

博 士 論 文

メタンハイドレート形成に関わる海底下のガス分布、流体移動と
地質構造の研究

(Research on gas distribution, fluid flow and geological structure
related to methane hydrate formation)

大塚 宏徳

博士論文

メタンハイドレート形成に関わる海底下のガス分布、流体移動と
地質構造の研究

Research on gas distribution, fluid flow and geological structure
related to methane hydrate formation

平成 26 年 12 月博士（環境学）申請

東京大学大学院新領域創成科学研究科
自然環境学専攻

大塚 宏徳

要 旨

海底下浅部における流体の分布やその挙動は炭化水素資源（石油・ガス等）の集積において重要な役割を果たすほか、二酸化炭素の地中貯留や放射性廃棄物の地層処分に関わる技術的課題とも直結する。また、メタンハイドレート形成や全球的な炭素循環を考えるうえでも重要である。反射法地震探査を用いたガス分布の推定は、反射面の解釈に加えて速度解析や AVO を含む多種類の解析を組み合わせるなど多様な手法が発展している。一方で、流体の移動について議論するためには地質構造に加え岩相や透水率など多くの要素を検討する必要があり容易ではない。本研究では東部南海トラフで報告された「折り返し反射面（Foldback reflector, FBR）」の解析をもとに、ガスの分布や流体移動に関連するとみられる現象について考察する。

FBR はメタンハイドレート海底擬似反射面（Bottom simulating reflector, BSR）の縁辺から下方に向けて折り返すことを繰り返し、全体として地層に平行な「折り目」を持つ蛇腹状の構造を呈する。また FBR は折り返す毎に反射波の位相を反転させる。FBR は側方に震探相が変化する境界部にあたる。BSR より下位の地層は相対的に低振幅で高周波数成分に乏しいのに対し、BSR 分布の外側にある地層は明瞭な反射面を維持している。メタンハイドレート安定領域下限（Base of Gas Hydrate Stability zone, BGHS）との位置関係は地温勾配一定とした従来の計算手法では不明確であったが、地形効果を考慮した海底下の温度構造推定によって FBR が明瞭に BGHS より深部に発達することを確認した。同データに対し行われた高密度速度解析との対比により、低振幅かつ高周波数成分が乏しい領域は周囲より弾性波速度が低い領域に対応していることを確認した。このような低速度異常および反射特性を示す領域はガスの分布に対応しているとみられる。FBR の反射位相が速度分布と整合的であることから、FBR がガス分布に対応する反射面であると解釈できる。

FBR は第 2 天竜海丘および第 2 渥美海丘の北西斜面において BSR 縁辺に認められ、第 2 天竜海丘では前期～中期更新世の渥美沖層群で特に発達している。FBR は不整合を跨いで下位の地層に発達しない傾向がある。FBR の走向は地層と非常に近い。また、「折り返し」の軸は特定の層準に対応し、構造は空間的に連続している。FBR の折り返す層準を境にして強振幅な反射面に富んだ地層ユニットと、相対的に低振幅な反射面が卓越した地層ユニットが互層になっている場合が見られる。これらの地層は BSR より上部へも連続しており、当海域で実施された検層で高比抵抗および高い地震波速度を示した砂層と高振幅の地層が対応している可能性がある。FBR がガス分布の境界に対応していると考えた場合、このような反射面の分布・形状は層理面（砂層）沿いの流体移動との関連が強く疑われる。FBR

は隆起に伴い傾斜した地層の下方側に見られ、ほとんどで BSR 直下に低速度異常を示す高振幅帯を伴うことから、隆起にともなうメタンハイドレートの分解や地形的要因に伴うガスの集積が FBR の発達を促進しているとみられる。

Abstract

Understandings of fluid behavior and gas distribution in the shallow subsurface are important for understanding of accumulation of hydrocarbon (oil or gas) or for solution of technical issue for carbon dioxide capture and storage or geological disposal of radioactive wastes. Fluid flow in underground is also related to gas hydrate formation and the global carbon cycle. Techniques for estimating of gas distribution based on reflection seismic surveys have been developed in recent studies including AVO, for example. Estimating gas distribution from seismic surveys, however, is still difficult because the boundary of a gas-bearing zone is indistinct and not systematically defined. It is necessary to consider permeability, lithofacies, and other geological factors in addition to the geological structure for accuracy. This study reports distinctive features related to gas-hydrate distribution and possible fluid migration in high-resolution 3D seismic-reflection data from sediments of the eastern Nankai Trough. These features, here termed foldback reflectors (FBRs), descend in accordion shaped reflectors near the edges of bottom-simulating reflectors (BSRs). FBRs generally correspond to lateral boundaries between two seismic facies, a “dimmed” facies with relatively low amplitude and subdued high-frequency components beneath the BSR and the contrasting facies around the BSR. The 1st FBR shows positive polarity in contrast to the 2nd FBR shows negative polarity. The FBR alternate its polarity at the edge of upper FBR (lower order of FBR). The depth of BGHS estimated from two-dimensional thermal structure under consideration of topographic effect revealed that FBRs are developed below the depth of BGHS. The dimmed facies corresponds to areas of anomalously low velocity consistent with a small amount of free gas. FBR is mostly developed in well-stratified formations in

uplifted regions. Dip directions of the FBR appear to be restricted by orientation of the host formations. Edges of the FBR often correspond to high-amplitude layers. These layers correspond to the boundaries of stratigraphic unit, which are defined using amplitude domain of the seismic data, in the host formation of FBRs. FBR with positive polarity corresponds to the formation which show weak reflection above BSR in contrast to the formation that corresponds to FBR with negative polarity show strong reflection above BSR. These observations suggest that the morphology of FBR is possibly related to the difference of permeability in the host formation. Such occurrences of FBR suggest that regional uplift and layer-parallel fluid migration are related to the formation of FBR as well as BSR.

目 次

| | |
|--|----|
| 要旨 | ii |
| 目次 | v |
| | |
| 第 1 章 序論 | 1 |
| 1-1 地層中での流体移動とその役割 | 1 |
| 1-2 メタンハイドレート | 1 |
| 1-3 南海トラフの地質学的背景 | 2 |
| 1-4 反射断面におけるガスの指標 | 4 |
| 1-5 研究の目的 | 5 |
| 第 2 章 データおよび手法 | 10 |
| 2-1 三次元反射法地震探査 | 10 |
| 2-2 使用データ | 10 |
| 2-3 解析手法 | 12 |
| 第 3 章 反射断面の観察 | 17 |
| 3-1 音響学的層序 | 17 |
| 3-2 海底地形および BSR の抽出 | 17 |
| 3-3 「折り返し反射面 (Foldback reflector, FBR)」の観察とマッピング ... | 18 |
| 3-4 FBR と周囲の堆積層の関係 | 19 |
| 第 4 章 地形効果を考慮したメタンハイドレート安定領域の推定 | 36 |
| 4-1 1 次元温度構造による BGHS の推定 | 36 |
| 4-2 海底下の 2 次元温度構造の推定 | 39 |
| 4-3 海底地形の影響を考慮した BGHS の推定 | 41 |
| 4-4 混合ガスによる BGHS の検討 | 43 |

| | |
|------------------------------|----|
| 第 5 章 速度解析結果との比較 | 56 |
| 5-1 RMS 速度データの区間速度への変換 | 56 |
| 5-2 区間速度断面と反射断面の比較 | 57 |
| 第 6 章 サイスマックアトリビュート解析 | 64 |
| 第 7 章 議論 | 70 |
| 第 8 章 結論 | 75 |
| 引用文献 | 82 |
| 謝辞 | 96 |
| 付録 | 97 |

第 1 章 序論

1-1 地層中での流体移動とその役割

地球上の主要な堆積の場は海洋や湖沼である。堆積が進むと上載荷重によって堆積物の圧密が進む (Athy 1930; Bio 1941; Terzaghi 1943 など)。その結果、堆積物の間隙率は低下し、間隙に存在する流体 (間隙水) が排出される (Terzaghi 1943 など)。これらの流体は様々な経路を通じて相対的に圧力が低い場へと移動する。流体移動の経路については、拡散的な移動に加えて透水性の良い地層や断層、不整合などが有力であると考えられている (Wood et al. 2002; Hustoft et al. 2007; Gay et al. 2007; Naudts et al. 2012 など) が、原位置での観測は困難であるため完全には理解されていない。堆積物中の流体移動には地質構造に加えて、透水性に影響を与える堆積物の種類、粒径、続性作用の進行具合など様々な要因が関係していると考えられる。また、堆積速度が影響を与える場合も指摘されている。例えば Dugan & Flemings (2000) は堆積速度の速い大陸棚縁辺において生じた異常高間隙水圧は、斜面崩壊や陸棚斜面からの湧水につながる可能性を指摘している。間隙水はさまざまな物質を溶解しており、移動に伴いそれらの物質も移送する役割を担うと考えられている (Domenico 1987 など)。このような流体移動は地球表層における物質循環に寄与するだけでなく、従来型の石油・天然ガス資源の集積において非常に重要な役割を果たす。非在来型天然ガス資源として注目されるメタンハイドレートの形成にも流体の移動が関連していると考えられている (Hyndman & Davis 1992 など)。また、近年注目される二酸化炭素地層処分 (Lackner et al. 2003; IPCC 2005 など) や放射性廃棄物の地層処分 (Campbell & Cranwell 1988; Hama et al. 2007 など) などの技術的な課題の解決にも地層中での流体移動を理解することが不可欠である。

1-2 メタンハイドレート

メタンハイドレートは水分子が水素結合により籠状に結合した構造にメタン分子が取り込まれた結晶構造をしている (Sloan & Koh 2008 など)。Fig 1-1 に結晶構造を示す。このような、ゲストと呼ばれる他の分子を取り込んで形成される籠状の水分子の結晶は包接水和物 (clathrate hydrate, クラスレートハイドレート) と呼ばれる。ゲスト分子はメタン、エタンなど炭化水素の他に希ガスや窒素、酸素、二酸化炭素あるいは硫化水素なども報告されている (Sloan 2003 など)。本論文では一般的な包接水和物を指す際には単にガスハイドレートと呼び、特にゲスト分子がメタンの場合にはメタンハイドレートと表記する。メタンハイドレートの結晶は低温高圧の環境で安定であり (Kvenvolden 1988)、条件を満たす大陸縁辺の海域や永久凍土には全球的に分布している (Kvenvolden 1993)。また、淡

水湖ではバイカル湖の湖底にも分布している (Naudts et al. 2012 など)。上述のようにガスハイドレートにはエタンやプロパン、それより重い炭化水素が含まれる可能性があるものの、これまで採取された天然のガスハイドレートはメタンが卓越している (Sloan & Koh 2008)。ガスハイドレートが形成された堆積物は弾性波速度が増加する事が知られている (Yuan et al. 1996; Lee & Collett 2001 など)。また、電気比抵抗 (電気伝導度の逆数を単位面積と距離で規格化した物理量) が高いという性質を持つ (Hyndman et al. 1999 など)。海底下においては、ガスハイドレート安定領域 (BGHS) より下方にフリーガス (気相のガス) が存在し、上方には固相であるガスハイドレートが存在することで音響インピーダンスのコントラストが生まれる。その結果として、反射法地震探査記録には比較的明瞭な音響反射面が出現する。メタンハイドレートの形成される温度・圧力条件と海底下における BGHS 深度の関係を Fig.1-2 に示す。海底下における圧力や温度分布は海底地形の影響を強く受けるため、この音響反射面の深度分布は海底面の起伏に近い形状となる (Tucholke et al. 1977)。そのため BGHS に対応するこの音響反射面は海底擬似反射面 (Bottom simulating reflector, BSR) と呼ばれる (Hyndman & Davis 1992; Hyndman & Spence 1992)。BSR は音響インピーダンスが減少する境界面からの反射面であることから、海底面からの反射とは逆の極性を示すことが特徴である。反射法地震探査において、BSR はメタンハイドレートが存在する指標として用いられる (Shipley et al. 1979 など)。

メタンハイドレートは分解による気候への影響 (Dickens et al. 1995; Hesselbo et al. 2000) や全球的な炭素吸収源として注目されている (Dickens 2003 など)。Fig. 1-3 に示すように、2013 年に気候変動に関する政府間パネル (IPCC) が公表した報告書では、海底下のガスハイドレートが果たす炭素吸収源としての役割は海洋に次いで多く、従来型の化石燃料に匹敵する 1497~5989 PgC (= GtC) とされている (Ciais et al. 2013)。また、急激な分解による海底地すべりとの関連も指摘されている (Kennett et al. 2000 など)。加えて、メタンハイドレートは非在来型の天然ガス資源としても注目されている (Kvenvolden 1993)。近年は、日本近海において特に資源量が豊富とされる南海トラフ周辺海域で開発を目指した技術試験が盛んに行われている (山本・佐伯 2009 など)。

1-3 南海トラフの地質学的背景

1-3-1 南海トラフ

南海トラフは、フィリピン海プレートがユーラシアプレート下に北北西方向へ年間約 4 cm の速度 (Seno et al. 1993; Müller et al. 2008 など) で沈み込むプレート収束帯である。南海トラフは東海沖から日向沖のおよそ 700 km に渡っており、よく発達した付加体と 5 つの前弧海盆 (遠州トラフ、熊野トラフ、室戸トラフ、土佐海盆、日向海盆) によって特

徴付けられる (Fig. 1-4)。海底地形や地質構造および海底表層現象は多くの既往研究により明らかにされてきた。南海トラフ付加体はマルチチャンネル反射法地震探査により海底下の構造が明らかにされている (Aoki et al. 1982; Leggett et al. 1985; Moore et al. 1990 など)。デコルマ帯、巨大分岐断層を含む逆断層やその他の活断層が二次元、三次元の反射断面により記載されている (徳山ほか 1999; Park et al. 2002; Takahashi et al. 2002; Moore et al. 2009)。東部南海トラフの海底地形は、伊豆・小笠原弧の本州への衝突により強く影響されていると考えられている (Le Pichon et al. 1996a)。加えて、南海トラフ東部の外縁隆起帯の下には古銭洲海嶺と呼ばれる地形的高まりの存在が示唆されている (Le Pichon et al. 1996b; Kodaira et al. 2003; Park et al. 2003)。これらの沈み込んだ地形的高まりが、この領域の内部構造や地形に影響を与えている可能性がある。東部南海トラフの海底地形は幾つかの地形的高まり (第1天竜海丘、第2天竜海丘、第2渥美海丘など。Fig. 1-3 を参照) を伴い、非常に起伏に富んでいる。また海底谷の形状は断層の発達を含む複雑な構造運動の影響を受けている (Soh & Tokuyama 2002)。天竜海底谷の東岸、第2天竜海丘の北西斜面を下刻する竜洋海底谷は、第1天竜海丘の隆起により活動を停止したと考えられている (Iwabuchi et al. 1991)。南海トラフ東部の遠州トラフ周辺における堆積層序はマルチチャンネル反射法地震探査や表層堆積物を基に荒井ほか (2006) により記載されている。近年、さらに詳細な地質構造が二次元、三次元の反射断面および坑井データをもとに議論されている (Takano et al. 2009; Noguchi et al. 2011)。

1-3-2 南海トラフにおける流体移動とガス分布

南海トラフは反射法地震探査断面に認められる BSR の分布 (Aoki et al. 1982; Leggett et al. 1985; Ashi et al. 2002; Baba & Yamada 2004; Martin et al. 2004 など) や物理検層およびコア試料 (Moore et al. 2001; Tsuji et al. 2004; Kinoshita et al. 2009; Miyakawa et al. 2014) などから、日本周辺で最も多くのメタンハイドレートが分布していると考えられている (佐藤ほか 1996)。Yuan et al. (1996) は、BSR の直上はハイドレートが濃集していることによって弾性波速度が増すことを示した。掘削によって BSR の直下には、厚みは薄いものの比較的气体に富んだ地層が存在することが示唆されている (ODP Leg 204 Shipboard Science Party 2002)。その他の研究により、メタンハイドレートの濃集にはメタンを含む流体の移動が強く関連していることが指摘されている (例えば、Hyndman & Davis 1992; Davie & Buffett 2003; Nouzé et al. 2004; Miyakawa et al. 2014)。カスケード沈み込み帯 (カナダ・バンクーバー沖) で行われた掘削では、泥層に挟まれたタービダイト層に多くのメタンハイドレートが形成されていることが明らかになっている (Torres et al. 2008)。

付加体を含む、沈み込み帯における流体の挙動については現在も盛んに議論が行われている (Moore & Vrolijk 1992; Carson and Screaton 1998; Henry et al. 2002; Saffer & Tobin 2011 など)。Moore et al. (1990) はオレゴン沖の潜水調査によって冷湧水の分布が断層分布と関連していることを指摘した。Saito & Goldberg (2001) は付加体の堆積物と付加前の堆積物から得られた掘削同時検層 (LWD) データを詳細に比較し、間隙率の変化から圧密・脱水過程を推定した結果、コスタリカ沖およびバルバドス付加体では堆積物試料から推定されていたよりも多くの流体が排出されていることを示した。南海トラフにおいては、海底表層の熱流量観測および掘削で得られた熱伝導率から、デコルマ帯からの流体は拡散的な移動と断層や泥火山などを通じた局所的な移動によって海底面まで移送される可能性が議論されている (Yamano et al. 1992)。東部南海トラフでは、有人潜水艇による海底調査によって明らかにされた冷湧水の分布から断層と透水性の高い地層が表層への流体の経路として示唆されている (Henry et al. 2002 など)。潜水調査船によって、東部南海トラフにある竜洋海底谷の谷壁および谷底で冷湧水が発見されている。周囲にはバクテリアマットやシロウリガイを含む死骸の貝コロニーが認められた (Ashi et al. 1995)。表層堆積物から得た間隙水の化学・同位体組成から、微生物起源のメタンの存在およびメタンハイドレートの分解水起源の流体であることが示唆されている (Tsunogai et al. 2002)。メタンハイドレートを胚胎する地層からの流体が地層沿いに移動して、これらの生物の生存に関与している可能性が指摘されている (Ashi et al. 1995; Henry et al. 2002)。付加体の深部からの物質移動は泥火山でも起きており、メタンを含む炭化水素の移動に寄与していると考えられている (Kopf 2002; Pape et al. 2014 など)。

1-4 反射断面におけるガスの指標

海底堆積物にガスが含まれる場合には、反射法地震探査で得られる断面図 (反射断面) に特徴的な兆候 (反射面) が現れる (Taner et al. 1979; Brown 2004; Avseth et al. 2005)。例えば音響インピーダンス (音波速度×密度) の局所的な減少は反射係数を増大させ、強反射や極性の反転を生む。また、局所的な速度異常は反射面の湾曲を生む場合がある。堆積物にガスが存在すると P 波速度が低下することが知られている (Domeinco 1977 など)。加えて、堆積物中のガスは地震波の高周波数成分を選択的に減衰させる (Taner et al. 1979) ため、反射断面を解釈する際には周波数を考慮することが重要である (Duchesne et al. 2011)。これらの現象はガス分布に対する重要な指標の例となる。

Brown (2004) はガスのリザーバー (reservoir: 貯留層) を認定する一般的な手法についてまとめている。フラットスポット (flat spot) は間隙の物質が異なる (気液・液相間の) 境界、具体的にはガス-油、ガス-水、水-油の境界に見られる。ブライトスポット (bright

spot) は、ガスに飽和した砂岩と、その上位のキャップロック (帽岩: 油層やガス層を覆ってそれらの上方への移動を妨げる不透水の岩石) との相対的な音響インピーダンスのコントラストによって生じる、高振幅な反射面である。すなわち、ガスを含む砂層は低音響インピーダンス、ガスを通さない緻密なキャップロックは高音響インピーダンスを有するため特異な反射面が生じる。本研究の対象である東部南海トラフに見られるフラットスポットおよびブライトスポットの例を Fig. 1-5 に示す。ディムスポット (dim spot) は、相対的に低い音響インピーダンスを持つガスに飽和した地層からの低振幅の反射面である。キャップロックとガスを含む地層との音響インピーダンスのコントラストが小さい場合、それらの境界からの反射は弱くなる。しかしながら、ガス (あるいは石油) ではない要因によって音響インピーダンスが変動する場合がある。例えば、火山灰層、セメンテーション、空隙率の変化、過圧密の堆積物、あるいは岩塩ダイアピルなど (Avseth et al. 2005) である。例えばプレート沈み込み帯において、主スベリ面であるデコルマゾーン

(*decollément zone*) に見られる負極性の反射は高間隙水圧や高間隙率の結果であると考えられている (例えば Shipley et al. 1994)。その他の特徴として、鉛直方向に連続した音響的に透明な構造が認められる場合、ガスパイプあるいはガスチムニーと呼ばれ典型的なガスの兆候と見なされている (Wood et al. 2002; Hustoft et al. 2007; Plaza-Faverola et al. 2011 など)。異常な反射パターンは、それゆえ、追加の掘削データや反射波の定量的な解析 (例えば AVO 解析など) なしには原因を特定することが難しい。しかし、反射断面における特徴的な反射面は、典型的な場合においてガスや流体の存在を推定するのに依然として有用である。

1-5 研究の目的

本論文では南海トラフに発達し、上記の指標のいずれにも該当しない音響反射面に注目した。それらはメタンハイドレートに関係する海底擬似反射面 (Bottom simulating reflector, BSR: 本章 1-2 で解説) から下方に発達し、それぞれの折り目で極性を反転させる特徴を示す。これらの反射面を「折り返し反射面 (Foldback reflector; FBR)」と呼ぶ (Otsuka et al. 2008; 大塚 2009 修士論文; 大塚ほか 2011)。本研究では反射法地震探査のデータを基に FBR を詳細に記載し、反射特性やその形状から流体の分布や移動について議論する。また、既往研究で報告されている掘削データに基づく結果との比較を行い、岩相および原位置での物性が反射特性に及ぼす影響を考慮して FBR 形成過程の統合的な解釈を行った。

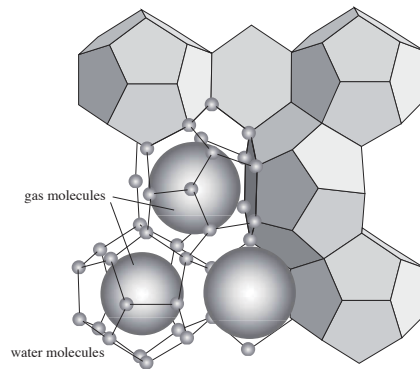


Fig. 1-1: メタンハイドレートの結晶構造 (I 型) Maslin *et al.* (2010)。籠状に水素結合した水分子にゲストであるガスの分子が取り込まれている。

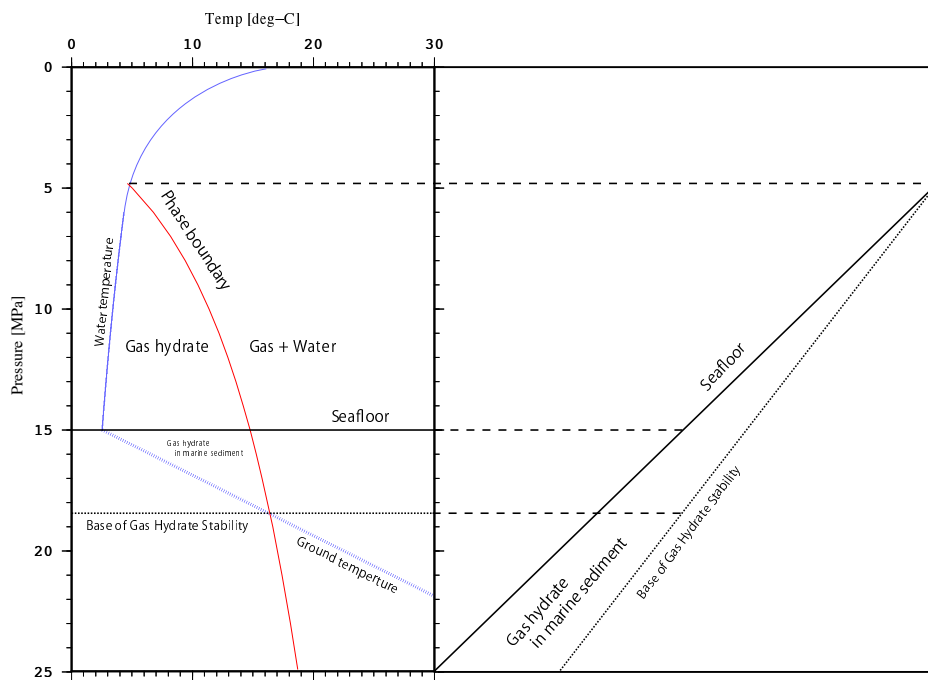


Fig. 1-2: (左) 海洋におけるメタンハイドレートの安定領域と温度・圧力の関係 赤線はメタンハイドレートの相境界を示す。メタンハイドレートは相境界の低温・高圧側で安定して存在し、高温・低圧側でガスと水に分解する。青実線は海水の温度 () 青点線は海底下の温度 () を示す。海底面を黒実線で示し、海底下でメタンハイドレートが安定する限界の条件となる深度を Base of Gas Hydrate Stability (ガスハイドレート安定領域下限) として黒点線で示す。(右) 水深と堆積物中における BGHS 深度の関係。BGHS 深度は水深に応じて変化し、水深が浅いと BGHS 深度も浅くなる。

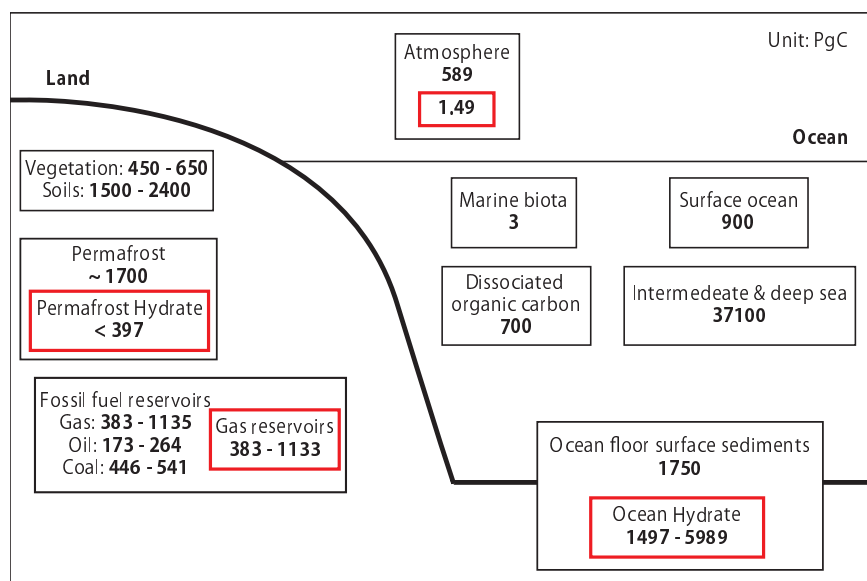


Fig. 1-3: 地球上の炭素吸収源とその容量 (PgC) Ciais *et al.* (2013) を元に作成。黒枠内の数字は海洋・陸のさまざまな炭素吸収源における炭素量の見積もりを表す。またメタンに注目したモデルをまとめた炭素量を赤枠内に示す。

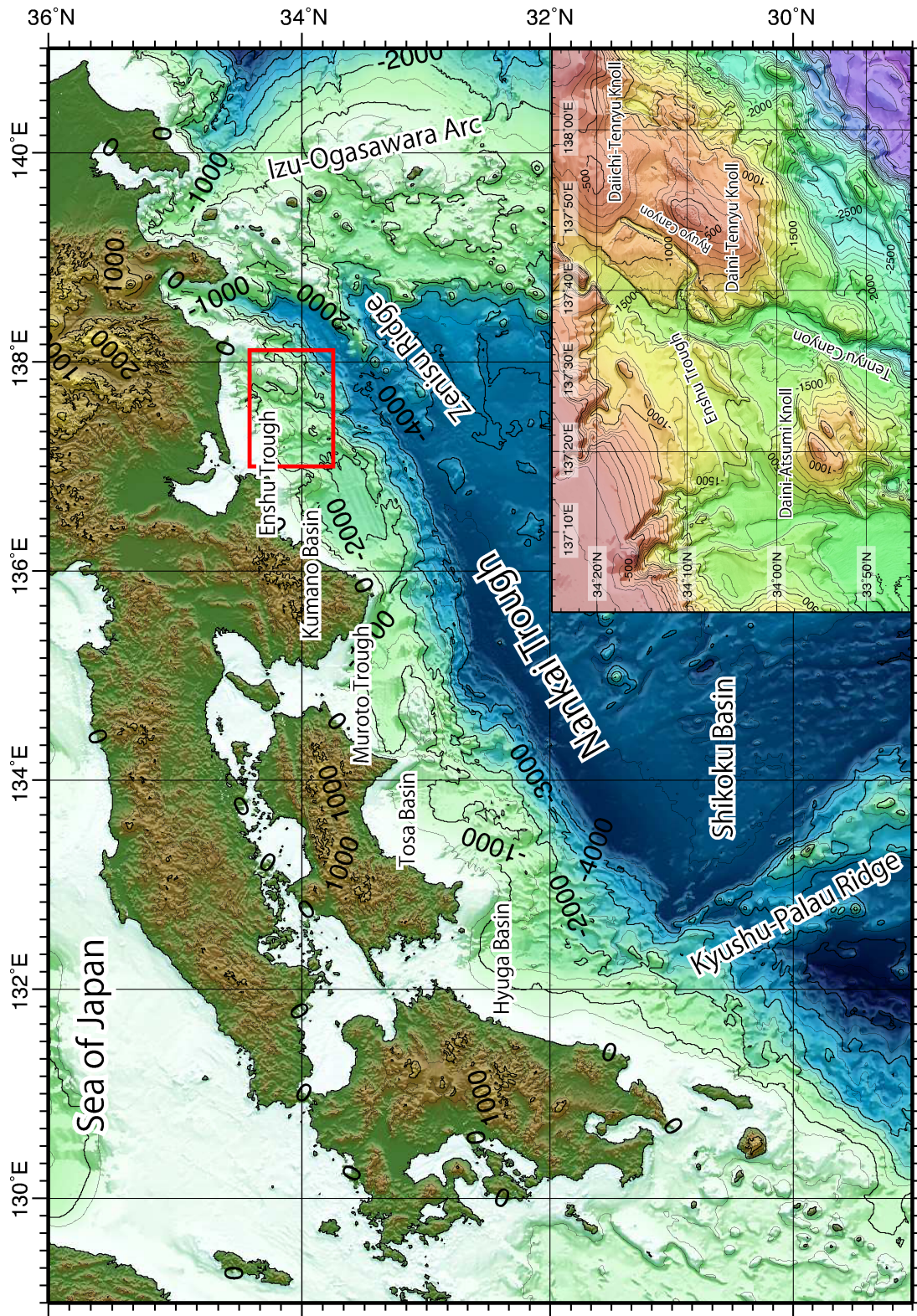


Fig. 1-4: 南海トラフ周辺の海底地形と研究海域の位置 右下に研究海域（赤枠）の拡大図を示す。

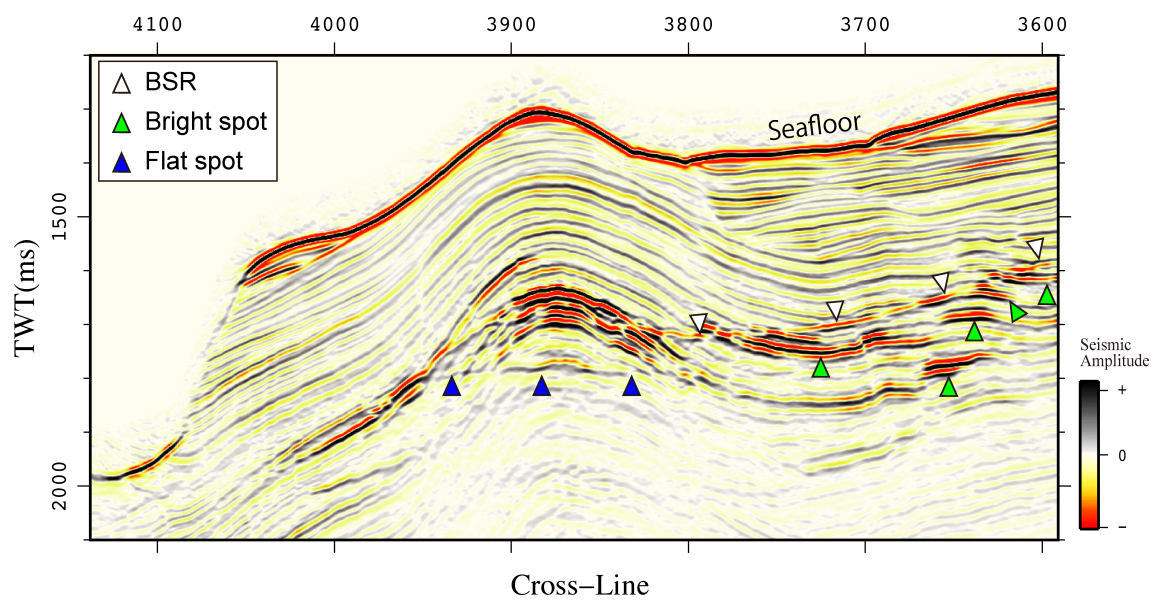


Fig. 1-5: 反射断面に見られるガスの指標の例 「東海沖」のインライン 484 の断面（第 2 章参照、測線位置は Fig.2-2 に示す）に見られる BSR（白三角）、フラットスポット（青三角）およびブライトスポット（緑三角）の例を示す。海底面（図中 Seafloor）における黒-赤-黒のパターンを正極性と定義すると、BSR は負極性、フラットスポットは正極性であることが分かる。ブライトスポットは負極性の反射面もしくは、複数枚の地層で構成された全体的に反射強度の強い領域として認められる。

第 2 章 データおよび手法

2-1 三次元反射法地震探査

海上反射法地震探査とは海面付近の人工震源から音波を発し、地下（海底下）の構造から反射した弾性波を海上に設置したハイドロフォンで受信することで地下構造を推定する手法である。受信機が 1 台の場合はシングルチャンネル反射法地震探査（SCS）、受信機が複数の場合はマルチチャンネル反射法地震探査（MCS）と呼ばれる。MCS では複数の受信機で同時に反射波を記録できるため、重合処理により信号ノイズを低減できる。受信機は通常、ストリーマーケーブルに等間隔に配置され、数十チャンネルから多いもので数百チャンネルのものがある。チャンネル数に応じてケーブル長が変わり、長いもので 5 km を超える場合がある。本研究で用いるデータは三次元反射法地震探査により得られた記録である。ストリーマーケーブル 1 本で行う二次元の探査では、弾性波の反射点が線上に配置される仮定で処理を行う。一方、三次元探査ではストリーマーケーブルを複数同時に用いることで反射点を平面上に仮定することができ、三次元処理が可能になる。また実際の探査では、海底地形や地下構造の起伏により弾性波は様々な方向へ反射する。二次元探査では側方からの反射波を混信した場合、その反射波は測線直下からの反射面として含まれることになるためノイズとなる。三次元探査ではそれらの反射波を正しい反射点に配置することができるため、処理後の断面図がより鮮明になる。

2-2 使用データ

メタンハイドレート探査の目的で、2002 年に高分解能三次元反射法地震探査「東海沖～熊野灘」が経産省によって実施された（Saeki et al. 2005）。探査領域のうち、本研究で主に解析に用いた「東海沖」の探査概要は次の通りである。制御震源には合計 $18,976 \text{ cm}^3$ (1153 in^3) のチューンド・エアガンアレイ、受信系には 192 チャンネル（チャンネル間隔 12.5 m）でストリーマー長は 2400 m、ストリーマー間隔は 100 m の計 8 本のシステムが用いられた。また、ケーブル深度は 5 m である（Tsuji et al. 2009）。音響記録には Low-cut (3 Hz, 18 dB/octave) および High-cut (360 Hz, 72 dB/octave) のフィルタが適用された。三次元ボリュームのビンサイズは 12.5 m (In-line) および 25 m (Cross-Line)、サンプリング間隔は 2 ms、記録長は 5 秒である（Tsuji et al. 2009）。最終的な重合断面が得られるまでに実施された主な処理プロセスを以下に示す。

1. Swell noise attenuation
2. Surface multiple attenuation

3. Weighted least square radon demultiple
4. Kirhhoff pre-stack time migration
5. Time variant filter with water depth control

各処理について、1は長周期ノイズの除去、2および3は多重反射（multiple）の除去を目的に行われるものである。4は反射波の正しい反射点位置を特定する処理である。処理に要する時間が膨大になるものの、重合前（pre-stack）に処理することで重合後（post-stack）に行う場合と比べて飛躍的に空間分解能が向上する。5は重合後の反射断面から不要なノイズを除去するために実施された。海底下深度に応じて遮断周波数を割り振ることで、必要以上の周波数成分が除去されることを防いでいる。海底下深度の中央値に対する遮断周波数を以下に示す。高周波数側（ハイカット）は 450 ms に対し 187 Hz、950 ms に対し 160 Hz、1200 ms に対し 120 Hz、1600 ms に対し 100 Hz、遮断特性は全て 72 dB/octave である。低周波数側（ローカット）は全深度で 6 Hz、遮断特性は 18 dB/octave に設定された。ここまでの処理は石油天然ガス・金属鉱物資源機構（JOGMEC）により実施された。

本研究では探査領域のうち「東海沖」に加え、「第2渥美海丘」から得られた一部のデータも使用した。「東海沖」、「第2渥美海丘」の配置およびインライン・クロスライン¹番号を Fig. 2-1 に示す。断面の解釈には上記の処理に加えて振幅回復処理（深部の微弱な反射波に対して、深度に応じて指数関数的に振幅を増幅させる処理）が施された断面を用い、サイスミックアトリビュート解析（2-3-1を参照）については振幅回復処理が行われていないデータを用いた。「第2渥美海丘」については、大塚（2009 修士論文）で行われた予察的な解析結果について再解析・再解釈したものを扱う。「東海沖」のデータから作成した、本論文で議論に使用する断面図の位置を Fig. 2-2 に示す。

「東海沖」では、三次元反射法地震探査記録に加えて高密度速度解析（浅川ほか 2010）により得られた RMS 速度も解釈に利用した。速度解析データについては、第5章で述べる。

¹ インライン・クロスライン

三次元反射法地震探査の記録に用いられるデータフォーマット（SEG-Y）は2次元用のフォーマットを拡張した形式になっている。三次元のデータは2次元断面（X-Z断面）をY方向に並べて格納される。この場合、X方向をインライン、Y方向をクロスラインと呼ぶ。通常、探査の測線方向がインラインに平行となるように配置される。

2-3 解析手法

解析に用いた処理済みの三次元データは高分解能である。例えば、研究対象海域の平均的な水深 1000 m、音響速度を 1500 m/s として、「東海沖」の卓越周波数である 50 Hz で計算すると、鉛直方向の分解能は Rayleigh の法則で 7.5 m となる。また、フレネルゾーンはおよそ 120 m となる。十分な分解能によって、小規模な地質構造やガスの存在による現象の詳細な解釈が可能になる。本研究では、OpendTect (dGB Earth Sciences) および GeoDepth (Paradigm) を用いて地震探査データの可視化および解釈を行った。地質構造と岩相は海底下での流体の挙動を考えるうえで非常に重要である。なぜなら構造は巨視的スケールにおいて流体移動を規制し、岩相は地層の物理特性に影響を与えるからである。反射面の傾きを見積もるため、三次元の地震探査断面から地層面とその他の特定の（特徴的な）反射面を手動でピックアップ（抽出）し、三次元のピクセルデータとして出力した。加えて、以下に述べるように三次元地震探査データに対して、OpendTect および GeoDepth を用いた複素地震波トレース解析 (Tarner et al. 1979) を実施した (2-3-1.a)。瞬間振幅および瞬間周波数は岩相やガスの存在による反射波への影響を検討する際に有用である (Duchesne et al. 2011 など)。さらに、地層の連続性を評価するため、OpendTect を用いてセンブランス (Tarner et al. 1979) アトリビュートを行った (2-3-1.b)。センブランスは断層分布 (辻ほか 2004) やその他の変形について解析するのに適している。

