

独立行政法人港湾空港技術研究所

港湾空港技術研究所 報告

REPORT OF
THE PORT AND AIRPORT RESEARCH
INSTITUTE

Vol.49 No.3 September 2010

NAGASE, YOKOSUKA, JAPAN

INDEPENDENT ADMINISTRATIVE INSTITUTION,
PORT AND AIRPORT RESEARCH INSTITUTE

港湾空港技術研究所報告 (REPORT OF PARI)

第 49 卷 第 3 号 (Vol. 49, No. 3), 2010年9月 (September 2010)

目 次 (CONTENTS)

微小溶存酸素分布を比較対象とした摩擦速度推定手法の評価 —底面境界層における乱流と溶存酸素の同時観測— ……………井上徹教・Ronnie N. GLUD・Henrik STAHL・Andrew HUME …… 3	3
(Assessment of shear velocity determinations referring DO microprofiles - Simultaneous field observation of turbulence and DO in the benthic boundary layer - …………… Tetsunori INOUE, Ronnie N. GLUD, Henrik STAHL, Andrew HUME)	
アマモ分布域の拡大とそれを支える種子散布 ……………細川真也・仲岡雅裕・三好英一・桑江朝比呂 …… 31	31
(Seed dispersal supporting areal expansion of meadow in the seagrass, <i>Zostera marina</i> L. …………… Shinya HOSOKAWA, Masahiro NAKAOKA, Eiichi MIYOSHI, Tomohiro KUWAE)	
網チェーン把持装置によるブロック撤去及びその把持モデルの開発 ……………野口仁志 …… 51	51
(Block Removal Using Holding Device with a Chain Net and its Modeling ……………Hitoshi NOGUCHI)	
地震動波形の影響を考慮した液状化の予測・判定に関する提案 ……………山崎浩之・江本翔一 …… 79	79
(Study on Liquefaction Prediction Method Considering Wave Forms of Seismic Motions …………… Hiroyuki YAMAZAKI, Shouichi EMOTO)	
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 ……………野津厚 ……111	111
(Rupture Process of Recent Crustal Earthquakes in Japan Estimated by Waveform Inversion ……………Atsushi NOZU)	
多チャンネル型表面波探査に基づいた干潟土砂堆積構造の評価 ～せん断波速度構造の考察と人工干潟安全管理手法の提案～ ……………渡部要一・佐々真志・桑江朝比呂・梁順普・田中政典 ……157	157
(Evaluation of intertidal flat stratigraphy by MASW technology — Interpretation of shear wave velocity structure and safety assessment of artificial intertidal flats — ……………Yoichi WATABE, Shinji SASSA, Tomohiro KUWAE, SoonBo YANG, Masanori TANAKA)	

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

野津 厚*

要 旨

本研究では、最近わが国で発生した規模の大きい内陸地殻内地震を対象に、余震の記録を経験的グリーン関数を用いた波形インバージョンにより、震源断層の破壊過程の推定を行った。グリーン関数として、経験的グリーン関数を用いることのメリットとしては、地下構造モデルの不確実性が震源モデルに与える影響を回避できる点が挙げられる。数値計算によるグリーン関数を用いる研究では、地下構造として水平成層構造を仮定する 경우가多いが、それに対して、経験的グリーン関数法では、2～3次元的な地下構造の影響も考慮することができる。大地震の断層面付近で発生した余震は伝播経路特性とサイト特性を大地震と共有していると考えられることが多いが、本震の断層面が一定の広がりを持っている場合には、任意の余震が本震と伝播経路特性・サイト特性を共有しているとは一概に言えない。解析に適した余震を選定する手法として、本研究で示したフーリエ位相に着目する方法は効果的であると考えられる。解析の結果、対象としたいずれの地震においても、震源断層面上に特にすべりの大きい領域(アスペリティ)が存在することを確認することができた。また、アスペリティの破壊の進展方向に位置する地域において特に大きな被害が生じている傾向が認められる。1995年兵庫県南部地震の大被害をもたらした強震動はアスペリティの破壊の進展によってもたらされたことが入倉(1996)によって指摘されているが、同様のことが、その後わが国で発生した内陸地殻内地震に対しても明らかになった。

キーワード：内陸地殻内地震，震源過程，波形インバージョン，経験的グリーン関数，アスペリティ

* 地盤・構造部 地震防災研究領域 地震動研究チームリーダー
〒239-0826 神奈川県横須賀市長瀬3-1-1 独立行政法人 港湾空港技術研究所
電話：046-844-5058 Fax：046-844-0839 E-mail：nozu@pari.go.jp

Rupture Process of Recent Crustal Earthquakes in Japan Estimated by Waveform Inversion

Atsushi NOZU*

Synopsis

Waveform inversions are conducted to reveal the rupture processes of five recent large crustal earthquakes in Japan by using aftershock records as empirical Green's functions. The advantage of using empirical Green's functions, instead of numerical Green's functions, is that the solution is not affected by the uncertainty in subsurface structure. In particular, the inversion based on empirical Green's functions can take into account 2D or 3D effects of subsurface structure, which are not usually incorporated in the inversion based on numerical Green's functions. In the empirical Green's functions method, it is important to use a small earthquake which shares the path and the site effects with the large earthquake. The author proposes an efficient way of selecting appropriate aftershocks, based on the similarity of the Fourier phase of the aftershock records to that of the main shock records. The results indicate that the rupture process is characterized by the existence of asperities for any of the analyzed earthquakes. At the same time, the area affected by the rupture propagation of the asperity often coincides with the area of significant damage. For the 1995 Hyogo-ken Nanbu earthquake, it has been pointed out that the damaging strong motions were generated by the rupture of asperities (Irikura, 1996). According to the results of this study, the same statement also applies to five recent crustal earthquakes in Japan.

Key Words: Crustal earthquake, rupture process, waveform inversion, empirical Green's function, asperity

* Head of Engineering Seismology Division, Geotechnical and Structural Engineering Department
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@pari.go.jp

目 次

要 旨	111
1. まえがき	115
2. 波形インバージョンの方法	115
2.1 手法の概要	115
2.2 定式化	116
2.3 余震の選択	117
3. 2004年新潟県中越地震	118
3.1 地震と解析の概要	118
3.2 余震の選択	120
3.3 インバージョンの条件	121
3.4 インバージョンの結果	122
4. 2005年福岡県西方沖の地震	128
4.1 地震と解析の概要	128
4.2 余震の選択	128
4.3 インバージョンの条件	130
4.4 インバージョンの結果	131
5. 2007年能登半島地震	142
5.1 地震と解析の概要	142
5.2 インバージョンの条件	142
5.3 インバージョンの結果	143
6. 2007年新潟県中越沖地震	145
6.1 地震と解析の概要	145
6.2 インバージョンの条件	145
6.3 インバージョンの結果	146
7. 2008年岩手・宮城内陸地震	150
7.1 地震と解析の概要	150
7.2 インバージョンの条件	150
7.3 インバージョンの結果	150
8. 結論	152
9. あとがき	152
謝辞	153
参考文献	153

1. まえがき

将来発生する地震による構造物建設予定地点での揺れを予測することは重要な課題である。港湾の施設の技術上の基準（日本港湾協会，2007）では，性能照査用のレベル2地震動を設定する場合，(a) 過去に大きな被害をもたらした地震の再来，(b) 活断層の活動による地震，(c) M6.5の直下地震などの想定地震がもたらす地震動の中で，対象構造物に最も大きな影響を及ぼすものをレベル2地震動として選定することになっている。また，他の構造物に対しても，これと同様の考え方による地震動の設定が推奨されている（土木学会，2008）。将来発生する地震に対する強震動予測の信頼性を高めるためには，過去に実際に起こった地震の震源断層の破壊過程（以下，震源過程という）をよく調べておく必要がある。

大地震の震源断層面上には，周辺と比較して強度が高く，地震時に大きくすべって強い地震波をだす領域が存在している。この領域はアスペリティと呼ばれる。1995年兵庫県南部地震の大被害をもたらした強震動はアスペリティの破壊によってもたらされたものと考えられている（入倉，1996）。過去の地震の震源過程を調べる上では，アスペリティに着目することが重要であると考えられる。

港湾の施設の技術上の基準の附属書（日本港湾協会，2007）には，内陸地殻内地震を対象として，想定地震の規模をもとに，強震動予測に必要な震源パラメータ（アスペリティに関するパラメータを含む）を推定するための手順が示されている。しかし，この手順は主にカリフォルニアの内陸地殻内地震に関する研究（Somerville *et al.*, 1997）に基づいて構築されたもので，わが国の地震としては1995年兵庫県南部地震のデータが反映されているのみである。これは，1948年福井地震から1995年兵庫県南部地震まで，わが国では規模の大きい内陸地殻内地震が発生しておらず，上記の研究が行われた際，他に利用可能なデータが無かったという事情による。しかし，その後，わが国では内陸地殻内地震が多発しており，それらのデータを用いて，震源パラメータの推定手順の信頼性向上を図ることは重要であると考えられる。

幸い，わが国では，1995年兵庫県南部地震以後，全国をカバーする強震観測網（Kinoshita, 1998; Aoi *et al.*, 2000）が導入され，それに基づいて震源断層の破壊過程を詳しく調べることが可能となってきた。そこで，本研究では，これらを利用し，波形インバージョンにより，最近わが国で発生した規模の大きい内陸地殻内地震の震源断層の破壊過程を調べることとした。対象とした地震は，2004年新潟県中越地震（M6.8），2005年福岡県西方

沖の地震（M7.0），2007年能登半島地震（M6.9），2007年新潟県中越沖地震（M6.8），2008年岩手・宮城内陸地震（M7.2）の5つの地震である。用いた手法は，経験的グリーン関数法（Hartzell, 1978; Irikura, 1983）とマルチタイムウインドウ法（Hartzell and Heaton, 1983）に基づく波形インバージョン（野津，2007）である。

2. 波形インバージョンの方法

2.1 手法の概要

一般に地震時の地盤の揺れ（地震動）は震源過程の影響（震源特性），震源から地震基盤に至る伝播経路の影響（伝播経路特性），地震基盤から地表に至る堆積層の影響（サイト特性）の三者で決まるとされている（図-2.1）。ここに地震基盤とは一般に花崗岩でS波速度が3km/s以上の地層を言う。大地震の断層面付近で発生した中小地震は伝播経路特性とサイト特性を大地震と共有していると考えられることが多い。このことを利用して，中小地震による観測記録を多数重ね合わせることにより，大地震による地震動を計算する方法は経験的グリーン関数法（Hartzell, 1978; Irikura, 1983）と呼ばれる。

経験的グリーン関数法では，図-2.2に示すように，大地震の断層面（図-2.2のlarge event，長さ L ，幅 W ）を小断層に分割する。このとき，個々の小断層で発生する小破壊による対象地点の地震動（これをグリーン関数と言う）を足し合わせれば大地震による地震動が得られる。いま，大地震の断層面付近で発生した中小地震（図-2.2のsmall event）の観測記録が対象地点で得られているとすると（余震の観測記録が得られているような場合），これはグリーン関数に近いものであると考えられる。そこで，中小地震の観測記録に対して，以下に述べるような補正を加えた上で，これを多数重ね合わせることにより，大地震による地震動を計算する。

大地震の断層面上の各々の小破壊は時間差をおいて発生する。また，小破壊から対象地点までの距離は異なるので，小破壊から対象地点までの地震波の伝播時間も一様ではない。従って，中小地震の観測記録を重ね合わせるときには，これらのことを考慮して，時間差を与えながら重ね合わせる必要がある。また，中小地震から対象地点までの距離と，小破壊から対象地点までの距離は同じではないので，距離の違いによる振幅の補正も必要である。以上のことを考慮すると，大地震による波形 $V(t)$ は小地震による波形 $v(t)$ を用いて次のように表すことができる。

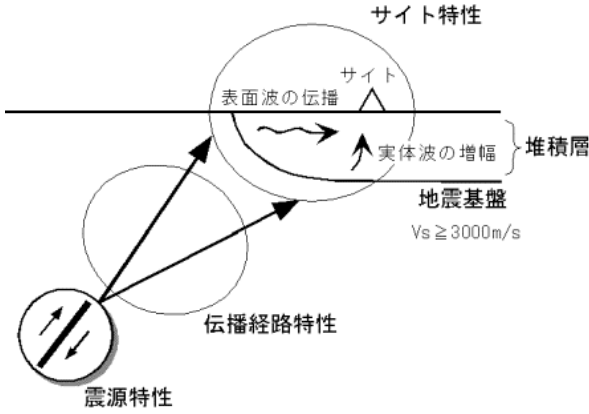


図-2.1 震源特性・伝播経路特性・サイト特性

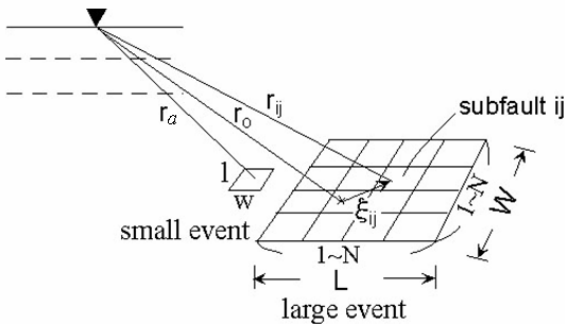


図-2.2 経験的グリーン関数法の概念図

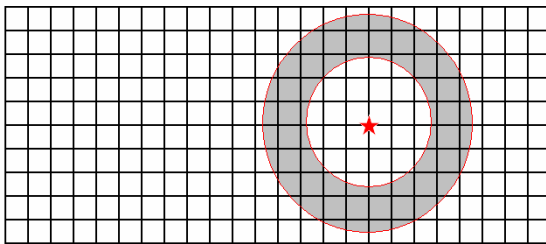


図-2.3 マルチタイムウインドウ法の概念図
(★は破壊開始点を示す)

$$V(t) = \sum_{i=1}^{N_L} \sum_{j=1}^{N_W} \sum_{k=1}^{N_D} w_{ijk} (r_a/r_{ij}) v(t - t_{ijk}) \quad (2.1)$$

ここに r_a は小地震の震源距離、 r_{ij} は小断層 ij から対象地点までの距離、 w_{ijk} は各々の小破壊の相対的な強さ、 t_{ijk} は各々の小破壊の発生時刻の違いと伝播時間の違いを考慮するために与える時間差である。右辺の一つ目の総和記号は断層長さ方向に関する和を、二つ目の総和記号は断層幅方向に関する和を、三つ目の総和記号は同一の小断層で異なる時刻に生じる小破壊に関する和を、それぞれ意味する。

インバージョンでは、式 (2.1) の左辺の $V(t)$ と右辺の $v(t)$ はともに既知であると考えられることができるので、最小自乗法により w_{ijk} を求めることができる。

ただし、断層面上の任意の場所で任意の時刻に破壊が生じるとは考えない。実際には、図-2.3に示すように、破壊開始点から一定速度で同心円状に広がる破壊フロントを考え、各小断層では破壊フロント通過後一定の時間だけ破壊が許されると考える。すなわち、ある与えられた時刻では、図-2.3に示すように、二つの同心円に挟まれたハッチングの部分だけで破壊が許されると考える。こうして未知数を減らし効率的にインバージョンを行う方法をマルチタイムウインドウ法 (Hartzell and Heaton, 1983) と呼ぶ。

以上が手法の概要であるが、より詳しい定式化については次節を参照していただきたい。

2.2 定式化

ここでは経験的グリーン関数法 (Hartzell, 1978) とマルチタイムウインドウ法 (Hartzell and Heaton, 1983) に基づく波形インバージョン (野津, 2007) の定式化について述べる。

まず、大地震の断層面を $N_L \times N_W$ 個の小断層に分割する。そして各小断層における破壊フロント通過後のモーメントレート関数 (すべり速度に面積とせん断剛性を乗じたもの) を次式でモデル化する。

$$M_{ij}(t) = \sum_{k=1}^{N_D} w_{ijk} m(t - (k-1) \Delta\tau) \quad (2.2)$$

ここに $M_{ij}(t)$ は小断層 ij におけるモーメントレート関数 (時間軸の原点は破壊フロント通過時刻)、 $m(t)$ は小地震のモーメントレート関数 (時間軸の原点は小地震の破壊時刻)、 N_D は時間軸方向の分割数、 $\Delta\tau$ は時間軸方向の分割幅、 w_{ijk} は各小断層における微小時間におけるモーメント解放量 (すべり量に面積とせん断剛性を乗じたもの) の小地震のモーメントに対する比であり、インバージョンの未知数である。このとき、解くべき観測方程式は次式となる。

$$V(t) = \sum_{i=1}^{N_L} \sum_{j=1}^{N_W} \sum_{k=1}^{N_D} w_{ijk} (r_a/r_{ij}) v(t - t_{ijk} - t_{shift}) \quad (2.3)$$

$$t_{ijk} = (r_{ij} - r_a) / V_S + \xi_{ij} / V_R + (k-1) \Delta\tau \quad (2.4)$$

$$t_{shift} = (t_a - t_{a0}) - (t_m - t_{m0}) \quad (2.5)$$

ここに $V(t)$ は大地震の速度波形（時間軸の原点は大地震の記録開始時刻）、 $v(t)$ は小地震の速度波形（時間軸の原点は小地震の記録開始時刻）、 r_a は小地震の震源距離、 r_{ij} は小断層 ij から観測点までの距離、 V_s は基盤の S 波速度、 ξ_{ij} は大地震の破壊開始点から小断層 ij までの距離、 V_R は破壊フロントの拡大速度、 t_a は小地震の記録開始時刻、 t_{a0} は小地震の発震時刻、 t_m は大地震の記録開始時刻、 t_{m0} は大地震の発震時刻である。小断層におけるすべりの向きと、その小断層に割り当てられた小地震のすべりの向きは同じと仮定する。いったん未知数である w_{ijk} が求まれば、小地震の地震モーメントに関する情報と組み合わせることにより、モーメント解放量の時空間分布が得られ、これをせん断剛性で除すことにより、すべりの時空間分布が得られる。式 (2.5) からわかるように、本震記録から S 波初動を読みとる作業は必ずしも必要でない。このことは、例えば 2005 年福岡県西方沖の地震の場合のように、S 波初動があいまい (Sekiguchi *et al.*, 2006) な場合には有利である。

小地震のサイズと小断層のサイズ、および解析の対象とする周波数の関係については次の通りである。まず、点震源と近似できるサイズの小地震を用い（条件1）、点震源と近似できる大きさの小断層を用いて断層をモデル化する（条件2）。条件1より、小地震の規模に対して十分周波数の低い地震波を対象とする必要がある。一般に地震波の震源スペクトルにあらわれるコーナー周波数は断層サイズの有限性およびライズタイムの有限性と関連しており（例えば Aki and Richards, 2002）、震源断層の有限性（すなわち震源が点と見なせないこと）の影響はコーナー周波数よりも高周波側に現れる。従って、条件1より、小地震のコーナー周波数よりも低周波側を解析対象とする。条件2は、数値計算で得られたグリーン関数を用いる場合と同様の条件であり、解析の対象とする周波数に応じて十分小さい小断層を設定する。条件1,2より、解析に用いる小地震の断層面積と分割後の小断層の面積はともに十分小さいことが要請されているが、両者を等しくするという要請が必ずしもあるわけではない。この点で、高周波側のスペクトルレベルの再現を目指した Irikura (1986) の経験的グリーン関数法とは異なっているという点に注意する必要がある。

インバージョンにはすべりが非負の拘束条件付きの最小自乗解を求めるためのサブルーチン (Lawson and Hanson, 1974) を用いる。また、すべりの時空間分布を滑らかにするための拘束条件（例えば菊地, 2002）を与える。これは次式で示される。

$$4 w_{ijk} - w_{i-1jk} - w_{i+1jk} - w_{ij-1k} - w_{ij+1k} = 0 \quad (2.6)$$

$(i = 1 \dots N_L, j = 1 \dots N_W, k = 1 \dots N_D)$

$$2 w_{ijk} - w_{ijk-1} - w_{ijk+1} = 0 \quad (2.7)$$

$(i = 1 \dots N_L, j = 1 \dots N_W, k = 2 \dots N_D)$

断層面の端部を意味する $i = 1, i = N_L, j = 1, j = N_W$ といった条件に対しても式 (2.6) を適用していることに注意されたい。このとき断層面の外では $w = 0$ であることが考慮される。この条件を与えることにより、断層面の端部でのすべり量と断層面の外側でのすべり量（すなわち 0）が滑らかにつながることになる。後述するように断層面上に複数の余震を割り当てる場合には、異なる余震の境界ですべり量を滑らかにするため、式 (2.6) の w_{ijk} を $w_{ijk} m_{ij}$ に置き換えた拘束条件を用いる。ここに m_{ij} は小断層 ij に割り当てられた余震のモーメントである。時間軸方向の端部に関する処理としては、 $k = N_D$ に対して式 (2.7) を適用するが $k = 1$ に対しては式 (2.7) を適用しない。これは、破壊フロント通過直後に大きなすべり速度に達するような場合にも対応できるようにするためである。

式 (2.4) からわかるように、本研究の定式化で対象とする地震波は少なくとも震源を出た時点では S 波でなければならない。そこで、本研究では解析の対象として、P 波の影響を受けやすい上下動を避け、もっぱら水平動を用いる。

また、本研究の定式化は地盤の挙動が線形であることを前提としているため、以下の解析では、地盤の非線形挙動の影響を受けている可能性のある記録は出来るだけ避けるように配慮している。

2.3 余震の選択

一般に大地震の断層面付近で発生した余震は伝播経路特性とサイト特性を大地震と共有していると考えられることが多い。しかし、本震の断層面が一定の広がりを持つている場合には、本震の断層面上の任意の部分が任意の余震と伝播経路特性とサイト特性を共有しているとは一概に言えない。経験的グリーン関数法を適用する際には、本震の断層面上で、対象地点の揺れに対して最も寄与している部分と伝播経路特性とサイト特性を共有するような余震を選択することが望ましい。なお、ここで本震と余震が「サイト特性を共有している」との表現を用いたが、これは、堆積層に対して本震と余震による地震波が同一方向から入射し、その結果、堆積層の応答が本震と余震の間で共通となることを意味する。

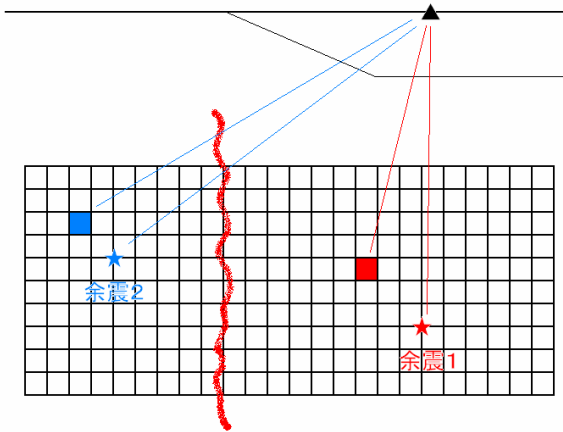


図-2.4 複数の余震の割り当て

さて、ある地点で観測された余震記録の中に、そのフーリエ位相が同一地点の本震記録と著しく類似しているものが見つかる場合が多い。そのような例は、本震波形のフーリエ振幅と、余震波形のフーリエ位相を組み合わせた合成波形を計算し、それを本震波形と比較することにより見つけることができる。具体的な例は後の章で示す。

一般に地震動のフーリエ位相は震源特性、伝播経路特性、サイト特性の三者で決まるが、本研究で対象とする余震のように規模のあまり大きくない地震の場合には、震源の影響は小さく、フーリエ位相は伝播経路特性とサイト特性で決まると考えられる(澤田他, 1998)。従って、これと本震のフーリエ位相が類似するのは、以下の二つの条件が満たされる場合であると考えられる。

①本震(厳密には本震の断層面上で対象地点の揺れに対して最も寄与した部分)と余震が伝播経路特性とサイト特性を共有している。

②本震の震源特性がフーリエ位相に与える影響が少ない。

従って、本震記録とフーリエ位相の類似した余震記録があれば、その記録は伝播経路特性とサイト特性を本震記録と共有しており、解析に用いるのに適した余震記録であると考えられるから、これを解析に用いる。

