

## 南海トラフ反射法地震探査データの AVO 解析

朴 進 午\* 鶴 哲 郎\* 濱嶋多加志\*\*  
金 田 義 行\* 平 朝 彦\*\*\* 倉 本 真 一\*\*\*\*  
EW9907/08 航海乗船研究者

### AVO Analysis Along the Nankai Trough Decollement

Jin-Oh PARK \*, Tetsuro TSURU \*, Takashi HAMAJIMA \*\*,  
Yoshiyuki KANEDA \*, Asahiko TAIRA \*\*\*, Shin'ichi KURAMOTO \*\*\*\*  
and EW9907/08 Shipboard Scientific Party

#### Abstract

We performed an amplitude variation with offset (AVO) analysis using 2D multichannel seismic reflection data across the Nankai Trough to determine the physical properties along the plate boundary decollement. With angle gather data obtained after a series of preprocessing, including prestack time migration, we calculated two major AVO attributes for the decollement the range from the deformation front to 45 km landward: zero-offset P-wave reflection amplitude (P) and gradient of amplitude versus  $\sin^2$  (G). Attribute P corresponding to an approximation of the reflection coefficient for normal incidence, depends on P-wave acoustic impedance contrast above and below the decollement. Attribute G mostly depends on the Poisson's ratio contrast above and below the decollement. Combining variations of these attributes (P and G) along the decollement and structural features of the accretionary wedge, the Nankai Trough decollement zone can be divided into three different physical property zones landward from the deformation front: large physical property change (LPC) zone, small physical property change zone (SPC), and moderate physical property change (MPC) zone.

For these three zones, both absolute values of P and G decrease by stages landward along the decollement, suggesting landward decreases of both contrasts of P-wave acoustic impedance and Poisson's ratio above and below the decollement. A significant, landward decrease of these AVO attributes may be related to interplate coupling process during the interseismic period.

---

\* 海洋科学技術センター固体地球統合フロンティア研究システム

\*\* (株)地球科学総合研究所

\*\*\* 東京大学海洋研究所

\*\*\*\* 産業技術総合研究所

\* Institute for Frontier Research on Earth Evolution, Japan Marine Science and Technology Center

\*\* JGI, Inc.

\*\*\* Ocean Research Institute, University of Tokyo

\*\*\*\* National Institute of Advanced Industrial Science and Technology

**Key words** : Nankai Trough , AVO analysis , seismic reflection data , physical property ,  
decollement , interplate coupling

**キーワード** : 南海トラフ , AVO 解析 , 反射法データ , 物性 , デコルマ面 , プレート間の固着

## I . はじめに

西南日本の南海トラフ沈み込み帯では、沈み込むフィリピン海プレートとその上部のユーラシアプレートの間でマグニチュード 8 クラスの巨大地震が繰り返し発生している(例えば, Ando, 1975)。巨大地震発生のメカニズムを解明するためには、プレート境界の物性を把握することが重要である。沈み込み帯のプレート境界デコルマ面の物性研究はバルバドスの例があり(Shipley *et al.*, 1994; Bangs *et al.*, 1999), 3 次元反射法データと ODP 掘削の結果、デコルマ面の物性が明らかになった。南海トラフでは、1990 年の ODP Leg 131 によってプレート境界デコルマ面を貫通する掘削が実施され、デコルマ面について多くの情報が得られた(例えば, Taira *et al.*, 1992)。しかし、限られた掘削点でプレート境界デコルマ面に沿った物性挙動を把握することには限界がある。近年、反射法地震探査データを用いた AVO (Amplitude Variation with Offset, あるいは Amplitude Versus Offset) 解析が炭化水素、特に天然ガスの探査に幅広く適用され、特定の反射面に沿った物性変化の推定に有効であることが立証されつつある(例えば, Castagna and Backus, 1993)。多くの AVO 解析は Oil/Gas 境界や BSR (Bottom Simulating Reflector) のような比較的浅いところの反斜面を対象とし、特に、BSR 付近堆積物の物性(例えば, Lee *et al.*, 1994)、ガスハイドレートの形成や分布の推定(例えば, Hyndman and Spence, 1992) に多く用いられて来た。しかし、プレート境界デコルマ面のような深部反斜面を対象とした AVO 解析の結果は極めて少ないのが現状である。

本論文では、南海トラフのプレート境界の物性を明らかにするため、トラフ軸を横切る 2 次元測線データを用いた AVO 解析の結果を示し、その意義について議論する。

## II . 調査概要

### 1) 観測

1999 年夏にプレート境界の巨大地震発生メカニズムを解明するため、四国沖南海トラフで日米共同研究による高精度 3 次元反射法地震探査を実施した。四国室戸岬沖の南海トラフ軸付近から陸側へ長さ 80 km、幅 8 km の範囲において、測線間隔が 100 m の調査が約 2 ヶ月間にわたって行われた。調査海域および調査測線を図 1 に示す。データの取得は米国の地球物理調査船モーリス・ユイニング号を使用し、合計 4276 立方インチ (約 70 リットル) の同期調整されたエアガン (Tuned airgun array) で人工地震波を発振し、240 チャンネルのストリーマー・ケーブルで受振した。発振点間隔は 50 m、受振点間隔は 25 m、標準重合数は 60 重合、最大のアフセット距離 (震源 受振点距離) は約 6200 m、データの記録長は 12 秒である。

