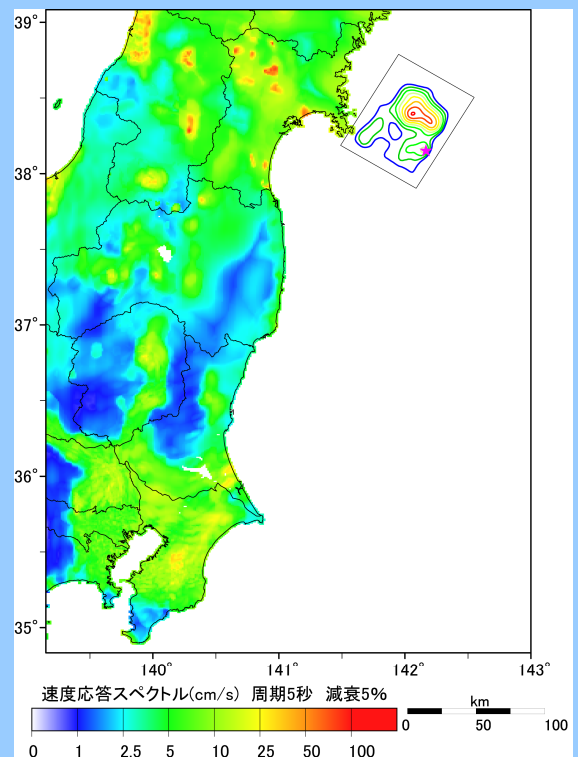
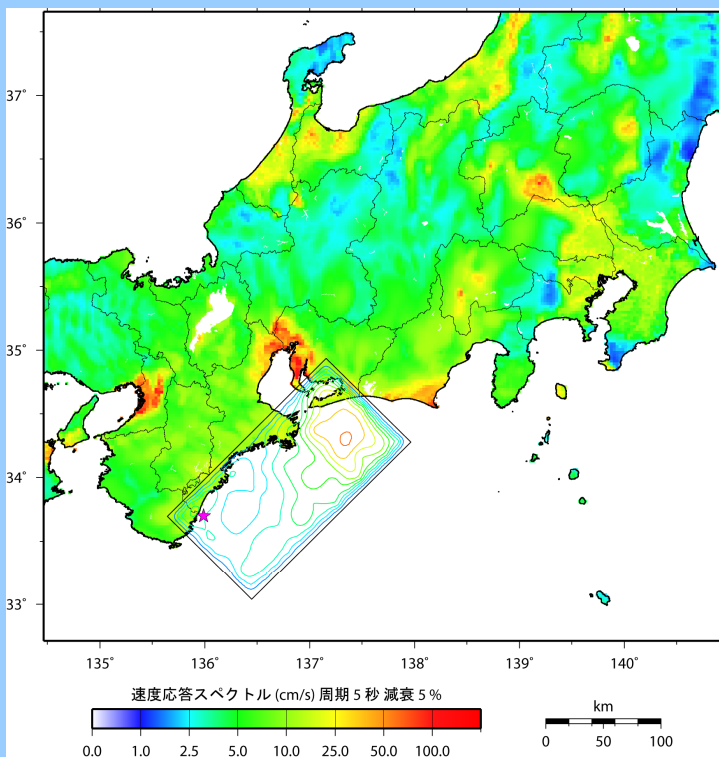
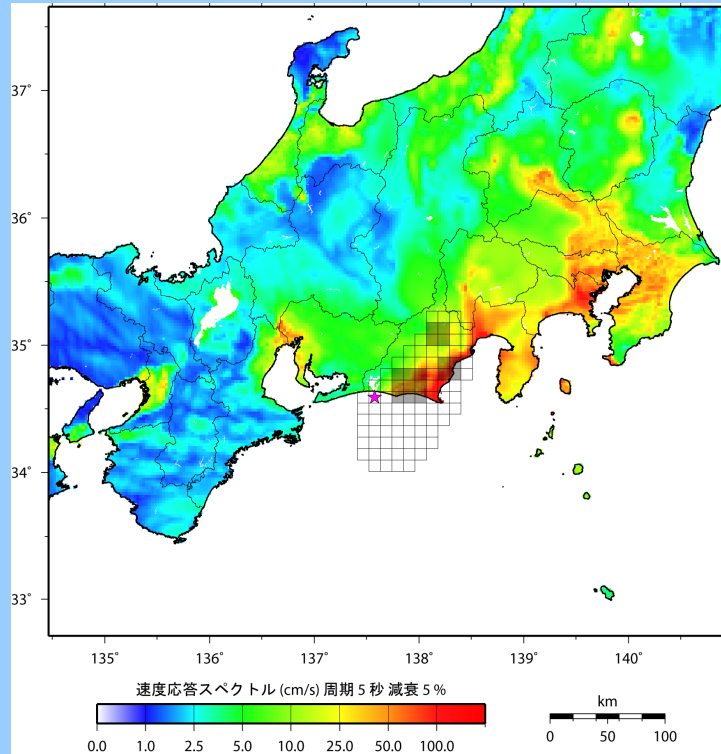


「長周期地震動予測地図」 2009年試作版



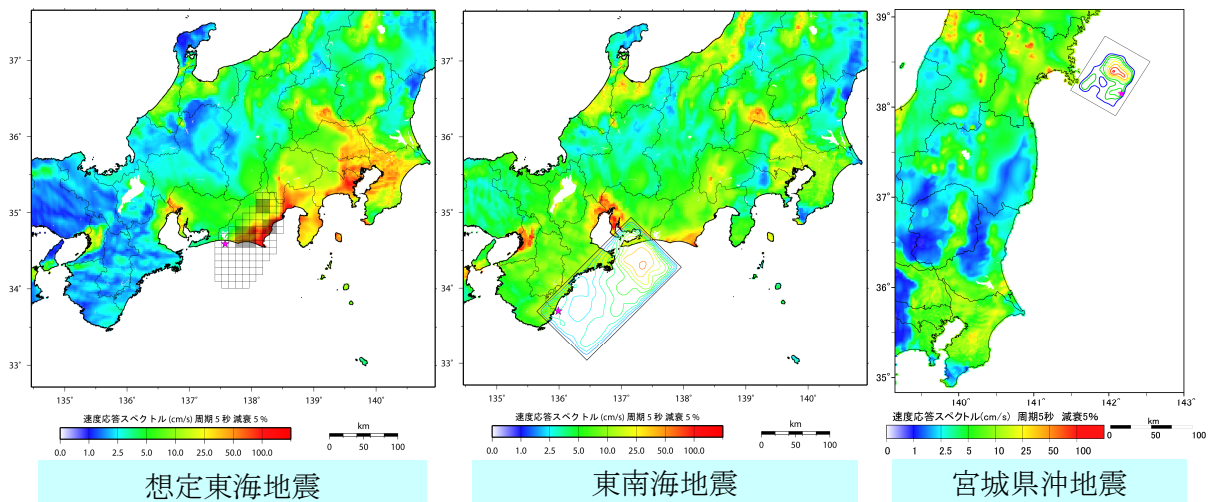
平成 21 年 (2009 年)
地震調査研究推進本部 地震調査委員会

発行にあたって

地震調査研究推進本部地震調査委員会は、平成17年3月に「全国を概観した地震動予測地図」を公表しました。その後も、最新の知見を取り込みながら、将来の全国地震動予測地図の高度化に向けた検討を進め、その成果を平成21年7月に「全国地震動予測地図」として公表しました。本長周期地震動予測地図は、全国地震動予測地図の一環ですが、これまでに公表してきたものとは異なり、長周期地震動に焦点を当てた地図として、別途公表するものです。

表紙の説明：長周期地震動予測地図の一例

長周期地震動予測地図とは、将来にある特定の地震が発生した際に、いろいろな地域を襲うであろう長周期地震動の強さや性質を予測した地図のことです。2009年版は想定東海地震、東南海地震、宮城県沖地震を対象にしています。長周期地震動の強さや性質には様々な側面があるので、この長周期地震動予測地図ではいくつかの種類 of 地図を用意しています。表紙には周期5秒の速度応答スペクトルの分布地図を示しました。なお、速度応答スペクトルについては10頁を参照してください。



※ 本書に掲載した地図の作成に当たっては、国土地理院長の承認を得て、同院発行の数値地図25000（空間データ基盤）及び基盤地図情報を使用した。（承認番号 平21業使、第264号）

「長周期地震動予測地図」2009年試作版

目 次

1.	長周期地震動について	
1. 1	はじめに	1
1. 2	本報告書の位置づけ	2
1. 3	長周期地震動とは	2
1. 4	長周期地震動の影響	5
1. 5	長周期地震動予測地図の見方	8
2.	想定東海地震の長周期地震動予測地図	11
3.	東南海地震の長周期地震動予測地図	17
4.	宮城県沖地震の長周期地震動予測地図	23
5.	長周期地震動の予測手法	29
6.	震源モデルの作成	33
6. 1	想定東海地震の震源モデル	34
6. 2	東南海地震の震源モデル	36
6. 3	宮城県沖地震の震源モデル	37
7.	地下構造モデルの作成	
7. 1	想定東海地震・東南海地震のための地下構造モデル	39
7. 2	宮城県沖地震のための地下構造モデル	46
8.	課題と将来展望	52
付録		
1.	参考文献	54
2.	「レシピ」における地下構造モデルの作成法	58

本予測地図の第1～4章は一般向けに、第5～7章は専門家向けに書かれています。

1. 長周期地震動について

1. 1 はじめに

長周期地震動は、「平成 15 年（2003 年）十勝沖地震」（平成 15 年 9 月 26 日、マグニチュード（ M ）8.0、以下「2003 年十勝沖地震」と呼ぶ）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 1.1）の原因の一つとして注目されるなど、地震動による被害を考える上で、主要な課題の一つとなっています。歴史的には、1968 年十勝沖地震（ M 7.9）の際に初めて長周期地震動が確認され、遡って 1964 年新潟地震（ M 7.5）でも発生していたと考えられています。世界的にも、1985 年のミチョアカン地震（メキシコ地震、 M 8.1）により、震源から約 400km 離れたメキシコシティに長周期地震動による甚大な被害がもたらされたことから広く知られるようになりました（工藤, 2008 ; Koketsu and Miyake, 2008）。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）においても、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ています（地震調査研究推進本部, 2009）。

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、新総合基本施策の実施に先駆けて平成 19 年度から、長周期地震動の予測手法とその結果の公表方法について検討してきました。今般、想定東海地震、東南海地震を対象地震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地震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それぞれ試作しましたので、ここに報告します。

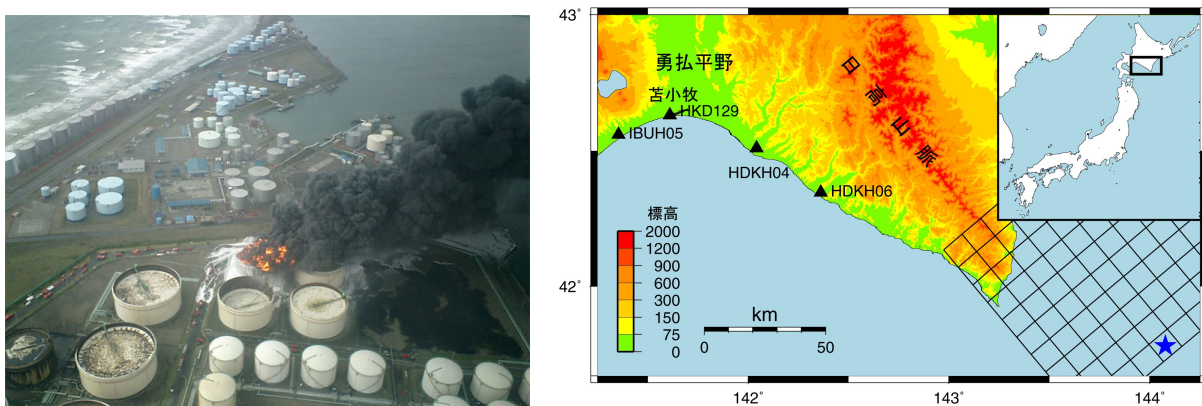


図 1.1 2003 年十勝沖地震によって発生した長周期地震動による
苫小牧の石油タンク火災

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）。

1. 2 本報告書の位置づけ

正確な長周期地震動予測を行うためには、精度の高い対象地震の震源モデルと計算範囲の地下構造モデルの構築が必要不可欠となります。今回の予測では、宮城県沖地震と東南海地震を対象とした前イベント震源モデル（6章を参照）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計算手法の妥当性の検証を行いました（7章を参照）。さらに、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、東南海地震の東隣に震源域が想定されている想定東海地震の長周期地震動予測地図を作成しました。その際、想定東海地震は過去のイベントの震源モデルが得られていないので、特性化震源モデル（6章を参照）を新たに作成して予測を実施しています。このような検討の位置づけから、今回の予測では、宮城県沖地震が沖合の震源域と連動した場合や、想定東海地震と東南海地震が連動した場合などを対象としていないので、その点には注意が必要です。つまり、地震本部では、今回の予測を今後いろいろな震源モデル群を含む本格的な長周期地震動予測を行うための重要な第一ステップと位置づけています。また、今回の予測では、関東平野や濃尾平野、大阪平野、仙台平野といった主要な平野における長周期地震動予測に重きをおいて、地図の計算範囲を限定しています。以上を踏まえて、本報告書の長周期地震動予測地図を試作版と位置づけています。

なお、引き続き来年にも、南海地震を対象とした長周期地震動予測地図を「2010年試作版」として公表する予定です。これらの長周期地震動予測地図の試作は地震本部にとって初めての試みですが、その予測をさらに精緻化する必要があり、今回の検討を皮切りに、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地震動の調査研究を推進していく予定です。

1. 3 長周期地震動とは

長周期地震動を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、地震波とは地面や地中を伝わる波と見ることができます。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ますが、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 1.2）。地震動には、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きた結果生じる、ゆっくり繰り返す揺れ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 1.2B）。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、深い地下構造が凹形の形になっているところ（堆積盆地）では、その中に堆積した軟弱な地盤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ってしまいう傾向があります（図 1.2C）。また、周期の長い揺れは、影

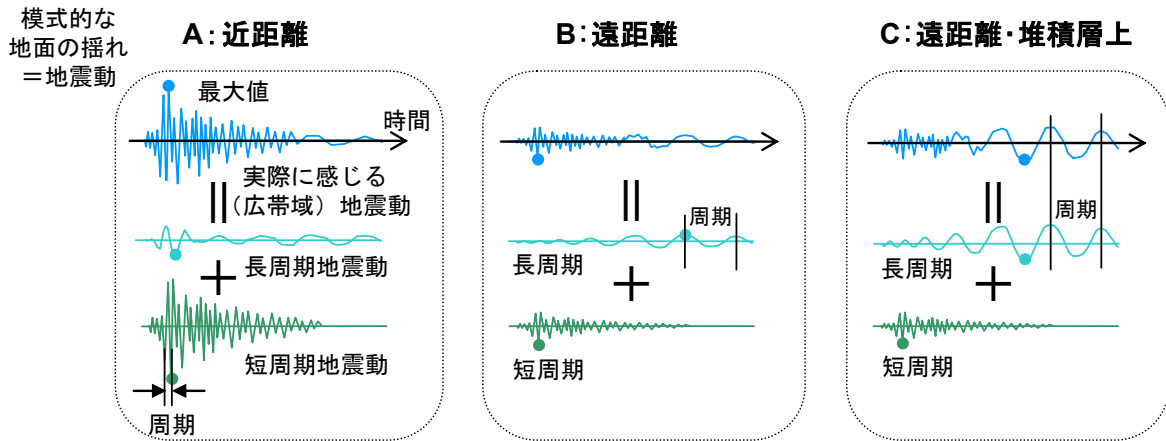


図 1.2 実際に感じる地震動と短周期および長周期地震動との関係

響を与える建物や構造物（橋や石油タンクなど）が、周期の短い揺れとは異なります。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）の分布だけでなく、周期の特性や継続時間の特性も表現できるような地図を提示しています（図 1.3）。

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、あま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、継続時間は短いが振幅の大きい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をもとに、周期 4 秒以上を長周期地震動と呼ぶ（瀨瀨, 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 秒とされていますので（図 1.3）、これらを下限とすることも考えられます。これに対して、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の 3 秒前後です。

以上様々な見方がありますが、計算上の制約等から、今回は周期が 3.5 秒以上の地震動について計算を行い、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。将来的には、周期 2～3 秒の地図が作成できるように検討していきます。

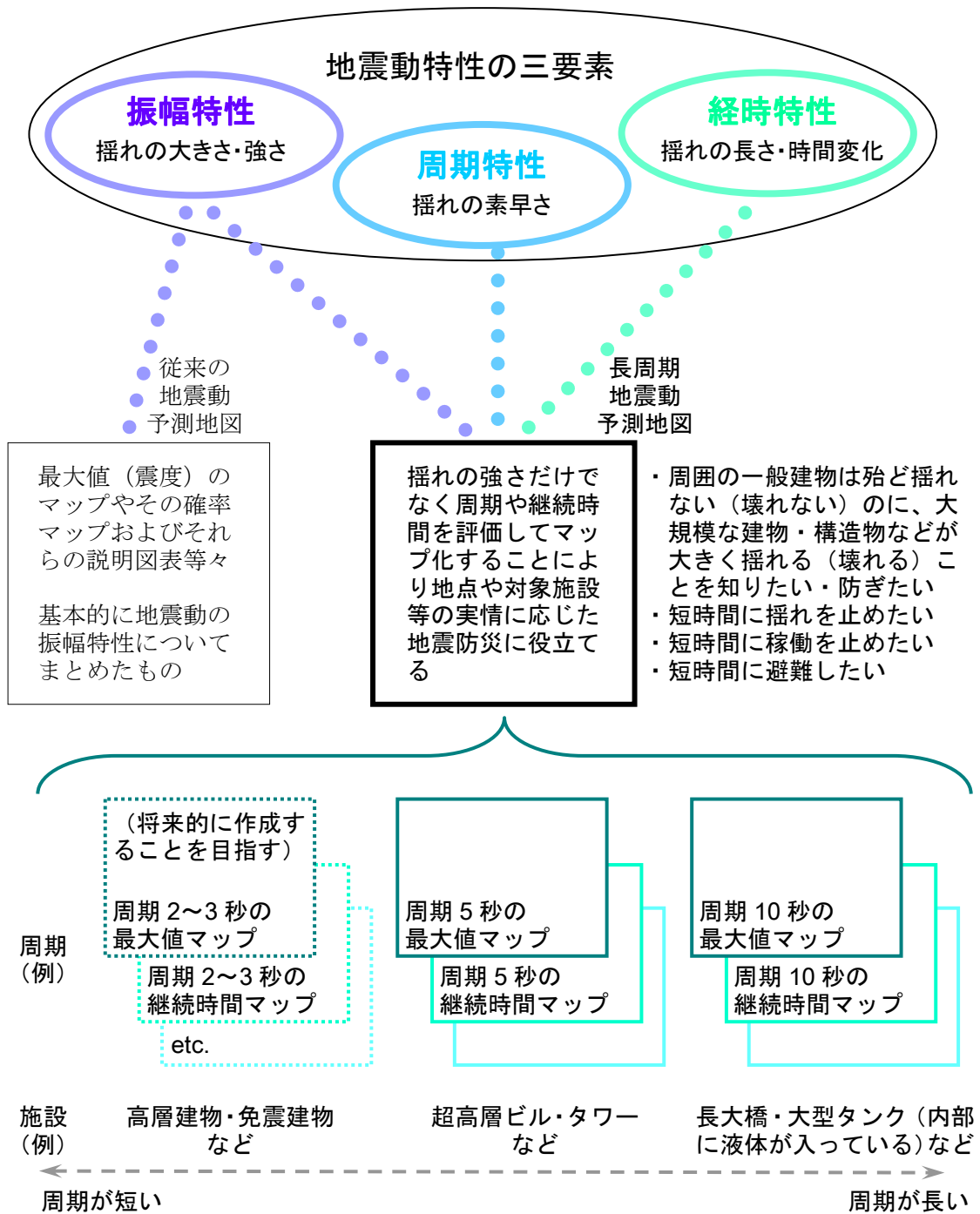


図 1.3 長周期地震動予測地図と従来の地震動予測地図の違い

1. 4 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、まずここでは、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ておきましょう。まず、建物や構造物への影響から始めると、通常の木造家屋、中低層のビルやマンションには、ここで示した周期3.5秒以上の長周期地震動は、一般に大きな影響を及ぼしません。これに対して高層ビルでは、それぞれのビルが持つ固有周期が長周期地震動の周期に一致するとき、非常に大きな影響を与えると考えられています。実験や解析によれば、一般的な鉄骨造ビルの場合、その固有周期 T (秒) は、階数を N とすれば概ね $T=0.1N$ (日本建築学会, 1973)、高さを H (m) とすると概ね $T=0.02\sim0.03\times H$ (日本建築学会, 1981) であり、大きく揺れる際には、固有周期はさらに長めになるといわれています。たとえば、30階建て高さ120m程度の高層ビルでは $T=3.0\sim3.5$ 秒程度、50階建て超高層ビルでは $T=5.0\sim6.0$ 秒程度と見積もられ、実際に新宿副都心の50階程度の超高層ビルでは5秒前後となっています(金田・他, 1995)。長周期地震動の強さに関しては、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に用いられる、加速度応答スペクトルで定義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(10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)。

一方、建物以外の構造物では、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4秒程度から9秒程度までの固有周期を持っているようです(小森・他, 2005)。このほか、2003年十勝沖地震で再認識されましたが、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いう現象が起こることが知られています。この現象が液体のあふれなどを起こし、さらに火災へつながったと考えられています。各種の評価式等(Housener, 1957; 座間, 1985)を参考にすると、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秒と約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を、超高層ビルや免震ビルなどの建物も含めて長周期構造物と呼ぶこともあります。

人体感覚などに目を転じると、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の調査から、長周期地震動に対する人体感覚を見積もることができます。

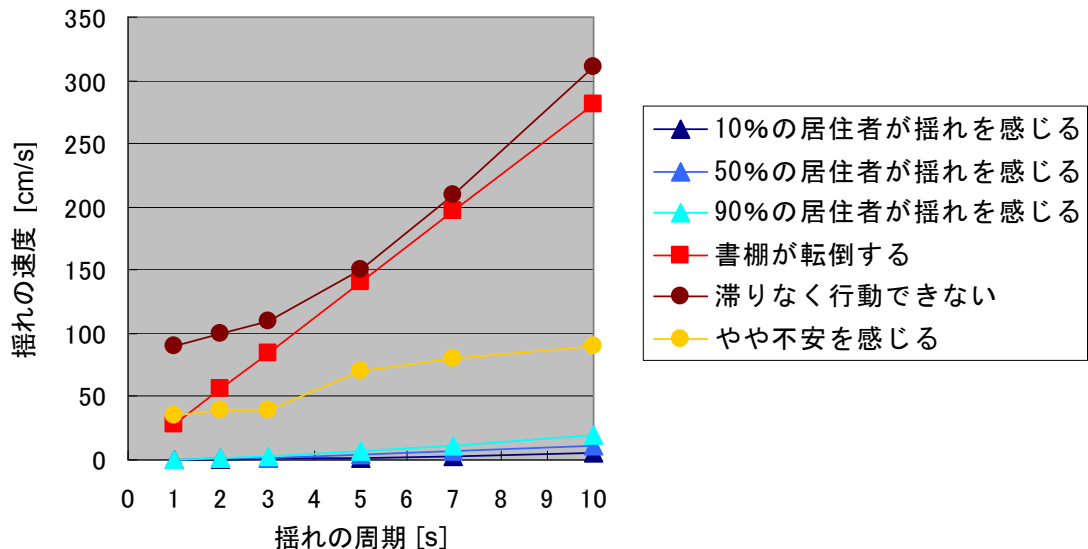


図 1.4 人体感覚・家具転倒に長周期地震動が及ぼす影響

それをグラフにした図 1.4 を見ると、周期が長くなるほど人体は感じづらくなってきますが、それでも周期 10 秒で 20 cm/s の強さがあれば 90% の人が揺れを感じるようになります（日本建築学会, 2004）。また、不安を感じるような揺れの強さは、周期 5 ～10 秒では 70～90 cm/s とあまり変化しません。避難行動を困難にする長周期地震動は、周期 5 秒では約 150 cm/s、周期 7 秒では 200 cm/s 以上と非常に強い揺れになっています（Takahashi *et al.*, 2007）。このほか、住宅内の家具の転倒に関する調査によれば、書棚は周期 5 秒では約 140 cm/s で転倒するようです（日本建築学会, 2003）。



図 1.5 E-ディフェンスの概観図

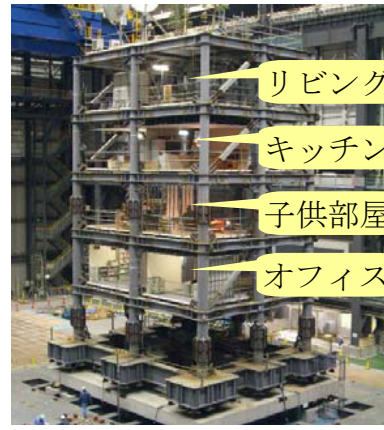


図 1.6 試験体

それでは、大きな長周期地震動が発生すると、高層ビルの室内はどうなるでしょうか。最近、図 1.5 の E-ディフェンスと呼ばれる実験施設（兵庫県三木市にある独立行政法人防災科学技術研究所の実大三次元震動破壊実験施設）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 1.6 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ています（榎田・他, 2009）。別途実施したシミュレーション解析をもとに、この試験体が南海地震を想定した長周期地震動による高層ビルの上層階の揺れの状況を再現するように、震動台を加振して実験を行っています。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 230cm/s、変位の最大値は約 1.3m でした。



図 1.7 オフィスの状況（左：加振前，右：加振後）（榎田・他, 2009）

図 1.7 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、背の高い書棚等があります。実験から、背の高い書棚は、治具等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検証されました。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。さらに、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、一度に最大約 3m 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動いている時間が長くなり、壁に穴を開ける状況も観察されました（榎田・他，2009）。



図 1.8 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）

図 1.8 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ています。

では、このような被害を軽減するために、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 1.8 の比較から、こうした背の高い家具や重量物については、種々の固定器具や粘着性耐震マットなどによって、適切に固定すること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、飛散してしまう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。遠方の大きな地震による長周期地震動においても、家具や収納物等が突然に凶器となっ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無理があることから、物をできるだけ置かない比較的安全な部屋を決めておき、地震が来たらそこに逃げ込むことなど、日常からオフィスや家庭で良く相談し対応を確認することなど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は、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きくなるまでに少し時間がかかります。今後、緊急地震速報の有効活用など、長周期地震動が来る前の退避行動などの対策について検討を進めることも必要です。

図 1.7 や図 1.8 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/movie.html>）から動画を入手することが出来ます。ご覧になると、より一層、対策を施す必要性をご理解いただけるでしょう。

1. 5 長周期地震動予測地図の見方

次に、長周期地震動予測地図の見方について、宮城県沖地震（第 4 章を参照）を例に示します。長周期地震動予測地図は、最近公表された「全国地震動予測地図」における、「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。そのうち図 1.9 は「全国地震動予測地図」に納められた、1978 年に発生した宮城県沖地震と同じタイプの地震について簡便法を用いて求められた予測震度分布図（地震調査委員会, 2009b）を示しています。この「震度」は、比較的短周期（約 0.1~1 秒程度）を中心とした揺れに対応しています。したがって、この震度と対応していない長周期地震動については、図 1.9 と同様の表現をすることができません。

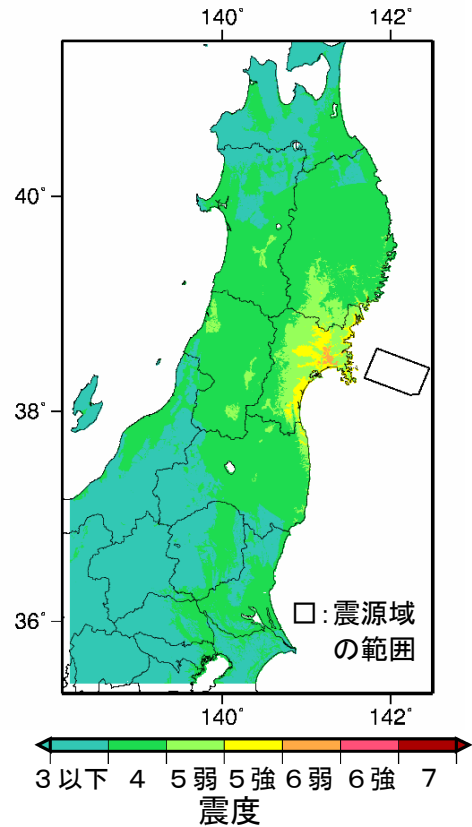


図 1.9 宮城県沖地震（A1）の簡便法による予測震度分布図（地震調査委員会, 2009b）

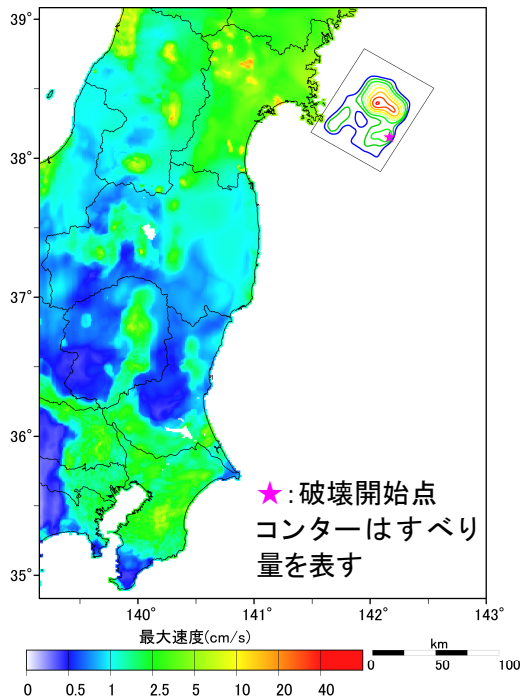


図 1.10 宮城県沖地震における長周期地震動の最大速度の分布

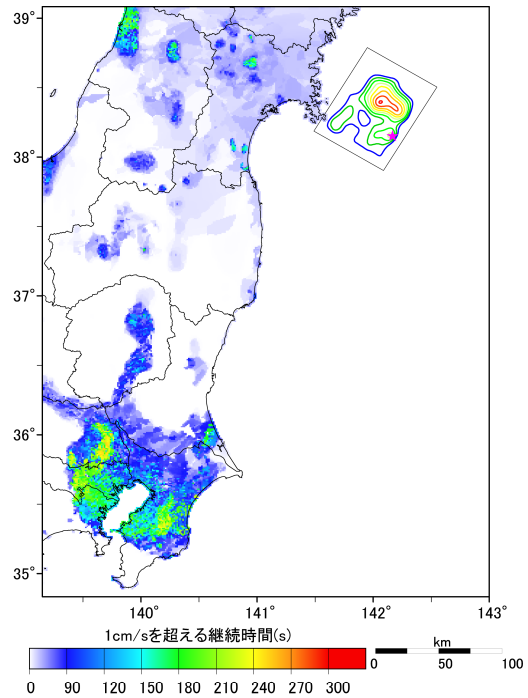


図 1.11 宮城県沖地震における長周期地震動の継続時間の分布

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 1.10 や図 1.11 がその例になります。図 1.10 は、速度波形で表した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す。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）。本来、工学的基盤上の地中の揺れを計算していますが、長周期地震動の場合は、これを地表の揺れと同程度と見なすことが出来る特徴があります。また図 1.11 は、速度 1 cm/s 以上の揺れが継続する時間の分布を示しています。これらは、図 1.3 に挙げた地震動の特性を示す要素のうち、振幅特性と経時特性を示しています。

また、周期特性を示す図として、周期 5 秒の速度応答スペクトルの分布を図 1.12 に示します。こちらも水平 2 方向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ビルなどの構造物は、その固有周期が長周期地震動の周期に一致するとき、非常に大きな影響を受けて揺れます。この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（10 頁のコラム参照）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 5 秒である構造物（50 階程度の超高層ビルなど）がどのように揺れるかを、応答の速度最大値の分布で表したものです。この他にも本報告書では周期 7 秒と周期 10 秒の図を作成しています（第 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、その上層では、それ以上の揺れになる可能性があります。

