

# 総括研究報告



## I-1 地震計を用いた自然地震観測によるプレート構造調査

平田直（東京大学地震研究所）

## 1. 研究の目的

首都圏では大地震の発生の可能性が高く<sup>1)</sup>、人口密度や資本の集積度が高いため、大地震が起きると大きな被害が発生することが予想されています<sup>2)</sup>。しかし、実際にどこでどのような地震が起きるか、その地震によってどのような揺れが発生するのかについては、よく分かっていません。そこで、高精度の地震計を使って観測し、どこで、どのような地震が発生するかを明らかにすることが、この調査研究の目的です。その地下構造や震源分布によって、首都圏に大きな被害を及ぼす地震を理解し、その発生による被害の程度を知り、被害を軽減することがこのプロジェクト全体の大きな目標です。

そのために、まず新たに稠密な地震観測網を構築し、これまでに例のない都市部での定常的な連続観測を行いました。そのデータを解析し、震源分布や地下構造を明らかにし、プレート境界面の形状やプレート内における弱面の存在等をこれまで以上の精度で把握しました。その結果、PHSプレートの上面は、これまで知られているものより浅いことがわかり、そこで発生すると想定された地震の震源断層も浅くなりました。この情報は、今後、関東地方で発生するM7程度の地震をはじめとする首都直下地震の詳細を明らかにするための基礎的な情報になり、首都直下地震の長期予測の精度向上や、高精度な強震動予測につながります<sup>3)</sup>。

## 2. 研究の実施内容

## 2.1 中感度地震観測の整備

都市部は、人間活動による人工的な振動(ノイズ)が多く、地震観測には適していない地域ですから、少しでもノイズの少ない観測地点を選定することが、観測網構築には大切です。一般に人工ノイズ源は地表付近に存在するため、これまででは、そこから離れた深い(2,000m~3,000m)縦孔の底で観測されてきました。しかし、このような深い孔は、建設費用、工事期間、用地確保交渉等の大きなコストを伴います。そこで、本プロジェクトでは、多数の観測点を集中配置することで、シグナルを際立たせ、地下の様子を探ることにしました。

一方、都市部においても様々な事故や落雷などによる停電や回線の断絶が頻繁に発生します。そのため、記録の伝送が途切れたときでも連続的に確実にデータを収集する仕組みが必要です。そこで、障害が発生してもデータを取得できる伝送方式を新た

に開発しました<sup>4)</sup>。この仕組みは、首都圏に大地震が発生した時や通信回線の故障時においてもデータが途切れない重要なものです。このような地震観測網として、首都圏地震観測網(Metropolitan Seismic Observation network: MeSO-net)を東京大学地震研究所、神奈川県温泉地学研究所、防災科学技術研究所が協力して構築しました(図1)。

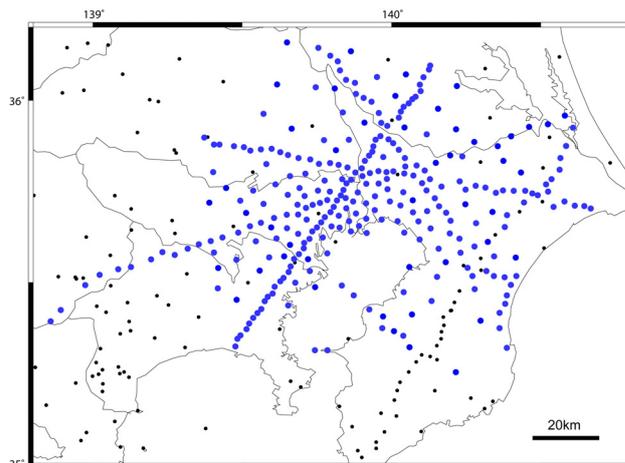


図1 首都圏中感度地震観測網(MeSO-net)の観測点配置。青丸がMeSO-net観測点296箇所。小さい黒丸は、大学、気象庁、防災科学技術研究所、温泉地学研究所の既存の観測点を示します。

