

沿岸海域における活断層調査

青森湾西岸断層帯（海域部）

成果報告書

平成 24 年 5 月

独立行政法人 産業技術総合研究所

学校法人 東海大学

目 次

| | |
|----------------------------|----|
| 1. 断層帯の概要とこれまでの主な調査研究 | 1 |
| 1. 1 これまでの主な調査研究 | 1 |
| 1. 2 既存の長期評価の概要 | 1 |
| 1. 3 残された主な課題 | 2 |
| 2. 調査項目および調査目的 | 2 |
| 2. 1 既存資料による調査海域周辺の地形・地質概要 | 2 |
| 2. 2 調査項目および調査目的 | 3 |
| 3. ブーマーによる音波探査 | 4 |
| 3. 1 探査測線 | 4 |
| 3. 2 探査方法 | 4 |
| 3. 3 調査結果 | 5 |
| 4. 高分解能音波探査 | 18 |
| 4. 1 探査測線 | 18 |
| 4. 2 探査方法 | 18 |
| 4. 3 調査結果 | 19 |
| 5. 柱状採泥調査 | 26 |
| 5. 1 調査地点および調査方法 | 26 |
| 5. 2 調査結果 | 27 |
| 6. まとめ | 29 |
| 6. 1 断層帯の位置・形態 | 29 |
| 6. 2 断層帯の過去の活動 | 31 |
| 文献 | 37 |

1. 断層帯の概要とこれまでの主な調査研究

1. 1 これまでの主な調査研究

青森湾および陸奥湾の西岸にあたる津軽半島東岸の陸域には、入内断層・野木和断層・青森湾西断層および平館断層などの活断層が分布している（活断層研究会編，1991；吾妻，1995；池田ほか編，2002；中田・今泉編，2002など）。地震調査研究推進本部地震調査委員会（2004a）は、それらの活断層のうち、青森湾南西岸から西岸の陸域にかけて分布する入内断層・野木和断層・青森湾西断層から構成される断層帯を青森湾西岸断層帯として、その長期評価を実施している（図1）。

青森湾西岸に活断層が存在することを最初に指摘したのは、松田ほか（1976）および中田ほか（1976）である。活断層研究会編（1980，1991）は、それらの活断層を、青森湾西断層および入内断層に区分し、それぞれが西側隆起成分を持つ活動度A～B級の活断層であるとした。太田（1968），宮内（1988）および吾妻（1995）は海成段丘面の高度分布・変動地形を調べて津軽半島の第四紀地殻変動を論じている。その後、宮内ほか（2001），池田ほか編（2002）および中田・今泉編（2002）は活断層の詳しい位置を図示し、さらに、入内断層と青森湾西断層の間に野木和断層が存在することを新しく示した。また、青森県（1997，1998および1999）は、入内断層・野木和断層および青森湾西断層を対象にして、地形・地質調査、反射法弾性波探査、ボーリング調査、トレンチ調査などを実施し、とくに入内断層については中期更新世以後の断層の累積変位を確認するとともに、完新世の活動を示唆するボーリング調査結果等を明らかにした。

その後、吉岡ほか（2005）は、この断層帯を青森湾西断層と野木和断層から構成される青森湾西岸活動セグメントと入内活動セグメントに区分し、それぞれが固有の活動履歴を持つとしている。また、電源開発株式会社（2007）は、音波探査の結果に基づいて、平館断層がさらに北西沖の津軽海峡に伸びることを報告している。産業技術総合研究所（2009b）は、活断層の追加・補完調査の一環として、入内断層の延長部にあたる沿岸陸域で反射法弾性波探査およびボーリング調査を、また延長部海域においてブーマーによる音波探査を実施し、入内断層の後期更新世末以降の活動性を検討するデータを得るとともに、その北方延長部の海域に青森港沖背斜を発見した。さらに、産業技術総合研究所（2009b）は、平館断層の北方海域および東方の平館海峡にも後期更新世に活動した断層および褶曲を確認している（図2）。

1. 2 長期評価の概要

平成16年4月に公表された地震調査研究推進本部による長期評価（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2004a）では、その時点までの調査結果に基づいて、青森湾西岸断層帯は、入内断層・野木和断層・青森湾西断層から構成される長さ約30kmの活断層であるとされた。断層帯の平均変位速度は、中期更新世の地層の断層変位に基づいて、0.4～0.8m/千年と推定された。断層帯の単位変位量（1回の活動に伴う変位量）については、断層帯の長さと同変位量の経験式に基づいて、2～3m程度と推定された。また、発生する地震の規模については、全体が一つの活動区間とした場合、マグニチュード7.3程度の地震が発生する可能性があると考えられた。しかし、最新活動時期などの、過去の活動履歴の詳細については不明とされてい

る。

1. 3 残された主な課題

地震調査研究推進本部地震調査委員会（2004a）による長期評価では、将来における地震の発生可能性については、過去の活動が十分に明らかではなく、最新活動時期が特定できていないことから、信頼度の低い平均活動間隔（3千～6千年）を用いたポアソン過程による確率しか求められていない。また、地震調査研究推進本部地震調査委員会（2004a）は、今後に向けての課題として、1）最新活動時期を含めた活動履歴や1回変位量について精度の良いデータを集積させ、2）野木和断層や入内断層の北方海域延長部についても調査を行う必要があると指摘している。

その後、電源開発株式会社（2007）による地質・地質構造調査の検討結果や、産業技術総合研究所（2009b）による活断層の追加・補完調査の結果、断層帯の延長部にあたる青森湾から平館海峡を経て津軽海峡に至る海域に活断層および活褶曲が断続的に伸びることが確認されたが、それらの活構造の長期評価に必要な連続性や、活動性・活動時期については、十分な調査結果が得られていない。

2. 調査項目および調査目的

2. 1 既存資料による調査海域周辺の地形・地質概要

2. 1. 1 既存資料による調査地域周辺の海底地形概略

調査地域は、津軽半島と下北半島に囲まれた青森湾および陸奥湾西部と、津軽半島北東沖の津軽海峡南部にまたがる海域である（図3）。以下の本報告では、便宜上、下北半島南西部の脇野沢付近と夏泊半島を結ぶ線より西側の湾を「青森湾」と呼ぶことにする。

青森湾は、津軽半島と夏泊半島および下北半島に囲まれた、南北約30km・東西約20kmの海域である。湾の中～北部には、水深約50～65mの平坦な海盆が広がっており、この海盆における海底面の勾配は $0.05\sim 0.2^\circ$ 程度である。津軽半島の沿岸から約2～5 km以内の海底は比高約50mのやや急な傾斜を示す斜面となっている。湾の南部は、狭義の青森湾であり、南に湾入した馬蹄形の形状をなす。水深は最大約50mであり、沿岸から沖に向かって概ね単調に深くなる。

青森湾は、幅約10kmの平館海峡を通じて北方の津軽海峡につながっている。平館海峡は、中央部の水深が約50～60mと青森湾の海盆に比べてやや浅くなり、このため青森湾北端部から北北西に延びる海底谷（開析谷）が形成されている。

平館海峡北側の津軽海峡は、沿岸の水深110m付近より以浅に大陸棚が広がり、とくに平館海峡の海底谷の下流には規模の大きな海底扇状地が発達している。大陸棚外縁斜面の北側は、水深約150～180mの津軽海盆となっている。

2. 1. 2 既存資料による津軽半島の地質概略および半島東部付近の活断層分布

津軽半島には、新第三紀～第四紀の堆積物からなる、北北西～南南東に延びる2列の隆起帯が発達する（図4）。隆起帯の主軸は四ツ岳～袴腰～馬ノ神ドームからなり、長さ約60kmの隆起帯である津軽山地を構成し、その東縁を津軽断層に限られている。津軽断層は、長さ

約50kmの西側隆起の逆断層であり、断層の層位学的隔離は最大1000m以上（三村，1979），重力異常から推定された先第三系の落差は約1500mとされている（松橋ほか，1989）．藤井（1981）は、津軽断層は、後期中新世に東西圧縮力が働いたことから発生し、少なくとも後期更新世まで活動を続けていると述べている．断層の中南部は、幅広い断層・褶曲帯となっており、青森湾西岸断層帯（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2004a）の北部を構成する青森湾西断層は、その東縁部に位置しており、さらに東方の青森湾南部には青森港沖背斜（産業技術総合研究所，2009b）が分布する．ただし、地質断層として知られている津軽断層のその他の区間においては、活断層の存在を示す変動地形は認められていない（活断層研究会編，1991，中田・今泉編，2002など）．

半島北東端には、平館ドームと呼ばれる長さ約15kmの隆起帯が発達する．このドームの東縁に沿って、活断層である平館断層が分布しており、周辺の海域には、F-25断層（電源開発株式会社，2007）および平館沖背斜（産業技術総合研究所，2009b）が分布している．

2. 2 調査項目および調査目的

青森湾西岸断層帯に関するこれまでの調査結果および地震調査研究推進本部地震調査委員会（2004a）による長期評価、電源開発株式会社（2007）による地質・地質構造調査の検討結果、産業技術総合研究所（2009a, b）による調査結果、および上述の既存の地形・地質概略を踏まえて、本調査の項目および目的を以下のように設定した．

1) ブーマーによるシングルおよびマルチチャンネル探査（産業技術総合研究所）

- ・青森港沖背斜の周辺において、浅部（海底下深さ数m～数10m）での褶曲構造の累積的な変形と、背斜東翼部に伏在すると推定される断層を確認し、中期～後期更新世の活動性を解明する．
- ・野木和断層の延長部に当たる青森湾西岸沖において、浅部（海底下深さ数m～数10m）の褶曲・断層構造の有無を確認し、後期更新世の活動性を解明する．
- ・平館断層の南北延長海域において、浅部（海底下深さ数m～数10m）の褶曲・断層構造の分布を確認し、その規模と活動性を解明する．

2) SES2000によるパラメトリック方式高分解能シングルチャンネル探査（東海大学）

- ・青森港沖背斜の周辺において、極浅部（海底下深さ1m～20m）での褶曲構造の累積的な変形と、断層の詳細構造を確認し、後期更新世末以後の活動履歴を解明する．
- ・野木和断層の延長部に当たる湾西岸沖の極浅部（海底下深さ1m～20m）における、褶曲および断層構造の有無を確認し、後期更新世末以後の活動履歴を解明する．
- ・平館断層の南延長海域において、極浅部（海底下深さ1m～20m）での褶曲および断層の詳細構造を確認し、後期更新世末以後の活動履歴を解明する．

3) ピストンコアラーによる柱状採泥調査（産業技術総合研究所）

- ・青森港沖背斜付近において、海底下深さ数mまでのコアを採取し、断層の活動履歴および長期的な変位速度を解明するための層序・年代データを得る．

図5に、本調査の結果を合わせた青森湾西岸断層帯の海域延長部における活断層・活構造の位置を示す．また、主な活断層の概要を、表1, 2, 3および4に示す．

3. ブーマーによる音波探査

3. 1 探査測線

ブーマーによる音波探査（以下では、「ブーマー探査」と記述する）では、これまでの調査・研究によって青森湾西岸断層帯の海域延長部が分布するとされる青森湾西部～平館海峡～津軽海峡南部の南北約50km・東西最大約10kmの海域のうち、産業技術総合研究所（2009b）および電源開発株式会社（2007）によって報告されている活断層・活褶曲の周辺および延長部と、やや深部の構造が解明されていない海域を中心に、探査測線を設定した。さらに、探査中は、船上において静電プロッターにより記録紙に反射記録を同時出力し、記録から層序・地質構造を判読し、計画測線の範囲や位置を適宜変更した。

探査測線は、青森湾～平館海峡の海域では、既存資料によって南北方向の断層・褶曲が存在するとされていることから、東西方向の測線を主測線とし、それらと交差する南北方向の検測線で探査を実施した（図6, 7および8）。また、津軽海峡において電源開発株式会社（2007）が報告しているF-25断層の走向は北西～南東方向であるが、既存の探査測線が北西～南東および北東～南西の格子状であることから、今回の探査では東西方向の主測線と南北方向の検測線で探査を実施した（図7）。

探査測線の記号・番号については、シングルチャンネル探査測線の記号を“S”として、平面直角座標系第10系のX=135000を基準線として南向きにkm単位で計測した概略距離の値を番号として付した。X=135000より北側の主測線については、例えば基準線より1km北側のX=136000に沿った測線は「S_1」とした。マルチチャンネル探査測線の記号は“M”として、同様に番号等を付した。

ブーマーによるシングルチャンネル探査の測線総延長は約199km、マルチチャンネル探査の測線総延長は約29kmであった。

3. 2 探査方法

3. 2. 1 探査に使用した機器

ブーマー探査では、音源には Applied Acoustics 社製の AA301 型ブーマー（公称最大送振出力350 J）を用い、エネルギーソースには同社製の CSP-P（公称最大出力300 J）を使用した。

シングルチャンネル探査の受振には、4.5m 間に hidroフォン素子 20 個を封入した Applied Acoustics 社製のストリーマーを使用した。また、マルチチャンネル探査の受振には、Teledyne Technologies 社製の、チャンネル間隔 3.125m、1 チャンネル当たり 4 ハイidroフォン素子（0.5m 間隔）からなるストリーマーを使用した。

探査データは、Seismic Source 社製の DAQlink III を使用してデジタル記録を収録するとともに、探査船に搭載した静電プロッターにより記録紙に同時出力した。

3. 2. 2 探査作業

音波探査作業は、排水量約5トンのFRP船に装置を艀装して、船尾後方約30mにブーマーが、また船尾後方約36mにストリーマーの前端が曳航されるように配置した。この配置は、試験探査によって探査記録の品質をチェックするとともに、ホタテ養殖漁場を含む海域での航行の

安全性を加味して決定した。探査時の船速は、概ね3~4ノットであった。

シングルチャンネル探査は、発振間隔0.35sec、記録長0.35sec、サンプリング周波数8kHzで実施した。マルチチャンネル探査は、12チャンネル受振とし、発振間隔1sec、記録長0.6sec、サンプリング周波数8kHzで実施した。探査記録は記録紙に同時出力し、船上で探査記録の概要を随時モニタリングしながら、計画測線の範囲や位置を再検討しながら探査を進めた。

探査作業は大和探査技術（株）に依頼して、2011年9月7日~17日の間の延べ7日間に実施した。

3. 2. 3 データ処理

収録した音波探査データの処理は産業技術総合研究所が行った。使用したソフトウェアは Parallel GeoScience 社製のSPWである。シングルチャンネルおよびマルチチャンネル探査データの両方とも、デコンボリューション処理、ゲイン回復、帯域通過フィルター処理等を行った。また、マルチチャンネル探査データについては、CMP重合法により12重合の時間断面図を作成した。

以下に示すブーマー探査のによる音波探査記録断面図は、いずれも時間断面図であり、水中および堆積層中での音波伝播速度を1500m/secと仮定した海面からの概略の深度を合わせて示す。

3. 3 調査結果

3. 3. 1 調査結果の概要

(1) 音響層序区分の概要

ブーマー探査では、海底下15~120m程度の深さまでの反射記録が得られ、その特徴から推定される地質層序・堆積構造・地質構造に基づいて層序区分を行った。調査海域の層序は、上位から順に、A層・B層群・C層およびD層に区分される（図9）。このうちB層群は、さらにB1~B5層に細分される。なお、海底から深度約4~5mまでの範囲では、リングングのために堆積層からの反射記録の判読が困難であることが多い。

図10に津軽海峡南部の大陸棚外縁付近の代表的な解釈断面図を、また、図11および12に平館海峡~青森湾を南北に縦断する検測線の解釈断面図を示す。

A層：調査海域のうち、概ね水深105~110m以浅の海底直下に広く分布し、弱い反射面がしばしば発達する地層である。厚さは一般に数m程度で、最大で約20~25mである。下位の地層を不整合に覆い、その不整合面は比較的強い反射面として広範囲に追跡できる。

A層は、大陸棚から湾内にかけて分布する最も新しい堆積物であり、その堆積時期は約15ka以後の最終氷期最盛期より後の相対的な海面上昇期と推定される。

本調査におけるA層は、産業技術総合研究所（2009b）のmA層およびmB層に相当する。

B層群：大陸棚外縁斜面~津軽海盆を含む、調査海域の広い範囲に分布する。最大層厚は100m程度が確認されている。水平および斜交層理を示す内部反射面が発達する堆積層であり、層厚10~60m程度毎に不整合を伴う堆積サイクルが認められる。それらのサイクル毎の堆積体を、上位から順に、B1, B2, B3, B4およびB5層と呼ぶ。これらの細分された堆積体のうちB1層およびB2層は、ブーマー探査によって広範囲に確認できる。しかし、各海域で細分され

たB3～B5層の各層は、分布が不連続であることから、それぞれが同時期の堆積物であるかどうか必ずしも明らかでない。また、B3層以下のB層群とC層との区分は、明確ではない。

B1層は、最終間氷期（海洋酸素同位体ステージ（MIS）5）から最終氷期（MIS2）にかけての、海面上昇期～海面低下期の海面変動サイクルにおける堆積体と推定される。B1層より下位のB層群については年代を示す根拠は少ないが、少なくともB2層については、B1層と類似の堆積構造を示すことから、最終間氷期より一つ前の間氷期（MIS7）～氷期（MIS6）にかけての海面上昇期～海面低下期の海面変動サイクルにおける堆積体である可能性がある。

