

西太平洋のマルチチャンネル地震波反射記録断面に見られる モホ反射面の特徴とモホ遷移層の性質

笠原 順三^{*,****} 宇納 貞男^{**} 鶴我 佳代子^{*}
池 俊宏^{**} 神田 慶太^{***}

Characteristics of Moho Reflections Identified by MCS Reflection Records in the Western Pacific Ocean and Effects of Moho Transition Zone Properties

Junzo KASAHARA^{*,****}, Sadao UNOU^{**}, Kayoko TSURUGA^{*},
Toshihiro IKE^{**} and Keita KODA^{***}

Abstract

The thickness of the Moho transition zone (MTZ) at the boundary between the Earth's crust and the subjacent mantle has a significant effect on seismic responses from the Moho. We examined the seismic characteristics of Moho reflections (hereafter PmP) using Multi-Channel Seismic (MCS) records obtained from high-quality seismic experiments in the western Pacific by Japan Oil, Gas and Metals National Corporation (JOGMEC). The MCS records show clear reflections at ~6-10 km in depth from the ocean bottom in the north and south of Ogasawara Plateau; however, considering horizontal variations in PmP intensity, the nature of the MTZ varies by location. In seismic profile D00-D, across Ogasawara Plateau in the N-S direction, the PmP abruptly disappears far from the nearby seamount where the overlain sedimentary section shows less change. In another case, shown in D00-C located 130 km west of D00-D, the PmP clearly shows a high-amplitude continuous reflection near the seamount's flank. Data acquisition is relatively constant for the Ogasawara MCS reflection lines; therefore, the difference in PmP intensity between D00-D and D00-C might relate to the nature of the Moho.

We calculated synthetic seismograms to evaluate the effects of MTZ thickness on seismic reflection records. The results suggest that if the thickness of the Moho transition zone is less than 1 km for the dominant frequency of 4 Hz, then PmP can be observed with the current MCS survey equipment. If the dominant frequency of the MCS reflection survey is ~15 Hz, penetrating down to the Moho depth, then the thickness of the Moho required to identify the PmP should be less than a few hundred meters. Moreover, anisotropy assuming a strong olivine preferred orientation in peridotite might affect the change of PmP intensity. The MCS reflection records in the western Pacific and the western Philippine Sea Basin suggest that the thickness of MTZ varies from ~100 m to more than a few kilometers. This is consistent with petrological observations in

* 日本大陸棚調査 (株)

** 地球科学総合研究所

*** 独立行政法人 石油天然ガス・金属鉱物資源機構

**** 静岡大学理学部地球科学教室

* Japan Continental Shelf Survey Co. Ltd.

** JGI, Inc.

*** Japan Oil, Gas and Metals National Corporation (JOGMEC)

**** Institute of Geosciences, Shizuoka University

Oman ophiolite, sections of oceanic crust, and possible mantle rock, showing that the thickness of the mafic crust to ultra-mafic mantle transition varies from an order of meters to a few kilometers.

The next target of the IODP seems to be to obtain the mantle constituent materials below the Moho and to explore the nature of the Moho. Considering the large heterogeneity of MTZ even in the oceanic region, the IODP drilling site to drill to the Moho depth should be carefully selected based on an understanding of the geophysical background of the proposed sites.

Key words : Moho, mantle, crust, peridotite, gabbro, MCS reflection records, deep-sea drilling
キーワード : モホ, マントル, 地殻, かんらん岩, ガブロ, MCS 反射記録, 深海掘削

I. はじめに

クロアチアの地震学者モホロビッチ (Andrija Mohorovičić) は, 1909 年 10 月 8 日クロアチアで起きた Kupatal 地震の走時曲線において, 震央距離 175 km 付近に折れ曲がりを見出し, 大陸地殻とマントルの (不連続的) 境界が存在すると考えた (宇津, 1984; 地学団体研究会 1999; Kennett, 2001)。彼は, 深さ 50 km に地殻とマントルの境界をなす (不連続的) 境界面があり, それより浅い部分の P 波速度 (V_p) は $V_p = 5.6$ km/s, その境界面より下は $V_p = 7.8$ km/s を得た。これが今日のモホ不連続面 (Moho discontinuity) と呼ばれる地殻とマントルの (不連続的) 地震波速度境界である。

さて, 近代の地震観測による AK135 モデルでは, 下部地殻の V_p は $V_p = \sim 6.8\text{--}7.0$ km/s, マントルでは $V_p = \sim 8.0$ km/s である (Kennett *et al.*, 1995)。しかし, 地殻とマントルの境界が, どの程度の厚みを有するのか (極めて薄い境界か? 遷移層の厚さが例えば 5 km でも良いのか?) は明らかでなく, また地球全体にわたってモホ面最上部の深さと遷移層の厚さは正確に求まっているわけでもない。また, 海域, 島弧, 安定大陸下のモホ面の性質は同じであるか, モホ面をなす地殻とマントルの境界の物質は何であるか, など解明されていないことは多い。

この地殻とマントルの境界に対してはいくつかのモデルが考えられている。例えば, (1) モホ面は海洋地殻を表すバサルト (玄武岩)・ガブロ (は

んれい岩) が温度と圧力の上昇により相転移シエクロジャイト (榴輝岩) 相となる相転移の境界であるとするモデル。また, (2) 下部地殻物質と考えられるガブロやグラニュライトのようなマフィック岩とかんらん岩を主とする超マフィック岩石との物質境界とするモデルもある。

1960 年後半から 1970 年代はじめ, 海域ではソノブイや火薬発破により海洋地殻構造調査が行われ, 典型的な海洋地殻の厚さ (d) は 6–7 km 程度あり, 第 1 層 (堆積層), 第 2 層 ($V_p = 5.07 \pm 0.63$ km/s; $d = 1.71 \pm 0.75$ km), 第 3 層 ($V_p = 6.69 \pm 0.26$ km/s; $d = 4.86 \pm 1.42$ km) とマントル (8.13 ± 0.24 km/s) で大別された (Raitt *et al.*, 1973)。その後, Spudich and Orcutt (1980a, b) は, 屈折法の観測データを詳細に比較した結果, 海洋地殻の第 2 層と第 3 層は物質の違いを示すような層ではなく, 単にバサルト質の岩石中の空隙が圧力上昇により閉じることにより生じたものであると結論した。

地震学的に得られた海洋地殻構造は, 岩石学的観点から地上で観察されるオフィオライト (Ophiolite) と比較された。岩石学においてはオフィオライトに見られるガブロとかんらん岩の境界はモホ面の一つのモデルと考えられている (例えば, 海野, 1995; 上杉ほか, 2003; 荒井・阿部, 2003, 2008)。オマーンにおけるオフィオライトの観察から得られた結果は, 海洋地殻・海洋マントルモデル (ペンローズ・モデル) (Conference Participants, 1972) に重要な貢献をしている (図 1A)。

Ocean Ridge Crustal Accretion Models

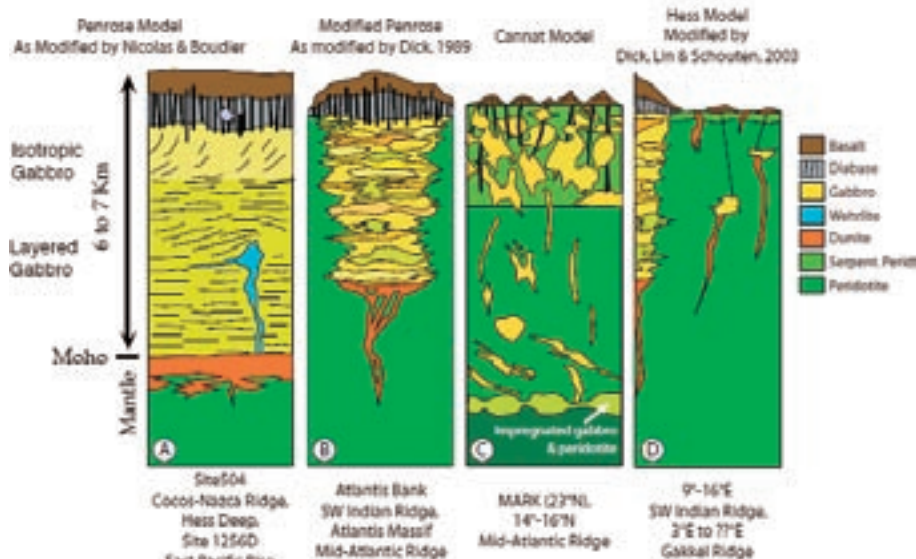


図 1 海洋地殻・マンタルの岩石学的モデル (after Dick *et al.*, 2006).

(A) はペンローズ・モデル, (B) は修正ペンローズ・モデル, (C) は Cannat モデル, (D) は Hess モデル.

Fig. 1 Petrological models of oceanic crust and mantle (after Dick *et al.*, 2006).

(A) Penrose model, (B) modified Penrose model, (C) Cannat model, and (D) Hess model.

最近の精密海洋調査によれば、典型的な海洋地殻とはデータ密度が粗い時代の地殻構造モデルであり、実際の地殻構造は極めて不均質であることがわかりつつある。低速拡大の海嶺などにおける深海掘削から、ペンローズ・モデル以外にもいくつかの海洋地殻モデルが提案されている（例えば、Dick *et al.*, 2006, 図 1 参照）。

IODP (Integrated Ocean Drilling Program : 国際深海掘削計画) では、1960 年代に到達できなかったモホール計画 (Bascon, 1961) の意志を受け継ぎ、マンタルにまで達する超深度掘削を計画している (Christie *et al.*, 2006)。この研究計画では、世界で初めてモホ面まで掘削し、マンタル物質をじかに手に入れることを第一の目標としている。

本論文では、西太平洋からフィリピン海海域において取得された MCS (Multi Channel Seismic: マルチチャンネル地震探査) 反射断面を用

い、モホ面からの反射波がどのように観察されるかを述べ、海洋の地殻-マンタル境界の反射断面上の特徴を挙げ、それから推定されるモホ遷移層の性質を議論する。特に MCS 反射記録上のモホ面反射特性の場所による変化を理解するため、理論地震波形を用いてモホ面の P 波の反射波である PmP はどう見えるべきかを議論する。エアガン震源とした反射法では、モホ面まで到達する地震波の卓越周波数が 15 Hz とすると、地震波の 1/4 波長程度までが選別可能であれば垂直分解能は、 ~ 130 m となる。

II. モホ面に関する岩石学・岩石物性の 見方と大陸でのモホ面

後に述べる海域の MCS 反射法の結果と波形シミュレーションの結果と比較する上で、関連する現在までの岩石物性測定から想定されるモホ面（遷移層）の性質、モホ面の性質に関する岩石学

的背景、大陸・島弧での反射法・屈折法調査の研究の一端を紹介する。

1) 岩石の地震波速度から見たモホ面

1960年代から、地表にでる岩石や深部由来の捕獲岩（ノジュール）の高圧下でのP波速度（Birch, 1960, 1961; Simmons, 1964a; Christensen and Salisbury, 1979; Christensen, 1982; Salisbury, 2003）やS波速度の測定（Simmons, 1964b）が精力的に行われた。これらの測定結果から、バサルト、ガブロ、角閃岩、グラニュライトなどのマフィック岩の示すP波速度はエクロジヤイトやかんらん岩（レーゾライト、ハルツバージャイト、ダナイト）などの超マフィック岩のそれとは明瞭な違いがあることがわかった。しかし、岩石のもつP波やS波速度は空隙率、温度、圧力、弾性波異方性に依存する（例えば、北村・増田, 2005）。

P波やS波速度に与える圧力と空隙（破砕度）の影響は、200 MPa（深さ～7 km）程度の深さの圧力がかかれば閉じた空隙による速度低下も落ち着き、圧力依存性も小さくなる。岩石がほぼ等方的であると見なせる場合、温度が一定であれば異なった岩石試片の圧力下の測定値を互いに比較することが可能になる。熱膨張の依存性を抑えるに十分な程度の圧力下では速度の温度依存性はそれほど小さくなく、温度の影響を見積もることができる。ただある種の岩石では温度上昇に伴い構成鉱物の相転移を生じ、速度が変化するものもある（Kono *et al.*, 2004）。

岩石は巨視的な構造組織（層状構造）や、割れ目の方向性や、岩石を構成する鉱物とその結晶軸の選択的方位の程度により地震波の異方性（伝搬方向とS波の振動方向）を示す（例えば、笠原ほか, 1968a, b; 西澤, 2005; 道林, 2008）。構成鉱物の結晶軸の選択方位や構造的異方性があまりなく岩石試片が巨視的に等方的であると仮定すると、おおざっぱには堆積物（未固結堆積物：深海性堆積物・陸源堆積物）-堆積岩類（泥岩、砂岩、頁岩など）-火山岩類（流紋岩、アンデサイト、バサルト）-フェリシクな火成岩類（珪岩、花こう岩、トナル岩など）-（変成岩類：結晶片岩、片麻

岩）-マフィック岩類（角閃岩、ガブロ、輝石岩、メタガブロ）-超マフィック岩類（エクロジヤイト、レーゾライト、ハルツバージャイト、ダナイトなど）の順で地震波速度が増加する（例えば、Salisbury *et al.*, 2003）。マフィック岩類は $V_p \sim 7.0$ km/sを示すが、超マフィック岩類は $V_p > 8.0$ km/sを示す。大陸や島弧の浅部は花こう岩的岩石からなると考えられ、その V_p は6.0 km/s以下である。地震学的観測、高圧実験からのP波速度測定と地質学・岩石学的観察によると、“花こう岩的地殻+ガブロ・グラニュライトからなる地殻”と“かんらん岩（レーゾライト、ハルツバージャイト、ダナイト）からなるマントル”との境界がモホ面であると推定される。その移り変わりの程度（モホ遷移層の厚さ）は、岩石物性だけではわからない。

地殻とマントルの境界をマフィック岩と超マフィック岩の境界とする考えに対し、過去海洋の下部地殻が蛇紋岩化したかんらん岩であるとの考えもあり（Hess, 1962）一部の海洋地殻・マントルモデルに取り入れられている（Dick *et al.*, 2006）。かんらん岩が水により変質して蛇紋岩になると地震波速度は低下し（例えば、笠原ほか, 2003）地震波速度により地殻物質と蛇紋岩との区別がつかなくなる。

2) 岩石学的観察

オマーン・オフィオライトは、海洋地殻・海洋マントルが地表に露出した事例と考えられ、もっとも良く研究されている。オマーン・オフィオライトには、次のような特徴をもつ厚さ6-7 kmの地殻相当岩石と、それに接してマントル構成物質と考えられる岩石が観察される（Nicholas, 1989; 海野, 2003; 上杉ほか, 2003）。オマーン・オフィオライトにおいては、地殻-マントル境界の厚さは1 m-1 kmと極めて変化が大きい（荒井・阿部, 2003）。オマーン・オフィオライトを海洋地殻・マントルと考えて地殻上部からマントルまでのように岩石を並びかえると、浅い方から、

- (1) 岩脈（ダイアベース）
- (2) 葉脈状・等方的ガブロ
- (3) 層状ガブロ（レーヤードガブロ）

(4) モホ遷移層 (ウエーライト, ダナイト, トロクトライト, ガブロシル, クロミタイト)

(5) ハルツバージャイト + ガブロ脈, 輝石岩脈, ダナイトベイン

これは既に述べたペンローズ・モデル (Conference Participants, 1972) の図 1A と似ている。オマーンにおける露頭から, モホ遷移層と推定される露頭の部分では, ウエーライトやダナイトを主とする超マフィック岩石が層状ガブロを貫入したり, マントルかんらん岩の巨大なブロックが取り込まれたりしている (ミックス・モホ遷移層モデル)。マントルかんらん岩はほとんどハルツバージャイトであると推定されている (海野, 1995, 2003)。この地表に露出するオマーン・オフィオライトをモデルとした海洋地殻・マントルの岩石モデルは海洋域の地殻モデル (Dick *et al.*, 2006, 図 1A) にもっとも近いと思われる。

近年, DSDP (Deep Sea Drilling Program), ODP (Ocean Drilling Program), および IODP においてマントルまで掘削する試みが何カ所かで試みられるがいまだに成功していない。もし, マントルが直接海底に露出しているか, 地殻のごく浅い部分までマントルの地震波速度をもつような物質がある場所を見つければ, モホ面の性質も解明できるはずである。南西インド洋海嶺のコアコンプレックス¹⁾と考えられているアトランティス海台 (Nicholas, 1989; 海野, 2003) では, 無人潜水艇のかいこう 10K のダイブ # 643 + 649 の潜航調査の際, ガブロ~かんらん岩 (レーゾライト) への遷移が連続的に観察された (松本ほか, 2003) が, 同じ海台の少し離れた場所での深海掘削 ODP-Leg 118 航海 (Von Herzen *et al.*, 1991) および Leg 176 航海 (Natland *et al.*, 2002) を通して深度 1,508 m まで掘削された掘削孔 735B においては, かいこう 10K で見つかったようなガブロとかんらん岩層の境界には達しなかった (Dick *et al.*, 1991, 1999)。同じくコアコンプレックスと考えられている大西洋のアトランティックマッシフでは, ドレッジや屈折法地震探査からマントル物質が海底直下に存在すると考え

られた (Collins and Detrick, 1998) が, IODP の Exp. 304 & 305 航海の際, 掘削孔 U1309D では海底下 1,415.5 m の深さまで掘削してもガブロ (トロクトライト) ばかり産出しかんらん岩層には達することはなかった (Blackman *et al.*, 2006)。パレスベラ海盆の通称ゴジラムリオンと呼ばれる場所もコアコンプレックス (メガムリオン) と考えられている (Ohara *et al.*, 2007)。この場所では海底にかんらん岩層が露出するが, 地殻浅部にかんらん岩層を示すような P 波速度構造と蛇紋岩化を示すような V_p/V_s は得られなかった (Ohara *et al.*, 2007)。このことは, この場所においては蛇紋岩化作用により地殻とマントルが一体化していないことを示唆する。大西洋中央海嶺の 15°20'N では海底に大量のかんらん岩が露出している。ODP の Leg209 航海では 14°43'N-15°39'N において 8 カ所で深海掘削が行われ, ガブロとレーゾライトかんらん岩が採取された (Kelemen *et al.*, 2004)。その採取されたかんらん岩はほとんど変形していないけれども局所的な剪断破碎帯だけに存在する (Dick *et al.*, 2006)。このことから, マントル物質が局所的な地殻の断裂によってマントルから海底にもたらされたと考えられる (Kelemen *et al.*, 2004)。東太平洋海膨 (East Pacific Rise) の高速拡大軸に近い Hess Deep でも海底にかんらん岩が露出している。これらの事例において, 海底に露出するかんらん岩はマントルが海底に露出するというより, 蛇紋岩化したかんらん岩がその浮力と柔らかさ (流動性) が原因ですべり帯に沿って深部物質が海底に現れたものであると考えられ, 海底深海掘削から直接モホとマントルの性質を明らかにすることはできていない。

3) 大陸と島弧の地殻とモホ面

本論文では海洋のモホ面を議論するのであるが, 陸域からわかっているモホ面とその特徴を紹介する。陸域における MCS 反射法地震探査を用いた深部探査は DEKORP (Deutsches Kontinentales Reflexions Seismisches Programm), COCORP (Consortium for Continental Reflection Profiling), BIRPS (British Institutions Reflection Profiling Syndicate: BTIRSPS home

page), LITHOPROBE として行われた (例えば, Barazangi and Brown, 1986; Matthews and Smith, 1987). LITHOPROBE はカナダの盾状地の地殻および上部マントルの構造を求める研究であり, それらから地震学的特徴として, 反射面の少ない透明な上部地殻, 反射面の多い下部地殻と連続性の良いモホ面, 地震学的に反射面の少ない上部マントルが示された (Bezdan and Haja-nal, 1996; Clowes *et al.*, 1996). AG-48 という測線ではマントル内部に達する傾斜した反射面が存在する。ドイツにおける反射法測線 DEKORP (DEKORP home page) の 1A-1C, 3 ではかなり明瞭なモホ反射面 (TWT: Two Way Time ~ 10 sec) が見られる。しかし, 上部地殻内, 下部地殻内の反射は場所により複雑に変化する。