### 2) AVO の解析手法

AVO とはアフセット距離により反射波の振幅値が変化する現象をいう (AVO 効果)。アフセットによる振幅変化は、入射角によって P 波の反射係数値が変化する物理現象によるものである。P 波の反射係数は、震源から発せられた P 波地震波の入射角度のほかに、境界面上下の地層の P 波速度、密度および S 波速度あるいはポアソン比に依存する。震源から発せられた P 波地震波が平面波として地層境界に入射する場合の P 波の反射係数は厳密には大変複雑な式で表現される。ある反射面を仮定し、その上下の地層の P 波速度、S 波速度、ポアソン比および密度の平均値をそれぞれ  $V_p$ 、 $V_s$ 、および  $\nu$  とし、またその地層境界におけるそれぞれの物性値の差を  $\Delta V_p$ 、 $\Delta V_s$ 、および  $\Delta \nu$  とする。角度  $\theta$  は入射角  $\theta_1$  と透過角  $\theta_2$  の平均値とする。AVO 解析では角度  $\theta$  が約 25 度以下

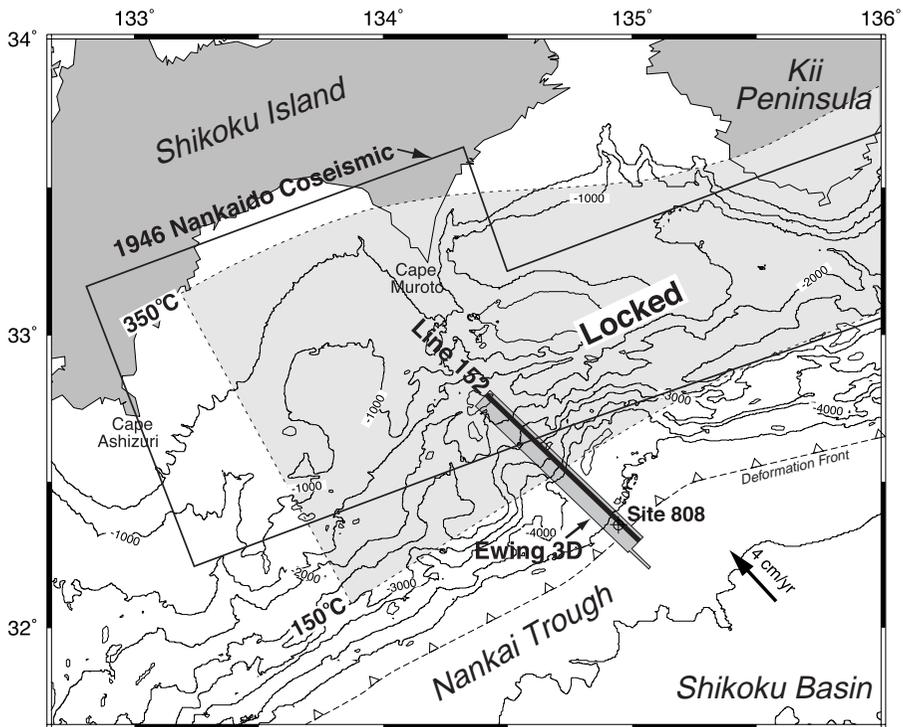


図 1 四国沖南海トラフで実施した 3 次元反射法地震探査域 (Ewing 3D)。  
 AVO 解析は Line 152 のデータを用いて行われた。ODP Leg 131 による掘削点 Site 808  
 を丸印で示す。長方形の範囲は 1946 年の南海地震による破壊域 (Ando, 1982) を示す。  
 灰色でハッチがかけられた海域は Hyndman *et al.* (1995) による地震間固着域であり、  
 プレート間の巨大地震は温度 150 ~ 350 の領域で発生するとの仮説が提案されている。

Fig. 1 An area (Ewing 3D) of three-dimensional seismic reflection survey is shown.  
 AVO analysis was done along two-dimensional Line 152. Site 808 of Ocean Drilling  
 Program Leg 131 is indicated as a circle. The thin-solid rectangle is the coseismic  
 rupture area of the 1946 Nankai earthquake (*e.g.*, Ando, 1982). The dark shaded area  
 is the interseismic locked zone (Hyndman *et al.*, 1995).

の場合には、通常次の近似式が用いられる (藤井, 1992)。

$$\text{ただし, } R(\theta) \approx P + G \cdot \sin^2 \theta \quad (1)$$

$$P = R_0 \approx \frac{1}{2} \left( \frac{V_p}{V_p} + \dots \right) \quad (2)$$

$$G = A(\theta) \frac{V_p}{V_p} + B(\theta) \dots + \alpha(\theta) \quad (3)$$

$$A(\theta) = (7 - 3) \times (1 - \dots)$$

$$B(\theta) = (2 - 1) \times (1 - \dots)$$

$$\alpha(\theta) = 1(1 - \dots)^2$$

式(2)で  $P$  は鉛直入射に対する反射係数の近似値  
 であり、その反射面上下の P 波音響インピーダ  
 ンスの変化を表すことになる。実際に、反射面での  
 振幅変化は式(3)での  $G$  が大きく関与する。式  
 (3)により傾き  $G$  は反射面における 3 つの物理量  
 の変化、すなわち P 波速度と密度の変化率および  
 ポアソン比の変化分の線形結合で表せており、平  
 均ポアソン比が例えば 0.3 以上の場合、 $C(\theta)$   
 の絶対値は  $A(\theta)$  や  $B(\theta)$  に比べて数倍大き  
 い (藤井, 1992)。従って、係数  $G$  の値はポア  
 ソン比の変化による  $C(\theta)$  項によってほとん  
 ど支配され、 $G$  は反射面上下のポアソン比の変化

