



Title	8. 日本海における堆積層の構造
Author(s)	堀田, 宏; HOTTA, Hiroshi
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 18, 111-131
Issue Date	1967-08-10
DOI	https://doi.org/10.14943/gbhu.18.111
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/13934
Type	departmental bulletin paper
File Information	18_p111-131.pdf



8. 日本海における堆積層の構造

堀 田 宏

(北海道大学理学部地球物理学教室)

— 昭和 42 年 4 月受理 —

I. ま え が き

日本列島周辺海域での屈折法による地殻構造の研究の結果も徐々に集積され、陸における地殻構造の研究と共に列島弧としての日本の構造が明らかにされてきている。一方、日本周辺の海域では音響測深儀の発達にともない、くわしい海底地形図が作られ、ドレッジ等による比較的浅海での底質資料と併せて、沿岸地域並びに海洋地域の地史が海洋地質学者等によって研究されてきた。地殻構造の究明、および、その成因の考察にあたっては、屈折法等による上部マントル迄の深い構造と同時に、地殻変動の過程を示す堆積層の構造や分布を知る事が必要である。海洋底においては、陸上に比べて侵蝕等による地形の変形が少なく、地殻変動の過程が良く保存されている筈なので、そのためには、特に海洋底の方が有利である。

海洋における堆積層の構造の研究は、特にアメリカで発達し、音響測深儀、或いは地震探査反射法と同様に、海底及びその下の堆積層の境界からの反射波を連続的に記録して、地層断面の如く表現する方法が開発された。主に深海での測定を目的とするものは Seismic Profiler^{1,2)} と呼ばれているが、音源としては、海中での電気放電 (Sparker 方式)³⁾、或いは、高圧空気の放射 (Airgun 方式)⁴⁾ 等が使われている。

我が国においては南極観測再開とともに、海洋での堆積層の連続観測が船上研究観測の項目に新たに加えられ、著者らが中心となって Airgun 方式の Seismic Profiler を初めて開発した。

この計器の試験を兼ねて、1965 年に日本海の調査を行なったので、本論文ではその結果について述べる。計器及び第 7 次南極観測での結果については、別に述べる予定である。

II. 測 定

1. 測定海域、測線及び海底地形

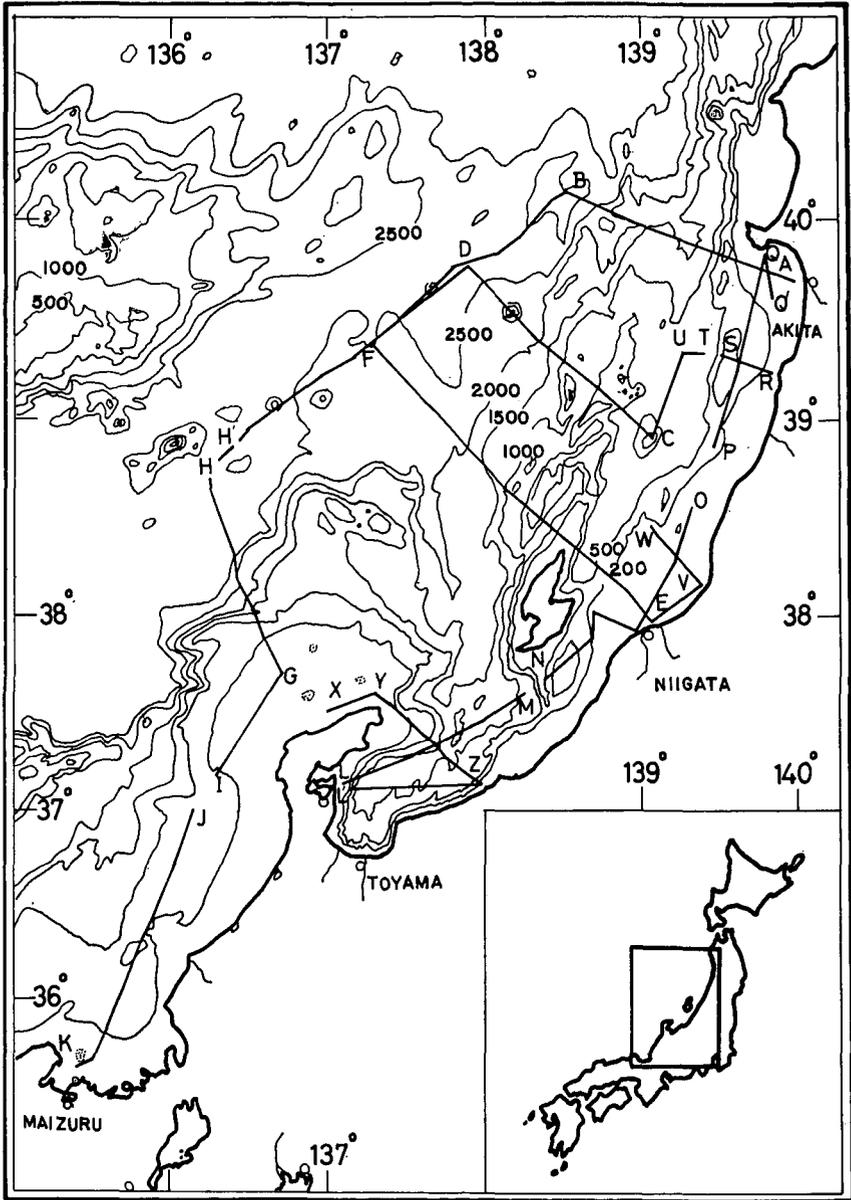
測定は男鹿半島、大和海盆及び若狭湾を結んだ海域で行なわれた。第 1 図は海上保安庁水

1) J. I. EWING and G. B. TIREY; Seismic Profiler, J. Geophys. Res., 6 (1961), 2917.

2) D. D. CAULFIELD, H. HOSKINS and R. T. NOWAK; Improvements in the Continuous Seismic Profiler, Geophysics, 30 (1965), 133.

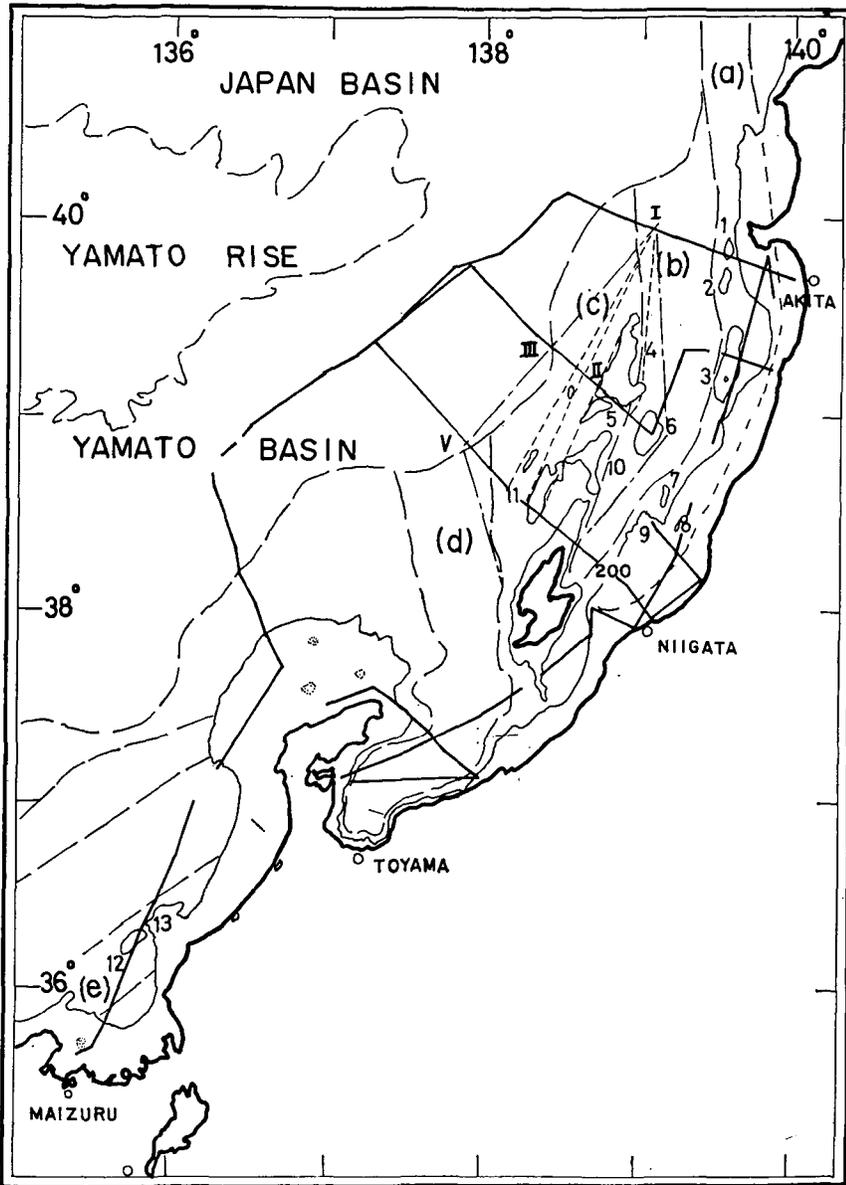
3) 前出 2)

4) 前出 2)



第1図 海底地形及び測線

Fig. 1. Location of seismic reflection tracks.
(J. H. O. Bathymetric chart No. 6301).



第2図 海底地形分類及び堆礁の名称

1. 男鹿向瀬 2. 新礁 3. 飛島 4. 最上堆 5. カマ礁 6. 鳥海礁 7. 栗島礁
 8. 粟島 9. 馬の背 11. 向瀬 11. 瓢箪瀬 12. 玄達瀬 13. 松出シ礁
 (a) 奥尻海嶺 (b) 最上舟状海盆 (c) 佐渡海嶺 (d) 富山舟状海盆 (e) 若狭海嶺

Fig. 2. Geomorphological division and names of banks in this area. The proposed province of the Sado Ridge.

