四国東部地域における地殻及び最上部マントルの地震波 速度構造と沈み込むフィリピン海プレートの形状

東京大学地震研究所*	蔵 下 英 司
日本大学文理学部**	徳 永 雅 子†
東京大学地震研究所*	平 田 直・岩 崎 貴 哉
海洋科学技術センター***	小 平 秀 一・金 田 義 行
京都大学防災研究所****	伊 藤 潔
鳥取大学工学部*****	西 田 良 平
高知大学理学部附属高知地震観測所*****	木 村 昌 三
(株)地球科学総合研究所*****	井 川 猛

Geometry of the Subducting Philippine Sea Plate and the Crustal and Upper Mantle Structure beneath Eastern Shikoku Island Revealed by Seismic Refraction/Wide-angle Reflection Profiling

Eiji KURASHIMO

Earthquake Research Institute, University of Tokyo, 1-1-1, Yayoi, Bunkyo-ku, Tokyo 113-0032, Japan

Masako TOKUNAGA†

Faculty of humanities and sciences, Nihon University, 3-25-40, Sakurazuyusui, Setagaya-ku,
Tokyo 156-0045, Japan

Naoshi HIRATA and Takaya IWASAKI

Earthquake Research Institute, University of Tokyo, 1-1-1, Yayoi, Bunkyo-ku, Tokyo 113-0032, Japan

Shuichi KODAIRA and Yoshiyuki KANEDA

Japan Marine Science and Technology Center, 2-15, Natsushima-cho, Yokosuka 237-0061, Japan

Kiyoshi Ito

Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, Gokasho, Uji, Kyoto 611-0011, Japan

Ryohei NISHIDA

Faculty of Engineering, Tottori University, 4-101, Minami, Koyama-cho, Tottori 680-8552, Japan

Shozo KIMURA

Kochi Earthquake Observatory, Faculty of Science, Kochi University, 2-17-47, Asakura-honmachi,
Kochi 780-8073, Japan

† 現在, オリンパスシステムズ(株),
OLYMPUS SYSTEMS CO.

* 〒113-0032 文京区弥生 1-1-1

** 〒156-0045 世田谷区桜上水 3-25-40

*** 〒237-0061 横須賀市夏島町 2-15

**** 〒611-0011 宇治市五ヶ庄

***** 〒680-8552 鳥取市湖山町南 4-101

***** 〒780-8073 高知市朝倉本町 2-17-47

***** 〒112-0012 文京区大塚 1-5-21

Takeshi IKAWA

JGI, Inc., 1-5-21, Otsuka, Bunkyo-ku, Tokyo 112-0012, Japan

(Received May 16, 2001; Accepted January 11, 2002)

Large earthquakes occur along the Nankai trough, SW Japan, where the Philippine Sea plate is subducting beneath southwestern Japan arc. To understand tectonics related to the occurrence of these large earthquakes, we need to elucidate crustal and upper mantle structures of the subducting Philippine Sea plate and the overlying southwestern Japan arc. In the summer of 1999, we conducted a highly dense onshore-offshore integrated seismic experiment in the eastern part of Shikoku Island and the adjacent Nankai trough, SW Japan. Controlled seismic signals both from land explosives and air-gun sources were recorded by the land seismic stations. We obtained high signal-to-noise ratio data along the entire length of the land profile.

Analyzing these explosive and air-gun data recorded by the land seismic stations, we could obtain a detailed geometry of the subducting Philippine Sea plate and the crustal and upper mantle structure beneath eastern Shikoku Island. The signals from the air-gun source are especially useful to reveal a structure of an ocean-continental transition zone, which is not obtained using only land explosive data. The uppermost crust beneath eastern Shikoku Island is covered with a surface layer with velocities of 4.0–5.0 km/s. The surface velocity shows a remarkable lateral change at the geological boundary between granitic rocks and an accretionary belt. The velocity of the uppermost crust is obtained as 5.7 km/s. The island arc Moho is about 33 km deep beneath northeastern Shikoku Island and the crustal thickness seems to thin toward the north. Beneath the southern edge of the land profile, the top of the subducting Philippine Sea plate is located at a depth of about 18 km with a dip angle of approximately 12 degrees. The subduction angle steepens beneath this point. The top of the subducting plate can be traced to a depth of about 30 km, almost parallel to the Wadati-Benioff seismic plane. This subduction angle is shallower than that beneath the Kii peninsula. Hypocenter distribution associated with the underthrusting of the Philippine Sea plate beneath eastern Shikoku Island is located beneath the subducting oceanic Moho. The seismicity underlies a contact zone between the oceanic and island-arc crusts.

Key words: Onshore-offshore integrated seismic experiment, Seismic Refraction/Wide-angle Reflection profiling, Philippine Sea plate, Island arc, Crustal and upper mantle structure.

§1. はじめに

四国冲南海トラフはフィリピン海プレートが西南日本弧下に沈み込むプレート収束域である。過去南海トラフ周辺域では、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。この地域で発生する巨大地震の繰り返し周期や破壊域については、これまでに数多くの研究結果が報告されている。Ando (1975)によると、東海沖から四国沖にかけての南海トラフ沿いで発生する巨大地震の発生間隔は100~200年であり、四つの破壊領域に分けられている。この地域で最も最近発生した1944年の南海トラフ地震に伴う破壊領域は熊野灘に対応する脆性的破壊が卓越した領域であり、1946年の南海トラフ地震の破壊領域は紀伊半島から足摺岬沖にかけて、脆性的破壊の領域と延性的破壊の領域の二つであると考えられている (Fig. 1)。また、これら地震破壊領域の一部は陸域も含まれていると考えられている。なぜ、このような地震破壊領域のブロック化やブロックごとの破壊様式の違いが存在するのかを理解するためには、地震破壊領域ごとに地殻構造を求め、それぞれの構造の違いを明らかにするこ

とだけではなく、破壊が起こった領域と破壊が起こらなかった領域での地殻構造の違いも明らかにすることが重要である。そのためには、地震破壊領域全体を横切り、海陸境界域を含む南海トラフから西南日本弧にかけての地殻構造を詳細に把握することが必要である。

また、西南日本弧の四国地域では東西に走る中央構造線が存在し、その北側では主としてペルム紀からジュラ紀付加体や古第三紀~白亜紀花崗岩類が、その南側では主としてジュラ紀付加体や白亜紀~第三紀付加体が見られる (Fig. 2)。一般的に大陸地殻の成長過程において、沈み込みに伴う付加作用や地殻内への火成物質の貫入や底づけは重要な要素であり、付加体や貫入した花崗岩類が見られる西南日本弧の地殻構造を明らかにすることは、大陸地殻の成長過程の理解を深めるための重要な情報を得ることにつながる。

このため、これまでに数多くの地殻構造探査が西南日本弧や南海トラフのそれぞれで行われてきた (Fig. 1)。南海トラフ周辺海域では近年、制御震源と海底地震計を用いた地殻構造探査が数多く行われ [例えば, Kodaira

