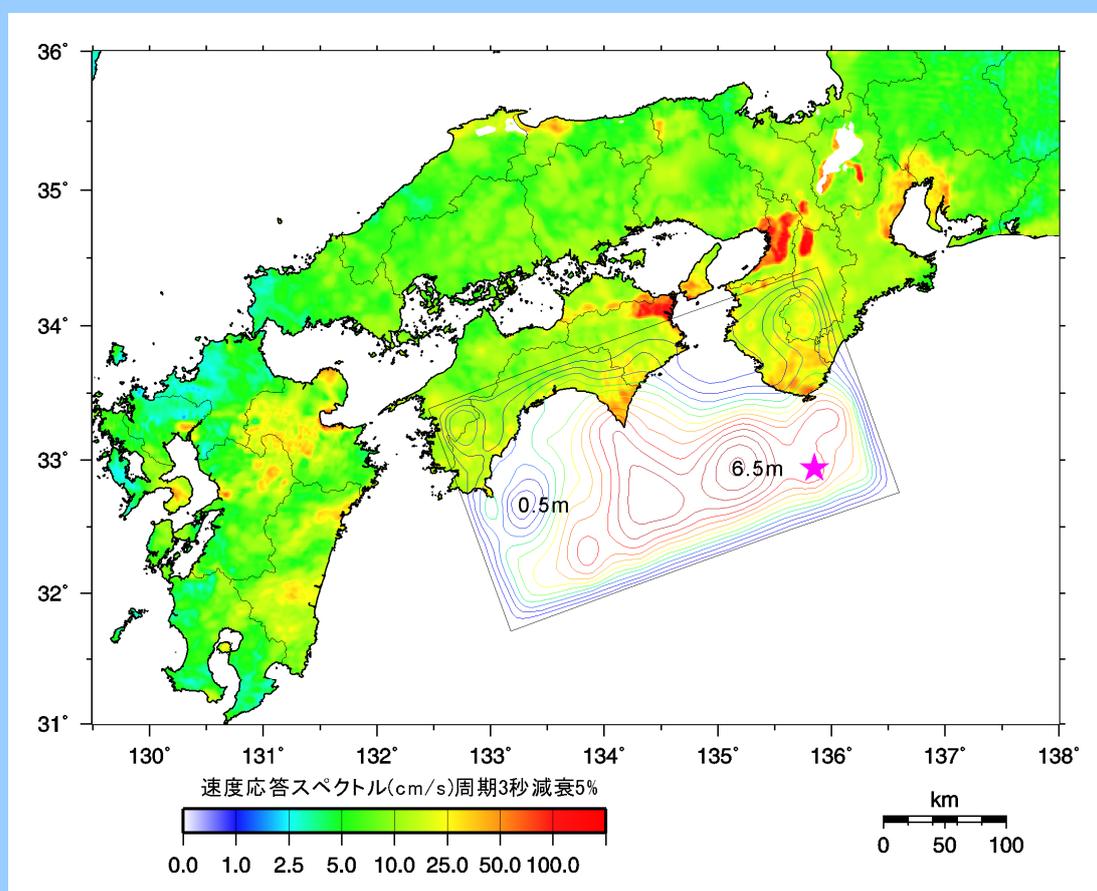


「長周期地震動予測地図」

2012年試作版

— 南海地震（昭和型）の検討 —



平成24年（2012年）1月

地震調査研究推進本部
地震調査委員会

「長周期地震動予測地図」2012年試作版

— 南海地震（昭和型）の検討 —

目 次

1. はじめに	1
2. 長周期地震動について	4
2.1 長周期地震動とは	4
2.2 長周期地震動の影響	7
2.3 長周期地震動予測地図の見方	11
3. 南海地震（昭和型）の長周期地震動予測地図	15
3.1 周期ごとの最大速度応答値分布図	15
3.2 代表地点での速度時刻歴と速度応答スペクトル	16
3.3 考 察	28
4. 南海地震（昭和型）の長周期地震動予測手法	29
4.1 震源モデル	30
4.2 地下構造モデル	32
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	40
5. 課題と将来展望	43
参考文献	45
付録1 Q値参照周期5秒とした場合の計算結果	48
付録2 全国1次地下構造モデル（暫定版）	51
付録3 震源時間関数への短周期パルスの付与方法	58

1. はじめに

平成 23 年（2011 年）東北地方太平洋沖地震（平成 23 年 3 月 11 日、 M_w 9.0）では、各地で長周期の揺れが非常に長時間続き、震源断層に比較的近い東北・関東地方太平洋沿岸のみならず、より広い地域に様々な被害・障害がもたらされました。地震動（地面の揺れ）の性質は、震源断層面とその破壊の特徴や地震波が伝播する地下構造の特徴などに左右されます。それ故、今回の地震の震源断層面が予め想定された複数の領域にまたがる広い領域に及んだことや、そこで発生した長周期成分を多く含む地震波が堆積層の中で増幅されたことなどが、このような様々な被害・障害の原因となっていると考えられます。今回の地震では、必ずしも長周期地震動によるものとされる重大な被害は報告されていませんが、将来、新たな大規模地震により今回以上の揺れに見舞われて大きな被害が発生する可能性もあります。

地震調査研究推進本部（以下「地震本部」と呼ぶ）が平成 21 年 4 月に公表した「新たな地震調査研究の推進について―地震に関する観測、測量、調査及び研究の推進についての総合的かつ基本的な施策―」（以下「新総合基本施策」と呼ぶ）では、当面 10 年程度に推進すべき地震調査研究の主要な課題として、長周期地震動の調査研究の必要性が謳われました（地震調査研究推進本部, 2009a）。地震本部地震調査委員会強震動評価部会では、地下構造モデル検討分科会が中心となり、新総合基本施策に先駆けて、平成 19 年度から、長周期地震動の予測手法とその予測結果の公表方法について検討してきました。その結果、まずは、想定東海地震と東南海地震を対象とした関東地方から近畿地方にかけての長周期地震動予測地図および宮城県沖地震を対象とした東北地方中部から関東地方にかけての長周期地震動予測地図を「長周期地震動予測地図 2009 年試作版」（地震調査委員会, 2009b；以下「2009 年試作版」と呼ぶ）として公表しました。引き続き検討を進めてきた結果、今回は、南海地震（昭和型）を対象とした中部地方西部から九州地方にかけての長周期地震動予測地図を「長周期地震動予測地図 2012 年試作版」（以下「2012 年試作版」と呼ぶ）としてここに公表します。いずれも、工学的基盤上での長周期地震動の予測結果を地図にまとめたものです。但し、後述するように、これらの試作版は、史上最大級あるいは想定最大級の地震を対象としたものではありません。

正確な長周期地震動予測のためには、対象地震の震源モデルと計算領域の地下構造モデルを高い精度で構築することが必要不可欠です。「2009 年試作版」では、宮城県沖地震と東南海地震の「前イベント震源モデル」（対象地震としては最大級ではないが比較的詳しい情報の得られている前回発生した地震の震源モデル）による長周期地震動予測地図を作成するとともに、構築した地下構造モデルと地震動計算手法の妥当性を検証しました。更に、過去のイベント（発生した地震）の震源モデルが得られていない想定東海地震の「特性化震源モデル」を新たに作成し、東南海地震によって検証した地下構造モデルを使用して、長周期地震動予測地図を作成しました。今回の「2012 年試作版」では、それまでの検討で得られた知見と課題を整理した上で、約 2 年間にわたる検討によって地下構造モデルの作成方法に改良を加え、従来よりも更に短周期側（周期約 2 秒）に至るまで地震動を概ね表現できる地下構造モデルを作成し、南海地震（昭和型）の前イベント震源モデルによる長周期地震動予測地図を作成する

とともに、構築した地下構造モデルと地震動計算手法の妥当性を検証しました。

このうち、地下構造モデルについて見ると、「2009年試作版」では仙台平野・関東平野・濃尾平野・大阪平野など、「2012年試作版」では濃尾平野・大阪平野などといった、特に人口や産業が集中する主要な平野が地図作成領域に含まれ、各平野内を三次元的に伝播する長周期地震波が計算され、長周期地震動予測地図が作成されました。これらの平野以外にも、長周期地震動が励起される可能性のある地域はあると考えられますので、今後は、より広い地域を対象とした検討も進めていく必要があると考えています。今回の地図作成領域に含まれている平野部でも、今後、一層高精度な地震動予測を実現するためには、新たな地下構造調査が必要と考えられます。

一方、震源断層モデルについて見ると、「2009年試作版」の宮城県沖地震・東南海地震と「2012年試作版」の南海地震（昭和型）は、いずれも対象地震としては比較的詳しい情報の得られている前イベント震源モデルです。「2009年試作版」の想定東海地震は1944年東南海地震の際に破壊されなかった駿河湾付近のプレート境界のみが単独で破壊することを想定した震源モデルです。これらの地震は、長期評価結果では地震発生確率が高いとされています。このように、「2009年試作版」と「2012年試作版」では、比較的詳しい情報が得られており長期評価による地震発生確率も高い地震を優先して検討対象としました。しかし、日本海溝沿いでは従来の想定を上回る複数の領域にまたがる巨大な領域で2011年東北地方太平洋沖地震が発生したこと、南海トラフ沿いでも歴史上は大規模な地震の例（例えば安政東海地震・安政南海地震・宝永地震など）があるので次回はそのような大きな地震となる可能性もあること、更にそれらを上回る巨大な地震となる可能性も否定できないこと、地震防災や構造物の耐震設計などの工学利用上のニーズが高いことなどを考えると、今後は、情報が乏しくてもより大きな地震を想定した検討も進めていく必要があると考えています（図1.1・表1.1参照）。

更に、そのような工学利用上のニーズなども含めて広く考えると、将来的には長周期地震動に留まらず、短周期帯域から長周期帯域までを含む広帯域での高精度な地震動予測に発展させていく必要があると考えています。地震動評価指標についても、従来から扱ってきた振幅最大値や震度だけでは長周期地震動の特性を表現することができないので、応答スペクトルや継続時間も計算して地図に表現することを試みています。

地震本部では、これら二回の「試作版」を今後いろいろな特性化震源モデル群を含む本格的な長周期地震動予測、更には広帯域地震動予測を行うための重要なステップと位置づけています。長周期地震動を考慮した建築物の設計用地震動について調査・検討を進めている国土交通省からも平成22年12月に長周期地震動に対する対策試案（http://www.mlit.go.jp/report/press/house05_hh_000218.html）が公表されるなど、長周期地震動とそれにさらされる長周期構造物の挙動・応答・被害への社会的関心は高まっています。地震本部としては、このようなニーズに応えるためにも、地震動の予測を更に改良すると共に各機関との連携を図る必要があると考えています。今後、新総合基本施策に沿って新たな知見を反映させつつ、長周期・広帯域地震動の調査研究を推進していく予定です。

	四国沖	紀伊 半島沖 (西側)	紀伊 半島沖 (東側)	遠州灘	駿河湾	
想定東海地震						2009年試作版
東南海地震						2009年試作版
南海地震(昭和型)						2012年試作版
東海地震(安政型)						
南海地震(安政型)						
宝永地震						
更に広域の想定地震	(今後の検討による)					

図 1.1 南海トラフに想定される巨大地震の様々なシナリオ
(今後の長期評価によるので未確定であることには注意)

表 1.1 長周期・広帯域地震動予測の検討対象の展望
(今後の長期評価によるので未確定であることには注意)

		既検討	未検討
	主に地震動検証のための震源モデルと長周期地震動予測	工学利用(耐震設計等)に必要なであろう震源モデルと広帯域地震動予測	
日本海溝沿い(長期評価改訂後)			
宮城県沖地震(1978年型)	前イベント震源モデル(1978年宮城県沖地震) < 2009年試作版;周期3.5秒以上 >		
東北地方太平洋沖地震	前イベント震源モデル (2011年東北地方太平洋沖地震)		
他の各領域あるいは更に広域			(今後の検討による)
南海トラフ			
想定東海地震	特性化震源モデル(想定東海地震) < 2009年試作版;周期3.5秒以上 >		
東南海地震	前イベント震源モデル(1944年東南海地震) < 2009年試作版;周期3.5秒以上 >		
南海地震(昭和型)	前イベント震源モデル(1946年南海地震) < 2012年試作版;周期2秒以上 >		
東海地震(安政型)			(特性化震源モデルと広帯域地震動)
南海地震(安政型)			(特性化震源モデルと広帯域地震動)
宝永地震			(特性化震源モデルと広帯域地震動)
更に広域			(今後の検討による)
千島海溝沿い(未着手)			
各領域	前イベント震源モデル (2003年十勝沖地震)		(特性化震源モデルと広帯域地震動)
更に広域			(今後の検討による)
相模トラフ沿い(未着手)			
各領域			(特性化震源モデルと広帯域地震動)
更に広域			(今後の検討による)
日本海東縁(未着手)			(今後の検討による)
伊豆小笠原海溝沿い(未着手)			(今後の検討による)
南西諸島海溝沿い(未着手)			(今後の検討による)
その他(必要に応じて)			(今後の検討による)

2. 長周期地震動について

2.1 長周期地震動とは

長周期地震動は、2003年十勝沖地震（平成15年9月26日、 $M8.0$ ）の際に、震央から約250 km離れた苫小牧市内で発生した石油タンク火災（図2.1）や、翌年の2004年新潟県中越地震（平成16年10月23日、 $M6.8$ ）の際に、東京都心の高層建物で発生したエレベーターの故障（日本建築学会, 2007）などの原因の一つとして注目され、地震動による被害を考える上で極めて重要な課題の一つとなっています。2011年東北地方太平洋沖地震では、首都圏で高層建物が揺れているのが肉眼で確認され、震源域から遠く離れた大阪市内のいくつかの高層建物でも、長周期地震動の揺れによりエレベーターが停止したなどの影響が報告されています（例えば Asahi.com, 2011; 大阪府, 2011; 科学技術振興機構, 2011）。

長周期地震動が構造物に影響を与えるなど工学面でも注目されるようになったのは、歴史的には1968年十勝沖地震（ $M7.9$ ）が初めてとされており、遡って1964年新潟地震（ $M7.5$ ）での石油タンク火災なども長周期地震動によるものと考えられています。世界的には、1985年にメキシコで発生したミチョアカン地震（ $M8.1$ ）で、震源から約400 km離れたメキシコシティにおいて、長周期地震動により高層建物が倒壊するなどの甚大な被害をもたらされたことは広く知られています（工藤, 2008; Koketsu and Miyake, 2008）。更に、2008年5月12日に中国の四川省で発生した地震（ $M_w 7.9$ ）の際にも、長周期地震動により、震源から1500 km以上も離れた北京・上海・台北などでも高層建物が大きく揺れたとの報告があります（古村, 2008）。

長周期地震動とは、文字通り解釈すれば、長い周期の地震動（地震による地面や地中の揺れ）です。海における波と同じように、地震波は地面や地中を伝わる波ということができます。海を波が伝わっているときには、海面のある一点（船やブイなど）が揺れるように見えるのと同じように、地震波が伝わっているときにも、地面や地中のある一点が揺れます。この揺れを地震動と呼んでいます。ここで周期とは、ある地点が波の山となってから再び山になるまでの時間のことです（図2.2）。地震動には、

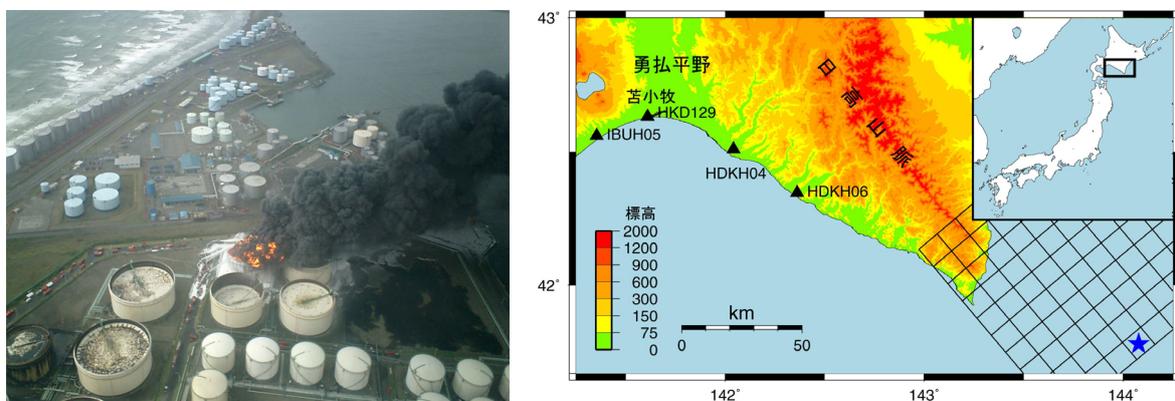


図2.1 2003年十勝沖地震で発生した長周期地震動による苫小牧の石油タンク火災
左は総務省消防研究センター提供のタンク被災状況の航空写真。右は2003年十勝沖地震の震央（星印）や震源域（黒格子）と苫小牧の位置関係を示した地図（Koketsu *et al.*, 2005）。

模式的な
地面の揺れ
＝地震動

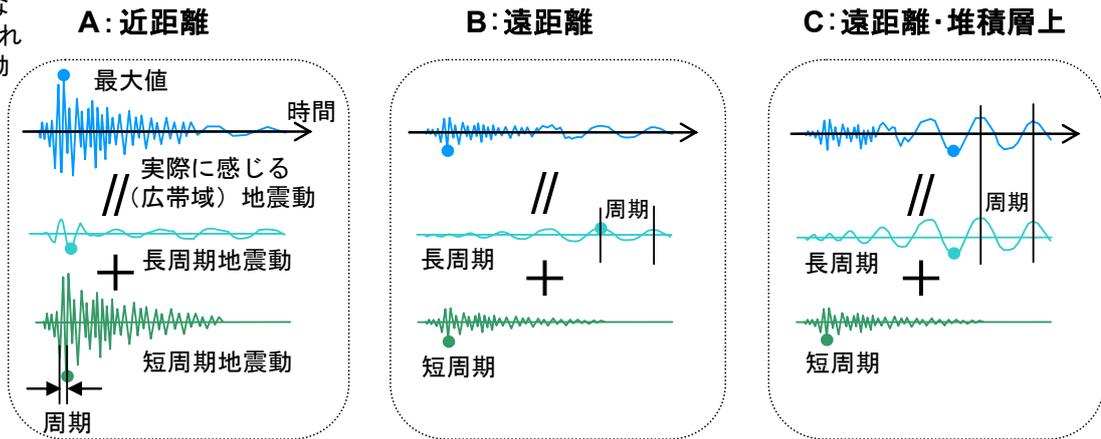


図 2.2 実際に感じる地震動と短周期および長周期地震動との関係

短い周期の波によるガタガタとした揺れと、長い周期の波が伝わって生じるゆっくり繰り返す揺れとが、同時に混ざっています。長周期地震動は後者の揺れを指します。長い周期の波は短い周期の波に比べて減衰しにくく、海の波のうねりのように、震源から遠くてもあまり弱くならず伝わってきます（図 2.2 の B）。また、長い周期の波は、深い地下構造の影響を受けやすい性質があります。特に、深い地下構造が凹状で軟らかい地層がたまっているところ（堆積盆地）では、軟らかい地層により揺れが増幅したり、表面波と呼ばれる地表に沿って伝わる波が発達したりして、揺れの継続時間が長くなる傾向があります（図 2.2 の C）。また、高層建物、長大橋や石油タンクなどの長周期構造物に影響を与える周期の長い揺れは、低層の建物に影響を与える周期の短い揺れとは様相が異なります。このような長周期地震動の特徴を踏まえ、長周期地震動予測地図では、「全国地震動予測地図」に示されたような揺れの強さ（振幅）の特性だけでなく、周期や継続時間の特性も表現して提示しています（図 2.3）。

ところで、周期が何秒より長い地震動を長周期地震動と呼ぶかについては、現在のところ余り明確な定義がありません。大きな地震の近くで発生する、継続時間は短いものの振幅の大きな揺れを含めるとすると、周期 1 秒程度を下限とすることが考えられます（Koketsu and Miyake, 2008）。一方で、固有周期の長い大型構造物などに被害を及ぼす地震動という観点から定義することも可能です。すなわち、前述の 2003 年十勝沖地震の時に、苫小牧において周期約 4 秒以上の成分を多く含む地震動が発生し、長周期地震動による特徴的な被害をもたらしたことに基づけば、周期 4 秒以上を長周期地震動と呼ぶ（瀨瀬, 2006）という考え方も可能でしょう。また、一般的な高層建物が揺れやすい周期（固有周期）は 2～3 秒前後とされていますので、それを下限とすることも考えられます。これらの考え方に対して、主要な都市圏の立地する堆積盆地が揺れやすい周期を必ず含むように長周期地震動を定義するという考え方もあります。中央防災会議（2008）によれば、想定東海地震や東南海地震、宮城県沖地震の影響が及ぶ範囲にある大都市圏のうち、揺れやすい周期が最も短いのは、中京圏を含む濃尾平野と仙台圏を含む仙台平野で、その周期はおおよそ 3～4 秒前後に分布しています。

以上のように、長周期地震動の対象とする周期には様々な考え方があります。長周期地震動予測地図 2009 年試作版では、計算上の制約などから周期 3.5 秒以上の地震動

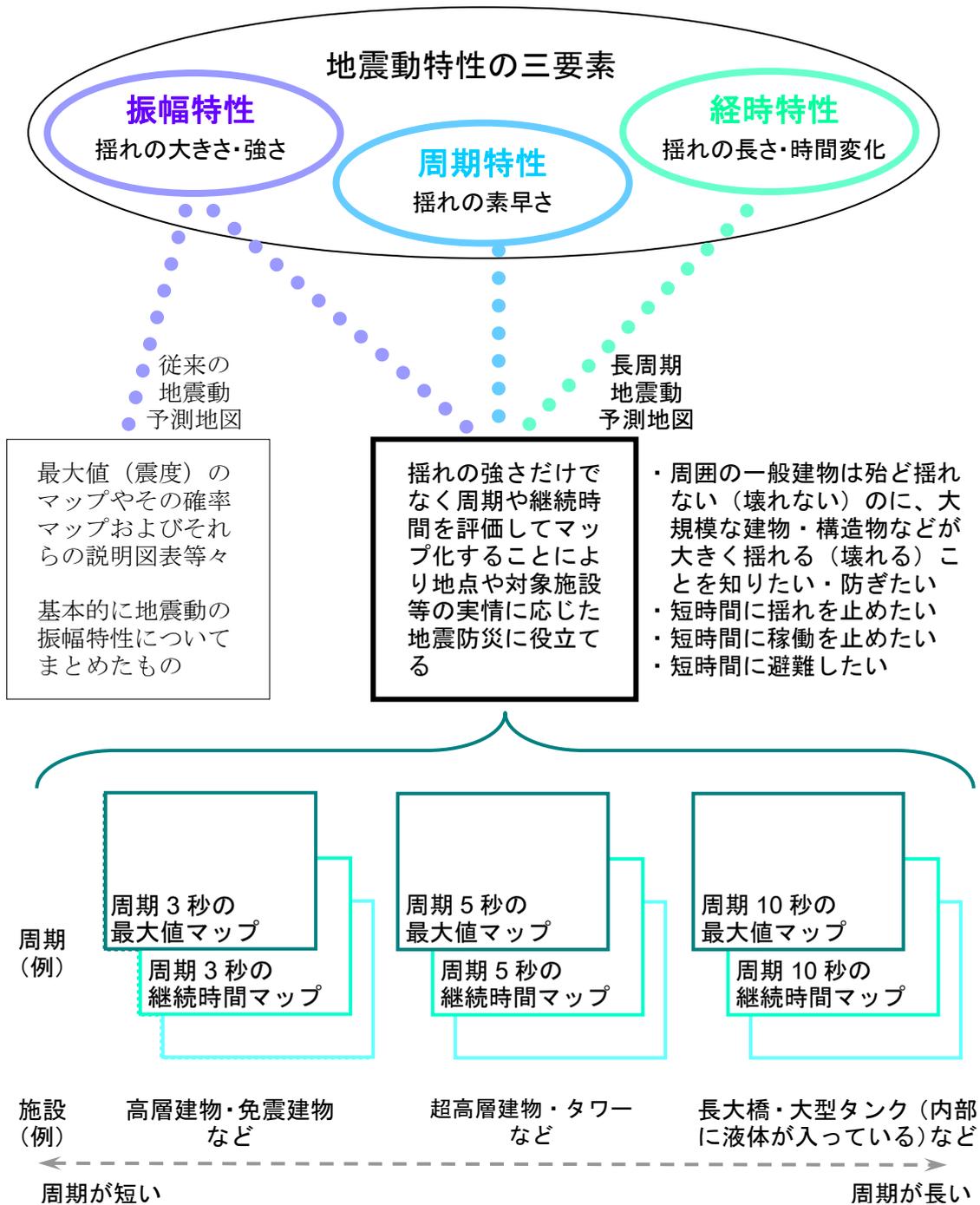


図 2.3 長周期地震動予測地図と従来の地震動予測地図の違い

を工学的基盤上で計算し、周期 5 秒、7 秒および 10 秒を中心に長周期地震動予測地図を作成しました。しかし、前述の高層建物の固有周期などを考えると、より短周期側も対象に含めることが予測地図の工学的利用の促進につながると期待されます。そこで、南海地震（昭和型）を対象とした今回の 2012 年試作版では、計算手法の高度化と計算モデルの詳細化により、計算対象とする地震動の下限周期を約 2 秒まで拡張し、周期 3 秒、5 秒、7 秒、10 秒の長周期地震動予測地図を作成しました。将来的には、震源モデルの更なる高度化により、周期 2 秒以下の帯域も含めて地図が作成できるように検討していきます。

2.2 長周期地震動の影響

長周期地震動予測地図について紹介・解説する前に、ここでは、一般的な生活空間を念頭に置いて、長周期地震動の影響について説明します。

まず、建築物への影響について示します。戸建住宅をはじめ低層のオフィスビル・マンション等の建物の構造体には、今回の計算対象である周期2秒以上の長周期地震動は、一般にほとんど影響しません。これに対し高層の建物には、その固有周期が長周期地震動の周期に一致すると、非常に大きな影響を与えると考えられています。これまでの実験や解析によれば、**図 2.4** に示すように、一般的な高層建物の場合、その固有周期 T (秒) は、階数を N とすれば概ね $T=(0.049\sim 0.082)N$ (日本建築学会, 2000)、高さを H (m) とすると概ね $T=(0.015\sim 0.02)H$ (日本建築学会, 2000) となっています。また、大きく揺れる際には、固有周期は更に長めになる場合もあるといわれています。例えば、50階建てで高さが200m程度の高層建物では $T=3\sim 4$ 秒程度と見積もられ、実際に東京の臨海部に建つ50階建てのある高層建物では、振幅が小さい常時微動では3秒程度ですが、東京で震度5強を観測した地震時には約3.7秒で、2割ほど長めになっています(平田・他, 2006)。なお、長周期地震動の強さに関しては、高層建物の構造安全性を確かめるための構造計算に用いられる、加速度応答スペクトルで定義

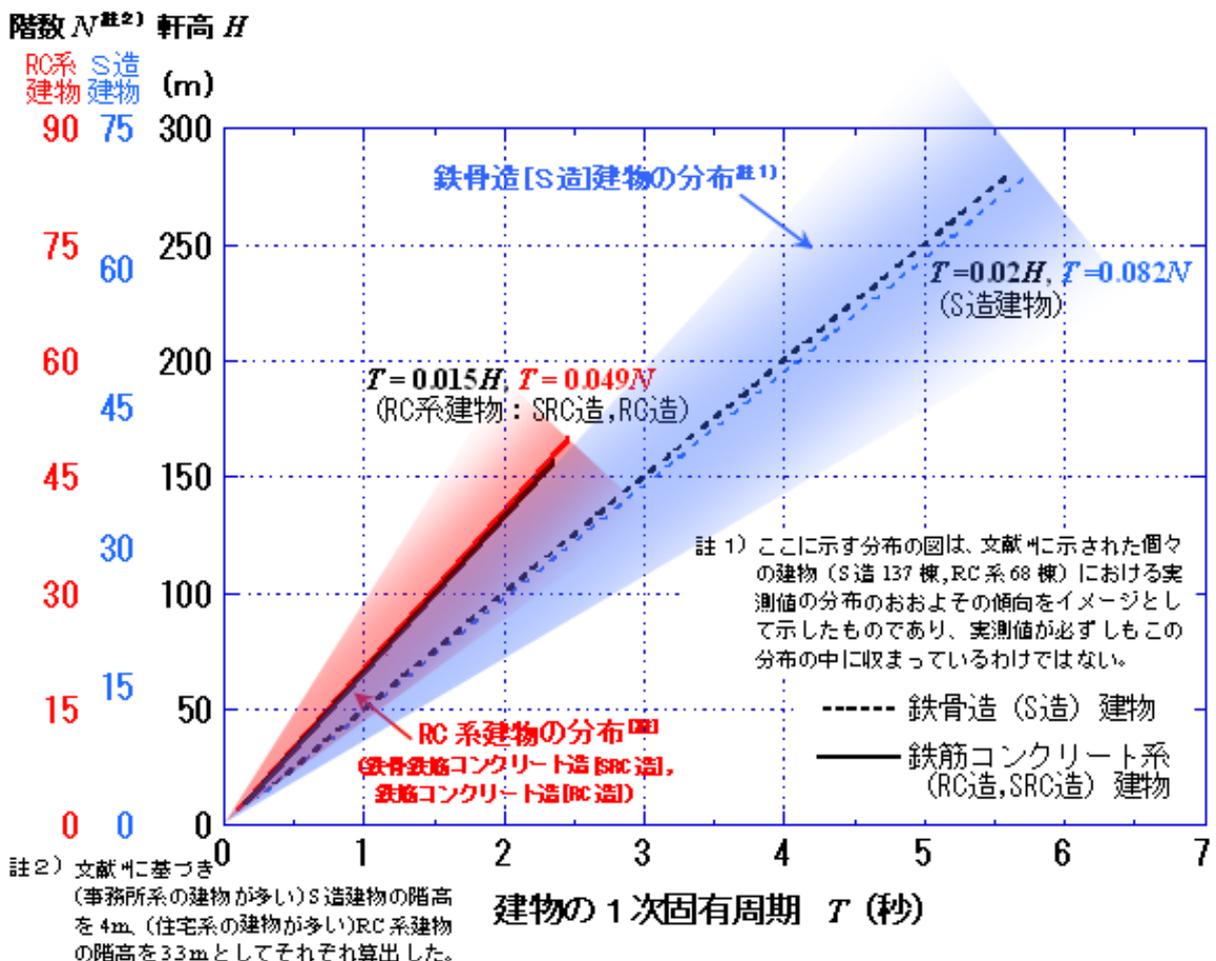


図 2.4 高層建物の固有周期と建物高さ・階数との関係
(日本建築学会, 2000*をもとに作成)

