

海域における活断層調査—現状と課題—



岡村行信*

Survey of offshore active fault

Yukinobu Okamura*

Abstract

Method and result of offshore active fault survey were reviewed. Acoustic and seismic waves are widely used for offshore topographic and geologic surveys. Higher frequency acoustic waves have high-resolution but attenuate rapidly in water or sediments, thus they are mainly used for seafloor topographic survey or shallow high-resolution seismic profiling survey. Multi-narrow beam sounding provided evolutionary detailed seafloor topographic maps that clearly show fault traces. Lower frequency seismic waves are widely used for survey of deep sea and deep subsurface geology, but their resolution is generally too low to evaluate the activity of faults in late Pleistocene or Holocene time. Multi-channel seismic profiling survey and digital signal processing technology tremendously improved quality of seismic profiles. Offshore active fault maps around Japan were published in 1980's and 1990's based mainly on analyses of single channel seismic profiles. The events of active fault have been identified only in shallow bay areas using high-resolution seismic profiles and sediment cores. In contrast, it is generally difficult to determine events in open sea areas, because of low quality of seismic profiles. Multi-channel seismic profiling system using a high-frequency sound source made it possible to obtain high quality seismic profiles in the open shallow sea area and showed an active fault in the source area of the 2007 Noto-Hanto earthquake. In the deep sea, low-frequency seismic profiling system generally show clear geologic structure including active faults, but it is difficult to determine their activity in the late Pleistocene and Holocene period. Analyses of turbidites and dive surveys using submersibles have been conducted to determine the ancient events of fault activity in the deep-sea area. There is no enough data of offshore active faults, especially in very shallow marine area along coast.

はじめに

日本列島の周辺海域には、陸域と同じように地震の原因となる活断層が数多く分布していることは、2007年中越沖地震、2007年能登半島地震、2005年福岡県西方沖地震などの発生を見ても明らかである。しかしながら、上記の地震が想定されていなかったことは、海域活断層が十分に評価されてはなかったことを示している。上記の3つの地震

の中で、中越沖地震、能登半島地震については、関連したと考えられる活断層は既存の調査でも活断層あるいは断層として認識されていたが（片川ほか、2005；岡村ほか、1994；岡村、2007）、福岡県西方沖地震に関しては、地震後の調査でも地震に関連した明瞭な活断層は見つかっていない。一方で、別府湾のように、完新世の活動履歴が陸域活断層に匹敵する精度で明らかになっている例もある（中田、1995など）。このような海域活断層に関する評価精度の違いは、海底の地質条件と調査手法の違いに大きく依存

* 独立行政法人 産業技術総合研究所 活断層研究センター

* Active Fault Research Center, National Institute of Advanced Industrial Science and Technology

している。本報告では、海域活断層の調査手法とその限界を解説するとともに、既存の日本周辺海域での調査研究例を紹介し、海域活断層調査の問題点と課題を考察する。

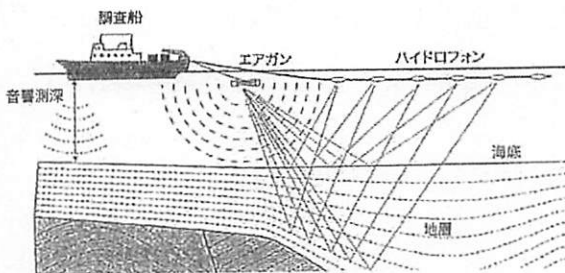
海域と陸域の活断層調査の違い

陸域の活断層調査では地形判読とトレンチ調査が最も有効な手法であるが、海域では陸域ほど精度の高い地形情報は得られない上、トレンチ調査ができない。一方で、海水中では光は減衰が大きいのに対し、音波は遠くまで減衰せずに伝わるという性質がある。このため、海域の地形・地質に関する調査は、活断層調査に限らず、音波を利用する。使用する音波の周波数を変えることによって、海底地形から海底下の様々な深度の地質構造を調査することが可能である。しかしながら、音波を使った活断層調査には限界があり、その限界を理解した上で調査機器を選択し、得られたデータを解釈する必要がある。

また、海域の大部分が堆積場であることも、陸域との大きな違いである。新しい堆積物が覆うことによって活断層が隠される場合もあるが、海底下の地層には活断層の動きが変形として必ず記録される。音波探査によって海底下の変形を検出することは比較的容易なので、柱状試料の採取とうまく組み合わせることによって、断層の活動度や活動履歴を解明することが可能になる。このような調査手法は定常的に堆積作用が続いている場合には有効であるが、地質条件によっては同じ方法が使えない場合もある

音波を用いた調査

海面付近で強いパルス状の音波を出すと、その音波は水中を伝わり海底や海底下から反射して返ってくる。この反射音を受信することによって、海底地形や海底下の地質構造を知ることができる（第1図）。しかしながら、用いる



第1図 海域の音波を使った調査の模式図。いずれも海面付近で音波を出して、反射音も海面付近でとらえる。高い周波数を用いる装置は船体に積載し、低い周波数を用いる装置は船尾から曳航する。