Fig. 1. Map showing the location of the seismic experiments in the eastern part of Shikoku Island and the Nankai trough. Bathymetric contour interval is 500 m. Thick lines (ES99 and KY9903/KR9904) show 1999 onshore-offshore integrated seismic survey lines. KY9903/KR9904 indicates OBS (ocean bottom seismometer) profiling line [Kodaira *et al.* (2000b)]. Thin lines with labels, K-H, M-T, I-T, K-K, F-K, and K-S are previous land seismic survey lines by Yoshii *et al.* (1974), Aoki and Muramatsu (1974), Ito *et al.* (1982), Yoshii *et al.* (1990), RGES (1995) and RGES (1997), respectively. Off shore, ERI94, ERI95, KR9704, KR9806 and KR9810 are the profiles so far investigated by Nishisaka *et al.* (1997), Sato *et al.* (1998), Kodaira *et al.* (2000a), Nakanishi *et al.* (1999) and Takahashi *et al.* (1999), respectively. The rectangles (A-C) represent the horizontal projection of the fault planes of large earthquakes. The fault plane of the 1946 Nankaido earthquake is divided into two parts, a western ductile block (plane A) and an eastern brittle block (plane B). Plane C represents the fault plane of the 1944 Tonankai earthquake [after Ando (1975)].

et al. (2000a), Nakanishi *et al.* (1999), Takahashi *et al.* (1999)], 紀伊半島沖や四国沖におけるフィリピン海プレートの沈み込みの様子や、地震破壊領域と地殻構造との関係が明らかになった。しかし、これら得られた地殻構造は海域が中心であり、地震破壊領域全体を完全に横切った海域から陸域にかけての地殻構造を連続的に得るには至っていない。

陸域における地殻構造の全体像を示した結果として

は、1957年から1960年の御母衣爆破[RGES (1961)]と1965年の外山爆破[爆破地震動研究グループ (1974)]による御母衣-外山測線(M-T)[青木・村松 (1974)]や1963年から1970年にかけて行われた倉吉-花房測線(K-H)[例えば、RGES (1966), Yoshii *et al.* (1974)]などがある。これらの結果から、この地域での地殻の厚さが30 kmから40 kmであり、最上部マントルのP波速度が7.8 km/sであることが示され、西南日

Fig. 2. Map showing geological division of the eastern part of Shikoku Island and Chugoku District [Geological Survey of Japan (1995)] and the location of the 1999 seismic experiment in the eastern Shikoku Island and Chugoku district (ES99). Star and diamond symbols indicate shot points and land seismic stations, respectively.

本弧における代表的な地殻構造モデルとなっている。しかし、約30年を経た現在では、当時に比べ観測技術や解析手法が進歩し、地殻の幾何学的形状やその内部の不均質構造を、より詳細に把握することが可能になってきた。近年、西南日本弧で実施された探査としては、1988年に紀伊半島で実施された河内長野-紀和測線(K-K) [爆破地震動研究グループ(1992)], 1989年に近畿地方

北部で実施された藤橋-上郡測線(F-K) [爆破地震動研究グループ(1995)], 1995年に兵庫県南部地震震源域及びその周辺域で実施された京北-西淡測線(K-S) [爆破地震動研究グループ(1997)] などがある。これらの探査測線長は倉吉-花房測線や御母衣-外山測線での探査測線長よりは短い、観測点間隔がそれらの探査よりも高密度になっている。そのため、より高い空間分解能をもった

構造を得ることが可能になってきた。例えば河内長野-紀和測線では、屈折法解析からでは地殻構造の全体像を得るには十分ではなかった。しかし、観測点間隔が約 1 km 前後と高密度であったため、後続波の解析を行うことが可能になり、吉井・他(1990)は、この探査で得られたデータに反射法処理を施して紀伊半島下に沈み込むフィリピン海プレートの形状を明らかにした。ただし、探査測線が陸域のみであるため、海域から陸域に向かってフィリピン海プレートがどのように沈み込んでいるのかを連続的に明らかにするには至っていない。また、制御震源を使った地殻構造探査により西南日本弧下に沈み込むフィリピン海プレート上面の形状が明らかになっているのは紀伊半島下のみである。

以上述べたように、これまでに行われた地殻構造探査のほとんどが陸域、もしくは海域のみの測線に限定されていたため、海陸境界域を含む海域から陸域にかけての地殻構造を連続的に得ることはできていない。そこで地震破壊領域を含む南海トラフから四国・中国地方にかけての地殻構造を把握することを目的とし、1999年5月～7月にかけて南海トラフから四国東部・中国地方を横断する海陸統合地殻構造探査を行った〔南海トラフ海陸境界深部構造探査研究グループ(1999)〕。

著者らは、上記海陸統合地殻構造探査で得られたデータのうち、陸上発破と海域で発震したエアガンからの信号を陸域に設置した観測点で観測したデータを使用し、四国東部・中国地方における地殻構造と沈み込むフィリピン海プレートの形状を明らかにした。本稿では、それらの結果をまとめ、西南日本で得られている他の探査結果との比較や震源分布との対応を考察する。

§2. 観 測

南海トラフから四国・中国地方を横断する海陸統合探査測線のうち、陸上探査測線は四国東部から小豆島・中国地方にかけて設定した〔蔵下・他(2001)〕。この四国東部探査測線(ES99)の探査測線長は約 165 km である(Fig. 2)。制御震源として陸域ではダイナマイト震源、海域では大容量エアガン(約 200 リットル)を使用した。薬量 500 kg の発破は探査測線上の 2 地点(J1: 香川県大川町, J2: 徳島県海部町)で行った。また四国北部の探査測線では、本探査に付帯して香川県大川郡大川町から白鳥町において深部地殻反射法地震探査が同時期に実施され、薬量 100 kg の発破(J3)が行われた〔大西・他(1999)〕。陸上に設置した観測点のうち、四国東部の探査測線には連続記録型オフラインデジタルレコーダ〔篠原・他(1997)〕を 1～1.5 km 間隔で 60 点設置し、さらに J2 近傍には約 300 m 間隔で 5 点設置した。それ

ぞれの観測点では上下動および水平動の 3 成分観測を行い、サンプリング周波数が 100 Hz のデジタル記録を得た。各連続記録型オフラインデジタルレコーダの時刻管理は、それぞれのレコーダに搭載されている CPU のリアルタイムクロック(RTC)によって行っている。RTCに使われている水晶発振子は 5×10^{-7} の精度がある。さらに 4 時間ごとに GPS 信号を受信し、GPS 時刻と RTC の時刻差を記録上に書き込んでいる。この値を用いて RTC の時刻較正を行うことにより、サンプリング間隔の範囲内で時刻精度が保たれている。小豆島・中国地方の探査測線にはタイマー記録型オフラインデジタルレコーダ〔森田・他(1996)〕を約 1 km 間隔で 28 点設置した。各観測点では上下動 1 成分観測を行い、サンプリング周波数は 200 Hz とした。タイマー記録型オフラインデジタルレコーダも GPS 時刻により較正された水晶時計を刻時信号として用いている為、サンプリング間隔の範囲内で時刻精度が保たれている。また、四国北部で実施された反射法地震探査では、J1 と J3 を結び約 12 km の探査測線に受振点を 50 m 間隔で設置し、オンライン多チャンネルデジタルテレメトリシステム〔岩城・他(1991)〕を用いた観測が行われた。収録は 242 ch、サンプリング周波数は 250 Hz であった〔大西・他(1999)〕。