された極めて稀に発生する地震動（平成12年建設省告示第1461号）の値を速度応答スペクトル（14頁のコラムを参照）に換算すると、長周期の範囲においては80 cm/s強であることなども参考になるでしょう（建設省, 2000; 中野, 2006）。

ここで、高層建物とともに長い固有周期をもつとされる免震建物（図2.5）への影響についても触れておきましょう。免震建物とは、例えば建物の基礎部と上部構造との間に免震装置を入れることによって、地震時に建物へ伝わる揺れを低減する仕組みの建物です。一般に免震装置とは、地震時の（主に水平方向に対する）建物の揺れの周期を長くすることによって地盤の卓越周期からはずす働きをするアイソレータと、揺れによるエネルギーを吸収して揺れを抑える働きをするダンパーとを組み合わせたものです。免震構造は、地震から建物を守る技術として近年脚光を浴びていますが、注意しなければいけない点があります。免震構造はもともと周期の短い低層建物用に開発された技術であるため、その機構上、通常の地震による短い周期の揺れを低減しやすい反面、長い周期の揺れは低減しにくい性質があります。結果として、長周期地震動に対しては免震装置の効果が小さくなる可能性があることに留意する必要があります。

一方、建築物以外の構造物への影響についてみますと、たとえば首都圏の代表的な長大道路橋は、揺れ方によって固有周期が4～9秒程度に変わることが示されています（小森・他, 2005）。また、大型の石油タンクでは、長周期地震動により内部の液体が揺さぶられるスロッシングと呼ばれる現象が起こることが、2003年十勝沖地震の時に再認識されました。この現象により液体があふれ、それが火災の原因の一つになったと考えられています。各種の評価式など（Housner, 1957; 座間, 1985）を参考にする、満液状態にある直径30mと60mの石油タンクのスロッシング固有周期は、それぞれ約7秒、約10秒となります。これらの長い固有周期を持つ長大橋や石油タンクなどと、前述した高層建物や免震建物などの建築物を合わせて、長周期構造物と呼ぶ

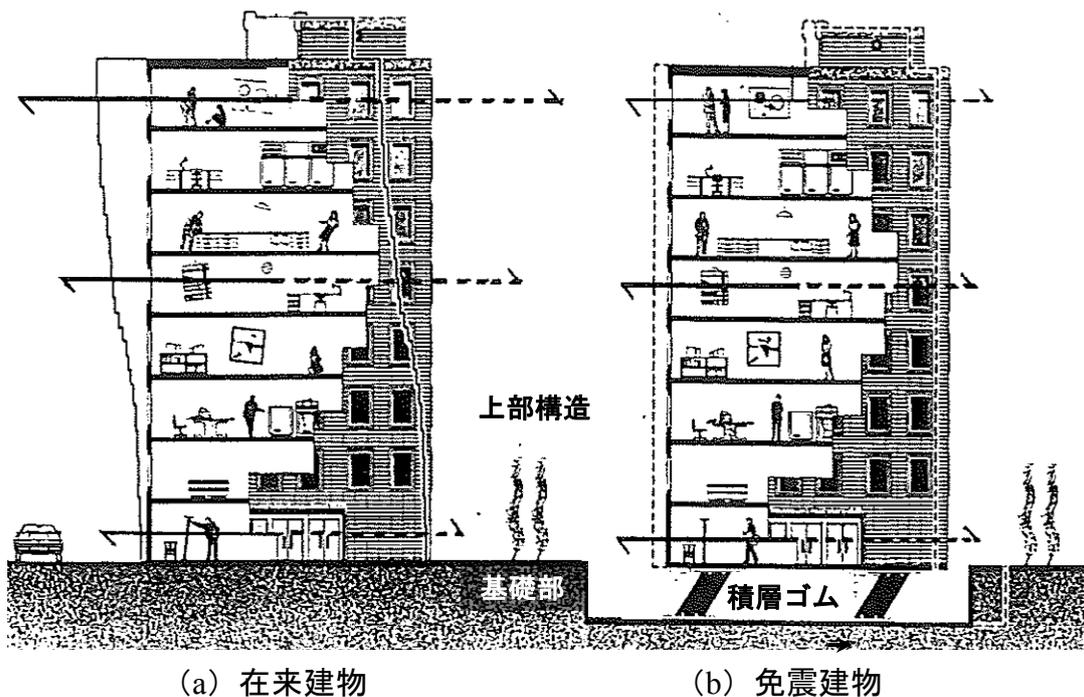


図2.5 在来建物と免震建物（清水建設免制震研究会, 1999に加筆）

こともあります。

次に、長周期地震動による人体感覚に目を向けてみましょう。長周期地震動による人体感覚については、風による振動を概ね何%の居住者が感じるかという居住性の観点での調査から評価することができます。それをグラフにしたのが図 2.6 です。これを見ると、周期 10 秒付近で揺れの速度が 20 cm/s の場合、90 %の人が揺れを感じることがわかります（日本建築学会, 2004）。また周期 5~10 秒のゾーンでは、速度が 70~90 cm/s になるとやや不安を感じるようになります。更に周期 5 秒付近では速度が約 150 cm/s 以上、周期 7 秒付近では速度が 200 cm/s 以上になると、避難行動が困難になります（図 2.6 で「滞りなく行動できない」の線を参照）（Takahashi *et al.*, 2007）。なお同図には、後述する高層建物の室内状況の説明に関連して、住宅内の家具の転倒に関する調査結果を併記しています。これによると、周期 5 秒付近では、書棚は速度が約 140 cm/s になると転倒することが示されています（日本建築学会, 2003）。

それでは、大きな長周期地震動に見舞われると、高層建物の室内はどうなるのでしょうか。最近、図 2.7 の E-ディフェンスと呼ばれる実大三次元震動破壊実験施設（兵庫県三木市、独立行政法人防災科学技術研究所所管）の 20m×15m の大きな震動台上に、30 階建物の上層部 5 階を模した図 2.8 に示すような試験体（固有周期約 3 秒）を載せて実物大の室内の状況を再現し、長周期地震動によりどうなるのかを検証した実験が行われました（榎田・他, 2009）。この実験では、別途実施したシミュレーション解析をもとに、この試験体が想定南海地震の長周期地震動（藤谷・他, 2007）による高層建物の上層階の揺れの状況を再現するように、震動台を加振しました。今回の実験では、試験体の床は周期約 3 秒で約 200 秒間揺れ、その間の揺れの速度の最大値は約 230 cm/s、変位の最大値は約 1.3 m でした。なお、想定東海地震の際に名古屋市内に建つ周期 3 秒の高層建物内での揺れを模擬した別の実験では、速度と変位の最大値がそれぞれ約 500 cm/s、約 2 m にも及び、かつその揺れが 2 分余りにわたり継続することが確認されました（福和・他, 2007）。これらの結果は、片道数メートルの距離を僅か数秒間で往復する運動を数十回繰り返すことに相当します。このことから、長周期地震動による高層建物の揺れが、いかに恐ろしいものであるかが容易に想像で

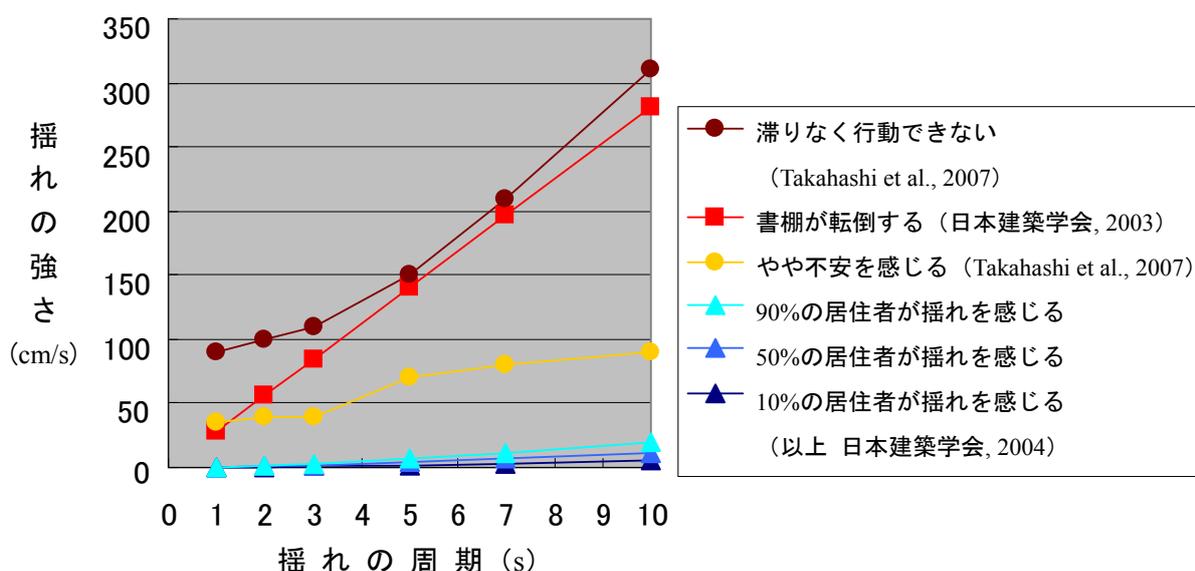


図 2.6 人体感覚・家具転倒に長周期地震動が及ぼす影響



図 2.7 E-ディフェンスの概観図
(防災科学技術研究所, 2008b)



図 2.8 試験体
(榎田・他, 2009 に追記)

きます。

図 2.9 は、先の試験体において、オフィスを模した部屋の地震前と地震後の様子を示しています。一般に、オフィスには収納能力の高い、背の高い書棚などがあります。この実験から、背の高い書棚は、治具などで床や壁に固定されていなければ転倒は免れないことが実証されました。また、仮に書棚を固定していても、収納物の飛散を完全に防ぐことは容易ではありません。更に、ストッパーが効いていないキャスター付きの家具や 100 kg にもおよぶコピー機などの機器は、一度に最大 3 m ほど大きく移動しました。長周期地震動は継続時間が長くなることから、キャスター付きのコピー機などは、机や壁に何度も衝突しながらふらふらと長い時間にわたり動き続け、壁に穴を開ける状況も観察されました (榎田・他, 2009)。

図 2.10 は、先の試験体において、集合住宅のキッチン内を模した部屋が、長周期地震動で揺らされた後の様子を示しています。家具を固定した場合と固定していない場合とを再現して実験しています。集合住宅でも、家具や収納物の振る舞いは、基本的にはオフィスの場合と同じです。キッチンでは、背の高い冷蔵庫や食器棚が転倒する可能性が非常に高く、またリビングでも、重いテレビが大きく移動してしまうことも実験で確認されました。

では、このような被害を軽減するためには、どのような対策を事前に講じておけば良いのでしょうか。図 2.10 の比較から、こうした背の高い家具や大きく重い物については、種々の固定器具などを用いて適切に固定するのが有効であることが分かります。また、食器棚などでは、たとえ棚を固定していても、中に入っている食器類や調理器具が落下・飛散する可能性が十分にあります。このため、扉開放防止器具などを取り付けることも大切です。たとえ震源から遠く離れていても大きな地震により長周期地震動が発生すると家具や収納物などが突然に凶器と化してしまうことをオフィスや各家庭でしっかり認識し、対策する必要があります。しかしながら、日常生活の中では、万全な状態を維持し続けるのはなかなか難しいことも事実です。そのため、物をできるだけ置かない比較的安全な部屋を予め決めておき、地震が来たらそこに逃げ込むこと、最低限寝室は安全にしておくことなど、日常からオフィスや家庭で地震時の対応を確認しておくことも対策の一つと考えられます。遠方の大きな地震による長周期地震動の場合、通常の (短周期の) 地震動に比べて、揺れ始めてから揺れが大



図 2.9 オフィスの状況（左：加振前，右：加振後）（榎田・他, 2009）



図 2.10 集合住宅のキッチンの状況（左：家具転倒対策なし，右：対策あり）
（榎田・他, 2009）

きくなるまでに多少時間がかかります。今後は、緊急地震速報の有効活用など、長周期地震動が生じる前の退避行動などの対策についても検討を進める必要があります。

なお、図 2.9 や図 2.10 に示した状況は、独立行政法人防災科学技術研究所兵庫耐震工学研究センターのホームページ（<http://www.bosai.go.jp/hyogo/research/movie/movie.html>）から動画を入手できますので、ぜひ一度ご覧下さい。ご覧になると、長周期地震動への対策を施す必要性がより一層ご理解いただけるでしょう。また、長周期地震動に限った話ではありませんが、大地震時の室内の被害の実態については、1995 年兵庫県南部地震の時の NHK 神戸放送局内の映像や神戸市内のコンビニエンスストアの防犯カメラ映像なども、インターネット上に公開されています（例えば <http://library.skr.jp/hansindaisinsai.htm> など）。

2.3 長周期地震動予測地図の見方

長周期地震動予測地図の見方について、今回の 2012 年試作版で対象とした南海地震（昭和型）の検討結果（詳細は 3 章を参照）を例に挙げて示します。長周期地震動予測地図は、地震本部が公表している「全国地震動予測地図」の中の「震源断層を特定した地震動予測地図」の一種に相当します。

図 2.11 は、「全国地震動予測地図」に収められた、簡便法を用いて求められた海溝型地震の予測震度分布図（地震調査委員会, 2009c）の手法に基づき作成した、南海地震（昭和型）の簡便法による地表面の予測震度分布を示しています。「震度」は、比較的短周期（約 0.1～1 秒程度）を中心とした揺れや被害に対応しています。しかし、震度と対応していない長周期地震動は、図 2.11 と同様には表現できません。

そこで長周期地震動予測地図では、別の方法で揺れの強さや揺れの継続時間を表現します。図 2.12 や図 2.13 がその例です。図 2.12 は、工学的基盤上で計算された速度波形を用いて長周期地震動の揺れ幅（振幅）の最大値（最大速度）の面的な分布を示したもので、水平 2 方向（NS 方向と EW 方向）の速度のうち大きい方を表示しています（単位：cm/s）。ここでは、地中の工学的基盤上での揺れを示していますが、表層地盤の卓越周期よりも十分に長周期を対象とする場合には、近似的にこれを地表の揺れと同程度と見なせます。また図 2.13 は、速度 1 cm/s を超える揺れが継続する時間の分布を示しています（単位：s）。これらは、図 2.3 に挙げた地震動の特性を示す要素のうち、振幅特性（最大値）と経時特性（継続時間）を示しています。

また、周期特性を示す図として、周期 3 秒、減衰定数 5 % の最大速度応答値分布を図 2.14 に示します。この速度応答値は、地盤に対する構造物の相対速度応答値です。こちらでも水平 2 方向の値のうち大きい方を表示しています（単位：cm/s）。前節で述べたように、高層建物などの構造物は、その固有周期が長周期地震動の卓越周期に一致すると、非常に大きな影響を受けて揺れます。この時の建築物や構造物の揺れ方を応答と呼びますが、ある固有周期の構造物の応答の大きさを見積もる目安として、応答スペクトル（14 頁のコラムを参照）という指標がしばしば用いられます。この図は、地表の揺れに対して、固有周期が 3 秒の構造物（図 2.4 より概ね高さ 150 m 程度、40～45 階の高層建物が該当）がどのように揺れるのかを、地盤に対する構造物の相対速度応答の最大値分布で表したものです。この他にも、本報告書では周期 5 秒、周期 7 秒、周期 10 秒の図を作成しています（4 章を参照）。図に示す応答速度は長周期構造物の代表的な揺れの速度であり、例えば最上階など、構造物上の部位によってはそれ以上の揺れになる可能性があります。

図 2.11 と図 2.12 は揺れの強さを別の指標で示したものであることには注意が必要です。すなわち、短周期の地震動と長周期の地震動とでは、影響を及ぼす構造物が異なります。例えば、固有周期が短い建物は、図 2.12 のような長周期地震動の影響をほとんど受けずに図 2.11 の震度分布に応じて揺れる一方、固有周期が長い長周期構造物は、例えば固有周期が 3 秒付近の建物の場合、図 2.14 の応答スペクトル分布に応じて揺れることとなります。一方、地域分布については、定性的には次のように見ることでもできるでしょう。図 2.11 の震度分布からは、震源に近い紀伊半島南部や高知県・徳島県の一部などで最大震度 6 弱の揺れとなっており、その他の四国全域や大阪平野などで震度 5 強となっているのに対し、濃尾平野では最大でも震度 4～5 弱程度しか予測されていません。一方、長周期地震動の観点から見た場合は、震源に近い場所と同等程度の長周期の揺れ（図 2.12）が大阪平野や濃尾平野、徳島県の吉野川沿いなどで長く続きます（図 2.13）。更に、固有周期が短い建物などが震度 4 以下程度で揺れているのに対し、例えば周期 3 秒の長周期構造物では、震源に近い場所と同等か、場所によってはそれ以上の揺れが予測されます（図 2.14）。長周期構造物が揺れ続ける時間は、地表の揺れの継続時間（図 2.13）よりも長くなる場合があります。

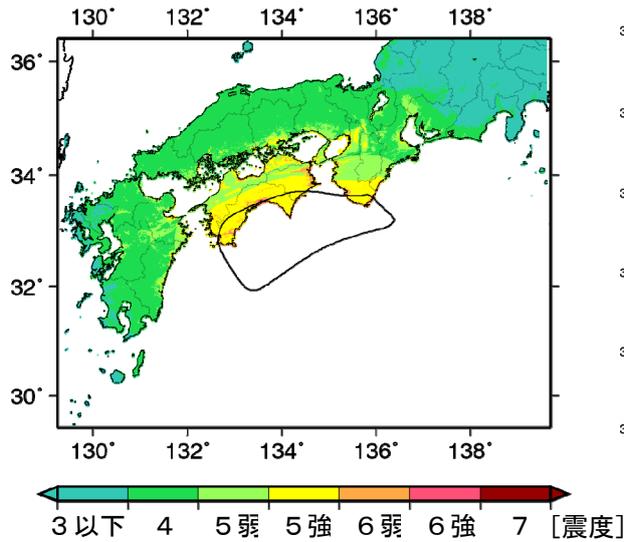


図 2.11 南海地震（昭和型）の簡便法による予測震度分布図（ $M 8.0$ ）

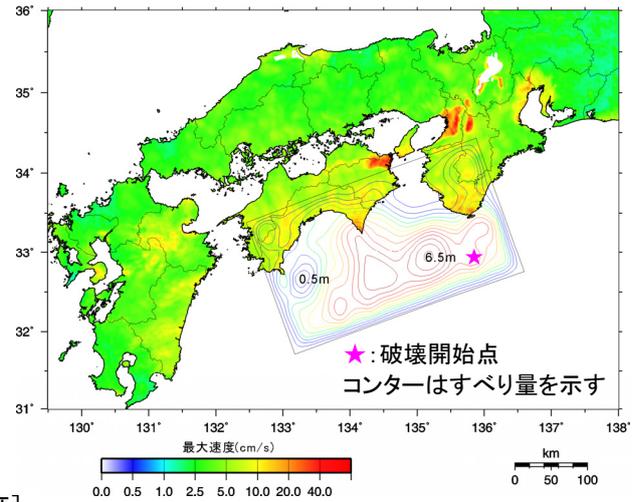


図 2.12 南海地震（昭和型）の長周期地震動の最大速度の分布

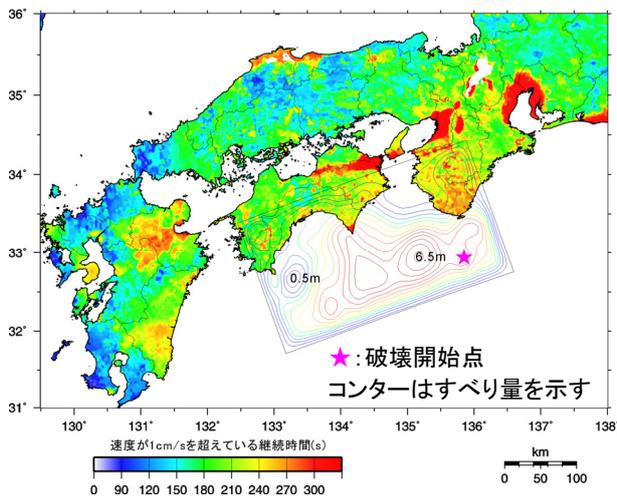


図 2.13 南海地震（昭和型）の長周期地震動の継続時間の分布

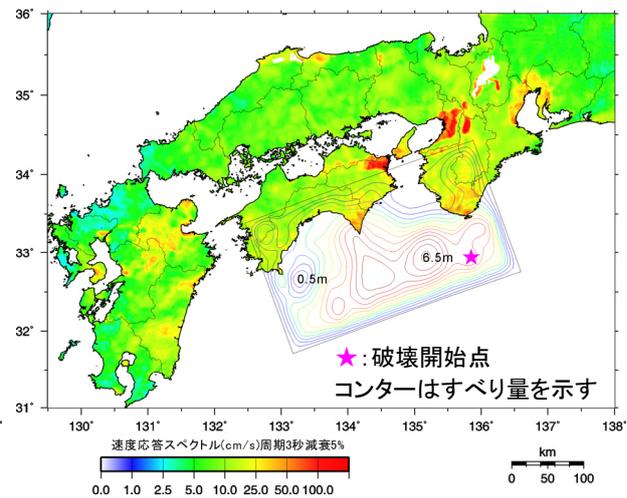


図 2.14 南海地震（昭和型）の地震動の相対速度応答スペクトル（周期 3 秒）の分布

このように、従来の震度で説明される比較的短周期の地震動と長周期地震動とは、主な影響を与える建物などが異なるほか、震源から遠く離れた場所への影響の与え方などにも違いがあります。特に、図 2.13 に示した継続時間は、長周期地震動にさらされる構造物の耐震性を考慮する上で非常に重要な指標であり、波形の最大値や応答スペクトルなどと同様に注意して見る必要があります。

3章に示す長周期地震動予測地図と、図 2.11 に参考として掲載した「全国地震動予測地図」から抜粋した簡便法による南海地震（昭和型）の予測震度分布図とを比較しながら、各地域の揺れ方の特徴を読み取ってみると、長周期地震動の意味をより深く理解できるでしょう。

コラム：速度応答スペクトルとは？

応答スペクトルとは、いろいろな固有周期（建築物や構造物が揺れやすい周期）を持つさまざまな建築物や構造物に対して、地震動がどの程度の揺れの強さ（応答）を生じさせるかをわかりやすく示したものです（図 2.15 参照）。

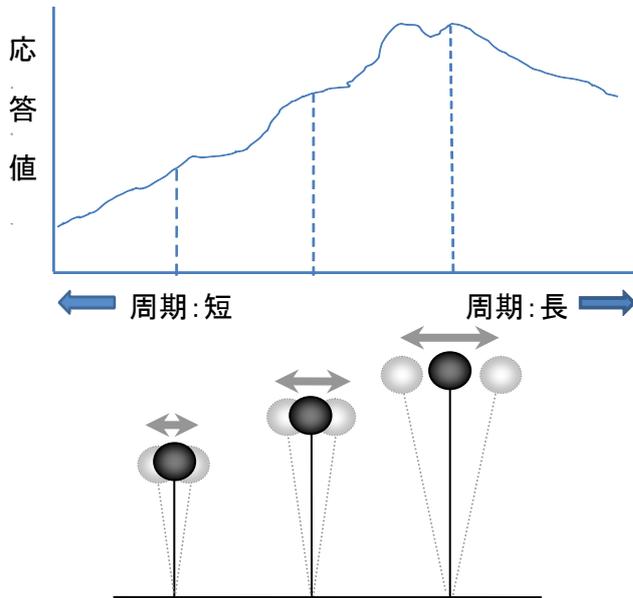


図 2.15 応答スペクトルの模式図

建築物や構造物の揺れは、その固有周期や減衰定数（揺れが時間とともに弱まっていく程度を示す定数のことで、減衰比ともいいます。本予測地図では5%としています）と同じ固有周期や減衰定数をもつ振り子の揺れとして計算され、その最大値が採用されます。また、揺れの強さは振り子の振れ幅（変位）だけでなく、その単位時間における変化（＝速度）やその変化率（＝加速度）でも表現されます。速度応答スペクトルとは、地盤に対する一質点系の相対応答速度の最大値のことです。

コラム：東北地方太平洋沖地震の地震動の速度応答スペクトル

2011年東北地方太平洋沖地震（ M_w 9.0）と2004年新潟県中越地震（ M 6.8）の際に、東京都文京区の東京大学地震研究所で観測された地震動の速度応答スペクトル（減衰定数5%）の例を比較しました（図 2.16 参照）。

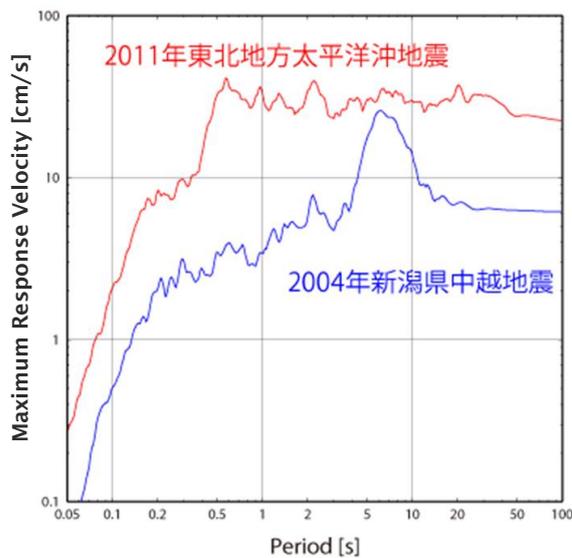


図 2.16 速度応答スペクトルの例
（東京大学地震研究所, 2011 を一部修正）

新潟県中越地震（図の青線）では、主に高層建物に影響を与える周期7秒前後の周期帯域の地震動が卓越したのに対し、東北地方太平洋沖地震（図の赤線）では、それと同程度の最大速度応答が0.5～20秒の広い周期帯域で発生し、高層建物のみならず周期の短い低層建物にも影響を与えた可能性があります。ただし、長周期地震動予測地図2009年試作版で対象とした想定東海地震や東南海地震による東京都庁での計算結果と比較すると、そのスペクトルは全体的に小さくなっています。

