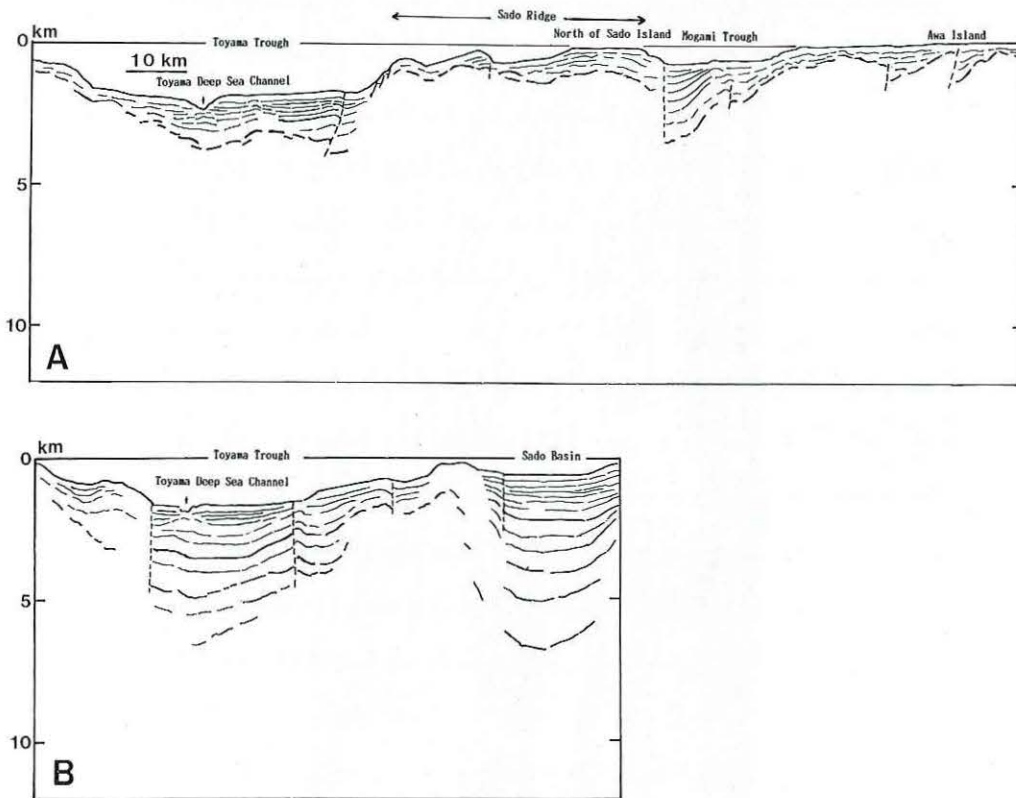


Figure 14. Line drawings of Figures 12 and 13.

