沈み込み帯の非アスペリティとそれを生じる物質

笠原 順三¹⁾ 望月 公廣¹⁾ 上村 彩²⁾
中村 美加子¹⁾ 日野 亮太³⁾ 山田 知朗¹⁾
佐藤 利典⁴⁾ ペイマン・プール・モグハダム¹⁾
西野 実³⁾ 中村 恭之⁵⁾ 金沢 敏彦¹⁾

Non-asperities at Subduction Zones and Estimation of Materials at Plate Boundary

Junzo KASAHARA¹⁾, Kimihiro MOCHIZUKI¹⁾, Aya KAMIMURA²⁾,
Mikako NAKAMURA¹⁾, Ryota HINO³⁾, Tomoaki YAMADA¹⁾,
Toshinori SATO⁴⁾, Peyman P. MOGHADDAM¹⁾, Minoru NISHINO³⁾,
Yasuyuki NAKAMURA⁵⁾ and Toshihiko KANAZAWA¹⁾

Abstract

To study earthquake generation mechanisms, we carried out two seismic experiments in the Izu-Bonin Trench and the Japan Trench subduction zones using OBS and controlled sources in 1996 and 1998, respectively. In the Izu-Bonin subduction zone, we inferred the presence of serpentinized rocks along the top of the slab (Kamimura *et al.*, 2002). Between 38–39°N along the Japan Trench forearc slope, we observed a good correlation between aseismicity and PP reflection phase from the top of the slab (the plate boundary) (Fujie *et al.*, 2002).

To confirm the results of the survey in the Izu-Bonin Trench subduction zone, we calculated synthetic waveforms from the velocity structure obtained by travel-time tomography and seismic attenuation (Q model). A comparison of observed and synthetic waveforms suggests the existence of a low Qp (~ 10) layer beneath the Torishima serpentine seamount and extending from the seamount 80 km from the west of the seamount along the top of the slab. This modeling supports the presence of serpentinized peridotite at the top of the slab. We suggest that such a layer may allow an aseismic slip during subduction of the oceanic plate, primarily due to the low frictional coefficient of the crysotile (a phase of low

¹⁾ 東京大学地震研究所

²⁾ 防災科学技術研究所

³⁾ 東北大学理学部大学院理学研究科

⁴⁾ 千葉大学理学部地球科学科

⁵⁾ 東京大学海洋研究所

¹⁾ Earthquake Research Institute, The University of Tokyo

²⁾ National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention

³⁾ Graduate School of Science and Faculty of Science, Tohoku University

⁴⁾ Department of Earth Sciences, Faculty of Science, Chiba University

⁵⁾ Ocean Research Institute, The University of Tokyo

temperature serpentine).

In the Japan Trench subduction zone, we carried out a more extensive OBS-controlled source seismic experiment to confirm the results from 1996. We shot airguns along 7100 km-long path that runs nearly parallel to the trench axis, and this paper presents the results from the western 5 lines. We observed very intense PP reflections from the top of the slab over the aseismic zone. By including a thin low velocity layer just above the slab, we obtained similar strong PP reflection phases in synthetic waveforms from the top of the slab. These observations and models suggest that a layer with a P velocity as low as 2-4 km/s and a thickness of 100-400 m is needed at the top of the slab to explain the observed PP reflection intensity. Such a layer can comprise aqueous fluid, clay, and/or serpentine-chlorite generated by hydration/dehydration of the subducting oceanic crust and the wedge mantle peridotite. The top of the slab at 18 a path of km exhibits stronger PP reflections than it does at 12 a depth of km depth, and it suggests upwelling of serpentinized and/or clay-rich material from the wedge mantle to the shallower plate boundary.

In the Izu-Bonin Trench and the Japan Trench regions, we conclude the presence of low P wave velocity and low Q materials along the top of the slab. This result strongly suggests aseismic slip during the subduction of the Pacific Plate in the shallow part of the Izu-Bonin Trench subduction zone and in the aseismic zone between 38-39°N over the Japan Trench forearc slope.

Key words: non-asperity, asperity, aseismic slip, serpentine, hydrous minerals, reflected P intensity anomaly

キーワード: 非アスペリティ, アスペリティ, 非地震性すべり, 蛇紋岩, 含水鉱物, 反射 P 波強度異常

I. はじめに

地震発生に関する研究はここ数年で著しい進歩を遂げた。特筆すべきものはプレート間固着域 (アスペリティ) (例えば, Kanamori and Stewart, 1978; 永井ほか, 2001) と非固着域 (非アスペリティ, ~安定すべり領域, ~非地震性すべり域) の存在である。プレート境界面 (断層面) 上の幾何学的凹凸の分布とそれによる摩擦係数の不均質性がすべりを制御していることは考えやすいが, 断層帯, プレート境界における物質の性質もこのアスペリティの地域性と非アスペリティを大きく支配していると考えられる。アスペリティと非アスペリティの両極端の間には当然遷移的な状態がある。スロー地震は中間的な状態に相当す

るだろう (笠原, 2003a)。

ある年数の間地震が起きないような場所 (地震空白域) があるとき, 「ここがアスペリティに相当するのか」, あるいは「ずるずるすべっていて地震が起きない様な非アスペリティなのか」を明らかにすることは地震学的観点からはもちろんのこと地震災害の軽減の観点からも大変重要である。

我々がここ数年行ってきた伊豆・小笠原沈み込み域と三陸釜石沖の観測において下記のような大変重要な結果が得られた。31°N の伊豆・小笠原沈み込み帯においてはマントルウエッジから蛇紋岩海山につながるプレート境界に P 波速度の異常があり, その原因は蛇紋岩質物質の存在であると推定された (上村ほか, 2000; Kamimura *et al.*, 2002)。一方日本海溝の陸側斜面には数十年にわ