日本においては, 爆破地震動のグループが地震波屈折法・反射法による調査を行ってきた。東北日本の太平洋岸の地震波形 (REGS90) において PmP²⁾ が観測されたと解釈した (飯高ほか, 2007)。彼らによれば, PmP は単純な波形ではなく長く続く後続相があることから, 東北日本の最上部マントルでは不均質性が高いとした。レーシーバー関数から求められた日本列島下のモホ面については汐見ほか (2008) に譲る。中国大陸の下でも屈折・広角反射法実験によって明瞭な PmP, SmS が観測される。地表震源の場合, 河北省においては, PmP や SmS は震源距離 > 40 km で後続波として明瞭に観測される (Hongui Ge, 私信)。

III. 海域の反射法探査：大水深基礎調査によって得られた反射法断面の概要

1998 年から 2007 年まで, 10 年間にわたり日本南方海域の大水深域の石油天然ガス資源などの賦存状況調査を目的とした国家的プロジェクトが, 当時の通産省, 現在は経済産業省により実施されている。これに基づき, 当時の石油公団, 現在は独立行政法人石油天然ガス・金属資源機構 (JOGMEC: Japan Oil, Gas and Metals National Corporation) は, 大水深における石油資源等の探査技術等基礎調査 (大水深基礎調査) を行っ

ている。この大水深基礎調査の際, 大容量エアガンを用いた地震波反射法調査 (MCS Survey: Multi Channel Seismic Survey) が行われた (例えば, Higuchi *et al.*, 2007)。データ取得作業は 1998–2003 年の間に実施され, 総測線長は 26,864 km に及ぶ。測線位置を図 2 に示す。以下に MCS 調査の概要を述べる。詳細仕様は Higuchi *et al.* (2007) にまとめられているので参照されたい。震源には Bolt または I/O VS-X Sleeve エアガン (エアガン容量 3,500–8,204 in³ (57.35–134.44 liter), エアガン圧力は ~ 2,000 psi (~ 1.4 × 10⁷ Pa)) が用いられ, ショットの間隔は 50 m であった。MCS 反射法としてのエアガン容量は通常の石油資源探査と同等である。また受振器には長さ 3,000–7,050 m のハイドロフォン・ストリーマー (チャンネル数は 240–480 ch) が用いられた。これらは海域の反射法調査としては十分な容量, 圧力, 重合数を得るストリーマー長とエアガンの発震点間隔であるといえるが, 地殻内の反射構造を調査する目的であったことでもありモホ面検出の可能性についての検討は十分とはいえない。得られたデータに対しては, 通常の反射法処理 (共通反射点 (CMP) 編集, 最小位相変換, 振幅回復処理, デコンボリューション, 速度解析, デマルチ処理, ノーマルムーブアウト (NMO), ミュート (インナー, アウター), CMP 重合, 時間マイグレーション (F-K), タイム・ヴァリアラント・フィルター, 深度変換) が行われた (処理法に関しては例えば, Yilmaz (2001) など参照)。また, 全測線長のうち特に重要な約 8,000 km については波形ひずみを最小に押さえたマイグレーション処理である PSDM (Prestack Depth Migration) 処理も行われた。Higuchi *et al.* (2007) では, この反射記録を用いて堆積物の性質やテクトニクスについて議論がなされている。また, 大水深で取得された反射法データを再処理して小笠原海台周辺の沈み込みとテクトニクスを議論した報告 (Miura *et al.*, 2004; Tsuji *et al.*, 2007) がある。Tsuji *et al.* (2007) は本論文で議論したと同じ小笠原海台付近の大水深基礎調査の測線 D00-1, D00-3, D00-C の測線の一部の

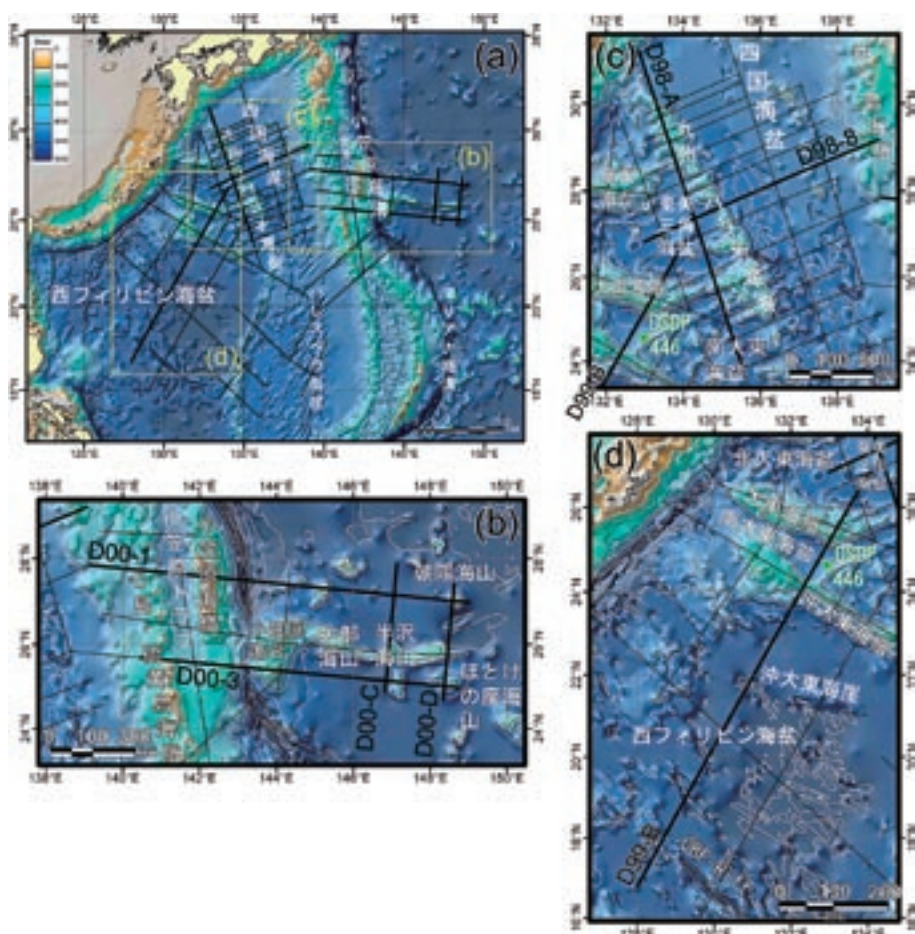


図 2 1998-2003 年の間に JOGMEC により大水深基礎調査で取得された MCS 反射法調査測線位置。

(a) 測線全体。(b) 七島海嶺～小笠原トラフから伊豆小笠原海嶺～小笠原海台周辺の海底地形と測線位置。(c) D98-A, D98-8 測線付近の海底地形と測線位置。(d) D99-B 測線に沿った海底地形と測線位置。

Fig. 2 (a) Index map showing MCS survey lines collected by Japan Oil, Gas and Metals National Corporation (JOGMEC). (b) Bathymetric map of Ogasawara Trough - Ogasawara Plateau. Seismic lines D00-1, D00-3, D00-C, and D00-D in bold. (c) Bathymetric map of Amami Sankaku Basin, Kyushu - Palau Ridge and Shikoku Basin. Seismic lines D98-A and D98-8 in bold. (d) Bathymetric map of Daito ridge - south Daito Basin - Oki Daito Ridge - Okidaito Cliff - west Philippine Basin - CBF-Rift. Seismic line D99-B is shown in bold. We use topographic names based on the reference data set published in 1996 by the Japanese Maritime Safety Agency.

反射記録を用い、地殻内およびモホ面について議論した。これについては考察で触れる。

本論文では西フィリピン海盆および小笠原海台付近のより広い範囲についてモホ面に対する

MCS 反射断面の特徴の記載に主眼をおき、物質と地震学的な観点から地殻深部～モホ面に特化した議論を行う。やや長くなるが、反射記録の地質的背景の理解を助けるため、およびモホ面の反射

特性に影響を与える可能性のある堆積層、地殻内の反射面の特徴も合わせて記述することにする。

本論文では明瞭な地層内に連続的な反射が見える層を堆積（起源の）層、その下のはっきりした反射面が見えない部分がバサルトなどの火山岩と考え、その境界に位置する強振幅で連続性のよい反射面を A-Ref (A-Reflector：反射面 A) と呼ぶ。この A-Ref は反射法地震探査で通常音響基盤 (Acoustic basement) と呼んでいるものに相当するが、海山や海台周辺では必ずしも一致しない。また A-Ref の下にあるものがその場で固結した火山岩かどうかは反射法断面だけでは判断できない。掘削コアの記載レベルでは何枚もの粘土層、チャート層を挟んだ枕状溶岩とシート状溶岩の互層かもしれない。また混乱を避けるために、海面下の深さを BSS (Below Sea Surface)、海底下の深さを BSF (Below Sea Floor) とし、A-Ref と推定モホ面の鉛直方向の距離を地殻の厚さと呼ぶことにする。

反射断面上の反射面の凹凸の真否については注意を要する。マイグレーション時間断面における反射面の凹凸はその上を覆う地層の P 波速度、特に堆積層の厚さと P 波速度に大きく依存し、マイグレーション深度断面においては時間から深度への変換において用いた P 波速度プロファイルの精度（正確さ）に依存する。大水深基礎調査の通常深度変換は重合速度解析から求められた速度構造を用いている。その構造は、おおむね海底面から A-Ref まだが 1.6-3.5 km/s、そして A-Ref から推定モホ面が 3.5-7.0 km/s である。また A-Ref や推定モホ面までが確認できない領域は、BSF = ~ 15 km 付近まで 2.0-7.0 km/s で深度方向へ増加する速度が推定される。この BSF = (A-Ref-直下) ~ 15 km の区間速度誤差は深くなるほど大きくなり、モホ面直上では ~ ± 10% に達するだろう。仮に地殻の厚さを 7 km とすると、A-Ref から下の地殻の厚さの誤差は ± 0.7 km 程度であろう。

反射法記録断面（時間断面と深度断面）を図 3-9 に示した。時間断面と深度断面は反射面の見え方にやや差がある。Sp は 50 m ごとのエアガン

発震番号である。反射記録だけでは、モホ面直下の P 波速度がマントル物質の性質そのものを表すかどうかは確定できない。

1) 大水深基礎調査反射記録に見られるモホ面：小笠原海台周辺の MCS 反射断面の特徴 (図 3-6)

小笠原海台周辺の MCS 反射記録は大水深基礎調査で取得されたデータのうち、震源として大容量エアガン（エアガン容量 8,204 in³ (134.44 liter)、エアガン圧力 2,000 psi (~ 1.4 × 10⁷ Pa)) を用い、受振システムとして高精度データ取得（ストリーマー長 6,000 m、チャンネル数 240 ch）されたものである。

反射断面に見られる海面下の深さ 11-17 km の深部反射面は、大水深基礎調査で得られた反射記録だけではモホ面かどうかは確認できないが、これとは別に反射法・屈折法による速度解析が進んでいる大陸棚画定調査の結果を参考にすると、モホ面を表す反射面に相当すると考えられる（例えば、及川ほか, 2007a）。OBS とエアガンを組み合わせた屈折法・広角反射法の解析によって得られた A-Ref とモホ面の深度は、同じ測線上で同じエアガン容量で得られた高精度 MCS 反射記録と極めて良い一致を示すことが明らかになった（笠原ほか, 2007; 田中ほか, 2007）。反射断面だけから推定したモホ面と考えられる反射面を“推定モホ面”，屈折法・広角反射法から地殻～マントルに相当する地震波速度の急変部を“真のモホ面”とする。本論文では、反射面としてモホ面に相当する深部反射面を“推定モホ面”と記したが、以上の理由により、“真のモホ面”であると考えてよい。

反射法深度断面においてモホ面に凹凸があるように見えたとき、前述の時間断面から深度断面への変換における水平方向に変化の少ない速度構造を用いるので即座に推定モホ面に凹凸があるかどうかは結論できないが、時間断面も併用しながら三地域にわたる各測線を比較することから推定モホ面の特徴を明らかにしたい。

1-1) 測線 D00-1 (Sp1,001-Sp19,774) (図 3)

この測線は、27°N 付近を東西に、西七島海嶺

から七島硫黄島海嶺（沢海山，土曜海山）-小笠原トラフ-（伊豆）小笠原海嶺-伊豆小笠原海溝-北西太平洋に至る長さ 938.70 km に及ぶ長大測線であり，Sp4,900 付近の 147°E 付近で測線 D00-C（図 2）と，また Sp1,900 付近の 149°E 付近で測線 D00-D と交差する。

この測線東部（Sp2,500-Sp8,000）では海底地形はほぼ平坦であるが，BSF = 0.5 秒（TWT），2.3 秒（TWT）に強振幅で連続性のよい反射面をもつ（図 3a，時間断面）。堆積層の厚さは朝陽海山から Sp4,300 では 500 m-1 km，Sp4,300-Sp6,000 では 400-800 m，Sp6,000 では 400 m から次第に厚くなり，松原海山の東側（Sp8,000）では 1.5-2.5 km となる。深度断面（図 3b，深度断面）上において，朝陽海山付近では A-Ref は水平で平坦であるが Sp6,000-Sp8,000 で西傾斜である。Sp 4,300 と Sp6,000 は，堆積層の厚さの変化，海底地形の凹凸と A-Ref の起伏から断裂帯に位置すると考えられる。

推定モホ面は Sp7,440 付近から Sp2,100 付近（145°E 付近の松原海山から 149°E 付近の朝陽海山端）まで，BSS = 12-13 km 付近に確認できるが比較的連続性が不明瞭である。また推定モホ面は深度方向 ± 1 km 程度の凹凸があり，A-Ref とはほぼ並行関係をもった記録断面が得られているが，TWT と深度（km）の違いはあるものの深度断面（図 3b，深度断面）に比べ時間断面（図 3a，時間断面）では推定モホ面の凹凸は小さい。ここで地殻の厚さは ~ 5-6 km であり A-Ref と推定モホ面の間には顕著な反射面は確認しにくい。また海山周辺は推定モホ面の連続性がさらに不明瞭である。

松原海山から西に向かうと Sp11,800 付近で伊豆小笠原海溝に至る。Sp11,000 から海溝軸までは堆積層の厚さは 600 m 程度であるが，Sp 11,00-Sp12,000 の BSS = 13 km 付近にわずかにモホ反射面らしきものが確認できるのみである。また小笠原海溝より東側において，海山直下では例外なく A-Ref と推定モホ面からの反射が確認できない。

伊豆小笠原海溝を越え，小笠原海嶺～小笠原ト

ラフ・七島硫黄島海嶺では明瞭なモホ面に相当する反射面は見えない。Sp16,000 より西側の土曜海山～沢海山およびその西方でもモホ面からの反射を確認することができない。小笠原トラフでは堆積層は著しく厚くもっとも厚い場所で 5 km に達する。

1-2) 測線 D00-3（Sp931-Sp17,667）（図 4）

この測線は，測線 D00-1 の約 200 km 南方の 25°N 付近を東西方向に，七島硫黄島海嶺-小笠原トラフ-伊豆小笠原海嶺-マリアナ海溝-小笠原海台-北西太平洋（半沢海山南方，ほとけの座海山）に至る長さ 836.85 km に及ぶ長大測線である。測線 D00-1 と測線 D00-3 の間には小笠原海台から東方へ延びる小笠原海台（Michelson Ridge），半沢海山，片山海山がある。この測線は，Sp4,800 付近で測線 D00-C と，Sp2,200 付近で測線 D00-D と交差する（図 2）。

この測線東部のほとけの座海山と半沢海山南方の海山の間（Sp3,000-Sp3,500）には強振幅で連続性のよい反射面をもつ堆積層（ $V_p = \sim 1.6-3.5$ km/s）があり，その厚さは約 2 km である。この堆積層は Sp4,800 でもっとも厚く，~ 3 km あり，西の小笠原海台に向かって薄くなる。堆積層内には強振幅の連続した反射面が数枚確認できる。

同じく測線東側のほとけの座海山斜面（Sp 2,000-Sp2,500）に A-Ref 相当の反射面が見られる。この A-Ref は，ほとけの座海山近傍ではほぼ水平な構造をもち，半沢海山南方の海山から西の小笠原海台に向かって深度が浅くなる。また A-Ref は，Sp7,000 から西に向かってその振幅が弱くなる。

推定モホ面は，Sp2,000-Sp2,500，Sp3,000-Sp3,500 において，BSS = 14 km 付近に連続的にかつ明瞭に確認できる。この推定モホ面は，深度変換に用いた速度仮定が正しいかどうかの問題があるものの，凹凸が緩やかで A-Ref とは並行関係をもつ。本測線における A-Ref から推定モホ面間の地殻の厚さは 5-6 km であり，その間の地殻内に顕著な反射面は見られない。これは，測線 D00-1 のそれとほぼ同じ特徴である。ほとけ

の座海山周辺に確認される A-Ref と推定モホ面は、ほとけの座海山の西側斜面に明瞭な反射面が確認できる点で他の海山のそれとは有意に異なる。特に Sp2,000–Sp2,500 では、海山の西側斜面深部に A-Ref と推定モホ面が確認でき、これは海山直下に反射面が確認できない領域、例えば前に述べた測線 D00-1 にある海山周辺や本測線上にある半沢海山の南方では海山斜面に A-Ref やモホ面を確認できない。

Sp4,500 の海山の下では推定モホ面からの反射は確認できないが、周辺の推定モホ面の構造はここを頂点として下に凸の構造を示す。これはほとけの座海山 (Sp2,400) でも同様の構造が確認できる。

半沢海山南方の海山から小笠原海台までの Sp4,800–Sp9,000 付近において海底は比較的平坦であり、それと呼応して比較的凹凸の少ない推定モホ面から振幅の強い反射が 220 km の距離にわたり連続的に確認できる (図 4)。この推定モホ面の反射強度は、Sp5,500 から Sp7,300 で特に強く小笠原海台へ向かって弱くなる。また推定モホ面の連続性は、他の海山と似て小笠原海台に近づくに従い不明瞭になる。

Sp12,300 付近でマリアナ海溝を横切り、小笠原海嶺から小笠原トラフ・七島硫黄島海嶺に至る。この領域では地殻が厚くなることもあってモホ面からの反射は確認できない。

1-3) 測線 D00-C (Sp1,001–Sp7,668) (図 5)

この測線は北西太平洋-半沢海山-小笠原海台南方に至り、長さは 333.40 km である。Sp2,600 付近の 147°E, 27°N において測線 D00-1 と、Sp7,100 付近の 148°E, 25°N において測線 D00-3 と交差する南北の測線である。

半沢海山の北側では A-Ref は比較的浅くまた凹凸が激しい。さらに Sp1,000–Sp4,000 の間では 500–800 m と堆積層の厚さは薄い。そこから半沢海山に向かいやや厚くなる。半沢海山の下で A-Ref の同定が難しく、さらに深部からの反射を認めることができない。Sp6,000 を過ぎ測線南端まで、半沢海山の南の海盆では著しく堆積層の様子が変わる。A-Ref を基底とする堆積層は、半沢

海山にもっとも近い部分の厚さは 5–6 km、南へ行くに従い～2 km と薄くなる。またこの領域において A-Ref は凹凸が少なく比較的なだらかで、A-Ref と海底の間には半沢海山の北側と異なり水平な反射面が多数存在する。