ただし、実際には、後に2004年新潟県中越地震の例で見ると、震源周辺のある領域では余震1のフーリエ位相が本震のフーリエ位相に類似し、別の領域では余震2のフーリエ位相が本震のフーリエ位相に類似するということがおこる。この理由は次のように説明される。

①本震の断層面が一定の広がりをもっているため、断層面の異なる部分が各観測点の本震波形に寄与している。

②その寄与している部分の近くで発生した余震を選択すると、本震と余震の間で伝播経路特性とサイト特性が

共有されているため、本震と余震のフーリエ位相が類似する結果となる。

このような場合には、本震と余震が伝播経路特性とサイト特性を共有するという条件を満足させるために、図-2.4に示すように、本震の断層面上に複数の余震を割り当てることにする。

3. 2004年新潟県中越地震

3.1 地震と解析の概要

この地震は2004年10月23日17:56ごろ新潟県中越地方で発生したM6.8の地震である。この地震の震源は気象庁により東経138.870度、北緯37.288度、深さ13.0kmと推定されている。この地震により、震源に近い川口町では計測震度計の導入以来初めてとなる震度7を観測した。また、K-NETのNIG019(小千谷)で 13.07m/s^2 、NIG021(十日町)で 17.15m/s^2 が記録されるなど、震源近傍で軒並み強い地震動が観測された。この地震により道路・鉄道など多数の土木・建築構造物が被害を受けた。また斜面崩壊箇所が3791箇所に達するなど(保坂, 2005)、地盤災害も深刻であった。

この地震については、観測記録を用いた震源過程の解析が複数の研究グループにより実施されており、その結果について関口(2005)による比較検討も行われている。浅野・岩田(2005)、引間・瀬野(2005)、Honda *et al.*(2005)、堀川(2005)は数値計算で得られたグリーン関数による波形インバージョン解析、Kamae *et al.*(2005)は経験的グリーン関数法によるフォワードモデリングを実施している。これらの解析が与えているすべり量分布は相互にかなり異なるものとなっており、主に破壊開始点付近で大きくすべっているもの(浅野・岩田, 2005)、破壊開始点から主に浅い方向に破壊の進展しているもの(Honda *et al.*, 2005)、破壊開始点から主に南側に破壊の進展しているもの(Kamae *et al.*, 2005)、破壊開始点付近よりもむしろその南北ですべりの大きいもの(堀川, 2005)などがある。このように震源モデルが互いにばらついている理由の一つとして関口(2005)は当該地域における地下構造の不均質性を挙げている。例えばKato *et al.*(2005)はダブルディファレンストモグラフィ法(Zhang *et al.*, 2003)により新潟県中越地震の震源域におけるP波速度の不均質構造モデルを求めているが、それによると、当該地域の地下構造には水平方向の不均質性が著しいことが明らかにされている。数値計算によるグリーン関数を用いた波形インバージョン解析では、1次元の地下構造モデルを用いてグリーン関数を算定する際、観測点に応じた地下

表-3.1 本震と余震のパラメータ

	Time*	Latitude*	Longitude*	Depth*	M _J *	Strike**	Dip**	Rake**	M ₀ **
				(km)		(°)	(°)	(°)	(Nm)
Mainshock	2004/10/23 17:56:0.3	37.288	138.870	13.0	6.8	212	47	93	7.53E+18
Aftershock 1	2004/10/24 09:28:4.0	37.213	138.895	12.0	4.8	210	53	95	9.85E+15
Aftershock 2	2004/10/23 23:54:7.3	37.357	139.002	11.0	4.0	237	33	150	1.65E+15

* denotes parameters from JMA, ** denotes parameters from F-NET(www.fnet.bosai.go.jp)

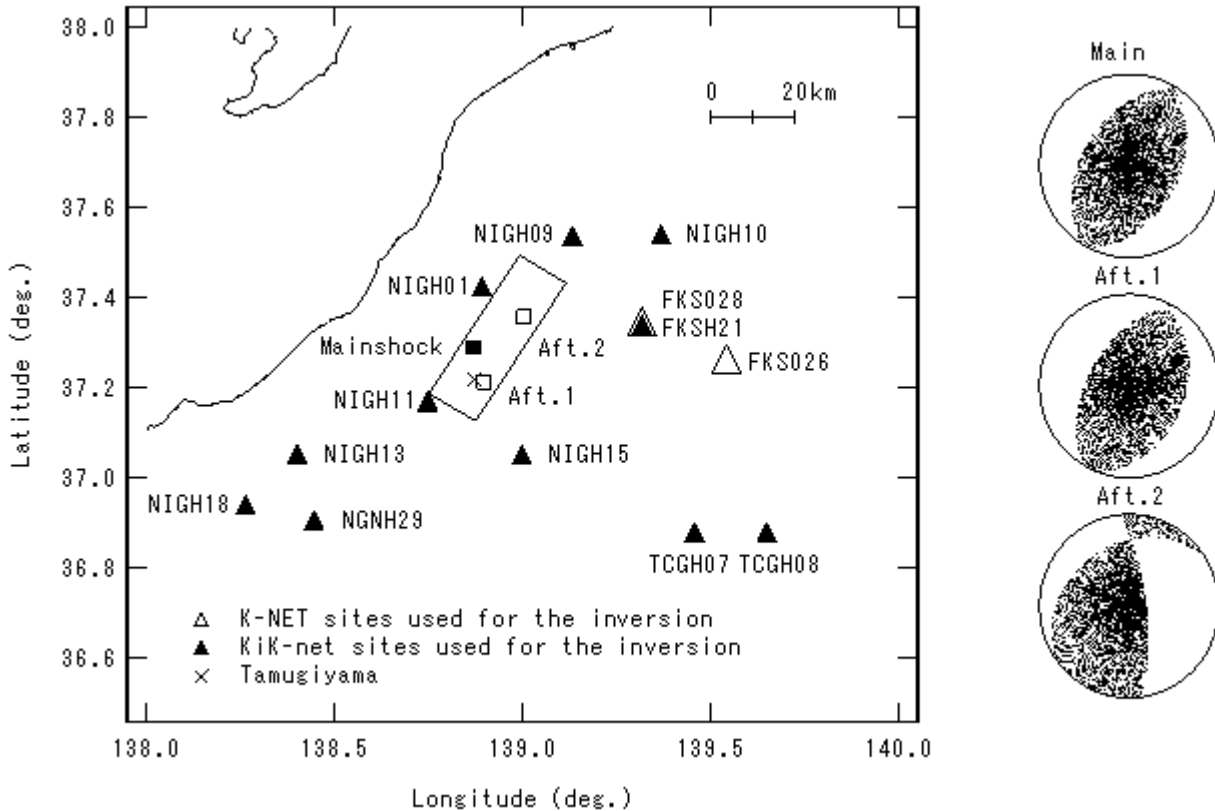


図-3.1 インバージョンで仮定した断層面(長方形)とインバージョンに用いた観測点の位置(▲と△), および本震(■)と余震(□)の震央. 右の図はF-net(福山他, 1996)による本震と余震のメカニズム解.

構造モデルを用いたり, 余震記録を用いて地下構造モデルをチューニングするなどの工夫も行われているものの, 依然として地下構造モデルの不確実性が震源モデルのばらつきの原因となっている可能性がある.

こうした背景から, ここでは, 経験的グリーン関数を用いた波形インバージョンにより, 工学的にも重要な周期1-5秒の帯域での地震動を説明できるような震源モデルを構築することを目的とする. 周期数秒の帯域の地震動は地下構造の影響を受け複雑な様相を呈する場合が多い. 新潟県中越地震の震源域のように地下構造の不均質性の強い地域を対象とする場合, 地下構造の影響を陽な形で評価する代わりに, 適切な経験的グリーン関数を用いることができるならば, 波形インバージョンにおけるそのメリットは

大きいものと考えられる. 本地震に対しては, 広帯域の強震動を対象とした経験的グリーン関数法によるフォワードモデリング(Kamae *et al.*, 2005)も実施されているが, 速度波形の再現性とそれに関するアスペリティの位置等に関しては改善の余地があるものと考えられる.

また, ここでは, 周期数秒の帯域の観測波に含まれる堆積層の影響による後続位相について, 経験的グリーン関数法による再現性を検討することを副次的な目的とする. 新潟県中越地震の震源域付近を含む, 新潟市から信濃川上流にかけての地域は堆積盆地となっており(勘米良他, 1980), 新潟県中越地震の強震記録にも後に示すように後続位相が多く含まれている. 堆積層の影響による後続位相は, 盆地生成表面波によるものと盆地転換表面波によるものが

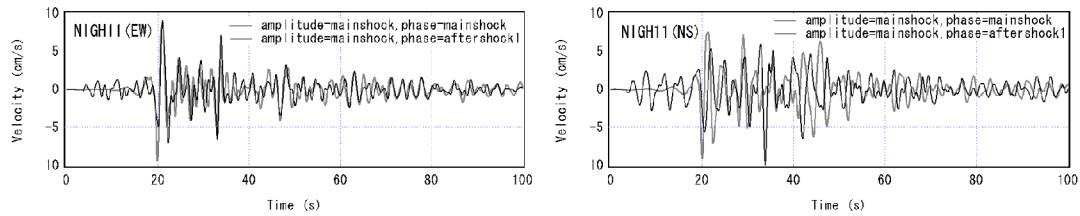


図-3.2 NIGH11 (川西) の地中の記録を用いて本震と余震1のフーリエ位相の類似性を調べた結果

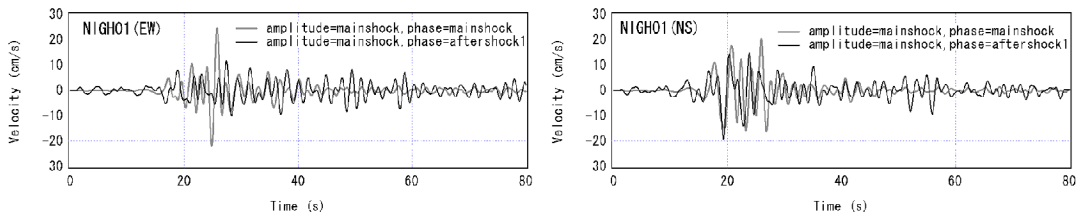


図-3.3 NIGH01 (長岡) の地中の記録を用いて本震と余震1のフーリエ位相の類似性を調べた結果

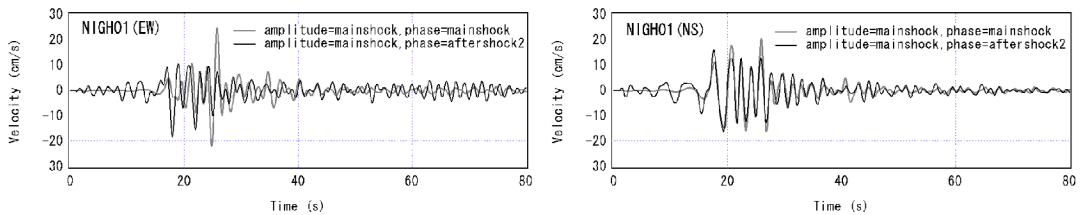


図-3.4 NIGH01 (長岡) の地中の記録を用いて本震と余震2のフーリエ位相の類似性を調べた結果

考えられるが (川瀬, 1993), このうち少なくとも盆地生成表面波に関しては, サイト特性が大地震と小地震の間で共有されている限り, 経験的グリーン関数法により再現可能であると考えられる。

そこで, ここでは, まずS波を再現できる震源モデルの構築を行い, 同じ震源モデルを用いて後続位相の再現性に関する検討を行う。

3.2 余震の選択

2004年新潟県中越地震については, 多数の余震が発生しているが, その中から経験的グリーン関数としてどの余震の記録を用いるかの選択が重要である。ここでは, 以下に述べるように, 二つの余震の記録を併用することとした。

まず, F-net (福山他, 1996) のメカニズム解を参照し, 本震とのメカニズム解の類似性を考慮して, 2004年10月24日9:28に発生した余震 (M_s4.8) を解析に用いる余震の一つの候補とした (これを余震1とする)。本震と余震1のメカニズム解を表-3.1に示す。また本震と余震1の震央及びメカニズム解を図-3.1に示す。図-3.2は, 震源の南側に位置するKiK-netのNIGH11 (川西) の地中の記録を用いて, 本震と余震1のフーリエ位相の類似性を調べたものである。

図-3.2の灰色の線は本震の速度波形である (0.2-1Hzの帯域通過フィルタを適用した波形)。それに対し, 図-3.2の黒線は, フーリエ振幅を本震のものに保ったまま, フーリエ位相を余震1のものに置き換えた波形である。ただしそのままでは震源時刻とトリガー時刻の差の分だけ位相がずれているので, 時間軸上で平行移動し, S波の到来時刻を合わせている。これが本震の波形と良く類似していることから, 本震と余震1の記録のフーリエ位相は良く類似しているということになる。強震記録のフーリエ位相は一般には震源特性・伝播経路特性・サイト特性の寄与からなると考えられるが (澤田他・1998), 図-3.2に見られるように本震と余震1の記録のフーリエ位相が類似していることは, この観測点に関して, 本震と余震1が伝播経路特性とサイト特性を共有していることを意味するものと考えられる (より厳密には, 本震の断層面のうち当該観測点に対して影響の大きい部分と余震1とが伝播経路特性とサイト特性を共有している)。このような余震1の性質は, 経験的グリーン関数法における要素地震として好ましいものである。そこで, ここではまず余震1を解析に用いる余震として選定した。

しかしながら, すべての観測点において, 本震と余震1

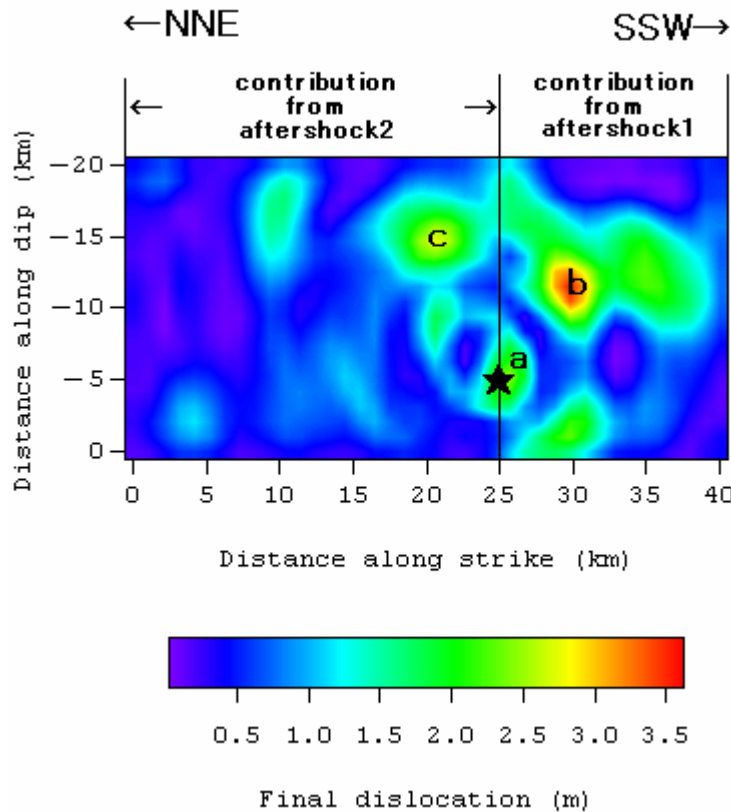


図-3.5 波形インバージョンで得られた2004年新潟県中越地震の最終すべり量の分布 (★は破壊開始点)

のフーリエ位相に類似性が見られるわけではない。例えば図-3.3は震源の北側に位置するNIGH01（長岡）の地中の記録について、本震と余震1のフーリエ位相の類似性を検討したものであるが、この場合には類似性はあまり認められない。そこで、NIGH01（長岡）の地中の記録に着目し、本震と位相の類似した余震記録を探索すると、2004年10月23日23:54に発生した余震（ $M_j4.0$ ）（これを余震2とする、その震央とメカニズム解を図-3.1に示す）の記録は本震と位相が類似していることがわかった（図-3.4）。これは、本震の破壊開始点より南に位置するNIGH11の本震波形に対しては、本震の断層面のうち破壊開始点より南側の部分が主に寄与しているため、本震の破壊開始点より南で発生した余震1の記録を用いたときに本震と余震の位相が類似するが、本震の破壊開始点より北に位置するNIGH01の本震波形に対しては、本震の断層面のうち破壊開始点より北側の部分がより寄与しているため、本震の破壊開始点より北で発生した余震2の記録を用いたときに本震と余震の位相が類似する結果になるからであると推察される。以上のことから、ここでは余震1と余震2の記録を併用して解析を実施する。なお、余震2のパラメタを表-3.1に示す。余震2

のメカニズムは、余震1ほどではないが本震と類似している（図-3.1）。

3.3 インバージョンの条件

本震、余震1、余震2の記録がすべて得られているK-NET、KiK-netの観測点のうち、比較的震源に近く、かつ震源を取り囲むように位置している13点（図-3.1）を選び、そこでのEW成分とNS成分の速度波形（0.2-1Hzの帯域通過フィルタを適用した波形）、計26成分をインバージョンのターゲットとした。KiK-net観測点については、表層地盤の非線形挙動の影響を可能な限り避けるため、すべて地中の記録を用いた。

インバージョンには本震波形のS波を含む10秒間を用いた。インバージョンで仮定した断層面の位置を図-3.1に示す。この断層面は、気象庁による本震の震源（北緯 37.288° ，東経 138.870° ，深さ13km）を含むように設定し、走向は 212° ，傾斜は 47° ，長さ40km，幅20kmとした。走向と傾斜はF-netによる本震のメカニズム解と一致するように定めた。40km×20kmの断層面全体がすべて滑ったと考えているわけではなく、取りこぼしが無いよう、地震のマグニ

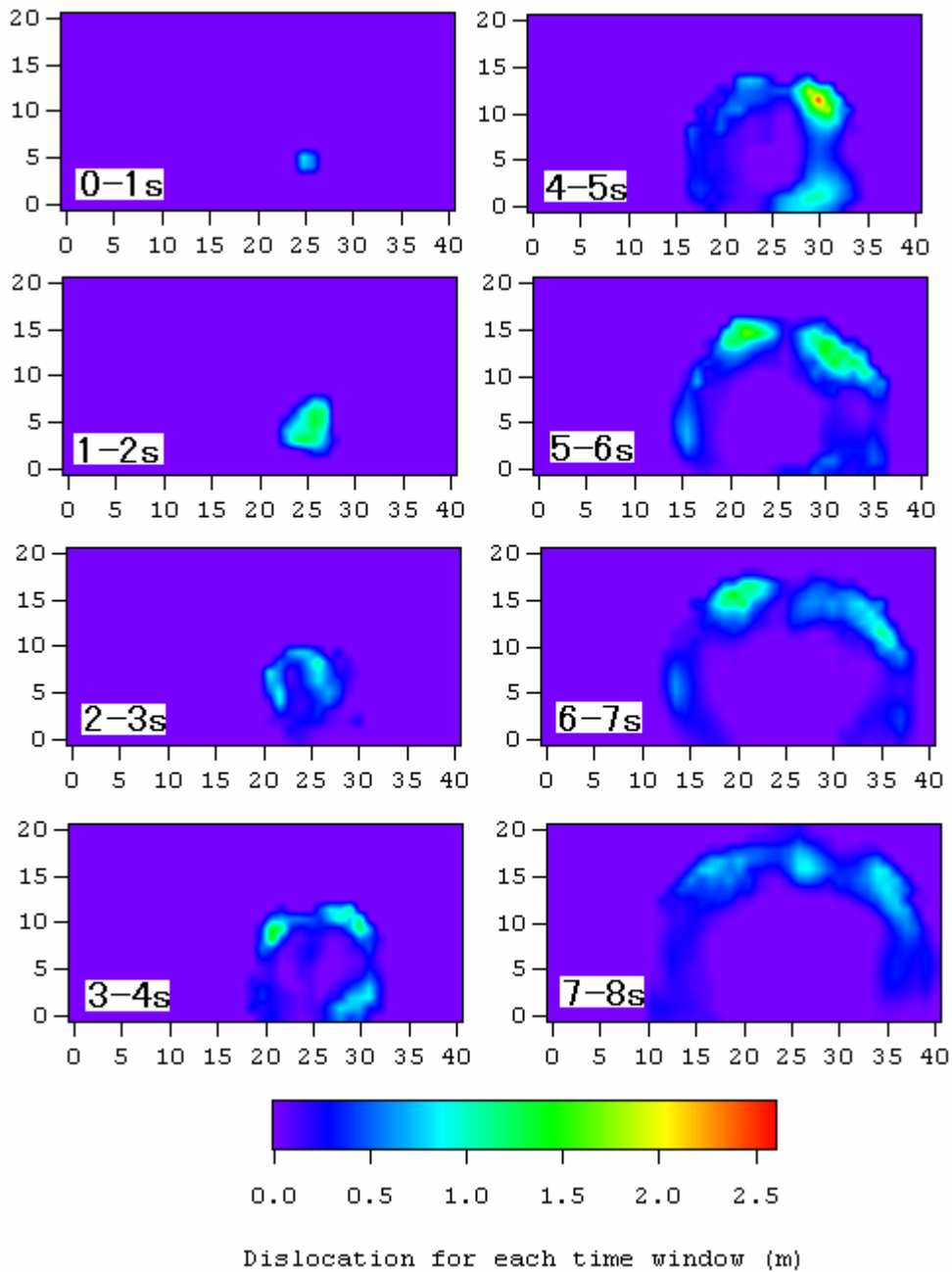


図-3.6 波形インバージョンで得られた2004年新潟県中越地震のすべりの時空間分布

チュードから想定される断層面積よりも少し大きめに設定したものである。断層面のうち、破壊開始点より南側部分の寄与を計算する際には余震1の波形を用い、破壊開始点より北側部分の寄与を計算する際には余震2の波形を用いる。断層面の分割数は $N_L=40$ 、 $N_W=20$ とした。それぞれの小断層では破壊フロント通過後の3.0秒間だけすべりが許されるものとし、 $N_D=6$ とした。破壊フロントは気象庁の震源から同心円状に速度2.0km/sで広がるものとした。各小断層からの地震波の重ね合わせのタイミングを決めるために用いる基盤のS波速度は3.5km/sとした。なお、2.2で述

べたように、波形を合成する際には、記録のヘッダに記載された絶対時刻の情報を用いている。本震の観測波と合成波との比較を行う際には、絶対時刻を考慮した比較を行っている。従って、解析の結果として得られるアスペリティの位置は、絶対時刻の情報からも拘束されていることになる。

3.4 インバージョンの結果

小断層のモーメントと面積から求めた最終すべり量の分布を図-3.5に示す。同図に示すように、破壊開始点(気

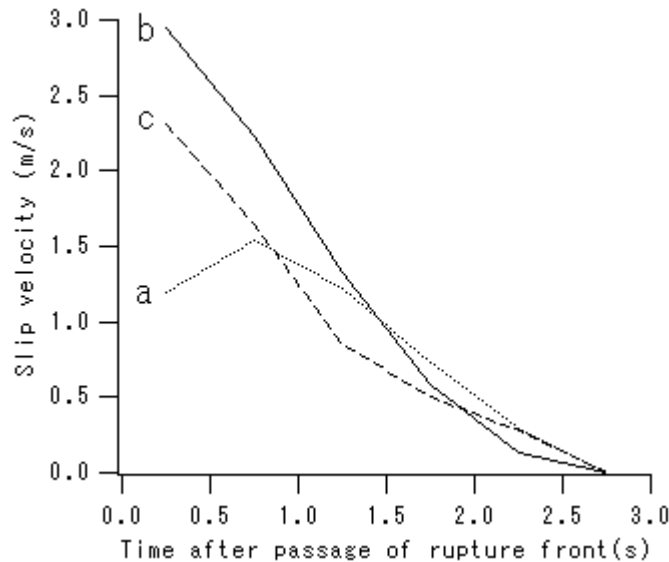


図-3.7 (a) (b) (c) の三箇所でのすべり速度時間関数

象庁の震源) から破壊はやや南寄りの上方に向かって進展したと推定され、その進展した先に主要なアスペリティ (b) を有する震源モデルが得られた。この主要なアスペリティの中心位置は破壊開始点よりも5kmほど南である。また、破壊開始点から5kmほど北には、ややすべり量は小さいが第二のアスペリティ (c) が見られる。破壊開始点付近よりもむしろその南北ですべりの大きい特徴は堀川 (2005) の震源モデルと共通している。一方、破壊開始点付近のすべり量は小さく、こうした点において、ここで得られた震源モデルはHonda *et al.* (2005) の震源モデルとは異なっていると言える。なお、最終すべり量を求める際には、余震1と2のモーメントとして表-3.1の値を用いている。図-3.5の最終すべり量分布に対応するモーメントマグニチュードは $M_w=6.8$ となる。