を表すことになる。

本研究では、まずトラフ軸を横切る 2 次元測線上のデータを用いて AVO 解析を行った。相対的に S/N 比の良い Line 152 (図 1) に対して AVO 解析を行うこととし、図 2 に示す流れ図に従ったデータ処理を行った。まず、2 msec のサンプリングで収録されたフィールド・データを 4 msec にリサンプルした後 (Resample)、スパイク等のノイズを削除した (Noise edit)。この共通発振点ギャザーに対して、各発振での震源波形を推定し、これをスパイク波に変換する逆 (デコンボリューション) フィルターを適用した (Deconvolution)。また、2.5 km の間隔で速度解析を実施し (Velocity analysis)、求められた速度構造を用いて、幾何学的発散に起因する振幅の減衰を補正するとともに (Geometrical spreading correction)、各発震における震源強度のばらつきを補正する処理を行った後 (Surface consistent amplitude correction)、重合前時間マイグレーションを実施した (Prestack time migration)、マイグレーション後のデータを共通中間点 (CDP: Common Depth Point) ギャザーに編集し (CDP sort)、2 回目の速度解析を 250 m 間隔で実施した (Velocity analysis)。得られた速度構造を用いて NMO 補正を行い (NMO)、帯域通過フィルターによりノイズ成分を除去した後 (Band-pass filter)、各 CDP ギャザーをアングル・ギャザーに変換した (Angle gather generation)。

デコルマ面からの反射波の AVO 解析を実施するために、各 CDP でのデコルマ面をピックアップした。デコルマ面は、この測線の南西約 1 km の地点において 1990 年に掘削された ODP Leg 131 の Site 808 で確認されているので、測線上に投影した坑井位置でのデコルマ面の反射波を同定した後、測線に沿ってこの反射波の追跡を行った。ただし解析は、デコルマ面からの反射波が比較的明瞭に認められる CDP 800 ~ 4400 の範囲とした。なお、坑井で採取されたコアの P 波速度測定結果によると、デコルマ面の反射波は負の反射係数となることから、負の振幅をもつ反射波をピックアップすることとした。図 3 に、ピックアップしたデコルマ面を、マイ

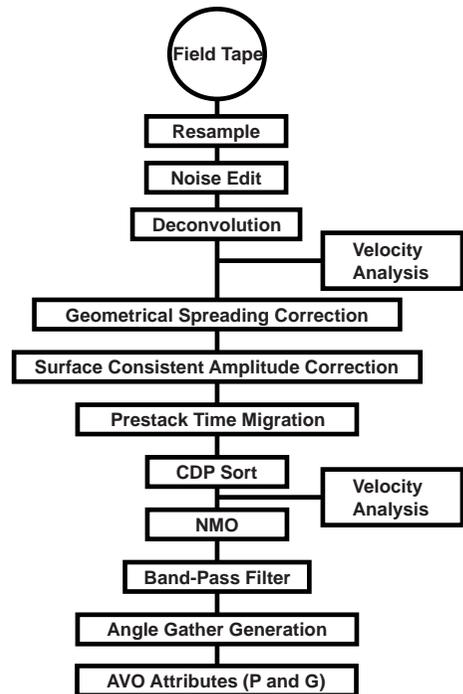


図 2 AVO 解析のデータ処理流れ図。最終的に、2 つの重要な AVO アトリビュートである P, G を求めた。

Fig. 2 Flow chart of AVO analysis. Finally, two major AVO attributes (P and G) were obtained.

グレーション後の重合断面図上に示した。また、図 4 にはアングル・ギャザーの例を示す。一方、ODP コア・データ (P 波速度、密度) および Castagna *et al.* (1985) の mudrock line から求めた S 波速度の値を用いて、式 (1) よりデコルマ面からの反射波の反射係数と角度 との関係を求めた。この結果と、坑井付近の Line 152 地震探査データでの振幅と角度 との関係を対比することにより、振幅値から反射係数へのスケール値を求め、Line 152 の全てのデータに対して、このスケール値によるスケールリングを行った。最終的には式 (1) を用いて 2 つの重要な AVO アトリビュート (Attribute) である、P, G 値を求めた。なお、角度 については、近似値として入射角  $\theta_i$  を用いた。

