

2005年宮城沖の地震による地震波の伝播と強震動

—短周期地震動による異常震域の形成と、長周期地震動による
関東平野の揺れ—

古村孝志・早川俊彦

東京大学地震研究所

2005年宮城沖の地震における短周期・長周期地震動の伝播特性と関東平野の揺れを、2004年紀伊半島南東沖の地震との比較から考察した。太平洋プレートの地震とフィリピン海プレートの地震では、伝播経路の地殻・上部マントル（プレート）構造の違いにより、関東平野の短周期地震動と長周期地震動（表面波）の伝播特性が大きく異なる。また、表面波の励起には震源の深さが大きく影響することから、震源断層運動の多様性（アスペリティ深さ、破壊伝播方向など）により短周期・長周期地震動の特性が大きく変化する。大地震の強震動予測には、地下構造と震源モデルを正しく組み込んだ3次元地震波動伝播シミュレーションが必要である。ここで行った2005年宮城県沖の地震の計算では、観測波形のおよそ1s以上の成分を良く再現することが確認できた。より短周期の強震動予測の実用化を目指し、不均質地下構造・震源モデルの高精度化が今後の課題である。

1. はじめに

太平洋プレートの地震において、北海道～東北～関東の太平洋側の広い範囲で震度が大きくなる「異常震域」現象が見られることはよく知られている（Utsu, 1964）。震度の大きさに影響する短周期（ $f > 2\text{Hz}$ ）の地震動が、硬い（High-Q, High-V）プレートの中を通過して遠地まで良く伝わるためである。異常震域で観測される地震波を見ると、P波とS波パルスの到来後に、短周期のコーダが何分以上にもわたって長く続くことが特徴的である。長いコーダは、High-Q/High-V構造に加えて、プレート内に存在する強い不均質性（物性揺らぎ）で短周期地震波が散乱を起すためであると考えられている（Furumura and Kennett, 2005）。2005年8月16日の宮城沖の地震と2003年5月26日の宮城県沖の地震は、関東に大きな震度と長い揺れをもたらし、エレベータの閉じこめや列車の停止などにより社会生活に大きな影響が出た。

関東平野では厚さ3000～4000m以上の厚い堆積層に覆われているために、周期7秒～12秒の長周期地震動が強く増幅される特長がある。長周期の揺れはほとんど人には感じられないが、超高層ビルや長大橋、そして石油備蓄タンクなどの大型人工構造物を共振により大きく揺する。周期の長い地震波は、M大きな大地震で初めて震源から強く放射され被害を起すことも、日常的な

対策を立てにくくしている。

近年の地震防災対策には、短周期の地震動と長周期の地震動の両方を考える必要があり、2つの地震動の伝播特性について詳しく評価する必要がある。ここでは、2005年/2003年宮城県沖の地震の短周期・長周期地震波の伝播と関東平野の揺れについて、2004年9月5日紀伊半島南東沖の地震(Mw7.6)との比較を行いながら考察する。

