

日本海南東部のインバージョン・テクトニクス

Inversion Tectonics in the southeastern part of the Japan Sea

岡村行信*・佐藤幹夫**・渡辺真人**・山本博文***

Yukinobu Okamura, Mikio Satoh, Mahito Watanabe and Hirofumi Yamamoto

Abstract: The southeastern part of the Japan Sea, offshore Niigata to Akita area, is characterized by many small ridges and troughs linearly elongated parallel to the arc. Many of the ridges have been tilting northwestward and cut by east-down faults on their southeast margins. These ridges, such as the Torimi-Guri Bank in the Mogami Trough and the small ridges in the Sado Ridge, are underlain by thicker sediments than those under adjacent troughs. Those sediment layers can be divided into three units. The lower unit (probably Early Miocene) is limited under the ridges in distribution and generally thicken southeastward, suggesting that the ridges were southeastward tilting basins during the deposition of this unit. The middle unit (Middle Miocene to Early Pliocene) covers across the ridges and troughs with no or little change of the thickness, showing no intense tectonic movement during the deposition of this unit. The upper unit (Late Pliocene to Quaternary) has a maximum thickness at the axis of the troughs and gradually decreases in thickness southeastward on the northwestern slope of the ridges, indicating northwestward tilting and uplifting of the ridges since the Late Pliocene time. This structure strongly suggests that the faults grew as normal faults accompanied by half grabens during Early Miocene back-arc spreading of the Japan Sea and reactivated as thrust faults after the Late Pliocene time. The ridges formed by structural inversion are widely recognized in the southeastern part of the Japan Sea.

はじめに

東北日本の新第三紀以降の構造発達史を考えると、中新世に起こった日本海の拡大と鮮新世以降に成長しつつある短縮変形は特に重要な事件であろう。この2つの現象は互いに対照

的な地殻変動であるという点からも興味深い。日本海の拡大は、古地磁気の研究から、前期～中期中新世に西南日本が時計回り、東北日本が反時計回りをしたことが示されて以来(例えば、Otofuji et al., 1985; Tosha and Hamano, 1988), 多くの研究がなされてきた。その結果、厳密な

1992年2月10日受付, 1992年5月20日受理.

* 地質調査所海洋地質部.

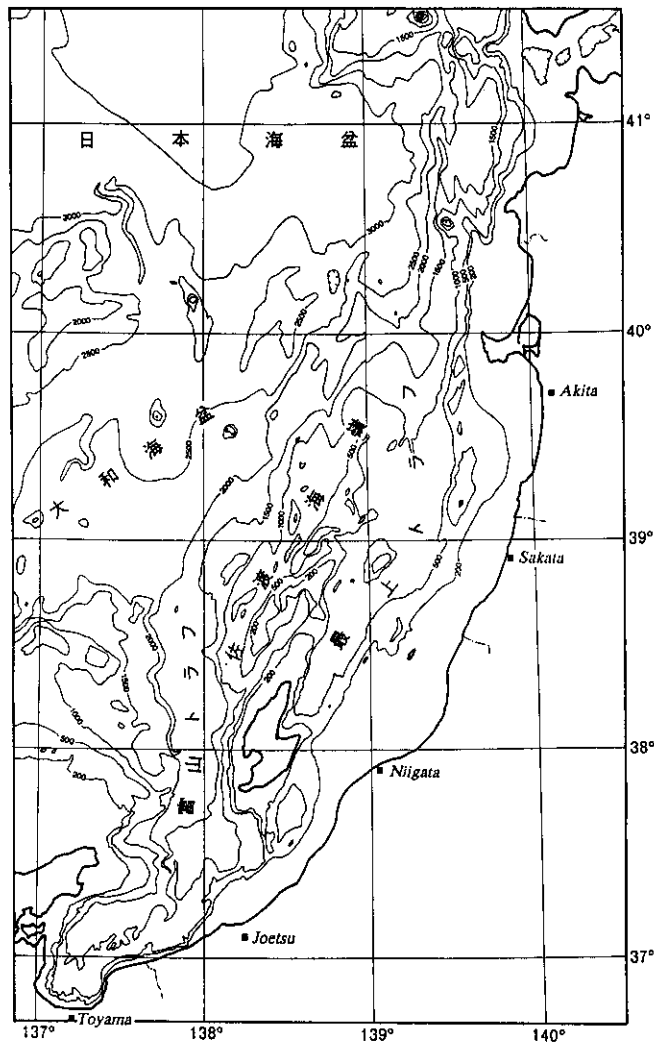
** 地質調査所燃料資源部.

*** 福井大学教育学部.

形成年代やメカニズムについては決着していないものの、前期～中期中新世に東北日本全体が伸張応力場となって多くのリフトが形成され(山路, 1989; Yamaji, 1990; 幡谷・大槻, 1991; 佐藤, 1992), ほぼ同時に日本海が形成されたことが確実にようになってきた(Tamaki et al., 1990). 一方, 第四紀には東北日本および日本海東縁で東西圧縮応力場となり, 短縮変形が進行してきたことが知られている(例えば, 藤岡, 1968; 竹内, 1981; 栗田, 1988; 佐藤, 1992).

この付近で発生する地殻内地震も, 東西圧縮によるスラストの震源メカニズムを示す. 中村(1983)および小林(1983)は, この東西圧縮が太平洋プレートの沈み込みによるものでなく, 日本海が東北日本下に沈み込み始めているために生じているという考えを発表し注目を浴びた.

