

— 報 告 —

JAMSTEC/IFREEにおけるグローバル地震波走時データベースの開発

吉光 淳子^{1a*}, 大林 政行^{1a}, 深尾 良夫^{1a}

我々はより精度・分解能の高い地震波トモグラフィーモデルを得るために、特に観測点密度が低い太平洋地域に焦点を当て、様々な地震観測網で得られた地震波形記録から地震波走時を精度よく測定し、地震波走時データベースの作成を行った。測定としてはハンドピッキング法によるP、PcP、S相などの絶対走時の測定、波形相関によるPP-P、S-P走時差測定、同じく波形相関によるP波の2観測点間の相対走時測定を行った。グローバルに展開されている広帯域地震計、日本全土に展開されている短周期地震計をはじめ、広帯域海底地震計、短周期海底地震計のデータも使用し、15万個に及ぶ地震波走時データを得た。

キーワード：地震波トモグラフィー、地震波走時、地震観測網、海底地震計、波形相関、ハンドピッキング

2009年2月13日受領；2009年7月16日受理

1 独立行政法人海洋研究開発機構・地球内部変動研究センター

現在の所属

a: 独立行政法人海洋研究開発機構・地球内部ダイナミクス領域

代表執筆者：

吉光 淳子

独立行政法人海洋研究開発機構・地球内部ダイナミクス領域

〒237-0061 神奈川県横須賀市夏島町2-15

046-867-9756

junkoy@jamstec.go.jp

著作権：独立行政法人海洋研究開発機構

— Report —

Development of the global seismic travel time database at JAMSTEC/IFREE

Junko Yoshimitsu^{1*}, Masayuki Obayashi¹, Yoshio Fukao¹

We have constructed a data base of seismic travel times, which should be used to improve our seismic tomography model. We measured absolute arrival times of several seismic phases such as P, PcP, S etc using hand-picking method and PP-P, S-P differential travel times and relative P travel times between different two stations using cross correlation techniques. We use both of broadband and short period waveform data collected from all over the world including ocean bottom seismometers. At present, we have measured totally about 150,000 of various types of travel times.

Keywords : seismic tomography, seismic travel times, seismic network, ocean bottom seismometer, waveform cross-correlation, manual phase picking

Received 13 February 2009 ; Accepted 16 July 2009

1 Institute for Research on Earth Evolution, Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology

Corresponding author :

Junko Yoshimitsu

Institute for Research on Earth Evolution, Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology

2-15 Natsushima-cho, Yokosuka 237-0061, Japan

+81-46-867-9756

junkoy@jamstec.go.jp

Copyright by Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology

1. はじめに

地球の内部構造を推定する上で地震波解析は有効な手段である。その中でも地震波走時トモグラフィーは地球内部の地震波速度モデルを得る方法として重要な手法であるが、良いモデルを得るためには、多くの観測点で高精度の地震波走時データが不可欠となる。我々はより高解像度・高精度の地震波トモグラフィーモデルを得ることを目的とし、世界中の様々な地震観測網で得られた地震波形記録から様々なフェーズの走時を測定し、地震波走時データベースの作成を行った。

2. 走時測定方法

走時の測定には、ハンドピッキング法および波形相関法を用いた。

2.1 ハンドピッキング法

ハンドピッキング法とは観測波形から地震波の到達時刻を直接読み取る方法である。生の観測波形を震央距離順に波形を並べ替えてコンピューターのモニターに表示し、フェーズの同定を行う。必要があれば観測波形に様々なタイプのフィルターをかけて表示し、理論走時を参考にしながら様々なフェーズの到達時刻を読み取る。

Fig.1にハンドピッキング法の具体的なフローチャートを示す。収集した地震記録は全てSEISMIC ANALYSIS CODE (SAC)形式に統一して扱うため、SEED形式で提供されている記録に関しては最初にRDSEED(the IRIS SEED Reader)というフォーマット変換コードを用いてSAC形式に変換する。次にSACファイルのヘッダーに記録されている各地震のイベント情報(発震時刻, 震源の緯度経度, 深さ)をPDEのMonthlyデータに書き換え、AK135モデル(Kennett et al., 1995)による理論走時を加える。そして地震波解析ソフトSACを用いて理論走時を参考にしながら地震波の到達時刻の読み取りを行う。Fig.2にハンドピッキング法によりP波初動の読み取りを行った地震波形の例を示す。必要であればエンベロープ波形, フィルターをかけた波形も参考にしている。フィルターは観測波形によって, バターワースタイプのローパスフィルター, バンドパスフィルター, ハイパスフィルターをそれぞれ選択し, その周波数帯域についてはフェーズの見やすい帯域をその都度選択する。最終的には生波形でフェーズの立ち上がりを決定するが, 生波形で読み取りが不可の場合はフィルターをかけた記録で決定する。P, pP, sP, およびPcP波の読み取りには地震記録の上下動成分を使用し, S波に関しては水平動記録からSH成分に合