本測線において、推定モホ面の特徴は半沢海山 (小笠原海台の延長) の北側と南側で有意に異なる。まず北側の Sp1,100–Sp3,300 付近において、推定モホ面からの反射強度は弱くそして連続性は低い。モホ面の BSS 深度は半沢海山へ向かって 11 km から 12 km へとやや深くなる。Sp3,300–Sp4,700 の間また半沢海山の直下で、推定モホ面の反射面は確認が難しい。次に半沢海山の南側 Sp6,000–Sp7,668 では、北側に比べ推定モホ面からの反射は連続的かつ振幅が強く、また A-Ref と推定モホ面はほぼ並行している。地殻の厚さは～6 km、A-Ref の上面を水平に戻して考えたときの地殻の厚さは 4.5–5 km である。推定モホ面の深度は半沢海山の南裾で BSS = 17 km から、南端で BSS = 13 km と著しく変化し、それは半沢海山の北側 (北西太平洋) と比べ有意に深い。以上まとめると、本測線において、推定モホ面は、半沢海山の南側において強振幅で連続性のよい反射面をもち、BSS = 17 km まで確認できる。また反射面の連続性が次に述べる測線 D00-D の片山海山東方裾野とは有意に異なり、半沢海山の南側で反射面の振幅がやや弱くなることはあるものの、その連続性に変化はない。反対に半沢海山の北側で推定モホ面は広い範囲で振幅が弱く連続性も乏しい反射面をもち、BSS = 12–13 km までしか確認ができない。また他の測線同様 A-Ref と推定モホ面の間の地殻内に反射面が見られない。

1-4) 測線 D00-D (Sp1,001–Sp7,068) (図 6)

この測線は、長さ 303.40 km の南北測線で、Sp6,200 で測線 D00-1 と、Sp1,700 付近で測線 D00-3 と交差する。測線は Sp6,000 付近で朝陽海山を、Sp3,400 付近で片山海山東方を、Sp2,300 付近でほとけの座海山を横切り測線 D00-C と並行している。

この測線では Sp4,000–Sp5,400 で片山海山に

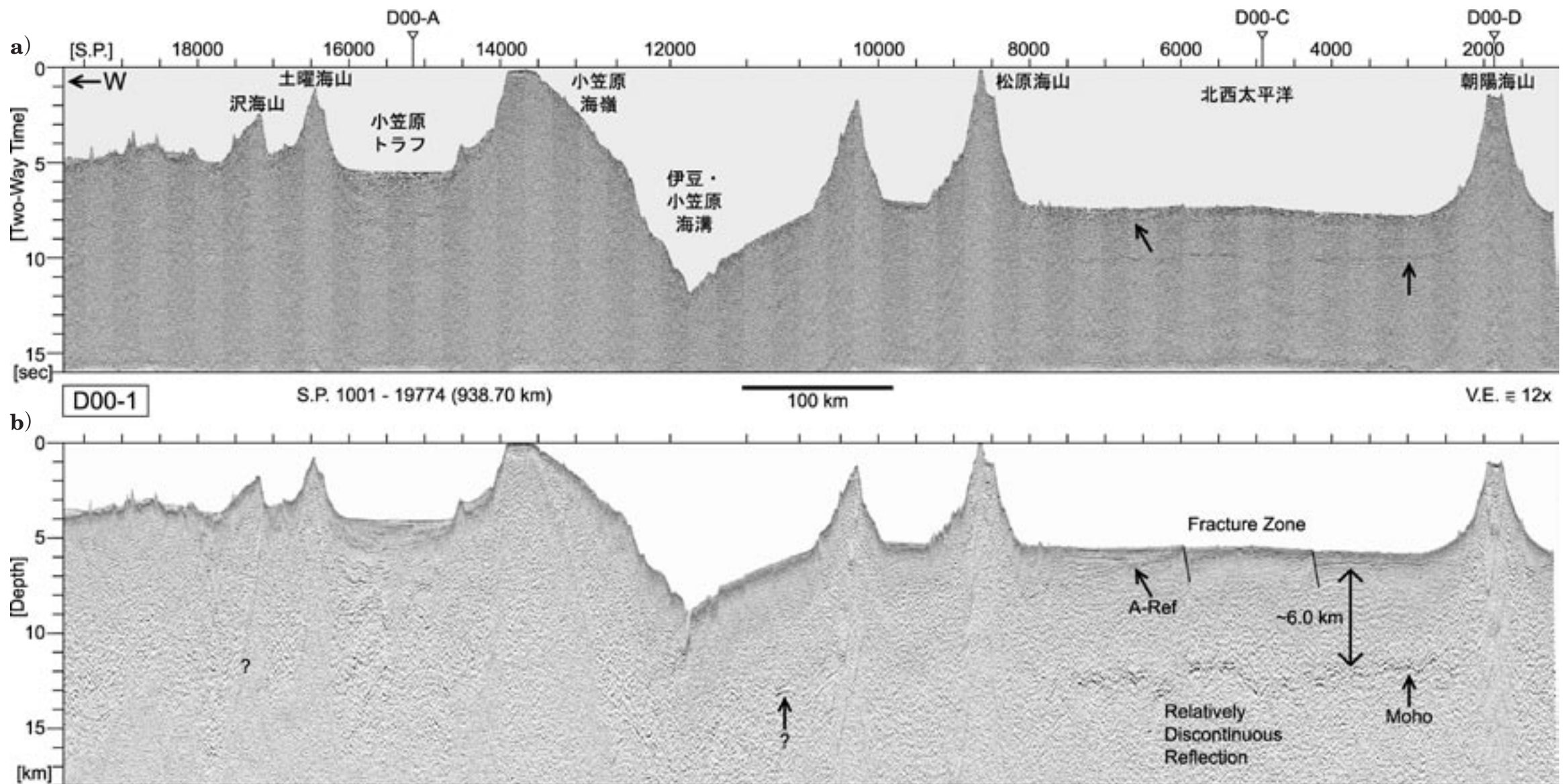


図 3 測線 D00-1 の MCS 反射記録 (Sp1,001-Sp19,774).
 27°N 付近を東西に、西七島海嶺から七島硫黄島海嶺-小笠原トラフ-伊豆小笠原海嶺-北西伊豆小笠原海溝-北西太平洋に至る測線長 938.70 km. Sp4,900 付近の 147°E 付近で測線 D00-C (図 2) と交差する。また、Sp1,900 付近の 149°E 付近で測線 D00-D と交差する。測線位置と海底地形は図 2a, b を参照。(図 3-9) すべて黒矢印は主要な反射相を示す。(a) 時間断面, (b) 深度断面 (深度: 水平距離: 12x)。

Fig. 3 Seismic line D00-1 (Sp1,001-Sp19,774) is oriented approximately perpendicular to the trench axis (27°N), crossing west Sitito Ridge - Sitito-Iwojima Ridge - Ogasawara Trough - NW Izu-Bonin Trench - NW Pacific Basin. The location is shown in Fig. 2a and 2b. The total length of the seismic line is 938.70 km. S.P. = Shot Point, shot interval = 50 m. Cross lines are labeled with a vertical line and a line name. Seismic line D00-C crosses at around 147°E at Sp4,900 and D00-D crosses at around 149°E at Sp1,900. Black arrows show major reflections. For Fig. 3-9, (a) Uninterpreted seismic time section. (b) Interpreted seismic depth section. Vertical exaggeration (V.E.) is 12 x.

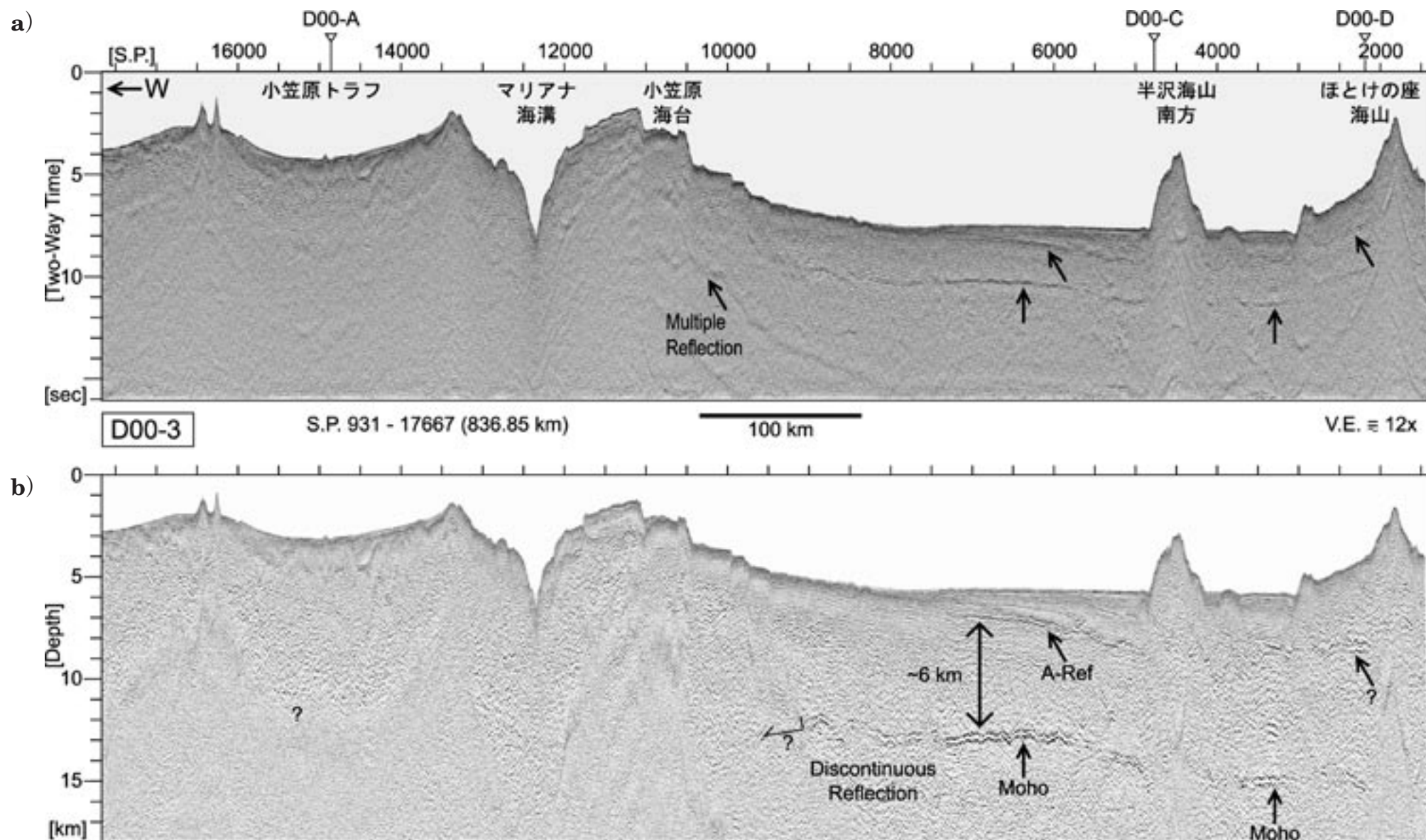


図 4 測線 D00-3 の MCS 反射記録 (Sp931-Sp17,667)。

この測線は、測線 D00-1 の約 200 km 南方の 25°N 付近を東西方向に、七島硫黄島海嶺-小笠原トラフ-伊豆小笠原海嶺-伊豆小笠原海溝・マリアナ海溝接合部-北西太平洋に至る長さ 836.85 km に及ぶ長大測線である。測線 D00-1 と測線 D00-3 の測線の間には小笠原海台から東方へ延びる小笠原海台 (Michelson Ridge)、半沢海山、片山海山がある。この測線は、Sp4,800 付近で測線 D00-C と、Sp2,200 付近で測線 D00-D と交差する。測線位置と海底地形は図 2a, b を参照。

Fig. 4 Seismic line D00-3 (Sp931-Sp17,667) is oriented approximately perpendicular to the trench axis (25°N), crossing Sitito-Iwojima Ridge - Ogasawara Trough - the junction of NW Izu-Bonin and Mariana Trenches - NW Pacific Basin. The location is shown in Fig. 2a and 2b. The length of the seismic line is 836.85 km. Seismic lines D00-C and D00-D cross D00-3 at Sp4,800 and Sp2,200, respectively.

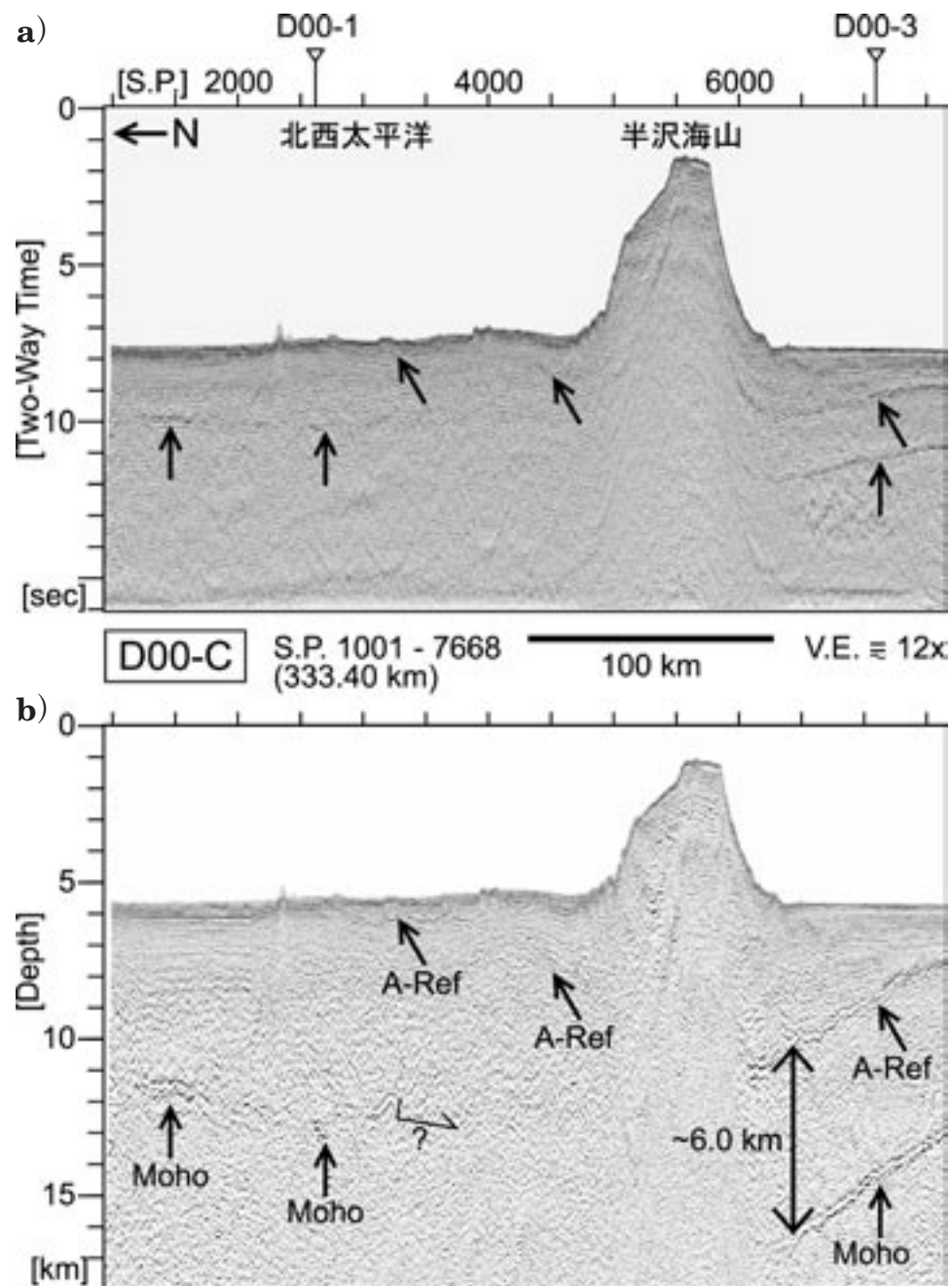


図 5 測線 D00-C の MCS 反射記録 (Sp1,001-Sp7,668)。
北西太平洋-半沢海山-小笠原海台南方に至る測線で、測線長は 333.40 km である。Sp2,600 付近の 147°E, 27°N において測線 D00-1 と、Sp7,100 付近の 148°E, 25°N において測線 D00-3 と交差する南北の測線である。測線位置と海底地形は図 2a, b を参照。

Fig. 5 Seismic line D00-C (Sp1,001-Sp7,668) is oriented approximately parallel to the trench axis, crossing NW Pacific Basin - Hanzawa Seamount - the south of Ogasawara Plateau. The location is shown in Fig. 2a and 2b. The length of the seismic line is 333.40 km. Seismic lines D00-1 and D00-3 cross D00-C at Sp2,600 and Sp7,100, respectively.

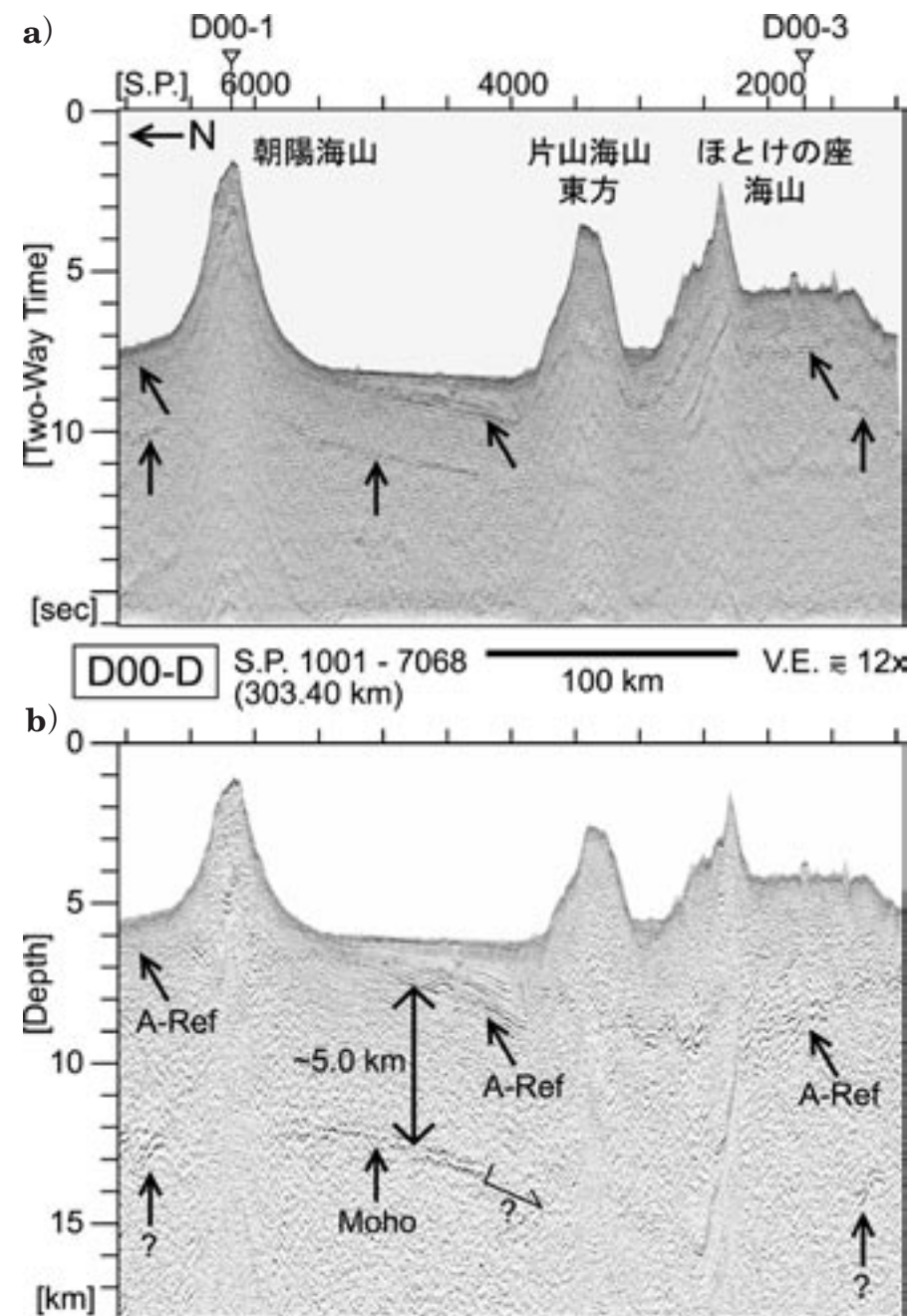


図 6 測線 D00-D の MCS 反射記録 (Sp1,001-Sp7,068)。
測線長 303.4 km の南北測線で、Sp6,200 で測線 D00-1 と、Sp1,700 付近で測線 D00-3 と交差する。測線は Sp6,000 付近で朝陽海山を、Sp3,400 付近で片山海山東方を、Sp2,300 付近でほとけの座海山を横切り、測線 D00-C と並行している。測線位置と海底地形は図 2a, b を参照。

Fig. 6 Seismic line D00-D (Sp1,001-Sp7,068) is oriented approximately parallel to the trench axis, crossing Tyoyo Seamount (Sp6,000) - the eastern side of Katayama Seamount (Sp3,400) - Hotokenoza Seamount (Sp2,300). The location is shown in Fig. 2a and 2b. The length of the seismic line is 303.4 km. Seismic lines D00-1 and D00-3 cross D00-D at Sp6,200 and Sp1,700, respectively.