本調査におけるB1、B2およびB3層は、おおむね、産業技術総合研究所（2009b）のmC1、mC2およびmC3層に相当する。ただし、青森湾南部海域では、本調査によるB1層が産業技術総合研究所（2009b）によるmC1およびmC2層に、B2層がmC3層に相当する（図9）。

C層：津軽海峡南部の西側に発達する大陸棚と青森湾北部海域の西部沿岸に分布する、細かい平行な内部反射面が発達する地層である。全般に、数～30°程度の傾斜を示す堆積物である。層厚は確認された範囲で最大で100m程度である。青森湾北部海域の津軽半島沿岸に分布する本層は、陸域地質（上村ほか、1959；北村ほか、1972；図4）との対比から、主として鮮新世末～中期更新世（根本、1991）の蟹田層に相当すると推定される。

D層：津軽海峡南部の大陸棚のうち、C層の分布域より陸側において、海底に露出する音響的不透明層からなる地層である。海底には、岩礁状の凹凸を示す地形が発達している。層厚は不明である。本層は、陸域の地質（上村ほか、1959；北村ほか、1972；図4）から、新第三紀後期中新世の今別安山岩類に相当すると推定される。

（2）地質構造の概要

ブーマー探査の結果、調査海域においては、平館断層、平館海峡撓曲、青森港沖背斜、奥内冲向斜などの断層および褶曲が確認された（図5、13および14）。このうち、平館断層、青森港沖背斜および奥内冲向斜は、探査海域の西部にあって西側が相対的に隆起する地質構造に関連している。また、平館海峡撓曲は、東側が相対的に隆起する地質構造であるが、褶曲の一部を見ている可能性がある。これらの地質構造は、いずれもB1層に変位・変形を与えており、活構造と判断される。

3. 3. 2 海域毎の層序と地質構造の詳細

ブーマー探査の結果明らかになった層序や地質構造の特徴は海域毎に異なることから、以下では、津軽海峡南部海域、平館海峡海域、青森湾北部海域および青森湾南部海域に区分して記載する。

（1）津軽海峡南部海域

本海域では、平館断層の北西延長部の詳細を確認する目的で、電源開発株式会社（2007）によるF-25断層の周辺において、S_9、S_6、S_4、S_3、S_1、S0.5およびS1測線などの東西方向の主測線と、南北方向の検測線であるNK_2測線およびM2測線においてブーマーシングルチャンネル探査を実施した（図7）。それらのうち、主要な解釈断面図を図15および16に示す。

1）地層の特徴

本海域では、水深約105～110mに大陸棚外縁が認められる（図15のS_4およびNK_2測線）。A層は、その大陸棚上の一部海域において厚さ数m以下で発達し、下位層に緩やかにオンラップする（図16のS_1測線）。

津軽海峡南部海域の大陸棚のうち、その南～東部では、B1およびB2層がそれぞれ最大層厚60m程度と厚く発達し、いずれも、下位層を不整合に覆うプログラデーシヨンの堆積パターンを示す斜交層理を主体とする厚い下部と、平行層理を主体とする上部からなる（図15のS_4測線）。一方、海域の西部では、断層・撓曲により変形したB2層以下が大陸棚から陸棚斜面を構成し、斜面基部より沖合いにB1層が分布する（図15のS_6測線）。海域西部の大陸棚では、B2層以下が褶曲変形しており、最大層厚は100m程度である。S_4測線では、B層群中には、累積的な変形を伴って上位層が下位層に重なる堆積構造が認められ、その不整合によってB1～B3層に細分できる（図15）。津軽海盆の水深150～180mの海底下には、平行層理が発達したB1およびB2層が、それぞれ厚さ30～60m程度で分布する。

C層は、NK_2測線南部の大陸棚で典型的に認められ、細かい平行層理が発達し、厚さは100m程度以上である。ただし、B層群とC層との区分は明確ではない（図15）。

D層は、高野崎沖の北および東側の大陸棚において音響的不透明層として認められる（図16のS_3、S_1およびS1測線）。海底には、岩礁状の凹凸を示す地形が発達している。

2) 地質構造

a. 各測線で認められる地質構造

S_6測線（図15）：本測線の西部には、西側が相対的に隆起する非対称の背斜～複背斜が認められる。発振点9600付近に軸部をもつ背斜では、B2層以下の地層が、見かけ上波長2km程度の複背斜による変形を受けており、B2層の基底面は、背斜軸部付近と東翼基部の間で100m程度の高度差が生じている。背斜の東翼部では、B2層下部が大陸棚斜面と平行に見かけ上約5～7°の傾斜（断面での傾斜であり、真の傾斜ではない、以下同じ）を示し、大陸棚斜面の下部に分布するB2層上部およびB1層も、それぞれ約4°および2°の累積的な傾斜変化を示す。

NK_2測線（図15）：南北方向の検測線である本測線では、発振点3000付近より南の大陸棚斜面～大陸棚に、B2層以下の地層が見かけ上5～13°程度（反射断面上での傾斜で3次元的な真の傾斜でない、以下同じ）の北傾斜を示して分布する。傾斜したB2層が構成する大陸棚斜面の下部には、見かけ上約4°北傾斜を示すB1層が分布するが、B1層が背斜構造による変形を被っているかどうかは不明である。

S_4測線（図15）：本測線の西部には、少なくともB3層以下の地層に発振点600付近に軸をもつ背斜構造が認められる。背斜の東翼部に分布するB2層は、平行層理が発達し、B3層と調和的に見かけ上約0.8km区間にわたって3°程度の傾斜を示すことから、背斜変形を被っていると推定される。しかし、B1層には、プログラデーシヨンの堆積パターンを示す斜交層理が発達しており、背斜構造による変形を被っているかどうかは不明である。

S_3測線（図16）：本測線の発振点6000～9600付近には、見かけ上幅約2kmの西側が相対的に隆起する複背斜が発達している。発振点8800付近に軸を持つ背斜構造によって、B2層あるいはB3層に対比される可能性がある地層が変形を被っている。しかし、同背斜東翼部では、音波が十分に透過しないことから、詳細は不明である。

S_1測線（図16および17）：本測線では、発振点8200付近において、東傾斜するC層と、ほぼ水平の反射面をもつB2層が推定断層で接している。推定断層の直上では、見かけ上約20°傾斜したC層からなる比高約25mの埋没崖にB1層がオンラップするとともに、B1層上部の2層準においても、傾斜した下位層に上位層がオンラップする構造が認められる。沈降側の

B1層基底と隆起側のC層もしくはD層からなる海底との間に約30mの高度差が生じている。

S1測線 (図16および18) : 本測線では、発振点5200付近において、B2層が推定断層によって西上がりの引きずりによる変形を受けており、B1層の下部にオンラップで覆われる。また、推定断層の上部では、ほぼ水平の反射面をもつB1層がD層と推定断層で接しており、沈降側のB1層基底と隆起側のD層からなる海底との間に約30mの高度差が生じている。さらに、その直上では、D層およびB1層の浸食面からなる水深約45mの海底にも高度差約2mの西上がりの低崖が認められ、その上部には幅約100mの斜面が続いており、これを含めた海底面の高度差は約6mと計測できる。なお、産業技術総合研究所(2009b)は、この低崖と上部の緩斜面を含めた幅約100m区間について、「比高8m」と報告している。

S0.5測線 (図16および19) : S0.5測線では、S1測線で認められた上記の西上がりの推定断層の約0.9km西方の発振点800付近において、B1層とC層を境する東上がりの副断層が推定される(図16および19の上)。この副断層の直上では、C層およびB層からなる浸食平坦面に、東上がりの埋没崖が存在すると推定される。この埋没崖を覆うA層については、今回の探査では変位の有無は確認できなかった。しかし、産業技術総合研究所(2009b)は、この埋没した浸食平坦面に東上がり約2mの段差があるとしている。産業技術総合研究所(2009a)が実施したブーマーシングルチャンネル探査の反射断面図の再解釈によれば、深度約26~27mのA層の基底面に約1.5mの東上がりの段差が明瞭に生じており、A層下部にも東上がりの変位が及んでいる可能性がある(図19の下)。

b. 断層および褶曲の分布

津軽海峡南部海域では、陸域で認められている平館断層(活断層研究会編, 1991; 中田・今泉編, 2002; 電源開発株式会社, 2007; 長さ約7~9km)の北方~北西方延長において、B1層以下の各層を変位・変形させる、概ね北西~南東走向で長さ約12km以上の、西上がりの断層・褶曲帯が認められる(図5および13)。

確認できた断層の北西端付近にあたるS_6~S_3測線では、少なくともB2層以下の地層を変形させる背斜として認められる。背斜は、西翼より東翼の落差が大きい、非対称な形状を示すことから、背斜東翼部の基部に西上がりの断層が伏在していると推定される。背斜東翼部の大陸棚斜面基部に分布するB1層には、約2~4°傾斜した反射面が認められるが、それらが堆積時の傾斜か、構造運動を示すものか明らかでない。S_6, S_4, S_3およびNK_2測線上で認められる背斜もしくは複背斜の東翼部の幅は1km程度である(図5および13)。

海域南部のS_1およびS1測線では、北北西~東南東に連なる西上がりの断層が認められ、その南方延長は、陸域の平館断層に連続する。また、この断層の1km程度西方では、S0.5測線において東上がりの断層が推定され、これは平館断層の副断層と推定される。

c. 断層および褶曲の活動性

平館断層の北西延長海域では、幅1km程度の断層・褶曲帯によってB1層までが変位している。このうち、S_6測線では、背斜構造によって、B2層基底に西上がり100m程度の高度差が生じている。また、S1測線では、B1層の基底が、少なくとも約30m西上がりに断層変位していると推定される。S_1測線でも、推定断層の直上において、B1層は比高約25mの埋没崖にオンラップすることから、B1層堆積前から同層堆積時以後にかけて、断層活動に伴って比高約25mの低断層崖が形成されていた可能性がある。さらに、S1測線では、断層直上の水深約45mの海底に西上がり約2mの高度差を持つ新鮮な低崖が形成されており、この崖は新期の断

層活動に伴って形成された可能性がある。

また、産業技術総合研究所（2009a）によるNo.1測線では、平館断層に付随する逆向きの副断層において、深度約26～27mに位置するA層基底面に東上がり1.5mの変位が生じており、断層変位はA層中にも及んでいる可能性がある。このことから、本海域での平館断層の最新活動は、深度約26～27m以浅にA層が堆積した完新世に生じた可能性がある。

（2）平館海峡海域

本海域では、産業技術総合研究所（2009b）による平館沖背斜（図2）の深部構造を確認するとともに、既存の柱状採泥調査結果（原子力安全・保安院，2007；図7）と音波探査記録との対比を行う目的でブーマーシングルチャンネル探査を計画した。その後、後述のSES2000による高分解能音波探査の過程で東上がりの撓曲が新たに発見されたことから、その実態を解明する目的を追加した。今回の探査では、東西方向の主測線であるS5，S9，S11およびS12測線（図20および21）と、南北方向の検測線であるNK測線（図11）においてブーマーシングルチャンネル探査を実施した（図7）。

1）地層の特徴

本海域では、S5測線の津軽半島（西）側の発振点2200付近以西において最大層厚約20mのA層が分布し、その内部には弱い斜交層理が認められる（図20）。S11およびS12測線では、水深約60～65mの平坦な海盆を埋めて水平の平行層理が認められるA層が最大厚さ約10mで分布し、その基底は最大深度約75mにあつて、凹凸に富んだB1層の浸食を埋積している（図21）。

B層群は、海域の中部～東部において、深度約50～60m以深に分布し、その最下部は深度約150mまで確認できる。全体として、西側で深く、東側で浅い分布深度を示す（図20および図21）。最上位のB1層は、海域の中部で最大層厚35m程度と厚く分布し、その基底面はS5測線およびS9測線では深度90～100m付近に位置する。S9測線では、B1層中にプログラデーションパターンを示す斜交層理が発達している。海域西部のA層が広く分布する海盆では、最上部の数mを除いてB層群の反射記録が得られていない。海域中部より東側では、後述のように東上がりの撓曲構造が認められ、撓曲帯の西部では、B層群の各層の基底部に、東に向かってせん滅するくさび状の堆積体が発達しているように見える。

なお、後述のように、S11測線東部の（S11-2測線の）発振点1500付近では、B1層の最上部から十和田八戸テフラ（十和田ビスケット軽石：To-BP1，約15ka；工藤，2005），同層上部から阿蘇4テフラ（Aso-4，約85～90ka；町田・新井，2003）および十和田カステラテフラが検出されている（原子力安全・保安院，2007）。十和田カステラテフラは、町田・新井（2003）によれば、阿蘇4テフラと洞爺テフラ（112～115ka）の間に分布するとされている。

2）地質構造

a. 各測線で認められる地質構造

S5測線（図20および22）：S5測線の中部では、発振点3200～5800付近の東西1.6km区間においてB1～B3層に累積的な撓曲変形が確認できる。この区間では、B1層上部の基底に東上がり約6m以上の高度差が生じており、一方、B1層基底には約19m，B2層基底には約27mと、累積的な高度差が生じている（表5）。このことから、少なくともB3層堆積時より後に累積的な東上がりの撓曲変形が生じていると判断できる。また、撓曲の累積的な変形に伴って、B1およびB2層のそれぞれ基底部は、撓曲の基部で厚く、頂部に向かって薄くなりせん滅する、くさび

状の堆積体となっている（図22）。一方、くさび状の堆積物に覆われるB2層およびB3層のそれぞれ上部は層厚の変化はほとんどなく、内部には平行層理を示す反射面が発達し、その上限には大きく浸食を受けた形跡は認められない。このことから、下位層の上部が撓曲変形した後に、上位層の基底が不整合で覆って堆積したと推定される。

S5測線東部の、発振点6200～6800付近より東側では、B4およびB5層に幅約2km以上の緩やかな東上がりの撓曲変形が認められるが、同区間に分布するB3層上部およびB2層はほぼ水平の平行層理を示す。また、S5測線の発振点6100付近には、B3層下部およびB4層に幅約0.2kmで西上がりの小規模な撓曲を伴う推定断層が認められるが、その上部のB1層には明瞭な変形は認められない。発振点8800付近にも、B5層に幅約0.3kmで西上がりの小規模な撓曲を伴う推定断層が認められるが、この断層による変位・変形は直上のB3層には及んでいない。

このように、S5測線の東部に分布する撓曲や付随する断層の主たる活動時期はB2層堆積時より前であり、測線中部に分布する撓曲はB2層堆積時以後にも顕著な活動を続けている。

S9測線（図20）：本測線では、発振点3000付近より東側でB1～B3層が認められるが、それらの地層はほぼ水平に分布し、断層や褶曲による変形は認められない。

S11測線（図21および23）：S11測線では、B1～B5層に累積的な撓曲変形が認められる。S11-2測線の発振点800～6000付近にかけての約3.2km区間（図23の区間1）では、B1層上部の基底に約10m、B1層基底に約29mの東上がりの累積的な高度差が生じている。発振点約6000付近では、B1層の基底は深度約100mに認められる。しかし、それ以西の深度約75m以下では、B1層の大部分およびそれより下位の地層は確認できていない。B2～B5層は、発振点4000付近より東側でのみ分布が確認されており、撓曲の中～東部に相当する約1.9km区間（図23の区間2）において、B1層基底で15m、B2層基底で約18m、B3層基底で約23m、B4層基底で約30mの累積的な高度差が生じている（表6）。これらの堆積状況から、少なくともB5層堆積時より後に累積的な東上がりの撓曲変形が生じていると判断できる。また、撓曲の累積的な変形に伴って、B1～B4層の各層の基底は、撓曲の基部で厚く、頂部に向かって厚さを減じてせん滅する層厚の変化を示す、くさび状の堆積体となっている（図23）。一方、各層の上部は、撓曲部においても層厚の変化はほとんどなく、内部には平行層理を示す反射面が発達しており、その上限には大きく浸食を受けた形跡は認められない。このことから、下位層の上部が撓曲変形した後に、上位層の基底が不整合で覆って堆積したと推定される。

撓曲帯の頂部付近にあたるS11-2測線の発振点400～800付近においては、B1～B5層に、幅0.2km程度の西上がりの小規模な撓曲が認められる。各層準の高度差は、B1層基底～B3層基底で約3～4m、B4層基底で約6mであり、下位ほど累積的に大きくなる。この撓曲の下部には、複数の断層からなる西上がりの断層帯が推定できる。

S11測線沿いの海底面は、B1層の撓曲変形と調和的にS11-2測線の発振点800～4800付近において東ほどに水深が浅くなり、またS11-2測線の発振点800～1付近にかけて東側ほど水深が深くなっている。

S12測線（図21および24）：S12測線では、B1～B2層において累積的な撓曲変形が認められる。発振点10200～14800付近にかけての約2.6km区間で、B1層上部の基底に約22m、B1層基底に約27mの東上がりの累積的な高度差が生じている（表7）。また、撓曲の累積的な変形に伴って、B1層の基底は、撓曲の基部で厚く、頂部に向かって厚さを減じてせん滅する層厚の変化を示す、くさび状の堆積体となっている（図24）。撓曲帯中部の発振点12000付近には、

