

南西諸島の前弧域における付加体を含む堆積層のモデル化 Improved sedimentary layer model including the accretionary prism in the fore-arc region of the Ryukyu arc, Japan

小松 正直 (Masanao KOMATSU)*
浦上 想平 (Sohei URAKAMI)**
岡元 太郎 (Taro OKAMOTO)***
竹中 博士 (Hiroshi TAKENAKA)****

Abstract

We combine the recent seismic reflection profiles to construct a new seismic velocity model of the sedimentary layer incorporating the accretionary prism along the Ryukyu trench. In constructing the new model, we refer to the zoning (ZONE1 to ZONE4) identified by Okamura *et al.* (2017, Tectonophys.). The construction process consists of the following steps: First, we digitize either unconformities or $V_p=4$ to 5 km/s lines as the seismic basement, whichever is more clearly identifiable. Second, the digitized thickness data of the sedimentary layer from the reflection profiles are geometrically modeled and interpolated to make the three-dimensional structure model. Finally, we supplement the external region of the constructed 3-D sedimentary model using the J-SHIS model provided by the NIED to complete the velocity structure model in the entire Ryukyu arc. The main features of our model are as follows: In ZONE1, off Ishigaki-jima island, the thick sedimentary layer extends about 50 km wide from the Ryukyu trench. In ZONE2, off Miyako-jima island, the thinner layer compared to the other zones is found near the trench, with a thin sedimentary terrace covering the area behind it. In ZONE3, off Okinawa-jima island, the sedimentary layer deepens as it approaches the trench. In ZONE4, off Tokara islands, the deepest layer among all zones is identified. We then conduct 3-D finite-difference simulations of seismic wave propagation using the new and the previous models to confirm the improvement of the new model. In the simulations, the effects of the accretionary prism along the Ryukyu trench on the seismic wave propagation are clearly identified.

Keywords: Sedimentary layer model, Accretionary prism, Ryukyu arc

I. はじめに

南西諸島は鹿児島県南方沖から台湾東方沖にかけて全長約 1200 km におよぶ。フィリピン海プレートの沈み込みにより、前弧で琉球海溝ならびに付加体を形成、さらに島弧および背弧海盆（沖縄トラフ）が発達している（図 1）。近年、琉球海溝を横切る複数の測線による反射法地震探査が実施され、海溝付近の付加体と考えられる堆積層が確認された [Nishizawa *et al.* (2017) など]。Okamura *et al.* (2017) は Nishizawa *et al.* (2017) によって報告された複数の反射法探査結果に基づいて、琉球海溝付近の堆積層の特徴を議論した。彼らは地質学的・地形的な特徴（水深 2000 m の等深線の変化）に基づき前弧域を南から

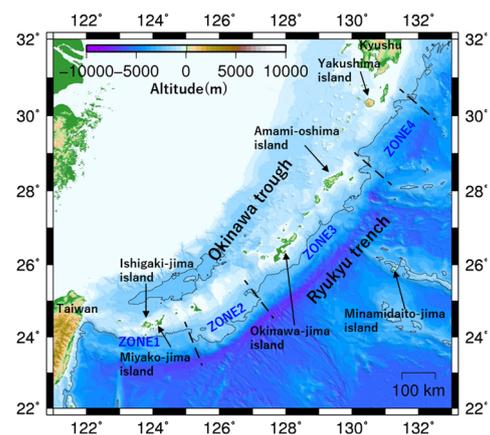


図 1. 南西諸島。実線は水深 2000 m の等深線、破線は Okamura *et al.* (2017) による ZONE の境界。

* 岡山学院大学, 〒710-8511 倉敷市有城 7 8 7

Okayama Gakuin University, Kurashiki, 710-8511, Japan.

** 元・岡山大学大学院自然科学研究科, 〒700-8530 岡山市北区津島中三丁目 1-1

Formerly Department of Earth Sciences, Okayama University, Okayama 700-8530, Japan.

*** 東京科学大学理学院地球惑星科学系, 〒152-8551 東京都目黒区大岡山 2-1-2-1

Department of Earth and Planetary Sciences, School of Science, Institute of Science Tokyo, Tokyo 152-8551, Japan

**** 岡山大学学術研究院環境生命自然科学学域, 〒700-8530 岡山市北区津島中三丁目 1-1

Department of Earth Sciences, Okayama University, Okayama 700-8530, Japan

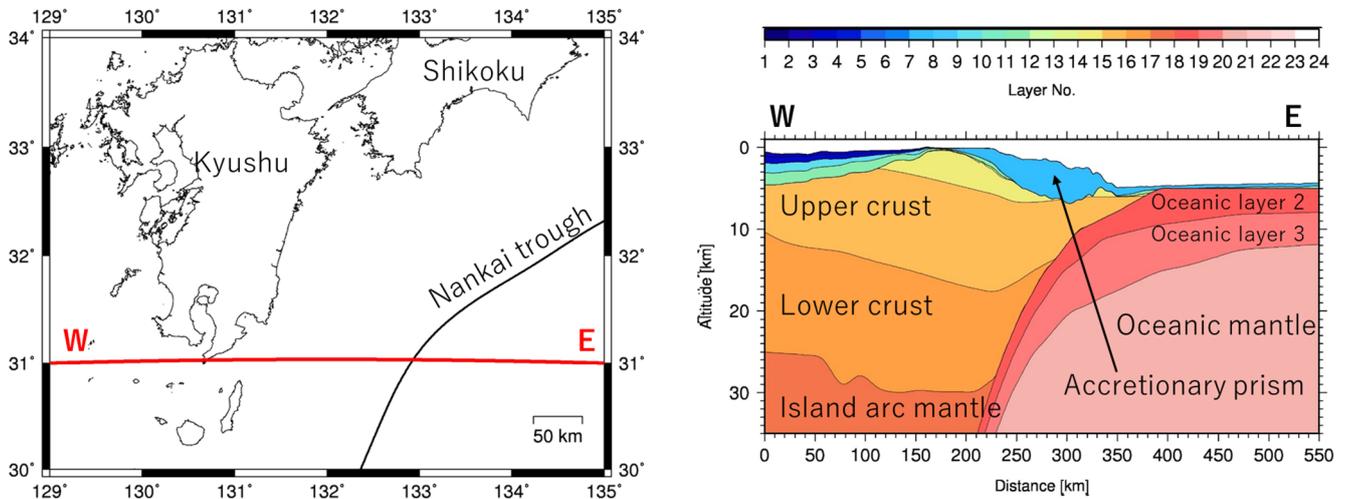


図 2. 全国 1 次地下構造モデルの断面. 左地図の赤線下の地下断面を右図に示す. 前弧域の水色の層が付加体を含む第 7 層.

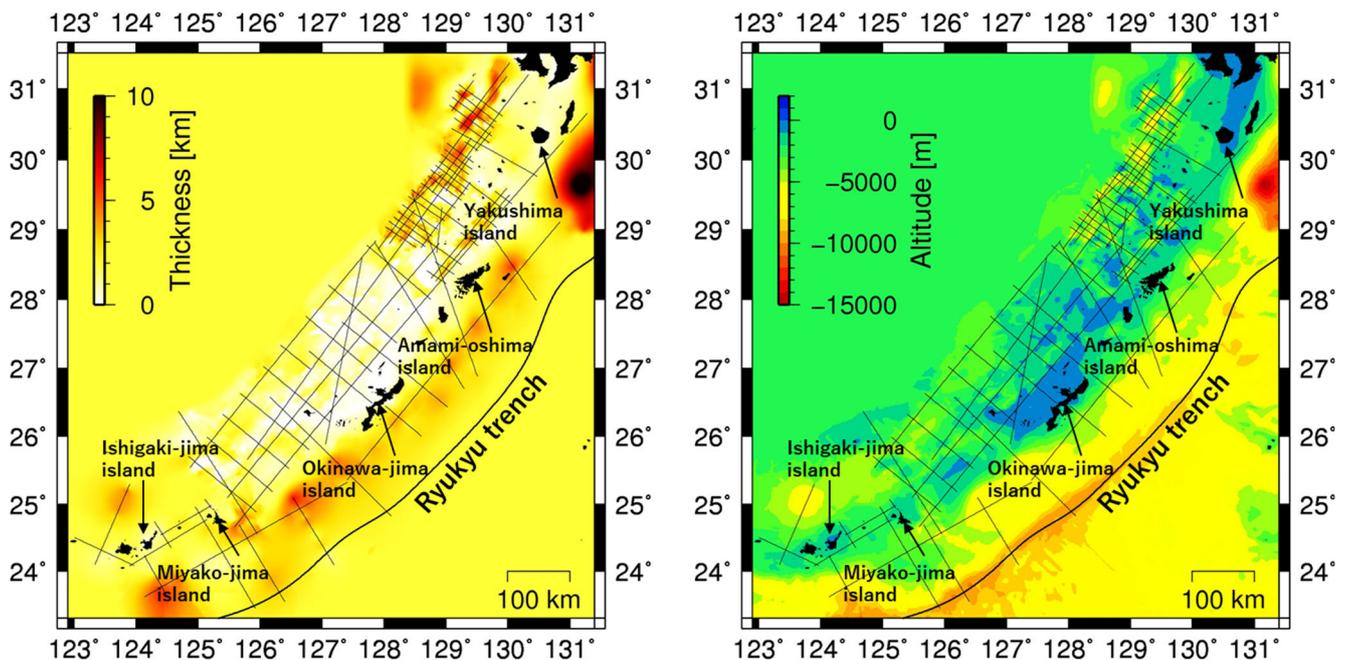


図 3. J-SHIS モデル (V2) における南西諸島の堆積層の (左) 厚さ分布と (右) 堆積層下面の標高. 太線は海溝を示し, 細線はモデルの作成に使用された反射法探査の測線の分布である.

ZONE1, ZONE2, ZONE3, ZONE4 の 4 つに区分した (図 1). 特に ZONE2 では宮古・沖縄深海平坦面と呼ばれる地形が発達しており, 水深 2000 m の等深線が海溝側に張り出している. そのため, 他の ZONE と比べて堆積層が薄い. また, ZONE2 を東西に横切る反射法測線では [Nishizawa *et al.* (2017) の ECr25], 他の測線と比べて前弧域の middle crust (中部地殻) が厚い傾向にある.

付加体を含む堆積層では, 長周期の地震動が増幅することが知られている. 例えば, Takemura *et al.* (2019) は 1944 年に発生した東南海地震の三次元長周期地震動シミュレーションを行い, 南海トラフの付加体の効果によって長周期地震動が増幅することを示した. 将来起こりうる地震の長周期地震動を予測するためにも, 付加体を含む堆積層のモデル化は重要である.

