

### 3. 2 長周期地震動予測のための手法検討・時刻歴計算等

#### (1) 研究の内容

##### (a) 研究の題目

長周期地震動予測のための手法検討・時刻歴計算等

##### (b) 担当者

| 所属機関                | 役職 | 氏名    |
|---------------------|----|-------|
| 国立大学法人 東京大学地震研究所    | 教授 | 瀨瀨 一起 |
| 国立大学法人 鳥取大学大学院工学研究科 | 教授 | 香川 敬生 |
| 国立大学法人 東京大学地震研究所    | 助教 | 三宅 弘恵 |

##### (c) 研究の目的

「3. 1 長周期地震動予測に資するデータ・資料の収集等」で整備されたデータ・資料等を基に、地震調査委員会・部会・分科会の審議状況を踏まえ、マグニチュード8級程度の海溝型地震を対象として、長周期地震動予測地図作成のために必要な詳細な時刻歴波形の予測計算を行いつつ、長周期地震動予測手法の高度化に向けて、地下構造モデル、震源モデルや計算手法の改良を行い、その結果を地震本部に報告する。

#### (2) 平成 22 年度の成果

##### (a) 研究の要約

###### 1) 研究の目的

長周期地震動予測地図作成のための手法（瀨瀨・他，2009<sup>1)</sup>）の高度化を目指し、三次元地下構造モデル（藤原・他，2006<sup>2)</sup>，Iwata *et al.*，2008<sup>3)</sup>）及び既往地震（昭和南海地震）の震源破壊モデル（Murotani，2007<sup>4)</sup>）の高度化を行うことを目的とした。

###### 2) 実施方法

西南日本における南海地震震源域および地震動の影響域を対象に構築された三次元地下構造モデルについて、中規模地震の観測記録を説明できることを前提としてチューニングを行った。加えて、得られた地下構造モデルによる三次元グリーン関数を計算し、昭和南海地震の震源インバージョン解析を行った。

###### 3) 成果の要約

三次元地下構造モデルについては、中規模地震の観測記録を概ね説明でき、既往の地下構造探査結果とも整合するものを得ることができた。また、レシーバ関数による検証など、既往の地下構造モデル作成法（Koketsu *et al.*，2009<sup>5)</sup>）に加えて新たな検討を行った。昭和南海地震の震源インバージョンについては、一次元グリーン関数を利用した場合よりも観測波形・地殻変動の説明性が良く、合理的な解を得ることができた。

## (b) 研究の実施方法

三次元的にモデル化された地下構造を伝播する地震動の計算に効率的な計算スキームを基本として、長周期時刻歴波形および応答スペクトルを計算する。そのため、以下のテーマに分割して研究を行う。

### 1) 並列計算機による地下構造モデルの改良と計算手法の検討

対象とする空間領域が広く、高精度な計算を行う場合には、計算時間も長く要することから、計算手法の開発・改良に向けての計算は通常レベルの並列計算機により行い、必要に応じ三次元地下構造モデルについて、繰り返し改良を行う。その際、格子サイズのとり方、計算対象領域の境界条件等、計算の安定性と精度に係わる条件設定に留意しながら計算する必要があるが、超並列計算機において効率的・効果的な計算手法が使えるよう、2)の成果も併用しながら検討する。

### 2) 超並列計算機による広範囲・高精度の計算

計算は通常レベルの並列計算機により行うが、対象とする空間領域が広く、高精度な計算を行う場合には、計算時間も長く要することから、三次元シミュレーション・コードは超並列計算機の環境においても開発を行い、精度と効率性を確保することとする。格子サイズのとり方、計算対象領域の境界条件等、計算の安定性と精度に係わる条件設定に留意しながら計算する必要があるが、効率的・効果的な計算手法が使えるよう、1)の成果を併用しながら検討する。必要に応じ震源モデルについて、繰り返し改良を行う。前イベント震源モデルと特性化震源モデルの問題点についてアスペリティ配置・強さの量子化等に注意を払い、過去に発生したそれぞれの地震の特性に留意して海溝型地震の微視的震源特性の高度化に資する。

## (c) 研究の成果

### 1) 並列計算機による地下構造モデルの改良と計算手法の検討

#### a) 三次元地下構造モデルの繰り返し改良

地震動予測値地図作成のため、全国地下構造モデルが整備されている(藤原・他, 2006<sup>21)</sup>)。表 3.2.1 にその物性値一覧を示す。また、図 3.2.1 に本検討での対象領域を示す。図中赤破線の枠内の強震観測点を対象としてモデルのチューニングを行い、青破線内を対象として昭和南海地震のシミュレーションを実施する。

対象とする西南日本の初期モデルでは、堆積平野、盆地を除く領域では地震基盤( $V_s=3.2\text{km/s}$ )が露頭していた。しかし、そのようなモデルでは観測に比べてシミュレーションの走時が早く、また振幅が小さい傾向がみられた。そこで、地殻最上部層( $V_s=2,400, 2,000\text{m/s}$ )を導入し、観測記録と整合するように層厚を逐次調整することで、より合理的なモデルへと改良を行った。図 3.2.2 に 3.1 で収集した作業モデル(左)と本研究を通じて改良したモデル(右)による地殻最上部層の下面深度を示す。図中の四角印は各観測点における観測とシミュレーション振幅の不一致を表し、大きいほど差が大きい。ピンクはシミュレーションが小さく、水色はシミュレーションが大きい。全体に地殻最上部層が

厚くなることで、観測との一致が良くなっている。右図の赤丸部は調整によって改善された領域であり、水色の丸は地質学的に許容できる深度の更新の範囲内では十分に改善されていない領域を示す。図 3.2.3 に両モデルによる計算波形と観測波形の整合性を示す。対象とした地震は 1998 年 4 月 22 日三重県北部地震 ( $M_J$ : 5.4、深さ: 10.5km) である。改良したモデルでは、振幅のみならず後続波形の形状まで良好に再現されるようになっていいる。この他にも複数の地震で波形の改善を確認している。

表 3.2.1 全国地下構造モデルの物性値

| Layer | Vp(km/s) | Vs(km/s) | $\rho$ (g/cm <sup>3</sup> ) | Qp  | Qs  |                      |
|-------|----------|----------|-----------------------------|-----|-----|----------------------|
| 1     | 1.7      | 0.35     | 1.80                        | 119 | 70  |                      |
| 2     | 1.8      | 0.5      | 1.95                        | 170 | 100 |                      |
| 3     | 2.0      | 0.6      | 2.00                        | 204 | 120 |                      |
| 4     | 2.1      | 0.7      | 2.05                        | 238 | 140 |                      |
| 5     | 2.2      | 0.8      | 2.07                        | 272 | 160 |                      |
| 6     | 2.3      | 0.9      | 2.10                        | 306 | 180 |                      |
| 7     | 2.4      | 1.0      | 2.15                        | 340 | 200 | 付加体                  |
| 8     | 2.7      | 1.3      | 2.20                        | 442 | 260 |                      |
| 9     | 3.0      | 1.5      | 2.25                        | 510 | 300 |                      |
| 10    | 3.2      | 1.7      | 2.30                        | 578 | 340 |                      |
| 11    | 3.5      | 2.0      | 2.35                        | 680 | 400 | 地殻最上部層               |
| 12    | 4.2      | 2.4      | 2.45                        | 680 | 400 | 地殻最上部層               |
| 13    | 5.0      | 2.9      | 2.60                        | 680 | 400 | 地震基盤(近畿圏)            |
| 14    | 5.5      | 3.2      | 2.65                        | 680 | 400 | 地震基盤(上部地殻第1層)        |
| 15    | 6.0      | 3.53     | 2.70                        | 680 | 400 | 上部地殻第2層              |
| 16    | 6.7      | 3.94     | 2.80                        | 680 | 400 | 下部地殻                 |
| 17    | 7.8      | 4.60     | 3.20                        | 850 | 500 | マントル                 |
| 18    | 5.0      | 2.9      | 2.40                        | 340 | 200 | 海洋性地殻第2層(フィリピン海プレート) |
| 19    | 6.8      | 4.0      | 2.90                        | 510 | 300 | 海洋性地殻第3層(フィリピン海プレート) |
| 20    | 8.0      | 4.7      | 3.20                        | 850 | 500 | 海洋性マントル(フィリピン海プレート)  |

