スペクトルインバージョンに基づく 宮城県沖のスラブ内地震とプレート境界地震の震源特性

神戸大学大学院理学研究科* 笠谷直矢[†]・寛 楽 磨

Source Effects of the Intralab and Interplate Earthquakes off Miyagi Prefecture in Northeastern Japan Based on Spectral Inversion

Naoya KASATANI[†] and Yasumaro KAKEHI

Faculty of Science, Kobe University,
1-1 Rokkodai-cho, Nada-ku, Kobe, Hyogo 657-8501, Japan
E-mail: kakehi@kobe-u.ac.jp

(Received March 20, 2014; Accepted June 16, 2014)

In this study, spectral inversion of high-density strong motion data is done to evaluate source effects of the intralab and interplate earthquakes off Miyagi Prefecture in northeastern Japan. Then, seismic moments, corner frequencies, and high-frequency levels of acceleration spectra are calculated from the obtained source effects. From the comparison between the intralab and interplate earthquakes, the high-frequency levels of the former are systematically higher than those of the latter. On the other hand, from the viewpoint of source depth, a clear trend is found that deeper earthquakes have higher high-frequency spectral levels. Additionally, we find no significant difference between the spectral levels of intralab and interplate earthquakes that have approximately the same source depths. Based on these results, we conclude (1) the high-frequency level does not depend on the difference of tectonic environments, such as intralab or interplate earthquakes, but on the source depth, (2) deeper earthquakes have higher high-frequency spectral levels, and (3) the trend that intralab earthquakes have higher high-frequency level than interplate earthquakes is apparent due to the fact that the former have systematically deeper source depths than the latter. Difference of ~ 4 times is seen between the high-frequency levels of deeper (~ 80 km depth) and shallower (~ 30 km depth) earthquakes. Finally, we pick up two factors, other than source-originated ones, that may effect the evaluation of the high-frequency level: effect of waveform variation with source depth and effect of depth-dependent attenuation structure. These effects are evaluated quantitatively, and we conclude that they cannot bring such significant biases as can change the above-mentioned depth-dependent trend of the high-frequency level. Thus, we have successfully enhanced the reliability of our interpretation that deeper earthquakes have higher high-frequency spectral levels.

Key words: Spectral inversion, High-frequency spectral level, Intralab earthquake, Interplate earthquake, Source depth

§1. はじめに

既往の研究より、スラブ内地震はプレート境界地震に比べ高周波成分を強く励起する特徴があるとされている。例えば佐藤 (2004) では、宮城県沖の7つのスラブ内地震と4つのプレート境界地震の加速度震源スペクトルの短周期レベル (以下、「高周波レベル」と呼ぶ) を推定

している。それによれば、スラブ内地震である2003年宮城県沖地震 ($M_{JMA}=7.0$, 深さ72 km) は、プレート境界地震である1978年宮城県沖地震 ($M_{JMA}=7.4$, 深さ40 km) より地震モーメントは小さいが、高周波レベルは大きかったことが示されている。また、平均的には宮城県沖のスラブ内地震の高周波レベルはプレート境界地震の高周波レベルの約3~4倍であるとしている。

他方、加藤・他 (1999) は、やや深発地震の高周波地震波の励起強さを最大加速度値に基づいて検討し、その結

* 〒657-8501 兵庫県神戸市灘区六甲台町1-1

[†] 現所属: 埼玉県和光市広沢2-1 理化学研究所

果加速度振幅が強くなる条件として、スラブ内地震とプレート境界地震の区分よりも、むしろ震源深さによる影響が顕著に現れることを指摘している。

また、池田・他 (2002, 2003) は、強震データの振幅スペクトルから回帰分析等によって評価した伝播経路特性とサイト特性を除去することによって震源特性を評価し、北海道と東北地方の地震の加速度震源スペクトルの高周波レベルについて検討している。その結果、 $M_0 \leq 5.0 \times 10^{17}$ Nm の小規模のスラブ内地震に関して、震源が深いほど高周波レベルが高いという深さ依存性が見られることを指摘している。また、北海道ではプレート境界地震の方がスラブ内地震に比べ高周波レベルが低い傾向を持つこと、東北地方では、プレート境界地震の高周波レベルはスラブ内地震の高周波レベルの下限に近い値となっているが、解析したプレート境界地震の個数が2個と少なく、北海道のような一般的な傾向を見出すには至らないことを報告している。

以上のように、スラブ内地震の高周波成分の励起強さの要因をテクトニック環境によるものとするか、震源深さによるものとするかは、研究ごとに様々であり、再考の余地があると考えられる。本研究では、2011 年東北地方太平洋沖地震以降発生した余震を含めた豊富なデータセットを用いて、宮城県沖で発生するスラブ内地震とプレート境界地震の震源特性の違いがテクトニック環境によるものか、単純に震源深さによるものなのかを明らかにする。また本研究では、震源の浅い地震と震源の深い地震の地震波形の違い（詳しくは後述）、減衰構造の深さ依存性にも着目し、これらの因子がスペクトルインバージョンにより算出される震源特性に如何なる影響をもたらすのかを評価し、スペクトルインバージョンの結果の信頼性について定量的な検討を行う。

このように、震源特性を定量的に評価することは、精度のよい強震動予測をする上で必要不可欠である。特に本研究で議論の中心となる高周波レベルは、震源断層モデルの微視的震源パラメータであるアスペリティ面積や応力降下量と密接な関係があるとされ、実際に、高周波レベルに基づいて震源モデルが設定されている [地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2005)]。また、震源特性を定量的に評価し、そのテクトニック環境や震源深さに対する依存性を調べることは、震源での破壊過程を理解するための基礎的な情報を与えることに繋がる。

§2. スラブ内地震とプレート境界地震の地震波形

2.1 宮城県沖の地震活動

東北日本沈み込み帯では、プレート境界のみならず沈み込むスラブ内においても地震活動が活発であり、後者

は二重深発地震面を形成している [海野・長谷川 (1975), Hasegawa *et al.* (1978)]。ほとんどの場合、二重深発地震面の上面はスラブの海洋性地殻中にあり、そのメカニズム解は DC 型 (down-dip compression)、下面はスラブマントル中にあり、そのメカニズム解は DE 型 (down-dip tension) である [Hasegawa *et al.* (1978), Matsuzawa *et al.* (1986)]。

宮城県沖では、2003 年 5 月 26 日に震源深さ約 71 km, $M_{JMA}=7.0$ の地震が発生した。この地震のメカニズム解は太平洋プレートの沈み込み方向に圧力軸をもつ DC 型であり、二重深発地震面上面で発生したスラブ内地震と考えられる [気象庁 (2003)]。この地震により、東北地方の広い範囲で震度 5 弱～5 強、北海道から関東にかけての広い範囲で震度 4 の揺れを観測した。また負傷者は 172 名、住家被害 1628 棟、被害総額 132 億円余となっている [消防庁 (2003)]。

また、2005 年 8 月 16 日には、宮城県沖で震源深さ約 42 km, $M_{JMA}=7.2$ の地震が発生した。メカニズム解は西北西-東南東方向に圧力軸を持つ逆断層型で、太平洋プレートと大陸プレートの境界で発生したプレート境界地震と考えられる [気象庁 (2005)]。この地震により、宮城県で最大震度 6 弱を観測し、東北地方を中心に北海道から四国の一部までにかけて震度 1 から 5 弱を観測した。また負傷者は 91 名、住家被害 856 棟となっている [消防庁 (2006)]。

宮城県沖では、上記のような大地震をはじめとするスラブ内地震とプレート境界地震が数多く発生している。また、2011 年 3 月 11 日に発生した東北地方太平洋沖地震 ($M_{JMA}=9.0$) 以降、その影響でこの地域の地震活動が更に活発化し、数多くの地震記録が集積されている。さらに、宮城県沖では、スラブ内地震とプレート境界地震が隣接して起きているため、両者の伝播経路が大きく異なる可能性が小さく、震源特性を評価する上で、有利な環境となる。以上のような理由によって、本研究では宮城県沖で発生する地震を解析対象とした。

2.2 観測波形の比較

観測される地震波形には、震源断層の破壊過程の影響 (震源特性) と幾何減衰及び非弾性減衰や散乱による影響 (伝播経路特性)、それに堆積層などの軟弱な地盤での増幅 (サイト特性) による影響が含まれている。したがって、観測波形から、それぞれの特性の違いを評価するには、緻密なデータセットが必要である。以下では、それぞれの特性に着目した地震波形の比較を行うが、それが可能であるのは、1995 年に発生した兵庫県南部地震を契機として、全国に展開された強震観測網 (例えば、防災科学技術研究所による K-NET [Kinoshita (1998)]、

Fig. 1. Displacement waveforms observed at K-NET MYG011 and IWT009 for shallow interplate (P1: M_w 5.5, depth 40.8km) and intraplate (S1: M_w 5.5, depth 35.9km) earthquakes. Hypocenter depths and mechanism solutions are after JMA unified catalogue and NIED F-net solutions, respectively.

