

# 関東を襲う大地震と強震動

## —地震観測と地球シミュレータで見る関東平野の大揺れ—

古村 孝志

### 1. はじめに

新潟県中越地震 (M6.8) や福岡県西方沖の地震 (M7.0) のように、最近日本各地で大地震が多発しています。関東に住む私たちにとって、他人事ではられません。

関東では、これまで安政江戸地震 (1855年; M7) や明治東京地震 (1894年; M7) のように、M7クラスの直下型地震がたびたび起きており、近い将来に同様の地震が起きる恐れが十分にあります。さらに、東海地震など、関東の周囲で起きる海溝型巨大 (M8) 地震への備えも必要です。

大地震の発生は避けることができませんが、十分な地震防災対策のもと、被害を大きく軽減させることは可能です。このためには、まず大地震の地震動の性質をよく知ることが大切です。

厚い堆積層に覆われた関東平野は、地震が起きるといつも大きく長く揺れます。昔の河川の流路や埋め立て地などのように、地盤の悪いところでは特に揺れが大きくなります。このような揺れの地域性の把握には、多数の地震計を用いた高密度の地震観測と、地下構造の詳しい調査が必要です。

地下構造が明らかになれば、過去に起きた被害地震の揺れや、将来発生が予想される大地震の揺れを、コンピュータシミュレーションから正確に予測することが可能です。計算結果を検証し、地下構造モデルの正しさを確認するためにも、地震観測データは必要です。1995年兵庫県南部地震を契機として、日本には高密度の強震観測と大規模シミュレーション環境が整備され、強震動の研究が大きく進みました。

ここでは、まず、中越地震における関東平野の揺れの特徴と地下構造との関係を、高密度地震観測とスーパーコンピュータ (地球シミュレータ)

による計算結果との比較から考えます。次に、これまで関東を襲った、1855年安政江戸地震 (M7) と 1894年明治東京地震 (M7) の揺れを地球シミュレータで再現し、将来起きる首都圏直下地震の強震動の特徴を探ります。

### 2. 中越地震と関東平野の大揺れ

2003年10月23日に発生した、新潟県中越地震 (M6.8) では、震源に近い小千谷市や川口町で震度7の強い揺れを観測しただけでなく、震源から200km以上も離れた関東平野でも大きな揺れを感じました。

図1は、中越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) の地震記録を用いて可視化表示したものです。現在、日本列島には強震観測点が25kmの間隔で1800カ所以上に設置されており、大地震の揺れが広がる様子や、平野が大きく長く揺れる様子などを詳しく調べることが可能になりました。

中越地震の揺れは20秒で群馬/埼玉県境を通

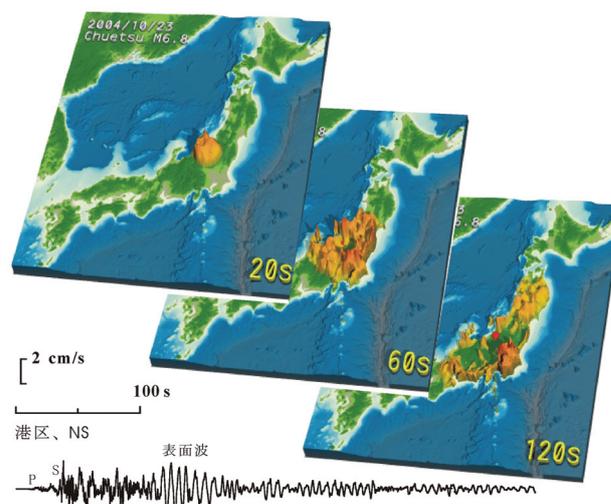


図1：新潟県中越地震の地震波の伝わる様子と、東京都心部で観測された地震動 (図左下)。

過し、約 30 秒で都心へと到達しています。関東平野の揺れは大きく、地震波が遠くに広がった後もずっと長く揺れが続いています。

## 2.1 関東平野の地下構造と長周期地震動

このような、強く長い揺れが生まれた原因には、関東平野の地下構造が大きく関係しています。平野を支える基盤岩は、最大 4000m 以上も深くえぐれた、“すり鉢”のような形になっており、その上には柔らかい堆積層が厚く覆っています(図 2)。堆積層に地震波が入ると、その振幅が数倍以上に強く増幅され、また平野の端では、横波(S波)から「表面波」と呼ばれる大きな振幅の地震波が生成されます。このようにして生まれた大きな地震動が、平野内をゆっくりと、何度も何度も行き来しながら留まるために、平野ではいつまでも強い揺れが収まらないのです。

中越地震の震源は都心から 200km 以上離れており、東京の震度は 3~4 程度でしたが、60~70 階建ての超高層ビルではエレベータが停止するなどの影響が出ました。当時、ビルにいた人によると、“ゆっくりとした揺れ”が何分も続き、船酔いのような気分を味わうことになったそうです。

地震計の記録を調べたところ、縦波(P波)と



図 2：関東平野の基盤構造。都心—東京湾—千葉県西部にかけて最大 4000m 以上の深さになる。

S波の小刻みな揺れが到達した後から、震動の周期が7秒にもなるゆっくりとした揺れ(表面波)が到来したことが確認できました(図1下)。このような長周期の地震動には木造家屋はほとんど応答しませんが、超高層ビルなどの大型構造物では共振が起きたことにより、大きく長く揺れたと考えられます。

## 2.2 首都圏強震動総合ネットワーク(SK-net)で見た表面波の伝播

中越地震で観測された長周期地震動(表面波)は、どこで生まれ、そしてどのような経路で都心へとやって来たのでしょうか。

東京大学地震研究所では、地震防災研究のために、1999年から関東周辺の地方自治体と東京消防庁、そして気象庁の震度計で記録された地震波形の提供を受け、「首都圏強震動総合ネットワーク(SK-net)」の強震動データベースを構築しています。首都圏にあるK-NET、KiK-netの176観測点の波形データに加えて、SK-netの263観測点のデータを加えて、表面波が平野を伝わる様子を詳しく調べました。

