

国立研究開発法人海上・港湾・航空技術研究所

港湾空港技術研究所 報告

REPORT OF
THE PORT AND AIRPORT RESEARCH
INSTITUTE

Vol.58 No.1 August 2019

NAGASE, YOKOSUKA, JAPAN

NATIONAL INSTITUTE OF MARITIME,
PORT AND AVIATION TECHNOLOGY

港湾空港技術研究所報告 (REPORT OF PARI)

第 58 卷 第 1 号 (Vol. 58, No. 1) , 2019 年 8 月 (August 2019)

目 次 (CONTENTS)

1. 三次元流体場での係留船舶動揺解析手法の開発 相田康洋, 平山克也 3 (Development of Analysis Method of Moored Ship Motion in 3D Fluid Field Yasuhiro AIDA, Katsuya HIRAYAMA)
2. 疑似点震源モデルによる強震動シミュレーションのスラブ内地震への適用 野津厚, 長坂陽介 41 (Strong Motion Simulation with the Pseudo Point-source Model for Intralab Earthquakes) Atsushi NOZU, Yosuke NAGASAKA)

疑似点震源モデルによる強震動シミュレーションの スラブ内地震への適用

野津 厚*・長坂 陽介**

要 旨

本研究の対象とするスラブ内地震は沈み込む海洋プレートの内部で発生する地震であり、内陸地殻内地震やプレート境界地震と異なるタイプの地震である。近年、首都直下での大規模なスラブ内地震の発生が懸念されるなど、スラブ内地震に対する強震動予測の重要性が高まっている。

現在、実用的な強震動シミュレーションのための震源モデルとしては、断層面上に矩形のアスペリティを置いた特性化震源モデルが用いられることが多いのに対し、著者らはこれを大幅に単純化した疑似点震源モデルを提案している。疑似点震源モデルでは、強震動を生成する1つまたは複数のサブイベントが断層面上にあると考える。そして、各々のサブイベントに対し、その内部におけるすべりの時空間分布を詳細にはモデル化せず、各々のサブイベントが生成する震源スペクトルのみをモデル化する。疑似点震源モデルは、従来の特性化震源モデルと比較して大幅にパラメタ数が少ないという特徴を有しており、これが実務に活用されるようになれば、実務における負担の軽減に寄与すると考えられる。

疑似点震源モデルは、これまでプレート境界地震である東北地方太平洋沖地震などへの適用性が確認されているが、スラブ内地震に対しては一部の地震を除き適用性の確認がなされていなかった。そこで本研究では、近年わが国周辺で発生し強震記録も得られている6つの大規模なスラブ内地震を対象に、実際に疑似点震源モデルを構築し、それによる強震動の再現性を検討した。

検討の結果、いずれの地震に対しても、震源パラメタの設定が適切であれば、疑似点震源モデルにより震源周辺の強震動を概ね良好に再現できることを確認した。スラブ内地震の観測記録は、震源での破壊の影響が直接的に表れた記録から地盤の応答の影響を強く受けた記録まで多種多様であるが、それらを疑似点震源モデルという一つの枠組みの下で説明できることがわかった。個々の地震の再現に用いた震源パラメタと地震の規模との関係を検討したところ、スラブ内地震に関する既往の研究と統合的な結果が得られた。

キーワード：スラブ内地震，疑似点震源モデル，強震動シミュレーション，オメガスクエアモデル

* 地震防災研究領域長

** 地震防災研究領域 地震動研究グループ 研究官
〒239-0826 神奈川県横須賀市長瀬3-1-1 港湾空港技術研究所
電話：046-844-5058 Fax：046-844-0839 E-mail：nozu@p.mpat.go.jp

Strong Motion Simulation with the Pseudo Point-source Model for Intraslab Earthquakes

Atsushi NOZU*, Yosuke NAGASAKA**

Synopsis

This study is focused on intraslab earthquakes occurring within subducting oceanic plate. Recently intraslab earthquakes are becoming increasingly important as targets of strong motion prediction, partly because a large intraslab earthquake is anticipated to occur within the subducting Philippine Sea Plate, just beneath metropolitan Tokyo.

Currently, strong motion prediction is largely dependent on so called the “characterized source model”, which is a combination of rectangular asperities, however, the authors have been proposing a much simpler source model called the “pseudo point source model”. The model considers one or more subevents generating strong ground motions. In the model, the spatio-temporal distribution of slip within a subevent is not modeled. Instead, the source spectrum associated with the rupture of a subevent is modeled and it is assumed to follow the omega-square model. The model involves much less model parameters than conventional models; thus it could be suitable for practical purposes.

The pseudo point-source model had been validated for several earthquakes including the 2011 Tohoku earthquake, however, its applicability to intraslab earthquakes has not been sufficiently investigated. Therefore, in this study, the pseudo point source model was applied to six large intraslab earthquakes in and around Japan which provided strong motion records.

The results revealed that, if the source parameters were appropriately selected, strong motion records due to intraslab earthquakes can well be explained with the pseudo point-source model. A wide range of records, some including direct effects of rupture process and some including dominant effects of ground response, can be explained within the framework of the pseudo point-source model. Empirical relations between source parameters and seismic moment were derived, which were found to be consistent with existing relations for intraslab earthquakes based on the characterized source model.

Key Words: intraslab earthquake, pseudo point-source model, strong motion simulation, ω^{-2} model

* Director of Earthquake Disaster Prevention Engineering Department

** Researcher, Engineering Seismology Group

3-1-1, Nagase, Yokosuka, Kanagawa 239-0826, Japan Port and Airport Research Institute
Phone : +81-46-844-5058 Fax : +81-46-844-0839 E-mail : nozu@p.mpat.go.jp

目 次

要 旨	41
1. はじめに	45
2. 疑似点震源モデル	46
3. スラブ内地震への適用	47
3.1 1993年釧路沖地震	47
3.2 2003年5月26日宮城県北部の地震	49
3.3 2011年4月7日宮城県東方沖の地震	52
3.4 2009年8月11日駿河湾南部の地震	56
3.5 2004年9月5日紀伊半島南東沖の地震の前震	58
3.6 2004年9月5日紀伊半島南東沖の地震の本震	63
4. 震源パラメタの統計的性質	68
5. 結論	68
6. おわりに	70
謝辞	70
参考文献	70

1. はじめに

本研究で対象とするスラブ内地震は日本列島の下に潜り込む海側プレートの内部で発生する地震であり (図-1.1), 内陸地殻内地震やプレート境界地震と異なるタイプの地震である. 我が国では, 強震計の導入以降だけを見ても, 1993年釧路沖地震 ($M_w7.6$), 2003年5月26日宮城県北部の地震 ($M_w7.1$) など, 被害を伴うスラブ内地震が発生している. 中央防災会議・首都直下地震対策検討ワーキンググループの最終報告 (2013年12月) では, 首都圏で防災・減災対策の対象とする地震として, 相模トラフで発生する大規模なプレート境界地震とともに, フィリピン海プレート内のスラブ内地震 ($M_w7.3$) を挙げている. こうしたことから, スラブ内地震に対する強震動予測の重要性が高まっている. なお, 海側プレート内部で発生する地震には, 海溝から潜り込んだ後のプレート内部で発生する「スラブ内地震」と, 潜り込む前のプレート内部で発生する「アウターライズ地震」がある (図-1.1). このうちアウターライズ地震は, 津波の波源として警戒する必要があるものの, 沖合で発生する地震であり, 耐震設計上クリティカルとなる可能性は少ない. そこで, 本研究ではスラブ内地震を対象として強震動シミュレーション手法に関する検討を行う.

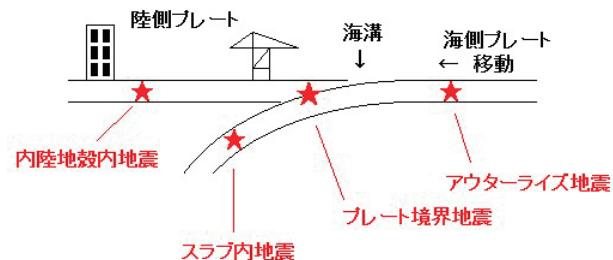


図-1.1 わが国周辺で発生する地震の種類

現在, 実用的な強震動シミュレーション (例えば日本港湾協会, 2018) のための震源モデルとしては, 特性化震源モデル (例えば, 釜江・入倉, 1997; Miyake *et al.*, 2003) が用いられることが多い. これは, 震源断層面上で特にすべり (またはすべり速度) の大きい領域を長方形のアスペリティ (または SPGA) としてモデル化し, そこから強震動が生成されると考えるモデルである (図-1.2(b)). このとき, 長方形の内部においては, すべりやすべり速度は一樣であると考えることが多い. もちろん震源断層面上における実際のすべりやすべり速度の分布はより複雑であると考えられ (図-1.2(a)), 特性化震

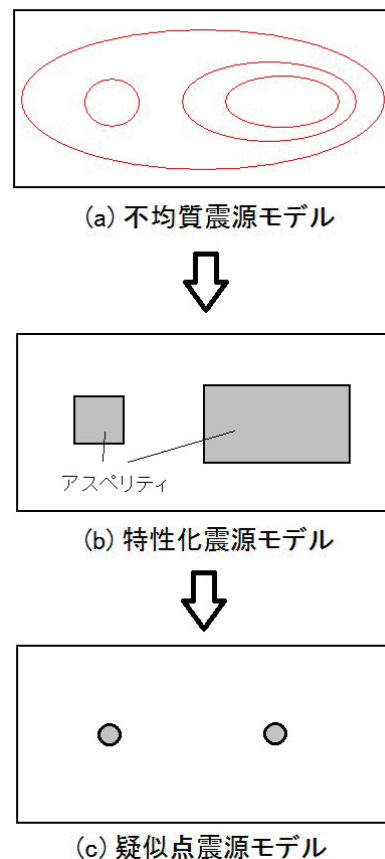


図-1.2 震源モデルの単純化の過程

源モデル自体が現象を単純化したモデルである. しかしながら, 特性化震源モデルは, 個々のアスペリティの長さ, 幅, 破壊伝播様式, 破壊伝播速度など, 決定すべきパラメタをまだ多く含んでいる.

これに対して著者らは, 既存の特性化震源モデルを大幅に単純化した疑似点震源モデルを提案している (野津, 2012). 疑似点震源モデルでは, 大地震の震源断層面上に1つまたは複数の点で表されるサブイベント (図-1.2(c)) を考え, これが強震動を生成すると考える. これは, 特性化震源モデルにおけるアスペリティ (または SPGA) に相当するものである. そして, 各々のサブイベントに対し, その内部におけるすべりの時空間分布を詳細にはモデル化せず, その代わりに, 各々のサブイベントが生成する震源スペクトルのみをモデル化する. そして, 震源スペクトルはオメガスクエアモデル (Aki, 1967) に従うと仮定する. これにより, 決定すべき震源パラメタの数は従来の特性化震源モデルよりも大幅に少なくなっている.

このように, 疑似点震源モデルは従来の震源モデルに比べ大幅に単純化され決定すべきパラメタ数が少ないという特徴を有していることから, これにより従来の震源

モデルと同等の精度で強震動が計算できるのであれば、実務においてたいへん有用なモデルになると考えられる。また、実際、疑似点震源モデルを2011年東北地方太平洋沖地震に適用したところ、従来のモデルと変わらない程度に強震動を再現できることが確認されている(野津, 2012)。

疑似点震源モデルの種々の地震に対する適用性については今後さらに調べていく必要があるが、なかでもスラブ内地震は疑似点震源モデルの適用対象として有望であると考えられる。なぜなら、個々のサブイベントを点で表現するという疑似点震源モデルの特性上、内陸地殻内地震などで断層面近傍での強震動を評価する場合には疑似点震源モデルの限界が相対的に表れやすいと考えられるのに対し、スラブ内地震では断層面と強震動評価対象地点の間にある程度の距離が存在するので(図-1.1)、相対的に疑似点震源モデルが適用しやすいと考えられるためである。

疑似点震源モデルのスラブ内地震への適用事例としては、2003年5月26日宮城県北部の地震(M_w7.0)への適用事例(若井他, 2014)、2005年7月23日千葉県中部の地震(M_w5.9)への適用事例(長坂・野津, 2016)がある。しかしながら、より規模の大きなものも含め、複数のスラブ内地震に対する疑似点震源モデルの適用性を網羅的に調べた研究はこれまで存在しない。

そこで、本研究では、複数のスラブ内地震を対象に、実際に疑似点震源モデルを構築し、それによる強震動の再現性を検討するとともに、震源パラメタの統計的性質についても検討する。なお本研究では以下に示すスラブ内地震を対象とする。ここでは地震をほぼ震源位置の順に北東から南西に並べており、以下の章ではこの順で検討結果を示す。これらの地震の震央を図-1.3に示す。

1993年釧路沖地震 (M_w7.6)

2003年5月26日宮城県北部の地震 (M_w7.0)

2011年4月7日宮城県東方沖の地震 (M_w7.1)

2009年8月11日駿河湾南部の地震 (M_w6.2)

2004年9月5日紀伊半島南東沖の地震の前震(M_w7.2)

2004年9月5日紀伊半島南東沖の地震の本震(M_w7.5)

このうち紀伊半島南東沖の2つの地震は図-1.3からわかるようにほぼ海溝軸上で発生しており、スラブ内地震ともアウトターライズ地震とも言える地震であるが、本研究では、規模の大きい地震をより多く対象とするため、これらをスラブ内地震として取り扱う。

以下の各章では、まず、疑似点震源モデルとそれに基

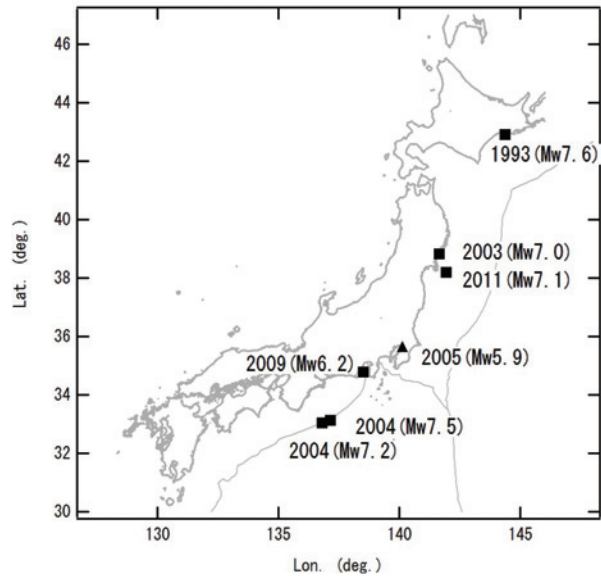


図-1.3 本研究で対象とした地震の震央 (■)
(▲は長坂・野津 (2016) の対象地震)

づく強震動シミュレーション手法について述べ(第2章)、つづいて上記の各地震についての検討結果を紹介し(第3章)、その上で震源パラメタの統計的性質について検討する(第4章)。

2. 疑似点震源モデル

本章では疑似点震源モデルとそれに基づく強震動シミュレーション手法(野津, 2012)について述べる。

疑似点震源モデルでは、まず、大地震の震源断層面上に強震動を生成する1つまたは複数のサブイベントが存在すると考える。そして各々のサブイベントの破壊による震源スペクトル $|S(f)|$ は次式のオメガスクエアモデル(Aki, 1967; Boore, 1983)に従うと仮定する。

$$|S(f)| = R_{\theta\phi} \cdot FS \cdot PRTITN \cdot \frac{M_{0a}}{4\pi\rho V_s^3} \frac{(2\pi f)^2}{1+(f/f_c)^2} \quad (2.1)$$

ここに M_{0a} はサブイベントの地震モーメント、 f_c はサブイベントのコーナー周波数、 ρ は震源域における媒質の密度、 V_s はS波速度を示す。 $R_{\theta\phi}$ はラディエーション係数(本研究では全方位への平均値である0.63を用いた)、 FS は自由表面による増幅の効果(=2)、 $PRTITN$ は地震動エネルギーの水平2成分への分散効果を表す係数であり、水平2成分の自乗和は1である。

このモデルでは、対象地点におけるサブイベントから

の地震動のフーリエ変換は次式で与えられる。

$$|S(f)| \cdot |P(f)| \cdot |G(f)| \cdot O(f) / |O(f)|_p \quad (2.2)$$

ここに $|P(f)|$ は伝播経路特性、 $|G(f)|$ は対象地点のサイト増幅特性、 $O(f)$ は対象地点で得られた中小地震記録のフーリエ変換、 $|O(f)|_p$ はその絶対値にParzen ウィンドウを適用して平滑化を行ったものである。ここにParzen ウィンドウは因果性を満足する地震動を生成するために用いているものであり(野津他, 2009)、本研究ではバンド幅を0.05 Hzとした。

伝播経路特性 $|P(f)|$ としては次式に示すように幾何減衰と非弾性減衰の効果を考える(Boore, 1983)。

$$|P(f)| = \frac{1}{R} \exp\left(-\frac{\pi f R}{QV_s}\right) \quad (2.3)$$

ここに R はサブイベントから対象地点までの距離、 Q は伝播経路における Q 値である。サイト増幅特性 $|G(f)|$ としては地震観測記録から求められる経験的サイト増幅特性を用いることが望ましく、本研究では特に断らない限り野津・長尾(2005)による経験的サイト増幅特性を用いた。

式(2.2)からわかるように、このモデルでは、サブイベントからの地震動のフーリエ振幅は震源特性・伝播経路特性・サイト特性の積として与えられるのに対し、サブイベントからの地震動のフーリエ位相としては、対象地点における中小地震記録のフーリエ位相がそのまま用いられる。対象地点で複数の地震観測記録が利用可能である場合には、入射角およびback azimuthという点で、対象とするサブイベントとできるだけ類似しているものを用いることが望ましい。それにより、堆積層が地震動の位相特性に及ぼす影響をより適切に考慮できるためである。