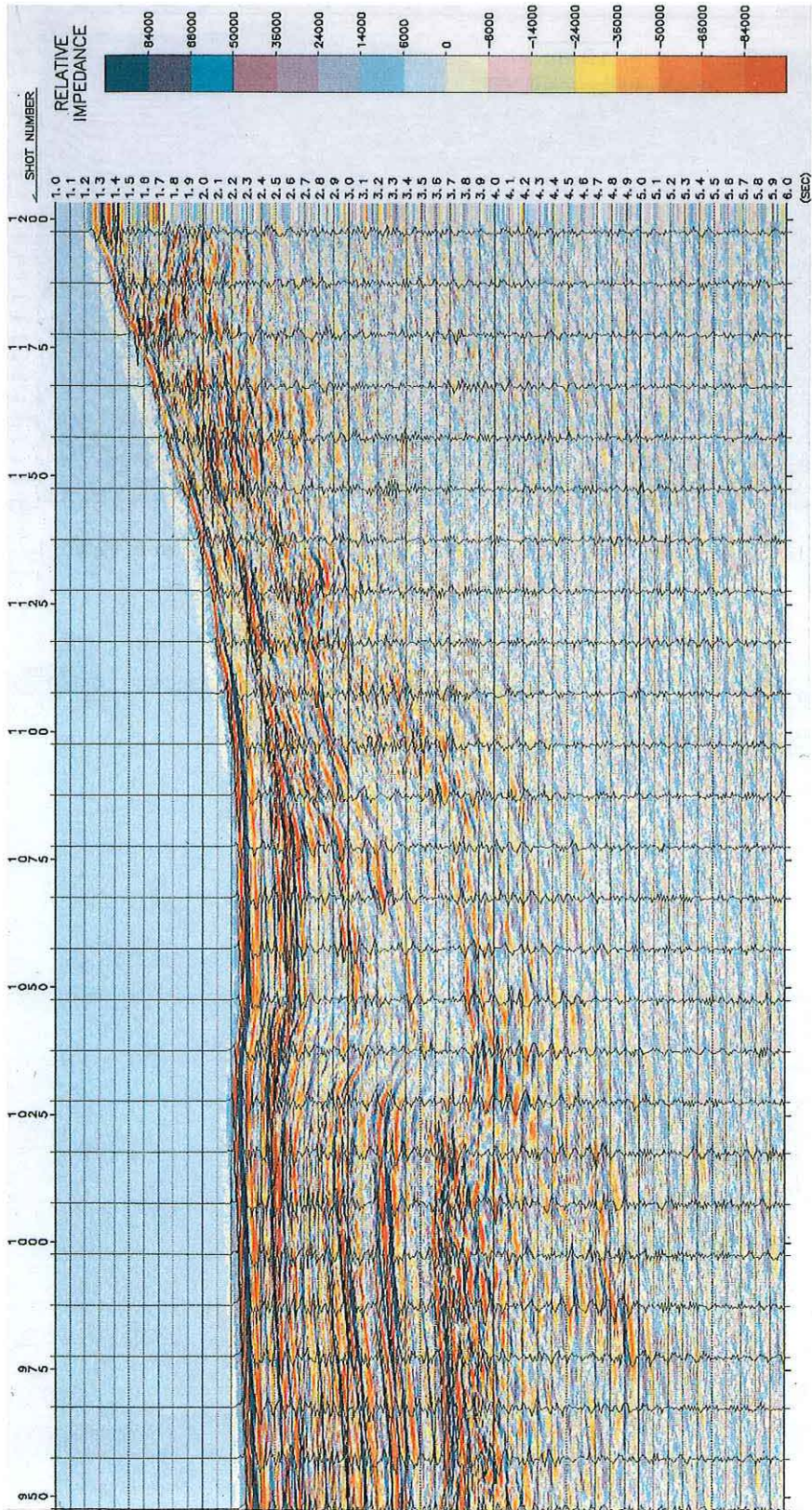


Figure 15. Relative impedance profile of 900-1200 Shots in line A.

水平に堆積しており、海盆全体としては大きな変動を受けた様子は見られないが、海盆西縁には東落ちの断層が認められる。

(2) 屈折法音波探査結果

まず、測線AのA1点で得られた記録を第16図に示す。この記録では、震央距離10km~40kmにかけて初動の見かけ速度は4.5km/s~7.5km/sの範囲で凹凸を示し、震央距離10km/s付近ではみかけ速度が大きく、逆に震央距離20km/s付近ではみかけ速度が小さくなっている。これは、受信点のすぐ西側で佐渡海嶺南端の音響基盤の高まりがあり、さらにその西側の富山トラフに向かって海底地形と音響基盤が大きく落ち込んでいることに由来している。又、初動の後には下部地殻からの反射波と思われる位相が続いており、特に震央距離30km~35km付近では振幅の大きい反射波の相がある。なお、A測線では屈折法音波探査とマルチチャンネル反射法探査を同時に実施して、エアガンの発音間隔が約20秒と短いため、震央距離が大きくなると前回の発音に起因する後続波群が初動に重なってくることもあり、震央距離40kmを越えると初動が極めて不明瞭になる。震央距離55km付近に見かけ速度約8kmに相当する孤立した相が初動として見えているようであるが、前後の記録への相のつながりがはっきりしていない。