§3. デ ー タ

四国東部の探査測線に設置したオフラインデジタルレコーダで得られた記録は連続記録であるため、ダイナマイト震源およびエアガンの信号を観測した。得られた連続記録は、UNIX ワークステーションに転送後、発破とエアガンの発震時刻を基に発震ごとのトレースデータとなるように編集した。一方、小豆島・中国地方の探査測線に設置したオフラインデジタルレコーダはタイマー記録方式のため、前もって発震時刻が予定されているダイナマイト震源からの信号だけを観測した。また反射法地震探査としてオンライン多チャンネルデジタルテレメトリシステムで収録されたデータもダイナマイト震源からの信号のみであった。これら得られたデータを用いて、まず陸上発破(J1, J2, J3)ごとの距離時間軸断面(共通震源記録)を作成した。一例として連続記録型とタイマー記録型のオフラインデジタルレコーダで得られたデータを用いて作成した距離時間軸断面を Fig. 3 と Fig. 4 に示す。得られた記録は良好で、測線全体にわたって初動が記録された。

四国北部における発震(J1)の記録(Fig. 3a)から、発震点の北側では、発震点近傍から震央距離 8 km 付近までは見かけ速度 5.3 km/s、震央距離 15 km から 30 km

Fig. 3. Observed seismograms, calculated travel times, and ray diagrams for shot J1. The horizontal axis represents the source-receiver offset.

(a) Observed seismograms. Band-pass filter (1–25 Hz) is applied. Each trace is normalized by its maximum amplitude. The reduction velocity is 6 km/s. We obtained high signal-to-noise ratio explosive data along the entire length of the land profile. (b) Calculated travel times for the final crustal model (Fig. 5) are superimposed on the observed seismograms. (c) Ray diagram. Ray paths and calculated travel times correspond by color. Prominent later phases (R1, R2 and R4) can be recognized on the record section. The symbols 'R1', 'R2' and 'R4' denote wide angle reflections from the top of the 6.6 km/s layer, top of the subducting Philippine Sea plate and bottom of the subducting oceanic crust, respectively.

付近までは見かけ速度 5.7 km/s、震央距離 60 km 以遠では、見かけ速度 6.1 km/s の相がそれぞれ初動として

読み取れる。また発震点の南側では、発震点近傍から震央距離 7.5 km 付近までは見かけ速度 4.7 km/s の相が

Fig. 4. Same as Fig. 3, except for shot J2. Prominent later phases (R2 and R3) can be recognized on the record section. The symbols 'R2' and 'R3' denote wide angle reflections from the top of the subducting Philippine Sea plate and intra-oceanic-crust interface, respectively.

初動として読み取れる。それ以遠では見かけ速度 5.7 km/s の相が初動として読み取れるが、震央距離 15～25 km 付近では初動走時に遅れが見られる。また初動到達後も反射波と思われる相がいくつか見られる。特に震央距離 30 km 以遠で見かけ速度の異なる二つの反射波 (R1, R2) が確認できる。四国南端における発震 (J2) の記録 (Fig. 4a) では、発震点近傍から震央距離 8 km 付近ま

では見かけ速度 4.3 km/s の相が初動として見られ、それ以遠では見かけ速度 5.6 km/s の相が初動として読み取れる。また震央距離 75 km 付近から震央距離 145 km 付近では見かけ速度 6.3 km/s の層が初動として読み取れ、それ以遠では見かけ速度 8.3 km/s の相が初動として確認できる。また初動到達後も反射波と思われる相がいくつか見られるが、特に 15 km 以遠で明瞭な反射波

Fig. 5. P-wave velocity structure derived by a 2-D ray-tracing method. The horizontal axis represents the distance from shot J2. Shot positions are denoted by solid triangles at the top of each figure. (a) Detailed 2-D velocity structure of the upper crust beneath eastern Shikoku Island. P-wave velocities are shown using a color scale. The unconstrained region is marked off by white areas. (b) 2-D velocity structure of the crust and uppermost mantle beneath the eastern Shikoku Island and Chugoku district. P-wave velocities are shown in km/s. An asterisk indicates an assumed value. Red lines labeled 'R1' to 'R4' show layer boundaries covered by ray paths of wide-angle reflections from at least one shot. Geological interpretation is superimposed.

(R2, R3)が確認できる。

§ 4. 解析と結果

4.1 浅部地殻構造

陸上発破 (J1, J2, J3) を四国東部に設置した連続記録型オフライレコーダで観測することにより得られた距離

時間軸断面から初動の到達時刻を読み取り、タイムターム法を用いて基盤までのタイムタームと基盤速度を求めた。解析には震央距離 15 km 以遠で読み取った初動データを使用した。次に、得られたタイムタームを深度に変換する際に必要となる基盤面より上の層 (表層) の P 波速度の情報を得るために、それぞれの発破で得られ

た記録から発破点近傍における初動の傾きを読み取り、読み取った見かけ速度の値を発破点近傍における表層のP波速度とした。J1とJ3に関してはオンライン多チャンネルデジタルテレメトリシステムで収録したデータも使用した。それぞれの発震位置を表層地質構造(Fig. 2)と比較すると、J3は白亜紀花崗岩類から成る領家帯と海成層である和泉層群の境界に位置し、J1は領家帯、J2は付加体である四万十帯に位置している。これら地質構造の違いが、読み取った発破点近傍におけるP波速度の違いを反映していると考えられる。よって、測線下における表層のP波速度は、J3より北側の領家帯ではJ1のデータから求めた値を、J3より南側の和泉層群では、J3南側のデータから求めた値を、和泉層群より南側ではJ2のデータから求めた値を与えた。これら表層のP波速度と基盤までのタイムタム、基盤速度を用いて基盤深度の計算を行った。このようにして求めた表層のP波速度と形状、基盤速度から2次元P波速度構造初期モデルを作成し、2次元波線追跡法[Červený and Pšenčík (1983)]を用いて、震源と各観測点間の理論走時を計算した。この理論走時と観測走時を比較し、その差が0.1秒以内になるような2次元P波速度構造を試行錯誤的に求めた。J1-J3間はオンライン多チャンネルデジタルテレメトリシステムで収録したデータも合わせて解析を行った。最終的に得られた2次元P波速度構造をFig. 5aに示す。測線下には5.7 km/sのP波速度を持つ層が存在し、その層の上面の深さは北部で浅くなる。5.7 km/s層より浅部のP波速度は、J3より南側では4.3~4.5 km/sであるのに対し北側では5.0~5.3 km/sの値を示し、J3近傍で大きく変化している。またJ1とJ3における発破で得られた記録では、共にJ1の南側15~25 km付近に位置する観測点で観測された初動到達時刻が遅くなっている。この初動走時の遅れを、本探査の発破記録と表層地質構造を基にして作成した表層のP波速度を修正せずに、5.7 km/s層上面の深さが深くなることによって説明した場合、J2に対する2次元波線追跡の結果、波線が観測点に到達しない領域が現れ、観測走時を説明することができない。表層地質構造と比較すると、初動走時の遅れが観測された領域は吉野川起源の沖積層が存在する領域と対応する。伊藤・他(1996)によると、三波川変成岩の上に存在する吉野川起源の沖積層のP波速度が2.0 km/sと報告されている。本探査ではJ1の南側15~25 km付近での発震がないため、この付近における表層のP波速度を求めることができなかった。そのため、伊藤・他(1996)の結果を参考にして、この領域の最も浅部にはP波速度が2.0 km/sである吉野川起源の沖積層が存在し、その下に付加体である三波川