式(2.2)をフーリエ逆変換することにより、サブイベントからの地震動の時刻歴波形が求まる。さらに、複数のサブイベントからの地震動を、サブイベントの相対的な破壊時刻を考慮して重ね合わせることで、地震動の全体が計算できる。

以上の震源モデルにおけるモデルパラメータは、各サブイベントの東経、北緯、深さ、地震モーメント、コーナー周波数、相対的な破壊時刻である。サブイベントの個数を N_s とすれば、モデルパラメータの個数は $6 N_s$ となる。一方、既存の特性化震源モデルの場合、サブイベント毎に、破壊開始点の東経、北緯、深さ、走向、傾斜、長さ、幅、破壊開始点の長さ方向の位置、同じく幅方向

の位置、地震モーメント、破壊開始時刻、破壊伝播速度、ライズタイム、長さ方向の分割数、幅方向の分割数、時間軸方向の分割数がモデルパラメータとして必要であり、モデルパラメータの個数は $16 N_s$ となる。従って、既存の特性化震源モデルと比較して、疑似点震源モデルではモデルパラメータの数が大幅に少なくなっていると言える。

3. スラブ内地震への適用

複数のスラブ内地震を対象に上述の疑似点震源モデルを構築し、それによる強震動の再現性を検討した。なお、疑似点震源モデルの構築にあたっては、観測結果を説明できる範囲でサブイベントの数をできるだけ少なくすることを心がけた。

3.1 1993年釧路沖地震

1993年釧路沖地震($M_w 7.6$)による釧路港の被害(上田他, 1993)は、スラブ内地震による港湾被害としては既往最大規模のものである。したがって、スラブ内地震に対する疑似点震源モデルの適用性を工学的立場から検討するにあたり、釧路沖地震による釧路港の地震動をどの程度説明できるかは重要な着目点である。

これまで釧路沖地震を対象とした震源モデルとしては森川・笹谷(2002)のもの、野津(2004)のものなどが提案されているが、これらの震源モデルは揺れの大きかった釧路市内の記録を再現できるように設定されたものではない。そこで、ここでは、釧路市内の強震動を説明できる疑似点震源モデルの作成を目指した。

また、この検討をすすめるにあたり、釧路沖地震の際、

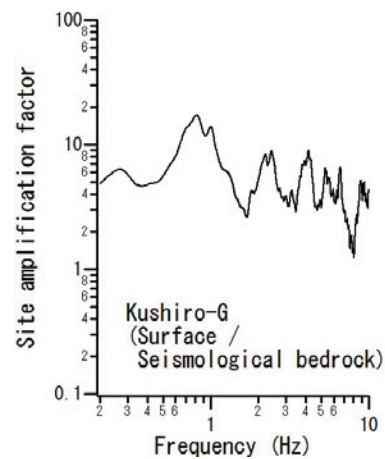


図-3.1 釧路-Gにおけるサイト増幅特性

表-3.1 1993年釧路沖地震を対象として作成した疑似点震源モデル

	東経 (度)	北緯 (度)	深さ (km)	地震モーメント (Nm)	コーナー周波数 (Hz)	破壊時刻 (s)
サブイベント1	144.381	42.921	100.6	0.80E19	0.67	0.0
サブイベント2	144.262	42.900	100.6	1.80E19	0.67	6.0

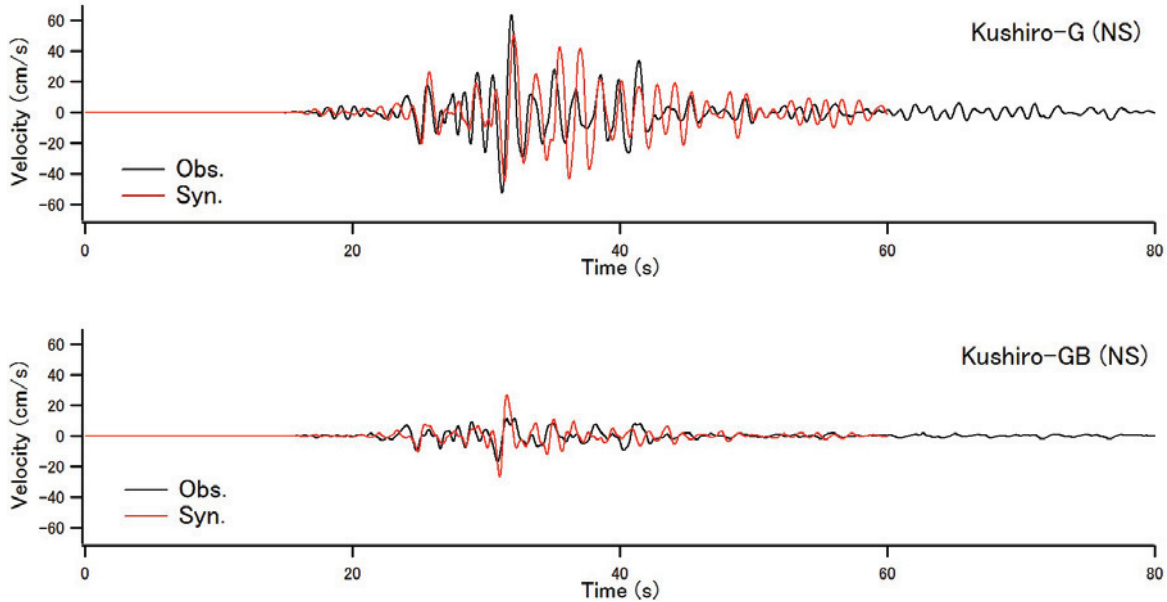


図-3.2 疑似点震源モデル+有効応力解析による釧路-G, 釧路-GBの速度波形 (0.2-2Hz) の計算結果と観測結果
縦軸：速度，横軸：時間，黒：観測，赤：計算

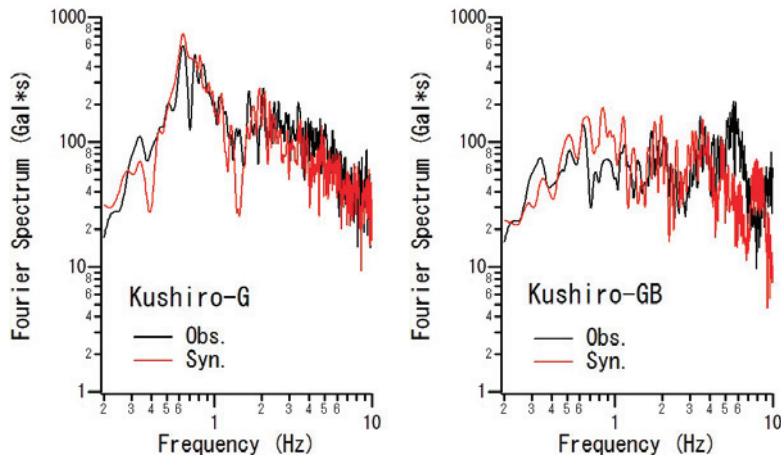


図-3.3 疑似点震源モデル+有効応力解析による釧路-G, 釧路-GBのフーリエスペクトルの計算結果と観測結果
(フーリエスペクトルは水平2成分の自乗和平方根にバンド幅0.05HzのParzenウィンドウを適用したもの)
縦軸：フーリエスペクトル，横軸：周波数，黒：観測，赤：計算

港湾地域強震観測の観測点である「釧路-G」の地盤ではサイクリックモビリティが生じていた (Iai *et al.*, 1995) という点にも注意を払う必要がある。よって，ここでは地盤の非線形性に十分注意を払うこととし，多重非線形

効果 (野津・盛川, 2003 ; 野津・菅野, 2008) と観測点直下の強い非線形挙動の双方を考慮する手法 (野津, 2007) を適用した。なお，サイクリックモビリティとは主に飽和した密な砂地盤に大きなせん断応力が作用した場合に

正の dilatancy の影響により剛性が回復する現象のことである。

1993 年釧路沖地震を対象として作成した疑似点震源モデルのパラメタを表-3.1 に示す。震源モデルの作成にあたっては、釧路沖地震を対象に過去に実施した波形インバージョン (野津, 2007) の結果も参考にした。その結果によると、破壊開始点よりも西側に大きなすべりが生じている領域が見られた。そこで、破壊開始点よりも西側のサブイベント (表-3.1 のサブイベント 2) の破壊が釧路港の記録の NS 成分に見られる大振幅の波 (後述) をもたらしたと考え、それに先行する破壊開始点付近のサブイベント (表-3.1 のサブイベント 1) の破壊が記録の前半部分の波を作り出したと考え、表-3.1 に示す震源モデルを作成した。

地盤の非線形挙動を考慮して地震動を計算する手順としては、まず、釧路-G の工学的基盤における 2E 波を、多重非線形効果を考慮する方法 (野津・盛川, 2003 ; 野津・菅野, 2008) を用いて計算した (手順 1)。なお、工学的基盤における 2E 波とは、仮に工学的基盤が露頭している場合にその表面で観測されるであろう地震波のことである (野津, 2018)。次に、ここで得られた 2E 波を入力として用いることにより、表層地盤に関する有効応力解析を行い、地表および地中での地震動を計算した (手順 2)。以下、それぞれの手順について述べる。

まず手順 1 で工学的基盤の 2E 波を計算する際、震源域における媒質の密度と S 波速度 (式(2.1)) は、Ide and Takeo (1996) が用いている地下構造モデルの深さ 29km~100km の範囲における値より $\rho = 3.3 \times 10^3 \text{kg/m}^3$, $V_s = 4.6 \text{km/s}$ とした。水平 2 成分への地震波エネルギーの分配を表す係数である $PRTITN$ は、水平 2 成分の自乗和が 1 であるとの制約条件の下で観測結果を説明しやすい値を設定することとし、EW を 0.53, NS を 0.85 とした。以下、本研究全体を通じ、 $PRTITN$ はこの方針で設定した。伝播経路における Q 値としては $Q = 114f^{0.92}$ (佐藤・

表-3.2 釧路-G における有効応力解析用の地盤モデル

層厚 (m)	材料	密度 (g/cm^3)	初期せん断剛性 (kPa)	基準有効拘束圧 (kPa)	内部摩擦角 (度)
2.0	砂質土	1.54	106600	37	40
7.0	砂質土	1.72	106600	37	40
14.0	砂質土	1.98	210400	98	48
9.0	砂質土	1.73	121500	164	37
4.0	砂質土	1.76	204700	195	44
8.0	砂質土	1.70	139100	224	44
8.0	砂質土	2.00	182400	269	45
25.0	砂質土	1.73	201200	354	44

*第2層と第3層では過剰間隙水圧の発生を考慮しており、そのパラメタは
 第2層が変相角28度, $W1=12.0$, $P1=0.3$, $P2=0.3$, $C1=3.97$, $S1=0.01$.
 第3層が変相角28度, $W1=6.0$, $P1=0.3$, $P2=0.3$, $C1=3.68$, $S1=0.01$.
 *レレー減衰定数 β は 0.0005.

異, 2002) を用いた。サイト増幅特性 (式(2.2)の $|G(f)|$) としては、釧路-G におけるサイト増幅特性 (図-3.1) を工学的基盤まで引き戻して用いた。また、位相特性としては、釧路沖地震の最大余震 (1993 年 2 月 4 日 23:43) の釧路-G での記録を工学的基盤まで引き戻して用いた。多重非線形効果を考慮するために必要となる非線形パラメタの値としては、既往の研究 (野津, 2007) で $\nu_1=0.86$, $\nu_2=0.01$ が推定されているのでこれらの値を用いた。

次に手順 2 では釧路-G の表層地盤の有効応力解析に FLIP (Iai et al., 1992) を用いた。その際の地盤モデルとしては、Iai et al. (1995) の地盤モデルをさらに改良した野津 (2007) の地盤モデル (表-3.2) を用いた。

以上の方法で計算された釧路-G (地表), GB (地中) における地震動を観測結果と比較したものが図-3.2, 図-3.3 である。図-3.2 は速度波形の比較, 図-3.3 はフーリエスペクトルの比較である。速度波形とフーリエスペクトルの再現性は良好であると判断される。速度波形で 30s 付近の大振幅の波がサブイベント 2 の破壊によるものである。

3.2 2003年5月26日宮城県北部の地震

2003年5月26日宮城県北部の地震 ($M_w 7.0$) は岩手県・宮城県の一部に 1000Gal を超える非常に強い揺れをもたらした地震であり、東北新幹線の橋脚にも被害をもたらした。

この地震についてはすでに若井他 (2014) により疑似点震源モデルの検討が行われている。ここでは震源近傍における波形の再現性に着目し、若井他 (2014) のモデルに対し若干修正を加えた。その際、若井他 (2014) が提案して

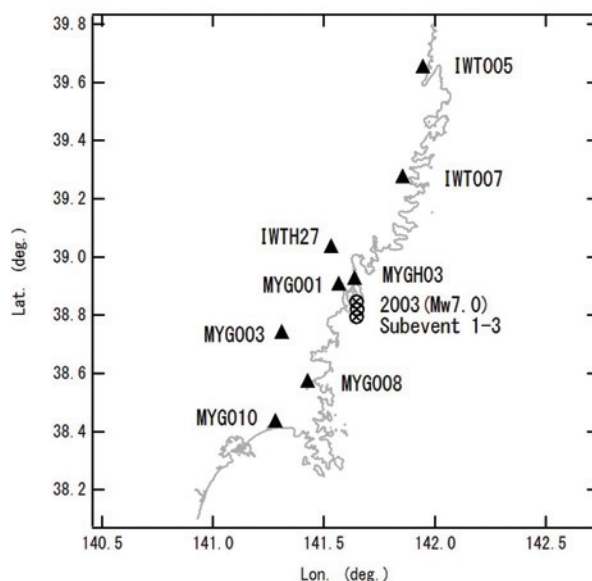


図-3.4 対象観測点 (▲) とサブイベント (⊗) の位置

表-3.3 2003年5月26日宮城県北部の地震を対象として作成した疑似点震源モデル

	東経 (度)	北緯 (度)	深さ (km)	地震モーメント (Nm)	コーナー周波数 (Hz)	破壊時刻 (s)
サブイベント1	141.650	38.820	72.0	0.60E19	0.65	0.0
サブイベント2	141.648	38.793	72.0	0.15E19	1.30	1.2
サブイベント3	141.648	38.847	78.0	1.20E19	0.40	4.0

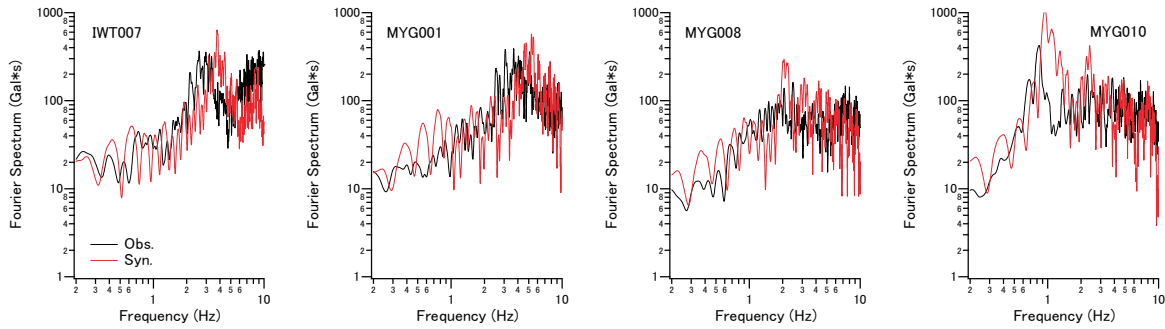


図-3.5 IWT007, MYG001, MYG008, MYG010の4地点でのフーリエスペクトル（水平2成分の自乗和平方根，バンド幅0.05HzのParzenウィンドウを適用）の計算結果と観測結果．地盤の非線形挙動を考慮しない場合．縦軸：フーリエスペクトル，横軸：周波数，黒：観測，赤または灰色：計算．

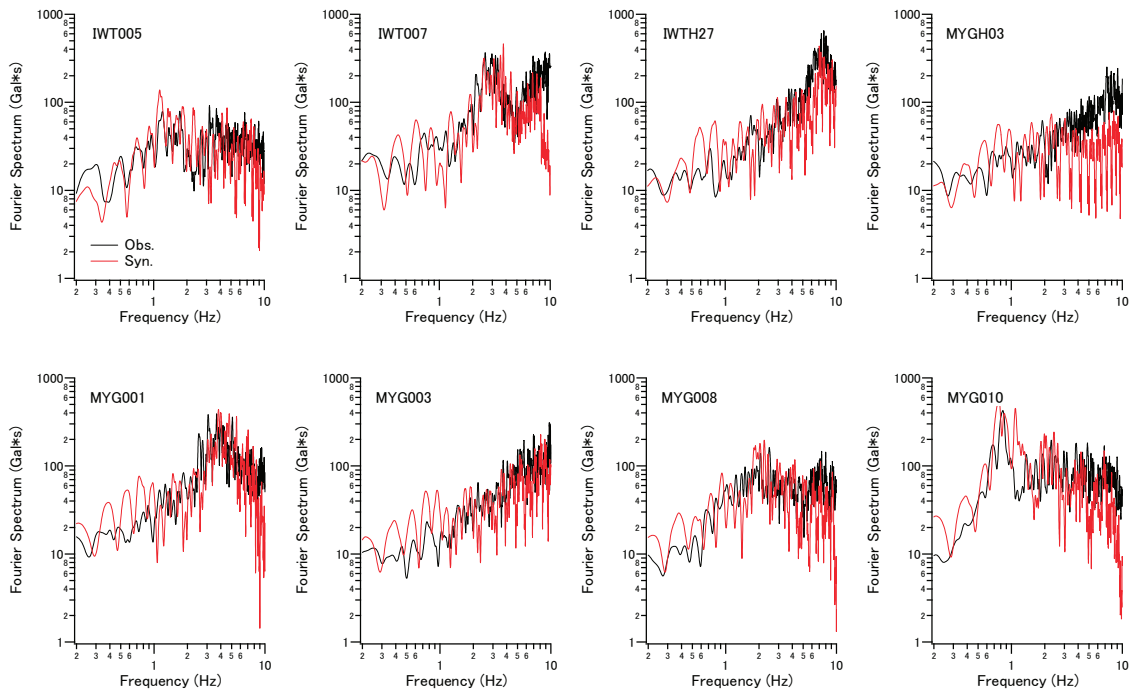


図-3.6 各地のフーリエスペクトル（水平2成分の自乗和平方根，バンド幅0.05HzのParzenウィンドウを適用）の計算結果と観測結果．IWT007, MYG001, MYG008, MYG010の4地点では地盤の非線形挙動を考慮．縦軸：フーリエスペクトル，横軸：周波数，黒：観測，赤または灰色：計算．