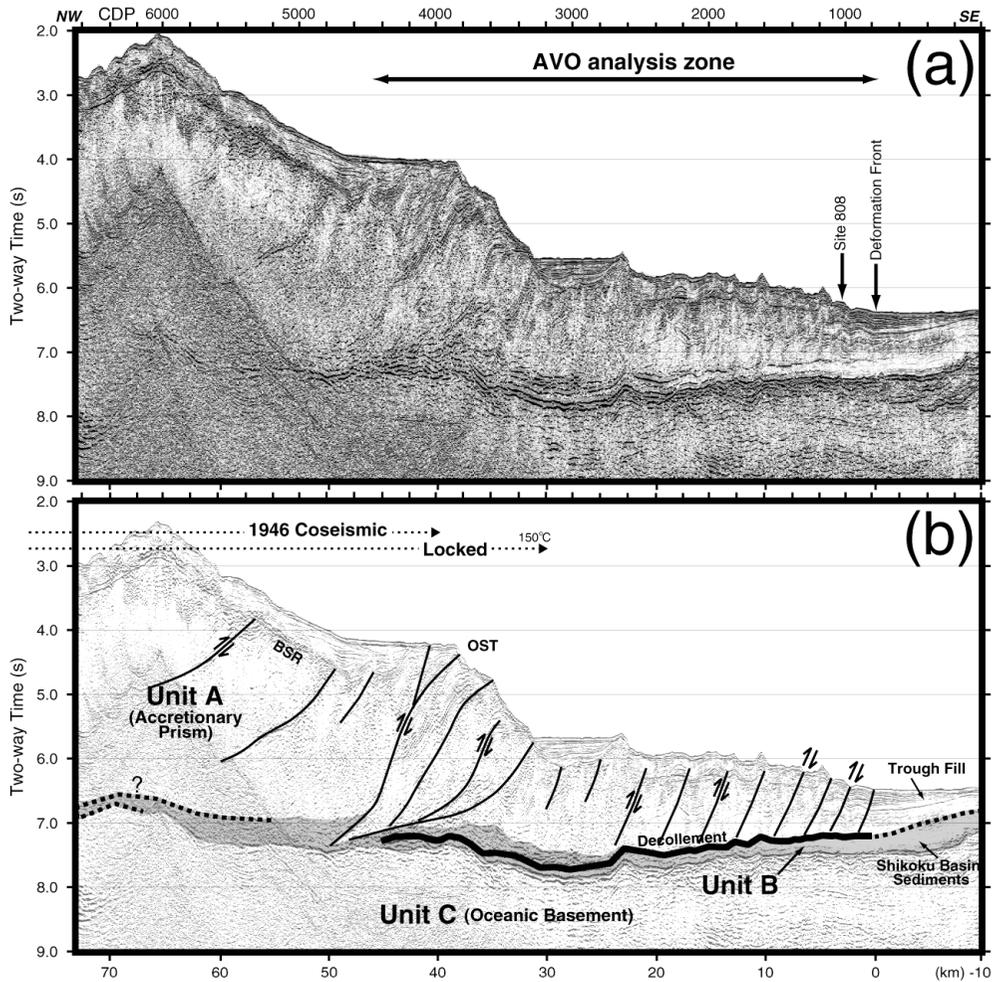


図 3 Line 152 の重合前時間マイグレーション断面図 (a) および解釈図 (b)。  
 今回の AVO 解析は、デコルマ面からの反射波が比較的明瞭に認められる CDP 800 ~ 4400 の範囲で実施した。

Fig. 3 Prestack time migrated seismic profile (a) of Line 152 and its interpretation (b).  
 AVO analysis was done between CDP 800 and 4400, where the decollement reflection is evident.

### III. 結 果

#### 1) 反射法断面図の解釈

図 3 には、重合前時間マイグレーション断面図および解釈図を示す。南海トラフ沈み込み帯では、フィリピン海プレートが西南日本弧の下に沈み込むことで付加プリズムが形成されている。四国沖南海トラフ付加体は、反射特性に基づいて大きく

3つの音響ユニット(ユニットA, ユニットB, ユニットC)に分けられる(例えば, Park *et al.*, 1999)。

ユニットAは中新世以降の付加堆積物と現世堆積物から構成され(例えば, Taira *et al.*, 1992), 多数の褶曲構造や陸側傾斜のスラストで特徴付けられる。活動的スラストによる付加堆積物の初期変形は変形フロントから3~4のスラストまでの

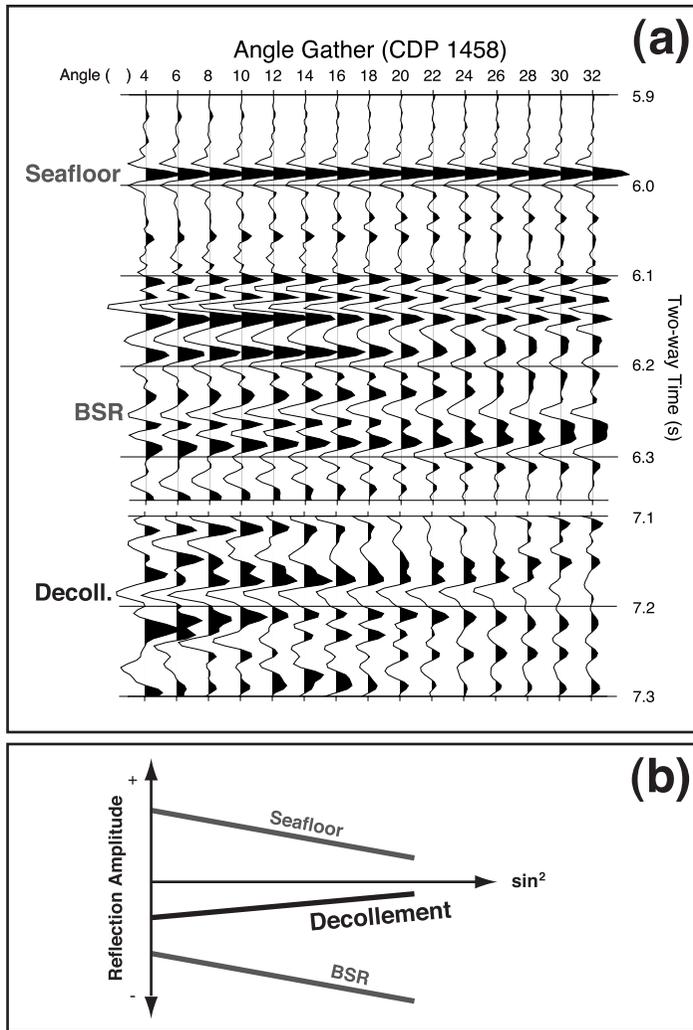


図 4 (a) アンゲル・ギャザーの例 (CDP 1458).  
 (b) 海底面, BSR, デコルマ面の AVO レスポンスの概念図.