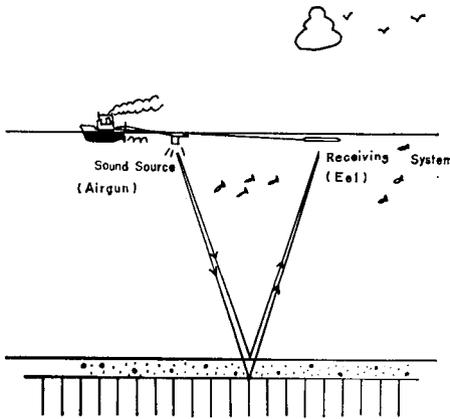
1. Oga-mukaise 2. Shinguri 3. Tobishima 4. Mogamitai 5. Kamasho
 6. Chokai-sho 7. Awashimasho 8. Awashima 9. Umanose 10. Mukaise
 11. Hyotanse 12. Gendatsuse 13. Matsudashisho
 (a) Okujiri Ridge (b) Mogami Trough (c) Sado Ridge (d) Toyama
 Trough (e) Wakasa Ridge

路部発行の「日本近海海底地形図」第 6301 号に測線を入れて、その海域を示したものであり、第 2 図はこの海域の海底地形の名称及び礁堆の名称を示したものである^{5,6,7)}。測線の両端にはアルファベットを付して、それによって測線と呼ぶ事にし、その位置決定は主に天測によった。

第 1 図及び第 2 図からわかるように、この海域は凹凸に富んだ海底地形を示し、いわゆる大陸縁辺地域 (Continental Borderland) と呼ばれるところである⁸⁾。能登半島、佐渡島間をほぼ真北に延びる富山舟状海盆によって、数多くの礁堆群が列状に並ぶ東北地方沖合と比較的単調な能登半島以西の海域とに分けられていて、ここは日本列島及び日本海との関連において興味深いところである。

2. 測定方法

測定器は主に深海での測定を目的とする Airgun 方式の Seismic Profiler である。測定



第 3 図 測定方法

Fig. 3. Continuous seismic reflection profiling with a pneumatic gun.

方法は原理的には音響測深儀と同じである。第 3 図に示す様に、船尾から約 50 m 離れて曳航される Airgun から音波が放射される。その音波の海底及びその下の堆積層境界面からの反射波を、同じく船尾から約 250 m 離れて曳航される受信系 (その形体から Eel と呼ばれる) で受け、それを濃淡で記録する。しかし、主に深海での堆積層を測定するのが目的なので、Airgun から放射される音波の周波数帯域は低く、数 10 c/s から数 100 c/s である。従って、海底及び堆積層境界面からの反射波の周波数帯域は船のエンジン音やスクリュー音等のノイズと似たものになる。その為に、音源及び受信系を船体から

遠く離して曳航した。受信系には、10 個のマイクロフォンを水平方向に直線状に並べ、下からの反射波を有効に受けるように指向性を持たせてある⁹⁾。

船速は次節で述べる理由によって、特別の場合を除いては約 10 ノットである。

3. 記 録

得られた記録の例は第 4 図から第 9 図までに示してある。横軸は船の移動距離を示すが、記録紙は一定の速さで送られるので、船速が違えば、示される距離が違う事になる。従って、測定中は悪天候や港付近を走る等、特別の場合を除いては船速を約 10 ノットの一定速度に保

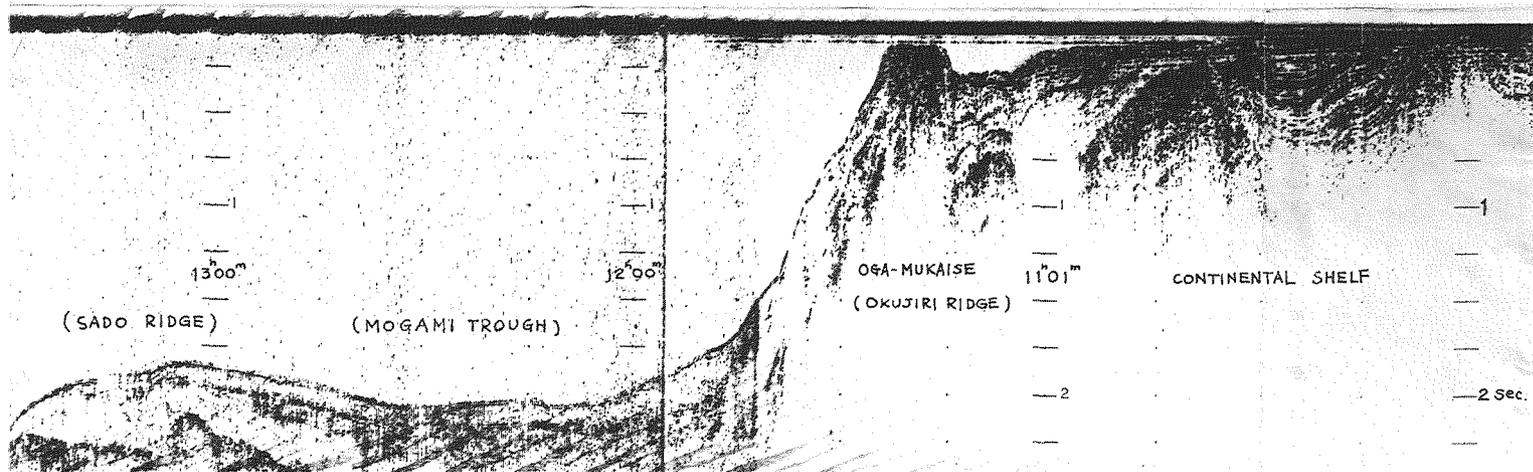
5) Explanatory Text of J. H. O. Bathymetric Chart No. 6301 Hydrographic Office, Japan (1966).

6) 新野 弘; 日本周縁の海の底, 科学, 22 (1952), 458.

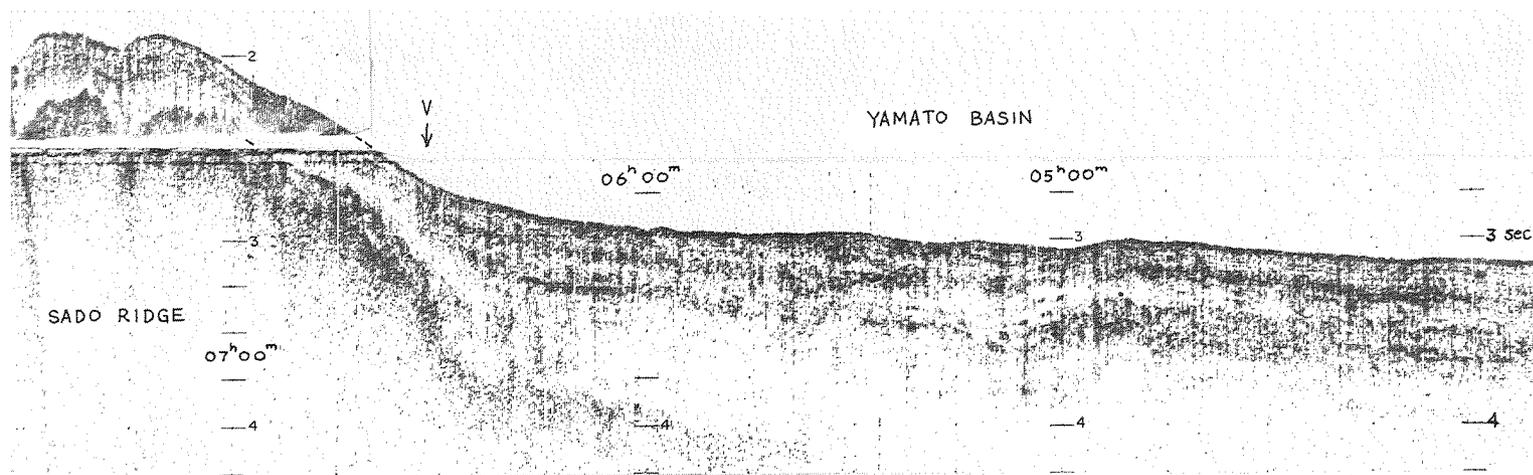
7) 茂木昭夫・佐藤任弘; 最上堆付近の海底地形と底質, 水路要報, 55 (1959), 37.

8) 前出 5)

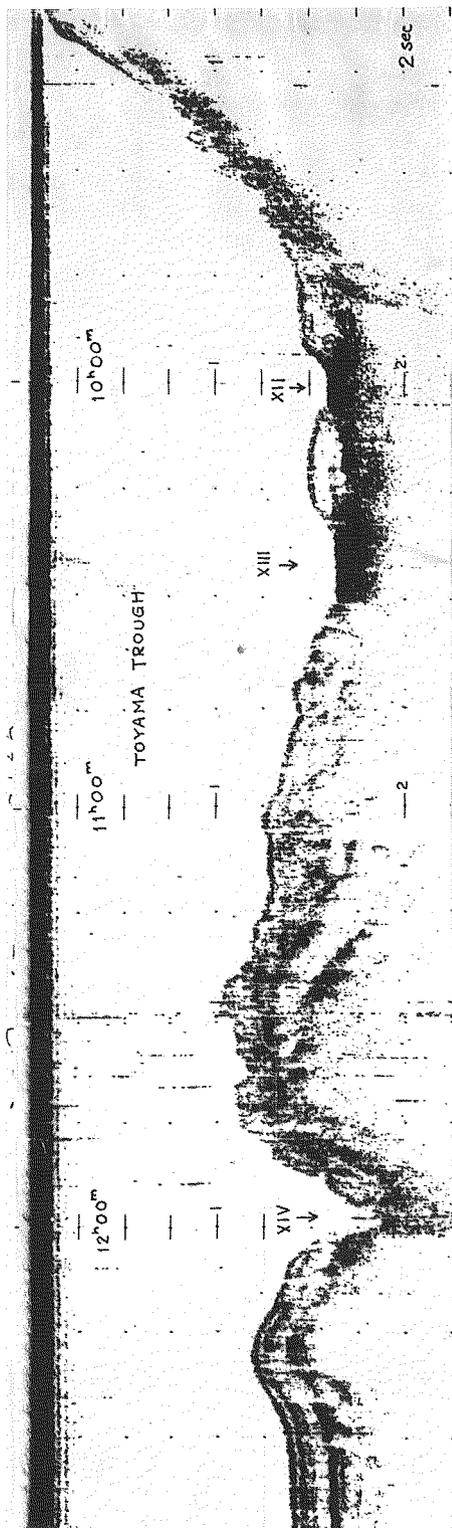
9) 前出 2)