B1層基底を2m程度西上がりに変位させる断層が推定される。B1層基底は、確認できる撓曲帯の西端である発振点10200付近では、深度約100mに認められる。しかし、それ以西では深度約75m以下は音響的不透明層となっており、B1層の大部分および以下の地層は確認できない。B2層およびそれ以下の地層は、発振点12500付近より東側でしか確認できず、撓曲変位を受けていることは明らかであるが、その変形が累積的かどうか不明である。なお、発振点14800付近より東側では、B1およびB2層を含めて確認できるB層群のいずれもが、ほぼ水平の平行層理を示し、数条の推定断層による小規模な変形しか受けていない。

撓曲構造の基部にあたるS12測線の発振点9600～10500付近では、A層下部の反射面群が緩やかに東上りの傾斜を示すとともに、B1層からなる埋没浸食崖にオンラップしている。しかし、A層下部の分布が限られていることから、この傾斜が堆積構造か撓曲変形によるのかは明らかでない。

S12測線沿いの海底面は、B1層群の撓曲変形と調和的に発振点11200～15000付近では東ほどに水深が浅くなっている。また、撓曲帯中部の推定断層の直上にあたる発振点12000付近の海底では、西側が2m程高くなる逆向きの低崖が認められる。

b. 撓曲および断層の分布

平館海峡付近のS5、S11およびS12測線では、いずれも、B層群に累積的な東上りの変位を与えている幅1.5～3km程度の緩やかな撓曲が認められる（図5および13）。本報告では、この撓曲を「平館海峡撓曲」と呼ぶことにする。平館海峡撓曲は、本調査によって判明した限りにおいては、北西～南東走向で、少なくとも長さ約8kmにわたって連続する。また、撓曲帯の中部から東部にかけて、B層群を西上りに変位させる副断層が発達している。

c. 撓曲および断層の活動性

平館海峡撓曲による幅広い撓曲変形は、確認できたB1～B5層に累積的な上下変位をもたらしている。撓曲による変形の全容はS5測線でのみ確認でき、ここでは、東西1.6km区間において、撓曲の基部に分布するB1層基底に約19m、B2層基底に約27mの高度差が生じている。S11およびS12測線では、撓曲の基部（西側）における変形構造が明らかになっていないが、判明している範囲に限っても、B1層基底の高度差は、それぞれ約29mおよび約27mである。ただし、S11およびS12測線では、判明している撓曲の西端より西側では、A層に不整合に覆われるB1層上面には浸食による凹凸が認められるもの、全体として変形を被っていないように見える。この場合、平館海峡撓曲におけるB2層堆積後の上下変位量は、最大で30m程度と見積もることができる。なお、S12測線では、撓曲帯の西部を覆うA層中の反射面が東上りに緩く傾斜しているが、これが撓曲による変形かどうか不明である。

撓曲帯の中部～東部にかけて発達する断層のうち、S11およびS12測線で見られる断層はB1層あるいはB2層までを変位させている。このうちS11測線の撓曲帯の頂部付近にある断層帯は西上りの逆向き断層であり、B1層基底～B3層基底に約3～4m、B4層基底で約6mと累積的な高度差を生じさせている。しかし、S5測線で認められる断層は、B4層あるいはB5層を変位させているが、その変位はB3層あるいはB2層には及んでいない。

3) 産業技術総合研究所（2008）による音波探査記録の再検討

今回の調査によって、平館海峡において東上りの撓曲が発見されたことから、同海峡付近における既存の音波探査記録断面図を再解釈し、撓曲の分布を検討した（図13）。

図25、26、27および28に、産業技術総合研究所（2009a）が実施した平館海峡付近におけ

るブーマーシングルチャンネル探査の記録断面図と、今回の探査記録断面図を併せて示す。産業技術総合研究所(2009a)の探査記録断面図では、No. 1, No. 2およびNo. 3測線ではY=-12100~-12400付近, No. 4測線ではY=-12700付近, No. 5およびNo. 6測線ではY=-13600~13500付近, No. 7測線ではY=-11800付近, No. 8, 9および11測線ではY=-10000~-10600付近, No. 13測線ではX=-10000付近よりそれぞれ東側において、mC1およびmC2層(それぞれ本調査のB1およびB2層に相当する)に、反射面の東上がりの緩やかな傾斜が認められる。今回の調査におけるブーマー探査の結果から、それらの傾斜は平館海峡撓曲の一部と推定できる。

また、No. 5測線では、Y=-11800~-9000付近にかけて、mC3層が緩やかな東上がりの傾斜を示すとともにY=-11800および-10400付近において西上がりの小規模な撓曲もしくは推定断層によって上下に数m変位させられている。しかし、それらの付近において上位のmC2層は水平の平行層理を示し、変位や変形を受けていない。

この結果、最近の地質時代において活動的な平館海峡撓曲は、南北走向で長さ約11km以上、幅1~3kmであり、中央部で西に凸に張り出した分布形状をもつことがわかった(図5および13)。また、西に凸に張り出した中央部では、B2層およびmC2層堆積時より前に活動的であった撓曲の位置は、より東側に分布している。このことから、撓曲の中央部において、B2層およびmC2層堆積時以後に、撓曲変形の範囲が西に前進した可能性がある。

なお、産業技術総合研究所(2009b)では、No. 5測線のY=-12400付近に見られる本撓曲と副断層からなる非対称の背斜状の構造を「平館沖背斜」と呼んだ。また、No. 9測線のY=12800付近、およびNo. 11測線のY=-13800付近において、mC1層中に認められる東傾斜する反射面の付近に西上がりの断層を推定している。しかし、No. 9測線に見られる構造は、今回のS9測線における探査記録断面図(図20)からはプログラデーションを示す堆積構造であることが明白である。No. 11測線に見られる東傾斜した反射面についても、今回のS9測線の探査結果から堆積構造と再解釈する。

(3) 青森湾北部海域

本海域では、平館断層の南延長部の存在を確認する目的で、産業技術総合研究所(2009b)によって明らかにされたmD層からなる沿岸付近での地質構造的高まり(図2)を横切って、東西方向の主測線であるS16, S17, S18, S19, S20およびS25測線(図7および8)と、南北方向の検測線であるNKおよびMK測線においてブーマーシングルチャンネル音波探査を実施した。それらの解釈断面図を図12, 29および30に示す。

1) 地層の特徴

青森湾北部の水深約55~65mの平坦な海盆では、最大厚さ約10mのA層が連続して広く分布する(図12)。層の内部には弱いながらも比較的連続した水平の層理を示す反射面が追跡できる。A層基底の不整合面は、比高数m以下の凹凸に富んでおり、その凹凸はA層によって埋積されている。図5および図9では、このA層を「沖合相」として示す。

本海域西部の、津軽半島沿岸から沖合約2~3.5kmまでの範囲では、やや急傾斜を示す海底下に最大層厚約20~25mのA層が分布している(図29および30)。図5および図9では、このA層を「沿岸相」として示す。このうち、蟹田沖のS16, 17, 18, 19および20測線では、海底の傾斜は水深約30m以浅では 0.8° 、水深約30~50mの間では約 $2\sim 4^{\circ}$ であり、凸の地形断面

を示す。そこでは、A層は、傾斜の変換点にあたる水深30m付近で最も厚くなり、断面図ではレンズ状の形状を示す。

A層の下位には、津軽半島の海岸から約1~2.5kmより沖の海域では、概ね水平な平行層理が発達したB1層が分布するが、その最上部の厚さ約25m以下を除いては、音波が十分に透過せず、内部構造はイメージされていない。なお、図12に示す津軽半島沖約5kmの検測線（NK測線）の解釈断面図では、距離14.7~16kmの間においてB1層最上部に土石流堆積物と推定される厚さ約5mのマウンド状の断面を示す乱堆積層が分布し、A層の下部にオンラップで覆われている。

C層は津軽半島の沿岸から約1~2.5km沖合までの海域で、A層に覆われて分布し、また一部では直接海底に露出する。C層にはやや細かい平行層理が発達し、全体として東に10~20°程度で傾斜している。

2) 地質構造

a. 各測線における地質構造

S16およびS17測線（図29）：S16測線では発振点2400付近より沖合（東側）、S17測線では発振点6800付近より沖合（東側）において、ほぼ水平なB1層が少なくとも厚さ20m程度で深度70m程度まで分布し、その内部には、弱いながらも水平な平行層理が認められる。これに対して、S16測線では発振点1000付近より岸側（西側）、S17測線では発振点7200より岸側（西側）において、深度約30~35m以深に20°程度傾斜したC層が分布している。B1層とC層との直接の分布関係は確認できないが、両層は、断層関係で接しているものと推定される。ただし、S16およびS17測線では、B1およびC層の反射面は不明瞭であり、断層推定の信頼度はやや低い。

S18測線（図29および31）：本測線では、発振点4000以東でほぼ水平なB層が、発振点3800~4000付近においてわずかに西（陸側）に傾斜する。一方、発振点2800付近より西側に分布するA層は厚さ15m程度で傾斜約9°の埋没浸食崖にオンラップし、B1層は埋没崖付近において約3°の西上がりに傾斜している。A層の最下部は、傾斜したB1層およびC層からなる比高約10mの埋没浸食崖にオンラップする。さらに、A層の下部には平行層理が発達し、発振点2600~2900付近で約200mにわたって約3°の西上がりの傾斜を示し、その東西両側ではほぼ水平となる、撓曲状の内部構造を示す。A層上部には明瞭な内部反射面は認められないが、その堆積面である海底面にも、西上がり約4mの高度差を伴う、東西幅400m程度の緩やかな撓曲崖状の崖が認められる。これらのことから、埋没浸食崖の基部に西上がりの断層が伏在すると推定される。

S19測線（図30および32）：本測線では、発振点4300付近ににおいて、A層の下部が、C層からなる比高約5mで東西幅100mの埋没崖にオンラップし、かつ西上がりに傾斜を増している（図32）。これを覆うA層の上部には明瞭な内部反射面は認められないが、その堆積面である海底面には、西上がり約3mの高度差を伴うの東西幅200m程度の緩やかな崖が認められる。このことから、埋没崖の基部に西上がりの断層が伏在すると推定される。

S20測線（図30および33）：本測線では、発振点3600付近において、B1層最上部およびA層下部が、C層からなる傾斜約9°で比高約20mの埋没浸食崖にオンラップし、かつ崖の近辺においてB1層の最上部は約3°、A層下部は約2°と、西上がりの累積的な傾斜変化を示す（図33）。A層上部には明瞭な内部反射面は認められないが、その堆積面である海底面には、西上がり約3.5mの高度差を伴う東西幅200m程度の緩やかな撓曲崖状の崖が認められる。このこ

とから、埋没浸食崖の基部に西上がりの断層が伏在すると推定される。

S25測線 (図30) :本測線では、A層が広く分布するが、少なくともその基底には断層や褶曲による変形は認められない。なお、A層基底より深部については良好な探査記録が得られなかった。

b. 断層の分布 :

平館断層の南延長約5~10kmにあたる蟹田沖では、沿岸から1.5~2.5km沖の海域において、西上がりの断層が推定される(図5および13)。ここでは、10~20°程度で東傾斜したC層と、ほぼ水平~一部で僅かに西(陸側)に傾斜した平行層理を示すB1層が断層関係で接していると推定される。ただし、断層が推定される深度は、音波探査断面図では海底の多重反射面よりも下位にあり、C層とB1層の断層関係は、直接には確認できない。

c. 断層の活動性

S16~20測線の南北約4km区間では、C層とB層の境界に西上がりの断層が推定される。S18、S19およびS20測線において推定断層の直上に分布するA層は、C層とB1層の浸食面に形成された比高5~20mの低崖にオンラップしていることから、B1層堆積以後~A層堆積以前に、それらの埋没崖が低断層崖として形成された可能性がある。さらに、推定断層の直上において、A層上部および海底面に西上がり約3~4mの高度差をもつ撓みや低崖が認められる。これは、A層上部の堆積時以後の新しい時期に断層が活動した可能性を示す。

(4) 青森湾南部海域

本海域では、産業技術総合研究所(2009b)によって発見された青森港沖背斜(図2)の深部および背斜翼部の地質構造を明らかにするとともに、野木和断層の北方海域延長部における地質構造を確認する目的で、M33、M36、M40.5およびM_ENGAN測線においてブーマーマルチチャンネル音波探査を実施した(図6および8)。また、S36.25、S37.5、S37.75、S40、S41、S42およびENGAN測線においてブーマーシングルチャンネル音波探査を実施した。それらのうち、背斜構造を横切る東西測線について、マルチチャンネル探査の解釈断面図を図34、シングルチャンネル探査の解釈断面図の例を図35に示す。また、M33測線およびM36測線の青森港沖背斜付近における探査記録断面図を、図36および37に示す。

1) 地層の特徴

青森湾南部海域では、海岸線付近にやや厚いA層が分布し、探査海域のほぼ全域には、一部をA層に覆われてB1層が広く分布している。また、背斜変形したB1層の下位には、B2層およびB3層の上部が確認できる。

A層は、青森湾沿岸の水深約30m以浅の海底下においては、数mの厚さで分布し、内部反射面として弱い斜行層理あるいは平行層理が認められる。しかし、それより沖ではリングングに妨げられて、一部において海底下に層厚5m以下で分布することしか確認できない(図34および35)。

B層群は、本海域のほぼ全域にわたって海底下15~45m程度まで分布していることが確認できる。このうち海域東部では、B1層は厚さ約10~20mであり、その下部にはプログラデーシオンの堆積パターンが発達することがある。上部は平行層理が発達することが多い。B1層の上部と最上部の境界には、3枚のやや強い反射面群で示される厚さ4m程度の堆積層が特徴的に認められる。解釈断面図においては、この3枚の反射面のうち中間に位置するの反射

面を「bt」として示す。後述の柱状採泥調査結果や、産業技術総合研究所（2009b）による青森湾南部の沿岸陸域における反射法弾性波探査およびボーリング結果との比較（図38）によれば、反射面btで示される堆積層は、S波反射法弾性波探査の反射面sAに対比され、ボーリング調査で確認された十和田八戸テフラ（To-H, 約15ka；工藤, 2005）および十和田大不動テフラ（To-Of, 約30ka；工藤, 2005）である可能性がある。海域の南部から西部においては、B1層の最上部が最大厚さ8m程度で発達し、とくに、後述の奥内沖向斜付近で厚く分布している。

B2層は、本海域東部の青森港沖背斜付近から東側で確認でき、層厚は約20mで、その中部にはプログラデーシオンの堆積パターンが認められる。B3層は、海域東部の背斜付近において、その上部がわずかに確認できるが、内部構造などの詳細は不明である。

なお、産業技術総合研究所（2009b）では、青森湾南部海域の層序区分において、本調査におけるB1層最上部をmC1層、それより下位のB1層をmC2層、B2層をmC3層と呼んでいる。

2) 地質構造

a. 各測線における地質構造

M33測線（図33および36）：本測線では、B層群に発振点1200付近を軸とする幅約3.5kmの背斜構造が認められる。幅約1.6kmの東翼部では、B1層基底が約1°傾斜するとともに、約24mの高度差が生じている（表8）。この変形は少なくともB1層上部の反射面btにまで及んでいる。B2層基底は、背斜軸付近において不明瞭となるが、その分布を背斜の両翼部における形状から推定すると、背斜東部におけるB2層基底の高度差は24m程度であり、B1層基底との間に変形の累積性は認められないことになる。幅約1.9kmの西翼部における地層面の連続は十分に確認できていないが、B1層基底で約10m以上の高度差が生じている。海底には、背斜東翼で約14m、西翼で約3mの高度差が生じており、このことから判断すると、東翼の方が変位量が大きい非対称背斜であると推定される。

また、背斜軸の西側約0.4～0.6kmの間では、B1層上部の反射面に上下2～3m程度の地溝状の落ち込みが認められ、その両縁に断層が推定される。

背斜西翼部では反射面btの直上に認められるB1層最上部の反射面は、発振点2300付近まで緩やかな西傾斜を示すが、そこから西側ではから東傾斜に転じて0.5°程度の傾斜で沿岸付近まで続いている。B1層最上部は傾斜の変換点付近で厚く堆積している。これらのことから、傾斜変換点付近を軸とする向斜構造が推定される。

なお、産業技術総合研究所（2009b）は、青森港沖背斜の規模は本調査におけるM33測線付近で最大となり、北部の東翼におけるmC3層基底（本調査のB2層基底に相当）の最大変位量は約35mであると報告している。本調査におけるM33測線の反射記録によれば、背斜東翼部ではB2層基底の約7m上位に平行層理を示す反射面が認められることから、産業技術総合研究所（2009b）は背斜軸付近におけるB3層基底の分布を誤認している可能性がある。

M36測線（図33および37）：本測線では、B層群に、発振点2800～2900付近を軸とする幅約3.5kmの背斜構造が認められる。背斜による変形は、B1層上部の反射面btにまで及んでいるが、より下位のB1層基底およびB2層基底との変形程度の違いは大きくない。幅約0.9kmの背斜東翼部では、B1層基底が約0.5°傾斜するとともに、約7mの高度差が生じている（表9）。背斜東翼部におけるB2層基底の高度差も約7mであり、差が認められない。また、B2層の厚さは背斜軸部で約21m、背斜東翼の基部で19mであり、差が認められない。背斜西翼部では、発