すべりの時空間分布を図-3.6に1秒毎のすべり量として示す。破壊開始4秒後から6秒後の間に主要なアスペリティですべりの生じている様子がわかる。

図-3.5の最終すべり量分布図に示すa~cの3箇所について、インバージョンの結果として得られたすべり速度時間関数を図-3.7に示す。もっともすべり量の大きいbでは、すべり速度の最大値も最も大きくなっている。3箇所とも破壊フロント通過後、すべり速度が比較的はやく最大値を示し、その後、徐々にすべり速度が低下しており、動力学的に得られるすべり速度時間関数 (例えば中村・宮武, 2000) と大きな矛盾はない。

インバージョンに用いた観測点における観測波と合成波の比較を図-3.8に示す。ハッチングをした部分がインバ

ージョンに用いた区間 (10秒間) である。観測波と合成波の一致は、インバージョンに用いた区間では十分満足のいくものであり、また、その区間外でも、観測波と合成波の一致度が急激に低下する結果にはなっていない。後続位相についても、多くの地点で良好に再現されている。これは、盆地生成表面波の生成を含むサイト特性が、本震と余震との間で共有されているためと解釈することができる。ただし、震源の北に位置するNIGH01 (長岡) とNIGH09 (下田) では後続位相が過大評価となっている。後続位相はS波よりも堆積層の中に留まっている時間が長いため、表層地盤の非線形挙動の影響をS波よりも受けやすいと考えられる (野津・盛川, 2003)。従って、ここでの過大評価は表層地盤の非線形挙動の影響ということも考えられる。

次に、ここで得られた震源モデルを用い、より広域での波形の再現性を調べる。ここで得られた震源モデルを用いて本震波形の再現を行うためには、本来、余震1と余震2の両方の記録を必要とするが、両者の記録が得られている地点は限定的である。しかし図-3.5の震源モデルでは主要なアスペリティは断層面の南側部分に位置しているため、断層の走向を南南西に延長した方位では、破壊伝播の効果も加わり、断層面の南側部分の寄与が支配的になるものと考えられる。そこで、図-3.9に示すように断層の走向の延長上にある観測点に対し、余震1の記録を用い、断層面の南側部分の寄与だけを考慮して本震波形を合成した。結果を図-3.10に示す。この地域で得られた地震動は地下構造の複雑さを反映して後続位相の比較的良く発達したものとなっているが、その後続位相を含め、本震の速度波形がか

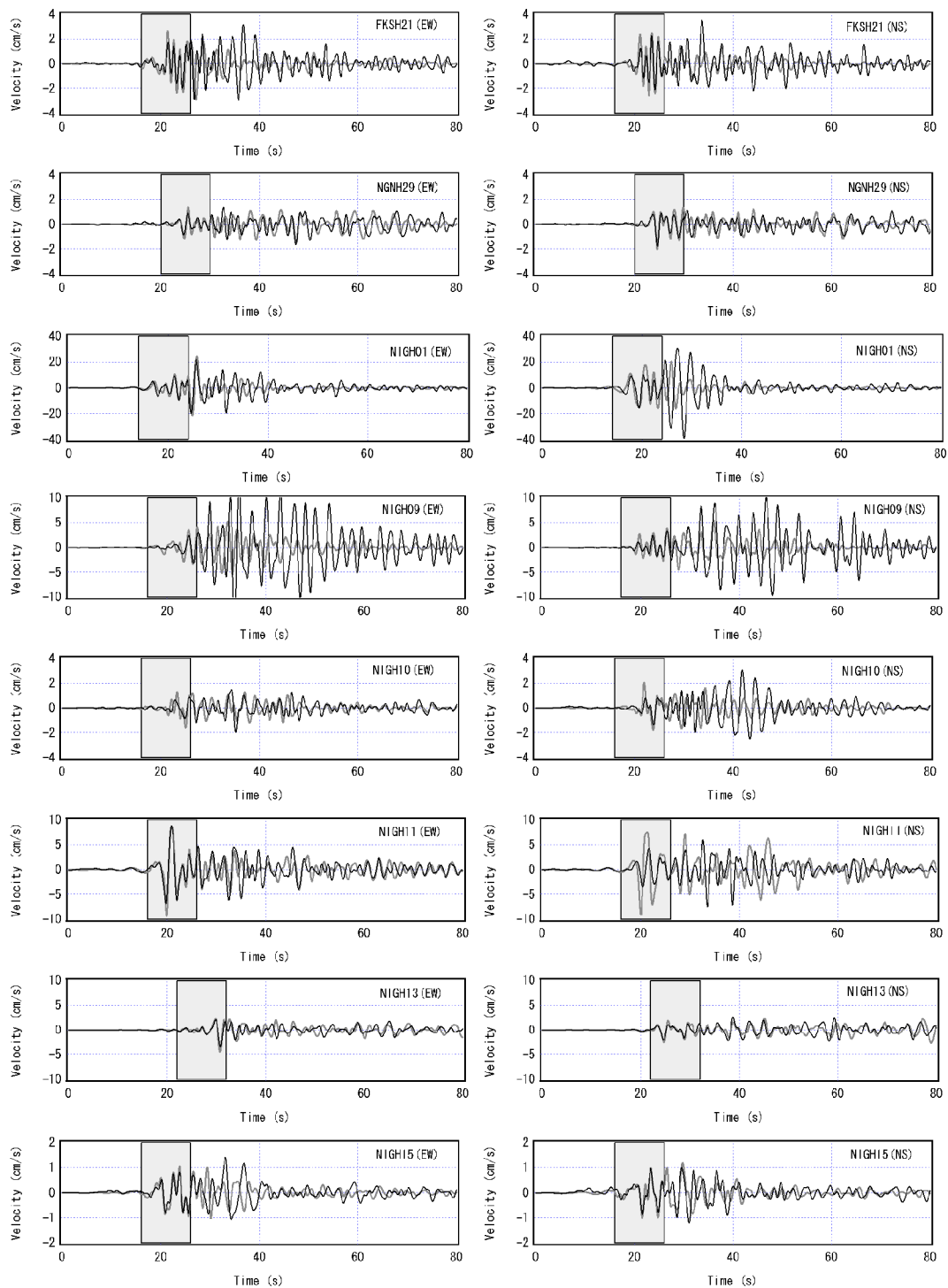


図-3.8 インバージョンで用いた観測点における観測波（黒）と合成波（赤）の比較

なり良好に再現されていることがわかる。

なお、解析の対象としている後続位相が盆地生成表面波によるものであるか盆地転換表面波によるものであるかはここでは明らかでない。しかし、盆地転換表面波は、盆地生成表面波と比較して、経験的グリーン関数法による再現には適さない面があると考えられる。一般に経験

的グリーン関数法では、各小断層からの地震波の位相差を与えるため、震源付近のS波速度を利用することがその一つの理由である(2.2参照)。また、このことに加え、各小断層からの地震波の振幅の補正には実体波動的な幾何減衰が用いられる(2.2参照)。このような条件は、盆地生成表面波に対してはあてはまりやすいが、盆地転換表

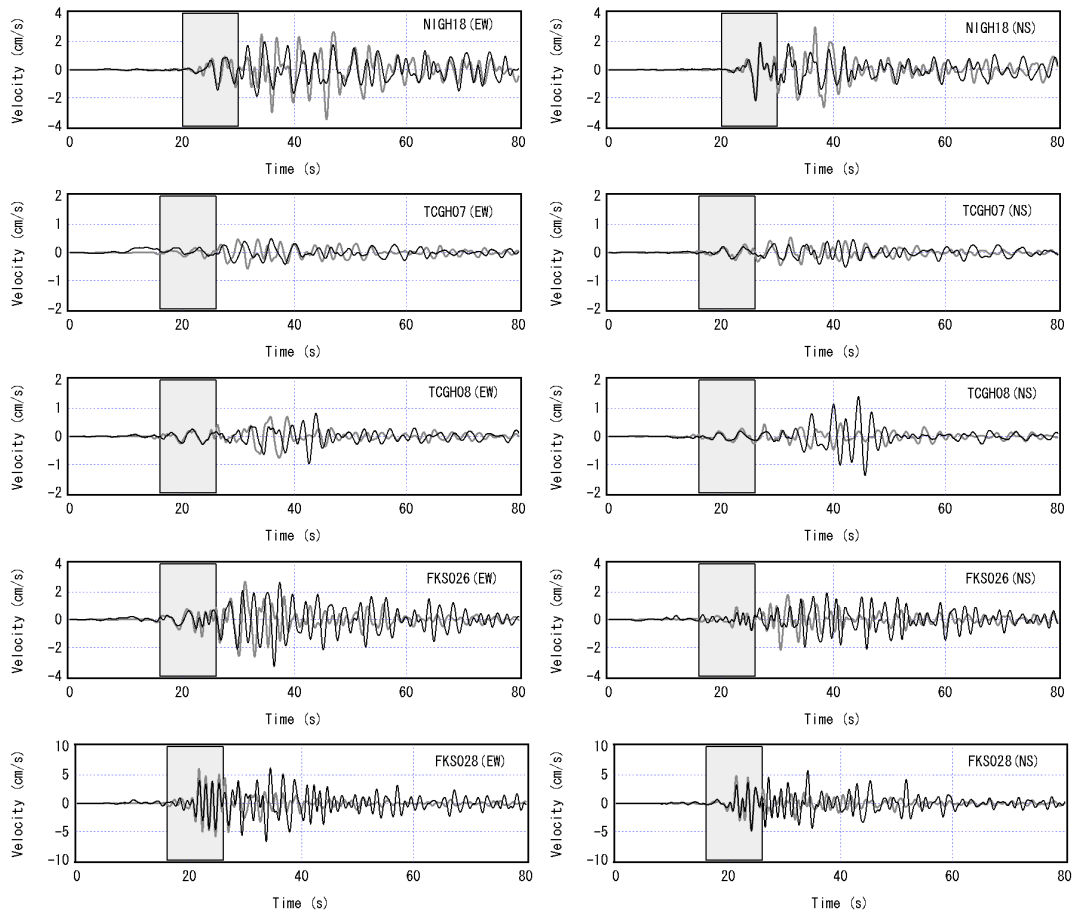


図-3.8 (つづき)

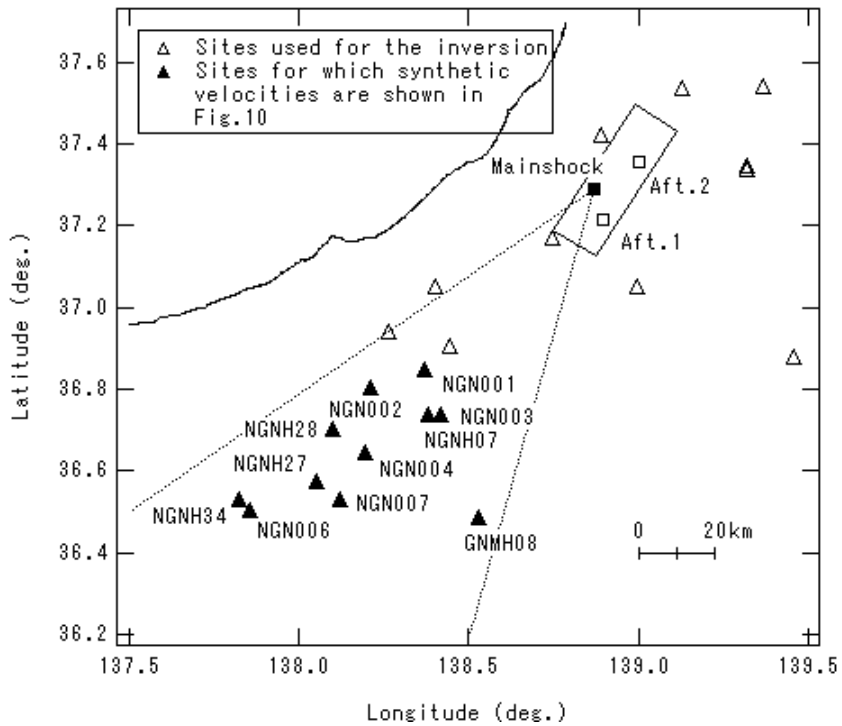


図-3.9 図-3.10に波形合成結果を示したインバージョンに未使用の観測点 (▲)

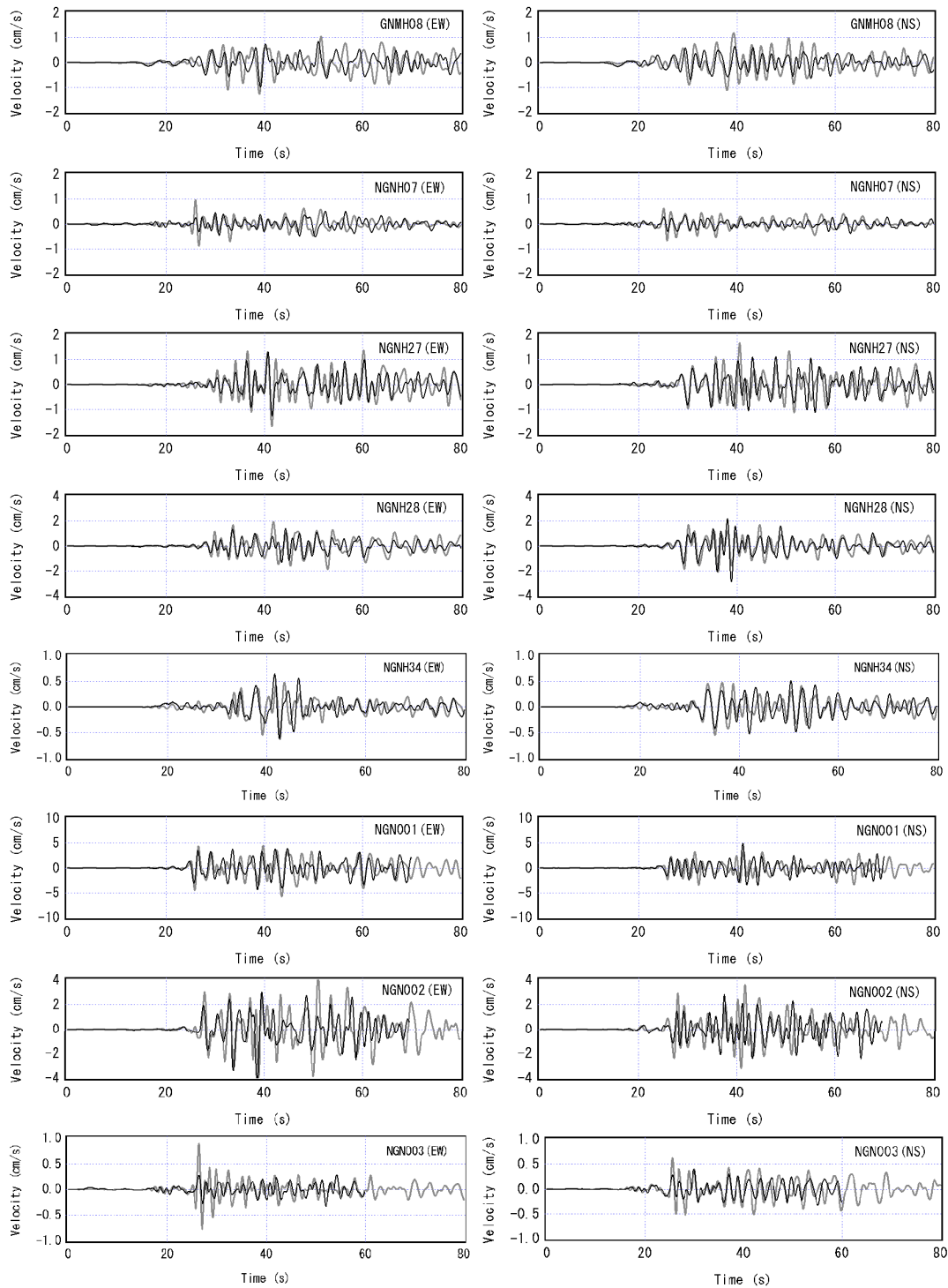


図-3.10 インバージョンに未使用の観測点における観測波（灰色）と合成波（黒）の比較

面波に対してはあてはまりにくい。上記の解析では、結果的には経験的グリーン関数法による後続位相の再現性は良好であることから、解析で対象とした後続位相は、主に盆地生成表面波である可能性がある。

上述の解析では、余震1の波形に加え、余震2の波形を併用したが、このことが結果の改善に結びついているかどうか

調べるため、余震1の波形だけを用いたインバージョンを実施した。グリーン関数をすべて余震1のものに置き換えるだけで、観測点数やその他の解析条件はそのままとした。その結果、断面の北半分に近い観測点では、観測波をうまくモデル化できないことがわかった。NIGH01（長岡）とFKSH21（只見）における観測波と合成波の比較を

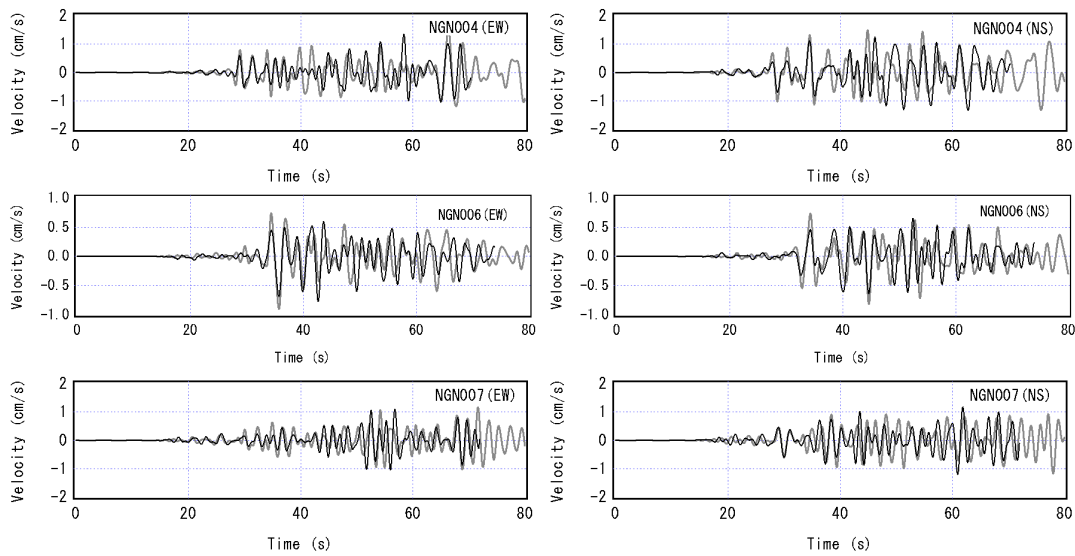


図-3.10 (つづき)

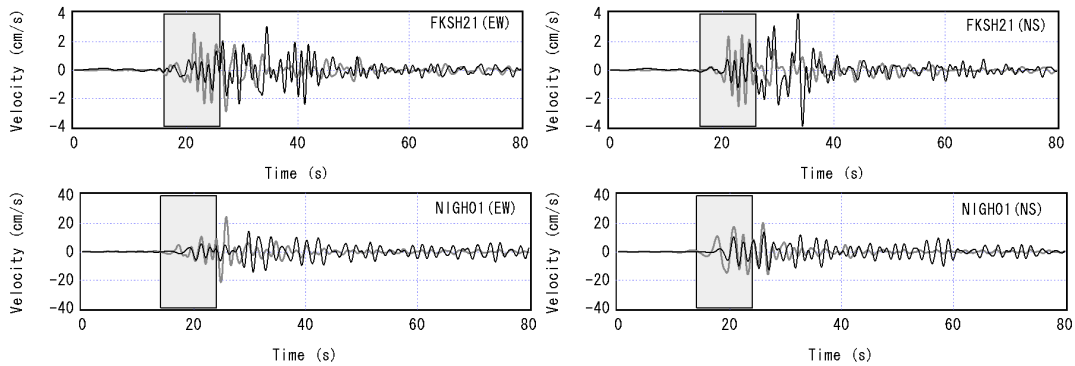


図-3.11 余震1の波形だけを用いたインバージョンによる波形合成結果

図-3.11に示すが、図-3.8と比較して、波形の一致度が劣化していることがわかる。断層面の北半分に近いNIGH01（長岡）、FKSH21（只見）、FKS028（只見）の3地点の合計では、余震2を併用することにより、観測波と合成波の残差は33%減少した。このことから、断層面上に複数の余震を割り当てるインバージョンがこの場合には有効に機能していることがわかる。なお、全解析対象地点の合計では、残差の減少は8%に過ぎない。このことから、余震2を併用することの利点は、主に余震2を割り当てた断層面の北半分に近い観測点で現れていることがわかる。

断層面上に複数の余震を割り当てるインバージョンでは、複数の余震が対象観測点で取得されている必要がある。そのため、多くの余震を併用するほど、解析の対象とすることのできる観測点数が減少してしまうため、併用する余震の数が多いほど良いとは言えない。断層面上に割り当てる余震の数は、アスペリティの数とも関係していると考え

られる。後述する他の地震に関する解析結果も踏まえると、解析に使用する余震の数は2個～4個程度が適切であると考えられる。

さて、上記の解析は気象庁による本震と余震の震源位置を用いたものであるが、その後、震源位置については再決定も行われている。堀川（2005）が再決定した本震の震源は、気象庁のものよりも4kmほど北西となっている。このような震源位置の不確か性は、解析結果に影響を及ぼす可能性がある。しかしながら、もともと震源決定の誤差は速度構造に由来するものであるから、本震の震源位置に誤差が含まれる場合には、余震の震源位置にも誤差が含まれるはずである。経験的グリーン関数法では、本震と余震の震源位置の情報を利用するが、その絶対値よりも、むしろ本震と余震の相対的な位置関係が重要である。このことを具体的に考えてみる。経験的グリーン関数法では、本震の断層面上に設定された小断層から観測点までの距離 R_j と、小

地震の震源から観測点までの距離 R_e が考慮されるが、その考慮のされ方は2.2で述べたように二通りである。まず、 R_{ij} と R_e の比は幾何減衰の補正に利用される。また、 R_{ij} と R_e の差は各小断層からの地震波を重ね合わせるタイミングの補正に利用される。従って、(本震の小断層の位置と本震の震源の位置が連動しているとすれば)仮に本震と余震の震源位置に誤差が含まれていたとしても、その誤差が本震と余震に対して同じように含まれていれば、第一次近似的には誤差はキャンセルアウトされる。実際にこのことを確かめるため、野津(2005)では、上で実施した解析に対し、本震と余震の震源を(従って仮定する本震の震源断層も)すべて0.03度(約3km)西へ平行移動して、他は同じ条件でインバージョンを実施しているが、その結果得られた最終すべり量の分布は図-3.5の分布と極めて類似しており、主要なアスペリティの位置も移動していない。このことから、震源の移動は、それが本震と余震に対して同じように生じる限り、結果に対して大きく影響しないものと考えられる。