成した記録を使用した。

読み取り時刻のほかに, フェーズの立ち上がりの明確さで決定する読み取り精度(a, b, or cでランク付け), P, pP, sP, PcP波に関してはpolarity(+ or -)もデータとして合わせて蓄積する。読み取りの際にフィルターをかけた記録を使用した場合には, そのフィルター情報(周波数帯域)も記録しておく。

2.2 波形相関による相対走時測定

2.2.1 異なるフェーズ間の走時差測定

一般的に地震の後続波はノイズレベルが高くなるためフェーズの立ち上がりを読むことが困難である。そこで初動のP波観測波形から対象とするフェーズの波形を合成し, その合成波形と観測波形の相関をとることにより初動と後続波の走時差を測定する方法を開発した。この方法をPP波とS波について応用しPP-P, S-P走時差測定を行った。PP波理論波形はP波観測波形に①ヒルベルト変換の適用, ②P波とPP波の伝搬経路の違いによる減衰効果の補正, ③PP波の地上反射点における地殻多重反射の補正, を行うことで合成される。この報告では, ③の地殻補正を行わないと波形相関を行う際にかけるフィルターの周期帯によって観測値が異なることを示したObayashi et al., 2003による補正法を採用した。また減衰効果の補正は球対称構造モデルPREM (Dziewonski and Anderson, 1981)のQ構造をもとに計算した。Fig.3AにP波から合成したPP波波形とPP波観測波形の例を示す。一方S波理論波形はP波観測波形にP波とS波のQ構造の違いから生じる減衰効果の補正をすることで合成される。S-P走時差の測定ではQ構造による影響を表す t^* の値を変え波形を合成することで, 走時差と t^* を同時に測定している。このときに用いるリファレンス周波数は従来使われている1.0Hzではなく2.0Hzが適当であることをS-P走時の観測から示されている(Oki et al., 2004)。Fig.3BにP波から合成したS波波形とS波観測波形の例を示す。PP-P走時測定では明らかに震源過程が複雑なもの, 長時間なものは, 震源過程の影響が走時測定に影響を与える可能性があるため排除した。S-P走時測定では震源過程の影響を小さく抑えるため, 立ち上がり1/4周期のみの相関をとった。

2.2.2 異なる観測点間の相対走時測定

この測定方法は, 一つの地震に対し複数の観測点で記録が得られている場合, 同じフェーズに対し各々の記録間で相互相関を取ることにより, 相対走時を測定する方法である。この方法を使用することにより, フェーズの立ち上がりが不明瞭でハンドピッキング法では読