第4図 <A-B> 測線
Fig. 4. <A-B> profile

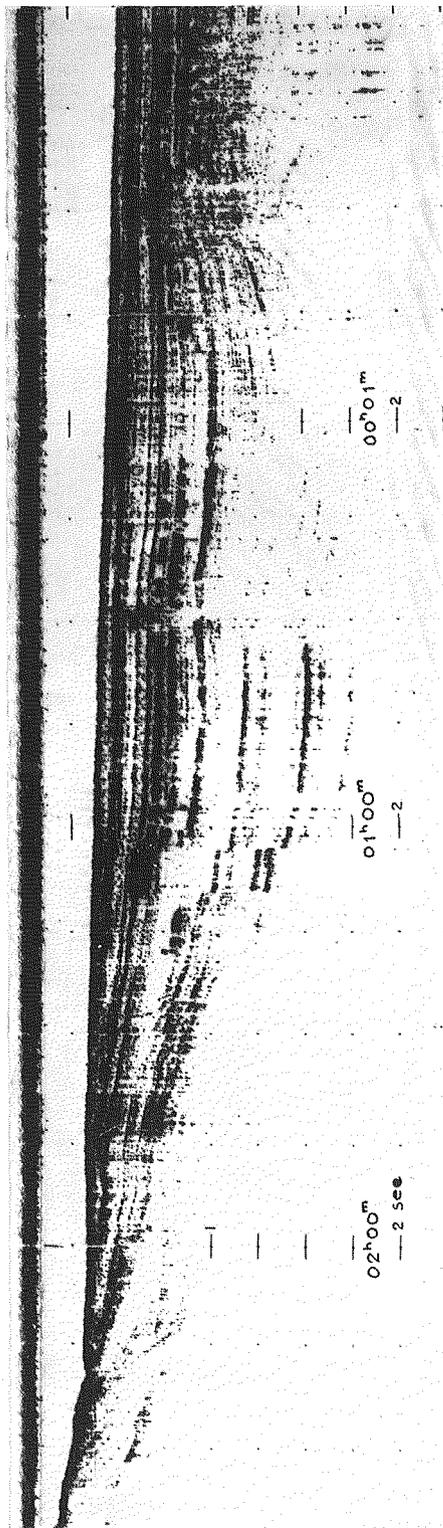


第5図 <E-F> 測線
Fig. 5. <E-F> profile



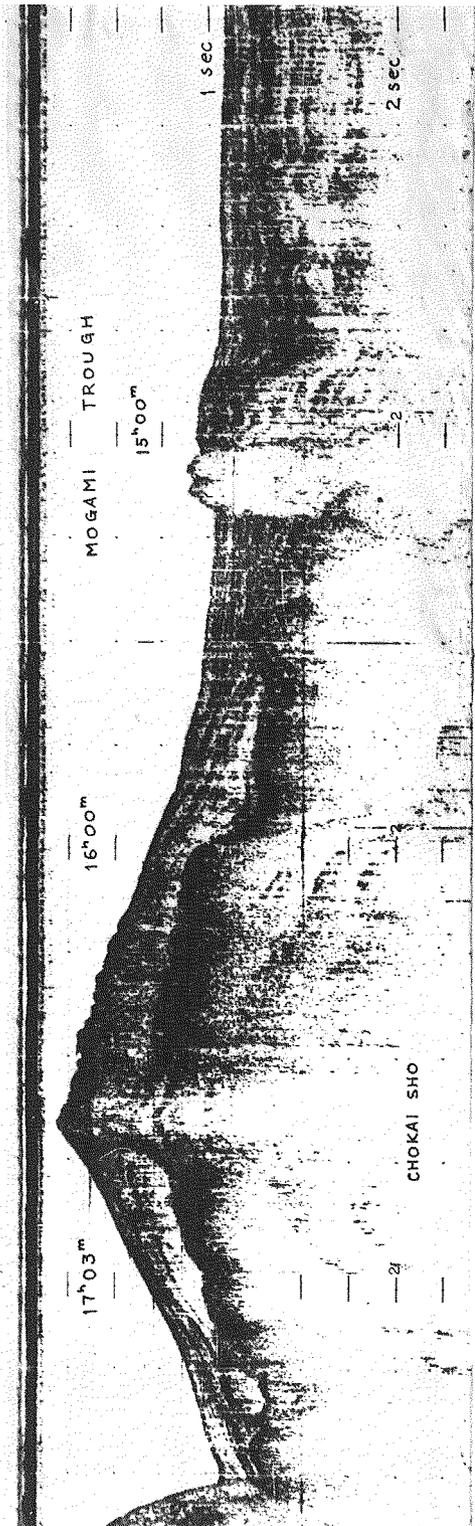
第6図 <L-M> 測線

Fig. 6. <L-M> profile



第7図 <J-K> 測線

Fig. 7. <J-K> profile



第8図 <T-U-C> 縦測線
Fig. 8. <T-U-C> profile

つようにした。

縦軸は海底及びその下の堆積層境界面の深さを往復の反射時間で示している。ただし、真の水深は、音源と受信系間の距離を考えて、時間補正を加えねばならない。その量は水深によって異なるが、水深 300 m 以上の海域では、+0.1 sec である。

船速 10 ノットで航行した大部分の記録では、縦軸、横軸の長さの比は約 11 : 1 である。

尚、今回の測定においては、最大約 100 m 迄の堆積層の構造を測定することが出来た。

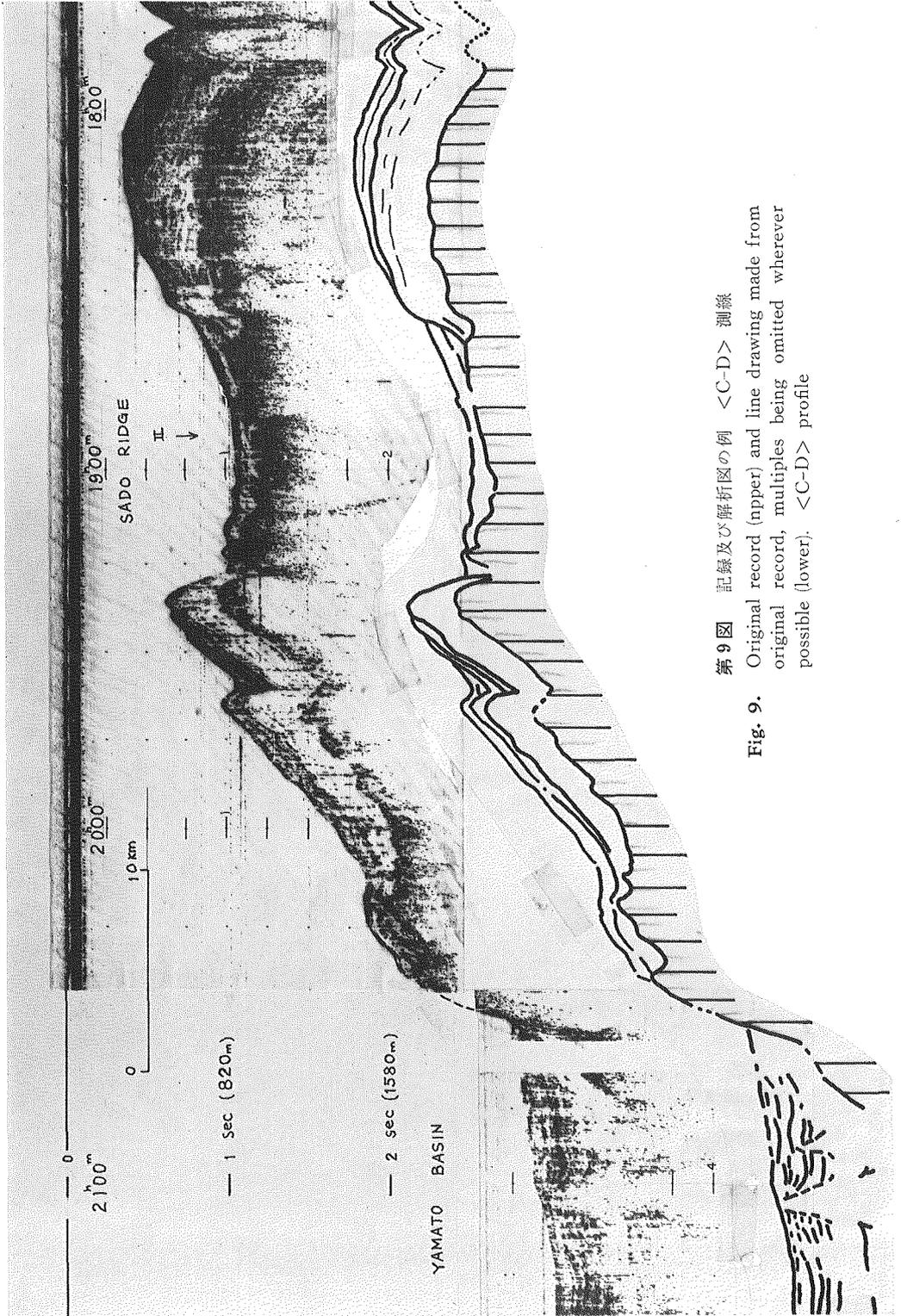
4. 記録の解析

第9図に、記録の海底及び堆積層内からの顕著な反射面をトレースした解析図の例が示してある。水深約 1000 m 以浅での記録では、海面と海底面或いは堆積層境界面との多重反射が現われる。ゆえに、解析図を作るにあたっては、これらを除いて、顕著な反射面をトレースした。複雑な海底地形での記録には、周囲の地形による横からの反射波や、廻折波が含まれるので、これらを真の海底地形或いは堆積層の構造と考えてはならない。この事は、特に浅海を対象とする Sparker 方式の記録の場合と同じである^{10,11)}。

比較的浅海で、海底及び海底付近の堆積層の反射係数が大きい場合には、多重反射が顕著に現われるが、堆積層の解析に役

10) 中条純輔；音波探査の記録の解析，地質ニュース，121 (1964)，33.

11) 中条純輔；音波探査講座 ⑤，解釈 (1)，地質ニュース，127 (1965)，34.



第9図 記録及び解析図の例 <C-D> 測線
 Fig. 9. Original record (upper) and line drawing made from original record, multiples being omitted wherever possible (lower). <C-D> profile

立つこともあるので、一概にこれを捨て去る事は出来ない。

しかし、このようにして解釈された堆積層の真の厚さは、堆積層内での音波の伝播速度が屈折法等によって測定されている場合を除いてはわからないが、陸に比較的近い種々の海域で従来行なわれた屈折法の結果によると、海底下数 km までの堆積層の音波の伝播速度はおおよそ 1.7 km/sec~2.3 km/sec であるから、大ざっぱな算定をする事は出来る^{12,13,14)}。

記録された最深の反射面の内、明瞭な層構造を示さないものを、この測定での基盤と呼ぶ事にし、そこに縦線を施した。

解析図の縦軸、横軸は、本節及び前節の理由によって、時間で目盛ってあるが、参考のために長さの単位でおおよその距離と深さをも示しておいた。

III. 堆積層の構造

この章では、II. 4 の手続きで作られた解析図によって、各測線の堆積層の構造について述べる。堆積層の厚さは原則として反射の片道時間で示すが、括弧内におおよその層厚を m で示してある。測線上の地点も、原則として測定時間で示すが、括弧内には測線のいずれかの端からの距離を km で示してある。

1. 東北地方沖合海域

この節では、男鹿半島、大和海盆及び佐渡島で囲まれる海域での測線について述べる。

<A-B> 測線 (第 10 図)*

秋田沖合より奥尻海嶺、最上舟状海盆を横切り、大和海盆に至る ENE-WSW 方向で、全長約 135 km の測線である。大陸棚の下では、向斜、背斜が交互に現われる明瞭な褶曲構造が見られる。これは秋田油田地帯を形成する第三紀の褶曲構造と同一のものであり、2つの大きな背斜は、男鹿半島の脇本、男鹿の背斜に連なるものと思われる¹⁵⁾。その上には、0.03~0.04 sec (60~70 m) の薄い堆積層が不整合に覆っている。褶曲構造は奥尻海嶺の一部をなす男鹿向瀬で終わっている。奥尻海嶺の海側の傾斜は平均 8° ~ 9° でかなりきつい。この斜面では海底下に弱い断続した反射が見られる。反射面の傾斜から考えると、この反射は海面と海底との間の 2 回反射ではないし、海底地形も単純であるから、横からの反射とも考えにくい。従ってこの斜面には、堆積層があるものと思われる。この末端から、海底地形は比較的平坦で水深約

12) S. MURAUCHI; The UMP Seismic Refraction Measurements in and around Japan, The Eleventh Pacific Science Congress (1966).

