1924年丹沢地震 (Mj7.3) の震源断層モデルの推定と首都圏の強震動評価

ESTIMATION OF THE FAULT FOR THE 1924 TANZAWA EARTHQUAKE (Mj7.3) AND EVALUATION OF STRONG GROUND MOTIONS IN THE TOKYO METROPOLITAN AREA

早川 崇*, 片岡 俊一**, 宮腰 淳一***, 佐藤 俊明***, 横田 治彦***

Takashi HAYAKAWA, Shunichi KATAOKA, Junichi MIYAKOSHI,

Toshiaki SATO and Haruhiko YOKOTA

We estimated the fault of the 1924 Tanzawa earthquake (Mj7.3), which was the largest aftershock of the 1923 Kanto earthquake (Ms8.2). We could successfully reproduce the observed waveforms in central of Tokyo based on the estimated fault model. This is very important to investigate the characteristics of ground motions by M7 events occurring in the Tokyo Metropolitan area because we only have a few observed waveforms of such events in central Tokyo. Finally, we calculated ground motions around Tokyo metropolitan area by the estimated fault model. The simulated ground motions do not exceed the design spectra around the area but in west of Kanagawa Pref.

Keywords : *strong ground motions, fault model, semi-empirical method, three-dimensional finite difference method, the 1924 Tanzawa Earthquake, the Tokyo Metropolitan area*

強震動, 断層モデル, 半経験的波形合成法, 三次元有限差分法, 1924年丹沢地震, 首都圏

1. はじめに

南関東でM7程度の地震が今後30年で発生する確率は高く, 地震調査研究推進本部によって70%程度と発表されている¹⁾. M7規模の地震は構造物に甚大な被害を与える場合があり, 首都圏で発生するM7規模の地震による強震動評価は非常に重要な課題である. また, プレート境界で今後発生するM8規模の関東地震に対する耐震安全性の検討の観点からは, 本震の地震動推定と共に, その直後に発生した多くのM7規模の余震の地震動を推定することが重要である.

強震動予測においては地下構造及び震源断層の地域性の評価が結果に大きく影響する. 関東平野では物理探査結果や豊富な中小地震の観測記録を用いて作成された三次元地下構造モデル^{2), 3), 4)}が提案され, 周期数秒以上の長周期において地下構造の増幅特性が面的に評価可能である. また短周期においてもスペクトルインバージョンから推定された増幅率⁵⁾やAVS30から推定された増幅率⁶⁾等から地下構造の増幅特性を面的に評価することが可能である. 一方, 震源断層に関しては未解明な部分が多く残されている. この主な原因はM7規模の地震が首都圏で近年発生しておらず, 震源断層の特性を推定するために必要な断層近傍の記録が殆ど得られていないことに一因がある.

南関東で発生したM7規模の地震として1923年の大正関東地震の余震群がある. これら余震群は東京本郷において複数の地震計で不完全ながら観測されている. この観測記録を基に震源断層を推定できれば, 今後首都圏周辺で発生するM7規模の地震による首都圏の強震動を考える上で有用な資料となる. 前述したように首都圏の地下構造は三次元的に明らかになってきており, 東京本郷の記録が説明できる震源断層は推定可能と考えられる.

本研究では1924年1月15日の丹沢地震(M7.3)(以後, 丹沢地震)を取り上げた. この地震の巨視的震源パラメータは佐藤・片岡⁷⁾により調べられているが, 詳細な震源断層モデルは提案されていない. 丹沢地震は規模が大きく首都圏に近い断層の不均質性が地震動に大きく影響する. 本研究ではアスペリティと背景領域からなる震源断層を推定し, 三次元差分法及び経験的グリーン関数法により首都圏の広帯域な強震動を推定した.

2. 観測記録

丹沢地震は東京本郷(HNGと記す)でEwing式地震計, 教室強震計⁸⁾の地震計で記録されている.

Ewing式の記録については, オリジナル記録のトレースは文献⁹⁾に, そこから推定した地動については文献¹⁰⁾に記載があり, 120秒

* 清水建設株式会社 研究所

** 弘前大学大学院理工学研究科 博士(工学)

*** 清水建設株式会社 研究所 博士(工学)

SHIMIZU Corp., Institute of Technology

Hirotsuki University, Dr. Eng.

SHIMIZU Corp., Institute of Technology, Dr. Eng.