2-3-1 サイスマックアトリビュート解析

サイスマックアトリビュート解析は、反射法地震探査記録の地震波形に様々な数学的変換処理を施し、特定の物理量を抽出する解析手法一般を指す。これらの変換結果を断面図にカラー表示することにより、地震探査断面と比較する。抽出された特定の物理量について半定量的な評価ができるため、地質学的解釈の客観性を高める利点がある。

a. 複素地震波トレース解析 (instantaneous attribute)

複素地震波トレース解析 (Tarner et al. 1979) では、波形の任意の時間 (t) における振幅・位相・周波数を解析的に得ることができるため、例えば一般的な高速フーリエ変換 (FFT) など卓越周波数を算出する場合と異なり、時間分解能の低下を最低限に抑えることができる。

受信波形トレース $f(t)$ は振幅 $A(t)$ 、位相 $\theta(t)$ を用いて以下のように表現できる。

$$f(t) = A(t)\cos\theta(t) \quad (1)$$

複素波形トレース $u(t)$ を次のように表す。

$$u(t) = f(t) + if^*(t) = A(t)e^{i\theta(t)} \quad (2)$$

$f^*(t)$ は $f(t)$ をヒルベルト変換して得られる直行波トレースである。 $f(t)$ とは位相が 90 度ずれているので、 $f^*(t) = A(t)\sin\theta(t)$ と表現できる。

$f(t)$, $f^*(t)$ が既知であれば、 $A(t)$, $\theta(t)$ を以下のように解くことができる。

$$A(t) = \sqrt{f^2(t) + f^{*2}(t)} \quad (3)$$

$$\theta(t) = \tan^{-1}\left(\frac{f^*(t)}{f(t)}\right) \quad (4)$$

$A(t)$ は瞬間振幅(Instantaneous amplitude、またはエンベロープ:envelope amplitude、反射強度:reflection strength など)、 $\theta(t)$ は瞬間位相(Instantaneous phase)と呼ばれる。

瞬間位相の 1 階時間微分により、瞬間周波数(Instantaneous frequency) $\omega(t)$ が得られる。

$$\frac{d\theta(t)}{dt} = \omega(t) \quad (5)$$

b. センブランス(Semblance)

センブランスは反射波の水平方向への連続性を数値化するアトリビュートである。センブランスの値 (0 ~ 1) が大きいと地層の側方連続性が良いと解釈できる。断層など地層が側方に不連続な構造を同定する際に用いられる。以下にセンブランスの基本的な計算式を示す(Taner et al. 1979)。

$$\sigma = \frac{\left(\sum_{k=1}^N f_k\right)^2 + \left(\sum_{k=1}^N f_k^*\right)^2 - \sum_{k=1}^N (f_k^2 + f_k^{*2})}{(N-1)\sum_{k=1}^N (f_k^2 + f_k^{*2})} \quad (6)$$

N は用いるデータの総トレース数、 f_k は k 番目のトレース波形である。

実際の計算では、さらに任意の時間ウィンドウを切り出す等の拡張を行ったものが多く用いられる。またセンブランスの計算法は、Bahorich and Farmer (1995)、Marfurt et al. (1998)などによって三次元反射法地震探査データにも応用されている。サイスミックアトリビュートの解析例を Fig. 2-3 に示す。

2-3-2 反射面の走向・傾斜の算出方法

反射面の走向および傾斜は、反射断面から抽出した三次元のテキストデータから算出した。抽出したデータはサンプルが高密度であるため、Nearest Neighbor 法（対象点から最短距離にあるデータを採用する手法）によりグリッド化を施した。その後、各グリッド間の傾きを計算し、走向と傾斜角を算出した。計算に用いたデータは往復走時から音響速度を 1500 m/s と仮定し、深度へ簡易変換したものである。ここまでの処理は Generic mapping tools (GMT, Wessel & Smith 1991) のコマンド群から「nearneighbor」および「grdgradient」を用いた。

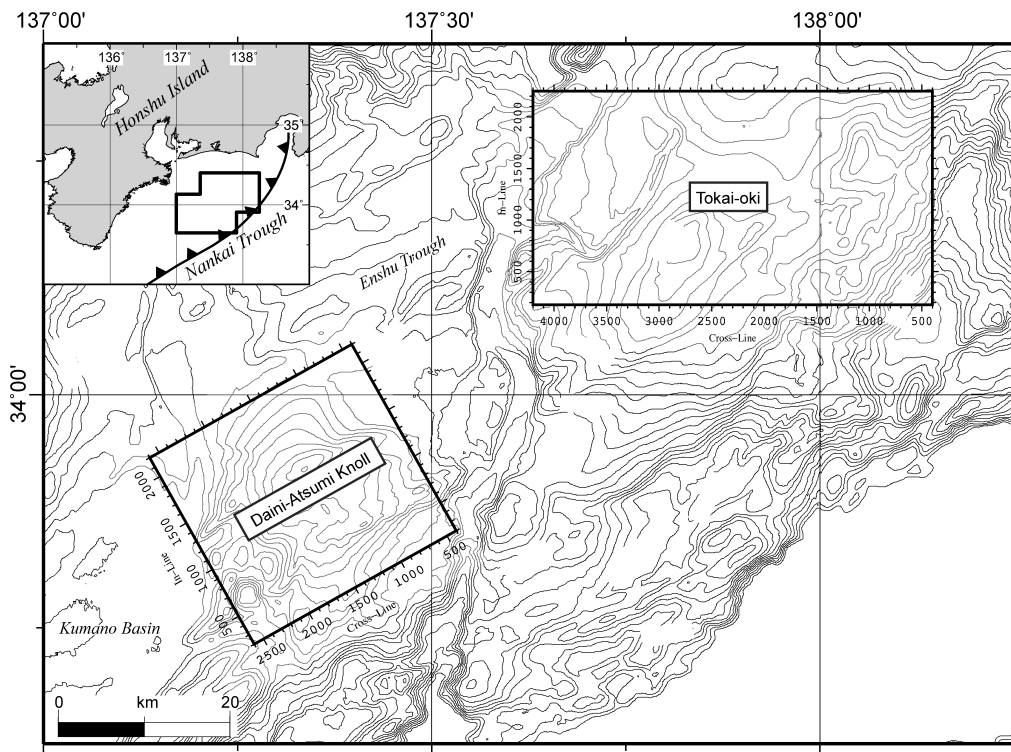


Fig. 2-1: 調査領域の配置 三次元物理探査「東海沖～熊野灘」のうち、「東海沖 (Tokai-oki)」および「第2 渥美海丘 (Daini-Atsumi Knoll)」の位置を示す。また、それぞれの調査領域におけるインライン (In-Line) およびクロスライン (Cross-Line) 番号を示す。

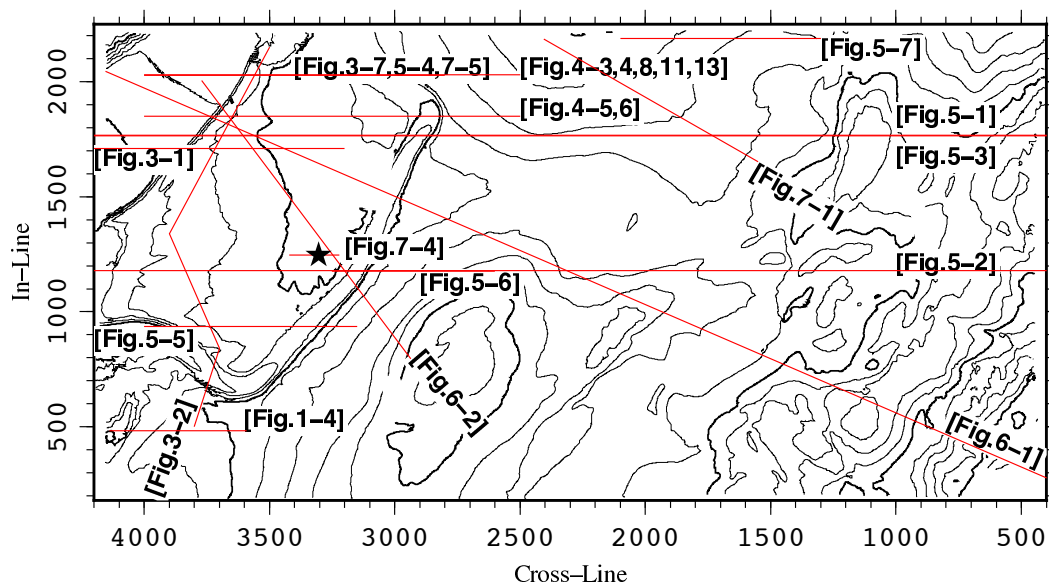


Fig. 2-2: 「東海沖」エリアの地形および本研究で用いた測線の配置 赤線が測線を示し、括弧内に使用した図番号を示す。黒星 () は基礎試錐「南海トラフ」の位置 (Tsuji *et al.* 2004) を示す。

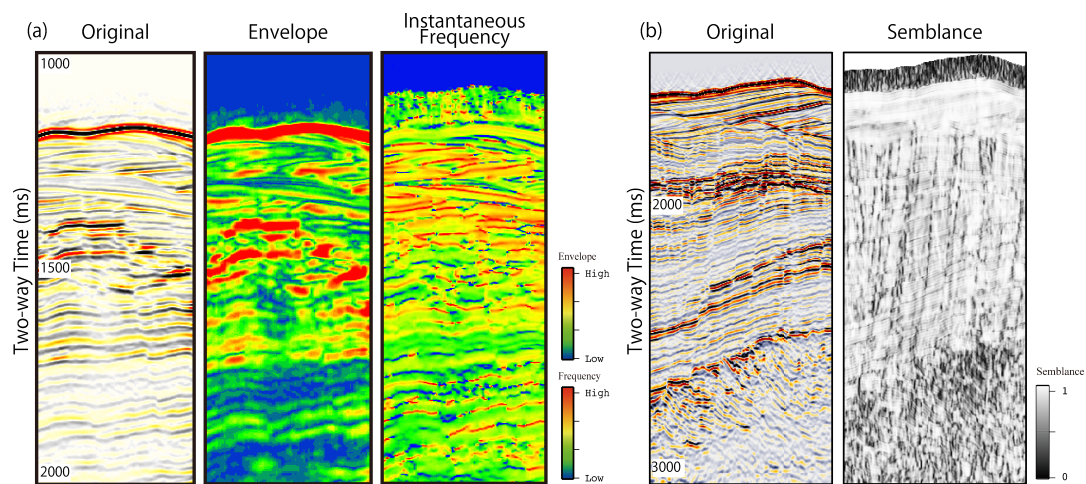


Fig. 2-3: サイスマトリビュート解析の例 (a) 左から通常断面 (インライン 1744)、振幅 (Envelope) および瞬間周波数 (Instantaneous Frequency) (b) 左は通常断面 (Fig.3-4 の一部)、右はセンブランス (Semblance) を示す。

第 3 章 反射断面の観察

3-1 音響学的層序

本研究では、特に「折り返し反射面」を記載するために最低限必要な層序として、上位層および下位層を三次元地震探査データの解釈に基づき記載した (Fig. 3-1a)。上位層と下位層の境界にあたる不整合はオンラップ構造を示す (Fig. 3-1a)。下位層は高周波数成分が相対的に少なく、低反射強度で反射面は不明瞭である。一方で上位層は広範な周波数帯域を保持し、明瞭な堆積構造を確認できる。サイスミックアトリビュートでも下位層と上位層の境界は明瞭に確認できる。上位層と比較して、下位層は反射強度が弱く (Fig. 3-1b) 高周波数成分が欠落している (Fig. 3-1c)。違いはセンブルランスアトリビュートでも確認できる (Fig. 3-2c)。下位層の反射面は連続性が悪いのに対し、上位層は高いコヒーレンシーを示している。これらの音響学的特徴を既に報告された文献 (Arai et al. 2006) と比較した結果、下位層は中期～後期中新世の小台場層群に相当し、上位層は後期鮮新世より若い渥美沖層群およびその上位の浜松沖層群に相当すると考えられる。音響学的に定義された各層準は表層の堆積物サンプルで特定された年代を基に陸上地質と対比され、小台場層群、渥美沖層群および浜松沖層群はそれぞれ陸上における相良層群、掛川層群および小笠層群に相当すると考えられている (荒井ほか 2008)。Fig. 3-3 に本研究の音響学的層序と Arai et al. (2006) の比較を示す。

3-2 海底地形および BSR の抽出

三次元反射法地震探査記録の解釈で最初に行ったのが海底面の抽出と、BSR の記載およびマッピングである。探査領域では広範囲に BSR が認められる。対象海域における BSR は本章の Fig. 3-1、3-2 などを参照されたい。Fig. 3-4 に手動で抽出した BSR の分布を示す。海底面については自動ピッキングによる抽出を行い、海底谷など傾斜が大きい地形でのエラーを手動で修正した。BSR については 10 測線ごとに全体をマッピングした。さらに「東海沖」エリアについては竜洋海底谷周辺や BSR 縁辺の周辺について 1 測線から 5 測線間隔に追加で抽出し、分布を詳細にマッピングした。「東海沖」エリアの海底地形および BSR 分布の拡大図をそれぞれ Fig. 3-5、Fig. 3-6 に示す。BSR は地形的高まりと対応する背斜軸付近に広く発達している。この地形的高まりは外縁隆起帯に当たる。地形的高まりの陸側斜面域においては、主に温度圧力条件を満たさない頂部付近および海底谷の近傍で BSR が途切れている。

3-3 「折り返し反射面 (Foldback Reflector, FBR)」の観察とマッピング

研究海域の2つの三次元探査領域に含まれる上位層において、折り返し反射面 (Foldback reflector, FBR) が確認された。Fig. 3-4 にこれまで確認された FBR の分布を示す。Fig. 3-4 の Ta エリアに見られる FBR の典型的な構造を Fig. 3-7 に示す。最上位の特異な反射面である 1 次 FBR は、その上方にある BSR 縁辺から折り返すように下方へ傾斜し、BSR とは逆の正極性を示す。1 次 FBR は BSR より深部の堆積層を切り、2 次 FBR が始まる逆側の折り返し地点で終わる。2 次 FBR は BSR に対し概ね平行か、BSR 分布の外側へ BSR より大きな傾斜を持つ。鉛直断面上で FBR は 3 次もしくはそれ以上の回数折り返し、全体として蛇腹状を呈する。折り返しの軸となる FBR の縁辺は、それが発達する地層の層理面にほぼ平行である。例えば Fig. 3-7 において、2 次 FBR の下端は地層の反射面 A の上面に接しており、3 次 FBR の上端は反射面 A の下面に接している。FBR は三次元記録のインラインもしくはクロスライン断面上で様々な形状を見せ、折り返しの数も変化するよう見える。Ta エリアに発達する FBR の断面を複数の異なるインラインで観察したものを Fig. 3-8 に示す。Fig. 3-7 に示す反射面 A と BSR の位置関係が変化し、FBR 全体の形状も変化している (Fig. 3-8, Fig. 3-9)。しかし FBR は側方へ連続した反射面であり、極性も側方への変化は無い。例えば反射面 A の上面に接する反射面 (Fig. 3-7 の 2 次 FBR) は Fig. 3-8 の 2 ~ 6 において反射面 A の上面に接する反射面とクロスライン方向 (断面図の奥行き方向) へ連続している。Ta エリアの FBR は北東-南西方向に約 10 km、幅 (北西-南東方向) 約 1 km で分布し、深度方向には約 200 m ~ 450 m (音響速度 1500 m/s で換算) の広がりを持つ。Ta エリアに発達する FBR の空間的な形状を Fig. 3-10 に示す。Tc エリア (Fig. 3-4 を参照) に発達する FBR は Ta に比べてやや小規模 (北東-南西方向: 約 3 km、幅: 約 100 m ~ 1 km、深度方向: 約 150 m) であるが、BSR の縁辺から極性を反転させながら折り返す共通の特徴を持つ (Fig. 3-9)。上位層にはいくつかの不整合の存在が指摘されている (Arai et al. 2006 など)。FBR の重要な特徴として、FBR は上位層に見られる不整合 (Fig. 3-2 の K-1, K-2) を跨いで下方に発達しない。典型的な例として Tc エリアにおいては、2 次 FBR は上位層と下位層の境界から 200 ms 上位の高振幅な反射面 (Fig. 3-2 の K-1 および Fig. 3-9 の K-1) として認められる不整合で発達が止まっている。また、Ta エリアに発達する FBR は、Fig. 3-2 に示す K-2 を跨いで下位には発達していない。

BSR 下方では堆積層の反射面が不明瞭であるのに対し、BSR の発達領域外では明瞭な堆積層の反射面が認められる。瞬間振幅アトリビュート (Fig. 3-1b) では BSR 直下の強振幅帯より下方では低振幅異常が認められる。瞬間周波数アトリビュートでは BSR 下方に低周波数の卓越した領域が認められる (Fig. 3-1c)。振幅および周波数において、FBR の一部が

低周波数もしくは低振幅の異常領域に沿った形状であることが認められる (Fig. 3-1b, 3-1c)。この周波数・振幅との関係は1次 FBR より深部の FBR において顕著である。BSR 直下には高振幅な反射面が往復走時で 100 ms (Fig. 3-7) から 200 ms (Fig. 3-1a) の厚みを持って認められる領域 (高振幅帯) が存在している。1次もしくは2次 FBR の深度では振幅・周波数がこの高振幅帯の影響を受けるため、FBR の形状と振幅・周波数分布との関連が不明瞭である。これらの振幅・周波数異常は BSR 下方の反射面が不明瞭な領域に対応している。このように、音響的な特性に基づき同一の堆積層を2つの別の領域に区分することができる。堆積層の反射面は FBR を跨いでも極性の変化は認められない。従って FBR は断層面に代表される構造的な不連続面とは考えにくく、同じ地層で音響インピーダンスを変化させる別の要因による反射面だと考えられる。本研究で確認した FBR は背斜構造の翼にあたる、傾斜した地層に認められる。加えて、FBR が BSR の外側に向けて折り返す面に対応する堆積層の反射面が、周囲より相対的に高振幅を示す場合がしばしば確認された (例えば Ta エリアの2次・3次 FBR、Tc エリアの BSR・1次 FBR、Aa エリアの2次・3次 FBR、Ab エリアの1次 FBR)。

FBR は天竜海底谷および竜洋海底谷の付近 (Ta、Tb および Tc エリア ; Fig. 3-4)、第1天竜海丘の南側斜面 (Td エリア ; Fig. 3-4) および第2渥美海丘の北側斜面 (Aa、Ab エリア ; Fig. 3-4) に分布することが確認された。FBR は BSR が途切れる縁辺に位置しており、Ashi et al. (2002)によって報告されている BSR が途切れる傾向にある地形や地質構造の周辺に対応して見られる。具体的には海底谷 (Ta、Tb および Tc エリア) や斜面崩壊 (Aa エリア) の近傍、あるいは堆積盆の中心部で途切れた BSR の縁辺 (Td および Ab エリア) などに対応する。一方で、メタンハイドレート安定条件の下限が海底面より浅くなる限界深度に対応する BSR 縁辺には FBR が認められない。FBR は良く成層した地層で顕著に発達しており、断層が発達した場所や岩相の側方変化が顕著な場所では発達しにくい傾向がある。センブランスアトリビュートにより得られた断面から、FBR は反射面の連続性が高い領域に分布するのに対し断層が密集した領域には発達しないことが分かる (Fig. 3-2b, 3-2c)。FBR は外縁隆起帯の北側斜面で顕著に発達する傾向があり、小台場断層や東海断層の発達 (Le Pichon et al. 1987; 東海沖活断層研究会 1999) によって変形が進んだ外縁隆起帯の南斜面に FBR はほとんど分布しない。

3-4 FBR と周囲の堆積層の関係

FBR と周囲の地層との関係を明らかにするため、断面図から抽出した空間的な数値情報の可視化と数値的な解析を行った。

3-4-1 FBR と地層の走向・傾斜

FBR およびそれが発達する地層の走向を、ピックアップした三次元の数値データから求めた (Fig. 3-11)。地層の反射面は FBR を切る関係にあり、連続性が良好で明瞭な地層の反射面をその付近を代表とするものとして 1 枚抽出した。抽出した地層の反射面は FBR の発達する範囲内でその上位および下位の層理面と概ね平行であることを確認した。Td エリアの 1 次 FBR (Fig. 3-11 の Td1) については反射面が不明瞭であったため、2 次 FBR を切る地層の反射面 (Fig. 3-11 の Td2) と比較した。

竜洋海底谷周辺の FBR (Ta、Tb、Tc エリア) とそれらが発達する地層の走向は北東-南西方向を示し、最大で 23° 以内のずれに収まっている。第 2 渥美海丘 (Aa、Ab エリア) においても FBR と地層は非常に近い走向を持つ。Aa エリアでは北東-南西方向、Ab エリアでは東西方向を示し、いずれも平均で約 15° の範囲に収まる。一方で第 1 天竜海丘周辺 (Td エリア) では最大約 60° また平均で約 37° と、他エリアと比較して偏差が大きかった。地層の走向は Td2 で南北方向、Td3 で東西方向を示した。Td エリアに発達する 1 次 FBR は北西-南東方向、2 次 FBR は北北東-南南西方向を示し、大きな幅が見られた。また、全体的に偶数次の FBR (逆極性を示す) は奇数次の FBR (正極性を示す) と比較して走向のばらつきが小さい傾向を示す (Fig. 3-11) ほか、海底下の音響速度を 1500 m/s とし、傾きを算出すると、同エリアの FBR においては偶数次の FBR の傾斜角度は奇数次の値より小さな値を示す傾向がある (Td エリアを除く)。

3-4-2 FBR と地層の空間的位置関係

FBR と地層がどのような位置関係にあるかを確認するため、特定の地層を三次元的に追跡した。ここでは Ta エリアで 2 次 FBR と 3 次 FBR が接する「折り返し」に対応する地層の反射面である、反射面 A (Fig. 3-7) を典型例として説明する。Fig. 3-12 に反射面 A の三次元構造を示す。FBR 周辺では周囲より振幅が大きく明瞭な反射面であり、側方への連続性も良く確認できる (Fig. 3-8a)。一方、他の反射面と同様に BSR の下方では反射が不明瞭となり 2 次元断面では地層の反射面の追跡が難しい。また BSR 直下の高振幅帯および直上に認められる高振幅な反射面周辺では反射面の特定が困難である。しかし、隣り合うインラインおよびクロスラインの測線を慎重に観察しながら解釈を行うことで、反射の不明瞭な部分を除き連続した地層面として抽出することに成功した。その結果、特定の地層については BSR を跨いで対比することが可能になった。また、Ta エリアの 3 次 FBR では一部が途切れる特徴が側方へ連続的に確認できる (Fig. 3-12 を参照)。この 3 次 FBR が一部途切れた位置に対応する地層の反射面 (Fig. 3-7 の往復走時 2180 ms 付近) を反射面 B として同様に追跡した結果、反射面 B についても FBR の構造的特徴との空間的な対応が認

められた。反射面 A および反射面 B と折り返しの空間的な関係を Fig. 3-13 に示す。反射面 A は FBR を切ることなく、空間的に折り返し部分に対応している（接している）ことが分かる。また反射面 B は Fig. 3-13 に示すように、途切れた 3 次 FBR の両端に対して、それぞれ反射面 B の上面および下面が常に接する関係となっている。さらに下位において、3 次 FBR と 4 次 FBR が接する反射面 C についても同様に追跡を行った。これらの反射面の断面上での位置関係を Fig. 3-14 に示す。また、それぞれの反射面の追跡範囲を Fig. 3-15 に示す。反射面を高密度でマッピングした結果、反射面 B や反射面 C においては断層による地層の変形を三次元的に捉えることができた。Fig. 3-16 に示すように、東西～北東-南西方向に発達する断層および北北東-南南西方向に発達断層が複数本確認できる。これらは Fig.3-1 のセンブランス断面図で認められた断層帯の一部である。Tc エリアにおいても同様に反射面の追跡を行った。Tc エリアの一次 FBR と 2 次 FBR が接する反射面 D と、空間的な位置関係を Fig. 3-17 に示す。反射面 D も反射面 A、C と同様に、FBR の折り返しに空間的な対応が認められる。これらの結果から FBR は同一層準で折り返し、Ta エリアの 3 次 FBR の変形と反射面 B の対応関係（Fig. 3-13）が示すような、折り返しを伴わない反射面の変形についても特定の層準に対応する場合があると言える。

ここまでの記載をまとめると、FBR は以下のような特徴を持つ。

- ・ FBR は BSR の縁辺から下方に折り返す
- ・ 折り返すごとに極性を反転させる
- ・ 地層の反射面とは関係なく出現する（地層の反射面を切る）
- ・ FBR は側方に連続的で、全体として蛇腹状の構造をしている
- ・ 蛇腹状構造の折り目に対応する反射面が、強振幅を示す場合がある
- ・ よく成層した上位層に発達する
- ・ 背斜構造の翼に発達する

これらの特徴を FBR の模式図として Fig. 3-18 にまとめた。

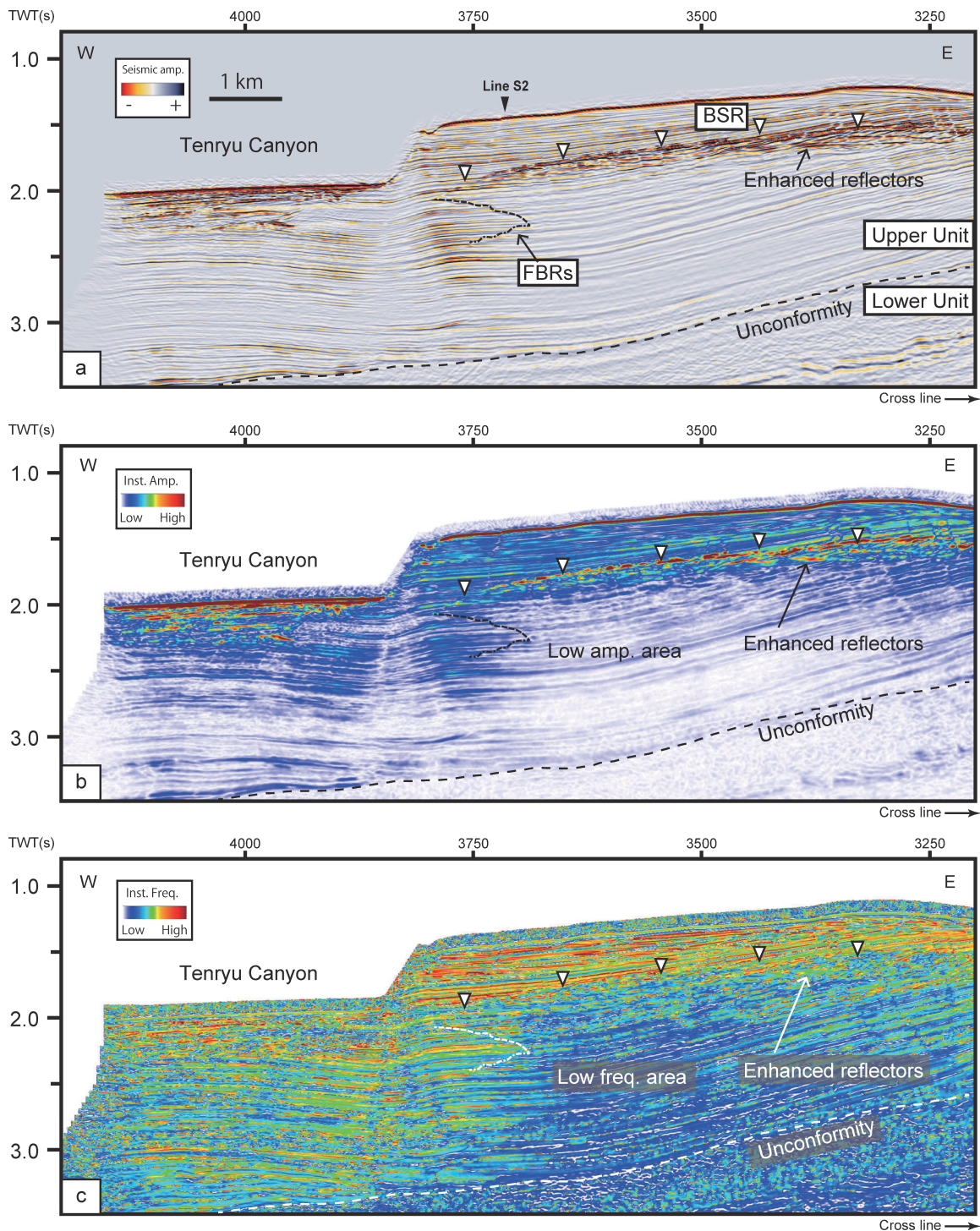


Fig. 3-1: インライン 1710 における反射断面図および同測線のサイスミックアトリビュート断面図 (a) 反射断面図 (b) 瞬間振幅断面図 (c) 瞬間周波数断面図。白三角は BSR を示す。測線位置は Fig. 3-4 に示す。

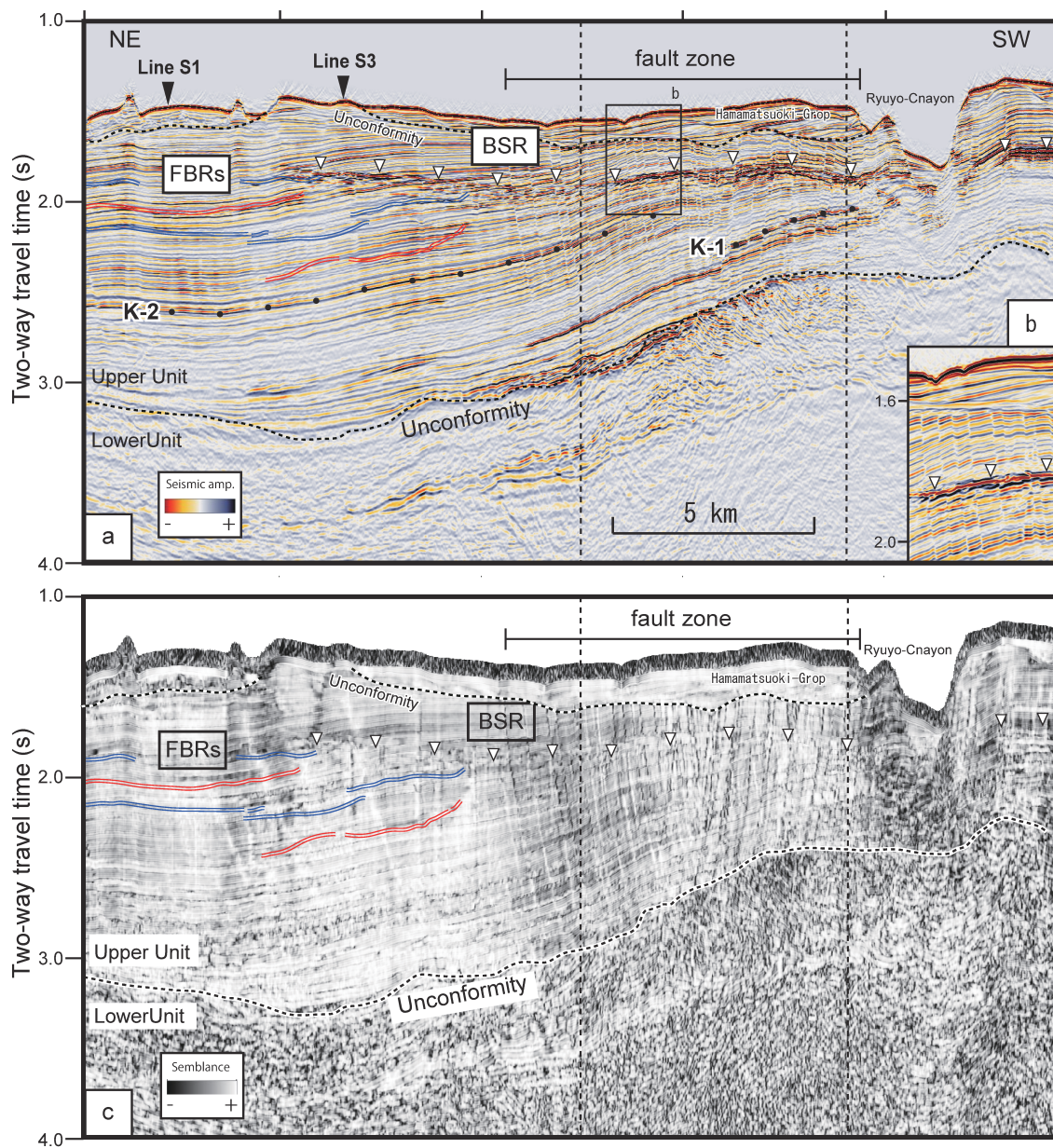


Fig. 3-2: 南北方向の断面図（2カ所で屈曲。測線位置は Fig. 3-4 に示す）。(a) オリジナルの反射断面図。黒丸で示す K-1 および K-2 は上位層に認められる不整合を示す。(b) 断層帯（断面図 (a) の黒四角）の拡大図。(c) 断面図 (a) から得られたセンブルス断面図。赤の二重線は負極性の反射面を示し、青の二重線は正極性の反射面を示す。いずれも Ta エリアの FBR を示す。

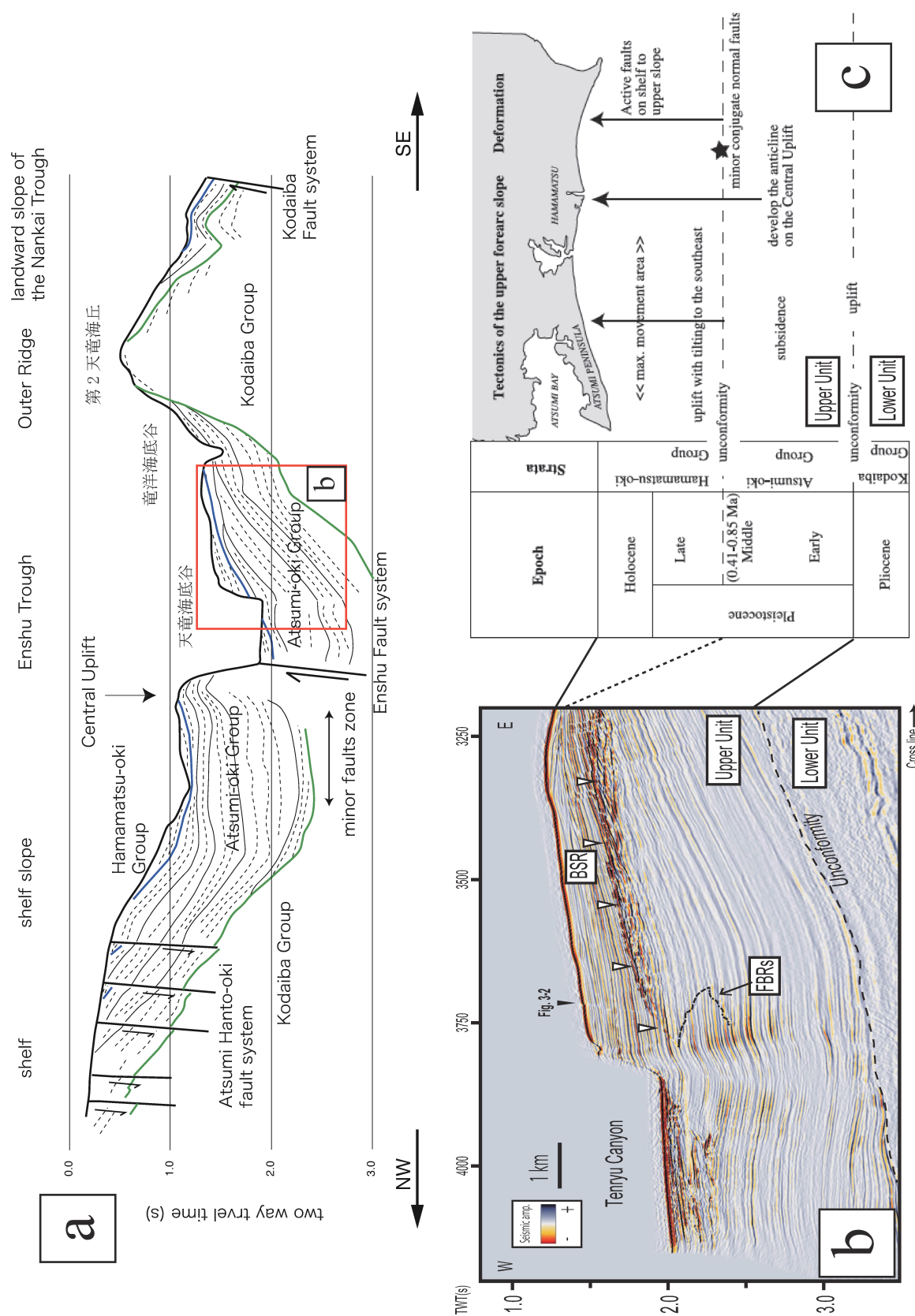


Fig. 3-3: 遠州沖の層序 (a) 東海沖の地質構造模式図 (Arai et al. 2008 に加筆) および (b) インライン 1710 の反射断面図 (模式図 (a) 内赤枠で示す位置に相当する) と (c) 東海沖の昔層序 (Arai et al., 2006 に加筆) との比較。

