

2007年新潟県中越沖地震 ($M6.8$) による 首都圏の長周期地震動

古村 孝志* 武村 俊介* 早川 俊彦*

Long-period Ground Motions Recorded in the Tokyo Metropolitan Area during the 16 July, 2007 $M6.8$ Off Niigata-ken Chuetsu, Japan Earthquake

Takashi FURUMURA*, Shunsuke TAKEMURA* and Toshihiko HAYAKAWA*

Abstract

Large and prolonged shaking with long-period ground motions having periods of about 7 sec were observed in central Tokyo during the Off Niigata-ken Chuetsu, Japan, $M6.8$ earthquake on 16 July, 2007. The observed ground motions from a dense nationwide strong motion network (K-NET and KiK-net) demonstrate clearly that the long-period ground motions consist of Rayleigh waves, which developed at the northern edge of the Kanto Basin and were induced by conversion from the S waves radiating from the earthquake source. The amplitude and the duration of the long-period surface waves were enhanced dramatically as they propagated in the Kanto Basin, which has a thick cover of sedimentary rocks overlaying rigid bedrock. Observed ground motions of long-period signals at the center of Tokyo from the 2007 Off Niigata-ken Chuetsu event correlated well with observations from the Chuetsu earthquake on 23 Oct. 2004 ($M6.8$). By analyzing waveform data from the main shock and aftershocks of the 2007 Off Niigata-ken Chuetsu earthquake and the Chuetsu earthquake in 2004, it is found that the long-period surface wave having a dominant period of about 7 sec at the center of Tokyo is developed efficiently by a large earthquake with a magnitude greater than about $M6.5-7$, but it is not developed by small earthquakes of less than about $M6.5$.

Key words : Kanto Basin, long-period ground motion, strong ground motion, 2004 Niigata-ken Chuetsu Japan earthquake, 2007 Off Niigata-ken Chuetsu Japan earthquake

キーワード : 関東平野, 長周期地震動, 強震動, 2004年新潟県中越地震, 2007年新潟県中越沖地震

I. はじめに

2007年7月16日に発生した新潟県中越沖地震 ($M6.8$) は、逆断層型のメカニズムを持つ、浅い内陸地震である。この地震により、新潟県の長岡市、柏崎市と刈羽村、そして長野県の飯綱町において震度6強の強い揺れが観測され、そして有感の範囲は北陸地方から東北、近畿、中国地

方にかけての広い範囲に広がった。今回の地震の震源からわずか40 km南東では、2004年10月23日に新潟県中越地震 ($M6.8$) が発生したばかりであり、わずか4年弱の間に近接した場所で大地震が連続して発生した事実は、今後の地震防災を考える上で重要な意味を持つであろう。

このとき、震源から200 km以上離れた関東平野の最大震度は4、また都心の震度は3であった。

* 東京大学地震研究所

* Earthquake Research Institute, University of Tokyo

ところが、2004年新潟県中越地震と同様に、都心において周期7秒前後の長周期地震動が強く生成し、ゆっくりとした大きな地動が3分間以上にわたって長く続いたことにより、超高層ビルが共振を起こして大きく揺れ、停止したエレベータに人が閉じこめられるなどの影響が出た。幸い、この揺れによる都心での被害は報告されていないが、将来の大地震の発生に備え、超高層ビルや大型石油備蓄タンク、そして長大橋などの長周期構造物を多数抱えた近代都市において、長周期地震動の成因とその特徴について理解を深めることは重要である。

ここでは、2007年新潟県中越沖地震において関東平野で発生した長周期地震動の特徴を、日本列島に展開されている高密度の強震観測データから検討するとともに、2004年新潟県中越地震の観測データとの比較・統合解析により、関東平野における長周期地震動の一般的な特徴とその生成要因について考察を行う。

II. 新潟県中越沖地震による地震波の伝播

図1は、新潟県中越沖地震の揺れが日本列島を広がる様子を、防災科学技術研究所の強震観測網(K-NET, KiK-net)の加速度波形データを用いて示したものである。日本列島にはK-NET, KiK-netが約20~25kmの細かな間隔で、1800カ所以上にわたって設置されており、観測データは地震直後にインターネットを通して広く公開されている。この観測データを用いることにより、大地震の震源から放射された地震波が日本列島に広がり、そして人口の集中する堆積平野に大きな揺れが生じる様子を直接見ることができる。

中越沖地震による強い揺れは、K-NETとKiK-net合わせて696地点で記録されており、その、地動3成分(南北, 東西, 上下動)の加速度時刻歴を時間積分して地動速度に変換し、そして観測点間の地動を線形補間することにより、各時刻の地動の空間分布を求めた。地震の揺れの広がる様子を示す可視化画像(図1)では、地動の強さを色の濃度と透明度、そして高さの違いにより強調

して表現している。

波動伝播のスナップショットを見ると、約20秒後には新潟県全域に揺れが広がり、60秒後には北陸, 甲信越, 北関東, 南東北の広い範囲が、そして120秒後には、近畿~北東北へと揺れが伝わっている様子がわかる。関東平野に入射した地震波は、平野の地下を覆う厚い堆積層で強く増幅され、平野全体にわたって大きく長く揺れたことがわかる。特に都心部の揺れは大きく、3分以上にわたって長く揺れ続けたことがわかる。堆積平野の大きく長い揺れは、このほかにも新潟, 富山, 名古屋, 仙台などでも同様に認められる。

1) 関東平野での長周期地震動の生成

関東平野において長時間にわたって大きく揺れ続けた地震波の特徴と、その生成・伝播過程を確認するために、震源から関東平野に向けて北北西-南南東に並んだ9観測点の速度波形(E-W成分)を調査した(図2)。なお、各観測点の速度波形記録は、最大振幅で正規化してあり、地動の最大振幅を波形の右上に表示している。

震源から放射されたP波とS波は、それぞれ約5km/sと3km/sの速度で震源から関東平野へと伝わり、そしてS波が関東平野の北端の、基盤岩/堆積層境界に入射すると、長周期の表面波が発生(盆地生成表面波)したことがわかる。表面波の卓越周期は4~7秒と長く、約1.5km/sのゆっくりとした速度で平野の中心に向けて伝わりながら、伝播とともに次第に分散や反射・屈折を起こし、波群が長く、大きく発達していく様子がわかる。平野の中心部にある大宮(SIT010)や塩浜(TKY020)地点では、大きな表面波エネルギーのかたまりが、約40~60秒の間隔で何波も後から到来しており、表面波が平野内を複数の経路を伝わって観測点に到来したことを示している。