音波の周波数によって、探査可能な水深や海底下の深度が大きく異なる。

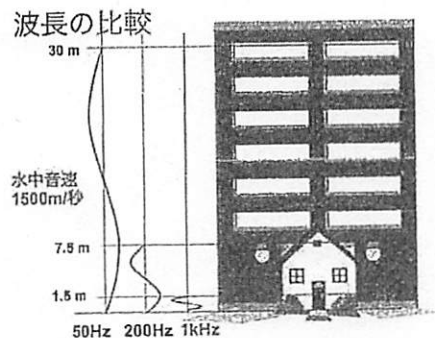
音波の周波数が高いと、海水中での減衰もやや大きく、また海底下では急に減衰してしまう。10kHz以上の周波数を持つ音波は海底地形の調査に用いられることが多い。逆に、周波数が低いほど海底下での減衰が少ないため、深部の探査が可能になる。石油探査など地下深部の構造調査には50Hz以下の周波数の大エネルギーの音源を用いる。海底下での音波の減衰は堆積物の粒度にも大きな影響を受ける。一般に泥質の細粒堆積物中では音波の減衰が小さく、質のよい反射断面が得られるのに対して、粗粒な堆積物では音波の散乱が強くなって、断面の質が悪くなる。一方、音波の波長は周波数が高いほど短く、低いほど長い。波長の短い音波を用いればより精度と分解能の高いデータが得られるが、周波数が長くなると分解能も低下する（第2図）。水中での音速は1500m/sなので、波長は100kHzで1.5cm、1kHzで1.5m、10Hzで150mとなる。波長の1/8以下の垂直変位量を検出するのは容易でない。

また、水深の違いも大きな意味を持つ。200m程度より浅い海域では比較的周波数の高い小型の調査機器を用いて調査が可能であるが、1000mを超えるような海底では使用する周波数も低くする必要があるし、調査機器も大型化するので、コストが大きくなる。

以上のような音波の性質から、水深が浅く泥質堆積物に覆われるような内湾域で最も質の高い高分解能の反射断面を得やすいのに対して、水深が深い堆積物の粒度が増すほど、低周波の音源を用いる必要があり、分解能が低下する。さらに地層中のガスなども音波を散乱させる原因となる。

1. 地形調査

地形調査に用いる音波は、浅海域で数十kHzから100kHz以上であるが、深海域では10kHz程度の音波を用いる。このような波長の短い音波の送受信器は小型化でき、結果と



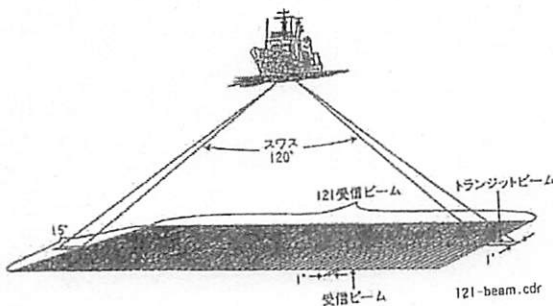
第2図 音波の周波数と波長の比較。高い周波数ほど高い分解能を持つ。

して指向性の強い音波パルスを作ることができる。最新の海底地形調査システムは、調査船の進行方向に対して横方向にも100-150°の扇状に音波を出し、一度に100点以上の水深を同時に測定できる(第3図)。このような測深を航走しながら繰り返すので、面的な地形データを精度良く取得することが可能になっている。このマルチビーム方式の海底地形調査が可能になった後は、海底地形調査の精度が飛躍的に向上し、特に深海域の地形が鮮明に観察できるようになった(加藤ほか, 1985, 東海沖海底活断層研究会, 1999)。海域は堆積場であるとはいえ、浸食場も存在する上、堆積速度より断層の変位速度が速い場合も多い。そのような場所では、マルチビーム方式の海底地形調査によって活断層のトレースを精度良く明らかにできる。

2. 反射法地震探査

海底下の地質構造探査も原理は地形調査と同じであるが、地形調査より低い周波数を用いることによって、海底下まで伝わって反射してくる音波を受信する。周波数が低いと波長が長くなるため、地形調査のように狭い角度に音波を集中させることがほとんどできない。一般には、音源と受信装置を船尾から曳航し、音波パルスを一定間隔で発振し、海底下からの反射を連続的に受信する。得られた反射音を横に並べることによって反射断面ができる。この場合、断面の縦軸は反射音が返って来るまでの時間である。後で述べるマルチチャンネル音波探査を行えば、地層中の音波速度が得られ、深度断面に変換することができる。

大陸棚上の海底下数十m程度の地層の構造を明らかにするためには数kHz程度の周波数を用いる探査装置(ソノブローブ、ジオパルス、ユニブームなど)が、大陸斜面より深い海域或いは海底下数百m以上の海底下の構造を明らかにするためには数100Hz以下の周波数の音源(スパーカー、ウォーターガン、エアガンなど)を用いる。分解能を考えると、活断層のように新しい時期の断層運動を的確に