次に、第17、18図に測線BのB1点とB2点で得られた記録断面の例を示す。B1点の記録では震央距離70km前後まで初動を追跡することができ、今回の屈折法探査では最も良好な記録を得ることができた。震央距離30km~50kmの範囲で、見かけ速度5.8kmの波が初動として現れており、さらに震央距離50km~70kmの範囲では、見かけ速度6.6kmを持つ相が明瞭に現れている。震央距離70km付近から遠方では、初動が不明瞭になり、震央距離70kmから80kmにかけてモホ面からの屈折波に相当すると考えられる見かけ速度8km前後の相が初動として見えているようであるが、ノイズとの識別が困難になっている。又、震央距離60kmから65kmの範囲にはモホ面からの臨界面角反射と見られる振幅の大きい波が現れている。一方、震央距離10km~20kmでは、走時5.5秒位のところに見かけ速度が大きく振幅の大きい反射波が目立っており、この付近では初動の走時も直線的ではなく、15km付近で凸になっている。この走時の凸部は、受信器が設置された佐渡海盆の西側で海底地形と音響基盤が高まっていることによる。なお、この記録断面では広範囲にわたって、初動の0.7秒後に振幅の大きい波が明瞭に現れている。この波は、初動との時間差が震央距離に関係なく一定であり、かつ初動と極めて類似した波形であることから、受信器近傍の海面で一度反射した後に記録された海面反射波に対応す

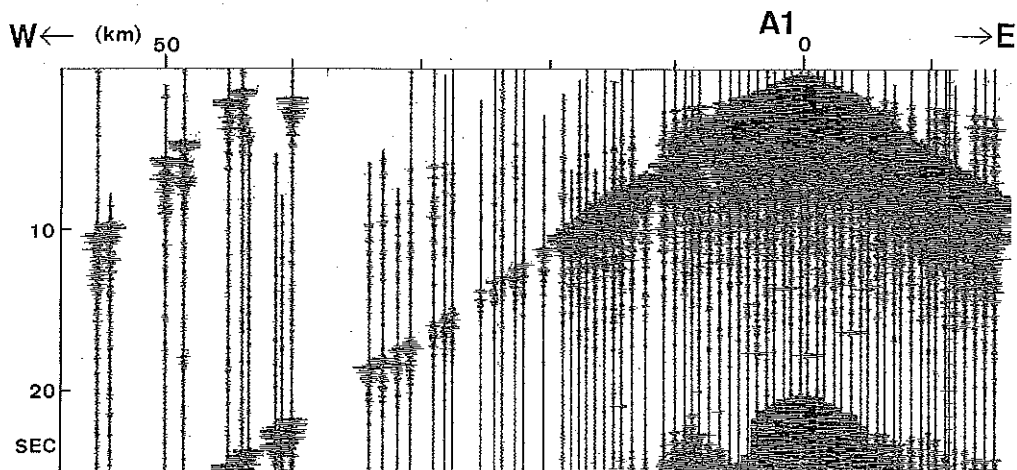


Figure 16. A record section of A1 point.

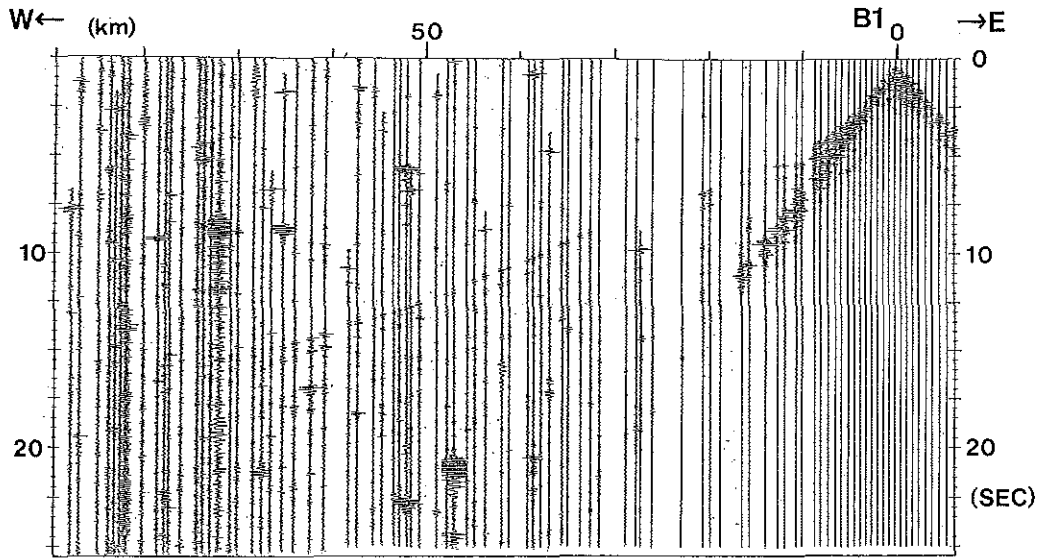


Figure 17. A record section of B1 point.