首都圏下には、南方からフィリピン海(PHS)プレートが沈み込み、その下へ東方から太平洋(PAC)プレートが沈み込んでいます。このPHSプレートの沈み込む範囲を覆うような観測網を検討しました。一方で、PHSプレートが沈み込む前後での地下構造や地震活動の対比を行うために、PHSプレートが沈み込む直前の関東山地周辺も観測範囲に加えしました。全体として、東京都東部を中心とした半径約80kmの範囲が研究対象領域です。

本プロジェクトでは、M7級地震(断層サイズ約20km)の解明を目的の一つとしているため、このサイズの地震断層より細かな分解能での観測が不可欠です。平均間隔を5km程度として、単純に首都圏(半径約80kmの円内)をその間隔で均一に覆うと、約850点の観測点が必要になります。しかし観測点を集中させるなどして、少ないながらも適切な配置を考えました<sup>5)</sup>。その結果、5本の直線状の観測点分布(2~3km間隔)と半径約80kmの面状分布(4~10km間隔、中心で密)で、最終的に296ヶ所の観測点を選定しました。

この5本の直線状観測点は、過去に発生した大地震の直上や現在発生している地震活動域の直上を通るように選んでいます。さらに、これまでの研究成果で指摘されていた不均質な構造が存在する地域、繰り返し小地震およびゆっくりすべりが発生する領域などの注目すべき地域の直上を通ることも考慮に入れています。

さらに、様々な機関（地震研究所、気象庁、防災科学技術研究所）が、設置している地震観測網も取り込み、統合処理しています。その結果、東京駅を中心とした半径40kmの範囲では、これまでの約20倍の観測点密度になりました。

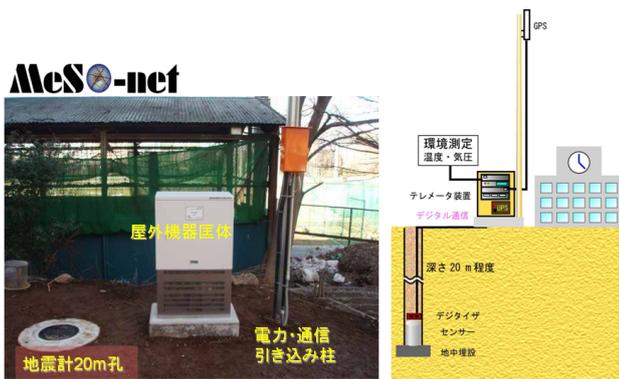


図2 MeSO-net 観測点の構成。主に小中学校の校庭に20mの観測井を掘って設置しました。

都市部では、人工ノイズが少ない静かな環境を選定することは困難です。そこで、地震計を縦孔の底に設置し、孔底でデジタル化して伝送することによってノイズの軽減を図りました。掘削深度は、設置に掛かる経費・日数とデータ品質の兼ね合いで決まりますが、本プロジェクトの科学的な目的に必要なデータが得られる深さとして、すべての観測点で20mとしました。具体的な観測点候補地としては、道路や鉄道路線から比較的離れることが可能で、地震計を設置する縦孔を掘削することが可能な広いグラウンドを持つ学校や公園を選びました。幸い学校は、地域の防災拠点になっていることや、地震に興味をもった先生や児童・生徒が多いため、本プロジェクトを進めるにあたって多くの協力を得ることができました。そのような方々に対しては、専用のウェブサイトで各地点での地震波形や環境測定データ（気温・気圧）を閲覧できるようにし、理科教育や防災教育のための生きた教材として活用することを望んでいます（図2）。

大地震発生前後の観測記録には、前震、本震、余震が含まれていて、それらを漏れなく記録することは、本プロジェクトのように大地震の地震像を解明する場合、特に重要です。そのため、小地震から大地震の地震動を飽和せずに記録できる広いダイナ