間の記録が数値化されている。これらの文献では記録が SE-NW, SW-NE 方向で示されているが、本論では N-S, E-W 方向に変換した。2Hz でハイカットした加速度波形を図 1 に示す。この地震計は他の 2 機種とは違い、イベントトリガー方式であり、地震動を感知してから記録を開始する。そのため、初動は得られていない。全体的に振幅の減衰は緩やかであり、HNG が破壊伝播方向に位置していないことが推察される。図 1 の加速度波形を数値積分して求めた 2Hz 以下の変位波形を図 2 に示す。時刻 70~90 秒付近に周期 10 秒程度の大きな波群が存在する。この波群が主要動から遅れて到達すること、分散が見られること、周期が 10 秒程度であることから関東平野の堆積層による Love 波群と考えられる。

図 1 Ewing 式地震計で記録された本郷の観測記録（加速度）

図 2 Ewing 式地震計で記録された本郷の観測記録（変位）

教室強震計による丹沢地震の記録を画像処理により白黒反転させて図 3 に示す。振り切れることなく長い時間記録している。記録を見ると、初動後極めて長周期の位相（図中の A）が見られるが、対応すると思われるタイムマーク（図中の矢印付き線 a と b、1 分間を表す）はその前後のタイムマークの間隔に比べて、1.3 倍程度長くなっている。紙送りが正常でなかったために生じたものと考えている。この記録でも、NS 成分では初動から 80 秒程度、EW 成分では 60 秒程度経った時点で振幅が大きくなっており、後続位相が大きくなることは Ewing 式地震計の記録と対応している。

以上のように、2つの地震計による丹沢地震の記録は相互に矛盾がない。そこで、以下の検討には全容をきれいに記録している Ewing 式地震計の記録を用いた。

3. 地下構造モデルの検証

文献 4 による三次元地下構造モデルを用い、三次元差分法¹¹⁾により周期 3 秒以上の地震動計算を行って、丹沢地震の断層モデルの推定・検証及び首都圏の長周期の地震動評価を行った。地下構造モデ

ルで最も重要なことは、対象地震による評価地点の地震動の再現能力である。文献 4 では、丹沢地震の震源域の西南に位置する 1990 年の小田原の地震 (Mj5.1) (図 4) で関東平野の観測記録の再現性を確認している。このことが文献 4) による地下構造モデルを用いた理由である。新しいモデル^{2), 3)}では、新しい物理探査データ等が反映されているが、小田原地震ほど丹沢地震に近い地震で再現性を確認していない。

図 3 教室強震計で記録された本郷の観測記録

地下構造モデルは丹沢地震の震源域の南側の地震に対して再現能力が確認されているが、北側の地震では再現能力が確認されていない。そこで断層モデルの北側で発生した 1983 年 8 月 8 日の神奈川県西部の地震 (Mj6.0, 深さ 22km) の越中島 (ETC) における観測記録を三次元差分法でシミュレートして、地震動の再現能力を確認した。ETC は HNG に近く、SN 比が良好な速度記録が得られている。対象とした周期は 3 秒以上とした。図 4 に 1983 年の神奈川県西部の地震の震央、HNG、ETC の位置を示す。

この地震は規模が比較的小さく ETC から遠いため点震源でモデル化した。震源位置、深さと発震機構は気象庁による推定値¹²⁾を用いた。震源時間関数は二等辺三角形でモデル化し、継続時間は図 4 に示す SZJ の記録で最初に到達した S 波のパルス幅から読み取った。また地震モーメントは SZJ の EW 成分の速度振幅と計算波が一致するように本論で推定した。その結果、継続時間 1.5 秒、地震モーメント $21 \times 10^{17} \text{ Nm}$ と推定した。

図 5 は 1983 年神奈川県西部の地震の SZJ と ETC における計算波と観測波の比較である。ETC の計算波は観測波の振幅レベルおよび経時特性を再現している。とくに NS 成分の 60~90 秒付近に認められる長周期の大きな振幅の後続動が再現されている。今回用いた三

