

## 4. 南海地震(昭和型)の長周期地震動予測手法

4章では、南海地震(昭和型)の長周期地震動予測地図の作成に用いられた震源モデルおよび地下構造モデルについて紹介します。一般にプレート境界地震は、内陸地殻内地震に比べて規模が大きく再来期間が短いとされています。そのため、日本ではプレート境界地震におけるアスペリティの繰り返しに関する研究が多く行われており、東北日本を中心として大地震のアスペリティが繰り返しすべる事例が報告されています(例えば、永井・他, 2001; Yamanaka and Kikuchi, 2004)。アスペリティとは、断層のなかでもすべりが大きく、強い地震波を放出する領域のことです。また、震源モデルの作成において、波形インバージョンにより得られるすべり分布は、基礎的な情報となることが知られています。Murotani *et al.* (2008) は、日本におけるプレート境界地震の波形インバージョン結果をコンパイルしてそのスケーリング(パラメータの相似則)を検討し、プレート境界地震の断層面積やアスペリティ総面積は、Somerville *et al.* (1999) の内陸地殻内地震のスケーリングから推定される値に比べてやや大きな値を取るものの、断層領域に対するアスペリティ領域の面積比やすべり量比は、内陸地殻内地震のそれらとほぼ似通っていると結論を得ています(図4.1)。

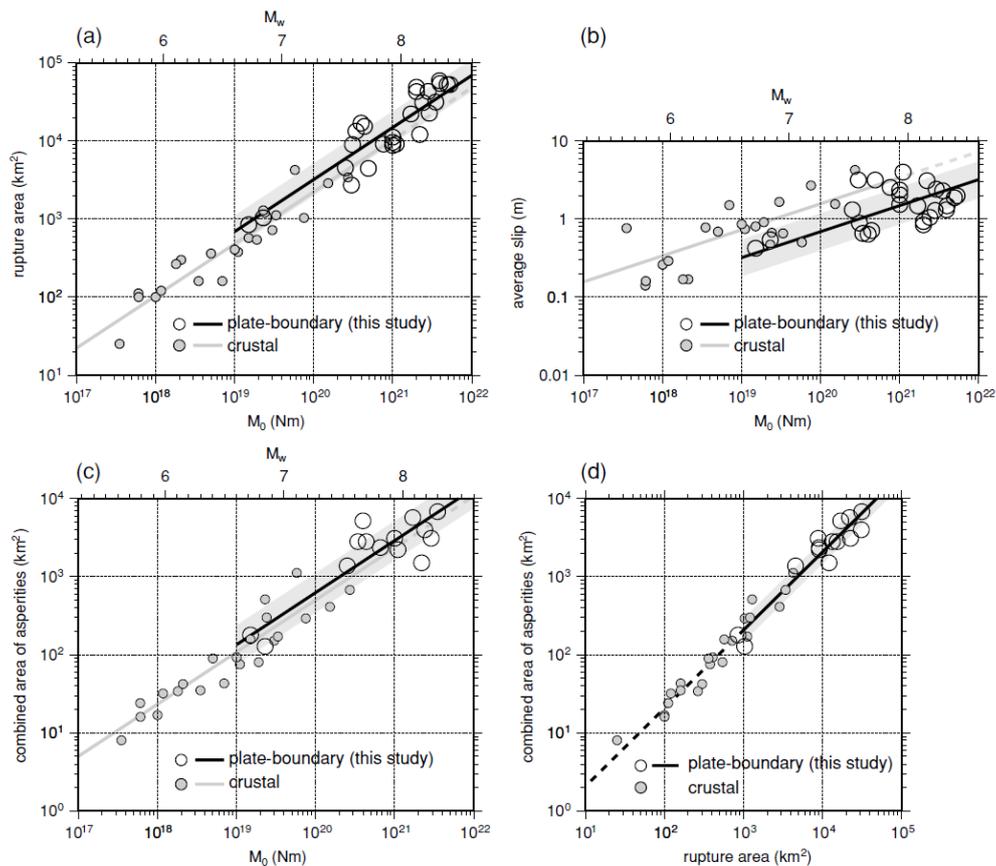


図 4.1 プレート境界地震の断層面積とアスペリティ総面積のスケーリング (Murotani *et al.*, 2008)

そこで本検討では、長周期地震動予測地図のためのプレート境界地震の震源モデルを次の方法で作成しました。南海地震（昭和型）は過去の地震の震源モデルがわかっており、その発生サイクルにおいてアスペリティの破壊が繰り返すことを前提に、前イベント震源モデル（previous event source model）を用いることとしました。しかし、国内に残されている 1946 年南海地震の観測記録は機械式（煤書き）で、震源近傍では大振幅になった時点で振り切れてしまったものがほとんどです。Murotani（2007）によってその記録のデジタル化が行われて震源破壊過程の解析が行われていますが、短周期地震動を生じる断層面の詳細な破壊分布を解析するには十分ではありません。そこで、より短周期までの地震動を評価するために、周期 5 秒程度よりも長周期帯域で有効な前イベント震源モデルに対して特性化震源モデルの概念を導入し、より短周期の成分を付加して、長周期地震動予測地図の作成に用いました。したがって、周期 5 秒よりも長周期帯域では観測データを説明できる昭和南海地震の前イベント震源モデルですが、それよりも短周期帯域では 1946 年南海地震の震源破壊過程を再現したものではないことに留意する必要があります。

#### 4.1 震源モデル

南海トラフの地震については、地震調査委員会（2001）によって形状評価が行われています。また、近年のプレート境界面深さの再定義（例えば Sato *et al.*, 2005）に基づいた震源モデルの再構築が重要な課題となっています。本予測地図では南海地震（昭和型）の震源域について、形状評価と海陸における制御地震探査データに基づき構築されたフィリピン海プレートの上面深さを考慮した震源のモデル化を行いました。南海地震については、 $M$  8.4 前後の規模の地震が今後 30 年以内に発生する確率は 60%程度であるという長期評価が地震調査委員会（2011）によって公表されています。過去の震源過程が推定されている南海地震では、近地波形、遠地波形および地殻変動データを用いたインバージョンを行った Murotani（2007）による 1946 年南海地震の震源モデルを次節に述べる地下構造モデルを用いて高度化したもの（図 4.2）を長周期地震動予測地図の震源モデルの基本モデルとして採用しました。