KiK-net [青井・他 (2000)] の高密度さのゆえである。

一般にスラブ内地震の波形は、P 及び S 波の立ち上がり が明瞭で、後続波の少ない単純な波形となることが知られている。ここではそのような波形の特徴が、スラブ 内地震のテクトニック環境特有のものであるのか、震源 深さによるものであるのかを確認するため、同規模の、 テクトニック環境の異なるプレート境界地震の波形と比較を行った。

ここでは震源特性、または震源深さが異なることによる伝播経路の違いに主眼を置いたため、サイト特性の影響を無視できる環境下、即ち同観測点の記録で地震波形の比較を行った。地震波形は、防災科学技術研究所 K-NET の観測点で観測された加速度記録から得られた変位波形である。変位波形は、加速度波形を数値積分した速度波形のリニアトレンドを取り除いた上で 0.2Hz のローカットフィルターを施して低周波ノイズを除去し、もう一度数値積分して変位波形とし、0.1Hz のローカットフィルターを施して低周波ノイズを除去して得たものである。変位波形の実体波部分は、far-field term が卓越

Fig. 2. Displacement waveforms observed at K-NET MYG011 and IWT009 for deep interplate (P2: M_w 5.3, depth 57.2km) and intraplate (S2: M_w 5.4, depth 58.2km) earthquakes.

するため、波形を見るだけで震源時間関数がおおよそ見てとれるという利点がある。

Fig. 1 は震源が浅いプレート境界地震 ($M_w=5.5$, 深さ 40.8km) とスラブ内地震 ($M_w=5.5$, 深さ 35.9km) の地震波形の比較である。以下それぞれを P1, S1 と呼ぶ。Fig. 2 は震源が深いプレート境界地震 ($M_w=5.3$, 深さ 57.2km) とスラブ内地震 ($M_w=5.3$, 深さ 58.2km) の地震波形の比較である。以下それぞれを P2, S2 と呼ぶ。震源深さの浅い P1 と S1 の波形は、以下の特徴を示す。

- (1) 直達 P 波、S 波の立ち上がりが不明瞭で、後続波の部分と比べて振幅の差が小さい。
- (2) P または S 波の後続波とともに、エンベロップが複雑な形状を示す。

浅い地震の波形が複雑になる要因としては、伝播経路による影響が考えられるが、この点については次の第 2.3 節で詳述する。一方、震源深さの深い P2 と S2 の波形は、以下の特徴を示す。

- (1) 直達 P 波、S 波の立ち上がりが明瞭。
- (2) P 波、S 波の後続波が目立たない比較的単純な波形を示す。
- (3) 高周波成分が卓越する。

Fig. 3. Spatial distribution of peak ground acceleration (PGA) for (a) P1, (b) S1, (c) P2, and (d) S2. PGA distribution is obtained from the observed acceleration records at K-NET and KiK-net (ground surface) stations. Small black circles are the stations, and large gray triangles are volcanoes.

震源深さの浅い地震に比べ、震源深さの深い地震の波の高周波成分が卓越するのは、震源の浅い地震と震源の深い地震の震源特性の差異による可能性が高いと予想される。しかし、観測波形には、震源特性の他に伝播経路特性、サイト特性などの影響が含まれているため、波形の比較だけでは断定的なことは言えないことに注意すべきである。

Fig. 3 には、K-NET、KiK-net（地表観測点）で観測された P1、P2、S1、S2 の最大加速度の空間分布を示す。大加速度の領域が島弧に平行に細長く分布し、背弧側の最大加速度値が急激に減衰しているのが、全地震共通して見える特徴である。このような特徴が、全地震に対して、かつ東北日本全体で見られることから、これは震源起因によるものでも、local な地下構造によるものではなく、深部構造を含む島弧の構造が反映された regional なスケールの構造の影響によるものであらうと考えられる。

東北日本の三次元的な減衰構造は、既往の研究により詳しく調べられている。例えば、中村・植村 (2004) は、防災科学技術研究所の K-NET、KiK-net、気象庁 95 型震度計で得られた強震データの NS 成分の波形全体のスペクトルを用いて、スペクトルインバージョンにより減衰特性を分離し、1~10 Hz の周波数帯域での東北日本弧の三次元減衰構造を求めた。それによれば、深さ 0~60 km の範囲で火山フロント下に沿った低 Q 値領域が存在することが指摘されている。このように、火山フロント下に低 Q 値領域が存在する場合、前弧側観測点に到達する地震波は低 Q 値領域を通過しないため、地震波の高周波成分は減衰しないが、背弧側に到達する地震波は低 Q 値領域を通過するために高周波成分が減衰することになる [西條 (2006)]。つまり、全地震の最大加速度の空間分布に見られる背弧側の顕著な地震波の減衰は、火山フロント下にある低 Q 値領域によるものであると考えることによって、合理的に解釈できる。

Fig. 3 において、P1 と P2 もしくは、S1 と S2 の震源深さの異なる地震の最大加速度の空間分布を比較すると、両者とも震源の浅い地震の方が規模が大きいのに関わらず、震源が深い地震の方が大加速度の領域が大きいことが見てとれる。その差は、震源深さが大きく異なるスラブ内地震において顕著である。加速度波形においては、地震波の高周波成分が卓越することから、この結果は、震源の深い地震の際に震源近傍で観測された地震波の方が高周波成分の振幅が大きいことを示唆している。

以上、観測記録を比較することで、スラブ内地震とプレート境界地震のテクトニック環境の違い、また震源の深さの異なる地震の違いを検討した。変位波形、最大加速度の空間分布の比較ともに、スラブ内地震、プレート境界地震といったテクトニック環境の違いよりもむしろ震源深さの違いによる影響が大きいことが確認された。その解釈として、震源の浅い地震と震源の深い地震の震源特性の違いが予想される。第 3 章では、この予想を検討するために、スペクトルインバージョンにより強震データから震源特性を抽出することで、定量的かつ信頼性の高い議論を行う。

2.3 伝播経路が波形にもたらす影響

震源の浅い地震の場合、P 波、S 波の立ち上がりが不明瞭で、後続波を伴う複雑な波形となることが観測記録から確認された。既に述べたように、これは伝播経路の影響によると考えられる。そこで、本研究では震源の浅い地震と震源の深い地震の波動場を理論計算し、波動伝播のスナップショットを比較することで、両者の伝播経路の違いが波形に与える影響について検討する。

Table 1. Material properties of the horizontally layered structure used for theoretical calculation of seismic wave propagation.

Depth (m)	Vp (m/s)	Vs (m/s)	ρ (kg/m ³)	Qp	Qs
0	5300	3000	2600	2000	1000
5000	5700	3200	2700	2000	1000
10000	6200	3600	2800	2000	1000
15000	6500	3750	2800	2000	1000
20000	6700	3850	2900	2000	1000
30000	6850	4000	2900	2000	1000
40000	7800	4500	3100	2000	1000
50000	7900	4600	3200	2000	1000
60000	8000	4650	3300	2000	1000

2.3.1 手法

以下の手順で波動伝播のスナップショットを描いた。

- (1) Table 1 に示す水平成層構造を仮定し、Fig. 4 に示す 145 km (平面図の A-A') $\times$ 80 km (深さ方向) の断面の 200 m ごとに計算点をおき、それぞれの計算点における理論波形 (速度波形) を計算した。水平成層構造は、防災科学技術研究所 Hi-net の観測データに基づく日本列島三次元地震波速度構造データ [Matsubara and Obara (2011)] の解析対象地域の構造を参考にして決定した。計算は Discrete wavenumber 法 [Bouchon (1981)] と反射/透過行列法 [Kennett and Kerry (1979)] によった。震源時間関数は継続時間 2 s のスムーズなパルス型の三角形を仮定した。震源の浅い地震は震源深さ 20 km、震源の深い地震は震源深さ 60 km を仮定した。

- (2) 各時間毎にそれぞれの観測点の振幅を読み取り、その時間における振幅の最大値で規格化を行い、ス

Fig. 4. Snapshots of seismic wave propagation for a shallow earthquake (depth=20 km) theoretically calculated for horizontally layered structure. Snapshots are drawn using EW component of velocity waveform. The northwestern end of the line A-A' for the depth section is the location of the station IWT009. $t=0$ s corresponds to the origin time. Phase names such as S, sS, SmS, and sSmS are shown for corresponding wave fronts. In the snapshot of $t=28$ s, complex wavefield in the shallow part near IWT009 is highlighted with a round square. This is for comparison with the wavefields in Figures 5 and 6.

Fig. 5. Snapshots of seismic wave propagation for a deep earthquake (depth=80 km) theoretically calculated for horizontally layered structure. In the snapshot of $t=28$ s, simple wavefield in the shallow part near IWT009 is highlighted with a round square. This is for comparison with the wavefields in Figures 4 and 6.