たり大・中地震の活動が極めて低い地域（本論文ではこれを“地震空白域”と呼ぶ¹⁾）があり、その場所を含む東西、南北の測線の上での人工地震探査を行った。この観測からプレート境界で反射する強い反射 P 波を観測し、この場所と地震空白域の場所が一致した。これから、この地震空白域に相当する場所のプレート境界に P 波速度の小さな物質があるとの推定がされた（藤江ほか, 2000; Fujie *et al.*, 2002）。

これら 2 つの結果から、もしこのような小さな P 波速度の物質がプレート境界にあるならば、そこでは大地震を起こせざるを得ず、非アスペリティとなることが推定される（Kasahara *et al.*, 2001; 笠原・上村, 2002）。

本研究では伊豆・小笠原沈み込み帯と日本海溝での沈み込み帯で得られた結果をより確実にするために、日本海溝においては海溝前弧斜面下の地震空白域全体が同じような性質を持っているかどうかについて面的な観測を行い、また、三陸沖および伊豆・小笠原の沈み込み域の理論波形から低速度物質の存在を議論した。

II. 伊豆・小笠原沈み込み帯の プレート境界の性質

伊豆・小笠原沈み込み帯にはいくつかの特徴がある。ここでは、400 km より深部に多くの巨大深発地震が起きているのに対し、100 km より浅い部分では $M > 7$ の地震はほとんど起きていない（Kamimura *et al.*, 2002）。地質学的な特徴として、海溝軸から西側の距離約 40 ~ 50 km の陸側斜面に蛇紋岩が露出する海山が点々と連なって存在している（Fryer *et al.*, 1990）。非常に興味深いことには、蛇紋岩海山は、世界でも伊豆・小笠原～マリアナ前弧域でしか発見されていない（石井輝秋, 私信）。蛇紋岩海山の性質を知るため、伊豆・小笠原前弧の鳥島蛇紋岩前弧海山（TSFS, 口絵 2-1）において深海掘削（ODP-125 航海）が行われ、蛇紋岩化したかんらん岩と変成鉱物を取り込んだ蛇紋岩に富む泥が見つかった（Fryer *et al.*, 1990; 石井ほか, 2000）。蛇紋岩（石）は主にマンタルの主要構成物質と考えられるかんらん岩

（石）が水により変質（変成）したものであり、その究極は泥状になる²⁾。伊豆・小笠原のその他の特徴として、和達・ベニオフ帯（深発地震面）の傾斜角度が日本海溝や南海トラフと比べて大きいことが挙げられる。

上のような伊豆・小笠原沈み込み帯の特徴の一つであるプレート境界の地震発生に関する境界面付近の地震学的性質を調べるため、1998 年 31°N 付近の伊豆・小笠原沈み込み帯において海底地震計と火薬・エアガンを組み合わせた地震波速度構造探査を行った（口絵 2-1 の南北、東西の測線）（Kamimura *et al.*, 2002）。

1) 1998 年の観測結果とその解釈

観測で用いた測線は海溝軸に直交する東西と海溝軸に平行な南北の長さ約 130 km の 2 測線であった。地震波走時トモグラフィにより得られた東西測線の速度構造（Kamimura *et al.*, 2002）を口絵 2-2 に示した。南北測線の結果は Kamimura *et al.* (2002) を参照されたい。口絵 2-2 の東西測線の結果から伊豆・小笠原弧の下に沈み込む太平洋プレートの沈み込みの様子がわかる。スラブと島弧地殻（構造モデル第 5 層）の間にマントルウェッジから蛇紋岩海山まで続くプレート境界層（PBL）が認められる。その速度はマントルウェッジから海山にかけて徐々に小さくなっている様である。

図 1 に火薬発破に対する観測記録断面の一例を示した。海底地震計 #01（図 1a）の東側では蛇紋岩海山（TSFS: 117 km）から幅約 15 km 以内の地震波の振幅が著しく減衰していることが観測された。図 1b の海底地震計 #05 においても蛇紋岩海山（距離 72 km）付近の地震波の減衰が著しい。図には示していないが逆からの伝搬した波群に対しても同じ海山での減衰が観測される。TFSF 上の海底地震計 # 11 と # 12 において、40 km 以西の減衰が著しい（Kamimura, 2002）。

蛇紋岩化したかんらん岩の P 波速度は、4.47 ~ 7.44 km/s、密度は 2250 ~ 3200 kg/m³ である（笠原, 2003b）。マントルウェッジの東側の PBL の P 波速度は 6.5 ~ 7.3 km/s であり、平均的な海洋性マンタルのもの（8.15 ~ 8.2 km/s）（Woolard,

図 1 東西測線西端の海底地震計 # 01 (a) と # 05 (b) によって観測された火薬爆破 (20 kg) に対する記録断面。縦軸は 7 km/s で補正した走時。横軸は震源と観測点間の距離。蛇紋岩海山山頂の位置は図の矢印で示されている。

Fig. 1 Observed record sections by OBS #1 (a) and OBS #05 (b).

Vertical axis: reduced travel time with 7 km/s and horizontal axis: distance between source and receiver. Bandpass filter with 5-15 Hz and geometrical spreading correction was applied. Location of Torishima serpentine seamount is shown by the arrow.