- 地震本部などによる地下構造モデル
- Ludwig et al. (1970)
- Yamada and Iwata (2005)
- H17年度大大特広域モデル
- $Q_s = V_s/5$   $Q_p = 1.7 * Q_s$   $Q_s$ が400を超える場合は400とする

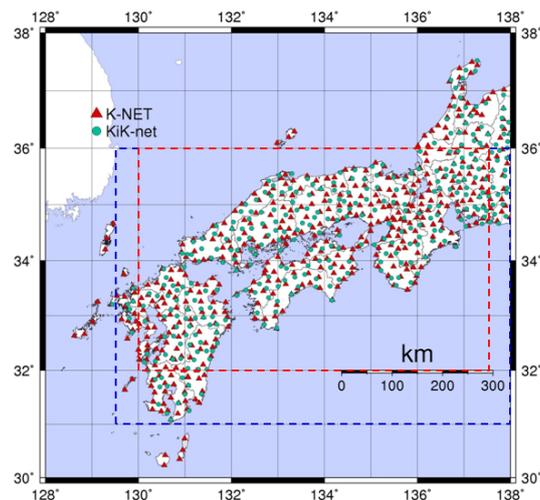


図 3.2.1 研究対象とする領域および強震観測点

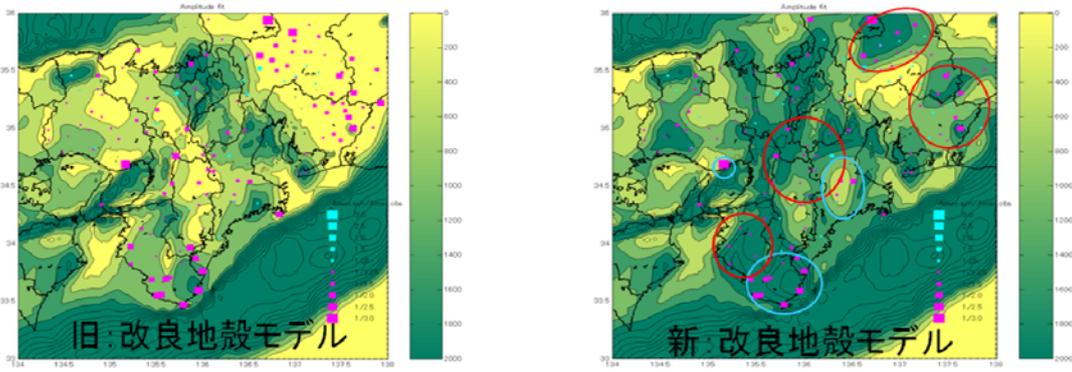


図 3.2.2 初期作業モデル（左）と本研究で改良したモデル（右）の地殻最上部層下面深度

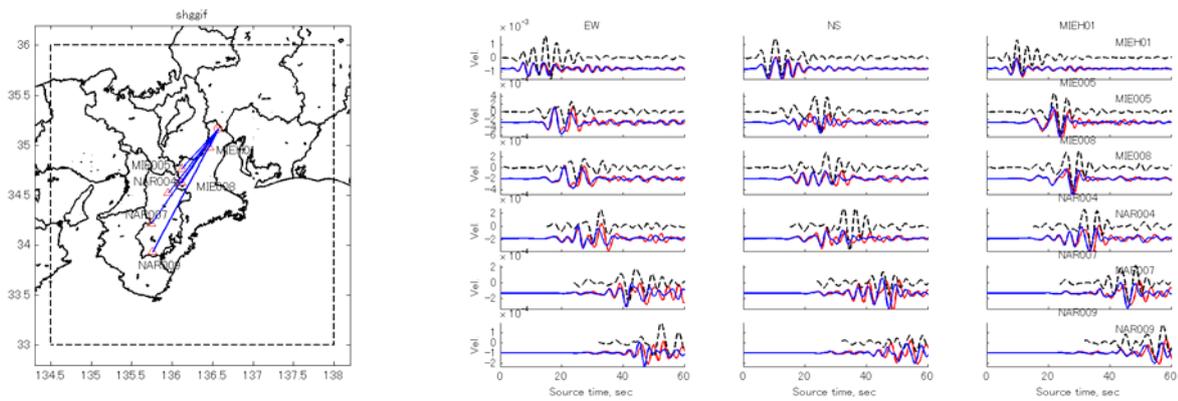


図 3.2.3 観測波形（黒破線）と初期作業モデル（青）と改良モデル（赤）による波形比較例

図 3.2.4 には、初期モデル（左）と改良モデル（右）を用いて計算した重力異常分布を観測データ（中央）と比較して示す。地殻最上部層を含まない初期モデルでは観測重力異常分布を表現できないが、改良モデルでは良好に再現できていることが分かる。

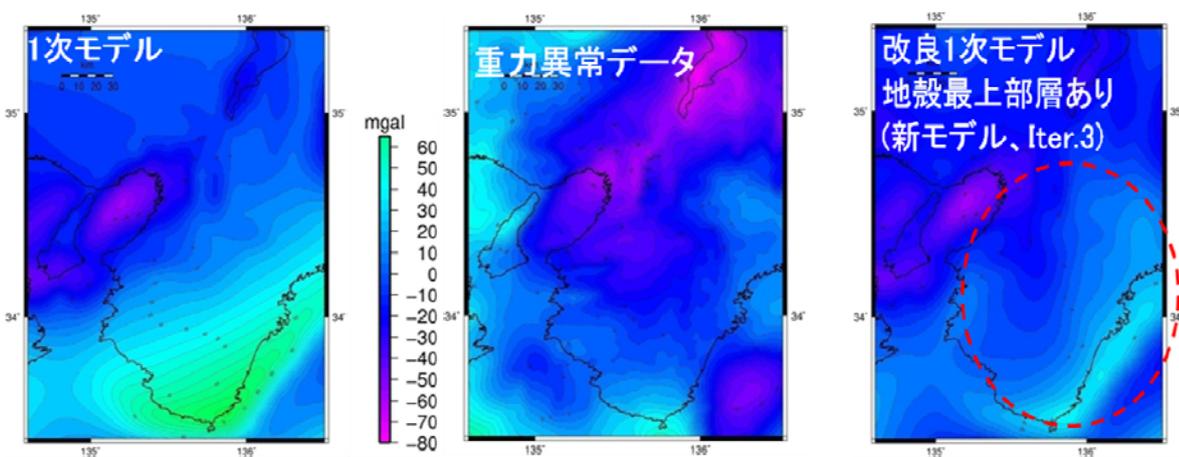


図 3.2.4 重力異常データの説明性の向上

また、既往屈折法探査による速度構造では、図 3.2.5 (左) に示すように地殻最上部層に相当する低速度層が見られる。図 3.2.2 のプロセスを経た改良モデル (図 3.2.5 (右)) でも同様の低速度層が得られており、モデルの妥当性を示すものとなっている。