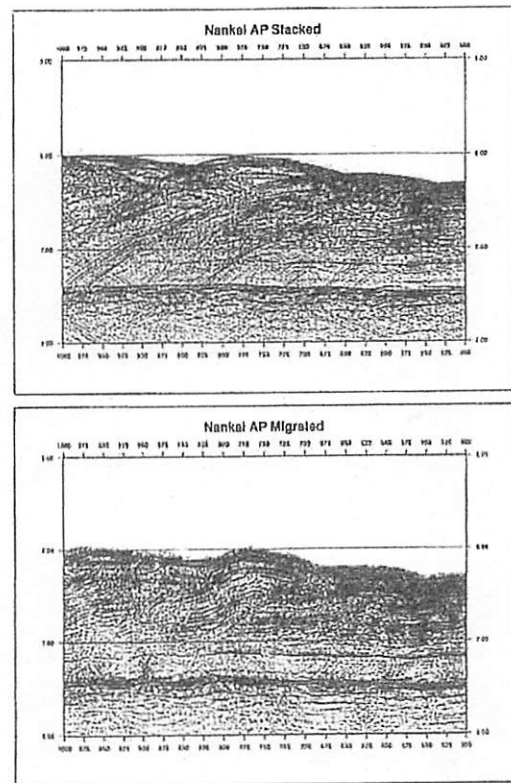


第3図 マルチナロービーム測深器の模式図(東海沖海底活断層研究会, 1999)。側方に扇状に音波を出して、面的な地形調査を行う。

捉えるためには、1 kHz程度の周波数を用いることが望ましいが、その程度の周波数の音源では、水深500m以上の海域で明瞭な反射断面を得ることは困難である。

マルチチャンネル地震探査は反射断面の質を大きく向上させることができる調査手法で、石油探査の手段として技術開発が進められてきたが、1980年頃から科学的な調査にも用いられている。この方法は、異なる反射経路を持つ反射音を重ね合わせるため、雑音に対する反射波のレベルを大きくすることができる。さらに反射音をデジタル化するため、様々なデジタル信号処理によって断面の質を大きく向上させることができる。特にマイグレーション処理は複雑な地形や地質構造を解明するために必要不可欠な処理である。

地震探査の音源と受波システムには強い指向性がないため、斜面や褶曲があると側方からの反射音も拾ってしまい、反射断面には上に凸の双曲線上の反射面が現れる(第4図)。マイグレーション処理はそのような側方からの反射波を正しい位置に戻す処理で、適正に行われると正しい地質構造が現れる。精度の高いマイグレーション処理を行うためには、測線が断層や褶曲軸に直交する方向に設定されていることが必要である。マルチチャンネル音波探査が



第4図 マイグレーション処理の効果(東海沖海底活断層研究会, 1999)。上は処理前で、下は処理後の断面。断面は褶曲軸と直交する方向である必要がある。

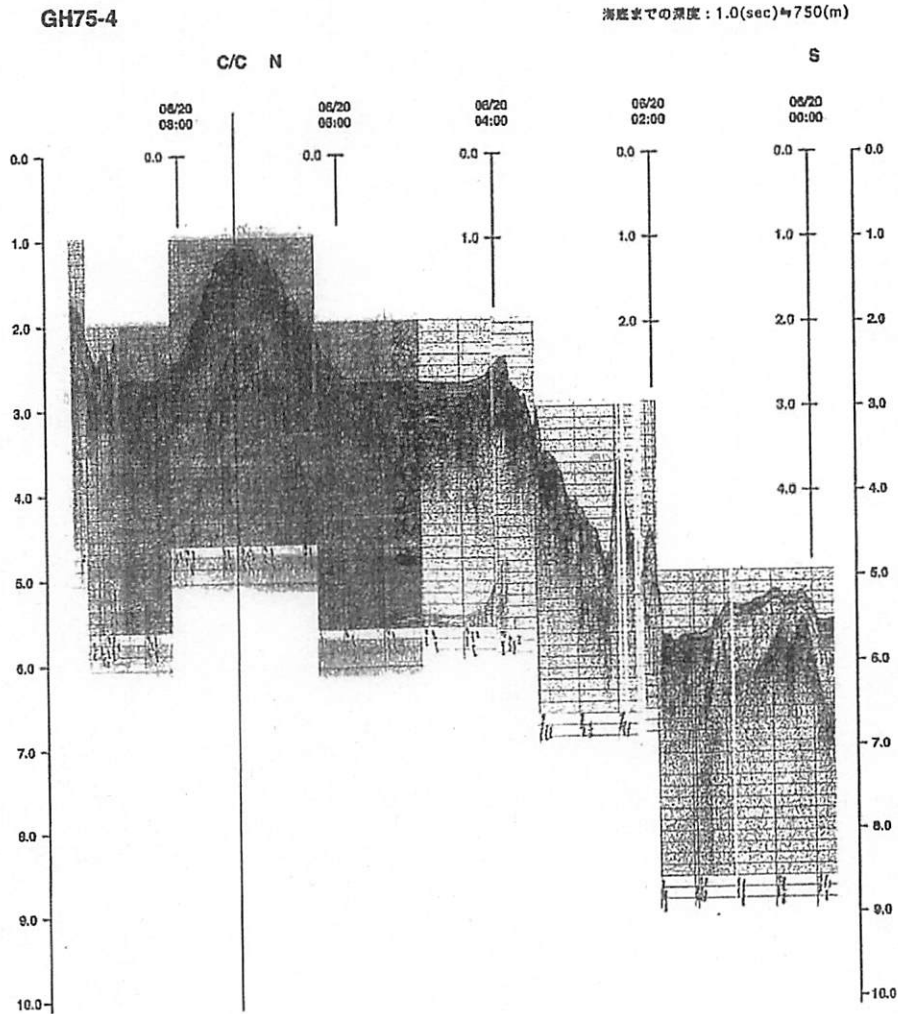
行われるようになってから、特に付加体などの水深の大きい場所での反射断面が画期的に改善され、地質構造の理解が大きく進んだ (Aoki et al., 1983など)。