図-3.5で得られている主要なアスペリティの位置は川口町田麦山(図-3.1)に近い。新潟大学調査団によると、堀之内町新道島西部、川口町和南津南方、川口町田麦山に木造建造物の被害の卓越する地域が存在していたことが報告されており、とりわけ田麦山では木造建造物の大破・倒壊が90%を越える地域が大きく広がっている(<http://geo.sc.niigata-u.ac.jp/~earthquake>)。このように波形インバージョンにより得られたアスペリティの近傍に著しい被害の生じた地域が存在していることは、震源の特性と被害との関係を解明する上で重要であると考えられる。

4. 2005年福岡県西方沖の地震

4.1 地震と解析の概要

この地震は2005年3月20日10:53ごろ福岡県西方沖で発生した $M_j7.0$ の地震である。この地震の震源は気象庁により東経130.176度、北緯33.739度、深さ9.2kmと推定されている。この地震により、震源に近い福岡市では震度6弱を記録し、建物や港湾施設(菅野他, 2007)に大きな被害が生じた。なかでも、震源に最も近い玄界島では、急傾斜地ということもあり、全壊家屋が多数発生した。

この地震は、地震活動度が低い地域で発生した比較的大規模な地殻内地震であるという特徴を有しており、この地震の震源過程を詳しく調べることは、地震活動度が低い地域での建造物の設計用入力地震動について議論する上でも、重要であると考えられる。

そこで、ここでは、余震記録を経験的グリーン関数とす

る波形インバージョンを実施し、当該地震の震源過程の推定を行った。このとき、工学的にも重要性の高い周波数0.2-2Hzの地震動を解析の対象とした。

本地震については、数値計算によるグリーン関数を使用した波形インバージョンが複数の研究者により実施されている(Asano and Iwata, 2006; Horikawa, 2006; Kobayashi *et al.*, 2006; Sekiguchi *et al.*, 2006)。それに対して、グリーン関数として経験的グリーン関数を用いることのメリットは、地下構造モデルの不確か性が震源モデルに与える影響を回避できる点にある。数値計算によるグリーン関数を用いた波形インバージョンでは、それぞれ、現状の知見に照らして最善と判断される地下構造モデルが用いられているが、対象地域において地下構造に関する知見が十分であるとは必ずしも言えない。従って、現状では、数値計算によるグリーン関数を用いた波形インバージョンに加え、経験的グリーン関数を用いた波形インバージョンを実施することにより、震源過程に関する理解を一層深めることができると考えている。数値計算によるグリーン関数を用いた波形インバージョンでは、通常は1次元的な地下構造を仮定することが多いが、2~3次元的な地下構造の影響があれば、それを考慮できることも経験的グリーン関数を用いることの利点である。

本地震に関しては、数値計算によるグリーン関数を用いた波形インバージョンの他、経験的グリーン関数法による強震動生成域の推定(Suzuki and Iwata, 2006)が行われている。この研究は広帯域地震動の生成を取り扱ったものであるが、本研究では建造物被害に直結しやすいやや短周期(川瀬, 1998)を含む低周波側での波形の再現性に重点をおいた解析を実施する。

4.2 余震の選択

図-4.1では、KiK-netの二つの観測点、FKOH08(小石原)とSAGH02(伊万里)の地中の記録に関して、本震のフーリエ振幅と2005年3月20日20:38に発生した余震($M_j4.5$)(これを余震1とする)のフーリエ位相を組み合わせた速度波形(0.2-2Hz)を計算し、本震の速度波形(同じく0.2-2Hz)と比較しているが、両者は類似している。両者のフーリエ振幅は共通であるから、両者の類似性は本震波形と余震波形のフーリエ位相の類似性を意味する。このことに加え、本震と余震1のF-net(福山他, 1996)によるメカニズム解が類似していることを考慮し、ここではまず余震1を解析に用いる余震として選定した。本震と余震1のメカニズム解を表-4.1に示す。また本震と余震1の震央及びメカニズム解を図-4.2に示す。余震1は本震の震央の近くで発生している。なお、ここに示すF-netによる本震のメカニズム解

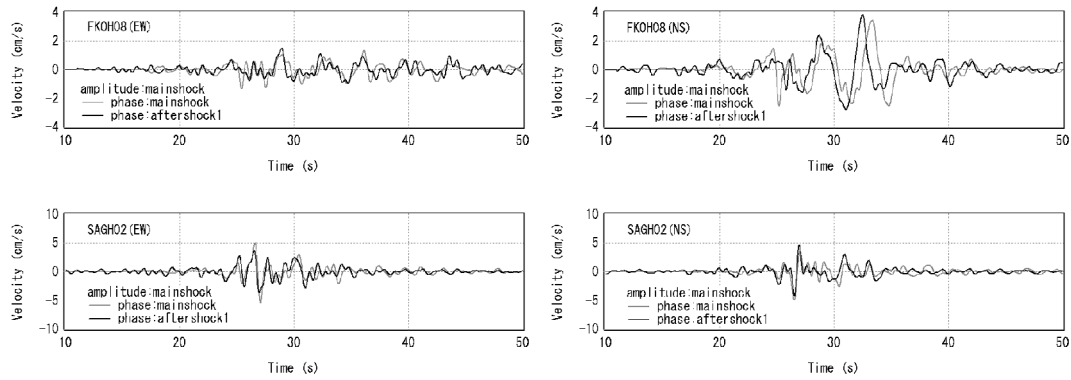


図-4.1 FKOHO8（小石原）とSAGHO2（伊万里）の地中の記録を用いて
本震と余震1のフーリエ位相の類似性を調べた結果

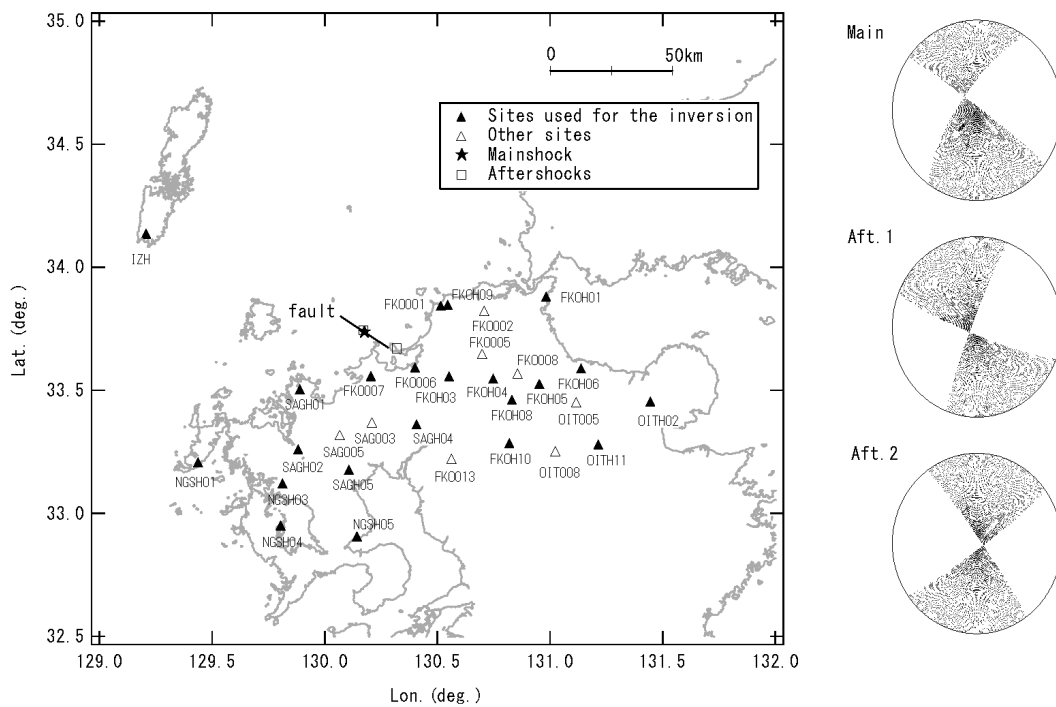


図-4.2 インバージョンで仮定した断層面（実線）とインバージョンに用いた観測点の位置（▲），および本震（★）と余震（□）の震央。右の図はF-net（福山他，1996）による本震と余震のメカニズム解。

表-4.1 本震と余震のパラメータ

	Time*	Latitude*	Longitude*	Depth*	M _J *	Strike**	Dip**	Rake**
				(km)		(°)	(°)	(°)
Mainshock	2005/03/20 10:53:40.3	33.739	130.176	9.2	7.0	306	87	17
Aftershock 1	2005/03/20 20:38:16.4	33.746	130.170	11.2	4.5	111	83	-5
Aftershock 2	2005/04/01 21:52:13.6	33.673	130.320	11.9	4.3	324	86	-5

* denotes parameters from JMA, ** denotes parameters from F-NET(www.fnet.bosai.go.jp)

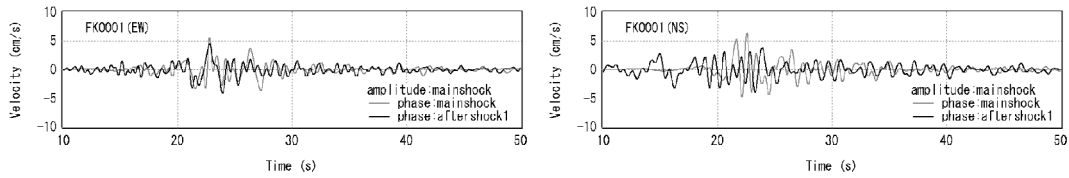


図-4.3 FKO001（玄海）の記録を用いて本震と余震1のフーリエ位相の類似性を調べた結果

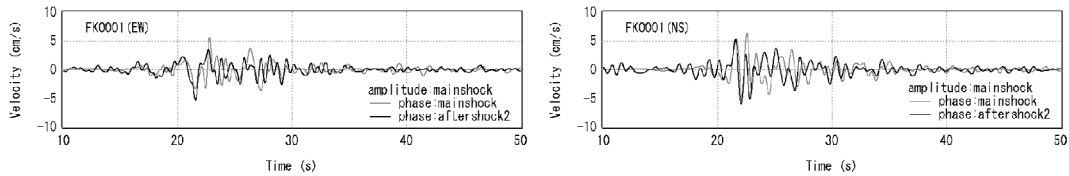


図-4.4 FKO001（玄海）の記録を用いて本震と余震2のフーリエ位相の類似性を調べた結果

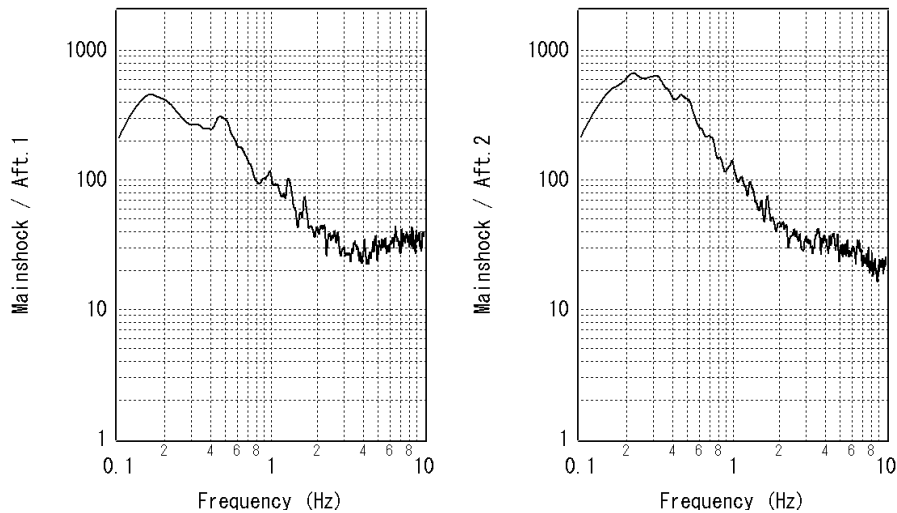


図-4.5 本震と余震のフーリエスペクトルの比。21のK-NET, KiK-net観測点でのスペクトル比を平均したもの。フーリエスペクトルはバンド幅0.05HzのParzenウィンドウを適用し水平2成分の自乗和をとったもの。

は当初発表されたもので現在は若干ではあるが修正されている。

当初、余震1の記録のみを用いた波形インバージョンを実施したが、後に示すように、福岡県東部に位置するK-NETのFKO001（玄海）やKiK-netのFKOH09（玄海）における波形をうまく再現できなかった。そこで、FKO001における本震と余震のフーリエ位相の類似性について検討したところ、本震と余震1のフーリエ位相には類似性が認められないが（図-4.3）、本震と2005年4月1日21:52に発生した余震（ $M_j 4.3$ ）（余震2とする。そのパラメタを表-4.1に、その震央とメカニズム解を図-4.2に示す）のフーリエ位相に類似性が認められることがわかった（図-4.4）。そこで、波形インバージョンにおいて最終的には余震1と余震2の記録を併用することとした。その結果、後述するように、FKO001とFKOH09の波形も再現できるようになった。

余震2は本震断層面の南東端で生じている（図-4.2）。余震2のメカニズムも、余震1ほどではないが本震と類似している（図-4.2）。

4.3 インバージョンの条件

インバージョンで仮定した断層面の位置を図-4.2に示す。この断層面は、気象庁による本震の震源（北緯 33.739° ，東経 130.176° ，深さ 9.2km ）を含むように設定し、走向は 306° ，傾斜は 87° ，長さ 24km ，幅 18km とした。走向と傾斜はF-netによる本震のメカニズム解（ただし当初発表のもの、表-4.1）と一致するように定めた。断層面のうち、北西側の長さ 18km の部分の寄与を計算する際には余震1の波形を用い、南東側の長さ 6km の部分の寄与を計算する際には余震2の波形を用いた。余震1と余震2の境界は両者の震央から等距離となるように配慮して定めた。

本震の記録と余震の記録のスペクトル比から、余震1、

余震2ともコーナー周波数は2Hzかそれより高い程度と推定される(図-4.5)。そこで、解析対象周波数は0.2-2Hzとした。断層面の分割数は $N_L=24$ 、 $N_W=18$ とした。破壊フロントの拡大の中心は、既往の研究(Asano and Iwata, 2006)を参考に、気象庁の震央の直下で深さ14kmの位置とした。この位置から、破壊フロントは同心円状に一定速度で拡大するものとした。その拡大速度は、1.8km/s-2.8km/sの範囲で0.1km/s刻みで種々のケースを検討し、最終的には観測波との残差が最小となる2.2km/sを選択した。この値は既往の研究のうちAsano and Iwata (2006)およびSekiguchi *et al.* (2006)により用いられた2.1km/sに近い。それぞれの小断層では破壊フロント通過後の3.0秒間だけすべりが許されるものとし、 $N_D=12$ とした。各小断層からの地震波の重ね合わせのタイミングを決めるために用いる基盤のS波速度は3.55km/sとした。この値は福山他(1998)で用いられている地下構造モデルの浅い方から二層目(深さ3km-18km)のS波速度に対応する。

用いるデータとしては、表層地盤の非線形挙動の影響を可能な限り避けるため、主にKiK-netの地中記録を用いることとし、本震、余震1、余震2の記録がすべて得られている福岡県・佐賀県・長崎県のKiK-netの観測点18点(図-4.2)を選定した。これに、震源近傍での観測点数の不足を補うため、K-NETのFKO001(玄海)、FKO006(福岡)、FKO007(前原)の3地点を加えた。次に、断層面の北西側部分でのすべりの時空間分布に拘束を与えるため、震源域の北西側に位置する観測点を加えることが望ましいと考えたが、震源域の北西側に位置する壱岐・対馬のK-NET観測点では余震1、余震2とも記録が得られていない。そこで、ここでは対馬のIZH(厳原)におけるF-net観測点の速度型強震計の記録を解析に加えることにした。以上により、解析対象地点は計22地点となった。これらの地点におけるEW成分とNS成分の速度波形(0.2-2Hzの帯域通過フィルタを適用した波形)、計44成分をインバージョンのターゲットとした。インバージョンにはS波主要動を含む10秒間を用いた。この地震に関しては、振幅の小さい3-4s程度の初期破壊フェーズ(Sekiguchi *et al.*, 2006)が観測されているが、ここでは振幅の大きい主破壊フェーズを解析の対象としており、時刻歴波形上の初期破壊フェーズを特定して解析に用いているわけではない。

4.4 インバージョンの結果

小断層のモーメントと面積から求めた最終すべり量の分布を図-4.6に示す。最終すべり量を求める際には、余震1のモーメントを 2.17×10^{15} Nm、余震2のモーメントを 1.61×10^{15} Nmとした。これらはいずれもF-netによる値である

(2005年9月改訂後の値)。媒質の密度は 2.4g/cm^3 と仮定し、これと4.3で用いた基盤のS波速度(3.55km/s)からせん断剛性を計算し、すべり量を求めるのに用いた。これらの物性は福山他(1998)で用いられている地下構造モデルの浅い方から二層目(深さ3km-18km)の物性に対応する。図-4.6に示すように、破壊開始点よりも南東側(福岡市側)と北西側の双方にアスペリティ(aとb)を有する震源モデルが得られた(モーメントマグニチュードは6.7)。この震源モデルをモデル1とする。

アスペリティ(a)は破壊開始点より5kmほど南東の浅い位置にある。この位置は大きな被害を受けた玄界島の位置に近い。数値計算によるグリーン関数を用いた既往の研究でも破壊開始点より南東側の浅い位置にアスペリティが推定されており、その中心位置はAsano and Iwata (2006)では破壊開始点より5kmほど南東、Horikawa (2006)、Kobayashi *et al.* (2006)およびSekiguchi *et al.* (2006)では破壊開始点より8kmほど南東である。本研究のアスペリティ(a)の位置はAsano and Iwata (2006)のものに近い。深さに関しては、本研究のアスペリティ(a)の中心深さは4km程度であり、既往の研究(Asano and Iwata, 2006; Horikawa, 2006; Kobayashi *et al.*, 2006; Sekiguchi *et al.*, 2006)によるアスペリティ中心深さのばらつきの範囲(2km-6km)に入っている。また、本研究のアスペリティ(a)は、Sekiguchi *et al.* (2006)により、震源の南東方向で観測された周期1秒程度のパルスの生成域であると指摘された場所にも該当している。図-4.6の円弧は、Tekanaka *et al.* (2006)により主破壊が始まったと推定されている時刻(初期破壊開始後3.6s後)における破壊フロントの位置を示している。この時刻において、破壊フロントはアスペリティ(a)の端部にさしかかっており、その接点は破壊開始点より4km程度南であり、Tekanaka *et al.* (2006)により推定されている水平位置とほぼ整合している。

一方、北西側のアスペリティ(b)の中心位置は破壊開始点よりも8kmほど北西であるが、既往の研究(Asano and Iwata, 2006; Horikawa, 2006; Kobayashi *et al.*, 2006; Sekiguchi *et al.*, 2006)では、破壊開始点よりも北西側にアスペリティの存在は推定されていない。すなわち、北西側のアスペリティ(b)の有無が本研究による震源モデルと既往の研究による震源モデルの主要な相違点であるので、この点については後に改めて議論する。なお、既往の研究では、破壊開始点より南東側の10kmより深い位置にアスペリティが推定されているものもあるが(Asano and Iwata, 2006; Horikawa, 2006)、本研究ではその位置にアスペリティは推定されなかった。