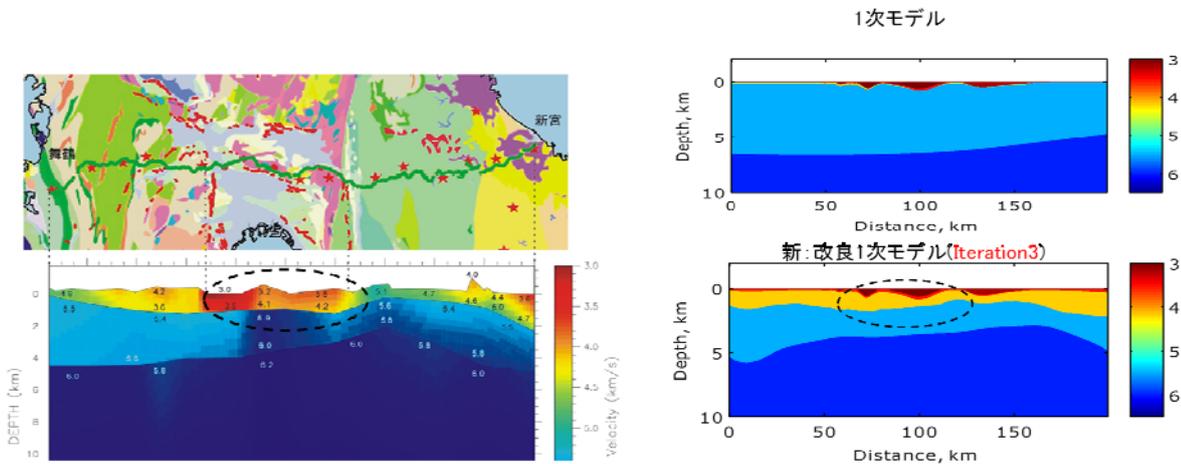


図 3.2.5 屈折法探査による速度構造 (左) と各モデルによる速度構造 (右)

#### b) R/V スペクトルの適用

堆積層部のモデル改良にあたっては、中小地震観測記録の R/V スペクトルのピーク周期を用いて堆積層モデルを調整し、その調整量を周辺に補間するため、地質区分に対応した重力異常分布を用いる方法を用いた。図 3.2.6 にその一例を示す。観測 R/V スペクトルの平均 (青線) に見られるピークに対して、初期モデルで計算される理論スペクトル (緑) のピークは異なっている。これを修正して観測を満足するスペクトル比となるモデル (赤) を得た。このような改良情報は地震観測点のみで得られるが、図に示すブーゲー異常分布や地質図を参考にモデル改良の影響範囲を設定し、周囲にわたって修正を施すこととした。

#### c) レシーバ関数法の適用

山地サイトでは、地殻最上部層モデルの妥当性を検証するため、中小地震観測記録のレシーバ関数を併用した。これは、既往の地下構造モデル作成法 (Koketsu *et al.*, 2009<sup>5)</sup>) に加えて新たな検討に相当する。

図 3.2.7 に大阪堆積盆地周辺山地で実施した例を示す。右上に観測レシーバ関数と最適モデルによるシミュレーション例を示す。右下がその際の最適モデル (実線) とこれまでに示した改良モデル (破線) を示している。地殻最上部層についてその厚さが完全に一致するには至っていないが、レシーバ関数を用いた解析からもそのような低速度層の必要性が示唆される。同様の解析は紀伊半島南部においても実施し、同様の結果を得ている。

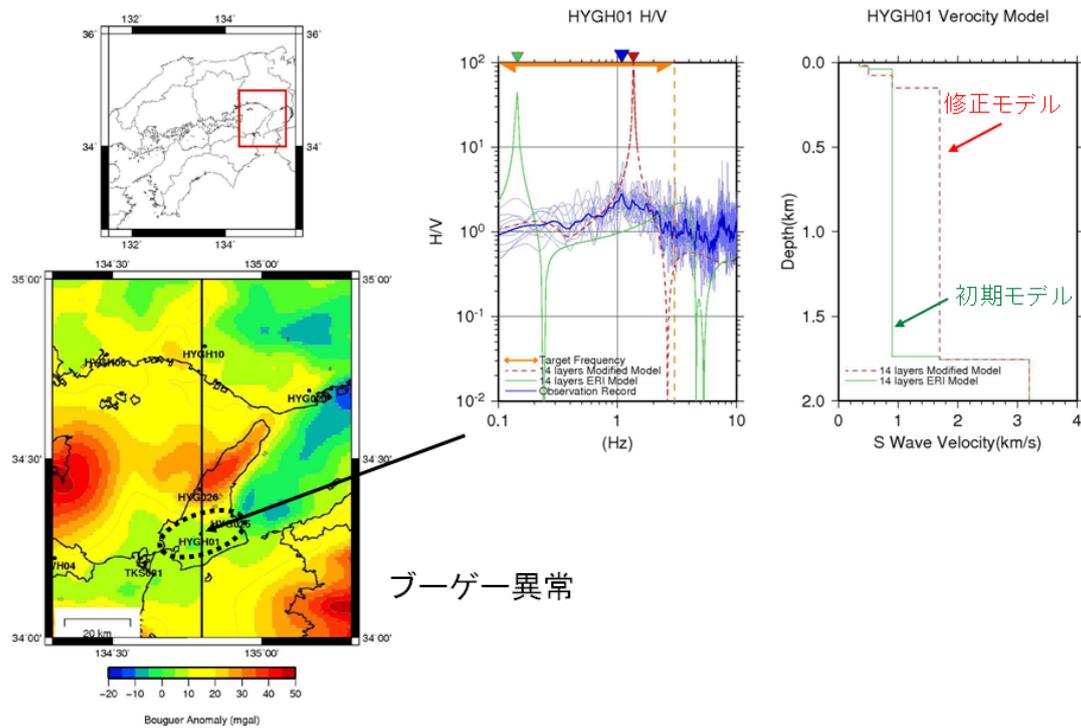


図 3.2.6 R/V スペクトルを用いた堆積層モデル改良の例

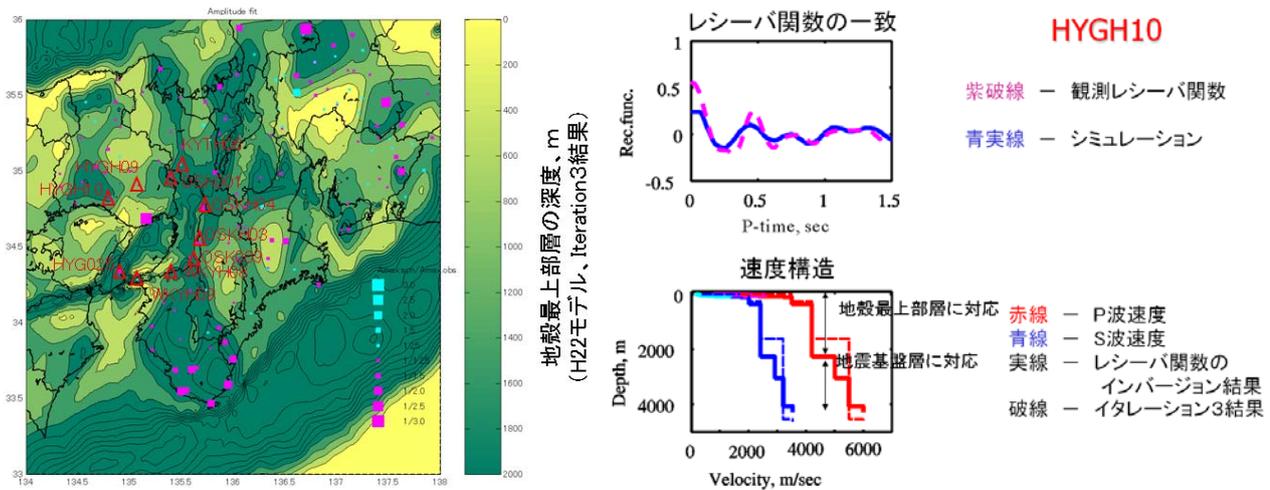


図 3.2.7 レシーバ関数を検討したサイト例 (左) と解析例 (右)

d) 三次元地下構造モデル

以上の結果得られた三次元地下構造モデルの例を図 3.2.8 に断面として示す。上段は下段の深さ 10km までを拡大表示したものとなっている。各層の物性は層内で一定とし、それぞれに表 3.2.1 で示した値が割り振られている。