図3は中越地方から南東方向に向けて、群馬—埼玉—東京—千葉を通る方向に地震波形を並べたものです。この図を見ると、都心に現れた長周期の表面波は、関東平野の北端の群馬/埼玉県境付近で生まれ、成長しながら平野をゆっくりと南北西

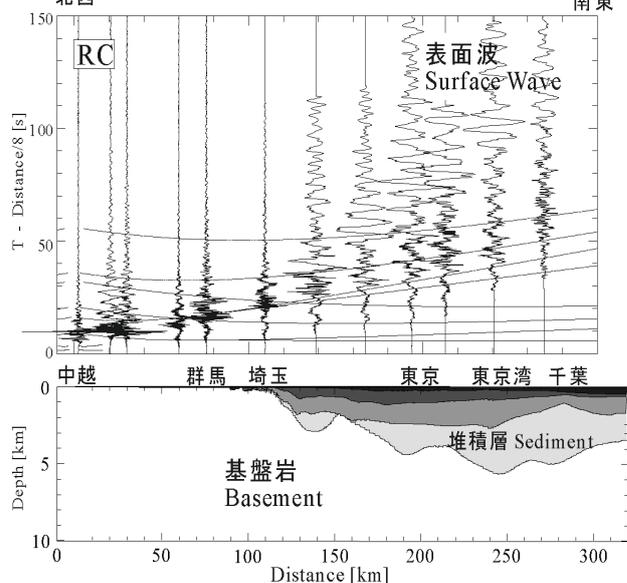


図 3：中越から関東平野にかけての表面波の伝わり方と、関東平野の地下断面図。

下してきたことが一目瞭然です。平野を伝わるにつれ、表面波の波群の長さが次第に成長し、その長さは都心部で3分以上にもなっていたことがわかります。東京湾を渡り千葉県に到着すると、表面波の振幅も継続時間も半分以下に落ちていきます。つまり、都心だけが特に大きく長く揺れたようです。

今度は、都心へと表面波が伝わる様子を空間的に見てみましょう。地震が起きてから85秒、95秒、120秒後の地面の揺れの様子（振動軌跡）を示したのが図4です。ここでは3枚の絵だけを示していますが、時刻毎に図をたくさん用意してパラパラ漫画（アニメーション）を作ると、表面波が平野を伝わる様子がよく分かります。