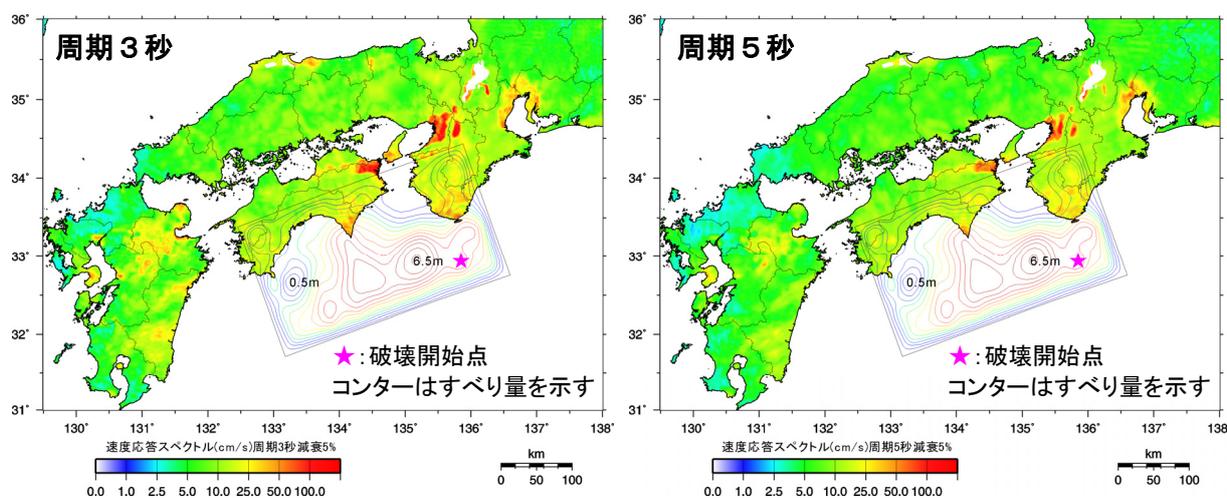
3. 南海地震（昭和型）の長周期地震動予測地図

南海地震は、南海トラフ沿いを震源として繰り返し発生している地震のうち、潮岬沖～足摺岬沖の領域を震源とする M 8 以上の規模の地震です。最新の活動は、1946年南海地震（昭和南海地震）です。平均発生間隔は約 110 年で、次の南海地震の発生確率は今後 30 年以内に 60 %程度という大きな値になっています（地震調査委員会, 2011）。

本報告書では、観測記録が得られており比較的よく特徴が知られている 1946 年南海地震と同様の地震が発生した場合に想定される長周期地震動予測地図を作成しました。長周期地震動の予測は、2009 年試作版の 5 章に沿って、本報告書の 4 章で述べる検討を加えて実施しました。震源モデルは Murotani (2007) による 1946 年南海地震の解析結果を高度化して用い、周期 2 秒以上の長周期帯域での地震観測記録波形の説明性を確認した地下構造モデルを使って、長周期地震動を計算しました。また、1946 年南海地震の時に実際に観測された地震記録との比較を行い、震源モデルと地下構造モデルが適切であることを確認しました（4 章を参照）。

3.1 周期ごとの最大速度応答値分布図

図 3.1-1～3.1-2 には、周期 3 秒、5 秒、7 秒、10 秒での減衰定数 5 %の相対速度応答値（2 章コラムを参照）のうち、水平成分の大きい方の分布を示します（本報告書では、擬似速度応答値ではなく実速度応答値を図示しています）。いずれの周期帯でも、震源に近い平野である大阪平野や濃尾平野、京都盆地や奈良盆地、および、琵琶湖周辺や徳島県の吉野川下流沿いで、特に揺れが大きくなっています。さらに長い周期 7 秒や 10 秒でも、大阪平野および徳島県の吉野川下流沿いなどでは大きな揺れが予想されています。



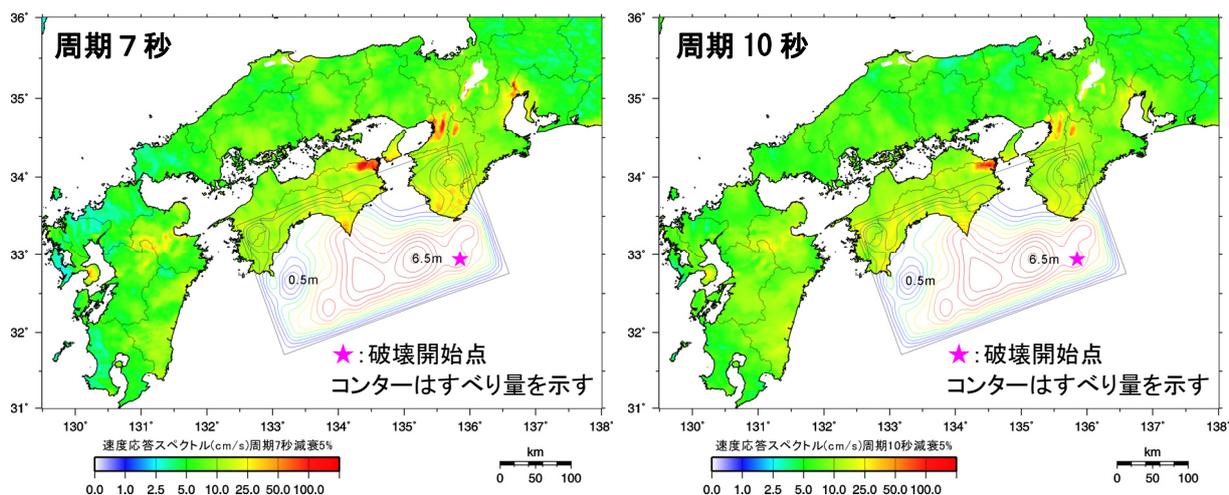


図 3.1-2 相対速度応答スペクトル(周期7秒と周期10秒)の分布

速度として計算された長周期地震動の揺れ幅の最大値(最大速度)を分布図にしたものが図 3.2 です。また、図 3.3 には速度 1 cm/s を超える揺れが継続する時間の分布図を示しました。振幅の大きい大阪平野や濃尾平野、徳島県の吉野川沿いに加えて、奈良盆地や琵琶湖周辺で継続時間が長くなることがわかります。

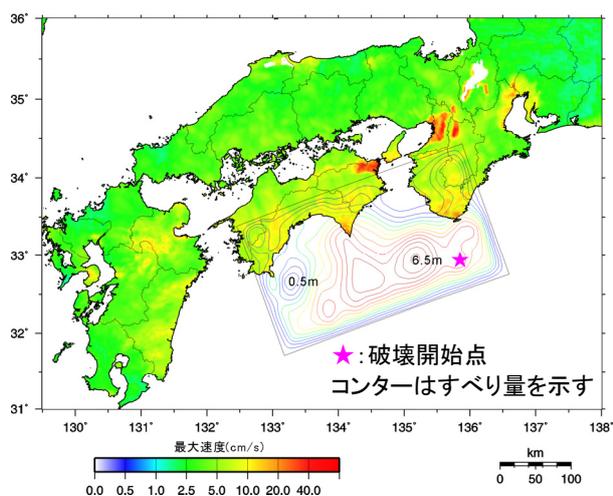


図 3.2 最大速度の分布

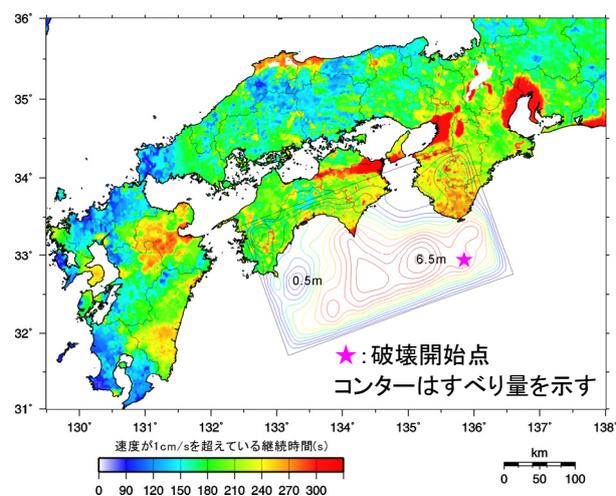


図 3.3 継続時間の分布

3.2 代表地点での速度時刻歴と速度応答スペクトル

図 3.4-1 に、大阪平野における 3 地点の地震動計算結果の減衰定数 5% の速度応答スペクトルを示しています(本報告書では、擬似速度応答値ではなく実速度応答値を図示しています)。地震基盤が浅く堆積層が比較的薄い上町台地上の大阪府庁位置に比べて、堆積層の厚い東大阪市役所および大阪舞洲では、特に周期 3 秒程度よりも長周期帯域でも地震動が大きくなっていることが分かります。この傾向は図 3.4-2 に示した 2011 年東北地方太平洋沖地震の観測記録にも見られ、同じ平野の中といえども場所によって地震動が大きく異なることを示しています。

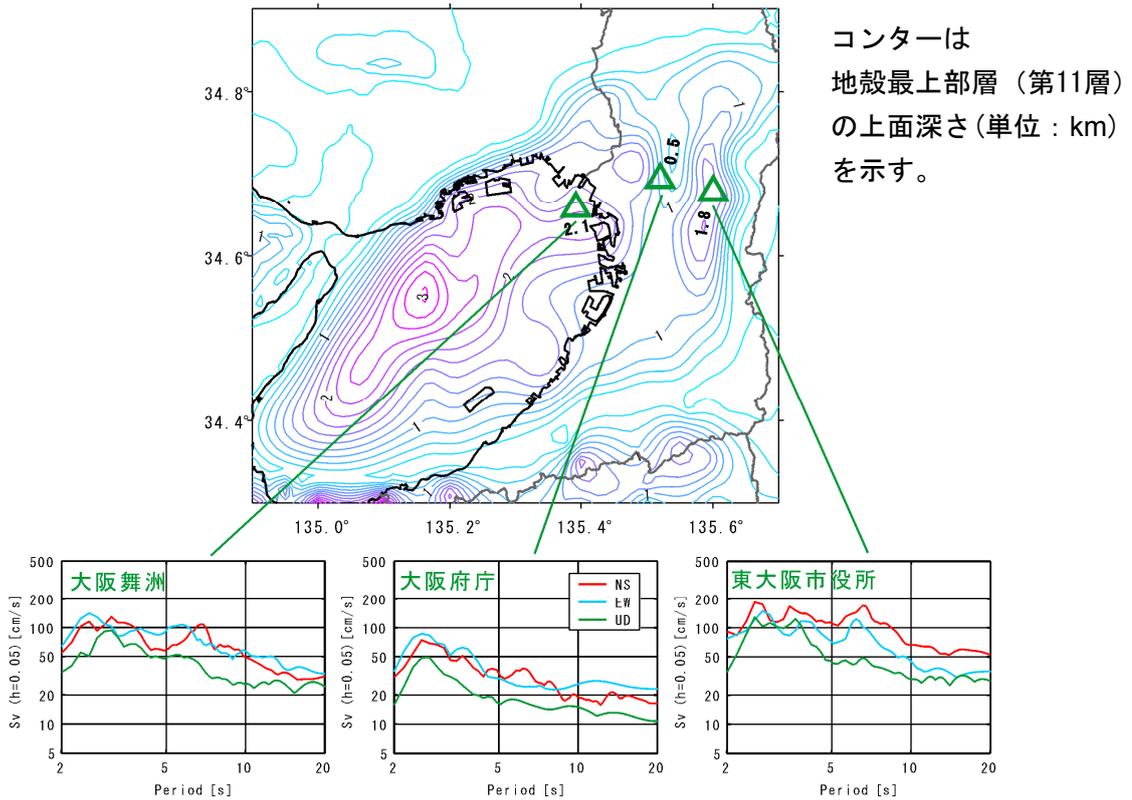


図 3.4-1 大阪平野内の3地点で計算された相対速度応答スペクトル

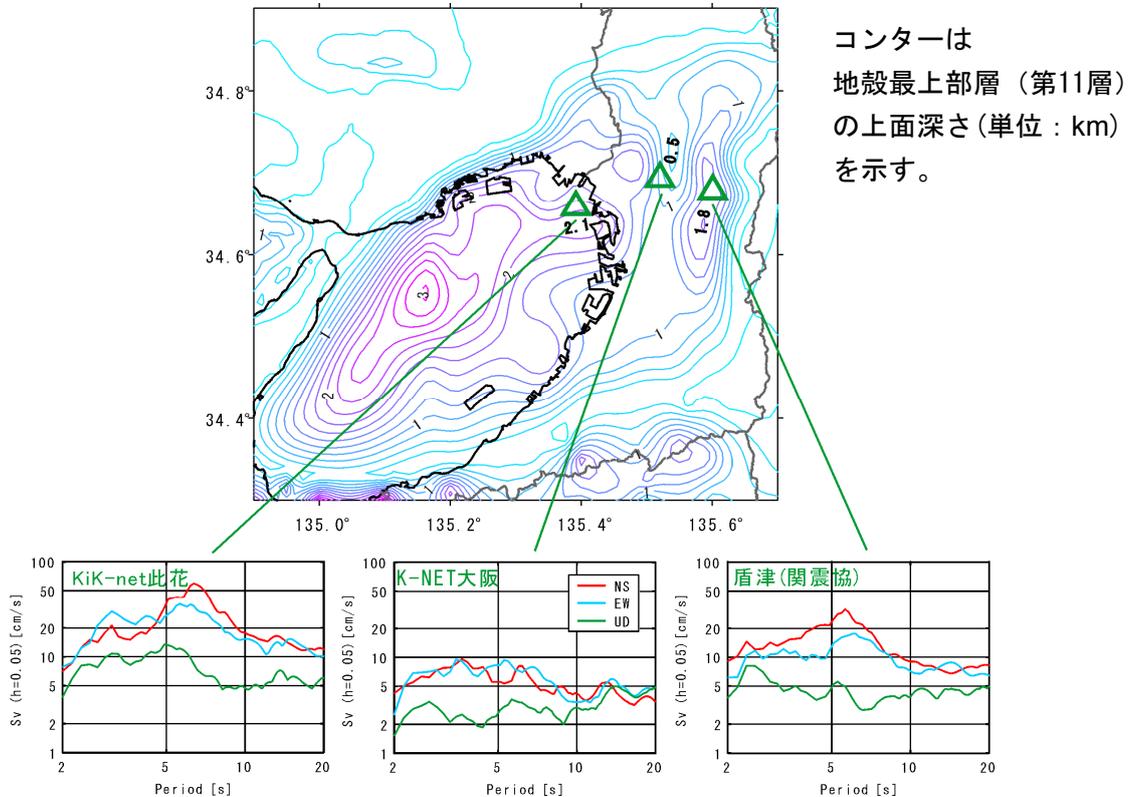


図 3.4-2 大阪平野内の3地点で観測された2011年東北地方太平洋沖地震の相対速度応答スペクトル ※ 図3.4-1とほぼ同位置の強震観測点での比較

図 3.5 の赤丸印は代表的な府県庁の位置を示しています。府県庁の位置は地盤の良いところが多いため、それら以外に堆積層の厚い地点など大きな振幅となった代表的な地点を緑丸印で示しています。図 3.6-1~3.6-18 には、いくつかの代表地点で計算された長周期地震動の速度波形と減衰定数 5% の相対速度応答スペクトルを、地域毎に示しました。速度応答スペクトルの図にも示したように、速度波形は周期 2 秒以上の長周期地震動 3 成分を計算したものです。

図 3.6-7 に示した京都府庁では、上下動で最大速度値を生じています。また、図 3.6-13 に示した高知県庁の上下動は、水平動とほぼ同程度の最大速度値となっています。このような傾向は、硬質な地盤上にあり比較的振幅の小さな地点で見られ、振幅の大きな地点では水平動が卓越しています。このため、図 3.1、図 3.2 は水平動成分で作成していますが、上下動を加えても大きく傾向が変わることはありません。

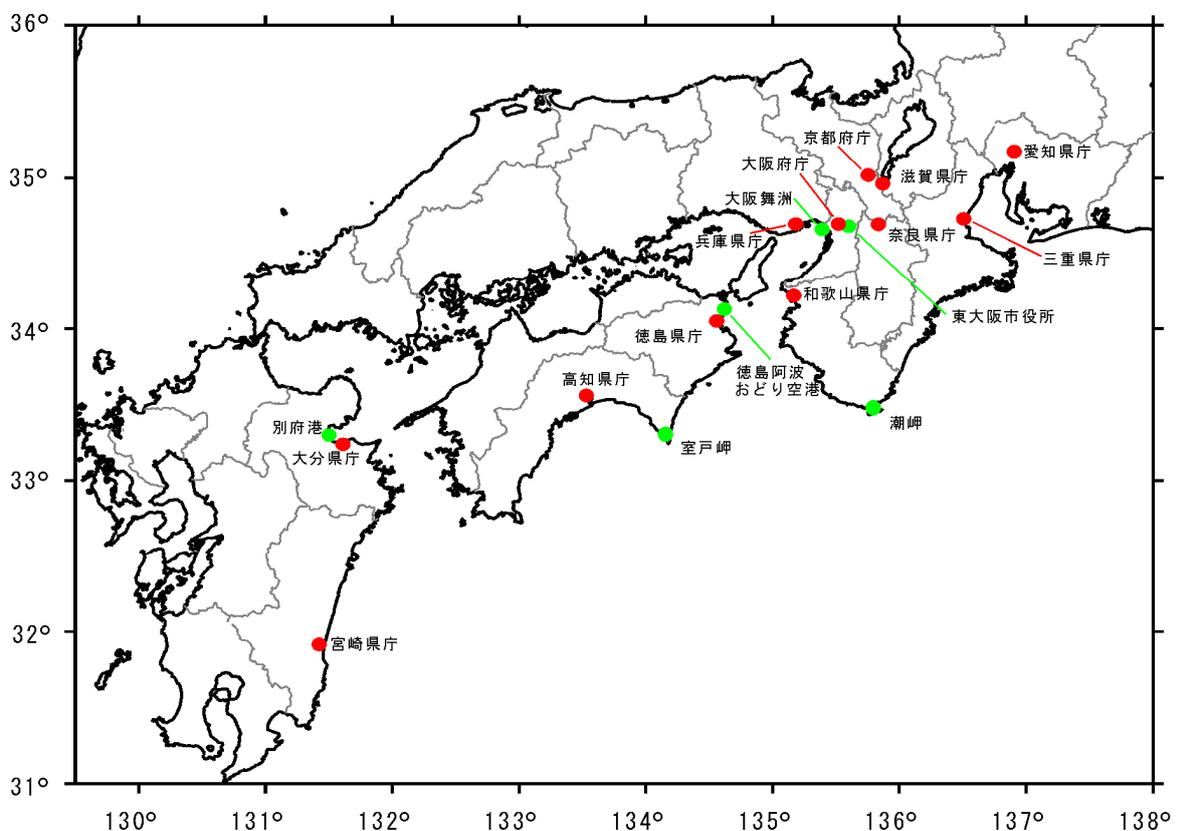


図 3.5 計算波形を示した地点(赤丸:府県庁, 緑丸:それ以外)

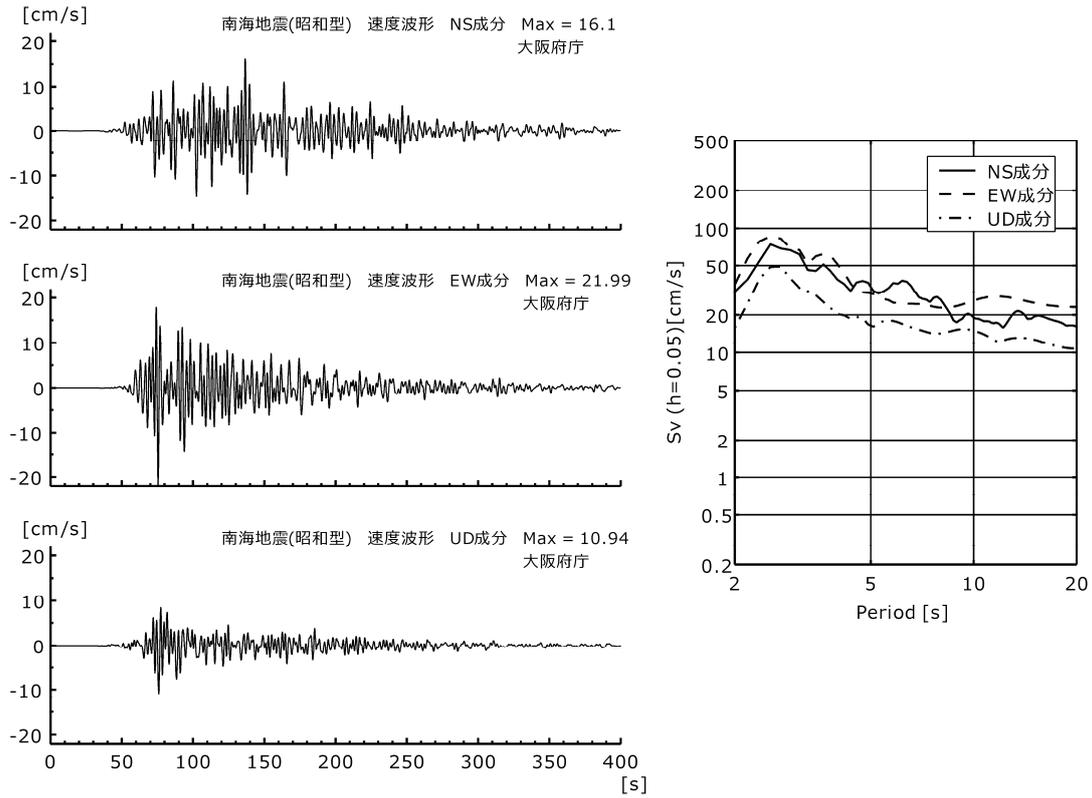


図 3.6-1 計算された速度波形と相対速度応答スペクトル（大阪府庁）

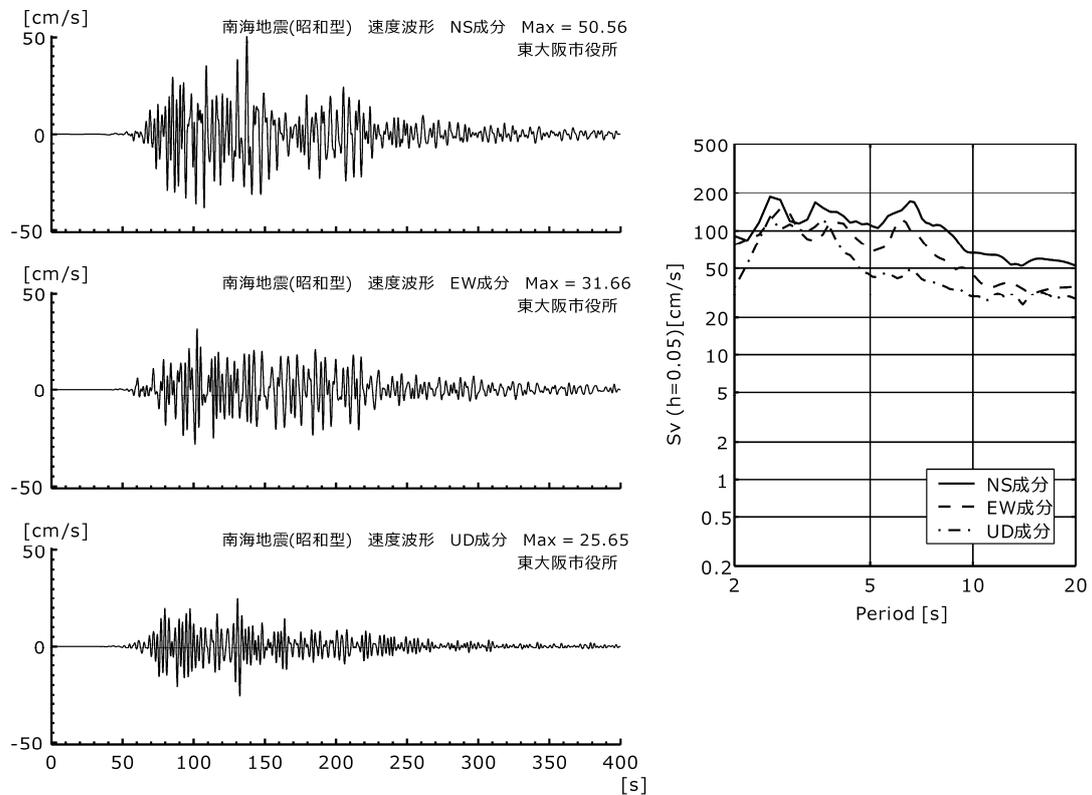


図 3.6-2 計算された速度波形と相対速度応答スペクトル（東大阪市役所）

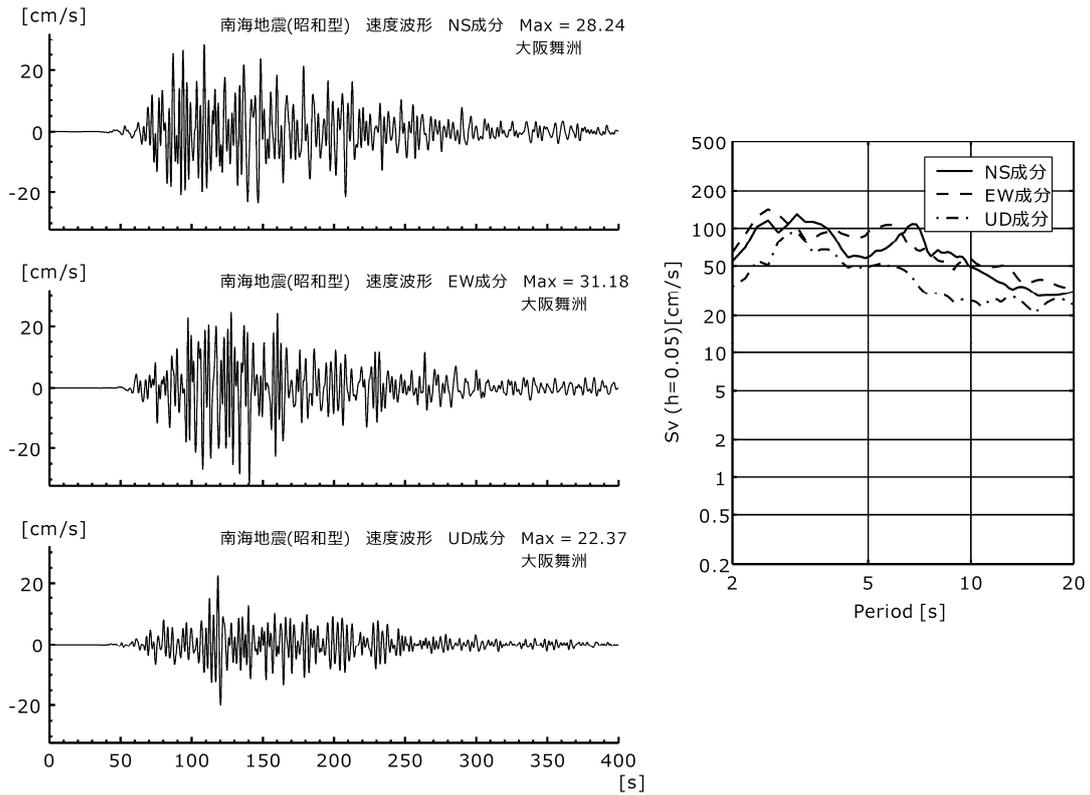


図 3.6-3 計算された速度波形と相対速度応答スペクトル (大阪舞洲)

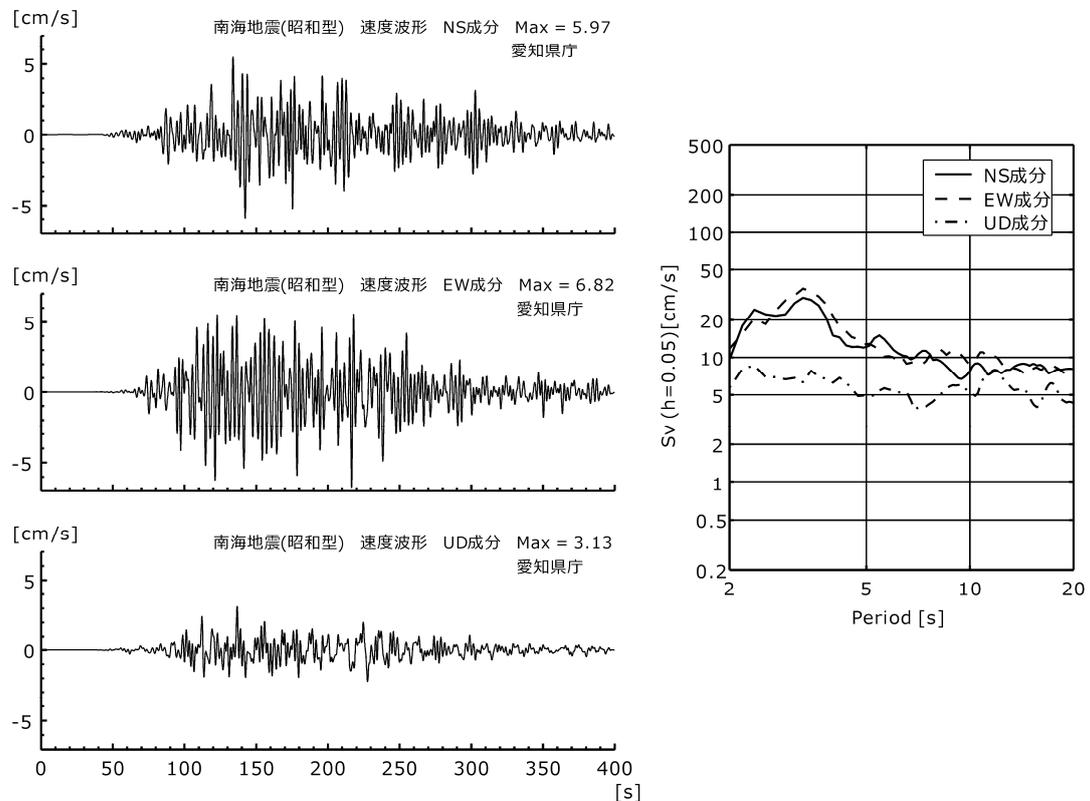


図 3.6-4 計算された速度波形と相対速度応答スペクトル (愛知県庁)