地震動予測に用いるために作成された既存の広域

表 1. 小松 (2018) のモデルの物性値

		V_P (km/s)	V_S (km/s)	ρ (g/cm ³)	Q_P	Q_S
堆積層	第1層(J-SHIS第6層)	2.1	0.7	2.00	100	100
	第2層(J-SHIS第15層)	2.5	1.1	2.15	150	150
	第3層(J-SHIS第21層)	3.5	1.7	2.30	150	150
	第4層(J-SHIS第26層)	4.0	2.1	2.40	200	200
島弧地殻	上部地殻 (地震基盤)	6.0	3.4	2.75	200	200
	下部地殻	6.4	3.8	2.80	220	220
	島弧マントル	7.5	4.5	3.20	700	700
フィリピン 海プレート	海洋性地殻第2層	※1	※1	※2	220	220
	海洋性地殻第3層	※1	※1	※2	220	220
	海洋性マントル	※1	※1	※2	910	910

※1 馬場・他 (2006) による海洋性地殻の地震波速度 (z は海面からの深さ (km)).

ここで, V_P は P 波速度 (km/s), V_S は S 波速度 (km/s).

海洋性地殻第 2 層: $V_P = 5.4 + 0.0055z$, $V_S = V_P/1.94$,

海洋性地殻第 3 層: $V_P = 6.5 + 0.0055z$, $V_S = V_P/1.87$,

海洋性マントル: $V_P = 8.1 + 0.0053z$, $V_S = V_P/1.76$.

※2 Brocher (2005) による密度 (g/cm³) の関係式. ここで, V_P は P 波速度 (km/s).

$\rho = 1.6612V_P - 0.4721V_P^2 + 0.0671V_P^3 - 0.0043V_P^4 + 0.000106V_P^5$.

地下構造モデルのひとつに, 全国 1 次地下構造モデル (暫定版) [Koketsu *et al.* (2008)] があり, 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2012) によると, このモデルの地震基盤より浅い堆積層 (第 1 層~第 13 層) のうち, 第 7 層が付加体を含む層に対応する. 第 7 層は, 島弧付近 (図 2 では九州南端) で層の厚さが 0 km で, 前弧に行くにつれて厚さが増し, 海洋プレート上で厚さが約 1 km で一定である (図 2). 全国 1 次地下構造モデルの領域は屋久島以北であり, それより南側は含まれない. その他の地下構造モデルに, 表層の地盤および海域の堆積層をモデル化した防災科学技術研究所による J-SHIS モデルがある. このモデルは幾度か改訂されており, V2 [藤原・他 (2012)] 以降, 南西諸島全部が含まれており (図 3), 最新の V4 に至るまでこの地域の構造は更新されていない. このモデルは基となる反射法地震探査 (以下, 反射法探査) の測線が南西諸島の前弧域, 特に海溝付近 (石垣島沖や沖縄本島沖~奄美大島沖) で疎であるために堆積層の厚さ (J-SHIS 第 26 層の下面深度にあたる) が屋久島沖以南でまばらとなっている. そのため J-SHIS モデルはこの地域における前弧域の堆積層構造を十分に反映しているとは言い難いと考えられる.

小松 (2018) は南西諸島の地震波動シミュレーションを目的として, 地震波速度・減衰モデルを構築した. モデルの詳細は以下の通りである. 陸上地形は国

土地理院による 250 m メッシュモデル, 海底地形は海洋情報センターによる JTOPO30v2, 堆積層は上述の J-SHIS モデル (V2) をそれぞれ用いた. モホ面深度は Nakamura *et al.* (2003) が地震波トモグラフィで使用した南西諸島域のモホ面深度分布と最新の反射法地震探査 [例えば, Nishizawa *et al.* (2017)] の結果を統合して作成した. フィリピン海プレート上面は Iwasaki *et al.* (2015) による自然地震の震源分布などから推定されたプレート境界面を採用した. 堆積層の物性値 (P 波速度, S 波速度, 密度) は J-SHIS によるものを用いた. ただし, 第一層と地震基盤 (上部地殻) の物性値は最近の微動探査の結果 [山田・竹中 (2018, 2023), Yamada and Takenaka (2021)] を参考に設定した. 島弧地殻と島弧マントルの物性値は全国 1 次地下構造モデル (暫定版) [Koketsu *et al.* (2008)], フィリピン海プレート内の海洋性地殻およびマントルの地震波速度は四国沖の探査を基に構築された馬場・他 (2006) による深さ依存の式, 密度は Brocher (2005) による P 波速度との関係式をそれぞれ採用した. 非弾性減衰を表す Q 値は, 堆積層について J-SHIS の値を採用し, 島弧地殻およびマントル, フィリピン海プレートについて小松 (2018) による地震波減衰トモグラフィの結果を基に設定した. 物性値の一覧を表 1 に示す.

本研究の目的は, J-SHIS モデルの作成に用いられ

表 2. 本研究で用いた反射法地震探査の測線

ZONE	測線名	出典
1	RATS-3	Klingelhoefer <i>et al.</i> (2012)
	EW9509-1	Wang <i>et al.</i> (2001)
	ECr5	Nishizawa <i>et al.</i> (2017)
	YA05	Arai <i>et al.</i> (2016)
2	ECr16	Nishizawa <i>et al.</i> (2017)
	ECr6	Nishizawa <i>et al.</i> (2017)
3	ECr7	Nishizawa <i>et al.</i> (2017)
	PROFILE2-A	Kodaira <i>et al.</i> (1996)
4	ECr10	Nishizawa <i>et al.</i> (2017)
	ECr11	Nishizawa <i>et al.</i> (2017)

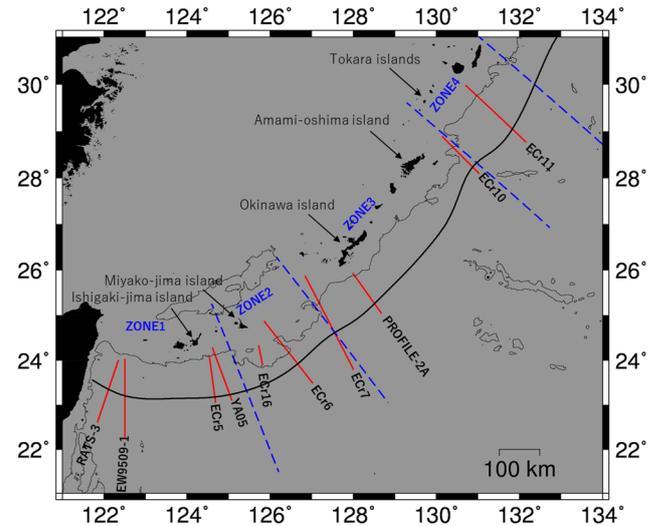


図 4. 反射法探査の測線の分布と Okamura *et al.* (2017) による ZONE の 4 区分. 赤線が反射法地震探査の測線で青色破線が ZONE の境界, 太線が海溝を, 細線が水深 2000 m の等深線を示す.

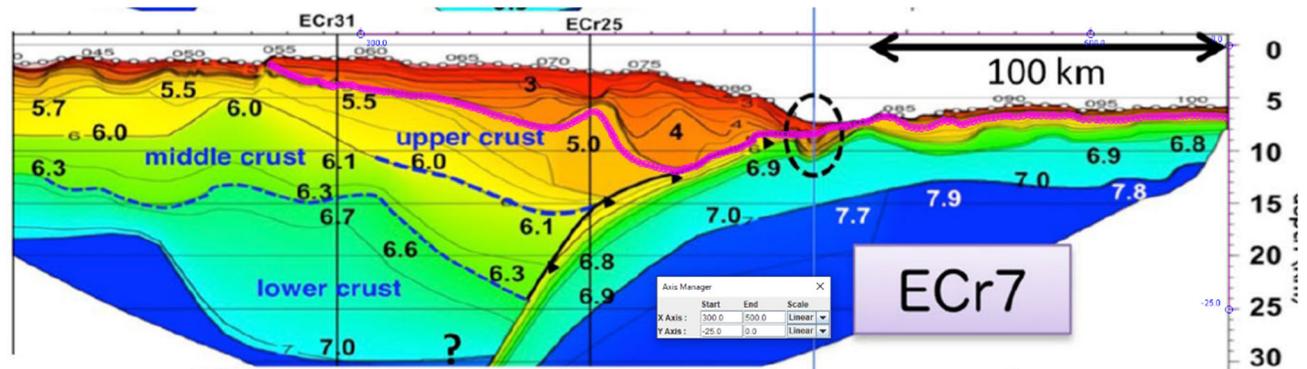


図 5. 堆積層下面のデジタルイズの例. Gsys による ECr7 測線 [Nishizawa *et al.* (2017)] のデジタルイズ時の画面のスクリーンショット. 紫色の点がデジタルイズした点.

ていない前弧域の反射法探査の測線における P 波速度構造モデルから堆積層の下面深度を抽出し, それを基に南西諸島前弧域の付加体を含む堆積層をモデル化することである. そして, このモデルを用いて既往の地震波速度構造モデルを更新し, 地震波動シミュレーションを通して, その効果を確認する.

II. データ

本研究で用いたデータは, 表 2 に示す反射法探査によって得られた 10 本の測線における P 波速度構造モデルである. まず, 付加体を含む堆積層の厚さを調べるため, 速度構造モデルから堆積層の下面 (基盤上面) の深度のデジタルイズを行う. デジタルイズを行う際の地域区分として, Okamura *et al.* (2017) による前弧域の区分 (ZONE1~4) を用いる. 各測線と ZONE の

関係を表 2 に示す. 図 4 は 4 つの ZONE の区分と次節で説明するデジタルイズを行う各測線の分布を示す. また, 本研究ではデジタルイズしたデータの処理として, フィリピン海プレート上面深度のデータに Iwasaki *et al.* (2015) を, 海底地形のデータに GEBCO [The British Oceanographic Data Centre (BODC); https://www.gebco.net/data_and_products/gridded_bathymetry_data/, 2024 年 3 月 5 日最終閲覧] を使用する.