Fig. 4 (a) An example of angle gather at CDP 1458.  
 (b) Schematic diagram of AVO responses at seafloor, BSR, and decollement.

間 (CDP 800 ~ 1500) にほとんど集中し, より陸側 (CDP 1500 ~ 3200) には活動的変形が少なく, またその上の斜面堆積物まで変形させる活動的スラスト運動はほとんど見られない。一方, CDP 3800 付近の陸側斜面においては, 顕著なアウトオブシークエンス断層 (Out-of-Sequence Thrust: 以下 OST と呼ぶ) が認められる。この OST は, 上盤プレート (ユニット A と B) を完全

に切断し, 沈み込む海洋性地殻上面から海底面まで発達しており, またこの OST の分布範囲は 1946 年南海道地震の破壊領域に含まれていることから, 南海道地震時の Splay fault の可能性が示唆されている (Park *et al.*, 2000)。

ユニット B は, 主に中新世から鮮新世まで四国海盆に堆積した半遠洋性堆積物を含んでおり (例えば, Taira *et al.*, 1992), フィリピン海プレート

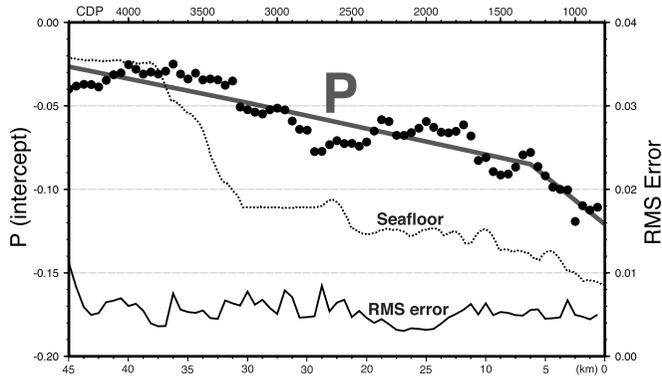


図 5 がゼロでの反射係数である P の計算結果を示す。P の値は海側から陸側に向かってその絶対値が全般的に減少する傾向にあり、デコルマ面上下層における P 波音響インピーダンスの差が陸側に向かって小さくなっていくことを示唆する。

Fig. 5 Zero-offset P-wave reflection amplitude (P) decreases landward along the decollement, suggesting a landward decrease of contrast of P-wave acoustic impedance above and below the decollement.

の沈み込みに伴い、デコルマ面に沿ってユニット A の下部にアンダースラストしている。CDP 3000 付近から陸側へ向かってデコルマ面はステップダウンしていると解釈され、底付け作用の開始が考えられる。CDP 4500 より陸側では、ユニット B は必ずしも明瞭ではない。ユニット C は四国海盆の海洋性地殻であり、ユニット A やユニット B の下へ沈み込んでいる。

CDP 2600 より海側でユニット A とユニット B の境界面となっているデコルマ面は、変形フロント付近 (CDP 800) から陸側へ明瞭に認められる。海底面からの反射波が正の極性を示すことに対し、デコルマ面からの反射波の極性は反転し、負の極性を示している。デコルマ面の極性反転は、デコルマ面において高間隙水圧による音響インピーダンス変化を反映するものであり、デコルマ面に沿った流体の移動が示唆された (Moore *et al.*, 1990; Yuan *et al.*, 1994)。図 3 でデコルマ面は CDP 3200 付近より陸側ではやや不明瞭になるものの、CDP 4400 付近で沈み込む海洋性地殻上面にステップダウンするように解釈される。図 3 には Hyndman *et al.* (1995) による地震間固着域や 1946 年の南海道地震の破壊域 (Ando, 1982)

を合わせて示してあり、AVO 解析範囲は、それらの海側境界を含むことになる。

## 2) AVO レスポンスとアトリビュート

図 4 に示したアングル・ギャザーの一例で、海底面の反射波は正の極性を示し、オフセット距離の増加につれてその反射振幅が減少する。メタンガスハイドレートの存在を示唆する BSR は負の極性を示し、オフセット距離の増加につれてその反射振幅が増加する。一方、デコルマ面の反射波は負の極性を示し、オフセット距離の増加につれてその反射振幅が減少するという AVO 現象が確認できる。

P, G の計算結果を、それぞれ図 5, 図 6 に示す。黒丸や白丸で示した各 P, G の値は、表示した点を中心とした左右それぞれ 100 CDP の範囲内における、平均的な反射係数と角度 の関係を用いて求めた結果である。ただし、マイグレーションによるノイズなどの影響で反射係数のばらつきが大きい CDP については、平均値の算出に含めなかった。各図では、この P, G の計算を 50 CDP ずつ移動させながら行った結果を示す。また、図 5 と 6 には P, G を求める際の RMS 誤差を合せて表示しており、誤差の小さい P, G ほど信頼性が

