

新潟沖陸棚の特徴-地形・地質構造・堆積物

池原 研¹⁾

1. はじめに

2004年新潟県中越地震から6年が経過しました。その後、2007年には中越沖地震が発生し、新たな被害が生じました。もっとさかのぼれば、1964年新潟地震では地盤の液状化/流動化により新潟市の市街地でも大きな被害が起きています。これらのことは新潟が地質学的に活動的で、地震の頻発する場所に位置することを明瞭に示しています。また、新潟地震では岩船を中心に津波も観測されています(Hatori, 1965)。このことは、新潟地震時に海底が動いたことを示しています。つまり、新潟地域の地震を理解するためには新潟の前面に広がる日本海の海底をも理解する必要があるということになります。

ここでは、海の地質調査の方法について説明した後、1989～1993年に実施された産業技術総合研究所(当時は地質調査所)による海域調査の結果を中心に新潟沖の陸棚域の特徴を“地震”というキーワードを中心に見ていきたいと思います。

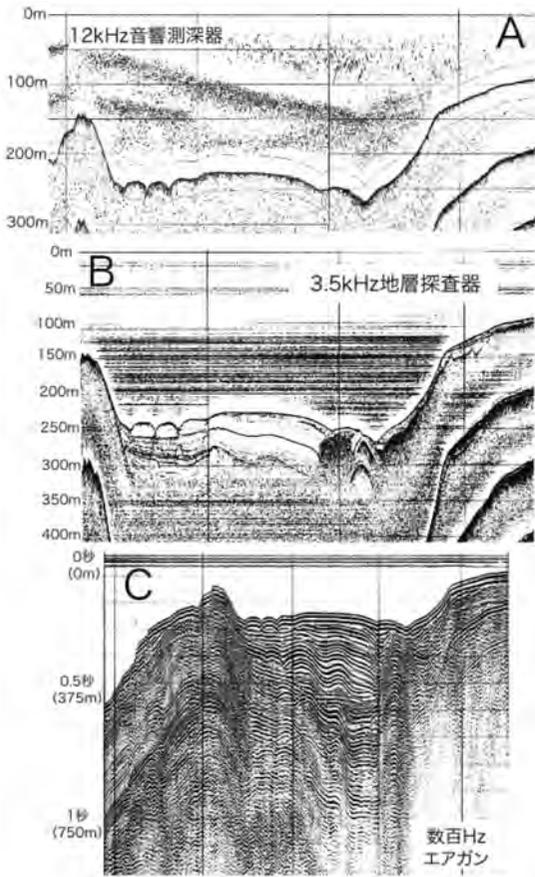
2. 海の地質調査

海には当然海水があります。陸棚とは言え、水深数十～百数十mの陸棚の海底を人が潜って観察したり、岩石を採ってくることは不可能です。このため海の地質調査では、海面の調査船からさまざまな工夫をした道具を使って、海底や海底下をイメージしたり、試料を採取したりしてその実態に迫ります。まず、海底や海底下のイメージには通常、音が使われます。海水中や海底下での音の伝わる程度は音の高さ(波長・周波数の違い)によって変わります。まず、どのくらいの大きさ(厚さ)のものまで見分けられるかが違い、波長の短い(周波数の高い)音の方が小