III. 方法

3-1. デジタルイズ

まず, 10 本の測線 (表 2, 図 4) について, P 波速度構造の 4.0~5.0 km/s の等値線と, この付近に見られる明瞭な速度不連続の境界を堆積層の下面とみなし, デジタルイズを行う. その際, 反射断面に見られる

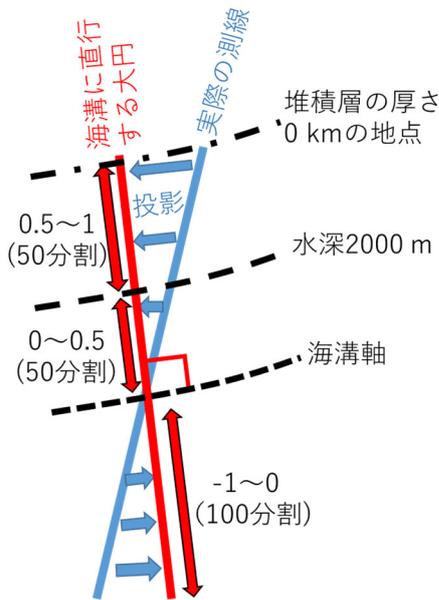


図 6. 投影・規格化の模式図.

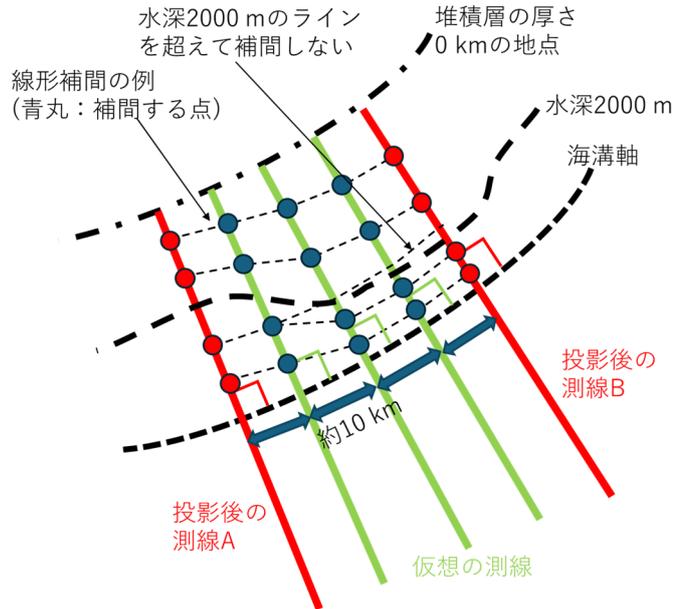


図 7. 仮想の測線と補間の模式図.

不整合の位置も参考にした。デジタイズには、グラフ数値読み取りシステムの GSYS (<https://www.jcprg.org/gsys/gsys-j.html>, 2024年3月5日最終閲覧) を用いる。図 5 は実際にデジタイズをした際のスクリーンショットである。

デジタイズした堆積層の下面深度に対して次の処理を行う。まず、全国 1 次地下構造モデルを参考にし、海溝より外側では堆積層の厚さ 1 km に接続するよう調整する。この時、ECr16 は測線の海溝側の端が海溝軸に達していないため、ここからフィリピン海プレート形状を参考に、海溝より外洋における層厚 1 km の堆積層になめらかに接続させる。PROFILE-2A においては、測線の島弧側が堆積層の厚さ 0 km となるライン（詳細は 3-2 節で述べる）に達していないため、測線の北西端からこの地点に向かって堆積層の厚さを 0 km に収束させる。次に、デジタイズしたデータは 1 km 間隔にリサンプリングし、GEBCO を用いて海底地形のはぎ取りを行い、堆積層の厚さに変換し、平滑化を行う。

3-2. モデル化

次に、反射法探査によって得られた測線直下の P 波速度構造から抽出した堆積層の厚さを基にして、琉球海溝全体にわたる堆積層の厚さの空間分布を求める方法と、得られた厚さ分布を小松 (2018) の地震波速度構造モデルに組み込んで改良モデルを作成する方法について述べる。

3 次元堆積層分布の作成において、まず堆積層の厚さ 0 km のラインを設定する。この地点は、水深約 500

m の等深線ならびに文部科学省研究開発局・海洋研究開発機構 (2017) による堆積層と上部地殻の境界 (B-Horizon) の深さを参考に設定する。次に、実際の反射法測線でデジタイズした堆積層の厚さを、図 6 に示すように、その測線と海溝軸との交点を通り、海溝と直交する大円上に投影する。投影した測線の島弧側の端点から海溝までの距離を 1 に規格化し、それを 100 等分する。その際、ZONE 間における構造のギャップを考慮するため、水深 2000 m の等深線 ([Okamura et al. (2017)] による ZONE 分割の根拠) を基にしたラインを設定し、ラインより島弧側と海溝側をそれぞれ 50 等分する。次に、図 7 に示すように海溝に沿って、投影後の測線の間には海溝軸に直交する仮想の測線を約 10 km 間隔で引き、投影・規格化した反射法測線の堆積層断面の形状から線形補間によって仮想測線直下の堆積層の厚さ分布を求める (図 7)。これら全ての測線の堆積層の厚さ分布データに Surfer (https://www.lightstone.co.jp/goldensoftware/surfer_gs.html, 2024年3月5日最終閲覧) を用いてクリギング補間ならびに 9-node 平均を 50 回施す。以上により求めた前弧から外洋にかけての堆積層の厚さ分布を用いて、改良モデルを以下の手順で作成する。

まず、作成した堆積層モデルには島弧から背弧にかけての地域は含まないので、その地域の堆積層の厚さを便宜的に 0 km としている。そこで、このモデルの前弧〜外洋側と小松 (2018) の島弧・背弧側のモデルを、厚さ 0 km のラインから海溝に向かって距離 20 km の範囲内で両モデルをコサイン曲線による重み付き平均し、マージする。

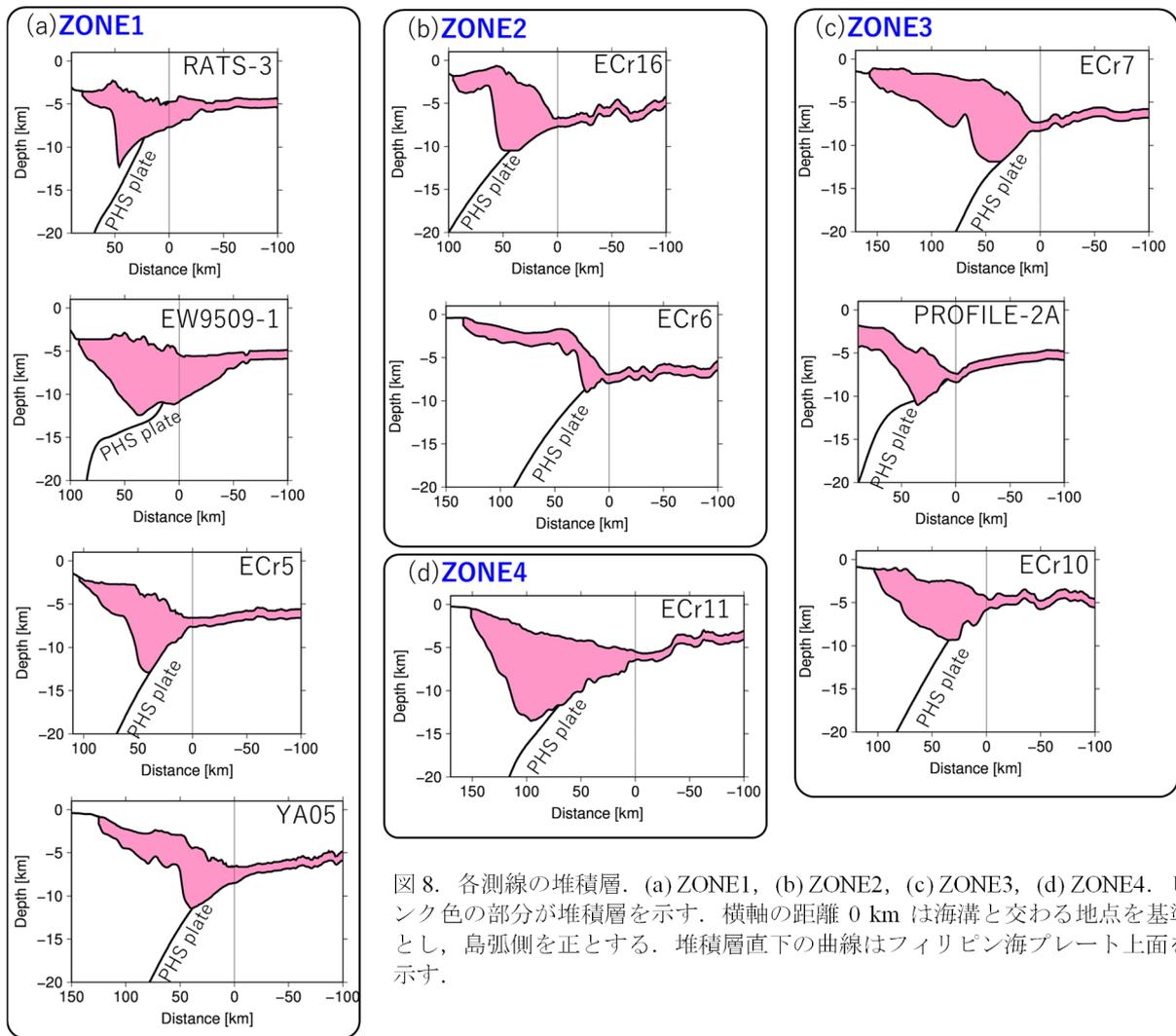


図8. 各測線の堆積層. (a) ZONE1, (b) ZONE2, (c) ZONE3, (d) ZONE4. ピンク色の部分が堆積層を示す. 横軸の距離 0 km は海溝と交わる地点を基準とし, 島弧側を正とする. 堆積層直下の曲線はフィリピン海プレート上面を示す.

次に, 海溝付近から外洋にかけて, 堆積層とフィリピン海プレートが接触する部分について, 堆積層下面とフィリピン海プレート上面が交差する箇所では, 堆積層下面深度が海洋性地殻第2層の鉛直方向の厚さの半分程度の深度となるように調整した. また, 小松(2018)のモデルは海溝より外洋では, 堆積層の直下に厚さ2 kmの海洋性地殻第2層を設定したが, 本改良モデルでは海洋性地殻第2層上部を堆積層で置き換えた. この箇所の海洋性地殻第2層の上の「堆積層」は, 実際の堆積層である海洋性地殻第1層の他に海洋性地殻第2層の上部の風化部を表現している. それは, J-SHISモデルの島弧域の山地において, 直接地震基盤から始まるのではなく, 表層に風化層を(堆積層のように)地盤として設定しているのと似ている. ただし, そのような「堆積層」の下の海洋性地殻およびマントルのP波とS波速度には, (小松(2018)と同じく)四国沖の探査を基に構築された馬場・他(2006)による深さ依存の式, 密度にはBrocher(2005)による

P波速度との関係式を用いている.