図 1.9 と図 1.10 は地表の揺れ方を別の表現で示したものであるため、直接比較することは難しくなっています。また、それぞれ影響を受ける構造物が異なり、固有周期が短い建物などは、図 1.10 の長周期地震動の影響をほとんど受けずに図 1.9 の震度に応じて揺れる一方、固有周期が長い長周期構造物は、図 1.10 の影響を受けて、それぞれの固有周期に応じて揺れる（図 1.12）こととなります。しかし定性的には次のように見ることもできるでしょう。図 1.9 の震度分布からは、仙台平野の東部では最大震度 6 弱の揺れとなっており、宮城県北西部や山形県内の一部の盆地、庄内平野などでは震度 5 弱となっているのに対して、関東平野では最大でも震度 4 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 1.10）が関東平野で長く続きます（図 1.11）。さらに、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、周期 5 秒の長周期構造物では、

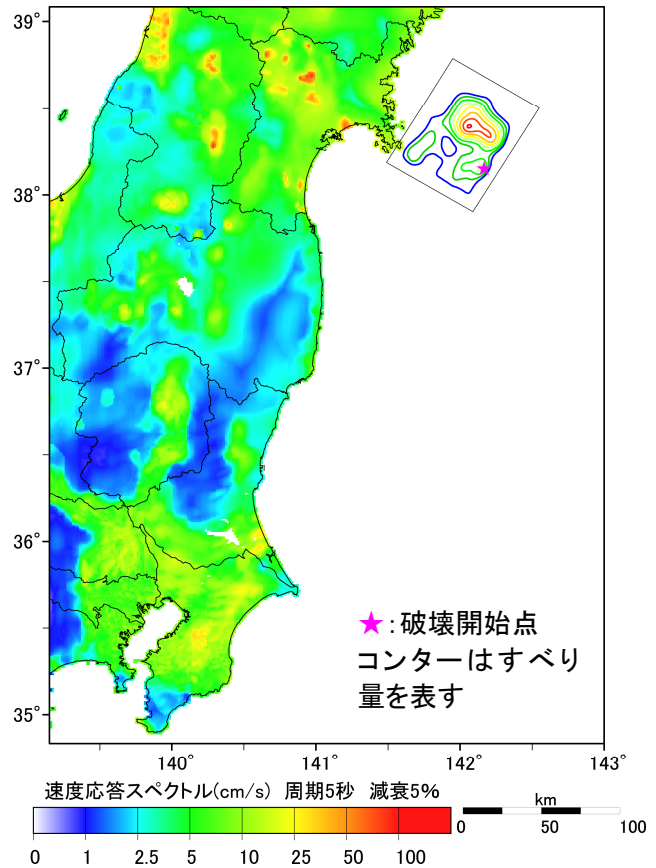


図 1.12 宮城県沖地震における速度応答スペクトル（周期 5 秒）の分布

震源に近い場所と同等か、所によってはそれ以上の揺れが予測されます（図1.12）。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1.11）が一つの目安になりますが、それよりも長く揺れる場合があります。また震源に近い場所では、長周期地震動による揺れは比較的大きいですが、継続時間は必ずしも長くないこともわかります。このように、従来の震度と長周期地震動では、影響を受ける建物などが異なるほか、震源から遠く離れた場所における分布の状況などに、しばしば明瞭な違いが現れることがあります。

第2章から第4章までに示す長周期地震動予測地図と、参考として掲載する「全国地震動予測地図」から抜粋したそれぞれの地震の予測震度分布図を比較しながら、それぞれの地震に対する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（建物や構造物が揺れやすい周期）を持つさまざまな建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（図を参照）。

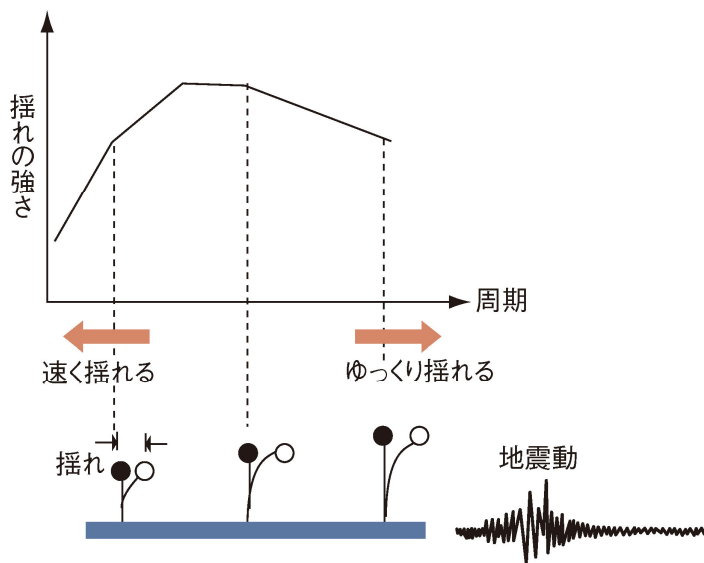


図 応答スペクトルの模式図
(原子力安全委員会, 2007)

建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。減衰率：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（つまり速度）やその変化率（つまり加速度）でも表現されます。速度応答スペクトルとは速度を評価量とした応答スペクトルのことです。

2. 想定東海地震の長周期地震動予測地図

想定東海地震は南海トラフ沿いを震源とする地震のうち、駿河湾～浜名湖沖の領域を震源とするマグニチュード（以下 M と略記）8クラスの地震です。過去に南海トラフで発生した地震のうち、この領域だけを震源域とした地震は知られていませんが、1944年の東南海地震（昭和東南海地震）の際に破壊せずに残ってしまった領域に相当しているため、想定東海地震の発生が切迫していると考えられています。

本報告書では、中央防災会議（2001）による震源域を基本として、「震源断層を特定した地震の強震動予測手法（「レシピ」）」（地震調査委員会, 2008a）の考え方を取り入れた震源モデルを設定し、関東地方から近畿地方に至る地域での長周期地震動予測を行いました。計算手法については第5章を、震源モデルや地下構造モデルの詳細は第6～7章を参照してください。

図2.1には長周期地震動の指標となる速度応答スペクトル（1章コラムを参照）の周期5秒、7秒、10秒での分布を示します。それぞれの固有周期を持つ超高層ビルなどの長周期構造物においては、震源に近い地域では大きな揺れが予測されますが、それ以外にも関東平野や濃尾平野、大阪平野など、平野部で長周期地震動の揺れが大きいことがわかります。周期ごとの違いを見てみると、濃尾平野などでは特に5秒の揺れが大きく、関東平野では7、10秒での揺れが大きくなっています。これらは長周期地震動に大きな影響を与える、地下構造の違いを反映したものと考えられます。

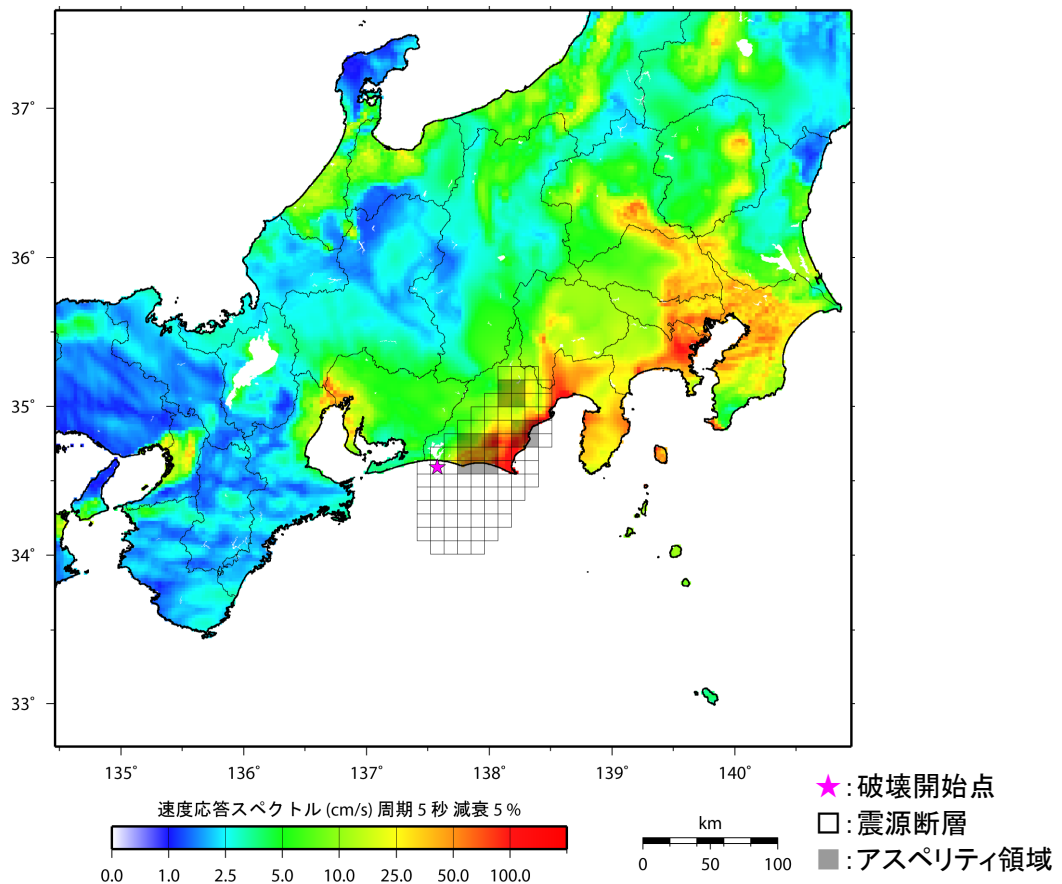


図 2.1-1 速度応答スペクトル（周期 5 秒）の分布

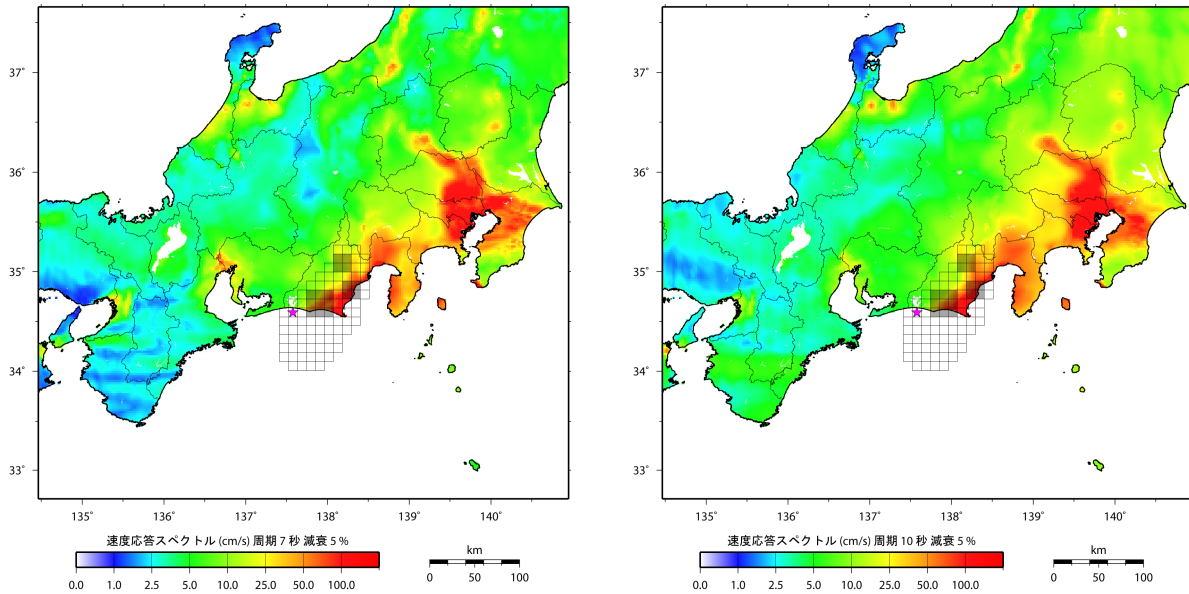


図 2.1-2 速度応答スペクトル（周期 7 秒と周期 10 秒）の分布

地表での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 2.2 です。また、図 2.3 には速度 1 cm/s 以上の地表の揺れが継続する時間の分布図を示しました。想定東海地震に対して、最大速度は関東平野や震源に近い地域で大きいですが、継続時間は震源に近い地域では限定的です。それに比べて平野部では、関東平野に限らず濃尾平野、大阪平野、富山平野、金沢平野などで継続時間が長く、ある程度の揺れ幅で数分間も揺れ続けることが予想されます。長周期地震動が卓越している場合には、超高層ビルなどの揺れの継続時間は、地表の地震動よりも長くなる場合があります。

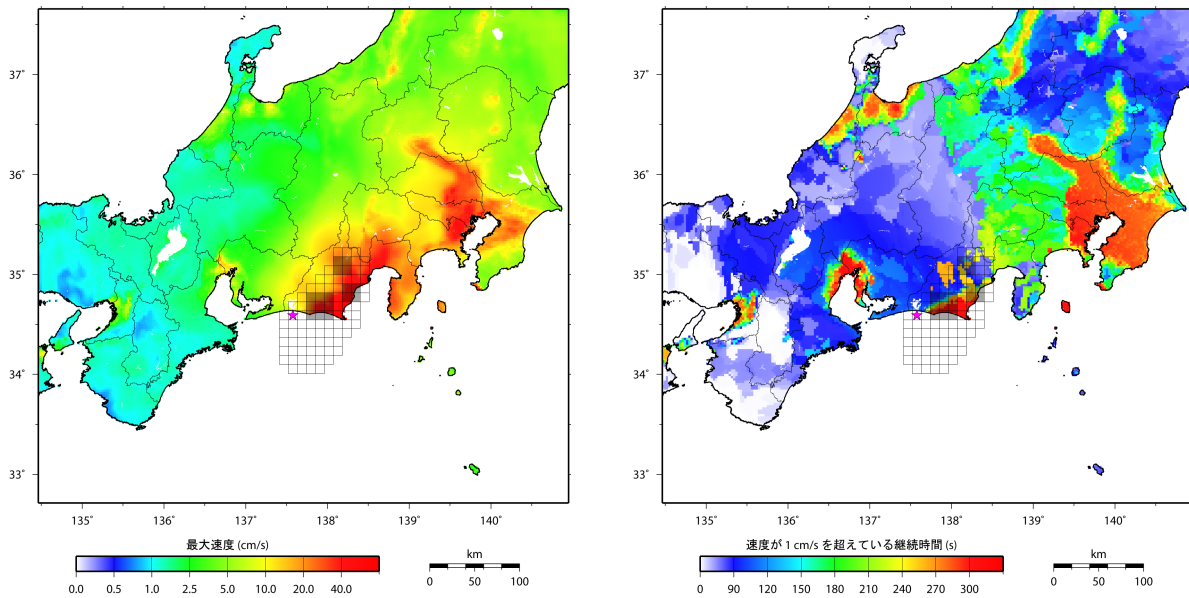


図 2.2 長周期地震動における最大速度の分布 図 2.3 長周期地震動の継続時間の分布

ここで、従来の（短周期の地震動による）震度分布図と比較してみましょう。図 2.4 は 2009 年 7 月に公開された「全国地震動予測地図」で用いられた、想定東海地震について簡便法を用いて求められた予測震度分布図（地震調査委員会, 2009b）を示しています。本報告書の様な震源断層モデルを用いて地震波形を計算したものとは異なる

り、平均的な震度分布を表現しています。

これによると、震源域に近い静岡県の太平洋岸から愛知県東部にかけての範囲と甲府盆地の一部で震度 6 強以上の揺れが予測されており、更にその周辺部や愛知県西部の濃尾平野、神奈川県中部の相模原では震度 6 弱、関東平野では河川沿いの低地において最大震度 5 強となっています。大阪平野、金沢平野、富山平野では一部で震度 5 弱が予測されています。いわゆる震度としては、震源に近い場所に比べると関東平野や大阪平野、富山平野、金沢平野、新潟県の盆地などでは小さくなっていますが、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かそれ以上の大きさの長周期地震動が長く続くという特徴が見られ、震度分布とは明瞭な違いがあることとなります。

図 2.5 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速度応答スペクトルを示しました。なお、速度応答スペクトルの図からわかりますように、示された速度波形は周期 3.5 秒以上の長周期地震動を表現しています。

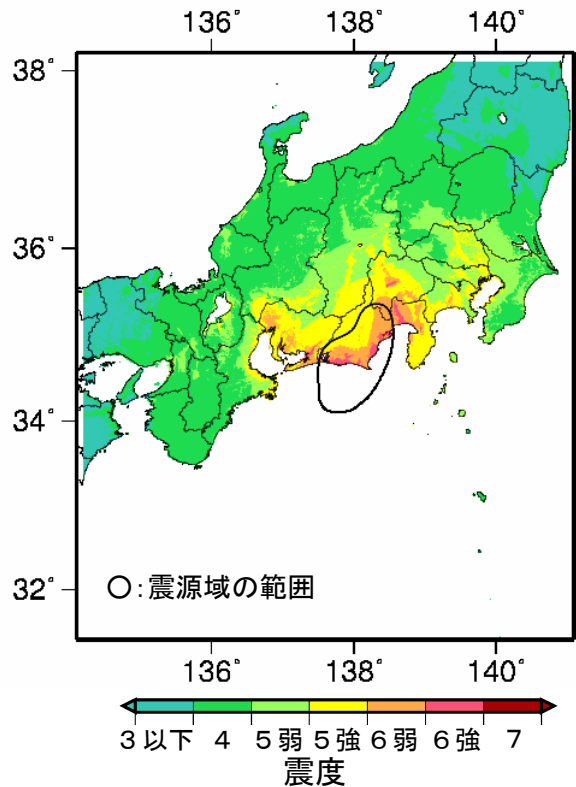


図 2.4 想定東海地震の簡便法による予測震度分布図（地震調査委員会，2009b）

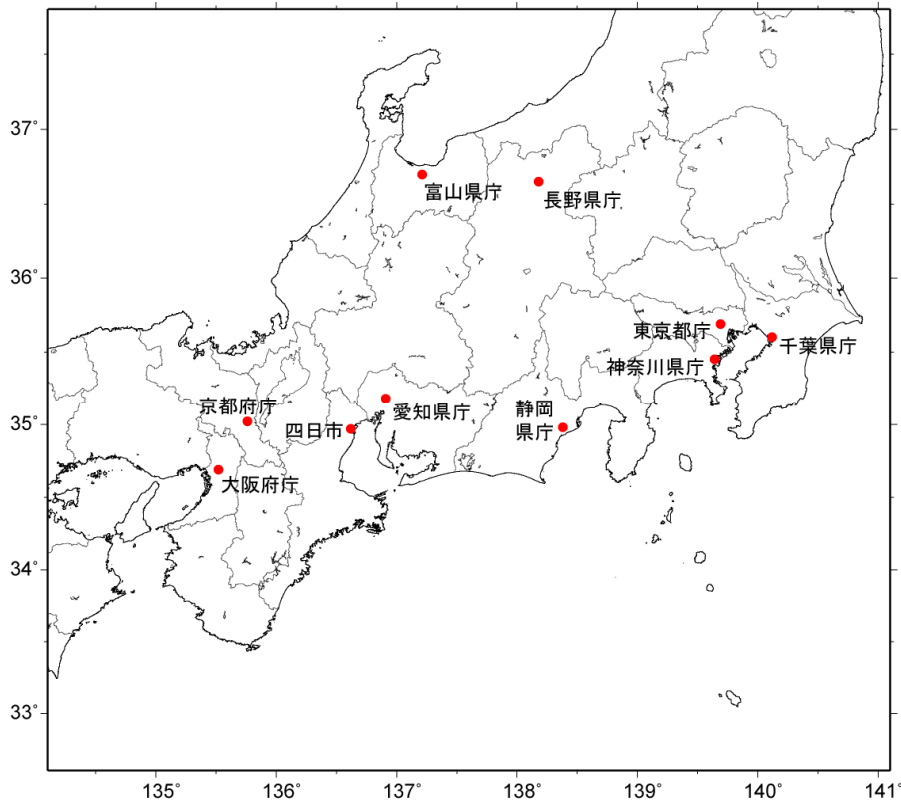


図 2.5-1 計算波形を示した地点

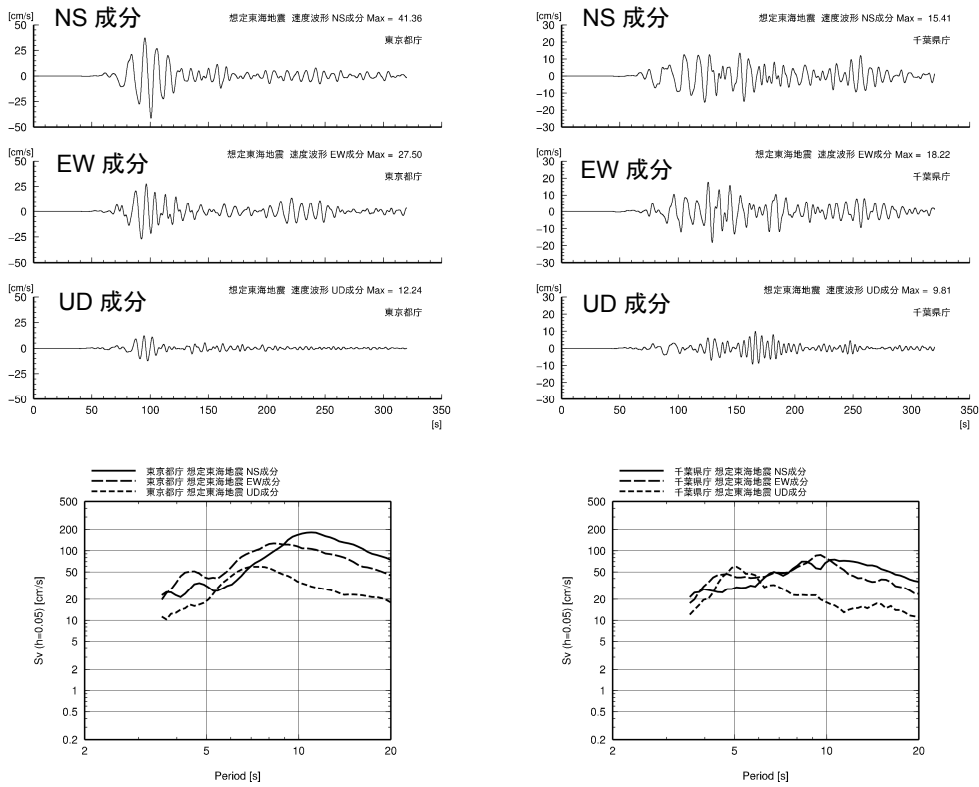


図 2.5-2 計算された速度波形と速度応答スペクトル (左: 東京都庁、右: 千葉県庁)

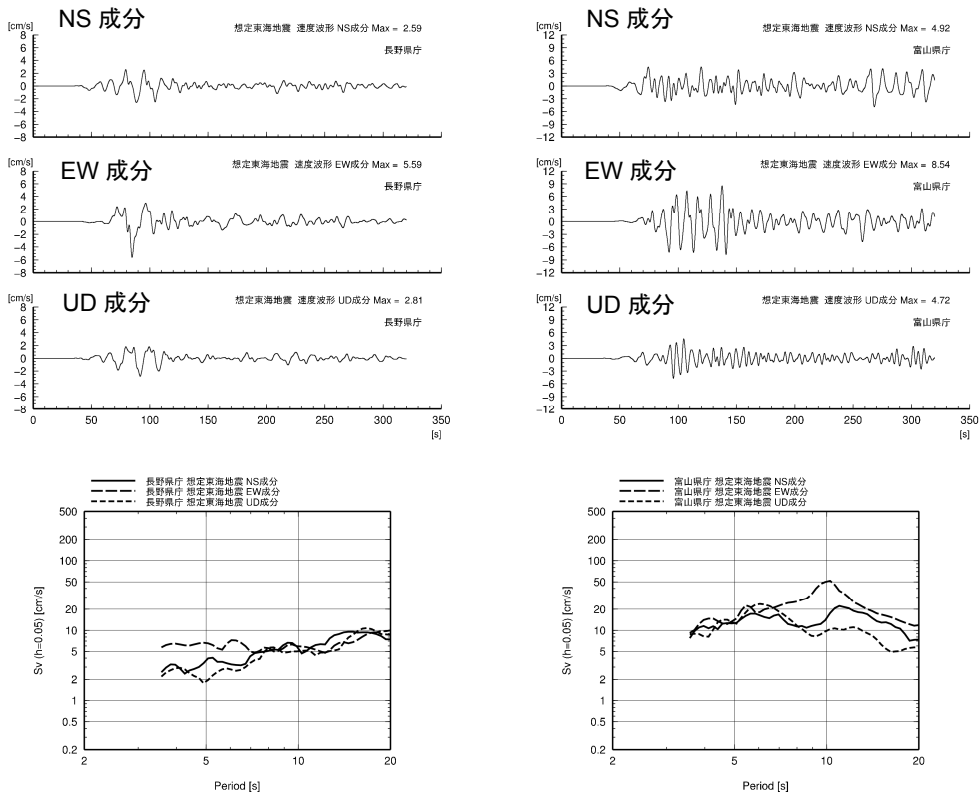


図 2.5-3 計算された速度波形と速度応答スペクトル (左: 長野県庁、右: 富山県庁)

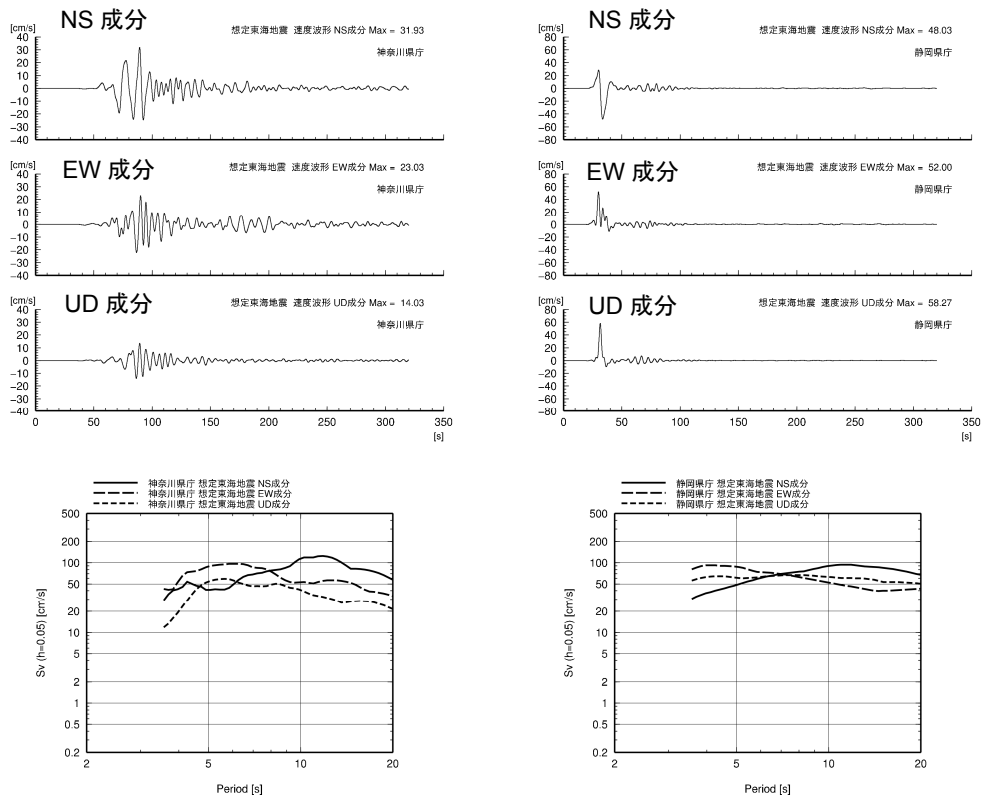


図 2.5-4 計算された速度波形と速度応答スペクトル（左：神奈川県庁、右：静岡県庁）

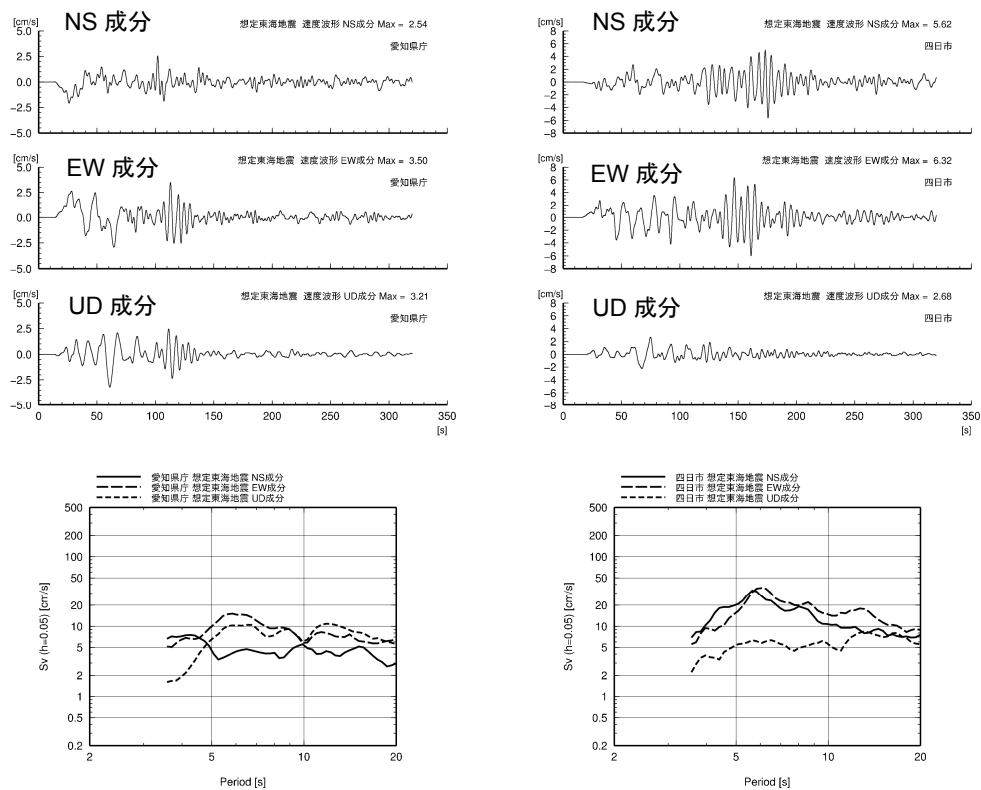


図 2.5-5 計算された速度波形と速度応答スペクトル（左：愛知県庁、右：四日市市役所）

「長周期地震動予測地図」2009年試作版

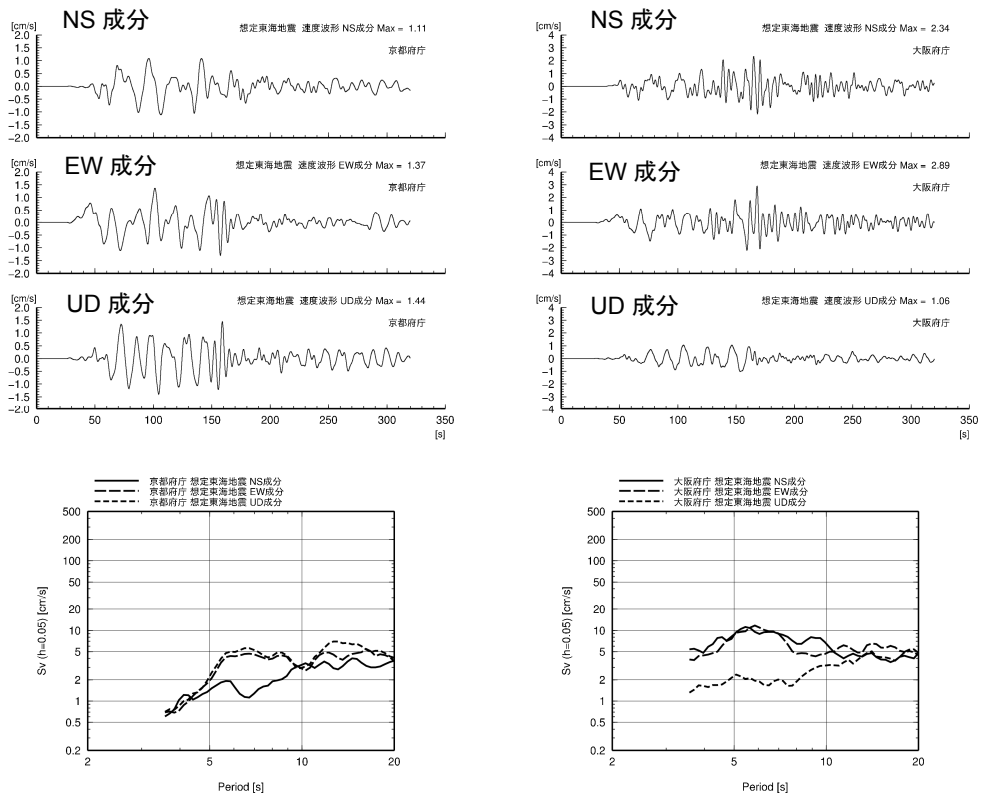


図 2.5-6 計算された速度波形と速度応答スペクトル（左：京都府庁、右：大阪府庁）

3. 東南海地震の長周期地震動予測地図

東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～浜名湖沖の領域を震源とする $M8$ を超える規模の地震です。最近ではこの領域で 1944 年東南海地震(昭和東南海地震)が発生しています。平均発生間隔は約 110 年で、次の東南海地震の発生確率は今後 30 年以内に 60~70%と大きな値になっています(地震調査委員会, 2009a)。