関東平野では、平野の中心部の東京湾から千葉県中部にかけての地下で堆積層が最大4000~6000m以上も厚くなっており(図3)、周期7~12秒以上の長周期の表面波が強く発達するほか、表面波の伝播速度が遅い平野の中心部に向かって波が屈折を起こすように回り込んでくる現象が、

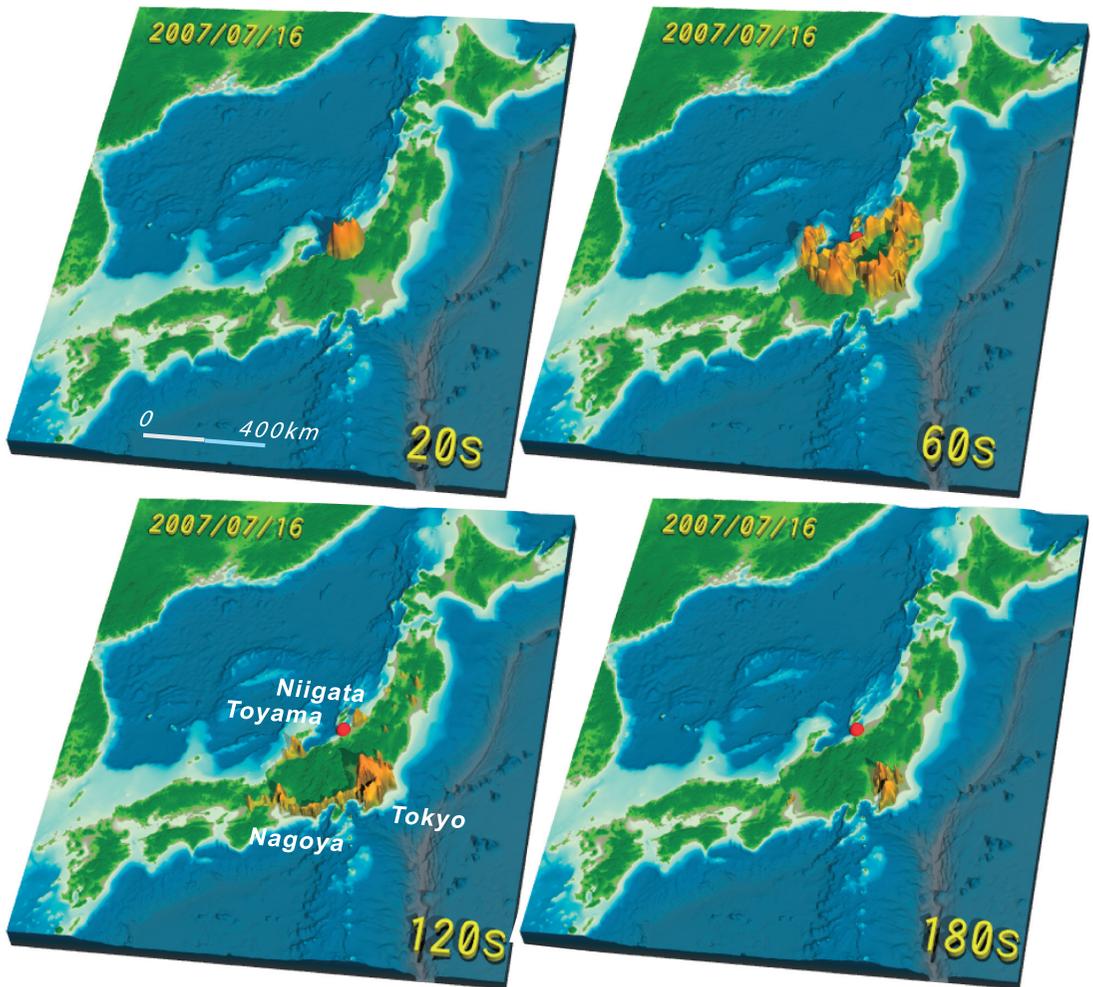


図 1 2007 年新潟県中越沖地震の揺れが伝わる様子。地震発生後 20, 60, 120, 180 秒後。地動速度の強さをオレンジ色の濃さと高さで表現している。K-NET, KiK-net 強震観測データ(合計 696 観測点)を使用。赤丸は震源を示す。

Fig. 1 Distribution of ground motions following the 2007 Off Niigata-ken Chuetsu earthquake, Japan. The amplitudes of the ground velocity motions are shown for times of 20, 60, 120, and 180s after the earthquake. Red circle indicates the hypocenter of the earthquake.

これまで 1997 年伊豆東方沖の地震 (Koketsu and Kikuchi, 2000) や、2004 年新潟県中越地震 (Furumura and Hayakawa, 2007) の観測データの解析により示されている。

堆積平野の厚い堆積層では、長周期の地震動が強く生成する一方で、周期 1 秒以下の短周期地震動は、堆積層の非弾性減衰 (低 Q 値) や散乱効果により、強い距離減衰を示すために、地震動

の加速度レベルは時間経過とともに急激に小さくなる。このため、加速度レベルにより記録の開始と停止を行う加速度強震計では、長周期地震動の記録が途中で途切れてしまっていることが残念である。