伸張応力場から圧縮応力場が変わった場合, 伸張応力時に形成された正断層が圧縮応力時に逆断層として再活動することがあり, インバージョンテクトニクスと呼ばれている. 東北日本



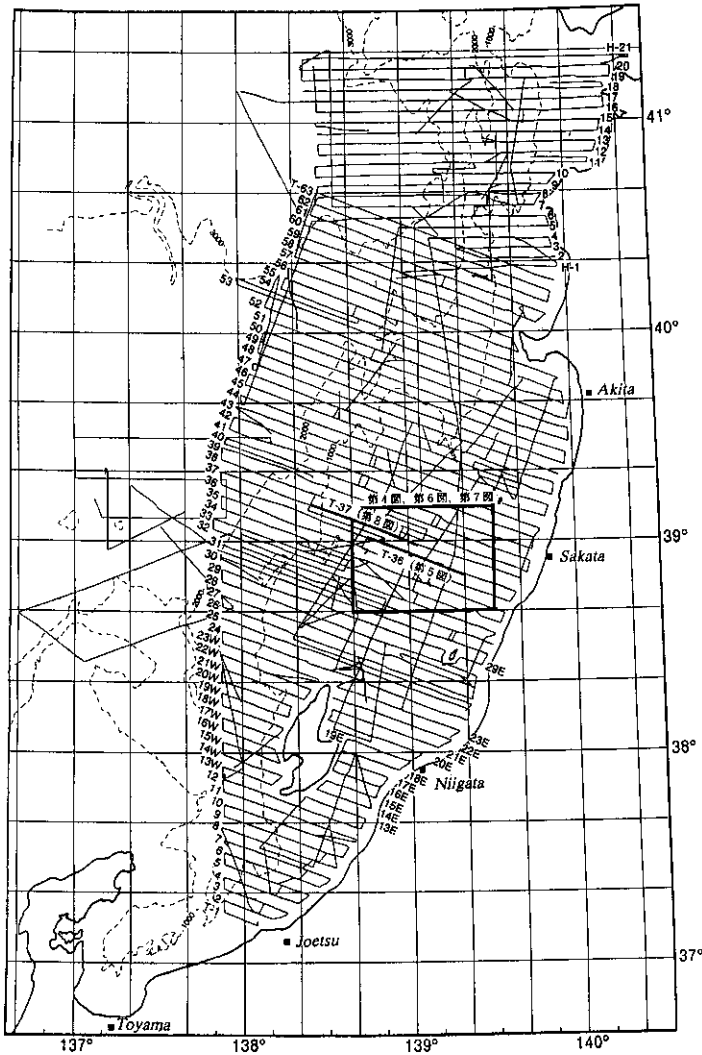
第1図 日本海南東部の海底地形の大区分.

は、インバージョンテクトニクスの形成に適した応力場の変遷を経験してきたが、かつての正断層がその後逆断層として再活動した例の報告は少ない。地質調査所では、1989年から5年計画で日本海南東部の大陸斜面の地質学的研究を進めている。この研究は現在も進行中であるが、今までに得たデータからこの海域に典型的なインバージョンテクトニクスの地質構造が認められることが明らかになった(岡村ほか, 1990a,

1990b)。本論文では、その後の解析結果も含めて報告する。

調査海域および調査方法

現在調査を進めている海域は、新潟県沖から青森県西方沖までの大陸棚から大和海盆に達する大陸斜面全域である(第2図)。この付近の地質調査は、1960年代に海上保安庁水路部(佐藤,



第2図 地質調査所が白嶺丸によって1989年に実施した調査測線、及び第4図、第6図、第7図の範囲と第5図、第8図の音波探査記録(T-36, T-37)の位置。

1971; 桜井・佐藤, 1971)に, 1978年に地質調査所(Honza, 1979)によって行なわれた。また, 石油探査のために多くの調査が主に大陸棚域でなされていてその解析結果が公表されているが(例えば, 鈴木, 1979, 1989), データの多くは未公表である。地質調査所では, 地質調査船白嶺丸(金属鉱業事業団所有, 1821.6トン)を用いた調査航海において, 1989年に約3.2マイル間隔のN70°W方向の測線に沿ってシングルチャンネル音波探査, 地磁気・重力探査を行ない(第2図), 同時に音波探査記録の反射面の年代決定のための岩石採取をドレッジ, グラビティコアラーを用いて行なった(第3図)。さらに1990年および1991年には新潟県から秋田県沖の沿岸域で測線を増やした。これまでの調査で得たデータは膨大な量にのぼり, 現在解析中であるが, ここでは佐渡海嶺および最上トラフに見られるインバージョンテクトニクスの例を紹介する。

海底地形

本海域の海底地形は地質構造を強く反映しており, 東北日本弧にはほぼ平行に伸びるリッジ群とトラフの繰り返して特徴付けられる。大きく見ると, 陸側から海側に向かって, 大陸棚, 陸棚斜面, 最上トラフ, 佐渡海嶺そして大和海盆と区分できる(第1図; 岩淵, 1968)。このほか, 男鹿半島南方から飛鳥には陸棚斜面上に顕著なリッジが発達し, その陸側に男鹿海盆, 飛鳥海盆といった規模の小さい海盆が形成されている。

佐渡海嶺は佐渡島から北方に伸びる地形的高まりで, 幅は約80km, 長さは佐渡島を含めて300kmに達する。詳しく見ると, 4列以上の北北東方向に伸びる断続的な堆あるいは礁と呼ばれるリッジの連なりからなる(第3図)。それぞれのリッジは, 長さが30-50km, 幅が10-20kmの大きさを持つ。このうち南東側(陸側)のリッジの列が最も浅く, 北西側のものほど深くなる。それぞれの列は北に水深が大きくなる。山頂の水深が150mより浅いリッジは, 侵食平坦化さ