ナップショットを描いた。時間は震源時を 0s としている。

2.3.2 結果

震源深さ 20 km の地震の波動伝播のスナップショットを Fig. 4 に示す。この場合、次に示す震源深さ 60 km の場合に比べ、波動場は複雑なものになっている。時刻 28 s のスナップショットでは、計算領域の端部 A に位置する観測点 IWT009 付近の地表付近の波動場を四角で囲んで示しているが、波動場が複数の波面からなる非常に複雑なものになっていることがわかる。Fig. 7 (a) には、IWT009 での理論波形 (変位波形の EW 成分) を示す。波形上で四角で囲んだ部分に着目すると、S 波の後に顕著な後続波が見られ、波形が複雑になっていることがわかる。後続波の振幅は、直達 S 波の振幅に匹敵するほど大きく、波形解析をする上では、十分に注意する必要があると考えられる。この複雑な波形は、Fig. 4 の IWT009 付近の波動場が複雑なものになっていることに対応する。

震源深さ 60 km の地震の波動伝播のスナップショッ

トを Fig. 5 に示す。この場合の波動場は、ほぼ直達波と地表における反射波、変換波のみから成りたって単純なものとなっている。Fig. 7 (b) には、この場合の IWT009 での理論波形を示す。波形上で四角で囲んだ部分に着目すると、S 波の後に顕著な後続波は見られず、波形はほぼ S 波のパルスのみからなる単純なものになっていることがわかる。この単純な波形は、Fig. 5 の地点 IWT009 付近の波動場が単純なものになっていることに対応する。

次に、Moho 面を含まない媒質として半無限均質媒質を仮定した場合の、震源深さ 20 km の地震の波動伝播のスナップショットを Fig. 6 に示す。この場合の波動場も、直達波と地表における反射波、変換波のみのいたって単純なものとなっている。Fig. 7 (c) の理論波形には、S 波の後に顕著な後続波は見られず、波形は単純なものになっていることがわかる。この単純な波形は、Fig. 6 の IWT009 付近の波動場が単純なものになっていることに対応する。

以上のことから、波動場は、(1a) 震源が浅く、(2) Moho

Fig. 6. Snapshots of seismic wave propagation for a shallow earthquake (depth=20 km) theoretically calculated for semi-infinite homogeneous medium. In the snapshot of $t=28$ s, simple wavefield in the shallow part near IWT009 is highlighted with a round square. This is for comparison with the wavefields in Figures 4 and 5.

面という速度コントラストの大きい不連続面が存在する、という2つの条件がそろった場合に、非常に複雑なものになることがわかる。このうち前者の条件を波動論的に解釈すると、(1b) 地表及び Moho 面という顕著な不連続面に地震波が低角で入射する、ということに相当する。従って、Fig. 7 (a) に見られるような、震源が浅い場合に S 波の後に顕著な後続波が見られるという現象は、震源から射出された波が、地表や Moho 面に対して低角に入射し、地表と Moho 面との間で反射し、観測点に到達することに起因すると解釈される。第 2.2 節で確認した、震源が深い場合に比べ、震源が浅い場合の観測波形が複雑になるという特徴は、このような仕組みによるものであると考えられる。

ここで示したような、震源が浅い場合の伝播経路が波形に与える影響は、スペクトルインバージョンを行う上で考慮すべき点となるが、それについては第 4.1 節で定量的に検討することとする。

§ 3. 宮城県沖のスラブ内地震とプレート境界地震の震源特性

ここでは、観測記録のスペクトルインバージョン [岩田・入倉 (1986)] によって評価される宮城県沖で発生するプレート境界地震とスラブ内地震の震源特性を整理する。既往の研究として、佐藤 (2004) による防災科学技術研究所の K-NET の強震記録に基づく、宮城県沖のスラブ内地震とプレート境界地震の短周期レベルに関する研究があるが、防災科学技術研究所の K-NET 等の強震観測網が整備されてから期間が短く、データが十分とはいえない。そこで本研究では、2011 年東北日本太平洋沖地震以降発生した多数の余震記録を含めた豊富な地震のデータセットを用いて、宮城県沖のスラブ内地震、プレート境界地震の震源特性を定量的に評価する。またスラブ内地震とプレート境界地震といったテクトニック環境の違いだけでなく、震源深さの違いも含めた詳しい検討を行う。

3.1 データ

解析には、防災科学技術研究所の K-NET の計 41 観測

Fig. 7. Comparison of theoretical waveforms (EW component of displacement waveform) calculated at IWT009 in the Figures 4, 5, and 6. (a) For a shallow earthquake (depth=20 km) in a horizontally layered structure shown in Figure 4. (b) For a deep earthquake (depth=60 km) in a horizontally layered structure shown in Figure 5. (c) For a shallow earthquake (depth=20 km) in semi-infinite homogeneous medium shown in Figure 6. Zero of the time axis corresponds to the origin time. $t=28$ s is shown with arrows. In each of the three waveforms, the part including S-wave and later phase is shown with a round square. These are for comparison with the wavefields in the shallow part near IWT009 in the snapshots of $t=28$ s of Figures 4, 5, and 6. Complex waveform of (a) corresponds to the complex wavefield in Figure 4. Simple waveforms of (b) and (c) correspond to the simple wavefields in Figures 5 and 6.

点の強震記録を用いた。前述したように、背弧側観測点では、火山フロント下の低 Q 値の影響による高周波成分の減衰が見られ、前弧側観測点と同じ伝播経路特性を仮定することが不合理であるため、本研究では前弧側の観測点のみを使用した。解析した地震のデータセットは以下の通りである。

- ・プレート境界地震 19
($4.6 \leq M_w \leq 6.0$, $27.0 \text{ km} \leq \text{深さ} \leq 57.8 \text{ km}$)
- ・スラブ内地震 23
($4.6 \leq M_w \leq 5.9$, $28.1 \text{ km} \leq \text{深さ} \leq 86.3 \text{ km}$)

規模の小さい地震の記録は低周波側で S/N 比の良好でない場合が多い。また、規模の大きい地震の記録は、震源断層の破壊過程の影響を受けるため、方位に関係なく1つの震源特性を考えるという仮定が適切でなくなる。従って、本研究では、 $4.6 \leq M_w \leq 6.0$ の地震の記録を用いることとした。プレート境界地震とスラブ内地震の分類には、震源の位置と防災科学技術研究所 F-net のメカニズム解の情報を参考にした。震源情報の詳細は Table 2, Table 3 に示す。Fig. 8 には、観測点位置と地震の震源位置、メカニズム解を示す。波形数は、観測されていない記録や S 波の立ち上がりが不明瞭な記録を除外した結果、計 1538 であった (後述するように、3 成分の振幅スペクトルをベクトル合成するので、3 成分のセットで 1 波形と数える)。

3.2 震源特性の推定

3.2.1 手法

以下の手順で解析を行った。

- (1) 観測加速度波形から得た変位波形 (変位波形の計算の手順は第 2.2 節に記したものと同一) の S 波部分 10 秒間を切り出す。そして、前後 1 秒間にコサイン型テーパをかけた。S 波の立ち上がりの読み取りは目視により行った。
- (2) 高速フーリエ変換によって、切り出した波形の振幅スペクトルを求め、3 成分の振幅スペクトルをベクトル合成することで、観測スペクトルとした。スペクトルインバージョンでは、1 つの地震の震源特性を単一のパラメータで表す。即ち、震源特性は、radiation pattern 等の影響に因らないというモデル化を行っている。本研究では、この仮定ができるだけ妥当なものとなるよう、3 成分をベクトル合成した観測スペクトルを採用した。
- (3) スペクトルインバージョンにより、観測スペクトルを震源特性、伝播特性、サイト特性に分離することで震源特性を抽出した。インバージョンを行う際には、サイト特性が 2 以上であるという拘束条件を課した。次式で表される伝播経路特性

$$P(f) = \frac{1}{r} \exp\left(\frac{-\pi f r}{Q_s \beta}\right) \quad (1)$$

の S 波速度 β には、解析する全地震について同一の 4000 m/s という値を仮定した。これは、佐藤 (2004) が宮城県沖のスラブ内地震とプレート境界地震の加速度震源スペクトルを評価する際に用いた値である。データセットの震源距離の範囲が、伝播経路特性中の非弾性減衰を表す Q 値を安定して求められるほど大きくないため、 Q 値の推定はインバージョンの対象から外し、 Q 値は佐藤・巽 (2002) による東日本海溝型地震を対象とした

Table 2. Source parameters of the analyzed interplate earthquakes.

Origin time	Latitude (°)	Longitude (°)	Depth (km)	M_w	No.
2001/10/02/17:20	37.7258	141.8177	40.8	5.5	Interplate 1
2002/05/06/17:12	38.466	142.151	40.4	4.9	Interplate 2
2002/10/11/10:04	37.7235	142.8030	27.0	5.2	Interplate 3
2002/10/12/19:59	37.7615	142.7715	29.2	5.5	Interplate 4
2004/07/05/18:22	37.9082	141.8748	42.2	4.7	Interplate 5
2004/12/29/22:59	38.449	142.180	39.4	5.6	Interplate 6
2005/09/12/04:28	38.161	142.186	42.4	4.6	Interplate 7
2005/10/18/03:48	37.9333	141.9107	43.2	4.9	Interplate 8
2005/10/24/18:35	38.496	142.123	39.0	5.0	Interplate 9
2006/07/01/08:28	38.470	142.156	40.0	5.2	Interplate 10
2008/06/02/00:58	38.304	141.885	46.1	4.7	Interplate 11
2008/07/21/18:01	37.7183	142.8368	27.7	5.0	Interplate 12
2008/07/22/17:46	37.6890	142.3685	30.5	5.2	Interplate 13
2009/02/01/18:32	37.8708	142.4987	33.5	5.0	Interplate 14
2010/09/01/16:32	37.9138	141.8705	42.9	5.1	Interplate 15
2011/06/23/19:35	38.4668	141.6078	57.2	5.3	Interplate 16
2013/03/31/16:46	38.8800	142.0792	46.0	5.2	Interplate 17
2013/04/17/21:03	38.4610	141.6197	57.8	5.9	Interplate 18
2013/05/18/14:47	37.7092	141.6287	46.3	6.0	Interplate 19

Hypocenter information is after JMA unified catalogue.

M_w is after NIED F-net solution.