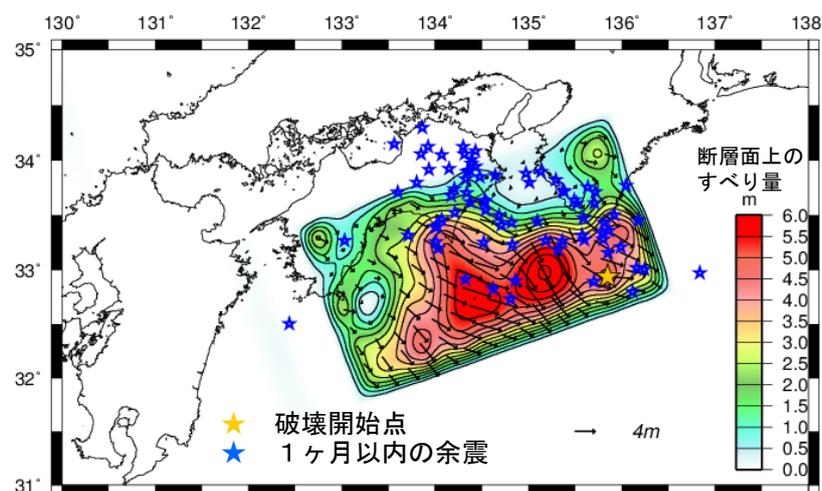


図 4.2 南海地震（昭和型）の長周期地震動予測地図の基本とした震源モデル

1946年南海地震の断層面の破壊は、紀伊半島の沖合から始まり、西に向かって進んだとされています。ここでは、Murotani (2007) の断層面の設定方法を保持し、高度化された三次元地下構造モデルを用いた震源インバージョンを行いました。その結果、Murotani (2007) よりもややすべりの大きいアスペリティがほぼ同じ位置に求められ、地震規模は  $M_w$  8.4 と推定されました。この震源モデルの平均応力降下量は 1.18 MPa で、想定東海地震で設定されている 3.0 MPa より小さい値となっていますが、東南海地震の計算に用いた 1.23 MPa や他の 1946 年南海地震の震源モデル(例えば、Satake, 1993) と近い値となっています。Murotani (2007) による解析では、図 4.3 に示すように、断層面を 20 km 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・傾斜を設定しています。本予測地図では、2009 年試作版と同様に、震源モデルの小断層をフィリピン海プレート上面よりも 1 km 浅い場所に配置しています。

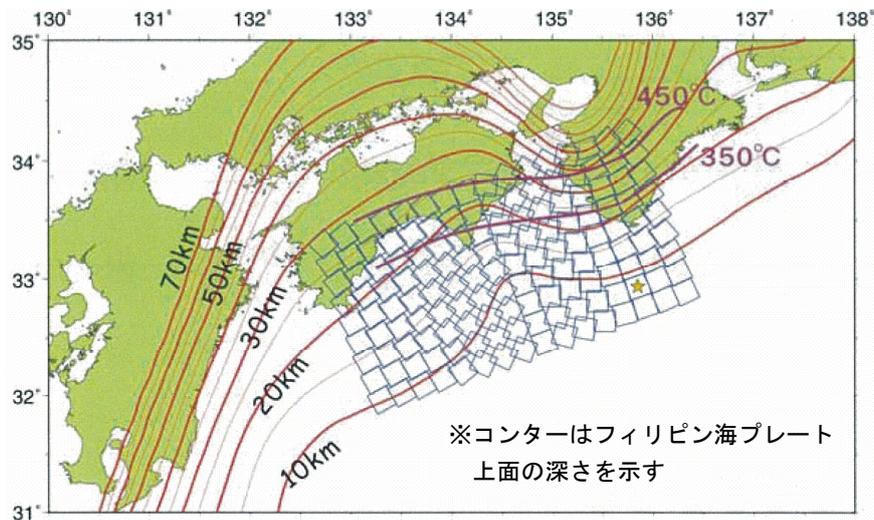


図 4.3 南海地震（昭和型）の震源モデルを設定するための小断層配置 (Murotani, 2007)

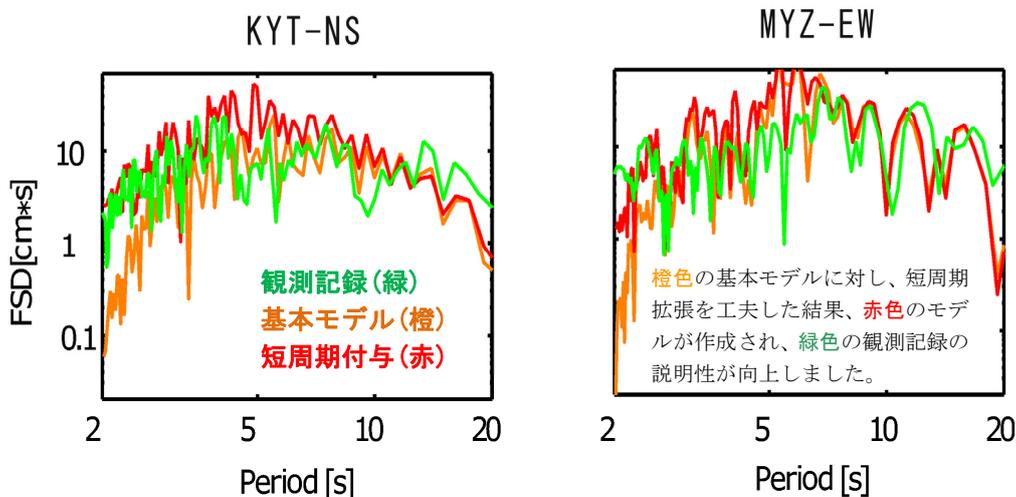


図 4.4 1946 年南海地震の観測記録と計算結果の変位フーリエスペクトルの比較 (いずれのスペクトルも計器特性補正後のもの)

1946年南海地震の観測記録は周期2秒以上の長周期成分を含んでいますが、振り切れた記録が多く、当時の観測点密度にも限りがあるため、図4.2に示した結果は、周期5秒以上の前イベント震源モデルとなっています。ここでは、周期2秒までの地震動を計算するために、Miyake *et al.* (2001) に倣って基本モデルとなる図4.2の震源時間関数にパルスを付与することとしました（付録3参照）。その際、図4.4に示すように、1946年南海地震の観測記録を周期2秒まで表現することを目指しました。しかし、周期2～5秒の帯域については十分な量および密度の観測データが担保されたものではなく、このモデルは、現存するデータを説明できる解の一つであることに留意する必要があります。

## 4.2 地下構造モデル

長周期地震動予測地図のための地下構造モデルは、長周期地震動の予測対象地域だけではなく、震源域および震源域から地震動予測対象地域までの主要な伝播経路（地震動が伝わっていく経路）を含んでいる必要があります。南海地震（昭和型）は震源域の主要部分が海域にあるだけでなく、近畿圏や中京圏への伝播経路のうち海域に存在する付加体が長周期地震動に大きな影響を及ぼします（Yamada and Iwata, 2005; Furumura *et al.*, 2008）。そのため、図4.5に示すような、太平洋沿岸の海域を含めた領域の地下構造モデルを作成しました。文部科学省の大都市大震災軽減化特別プロジェクトなどにより、この領域では、藤原・他（2006）による0次モデルをもとに、1次モデルの作成が既に行われています（Tanaka *et al.*, 2005; 田中・他, 2006; Iwata *et al.*, 2008）。表4.1には、この1次モデルを構成する地層の地震波速度などをまとめました。図4.5の赤枠内について、中規模地震の観測記録を満足するように構造モデルの更新を行い、青枠内を対象に南海地震（昭和型）の計算を実施しました。その結果、観測走時・振幅・後続波形などを説明するために、近畿圏では地震基盤よりも浅部に地殻最上部層として第11、12層を付加しました。地下構造モデルを作成する深さは、地震波が伝わる深さを考慮して約70 kmまでとしました。なお、南海地震（昭和型）に対して用いられる Pitarka (1999) の数値計算手法（2009年試作版5章を参照）では、地震波の減衰（弱まり方）が、そのパラメータ  $Q$  値を用いて周期  $T$  に反比例した形（ $Q = Q_0 \cdot T_0 / T$ ）で採り入れられています（Graves, 1996）。表4.1の  $Q$  値の欄に示したのは Kawabe and Kamae (2008) を参考に算出された  $Q_0$  の値であり、 $Q$  値参照周期  $T_0$  は、中小地震による地下構造モデルの調整および南海地震（昭和型）の試算を通じて2秒としました。