13) W. J. LUDWIG, et. al.; Sediments and Structure of the Japan Trench. J. Geophys. Res., **71** (1966), 2121.

14) S. MURAUCHI, et. al.; A Seismic Refraction Exploration of Kumano Nada (Kumano Sea), Japan. Proc. Japan Academy, **40** (1964).

* 折込み

15) 池辺 稔; 秋田油田地域における含油第三系の構造発達と石油の集積について、秋田大学地下資源開発研究所報告, **26** (1962), 1.

1600 m の最上舟状海盆の北限端と考えられている部分になる。ここでの堆積層は大きく見て 2 層である。上位の層は約 0.05 sec (75~100 m) の厚さで、多少層構造を示している。下位の層は B 点に向うにつれ均質になっている事を示し、その厚さは薄くなっている。基盤は 12 h 45 m 頃の地点 (B 点より約 59 km) より認められるが、奥尻海嶺からこの間は記録器の深度切換の境界のため、基盤の形状はわからない。13 h 30 m (B 点より約 45 km) 付近では、基盤に約 700 m の落差を持つ急崖が見られ、その傾斜は 20° 以上で断層と考えられる。後の議論のために、ここに矢印を付け、I と云う記号を付けておく。ここから B 点までの大和海盆北端地域は、海底地形及び基盤は凹凸に富み、活発な地殻変動のあったことを示している。堆積層は断層地形付近を除いて、層構造を示さない。その厚さは約 0.25~0.30 sec (400~600 m) でかなり厚い。

<C-D> 測 線 (第 11 図)*

最上舟状海盆中に孤立している鳥海礁の北東端、水深約 2000 m の斜面から佐渡海嶺をほぼ直角に横切り、大和海盆に達する NW-SE 方向の全長約 140 km の測線である。この測線に沿う鳥海礁の北西斜面の平均傾斜は約 2.5° でゆるく、単純な地形を示している。堆積層は大きく見て、2 層である。基盤はゆるく北西方向に傾斜していて、07 h 15 m (C 点より約 10 km) には、200 m を越す落差をもった断層が見られる。C 点付近では、明瞭な層構造を示さない堆積層が厚く、この層が海底に露出している。その厚さは約 0.25 sec (400~500 m) に達する。成層を示す堆積層は水深約 340 m の傾斜がゆるく変わるところから見られ、裾に向けて厚くなっている。基盤は、第 8 図の記録に見られるように、C 点付近で褶曲を示している。佐渡海嶺の一部をなす最上堆は約 14° のかなりの急傾斜で始まり、約 7 km に亘って 2 つの凸地形を示している。この部分では、基盤からの反射は非常に弱い、同じ様な凸形をしている様に思われる (第 8 図及び第 9 図参照)。

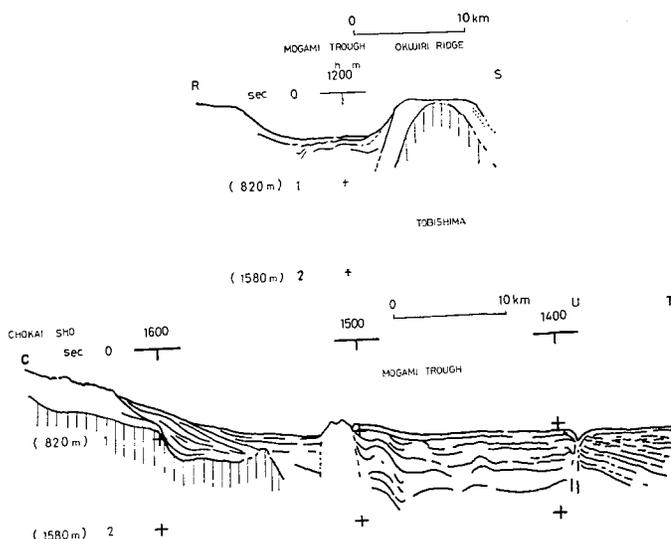
17 h 52 m から 18 h 33 m に亘る約 13 km では、0.25~0.18 sec (500~300 m) の厚い堆積層が見られ D 点寄りに薄くなっている。この間では、堆積層はやはり 2 層に分かれ、上層は成層を示し、下層は余り明瞭な成層を示さない。上層の厚さは最大で約 0.08 sec で D 点寄りに薄くなっているのに対し、下層は約 0.18 sec (310~360 m) で基盤に平行のように思われる。結局、この間の最上堆の堆積層の厚さの変化は上層にのみ依っている。18 h 33 m から 19 h 18 m に亘る約 14 km では、堆積層は 0.08~0.05 sec (約 110 m) と極端に薄くなっている。この部分は、後の議論のために矢印を付し、II と云う記号をつけておく。19 h 18 m から 20 h 30 m までの大和海盆に至る約 22 km の間は、0.17~0.25 sec のやはり 2 層からなる堆積層が見られ、上層は成層を示し、下層は明瞭な層構造を示さない。この間での堆積層は海盆に向けて、上層、下層共に薄くなっている。20 h 30 m (C 点より約 69 km) では、約 14° の傾斜で大

* 折込み

和海盆に落ち込んでいて、この急斜面では堆積層はなく、基盤が露出している。この地形には III と云う記号をつけておく。最上堆から、III の断層地形付近迄の記録は第 9 図に示してある。大和海盆では、海底地形はかなり平坦であるが、21 h 52 m (D 点より約 35 km, 39°31'N, 138°11'E) には記号 IV をつけた標高 1440 m の海山が発見された。この付近から D 点までの間には、この海山と同様の性質の火山性と思われる噴出部が見られる。堆積層は海山から続くと思われる弱い反射面が認められ大きく見て 3 層である。

<R-S-T-U-C> 測線 (第 12 図)

秋田県象潟沖合から飛島の北を通り、最上舟状海盆のほぼ真中の U 点で折れて、海岸線にはほぼ平行に鳥海礁の C 点に達する測線である。R-S 間は <A-B> 測線、<E-F> 測線と共に、東北地方の大陸棚の情報を与えるものであるが、記録時のフィルターの選定が高周波の方に寄り過ぎていたので、構造はよくわからない。大陸棚と奥尻海嶺の一部をなす飛島の間には、成層を示す堆積層がかなりの厚さである事を示している。飛島の沖合では、明瞭な層構造を示さない堆積層が見られ、その下は反射の様子から見て他の測線で基盤としたものに対応するものと思われるので、縦線を施した。矢印の所で <P-Q-Q'> 測線とほぼ直角に交叉している。S-T 間は、Airgun の部品交換のため、測定がない。最上舟状海盆内の T 点からは非常に厚い成層を示す堆積層が見られる。上層のものは海底に平行であって、厚さは 0.06~0.07 sec (100~200 m) である。下層は U 点に向って上り傾斜を示し、その傾斜は下位のもの程大きい。U-C 間の U 点付近では、これらの層は、殆んど海底に平行である。15 h 05 m 付近 (U 点から約 21 km) には、これらの層を切って海底に達する突き上がりが見られる。U 点側では、約 13 km にわたって褶曲がある。C 点側では、この様な褶曲はないが、0.06 sec (100 m) 程度の



第 12 図 <R-S-T-U-C> 測線
Fig. 12. <R-S-T-U-C> profile

表層を除いて、反射面が明瞭でなく振幅が一様な反射（いわゆる reverberent な反射）であることを示している。この測線に沿う鳥海礁の斜面は水深 450 m まで小さな凹凸を示していて、<C-D> 測線の斜面と異なる。16 h 00 m (C 点から約 12 km) には、基盤に約 300~400 m の落差を持つ急崖が見られ、C 点からこの地点までの堆積層は、成層を示さない。15 h 25 m (C 点から約 22.5 km) 付近では、基盤は凸形を示した後、急傾斜で落ち込んでいる。この先 U 点まで基盤は不明である。C 点付近で成層を示さなかった堆積層は、16 h 00 m 付近から基盤の急崖を埋める形で成層を示している。水深約 700 m から斜面の傾斜は変り、15 h 05 m の突き上げ地形まで別の水平的に成層を示す堆積層が見られるが、前述の如く突き上げ地形に向っては成層を示さなくなっている（第 8 図参照）。

<E-F> 測 線 (第 13 図)*

新潟沖合から佐渡海嶺を横切り、大和海盆に至る NW-SE 方向の全長約 220 km の測線である。海底地形は、典型的な大陸縁辺地域のもので、舟状海盆と堆が続いている。

大陸棚の下では、<A-B> 測線の秋田沖のような褶曲構造は見られないが、向斜的な堆積盆地を形成していることを示している。堆積層は層構造を示し、海底下 0.04 (60 m) にやや強い反射面が見られ、これによって上層と下層に分けられる。この層は <A-B> 測線で褶曲構造を覆っている層とほぼ同じ厚さであるが、13 h 45 m 頃 (E 点より約 15 km) の海底地形が下へたわんでいるところで最も厚い。大陸棚斜面は水深約 330 m で 2 段になっており、堆積層は大きく見て 3 層である。ただし第 2 層と第 3 層の境界面は余り明瞭ではない。とは云え、E 点よりの大陸棚斜面の中程、12 h 33 m 付近からこの境界面は次第に明瞭になり、第 3 層は成層を示す様になる。大陸棚斜面のくびれは、堆積層の様子から一種の褶曲と思われる。最上舟状海盆は水深約 690 m で平坦であり、非常に厚い成層を示す堆積層が見られる。上位の反射面は、平坦であるが、下位になるほど凹形を示している。基盤の形状はわからない。佐渡海嶺は佐渡島弾崎の延長から始まる。この堆の陸側 (E 点側) の斜面の傾斜は平均約 13° (部分的には約 22°) でかなりきつく、水深約 370 m に平坦面が見られるが堆積層らしいものは認められない。この頂部は水深 200 m 以浅でほぼ平坦であるが、成層を示す堆積層らしいものはない。海側 (F 点側) の斜面の傾斜はゆるく約 4° であって、この斜面では全体の厚さが 0.10~0.13 sec (200 m) 程度のほぼ 3 層の堆積層が見られる。更に点線で入れてある境界面は 2 回反射で認められるものであり、これを考えると堆積層はかなり厚く最大 0.24 sec (400~500 m) となる。いわゆる基盤の傾斜は、陸側と同程度のかかなりの急傾斜を示すことになる。この弾崎延長の堆と、北西側にある瓢箪瀬の間の舟状海盆には相当量の堆積層が見られ、第 3 層及び点線の境界面は、ここで上に凸形を示し、10 h 53 m (E 点より約 66 km) 頃では第 3 層が海底に露出している。10 h 37 m 頃から 09 h 45 m にかけては瓢箪瀬と呼ばれる堆であり、海底地形は