研究で得られた Q 値 ($Q_s = 114 \times f^{0.92}$) に固定した。インバージョンは、Lawson and Hanson (1974) の不等式による拘束条件付きの最小二乗解を求めるプログラムを用いて行った。

3.2.2 結果

Fig. 9 に得られた震源特性の一例を示す。また、Fig. 10 (a) には、規模がほぼ同じで震源深さが異なるスラブ内地震の震源特性の比較例を示す。ここでは両者の震源深さの差が約 50 km と大きくなるペアを選んでいる。震源の深い地震の方が高周波側の振幅レベルが約 2~3 倍程度大きいのが見てとれる。一方、Fig. 10 (b) には、規模と震源深さがほぼ同じであるプレート境界地震とスラブ内地震の震源特性を示す。プレート境界地震、スラブ内地震といったテクトニック環境が異なるにも関わらず、両者の震源特性がほぼ一致しているのがわかる。従って、これらの比較から、高周波地震波の励起のレベ

ルの違いには、スラブ内地震、プレート境界地震といったテクトニック環境の違いよりも、むしろ震源深さが効いていることが示唆される。第 3.3 節では、高周波地震波の励起の強さを定量的に評価するため、震源特性から地震モーメントとコーナー周波数を推定し、加速度震源スペクトルの高周波レベルを求めることで、定量的かつ系統的な検討を行う。

Fig. 11 には、スペクトルインバージョンにより算出されたサイト特性の小さい観測点 (MYG003) とサイト特性の大きい観測点 (MYG004) で観測された地震波形を示す。サイト特性の大きい観測点は、サイト特性が小さい観測点に比べ、変位波形の最大振幅が約 2 倍ほど大きく、継続時間が長いことが見てとれる。これは、サイト特性の大きい MYG004 の観測点が軟弱な地盤の上にあり、軟弱な地盤による地震波の増幅の影響が現れているものと考えられる。実際、K-NET の PS 検層結果 [防

Table 3. Source parameters of the analyzed intraslab earthquakes.

Origin time	Latitude (°)	Longitude (°)	Depth (km)	M_w	upper/ lower	No.
1997/12/07/12:50	37.7153	141.7782	83.4	5.4	lower	Intraslab 1
1998/05/21/06:54	38.5613	142.0645	84.4	4.9	lower	Intraslab 2
1998/11/24/04:48	38.0023	141.5895	82.5	5.1	lower	Intraslab 3
2000/03/20/06:26	37.9880	141.5065	78.1	5.0	lower	Intraslab 4
2003/05/31/18:42	38.8518	141.6195	74.4	4.7	upper	Intraslab 5
2006/01/18/23:35	37.7997	142.2000	35.9	5.5	upper	Intraslab 6
2006/09/09/19:36	38.282	142.036	66.8	4.6	lower	Intraslab 7
2006/10/02/02:07	38.5495	142.8297	56.3	5.0	lower	Intraslab 8
2008/10/30/00:48	38.046	141.732	86.3	5.1	lower	Intraslab 9
2009/06/23/16:37	38.8958	142.5327	38.6	5.6	upper	Intraslab 10
2010/03/13/21:46	37.6142	141.4717	77.7	5.5	lower	Intraslab 11
2010/04/26/06:22	37.9913	142.3943	75.9	4.9	lower	Intraslab 12
2011/04/09/18:42	38.247	141.815	58.2	5.4	upper	Intraslab 13
2011/04/21/01:33	38.147	141.741	54.9	4.6	upper	Intraslab 14
2011/04/28/06:45	38.128	141.777	53.4	4.7	upper	Intraslab 15
2011/05/02/21:36	38.3138	142.2328	37.8	4.8	upper	Intraslab 16
2011/10/29/15:24	38.213	142.030	50.8	4.8	upper	Intraslab 17
2012/01/12/14:37	38.3772	142.6222	28.1	5.3	upper	Intraslab 18
2012/08/30/04:05	38.4082	141.9142	59.9	5.5	upper	Intraslab 19
2012/11/24/05:21	38.2087	141.7883	56.9	5.0	upper	Intraslab 20
2012/11/24/10:30	38.2163	141.7895	56.3	4.8	upper	Intraslab 21
2012/12/15/05:37	38.6473	142.4578	39.5	4.9	upper	Intraslab 22
2013/08/04/12:28	38.1627	141.8025	58.0	5.9	upper	Intraslab 23

Hypocenter information is after JMA unified catalogue.

M_w is after NIED F-net solution.

Classification of upper/lower plane of double seismic zone is also shown.

災科学技術研究所 (1996)] によると, MYG003 では地下 8m で S 波速度 500 m/s 以上の岩盤からなる硬質地盤が現れるのに対し, MYG004 では地表からボーリングの最深点の深さ 20 m に至るまで S 波速度 170 m/s の砂質土からなる軟弱な地盤が堆積しており, 岩盤は現れない, このように, それぞれの観測点下の浅部地盤構造を反映したサイト特性が得られていると言えよう.

3.3 加速度震源スペクトルの高周波レベルの推定

解析した 42 個の地震の全てのペアについて, 上述のような震源特性の比較を行うことは難しい. そこで, 震

源スペクトル (定義は後述する) を数少ないパラメータで表した上で, 震源の高周波地震波の励起の度合いを表す「加速度震源スペクトルの高周波レベル」に着目して, 地震間の比較を定量的かつ系統的に行う.

3.3.1 手法

本研究では, スペクトルインバージョンにより推定された個々の地震の震源特性 $S(f)$ から,

$$M_{obs}(f) = \frac{S(f)}{\frac{R_{\theta\phi}}{4\pi\rho\beta^3}} \quad (2)$$

Fig. 8. Hypocenter locations (solid circles) and mechanism solutions of the earthquakes analyzed in this study. Background seismicity ($M_{JMA} \geq 2.0$) from Jan. 1 to Dec. 31 in 2010 is also shown with gray circles. Hypocenter locations and mechanism solutions are after JMA unified catalogue and NIED F-net solutions, respectively. The ranges used for selection of hypocenters for the depth sections along the lines A-A' and B-B' are shown with dashed-line rectangles. Black triangles are the K-NET stations used for the spectral inversion.

Fig. 9. Examples of source effects obtained from the spectral inversion (solid lines). Fitted ω^{-2} models are also shown with dotted lines.

という式によって係数を取り除いて地震モーメントの次元にした $M_{obs}(f)$ を、観測データに基づく「震源スペクトル」と呼んで、震源特性 $S(f)$ と区別することにする。ここで、 $R_{\theta\phi}$ は radiation pattern 係数であり、S 波の radiation pattern 係数の平均値 0.63 [Boore and Boatwright (1984)] を用いる。

式 (2) で用いる S 波速度 β と密度 ρ は、スペクトルイ

ンバージョンにおいては全地震について単一の値を仮定することが多い。しかし、本研究が対象とする地震の発生域は海洋性地殻と海洋性マントルにまたがり、両者の S 波速度と密度にはかなりの差がある。そこで、本研究では以下のように海洋性地殻と海洋性マントルの S 波速度と密度の違いを考慮して、震源スペクトル $M_{obs}(f)$ を評価した。その際、プレート境界地震と二重深発地震

Fig. 10. Comparison of source effects obtained from the spectral inversion. (a) Comparison between a deep intraslab earthquake (M_w 5.4, depth 83.4 km, lower-plane, solid line) and a shallow intraslab earthquake (M_w 5.5, depth 35.9 km, upper-plane, dotted line) with approximately the same magnitude. (b) Comparison between an interplate earthquake (M_w 5.5, depth 40.8 km, gray line) and an intraslab earthquake (M_w 5.6, depth 38.6 km, upper-plane, solid line) with approximately the same magnitude hypocenter depths.

上面のスラブ内地震は海洋性地殻内で、下面のスラブ内は海洋性マントル内で発生していると仮定した。実際には、上面のスラブ内地震の中には海洋性マントル内で発生しているものも含まれると考えられるが、その点を厳密に追求することは、震源深さの精度とスラブの構造モデルの信頼性を考慮すると、それ自体非常に難しい問題となってしまう。従って、ここでは上述のような単純な区分を採用することとした。

プレート境界地震と上面のスラブ内地震の場合、海洋性地殻の S 波速度 β_{oc} と密度 ρ_{oc} を、それぞれ 3900 m/s, 2800 kg/m³ と仮定し、震源スペクトル $M_{obs}(f)$ を、

$$M_{obs}(f) = \frac{S(f)}{\frac{R_{\theta\phi}}{4\pi\rho_{oc}\beta_{oc}^3}} \quad (3)$$

によって評価した。

海洋性マントル内で発生する下面のスラブ内地震の震源スペクトル $M_{obs}(f)$ については、以下のように評価した。海洋性地殻に比べてインピーダンスの大きい (= 硬い) 海洋性マントル内に震源がある場合、震源から射出される地震波の振幅は、海洋性マントルから海洋性地殻に入射する際に増幅されることになる。スペクトルインバージョンにおいては通常このような効果は伝播経路特性に含まれるものとして露わには扱わない。しかし、海洋性マントルと海洋性地殻の S 波速度と密度の差が可

なり大きく増幅率 T が無視できない程度の大きさを持つこと、震源スペクトルの評価に際して海洋性マントルと海洋性地殻の S 波速度と密度の違いを考慮していることから、本研究においてはこの増幅の効果をスペクトルインバージョンとは別に考慮するべきであると考えた。ここで、増幅率 T は SH 波の鉛直入射の場合の増幅率

$$T = \frac{2\rho_{om}\beta_{om}}{\rho_{om}\beta_{om} + \rho_{oc}\beta_{oc}} \quad (4)$$