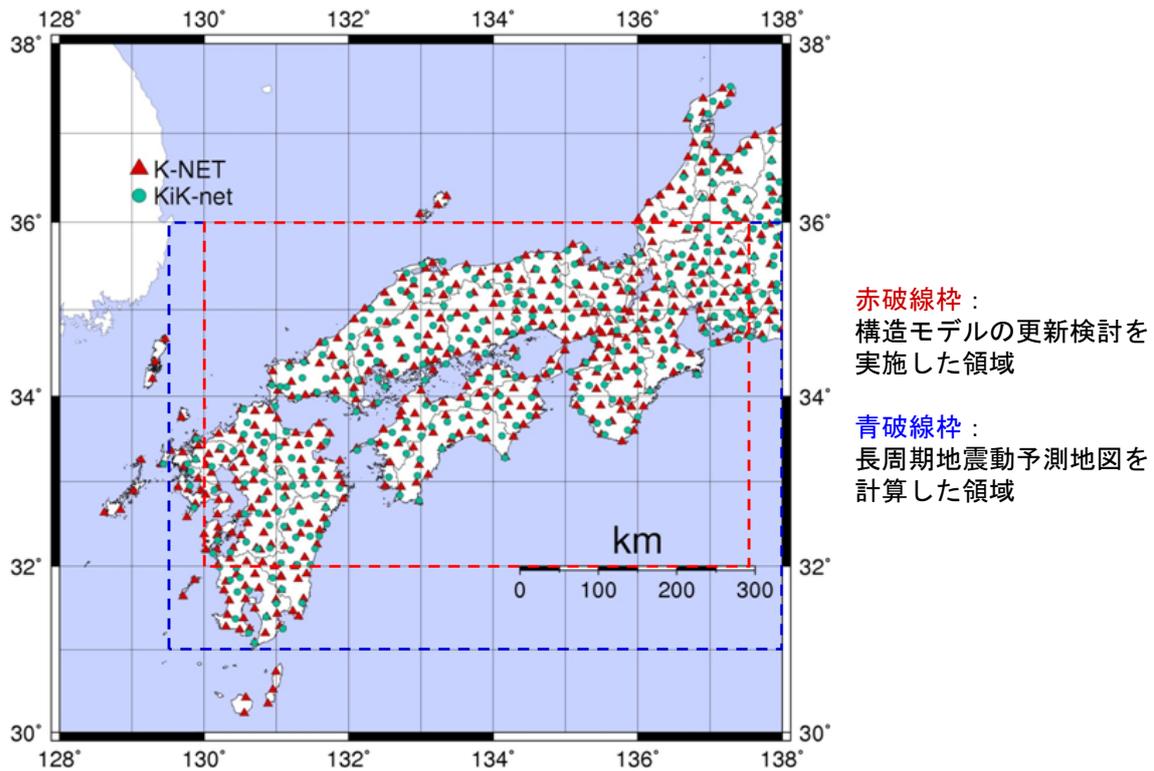


図 4.5 地下構造モデルの対象領域

表 4.1 地下構造モデルの物性値

層番号	P 波速度 $V_p$ (km/s)	S 波速度 $V_s$ (km/s)	密度 $\rho$ (g/cm <sup>3</sup> )	$Q_s$ 値	備考
1	1.7	0.35	1.80	70	
2	1.8	0.50	1.95	100	
3	2.0	0.60	2.00	120	
4	2.1	0.70	2.05	140	
5	2.2	0.80	2.07	160	
6	2.3	0.90	2.10	180	
7	2.4	1.00	2.15	200	付加体を含む
8	2.7	1.30	2.20	260	
9	3.0	1.50	2.25	300	
10	3.2	1.70	2.30	340	
11	3.5	2.00	2.35	400	地殻最上部層
12	4.2	2.40	2.45	400	地殻最上部層
13	5.0	2.90	2.60	400	地震基盤 (近畿圏)
14	5.5	3.20	2.65	400	地震基盤 (上部地殻第 1 層)
15	6.0	3.53	2.70	400	上部地殻第 2 層
16	6.7	3.94	2.80	400	下部地殻
17	7.8	4.60	3.20	500	マントル
18	5.0	2.90	2.40	200	海洋性地殻第 2 層
19	6.8	4.00	2.90	300	海洋性地殻第 3 層
20	8.0	4.70	3.20	500	海洋性マントル