* 折込み

弾崎延長の堆とほぼ相似である。陸側 (E 点側) の傾斜は約 23° できつく、やはり堆積層は認められない。海側 (F 点側) の斜面は平均約 6.5° である。この斜面で 10 h 00 m から 08 h 40 m 頃までの約 23 km の間は、Airgun の部品交換の為、音源として 50 gr のダイナマイトを約 30 秒間隔で投下した記録である。この間では堆積層の構造の詳細は不明である。08 h 45 m から 09 h 45 m にかけての約 18 km には、先の 2 つの堆に似た堆があってやはり陸側斜面がきつく海側がゆるい。堆頂は水深約 590 m と 460 m の 2 段に分かれている。この海側の斜面の裾付近には薄い堆積層が認められる。測線のほぼ真中の 08 h 40 m 頃 (F 点より約 92 km) の凸地形を越えたところから F 点にかけては明瞭にかなりの厚さの堆積層がみられる。07 h 30 m 頃 (F 点より約 72 km) では基盤に <A-B> 測線、<C-D> 測線でみられたのと全く同様の断層的な急崖が見られる。これには記号 V がつけてある。08 h 30 m から 07 h 30 m までの約 18 km の間では基盤の形状は凹凸に富んでいて、堆積層は大きく見て 2 層であり、上層は成層を示し、下層は成層を示さない。全体の厚さは約 0.18 sec (300~360 m) である。成層を示す上層は基盤での断層地形に向け急激に厚くなり下層は薄くなる。このため、基盤の傾斜が一樣に急な 08 h 00 m から 07 h 30 m にかけては、堆積層は 4 層程度の層構造を示す。V の断層地形から F までの大和海盆では、F 点付近の約 9 km を除いて、海底地形は非常に平坦であり、堆積の様子もおおよそ同様である。基盤は断層地形からゆるい傾斜で下がり約 20 km だけ F 点よりの辺から不明となっている。V の断層地形までの佐渡海嶺の部分にくらべ、大和海盆では堆積層は非常に厚く約 0.5 sec (850~1000 m) 以上に達する。その構造は、3 層と考えられる。上 2 層の厚さはそれぞれ 0.09 sec (150~180 m) と 0.1 sec (170~200 m) であり、第 3 層の厚さは基盤が不明であるが、500 m 以上である。F 点付近の約 9 km にわたって第 1 層が欠けていることが注目される。

<B-D-F> 測線および <D-F> 測線 (第 14 図)*

新潟の沖合約 220 km をほぼ NE-SW の方向で大和海盆の長軸に沿う、全長約 140 km の測線である。海底地形は、大きな変化がなく、水深 2460~2740 m で比較的平坦である。海底地形の単調さと対照的に基盤はかなり複雑な様子を示し、特に D 点を中心として、それぞれ幅約 3 km の火山性の噴出と思われる数個の突出が見られる。この付近では、この火山活動に伴なうものと思われる反射面が見られ、層の数は多い。B 点付近では、基盤からの反射は弱い。16 h 30 m 頃 (B 点より約 9 km) から、基盤の上に弱い反射面が見られるが (層厚は約 0.06 sec) B-D のほぼ中間で非常に弱くなって不明となる。堆積層は 2~3 層であって全体の厚さは約 0.25 sec (430~500 m) である。堆積層の第 1 層は B 点から F 点に向け厚くなっていて、F 点から約 9 km D 点寄りで最大となり、0.21 sec (約 360 m) に達する。基盤は小さくゆるい凹凸を示している。基盤は D 点付近でくぼんでいるが、20 h 30 m 頃 (D 点より約

* 折込み

12 km F 点より) から再び平坦になり, 21 h 40 m 頃 (約 33 km) で弱くなり不明となっている。この辺から F 点にかけて, 堆積層は多くの反射面を持った層構造を示し, 21 h 50 m 頃には上に凸に変形している。

<D-F> 測線は僅かにコースを変えた測線である。この測線は <B-D-F> 測線と矢印を付した F 点から約 13 km D 点寄りで交叉している。この測線では 01 h 05 m 頃 (F 点より約 41 km) よりに <C-D> 測線の海山と同様な構造の山が海底を破って出ている。その約 10 km F 点寄りには, これと同じ性質のものと思われる突出があって堆積層は上に凸に変形している。この構造は <B-D-F> 測線のものに連なる。F 点寄りにはやはり基盤は認められない。この 2 つの測線では, D 点を中心に活発な火山活動があったことが示されている。

<P-Q-Q'> 測線 (第 15 図)

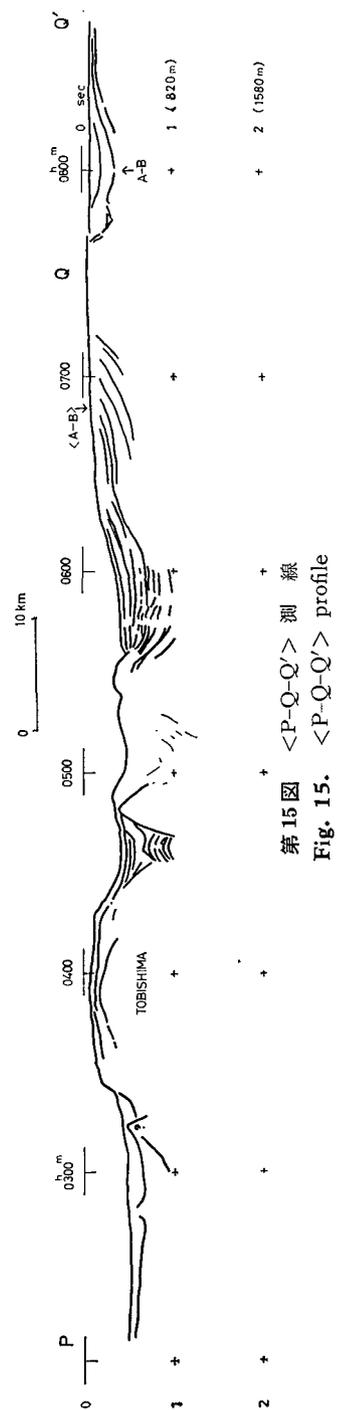
海岸から約 27 km 沖合を海岸に平行に飛島の南方から男鹿半島塩瀬崎に向かい, そこから折り返し秋田沖合に達する測線である。この測線では, 飛島の南側では明瞭な成層を示す堆積層がないのに反し, 北側から秋田沖合にかけては成層を示す堆積層が厚く存在する。04 h 45 m から 05 h 30 m にかけての約 14km では背斜的な構造を示し, 成層を示す堆積層はない。05 h 35 m 頃 (Q 点から約 33 km, P 点寄り) から男鹿半島にかけては, 褶曲構造が見られ, そこに厚い成層堆積層がある。05 h 35 m 頃の地点で海底地形がくぼみ, 上位の堆積層が不連続になっていることは興味深い。

<N-O> 測線 (第 16 図)*

佐渡島南の海盆から大陸棚上をほぼ NNE 方向で粟島の南を通る測線である。海盆から大陸棚にかけては余り明瞭な成層を示す堆積層はない。大陸棚上では, 後に述べる理由によって堆積層の構造はわからない。