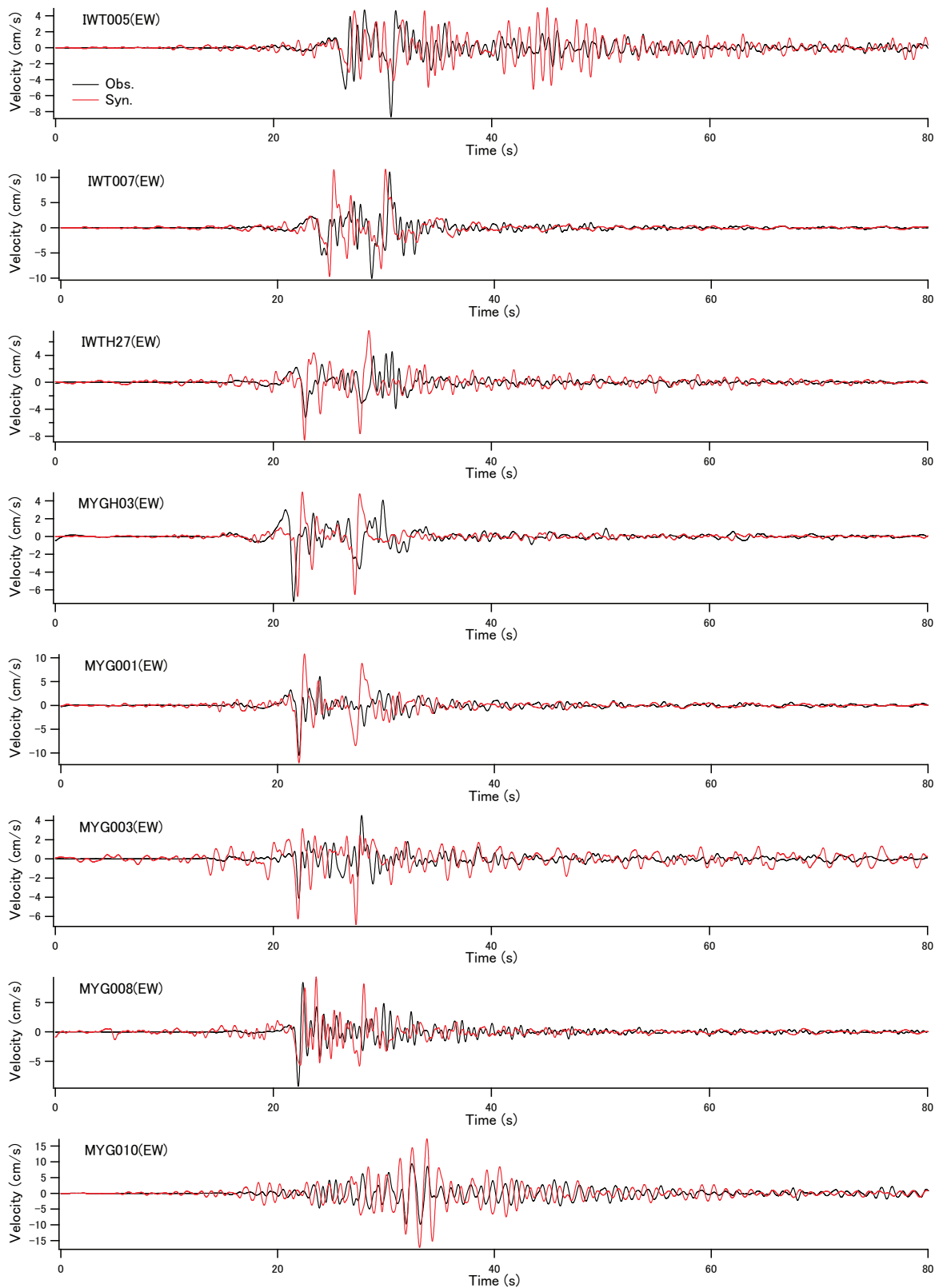


図-3.7 各地の速度波形 (0.2-2Hz) の計算結果と観測結果. IWT007, MYG001, MYG008, MYG010の4地点では地盤の非線形挙動を考慮. 縦軸: 速度, 横軸: 時間, 黒: 観測, 赤または灰色: 計算.

いる3箇所のサブイベントの位置と破壊時刻は変えず、地震モーメントとコーナー周波数のみ変更した。

図-3.4に対象観測点を示す。これらの地点における地震動の再現性を見ながら震源パラメタのチューニングを行った。表-3.3に設定した震源パラメタを示す。震源域における媒質の密度とS波速度(式(2.1))は福山他(1998)より $\rho=3.2 \times 10^3 \text{kg/m}^3$, $V_s=4.46 \text{km/s}$ とした。伝播経路におけるQ値としては $Q=114f^{0.92}$ (佐藤・巽, 2002)を用いた。

地震動の計算は各地点の地表を対象とした。したがって、各地点における地表でのサイト増幅特性を用いた。また位相特性を決めるための中小地震観測記録も地表のものを用いた。使用した記録は2003年5月27日0:44の地震(M4.9)の記録である。

地震動を計算するにあたり、いくつかの地点では地盤の非線形挙動の影響が見られたので、これを考慮して地震動を計算した。地盤の非線形性を考慮したのはIWT007, MYG001, MYG008, MYG010の4地点である。はじめに、これらの地点で地盤の非線形性を考慮する必要があることを明確化するため、地盤の非線形性を考慮しない場合の結果をこれらの地点に限定して示す。図-3.5はこれらの地点で地盤の非線形性を考慮せずに計算した地震動のフーリエスペクトルと実際に観測された地震動のフーリエスペクトルの比較である。いずれの地点においても、計算結果より観測結果の方がピーク周波数が左側にある。これは地盤の非線形挙動の影響により地盤の固有周波数が低下した結果であると考えられる。そこで、これらの地点では、多重非線形効果を考慮する方法(野津・盛川, 2003; 野津・菅野, 2008)を用いて地震動を計算した。その際必要となるパラメタである ν_1 と ν_2 は表-3.4のように設定した。 ν_1 は図-3.5に示す計算結果と観測結果のピーク周波数のずれに基づいて設定した。 ν_2 は地震動の後続位相の振幅が妥当なものとなるように設定した。

表-3.4 各地点で用いた非線形パラメタ

地点	ν_1	ν_2
IWT007	0.80	0.005
MYG001	0.80	0.005
MYG008	0.90	0.005
MYG010	0.83	0.005

図-3.6に各地のフーリエスペクトルの計算結果を観測結果と比較して示す。MYGH03で高周波成分が不足していることを除けば、いずれの地点においてもフーリエスペクトルのピーク周波数や全体としての振幅レベルが良く再現されている。非線形パラメタを導入した地点では、計算

結果と観測結果のピーク周波数のずれが解消されていることが確認できる。図-3.7に各地の速度波形(0.2-2Hz)の計算結果を観測結果と比較して示す。旧北上川沿いで堆積層の影響が強いMYG010(石巻)を除けば、各地の速度波形は概ね二つの大きなパルスからなる。これらが主にサブイベント1とサブイベント3の効果によって説明されている。ただし、すべての地点でパルスの振幅がうまく再現されているわけではない。特に二つ目のパルスの振幅は観測では南に行くほど小さくなっており、この効果が計算では表現できていないので、南側の観測点では計算結果は二つ目のパルスに関しては過大評価となっている。この点は現時点での疑似点震源モデルの課題であり、今後、指向性の効果を疑似点震源モデルに取り入れるため、方位依存型のコーナー周波数を取り入れるなどの工夫が必要である。

3.3 2011年4月7日宮城県東方沖の地震

2011年4月7日宮城県東方沖の地震($M_w7.1$)は宮城県の一部に1000Galを超える非常に強い揺れをもたらした地震である。2011年3月11日に発生した東北地方太平洋沖地震の余震として扱われている地震であるが、沈み込む太平洋プレートの内部で発生したスラブ内地震である(例えば気象庁, 2011)。

この地震については断層面上でのすべり分布を明らかにするための波形インバージョン解析が複数の研究者により実施されている(例えば気象庁, 2011)。そこで、ここでは、気象庁による波形インバージョン結果ですべり量が大きいと推定されている範囲に、強震動を説明するのに必要な個数の点震源を置くことにより疑似点震源モデル

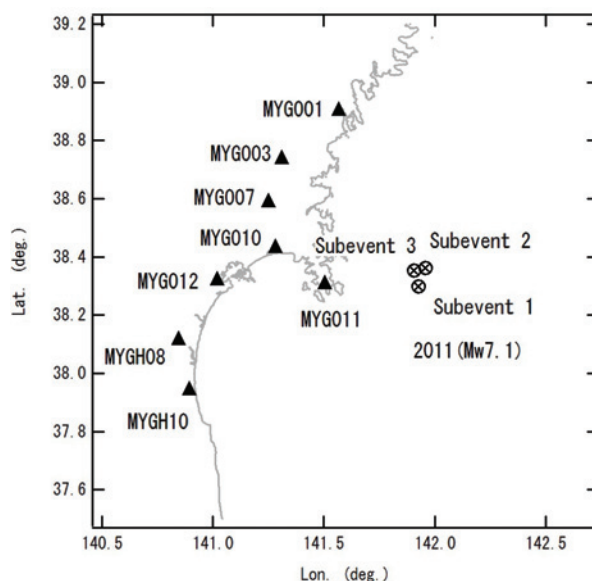


図-3.8 対象観測点(▲)とサブイベント(⊗)の位置

表-3.5 2011年4月7日宮城県東方沖の地震を対象として作成した疑似点震源モデル

	東経 (度)	北緯 (度)	深さ (km)	地震モーメント (Nm)	コーナー周波数 (Hz)	破壊時刻 (s)
サブイベント1	141.926	38.299	62.5	0.40E19	1.00	0.0
サブイベント2	141.907	38.354	59.3	0.40E19	1.00	2.8
サブイベント3	141.958	38.362	62.5	0.40E19	1.30	5.7

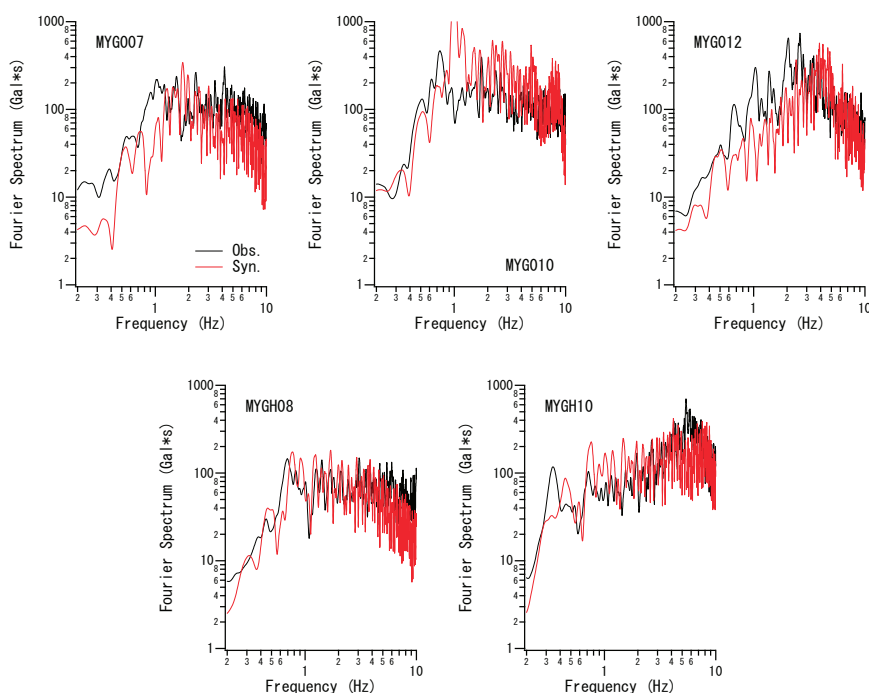


図-3.9 MYG007, MYG010, MYG012, MYGH08, MYGH10の5地点でのフーリエスペクトル（水平2成分の自乗和平方根、バンド幅0.05HzのParzenウインドウを適用）の計算結果と観測結果. 地盤の非線形挙動を考慮しない場合. 縦軸：フーリエスペクトル, 横軸：周波数, 黒：観測, 赤または灰色：計算.

を作成した.

図-3.8に対象観測点を示す. これらの地点における地震動の再現性を見ながら震源パラメタのチューニングを行った. 表-3.5に設定した震源パラメタを示す. 震源域における媒質の密度とS波速度(式(2.1))は福山他(1998)より $\rho = 3.2 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$, $V_s = 4.46 \text{ km/s}$ とした. 伝播経路におけるQ値としては $Q = 114f^{0.92}$ (佐藤・巽, 2002) を用いた.

地震動の計算は各地点の地表を対象とした. したがって, 各地点における地表でのサイト増幅特性を用いた. その際, 基本的に野津・長尾(2005)によるサイト増幅特性を用いたが, MYG011とMYG012は2004年1月に移設されており, 移設後のサイト増幅特性は野津・長尾(2005)では評価されていない. そこで, MYG011については野津・若井(2011)により評価された移設後のサイト増幅特性を用いた. また, MYG012については, 港湾地域強震観測の観測点である「仙台-G」と移設後のMYG012で同時に得られた記録のフ

ーリエスペクトル比に基づき, 移設後のサイト増幅特性を新たに評価した. その際, MYG011と条件を揃えるため, M5以上M7未満かつ深さ60km以下の記録を用いた. 位相特性を決めるための中小地震観測記録については, 計算対象が地表の地震動であるから, 地表の記録を用いた. 使用した記録は2011年7月13日0:37の地震(M5.1)の記録である.

地震動を計算するにあたり, いくつかの地点では地盤の

表-3.6 各地点で用いた非線形パラメタ

地点	ν_1	ν_2
MYG007	0.70	0.005
MYG010	0.75	0.030
MYG012	0.55	0.005
MYGH08	0.90	0.005
MYGH10	0.85	0.005

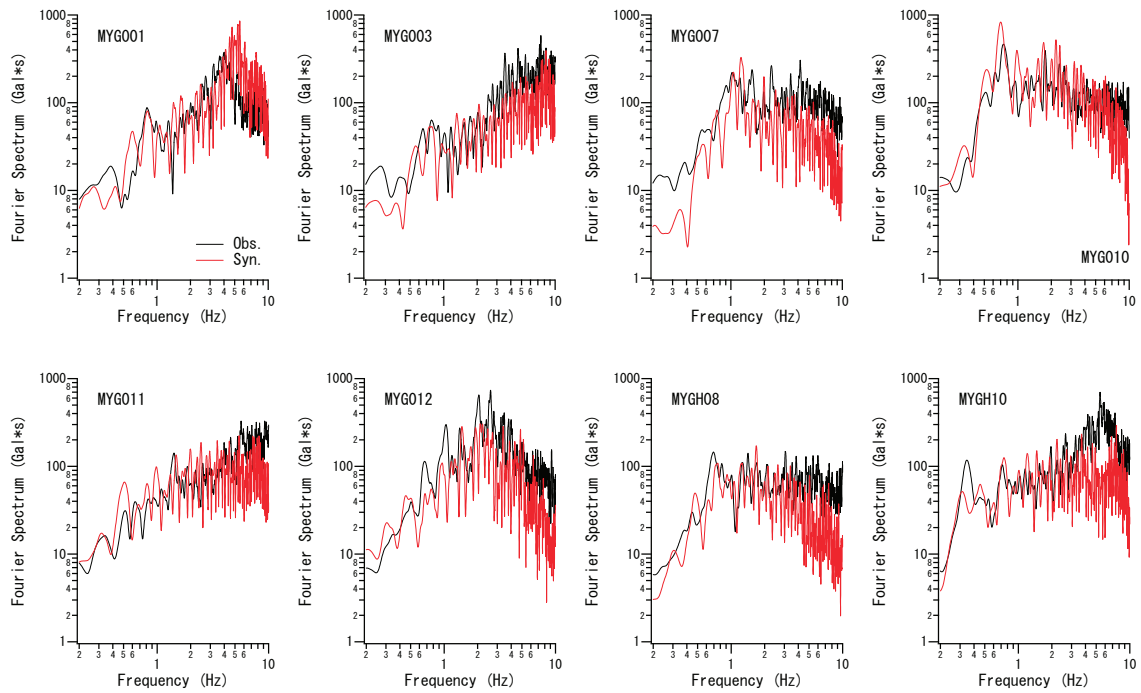


図-3.10 各地のフーリエスペクトル（水平2成分の自乗和平方根、バンド幅0.05HzのParzenウィンドウを適用）の計算結果と観測結果. MYG007, MYG010, MYG012, MYGH08, MYGH10の5地点では地盤の非線形挙動を考慮. 縦軸：フーリエスペクトル，横軸：周波数，黒：観測，赤または灰色：計算.