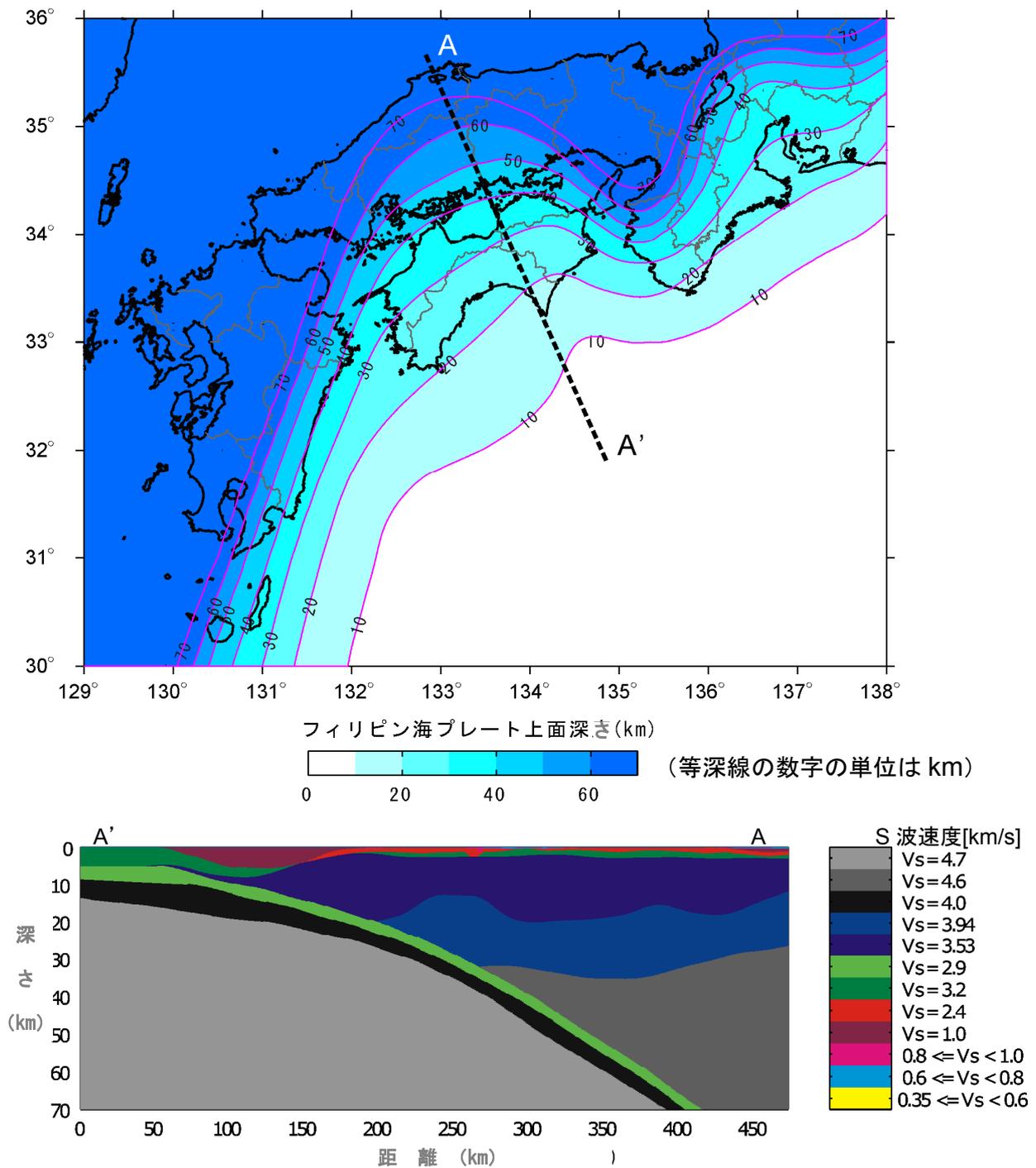


図 4.6 地下構造モデルの平面図と断面図

また、地震基盤以深の地殻構造は、大局的には、日本列島の乗った大陸プレートの下にフィリピン海プレートが南から北へ向かって沈み込んでいる形になっています。図 4.6 の上段には 1 次モデルのフィリピン海プレート上面を示し、下段にはその A'-A 断面を示します。この 1 次モデルを得るための作業を以下のように行いました。

観測された中規模地震の地震動に対して数値計算を行い、K-NET などによる観測波形の再現の程度から、作成した地下構造モデルの妥当性を Pitarka (1999) の三次元差

分法による数値計算により確認することができます。その検討により、0次モデルでは、観測に比べて、計算の走時が早く振幅が小さいという結果が得られました。そのため、これらの地域での地震動の再現性が向上するように、文部科学省の大都市大震災軽減化特別プロジェクトなどによる構造探査に見られる地殻最上部層をモデルに導入し、観測記録を満足するようにその層厚分布を調整しました。図4.7はS波速度が2.4 km/s層の下面深さを改良前後で比較したものです。

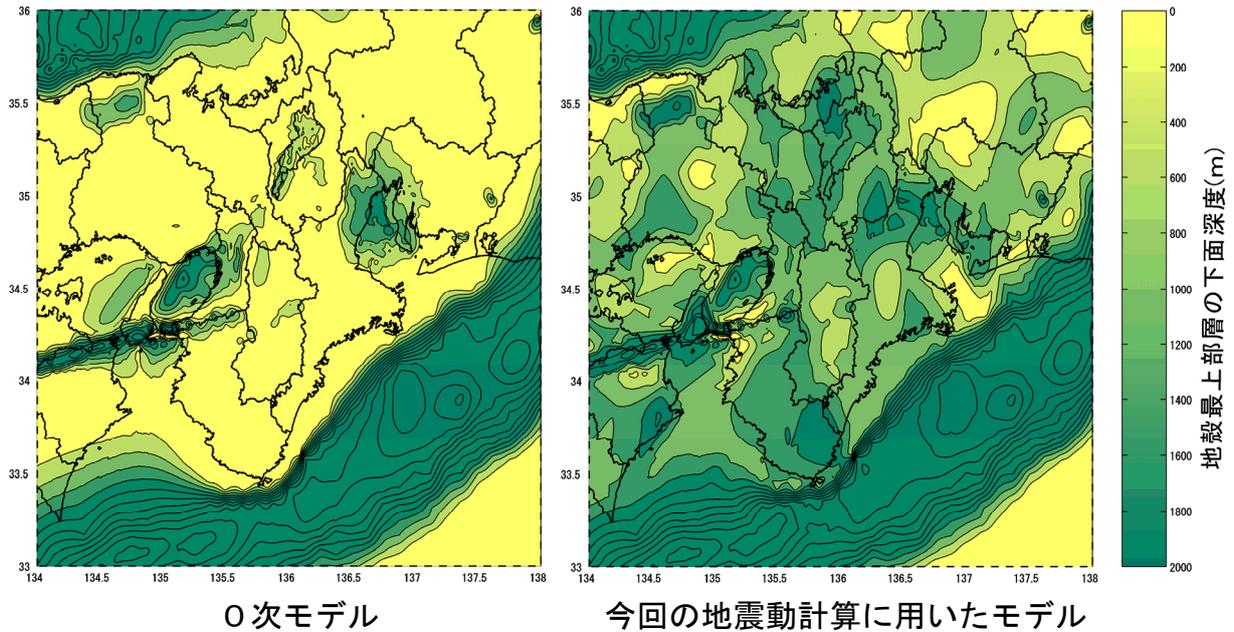


図4.7 地下構造モデルの修正 (S波速度 2.4 km/s 層の下面深さ)