を使って簡便に評価することとした。震源が海洋性マントル内にある場合、即ち下面のスラブ内地震の場合、増幅の効果を除外した震源特性を、

$$S_{om}(f) = \frac{S(f)}{T} \quad (5)$$

とし、この $S_{om}(f)$ から震源スペクトル $M_{obs}(f)$ を、

$$M_{obs}(f) = \frac{S_{om}(f)}{\frac{R_{\theta\phi}}{4\pi\rho_{om}\beta_{om}^3}} \quad (6)$$

によって求めた。ここで、 β_{om} は海洋性マントルの S 波速度、 ρ_{om} は媒質の密度であり、それぞれ 4500 m/s, 3200 kg/m³ という値を仮定した。なお、海洋性地殻と海洋性マントルの S 波速度の値は、Miura *et al.* (2005) による宮城県沖の太平洋プレートの P 波速度構造を、密度の値は Kubo and Kakehi (2013) が遠地波形のインバージョンにより 2011 年東北地方太平洋沖地震の震源過程を推定する際に仮定した地下構造モデルを参照して仮定している。また、この場合、増幅率 T の値は 1.14 となる。

このようにして求めた観測データに基づく震源スペクトル $M_{obs}(f)$ を、 ω^{-2} モデル [Aki (1967)] の震源スペクトル

$$M_{\omega^2}(f) = \frac{M_0}{1 + \left(\frac{f}{f_c}\right)^2} \quad (7)$$

でフィッティングする。ここで、 M_0 は地震モーメント、 f_c はコーナー周波数である。フィッティングは、対象周波数範囲の $M_{obs}(f)$ と $M_{\omega^2}(f)$ の残差二乗和が最小となるように、各地震毎にパラメータ (M_0, f_c) をグリッドサーチで推定した。ここで残差二乗和としては、次式のように対数軸上での低周波側と高周波側のデータ密度の違いを考慮して、周波数依存する重みを付けたものを用いる。

$$res(M_0, f_c) = \sum_f \frac{1}{f} (\log M_{obs}(f) - \log M_{\omega^2}(f))^2 \quad (8)$$

フィッティングの対象周波数は 0.2~10 Hz とした。 M_0 と f_c が得られれば、加速度震源スペクトルがフラット

Fig. 11. Comparison between observed waveforms at the station whose site effect is small (MYG003) and at the station whose site effect is large (MYG004). Source is a deep intraslab earthquake (M_w 5.9, depth 58.0 km). Locations of the stations and the epicenter are also shown.

となる高周波レベル A が、以下の式により計算できる。

$$A = (2\pi f_c)^2 M_0 \quad (9)$$

3.3.2 結果

得られた各地震の加速度震源スペクトルの高周波レベル A を Fig. 12 と 13 に示す。 ω^{-2} モデルを仮定した場合、高周波レベルは地震モーメントの $1/3$ 乗に比例するという地震モーメント依存性を持つ。ここでは高周波レベルの地震モーメント依存性は関心の対象外であるため、地震モーメント依存性を取り除いた形で高周波レベルをプロットすることとする。即ち、Fig. 12 と 13 では縦軸に $A \cdot M_0^{-1/3}$ を、横軸に地震モーメント M_0 をとって両対数表示でプロットしている。以下では、地震モーメント依存性を補正した $A \cdot M_0^{-1/3}$ を便宜的に高周波レベルと呼ぶことにする。なお、ここでの地震モーメント

M_0 は、F-net 解による値ではなく、スペクトルインバージョンによって得られた震源スペクトルから前節の手順に従って求められたものである。

Fig. 12 (a) は、高周波レベルをスラブ内地震とプレート境界地震といったテクトニック環境のみで区別した図である。高周波レベルはスラブ内地震の方が総じて大きく、プレート境界地震との差は、約 2~3 倍程度である。この図を見ると、プレート境界地震に比べ、スラブ内地震の方が高周波レベルが大きいという解釈をしてしまいそうになる。しかし、以下のように震源深さをも考慮すると、この解釈が単純に過ぎることがわかる。

次に、震源深さによる高周波レベルの違いを見るために、Fig. 12 (b) では、震源深さの違いをグレースケールで表示して高周波レベルを示した。大局的に見ると、震

Fig. 12. High-frequency levels of acceleration source spectra calculated from the source effects obtained from the spectral inversion. The vertical axis shows high-frequency level corrected with seismic moment is ($A \cdot M_0^{-1/3}$). The horizontal axis is seismic moment (seismic moment is also calculated from the source effect). (a) Plots are classified with tectonic environments (white circle: interplate earthquake, black circle: intraslab earthquake). (b) Plots are shown with gay scale varying with hypocenter depth.

Fig. 13. High-frequency levels corrected with seismic moments ($A \cdot M_0^{-1/3}$). Plots are classified with tectonic environments (circle: interplate earthquake, square: upper-plane intraslab earthquake, triangle: lower-plane intraslab earthquake) and shown with gay scale varying with hypocenter depth. Plots in four groups classified with hypocenter depth are also shown with black color on the right (plots not included in the respective depth groups are shown with gray color).

Fig. 14. High-frequency levels corrected with seismic moments ($A \cdot M_0^{-1/3}$) in case of assuming the same values for S-wave velocity and density for all the earthquakes.

源の深い地震の高周波レベルが高く、震源の浅い地震の高周波レベルが低いという、高周波レベルの震源深さ依存性がはっきりと見てとれる。

最後に、高周波レベルをプレート境界地震（丸印）、二重深発地震面上面のスラブ内地震（四角印）、下面のスラブ内地震（三角印）とテクトニック環境によって区別し、かつ震源深さの違いをグレースケールで表示した図をFig. 13に示す。ここでは見やすいように、深さを4グループに区分してプロットした図もあわせて示している。多少のばらつきや例外は無論あるものの、各深さグループの高周波レベルは地震モーメントによらず概ね一定であり、異なる深さグループ間の比較からは、震源が深くなるほど高周波レベルが高くなるという傾向が明瞭に見てとれる。最も浅い35 km以浅のグループと最も深い深さ65 km以深のグループの高周波レベルの差は4倍程度とかなり大きいことがわかる。

最も浅い35 km以浅のグループは1地震を除き全てプレート境界地震が、最も深い深さ65 km以深のグループは1地震を除き全て下面のスラブ内地震が占めている。それに対し、深さ35~50 kmと深さ50~65 kmのグループでは、プレート境界地震と上面のスラブ内地震が共存している。それぞれの深さグループにおいて、プレート境界地震と上面のスラブ内地震の高周波レベルは

同程度であることがわかる。即ち、これらの図からプレート境界地震、スラブ内地震といったテクトニック環境が異なっても、震源深さが同じであれば、高周波レベルが同程度であるという結論が得られる。

このようにテクトニック環境のみならず震源深さをもあわせて考慮すると、以下のような結論が得られる。まず、「スラブ内地震の高周波レベルはプレート境界地震に比べ高い」という解釈は、「スラブ内地震の方がプレート境界地震に比べ系統的に震源が深い」ことによる見かけ上のものである。そして、高周波レベルはテクトニック環境には因らず、震源深さに依存し、震源深さが深いほど高くなるという系統的な傾向を示す。

この結論は、第2.2節で見た、震源の浅い地震の地震波形の比較 (Fig. 1) と震源の深い地震の地震波形の比較 (Fig. 2) の結果とも調和的である。既に述べたように、特に震源深さの近い Fig. 2 においては、プレート境界地震とスラブ内地震で、区別が付かないほど波形が類似している。ここで、Fig. 2 の観測点 MYG011 では、スペクトルインバージョンによって得られたサイト特性がほとんどフラットに近いことを考慮すると、MYG011での観測波形は震源時間関数をきれいに反映したものであると考えられる。すなわち、両地震の震源スペクトルとその高周波レベルがほぼ同じであるということが、観測波形の類似性に明確に反映されていると言える。以上のように、高周波レベルが震源深さに依存し、テクトニック環境に因らないという結論は、スペクトルインバージョンの結果だけにとどまらず、色々な仮定を含むスペクトルインバージョンを施す前の、生の観測波形においても確認することのできる、信頼性の高いものであると言えよう。

Fig. 14には、参考のために、全地震に対し単一のS波速度と密度を仮定して震源スペクトルを評価した場合の高周波レベルをプロットした図を示す。仮定した値は、佐藤 (2004) が宮城県沖のスラブ内地震とプレート境界地震の加速度震源スペクトルを評価する際に用いた $\beta = 4000 \text{ m/s}$ 、 $\rho = 3000 \text{ kg/m}^3$ である。この場合も、震源が深いほど高周波レベルが高いという傾向に変わりはない。即ち、高周波レベルが震源深さ依存性を示すという結論が、地震のタイプによって異なる物性値を用いたことによるものではないということがわかる。なお、S波速度と密度の値を変えると、震源スペクトルの全体のレベルの評価を変えることになるので、コーナー周波数は変わらないが、地震モーメントと高周波レベルの値は変わることになる。従って、Fig. 13とFig. 14では、縦軸のみならず横軸の値も異なっていることに注意されたい。

Fig. 15. Examples of theoretical waveforms (EW component of displacement waveform) for various hypocenter depths. Solid line on each trace shows the S-wave part (length is 10 s) used for calculation of amplitude spectrum.