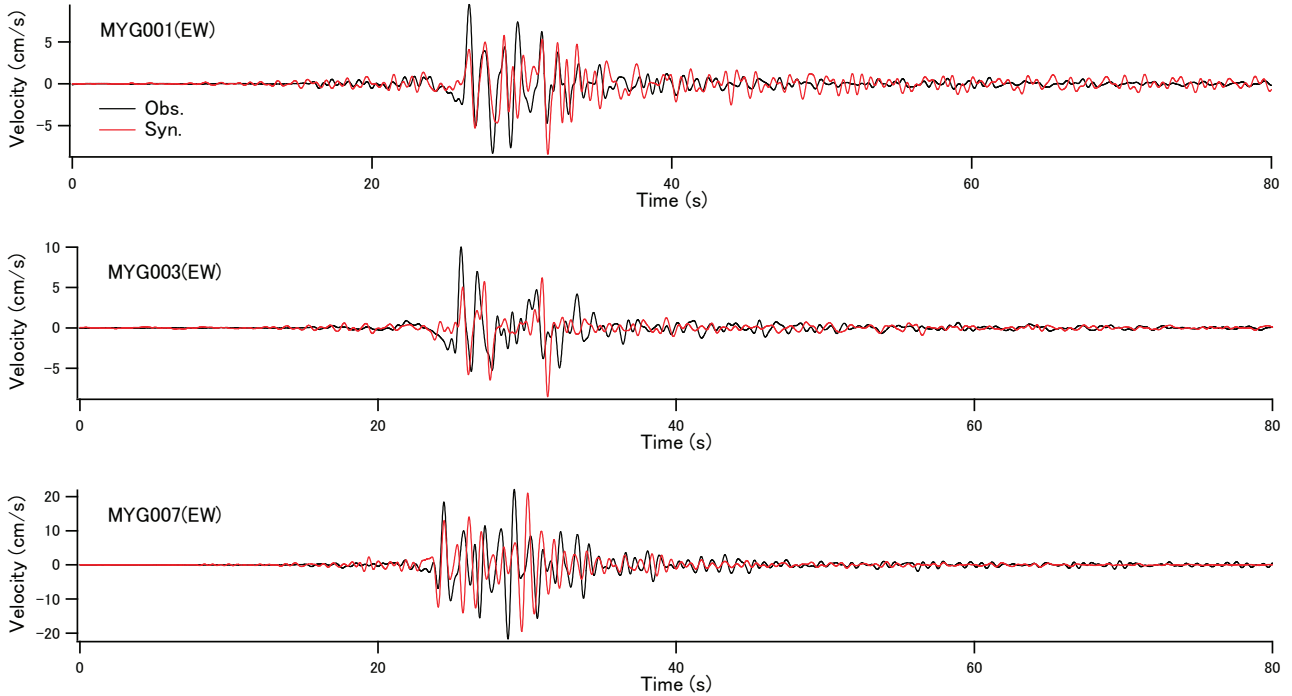


図-3.11 各地の速度波形（0.2-2Hz）の計算結果と観測結果. MYG007, MYG010, MYG012, MYGH08, MYGH10の5地点では地盤の非線形挙動を考慮. 縦軸：速度，横軸：時間，黒：観測，赤または灰色：計算.

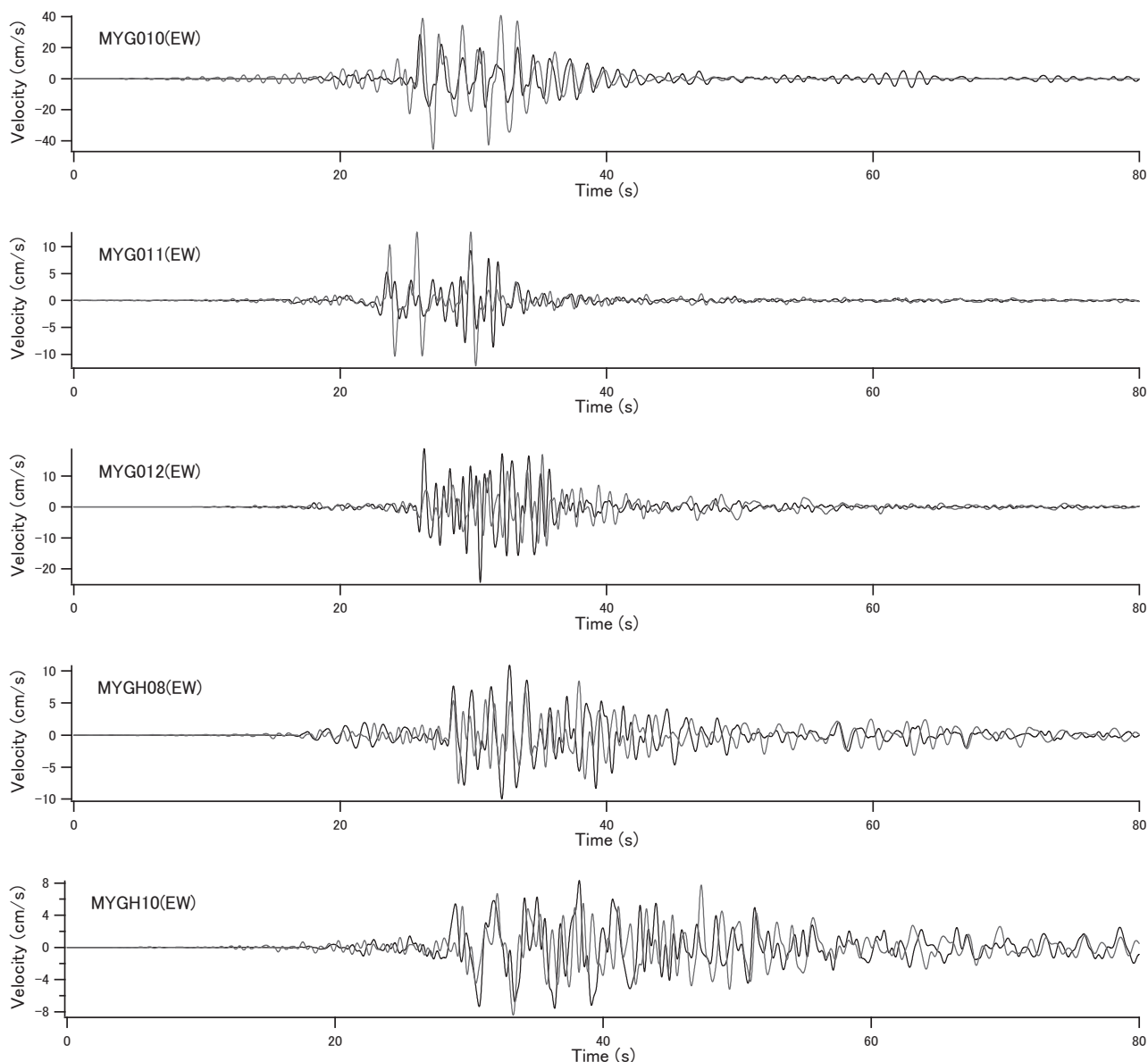


図-3.11 (つづき)

非線形挙動の影響が見られたので、これを考慮して地震動を計算した。地盤の非線形性を考慮したのはMYG007, MYG010, MYG012, MYGH08, MYGH10の5地点である。はじめに、これらの地点で地盤の非線形性を考慮する必要があることを明確化するため、地盤の非線形性を考慮しない場合の結果をこれらの地点に限定して示す。図-3.9はこれらの地点で地盤の非線形性を考慮せずに計算した地震動のフーリエスペクトルと実際に観測された地震動のフーリエスペクトルの比較である。いずれの地点においても、計算結果より観測結果の方がピーク周波数が左側にある。これは地盤の非線形挙動の影響により地盤の固有周波数が低下した結果であると考えられる。そこで、これらの地点では、多重非線形効果を考慮する方法（野津・盛川、

2003；野津・菅野，2008）を用いて地震動を計算した。その際必要となるパラメタである v_1 と v_2 は表-3.6のように設定した。 v_1 は図-3.9に示す計算結果と観測結果のピーク周波数のずれに基づいて設定した。 v_2 は地震動の後続位相の振幅が妥当なものとなるように設定した。

図-3.10に各地のフーリエスペクトルの計算結果を観測結果と比較して示す。MYGH10で高周波成分が不足していることを除けば、いずれの地点においてもフーリエスペクトルのピーク周波数や全体としての振幅レベルが良く再現されている。非線形パラメタを導入した地点では、計算結果と観測結果のピーク周波数のずれが解消されていることが確認できる。図-3.11に各地の速度波形（0.2-2Hz）の計算結果を観測結果と比較して示す。振幅はMYG011で

は過大評価, MYG012では過小評価となっているが, 全体としてみれば速度波形は良好に再現されている. 対象観測点の中でMYG003は堆積層の影響がとりわけ小さいと考えられる観測点であるが, そこでは明瞭な3つのパルスが観測されており, それらがサブイベント1~3により説明されている.

3.4 2009年8月11日駿河湾南部の地震

2009年8月11日駿河湾南部の地震 (M_w 6.2) は東名高速道路の盛土等に被害をもたらした地震である (例えば齊藤, 2009).

この地震について著者らは既往の研究で断層面上でのすべり分布を明らかにするための波形インバージョン解析と特性化震源モデルの作成を行っている (野津, 2010a). 図-3.12の二つの長方形 (F1, F2) が波形インバージョン解析に用いた断層面であり, 図-3.13のコンターが推定されたすべり量分布である. この結果をもとに野津 (2010a) では断層面F1上に二つ, 断層面F2上に一つ, 計三つのアスペリティからなる特性化震源モデルを作成した (図-3.13). 本研究では, これらの位置を参考に, 3か所のサブイベント (図-3.12) からなる疑似点震源モデルを作成した.

東経・北緯・深さ以外の疑似点震源モデルのパラメタは, 図-3.12に示す観測点での地震動の再現性を見ながらチューニングを行った. 表-3.7に設定した震源パラメタを示す. 震源域における媒質の密度とS波速度 (式(2.1)) は中央防災会議での検討事例 (中央防災会議事務局, 2001) を参考に $\rho=2.8 \times 10^3 \text{kg/m}^3$, $V_s=3.82 \text{km/s}$ とした. 伝播経路におけるQ値としては $Q=114f^{0.92}$ (佐藤・巽, 2002) を用いた.

地震動の計算は各地点の地表を対象とした. したがって, 各地点における地表でのサイト増幅特性を用いた. また, 位相特性を決めるための中小地震観測記録も地表のものを用いた. 使用した記録は基本的に2009年8月13日12:42の地震 (M4.3) の記録であるが, 御前崎-Gではこの地震の記録が得られていないため, 2009年9月11日7:49の新島付近の地震 (M5.4) の記録を用いた.

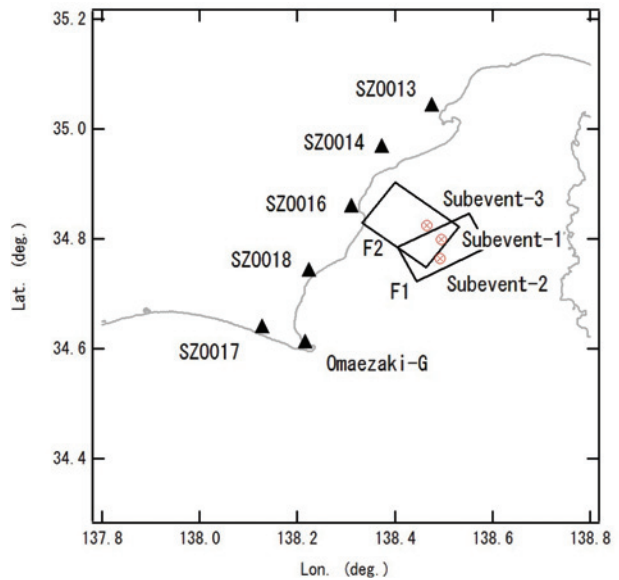


図-3.12 対象観測点 (▲) とサブイベント (⊗) の位置. F1とF2は波形インバージョン解析 (野津, 2010a) に用いた断層面.

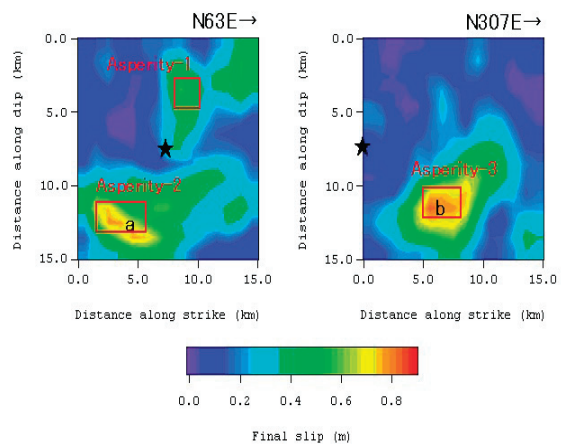


図-3.13 二枚の断層面 (F1, F2) 上でのすべり分布の推定結果と特性化震源モデル (野津, 2010a). 左がF1, 右がF2. ★は破壊開始点, aとbは特に大きなすべりが推定された箇所を示す.

表-3.7 2009年8月11日駿河湾南部の地震を対象として作成した疑似点震源モデル

	東経 (度)	北緯 (度)	深さ (km)	地震モーメント (Nm)	コーナー周波数 (Hz)	破壊時刻 (s)
サブイベント1	138.495	34.799	20.4	0.07E18	1.20	0.0
サブイベント2	138.492	34.764	26.0	0.70E18	0.70	0.2
サブイベント3	138.466	34.824	24.8	0.20E18	0.80	0.8

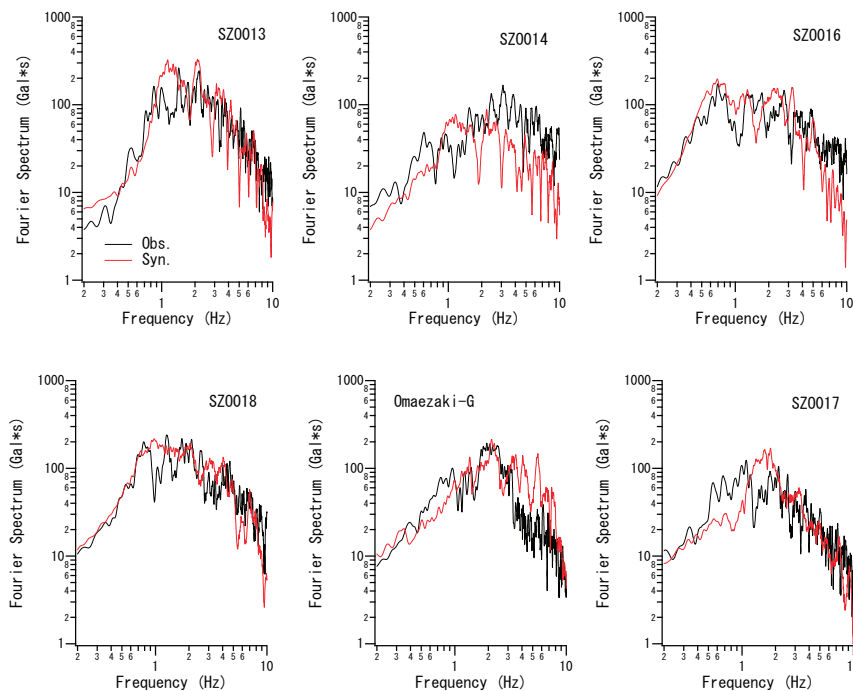


図-3.14 各地のフーリエスペクトル（水平2成分の自乗和平方根、バンド幅0.05HzのParzenウィンドウを適用）の計算結果と観測結果．縦軸：フーリエスペクトル，横軸：周波数，黒：観測，赤または灰色：計算．