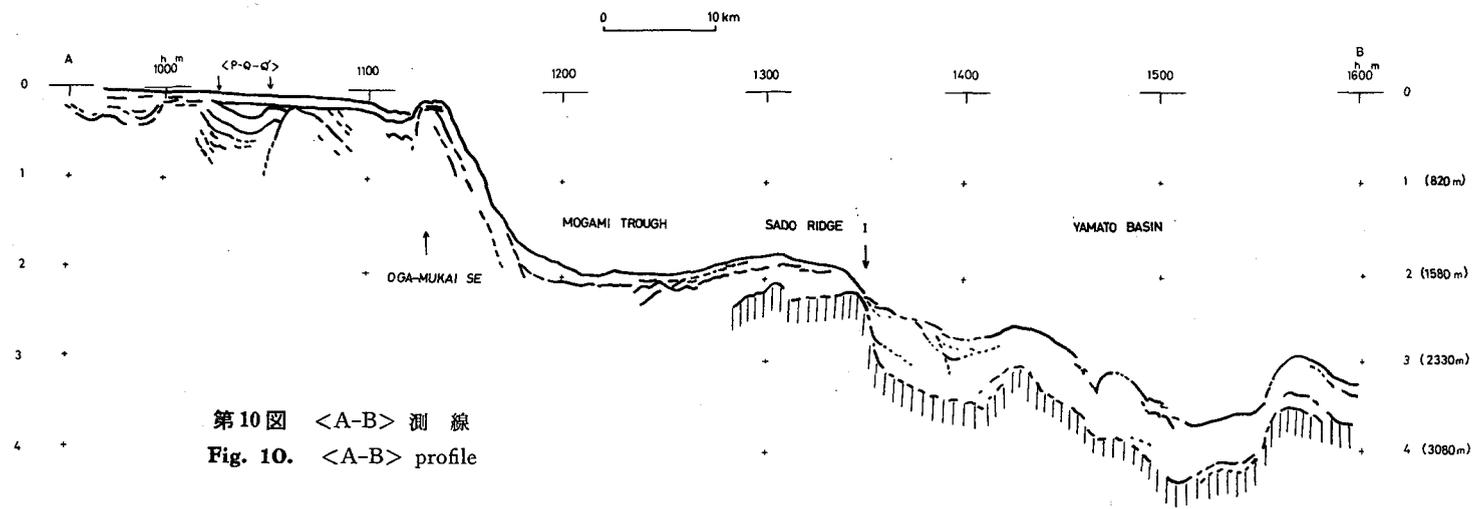
<E-V-W> 測線

新潟沖から岩船沖を通り粟島の南を通して馬の背に至る新潟県沖合の大陸棚上の測線である。大陸棚上の水深 200 m 以浅の浅海での測定には, 使用し

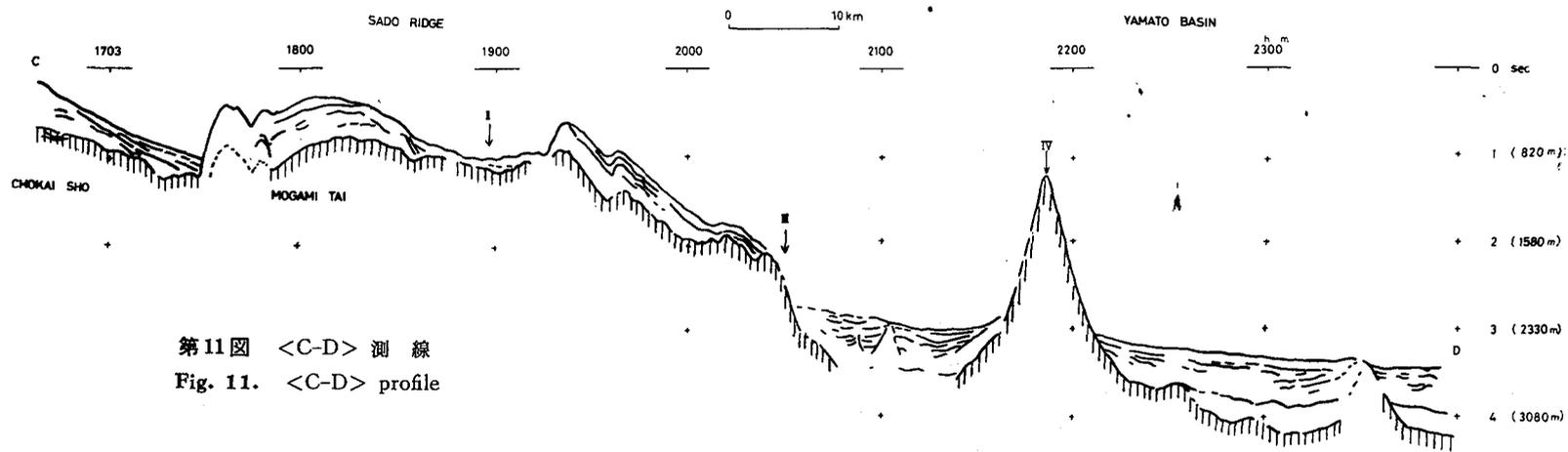


第 15 図 <P-Q-Q'> 測線
Fig. 15. <P-Q-Q'> profile

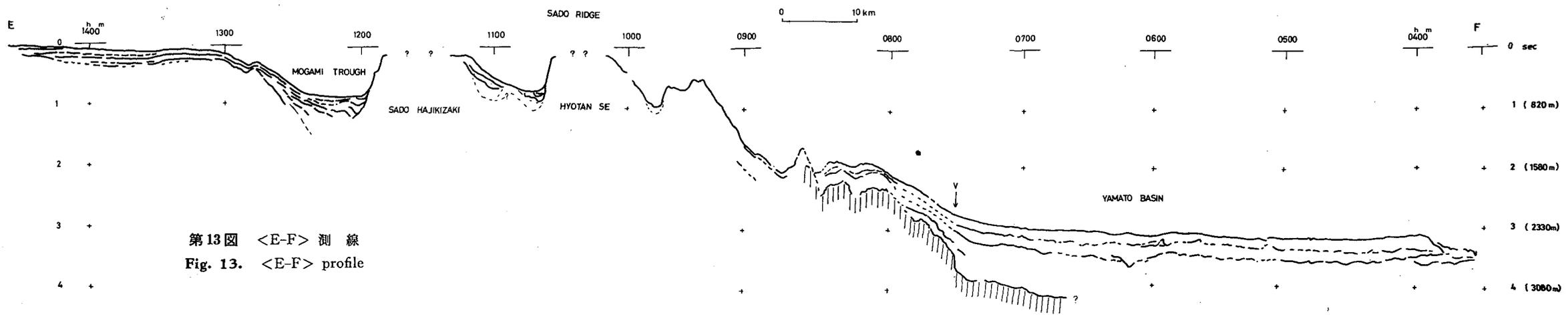
* 折込み



第10図 <A-B> 測線
Fig. 10. <A-B> profile

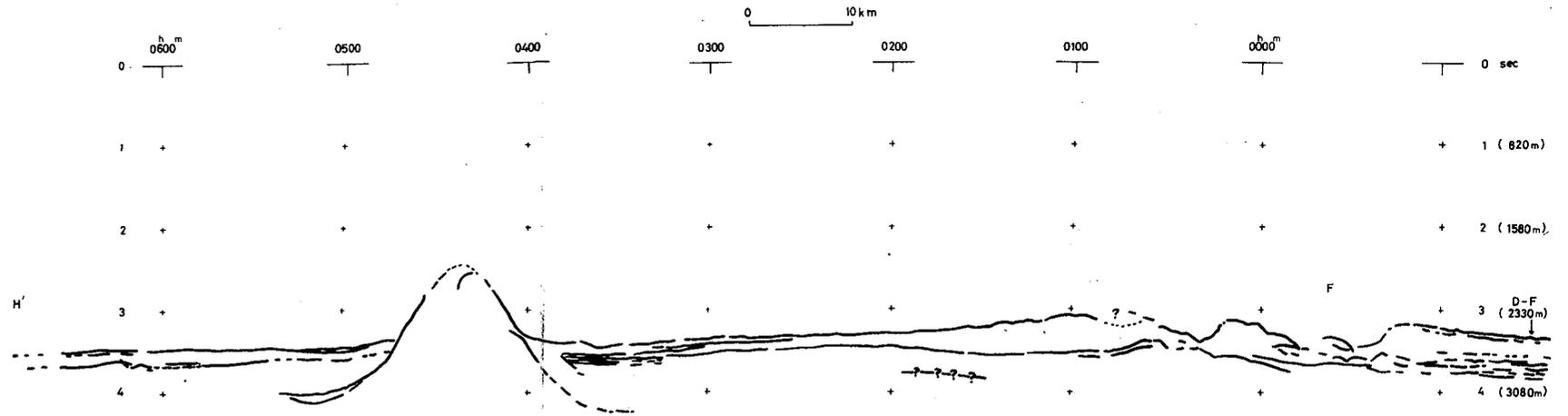


第11図 <C-D> 測線
Fig. 11. <C-D> profile

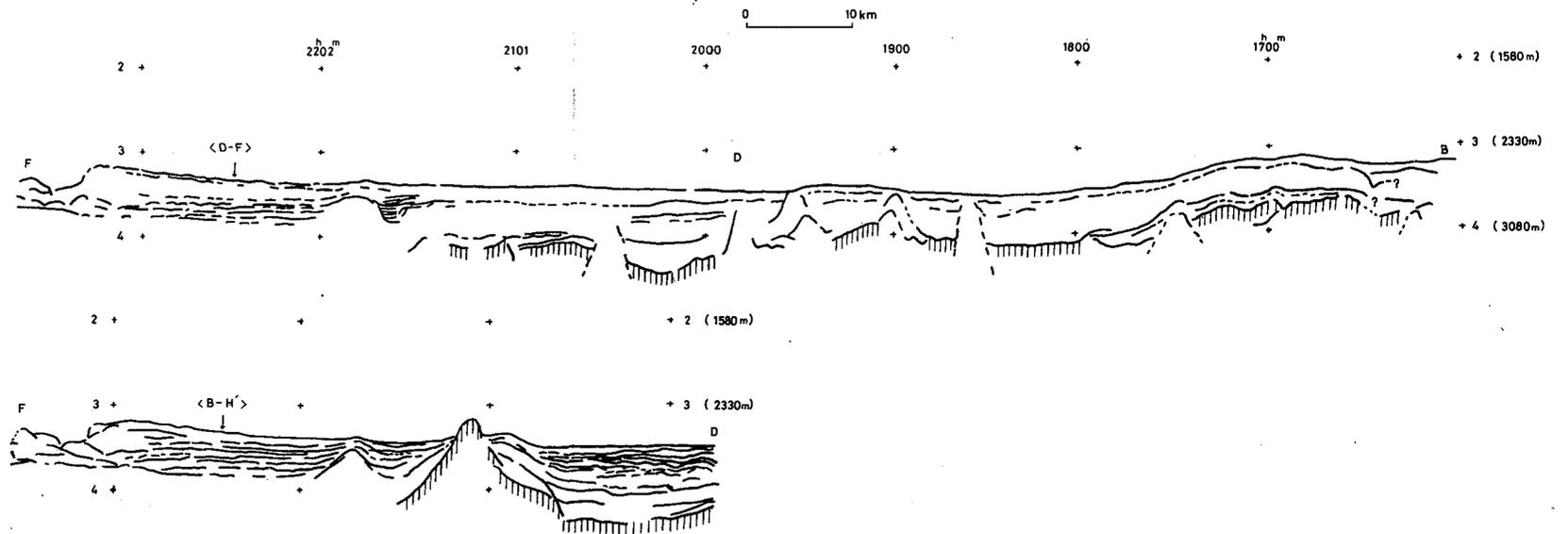


第13図 <E-F> 測線
Fig. 13. <E-F> profile

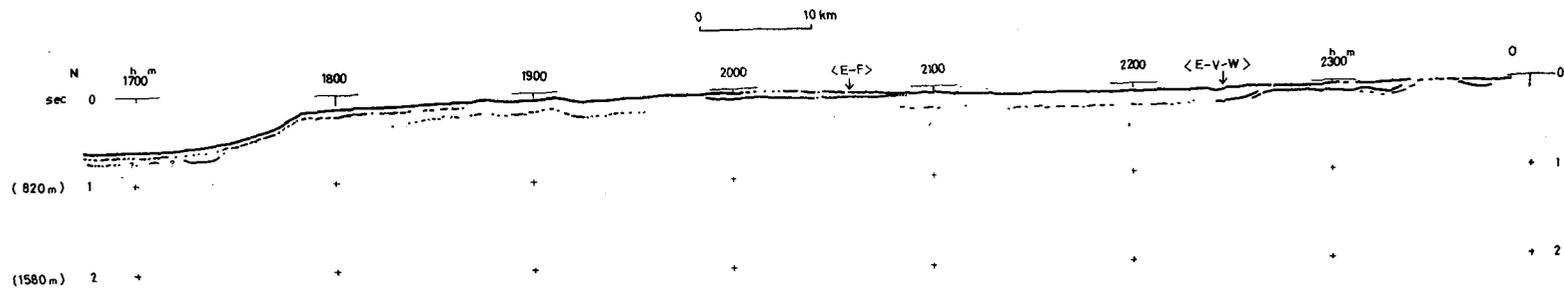
第17図 <F-H'> 測線
 Fig. 17. <F-H'> profile



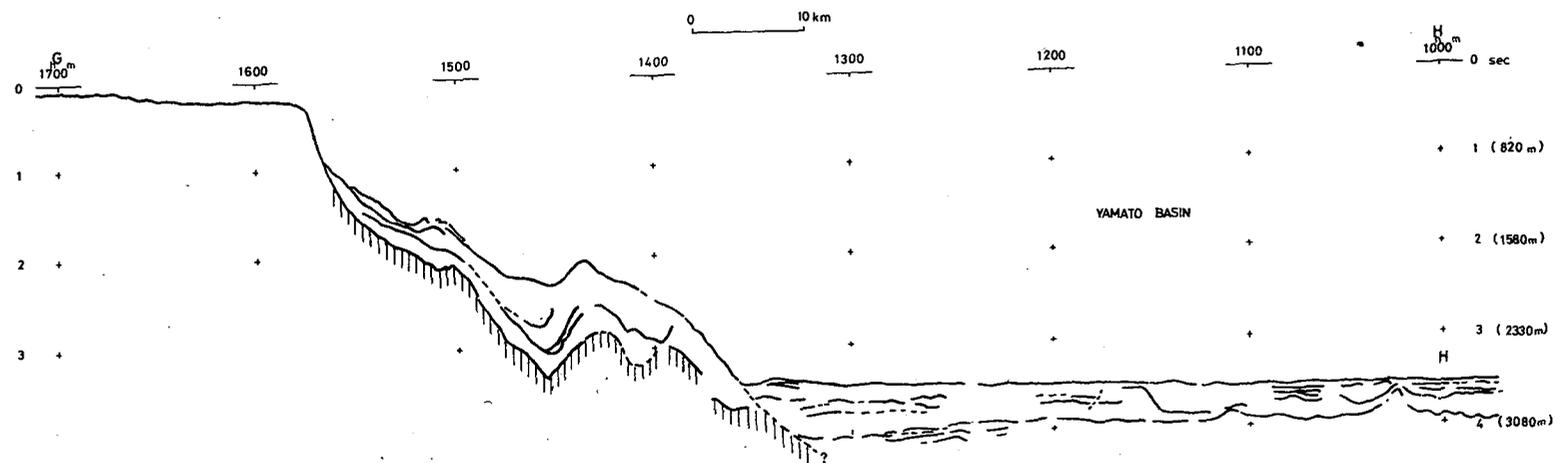
第14図 <B-D-F> 測線及び<D-F> 測線
 Fig. 14. <B-D-F> profile and <D-F> profile



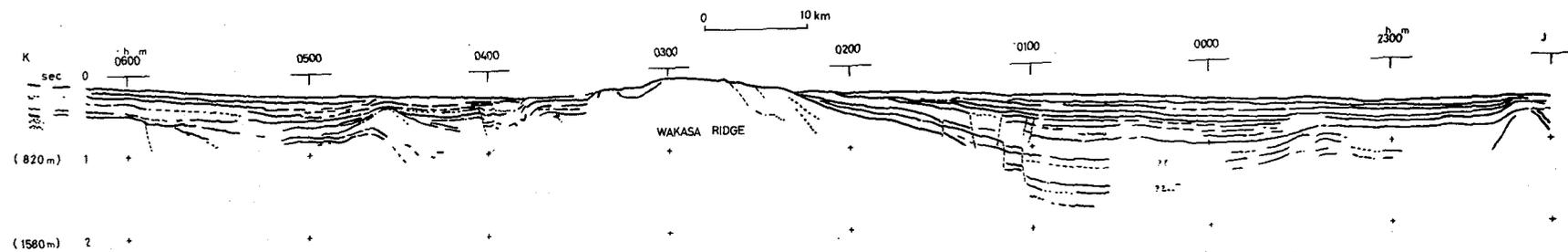
第16図 <N-O> 測線
 Fig. 16. <N-O> profile



第18図 <H-G> 測線
 Fig. 18. <H-G> profile



第19図 <J-K> 測線
 Fig. 19. <J-K> profile



た計器は、海面海底の多重反射のため不利なので、堆積層の構造はよくわからない。そのためこの測線の解析図は示されていない。岩船と粟島間及び粟島と馬の背間は向斜的であり、粟島沖は背斜的なので、測線全体は褶曲構造を示し、そこには成層が見られる。

2. 能登半島より西側の海域

この海域の測定は大和海盆から能登半島沖合に向い、そこから若狭湾に達する単に折れ線状に配列された測線に沿ってのみ行なわれた。

<F-H'> 測線 (第 17 図)*

この測線は前節の <B-D-F> 測線の南西への延長であり、大和海盆の長軸に沿う全長約 100 km の測線である。F 点から約 23 km にわたって海底地形は複雑に乱れているがその形状は、もっぱら第 1 層の厚さの変化のみによるもので構造的なものではない。この F 点付近の地形は、富山舟状海盆の大和海盆への延長にあたっている事から、一種の海底谷かも知れない。この第 1 層は 01 h 00 m 頃 (F 点から約 20 km H' より) で最も厚く約 0.21 sec (約 400 m) であって、H' に向って薄くなっておりよい成層を示さない。04 h 35 m 頃 (F 点より約 63 km) に孤立した海山があるが、<B-D-F> 測線、或いは <C-D> 測線の様に、これに伴う様な火山性の噴出部は付近に見られず、<B-D-F> 測線にくらべて余り地域的な変動を受けていない。

<H-G> 測線 (第 18 図)**

今回の調査海域で最も幅の広い大陸棚を示す能登半島輪島の沖合から、大和海盆までほぼ NNW-SSE 方向の全長約 110 km の測線である。能登半島の沖合では、大陸棚の最大幅は約 60 km であって、この測線はその最大幅の方向にとってある。大陸棚の外縁深度は 480 m で深い。大陸棚の下では特に明瞭な反射面を示す成層した堆積層はない。大陸斜面は非常な急傾斜をなし約 16° で海盆に向っている。この間では堆積層はない。堆積層は水深約 740 m の傾斜のゆるくなっているところから存在する。大和海盆までの斜面での堆積層の構造は単純ではない。特に 15 h 10 m から 13 h 30 m にかけての約 30 km の間では基盤は大きく変化し、厚い堆積層が見られる。最も厚いところでは約 0.5 sec (約 900 m) に達する。この堆積層内は音波が良く通るので、かなり柔かいものである。その構造は、基盤に見られる地殻変動に伴って、シート状に滑り落ちたことによるものと思われる。大和海盆では、海底地形は水深 2700~2760 m で平坦であり、堆積層もほぼ一様である。堆積層の厚さは 0.2~0.3 sec (340~600 m) であって、陸に向って厚くなっている。