次元地下構造モデルは震源域北側の地震においても地震動の再現能力を有し、断層モデルの検証や首都圏の地震動評価に有用であると考えられる。

図4 1983年神奈川県西部、1990年小田原の地震の震源およびHNG、ETC、SZJ

図5 1983年神奈川県西部の地震のSZJとETCにおけるシミュレーション

4. 震源断層の推定

震源断層には2つのセグメントを想定した。本論ではまず各々のセグメントのアスペリティの設定を説明した後、残る断層パラメータの設定を説明する。本研究では情報が不足して拘束が効かない断層パラメータは、まず地震調査研究推進本部による手順¹³⁾（以後、レシピと呼ぶ）に従って平均的な断層パラメータを設定することを基本方針とした。

(1) アスペリティ1の推定

丹沢地震の震源断層に関する既往の調査には、1) 佐藤・片岡による解⁷⁾、2) 気象庁による震央位置¹⁴⁾がある。佐藤・片岡は岐阜の記録に見られるモホ反射S波とDepth phaseの時間差が一次元構造における理論値と一致するように震源位置を推定し、岐阜と仙台の記録を用いた waveform modeling でメカニズムを推定した。佐藤・

片岡の解の震源位置は断層面の中で最も地震動を放出した部分に相当する。地震モーメント、メカニズム、震央に関してはこれらの推定値をそのまま用いた。丹沢地震の断層面には佐藤・片岡の解による二つの節面のうち本震の断層面と近い傾斜の節面を採用した。

最初に強震動に強く影響するアスペリティ位置の推定を行った。図6に佐藤・片岡による解(▲)、気象庁による震央(★)、本震の最終すべり量分布(実線)¹⁵⁾と本震から丹沢地震発生までの余震の分布¹⁴⁾(●)を示す。最終すべり量分布は本震後の測地データと本震の実体波の同時インバージョンで推定されたすべり量である。アスペリティの位置は、1) 佐藤・片岡の解の近傍、2) 本震から丹沢地震発生までの間で余震の発生が少ない領域、3) 本震のすべり量が大きい領域の縁、の三つの条件から推定した。2)の理由は丹沢地震のアスペリティでは本震後も固着しており、余震の発生回数は少ないと考えたことによる。3)の理由は本震のアスペリティの縁で最大余震が発生している事例¹⁶⁾を考慮したことによる。レシピによると地震モーメントからアスペリティ面積は339km²と推定される。同程度の面積で前述した3つの条件に適合する場所として、図6に太点線で示す領域A、領域B、領域Cが挙げられる。宇津¹⁷⁾によると三島と甲府の震度が同じであり、アスペリティを領域Cに仮定することは難しい。領域Aではモーメントの重心が佐藤・片岡の解よりも北東に外れてしまう。そこで本論では領域Bに地震規模から経験的¹⁸⁾に2個のアスペリティを余震の空白域を偏りなく自然に埋めるように想定した。(以後、アスペリティ1)。位置と面積は空白域の中で任意性が残るが、情報がなためこれ以上の検討は行わなかった。

図6 佐藤・片岡の解(▲)、本震のすべり量分布(実線)、本震から丹沢地震までの間に発生した余震(●)の分布とアスペリティ1(灰色部分)

その結果、アスペリティ1の合計面積は286km²となり、レシピによる面積339km²とほぼ等しい。アスペリティ1は丹沢地震の主要なアスペリティと考えられる。アスペリティ1の深さは佐藤・片岡の解の深さとほぼ一致するように設定し、アスペリティ1の三次元形状を設定した。

(2) アスペリティ2の推定

図2の30～55秒と、60～90秒に見られる大振幅の後続動の水平

面の粒子軌跡を図7に示す。2章でも述べたが60～90秒の波群は堆積層によるLove波と考えられる。30～55秒は周期が6秒程度で、Love波と主軸がほぼ直交していることからRayleigh波の可能性が高い。

図7 HNGの観測記録（周期3秒以上）の後続動の粒子軌跡

60～90秒の粒子軌跡の主軸は北西－南東である。アスペリティ1は本郷から見て西南西に位置しており、シミュレーションでは南西方向からのLove波を十分に再現できない。そこで本郷から見て南西に位置する相模湾で、本震のアスペリティの縁に位置する領域Dに小さなアスペリティを仮定した（アスペリティ2）。図8に領域Dを示す。地震基盤は三浦半島から横浜に向かって比較的急に深くなるため、相模湾の浅い地震では堆積層表面波が効率よく生成される。記録が少ない領域Dの地震に対して地下構造モデルの妥当性が検証されていない。しかし文献4に示される小田原の地震のスナップショットにおいて、ENS, OFN, YKHでは相模湾から三浦半島をへて関東平野に達する波群が含まれている様子がみとれる。このような地震波の伝播は、領域Dの地震波と同様であり、文献4で示されるENS, OFN, YKHの記録の再現は領域Dの地震に対する地下構造モデルの直接的な検証にはならないが、傍証になると考えられる。