最後に, マージした堆積層の層厚モデルを小松(2018)のモデルに倣い, 異なる4つの地震波速度の層に分割し, 陸上・海底地形を加える. その際, 小松(2018)のモデルにおける堆積層の各層厚の比率を用いて分割する.

IV. 結果

4-1. デジタイズの結果

デジタイズにより抽出した各反射測線下の堆積層の厚さ断面を図8に示す. これらはデジタイズを行い, 海溝より外洋の厚さ1 kmの堆積層に接続処理したものである. ZONEごとの特徴は以下の通りである. ZONE1(図8(a))では, どの測線でも海溝から島弧に向かって約60~100 kmで平坦な前弧盆地が見られる. また, 海溝から島弧に向けて約50 km付近で厚さが急激に増加している. この斜面はバックストップ(固結した岩体)であると考えられる. ZONE2(図8(b))は,

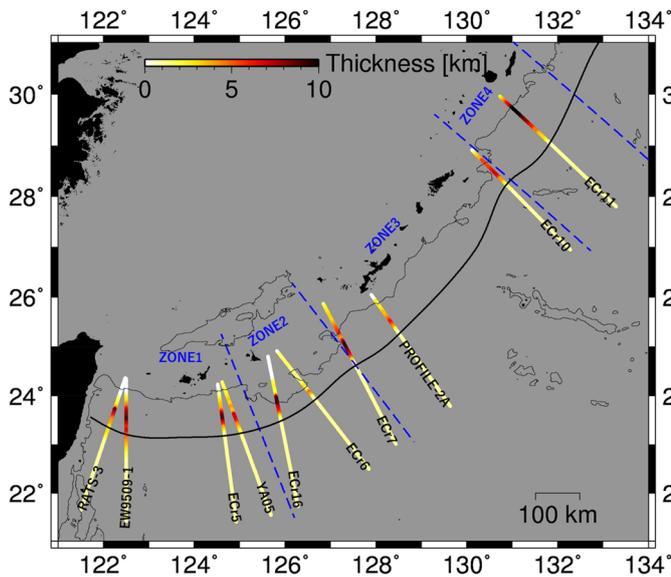


図 9. 各測線の堆積層の厚さ分布. 赤褐色の部分ほど堆積層が厚い. 太線は海溝を, 細線は水深 2000m の等深線を, 青色破線は ZONE の境界を示す.

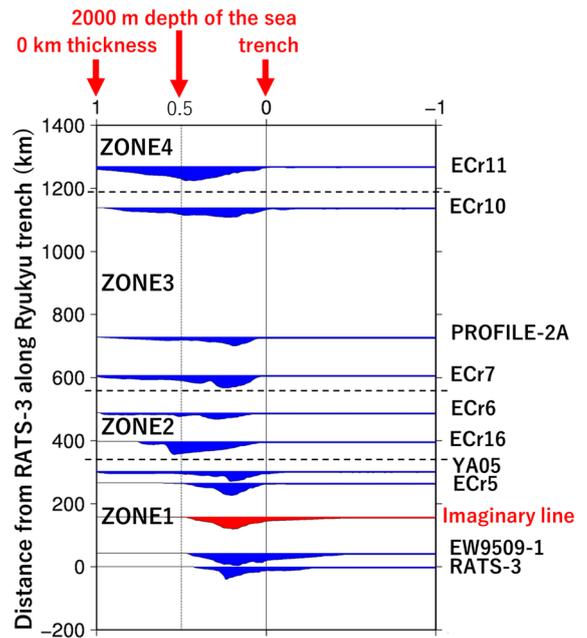


図 10. 規格化した反射法測線の堆積層断面と線形補間の例. 測線は下から順に ZONE1~4 内にある. 黒い太線は ZONE の境目である. 青い部分は実際の測線下の堆積層の分布, 赤い部分は線形補間によって算出した, 仮定の測線下の堆積層の厚さ断面の例である. 横軸の 0, 0.5 はそれぞれ海溝軸と水深 2000 m を示す.

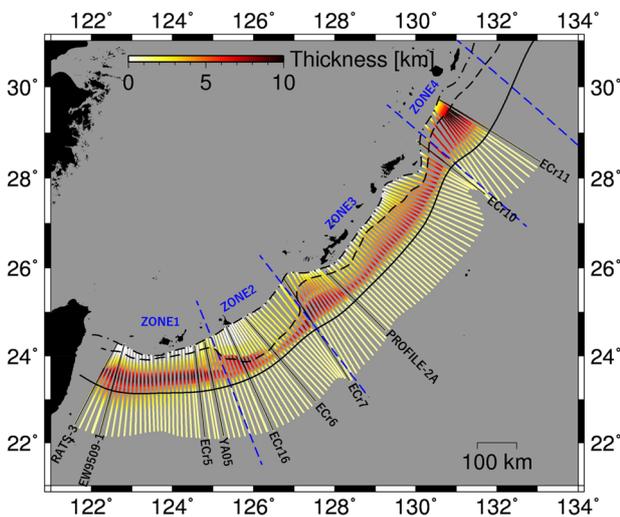


図 11. 投影した反射法測線と仮定の測線における堆積層の厚さ分布. 黒線, 破線, 一点鎖線はそれぞれ海溝, 水深 2000 m を基にしたライン, 堆積層の厚さ 0 km のラインを示す. 青色破線は ZONE の境界を表す.

海溝から島弧に向かって約 50~100 km に広がる沖縄・宮古深海平坦面が特徴的である. ZONE2 では他の ZONE1, 3, 4 よりも比較的堆積層が薄い傾向があり, ZONE1 と同様なバックストップも見られる. ZONE3 (図 8(c)) は, ZONE1, 2 とは異なり, 島弧か

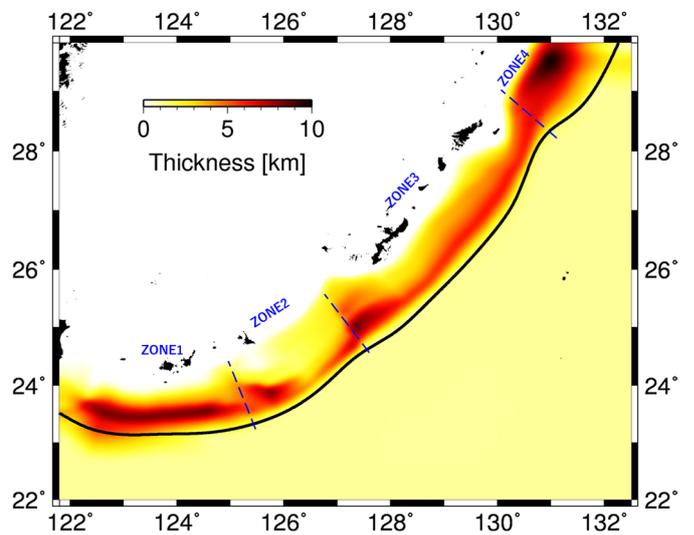


図 12. 前弧から外洋にかけての堆積層の厚さ分布モデル. 白色の部分は厚さ 0 km の領域. 赤褐色の部分ほど堆積層が厚い. 図の黒線は海溝で, 青色破線は ZONE の境界.

ら海溝に向かって層厚の増加が比較的緩やかである. ZONE4 (図 8(d))は測線が 1 本のみ (ECr11) であるが, この測線は他の ZONE と比べて堆積層が最も厚い. 図 9 は図 8 における堆積層の厚さ分布を地図上にプロットしたものである.

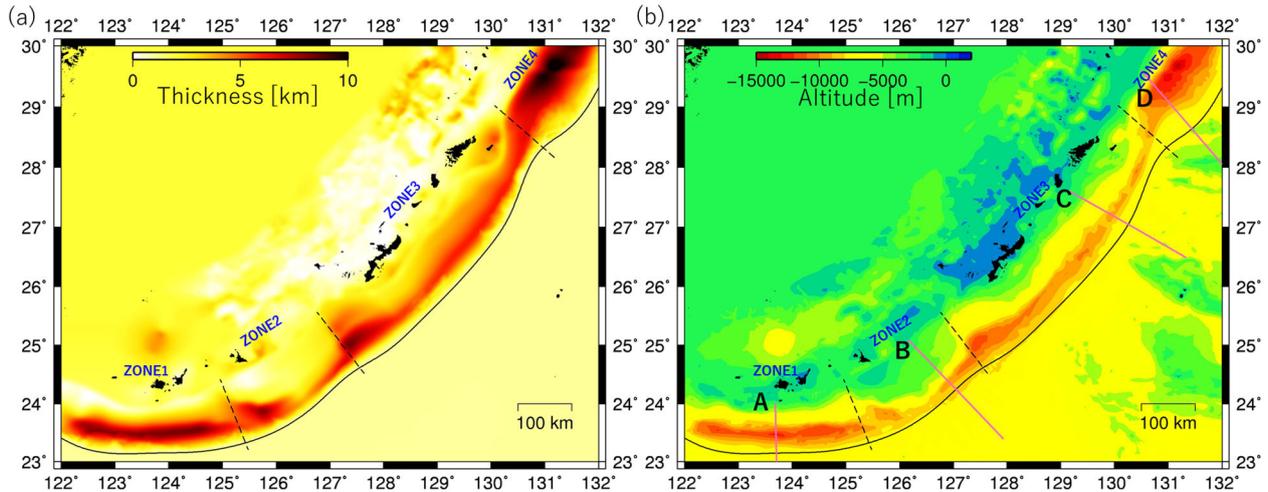


図 13. 島弧・背弧側の既往モデルとマージした改良堆積層モデル. (a) 堆積層の厚さ, (b) (a) の堆積層下面の標高. 赤褐色の部分ほど堆積層が厚く, 赤い部分は堆積層が深くまで達した場所. 図の黒点線は海溝で, ピンク色の線は図 15 で示す仮想測線 A~D, 破線は ZONE の境界を示す.