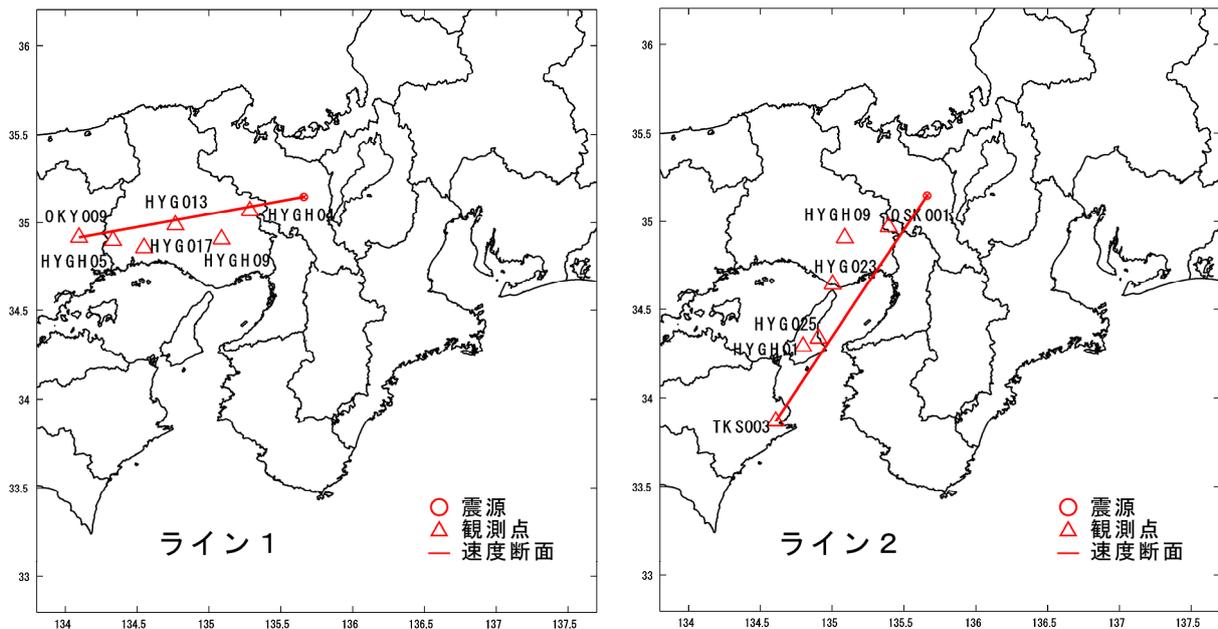
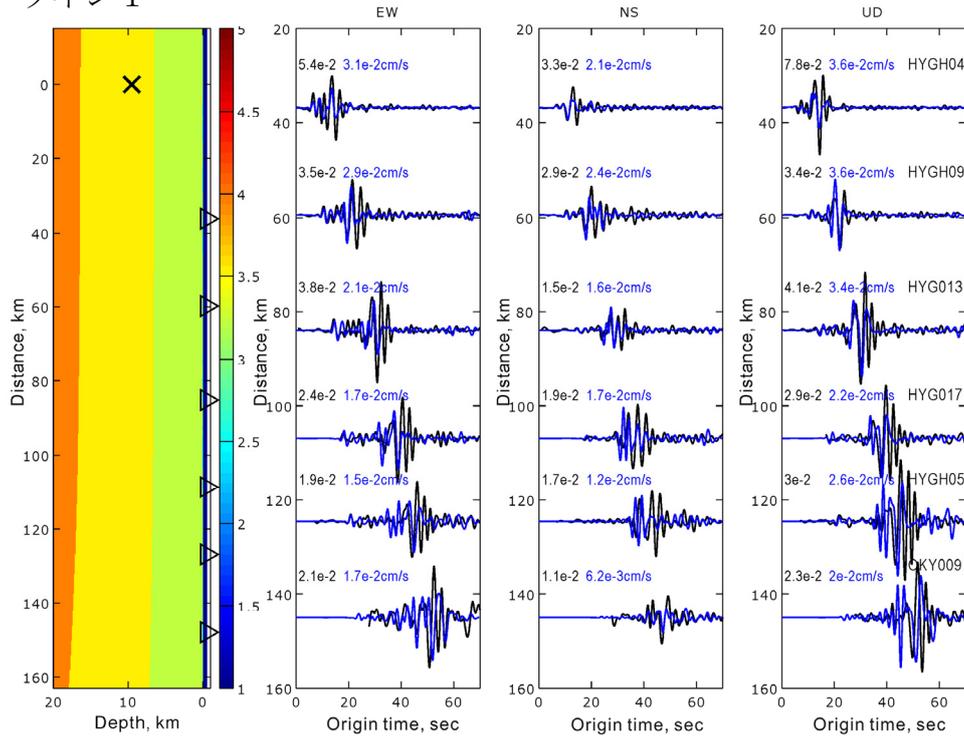
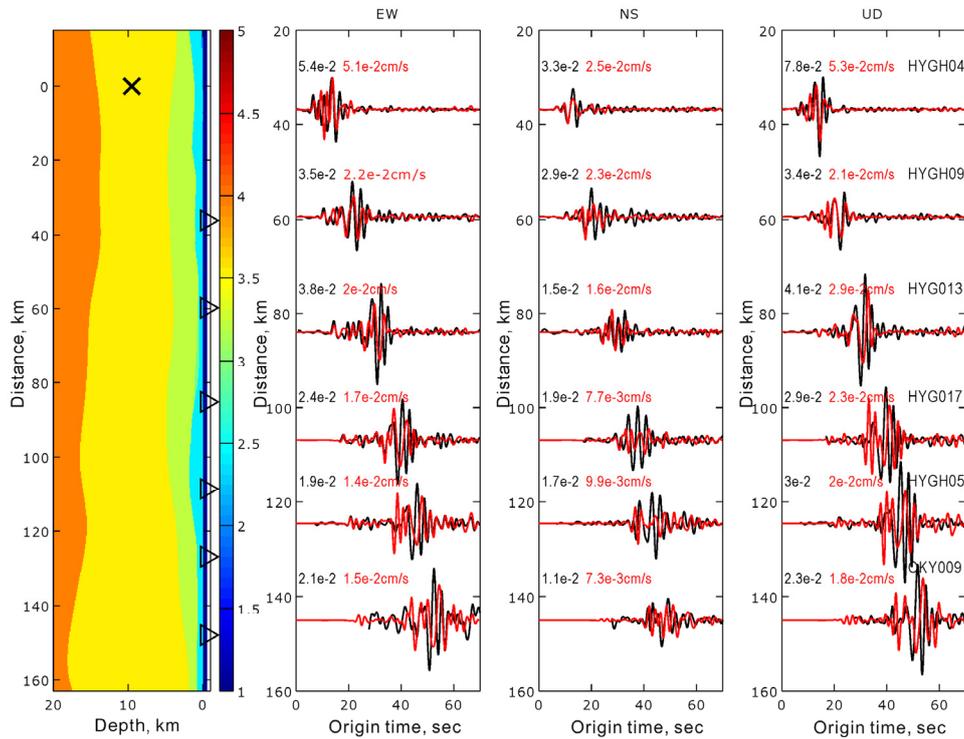


図4.8 2001年京都府南部の地震 (M5.1) の震源と計算を行う強震観測点

ライン1



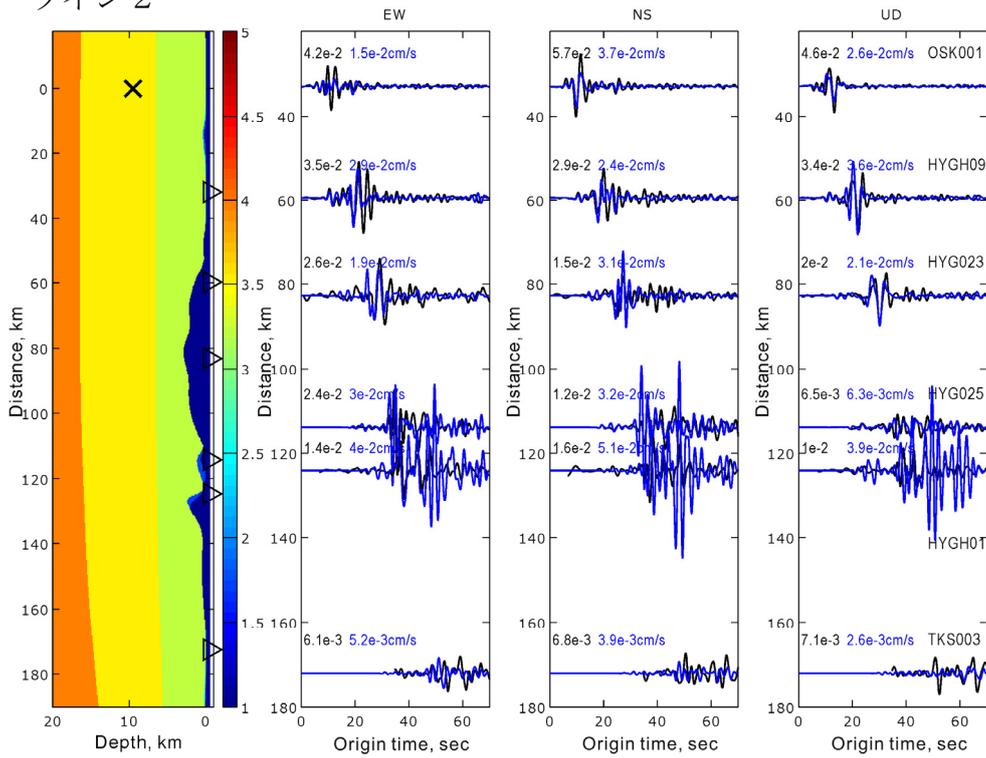
0次モデル (左: 構造断面, 右: 観測 (黒) と計算 (青) 波形)