1975) より遅く、蛇紋岩の速度範囲内である。石井ほか (2000) は、TSFS の Mg に富んだかんらん岩 (ハーツバージャイト) は島弧のマントルウエッジ起源であり中央海嶺かんらん岩とは異なるとの結果を得ている。

上の議論と我々が得た伊豆・小笠原列島を東西、南北に横切る P 波速度構造の結果からは、プレート境界に P 波速度の小さな物質があり、それが島弧のマントルウエッジから蛇紋岩海山へつながっていると考えられる。また、プレート境界の P 波速度の小さな物質が蛇紋岩であると推定しても矛盾しない。

2) 東西測線に対する減衰構造 (Q) による理論波形の評価

マントルウエッジの蛇紋岩化を示すために V_p/V_s 異常を使う場合がある (例えば, Kamiya and Kobayashi, 2000)。我々は、プレート境界の V_p/V_s (あるいは Poisson's ratio) を推定することも試みたが、プレート境界に対しては大きな誤差を含み、 V_p/V_s 異常を結論するには至らなかった (Kamimura, 2002)。そこで、プレート境界に蛇紋岩物質が存在する可能性を更に確実にするた

めに、理論地震波形を用い減衰を表す Q (Quality factor) を見積もるためのモデリングを行った。

波動を正弦波で表したとき、距離に伴い以下のように吸収係数 α を介して振幅が減衰する。

$$Ae^{-\alpha x} \cdot \sin(2\pi f(t-x/V))$$

上の式で x : 距離, V : 速度, f : 周波数である。このとき、吸収係数 α と $1/Q$ の関係は、

$$1/Q = \alpha V / \pi f$$

で表される。地殻内部の Q_p (P 波に対する Q) は ~ 300 – 400 程度 (Brail, 1977) であり、砂岩などは水に飽和したとき $Q_p \sim 35$ (Johnston, 1981)、海洋堆積物の砂も $Q_p \sim 30$ (Hamilton, 1972) である。 Q_p , Q_s の周波数依存性がある場合には値は変わりうるが、この計算では 5 Hz の地震波に対し極めて減衰の大きい物質を代表して $Q_p = 10$, $Q_s = 1$ を用いた。

理論波形の計算には S. Larsen によって開発された有限差分法 (FDM: Finite Difference Method) による波形計算プログラム (E3D) を用いた。この計算アルゴリズムでは波動方程式の速度表現を用い、スタガードグリッドによる差分と、時間には 2 次の近似を、空間には 4 次の近似を用

図 2 東西測線の FDM 波形計算に用いた Q モデル。
(a) モデル A, (b) モデル B, (c) モデル C, (d) モデル D. 用いた構造は口絵 2-2 に示した。

Fig. 2 Q models (a) - (d) for the EW profile of the Izu-Bonin subduction zone.
The P-wave velocity structure is shown in Pictorial 2-2.

いている (Madariaga, 1976; Virieux, 1986; Levander, 1988)。この計算では蛇紋岩海山の下とプレート境界の Q 値に対し 4 種のモデルを作り、2 次元構造で波形を計算した (図 2)。モデル A では海山およびプレート境界層 (PBL) は地殻物質と類似の Q 構造である。モデル B では、小さな Q_p (~ 10 : 大きな減衰) を持つ PBL が蛇紋岩海山からマントルウエッジまで続いている。モデル C では減衰の大きな場所はマントルウエッジまでは続かず、海山から西へ 80 km 付近までである。モデル D では蛇紋岩海山直下にだけ低 Q 構造を置いた。

3) 理論波形の結果とそれから示唆される減衰構造

これらの 3 つのモデルを用いた海底地震計 #01 (口絵 2-1 の東西測線の西端) に対する理論波形 (速度の z 成分) を図 3 に示した。図 4 ではモデル

C だけを用いて海底地震計 #05 の理論波形を計算した。図 3a の結果から、観測点 #01 に見られる蛇紋岩海山付近の観測振幅の著しい減衰 (図 1a) は海底地形や速度構造、境界面の構造などによる波動のデフォーカシングの影響では説明できない。蛇紋岩海山付近の地震波形を説明するには Q モデル C および D が最も良い。即ち、蛇紋岩海山直下には著しい減衰を起こす物質 ($Q_p \sim 10$) がある。モデル D (図 3d) の距離 50 ~ 75 km では後続波 (later phase) が顕著であるが、観測波形 (図 1a) には見られず、モデル C (図 3c) はより観測波形と似た波形になっている。また、モデル C は #05 の観測波形もよく説明することができる (図 4)。

上に述べたように、観測波形と Q 構造を変えた理論波形の比較の結果から、蛇紋岩海山からプレート境界にかけて減衰の大きな物質 ($Q_p \sim 10$) が存在していることが結論できる。 $Q_p \sim 10$ は通

図3 FDMを用いて求めた海底地震計#01に対する理論波形。

計算には空間グリッド 30 m, 時間間隔 2 ms を用いた。震源は 5 Hz・0 位相 Ricker ウェーブレットの圧力震源である。計算では震源を海底、観測点を海面において相反定理 (reciprocity) を仮定して計算しているが、厳密には誤差がある (Moghaddam and Kashara, 2003)。 (a) モデル A, (b) モデル B, (c) モデル C, (d) モデル D。縦軸は 7 km/s で補正した走時, 横軸は震源と観測点間の距離。モデル C が図 1 (a) に示した観測波形を最もよく説明できる。

Fig. 3 Synthetic wave forms calculated by FDM at location #01 using model A (a), B (b), C (c), and D (d). Gridlines are 30 m in space and 2 m in time. The 0-phase 5 Hz Ricker wavelet and the pressure source are used in the calculation. Reciprocity is assumed. Vertical axis: reduced travel time with 7 m/s and horizontal axis: distance between source and receiver. Note that model C shows the best fit for the observed waveforms shown in Fig. 1 (a).