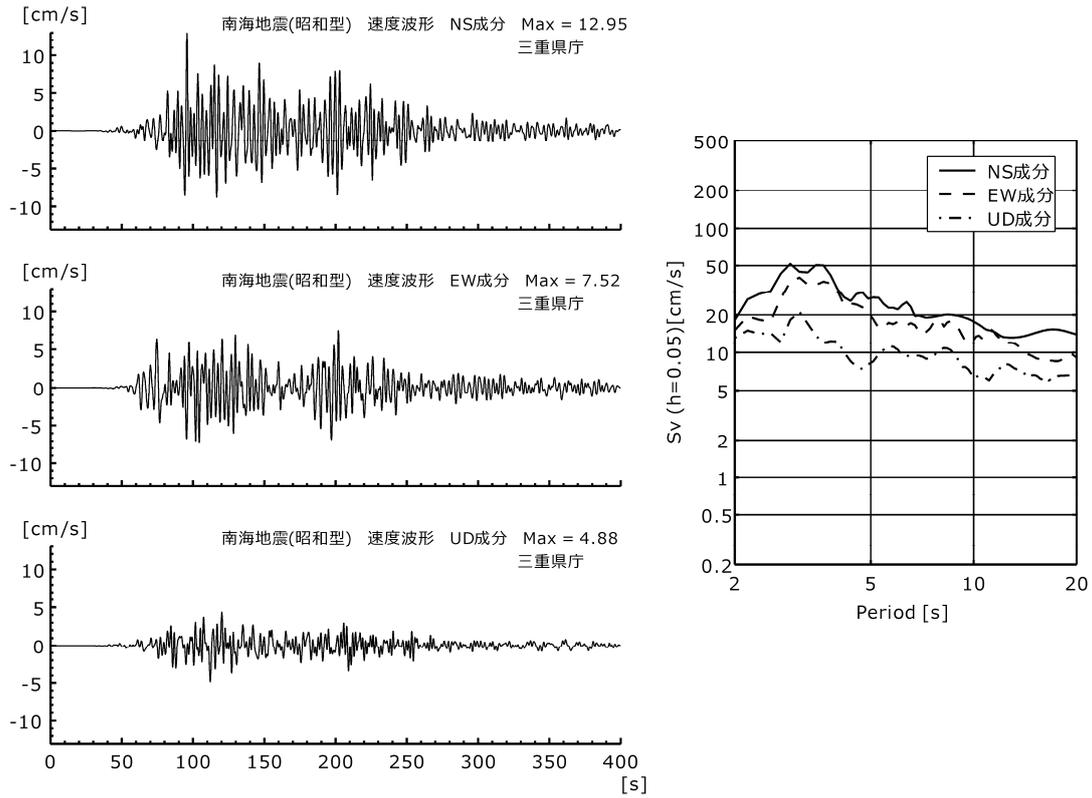


図 3.6-5 計算された速度波形と相対速度応答スペクトル（三重県庁）

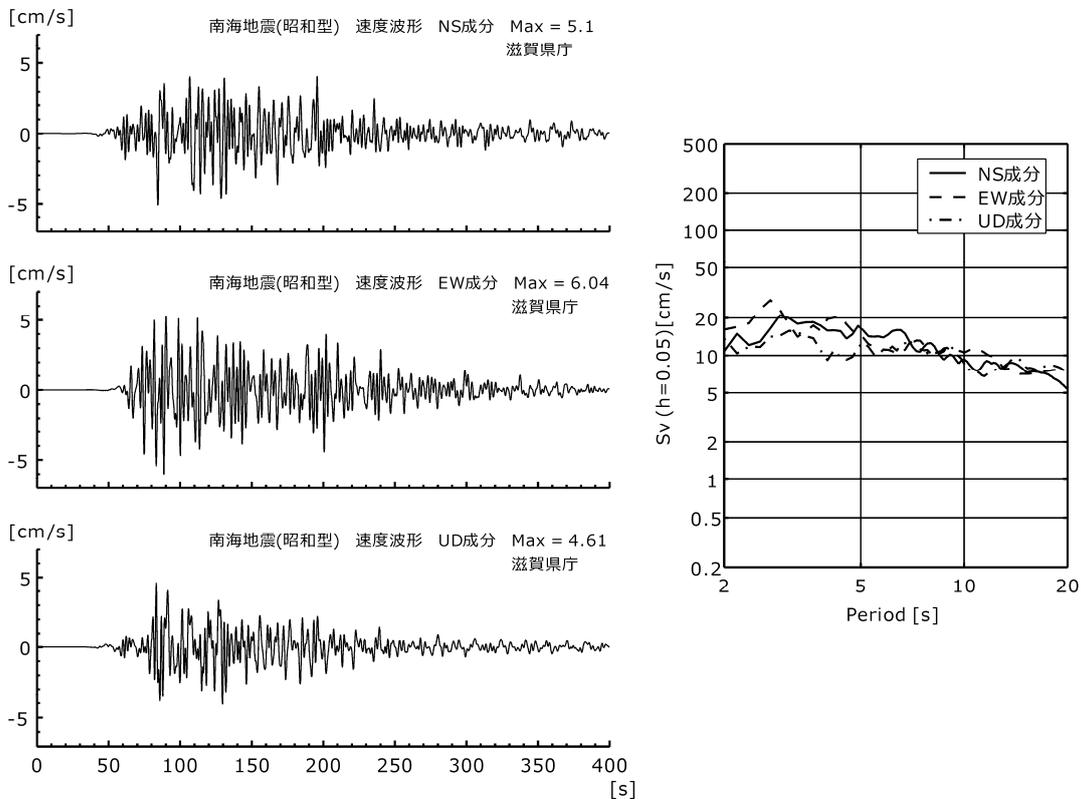


図 3.6-6 計算された速度波形と相対速度応答スペクトル（滋賀県庁）

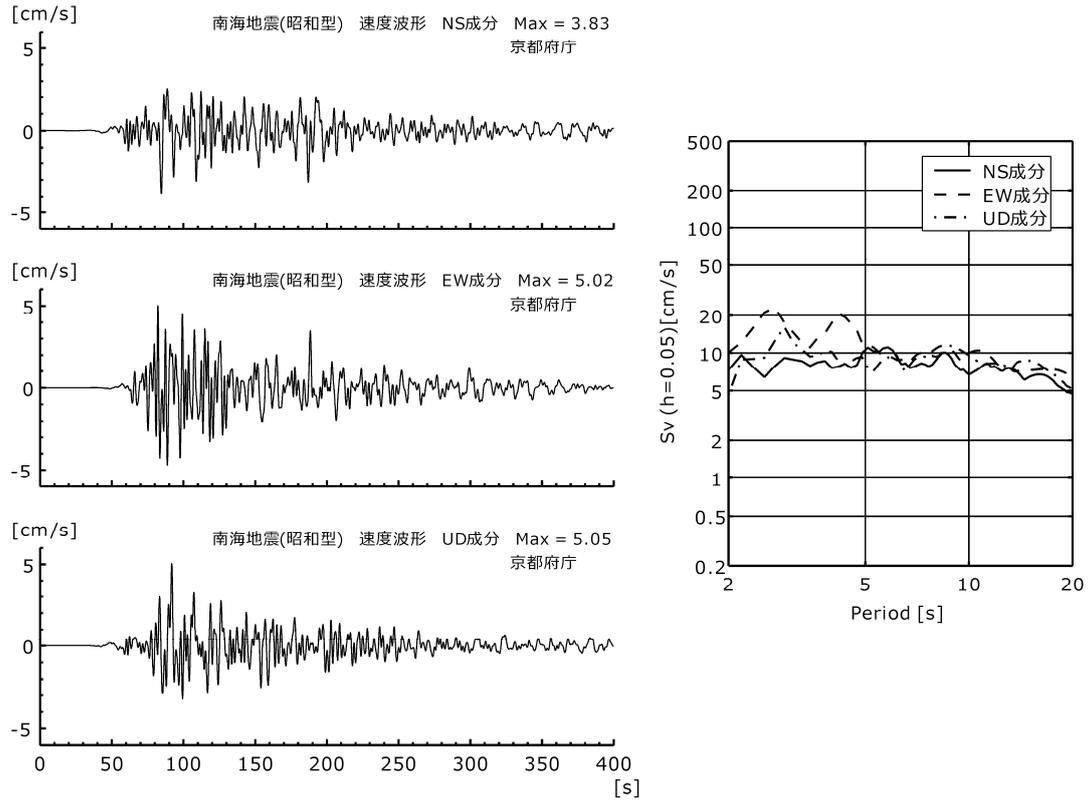


図 3.6-7 計算された速度波形と相対速度応答スペクトル (京都府庁)

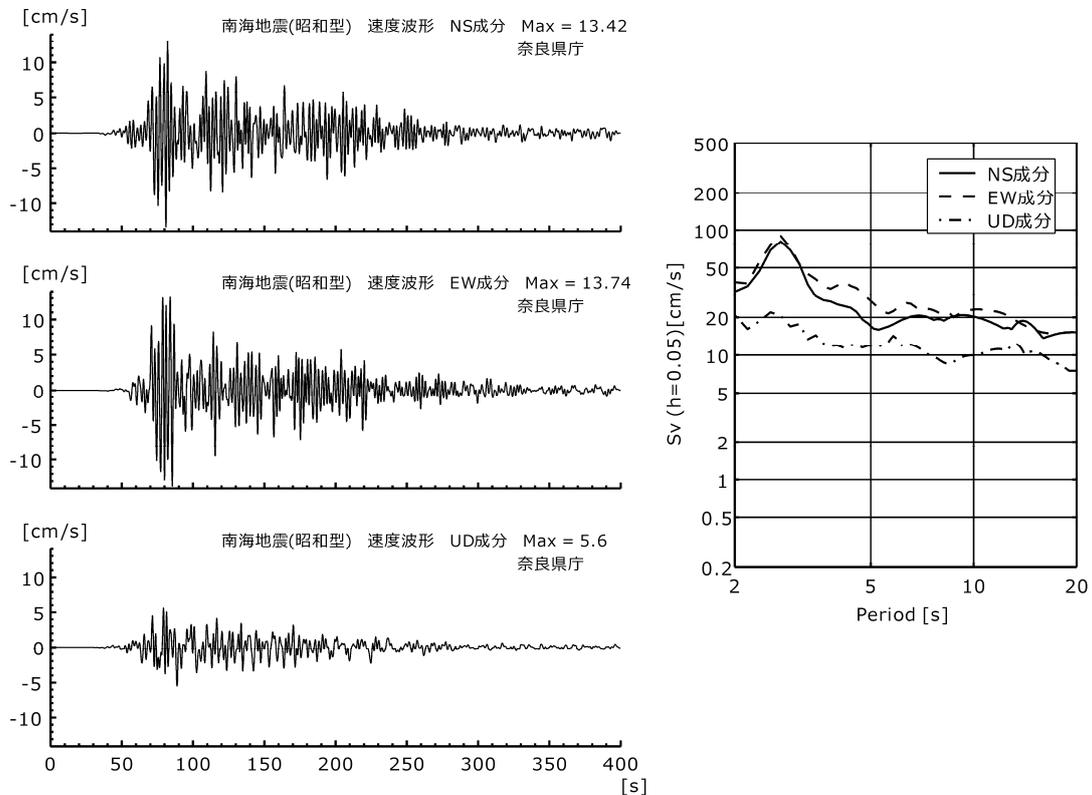


図 3.6-8 計算された速度波形と相対速度応答スペクトル (奈良県庁)

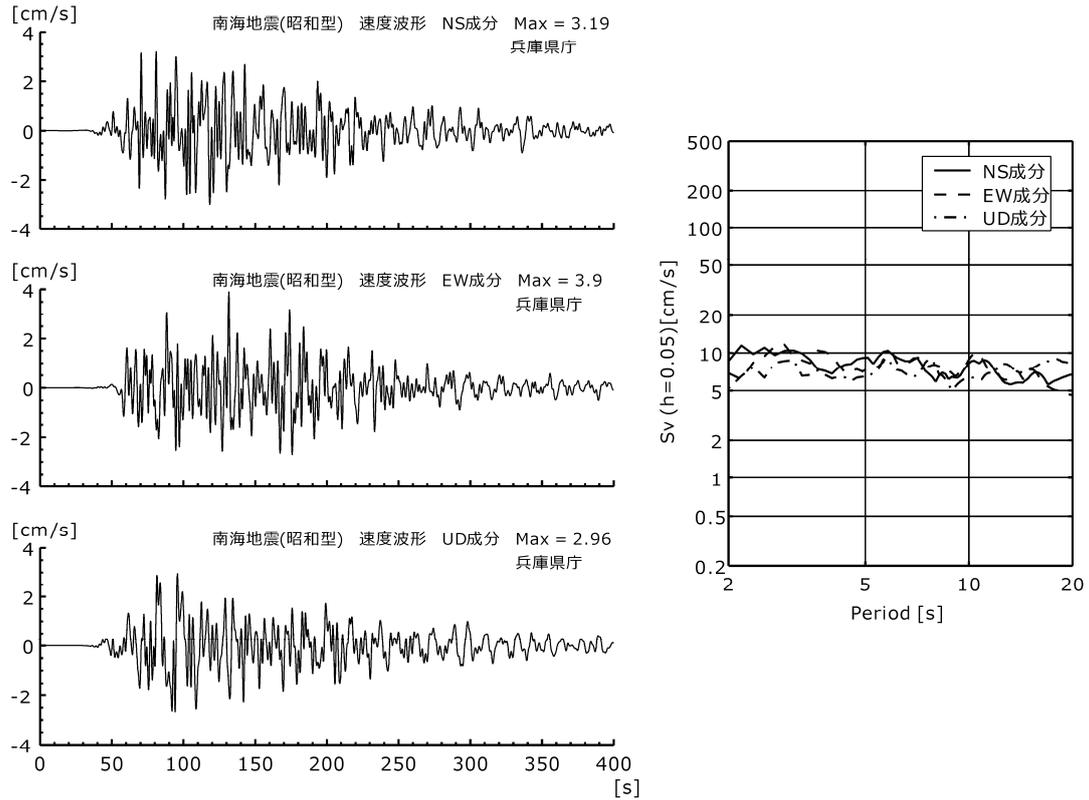


図 3.6-9 計算された速度波形と相対速度応答スペクトル（兵庫県庁）

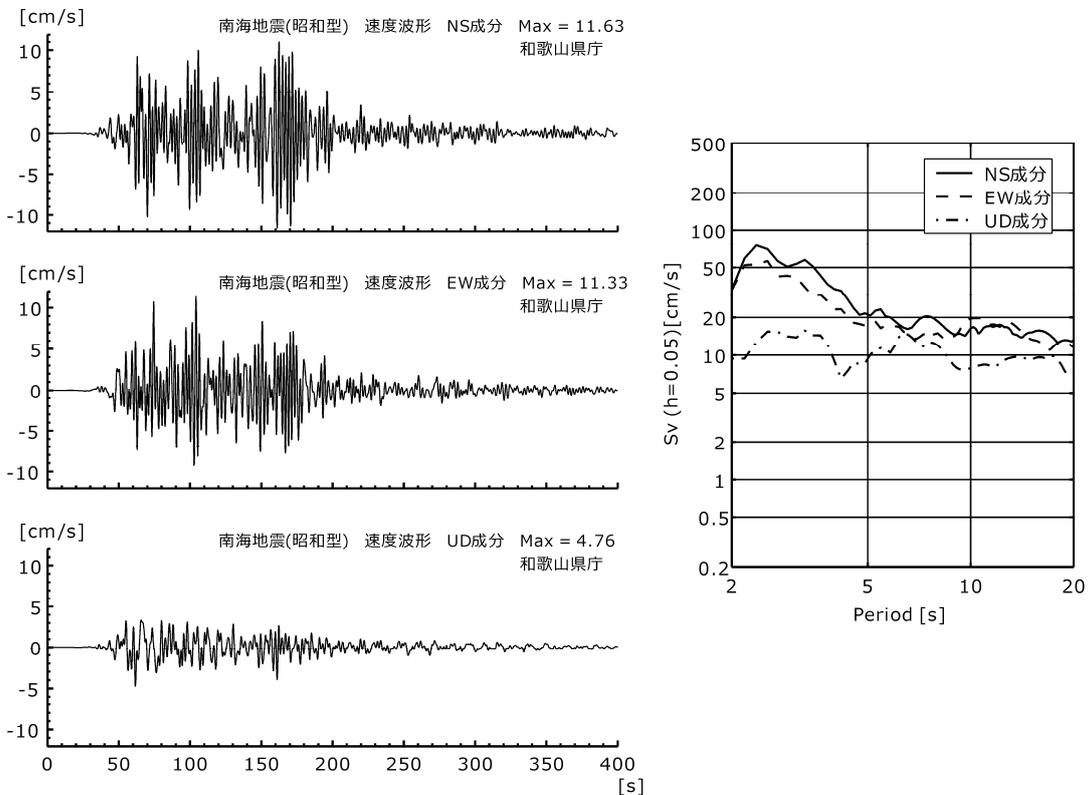


図 3.6-10 計算された速度波形と相対速度応答スペクトル（和歌山県庁）

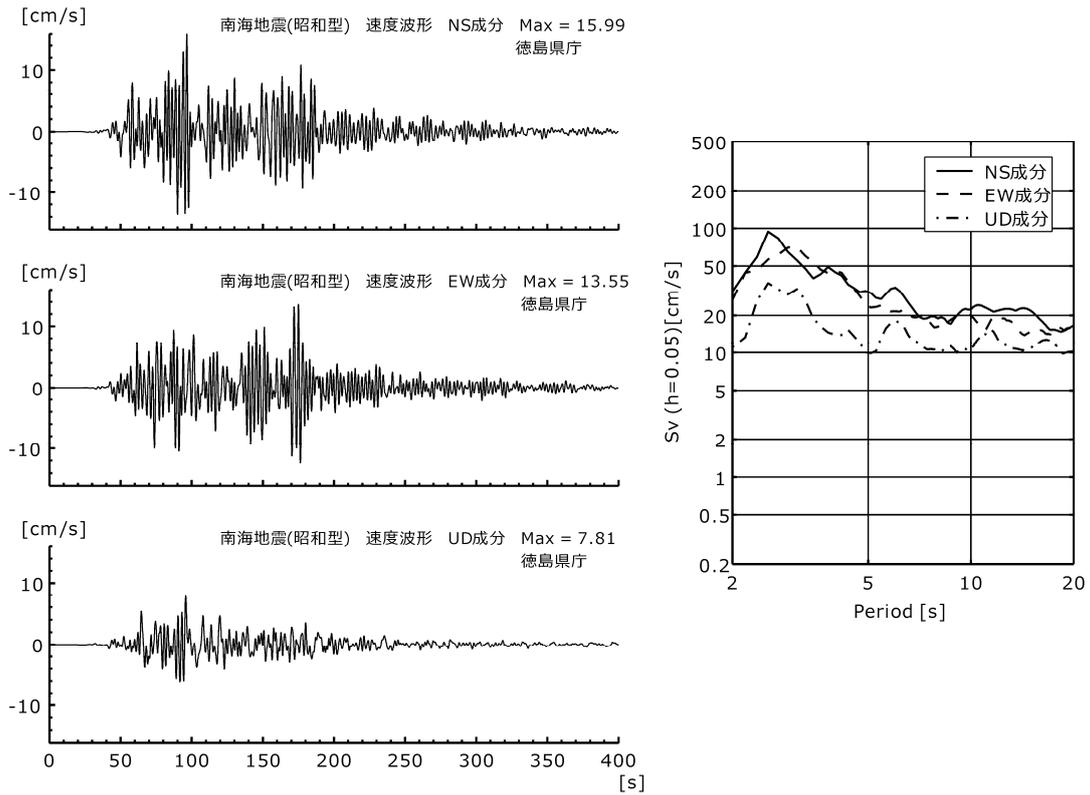


図 3.6-11 計算された速度波形と相対速度応答スペクトル (徳島県庁)

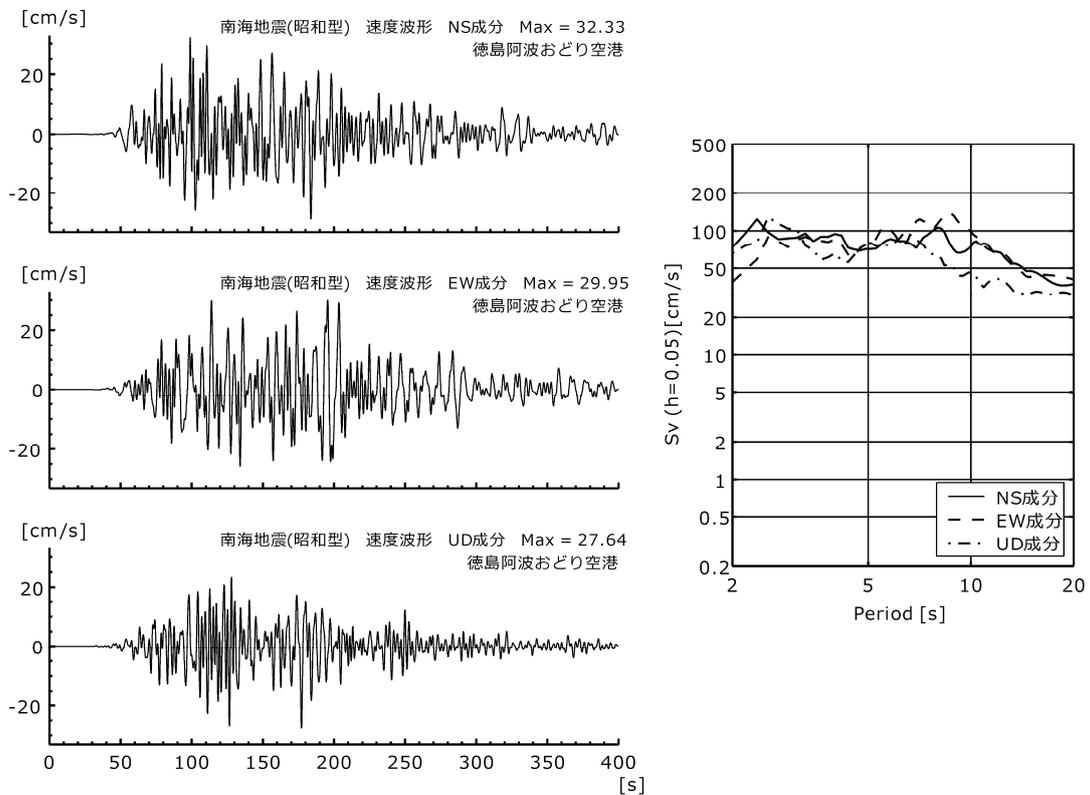


図 3.6-12 計算された速度波形と相対速度応答スペクトル (徳島阿波おどり空港)