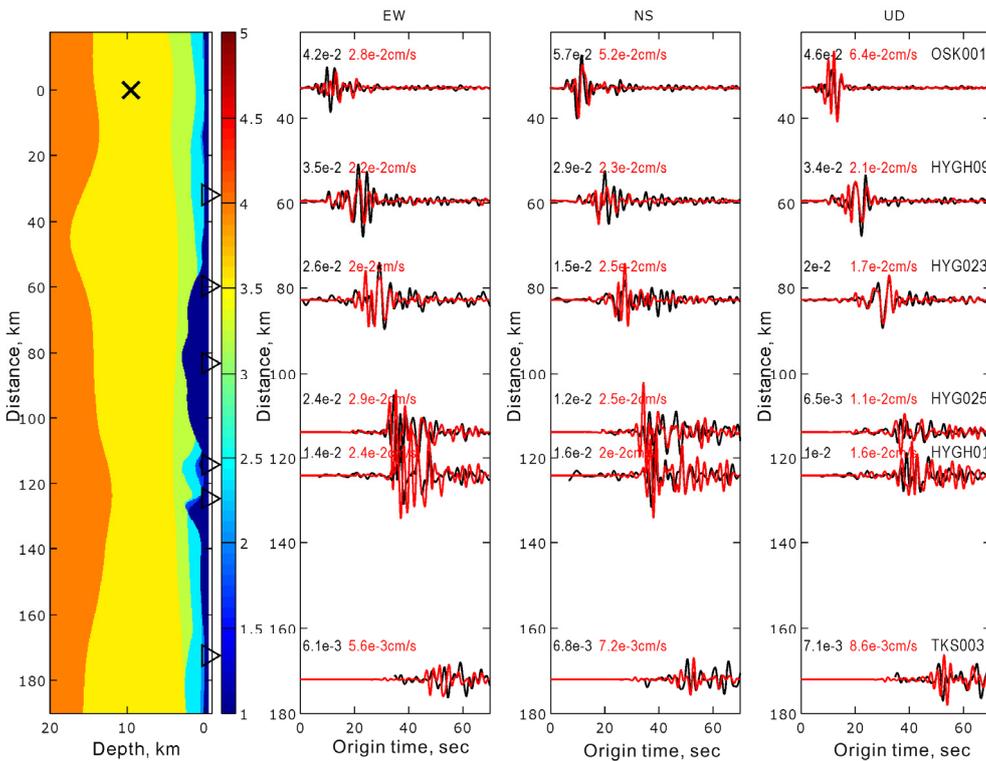
改良1次モデル (左: 構造断面, 右: 観測 (黒) と計算 (赤) 波形)

図 4.9-1 改良1次モデルによる2001年京都府南部の地震 (M5.1) による長周期地震動 (周期2秒以上) の再現性向上 (ライン1)

ライン2



0次モデル (左：構造断面，右：観測 (黒) と計算 (青) 波形)



改良1次モデル (左：構造断面，右：観測 (黒) と計算 (赤) 波形)

図 4.9-2 改良1次モデルによる2001年京都府南部の地震 (M5.1) による長周期地震動 (周期2秒以上) の再現性向上 (ライン2)

図 4.8 および図 4.9 に 2001 年 4 月 3 日の京都府南部の地震(マグニチュード  $M 5.1$ ) による地震動計算地点と計算結果、図 4.10 に 2004 年 9 月 5 日の紀伊半島南東沖の地震の前震 ( $M 7.1$ ) を用いて昭和南海地震の震源解析に用いた地下構造を検証した地震動計算例を示します。地下構造モデル改良前後の計算地震動と観測地震動の比較から、モデル改良により観測地震動の再現性が向上したことが確認できます。このように、多くの地点で改良後の計算地震動は観測地震動を周期 2 秒までほぼ再現できており、改良 1 次モデルは広域で長周期地震動を正しく表現できることが確認できます。図 4.4 に示したように、過去の巨大地震である 1946 年南海地震の比較的硬質なサイトで観測記録を再現できていることを確認していますが、堆積層の厚い大阪における広帯域地震動シミュレーション(釜江・入倉, 1994) との比較も実施しました。震源の過程が異なることもあり、図 4.11 に示すように、本検討による結果は長周期帯域でやや大きめになっています。しかし、湾岸に近い WOS サイトでは特徴的なピークの周期が再現されており、地下構造モデルの妥当性を示すものと考えられます。

図 4.12 には、多くの地域で堆積層の底面に相当する、P 波速度  $5.5 \text{ km/s}$ 、S 波速度  $3.2 \text{ km/s}$  の地震基盤(表 4.1 中の第 14 層)の上面深さの分布を示しています。この図で、大阪平野、濃尾平野、また四国東部の吉野川河口付近などでは、地震基盤がすり鉢状に深くなっています。図 4.13 は近畿における代表的な堆積層の上面深さです。こうした地震基盤の形状とその上の厚い堆積層の存在によって、これらの平野では長周期地震動が強く励起されます。