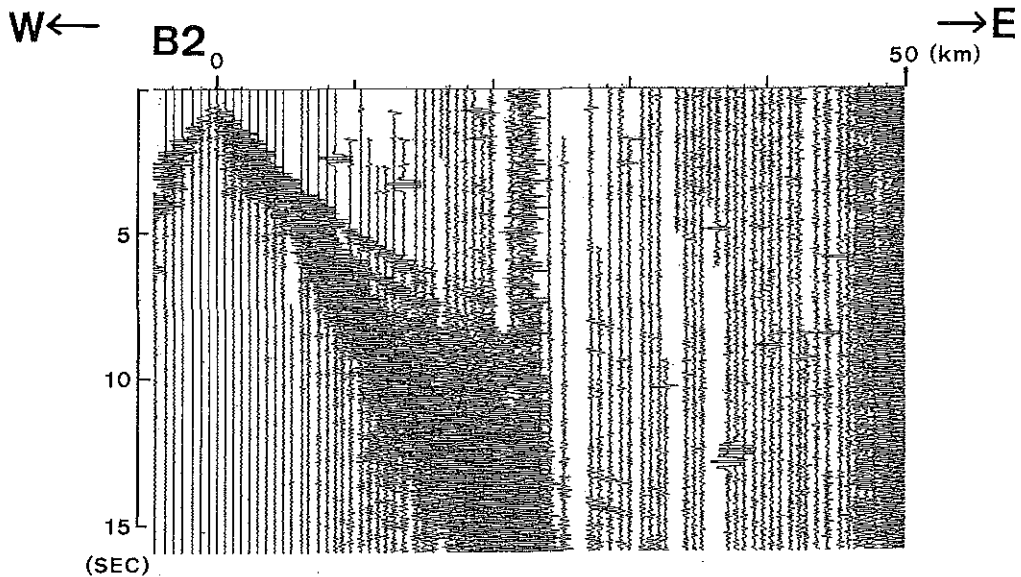


Figure 18. A record section of B2 point.

るものと思われる。

次にB2点の記録では、震央距離20kmから45kmにかけて、見かけ速度6.1km/sの相を持つ波が初動として認められる。45kmから遠方では急にノイズが増大して、屈折波の識別はできなかった。このことは、海底でのノイズのレベルが時間により急変した可能性を示している。

今回の屈折波の記録にも見られるように、一般に海底面のみならず音響基盤にも局所的な起伏があるとそ

の影響を受けて走時曲線は凹凸を持つので、走時曲線から海底下の速度構造を正確に求めるためには、これらの影響を考慮する必要がある。今回の探査では屈折法探査と同一の測線上でマルチチャンネル反射法音波探査プロファイルが得られているので、このプロファイルから堆積層の分布や、音響基盤の形状を読み取って、屈折法音波探査データ解析のための二次元レイトレーシングを行う際の浅部地殻構造モデル設定に活用した。又、表層堆積層の速度は、マルチチャンネル反射法探査データの速度解析より算出された値を用いて、音響基盤下の地殻構造は屈折法探査データから決定することを試みた。

第19図にB測線のB1とB2点における二次元レイトレーシング、理論走時と観測記録とを比較して示す。B測線下で得られた速度構造モデルでは、最上層が層厚1km以内の1.6~1.9km/s層、第二層は層厚3km以内の2.2~2.4km/s層、その下部にマルチチャンネル反射波記録断面の音響基盤に相当する4.0~4.6km/s層、さらに海面下7kmには速度勾配の小さい5.9km/s層、海面下12kmには速度勾配の小さい6.9km/s層が存在する。地殻の厚さは約20kmと推定され、通常の海洋地殻に比べて3倍程度の厚さを持っていること、また、速度勾配が小さく約6km/sの速度をもつ、カコウ岩質層に相当する層がかなり厚く存在していることから、ここでは海洋性地殻よりは大陸性地殻の方に類似した構造を有していると考えられる。

一方、A測線では層厚1km以内の1.7~1.9km/s層、層厚1.5km以内の2.2~2.4km/s層、その下に速度勾配の大きい4~7km/s層が存在されると推定されるが、速度勾配の小さいいくつかの層に分かれている可能性もあり、ここの速度構造に関しては不確定要素が大きい。震央距離55km付近に見える見かけ速度約8kmの相がモホ面からの屈折波とすれば、地殻の厚さは約15kmと推定される。