2) 最大加速度・地動分布

この地震による、最大加速度の分布と、最大地動変位の分布の特徴を図 4 に比較する。

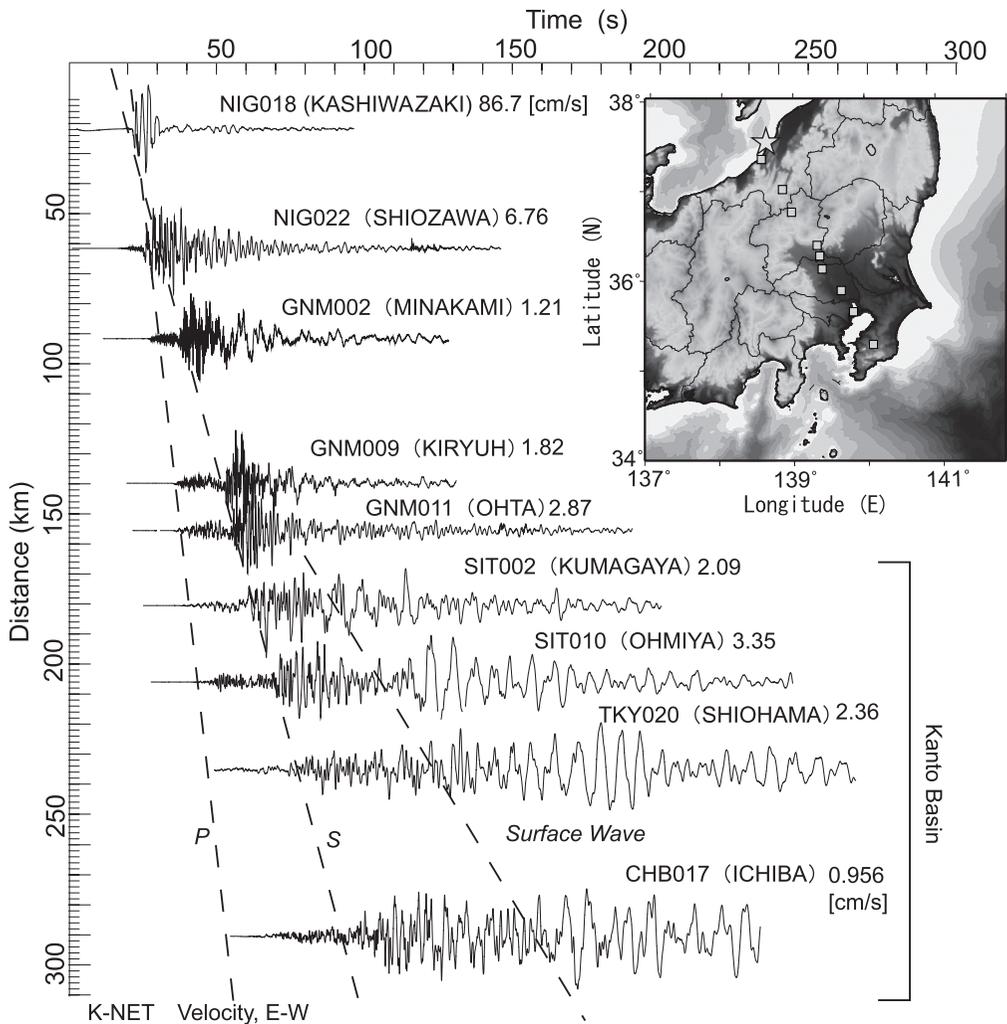


図 2 新潟県中越沖地震による、震源から関東平野への地震波の伝わり方と、関東平野での表面波(長周期地震動)の発達の様子。9観測点の速度波形東西成分は最大振幅で正規化し、最大速度を右上に表示している。右上の地図には観測点の位置を示す。

Fig. 2 Record section of EW component ground velocity motion associated with the Off Niigata-ken Chuetsu, Japan earthquake. Waveform traces of nine stations are normalized by the maximum amplitude of ground motion at each station. Maximum ground velocity at each station is shown at the top. Locations of seismic stations are shown on the insert map.

最大加速度は、主に周期1秒以下の短周期地震動の強さを表す物理量である。震源近傍の柏崎($D = 15$ km)では、最大667 cm/s/sの大加速度が記録されたが、その後震源距離とともにほぼ同心円状に弱まり、震源距離が200 kmを超える関東平野の都心部ではせいぜい5-10 cm/s/s程度の

加速度レベルに減衰している。波長の短い短周期の地震動は、地表下数~数十メートルの柔らかい表層地盤の増幅の効果を強く受けるために、たとえば埼玉県東部などの利根川の流路とその自然堤防沿いにおいて10-20 cm/s/sの大きな加速度が局所的に起きている。なお、この地域は、東京直

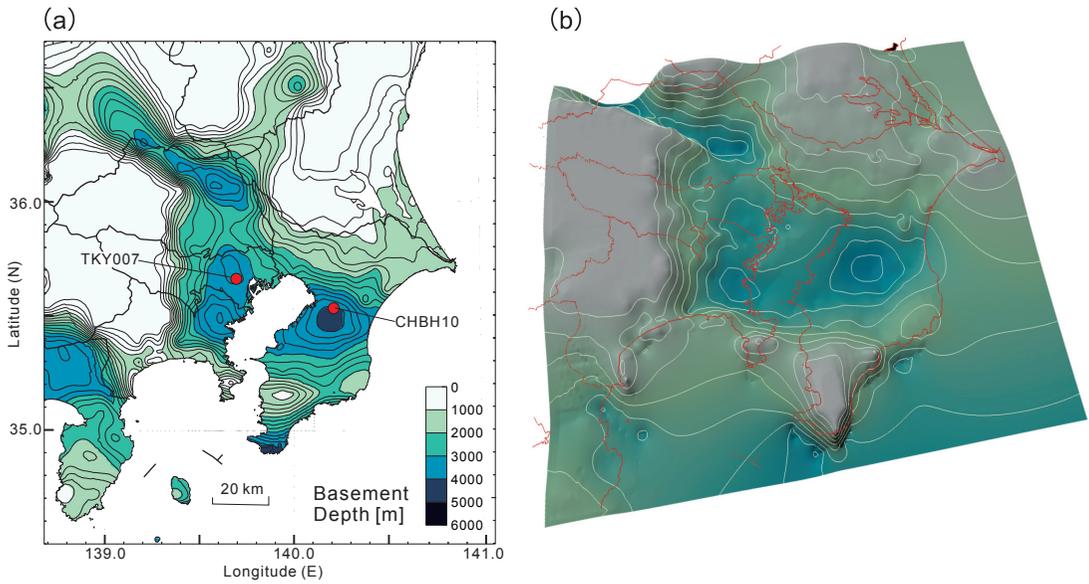


図 3 関東平野の 3 次元基盤構造 (田中ほか, 2006). (a) 基盤深度分布と K-NET 観測点 (TKY007, CHBH10) および (b) 基盤構造の 3 次元表示.

Fig. 3 (a) Depth distribution of basement in Kanto Basin (Tanaka *et al.*, 2006) and positions of K-NET and KiK-net stations (TKY007, CHBH10), and (b) 3-D view of basement topography.