このように、探査機器の技術的な進歩によって得られるデータの質も大きく向上し、活断層の探査精度も飛躍的に改善してきている。特に反射断面がマルチチャンネルシステムによって取得されたかどうか、マイグレーション処理がされているかどうかによって、記録の質が大きく異なる。

残念ながら、日本周辺海域のすべてでマルチチャンネル音波探査データが取得されているわけではないので、シングルチャンネルのデータも用いて、活断層の判断をせざるを得ない場合も多い。その場合にはいくつかの注意点がある。

音波探査用の音源から一つだけの鋭いパルスを送るこ

とは困難で、複数の音波パルスがほぼ同時に発生するのが普通である。リングングパルスとかバブル発振 (エアガンの場合) と呼ばれる。その結果、実際には存在しない平行な反射面が2-3枚見えるため (第5図)、反射断面の垂直分解能を大きく低下させ、また誤った解釈の原因となる。デジタル信号処理によってこのような後続の反射波を取り除くことができる。また、反射断面の縦横比が誇張されている。特に古い反射断面は縦横比が大きいため、解釈には注意が必要である。また、傾斜した地層は見えにくく、断層面も見えない。断層周辺では地層の傾斜が大きくなり反射面が消えることが多いが、本当に断層があるのか、撓曲帯になっているのか判断は困難であることが多い。



第5図 1970年代に地質調査所が南海トラフで取得したシングルチャンネルのアナログ記録。海底に平行な反射面が見え、縦横比も大きいため、南海トラフ沿いの低角逆断層がほぼ垂直に見える。

3. 反射断面上での活断層の判定

反射断面では海底下に反射面(地層)が存在することが前提になる。連続する反射面は海底下の物性の不連続面を示すが、地質学的には過去の海底面(同時期面)と考えて解釈する(Payton, 1977)。断層面からの反射面も、付加体などでは観察することが可能になりつつあるが、通常は見えない場合が多く、断層は地層のズレや変形として認識される場合がほとんどである。従って、堆積層の存在しない海域で、反射断面に基づいた活断層の評価は困難である。ガスなどが広域的に存在する場合にも反射面が不明瞭になる。

逆断層や正断層は垂直成分のズレを伴うので、明瞭な反射断面では比較的容易に活断層を認定できる。堆積物の厚い地域に分布する逆断層は、地層の中で褶曲や撓曲に漸移して、明瞭な断層として認められない場合もある。また、逆断層の上盤には必ず背斜構造を伴う。背斜構造の規模や形状はその下に存在する逆断層の形状と変位量によって規制されることが知られている。このような褶曲を断層関連褶曲と呼ぶ(Suppe, 1983; 岡村, 2000)。地表付近に明瞭な断層変位が現れないような伏在断層も、断層関連褶曲の考え方をを用いたモデリングによって、変位量や変位速度を推定することができる(Suppe et al, 1992)。その考え方の中では、断層と褶曲の関係が整理されているので、地質構造の成因を考える上でも、非常に有効である。

横ずれ断層の場合には反射断面で見えにくくなる。しかしながら、多くの横ずれ断層は多少の縦ズレ成分を伴う上、断層のトレースにも折れ曲がりがあるので、反射断面でも多様な変形構造を認めることができる。フラワー構造は代表的な構造の一つであるが、一つの変形パターンにこだわらず、反射断面を検討することが重要である。2005年福岡県西方沖地震に関連した断層が見えなかったのは、反射面が見えにくい地質学的な特徴に加えて、変位量が小さいことが原因であると考えられる。

海域の活断層図

1980年に出版された日本活断層図(活断層研究会, 1980)には日本周辺海域の活断層図も同時に示された。その図の作成に用いられたのは、主に海上保安庁が1970年代に取得したシングルチャンネルのアナログ記録である。1970年代は海域の音波探査が本格的に始まり、日本周辺海域の海底地質に関する情報が整備された時期である。このデータを用いて作られた活断層図は、米倉(1979)によって整理された基準(第6図)に基づいて反射断面を解釈している。ここで用いられた記録は、縦横比が大きく、S/Nも悪く、音源は強いバブル発振を伴っており、活断層の解