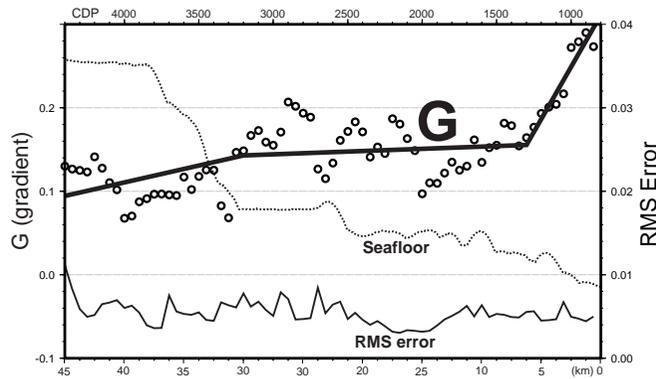


図 6  $\sin^2$  に対する反射係数の変化率である G の計算結果を示す。  
G の値は全体的に海側から陸側に向かって減少する傾向にあり、デコルマ面上下層のポアソン比の差が減少していくことを示唆する。

Fig. 6 Gradient of amplitude versus  $\sin^2$  (G) decreases landward along the decollement, suggesting a landward decrease of contrast of Poisson's ratio above and below the decollement.

高いと考えられる。参考のため、相対的な海底深度を細線で示した。

P, G の値は、解析対象の全区間にわたって必ずしも一様ではないという特徴をもつ。これは、デコルマ面に沿った物性の横方向の変化を反映しているものと考えられる。図 5 に示したように、P の値は海側から陸側に向かってその絶対値が全般的に減少する傾向にある。このことは、デコルマ面上下層における P 波速度および密度の差が陸側に向かって小さくなることを示唆する。特に CDP 800 ~ 1300 の区間では、相対的に急激な P 値の減少傾向が見られる。一方、CDP 1300 ~ 4400 の区間では、やや緩やかな減少傾向を示す。図 6 に示した G の値は、P の場合と比較してばらつきがあるものの、全体的には陸側に向かって減少する傾向にあり、デコルマ面上下層のポアソン比の差が小さくなることを示唆する。P 値の場合と同様に、CDP 800 ~ 1300 の区間では相対的に急激な G 値の減少傾向を示す。しかし、CDP 1300 ~ 3200 の区間で G の値はばらつきがあるものの、全体的にはほぼ一定で著しい変化が見られない。更に陸側の CDP 3200 ~ 4400 の区間では、

緩やかながら再び減少の傾向にある。従って、解析区間において、P の値は海側から陸側に向かって 2 段階の減少傾向を示すことに対し、G の値は 3 段階で減少することが特徴的である。

#### IV. 議 論

AVO 解析区間における地殻構造と P, G の比較を図 7 に示す。プレート境界デコルマ面に沿った P, G 値の変化特性を構造的な特徴と合わせて考慮することで、南海トラフは 3 つの異なる物性帯として区分できる；急激な物性変化帯 (Large Physical property Change zone, CDP 800 ~ 1300 の区間：以下 'LPC 帯' と呼ぶ)、小さな物性変化帯 (Small Physical property Change zone, CDP 1300 ~ 3200 の区間：以下 'SPC 帯' と呼ぶ)、穏やかな物性変化帯 (Moderate Physical property Change zone, CDP 3200 ~ 4400 の区間：以下 'MPC 帯' と呼ぶ)。

3 つの構造帯で P および G の変化を調べることで、南海トラフのプレート境界デコルマ面の物性は 2 次元測線に沿って陸側へ有意義に変化していくことが明らかになった。全体的に、P の値は海