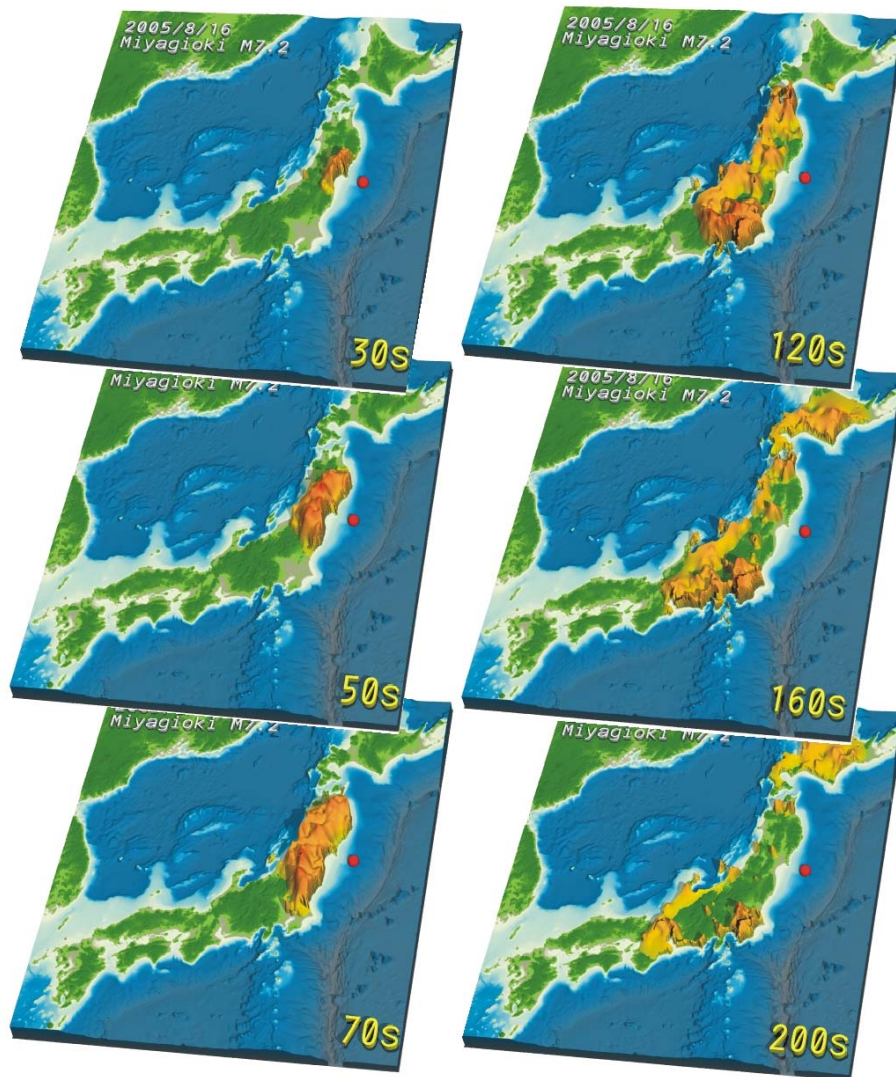


図1. 高密度強震観測網 (K-NET, KiK-net) で捉えられた宮城県沖の地震の揺れの伝わり方。地震発生後30~200秒間の地動の大きさを高さで色濃さで可視化表現している。

2. 2005年宮城県沖の地震と波動伝播

2005年8月16日に発生した宮城県沖の地震(Mw7.2)は、深さ $h=42\text{km}$ で発生したプレート境界型の地震であり、この地震により北海道から紀伊半島にかけての広い範囲が有感となった。地震の揺れは、防災科学技術研究所の

K-NET, KiK-net 高密度強震観測網の 798 観測点で記録されたほか、関東の自治体震度計ネットワーク (SK-net) の 264 台の強震計・震度計で記録が得られている。これらの観測記録 (加速度波形) を速度波形に時間積分し、観測点間の地動を補完することにより、揺れの広がる様子再現した (図 1)。ここでは、地動速度の大きさ (3 成分の合成振幅) を、オレンジ色の波面の高さで可視化表示している。