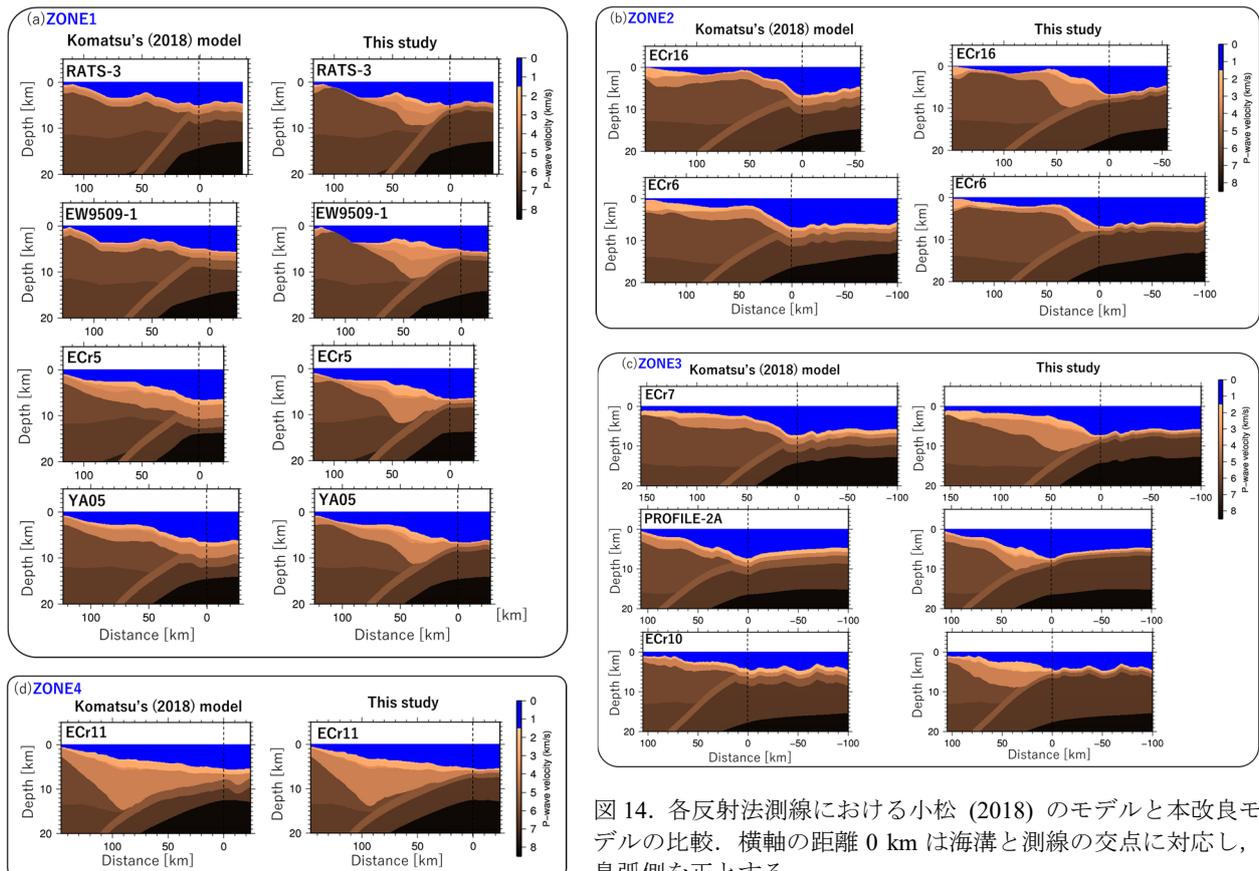


図 14. 各反射法測線における小松 (2018) のモデルと本改良モデルの比較. 横軸の距離 0 km は海溝と測線の交点に対応し, 島弧側を正とする.

4-2. モデル化の結果

図 10 は, 図 9 における堆積層の厚さ分布を投影・規格化した測線, および仮想測線の堆積層断面を海溝に沿った向きに並べたものである. 青色が実際にデジ

タイズした測線の付加体の厚さ断面を示す. 赤いトレースは線形補間の結果得られた仮想の測線における堆積層の断面の例である. すべての投影した測線と仮想測線を地図上に描いたものが図 11 である.

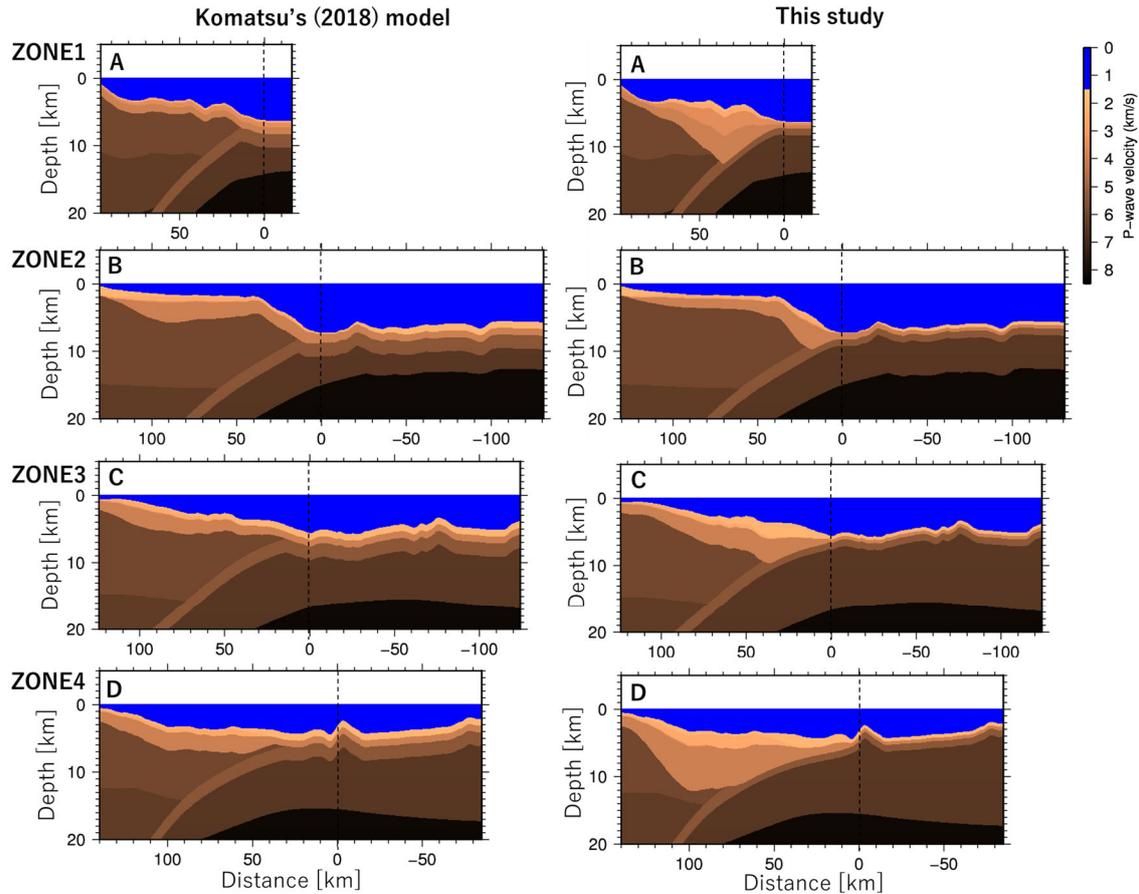


図 15. 図 13(b) の仮想測線 A~D における小松 (2018) のモデルと本改良モデルの比較。横軸の距離 0 km は海溝との交点に対応し、島弧側を正とする。

次に、作成した南西諸島前弧域の付加体を含む堆積層の厚さ分布を図 12 に示す。図 12 の赤褐色の部分ほど、層が厚いことを意味する。白い範囲は厚さが 0 km である。また、海溝より外洋側のクリーム色の部分は層厚が 1 km の範囲を表す。図 13(a) は小松 (2018) のモデルとマージ後の堆積層の厚さで、図 13(b) はその堆積層下面の標高である。図 13(a) の赤黒い部分ならびに図 13(b) の赤い部分は層が深くまで分布する場所であり、ZONE による特徴の違いが明瞭である。

V. 議論

5-1. 作成した構造モデルの特徴

ここで、作成した改良モデルと小松 (2018) による構造モデルを各測線で比較したものを図 14 に示す。ZONE4 の ECr11 (図 14(d)) を除き、小松 (2018) のモデルは海溝付近で堆積層が薄いことが分かる。さらに今回作成したモデルについて、図 11 の仮想測線を各 ZONE から 1 本ずつ抽出し (図 13(b) の測線 A~D)、その断面 (図 15) を見ることで本モデルの特徴を見

ていく。まず、小松 (2018) のモデルはすべての測線で堆積層の厚さに大きな違いは見られないが、本改良モデルでは地域差が明瞭であり、より現実に即してモデル化できていると考えられる。ZONE1 の断面 (測線 A) を見ると、海溝から島弧側約 60 km の地点で層の深さが急に増加する。これは前節で述べたバックストップであり、ECr5 のようなデジタル化した測線の特徴 (図 8) を反映している。ZONE2 (測線 B) の断面では、極端に堆積層が薄い部分が見られ、ECr6 に見られるような沖縄・奄美深海平坦面の特徴が反映されている。ZONE3 の断面 (測線 C) では、PROFILE-2A に見られるように堆積層の厚さが海溝に向かって緩やかに増加する。ZONE4 の断面 (測線 D) では、ECr11 ほど深くまで堆積層が達していない。本モデルでは ZONE3 との境界から ZONE4 を北東に進むにつれて堆積層はより厚くなっていくことがわかる。以上の特徴より、改良モデルは今回デジタル化した反射法探査の測線の速度構造モデルの特徴を反映していることがわかる。今回作成したモデルの全体的な特徴は、前

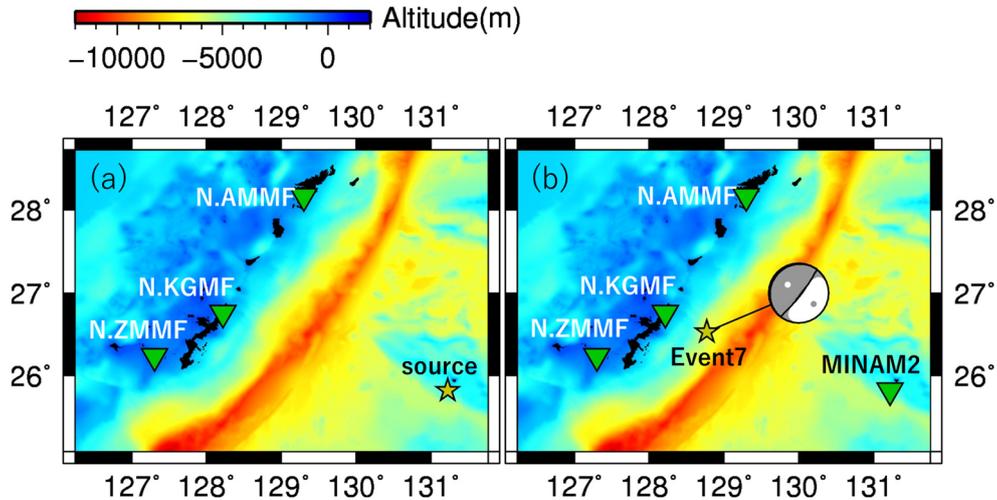


図 16. シミュレーションの設定. (a) ケース 1: 気象庁南大東島観測点(MINAM2)を加振, (b) ケース 2: 地震は小松・他 (2023) の Event 7. 三角形が観測点, 星印が加振点/震源. ビーチボールは用いた地震のモーメントテンソル解. 両地図のコンターは本モデルにおける堆積層下面の標高を示す.