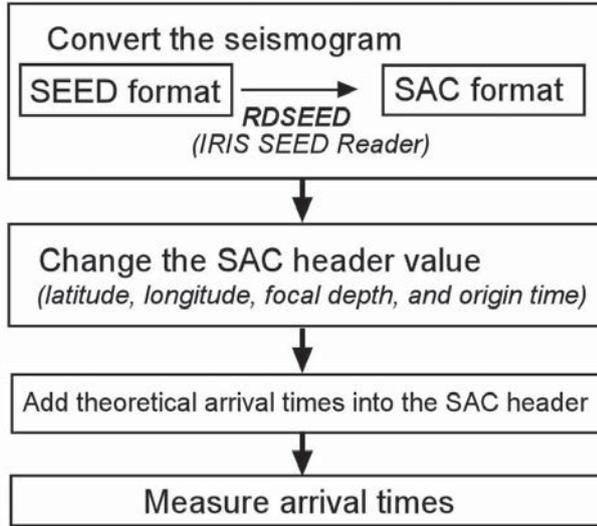


Fig.1. The flow chart of data processing in the hand-picking method

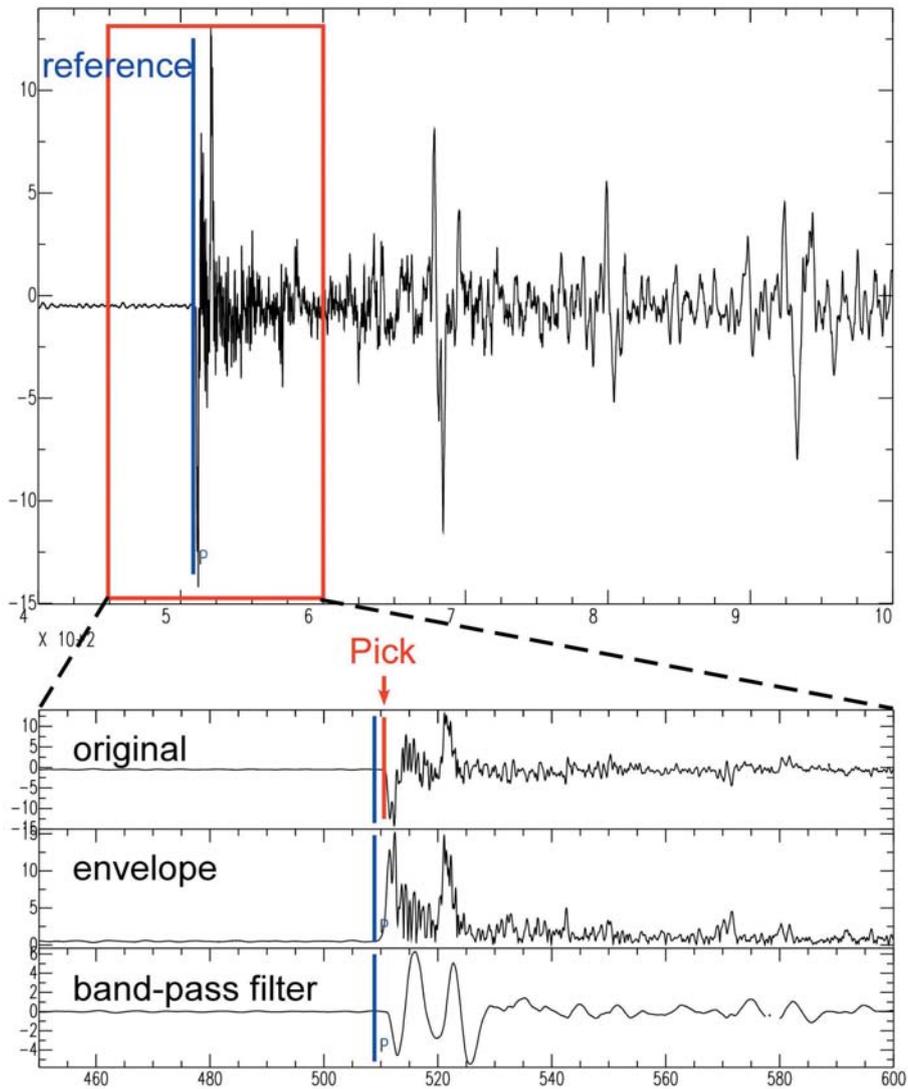


Fig.2. An example of seismic record used for the arrival time measurement by the hand-picking method. The upper trace is the raw record from 400 to 1000 seconds after the origin time. The lower 3 traces are the original record, its envelope and the filtered record from 450 to 600 seconds. Blue lines with phase names are theoretical arrival times expected from the AK135. Red line is the picked arrival time of P-wave by referring to the envelope and the filtered trace as well as the original record.

み取りが難しい記録に関しても走時測定が可能となる。イベント毎に対象とするフェーズが最も明瞭な観測点をリファレンスとして選択し、波形相関法によってリファレンス観測点との相対的な走時を測定する。この際、観測波形にかけるフィルター、リファレンスとする波形のタイムウィンドウの長さ(秒)は試行錯誤的に決定する。Fig.4に相互相関による相対走時測定を行った地震波形の例を示す。最終的には相関係数の値とリファレンス波形と観測波形との重ね合わせの図を目視で確

認する。

3. データ

世界中の様々な地震観測網で得られた地震波形記録を収集し、2章で示した方法により様々なフェーズの走時測定を行ってきた。そしてこれまでに15万個の異なる走時データを得ることができた。このうち陸上広帯域地震計データから得られたP波データPP-P走時差データに対応する地震波線の分布をFig.5に示す。主に北西

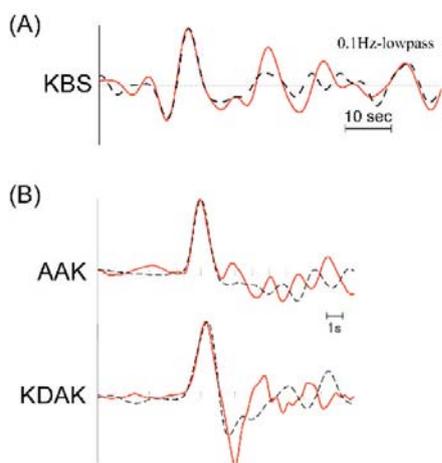


Fig.3. (A) PP seismogram synthesized from the observed P seismogram (dashed line) and the observed PP seismogram (red line). (B) S seismograms synthesized from the observed P seismograms (dashed line) and the observed S seismograms (red line). Each synthetic seismogram is shifted in time in the best correlation with the observed one.