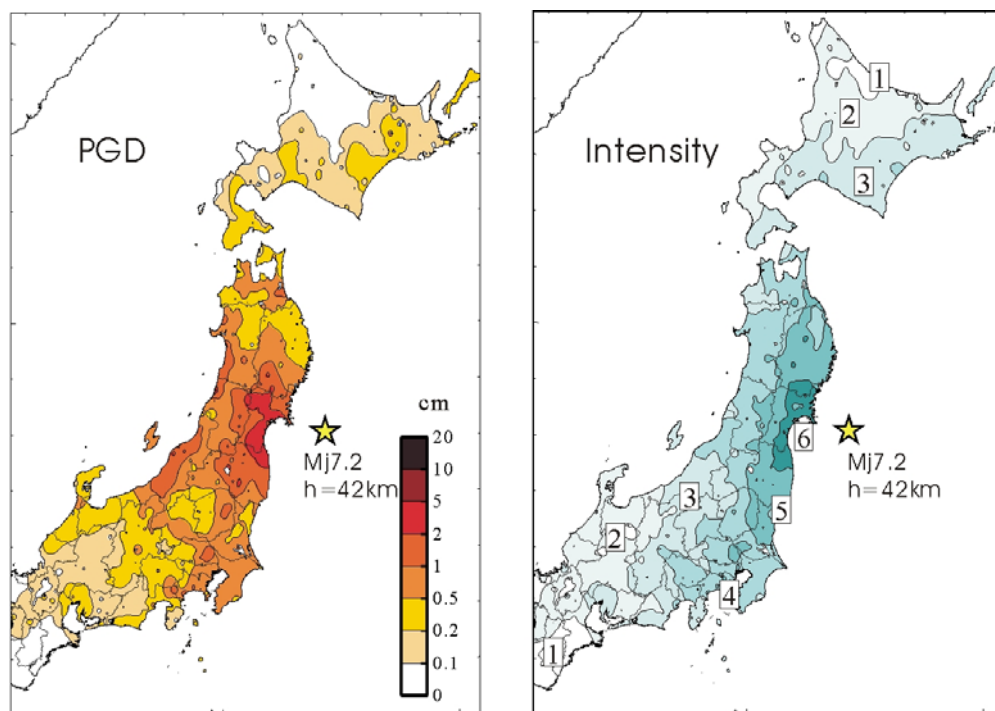


図 2 2005 年 8 月 16 日の宮城沖の地震の震度分布 (右) と最大地動変位分布 (PGD; 左)。

地震の強い揺れは、地震発生から 20 秒で仙台に到達し、50 秒で水戸と八戸を通過、そして都心部は地震後 70 秒で大きく揺れ始めている。北海道から紀伊半島へと地震波が広がったあとも、東京では 6 分間以上にわたって長く揺れが続いている。大きく長い揺れは、名古屋、京都、大阪などの他の平野部でも同様に認められる。

震度分布と最大地動変位を図 2 に示す。東京は震源から $D=300\sim 350\text{km}$ も離れているにもかかわらず、震度 3~4 の強い揺れとなっている。南海トラフで起きた、2004 年 9 月 5 日の紀伊半島南東沖の地震 ($M_w7.4; D=400\text{km}$) では、震源距離がほぼ等しいにもかかわらず、東京の震度は 1~2 程度である (図 2)。宮城県沖の地震の大きな震度は、北海道~東北~関東の太平洋側 (前弧側) の広範囲で見られ、火山フロントをはさんだ日本海側 (背弧側) では震度が 1~2 以上小さくなっている (図 2 右)。このような前弧/背弧側の震度の大きな違いは、周期 1 秒以上の長周期地震動の強さで規定される最大地動分布

(PGD; 図 2 左) には見られない。秋田、新潟、青森、関東などの平野ではやや PGD が大きくなっているのは、平野の厚い堆積層で長周期の地震動（表面波）が強く増幅されたためである (Hayakawa et al., 2004)。

いっぽう、紀伊半島南東沖の地震では、震度分布には異常震域は見られない (図 3 b)。厚い ($D=100\sim 120\text{km}$) 太平洋プレートに比べて、フィリピン海プレートは厚さが薄く ($D=20\sim 30\text{km}$ 程度)、高周波地震動を遠地まで運ぶことができないと考えられる。また、西南日本～中部日本では火山フロントが島弧の北端に位置するために、異常分布の異常が見えにくいことも関係している。

紀伊半島南東沖の地震の PGD 分布は、震度とは全く異なった様子を示しており、大阪、名古屋、富山、そして関東が飛び地のように大きくなっている (図 3 a)。とくに関東平野では震源に近い名古屋よりもずっと大きな、5cm 以上の変位が観測されており、平野で長周期の地震動（表面波）が強く励起したことが伺われる。

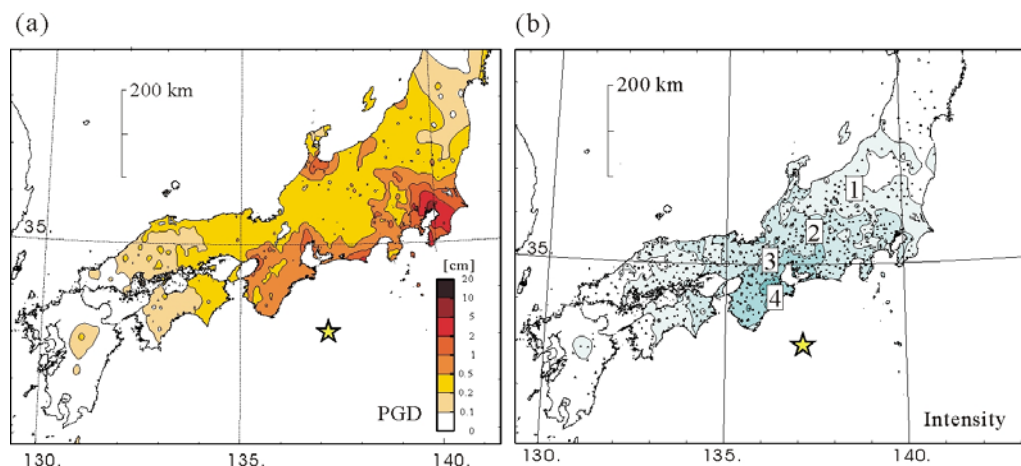


図 3 2004 年 9 月 5 日紀伊半島南東沖の地震の震度分布 (右) と最大地動変位 (PGD ; 左)。

3. 関東平野の応答スペクトル

関東平野での 2 つの地震の揺れの違いを見るために、新宿 (K-NET, TKY007) における速度波形と、構造物の速度応答スペクトルを比較した (図 3)。同時に、2004 年 10 月 23 日の新潟県中越地震 ($M6.8$; $h=12\text{km}$) の記録もあわせて表示する。