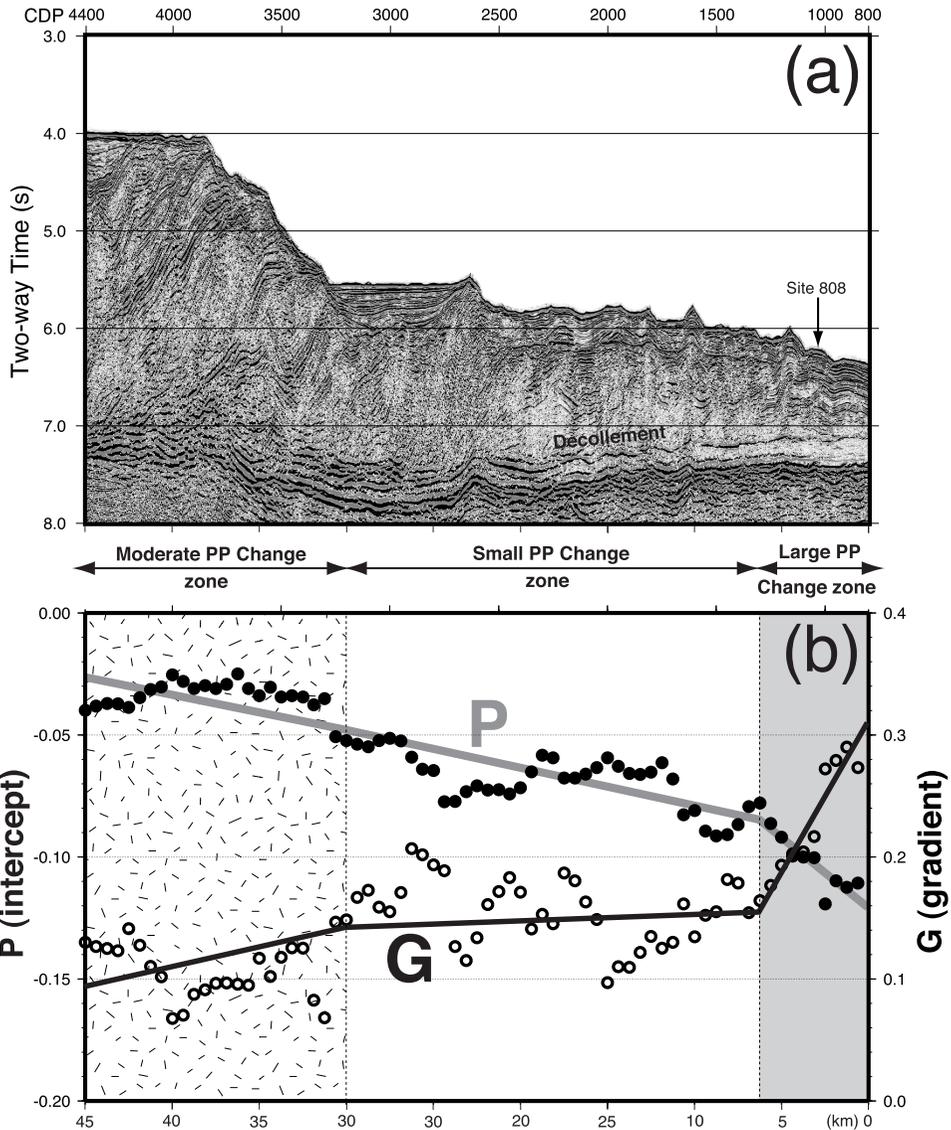


図 7 (a) AVO 解析区間の重ね前時間マイグレーション断面図を示す。(b) P と G を合せて示す。プレート境界デコルマ面に沿った P や G 値の変化特性を構造的な特徴と合せて考慮することで、南海トラフは 3 つの異なる物性帯として区分できる。Large Physical property Change zone (LPC 帯); Small Physical property Change zone (SPC 帯); Moderate Physical property Change zone (MPC 帯)。プレート境界デコルマ面の物性 (P と G) が陸側へ段階的に減少していく傾向を示し、これはプレート間の固着過程の変遷を反映すると考えられる。PP=Physical Property.

Fig. 7 (a) Prestack time migrated seismic profile for AVO analysis range. (b) Two major AVO attributes P and G. Combining variations of these attributes along the decollement and structural features of the accretionary wedge, the Nankai Trough decollement zone can be divided into three different physical property zone: large physical property change (LPC) zone, small physical property change (SPC), and moderate physical property change (MPC) zone. The landward decrease of these AVO attributes by stages landward along the decollement may be related to the interplate coupling process during the interseismic period. PP=Physical Property.

側から陸側に向かって絶対値が減少する傾向を示し、これはデコルマ面上下層における P 波速度および密度の差が陸側に向かって小さくなることを意味する。

変形フロントから陸側距離約 6 km までの区間に相当する LPC 帯で、P や G の値はデコルマ面に沿って陸側へ急激に減少する傾向を示す。ユニット A で見られるスラストは海底面からほぼデコルマ面まで発達しており、プレートの初期沈み込みに伴い付加堆積物が強い変形を受けていることを示唆する。付加体ウェッジの形成に、プレート間の摩擦は重要な要因の一つとして考えられている(例えば、Gutscher *et al.*, 1996)。LPC 帯では、デコルマ面の初期形成に伴うプレート間の摩擦力の急激な横方向変化が、デコルマ面に沿ったその上下層における物性の急変をもたらした可能性が考えられる。

一方、変形フロントからの距離 6 ~ 30 km までの区間に相当する SPC 帯で、P および G の値は緩やかな減少または、ほぼ一定で変化がほとんど見られない傾向を示し、デコルマ面上下層における物性の差の横方向変化が相対的に小さいことを表す。SPC 帯の最上部の斜面堆積物はあまり変形していないので、現行のスラスト運動があまり活動的ではないことを示唆する。従って、海側の LPC 帯に比べ、SPC 帯ではデコルマ面に沿って摩擦力が陸側へ依然として増加していくものの、その増加率が極めて小さく、プレートがスムーズに沈み込んでいることが考えられる。

変形フロントからの距離 30 ~ 45 km までの区間に相当する MPC 帯で、緩やかであるものの、P や G の値は更に減少する傾向を示す。デコルマ面上部の付加体ウェッジが陸側へ著しく厚くなるにつれて圧密作用の影響もより大きくなり、デコルマ面に沿った摩擦力も更に増加していくことが考えられる。このような摩擦力の陸側増加は、デコルマ面のステップダウン現象に続く底付け作用をもたらす、プレート間の固着が活発に進んでいると考えられる。自然地震観測の結果(Obana *et al.*, 2001)では、微少地震活動の海側境界が変形フロントからの距離約 30 km 付近となり、Hyndman

*et al.* (1995)による地震間固着域の海側境界とほぼ一致することが示された。従って、AVO 解析や自然地震観測の結果より、SPC 帯と MPC 帯の境界となる変形フロントからの距離 30 km 付近は、地震発生帯に関係する物性や構造の海側上限に相当する可能性が考えられる。

以上のことから、プレート境界デコルマ面の物性が陸側へ段階的に減少していくことが明らかになり、これはプレート間の摩擦力増加に伴う一連の固着過程を反映すると考えられる。深部のプレート境界デコルマ面を対象とする AVO 解析の結果は、本研究が始めてのことである。