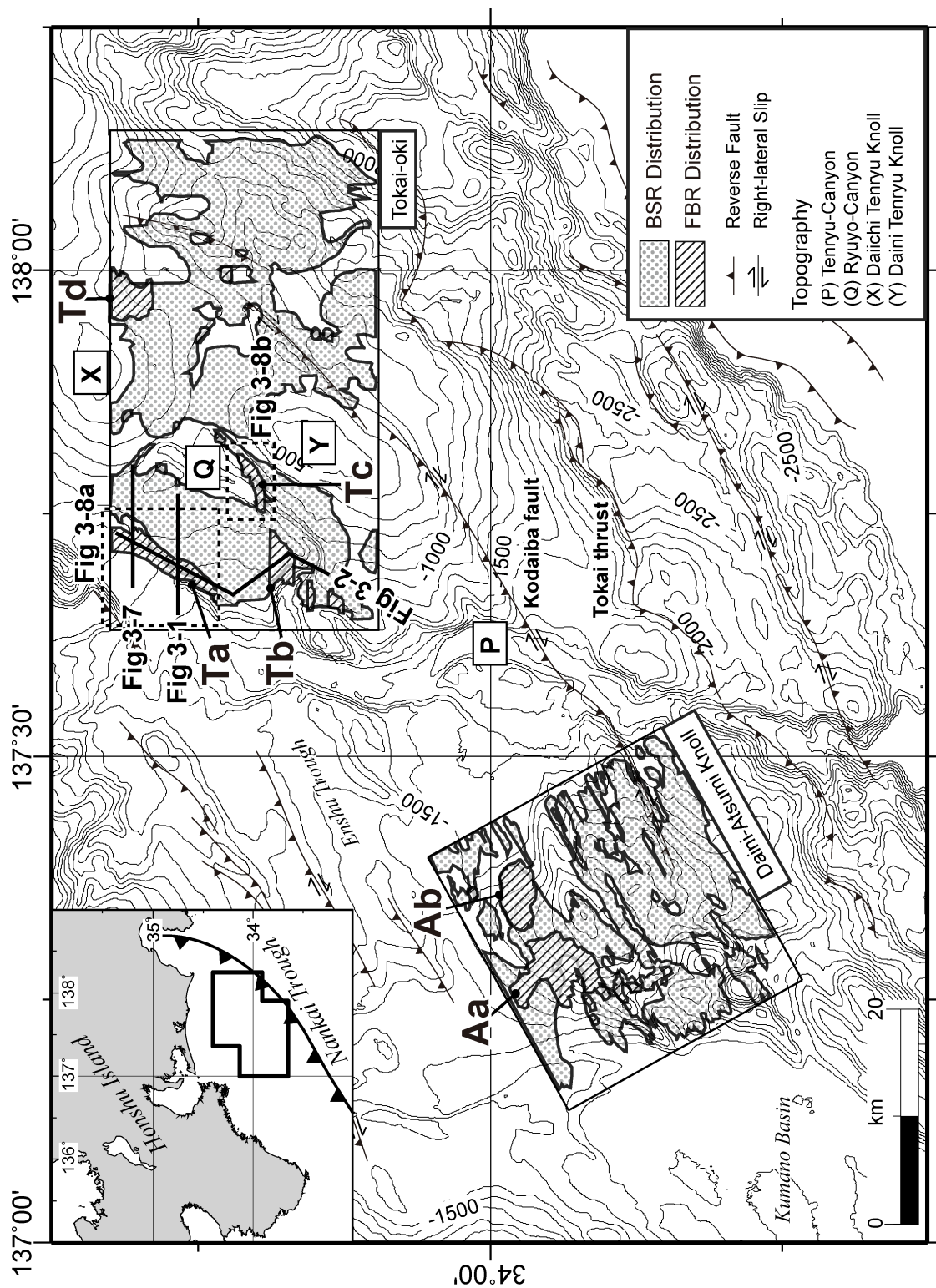


Fig. 3-4: 三次元物理探査「東海沖」および「第2 渥美海丘」における BSR と FBR 分布。背景は海底地形および断層分布（徳山ほか 1999）を表す。

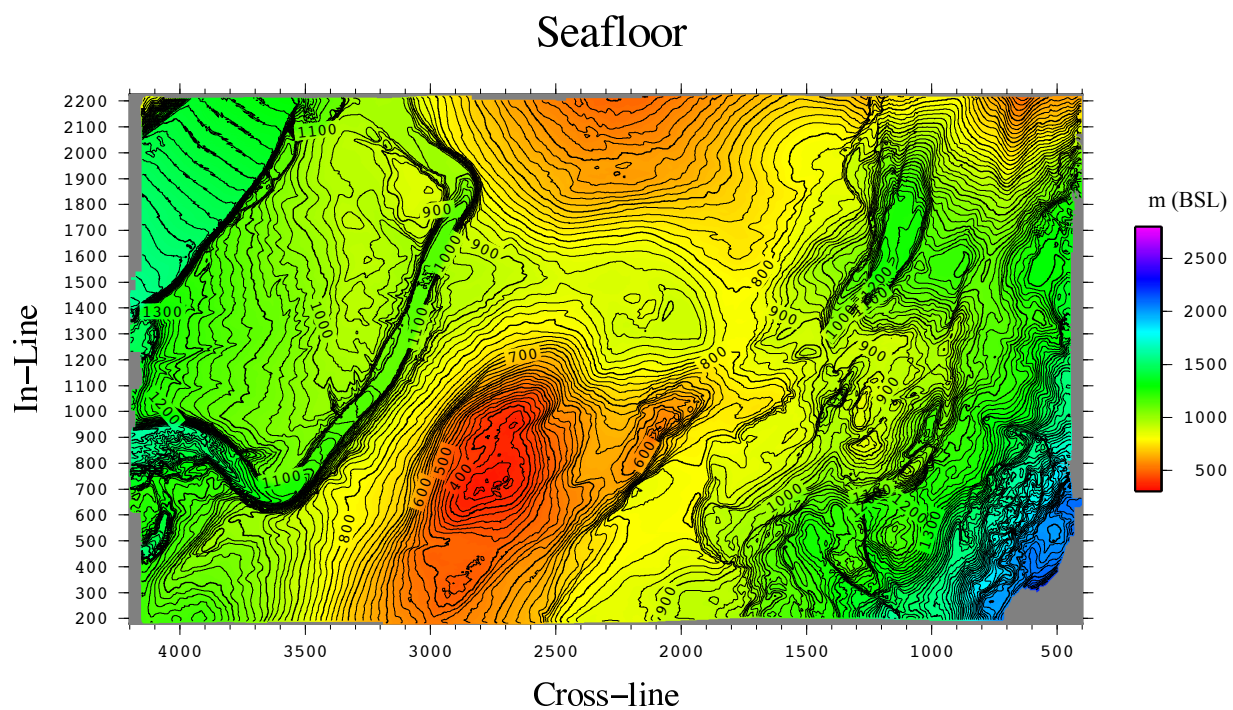


Fig. 3-5: 三次元反射断面から得られた「東海沖」の海底地形。単位 m は水深 (Below sea level) を表す。

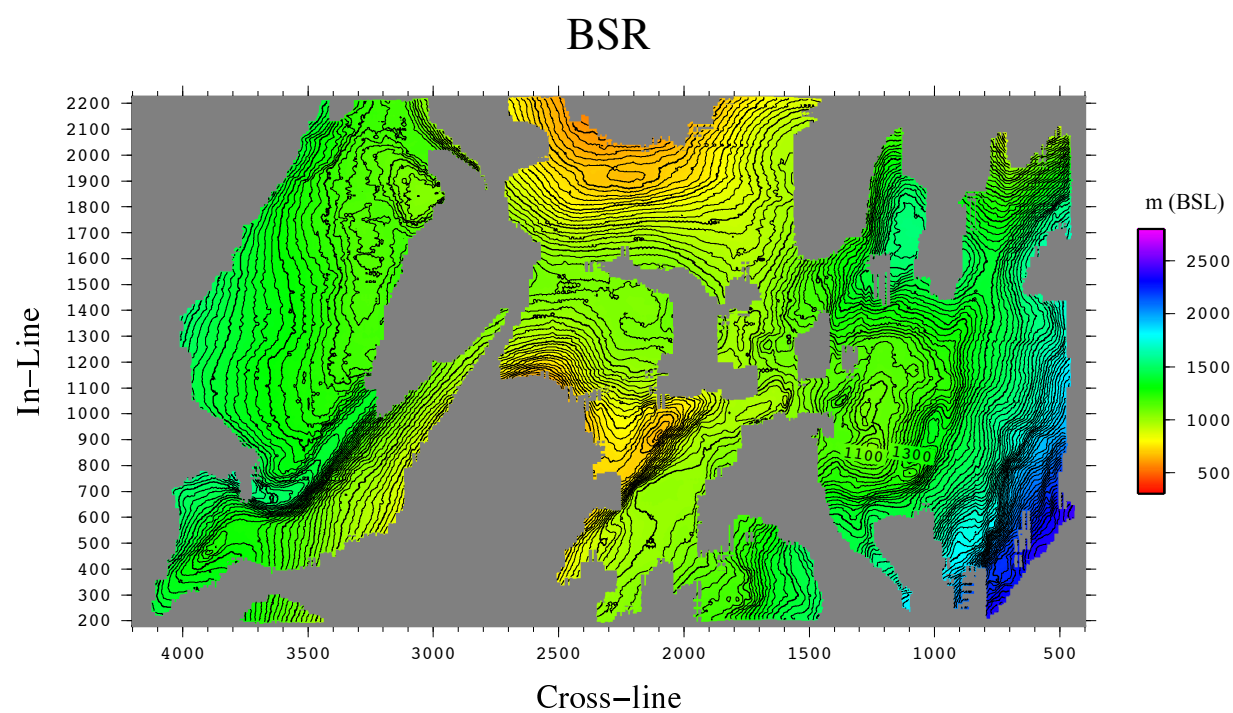


Fig. 3-6: 三次元反射断面から得られた「東海沖」の BSR 分布。単位 m は水深 (Below sea level) を表す。

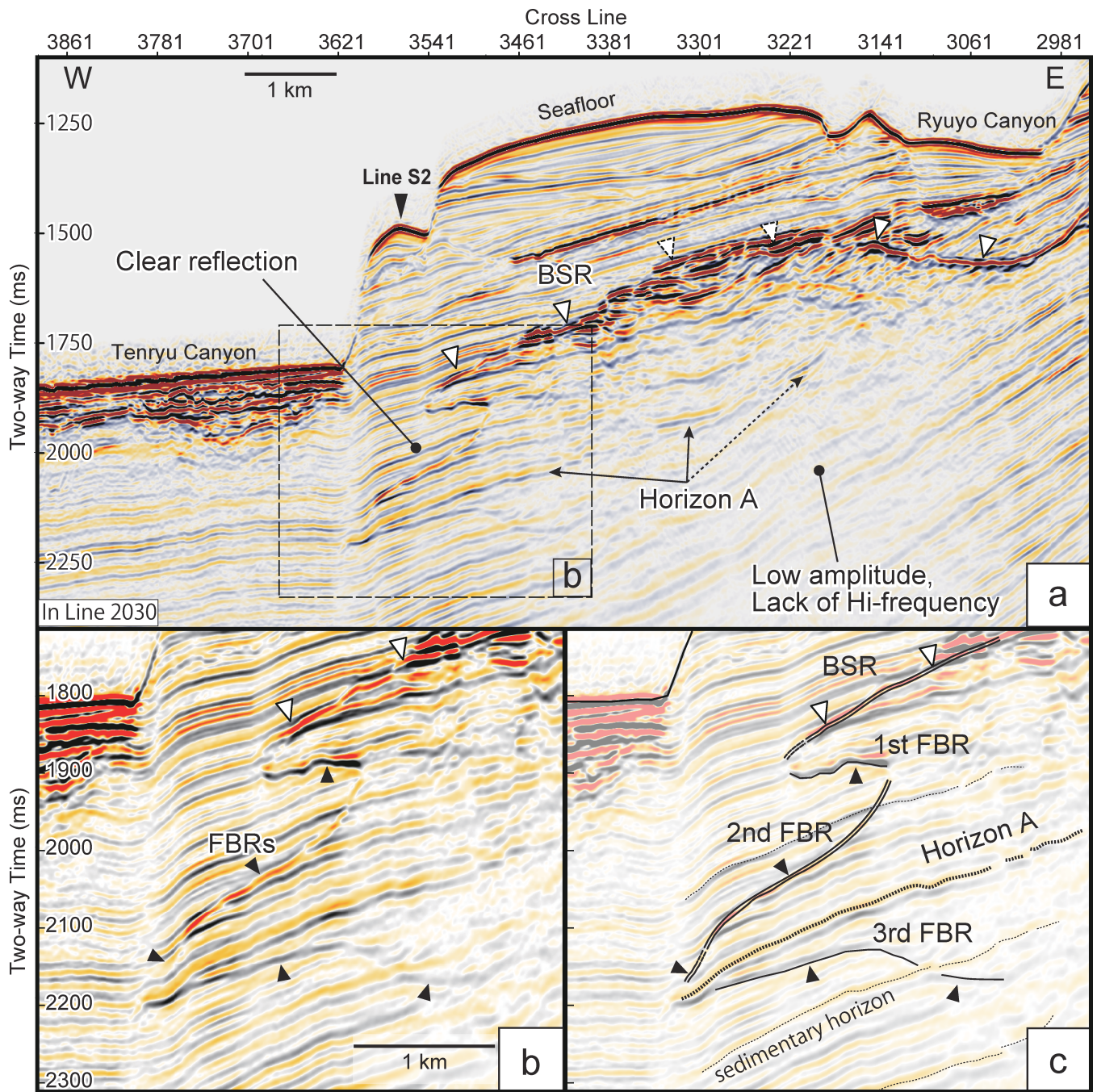


Fig. 3-7: インライン 2030 の反射断面図（測線位置は Fig. 3-4 に示す）。(a) オリジナルの反射断面。白三角は BSR を示す。クロスライン 3560 の黒矢印は Fig. 3-2 の断面図との交点を指す。反射面 A は図中で Horizon A として示す。(b) 上図 (a) の点線四角で示す領域の拡大図。黒三角は FBR を示す。(c) 左図 (b) における FBR の解釈図

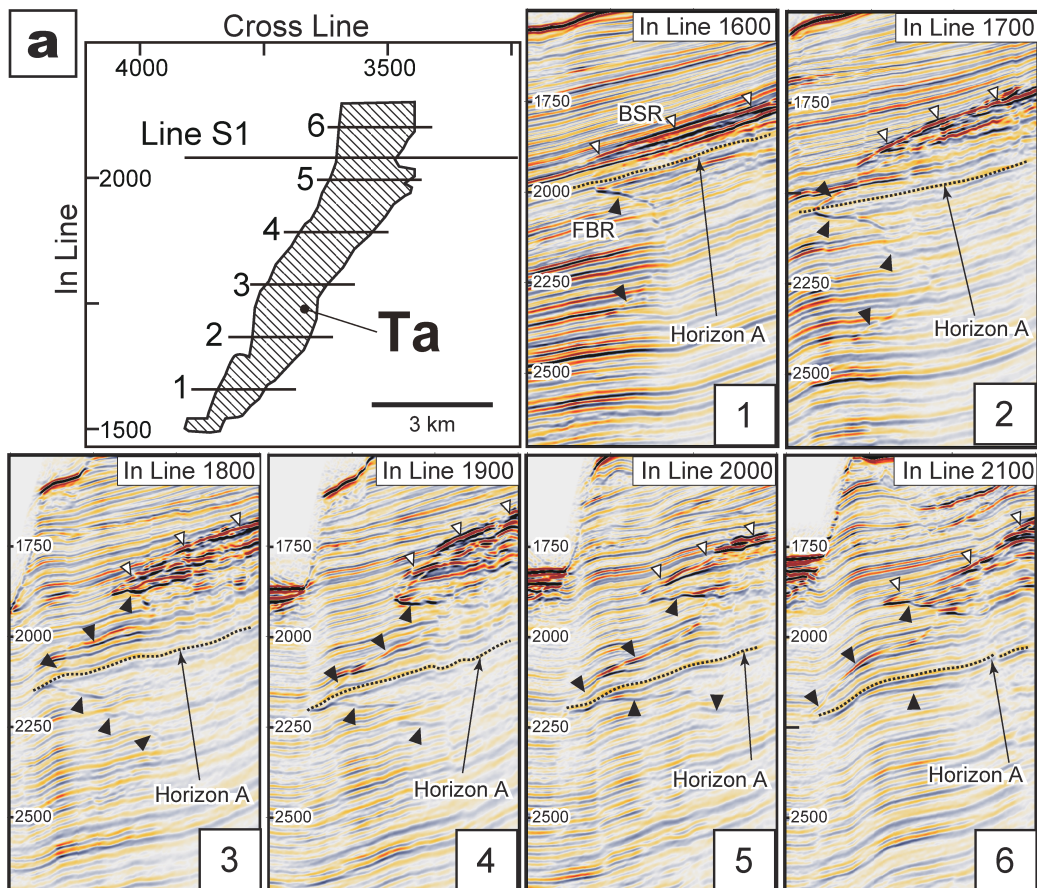


Fig. 3-8: Ta エリアの反射断面図 (Fig. 3-4 に位置を示す)。 Fig.3-7 に示す地層の反射面 A (Horizon A) はそれぞれの断面に点線で示す。

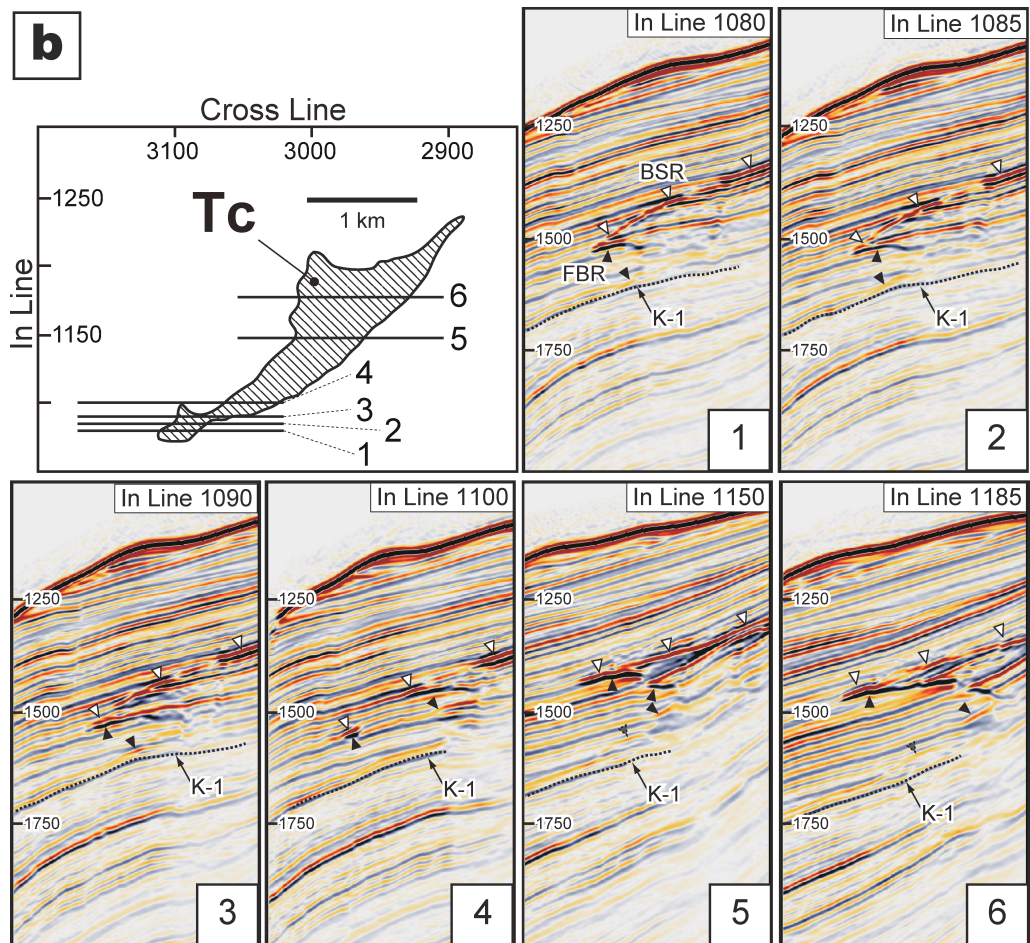


Fig. 3-9: Tc エリアの反射断面図 (Fig. 3-4 に位置を示す)。それぞれの断面に点線で表される反射面は、Fig.3-2 に示す不整合 K-1 を示す。

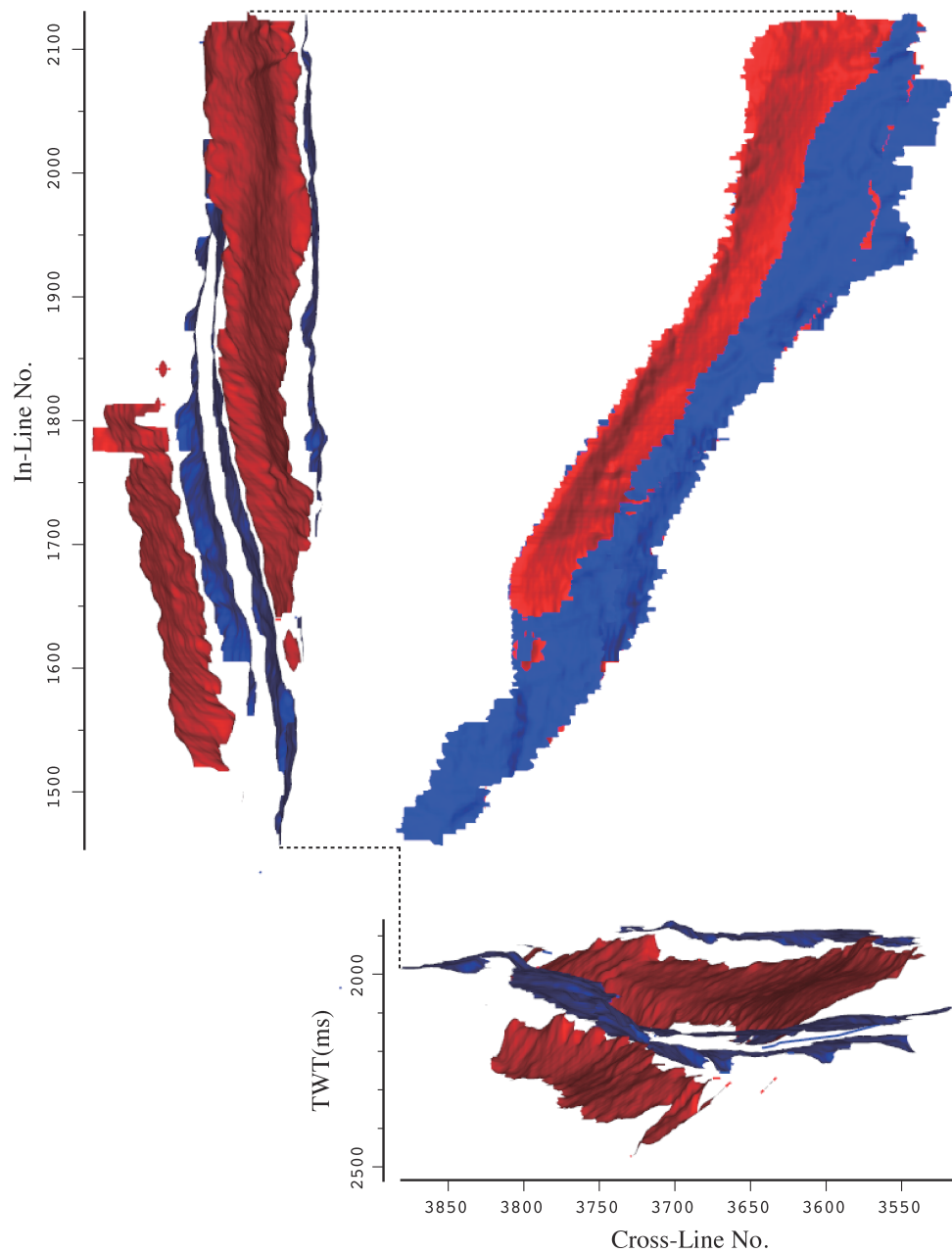


Fig. 3-10: Ta エリア (Fig. 3-4 を参照) に見られる折り返し反射面 (FBR) の三次元的な構造 (右上) 鉛直方向から見た FBR の形状、(下) インライン断面の南方向から見た FBR の形状、および (左上) クロスライン断面の西方向から見た FBR の形状。青は正極性の反射面を、赤は負極性の反射面を示す。

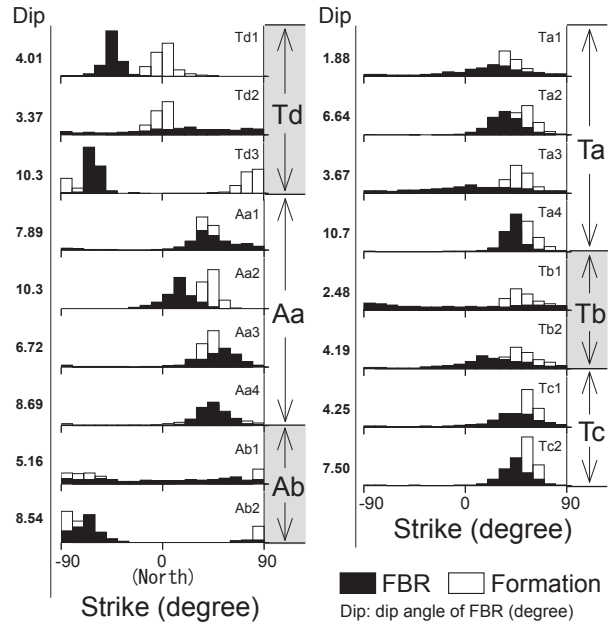


Fig. 3-11: 算出された FBR (黒) と周囲の地層 (白) の走向ヒストグラムを示す。0° が南北方向を指す。各ヒストグラムにおいてエリア名の後に付く数字が折り返しの次数を表し、左列は音響速度 1500 m/s として算出した反射面の傾斜を示す。

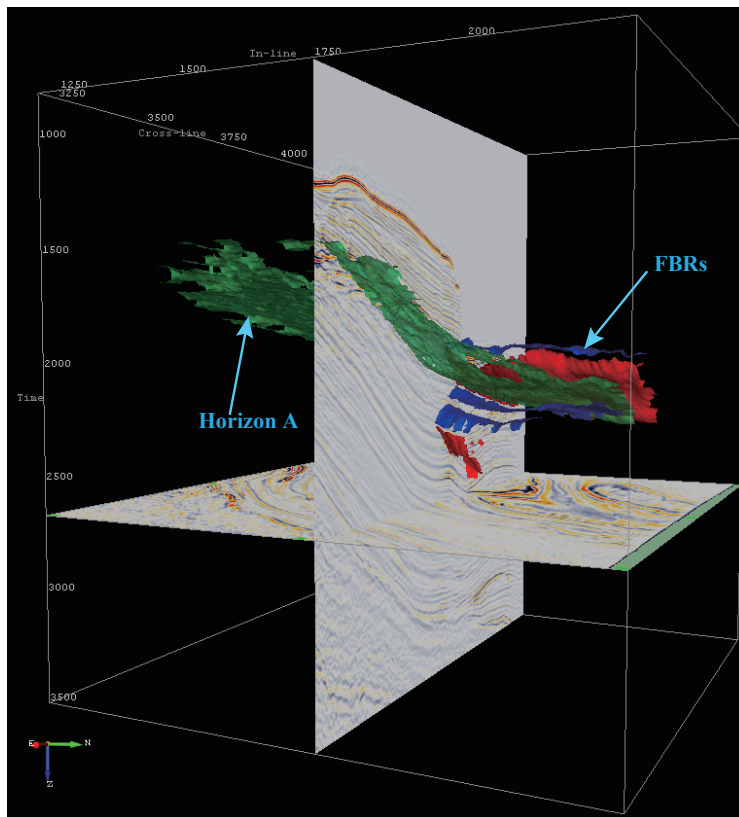


Fig. 3-12: 地層の反射面 A の三次元的な構造 緑は反射面 A を示す。赤は FBR の負極性の反射面、青は正極性の反射面を示す。

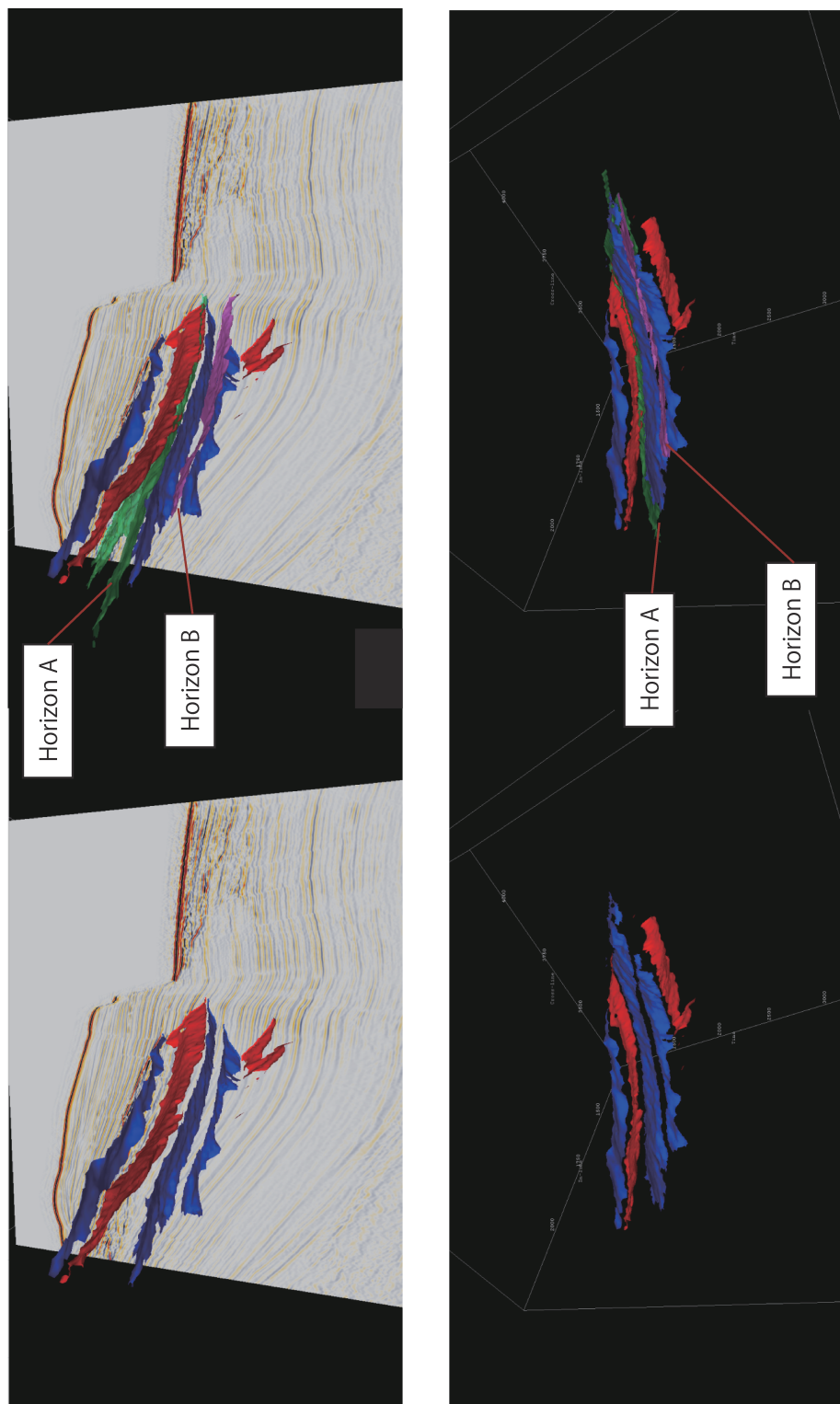


Fig. 3-13: 地層の反射面 A および反射面 B の FBR との空間的位置関係 緑は反射面 A、赤は FBR の負極性の反射面、青は正極性の反射面を示す。

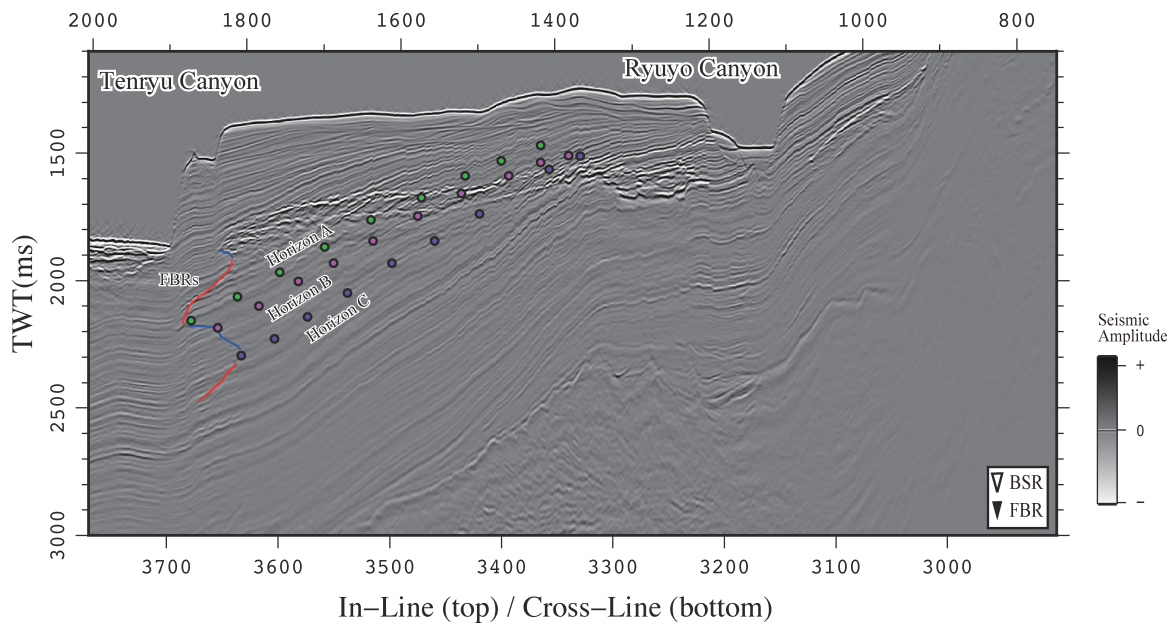


Fig. 3-14: 地層の反射面 A、B、および C の反射断面図上での位置 天竜海底谷および竜洋海底谷を含む北西-南東方向の測線 (Fig. 2-2 に位置を示す)。緑丸 (Horizon A) は反射面 A を示し、マゼンダ丸 (Horizon B) は反射面 B、紫丸 (Horizon C) は反射面 C を示す。

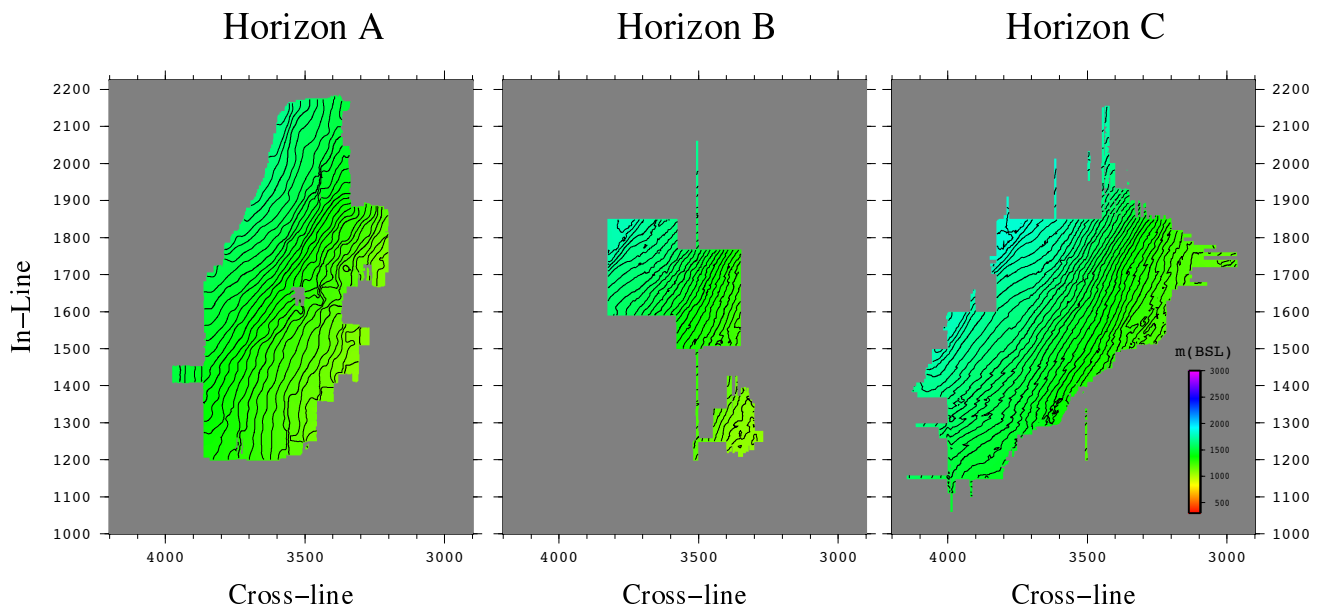


Fig. 3-15: 地層の反射面 A,B,C の追跡範囲

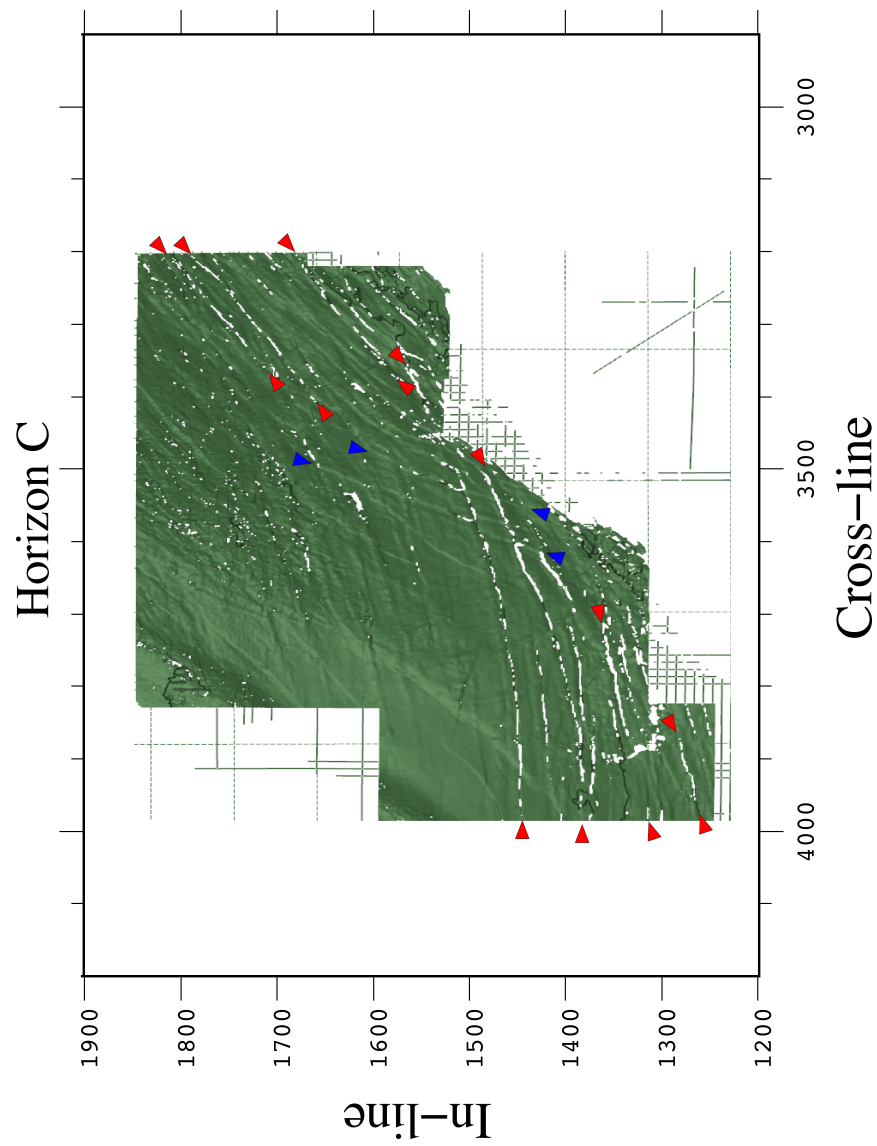


Fig. 3-16: 地層の反射面 C の表面形状 東西 ~ 北東-南西方向の断層に対応するリニアメントの一部を青矢印で例示する。北北東-南南西方向の断層に対応するリニアメントの一部を赤矢印で例示する。北北東-南南西方向のリニアメント (赤矢印) によって切られている。