§ 4. 議 論

4.1 震源深さによる波形の違いの影響

本節では、震源深さの異なる地震の伝播経路の違いがもたらす波形の違いが、スペクトルインバージョンにより算出される震源特性に如何なるバイアスをもたらすかを議論する。第2章でも述べたように、震源深さの異なる地震の波形の様相が異なることは明白である。もちろん時間領域での波形の比較と周波数領域での振幅スペクトルの解析を短絡的に結びつけることはできないが、異なる様相の波形から得られた震源特性を単純に比較してもよいのかいささか疑問である。また、これまでスペクトルインバージョンに基づく地震の震源特性に関する研究はいくつかあるものの、このような震源深さによる波形の違いを十分に検討している事例はない。例えば、佐藤・巽 (2002) では、全国の地震の震源特性の地域性や地震タイプによる差異を検討するために、スペクトルインバージョン解析を行っている。東日本のプレート境界地震、スラブ内地震のデータセットは、震源深さ 0 km から 60 km まで、震源距離 37 km から 200 km と幅広い。即ち、そこでは、観測される地震波形が複雑になるような、震央距離が大きく震源が浅い地震も含んだデータセットを用いてスペクトルインバージョン解析が行われているが、震源深さによる波形の違いの影響に関して

Fig. 16. Figures for the evaluation of the effect of waveform variation with source depth. (a) Source effects of theoretical waveforms for various hypocenter depths. (b) Amplitude ratio of source effect of each hypocenter depth to that of 80 km depth.

は、検討されていない。

このような背景から、本研究ではこの点について検討の余地があると考え、震源深さの違いによる波動場の違いがもたらす波形の違いの影響を定量的に評価することにした。また、第3章で確認した加速度震源スペクトルの高周波レベルの震源深さ依存性が、この影響を補正することにより、どのような振る舞いを示すのかを確認する。

4.1.1 手法

震源が浅い場合、第2.3.2節で述べたように、自由表面とMoho面での反射波によって波形が複雑なものになる。この反射波による影響は、3つの特性のうちの伝播経路特性に含めるべきものであるが、スペクトルインバージョンの際に仮定される幾何減衰+非弾性減衰という単純な伝播経路特性では表すことができないため、スペクトルインバージョンでは震源特性に押しつけられることになる。即ち、震源が浅い地震の場合の震源特性は、このような反射波の影響によって汚染されている可能性がある。ここでは、その影響を以下の手順で定量的に評価することとする。

- (1) 第2.3.1節と同じ水平成層構造 (Table 1) を仮定し、各地震の震源位置に点震源を置き、観測点 IWT009 (第2.3.2節の Fig. 7 で理論波形を示した観測点) における理論波形を計算した。計算手法、仮定した震源時間関数等は第2.3.1節と同じである。
- (2) 理論波形を観測波形とみなし、S波部分10秒間を切り出し、前後1秒にコサイン型テーパをかけた。S波の立ち上がりの読み取りは、目視により行った。Fig. 15 に、解析に使用した理論波形のEW成分を例として示す。
- (3) 高速フーリエ変換によって、切り出した波形の振幅スペクトルを求め、3成分の振幅スペクトルをベクトル合成することで、スペクトルインバージョンの観測スペクトルに相当する振幅スペクトルを求めた。
- (4) (3) で求めた3成分合成の振幅スペクトルから、サイト特性と、幾何減衰と非弾性減衰からなる伝播経路特性を取り除き、震源特性を抽出した。ここで、サイト特性は周波数によらず2であるとした。第3.2.1節の式 (1) で表される伝播経路特性のうち、幾何減衰についてはトータルの波線長を用いて評価し、非弾性

Fig. 17. Examples of correction of the effect of waveform variation with source depth. (a) The epicenters and mechanism solutions of the selected four earthquakes (two interplate earthquakes and two intraplate earthquakes) are shown. The small gray triangles shows the stations used for the spectral inversion of observed waveforms. The large black triangle is the station (IWT009) used for the calculation of theoretical waveforms to evaluate the effect of waveform variation with source depth. (b) Source effects before the correction of the effect of waveform variation with source depth (gray line) and source effects after the correction (solid line).

減衰については各層中の波線の長さを求めた上で、その層の Q 値と S 波速度 (値は Table 1 に記されている) を用いて評価した。ただし、ここでは Table 1 に示す通り、各層の Q 値としては全ての層に対し共通の値を与えており、かつその値は $Q_0=1000$ という大きな値を与え、非弾性減衰はほとんど生じないようにしてある。これは、深さ依存する減衰構造の影響は後の第 4.2 節で別途評価すること、従ってここで

Fig. 18. High-frequency levels (corrected with seismic moments) after the correction of the effect of waveform variation with source depth.

はその影響を排除して純粋に震源深さの違いによる波動場の違いの影響のみを評価したいためである。

- (5) 震源が十分に深い、震源深さ 80 km の震源特性が、反射波等を含む複雑な波動場による影響を受けていない真の震源特性であるとする。それぞれの震源位置の場合の震源特性について、深さ 80 km の震源特性に対する振幅比をとり、それを反射波等を含む複雑な波動場が震源特性に与える影響 (バイアス) とみなす。

なお、このように理論波形を用いた場合、振幅スペクトルの高周波側で深い谷が現れることに伴い、高周波数側に関しては振幅比が暴れてしまう。そのため、高周波数側では、加速度震源スペクトルがフラットとなる高周波レベルを別途読み取った上で、そのレベルの比を振幅比とした。

4.1.2 結果と考察

Fig. 15 に震源深さを 20 km から 80 km まで 10 km 刻みで変化させた場合の理論波形を示す。震源深さ 50 km から 80 km の深い地震では単純な波形となっているのに対し、震源深さ 20 km から 40 km の浅い地震では総じて S 波の後続波が目立つ波形となっている。これは前述したように、震源が浅い場合、地震波が地表面や Moho 面に対して低角に入射し、反射波が励起されるためである。

次に前節で示した手順に従って算出された震源特性 (Fig. 16 (a)) とその振幅比 (Fig. 16 (b)), 即ち反射波等を含む複雑な波動場によるバイアスを見る。震源深さ 40 km 以浅の浅い地震では、バイアスは低周波数側で大きな値を持ち、そのレベルは 0.1~0.5 Hz で約 1.5~2.0 であ

Fig. 19. Attenuation structure assumed for the evaluation of the effect of depth-dependent attenuation structure. Case A: path for an interplate earthquake with depth of 30 km. Case B: path for an intraslab earthquake with depth of 80 km. Ray lengths in the respective layers for the both cases are also shown.

Fig. 20. (a) Source effect assumed for both of Case A and Case B in Fig. 19. (b) Amplitude spectra corresponding to observed spectra in Case A (gray line) and in Case B (solid line).

Fig. 21. Amplitude ratio of the "observed spectrum" of Case B to that of Case A in Figure 19 (solid line: case of $Q = Q_0 f^{1.0}$, gray line: case of $Q = Q_0 f^{0.9}$).

る。このことから、震源の浅い地震は深い地震に比べ、低周波数側で震源特性の振幅レベルが過大評価されていることがわかる。

なお、ここでは1観測点の理論波形を使用して、複雑な波動場によるバイアスを評価しているため、それには radiation pattern の影響が含まれている可能性が残される。しかし、radiation pattern の影響をできるだけ小さくするために、3成分のベクトル合成した観測スペクトルを採用していることと、後述の様々なメカニズムの地震に対して行った同様の解析による補正結果 (Fig. 17) を考慮すると、震源の浅い地震の場合の低周波数側での震源特性の過大評価は、メカニズムの違いによらず概ね見られる傾向であると考えて差し支えないであろう。ま

た、理論波形における radiation pattern は周波数依存性を持たないのに対し、ここで得られたバイアスは周波数依存性を持つため、少なくとも radiation pattern がバイアスの主たる要因ではないことは明らかである。

震源が浅い場合に、震源特性に対して生じるこのようなバイアスは、低周波数側のフラットレベルの過大評価のみならず、Fig. 16 (a) に模式図で示すように、震源の浅い地震のコーナー周波数を低めに見積もることに繋がる。第3.3節で観測データから求めた加速度震源スペクトルの高周波レベルはこの影響を受けるため、その影響を補正する必要があると考えられる。

4.1.3 加速度震源スペクトルの高周波レベルに対する補正の影響

ここでは、実際の地震の観測波形から得られた震源スペクトルに対し、震源深さによる複雑な波動場の影響 (バイアス) を補正し、その補正が地震モーメント、コーナー周波数、加速度震源スペクトルの高周波レベルの評価にどの程度影響するかを定量的に確認する。補正は、前節で求めた反射波等を含む複雑な波動場がもたらすバイアスを、観測スペクトルから求めた震源特性から取り除く、即ち前者で後者を除すことによって行われる。

Fig. 17 には、この補正を行った4つの地震の震源特性の例を示す。補正前の震源特性は、第3.2節で算出されたものである。低周波側のフラットレベルが、補正により小さくなっていることが見てとれるが、その差は大きくない。補正前と補正後の ω^{-2} モデルのフィッティングから求められる M_0 と f_c の値の差異 (補正前/補正後) は、4つの地震の平均で、 M_0 については1.33倍、 f_c については0.93倍であった。

続いて、全地震の震源特性に対して上述の補正を行い、その上で求めた加速度震源スペクトルの高周波レベルを Fig. 18 に示す。震源の浅い地震は、補正後、 M_0 が小さくなり、 f_c が大きくなるため、高周波レベルが微増することになる。しかし、Fig. 18 を見て明らかな通り、第3.3.2節で述べた高周波レベルの震源深さ依存性に関する傾向 (Fig. 13) は補正後も変わらず見られ、補正の影響は小さいものであることがわかる。

以上の定量的な検討により、浅い地震の場合の複雑な波動場は、時間領域の地震波形に対しては大きな影響を及ぼすが、周波数領域の振幅スペクトルに関しては、スペクトルインバージョンの結果の傾向を変えるほどの大きな影響は与えないことがわかった。即ち、震源深さによる波形の違いは、高周波レベルの震源深さ依存性の傾向を揺るがすものとは成り得ないことが確認された。

ただし、以上の結果は、本研究が用いた比較的震央距離が小さく、震源深さも約30 km 以深とそう浅くない

Fig. 22. High-frequency levels (corrected with seismic moments) after the correction of the effect of waveform variation with source depth and the effect of depth-dependent attenuation structure.