本報告書では、比較的よく特徴が知られている 1944 年東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の予測地図を作成しました。震源モデルは山中(2004)による 1944 年東南海地震の解析結果を用い、想定東海地震と同様の地下構造モデルを使って計算を行いました。計算手法は第 5 章に、震源モデルや地下構造モデルの詳細は第 6~7 章に記します。また、1944 年東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(第 7 章を参照)。

図 3.1 には周期 5 秒、7 秒、10 秒での速度応答スペクトル(1 章コラムを参照)の分布を示します。周期 5 秒の超高層ビルなどの長周期構造物では震源に近い平野である濃尾平野や大阪平野で特に揺れが大きくなっています。7、10 秒のもっと長い周期になると、御前崎周辺や関東平野で、これらの平野よりも大きな揺れが予想されています。

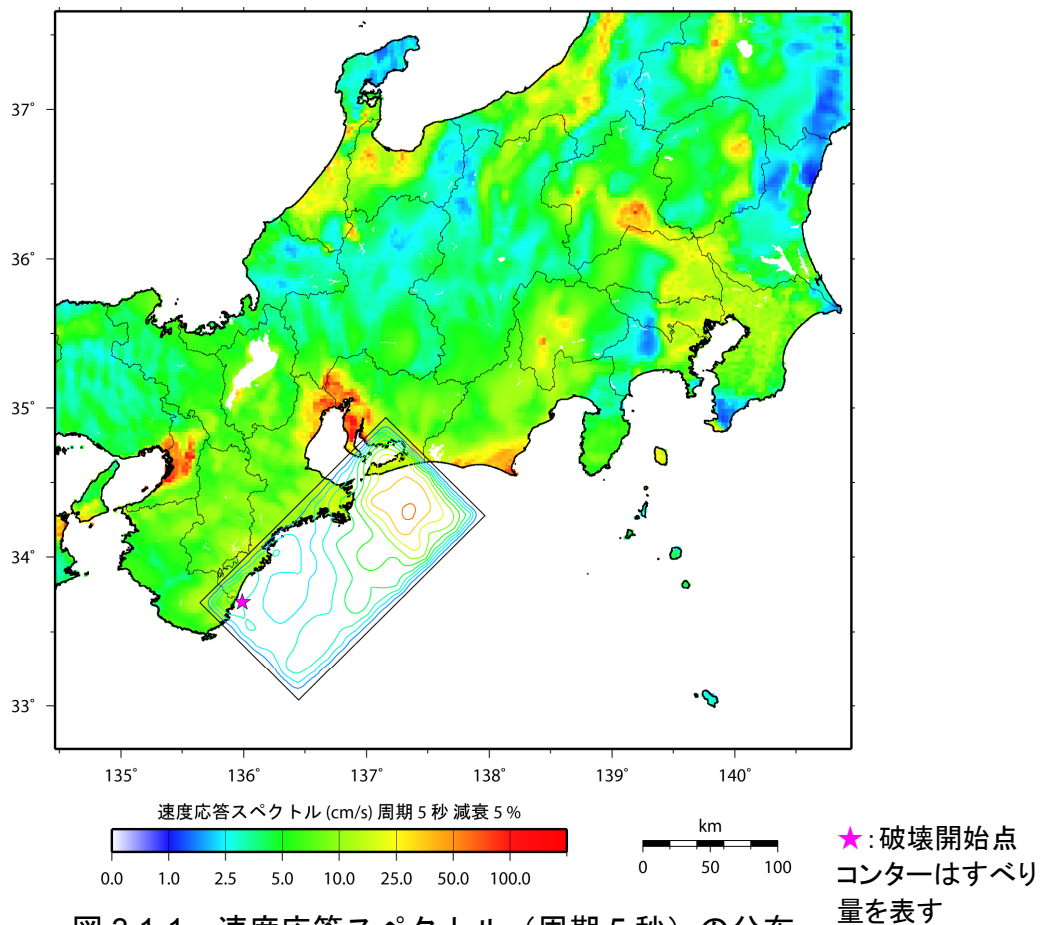


図 3.1-1 速度応答スペクトル(周期 5 秒)の分布

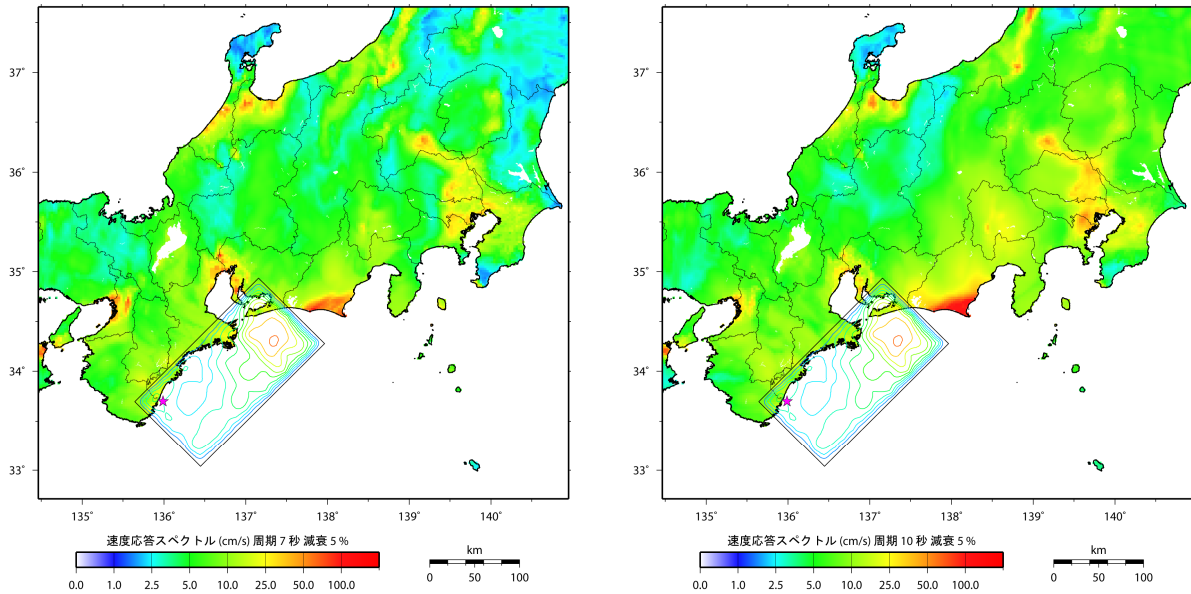


図 3.1-2 速度応答スペクトル（周期 7 秒と周期 10 秒）の分布

地表での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 以上の地表の揺れが継続する時間の分布図を示しました。東南海地震に対して、濃尾平野や大阪平野で継続時間が長くなっていますが、震源域から 200 km 以上離れた関東平野、富山平野、金沢平野などでも 4 分以上も揺れ続けることが予想されます。長周期地震動が卓越している場合には、超高層ビルなどの揺れの継続時間は、地表の地震動よりも長くなる場合があります。

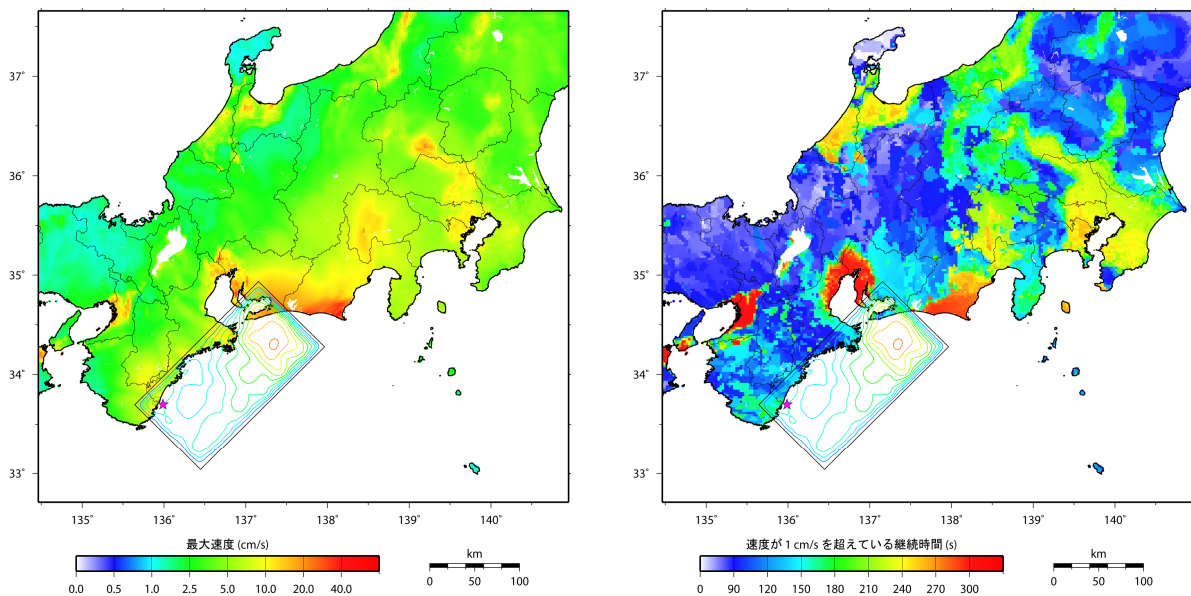


図 3.2 長周期地震動における最大速度の分布 図 3.3 長周期地震動の継続時間の分布

ここで、従来の（短周期の地震動による）震度分布図と比較してみましょう。図 3.4 は 2009 年 7 月に公開された「全国地震動予測地図」で用いられた、東南海地震について簡便法を用いて求められた予測震度分布図（地震調査委員会，2009b）を示しています。本報告書の様な震源断層モデルを用いて地震波形を計算したものとは異なる

り、平均的な震度分布を表現しています。

これによると、震源域に近い静岡県西部から愛知県、三重県の太平洋岸の一部で震度 6 強の揺れが予測されており、更にその周辺部や濃尾平野・大阪平野・京都盆地・奈良盆地などでは最大震度 6 弱となっています。甲府盆地では一部で震度 5 強、関東平野、富山平野、金沢平野では一部で 5 弱が予測されています。いわゆる震度としては、震源に近い場所に比べると関東平野や富山平野、金沢平野、甲府盆地、新潟県の盆地などでは小さくなっていますが、長周期地震動の観点から見た場合は、所により震源に近い場所と同等程度の大きさの長周期地震動が比較的長く続くという特徴が見られます。また一方で、震度も大きい静岡県西部の太平洋岸や濃尾平野・大阪平野では、大きな長周期地震動が長い時間継続するという特徴も見られます。

図 3.5 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速度応答スペクトルを示しました。なお、速度応答スペクトルの図からわかりますように、示された速度波形は周期 3.5 秒以上の長周期地震動を表現しています。

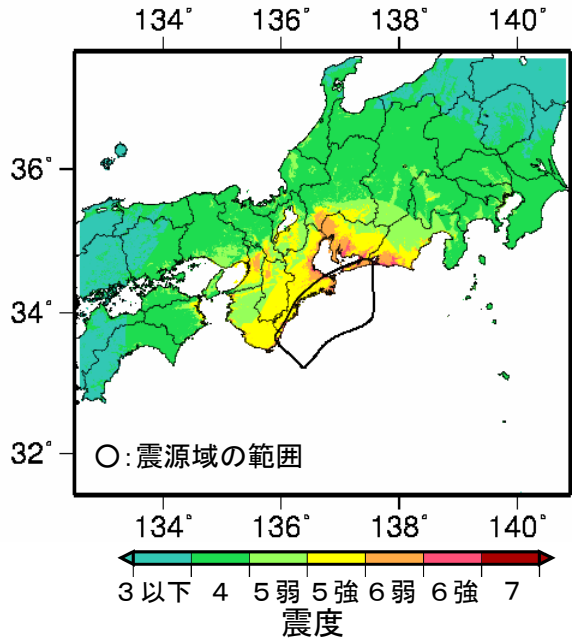


図 3.4 東南海地震の簡便法による予測震度分布図（地震調査委員会，2009b）

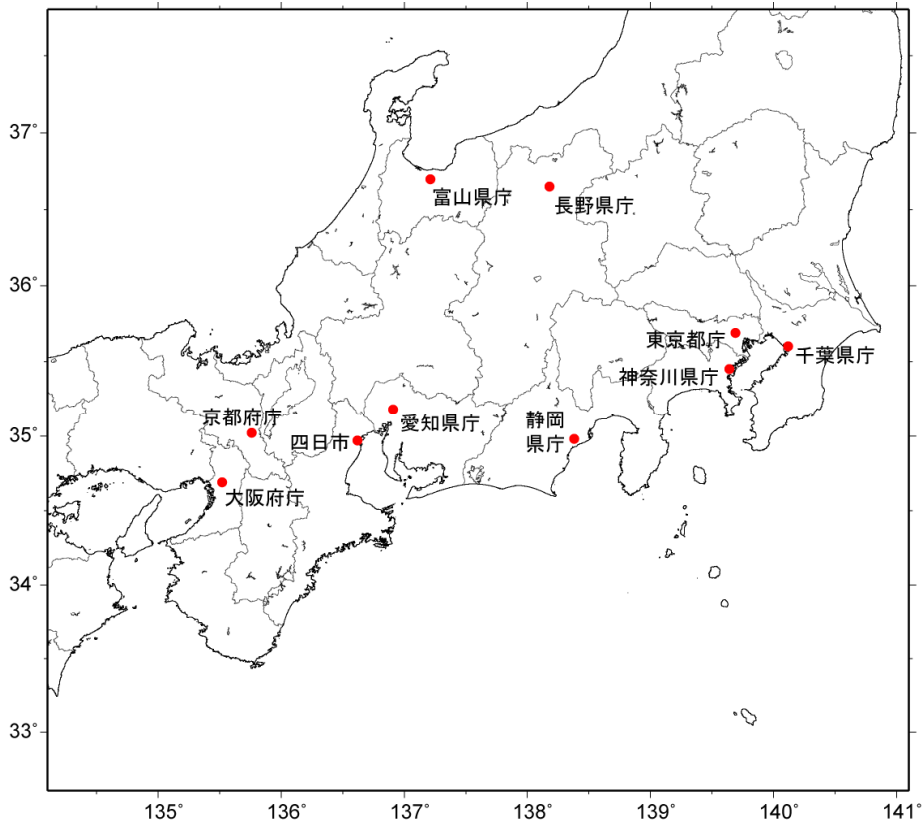


図 3.5-1 計算波形を示した地点

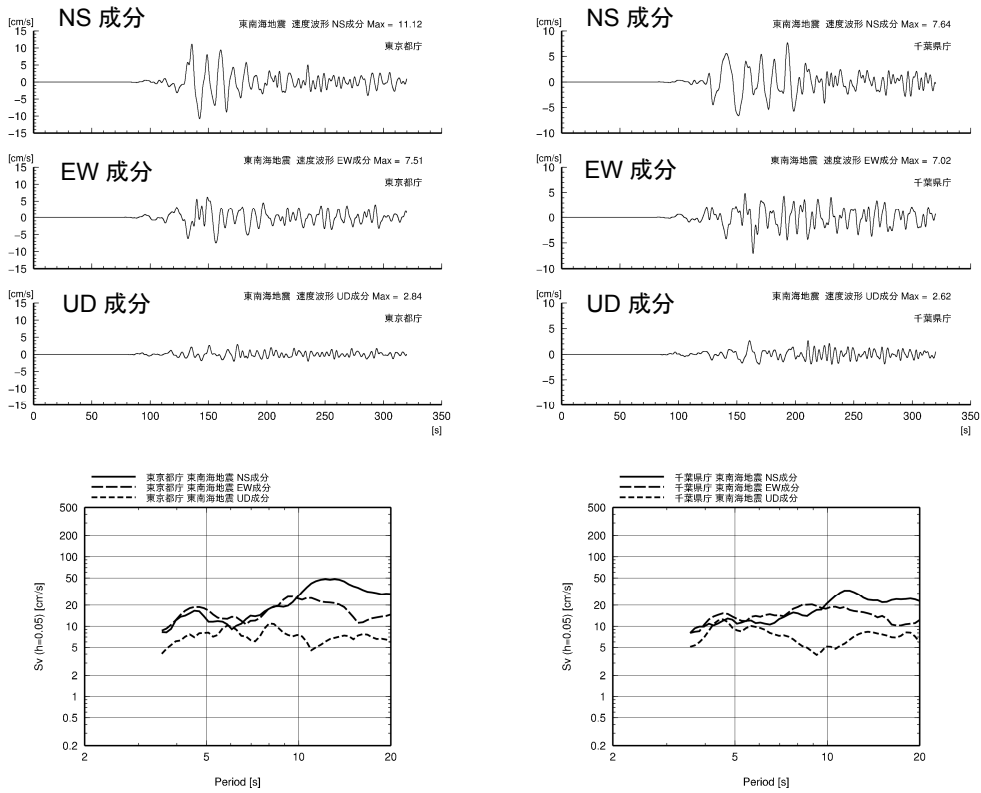


図 3.5-2 計算された速度波形と速度応答スペクトル (左: 東京都庁、右: 千葉県庁)

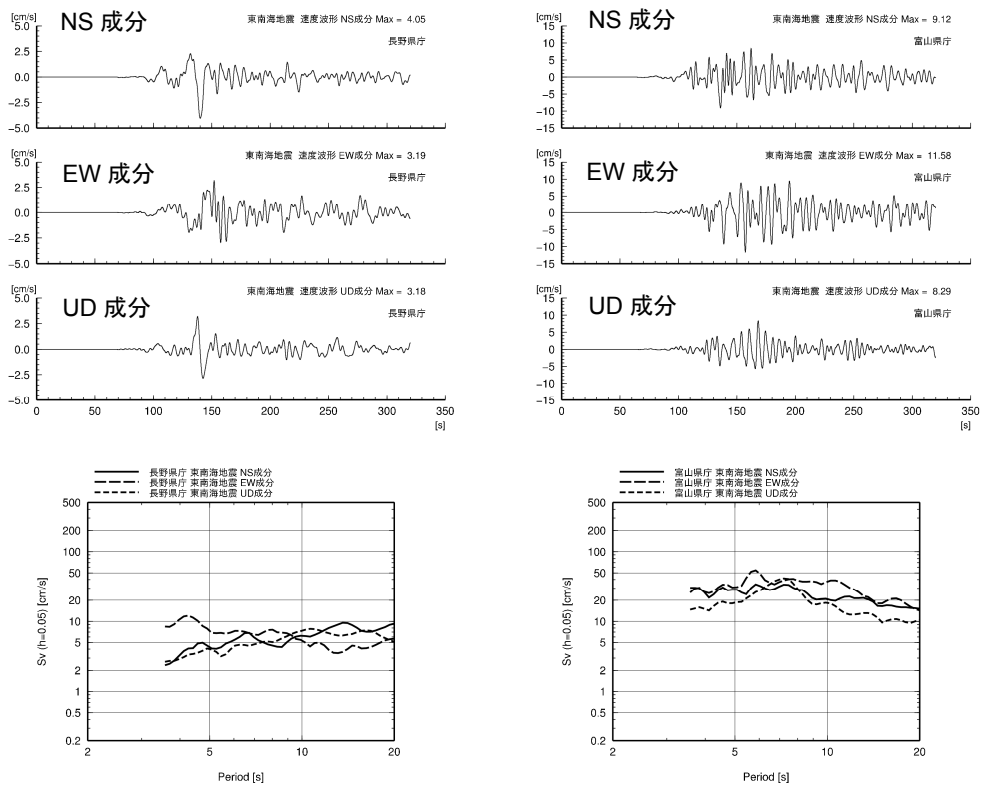


図 3.5-3 計算された速度波形と速度応答スペクトル (左: 長野県庁、右: 富山県庁)

「長周期地震動予測地図」2009年試作版

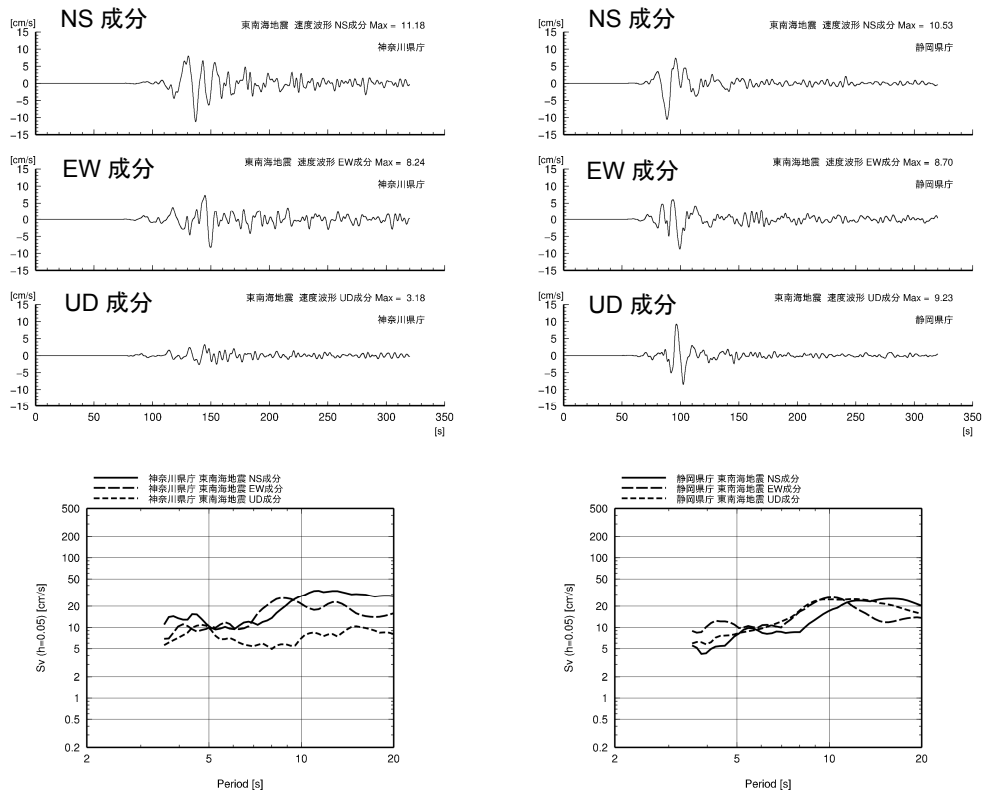


図 3.5-4 計算された速度波形と速度応答スペクトル（左：神奈川県庁、右：静岡県庁）

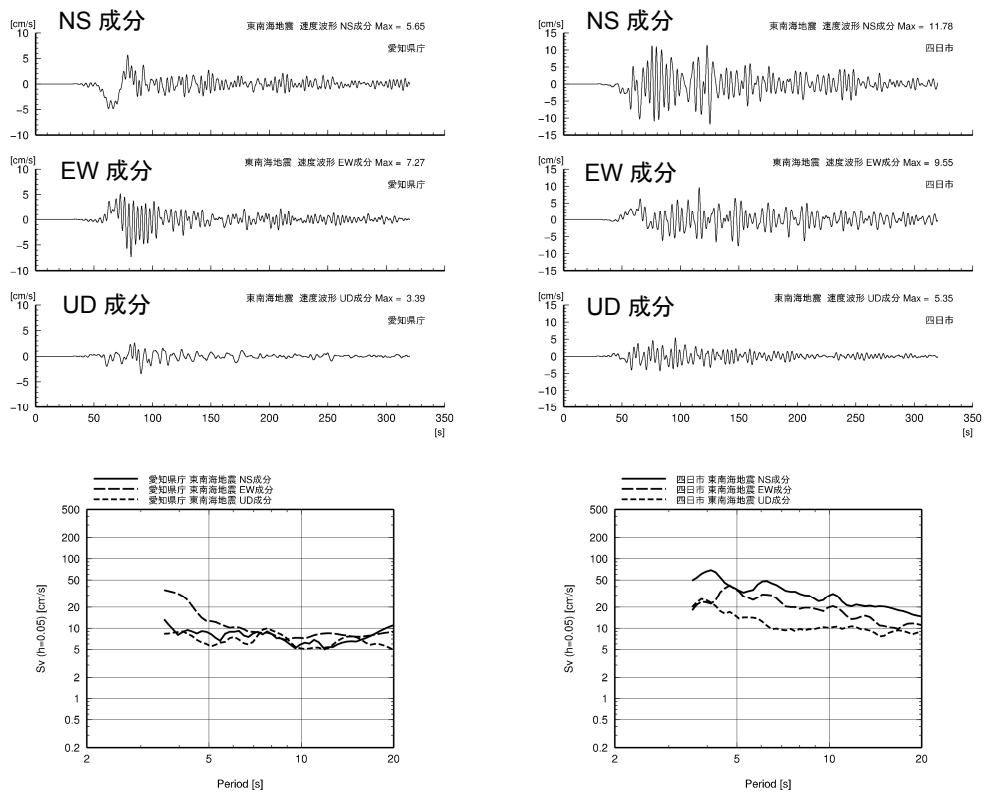


図 3.5-5 計算された速度波形と速度応答スペクトル（左：愛知県庁、右：四日市市役所）

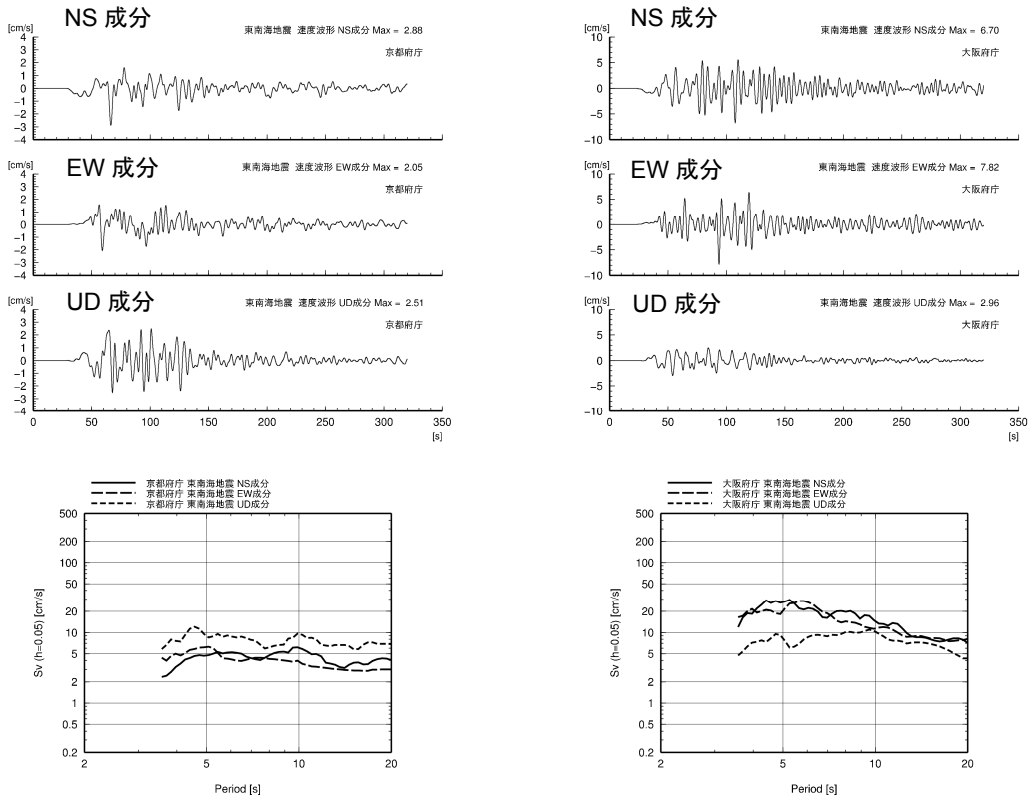


図 3.5-6 計算された速度波形と速度応答スペクトル (左: 京都府庁、右: 大阪府庁)

4. 宮城県沖地震の長周期地震動予測地図

宮城県の沖合から日本海溝までの海域では大地震が繰り返し発生していることが知られています。この海域では日本海溝に近い側と陸寄りの2つの領域のそれぞれで地震が発生したり、2つの領域が連動して地震が発生したりしていると考えられますが、本報告書では1978年宮城県沖地震に代表される陸寄りの領域で発生する地震を対象にしました。このタイプの宮城県沖地震の規模は $M7.5$ 程度、平均発生間隔は約37年であり、次の地震の発生確率は今後30年以内に99%と非常に大きな値になっています（地震調査委員会, 2009a）。

本報告書では、比較的よく特徴が知られている1978年宮城県沖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の予測地図を作成しました。震源モデルはWu *et al.* (2008) による1978年宮城県沖地震の解析結果を用い、東北地方中部から関東地方までの領域で計算を行いました。計算手法は第5章に、震源モデルや地下構造モデルの詳細は第6～7章に記されています。また、1978年宮城県沖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（第7章を参照）。

図4.1には長周期地震動の指標となる速度応答スペクトル（1章コラムを参照）の周期5秒、7秒、10秒での分布を示します。それぞれの固有周期を持つ超高層ビルなどの長周期構造物においては、震源に近い宮城県や山形県の平野部で所々大きな揺れが予測されています。さらに、周期5秒での分布をみると、震源から離れた関東平野でも震源に近い場所と同程度の揺れ方となる場所があります。