興味深いことに、都心には群馬／埼玉県境付近

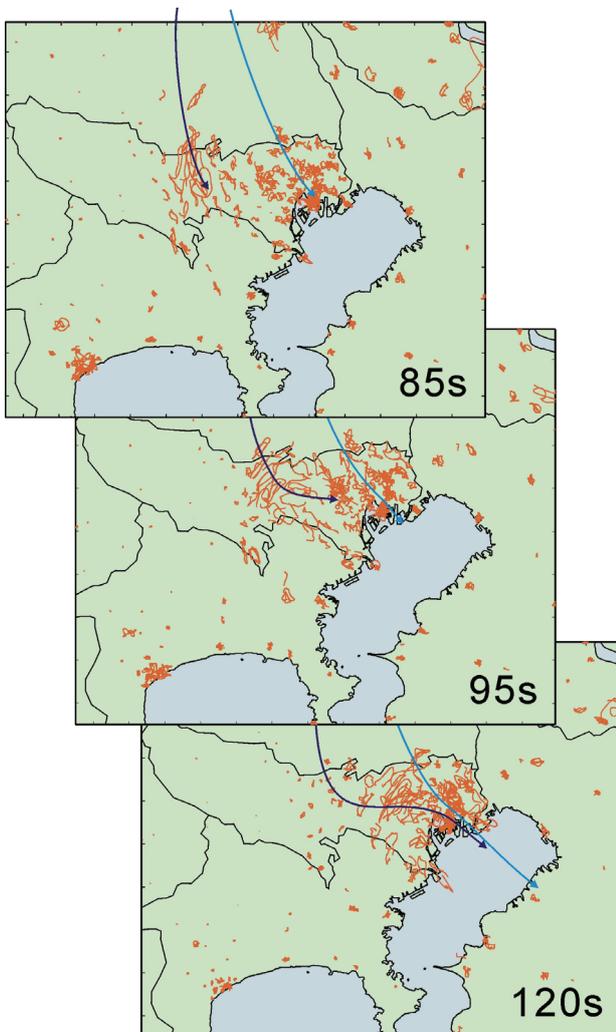


図4：関東平野の表面波の伝わりかた。地震発生後85, 95, 120秒後の地面の揺れ（振動軌跡）と、これから読み取った表面波の進行方向（矢印）。

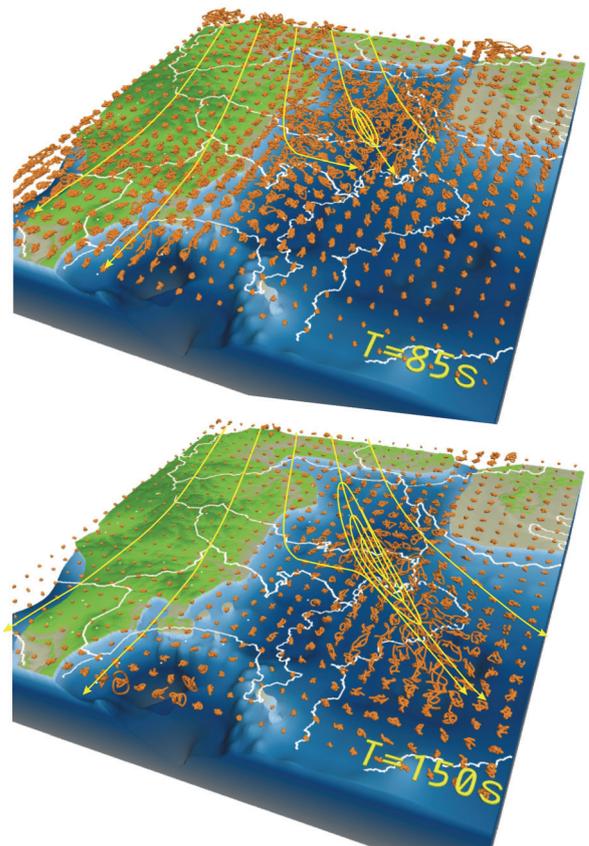


図5：シミュレーションで再現された、中越地震の揺れ（8km間隔に置いた仮想地震計の振動軌跡）。

で生まれた表面波がまっすぐ南下してくるだけでなく、最初は神奈川の方に向かっていて表面波も川越一所沢付近を通過した後に、国分寺付近で90度東に方向転換して都心へと向かってきたのです。すなわち、都心で観測された大きく長い揺れは、2つのルートを伝わってやって来た表面波が重なってできていたのです。

### 2.3 地球シミュレータで再現した中越地震の揺れ

このような複雑な表面波の伝わり方と、関東の地下構造との関係を詳しく調べるために、コンピュータシミュレーションを行いました。

地震波の伝わり方の計算には、地下の岩石の堅さ・柔らかさを表す物性値を細かくモデル化したものと、運動方程式と応力-歪みの関係式が用いられます。ここでは、「差分法」という計算手法を用いて方程式を計算しました。差分法計算はそれほど難しいものではありませんが、数億～数十億もの方程式を一度に解く必要があるため、大き

なコンピュータが必要になります。

ここでは、海洋研究開発機構の「地球シミュレータ」を用いて計算を行いました。地球シミュレータは640台のスーパーコンピュータを結合した超高速並列計算機であり、一秒間に40兆回もの計算を行う能力を持っています。

シミュレーションでは、観測と違って任意の場所に観測点（地震計）を置くことができます。そこで、8kmの間隔で東京湾や山地を含めて均等に“仮想”地震計を並べ、表面波の伝わる方向と揺れの様子を時間を追って調べました（図5）。

その結果、表面波の伝わり方には関東平野の地下の、すり鉢状の基盤面形状が大きく関係していることが良くわかりました。平野の北端の基盤岩／堆積層の境界で生成した表面波は、ゆっくりと都心へ向かって南下するだけでなく、すり鉢の西縁に沿って神奈川方面に向かっていった表面波が、東京都に入ると基盤岩の急斜面を転げ落ちるようにして都心へと方向を転じるのです。

都心から東京湾の北部、そして千葉県西部にかけての、すり鉢の底のあたりでは、このようにして複数のルートから集まった表面波が渦を巻きながら長時間にわたって滞在します。表面波が東京湾を横断して千葉と東京を何度も往復することもシミュレーションから確認できました。

### 3. 地球シミュレータ東海地震の揺れを予測

近い将来に発生が心配されている東海地震（M8）は、震源距離が中越地震とほぼ等しく、そして地震モーメント（エネルギー）は64倍にもなります。エネルギー比から考えた単純計算でも、中越地震の8倍の大きさの揺れが、関東平野を襲うことになります。

これまで東海地震は約100年の間隔で繰り返し起きてきました。前回の1946年東南海地震では、東海地域の手前で断層破壊が止まってしまったために、東海地震を起こす歪みが溜まったままになっています。1854年の安政東海地震（M8.4）から150年余が経過した今日では、いつ東海地震が起きてもおかしくない状態です。たとえ、このま

ま持ちこたえたとしても、30年以内に発生する東南海地震と連動して起きることは避けられません。

ここでは、東南海地震と東海地震の2つが連動して起きた場合を想定し、関東の揺れを地球シミュレータで予測しました。過去の宝永地震（1707年;M8.4）や安政東海地震を参考に、震源は紀伊半島の南端の潮岬沖、そして断層破壊が北東方向に進むという筋書きを仮定しました。これは、断層破壊の進行方向にあたる関東にとっては最悪のシナリオと言えるでしょう。

計算結果を図6に示します。名古屋、静岡、関東方面に向けて地震波が強く放出され、これらの平野に大きな揺れが起きる様子がわかります。地震発生から40秒後に大阪と名古屋が揺れ始め、そして120秒後には東京の都心部へと揺れが伝わってきます。その後、関東平野では何分ものあいだ大きな揺れが続きます。