さいものまで見分けられます。一方で、音のエネルギーの減衰は波長の長い音の方が小さいので、波長の長い音を使うと海底下より深いところまでイメージすることができます。これと音を出す音源の大きさなどをさまざまに調整し、いくつかの種類の音を使って、海底をイメージしていきます。ここで紹介する調査では、12kHz(精密音響測深器)、3.5kHz(地層探査器)、数百Hz程度(エアガン)の音を使って、それぞれ海底地形、海底表層付近の構造、海底下の構造を調べました。精密音響測深器と地層探査器の発振装置(音源)と受信装置は船底に固定されていますが、三つ目は音源であるエアガン(高圧空気を密閉した空間に送り、これを一気に解放することで音を出す装置)と海底や海底下で反射してきた音をつかまえるマイクロフォンの列(ハイドロフォンストリーマケーブル)を調査船の船尾から曳航して、調査します。同じ地点でのそれぞれの音を使った調査結果を第1図に示しました。見える構造の大きさと海底下の構造の深さの違いがわかると思います。第1図で黒く見える線が音がね返ってくる面で、反射面と呼ばれ、物質境界を示します。もっともわかりやすい物質境界は海底面で、海水と堆積物や岩石との密度境界です。海底面下の堆積物や岩石にはいろいろな時代のものがありますが、海底面自体は現在のものです。したがって、海底下の反射面も当時の物質境界を示す等時間面と考えられます。一方、個々の反射面(例えば海底面)での反射の強さは物質境界の程度や形状によって変わります。反射の強さは密度差が大きいものの方が大きく、岩石よりも堆積物の方が、堆積物でも砂より泥の方が反射強度は小さくなります。反射が強い場所では、それより下に透過する音のエネルギーが弱められますので、それ以下の構造は見にくくなります。また、反射面に凹凸が多いと、音は散乱してしま

1) 産総研 地質情報研究部門

キーワード: 陸棚, 地質構造, 断層, 地震, 堆積物



第1図 使用する音の波長による反射記録の違い。A) 12 kHz精密音響測深器、B) 3.5kHz地層探査器、C) 数百Hzエアガン。

うので、それ以下の構造が見えなくなってしまいます。礫層も個々の礫の凹凸が音を散乱させますので、ほとんどの境界面以下が見えなくなります。さらに、堆積物中にガスが多いとガスで音が散乱するために、構造が見えなくなります。新潟沖でも阿賀野川河口沖以北の沿岸域では、ガスのため、構造が見にくいという事実があります。

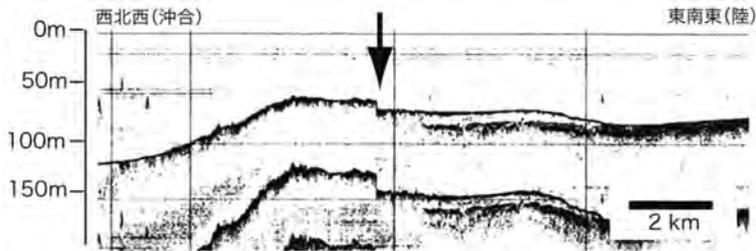
音を使ったイメージングでは反射強度や内部構造などの反射パターンからある程度構成物の推定はできますが、実際に何から構成されているか、いつの時代のものかは一般にはわかりません。このため、海底の堆積物や岩石を採取して調べることが必要になります。試料採取の道具(採泥器)としては、堆積物の表層をつかみ採ってくるグラブ採泥器、堆積物にパイプを突き刺して柱状に抜き採ってくる柱状採泥器、

バケツを海底で引きずって堆積物や岩石をかき集めてくるドレッジ、堆積物や岩石を柱状に削り取ってくるボーリング(掘削)などの方法があります。実際に使う船の大きさや装備などによっても、使う採泥器の種類や大きさは変わります。

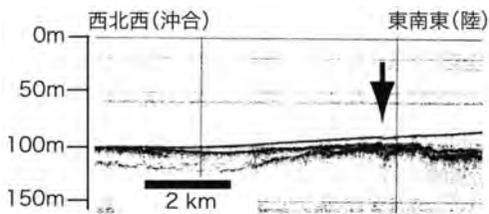
産業技術総合研究所の調査では通常、水深50m程度よりも沖合の海域について、昼間に船を停めて行う採泥調査を、夜間に船を走らせながら行う航走観測を行い、24時間休みなく調査を実施しています。これらの調査結果は、海底地質図/表層堆積図の2種類の海洋地質図としてまとめられ、出版されています。新潟周辺海域では、「佐渡南方」、「佐渡北方」、「粟島周辺」の1/20万海底地質図/表層堆積図が刊行されています。海底地質図は主に音波探査記録から海底の層序や構造を表現し、表層堆積図は主に採取された堆積物の分析結果から表層堆積物分布と堆積作用を表現しています。また、これらの作成の基本となる調査結果については、海洋地質データベースの一部として、公開されています。