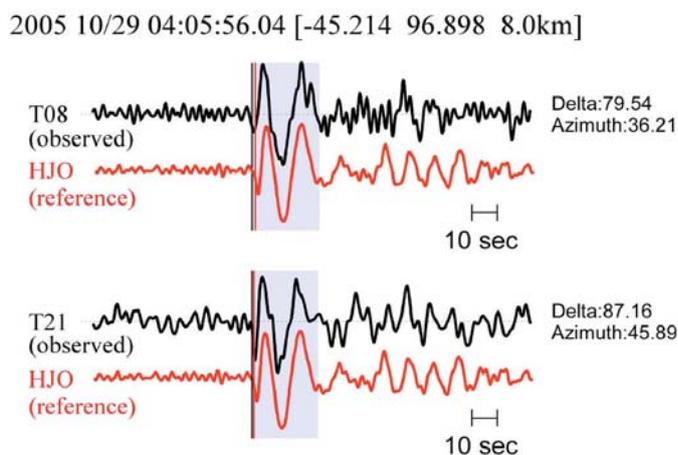


Fig.4. Examples of the P phase on seismograms of OBSs (black) and the reference waveform (red) recorded on the land. The reference waveform is shifted in time to give the best correlation.

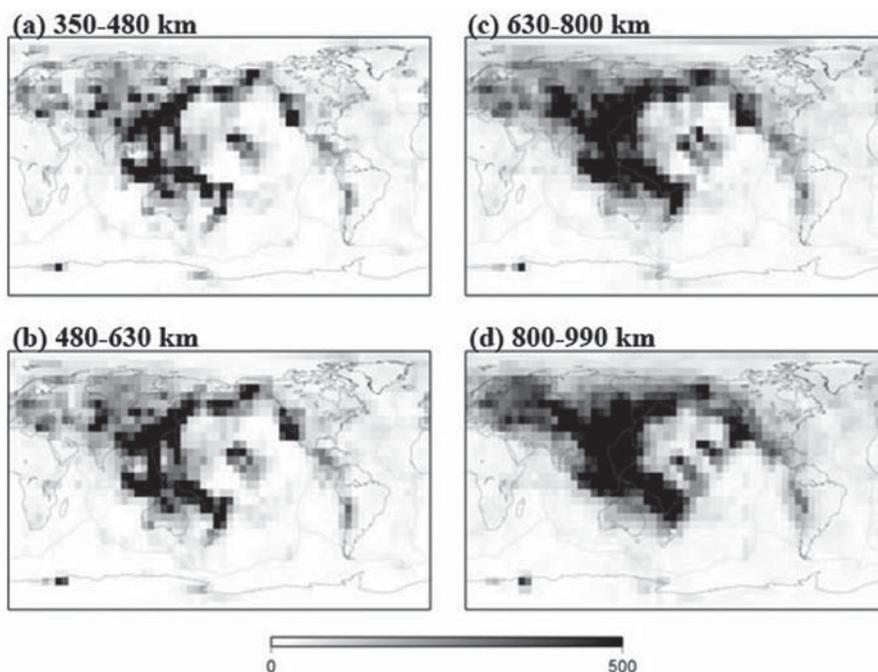


Fig.5. Hit counts of P and PP seismic rays obtained from new data in depth blocks of (a) 350-480 km, (b) 480-630 km, (c) 630-800 km, (d) 800-990 km with laterally 5°×5°size blocks.

太平洋を中心に地震波線が増えていることがわかる。
測定を行った記録と測定手法を以下に示す。

3.1 広帯域/短周期地震計データ

グローバルに展開されている広帯域地震計のデータはハンドピッキング法による走時測定、波形相関法による走時差測定に使用した。また日本国内全土に広く展開されている短周期地震計のデータは、ハンドピッキング法を用いて走時測定に用いた。地震記録を収集し測定したデータは、広帯域地震計では1993年から

1998年にオーストラリア全土で展開されたSKIPPY (van der Hilst et al.,1994) , 1995年から2001年に仏領ポリネシアに展開されたLaboratoire de Geophysique(LDG)の広帯域観測点, 1998年から2000年に南太平洋で展開されたSPANET(South Pacific broadband seismic network, Ishida et al., 1999), 1998年から2000年にインドネシアで展開されたJISNET(Japan-Indonesia Seismic network, Ishida et al., 1999, 大滝ほか, 2000) , 太平洋を中心に展開されているOHP(Ocean Hemisphere network Project)観測網, 世界中にグローバルに展開されているIRIS(Incorporated