このとき、紀伊半島から御前崎にかけての太平

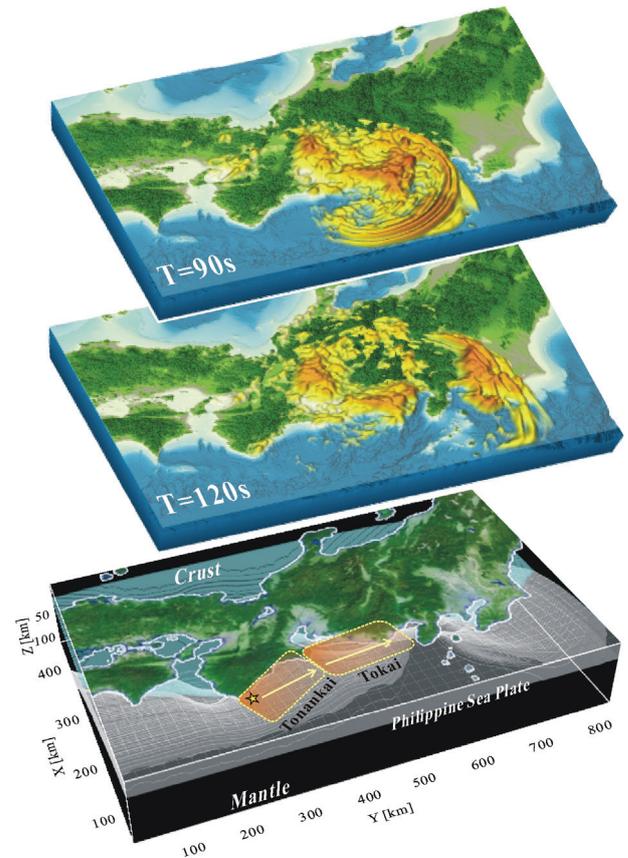


図6：シミュレーションにより予想した、東南海＋東海地震の揺れ。地下構造と断層モデルと、地震波の伝わる様子（地震後90、120秒後）。

洋沿岸部には震度6～7の強い揺れが起きます。いっぽう、関東平野の震度は4～5程度ですが、周期が6～10秒以上の長周期地震動が強く生成され、そのレベルは中越地震の数倍以上になります。関東では震度よりも、むしろ長周期地震動の影響が心配です。

#### 4. 首都圏直下の地震

これまで、関東平野の外で起きた大地震の揺れを観測とシミュレーションから見てきましたが、次に関東の直下で起きる地震の揺れについて考えることにしましょう。

関東平野の位置する北米プレートの下には、フィリピン海プレートと太平洋プレートの2つが沈み込むという、世界的に珍しい地震環境になっています。その結果、3つのプレートの境界とプレートの内部でいろいろなタイプの地震が、たえず起きているのです(図7下)。

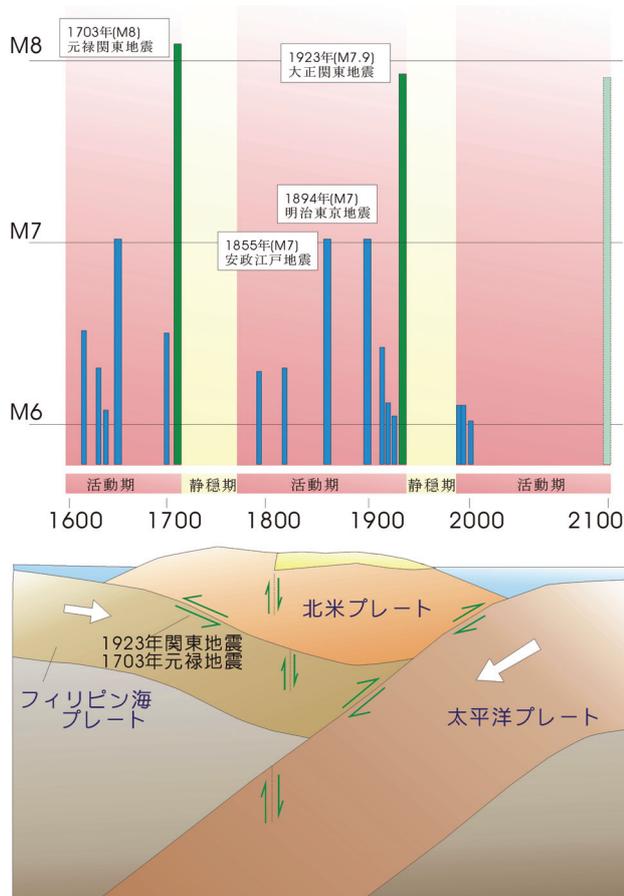


図7：関東の下の3つのプレートで起きる地震のタイプと、関東の地震年表。

これまで関東に大きな被害をもたらした地震には、1703年元禄関東地震(M8.2)、1855年安政江戸地震(M7)、そして1923年大正関東地震(M7.9)の3つがあります。また、最近の大地震としては1894年の明治東京地震(M7)があります(図7上)。

このうち、元禄関東地震と大正関東地震は、フィリピン海プレートの上面で起きたプレート境界型の地震であり、その発生間隔はおよそ240年とはっきりしています。1923年の大正関東地震からまだ80年余しか経っていない現在では、次の関東地震の発生までは比較的時間に余裕があるといつてよいでしょう。

しかし、安政江戸地震と明治東京地震については、どのプレートで起きた地震か、発生メカニズムがよくわかっていません。平均発生間隔も不明です。首都圏直下の大地震に備えて、これら過去の被害地震の震源像を明らかにすることは緊急の課題です。

#### 4.1 安政江戸地震(1855年; M7)

死者7,000人、そして全壊家屋14,000棟の大被害を引き起こした安政江戸地震は、その被害分布の特徴から、震央は東京湾北部の隅田川河口付近と考えられています。しかし、震源メカニズム、すなわち地震の深さについては研究者間で見解が大きく分かれています。

これまで安政江戸地震は、フィリピン海プレートないし太平洋プレートで起きた、やや深い( $h=30\sim 80\text{km}$ )地震であるという説が有力でした。この根拠として、歌舞伎役者の中村仲蔵の手記「手前味噌」の中に書かれた、初期微動継続(S-P)時間が長かった(数秒～10秒)ことが伺える記述がしばしば引用されてきました。S-P時間におよそ7.4を掛けたものが震源距離(大森公式)になりますから、この記述を信じると震源距離は44～74km程度に決まります。

しかし、最近の詳しい調査によると、他の古文書にはS-P時間が極めて短いような表現から、十秒程度と読み取れるものまで、さまざまなものがあることがわかってきました。

震源の深さを推定には、江戸の詳細な被害から

求められた震度分布図も用いられてきました。しかし、軟弱な地盤と厚い堆積層に覆われた関東平野では、いつも地盤の善し悪しが地震の深さに関係なく同じような震度分布を作ってしまう。このため、江戸の震度分布だけでは震源メカニズムを推定することは困難であると言えるでしょう。