変成岩類が存在すると仮定した。このような仮定のもとで、この領域の下における5.7 km/s層上面の形状を直線にし、2.0 km/s層の局所的な厚さの変化により初動到達時刻の遅れが生じるとしてモデルをつくった。その結果、この層の深さは約0.6 kmとなった。

4.2 深部地殻構造

瀬戸内海から中国地方にかけての地殻構造を求める際、その浅部構造は発震点がないため決定することができない。そのため四国地域で得られた5.7 km/sのP波速度をもつ層がそのまま中国地方に続いていると仮定し、それより深部の構造を屈折波・広角反射波の走時に着目し、2次元波線追跡法を用いて試行錯誤的に求めた(Figs. 3 and 4)。最終的に得られた四国東部・中国地域下の2次元P波速度構造をFig. 5bに示す。このモデルから計算される理論走時と観測走時との差は0.1秒以内である。

J1の発破記録では見かけ速度6.1 km/sの相が、J2の発破記録では見かけ速度6.3 km/sの相が、それぞれ読み取れる。これらが別々の層からの屈折波であり、それぞれの層内のP波速度と読み取った見かけ速度の値が一致すると仮定すると、これらの相は、それぞれ瀬戸内海から中国地方の深さ約5 kmと約12 kmに存在する境界面からの屈折波として説明できる。

J1の発破記録では広角反射波(R1)が確認できる。このR1の走時解析を行い、陸域探査測線下のうち、四国東部地域における探査測線の中央部から瀬戸内海にかけての深さ20~25 kmに境界面が存在することが確認できた。しかし、その下の層からの屈折波は、初動ではなく後続波の波群中で確認できるが、その走時を解析に使える精度で読み取ることができなかった。そのため、本探査データから、この層を通ってくる屈折波の見かけ速度を読み取ることができなかった。過去に西南日本で行われた地殻構造探査の結果[例えば、青木・村松(1974)、Yoshii *et al.* (1974)]では、深さ20~30 kmに6.6~6.7 km/sのP波速度をもつ層の存在が示されている。そこで、本研究で得られた四国東部地域における探査測線の中央部から瀬戸内海にかけての深さ20~25 kmに存在する境界面が、6.6~6.7 km/sのP波速度をもつ層の上面に対応すると解釈し、この層内のP波速度を6.6 km/sと仮定して解析を行った。

J1やJ2の発破記録では明瞭な広角反射波(R2)が確認できる。このR2の走時解析を行い、測線南端の深さ約18 km付近から北に傾斜する境界面が存在し、その境界面が中央構造線付近で深さ約30 kmに達していることが確認できた。しかし、その境界面がさらに北側に存在しても、J2における発破では、その境界面からの広

角反射波は測線北端よりさらに北側で観測される。よって本探査データを用いた解析では北に傾斜する境界面がどこまで存在するのかを明らかにすることはできなかった。このような明瞭な振幅を持つ反射波が生じる原因として、反射波が発生する境界面での速度差が大きいたことが考えられる。本海陸統合地殻構造探査の海域における探査の結果 [Kodaira *et al.* (2000b)] から、南海トラフから四国側に沈み込むフィリピン海プレートの様子が明らかになっている。それによるとフィリピン海プレート上面の深さは海域探査測線北部で約 16 km に達している。その上面における P 波速度は 4 km/s であり、その上の島弧地殻の P 波速度より約 40% 遅くなっている。そこで、本研究で確認された陸域探査測線南端の深さ約 18 km 付近から北に傾斜する境界面をフィリピン海プレート上面と解釈した。

また、J2 の発破記録では広角反射波 (R3) が震央距離 15 km 付近から確認できる。この R3 をフィリピン海プレート内に存在する境界面からのものと仮定し、2 次元波線追跡を行った。R3 も明瞭な振幅をもって観測されたので、R3 が発生した境界面での速度差も大きいことが考えられる。よって、フィリピン海プレート上面と R3 を生じさせた境界面との間が低速度層になっていることが考えられるので、この層の P 波速度を 4 km/s で一様であると仮定した。その結果、この層の厚さは約 1 km となった。

一方、Kodaira *et al.* (2000b) では、沈み込む海洋性地殻第 3 層の P 波速度として 6.5 km/s が示されている。この速度を R3 が生じた境界面より下側に与え、2 次元波線追跡を行った。その結果、海域探査測線下に示されている海洋性地殻第 3 層下面 (モホ面) の陸側への延長上に J1 の発破記録で見られる広角反射波 (R4) を生じさせた境界面が位置する。このことから、R4 が海洋性地殻第 3 層下面 (モホ面) からの広角反射波であると解釈した。

J2 の発破記録で確認できる見かけ速度 8.3 km/s の相は、西南日本島弧下のモホ面からの屈折波 (Pn) と解釈できる。しかし Pn が観測されている部分は片測線のため、本データからは Pn の真の速度を決定することができない。一方、過去に西南日本で行われた地殻構造探査の結果 [例えば、青木・村松 (1974), Yoshii *et al.* (1974)] や自然地震の走時解析の結果 [例えば、木村・岡野 (1994)] では、この地域における Pn の速度として 7.8 km/s が得られている。そこで本研究では Pn の速度を 7.8 km/s と仮定して解析を行った。その結果、島弧側のモホ面は四国北部で約 33 km の深さに存在し、その深さは瀬戸内海に向かって浅くなることで、J2 の発