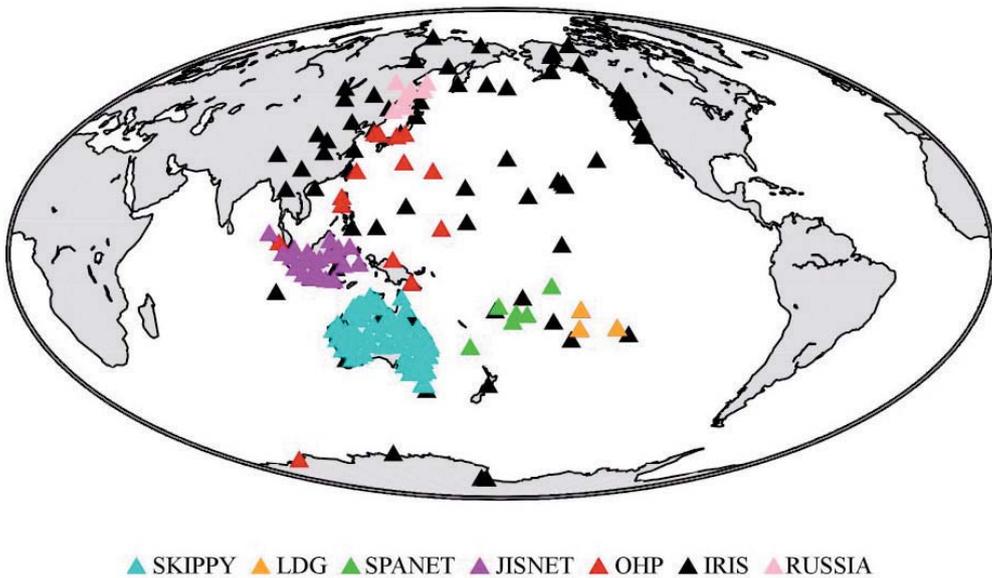


Fig.6. Distribution of the land stations used for hand-picking.

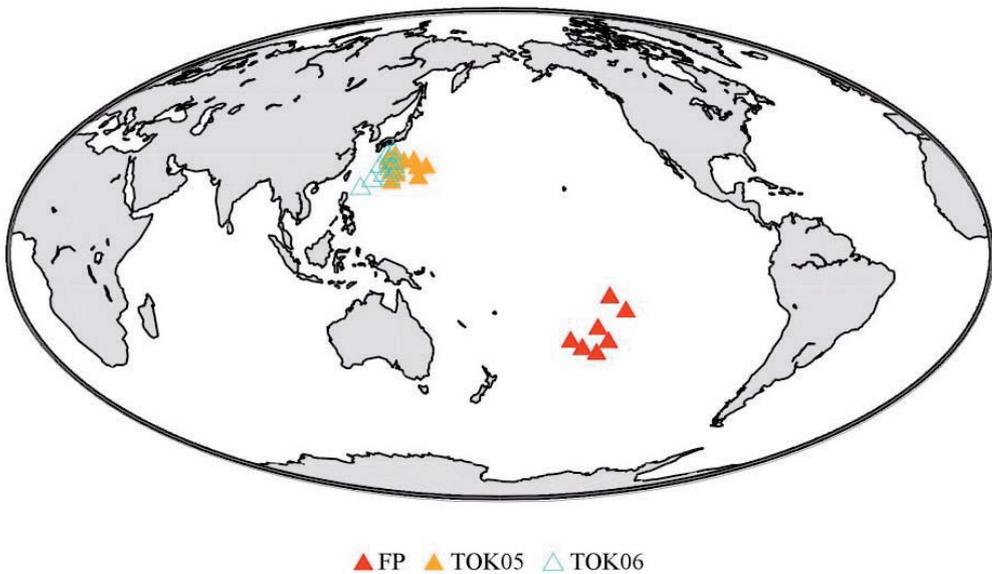


Fig.7. Distribution of the broadband ocean bottom seismometers (BBOBS) used for hand-picking and cross correlation technique.

Research Institutions for Seismology),そして極東ロシアに展開されている広帯域観測網(<http://ohp-ju.eri.u-tokyo.ac.jp/tokutei/index.html>)のデータである。Fig.6に走時測定に使用した広帯域地震計の観測点マップを示す。

短周期地震計データは、防災科学技術研究所によって日本全土に展開されているHi-net(High Sensitivity Seismograph Network Japan, Okada et al., 2004)と東京大学地震研究所によって展開されているJ-array(<http://jarray.eri.u-tokyo.ac.jp/>)のイベントデータである。

これらのデータにより得られた走時数はハンドピックによる絶対走時が、P 90000 個, pP 4500 個, sP 1000 個, PcP 3000 個, S 10000 個, またPP-P 走時差 15000 個, S-P 走時差 15000 個となり、合わせて約14万個である。