図-4.6の最終すべり量分布に本震後24時間の余震分布

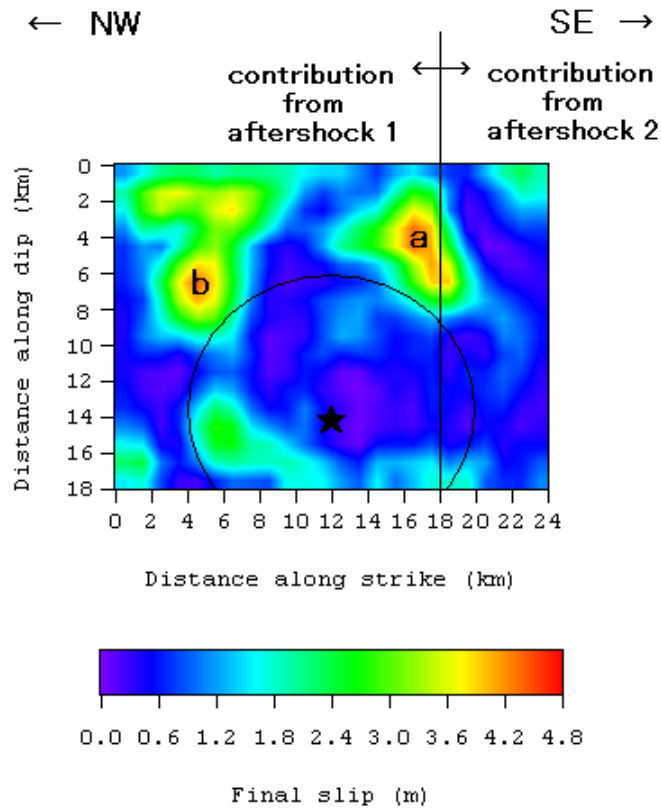


図-4.6 波形インバージョンで得られた2005年福岡県西方沖の地震の最終すべり量の分布（★は破壊開始点）

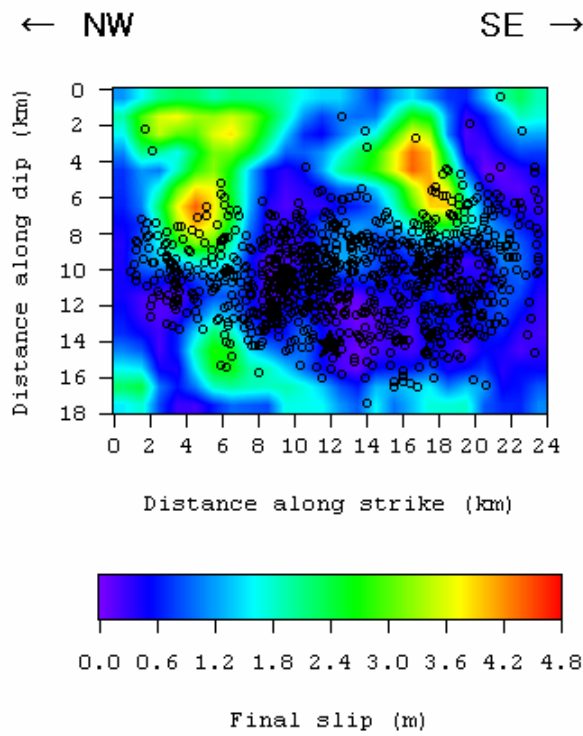


図-4.7 図-4.6の最終すべり量分布に本震後24時間の余震分布（気象庁による）を重ね書きしたもの

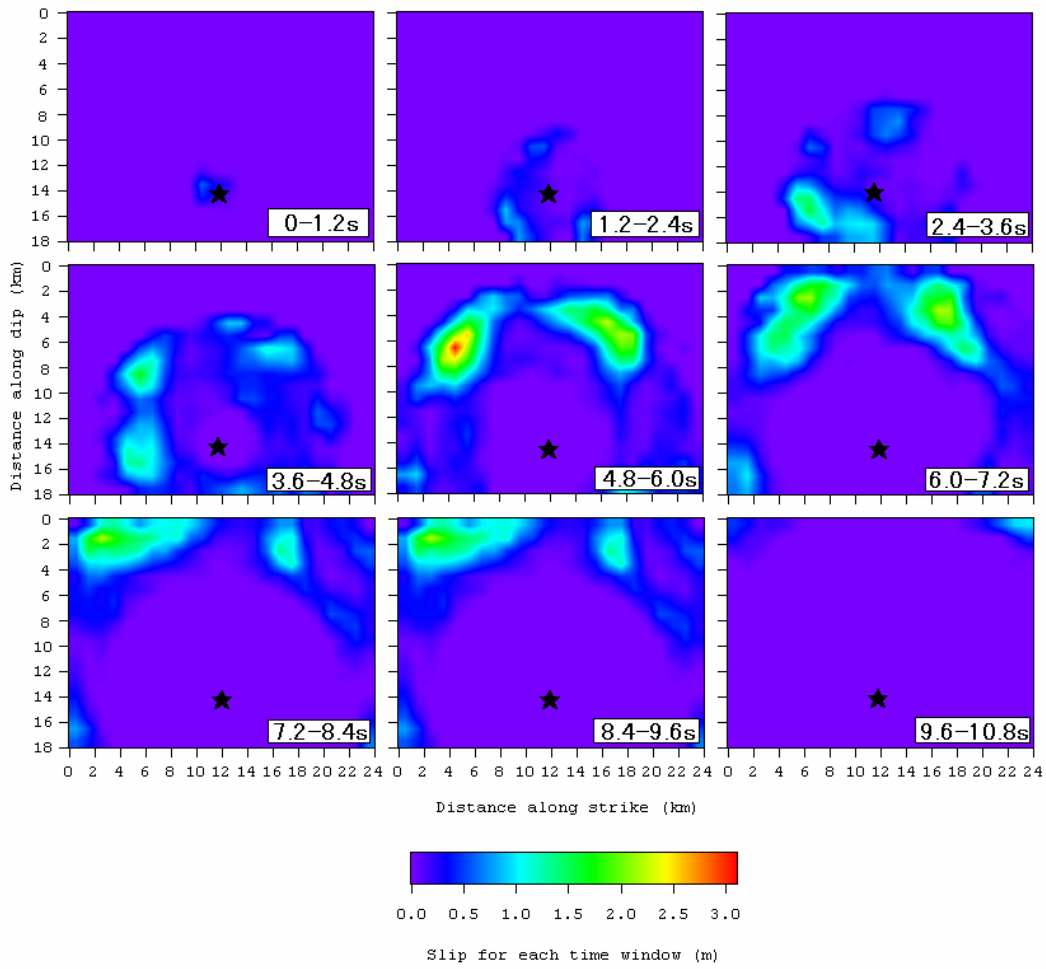


図-4.8 波形インバージョンで得られた2005年福岡県西方沖の地震のすべりの時空間分布

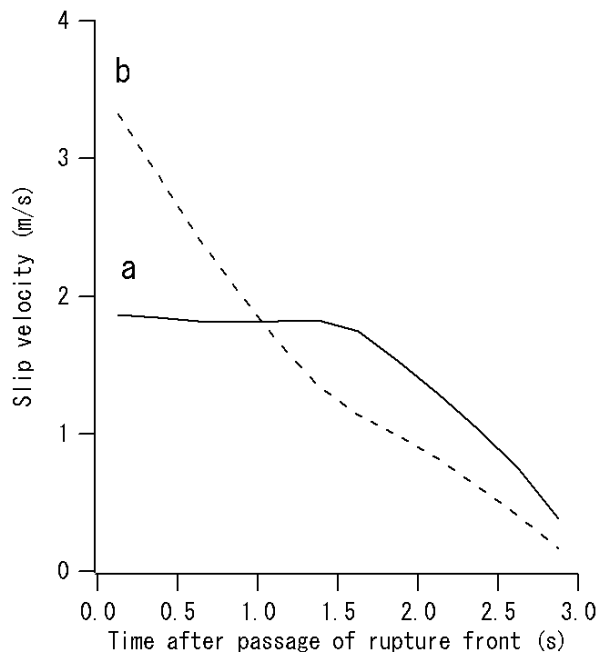


図-4.9 (a) (b) の二箇所でのすべり速度時間関数

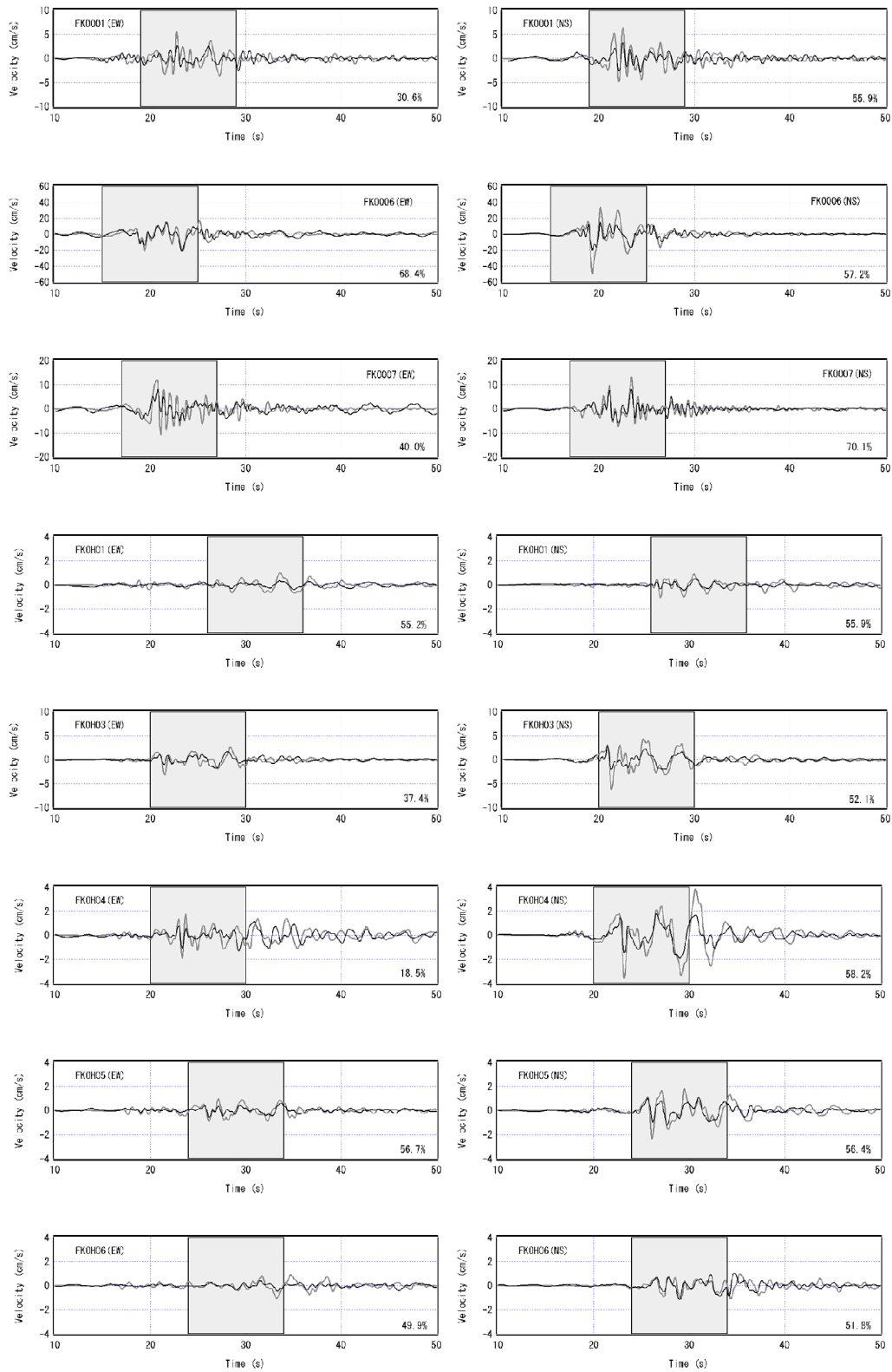


図-4.10 インバージョンで用いた観測点における観測波（黒）と合成波（赤）の比較

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

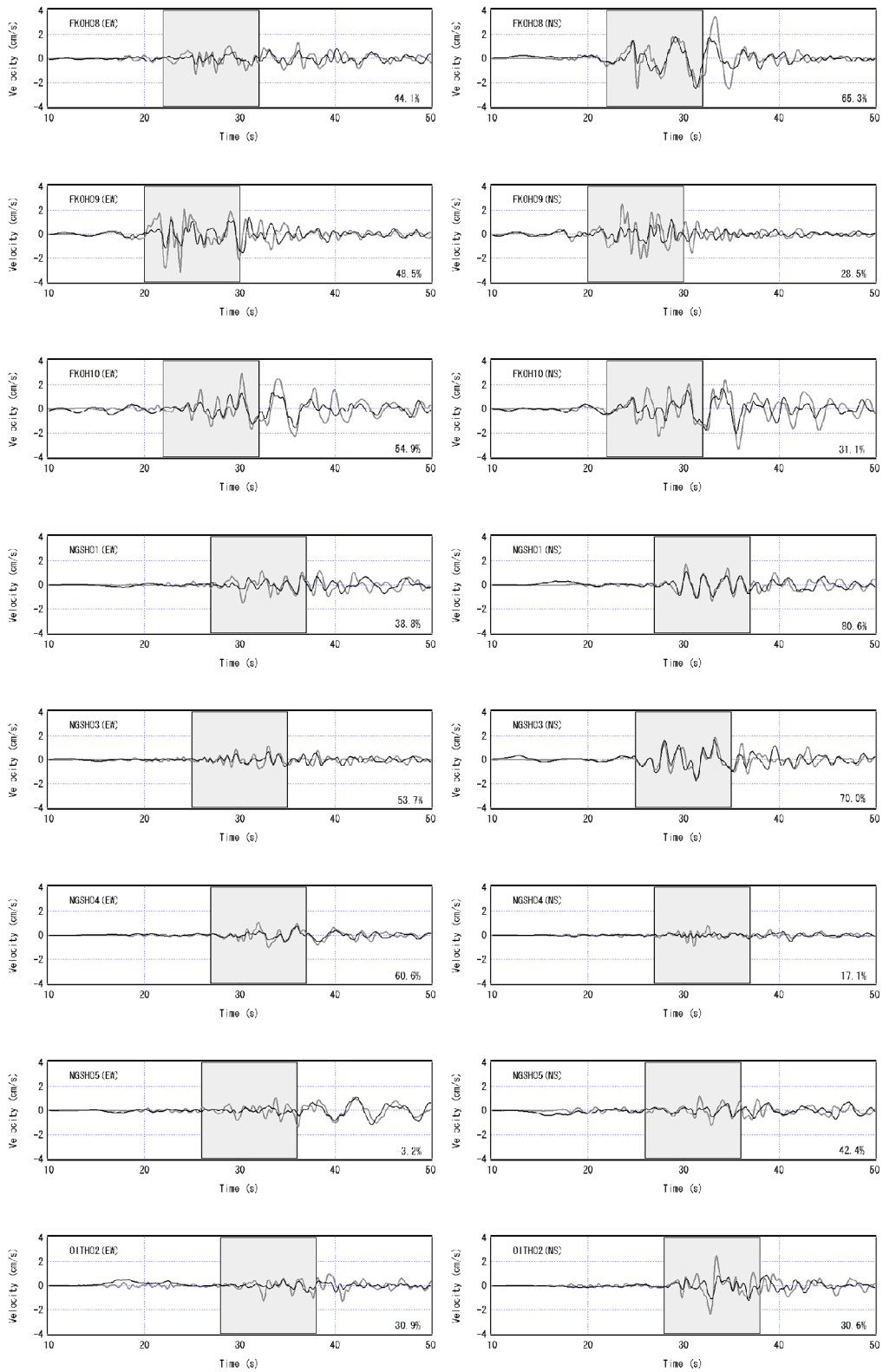


図-4.10 (つづき)

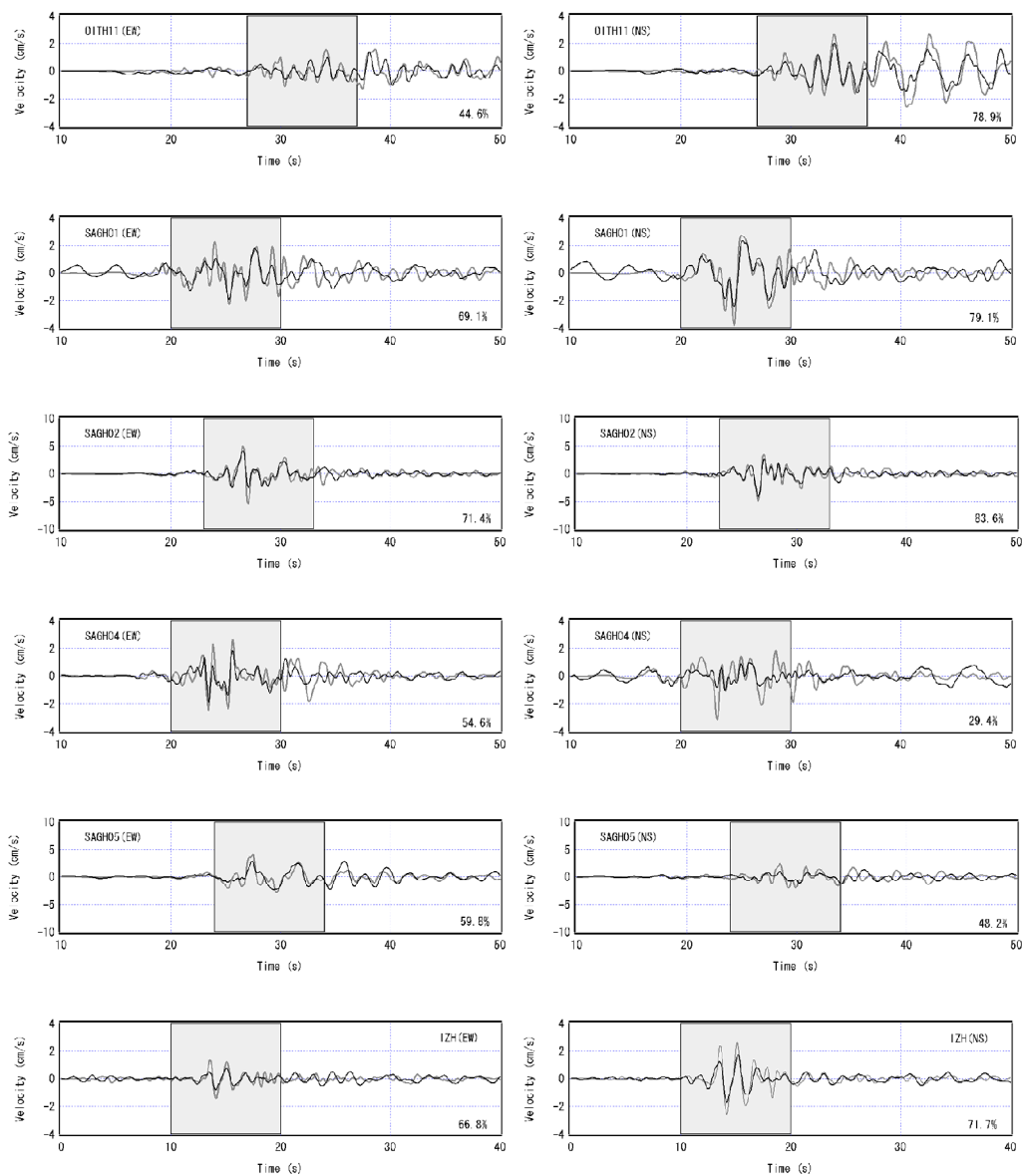


図-4.10 (つづき)

表-4.2 各震源モデルに対する VR の値

	断層モデル	余震	観測点	VR(%)
モデル1	NW+SE	余震 1 & 2	22 観測点 (図-4.2)	51.5
モデル2	NW+SE	余震 1	22 観測点 (図-4.2)	47.2
モデル3	SE	余震 1 & 2	22 観測点 (図-4.2)	44.4
モデル4	NW+SE	余震 1 & 2	EZH以外の21観測点	50.8
モデル5	NW+SE	余震 1 & 2	EZH と SAGH01以外の20観測点	50.0

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

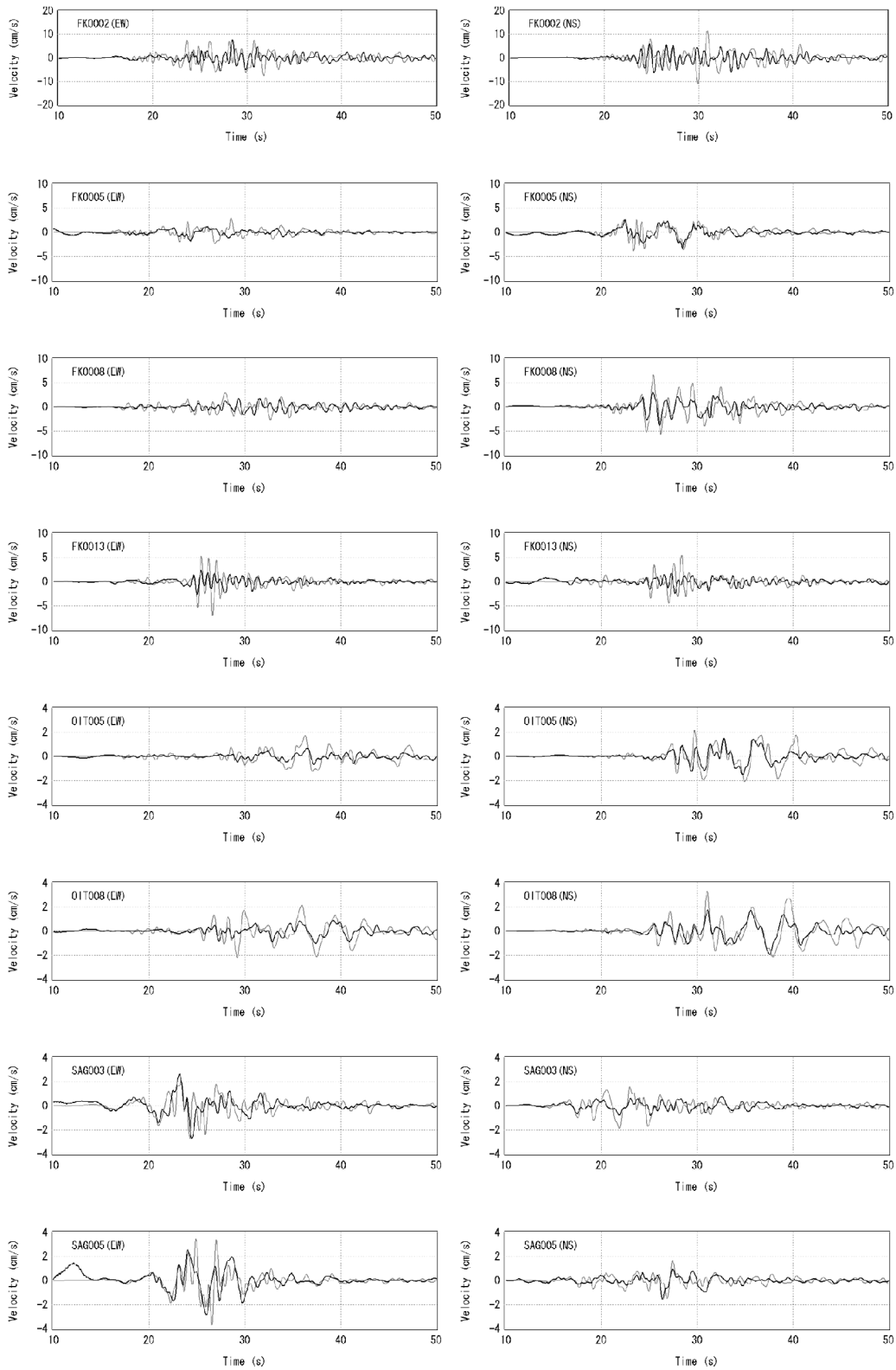


図-4.11 インバージョンに未使用の観測点における観測波（灰色）と合成波（黒）の比較

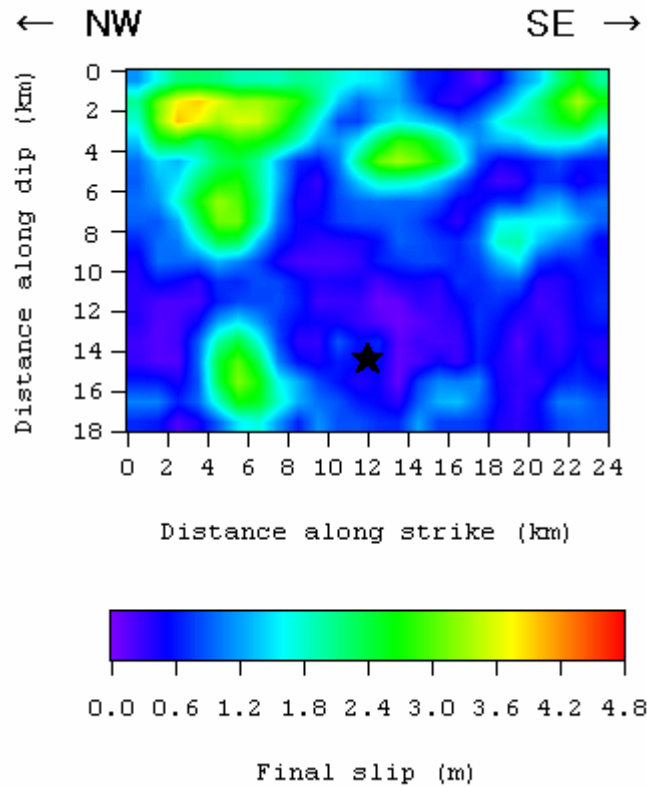


図-4.12 余震1のみを用いた波形インバージョンで得られた2005年福岡県西方沖の地震の最終すべり量の分布

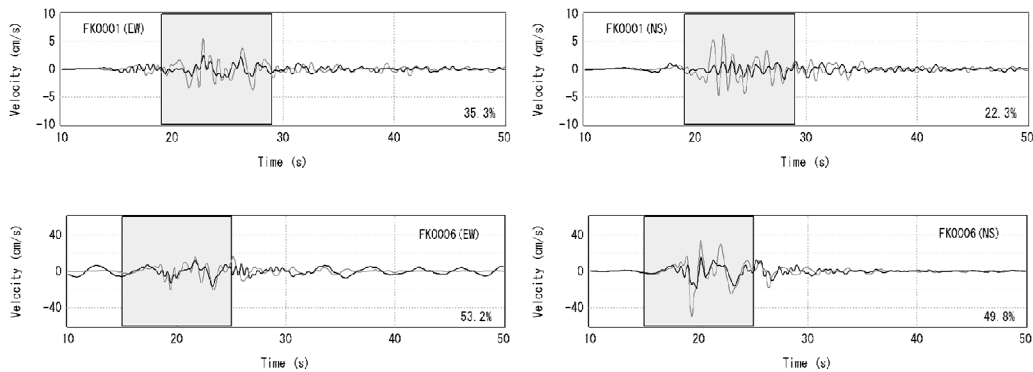


図-4.13 余震1のみを用いた波形インバージョンによる観測波（灰色）と合成波（黒）の比較

(気象庁による)を重ね書きしたものが図-4.7である。余震は本震時にすべり量の小さかった領域で発生しているように見える。

すべりの時空間分布を図-4.8に1.2秒毎のすべり量として示す。破壊開始直後にはすべり量が小さく、4.8秒後から9.6秒後にかけて主要なアスペリティですべりの生じている様子がわかる。

図-4.6の最終すべり量分布図に示す2箇所のアスペリティ(a, b)で最終すべり量の最も大きい小断層に関して、インバージョンの結果として得られたすべり速度時間関

数を図-4.9に示す。このすべり速度時間関数は、解析に用いた小地震のモーメントレート関数の継続時間が十分短いことと、小断層内においてすべり速度時間関数が一様であることを仮定して求めたものである。いずれのアスペリティにおいても、破壊フロント通過後比較的早い段階ですべり速度が最大値を示しており、その点では、動力学的に得られるすべり速度時間関数(例えば中村・宮武, 2000)と大きな矛盾はない。

インバージョンに用いた観測点(図-4.6の▲)における観測波と合成波の比較(0.2-2Hzの速度波形)を図-4.10に

示す。これらの図において横軸の0は本震の記録開始時刻である（以下同様）。ハッチングをした部分がインバージョンに用いた区間（10秒間）である。観測波と合成波の一致は、インバージョンに用いた区間ではある程度満足のものであり、また、その区間外でも、観測波と合成波の一致度が急激に低下する結果にはなっていない。後続位相も、多くの地点で良好に再現されている。観測波と合成波の一致度を示す指標として、式（4.1）で定義されるVRを図の右下に示している。

$$VR = 1 - \int (s(t) - \alpha(t))^2 / \int |\alpha(t)|^2 \quad (4.1)$$

ここに $s(t)$ は合成波、 $\alpha(t)$ は観測波である。積分区間はインバージョンに用いた区間と一致させた。VRの全観測点に対する平均値は51.5%となった（各震源モデルに対するVRの値を表-4.2にまとめている）。