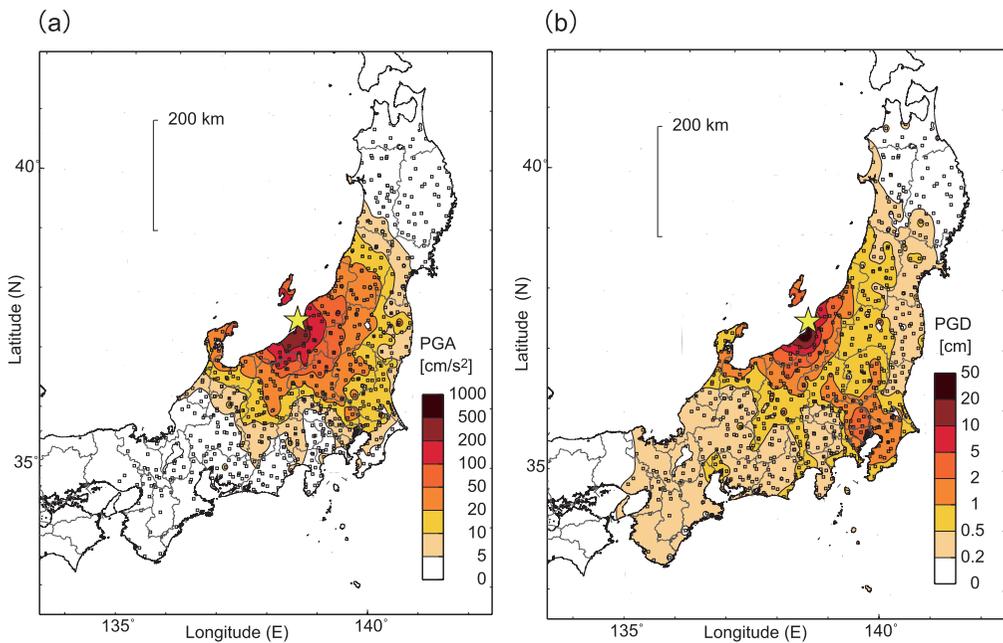


図 4 2007 年新潟県中越沖地震 (☆は震源を表す) による, (a) 最大加速度分布と, (b) 最大変位分布. 図中の □ は作図に用いた K-NET, KiK-net 観測点を表す.

Fig. 4 Distribution of peak ground acceleration (cm/s/s) (a) and displacement (cm) (b) during the 2007 Off Niigata-ken Chuetsu, Japan earthquake. Star and small squares denote hypocenter of the earthquake and recording stations, respectively.

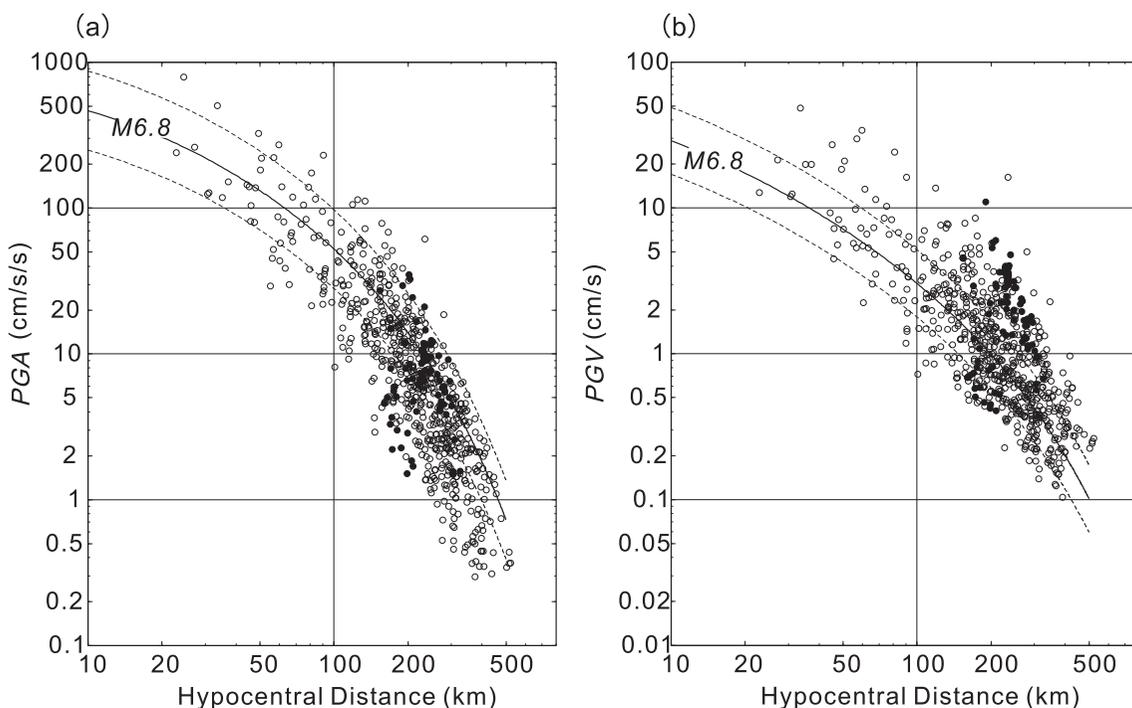


図5 (a) 最大地動加速度 (PGA) と、(b) 最大地動速度 (PGV) の距離減衰特性 (●は関東平野内の観測点を、○はその他の観測点を表す)。実線と点線は、 $M6.8$ の地震に期待される最大地動速度距離減衰(司・翠川, 1999) とその 0.5, 2 倍の値を表す。

Fig. 5 Attenuation of peak ground acceleration (PGA) (a) and peak ground velocity (PGV) as a function of hypocentral distance. Solid and dashed lines represent the expected PGV attenuation function for a $M6.8$ inland earthquake in Japan (Shi and Midorikara, 1999) and the magnification of such attenuation by factors of 0.5 and 2.0, respectively.

下の地震や関東周辺の地震において、いつも震度が 0.5 ~ 1 程度大きくなる場所である (たとえば、古村・竹内, 2007)。

最大地動分布 (図 4b) を見ると、長周期地震動が生成した関東平野全体にわたって 1 ~ 5 cm の大きな地動が生まれたことがわかる。大きな地動が観測された領域は、図 3 に示される、関東平野の基盤深度の形状とよく一致し、基盤深度が 3000 ~ 4000 m 以上になる東京東部では 2 ~ 5 cm 程度の地動振幅が発生している。

最大地動分布図を詳しく見ると、群馬南東部から埼玉東部にかけての荒川と利根川の流路、そして栃木から南下して都心へと向かう 2 つの経路に沿って、大きな地動の領域が 2 つの角のように伸びている様子が特徴的である。基盤深度分布

図を見ると、この下には 1000 ~ 3000 m の深い溝が存在し、ここで表面波が強く励起されると同時に、溝に沿って表面波が平野の中心部に誘導される効果が起きたと考えられる (Furumura and Hayakawa, 2007)。

関東平野における長周期地震動の強い増幅は、日本の最大地動加速度と最大地動速度の平均的な距離減衰式 (司・翠川, 1999) との比較からも明らかである (図 5)。2007 年新潟県中越沖地震の最大加速度の距離減衰は、震源距離、10 ~ 500 km の範囲で、 $Mw6.8$ の地殻内地震の距離減衰式から期待される最大加速度値とその 0.5 ~ 2 倍の範囲に収まっており、関東平野全体において特に大きな増幅は認められない。しかし、周期 1 秒以上の長周期地震動が卓越する、地動速度の

距離減衰を見ると、関東平野（東京、埼玉）の観測点（図 5, 黒丸）の 8～9 割以上の地点において、平均的な距離減衰式より 2～10 倍以上大きな地動が起きていたことがわかる。