破記録で確認できる見かけ速度 8.3 km/s の相を説明できる。

4.3 海陸境界域の地殻構造

陸域探査測線下の深部地殻構造 (Fig. 5b) を求める際、陸域探査測線南端の深さ約 18 km 付近から北に傾斜する境界面をフィリピン海プレートの上面と仮定して解析を行った。この仮定が正しいかどうかは、陸域探査測線下の深部地殻構造を解釈するうえで重要である。これを確かめるためには、Fig. 5b で示すフィリピン海プレートの上面が、すでに得られている海域探査測線下のフィリピン海プレートの上面につながるか否かを明らかにすることが必要である。このような陸域と海域のそれぞれで得られている地殻構造の間を埋める領域の地殻構造を得るためには、その領域を通過した地震波の解析を行う必要がある。本探査では、海域におけるエアガン発震の記録を四国東部の探査測線上に設置した連続記録型オフラインレコーダでも観測している。このようなエアガン記録を解析することにより、海陸境界域を含む海域から陸域にかけての地殻構造を連続的に把握することが可能になる。本研究では、陸域探査測線の延長上に海域探査測線が位置していないことを考慮して、Fig. 6 に示す海陸境界域から四国東部地域に新たな X-Y-Z 座標系を作成し、その領域内に格子を 3 次元的に作成することで、陸域と海域を結びつける地殻構造を求めた。作成したモデルの X 軸、Y 軸の原点は J2 の位置とし、X 軸を四国東部における中央構造線の走向にほぼ垂直な方向 (N17°W) にとり、北向きを正とした。Z 軸の原点は海拔 0 m とし、鉛直下向きを正とした。モデルの範囲は X 軸が -80~85 km、Y 軸が -20~20 km、Z 軸が -3.0~40 km である。この領域に格子点を 300 m 間隔で設定し、それぞれの格子点に P 波速度を与えた。与えた P 波速度のうち、X 軸が -80~-15 km と 0~80 km の範囲は、すでに得られている海域の P 波速度構造 [Kodaira *et al.* (2000b)] と陸域の P 波速度構造 (Fig. 5b) を基にして作成した。その際、陸域の P 波速度構造は四国東部における中央構造線の走向にほぼ平行な方向 (N73°E)、海域の P 波速度構造は海域探査測線の走向に垂直な方向 (N69°E) に、それぞれ速度変化がないと仮定して作成した。それら既知の速度構造の間を結ぶ X 軸が -15~0 km の範囲の P 波速度を、陸上探査測線上で観測したエアガン記録から求めた。使用したエアガン記録は X 軸: -15~0 km の範囲で反射点をもつものを使用する為に、陸上測線南端から南へ約 30 km の位置で発震したものを選択した (AG31, Fig. 6)。エアガン記録でも明瞭な広角反射波が確認できる (Fig. 7a)。この陸域で観測されたエアガン記録で確認できる屈折波と海洋性地殻から

Fig. 6. Map showing the location of the onshore-offshore integrated seismic experiment across the eastern Shikoku Island and the adjacent offshore Nankai trough. Bathymetric contour interval is 200 m. We show the X-Y coordinate system used to model the ocean-continent boundary. The shot positions for our analysis are denoted by star symbols.

の広角反射波の観測走時を満足するP波速度構造を求めた。理論走時の計算には3-Dimensional finite difference algorithm [Hole and Zelt (1995)]を使用した。解析に際して必要となる広角反射波を生じる層境界面の形状も、既知の陸域・海域モデルの間を結ぶ曲面とした。Fig. 7に初動となる屈折波とフィリピン海プレートからの広角反射波の理論走時と波線図を示す。エアガン記録で確認できる明瞭な振幅をもった広角反射波が発生した境界面の位置は、海岸線から南側約15 kmの範囲であることがわかる。最終的に得られたP波速度構造(X-

Z断面図)をFig. 8に示す。このモデルから計算される理論走時と観測走時との差は0.1秒以内である。陸域探査測線下で得られている明瞭な反射波を生じさせた境界面の延長上にAG31で観測された明瞭な広角反射波の反射点が位置し、さらに、この境界面が海域で得られているフィリピン海プレート上面につながっている。これらのことから、エアガン記録や発破記録で確認できる明瞭な振幅をもった広角反射波が発生した境界面が、フィリピン海プレート上面であると解釈できる。得られた海陸境界域における沈み込むフィリピン海プレートの様子から、その沈み込み角度が海岸線付近で変化していることがわかる。

§5. 考 察

四国東部地域の浅部P波速度構造(Fig. 5a)は、J3を境に北と南で変化している。表層地質構造(Fig. 2)と比較して、J3より北側は主として白亜紀花崗岩類が地表で見られる領域(領家帯)であるのに対し、南側は主としてジュラ紀付加体(秩父帯)や白亜紀~第三紀付加体(三波川帯、四万十帯)が見られる領域である。このような地質構造の違いが、モデル化した浅部P波速度の違いに表れている。また、5.7 km/s層の厚さが陸域探査測線南端に向かって厚くなっていることは、この部分の表層地質が主として付加体で構成されていることを考慮すると、付加プロセスを反映している可能性がある。

深部地殻構造(Fig. 5b)から、島弧地殻の厚さは四国北部で約33 kmであり、北に向かって薄くなる傾向が得られた。同様な傾向は伊藤・他(1982)の結果でも示されている。また、本探査に付帯して実施された深部地殻反射法地震探査で得られた結果では、往復走時10秒付近にモホ面と解釈されている南傾斜の反射面が確認されている[大西・他(1999)]。これらのことから、四国北部から瀬戸内海にかけての地域では、南から北に向かって地殻の厚さが薄くなっていることが考えられる。本研究で示した陸域探査測線下における西南日本島弧下のモホ面は、表層で白亜紀花崗岩類が見られる領域(領家帯)南縁より北側で存在している。この地域は、日本列島がアジア大陸の一部であった白亜紀には形成されていたとされており、この地域のモホ面や下部地殻は、その時代には存在していたと考えられる。そのモホ面が南に向かって深くなっているのは、その後、この地域下に沈み込むプレートによって深部に向かって引きずり込まれた可能性が考えられる。

このような付加作用と沈み込みに伴う火成作用で形成されたとされる西南日本島弧の形成過程に対する考察を進展させるためには、地殻構造の水平方向への変化を、

Fig. 7. Observed seismograms, calculated travel times and ray diagrams for shot AG31.

(a) Observed seismograms. Band-pass filter (1–25 Hz) is applied. Each trace is normalized by its maximum amplitude. The reduction velocity is 8 km/s. Calculated refraction travel times (star symbols) and reflection travel times (triangle, cross and circle symbols) from subducting Philippine Sea plate (Fig. 8) are superimposed on the observed seismograms. Triangle symbols labeled 'R2' show calculated reflection travel times from the top of the subducting Philippine Sea plate. (b) Ray diagram. A very prominent later phase is interpreted as a wide-angle reflection from the top of the subducting Philippine Sea plate.

さらに詳細に把握することが重要である。しかし、本探査では、陸域探査測線上での発震点数が少ないため、地殻内における速度構造の水平方向に関する変化を詳細に把握するまでには至っていない。また、本研究で示した西南日本島弧下のモホ面の形状は、仮定した P_n の速度

(7.8 km/s) を基にして求めたものである。そのため、与えた P_n の速度を変化させれば、求まるモホ面の形状も変化するため、地殻の厚さの変化を一意的に決めることはできていない。今後、西南日本弧で探査を実施する場合には、探査測線上での発震点数をできるだけ多くする

Fig. 8. P-wave velocity structure used for calculating travel time by the 3-D finite difference algorithm. The horizontal axis (X) represents the distance from shot J2 as shown in Fig. 6. P-wave velocities are shown using a color scale. Blue line indicates the top of the subducting Philippine Sea plate shown by Kodaira *et al.* (2000b). Red line indicates the top of the subducting Philippine Sea plate covered by ray paths of wide-angle reflection from AG31 (Fig. 7) and J2 (Fig. 5b).