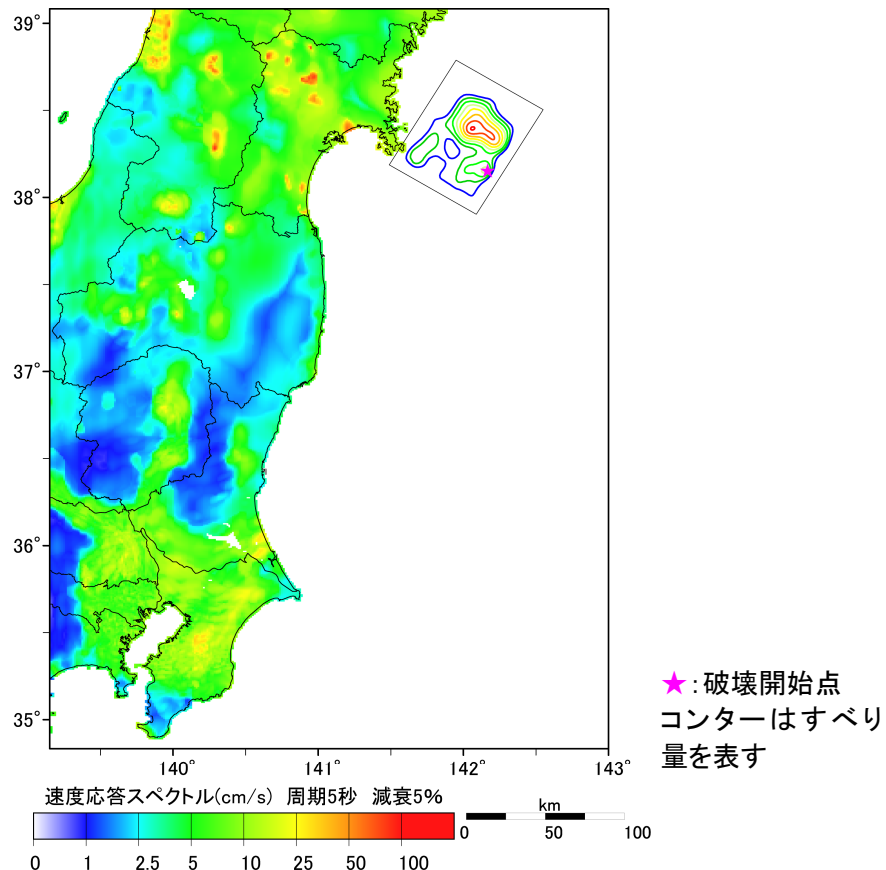


図 4.1-1 速度応答スペクトル（周期5秒）の分布

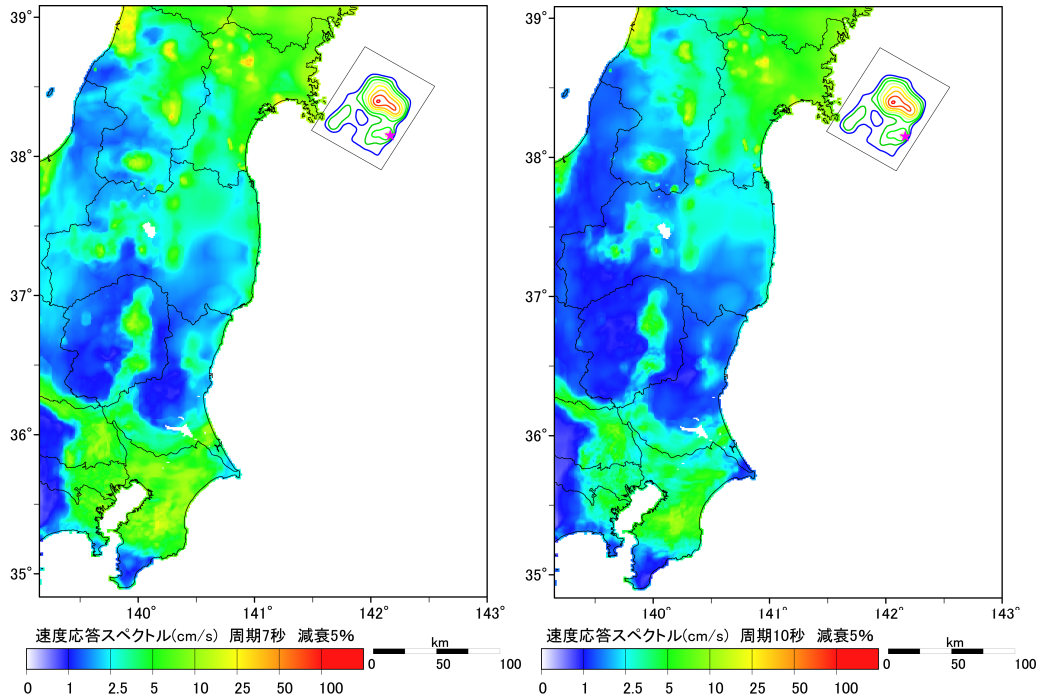


図 4.1-2 速度応答スペクトル（周期 7 秒と周期 10 秒）の分布

地表での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 4.2 です。また、図 4.3 には速度 1 cm/s 以上の地表の揺れが継続する時間の分布図を示しました。宮城県沖地震に対して、関東平野では震源に近い場所と同等かそれ以上に長周期地震動が長く続くことがわかります。これは関東平野には仙台平野などに比べ地震波速度が遅い堆積層が厚く、広く存在するからです。長周期地震動が卓越している場合には、超高層ビルなどの揺れの継続時間は、地表の地震動よりも長くなる場合があります。

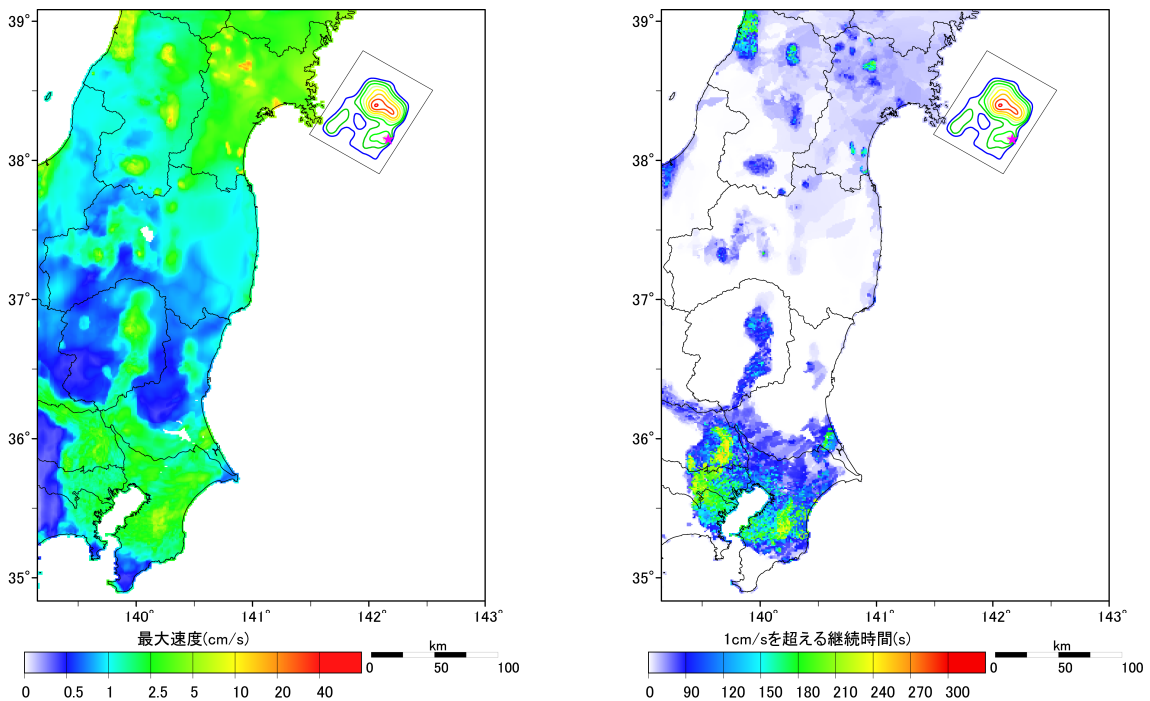


図 4.2 長周期地震動における最大速度の分布 図 4.3 長周期地震動の継続時間の分布

ここで、従来の（短周期の地震動による）震度分布図と比較してみましょう。図 4.4 は 2009 年 7 月に公開された「全国地震動予測地図」で用いられた、1978 年タイプの宮城県沖地震について簡便法を用いて求められた予測震度分布図（地震調査委員会, 2009b）を示しています。本報告書の様な震源断層モデルを用いて地震波形を計算したものとは異なり、平均的な震度分布を表現しています。

これによると、仙台平野の東部では最大震度 6 弱の揺れとなっており、宮城県北西部や山形県内の一部の盆地・庄内平野では震度 5 弱、関東平野では最大でも震度 4 程度と予測されています。いわゆる震度としては震源に近い場所に比べて関東平野は小さくなっていますが、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かそれ以上に長周期地震動が長く続くという明瞭な違いがあることとなります。

図 4.5 にはいくつかの代表地点での速度波形と速度応答スペクトルを示します。なお、示された速度波形は周期 3.5 秒以上の長周期地震動を表現しています。

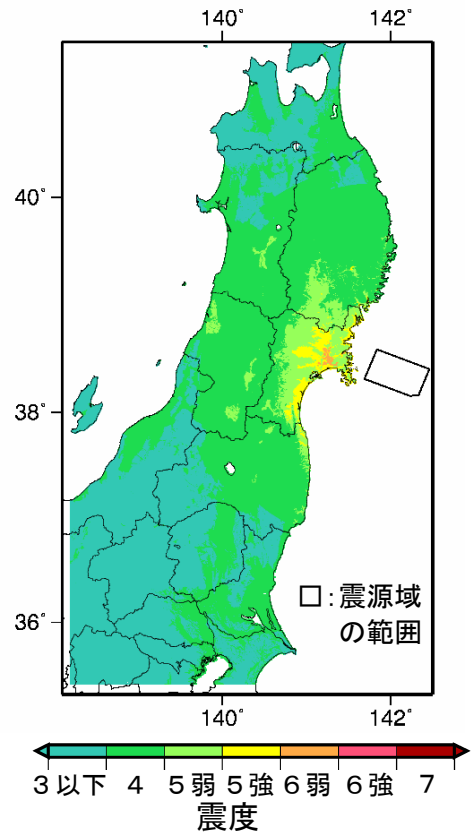


図 4.4 宮城県沖地震 (A1) の簡便法による予測震度分布図（地震調査委員会, 2009b）

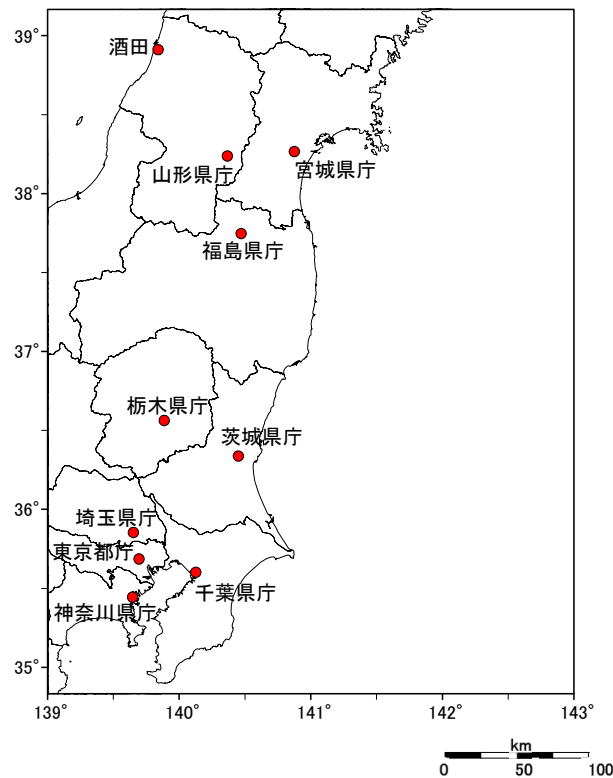


図 4.5-1 計算波形を示した地点

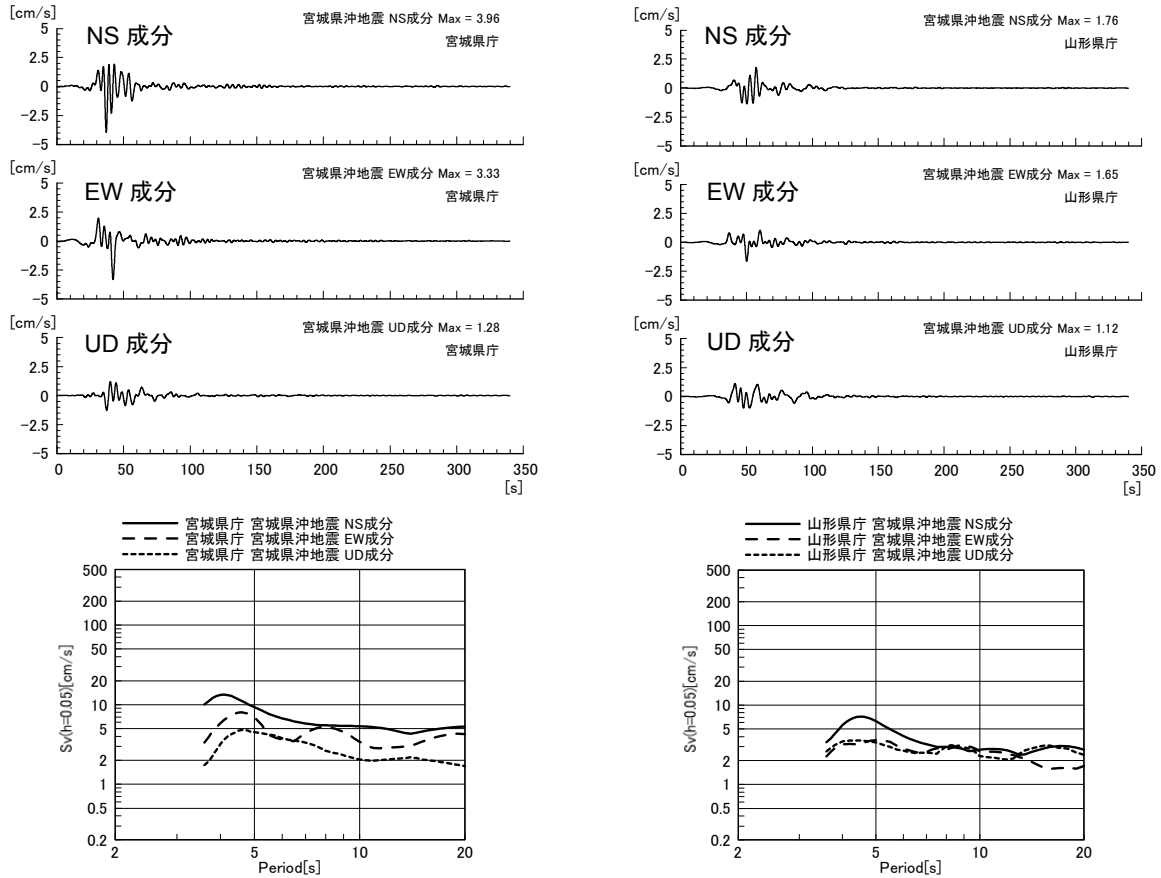


図 4.5-2 計算された速度波形と速度応答スペクトル（左：宮城県庁、右：山形県庁）

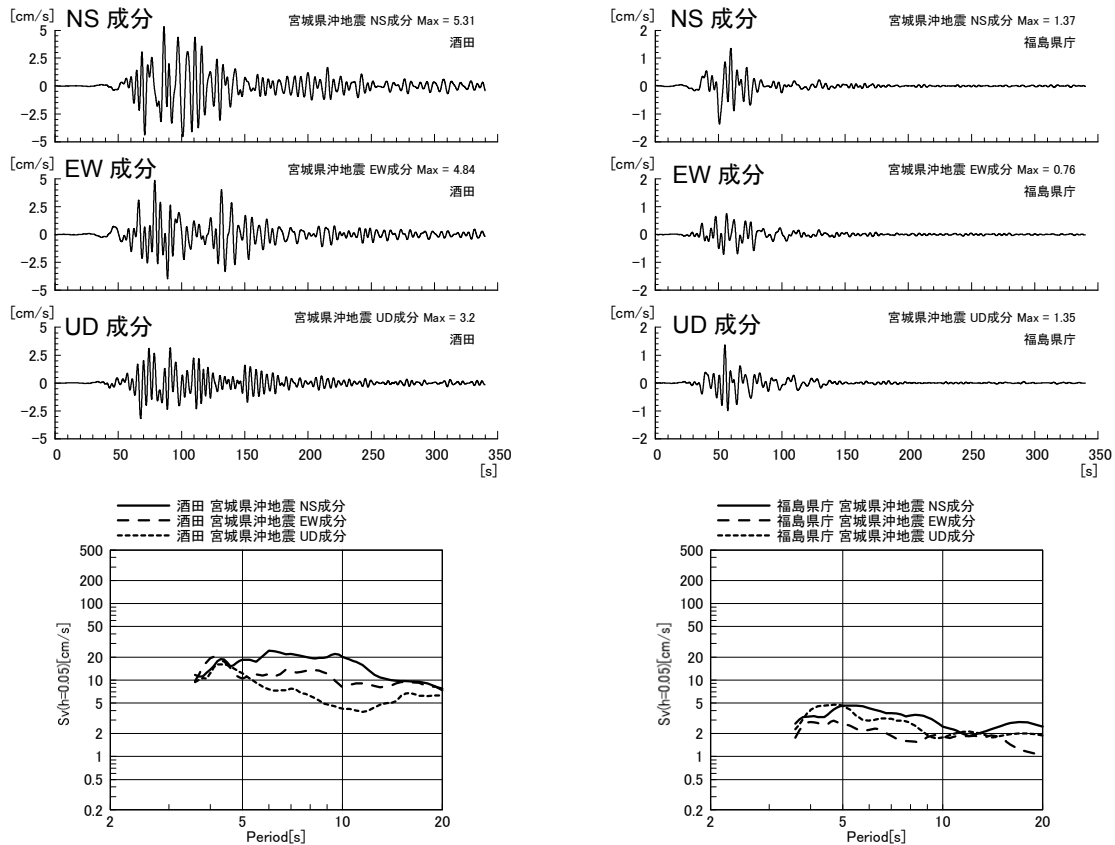


図 4.5-3 計算された速度波形と速度応答スペクトル（左：酒田市役所、右：福島県庁）

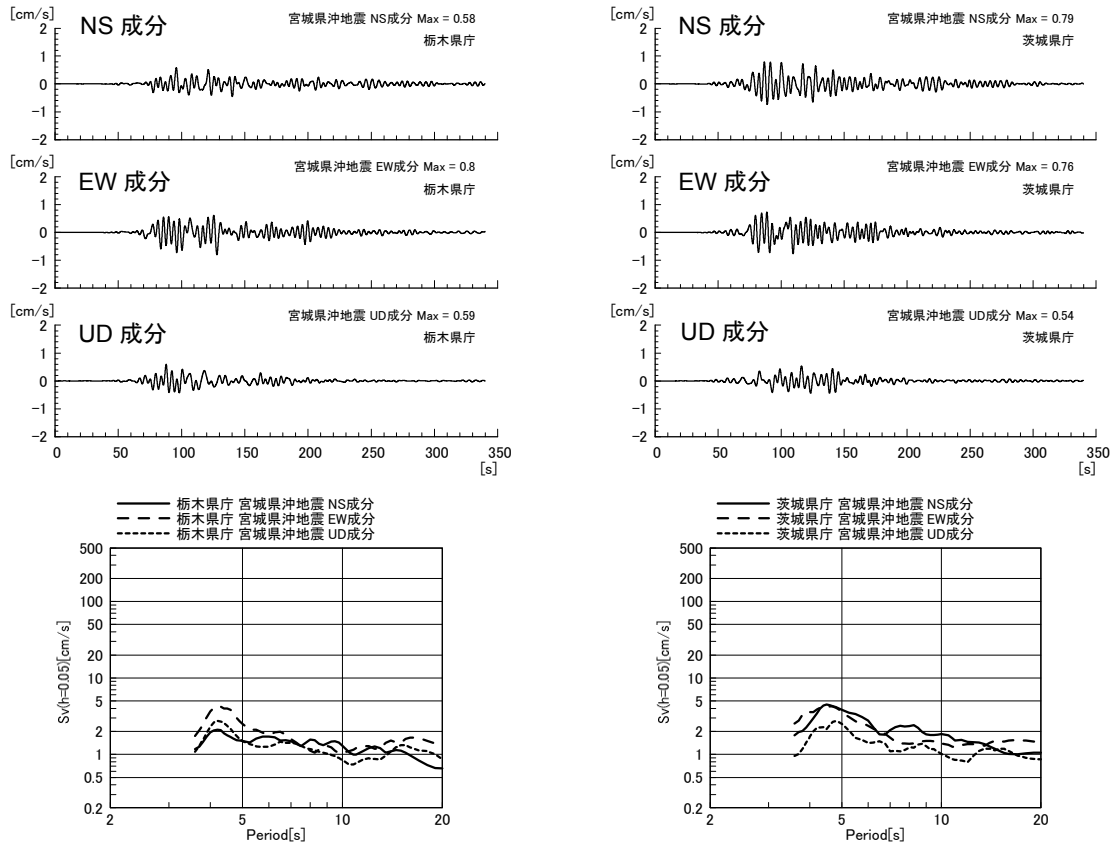


図 4.5-4 計算された速度波形と速度応答スペクトル (左: 栃木県庁、右: 茨城県庁)

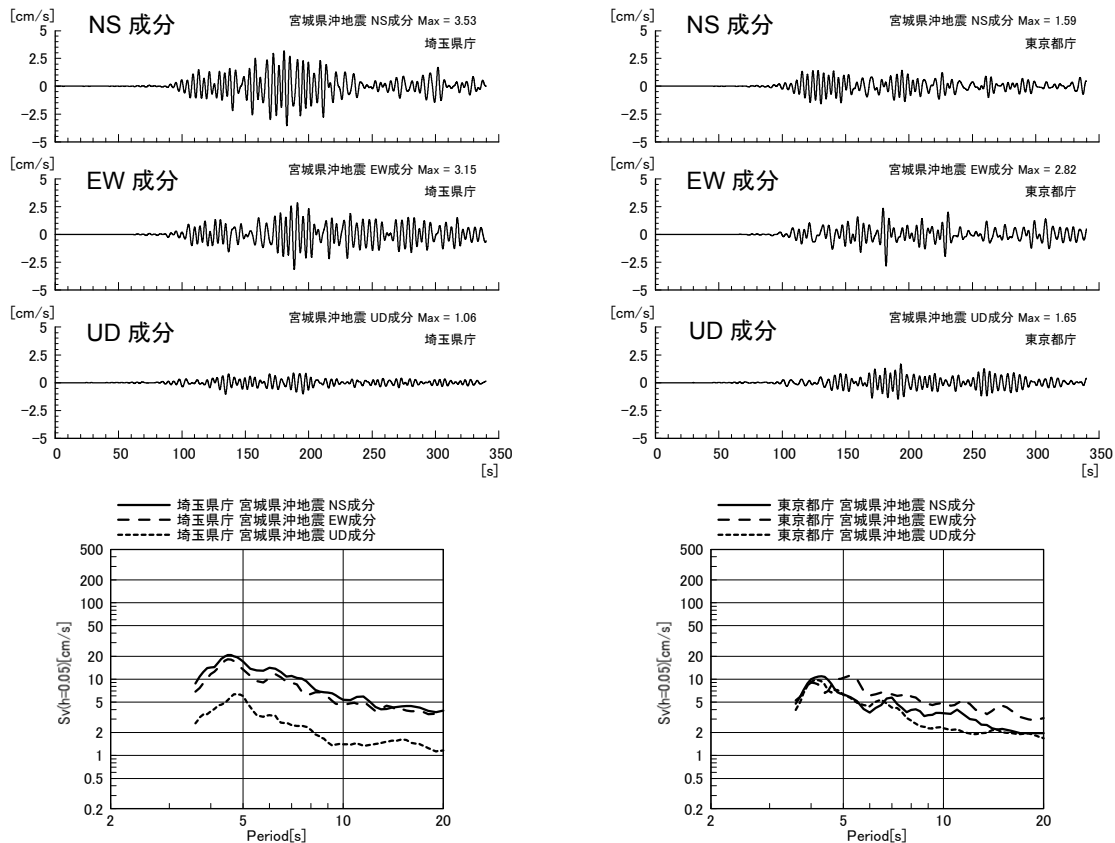


図 4.5-5 計算された速度波形と速度応答スペクトル (左: 埼玉県庁、右: 東京都庁)

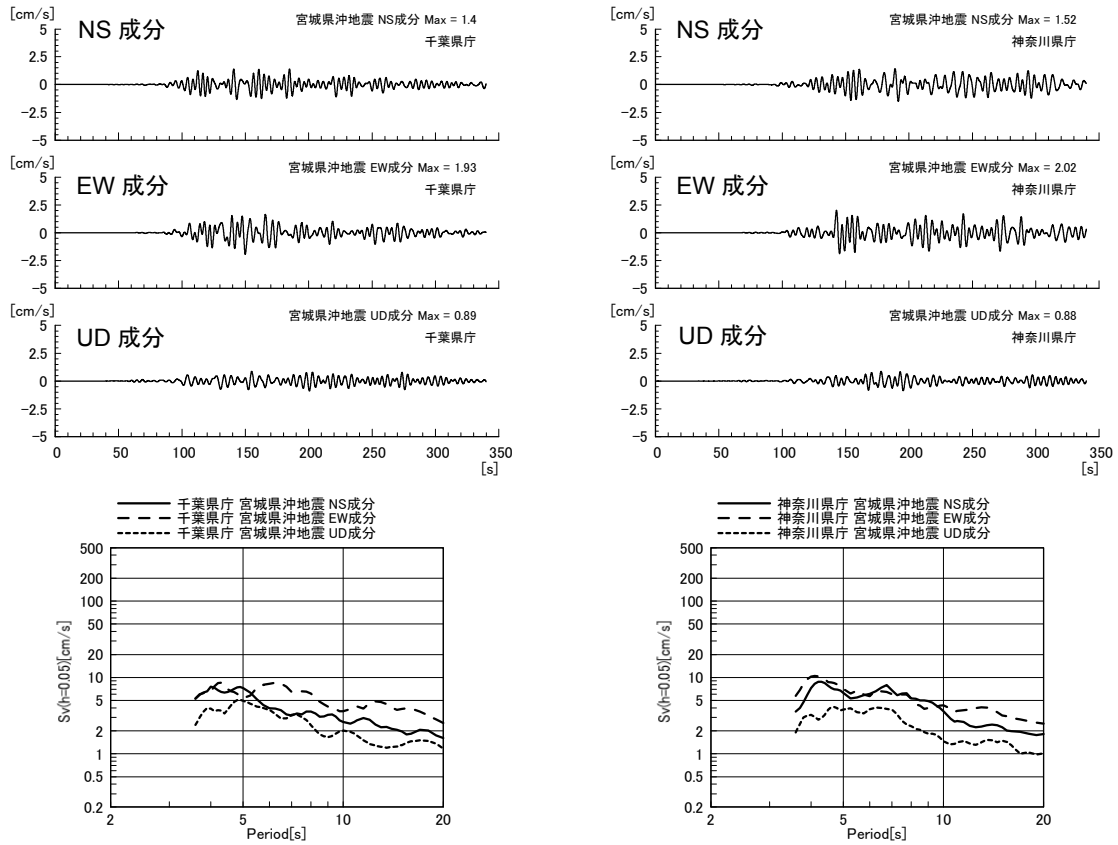


図 4.5-6 計算された速度波形と速度応答スペクトル（左：千葉県庁、右：神奈川県庁）

5. 長周期地震動の予測手法

1章に書きましたように、長周期地震動といえども地震動（地震による地表や地中の揺れ）の一種ですから、それを予測する手法は、一般的な地震動を予測する手法と大きく異なりません。たとえば、地震本部地震調査委員会が2005年から毎年発行してきた「全国を概観した地震動予測地図」や2009年7月に公表した「全国地震動予測地図」では、一般的な地震動を『震源断層を特定した地震の強震動予測手法（「レシピ」）』（たとえば地震調査委員会（2008b）の付録3を参照）に基づいて予測しています。ここでは地震動、中でもこれらの「地震動予測地図」が対象とするような強い揺れ（強震動）の予測手法を、震源特性（震源モデルまたは震源断層モデル）、地下構造モデル、強震動計算、予測結果の検証という四つの構成要素に分けて記述しています（図5.1）。

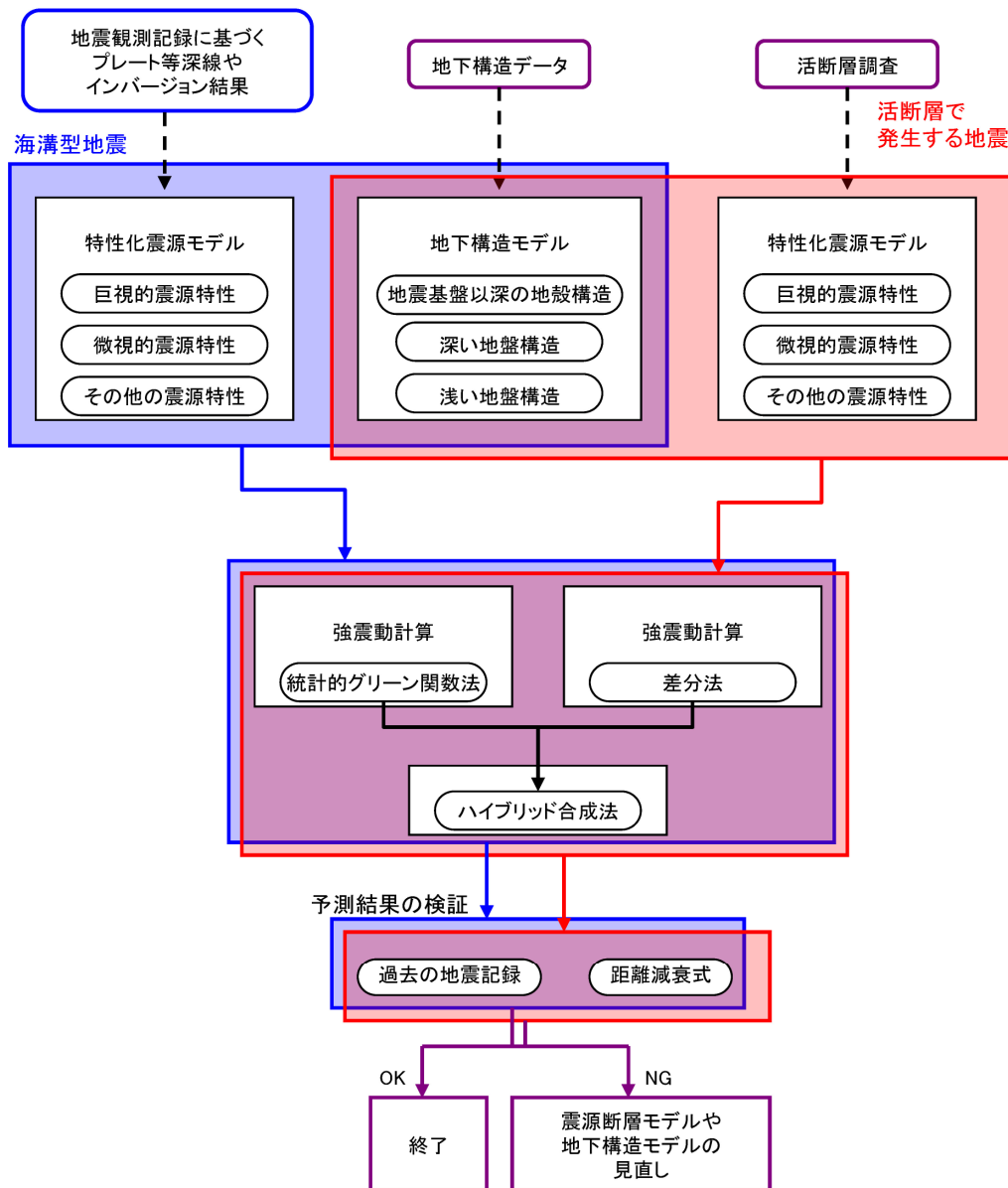


図 5.1 震源断層を特定した地震の強震動予測手法の流れ

長周期地震動も基本的にこの「レシピ」に沿って予測されますが、一般的な地震動との第一の違いは、長周期地震動は地震動の短周期成分を含まないので、「レシピ」のうちこの短周期成分を予測する部分が不要であるという点にあります。図 5.1 では「強震動計算 **統計的グリーン関数法**」と書かれた部分がこれに相当します。また、短周期成分を含まないので、長周期成分と短周期成分とを「**ハイブリッド合成法**」により合成する部分も必要ありません。

第二に、試作版が対象とする地震はすべて海溝型地震ですので、活断層で発生する地震を対象とする震源モデルの部分が不要です。また、対象地震は海溝型地震のうちプレート境界地震と呼ばれる種類の地震です。一般に、プレート境界地震は活断層で発生する地震に比べ発生間隔が短く、かつ似通った震源モデルが繰り返すことが多いと言われています（詳細は6章を参照）。そこで、過去の地震の震源モデルがわかっている場合、その震源モデルに基づいて長周期地震動の予測を行います。一方、過去の地震の震源モデルがわかっていない場合には、「レシピ」（図 5.1）の「特性化震源モデル」と書かれた部分に概ね沿って震源モデルを作成しました（詳細は同じく6章を参照）。