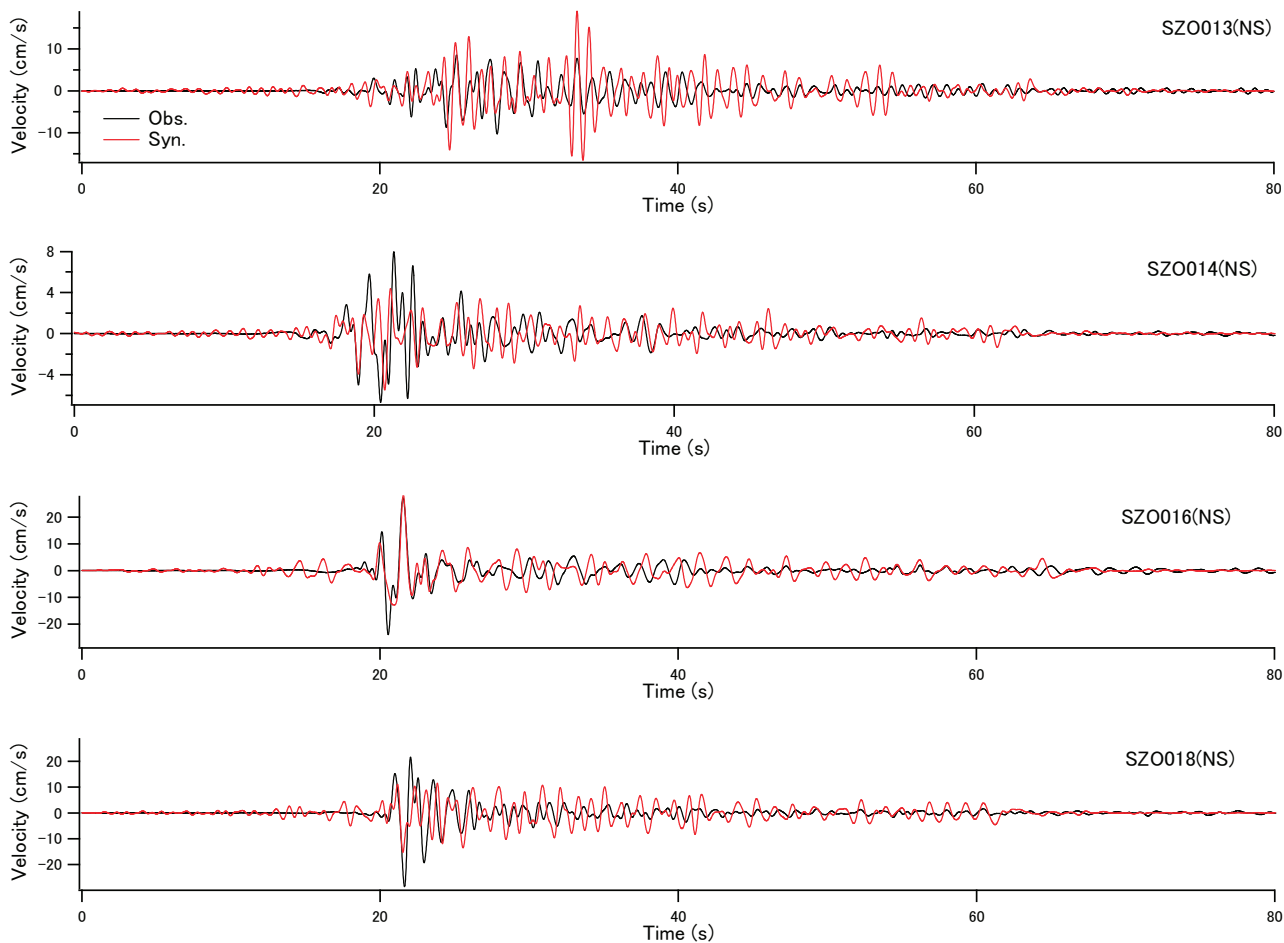


図-3.15 各地の速度波形（0.2-2Hz）の計算結果と観測結果．縦軸：速度，横軸：時間，黒：観測，赤または灰色：計算．

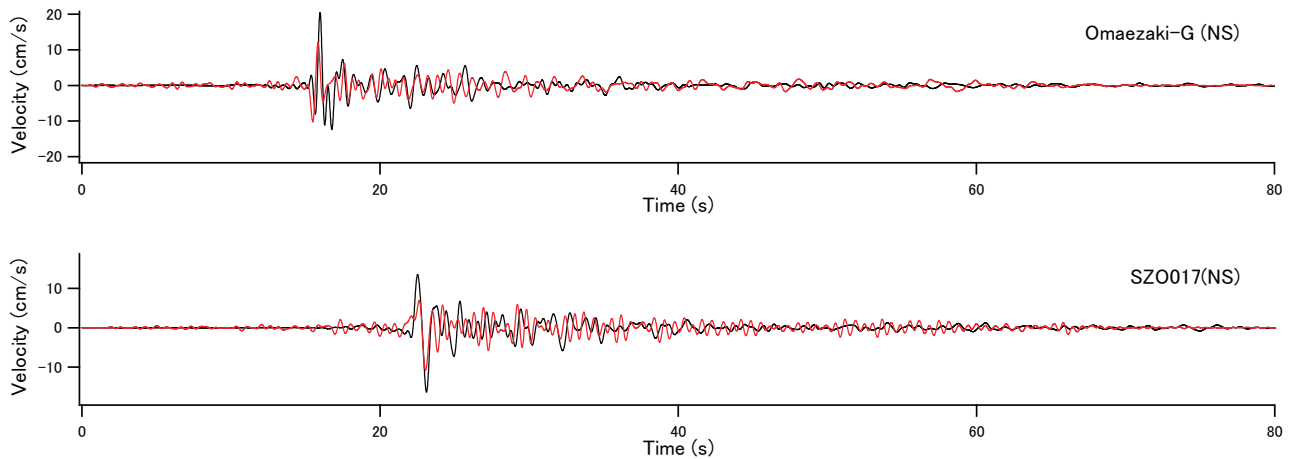


図-3.15 (つづき)

図-3.14に各地のフーリエスペクトルの計算結果を観測結果と比較して示す。SZO014で高周波成分が不足していることが主な相違点であるが、全体としてフーリエスペクトルは良く再現されている。図-3.15に各地の速度波形(0.2-2Hz)の計算結果を観測結果と比較して示す。SZO016, SZO018, 御前崎-Gでは振幅の大きいパルス状の地震動が観測されているが、その点を含め、全体として速度波形は良好に再現されている。

3.5 2004年9月5日紀伊半島南東沖の地震の前震

2004年9月5日紀伊半島南東沖の地震の前震($M_w7.2$)は、後述の本震($M_w7.5$)と同様、沈み込むフィリピン海プレートの中で生じた地震であり(例えばPark and Mori, 2005; Bai *et al.*, 2007), 南海トラフのごく近傍で生じている。これまで対象としてきたスラブ内地震と比較してかなり沖合で生じているため(図-1.3), 一般的な構造物に被害をもたらすような強い揺れをもたらした地震ではないが、震源位置が南海トラフに近いことから、強震動研究の分野では重視されてきた地震であり、種々の強震動予測手法を対象としたベンチマークテストの対象ともなった(例えば加藤他, 2016)。

(1) 波形インバージョン

前震については既に遠地実体波を用いたすべり分布の推定(山中, 2004; Park and Mori, 2005; Bai *et al.*, 2007)が行われている。しかし、強震動の生成とより関わりが深いと考えられるすべり速度の分布については十分には調べられていない。そこで、前震の震源断層面上においてすべり量とともにすべり速度の大きかった領域を特定するため、経験的グリーン関数を用いた波形インバージョン(野津, 2010b)を実施した。グリーン関数としては、震源位置、メカニズム、および観測波形のフーリエ位相特性

が前震と類似していることを考慮し、2007年2月25日20:41の地震(以後、EGFイベントと呼ぶ)の記録を用いた。なお、EGFイベントとは、グリーン関数として用いる中小地震記録をもたらした地震のことである。この地震の震央を図-3.16に、震源パラメタを表-3.8に示す。

解析の対象とする観測点としては、本震とEGFイベントがともに観測されており、小地震の記録が低周波側で0.2 Hzまで十分なS/N比を有している観測点として図-3.16に示す7地点を選定した。これらの地点でのEW成分とNS成分の0.2-2Hzの速度波形をインバージョンのターゲットとした。前震の記録のS波を含む20秒間を解析に用いた。なおKiK-net観測点では地中の記録を用いた。

解析対象である前震の約5時間後には本震が発生している(図-3.16)。そこで、前震の発生直後から本震の発生直前までに発生した地震($M3.0$ 以上)をプロットすると図-3.16のドットのようになる。この結果を見ると、前震の震央を中心に東西20km程度の範囲に震央が集中しているほか、前震の35kmほど東にも震央の集中が見られる。後者については既往の研究(Park and Mori, 2005)で前震よりもむしろ本震との関連が指摘されているため、ここでは前者の範囲を参考に、気象庁の震源(北緯 33.032° , 東経 136.797° , 深さ38km)を中心とし、長さ20km, 幅10kmの断層面を仮定した(図-3.16の赤の破線)。この地震の発生直後に実施された速報的な解析(山中, 2004)では南傾斜の断層面も用いられていたが、その後の研究(Park and Mori, 2005; Bai *et al.*, 2007)では北傾斜の断層面がより適切とされており、ここでも北傾斜の断層面を仮定した。具体的にはBai *et al.* (2007)に基づき走向と傾斜をそれぞれ 280° , 40° とした。

20km \times 10kmの断層を20 \times 10の小断層に分割し、それぞれの小断層でのモーメントレート関数はEGFイベントの

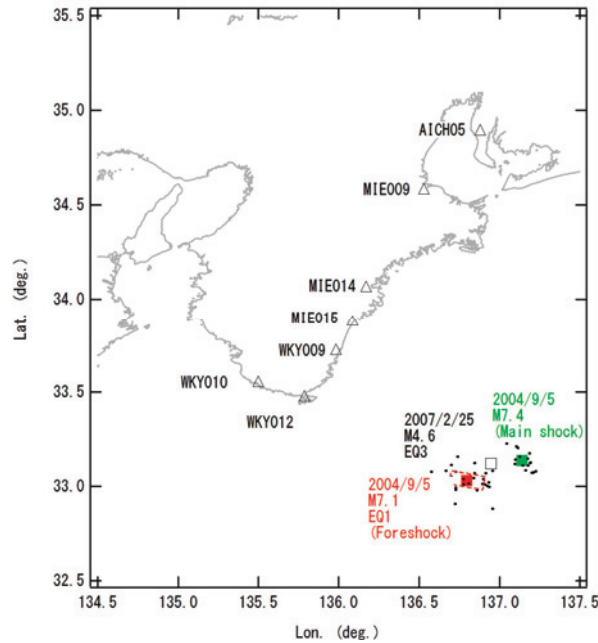


図-3.16 波形インバージョンの対象とした紀伊半島南東沖の地震の前震 (M7.1) の震央 (■) および解析上仮定した震源断層面の範囲 (赤の破線). 黒のドットは前震の発生直後から本震 (M7.4) の発生直前までのM3.0以上の地震の震央 (気象庁), ■は本震の震央, □はEGFイベントの震央. △は波形インバージョンに使用した観測点.

表-3.8 前震の解析に用いた地震の震源情報 (* Bai et al. (2007) ** F-net その他は気象庁の情報)

番号	年月日	時分	震央位置	深さ	規模	(走向, 傾斜, すべり角)
EQ1	2004/9/5	19:07	三重県南東沖	38km	M7.1	(280°, 40°, 104°) *
EQ2	2004/9/10	11:05	三重県南東沖	30km	M5.6	(255°, 64°, -42°) **
EQ3	2007/2/25	20:41	三重県南東沖	39km	M4.6	(269°, 50°, 96°) **

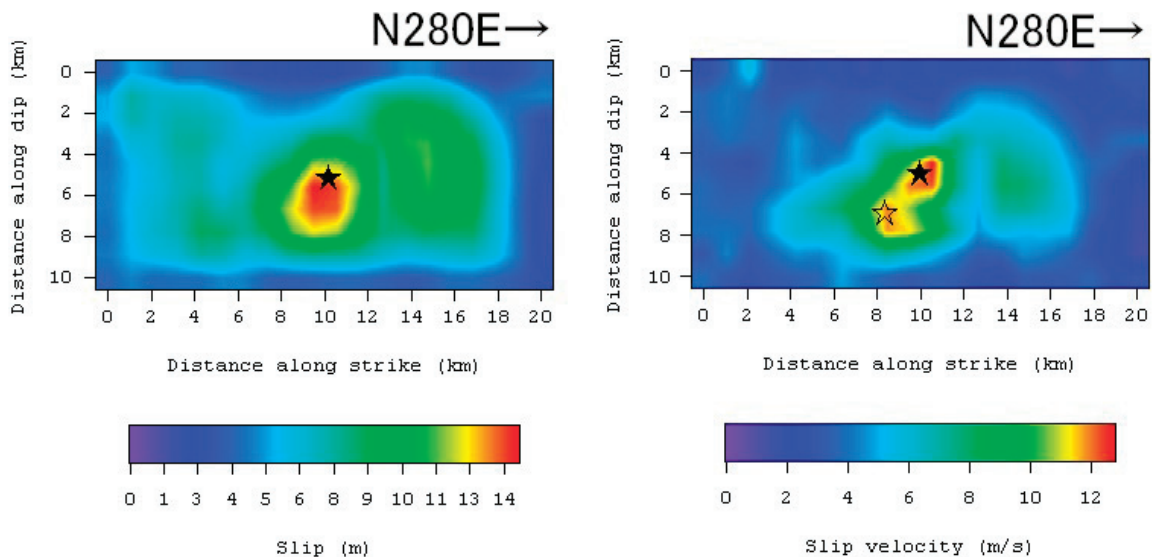


図-3.17 インバージョンの結果として得られた最終すべり量 (左) と最大すべり速度 (右) の分布 (★は破壊開始点=気象庁の震源)

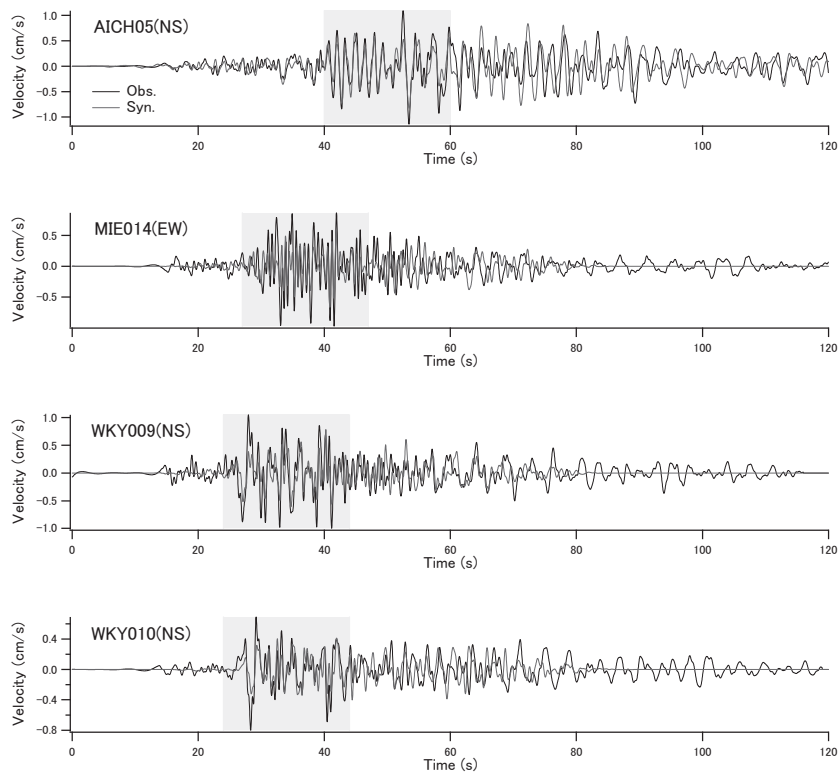


図-3.18 波形インバージョン解析における観測波（黒）と合成波（赤または灰色）の比較（0.2-2Hzの速度波形）
（ハッチング部分がインバージョンに使用した区間）

モーメントレート関数とインパルス列との合積で表され
るとして計算を行っている。このインパルス列は0.125秒間
隔の24のインパルスからなるものとし、各インパルスの高
さをインバージョンの未知数とした。破壊フロントは気象
庁の震源から同心円状に広がるものとした。震源付近のS
波速度は山本・吉村（2012）を参考に4.7km/sとした。

この解析では小断層毎、タイムウィンドウ毎のモーメント
がEGFイベントのモーメントに対する相対値として求
まる。これにEGFイベントのモーメント（ 1.21×10^{16} Nm）

（防災科学技術研究所F-net）を乗じることにより、小断層
毎、タイムウィンドウ毎のモーメントを求め、さらにS波
速度4.7km/s、密度 3.2×10^3 kg/m³を仮定して（山本・吉村、
2012）、小断層毎、タイムウィンドウ毎のすべり量を求め
た。インバージョンの結果として得られた最終すべり量の

分布を図-3.17（左）に、最大すべり速度の分布を図-3.17
（右）に示す。また観測波と合成波の比較を図-3.18に示
す。図-3.17に示すように最終すべり量の大きい領域は破
壊開始点（★）付近に1箇所にとまどって表れている。こ
の傾向は既往の研究（Park and Mori, 2005 ; Bai *et al.*, 2007）

とも整合的である。しかし、最大すべり速度の大きい領域
は、破壊開始点付近と、そのやや東側の深部（☆）に分か
れて存在しているように見える。疑似点震源モデルの作成

においてはこの点を参考にした。

（2）疑似点震源モデルの作成

前述の結果を踏まえて、前震の疑似点震源モデルの作成
を行った。

まず、サブイベントの位置については、破壊開始点付近
（図-3.17の★）とそのやや東側の深部（図-3.17の☆）に
すべり速度の大きい領域があるとの解析結果を踏まえ、図
-3.19に示す2箇所サブイベントを設定した。ただし、震
源の深さについては、気象庁のものが38km、山中（2004）、
Park and Mori（2005）、Bai *et al.*（2007）のものが15～20km
となっており、大きな隔りがある。また、先に実施した
波形インバージョンでは気象庁の震源位置に対する相対
的なサブイベントの位置が求まっているだけであり、サブ
イベントの深さを拘束する情報とはなっていない。ここで
は山中（2004）の値を採用し、サブイベント1の深さを15km、
また、それと整合させるため、サブイベント2の深さを
16.3kmとした。サブイベント2のサブイベント1に対する相
対的な破壊時刻は、前章の結果、および本章のフォワード
モデリングの結果を踏まえ6秒後とした。

各サブイベントの地震モーメントとコーナー周波数につ
いては、比較的震源に近い地点（図-3.19の7地点）での
地震動の再現性を見ながらチューニングを実施した。震源