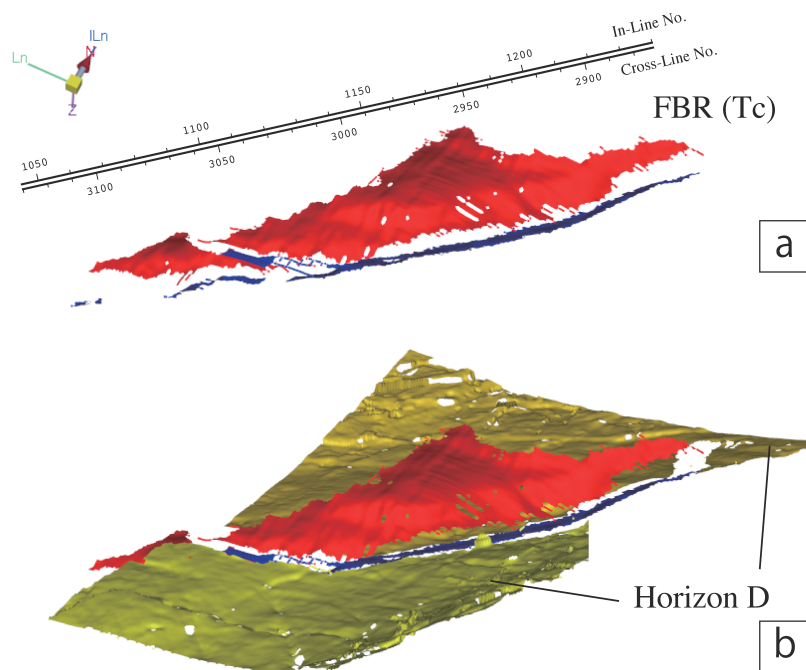


Fig. 3-17: Tc エリアの (a)FBR および (b) 反射面 D と FBR の関係 黄は反射面 A を示す。赤は FBR の負極性の反射面、青は正極性の反射面を示す。

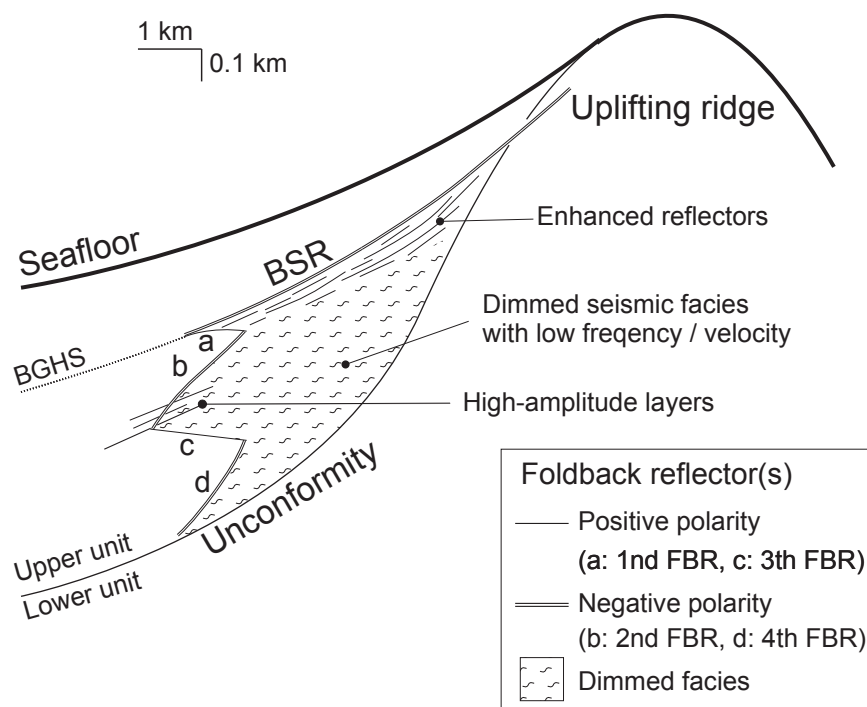


Fig. 3-18: FBR の模式図 (大塚ほか 2011 を改変)

第4章 地形を考慮したハイドレート安定領域の推定

第3章での断面観察から、折り返し反射面（FBR）は地層の反射面とは異なることが明らかとなった。FBRはBSRよりも深部に発達している。しかし、Ta エリアや Tc エリアなどは FBR が急峻な斜面域に発達しているため FBR とメタンハイドレート安定領域との位置関係が分かりにくい。FBR が BGHS 深度に一致すれば、反射面の一部は BSR そのものである可能性も排除できない。そこで、本章では理論的なメタンハイドレートの安定領域を推定し、FBR の分布深度との関係を調べた。

4-1 1次元温度構造による BGHS の推定

メタンハイドレートが形成される温度・圧力条件は、数多くの実験的研究により明らかにされてきた (Sloan & Koh 2008 など)。また理論的な研究も行われてきている (Englezos & Bishnoi 1988; Masoudi & Tohidi 2005 など)。メタンと水の2相系の相境界については、温度・圧力の適用範囲が異なる近似曲線がいくつか報告されている。Miles (1995) は海洋堆積物に形成されるメタンハイドレートについて、次のような多項式で近似した。

$$P = 2.8074023 + aT + bT^2 + cT^3 + dT^4 \quad (4-1)$$

定数はそれぞれ、 $a = 1.55947 \times 10^{-1}$ 、 $b = 4.8275 \times 10^{-2}$ 、 $c = 2.78083 \times 10^{-3}$ 、 $d = 1.5922 \times 10^{-4}$ である。また、 P は圧力 (MPa)、 T は温度 (°C) を表す。この4次式はメタンと海水の環境下において、0~30 °C の範囲でメタンハイドレートの相境界をよく近似している。

次に、BGHS の深度を求めるため、圧力と深度の関係式を立てる。海底下の圧力は静水圧と静岩圧の間にあると考えられるが、世界各地（南海トラフ、チリ沖、ペルー沖、バンクーバー沖、オレゴン沖、フロリダ沖）での掘削により海底下の温度が測定された結果、BSR が存在する深度は静水圧を仮定した理論的なメタンハイドレート相境界および室内実験の結果とよく一致することが示された (Grevemeyer & Villinger 2001)。従って、圧力と深度の関係は静水圧を仮定して以下の簡単な式で表すことができる。

$$P = \rho g z \quad (4-2)$$

ρ は海水の密度、 g は重力加速度、 z は深度を表す。

海水の密度 ρ は Fofonoff & Millard (1983) に基づいて算出した。海上保安庁の日本海洋データセンターが公表している対象海域で得られた CTD および XCTD のデータから水深 10~1000 m、水温 4 ~20 °C、塩分 34.2~34.7 psu の範囲で計算し、密度を 1.024~1.034 g/m³ と見積もった。本研究では平均値 1.029 g/m³ を採用した。Miles (1995) は北緯 30°

から北緯 80° と、非常に広範囲での BGHS を推定するために緯度による重力加速度の変化を組み込んでいる。本研究では東部南海トラフの限られたエリアで BGHS の推定を行うため、重力加速度は一定値を採用する。計算機での使用を前提に高精度の値を求めると、次のようになる。三次元探査領域は北緯およそ 34° に位置していることから、緯度 ϕ を

$$\phi = \frac{34 \cdot \pi}{180} \quad (4-3)$$

とする。したがって、対象海域の重力加速度 g は標準重力の式を用いて以下のように求まる。

$$g_{\phi} = \left\{ 9.7803267714 \frac{1 + 0.00193185138639 \sin^2 \phi}{\sqrt{1 - 0.00669437999013 \sin^2 \phi}} \right\} \\ = 9.7964938 \text{ (m/s}^2\text{)} \quad (4-4)$$

海底下の温度 T については、地温勾配から推定する。地温勾配の値は BGHS の推定深度に与える影響が大きく、誤差の主要因の一つになり得る。地温勾配は、その場所における熱流量と堆積物の熱伝導率から求められる。南海トラフ周辺における熱流量は観測 (Yamano et al. 1982 など) やシミュレーション (Hamamoto et al., 2011 など)、または BSR 深度からの推定 (Yamano et al. 1982; Ashi et al. 2002; Martin et al. 2004; Kinoshita et al. 2011 など) により見積もられている。南海トラフでは表層付近の熱流量が海溝軸付近で 130~150 mW/m² 程度の高い値を示し、陸側へ向かって徐々に減少する傾向を示すことが知られている (Yamano et al. 1984 など)。本研究の対象海域は海溝軸付近から 30~40 km 陸側に位置し、観測により見積もられた熱流量は約 50 mW/m² で比較的变化が小さい領域にあたる (Yamano et al. 2003)。また、Ashi et al. (2002) は南海トラフの四国沖および東海沖で BSR 深度から熱流量を推定している。その結果、水深が約 3400 m よりも浅い海域ではおよそ 50 mW/m² で概ね一定であることが示されている。これらより本研究における対象海域の周辺では熱流量の変化が比較的少ないと考えられるため、50 mW/m² の一定値を仮定する。海底下の熱伝導率は岩相によって異なる値を持つが、本研究で対象にする領域では、BSR が発達する地層は局所的に熱伝導率が大きく変化する構造 (たとえば火成岩の存在や大きく時代の異なる堆積層との境界) が無いため、一定値と仮定する。熊野海盆で行われた掘削孔での温度計測から、深度 (z) と熱伝導率 (λ) について $\lambda = 6.17 \times 10^{-4} \cdot z + 0.96$ という関係式が得られている (Sugihara et al. 2014)。従って、ここでは海底面から海底下 1 km の平均値である 1.27 W・m⁻¹K⁻¹ を対象地域で一律に用いる。上記の仮定に基づき、対象海域の平均的な地温勾配として、 $50 \times 10^{-3} / 1.27 \approx 3.9 \times 10^{-3}$ K/m を採用する。

以上を踏まえ、海底下における任意の深度 z における温度 T は、次のように表すことができる。

$$T = T_0 + \left(\frac{\Delta T}{\Delta z}\right)z \quad (4-5)$$

上式の $(\Delta T / \Delta z)$ は地温勾配を表し、 T_0 は海底面の温度を表す。海底面の温度 T_0 は海水温のデータから推定することとした。本研究では、海上保安庁の日本海洋データセンターが公表している CTD および XCTD のデータを用いた。使用したのは探査が行われた 2002 年に東部南海トラフ周辺で得られたデータである。Fig. 4-1 に海水温と深度の関係を示す。海水温の深度プロファイルは指数関数で比較的良好に近似できる (Fig. 4-1a)。研究対象の三次元探査領域では平均水深が 1000 m 程度のため、水温変化が小さくなる水深 600 m 以上のデータを用いて近似した。深度 z と海水温 T_z の関係を次のように表すと、

$$T_z = a \times e^{-b \cdot z} \quad (4-6)$$

最小二乗法により、定数はそれぞれ $a = 6.2132$ 、 $b = 6.00 \times 10^{-4}$ と求まった。本章では、海底面の深度 z_0 における温度 T_0 は T_z に等しいと仮定し、(4-6)式を用いて求める。また、海底面の深度は往復走時から、海水の地震波伝播速度を 1500 m/s として変換した。海底下の音響速度についても、BSR 深度までの RMS 速度 (第 5 章で解説する) から 1500 m/s の一定値を採用する。海底面から BSR が認められる深度までに極端な速度変化はみられないことから、一定値を採用する。

上で示した(4-1)式と(4-5)式の交点を求めることで、BGHS の深度が求まる。実際の計算は FORTRAN のプログラムを作成して行い、数値の検証には Miles (1996) に基づいて Hanumantha (1999) が開発した C 言語による計算プログラムを一部改変して用いた。付録 1 に FORTRAN のソースコードを掲載する。

「東海沖」エリアでの推定 BGHS は Fig. 4-2 に示すように求められた。観測値である BSR との比較を Fig. 4-3 に示す。推定した BGHS は全体的に BSR と整合的な深度である。天竜海底谷の東側の領域では、BSR と推定 BGHS の相関係数は 0.986 である。また、FBR は推定した BGHS より深部に発達することが読み取れる。一方で、地形の起伏が複雑な領域ではズレが大きくなる傾向を示す。特に海底谷の近傍では周囲より地形変化が急であるため、1 次元で温度構造を仮定した BGHS も起伏に合わせて急な変化が起こる。FBR との位置関係を見てみると、例えば Ta エリアの 2 次 FBR は部分的に BGHS と接するもしくは交差している (Fig. 4-3)。しかし、BSR は 1 次 FBR と接する位置で途切れているほか、推定した BGHS と 2 次 FBR が接する位置の周辺にも BSR と考えられる反射面は認められない。これらは音響速度による影響を考慮しても説明ができない。以下、インライン 2030 の断面を用いて議論する (Fig. 4-4)。BSR より上部の音響速度が 1800 m/s と仮定した場合、推定 BGHS と比較して BSR と FBR (いずれも 1500 m/s で深度変換した) の相対深度は深くなる (Fig. 4-4)。その結果、推定 BGHS の深度は東側で BSR と整合的であるが、FBR

の発達する西側では差が大きくなる。また、この程度の音響速度の違いによる相対深度の変化量では、依然として FBR が BGHS と交差する。このことから、FBR と BGHS の位置関係を理解するためには変化に富む地形での BGHS 深度をより詳細に検討する必要がある。

4-2 海底下の 2 次元温度構造の推定

変化に富む海底地形での BGHS 深度を理解するためには、海底下の温度構造を知る必要がある。深部からの熱流量を一定であると仮定しても、海底面での熱流量は地形の影響を受けるため、海底下の温度構造は一様ではないと考えられる。

本研究では Blackwell et al. (1980) に基づき、海底地形の影響を考慮した 2 次元温度構造を推定する。Blackwell et al. (1980) では陸上での応用例を示しているが、この手法は一般的に用いることができる。南海トラフでは Kawada et al. (2014)、Yamano et al. (2014) によって海底地形が熱流量に与える影響の評価へ応用されている。

2 次元の海底地形を次のように表すとする。

$$z_s = f(x_s) \quad (4-7)$$

ここで、 z_s は、座標 x_s での高度を表す。

境界条件として海底面に温度 T_s を与え、無限下方から一定の熱流量が与えられているとすると、地形表面（海底面）では、次の条件を満たす。

$$T(x_s, z_s) = T_s \quad (4-8)$$

また、無限下方では、次の条件を満たすとする。

$$\left(\frac{\partial T}{\partial z} \right)_{z \rightarrow \infty} \rightarrow \alpha \quad (4-9)$$

ここで、 α は地形の影響が無い無限下方での温度勾配を表す。熱伝導率は一様で、熱流量は z 平面に平行に与えられている。

以上(8)、(9)の条件を満たすように定常状態の熱伝導方程式（Laplace 方程式）を解く。

$$\frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} = 0 \quad (4-10)$$

すると、

$$T(x, z) = \alpha z + \sum_{k=0}^M e^{-2\pi k \left(\frac{z}{\lambda} \right)} \left\{ A_k \cos \left[\left(2\pi k \frac{x}{\lambda} \right) \right] + B_k \sin \left[\left(2\pi k \frac{x}{\lambda} \right) \right] \right\} + \text{error term} \quad (4-11)$$

上式での λ は地形の x 座標方向の波長、 k は波数、 A_k および B_k は境界条件から求まる定数である。

境界条件は次のように定めた。本研究では海底面での温度分布も考慮するため、 T_s を一定とせず、(4・6)式で求めた $T_z(x_s, z_s)$ を用いる。無限下方からの熱流量については、地形効果が及ばない十分な深度からの熱流量として考える。ここでは、沈み込む海洋地殻上面からの熱流量を採用する。南海トラフに沈み込んでいるフィリピン海プレート北部に当たる四国海盆は、伊豆-小笠原弧の背弧海盆として 30 Ma から 15 Ma にかけて発達したと考えられている (Okino et al. 1994)。Stein & Stein (1992)のプレート冷却モデル (GDH-1) を用いると、55 Myr より若い海洋地殻上面での熱流量 Q は次の式で表される。

$$Q(t) = 510 \cdot t^{-1/2} \quad (4\cdot12)$$

ここで t は海洋地殻の年齢 (形成年代) である。仮に t を 15 Myr ~ 20 Myr とすると、 $Q \approx 114.04 \sim 131.68 \text{ mW/m}^2$ と求まる。表層で観測される熱流量は堆積作用の影響を受けており、深部における実際の熱流量より低い値となることが知られている (Hutchison 1985 など)。ここでその影響を Hutchison (1985) に基づいて見積もるとする。ただし、堆積速度は一定とし、圧密は考慮しない。対象領域周辺の表層における熱流量の観測値を 50 mW/m^2 程度とし (Yamano et al. 2003 など)、堆積物の熱拡散係数を $1.6 \times 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$ 程度 (Goto & Matsubayashi 2009) とする。堆積速度と堆積開始年代は付加体での適用が難しいが、堆積速度 (見かけ) と堆積開始年代をおのおの 1.43 mm/yr 、15 Ma および、 1.07 mm/yr 、20 Ma と仮定したときに、それぞれ地殻の熱流量は 131.44 mW/m^2 、 114.03 mW/m^2 が得られ、GDH-1 モデルで求めた 15 Ma ~ 20 Ma の海洋地殻上面での熱流量と近い値を示す。Martin et al. (2004) は BSR 深度に基づく熱流量の推定から、第 1 天竜海丘の南斜面では堆積速度が最大で 1.0 mm/yr から 1.2 mm/yr に達するとしている。また対象海域からは離れた場所であるが、四国沖において南海トラフの付加体先端から海溝軸付近で行われた掘削に基づき 2.0 mm/yr 程度の速い堆積速度が見積もられており (Taira 1979)、妥当な範囲の値であると考えられる。本研究の対象海域は沈み込む海洋地殻の地磁気年代が約 20 Ma を示すあたりの陸側に位置している (Müller et al. 2008 など) こと、また概算した堆積速度が対象海域近傍で見積もられた Martin et al. (2004) の値に近いことから、ここでは 20 Ma に形成された海洋地殻が直下にあると考える。

また熱伝導率は海洋地殻上面から表層までの平均的な値として、 $2.0 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \text{K}^{-1}$ を用いる。従って、無限下方での温度勾配を $\alpha = 114.04 \times 10^{-3} / 2.0 = 5.7 \times 10^{-3} \text{ K/m}$ として計算した。本研究では、東京大学地震研究所の川田佳史博士から提供された FORTRAN によるプログラムを使用した。このプログラムでは地形の両端での対称性を仮定し、熱伝導方程式の解のうち \cos 項を求める。また海底地形は定常状態であると仮定し、局所的な侵食や堆積の作用の影響を受けていない純粋な地形効果を見積もる。

計算領域は用いる計算機の記憶領域および、計算時間を考慮して設定した。本研究では特に発達した FBR が見られる Ta エリア周辺に注目した。海底地形にはインライン断面のデータを用い、クロスライン 2500～4000 の範囲で水深 250 m ～ 2250 m の範囲を計算した。出力値の空間分解能は、測線方向に 12.5 m、深度方向に 2 m である。これらをインライン 1500～2250 の範囲で実施した。

インライン 1850 で得られた海底下の温度構造を Fig. 4-5a に示す。海底面での温度は水深に応じた温度変化の影響を受け、海底下の浅部ほど海底地形の影響を受けている。深度が増加するに従い、徐々に海底地形の影響が小さくなる様子が確認できる。BSR が存在する 150 m ～ 200 m の深度では海底地形の影響が大きく、水平成層構造を仮定した 1 次元の温度モデルでは説明できないことが分かる。同じ測線において海底地形が地形表面の熱流量 (q) に与える影響を、地形の影響がない場合 (q_0) との比として表し、Fig. 4-5b に示す。海底地形が大きく変化する海底谷の谷壁周辺にピークが認められる。

4-3 海底地形の影響を考慮した BGHS の推定

次に、4-2 で推定した海底下の温度構造に基づき BGHS を推定する。使用するモデルは 4-1 で示したものを一部変更して用いる。具体的には、(4-5)式で示した温度 T については単純な 1 次元温度構造ではなく、4-2 で得られた 2 次元温度構造を用いる。本研究では単純なフォワードモデリングの手法を用いた。

(4-1)式と(4-2)式から、メタンハイドレート安定領域の境界を深度と温度の関係式で表すと以下ようになる。

$$z = \frac{2.8074023 + aT + bT^2 + cT^3 + dT^4}{\rho g} \quad (4-13)$$

2 次元断面の座標 (x, z) において、4-2 で求めた $T(x, z)$ を(4-13)式に代入し、最も解に近い T と z の組を総当たりに探索する (FORTRAN によるソースコードを付録 2 に掲載する)。深度方向の分解能は温度計算で得られた 2 m 間隔となる。

インライン 1850 で得られた推定 BGHS を Fig. 4-6 に示す。 $\alpha = 5.7 \times 10^{-3} \text{ K/m}$ から得られた温度構造に基づく BGHS は、計算領域の東側では観測値である BSR によく一致するものの、西側では BSR より全体的に浅い。そこで、 α の値が BGHS 深度に与える影響を見積もるため、感度計算を実施した。 α は(4-9)式に示すように無限遠方における温度勾配に相当する。 α は無限遠における熱流量 Q および地殻の熱伝導率 k を用いて $\alpha = Q/k$ と表す事ができる。ここでは熱伝導率を $2.0 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ で固定し、熱流量を 80 mW/m^2 から 120 mW/m^2 まで 10 mW/m^2 間隔で変化させた。BSR との比較を Fig. 4-7 に示す。推定した BGHS は $\alpha = 5.0 \times 10^{-3} \text{ K/m}$ (熱流量が 100 mW/m^2) のとき最も BSR をよく説明できる。

海洋地殻上面の熱流量を 100 mW/m^2 とすると GDH-1 モデルでは地殻の形成年代がおおよそ 25 Ma 程度に見積もられる。海洋地殻の年齢を 20 Ma に固定した場合、海洋地殻より上部に存在する堆積物の熱伝導率は約 $2.3 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \text{K}^{-1}$ となる。しかし、これ以上モデルに制約を与えることは難しい。これより詳細に議論するためには、沈み込み帯における海洋地殻上面の熱流量分布や、付加体および前弧海盆堆積物における熱伝導率の分布について詳細に検討することに加え、それらをモデルに組み込む必要がある。また、堆積物中の速度分布についても加味するため、深度マイグレーションにより得られる断面が必要となる。本研究ではこれより $\alpha = 5.0 \times 10^{-3} \text{ K/m}$ を最適値として扱う。

上述の最適値に基づく 2 次元温度構造から得た BGHS と、1 次元温度構造に基づく BGHS の比較を Fig. 4-8 に示す（インライン 2030）。特に海底谷近傍で大きく深度が異なる。観測値である BSR と比較すると、竜洋海底谷の下において 2 次元温度構造で推定した BGHS が BSR 深度をより良く説明している。このことから、海底谷や断層崖など海底地形が急変する場所では、地形効果を考慮して BGHS を推定する必要があると言える。計算を行った全ての測線における BGHS と BSR の比較を Fig. 4-9a, 4-9b に示す。断面図を掲載していない他の全ての測線においても、竜洋海底谷周辺の BSR 深度は地形効果を考慮することで説明できた。一方、インライン 1700～2000 付近における浅い BSR 深度は、2 次元の地形効果を考慮しても説明できない。本研究では天竜海底谷および竜洋海底谷の影響を考慮するため、インライン断面を用いて地形効果を見積もった。しかし、クロスライン 2700 より東方は、計算領域の北東に位置する第 1 天竜海丘の地形的影響を受けていると思われる。従って、この場所での地形効果を 3 次元的に見積もることで説明できる可能性がある。一方、クロスライン 2500～3150 付近の深度異常については、地形効果では説明が難しく、それ以外の要因が影響している可能性がある。他にも特徴的な BSR の深度異常が認められる。1 次元温度構造に基づく BGHS との比較では、天竜海底谷の東岸に発達する斜面崩壊地形のすぐ南側に推定 BGHS より BSR が最大で約 80 m 深い傾向を示す領域が存在する (Fig. 4-9a : インライン 1950～2100、クロスライン 3350～3600)。この深度異常は長久保ほか (2009) により指摘され、天竜海底谷からの海水の浸入が原因である可能性が挙げられている。しかし、地形効果を考慮した結果ではこの異常値は平均約 20 m に低減している (Fig. 4-9b)。BSR の局所的な形状変化は説明できないものの、BSR 深度は地形の効果で概ね説明できる。これらの結果から、本研究で用いた手法により BSR 深度を決める要因のうち、大局的な地形の効果については概ね説明ができると言える。一方で、BSR の詳細な形状（短周期成分）については局所的な影響を十分に検討する必要がある。海底地形による BSR 深度への影響は Martin et al. (2004) や Kinoshita et al (2011) でも考慮されているが、海底下温度構造の推定ではなく海底面を特定の関数で平滑化する手法を用いている。Kinoshita

et al. (2011) は Blackwell et al. (1980) の熱拡散方程式から短周期の地形は BSR 深度への影響が少ないと考え、Gaussian フィルタを用いて平滑化した海底地形を用いて BSR 深度を推定した。本研究で得られた結果においても、短周期の地形は BSR 深度に影響を与えていない。また本研究で用いた BSR 深度は Martin et al. (2004) で行われたような平滑化は実施していない。BSR 深度の短周期な変化は、熱流量の地形効果以外の要因によって生じていると考えられる。

FBR との位置関係を見てみると、1 次元温度構造を仮定した BGHS が FBR と接している場所において、2 次元温度構造を仮定した BGHS は FBR より明らかに浅い深度に位置する (Fig. 4-8)。この差は天竜海底谷の発達による地形効果であると考えられ、FBR は BGHS より深部に発達していると考えられる。従って、どの深度の FBR についても、その出現には BSR とは異なる説明が必要となる。本研究では海底谷における浸食作用の影響について定量的な評価が難しく実施していないが、天竜海底谷においては浸食の影響を受けていることが予想される。その場合純粋な地形効果で見積もったよりも高い表面熱流量を示すと考えられ、BGHS は本研究による推定深度より浅くなるとみられる。竜洋海底谷は放棄された海底谷である (Iwabuchi et al. 1991; Soh & Tokuyama 2002) ことから、浸食の影響は受けていないと考えられる。従って浸食作用の影響を考慮しても、FBR は BGHS より深部に発達する反射面であると言える。

4-4 混合ガスによる BGHS の検討

BGHS 深度を変化させる要因として混合ガスによる影響が考えられる。熊野海盆に発達する泥火山で得られた堆積物試料からは、メタンより重い炭化水素が検出されている (Pape et al. 2014 など)。また本研究の対象海域では基礎試錐「南海トラフ」が実施されており、海底下約 1500 m 以上の深度で少量のエタンが検出されている (Waseda & Uchida 2004)。FBR の発達する深度においてはメタン以外の炭化水素はほとんど検出されていないが、混合ガスが BGHS 深度に与える影響を評価するためにモデル計算を実施した。本研究では、Sloan & Koh (2008) によって開発された熱統計力学モデルに基づく解析プログラムである CSMGem を用いて、混合ガスによるガスハイドレート相境界を推定する。また、混合ガスの組成についてはメタンに次いで多く存在するエタンについて検討する。

混合ガスによる影響を評価するにあたり、まず塩分による影響を評価した。純メタンによるメタンハイドレート相境界について、純水と 3.5 %の NaCl を添加した水のモデルを比較した結果を Fig. 4-10 に示す。純水と NaCl を含む水では相境界の温度・圧力条件に大きな差が生じる。水深約 1000 m、地温勾配が 40 K/m を想定した場合、BGHS 深度に換算して約 60 m の差が生じる。従って、数十 m スケールでの議論が必要な FBR 深度と

BGHS 深度の比較では、塩分による影響を無視することはできない。海水の影響を考慮した別モデルの例として、本章 4-3 までに用いた Miles (1995) による相境界との比較を Fig. 4-10 に示す。塩分を考慮したモデルは概ね Miles (1995) のモデルと調和的である。両者に基づく BGHS 深度をインライン 2030 で比較した結果を Fig. 4-11 に示す。CSMGem に基づくモデルと Miles (1995) に基づくモデルから得られる BGHS 深度は海面下 1000 m 以上の深度ではほぼ一致し、FBR 周辺の BSR 深度とも整合的である。海水の主成分である NaCl について考慮したモデルを用いることで十分な議論が可能であるため、混合ガスの評価については全て CSMGem によるモデル計算に基づいた相境界を比較する。

本研究で考慮したガスの混合比を Table 4-1 に示す。ガスのモル比に換算してメタン：エタン = 99：1、95：5、および 90：10 の場合について、それぞれの相境界を Fig. 4-12 に示す。エタンが 1 % の場合、対象海域の条件下で形成される混合ガスハイドレートの結晶構造は I 型 (Sloan 2003 など) となる。エタンが 5 %、10 % の場合は II 型 (Sloan 2003 など) の結晶構造を形成する。エタンが 1 % の場合、相境界は純メタンと比較してほとんど影響を受けない一方で、5 %、10 % の場合は大きく影響を受けることが分かる。これらの混合比それぞれについて、インライン 2030 を例に地形を考慮した 2 次元温度構造に基づく BGHS 深度の推定を行った (Fig. 4-13)。相境界モデル以外の条件は本章 4-3 に基づき $\alpha = 5.0 \times 10^{-3} \text{ K/m}$ とし、海底面温度も (4-6) 式に基づく。また、異なるガスの混合比から得られた相境界については、温度と圧力の関係を 4 次式に近似して計算に用いた。それぞれの係数については Table 4-1 に示す。Fig. 4-13 に示すように、純メタンにおける BGHS 深度は BSR と整合的である。またエタンの混合比が増すと BGHS 深度は増加し、その影響は海底下深度が浅いほど大きくなる傾向を示す。FBR 深度との関係に注目すると、エタンが 10 % 混合したモデルでも BGHS 深度は 2 次 FBR の深度より浅い。2 次 FBR の深度を混合ガスハイドレートの BGHS 深度で説明するためには 10% 以上のエタンの混合もしくは、プロパンなどさらに重い炭化水素の混合を必要とする。そのような混合比は観測値 (Waseda & Uchida 2004) を大きく上回っていることから、2 次 FBR およびそれより深い位置の FBR について、混合ガスによる BGHS で説明することは現実的では無いと言える。従って、FBR は純メタンによる BSR、あるいはメタン・エタン混合ガスによる BSR のいずれにも対応するものでないことが言える。

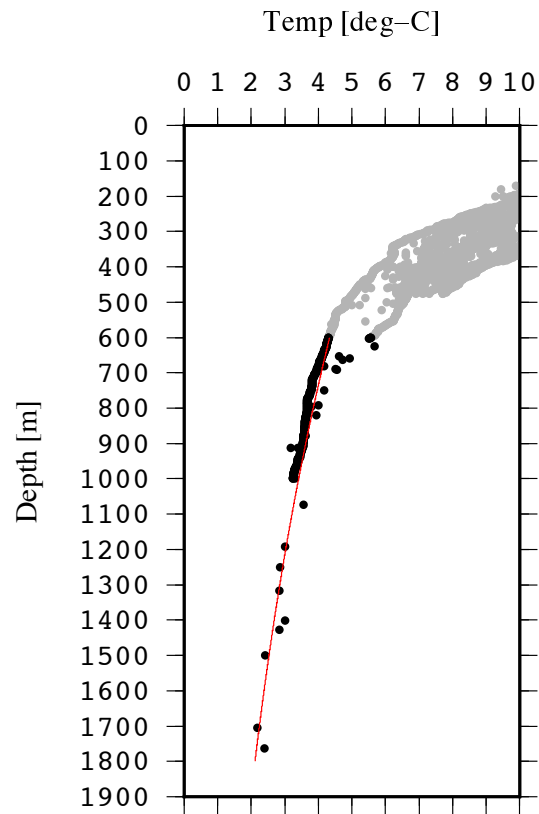


Fig. 4-1: 東部南海トラフの海水温プロファイル 黒丸および灰色丸が測定値、赤線は黒丸から得た近似曲線を表す。

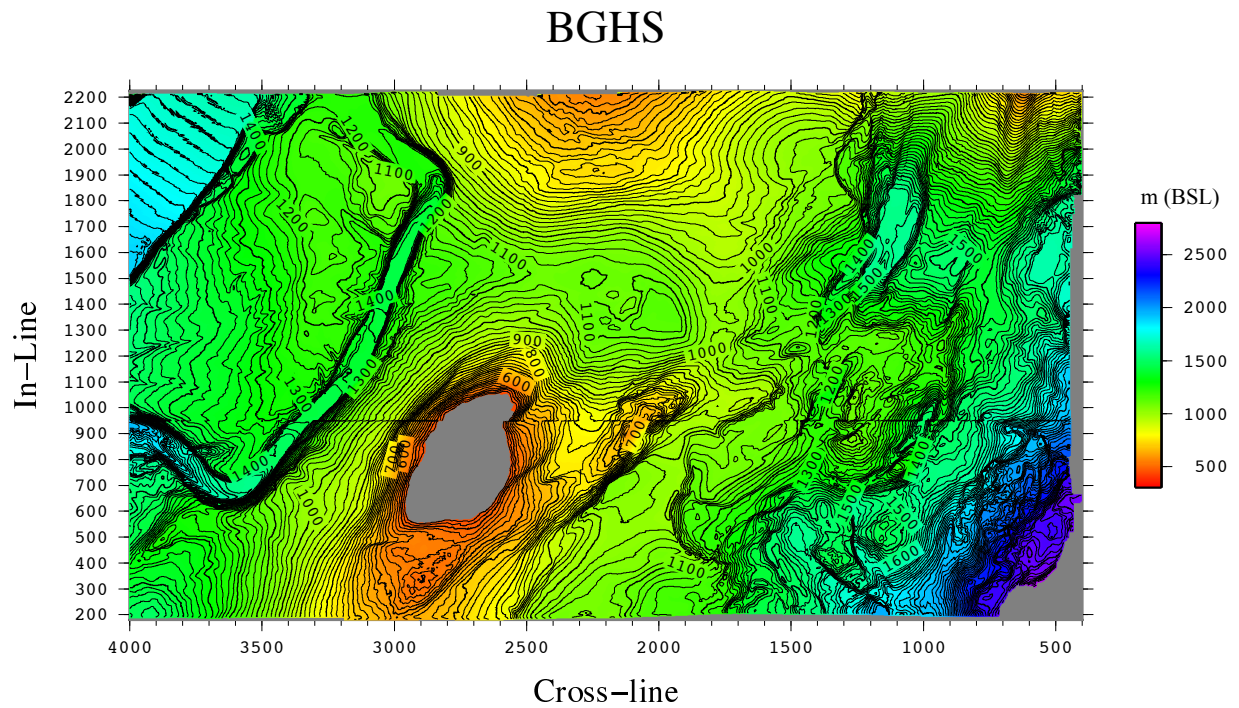


Fig. 4-2: 推定した1次元BGHSの深度

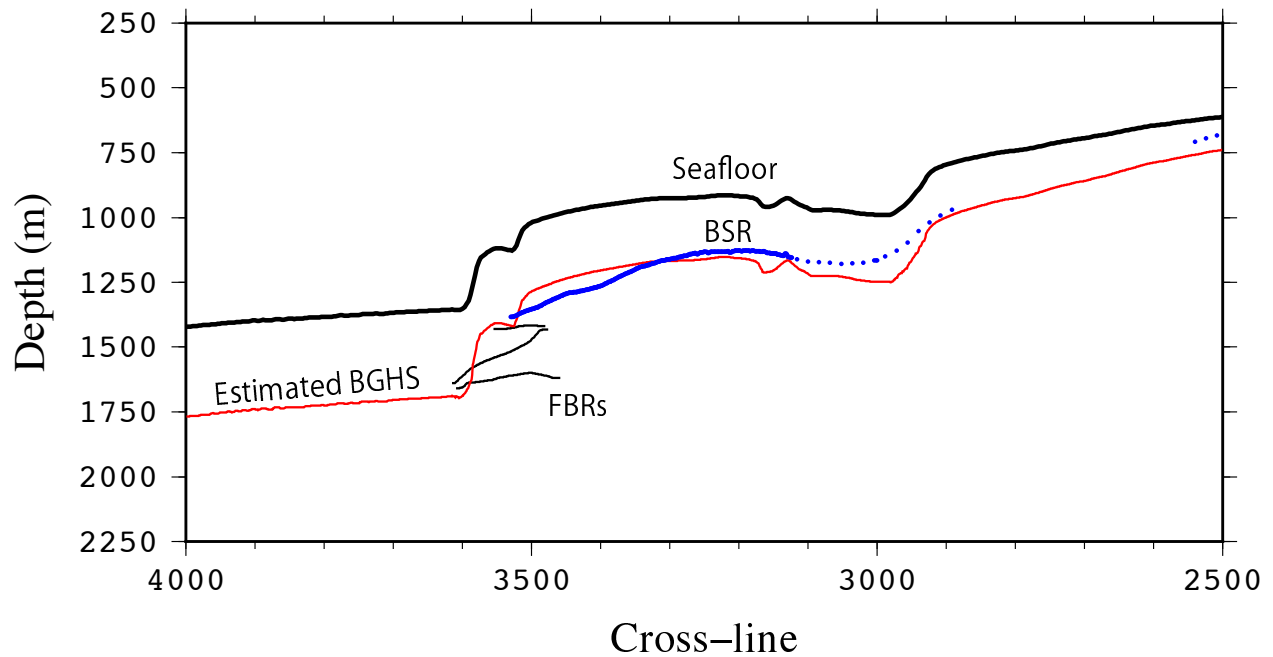


Fig. 4-3: インライン 2030 における BSR と 1 次元温度構造から得た BGHS の深度比較 黒（太い実線）が海底地形、青は BSR を、赤が推定した BGHS を示す。黒（細い実線）は FBR の位置を示す。測線位置は Fig.2-2 に示す。

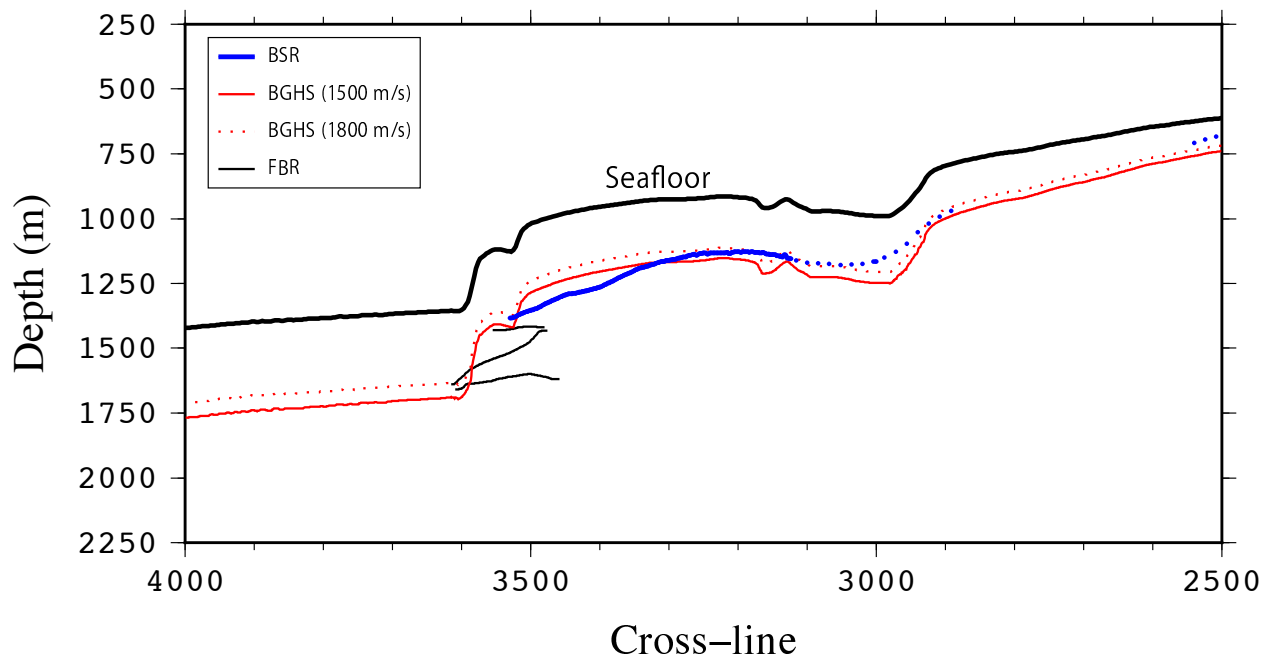


Fig. 4-4: インライン 2030 における音響速度が異なる場合の推定 BGHS の比較 黒（太い実線）が海底地形、青は BSR を、赤実線は BGHS より浅部の地層の音響速度を 1500 (m/s) として推定した BGHS を示す。赤点線が BGHS より浅部の地層の音響速度を 1800 (m/s) として推定した BGHS を示す。黒（細い実線）は FBR の位置を示す。測線位置は Fig.2-2 に示す。