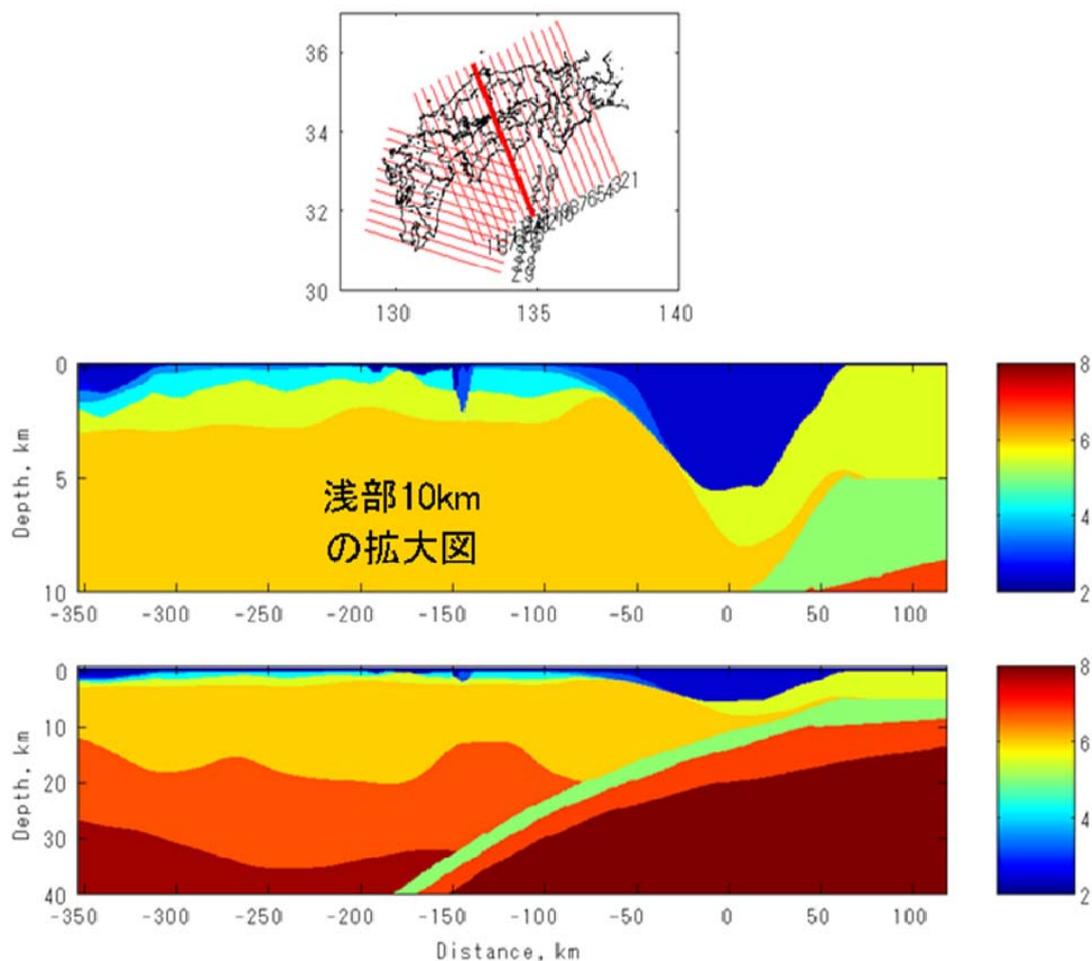


図 3.2.8 得られた三次元地下構造モデルの断面例

## 2) 超並列計算機による広範囲・高精度の計算

### a) HA8000 (T2K) の利用

これまでの検討に用いていた差分コードを東京大学 HA8000 (T2K) で稼働できるように移植した。また、計算が 48 時間で打ち切られるため、メモリを臨時的にディスクに書き出し次回それを再度読み込むことで計算を継続する (チェックポイント・リスタート) ようにプログラムを変更した。この変更を加えても、3.3 節に述べるような周期 2 秒までを対象とした計算には膨大な計算機資源を要し (768 コア、680GB メモリ)、南海地震の波動伝播に最低限必要な 400 秒間のシミュレーション (時間ステップ 70,000 回) を実施するためには、表 3.2.2 に示すように複数回のジョブを続けて実施する必要がある。

### b) 三次元構造によるグリーン関数計算法の開発

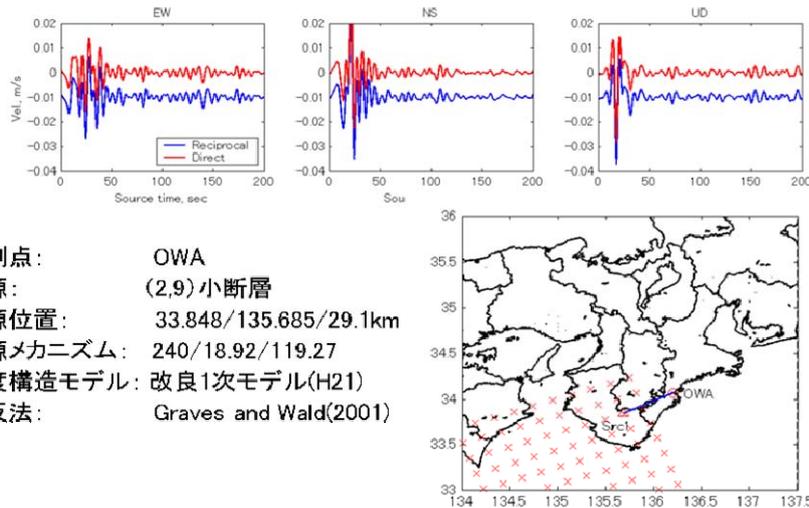
三次元構造によるグリーン関数計算が実施できるように、Reciprocal Theory (相反法) に基づく計算コードを作成し、検証を行った (図 3.2.9)。これによって、グリーン関数計算回数が震源数ではなく観測点数に比例することになり、特に観測点が限られている昭和南海地震のインバージョンにあたっては効率的な計算とすることができる。