釈する反射断面としては、最近のデータとは比べてかなり質は劣るが、日本周辺海域で均質なデータに基づいて広域的な活断層の分布を明らかにした意義は大きい。

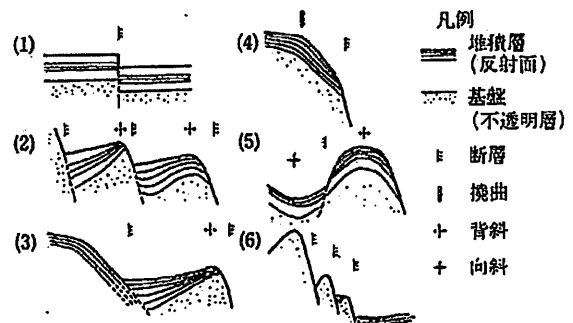
1991年にこの活断層図が改訂された(活断層研究会, 1991)。海域の活断層の判定基準は1980年の基準をほぼそのまま引き継いでいるが、深海域では部分的にマルチチャンネルの反射断面が得られ、マルチナロービームによる詳細な海底地形図が公表され始めたことと、水深2000mより浅い海域では地質調査所の分解能が高い反射断面が集まりはじめたことによって、精度が向上している。

深海域では南海トラフ沿いに発達する構造が明らかになってきた。また、マルチナロービームの地形データは新たな反射断面で明瞭になった逆断層の平面的な連続性を明瞭に示した。両者を組み合わせることによって、南海トラフ沿いの付加体に発達する活断層群を高い精度で明らかにしたのが東海沖活断層研究会(1999)である。

地質調査所の反射断面はアナログ方式のシングルチャンネルデータであったが、バブル発振を押さえた音源を用いることによって、以前より分解能を向上させることに成功した。特に1980年の活断層図で示されていた大陸棚外縁に沿った折れ曲がり変形のほとんどが、エアガンのバブル発振による海底からの反射の繰り返しであって、構造変形でないと判断された。さらに、四国沖では詳細な活構造図が示された。これらの海域の活断層図では陸上の活断層のように変位速度や活動履歴までは明らかにされていない。

浅海域の活断層調査

浅海域活断層調査のモデルフィールドとして知られているのが、別府湾である。そこでは、周波数の高い反射探査装置を用い、完新世の堆積物に変位を与える複数の明瞭な活断層を示す反射断面が得られ、さらに柱状探採によって得られた堆積物の年代から、過去約6000年間に4回の地震イベントが起こったことが明らかにされた(島崎ほか,

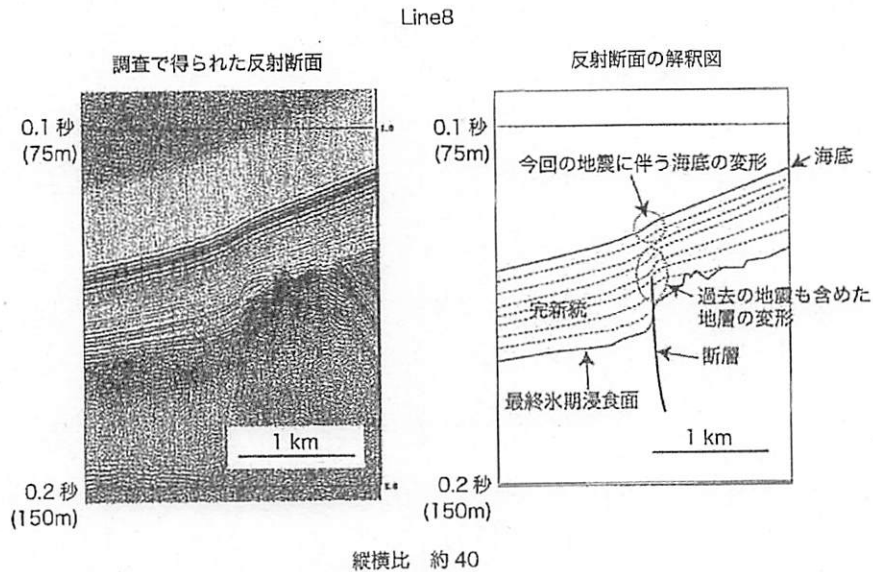


第6図 海底活断層の判断基準(活断層研究会, 1991)。

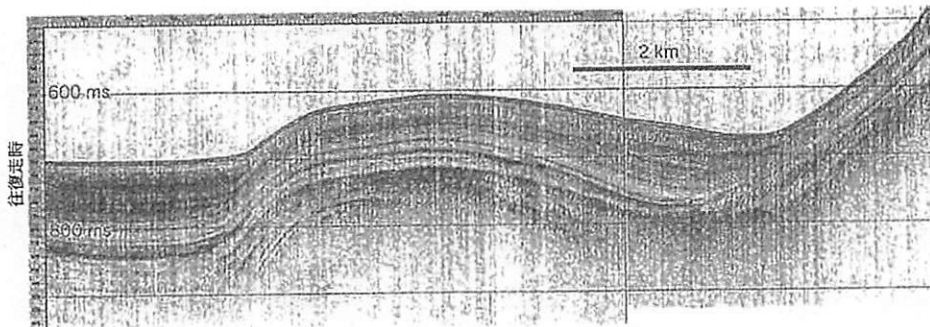
1986；中田・島崎，1993；中田，1995；大分県，2002）。別府湾での調査が成功した理由は，完新世堆積物が音波をよく通す泥質堆積物からなることと，堆積速度が速いことが挙げられる。別府湾以外でも，大阪湾（岩淵，2000；横倉ほか，1998），伊勢湾（岩淵，2000；岡田ほか，2000），三河湾（小川ほか，1991；中田，1995）や豊後水道（大塚ほか，2002），島原半島周辺（松岡・岡村，2000）で活断層が報告されている。上記の海域では自治体でも調査が行われていることがある（例えば，長崎県，2004，2005）。