5-2 変動地形調査

富山トラフ南部におけるシービーム等の詳細な地形データをもとに海底面の傾斜の解析による若干の考察を試みる。

(1) 地形区分

海底地形図(第8図)をもとに、この海域をいくつかの次の地形区分に分け、必要などころには仮の地形名を付して以下の議論に便宜を図ることとする。海底地形区分図を第20図に示した。

I 能登周辺

- A 能登北方沖陸棚区 能登半島北方沖の陸棚で、沖の瀬や嫁礁を含む。
- B 珠洲海脚(仮称) 珠洲岬から北東に伸びる長さ約30km、幅7kmの海脚である。
- C 飯田海脚(仮称) 能登半島東岸の飯田湾の東方沖に伸びる長さ約30km、幅20kmの海脚である。

II 富山トラフ

- D 富山海盆(仮称) 七尾湾沖から富山湾そして糸魚川沖までのガリ状の海底谷の発達する急傾斜の大陸斜面に囲まれた範囲の深みをさす。富山トラフの南西端に位置し、また、富山深海長谷の最上流域にあたり、これに合流する多くの海底谷が認められる。
- E 糸魚川沖丘陵区(仮称) 糸魚川沖の大陸斜面から更に深部の富山トラフ底に伸びるいくつかの高まりである。
- F 富山深海長谷 富山トラフに沿って流下する海底谷で末端は日本海盆まで達する。この図の範囲にはその上流部が認められ、その流路がトラフの西側に寄っていることが特徴である。また、図の中央部には著しく穿入蛇行する部分