表 3.2.2 東京大学 HA8000 (T2K) での計算実施状況

| 準備            | グリッドモデル作成                     | 12時間               |        |                    |      |
|---------------|-------------------------------|--------------------|--------|--------------------|------|
| 第1回計算         | グリッドモデル(230G)の読み込み            | 8分                 | 第7回計算  | 順番待ち               | 1時間  |
|               | 1-5000ステップの計算(震源の計算を含めて)      | 20時間               |        | 30000-35000ステップの計算 | 18時間 |
|               | 計算領域(700G)の保存                 | 20分                |        | 第8回計算              | 順番待ち |
|               |                               | 35000-40000ステップの計算 | 18時間   |                    |      |
| 第2回計算         | 順番待ち                          | 8時間                | 第9回計算  | 順番待ち               | 0時間  |
|               | グリッドモデル(230G)と計算領域(700G)の読み込み | 25分                |        | 40000-45000ステップの計算 | 18時間 |
|               | 5000-10000ステップの計算(震源の計算を含めて)  | 34時間               | 第10回計算 | 順番待ち               | 0時間  |
| 計算領域(700G)の保存 | 20分                           | 45000-50000ステップの計算 |        | 18時間               |      |
| 第3回計算         | 順番待ち                          | 8時間                | 第11回計算 | 順番待ち               | 0時間  |
|               | 10000-15000ステップの計算(震源の計算を含めて) | 45時間               |        | 50000-55000ステップの計算 | 18時間 |
| 第4回計算         | 順番待ち                          | 0時間                | 第12回計算 | 順番待ち               | 0時間  |
|               | 15000-20000ステップの計算            | 18時間               |        | 55000-60000ステップの計算 | 18時間 |
| 第5回計算         | 順番待ち                          | 60時間               | 第13回計算 | 順番待ち               | 0時間  |
|               | 20000-25000ステップの計算            | 18時間               |        | 60000-65000ステップの計算 | 18時間 |
| 第6回計算         | 順番待ち                          | 0時間                | 第14回計算 | 順番待ち               | 0時間  |
|               | 25000-30000ステップの計算            | 18時間               |        | 65000-70000ステップの計算 | 18時間 |

70000ステップ=波形400秒  
70000ステップまで合計:311時間(順番待ちを含めて499時間)

赤線—通常法、青線—相反法



観測点: OWA  
震源: (2.9)小断層  
震源位置: 33.848/135.685/29.1km  
震源メカニズム: 240/18.92/119.27  
速度構造モデル: 改良1次モデル(H21)  
相反法: Graves and Wald(2001)

図 3.2.9 Reciprocal Theory (相反法) を用いた計算の検証例

c) 三次元グリーン関数を用いた震源インバージョン解析

Murotani (2007) <sup>4)</sup>によって、昭和南海地震の震源インバージョン解析がおこなわれている。用いられたデータは、独自に数値化した近地観測記録(振り切れ記録を含む)、地球規模の遠地観測記録および地殻変動、検潮記録である。図 3.2.10 にそれらのデータを示す。図の左が遠地および近地の地震観測点、右が地殻変動・検潮観測点である。

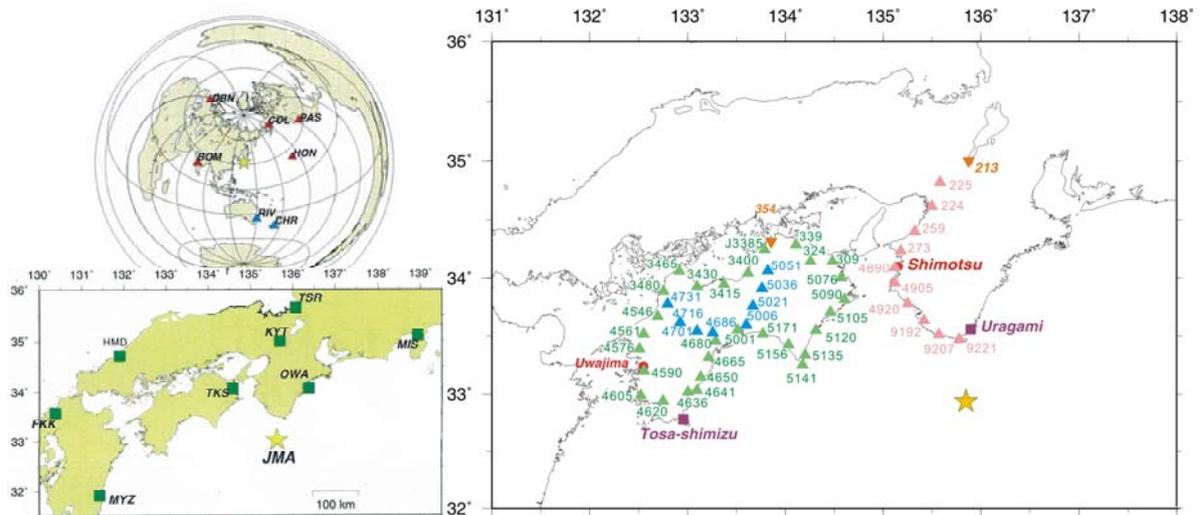


図 3.2.10 Murotani (2007)<sup>4)</sup> が用いた観測データ

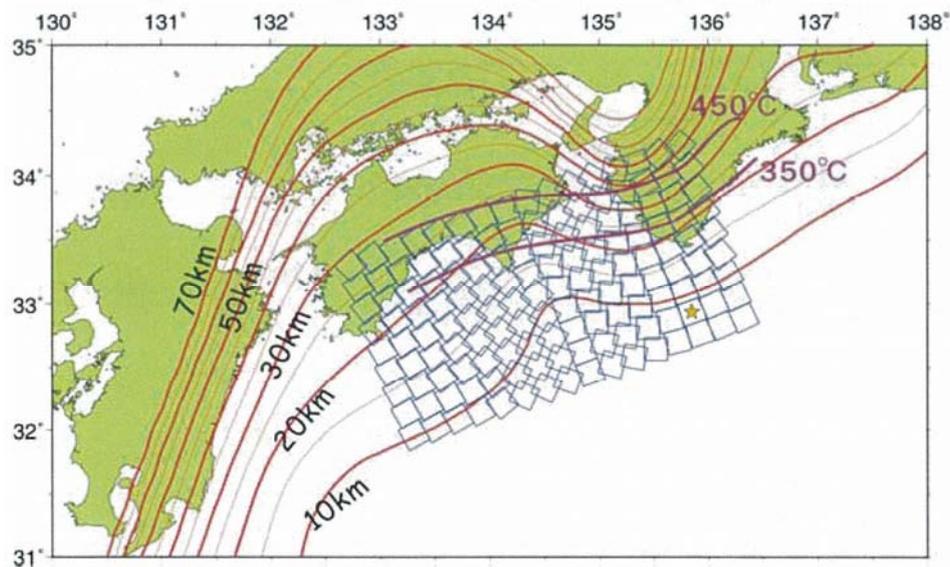


図 3.2.11 Murotani (2007)<sup>4)</sup> が用いた小断層分割

Murotani (2007)<sup>4)</sup> による解析では、図 3.2.11 に示すように、断層面を 20km 四方の小断層に分割し、プレートの沈み込み形状に合わせて、各小断層の深さ、走向、傾斜を設定している。Murotani (2007)<sup>4)</sup> では地下構造を観測点直下で代表した一次元構造としており、今回設定した三次元地下構造モデルとは異なる。インバージョンの対象となる TKS (徳島) サイトで一次元構造と三次元構造によるグリーン関数を図 3.2.12 に比較する。図上段の一次元構造によるものの方が振幅は大きく、下段の三次元構造によるものとは波形も異なることが分かる。