向かって傾斜する A-Ref とその上の堆積層が明瞭である。堆積層の厚さは 600 m から 3 km と変化する。測線の北側の朝陽海山周辺では、A-Ref は BSS = ~ 6.5 km で確認され、凹凸は少なく南に向かって深くなる。片山海山とほとけの座海山の間では BSS = 8 km, あるいは 9 km の深さに分布する強振幅の反射面が A-Ref に相当すると考えられる。さらにほとけの座の南方での A-Ref は、Sp2,200 では BSS = 9 km, 測線南端の Sp1,001 では BSS = 7 km であると考えられる。これは並行する測線 D00-C と同様の傾向を示す。

本測線において、推定モホ面の特徴は、片山海山東方（小笠原海台の延長）の北側と南側で有意に異なる。測線の北側 Sp4,200 から Sp5,700 の間では、反射強度が強くそして連続性がよく、A-Ref の傾斜とともに BSS = 12 km から 13 km へと片山海山東方に向かって深くなる。鉛直方向の地殻の厚さは ~ 5.0 km である。Sp5,700–Sp4,200 間では、ほぼ連続的に確認できる強い推定モホ面からの反射は、Sp4,200 から片山海山東方の部分で不連続的に確認できなくなる（図 6 の下向きの矢印の箇所）。これは測線 D00-C において半沢海山の南側で反射面の連続性が突然不明瞭になるのと似ているが、測線 D00-C と比べて片山海山東方の北側で反射面が突然不明瞭になる位置は片山海山東方から有意に遠い。

片山海山東方の南側 Sp1,000 から Sp3,000 の間では、強振幅で連続性のよい反射面は確認できない。しかし Sp1,200 付近に周辺より振幅の強い反射面が確認でき、その深度は測線 D00-C で確認できるモホ面と一致する。

まとめると、本測線において推定モホ面は、片山海山東方の北側において強振幅で連続性のよい反射面をもつが、片山海山東方の Sp4,200 付近で不連続的に確認できなくなる。片山海山東方の南側では振幅が弱く連続性も乏しい反射面しか確認ができない。この特徴は本測線の西方を並行して走る測線 D00-C とは逆のセンスである。これはデータ収録時の海況や処理の微妙な差異、海山の影響による反射の散逸も除外はできないが、海

底や A-Ref の起伏が特に激しい場所でなくても（むしろ少なくとも）モホ面からの反射が見えない場合があることを示した一例である。

D00-1, D00-3, D00-C, D00-D においては地殻の厚さ（A-Ref とモホ面の間）はほぼ一定である（TWT = ~ 2 秒, 厚さ = ~ 6 km）。

2) 大水深基礎調査反射記録に見られるモホ面： 九州・パラオ海嶺～四国海盆周辺の MCS 反射断面の特徴（図 7-8）

図 2 に見られるように、九州・パラオ海嶺は $23^{\circ}30'N$ より北では北北西-南南東方向の走向をもっているが、 $23^{\circ}30'N$ 以南では北北東～南南西方向に走向が変わる。九州・パラオ海嶺を東西に横断する測線、フィリピン海盆から四国海盆、パレスベラ海盆にかけては大水深基礎調査により何本もの調査測線がある。本報告では大水深基礎調査の際に得られた測線 D98-A, 測線 D98-8 の 2 本の MCS 反射測線の解析結果から、反射面の概略を述べる。

2-1) 九州・パラオ海嶺西側を通る測線 D98-A (Sp101–Sp17,201)（図 7）

この測線は北端（ $133^{\circ}E$, $31^{\circ}N$ ）の南海トラフ-四国海盆-駒橋第二海山-九州・パラオ海嶺-筑前海山-奄美三角海盆-北高鵬海山西方-大東海嶺東部-南大東海盆-不老海山を経て、南端（ $135^{\circ}E$, $24^{\circ}N$ ）へ至る北北西～南南東方向に延びる長さ 855.05 km の測線である。この測線では小笠原海台周辺の調査に比べ、エアガン容量も $4,000\text{ in}^3$ (65.54 liter), ストリーマー長 3,000 m (チャンネル数 240 ch) と発震、受振ともに能力はやや劣る (Higuchi *et al.*, 2007)。Sp9,000 付近で測線 D98-8 と交差する。

測線北部の Sp2,000 より北側の四国海盆では堆積層は 1–3 km と厚く A-Ref の凹凸は激しい。モホ面の反射は確認できない。駒橋第二海山-九州・パラオ海嶺間（Sp3,300–Sp4,500）では A-Ref の凹凸は 1–2 km ありまた複雑である。モホ面らしき深部反射面は BSS = 10–11 km にあるかもしれないが明瞭でない。Sp5,200–Sp5,500 の九州・パラオ海嶺と筑前海山の間では BSF = 1 km 付近にほぼ水平な反射面が見える。A-Ref はさらに

深部の BSF = 3-5 km にあると考えられる。モホ面の反射と考えられる深部反射は BSF = 9-10 km にありそうである。

測線中央部の奄美三角海盆では海底は比較的平らであるが、堆積層の厚さは 1-3 km と変化し、筑前海山付近で厚く北高鵬海山西方へ向かい薄くなる。奄美三角海盆の Sp6,200 から Sp7,500 付近、Sp8,700-Sp9,000 (測線 D98-8 と交差周辺) 付近、Sp9,700 付近でモホ面からの反射と考えられる深部反射が認められる。これらの深部反射は振幅が比較的大きいが連続性に乏しい。これは海底面や堆積層または A-Ref の構造が緩やかにもかかわらず、推定モホ面からの反射は連続性に乏しい場合があることを示した一例である。これをもとに A-Ref から推定モホ面間の厚さを測ると、 5 ± 1 km とやや幅をもつがおおむね小笠原海台周辺の地殻と同じである。

Sp13,000 以南の測線南部 (およそ 3 分の 1 くらいの領域) でも、海山と海山の間の海底面は平坦で堆積層は 1-2 km である。モホ面らしき深部反射は明瞭でない。

2-2) 四国海盆を横断する測線 D98-8 (Sp101-Sp13,112) (図 8)

この測線は、 $132^{\circ}59'E$, $26^{\circ}50'N$ を西端、そして $139^{\circ}04'E$, $29^{\circ}0'N$ を東端とし、北大東海盆から薩摩海山-奄美三角海盆-九州・パラオ海嶺-四国海盆-西七島海嶺を西南西-東北東方向に横断する測線長 ~ 650.60 km の長大測線である。Sp2,900 付近で測線 D98-A と交差する。エアガン容量、エアガン圧力、ストリーマー長・チャンネル数は、測線 D98-A と同じである。

Sp101-Sp4,000 の薩摩海盆-奄美三角海盆-九州・パラオ間の海山と海嶺をつなぐ部分では海底の起伏は少ない。A-Ref は薩摩海山から九州・パラオ海嶺に向かい徐々に深くなる。堆積層の厚さは 1-1.5 km で堆積層中の反射面の連続性は良い。BSF = ~ 400 m に反射面が認められる。海底面も A-Ref もなだらかな変化であるが深部の反射面は顕著でない。

Sp2,200-Sp3,200, Sp3,500-Sp3,800 付近にモホ面が推定される。Sp2,900 付近の推定モホ面反

射はこれと交差する測線 D98-A でも同じ深さに認められる。これをもとに A-Ref から推定モホ面間の厚さは 5 km であり、測線 D98-A に見られる地殻の厚さとはほぼ同じである。

九州・パラオ海嶺を越え Sp4,600 から東側の四国海盆では、凹凸の激しい海底の窪地に水平に堆積物が堆積した反射面の特徴を示している。堆積層の厚さは九州パラオ海嶺の東端の Sp4,700 では 3 km 程度の厚さをもっている。また Sp11,000-Sp12,200 の西七島海嶺付近では、堆積層の厚さは 1-2 km と西七島海嶺に向かって厚くなっている。Sp4,600 以東でのモホ面相当の深部反射は、その以西と比べて、連続性や振幅が顕著ではない。

D98-A, D98-8 でも地殻の厚さは小笠原海台と同様、ほぼ一定である (TWT = ~ 2 秒, 厚さ = ~ 6 km) ある。

3) フィリピン海盆周辺の MCS 反射断面の特徴 (図 9)

図 2 に見られるように、フィリピン海盆を南北に横断する測線は大水深基礎調査により何本もの調査測線があるが、ここでは大水深基礎調査の際に得られた測線 D99-B (Sp101-Sp25,601) の MCS 反射測線の解析結果から反射面の概略を述べる。この測線は測線長 1,275.05 km に及ぶ長大測線である。測線の北端 ($134^{\circ}E$, $27^{\circ}N$) は北大東海盆に位置し、そこから大東海嶺-南大東海盆-沖大東海嶺-沖大東海底崖-西フィリピン海盆のほぼ中央部を経て、CBF-Rift を横断し、最南端は $128^{\circ}E$, $17^{\circ}N$ に至る。

Sp3,200-Sp5,500 の南大東海盆 (大東海嶺の南側斜面) 域では、大東海嶺に向かい A-Ref の上に厚さ 1 km を超える堆積層がある。Sp5,450 は DSDP446 の位置である。沖大東海嶺を越え沖大東海底崖-西フィリピン海盆では、海底の起伏はあまりないが A-Ref には凹凸がある。Sp12,000 は沖大東海底崖に位置し、顕著な海底面の段差がある。Sp17,000 から Sp25,600 の CBF-Rift では海底はギザギザしているが実際的水深変化は 500 m-1 km 程度である。

推定モホ面は、沖大東海嶺周辺-沖大東海嶺南

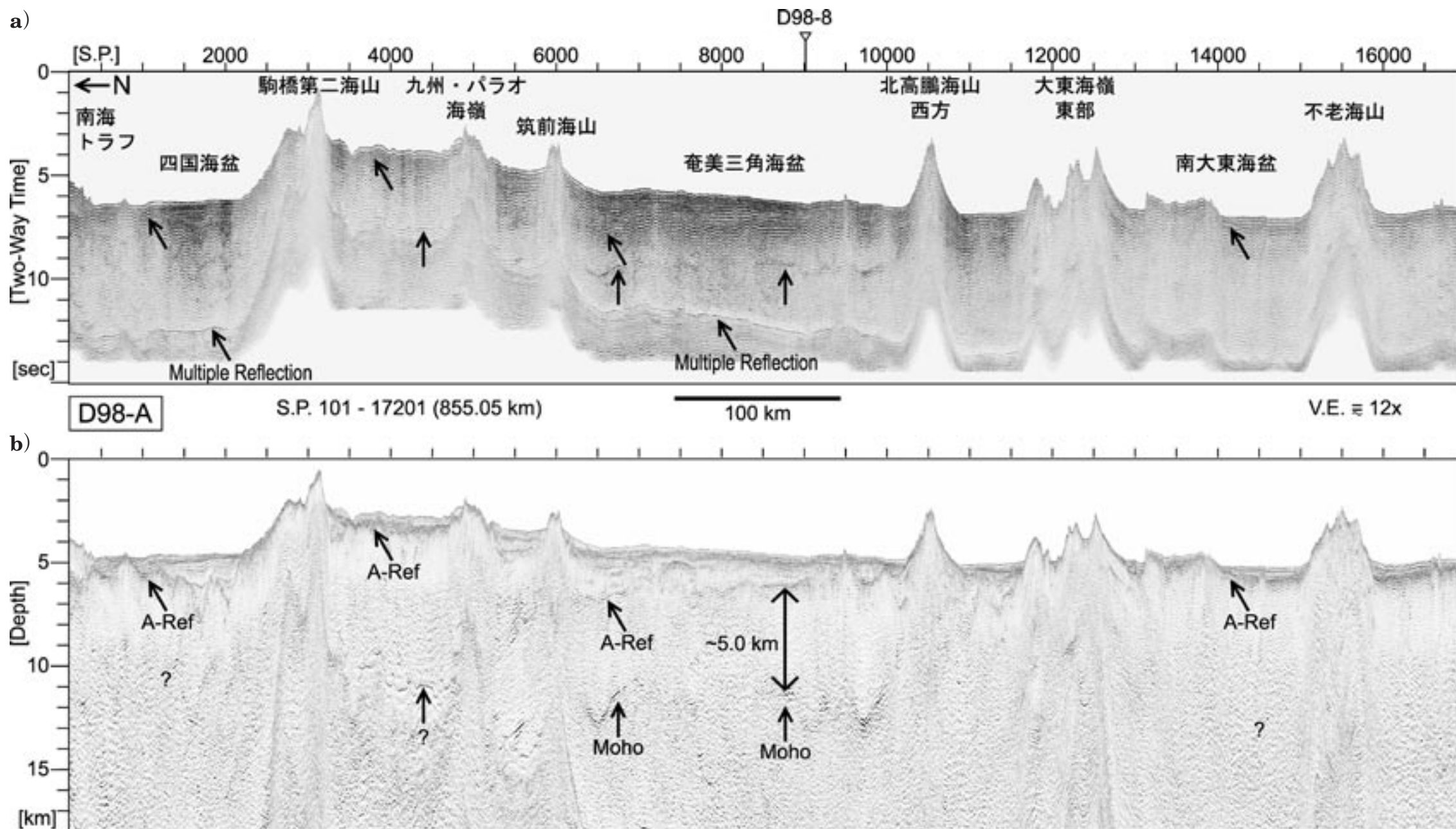


図 7 測線 D98-A の MCS 反射記録 (Sp101-Sp17,201).
北端 (133°E, 31°N) の南海トラフ-四国海盆-駒橋第二海山-九州・パラオ海嶺-筑前海山-奄美三角海盆-北高鵬海山西方-大東海嶺東部-南大東海盆-不老海山を経て、南端 (135°E, 24°N) へ至る北北西～南南東方向に延びる測線長 855.05 km の測線である。この測線では小笠原海台周辺の調査に比べ、エアガン容量も 4,000 in³ (65.54 liter), ストリーマー長 3,000 m (チャンネル数 240 ch) と発震、受振ともに能力はやや劣る (Higuchi *et al.*, 2007)。Sp9,000 付近で測線 D98-8 と交差する。測線位置と海底地形は図 2a, c を参照。

Fig. 7 Seismic line D98-A (Sp101-Sp17,201) crosses Nankai Trough - Shikoku Basin - Komahashi #2 Seamount - Kyusyu-Palau Ridge - Chikuzen Seamount - Amami Sankaku Basin - west of Kitatakahō Seamount - the eastern part of Daito Ridge - Minami Daito Ridge - Furo Seamount. The location is shown in Fig. 2a and 2c. The length of the seismic line is 855.05 km. This seismic line crosses D98-8 at Sp9,000. The volume of the airgun array is smaller (4,000 in³ (65.54 l)) and the streamer is shorter (3,000 m and 240 ch) compared to the surveys for D00-1, D00-3, D00-C, and D00-D (Higuchi *et al.*, 2007).

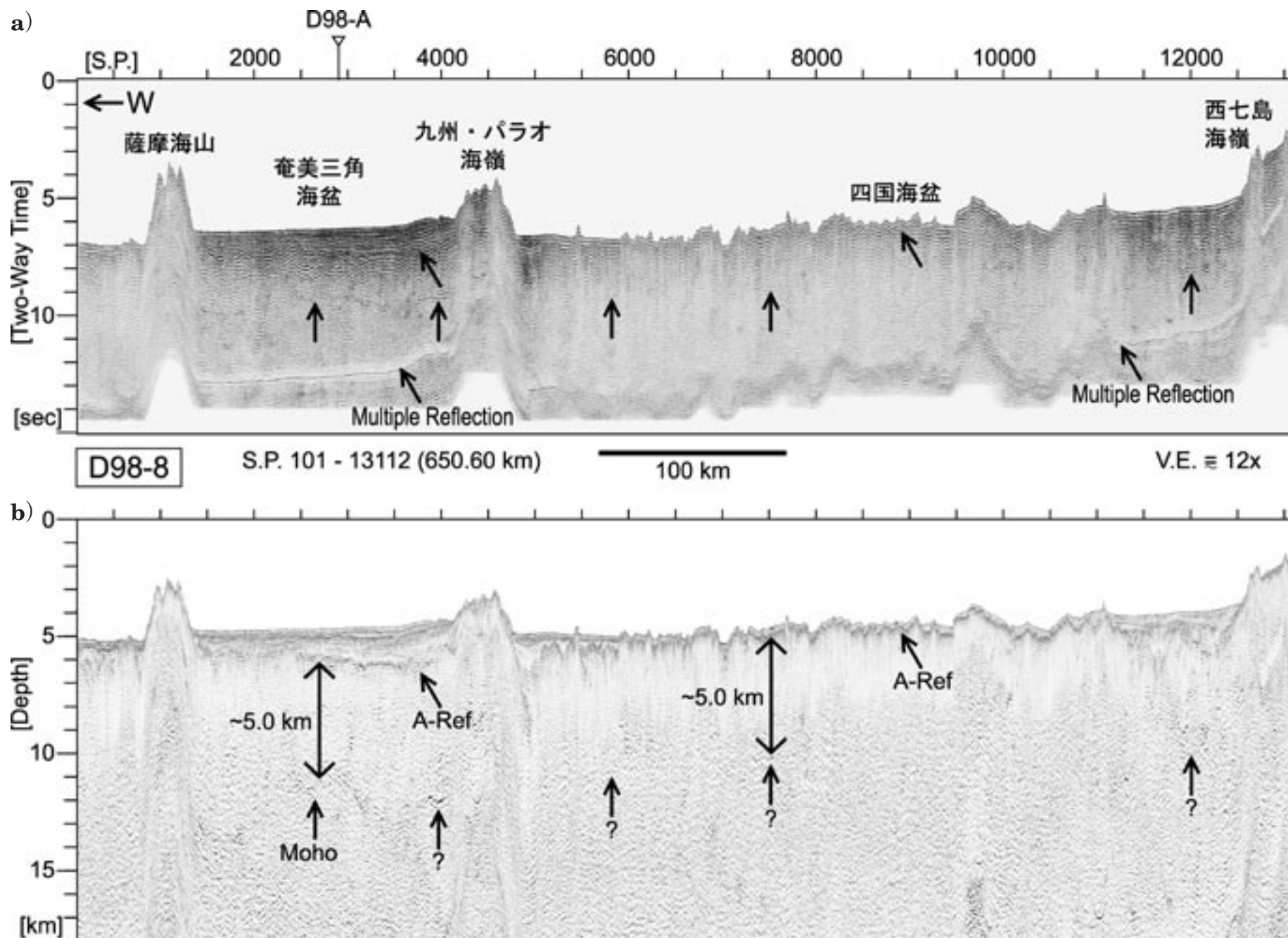


図 8 D98-8 測線の MCS 反射記録 (Sp101-Sp13,112).