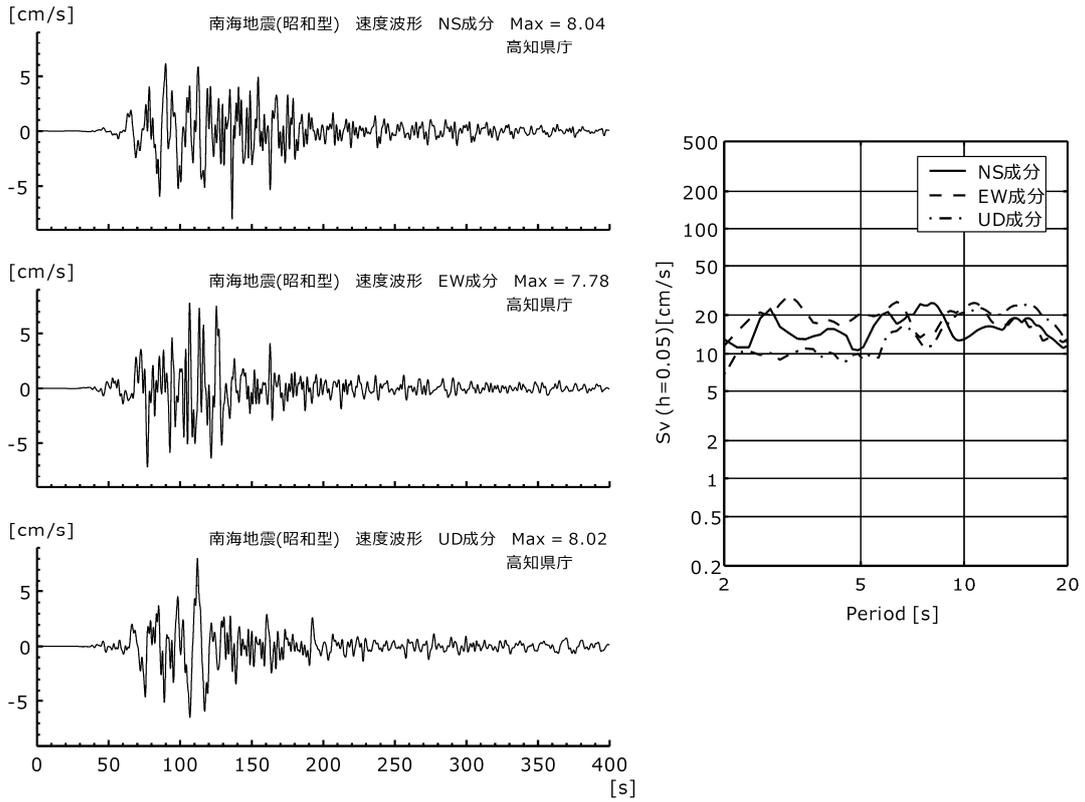


図 3.6-13 計算された速度波形と相対速度応答スペクトル（高知県庁）

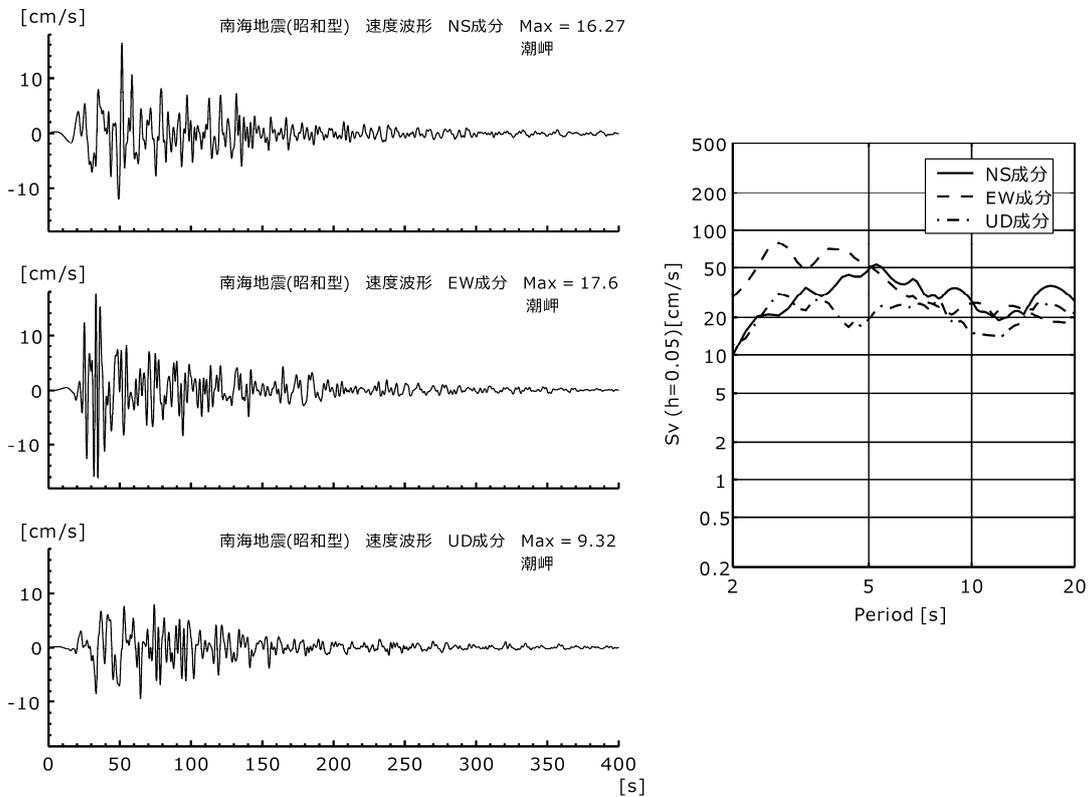


図 3.6-14 計算された速度波形と相対速度応答スペクトル（潮岬）

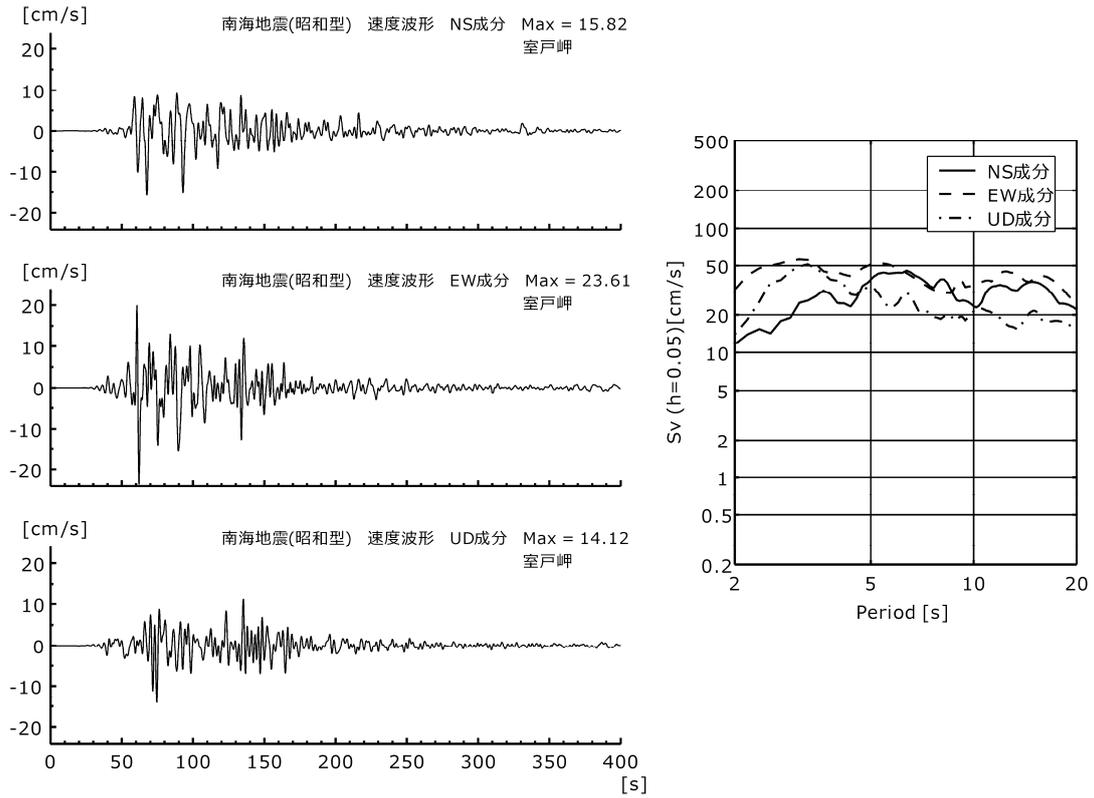


図 3.6-15 計算された速度波形と相対速度応答スペクトル（室戸岬）

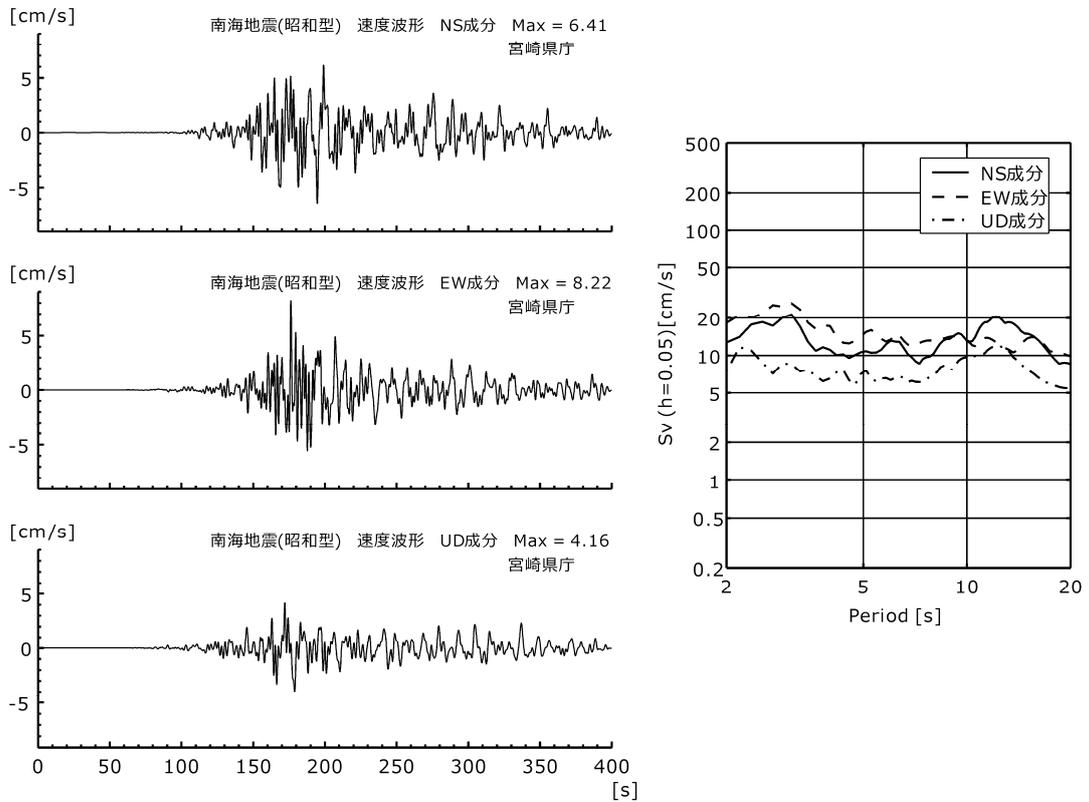


図 3.6-16 計算された相対速度波形と速度応答スペクトル（宮崎県庁）

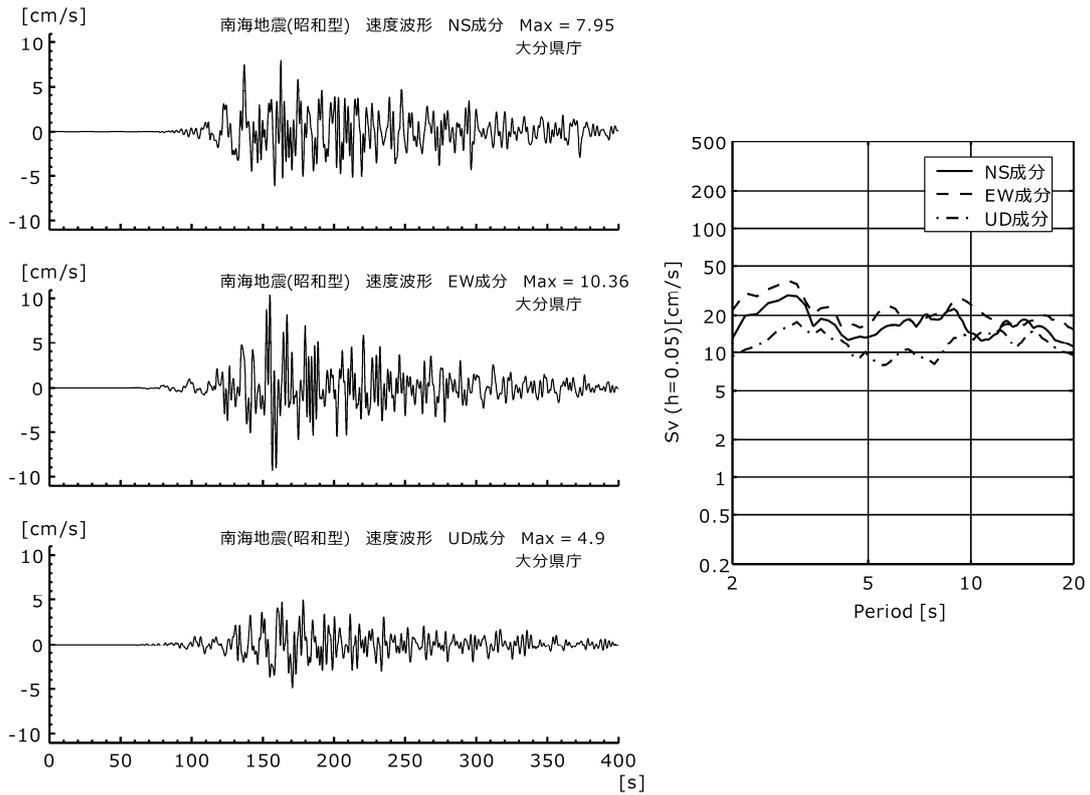


図 3.6-17 計算された速度波形と相対速度応答スペクトル（大分県庁）

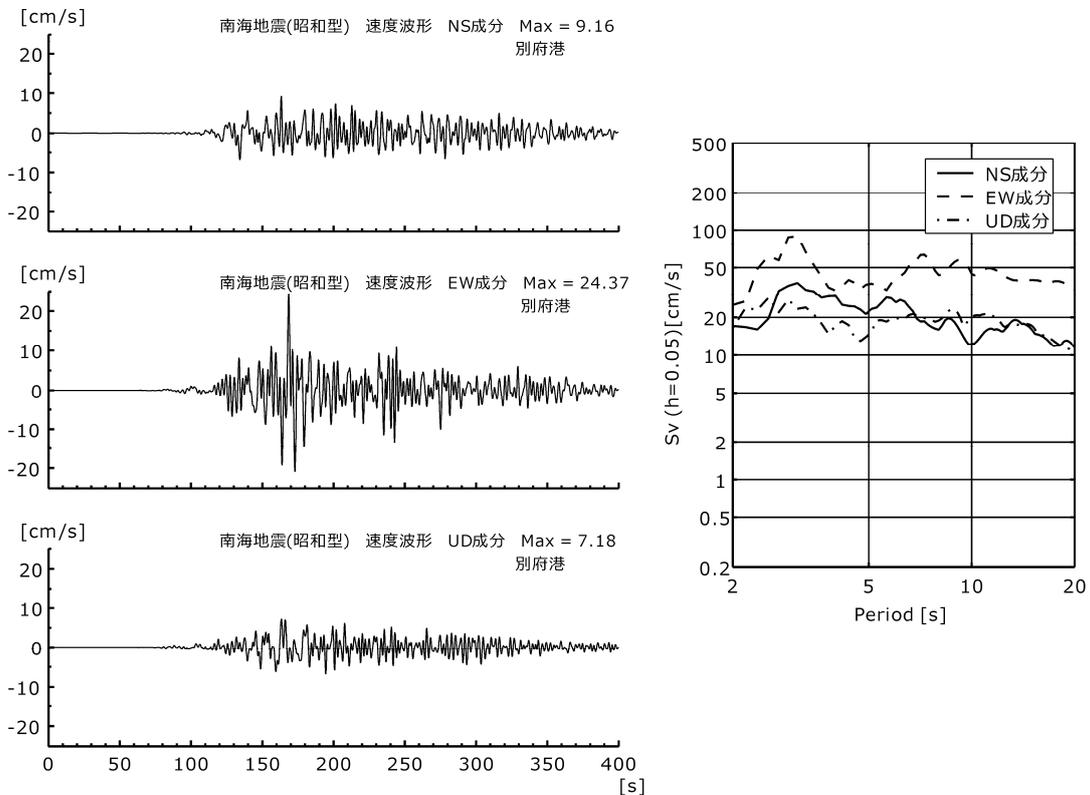


図 3.6-18 計算された速度波形と相対速度応答スペクトル（別府港）

3.3 考察

2012年試作版では、周期3.5秒以上の長周期地震動を対象として計算した2009年版に対して、より短周期側にまで計算対象を広げるための技術的検討を進め、周期2秒以上の長周期地震動を対象として計算することが出来ました。その結果、図3.1-1に示すように周期3秒の応答スペクトルを評価することができるようになり、この評価結果を適用できる高層建築物や長大構造物も増えると期待されます。

このような計算対象の短周期側への拡張のためには、地下構造を詳細にモデル化し、それを用いて震源モデルの見直しと短周期側への説明性向上の工夫を行っています。詳しくは4章に記載しています。

本検討によって得られた地震動は、堆積層の厚い地点で振幅が大きく、継続時間も長いものとなりました。このように、長周期地震動は地下構造による影響が大きいことが分かります。今後、より精度高く、より短周期帯域まで地震動を評価するためには、地下構造を詳細に調査した上で、その調査によって得られた新たな情報を生かして地下構造モデルの一層の高度化を図ることが望まれます。

なお、今回検討対象とした南海地震（昭和型）は、過去にこの領域で発生したM8級の巨大地震の中では、比較的小さい規模であったと考えられています。南海地震単独の発生例でも、江戸時代末に発生した安政南海地震は、より規模が大きかったと考えられますし、さらにその一巡前に発生した宝永地震は、想定東海地震・東南海地震・南海地震の領域が連動した超巨大地震であったと推定されています。そのような地震が将来発生した場合には、今回予測した南海地震（昭和型）の地震動をさらに上回る大きな地震動となることが予想されます。今後、2011年3月11日に発生した東北地方太平洋沖地震の震源破壊過程などの解析結果を参考にして、より大規模な地震の特性化震源モデルを構築し、それによる長周期地震動予測地図を検討することが、重要な課題となります。

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)。

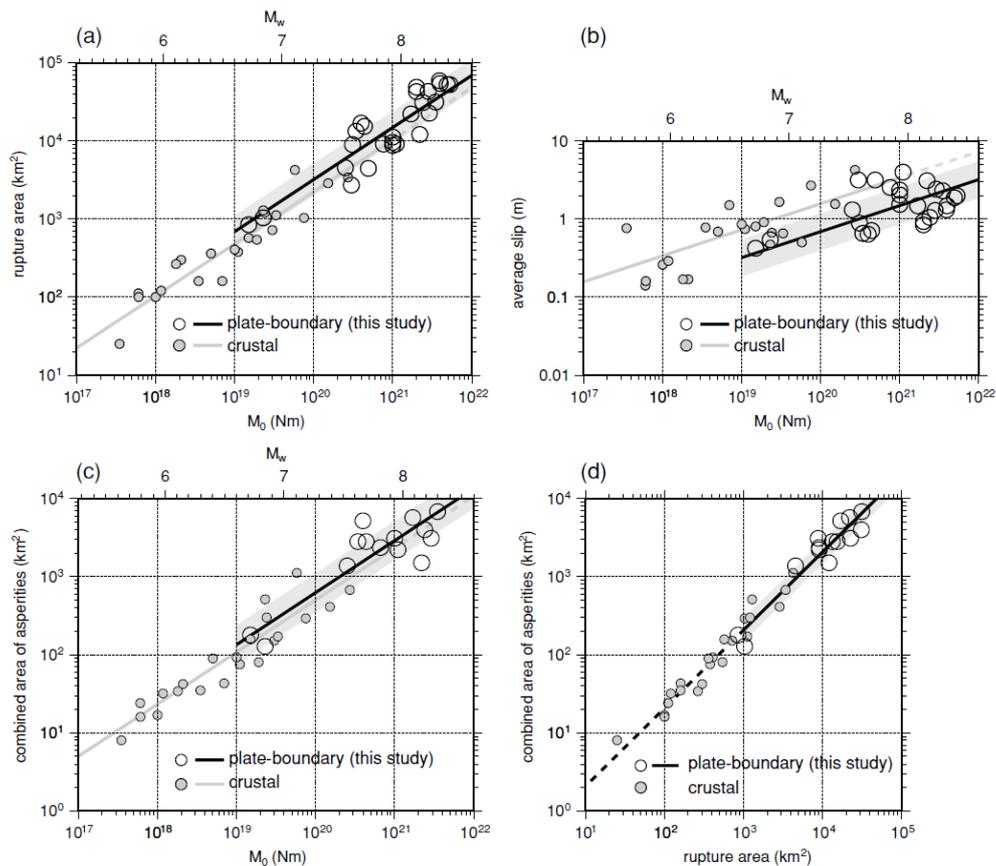


図 4.1 プレート境界地震の断層面積とアスペリティ総面積のスケーリング(Murotani *et al.*, 2008)

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。

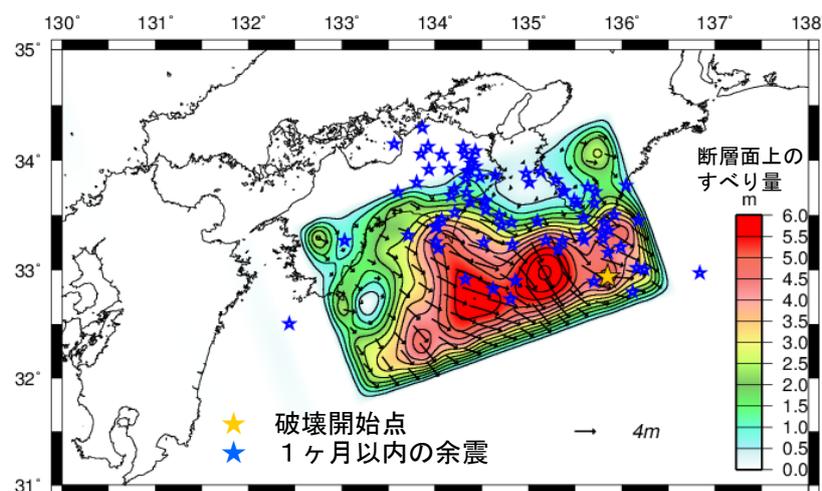


図 4.2 南海地震（昭和型）の長周期地震動予測地図の基本とした震源モデル

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。

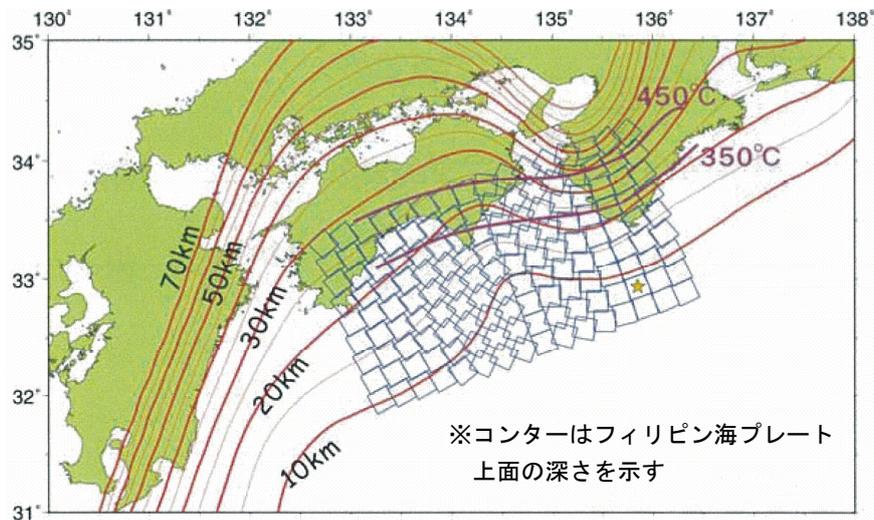


図 4.3 南海地震（昭和型）の震源モデルを設定するための小断層配置 (Murotani, 2007)

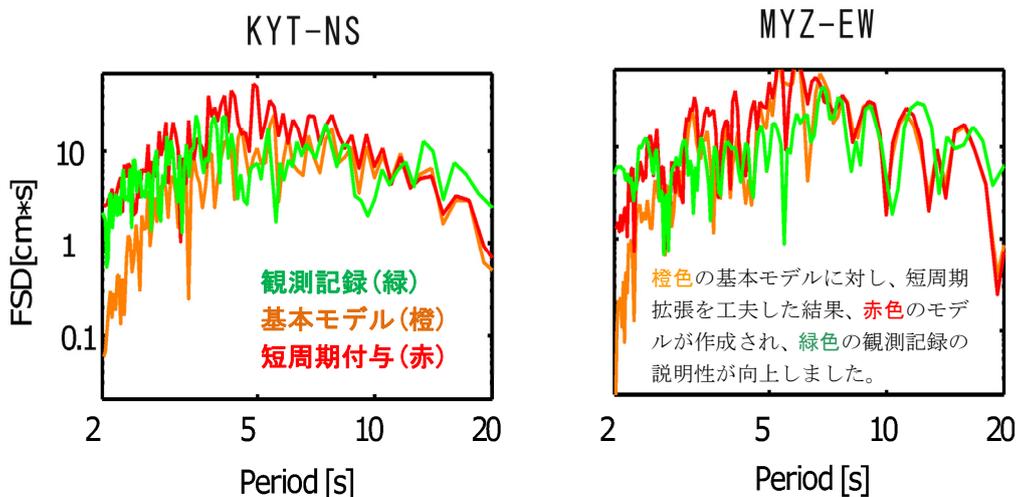


図 4.4 1946 年南海地震の観測記録と計算結果の変位フーリエスペクトルの比較 (いずれのスペクトルも計器特性補正後のもの)

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。

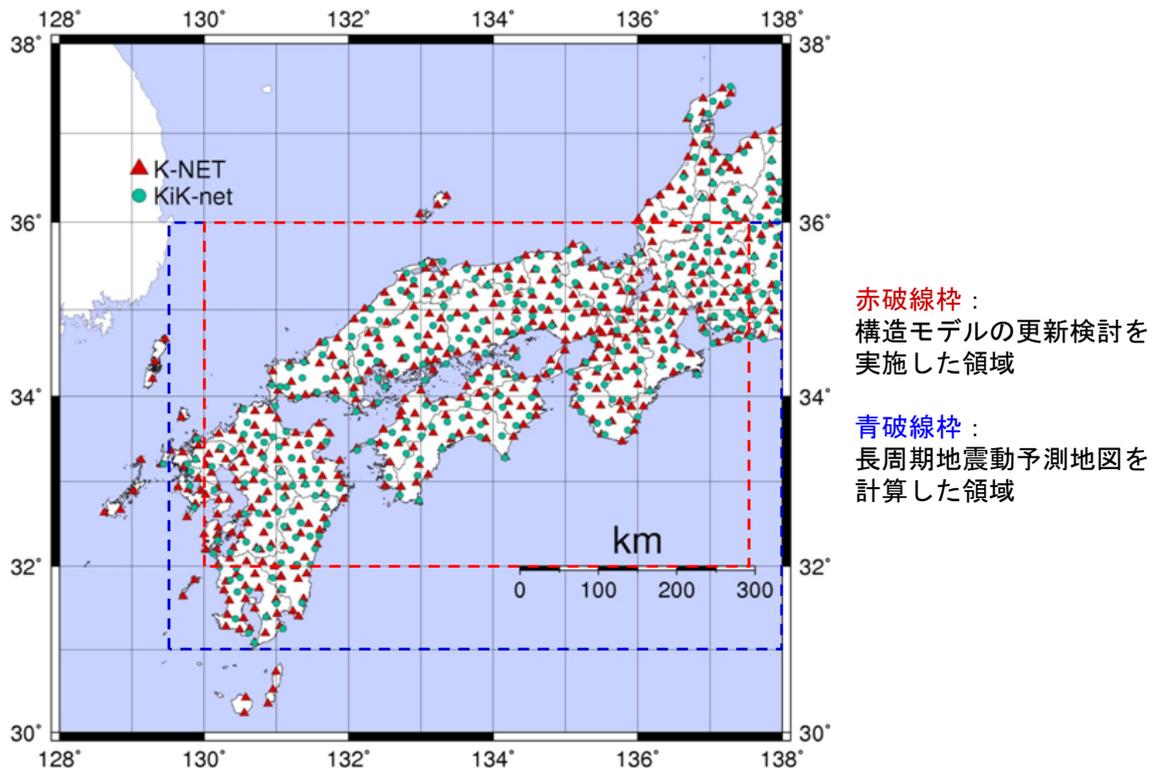


図 4.5 地下構造モデルの対象領域

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 ρ (g/cm ³)	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