ことと同時に、領家帯南縁より北側に存在するモホ面からのPnを正逆測線で観測できる十分な測線長を備えた探査仕様で実施することが必要である。

海陸境界域から四国・中国地方にかけての地殻構造 (Figs. 5b and 8) と Kodaira *et al.* (2000b) で示されている海域での地殻構造を合わせると、沈み込むフィリピン海プレートの形状を連続的に追跡することができる。それによると、南海トラフから四国東部地域下に沈み込むフィリピン海プレート上面は、陸域探査測線南端で深さ約 18 km に位置し、中央構造線付近まで島弧地殻と接している。沈み込み角度は、海域探査測線北端付近（変形フロントから 90～100 km）では約 6 度であるが、海岸線付近で変化し、四国東部地域下では約 12 度となる。Ando (1975) で示される南海地震破壊域と比較すると、破壊域下限におけるフィリピン海プレート上面の深さは約 23 km である。

本研究で得られた海陸境界域からの四国・中国地方にかけての地殻構造 (Figs. 5b and 8) と東京大学地震研究所・地震地殻変動観測センターによって決定された震源を、Fig. 6 で示す X 軸とその延長上に投影したものを Fig. 9 に示す。フィリピン海プレートの沈み込みに伴うと考えられる北傾斜の震源分布は、フィリピン海プレートの沈み込む方向とほぼ平行に存在し、地震は沈み込む

海洋性地殻下の上部マントル内で発生している。震源決定に使用した速度構造が 1 次元構造であることを考えると、震源分布と地殻構造との関係に関して、さらに詳細な検討を行うためには、本研究で得られた速度構造を基にして震源の再決定をする必要がある。しかし、マントル内で地震が発生していることは、これまでの研究でも示されている。例えば、木村・岡野 (1992) は四国地域で発生している地震のうち 23 km より深いところで発生している地震をマントル地震と呼んでいる。また北傾斜の震源分布が確認できるのはフィリピン海プレートが島弧地殻と接している範囲であり、マントルウエッジと接すると地震活動度が低下しているように見える。このように、地震活動度の変化は、その領域での地震学的構造の変化と関連している可能性が高い。したがって、このような地震活動の特徴を考察するためには、島弧下のマントルウエッジや沈み込むフィリピン海プレートの不均質構造を更に詳細に把握することが不可欠である。

本探査で得られたデータで最も特徴的なことは、沈み込むフィリピン海プレートからの明瞭な振幅をもった広角反射波が観測されたことである。J2 の発破記録では、R2 や R3 といった広角反射波が観測された (Fig. 4)。しかし、その見え方は一様ではなく、R2 と R3 が二つの波群として区別できる反射点の位置は、陸域探査測線南端

Fig. 9. Comparison between the P-wave velocity structure and hypocenter distributions determined by Earthquake Research Institute, the University of Tokyo, during the period from 1 January 1998 to 31 December 1999 beneath eastern Shikoku Island and Chugoku district. Symbols are scaled to earthquake magnitude. Horizontal axis (X) represents distance from shot J2. Azimuth of the X-axis is shown in Fig. 6. Hypocenters within $Y = \pm 20$ km (Fig. 6) are shown. P-wave velocities are shown using a color scale. The top of the subducting Philippine Sea plate almost parallels the Wadati-Benioff seismic plane.

から北側へ約 20 km までに限られ、それより北側では R3 に対応する反射波は確認できず、非常に大きな振幅をもった一つの波群として観測された (Figs. 4 and 5). このような反射波の性質が変化する境界は、Ando (1975) で示される南海道地震破壊域の下限とほぼ一致する。

プレート上面からの比較的大きな振幅をもった反射波が観測された例として、東北日本弧前弧域にあたる三陸沖で行われた探査がある。Takahashi *et al.* (2000) は観測された反射波の振幅に着目した解析を行い、その結果、沈み込むプレート上面に低速度層が存在し、この層は海洋性地殻とともに沈み込む堆積物であると推定した。本研究で示した低速度層は、沈み込むプレート最上部に存在する。エアガン記録の解析により、この層の上面は Kodaira *et al.* (2000b) で示されているフィリピン海プレート上面につながることが確認できている。このことから、沈み込むプレートより上にある島弧地殻の P 波速度よりも低速度になっている領域が海洋性地殻第 2 層内に存在し、その境界面における速度差が大きいことで明瞭な振幅を持つ反射波が生じたと解釈した。Takahashi *et al.* (2000) で示されたプレート上面に存在する低速度層の厚さは約 100 m であり、本研究で用いた広角反射波の走時解析では、このような非常に薄い層の存在を確認することはできない。しかし、本探査データにおいても明瞭な振幅をもった広角反射波が観測されており、この境界部分にも、フィリピン海プレートとともに沈み込む堆積物に起因した低速度領域が存在することが

考えられる。本研究で示したフィリピン海プレート上面に存在する低速度層には、このフィリピン海プレートとともに沈み込む堆積物に起因した低速度領域と海洋性地殻第 2 層内の低速度領域の両方を含んでいると考えられる。

このプレート境界上面からの反射波の性質が変化するという事は、その付近に存在する堆積物などの物性の変化が考えられる。すなわち、堆積物を含めたプレート境界における物性の変化が、地震破壊域の下限をコントロールしていると考えられる。本研究で示した南海地震破壊域下限におけるフィリピン海プレート上面の深さは約 23 km であるが、Nakanishi *et al.* (1999) によると南海地震破壊域下限におけるフィリピン海プレート上面の深さは約 25 km である。このように異なる地震破壊域において、破壊域下限におけるフィリピン海プレート上面の深さは、ほぼ一致しており、フィリピン海プレート上面の深さとプレート境界における物性変化が関係していることが考えられる。今後、広角反射波の振幅解析を行い、どのような物性変化が境界面で起こっているのかを詳細に把握する必要がある。

本研究で得られた四国東部地域下に沈み込むフィリピン海プレート上面の形状を、これまでに西南日本弧や南海トラフで実施された制御震源を用いた地殻構造探査で得られた結果と比較することによって、この地域に沈み込むフィリピン海プレート上面の 3 次元的な形状を考察することができる。これまでに南海トラフ周辺海域では、いくつかの地殻構造探査が実施され、沈み込みフィ