132°59'E, 26°50'N を西端, そして 139°04'E, 29°10'N を東端とし, 北大東海盆から薩摩海山-奄美三角海盆-九州・パラオ海嶺-四国海盆-西七島海嶺を西南西-東北東方向に横断する, 測線長~650.60 km. Sp2,900 付近で測線 D98-A と交差する. エアガン容量, エアガン圧力, ストリーマー長・チャンネル数も D98-A と同じである (Higuchi *et al.*, 2007). 測線位置と海底地形は図 2a, c を参照.

Fig. 8 Seismic line D98-8 (Sp101-Sp13,112) crosses Kita Daito Ridge - Satsuma Seamount - Amami Sankaku basin - Kyusyu-Palau Ridge - Shikoku Bain - Nishi Sitito Ridge. The location is shown in Fig. 2a and 2c. The length of the seismic line is 650.60 km. The volume of the airgun array is smaller (4,000 in³ (65.54 l)) and the streamer is shorter (3,000 m and 240 ch) compared to the surveys for D00-1, D00-3, D00-C, and D00-D (Higuchi *et al.*, 2007).

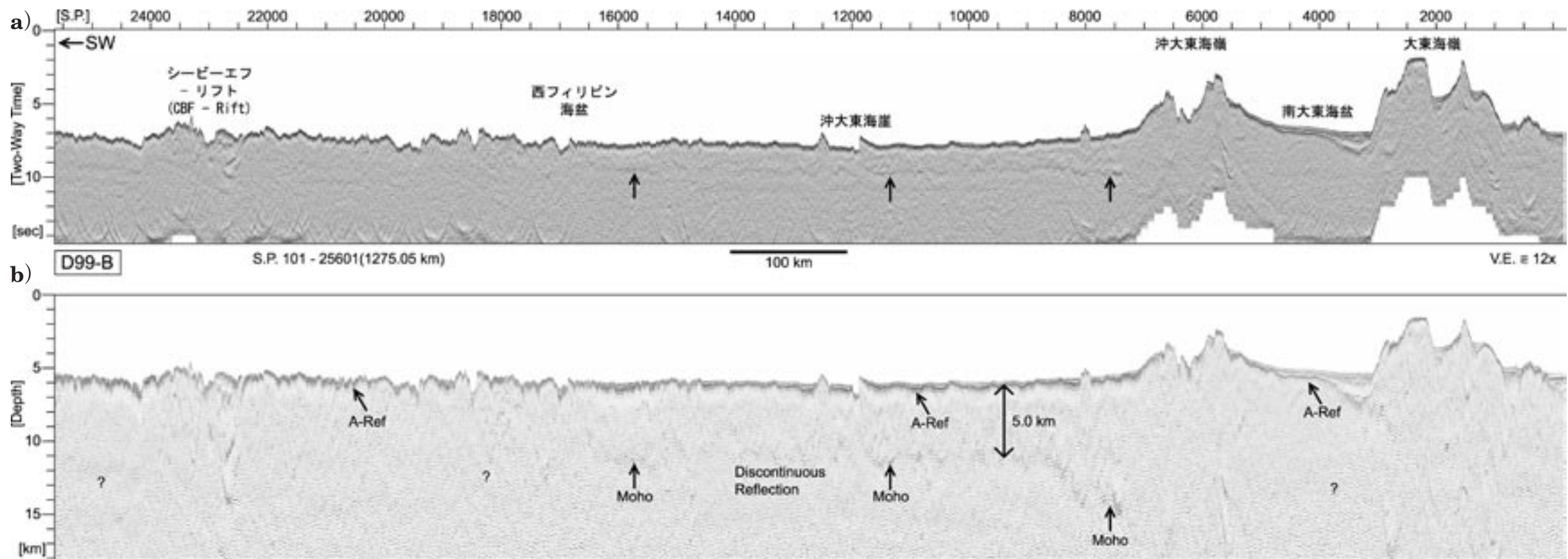


図 9 測線 D99-B の MCS 反射記録 (Sp101-Sp25,601)。
測線長 1,275.05 km。測線の北端 (134°E, 27°N) は北大東海盆に位置し、そこから大東海嶺-南大東海盆-沖大東海嶺-沖大東海底崖-西フィリピン海盆のほぼ中央部を経て、CBF-Rift を横断し、最南端は 128°E, 17°N に至る。エアガン容量、エアガン圧力、ストリーマー長・チャンネル数も D98-A と同じである (Higuchi *et al.*, 2007)。測線位置と海底地形は図 2a, d を参照。

Fig. 9 Seismic line D99-B (Sp101-Sp25,601) crosses Kita Daito Basin (134°E, 27°N), west Philippine Basin (128°E, 17°N)-Daito Ridge - Minami Daito Basin - Oki Daito Cliff - CBF-Rift. The location is shown in Fig. 2a and 2d. The length of the seismic line is 1,275.05 km. The volume of the airgun array is smaller (4,000 in³ (65.54 l)) and the streamer is shorter (3,000 m and 240 ch) compared to the surveys for D00-1, D00-3, D00-C, and D00-D (Higuchi *et al.*, 2007).

端において $BSF = \sim 5.0 \text{ km}$ で確認され (図 9a, b, 時間・深度断面), 反射面の振幅は弱く, 凹凸は $\pm 1 \text{ km}$ 以下である (図 9b, 深度断面)。測線の北側, $Sp7,000$ より北東の沖大東海嶺に向かって推定モホ面は深くなり, 最深部で $BSF = 9 \text{ km}$ に達すると考えられるが沖大東海嶺から北では明瞭ではない。この反射面は, $Sp12,750$ – $Sp12,800$ の沖大東海底崖付近で少しとぎれるが, $Sp17,000$ 付近まで追跡可能である (図 9a, 時間断面)。これより南西側では, モホ面を連続的に確認することは困難であるが, 所々でモホ面からの反射があるように見える。

D99-B では明瞭ではないが, 小笠原海台, 四海盆地の西側と比べ, 地殻の厚さは, 少し薄い ($TWT < 2 \text{ 秒}$, 厚さ $< 6 \text{ km}$)。

IV. MCS 反射記録におけるモホ面の見え方に関する理論地震波形からの検討

地殻からマントルへの遷移の仕方の違いから期待される地震波群の特徴を, 波形シミュレーションを用いて検討する。

1) 波形計算・走時計算

波形計算には, Larsen (2000) によって開発された 2 次元弾性波有限差分法 (FDM) を用いた。空間 4 次の精度と, 時間 2 次の精度の差分でスタッガードグリッドを用いている。P 波速度, S 波速度, 密度, Q_p 値および Q_s 値の二次元構造を与え計算した。MCS 反射法の評価のため, 海上 (海面下深さ 30 m) に爆発型震源を設定し, 海上 (海面下深さ 30 m) において圧力値を受振した場合の波形記録を検討した。OBS-エアガン屈折法・広角反射法の計算では, 受振点は海底とした。震源時間関数は, ゼロ位相の 4 Hz リッカーウェーブレットを用いた。水平 (x) および深さ (z) 方向のグリッド間隔および計算時間間隔は, クーラン条件を考慮し, それぞれ 30 m および 2 ms とした。また, 震源と受振点間の P 波伝播でほぼ相反性が成り立つと仮定している (Moghaddam, 2007)。計算波形上の波群の解釈は, グラフ理論を用いた走時計算 (Kubota *et al.*, 2005) を用いておこなった。

2) 地殻および最上部マントルの構造モデル

モデル空間は, 水平方向 250 km , 深さ方向 45 km の 2 次元空間である。深さ $z = 0 \text{ km}$ を海面とし, 海面下 6 km に海底があるとする。上部地殻は堆積層 (P 波速度 $V_p = 1.8$ – 2.2 km/s , 厚さ 0.4 km) と岩石層 ($V_p = 2.5$ – 6.5 km/s , 厚さ 3.6 km) から成り, その下方に下部地殻 (上面の速度 $V_p = 6.8 \text{ km/s}$, マントル・下部地殻に区別がある場合には厚さは 3 km 有する) およびマントルが存在する。S 波速度は P 波速度から V_p/V_s (堆積層で 4, 上・下部地殻内岩石層で 1.78, マントルでは 1.73) を介して求め, 密度は経験式 ($\tau = -0.6997 + 2.2302V_p - 0.598V_p^2 + 0.07036V_p^3 - 0.0028311V_p^4$) を用いて仮定した。また Q_p および Q_s 値は, 堆積層で $Q_p = 50$, $Q_s = 10$, 上・下部地殻内の岩石では $Q_p = 500$, $Q_s = 250$, マントル ($V_p > 8.0 \text{ km/s}$) では $Q_p = 1000$, $Q_s = 500$ と設定した。

図 10 に, モデル A ~ D (後述) の P 波速度の深さ分布を示した。それぞれの図中には, 当該モデルについて, 地殻–マントルの境界域 (モホ面あるいはモホ遷移層) において, 異なる速度または速度勾配を有するいくつかのケースを示した。以下に, 各モデルの地殻–最上部マントル境界域の特徴を述べる。

2-1) A: 地震学的にシャープなモホ面モデル (図 10A)

深さ $z = 13 \text{ km}$ に位置する地殻の底と最上部マントルとの間の速度が不連続に急増する (ジャンプする) モデルである。ここでは, 地震学的にみて「モホ面」と呼ばれるように, 地震波の波長よりも非常に薄い (小さいスケール) の速度不連続領域を「面」として想定している。地殻の底の P 波速度 V_p は 7.0 km/s に固定し, これに対する最上部マントルの速度を 7.6 , 8.0 および 8.8 km/s に変化させた。マントル内の深さ方向の速度勾配は 0.01 km/s/km とした。

最上部マントルの速度が $V_p = 8.0 \text{ km/s}$ のケースを標準的なモデルとする。 $V_p = 7.6$ および 8.8 km/s の速度を有する最上部マントルは, 一部蛇紋岩化したかんらん岩, あるいはマントル内

のかんらん岩（例えば、ハルツバージャイト）の主要構成鉱物であるオリビンの選択方位による異方性をもっている場合を想定した。地震学的には、最上部マントルの異方性は、反射法探査では直接的には観察できないが、屈折法探査で見られるP波・S波速度の方向依存性（例えば、笠原ほか, 1968a, b; 西澤, 2005; 及川ほか, 2007b）やS

波のスプリッティングなどの現象（笠原ほか, 1968b）から推定される。また、岩石鉱物学的には、オリビン ($\text{Mg, Fe})_2\text{SiO}_4$ は大きな弾性的異方性をもち (Kumazawa and Anderson, 1969), その結晶軸の選択方位が著しいこと（例えば, Jung and Karato, 2001; 道林, 2008）などがわかっている。図 11 は、結晶軸の定向配列によって生じ

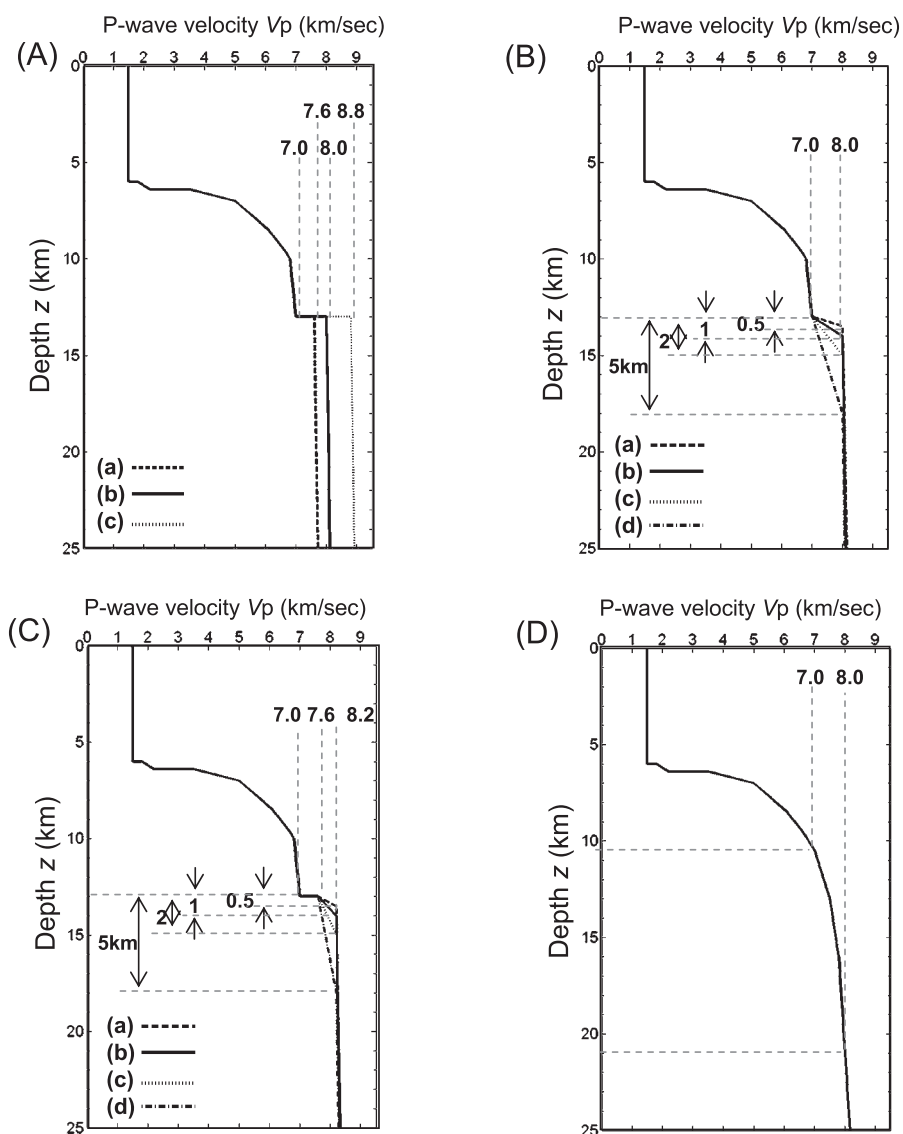


図 10

Fig. 10

うるマントル内の速度異方性を模式的に表したものである。このように、異方性は、最上部マントルの特徴を検討するにあたり不可欠な特徴といえる。

2-2) B : ミクシング・モホ遷移層モデル (図 10B)

地殻の底 (深さ $z = 13$ km) から最上部マントルまで、地震波速度が遷移的に増加する場合の速度モデルを示す。下部地殻を構成するガブロ ($V_p = \sim 6.8$ – 7.0 km/s) とマントルのかんらん岩 ($V_p > 8.0$ km/s) が混在するような領域、いわゆるミクシング・モホ遷移層モデルを想定している。地殻-最上部マントルの境界域 (遷移層) では、P 波速度が $V_p = 7.0$ から 8.0 km/s へと単純増加する。その際の遷移層の厚さ Δh を 0.5 , 1.0 , 2.0 および 5.0 km として、反射波の出現走時と振幅の特徴を比較した。

2-3) C : 地震学的にシャープなモホ面+最上部マントル内に速度遷移層を有するモデル (図 10C)

地殻直下 (深さ $z = 13$ km) にやや速度の遅い最上部マントル ($V_p = 7.6$ km/s) が存在し、ある深さで標準的な最上部マントル速度 ($V_p = 8.2$ km/s) に達する構造モデルを示す。これは、最上部マントルに蛇紋岩化したかんらん岩が存在し、深度とともに通常のかんらん岩になっていくことを想定している。ここでは4つの遷移層の厚さ Δh (0.5 , 1.0 , 2.0 および 5.0 km) を仮定した。遷移層が厚くなるほど層内の速度勾配は小さくなる。

2-4) D : Hess モデル (図 10D)

Hess (1962) の提案をもとに、地殻中に蛇紋岩化したかんらん岩が貫入し、地殻とマントルの境目がないような、つまり下部地殻からマントルまでの速度が徐々に増加するモデルを検討した。前述までの速度構造モデルとは異なり、下部地殻

図 10 地殻・最上部マントルの速度構造モデル。

- A : 地震学的にシャープな地殻-マントル境界 (モホ面) を有するモデル。地殻 ($V_p = 7.0$ km/s) とマントル ($V_p =$ (a) 7.6 , (b) 8.0 , (c) 8.8 km/s) が厚さ 0 km の不連続な境界で接する。 $V_p = 7.6$ および 8.8 km/s のマントル速度は最上部マントルのかんらん岩が一部蛇紋岩化したケースや、かんらん岩中のオリビンに弾性的異方性がある場合を想定する。
- B : ミクシング・モホ遷移層モデル。下部地殻の底から最上部マントルまで速度が遷移的に増加する。速度遷移層の厚さ Δh は、(a) 0.5 , (b) 1.0 , (c) 2.0 , (d) 5.0 km を仮定。
- C : 地震学的にシャープなモホ面と最上部マントル内に速度遷移層を有するモデル。下部地殻底 ($V_p = 7.0$ km/s) とやや速度の遅い最上部マントル ($V_p = 7.6$ km/s を想定) が厚さ 0 km の不連続な境界で接し、直下の最上部マントル内では速度が遷移的に 8.2 km/s まで増加する。速度遷移層の厚さ Δh は、(a) 0.5 , (b) 1.0 , (c) 2.0 , (d) 5.0 km を仮定。
- D : Hess モデル。下部地殻からマントルまで、速度が徐々に増加する。下部地殻に蛇紋岩化したマントルが大量に存在する場合を想定。下部地殻の上面 (深さ $z = 10$ km) の P 波速度 V_p は 6.8 km/s, $z = 21$ km で $V_p = 8.0$ km/s まで増加する。

Fig. 10

- Model-A: A sharp crust-mantle boundary (Moho). The P-wave velocity (V_p) at the bottom of the crust is 7.0 km/s. We set three different V_p velocities for the mantle: (a) 7.6 , (b) 8.0 , and (c) 8.8 km/s, assuming serpentinized peridotite or velocity anisotropy due to the preferred orientation of olivine crystals in the uppermost mantle.
- Model-B: Mixing model assuming mixing of gabbro and peridotite at the Moho transition layer. This velocity model has a gradual increase from the bottom of the lower crust to the uppermost mantle. We set four different thicknesses in the transition layer: (a) 0.5 , (b) 1.0 , (c) 2.0 , and (d) 5.0 km.
- Model-C: A sharp Moho associated with transition layers in the uppermost mantle. This model has a sharp velocity contrast at the boundary of lower crust ($V_p = 7.0$ km/s) and the uppermost mantle ($V_p = 7.6$ km/s) that overlie a transition layer associated with a gradual increase to 8.2 km/s toward depth. We set four different thicknesses in the transition layer: (a) 0.5 , (b) 1.0 , (c) 2.0 , and (d) 5.0 km.
- Model-D: Hess's hypothesis. In this model, V_p gradually increases from the lower crust to the mantle, assuming underplating of serpentine. The V_p at the upper boundary of lower crust increases from 6.8 km/s ($z = 10$ km) to 8.0 km/s ($z = 21$ km).