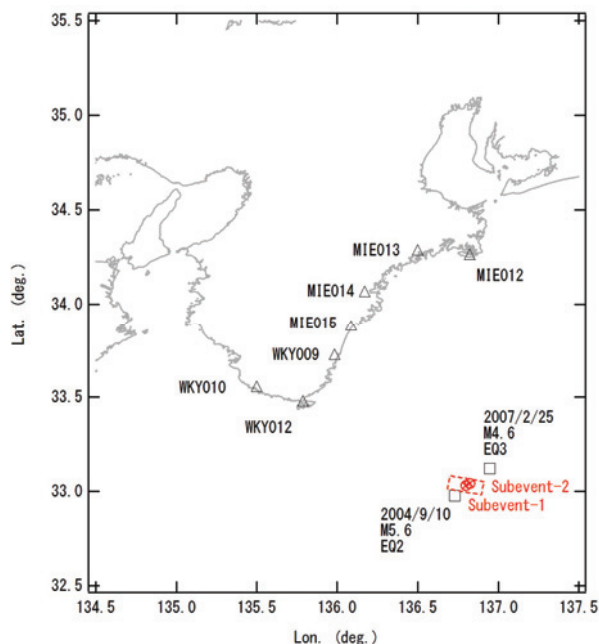


図-3.19 紀伊半島沖の地震の前震 (M7.1) の疑似点震源モデルと位相特性の評価に用いた中小地震の震央 (□) ⊗は疑似点震源モデルのサブイベント, △は疑似点震源モデルの設定に使用した観測点

表-3.9 2004年9月5日紀伊半島南東沖の地震の前震を対象として作成した疑似点震源モデル

	東経 (度)	北緯 (度)	深さ (km)	地震モーメント (Nm)	コーナー周波数 (Hz)	破壊時刻 (s)
サブイベント1	136.800	33.030	15.0	1.60E19	0.15	0.0
サブイベント2	136.824	33.040	16.3	0.12E19	1.20	6.0

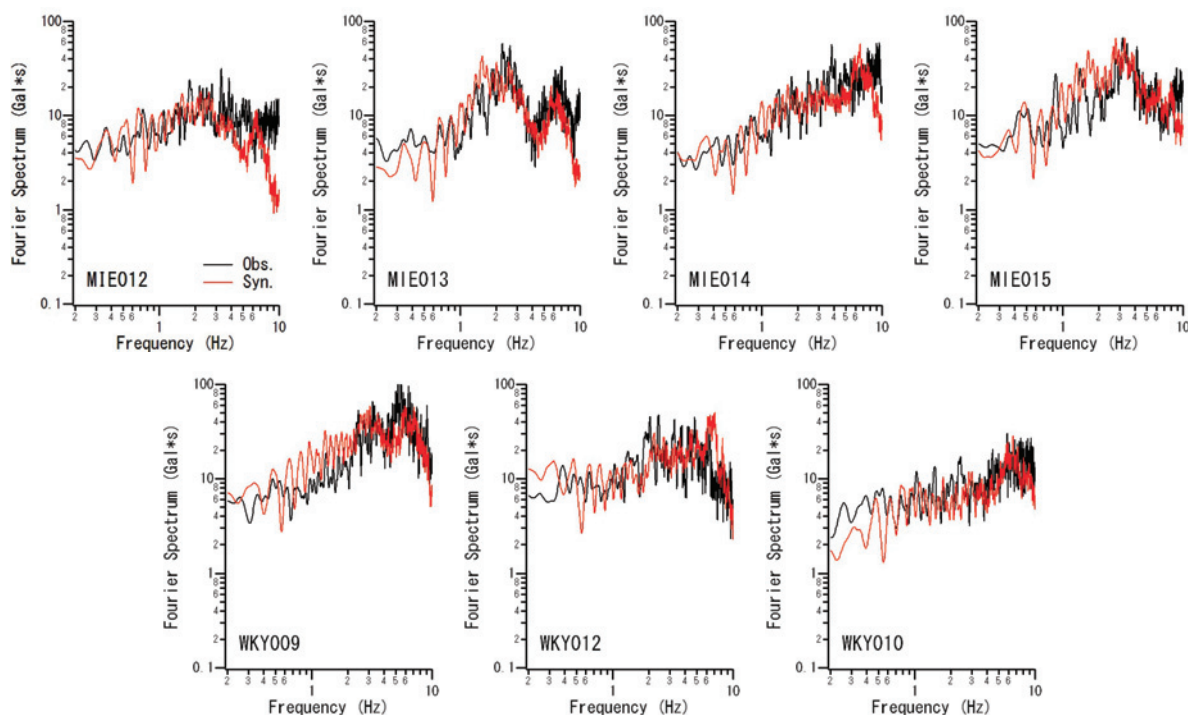


図-3.20 各地のフーリエスペクトル (水平2成分の自乗和平方根, バンド幅0.05HzのParzenウィンドウを適用) の計算結果と観測結果. 縦軸: フーリエスペクトル, 横軸: 周波数, 黒: 観測, 赤または灰色: 計算.

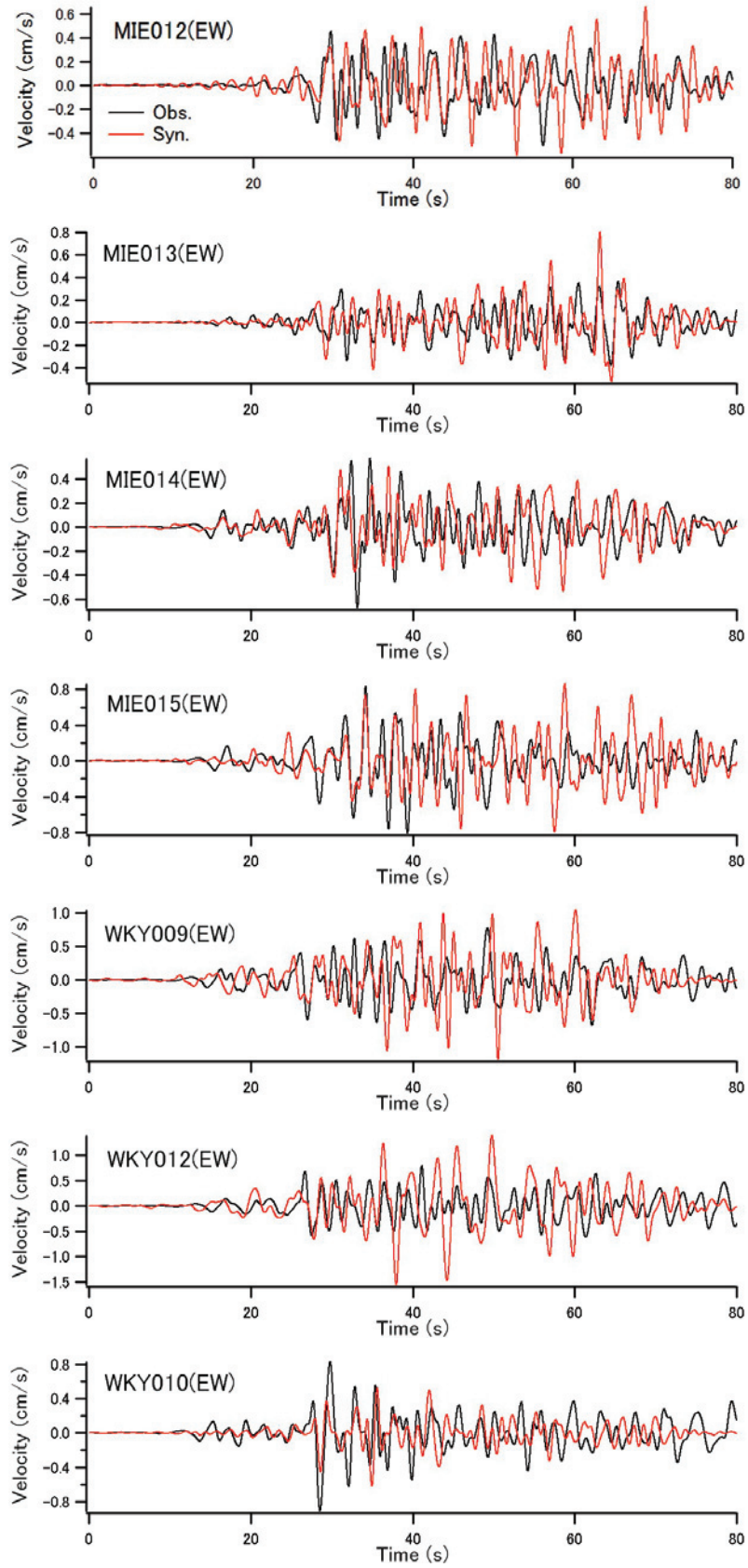


図-3.21 各地の速度波形 (0.2-1Hz) の計算結果と観測結果. 縦軸: 速度, 横軸: 時間, 黒: 観測, 赤または灰色: 計算.

域における媒質の密度とS波速度（式(2.1)）は $\rho = 3.2 \times 10^3 \text{kg/m}^3$ 、 $V_s = 4.7 \text{km/s}$ とした（山本・吉村，2012）。伝播経路における Q 値としては $Q = 100f^{0.70}$ （中央防災会議事務局，2001）を用いた。地震動の計算は各地点の地表を対象とした。したがって、各地点における地表でのサイト増幅特性を用いた。また、位相特性を決めるための中小地震観測記録も地表のものを用いた。使用した記録は基本的に2007年2月25日の地震（表-3.8のEQ3）の記録であるが、MIE012とMIE013では当該地震の記録が得られていなかったため、2004年9月10日の地震（表-3.8のEQ2）の記録を用いた。

設定した震源パラメタを表-3.9にまとめて示す。各地のフーリエスペクトルと速度波形の計算結果を観測結果と比較したものを図-3.20および図-3.21に示す。これらの地点におけるスペクトルおよび波形は、設定した震源モデルにより上手く説明できていることがわかる。

3.6 2004年9月5日紀伊半島南東沖の地震の本震

(1) 波形インバージョン

本震についても、震源断層面上においてすべり量とともにすべり速度の大きかった領域を特定するため、経験的グリーン関数を用いた波形インバージョン（野津，2010b）を実施した。グリーン関数としては、震源位置、メカニズム、および観測波形のフーリエ位相特性が本震と類似していることを考慮し、2004年9月8日3:36の地震（以後、EGFイベントと呼ぶ）の記録を用いた。この地震の震央を図-3.22に、震源パラメタを表-3.10に示す。

解析の対象とする観測点としては、本震とEGFイベントがともに観測されており、小地震の記録が低周波側で0.2 Hzまで十分なS/N比を有している観測点として図-2.22に示す6地点を選定した。これらの地点でのEW成分とNS成分の0.2-2Hzの速度波形をインバージョンのターゲットとした。本震の記録のS波を含む20秒間を解析に用いた。

解析に使用した断層面はPark and Mori（2005）の断層面1Bに相当する。ここではPark and Mori（2005）の研究を参考に走向 105° 、傾斜 40° 、長さ40km、幅20kmの断層面を仮定した（図-3.22の赤の破線）。

40km \times 20kmの断層を20 \times 10の小断層に分割し、それぞれの小断層でのモーメントレート関数はEGFイベントのモーメントレート関数とインパルス列との合積で表されるとして計算を行っている。このインパルス列は0.125秒間隔の24のインパルスからなるものとし、各インパルスの高さをインバージョンの未知数とした。破壊フロントは気象庁の震源から同心円状に広がるものとした。ただし同心円の拡大開始時刻は気象庁の発震時刻の14s後とした。これ

は断層面1Bの破壊開始の遅れを考慮したものである。震源付近のS波速度は山本・吉村（2012）を参考に4.7km/sとした。

この解析では小断層毎、タイムウインドウ毎のモーメントがEGFイベントのモーメントに対する相対値として求まる。これにEGFイベントのモーメント（ $2.06 \times 10^{17} \text{Nm}$ ）（防災科学技術研究所F-net）を乗じることにより、小断層毎、タイムウインドウ毎のモーメントを求め、さらにS波速度4.7km/s、密度 $3.2 \times 10^3 \text{kg/m}^3$ を仮定して（山本・吉村，2012）、小断層毎、タイムウインドウ毎のすべり量を求めた。インバージョンの結果として得られた最終すべり量の分布を図-3.23（左）に、最大すべり速度の分布を図-3.23（右）に示す。また観測波と合成波の比較を図-3.24に示す。図-3.23に示す結果は、最終すべり量と最大すべり速度のともに大きい領域が破壊開始点付近に加え断層面の東側部分にも存在していたことを示している。この傾向は既往の研究（Park and Mori, 2005 ; Bai *et al.*, 2007）の傾向と異なるが、使用したデータの違いもしくは対象周波数帯域の違いによるものと考えられる。

なお、上述の解析では分割数を20 \times 10と設定した結果、小断層サイズは前震より大きくなっている。分割をより細かくすると、すべりの時空間分布をより詳細に把握できる可能性がある。しかし、ここで得られた結果に基づいて以下に示すとおり適切な疑似点震源モデルを設定できているので、目的に対して十分な解析になっていると考えている。

(2) 疑似点震源モデルの作成

前述の結果を踏まえて、本震の疑似点震源モデルの作成を行った。

まず、サブイベントの位置については、破壊開始点付近（図-3.23の★）とそれより東側の部分にすべり速度の大きい領域があるとの解析結果を踏まえ、図-3.25に示す3箇所にサブイベントを設定した。サブイベントの深さは、前震と同様に、気象庁の震源情報よりも浅めに設定した。

各サブイベントの相対的な破壊時刻、地震モーメント、コーナー周波数については、比較的震源に近い地点（図-3.25の6地点）での地震動の再現性を見ながらチューニングを実施した。震源域における媒質の密度とS波速度（式(2.1)）は $\rho = 3.2 \times 10^3 \text{kg/m}^3$ 、 $V_s = 4.7 \text{km/s}$ とした（山本・吉村，2012）。伝播経路における Q 値としては $Q = 100f^{0.70}$ （中央防災会議事務局，2001）を用いた。地震動の計算は各地点の地表を対象とした。したがって、各地点における地表でのサイト増幅特性を用いた。また、位相特性を決めるための中小地震観測記録も地表のものを用いた。使用した記録は2004年9月8日3:36の地震（表-3.10のEQ2）の記録であ

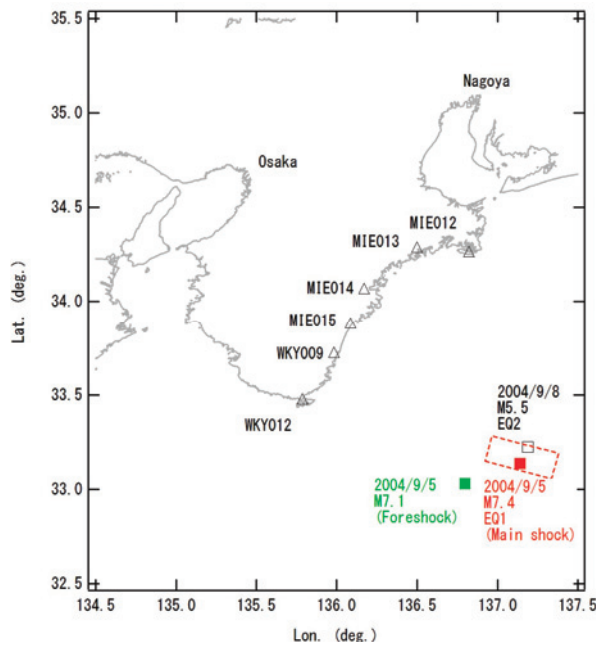


図-3.22 波形インバージョンの対象とした紀伊半島南東沖の地震の本震 (M7.4) の震央 (■) および解析上仮定した震源断層面の範囲 (赤の破線) . ■は前震の震央, □はEGFイベントの震央, △は波形インバージョンに使用した観測点.