ミック・レンジの観測システムが必要です。小地震をねらいとした高感度地震計と強い地震動の観測を目的とした強震観測との中間的な地震観測という意味で、中感度地震観測装置と呼んでいます。

地下のセンサ部装置は、負帰還型加速度センサ部と測定部からなり、1つのケースに収められています。センサ部は、鉛直・南北・東西の3成分を測定し、フルスケールは水平成分で $\pm 1,500$  gal、鉛直成分で $\pm 500$  galです。測定部は、センサ部で得られた信号を変換し、デジタル信号としてCAN (Controller Area Network) バスを用いて地上部装置に伝送します。サンプリングは、地上部装置から送信される基準時刻情報に対して $\pm 50\mu\text{s}$  以内で同期し、分散配置された複数の観測点間で同一タイミングでの測定を可能としました。

地上部装置では、センサ部装置からの測定データをWINフォーマットに変換し、データセンターへUDP/IP (User Datagram Protocol/Internet Protocol) 手順により送信します。そのデータ転送は、自律協調型通信方式によって行われ、回線状態やデータ処理センター側の状況に応じて適切な伝送速度を自ら選択します。データ処理センターから送られるデータ受信通知 (ACK 信号) を地上部装置が受け取った時点でデータ伝送が完了することとし、ACK 信号を受信できなかった場合は、測定データが自動的に再送されます。また、回線不通時には測定データを記憶装置上に蓄積し、復旧後に未送信データの送信を自動的に再開します。

時刻は、GPS で常に時刻校正が行われ、CAN バスを通じてセンサ部装置に伝達されるため、1ミリ秒以下の精度が確保されています。地上部装置は商用電源により動作し、停電時には自動的に蓄電池に切り替わり、2日間以上（約50時間）にわたって連続測定できます。観測点それぞれにおいて装置の動作監視が自動的に行われ、その情報を自動的かつ確実にセンターに伝えるために、Simple Network Management Protocol (SNMP) を利用した監視システムを導入し、296ヶ所の観測装置を少人数で監視・保守しています。各観測点の回線は常時接続型の形態で、回線切断時の復旧のために観測点のルータリセットが可能のため、保守性能が高いシステムになっています。

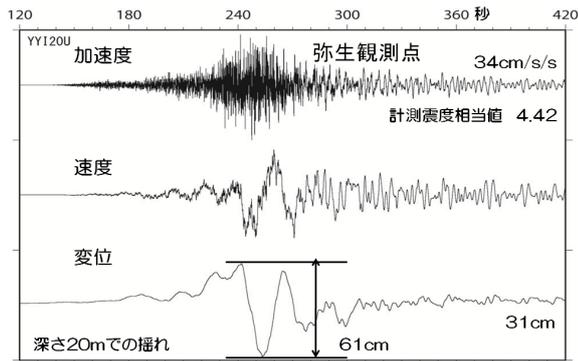


図3 MeSO-netで記録された2011年東北地方太平洋沖地震の波形例（弥生観測点の上下動）。計測震度相当値は、深さ20mでは4.42であったが、地表に設置された地震計では4.92と大きい。その一方で、加速度を2回積分して得られる変位は、どちらも約31cmであった。

2011年3月11日の東北地方太平洋沖地震の発生時には、首都圏でも多くの地点で停電や回線断が発生しましたが、本システムでは、最終的に途切れることなく全地震記録を得ることができました(図3)。震源域から遠く離れた首都圏でも計測震度6弱相当になる場所があるなど、地域による揺れの違いが明らかになっています(図4)。