アスペリティ2の面積は基本方針に従ってレシピによるアスペリティとアスペリティ1の面積の差から求め、レシピに従ってアスペリティ2の地震モーメントを求めた。その結果、アスペリティ2は断層全体の16%と小さい地震モーメントであった。

HNGで観測された大振幅のLove波を再現するためには、領域Dの中でもさらにLove波が効率良く生成される位置にアスペリティ2を設置する必要がある。図8に示す領域DにS1, S2, S3の点震源を仮定し、三次元差分法でHNGの地震動を計算してLove波群の生成効率が高い位置を探した。アスペリティ2の断層面はアスペリティ1の断層面と同一平面上に設定する。そのため点震源の深さはS1, S2, S3における同平面の深さ（S1は11.0km、S2とS3は4.6km）とした。点震源のメカニズムは佐藤・片岡の解、地震モーメントはアスペリティ2の地震モーメントとした。震源時間関数は二等辺三角形とし、継続時間はアスペリティ2の等価半径を破壊伝播速度で除して2.4秒と見積もった。図9にHNGにおける計算波のN135E成分を点震源S1, S2, S3と比較して示す。N135Eは記録の後続動の主軸方向である。点震源がS3の場合最も強くLove波が励起され、経時特性も観測波と似ている。そこでアスペリティ2の位置をS3と想定して検討を進めた。

(3) 断層モデル

前節まででアスペリティ1の形状・位置とアスペリティ2の位置

が決定した。アスペリティ2と背景領域の面積及び微視的な断層パラメータはレシピで算出できる。設定が必要な、残る断層パラメータは破壊様式、背景領域の形状・位置とアスペリティ2の形状である。これらは拘束できる資料がないため本論で想定した。

図8 HNG、領域Dとアスペリティ2の位置検討用の点震源（★）

図9 点震源によるHNGにおける計算波（N135E成分）

表1 巨視的断層パラメータ

			備考
断層原点 (西のセグメント)	北緯	35.23 °	南東端
	東経	139.23 °	
	深さ	9 km	
	面積	1250 km ²	
断層原点2 (南東のセグメント)	北緯	139.4 °	南東端
	東経	35.11 °	
	深さ	2.00 km	
	面積	229 km ²	
走向, 傾斜, すべり角	270°, 30°, 120 °		文献7
破壊開始点 (西のセグメント)	北緯	35.350 °	文献14
	東経	139.074 °	同上
	深さ	17 km	同上
破壊開始点2 (南東のセグメント)	北緯	35.170 °	
	東経	139.230 °	
	深さ	5 km	
破壊様式	同心円状		
地震モーメント	5.40E+19 Nm		文献7
モーメントマグニチュードMw	2.4		logM ₀ =1.5M _w +16.1
断層面積	1479 km ²		文献13の(2)式
破壊伝播速度	3.0		文献15

背景領域はアスペリティ1とアスペリティ2の周囲にそれぞれ付与し、2つの背景領域がつながるように配置した(図10)。レシピにしたがって断層パラメータを設定し、アスペリティ2の形状をほぼ正方形にして震源から同心円状で破壊させるとHNGの後続動が記録を下回った。そこで破壊伝播効果で記録の再現性が向上するように、アスペリティ1からの破壊の連続性を考慮して、アスペリティ2の破壊開始点を図10の位置に想定した。

しかしながらHNGの後続動が依然として記録を下回った。そこでレシピの枠組みを越えて、記録の再現性が向上するようにアスペリティ2のすべり量と応力降下量を可能な範囲内で検索した。その結果、すべり量と応力降下量をレシピの2倍とし、地震モーメントを保つようにアスペリティ2の面積は当初の半分とした。

2つの破壊開始点の時間差は、破壊開始点間の距離を破壊伝播速度で除して求めた後、計算波と観測波の位相が一致するように設定した。最終的に時間差を13秒に設定した(初期値は9.4秒)。