れている。個々のリッジはNEからNNE方向に伸び, そのほとんどが東側の斜面が急崖で西側の斜面は緩傾斜になっていることから, リッジ全体が東縁を断層で切れ西に傾く傾動地塊であると考えられている(岩淵, 1968)。ただし, 一部のリッジは, 西側の斜面が急崖で東側の斜面が緩傾斜になっていて, 逆方向へ傾動していると考えられる(岩淵, 1968)。

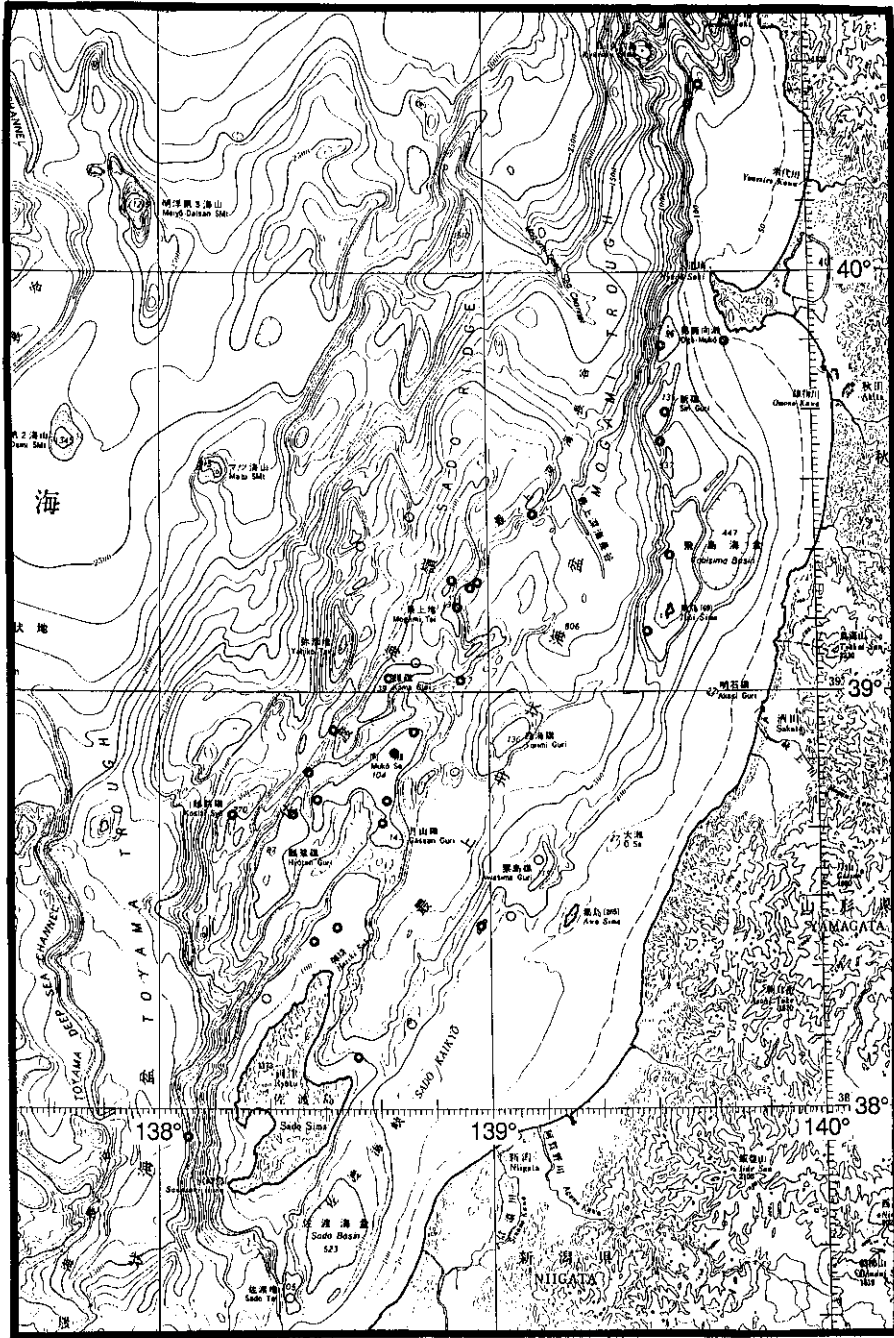
最上トラフは幅10-40km, 長さ約250kmのトラフで, 佐渡島東側の両津湾から北北東に伸び, 秋田県の沖合で北に方向を変え次に深度を増しつつ, 青森県の西方沖で日本海盆につながる(第1図)。佐渡島東方では水深約600mであるが, 秋田沖で1000-1500mとなり, 男鹿半島西方で傾斜を増して青森沖で水深3200mに達する。酒田西方には, トラフ中央に山頂が水深約140mの平坦面をなすリッジ, 鳥海礁(とりみぐり)があってトラフを南北に2分している(第3図)。