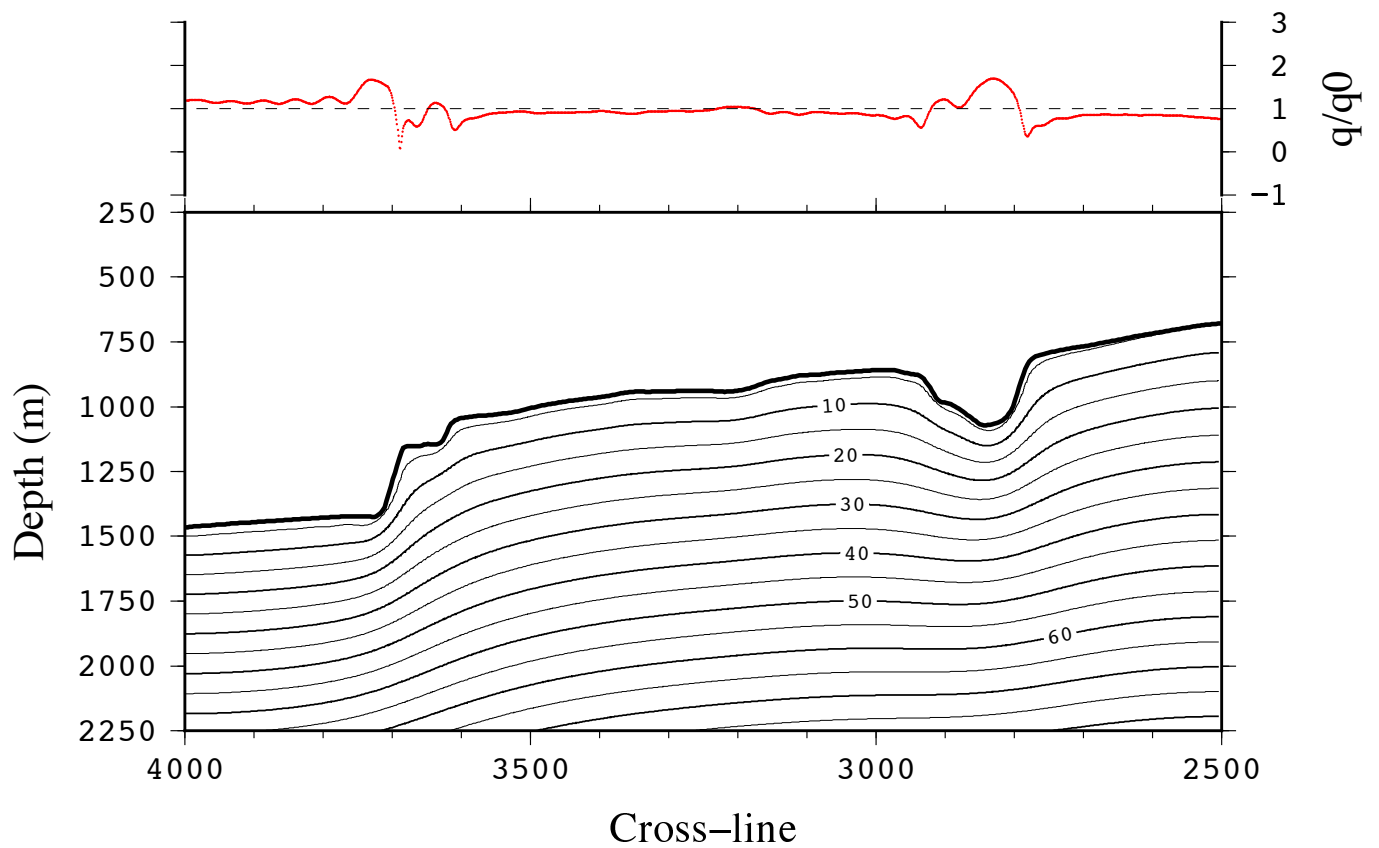


Fig. 4-5: (a) (下図) インライン 1850 での地形効果を考慮した海底下温度構造 等値線は温度 () を示す。(b) (上図) 海底面における熱流量が海底地形から受ける影響。深部からの熱流量 (q_0) と地形表面での熱流量 (q) の比を表し、数値が 1 からずれるほど影響を受けていることを意味する。測線位置は Fig.2-2 に示す。

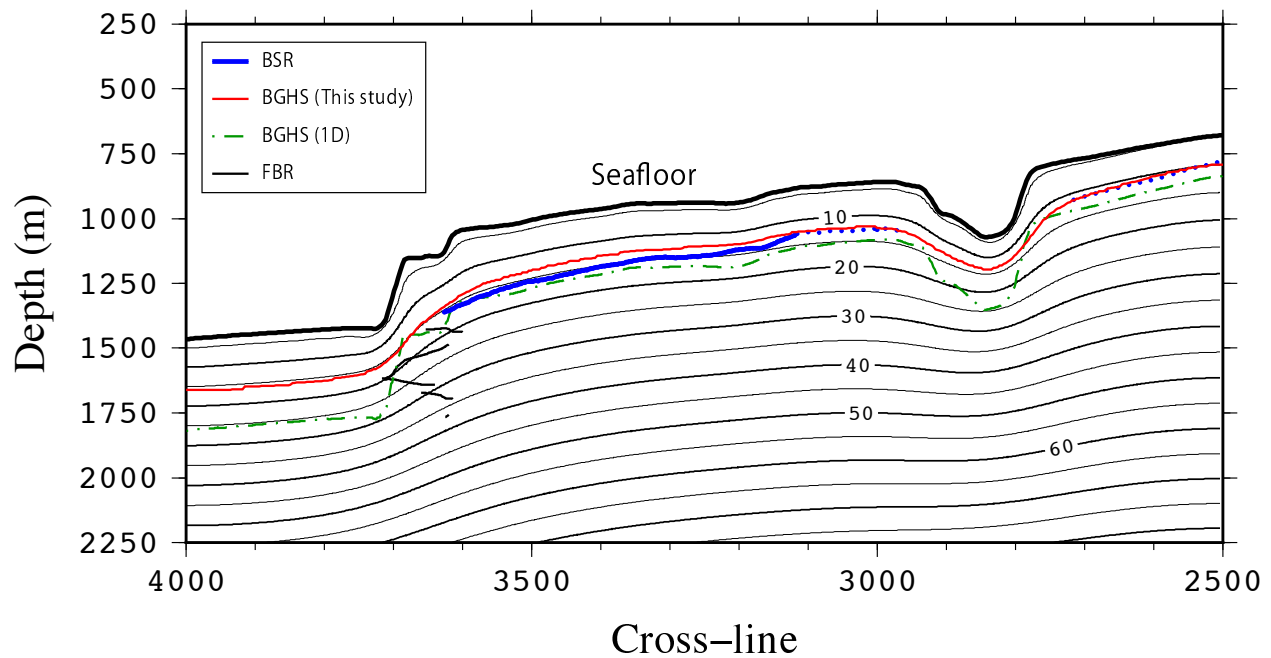


Fig. 4-6: インライン 1850 での地形効果を考慮した BGHS 深度 黒 (太い実線) が海底地形、青は BSR を、赤が推定した BGHS を示す。緑 (点線) は 1 次元温度構造より推定した BGHS 深度を示す。黒 (細い実線) は FBR の位置を示す。等値線は温度 () を示す。測線位置は Fig.2-2 に示す。

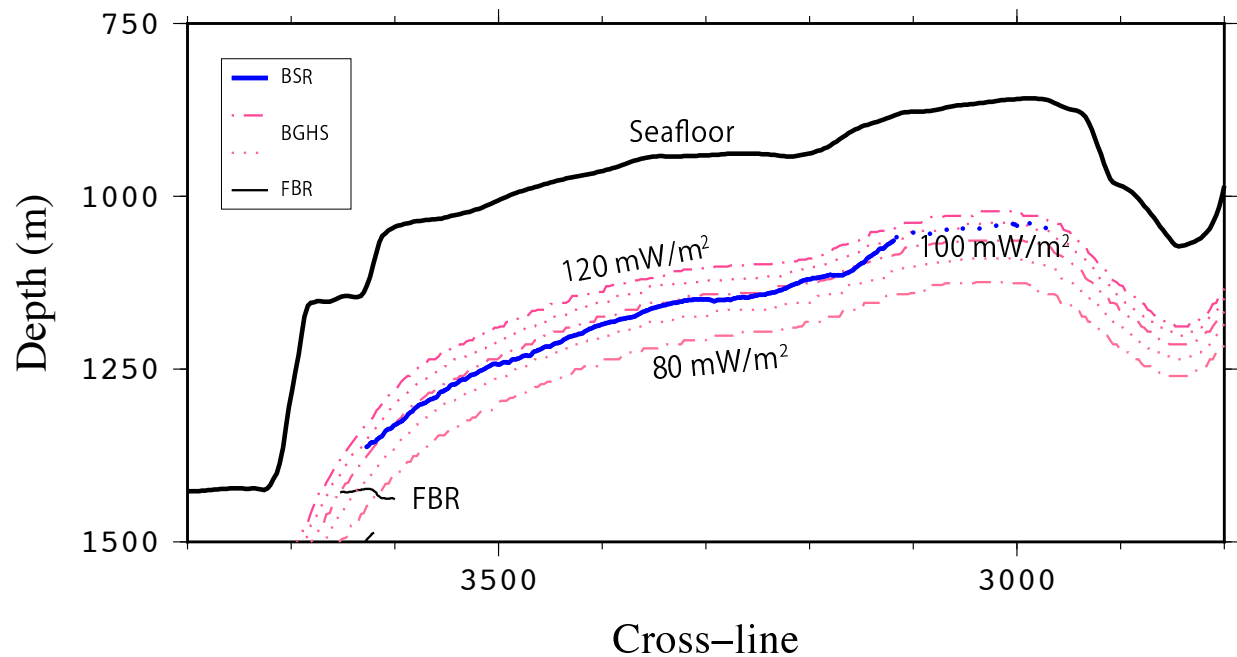


Fig. 4-7: 深部からの熱流量を変化させた場合の BGHS 深度 (インライン 1850) 破線 (-) は上から 120 mW/m^2 、 100 mW/m^2 、 80 mW/m^2 (深部からの熱流量) の場合を示し、間の点線 (...) は上から 110 mW/m^2 、 90 mW/m^2 の場合を示す。青が BSR を示す。測線位置は Fig.2-2 に示す。

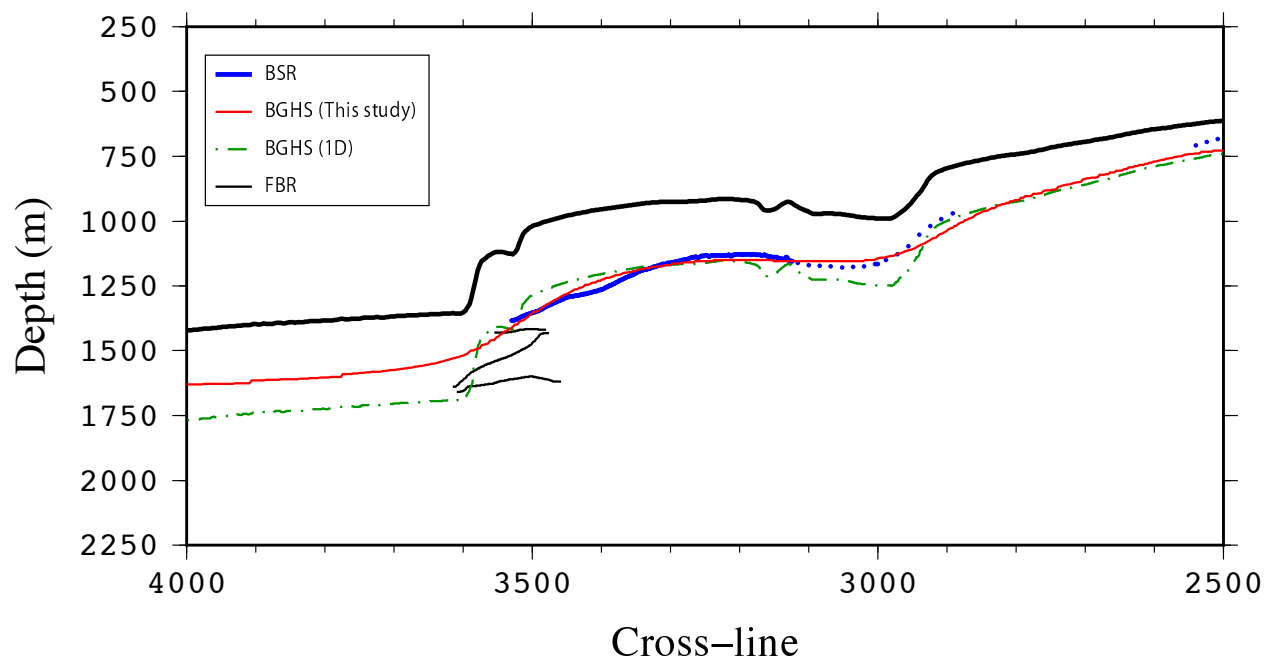


Fig. 4-8: インライン 2030 における地形効果を考慮した BGHS 深度 黒 (太い実線) が海底地形、青は BSR を、赤が推定した BGHS を示す。緑 (点線) は 1 次元温度構造より推定した BGHS 深度を示す。黒 (細い実線) は FBR の位置を示す。測線位置は Fig.2-2 に示す。

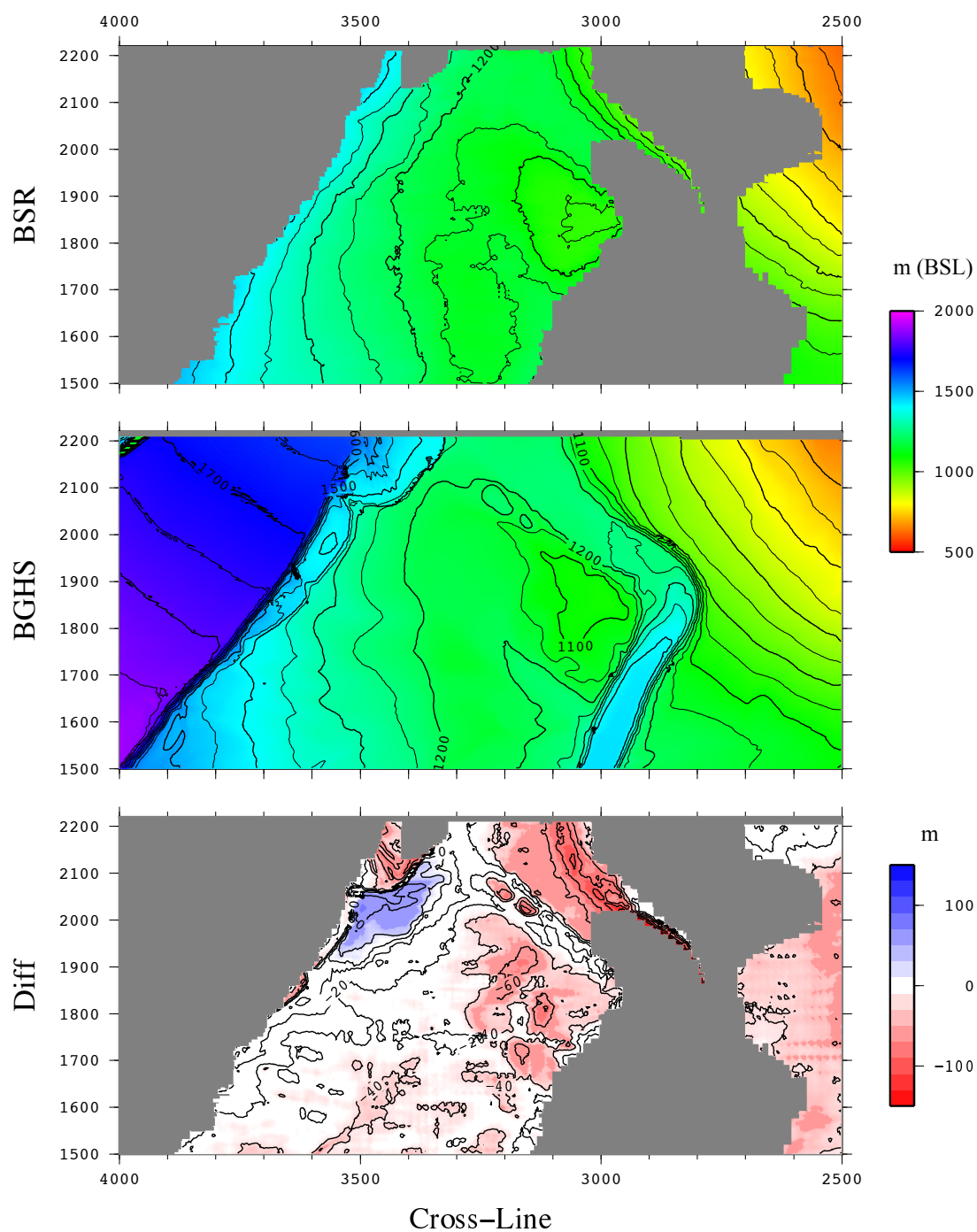


Fig. 4-9: (a) 推定した BGHS 深度と BSR 深度の比較 (上) BSR 深度 (中) 1 次元温度構造による BGHS 深度 (下) 差分 (BSR-BGHS) を示す。

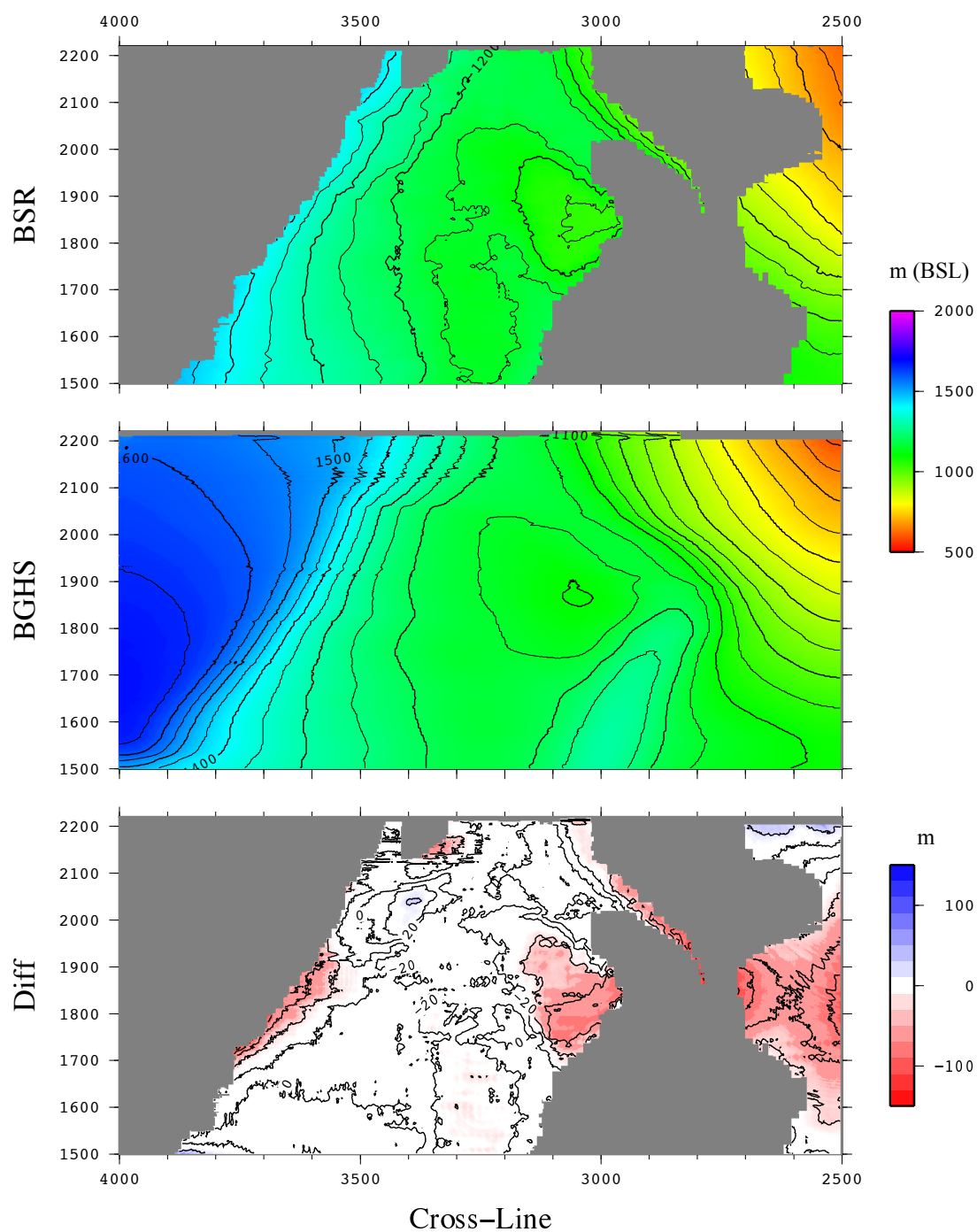


Fig. 4-9: (b) 推定した BGHS 深度と BSR 深度の比較 (上) BSR 深度 (中) 地形効果を考慮した BGHS 深度 (下) 差分 (BSR-BGHS) を示す。

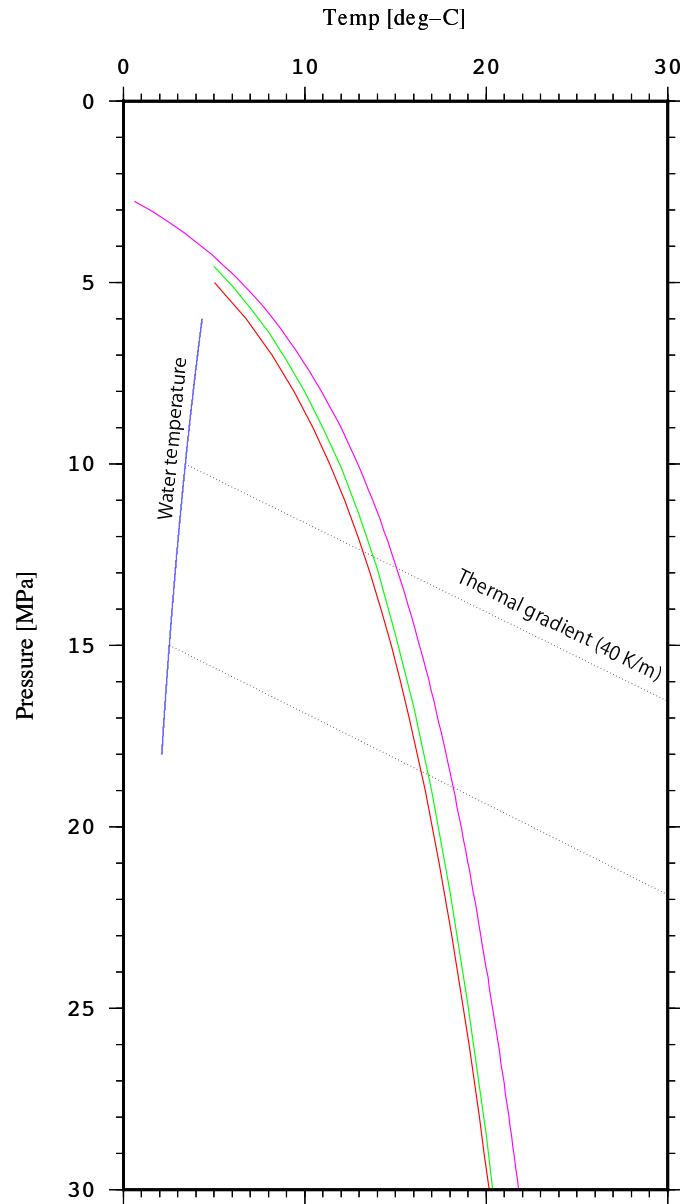


Fig. 4-10: 塩分を考慮したメタンハイドレート相境界モデルと純水における相境界モデルの比較。マゼンタ実線は純水におけるメタンハイドレート相境界を示す。赤実線は NaCl を 3.5 % 添加した場合のメタンハイドレート相境界を示し、緑実線は Miles (1995) に基づく相境界モデルを示す。青実線は東部南海トラフにおける水温プロファイルの近似曲線を示す。黒点線は水深 1000 m および 1500 m の場合において、地温勾配 40 K/m を仮定した場合の海底下温度を示す。

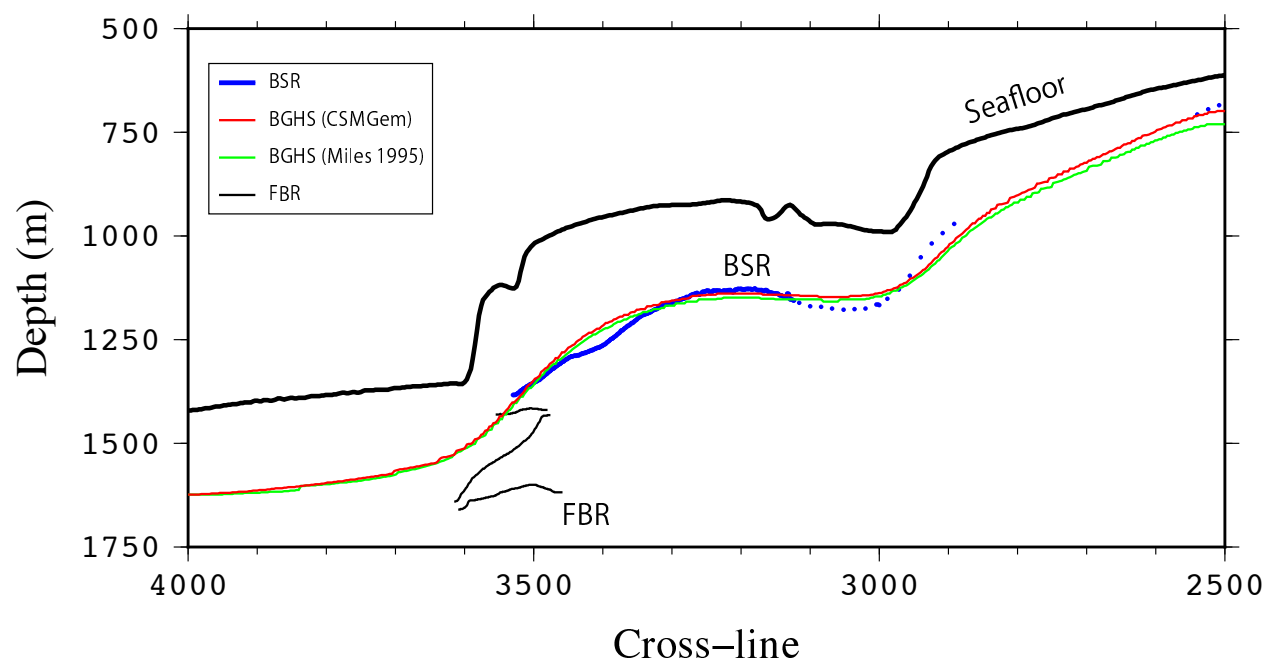


Fig. 4-11: NaCl を 3.5 % 添加した水の条件下での BGHS (赤) および Miles (1995) に基づく BGHS (緑) の比較。海底下温度は第 4 章 4-3 の手法に基づいて地形効果を考慮した 2 次元温度構造を用いた。青は BSR を示す。黒 (細線) は FBR を示す。測線位置は Fig.2-2 に示す。

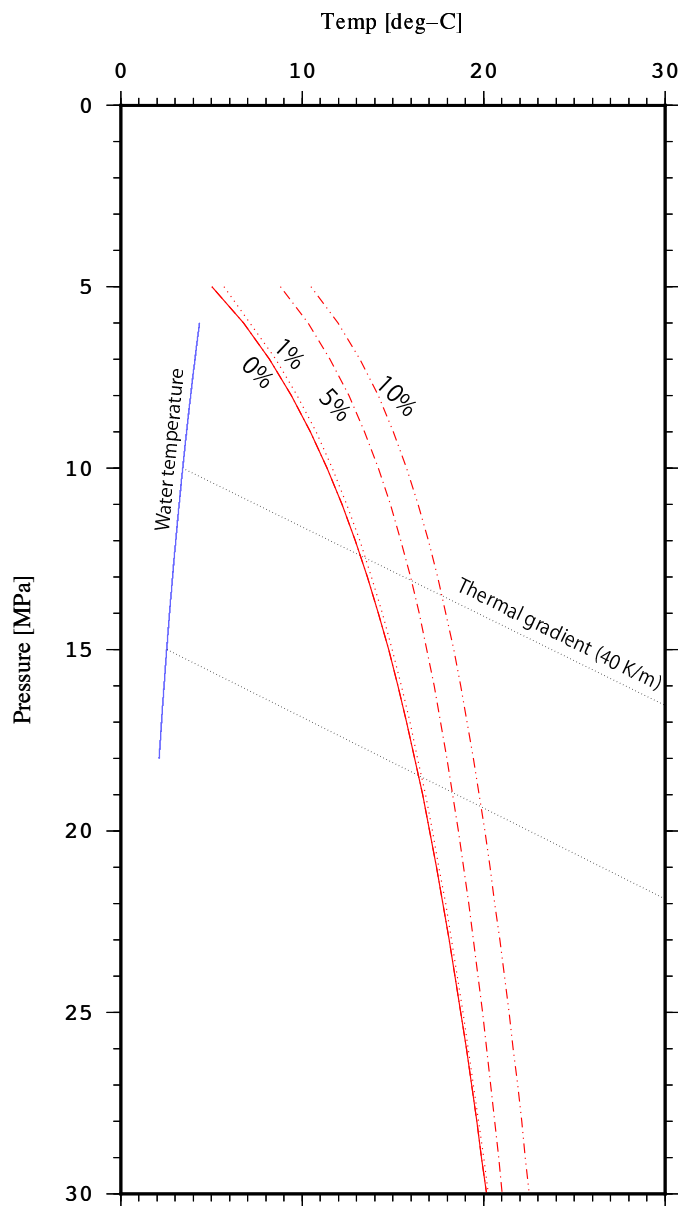


Fig. 4-12: 異なるメタン - エタン比での混合ガスハイドレート相境界の比較 (インライン 2030)。実線はメタン 100 % の場合を示す。点線 (...) はエタン 1 % の場合、点線 (-.) はエタン 5 % の場合、点線 (..) はエタン 10 % の場合をそれぞれ示す。青実線は東部南海トラフにおける水温プロファイルの近似曲線を示す。黒点線は水深 1000 *m* および 1500 *m* の場合において、地温勾配 40 *K/m* を仮定した場合の海底下温度を示す。

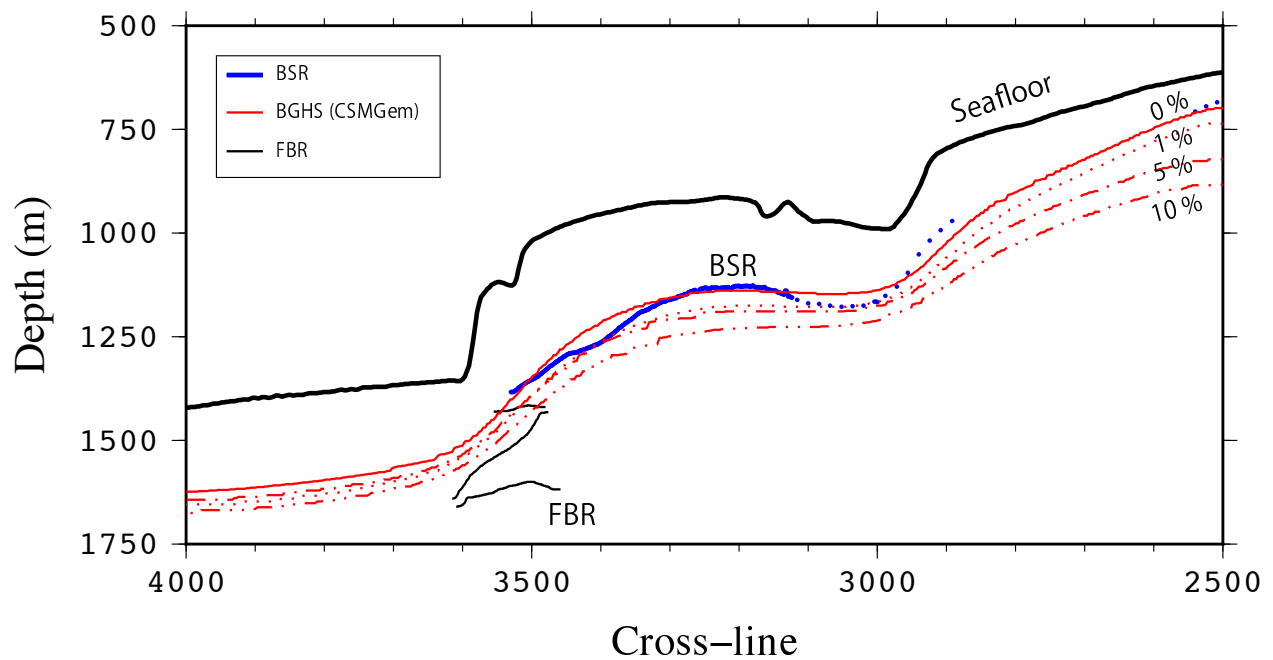


Fig. 4-13: 異なるメタン - エタン比での混合ガスハイドレートによる BGHS の比較 (インライン 2030)。海底下温度は第 4 章 4-3 の手法に基づいて地形効果を考慮した 2 次元温度構造を用いた。赤実線はメタン 100% の場合を示す。赤点線 (...) はエタン 1% の場合、赤点線 (-.) はエタン 5% の場合、赤点線 (...-) はエタン 10% の場合をそれぞれ示す。青は BSR を示す。黒 (細線) は FBR を示す。測線位置は Fig.2-2 に示す。

Table 4-1: メタン-エタンの混合比と相境界モデル

| Methane (mol%) | Ethane (mol%) | c_4 | c_3 | c_2 | c_1 | c_0 |
|----------------|---------------|--------------------------|---------------------------|--------------------------|---------------------------|-------------------------|
| 100 | 0 | 1.0318×10^{-4} | -2.8186×10^{-4} | 1.1428×10^{-2} | 3.9519×10^{-2} | 2.6959 |
| 99 | 1 | 4.6898×10^{-5} | 2.9950×10^{-3} | -5.6805×10^{-2} | 9.8136×10^{-1} | 6.6391×10^{-1} |
| 95 | 5 | 1.8139×10^{-4} | -2.1077×10^{-4} | -6.7399×10^{-2} | 1.3964 | -3.0231 |
| 90 | 10 | -1.1077×10^{-4} | 1.6888×10^{-2} | -4.7612×10^{-1} | 5.6439 | -1.9985×10^1 |
| Miles(1995) | | 1.5922×10^{-4} | -2.78083×10^{-3} | 4.8275×10^{-2} | 1.559474×10^{-1} | 2.8074023 |

メタン-エタン混合比およびそれぞれの混合比に対する相境界の近似曲線を、圧力 P (MPa)、温度 T () の関係式 $P = c_4 \times T^4 + c_3 \times T^3 + c_2 \times T^2 + c_1 \times T + c_0$ として近似した場合の係数を示す。比較のため、Miles (1995) による 4 次式の係数を下段に示す。

第 5 章 速度解析結果との比較

FBR は地層の反射面とは異なることに加えメタンハイドレート安定領域下限の深度にも対応しないことから、地層中の流体分布が関係する可能性がある。第 1 章で触れたように、地震波伝播速度は岩相の違いに加えて、間隙に存在する流体の物性にも影響を受けるため、反射断面の解釈を行う上で非常に重要な情報である。本章では速度分布と反射断面を比較することで、反射面形成との関連性を議論する。

5-1 RMS 速度データの区間速度への変換

研究対象である三次元反射法地震探査記録「東海沖」を用いた高密度速度解析（浅川ほか 2010）が実施されている。本研究では JOGMEC から提供された高密度速度解析結果を用いて以後の解析を行った。本章では自動ピッキングにより得られた RMS 速度（root mean square velocity, 平均伝播速度）を区間速度に変換して用いる。

一様な媒質が水平に n 層ある構造を考えると、次の式が成り立つ（Dix 1955）。

$$V_{A_n}^2 \sum_{i=1}^n \Delta t_i = \sum_{i=1}^n V_i^2 \Delta t_i \quad (5-1)$$

ここで、 V_{A_n} は n 層目までの平均伝播速度（RMS 速度）、 V_i は i 層目の区間速度、 Δt_i は i 層目における走時（片道）をそれぞれ表す。また、 $n-1$ 層目では以下の式が成り立ち、

$$V_{A_{n-1}}^2 \sum_{i=1}^{n-1} \Delta t_i = \sum_{i=1}^{n-1} V_i^2 \Delta t_i \quad (5-2)$$

式(5-1)と(5-2)の差分をとると、 n 層目における区間速度 V_n が得られる（Dix's equation）。

$$V_n^2 = \left(V_{A_n}^2 \sum_{i=1}^n \Delta t_i - V_{A_{n-1}}^2 \sum_{i=1}^{n-1} \Delta t_i \right) / \Delta t_n \quad (5-3)$$

本研究で用いたデータは重合済みであり、解析後の RMS 速度を用いるため、音源と受信機間の距離（オフセット）については考慮しない（0 とみなす）。

RMS データは 5 測線間隔であり、対象点の周囲を加えた 9 点の RMS 速度を平均したものである（地球科学総合研究所 2006）。速度データの書式は独自であるため、処理を行いやすいように一般的なタブ区切り形式のデータに変換した（付録 3 を参照）。その後の処理は主にサイスミックデータ解析ソフト（GeoDepth, Paradigm 社）を用いた。自動ピッキング後の RMS 速度は時間（深度）方向に等間隔ではなく得られる区間速度も同様に等間隔

ではないため、反射断面との比較が行いやすいように内挿によるグリッド化を行った。グリッド化には移動平均を用い、窓長は水平方向に 10 サンプル、深度方向には 5 サンプルとした。インライン 1768 における、変換前の RMS 速度分布を例として Fig. 5-1a に示す。また、同じ測線における区間速度分布を Fig.5-1b に示す。

5-2 区間速度断面と反射断面の比較

「東海沖」エリアにおいて、反射断面図と前項で作成した区間速度断面との比較を行う。Fig. 5-1、5-2 にそれぞれインライン 1180 および 1764 の反射断面図（上）と区間速度断面図（下）を示す。断面図に示す BSR の直下では、顕著な低速度異常が認められる場所がある（Fig. 5-2b の 1～5、8 および 9、Fig. 5-3b の 1、2 および 4）。これらは比較的厚い堆積層中に発達する BSR もしくは、背斜構造に発達する BSR の直下にあたる。また、BSR が発達していない領域でも低速度異常は認められる（Fig. 5-2b の 6 と 7、Fig. 5-3b の 3）。これらは背斜構造の軸付近にあたる。このような特徴は概ね「東海沖」エリア全体に共通している。FBR は、厚い堆積層に発達する BSR の縁辺に分布する傾向がある。低速度異常の下部には、正極性の反射面が認められる場合が多い（Fig. 5-3a、Fig. 5-4a に Positive reflector として示す）。また、BSR が分布しない場所でも、低速度異常の上面が不整合に対応する場合などは負極性の反射面となる（Fig. 5-3a、Fig. 5-4a に Negative reflector として示す）。