3. 日本海東縁の地質学的歪み集中帯

産総研の海洋地質調査の結果、日本海の東縁に沿って活断層や地層の変形が集中している帯が発見され、地質学的歪み集中帯と呼ばれました(岡村, 2002)。この断層や褶曲の連続する帯の間は変形がほとんど見られず、日本海東縁の地殻の歪みはこの断層・褶曲帯に集中してきたと考えられています。この断層・褶曲帯は陸上から海域にまたがって、長さ約900km、幅200kmの広がりの中に、3-4列確認できます。これらの列は海岸線にほぼ平行に延びていますが、やや斜交して、合流したり、枝分かれしたりすることがあります。この歪み集中帯の中には顕著な逆断層が認められますが、これは日本海が大陸から分かれて形成されたときの正断層が、現在の圧縮応力場で逆断層として再活動したものと考えられています(Okamura et al., 1995)。新潟沖では、上越から佐渡を通して佐渡海嶺に延びる列と、中越から角田山西縁を通して陸棚に延びる列、並びに新潟市沖から粟島を通して山形県酒田沖に延びる列が示されています(岡村, 2002)。これら日本海東縁の歪み集中帯は現在の地震震源域の位置ともよく一致しています(岡村ほか, 1998)。



第2図 粟島北方における地層探査記録. 海底に明瞭な段差が認められます.



第3図 粟島南方における地層探査記録. 最表層の堆積層の分布域の海底に段差が見られます.

4. 新潟沖の陸棚

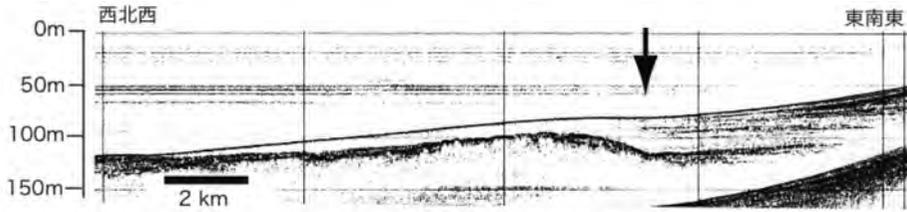
新潟市沖の陸棚のもっとも大きな特徴は約50kmというその広い幅にあります。例えば、同じ日本海側の鳥取沖の陸棚の幅の約20km、金沢沖の約25km、富山沖の数～8km、秋田沖の約30kmと比べても広いことがわかるでしょう。陸棚の地形を見ると、海岸線から水深30-40mまでは比較的等深線が混んでいますが、それより沖合になると等深線の幅が広がり、平坦な地形が広がっていることがわかります。新潟沖では、水深130m程度までこの平坦な地形が続く、その沖合に陸棚斜面があります。陸棚斜面にはいくつかの海底谷が認められます。陸棚の外縁に沿ってはやや地形的に盛り上がりが見られ、その陸側の方が水深がわずかに深く、浅いお盆のような地形をもっています。このような広い陸棚の形成には海底下の地質構造も大きく関係しています。

粟島沖のエアガン記録では海側に傾斜し、海側の地層がのし上がる逆断層が認められます(岡村ほか, 1994)。この逆断層は海底面付近まで達しており、新しい断層であることがわかります。また、断層近くの地層がたわんで(褶曲)います。地層がのし上がって