振点1500においてB1層下部と推定される反射面に約10mの高度差が生じており、B1層基底の高度差は東翼部よりも西翼部の方がやや大きい。しかし、海底の地形は、背斜東翼部よりも西翼部の方が高まっており、地形的には東翼の方が変位量大きい非対称背斜であることが示唆される。

背斜軸の西側約0.2～0.5kmの間では、B1層上部の反射面をわずかな東落ちに変位させている断層帯が推定される。背斜軸と断層帯との間は浅い地溝状に変形しており、海底面にも浅い地溝状の凹地が認められる。しかし、この断層付近では海底直下にA層が分布するかどうかは確認できない。

背斜西翼部では、B1層上部の反射面は発振点1400付近まで緩やかな西傾斜を示すが、そこから西側では東傾斜となり、下部の反射面で約 0.6° 、上部ないし最上部の反射面で 0.2° と累積的に傾斜している。このことから、傾斜の変換点付近を付近を軸とする向斜構造が推定される。

S36. 25測線 (図35)：本測線では、B1層に、発振点8400付近に軸をもつ幅3km程度の背斜構造が認められ、東翼部ではB1層上部の反射面btが 0.8° 傾斜している。背斜軸の東側0.2kmには東上がり、背斜軸の西側約0.4～0.6kmには西上がりの小規模な断層が推定され、東西両側の断層に挟まれた背斜軸付近の反射面が相対的にわずかに低下している。

背斜西翼部では、B1層中の反射面は発振点1400付近まで西傾斜を示すが、そこから西側では東傾斜となっている。このことから、傾斜の変換点付近を付近を軸とする向斜構造が推定される。

S37. 5測線 (図35)：本測線では、37.5-2測線の発振点500付近に軸をもつ背斜構造が認められ、東翼部ではB1層上部の反射面btが約 0.6° 傾斜している。背斜軸の東側約0.3kmには、B1層を変位させる東上がりの小規模な断層が推定される。

S37. 75測線 (図35)：本測線では、発振点1600付近に軸をもつ背斜構造が認められ、東翼部ではB1層上部の反射面btが約 0.9° 傾斜している。背斜の東翼では、B1層上部の反射面btおよびB1層基底が同程度の変形を示し、発振点1600～3000の区間でそれぞれ約8mの高度差が生じている。背斜軸付近および背斜軸の東側約0.3kmには、B1層を変位させる東上がりの小規模な断層が認められる。

M40. 5～M_ENGAN測線 (図34)：M_ENGAN測線の発振点4700～5000付近の0.6km区間では、B1層の反射面が 0.6° 東に傾斜し、A層基底の傾斜(0.3°)よりも大きな値を示す。このことから、B1層は東に傾動している可能性がある。

S41測線 (図35)：本測線では、S41-2測線の発振点700～3000付近の約1.4km区間において、B1層上部の反射面btが約 0.2° 東に傾斜している。同区間では、A層基底は概ね水平であることから、B1層が傾動している可能性がある。

S42測線 (図35)：本測線では、発振点2600～3300付近の約0.4km区間において、B1層上部の反射面btが約 0.5° 東に傾斜している。この傾斜は、測線37.5の背斜東翼におけるB1層の傾斜と同程度であることから、傾動による変形を被っている可能性がある。

b. 褶曲および断層の分布

青森港沖背斜：青森湾南部海域では、M33測線からS37.75測線にかけて、北北東～南南西方向の軸をもつ幅3～3.5kmの背斜構造が認められる(図5および14)。この背斜構造は、産業技術総合研究所(2009b)による青森港沖背斜と一致する。産業技術総合研究所(2009b)に

よれば、青森港沖背斜は、青森港の北方沖約3～14kmにかけて、南北方向に延びる長さ約11kmの背斜群であり、長さ約6kmの北部の背斜と長さ約3kmの南部の背斜が左雁行配列しているとされる(図2)。本背斜は、おおむね東翼部で規模が大きな非対称構造をなすとされ、その東翼基部に西上りの伏在逆断層を伴うことが推定されている(産業技術総合研究所, 2009b)。

今回のブーマー探査では、背斜のより深部の構造、および背斜翼部の広がりについて新たな知見が得られた。その結果、本背斜は、東翼部で変位量が大きな非対称背斜であるが、幅1～1.5km程度の背斜東翼の基部では、少なくとも深度約90m(海底下深さ約45m)のB2層基底までにおいて断層は認められなかった。背斜の西翼部は幅2km程度で、後述の奥内沖背斜の東翼ともなっている。本背斜は、海底の地形からも、東翼部で変位量が大きな非対称背斜と推定される。

本背斜に付随する断層として、背斜軸の周辺に、背斜軸側を低下させる小規模な断層が複数認められた。

本背斜の南延長については、海底下の浅部で音波が不透過になることから十分に確認できなかった。しかし、M40.5、S41およびS42測線では、それぞれ東西約0.4～1.4km区間にわたってB1層の反射面や反射面btが0.2～0.6°東に傾斜している。これらのB1層の傾斜は、測線に沿った海底面やA層基底の傾斜よりも大きく、一部は青森港沖背斜東翼におけるB1層の傾斜と同程度であることから、同背斜の東翼に相当する西上りの変形構造がさらに南方に連続している可能性がある。

奥内冲向斜：青森港沖背斜の西翼では、背斜軸から2km程度までの区間においてB1層中の反射面が緩やかな西傾斜を示すが、それより西側では東傾斜となって海岸付近まで分布している。M33、M36およびS36.25測線では、この傾斜の変換点は、海岸線から約3～3.5km沖合に位置し、野木和断層の延長部と青森港沖背斜との間にB1層を変形させる緩やかな向斜が存在していると推定される(図5および14)。本報告では、この向斜構造を「奥内冲向斜」と呼ぶことにする。

奥内冲向斜は、ブーマー探査の結果によれば、北北西-南南東走向で、長さ3km以上である。

c. 褶曲および断層の活動性

青森港沖背斜：青森港沖背斜による変形の結果、背斜北部のM33測線では、幅約1.5kmの東翼部においてB1層基底に約24mの高度差が生じている。しかし、背斜南部の東翼では、B1層基底とB2層基底の高度差に違いがなく、背斜軸部と東翼部におけるB2層の層厚にも変化が認められない。したがって、青森港沖背斜は、B2層堆積時より後に活動を開始したと判断される。

B1層上部の反射面や海底地形からは、本背斜は東翼部で変位量が大きく、西側が相対的に隆起する非対称背斜であることが推定される。一方、背斜南部のM36測線では、西翼部におけるB1層下部の反射面の分布高度は、背斜の両側でほぼ同じであり、見かけ上、西側が隆起する構造を示さない。S37.5およびS37.75測線でも、背斜東翼部におけるB1層基底と同層上部の反射面btの変形の程度に違いは認められない。これらのことから、背斜の南部においては、西側隆起を示す非対称な背斜の活動がB1層上部の堆積時以後に始まった可能性がある。なお、背斜南部の東翼で確認されたB1層基底の上下変位量は約7～8mである。

奥内冲向斜：奥内冲向斜の西翼部では、B1層中の反射面群は下位のものほど僅かながら傾斜が大きく、累積的な変形を被っていることが示唆される。また向斜軸付近ではB1層最上部が厚く堆積している。このことから、少なくともB1層堆積時以後に向斜の活動があったと推定される。

4. 高分解能音波探査

4. 1 探査測線

SES2000 による高分解能音波探査（以下では、「SES 探査」と記述する）は、青森湾西部～平館海峡～津軽海峡南部の南北約 50km・東西最大約 10km の海域のうち、平館海峡よりも南側の南北約 30km の海域で実施した（図 39）。

SES 探査による概査の主測線（P 測線）は、産業技術総合研究所（2009b）によるブーマー探査測線と概ね一致する、東西方向で南北約 1km 間隔の測線とした。また、調査時において地質構造を反映する特徴的な記録が認められた場合は、150～500m の間隔で測線を適宜追加して調査を行った。検測線は、主測線に直交する南北方向に設定し、記録の状況等を考慮して適宜調整を行った。概査の主測線の記号・番号については、測線記号“P”と、平面直角座標系第 10 系の X=135000 を基準として南向きに km 単位で計測した概略距離の値を番号として付した。主測線および検測線の数は 53 測線であった。

青森港沖背斜の南部付近では、柱状採泥地点選定のための基礎資料を取得するため、概査によって特徴的な地質構造が認められた海域に対して P 測線の間測線を追加して調査を行った。この探査測線については、測線記号“C”と北側から順に 1～5 の番号を付した。これらの測線の数は、補測や長短を含めて 6 測線であった。

SES による探査海域の北東部にあたる平館海峡の南東部では、既存の柱状採泥調査結果（原子力安全・保安院、2007）があることから、地層対比を主目的とした探査を実施した。ここでの主測線は北東-南西方向を基本とし、検測線は主測線に直行する北西-南東方向とした。これらの探査測線については、測線記号“CA”と番号を付した。これらの測線の数は、補測や検測を含めて 4 測線であった。

以上の SES 探査による測線の総数は長短含めて 62 測線、測線総延長は約 370km であった。

4. 2 探査方法

4. 2. 1 探査に使用した機器

本調査では、パラメトリック音響技術を採用した高分解能音波探査装置である Innomar 社製の SES2000 地層探査システムを使用した。本探査システムのパラメトリック音響技術は、100kHz の一次周波数と異なる周波数の超音波を同時に発信することにより、二次周波数（4, 5, 6, 8, 10, 12 および 15kHz）を発生させる方式である。この方式により、地層探査と精密測深を同時に実施することが可能になる。さらに、本探査システムは 3.6° の狭いビーム角度によりトランスデューサー直下の探査が可能あり、より正確な反射面の位置を抽出できる。また、パルス幅が 0.6～5msec と短いために海底直下についてもリングングの少ない反射記録が取得できる。

また、従来の音波探査装置は、波浪の影響を受けると船体の動揺がそのまま記録され解析

に支障をきたすことがあった。このため、本探査では、動揺補正装置（ダイナミックモーションセンサー）を用いて波の動揺補正（ヒーブ）を行うことにより、波浪の影響を排除した明瞭な記録を取得した。

海上位置決定は Hemisphere 社製の D-GPS (VS100)、調査船誘導はアカサカテック社製の GPMate-ECHO から構成される D-GPS 測位システムを使用した。

4. 2. 2 探査作業

探査作業は、排水量約 5 トンの FRP 船舷側に探査装置を艀装して実施した。船速については良好な記録を取得するために極力一定に保ち、データ量を増やすために低速走行に努めた。概査測線での探査時と精査範囲での探査時とでは船速は多少異なるが、概ね 2~4 ノットで航走した。

探査作業は、2011 年 8 月 17~30 日の間の延べ 12 日間で実施した。

4. 2. 3 データ処理

取得した音波探査記録の解析にあたっては、解析精度の向上を図るために SES 専用の解析ソフトである Innomar 社の ISE を使用して解析処理を行い取得した記録の反射面の連続性や反射パターンなどを解釈し、各層の境界面を推定した。堆積物中の音波伝搬速度は、調査海域の地質や底質の含水率により異なるが、今回の調査の目的が極浅層の新規堆積物における層序・構造の把握であることから、水中および堆積層中の音波伝播速度を 1500m/sec と仮定して、探査記録断面図を作成した。

また、得られた音波探査記録から海底の反射面を水深データとして抽出し、解析ソフト ISE を使用して精度の高い水深値を読取った。この読取った水深値については、喫水補正と、国土地理院が提供している浅虫検潮場の潮位データを用いた潮位補正を行い、東京湾平均海面 (T.P) を基準面として海底地形図を作成した。なお、この海底地形図は、海底の形状を把握することを目的に作成したため、深淺測量で実施する水中音波伝播速度の補正は実施していない。

4. 3 調査結果

4. 3. 1 海底地形

SES 探査による測深データから作成した探査海域の海底地形図を図 40 に示す。

青森湾北部では、津軽半島東岸の蓬田から蟹田にかけての前面海域は、海岸線から沖合 1.5~2km の水深 20m 程度までは緩やかに海底が傾斜し、これより沖合 3~3.5km の水深 50m まで急傾斜となり、他の海域と比べて、斜面が沖に張り出している。さらに沖には水深 55~65m 程度で傾斜約 0.1° 以下の平坦な海底が広がっている。

湾南部の後潟よりから青森市にかけての前面海域では、沿岸の海底は傾斜が南方に向かって緩やかとなる。海岸付近の水深約 20m 以浅では、海底はやや傾斜が急であるが、それより沖では傾斜が緩く、とくに青森市の北北東沖では海底の傾斜は約 0.1~0.2° である。

湾南部では、後潟の沖合約 5km 付近に、海底の高まりが南北方向に延びている。この地形的高まりは、活背斜である青森港沖背斜の北部に一致し、高まりの北端部は青森湾の南端より約 15km 北方の水深 50m 付近まで認められる。青森港沖背斜の南部では、海底地形の高

まりは小さく、図 40 に示す 5m 間隔の等深線では十分に表現されていない。しかし、背斜南部の東縁から南南西にかけて、水深 25~35m の等深度線に、僅かに西側が高くなる系統的な屈曲が認められる。

4. 3. 2 音波探査結果の概要

(1) 音響層序区分

SES 探査では、海底直下~海底下最大 15m 程度の深度までの反射記録が得られ、その特徴から層序区分を行った。ブーマー探査の結果による A 層相当層は、SES 探査海域において広く分布することが確認された。また、B1 層相当層についても、平館海峡南東部にあたる北東部海域や青森湾南部海域の一部で堆積構造を確認することができたが、内部反射面の広域対比は必ずしも十分にはできなかった。

以下では、確認された層序のうち、探査海域の全域に共通の A 層について記載する。

1) A 層の特徴

SES 探査では、ブーマー探査による A 層相当層について、概ね良好な探査記録を取得することができた。ただし、調査範囲西側の津軽半島沿岸の表層堆積物が粗粒である海域では、音波が十分に透過せず、良い探査記録は得られなかった。

探査海域における A 層群の詳細な層序は、青森湾北部の海盆に分布する A 層の沖合相にとくに良く発達している (図 41)。そこで、南北方向に縦断する K-1 測線の測位点 10 付近にみられる、海底下 1.3m 程度、2.8m 程度、3.3m 程度、4.3m 程度、6.5m 程度および 10m 程度の反射面を模式として、それらの平面的な分布を追跡した。これらの各反射面を、上位から順に、反射面 I、II、III、IV、V および VI とする (図 42)。

また、K-1 測線と交差する P-18 測線の探査記録断面図と、ブーマーによる S18 測線の探査記録断面の比較を、図 43 に示す。SES 探査で認められた反射面 I~VI のうち、ブーマー探査では反射面 VI に対比される A 層基底の反射面しか検出できていない。

図 44、45 および 46 に、探査測線上における各反射面の分布範囲を示す。

反射面 I、II、III および IV は、青森湾北部の水深 55~65m で、かつ津軽半島の海岸より約 5km 以上沖の平坦な海底下にのみ認められ、南北方向では P15~P22 測線付近に分布する (図 44 および 45)。

反射面 V は、湾北部の水深 50m~65m 程度の平坦な海底下に認められ、南北方向では P-15~P-27 測線まで分布しているほか、CA-2 測線の南部にも分布している (図 46 の左)。この反射面は、他の反射面よりも比較的強い反射を示し、上位の反射面 I~IV と比較するとやや広域に分布している。反射面 V より下位の A 層は、凹凸に富んだ下位の B1 層の浸食面を不整合に覆うが、不整合面の凹凸はその振幅を弱めながらも反射面 V の断面形状にも現れている (図 42)。

反射面 VI は、津軽半島沿岸の水深約 10m~50m の間の斜面や、青森港沖背斜の頂部付近、湾南西部の A 層が厚く分布する一部の海域を除き、探査海域の広範囲に分布する (図 46 の右)。A 層の各反射面の中で最も強い反射を示し、凹凸に富んでいるおり、A 層と B1 層の不整合境界にあたる。青森湾の北部海盆では A 層がやや厚く分布し、図 42 にみられるように、その基底である反射面 VI は、海底下 10m 程度に分布する。

以上の A 層の反射面うち、探査海域の広範囲にその連続性を追跡できるのは、反射面 VI

のみである。そこで、この反射面を等時間面として地質構造の抽出を試みたが、断層や褶曲に伴う明瞭な変位・変形を抽出することはできなかった。

4. 3. 3 海域毎の層序と地質構造の詳細

(1) 平館海峡南東部海域

SES 探査海域の北東端にあたる平館海峡南東部海域では、既存の柱状採泥調査記録（原子力安全・保安院，2007）がある（図 47 の S7 地点）。本海域では、この柱状採泥記録と音響層序との対比を試みる目的で、SES 探査を図 47 に示す CA-1、CA-2 および CA-3 測線で実施した。また、今回の探査によって、東上がりの撓曲が新たに発見されたため、その分布範囲を確認する目的で P-11 および P-14 測線で探査を実施した。それらの解釈断面図を図 48 に示す。

1) 地層の特徴

本海域では、ブーマー探査による A 層、B1 層と B2 層の一部に相当する堆積物の反射記録が得られた。

A 層は、本海域の南西部では最大層厚 10m と厚く発達し、凹凸に富んだ B1 層の上面（反射面 VI）を不整合で覆い、内部には反射面 I、III、IV および V が認められる。海域の北東部では、層厚が薄く、基底の反射面 VI を除いて内部反射面は確認できない。