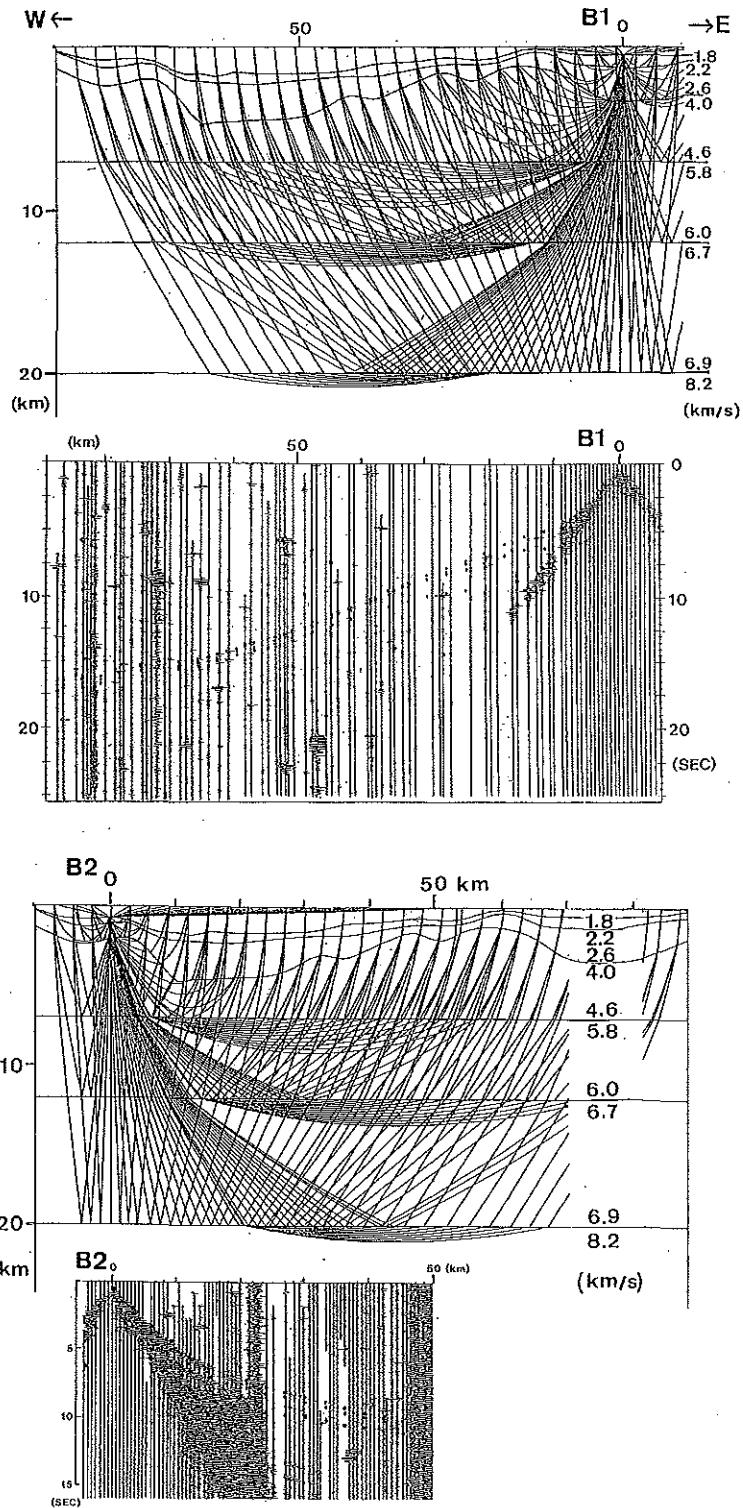


Figure 19. Ray tracing for the B1 and B2 points.

Above :

Shows layered structures and ray diagram.
 Numerals are V_p in km/s.

Below :

Shows observed record section
 Solid circles are calculated travel time.

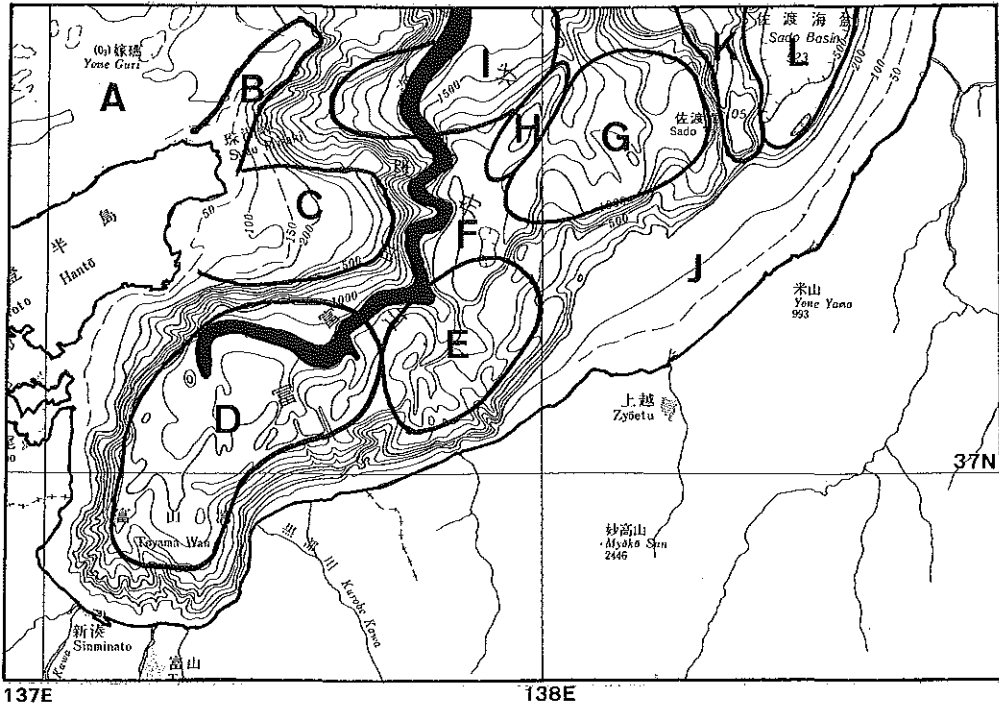


Figure 20. Geomorphological provinces in Toyama Trough. A : Continental shelf off Noto, B : Suzu Spur, C : Iida Spur, D : Toyama Basin, E : Hills off Itoigawa, F : Toyama Deep Sea Channel, G : Zyoetu Basin, H : No Minor Ridge, I : North Basin, J : Continental shelf off Naoetu, K : Ogi Spur, L : Sado Basin. These names except A, F, J, and L are the tentative names.