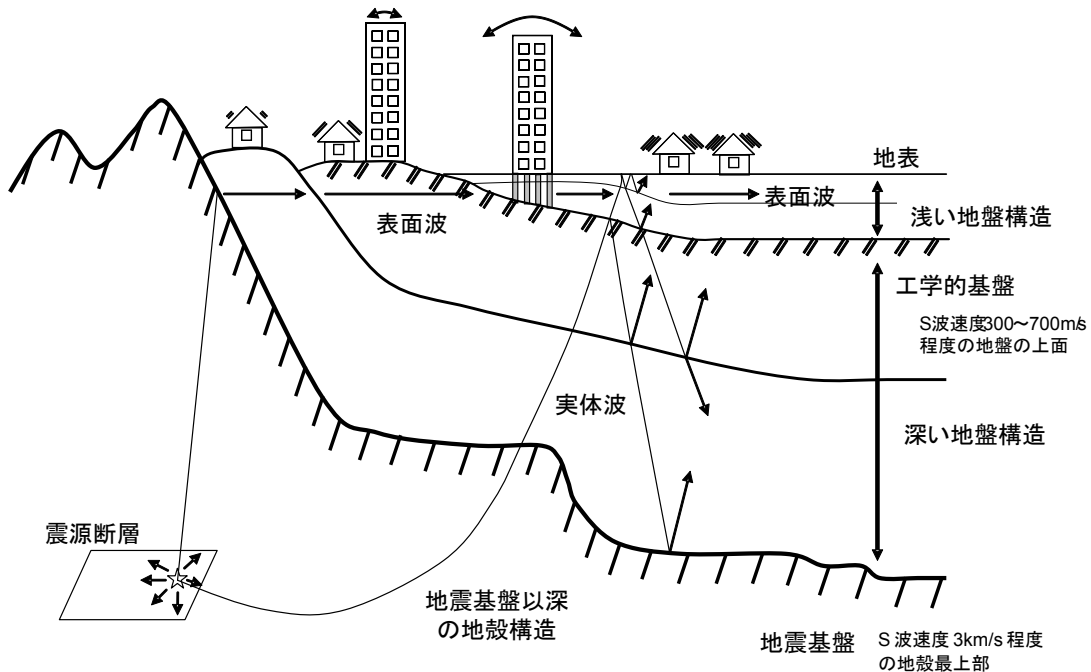


図 5.2 地下構造モデルの模式図（付録 2 の図に同じ）

第三に、長周期地震動は地下構造のうち浅い地盤構造（図 5.2 を参照）に大きく影響されることが少ないという前提に立って、「レシピ」（図 5.1）のうち「地下構造モデル **浅い地盤構造**」の部分は省略されました。それ以外の深い地盤構造と地震基盤以深の地殻構造については、「レシピ」における地下構造モデルの作成法（付録 2 を参照）にしたがってモデル化されました。特に、深い地盤構造に対しては長周期地震動予測における重要性を鑑み、標準的なモデル化手法（図 5.3）に基づいて、0次モデルや0.5次モデルに比べ一段と精度の高い1次モデルが構築されました（詳細は7章を参照）。

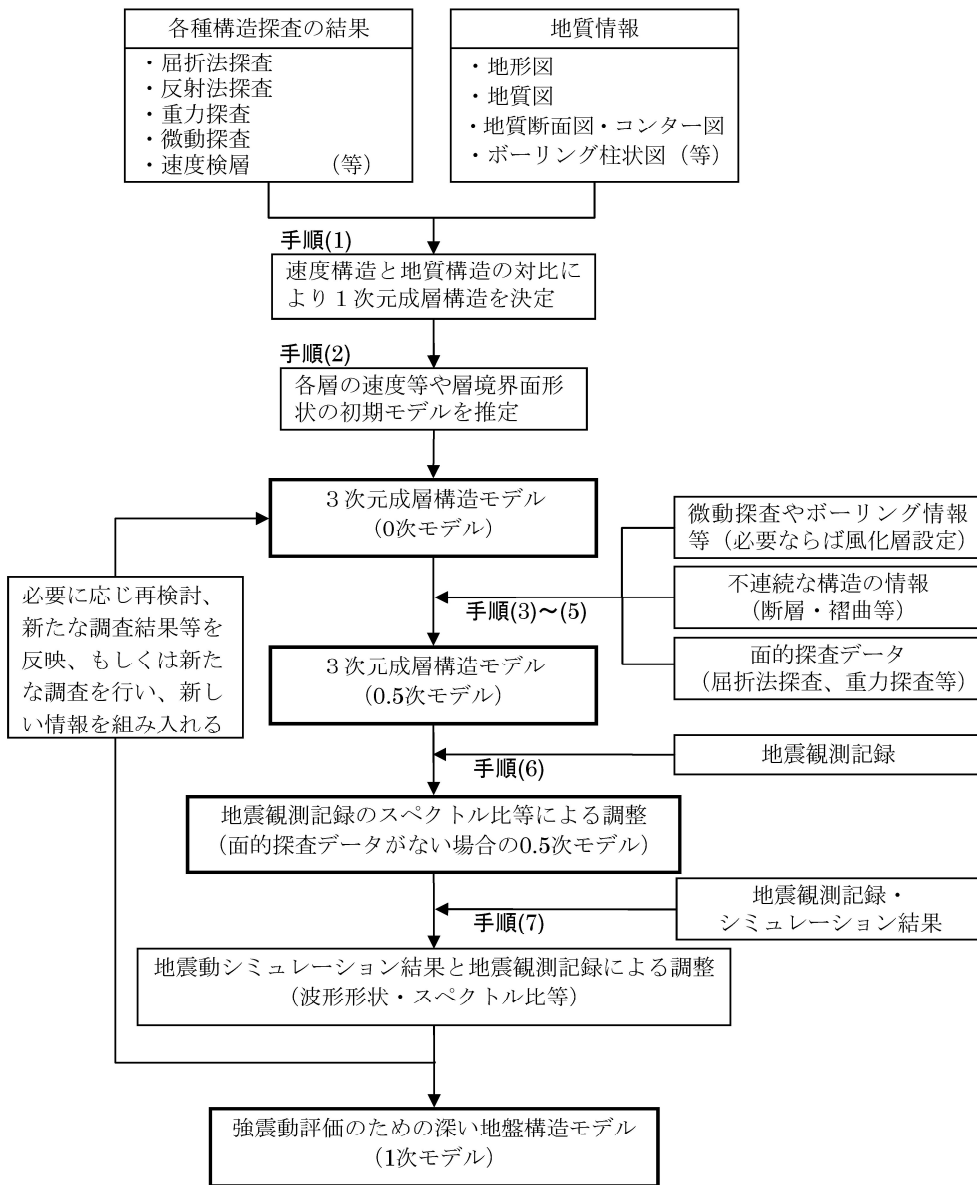


図 5.3 深い地盤構造モデル作成の流れ（付録 2 の付図に同じ）

このように構築された震源モデルや地下構造モデルを用いて、長周期地震動をコンピュータにより計算すること（数値計算）が予測手法の次の段階になります。「全国地震動予測地図」では、一般的な地震動の短周期成分を半経験的手法で、長周期成分を理論的手法で計算し、両者を合成して地震動の予測とするハイブリッド合成法（入倉・釜江, 1999）が採用されています。長周期地震動予測地図でもこのハイブリッド合成法に従うとすると、長周期地震動は一般的な地震動の長周期成分にまさに相当しますから、その計算は理論的手法により行われることとなります。

理論的手法のうち、ここで構築される三次元的に不均質な地下構造に適用可能な手法としては、差分法、有限要素法、境界要素法などが知られており、それぞれ一長一短がありますが、本試作版では差分法を採用しました。想定東海地震と東南海地震に

対しては、差分法のうちでも Pitarka (1999) の定式化に基づくプログラムで数値計算を行い、宮城県沖地震に対しては林・引間 (2001) の定式化に基づくプログラムで数値計算を行いました。数値計算の際には地下構造モデルを離散化 (デジタル化) して小さな格子に分割する必要がありますが、その分割数など数値計算のパラメータは長周期地震動の対象周期に対して適切に選ばなければなりません。こうした数値計算パラメータの例として、想定東海地震と東南海地震のための数値計算パラメータを図 5.4 に示しました。また、Pitarka (1999)、林・引間 (2001) どちらの定式化も地表面が平坦である必要がありますが、現実の地表面は当然凹凸があります。たとえば、この凸部を地下構造モデルから単純に削り取ってしまうと、地表近くの堆積層などが失われて正しい長周期地震動が計算できません。そこで、地表近くの層構造を維持したまま凸部を地中に埋め込む方法 (squashing) を採りました (Aagaard *et al.*, 2008 を参照)。

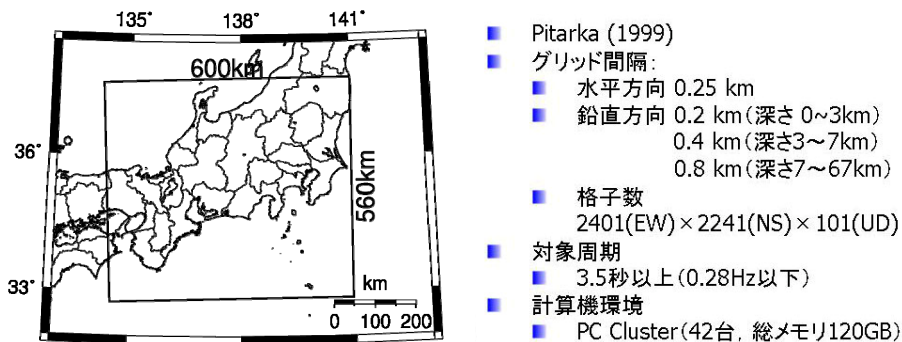


図 5.4 想定東海地震と東南海地震のための数値計算パラメータ

なお、第四の構成要素である予測結果の検証については7章を参照してください。

6. 震源モデルの作成

第6章では、想定東海地震、東南海地震、宮城県沖地震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（たとえば、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、地震波を多く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、プレート境界地震の断層面積やアスペリティ総面積のスケーリングは、Somerville *et al.* (1999) の内陸地殻内地震のスケーリング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の結論を得ています（図 6.1）。

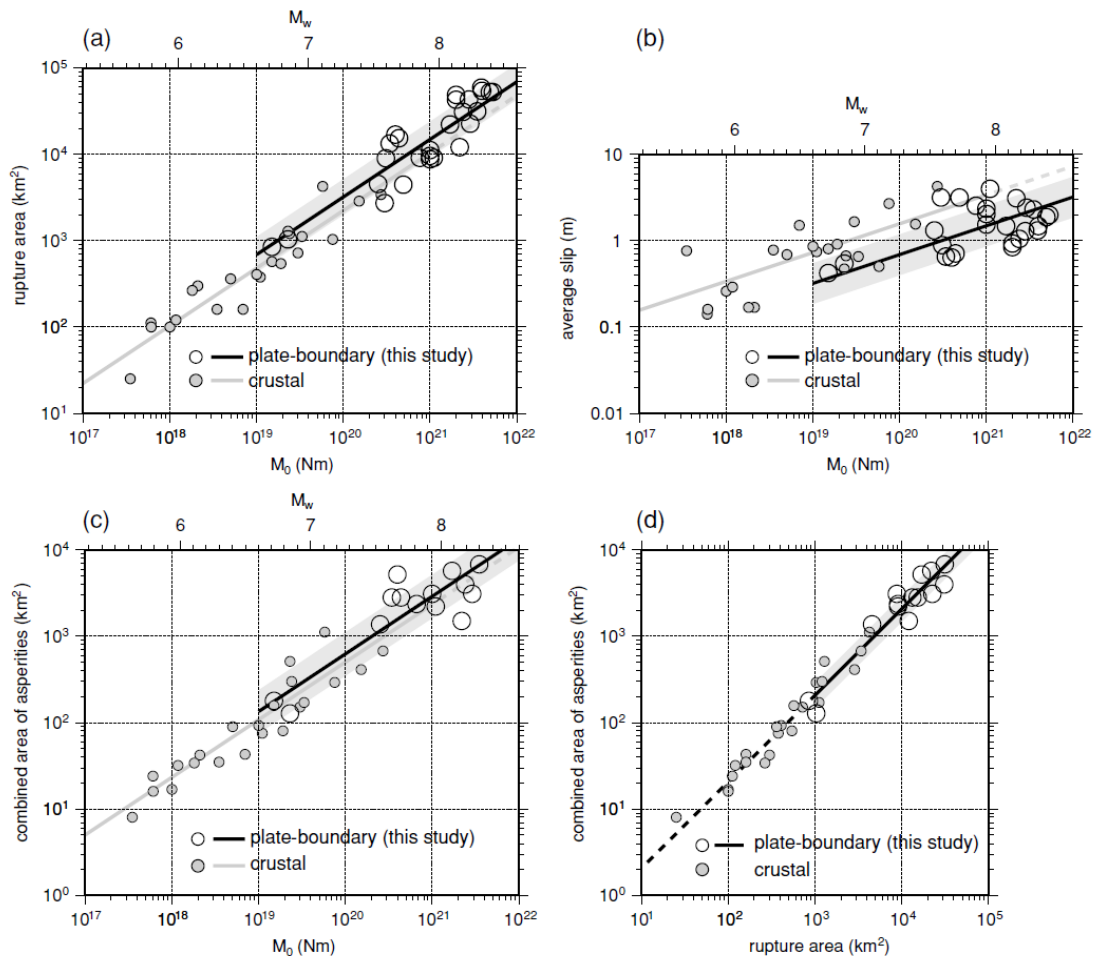


図 6.1 プレート境界地震の断層面積とアスペリティ総面積のスケーリング (Murotani *et al.*, 2008)

そこで本予測地図では、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2通りの方法で作成しました。発生サイクルにおいて過去の地震の震源モデルがわかっている場合、アスペリティが繰り返すことを前提に、その震源モデルを前イベント震源モデル (previous event source model) として用います。一方、過去の地震の震源モデルがわかっていない地震については、震源過程モデルのコンパイルによるスケージング則に基づく特性化震源モデル (characterized source model) を用いることとします。特性化震源モデルとは、巨視的断層パラメータ、微視的断層パラメータ、その他の断層パラメータから構成される震源モデルです。詳細は、地震調査委員会 (2008a) による「震源断層を特定した地震の強震動予測手法 (レシピ)」および入倉・他 (2003) を参照してください。

したがって、過去の地震の震源モデルが得られていない想定東海地震については、プレート境界地震のスケージングを基にした特性化震源モデルを作成します。一方、過去の地震の震源モデルが推定されている東南海地震と宮城県沖地震については、震源インバージョン結果を前イベント震源モデルとして、長周期地震動予測地図の作成に用いました。

6. 1 想定東海地震の震源モデル

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 (たとえば 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。本予測地図では想定東海地震及び東南海地震の震源域について、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度を考慮した震源のモデル化を行いました。想定東海地震については、地震調査委員会 (2009a) によって M 8 程度の地震規模の今後 30 年以内の地震発生確率が 87% (参考値) というモデル化がなされています。想定東海地震は、過去の地震の震源モデルが得られていないので、本予測地図では、地震活動と固着域の関係を参考にアスペリティと背景領域からなる特性化震源モデルを作成しました (図 6.2、表 6.1)。

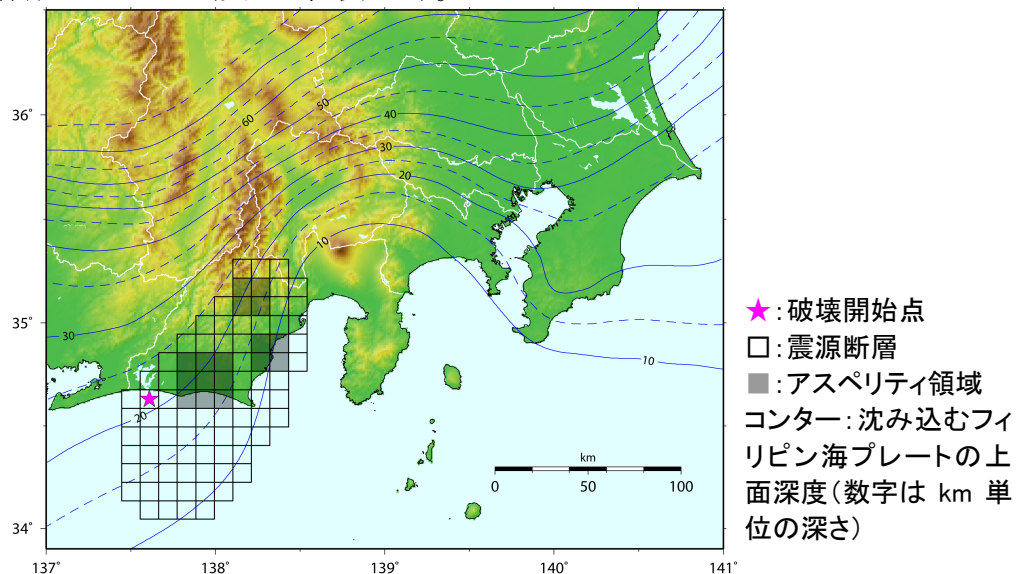


図 6.2 想定東海地震の長周期地震動予測地図のための震源モデル

表 6.1 想定東海地震の特性化震源モデルの断層パラメータ

	断層パラメータ	設定方法	
巨視的断層 パラメータ	走向 θ	プレート形状より	平均 220 (205-235)度
	傾斜 δ	プレート形状より	平均 15 (10-20)度
	すべり角 λ	逆断層	90 度
	断層面積 S	形状評価より	約 9400 km ²
	投影断層面積	$S \cos \delta$	9100 km ²
	静的応力降下量 $\Delta\sigma_c$	仮定	3.0 MPa
	地震モーメント M_0	$S^{1.5} \Delta\sigma_c / (7\pi^{1.5}/16)$	1.12E+21 Nm
	モーメント マグニチュード M_w	$(\log_{10} M_0 - 16.1) / 1.5$	8.0
	剛性率 μ		3.48E+10 N/m ²
	平均すべり量 D	$M_0 / (\mu S)$	3.42 m
	微視的断層 パラメータ	アスペリティ総面積 S_a	$0.19 S$
投影アスペリティ総面積		$S_a \cos \delta$	1700 km ²
投影アスペリティ面積			900, 400, 400 km ²
平均すべり量 D_a		$2.1 D$	7.18 m
地震モーメント M_{0a}		$\mu S_a D_a$	4.46E+20 Nm
応力降下量 $\Delta\sigma_a$		$\Delta\sigma_c S / S_a$	15.8 MPa
ライズタイム T_a		レシピより	5.53, 3.70, 3.70 s
アスペリティの個数		仮定	3
背景領域の面積 S_b		$S - S_a$	約 7614 km ²
投影背景領域面積		$S_b \cos \delta$	7400 km ²
地震モーメント M_{0b}		$M_0 - M_{0a}$	6.73E+20 Nm
平均すべり量 D_b		$M_{0b} / (\mu S_b)$	2.54 m
実効応力 σ_b		$0.2 \Delta\sigma_a$	3.16 MPa
ライズタイム T_b		レシピより	11.11 s
f_{max}		レシピより	6 Hz
すべり時間関数		中村・宮武 (2000)	
その他の断層 パラメータ	破壊伝播様式	レシピより	同心円状
	破壊伝播速度 V_r	仮定	2.7 km/s

まず、地震調査委員会 (2001) および中央防災会議 (2001) による震源域の形状と、Hyndman *et al.* (1997) による温度の拘束条件を考慮し、馬場・他 (2006) によるフィリピン海プレートの深さ約 10~25 km の間に概ね収まる湾曲した曲面を震源域としました。平均応力降下量には、過去の南海トラフのプレート境界地震を参考に 3.0 MPa を与え、円形クラックの式を適用すると、地震規模は モーメントマグニチュード (以下 M_w と略記) 8.0 となります。次に、微視的断層パラメータを設定します。アスペリティは、松村 (2002) による地震活動と固着域の関係を参考に 3 個設定しました。これらのアスペリティ位置は、浜名湖の北西側で生じた東海スローイベントの領域 (Ozawa *et al.*, 2002; Ohta *et al.*, 2004; Miyazaki *et al.*, 2006) と相補的になるように配置

されています。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、Murotani *et al.* (2008) のプレート境界地震のスケーリング則に基づきそれぞれ 19%、2.1 倍としました。その結果、アスペリティモデルを適用すると、アスペリティの応力降下量は 15.8 MPa となります。すべり速度時間関数には、中村・宮武 (2000) を用いています。なお、小断層はフィリピン海プレート上面より 1 km 浅い場所に設定しました。最後に、その他の断層パラメータを設定します。想定東海地震の破壊開始点は、Heki and Miyazaki (2001) による GPS 解析結果や Hori (2006) によるサイクルシミュレーション結果を参考に、東海スローイベントの終端部分に近い西側の部分に配置しました。断層は、破壊開始点から同心円状に広がりながら、北東方向に割れ進むと仮定し、その破壊伝播速度は、震源域近傍の平均的な S 波速度を超えないように 2.7 km/s と設定しました。

想定東海地震の震源モデルは上記のように作成されましたが、特性化震源モデルを海溝型巨大地震に適用した長周期地震動予測においては、すべり量や破壊伝播速度に不均質性を導入することが有効であると考えられています (たとえば Hisada, 2000; Sekiguchi *et al.*, 2008; 渡辺・他, 2008)。今後、研究の進展や手法の改良に伴い、より高精度な長周期地震動予測が待ち望まれます。

6. 2 東南海地震の震源モデル

東南海地震については、地震調査委員会 (2009a) によって M 8.1 前後の地震規模の今後 30 年以内の地震発生確率が 60~70%という長期評価がなされています。過去の震源過程が推定されている東南海地震では、近地波形インバージョンを行った山中 (2004) による 1944 年東南海地震の震源モデル (図 6.3) を、長周期地震動予測地図の震源モデルとして採用しました。

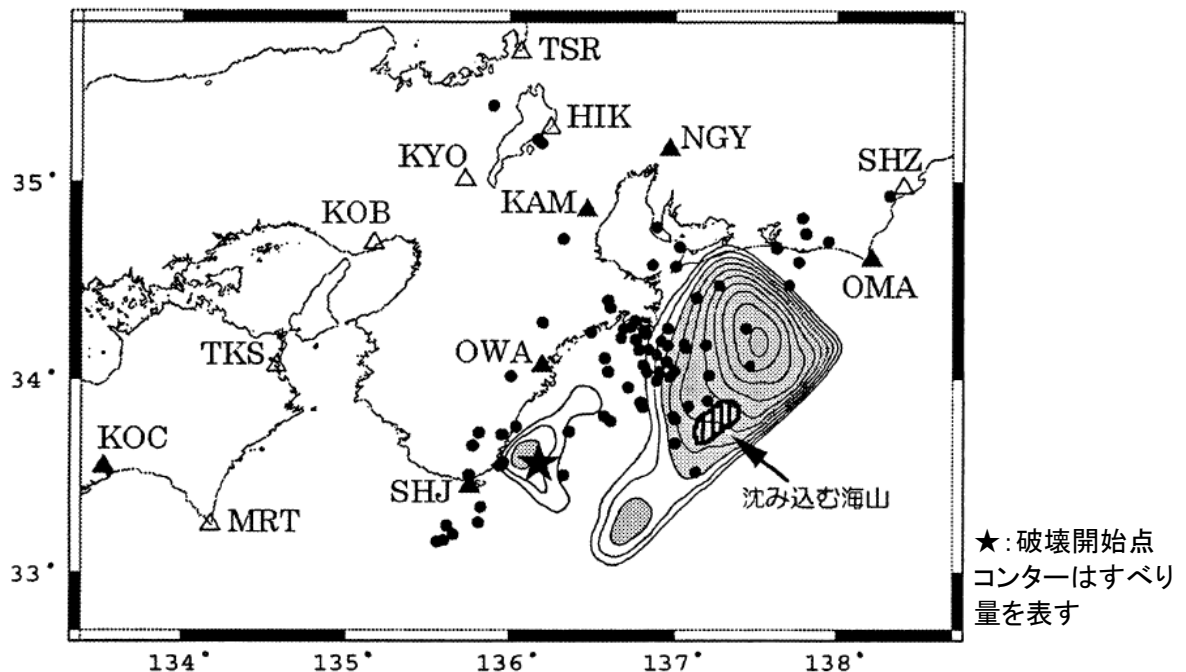


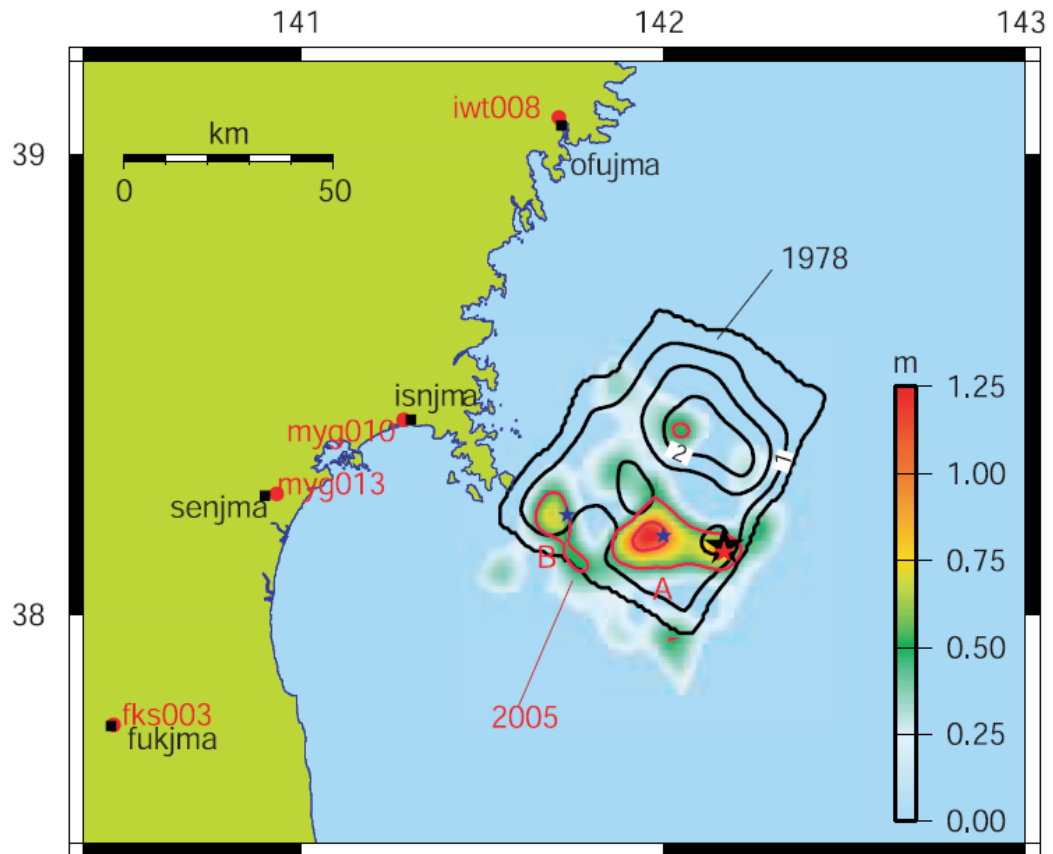
図 6.3 東南海地震の長周期地震動予測地図のための震源モデル (山中, 2004)

1944年東南海地震は、紀伊半島の南西部から破壊が始まり、北東に向かって割れ進んだとされています。山中(2004)では、震源域の北東の浅い位置にアスペリティが求められており、地震規模は M_w 8.1と推定されています。この震源モデルの平均応力降下量は1.23 MPaで、想定東海地震で設定されている3.0 MPaよりは小さい値となっていますが、他の1944年東南海地震の震源モデル(たとえば、Ichinose *et al.*, 2003)と似た値となっています。震源インバージョンで設定されている断層面は一枚の平面であるため、これらの結果を長周期地震動予測に使用する場合、海域構造を含む三次元地下構造モデルのプレート境界に沿って再配置する必要があります。本予測地図では、震源モデルの小断層をフィリピン海プレート上面より1 km 浅い場所に配置しています。

6. 3 宮城県沖地震の震源モデル

宮城県沖地震については、地震調査委員会(2009a)によって M 7.5 前後の地震規模の今後30年以内の地震発生確率が99%という長期評価がなされています。また、地震調査委員会長期評価部会(2002)によって形状評価が、地震調査委員会(2005)によって特性化震源モデルに基づいた強震動評価が行われています。本予測地図では、宮城県沖地震の長周期地震動予測地図作成に向けて、上記の形状評価と海陸における制御震源地震探査データに基づき構築された太平洋プレートの上面深度、および最新の震源インバージョン結果を考慮した震源のモデル化を行いました。

宮城県沖地震は、1978年宮城県沖地震と2005年宮城県沖の地震の震源インバージョンをはじめ、アスペリティや破壊開始点の繰返しに関する研究が行われています(たとえば、Yamanaka and Kikuchi, 2004; Okada *et al.*, 2005; 海野・他, 2007; 柳沼・他, 2007; Wu *et al.*, 2008)。ここでは、強震波形インバージョンを行ったWu *et al.* (2008)による1978年宮城県沖地震の震源モデル(図6.4)を、長周期地震動予測地図の作成にあたって採用しました。1978年宮城県沖地震の震源インバージョンでは、震源域の北側に大きなアスペリティが1つ、南側に小さなアスペリティが2つ推定されています。そのうち南側の領域は、2005年宮城県沖地震の破壊域とほぼ重なっていることが震源インバージョン比較および強震波形比較より示されています。また、破壊は震源域南東部の太平洋プレートの浅い部分から深い方向へ進んだと推定されています。Wu *et al.* (2008, 2009)の震源インバージョン結果から算出された地震規模は M_w 7.6、その平均応力降下量は1.65 MPaとなり、Murotani *et al.* (2008)によって得られている日本周辺のプレート境界地震の平均応力降下量1.4 MPaとは近いものの、地震調査委員会(2005)や中央防災会議(2005)で採用されている7.0 MPaや4.0 MPaといった値より小さい特徴があります。震源インバージョンで設定されている断層面は一枚の平面であるため、これらの結果を長周期地震動予測に使用する場合、海域構造を含む三次元地下構造モデルのプレート境界に沿って再配置する必要があります。本予測地図では、震源モデルの小断層を太平洋プレート上面より1 km 浅い場所に配置しています。



★:破壊開始点
コンターはすべり
量を表す

図 6.4 宮城県沖地震の長周期地震動予測地図のための震源モデル (Wu et al., 2008)
(黒線: 1978 年の宮城県沖地震の震源モデル)

7. 地下構造モデルの作成

7. 1 想定東海地震・東南海地震のための地下構造モデル

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。想定東海地震、東南海地震とも震源域の主要部分が海域にあるだけでなく、首都圏や中京圏、近畿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、太平洋沿岸の海域を含めた、図 5.4 に示す領域の地下構造モデルを作成しました。また、モデルを作成する深さは地震動が伝わる深さを考慮して約 70 km までとしました。

表 7.1 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
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	
12	4.2	2.40	2.45	400	
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
15	6.0	3.53	2.70	400	上部地殻
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

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次モデルの作成がすでに行われています（Tanaka *et al.*, 2005; 田中・他, 2006; Iwata *et al.*, 2008）。表 7.1 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。なお、想定東海地震と東南海地震に対して用いられる Pitarka (1999)の数値計算手法（5章を参照）では、地震動の減衰（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

とり入れられています。表 7.1 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、参照周期 T_0 としては 5 秒を用いました。また、地震基盤以深の地殻構造は大局的に、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 7.1 はこのフィリピン海プレート上面の深度分布を、図 7.2 には図 7.1 に示す直線 A-A' における 1 次モデルの断面図を示します。この 1 次モデルをさらに改良する作業を以下のように行いました。