断層パラメータを表1と表2に示す。図10に断層モデルを示す。

表2 微視的断層パラメータ

備考			
アスペリティ1			
面積(km ²)	154(西), 132(東)		
すべり量(m)	1.69(西), 1.83(東)	文献13 (9),(15),(19)式	
応力降下量(Mpa)	10.1	文献13 (11),(12),(13),(14)式	
アスペリティ2			
面積(km ²)	27	(総面積[文献13(12)式]-アスペリティ1面積)/2	
すべり量(m)	1.07	文献13 (9),(15),(19)式の2倍	
応力降下量(Mpa)	20.2	アスペリティ1の2倍	
背景領域			
面積	1166	断層面積-アスペリティ面積	
すべり量	0.31	文献13 (17),(18)式	
応力降下量(Mpa)	1.9	文献13 (23)式	

*剛性率は密度2.9g/cm³, S波速度3.9km/s⁴)から算定

図10 断層モデル(★は破壊開始点, 黒部分はアスペリティ)

5. 断層モデルの検証

破壊メカニズムとすべり量が強く影響する周期3秒以上の長周期の地震動と、応力降下量が比較的強く影響する震度の両面から、断層モデルの地震動の再現性を確認した。

(1) 長周期の地震動の再現性による検証

三次元差分法でHNGの記録をシミュレートして、その再現性を確認した。レシピを参考にすべり時間関数には中村・宮武¹⁹⁾を用い、fmaxは6Hzとした。すべり時間関数の設定に用いた断層幅は、アスペリティの場合は各アスペリティ面積の平方根、背景領域は各セグメントの面積の平方根とした。図11に差分法の発震時刻を0秒としてプロットしたHNGにおけるアスペリティ1とその背景領域の計算波を、Ewing式地震計の観測波と比較して示す。記録開始の正確な時刻は不明である。観測波の第一波は計算波のS波の第一波と考えて計算波と観測波を重ね描いた。4(2)節で述べたように後続動が再現されていない。図12には断層全体による計算波を示す。断層全体の再現波は振幅、位相ともよく観測波を再現している。図13は図12の再現波の90~120秒の粒子軌跡を観測と比較して示している。観測波の後続動の主軸(北西-南東方向)を再現している。HNGの長周期地震動をよく再現できる断層モデルであることが確認できる。

図11 アスペリティ1とその背景領域による観測波の再現

図12 全断層による観測波の再現

図13 計算波の後続動の粒子軌跡(実線は計算波, 点線は観測波)

(2) 短周期の地震動の再現性による検証

経験的グリーン関数法で図 14 に示す K-NET 観測点と大手町（中央气象台）、横浜、三島の気象官署の丹沢地震の地震動を推定し、震度の再現性を確認した。まず、K-NET 観測点の地震動を求めた。地盤の非線形性を考慮するために、線形解析で地表の小地震記録を直下の工学的基盤まで引き戻し、地震動を推定した後、等価線形化法で地表に戻した。気象官署の地震動は、K-NET 観測点と気象官署の地盤構造の違いによる増幅特性の差異を考慮するために、工学的基盤まで引き戻した最寄りの K-NET 観測点の地震動を、気象官署の地下構造を用いて、等価線形化法により地表に戻して求めた。このようにして得られた地震動から計測震度を算出し、勝又による震度分布²⁰⁾と宇津による震度と比較した。図 14 に震度を評価した K-NET 観測点と大手町、横浜、三島の気象官署の位置を示す。

() 内はアスペリティ 1 とその背景領域からの地震波の震度

図 14 中央气象台、横浜、三島の気象官署 (■)、K-NET 観測点 (●)、震度 5 の分布 (点線) と小地震 (★)

経験的グリーン関数法では、メカニズムが丹沢地震と同様で、かつアスペリティ 1 付近で発生した 2001 年 12 月 8 日の神奈川県西部の地震 (M4.6) を小地震に用いた。震央は気象庁による位置を用い、深さは F-net による推定値 (38km) を用いた。同地震の地震モーメントとコーナー振動数は Tsuda⁵⁾ による推定値 $M_0 = 8.64 \times 10^{15} \text{ Nm}$, $f_c = 1.2 \text{ Hz}$ を用いた。図 14 に小地震の震央とメカニズムを示す。