B1 層は、本海域の北東部で確認でき、厚さは 8～10m 程度で、内部には弱い平行層理が発達している。B2 層は、B1 層に緩い傾斜不整合に覆われて分布し、厚さは 5m 程度以上で、内部には弱い平行層理がわずかに認められる。

S7 地点における既存の柱状採泥調査の結果との比較（図 49）によると、SES 探査による B1 層最上部に相当する層準から十和田八戸テフラ（十和田ビスケット軽石：To-BP1，約 15ka；工藤，2005），同層上部から阿蘇 4 テフラ（Aso-4，約 85～90ka；町田・新井，2003）および十和田カステラテフラが検出されている（原子力安全・保安院，2007）。十和田カステラテフラは、町田・新井（2003）によれば、阿蘇 4 テフラと洞爺テフラ（112～115ka）の間に分布するとされている。

2) 地質構造

a. 撓曲および断層の分布

本海域における SES 探査では、3. 3. 2 (2) で記載した平館海峡撓曲が、図 48 に示すように、P-11、CA-2、CA-3 および P-14 測線で確認できた。この結果、撓曲の南端は、産業技術総合研究所（2009a）のブーマー探査記録の再検討で確認された No. 13 測線よりも、さらに約 1.5km 以上、南東に延びることになる（図 13）。

P-11 測線では東端から測位点 6 付近にかけて、CA-2 測線では北東端から測位点 35 付近、CA-3 測線では北東端から測位点 34 付近にかけて、P-14 測線では測位点番号 12～25 付近にかけて、それぞれ B1 層中の反射面が西あるいは南西方向に撓み下がっており、その傾斜は撓曲の基部（西あるいは南西側）に向かってやや急になっている。B1 層上部の反射面には、確認された範囲に限っても、約 9m の東上がりの高度差が認められる。ただし、撓曲帯の両縁部は、本調査では測線の範囲外、もしくは音波の不透過層より下位にあって確認できていない。

また、P-11 測線の測位点 6 付近には、撓曲に付随して、西上がりの断層が推定され、そ

の直上の海底面には開析谷状の凹地が認められる。CA-2 測線では測位点 12~18 付近において B1 層基底および中部の反射面が上に凸に約 1m 高まる変形が認められ、高まりの両側に断層が推定される。

図 50 に、CA-3 測線で認められる撓曲変形した B1 層と、それを不整合に覆う A 層の関係を示す。この測線では、A 層の下部は、緩く傾斜した B1 層の上面にオンラップし、反射面 V は、測位点 11~15 の区間でやや南西に傾斜を増して撓曲崖状の分布高度の不連続を示す。また、測位点 5~15 の間では A 層中部の反射面 IV が北東上がり 0.05° の傾斜を示し、B1 層中部（傾斜 0.2° ）と比べて小さいながらも、同方向に傾いている。B1 層の撓曲部を約 1km にわたって覆う反射面 I には、変形は認められない。

b. 撓曲および断層の活動性：SES 探査の結果からは、撓曲変形した B1 層に A 層下部がオンラップしていることから、B1 層上部の堆積時より後~A 層下部の堆積時より前に平館海峡撓曲活動したことが確実である。CA-3 測線では、反射面 V が撓曲状の高度分布の不連続を示す。しかし、反射面 V の下位には B1 層からなる埋没浸食崖が分布しており、同反射面の高度分布は堆積構造である可能性が高い。また、A 層中の反射面 IV が B1 層と累積的な傾斜値を示すが、A 層中の反射面の分布範囲が限られており、傾斜もごく緩やかであることから、その傾斜が堆積構造によるものか、あるいは撓曲変形によるものか明らかでない。なお、A 層中の反射面 I には変形が及んでいない。

（2）青森湾北部海域

本海域では、平館断層の南延長部の存在を確認する目的で、産業技術総合研究所(2009b)によって確認された C 層からなる沿岸付近の地質構造的高まり（図 2）を横切って、東西方向の主測線である P16~P28 測線において探査を実施した（図 39）。海域の沿岸部では、粗粒堆積物等が分布するために音波の透過が悪く、十分な深度の反射記録は得られなかった。海域東部の海盆から津軽半島沿岸に至る東西方向の主測線の解釈断面図を、図 51、52 および図 53 に示す。

1) 地層の特徴

この海域では、4. 3. 2 (1) で述べたように、水深約 60m の海盆中央部に、最大厚さ 10m 程度の A 層が分布し、その内部および基底に連続性の良い反射面群が認められる。

海盆西寄りの水深約 50~60m の海底には、厚さ約 3m 以下の薄い A 層に覆われて、B1 層の最上部に細かい凹凸に富んだ波状の層理を示す乱堆積層が発達する。この乱堆積層は、図 5 に示すように、蟹田沖の水深 20~50m の斜面の基部沿って、その沖合に、南北約 7km、東西約 3~4km の拡がりをして分布する。乱堆積層からなる B1 層最上部の上面は、高さ数 m のマウンド状の形状をなし、その表面も細かい凹凸に富んでいる。

本海域東部に位置する南北方向の検測線である K-1 測線（図 42）では、測位点 50~80 付近において、深度約 78m に分布する B1 層上部の水平の堆積面を覆って厚さ約 5m の乱堆積層がマウンド状の高まりをなして分布している。反射面 V より下位の A 層下部は、この乱堆積層のアバットないしオンラップしている。また、厚さ約 2m の A 層を挟んで乱堆積層を覆う反射面 V には、乱堆積層の上面と調和的な細かい凹凸が認められる。東西方向の P16~P28 測線においては、津軽半島の沖合約 3~3.5km の水深 50m 程度まで続く急な海底斜面の基部に、東西幅 2~4km 程度にわたって、B1 層最上部に乱堆積層が分布している（図 51、52 およ

び 53). 乱堆積層は最大厚さ 10 m 程度で、その上面はマウンド状の高まりをなしている。乱堆積層を覆う薄い A 層の内部構造は不明であるが、その表面 (海底) にも、乱堆積層の表面形状をやや滑らかにしたような、細かい凹凸が認められる。

なお、水深 50m 程度以浅の津軽半島沿岸では表層部に A 層が広く分布するものの、海底下 5m 程度までの反射記録しか得られておらず、その内部構造や下位層との関係は不明である。

2) 地質構造

本海域は平館断層の南南東延長部にあたるが、SES による探査では、少なくとも A 層～B1 層最上部においては、明瞭な断層や褶曲構造は認められない。ブーマー探査の結果から推定された断層付近には、P19 測線の測位点 20 付近において A 層からなる海底面に西上がり 4m の段差が認められるが、そこでの A 層の内部構造は不明である (図 52 の上)。

(3) 青森湾南部海域

産業技術総合研究所 (2009b) によって発見された青森港沖背斜が分布する海域であり (図 2)、背斜の浅部構造を詳細に把握するとともに、最新期を含む背斜構造の活動履歴を解明する目的で、P-29～P42a 測線の東西方向の主測線と、南北方向の検測線に沿って探査を実施した (図 39 および 54)。

この海域では、A 層と B1 層の不整合面である反射面 VI が広い範囲に連続するほか、B1 層上部にも断続的に追跡できる反射面が認められる。模式的な層序区分を行った探査記録断面図を図 55 および 56 に示す。また、背斜を横切る概査による約 1km 間隔の主測線の解釈断面図を、図 57～60 に示す。

1) 地層の特徴

本海域の探査では、海底下約 3～12m までの反射記録が得られた。

A 層は、海域のほぼ全域で分布するものの、海岸線付近を除いて層厚は 2m 程度以下であり、内部反射面はほとんど認められない。

海岸線から 1～2km 程度以内の水深約 25～30m より浅い沿岸海域では、平行層理、もしくは斜交層理が発達したやや厚い A 層の沿岸相が分布している (図 5)。図 57 および 58 の P29～P33 測線の水深 30m 程度以浅において約 0.6° の傾斜を示す海底の直下には、さらに緩い傾斜で沖側に傾く層理面を持つ厚さ約 5～10m A 層が分布している。この A 層は、下位の B1 層に緩やかにオンラップするとともに、上位ほど陸側に堆積していることから、最終氷期最盛期より後の海面上昇期の堆積物と推定される。また、P-32 測線、P-34～P-37 測線の水深約 15～20m 以浅では、プログラデーシオンの堆積パターンを示す A 層が分布しており (図 58 および 59)、完新世の高海面期の堆積物と推定される。

A 層の下位には、B1 層の上部が最大層厚 10m 程度まで確認できる。このうち、青森港沖背斜に伴う局地的な隆起域において、比較的浅部に分布する B1 層の一部においても連続した反射面を確認できた。とくに、後述の柱状採泥調査を実施した背斜南部の周辺では、B1 層中に比較的連続性のよい反射面が認められた (図 55 および 56)。図 55 に示す C-3 測線では、上位から順に、反射面 VI、C-I、C-II、C-III、C-IV および C-V が認められる。反射面 VI は、SES 探査による探査海域のほぼ全域に分布し、A 層の基底面にあたる。反射面 C-I は、B1 層の最上部にあって、ごま塩状の反射パターンを示す堆積体の中間に位置する。反射面 C-II、

C-ⅢおよびC-Ⅳの3枚の反射面群は、B1層の上部にあつて、厚さ約2~3mの音響的透明層の上限、中間および下限のセットとして比較的明瞭に認められ、やや広域に分布が追跡できる。このうち、反射面C-Ⅲは、ブーマー探査による反射面btに相当する可能性が高い。

C-3測線に認められるB1層上部の反射面群は、同測線と交差する検測線P5-2およびP5-3(図56)を介して、青森港沖背斜の中~南部周辺で追跡することができる。

2) 地質構造

① 青森港沖背斜

a. 分布および構造

SES探査による音波探査記録では、青森港沖背斜は、ほぼ南北方向に延びる2つの背斜から構成され、全体の長さは約10kmである(図5, 14および54)。北部の背斜は長さ約7km、南部の背斜は長さ約2.5kmであり、2つの背斜は南北約0.5km、東西約1kmのキャップによって隔てられて、左雁行配列する。

北部の背斜は、青森湾南部海域の中央付近にある海底地形の高まりと一致する(図40)。背斜の北端はP-29測線で認められ、P-30~P-33測線付近で最大規模となる(図57, 58および61左)。これより南に向かって徐々に背斜構造は小さくなり、P-35測線では背斜構造の規模が最小となる(図58, 59および60)。P-29~P-33測線の間では、背斜東翼は幅1.5km程度で、海底には約12~16mの高度差が認められる。西翼は、幅約1~2kmで、海底の高度差は約1~5mと小さい。

図61の左に、北部背斜を横断するP-32測線の拡大断面図を示す。ここでは、B1層下部が背斜構造によって大きく変形し、東翼部では高度差約20m以上に達している。また、B1層上部の反射面群には、背斜の両翼部において、累積的な傾斜の変化を伴って、上位層が下位層にオフラップする傾斜不整合が認められる。背斜による変形構造は、反射面C-Ⅱ~C-Ⅳと推定される層準にも及んでおり、測位点28付近では、それらをA層が不整合に覆っているこのように背斜の翼部で累積的な傾斜を示すB1層上部の反射面群は、図57に示すP-30およびP-31測線の解釈断面図でも認められるが、その広域の対比はできなかった。なお、北部の背斜の地形的高まり付近にA層はほとんど分布していない。

南部の背斜は、P-36測線から南で認められ、P-36~P-37測線で最も発達し、P-38測線まで連続する(図59, 60および61右)。この背斜は、北部の背斜と比べて規模が小さく、東翼の幅は1km程度以上で、海底には高度差約2~4mの地形的高まりが認められる。西翼は幅1~1.5km程度で、海底面の地形的高まりはほとんど認められない。

図61の右に、南部の背斜を横断するP-36測線の拡大断面図を示す。ここでは、B1層上部の反射面CⅡ~CⅣが背斜構造により変形し、その東翼では反射面C-ⅡおよびC-Ⅲに約3m以上の高度差が生じている。また、背斜軸部付近は、FA-2およびFA-3断層によって地溝状に約1~2m落ち込んでおり、海底にも、それらの反射面の変形と同様の地溝状の凹地が認められる。

青森港沖背斜の南部から中部かけて、背斜軸と斜めに交差して南北方向に延びる検測線P5-3では、測位点40~60付近で南部の背斜軸を縦断し、測位点20~30付近で北部の背斜の東翼基部付近に達している(図56)。その間の測位点15~45付近において、反射面C-ⅢおよびC-Ⅳが撓曲状に北に撓み下がっており、反射面C-Ⅳに約13mの高度差が生じている。

青森湾沖背斜の南~南西方延長では、P-39R測線の測位点4~19付近、P-40測線の測位

点 5～14, P-41a 測線の測位点 16～25 付近, B1 層上部の反射面 C-II および C-III が緩やかに東に傾き下がっている (図 60 および図 62 左). このうち, P-39 測線では, 確認された変形帯の東端付近にあたる測位点 18 付近に, B1 層上部～最上部を変形させるわずかな背斜が認められ, その東翼部で B1 層上部の反射面 C-II および C-III が東に急に撓み下がっている. P-39～P41a 測線のいずれにおいても, 傾動もしくは撓曲が認められた範囲の東側では, A 層の基底付近に音波散乱層が分布しており, 変形構造の有無は明らかでない. この傾動もしくは撓曲を含めると, 青森港沖背斜の長さは 14km となり, さらに湾南岸の陸域にも連続して延びる可能性がある.

b. 活動性

青森港沖背斜の北部では, B1 層下部に高度差約 20m 以上の変形が生じており, B1 層上部にも, 反射面 C-II～C-IV にまで及ぶ累積的な傾斜の変化を伴う不整合が認められる. また, 青森港沖背斜の南部では, B1 層上部の反射面 C-II～C-IV が変形しており, それらの反射面の形成後にも活動したことが確実である. さらに, 背斜東翼部の南延長部でも, 反射面 C-II および C-III が傾動している可能性がある.

背斜の南～中部を斜めに交差する検測線 P5-3 では, 反射面 C-III および C-IV が撓曲状に北に撓み下がっており, 約 13m の高度差が生じている. この南北測線上での海底面の傾斜は約 0.05° であり, 反射面 C-III および C-IV 形成時の傾斜が現在の海底と同じであったと仮定すると, その上下変位量は約 10m と算出される.

② 青森港背斜に付随する断層群

a. 分布および構造

青森港沖背斜の北部西翼と, 背斜南部の東西両翼部には, 背斜軸側が相対的に低下する断層が推定される. 北部西翼の断層を FA-1 断層, 南部東翼の断層を FA-2 断層群, 南部西翼の断層を FA-3 断層群と呼ぶ (図 54). このうち, FA-2 断層群と FA-3 断層群は, 背斜軸を挟んで対峙しており, 幅 0.4～1km 程度の地溝を形成している.

FA-1 断層は, 背斜の北部西翼の P-33 測線の測位点 28 付近で認められる (図 58). ここでは, 海底下約 2m に発達する B1 層中の顕著な反射面が幅約 0.4km の撓みを伴って東落ち約 2m で変位しており, その下部に断層が伏在すると推定される.

FA-2 断層群は, 背斜南部の東翼に分布する 2 条の断層からなる断層群であり, 全体としては長さ約 2km で, 背斜軸と概ね平行に南北方向に延びる (図 54). 個々の断層の走向は, いずれも北西～南東ないし北北西～南南東であり, 相互に右雁行配列していると推定される. 北側の断層は, P-36 測線の測位点 17～18 付近において, B1 層上部の反射面 C-II および C-IV を西落ち約 1.5～2m の撓みを伴って変位させており, 海底にも西落ち約 1.5m の低崖が認められる (図 59 および 61 右).