3.2 広帯域海底地震計データ

広帯域海底地震計データに対しては、最初にハンドピック法を用いて測定を行い、その後、相互相関による相対走時の測定も行った。この際、リファレンスとなる観測点は比較的海洋性ノイズが小さい陸上の観測点が適すると判断し、IRIS, F-net(防災科学技術研究所運用)の観測点を使用し同時に測定を行った。リファレンスとする観測点は、広帯域海底地震計の観測網からできるだけ近く、かつノイズレベルの低い観測点を1点選択したが、地震イベントによってそのリファレンス観測点のノイズレベルが高い場合には別の観測点を採用した。測定を行った広帯域海底地震計観測網は、2003年から2005年にかけて仏領ポリネシアに展開され

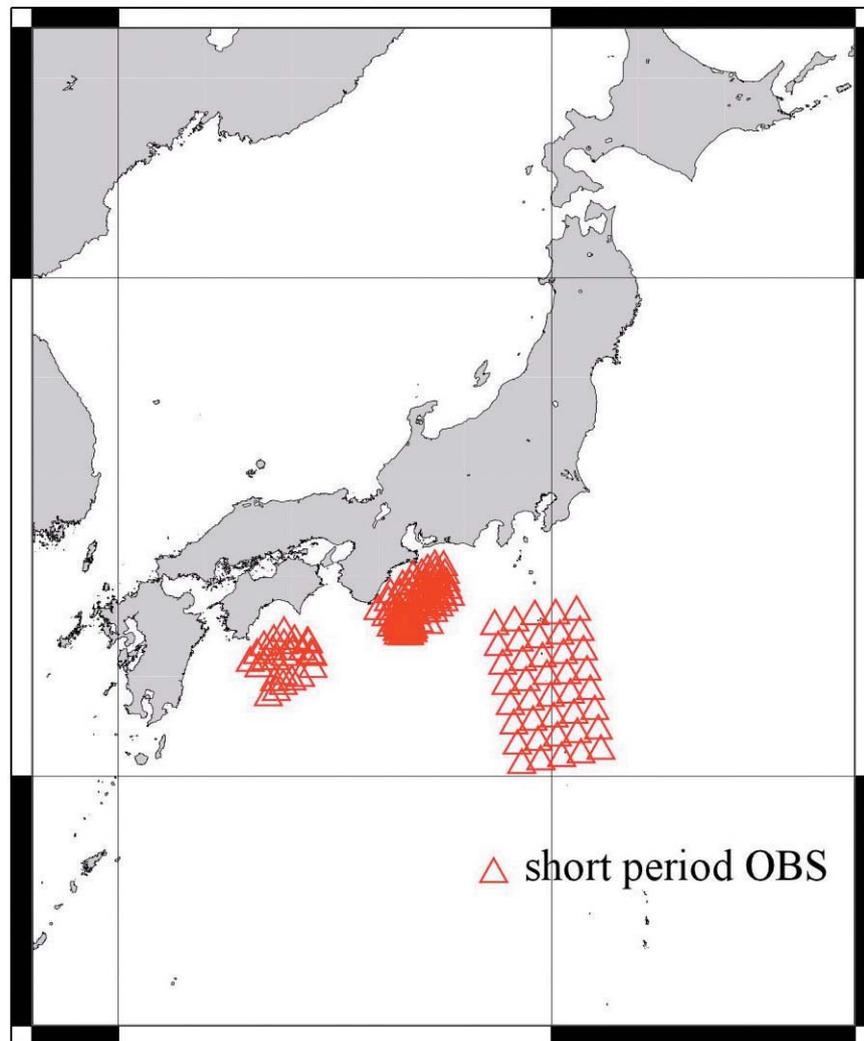
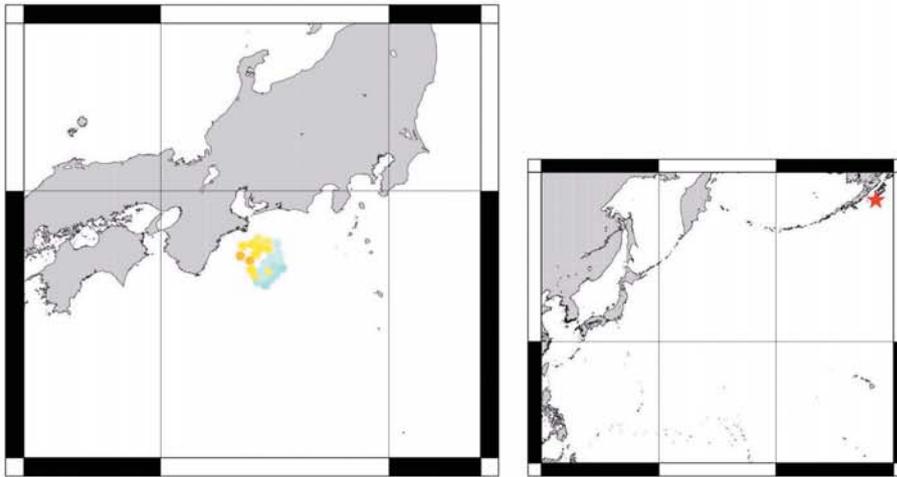
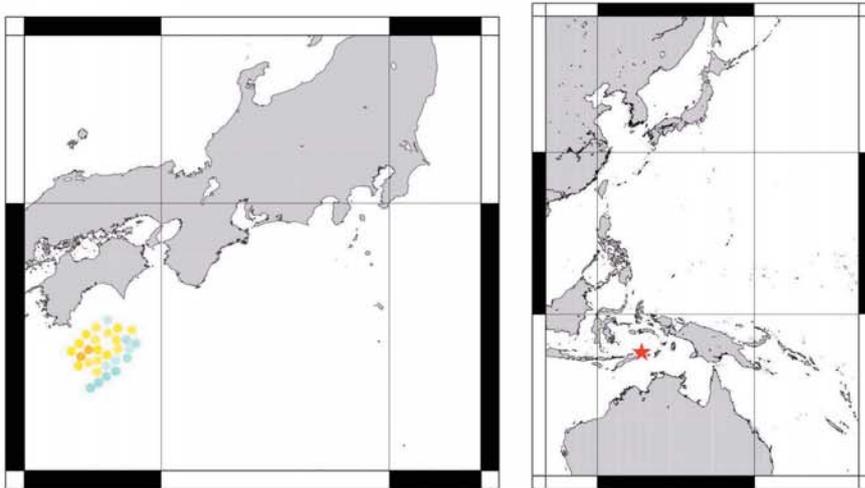