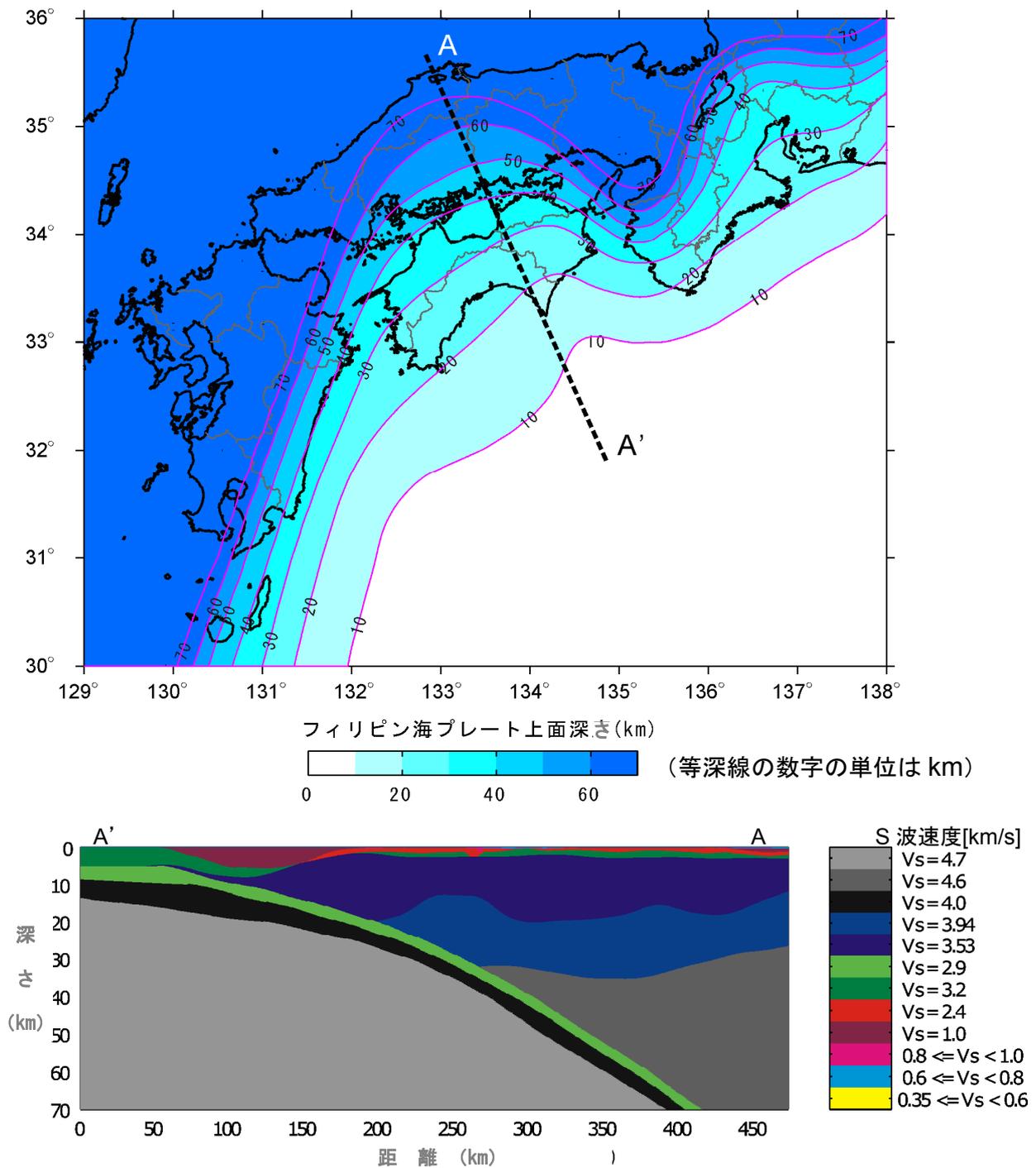


図 4.6 地下構造モデルの平面図と断面図

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。

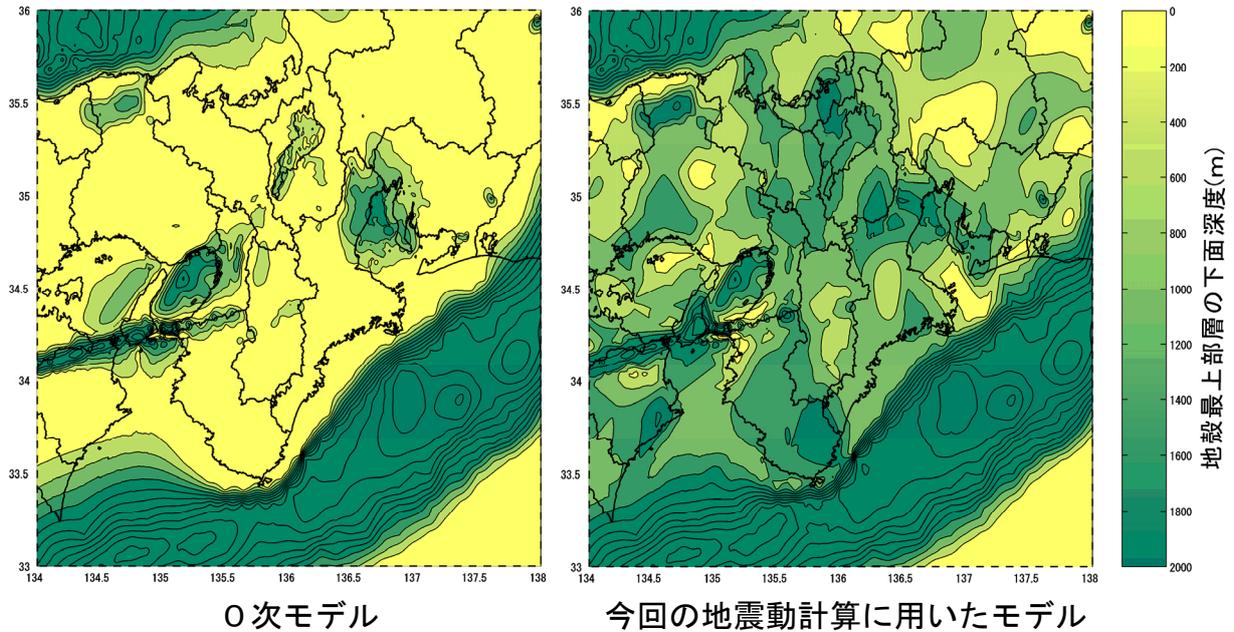


図4.7 地下構造モデルの修正（S波速度2.4 km/s層の下面深さ）

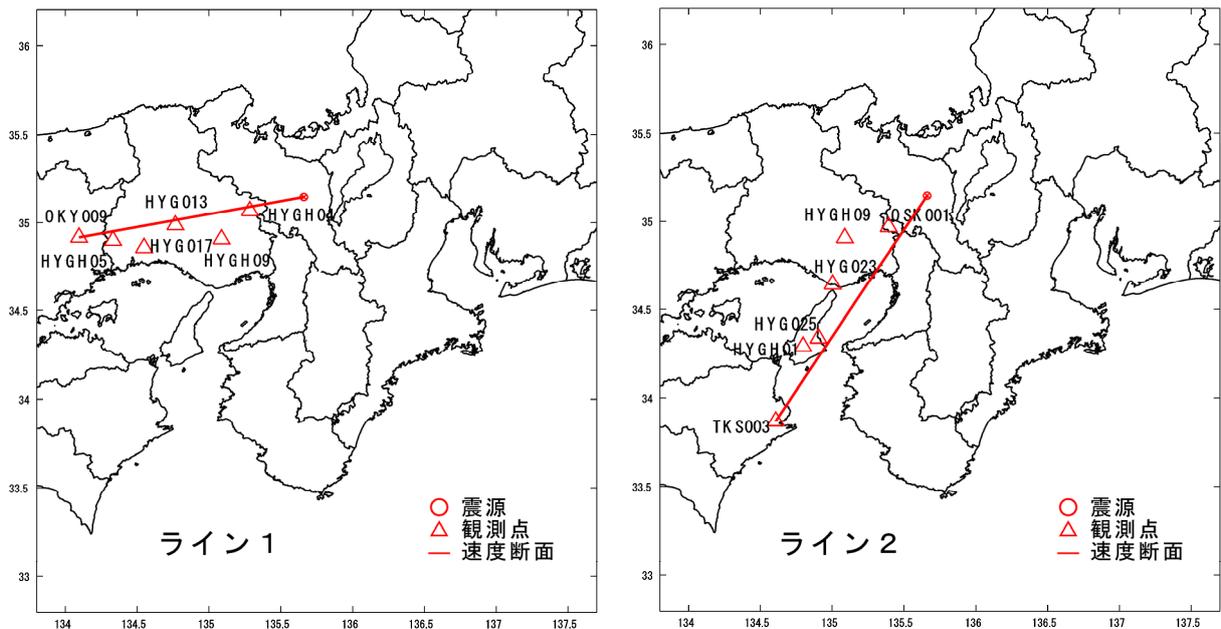
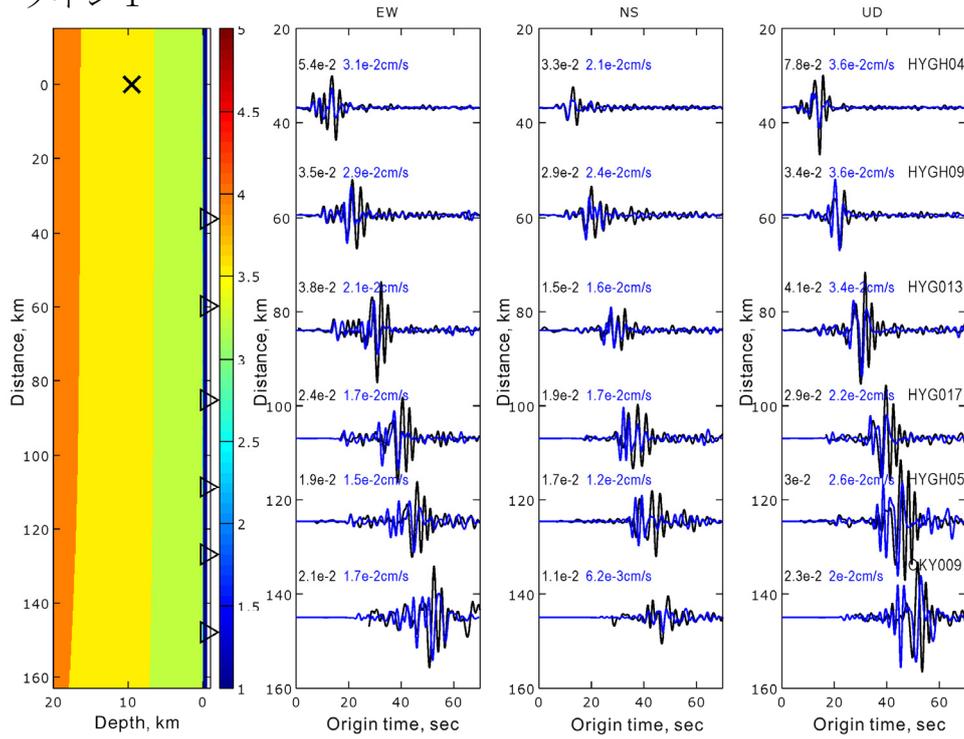
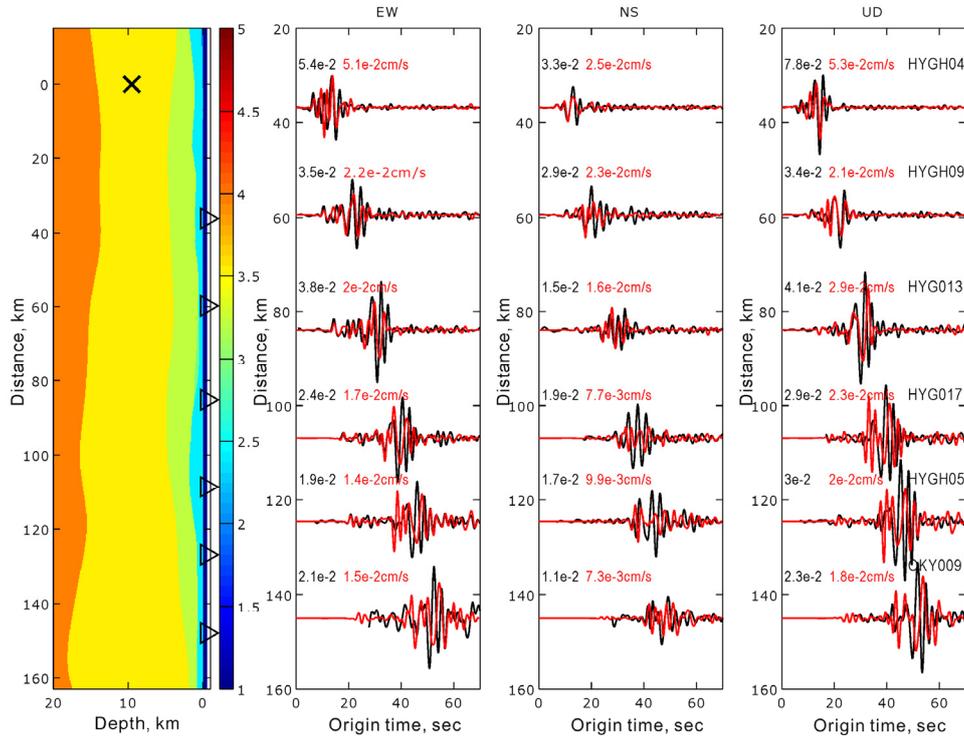


図4.8 2011年京都府南部の地震（M5.1）の震源と計算を行う強震観測点

ライン1



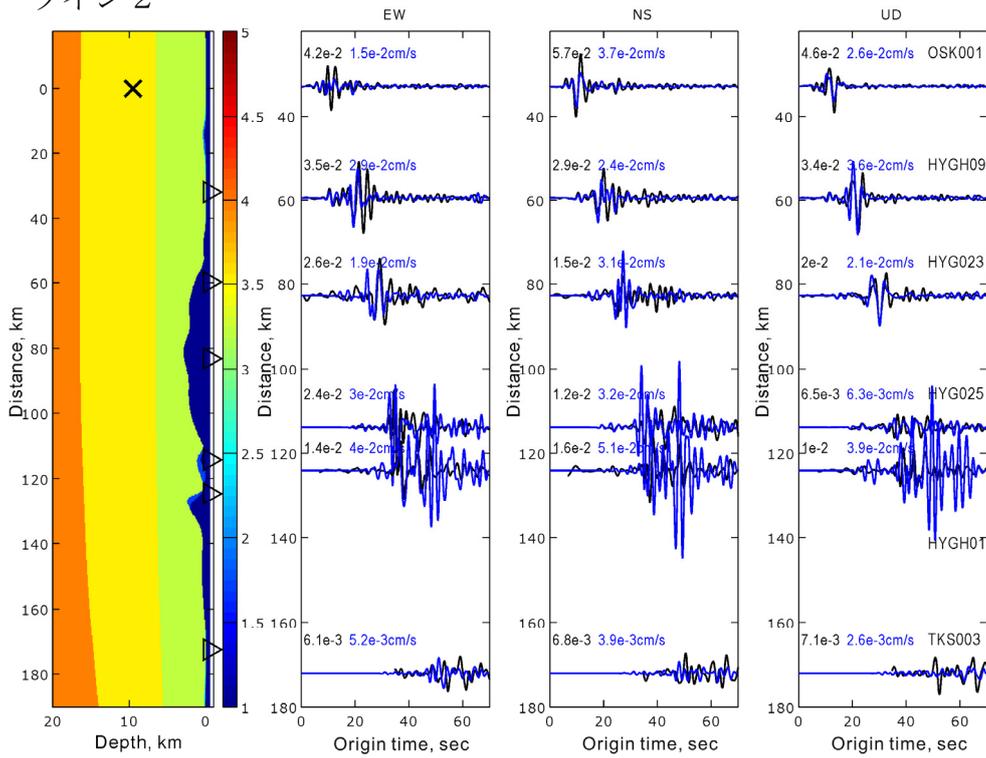
0次モデル (左：構造断面, 右：観測 (黒) と計算 (青) 波形)



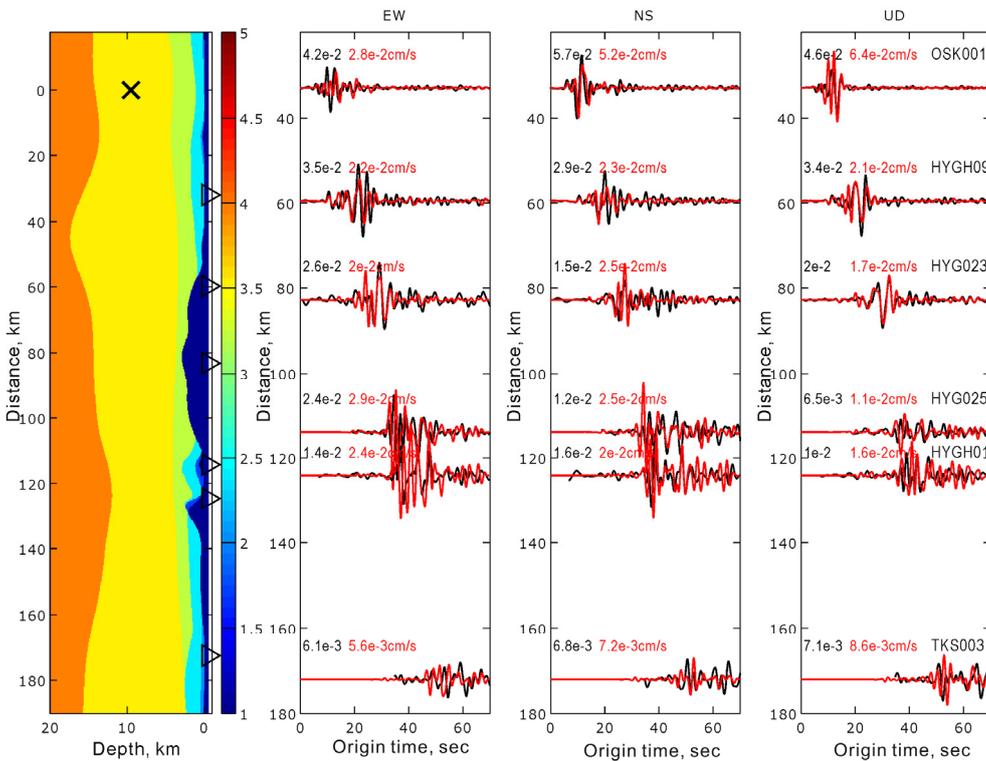
改良1次モデル (左：構造断面, 右：観測 (黒) と計算 (赤) 波形)

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 km/s 、S 波速度 3.2 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。

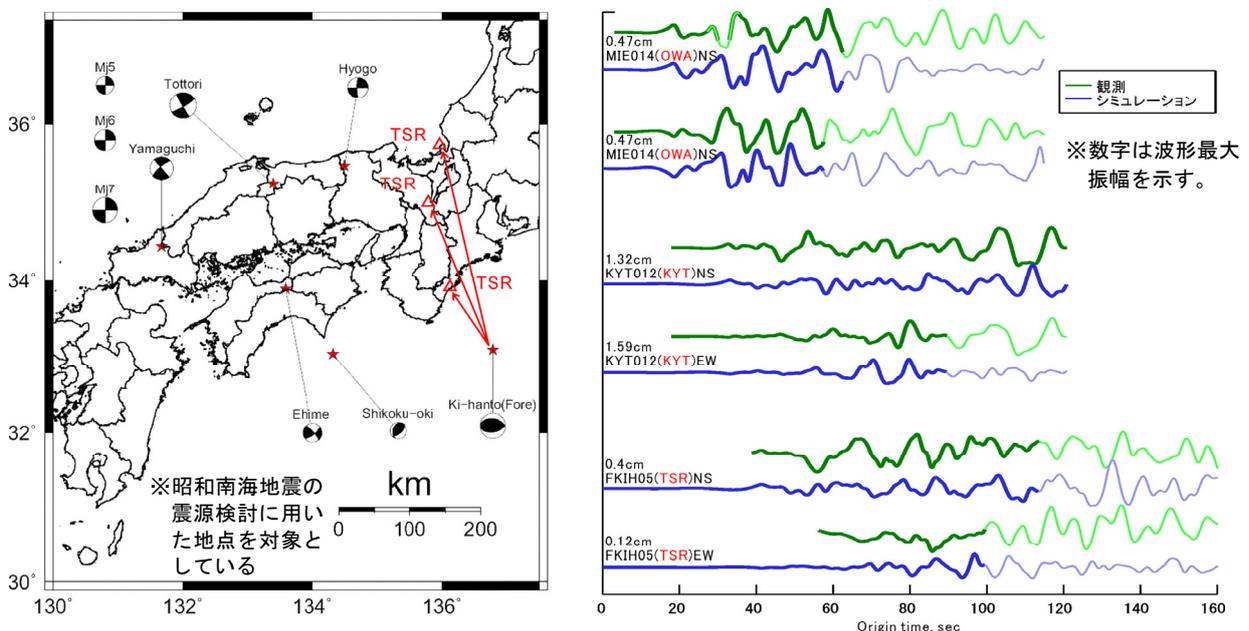


図 4.10 改良 1 次モデルによる 2004 年紀伊半島南東沖の地震の前震 ($M 7.1$) の長周期地震動(周期 2 秒以上)の再現性

- ・ 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

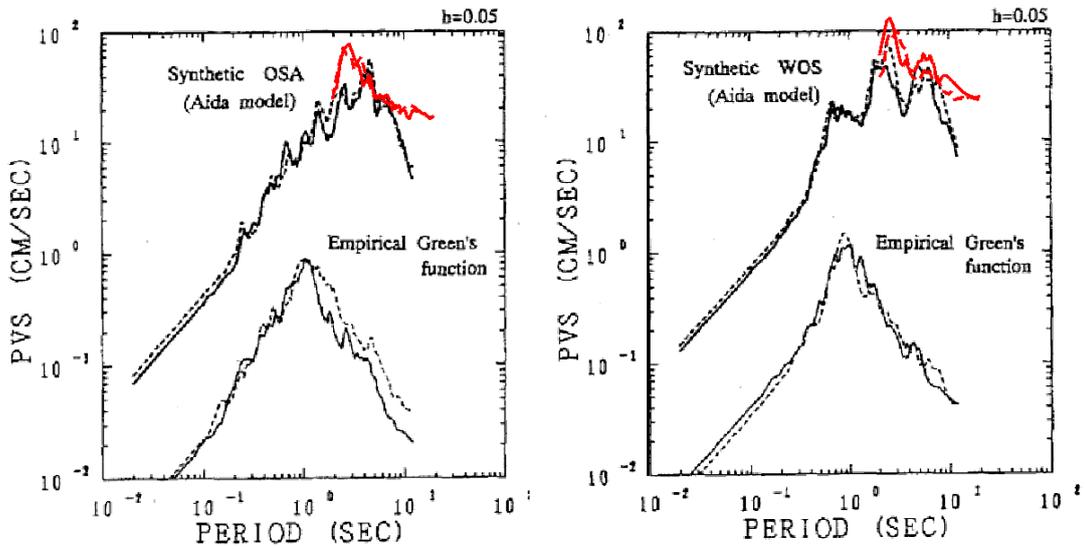


図 4.11 1946 年南海地震の大阪平野における長周期地震動の再現
 (黒線は釜江・入倉(1994)による擬似速度応答スペクトル、赤線は
 本計算結果による速度応答スペクトルを示す)

※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。

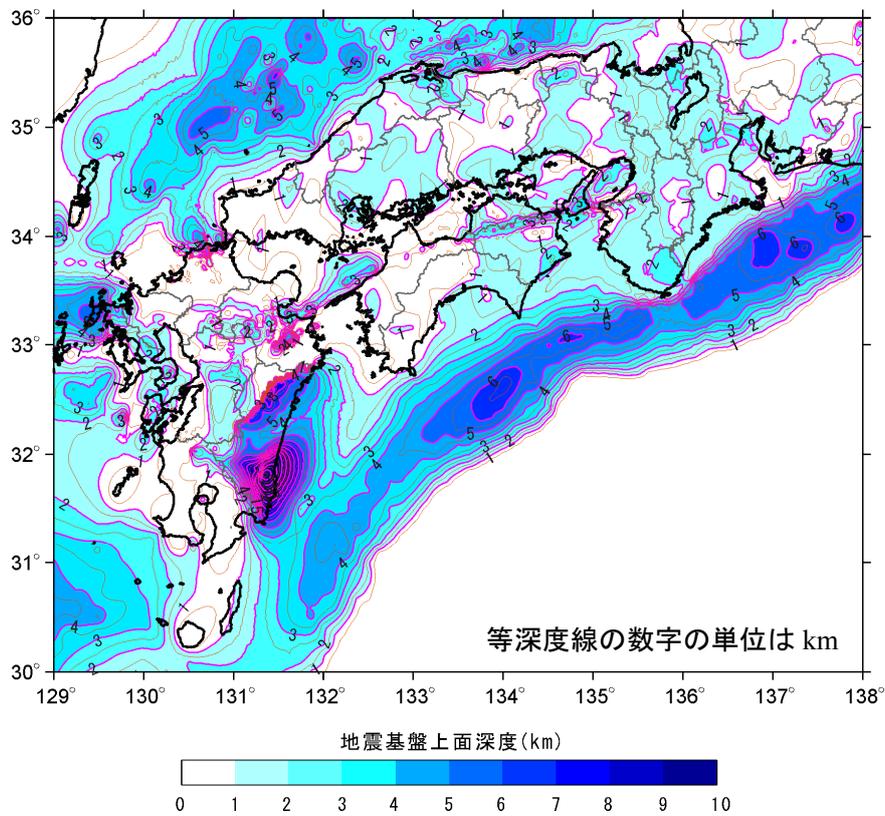


図 4.12 地震基盤 ($V_s=3.2$ km/s) の上面深さ

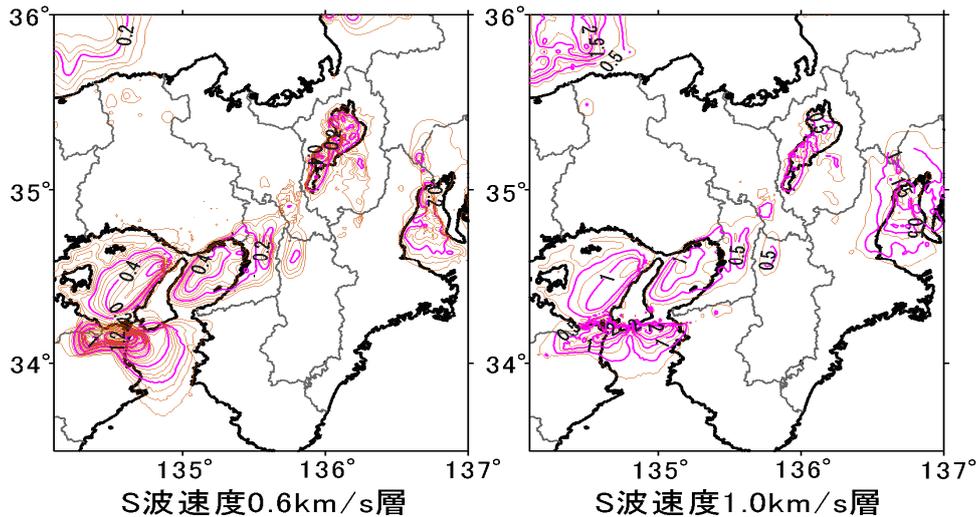


図 4.13 近畿圏における堆積層 ($V_s=0.6$ km/s, 1.0 km/s) の上面深さ (等深線の数字の単位は km)

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。

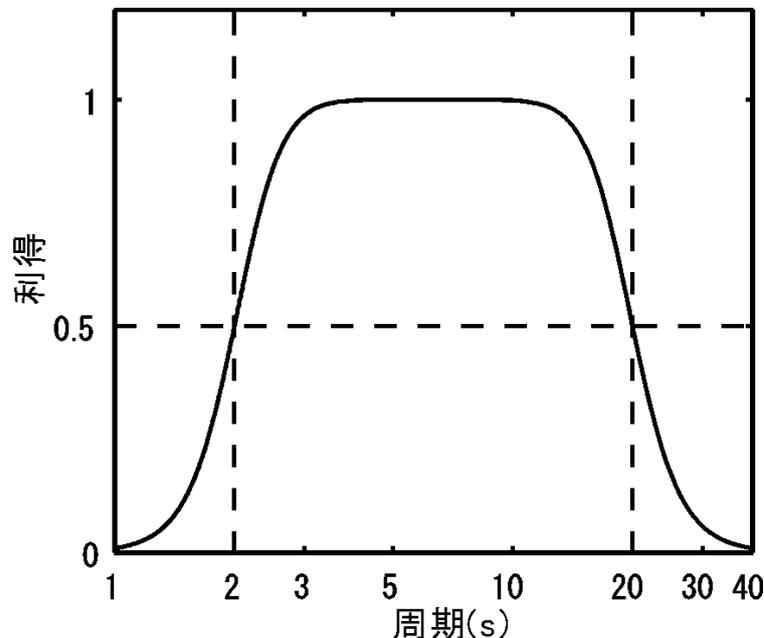


図 4.14 計算波形に施した帯域通過フィルターの利得特性図

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。

5. 課題と将来展望

地震本部は、本報告書により、長周期地震動予測地図 2009 年試作版に引き続いて 2012 年試作版を公表しました。本予測地図では、堆積層・地殻・海域などを含む地下構造の 1 次モデル（4 章、付録 2 を参照）を用いて海溝型地震の長周期地震動を決定論的に予測していることが大きな特徴です。2012 年試作版では、2009 年試作版で課題として挙げられた周期 3.5 秒よりも更に短い周期までの長周期地震動の計算を目指し、周期 2 秒以上の計算を行いました。長周期地震動予測地図は、「全国地震動予測地図」、中でも「震源断層を特定した地震動予測地図」などの経験を活用することにより作成されましたが、以下のような課題も残っています。

1. 本報告書および 2009 年試作版では、海溝型地震の震源として前イベント震源モデルや特性化震源モデルを採用しました。震源モデルの短周期側への拡張（4 章を参照）や、2011 年東北地方太平洋沖地震のような一層大きな地震のモデル化に関しては、南海トラフで将来発生が懸念される巨大地震に向けて、さらなる研究が必要です。
2. 本報告書および 2009 年試作版で長周期地震動予測地図を作成した地域以外に、地下構造の 1 次モデル化が行われていない地域が若干残っています。今後、全国 1 次地下構造モデルの作成領域を広げると共に、さらなる精度向上が必要です。
3. 本報告書および 2009 年試作版の一部（想定東海地震・東南海地震）においては、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 値を用いて計算が行われています。今後、地下構造の Q 値のモデル化や計算手法について検討が必要です。
4. 本報告書では周期 2 秒以上の長周期地震動を計算しました。2009 年試作版で周期 3.5 秒以上の長周期地震動を計算した地震に対しても、より短周期側の 2～3 秒程度まで計算するなど、工学的な活用に向けた継続的な取り組みが必要です。
5. 本報告書の地下構造モデルは、周期約 2 秒以上の地震観測記録の波形の説明性・再現性を特に重視して作成されました。従って、地質学などの既往知見との整合性が十分ではない懸念もあります。また、地下構造調査結果の少ない小さな堆積平野・盆地等では、地下構造モデルの検証は十分とは言えないと考えております。各地点の地震動増幅効果の大まかな周期特性は再現されているものの、卓越周期の詳細までが担保されているわけではありません。更に、本報告書の対象震源域で発生した地震は少なく、故にそれらを用いた海域の地下構造モデルの検証も十分ではありません。これらの課題を克服して長周期地震動予測の精度を向上させるためには、地下構造モデルの更なる高度化が不可欠であり、それを支える観測や地下構造調査の推進が今後継続的に必要です。
6. 本報告書の計算結果は地殻マントルおよび深い地盤構造の影響を考慮して評価した工学的基盤面でのものですが、短周期帯域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、深い地盤構造だけでなく、地震波速度の比較的遅い表層

の分布する都市域の浅い地盤構造のモデル等とその影響の評価について、一層の吟味・改良が必要です。

本報告書および2009年試作版で長周期地震動予測地図を作成した地域については、地下構造の1次モデル化を行い、これらを統合した全国1次地下構造モデル(暫定版)を本報告書の付録2に収めています。

今後も新総合基本施策(地震調査研究推進本部, 2009a; 1章参照)に則り、長周期地震動の予測、さらには広帯域地震動の予測を本格的に推進する予定です。上記課題の解決を目指し、震源モデルや数値計算手法の調査研究、地下構造モデルの改良などを進めるとともに、「防災・減災に向けた工学及び社会科学研究を促進するための橋渡し機能の強化」に向けて、予測地図の提示方法に関する調査研究も行います。また、これまで試作版で扱った想定東海地震、東南海地震、南海地震(昭和型)、宮城県沖地震以外の主要な海溝型地震や、内陸の長大な活断層を対象とした長周期地震動の予測も試みたいと考えています。併せて、試作版と同じように、それぞれの地震の長周期地震動が影響を及ぼす範囲の地下構造の改良と1次モデル化を図って上記課題を解決し、全国1次地下構造モデルの精度を向上させたいと考えています。それぞれの海溝型地震や長大活断層が単独で活動する場合だけではなく、複数が同時に活動(連動)することによって一層大きな長周期地震動を発生させるような場合についても検討していく予定です。長周期地震動予測に関連して新たな知見が得られれば、必要に応じて試作版で扱った海溝型地震も再び検討対象とする可能性があります。