が認められる（穿入蛇行部と呼ぶ）。

- G 上越海盆（仮称） 上越北方沖の海盆で富山海長谷の穿入蛇行部，上越沖大陸斜面，小木海脚，能生小海嶺で囲まれた部分をさす。富山トラフの一部をなす。
- H 能生小海嶺（仮称） 上越海盆と北海盆に挟まれた，北東—南西に伸びる高まり。
- I 北海盆（仮称） 珠洲岬北東に位置し，能生小海嶺，佐渡島で囲まれた富山トラフの一部である。

III 東 部

- J 直江津沖陸棚区 幅約20km，外縁水深約140mの陸棚。
- K 小木海脚（仮称） 佐渡島南端の小木岬から南に伸びる長さ20km，幅7kmの海脚である。佐渡海盆と富山トラフ（上越海盆）とを分ける。
- L 佐渡海盆 新潟沿岸，佐渡沖の陸棚と小木海脚に囲まれた長さ60km，幅15kmの海盆である。

(2) 急斜面分布

第10図の海底面傾斜分布図をもとに海域の急斜面（傾斜10度以上の黄色，15度以上の橙色）の分布に注目して検討してみる。急斜面は，その地形から見て，①海盆縁，②穿入蛇行部を中心に富山深海長谷沿い，③その他の海域に分布している。

この海域で最も広く急斜面が分布するのは、海盆縁である。富山トラフ内の富山海盆、上越海盆、北海盆、そして佐渡海盆の縁に認められる。海盆縁の急斜面は、黒部川扇状地の形状に規制された部分を除くと大部分は陸（あるいは陸棚）側に凸な弧状を示すことが特徴である。日本海東縁にはこの海域に分布する海盆と同程度の規模の陥没海盆が多数分布している。この海域に認められる弧状の海盆縁急斜面はそれぞれの海盆が形成された当時の陥没盆地の縁を示している可能性がある。

富山深海長谷穿入蛇行部付近に急斜面の集中部がある。また、この集中部から北方には蛇行する深海長谷沿いに、南方には分岐する長谷沿いに急斜面が分布する。富山深海長谷穿入蛇行部は、現在も活発な浸食谷であると考えられる。従って、富山深海長谷沿いの急斜面は浸食作用によって形成されたと考えられ、構造運動を反映したものとは考えにくい。すなわち、海底谷底が北に順傾斜していることや、蛇行谷の攻撃斜面に、より急な斜面が発達しているといった地形的特徴から推定することができる。実際、潜水調査の結果から長谷の斜面の最下部には鮮新世の露頭が見られ(山崎, 1988), また、谷底の柱状サンプルからは礫層を挟む砂泥層が採取されている(岩淵, 1968)。

このほか、能生小海嶺に沿う急斜面が目をはく。能生小海嶺は佐渡島の沢崎鼻から南西に伸びる高まりの一部と見ることができ、富山深海長谷穿入蛇行部を横切って飯田海脚に続くように見える。このことから、深海長谷の深い谷は、佐渡島も能登半島をつなぐ隆起帯を刻み込んで形成されたと考えることができる。

(3) 海底面の傾斜方向分布

浸食面であれ堆積面であれ、海底地形面は一般的により深部に向かって傾斜して形成されるであろう。また、周囲を囲まれた海底では水平な地形面が形成されよう。現在の海底面が、より浅い方向に逆に傾いている場合など、海底面の傾斜方向は地形面の形成後の地殻変動による場合が多いと思われる。

ここでは、第11図の海底面傾斜方向分布図を使って、この地域の地殻変動について検討してみる。

能登半島北方沖陸棚では沖ノ瀬や嫁礁などの浅部以外の広い陸棚は、北方に向かって傾斜し、すなわち黄緑色が広がることが期待されるが、この図から、南傾斜を示す暖色系がかなり広がっている。これは、能登半島北方沖陸棚区が南へ傾動している可能性を示す。ここに隣接する能登半島では地形面が南に傾う地形を示していることと調和的である。

直江津沖陸棚区では、概ね北(黄緑色)ないし北西(青色)に傾いているが、陸棚外縁部に、わずかながら、南東(橙色)ないし北東(黄色)が認められる。第11図の傾斜分布図を見ると、ここは傾斜1度以下の陸棚外縁平坦面(水深110~140m)に位置している。直江津沖においても、能登半島北方沖と同様南へ傾動している可能性がある。

この能登半島北方沖と直江津の2例は、最終氷期に形成された地形である陸棚について認められたことであり、従って傾動があるとすれば、数万年前以降の地殻変動を示していることになる。