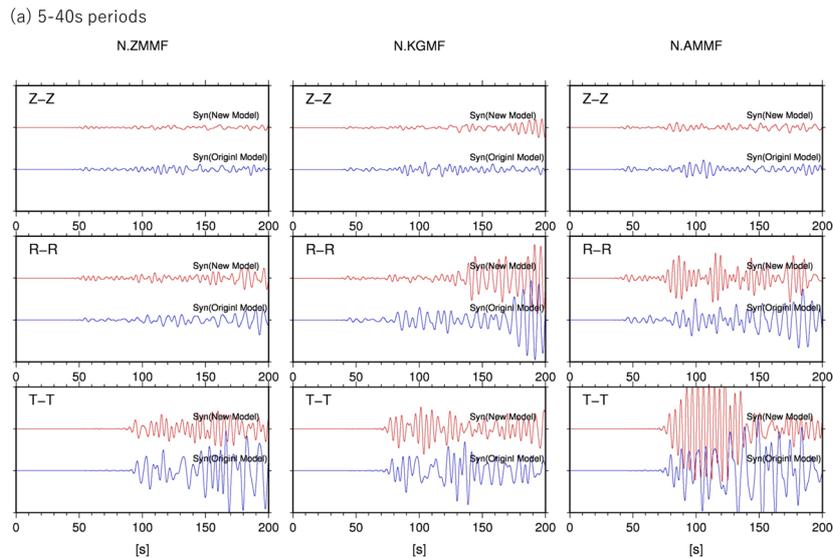


図 17. 南大東島観測点を加振したシミュレーション結果. 赤線, 青線はそれぞれ本研究の改良モデルによる理論波形, 小松 (2018) のモデルによる理論波形. Z, R, T それぞれ鉛直成分, Radial 成分, Transverse 成分を示し, Z-Z, R-R, T-T はそれぞれ (振動方向)-(加振方向) を示す.

弧域の南部 (ZONE1) と北部 (ZONE4) で堆積層が厚く, 中部 (ZONE2, ZONE3) では薄いことである. ただし ZONE2 と ZONE3 の境界付近で層が厚い場所が見られる.

5-2. 改良モデルの検証

本研究で作成したモデルの効果を検証するために, 小松 (2018) による速度構造モデルと本研究による改良モデルを用いた地震波動シミュレーションを実施する. 今回, 2つのケースを設定する. 1つ目のケースでは, 南大東島の気象庁観測点 (MINAM2) を加

振した場合の防災科学技術研究所 F-net の 3 観測点 (N.ZMMF, N.KGMF, N.AMMF) における応答を計算する (加振点と観測点の地図は図 16(a)). 南大東島を加振した波は付加体を横断するため, これによりモデルによる計算波形の違いを確認する. 2つ目のケースでは沖縄本島周辺を対象に小松・他 (2023) で First-motion Augmented Moment Tensor (FAMT) 解析 [Okamoto *et al.* (2017)] を行った Event 7 (2016 年 7 月 26 日発生, M_w 5.1) のモーメントテンソル解を用いてシミュレーションを行い, 観測波形との比較を行う (震央と観測点の地図は図 16(b)). 計算に用いる各層の

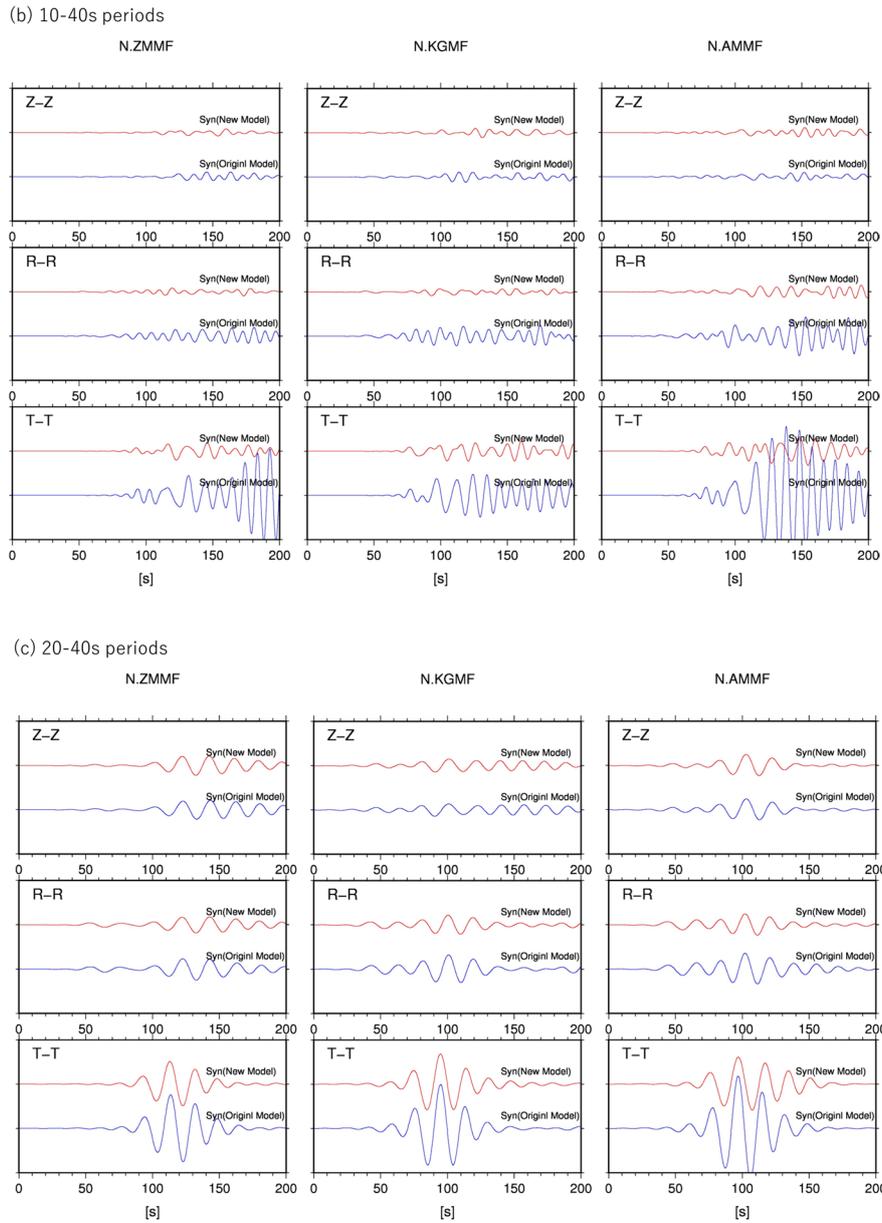


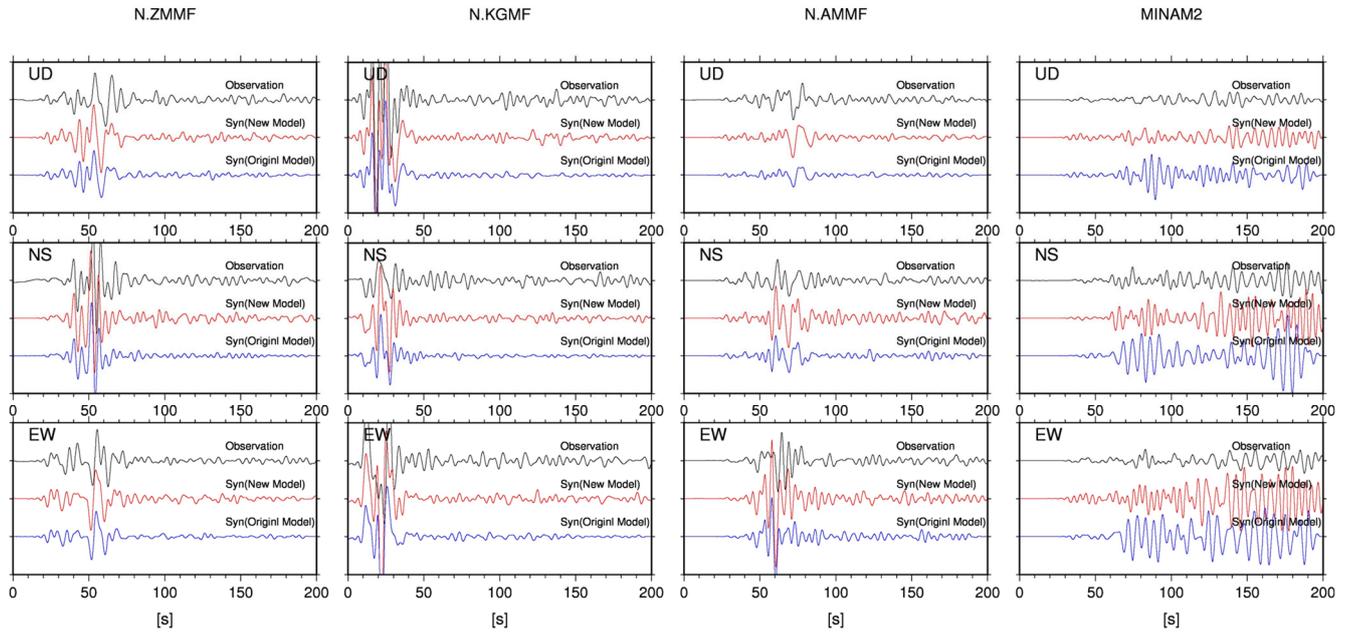
図 17. 続き

物性値は小松 (2018) による地震波速度・減衰モデル (表 1) による. 理論波形の計算には 3 次元不均質地下構造, 陸上および海底地形, 海水層を導入できる Nakamura *et al.* (2012) の 3 次元差分コード (HOT-FDM: Heterogeneity, Ocean layer and Topography Finite-Difference Method) を用いた. 両ケースともに計算範囲は, 沖縄本島を含む周辺の南北 400 km, 東西 540 km, 深さ方向 100 km (ケース 1) または 80 km (ケース 2) に及び, 格子間隔は 100 m である. 各ケースの震源時間関数は, ケース 1 が 0.5 秒間のベル型関数, ケース 2 が 1.5 秒間の三角パルスである. 計算は名古屋大学情報基盤センターの FX1000 および東京大学情

報基盤センターの Wisteria/BDEC-01 を利用した.