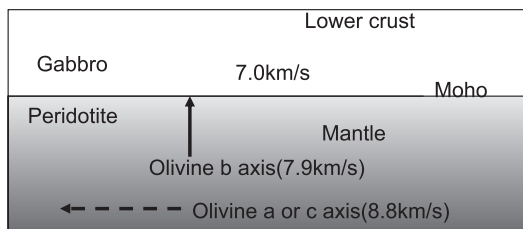
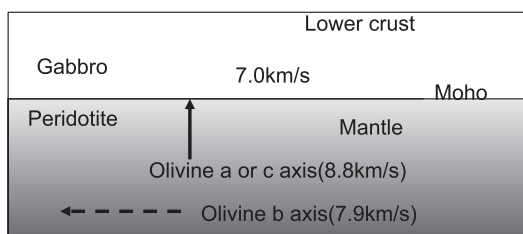


図 11 マントルのオリビンが選択方位を取っているとき、結晶軸の a または c 軸が上下方向に集中し、b 軸が水平の場合（上図）と b 軸が上下方向、a または c 軸が水平方向の場合（下図）。数値は V_p 。モホ面での P 波の垂直反射率は上下方向に依存する。P 波マントル内屈折波は水平方向に速度に依存する。S 波は伝搬方向に直交した S 波速度異方性が影響する。

Fig. 11 Schematic view of seismic velocity anisotropy due to the orientation of olivine crystal in peridotite: (Upper) a-axis or c-axis of olivine crystal aligns in the vertical direction; whereas, b-axis aligns in the horizontal direction. (Lower) a-axis or c-axis aligns in the horizontal direction; whereas, b-axis aligns in the vertical direction. Vertical reflectance of V_p at the Moho depends on the vertical direction; whereas, refracted P-wave mostly travels in the horizontal direction. The propagating direction of P-wave perpendicular to S-wave propagation affects S-wave velocity anisotropy due to the vibrating direction.

と最上部マントルの間には明確な速度や密度の境界はない。下部地殻の上面（深さ $z = 10$ km）の速度を $V_p = 6.8$ km/s とし、以深で速度は緩やかに増加する。深さ $z = 10.5$ km で $V_p = 7.0$ km/s, $z = 21$ km で 8.0 km/s となる。このとき深さ方向の速度勾配は $0.40\text{--}0.04$ km/s/km と変化する。21 km 以深のマントル内の速度勾配は前のモデル

同様、 0.01 km/s/km とした。

3) 地殻・マントル構造モデルの違いによる 反射波群の特徴

図 12-16 は、図 10 に挙げたモデルを用いておこなった波形シミュレーションの結果である。以下に、各モデルで得られた波形記録の中から、前述の反射法探査法記録に順じて狭角反射（オフセット距離 $x = -6 \sim +4.5$ km 内）の地殻-最上部マントル境界付近からの反射波群特徴を述べる（図 12-15）。また、広角反射記録を含む屈折法探査法記録を模した波形シミュレーションとの比較を図 16 に示す。図 12-15 の波形記録図の横軸は、発震点から受振点までのオフセット距離 x (km), 縦軸はリダクション速度 $V_R = 8$ km/s で補正したときの走時 T_R (秒) ($T_R = \tau - x/V_R$, ただし τ は走時) を表している。図 16 では一部異なるので後述する。

3-1) A: 地震学的にシャープなモホ面モデル によるシミュレーション (図 12)

図 12 は、モデル A (図 10A) に対して実施した波形シミュレーションの結果である。図 12a-c は、それぞれ最上部マントルの速度を $V_p = 7.6$, 8.0 および 8.8 km/s と設定した場合の波形記録に対応する。いずれのモデルでも、オフセット距離 $x = 0$ km 付近において、 $T_R = 10.5$ 秒付近に見られる波群はモホ面からの反射波 (PmP) である。また、初動の後方 0.4 秒に現れる波群は、上部地殻内の速度境界からの反射波である。この波群から PmP の到達時間までの間には、顕著な波群は見られない。PmP の振幅は、最上部マントルの速度が増加するとともに大きくなることがわかる。PmP の振幅は、比較的大きく、海面と堆積層からの反射波振幅の $1/5\text{--}1/3$ 程度になった。これは、下部地殻の底の速度 $V_p = 7.0$ km/s と最上部マントルの速度の差が大きいほど境界面での反射率が大きくなるためである。岩石鉱物学的の見地からは、オリビンの結晶軸の向きによって最上部マントルの地震波速度には 2 種類が考えられる。オリビンの高速度の結晶軸が垂直方向に向いている場合の方がより大きな振幅（標準モデルに対して 2 倍近く）になると予想される。した

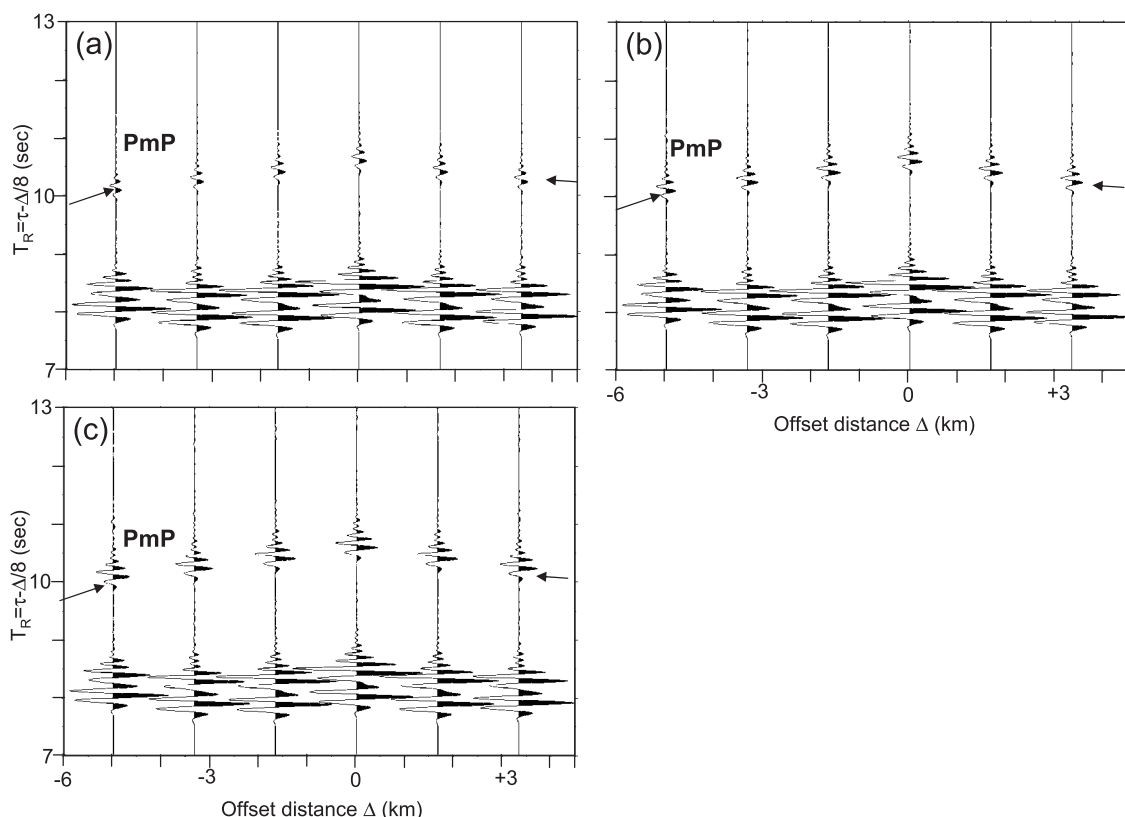


図 12 地震学的にシャープなモホ面を有するモデル (図 10A) を用い、海上発震-海上受振の場合を想定した計算波形図。地殻の底の P 波速度 V_p は 7.0 km/s とし、最上部マントルの速度 V_p がそれぞれ (a) 7.6, (b) 8.0, (c) 8.8 km/s の速度不連続境界で接する。横軸は発震点からのオフセット距離 (km), 縦軸はリダクション速度 8 km/s で補正した走時 (秒) を表す。図中記号 PmP はモホ面からの反射波群を示す。

Fig. 12 Model-A: A sharp crust-mantle boundary (Moho). Synthetic waveforms assume that the P source (airgun) and the receiver are both located 30 m below the sea surface. The horizontal axis is the offset distance from the location of the explosive (km); whereas, the vertical axis is the reduced travel time (T_R) (sec) that is compensated by a 8.0 km/s reduction. The V_p at the bottom of crust is 7.0 km/s. The velocity of uppermost mantle changes from (a) 7.6, (b) 8.0, to (c) 8.8 km/s. PmP: P-wave reflected at the Moho.

がって、反射法地震探査の波形記録では、地殻-最上部マントル境界が、高速度 ($V_p = 8.8$ km/s) への大きな速度ジャンプをもつ場合には、明瞭な PmP が観察されると期待できる。

3-2) B: ミクシング・モホ遷移層モデルによるシミュレーション (図 13)

モデル B (図 10B) に対する結果を図 13 に示す。図 13a-d は、モホ遷移層の厚さを 0.5, 1, 2 および 5 km と変化させたモデルで得られた波形記録である。走時計算から、オフセット距離 $x =$

0 km では、下部地殻-最上部マントル境界域上面からの反射波 ($P_{x1}P$) の走時 $T_R = 10.5$ 秒付近に出現が予想される。また、境界域下面では速度勾配の変化によって反射波 ($P_{x2}P$) が生じ、その走時は遷移層の厚みによって異なるが、 $T_R = 10.6-12$ 秒付近に出現が予想される。境界域の厚さが厚くなるにしたがって、上面からの反射波 $P_{x1}P$ の振幅は小さくなり、厚さ 5 km (図 13d) では初動・堆積層の反射振幅に対し 1/50 程度まで減少する。境界域下面からの反射波 $P_{x2}P$ は、境界域

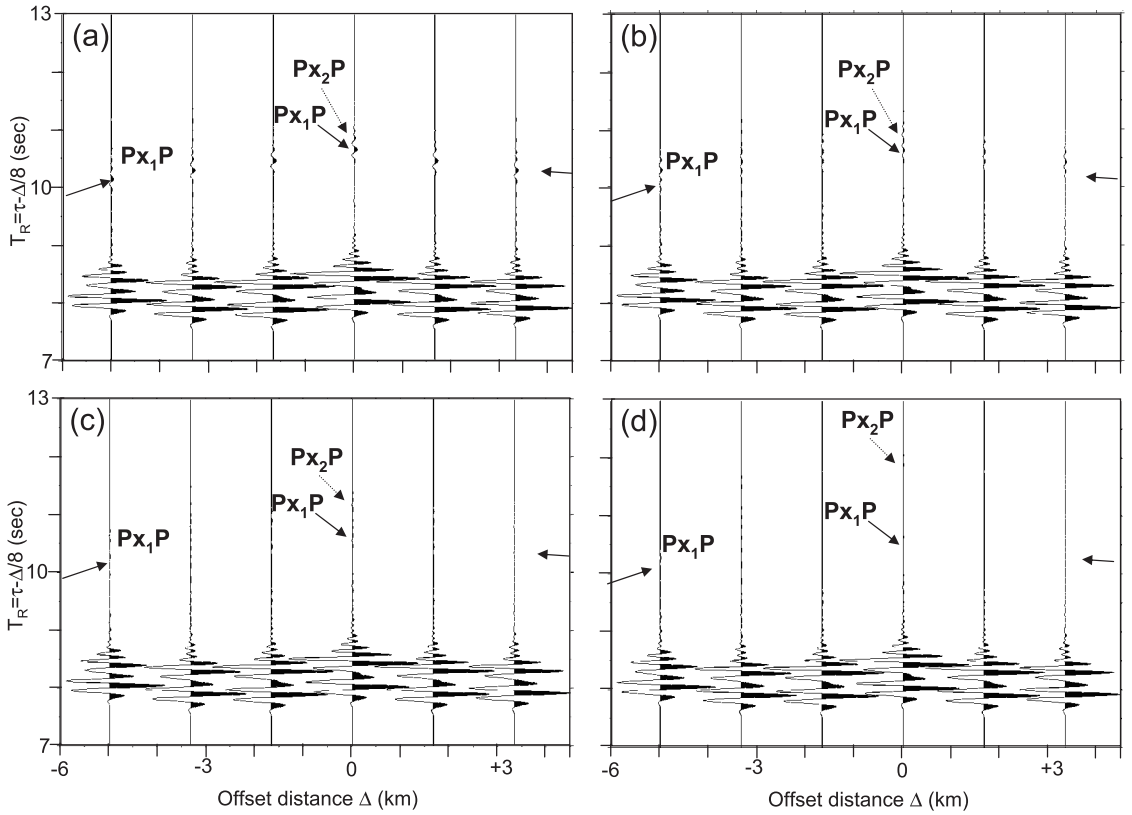


図 13 ミクシング・モホ遷移層モデル (図 10B) を用い、海上発震-海上受振の場合を想定した計算波形図。(a) ~ (d) の各図は、下部地殻の底 ($V_p = 7.0$ km/s, $z = 13$ km) の直下の速度遷移層の厚さ Δh がそれぞれ 0.5, 1, 2, 5 km の場合の速度構造モデルを用いた結果である。図中の記号 Px_1P および Px_2P は、それぞれ遷移層の上面と下面からの反射波群の出現走時を示す。遷移層の厚さが厚くなると Px_2P の走時は遅れる。 Px_2P の振幅は初動や他の反射波群に比べ極めて小さい。

Fig. 13 Model-B: Mixing of gabbro and peridotite at the Moho transition layer. Synthetic waveforms assume that the P-wave source and receiver are both located 30 m below the sea surface. The V_p at the bottom of lower crust is 7.0 km/s, $z = 13$ km. The transition layer has four different thicknesses: (a) 0.5, (b) 1.0, (c) 2.0, and (d) 5.0 km. Px_1P and Px_2P are reflected waves from the upper and lower boundaries of transition layer. The travel time of Px_2P delays as the thickness of transition layer increases. The amplitude of Px_2P is small relative to the first arrivals or other reflected arrivals.

が薄い場合 ($\Delta h < 1$ km; 図 13a, b) には Px_1P と重なり区別しにくい、 $\Delta h \sim 2$ km (図 13c) のケースの Px_1P 振幅は、 $\Delta h = 0.5$ km (図 13a) のケースの場合の 1/3 程度の小さな振幅で観察される。 Px_2P の振幅はいずれのケースでもさらに小さく、 Px_1P 振幅の 1/4-1/3 程度になる。よって、このモデルでは近距離オフセットでの反射波群の振幅はいずれも小さいことから、現実の観測にお

いては高い S/N をもつ場合には観察される可能性のある反射相と予想される。

これらの特徴は、Ⅲ章で述べた、小笠原海台周辺の MCS 反射法で PmP が検出できない状態のモホ遷移層を表現するための構造モデルの 1 つの可能性として期待する。

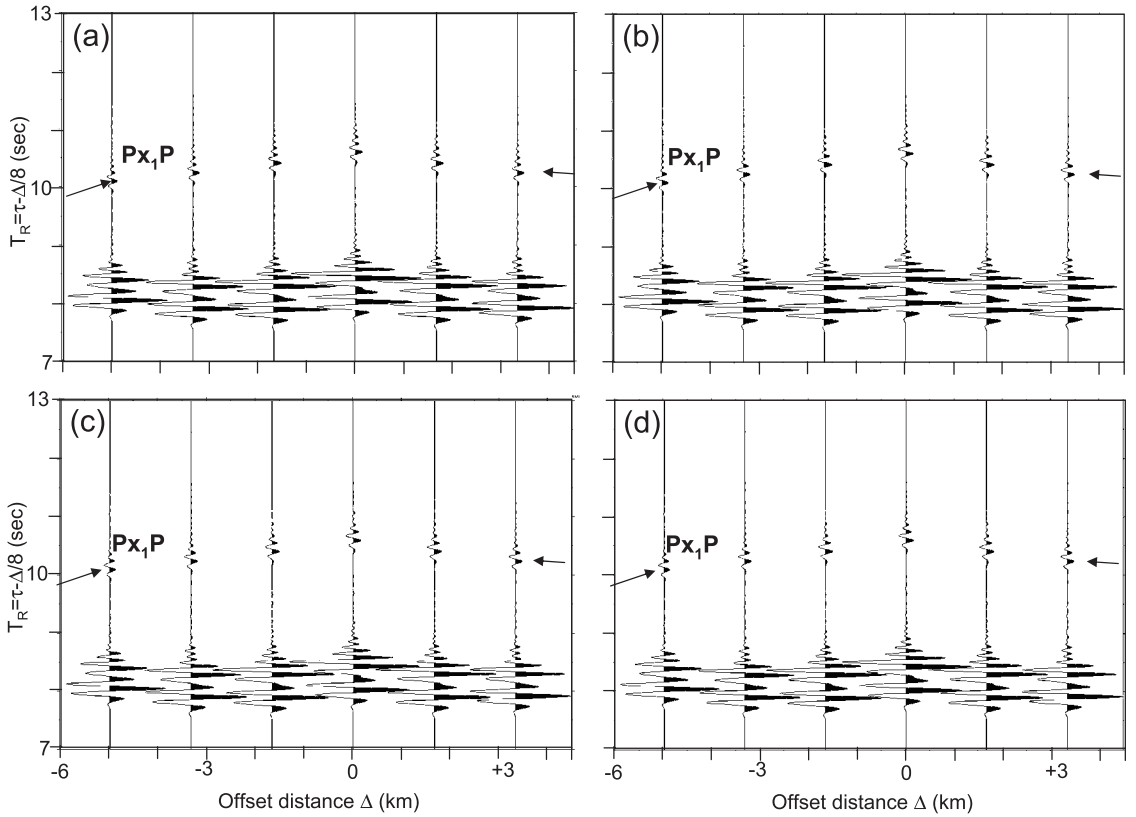


図 14 地震学的にシャープなモホ面と最上部マントル内に速度遷移層を有するモデル (図 10C) を用い、海上発震-海上受振の場合を想定した計算波形図. (a) ~ (d) の各図は、下部地殻の底 ($V_p = 7.0 \text{ km/s}$, $z = 13 \text{ km}$) の直下の速度遷移層の厚さ Δh がそれぞれ 0.5, 1, 2, 5 km の場合の速度構造モデルを用いた結果である. 図中の記号 Px_1P および Px_2P は、それぞれ遷移層の上面と下面からの反射波群の出現走時を示す. Px_2P の振幅は初動や他の反射波群に比べ極めて小さく不明瞭である.

Fig. 14 Model-C: A sharp Moho associated with transition layers in the uppermost mantle. Synthetic waveforms assume that the P-wave source and receiver are both located at the sea surface. The V_p at the bottom of lower crust is 7.0 km/s , $z = 13 \text{ km}$. The transition layer has four different thicknesses: (a) 0.5, (b) 1.0, (c) 2.0, and (d) 5.0 km. Px_1P and Px_2P are reflected waves from the upper and lower boundaries of transition layer. The travel time of Px_2P is delayed as the thickness of the transition layer increases. The amplitude of Px_2P is very small relative to the first arrivals or other reflection arrivals.

3-3) C：地震学的にシャープなモホ面+最上部マントル内に速度遷移層を有するモデルによるシミュレーション (図 14)

モデル C (図 10C) の計算結果を図 14 に示す。地殻-最上部マントル境界において P 波速度 V_p が 7.0 km/s から 7.6 km/s へと不連続的に増加し、その下方に速度の遷移層を有するモデルである。図 14a-d は、速度遷移層の厚さ Δh を 0.5, 1, 2 および 5 km とした場合に相当する。境界域から

の明瞭な反射波は 1 つ (図中矢印の波群 Px_1P) で、遷移層の厚さに関わらずモデル A における最上部マントル速度を $V_p = 7.6 \text{ km/s}$ に設定したケース (図 12a) の反射波の走時と振幅にはほぼ等しくなった。境界域下面からの反射波は前述のモデル B と同様に皆無ではないが、その振幅は極めて小さい。よって、遷移層の有無および厚さを詳細に検討するには、十分に良質な反射波記録が不可欠になる。

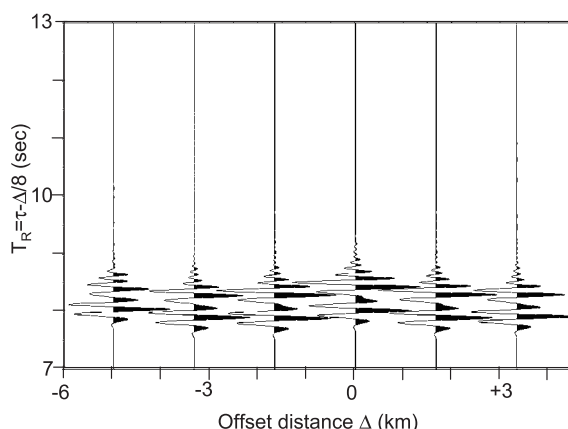


図 15 Hess モデル (図 10D) を用い、海上発震-海上受振の場合を想定した計算波形図. 波形記録には、他の速度構造モデル A ~ C に見られるような顕著な反射波群は認められない.