#### 4.2 安政江戸地震の広域震度分布

そこで視点を江戸から離し、日本列島全域の「広域震度分布」を見てみましょう(図8)。局所的に見られる、震度の“飛び地”は、ごく浅い(<数十~数百m以浅の)表層地盤の増幅で起きるため、地震の深さによらずいつも同じ場所で震度が大きくなります。しかし、数百kmに広がるスケールを持つ、“広域の”震度分布の特徴は、地下深部(地殻、マントル、そしてプレート)の影響を受けてきたものであり、地震の深さ(プレートの位置)が変わると震度分布が大きく変化します。

たとえば、太平洋プレートで地震が起きると、プレートに沿って地震波が良く伝わるために、関東-東北-北海道の太平洋沿岸で震度が大きくなる「異常震域」現象が現れます。また、元禄関東地震や大正関東地震のように、フィリピン海プ

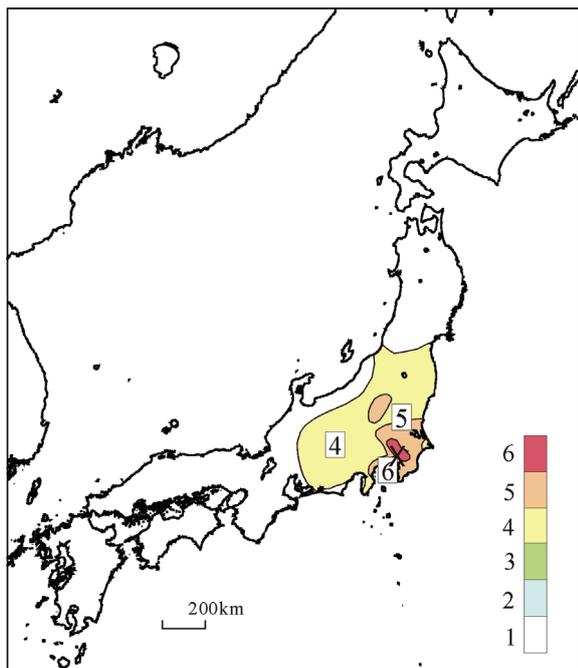


図8：1855年安政江戸地震(M7)の広域震度分布。

レートの地震では、プレートの形にそった「扁平な同心円」状の震度分布が現れます。いっぽう、1995年兵庫県南部地震や2003年宮城県北部の地震、そして中越地震のように、浅い地殻内の地震では、震央距離とともに震度が急激に小さくなり、また広い範囲が有感となる「富士山型」の震度分布になります。これは、震央距離とともに震源距離が急激に増大し、震度が急減するいっぽうで、震央距離が150kmを超えると、今度は地殻内をS波が全反射するために、震度の弱まり方が小さくなるためです。

ところで、安政江戸地震の広域震度分布を見る

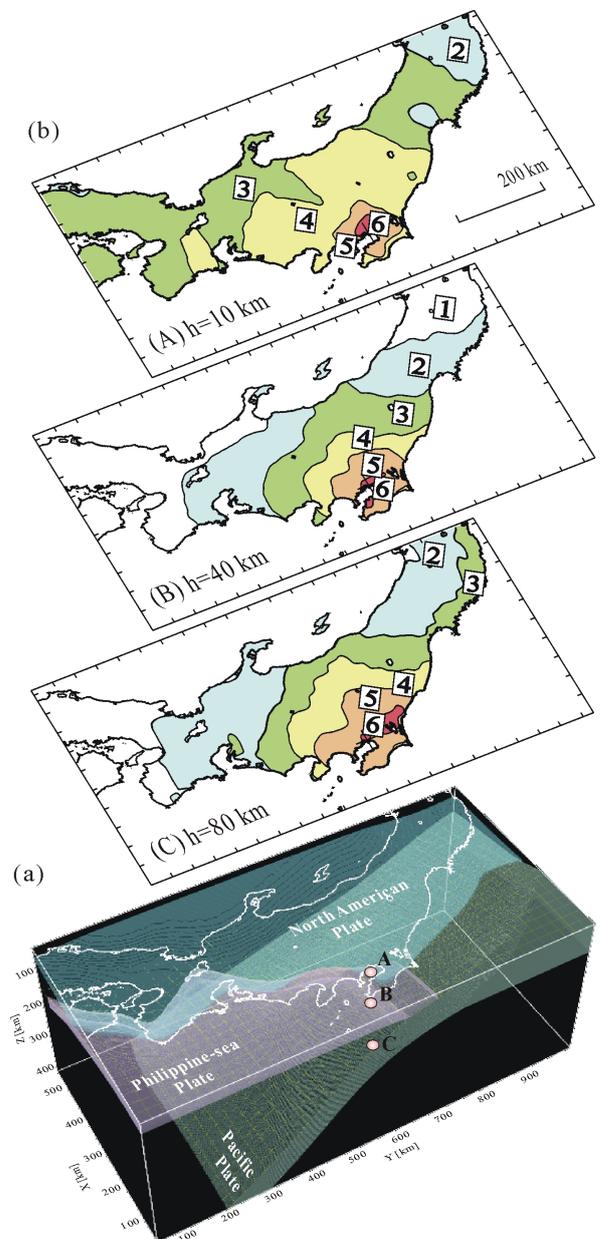


図9：シミュレーションから求められた震度分布。(A)深さh=10km,(B)h=40km,(C)h=80kmの場合。

と、震央の近傍で震度が6から5に急激に減じた後に、震度4のすそ野が、石巻、新潟、岐阜に至る広い範囲にわたって広がる「富士山型」の震度分布を持っていることがわかります。他の地震のように、「扁平な同心円」の震度分布や、「異常震域」は見られません。これから考えると、安政江戸地震は浅い地殻内地震であった可能性が出てきます。