K-NET 観測点では、K-NET による PS 検層の速度構造を用いて、鉛直入射を仮定した重複反射理論から S 波速度が 400m/s 以上の工学的基盤上面の地震動を算定した (以後、重複反射理論により鉛直入射を仮定して工学的基盤上面の地震動を算定することをはざりと記す)。CHB008, KNG001, KNG009, KNG013, SIT011 では PS 検層が工学的基盤に到達していないため、はざとりに用いる工学的基盤までの速度構造を作成する必要がある。そのため、まずこれらの地点の工学的基盤の深さを、300m 程度以内の近傍のボーリング調査から推定した。次に推定深さとなるように PS 検層の最下層の層厚を増大し、密度 1.9 g/cm^3 , S 波速度 500m/s, P 波速度 2000m/s の最下層を追加して、これらの地点の速度構造を作成した。工学的基盤深さは CHB008 で 32m, KNG001 で 25m, KNG009 で 25m, KNG013 で 19m, SIT011 で 40m とした。

気象官署の地震動を推定するにあたっては、大手町に対しては TKY007 新宿、横浜は KNG002 横浜、三島は SZO008 沼津の工学的基盤の推定波を地表に戻した。気象官署の速度構造ははざとった K-NET 地点の速度構造から作成した。大手町と横浜の気象官署の近傍のボーリングデータを見ると、工学的基盤の深さはそれぞれ 19m, 43m であった。そこで、はざとった K-NET の PS 検層の速度構造を工学的基盤深さが一致するように、工学的基盤直上の層の層厚を修正して大手町と横浜の気象官署の表層地盤を作成した。三島では SZO008 沼津の速度構造をそのまま用いた。地盤のせん断剛性低減率と減衰定数のひずみ依存性には砂地盤、粘性土地盤の平均的な特性²¹⁾を用いた。最大ひずみは横浜で最も大きく 0.25% であった。

図 14 に勝又による震度 5 の震度分布と推定波の震度を示す。震度は水平 2 成分から計算した。同図で () 内の数値はアスペリティ 2 とその背景領域の影響を検討するために、アスペリティ 1 とその背景領域からの地震波のみで計算した震度である。ただし震度が同一の場合は示していない。震度 5 の震度分布と推定波の震度はほぼ対応している。アスペリティ 2 の影響は震源に近い神奈川県内のみであった。文献 20 の表 435-1 では、高座郡、中郡、愛甲郡、鎌倉郡で被害が大きい。KNG005 鎌倉は鎌倉郡、KNG010 平塚は中郡と高座郡の最寄りの観測点である。アスペリティ 2 とその背景領域を考慮することで、これらの地点で震度が大きく増大し、他の地域に比べ地震被害が大きい傾向をより説明可能である。

気象官署の推定震度と宇津の震度との比較を表 3 に示す。震度をほぼ再現できる断層モデルであることが確認できる。図 15 に 2Hz でハイカットした中央气象台の加速度の推定波を示す。推定波は減衰が緩やかな経時特性であり、図 1 の HNG の記録と整合している。

表 3 観測された気象庁の測候所における震度との比較

測候所	宇津	計測震度	計測震度 (アスペリティ 1 とその背景領域のみ)
大手町	4	4.0	3.9
横浜	4	4.5	4.5
三島	4	4.5	4.5

図 15 中央气象台 (大手町) における加速度の推定波

6. 首都圏の工学的基盤における広帯域な強震動の推定

(1) 推定概要

短周期成分を経験的グリーン関数法で、長周期成分を三次元差分法で算定し接続周期 3 秒でハイブリッドして広帯域な地震動を推定した。評価地点は図 14 に示す首都圏の K-NET 地点で、解放工学的

基盤面の地震動を推定した。経験的グリーン関数法では5(2)節で推定した工学的基盤の地震動を水平動として用いた。

小地震の記録をみると上下動と水平動の主要動の発生時間はほぼ一致しており、地表の上下動は主として表層でS波から変換されたP波と考えられた。そこで上下動もS波として波形を合成して推定した。上下動の解放工学的基盤へのはぎ取りはK-NETのPS検層によるP波速度構造を用いた。

(2) 最大加速度、最大速度

図16に工学的基盤上面の最大加速度および最大速度を、距離減衰式²³⁾と比較して示す。最大加速度と最大速度は水平2成分のうち大きい方をプロットした。距離減衰式には等価震源距離を用いた。全断面層面を一边2kmの要素断層に分割し、要素断層中心と評価地点の距離をすべり量で重み付けして平均した距離を等価震源距離とした。最大加速度の距離減衰式は1.4で除して岩盤上の最大加速度として地盤条件を合わせた。等価震源距離が50km以内では、大きくばらつくものの平均的にみて推定波と距離減衰式は同程度である。