リッジの地質構造

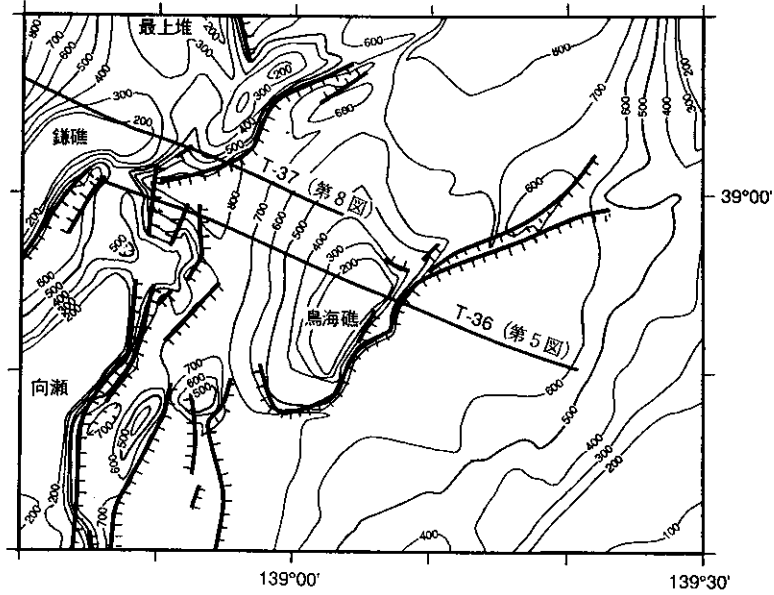
上述したように, 本海域には, 構造運動によって形成されたと考えられる直線的な崖と, それらに規制されたリッジやトラフが数多く発達する。音波探査記録から, リッジのほとんどが最近の地殻変動によって隆起したものであることが明瞭に読み取れるが, そのリッジがかつてはリフトであったことも明らかになってきた。まず, そのようなリッジの代表として, 鳥海礁の地質構造を述べ, その後に他のリッジの構造を簡単に紹介する。

1) 鳥海礁

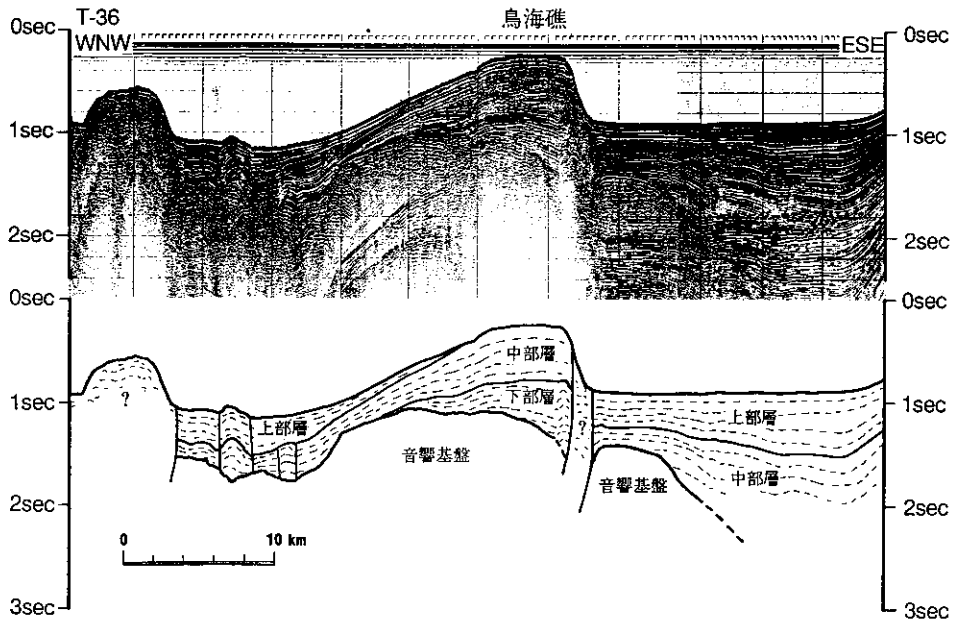
鳥海礁は酒田西方の, 38°53'N, 139°05'E付近に位置し, 長さ約25km, 幅約15kmでNNE-SSW方向の軸を持つリッジである(第4図)。頂部には平坦な波食面が形成されており, 最浅部の水深は約140mである。東縁は東落ちの断層で切られた崖で, 東側に隣接する最上トラフ底との比高は約500mである。西側は比較的緩やかな斜面となって, 佐渡海嶺との間のト



第3図 佐渡島から男鹿半島沖の大陸斜面の海底地形(海上保安庁水路部発行海底地形図第6312号「東北日本」より). 珪藻化石によって年代の決まった地点も示す. ● *Denticulopsis praelata* ゾーン(中新世, 16Ma前後), ◎ *Denticulopsis praedimorpha* ~ *Thalassiosira oestrupii* ゾーン(中期中新世~前期鮮新世), ○ *Neodenticula koizumii* / *Neodenticula kamtschatica* ゾーン以降(後期鮮新世以降).



第4図 鳥海礁(とりみぐり)及びその周辺の海底地形と主な構造、及び第5図、第8図の音波探査記録(T-36、T-37)の位置。等深線は宮崎純一氏による。単位はm。



第5図 鳥海礁を横断する代表的な音波探査記録。位置は第2図、第4図に示した。下部層は南東に厚くなるのに対して、上部層は北西側に厚くなる。また、下部層は断層崖を隔てて最上トラフには分布しない。