紀伊半島南東沖の地震 (図 3 c) と中越地震 (図 3 b) では、都心部で周期 7 秒前後の長周期地震動が強く励起し、速度応答スペクトルの大きさ (減衰が $h=0.05$ の場合) はそれぞれ 10cm/s と 20cm/s になる。

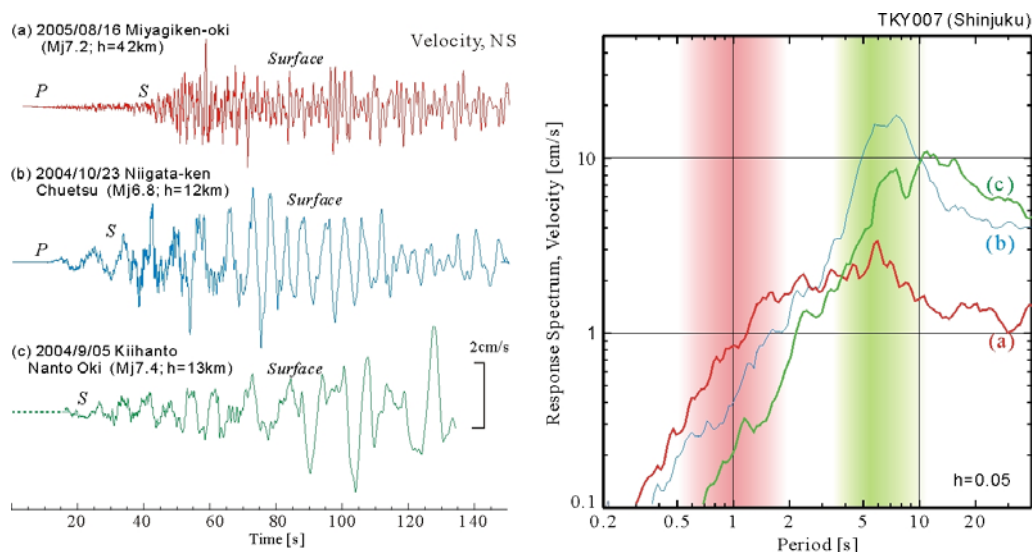


図 3. 都心(新宿 TKY007)における 2005 年宮城沖の地震、2004 年紀伊半島南東沖の地震、2004 年新潟県中越地震の速度波形と、速度応答スペクトル ($h=0.05$) の比較。

宮城県沖の地震 (図 3 a) では長周期地震動の励起が小さく、周期 7 秒での応答スペクトルはわずか 3cm/s であるいっぽうで、周波数 0.5Hz 以下の短周期地震動の応答スペクトルは、紀伊半島南東沖の地震や中越地震を 3 ~ 4 倍も上回るレベルへと逆転している。

4. 関東平野への波動伝播と長周期地震動の生成

先に述べた 3 つの地震における関東平野での地震動の特性の違いには、震源の特性 (M、深さ) に加えて、震源から観測点までの伝播経路の特性 (地殻、上部マントル構造) の 2 つが影響していると考えられる。

まず、伝播特性の違いを調査するために、3 つの地震について震源から関東平野への経路に沿って地震波形を並べた (図 4)。宮城沖地震の地震では、短周期の S 波が強い震幅を持って現れており、伝播とともに波群は徐々に延びてはいるものの、短周期地震動は関東平野までほとんど弱まらずに伝わってきている。伝播経路での長周期地震動の生成は紀伊半島南東沖の地震に比べてずっと小さく、また中越地震で見られるような、関東平野の北端での変換表面波 (盆地生成表面波) がほとんど起きていないことがわかる。

表面波の励起が小さかった原因に、震源が深く表面波の励起が小さいこと、関東平野への S 波の入射角が小さいために、堆積層内での全反射と表面波への変換が置きにくいことが考えられる。このことは、2003 年 5 月 26 日の宮城県沖の地震 (M7.0 ; $h=82\text{km}$) 地震と、2003 年 7 月 26 日の宮城県北部の地震 (M6.2 ; $h=12\text{km}$) の比較により裏付けられる (図 5)。震源の深い、2003 年宮

城県沖の地震では、2005年の地震と同様に長周期地震動の励起レベルが小さく、周期2秒前後で応答スペクトルの直線的な増加が頭打ちになっている。これに対して、浅い宮城県北部の地震はMがずっと小さかった（Mw6.2）にも関わらず、長周期地震動は周期5秒まで単調増加しており、最大2cm/sの応答が起きている。このことから、仮に浅いM7クラスの地震が起きた場合には、中越地震や紀伊半島南東沖の地震と同等以上の強い表面波の励起と長周期の応答がおきることが予想される。