#### 4.3 地球シミュレータで再現した安政江戸地震

このことを確認するために、地球シミュレータの中に安政江戸地震を起こし、広域震度分布を計算しました。

震度の大きさは、周波数1Hz以上の高周波地震動の強さで決まるので、その評価には細かなモデルを用いた、高い周波数の地震波計算が必要です。ここでは、中国地方～中部日本～東北地方の地殻と上部マントル、プレート構造を水平400m、鉛直200mの分解能で31億格子に細かくモデル化し、周波数3Hzまでの高周波の地震波形を計算しました(図9下)。計算は地球シミュレータの176台のスーパーコンピュータを用いて2時間かかりました。

震源の深さが10km(地殻内)、40km(フィリピン海プレート内)、80km(太平洋プレート内)の3つの場合についてシミュレーションを行い、求められた地震波形から震度(計測震度)を求めました(図9上)。その結果、3つの震度分布と安政江戸地震の震度との比較からも、浅い地殻内地震(図9(A))のものが最も良く合うことが確認できました。

ところで、安政江戸地震では、地震直前に井戸水が突然わき出したり、また地中に音が聞こえたりするなど、多くの前兆現象が報告されています。これら現象の一つ一つの信憑性や地震との関連性は定かかではありませんが、多数の前兆現象は浅い地震を裏付ける一つの傍証といえるかもしれません。

#### 4.4 明治東京地震(1894年; M7)

1894年6月20日に、東京湾を中心とする一帯を強い地震動が襲い、東京東部と横浜の沿岸部を中心に死者31名を含む大きな被害が起きました。この地震の震度は、埼玉、東京、横浜では震度6相当になり、有感の範囲は島根、紀伊半島から青森まで広がりました(図10)。

文明開化とともに、ちょうど西洋風の建築様式の建築が流行した次期でもあり、煉瓦造りの建物や煙突が多く被害を受けました。このことから“煙突地震”とも呼ばれることもあったそうです。

#### 4.5 明治東京地震の円盤記録を復元

この時代になると、東京帝国大学の地震学教室と中央气象台(気象庁)では、ユーイング・グレイ・ミルン型などの「円盤形地震計」を用いた地震計測が開始されていました。

円盤形地震計は、最近まで長く用いられてきたペン・ドラム式の直線記録とは異なり、レコードのように回転するガラス円盤の上に揺れを記録する方式のものでした。地動を感じると円盤が急速に回転を始め、ペンが地動に合わせて左右に動き、円盤の表面の煤をひっかくものです。

この煤書き円盤を画像処理してペンの動きを読み取り、次に回転座標から直交座標への座標変

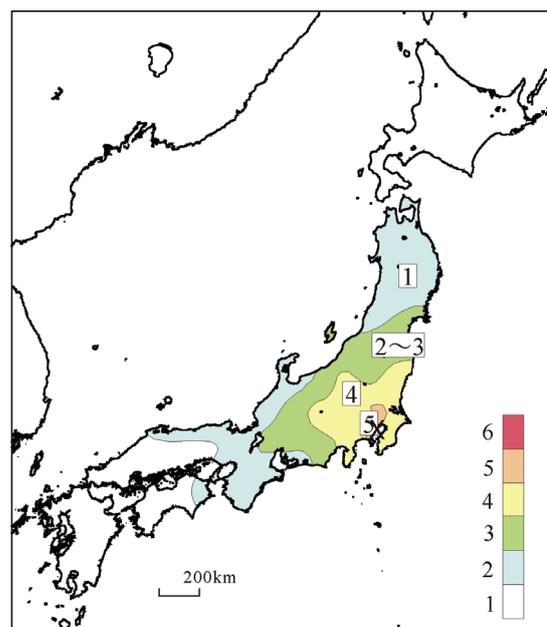


図10: 1894年明治東京地震(M7)の広域震度分布。

換を行いました。このとき地震計のペンの長さや、ペンと円盤の接線との角度を適切に与える必要がありますが、地震計が現存せず、これらの値が判明しないため、当時の写真やスケッチをもとに試行錯誤で決めました。

復元された明治東京地震の地震計記録の一例を図 11 に紹介します。これは本郷で記録された南北方向の地動記録ですが、S-P 時間は 6.9 秒、また最大振幅は 73mm と読み取れます。本郷地区に置かれた他の地震計や、神田区一橋にあった工科大学の円盤記録も同様に読み取ったところ、S-P 時間は 5.6~7.0 秒の範囲にばらつきました。おそらく、地震の揺れが起きてから円盤が動き出すまでの時間差や、円盤の回転むらによるためだと思われます。一橋での揺れの大きさは、本郷の 2 倍近く（最大 130mm）もあり、おそらく地盤の違いによるものと考えられます。

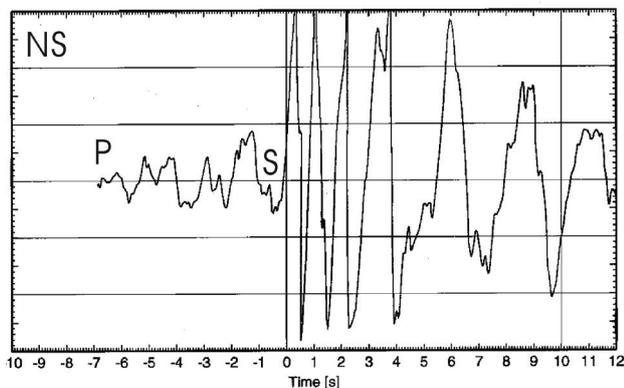
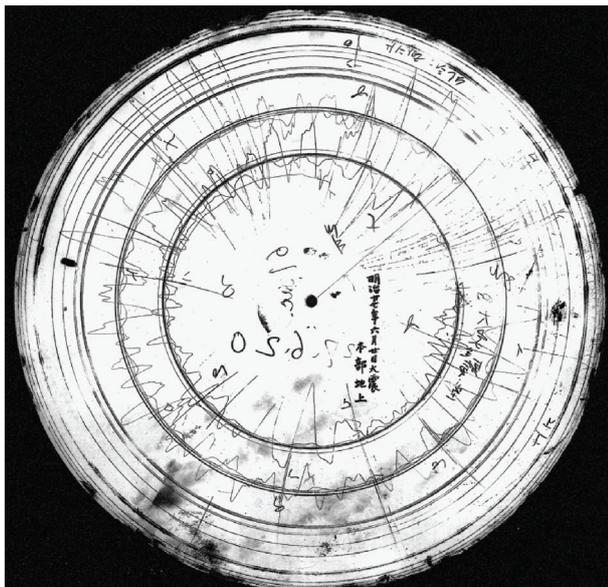