<G-I> 測線

能登半島輪島沖の大陸棚上の、ほぼ NE-SW 方向の測線である。

堆積層の上位の約 0.04 sec (60~80 m) 以下は、多重反射のためわからないので、図は示さ

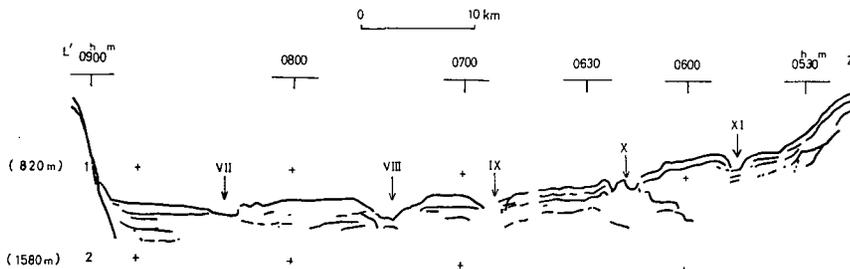
* 折込み

** 折込み

の大陸棚斜面では、下層（基盤のすぐ上の層）の厚さはほぼ一様であるが、上層は2層に分かれ、舟状海盆に向って厚くなっている。この斜面での堆積層の全体の厚さは最大約 0.25 sec (680~800 m) である。水深約 900 m のところでこの測線は <L-M> 測線と交叉している。03 h 50 m から 04 h 20 m にかけての約 9 km にわたって、堆積層を欠き、基盤の露出している部分が認められる（図では記号 VI を付けてある）。この部分で特に Y 点よりの端では基盤に幅約 2 km の深みが見られる。04 h 20 m 頃（Z 点より約 18 km）から大陸棚上の Z 点までは地形的には階段状をなし、そのやや傾斜した平坦面の水深は約 660 m 及び約 900 m である。これらの平坦面の下では基盤はくぼんでいて、2~3 層の厚い堆積層が見られる。上位の平坦面下の堆積層の厚さは約 0.25 sec (680~800 m)、下位の平坦面下の厚さは約 0.13 sec (340~400 m) である。

<L'-Z> 測線 (第 21 図)

七尾港入口の観音崎沖から E-W 方向で能生沖に向う測線である。富山舟状海盆に面した能登半島東側の大陸棚斜面の傾斜は 19° を越すかなりの急傾斜で、そこでは堆積層は認められない。この斜面の裾から堆積層が見られるが、舟状海盆の平坦面を形成するのは、この層の上を覆う振動的な反射を示す堆積層である。Z 点側の大陸斜面では、堆積層は 2 層であり、基盤は斜面の末端で不明となる。舟状海盆は、水深 680 m および、970 m から 1120 m にゆるく傾斜する 2 段の平坦面からなっている。これらの平坦面には 5 個所で海底谷状の凹地形が認められ、いずれも最上位の堆積層が欠けている。L' 側から順に VII, VIII, IX, X, XI の記号がつけられている。



第 21 図 <L'-Z> 測線

Fig. 21. <L'-Z> profile

<L-M> 測線 (第 22 図)

能登半島観音崎沖合から ENE 方向で佐渡堆に向う測線である。能登半島東側の大陸棚及び大陸棚斜面には堆積層が見られ、大陸棚斜面の堆積層は約 0.08 sec (140~160 m) の厚さである。斜面中腹では、これらの堆積層が V 字形に欠けた海底谷状の海底地形を示している。基盤は、斜面末端で急傾斜で落ち込み、11 h 15 m 頃（L 点より約 41 km）に再び認められるまでの約 27 km にわたっては、その形状は不明である。この間で 10 h 00 m（L 点より約 19 km）及び 10 h 25 m 頃（L 点より約 22 km）の 2 個所でそれぞれ幅 1.8 km 及び 3.6 km にわたって最上位の堆積層が欠けている所がある。これらには XII, XIII の記号が付けてある。ここでの

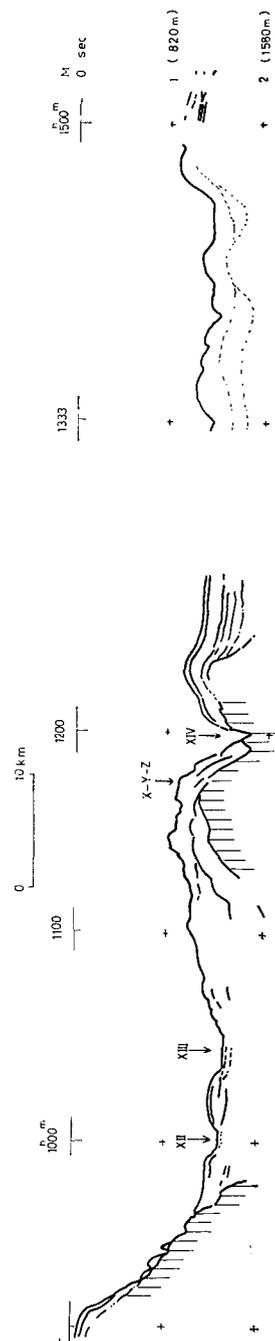
反射は振動的である。富山舟状海盆が能登半島の延長によってくびれている L 点から約 54 km (12 h 00 m) では非常に幅が狭く深い V 字形の海底谷状地形が認められる。ここでは堆積層はなく、更に基盤まで削られている。この海底谷状地形の斜面は M 点側の方がきつい。この地形には XIII の記号を付けてあり、この間の記録は第 6 図に示してある。基盤はこの両側で盛り上っていて、堆積層は殆んど同じ厚さである。堆積層は、この地形から離れるにしたがって厚くなるが、M 点よりの方が成層をよく示している。13 h 30 m 頃から M 点までは少量の火薬の連続投下による測定で堆積層の構造はよくわからないが、おおよその構造を点線で示してある。