Fig.8. Distribution of the short period ocean bottom seismometers (SPOBS) used for cross correlation technique.

(a) 2005/04/09 15:16:27.89 [56.168 -154.524 14km]



(b) 2004/04/17 15:58:24.61 [-7.352 128.373 128.6km]



(c) 2006/05/16 10:39:23.34 [-31.810 -179.307 152km]

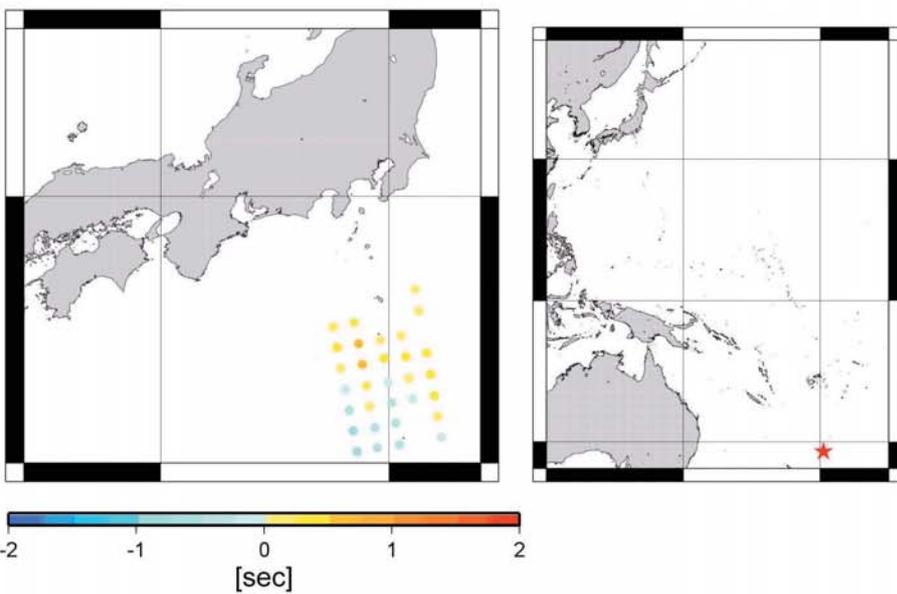


Fig.9. Distribution of traveltime residuals from the average for example three events. The deviations are shown by colored circles plotted at the locations of the OBSs. Epicenters are denoted by red stars.

Table1 Examples of arrival times in our database.

Table1 データベースフォーマット例

event ID	network code	station code	channel code	phase	pick time	differential time	t*	quality	polarity	filter information	note	reader's name
19930504.064823	SK	SA08	bhz	P	6 56 20.622	-9999.999	-9.999	b	+	-9.99 -9.99		yoshi
19930505.015243	SK	SA06	bhz	P	1 58 2.830	-9999.999	-9.999	b	-	-9.99 -9.99		yoshi
19930603.093825	SK	SA02	bhz	pP	9 43 38.432	-9999.999	-9.999	a	+	-9.99 -9.99		yoshi
19931127.061122	SK	SB02	bhz	sP	6 22 31.275	-9999.999	-9.999	b	+	-9.99 -9.99		yoshi
19960127.174810	IU	KEV	bhz	PP-P	99 99 99.999	198.00	-9.999	a		0.1 -9.99		obayashi
19960127.174810	IU	KBS	bhz	PP-P	99 99 99.999	201.25	-9.999	a		0.1 -9.99		obayashi