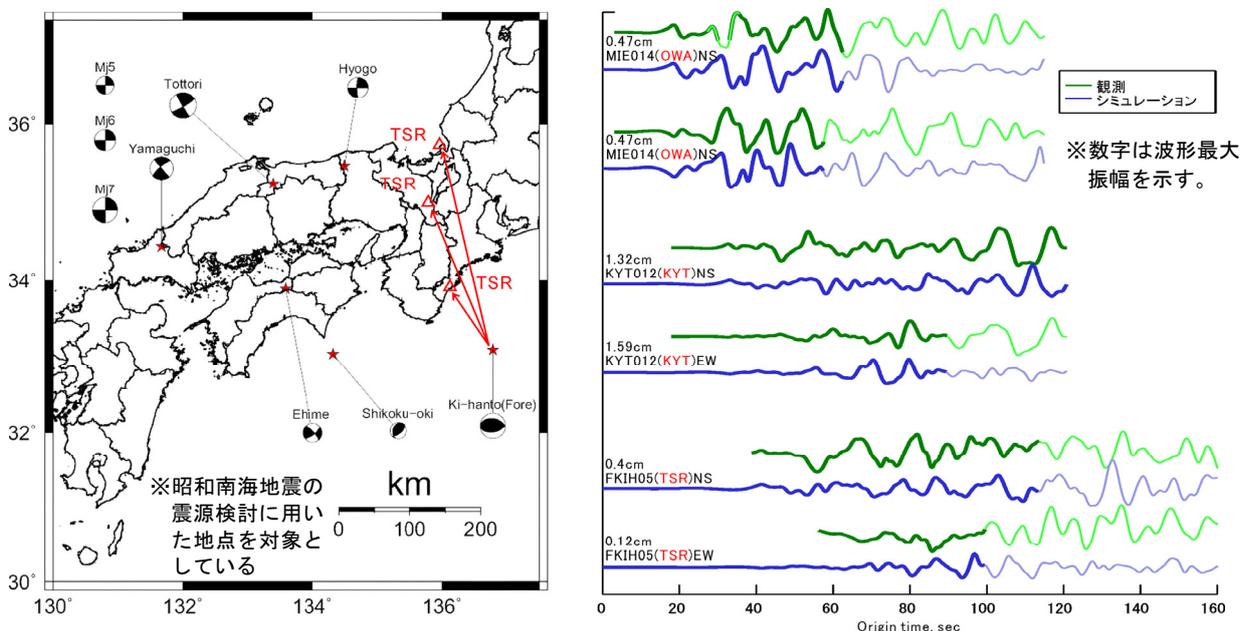


図 4.10 改良 1 次モデルによる 2004 年紀伊半島南東沖の地震の前震 ( $M 7.1$ ) の長周期地震動(周期 2 秒以上)の再現性

- ・ 昭和南海地震当時の観測点最寄りの現在の強震観測点における波形と比較
- ・ 波形の濃い部分は昭和南海地震の観測波形の得られている時間帯に相当

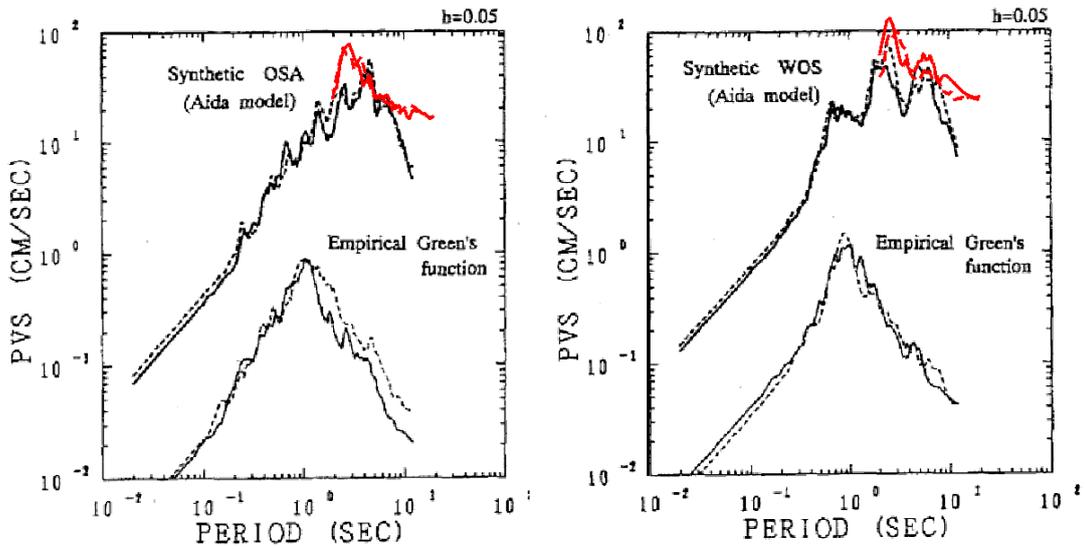


図 4.11 1946 年南海地震の大阪平野における長周期地震動の再現  
 (黒線は釜江・入倉(1994)による擬似速度応答スペクトル、赤線は  
 本計算結果による速度応答スペクトルを示す)

※参照記録は釜江・入倉(1994)による経験的グリーン関数法を用いた広帯域  
 地震動シミュレーション結果であり、震度分布との対応が行われている。

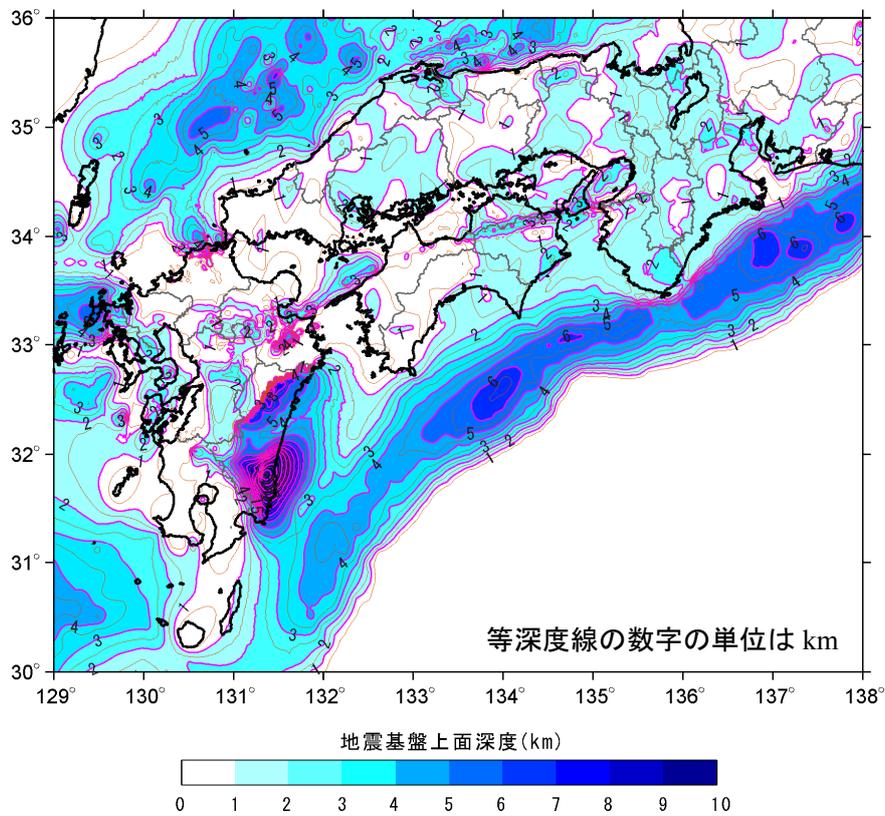


図 4.12 地震基盤 ( $V_s=3.2$  km/s) の上面深さ

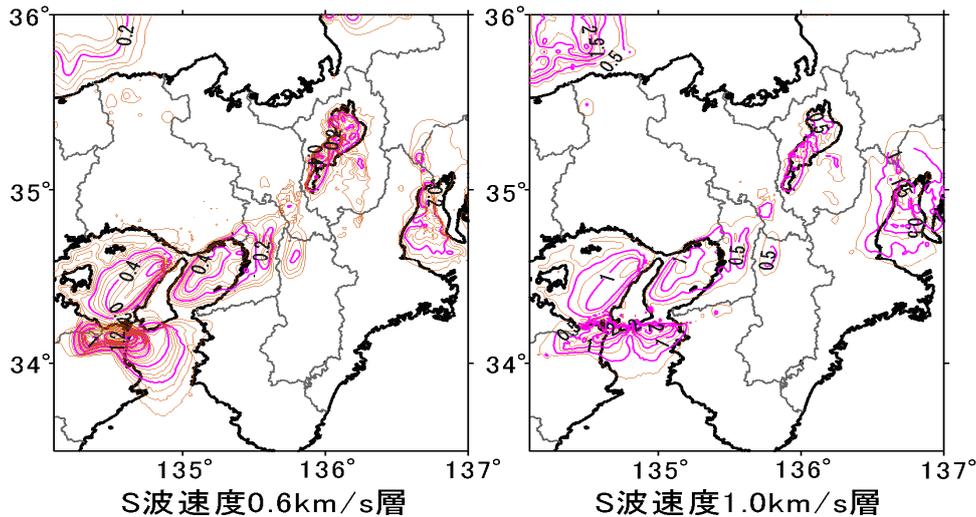


図 4.13 近畿圏における堆積層 ( $V_s=0.6$  km/s,  $1.0$  km/s) の上面深さ (等深線の数字の単位は km)