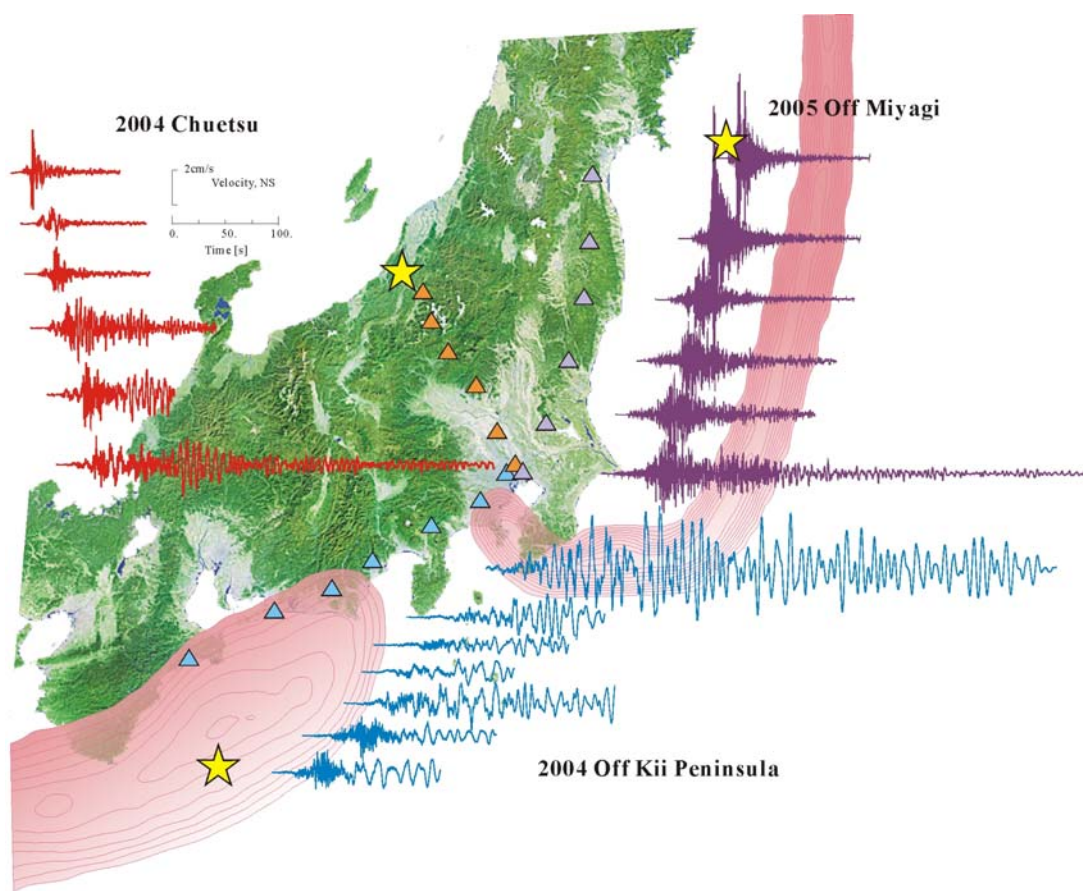


図4 2005年宮城県沖の地震の地震波の伝播。2004年中越地震、2004年紀伊半島南東沖の地震との比較。ピンク色のコンターは、海洋プレート上面の付加帯堆積物の厚さ。

5. 震源の深さと表面波の励起：2次元シミュレーション

つぎに、震源の深さが表面波の励起に与える影響を見るために、簡単な2次元差分法（FDM）シミュレーションを実施した。計算では、日本海溝の地震と南海トラフの地震の2つの伝播経路の違いも検討するために、西南日本ー関東ー東北日本の地下構造断面モデル（馬場・他，2006；田中・他，2006；図6下）を用いて計算を行った。宮城県沖および紀伊半島南東沖の、地表（海