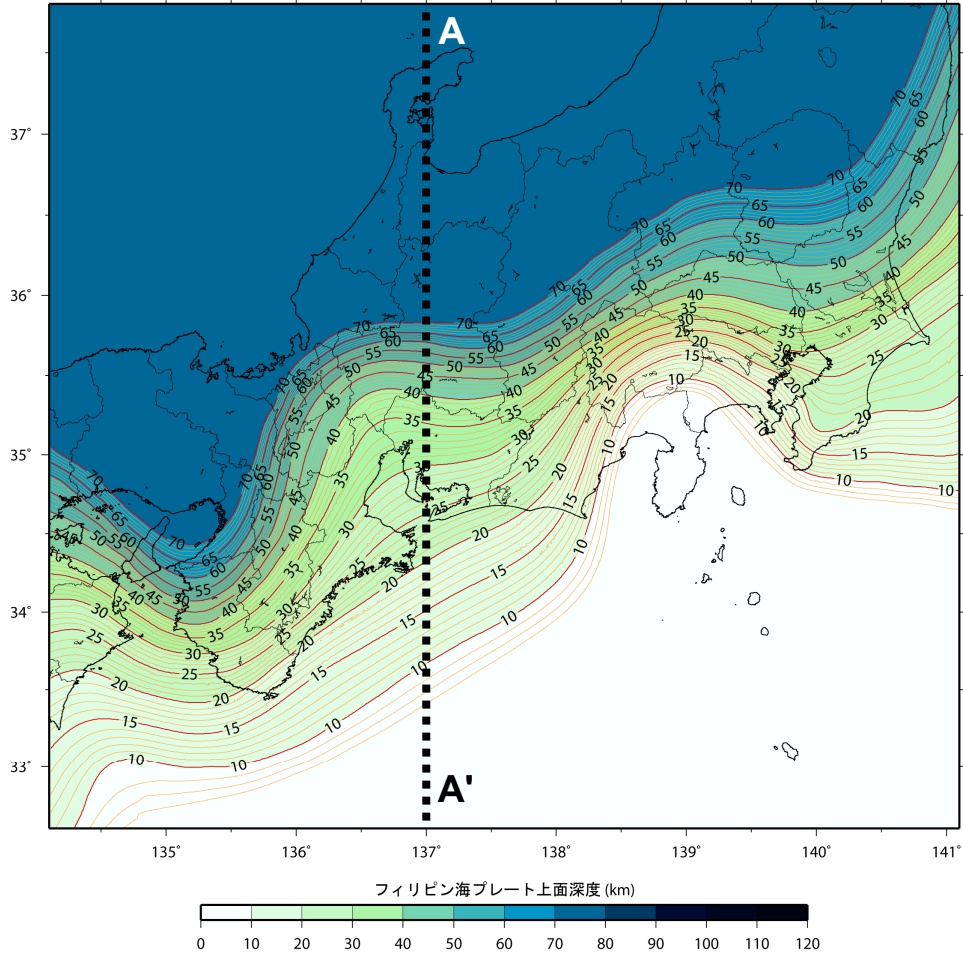


図 7.1 フィリピン海プレート上面の深度分布 (数字は km 単位の深さ)

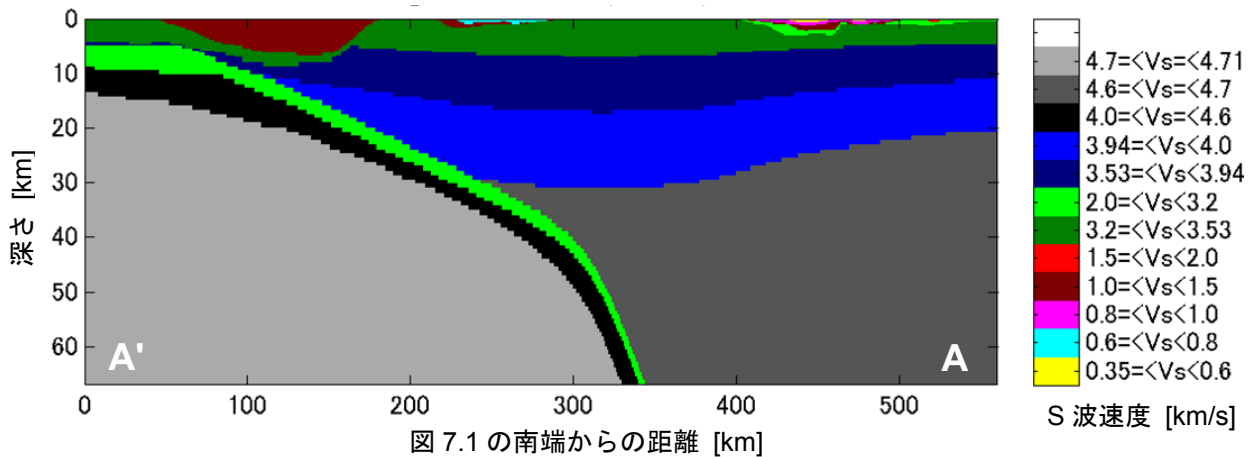


図 7.2 A-A'における地下構造モデルの断面図

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確認することができます。2001年4月3日の静岡県中部の地震（マグニチュード M 5.1）と2004年9月5日の紀伊半島南東沖の地震の前震（ M 7.1）による地震動を、Pitarka (1999)の三次元差分法により数値計算しました。しかし、想定東海地震と東南海地震では震源の効果で強い地震動が現れると考えられる静岡県、山梨県南部、神奈川県西部周辺で、地震動の再現性が十分ではありませんでした。そのため、これら地域での地震動の再現性が向上するように、上記の1次モデルの付加体とその周辺を中心に改良しました。図7.3はS波速度が1.3 km/s と3.2 km/s の層の上面深度を改良前後で比較したものです。図7.4と図7.5に示す改良前後の計算地震動と観測地震動の比較から、改良により観測の再現性が向上したことが確認できます。また、図7.6に示す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。最後に1944年東南海地震による東京大手町の地震動の数値計算を実施しました。図7.7に示すように過去の巨大地震においても、Midorikawa *et al.* (2006)による観測地震動がおおむね再現されています。

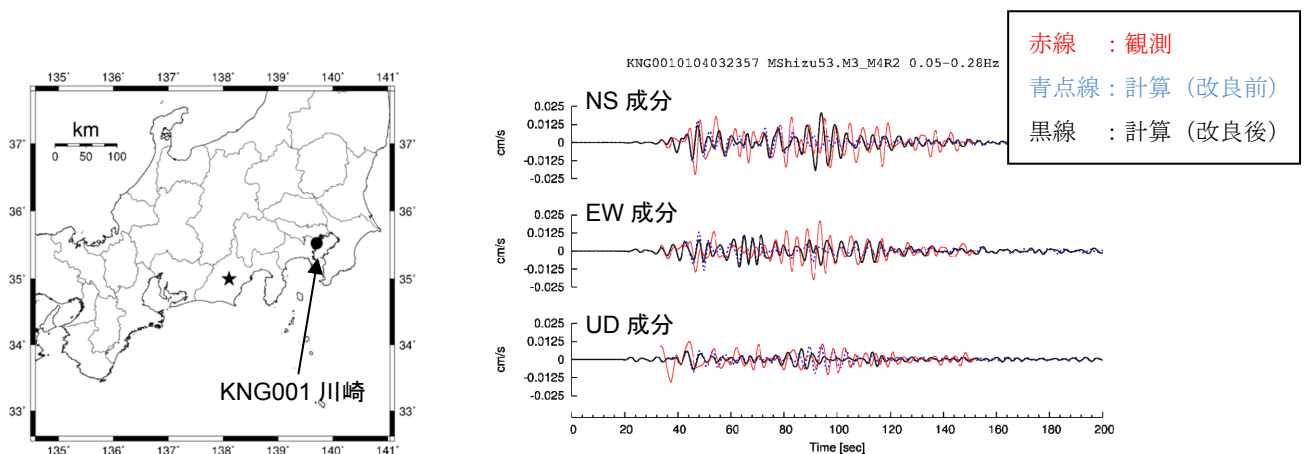
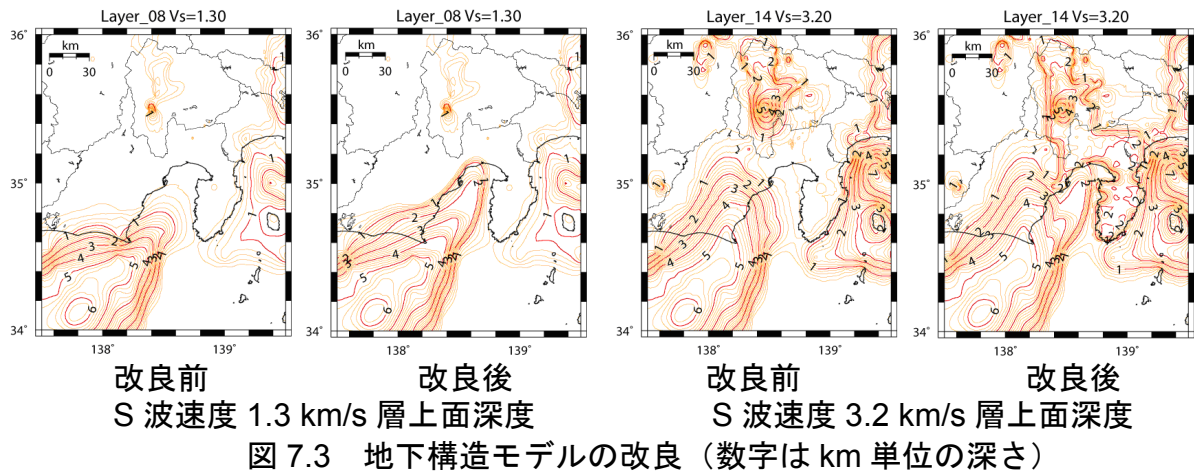


図 7.4 改良1次モデルによる2001年静岡県東部の地震★ (M 5.1) のKNG001観測点（川崎）における長周期地震動の再現性向上

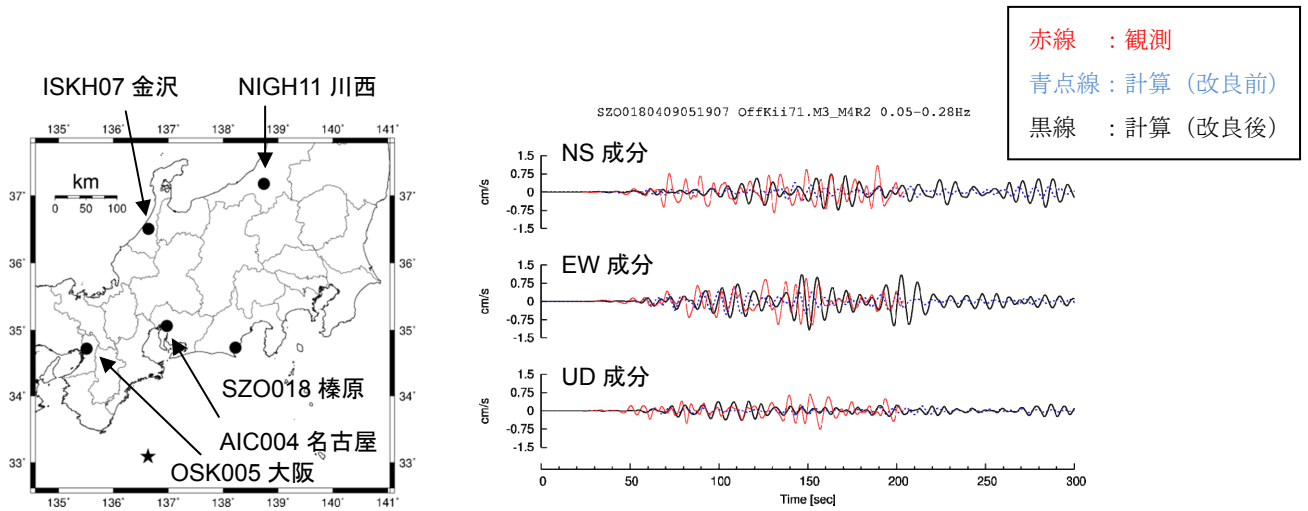


図 7.5 改良1次モデルによる2004年紀伊半島南東沖の地震の前震★(M 7.1)のSZO018観測点(榛原)における長周期地震動の再現性向上

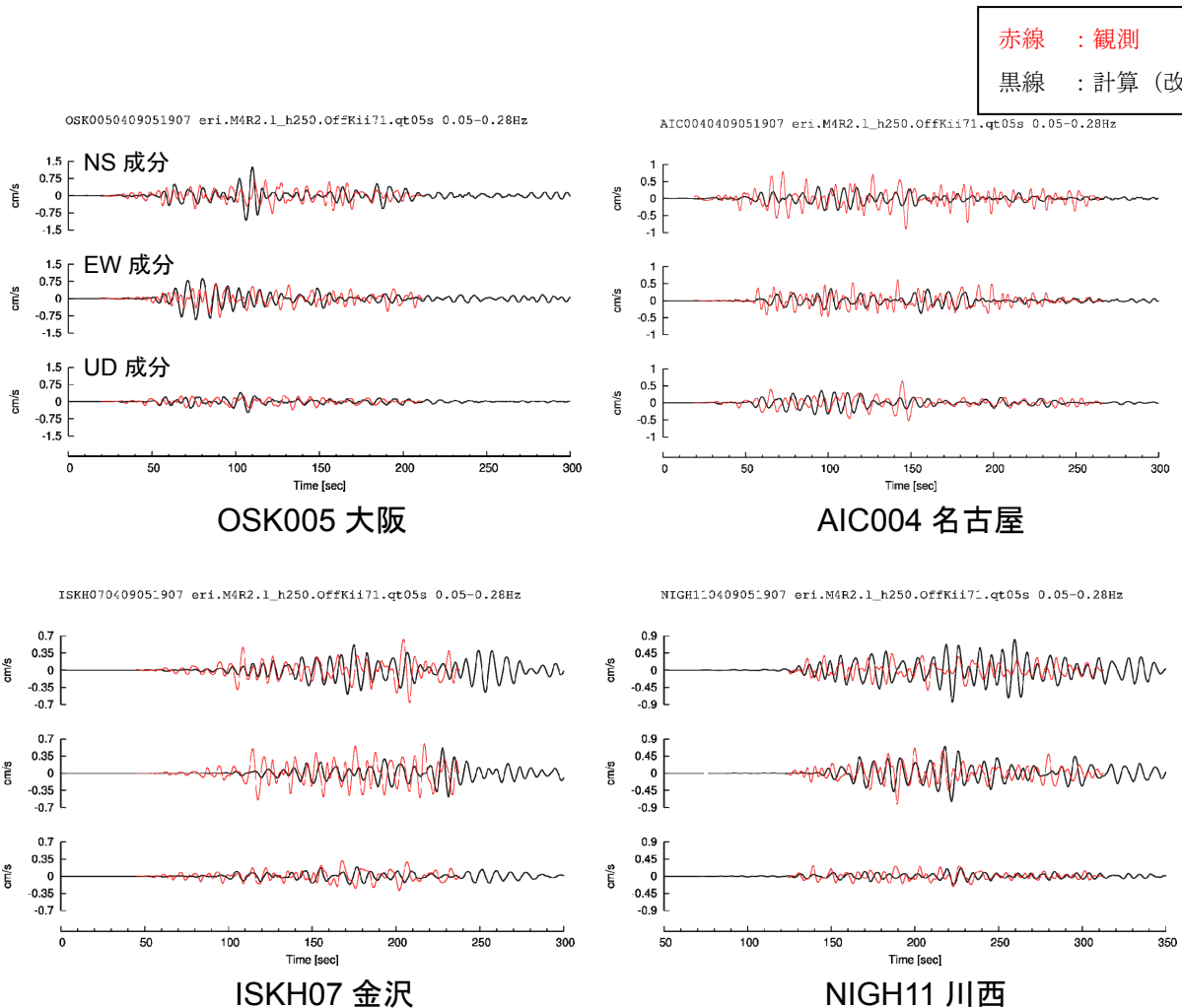


図 7.6 2004年紀伊半島南東沖の地震の前震(M 7.1)の長周期地震動の再現

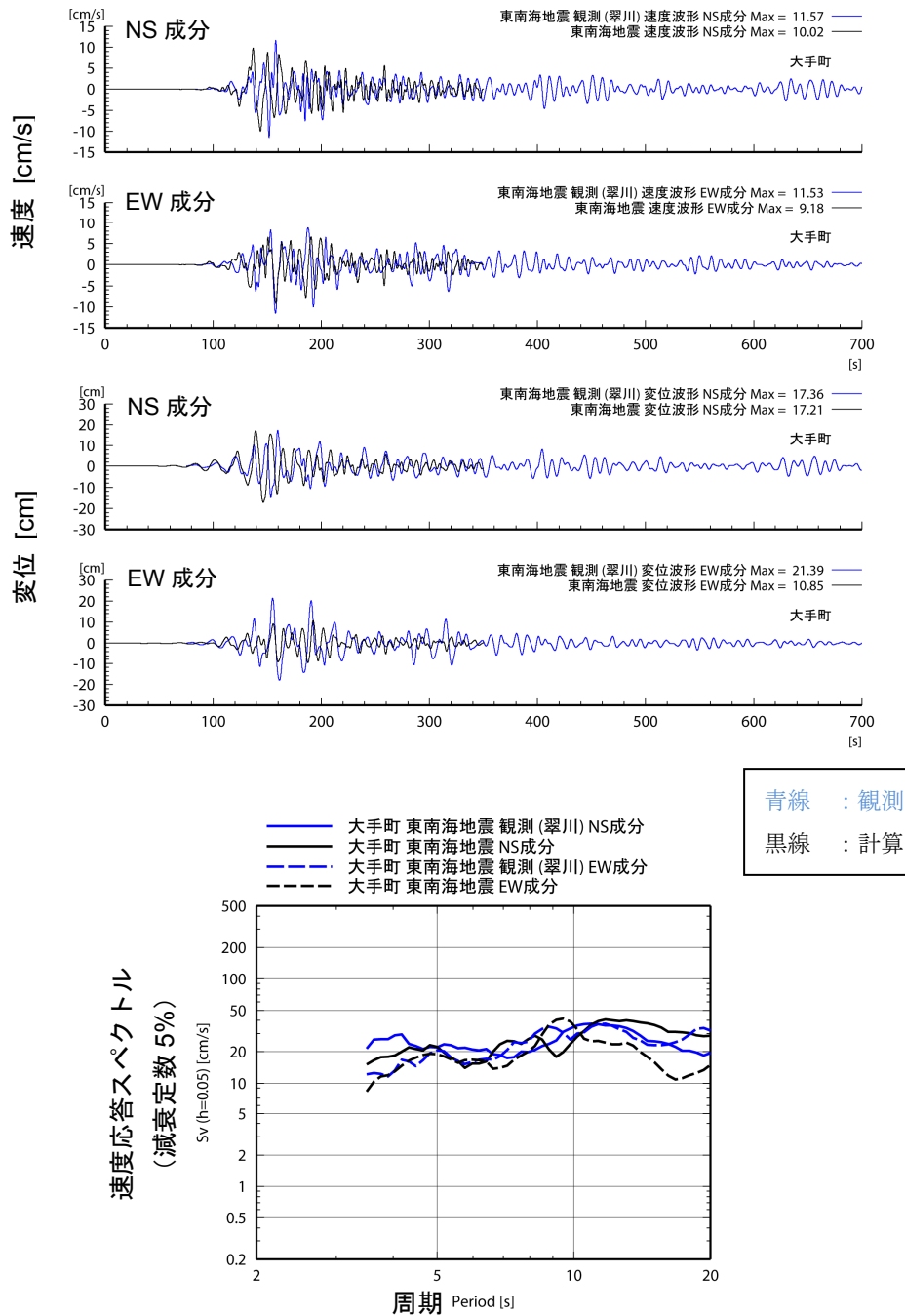


図 7.7 1944 年東南海地震の東京大手町における長周期地震動の再現（観測記録は Midorikawa et al., 2006 による）

図 7.8 は多くの地域で堆積層の底面に相当する、S 波速度が 3.2 km/s の地震基盤（表 7.1 の中の第 14 層）の上面の深さ分布を示しています。この図で四角で囲んだ関東平野、濃尾平野、大阪平野では地震基盤がすり鉢状に凹んでいます。図 7.9、図 7.10、図 7.11 はそれぞれ関東平野、濃尾平野、大阪平野における代表的な堆積層や地震基盤の上面深度です。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。

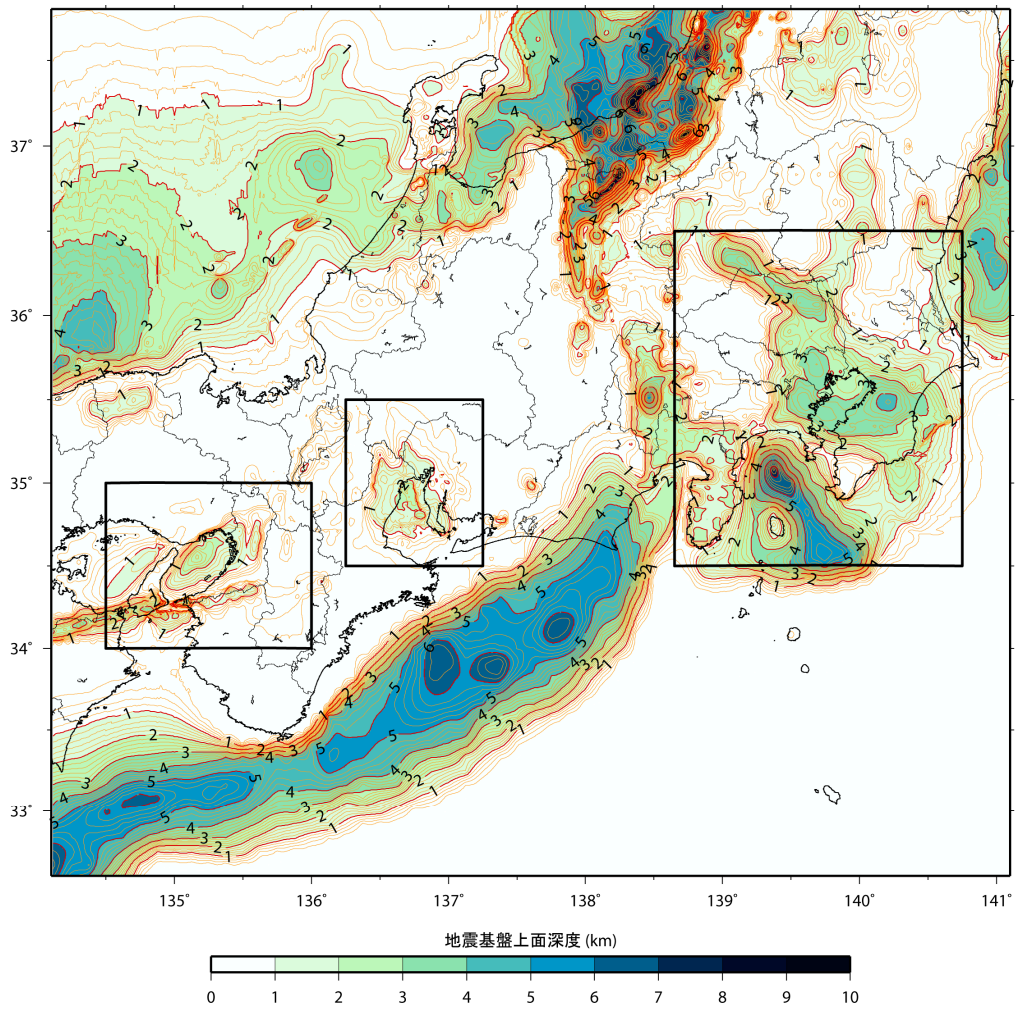


図 7.8 地震基盤 (S 波速度 3.2 km/s) の上面深度 (数字は km 単位の深さ)

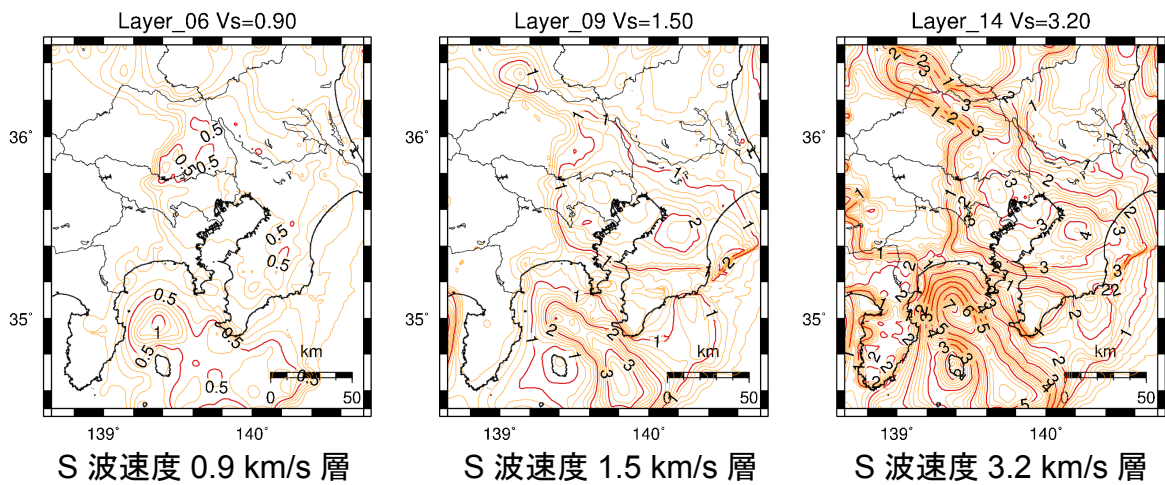


図 7.9 関東平野における代表的な堆積層・地震基盤の上面深度 (数字は km 単位の深さ)

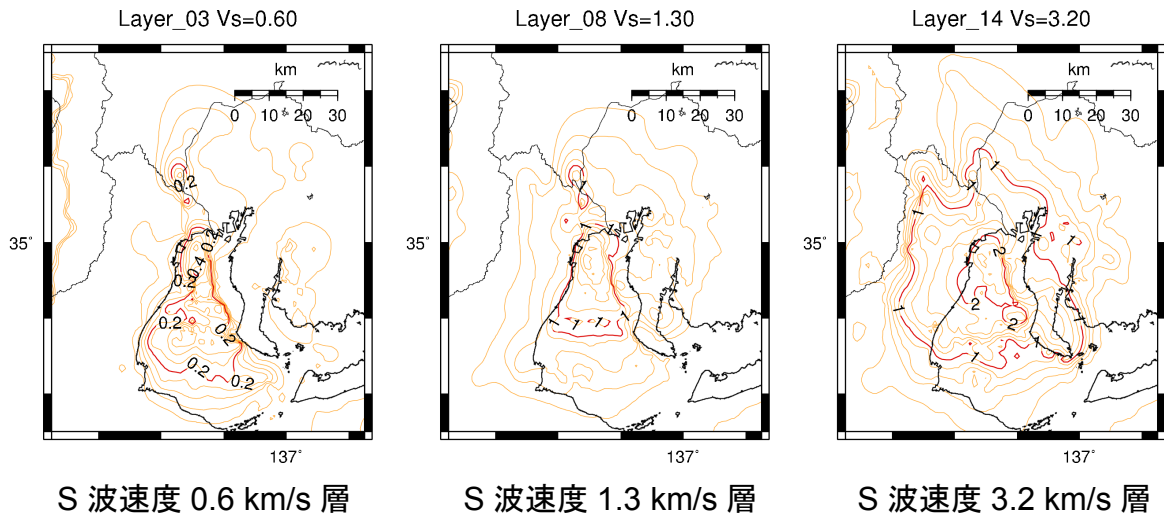


図 7.10 濃尾平野における代表的な堆積層・地震基盤の上面深度（数字は km 単位の深さ）

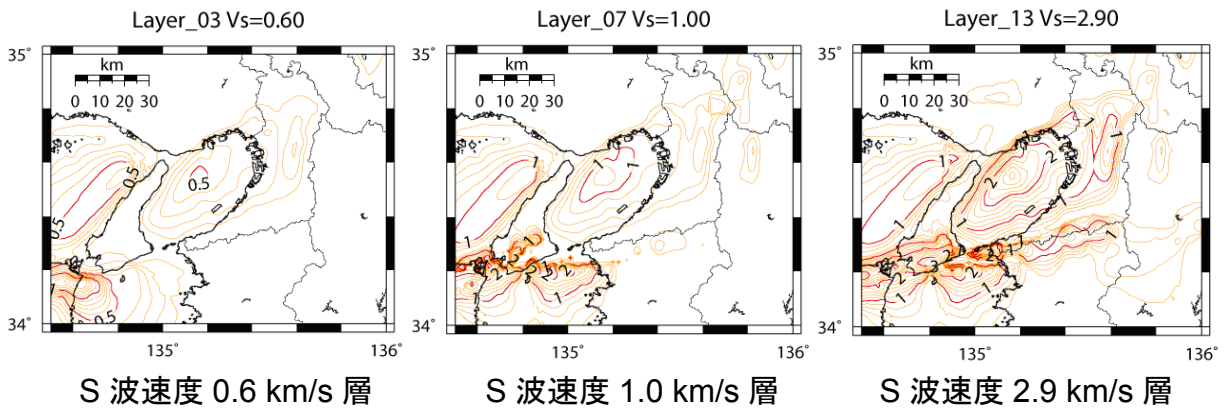


図 7.11 大阪平野における代表的な堆積層・地震基盤の上面深度（数字は km 単位の深さ）

7. 2 宮城県沖地震のための地下構造モデル

宮城県沖地震の長周期地震動予測地図のために利用可能な地下構造モデルには藤原・他(2006)の0次モデルしか存在しなかったため、この0次モデルを拡充することから始めました。宮城県(2005)などの自治体(「交付金による地下構造調査」)や電力会社、石油公団などが行った物理探査の結果や地質断面図を収集して(図7.12と図7.13)、改良0次モデルを構築しました。

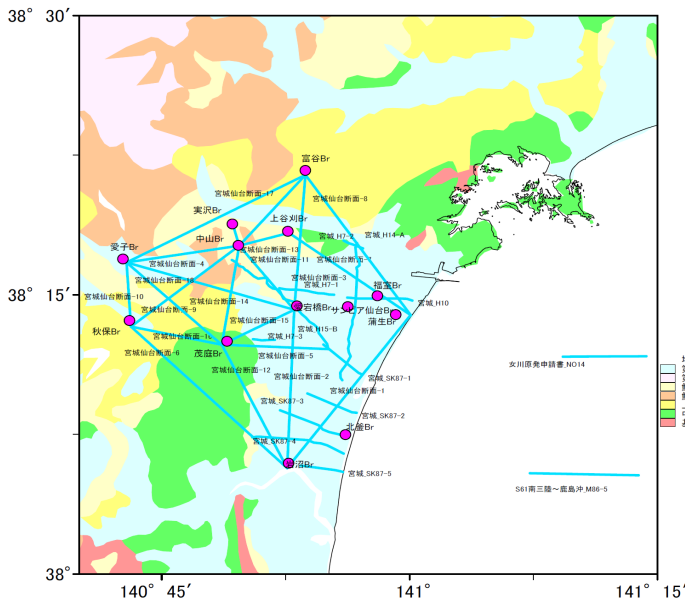


図 7.12 宮城県周辺の物理探査データ

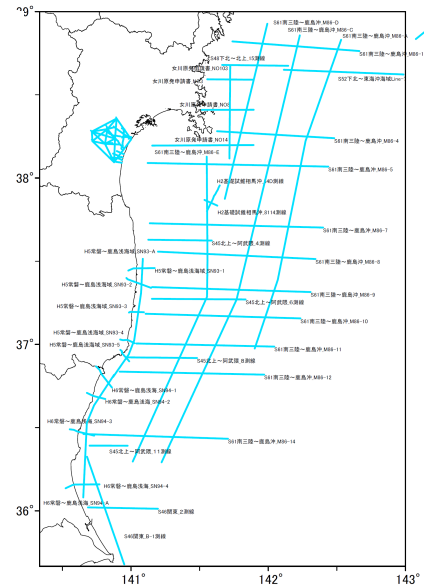


図 7.13 海域の反射法地震探査

次に、K-NET・KiK-netなどが記録した中小地震の観測地震動に対してR/Vスペクトルを求め、そのピーク周期を用いて0.5次モデルの構築を行いました。解析ではS波初動を読み取り、S波初動から20秒以降のデータを用いて、ラディアル成分と上下成分のフーリエスペクトルを求めました。このフーリエスペクトルに幅0.05 HzのParzen Windowを施し、それらの比を取ることで観測地震動のR/Vスペクトルを求めました。図7.14および図7.15にR/Vスペクトルを用いた0.5次モデル化の例を示します。0次モデルから0.5次モデルへの修正は、堆積層各層の層厚の比率を保ちながら堆積層全体の層厚を増減させることにより行いました。