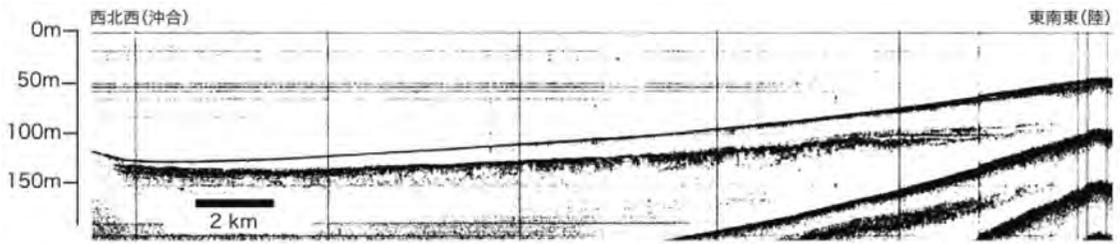
いる部分の海底は周囲に比べて水深が浅くなっていて、海底の高まりを作っています。岡村ほか(1994)は粟島周辺に北東-南西方向につながるこの地層の高まりを粟島隆起帯と呼びました。先に述べた新潟沖に見られる歪み集中帯の一つにあたります。この付近では、海底面に明瞭な段差を与える断層の存在が見られます(第2図、第3図)。これは、断層運動に伴って形成された海底の段差がその後の堆積物の沈積や侵食により解消されていないことを示していて、断層運動が最近のものであることの現れです。特に第3図に示した粟島南方の記録では、後述するような完新世の泥からなると考えられる最表層の堆積層(音響的透明層)の分布域に段差が認められるので、新しい運動であることは間違いないでしょう。すなわち、粟島隆起帯は現在も形成途中というわけです。この粟島隆起帯の範囲は、新潟地震の余震域とほぼ一致する(岡村ほか, 1994)のもこの隆起帯が活動的であることの証拠です。これらの断層や褶曲の軸は粟島から新潟市街地沖合に続いています。

新潟沖陸棚外縁にも海底下に断層が認められ、地層がたわんでいて、海底の高まりを作っています。岡村ほか(1994)はこの高まりを新潟沖隆起帯と呼びました。これも新潟沖のもう一つの歪み集中帯です。ここでも地層探査記録に海底に段差が認められます。この隆起帯に見られる断層や褶曲軸の伸びの方向は東北東-西南西で、粟島隆起帯のそれとはやや斜交します。新潟沖の広い陸棚の西縁は角田山の高まりの延長にほぼ一致します。また、新潟平野西縁断層の延長と考えられる断層と褶曲(第4図)はほぼ南北に伸びて、新潟沖隆起帯にぶつかります。このような複数の隆起帯が陸棚の下に存在することが、新潟沖の広い陸棚の形成原因の一つです。

新潟沖陸棚のもう一つの特徴として、広い泥の分布



第4図 新潟沖における新潟平野西縁断層延長部の地層探査記録。西側で基盤のとう曲による盛り上がりが認められます。



第5図 新潟沖陸棚域の代表的な地層探査記録。海底下に音響的に透明(白抜け)の地層が、厚く堆積しているのがわかります。音響的特徴と採泥結果からこの地層は完新世の泥であることがわかりました。

があげられます。同じように広い陸棚を持つ北九州沖の陸棚が主に砂の分布からなるのと好対照です。この広い泥の分布の一つの要因は、信濃川や阿賀野川など陸上の河川からの大量の泥の供給です。前述のような新しい隆起帯の存在により、海底にいくつかの高まりが形成されます。高まりと高まりの間の凹地には河川から供給された土砂がたまります。地層探査記録には海底下に明瞭な反射面が認められ(第5図)、約2万年前の最終氷期最盛期頃に形成された侵食面と推定されています。この反射面より上の堆積層(音響的透明層)は採泥結果などもあわせると完新世の泥です。この堆積層の厚さの分布は陸側に厚くなっているため、この堆積物が陸側から供給されていることが推定できます。表層堆積物の分析結果では、水深約35m以浅では泥分の少ない淘汰のよい砂(極細粒砂)が、以深では泥が分布しています。新潟沖隆起帯の上には砂質堆積物が分布していて、最終氷期最盛期から海水準上昇期のものと推定されます。そして、ここまで陸からの泥が達していないことを示しています。堆積物の分布にも構造運動が関係していると言えます。河川からの大量の泥供給と地殻変動によるその受け皿となる凹地の形成が新潟の広