た観測網(FP, Suetsugu et al., 2005), 2005年から2007年にかけてフィリピン海北部, 及び西太平洋に展開された観測網(TOK05,TOK06, <http://ohp-ju.eri.u-tokyo.ac.jp/tokutei/index.html>)である。Fig.7に走時測定に使用した広帯域海底地震計の観測点マップを示す。これらのデータにより得られたP波の走時測定総数は5000個である。

3.3 短周期海底地震計データ

2001年から2006年にかけて海洋研究開発機構によって紀伊半島沖, 東海沖, 南海トラフ, そして伊豆小笠原諸島周辺に展開された短周期海底地震計で得られた地震記録に対して, 相互相関法による相対走時の測定を試みた。Fig.8は走時測定に使用した短周期海底地震計の観測点マップである。短周期の海底地震計で得られた波形は, 各フェーズの立ち上がりを手動ピックアップ法で読み取るとは非常に難しく, 相互相関による相対走時測定が有効であると考えた。これによって測定されたP波の相対走時総数は2000個である。Fig.9は走時残差の全観測点平均からのずれを表している。走時残差の分布に空間的パターンが見られ, 地球内部構造を反映していると期待される。

4. データベースフォーマット

走時測定値を統一した規格, 具体的には, イベント発生日時で決められるイベントID, 観測網ごとに指定されるネットワークコード, 観測点コード, チャンネルコード, 読み取りフェーズ名, ピックタイム, 走時差, 読み取りの精度, polarity, というような形でデータベース化し, いつでも地震波トモグラフィーのコードに組み込めるようにしている。Table1にフォーマットの例を示す。例えば, eventID 19930504.064823とは, 発震時刻1993年5月4日6時48分23秒, network code SKはSKIPPY, station code SA08は観測点名, channel code bhzは広帯域上下動成分, phase PはP波初動の読み取り, pick time 6 56 20.622は読み取り時刻が6時56

分20.622秒, differential time -9999.999はデータ無し, t* -9.999はデータ無し, quality bは読み取り精度のランクb, polarity +は極性がプラス, filter information -9.99 -9.99はフィルター未使用, reader's name yoshiは読み取り者を意味する。なお, 震央, 地震の深さ, マグニチュードなどのイベント情報は別のファイルにまとめた。

この走時データベースによって, より良い地震波トモグラフィーモデルを得る研究への貢献が期待される。

引用文献

- Dziewonski, A.M. and D.L. Anderson (1981), Preliminary reference Earth model. *Phys. Earth and Planet. Int.*, 25, 297-356.
- Ishida, M., S. Maruyama, D. Suetsugu, S. Matsuzaka. and T. Eguchi (1999), Superplume Project: Towards a new view of whole Earth dynamics, *Earth Planets Space*, 51, i-v.
- Kennett, B. L. N., E. R. Engdahl and R. Buland (1995), Constraints on seismic velocities in the Earth from travel-times, *Geophys. J. Int.* 122, 108-124.
- Obayashi, M., D. Suetsugu, and Y. Fukao (2004), PP-P differential traveltimes measurement with crustal correction, *Geophys. J. Int.* 157, 1152-1162.
- 大滝壽樹・神定健二・金嶋 聡・西村太志・石原 靖・吉田康広・原田智史・神谷眞一郎・Sunarjo, インドネシアにおける広帯域地震観測網JISNET (2000), *地質調査所月報*, 51, 189-203.
- Okada, Y., K. Kasahara, S. Hori, K. Obara, S. Sekiguchi, H. Fujiwara, A. Yamamoto (2004), Recent progress of seismic observation networks in Japan -Hi-net, F-net, K-NET and KiK-net-, *Earth Planets Space*, 56, xv-xviii.
- Oki, S., Y. Fukao and M. Obayashi (2004), Reference frequency of teleseismic body waves, *J. Geophys.* doi:10.1029/2003JB002821.

Suetsugu, D., H. Shiobara, H. Sugioka, G. Barruol, F. Schindele, D. Reymond, A. Bonneville, E. Debayle, T. Isse, T. Kanazawa, and Y. Fukao (2005), Probing South Pacific mantle plumes with ocean bottom seismographs, *Eos, Trans. AGU*, 86, 429, 435.

van der Hilst, R. D., B. L. N. Kennett, D. Christie, and J. Grant, (1994), SKIPPY: Mobile broad-arrays to study the seismic structure of the lithosphere and mantle beneath Australia, *Eos, Trans. AGU* 75, 177, 180, 181.