常の堆積岩や海底堆積物の減衰より更に大きな減衰を持っていることになる。プレート境界における低 Q 構造は P 波速度の変化 (Kamimura *et al.*, 2002) と調和的である。 P 波速度構造と併せて考えると, この物質は蛇紋岩化したかんらん岩組成であることを支持している (蛇紋岩の Q に関する測定値は無い)。しかし, マントルウエツ

ジのごく近傍での Q は小さくなく, このことはマントルウエッジの蛇紋岩化の程度は減衰構造に影響するほどそれほど大きくないことを示唆する。 P 波速度ではやや小さくなっており, 軽度の蛇紋岩化が始まっていることになる。これらを総合した解釈を図 5 に示した。

図 4 FDMを用いて求めた海底地震計#05に対する理論波形。

モデルCに対する結果だけを示した。縦軸は7 km/sで補正した走時、横軸は震源と観測点間の距離。

Fig. 4 Synthetic wave forms calculated by FDM at OBS #05 using model C.

Vertical axis: Reduced travel time by 7 km/s, and horizontal axis: distance between source and receiver.

III. 三陸沖の地震空白域の地震反射波の3次元的マッピング

1) 1996年の結果と解釈

釜石沖の $38^{\circ}40' \sim 39^{\circ}N$, $142^{\circ}30' \sim 144^{\circ}E$ の海溝陸側斜面には東西に約 120 km, 南北に約 40 km の地震が起きにくい“地震空白域”がある(口絵 2-3)。この空白域は, Mogi (1979) の言う将来の大地震発生域である第一種の地震活動空白域なのか, あるいは地震を起こさずモーメントを解放している非アスペリティ (安定すべり領域) なのだろうか。これを明らかにするために, 海底地震計と人工震源を用いた観測を行った(藤江ほか, 2000; Fujie *et al.*, 2002)。

初動走時と反射波の走時を用いたトモグラフィ解析の結果から以下の結論が得られた。 $39^{\circ}10'N$ 付近を東西に横断する東西測線では, 太平洋プレートが東北日本の下に沈み込む構造が見られる(口絵 2-4a)。観測波波形には屈折波の後に強い波群が見られ, これらはプレート境界とその直下か

図 5 走時トモグラフィによって得られた結果に解釈を加えた図。陰の部分が蛇紋石 (岩) 化したかんらん岩物質と考えられる部分。用いた構造は口絵 2-2 に示した。

Fig. 5 Interpretation of P-wave velocity structure obtained by P-wave travel time tomography shown in Pictorial 2-2.

Shadow zone is interpreted as serpentinized peridotite (olivine).

らの反射波と解釈した (Fujie *et al.*, 2002; 笠原・上村, 2002: 図 3)。反射波の振幅と地震活動の間には極めて重要な関係が見つかった。測線の周辺の地震活動度の低い場所 (“地震空白域”) と反射強度の強い場所とはほぼ一致した (笠原・上村, 2002: 図 4)。走時トモグラフィ解析の結果と比較すると、プレート境界面上に P 波速度が 3 ~ 4 km/s 以下の薄い層 (< 200 ~ 300 m) があるとして説明できる (Fujie *et al.*, 2002)。

2) 地震空白域と地震反射強度の面的な相関の観測

1996 年の観測の結果得られた地震空白域と地震波反射強度の相関は、この場所での非アスペリ領域 (非地震性すべり域) の存在を示唆した。この場所が非地震性すべりを起こしているならば、将来とも大きな地震が起きにくいことになり、地震予知の観点から極めて重要な結果となる。

しかし、1996 年の観測は南北・東西各 1 測線だけであるのに対し、三陸沖の地震空白域は東西に約 120 km の長さを持っている。そこで、反射強度と地震活動の逆相関の関係が三陸沖の地震空白域全体にわたり成り立っていることなのかどうかを調べるために、2001 年に 39 台のデジタル海底地震計とエアガンを用いた人工地震観測を行った。エアガンの容量は 40 ~ 74 リットルと変化したので、測線毎に震源のエネルギーが同じになるように観測記録を補正した。各測線の上では同時にマルチチャンネル地震 (MCS: Multi-Channel Seismic) 反射探査も行った。口絵 2-3 に示したように観測測線は南北約 100 ~ 130 km の日本海溝軸にほぼ平行な測線 7 本であったが、東側の 2 本は MCS のデータ収録上に問題がありまだ処理が進んでいない。また観測機器の誤動作などが重なり、解析には 22 台の海底地震計の記録しか得られなかった。

反射波の振幅を相互に比較し、反射波の強度を議論するために観測記録に対し 1) エアガン発振振幅の正規化、2) 海底地震計相互の受信特性の補正、3) 幾何学的減衰の補正、を行った。プレート境界への入射角影響は理論地震波形を用いて評価する。また、プレート境界からの反射波を視覚

的に同定しやすくするために、MCS 反射記録に似せた反射記録断面を作った。反射面までの走時は 1996 年の構造 (Fujie *et al.*, 2000), および MCS による浅部構造を用い計算した。プレート境界までの理論反射走時を計算し、反射走時が 0 になるように観測走時から理論反射走時を引き算した記録断面 (Moveout Corrected Record Section) を作成した。堆積物下の構造は観測点数が少なく正確に求められないために水平構造を仮定している。そのためプレート境界面の時間は完全に 0 にはなっていない。