図16 最大加速度および最大速度の距離減衰式との比較

(3) 速度応答スペクトル

震源直上のKNG014山北、関東平野西部のKNG009厚木、都市中心部のKNG002横浜、KNG001川崎、TKY007新宿、CHB008浦安の推定波の波形と速度応答スペクトルを図17から図22にそれぞれ示す。これらの図においては工学的基盤における速度応答スペクトルの距離減衰式²³⁾と、建築基準法で告示された損傷限界と安全限界のスペクトルも示した。断層近傍のKNG014、KNG009では周期0.5秒以下で距離減衰式と損傷限界のスペクトルを上回る。距離減衰式を上回った原因には、震源距離、アスペリティ1の地震動放射特性、地点近傍の地下構造が考えられる。応答スペクトルは距離に従い減衰し、周期1秒以下ではKNG002で損傷限界のスペクトルをやや下回り、それより遠方のKNG001、TKY007、CHB008では安全限界のスペクトルをやや下回る。

堆積層が厚いKNG002、KNG001、TKY007とCHB008では堆積層表面波からなる長周期地震動が懸念される。TKY007、CHB008では堆積層表面波による卓越が周期5~10秒で認められる。同周期域の安全限界のスペクトルと比較してKNG002、KNG001で同レベル、他の地点では下回った。

(4) 本震との比較

震源近傍の震度を本震の震度²⁴⁾と比較して表4に示す。丹沢地震の震度は等価線形化法で工学的基盤から立ち上げた地表の震度である。KNG009厚木では丹沢地震の方が震度1程度小さいが、アスペリティのほぼ直上のKNG014山北では同じである。本震の応力降下量はKNG014近傍のアスペリティで12.7MPa²⁵⁾と、丹沢地震の主要アスペリティとほぼ同じである。KNG014では同程度の応力降下量のアスペリティから同程度の距離に位置したことが、両地震で震度が同じになった主な原因と考えられる。横浜における周期3.3秒以上の長周期地震動の速度応答スペクトル(減衰1%)の本震⁴⁾との比較を図23に示す。振幅レベルは1/5程度と本震を大きく下回った。

7. まとめ

推定に必要なデータが十分でないものの、都心の波形記録や震度がほぼ再現できる不均質な丹沢地震の震源断層を推定した。実際に発生した首都圏のM7規模の地震による、都心で観測された波形を再現した強震動評価はこれまでなかった。都心の観測波形の再現により首都圏のM7規模の地震の特性を反映したことが、本研究の最も重要な意義である。

震源断層は二つのセグメントからなる多重震源と推定された。神奈川県西部に主要なアスペリティを含むセグメントが推定された。また相模湾に地震モーメントで16%程度の小さなアスペリティを含むセグメントが推定された。

推定された地震動を建築基準法の告示で示されたスペクトルと比較した。周期0.5秒以下は、KNG014山北、KNG009厚木、KNG002横浜において損傷限界のスペクトルと同程度がそれ以上の地震動となった。堆積層表面波が卓越する周期5秒以上は、KNG002横浜、KNG001川崎で安全限界のスペクトルと同程度、TKY007新宿、CHB008浦安では下回った。本震との比較では、丹沢地震の主要アスペリティの直上のKNG014山北では本震とほぼ同じ震度であった。また長周期地震動はKNG002横浜で本震の1/5程度であった。

図17 KNG014山北の推定波と速度応答スペクトル

図18 KNG009厚木の推定波と速度応答スペクトル

図 19 KNG002 横浜の推定波と速度応答スペクトル

図 20 KNG001 川崎の推定波と速度応答スペクトル

図 21 TKY007 新宿の推定波と速度応答スペクトル

図 22 CHB008 浦安の推定波と速度応答スペクトル

表 4 本震の震度との比較

	KNG014 山北	KNG009 厚木
丹沢 地震	6.0	5.2
本震	6 強	6 強

図 23 本震の長周期地震動の速度応答スペクトルとの比較

謝辞

防災科学技術研究所のK-NETの観測記録を使用させていただきました。Ewing式地震計の記録は早稲田大学の山田眞教授から借り受けました。本研究の遂行には科学研究費補助金(課題番号 18510154)の補助を受けました。ここに記して感謝いたします。