ラフにつながっている(第4図)。

鳥海礁の音波探査記録(第5図)を見ると、基盤の上を最大約1.2秒の堆積層が覆っている。基盤上面は、鳥海礁の下では反射強度が弱く断続的で小規模な起伏が認められるが、南東および北西側のトラフ域では明瞭で滑らかな反射面で特徴付けられる。その上の堆積層は、山頂部で特に厚く、北西側のトラフに向かって薄くなる。この堆積層は反射面の形状、分布、層厚変化のパターン等により、下部層、中部層および上部層に区分できる(第5図)。下部層は鳥海礁下のみ分布し、南東側に発散しつつ層厚を増す(最大層厚0.6秒)。鳥海礁南東縁の断層によってその分布が限られ、南東側の最上トラフには分布しない。北西側には基盤にオンラップしつつ層厚を減じ消滅する。下部層の反射面は中部層および上部層に比較してやや不明瞭なことが多い。中部層は鳥海礁の山頂部でやや厚くなるが、リッジからその周囲のトラフ部まで連続して分布することで特徴付けられる。その厚さは0.3~0.6秒である。反射面は一般に明瞭かつ連続性がよく互いにほぼ平行である。下部層との境界には顕著な不整合は見られないため、測線間で両層の境界を正確に対比しにくい。

第6図に中部層と下部層をあわせた層厚分布を示す。中部層は最大で0.3秒程度の層厚変化しか示さないことから、この図に示されている層厚変化のかなりの部分が下部層の層厚変化を示すと考えられる。厚さ0.8秒以上の地層が鳥海礁南東縁を限る断層の北西側に沿って伸びているのがよくわかる。また、その断層の南東側で層厚が大きく減少している。この層厚分布図は、下部層の堆積時には鳥海礁が周囲より落ち込んだ海盆であったことを示している。その海盆の南東縁は現在の鳥海礁南東縁の断層とはほぼ一致するが、下部層堆積時には現在とは逆の北西落ちの断層であったはずである。

上部層は鳥海礁山頂には分布せず、その北西斜面からトラフにかけて分布する(第7図)。反射面は明瞭でかつ連続性がよい。鳥海礁北西側の斜面上ではトラフに向かって発散しつつ層厚を増す(最大0.4秒)のが特徴で、中部層には軽

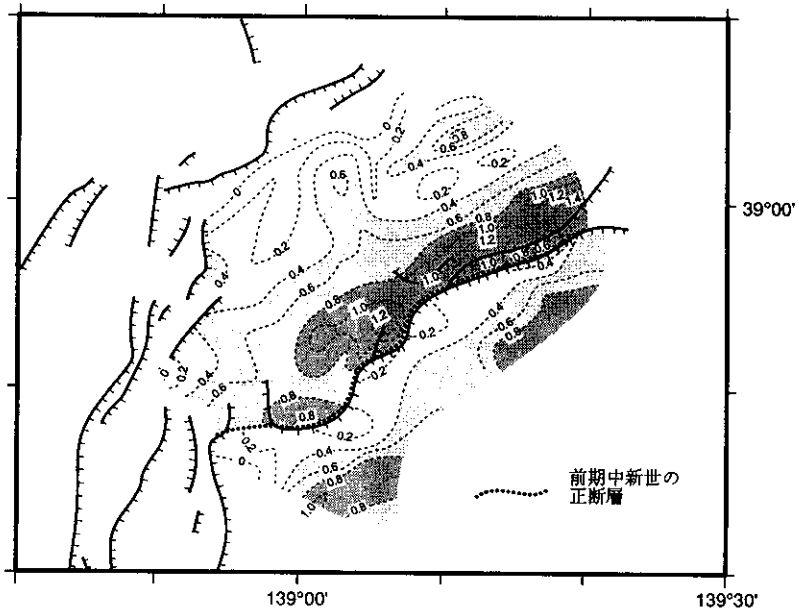
微なオンラップ不整合で重なる(第5図)。このような特徴は、上部層が鳥海礁が隆起しつつある時期に堆積したことを示している。鳥海礁南東縁の断層は上部層を切って海底に現われており、最近も活動していると考えられる。この断層の最大変位量は0.8秒以上に達すると考えられる。層厚分布(第7図)を見ると、薄いところは鳥海礁山頂の波食面から北に向かって伸び、また鳥海礁南東縁の断層を越えて南側にも伸びているのがわかる。この上部層の薄いところは地形にも緩やかな高まりとして認められ、南北軸の緩やかな背斜構造であると考えられる。

2) その他のリッジ

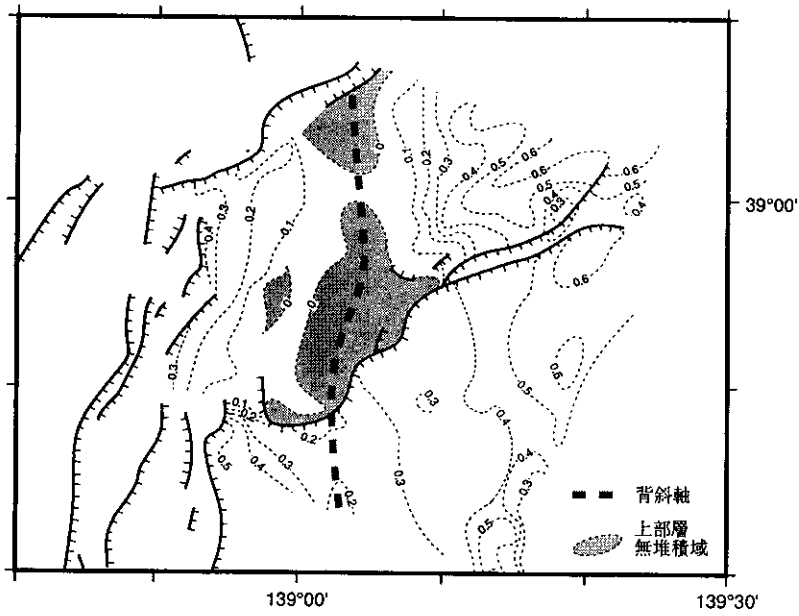
以上のような鳥海礁の地質構造は、佐渡海嶺から最上トラフにかけて分布するリッジに広く認められる。第8図に佐渡海嶺の鎌礁(かまぐり)から弥彦堆(やひこたい)を切る音波探査記録を示すが、二つのリッジとも、不明瞭な基盤、リッジ下にのみ分布し南東に向かって厚くなる下部層、リッジからトラフ域全体をほぼ一様に覆う中部層、トラフ部にのみ分布し北西に厚くなる上部層が認められる。上部層は陸から遠いトラフほど全体に薄く、弥彦堆の北西斜面でははっきりしない。リッジ全体が堆積物によって構成され、特に山頂直下で厚いという不自然な堆積物の分布は、桜井・佐藤(1971)によって最上堆などで既に報告されている。下部層は以下に述べるようにリフトの堆積物と考えられるが、その分布を第9図に示す。これらの下部層に相当する地層は主に佐渡海嶺から最上トラフのリッジ下に分布し、そこでは基本的に鳥海礁と同じ構造が見られる。