3) 得られた結果

これらの処理をした結果、得られた反射走時補正記録断面 6 測線のうち 3 測線に対する上下動地震計の記録を図 6 に示した。図 6a は測線 3, 6b は測線 5, 6c は測線 7 である。図の縦軸は Moveout 後の時間 (秒) で上方向が浅い。横軸は測線の南端から反射点までの距離である。各図の下に口絵 2-3 と同じ 1975 年から 2002 年までの震源を示している。例えば、図 6c の上側は測線 7 上の 3 観測点の記録である。縦軸 0 秒付近に著しく大きな振幅の波群が 30 km 以上の距離にわたりほぼ水平に揃っていることが確認できる。ある閾値 (振幅値 = 160) を定め、それ以上の振幅を持つ場所を 6c の中央の記録断面および震源分布に重ねた。

図 6 の各測線毎の反射波の振幅を比較すると測線 7 が最も強い反射波の振幅を持っている。プレート境界面 (スラブ上面) の深さは口絵 2-4 にあるように測線 3 では深さ 12 km であるが、測線 7 では 18 km である。

場所による反射波の振幅変化を 1975 年 ~ 2002 年の $M > 2.5$ の震源分布に重ねて口絵 2-5 に示した。この図からわかるように、この期間地震活動が極めて低い “地震空白域” と P 波反射強度の大きな場所は良い相関がある。この結果は、1996 年の観測で南北の 1 測線で得られた結果が地震空白域全体に成り立っていることになる。

4) 理論地震波形を用いた検討

今回得られた観測記録の振幅を相互に比較するために、いくつかの補正を行ったが、入射角の影

図 6 エアガンと海底地震計を用いて得られたプレート境界の反射点走時補正した後の記録断面 (Moveout Corrected Record Section). 縦軸 0 秒がプレート境界. 横軸は反射点の位置へ戻した記録. 各測線毎に 3 台の海底地震計の記録を示す. 測線 3 (a), 測線 5 (b), 測線 7 (c). 振幅レベルを右下に示す. いずれの測線においても大きな振幅 (赤寄り) の反射相が明瞭である. 各図の下側はあるレベル (閾値: 160) より大きな振幅と震源分布.

Fig. 6 Moveout-corrected record sections along each profile for (a) Line 3, (b) Line 5, and (c) Line 7 obtained by OBSs and air-gun sources.

Amplitude of waveforms is relative among all 22 OBSs after necessary corrections are made (see text), and are displayed in the color scale shown on the right. Intense reflections from the plate boundary that have an amplitude larger than 160 points on the scale are marked with red bars on the section. Their projected locations along the profile are shown in the bottom figure, where epicenters observed by on-land seismic stations of Tohoku University from 1975 to 2002 are also plotted by black dots.

図 7 南北測線の構造 (図 2-2-b) に対しプレート境界に薄い層を加えた構造を用い、有限差分法を用いて求めた理論波形。

計算には 25 m グリッド間隔と 1.5 msec の時間グリッド、および 5 Hz・0 位相 Ricker ウェーブレット圧力震源を用いた。(A) $V_p = 2$ km/s, $V_p/V_s = 1.75$, 厚さ = 100 m, (B) $V_p = 2$ km/s, $V_p/V_s = 3.5$, 厚さ = 100 m, (C) $V_p = 2$ km/s, $V_p/V_s = 1.75$, 厚さ = 400 m, (D) $V_p = 4$ km/s, $V_p/V_s = 1.75$, 厚さ = 100 m。

Fig. 7 Synthetic waveforms calculated by the Finite Difference method with respect to the P-wave velocity model obtained for the 1996 NS-profile.

Gridlines are 25 m in space and 1.5 m in time. The 0-phase 5 Hz Ricker wavelet and the pressure source are used in the calculation. Appropriate S-wave velocities and densities values were used (see text). A thin layer was placed on top of the subducting slab. To qualitatively discuss differences in the appearance of the amplitude of the plate-boundary reflected phase with varying velocities of both P- and S-wave and layer thickness, waveforms were calculated for 4 different combinations of the parameters. Differences in the V_p - V_s ratio with constant velocity are not clearly identified (A and B). Differences in thickness are clear, and the reflection phase on top of the thin layer has a smaller amplitude than the one reflected at the bottom of the layer at offsets larger than 10 km (A and C). Amplitude on the plate-boundary reflected phase decreases as V_p of the layer increases, because the velocity contrast between the top of the thin layer and the bottom of the overriding layer and the bottom of the overriding layer increases.

響、海底地形など構造の不均質による波群のフォーカシングの影響などがどうなっているかを考える必要がある。このためⅡ章2)の伊豆・小笠原沈み込み域の波形の計算に用いた有限差分法(E3D)を用い理論波形を計算した。用いた構造はFujie *et al.* (2002)で得られた南北側線の構造(口絵2-4下図)である。スラブ上面と島弧地殻の間に薄い層を挟み、この層の厚さ、P波速度、 V_p/V_s を変えて計算した。計算では低速度層が無い場合と、低速度層が $V_p = 2 \sim 4$ km/s, $V_p/V_s = 1.75, 3, 5$, 厚さ = 100, 200, 400 mの場合を評価した。

低速度層が無い場合はスラブ上面からのPP反射波はほとんど確認ができない。海底地形と構造の凹凸が原因でフォーカシングがおきてP波振幅の異常を作るほどでない。低速度層がある場合に対して得られた理論波形の一部を図7(速度のz成分)に示した。図7から、スラブ上面からの強い反射波を作るためには $V_p = 2\text{--}4$ km/s, 厚さ ~ 100 mが必要である。この計算では V_p/V_s はそれほど大きな役割を持たない。反射距離10 kmを超えると入射角の影響は著しくは影響しない。この範囲では臨界角の影響も顕著でない。