参考文献

- 地震調査推進本部：海溝型地震の長期評価
(http://www.jishin.go.jp/main/p_hyoka02_kaiko.htm), 2010.01.29
- 田中康久, 三宅弘恵, 額綱一起, 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 年大会予稿集, S116-P014, 2006

- 山中浩明, 山田伸之：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, Vol.55, No.1, pp.53-65, 2002
- Sato, T. Graves, R.W. and Somerville, P.G.: Three Dimensional Finite- Difference Simulations of long-Period Strong Motions in the Tokyo Metropolitan Area during the 1990 Odawara Earthquake(Mj5.1) and the Greate 1923 Kanto Earthquake(Ms8.2) in Japan, Bull. Seism. Soc. Am., Vol.89, No.3, pp.579-607, 1999
- Kenichi Tsuda: A New Method of Site Response Estimation and Its Application to Ground Motion Prediction, PhD. thesis of Univ. of CALIFORNIA Santa Barbara, 2007
- 三宅弘恵, 額綱一起, 古村孝志, 稲垣賢亮, 増田徹, 翠川三郎：首都圏の強震動予測のための浅層地盤構造モデルの構築, 第 12 回日本地震工学シンポジウム論文集, pp.214-217, 2006
- 佐藤俊明, 片岡俊一：1924 年 1 月 15 日丹沢地震 (M7.3) の震源パラメータの推定, 地震学会講演予稿集, B14, pp.972-1127, 1997
- 片岡俊一, 宮腰淳一, 佐藤俊明, 早川崇：1923 年関東地震の大規模余震による長周期強震動, 日本地震工学会・大会, 2004 梗概, 354-355, 2004
- 那須信治：烈強震の地動(2), 建築技術, No.237, pp.123-134, 1971
- 那須信治, 森岡敬樹：烈強震の地動(4), 建築技術, No.259, pp.159-164, 1973
- Pitarka, A.: 3D Elastic Finite-Difference Modeling of Seismic Motion Using Staggered Grids with Nonuniform Spacing, Bull. Seism. Soc. Am., 89, pp.54-68, 1999
- 国土地理院：地震予知連絡会会報, Vol.31, 1984.2
- 地震調査推進本部：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/p_hyoka03.htm), 2010.1.29
- 気象庁：地震・火山月報 (カタログ編) 2007 年 7 月 CDROM, 2007
- Wald, D. J., and P. G. Somerville: Variable-slip rupture model of the great 1923 Kanto, Japan earthquake: geodetic and body-wave inversion analysis, Bull. Seismo. Soc. Am., 85, pp.159-177, 1995
- 八木勇治, 伊藤喜宏, 浅野陽一, 関根秀太郎：2003 年 7 月 2 6 日宮城県北部で発生した地震の前震・本震・最大余震の震源過程とそれぞれの関係について, 地震学会講演予稿集, A086, 2003
- 宇津徳治：日本付近の M6.0 以上の地震および被害地震の表：1885 年-1980 年, 震研彙報, 57, pp.401-463, 1982
- Somerville, P.G., K. Irikura, R. Graves, S. Sawada, D. Wald, N. Abrahamson, Y. Iwasaki, T. Kagawa, N. Smith, and A. Kowada: Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong ground motion, Seismological Research Letters, 70, pp.59-80, 1999
- 中村洋光, 宮武隆：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, 地震第 2 輯, 第 53 巻, 第 1 号, pp.1-9, 2000
- 宇佐美龍夫：新編日本被害地震総覧, 東京大学出版会, 1987.
- 国土交通省建築研究所：改正建築基準法の構造関係規定の技術的背景, 2001
- 司宏俊・翠川三郎：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集, 第 523 号, pp.63-70, 1999.9
- 安中正, 山崎文雄, 片平冬樹：気象庁 87 型強震記録を用いた最大地動及び応答スペクトル推定式の提案, 第 24 回地震工学研究発表会講演論文集, pp.161-164, 1997
- 武村雅之：関東大震災 大東京圏の揺れを知る, 鹿島出版会, 2003
- 壇一男, 佐藤俊明：断層の非一様すべり破壊を考慮した半経験的波形合成法による強震動予測, 日本建築学会構造系論文集, 第 509 号, pp.49-60, 1998.7

(2009 年 7 月 9 日原稿受理, 2010 年 1 月 7 日採用決定)