参考文献

- Asahi.com My Town 大阪, 2011, エレベーター停止・建物水浸し 東日本大震災で被害, <<http://mytown.asahi.com/areanews/osaka/OSK201103110122.html>>.
- 防災科学技術研究所兵庫耐震工学研究センター, 2008a, 長周期地震動による高層建物の大振幅に備える震動台実験 (2008 年 1 月), <<http://www.bosai.go.jp/hyogo/research/movie/movie.html>>.
- 防災科学技術研究所兵庫耐震工学研究センター, 2008b, 実大三次元震動破壊実験施設 (Eーディフェンス) パンフレット.
- 中央防災会議, 2008, 長周期地震動の卓越周期と深部地盤の固有周期, 第 36 回東南海、南海地震等に関する専門調査会参考資料, <<http://www.bousai.go.jp/jishin/chubou/nankai/36/shiryou/shiryou4.pdf>>, 71pp.
- 榎田竜太・長江拓也・梶原浩一・紀 暁東・中島正愛, 2009, 大振幅応答を実現する震動台実験手法の構築と超高層建物の室内安全性, 日本建築学会構造系論文集, **74**, 467–474.
- 藤谷秀雄・川辺秀憲・長江拓也・福山國夫・梶原浩一・中島正愛・城戸史郎, 2007, 想定南海地震時の神戸市東遊園地における強震動予測と既往観測記録との比較: 高層建物の非構造部材・家具什器に関する Eーディフェンス振動実験ーその 2, 日本建築学会大会学術講演梗概集, **B-2**, 553–554.
- 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 譲, 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.
- 福和伸夫・佐武直紀・原徹夫・太田賢治・飯沼博幸・鶴田庸介・飛田潤, 2007, 長周期構造物の応答を再現するロングストローク簡易振動台の開発, 日本建築学会技術報告集, **13-25**, 55–58.
- Furumura, T., T. Hayakawa, M. Nakamura, K. Koketsu, and T. Baba, 2008, Development of long-period ground motions from the Nankai Trough, Japan, earthquakes: Observations and computer simulation of the 1944 Tonankai (Mw 8.1) and the 2004 SE Off-Kii Peninsula (Mw 7.4) earthquakes, *Pure Appl. Geophys.*, **165**, 585–607.
- 古村孝志, 2008, 北京や上海でも大きく揺れた四川大地震の長周期地震動, *CIDIR 研究最前線 vol.1*, <<http://cidir.iii.u-tokyo.ac.jp/cidirR&C-front200807.htm>>.
- Graves, R. W., 1996, Simulating seismic wave propagation in 3D elastic media using staggered-grid finite differences, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **86**, 1091–1106.
- 平田裕一・井上芳生・長岡 徹・谷垣正治・山岸邦彰, 2006, 2005 年 7 月 23 日に発生した千葉県北西部の地震における 50 階建超高層建築物の地震観測結果 (応答特性とその評価 (1)), 日本建築学会大会学術講演梗概集, **B-2**, 149–150.
- Housner, G. W., 1957, Dynamic pressures on accelerated fluid containers, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **47**, 15–35.
- 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. Seismol.*, **12**, 223–234.
- 地震調査委員会, 2001, 南海トラフの地震を想定した強震動評価手法について (中間報告), <<http://www.jishin.go.jp/main/kyoshindo/pdf/20011207nankai.pdf>>, 43pp.
- 地震調査研究推進本部, 2009a, 新たな地震調査研究の推進についてー地震に関する観測、測量、調査及び研究の推進についての総合的かつ基本的な施策ー,

- <<http://www.jishin.go.jp/main/suihon/honbu09b/suishin090421.pdf>>, 35pp.
地震調査委員会, 2009b, 「長周期地震動予測地図」 2009 年試作版,
<http://www.jishin.go.jp/main/chousa/09_choshuki/choshuki2009.pdf>, 66pp.
地震調査委員会, 2009c, 「全国地震動予測地図」 別冊 2 震源断層を特定した地震動予測地図,
<http://www.jishin.go.jp/main/chousa/09_yosokuchizu/bessatsu2.pdf>, 352pp.
地震調査委員会, 2011, 断層及び海溝型地震の長期評価結果一覧 (2011 年 1 月 1 日での試算),
<<http://www.jishin.go.jp/main/choukihyoka/ichiran.pdf>>, 14pp.
科学技術振興機構, 2011, 防災減災の科学 大都会の脅威 長周期地震動, サイエンスニュース,
<<http://sc-smn.jst.go.jp/sciencenews/detail/M110001-007.html>>.
釜江克宏・入倉孝次郎, 1994, 1946 年南海地震 ($M_w=8.1$) 時の震源近傍及び周辺地域における
強震動評価の再現, 日本建築学会構造系論文集, **455**, 61-71.
Kawabe, H. and K. Kamae, 2008, Prediction of long-period ground motions from huge subduction
earthquakes in Osaka, Japan, *J. Seismol.*, **12**, 173-184.
建設省, 2000, 建設省告示第千四百六十一号 超高層建築物の構造耐力上の安全性を確かめる
ための構造計算の基準を定める件 平成 12 年 5 月.
額額一起, 2006, 地下構造と長周期地震動, 日本地震工学会誌, **No.4**, 12-15.
Koketsu, K., K. Hatayama, T. Furumura, Y. Ikegami, and S. Akiyama, 2005, Damaging long-period
ground motions from the 2003 M_w 8.3 Tokachi-oki, Japan, earthquake, *Seismol. Res. Lett.*, **76**,
67-73.
Koketsu, K. and H. Miyake, 2008, A seismological overview of long-period ground motion, *J. Seismol.*,
12, 133-143.
国土交通省, 2010, 「超高層建築物等における長周期地震動への対策試案について」に関する
ご意見募集について, <http://www.mlit.go.jp/report/press/house05_hh_000218.html>.
小森和男・吉川 博・小田桐直幸・木下琢雄・溝口孝夫・藤野陽三・矢部正明, 2005, 首都高速
道路における長大橋耐震補強の基本方針と入力地震動, 土木学会論文集, **794/I-72**, 1-19.
工藤一嘉, 2008, 地震に伴う諸現象と災害, 藤井敏嗣・額額一起 (編) 「地震・津波と火山の事
典」, 丸善, 46-60.
Miyake, H., T. Iwata, H. Sekiguchi, and K. Irikura, 2001, Appropriate slip velocity time function of
on/off- asperity for broadband ground motion simulation, *Eos Trans. AGU*, **82** (47), Fall Meet.
Suppl., Abstract S42C-0677.
文部科学省研究開発局・東京大学地震研究所・防災科学技術研究所, 2011, 平成 22 年度 長周
期地震動予測地図作成等支援事業 成果報告書.
Murotani, S., 2007, Source process of the 1946 Nankai earthquake estimated from seismic waveforms
and leveling data, Doctor Thesis, Univ. Tokyo, 112pp.
Murotani, S., H. Miyake, and K. Koketsu, 2008, Scaling of characterized slip models for
plate-boundary earthquakes, *Earth Planets Space*, **60**, 987-991.
永井理子・菊地正幸・山中佳子, 2001, 三陸沖における再来大地震の震源過程の比較研究—1968
年十勝沖地震と 1994 年三陸はるか沖地震の比較, *地震*, **2**, **54**, 267-280.
中野時衛, 2006, 建物設計用地震荷重の変遷と最新動向, NTT Building Technology Institute 2006,
1-9.
日本建築学会, 2000, 建築物の減衰, 日本建築学会, 131-143.
日本建築学会, 2003, 非構造部材の耐震設計施工指針・同解説および耐震設計施工要領, 日本
建築学会, 322pp.

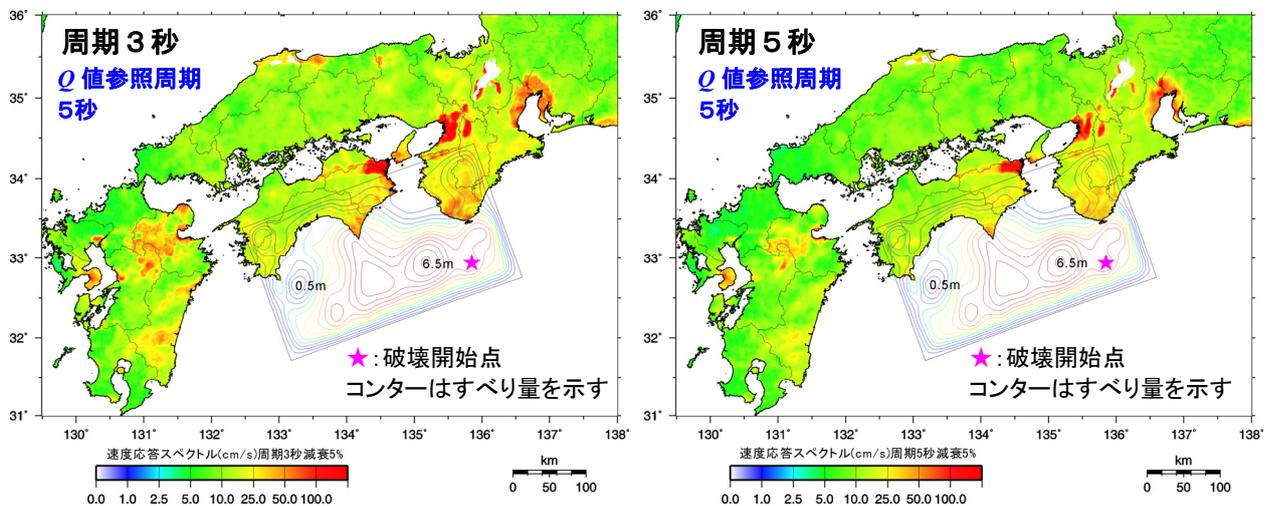
- 日本建築学会, 2004, 建築物の振動に関する居住性能評価指針・同解説[2004 改訂], 日本建築学会, 132pp.
- 日本建築学会, 2007, 長周期地震動と建築物の耐震性, 日本建築学会, 358–360.
- 大阪府総務部, 2011, 咲洲庁舎の安全性等についての検証結果,
<<http://www.pref.osaka.jp/otemaemachi/saseibi/bousaitai.html>>.
- Pitarka, A., 1999, 3D elastic Finite-difference modeling of seismic motion using staggered grids with nonuniform spacing, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **89**, 54–68.
- Satake, K., 1993, Depth distribution of coseismic slip along the Nankai trough, Japan, from joint inversion of geodetic and tsunami data, *J. Geophys. Res.*, **98**, 4533-4565.
- Sato, H., N. Hirata, K. Koketsu, D. Okaya, S. Abe, R. Kobayashi, M. Matsubara, T. Iwasaki, T. Ito, T. Ikawa, T. Kawanaka, K. Kasahara, and S. Harder, 2005, Earthquake source fault beneath Tokyo, *Science*, **309** (5733), 462–464.
- 清水建設免制震研究会, 1999, 耐震・免震・制震がわかる本, 彰国社, 48pp.
- Somerville, P., K. Irikura, R. Graves, S. Sawada, D. Wald, N. Abrahamson, Y. Iwasaki, T. Kagawa, N. Smith, and A. Kowada, 1999, Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong ground motion, *Seismol. Res. Lett.*, **70**, 59–80.
- Takahashi, T., M. Sadahiro, T. Suzuki, T. Saito, T. Azuhata, K. Noguchi, and C. Minowa, 2007, Shaking table test on indoor human performance limit in strong motion for high-rise buildings, *Proc. 8PCEE*, Paper No.131.
- Tanaka, Y., K. Koketsu, H. Miyake, T. Furumura, H. Sato, N. Hirata, H. Suzuki, and T. Masuda, 2005, Integrated modeling of 3D velocity structure beneath the Tokyo metropolitan area, *Eos Trans. AGU*, **86** (52), Fall Meet. Suppl., Abstract S21A-0200.
- 田中康久・三宅弘恵・瀨瀬一起・古村孝志・早川俊彦・馬場俊孝・鈴木晴彦・増田 徹, 2006, 首都圏下の速度構造の大大特統合モデル (2): 海溝型地震のためのモデル拡張とチューニング, 日本地球惑星科学連合 2006 年大会予稿集, S116-P04.
- 東京大学地震研究所広報アウトリーチ室: 2011 年 3 月 東北地方太平洋沖地震のページ,
<http://outreach.eri.u-tokyo.ac.jp/eqvolc/201103_tohoku/#lngprd>.
- Yamada, N. and T. Iwata, 2005, Long-period ground motion simulation in the Kinki area during the M_j 7.1 foreshock of the 2004 off the Kii peninsula earthquakes, *Earth Planets Space*, **57**, 197–202.
- Yamanaka, Y. and M. Kikuchi, 2004, Asperity map along the subduction zone in northeastern Japan inferred from regional seismic data, *J. Geophys. Res.*, **109**, B07307, doi:10.1029/2003JB002683.
- 座間信作, 1985, 1983 年日本海中部地震による苫小牧での石油タンクの液面揺動について, 消防研究所報告, **No.60**, 1–10.

付録 1. Q 値参照周期 5 秒とした場合の計算結果

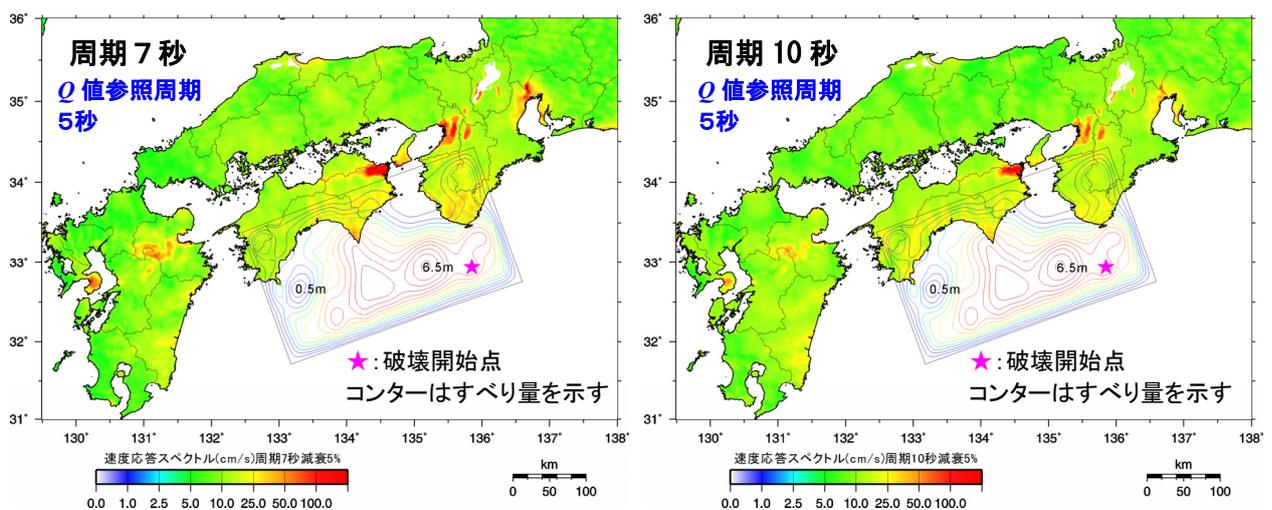
3 章で示した長周期地震動予測地図および代表地点の予測波形は、数値シミュレーションの手法により周期に反比例する Q 値（下式）を用い、 Q 値参照周期を 2 秒として計算したものです。

$$Q(T) = Q_0 \times \left(\frac{T_0}{T} \right) \quad T_0 : Q \text{ 値参照周期、} Q_0 : Q \text{ 値参照周期における規準 } Q \text{ 値}$$

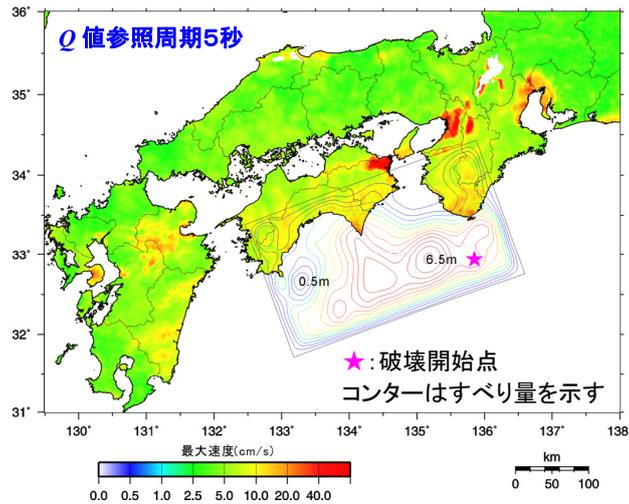
このため、地下構造モデルの減衰モデルは周期に依らず一定の Q 値が想定されているものの、シミュレーション結果としては周期が長いほど地下構造モデルによる値よりも小さな Q 値を仮定したことになっています。このため、周期が長いほど地震動が小さな結果となっていることも懸念されるため、 Q 値参照周期を 5 秒とした結果を参考として示すことにしました。



付図 1.1-1 相対速度応答スペクトル（周期 3 秒と周期 5 秒）の分布 ※本文の図 3.1-1 と対応



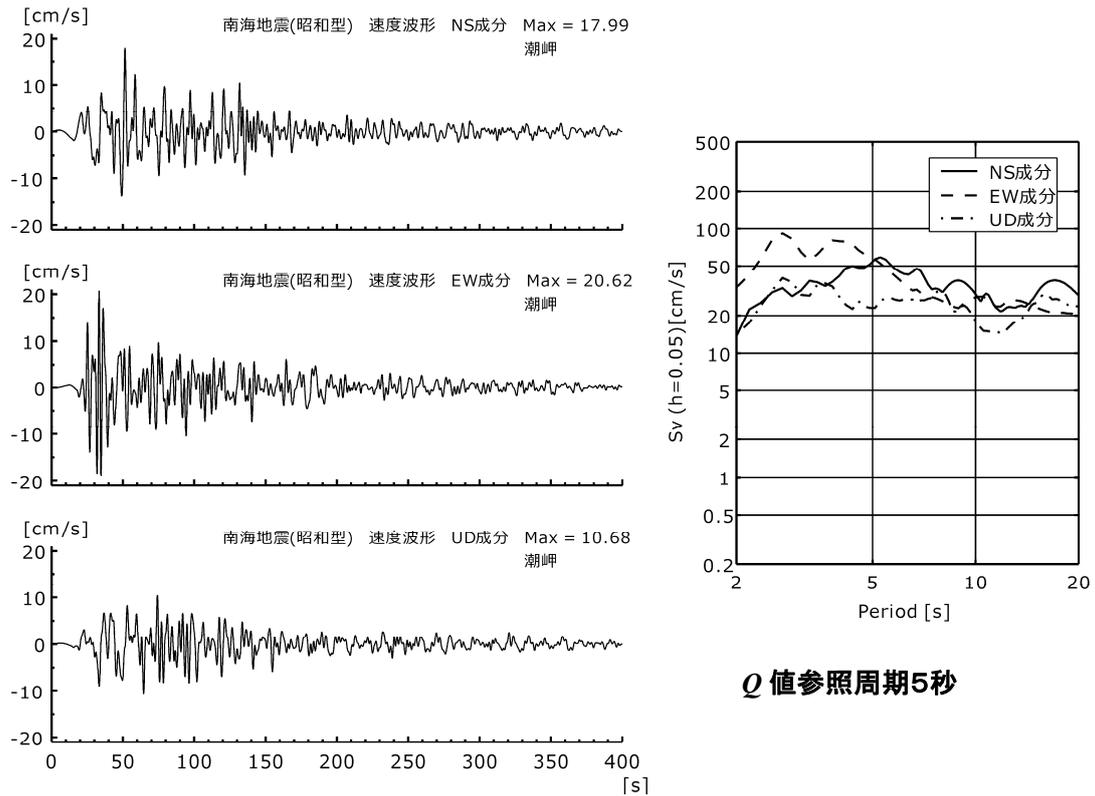
付図 1.1-2 相対速度応答スペクトル（周期 7 秒と周期 10 秒）の分布 ※本文の図 3.1-2 と対応



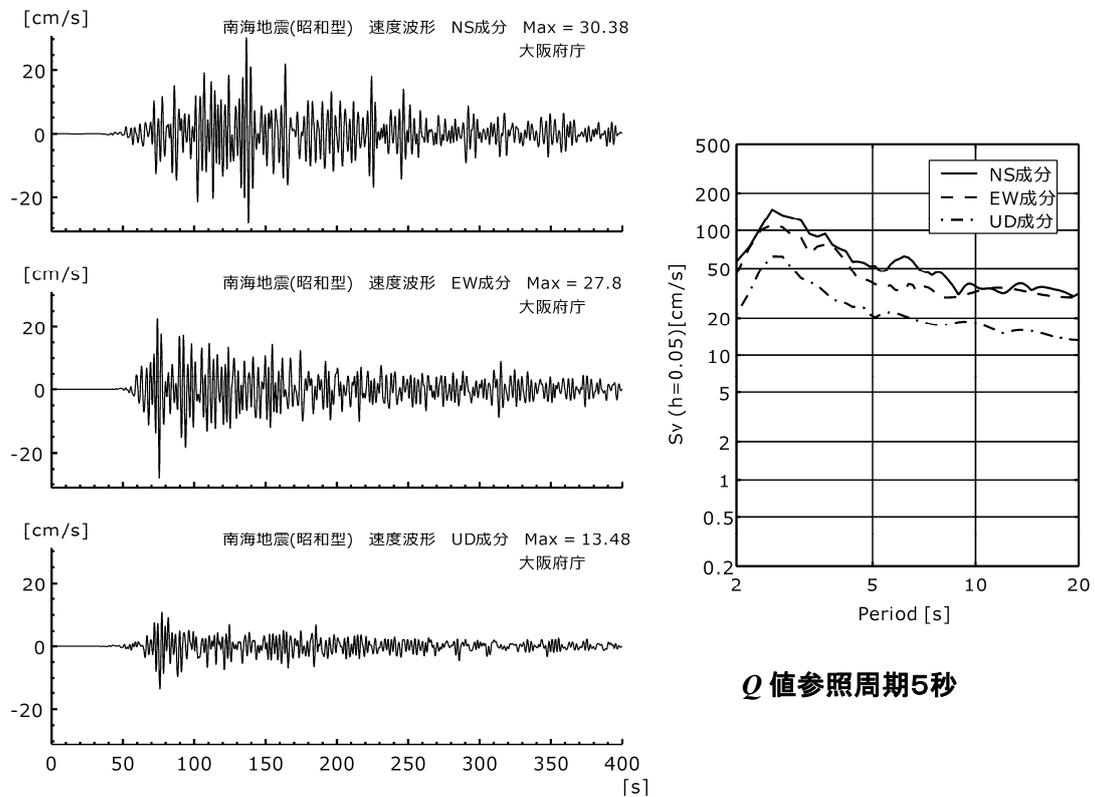
付図 1.2 最大速度の分布 ※本文の図 3.2 と対応

付図 1.1-1～1.1-2 には、周期 3 秒、5 秒、7 秒、10 秒での減衰定数 5% の相対速度応答値（2 章コラムを参照）の分布を示します。また、付図 1.2 には速度として計算された揺れ幅の最大値（最大速度）の分布を示しています。 Q 値参照周期を 2 秒とした 3 章の結果に比べて、震源から遠い地域でやや大きめになっています。

震源近傍の潮岬で計算された長周期地震動の速度波形と減衰定数 5% の相対速度応答スペクトルを付図 1.3-1 に、震源からやや離れた大阪府庁での結果を付図 1.3-2 に示します。潮岬での結果は、3 章に示した Q 値参照周期を 2 秒とした場合と大きな差は生じていませんが、距離が離れた大阪府庁では、波形の最大振幅および応答スペクトルのレベルが 3 章の結果に比べて 2 倍程度大きくなっています。 Q 値については減衰モデルとして解明されるべき課題も残されており、本報告書に示した予測地震動は、現状の知見の範囲で最良のものを目指したものではありません。利用にあたっては、ここで示した程度のばらつきが含まれていることを認識しておく必要があります。



付図 1.3-1 計算された速度波形と相対速度応答スペクトル（潮岬）
※本文の図 3.6-14 と対応

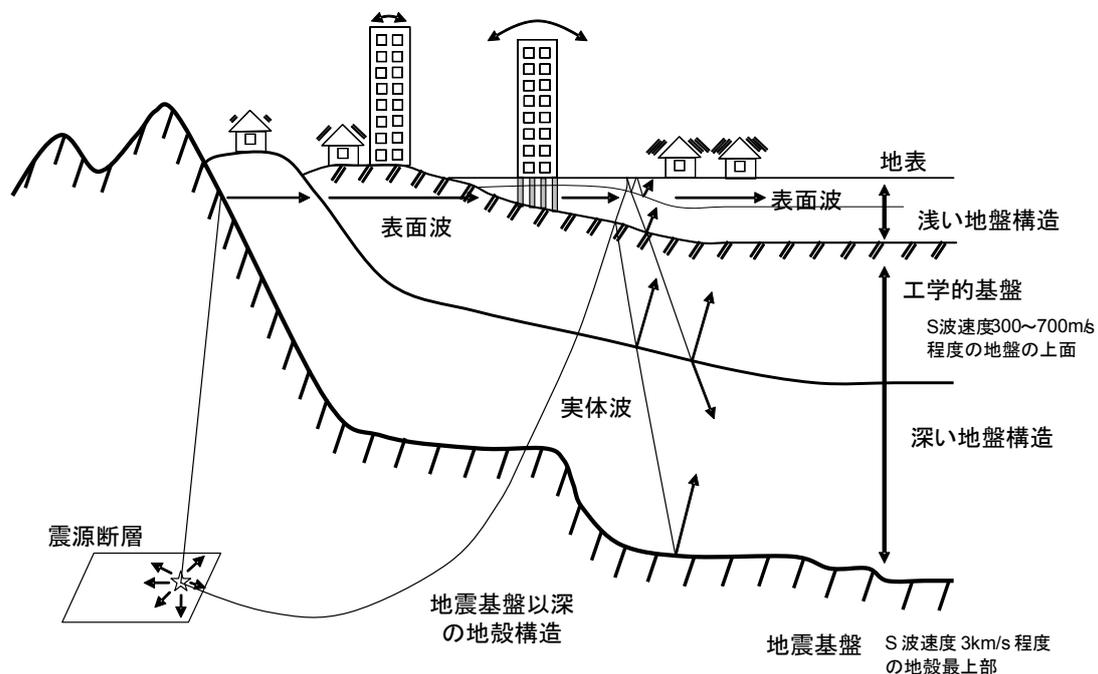


付図 1.3-2 計算された速度波形と相対速度応答スペクトル（大阪府庁）
※本文の図 3.6-1 と対応

付録 2. 全国 1 次地下構造モデル（暫定版）

「震源断層を特定した地震の強震動予測手法（「レシピ」）」（以下「レシピ」と呼ぶ）では、地震調査委員会において実施してきた強震動評価に関する検討結果から、強震動予測手法の構成要素となる震源特性、地下構造モデル、強震動計算、予測結果の検証の現状における手法や震源特性パラメータの設定にあたっての考え方をまとめています（地震調査委員会, 2009a）。

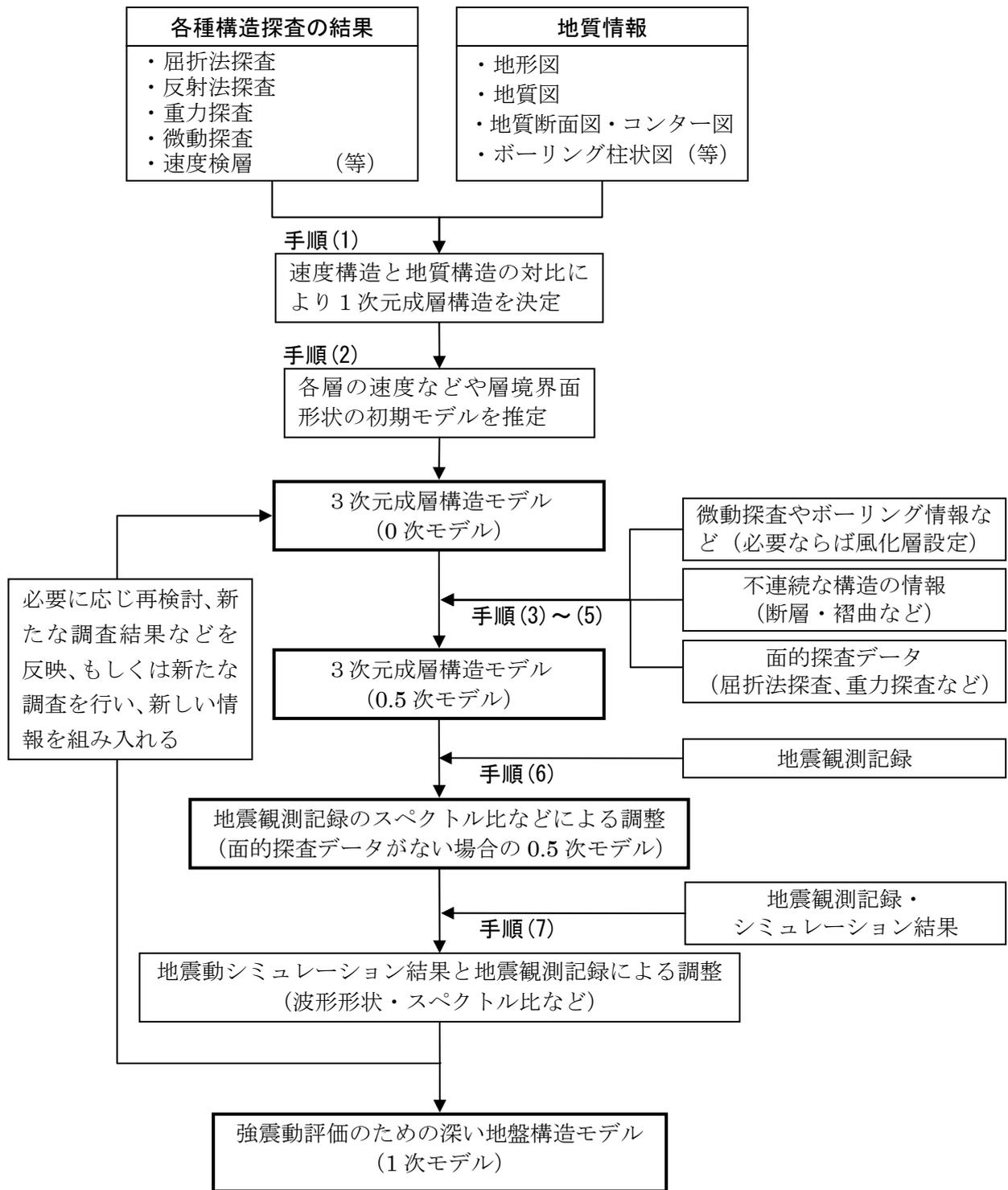
長周期地震動の予測に深く関係する地下構造モデルの作成法は、レシピの 2 章に掲載されています。本報告書および 2009 年試作版（地震調査委員会, 2009b）で長周期地震動予測地図が作成された地域では、この作成法に基づいて、付図 2.1 に示される深い地盤構造と地震基盤以深の地殻構造が 1 次モデル化されました。ここでは、これらを統合した全国 1 次地下構造モデル（暫定版）（Koketsu *et al.*, 2008）を紹介します。