外洋に面した海域では明瞭な反射断面が得にくくなるため，別府湾などのように明瞭な反射断面を得て，活動履歴まで決めることは簡単ではないが，男鹿半島南方沖では活断層の活動履歴が推定されている（岩淵，1998）。ソノブロープ及びブーサーによる反射断面に基づいて，完新統の変形が観察されているが，別府湾の反射断面に比較すると明瞭さではかなり劣る。

高い周波数の音源にもマルチチャンネル音波探査を用いることによって，質の高い反射断面が得られる。能登半島地震の震源域ではブーサーを音源とするマルチチャンネルシステム（村上，2007；井上ほか，2008）を用いて探査した結果，完新統に変形を与える活断層が明瞭に観察できた（第7図）。また，中越沖地震に関連した明瞭な活断層は見つかっていないが，震源域の北西側に完新世に成長した褶曲構造の存在が明らかになっている（第8図）。断層関連褶曲の考えに基づくと，この背斜構造の海底下には南東に傾斜する逆断層が存在し，中越沖地震の震源断層につながっている可能性が指摘できる。このように周波数の高い音源にマルチチャンネル音波探査システムを組み合わせることによって，外洋に面した浅海域でも高分解能で明瞭な反射断面が得られるようになってきた。



第7図 能登半島沖地震の震源断層。ブーサーを音源とするマルチチャンネルシステムで取得。



第8図 中越沖地震震源域の北西沖に発達する活背斜。

深海域の活断層調査

深海域でも調査手法は同じであるが、エアガンなど周波数の低い音源を用いるの必要があり、反射断面の解像度も低くなる。しかしながら、反射断面では断層や褶曲構造が明瞭に観察できる(第9図)。このようなデータに基づいて、徳山ほか(2001)は日本周辺海域の、岡村・加藤(2002)は日本海東縁の断層分布図を公表している。これらの反射断面から断層の存在を知ることはできても、後期更新世や完新世の変位速度や活動履歴まで明らかにすることは困難である。そのような課題を解決するために、タービダイトや潜水調査船を用いた崩壊堆積物の研究などが試みられてきている。

1983年日本海中部地震の震源付近では、海底表層付近からタービダイトが得られ、さらに約1000年前のテフラB-Tmより上位の地層に4枚のタービダイトが含まれていることが中嶋・金井(1995)によって明らかにされている。1993年の北海道南西沖地震の震源域東側に発達する後志トラフでは、地震時のタービダイトがトラフ底に広く分布し、さらにその下にも約1000年間隔でタービダイトが挟在している(池原, 2000)。これらのタービダイトは地震によって形成された可能性が高いが、必ずしも特定の活断層の活動によって形成されるものではなく、大規模な斜面崩壊が発生するような強震動が直接の原因となる。また、海底地形や海底谷の形態によっては、広範囲の斜面崩壊による乱泥流が集まってくることもある。従って、タービダイトの傾度から地震発生頻度を推定するためには、タービダイト採取地点の上流側の海底谷の形状や活断層の分布を考慮することが重要である。

1940年積丹半島沖地震は同半島北西沖を震源として発生した(Satake, 1986)。震源付近には逆断層で隆起した背斜

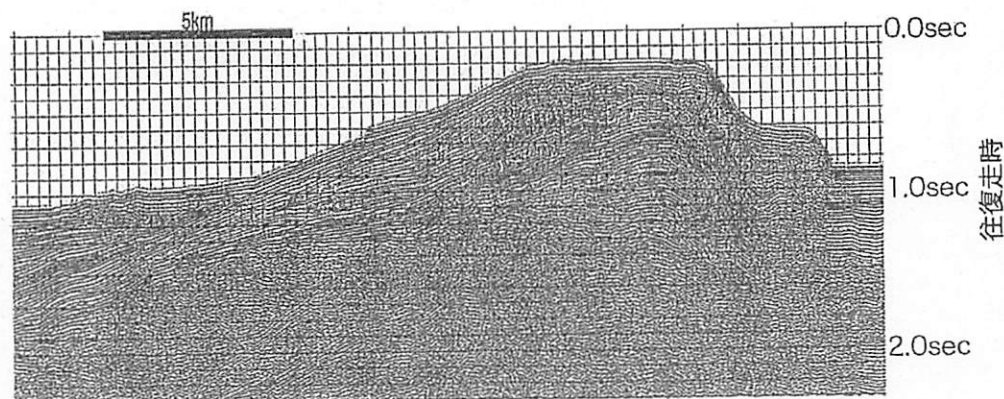
構造である忍路海山があるが、その断層崖で潜水調査を行った結果、断層崖基部の斜面で泥質堆積物を覆う斜面崩壊堆積物を採取した。さらに、泥質堆積物の中にも斜面崩壊堆積物が挟在しており、忍路海山を震源とする地震活動が堆積物中に記録されていることが明らかになっている(岡村ほか, 1999; Okamura et al., 2005)。また、1993年北海道南西沖地震の震源域では、震源となった奥尻海嶺の斜面で大規模な地割れが多数見つかった。地割れにはかなり形が崩れたものもあり、過去の地震で形成されたと考えられる。