Fig. 15 Model-D: Hess's hypothesis. Synthetic waveform assumes that the P-wave source and receiver are both located 30 m below the sea surface. The waveforms do not show any obvious reflected arrivals that appear in other velocity models A to C.

3-4) D : Hess モデルによるシミュレーション (図 15)

モデル D (図 10D) に対する結果を図 15 に示した. このモデルには、明確な速度境界がないため、初動および地殻内の反射波群以外には明瞭な反射波群は認められない. したがって、上述のモデル B および C における速度遷移層を有するケース (例えば、図 13c, d, 図 14c, d), つまり、オフセット距離の小さな場合に反射波が観察しにくいケースとの区別がつきにくいことがわかる.

4) 通常の反射法探査記録と、広角反射を含む屈折法記録との比較 (図 16)

通常の反射法探査では、海上でのエアガン発震による信号を海面付近にアレイ化されたハイドロフォンを用いて受振する. 海上発震-海上受振という条件を活かし、高密度 (発震間隔 50 m, 受振点間隔 12.5 m) の反射法記録を得ることが可能になる. しかし、受振のアパチャーはストリーマケーブルの物理的長さに制限され、最大でも 10 数 km 程度、大水深基礎調査の場合には 3 km

図 16 反射法探査と OBS-エアガンによる屈折法・広角反射法探査で観察される波形記録の特徴の比較. (a) (c) および (f) の各図は、モデル A (b), B (c) および D についての反射法探査時の海上発震-海上受振を想定したショット・ギャザー記録. (b) (d) および (e) の各図は、モデル A (b), B (c) および D についての屈折法・広角反射法探査時の海上発震-海底受振を想定した OBS ギャザー記録. 図中記号, water-wave は水中音波, Pg および Pn は地殻内および最上部マントル内を伝播した屈折波を表す. Px₁P および Px₂P は、地殻-最上部マントルの境界域に速度遷移層が存在する場合、その上面と下面からの反射波群を表す. later-Pg および Pt は、下部地殻内および遷移層内を通過する後続屈折波群を表す.

Fig. 16 Waveform characteristics compared in seismic reflection and wide-angle reflection data. (a), (c), and (f) show shot-gathers from Model-A (b), B (c), and D, assuming that the P-wave source and receiver are both located at the sea surface. (b), (d), and (e) show OBS-gathers from Model-A (b), B (c), and D, assuming that the P source is located at the sea surface and the receiver is located at the seafloor. Water-wave: P-wave that propagates through the water column. Pg: refracted P-wave that propagates through the crust. Pn: refracted P-wave that propagates through the mantle. Px₁P and Px₂P are reflection waves from the upper and lower boundaries of transition layer at the boundary between the crust and uppermost mantle. later-Pg and Pt: Pg propagating as later phase and refracted arrivals through the transition layer.

である。そのため、反射法探査においては広角に観測される反射波群を利用することが難しい。これに対して、海底にアレイ化された OBS で受振する場合（例えば、西澤ほか（2006a, b）によれば

OBS 間隔は 5 km）には、発震-受振点ペアの密度が反射法探査の 1/400 程度であるが、地下構造の条件によっては 1 回のエアガン発震によって数 100 km に及ぶ波形記録を得ることも可能であ

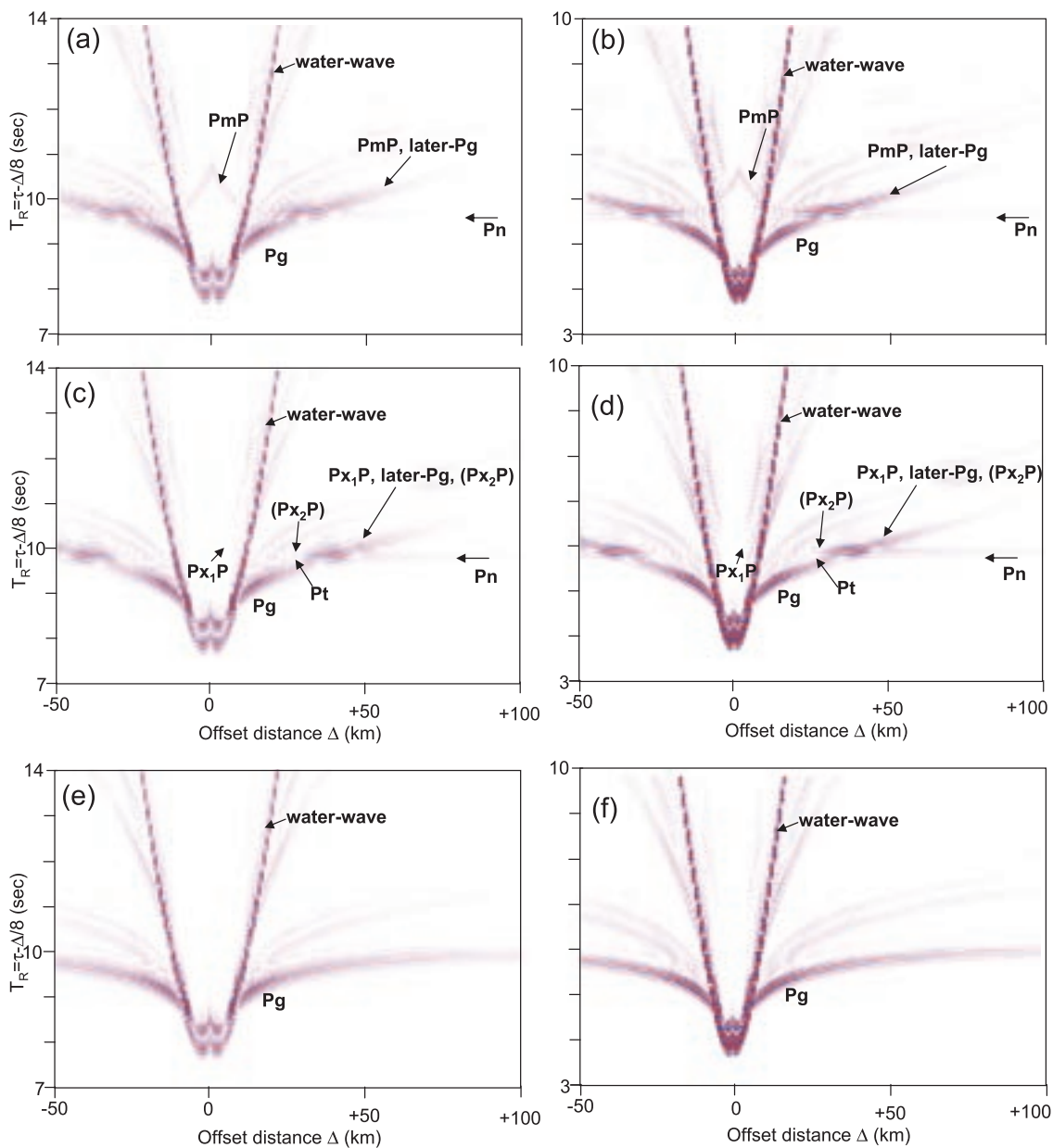


図 16

Fig. 16

る（例えば、金田ほか、2007）。

そこでⅣ章では、通常の反射法探査で得られる記録と、海底地震計 OBS を用いた屈折法・広角反射法探査で得られる記録について、大きなオフセット距離（ $x = -50 \sim +100$ km）で計算された波形記録を比較し、地殻-マントル境界の構造モデル化に有用な情報を集約することを検討する。

図 16 は、3 つの構造モデル A、B および D を用いて計算した波形記録である。図 16a, c, e は、爆発型震源を海面付近（深さ $z = 30$ m）に設定し、海面下 30 m にて受振した波形記録である。オフセット距離 $x = 0$ km 地点に発震点（ショット）が位置し、反射法探査でのショット・ギャザーとなっている。図 16b, d, f は、屈折法・広角反射法探査を想定し、海底の OBS 位置に震源を仮定して計算した OBS ギャザーとなっている。波形記録の横軸は、受振点（OBS）からのオフセット距離 x (km) を表す。縦軸は、リダクション速度 $V_R = 8$ km/s で補正した走時 T_R (秒) になっている。図 16a および b は、モデル A のケース（b）（図 10A 中の（b））において異なる震源深度を与えて計算したものである。地殻-マントル境界には、地震学的にシャープなモホ面を有する。最上部マントルの速度は $V_p = 8.0$ km/s で、反射法探査の波形記録の拡大図が図 12b に相当する。図 16c および d は、モデル B のケース（c）（図 10C 中の（c））、図 16e および f は、モデル D（図 10D）を用いた波形記録図である。

屈折法記録では受振点は海底にあるため、 P_mP の現れるオフセット距離は、反射法記録のそれと異なるが、 P_g 、 P_mP および P_n の出現の走時や振幅など大きくは変わらない。以下に、各モデルにおける反射法記録と屈折法記録の特徴を比較する。

モデル A について、反射法記録（図 16a）と屈折法記録（図 16b）を比較すると、いずれもオフセット距離 $x < 10$ km の範囲では水中音波の内側にモホ面からの反射波（図中 P_mP ）を観測できる。したがって、発震点あるいは OBS 直下付近のモホ面付近の反射構造についての情報が得られ

るであろう。ただし、もっとも大きな振幅で観測されるモホ面からの反射波はオフセット距離 x が 20–40 km 付近に出現する。これは通常の反射法記録では十分な解像度で得られない範囲にあたる。

これに対し、最上部マントルに速度遷移層（厚さ $\Delta h = 2$ km、速度は $V_p = 7.0$ から 8.0 km/s に単純増加）があるモデル B の場合、反射法探査では波形記録（図 16c）のうち、発震点より数～10 数 km のオフセット距離までしか観測できないため、記録の S/N や反射波振幅の強弱の度合い等の条件によっては、地殻-マントル境界域からの反射波群の情報が得られない可能性を示している。しかし同記録や屈折法探査記録（図 16d）では、オフセット距離 $x = 25$ –70 km 付近に速度遷移層の上下境界からの反射波群（図中 $P_{x_1}P$ や $P_{x_2}P$ ）が見られる。また遷移層内を伝播してきた屈折波（図中 P_t ）や遷移層下の最上部マントルを伝播してきた屈折波（図中 P_n ）も $x = 20$ km 付近および $x = 45$ km 以遠に観察される。よって、反射法探査においてはアパチャーの拡大によって解決を図るとともに、屈折法探査記録の同時利用によって発震点や OBS 直下だけではなく、比較的広域に境界域の構造モデルを得ることができる。と考える。

一方、モデル D のように下部地殻から速度の不連続境界を持たず連続的に速度増加するようなケースでは、反射波群を観察できないため、反射法探査だけでは解決は極めて困難と考えられる。しかし、このような波形記録（図 16e, f）の特徴は、通常的地殻-マントル構造からは生じないと考えられることから、広域の（屈折法）観測によって深部の構造を推定できる可能性があると期待される。

V. 考 察

モホ面の地震学的性質を明らかにするため、大水深基礎調査によって得られた MCS 反射記録上におけるモホ面からの反射の水平的連続性、特徴などを調べた。その結果、小笠原海台の北と南の海盆においては、 $\sim 8,000$ in³（ ~ 131.1 liter）エ

アガンと 480 ch で 6 km 長のハイドロフォン・ストリーマーを組み合わせたこともあり、MCS 反射記録では連続性がよくかつ反射強度の強いモホ面（反射相）が確認できた。

測線 D00-C の西側の小笠原海台南東斜面域の最新の MCS 反射断面が及川ほか（2007a）で報告されている。この MCS 反射法調査で用いられたチューンド・エアガンシステムはエアガン容量 $8,400 \text{ in}^3$ （ $\sim 131.75 \text{ liter}$ ）、エアガン圧力 $2,000 \text{ psi}$ （ $\sim 1.4 \times 10^7 \text{ Pa}$ ）、ハイドロフォン・ストリーマー長 $6,000 \text{ m}$ （チャンネル数 480 ch）と小笠原周辺の大水深基礎調査反射記録とほぼ同等である。海台を横断する数本の測線の南北の測線では小笠原海台の延長上にある矢部海山、半沢海山斜面延長上に厚い堆積層と明瞭なモホ面が確認された。モホ面の深さ（TWT および深度）、明瞭度、連続性など測線 D00-C で見られるものとはほぼ類似の特徴をもっている。反射法によって得られた反射面と屈折法・広角反射法によって得られた速度構造上の反射面が一致する（笠原ほか、2007; 田中ほか、2007）ことから、大水深基礎調査によって得られた小笠原海台周辺の推定モホ面を真のモホ面と考えても良いと考えられる。他の測線も同様に考えられる。

測線 D00-D においては、モホ面は朝陽海山から片山海山東方に向かいモホ反射面の深度は深くなり、Sp4,200 付近から片山海山東方へかけ不連続的に反射面を確認できなくなる。測線 D00-C におけるモホ面は、半沢海山の南側では A-Ref が深くなるとともに一定の距離を保ちながら海山の裾野の Sp6,000 付近まで明瞭に確認できる。これは測線 D00-D の片山海山東方近傍のモホ反射特性と大きく異なっている。測線 D00-C の半沢海山北側のモホ面は、測線 D00-D と同一条件のデータ取得と処理にもかかわらずその反射強度は場所により変化し、半沢海山の北側 Sp3,000-Sp5,000 では同定が難しい。測線 D00-1 の松原海山と朝陽海山の間、測線 D00-3 の小笠原海台からほとけの座海山の海山域を除く部分では、モホ面反射相はほぼ明瞭に確認でき、海底が比較的平坦な場所では、A-Ref とモホ面との間の厚さは

6-7 km 程度である。海山直下、小笠原海嶺、小笠原トラフでは確実なモホ面反射相を同定できない。D00-1, D00-3, D00-C, D00-D において地殻の厚さ（A-Ref とモホ面の間）はほぼ一定である（TWT = ~ 2 秒、厚さ = $\sim 6 \text{ km}$ ）。

北大東海盆から西フィリピン海盆を経て CBF-Rift に至る測線 D99-B においては、沖大東海嶺から沖大東海底崖までは時間断面においてもモホ面の凹凸は激しいが、反射面を確認できる。沖大東海底崖から西フィリピン海盆へ至る部分では、明瞭ではないがモホ面と考えられる反射相がある。しかし九州パラオ海嶺と四国海盆周辺の測線 D98-A, 測線 D98-8 においては、明瞭なモホ面相当の反射面を確認できた場所はほとんどない。D98-A, D98-8 でもモホ面を確認できる場所での地殻の厚さはほぼ一定である（TWT = ~ 2 秒、厚さ = $\sim 6 \text{ km}$ ）が、D99-B では明瞭ではないが、小笠原海台、四国海盆西側に比べ少し薄い（TWT < 2 秒、厚さ < 6 km）。

以上の MCS 反射記録から、ほとんど同じ観測条件でモホ面からの反射波を観測できない場合があることが明らかになった。

海域の MCS 反射断面にモホ面からの反射相を認めにくい条件がいくつか考えられる。計測時の問題として以下の 2 要素がある。

(A1) エアガンの容量不足 ($6,000\text{--}8,000 \text{ in}^3$ (98-131 liter) が必要)。

(A2) MCS 反射法において、重合度不足とストリーマー長不足、エアガンチャンネル数 240-480 ch が必要（目標深度相当のストリーマー長が必要）。

ここではエアガン容量 $6,000 \text{ in}^3$ (98 liter) 程度の震源と、240 ch のハイドロフォン・ストリーマーとの組み合わせで得られた MCS 反射記録にモホ面が認められるので、これが一応の目安となろう。小笠原海台の周辺の反射記録はこれらの原因を除外できるであろう。

計測上の要因を除くと、その他の要因がある。

(B1) 海底地形あるいは A-Ref（音響基盤）に著しく凹凸がある場合（四国海盆、パレスベラ海盆）。

(B2) 下部地殻の底から最上部マントルまで V_p , V_s が遷移的に変化する場合 (ミクシング・モホ遷移層モデル)。

(B3) 下部地殻底 ($V_p = 7.0 \text{ km/s}$) から、やや速度の遅い最上部マントル ($V_p = 7.6 \text{ km/s}$ を想定) までは急激に速度変化するが、マントル内での速度変化が緩やかな場合 (地震学的にシャープなモホ面モデル)。

(B4) 地殻の厚さが標準的な海洋地殻の厚さ (6-7 km) より遙かに厚い場合 (厚い地殻モデル: 海山や島弧, 大陸の下)。

(B5) 地殻内の断裂系, モホ面の著しい凹凸による地震波が散乱 (散乱による減衰) し振幅が著しく小さくなる場合 (断裂したモホ面)。

(B6) 地殻からマントルまでが徐々に速度増加する (Hess モデル: 下部地殻に蛇紋岩化したマントルが大量に存在する) 場合。

(B7) モホ面まで到達する地震波が途中の低 Q (内部減衰) 層により十分な振幅をもたない場合。

パレスベラ海盆は海底地形の凹凸が著しいが、そこで得られた反射記録では、エアガン容量約 $8,000 \text{ in}^3$ (131 liter) の震源と 480 ch ストリーマーを用いた観測であったにもかかわらず明瞭なモホ面が確認できない (Nishizawa *et al.*, 2007; Ohara *et al.*, 2007)。測線 D98-8 の四国海盆や測線 D99-B の西フィリピン海盆においてモホ面反射が認められない、あるいは認めにくい原因はこれと同じく (B1) のような海底地形の凹凸の著しさによると考えられる。より一般的には、海底地形の凹凸が著しく激しい場所では、仮にモホ面が平坦かつモホ面を挟んだ速度コントラストが大きくても、現在の MCS 反射法のデータ収録と処理法ではモホ面を確認できない可能性が高いことを示唆している。

測線 D00-D (図 6) で見たように、海底地形、音響基盤の形状、送受振システムがほぼ同様であってもモホ面反射が不連続的に消失する場合がある。(B2), (B3), (B6) の場合について、MCS 反射法調査を想定した震源・受振点配置の理論波形を用いた考察を行った。震源に中心周波数 4 Hz リッカーウェーブレットを用いたとき、地

殻の厚さが 6 km, モホ遷移層の厚さが 0.5-1 km 程度の場合、MCS 反射法で行われているオフセット距離 (6 km) においては、モホ面からの反射波は明瞭である。これは測線 D00-1, D00-3, D00-C, D00-D で観測された結果を説明できる。また下部地殻の P 波速度を $V_p = 7.0 \text{ km/s}$, マントル最上部のそれを $V_p = 8.0 \text{ km/s}$ として、モホ遷移層の厚さを 0.5, 1, 2 および 5 km と変化させると MCS 反射法のストリーマー長 6 km においては、モホ反射相は大きく変化し、モホ面遷移層の厚さが増すに従い反射振幅が急激に小さくなる。

モホ遷移層の厚さを 0 km とし、最上部マントルの V_p を 7.6 km/s として、そこから $V_p = 8.0 \text{ km/s}$ まで増加する割合を変化させた場合は、下部地殻に対する V_p を 7.0 km/s と最上部マントルに相当する V_p を 7.6 km/s において反射が生じるため、この効果によるモホ面反射波の変化は少ない。このモデルは、MCS 反射記録のモホ面反射率の変化を説明しづらい。