リピン海プレートの形状が地域によって異なることが示されている。紀伊半島から四国沖での南海トラフのトラフ軸は、ほぼ南西-北東方向の走向を持っている。この走向に、ほぼ垂直な方向の測線による地殻構造探査が、四国沖(例えば Fig. 1 の KR9704, KY9903/KR9904)から紀伊半島沖(例えば Fig. 1 の KR9806, ERI94)にかけて実施されている。それらの結果を、島弧側大陸斜面下である、変形フロントから 90~100 km 付近におけるプレート上面の沈み込み角度で比較すると、四国沖では 6~7 度 [Kodaira *et al.* (2000a), Kodaira *et al.* (2000b)] であるのに対し、紀伊半島沖では 10~11 度 [西坂・他 (1997), Nakanishi *et al.* (1999)] である。また、紀伊水道沖の島弧側大陸斜面で実施されたトラフ軸の走向に、ほぼ平行な探査測線 (Fig. 1 の ERI95) の結果では、紀伊半島沖で沈み込むフィリピン海プレート上面の深さが、四国沖と比較して深くなっている [Sato *et al.* (1998)]。これらのことから、紀伊半島沖の島弧側大陸斜面下に沈み込むフィリピン海プレート上面の沈み込み角度は、四国沖の島弧側大陸斜面下よりも急であることがわかる。本研究で示した四国東部地域以外の西南日本弧陸域で得られているフィリピン海プレート上面の形状として、紀伊半島で実施された地殻構造探査 (Fig. 1 の K-K) の結果がある。この探査測線は、海域で実施された ERI94 測線の陸側延長上に位置する。この地殻構造探査によって示された紀伊半島下に沈み込むフィリピン海プレート上面の形状を、本研究で示した四国東部地域下に沈み込むフィリピン海プレート上面の形状と比較すると、変形フロントから 150 km 付近におけるプレート上面の沈み込み角度は、紀伊半島下では約 30 度 [吉井・他, 1990] であるのに対し、本研究で示した四国東部地域下が約 12 度である。またプレート上面までの深さは、紀伊半島下より四国東部地域下の方が浅い。これらのことから、紀伊半島沖と四国沖の島弧側大陸斜面下で見られるフィリピン海プレート上面の沈み込み角度の差が、陸域下ではさらに大きくなり、紀伊半島下の方が四国東部下よりもフィリピン海プレートが急傾斜で沈み込んでいることがわかった。

西南日本における自然地震の研究 [中村・他 (1997)] によると、西南日本島弧下のフィリピン海プレートの沈み込みに伴うと考えられる震源分布は四国内部では緩やかな北下がりの傾向をもつが、紀伊半島では北西方向に急傾斜している。このことから、これらの地域におけるフィリピン海プレートの沈み込みの方向や角度が異なるとされており、本研究などの制御震源を用いた地殻構造探査の結果と調和的である。

6. ま と め

四国沖南海トラフはフィリピン海プレートが西南日本弧下に沈み込むプレート収束域であり、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。この地域での地震発生様式を考えるうえで、沈み込むフィリピン海プレートの形状と西南日本弧下の地殻構造を詳細に把握することは重要である。そのため、1999 年 5 月~7 月にかけて南海トラフから四国・中国地方を横断する海陸統合地殻構造探査を行った。得られたデータのうち、陸上発破と海域で発震したエアガンからの信号を陸域に設置した観測点で観測したデータを使用し、屈折波・広角反射波に着目した解析から四国・中国地域における地殻構造と沈み込むフィリピン海プレートの形状を明らかにした。その結果は以下のとおりである。

(1) 四国東部地域の表層には 4~5 km/s の P 波速度を持つ層が厚さ 1~2 km で存在し、その下に 5.7 km/s の P 波速度をもつ層の存在が確認できた。浅部構造は J3 を境に北と南で P 波速度が変化している。表層地質構造と比較すると J3 より北側は主として花崗岩類が地表で見られる領域であるのに対し、南側は主として付加体が見られる領域である。得られた地震波速度構造の変化は、このような地質構造の違いを表していると考えられる。

(2) 島弧地殻のモホ面は、四国北部で深さ約 33 km に存在し、瀬戸内海に向かって浅くなる傾向が得られた。このような傾向は、これまで行われた探査や、本探査に付帯して実施された深部地殻反射法地震探査で得られた結果でも見られる。

(3) 南海トラフから四国東部地域下に沈み込むフィリピン海プレート上面は、陸域探査測線南端で深さ約 18 km に位置し、中央構造線付近まで島弧地殻と接している。沈み角度は、海域探査測線北端付近 (変形フロントから 90~100 km) では約 6 度であるが、海岸線付近で変化し、四国東部地域下では約 12 度となる。本研究で求めた四国東部地域下のフィリピン海プレートと紀伊半島下のフィリピン海プレートの沈み込み角度を比較すると、四国東部地域下の方が緩やかである。また四国東部地域下におけるフィリピン海プレートの沈み込みに伴うと考えられる北傾斜の震源分布は、フィリピン海プレートの沈み込む方向とほぼ平行に存在し、地震は沈み込む海洋性地殻下の上部マントル内で発生している。この北傾斜の震源分布が確認できるのはフィリピン海プレートが島弧地殻と接している範囲であり、マントルウェッジと接すると地震活動度が低下しているように見える。

7. 謝 辞

地殻構造探査を実施するに当たって、岡山県英田郡作東町役場、和気郡吉永町役場、備前市役所、兵庫県佐用郡上月町役場、香川県小豆郡土庄町役場、池田町役場、大川郡志度町役場、津田町役場、大川町役場、白鳥町役場、徳島県阿波郡市場町役場、阿波町役場、麻植郡山川町役場、美郷村役場、西郡神山町役場、那賀郡木沢村役場、上那賀町役場、海部郡海南町役場、海部町役場の方々には各種の便宜を図って頂きました。東京大学地震研究所・地震地殻変動観測センターの中村正夫氏、東京大学地震研究所・地震予知研究推進センターの一ノ瀬洋一郎氏、坂 守氏、東京大学地震研究所・地震地殻変動観測センターの井上義弘氏、北浦泰子氏、小林 勝氏、田上貴代子氏、羽田敏夫氏、三浦勝美氏、三浦禮子氏、高知大理学部の川谷和夫氏、九州大学理学部の田代勝也氏、中東和夫氏、土井隆徳氏、渡邊篤志氏、栗山 都氏、京都大学防災研究所の澁谷拓郎氏、松村一男氏、渡辺邦彦氏、根岸弘明氏、藤澤洋輔氏、高橋繁義氏、鳥取大学工学部の野口竜也氏、余田隆史氏、吉川大智氏、安岡修平氏には、データの収録に際して大変お世話になりました。また、2名の匿名査読者からのコメントは、本原稿を改善する上で大変参考になりました。ここに記して深く感謝の意を表します。