3) 都心での長周期地震動と応答スペクトル

都心の K-NET 新宿観測点（TKY007）で記録された、東西動と南北動の速度波形を図 6 に示す。震源から 225 km 離れた新宿地点では、P 波の到着から約 30 秒後に S 波が到着し、さらに 30～40 秒遅れて、長周期の表面波が大きな後揺れとして到来している様子がわかる。P 波および S 波は、周期 1 秒以下の短周期成分が卓越しているが、後続相の表面波の周期は長く、その卓越周期は 7 秒前後である。

Furumura and Hayakawa (2007) は、2004 年新潟県中越地震において関東平野で生成した長周期地震動を強震観測網と自治体震度計ネットワークデータを解析することにより、震源から放射された SV 波が平野（盆地）端で Rayleigh 波に変換したものが主成分であることを述べている。これと同じ逆断層型のメカニズムを持つ 2007 年新潟県中越沖の地震により生成された長周期地震動も同様に、Rayleigh 波が主たる成分であると考えられ、観測波形の南北動の振幅が大きいこともこれを裏付ける。

東西動成分には、S 波の到着から約 70 秒後に 6 cm/s を超える大振幅の表面波が孤立波のように到来し、約 20 秒間にわたって大きな地動を作っている。このような特徴的な波群は 2004 年新潟県中越地震でも観測されており、平野の西側の山地を南下してきた Rayleigh 波が、東京の西部から都心に向けて方向転換して来たものであると解釈されている（Furumura and Hayakawa, 2007）。

図 6 に示される、2007 年中越沖地震と 2004 年中越地震の観測波形を比べると、都心で観測された長周期地震動の特徴が、波群の位相を含めて非常に良く一致することがわかる。いっぽう、実体波（P 波、S 波）の波形は 2 つの地震で大きく異なっており、たとえば 2007 年中越沖地震の初動部分には、やや小振幅の S 波（S1）から約 25

秒遅れて、大振幅の S 波（S2）が到来しており、断層面上の 2 カ所に大きな滑りを有する複雑な震源過程が伺われる。また、2 つの地震の震源距離が約 40 km 離れていることも、S-P 時間に数秒の時間差を生み出している。さらに、2007 年の地震では 2004 年の地震に比べて短周期成分の励起が弱いようにも見える。

このように、短周期の実体波（P 波、S 波）は、地震ごとに震源過程の多様さを反映し、大きな違いが見られるのに対し、関東平野で 2 次的に生成した盆地生成表面波の特徴が良く一致したことは、将来の大地震による長周期地震動の再現性を考える上で重要であろう。

都心で記録された長周期地震動が、建築構造物に与える影響を評価するために、速度応答スペクトルを計算したところ、固有周期 7 秒前後の構造物において、最大 13 cm/s の大きな応答（減衰定数 = 5% の場合）が確認できた（図 6b）。表面波の波形の一致からも示されるように、この応答の大きさは 2004 年新潟県中越地震のものと同程度である。いっぽう、2007 年新潟県中越沖地震における、固有周期 0.5～2 秒の低周期帯側での応答は、2004 年新潟県中越地震の 1/2～1/10 以下に過ぎず、2007 年の地震における低層建築物～中高層ビルの揺れや、地震動の体感の強さは、2004 年の地震に比べてずっと小さかったことがわかる。

III. 関東平野の長周期地震動の生成要因

以上述べたように、平野で観測される長周期地震動の生成・発達には、堆積平野の盆地端における表面波（Rayleigh 波）の発生と、厚い堆積層における長周期地震動の強い増幅現象の理解が不可欠であるが、これと同時に、長周期地震動の種となる、長周期の地震波成分の震源からの放射条件についても考察が必要である。

1) 地震規模と長周期地震動の放射

一般に、地震規模（マグニチュード; M ）の増大とともに断層サイズが大きくなると、断層の破壊に要する時間が長くなるために、震源スペクトルのコーナー周期が長周期側に移動する。この結

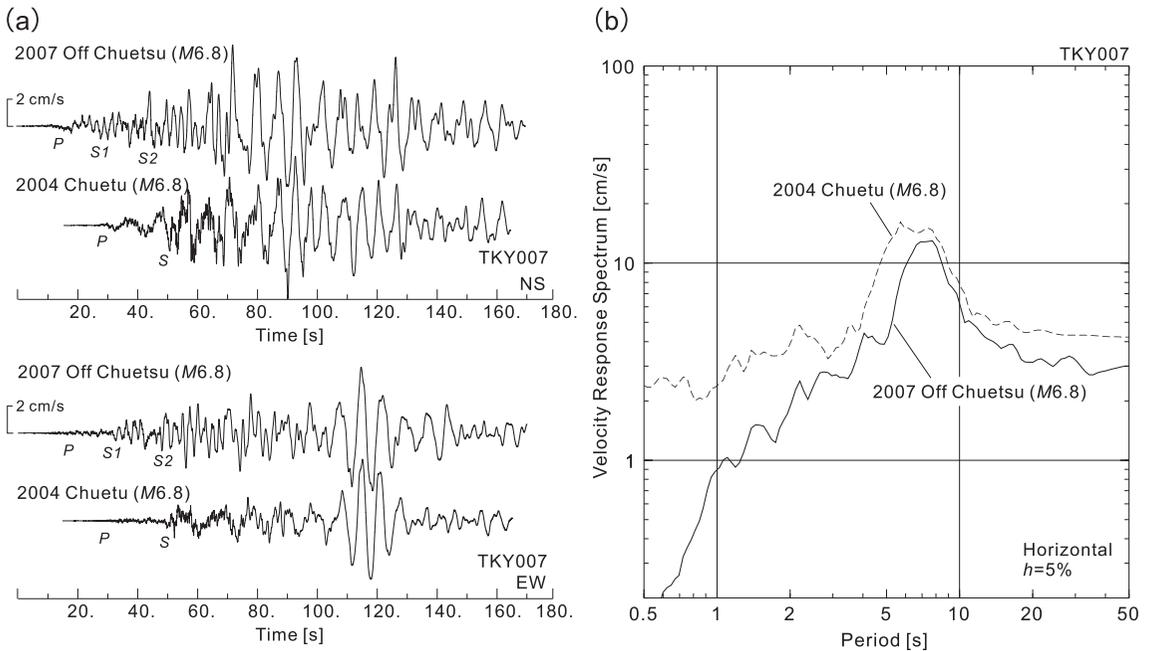


図 6 (a) 2007 年新潟県中越沖地震および、2004 年新潟県中越地震において、K-NET 新宿観測点 (TKY007) で観測された地動速度波形の比較. (b) 二つの地震記録の速度応答スペクトル.