底面) から深さ 60km に震源がある場合について、都心 (図中央) の揺れ相
班定理を用いて一度に計算した (図 6 上)。

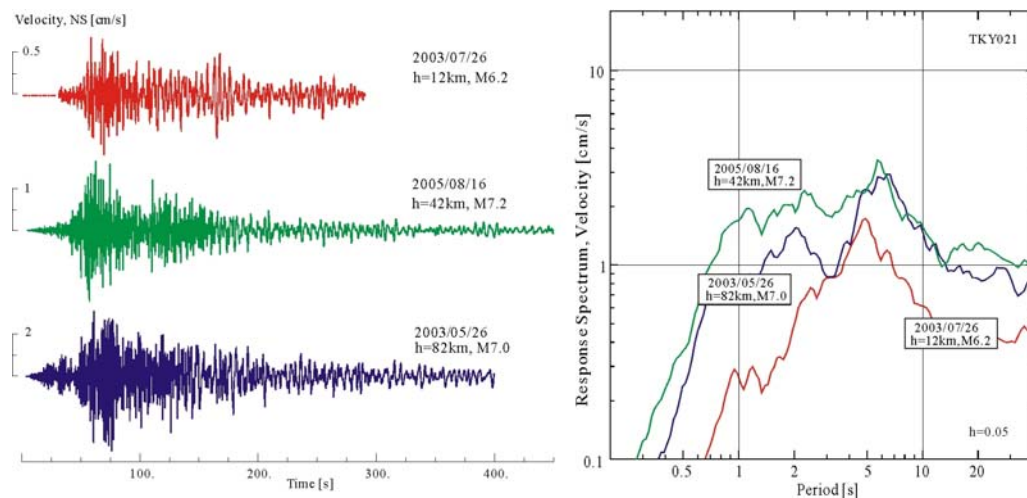


図 5 2005 年宮城県沖の地震の東京での観測波形 (TKY021) と速度応答スペ
クトル。2003 年 5 月 26 日宮城県沖の地震 (M7.0) と 2003 年 7 月 26 日宮城県
北部の地震 (M6.2) の観測波形と応答スペクトルの比較。

宮城県沖の浅い震源からは、周期数秒の表面波が生まれ、その震幅は震源
の深さとともに急激に小さくなることがわかる。震源の深さが $h=20\text{km}$ にな
ると表面波の振幅は S 波震幅と同程度となり、さらに $h=40\text{km}$ 以深では表面
波の振幅がほとんど認められなくなることがわかる。これは 2005 年宮城県
沖の地震 ($h=42\text{km}$) や 2003 年の地震 ($h=82\text{km}$) で表面波がほとんど励起し
なかったことと調和的である。周期 1 秒以下の短周期地震動は、震源の深さ
によらず (プレート境界、プレート内によらず) いつも強く生成することも
わかる。

紀伊半島南東沖の地震では、10km 以浅の地震では大きく、継続時間の長い
表面波が生まれるが、深さとともに震幅が急激に小さくなっていくことは宮
城県沖の地震と同様である。長く大きな表面波の生成には、フィリピン海プ
レート (PHP) の上面に厚く (5~10km) 堆積した低速度 (Low-V) の付加帯
の存在が大きい。厚い Low-V 表層に沿って伝播することにより、長周期の表
面波がよく発達するからである。Low-V の付加帯は減衰が大きい (Low-Q) た
めに、短周期地震動の距離減衰がずっと大きいことも特徴的である。付加帯
の上を被う海水では S 波から P 波への変換と散乱によりさらに減衰する。紀
伊半島南東沖の地震で震度の距離減衰が大きかったのは、これら海域の減衰
構造の影響によるものと考えられる。