文 献

- Ando, M, 1975, Source mechanisms and tectonic significance of historical earthquakes along the Nankai trough, Japan, *Tectonophysics*, **27**, 119-140.
- 青木治三・村松郁栄, 1974, 御母衣-外山観測に沿う近畿・四国地方の地殻構造, *地震* **2**, 27, 104-109.
- 爆破地震動研究グループ, 1974, 四国外山爆破による地震動の観測, *地震* **2**, 27, 95-103.
- 爆破地震動研究グループ, 1992, 紀伊半島における爆破地震動の観測(河内長野-紀和測線), *地震研究所彙報*, **67**, 37-56.
- 爆破地震動研究グループ, 1995, 中部・近畿地方における人工地震による地殻構造調査(藤橋-上郡測線), *地震研究所彙報*, **70**, 9-31.
- 爆破地震動研究グループ, 1997, 1995年兵庫県南部地震震源域及びその周辺地域における屈折法地震探査(京北-西淡測線), *地震研究所彙報*, **72**, 69-117.
- Červený, V. and I. Pšenčík, 1983, Program SEIS83, Numerical modeling of seismic wave fields in 2-D laterally varying layered structures by the ray method: Praha (Charles Univ.).
- Hole, J. A and B. C. Zelt, 1995, 3-D finite-difference reflection traveltimes, *Geophys. J. Int.*, **121**, 427-434.
- 伊藤 潔・吉井敏尅・浅野周三・佐々木嘉三・伊神輝, 1982, 家島・鳥形山爆破地震動観測による四国地域の地殻構造, *地震* **2**, **35**, 377-391.
- 伊藤谷生・井川 猛・足立幾久・伊勢崎修弘・平田直・浅沼俊夫・宮内崇裕・松本みどり・高橋通浩・松澤進一・鈴木雅也・石田啓佑・奥池司郎・木村 学・國友孝洋・後藤忠徳・澤田臣啓・竹下 徹・仲谷英夫・長谷川修一・前田卓也・村田明広・山北 聡・山口和雄・山口 寛, 1996, 四国中央構造線地下構造の総合物理探査, *地質学雑誌*, **102**, 346-360.
- 岩城弓雄・橋田 功・多田正明・井川 猛・八木 章, 1991, 高精度多チャンネル地震探査システム, *物理探査*, **44**, 232-240.
- 木村昌三・岡野健之助, 1992, 四国の中央構造線および周辺地域についての地震学的考察, *地質学論集*, **40**, 187-195.
- 木村昌三・岡野健之助, 1994, 四国中・西部におけるマントル地震の震源分布の特徴, *地震* **2**, **47**, 11-19.
- Kodaira, S, N. Takahashi, J. O. Park, K. Mochizuki, M. Shinohara, S. Kimura, 2000a, Western Nankai trough seismogenic zone: Results from a wide-angle ocean bottom seismic survey, *J. Geophys. Res.*, **105**, 5887-5905.
- Kodaira, S, N. Takahashi, A. Nakanishi, S. Miura, Y. Kaneda, 2000b, Subducted seamount imaged in the rupture zone of the 1946 Nankaido earthquake, *Science*, **289**, 104-106.
- 蔵下英司・平田 直・岩崎貴哉・小平秀一・金田義行・伊藤 潔・西田良平・木村昌三・澁谷拓郎・松村一男・渡辺邦彦・一ノ瀬洋一郎・中村正夫・井上義弘・小林 勝・坂 守・田上貴代子・羽田敏夫・三浦勝美・三浦禮子・川谷和夫・徳永雅子・田代勝也・中東和夫・土井隆徳・渡邊篤志・栗山 都・根岸弘明・藤澤洋輔・高橋繁義・野口竜也・余田隆史・吉川大智・安岡修平・井川 猛, 2001, 四国東部・中国地域における深部地殻構造探査, *地震研究所彙報*, **76**, 187-202.
- 森田裕一・浜口博之, 1996, 火山体構造探査のための高精度小型データーロガーの開発, *火山*, **41**, 127-139.
- Nakanishi, A., S. Miura, N. Takahashi, J. O. Park, S. Kodaira, Y. Kaneda, K. Suehiro, N. Hirata, T. Iwasaki, M. Nakamura, H. Shiobara, M. Shinohara, J. Kasahara, T. Kanazawa, R. Hino, T. Sato and H. Shimamura, 1999, Crustal structure around the eastern Nankai seismogenic zone revealed by OBS studies in 1990's, *EOS Trans. Am. Geophys. Union*, **80**, F570.
- 中村政夫・渡辺 晃・許斐 直・木村昌三・三浦勝美, 1997, 西南日本外帯における地殻下地震の活動特性, *京都大学防災研究所年報*, **40**, B-1, 1-20.
- 南海トラフ海陸境界深部構造探査研究グループ, 1999, 地震発生帯深部構造高精度イメージング, *日本地震学会講演予稿集*, 1999年秋季大会, B59.
- 西坂弘正・持田 学・篠原雅尚・日野亮太・笠原順三・佐藤利典・望月公廣・片尾 浩・末広 潔・金澤敏彦・前田卓哉・岩崎貴哉・平田 直・吉井敏尅, 1997, 海底地震計, 制御震源を用いた潮岬沖, 紀伊水道沖南海トラフの地殻構造(南北測線), 1997年地球惑星科学関連学会, E11-P13.

- 大西正純・井川 猛・松岡稔幸・河村知徳・越後智雄・折戸雅幸・伊藤谷生・平田 直・岩崎貴哉・蔵下英司・佐藤比呂志, 1999, 爆破地震データの稠密観測記録に見られる四国中央構造線の深部反射波. 日本地震学会講演予稿集, 1999 年秋季大会, P107.
- Research group for explosion seismology, 1961, Crustal structure in central Japan as derived from the Miboro explosion-seismic observations. Part 1. Explosions and seismic observations, Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo, **39**, 285-326.
- Research group for explosion seismology, 1966, Crustal structure in the western part of Japan derived from the observation of the first and second Kurayosi and Hanabusa explosions. Part 1. Observation of seismic waves generated by the first and second Kurayosi and the Hanabusa explosions, Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo, **44**, 89-107.
- Sato T., K. Mochizuki, J. Kasahara, G. Fujie, H. Nishisaka and S. Koresawa, 1998, Depth variation of the crustal structure of the subducting plate along the Nankai trough, off Kii Channel, Japan, Geophys. Res. Lett., **25**, 4011-4014.
- 篠原雅尚・平田 直・松田滋夫, 1997, GPS 時計付き地震観測用大容量デジタルレコーダ, 地震 **2**, **50**, 119-124.
- Takahashi N., S. Kodaira, A. Nakanishi, S. Miura, J. O. Park, T. Tsuru, Y. Kaneda, H. Kinoshita, T. Iwasaki and N. Hirata, 1999, Seismic structure around the western end of the southwestern Japan arc, EOS Trans. Am. Geophys. Union, **80**, F570.
- Takahashi N., S. Kodaira, T. Tsuru, J. O. Park, Y. Kaneda, S. Abe, M. Nishino and R. Hino, 2000, Detailed plate boundary structure off northeast Japan coast, Geophys. Res. Lett., **27**, 1977-1980.
- 地質調査所編, 1995, 100 万分の 1 日本地質図第 3 版 CD-ROM 版. 数値地質図 G-1.
- 吉井敏尅・中村正夫・伊藤 潔・山本正人, 1990, 爆破地震動の観測による紀伊半島の地下構造 (河内長野・紀和測線). 地震学会講演予稿集, No. 2, 89.
- Yoshii T., Y. Sasaki, T. Tada, H. Okada, S. Asano, I. Muramatsu, M. Hashizume and T. Moriya, 1974, The third Kurayosi explosion and the crustal structure in the western part of Japan, J. Phys. Earth, **22**, 109-121.