さらには、中小地震の観測地震動と0.5次モデルに対する数値計算から得られる計算地震動を比較することにより、地下構造モデルの1次モデル化を行いました。観測地震動と計算地震動の一致が良くない場合は、長周期地震動を主に構成する表面波の出かたにより、地表に近い低速度の層を厚くしたり薄くしたりして調整し1次モデルを構築しました。その際、表面波のうちラディアル成分や上下成分で主成分となるレイリー波の理論R/Vスペクトルのピーク周期が変化しないように、つまり0.5次モデル化の修正が反故にならないように留意しました。図7.16にこの1次モデル化の過程を示しました。左図は2004年1月23日福島県沖の地震(M_w 5.3、深さ66 km)、右図は1999年11月15日宮城県沖の地震(M_w 5.6、深さ46 km)の地震動による1次モ

デル化です。地震基盤以深の地殻構造に対しては、観測地震動と計算地震動から読み取られた P 波および S 波の到着時刻を比較して、観測と計算が一致するように上部地殻第 2 層・下部地殻・マンツルの P 波速度と S 波速度を調整し、表 7.2 に示す 1 次モデルの物性値を得ました。

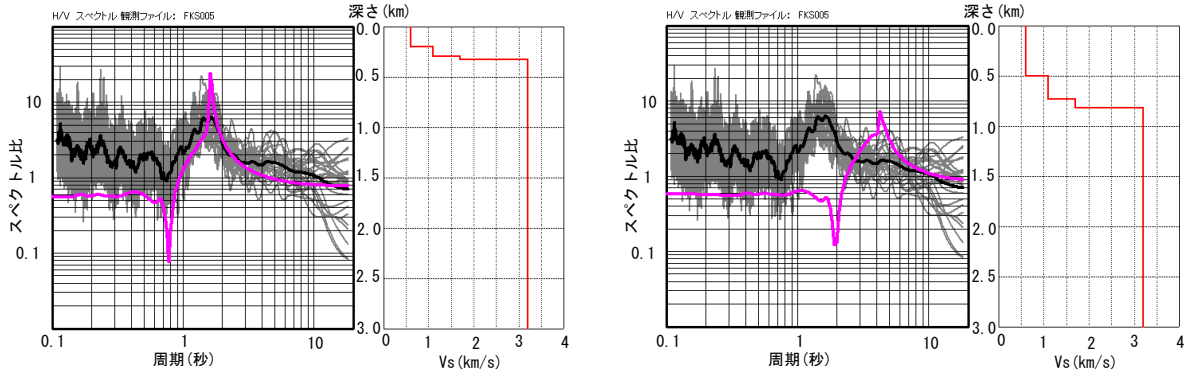


図 7.14 観測地震動の R/V スペクトルによる地下構造モデルの修正例

観測点 FKS005 (原町)、左図：0.5 次モデル、右図：0 次モデル、灰色・黒線：観測 R/V スペクトル 赤線：レイリー波の理論 R/V スペクトル。

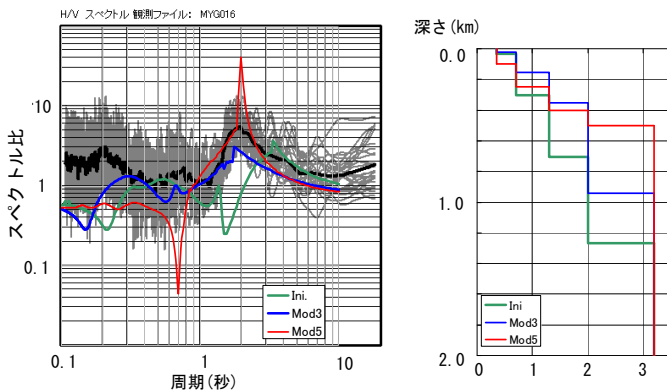


図 7.15 観測地震動の R/V スペクトルによる地下構造モデルの修正例

観測点 MYG016 (白石) 赤：0.5 次モデル、青・緑：0 次モデル、灰色・黒線：観測 R/V スペクトル 赤線：レイリー波の理論 R/V スペクトル。

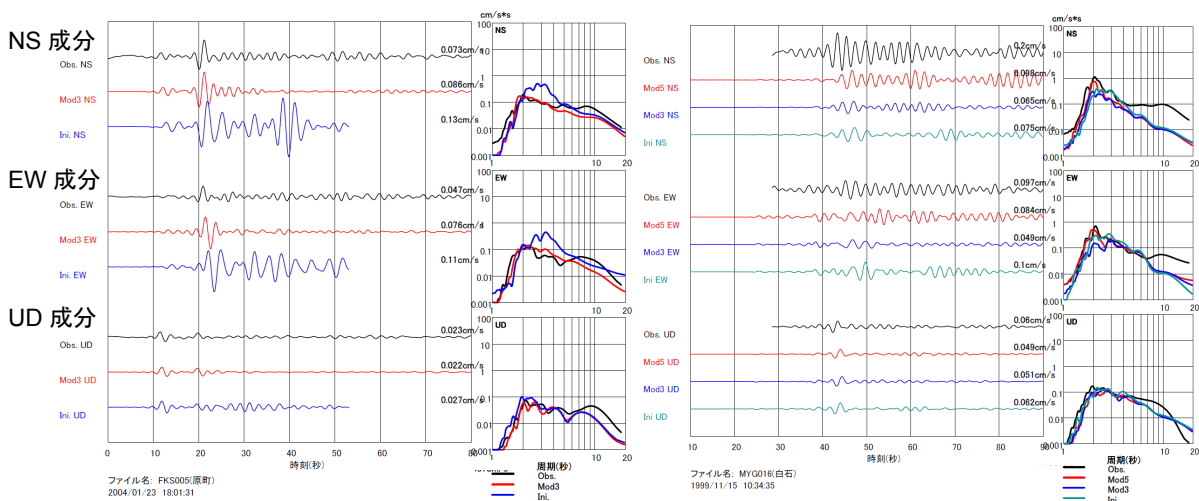


図 7.16 中小地震の観測地震動と計算地震動の比較

観測点 左図 FKS005 (原町)、右図：MYG016 (白石) 黒：観測地震動 (周期 2-20 秒) 赤：1 次モデルの計算地震動 青・緑：0.5 次モデルの計算地震動。

なお、宮城県沖地震に対して用いられる林・引間 (2001) の数値計算手法 (5章を参照) では、地震動の減衰 (弱まり方) が参照周期 $T_0=4$ 秒で最大となる (Q 値が最小値 Q_0 になる) 形でとり入れられています。表 7.2 の Q_p と Q_s の欄に示したのは P 波および S 波の Q_0 の値です。

最後に、1次モデルを広域で構築するために、2005年宮城県沖地震の再現計算 (観測地震動と計算地震動の比較) による改良を行った後、1978年宮城県沖地震の再現計算を行って1次モデルの妥当性を検証しました。2005年宮城県沖地震の再現計算による1次モデルの改良にあたっては、Wu *et al.* (2008) の震源モデルを用いました。ここでは、周期4~20秒のバンドパスフィルタを施して、観測地震動の速度波形との比較を行いました。図 7.17 の上図では、K-NET の山形県新庄 (YMT002、YMT017) において、0.5次モデルでは計算波形が過大評価ですが、1次モデルの計算波形は観測波形の特徴を概ね良く説明できています。図 7.17 の下図では、川崎や横浜 (KNG001、KNG002) において後続位相の振幅がやや大きいですが、概ね観測記録の波形形状を良く説明できています。0.5次モデルでは取手 (IBR016) における計算結果が過大評価でしたが、観測波形を良く説明できるように1次モデルが作られました。その際、上位の層 (S波速度 0.5 km/s 層) を薄く、下位の層 (S波速度 0.9 km/s および 1.5 km/s 層) を厚くすることにより、理論 R/V スペクトルのピーク周期が保存されるようにしました。さらに、宮城県と山形県の県境付近の山地部の地下構造モデルを修正しました。図 7.18 に観測最大速度と計算最大速度の比較を示します。計算された最大速度は観測値の概ね 0.5 倍から 2 倍の間の値を示しており、構築された広域の1次モデルの妥当性が検証されました。

1978年宮城県沖地震の再現計算による1次モデルの妥当性の検証にあたっては、2005年宮城県沖地震と同様に Wu *et al.* (2008) による震源モデルを用いました。気象庁の1倍強震計に記録された観測地震動との比較の際には、固有周期と減衰定数に応じて計算されたフィルタ (佐々木・他, 1988) を速度波形に施し、気象庁1倍強震計相当の計算地震動を作成して比較を行いました (図 7.19)。港湾空港技術研究所による観測地震動との比較の際には、比較的長周期帯域においてノイズが少ないと思われる記録について、公開されているオリジナル波形との比較を行いました (図 7.20)。これらの図に示すように、1次モデルによる計算地震動は気象庁や港湾空港技術研究所による観測地震動を良く説明できる結果でした。

このように、中小地震や2005年および1978年宮城県沖地震の再現計算を通じて、1次モデルの妥当性が検証されました。そこで、この1次モデルを用いて長周期地震動予測地図を作成しました。図 7.21 の右図には1次モデルのうち、S波速度 3.2 km/s 層 (地震基盤) の上面深度を示します。地震基盤の深度は地域により大きく異なっており、宮城県周辺では最大約 2 km、福島県の東部では基盤深度が浅く福島県西部で 1~1.5 km 程度です。山形県北西部や関東地方では、3 km を超えるようにモデル化されています。山形県北西部や関東地方では、観測地震動の R/V スペクトルの卓越周期が 5 秒を超える観測点が多く、やや深い地下構造が周期 1 秒以上の長周期地震動に影響を及ぼしていると考えられます。図 7.21 の左図は、0次モデルの地震基盤の上面深度です。左右の図の違いより、地下構造を修正した領域がわかります。特に、山形県と宮城県の県境付近の山地で深度を浅く修正しています。その結果、図 7.17 で示した山形県新庄 (YMT002、YMT017) での計算波形が過大評価であった地点で、観

測波形を良く説明できるようになりました。また、茨城県南部の千葉県との県境付近では地震基盤を深く修正していますが、このようにモデルを修正することにより図7.17 下図で示した取手 (IBR016) 周辺での波形の一致度が増加しています。表7.2には1次モデルの物性値一覧を示します。これは想定東海地震・東南海地震の1次モデルの物性値表(表7.1)とほとんど同じですが、上部地殻第2層、下部地殻、マントルのP波およびS波速度と密度、および全体的な Q_p が異なっています。

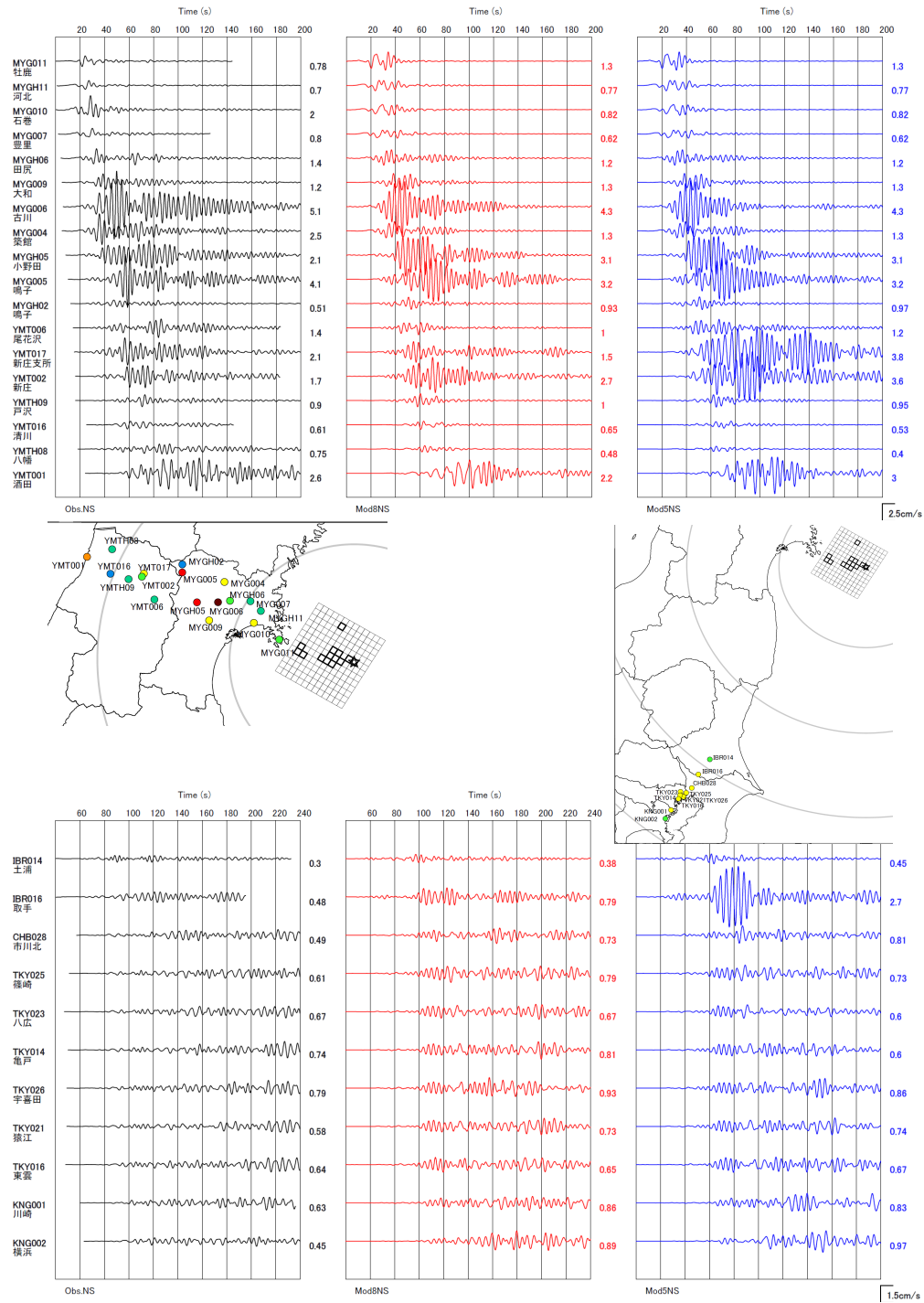


図 7.17 2005 年宮城県沖地震の再現計算結果 NS 成分

黒：観測速度波形（周期 4-20 秒） 赤：1 次モデル 青：0.5 次モデル

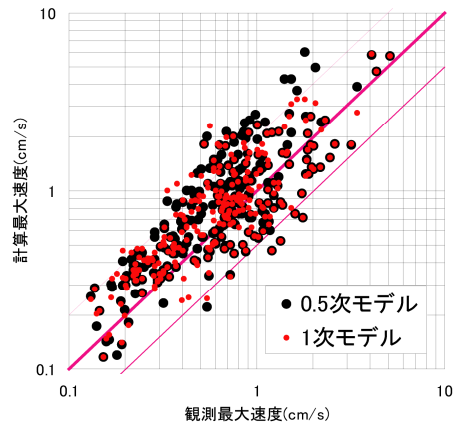


図 7.18 観測最大速度と計算最大速度の比較
赤：1次モデル、黒：0.5次モデル

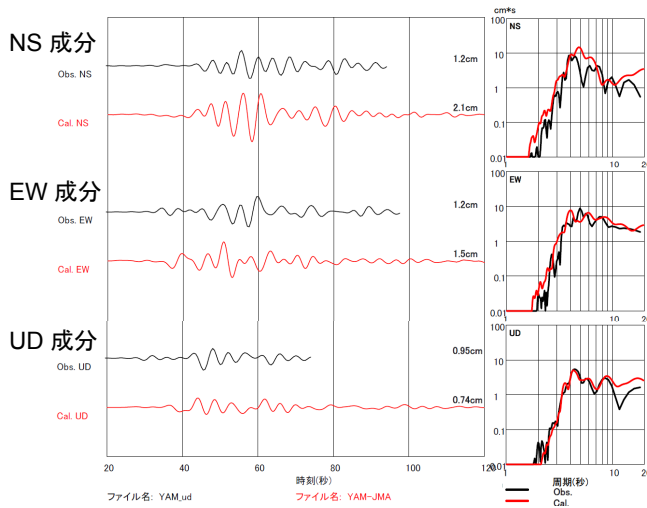


図 7.19 1978年宮城県沖地震の再現計算結果
観測点 気象庁山形、周期4-20秒

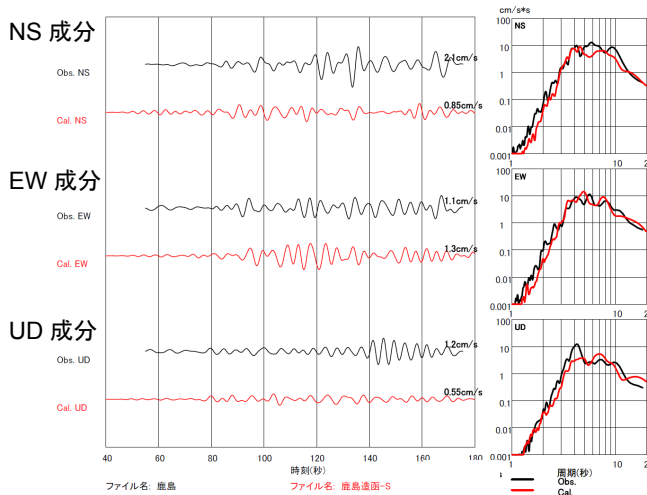
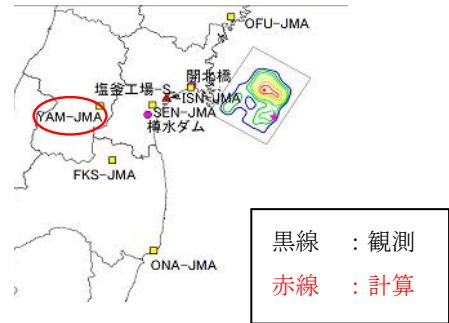


図 7.20 1978年宮城県沖地震の再現計算結果
観測点 港湾鹿島、周期4-20秒



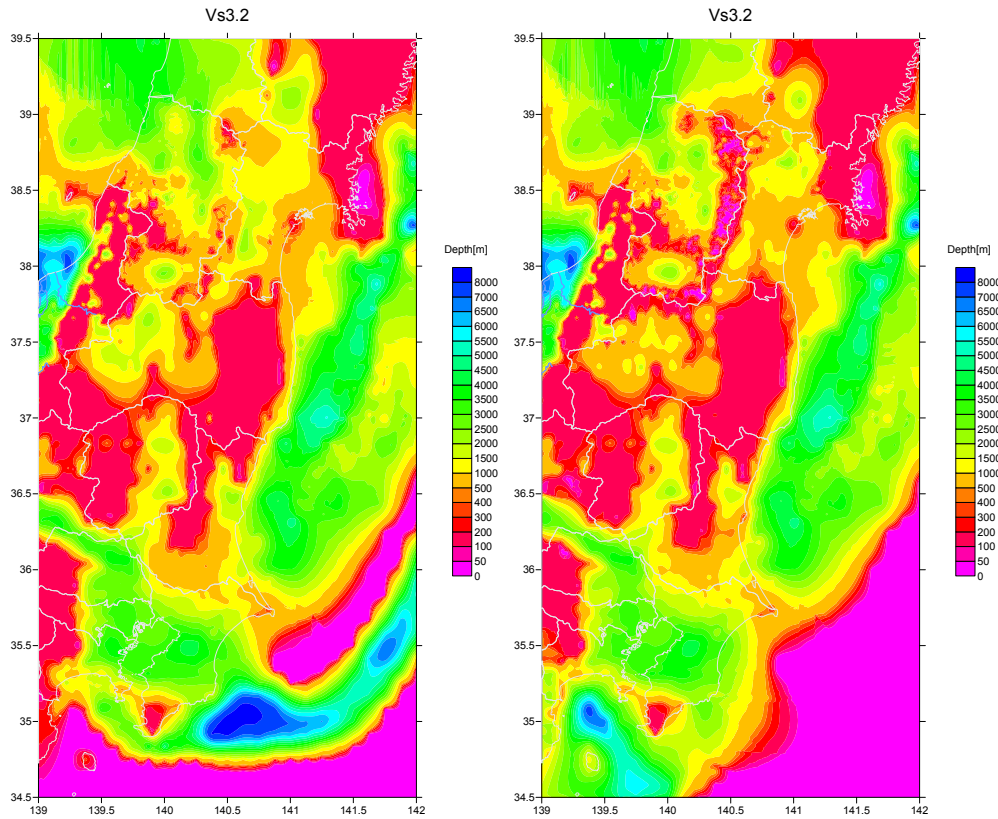


図 7.21 S 波速度 3.2 km/s 層（地震基盤）の上面深度分布：0 次モデル（左図）と 1 次モデル（右図）

表 7.2 1 次モデルの物性値一覧

Layer	Vp	Vs	ρ	Qp	Qs	
1	1.7	0.35	1.80	119	70	
2	1.8	0.50	1.95	170	100	
3	2.0	0.60	2.00	204	120	
4	2.1	0.70	2.05	238	140	
5	2.2	0.80	2.07	272	160	
6	2.3	0.90	2.10	306	180	
7	2.4	1.00	2.15	340	200	
7'	2.6	1.10	2.20	374	220	
8	2.7	1.30	2.20	442	260	
9	3.0	1.50	2.25	510	300	
10	3.2	1.70	2.30	578	340	
11	3.5	2.00	2.35	680	400	
12	4.2	2.40	2.45	680	400	
13	5.0	2.90	2.60	680	400	
14	5.5	3.20	2.65	680	400	地震基盤（上部地殻第1層）
15	6.0⇒5.8	3.53⇒3.42	2.70	680	400	上部地殻第2層
16	6.7⇒6.4	3.94⇒3.82	2.80	680	400	下部地殻
17	7.8⇒7.5	4.60⇒4.46	3.20	850	500	マントル
18	5.4	2.78	2.60	340	200	海洋性地殻第2層
19	6.5	3.48	2.80	510	300	海洋性地殻第3層
20	8.1	4.60	3.40	850	500	海洋性マントル

- 地震本部などによる地下構造モデル
- Ludwig et al. (1970)
- H17年度東南海モデル
- $Q_s = V_s / 5$ $Q_p = 1.7 * Q_s$ Q_s が400を超える場合は400とする
- 走時による調整（初期モデルは、Yamada and Iwata, 2005）

8. 課題と将来展望

地震本部としてはこの2009年試作版で初めて、長周期地震動の予測地図を公表することになりました。本予測地図では、海溝型地震の長周期地震動が、堆積層・地殻・海域などを含む地下構造の1次モデル（5章、7章を参照）を用いて決定論的に予測されていることが大きな特徴です。長周期地震動予測地図は従来の「全国を概観した地震動予測地図」や最近公表された「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. 過去のイベントの震源モデルが得られている東南海地震、宮城沖地震については、それらを前イベント震源モデルとして用いました。想定東海地震については、そのようなモデルがないため、特性化震源モデル（5章、6章を参照）を作成しましたが、海溝型地震の特性化震源モデルに関しては、内陸地殻内地震（活断層等で発生する地震）に比べて、さらなる研究が必要な部分が残っています。
2. 本報告書で長周期地震動予測地図を作成した地域は、全国的に見た場合、まだ限定的なものになっています。また、これらの地域を除くと、地下構造の1次モデル化が行われた地域がまだ少なく、今後、全国1次地下構造モデルの構築に向けて検討を進める予定です。
3. 周期が3秒以上の長周期地震動の予測を目指して検討を進めましたが（1章を参照）、本予測地図では、数値計算上の問題などにより、周期3.5秒以上の長周期地震動のみを計算しました（2章、5章を参照）。将来的には、工学的な利用の需要を念頭に、周期2～3秒程度以上の予測を目指したいと考えています。

特に、課題1に記した理由により、想定東海地震の長周期地震動は、周期5秒未満において実際の場合より小さめに計算されている可能性があります。

これらを踏まえて、長周期地震動予測地図に関し、次のようなロードマップを考えています。まず、南海地震を対象とした長周期地震動予測地図の2010年試作版に向けて検討を進めます。南海地震はマグニチュード8.4前後と非常に規模の大きな地震ですので、その長周期地震動が影響を及ぼす範囲も非常に広がります。そのため、2010年試作版の検討の過程で同時に課題2の何割かを解決することにより、その時点で暫定的な全国1次地下構造モデルを公表する予定です。

引き続き、2010年度以降は、新総合基本施策（1章を参照）に則り、長周期地震動予測地図の作成を本格的に推進する予定です。課題1、3の解決を目指し、特性化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等を進めるとともに、「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」（地震調査研究推進本部、2009）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、試作版で扱った想定東海地震、東南海地震、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課題2を解決し、全国1次地下構造モデルを完成したいと考えています。また、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、複数が同時に活動する（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。さらには、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なる可能性があります。

付録 1. 参考文献

- Aagaard, B. T., T. M. Brocher, D. Dolenc, D. Dreger, R. W. Graves, S. Harmsen, S. Hartzell, S. Larsen, and M. L. Zoback, 2008, Ground-motion modeling of the 1906 San Francisco earthquake, Part I: Validation using the 1989 Loma Prieta earthquake, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **98**, 989–1011.
- 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.
- 中央防災会議, 2001, 東海地震に関する専門調査会報告,
<<http://www.bousai.go.jp/jishin/chubou/20011218/siryu2-2.pdf>>, 17pp.
- 中央防災会議, 2005, 日本海溝・千島海溝周辺海溝型地震に関する専門調査会資料.
- 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/shiryu/shiryu4.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, **No.637**, 467–474.
- 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.
- 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.
- 原子力安全委員会, 2007, 平成 18 年版原子力安全白書, 佐伯印刷, 290pp.
- Hayakawa, T., T. Furumura, and Y. Yamanaka, 2005, Simulation of strong ground motions caused by the 2004 off the Kii Peninsula earthquakes, *Earth Planets Space*, **57**, 191–196.
- 林 宏一・引間和人, 2001, 差分法による三次元粘弾性波動場計算 (その 3) — 不等間隔格子と PC クラスタによる大規模モデルの計算 —, 日本地震学会講演予稿集, B59.
- Heki, K. and S. Miyazaki, 2001, Plate convergence and long-term crustal deformation in Central Japan, *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 2313–2316.
- Hisada, Y., 2000, A theoretical omega-square model considering the spatial variation in slip and rupture velocity, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **90**, 387–400.
- Hori, T., 2006, Mechanisms of separation of rupture area and variation in time interval and size of great earthquakes along the Nankai Trough, southwest Japan, *J. Earth Simulator*, **5**, 8–19.
- Housener, G. W., 1957, Dynamics Pressures on Accelerated Fluid Containers, *Bulletin of the Seismological Society of America*, **47(1)**.
- Hyndman, R. D., M. Yamano, and D. A. Oleskevich, 1997, The seismogenic zone of subduction thrust faults, *Island Arc*, **6**, 244–260.
- Ichinose, G. A., H. K. Thio, P. G. Somerville, T. Sato, and T. Ishii., 2003, Rupture process of the 1944 Tonankai earthquake (M_s 8.1) from the inversion of teleseismic and regional seismograms, *J. Geophys. Res.*, **108** (B10), 2497, doi:10.1029/2003JB002393.

- 入倉孝次郎・釜江克宏, 1999, 1948年福井地震の強震動－ハイブリッド法による広周波数帯域強震動の再現－, 地震, **2**, 129–150.
- 入倉孝次郎・三宅弘恵・岩田知孝・釜江克宏・川辺秀憲・Luis Angel Dalguer, 2003, 将来の大震災による強震動を予測するためのレシピ, 京都大学防災研究所年報, **46B**, 105–120.
- 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.
- 地震調査委員会, 2005, 宮城県沖地震を想定した強震動評価(一部修正版)について, <<http://www.jishin.go.jp/main/kyoshindo/pdf/20051214miyagi.pdf>>, 60pp.
- 地震調査委員会, 2008a, 震源断層を特定した地震の強震動予測手法(「レシピ」), <http://www.jishin.go.jp/main/kyoshindo/08apr_kego/recipe.pdf>, 40pp.
- 地震調査委員会, 2008b, 「全国を概観した地震動予測地図」2008年版, <http://www.jishin.go.jp/main/chousa/08_yosokuchizu/2008yosokuchizu_rep.pdf>, 94pp.
- 地震調査委員会, 2009a, 今までに公表した活断層及び海溝型地震の長期評価結果一覧, <<http://www.jishin.go.jp/main/choukihyoka/ichiran.pdf>>, 13pp.
- 地震調査委員会, 2009b, 「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, 2009c, 震源断層を特定した地震の強震動予測手法(「レシピ」), 40pp.
- 地震調査委員会長期評価部会, 2002, 次の宮城県沖地震の震源断層の形状評価について, <http://www.jishin.go.jp/main/chousa/02oct_miyagi_keijo/index.htm>.
- 地震調査研究推進本部, 2009, 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－, <<http://www.jishin.go.jp/main/suihon/honbu09b/suishin090421.pdf>>, 35pp.
- 金田勝徳・関松太郎・田村和夫・野路利幸・和田 章, 1995, 建築の耐震・耐風入門 地震と風を考える, 彰国社, 161pp.
- 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.
- 瀧本一起, 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.
- 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・瀧本一起(編)「地震・津波と火山の事典」, 丸善, 46–60.
- 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.

- 松村正三, 2002, 東海の推定固着域における1990年代後半の地震活動変化, 地震, **54**, 449–463.
- Midorikawa, S., S. Akiba, H. Miura, and T. Masatsuki, 2006, Long-period ground motion at Tokyo during the 1944 Tonankai, Japan earthquake, Third International Symposium on the Effects of Surface Geology on Seismic Motion, Paper Number: 140.
- 宮城県, 2005, 平成16年度 仙台平野南部地域地下構造調査成果報告書.
- Miyazaki, S., P. Segall, J. J. McGuire, T. Kato, and Y. Hatanaka, 2006, Spatial and temporal evolution of stress and slip rate during the 2000 Tokai slow earthquake, *J. Geophys. Res.*, **111**, B03409, doi:10.1029/2004JB003426.
- 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, **54**, 267–280.
- 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, **53**, 1–9.
- 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, 1973, 高層建築技術指針—増補改訂3版—, 日本建築学会, 160pp.
- 日本建築学会, 1981, 建築物の耐震設計資料, 日本建築学会, 378pp.
- 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.
- Ohta, Y., F. Kimata, and T. Sagiya, 2004, Reexamination of the interplate coupling in the Tokai region, central Japan, based on the GPS data in 1997–2002, *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L24604, doi:10.1029/2004GL021404.
- Okada, T., T. Yaginuma, N. Umino, T. Kono, T. Matsuzawa, S. Kita, and A. Hasegawa, 2005, The 2005 M7.2 MIYAGI-OKI earthquake, NE Japan: Possible rerupturing of one of asperities that caused the previous M7.4 earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L24302, doi:10.1029/2005GL024613.
- Ozawa, S., M. Murakami, M. Kaidzu, T. Tada, T. Sagiya, Y. Hatanaka, H. Yarai, and T. Nishimura, 2002, Detection and monitoring of ongoing aseismic slip in the Tokai region, central Japan, *Science*, **298**, 1009–1012.
- Pitarka, A., 1999, 3D elastic Finite-Difference modeling of seismic motion using staggered grids with nonuniform spacing, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **89**, 54–68.
- 佐々木康・田村敬一・相沢 興, 1988, 気象庁一倍強震計記録に基づく長周期地震動特性の解析—(その5) 1978年宮城県沖地震記録の解析—, 土木研究所資料, **2664**, 198pp.
- 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.
- Sekiguchi, H., M. Yoshimi, H. Horikawa, K. Yoshida, S. Kunimatsu, and K. Satake, 2008, Prediction of ground motion in the Osaka sedimentary basin associated with the hypothetical Nankai earthquake, *J. Seismol.*, **12**, 185–195.