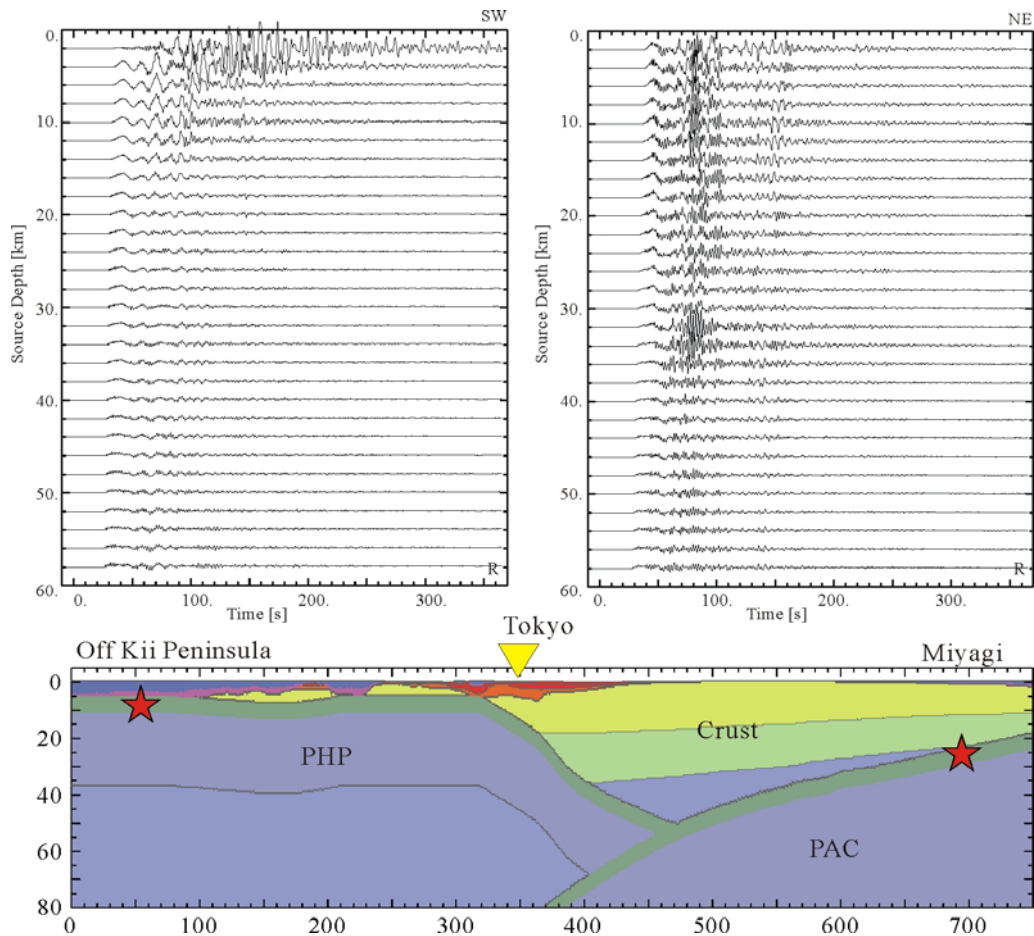


図6．地震波動伝播と表面波励起の2次元FDMシミュレーションの結果。宮城沖（右）および紀伊半島南東沖（左）のいろいろな深さの震源に対する、関東平野での地震動Radial成分の地動波形を相班定理を用いて計算。図下：紀伊半島－関東－宮城県沖断面モデル。

いっぽう、宮城県沖の地震は海溝よりも内陸側で起きたために、関東に到達する地震波は太平洋プレートの付加帯をほとんど通過しないために、上に述べたような影響ない。

6. 2005年宮城沖の地震の3次元シミュレーション

宮城県沖の地震の波動伝播と関東平野の強震動を再現するために、遠地実体波から推定した震源モデル（山中 2006）と、各種の地下構造探査を統合的に解釈した東北日本と関東の堆積層モデル（田中・他、2006）および海域地下構造モデル（馬場・他、2006）を用いてFDMシミュレーションを行った。

計算領域には震源域から関東を取り囲む $496\text{km} \times 433\text{km} \times 180\text{km}$ の範囲を選び、地表から 12km までは $0.4\text{km} \times 0.4\text{km} \times 0.3\text{km}$ の細かな格子間隔で、そして深部はこの2倍の格子間隔で離散化した。波動計算は16次精度のマルチグリッドFDMを用いて行った。堆積構造は $V_s 0.5\text{km/s}$ （最表層）～ 3.3km/s （基盤岩）