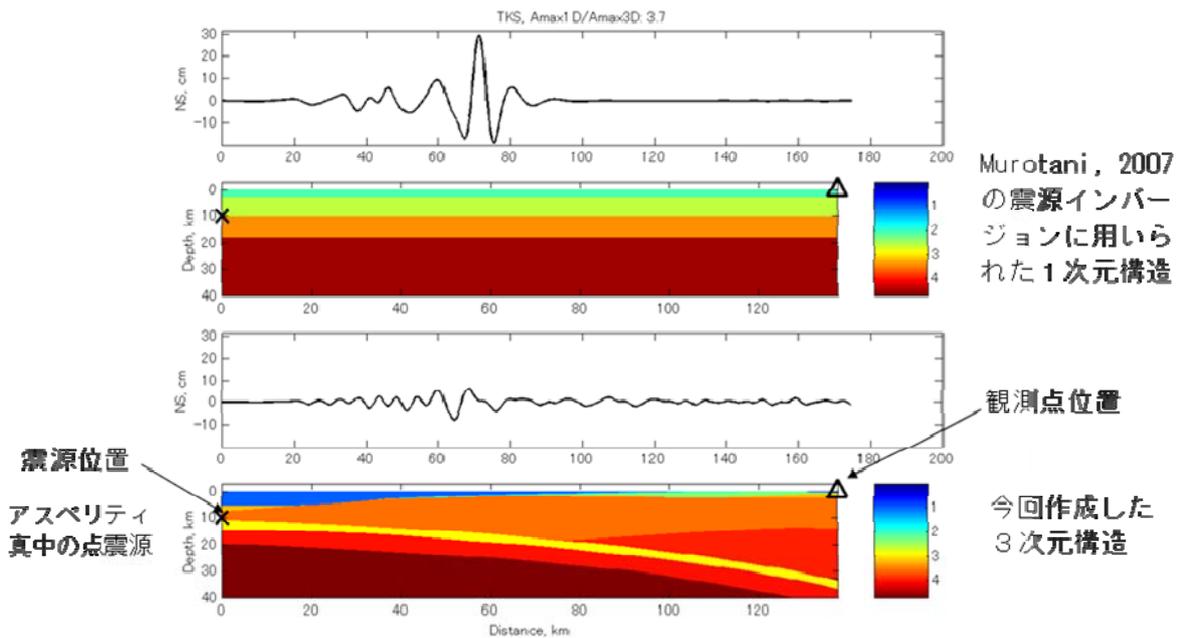


図 3.2.12 TKS（徳島）サイトにおける一次元構造と三次元構造によるグリーン関数例

上述のように一次元構造と三次元構造ではグリーン関数が異なり、一次元構造のグリーン関数で得た震源モデルを用いて三次元地盤構造によるシミュレーションを実施することには不整合が生じることが懸念される。実際、そのように計算した結果は、図 3.2.12 に示唆されるように、振幅の小さい地震動となった。

そこで、前項で作成した Reciprocal Theory（相反法）により、小断層全点による近地の全観測点における三次元グリーン関数を計算し、それらを用いた震源インバージョンを試みた。図 3.2.13 にその結果を示す。なお、図 3.2.10 に示した MIS（三島）サイトは西南日本の三次元構造モデルの範囲外のため、三次元グリーンによる解析には用いていない。

三次元グリーン関数を用いることにより、地震モーメントが約 20%大きくなり、最大すべり量も大きくなった。断層上で大きなすべりを示す場所については大きな変化は見られなかった。一方で観測データとの整合性の指標である Var.（Variance 値）では、グリーン関数を入れ替えた近地観測記録で大きく改善されており、ここでも三次元地下構造モデルの妥当性が示唆される。また、近地データのみならず遠地データ、地殻変動データによる Variance 値も小さくなっており、三次元グリーン関数を用いることでより説明性の高い震源モデルが得られたものと考えられる。波形および地殻変動データの一致度について、それぞれ図 3.2.14 および図 3.2.15 に示す。

また、各小断層で得られた震源時間関数を比較したものを図 3.2.16 に示す。インバージョン解析では底辺が 4 秒の三角関数型の震源時間関数を 2 秒ずつずらせて 20 個重ね、小断層での震源時間関数を表現している。図から、一次元グリーン関数を用いた場合は中央で振幅が大きいベル型を示すが、三次元グリーン関数の場合は破壊の初期で振幅が大きく強震動シミュレーションに用いられる Kostrov 型に近い形状を示している。このことから、