次に、インバージョンで得られた震源モデルを用い、インバージョンに用いなかった観測点（図-4.2の△）において、本震の速度波形（0.2-2Hz）を合成した結果を図-4.11に示す。インバージョンに用いなかった観測点でも、本震の速度波形は全般的に良く再現されている。この場合も、式（2.5）に基づき、本震と余震の発震時刻の差を用いて波形の刻時を同期させているが、主要動の到来時刻は良く合っている。

ここまでは、余震1と余震2を併用した波形インバージョンの結果を紹介してきたが、余震1のみを用いた波形インバージョンも実施しており、その結果を図-4.12に示す（モ

デル2）。この場合、福岡県東部のFKO001などで波形をうまく再現できない結果となった。FKO001とFKO006における波形の再現結果を図-4.13に示す。VRの全観測点に対する平均値も51.5%から47.2%に低下した（表-4.2）。モデル2は、断層面の南東側ですべり量が小さい結果となっている。この結果が既往の波形インバージョン結果と大きく異なること、および波形の一致度が良くないことから、モデル1の方が震源モデルとして妥当であると考えられる。断層面の南東端部分は、すべり量こそ小さいと推定されるが、距離的にFKO001に近いことに加え、放射特性の関係で、FKO001の波形に対してはアスペリティ部よりも大きく寄与している可能性がある（アスペリティ部はFKO001に対してラディエーションの節に近い）。断層面の南東端部分に余震1を割り当てた場合にFKO001の波形がうまく再現できないのは、南東端部分の寄与を表現するためのグリーン関数として、断層面の中央付近で発生した余震1の記録が適切でないためであると推察される。

本研究で得られた震源モデルの特徴は、破壊開始点よりも南東側（福岡市側）と北西側の双方にアスペリティがあることである。このうち、北西側のアスペリティ（b）は、数値計算によるグリーン関数を用いた既往の研究の震源モデル（Asano and Iwata, 2006; Horikawa, 2006; Kobayashi et al., 2006）ではすべり量の小さいところに相当している。唯一Sekiguchi et al. (2006)の震源モデルでは該当する箇所（破壊開始点より8kmほど北西）のすべり量が周辺より若干大きくなっているが、アスペリティとは位置付けられていない。すなわち、北西側のアスペリティの有無が本研究による震源モデルと既往の研究による震源モデルの主要

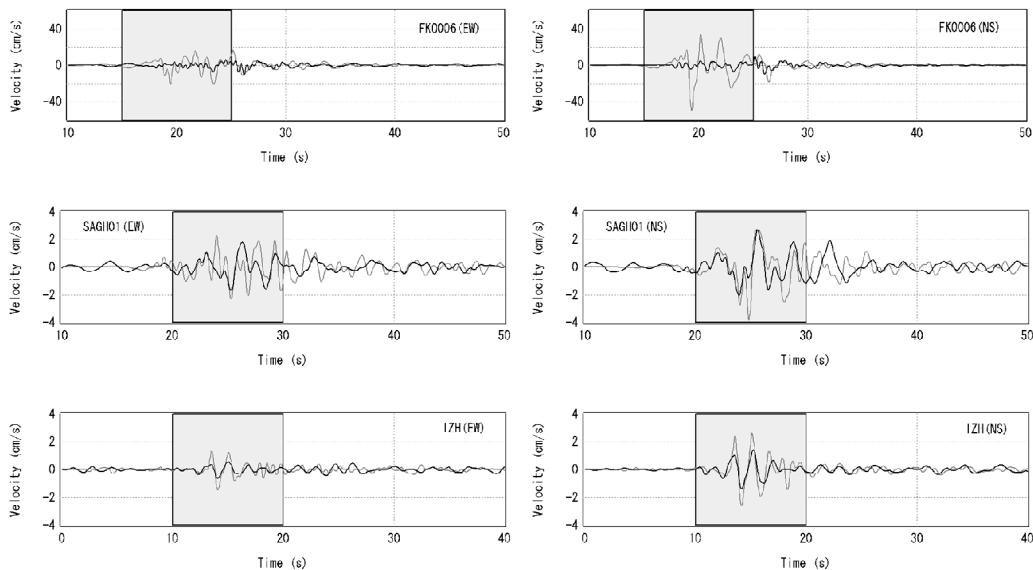


図-4.14 モデル1（図-4.6）の破壊開始点より北西側部分を考慮して計算された合成波（黒）と観測波（灰色）の比較

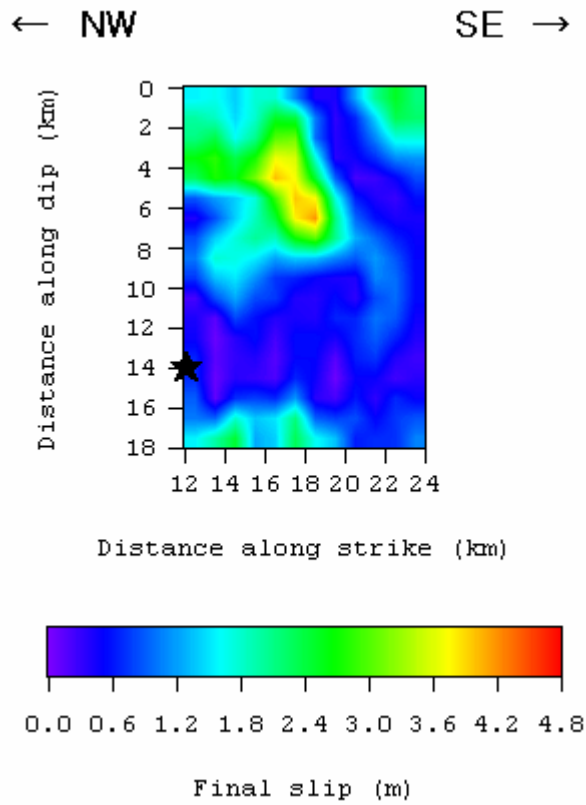


図-4.15 断層面の北西側部分におけるすべりを強制的に0とした波形インバージョンによる最終すべり量分布

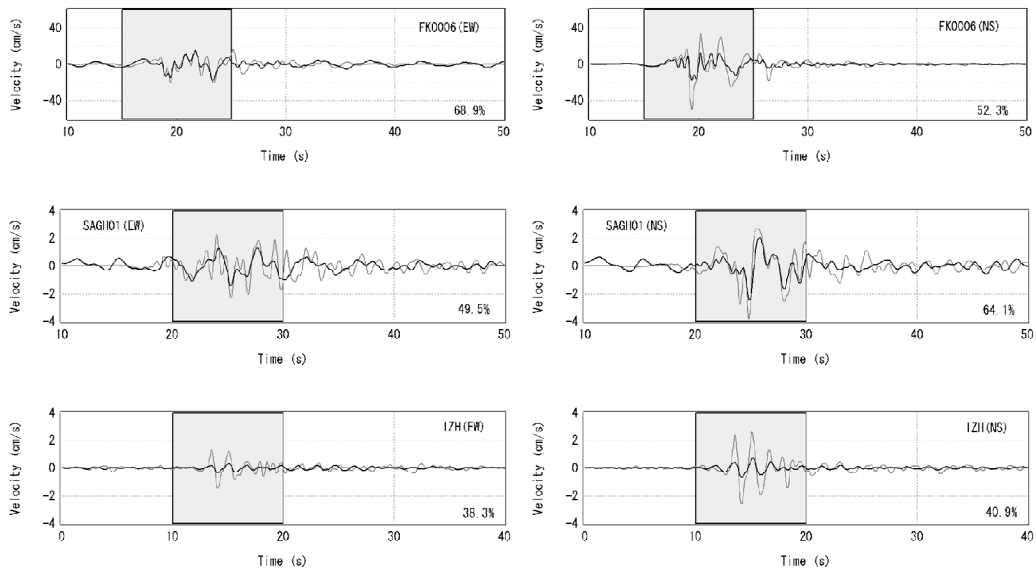


図-4.16 断層面の北西側部分におけるすべりを強制的に0とした波形インバージョンによる合成波（黒）と観測波（灰色）の比較

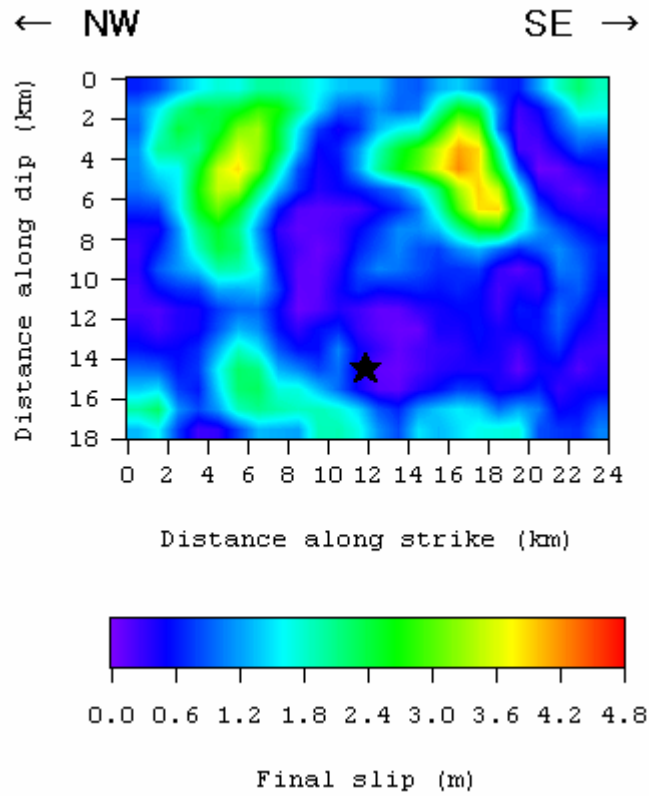


図-4.17 IZHのデータを除外した波形インバージョンによる最終すべり量分布 (★は破壊開始点)

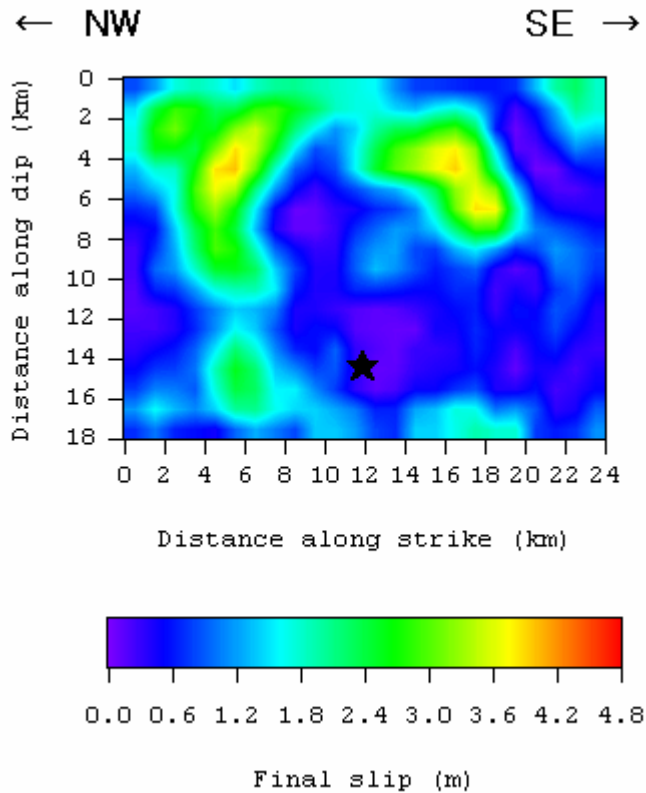


図-4.18 IZHとSAGH01のデータを除外した波形インバージョンによる最終すべり量分布 (★は破壊開始点)

な相違点であるので、この点について詳しく検討する。

まず、断層面の北西側部分が観測波のどこに寄与しているか確認するため、モデル1 (図-4.6) のうち、破壊開始点よりも北西側の部分だけを考慮して、速度波形(0.2-2Hz)の合成を行った結果を図-4.14に示す。この結果から、FKO006など震源域の南東側の観測点では北西側部分の寄与はほとんど見られないが(指向性を考慮すればこの結果が得られることは自然である)、震源域の北西側に位置するIZHと、本土側の観測点ではあるが断層面の北西側部分に最も近いSAGH01の波形には断層面の北西側部分が大きく寄与していることがわかる。

断層面の北西側部分の寄与をさらに明確化するため、断層面の北西側部分におけるすべりを強制的に0として波形インバージョンを実施してみた。その結果得られた震源モデル(モデル3; 図-4.15)によるFKO006, SAGH01およびIZHにおける観測波と合成波の比較(0.2-2Hzの速度波形)を図-4.16に示す。この図に示すように、北西側部分におけるすべりを0とした波形インバージョンでは、IZHでの速度波形をうまくモデル化できない。以上の結果、および、破壊開始点の北西側にも余震分布が延びており、本来そこでのすべりに自由度を与えてインバージョンを実施すべきであることを考慮すると、最初に示した図-4.6のすべり分布(モデル1)が妥当であると考えられる。

さて、断層面の北西側部分の寄与はIZHおよびSAGH01の波形に対して特に顕著であることを先に示したが、これら2地点における波形のみからアスペリティ(b)が推定されてしまっているのではないかと懸念がある。そこで、最後に、IZHのデータを除外した波形インバージョンと、IZHとSAGH01の両方のデータを除外した波形インバージョンを実施した。結果を図-4.17と図-4.18にそれぞれ示す。これらの震源モデルをモデル4およびモデル5とする(IVの平均値は50.8%と50.0%, 表-4.2)。これらの結果から、仮にIZHとSAGH01のデータを用いなかったとしてもアスペリティ(b)の存在が推定されること、特定地点のデータによってインバージョン結果が大きく左右されてはいないことがわかる。以上の結果から、本地震の震源モデルとしては、破壊開始点の南東側(福岡市側)と北西側の双方にアスペリティを有するモデルが妥当であると考えられる。

なお、これらの解析に加え、野津(2007)ではジャックナイフ法(例えば前園, 2001)による最終すべり量の誤差評価を行っており、アスペリティ部における標準偏差は、そこでの最終すべり量の推定値に比べれば小さいことから、アスペリティの位置そのものに大きな不確実性があるとは考えられないと結論づけている。

5. 2007年能登半島地震

5.1 地震と解析の概要

この地震は2007年3月25日9:41ごろ能登半島で発生したM_j6.9の地震である。この地震の震源は気象庁により東経136.685度、北緯37.220度、深さ11kmと推定されている。この地震により、震源に近い地域では家屋や道路盛土に多大な被害が生じた。

ここでは、余震記録を経験的グリーン関数とする波形インバージョンを実施し、当該地震の震源過程の推定を行った。このとき、工学的にも重要性の高い周波数0.2-1Hzの地震動を解析の対象とした。後に波形を示すように、震源近傍のいくつかの地点における0.2-1Hzの帯域の地震動には、顕著な後続位相が認められる。これは、盆地生成表面波など、2次元あるいは3次元の地下構造の影響によるものと考えられる。このように地下構造が複雑と考えられる地域に対しては、その影響を自然に考慮することができる経験的グリーン関数法を用いることの利点は特に大きいものと考えられる。

5.2 インバージョンの条件

インバージョンで仮定した断層面の位置を図-5.1に示す。この断層面は、気象庁の震源(北緯37.220°, 東経136.685°, 深さ11km)を含むように設定し、F-netのメカニズム解を参考に、走向は58°, 傾斜は66°, 長さ36km, 幅24kmとした。

グリーン関数としては、本震波形と余震波形のフーリエ位相の類似性を考慮し、表-5.1に示す4つの余震の記録を併用した。断層面上における余震の割り当ては図-5.1の通りである。震源に比較的近く、本震および余震1~余震4のすべてを観測した観測点として、図-5.1に▲または△で示すK-NETの7つの観測点が存在したが、このうち2地点(△)については、本震記録および本震直後の余震記録に対する表層地盤の非線形挙動の影響が懸念されたため解析対象から除外し、残りの5地点(▲)におけるEW成分とNS成分の速度波形、計10成分をインバージョンのターゲットとした。インバージョンには本震波形のS波を含む10秒間を用いた。本震の記録と余震の記録のスペクトル比から、余震1~余震4ともコーナー周波数は1Hzより高いと推定される。そこで、解析対象周波数は0.2-1Hzとした。

断層面の分割数は $N_L=24$, $N_W=16$ とした。破壊フロントは気象庁の震源から同心円状に一定速度で拡大するものとした。その拡大速度は、2.2km/s-3.4km/sの範囲で0.1km/s刻みで種々のケースを検討したところ、拡大速度を大きく

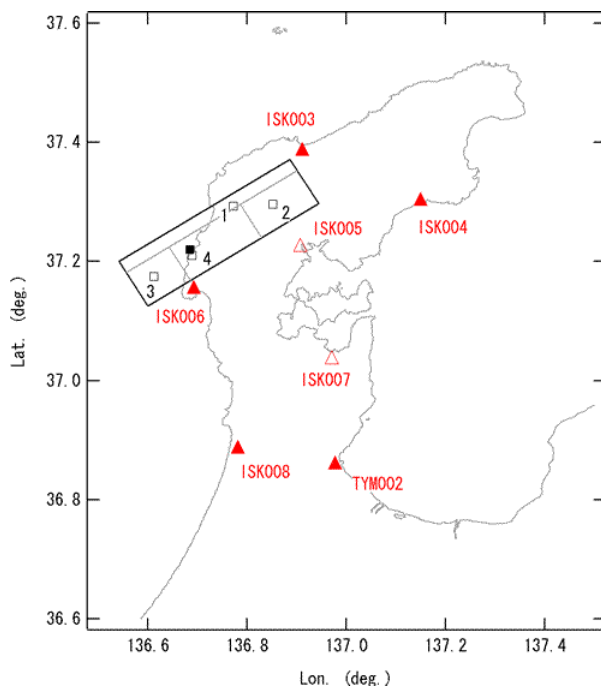


図-5.1 インバージョンで仮定した断層面（長方形）とインバージョンに用いた観測点の位置（▲），および本震（■）と余震（□）の震央．△はインバージョンに未使用の観測点．

表-5.1 本震と余震のパラメータ

	Date*	Altitude*	Longitude*	Depth*	M_j^*	M_0	Strike**	Dip**	Rake**
		(°)	(°)	(km)		(Nm)	(°)	(°)	(°)
Mainshock	2007/03/25 9:41:57.9	37.220	136.685	11.0	6.9	1.36E+19**	58	66	132
Aftershock 1	2007/03/25 15:43:30.5	37.293	136.772	9.0	4.5	1.25E+15**	40	48	137
Aftershock 2	2007/03/25 18:23:17.0	37.297	136.852	12.0	4.2	3.13E+14***	—	—	—
Aftershock 3	2007/03/28 10:51:2.6	37.175	136.612	10.0	4.6	1.29E+15**	60	80	150
Aftershock 4	2007/04/02 2:51:44.3	37.210	136.688	12.0	4.2	2.11E+14**	49	80	95

* JMA, ** F-net(www.fnet.bosai.go.jp), *** estimated from the spectral ratio between the aftershocks 1 and 2.

するほど観測波との残差が小さくなる傾向が認められた。そこで、拡大速度は震源付近のS波速度を超えないと仮定し、3.4km/sを選択した。それぞれの小断層では破壊フロント通過後の3.0秒間だけすべりが許されるものとし、 $N_D=12$ とした。各小断層からの地震波の重ね合わせのタイミングを決めるために用いる基盤のS波速度は釜田・武村(1999)に基づき3.4km/sとした。

5.3 インバージョンの結果

図-5.2に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示す。同図に示すように、破壊開始点付近(a)および破壊開始点よりやや西側の上方(b)にアスペリティを有する震源モデルが得られた。なお、ここでは余震のモーメントとして表-5.1の値を用いている。図-5.2に示す本震の最終すべり量の分布は $M_w=6.8$ に相当する。

すべりの時空間分布を図-5.3に2秒毎のすべり量として示す。破壊開始後0-2sで破壊開始点付近のアスペリティ(a)が、2-4sで破壊開始点の西側上方(b)のアスペリティが、それぞれ破壊していることがわかる。また、2004年新潟県中越地震や2005年福岡県西方沖の地震の場合とは異なり、破壊開始後比較的早い段階で主な破壊が終了していることがわかる。

図-5.2の最終すべり量分布図に示す2箇所のアスペリティ(a, b)で最終すべり量の最も大きい小断層に関して、インバージョンの結果として得られたすべり速度時間関数を図-5.4に示す。いずれのアスペリティにおいても、破壊フロント通過後比較的早い段階ですべり速度が最大値を示しており、その点では、動力学的に得られるすべり速度時間関数(例えば中村・宮武, 2000)と大きな矛盾はない。

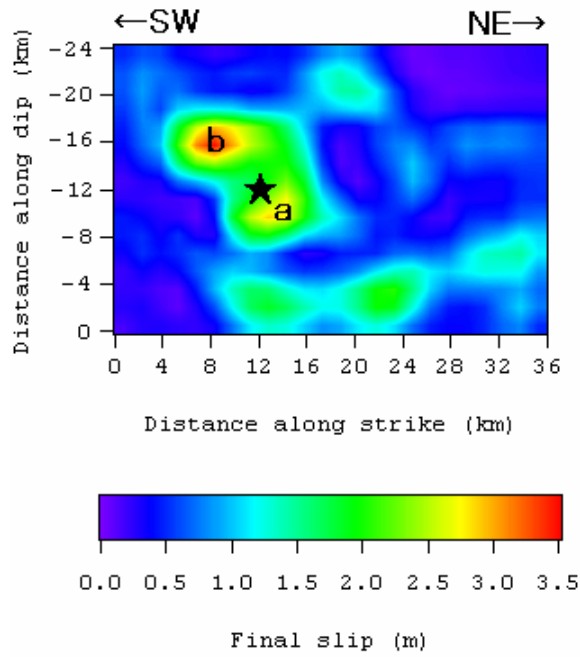


図-5.2 波形インバージョンで得られた2007年能登半島地震の最終すべり量の分布 (★は破壊開始点)