このように深海域の地震活動も海底に様々な形で記録されており、それらを利用することによって活断層の活動履歴を解明できる可能性はある。その際に最も大きな課題となるのは、斜面崩壊堆積物や地割れの形成年代の決定である。深海域の斜面は堆積速度が遅い上、日本海はCCDが浅く、有孔虫などの年代測定ができる化石がまったく含まれていないことが多い。

今後の課題

日本周辺海域の反射データは様々な機関によって取得されてきたが、かなり密な測線間隔で同じ品質の断面に限ると、海上保安庁や産業技術総合研究所のデータに限られる上、それらのほとんどがシングルチャンネルの断面である。航空写真のような質の高い均質なデータが全ての海域に揃っているわけではないので、質の高い反射断面の充実が長期的に取り組むべき課題であろう。

また、深海域まで調査できる大型の調査船は、安全確保のため水深30-50m程度より陸側には入れないことが多く、沿岸域で質の高い反射断面が揃っていないのも現状である。沿岸域の活断層は内陸地震と同じような地震災害を引



第9図 日本海東縁に発達する逆断層の1例。

き起こす。特に2007年中越沖地震では、原子力発電所にも重大な被害を与えた。従って、沿岸域の活断層調査とその適切な評価は残された課題の一つである。

さらに深海域になると、断層の存在はかなり明らかになっているが、それらの活動頻度や履歴についての情報はきわめて乏しくなる。やや沖合の活断層は津波を発生させる恐れがあり、その評価と対策も必要であろう。

海域では質の高い反射断面が得やすい。逆断層地帯では、断層だけでなくその上盤の背斜構造も明瞭に明らかにできるが、その形状は地下深部の断層形状を反映していると考えられる (Okamura et al., 2007)。そのような情報を活用することによって、活断層の位置だけでなく、震源断層の形状まで推定できる可能性がある。そのような研究を進めることによって、断層の3次元的形状を明らかにでき、強震動の予測、連動の予測などにも有効な情報を提供できるようになると考えられる。