以上から、三陸沖 $38^\circ \sim 39^\circ$ Nの“地震空白域”における強いPP波反射振幅を説明するには、プレート境界(スラブ上面)に $V_p \sim 2\text{--}4$ km/s, 厚さ ~ 100 mの低速度層が必要である。

IV. 結果のまとめと議論

伊豆・小笠原ではQ構造を変えて理論波形を求めた。観測波形と理論波形の比較から、海底地形や速度構造、境界面の構造などによる波動のデフォーカシングの影響では、図1a, bに見られる様な蛇紋岩海山付近の波動の著しい減衰を説明できない。また、蛇紋岩海山直下に低 Q_p (~ 10)物質の存在が確認された。さらに海山から西へ距離80 kmのプレート境界(PBL)にかけても低Q物質が存在する。このような低Q物質はP波速度、蛇紋岩海山の存在も考慮すると蛇紋岩の可能性が高い。しかし、ウエッジマントルまでは低Qにはなっていない。

三陸沖では7本の東西測線に沿って人工地震実験を行った。そのうちの西よりの5測線の結果から、スラブ上面(プレート境界)から極めて強い反射波が観測された。反射強度の強い部分の2次元的な分布は $38^\circ \sim 39^\circ$ Nに存在する“地震空白域”とほぼ一致する。このことは1996年の測線の結果を支持する。また、反射強度は深さに伴い変化し、むしろ最も西よりの18 kmの深さのプレート境界の方が最も強い。

伊豆・小笠原における蛇紋岩海山の成因は以下のように考えられる。日本海溝の場合と同じように、古い年代の太平洋プレートの沈み込みにともない、水を含み変質・変性した海洋地殻が深さ20 $\sim$ 30 km程度で脱水する(Iwamori, 1998)。その水はマントルウエッジのかんらん岩を蛇紋岩に変える。次に蛇紋岩はプレート境界(PBL)に沿って東上方へ移動し、貫入岩体としてTSFSの位置に上昇した。この上昇は、蛇紋岩が周囲より低密度であることから生じる浮力によって説明できる。

蛇紋石には温度圧力により低温型のクリソテイル(石綿類)、リザーダイト、高温型のアンチゴライトがある(O'Hanley, 1996)。低温型は200 $\sim$ 300 $^\circ$ Cより低い温度で、高温型はそれよりほぼ700 $^\circ$ Cまで安定である(Ulmer and Trommsdorff, 1995)。沈み込み帯と島弧マントルの温度構造計算によると、プレート境界上の深さ約25 kmでの温度は200 $^\circ$ Cになる(Iwamori, 1998)。したがって、PBLの深さ(9 $\sim$ 20 km)の蛇紋石はクリソテイルであると考えられる。実際に蛇紋岩海山からはクリソテイルが見つかった。蛇紋石が含んでいる水の量は13%と著しく多い。プレート境界に存在する蛇紋岩化したかんらん岩は、重要な役目を果たす。蛇紋岩を断層ガウジとして用いた摩擦実験では、3種類の蛇紋石に対して200 $^\circ$ Cでクリソテイルの摩擦係数が0.2と著しく低く、また安定すべり示す(Moore *et al.*, 1997)。このような柔らかい物質はQが小さいことと調和的である。一方、アンチゴライトとリザーダイトの摩擦係数は0.4以上あり、不安定すべりを示す。この結果から、プレート境界にクリソテイルがあればプレート間の固着度は小さく

なり、沈み込みは緩やかに進んでいるだろう。数少ない実験データの中で星野ほか（2001）は国内産の岩石の物性測定の結果をまとめた。岩手県北上山地の宮守蛇紋岩では $V_p = 6.24$ km/s, $V_s = 3.38$, $V_p/V_s = 1.85$, 密度 = 2940 kg/m³。一方、日高幌満のかんらん岩は $V_p = 7.16$ km/s, $V_s = 3.9$ km/s, $V_p/V_s = 1.84$, 密度 = 3310 kg/m³である。これらの強度は変形速度 10^{-5} /sec, 封圧 150 MPa の時前者が 40 MPa, 後者が 90 MPa であり、明らかにかんらん岩の蛇紋岩化により強度が極端に落ちていることを示唆している。阿武隈山地の貫入蛇紋岩も宮守蛇紋岩とほぼ同じような強度を示している。しかし, $V_p = 5.98$ km/s, $V_s = 3.22$ km/s, $V_p/V_s = 1.86$, 密度 = 2870 kg/m³ とやや蛇紋岩化の程度が進んでいる。この実験試料に対しては蛇紋岩化の程度は密度からしか推定できないが、両試料とも変質（変成）がかなり進んでいるが地震波速度の低下, V_p/V_s の増加には至っていない。また、蛇紋石のうちのクリソテイル, リザーダイト, アンチゴライトの中で、どの鉱物相が卓越しているかも定かでない。一般的には、蛇紋岩化が進むと強度が低くなり、延性的に変形しやすくなるといえる。当然、水の量、変形速度、温度、封圧も関係する。

伊豆小笠原沈み込みプレート境界にクリソテイルがあれば、伊豆・小笠原で、浅い逆断層型大地震が起きにくいことを説明できるだろう。1972年2月に起きた 33.3° N の伊豆・小笠原沈み込み帯の前弧で起きた八丈島近海地震 ($M7.0$) の余震では陸側の余震域と海溝を越えた余震域の間に幅 100 km 以上の非地震域が見られた（笠原ほか, 1973）。この観測事実も上の考えと調和的である。