図 11：明治東京地震の地震計記録（本郷）と、復元された地震波形（下）。

#### 4.6 S-P 時間から推定される明治東京地震の震源

震央を東京湾の北部と考えると、S-P 時間からは地震の深さがおよそ 50km に求まります。この深さは、フィリピン海プレート内部、またはフィリピン海プレートと太平洋プレートが接する位置になります。

ところで、2005 年 5 月 11 日の早朝（7 時 22 分；M6.1）と午後（15 時 34 分；M4.4）に千葉県北東部と北西部で 2 つの地震が続けて起きました。早朝の地震は太平洋プレートの上面で起きた地震であり、関東から東北地方にかけて異常震域が現れました。いっぽう、午後の地震はフィリピン海プレートと太平洋プレートが接する位置で起きた地震であり、震央から西に大きくずれた横浜一東京一埼玉で震度 3~4 が観測されました。

このような、震央からずれた“いびつな”震度分布は、同じタイプの地震でこれまでよく観測されており、明治東京地震の震度もこれと良く似た分布になっています。このことから明治東京地震は、フィリピン海プレート/太平洋プレートの境界で起きた地震である可能性が高いと思われます。

#### 4.7 明治東京地震と広域震度分布

次に、明治東京地震の広域震度分布（図 10）と、先に行ったシミュレーション結果（図 9）を比較してみましょう。これを見ても、明治東京地震の「扁平な同心円」状の震度分布は、深さ 40km 程度のフィリピン海プレート内、あるいはフィリピン海プレートと太平洋プレートとの境界の地震と考えるのが適切と思われます。

当時の地震観測精度がまだ低かったこともあり、明治東京地震には余震がほとんど報告されていません。唯一、地震から 3 ヶ月半後の 1894 年 10 月 7 日に起きた地震（M6.7）がそうだと考えられていますが、震度分布には、有感の範囲が釧路にまで延びるという、異常震域が明瞭に現れており、太平洋プレートで起きた別のタイプの地震と考えたほうがよさそうです。

## 5. 関東直下の地震とその揺れの予測

もし、安政江戸地震が兵庫県南部地震や中越地震と同様に浅い地殻内地震であったとすると、そのときの関東はどのような揺れに見舞われたのでしょうか。あるいは、将来、関東平野の直下で同等の地震が起きた場合には、どのような揺れが私たちを襲うのでしょうか。最後に首都圏直下の大地震の強震動を、地球シミュレータを用いて予想してみました。

震源モデルには、兵庫県南部地震(M7.3; Mw6.9)の断層滑り分布を用い、東京湾北部の深さ12kmを震源に、断層破壊が北西(埼玉県)ー南東(千葉県)方向に進行することを仮定して計算を行いました。

シミュレーション結果を図12に示します。断層面上の浅い部分で起きた断層すべりから放射された地震動は、関東平野の厚い堆積層と軟弱地盤で強く増幅されます。断層から次々と放射される地震動が断層の直上と周囲に強い揺れを作り

ます。揺れは平野の中に閉じこめられ、基盤面と地表面との間で反射を繰り返しながら平野内に留まり、揺れはなかなか弱まりません。都心部では、強い揺れが1分以上にわたって長く続きます。

このとき関東平野の大部分が震度6強の揺れに、また地盤の悪い場所では震度7の揺れが起きます(図12右下)。これらの場所は、安政江戸地震や関東地震でたびたび震度7相当となった場所です。

都心部では周期約6~8秒の長周期地震動が現れ、その大きさは最大で90cm/sになります(図13)。直下で起きる地震は震源距離が短いために、中越地震や想定東海地震など、遠地の大地震と比べると地震動の波群それほど長く成長しません。このため、建物の共振により大きく揺れ続ける時間は2分程度ですみますが、強い加速度と長周期地震動が同時に襲うことへの警戒を怠ってはいけません。