Fig. 6 Comparison of observed ground velocity motions recorded at Shinjuku (TKY007) of the NS and EW component ground motions from the 2007 Off Niigata-Ken Chuetsu, Japan earthquake and from the 2004 Niigata-Ken Chuetsu, Japan earthquake (a). (b) Velocity response spectra for the two records.

果、P波およびS波の震源スペクトルにおいて長周期成分が強くなる。図7は、 M の異なる地震 ($M_w 5 \sim 8$) について、遠地におけるS波の速度スペクトルを模式的に示したものである。ここでは、遠地S波スペクトルを、 ω^{-2} モデル (Aki, 1967) により表現し、地震モーメント (M_0 [dyne · cm]) とS波スペクトルのコーナー周期 (T_c [s]) の関係には、Tekemura *et al.* (1993) による以下の経験式：

$$\log M_0 = 3 \times \log T_c + 23.28$$

を用いて計算した。なお、図の縦軸 (震源スペクトルの絶対値) は仮定する断層面上のS波速度や密度、地震波の放射特性により変動するため、ここでは M_w の増大に伴う震源スペクトルの相対的な変化に着目してほしい。

図7より M_w の増大とともに、短周期～長周期の広い帯域でS波スペクトルが大きくなるこ

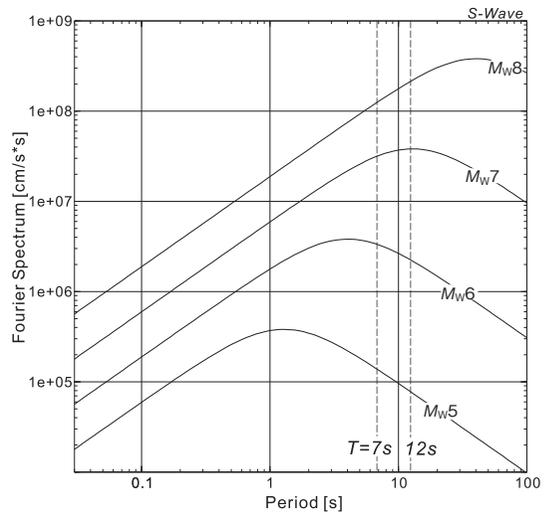


図 7 規模の異なる ($M_w 5 \sim 8$) 地震より期待される、遠地S波速度スペクトルの模式図.

Fig. 7 Schematic illustration of velocity spectrum of far-field S-wave expected for magnitudes of $M_w 5, 6, 7,$ and 8 .

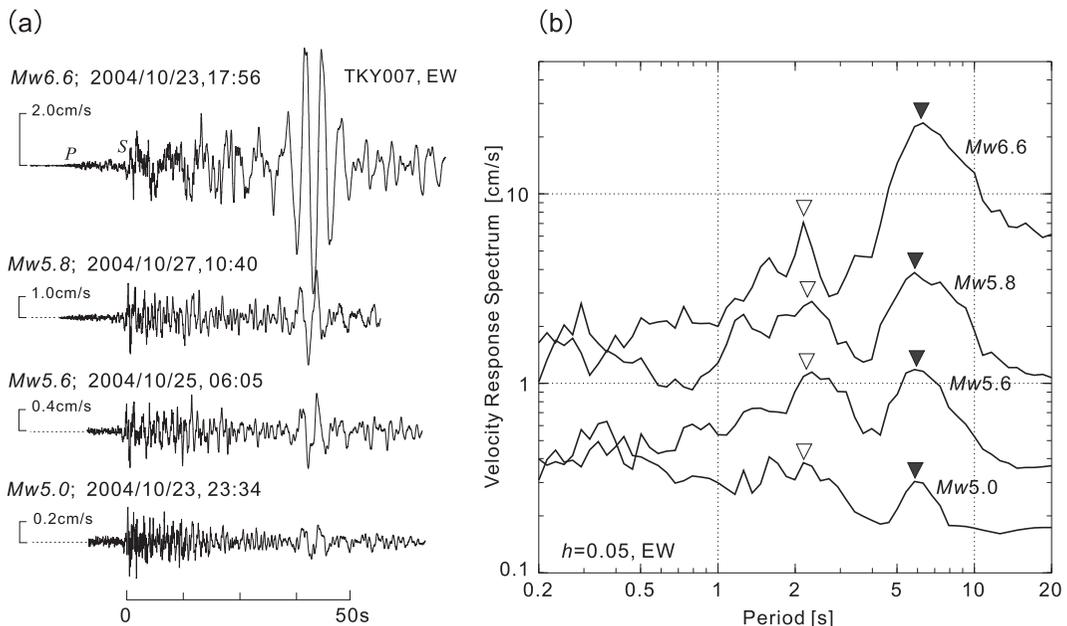


図 8 (a) 2004 年新潟県中越地震において、新宿 (TKY007) で観測された地動速度 EW 成分。本震および、3 つの余震の比較。(b) 速度応答スペクトル。▼と▽はそれぞれ、応答に現れた周期 6 秒および周期 2 秒付近の第一および第二ピーク。

Fig. 8 (a) Comparison of observed ground motions recorded at Shinjuku (TKY007) of EW component velocity motion for the main shock and three aftershocks of the 2004 Niigata-Ken Chuetsu, Japan earthquake. Each waveform trace is normalized by the amplitude of the S wave. (b) Velocity response spectra for these records. ▼ and ▽ denote the 1st and 2nd dominant period of the response spectrum.

とに加えて、さらにコーナー周期より長周期側において S 波スペクトルが急激に増大することが確認できる。たとえば、周期 1 秒前後のスペクトル振幅は、 $M_w 6$ と $M_w 7$ 地震では 3 倍程度の開きがあるが、周期 7 秒の長周期側ではこの違いが 9 倍以上になる。また、周期 10 秒を超えるような長周期の地震波は、コーナー周期が 10 秒を超える $M_w 7$ 以上の大地震ではじめて震源から強く放出され、 $M_w 7$ 以下の中小地震からの放射はとても小さいことも確認できる。

2) 2004 年新潟県中越地震の余震と長周期地震動の生成

地震規模の違いによる関東平野での長周期地震動の生成の変化を見るために、2004 年新潟県中越地震の本震 ($M 6.8$; $M_w 6.6$) および、 $M_w 5.8$ ~ 5.0 余震を用いて、長周期地震動の波形と応答スペクトルを比較する (図 8)。2004 年新潟県中