リッジの構造発達史

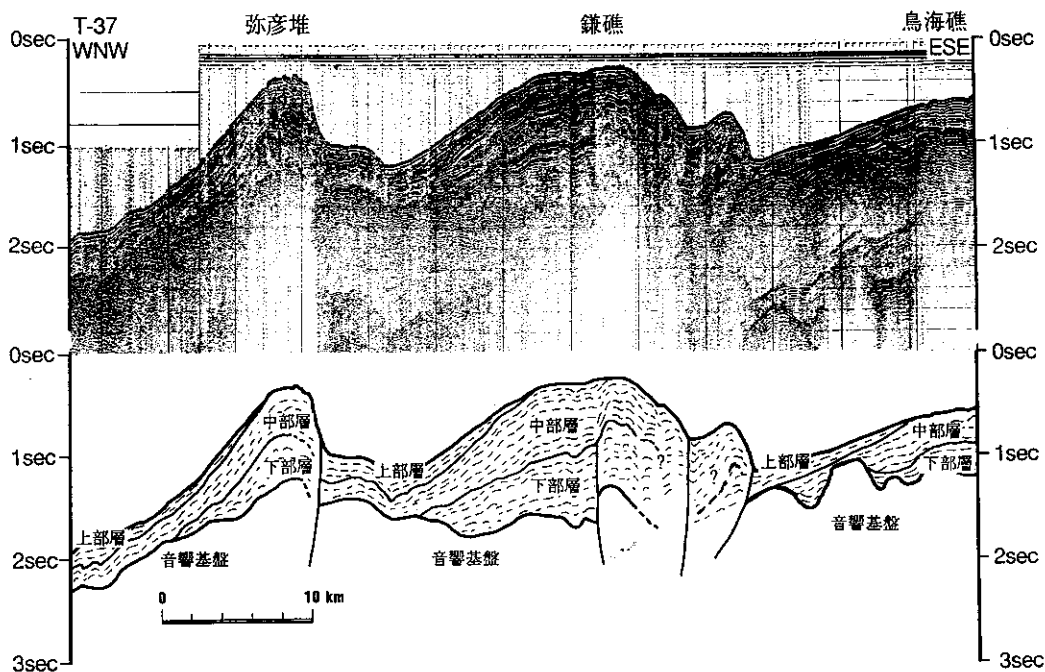
以上のように佐渡海嶺および最上トラフに分布するリッジがほぼ同じ構造を持つことから、それぞれのリッジは同時代に形成された可能性が高い。リッジの構造およびリッジから得られた堆積岩の年代から、以下のような構造発達史が考えられる。