次に、FBR が発達する領域について、詳細に比較を行う。Fig. 5-4 に示すのは Ta エリアに発達する FBR 周辺の反射断面図および区間速度断面である。BSR 下部には相対的に低速度な領域が認められ、特にクロスライン 3100～3350 付近では顕著な低速度異常が認められる。また、BSR 直上には相対的に高速度な領域が認められる場合がある（クロスライン 3000 付近）。FBR 周辺では速度分布のばらつきが大きく特に顕著な関連性は認められないが、同一層準で比較した場合、FBR を跨いで BSR が分布している領域側が相対的に低速度な傾向を示す。また、顕著な低速度異常を示す領域の下部には正極性の反射面（Fig. 5-4 に positive reflection として記載）が認められることがあり、その反射面周辺で速度変化が大きいことを示唆している。次に、Fig. 5-5 に Tb エリアに認められる FBR 周辺での反射断面および区間速度断面の比較を示す。Ta エリアと同様に BSR 下方は相対的に低速度な領域が認められる。Tb エリアでは、1 次 FBR が低速度な領域の下面に対応している。また、本研究で FBR として記載した反射面とは別に、低速度な領域の下面に対応した正極性の反射面が認められた（Fig. 5-5 に positive reflection として記載）。Tc エリアにおいては、FBR が低速度な領域の下面に対応していることが明瞭に分かる（Fig. 5-6）。BSR 下方に顕著な低速度を示す領域が認められ、周囲の相対的に速度の大きい領域との境界に FBR が位置し

ている。また、Tc エリアでも BSR より上部に相対的に速度が大きい領域が認められる（クロスライン 2850）。他に、ある地層が周囲と異なる特定の速度を示す場合がある。Fig.5-6 に示した反射面 K-1（Fig3-8b を参照）が速度分布と対応しており、K-1 より下位に認められる音響的に透明な層（振幅が弱く、明瞭な反射面が認められない層：Fig.5-6 に transparent layer として記載）が相対的に低速度な傾向を示している。この音響的に透明な地層では BSR が発達しておらず（クロスライン 2850、往復走時 1250 ms 付近）、その上位および下位の地層には BSR が発達している。また、クロスライン 2700～2800、往復走時 1300 ms 付近には、顕著な低速度異常の下部に正極性の反射面が海底面にほぼ平行な形状で認められる。Fig. 5-7 に示す Td エリアでも FBR は速度分布とよく対応している。BSR が分布する背斜軸側には低速度な領域が広がっており、FBR 付近を境に BSR が発達しない領域では相対的に速度が大きい。また、クロスライン 1780～1920 付近に、海底面にほぼ平行な正極性の反射面が認められる。この反射面も顕著な低速度異常の下面に対応する。

対象海域の全体的な傾向として、背斜軸に近いほど顕著に低速度な領域が多く認められる。また背斜軸の位置に対応する不整合面が負極性の反射を示す場合が多く認められ、不整合面より下位の低速度分布と対応していると考えられる。また、低速度異常の下面に対応した正極性の反射面も数多く認められた。区間速度分布の分解能が十分でないため、FBR の詳細な形状と速度分布の関係を議論することは難しいが、正極性の反射面は相対的に低速度な領域の下面に明瞭に対応することが Tc エリアおよび Td エリアで確認できた。また、負極性の反射面は相対的に低速度な領域の上面に対応していることが Ta エリアおよび Td エリアでの観察から推定される。観察結果を総合すると、FBR は速度分布に対応した反射面であり、その極性は区間速度分布と整合的である。

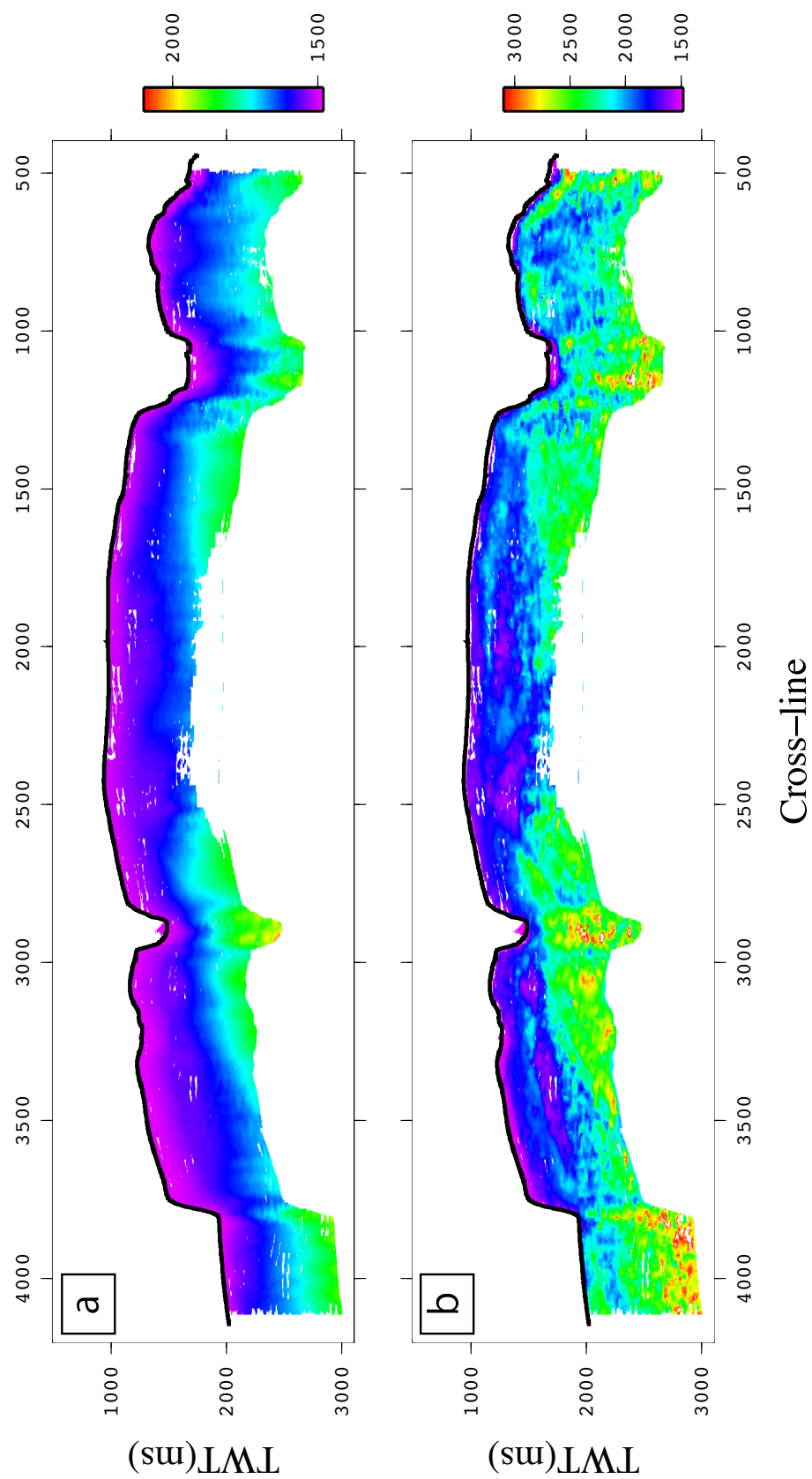


Fig. 5-1: (a) インライン 1768 における RMS 速度、および (b) 変換した区間速度

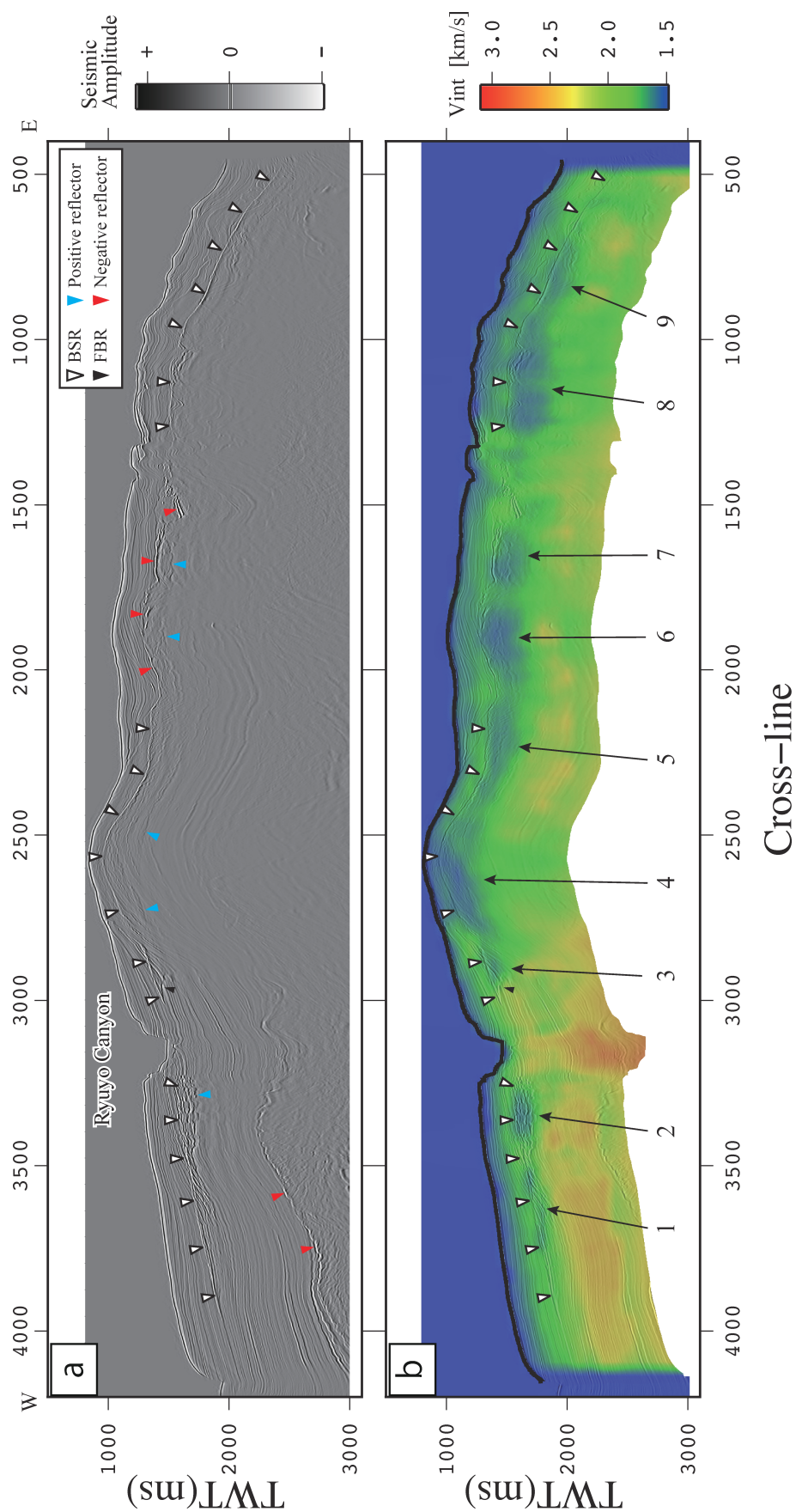


Fig. 5-2: (a) インライン 1180 における反射断面図、および (b) 区間速度断面。区間速度に矢印で示す数字は低速度異常の位置を表す。

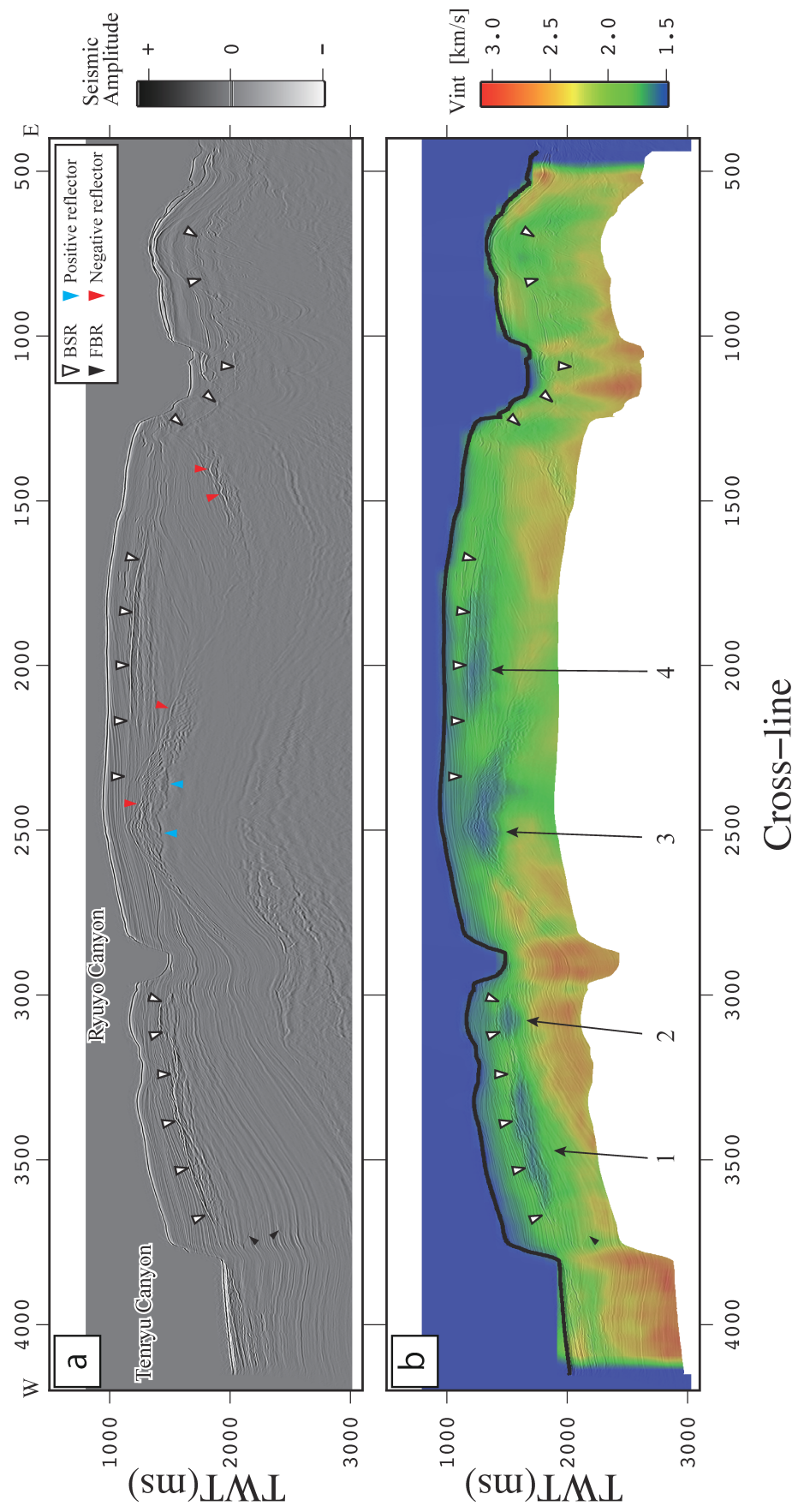


Fig. 5-3: (a) インライン 1764 における反射断面図、および (b) 区間速度断面。区間速度に矢印で示す数字は低速度異常の位置を表す。

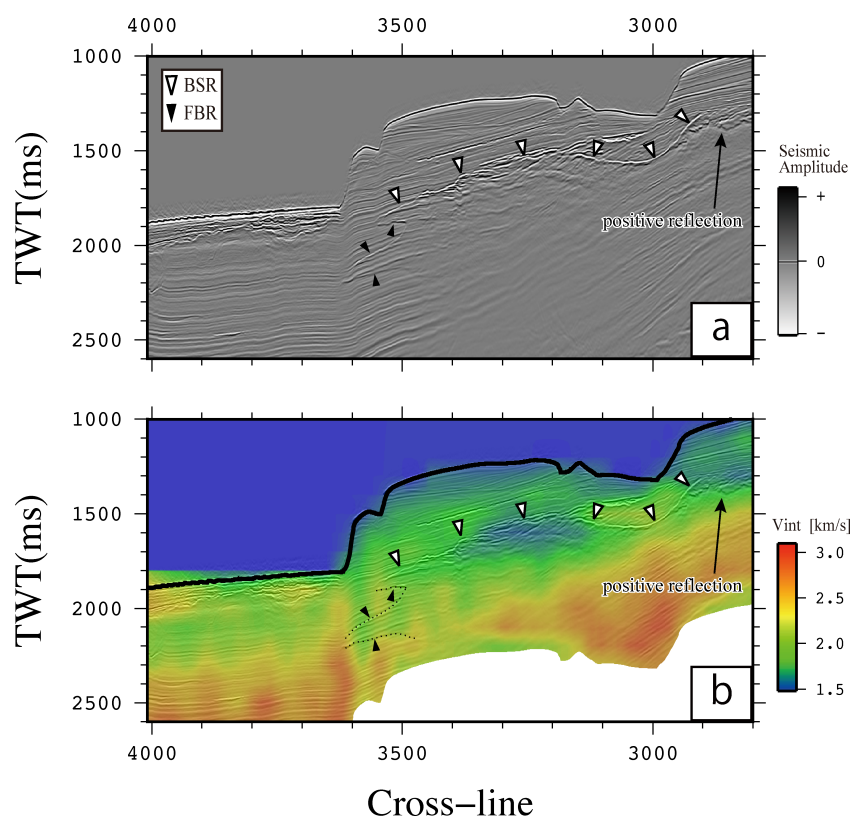


Fig. 5-4: (a) Ta エリア（インライン 2028）における反射断面図、および (b) 区間速度断面

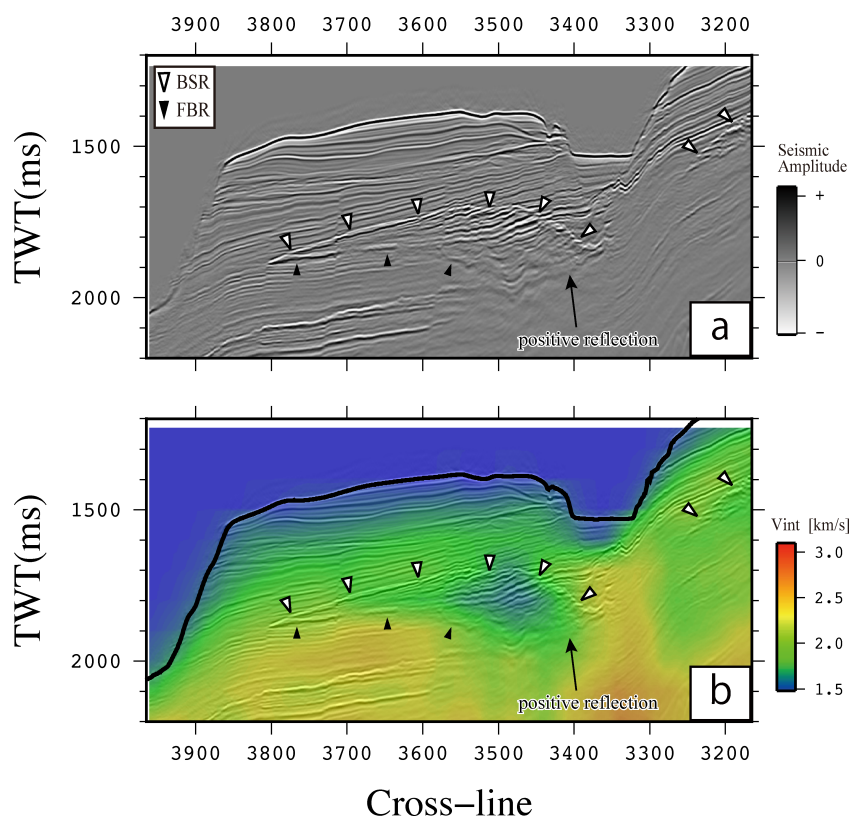


Fig. 5-5: (a) Tb エリア（インライン 936）における反射断面図、および (b) 区間速度断面

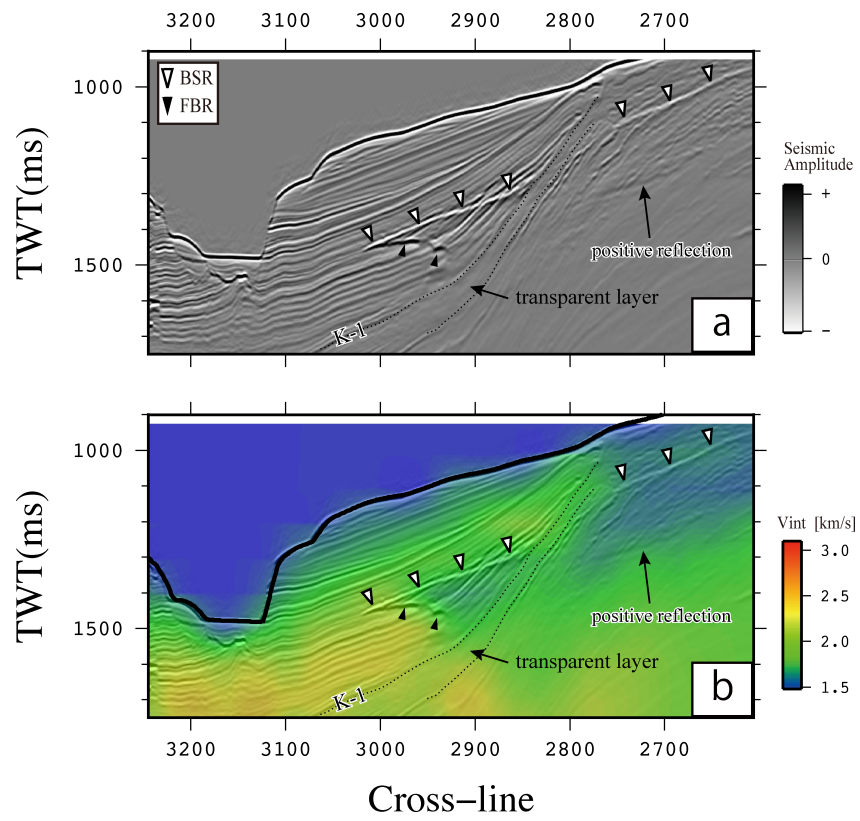


Fig. 5-6: (a) Tc エリア（インライン 1176）における反射断面図、および (b) 区間速度断面

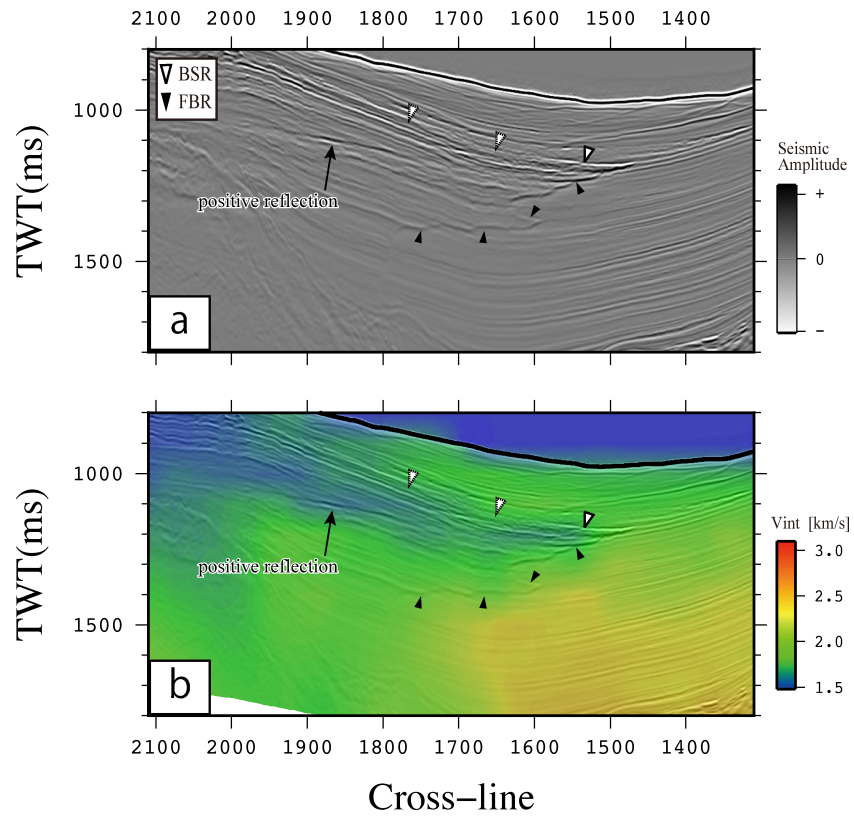


Fig. 5-7: (a) Td エリア（インライン 2188）における反射断面図、および (b) 区間速度断面

第6章 サイスマックアトリビュート解析

本研究ではサイスマックアトリビュート解析として、瞬間周波数・瞬間振幅（エンベロープ）・センブランスの三種類を算出し、解釈に用いた。第三章では Fig.3-1 に示すセンブランスの断面および Fig.3-1 に示す瞬間振幅および瞬間周波数の断面を用いて層序分けに活用した。また、FBR との関連についても簡単に述べた。本章ではこれらを含む、アトリビュート解析により得られた断面をさらに詳細に解釈する。

Fig.3-2（インライン 1710）では BSR が東端からクロスライン 3800 付近まで分布している（以後、BSR 分布域と呼ぶ）。クロスライン 3800 付近より西には分布していない。FBR は BSR が途切れた縁辺部の下方に認められる。FBR を境に BSR 分布域側には振幅が弱い領域が認められる（Fig.3-1b に Low amp. area として示す）。一方で BSR 分布域の外側は相対的に強い振幅を示している（Fig.3-1b）。また、FBR を境に BSR 分布域側では周囲より相対的に高周波数成分が欠落した領域が認められる（Fig.3-1c に Low freq. area として示す）。

Fig. 6-1a に東海沖エリアの北西から南東までの長大な断面、およびその断面から得られたセンブランス断面を Fig. 6-1b に示す。第 1 天竜海丘の隆起に伴うと考えられる背斜構造より北西側には厚い堆積層が広がっている。変形は少なく、よく成層した堆積構造が確認できる。北西において、変形の少ない上位層の層厚は最大でおよそ 2 秒ある。一方で背斜構造より南東側は相対的に層厚が薄く、堆積構造も複雑である。

Ta エリア付近の拡大図を Fig. 6-2a に示す。BSR の直上には反射強度が強い層準が認められる（Fig. 6-2a に High amp. で示す）。第 3 章で記載した反射面 A、C およびさらに下位の反射面 X を Fig. 6-3a に示す。折り返しに対応する反射面 A は BSR 上部における反射強度の強い層のうち、西側のもの（上位の地層）の最も下位の層に対応する。また、反射面 C は BSR より上の反射強度の強い層のうち、東側のもの（下位の地層）の最も上位の層に対応する。このことから、FBR の発達する地層は BSR より上の地層の反射強度によって分けることができる。すなわち、2 次 FBR および 4 次 FBR の発達する地層と同一層層準を BSR より浅い部分に追ってゆくと強反射が卓越する地層に相当する。一方、1 次 FBR および 3 次 FBR が発達する地層は BSR 直上で反射強度が弱い傾向を示す。Fig. 6-3a に反射強度に基づく地層の境界を示す。

振幅断面と速度断面の比較を Fig. 6-3 に示す。BSR 直下に認められる高振幅な反射面は、顕著に低速度異常を示す領域と一致している。また、BSR 直上で高振幅を示す反射面は、相対的に速度が大きい領域と対応している場合が多く見られる。BSR 直下で顕著に低速度

な異常を示す領域は、**BSR** 直下で顕著に高振幅である領域とよく一致する傾向がある。また、低速度な領域の分布パターンは地層傾斜に対応しているように見える。**Fig. 6-3** に示す反射面 **C** や反射面 **X** は低速度領域の下限付近に対応している。

アトリビュート解析の結果は断面として観察する以外に、抽出した反射面において観察することもできる。**Fig. 6-4** に **BSR** の振幅強度を示す。**FBR** の分布との強い関連性は認められないが、**FBR** が認められない東側のエリアでは全体的に **BSR** の反射強度が弱く、**FBR** が発達する西側の天竜海底谷や竜洋海底谷の周辺では **BSR** の反射強度が大きい事が分かる。

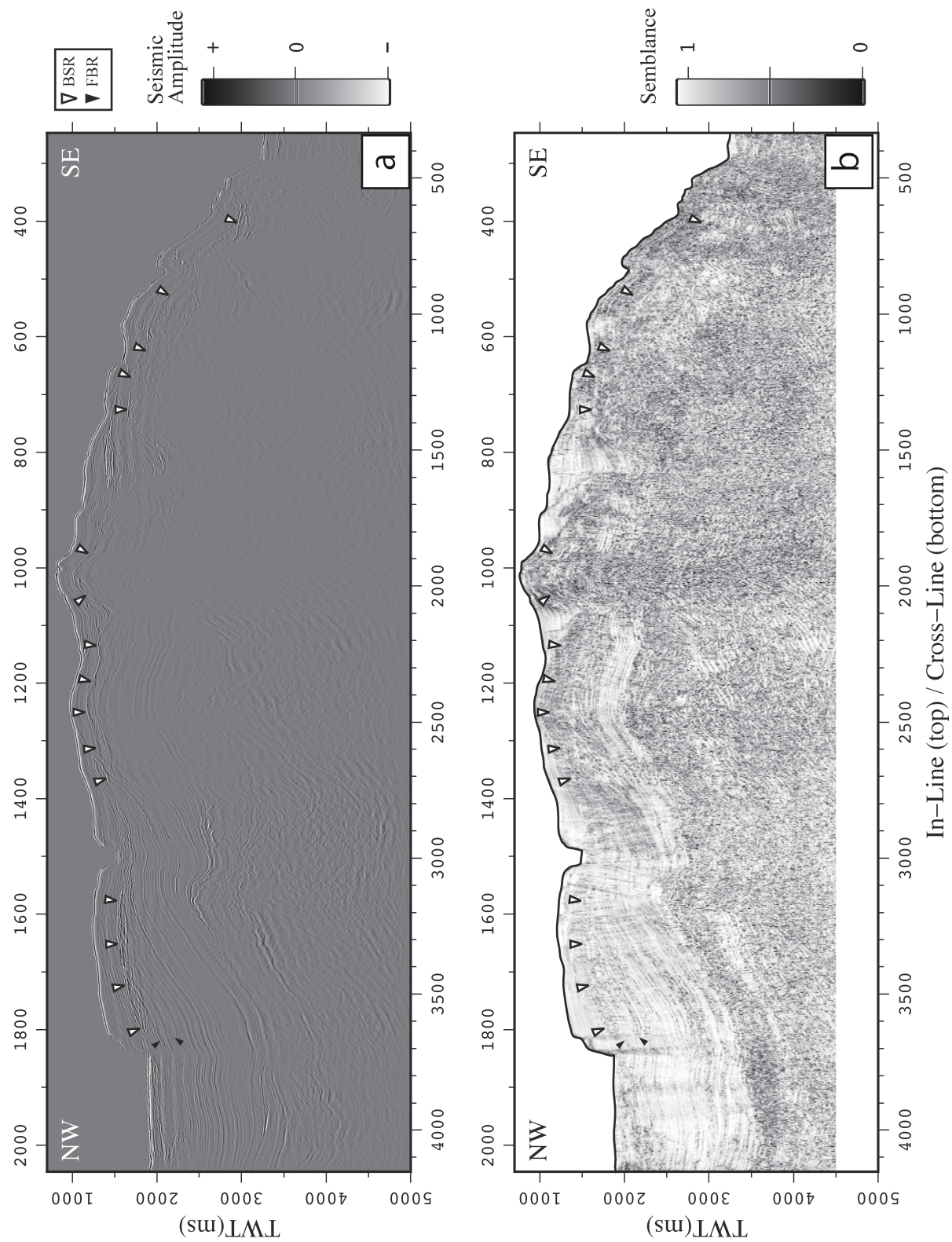


Fig. 6-1: 「東海沖」エリアの北西 - 南東方向の長大測線 (Fig. 2-2 に位置を示す) の (a) 反射断面および (b) センブランス断面図

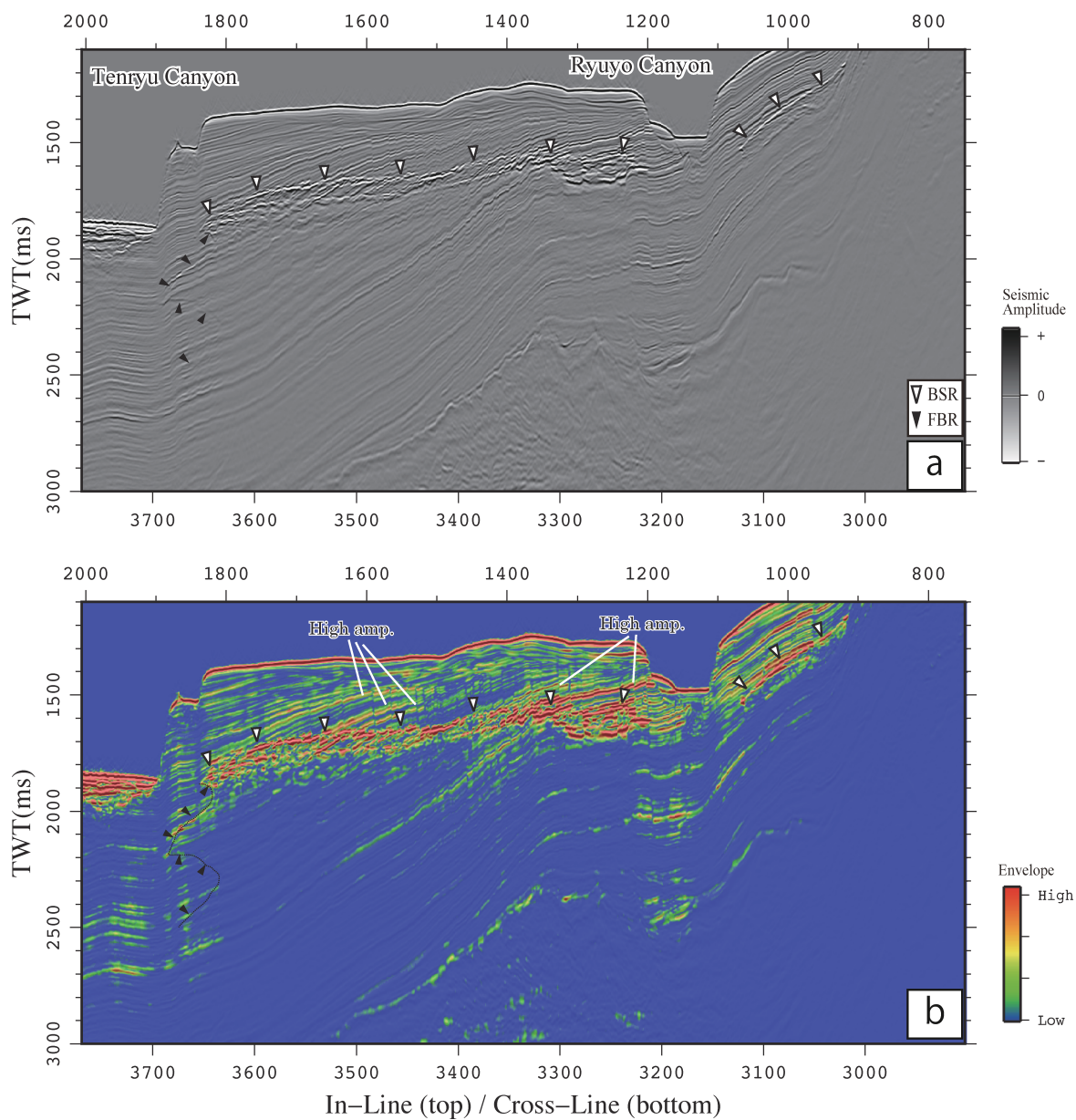


Fig. 6-2: Ta エリアにおける (a) 反射断面図 (Fig. 2-2 に位置を示す) と (b) 反射強度断面図

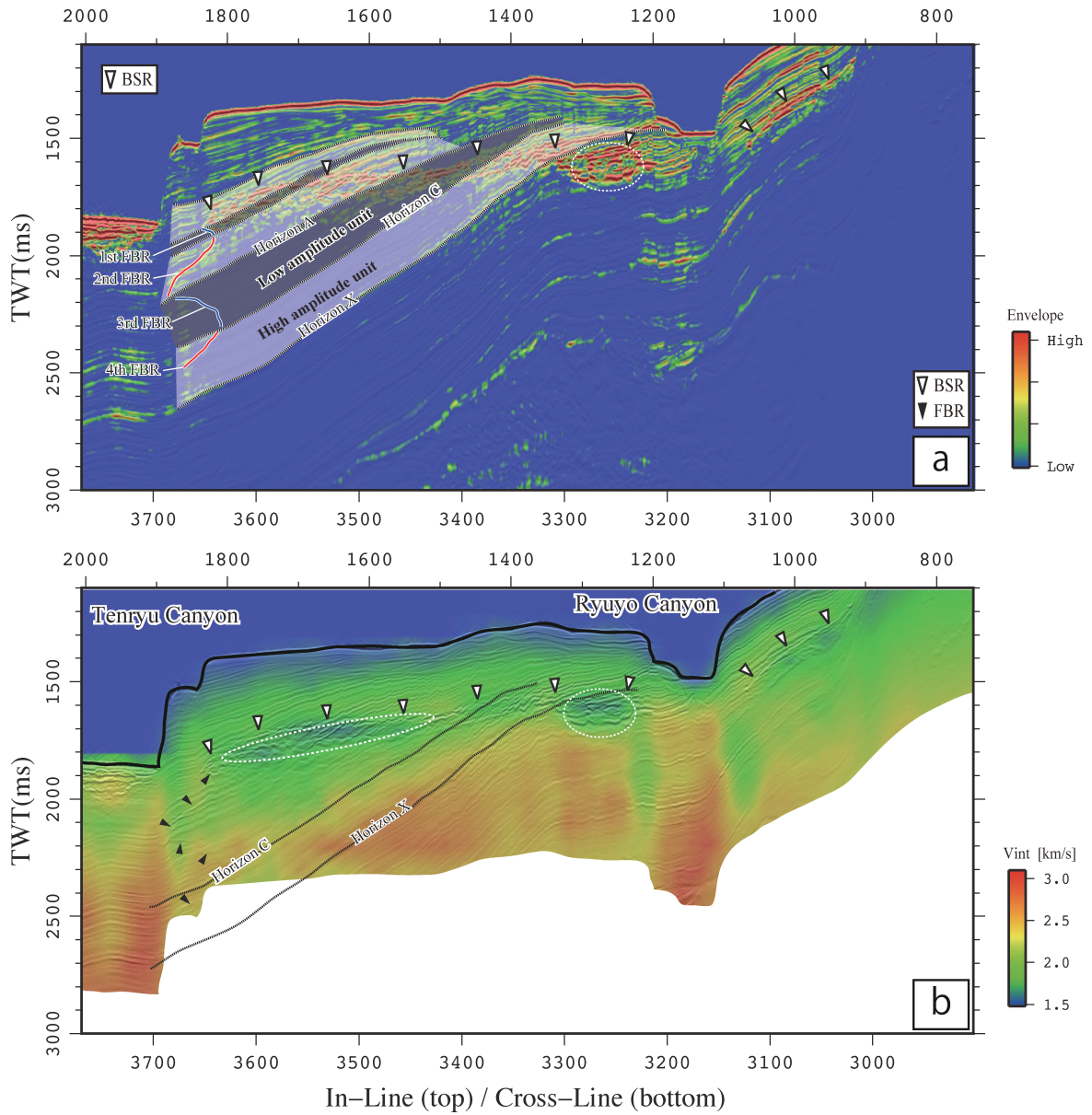


Fig. 6-3: Ta エリアにおける (a) 反射強度断面図 (Fig. 6-2 に同じ) における反射強度で分けた地層の解釈と (b) 区間速度断面図の比較 白点線で囲った領域は、反射強度が強く、同時に音響速度が顕著に低い領域を示す。