表-3.10 本震の解析に用いた地震の震源情報 (* F-net その他は気象庁の情報)

番号	年月日	時分	震央位置	深さ	規模	(走向, 傾斜, すべり角)
EQ1	2004/9/5	23:57	三重県南東沖	44km	M7.4	(115°, 39°, 132°) *
EQ2	2004/9/8	3:36	三重県南東沖	40km	M5.5	(92°, 57°, 100°) *

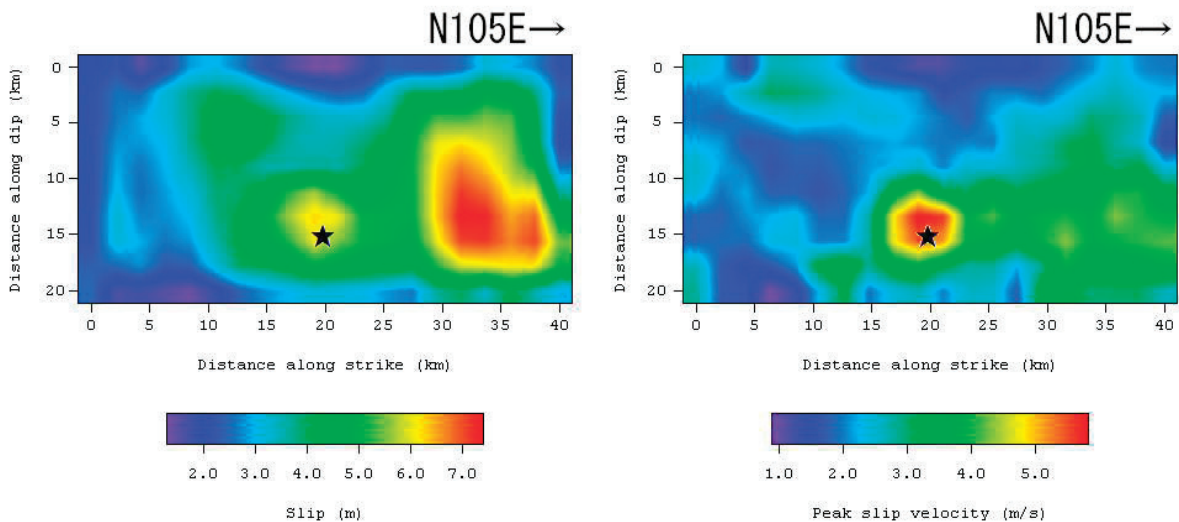


図-3.23 インバージョンの結果として得られた最終すべり量 (左) と最大すべり速度 (右) の分布 (★は破壊開始点=気象庁の震源)

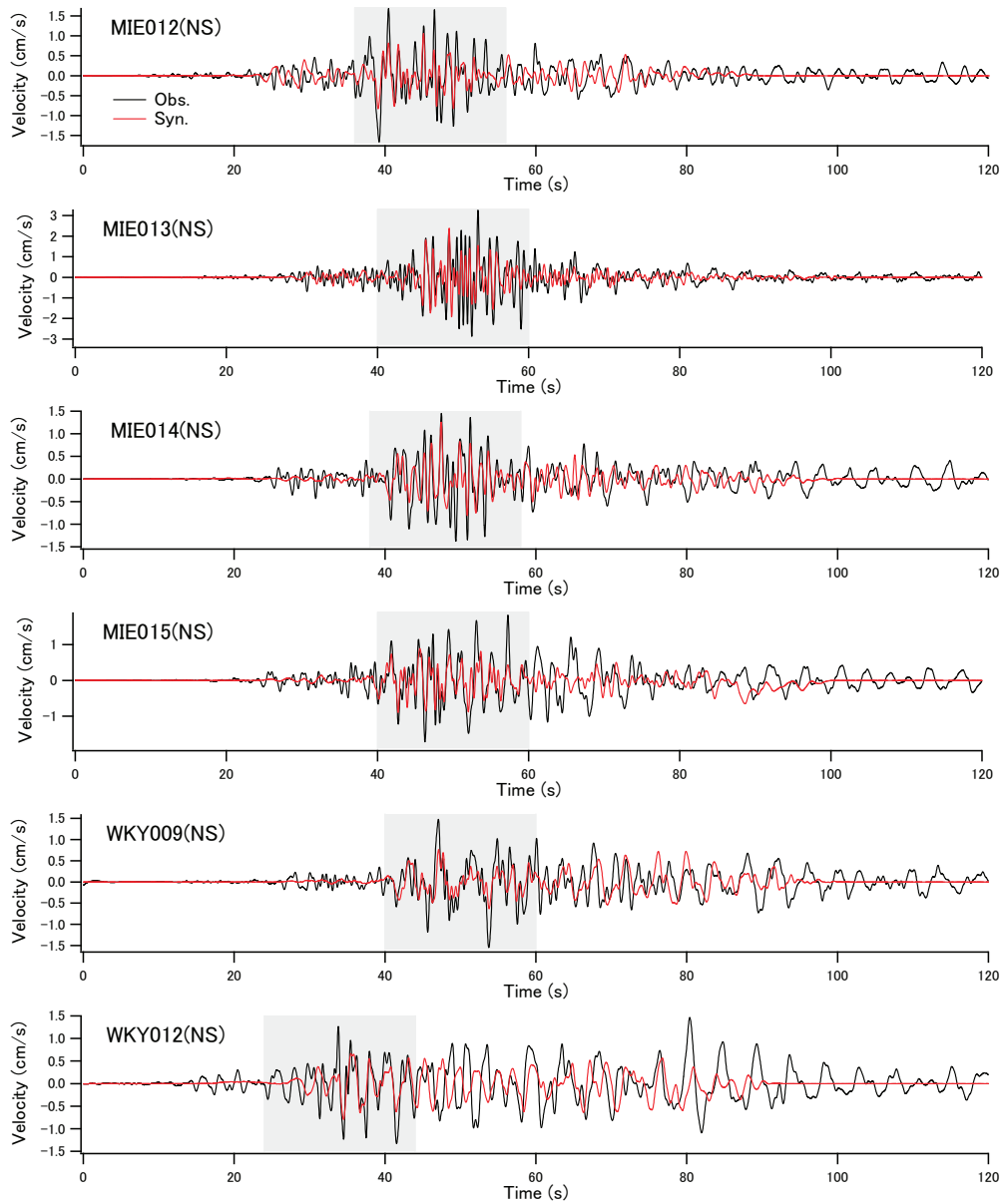


図-3.24 波形インバージョン解析における観測波（黒）と合成波（赤または灰色）の比較（0.2-2Hzの速度波形）
（ハッチング部分がインバージョンに使用した区間）

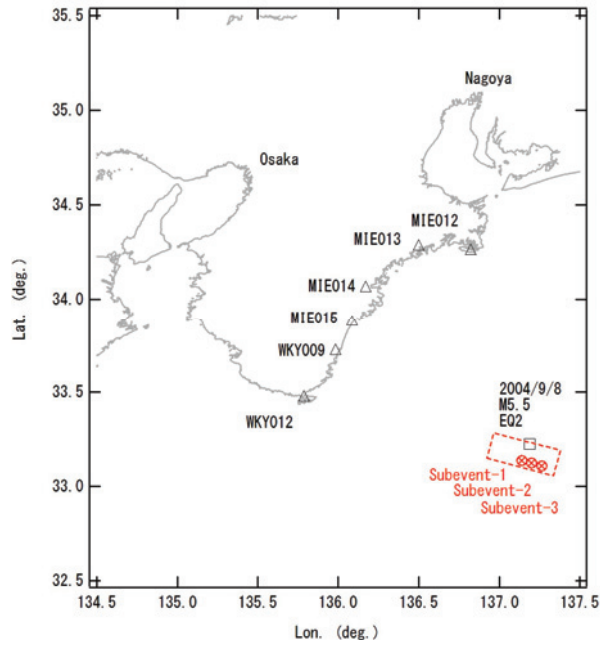


図-3.25 紀伊半島沖の地震の本震（M7.4）の疑似点震源モデルと位相特性の評価に用いた中小地震の震央（□）
 ⊗は疑似点震源モデルのサブイベント、△は疑似点震源モデルの設定に使用した観測点

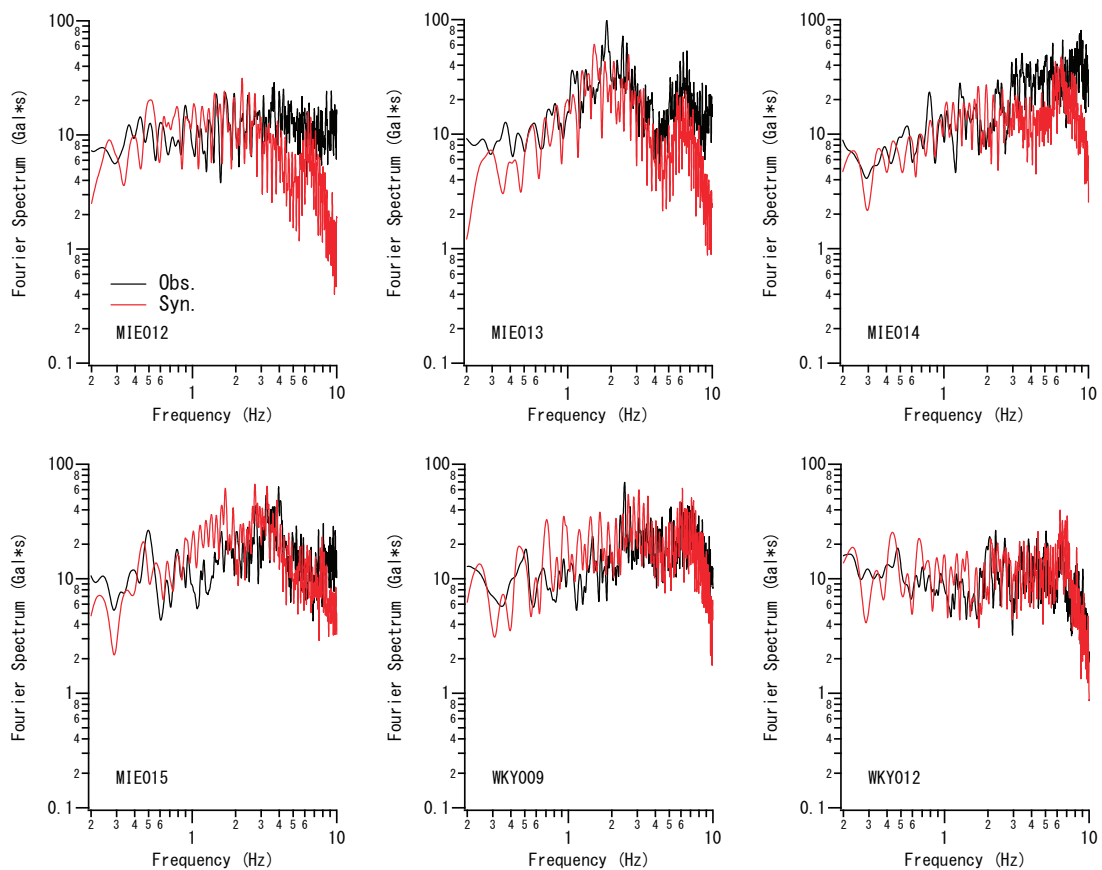


図-3.26 各地のフーリエスペクトル（水平2成分の自乗和平方根，バンド幅0.05HzのParzenウィンドウを適用）の計算結果と観測結果。縦軸：フーリエスペクトル，横軸：周波数，黒：観測，赤または灰色：計算。

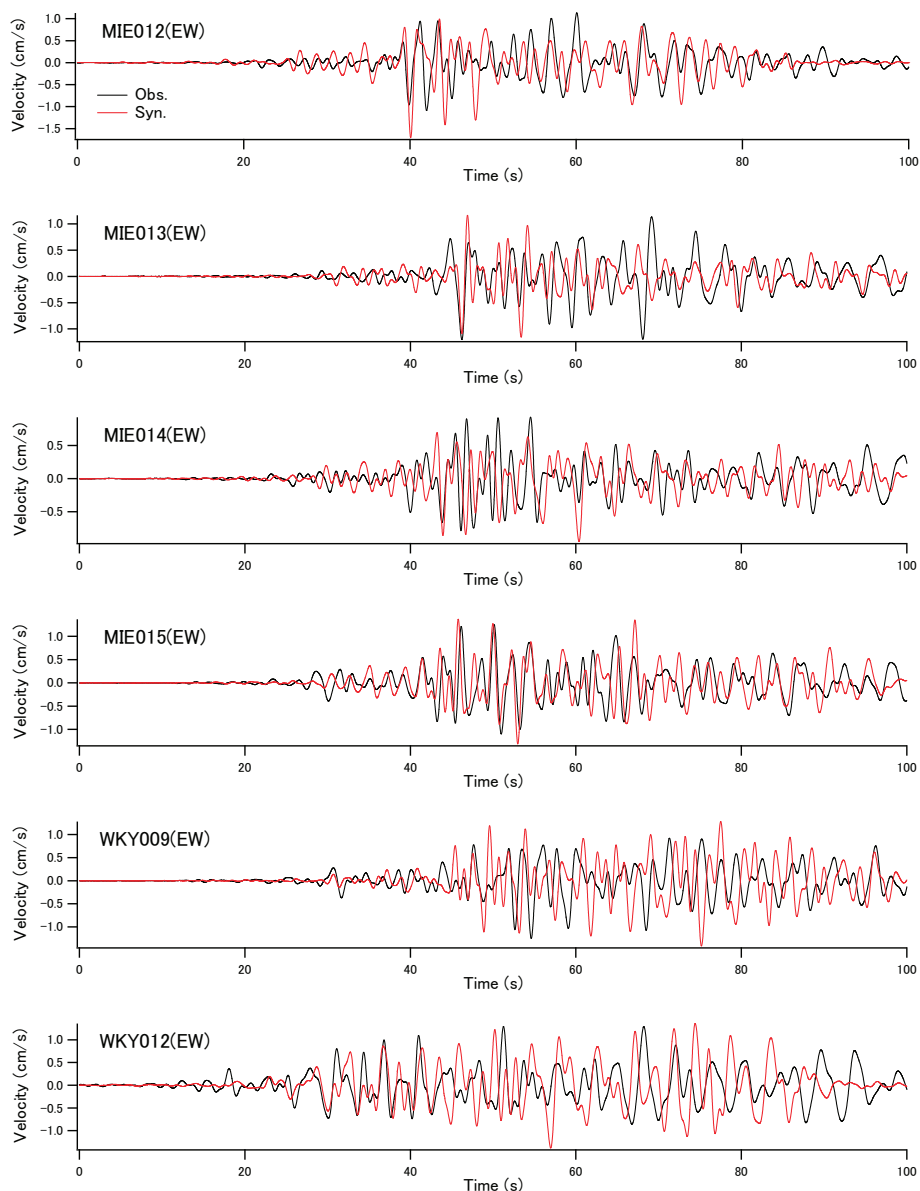


図-3.27 各地の速度波形 (0.2-1Hz) の計算結果と観測結果. 縦軸：速度，横軸：時間，黒：観測，赤または灰色：計算.

表-3.11 2004年9月5日紀伊半島南東沖の地震の本震を対象として作成した疑似点震源モデル

	東経 (度)	北緯 (度)	深さ (km)	地震モーメント (Nm)	コーナー周波数 (Hz)	破壊時刻 (s)
サブイベント1	137.140	33.137	13.0	0.30E19	0.70	0.0
サブイベント2	137.202	33.123	13.0	0.30E19	0.50	3.0
サブイベント3	137.265	33.109	13.0	0.80E19	0.30	6.5

る.

設定した震源パラメタを表-3.11にまとめて示す. 各地のフーリエスペクトルと速度波形の計算結果を観測結果と比較したものを図-3.26および図-3.27に示す. これらの地点におけるスペクトルおよび波形は, 設定した震源モデルにより上手く説明できていることがわかる.

4. 震源パラメタの統計的性質

ここまで複数のスラブ内地震を対象に疑似点震源モデルを作成し強震動シミュレーションを実施してきたが、その結果、いずれの地震に対しても、震源パラメタの設定が適切であれば、強震動を概ね良好に再現できることが確認された。そこで、ここでは、個々の地震の再現に用いた震源パラメタと地震の規模との関係について検討を行う。

疑似点震源モデルに限らず、一般に強震動シミュレーションでは、アスペリティ等のサブイベントが生成する地震動の震源スペクトルはオメガスクエアモデル (Aki, 1967) に従うと仮定することが多い。オメガスクエアモデルでは、震源スペクトルの形状は図-4.1のように仮定され、数式を用いると次式のように表現される。

$$D(f) = C \frac{M_{0a}}{4\pi\rho V_s^3} \frac{1}{1+(f/f_c)^2} \quad (4.1)$$

$$V(f) = C \frac{M_{0a}}{4\pi\rho V_s^3} \frac{2\pi f}{1+(f/f_c)^2} \quad (4.2)$$

$$A(f) = C \frac{M_{0a}}{4\pi\rho V_s^3} \frac{(2\pi f)^2}{1+(f/f_c)^2} \quad (4.3)$$

ここに $D(f)$ は変位震源スペクトル、 $V(f)$ は速度震源スペクトル、 $A(f)$ は加速度震源スペクトル、 M_{0a} はサブイベントの地震モーメント、 f_c はサブイベントのコーナー周波数、 C は定数である。いずれにしても、震源スペクトルはサブイベントの地震モーメント M_{0a} とコーナー周波数 f_c の二つのパラメタで規定されることがわかる。このモデルが極めて有用であることは、本研究の一連の解析でも改めて確認することができた。

ところで、式(4.1)より変位震源スペクトルの低周波側のフラットレベルは定数 $(C/4\pi\rho V_s^3)$ を除けば M_{0a} であるのに対し、式(4.3)より加速度震源スペクトルの高周波側のフラットレベルは定数 $(C/4\pi\rho V_s^3)$ を除けば $M_{0a}(2\pi f_c)^2$ である。後者の値 $M_{0a}(2\pi f_c)^2$ は短周期レベルと呼ばれ A と書かれることが多い。これを用いると、オメガスクエアモデルに従う震源スペクトルはサブイベントの地震モーメントと短周期レベルの二つの量で規定できることになる。そこで、震源パラメタの統計的性質を検討するにあたり、これらについて議論することが有用である。

そこで、ここでは、地震毎に「サブイベントの地震モーメントの合計」と「サブイベントの短周期レベルの合計」を計算し、これらと地震全体のモーメントとの関係を検討することとした。その際、本研究で対象とした 6

つのスラブ内地震に加え、長坂・野津 (2016) で検討された 2005 年 7 月 23 日千葉県中部の地震 ($M_w5.9$) も検討対象に加えた。また、短周期レベルの総和は自乗平方根とした。

図-4.2 左はサブイベントの地震モーメントの総和 (縦軸) と地震全体の規模 (横軸) との関係を示したものである。丸印は各地震に対する疑似点震源モデルのパラメタから計算された値であり、細線は回帰式である。なお、回帰式を求める際、両対数軸上で傾きが 1 であることを仮定した。大地震と小地震が相似の関係にある場合はこのような関係になり、震源パラメタのスケールを議論するときはこのように仮定することが多い。一方、図-4.2 左の太線は、スラブ内地震に対する特性化震源モデルから得られた笹谷他 (2006) の経験式に相当するものである。笹谷他 (2006) の経験式は地震の規模から短周期レベルとアスペリティ面積を与えるものであるが、アスペリティ面積から Brune (1970, 1971) の式でコーナー周波数を計算すれば、これと短周期レベルからアスペリティの地震モーメントが求まる。図-4.2 左より、本研究で得られた回帰式は、笹谷他 (2006) の経験式とよく整合していることがわかる。