FA-3 断層群は, 背斜南部の西翼に分布する 3 条の断層からなる断層群であり, 全体としては長さ約 2km で, 背斜軸と概ね平行に南北方向に延びる (図 54). 個々の断層の走向は, いずれも北北西～南南東であり, 相互に右雁行配列していると推定される. P-36 測線では, FA-3 断層は測位点 12～13 付近にあって, B1 層上部の反射面 C-II, C-III および C-IV に東落ち約 1m の撓みを伴った変位を与えている (図 59 および 61 右). P-37R 測線では, 測位点 45～48 付近に, B1 層にわずかな東落ちの変位を与える 2 条の断層として認められる.

b. 活動性

青森港沖背斜に付随する断層群は、背斜軸の両側に発達する断層であって、背斜軸を低下させている。このことから、断層群は、背斜の成長に伴う正断層性の断層 (bending-moment 断層 ; Yeats, 1986) と推定される。断層群は反射面 C-II, C-III および C-IV を変位させるとともに、海底の地形にもあらわれている。青森港沖背斜に付随する断層群が反射面 C-II 形成後に活動したことは確実であるが、A 層との関係は不明である。

③ 奥内冲向斜

a. 分布および構造

ブーマー探査で確認された奥内冲向斜は、SES 探査によって、津軽半島の後潟から油川の沖合約 3~3.5km 付近に位置する B1 層の傾斜の変換線を軸とする向斜として、北北西-南南東走向で、長さ約 10km にわたって連続すると推定される (図 5, 14 および 54)。奥内冲向斜の向斜軸は、半島陸域に分布する野木和断層の北東方にあつて、青森湾西断層の 5~6km 東に平行して延びている。

青森港沖背斜の西翼では、背斜軸から幅約 1.5~2km 範囲において B1 層が緩やかな西傾斜を示すが、それより西側では緩やかな東傾斜となつて海岸線付近まで分布している (図 57, 58 および 59)。この B1 層の傾斜の変換線は、海岸線と平行して約 3~3.5km 沖を北北西~南南東に延びており、そこでは同層最上部が最大約 5m と、やや厚く分布している。図 62 の右に示す P37 測線の西部では、B1 層上部の反射面 C-II~C-IV は、傾斜変換線より西側では約 0.5° で緩やかに東傾斜するとともに、上面が切られ、上位の A 層に覆われる。浸食面である A 層基底の傾斜は約 0.3° である。

b. 活動性 : B1 層最上部は、奥内冲向斜の軸付近で厚く堆積し、また向斜西翼部では B1 層上部が A 層に緩やかな傾斜不整合で覆われている。したがって、奥内冲向斜は B1 層最上部の堆積時以後に活動した可能性がある。

5. 柱状採泥調査

5. 1 調査地点および調査方法

柱状採泥調査は、調査地域の活構造のうち、青森市街地に近接して分布する青森港沖背斜の南部において、背斜東翼 (C01 地点 ; 水深約 30m) と、背斜軸付近 (C02 地点 ; 水深約 29m) の 2 地点で実施した (図 54)。両地点は、SES 探査による C-3 測線上にあり (図 55)、ブーマーシングルチャンネル探査の S37.75 測線の直近に位置する。

C-3 測線では、青森港沖背斜の東翼~軸部を覆って層厚約 1~1.5m の A 層が連続して分布しており、背斜の東翼部には B1 層最上部が最大層厚数 m で背斜変形した B1 層上部を覆って分布している (図 55)。このことから、断層の後期更新世末~完新世における活動時期を解明できることが期待された。また、背斜軸付近では、B1 層上部のブーマー探査による反射面 bt あるいは SES 探査による反射面 C-II~C-IV が海底下 2~数 m 程度に分布していることから、より長期の断層活動性を解明できることも期待された。

柱状採泥調査は、クレーン搭載の作業台船を使用して、ピストンコアラーを用いて行った。コアリングチューブの長さは、8m および 4m のものを使用した。コアリング部分には、鉄製コアリングチューブを装着し、その内側にポリカーボネート製のインナーチューブを挿入して採取を行った。調査時のウエイトは約 300kg とした。

コアリング作業は、2011年9月25日に実施し、C01地点では2回の試行によりC01-1(長さ5.23m)およびC01-2(長さ4.55m)コアを、P2地点では3回の試行によりC02-1(長さ1.62m)、C02-2(長さ2.05m)およびC02-3(長さ2.38m)コアを採取した。調査地点の位置は、C01-1コアが平面直角座標系第10系でX=97246, Y=-7340, C02-1コアがX=97243, Y=-6984であった。

採取したコアは、縦に半割にして、肉眼で層相を観察・記載するとともに、放射性炭素同位体年代測定および火山灰分析のための試料を採取した。また、半割コア試料の帯磁率を2cm間隔で測定した。帯磁率の測定には、Bartington社製のModel Ms-2を使用して、コア表面で帯磁率を計測したのち、体積補正を行って体積帯磁率を求めた。

5. 2 調査結果

5. 2. 1 層序および年代

採取したコアの柱状図を図63、帯磁率測定結果を図64に示す。放射性炭層同位体年代の測定結果を表10、火山灰分析結果を図65に示す。

(1) C01地点の層序および年代

C01地点で採取したコアでは、海底下深度約2.2~2.7m以浅は、主としてシルト層およびシルト混じり砂層からなり、生物遺骸および生痕化石、木片を含む。一方、深度約2.2~2.7m以深は、軽石質の粗粒~極粗粒砂もしくは軽石層からなり、細粒のマトリックスを欠いており、コアの深部ほど軽石に富む傾向がある。

コア最上部の深度約0.0~0.2mは*Patinopecten Yezoensis*等の貝殻が密集する。C01-2コアでは、深度約0.2~0.5mには海棲の生物遺骸(二枚貝、巻貝、ツノガイ、フジツボ等)が含まれる。また、深度約0.9~1.6mには、生痕化石である*Thalassinoides* sp.が認められる。*Thalassinoides* sp.は、主に甲殻類のスナモグリ類が形成した巣穴化石であり、それを含む堆積物は海成層である可能性が高い。深度約1.0~1.6mのシルト層には、木片などの植物遺骸が含まれる層準が認められる。

放射性炭素同位体年代測定の結果(表10)によれば、C01-1コアの海底下深度0.17mから採取した貝殻は2650±30 yBP、深度1.07mおよび1.19mから採取した木片は9150±40および9110±40 yBPの年代を示した。また、深度約1.68mおよび1.77mにおいて軽石層に含まれる植物片は、28150±160および27860±150 yBPの年代を示した。

帯磁率測定の結果(図64)によれば、深度約1.0~1.2m以浅では、砂層およびシルト層ともに高い帯磁率を示す。一方、C01-1コアの深度約1.0~2.7mおよびC01-2コアの深度約1.2~2.2mに分布するシルト層および細粒砂層は低い帯磁率を示す。深度約2.2~2.7m以深の軽石に富んだコアは、下位ほど高い帯磁率を示す。

火山灰分析の結果(図65)によれば、C01地点のコアの深度約2.1m以深の軽石質の粗粒~極粗粒砂もしくは軽石層の5層準に含まれる軽石は、いずれも火山ガラスの屈折率が1.499~1.515であり、普通角閃石(屈折率1.669~1.675)および斜方輝石(屈折率1.705~1.713)を含んでいる。火山ガラスと普通角閃石の屈折率は十和田八戸テフラ(To-H, To-HP, 約15ka; 工藤, 2005)の特徴に近似し、やや広いレンジを示す斜方輝石の屈折率は十和田八戸テフラと十和田大不動テフラ(To-Of, T-BP1, 約30ka, 工藤, 2005)に由来する軽石が混在していることによると推定される。

以上の層序、年代、含まれる軽石および帯磁率の特徴から、深度約2.2~2.7m以浅は最

終氷期最盛期より後の海面上昇期の堆積物であり、このうち海棲生物遺骸を含み、高い帯磁率を示す深度 1.0~1.2m 以浅の上部層は約 1 万年前以後の海成堆積物と推定される。また、深度 1.0~1.2m 以深、深度約 2.2~2.7m 以浅の中部層は約 1 万 5 千年前以後~約 1 万年前以前の陸成堆積物と推定される。深度約 2.2~2.7m 以深の下部層は、海面上昇期より前における、十和田八戸テフラおよび十和田大不動テフラに由来する 2 次堆積物からなると推定される。

(2) C02地点の層序および年代

C0-2 地点で採取したコアでは、海底下深度約 1.4~1.9m 以浅は、シルト層、シルト混じり砂層および軽石混じり砂層からなり、海棲生物遺骸および生痕化石、木片を含む。上部の深度 0.0~0.5m には海棲の生物遺骸(二枚貝、巻貝、ツノガイ、フジツボ等)が含まれる。また、深度約 0.3~0.5m には、生痕化石である *Thalassinoides* sp. が認められる。深度約 0.9~1.6m の間には、木片などの植物遺骸が多く含まれる層準が認められる。深度約 1.4~1.9m 以深は、軽石質の粗粒~極粗粒砂および軽石層からなり、細粒のマトリックスを欠いている。C01 地点と比べて、C02 地点では下部層へのピストンコアラーの貫入量が著しく少なかった。

放射性炭素同位体年代測定の結果(表 10)によれば、C02-1 の海底下深度 0.37m から採取した貝殻は 8860±40 yBP の年代を示した。また、深度約 0.93m 軽石混じり砂層に含まれる植物片は 9390±50 yBP、深度約 1.55m の有機質シルトに含まれる木片は 9270±40 yBP の年代を示した。

帯磁率測定の結果(図 64)によれば、深度 0.8~1.2m 以浅では、砂層およびシルト層ともに高い帯磁率を示す。一方、それ以深では、シルト層および砂層ともに低い帯磁率を示す。

火山灰分析の結果(図 65)によれば、C02-2 コアの深度約 1.5m 以深の軽石質の粗粒~極粗粒砂および軽石層の 4 層準に含まれる軽石は、いずれも火山ガラスの屈折率が 1.500~1.515 であり、普通角閃石(屈折率 1.699~1.674)を含んでおり、斜方輝石(屈折率 1.704~1.710)を伴うことから、十和田八戸テフラに由来するものである。C02-3 コアの深度約 2.3m の軽石層に含まれる軽石は、斜方輝石の屈折率が 1.704~1.716 の広いレンジを示すことから、十和田八戸テフラおよび十和田大不動テフラに由来する軽石が混在してものと推定される。

以上の層序および年代、含まれる軽石の特徴から、C0-2 地点の海底下深度約 1.6~2.1m 以浅の上部層は、最終氷期最盛期から約 1 万年前までの短期間に堆積したものと推定される。このうち、深度約 0.8~1.2m 以浅の上部層は海成堆積物、それ以深の中部層は陸成堆積物と推定される。また、深度約 1.6~2.1m 以深の下部層は、完新世初期の海面上昇期より前の、主に十和田八戸テフラもしくはそれに由来する 2 次堆積物であると推定され、C02-2 コアの下部層の軽石層は十和田八戸テフラそのものである可能性がある。

5. 2. 2 柱状採泥コアと反射記録断面との対比

ブーマーおよび SES による探査記録断面図と、採取したコアとの比較を図 66 に示す。

ブーマー探査による S37.75 測線の解釈断面図との比較によれば、B1 層上部に認められる反射面 bt は、C01 地点では海底下深度約 8m にあり、C02 地点では深度 3m 付近にあると推定される。C02-2 コアでは海底下深度 1.6m 以深の下部層において、主に十和田八戸テフラに由来する 2 次堆積物もしくは、十和田八戸テフラそのものである可能性がある堆積物が確認

されている。したがって、4.2.2(1)でも述べたように、反射面 bt は十和田八戸テフラ、もしくは陸域でのボーリング調査によってその直下に確認されている十和田大不動テフラに對比される可能性がある。また、B1 層最上部は、十和田八戸テフラよりも新しい年代の、最終氷期最盛期～完新世初期の海面上昇期の堆積物である可能性が高い。

SES 探査による C-3 測線の解釈断面図との比較によれば、反射面 VI は、コアの上部層の基底～中部層の上部にあたり、約 1 万年前の海面上昇期における不整合面と推定される。また、B1 層上部の反射面 C-II と C-III に挟まれた堆積層は、C02 地点のコアの下部層にあたり、十和田八戸テフラの可能性もある。また、青森湾沿岸陸域でのボーリング調査（産業技術総合研究所、2009b；青森県、1999）によれば、十和田八戸テフラの直下に十和田大不動テフラが分布していることから、反射面 C-III と C-IV に挟まれた堆積層は十和田大不動テフラの可能性もある。

6. まとめ

6. 1 青森湾西岸断層帯の位置および形態

(1) 断層帯を構成する断層

地震調査研究推進本部地震調査委員会（2004a）では、長さ約11kmの入内断層、長さ4kmの野木和断層および長さ約16kmの青森湾西断層からなる雁行配列する3条の断層帯が一つの起震断層（松田、1990）を構成するとして、長さ約31kmの青森湾西岸断層帯として評価している。産業技術総合研究所（2009b）は、入内断層の北方に約5.5km以下の間隔において青森港沖背斜が分布することを発見し、その東翼部に西上がりの逆断層を推定した。また、産業技術総合研究所（2009b）は、入内断層と青森港沖背斜の間では、沿岸陸域において西上がりの累積的な傾動を示す構造が伏在していることを明らかにした。今回の調査においても、青森港沖背斜の存在が再確認され、同背斜と入内断層との間の沿岸海域においても、西上がり傾動を示す可能性がある構造が確認された。したがって、長さ20km以上の主要な起震断層としての青森湾西岸断層帯は、入内断層および青森港沖背斜から構成され、青森湾西断層および野木和断層は別の起震断層（青森湾西-野木和断層帯）を構成すると考えられる（図67）。

また、平館断層は、電源開発株式会社（2007）によって、その延長が北西海域にも延びており、最大で長さ22kmになるとされていた。今回の調査では、津軽半島北部陸域で認められていた平館断層がさらに北西方海域に延びることが確認され、その南南東方も青森湾北部海域に延びる可能性があることが明らかになった。さらに、平館海峡付近には、平館海峡撓曲が存在することが確認された。なお、産業技術総合研究所（2009b）による平館沖背斜の一部は、この撓曲に付随する構造である。

(2) 断層帯の位置・形状

1) 青森湾西岸断層帯

青森湾西岸断層帯は、青森市からその北方沖の青森湾にかけて分布する。長さは約27kmで、N5～10° E方向に延びており、断層の西側が相対的に隆起する断層である。

本断層帯のうち、青森湾南部に分布する青森港沖背斜は、東翼は幅約1.5km程度で変位量が大きく、西翼は幅約2km程度で変位量が小さな非対称な背斜構造である。この背斜東翼の

海底下には西傾斜の逆断層が伏在すると推定される。この入内断層と青森港沖背斜の東翼に推定される伏在断層は右雁行状に配置し、その間に位置する青森市の沖館地区付近およびその沿岸海域では、後期更新世末以後の堆積物に西上がりの幅広い傾動が分布する可能性がある。入内断層については、青森県（1990, 1999）による反射法弾性波探査結果およびその解釈に基づいて、深さ500m程度以浅では高角度で西傾斜すると推定されている（地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2004a）。

青森港沖背斜と北北西方に位置する平館断層の間には、約10kmの隔離距離がある。ただし、その間の海域における音波探査では、断層や褶曲構造の有無について十分なデータが得られていない。

2) 平館断層

平館断層は、東津軽郡外ヶ浜町東部の陸域において西側が相対的に隆起する活断層としてに認定された長さ約7～9kmの断層であり（活断層研究会編, 1990；中田・今泉編, 2002；電源開発株式会社, 2007）、その北方の海域延長部は、次第に走向を北西～西北西に転じて、東津軽郡今別町の北方沖の津軽海峡まで約12km以上延びている。北西方の海域延長部を含めた平館断層の長さは、端点間の直線距離で約20km以上であり、全体の走向はN30° Wである。

さらに、平館断層の約5～10km南南東方の海域でも西側が相対的に隆起する断層が分布していると推定される。陸域の活断層と南南東海域で確認されたの推定断層との間には、約5kmにわたって断層の有無が確認されていない海域がある。しかし、後期更新世の段丘の旧汀線高度分布（図68, 吾妻, 1995）から判断すると、この海域でも断層が連続している可能性がある。その場合には、本断層の長さは端点間の直線距離で約30km以上、全体の走向はN35° W方向となる。

本断層は、隆起側（西側）に幅数100～1km程度の背斜や撓曲を伴い、また、断層の西側には東側が相対的に隆起する副断層（電源開発株式会社, 2007）；産業技術総合研究所, 2009b および本報告）を伴うことがある。

なお、今回の調査で確認できた断層・褶曲構造の北西端から、さらに西方約1.5kmおよび北西方約2kmを通過する測線で実施された音波探査の結果、後期更新世以後に活動した断層や褶曲は認められていない（電源開発株式会社, 2007）。

3) その他の断層

青森湾西-野木和断層帯は、青森市から東津軽郡蓬田村にかけて分布する断層帯であり、長さは16kmで、概ねN-S方向に延びている。青森湾西断層は長さ16kmの断層で、その南部では、2～4km東側に長さ約4kmの野木和断層が併走している。この断層帯は、変動地形の特徴から、西側が相対的に隆起する逆断層と推定される。

なお、野木和断層の北方約1kmで実施された青森県（1999）による反射法弾性波探査結果によると、断層延長部の海岸付近では中期更新世の鶴ヶ坂層上部が約5° 東に傾斜していると読み取れる（図69）。また、今回の調査の結果、青森湾西断層の東方約5～6km付近に奥内沖向斜が分布し、その西翼部でも後期更新世以後に活動があったと推定される（図69）。これらの構造は、野木和断層の北方延長部あるいは青森湾西断層の活動に伴って生じた可能性がある。

平館海峡撓曲は、外ヶ浜町とむつ市脇野沢の間の平館海峡に分布する。長さは約14km以上で、西に凸に張り出しながら全体としてN10° W方向に延びている。幅約1～3kmの東側が相

対的に隆起する撓曲であり、撓曲帯の中部および東部に西側が相対的に隆起する副断層などを伴っている。この撓曲帯の東側の地質構造に関する情報はほとんど得られておらず、褶曲構造の一部を見ている可能性もある。この撓曲がどのような断層によって形成されたのかを評価するためには、更なる調査が必要である。

(3) 断層の変位の向き

1) 青森湾西岸断層帯

青森湾西岸断層帯は、北部の青森港沖背斜では背斜の東翼部で変位量大きい非対称な地質構造や西側が相対的に高まる海底地形を伴い、南部の入内断層（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2004a）では東へ撓み下がる断層および傾動を形成している。また前述のように、入内断層の断層面は西傾斜と推定されている。したがって、本断層帯は西側が東側に乗り上げる逆断層である。