#### 4.3 「長周期地震動予測地図」2009年版との違いや改良点とその考察

2009年試作版が周期3.5秒以上の長周期地震動を対象としていたのに対して、2012年試作版では、工学的利用の観点からより短周期側への拡張をめざし、周期2秒以上の長周期地震動を対象として検討しました。そのため、震源モデルおよび地下構造モデルについて、以下の改良を行っています。

- ・平野や盆地以外の山地について、地震基盤を覆う地殻最上部層をモデル化し、地震観測記録と整合するようにその厚さ分布を設定しました。
- ・設定された地殻最上部層が、屈折法探査や重力探査など既往の調査結果や地震波形を用いたレーバ関数解析など、独立に実施された他の解析と整合することを確認しました。
- ・既往調査が豊富な大阪平野などの大きな平野だけでなく、新たな調査結果が得られている高知平野をモデル化し、地震観測点ではR/Vスペクトルによる三次元地下構造モデルの改良も行いました。
- ・対象範囲で発生した多くの中小地震をシミュレーションし、地下構造モデルの妥当性を確認しました。
- ・多くの震源インバージョンでは地震観測点直下で代表される一次元地下構造モデルが用いられていますが、ここでは、三次元地下構造モデルを用いた震源インバージョンを実施しました。
- ・1946年南海地震の観測記録は周期2秒以上の長周期成分を含んでいますが、振り切れ記録が多く当時の観測点密度にも限りがあるため、震源インバージョン結果は周期5秒以上の帯域で得られたものとなりました。これに周期2秒以上の短周期成分を付加し、観測記録を満足するように南海地震（昭和型）の震源モデルを構築しました。
- ・周期3.5秒以上で計算した2009年試作版の東南海地震の地図に比べて、やや広い

領域で周期 2 秒までのより短周期・短波長に拡張して計算するためには、2009 年試作版に比べて数倍の計算機資源を要します。そのための工夫を行いました。

その結果、南海地震（昭和型）の計算結果として概ね妥当な長周期地震動予測地図を得ることができました。また、周期 2 秒まで計算したことにより、周期 3 秒の速度応答スペクトルを計算することができており、工学的な活用も広げられる結果となっています。

ただし、差分法で計算した波形には、計算モデルとして信頼できる周期帯域よりも広い帯域の信号が含まれています。これら信頼周期帯域外の信号を除去するため、図 4.14 に示す利得を持ったフィルターを施しています。フィルターの通過帯域は 2 秒から 20 秒ですが、2 秒と 20 秒では総合特性として振幅が半分となっています。応答スペクトル分布図を示した周期 3 秒から 10 秒までは実用的に問題のないレベルですが、波形と併記した応答スペクトルの短周期および長周期端では、振幅が低下していることに注意して利用する必要があります。

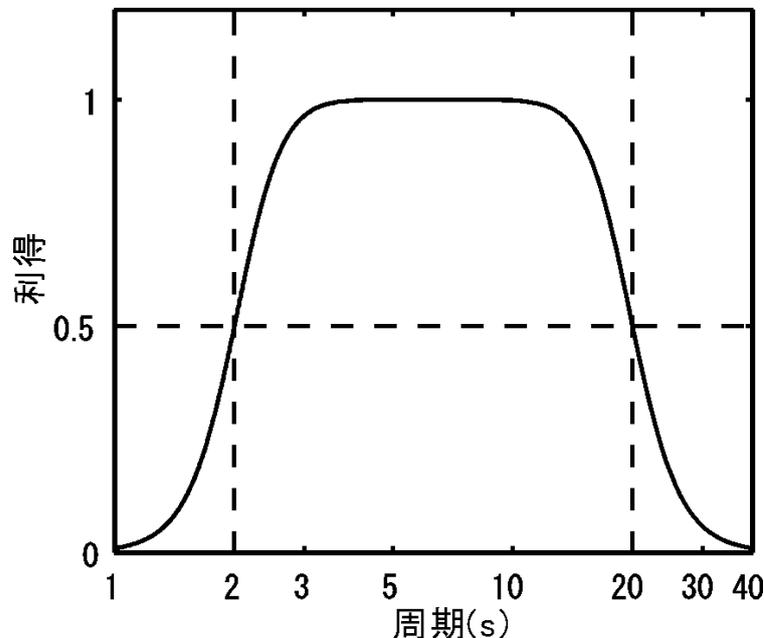


図 4.14 計算波形に施した帯域通過フィルターの利得特性図

なお、調査結果のない小さな平野や盆地では、地盤応答の精度が確認されているわけではありません。また、震源域で発生した地震は少なく、海域の地下構造モデルの検証も十分ではありません。これらを補うために、今後の継続的な調査検討が必要です。今回実施した地下構造モデルの改良は、周期 2 秒以上の地震観測記録の説明性を特に重視しており、結果として、地質学など他の既往知見との整合性が十分ではない領域も懸念されます。

さらに今回の計算結果は、S 波速度が 0.35km/s 以上の、いわゆる工学的基盤面でのものとなっています。都市域などではその上に軟弱な沖積層が分布していますので、より短周期も含めた広帯域地震動の総合的な説明性向上のためには、特に都市域の浅層地盤構造モデル等について一層の吟味・改良が必要と考えられます。

また、地下構造モデルの減衰モデルでは、周期に依らず一定の  $Q$  値が想定されておりますが、数値シミュレーションの手法により周期に反比例する  $Q$  値を用いて計算を行い、 $Q$  値参照周期を 2 秒としました。このため、周期が長いほど仮定した値よりも小さめの  $Q$  値となっています。参考までに、 $Q$  値参照周期を 5 秒とした結果を付録 1 に示しています。減衰モデルについては、より現実に即したモデルの究明とそれを用いたシミュレーションの実施に向けた継続的な調査研究が必要です。

震源モデルについては、今回の震源インバージョン解析で得られた前イベント震源モデルは周期 5 秒以上で有効で、それよりも短周期の成分は、特性化震源モデルを参考にモデル化しています。したがって、今回の震源モデルが必ずしも周期 2 秒以上の南海地震（昭和型）の前イベント震源モデルではない点に留意する必要があります。より短周期の震源モデルについては、2011 年東北地方太平洋沖地震など一連の新たな観測記録の分析をするなど、その精度を向上するための検討の余地が残されています。

さらに、今回対象とした南海地震（昭和型）はこの領域で発生した過去の地震の中では規模の小さいものであり、想定東海地震・東南海地震と連動したと考えられている地震（例えば宝永地震など）では、より大きな長周期地震動となっていたことが推定されます。今後、2011 年東北地方太平洋沖地震などを参考にした、より大規模な地震を想定した長周期地震動予測を検討することが、重要であると考えられます。