謝辞

査読者の高知大学の松岡裕美氏には、いくつかの重要な指摘をして頂きましたことに感謝します。

文 献

- Aoki, Y., Tamano, T., and Kato, S. 1983, Detailed structure of the Nankai Trough from migrated seismic section, in *Studies in continental margin geology*, J. S. Watkins, and C. L. Drake (editors), AAPG Memoir 34, 309-322.
- 池原 研, 2000, 海底堆積物中の地震性堆積物から見た北海道西方沖の地震再来間隔, 月刊地球, 号外28, 134-138.
- 井上卓彦・村上文敏・岡村行信, 2008, 2007年能登半島地震震源域の海底活断層, 地震研究所彙報, 印刷中.
- 岩淵 洋, 1998, 男鹿半島の南方に見出された海底活断層, 海洋調査技術, 10, 1-15.
- 岩淵 洋, 2000, 大阪湾と伊勢湾の活構造, 第四紀研究, 39, 303-314.
- 片川秀基・浜田昌明・吉田 進・藤澤 宏・三橋 明・河野芳輝・衣笠善博, 2005, 能登半島西方海域の新第三紀～第四紀地質構造形成, 地学雑誌, 114, 791-810.
- 加藤 茂・長井俊夫・玉木 操・近藤 忠・富安義昭・加藤剛・宗田幸次・浅田 昭, 1985, 相模トラフ東部から海溝三重点までの海底地形, 水路部研究報告, 20, 1-24.
- 活断層研究会, 1980, 「日本の活断層—分布図と資料—」, 東京大学出版会, 365p.
- 活断層研究会, 1991, 「新編日本の活断層—分布図と資料—」, 東京大学出版会, 440p.
- 松岡裕美・岡村 眞, 2000, 中央構造線系海底活断層の分布形態とその特徴, 月刊地球, 号外31, 110-116.
- 村上文敏・井上卓彦・岡村行信, 2007, 高分解能音波探査装置による能登半島地震震源域の海底活断層調査, 海洋調査技術学会研究成果発表会講演要旨集, 19, 63-64.
- 長崎県, 2004, 「平成15年度 地震関係基礎調査交付金 雲仙活断層群に関する調査 成果報告書」, 1-1-8-1.
- 長崎県, 2005, 「平成16年度 地震関係基礎調査交付金 雲仙活断層群に関する調査 成果報告書」, 1-1-10-3.
- 中嶋 健・金井 豊, 1995, 1983年日本海中部地震震源域でのタービダイトによる地震発生間隔の推定, 地震II, 48, 23-228.
- 中田 高, 1995, 海底活断層の古地震学的研究, 太田陽子・島崎邦彦編「古地震を探る」, 古今書院, 168-192.
- 中田 高・島崎邦彦, 1993, 海底の地震の巣を探る, 科学, 63, 593-599.
- 小川光明・岡村 眞・坂口有人・堤 浩之・中田 高・岡田篤正・千田 昇, 1991, 三河湾における深溝断層延長部と中央構造線, 第四紀研究, 9, 41-52.
- 岡田篤正・豊蔵 勇・牧野内猛・藤原八笛・伊藤 孝, 2000, 知多半島西岸沖の伊勢湾断層, 地学雑誌, 109, 10-26.
- 岡村行信, 2000, 音波探査プロファイルに基づいた海底活断層の認定—fault related, growth strata及びgrowth triangleの適用—, 地質調査所月報, 51, 59-77.
- 岡村行信, 2007, 能登半島西方海底地質図及び同説明書, 海洋地質図シリーズ, no. 59(CD), 産業技術総合研究所.
- 岡村行信・加藤幸弘, 2002, 第4章 海域の変動地形と活断層, 大竹政和, 平朝彦, 太田陽子編集「日本海東縁の活断層とテクトニクス」, 東京大学出版会, 47-69.
- 岡村行信・竹内圭史・上嶋正人・佐藤幹夫, 1994, 佐渡島南方海底地質図及び同説明書, 海洋地質図, no.43, 25p, 地質調査所.
- Okamura, K. Satake, K. Ikehara, Takeuchi, A., and Arai, K., 2005, Paleoseismology of deep-sea faults based on marine surveys of the northern Okushiri ridge in the Japan Sea, *Journal of Geophysical Research*, 110, doi:10.1029/2004JB003135.
- 岡村行信・佐竹健治・荒井晃作・池原 研, 1999, 北海道西方沖の地震震源域及び空白域の潜航調査, JAMSTEC深海研究, 15, 109-122.
- Okamura, Y., T. Ishiyama, Y. Yanagisawa, 2007, Fault-related folds above the source fault of the 2004 Mid-Niigata Prefecture earthquake, in a fold and thrust belt caused by basin inversion along the eastern margin of the Japan Sea, *Journal of Geophysical Research*, 112, B03S08, doi:10.1029/2006JB004320.
- 大分県, 2002, 「平成13年度 地震関係基礎調査交付金 別府—万年山断層帯に関する調査 成果報告書 (海上調査編)」, 65p.
- 大塚一広・七山 太・三浦健一郎・池田倫治・金山清一・小林修二・徳間伸介・安岡 恵・横山芳春・安原盛明・杉山雄一・佃 栄吉, 2002, 中央構造線活断層系伊予セグメント西端部, 下灘沖南断層の完新世活動履歴, 活断層・古地震研究報, 2, 125-140.
- Payton, C. E., 1977, Seismic stratigraphy - application to hydrocarbon exploration, *Ame. Assoc. Petrol. Geol. Mem.*, 26, 516p.
- Satake, K., 1986, Re-examination of the 1940 Shakotan-oki earthquake and the fault parameters of the earthquakes along the eastern margin of the Japan Sea, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 43, 137-147.
- 島崎邦彦・中田 高・千田 昇・宮武 隆・岡村 眞・白神 宏・前妻英明・松木宏彰・辻井 学・清川昌一・平田和彦, 1986, 海底活断層のボーリング調査による地震発生時

- 長期予測の研究—別府湾海底断層を事例として—, 活断層研究, 2, 83-88.
- Suppe J., 1983, Geometry and kinematics of fault-bend folding, *American Journal of Sciences*, 283, 684-721.
- Suppe, J. Chou, G. T. and Hook, S. C., 1992, Rates of folding and faulting determined from growth strata, in *Thrust Tectonics*, K. R. McClay (editor), Chapman & Hall, 105-121.
- 東海沖海底活断層研究会, 1999, 「東海沖の海底活断層」, 東京大学出版会, 151p.
- 徳山英一・本座栄一・木村政昭・倉本真一・芦寿一郎・岡村行倡・荒戸裕之・伊藤康人・徐垣・日野亮太・野原 壮・阿部寛信・坂井真一・向山建二郎, 2001, 日本周辺海域中新世最末期以降の構造発達史, 海洋調査技術, 13, 27-53.
- 米倉伸之, 1979, 東海沖の海底活断層, 月刊地球, 1, 577-582.
- 横倉隆伸・加藤直巳・山口和雄・宮崎光旗・井川 猛・木田陽一・川中 卓・阿部 進, 1998, 大阪湾における反射法深部構造探査, 地質調査所月報, 49, 571-590.
- (2008年1月27日受付)
- (2008年2月29日受理)

キーワード

海域活断層, 調査手法, 反射断面, 高分解能マルチチャンネル反射探査, タービダイト

Key words : offshore active fault, survey method, seismic profiles, high-resolution multi-channel seismic profiling system, turbidite