## V. まとめ

巨大地震が繰り返し発生している南海トラフのプレート境界の物性を明らかにするため、トラフ軸を横切る 2 次元測線の反射法地震探査データを用いた AVO 解析を行った。重合前時間マイグレーションを含めた前処理を行った後のアングル・ギャザーを用い、変形フロントから陸側へ約 45 km までの区間について、プレート境界デコルマ面からの反射波を対象に、P、G 値を求めた。プレート境界デコルマ面に沿った P、G 値の変化特性を構造的特徴と合せて考慮することで、南海トラフにおけるデコルマ面の発達域は 3 つの異なる物性帯として区分できる：LPC 帯、SPC 帯、MPC 帯。3 つの物性帯で P および G 値の変化を調べることで、南海トラフのプレート境界デコルマ面の物性は 2 次元測線に沿って陸側へ有意義に変化していくことが明らかになった。プレート境界デコルマ面の物性は陸側へ段階的に減少していく傾向を示し、これはプレート間の固着過程の変遷を反映すると考えられる。

今回の解析結果は 2 次元測線上での予備的考察であり、今後 3 次元 AVO 解析を実施することで、南海トラフにおけるプレート境界デコルマ面のより正確かつ精密な物性挙動が明らかになることを期待する。また、将来の深海掘削による孔内計測や物質科学研究で、このようなプレート境界の物性挙動を検証する必要がある、これは地震発生帯のより詳細な理解のため極めて重要である。

## 謝 辞

本研究の一部は、科学技術庁の平成12年度科学技術振興調整費による「南海トラフにおける海溝型巨大地震災害軽減のための地震発生機構のモデル化・観測システムの高度化に関する総合研究」の一環として実施された。関係各位の方に感謝いたします。また、査読者の方々に、本稿の改良に関して有益なコメントをいただきました。深く感謝いたします。

## 文 献

- Ando, M. (1975) Source mechanisms and tectonic significance of historical earthquakes along the Nankai Trough. *Tectonophysics*, **27**, 119-140.
- Ando, M. (1982) A fault model of the 1946 Nankaido earthquake derived from tsunami data. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **28**, 320-336.
- Bangs, N.L., Shipley, T.H., Moore, J.C. and Moore, G.F. (1999) Fluid accumulation and channeling along the northern Barbados Ridge decollement thrust. *J. Geophys. Res.*, **104**, 20399-20414.
- Castagna, J.P., Batzle M.L. and Eastwood, R.L. (1985) Relationships between compressional-wave and shear-wave velocities in clastic silicates rocks. *Geophysics*, **50**, 571-581.
- Castagna, J.P. and Backus, M.M. (1993) Offset-dependent reflectivity: Theory and practice of AVO analysis. *SEG Geophys. Ser.*, **8**, 348.
- 藤井康友 (1992) AVO 解析. 物理探査, **45**, 318-327.
- Gutscher, M.-A., Kukowski, N., Malavieille, J. and Lallemand, S. (1996) Cyclical behavior of thrust wedges: Insights from high basal friction sandbox experiments. *Geology*, **24**, 135-138.
- Hyndman, R.D. and Spence, G.D. (1992) A seismic study of methane hydrate marine bottom simulating reflectors. *J. Geophys. Res.*, **97**, 6683-6698.
- Hyndman, R.D., Wang, K. and Yamano, M. (1995) Thermal constraints on the seismogenic portion of the southwestern Japan subduction thrust. *J. Geophys. Res.*, **100**, 15373-15392.
- Lee, M.W., Hutchinson, D.R., Agena, W.F., Dillon, W.P., Miller, J.J. and Swift, B.A. (1994) Seismic character of gas hydrates on the Southeastern U.S. continental margin. *Mar. Geophys. Res.*, **16**, 163-184.
- Moore, G.F., Shipley, T.H., Stoffa, P.L., Karig, D.E., Taira, A., Kuramoto, S., Tokuyama, H. and Suyehiro, K. (1990) Structure of the Nankai Trough accretionary zone from multichannel seismic reflection data. *J. Geophys. Res.*, **95**, 8753-8765.
- Obana, K., Kodaira, S., Mochizuki, K. and Shinohara, M. (2001) Micro-seismicity around the seaward updip limit of the 1946 Nankaido earthquake dislocation area. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 2333-2336.
- Park, J.-O., Tsuru, T., Kaneda, Y., Kono, Y., Kodaira, S., Takahashi, N. and Kinoshita, H. (1999) A subducting seamount beneath the Nankai accretionary prism off Shikoku, southwestern Japan. *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 931-934.
- Park, J.-O., Tsuru, T., Kodaira, S., Nakanishi, A., Miura, S., Kaneda, Y., Kono, Y. and Takahashi, N. (2000) Out-of-sequence thrust faults developed in the coseismic slip zone of the 1946 Nankai earthquake (Mw=8.2) off Shikoku, southwest Japan. *Geophys. Res. Lett.*, **27**, 1033-1036.
- Shipley, T.H., Moore, G.F., Bangs, N.L., Moore, J.C. and Stoffa, P.L. (1994) Seismically inferred dilatancy distribution, northern Barbados Ridge decollement: Implications for fluid migration and fault strength. *Geology*, **22**, 411-414.
- Taira, A. and others (1992) Sediment deformation and hydrogeology of the Nankai Trough accretionary prism: Synthesis of shipboard results of ODP Leg 131. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **109**, 431-450.
- Yuan, T., Spence, G.D. and Hyndman, R.D. (1994) Seismic velocities and inferred porosities in the accretionary wedge sediments at the Cascadia margin. *J. Geophys. Res.*, **99**, 4413-4427.

(2001年5月7日受付, 2001年7月16日受理)