IV. 総括および考察

今回の調査によって日本海の堆積層のくわしい構造が一部分ではあるが、初めて明らかにされた。東北地方沖合の海域は特異な海底地形を示すし、今回の調査で最も測線を密にとってあるので、この海域について若干の考察を試みた。

第 23 図に、この海域における本州から大和海盆に至る 3 本の測線の断面図を並べて示した。この図で、最も興味あることの 1 つは、I, III および V の記号を付けた基盤での断層地形である。これらの位置を海底地形図に入れると、第 2 図の 1 点鎖線の如くなり、1500 m の等深線にほぼ対応し、直線状になる。典型的な大陸縁辺地域の海底地形を示す <C-D> 及び <E-F> 測線では、この断層地形を境にして堆積層の厚さ及び構造は明らかに違っており、その東側の佐渡海嶺ではおおよそ 2 層をなし、その厚さは薄い。これに対して西側の大和海盆では少なくともこれより 1 層多く、全体の厚さは厚い。

<A-B> 測線では、海嶺と称するほどの海底地形はなく、従って大陸縁辺地域としての形態は薄れている。しかし、海底地形がゆるやかな凸形を示す I の東側では、基盤が明らかに上がっている。また I の断層地形を境にして、この部分と大和海盆での堆積層の様子が、<C-D> 及び <E-F> 測線と同様に違っている。このことから



第 22 図 <L-M> 測線
Fig. 22. <L-M> profile

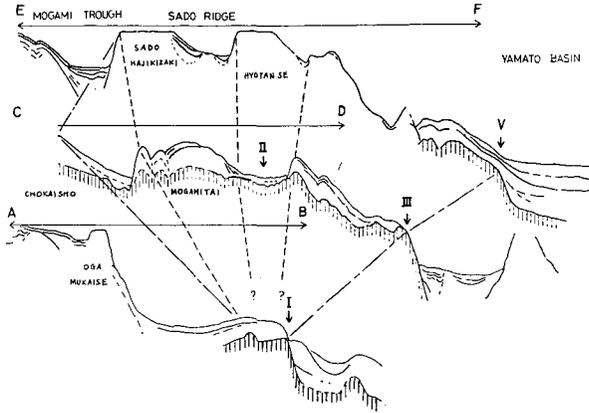
<A-B> 測線も、前述の2測線と同一の単位と考えられる。従って <A-B> 測線で基盤が上がり海底地形が嶺型を示している部分は佐渡海嶺の北への延長と考えてよいと思われる。佐渡海嶺と大和海盆の堆積層の構造の違いは、或る時代に、陸と海と云う関係にあったとすることにより説明がつかないかも知れない。

佐渡海嶺の堆積層について最もよく情報が得られるのは <C-

D> 測線である。<C-D> 測線で II とした極端に堆積層の薄い部分を除くと、堆積層の全体の厚さは、陸側に厚い。<E-F> 測線においても、佐渡弾崎沖の堆の北西斜面で点線で示した境界面を考えると、同じ傾向にある。佐渡海嶺で興味のある部分は第 23 図の <C-D> 測線で II の記号を付けた堆積層の極端に薄い所である。この部分の記録は第 9 図に示してある。この図に見られるように、基盤はその両側の部分と比べると全体にやや深い。堆積層は、その両側の部分に見られる厚い成層を示さない下位の層を全く欠いている。このことから II の部分は、この成層を余り示さない厚い層が堆積された時代を通じて、海面付近或いは海面上にあったことを示すと考えられる。隣接して陸側にある最上堆の北西斜面の堆積層がこの部分に向けて傾斜していることも、II の部分の沈降にともなったものと考えられる。成層を示さない厚い層は後に述べるように第三紀のものであると考えられるので、この変動は、かなり新しいものと思われる。

最上舟状海盆では一般に成層を示す堆積層が非常に厚い。この事は、この部分が長い時代にわたって本州と佐渡海嶺に挟まれた海であったことを示すものと考えられる。ただし、<A-B> 測線では成層を示す堆積層が見られず、かなり水深が深いことから、或いは最上舟状海盆と同一のものと考えない方がよいのかも知れない。

最上舟状海盆で興味を引かれることは、佐渡海嶺に隣接するとは云え、地形的に孤立している鳥海礁の存在である。この堆が火山性でないことは、すでに指摘されていたが^{16,17)}、今回の調査で、このことが確認された。すなわち、この堆の堆積層の構造は第 8 図に示したように基盤はその北東側及び北西側に断層的な急崖で境された台地状をなして、火山的な噴出によるものでないことをはっきり示している。基盤の上面はかなり平面状で北西に傾斜を示し



第 23 図 堆積層の構造から見た海底地形の関係

Fig. 23. Relationship between each submarine features deduced from the structure of sediments.

16) 前出 7)

17) 前出 6)

ていて、すでに報告されている海段の傾斜の方向と一致する¹⁸⁾。このことから鳥海礁の傾動運動は地塊的なものと考えてよいと思われる¹⁹⁾。この堆の堆頂面付近からは第三紀の堆積が岩盤として採集されているが、第8図のC点付近に露出していて余り成層を示さない堆積層は、これに当ると考えられる。佐渡海嶺上で見られる下位の成層を示さない堆積層も同じであろう。

以上のごとく、堆積層の構造及び分布から考えると、第23図で、点線で結んだ様に各地形を関連づけることができる。これは従来云われている事を裏付けるものである^{20,21)}。第2図にもこの関連を点線に入れてある。

総括として、この海域での地塊単位は次の如く考えられる。すなわち、第2図でI, III, Vを結ぶ線で大和海盆と佐渡海嶺の境界を示した。この境界を北西辺とし、富山舟状海盆と佐渡海嶺の境界を西辺とし、奥尻海嶺と最上舟状海盆の境界を東辺及び南東辺とするほぼ四辺形が最大の単位である。更にこれは佐渡海嶺と最上舟海盆に分けられる。佐渡海嶺は更に第2図の点線で示したごとく、小単位に分けられるが、大和海盆との関係から見ると全体として陸的な性格が強く、隆起、沈降をくり返す部分である。これに対して最上舟状海盆は、同時代においての性格が強いと考えられる。

鳥海礁は基盤が佐渡海嶺と同じ程度の深さにあること、および佐渡海嶺の最上堆等で見られる成層を示す薄い堆積層が欠けていて、しかも海蝕台地と考えられる海段があることなどから、むしろ隆起、沈降をくり返す佐渡海嶺の性格に近い。従って、鳥海礁は最上舟状海盆に孤立する地形と見るより、佐渡海嶺の一部と考えてよいのではないかと思われる。このような考え方によると第2図及び第23図の一点鎖線で結んだ範囲が佐渡海嶺となり、やはりほぼ四辺形になっていることは興味深い。

謝 辞

計器の開発および調査の実施にあたり、終始御指導いただいた国立科学博物館の村内必典博士及び北海道大学の田望助教授に厚く謝意を表わす。特に田助教授からは本論文の作成にあたり、熱心な議論と有益な助言を得た。また、海上保安庁水路部の佐藤任弘博士には色々な資料を教わり、かつ調査に御協力戴いたことに感謝する。調査に御協力下さったその他の方々にも厚く謝意を表す。本技術の開発は、Lamont Geological Observatory of Columbia UniversityのJ. I. EWING氏の適切な数々の助言に負うところが多い。ここに記して、謝意を表す。

18) 前出 7)

19) 前出 17)

20) 前出 7)

21) 前出 17)

尚、本研究は昭和 40 年度の国際地球内部開発計画研究費の一部によって行なわれた。

8. The Structure of Sedimentary Layer in the Japan Sea

Hiroshi HOTTA

(Department of Geophysics, Faculty of Science, Hokkaido University)

In autumn of 1965, the first continuous seismic reflection profiling was made in the Japan Sea. Most seismic reflection tracks were set in the continental borderland off north-east Japan, as shown in Figs. 1 and 2.

A pneumatic gun was used as a sound source and an array of 10 hydrophones, as a receiving system. Both were towed behind the ship at distances of 50 and 250 m respectively (Fig. 3).

A representative seismic profiler record and its line drawing are given in Fig. 4. Some of the other records are presented in Figs. 5 through 9 and line drawings along each profile, in Figs. 10 through 22.

Some discussions are made on geomorphological division of the Japan Sea, especially in the area off north-east Japan. The area is divided into three regions, the Yamato Basin, the Sado Ridge and the Mogami Trough with physiographic feature. This division is also confirmed from the structure and distribution of sediments except the Chokai-sho Bank. In the Mogami Trough, very thick layered sediments are present and no basement rocks are observed. The sediments of the Sado Ridge consist of two layers, the upper thin layer is stratified and the lower one, fairly thick and transparent. In the Yamato Basin, three or more layers of sediments are observed. Total thickness of sediments in the basin is larger than that of the Sado Ridge. The Chokai-sho Bank has been considered as an isolated non-volcanic bank in the Mogami Trough. However, the structure of sediments on the bank is very similar to those of many banks in the Sado Ridge. Therefore, it may be considered that the Chokai-sho Bank is a part of the Sado Ridge. From this interpretation the province of the Sado Ridge is quadrilateral in shape as shown in Fig. 2.

地球物理学研究報告 第18号

8. 日本海における堆積層の構造

正 誤 表

ページ	行	誤	正
111	脚注 1)	6 (1961)	66 (1961)
	脚注 4)	前出 2)	4) J. I. EWING and R. ZAUNERE; Seismic Profiling with a Pneumatic Sound Source, J. Geophys. Res., 69 , (1964) 4913.
117	12	100 m	1000 m
118	英文説明	(npper)	(upper)
120	12	約 2000 m	約 200 m
120	15	07 h 15 m	17 h 15 m
122	14	0.04 (60 m)	0.04 sec (60 m)
130	2	堆積が	堆積岩が
130	15	いての性格	いて海の性格
131	7	Fig. 4	Fig. 9
131	8	Figs. 5 through 9	Figs. 4 through 8
131	19	non-volcanic	non-volcanic