三次元グリーン関数を用いたインバージョンが合理的な解を与えていることが示唆される。

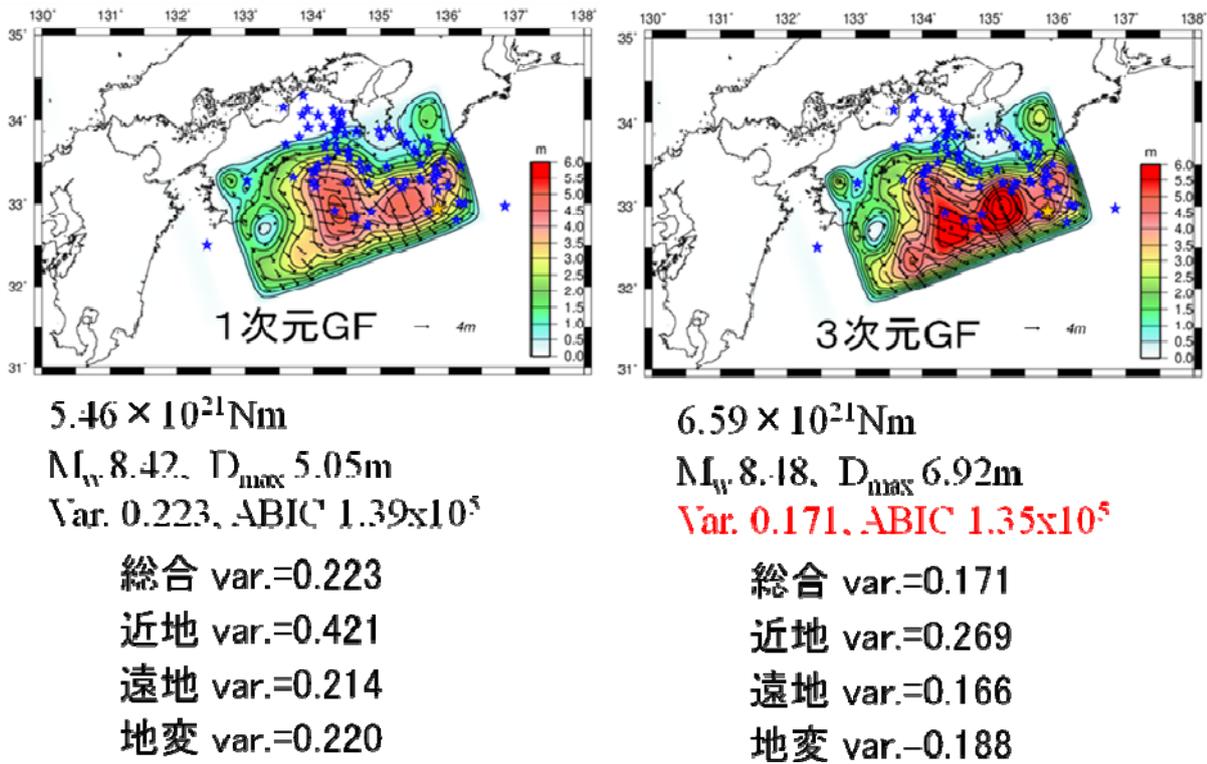


図 3.2.13 一次元（左）と三次元（右）グリーン関数によるインバージョン結果

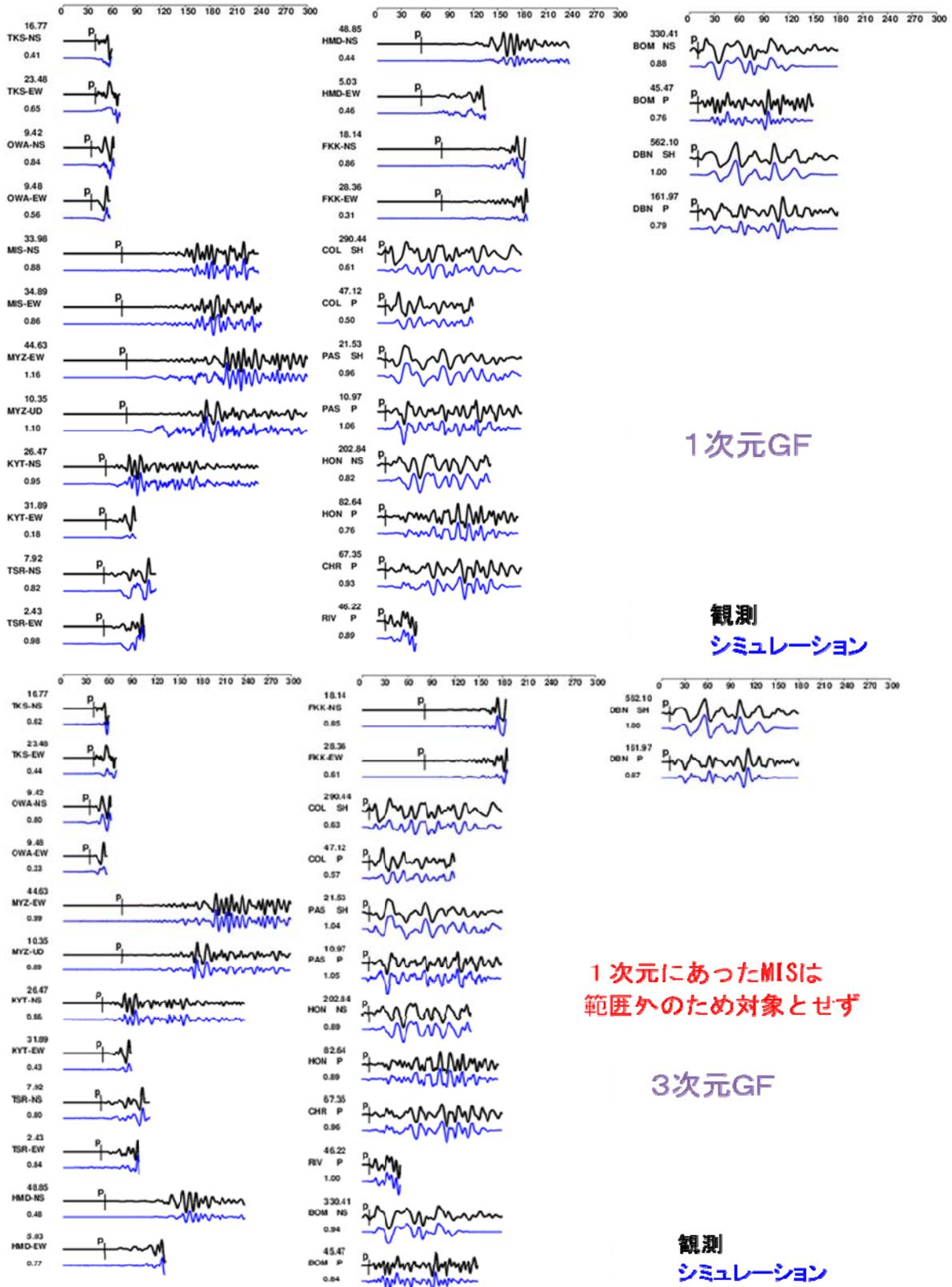


図 3.2.14 一次元（上）と三次元（下）グリーン関数による波形の整合性

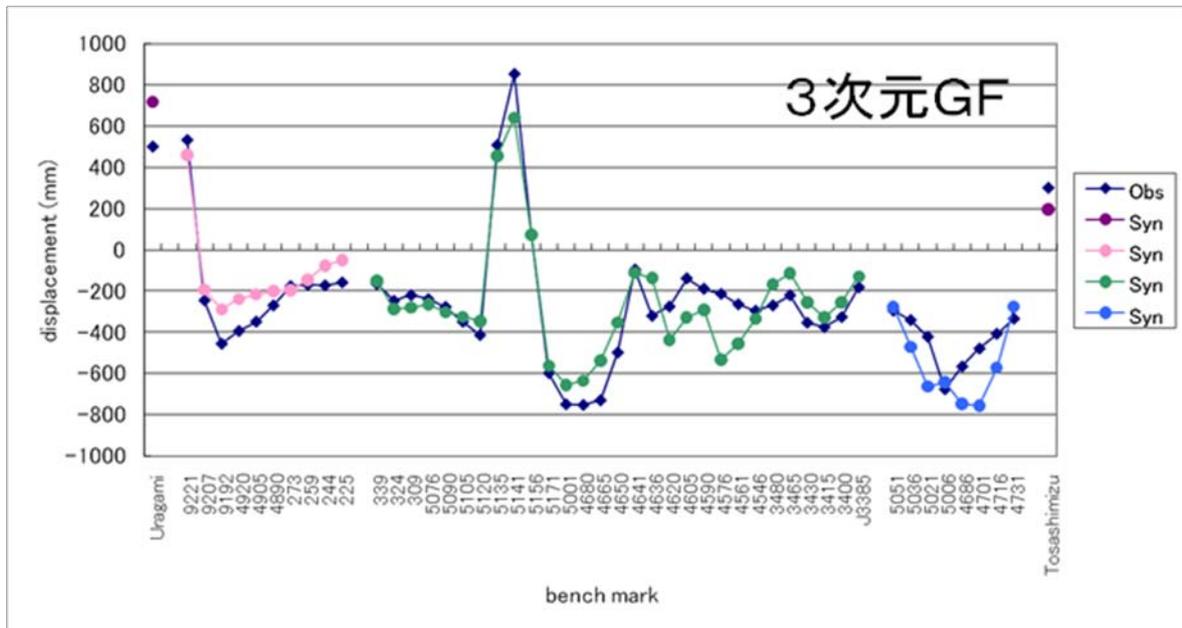
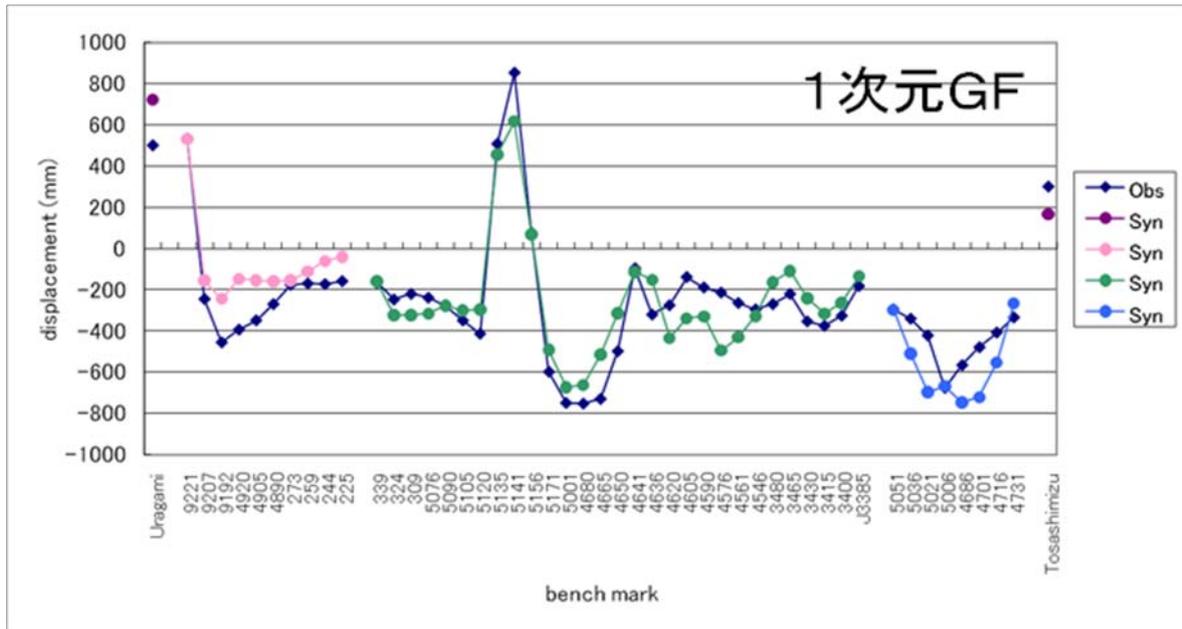