第6図 鳥海礁及びその周辺の下部層と中部層をあわせた等層厚線図。範囲は第4図、第7図と同じ。単位は秒。



第7図 鳥海礁及びその周辺の上部層の等層厚線図。範囲は第4図、第6図と同じ。単位は秒。鳥海礁北西斜面の扇状の無堆積域は、斜面崩壊によるもの。

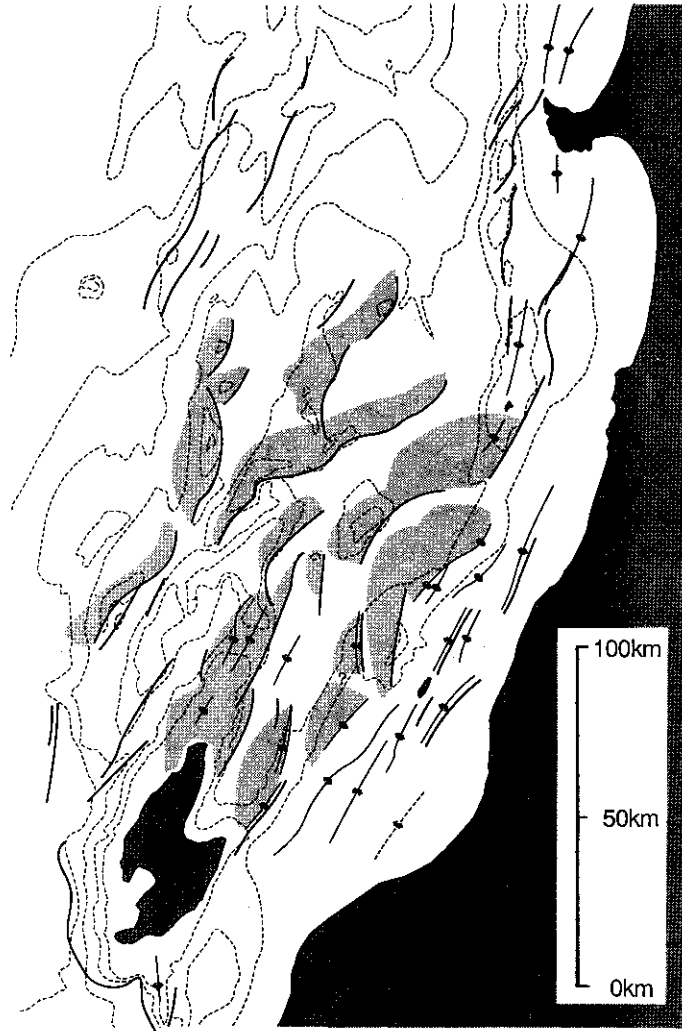


第8図 佐渡海嶺上の鎌礁(かまぐり)及び弥彦堆(やひこたい)を横切る音波探査記録。位置は第2図、第4図に示した。ここでも鳥海礁と同じ特徴を持つ上部、中部及び下部層が識別できる。

下部層がリッジ下のみしか分布しないことは、リッジがかつて周囲より低い海盆であったことを示している。佐渡海嶺上の向瀬から下部層に相当すると考えられる堆積岩が得られ、その中に16Ma前後の珪藻およびナノ化石が含まれていた(第3図)。この年代は、日本海が拡大し東北日本弧に多くのリフトが形成されたと考えられている時期に含まれる(例えば、佐藤, 1992)ことから、下部層が堆積した海盆も伸張応力場で形成されたリフトであったと考えられる。さらに下部層が南東に向かって厚くなり南東縁で急に消滅することから、このリフトは南東側を北西落ちの正断層に切れ南東に傾動しつつ沈降していたハーフグラベンであったと考えられる(第10図)。残念ながら下部層の堆積物は1ヶ所でしか得られなかったため、リフトの形成開始時期および沈降の終わった時期ははっきりしない。リッジ両側のトラフ域では基盤の上面が平坦であることから、かつて波食面

が広がっていたと推定される。一方、リッジ下では基盤の上面が不明瞭になるのは、ハーフグラベンが急に沈降して波食面が形成されなかったか、基盤がかなり厚い礫層あるいは火山噴出物などからなる可能性が考えられる。ハーフグラベン形成時にはその周囲の基盤は海水準付近にあって堆積物がたまらなかったであろう。

中部層はリッジおよびその周囲のトラフ域全体をほぼ一様な厚さで覆っている。このことから中部層堆積時にはその前に形成されたハーフグラベンがほぼ埋立られており、その周囲も全体が沈降し、起伏の乏しい海底が広がっていたと考えられる(第10図)。中部層はリッジ山頂の波食面上に広く露出していることから、多くのサンプルが得られている(第3図)。珪藻化石分析の結果、それらの年代は中期中新世から前期鮮新世に及んでいる。中部層堆積時の前半は、佐藤(1992)によると、東北日本陸域背弧側で

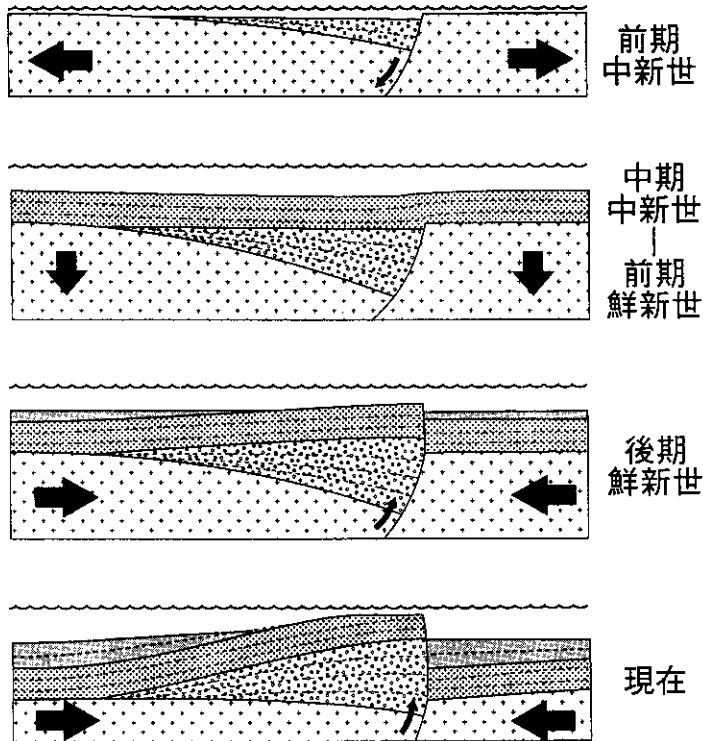


第9図 リフト堆積物(下部層)の分布。大陸棚から陸棚斜面下では多重反射が海底下の構造を隠すためリフトの分布ははっきりしない。

ソスフェアの冷却による継続した沈降運動がおこり、単調な半遠洋性の珪質泥岩が堆積した時期に相当する。

上部層はリッジ山頂には分布せず両側のトラフ域にのみ見られる。リッジの北西斜面では、北西に向かって厚くなるうえ下部ほど傾斜が大きくリッジの北西斜面上部にまで分布する。このような特徴は、リッジ全体が北西側に傾動しつつ隆起している期間に上部層が堆積したことを示している(第10図)。後期鮮新世以降の堆積

岩はリッジ上ではほとんど得られないので、後期鮮新世にリッジの隆起と上部層の堆積が始まったと考えられる。この時代は東北日本弧の日本海側で短縮変形が始まった時期でもあることから(粟田, 1988; 佐藤, 1992), リッジの隆起はその南東縁のかつての正断層が北西側上がりの衝上断層として再活動したために生じたものであろう(第10図)。鳥海礁では、断層の方向に斜交する南北方向の緩やかな背斜構造が同時に成長しているらしい。