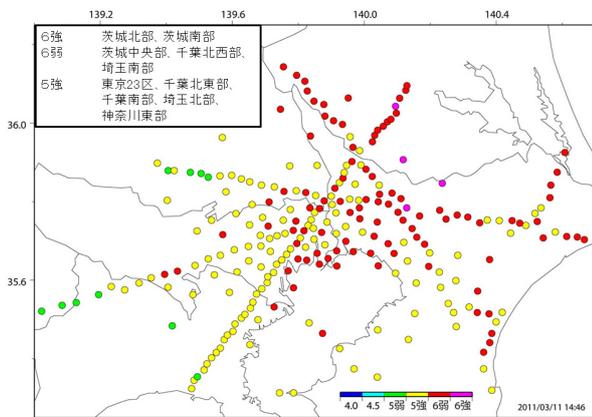


図4 MeSO-netで記録された2011年東北地方太平洋沖地震の計測震度相当値。都内でも震度6弱に相当する強いゆれがあったことがわかります。

さらに、MeSO-netの地震計は小さなゆれから大きなゆれまで正しく記録することができるので、観測波形を用いることで、この地震がどの地点から地震波を多く放出したか、といった震源過程の研究にも用いられました<sup>6)</sup>(図5)。

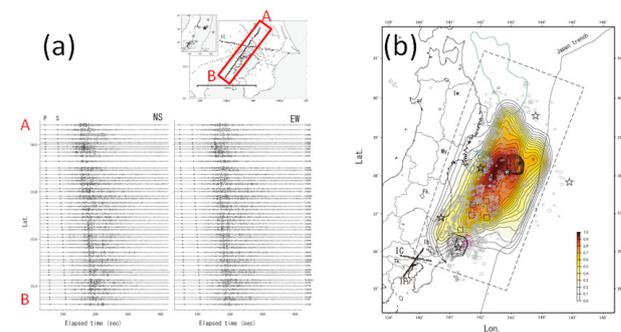


図5 バックプロジェクション法で求めた東北地方太平洋沖のすべり量分布。(a)MeSO-netで記録された本震の波形例。(b)本震で放出されたエネルギーの分布。色の濃いところが放出量の多い所。

## 2.2 首都圏下のプレート構造

### 2.2.1 地震波走時トモグラフィによる速度分布

MeSO-netで取得したデータと既存の地震観測網のデータを統合して、二重走時差トモグラフィ法(Double-difference tomography)<sup>7)</sup>による地震波走時トモグラフィ解析を行い、首都圏下の速度構造を求めました。集中配置された観測網にこの手法を適用して速度構造を推定することは、震源の相対走時の精度を向上させ、分解能の向上に寄与することが示されています<sup>7)</sup>。MeSO-netデータを用いると得られる速度分布の画像がより鮮明になりました(図6)。

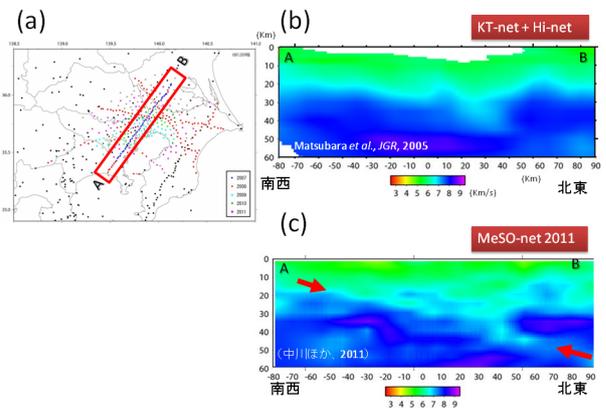


図6 MeSO-net観測点のデータを用いたトモグラフィ解析結果と従来の観測点だけの比較。(a)断面の位置。(b)MeSO-net観測の始まる前のデータによるVp分布。(c)MeSO-net観測データを加えたVp分布。

推定した速度構造の深さ断面図では、沈み込むPHSプレートやPACプレートの海洋性地殻が、周辺部分と比較して低速度な領域として見られます(図8、図9)。海洋性地殻内やその上面付近で微小地震が多数発生していることがわかります。