2) 平館断層

平館断層は、西側が相対的に隆起する断層であり、隆起側には、背斜構造や、相対的に東側が隆起する副断層などが分布する。これらの変動地形および地質構造の特徴から、本断層は西側が東側に乗り上げる逆断層と推定される。

3) その他の断層

青森湾西-野木和断層帯は、変動地形および地質構造の特徴から、西側が東側に乗り上げる逆断層と推定される。

平館海峡撓曲は、東側が相対的に隆起する撓曲であり、その中部および東部に西側が相対的に隆起する副断層を伴っている。しかしながら、東側の地質構造に関する情報がないため、撓曲帯が褶曲の一部であるかどうかを確認されていないため、伏在する断層の形状は不明である。

6. 2 断層帯の過去の活動

(1) 平均変位速度

1) 青森湾西岸断層帯

青森湾西岸断層帯の平均上下変位速度は、南部の入内断層における中位段丘面の撓曲変位、八甲田第1期および同第2期火砕流堆積物（約0.7Maおよび0.4~0.3Ma；宝田・村岡，2004）の上下変位量から、0.4~0.8m/千年程度の可能性があるとされている（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2004a）。その他、精度や信頼度が十分ではないものの、平均変位速度を見積もる資料として以下のものがある。

産業技術総合研究所（2009b）は、入内断層と青森港沖背斜の間において、反射法弾性波探査およびボーリング調査によって、十和田八戸テフラ（約1万5千年前）および十和田大不動テフラ（約3万年前）の2次堆積物が、傾動ないし撓曲によって上下に少なくとも約4~10m程度変位していることを推定している。また、産業技術総合研究所（2009b）によるボーリング調査地点の南西側約200mにおいて青森県（1999）が実施したボーリング調査の結果によれば、十和田大不動テフラの基底面に西側上がり約10mの高度差が推定されている。

青森港沖背斜の北部東翼では、M33測線において中期更新世末頃と推定されるB2層基底と後期更新世頃と推定されるB1層の基底に、それぞれ約24m程度と同程度の高度差が生じてい

る。また、P-32測線では、B1層下部にも約20m以上の高度差が生じている。このことから、青森港沖背斜の北部ではB1層下部の堆積時以後に背斜構造の活動が始まった可能性がある。ただし、背斜の活動に伴う不整合は、B1層上部の十和田八戸および十和田大不動テフラに相当する可能性がある反射面C-II～C-IVの形成時よりも前から認められることから、その活動は約3万年前より前に始まっていた可能性がある。この場合、青森港沖背斜の北部東翼の平均上下変位速度は0.6m/千年より小さいことになる。

背斜の南部東翼では、M36測線においてB2層基底とB1層基底に、それぞれ約7mと同程度の高度差が生じている。また、S37.5では、背斜東翼部におけるB1層基底と同層上部の反射面btに、それぞれ約8mと同程度の高度差が生じている。P-36測線ではB1層上部の反射面C-IIおよびC-IIIに3m以上と、それらの半分程度以上の高度差が認められる。反射面btは十和田八戸および十和田大不動テフラに相当する可能性があり、反射面C-IIおよびC-IIIに挟まれる地層は十和田八戸テフラの可能性もある。これらのことから、青森港沖背斜の南部では、背斜構造の活動がB1層上部の反射面bt形成時以後に始まった可能性がある。また、約3万年前以後あるいは約1万5千年前後の平均上下変位速度は、0.2m/千年以上あるいは0.5m/千年以上の可能性がある。

青森港沖背斜を斜めに横切る検測P5-3測線では、十和田大不動テフラの基底に相当する可能性がある反射面C-IVが撓曲状に撓み下がっており、約13mの高度差が生じている。この南北測線上での海底面の傾斜は約1‰であり、反射面C-IV形成時の傾斜が現在の海底と同じであったと仮定すると、その上下変位量は約10m、平均上下変位速度は約0.3m/千年と算出される。

以上の、青森港沖背斜による後期更新世堆積物の変位・変形量およびそれから見積もられる変位速度は、地震調査研究推進本部地震調査委員会（2004a）が評価した断層帯の平均変位速度と矛盾しない。

2) 平館断層

今回の調査では、断層北西部海域のS_6測線においてB2層基底に100m程度の高度差が生じていることが確認された。B2層基底の年代は詳しく分かっていないが、MIS7（約19～24万年前; Bassinot *et al.*, 1994）の初期に形成されたと仮定すると、その上下変位速度は約0.4m/千年と求まる。

吾妻（1995）は、本断層の陸域において、12.5万年前に形成されたと推定される海成段丘面であるIII_m面の撓曲から断層の平均上下変位速度を0.14m/千年と推定している。しかし、吾妻（1995）は、撓曲したIII_m面の基部は沖積面下に埋没していることを図示しており、本断層の上下変位速度はそれよりも大きいことになる。断層の隆起側ではIII_m面の旧汀線は海拔約22mに分布しており（図68；吾妻，1995），一方、断層東方の平館海峡では後期更新世の海進期の堆積物と推定されるB1層の基底は海面下深度約90mにある（図70）。したがって、断層によるIII_m面形成後の上下変位量は約110mよりも小さく、それ以後の平均変位速度は0.9m/千年より小さいと推定できる。

以上のことから、平館断層の上下変位速度は約0.4m/千年の可能性はある。

3) その他の断層

青森湾西-野木和断層帯の平均変位速度に関する十分な資料は得られていない。なお、これらの断層に沿った撓曲崖および断層崖において、中田・今泉編（2002）によれば中位面が

5～15m、池田ほか編（2002）によれば12万年のM₁面が10m上下に変位しているとされる。

平館海峡撓曲では、今回の調査では、B1層基底の上下変位量がS5測線において19mであり、S11およびS12測線で30m程度と推定された。B1層の堆積開始時期をMIS5の初期（約12.5万年前、; Bassinot *et al.*, 1994）、B2層堆積時をMIS7（約19-24万年前）とすると、その上下変位速度は0.1～0.3m/千年程度の可能性がある。

（2）活動時期

A. 地形・地質学的に認められた過去の活動

1) 青森湾西岸断層帯

青森湾西岸断層帯では、産業技術総合研究所（2009b）による入内断層と青森港沖背斜の間に位置する沖館地区におけるボーリング調査の結果、完新世の高海面期の堆積物であるbB1層の基底面高度はほぼ水平であるのに対して、下位のbB2層の基底面高度は西側で1.1m高いことが明らかになった。したがって、本断層帯の最新活動時期は、bB3層堆積時より後～bB1層堆積時より前（2460±30 yBPより後～1810±30 yBPより前）の約2800年前以後～約1600年前以前（755 BC～316 AD）であった可能性がある。

また、青森県（1999）および産業技術総合研究所（2009b）によるボーリング調査の結果、および今回の海域活断層の調査結果では、約1万5千年前の十和田八戸テフラもしくはその2次堆積物、あるいは約3万年前の十和田大不動テフラもしくはその2次堆積物の分布には、約4～10mの、より大きな高度差が認められた。しかし、最新活動より前の断層活動時期を特定することはできない。

なお、青森港沖背斜の一部では、約1万年前までに堆積した海面上昇期の堆積物であるA層が、背斜を覆って薄く分布している。しかし、背斜付近に分布するA層は、懸濁堆積物からなる可能性もあり、背斜構造の活動時期を特定することはできない。

2) 平館断層

平館断層の北西部では、産業技術総合研究所（2009a）のブーマー探査によるNo.1測線の反射記録を今回の調査において再検討した結果、平館断層に付随する逆向きの副断層において、A層基底に東上がり1.5mの段差が生じており、断層変位がA層中にも及んでいる可能性が見出された。このA層は、水深約26～27mの浸食平坦面を覆っており、最終氷期最盛期より後の海面上昇期の堆積物と推定できる。また、今回の調査によるS1測線では、断層直上の水深約45mの海底に、C層からなる西上がり約2mの低崖が認められ、これらのことから、本断層は、最終氷期最盛期より後の海面上昇期以後に断層が活動した可能性がある。

断層の南部では、今回の調査によるS18～S20測線において、断層直上に分布するA層の上部に西上がりの撓みを示す反射面が認められるとともに、水深30m付近の海底面にも比高3～4mの低崖が認められる。ここでも、本断層は、最終氷期最盛期より後の海面上昇期以後に断層が活動した可能性がある。

以上のことから、平館断層の最新活動は、最終氷期最盛期より後の海面上昇期以後に起こった可能性がある。

3) その他の断層

青森湾西-野木和断層帯については、後期更新世以後に活動があったことが確実であるが、具体的な断層活動時期は不明である。

平館海峡撓曲では、今回の調査によるCA-3測線では、撓曲変位したB1層を覆うA層中の反射面IVにも累積的な傾斜が認められた。しかし、A層中の反射面の分布範囲が限られており、傾斜もごく緩やかであることから、それらの傾斜が堆積構造によるものか、あるいは撓曲変形によるものか明らかでない。なお、本撓曲の隆起側に位置する下北半島の南西岸には完新世の離水ベンチが発達することから（渡辺ほか，2008）、撓曲の最新活動が完新世に起こった可能性もある。

B. 先史時代・歴史時代の活動

青森湾西岸断層帯およびその北方延長周辺にあたる津軽半島東部に顕著な被害をもたらした地震として、1766年3月8日（明和3年1月18日）の津軽の地震（ $M7.1/4 \pm 1/4$; 宇佐美，2003）がある。この地震では、弘前から津軽半島にかけて被害が大きく、当時の平館、蟹田、蓬田、後潟、油川および青森町などでも震度VIに相当する被害があったと推定されている（図71；宇佐美，2003）。このため、中田ほか（1976）および佐藤（1994）は、1766年津軽の地震は青森湾西岸断層帯～青森湾西-野木和断層帯の活動による可能性があると指摘している。しかし、この地震に伴って地震断層や地殻変動があらわれたことを示唆する史料は残されておらず、青森湾西岸断層帯、青森湾西-野木和断層帯、平館断層などとの関係は明らかでない。

なお、地震調査研究推進本部地震調査委員会（2004b）は、1766年津軽の地震では、被害（佐藤，1994；青森県，1996；松浦ほか，1999）が津軽半島西部の浪岡、黒石および田舎館付近に集中していることから、津軽山地西縁断層帯南部または同断層帯北部、あるいは両者がともに活動した可能性があるとしている。

入内断層付近の青森市細越地区で掘削されたピット（青森県，1999）や三内丸山遺跡（高橋，1995）では、約4000年前頃以後に生じた地盤の液状化跡が見つかるが、これらと青森湾西岸断層帯などとの関係は明らかでない。

（3）1回の変位量

1）青森湾西岸断層帯

青森湾西岸断層帯では、入内断層と青森港沖背斜の間に位置する沖館地区におけるボーリング調査の結果（産業技術総合研究所，2009b）、本断層帯の最新活動に伴って少なくとも1.1mの上下変位が生じた可能性がある。

また、松田（1990）に基づいて、起震断層の長さ（27km）に松田（1975）の次の関係式を適用して1回の変位量を算出すると、約2.1m（上下成分）と求まる。このことから、本断層の1回の変位量は2m程度（上下成分）であった可能性が高い。

$$\text{Log } L = 0.6 M - 2.9 \quad (1)$$

$$\text{Log } D = 0.6 M - 4.0 \quad (2)$$

ただし、 L は1回の地震で活動する断層もしくは起震断層の長さ（km）、 D は断層の変位量（m）、 M は地震のマグニチュードである。

2）平館断層

平館断層については、1回の変位量に関する直接的資料は得られていない。この断層について、起震断層の長さ（長さ約20km以上もしくは30km以上）に松田（1975）の関係式を適用して1回の変位量を算出すると、約1.6m以上もしくは約2.4m以上の上下成分が求まる。こ

のことから、本断層の1回の変位量は1.5m程度以上もしくは2m程度以上（上下成分）であったと推定される。

3) その他の断層

青森湾西-野木和断層帯では、1回の変位量に関する直接的資料は得られていない。この断層帯について、起震断層の長さ（長さ約16km）に松田（1975）の関係式を適用して1回の変位量を算出すると、約1.3mの上下成分が求まる。このことから、本断層帯の1回の変位量は1m程度（上下成分）であったと推定される。

平館海峡撓曲については、1回の変位量に関する直接的資料は得られていない。この断層について、起震断層の長さ（長さ約14km以上）に松田（1975）の関係式を適用して1回の変位量を算出すると、約1.1m以上の上下成分が求まる。このことから、本撓曲の1回の変位量は1m程度以上（上下成分）であったと推定される。

(4) 活動間隔

断層の活動間隔に関する直接的資料は、いずれの断層についても得られていない。

1) 青森湾西岸断層帯

青森湾西岸断層帯の長さ（約27km）から経験式で算出される1回の変位量（上下成分約2.1m）と、平均変位速度（上下成分0.4~0.8m/千年）から計算した値に基づくと、平均活動間隔は2千6百年~5千3百年程度の可能性がある。

2) 平館断層

平館断層の長さ（約20km以上もしくは30km以上）から経験式で算出される1回の変位量（上下成分約1.6m以上もしくは約2.4m以上）と、平均変位速度（上下成分0.4m/千年程度）から計算した値に基づくと、平均活動間隔は4千年程度以上もしくは6千年程度以上の可能性がある。

3) その他の断層

青森湾西-野木和断層帯の平均変位速度が不明であることから、長さから経験式で算出される1回の変位量と、平均変位速度から平均再来間隔を計算した値に基づいて平均活動間隔を計算することができない。

平館海峡撓曲の長さ（約14km以上）から経験式で算出される1回の変位量（上下成分約1.1m以上）と、平均変位速度（上下成分0.1~0.3m/千年）から計算した値に基づくと、平均活動間隔は4千年~1万年程度以上の可能性がある。

(5) 活動区間

1) 青森湾西岸断層帯

青森湾西岸断層帯は、北部の青森港沖背斜と南部の入内断層から構成されるが、これらの背斜と断層は、青森湾南部の沿岸海域から陸域に認められる傾動ないし撓曲を介して、互いに5km以内に近接して連続して分布していると推定される。したがって、松田（1990）の定義に基づくと、青森湾西岸断層帯は一つの起震断層として同時に活動したと推定できる。

2) 平館断層

平館断層は、南方に位置する青森西岸断層帯とは、走向方向に約10kmの距離を隔てて分布している。このことから、松田（1990）の定義に基づくと、平館断層は一つの起震断層と

して活動したと推定できる。

3) その他の断層

青森湾西-野木和断層帯は、幅3~5kmの断層帯を構成するとともに、主体をなす青森湾西断層は青森湾西岸断層帯の8~10km西方を併走している。したがって、青森湾西断層および野木和断層は一つの起震断層として同時に活動したと推定できる。

平館海峡撓曲については、撓曲形成の原因となった断層の位置・形状を決めるため、更なる調査が必要である。

調査担当：栗田泰夫・村上文敏（産業技術総合研究所 活断層・地震研究センター）
坂本 泉・滝野義幸（東海大学 海洋学部）

文 献

- 青森県 (1990) 平成元年度県営荒川地区鉍毒対策事業 荒県鉍第 42 号委託業務報告書. 61 p.
- 青森県 (1996) 平成 7 年度地震調査研究交付金 津軽山地西縁断層帯及び野辺地断層帯に関する調査成果報告書. 156 p.
- 青森県 (1997) 平成 8 年度地震調査研究交付金 入内断層及び折爪断層に関する調査 成果報告書. 116 p.
- 青森県 (1998) 平成 9 年度地震関係基礎調査交付金 入内断層及び折爪断層に関する調査成 果報告書. 131 p.
- 青森県 (1999) 平成 10 年度地震関係基礎調査交付金 青森湾西岸断層帯に関する調査 成果 報告書. 185p.
- 吾妻 崇 (1995) 変動地形から見た津軽半島の地形発達史. 第四紀研究, 34, 75-89.
- Bassinot, F. C., Labeyrie, L. D., Vincent, E., Quidelleur, X., Shackleton, N. J. and Lancelot, Y. (1994) The astronomical theory of climate and the age of the Brunhes-Matsuyama Magnetic reversal. Earth Planet. Sci. Lett., 126, 91-108.
- 電源開発株式会社 (2007) 大間原子力発電所原子炉設置許可申請書 (平成 19 年 3 月一部補 正) .
- 藤井敬三 (1981) 油川地域の地質, 地域地質研究報告 (5 万分の 1 図幅), 地質調査所, 38p.
- 原子力安全・保安院 (2007) 電源開発株式会社大間原子力発電所 第 109 部会 C グループコ メント回答 (その 32) (地質関係). 参考資料第 109C-24-4 号. <http://www.nsc.go.jp/shinsa/shidai/genshiro/genshiro109-c24/ssiryoy4.pdf> (2011/01/27 に参照)
- 池田安隆・今泉俊文・東郷正美・平川一臣・宮内崇裕・佐藤比呂志編 (2002) 第四紀逆断層 アトラス. 東京大学出版会, 254p.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2004a) 青森湾西岸断層帯の評価. http://www.jishin.go.jp/main/chousa/04apr_aomori/index.htm.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2004b) 津軽山地西縁断層帯の評価. http://www.jishin.go.jp/main/chousa/04apr_tsugaru/index.htm.
- 活断層研究会編 (1980) 日本の活断層—分布図と資料—. 東京大学出版会, 363p.
- 活断層研究会編 (1991) 新編日本の活断層—分布図と資料—. 東京大学出版会, 437p.
- 北村 信・中川久夫・岩井武彦・多田元彦 (1972) 青森県地質図. 青森県.
- 工藤 崇 (2005) 十和田地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 図幅), 産総研地質調 査総合センター, 79p.
- 町田 洋・新井房夫 (2003) 新編火山灰アトラス. 東京大学出版会, 336p.
- 松田時彦 (1975) 活断層から発生する地震の規模と周期について. 地震第 2 輯, 28, 269-283.
- 松田時彦 (1990) 最大地震規模による日本列島の地震分帯図. 地震研究所彙報, 65, 289-319.
- 松田時彦・岡田篤正・藤田和夫 (1976) 日本の活断層分布図およびカタログ. 地質学論集, 12, 185-198.
- 松橋ゆかり・小菅正裕・田中和夫 (1989) 津軽半島南部の重力異常. 弘前大学理科報告, 36, 159-174.