の不規則層構造で与え、最大周波数 2Hz までの波動計算を行った。

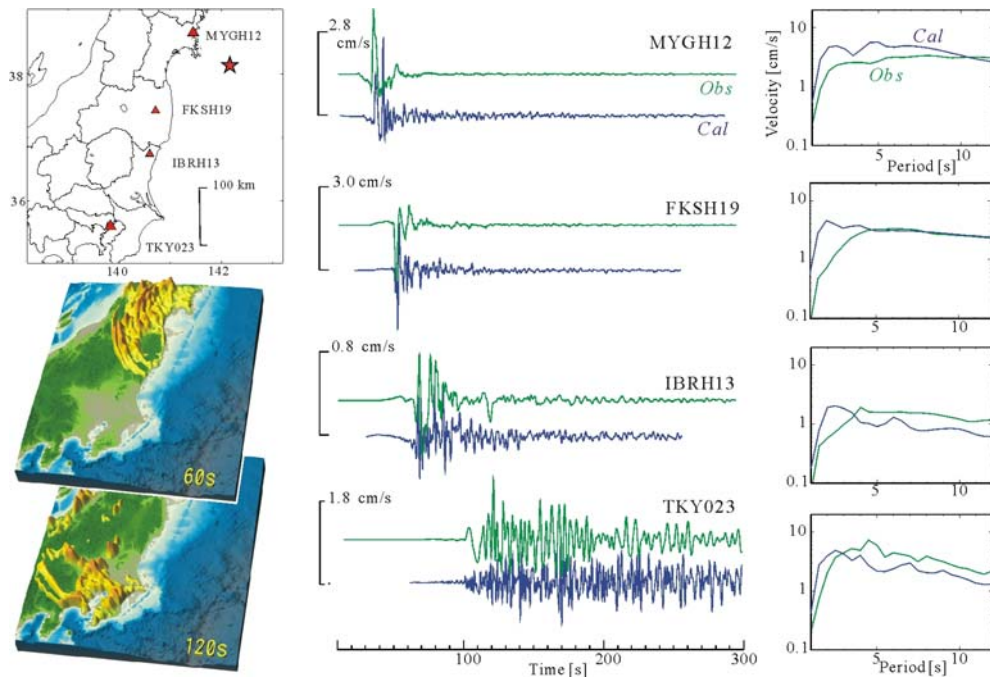


図 7. 2005 年宮城沖地震の波動伝播・強震動シミュレーション。波動伝播のスナップショット（計算）と、観測・シミュレーション波形およびスペクトルの比較。

シミュレーション結果のスナップショットと、代表的な 4 観測点 (MYGH12, FKSH19, IBRH13, TKY023) での計算・観測波形の比較を図 7 に示す。パルス状の強い S 波が伝播とともに波群を延ばしながら東北日本を南下してくる様子がよく再現されている。関東平野に入ると堆積層の増幅効果により地震動の振幅が 3 倍以上になり、また盆地内では長い揺れが生まれる様子がよくわかる。シミュレーションと観測波形のスペクトルを比較すると、周波数 1Hz よりも長周期側で両者がよく一致していることがわかる。これより、本計算に用いた震源モデルと地下構造モデルは、現時点では少なくとも周期 1 秒以上の長周期の地震波動伝播計算に適用可能であることを示している。

7. 今後の課題

2005 年宮城県沖の地震の地震波動伝播と関東平野の短周期・長周期地震動の励起特性は、これまで知られていた他の大地震（中越地震、紀伊半島南東沖地震）とは大きく異なったものであった。すなわち、近地の大地震による強震動予測には、評価地点の平野の基盤構造に加えて、震源から平野にいたる伝播経路の地殻・上部マントル構造についても正しくモデル化した地震波動伝播シミュレーションが必要である。

同じ宮城県沖を震源に持つ地震であっても、震源の深さにより長周期地震動の励起特性が大きく変わることも観測とシミュレーションから確認できた。2005年宮城沖の地震における関東平野の長周期地震動は、同規模の地震から想定されるレベルの数分の1にしかならなかったが、次に起きる大地震が浅い ($h < 10 \sim 20 \text{ km}$) 地震であった場合には、短周期～長周期の広帯域の強震動にみまわれる恐れがある。

異常震域で現れる北海道～東北～関東の前弧側と背弧側の震度の違いは1～2程度になるに過ぎないが、実は最大加速度の値は距離減衰から推定される値よりも何倍～何十倍も大きくなっていることには注意が必要である。

現在の震源、地下構造モデルでは、1秒以下の短周期地震動のシミュレーションの精度はまだ十分ではない。今後モデルの修正と短周期地震動放射に対応した不均質震源モデルの導入をはかり、震度に関する短周期地震動 ($T < 0.5 \text{ s}$) から関東の長周期地震動 ($T = 6 \sim 12 \text{ s}$) までの広帯域の地震波動場に対応するシミュレーションモデルを構築し、想定される宮城沖地震の強震動予測を行う予定である。

謝辞

地震波動伝播シミュレーションは、海洋研究開発機構の補助による、地球シミュレータ共同プロジェクト「3次元不均質場での波動伝播と強震動シミュレーション」により行われました。防災科学術研究所の K-NET, KiK-net 強震波形記録および東京大学地震研究所の SK-net の観測データを使用しました。

文献

田中康久・三宅弘恵・瀬戸一樹・古村孝志・早川俊彦・馬場俊孝・鈴木晴彦・増田徹、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。

馬場俊孝・伊藤亜紀・金田義行・早川俊彦・古村孝志、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 2006 年大会。

Utsu, T. (1967): Regional difference of seismic waves in the upper mantle as inferred from anomalous distribution of seismic intensities, J. Fac. Sci. Hokkaido Univ., Ser. VII, 2, 359-374.

Furumura, T. and BLN Kennett, Subduction zone guided waves and the heterogeneity structure of the subducted plate: Intensity anomalies in northern Japan, J. Geophys. Res., 110, B1030210.1029/2004JB003486, 2005.

Hayakawa, T. T. Furumura and Y. Yamanaka, Simulation of strong ground motions caused by the 2004 off the Kii Peninsula earthquakes, Earth Planet Space 57, 191-196, 2005.

山中佳子、EIC 地震学ノート No.168 8月16日宮城沖地震 (Mj7.2)、http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/sanchu/Seismo_Note/2005/EIC168.html