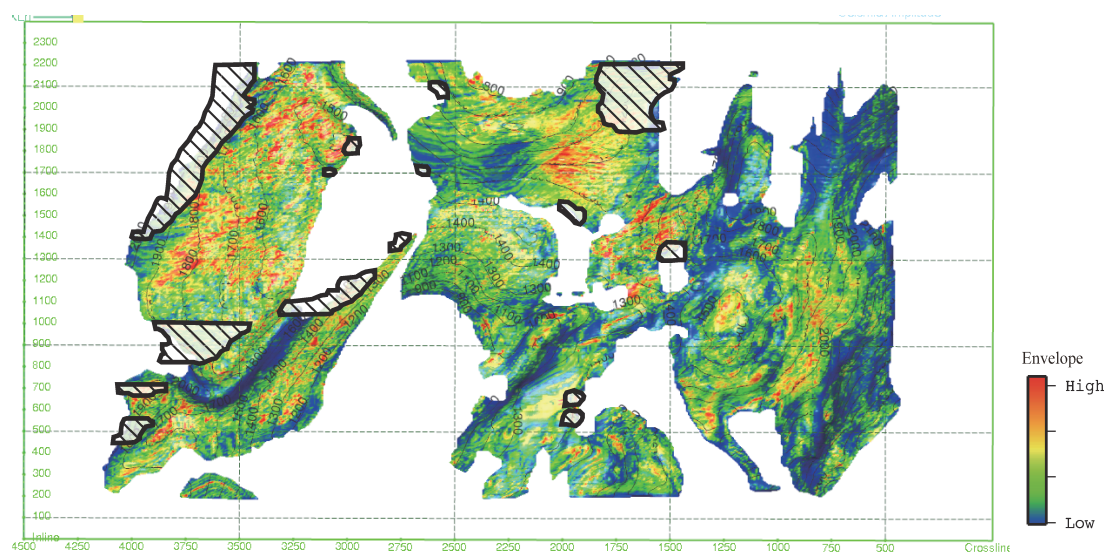


Fig. 6-4: 東海沖エリアにおける BSR の振幅強度 FBR の位置を斜線で示す。

第 7 章 議論

FBR は BSR 縁辺から下方に向けて複数枚の音響反射面で構成される。BSR に関連して複数枚の反射面が認められる事例は、2 枚の BSR (ダブル BSR) またはそれ以上の複数枚の BSR (マルチ BSR) を確認した例として報告されている (Posewang & Mienert 1999; Andreassen *et al.* 2000; Foucher *et al.* 2002; Baba & Yamada 2004; Popescu *et al.* 2006 など)。本研究で報告した FBR は既往研究で報告されたダブル BSR、マルチ BSR とは以下の点で形態が異なる。

- ・報告されているダブルもしくはマルチ BSR は純メタンの BGHS と平行して比較的広く分布するのに対し、FBR は BSR の縁辺のみで確認される。
- ・折り返すごとに極性が反転し、傾斜方向も逆となるため必ずしも上位の反射面の形状に類似していない。

理論的には、反射断面において BSR は BGHS に対応して 1 枚の反射面として出現する。既往研究で報告されたダブル BSR やマルチ BSR は、海水準変動によって (Bangs *et al.* 2005; Musgrave *et al.* 2006 など)、もしくはテクトニックな隆起や沈降によって (Foucher *et al.* 2002) BGHS 深度が変化し、過去の BGHS の化石として保存されたものであると解釈されている。BGHS 深度を変化させる他の要因として、海水温の変化も指摘されている (Foucher *et al.* 2002; Bangs *et al.* 2005; Phrampus & Hornbach 2012 など)。過去の BGHS が保存される機構は議論の途上にあるが、例えば温度・圧力条件が変化した後、堆積物中のガスハイドレートが徐々に分解 (Bangs *et al.* 2005) することで反射面が一定の期間残存するとした仮説がある。Foucher *et al.* (2002) は堆積物中におけるメタンの拡散速度を $0.02 \text{ m}^2/\text{yr}$ (Martin *et al.* 1996) として、BGHS 深度の変化によってフリーガス (気相のガス) として生じたメタンが反射面として確認できる期間を最大で約 1 万年と見積もった。しかしながら、出現する反射面の極性が負 (音響インピーダンスが低下する境界) であることを十分に説明できないなど、問題もある。加えて Foucher *et al.* (2002) は、過去にガスハイドレートが分布する堆積物の付近で微生物によるメタン酸化作用で炭酸塩が生じるなど、堆積物に不可逆的な変化が起きた可能性についても述べている。ダブル BSR やマルチ BSR に関する別の有力な解釈として化学組成の違いによるものが挙げられる。例えばエタンによるガスハイドレートはメタンより高温・低圧側に相境界が存在する (Lerche & Bagirov 1998, Kurnosov *et al.* 2006)。またメタンに加えてエタン・プロパン等の重い炭化水素が混合したガスハイドレートは II 型 (Ballard & Sloan 2001; Sloan 2003; Sloan & Koh 2008) や H 型 (Sloan 2003; Sloan & Koh 2008) と呼ばれる結晶構造を形成し、天然では I 型 (Sloan 2003; Sloan & Koh 2008) と呼ばれる結晶構造を形成する

メタンハイドレートより深い位置に BGHS が存在する (Lerche & Bagirov 1998)。これらの化学組成の違いによって様々な深度に BGHS が存在する可能性があるため、理論的には複数の BSR が出現しうる (Andreassen *et al.* 2000; Popescu *et al.* 2006 など)。他にも BSR の下部に存在するフリーガスゾーンの下面が正極性の連続的な反射面を出現させる場合 (Baba & Yamada 2004) などがある。また、Posewang & Mienert (1999) は BGHS よりも浅い反射面についてガスハイドレート胚胎層の上面であると報告している。

第 4 章で議論したように、FBR はメタンハイドレート安定領域下限 (BGHS) の深度に一致せず、より深部に存在する反射面である。このことから、FBR はメタンハイドレートの相境界に対応する物性境界では無いと言える。東部南海トラフで実施された掘削 (基礎試錐「南海トラフ」) では、メタンハイドレートを含有するものを含む堆積物試料から炭化水素の組成が分析されている。その結果、メタンとエタン・プロパンの混合比 ($C1/(C2+C3)$) が 4000 以上を示し、メタンが主成分であることが明らかとなっている (Waseda & Uchida 2004)。特に海底下深度が約 1500 m より浅い試料からはメタンより重い炭化水素はほとんど検出されていない (Waseda & Uchida 2004)。従って、混合ガスによるマルチ BSR の発達は考えにくい。第 4 章で議論したように、2 次 FBR 以上の深度に位置する FBR を混合ガスによる BGHS 深度で説明するためには、10 % 以上のエタンもしくはプロパンなどさらに重い炭化水素の混合が必要であり、これまでに南海トラフ周辺で報告されている観測値からは説明できない。1 次 FBR については反射の極性が正であること、および傾斜が BGHS と整合的でないことから、2 次以上の FBR と同様に混合ガスの BGHS 深度で説明することはできない。

FBR は反射断面上でサイスミックファシス²の側方境界に対応している。第 5 章で行った地震波速度構造の解析結果との比較から、FBR は速度境界に対応しており、不明瞭な反射面が認められる領域が相対的に低速度な領域に対応することも確認された。また FBR の反射極性は速度分布に整合的である。さらに、本研究で用いた区間速度モデルより精度の高い区間速度モデル (地球科学総合研究所 2005; Nagakubo *et al.* 2009) に基づく低速度異常の分布とも整合的である。研究対象海域で行われたマルチコンポーネント反射法地震探査 (浅川ほか 2010) で得られた P 波成分の重合断面には BSR 下部に特徴的な反射面が出現しており (浅川ほか 2010)、BSR 下部での速度構造も本研究と整合的である。この BSR 下部の特徴的な反射面は、本研究で高振幅帯として記載した反射面と同様の特徴を示し、加えて高振幅な領域は明瞭な境界を持つ。この高振幅帯の境界に対応する反射面は、極性

² サイスミックファシス

反射断面における反射面の特徴を指す。音響学的な特性の違いにより生じる振幅の強弱や周波数の特性、あるいは微細な地質構造により生じる特徴的な形状の反射面などの組み合わせで、さまざまな反射パターンが形成される。

と形状から本研究で記載した FBR と同様のものであると考えられる。この BSR 下部の特徴的な反射面について、浅川ほか（2010）は同探査で得られた P-S 変換波の重合断面には認められないことから、ガス・水など流体起源の反射面であることを指摘している。多孔体における弾性に関する実験的・理論的な研究から、体積の比率にして気相のガスが孔隙の 10%を占めるまでに、P 波速度が約 60%まで急速に低下することが報告されている（Domenico 1977; Carcione & Tinivella 2000）。一方で S 波速度は孔隙に存在するガスによる影響が極めて小さいことが知られている（Carcione & Tinivella 2000）。Hovland et al.（1997）によると、よく発達した BSR 下部において間隙中に存在するガスは、体積の比率にして最大でも 5 %程度であるとされる。これらの事実から（1）低速度異常、低振幅、および高周波成分の欠落による不明瞭な反射面は、堆積物の間隙中に少量の気相のガスが存在することに起因すると考えられる。また（2）FBR はガスの分布する領域（ガスゾーン）の境界からの音響反射面であると考えられる。

FBR は背斜翼に当たる傾斜した地層に発達する傾向がある。Gulick et al. (2010) は三次元反射法地震探査記録の震探層序および地質構造から、熊野海盆の海側に発達する外縁隆起帯が第四紀中期～後期にかけて急速に隆起したと解釈した。東海沖で外縁隆起帯に相当すると考えられる第 1 天竜海丘において、Foucher et al. (2002) はダブル BSR を用いて隆起速度を見積もり、その速度を最大で過去 1 万年で数センチとした。隆起帯では BSR の振幅が強まる傾向にある。その原因として地層の圧力が低下することによりガスハイドレートが分解することが指摘されている（Ashi et al. 2002）。本研究の対象海域においても、BSR の直下に認められる高振幅帯（Fig. 3-7、Fig. 3-8）は顕著な低速度異常に対応している（Fig. 6-3）ことから、地形的高まりの急速な隆起に起因してメタンハイドレートが分解した際に生じたガスに関係している可能性がある。Foucher et al. (2002) や Baba & Yamada (2004) により報告されたダブル BSR は本研究で用いた「東海沖」の反射断面にも確認できる（Fig. 7-1）。上記の解釈でガスゾーンとした領域（BSR の下方に認められる反射面が不明瞭な領域）では、孔隙が閉じられ移動しなくなった間隙水が、急速な隆起による圧力低下で気相のガスを生じたと考えることができる。堆積物中の孔隙に捕獲された気相のガスが隆起の過程を通して残存可能ならば、ガスゾーンは隆起に応じて厚くなると考えられる（Fig. 7-2a）。加えて間隙中にガスハイドレートが形成された堆積物は、その透水性が低下すること（Nimblett & Ruppel 2003）が報告されている。従って、地形的高まりの背斜軸付近に形成されたメタンハイドレートはキャップロック（帽岩）の機能を果たす可能性がある。これは FBR が BSR の縁辺に限って認められることと矛盾しない。断層の形成はメタンハイドレートにより形成されたシール（ガスの散逸を妨げる機能）を乱す可能性があるものの、FBR 周辺のほとんどの断層は浜松沖層群の堆積開始前の中期～後期更新世に活

動を停止したことが反射断面から読み取れる (Fig. 3-2)。Haacke et al. (2007) は高振幅な BSR およびその直下の高振幅帯の形成には十分なガスの供給が必要であるとした。第 1 天竜海丘に発達する BSR の上部には顕著に高い振幅を示す反射面が認められ、Amplitude versus angle (AVA) 解析によってガスハイドレートの濃集が示唆された (Nouzé et al. 2004)。またその形成について、BGHS へのフリーガスの移動によって説明している (Nouzé et al. 2004)。南海トラフで得られた掘削試料を基にメタンの生産量が見積もられた結果、南海トラフに産するガスハイドレートを形成するガスの量は、現在の原位置における微生物の生産量では足りないと言われる (Yoshioka et al. 2009)。それゆえ、当海域でメタンハイドレートを形成するためには、下方からのガスの供給が必要であると解釈できる。上述の理由により、FBR が発達する海域は構造的にガスが集積しやすい領域であると考えることができる。

Fig. 3-10 に示す走向から、FBR の傾斜方向は、FBR の発達する地層の傾斜に規制されていると考えられる。一方、Td エリアにおいては FBR と周囲の地層で走向が大きく異なることから、地層傾斜以外の要因が FBR の形状に影響する可能性も指摘できる。例えば断層や岩相の側方変化、つまり堆積物の種類や粒度が同じ堆積層において側方に変化することなどが考えられる。Td エリアに発達する FBR の周囲では断層や顕著な不整合などの構造的な要因が確認できないため、ここでは岩相の側方変化による影響が考えられる。走向を示すヒストグラム (Fig. 3-10) において、奇数次の FBR から算出した走向が偶数次の FBR と比較して大きなばらつきを示す。その原因としては、奇数次の FBR の傾きが偶数次に比べて小さいため、ピックアップ時の誤差が相対的に大きくなるためと言える。相対的に傾きが小さい奇数次の FBR は、ガス-水境界によって形成される水平な境界に特徴が類似している。正極性を示すことも整合的である。一方で偶数次の FBR については別の説明が必要となる。傾斜した地層において、ガス-水境界と不透水層の組み合わせによって蛇腹状のガス分布と、それに対応する反射面が出現する場合が考えられる (Fig. 7-3)。これは FBR の形状に似ているが、偶数次の FBR は地層を切っている点で異なる。Fig. 7-3 に示すようなガス分布に加え、ガスに富んだ地層から拡散により移動するガスの前線が不透水層より外側に形成される場合を考えると、偶数次の FBR に対応する可能性がある。あるいは反射断面からは特定できない透水性の境界に対応する可能性も排除出来ない。

流体移動を議論するうえで重要と思われる FBR の特徴が他にも確認されている。まず、外縁隆起帯の北西斜面のよく成層した堆積層に発達し、竜洋海底谷の南部にある断層帯周辺や付加体の南東斜面など、岩相変化に富んだ場所や断層の発達する領域にはほとんど発達しないことと、最も下位の FBR (最高次の FBR) は不整合を超えて下位の地層に発達しないことがある。FBR はおそらく特定の層準に発達し、不整合やシーケンス境界が FBR

の発達範囲を制限している可能性がある。

東部南海トラフにおいて得られた掘削試料から、メタンハイドレートが発達するタービダイト層の透水率が測定されている。それによると、同程度の間隙率でも砂層の透水率は泥層のそれに比べて 3 桁から 4 桁高いことが明らかにされている（鈴木&成田 2010）。対象海域の掘削孔で行われた物理検層により、メタンハイドレートが泥層に挟まれた砂層に発達していることが示されている（Uchida & Tsuji 2004）。斎藤ほか（2010）は、隣接する熊野海盆における科学掘削で実施された LWD（掘削同時検層）から、高比抵抗値の区間と自然ガンマ線の低い区間が一致していることから砂層中にメタンハイドレートが層状に発達している可能性を指摘している。加えて自然ガンマ線のパターンから、メタンハイドレートの発達する層準の下位において上方細粒化する厚いタービダイト層の存在と、そのガスの移動経路としての機能を指摘している。このようなタービダイト層へのメタンハイドレートの分布は、例えばカスケード沈み込み帯（Torres et al. 2008）など他の海域でも見られる。本研究の対象海域においても同様に、砂層において層理面沿いの流体移動が卓越していると考えられる。FBR は傾斜した地層に発達し、それらはメタンハイドレートの集積が想定される箇所と同一層準で、より海底下深度の深い層にあたる。第 6 章で議論した反射強度による層準の分類で強反射の卓越した層準は、掘削によりメタンハイドレートが砂層に発達していると考えられている層準（Uchida & Tsuji 2004; Takayama et al. 2004）に対応すると考えられる（Fig. 7-4）。従って、FBR が発達する傾斜した地層は掘削により性状が明らかとなっている地層と類似した性質を持っていると考えられる。また、反射面の解析から FBR とそれが発達する地層の走向が近いことが示されたことは、FBR の発達が層理面沿いの流体移動に関連しているとする解釈と矛盾しない。また大きなスケールでは、不整合の上位と下位では堆積物の物性が異なる場合があると考えられ、流体移動を妨げる役割を果たす可能性がある。断層帯で FBR が発達していないことは、層理面沿いの流体移動が妨げられるもしくは断層沿いにガスが上方へ抜けることが関連している可能性を考えることができる。反射面 A（Fig. 3-7、Fig. 3-13a）の上位や反射面 C と反射面 X（Fig. 3-13a）に挟まれた層準など、高振幅な反射面はガスを含む流体の流路として機能している可能性がある。地層ごとの透水性の違いは流量を規制すると思われ、ガスの分布境界としての FBR の形状に影響を与えている可能性がある（Fig. 7-2b）。陸上調査に基づく研究では、掛川層群は 3Ma~1Ma までの間に 1 つの堆積シーケンスとして形成され、10 万年から数万年程度のパラシーケンスが見られると言われる（酒井&増田 1992）。高野ほか（2010）は反射法地震探査記録から、東海沖の掛川層群相当層~小笠層群相当層の形成過程を議論した。それによると、この海域では現世の斜面域に発達する海底谷の位置に対応した複数の碎屑物供給系があったと推定され、それぞれで海底扇状地が発達していたとされる。竜

洋海底谷付近では、海底谷から広がる高振幅な反射面と、自然堤防と考えられる埋没地形が認められる (Fig. 7-5)。高振幅の反射面は比較的粒度の大きな碎屑物と考えられ、このような堆積層は埋没後に流路として機能する可能性がある。FBR が発達する地層の透水性は、このような周期的な堆積の影響を受けている可能性がある。つまり、FBR の形状は堆積物の粒度変化や、砂層の層厚変化に対応している可能性がある。例えば Fig. 6-3 の 4 次 FBR が発達するユニットでは、対応する Fig. 7-4 の検層区間における比抵抗値から砂層の上方薄層化が認められる。また速度との対比で反射面 X が低速度領域の分布の形状とよく対応していることから、FBR が発達する層準では Fig. 7-6 に示すようなガス分布が考えられる。現時点では流体移動に関する情報は限られているが、2つの可能性を考えることができる。(1) FBR はガス分布の縮小が起きている境界である。もしくは、(2) FBR はガス分布が拡大する境界である。FBR がガスの集まりやすい領域に発達することを考慮すると、後者の方がもっともらしい。急速な隆起に伴うメタンハイドレートの分解によって生じるガスによる圧力勾配や濃度勾配が、BSR が分布する領域よりも外側にガス分布の境界を広げる原動力となる可能性がある。

以上を踏まえて、Fig. 7-7 に FBR が形成される地域の模式図を示す。FBR は背斜構造の翼に位置し、BSR の縁辺にからメタンハイドレート安定領域下限 (BGHS) よりも深部に発達する。FBR のうち正極性の反射面は比較的透水性の低い地層に対応し、負極性の反射面は相対的に透水性の良い地層に対応している (Fig. 6-3)。背斜構造にはガスを含んだ流体が集積している。BGHS 付近では、堆積物の間隙をメタンハイドレートが充填するため、気相のガスの多くは BGHS より下方に存在すると考えられる。FBR のうち負極性の反射面が認められる地層は、BGHS より上方で反射強度が強く、反射強度の弱い地層より相対的にメタンハイドレートが多く存在することが反射強度を強める要因であると考えられる。

第 8 章 結論

東部南海トラフで実施された三次元反射法地震探査に認められる、「折り返し反射面 (Foldback reflectors: FBRs)」を記載しマッピングした。FBR はメタンハイドレート海底疑似反射面 (BSR) の縁辺に平行するように分布し、BSR 縁辺から下方へ蛇腹状に折り返す形状をしている。最上位の 1 次 FBR は正極性を示す。最初の折り返しと反対側の縁辺で下方へ折り返すことを繰り返し、その度に極性を反転させる。FBR は周囲の地層を切るように発達し、一連の反射面の組を形成する。それぞれの FBR の縁辺に位置する地層はそれぞれ連続した同一の層準である。FBR は周囲の地層と近い走向を持つ。言い換えると、FBR

は周囲の地層の傾斜に関連がある。FBR のうち正極性の反射面は、負極性の反射面と比較して傾斜が小さい傾向を示す。研究海域において FBR は外縁隆起帯の北西側にあたる、後期鮮新世から第四紀に堆積した、良く成層した上位層に多く認められる。FBR は不整合を跨いで下位の地層にまで発達することはなく、断層帯には認められない傾向がある。P 波速度構造や既往研究により報告された S 波成分での透過性から、FBR は地層中のガスを含む領域の境界に対応すると考えられる。FBR の形状は FBR が発達する地層の透水性に規制されている可能性がある。具体的には、負極性の FBR は正極性の FBR が発達する地層より相対的に透水性が良い地層に発達していると考えられる。断層帯では断層が流路として機能するなど層理面沿いの流体移動が阻害されることから、FBR の発達が妨げられていると考えられる。比較的厚いガスゾーンの形成には、対象地域の速い隆起速度が関連している可能性がある。

このように、FBR はガスを含む堆積物における層理面沿いの流体移動の結果を反映していると考えられる。三次元反射法地震探査記録を用いることで、透水性の分布や流体の移動について空間的な対応関係を議論することができた。また、FBR は地質構造やメタン（もしくは混合ガス）ハイドレートの相境界だけでは説明ができず、ガス分布の動的な変化の様子を捉えている可能性がある。このような知見は資源の集積に関する理解を深めるだけでなく、二酸化炭素地中貯留や放射性廃棄物の地層処分など地層中の物質移動を理解する必要のある課題への応用も期待できる。

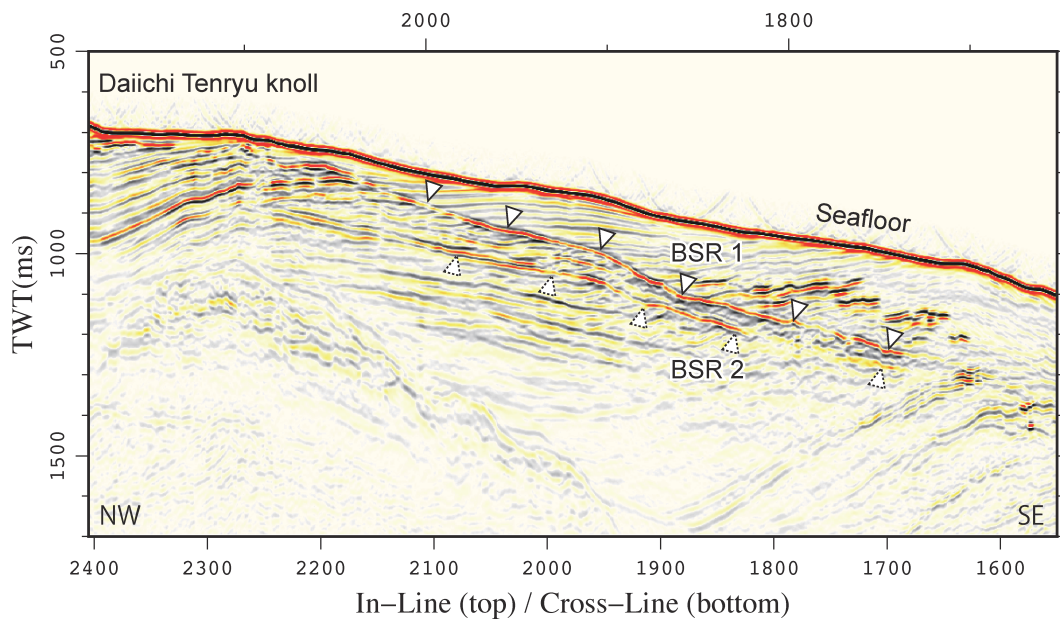


Fig. 7-1: 第一天竜海丘に見られる 2 枚の BSR (ダブル BSR) 白三角 (BSR1) は現在のメタンハイドレート BSR に対応する。点線三角 (BSR2) は BSR より深い位置に見られる。いずれも負極性を示している。測線位置は Fig.2-2 に記載する。

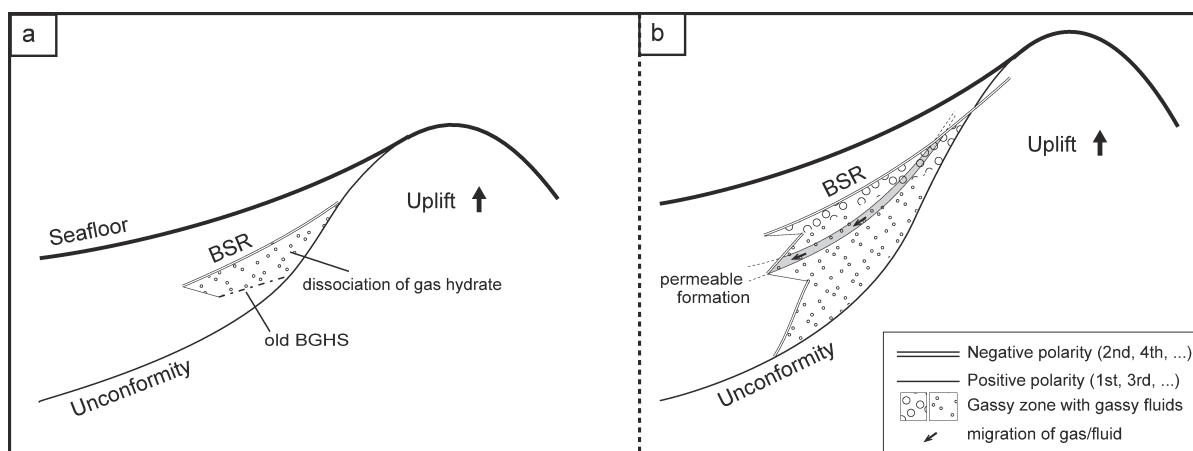


Fig. 7-2: FBR 形成のモデル (a) 繰り返し、もしくは速い隆起に伴い、孔隙中にトラップされた少量のガスによって厚いガスゾーンが形成される。(b) 厚いガスゾーンの形成と、透水性の良い地層に沿った流体移動が FBR の形成に関連している可能性がある。

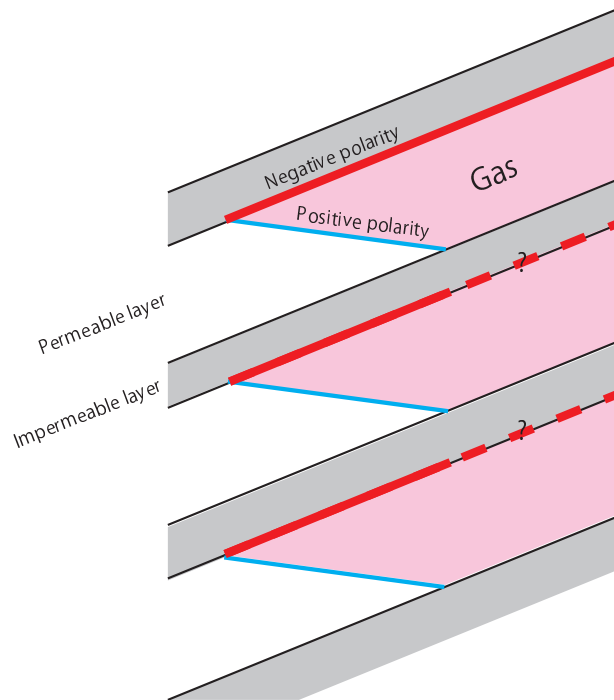


Fig. 7-3: 極性が反転する反射面を形成するモデルの例 灰色の層は不透水層 (Impermeable layer) を示し、透水層 (Permeable layer) と互層になっている。ガスが透水層にトラップされた場合、ガスの下面はフラットスポットを形成し青で示す正極性 (Positive polarity) の反射面を生じる。また、不透水層の下面は音響インピーダンスが低下する境界となり、赤で示す負極性 (Negative polarity) の反射面が出現する。結果として蛇腹状の反射面を形成する可能性がある。負極性の反射面は赤点線で示す地層境界にも生じる可能性がある。また不透水層が厚い場合には正極性、負極性の反射面のギャップが大きくなる。負極性の FBR は地層を切っている点でこのモデルと異なる。

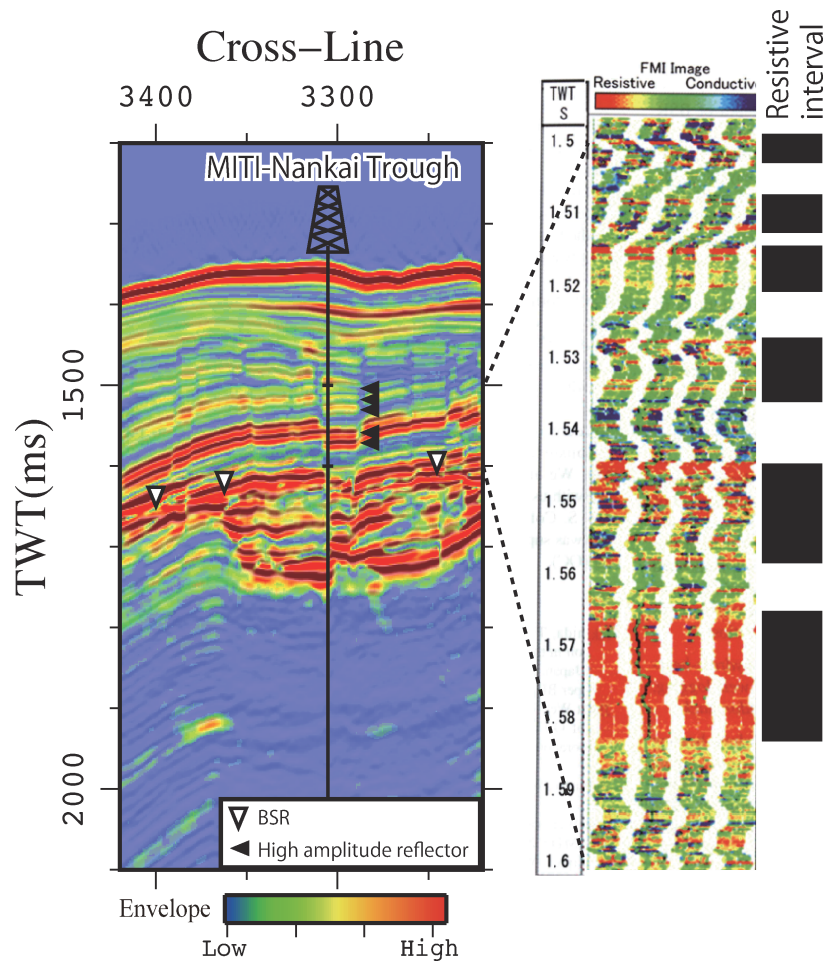


Fig. 7-4: 物理検層と反射強度断面の比較 左にインライン 1246 の反射強度（エンベロープ）断面および基礎試錐「南海トラフ」の掘削位置を示す（測線位置および掘削点は Fig.2-2 に示す）。左図中の白三角は BSR を示す。黒三角は往復走時 1500 ms から 1600 ms の区間に見られる高振幅な反射面の深度を示す。右は基礎試錐「南海トラフ」の物理検層で得られた FMI（Formation Micro Imager）の比抵抗画像（Takayama *et al.* 2004 を改変）である。暖色系ほど高比抵抗であることを示す。右図の右列に周囲より相対的に高比抵抗な値を示す区間を黒帯で示す。深部から高比抵抗な区間が薄層化する様子が認められる。分解能に違いがあるため比較には限界があるものの、高振幅な反射面の深度と高比抵抗な区間の深度やパターンに類似性が認められる。

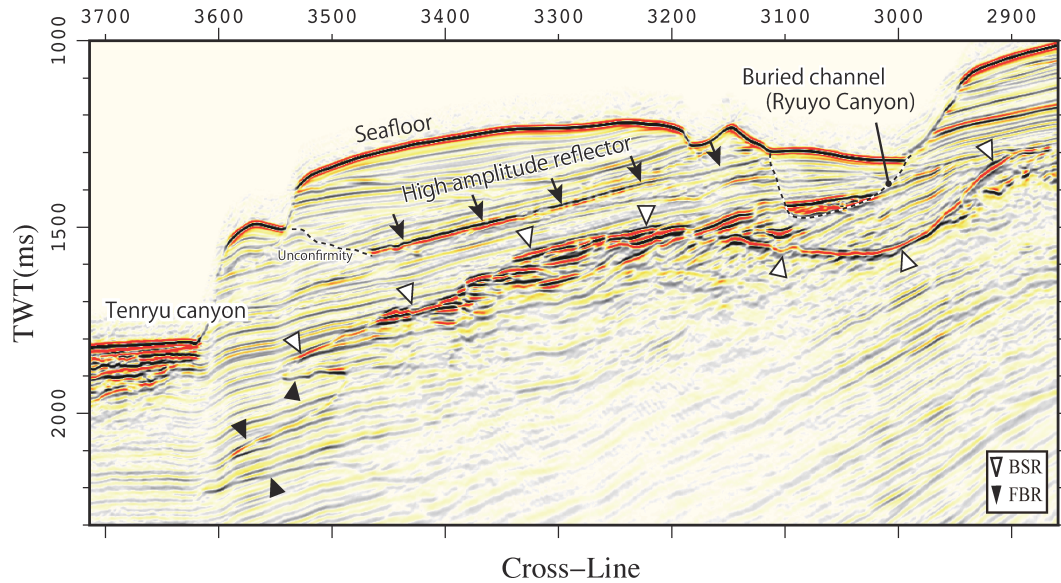


Fig. 7-5: インライン 2030 の断面図 埋没した竜洋海底谷（図中に Buried channel と記載）から西方向へ広がる高振幅の反射面（図中に High amplitude reflector および矢印で記載）が認められる。高振幅の反射面は竜洋海底谷の埋没した谷壁から、西側（天竜海底谷側）に見られる不整合（図中に Unconformity と記載）まで続いている。この高振幅の反射面は、竜洋海底谷の発達に伴う自然堤防の一部であると解釈できる。第2天竜海丘の隆起に伴い反射面の傾斜は形成時より北西傾斜が増加していると考えられる。白三角はBSR、黒三角はFBRを示す。測線位置はFig.2-2に記載する。

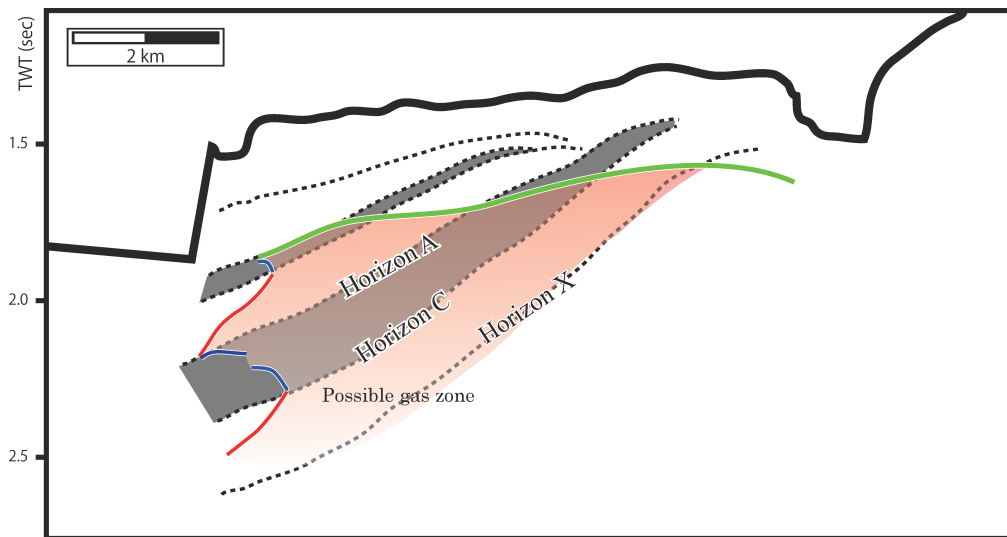


Fig. 7-6: 反射断面におけるガス分布の解釈 Fig. 6-3 における反射強度に基づく解釈および、正極性のFBR（青）、負極性のFBR（赤）およびBSR（緑）を示す。オレンジ色の部分は低速度領域の分布を表し、ガス分布に対応すると解釈した。

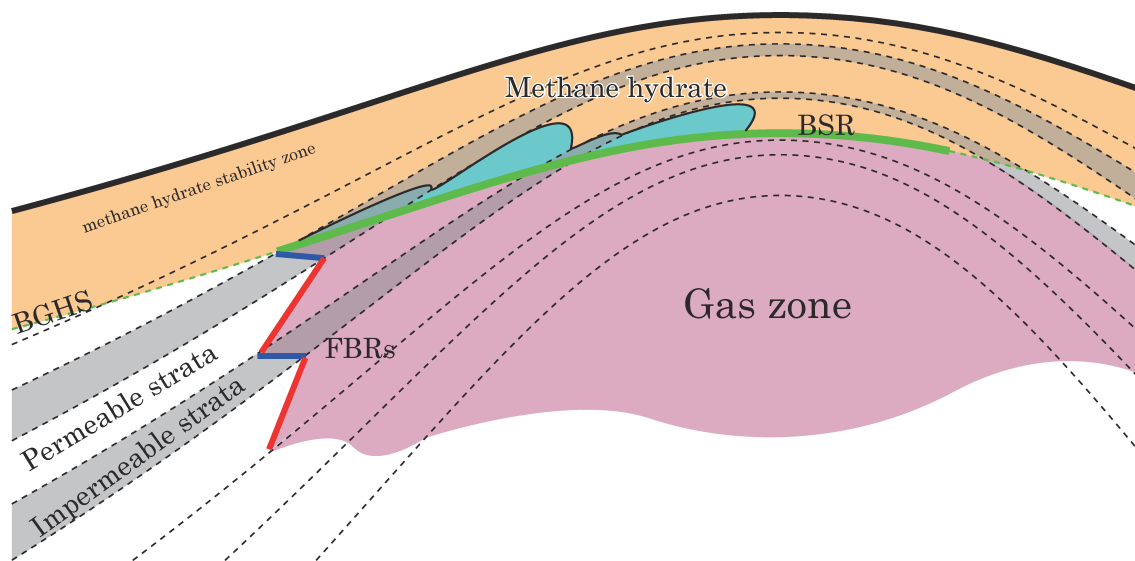


Fig. 7-7: FBRが発達する地域概念図 図中の線はそれぞれ、正極性のFBR（青）、負極性のFBR（赤）、BSR（緑実線）およびBGHS（緑点線）を示す。黒点線は地層を表し、灰色の部分は透水性が低い地層、白は透水性の良い地層を表す。マゼンダのシェードはガス分布を表し、オレンジ色の部分はハイドレート安定領域、水色の部分は特にハイドレートが多く形成された地層を表す。

引用文献

- Andreassen, K., Mienert, J., Bryn, P., Singh, S.C., 2000. A double gas-hydrate related bottom simulating reflector at the Norwegian continental margin. *Ann. New York Acad. Sci.* 912, 126–135.
- Aoki, Y., Tamano, T., Kato, S., 1982. Detailed structure of the Nankai Trough from migrated seismic sections, in: Watkins, J.S., Drake, C.L. (Eds.), *Studies in Continental Margin Geology*. AAPG Mem., pp. 309–322.
- 荒井晃作, 2008. 遠州灘海洋地質図. 海洋地質図 65 (CD).
- 荒井晃作, 岡村行信, 池原研, 芦寿一郎, 徐垣, 木下正高, 2006. 浜松沖前弧斜面上部に発達する活断層とテクトニクス. *地質学雑誌* 112, 749–759.
- 浅川栄一, 溝畑茂治, 稲盛隆穂, 小林稔明, 佐伯龍男, 2010. 高密度速度解析手法, マルチコンポーネント反射法地震探査および深海曳航方式反射法地震探査を用いたメタンハイドレート賦存状況把握の試み. *石油技術協会誌* 75, 20–29.
- Ashi, J., Huchon, P., Segawa, J., Thoue, F., Kobayashi, K., 1995. Geological structure and cold seepage at the prism slope depression off Omaezaki: the 1994 KAIKO-TOKAI “Shinkai 2000” dives. *JAMSTEC Jour. Deep Sea Res.* 11, 189–195.
- Ashi, J., Tokuyama, H., Taira, A., 2002. Distribution of methane hydrate BSRs and its implication for the prism growth in the Nankai Trough. *Mar. Geol.* 187, 177–191.
doi:10.1016/S0025-3227(02)00265-7
- Athy, L.F., 1930. Density, porosity, and compaction of sedimentary rocks. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.* 14, 1–24.
- Avseth, P., Mukerji, T., Mavko, G., 2005. *Quantitative Seismic Interpretation: Applying Rock Physics Tools to Reduce Interpretation Risk*. Cambridge University Press.
- Baba, K., Yamada, Y., 2004. BSRs and Associated Reflections as an Indicator of Gas Hydrate and Free Gas Accumulation : An Example of Accretionary Prism and Forearc Basin System along the Nankai Trough , off Central Japan. *Resour. Geol.* 54, 11–24.

