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。

層 番号	P 波速度 V _p (km/s)	S 波速度 V _s (km/s)	密度 ρ(g/cm³)	<i>Q</i> 値	備	洘	
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	上部抽题	
15	6.0	3.53	2.70	400		文元団では「上	
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	海洋性地殼	b第2層	
19	6.8	4.00	2.90	300	海洋性地殼	號3層	
20	8.0	4.70	3.20	500	海洋性マン	イトル	

表 7.1 地下構造モデルの物性値

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 0 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M5.1)と2004年9月5日の 紀伊半島南東沖の地震の前震(M7.1)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ので、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。



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により観測地震動の 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・マントルの 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。



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2km、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 *O*pが異なっています。





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 7.21 S 波速度 3.2 km/s 層(地震基盤)の上面深度分布: O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	上部地殼第2層
16	6.7⇒6.4	3.94⇒3.82	2.80	680	400	下部地殼
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	海洋性地殼第2層
19	6.5	3.48	2.80	510	300	海洋性地殼第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 Qs=Vs/5 Qp=1.7*Qs Qs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)