データセットに対するものであることに注意されたい。沖合の海溝軸付近で発生するような、震央距離が大きく、かつ震源が極めて浅い地震の波形については、振幅スペクトルで見た場合においても、無視のできないほどの影響が現れる可能性は高いであろう。

4.2 深さ依存性を持つ減衰構造の影響

加速度震源スペクトルの高周波レベルが震源深さ依存性をもつ要因として、震源起因以外の因子として、深さとともに変化する減衰構造による影響が考えられる。減衰構造が、浅い媒質ほど減衰が大きい (Q 値が小さい) という深さ依存性を持つ場合、浅い領域を通る伝播経路を持つ浅い地震に比べ、深い領域を通る伝播経路を持つ深い地震の場合の非弾性減衰は相対的に小さくなる。本研究のスペクトルインバージョンでは深さ依存しない Q 値を仮定しているため、実際の減衰構造が深さ依存をする場合、非弾性減衰の影響が震源特性に押し付けられ、その結果深い地震の高周波レベルが見かけ上高くなるという可能性も考えられる。そこで、深さ依存性を持つ減衰構造の影響の定量的な評価を行い、それが既に得られた加速度震源スペクトルの高周波レベルの深さ依存性に関する結果にどの程度の影響を及ぼすのかを考察する。

前述したように、東北日本弧の三次元減衰構造は、多

くの研究者によって詳しく調べられている [例えば、Tsumura *et al.* (2000), 中村・植竹 (2004)]。しかし、それらの研究では、本研究で対象としている地震の深さ約 30 km~80 km の範囲において Q 値が大きく異なるような細かな空間分解能はない。そこで、このような既往の研究とは別に、50 km 程度の深さの差で Q 値に差のある深さ依存する減衰構造を仮定し、その影響を定量的に評価することにする。

4.2.1 手法

仮定する減衰構造モデルを Fig. 19 に示す。この Q 構造は、対象地域は異なるが、Kakehi (2004) が 2001 年芸予地震の波形インバージョンによる震源過程の推定の際に仮定した、スラブを含む西南日本の Q 構造を参考に、適宜簡略化して設定したもので、深さ依存する減衰構造の影響を評価するために、浅部と深部で Q 値に明確な差がつくようなモデルとして設定したものである。図には、本研究で扱った地震の中で最も伝播経路に深さの差がつくような地震として、2つのケースを示す。Case A は震源深さ約 30 km のプレート境界地震を想定した場合の伝播経路、Case B は震源深さ約 80 km のスラブ内地震を想定した場合の伝播経路を表す。 Q 値は、 $Q = Q_0 f^{1.0}$ という周波数依存性を持つ値を仮定した。Fig. 19 に仮定した Q_0 の値と、両ケースの場合の各層中の波線長の大まかな見積を示す。

両ケースに対して Fig. 20 (a) に示す同一の震源特性を仮定し、更に伝播経路特性とサイト特性を与えて、地表での地震波形の振幅スペクトルに相当する振幅スペクトルを計算した。式 (1) で表される伝播経路特性は、幾何減衰についてはトータル波線長を用いて評価し、非弾性減衰については各層中の波線長と Q 値を用いて評価した。なお、この例では両ケースともトータル波線長は 100 km と同一にしてあり、純粋に減衰構造の違いのみが伝播経路特性に反映されるようにしてある。サイト特性は周波数によらず 2 であるとした。

4.2.2 結果

Fig. 20 (b) に、上述の手順により計算した、Case A と Case B の場合の地表での振幅スペクトルを、Fig. 21 には、Case A に対する Case B の振幅スペクトル比を示す。また Fig. 21 には、 Q 値が $Q = Q_0 f^{0.9}$ という周波数依存性を持つ場合に、同様の手法から得られる振幅スペクトル比も加えて示している。

両ケースのうち、Case A の方が Q 値の小さい媒質中の伝播距離が大きいため、非弾性減衰が大きくなる。しかし、Fig. 21 の振幅比を見ると、 $Q = Q_0 f^{1.0}$ の場合、両者の差は約 1.18 倍と違いは小さい (この場合、非弾性減衰項は周波数に依存しなくなるため、振幅比も周波数に

よらない一定値となる). また $Q=Q_0f^{0.9}$ の場合も同様であり, その差は最も大きい 10 Hz の所で, 約 1.23 倍である. 両者の振幅の差が小さい要因として, 2 つのモデルの間では, 地震波の減衰が大きい低 Q 値領域を通る伝播距離に大きな差がつかなかったことが挙げられる. より振幅の差が大きくなるのは, 平均的な Q 値構造が両者で大きく異なるような, より震源距離が大きく, かつ伝播経路が深さ方向に大きく異なるデータセットに限ると考えられ, 本研究の対象としているデータセットでは, そのようなことは起こらないと考えられる.

4.2.3 加速度震源スペクトルの高周波レベルに対する補正の影響

続いて, 深さ依存する減衰構造の影響を考慮し, 加速度震源スペクトルの高周波レベルを補正する. 前述の通り $Q=Q_0f^{1.0}$ と $Q=Q_0f^{0.9}$ の場合で, 震源深さによる振幅スペクトル比にほとんど違いがなかったため, ここでは $Q=Q_0f^{1.0}$ の場合のみをとり上げる. この場合, 補正値は前述の通り周波数に依存しない一定値となるため, f_c は変化せず M_0 と A のみが変わることとなることに留意されたい. Fig. 22 には, 第 4.1.3 節で行った震源深さによる波形の違いの影響の補正に加え, 更に深さ依存性を持つ減衰構造による影響の補正を加えた高周波レベルのプロットを示す. Fig. 13 に比べ, 高周波レベルのばらつきは若干小さくなったように見えるが, Fig. 18 と同様, 高周波レベルの震源深さ依存性に関する傾向が大きく変化する様子は見受けられない.

以上, 第 4.1 節と本節の補正結果から, 加速度震源スペクトルの高周波レベルの震源深さ依存性は, 震源起因以外の 2 種類の因子の影響を定量的に考慮しても, 揺るぐことのない信頼性の高い結果であることが示された.

4.3 既往の研究との比較

ここでは, 既往の研究との比較を行う. 加藤・他 (1999) は, やや深発地震の高周波地震波の励起強さを最大加速度値に基づいて検討し, その結果加速度振幅が強くなる条件として, スラブ内地震とプレート境界地震の区分よりも, むしろ震源深さによる影響が顕著に現れることを指摘している. 本研究でも最大加速度値の空間分布の比較を行い, 加藤・他 (1999) と同様の結論を得た. また変位波形の比較においても, スラブ内地震とプレート境界地震の両者とも震源の浅い地震は, 後続波を伴う複雑な波形を示し, 震源の深い地震は, 幅の狭いパルス状の波形となり, 後続波の振幅の小さい単純な波形となることを確認した. 更に, 本研究ではスペクトルインバージョンによって多数の地震の加速度震源スペクトルの高周波レベルを評価し, 高周波レベルがスラブ内地震とプレート境界地震の区分ではなく, 震源深さに依存し, 震源が

深いほど高周波レベルが高くなる傾向が見られることを示した.

池田・他 (2003) は, 北海道と東北地方の地震の加速度震源スペクトルの高周波レベルについて, $M_0 \leq 5.0 \times 10^{17}$ Nm の小規模のスラブ内地震に関して, 震源が深いほど高周波レベルが高いという深さ依存性が見られることを指摘している. 本研究で解析した地震はこの小規模地震の範囲内に含まれ, また同様の深さ依存性が得られたことから, この点について本研究の結果は池田・他 (2003) と調和的であると言える. ただし, 池田・他で解析している東北の地震がスラブ内地震以外も含め 21 個であるのに対し, 本研究では 42 個と倍増している. また, 池田・他 (2003) は青森県沖から福島県沖に渡る広い範囲を対象としているため, 記録の得られている観測点のセットが震央位置が遠く離れた地震の間では大きく異なるのに対し, 本研究では宮城県沖の比較的狭い領域を対象としているため, 全地震について概ね共通する観測点のセットでデータが得られている. 従って, 地震間の震源特性の比較を行う上では, 本研究で使ったデータセットの方が有利であると言える. さらに本研究では, 高周波レベルの推定にとどまらず, 震源深さによる波形の違い, 深さ依存性を持つ減衰構造という震源起因以外の因子が高周波レベルに与える影響を定量的に評価し, それらの影響が小さく, 高周波レベルが震源深さ依存性を持つという結論が非常に信頼性の高いものであることをあわせて示した.