Hess モデルの場合 (B6), モホ面からの反射は観測できないが、広角反射としての PmP も生ぜず、また Pg と Pn が連続的に変化する。大陸棚画定調査として行われている OBS-エアガン屈折法・広角反射法の観測結果では、海底地形や A-Ref が極めて複雑な凹凸をもっている場合を除いて、Pg と Pn とは明瞭な屈曲点をもっており、ただらした走時変化をもつ場合は観測されていない (西澤ほか, 2006a, b; 及川ほか, 2006; 金田ほか, 2007; Nishizawa *et al.*, 2007; 及川ほか, 2007a, b)。しかし屈折法・広角反射法による観測でも PmP が観測されない、あるいは PmP の振幅が著しく小さい場合は極めて多い。

マントルかんらん岩の異方性があり、垂直方向に $V_p = 8.8 \text{ km/s}$ の場合、モホ面の反射強度は $V_p = 8.0 \text{ km/s}$ に比べ約 2 倍の振幅をもちうる。地殻内の断裂の存在やモホ面の激しい凹凸、地殻内の低 Q 等の影響は数値による評価が困難であり、MCS 反射記録におけるモホ面の反射波振幅の消長の原因として評価することは難しいが、この影響を排除はできないであろう。

Tsuji *et al.* (2007) は本論文と同じ D00-1, D00-3 測線の一部, D00-C の全部を用い, 地殻内の反射特性の特徴とモホ面の特徴を調べた。彼らは小笠原海台の北と南でモホ面の特徴が著しく違うと述べているが, より長い測線でのモホ面の特徴を検討した本論文では, モホ面の特徴は D00-D 測線ではむしろ北側の方が明瞭である。Tsuji *et al.* (2007) はモホ面を単純なガブロとかんらん岩の境界とし, 不連続的なモホ面の原因をマグマ活動による地形的な凹凸, あるいは遷移的なモホでの速度増加を示唆した。本論文ではモホ遷移層の速度変化と厚さをシミュレーションにより検討し, MCS 反射強度と広角反射での振幅変化まで議論した。

VI. まとめと結論

モホ面の地震学的性質を明らかにするため, 大水深基礎調査によって得られた MCS 反射記録を用いた。得られた MCS 記録上の特徴は以下のようまとめられる。

(1) 海山直下ではモホ面は確認できない。

(2) モホ面深度(時間および深さ)は海山に向かって深くなるが, D00-1, D00-3, D00-C, D00-D, 四国海盆横断測線, 西フィリピン海盆においては, 地殻の厚さ(A-Refとモホ面間)はほぼ一定である(TWT = ~2 秒, 厚さ = ~6 km)。

(3) 海底面および A-Ref が平坦な場所において, モホ面は連続的に検出されたり, 不連続であったりする。小笠原海台の北と南側でもモホ面の特徴は一定でない。小笠原海台南側測線 D00-3 では 220 km の距離にわたり連続的にモホ面が確認できる。

(4) 小笠原海溝の西側ではモホ面は確認できない。

MCS 反射記録におけるモホ面反射強度変化の原因としてデータ取得上の問題(エアガンサイズが小さい, ストリーマー長が短い)も考えられるが, 小笠原海台周辺の MCS 測線ではこの原因だけでモホ面反射強度の変化を説明するのは難しい。このほか, 海山や海嶺など地殻が厚い場合や海底地形とその下の音響基盤(本論文では A-Ref)

の凹凸による原因以外に, モホ遷移層での P 波速度変化の可能性がある。

理論地震波形を用い, MCS 反射法地震探査を仮定した場合のいくつかのモホ遷移層モデル(急峻なモデル, ミクシング・モデル, 蛇紋岩化モデル, 異方性モデル)での反射強度の変化を検討して以下の結果が得られた。卓越周波数が 4 Hz の場合, 地殻下底での V_p を 7.0 km/s, マントル最上部での V_p を 8.0 km/s としたとき, ①モホ遷移層の厚さが 2 km より厚くなると, 遷移層の厚さ = 0 km の場合に比べ, モホ反射面の反射強度は著しく減衰する。②エアガンに用いられる地震波の卓越周波数を仮に 15 Hz としたとき, 大水深調査の場合, MCS 反射法でモホ面を確認できる場合のモホ遷移層の厚さは 100-250 m より薄い程度であろう。③これらの結果はオマーン・オフショアライトで観察されるガブロ・かんらん岩の境界の厚さと調和的である。④海底地形や音響基盤が平坦であっても, 明らかに PmP が観測されない場所では, 遷移層の厚さは数 km 以上あっても良いであろう。この遷移層はかんらん岩とガブロの混在層と考えられる。⑤蛇紋岩化したかんらん岩が地殻下部に貫入して, 地殻下部とマントルの区別がつかない場合も MCS 反射記録にモホ反射相がでないが, これはこれと別個に行われている OBS-エアガン屈折法・広角反射法の観測結果と相容れない。

以上のような様々なモホ面が存在することを考えると, IODP の目指すモホ面までの掘削もどのような地球科学的セッティングの場所を掘削し, 目標通りモホ面まで達することができた場合に, その意味するところは何か, を事前に十分検討する必要があるであろう。

謝 辞

本報告において用いた MCS 反射法の記録は, 旧石油公団, 現在の独立行政法人石油天然ガス・金属鉱物資源機構(JOGMEC)のもと「大水深における石油資源等の探査技術等基礎調査(大水深基礎調査)」によって取得されたものである。本研究調査によって得られたデータの使用を許可して頂いた同機構に感謝するものである。また, 本データの解析を担当された地球科学総合

研究所の方々にも感謝致します。本稿をまとめるにあたり、日本大陸棚調査(株)、地球科学総合研究所(株)、川崎地質(株)の方々との議論は大変有益でした。

海上保安庁海洋情報部西澤あずさ博士、防災科学技術研究所小原一成博士の詳細な査読と指摘は本論文を改訂する上で大変有益であったのでここに感謝する。

注

1) コアコンプレックス

北米大陸の Basin and Range では張力場によって、低角正断層である剥離断層 (Detachment fault) によって深部の岩石が地表にもたらされた地質構造がある。これと同様な海底構造が南西インド洋海嶺のアトランティス海台、大西洋アトランティックマッシュや西太平洋パレスベラ海盆の通称ゴジラムリオンで見られる。海底には、海洋底拡大の方向とは直行する筋状の海底地形 (マリオン構造) をもつドーム状地形が見られる。

2) PmP, SmS, Pg, P, Sn, Sg

地震波 P 波速度が $V_p = \sim 7 \text{ km/s}$ から $\sim 8 \text{ km/s}$ へ変化する深さから P 波の反射と推定される波群が観察されるとき、PmP と呼ぶ。S 波についても同様、 V_p/V_s を 1.78 としたとき、 $V_s = \sim 3.9 \text{ km/s}$ から $\sim 4.5 \text{ km/s}$ へ変化する深さからの反射波と解釈される相を SmS と呼ぶ。

地殻内を屈折波として伝搬する P 波、S 波を Pg, Sg, マントル内を屈折波として伝搬する P 波、S 波を Pn, Sn と呼ぶ。

文 献

荒井章司・阿部なつ江 (2003): 海洋マントルの岩石学的構造と海洋掘削。地学雑誌, **112**, 692-704.

荒井章司・阿部なつ江 (2008): モホの岩石学的実体を探る—21 世紀モホールを目指して—。地学雑誌, **117**, 110-123.

Barazangi, M. and Brown, L.D. eds. (1986): *Reflection Seismology: The Continental Crust. Geodynamics Series*, **14**, AGU, 340p.

Bascon, W. (1961): *A Hole in the Bottom of the Sea*. Doubleday and Company, Garden City, N.Y., 352p.

Bezdan, S. and Hajanal, Z. (1996): Coincident vibroseis and dynamite surveys across the western flank of the Trans-Hudson Oregon. *Tectonophysics*, **264**, 101-109.

Birch, F. (1960): The velocity of compressional waves in rocks to 10 kilobars, 1. *Journal of Geophysical Research*, **65**, 1083-1102.

Birch, F. (1961): The velocity of compressional waves in rocks to 10 kilobars, 2. *Journal of Geophysical Research*, **65**, 2199-2224.

BIRPS: <http://www.esc.cam.ac.uk/Library/Journals/BIRPS/birps.html> [Cited 2007/12/01].

Blackman, D.K., Ildefonse, B., John, B.E., Ohara, Y., Miller, D.J., MacLeod, C.J. and the Expedition

304/305 Scientists (2006): *Proceedings of the Integrated Ocean Drilling Program*. **304/305**, College Station TX (Integrated Ocean Drilling Program Management International, Inc.), doi:10.2204/iodp.proc.304305.2006.

地学団体研究会編 (1999): 新版地学事典 (第 4 版). 平凡社.

Christensen, N.I. (1982): Seismic velocities. in *Handbook of Physical Properties of Rocks, Vol. II* edited by Carmichael, R.S., CRC Press, 1-228.

Christensen, N.I. and Salisbury, M.H. (1979): Seismic anisotropy in the oceanic upper mantle: Evidence from the Bay of Islands ophiolite complex. *Journal of Geophysical Research*, **84**, 4601-4610.

Christie, D.M., Ildefonse, B., Abe, N., Arai, S., Bach, W., Blackman, D.K., Duncan, R., Hooft, E., Humphris, S.E. and Miller, D.J. (2006): Mission Moho: Formation and evolution of oceanic lithosphere. *Eos, Transactions, American Geophysical Union*, **87**, 538-539.

Clowes, R.M., Calvert, A.J., Eaton, D.W., Hajnal, Z., Hall, J. and Ross, G.M. (1996): LITHOPROBE reflection studies of Archean and Preterozoic crust in Canada. *Tectonophysics*, **264**, 65-88.

Collins, J.A. and Detrick, R.S. (1998): Seismic structure of the Atlantic Fracture zone maegamullion, a serpentinized ultramafic massif. *Eos, Transactions, American Geophysical Union*, **79**, Fall Meeting Supplement, Abstract, 800.

Conference Participants (1972): Penrose conference: Ophiolite. *Geotimes*, **17**, 24-25.

DEKORP: <http://www.gfz-potsdam.de/pb3/dekorp/> [Cited 2007/12/01].

Dick, H.J.B., Schouten, H., Meyer, P.S., Gallo, D.G., Bergh, H., Tyce, R., Patriat, P., Johnson, K.T.M., Snow, J. and Fisher, A. (1991): Tectonic evolution of the Atlantis II fracture zone. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, **118**, 359-398.

Dick, H.J.B., Natland, J.H. and Miller, D.J. (1999): *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports*. **176**, College Station, TX (Ocean Drilling Program), CD-ROM.

Dick, H.J.B., Natland, J.H. and Ildefonse, B. (2006): Past and future impact of deep drilling in the oceanic crust and mantle. *Oceanography*, **19**, 74-82.

Hess, H.H. (1962): The history of the ocean basins. in *Petrologic Studies: A Volume of Honor of A.F. Buddington* edited by Engel, A.E.J., James, H.L. and Leonard, B.F., Geological Society of America, 599-620.

Higuchi, Y., Yanagioto, Y., Hoshino, K., Unou, S., Akiyama, F., Tonoike, K. and Koda, K. (2007): Cenozoic stratigraphy and sedimentation history of the northern Philippine Sea based on multichannel seismic reflection data. *Island Arc*, **16**, 374-393.

飯高 隆・吉本和生・岩崎貴哉 (2007): “不透明”な島

- 弧の最上部マントル. 月刊地球, **29**, 442-447.
- Jung, H. and Karato, S.-I. (2001): Water-induced fabric transitions in olivine. *Science*, **293**, 1460-1463.
- 金田謙太郎・小平秀一・高橋成美・西澤あずさ (2007): マーカス・ウエーク海山群の速度構造: 大洋底から海山群. 2007 年地震学会秋季大会予稿集, C32-02.
- 笠原順三・鈴木 功・熊沢峰夫・小林洋二・飯田波事 (1968a): Dunite の P 波異方性. 地震, **21**, 222-228.
- 笠原順三・鈴木 功・熊沢峰夫・飯田波事 (1968b): Dunite の S 波異方性. 地震, **21**, 229-236.
- 笠原順三・鳥海光弘・河村雄行編 (2003): 地震発生と水—地球と水のダイナミクス—. 東京大学出版会, 389p.
- 笠原順三・久保田隆二・田中智之・溝畑茂治・西山英一郎・西澤あずさ・金田謙太郎 (2007): OBS—制御震源による新しい精密地殻解析手法の概要. 2007 年日本地球惑星連合大会予稿集, O-001.
- Kelemen, P.B., Kikawa, E., Miller, D.J. et al. (2004): *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports*. **209**, Texas A & M University, Ocean Drilling Program, College Station, Texas.
- Kennett, B.L.N. (2001): *The Seismic Wavefield, Volume 1: Introduction and Theoretical Development*. Cambridge University Press, 370p.
- Kennett, B.L.N., Engdahl, E.R. and Bulland, R. (1995): Constrains on seismic velocities in the Earth from travel times. *Geophysical Journal International*, **122**, 108-124.
- 北村圭吾・増田孝治 (2005): 高温高压条件下での岩石の弾性波速度測定とその地学的意義. 地学雑誌, **114**, 963-974.
- Kono, Y., Ishikawa, M. and Arima, M. (2004): Discontinuous change in temperature derivative of V_p in lower crustal rocks. *Geophysical Research Letters*, **31**, L22601, doi: 10.1029/2004GL02964.
- Kubota, R., Nishiyama, E., Murase, K. and Kasahara, J. (2005): Fast computation algorithm of raypaths and their travel-times including later arrivals for a multi layered earth model. in *Proceeding of International Symposium on Marine Geosciences—New Observation Data and Interpretation—*, Yokohama, Japan, 109-112.
- Kumazawa, M. and Anderson, O.L. (1969): Elastic moduli, pressure derivatives and temperature derivatives of single crystal olivine and single crystal of forsterites. *Journal of Geophysical Research*, **74**, 5961-5972.
- Larsen, S. (2000): "E3D" 2D/3D Elastic Finite-Difference Wave Propagation Code, UCRL.
- 松本 剛・宮下純夫・荒井章司・松下知晃・前田仁一郎・熊谷英憲・大友幸子・Dick, H.J.B. (2003): 南西インド洋海嶺アトランティス海台に見られる超低速拡大軸の火成活動と「地殻・マントル境界」. 地学雑誌, **112**, 705-719.
- Matthews, D.H. and Smith, C. eds. (1987): *Deep Seismic Reflection Profiling of the Continental Lithosphere*. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, **89**, 448p.
- 道林克禎 (2008): かんらん岩の構造敏感性と弾性的異方性. 地学雑誌, **117**, 93-109.
- Miura, R., Nakamura, Y., Koda, K., Tokuyama, H. and Coffin, M.F. (2004): Rootless serpentinite seamount on the southern Izu-Bonin forearc: Implication for basal erosion at convergent plate margins. *Geology*, **32**, 541-544.
- Moghaddam, P.P. (2007): Synthetic seismograms for controlled seismic source experiment: An application of reciprocity. *Geophysics*, (Accepted).
- Natland, J.H., Dick, H.J.B., Miller, D.J. and Von Herzen, R.P. eds. (2002): *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*. **176**, College Station, TX (Ocean Drilling Program), doi:10.2973/odp.proc.sr.176.2002.
- Nicholas, A. (1989): *Structure of Ophiolite and Dynamics of Oceanic Lithosphere*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.
- 西澤あずさ・金田謙太郎・片桐康孝・及川光弘 (2006a): 日本南方海域における屈折法地震探査—2005 年度実施調査概要 (1). 2006 年日本地球惑星連合大会予稿集, J239-P001.
- 西澤あずさ・及川光弘・金田謙太郎・笠原順三 (2006b): 西フィリピン海盆上の沖大東海底崖近傍における地震波速度構造. 2006 年日本地球惑星連合大会予稿集, C045.
- Nishizawa, A., Kaneda, K., Katagiri, Y. and Kasahara, J. (2007): Variation in crustal structure along the Kyushu-Palau ridge at 15-21°N on the Philippine Sea plate based on the Philippine Sea plate based on seismic refraction profiles. *Earth, Planets and Space*, **59**, e17-e20.
- 西澤 修 (2005): 岩石中の地震波伝播 I: 不均質媒質のモデル化と弾性波伝搬. 地学雑誌, **114**, 921-948.
- Ohara, Y., Okino, K., Nishizawa, A. and Kasahara, J. (2007): Seismic study on off-axis oceanic core complexes in the Parece Vela backarc basin. *Island Arc*, **16**, 348-360.
- 及川光弘・西澤あずさ・金田謙太郎・片桐康孝 (2006): 日本南方海域における屈折法地震探査—2005 年度実施調査概要 (2). 2006 年日本地球惑星連合大会予稿集, J239-P002.
- 及川光弘・西澤あずさ・森下泰成・金田謙太郎・加藤幸弘・外池邦臣 (2007a): 小笠原海台南東斜面域における精密地殻構造. 2007 年地震学会秋季大会予稿集, P3-023.
- 及川光弘・西澤あずさ・金田謙太郎・小平秀一 (2007b): 西太平洋北西海域で観測された超高速度の P_n とその方位異方性. 2007 年地震学会秋季大会予稿集, C32-01.
- Raitt, R.W., Shor, Jr., G.G., Morris, G.G. and Kirk, H.K. (1973): Mantle anisotropy in the Pacific Ocean. *Tectonophysics*, **12**, 173-186.
- Salisbury, M.H., Harvey, C.W. and Matthews, L. (2003): Chapter 1: The acoustic properties of ores

- and host rocks in hardrock terrace. in *Hardrock Seismic Exploration* edited by Eaton, D.W., Milkreit, B. and Salisbury, M.H., *Geophysical Developments*, **10**, 9-19.
- 汐見勝彦・松原 誠・小原一成 (2008): 地震学的探査によるモホ不連続面の検出—近畿地方を例として—. 地学雑誌, **117**, 45-58.
- Simmons, G. (1964a): Velocity of compressional waves in various minerals at pressure to 10 kilobars. *Journal of Geophysical Research*, **69**, 1117-1121.
- Simmons, G. (1964b): The velocity of shear waves in rocks to 10 kilobars, 1. *Journal of Geophysical Research*, **69**, 1123-1130.
- Spudich, P. and Orcutt, J. (1980a): Petrology and porosity of an ocean crutal site: Results from wave form modeling of seismic refraction data. *Journal of Geophysical Research*, **85**, 1409-1433.
- Spudich, P. and Orcutt, J. (1980b): A new look at the seismic velocity structure of the oceanic crust. *Review of Geophysics and Space Physics*, **18**, 627-654.
- 田中智之・河村茂樹・溝畑茂治・外池邦臣・宇納貞男・久保田隆二・岩城弓雄・鶴我佳代子・笠原順三・西澤あずさ・金田謙太郎 (2007): 海底地震計・人工震源データと MCS 反射断面を同時に用いる海底地殻構造解析の新しい方法. 2007 年日本地球惑星連合大会予稿集, O-008.
- Tsuji, T., Nakmura, Y., Tokuyama, H., Coffin, M.F. and Koda, K. (2007): Oceanic crust and Moho of the Pacific Plate in the eastern Ogasawara Plateaus region. *Island Arc*, **16**, 361-373.
- 上杉次郎・荒井章司・森下智晃・松陰香子・角島和之・田村昭弘・阿部なつ江 (2003): オマーン・オフィオライトにおけるマントル—地質境界の実体と多様性. 地学雑誌, **112**, 750-768.
- 海野 進 (1995): 北部オマーン山脈サイマル・オフィオライトの地質. 地学雑誌, **104**, 321-349.
- 海野 進 (2003): 海洋地殻深度掘削の成果と課題. 地学雑誌, **112**, 650-667.
- 宇津徳治 (1984): 地震学第 2 版. 共立出版, 310p.
- Von Herzen, R., Robinson, P.T. et al. (1991): *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*. **118**, College Station, TX (Ocean Drilling Program), doi:10.2973/odp.proc.sr.118.1991.
- Yilmaz, O. (2001): *Seismic Data Analysis Vol. 1 & 2*. Society of Exploration Geophysicists, 2027p.

(2007 年 12 月 7 日受付, 2008 年 2 月 12 日受理)