三陸沖では物質の特定は難しいが、 $V_p = 2-4$ km/s を示すような物質は変質してない玄武岩や安山岩では難しい（Christensen, 1982; 星野ほか, 2001）。緑泥石は蛇紋石の Mg を Al で置換した化学組成をしており（河村, 2003）、分子構造も蛇紋石と類似である。このことから、緑泥石に関する V_p , V_s や変形・摩擦係数の実験データは無いが蛇紋石と類似であることが期待される。これらを考えると、プレート間物質として、粘土、蛇

紋岩-緑泥石、あるいは水を大量に含んだ堆積岩などが考えられるであろう。このような物資の強度・摩擦係数は低いと考えられ（例えば、スメクタイト（Moore *et al.*, 1989）、クリソテイル（Moore *et al.*, 1997））、三陸沖の地震空白域は非アスペリティと非地震性すべり域を意味しているであろう。Hyndman *et al.* (1997) は南海トラフのデコルマ帯をスメクタイトの関与で説明をしている。

三陸沖の反射強度に関しては、プレート境界の深さが変化するにつれ変化した。その中で、測線7のPP反射振幅が最も大きい。この場所のプレート境界の深さは 18 km であり、また島弧マントルウエッジに最も近い（藤江, 1999; 藤江ほか, 2000）。このことは低地震波速度物質がマントルウエッジからより浅いプレート境界へ浸みだしているとも考えられる。類似の推定は三陸はるか沖の下地殻構造に対してもされた（Hayakawa *et al.*, 2002）。マントルウエッジの蛇紋岩化はすでに述べた伊豆・小笠原以外に関東地域（Kamiya and Kobayashi, 2000）、Cascadia（Brocher *et al.*, 2003）でも結論されている。しかし、Brocherらはマントルウエッジのモホ面からの反射波が見えないことが蛇紋岩化の証拠としている。この場合は、モホ面直下で蛇紋岩化が徐々に進行していれば反射面として見えないだろう。

同じCascadiaでは反射法探査から薄い反射層から厚い反射層への変化が観測され、Nedimovic *et al.* (2003) は薄い反射層を強い固着、厚い反射層をデカップル域としているが、Cascadiaは南海トラフの沈み込みに対応すること、用いている卓越周波数が異なることなどあり、同じ現象を見ているのか、違う現象なのかは吟味を要する。

謝 辞

本研究は、文部科学省地震予知研究事業費によって行った。E3D 有限要素法プログラムの使用を許可して頂いたローレンス・リバモア研究所の Shawn Larsen 博士に感謝する。また、海上作業に関し東北大学桑野亜佐子、久野友晴諸氏に感謝する。2001 年三陸沖のエアガン発振と MCS は白鳳丸 KH01-0 において行ったことを感謝する。海上観測に際し、新日本海事新辰丸船長および乗組員諸氏に感謝する。

注

- 1) ここで言う地震空白域において、数百年にわたっても地震空白域かどうかについては過去の震源位置の誤差などを考えると明確な答えを出せない。過去の大地震がここで起きていた可能性を完全には否定できない。
- 2) 蛇紋石は粘土鉱物の一種と考えられる。分子構造は他の粘土鉱物（カオリン、緑泥石、スメクタイト）などと類似性を持っている（河村・市川, 2003）。