佐藤 (2004) では, スラブ内地震とプレート境界地震といったテクトニック環境の違いにのみ着目して, 加速度震源スペクトルの高周波レベルを比較している. その結果からは, スラブ内地震はプレート境界地震に比べ, 高周波レベルが約 3~4 倍程度高いとしている. 高周波レベルの絶対値に関しては, 解析に用いた観測点が異なるため, 安易に比較することはできないが, 本研究でもスラブ内地震とプレート境界地震の違いにのみ着目して, 高周波レベルを比較すると, 佐藤 (2004) の結果と同様, スラブ内地震の高周波レベルは, プレート境界地震に比べて約 2~3 倍程度高くなる. しかし, 本研究では, 豊富なデータセットを使って, スラブ内地震とプレート境界地震の震源深さにも着目して比較を行った結果, プレート境界地震に比べ, スラブ内地震の方が高周波レベルが高いという傾向は, 前者に比べ後者の震源深さが系統的に深いことによる見かけ上のものであることを示した. 実際, 震源の浅いスラブ内地震の高周波レベルは, 同程度の深さのプレート境界地震と同等でほとんど差がないことを確認した. 従って, 本研究では, スラブ内地震とプレート境界地震の高周波レベルの差は, テクトニック環

境によるものではなく、震源深さによるものであると結論付けた。

§5. ま と め

宮城県沖で発生したスラブ内地震とプレート境界地震について、まずはじめに震源深さの違いに着目して観測地震波形の比較を行った。震源の浅い地震は以下のような特徴を示した。

- (1) 直達P波、S波の立ち上がりが不明瞭で、後続波の部分と比べて振幅の差が小さい。
 - (2) PまたはS波の後続波ともに、エンベロープが複雑な形状を示す。
- 一方、震源の深い地震は以下のような特徴を示した。
- (1) 直達P波、S波の立ち上がりが明瞭である。
 - (2) P波、S波の後続波が目立たない比較的単純な波形を示す。
 - (3) 高周波成分が卓越する。

次に、最大加速度の空間分布の比較を行ったところ、震源深さが深い地震の方が大加速度の範囲が大きく、震源の深い地震が高周波地震波の励起が強い傾向が見られた。このように、観測波形と最大加速度分布については、スラブ内地震とプレート境界地震といったテクトニック環境の違いよりもむしろ震源深さによる違いが顕著であった。

次に、宮城県沖の42個の地震の高密度強震データに対してスペクトルインバージョンを行い、スラブ内地震、プレート境界地震の震源特性を抽出した。得られた震源特性から地震モーメントとコーナー周波数を算出し、加速度震源スペクトルの高周波レベルを求めた。以下に得られた高周波レベルの特徴を記す。

- (1) 震源深さが深いほど高周波レベルが高いという系統的な傾向が見られる。最も浅い35km以浅のグループと最も深い深さ65km以深のグループの高周波レベルの差は4倍程度であった。
- (2) 震源深さが同程度のプレート境界地震とスラブ内地震の間には、高周波レベルの有意な差は見られない。

以上のような特徴から、本研究では、高周波レベルの大きさはスラブ内地震とプレート境界地震といったテクトニック環境の違いではなく、震源深さの違いに依存しており、深い地震ほど高周波レベルが高い傾向が見られると結論付けた。

加速度震源スペクトルの高周波レベルの評価に影響を与え得る震源起因以外の因子として、震源深さによる波形の違いの影響、深さ依存する減衰構造の影響を考え、それらの影響を定量的に評価した。それらの影響の補正を行った結果、両者は高周波レベルの震源深さ依存性に

ついでの結果を揺るがすものに成り得ず、深い地震ほど高周波レベルが高いという傾向は、震源起因であり、かつ、その解釈が極めて信頼性の高いものであることを示すことができた。

謝 辞

解析には防災科学技術研究所のK-NET, KiK-netの強震波形データ、F-netメカニズム解のデータ、気象庁一元化震源データを使用しました。図の一部は、GMT (Generic Mapping Tools, [Wessel and Smith (1995)])により作成しました。2名の匿名査読者と編集者のコメントは、論文を改善する上で役立ちました。記して感謝致します。

文 献

- Aki, K., 1967, Scaling law of seismic spectrum, *J. Geophys. Res.*, **72**, 1217-1231.
- 青井 真・小原一成・堀 貞喜・笠原啓司・岡田義光, 2000, 基盤強震観測網 (KiK-net), 日本地震学会ニュースレター, **12**, 31-34.
- Boore, D. M. and J. Boatwright, 1984, Average body-wave radiation coefficient, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **74**, 1615-1621.
- 防災科学技術研究所, 1996, 全国強震観測網 K-NET, <<http://www.kyoshin.bosai.go.jp/kyoshin/db/>>, (参照 2014/01/31)
- Bouchon, M., 1981, A simple method to calculate Green's functions for elastic layered media, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **71**, 957-971.
- Hasegawa, A., N. Umino, and A. Takagi, 1978, Double-planed structure of the deep seismic zone in the northeastern Japan arc, *Tectonophysics*, **47**, 43-58.
- 池田 孝・武村雅之・加藤研一, 2002, 強震記録に基づく北海道周辺のやや深発地震の高振動数成分の励起特性, 日本建築学会構造系論文集, **560**, 67-73.
- 池田 孝・武村雅之・加藤研一, 2003, 強震記録に基づく東北地方周辺のやや深発地震の高振動数成分の励起特性, 日本建築学会構造系論文集, **572**, 39-46.
- 岩田知孝・入倉孝次郎, 1986, 観測された地震波から震源特性, 伝播経路特性及び観測点近傍の地盤特性を分離する試み, *地震*, **39**, 579-593.
- Kakehi, Y., 2004, Analysis of the 2001 Geiyo, Japan, earthquake using high-density strong ground motion data: Detailed rupture process of a slab earthquake in a medium with a large velocity contrast, *J. Geophys. Res.*, **109**, B08306, doi:10.1029/2004JB002980.
- 加藤研一・武村雅之・八代和彦, 1999, やや深発地震の短周期地震動の励起強さとその地域性, 日本建築学会構造系論文集, **521**, 33-40.
- Kennett, B. L. N. and N. J. Kerry, 1979, Seismic waves in a stratified half space, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **57**, 557-583.
- Kinoshita, S., 1998, Kyoshin Net (K-NET), *Seismol. Res.*

- Lett., **69**, 309–332.
- Kubo, H. and Y. Kakehi, 2013, Source process of the 2011 Tohoku earthquake estimated from the joint inversion of teleseismic body waves and geodetic data including seafloor observation data: source model with enhanced reliability by using objectively determined inversion settings, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **103**, 1195–1220, doi:10.1785/0120120113.
- 気象庁, 2003, 平成 15 年 5 月地震・火山月報 (防災編), 85pp.
- 気象庁, 2005, 平成 17 年 8 月地震・火山月報 (防災編), 79pp.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2005, 宮城県沖を想定した強震動評価 (一部修正版), <http://www.jisin.go.jp/main/kyoshindo/05dec_miyagi/>, (参照 2014/3/18)
- Lawson, C. L. and R. J. Hanson, 1974, *Solving Least Squares Problems*, 340 pp., Prentice-Hall, Old Tappan, N. J.
- Matsuzawa, T., N. Umino, A. Hasegawa, and A. Takagi, 1986, Normal fault type events in the upper plane of the double-planed deep seismic zone beneath the northeastern Japan arc, *J. Phys. Earth*, **34**, 85–94.
- Matsubara, M. and K. Obara, 2011, The 2011 Off the Pacific Coast of Tohoku earthquake related to a strong velocity gradient with the Pacific plate, *Earth Planets Space*, **63**, 663–667.
- Miura, S., N. Takahashi, A. Nakanishi, T. Tsuru, S. Kodaira, and Y. Kaneda, 2005, Structural characteristics off Miyagi forearc region, the Japan Trench seismogenic zone, deduced from a wide-angle reflection and refraction study, *Tectonophysics*, **407**, 165–188.
- 中村亮一・植竹富一, 2004, 強震記録データによる東北地方の三次元減衰構造, *地震 2*, **56**, 447–455.
- 西條祐介, 2006, 東北日本の減衰構造とスラブ内地震による強震動, 神戸大学大学院修士論文, 53pp.
- 佐藤智美, 2004, 宮城県沖のスラブ内地震とプレート境界地震の短周期レベルの推定, *日本地震工学会論文集*, **4**, 1–4.
- 佐藤智美・巽 誉樹, 2002, 全国の強震記録に基づく内陸地震と海溝性地震の震源・伝播・サイト特性, *日本建築学会構造系論文集*, **556**, 15–24.
- 消防庁, 2003, 5 月 26 日に発生した宮城県沖を震源とする地震 (確定報), <<http://www.fdma.go.jp/bn/2003/detail/273.html>>, (参照 2014/01/31)
- 消防庁, 2006, 平成 17 年 8 月 16 日に発生した宮城県沖を震源とする地震 (確定報), <<http://www.fdma.go.jp/bn/2006/detail/405.html>>, (参照 2014/01/31)
- Tsumura, N., S. Matsumoto, S. Horiuchi, and A. Hasegawa, 2000, Three-dimensional attenuation structure beneath the northern Japan arc estimated from spectra of small earthquakes, *Tectonophysics*, **319**, 241–260.
- 海野徳仁・長谷川昭, 1975, 東北日本にみられる深発地震面の二層構造について, *地震 2*, **27**, 125–139.
- Wessel, P. and W. H. F. Smith, 1995, New version of the Generic Mapping Tools released, *EOS Trans. Am. Geophys. Union*, **76**, 329.