越地震では、活発な余震活動が 1 週間以上にわたって長く続いたことから、関東平野において多様な規模の余震観測データが得られている。なお、ここでは防災科学技術研究所広帯域地震観測網 (F-net) で決められた、モーメントマグニチュード (M_w) の値を用いて地震規模の大小を議論することにする。

図 8 は、K-NET 新宿 (TKY007) 観測点で記録された、本震および 3 つの余震の速度波形 (東西動成分) の比較である。各波形は S 波の最大振幅で揃えてあり、S 波振幅に対する表面波の励起強度を比較することができる。これを見ると、 M_w が小さくなるにつれ、表面波の振幅が急激に減少し、本震 ($M_w 6.8$) で顕著に見られた、S 波の 4 倍以上の表面波振幅は、 $M_w 5.6$ の余震では S 波と同程度に、そして $M_w 5.0$ の余震では S 波の半分以下へと急減することがわかる。

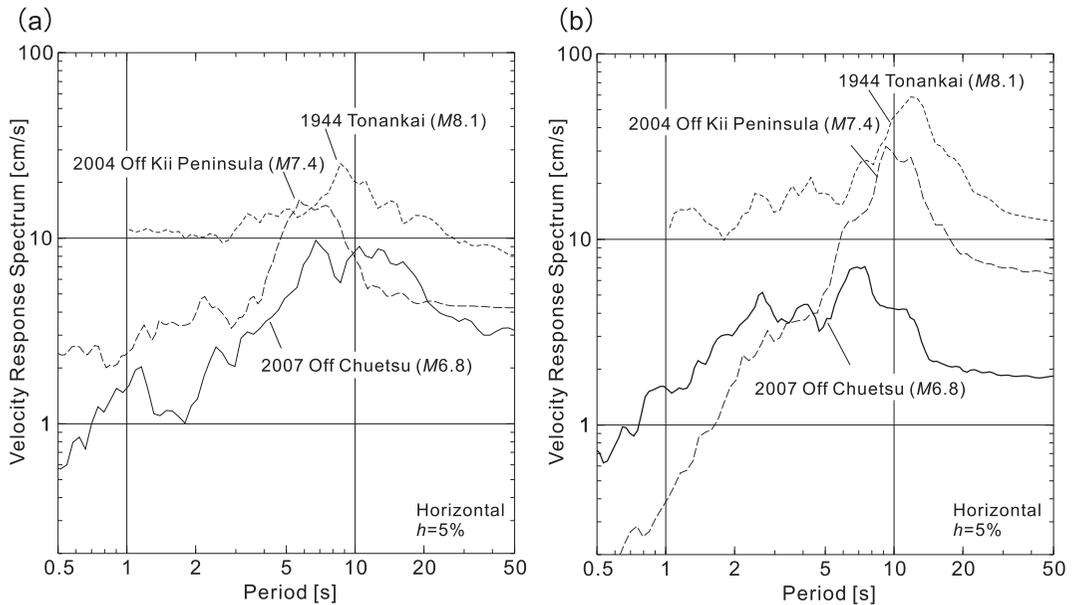


図 9 2007年新潟県中越沖地震と2004年紀伊半島南東沖地震、および1944年東南海沖地震における、(a) 都心部（東京大学地震研究所と東京大手町）および、(b) 千葉県中部（KiK-net CHBH10観測点と千葉県東金市）での地震動速度スペクトル。

Fig. 9 Velocity response spectrum at (a) Central Tokyo (Earthquake Research Institute and Otemachi, Tokyo) and at (b) Chiba (KiK-net CHBH10 station and Togane, Chiba) during the 2007 Off Niigata-ken Chuetsu earthquake, 2004 Off Kii Peninsula earthquake, and 1944 Tonankai earthquake.

この地動に対して速度応答スペクトルを計算すると、本震で顕著に見られた、固有周期7秒前後の20 cm/sを超える大きな応答（減衰定数=5%の場合）は、 M_w の低下とともに不明瞭になり、むしろ周期2秒前後に見られる短周期の応答が相対的に強くなっていることがわかる。

以上より、都心において周期7秒の長周期地震動が強く生成する条件として、 M_w 6.5～7程度以上の規模を持つ地震が関東の周囲で発生する必要性が確認できる。たとえ、 $M5$ ～ 6 級の地震が関東直下で発生したとしても、周期7秒の長周期地震動はほとんど発生せず、むしろ周期2秒前後の短周期地震動が強くなると考えられる。

3) $M8$ 級巨大地震による長周期地震動

関東の周辺では $M7$ 級の inland 地震が発生することに加え、さらに東海地震や東南海地震のように、 $M8$ 級の海溝型地震の発生についても注意が必要である。以降、巨大地震による長周期地震動

の特徴について考察を進める。

図9は、2007年新潟県中越沖地震($M6.8$)の都心部（東京大学地震研究所、ERI）と千葉県中部の（KiK-net千葉観測点、CHBH10）で記録された加速度波形から計算した速度応答スペクトル、そしてこれよりも地震規模の大きい2004年紀伊半島南東沖地震($M7.4$)、および1944年東南海地震($M8.1$)の応答スペクトルを比較したものである。なお、東南海地震の強震動については、ERIおよび、CHBH10から5～10km程度離れた、中央気象台（東京大手町）と東京帝国大学東金観測点（千葉県東金市）で記録されたものであり、これらの機械式強震計記録は、古村・中村（2006）により読み取りと計器特性の補正が行われ、地動に復元されたものである。

これら $M7$ ～ 8 級の大地震による、都心での長周期地震動の特性は、 $M7$ 級の新潟県中越沖地震のものと同様に周期7秒前後の地震動が

卓越し、地震規模の増大にあわせて短～長周期全体の応答レベルが2～4倍程度大きくなるものの、長周期地震動の性質には大きな違いは見られない。

ところが、千葉県中部では、 M の増大に伴い、周期7秒以上の長周期側での速度応答が2～12倍以上も増大しており、また最大応答の固有周期も10～12秒へと長く伸びるなど、 $M7$ 級と $M8$ 級の地震では生成する長周期地震動の性質が大きく異なることがわかる。

これは、都心下の厚さ3000 m程度の堆積層では、およそ周期7秒前後に最大応答が起きるために、 $M7$ 以上の地震ではいつも7秒前後の長周期地震動が強く励起するのに対し、これよりも堆積層が厚い（およそ5000 m程度）千葉県中部地点では、最大応答の周期帯が都心よりもずっと長周期（12秒以上）側にあるために、地震規模が $M7$ を超えるとより強い応答が発生し、長周期地震動の生成が強まることが考えられる。