一方、図-4.2 右はサブイベントの短周期レベルの総和 (縦軸) と地震全体の規模 (横軸) との関係を示したものである。丸印は各地震に対する疑似点震源モデルのパラメタから計算された値であり、細線は回帰式である。なお、回帰式を求める際、両対数軸上で傾きが 1/3 であることを仮定した。大地震と小地震が相似の関係にある場合はこのような関係になり、震源パラメタのスケールを議論するときはこのように仮定することが多い。一方、図-4.2 右の太線は、スラブ内地震に対する特性化震源モデルから得られた笹谷他 (2006) の経験式である。図-4.2 右より、本研究で得られた回帰式は、笹谷他 (2006) の経験式とよく整合していることがわかる。

5. 結論

本研究で対象としたスラブ内地震は沈み込む海洋プレートの内部で発生する地震であり、内陸地殻内地震やプレート境界地震と異なるタイプの地震である。近年、首都直下での大規模なスラブ内地震の発生が懸念されるなど、スラブ内地震に対する強震動予測の重要性が高まっている。

現在、実用的な強震動シミュレーションのための震源モデルとしては、断層面上に矩形のアスペリティを置いた特性化震源モデルが用いられることが多いのに対し、

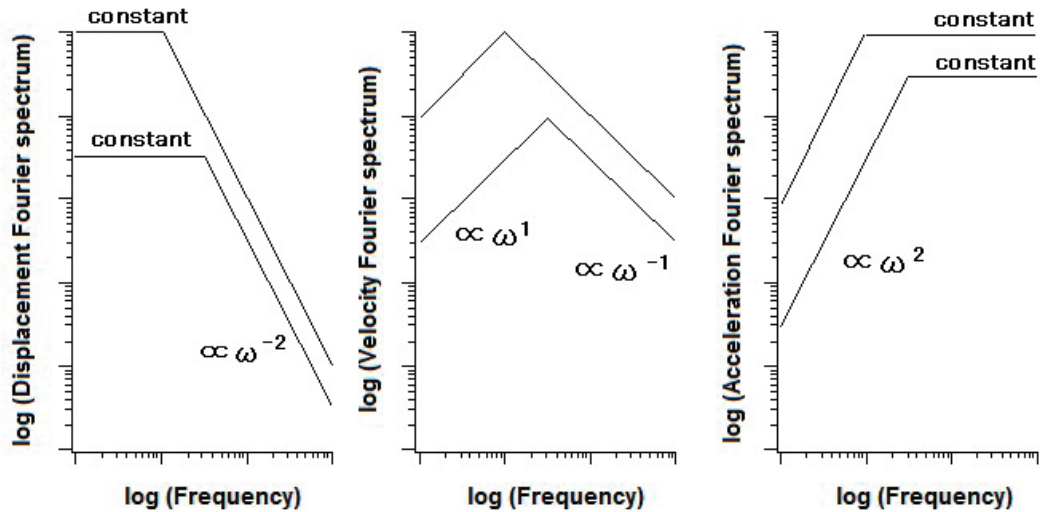


図-4.1 オメガスクエアモデルに従う震源スペクトル. 左から順に変位・速度・加速度の震源スペクトル.

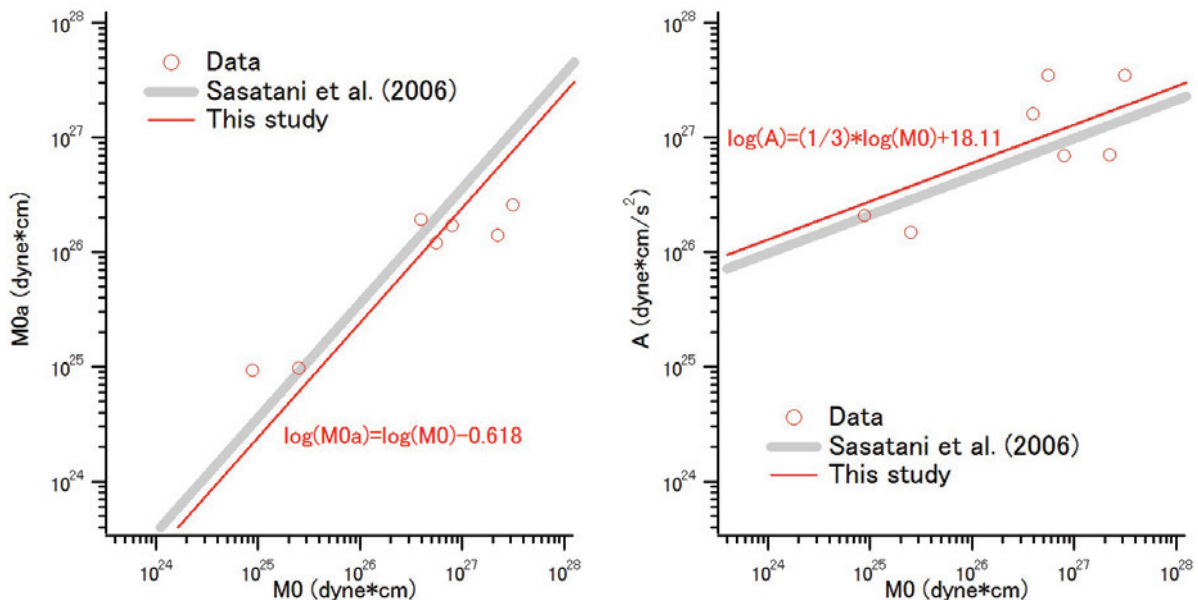


図-4.2 (左) サブイベントの地震モーメントの総和(縦軸)と地震全体の規模(横軸)との関係. (右) サブイベントの短周期レベルの総和(縦軸)と地震全体の規模(横軸)との関係. 丸印は個々の地震に対する疑似点震源モデルのパラメタから計算された値. 細線は回帰式. 太線は笹谷他(2006)の提案式.

著者らはこれを大幅に単純化した疑似点震源モデルを提案している. 疑似点震源モデルでは, 強震動を生成する1つまたは複数のサブイベントが断層面上にあると考える. そして, 各々のサブイベントに対し, その内部におけるすべりの時空間分布を詳細にはモデル化せず, 各々のサブイベントが生成する震源スペクトルのみをモデル化する. これにより, 震源パラメタの数を大幅に減らすことに成功している.

疑似点震源モデルは, これまでプレート境界地震である

東北地方太平洋沖地震などへの適用性が確認されているが, スラブ内地震に対しては一部の地震を除き適用性の確認がなされていなかった. そこで本研究では, 近年わが国周辺で発生し強震記録も得られている6つの大規模なスラブ内地震を対象に, 実際に疑似点震源モデルを構築し, それによる強震動の再現性を検討した.

検討の結果, いずれの地震に対しても, 震源パラメタの設定が適切であれば, 疑似点震源モデルにより震源周辺の強震動を概ね良好に再現できることを確認した. 検

討対象とした記録のうち、2003年宮城県北部の地震と2011年宮城県東方沖の地震による震源近傍の記録には複数の明瞭なパルスが含まれていたが、疑似点震源モデルに含まれる複数のサブイベントの破壊によりそれらをうまく説明することができた。一方、1993年釧路沖地震の釧路港の記録については、地盤の非線形性に十分に注意を払った解析を行うこととし、多重非線形効果と観測点直下の強い非線形挙動の双方を考慮する手法を適用したところ、釧路港で観測された強い地震動を概ね再現することができた。このように、震源での破壊の影響が直接的に表れた記録から地盤の応答の影響を強く受けた記録まで、多種多様な記録を、疑似点震源モデルという一つの枠組みの下で説明できることがわかった。

個々の地震の再現に用いた震源パラメータと地震の規模との関係を検討したところ、スラブ内地震を対象とした既往の研究と整合的な結果が得られた。

6. おわりに

疑似点震源モデルは従来の震源モデルに比べ大幅に単純化され決定すべきパラメータ数が少ないという特徴を有しており、これにより従来の震源モデルと同等の精度で強震動が計算できるのであれば、実務においてたいへん有用なモデルになると考えられる。これまで、疑似点震源モデルは、プレート境界地震である東北地方太平洋沖地震等への適用性が調べられてきているが、本研究により、スラブ内地震に対しても広範な適用性を有することが確認できた。本文中にも述べたようにスラブ内地震は疑似点震源モデルを比較的適用しやすい地震であると考えられ、疑似点震源モデルの適用対象として特に有望であると考えられる。

ただし、2003年5月26日宮城県北部の地震や2011年4月7日宮城県東方沖の地震などで、震源近傍の複数地点を対象とした場合に、すべての地点での地震動を過不足無く再現することが難しい場合も見られた。この点については、現状の疑似点震源モデルでは指向性の効果を導入できていない点に原因があると考えられ、今後、方位依存型のコーナー周波数を取り入れるなど、疑似点震源モデルのさらなる改良に取り組むことも必要である。

また本研究のように既に発生した地震についての解析を行う場合は波形インバージョン等の手段によりサブイベントの位置を推定することができるが、将来の地震についてはサブイベントの位置を仮定する必要がある。その方法については今後検討する必要がある。設計の目的にもよ

るが、一つの方法として、特性化震源モデルによりこれまで設定されてきた設計地震動と同程度の地震動が得られるようにサブイベントの位置を決定する方法も考えられる。

(2019年1月31日受付)

謝辞

本研究では国立研究開発法人 防災科学技術研究所のK-NET, KiK-netの強震記録, F-netのMT解, 気象庁の震源データを使用しています。ここに記して謝意を表します。

参考文献

- 上田茂・稲富隆昌・上部達生・井合進・風間基樹・松永康男・藤本健幸・菊池喜昭・宮井真一郎・関口信一郎・藤本義則 (1993) : 1993年釧路沖地震港湾施設被害報告, 港湾技術研究所資料, No.766.
- 加藤研一・久田嘉章・眞鍋俊平・野津厚・野畑有秀・森川淳・大野晋・山本優 (2016) : 2004年紀伊半島南東沖地震 (M_{JMA}7.1) の強震波形に基づく統計的グリーン関数法のベンチマークテスト, 日本地震工学会論文集, Vol.16, No.3, pp.234-244.
- 釜江克宏・入倉孝次郎 (1997) : 1995年兵庫県南部地震の断層モデルと震源近傍における強震動シミュレーション, 日本建築学会構造系論文集, No.500, pp.29-36.
- 気象庁 (2011) : 平成23年4月 地震火山月報 (防災編).
- 笹谷努・森川信之・前田宣浩 (2006) : スラブ内地震の震源特性, 北海道大学地球物理学研究報告, Vol.68, pp.123-134.
- 齊藤康博 (2009) : 駿河湾を震源とする地震による東名高速道路被災個所の応急復旧, 土木学会誌, Vol.94, No.11, pp.10-11.
- 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, No.556, pp.15-24.
- 中央防災会議事務局 (2001) : 中央防災会議東海地震に関する専門調査会 (第8回) 説明資料 <http://www.bousai.go.jp/jishin/tokai/senmon/8/pdf/siryou.pdf>.
- 中央防災会議 首都直下地震対策検討ワーキンググループ (2013) : 首都直下地震の被害想定と対策について, http://www.bousai.go.jp/jishin/syuto/taisaku_wg/pdf/syuto_wg_report.pdf.
- 日本港湾協会 (2018) : 港湾の施設の技術上の基準・同解説.

- 長坂陽介・野津厚 (2016) : 疑似点震源モデルのスラブ内地震への適用性に関する検討—2005 年千葉県中部の地震を例に—, 港湾空港技術研究所資料, No.1323.
- 野津厚 (2004) : 円形クラックモデルの経験的グリーン関数法への適用, 地震2, Vol.56, pp.337-350.
- 野津厚 (2007) : 非線形パラメータと有効応力解析を併用した強震動評価手法, 土木学会地震工学論文集, Vol.29, pp.114-122.
- 野津厚 (2010a) : 2009年8月11日駿河湾の地震 (Mj6.5) の特性化震源モデル, 日本建築学会2010年度大会 (北陸) 学術講演梗概集.
- 野津厚 (2010b) : 波形インバージョンにより推定された最近のわが国における内陸地殻内地震の震源過程, 港湾空港技術研究所報告, Vol.49, No.3, pp.111-155.
- 野津厚 (2012) : 強震動を対象とした海溝型巨大地震の震源モデルをより単純化する試み—疑似点震源モデルによる2011年東北地方太平洋沖地震の強震動シミュレーション—, 地震2, Vol.65, pp.45-68.
- 野津厚 (2018) : 重複反射理論・2E波・粘性境界, https://www.pari.go.jp/bsh/jbn-kzo/jbn-bsi/taisin/tutorial_jpn/tutorial_015.pdf.
- 野津厚・菅野高弘 (2008) : 経験的サイト増幅・位相特性を考慮した強震動評価手法—因果性および多重非線形効果に着目した改良—, 港湾空港技術研究所資料, No.1173.
- 野津厚・長尾毅 (2005) : スペクトルインバージョンに基づく全国の港湾等の強震観測地点におけるサイト増幅特性, 港湾空港技術研究所資料, No.1112.
- 野津厚・長尾毅・山田雅行 (2009) : 経験的サイト増幅・位相特性を考慮した強震動評価手法の改良—因果性を満足する地震波の生成—, 土木学会論文集A, Vol.65, pp.808-813.
- 野津厚・盛川仁 (2003) : 表層地盤の多重非線形効果を考慮した経験的グリーン関数法, 地震2, Vol.55, pp.361-374.
- 野津厚・若井淳 (2011) : 東日本大震災で被災した港湾における地震動特性, 港湾空港技術研究所資料, No.1244.
- 福山英一・石田瑞穂・Douglas S. Dreger・川井啓兼 (1998) : オンライン広帯域地震データを用いた完全自動メカニズム決定, 地震2, Vol.51, pp.149-156.
- 森川信之・笹谷努 (2002) : 経験的Green関数法によるスラブ内地震の震源特性及び強震動評価, 月刊地球号外, No.37, pp.138-144.
- 山中佳子 (2004) : EIC地震学ノートNo.152, 9月5日の紀伊半島南東沖の地震 (Mj6.9, Mj7.4, Mj6.4, +Mj6.2), http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/sanchu/Seismo_Note/2004/EIC152.html.
- 山本優・吉村智昭 (2012) : 3次元大規模FEMによる東海・東南海・南海連動地震の長周期地震動シミュレーション, 日本建築学会構造系論文集, No.677, pp.1055-1064.
- 若井淳・長坂陽介・野津厚 (2014) : 疑似点震源モデルによる2003年5月26日宮城県沖スラブ内地震の強震動シミュレーション, 土木学会論文集A1 (構造・地震工学), Vol.70, pp.I_818-I_829.
- Aki, K., 1967, Scaling law of seismic spectrum, *J. Geophys. Res.*, Vol.72, pp.1217-1231.
- Bai, L., Bergman, E.A., Engdahl, E.R. and Kawasaki, I. (2007): The 2004 earthquakes offshore of the Kii peninsula, Japan: Hypocentral relocation, source process and tectonic implication, *Physics of Earth and Planetary Interiors*, Vol.165, pp.47-55.
- Boore, D.M. (1983): Stochastic simulation of high-frequency ground motions based on seismological models of the radiated spectra, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol.73, pp.1865-1894.
- Brune, J.N. (1970): Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquake, *J. Geophys. Res.*, Vol.75, pp.4997-5009.
- Brune, J.N. (1971): Correction, *J. Geophys. Res.*, Vol.76, p.5002.
- Iai, S., Matsunaga, Y. and Kameoka, T. (1992): Strain space plasticity model for cyclic mobility, *Soils and Foundations*, Vol.32, pp.1-15.
- Iai, S., Morita, T., Kameoka, T., Matsunaga, Y. and Abiko, K. (1995): Response of a dense sand deposit during the 1993 Kushiro-oki Earthquake, *Soils and Foundations*, Vol.35, pp.115-131.
- Ide, S. and Takeo, M. (1996): The dynamic rupture process of the 1993 Kushiro-oki earthquake, *J. Geophys. Res.*, Vol.101, pp.5661-5675.
- Miyake, H., Iwata, T. and Irikura, K. (2003): Source characterization for broadband ground-motion simulation: kinematic heterogeneous source model and strong motion generation area, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol.93, pp.2531-2545.
- Park, S.C. and Mori, J. (2005): The 2004 sequence of triggered earthquakes off the Kii peninsula, Japan, *Earth Planets Space*, Vol.57, pp.315-320.

港湾空港技術研究所報告 第58巻第1号

2019.8

編集兼発行人 国立研究開発法人海上・港湾・航空技術研究所

発行所 港湾空港技術研究所
横須賀市長瀬3丁目1番1号
TEL. 046(844)5040 URL. <http://www.pari.go.jp/>

印刷所 株式会社シーケン

Copyright © (2019) by MPAT

All rights reserved. No part of this book must be reproduced by any means without the written permission of the President of MPAT

この資料は、海上・港湾・航空技術研究所理事長の承認を得て刊行したものである。したがって、本報告書の全部または一部の転載、複写は海上・港湾・航空技術研究所理事長の文書による承認を得ずしてこれを行ってはならない。

CONTENTS

1. Development of Analysis Method of Moored Ship Motion in 3D Fluid Field	Yasuhiro AIDA, Katsuya HIRAYAMA	3
2. Strong Motion Simulation with the Pseudo Point-source Model for Intraslab Earthquakes	Atsushi NOZU, Yosuke NAGASAKA	41