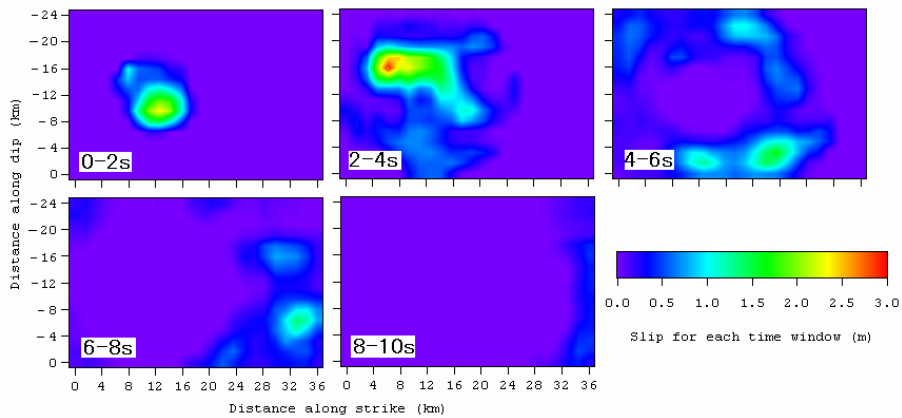


図-5.3 波形インバージョンで得られた2007年能登半島地震のすべりの時空間分布

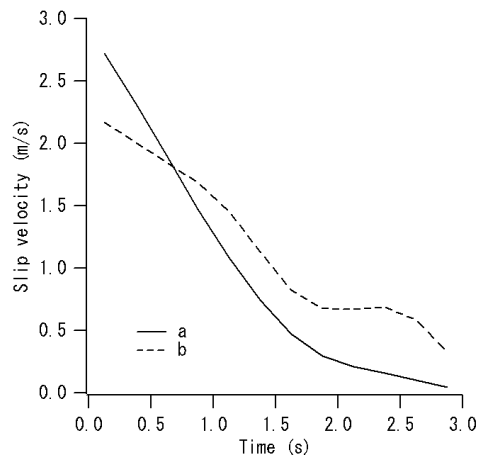


図-5.4 (a) (b) の二箇所でのすべり速度時間関数

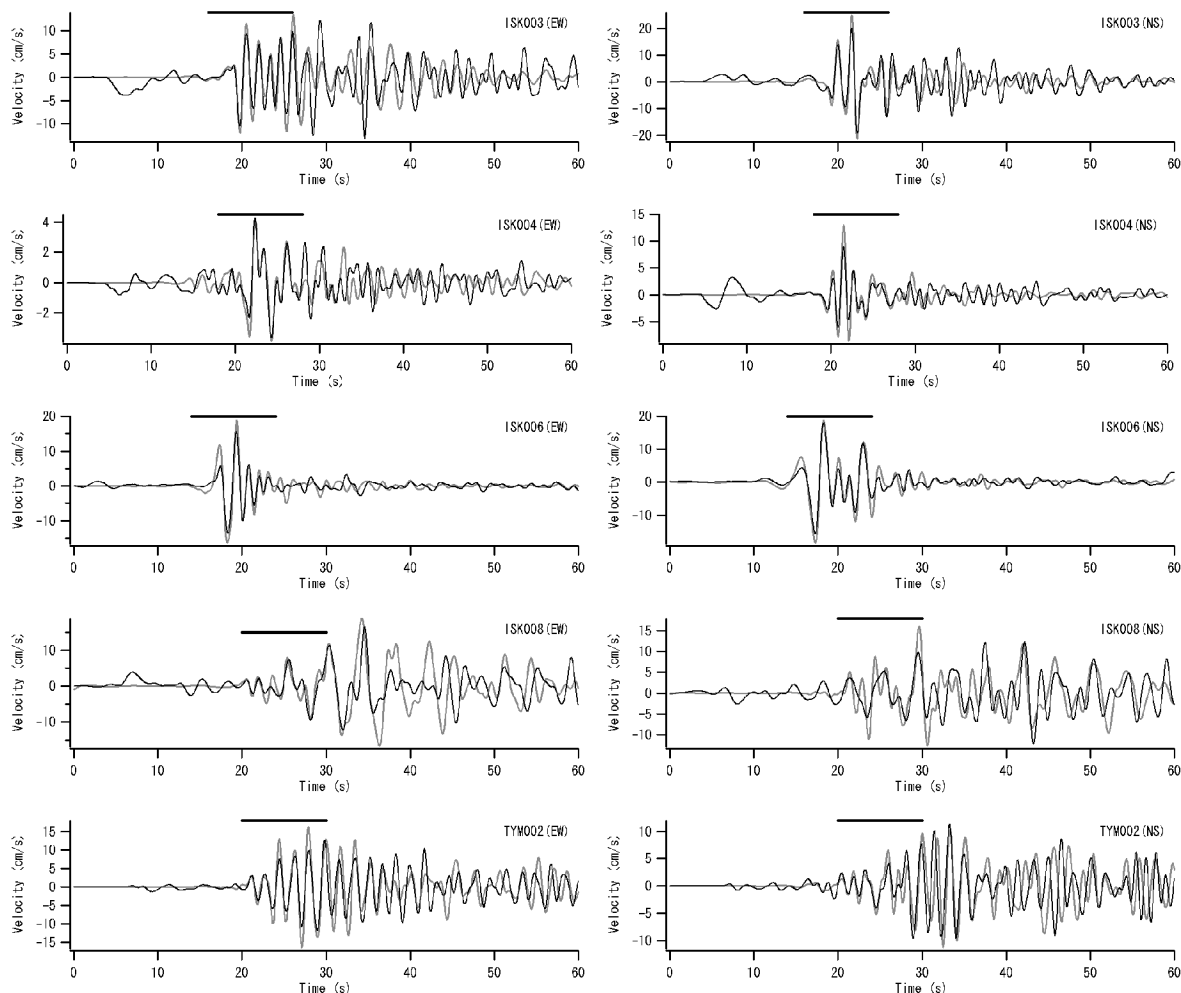


図-5.5 インバージョンで用いた観測点における観測波（黒）と合成波（赤）の比較

インバージョンに用いた観測点における観測波と合成波の比較を図-5.5に示す。図において横棒で示した部分がインバージョンに用いた区間（10秒間）である。観測波と合成波の一致は、インバージョンに用いた区間では十分満足のいくものであり、また、その区間外でも、観測波と合成波の一致度が急激に低下する結果にはなっていない。後続位相についても、多くの地点で良好に再現されている。これは、盆地生成表面波の生成を含むサイト特性が、本震と余震との間で共有されているためと解釈することができる。

6. 2007年新潟県中越沖地震

6.1 地震と解析の概要

この地震は2007年7月16日10:13ごろ新潟県中越沖で発生したM_j6.8の地震である。この地震の震源は気象庁により東経138.608度、北緯37.557度、深さ17kmと推定されている。この地震により、震源に近い柏崎市で建築物等に多大な被害が生じたほか、柏崎刈羽原子力発電所が長期間にわたり

操作停止となった。

ここでは、余震記録を経験的グリーン関数とする波形インバージョンを実施し、当該地震の震源過程の推定を行った。このとき、工学的にも重要性の高い周波数0.2-1Hzの地震動を解析の対象とした。後に波形を示すように、震源近傍のいくつかの地点における0.2-1Hzの帯域の地震動には、顕著な後続位相が認められる。これは、盆地生成表面波など、2次元あるいは3次元の地下構造の影響によるものと考えられる。このように地下構造が複雑と考えられる地域に対しては、その影響を自然に考慮することができる経験的グリーン関数法を用いることの利点は特に大きいものと考えられる。

6.2 インバージョンの条件

ここでは、地震後に実施された余震分布に関する再検討結果（Kato *et al.*, 2008; Shinohara *et al.*, 2008）に基づき、南東落ちの断層面を仮定した。断層面の長さは30km、幅は

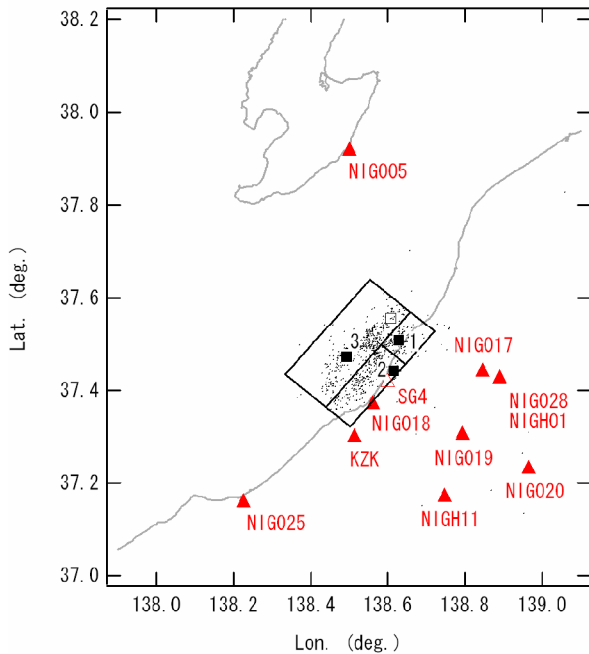


図-6.1 インバージョンで仮定した断層面（長方形）とインバージョンに用いた観測点（▲および△），および本震（□）と余震（■）の震央。

24km, 走向は 40° , 傾斜は 36° とした。断層面は、余震分布の再検討結果とより調和的となるように、気象庁の震源よりも5kmだけ浅い点（北緯 37.557° , 東経 138.608° , 深さ12km）を含むように設定した（これを破壊開始点とする）。仮定した断層面の位置を図-6.1に示す。グリーン関数としては、本震波形と余震波形のフーリエ位相の類似性を考慮し、表-6.1に示す3つの余震の記録を併用した。断層面上における余震の割り当ては図-6.1の通りである。本震および3つの余震の記録がすべて得られているK-NETおよびKiK-netの観測点は全部で14地点存在したが、このうち記録のS/N比が良好な9地点を選び、震源近傍での観測点数の不足を補うためF-netの1地点を加え、計10地点（図-6.1の▲）におけるEW成分とNS成分の速度波形、計19成分をインバージョンのターゲットとした（F-netのKZKでは記録の信頼性の関係でEW成分のみ使用）。これらの観測点を図-6.1に示す。表層地盤の非線形挙動の影響をできるだけ避けるた

め、KiK-net観測点では地中の記録を用いた。インバージョンには本震波形のS波を含む10秒間を用いた。本震の記録と余震の記録のスペクトル比から、余震1～余震3ともコーナー周波数は1Hzより高いと推定される。そこで、解析対象周波数は0.2-1Hzとした。

断層面の分割数は $N_L=20$, $N_W=16$ とした。破壊フロントは破壊開始点から同心円状に一定速度で拡大するものとした。その拡大速度は、 2.2km/s — 3.5km/s の範囲で 0.1km/s 刻みで種々のケースを検討し、最終的には観測波との残差が最小となる 2.9km/s を選択した。それぞれの小断層では破壊フロント通過後の3.0秒間だけすべりが許されるものとし、 $N_D=12$ とした。各小断層からの地震波の重ね合わせのタイミングを決めるために用いる基盤のS波速度は 3.55km/s とした。この値は福山他（1998）で用いられている地下構造モデルの浅い方から二層目（深さ3km—18km）のS波速度に対応する。

6.3 インバージョンの結果

図-6.2に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示す。同図に示すように、破壊開始点よりも20kmほど南西に最も顕著なアスペリティ（b）が存在する。また、破壊開始点とアスペリティ（b）の間にも副次的なアスペリティ（a）が存在する。顕著なアスペリティ（b）は柏崎市の比較的近くに存在しており、柏崎市における多大な被害の一因となったと考えられる。なお、ここでは余震のモーメントとして表-6.1の値を用いている。図-6.2に示す本震の最終すべり量の分布は $M_w=6.8$ に相当する。図-6.2の最終すべり量分布図に示す2箇所のアスペリティ（a, b）で最終すべり量の最も大きい小断層に関して、インバージョンの結果として得られたすべり速度時間関数を図-6.3に示す。いずれのアスペリティにおいても、破壊フロント通過後比較的早い段階ですべり速度が最大値を示しており、その点では、動力学的に得られるすべり速度時間関数（例えば中村・宮武, 2000）と大きな矛盾はない。インバージョンに用いた観測点における観測波と合成波の比較を図-6.4に示す。図において横棒で示した部分がインバージョンに用いた区間（10秒間）である。観測波

表-6.1 本震と余震のパラメータ

	Origin time*	Latitude*	Longitude*	Depth*	M_j^*	Moment**	Strike**	Dip**	Rake**
		(°)	(°)	(km)		(Nm)	(°)	(°)	(°)
Mainshock	2007/07/16 10:13:22.5	37.557	138.608	17.0	6.8	$9.30\text{E}+18$	49	42	101
Aftershock 1	2007/07/16 21:08:2.2	37.508	138.628	20.0	4.4	$5.21\text{E}+15$	39	41	115
Aftershock 2	2007/07/18 16:53:5.2	37.442	138.615	23.0	4.3	$4.08\text{E}+15$	39	62	95
Aftershock 3	2007/07/18 20:02:55.9	37.472	138.493	21.0	3.7	$3.97\text{E}+14$	44	53	77

* JMA, ** F-net (www.fnet.bosai.go.jp)

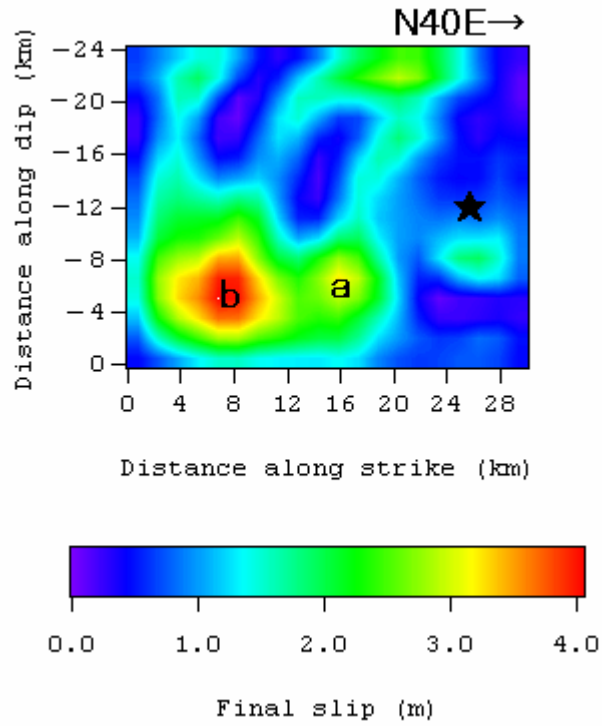


図-6.2 波形インバージョンで得られた2007年新潟県中越沖地震の最終すべり量の分布 (★は破壊開始点)

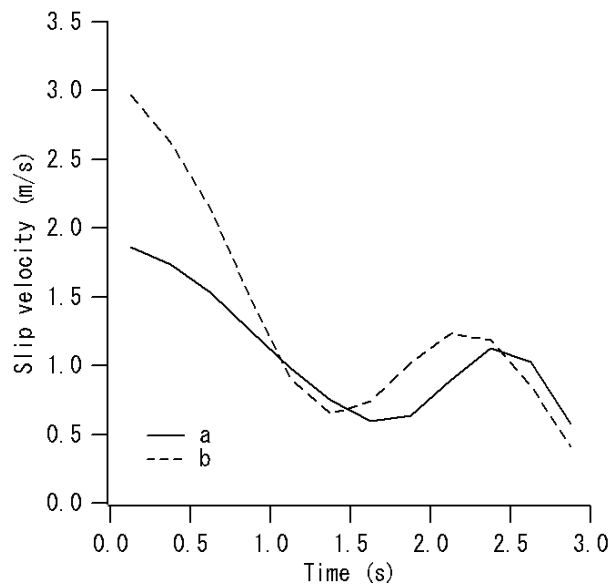


図-6.3 (a) (b) の二箇所でのすべり速度時間関数

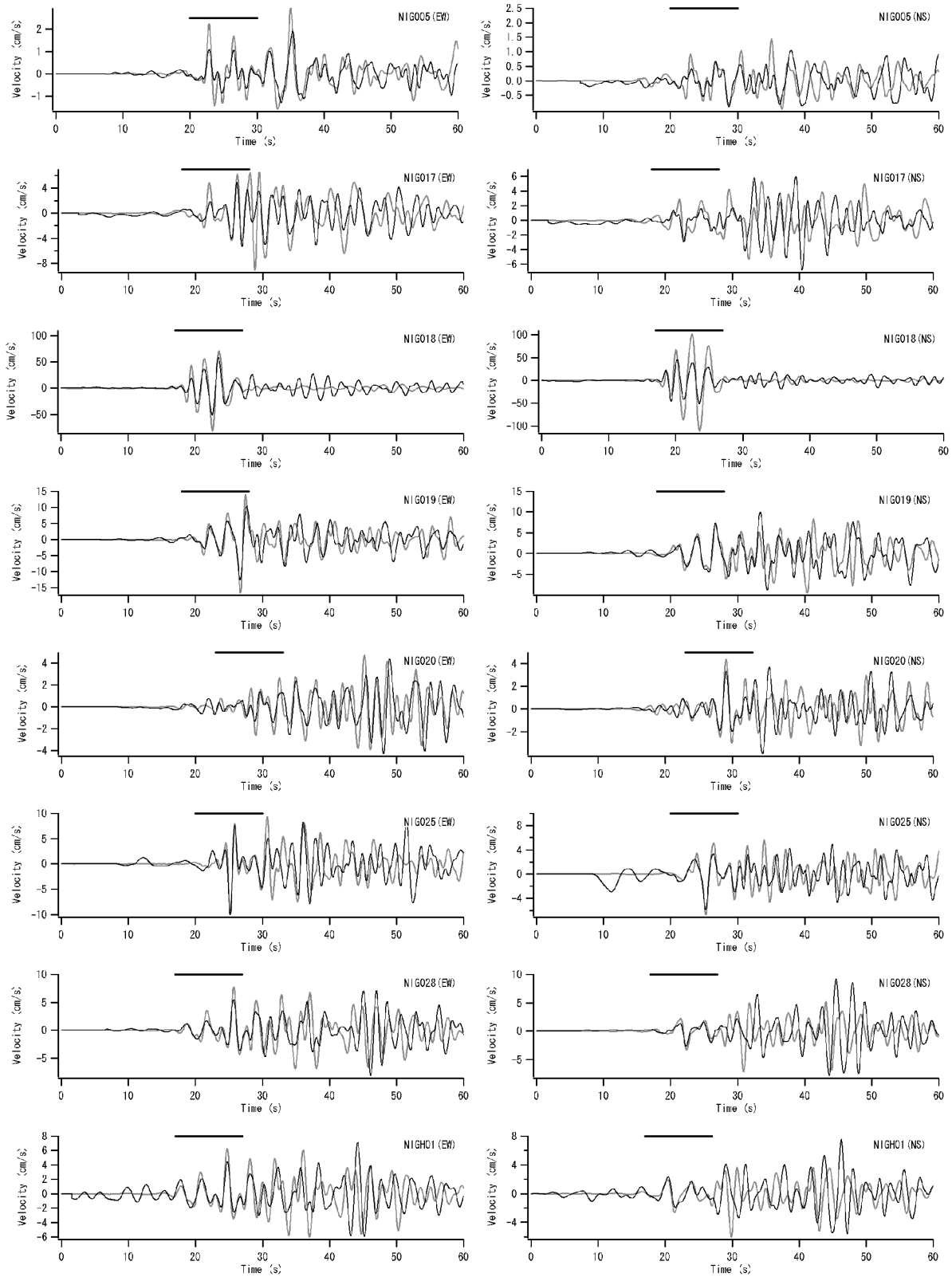


図-6.4 インバージョンで用いた観測点における観測波 (黒) と合成波 (赤) の比較

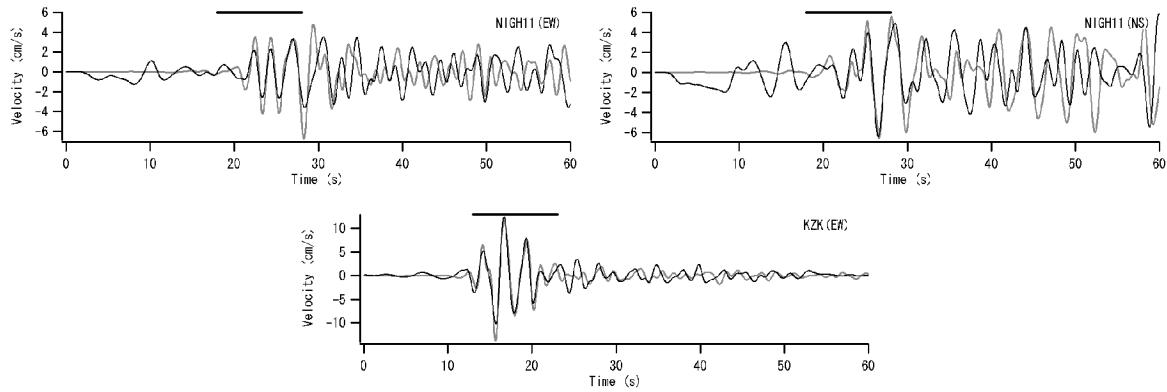


図-6.4 (つづき)

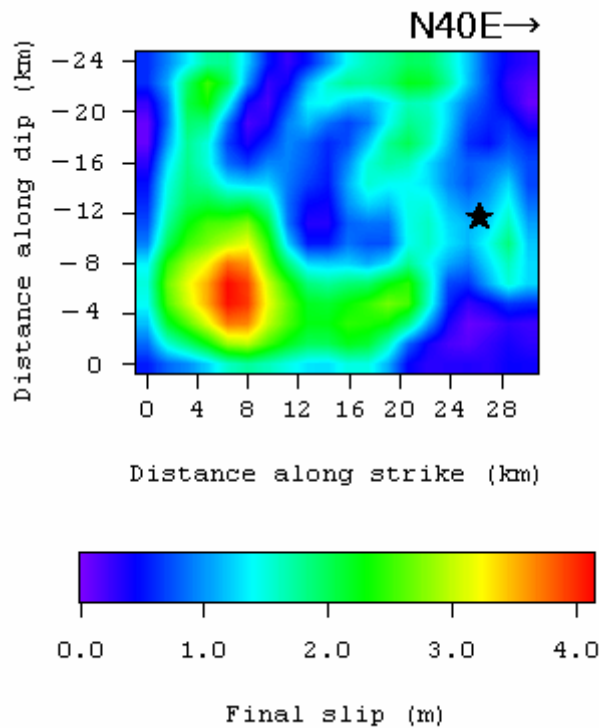


図-6.5 波形インバージョンで得られた2007年新潟県中越沖地震の最終すべり量の分布 (★は破壊開始点)
(SG4を加えた解析結果)

と合成波の一致は、インバージョンに用いた区間では十分満足のいくものであり、また、その区間外でも、観測波と合成波の一致度が急激に低下する結果にはなっていない。後続位相についても、多くの地点で良好に再現されている。これは、盆地生成表面波の生成を含むサイト特性が、本震と余震との間で共有されているためと解釈することができる。

最後に、上記の解析の実施後に提供を受けた柏崎刈羽原子力発電所サービスホール (SG4、図-6.1の△、GL-250m) における記録を加え、計11地点におけるEW成分とNS成分

の速度波形、計21成分を対象に、インバージョンを実施した結果を図-6.5に示す。これを図-6.2と比較すると、大きな変化は認められず、破壊開始点よりも20kmほど南西に最も顕著なアスペリティが存在するという状況にも変化がなかった。従って図-6.2あるいは図-6.5に示す最終すべり量分布には一定の信頼性があるものと考えられる。

7. 2008年岩手・宮城内陸地震

7.1 地震と解析の概要

この地震は2008年6月14日8:43ごろ岩手県内陸南部で発生した $M_J7.2$ の地震である。この地震の震源は気象庁により東経140.880度、北緯39.028度、深さ8kmと推定されている。この地震では、荒砥沢ダム上流で長さ約1,400m、幅約900m、平均すべり面深度約100m、移動距離約300mに達する大規模な地すべりが発生するなど（例えば山科他, 2009）、各地で地すべりが発生し、また河道閉塞箇所も多く見られるなど、地盤に関連する災害が多く発生した。

ここでは、余震記録を経験的グリーン関数とする波形インバージョンを実施し、当該地震の震源過程の推定を行った。このとき、工学的にも重要性の高い周波数0.2-1Hzの地震動を解析の対象とした。

7.2 インバージョンの条件

インバージョンで仮定した断層面の位置を図-7.1に示す。この断層面は、気象庁の震源（北緯39.028°、東経140.880°、深さ8km）を含むように設定し、F-netのメカニズム解を参考に、走向は209°、傾斜は51°、長さ36km、幅30kmとした。グリーン関数としては、本震波形と余震波形のフーリエ位相の類似性を考慮し、表-7.1に示す2つの余震の記録を併用した。断層面上における余震の割り当ては図-7.1の通りである。震源を取り囲むように存在するK-NETの7地点（図-7.1）を選び、そこでのEW成分とNS成分の速度波形（0.2-1Hz）、計14成分をインバージョンのターゲットとした。インバージョンには本震波形のS波を含む10秒間を用いた。断層面の分割数は $N_L=24$ 、 $N_W=20$ とした。破壊フロントは気象庁の震源から同心円状に一定速度2.6km/sで拡大するものとした。それぞれの小断層では破壊フロント通過後の3.0秒間だけすべりが許されるものとし、 $N_D=12$ とした。各小断層からの地震波の重ね合わせのタイミングを決めるために用いる基盤のS波速度は3.55km/sとした。この値は福山他（1998）で用いられてい