- 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・額瀨一起・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.
- 海野徳仁・河野俊夫・岡田知己・中島淳一・松澤 暢・内田直希・長谷川昭・田村良明・青木 元, 2007, 1930 年代に発生した $M7$ クラスの宮城県沖地震の震源再決定—1978 年宮城県沖地震のアスペリティでのすべりだったのか?—, *地震*, **59**, 325–337.
- 渡辺基史・藤原広行・佐藤俊明・石井 透・早川 崇, 2008, 断層破壊過程の複雑さが強震動予測結果に及ぼす影響とその支配的パラメータの抽出 —2003年十勝沖地震に対する検討—, *地震*, **60**, 253–265.
- Wu, C., K. Koketsu, and H. Miyake, 2008, Source processes of the 1978 and 2005 Miyagi-oki, Japan, earthquakes: Repeated rupture of asperities over successive large earthquakes, *J. Geophys. Res.*, **113**, B08316, doi:10.1029/2007JB005189.
- Wu, C., K. Koketsu, and H. Miyake, 2009, Correction to “Source processes of the 1978 and 2005 Miyagi-oki, Japan, earthquakes: Repeated rupture of asperities over successive large earthquakes”, *J. Geophys. Res.*, **114**, B04302, doi:10.1029/2009JB006419.
- 柳沼 直・岡田知己・長谷川昭・加藤研一・武村雅之・八木勇治, 2007, 近地・遠地地震波形インバージョンによる 2005 年宮城県沖の地震 ($M7.2$) の地震時すべり量分布—1978 年宮城県沖地震 ($M7.4$) との関係—, *地震*, **60**, 43–53.
- Yamada, N. and T. Iwata, 2005, Long-period ground motion simulation in the Kinki area during the $M_7.1$ foreshock of the 2004 off the Kii peninsula earthquakes, *Earth Planets Space*, **57**, 197–202.
- 山中佳子, 2004, 1944 年東南海地震と 1945 年三河地震の震源過程, *月刊地球*, **26**, 739–745.
- 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, 第 60 号.

付録2. 「レシピ」における地下構造モデルの作成法

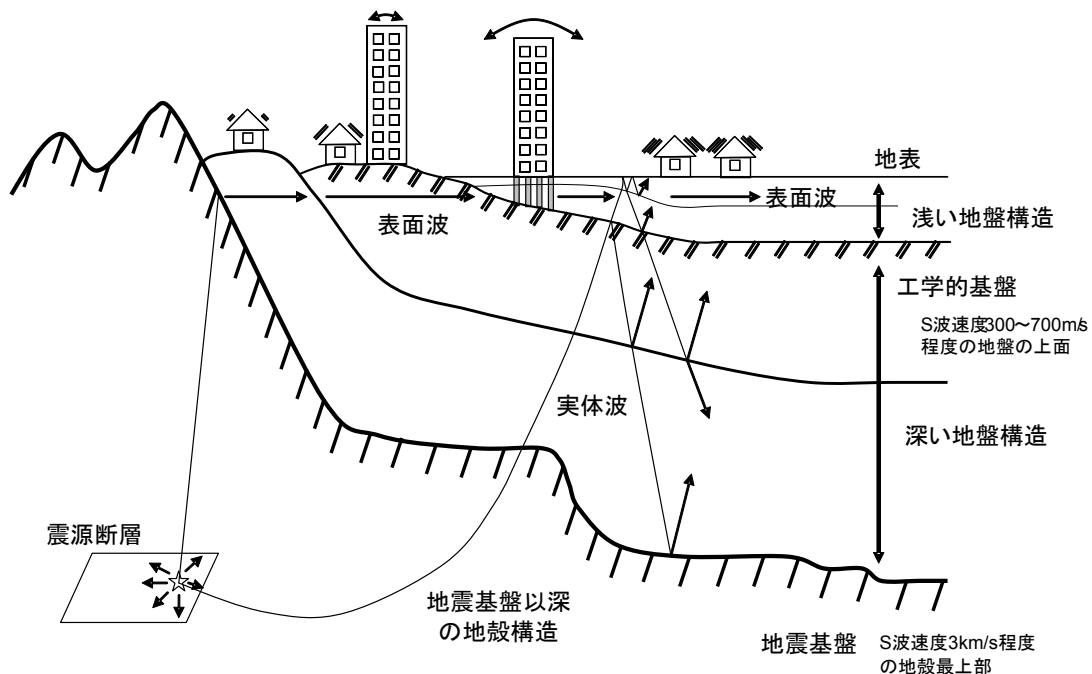
「震源断層を特定した地震の強震動予測手法（「レシピ」）」（地震調査委員会, 2009c）は、地震調査委員会において実施してきた強震動評価に関する検討結果から、強震動予測手法の構成要素となる震源特性、地下構造モデル、強震動計算、予測結果の検証の現状における手法や震源特性パラメータの設定にあたっての考え方について取りまとめたものです。ここでは、長周期地震動の予測において関係の深い、地下構造モデルの作成法が記述された2章を抜粋して掲載します。

2. 地下構造モデルの作成

詳細な強震動評価における地下構造モデルの主なパラメータとしては、成層構造を前提にすれば各層の密度、P波・S波速度、Q値および層境界面の形状などがあり、対象を、

- ・地震波の伝播経路となる上部マントルを含む、地震基盤¹までの地殻構造（以下、「地震基盤以深の地殻構造」と呼ぶ）
- ・主に地震波の長周期成分の増幅に影響を与える、地震基盤から工学的基盤²までの地盤構造（以下、「深い地盤構造」と呼ぶ）
- ・主に地震波の短周期成分の増幅に影響を与える、工学的基盤から地表までの地盤構造（以下、「浅い地盤構造」と呼ぶ）

の3つに分けてモデル化を行う。以下では、それぞれのモデル化手法について、その考え方を説明する。なお、後述するハイブリッド合成法では「地震基盤以深の地殻構造」と「深い地盤構造」を合体させた3次元地下構造モデルが必要となる。



地下構造モデルの模式図

¹ 地殻最上部にあるS波速度3km/s程度の堅硬な岩盤。

² 建築や土木等の工学分野で構造物を設計するとき、地震動設定の基礎とする良好な地盤のことで、そのS波速度は、構造物の種類や地盤の状況によって異なるが、多くの場合、300m/s~700m/s程度である。

2.1 「地震基盤以深の地殻構造」

上部マントルから地震基盤までの「地震基盤以深の地殻構造」は、震源インバージョン解析で用いられているモデルや大規模弾性波探査、基礎試錐等の大深度ボーリングの結果、震源決定に使われているモデル、地震観測データを使用した三次元地震波速度構造（例えば、Zhao *et al.*, 1994 ; Matsubara *et al.*, 2005）等を参照してモデル化を行う。また、海溝型地震等で海域のモデルが必要な場合にも同様な方法でモデル化を行う（例えば、田中・他, 2006）。

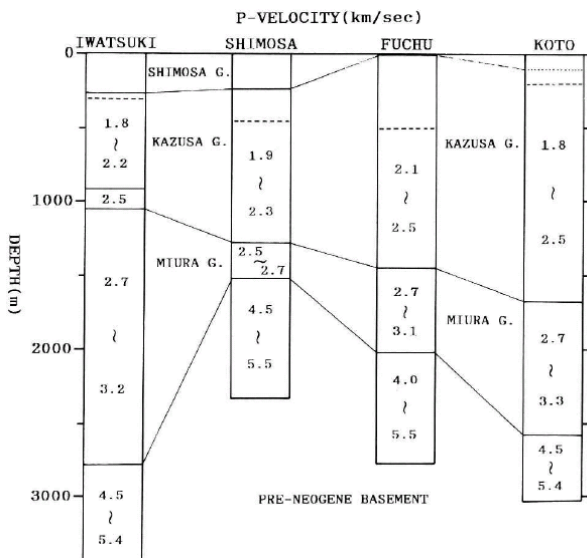
2.2 「深い地盤構造」

2.2.1 通常の場合

「深い地盤構造」のモデル化においては、まず地質情報や各種構造探査のデータを用いて、下記の標準的なモデル化手法（瀬藤, 2006; Koketsu *et al.*, 2009）の手順 (1) ~ (2) により0次モデル³を構築する。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次モデルを構築する。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等を用いて、手順 (6) を先取りすることにより0.5次モデルを構築する。最後に、地震観測記録の波形やスペクトル比等を用いて、手順 (6) ~ (7) により1次モデルを構築し最終モデルとする。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ることを妨げない。こうした「深い地盤構造」のモデル化の流れを付図6に示す。

手順(1)

表層地質やボーリング柱状図などの地質情報や各種構造探査の結果から総合的に判断して、速度構造と地質構造の対比を行う（「総合的判断」の手順は鈴木, 1996 ; 藤原・他, 2006などを参考）。

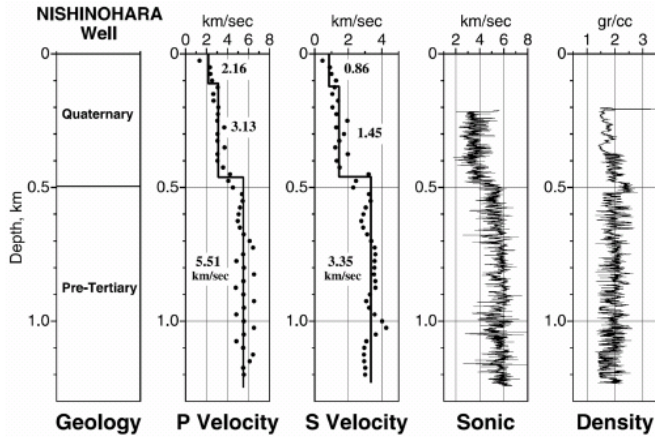


深層観測井のP波速度分布と地層の対比 鈴木 (1996)

	日向灘(推本)	北部九州(推本)	宮城県	三陸沖(推本)
Lay1(0.35)				
Lay2(0.5)				(1)0.5
Lay3(0.6)	(2)0.6	(1)0.6		
Lay4(0.7)			(1)0.7	
Lay5(0.8)				(2)0.8
Lay6(0.9)				
Lay7(1.0)		(2)1.1		
Lay8(1.3)		(3)1.4	(2)1.3	
Lay9(1.5)	(3)1.5			
Lay10(1.7)		(4)1.7		
Lay11(2.0)	(4)2.1	(5)2.1	(3)2.0	(3)1.9
Lay12(2.4)				(4)2.3
Lay13(2.9)	(5)2.7	(6)2.7		
Lay14(3.2)	(6)3.1	(7)3.1	(4)3.0	(5)3.4

既往モデルにおける層区分の対応関係
藤原・他 (2006)

³ 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り、「深い地盤構造」の全国0次モデル（藤原・他, 2006）が完成しつつあるので、これを利用することができる。全国1次モデルの構築も平成21年度末を目途に進められている（瀬藤・他, 2008）。



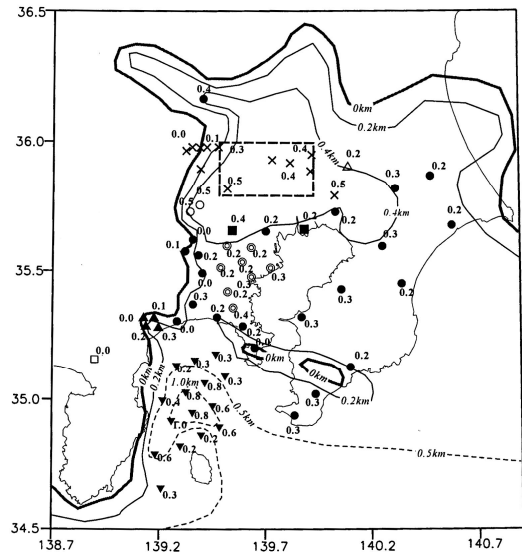
中深層地殻活動観測井を利用した
検層結果 山水 (2004)

手順(2)

手順(1)の対比結果に基づき、屈折法探査、反射法探査、ボーリング検層、微動探査、自然地震記録のスペクトル比解析などの結果を参照して各層にP波およびS波速度と密度を与える。

手順(3)

工学的基盤上面の形状は、微動探査結果やボーリング情報等を補間して求める。また、必要ならば、基盤がごく浅い地域にも風化層を設定する。

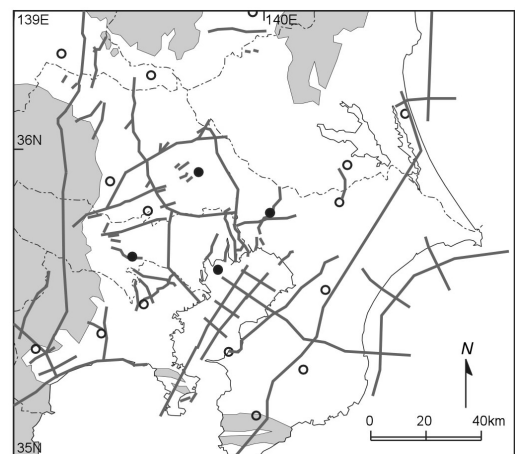


工学的基盤上面深度分布
山中・山田 (2002)

手順(4)

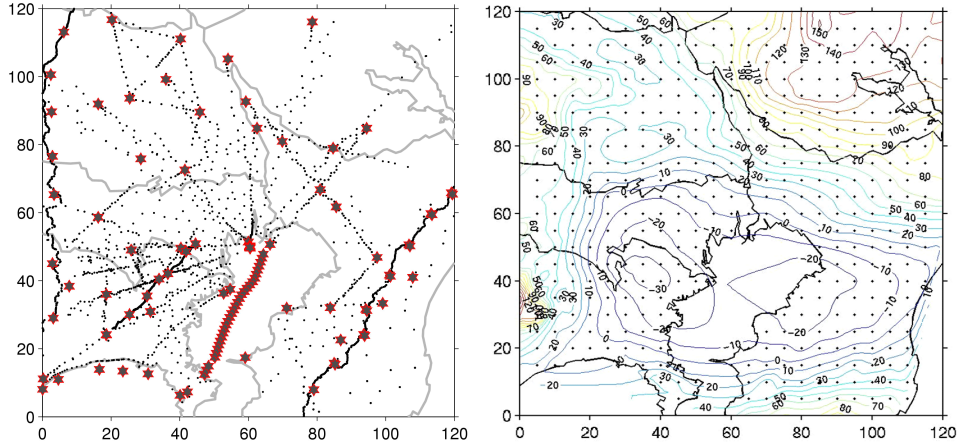
断層や褶曲の形状など、不連続な構造に関する情報を収集する。反射法やボーリング検層のデータは、用いる速度構造が手順(2)の速度と矛盾しないように注意して深度へ変換する。

関東地域の深層ボーリング (丸印、黒丸は基盤到達) と反射法探査測線 (灰色実線)。灰色領域では基盤がほぼ露頭。
瀬瀬 (2006)



手順(5)

面的に存在する探査データ（屈折法探査や重力探査など）や地質コンター図などを用いて、各速度層を区切る境界面の形状を決定する。決定はインバージョンで行うが、十分なデータがない場合は補間などの順解法を用いる。手順(4)の情報やデータはインバージョンの拘束条件あるいは補間の追加データとして扱う。

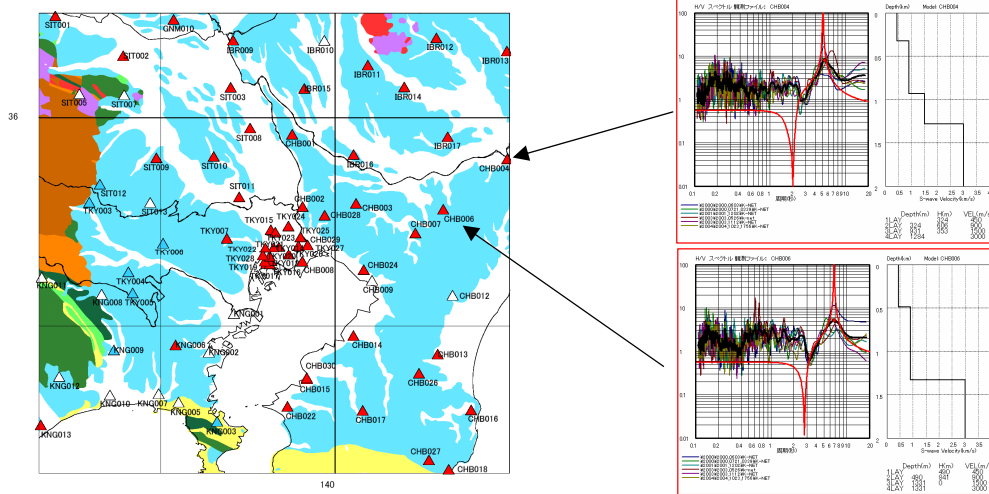


左図：
首都圏での屈折法探査
Afnimar *et al.* (2002)

右図：
フリーエア異常図
Afnimar *et al.* (2003)

手順(6)

K-NETやKiK-netなどの自然地震記録に対してスペクトル比解析（この解析も可能ならインバージョンで行う）などを適用して得られた、複数の観測点における速度構造を用いて、地下構造モデルを調整・修正する。

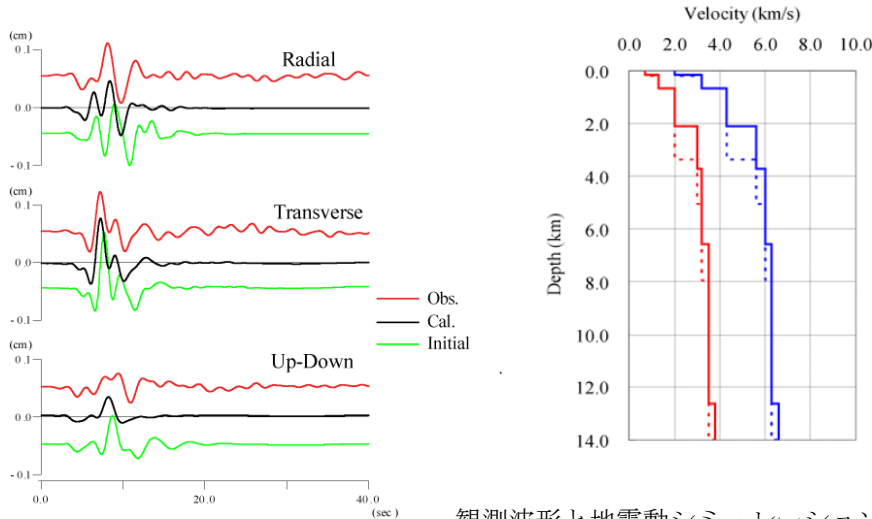


地震観測記録と
計算波形のH/V
スペクトル比

田中・他 (2005)

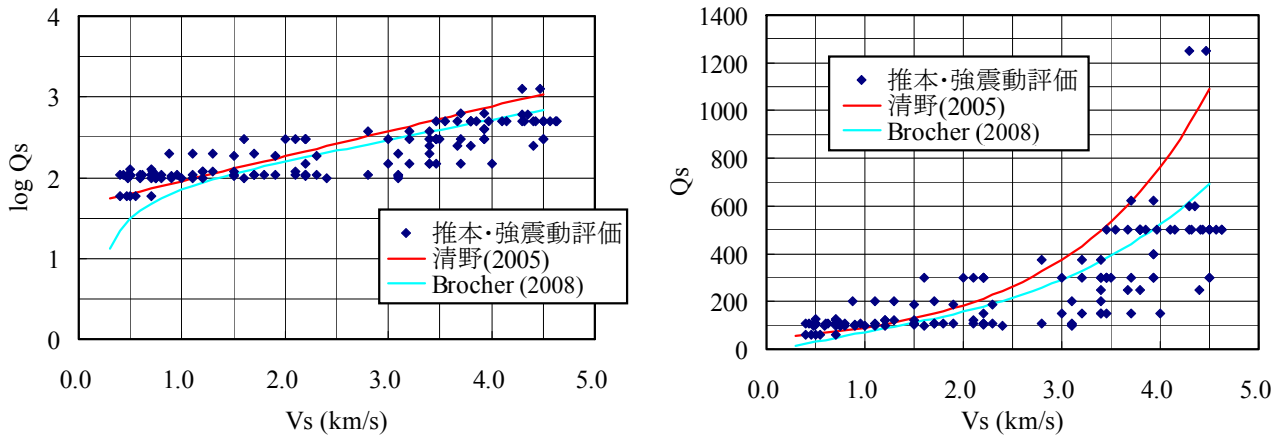
手順(7)

観測記録のある中規模地震をいくつか選び、手順(6)の調整された地下構造モデルを用いて、各観測点における地震動をシミュレーションする。その結果が観測記録に一致するようにモデルをさらに調整する（この調整も可能ならインバージョンで行う）。



観測波形と地震動シミュレーションによる波形の比較
および速度モデルの修正結果
Hikima and Koketsu (2004)

なお、Q値については、地震観測記録を説明できるように適切に値を決めることが必要である。参考までにこれまでの地震調査委員会における強震動評価で用いた値を既往研究と比較して下図に示す。



S波速度(V_s)とQ値(Q_s)の関係

2.2.2 水平成層構造が仮定できる場合

水平成層構造が想定可能なことがあらかじめわかっている場合には、水平成層構造に対する強震動の理論計算ははるかに容易であるから、3次的に不均質なモデルをあえて作ることとは適切でない。水平成層構造モデルは「地震基盤以深の地殻構造」と同様の方法、震源インバージョン解析で用いられているモデルや、大規模弾性波探査や基礎試錐等の大深度ボーリングの結果、震源決定に使われているモデル等を参照してモデル化を行う。

2.3 「浅い地盤構造」

「浅い地盤構造」の地下構造モデルは、表層地質データや地盤調査に利用されているボーリング

データを収集して一次元速度構造モデルを作成するのが基本である。浅い地盤で強震時に発生する可能性のある非線形現象を高い精度で評価するためにも、こうしたモデル化が必要である。しかしながら、「浅い地盤構造」は水平方向に局所的に大きく変化することが稀ではなく、面的に精度よく詳細なモデルを作成するためには膨大なデータの収集を必要とし、多くの労力を要する。また、利用可能なボーリング情報がほとんど存在しない地域も多い⁴。そのため、面的に「浅い地盤構造」を評価するにあたっては、国土数値情報などの地形・地盤分類を基に経験的な方法により増幅率を算出するモデル化が考案されている。ここでは、これらの手法として、「浅い地盤構造」のボーリングデータによるモデル化の方法と面的な評価によるモデル化の方法について説明する。

2.3.1 ボーリングデータによるモデル化の方法

ボーリングデータによるモデル化の方法では、ボーリング地点の一次元成層構造の密度、P・S波速度、層厚、減衰特性の設定を行う（例えば、高橋・福和, 2006）。さらに、「浅い地盤構造」は大地震により大きなひずみを受けると非線形な挙動を示すことから、非線形特性を表すパラメータの設定を行う必要がある。これについては、土質試験を行って設定するのが望ましいが、当該地盤に対する土質試験結果が得られない場合には既往の土質試験結果を用いて設定する。

この方法は、一般的にボーリングデータの存在する地点でのみ評価可能となるが、面的に評価するにあたっては、多数のボーリングデータや地形・地質データを収集し、地形・地質から区分できる地域ごとに代表となるボーリング柱状図を抽出し、これを分割した領域ごとに当てはめる方法がある。このとき、分割した領域の大きさは東西－南北約500mないし約250mとすることが多い。

2.3.2 面的な評価によるモデル化の方法

面的な評価によるモデル化の方法としては、松岡・翠川 (1994) や藤本・翠川 (2003) による国土数値情報を利用した方法が代表的である。この方法では、全国を網羅した約1kmメッシュの領域ごとの国土数値情報のうち、地形区分データや標高データ等を利用して、新たに作成した微地形区分データから、「浅い地盤構造」による最大速度の増幅率を算出する。

最近では、日本全国の地形・地盤を統一した分類基準によって再評価した日本全国地形・地盤分類メッシュマップが構築されている（若松・他, 2004, 3.2.1 参照）。これらの方法を用いれば、全国を約1kmメッシュまたは250mメッシュの領域ごとに、比較的簡便に「浅い地盤構造」をモデル化することができる。

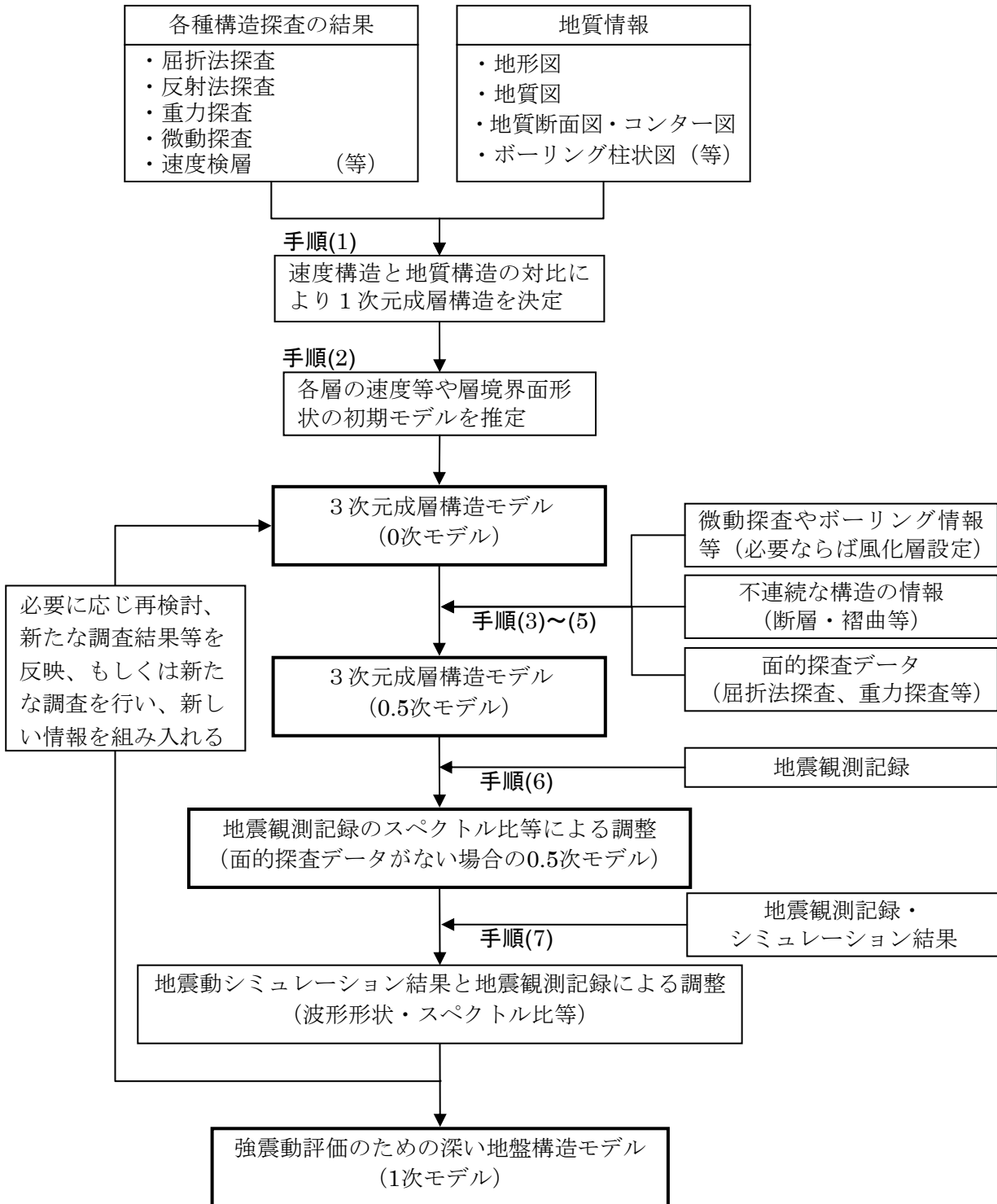
⁴ ボーリングデータが実は存在したとしても、有効利用の仕組みが不十分なためにデータが散逸しているのが実情である。地域の防災対策のためにも、今後、産学官の協力の下でデータを組織的にかつ継続的に統合化し、地下構造データベースとして整備していく仕組み作りが必要と考えられ、科学技術振興調整費による「統合化地下構造データベースの構築」のプロジェクト（藤原, 2007）などの成果が期待される。

引用文献（アルファベット順）

- Afnimar, K. Koketsu, and M. Komazawa (2003) : 3-D structure of the Kanto basin, Japan from joint inversion of refraction and gravity data, Proceedings of 2003 IUGG Meeting, Abstract SS04/07A/A03-002.
- Afnimar, K. Koketsu, and K. Nakagawa (2002) : Joint inversion of refraction and gravity data for the three-dimensional topography of a sediment-basement interface, *Geophysical Journal International*, 151, 243-254.
- Brocher, T. M. (2008) : Key elements of regional seismic velocity models for ground motion simulations, *Journal of Seismology*, 12, doi:10.1007/s10950-007-9061-3.
- 藤本一雄・翠川三郎 (2003) : 日本全国を対象とした国土数値情報に基づく地盤の平均S波速度分布の推定, *日本地震工学会論文集*, Vol.3, 3, 13-27.
- 藤原広行 (2007) : 統合化地下構造データベースの構築に向けて, シンポジウム「統合化地下構造データベースの構築に向けて」予稿集, 9-22.
- 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, 0340, 1466-1469.
- Hikima, K. and K. Koketsu (2004) : 3-D Velocity Structure Modeling and Source Process Inversion: The 2003 Miyagi-ken Hokubu, Japan, Earthquake Sequence, *EOS Trans. AGU*, 85(47), Fall Meet. Suppl., Abstract S54A-06.
- 清野純史 (2005) : 不整形地盤のシミュレーション解析, *地盤震動—現象と理論—*, 252-267.
- 瀧澤一起 (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., 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.
- 瀧澤一起・三宅弘恵・引間和人 (2008) : 全国1次地下構造モデル構築の現状, 第2回シンポジウム「統合化地下構造データベースの構築」予稿集, 63-64.
- Matsubara, M., H. Hayashi, K. Obara, and K. Kasahara (2005) : Low-velocity oceanic crust at the top of the Philippine Sea and Pacific plates beneath the Kanto region, central Japan, imaged by seismic tomography, *Journal of Geophysical Research*, 110, B12304, doi:10.1029/2005JB003673.
- 松岡昌志・翠川三郎 (1994) : 国土数値情報とサイスミックマイクロゾーニング, 第22回地盤震動シンポジウム資料集, 23-34.
- 鈴木宏芳 (1996) : 江東深層地殻活動観測井の地質と首都圏地域の地質構造, *防災科学技術研究所研究報告*, No.56.
- 高橋広人・福和伸夫 (2006) : 地震動予測のための表層地盤のモデル化手法の提案と検証, *日本建築学会構造系論文集*, 599, 51-59.
- 田中康久・瀧澤一起・三宅弘恵・古村孝志・佐藤比呂志・平田 直・鈴木晴彦・増田 徹 (2005) : 首都圏下の速度構造の大大特コミュニティモデル(1) : 屈折法・重力・自然地震データによる第一次モデル, *地球惑星科学関連学会2005年合同大会*, S079-P010.
- 田中康久・三宅弘恵・瀧澤一起・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-P014.
- 若松加寿江・松岡昌志・久保純子・長谷川浩一・杉浦正美 (2004) : 日本全国地形・地盤分類メッシュマップの構築, *土木学会論文集*, No.759/I-67, 213-232.
- 山水史生 (2004) : 関東地域の中深層地殻活動観測井を利用したVSP法速度構造調査, *防災科学技術研究所資料*, No.251.
- 山中浩明・山田伸之 (2002) : 微動アレイ観測による関東平野の3次元S波速度構造モデルの構築, 物

理探査, 55-1, 53-65.

Zhao D., A. Hasegawa, and H. Kanamori (1994) : Deep structure of Japan subduction zone as derived from local, regional, and teleseismic events, *Journal of Geophysical Research*, 22, 313-327.



付図6 強震動評価のための深い地盤構造モデル作成の流れ

「長周期地震動予測地図」2009年試作版

発行 2009年9月

編集 地震調査研究推進本部地震調査委員会
(文部科学省研究開発局地震・防災研究課内)

〒100-8959 東京都千代田区霞が関三丁目2番2号

電話 東京 (03)6734-4439 FAX (03)6734-4139

地震調査研究推進本部ホームページ

<http://www.jishin.go.jp/>