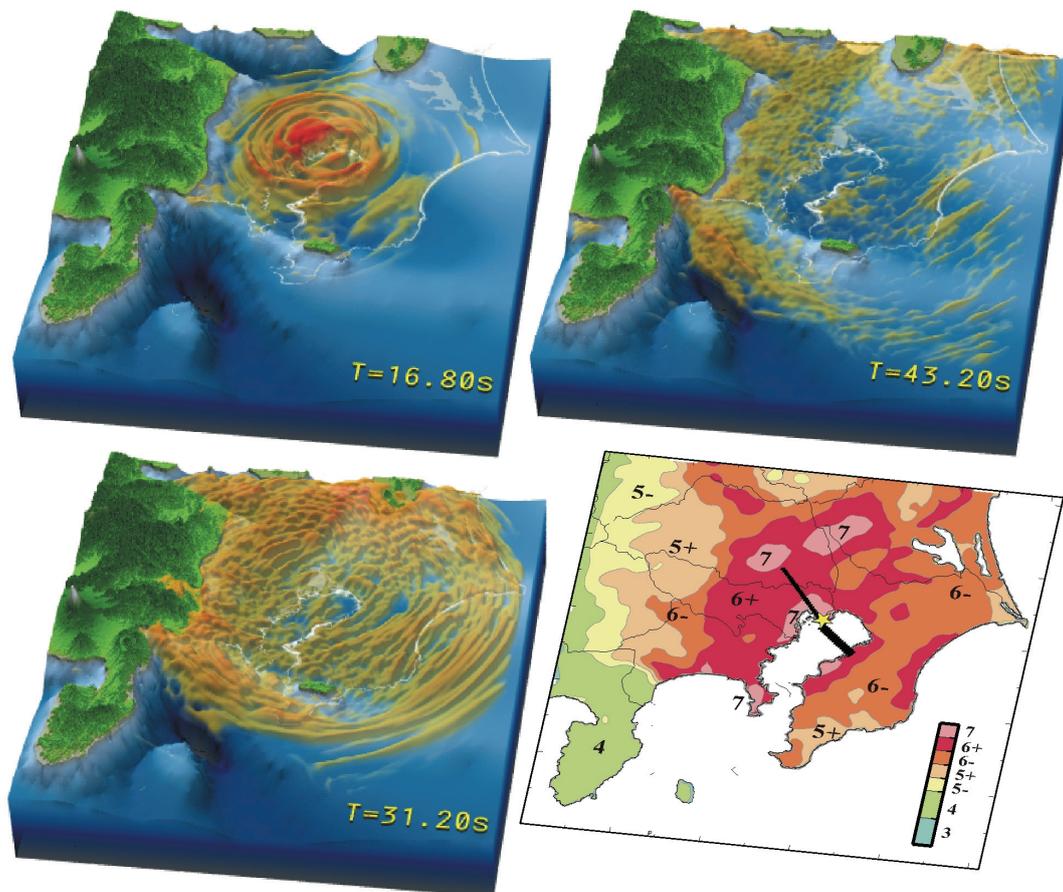


図12：想定首都圏直下の地震のコンピュータシミュレーション。地震後16, 31, 43秒後の揺れの広がる様子と、予想される震度分布(右下)。

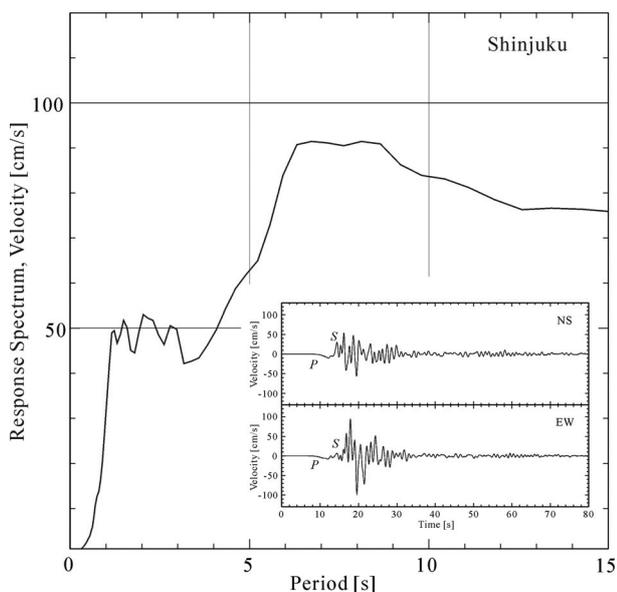


図 13：想定首都圏直下の地震の、都心（新宿）での揺れと速度応答スペクトル（減衰が 5% の場合）。

## 6. 大地震に備えて

中央防災会議の評価によると、関東平野では今後 30 年以内に M7 クラスの直下型地震が起きる確率は 70% にもなります。仮に震源が首都圏直下にあった場合には、死者 11,000 人、そして経済損失は 112 兆円に上るという厳しい試算があります。

地震の揺れを予め予想し、防災に役立てることにより、この人的・経済的損失を激減させることは十分に可能です。地震防災は、地震と各地の揺れの特徴を観測から詳しく理解し、そして適切な地下構造モデルと震源モデルを用いたコンピュータシミュレーションから大地震の揺れを正確に予測する技術にかかっています。

ここで紹介した強震動シミュレーションでは、およそ 100m~200m の分解能で地表の揺れを評価したのですが、現実にはごく浅い地盤や地形の影響を受け、わずか数メートル~数十メートル離れただけで被害が大きく変わることがよくあります。たとえば、住宅造成地では、山を切り崩して作った「切り土」の上では揺れが小さく、逆に「盛土」では揺れが大きくなるがよく知られています。崖地形では、一種の焦点効果により、平らな土地よりも揺れが大きくなることもあります。このような局所的な地震動の増幅効果も同

時に評価し、住宅一軒毎の揺れを正確に予測する技術の確立が次の課題です。

これに答えるために、私たちは現在、強震動シミュレーションの結果を入力として、地盤と構造物の揺れを別種のシミュレーションから評価する、「階層連結シミュレーション」の準備を進めています。さらに、「地震発生のシミュレーション」とこれを連成することにより、地震発生から地震波の伝播、そして建物の揺れにいたる一連の地震現象をまるごとシミュレータの中に再現することも計画しています。この実現のために、地震学者と地震工学者そして計算科学者の協力が必要です。

最後に、大地震の揺れと被害は、もはや震度という一つの物差しだけで表すことはできなくなってきたことを述べます。震度は人が感じたり、木造家屋の被害が起きる、およそ周期 0.5~2 秒前後の地震動の強さを表す指標です。しかし、近代社会の人工構造物は、超高層建築などのように、固有周期が数秒以上にもなるものから、工場の生産ラインや工作機械などのように 0.1 秒以下の地震動の影響を強く受けるものまで多種多様です。震度の大小だけでなく地震動の性質（卓越周期、継続時間など）をよく理解し、大地震の強震動に備えることが大切です。

## 謝 辞

地震波動伝播計算には、地球シミュレータセンター共同プロジェクト「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。中越地震の地震波形データは、防災科学技術研究所の地震観測データと、東京大学地震研究所の首都圏強震動総合ネットワークのデータを使用しました。明治東京地震の円盤記録の読み取りと復元は、東京大学地震研究所大学院生の室谷智子さんにより行われました。