ケース 1 の計算結果を図 17 に示す. 本計算では鉛直, 南北, 東西それぞれの方向で加振し, 計算された計 9 成分の波形を回転することで, 各観測点の鉛直方向, Radial 方向, Transverse 方向の波形を算出した. 3 つの周期帯 (5~40 秒, 10~40 秒, 20~40 秒) で比較すると, 短周期を含む帯域ほど波形の違いが顕著である. 特に, Transverse 成分の両モデルの波形が周期 5~40 秒と 10~40 秒で特徴が異なる. 例えば, 周期 10~40 秒では, 既往モデルの方が後続波が卓越している.

(a) 5-40s periods



(b) 10-40s periods

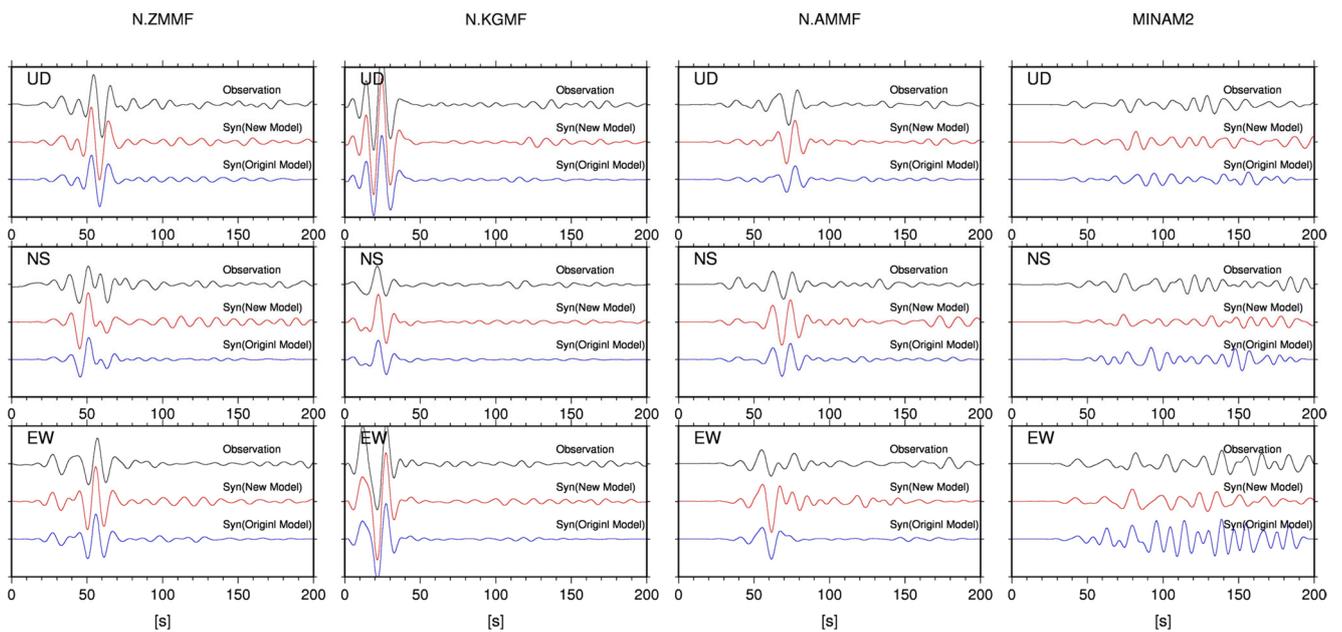


図 18. ケース 2 のシミュレーション波形と観測記録 (地動速度) の比較. 黒線, 赤線, 青線はそれぞれ観測波形, 本研究の改良モデルによる理論波形, 小松 (2018) のモデルによる理論波形.

ケース 2 の計算結果を図 18 に示す. 図 17 と同様に 3 つの周期帯域で比較すると, 長周期の帯域ほど観測波形と両モデルによる理論波形の違いは小さい. 特に周期 10~40 秒に着目すると, MINAM2 の各成分について, 改良モデルによる計算波形は旧モデルによる計算波形よりも観測波形をよく再現している.

ケース 2 について, 地表・海底を伝播する周期 4~

40 秒の波動場を図 19 に示す. 発震後 50 秒では改良モデルの波動場は琉球海溝付近の厚い堆積物の影響により, 小松 (2018) のモデルと比べて振幅が増幅しており, 海溝軸に沿った島弧側の伝播速度がやや遅くなっている. 発震後 100 秒では改良モデルにおいて付加体に沿って振幅の大きな波動が卓越していることが分かる.

(c) 20-40s periods

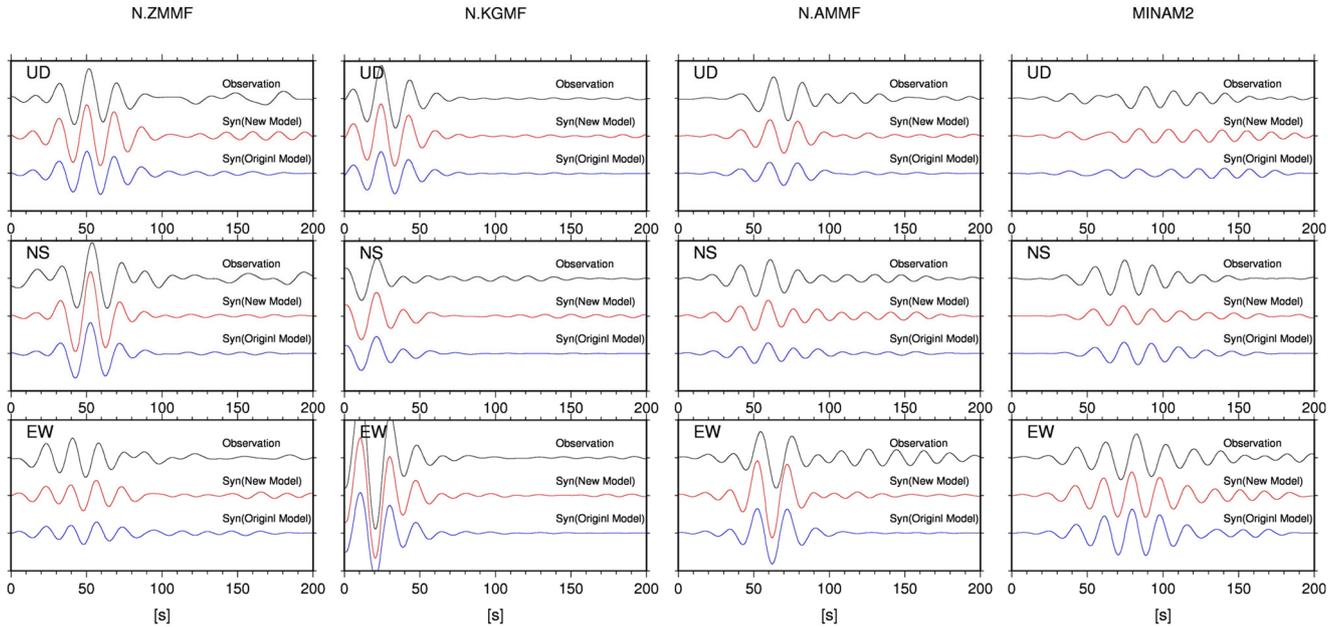


図 18. 続き.

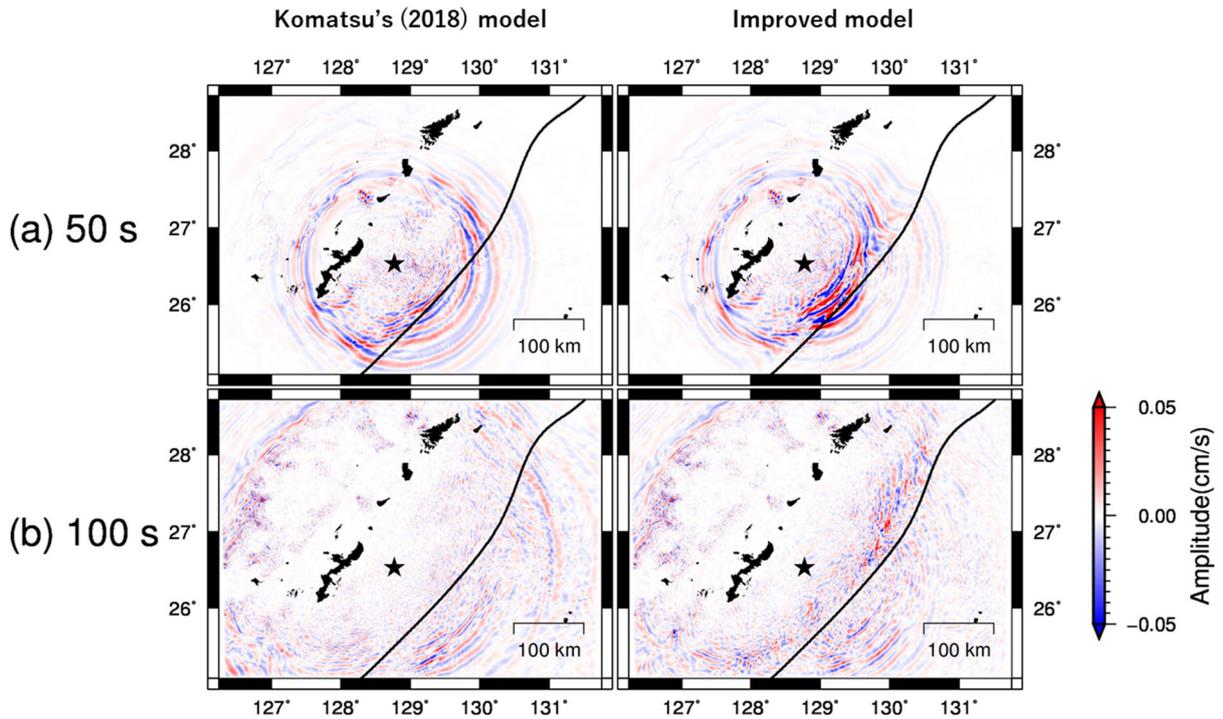


図 19. ケース 2 のシミュレーションの地表・海底面に沿った波動伝播スナップショット. (a) 発震後 50 秒と (b) 100 秒の南北方向 (北向きを正) の波動場で、周期帯域は 4~40 秒. 太線は琉球海溝を示す.