- Bahorich, M., Farmer, S., 1995. The coherence cube. *Lead. edge* 1053–1058.
- Bangs, N.L.B., 2005. Upward shifts in the southern Hydrate Ridge gas hydrate stability zone following postglacial warming, offshore Oregon. *J. Geophys. Res.* 110, B03102. doi:10.1029/2004JB003293
- Biot, M., 1941. GENERAL THEORY OF THREE-DIMENSIONAL CONSOLIDATION. *J. Appl. Phys.* 12, 155–164.
- Blackwell, D.D., Steele, J.L., Brott, C.A., 1980. The Terrain Effect on Terrestrial Heat Flow. *Journal Geophys. Res.* 85, 4757–4772.
- Brown, A., 2004. Interpretation of Three-Dimensional Seismic Data, 6th ed. AAPG Memoir, 42.
- Campbell, J., Cranwell, R., 1988. Performance assessment of radioactive waste repositories. *Science* (80-). 239, 1389–1392. doi:10.1126/science.3279510
- Carcione, J.M., Tinivella, U., 2000. Bottom-simulating reflectors: Seismic velocities and AVO effects. *Geophysics* 65, 54–67. doi:10.1190/1.1444725
- Carson, B., Screaton, E.J., 1998. Fluid Flow in Accretionary Prisms: Evidence for Focused, Time-Variable Discharge. *Rev. Geophys.* 36, 329–351.
- 地球科学総合研究所 (2005) 独立行政法人 石油天然ガス・金属鉱物資源機構 平成 17 年度「メタンハイドレート資源開発研究 資源量評価」 研究課題「三次元基礎物理探査「東海沖～熊野灘」再処理データの東海沖エリアの高密度速度解析」 報告書
- Ciais, P., Sabine, C., Bala, G., Bopp, L., Brovkin, V., Canadell, J., Chhabra, A., DeFries, R., Galloway, J., Heimann, M., Jones, C., Quéré, C. Le, Myneni, R.B., Piao, S., Thornton, P., 2013. Carbon and Other Biogeochemical Cycles, in: Stocker, T.F., Qin, D., Plattner, G.-K., Tignor, M., Allen, S.K., Boschung, J., Nauels, A., Xia, Y., Bex, V., Midgley, P.M. (Eds.), *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate*

- Change. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 465–570.
doi:10.1017/CBO9781107415324.015
- Davie, M.K., Buffett, B.A., 2003. Sources of methane for marine gas hydrate: inferences from a comparison of observations and numerical models. *Earth Planet. Sci. Lett.* 206, 51–63. doi:10.1016/S0012-821X(02)01064-6
- Dickens, G.R., 2001. Modeling the global carbon cycle with a gas hydrate capacitor: Significance for the Latest Paleocene Thermal Maximum, in: Paull, C.K., Dillion, W.P. (Eds.), *Natural Gas Hydrates: Occurrence, Distribution and Detection*. American Geophysical Union, p. 315.
- Dickens, G.R., 2003. Rethinking the global carbon cycle with a large, dynamic and microbially mediated gas hydrate capacitor. *Earth Planet. Sci. Lett.* 213, 169–183. doi:10.1016/S0012-821X(03)00325-X
- Dickens, G.R., O'Neil, J.R., Rea, D.K., Owen, R.M., 1995. Dissociation of oceanic methane hydrate as a cause of the carbon isotope excursion at the end of the Paleocene. *Paleoceanography* 10, 965–971. doi:10.1029/95PA02087
- Domenico, P.A., 1987. An analytical model for multidimensional transport of a decaying contaminant species. *J. Hydrol.* 91, 49–58. doi:10.1016/0022-1694(87)90127-2
- Domenico, S.N., 1977. Elastic Properties of Unconsolidated Porous Sand Reservoirs. *GEOPHYSICS* 42, 1339–1368. doi:10.1190/1.1440797
- Duchesne, M.J., Halliday, E.J., Barrie, J.V., 2011. Analyzing seismic imagery in the time–amplitude and time–frequency domains to determine fluid nature and migration pathways: A case study from the Queen Charlotte Basin, offshore British Columbia. *J. Appl. Geophys.* 73, 111–120. doi:10.1016/j.jappgeo.2010.12.002
- Englezos, P., Bishnoi, P.R., 1988. Prediction of gas hydrate formation conditions in aqueous electrolyte solutions. *AIChE J.* 34, 1718–1721. doi:10.1002/aic.690341017

- Fofonoff, P., Millard Jr, R.C., 1983. Algorithms for computation of fundamental properties of seawater. *Unesco Tech. Pap. Mar. Sci.* 44, 53.
- Foucher, J.-P., Nouzé, H., Henry, P., 2002. Observation and tentative interpretation of a double BSR on the Nankai slope. *Mar. Geol.* 187, 161–175.
doi:10.1016/S0025-3227(02)00264-5
- Gay, a, Lopez, M., Berndt, C., Seranne, M., 2007. Geological controls on focused fluid flow associated with seafloor seeps in the Lower Congo Basin. *Mar. Geol.* 244, 68–92.
doi:10.1016/j.margeo.2007.06.003
- Grevenmeyer, I., Villinger, H., 2001. Gas hydrate stability and the assessment of heat flow through continental margins. *Geophys. J. Int.* 145, 647–660.
doi:10.1046/j.0956-540x.2001.01404.x
- Gulick, S.P.S., Bangs, N.L.B., Moore, G.F., Ashi, J., Martin, K.M., Sawyer, D.S., Tobin, H.J., Kuramoto, S., Taira, A., 2010. Rapid forearc basin uplift and megasplay fault development from 3D seismic images of Nankai Margin off Kii Peninsula, Japan. *Earth Planet. Sci. Lett.* 300, 55–62. doi:10.1016/j.epsl.2010.09.034
- Haacke, R.R., Westbrook, G.K., Hyndman, R.D., 2007. Gas hydrate , fluid flow and free gas : Formation of the bottom-simulating reflector. *Earth Planet. Sci. Lett.* 261, 407 – 420. doi:10.1016/j.epsl.2007.07.008
- Hama, K., Kunimaru, T., Metcalfe, R., Martin, a. J., 2007. The hydrogeochemistry of argillaceous rock formations at the Horonobe URL site, Japan. *Phys. Chem. Earth, Parts A/B/C* 32, 170–180. doi:10.1016/j.pce.2005.12.008
- Hamamoto, H., Yamano, M., Goto, S., Kinoshita, M., Fujino, K., Wang, K., 2011. Heat flow distribution and thermal structure of the Nankai subduction zone off the Kii Peninsula. *Geochemistry, Geophys. Geosystems* 12, n/a–n/a. doi:10.1029/2011GC003623
- Henry, P., Lallemand, S., Nakamura, K., Tsunogai, U., Mazzotti, S., Kobayashi, K., 2002. Surface expression of fluid venting at the toe of the Nankai wedge and implications for flow paths. *Mar. Geol.* 187, 119–143. doi:10.1016/S0025-3227(02)00262-1

- Hesselbo, S., Grocke, D., Jenkyns, H., Bjerrum, C., Farrimond, P., Morgans Bell HS, Green, O., 2000. Massive dissociation of gas hydrate during a Jurassic oceanic anoxic event. *Nature* 406, 392–5. doi:10.1038/35019044
- Hovland, M., Gallagher, J.W., Clennell, M.B., Lekvam, K., 1997. Gas hydrate and free gas volumes in marine sediments: Example from the Niger Delta front. *Mar. Pet. Geol.* 14, 245–255. doi:10.1016/S0264-8172(97)00012-3
- Hustoft, S., Mienert, J., Bunz, S., Nouzé, H., 2007. High-resolution 3D-seismic data indicate focussed fluid migration pathways above polygonal fault systems of the mid-Norwegian margin. *Mar. Geol.* 245, 89–106. doi:10.1016/j.margeo.2007.07.004
- Hutchison, I., 1985. The effects of sedimentation and compaction on oceanic heat flow. *Geophys. J. Int.* 82, 439–459.
- Hyndman, R., Foucher, J., Yamano, M., Fisher, A., 1992. Deep sea bottom-simulating-reflectors: calibration of the base of the hydrate stability field as used for heat flow estimates. *Earth Planet. Sci. Lett.* 109, 289–301. doi:10.1016/0012-821X(92)90093-B
- Hyndman, R.D., Davis, E.E., 1992. A mechanism for the formation of methane hydrate and seafloor bottom-simulating reflectors by vertical fluid expulsion. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 97, 7025–7041. doi:10.1029/91JB03061
- Hyndman, R.D., Spence, G.D., 1992. A Seismic Study of Methane Hydrate Marine Bottom Simulating Reflectors. *J. Geophys. Res.* 97, 6683–6698. doi:10.1029/92JB00234
- Intergovernmental Panel on Climate Change, 2005. Carbon Dioxide Capture and Storage. Cambridge University Press, Cambridge.
- Iwabuchi, Y., Sasahara, N., & Yoshioka, S., 1991. Submarine tectonic off Enshunada. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 97(8), 621–629.
- Kawada, Y., Toki, T., Kinoshita, M., Joshima, M., Higa, R., Kasaya, T., Tsunogai, U., Nishimura, K., Kisimoto, K., 2014. Tracing geologically constrained fluid flow

- pathways using a combination of heat flow measurements, pore water chemistry, and acoustic imaging near the deformation front of the Nankai Trough off the Muroto Peninsula, Japan. *Tectonophysics* 618, 121–137. doi:10.1016/j.tecto.2014.01.035
- Kinoshita, M., Moore, G.F., Kido, Y.N., 2011. Heat flow estimated from BSR and IODP borehole data: Implication of recent uplift and erosion of the imbricate thrust zone in the Nankai Trough off Kumano. *Geochemistry, Geophys. Geosystems* 12, n/a–n/a. doi:10.1029/2011GC003609
- Kinoshita, M., Tobin, H., Ashi, J., Kimura, G., Lallemant, S., Screaton, E.J., Curewitz, D., Masago, H., Moe, K.T., 2009. Proceedings of the Integrated Ocean Drilling Program. *Integr. Ocean Drill. Progr.* 314 /315 /.
- Kodaira, S., Nakanishi, A., Park, J., Ito, A., Tsuru, T., 2003. Cyclic ridge subduction at an inter-plate locked zone off central Japan. *Geophys. Res. Lett.* 30, 1339. doi:10.1029/2002GL016595
- Kopf, A.J., 2002. Significance of mud volcanism. *Rev. Geophys.* 40, 1–52. doi:10.1029/2000RG000093
- Kvenvolden, K., 1988. Methane hydrate — A major reservoir of carbon in the shallow geosphere? *Chem. Geol.* 71, 41–51. doi:10.1016/0009-2541(88)90104-0
- Kvenvolden, K.A., 1993. Gas Hydrates- Geological Perspective and Global Change. *Rev. Geophys.* 31, 173–187.
- Lackner, K.S., 2003. A guide to CO₂ sequestration. *Science* 300, 1677–8. doi:10.1126/science.1079033
- Le Pichon, X., Iiyama, T., Chamley, H., Charvet, J., Faure, M., Fujimoto, H., Furuta, T., Ida, Y., Kagami, H., Lallemant, S., Leggett, J., Murata, A., Okada, H., Rangin, C., Renard, V., Taira, A., Tokuyama, H., 1987. The eastern and western ends of Nankai Trough: results of Box 5 and Box 7 Kaiko survey. *Earth Planet. Sci. Lett.* 83, 199–213. doi:10.1016/0012-821X(87)90066-5

- Le Pichon, X., Pollitz, F., Fournier, M., Cadet, J.P., Lallemant, S., Chamot-Rooke, N., 1996. Distribution of shortening landward and oceanward of the eastern Nankai trough due to the Izu-Ogasawara ridge collision. *Earth Planet. Sci. Lett.* 137, 145–156.
doi:10.1016/0012-821X(95)00212-U
- Le Pichon, X., Wmamt, S., Tokuyama, H., Thoué, F., Huchon, P., Henry, P., 1996. Structure and evolution of the backstop in the eastern Nankai Trough area (Japan): Implications for the soon-to-come Tokai earthquake. *Isl. Arc* 5, 440–454.
doi:10.1111/j.1440-1738.1996.tb00164.x
- Leggett, J., Aoki, Y., Toba, T., 1985. Transition from frontal accretion to underplating in a part of the Nankai Trough Accretionary Complex off Shikoku (SW Japan) and extensional features on the lower trench slope. *Mar. Pet. Geol.* 2, 131–141.
- Lerche, I., Bagirov, E., 1998. Guide to gas hydrate stability in various geological setting. *Mar. Pet. Geol.* 15, 427–437.
- Marfurt, K., Kirlin, R., Farmer, S., Bahorich, M., 1998. 3-D seismic attributes using a semblance-based coherency algorithm. *Geophysics* 63, 1150–1165.
- Martin, J.B., Kastner, M., Henry, P., Le Pichon, X., Lallement, S., 1996. Chemical and isotopic evidence for sources of fluids in a mud volcano field seaward of the Barbados accretionary wedge. *J. Geophys. Res.* 101, 20325. doi:10.1029/96JB00140
- Martin, V., Henry, P., Nouze, H., Noble, M., Ashi, J., Pascal, G., 2004. Erosion and sedimentation as processes controlling the BSR-derived heat flow on the Eastern Nankai margin. *Earth Planet. Sci. Lett.* 222, 131 – 144. doi:10.1016/j.epsl.2004.02.020
- M. Maslin, M. Owen, R. Betts, S. Day, T. Dunkley Jones, and A. Ridgwell, 2010. Gas hydrates: past and future geohazard?, *Philos. Trans. A. Math. Phys. Eng. Sci.*, vol. 368, no. 1919, pp. 2369–93.
- Masoudi, R., Tohidi, B., 2005. Estimating the hydrate stability zone in the presence of salts and/or organic inhibitors using water partial pressure. *J. Pet. Sci. Eng.* 46, 23–36.
doi:10.1016/j.petrol.2004.10.002

- Miles, P.R., 1995. Potential distribution of methane hydrate beneath the European continental margins. *Geophys. Res. Lett.* 22, 3179–3182.
- Miyakawa, A., Saito, S., Yamada, Y., Tomaru, H., Kinoshita, M., Tsuji, T., 2014. Gas hydrate saturation at Site C0002, IODP Expeditions 314 and 315, in the Kumano Basin, Nankai trough. *Isl. Arc* n/a–n/a. doi:10.1111/iar.12064
- Moore, G.F., Shipley, T.H., Stoffa, P.L., Karig, D.E., Taira, A., Kuramoto, S., Tokuyama, H., Suyehiro, K., 1990. Structure of the Nankai Trough Accretionary Zone from multichannel seismic reflection data. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 95, 8753–8765. doi:10.1029/JB095iB06p08753
- Moore, G.F., Taira, A., Klaus, A., 2001. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports, Vol. 170.* ed. Ocean Drilling Program, College Station, TX.
- Moore, J.C., Orange, D., Kulm, L.D., 1990. Interrelationship of fluid venting and structural evolution: Alvin observations from the frontal accretionary prism, Oregon. *J. Geophys. Res.* 95, 8795. doi:10.1029/JB095iB06p08795
- Moore, J.C., Vrolijk, P., 1992. Fluids in accretionary prisms. *Rev. Geophys.* 30, 113–135. doi:10.1029/92RG00201
- Müller, R.D., Sdrolias, M., Gaina, C., Roest, W.R., 2008. Age, spreading rates, and spreading asymmetry of the world's ocean crust. *Geochemistry, Geophys. Geosystems* 9, n/a–n/a. doi:10.1029/2007GC001743
- Musgrave, R.J., Bangs, N.L., Larrasoana, J.C., Gracia, E., Hollamby, J.A., Vega, M.E., 2006. Rise of the base of the gas hydrate zone since the last glacial recorded by rock magnetism. *Geology* 34, 117–120. doi:10.1130/G22008.1
- Nagakubo, S., Kobayashi, T., Saeki, T., Shimoda, N., Fujii, T., Noguchi, S., 2009. The Relations between Methane Hydrate-bearing Formations and Seafloor Manifestations Accompanied by Methane Discharges in the Eastern Nankai Trough. *Chigaku Zasshi (Journal Geogr.)* 118, 835–853. doi:10.5026/jgeography.118.835

- Naudts, L., Khlystov, O., Granin, N., Chensky, A., Poort, J., Batist, M., 2012. Stratigraphic and structural control on the distribution of gas hydrates and active gas seeps on the Posolsky Bank, Lake Baikal. *Geo-Marine Lett.* 32, 395–406.
doi:10.1007/s00367-012-0286-y
- Nimblett, J., Ruppel, C., 2003. Permeability evolution during the formation of gas hydrates in marine sediments. *J. Geophys. Res.* 108, 2420. doi:10.1029/2001JB001650
- Noguchi, S., Shimoda, N., Takano, O., Oikawa, N., Inamori, T., Saeki, T., Fujii, T., 2011. 3-D internal architecture of methane hydrate-bearing turbidite channels in the eastern Nankai Trough, Japan. *Mar. Pet. Geol.* 28, 1817–1828.
doi:10.1016/j.marpetgeo.2011.02.004
- Nouzé, H., Henry, P., Noble, M., Martin, V., Pascal, G., 2004. Large gas hydrate accumulations on the eastern Nankai Trough inferred from new high-resolution 2-D seismic data. *Geophys. Res. Lett.* 31, L13308. doi:10.1029/2004GL019848
- ODP Leg 204 Shipboard Scientific Party, 2002. Leg 204 Preliminary Report Drilling Gas Hydrates on Hydrate Ridge , Cascadia Continental Margin. ODP Leg 204 Prelim. Rep.
- Okino, K., Shimakawa, Y., Nagaoka, S., 1994. Evolution of the Shikoku Basin. *J. Geomag. Geoelectr.* 46, 463–479.
- Otsuka, H., Morita, S., Tanahashi, M., Ashi, J., Nagakubo, S., Fujii, T., 2008. Possible migration front of gas-related fluid inferred from interpretation on 3D-seismic data in the eastern Nankai Trough. *Am. Geophys. Union, Fall Meet.* 2008, Abstr. #OS41D-1248.
- Otsuka, H., Morita, S., Tanahashi, M., Ashi, J., Nagakubo, S., 2009. Possible Migration Front of Gas-Related Fluid Inferred from 3D-Seismic Data in the Eastern Nankai Trough, in: *13th International Symposium on Recent Advances in Exploration Geophysics*. pp. 3–6. doi:10.3997/2352-8265.20140104
- 大塚宏徳, 2009. 三次元反射法地震探査データを用いた東部南海トラフ付加体における流体移動の研究. 修士論文.

- 大塚宏徳, 森田澄人, 棚橋学, 長久保定雄, 芦寿一郎, 2011. 東部南海トラフ三次元反射法地震探査断面に見られる地層流体の分布を示唆する音響反射面. 石油技術協会誌 76, 39–42.
- Pape, T., Geprägs, P., Hammerschmidt, S., Wintersteller, P., Wei, J., Fleischmann, T., Bohrmann, G., Kopf, A.J., 2014. Hydrocarbon seepage and its sources at mud volcanoes of the Kumano forearc basin, Nankai Trough subduction zone. *Geochemistry, Geophys. Geosystems* 15, 2180–2194. doi:10.1002/2013GC005057
- Park, J., Moore, G.F., Tsuru, T., Kodaira, S., Kaneda, Y., 2003. A subducted oceanic ridge influencing the Nankai megathrust earthquake rupture. *Earth Planet. Sci. Lett.* 217, 77–84. doi:10.1016/S0012-821X(03)00553-3
- Park, J.-O., Tsuru, T., Kodaira, S., Cummins, P.R., Kaneda, Y., 2002. Splay fault branching along the Nankai subduction zone. *Science* 297, 1157–1160. doi:10.1126/science.1074111
- Phrampus, B.J., Hornbach, M.J., 2012. Recent changes to the Gulf Stream causing widespread gas hydrate destabilization. *Nature* 490, 527–30. doi:10.1038/nature11528
- Plaza-Faverola, A., Bünz, S., Mienert, J., 2011. Repeated fluid expulsion through sub-seabed chimneys offshore Norway in response to glacial cycles. *Earth Planet. Sci. Lett.* 305, 297–308. doi:10.1016/j.epsl.2011.03.001
- Popescu, I., De Batist, M., Lericolais, G., Nouzé, H., Poort, J., Panin, N., Versteeg, W., Gillet, H., 2006. Multiple bottom-simulating reflections in the Black Sea: Potential proxies of past climate conditions. *Mar. Geol.* 227, 163–176. doi:10.1016/j.margeo.2005.12.006
- Posewang, J., Mienert, J., 1999. The enigma of double BSRs: indicators for changes in the hydrate stability field? *Geo-Marine Lett.* 19, 157–163. doi:10.1007/s003670050103
- Saeki, T., Hayashi, M., Oikawa, N., Kobayashi, T., Inamori, T., 2005. 3D reflection seismic surveys in the eastern Nankai Trough, in: Japanese Geoscience Union 2005 Meeting. Chiba, pp. G091–006.

- Saffer, D.M., Tobin, H.J., 2011. Hydrogeology and Mechanics of Subduction Zone Forearcs: Fluid Flow and Pore Pressure. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 39, 157–186.
doi:10.1146/annurev-earth-040610-133408
- 斎藤実篤, 宮川歩夢, 山田泰広, 木下正高, 2010. 科学掘削におけるメタンハイドレートの物性
検層解析：熊野堆積盆地の例. *石油技術協会誌* 75, 54–58.
- 酒井哲弥, 増田富士雄, 1992. 鮮新・更新統掛川層群の沿岸～陸棚相にみられるパラシーク
ェンス Parasequence set in the Plio-Pleistocene Kakegawa Group, Shizuoka, Japan. *堆積学
研究会報* 36, 19–24.
- 佐藤幹夫, 前川竜男, 奥田義久, 1996. Estimation of amount of methane and resources of
natural gas hydrates in the world and around Japan. *地質学雑誌* 102, 959–971.
- Seno, T., Stein, S., Gripp, A.E., 1993. A Model for the Motion of the Philippine Sea Plate
Consistent With NUVEL-1 and Geological Data. *J. Geophys. Res.* 98, 17941–17948.
doi:10.1029/93JB00782
- Shipley, T.H., Houston, M.H., Buffer, R.T., 1979. Seismic Evidence for Widespread Possible
Gas Hydrate Horizons on Continental Slopes and Rises. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.* 63.
- Shipley, T.H., Moore, G.F., Bangs, N.L., Moore, J.C., Stoffa, P.L., 1994. Seismically inferred
dilatancy distribution, northern Barbados Ridge decollement: Implications for fluid
migration and fault strength. *Geology* 22, 411–414.
doi:10.1130/0091-7613(1994)022<0411:SIDDNB>2.3.CO;2
- Sloan, E.D., 2003. Fundamental principles and applications of natural gas hydrates. *Nature*
426, 353–363. doi:10.1038/nature02135
- Sloan, E.D., Koh, C.A., 2008. *Clathrate Hydrates of Natural Gases*, 3rd ed, Chemical
industries. Taylor & Francis.
- Soh, W., Tokuyama, H., 2002. Rejuvenation of submarine canyon associated with ridge
subduction, Tenryu Canyon, off Tokai, central Japan. *Mar. Geol.* 187, 203–220.
doi:10.1016/S0025-3227(02)00267-0

Stein, C.A., Stein, S., 1992. A model for the global variation in oceanic depth and heat flow with lithospheric age. *Nature* 359, 123–129. doi:10.1038/359123a0

鈴木清史, 成田英夫, 2010. 南海トラフメタンハイドレート堆積層の浸透率の推定—コア浸透率と検層結果比較. *石油技術協会誌* 75, 98–105.

Taira, A., 1979. TURBIDITE SEDIMENTATION IN THE NANKAI TROUGH AS INTERPRETED FROM MAGNETIC FABRIC , GRAIN SIZE , AND DETRITAL MODAL ANALYSES. deepseadrilling.org.

Takahashi, N., Amano, H., Hirata, K., Kinoshita, H., Lallemant, S., Tokuyama, H., Yamamoto, F., Taira, A., Suyehiro, K., 2002. Faults configuration around the eastern Nankai trough deduced by multichannel seismic profiling. *Mar. Geol.* 187, 31–46. doi:10.1016/S0025-3227(02)00243-8

Takano, O., Nishimura, M., Fujii, T., Saeki, T., 2009. Sequence Stratigraphic Analysis of Methane-hydrate-bearing Submarine-fan Turbidite Sandstones in Eastern Nankai Trough Area: Relationship between Turbidite Facies Distributions and BSR Occurrence. *J. Geog.* 118, 776–792.

Takayama, T., Nishi, M., Yamamoto, H., Sanada, Y., Matsuda, S., Uchida, T., 2004. Occurrence of Free-Gas Associated with Methane-Hydrate-Bearing Formations in the MITI Nankai Trough Wells, Offshore Tokai, Japan. *Resour. Geol.* 54, 89–98.

Taner, M.T., Koehler, F., Sheriff, R.E., 1979. Complex seismic trace analysis. *Geophysics* 44, 1041–1063. doi:10.1190/1.1440946

Terzaghi, K., 1943. Theoretical Soil Mechanics. John Wiley & Sons, Inc., Hoboken, NJ, USA. doi:10.1002/9780470172766

徳山英一, 芦寿一郎, 徐垣, 倉本真一, 池田安隆, 1999. 東海沖の海底活断層. 東京大学出版会, 東京.

Torres, M., Trehu, a, Cespedes, N., Kastner, M., Wortmann, U., Kim, J., Long, P., Malinverno, a, Pohlman, J., Riedel, M., 2008. Methane hydrate formation in turbidite

- sediments of northern Cascadia, IODP Expedition 311. *Earth Planet. Sci. Lett.* 271, 170–180. doi:10.1016/j.epsl.2008.03.061
- Tsuji, Y., Fujii, T., Hayashi, M., Kitamura, R., Nakamizu, M., Ohbi, K., Saeki, T., Yamamoto, K., Namikawa, T., Inamori, T., Oikawa, N., Shimizu, S., Kawasaki, M., Nagakubo, S., Matsushima, J., Ochiai, K., Okui, T., 2009. Methane-hydrate Occurrence and Distribution in the Eastern Nankai Trough, Japan: Findings of the Tokai-oki to Kumano-nada Methane-hydrate Drilling Program, in: Collet, T., Johnson, A., Knapp, C., Boswell, R. (Eds.), *Natural Gas Hydrates - Energy Resource Potential and Associated Geologic Hazards: AAPG Memoir 89*. AAPG/NETL/AAPG Foundation/AAPG EMD, pp. 228–246. doi:10.1306/13201103M893129
- Tsuji, Y., Ishida, H., Nakamizu, M., Matsumoto, R., Shimizu, S., 2004. Overview of the MITI Nankai Trough Wells: A Milestone in the Evaluation of Methane Hydrate Resources. *Resour. Geol.* 54, 3–10. doi:10.1111/j.1751-3928.2004.tb00182.x
- Tsunogai, U., Yoshida, N., Gamo, T., 2002. Carbon isotopic evidence of methane oxidation through sulfate reduction in sediment beneath cold seep vents on the sea floor at Nankai Trough. *Mar. Geol.* 187, 145–160.
- Tucholke, B.E., Bryan, G.M., Ewing, J.I., 1977. Gas-hydrate horizons detected in seismic-profiler data from the western North Atlantic. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.* 61, 698–707.
- Uchida, T., Tsuji, T., 2004. Petrophysical Properties of Natural Gas Hydrates-Bearing Sands and Their Sedimentology in the Nankai Trough. *Resour. Geol.* 54, 79–87. doi:10.1111/j.1751-3928.2004.tb00189.x
- Waseda, A., Uchida, T., 2004. Origin and migration of methane in gas hydrate-bearing sediments in the Nankai Trough, in: Ronald J. Hill Zeev Aizenshtat, Mary Jo Baedeker, George Claypool, Robert Eganhouse, Martin Goldhaber and Kenneth Peters BT - *The Geochemical Society Special Publications*, J.L. (Ed.), *Geochemical Investigations in Earth and Space Science: A Tribute to Isaac R. Kaplan*. Elsevier, pp. 377–387. doi:http://dx.doi.org/10.1016/S1873-9881(04)80027-0

- Wessel, P., Smith, W.H.F., 1991. Free software helps map and display data. *Eos, Trans. Am. Geophys. Union* 72, 441–446. doi:10.1029/90EO00319
- Wood, W.T., Gettrust, J.F., Chapman, N.R., Spence, G.D., Hyndman, R.D., 2002. Decreased stability of methane hydrates in marine sediments owing to phase-boundary roughness. *Nature* 420, 656–660. doi:10.1038/nature01261.1.
- 山本晃司, 佐伯龍男, 2009. メタンハイドレート資源量評価と陸上産出試験. *石油技術協会誌* 74, 270–279.
- Yamano, M., Foucher, J.-P., Kinoshita, M., Fisher, a., Hyndman, R.D., 1992. Heat flow and fluid flow regime in the western Nankai accretionary prism. *Earth Planet. Sci. Lett.* 109, 451–462. doi:10.1016/0012-821X(92)90105-5
- Yamano, M., Honda, S., Uyeda, S., 1984. Nankai Trough: A hot trench? *Mar. Geophys. Res.* 6, 187–203. doi:10.1007/BF00285959
- Yamano, M., Kawada, Y., Hamamoto, H., 2014. Heat flow survey in the vicinity of the branches of the megasplay fault in the Nankai accretionary prism. *Earth, Planets Sp.* 66, 126. doi:10.1186/1880-5981-66-126
- Yamano, M., Kinoshita, M., Goto, S., Matsubayashi, O., 2003. Extremely high heat flow anomaly in the middle part of the Nankai Trough. *Phys. Chem. Earth, Parts A/B/C* 28, 487–497. doi:10.1016/S1474-7065(03)00068-8
- Yoshioka, H., Sakata, S., Cragg, B., 2009. Microbial methane production rates in gas hydrate-bearing sediments from the eastern Nankai Trough, off central Japan. *Geochem. J.* 43, 315–321.
- Yuan, T., Hyndman, R.D., Spence, G.D., Desmons, B., 1996. Seismic velocity increase and deep-sea gas hydrate concentration above a bottom-simulating reflector on the northern Cascadia continental slope. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 101, 13655–13671. doi:10.1029/96JB00102

謝辞

指導教官の芦寿一郎准教授には博士研究の全体にわたって大変お世話になった。(独)産業技術総合研究所の森田澄人博士は、修士課程で行った研究から多くの議論に参加していただきアドバイスをいただいた。東京大学地震研究所の川田佳史博士には海底下温度構造を推定するプログラムコードを提供いただき、山野誠教授とともにアドバイスを頂いた。朴進干准教授には地震探査データの解析システムを使用させていただき、様々なアドバイスをいただいた。本論文の審査員である東京大学の須貝俊彦教授、小口高教授、山崎俊嗣教授には大変有益な議論をしていただいた。(独)海洋研究開発機構の中村恭之博士および(独)産業技術総合研究所の棚橋学博士(現・明治大学特任教授)には、反射法地震探査の基礎、解釈法やデータの取り扱いについて多くを学ばせていただいた。沖野郷子教授には研究および解析環境を支えていただいた。山口飛鳥助教には研究面で多くのご指導をいただいた。研究室の後輩である多良賢二氏、喜岡新氏、藤井昌和氏には特に多くの議論に付き合っていただいた。海洋底科学部門の諸先輩、同期、後輩の方々にも様々な面でお世話になった。金原富子氏には研究生生活面で一貫してお世話になった。研究を続けるにあたり支援を続けていただいた家族にも感謝したい。本研究で用いたデータの提供および公表の許可をいただいた(独)石油天然ガス・金属鉱物資源機構にも厚く謝意を表する。

付録

1. 一次元温度構造における BGHS の推定

```
PROGRAM Miles_1D

IMPLICIT none
INTEGER :: i, j, k
DOUBLE PRECISION :: c0, c1, c2, c3, c4, z_t, t, x, y, z, z0, t0
DOUBLE PRECISION :: dt2, dz2, dtmin, dzmin, sx, sy, sz, sz_t, st
DOUBLE PRECISION :: MPa, rho, g, twt, vp, vp2, thgr, tmax, zmax, zt, t1
INTEGER :: pnun
CHARACTER(40) :: ifile2, ofile1
CHARACTER*40 ARG1

CALL GETARG(1, ARG1)           ! read a file name from command line

ifile2 = TRIM(ADJUSTL(ARG1))
ofile1 = 'out_'//TRIM(ADJUSTL(ARG1))
write(*,*) ifile2, ofile1

pnun = 8000                    ! division for equations

! physical parameters
vp = 1500
vp2 = 1800
rho = 1.032*10**3
g = 9.7964938
MPa = 1.0*10**6
thgr = 0.04

! coefficient for Miles (1996)
c0 = MPa/rho/g * 2.8074023
c1 = MPa/rho/g * 1.559474e-1
c2 = MPa/rho/g * 4.8275e-2
c3 = MPa/rho/g * (-2.78083e-3)
c4 = MPa/rho/g * 1.5922e-4

tmax=30

! open data files
open (11, FILE=ifile2, status='unknown')
open (12, FILE=ofile1, status='unknown')

do
  READ(11, *, end=999) x, y, twt      ! read data
  z0 = vp*twt/2/10**3                ! seafloor, TWT(ms) to depth
  t0 = 6.2132*exp(-0.0006*z0)        ! depth-temp. relationship in Nankai
  dtmin=10e+10
  sz_t=0
  sz=0
  st=0
```

```

do i=0, pnum
  t1 = tmax * DBLE(i) / pnum          ! Divide T into pnum
  zt = c0 + c1*t1 + c2*t1**2 + c3*t1**3 + c4*t1**4    ! P-T diagram
  z = z0+ (t1 - t0) / thgr             ! Thermal gradient

  if (z0<z) then                       ! Search BGHS
    dz2=(z-zt)**2
    if (DSQRT(dz2+dt2) < dtmin) then
      dtmin=DSQRT(dz2+dt2)
      sz_t = zt
      sz = z
      st = t1
    end if
  end if
end do
write(*,'(6e12.4)') x,y,sz_t-z0,st,t0,dtmin          ! Debug
write(12,'(6e14.6)') x,y,sz_t-z0,sz_t,sz_t*2*10**3/vp,((sz_t-z0)*2*10**3/vp2+(tw))
end do

999 print *, "done."

close(11)
close(12)

END PROGRAM Miles_1D

```

2. 二次元温度構造における BGHS の推定

```

PROGRAM Miles_2D

IMPLICIT none
INTEGER :: i, j, k
DOUBLE PRECISION :: rho, g, c0, c1, c2, c3, c4, z_t, t, x, z, sf, y, MPa, L0, shift
DOUBLE PRECISION :: dt2, dz2, dtmin, dzmin, sx, sy, sz, sz_t, st, zt(10000), t1(10000)
INTEGER :: lnum, znum, pnum
CHARACTER(40) :: infile, pfile, ifile2, ofile1
CHARACTER*10 ARG1

!read Param
namelist /geom/ L0, shift, infile, lnum, znum

CALL GETARG(1, ARG1)
ifile2='T'//TRIM(ADJUSTL(ARG1))//'.dat'
ofile1='bghs_IL'//TRIM(ADJUSTL(ARG1))//'.dat'
pfile='Param'//TRIM(ADJUSTL(ARG1))

OPEN(11, FILE=pfile, STATUS='unknown')
  read(11,geom)
CLOSE(11)

```

```

write(*,*) ifile2, ofile1

!shift = 1250.d0
!lnum=500
!znum=10
pnun=8000 !<10000

rho = 1.03 * 10**3
g = 9.796
MPa=1.0*10**6
c0 = MPa/rho/g * 2.8074023
c1 = MPa/rho/g * 1.559474e-1
c2 = MPa/rho/g * 4.8275e-2
c3 = MPa/rho/g * (-2.78083e-3)
c4 = MPa/rho/g * 1.5922e-4

open (11, FILE=ifile2, status='unknown')
open (12, FILE=ofile1, status='unknown')

do i=0, pnun
    t1(i)= 40 * DBLE(i) / pnun
    zt(i)= c0 + c1*t1(i) + c2*t1(i)**2 + c3*t1(i)**3 + c4*t1(i)**4
    zt(i)=-(zt(i)-shift)
end do

do i=0, lnum
    dtmin=10e+10
    do j=-100*znum, 100*znum
        READ(11,*) x, z, t, sf, y
        if (sf >= z) then
            do k=0, pnun
                dz2=(z-zt(k))**2
                dt2=(t-t1(k))**2
                if (DSQRT(dz2+dt2) < dtmin) then
                    dtmin=DSQRT(dz2+dt2)
                    sz_t = zt(k)
                    sx=x
                    sy=y
                    sz=z
                    st=t1(k)
                end if
            end do
        end if
    end do
    write(*, '(6e12.4)') sx, sy, sz, sz_t, st, dtmin
    WRITE(12, '(5e14.6)') sx, sz, sz_t, sy, st
end do

close(11)
close(12)

END PROGRAM Miles_2D

```

3. RMS 速度データの形式変換 (RMS2GRD.awk)

```
# JGI-RMSVEL to XYZ
# Hironori OTSUKA
# 2014/02/11

BEGIN{
    filen = ARGV[1];
#    printf ("Load: %s", filen);
    il=0
    xl=0
    z=0
    while (getline < filen > 0) {
#        for (i=1; i<=NR; i++) {
            if ($1 == "cnn") {
                il = int($2/10000)
                xl = $2 - il * 10000
                z=0
            }
            else if ($1 == "vl") {
                for (j=2; (j+1)<=NF; j=j+2) {
                    z=$j
                    vl=$(j+1)
                    printf("%d %d %d %d\n", il, xl, z, vl);
                }
            }
#            printf("%d, %d\n", il, xl);
#        }
    }
}
```