第10図 リッジの構造発達史を示す模式断面図。

おわりに

佐渡海嶺から最上トラフに分布するリッジの多くは日本海形成時のハーフグラabenに伴った正断層が、その後の圧縮応力場で逆断層として再活動した結果形成されたもので、典型的なインバージョンテクトニクスの例と言える。ハーフグラabenに伴った正断層のほとんどが北西傾斜であったため、現在のリッジが北西に傾く傾動地塊となっているのである。即ち、現在の海底地形および構造運動は、前期中新世と考えられる日本海拡大時に形成された構造に強く規制されている。正断層のほとんどが北西傾斜であることは、日本海の形成メカニズムにも関連していると考えられる。また、このようなインバージョンテクトニクスは佐渡島と男鹿半島の間で顕著であるが、それ以外の日本海沿岸の大陸斜面でははっきりしない。そういう観点

から日本海沿岸の大陸斜面の構造を見ると、その構造的特徴からいくつかの地域に区分できそうである。特に、この海域の地質構造には、日本海形成時からそれ以後の構造運動が非常にわかりやすい形で記録されているといえる。今後ボーリングやマルチチャンネル音波探査などをこの海域で集中的に実施することによって、中新世以降の日本海および東北日本弧の構造運動と、それに伴った古環境変化など様々な現象を関連づけて解明できると期待される。

謝 辞 本研究を行うにあたり、地質調査船白嶺丸の石井喜好船長、海老原直実船長以下乗組員の皆様には、調査航海において多大なる御協力を頂いた。地質調査所海洋地質部の片山 肇氏、池原 研博士、中嶋 健氏には、岩石試料採取、記載、各種分析及び処理にあたって御協

力を頂いた。地質調査所海洋地質部の田中裕一郎博士には、ナンノ化石の鑑定をして頂いた。地質調査所地質情報センターの宮崎純一氏には、調査海域の詳細な地形図を作成して頂いた。この他地質調査所海洋地質部の有田正史博士をはじめとする乗船研究者の方々には、調査航海において御協力を頂いた。また、地質調査所海洋地質部の多くの方々には、日頃から有益な討論を頂いている。以上の方々に厚くお礼申し上げます。本研究は、地質調査所による工業技術院特別研究「日本海中部東縁部大陸棚周辺海域の海洋地質学的研究」の一環として行われたものである。

文献

- 栗田泰夫, 1988: 東北日本弧中部内帯の短縮変形と太平洋プレートの運動. 月刊地球, v.10, 587-591.
- 幡谷竜太・大槻憲四郎, 1991: 山形県小国町付近の地質—東北本州弧前期中新世ハーフ・グラーベンの例—. 地質雑, v.97, 835-848.
- Honza, E., 1979 ed.: Geological Investigation of the Japan Sea. Geol. Surv. Japan Cruise Rept. n.13, Geol. Surv. Japan, 99p.
- 藤岡一男, 1968: 秋田油田における出羽変動. 石油技協誌, v.33, 283-297.
- 岩淵義郎, 1968: 日本海南東部の海底地質. 東北大地質古生物研報, no.66, 1-76.
- 小林洋二, 1983: プレート“沈み込み”の始まり. 月刊地球, v.3, 510-518.
- 中村一明, 1983: 日本海東縁新生海溝の可能性. 震研彙報, v.58, 711-722.
- 岡村行信・佐藤幹夫・山本博文, 1990a: 日本海東縁のインバージョンテクトニクス. 地球惑星科学関連学会1990年合同大会シンポジウム・共通セッション講演予稿集, 49.
- 岡村行信・山本博文・佐藤幹夫, 1990b: 日本海東縁のインバージョンテクトニクス. 日本地質学会第97年学術大会講演要旨, 323.
- Otofujii, Y., Matsuda, T. and Nohda, S., 1985: Paleomagnetic evidence for the Miocene counter-clockwise rotation of Northeast Japan—rifting process of the Japan Arc. Earth Planet. Sci. Letts. v.75, 265-277.
- 桜井 操・佐藤任弘, 1971: 最上舟状海盆の地質構造と発達史. 地質雑, v.77, 489-496.
- 佐藤比呂志, 1992: 東北日本中部地域の後期新生代テクトニクス. 地調月報, v.43, 119-139.
- 佐藤任弘, 1971: 東北日本海沿岸の海底調査. 地学雑誌, v.80, 285-301.
- 鈴木宇耕, 1979: 東北裏日本海域の石油地質. 石油技協誌, v.44, 59-75.
- 鈴木宇耕, 1989: 日本海東部新第三系堆積盆地の地質. 地質学論集, no.32, 143-183.
- 竹内 章, 1981: 広域応力場の変遷と堆積盆のテクトニクス. 地質雑, v.87, 737-751.
- Tamaki, K., Pisciotto, K., Allan, J., et al., 1990: Proc. ODP, Init. Repts., 127. College Station, TX (Ocean Drilling Program), 844p.
- Tosha, T. and Hamano, Y., 1988: Paleomagnetism of Tertiary rocks from the Oga Peninsula and the rotation of Northeast Japan. Tectonics, v.7, 635-662.
- 山路 敦, 1989: 温海附近の地質と羽越地域における前期中新世のリフティング. 地質学論集, no. 32, 305-320.
- Yamaji, A., 1990: Rapid intra-arc rifting in Miocene northeast Japan. Tectonics. v.9, 365-378.