VI. 結論

南西諸島の前弧域における付加体を含む堆積層の分布モデルを作成した. 作成したモデルでは ZONE1 でバックストップの特徴, ZONE2 で沖縄・宮古深海

平坦面の特徴が見られ, ZONE3 と 4 で堆積層下面が緩やかに深くなっているなど, 各 ZONE でデジタル化した反射法探査の測線上の速度構造モデルをよく反映している. 琉球海溝の南部と北部, 並びに ZONE2

と ZONE3 の境界付近で堆積層が厚いことが本モデルの全体的な特徴である。中でも北部の ZONE4 では、堆積層が最も厚い。作成した堆積層のモデルを組み込んだ改良地震波速度構造モデルを用いて、地震波動シミュレーションを行った結果、厚い付加体によって卓越する波動を確認することができた。今後、このモデルを用いて、付加体を伝播したデータセットを加えた FAMT 解析を行うことで、海域で発生する地震の震源メカニズム推定のさらなる精度向上が期待される。

謝辞

小割啓史氏には原稿を読んでいただき、本論文の改善に役立つ有益なコメントをいただきました。本研究で用いたフィリピン海プレート上面の深度モデルは Iwasaki *et al.* (2015) を基にしました。Iwasaki *et al.* (2015) は、国土地理院の”数値地図 250m メッシュ(標高)”, 日本海洋データセンターによる 500m メッシュ海底地形データ (J-EGG500, http://www.jodc.go.jp/data_set/jodc/jegg_intro_j.html) 及び Geographic Information Network of Alaska (アラスカ大学) の地形・水深データ [Lindquist *et al.* (2004)] から作成されたものです。作図には GMT [Wessel and Smith (1998)] を用いました。防災科学技術研究所、気象庁の波形記録、GEBCO15 秒モデル、国土地理院の数値地図 250m メッシュ(標高), JTOPO30v2, J-SHIS モデル (V2) を使用しました。地震波形の計算は学際大規模情報基盤共同利用・共同研究拠点の支援により (課題番号: jh240056), 名古屋大学情報基盤センターの超並列スパコン FX1000 を利用し、および東京大学地震研究所の共同利用における援助を受け (課題番号: 2024-S-B102), 同大情報基盤センターのシステム (Wisteria/BDEC-01) を利用しました。この研究の一部は、JSPS 科研費基盤 (B) 23K22582 の補助を受けています。記して感謝申し上げます。

引用文献

- Arai R., T. Takahashi, S. Kodaira, Y. Kaiho, A. Nakahigashi, G. Fujie, Y. Nakamura, Y. Yamamoto, Y. Ishihara, S. Miura, Y. Kaneda, 2016, Structure of the tsunamigenic plate boundary and low-frequency earthquakes in the southern Ryukyu Trench, *Nat. Commun.*, **7**, 12255, <https://doi.org/10.1038/ncomms12255>.
- 馬場俊孝, 伊藤亜妃, 金田義行, 早川俊彦, 古村孝志, 2006, 制御地震探査結果から構築した日本周辺海域下の 3 次元地震波速度構造モデル, 日本地球惑星科学連合 2006 年大会, S111-006.
- The British Oceanographic Data Centre (BODC), GEBCO, https://www.gebco.net/data_and_products/gridded_bathymetry_data/, 2024 年 3 月 5 日最終閲覧.
- Brocher, T. M., 2005, Compressional and Shear Wave Velocity Versus Depth in the San Francisco Bay Area,

- California: Rules for USGS Bay Area Velocity Model 05.0.0, USGS open-file report 05-0317, pp. 58.
- 藤原広行, 河合伸一, 青井真, 森川信之, 先名重樹, 東宏樹, 大井昌弘, はお憲生, 長谷川信介, 前田宣浩, 岩城麻子, 若松加寿江, 井元政二郎, 奥村俊彦, 松山尚典, 成田章, 2012, 東日本大震災を踏まえた地震ハザード評価の改良に向けた検討, 防災科学技術研究所研究資料, **379**, 1-349, <https://doi.org/10.24732/nied.00001993>.
- グラフ読み取りシステム (Gsys) | <https://www.jcprg.org/gsys/gsys-j.html>, 2024 年 3 月 5 日最終閲覧.
- Iwasaki T., Sato, H., Shinohara, M., Ishiyama, T. & Hashima, A., 2015. Fundamental structure model of island arcs and subducted plates in and around Japan, 2015 Fall Meeting, American Geophysical Union, San Francisco, Dec. 14-18, T31B-2878.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2012, 「長周期地震動予測地図」2012 年試作版—南海地震 (昭和型) の検討—, 1-59.
- Klingelhoefer F., T. Berthet, S. Lallemand, P. Schnurle, C.-S. Liu, K. McIntosh, T. Theunissen, 2012, P-wave velocity structure of the southern Ryukyu margin east of Taiwan: Results from the ACTS wide-angle seismic experiment, *Tectonophys.*, **578**, 50-62, <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2011.10.010>.
- Kodaira S., T. Iwasaki, T. Urabe, T. Kanazawa, F. Egloff, J. Makris, H. Shimamura, 1996, Crustal structure across the middle Ryukyu trench obtained from ocean bottom seismographic data, *Tectonophys.*, **263**, 39-60, [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(96\)00025-X](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(96)00025-X).
- Koketsu K., H. Miyake, H. Fujiwara, T. Hashimoto, 2008, Progress towards a Japan integrated velocity structure model and long-period ground motion hazard map, *Proc. 14th World Conf. Earthq. Eng.*, S10-038.
- 小松正直, 2018, 南西諸島における地震波減衰構造の推定とそれに基づく地震動シミュレーションのための広域地下構造モデルの構築, 岡山大学博士学位論文, 143 pp., <<https://ousar.lib.okayama-u.ac.jp/ja/56280>>, (参照 2020-1-1).
- 小松正直, 竹中博士, 岡元太郎, 中村武史, 2023, 海陸統合 3 次元地下構造モデルを用いた沖縄本島南東沖で発生した地震の FAMT 解析, 地震 第 2 輯, **76**, 17-30, <https://doi.org/10.4294/zisin.2022-7>.
- Lindquist K. G., K. Engle, D. Stahlke, and E. Price (2004), Global Topography and Bathymetry Grid Improves Research Efforts, *Eos Trans. AGU*, **85(19)**, 186. <https://doi.org/10.1029/2004EO190003>.
- 文部科学省研究開発局, 国立研究開発法人海洋研究開発機構, 2017, 海域における断層情報総合評価プロジェクト平成 28 年度成果報告書, 1-324.
- Nakamura, M., Y. Yoshida, D. Zhao, H. Katao, and S. Nishimura, 2003, Three-dimensional P- and S-wave velocity structures beneath the Ryukyu arc, *Tectonophys.*, **369**, 121-143,

doi:10.1016/S0040-1951(03)00172-0.

- Nakamura, T., H. Takenaka, T. Okamoto, and Y. Kaneda, 2012, FDM simulation of seismic-wave propagation for an aftershock of the 2009 Suruga Bay earthquake: Effects of ocean-bottom topography and seawater layer, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **102**, 2420–2435, doi:10.1785/0120110356.
- Nishizawa A., K. Kaneda, M. Oikawa, D. Horiuchi, Y. Fujioka, C. Okada, 2017, Variations in seismic velocity distribution along the Ryukyu (Nansei-Shoto) Trench subduction zone at the northwestern end of the Philippine Sea plate, *Earth, Planets and Space*, **69**, 86 <https://doi.org/10.1186/s40623-017-0674-7>.
- Okamoto, T., H. Takenaka, T. Nakamura, and T. Hara, 2017, FDM simulation of earthquakes off western Kyushu, Japan, using a land-ocean unified 3D structure model, *Earth Planets Space*, **69**, **88**, doi:10.1186/s40623-017-0672-9.
- Okamura Y., A. Nishizawa, M. Oikawa, D. Horiuchi, 2017, Differential subsidence of the forearc wedge of the Ryukyu (Nansei-Shoto) Arc caused by subduction of ridges on the Philippine Sea Plate, *Tectonophys.* **717**, 399–412, <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2017.08.025>.
- Surfer, https://www.lightstone.co.jp/goldensoftware/surfer_gs.html, 2024 年 3 月 5 日最終閲覧
- Takemura S., H. Kubo, T. Tonegawa, T. Saito, K. Shiomi, 2019, Modeling of Long-Period Ground Motions in the Nankai Subduction Zone: Model Simulation Using the Accretionary Prism Derived from Oceanfloor Local S-Wave Velocity Structures, *Pure Appl. Geophys.*, **176**, 627–647, <https://doi.org/10.1007/s00024-018-2013-8>.
- Wang T. K., K. McIntosh, Y. Nakamura, CS. Liu, HW. Chen, 2001, Velocity-Interface Structure of the Southwestern Ryukyu Subduction Zone from EW9509-1 OBS/MCS Data, *Marine Geophysical Researches*, **22**, 265–287, <https://doi.org/10.1023/A:1014671413264>.
- Wessel P., Smith W. H. F., 1998, New, improved version of the generic mapping tools released. *EOS Transm. Am. Geophys. Union.* **79**, 579, <https://doi.org/10.1029/98EO00426>.
- 山田伸之, 竹中博士, 2018, 先島諸島 (宮古諸島・八重山諸島) 島嶼部における深部地盤 S 波速度構造, *日本地震工学会論文集*, **18**, 77–88, https://doi.org/10.5610/jaee.18.1_77.
- Yamada N., H. Takenaka, 2021, Deep subsurface S-wave velocity structure of Okinawa Islands, Japan —For numerical modeling, *Journal of Japan Association for Earthquake Engineering*, **21**, 119–134, https://doi.org/10.5610/jaee.21.3_119.
- 山田伸之, 竹中博士, 2023, 奄美群島・吐噶喇 (トカラ) 列島および屋久島の強震観測点近傍の深部地盤 S 波速度構造—南西諸島北部周辺域の数値モデル化のために—, *日本地震工学会論文集*, **23**, 21–34, https://doi.org/10.5610/jaee.23.5_21.