い泥の陸棚を形成しているわけです。

5. おわりに

以上のように新潟沖の広い陸棚は現在も活動的な構造運動に強く関係していることがわかりました。新潟から秋田沖のより沖合における調査結果は、現在の構造運動が日本海の形成以降の構造運動の歴史を反映していることもわかってきています(Okamura et al, 1995; 岡村, 2002)。現在の新潟沖の陸棚の理解もより広い範囲のより長期間の地質現象の理解なくしては進まないということです。また、ここで紹介した内容はすでに述べたように水深50m程度より沖合の調査結果に基づいていて、海岸線から水深50mまでの地質情報は十分ではありません。例えば、2007年能登半島地震の震源域周辺では、産業技術総合研究所による沖合の調査海域と海岸線の間新しい活断層が見つかっています(岡村ほか, 2009; 井上・岡村, 2010)。産業技術総合研究所では、新潟沖の沿岸域においても新たに調査を実施しました。これらも含めて、沖合から海岸までを統合的に見ることで、新潟沖の陸棚についての理解がさらに進むと期待されます。

海も含めた自然災害の軽減を目指した地質情報の整備をさらに進めていきたいと考えています。

引用文献

- Hatori, T. (1965) : On the tsunami which accompanied the Niigata Earthquake of June 16, 1964. -source deformation, propagation and tsunami run-up. Bull. Earthquake Res. Inst., 43, 129-148.
- 池原 研・片山 肇・中嶋 健 (1994) : 粟島周辺表層堆積図及び同説明書. 海洋地質図, 42, 地質調査所.
- 井上卓彦・岡村行信 (2010) : 能登半島北部周辺20万分の1海域地質図及び説明書. 海陸シームレス地質情報集「能登半島北部沿岸域」, 数値地質図S-1, 地質調査総合センター.
- 片山 肇・中嶋 健・池原 研 (1994) : 佐渡南方表層堆積図及び同説明書. 海洋地質図, 44, 地質調査所.
- 中嶋 健・片山 肇・池原 研 (1995) : 佐渡北方表層堆積図及び同説明書. 海洋地質図, 45, 地質調査所.
- 岡村行信 (2002) : 新第三紀以降の歪み集中帯. 大竹政和・平 朝彦・太田陽子 (編)「日本海東縁の活断層と地震テクトニクス」, 111-121, 東大出版.
- 岡村行信・竹内圭史・上嶋正人・佐藤幹夫 (1994) : 佐渡南方海底地質図及び同説明書. 海洋地質図, 43, 地質調査所.
- 岡村行信・倉本真一・佐藤幹夫 (1998) : 日本海東縁海域の活構造およびその地震との関係. 地質調査所月報, 49, 1-18.
- 岡村行信・竹内圭史・上嶋正人・佐藤幹夫 (1995) : 佐渡北方海底地質図及び同説明書. 海洋地質図, 46, 地質調査所.
- 岡村行信・森尻理恵・土谷信之・佐藤幹夫 (1996) : 粟島周辺海底地質図及び同説明書. 海洋地質図, 47, 地質調査所.
- Okamura, Y., Watanabe, M., Morijiri, R. and Satoh, M. (1995) : Rifting and basin inversion in the eastern margin of the Japan Sea. The Island Arc, 4, 166-181.
- 岡村行信・佐藤幹夫・宮崎純一 (1994) : 新潟沖大陸棚の活構造-特に新潟地震との関係について. 地震2, 46, 413-423.
- 岡村行信・井上卓彦・村上文敏・木村治夫 (2009) : 能登半島北岸沿岸海域の高分解能音波探査. 脇田浩二・牧野雅彦 (編)「平成20年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告」, 地質調査総合センター速報, 49, 1-8.

IKEHARA Ken (2010) : Geology and sedimentology of the Niigata shelf.

<受付：2010年7月23日>