2004年紀伊半島南東沖地震（ $M7.4$ ）では、東京湾の湾岸から千葉県中部にかけて、周期10秒以上において15 cm/sを超える強い速度応答が起きており（Hayakawa *et al.*, 2005; Miyake and Koketsu, 2005）、このとき千葉県姉崎市の石油コンビナートの浮き屋根が長周期地震動に共振（スロッシング）を起こして破損したことが報告されるなど（畑山・座間, 2005）、 $M7$ を超える大地震への警戒が必要である。

IV. まとめ

2007年新潟県中越沖地震において、関東平野で生成した長周期地震動の特性を、高密度の強震観測データをもとに評価した。

大地震において堆積平野で強く発生する長周期地震動の特性は、各地点における堆積層の構造に加えて、さらに震源から放射されるS波のスペクトル特性が大きく影響している。地震の規模の増大とともに、地震動の長周期成分の震源放射特性が大きく変化するため、想定地震による長周期地震動の評価には、まず地震規模の正確な見積もりが必要である。

次に、長周期地震動の発達には、震源から平野に至る、長い伝播経路の影響も大きく影響することも、これまでの観測データから明らかである。2004年新潟県中越地震の観測により、関東平野の北側に位置する利根川や荒川沿いの深く狭い基盤の溝において、S波から表面波への強い変換が発生し、これに沿って都心部に長周期地震動が誘導されるメカニズムが示され、そして今回の2007年新潟県中越沖地震によりこれが裏付けられた。また、2007年能登半島沖地震（ $M6.9$ ）では、糸魚川-静岡構造線を境にして、地震動が急激に弱まる現象が観測されており（早川ほか, 2007）、これにより都心部の長周期地震動の生成が弱められた可能性が指摘されている（古村, 2007）。いっぽう、2004年紀伊半島南東沖の地震では、南海トラフから駿河湾、そして相模湾に沿った海域の伝播経路において、周期7～10秒以上の長周期地震動が強く発達したことが複数の研究者により指摘されており、沈み込むフィリピン海プレートの上に厚く（5～10 km）堆積した付加体による地震波の強い増幅効果が、コンピュータシミュレーションにより評価されている（古村ほか, 2006; Furumura *et al.*, 2007）。以上のことから、長周期地震動の正確な予測には、震源から観測点に至る伝播経路の地下構造についても正しい評価が必要である。

長周期地震動の発生を予測する上で、2007年新潟県中越沖地震による長周期地震動の特性が、2004年新潟県中越地震のものとはよく一致したことは意義深い。震源メカニズムや破壊過程など、断層運動の動的特性と、その地震毎のばらつきに強く依存する、周期1秒以下の短周期地震動とは異なり、平野で二次的に生成する表面波（長周期地震動）は、地震によらず再現性が良いことが示されたからである。

高密度の強震観測網が日本列島に整備されてから10年余りが経過し、長周期地震動の評価に不可欠な大地震の観測データが着実に蓄積されてきている。これらのデータの解析を今後進めることより、長周期地震動の生成と伝播特性の地域性について理解を進め、これを平野および伝播経路の

不均質地下構造の詳細なモデル化に反映させることにより、長周期地震動の高精度のシミュレーションと予測が可能になるものと期待される。

謝 辞

本研究には、防災科学技術研究所の K-NET, KiK-net 強震観測データ, F-net 広帯域観測網震源モデル, および東京大学地震研究所首都圏強震動総合ネットワーク SK-net の観測データを使用しました。中越沖地震発生直後に本特集号への寄稿を勧めてくださった地学雑誌編集委員長の笠原順三氏, および地学協会編集委員会の皆様に深く感謝申し上げます。

文 献

- Aki, K. (1967): Scaling law of seismic spectrum. *J. Geophys. Res.*, **72**, 12117-1231.
- 古村孝志 (2007): 能登半島地震の長周期地震動: 関東平野にはどう伝わったか. サイスマ (Monthly 地震レポート), **11**, 6-7.
- Furumura, T. and Hayakawa, T. (2007): Anomalous propagation of long-period ground motions observed in Tokyo during the 23 October 2004 Niigata-ken Chuetsu (M_w 6.6) earthquake. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **97**, 863-880.
- 古村孝志・中村 操 (2006): 1944 年東南海地震記録の復元と関東の長周期地震動. 物理探査, **59**, 337-351.
- 古村孝志・竹内宏之 (2007): 首都圏直下の地震と強震動—安政江戸地震と明治東京地震—. 地学雑誌, **116**, 431-450.
- 古村孝志・早川俊彦・額額一起・馬場俊孝・中村 操 (2006): 1944 年東南海地震の強震動シミュレーションと関東平野の長周期地震動. 月刊地球, **55**, 130-137.
- Furumura, T., Hayakawa, T., Nakamura, M., Koketsu, K. and Baba, T. (2007): Development of long-period ground motions from the Nankai Trough, Japan, earthquakes: Observations and computer simulation of the 1944 Tonankai (M_w 8.1) and the 2004 SE Off-Kii Peninsula (M_w 7) Earthquakes. *Pure Appl. Geophys.*, accepted.
- 畑山 健・座間信作 (2005): 2004 年 9 月 5 日紀伊半島南東沖の地震による石油タンクのスロッシングと長周期地震動. 消防研究所報告, **99**, 52-67.
- Hayakawa, T., Furumura, F. and Yamanaka, Y. (2005): Simulation of strong ground motions caused by the 2004 off the Kii Peninsula earthquakes. *Earth Planets Space*, **57**, 191-196.
- Koketsu, K. and Kikuchi, M. (2000): Propagation of seismic ground motion in the Kanto basin, Japan. *Science*, **288**, 1237-1239.
- 早川俊彦・古村孝志・齊藤竜彦・武村俊介 (2007): 能登半島地震による近地地震波の伝播と長周期地震動の生成. 日本地球惑星科学連合大会講演予稿集, Z255-P045.
- Miyake, H. and Koketsu, K. (2005): Long-period ground motions from a large offshore earthquake: The case of the 2004 off the Kii peninsula earthquake, Japan. *Earth Planets Space*, **57**, 203-207.
- 司 広俊・翠川三郎 (1999): 断層タイプ及び地盤条件を考慮した最大加速度・最大速度の距離減衰式. 日本建築学会構造系論文報告集, **523**, 53-70.
- Takemura, M., Ikeura, T. and Uetake, T. (1993): Characteristics of source spectra of moderate earthquakes in a subduction zone along the Pacific coast of southern Tohoku distinct, Japan. *J. Phys. Earth*, **41**, 1-9.
- 田中康久・三宅弘恵・額額一起・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). 日本地球惑星科学連合大会講演予稿集, S116-P014.

(2007 年 7 月 27 日受付, 2007 年 7 月 30 日受理)