る地下構造モデルの浅い方から二層目（深さ3km-18km）のS波速度に対応する。

7.3 インバージョンの結果

インバージョンの結果、図-7.2に示すように、破壊開始点の西側 (a)、および、破壊開始点より12kmほど南側の浅部 (b) にアスペリティを有する震源モデルが得られた。観測波と合成波の比較を図-7.3に示す。横棒の部分がインバージョンに用いた部分である。観測波と合成波の一致は比較的良好である。ここで得られたアスペリティ (b) の位置は、荒砥沢ダム上流の大規模な地すべりが発生した地点に近いほか、産業技術総合研究所の調査（遠田他, 2010）で大きな地表変状の認められた地点にも近く、アスペリティと地表変状との関係が注目される。

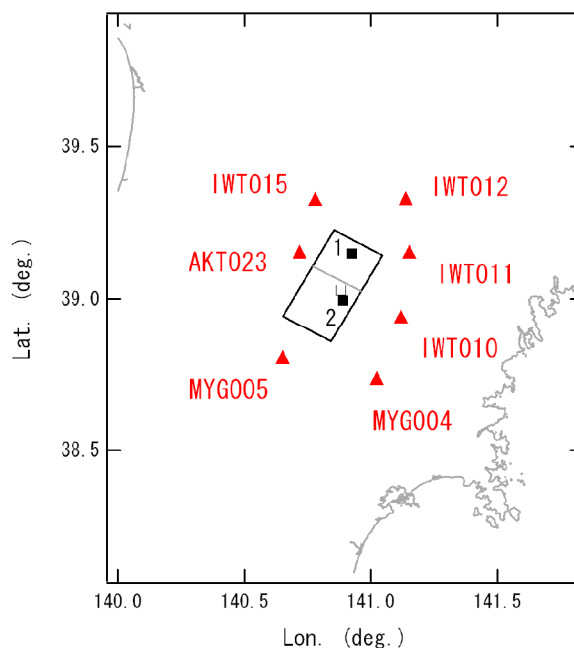


図-7.1 インバージョンで仮定した断層面（長方形）とインバージョンに用いた観測点の位置（▲）、および本震（□）と余震（■）の震央。

表-7.1 本震と余震のパラメータ

	時刻*	北緯*	東経*	深さ*	M_J^*	M_0^{**}	走向**	傾斜**	すべり角**
		(°)	(°)	(km)		(Nm)	(°)	(°)	(°)
本震	2008/06/14 08:43:45.3	39.028	140.880	8.0	7.2	2.72E+19	209	51	104
余震1	2008/06/14 17:34:8.7	39.147	140.923	11.0	4.3	9.60E+14	191	33	92
余震2	2008/06/14 23:42:32.4	38.995	140.890	10.0	4.8	3.51E+15	216	49	101

* 気象庁, ** F-net (www.fnet.bosai.go.jp)

注) 走向, 傾斜, すべり角は二つの節面の一つを表示。

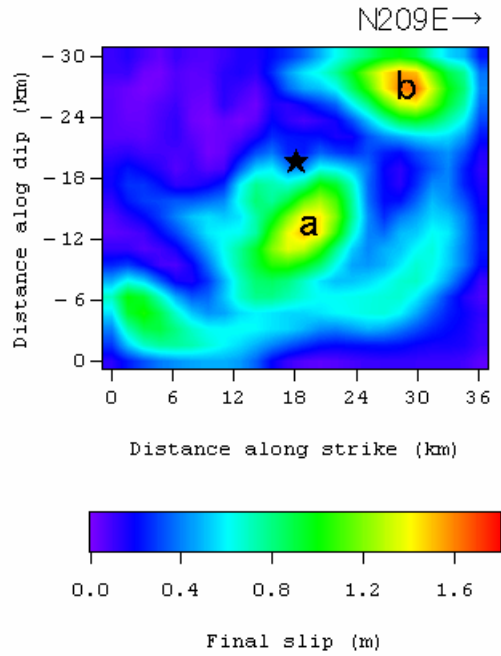


図-7.2 波形インバージョンで得られた2007年岩手・宮城内陸地震の最終すべり量の分布 (★は破壊開始点)

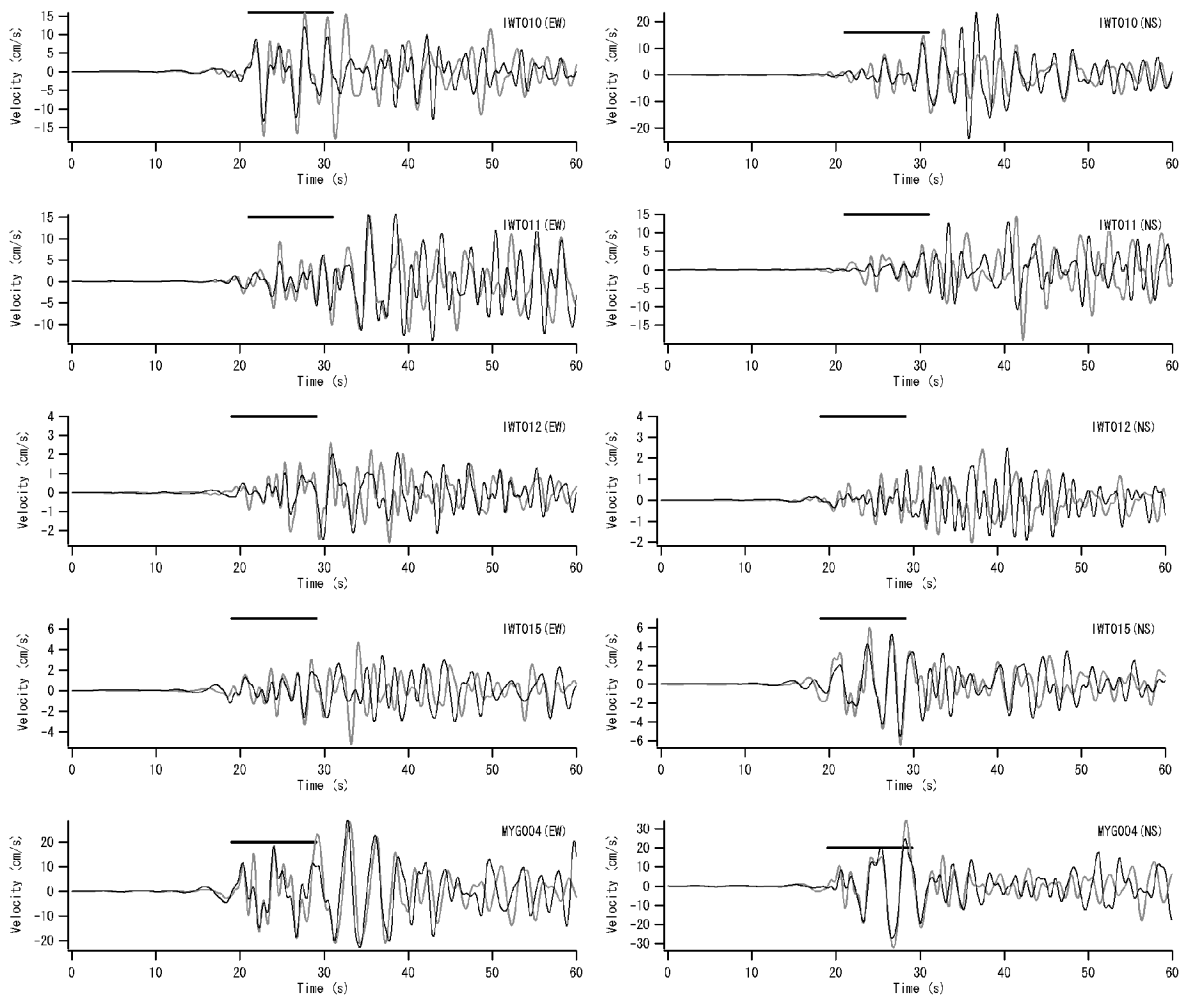


図-7.3 インバージョンで用いた観測点における観測波 (黒) と合成波 (赤) の比較

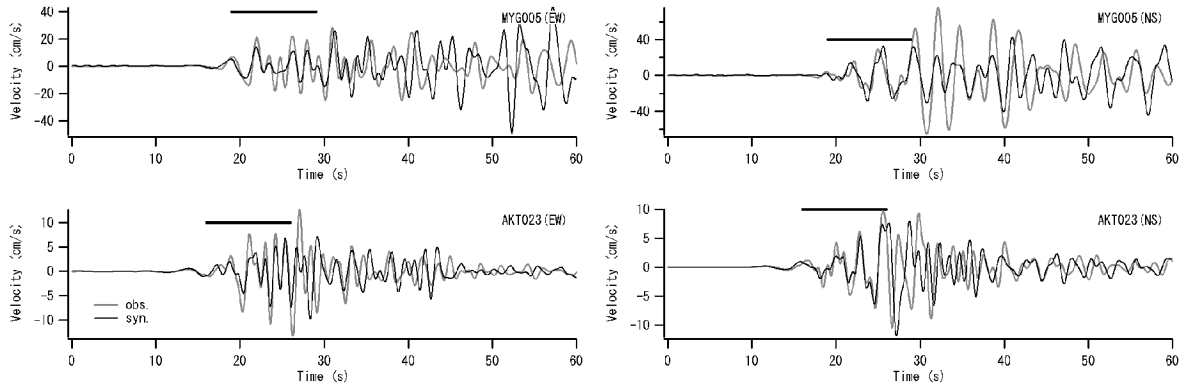


図-7.3 (つづき)

8. 結論

本研究では、最近わが国で発生した規模の大きい内陸地殻内地震を対象に、経験的グリーン関数を用いた波形インバージョンにより、震源断層の破壊過程の推定を行った。

グリーン関数として、数値計算によるグリーン関数ではなく、経験的グリーン関数を用いることのメリットとしては、地下構造モデルの不確実性が震源モデルに与える影響を回避できる点が挙げられる。本研究で対象とした地震についても、震源の周辺で得られた強震記録は、地下構造の影響を受け複雑な様相を呈している。このような場合に、地下構造モデルに左右されることのない経験的グリーン関数を用いることのメリットは大きいものと考えられる。数値計算によるグリーン関数を用いる研究では、地下構造として水平成層構造を仮定する場合が多いが、それに対して、経験的グリーン関数法では、2~3次元的な地下構造の影響も考慮することができる。

一般に大地震の断層面付近で発生した余震は伝播経路特性とサイト特性を大地震と共有していると考えられることが多いが、本震の断層面が一定の広がりを持つ場合には、任意の余震が本震と伝播経路特性・サイト特性を共有しているとは一概に言えない。解析に適した余震を選定する手法として、本研究で示したフーリエ位相に着目する方法は効果的であると考えられる。

解析の結果、対象としたいずれの地震においても、震源断層面上に特にすべりの大きい領域（アスペリティ）が存在することを確認することができた。2004年新潟県中越地震の主要なアスペリティの破壊の進展方向には、木造建造物の大破・倒壊が90%を超えることが新潟大学調査団により報告されている川口町田麦山が位置している。2005年福岡県西方沖の地震の南東側のアスペリティの破壊の進展方向には、大きな被害を生じた玄界島が位置している。2008年岩手・宮城内陸地震の主要なアスペリティの破壊の

進展方向には、大規模な地すべりが発生した荒砥沢ダム上流が位置している。このように、アスペリティの破壊の進展方向に位置する地域において特に大きな被害が生じている傾向が認められる。1995年兵庫県南部地震の大被害をもたらした強震動はアスペリティの破壊の進展によってもたらされたことが入倉（1996）によって指摘されているが、同様のことが、その後わが国で発生した内陸地殻内地震に対しても明らかになったと言える。

本研究では、対象とした地震に対して、解析に用いた観測点における観測波と合成波の比較を行っているが、観測波と合成波の一致は、インバージョンに用いた区間だけでなく、複雑に発達した後続位相についても、比較的良く再現する結果となった。これは、適切な震源モデルを用いれば、主要動だけでなく後続位相についても、経験的グリーン関数法により適切な評価が可能であることを示すものである。

9. あとがき

本研究では、最近わが国で発生した規模の大きい内陸地殻内地震を対象に、震源断層の破壊過程の推定を実施してきたが、この結果を今後の強震動予測に活用するためには、次のような課題を解決していく必要がある。

まず、ここで得られた震源モデルは、すべり量が連続関数として（コンターで）示された震源モデルであるが、強震動予測の実務では、より簡便な特性化震源モデル（断層面上に矩形のアスペリティを複数配置し、その内部ではすべり量などが一様であるとするモデル）が利用されることが多い。そこで、本研究で得られた震源モデルを特性化震源モデルに置き換えていくことが必要であるが、その際、構造物被害に直結しやすいやや短周期帯域（川瀬，1998）における波形の再現性が劣化しないように十分配慮する必要がある。この作業を経ることにより、地震の規模とア

スペリテの面積やそこでのすべり量の関係に関して、わが国独自のデータに基づいた検討が可能となる。

もう一つの大きな課題は、表層地盤の非線形挙動をより適切に考慮することである。本研究の結果を見ても、例えば2004年新潟県中越地震に対するいくつかの地点での波形合成結果を見ると、後続位相が過大評価となっている。後続位相はS波よりも堆積層の中に留まっている時間が長いため、表層地盤の非線形挙動の影響をS波よりも受けやすいと考えられる(野津・盛川, 2003)。従って、ここでの過大評価は表層地盤の非線形挙動の影響である可能性が高いと考えられる。

これらの点についてさらに実証的研究を行っていく必要がある。

(2010年4月26日受付)

謝辞

本稿では(独)防災科学技術研究所のK-NETおよびKiK-netの強震記録、F-netの強震記録とCMT解、気象庁の震源データ、東京電力(株)の強震記録を使用しています。本稿の内容の一部を学術誌に投稿した際、北海道大学大学院工学研究科の笹谷努教授(当時)、京都大学原子炉実験所の釜江克宏教授、神戸大学理学部の筧楽磨博士、電力中央研究所の芝良昭博士、および匿名の査読者からいただいた指摘は原稿を改善する上で非常に有益でした。ここに記して謝意を表します。

参考文献

浅野公之・岩田知孝(2005):強震波形から推定した2004年新潟県中越地震の震源過程解析,平成16年度京都大学防災研究所研究発表会講演集, A-01.
 入倉孝次郎(1996):阪神大震災を引き起こした強震動,京都大学防災研究所年報, No.39A, pp.229-245.
 釜田正毅・武村雅之(1999):近地で観測されたレーリ一波から推定した1993年能登半島沖地震の震源深さ,震源メカニズムと能登半島周辺の地下構造,地震2, 52, pp.255-270.
 川瀬博(1993):表層地質による地震波の増幅とそのシミュレーション,地震2, 46, pp.171-190.
 川瀬博(1998):震源近傍強震動の地下構造による増幅プロセスと構造物破壊能—1995年兵庫県南部地震での震災帯の成因に学ぶ—,第10回日本地震工学シンポジウムパネルディスカッション資料集, pp.29-34.
 勘米良亀齢・橋本光男・松田時彦編(1980):岩波講座 地球科学15 日本の地質,岩波書店, 387p.
 菊地正幸(2002):地震波で震源を探る,地殻ダイナミク

スと地震発生,朝倉書店, pp.163-178.
 澤田純男・盛川仁・土岐憲三・横山圭樹(1998):強震動の位相スペクトルにおける伝播経路・サイト特性の分離,第10回日本地震工学シンポジウム, pp.915-920.
 菅野高弘・野末康博・田中智宏・野津厚・小濱英司・ハザリカ=ヘマンタ・元野一生(2007):2005年福岡県西方沖の地震による港湾施設被害報告,港空研資料 No.1165, 127p.
 関口春子(2005):土木学会(第1次)・地盤工学会合同調査団調査速報, 2.1 地質構造と震源断層, <http://shake.iis.u-tokyo.ac.jp/chuetsu/2-1.pdf>.
 遠田晋次,丸山正,吉見雅行,金田平太郎(2010):2008年岩手・宮城内陸地震に伴う地表地震断層—震源過程および活断層評価への示唆—,地震2, 62, pp.153-178.
 土木学会(2008):性能設計における土木構造物に対する作用の指針, pp. II-31-II-36.
 中村洋光・宮武隆(2000):断層近傍強震動シミュレーションのための滑り速度時間関数の近似式,地震2, 53, pp.1-9.
 日本港湾協会(2007):港湾の施設の技術上の基準・同解説(上), 477p.
 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, 55, pp.361-374.
 野津厚(2005):2004年新潟県中越地震の震源モデル—経験的グリーン関数を用いた波形インバージョン—,地震2, 58, pp.329-343.
 野津厚(2007):2005年福岡県西方沖の地震の震源モデル—経験的グリーン関数を用いた波形インバージョン—,地震2, 59, pp.253-270.
 引間和人・額額一起(2005):強震記録から見た2004年新潟県中越地震本震・余震群の震源過程,2004年新潟県中越地震観測に関するワークショップ.
 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, 51, pp.149-156.
 福山英一・石田瑞穂・堀貞喜・関口渉次・綿田辰悟(1996):Freesia Projectによる広帯域地震観測,防災科学技術研究所報告, 57, pp.23-31.
 保坂吉則(2005):新潟県中越地震被害報告,4.地盤の被害,震災予防, pp.28-30.
 堀川晴央(2005):再決定震源と強震記録による2004年中越地震の断層モデル,地球惑星科学関連学会2005年合同大会, S079-P004.
 前園宣彦(2001):統計的推測の漸近理論,九州大学出版会, 241p.

- 山科真一, 山崎勉, 橋本純, 笠井史宏, 吾妻智浩, 渋谷研一 (2009): 岩手・宮城内陸地震で発生した荒砥沢地すべり, 日本地すべり学会誌, 45, pp.42-47.
- Aki, K. and Richards, P.G. (2002): *Quantitative seismology*, 2nd ed., University Science Books, Sausalito, California, 700p.
- Aoi, S., Obara, K., Hori, S., Kasahara, K. and Okada, Y. (2000): New strong-motion observation network: KiK-net, *EOS Trans. Am. Geophys. Union*, 329.
- Asano, K. and Iwata, T. (2006): Source process and near-source ground motions of the 2005 West Off Fukuoka Prefecture earthquake, *Earth Planets Space*, 58, pp.93-98.
- Hartzell, S.H. (1978): Earthquake aftershock as Green's functions, *Geophys. Res. Lett.*, 5, pp.1-4.
- Hartzell, S.H. and Heaton, T.H. (1983): Inversion of strong ground motion and teleseismic waveform data for the fault rupture history of the 1979 Imperial Valley, California, earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 73, pp.1553-1583.
- Honda, R., Aoi, S., Morikawa, N., Sekiguchi, H., Kunugi, T. and Fujiwara, H. (2005): Ground motion and rupture process of the 2004 Mid Niigata Prefecture earthquake obtained from strong motion data of K-NET and KiK-net, *Earth Planets Space*, 57, pp.527-532.
- Horikawa, H. (2006): Rupture processes of the 2005 West Off Fukuoka Prefecture, Japan, earthquake, *Earth Planets Space*, 58, pp.87-92.
- Irikura, K. (1983): Semi-empirical estimation of strong ground motions during large earthquakes, *Bull. Disast. Prev. Res. Inst.*, Kyoto Univ., 32, pp.63-104.
- Irikura, K. (1986): Prediction of strong acceleration motions using empirical Green's functions, *Proc. 7th Japan Earthq. Eng. Symp.*, pp.151-156.
- Kamae, K., Ikeda, T. and Miwa, S. (2005): Source model composed of asperities for the 2004 Mid Niigata Prefecture, Japan, earthquake ($M_{JMA}=6.8$) by the forward modeling using the empirical Green's functions method, *Earth Planets Space*, 57, pp.533-538.
- Kato, A., Kurashimo, E., Hirata, N., Sakai, S., Iwasaki, T. and Kanazawa, T. (2005): Imaging of the source region of the 2004 mid-Niigata prefecture earthquake and the evolution of a seismogenic thrust-related fold, *Geophys. Res. Lett.*, 32, 7, L07307, 10.1029/2005GL022366.
- Kato, A., Sakai, S., Kurashimo, E., Igarashi, T., Iidaka, T., Hirata, N., Iwasaki, T., Kanazawa, T. and Group for the aftershock observations of the 2007 Niigataken Chuetsu-oki Earthquake (2008): Imaging heterogeneous velocity structures and complex aftershock distributions in the source region of the 2007 Niigataken Chuetsu-oki Earthquake by a dense seismic observation, *Earth, Planets Space*, 60, pp.1111-1116.
- Kinoshita, S. (1998): Kyoshin-net (K-NET), *Seism. Res. Lett.*, 69, pp.309-332.
- Kobayashi, R., Miyazaki, S. and Koketsu, K. (2006): Source processes of the 2005 West Off Fukuoka Prefecture earthquake and its largest aftershock inferred from strong motion and 1-Hz GPS data, *Earth Planets Space*, 58, pp.57-62.
- Lawson, C.L. and Hanson, R.J. (1974): *Solving least squares problems*, Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs, New Jersey, 340p.
- Sekiguchi, H., Aoi, S., Honda, R., Morikawa, N., Kunugi, T. and Fujiwara, H. (2006): Rupture processes of the 2005 West Off Fukuoka Prefecture earthquake obtained from strong motion data of K-NET and KiK-net, *Earth Planets Space*, 58, pp.37-43.
- Shinohara, M., Kanazawa, T., Yamada, T., Nakahigashi, K., Sakai, S., Hino, R., Murai, Y., Yamazaki, A., Obana, K., Ito, Y., Iwakiri, K., Miura, R., Machida, Y., Mochizuki, K., Uehira, K., Tahara, M., Kuwano, A., Amamiya, S., Kodaira, S., Takanami, T., Kaneda, Y. and Iwasaki, T. (2008): Precise aftershock distribution of the 2007 Chuetsu-oki Earthquake obtained by using an ocean bottom seismometer network, *Earth, Planets Space*, 60, pp.1121-1126.
- Somerville, P.G., Irikura, K., Graves, R., Sawada, S., Wald, D., Abrahamson, N., Iwasaki, T., Kagawa, T., Smith, N. and Kowada, A. (1999): Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong ground motions, *Seism. Res. Lett.*, Vol.70, pp.59-80.
- Suzuki, W. and Iwata, T. (2006): Source model of the 2005 west off Fukuoka prefecture earthquake estimated from the empirical Green's function simulation of broadband strong motions, *Earth Planets Space*, 58, pp.99-104.
- Takenaka, H., Nakamura, T., Yamamoto, Y., Toyokuni, G. and Kawase, H. (2006): Precise location of the fault plane and the onset of the main rupture of the 2005 West Off Fukuoka Prefecture earthquake, *Earth Planets Space*, 58, pp.75-80.
- Zhang, H. and Thurber, C.H. (2003): Double difference tomography: The method and its application to the Hayward fault, California, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 93,

pp.1875-1889.

港湾空港技術研究所報告 第49巻第3号

2010.9

編集兼発行人 独立行政法人港湾空港技術研究所

発行所 独立行政法人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 大 應

Copyright © (2010) by PARI

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

この資料は、港湾空港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、複写は港湾空港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

Assessment of shear velocity determinations referring DO microprofiles - Simultaneous field observation of turbulence and DO in the benthic boundary layer - Tetsunori INOUE, Ronnie N. GLUD, Henrik STAHL, Andrew HUME	3
Seed dispersal supporting areal expansion of meadow in the seagrass, <i>Zostera marina</i> L. Shinya HOSOKAWA, Masahiro NAKAOKA, Eiichi MIYOSHI, Tomohiro KUWAE	31
Block Removal Using Holding Device with a Chain Net and its Modeling Hitoshi NOGUCHI	51
Study on Liquefaction Prediction Method Considering Wave Forms of Seismic Motions Hiroyuki YAMAZAKI, Shouichi EMOTO	79
Rupture Process of Recent Crustal Earthquakes in Japan Estimated by Waveform Inversion Atsushi NOZU	111
Evaluation of intertidal flat stratigraphy by MASW technology —Interpretation of shear wave velocity structure and safety assessment of artificial intertidal flats— Yoichi WATABE, Shinji SASSA, Tomohiro KUWAE, SoonBo YANG, Masanori TANAKA	157