付図 2.1 地下構造モデルの模式図（地震調査委員会, 2009a）

地下構造モデルの作成法の流れは、レシピの 2 章および付図 2.2 に示すとおりです。まず地質情報や各種構造探査のデータを用いて、地下構造の標準的なモデル化手法（Koketsu *et al.*, 2009）の手順 (1)~(2) により 0 次モデル¹が構築されます。次に、面的に存在する探査データを用いて、手順 (3)~(5) により精度の高い層境界面の形状を持った 0.5 次モデルが構築されます。ただし、面的な探査データが存在しない場合には、地震観測記録のスペクトル比などを用いて、手順 (6) を先取りすることにより 0.5 次モデルが構築されます。最後に、地震観測記録の波形やスペクトル比などを用いて、手順 (6)~(7) により 1 次モデルが構築され最終モデルとなります。なお、モデル化の過程においては、状況に応じて低次のモデル化に立ち戻って見直すことを妨げません。

¹ これまで実施した強震動評価および防災科学技術研究所の取組みによる、「深い地盤構造」の全国 0 次モデル（藤原・他, 2006）を利用することができます。



付図 2.2 強震動評価のための深い地盤構造モデル作成の流れ (地震調査委員会, 2009a)

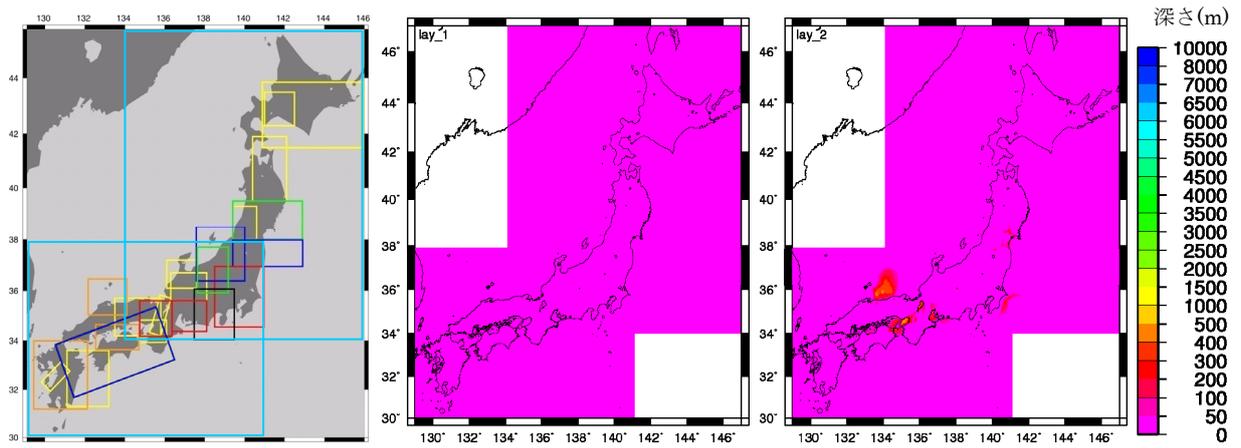
全国1次地下構造モデル（暫定版）は、2009年試作版の7章と本報告書の4章で1次モデル化された地下構造から主に構成されていますが、北海道地方と東北地方北部については「全国地震動予測地図」で構築された0.5次モデル（藤原・他, 2009; 防災科学技術研究所, 2011）を採用しています。付表2.1にモデルの物性値を示します。第1層から第13層は地震基盤よりも浅い堆積層に相当し、S波速度の連続性を重視しながら全国的になめらかにつながったモデルとしており、第14層は地震基盤、そこから第17層までは地殻構造を表します。ただし、近畿地方は、Iwata *et al.* (2008)などを参考に第13層を地震基盤としたモデルとなっています。2012年試作版では第11層と第12層を地殻最上部層としてモデル化したため、2009年試作版の計算領域との接合部にモデル化の違いが見られます。2009年試作版では東北日本と西南日本で異なる物性値を用いましたが、全国1次地下構造モデル（暫定版）の構築にあたり、既往の研究（例えば、領木, 1999; Matsubara *et al.*, 2008）などを比較・参照しながら統一を図りました。第18層から第20層のフィリピン海プレートと第21層から第23層の太平洋プレートは海域構造であり、本報告書や2009年試作版で用いられた値が採用されています。プレート上面深度は、最新の構造探査の知見（例えば、Sato *et al.*, 2005; 馬場・他, 2006）を取り込むように留意しました。しかしながら、フィリピン海プレートは深さ70 km程度までの推定となっています。

このように、全国1次地下構造モデル（暫定版）は、長周期地震動を対象としているため、堆積層・地殻・海域の構造を含んでいます。また、中小地震を用いた地下構造の1次モデル化のチューニングは、周期2秒以上の帯域で行なわれています。

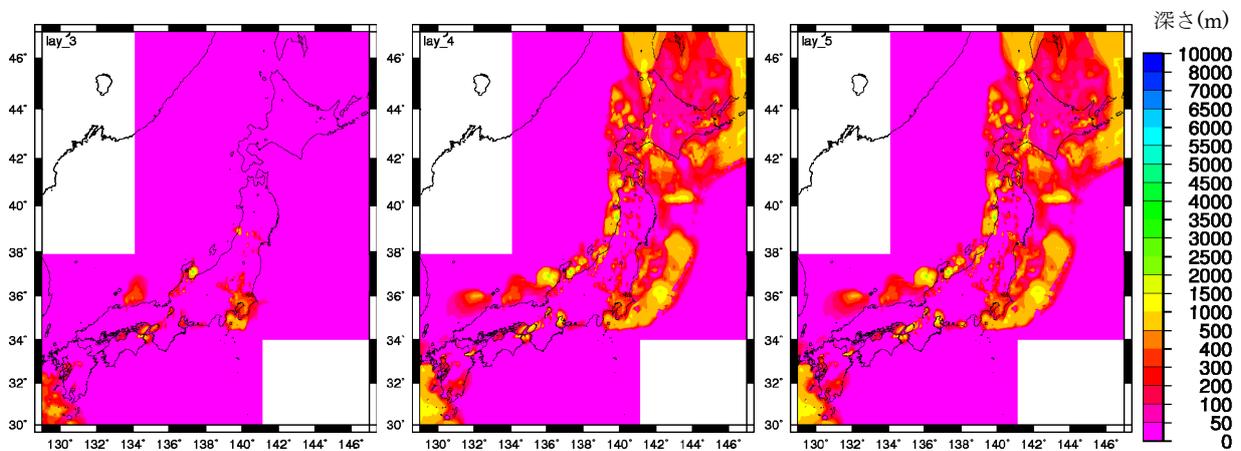
付表2.1 全国1次地下構造モデル（暫定版）の物性値

Layer	Vp(km/s)	Vs(km/s)	ρ (g/cm ³)	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	付加体を含む
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	
12	4.2	2.4	2.45	680	400	
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	5.8	3.4	2.70	680	400	上部地殻第2層
16	6.4	3.8	2.80	680	400	下部地殻
17	7.5	4.5	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)
21	5.4	2.8	2.60	340	200	海洋性地殻第2層(太平洋プレート)
22	6.5	3.5	2.80	510	300	海洋性地殻第3層(太平洋プレート)
23	8.1	4.6	3.40	850	500	海洋性マントル(太平洋プレート)

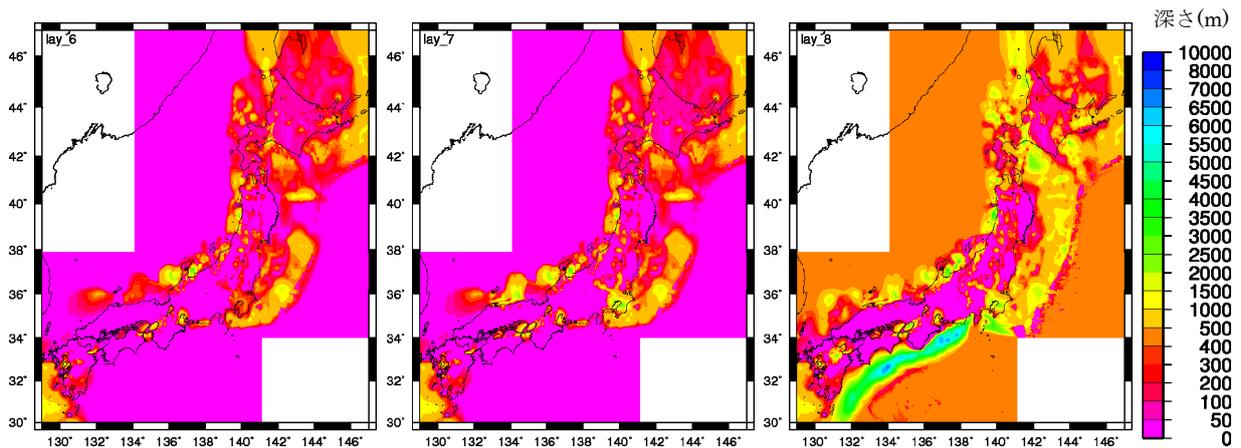
- 地震本部などによる地下構造モデル
- Ludwig et al. (1970)
- 長周期地震動予測地図2009年試作版(宮城県沖地震)
- Yamada and Iwata (2005)
- H17年度大大特広域モデル(田中・他, 2006)
- $Q_s=1000*V_s/5$ $Q_p=1.7*Q_s$ Q_s が400を超える場合は400とする (Kawabe and Kamae, 2008 を参考)



左図は全国1次地下構造モデル（暫定版）の対象領域。中図は第1層 ($V_s = 0.35$ km/s)、右図は第2層 ($V_s = 0.5$ km/s) の上面深さ。

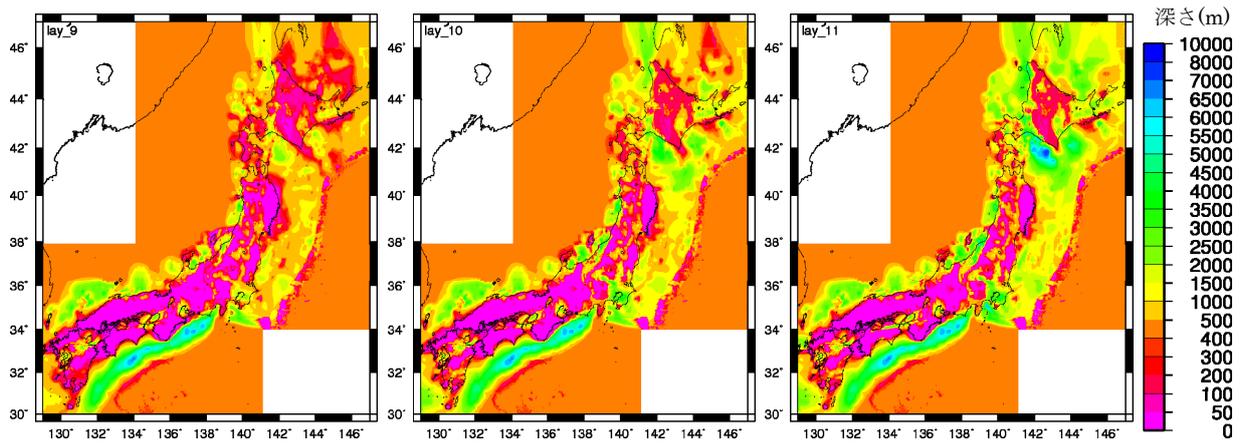


左図は第3層 ($V_s = 0.6$ km/s)、中図は第4層 ($V_s = 0.7$ km/s)、右図は第5層 ($V_s = 0.8$ km/s) の上面深さ。

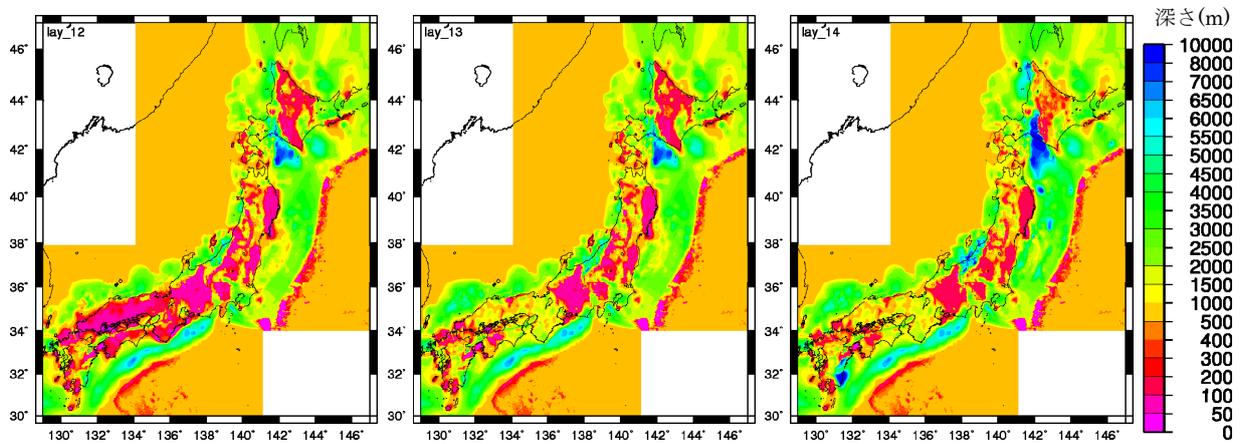


左図は第6層 ($V_s = 0.9$ km/s)、中図は第7層 ($V_s = 1.0$ km/s)、右図は第8層 ($V_s = 1.3$ km/s) の上面深さ。

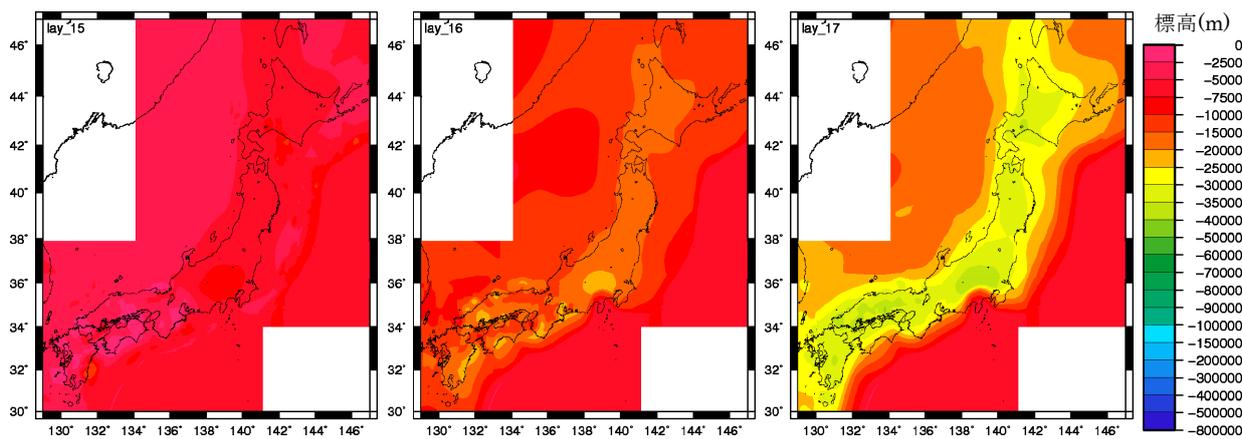
付図 2.3 全国1次地下構造モデル（暫定版）



左図は第9層 ($V_s = 1.5$ km/s)、中図は第10層 ($V_s = 1.7$ km/s)、右図は第11層 ($V_s = 2.0$ km/s) の上面深さ。

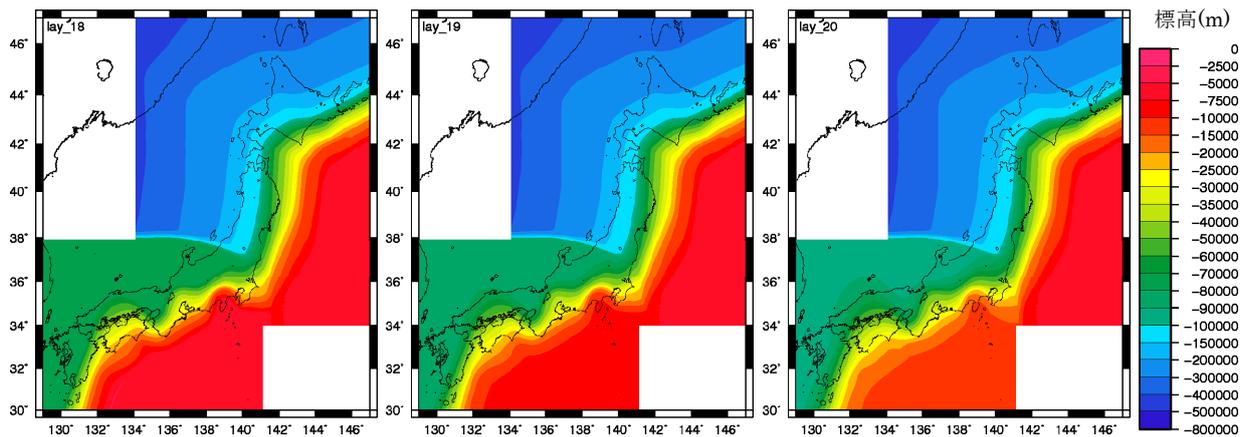


左図は第12層 ($V_s = 2.4$ km/s)、中図は第13層 ($V_s = 2.9$ km/s)、右図は第14層 ($V_s = 3.2$ km/s) の上面深さ。

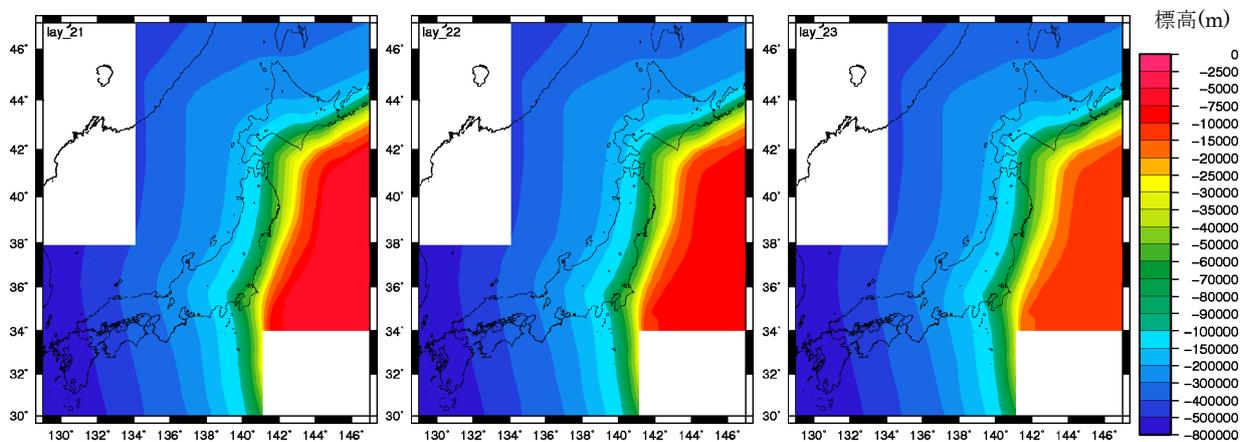


左図は第15層（上部地殻第2層 $V_s = 3.4$ km/s）、中図は第16層（下部地殻 $V_s = 3.8$ km/s）、右図は第17層（マントル $V_s = 4.5$ km/s）の上面標高。

付図 2.3（続） 全国1次地下構造モデル（暫定版）



フィリピン海プレート。左図は第 18 層（海洋性地殻第 2 層 $V_s = 2.9$ km/s）、中図は第 19 層（海洋性地殻第 3 層 $V_s = 4.0$ km/s）、右図は第 20 層（海洋性マントル $V_s = 4.7$ km/s）の上面標高。



太平洋プレート。左図は第 21 層（海洋性地殻第 2 層 $V_s = 2.8$ km/s）、中図は第 22 層（海洋性地殻第 3 層 $V_s = 3.5$ km/s）、右図は第 23 層（海洋性マントル $V_s = 4.6$ km/s）の上面標高。

付図 2.3（続） 全国 1 次地下構造モデル（暫定版）

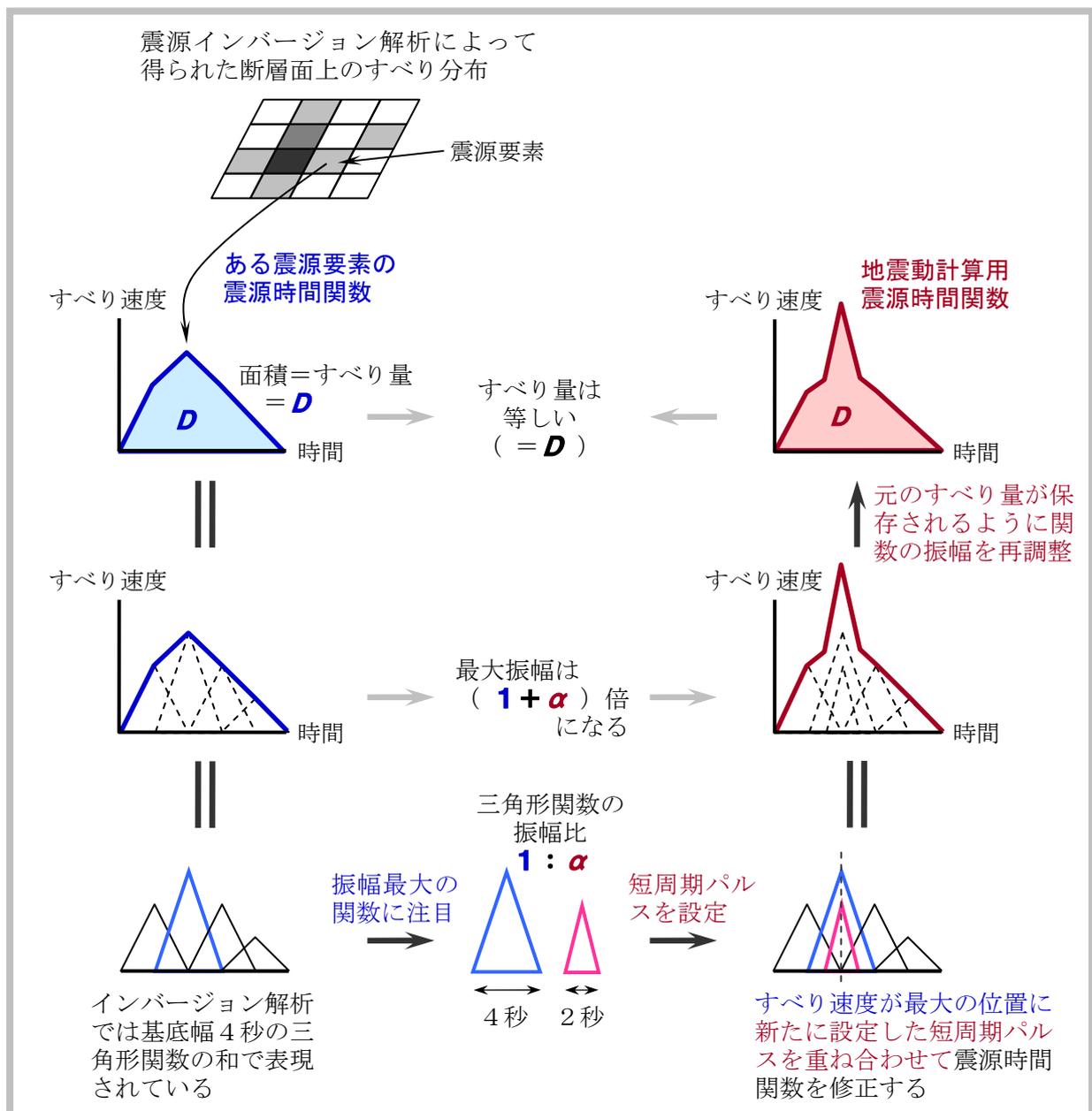
引用文献

- 馬場俊孝・伊藤亜紀・金田義行・早川俊彦・古村孝志, 2006, 制御地震探査結果から構築した日本周辺海域下の 3 次元地震波速度構造モデル, 日本地球惑星科学連合大会講演予稿集, S111-006.
- 防災科学技術研究所, 2011, 地震ハザードステーション J-SHIS, <<http://www.j-shis.bosai.go.jp/>>.
- 地震調査委員会, 2009a, 震源断層を特定した地震の強震動予測手法（「レシピ」）, 40pp.
- 地震調査委員会, 2009b, 「長周期地震動予測地図」2009 年試作版, <http://www.jishin.go.jp/main/chousa/09_choshuki/choshuki2009.pdf>, 66pp.
- 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 譲, 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, 1466-1469.
- 藤原広行・河合伸一・青井 真・森川信之・先名重樹・工藤暢章・大井昌弘・はお憲生・早川 譲・遠山信彦・松山尚典・岩本鋼司・鈴木晴彦・劉 瑛, 2009, 強震動評価のための全国深部地盤構造モデル作成手法の検討, No.337.

- 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. Seismol.*, 12, 223-234.
- Kawabe, H. and K. Kamae, 2008, Prediction of long-period ground motions from huge subduction earthquakes in Osaka, Japan, *J. Seismol.*, 12, 173-184.
- Koketsu, K., H. Miyake, H. Fujiwara, and T. Hashimoto, 2008, Progress towards a Japan integrated velocity structure model and long-period ground motion hazard map, *Proc. 14WCEE*, Paper No.S10-038.
- 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.
- Ludwig, W. J., J. E. Nafe, and C.L. Drake, 1970, Seismic Refraction, in “The Sea, Vol.4” , edited by A.E. Maxwell, Wiley Interscience, New York, 53-84.
- Matsubara, M., K. Obara, and K. Kasahara, 2008, Three-dimensional P-and S-wave velocity structures beneath the Japan Islands obtained by high-density seismic stations by seismic tomography, *Tectonophysics*, 454, 86-103.
- 領木邦浩, 1999, 西南日本の3次元深部構造と広域重力異常, *地震* 2, 52, 51-63.
- Sato, H., N. Hirata, K. Koketsu, D. Okaya, S. Abe, R. Kobayashi, M. Matsubara, T. Iwasaki, T. Ito, T. Ikawa, T. Kawanaka, K. Kasahara, and S. Harder, 2005, Earthquake source fault beneath Tokyo, *Science*, 309, 462-464.
- 田中康久・三宅弘恵・瀬瀬一起・古村孝志・早川俊彦・馬場俊孝・鈴木晴彦・増田 徹, 2006, 首都圏下の速度構造の大大特統合モデル(2):海溝型地震のためのモデル拡張とチューニング, 日本地球惑星科学連合 2006 年大会予稿集, S116-P04.
- Yamada, N. and T. Iwata, 2005, Long-period ground motion simulation in the Kinki area during the M_J 7.1 foreshock of the 2004 off the Kii peninsula earthquakes, *Earth Planets Space*, 57, 197-202.

付録 3. 震源時間関数への短周期パルスの付与方法

本文 4.2 節に示したように、本検討では、周期約 5 秒以上で有効な前イベント震源モデルを基に周期約 2 秒までの地震動を計算することを目指し、Miyake *et al.* (2001) に倣って、基本モデルの各震源要素の震源時間関数に基底幅 2 秒の三角形パルスを付与しました。その方法について、以下に図解します。各震源要素の三角形パルスのパラメータ α の値は、計算された地震動主要動の周期 2 秒以上での比較的短周期帯域の振幅レベルが概ね観測記録と良く対応するように決められます。断層面は、相対的にすべりが大きな複数の領域に分けられ、それぞれの領域内では同じ α の値で三角形パルスが付与されます。なお、それ以外の相対的にすべりの小さな領域では、三角形パルスは付与されません。



付図 3.1 短周期パルスの付与方法

引用文献

Miyake, H., T. Iwata, H. Sekiguchi, and K. Irikura, 2001, Appropriate slip velocity time function of on-/off-asperity for broadband ground motion simulation, Eos Trans. AGU, 82 (47), Fall Meet. Suppl., Abstract S42C-0677.