文 献

- Brail, L.W. (1977): Interpretation of crustal velocity gradients and Q structure using amplitude-corrected seismic refraction profiles. In Heacock, J.G. ed.: *The Earth's Crust*. AGU Monograph, **20**, 427-439.
- Brocher, T.M., T. Parwons, A.M. Trehu, C.M. Snelson, and Fisher, M.A. (2003): Seismic evidence for widespread serpentinized forearc upper mantle along the Cascadia margin. *Geology*, **31**, 267-270.
- Christensen, N. (1982): Seismic velocities. In Carmichael, R.S. ed.: *Handbook of Physical Properties of Rocks, Vol. II*. CRC Press, 1-228.
- Fryer, P., Pearce, J.A., Stokking, L.B. and et al. (1990): *Proc. ODP, Init. Repts.*, **125**. Ocean Drilling Program, College Station, TX.
- 藤江 剛 (1999): 屈折および反射波を用いた走時インバージョンの開発と三陸沖プレート境界の地殻構造への適用。東京大学博士論文。
- Fujie, G., Kasahara, J., Sato, T. and Mochizuki, K. (2000): Traveltime and raypath computation: A new method in a heterogeneous media. *Geophysical Exploration (Butsuri-Tansa)*, **53**, 1-11.
- 藤江 剛・笠原順三・日野亮太・佐藤利典・篠原雅尚 (2000): 三陸沖プレート沈み込み帯における不均質地殻構造と地震活動度—地震波反射強度分布と地震活動の関係—。地学雑誌, **109**, 497-505.
- Fujie, G., Kasahara, J., Hino, R., Sato, T., Shinohara, M. and Suyehiro, K. (2002): A significant relation between seismic activities and reflection intensities in the Japan Trench region. *Geophys. Res. Lett.*, **29** (7), 10.1029/2001GL013764.
- Hamilton, E.L. (1972): Compressional wave-attenuation in marine sediments. *Geophysics*, **37**, 620-646.
- Hayakawa, T., Kasahara, J., Hino, R., Sato, To., Shinohara, M., Kamimura, A., Nishino, M., Sato, Ta. and Kanazawa, T. (2002): Heterogeneous structures across the source regions of the 1968 Tokachi-Oki and the 1994 Sanriku-Haruka-Oki earthquakes at the Japan Trench revealed by an ocean bottom seismic survey. *Phys. Earth Planet. Inst.*, **132**, 89-104.
- 星野一男・加藤禎一・深部物性データ編集委員会編 (2001): 本邦産岩石の深部物性データ集。地質調査総合センター速報, No.23.
- Hyndman, R.D., Yamano, M. and Oleskevich, D.A. (1997): The seismogenic zone of subduction thrust faults. *The Island Arc*, **6**, 244-260.
- 石井輝秋・佐藤 暢・原口 悟・Fryer, Patricia・藤岡換太郎・Bloomer, Sharman・横瀬久芳 (2000): 伊豆-小笠原-マリアナ前弧域の蛇紋岩海山産カンラン岩の岩石学的特徴。地学雑誌, **109**, 517-530.
- Iwamori, H. (1998): Transportation of H₂O and melting in subduction zones. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **160**, 65-80.
- Johnston, D.H. (1981): Attenuation: A state-of-art. In Toksoz, M.N. and Johnston, D.H. eds.: *Seismic Wave Attenuation*. SEG., 123-135.
- Kamimura, A. (2002): *A Study of the Seismic Velocity Structure at the Izu-Bonin Subduction Zone*. Dr. thesis of University of Tokyo.
- 上村 彩・笠原順三・日野亮太・篠原雅尚・塩原 肇・金沢敏彦 (2000): プレート沈み込みにおける水の意義と伊豆・小笠原海溝の serpentine ダイアビルと横切る速度構造。地学雑誌, **109**, 506-516.
- Kamimura, A., Kasahara, J., Hino, R., Shinohara, M., Shiobara, H., Fujie, G. and Kanazawa, T. (2002): Crustal structure study at the Izu-Bonin subduction zone around 31°N: Implications of serpentinized materials along the subduction plate boundary. *Phys. Earth. Planet. Inter.*, **132**, 105-129.
- Kamiya, S. and Kobayashi, Y. (2000): Seismological evidence for the existence of serpentinized wedge mantle. *Geophys. Res. Lett.*, **27**, 819-822.
- Kanamori, H. and Stewart, G.S. (1978): Seismological aspects of the Guatemala earthquake of February 4, 1976. *J. Geophys. Res.*, **83**, 3427-3434.
- 笠原順三 (2003a): 3. 2 章 沈み込み帯の地震発生と水の挙動。笠原順三・鳥海光弘・河村行雄編著：地震発生と水。東京大学出版会, 210-239.
- 笠原順三 (2003b): Appendix 2. 笠原順三・鳥海光弘・河村行雄編著：地震発生と水。東京大学出版会, 349-352.
- 笠原順三・上村 彩 (2002): 水が描き換える日本列島の

- ダイナミックな姿—新しい地震発生論の幕開け. 2002 年, 科学, 2 月号, 180-186.
- 笠原順三・是沢定之・津村建四朗・南雲昭三郎・中村功 (1973): 1972 年 2 月 29 日の八丈島東方沖地震の余震観測. 地震 2, **26**, 305-315.
- Kasahara, J., Kamimura, A., Fujie, G. and Hino, R. (2001): Influence of water on earthquake generation along subduction zones. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **76**, 289-301.
- 河村雄行 (2003): Appendix 1. 笠原順三・鳥海光弘・河村行雄編著: 地震発生と水. 東京大学出版会, 345-348.
- 河村雄行・市川康明 (2003): 2. 3 章 土の透水性と変形の力学, 1. 笠原順三・鳥海光弘・河村行雄編著: 地震発生と水. 東京大学出版会, 106-134.
- Levander, A.R. (1988): Fourth-order finite difference P-SV seismograms. *Geophysics*, **53**, 1425-1436.
- Madariaga, R. (1976): Dynamics of an expanding circular fault. *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, **66**, 639-666.
- Moghaddam, P.P. and Kasahara, J. (2003): Numerical investigation of seismic reciprocity in the Japan Trench region using the Earth Simulator. *Seismol. Soc. Japan, Fall Meeting Abstract*.
- Mogi, K. (1979): Two kinds of seismic gaps. *Pure Appl. Geophys.*, **117**, 1172-1186.
- Moore, D.E., Summers, R. and Byerlee, J.D. (1989): Sliding behavior and deformation textures of heated illite gouge. *J. Struc. Geol.*, **11**, 329-324.
- Moore, D.E., Lockner, D.A., Ma, S., Summers, R. and Byerlee, J.D. (1997): Strengths of serpentine gouges at elevated temperatures. *J. Geophys. Res.*, **102**, 14787-14801.
- 永井理子・菊地正幸・山中佳子 (2001): 三陸沖における再来大地震の震源過程の比較研究. 地震 2, **54**, 267-280.
- Nedimovic, M.R., Hyndman, R.D., Ramachandran, K. and Spence, G.D. (2003): Reflection signature of seismic and aseismic slip on the northern Cascadian subduction interface. *Nature*, **424**, 416-420.
- O'Hanley, D.S. (1996): *Serpentinities: Records of Tectonic and Petrological History*. Oxford University Press.
- Virieux, J. (1986): P-SV wave propagation in heterogeneous media: Velocity-stress finite difference method. *Geophysics*, **51**, 889-901.
- Ulmer, P. and Trommsdorff, V. (1995): Serpentine stability to mantle depths and subduction-related magmatism, *Science*, **268**, 858-861.
- Woollard, G.P. (1975): The interrelationships of crustal and upper mantle parameter values in the Pacific. *Rev. Geophys. Space Phys.*, **13**, 87-137.

(2003 年 9 月 1 日受付, 2003 年 10 月 27 日受理)