図 3.2.15 一次元（上）と三次元（下）グリーン関数による地殻変動の整合性

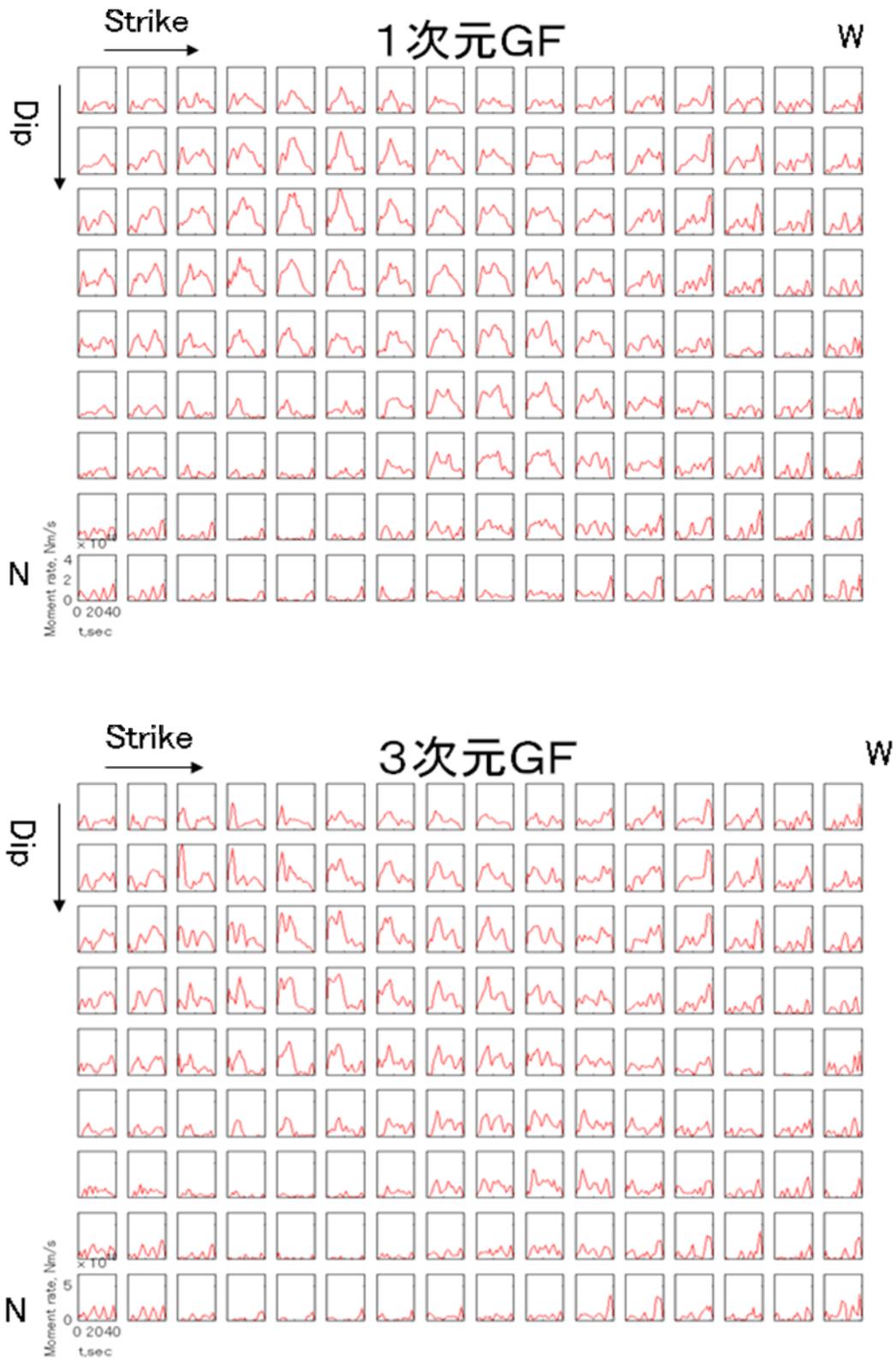


図 3.2.16 一次元（上）と三次元（下）グリーン関数による震源時間関数

#### d) GPGPU の検討

GPU を搭載した計算機を導入し、GPGPU を用いた差分計算を適用できる環境を整えた。GPGPU による計算の高速化は青井・他(2009)<sup>6)</sup>などに詳しいが、導入した計算機では中規模の計算で効果が期待される。

#### (d) 結論ならびに今後の課題

3. 1 節で整備された三次元地下構造モデルおよび南海トラフ沿いの海溝型巨大地震等の震源モデルに基づいて、長周期地震動予測地図作成のために必要な時刻歴波形の計算を三次元数値シミュレーションにより行うため、地下構造モデルを高度化するための方法論を検討し、中小地震の観測記録および既往地下構造調査結果を多角的に説明し得るモデルを得ることができた。また、昭和南海地震の震源インバージョンについて、三次元グリーン関数の適用を試み、良好な結果を得ることができた。これらの検討過程において、進捗状況と改良方策をまとめて適宜適切に地震本部に報告した。

なお、南海地震による地震動を精度良く予測するためには、現状では以下の課題が残されていると言える。

- 1) 大阪、濃尾など大規模な平野や盆地を除いて、堆積層構造が十分な精度で調査されている地域は限られており、1次モデルの精度が限られている。これについては、新たな地下構造調査を含むモデルの高度化に向けた検討が重要である。
- 2) 南海地震本震の断層域を震源とする中規模地震は少なく、対象地震で想定される伝播経路を持った地震観測記録による検証は十分とは言えない。今後の地震観測記録によってより良い方向にモデルが更新されてゆくことが望まれる。

#### (e) 引用文献

- 1) 瀨瀬一起・三宅弘恵・引間和人・木村武志・古村孝志・藤原広行・橋本徹夫・石井透・吾妻瞬一・室谷智子・早川崇・渡辺基史・鈴木晴彦 (2009), 「長周期地震動予測地図」2009年版の作成—想定東海地震・東南海地震・宮城県沖地震—, 日本地球惑星科学連合 2009年大会予稿集, S221-015.
- 2) 藤原広行・河合伸一・青井 真・先名重樹・大井昌弘・松山尚典・岩本鋼司・鈴木晴彦・早川 讓 (2006) 強震動評価のための深部地盤構造全国初期モデル, 第 12 回日本地震工学シンポジウム論文集, 1466-1469.
- 3) Iwata, T., T. Kagawa, A. Petukhin, and Y. Onishi (2008) Basin and crustal velocity structure models for the simulation of strong ground motions in the Kinki area, Japan, *J. Seismology*, 12, 223-234, DOI 10.1007/s10950-007-9086-7.
- 4) Murotani, S. (2007) Source process of the 1946. Nankai earthquake estimated from seismic waveforms and leveling data, Ph.D Thesis, University of Tokyo, 112pp.
- 5) Koketsu, K., H. Miyake, Afnimar and Y. Tanaka (2009) A proposal for a standard procedure of modeling 3-D velocity structures and its application to the Tokyo metropolitan area, Japan, *Tectonophysics*, 472, 290-300, doi:10.1016/j.tecto.2008.05.037.

- 6) 青井真・西沢直樹・青木尊之 (2009) GPGPU を用いた三次元波動伝播シミュレーション,  
日本地球惑星科学連合 2009 年大会予稿集.