富山トラフ域で注目されるのは、飯田海脚から深海長谷蛇行部を横切って能生小海嶺に伸びる暖色系の帯である。すなわち、南ないし南東に傾斜する斜面がトラフを横切ることになり、前項で述べた佐渡島—能登隆起帯の存在を指示するように見える。

このほかトラフ底は寒色系(北ないし北西傾斜斜面)が優勢であるように見えるが、暖色系(南ないし南東傾斜斜面)も複雑に分布している。上越海盆を中心として富山トラフには堆積層からなる丘陵地(茂木, 1977)とそれらを区切る海底谷が複雑に分布しているためである。トラフ底において方向性を求めるとすれば、北東—南西に伸びる暖色系の帯である。

5—3. プレート境界説に対するコメント

「日本海東縁部は新生のプレート境界ではないか」との学説が中村(1983)、小林(1983)他から提唱されており、本研究を推進する上で、富山トラフを横切る音波探査記録にプレート境界を示唆する沈み込み帯が認められるかどうか、特に注目されていた。

今回のマルチチャンネル反射法音波探査断面図(第12図)では、5-1(1)イで述べたようにプレートの沈み込み帯(海溝)の存在を裏付けるような構造は認められない。

すなわち、一般にプレート取束境界にあたる海溝では、海洋側の音響基盤が陸側海溝斜面下まで傾き下がりながら続いていくのが見られるのに対し、富山トラフの音響基盤は、富山トラフ東縁より東側では陸側斜面の基盤より下に追跡することができない。これは、富山トラフが日本海溝や、南海トラフのような成熟したプレート取束境界とは性質の異なる構造を持つことを示している。

また、富山トラフにおいて第12、13図からA測線では音響基盤までの堆積層が東に向かって厚く、一方、B測線では堆積層が西に向かって厚くなっていることが分かる。このように、富山トラフの音響基盤が①陸側斜面下に傾き下がりながら続くように見えないこと、②海域により傾動の方向が異なること、といった特徴を持つことは、富山トラフの東縁がプレート境界でないことを意味するものか、あるいは、極めて初生的なプレート境界であることを意味するものか、いずれかであると考えられる。

ただし、富山トラフにおいて①古い地層ほど変位量の大きい活動的な逆断層が存在すること、②能登半島と佐渡島をつなぐ隆起帯が存在すること、③東西方向に主圧力方向を持つ逆断層地震が卓越すると指摘されていること(京都大学防災研究所上宝地殻変動観測所, 1988)、等を考え合わせると、富山トラフは活発な地殻変動帯であり、東西性の収縮運動が継続していることが明らかである。

従って、現在まで、プレート境界を形成するような地殻変動が仮に生じていないとしても、今後、短期変動がさらに蓄積していくとプレート取束境界に発展する可能性もあると考えられる。

科学技術庁当研究推進委員会茂木清夫委員長他各委員の方々には本研究の推進にあたり、多くの助言をいただいた。現地調査に当たっては、新潟、富山、石川県庁および各県魚連、粟島漁業共同組合の御協力により調査が滞り無く行われた。また、第九管区保安本部、新潟、伏木、七尾各保安部、直江津保安署においては航行船舶等の安全を確保する上でお世話になった。測量船「拓洋」の船長はじめ乗組員の方々には屈折波受信装置の実海域試験、シービーム測量の実施に当たりお世話になった。屈折波受信装置の導入に当たって、東京大学地震研究所南雲昭三郎教授、笠原順三助教授には御指導及び御協力をいただいた。また、千葉大学理学部木下肇教授には、屈折波解析のご指導をいただいた。以上の他多くの方々及び機関の御協力、御指導を得た。ここに厚くお礼申し上げたい。

参 考 文 献

- 浅田 昭・中西 昭：シービームデータによる海底地形図の作成，水路部研究報告21，p. 89—110 (1986)
浅田 昭：シービームデータによる三次元表現法，水路部研究報告21，p. 113—133 (1986)
浅田 昭・近藤 忠：測量船「昭洋」における測量方式の自動化について，水路部研究報告22号，p. 23—40 (1987)
Biondi, B. and J. Ronen：Dip Moveout in Shot Profiles, Geophysics, VOL. 52, p. 1473—1482 (1987)
CERVENY, V. and I. PSENCIK：Program SEIS 83, numerical Modeling of Seismic Wave Fields in 2