- 松浦律子・唐鎌郁夫・中村 操 (1999) 歴史地震の震源域位置および規模の系統的検討—第1報—1766年津軽の地震, 1830年京都及び隣国の地震. 日本地震学会予稿集, C35.
- 三村高久 (1979) 青森県津軽半島南部地域の構造地質学的研究. 地質学雑誌, 85, 719-735.
- 宮内崇裕 (1988) 海成段丘の変位から知られる東北日本弧北部の褶曲運動, 月刊地球, 10, 561-567.
- 宮内崇裕・佐藤比呂志・八木浩司・越後智雄・佐藤尚登 (2001) 1:25000 都市圏活断層図「青森」. 国土地理院技術資料D・1-No. 388.
- 中田 高・大槻憲四郎・今泉俊文 (1976) : 東北地方の活断層の諸特徴, 日本地理学会予稿集, 11, 138-139.
- 中田 高・今泉俊文編 (2002) 活断層詳細デジタルマップ. 東京大学出版会, DVD-ROM2枚・60p. 付図1葉.
- 根本直樹 (1991) 渡島半島～津軽地域の鮮新・更新統微化石層序. 日本地質学会東北支部・北海道支部合同シンポジウム「東北本州弧の新生代構造発達史—北部(西南北海道)と中・南部(東北地方)の比較論—」講演予稿集, 14.
- 太田陽子 (1968) 旧汀線から見た第四紀地殻変動に関する二・三の考察, 地質学論集, 2, 15-24.
- Reimer P. J., Baillie M. G. L., Bard E., Bayliss A., Beck J. W., Blackwell P. G., Bronk Ramsey C., Buck C. E., Burr G. S., Edwards R. L., Friedrich M., Grootes P. M., Guilderson T. P., Hajdas I., Heaton T. J., Hogg A. G., Hughen K. A., Kaiser K. F., Kromer B., McCormac F. G., Manning S. W., Reimer R. W., Richards D. A., Southon J. R., Talamo S., Turney C. S. M., van der Plicht J., Weyhenmeyer C. E. (2009) IntCal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0-50,000 years cal BP. *Radiocarbon* **51**, 1111-50.
- 産業技術総合研究所 (2009a) 青森湾西岸断層帯の海上音波探査報告書. 24p.
- 産業技術総合研究所 (2009b) 青森湾西岸断層帯の活動性および活動履歴調査. 「活断層の追加・補完調査」成果報告書, H20-3, http://www.jishin.go.jp/main/chousakenkyuu/tsuika_hokan/h20_aomoriwan.pdf.
- 佐藤 裕 (1994) 青森県の歴史地震資料. 弘前総合印刷, 1-264.
- 高橋 学 (1995) ラグーンを臨む台地での生活—三内丸山遺跡の地形環境—, 「縄文文明の発見」(梅原 猛・安田喜憲編著), PHP 研究所, 98-109.
- 宝田晋治・村岡洋文 (2004) 八甲田山地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 86p.
- Talma, A. S. and Vogel, J. C. (1993) A simplified approach to calibrating C14 dates. *Radiocarbon*, 35, 317-322.
- 上村不二雄・対馬坤六・斎藤正次 (1959) 5万分の1地質図幅「蟹田」及び同説明書, 地質調査所, 30p.
- 宇佐美龍夫 (2003) 最新版日本被害地震総覧 [416] -2001. 東京大学区出版会, 605p.
- 渡辺満久・中田 高・鈴木康弘・小岩直人 (2008) 下北半島西部における更新世後期旧汀線の変形と離水ベンチ. 日本活断層学会 2008年秋季学術大会講演予稿集. 30-31.
- Yeats, R. S. (1986) Active faults related to folding. *Active Tectonics*, National Academy

Press, 63-79.

吉岡敏和・栗田泰夫・下川浩一・杉山雄一・伏島祐一郎（2005）全国主要活断層活動確率地図および同説明書. 構造図 14, 地質調査総合センター, 126p.

図・表の説明

- 図 1 既存の長期評価による青森湾西岸断層帯の活断層位置と主な調査地点。地震調査研究推進本部地震調査委員会（2004a）。
- 図 2 産業技術総合研究所（2009b）による青森湾西岸断層帯の海域延長部における活断層および活褶曲の分布。根岸西方の断層は、吾妻（1995）によって平館断層と呼ばれている。
- 図 3 調査地域の海底地形図。等深線は、日本海洋データセンターの 500m メッシュ水深データを使用して作成した。
- 図 4 津軽半島の地質概略図。北村ほか（1972）に基づいた吾妻（1995）の図に、地震調査研究推進本部地震調査委員会（2004a）による「青森湾西岸断層帯」と、産業技術総合研究所（2009b）および電源開発株式会社（2007）による同断層北方延長域の活構造を加筆した。
- 図 5 青森湾西岸断層帯の海域延長部における活断層位置と主な調査地点。本調査結果を含めたまとめ。地質区分を示した海域が、今回および産業技術総合研究所（2009b）の調査範囲。撓曲および傾動の方向は、東西方向における見かけの向きを示す。
- 図 6 本調査による音波探査測線の位置図。産業技術総合研究所（2009b）および電源開発株式会社（2007）が実施した探査測線の位置を合わせて示す。A および B は青森県（1999）、C は産業技術総合研究所（2009b）による反射法弾性波探査測線。
- 図 7 調査海域北部のブーマー探査測線の位置図。シングルチャンネル探査測線を赤線と発振点番号 1000 番ごとの区切りで示す。その他の探査測線の凡例は図 6 と同じ。ただし、産業技術総合研究所（2009a）の探査測線（橙線）のうち、今回の調査で再解釈した NO. 1～13 測線の範囲を太線で示す。
- 図 8 調査海域南部のブーマー探査測線の位置図。シングルチャンネル探査測線を赤線と発振点番号 1000 番ごとの区切り、マルチチャンネル探査測線を黒線と発振点番号 500 番ごとの区切りで示す。その他の探査測線の凡例は図 6 と同じ。
- 図 9 調査海域の音響層序区分と既存調査による層序区分の対比。
- 図 10 津軽海峡南部海域の大陸棚外縁付近におけるブーマー探査記録の解釈断面図（S_4 測線）。図 9 に示す層序区分の地層境界となる反射面を赤線で、その他の内部反射面などを青線で示す。
- 図 11 平館海峡～青森湾を縦断するブーマー探査記録の解釈断面図（その 1、平館海峡付近における NK 測線）。
- 図 12 平館海峡～青森湾を縦断するブーマー探査記録の解釈断面図（その 2、上：青森湾北部海域、NK～MK 測線；下：青森湾南部海域、MK～K 測線）。
- 図 13 調査海域北部の本調査および既存の探査測線上で検出された地質構造の分布。産業技術総合研究所（2009a）によるブーマー探査記録の再解釈を含む。
- 図 14 調査海域南部の本調査の探査測線上で検出された地質構造の分布。凡例は図 13 と同じ。
- 図 15 津軽海峡南部海域におけるブーマー探査記録の解釈断面図（S_6、NK_2 および S_4 測線）。

- 図 16 津軽海峡南部海域におけるブーマー探査記録の解釈断面図 (S_3, S_1, S0.5 および S1 測線).
- 図 17 ブーマー探査の S_1 測線における平館断層付近の解釈断面図および反射断面図.
- 図 18 ブーマー探査の S1 測線における平館断層付近の解釈断面図および反射断面図.
- 図 19 平館断層の副断層における解釈断面図. 上 : S_0.5 測線における副断層. 下 : 産業技術総合研究所 (2009a) のブーマー探査記録 (No. 1 測線の西端付近) の再解釈.
- 図 20 平館海峡におけるブーマー探査記録の解釈断面図 (S5 および S9 測線).
- 図 21 平館海峡におけるブーマー探査記録の解釈断面図 (S11 および S12 測線).
- 図 22 ブーマー探査の S5 測線における平館海峡撓曲付近の解釈断面図および反射断面図.
- 図 23 ブーマー探査の S11 測線における平館海峡撓曲付近の解釈断面図および反射断面図.
- 図 24 ブーマー探査の S12 測線における平館海峡撓曲付近の解釈断面図および反射断面図.
- 図 25 平館海峡撓曲付近の既存のブーマー探査記録による解釈断面図 (その 1). 産業技術総合研究所 (2009a) によるブーマー探査記録 (No. 1~4 測線) の再解釈. No. 4 測線では探査記録のデジタル収録ができなかったため, 探査中に記録紙に同時出力した結果を示す.
- 図 26 平館海峡撓曲付近の既存のブーマー探査記録による解釈断面図 (その 2). 産業技術総合研究所 (2009a) によるブーマー探査記録 (No. 5~7 測線) の再解釈と, 今回の探査結果 (S5 測線) の比較. No. 6 測線では探査記録のデジタル収録ができなかったため, 記録紙に出力した結果を示す.
- 図 27 平館海峡撓曲付近の既存のブーマー探査記録による解釈断面図 (その 3). 産業技術総合研究所 (2009a) によるブーマー探査記録 (No. 8~11 測線) の再解釈と, 今回の探査結果 (S11 測線) の比較.
- 図 28 平館海峡撓曲付近の既存のブーマー探査記録による解釈断面図 (その 4). 産業技術総合研究所 (2009a) によるブーマー探査記録 (No. 13 測線) の再解釈と, 今回の探査結果 (S12 測線) の比較.
- 図 29 青森湾北部海域におけるブーマー探査記録の解釈断面図 (S16, S17 および S18 測線).
- 図 30 青森湾北部海域におけるブーマー探査記録の解釈断面図 (S19, S20 および S25 測線).
- 図 31 ブーマー探査の S18 測線における平館断層付近の解釈断面図および反射断面図.
- 図 32 ブーマー探査の S19 測線における平館断層付近の解釈断面図および反射断面図.
- 図 33 ブーマー探査の S20 測線における平館断層付近の解釈断面図および反射断面図.
- 図 34 青森湾南部海域におけるブーマーマルチチャンネル探査記録の解釈断面図 (M33, M36 および M40.5 測線)
- 図 35 青森湾南部海域におけるブーマーシングルチャンネル探査記録の解釈断面図 (S36.25, S37.5, S37.75, S41 および S42 測線)
- 図 36 ブーマーマルチチャンネル探査の M33 測線における青森港沖背斜付近の解釈断面図および反射断面図.
- 図 37 ブーマーマルチチャンネル探査の M36 測線における青森港沖背斜付近の解釈断面図および反射断面図.
- 図 38 青森湾最南部におけるブーマー探査記録断面図と沿岸陸域における S 波浅層反射法探査記録断面図の比較. 反射法探査測線の位置図 (中) および反射断面解釈図 (下)

は、産業技術総合研究所（2009b）を一部加筆・改変した。反射面 sA 付近（Ⅱ層最上部）から、ボーリング調査により十和田八戸および十和田大不動テフラが確認されている（産業技術総合研究所，2009b）。

- 図 39 SES による探査測線の位置図。青線が SES による探査測線。
- 図 40 SES 探査による測深記録から作成した海底地形図。本調査による海域の活構造を赤線で示す。
- 図 41 SES 探査による青森湾を縦断する解釈断面図（CA-2，K-1 測線および検測線 P5-3）。
- 図 42 SES 探査による K-1 測線北部の反射断面図と音響層序区分を示す解釈断面図。
- 図 43 青森湾北部海域におけるブーマー探査（S18 測線）と SES 探査（P-18 測線）の解釈断面図の比較。
- 図 44 SES 探査により検出された A 層中の反射面Ⅰ（左図，橙色線）およびⅡ（右図，緑色線）の分布。
- 図 45 SES 探査により検出された A 層中の反射面Ⅲ（左図，黄色線）およびⅣ（右図，紫色線）の分布。
- 図 46 SES 探査により検出された A 層中の反射面Ⅴ（左図，青色線）およびⅥ（右図，赤色線）の分布。
- 図 47 平館海峡南東部における SES 探査測線（青線）と原子力安全・保安院（2007）による柱状採泥調査地点の概略位置（黒丸）。
- 図 48 平館海峡南東部における SES 探査記録の解釈断面図（P-11，CA-2，CA-3 および P-14 測線）。
- 図 49 SES 探査の CA-2 測線における層序区分と既存の柱状採泥調査結果（原子力安全・保安院，2007）の比較。
- 図 50 SES 探査の CA-3 測線における平館海峡撓曲による B1 層の撓曲変形と A 層中の反射面との関係。上：地質解釈のスケッチ。中：解釈断面図。下：反射断面図。
- 図 51 青森湾北部海域における SES 探査記録の解釈断面図および反射断面図（P-16 測線）。
- 図 52 青森湾北部海域における SES 探査記録の解釈断面図（P-19 および P-23 測線）。
- 図 53 青森湾北部海域における SES 探査記録の解釈断面図（P-26 および P-28 測線）。
- 図 54 青森湾南部海域における SES 探査測線（青線）と地質構造の分布図。赤線はブーマーシングルチャンネル探査による S37.75 測線。黒丸は柱状採泥地点（C01 および C02 地点）。
- 図 55 青森湾南部海域の SES 探査による C-3 測線の音響層序区分を示す解釈断面図および反射断面図。
- 図 56 青森湾南部海域の SES 探査による検測線 P5-3 の音響層序区分を示す解釈断面図および反射断面図。
- 図 57 青森湾南部海域における SES 探査記録の解釈断面図（P-29，P-30 および P-31 測線）。
- 図 58 青森湾南部海域における SES 探査記録の解釈断面図（P-32，P-33 および P-34 測線）。
- 図 59 青森湾南部海域における SES 探査記録の解釈断面図（P-35，P-36 および P-37 測線）。
- 図 60 青森湾南部海域における SES 探査記録の解釈断面図（P-38，P-39，P-40 および P-41a 測線）。
- 図 61 SES 探査の P-32 および P-36 測線における青森港沖背斜付近の解釈断面図および反射

断面図.

- 図 62 SES 探査の P-41a 測線における青森港沖背斜南西方 (左), および P-37 測線における奥内沖向斜西翼部 (右) の解釈断面図および反射断面図.
- 図 63 柱状採泥調査で採取したコアの地質柱状図.
- 図 64 柱状採泥調査で採取したコアの帯磁率測定結果.
- 図 65 柱状採泥試料の火山灰分析結果. 分析は (株) 古澤地質による.
- 図 66 柱状採泥調査地点周辺のブーマーおよび SES 探査による解釈断面図と採泥調査結果の比較.
- 図 67 青森湾西岸断層帯および海域延長部における活断層位置.
- 図 68 津軽半島における III_m 面の旧汀線高度分布と青森湾西岸断層帯および海域延長部に分布する活断層・活構造の関係. 吾妻 (1995) に, 本調査による活断層・活構造の分布を加筆.
- 図 69 野木和断層の北方延長～青森港沖背斜を東西に横切る地質構造断面図. 野木和断層北方の浅層反射法探査による No. 2 測線の解釈断面図は青森県 (1999) に加筆.
- 図 70 平館断層～平館海峡撓曲を東西に横切る地形・地質断面図. 陸域における平館断層付近の地形・地質断面図は, 吾妻 (1995) による.
- 図 71 1766 年津軽の地震による震度分布 (宇佐美, 2003).

表 1 青森湾西岸断層帯のまとめ.

表 2 平館断層のまとめ.

表 3 青森湾西-野木和断層帯のまとめ.

表 4 平館海峡撓曲のまとめ.

表 5 平館海峡撓曲による地層等の分布高度差および層厚の変化 (S5 測線).

表 6 平館海峡撓曲による地層等の分布高度差および層厚の変化 (S11 測線).

表 7 平館海峡撓曲による地層等の分布高度差および層厚の変化 (S12 測線).

表 8 青森港沖背斜による地層等の分布高度差および層厚の変化 (M33 測線).

表 9 青森港沖背斜による地層等の分の高度差および層厚の変化 (M36 測線).

表 10 柱状採泥試料の放射性炭素年代測定結果. 測定および暦年較正は (株) 地球科学研究所による. 木片試料の暦年較正は IntCal09 データベース, 貝殻試料の暦年較正は Marine09 データベース (Reimer *et al.*, 2009) を用い, 較正曲線のスムーズ化は Talma and Vogel (1993) に基づいて行われた. 海洋リザーバー効果の地域的な補正はされていない.