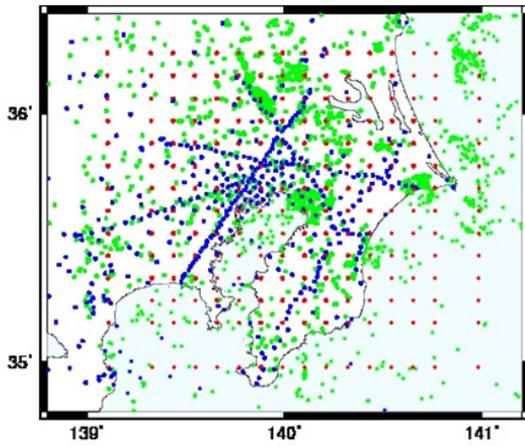


図7 トモグラフィ解析に用いた地震(緑丸)と格子点配置(赤丸)。グリッド配置は、水平方向に10km間隔(外周部は一部20km間隔)。深さ方向は深さ10km~60kmは5km間隔、それ以深は70、80、100、150km。解析に用いた観測点を青の丸で示しました。使用した地震数は計1,958個。

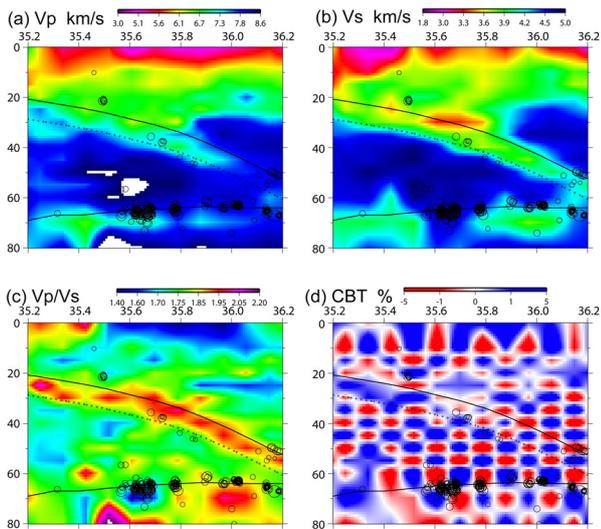


図8 速度構造の深さ南北断面図(東経140.1°、左が南で右が北)。実線は、PHSプレートの上面とPACプレートの上面。破線は、PHSプレートのモホ面。(a) P波速度: 暖色ほど速度が遅い、(b) S波速度 (c) Vp/Vs (d) チェッカーボードテスト。±5%の速度変化を与えて作った走時データを元にして求めた速度構造。得られた解の確からしさの目安になる。この断面図は、東京湾を南北に横切るもので、Vp/Vsの高い領域が連続して見られる。これは、PHSプレートの海洋性地殻であると考えられる。深さ70km付近では、PACプレート上面での地震活動が高く、これらの地震は逆断層型の地震であった。

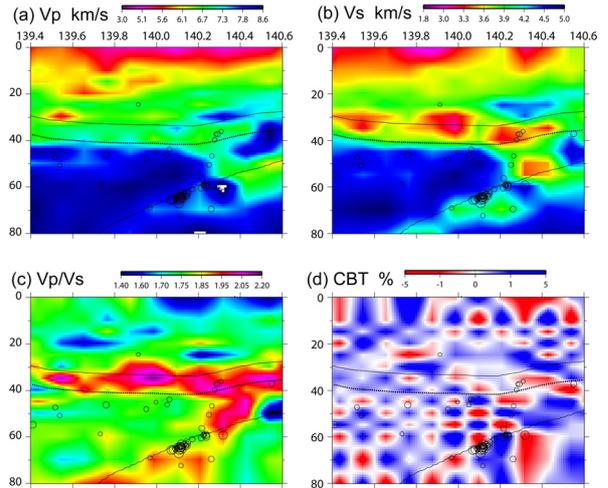


図9 速度構造の深さ東西断面図(北緯35.8度、左が南で右が北)。実線は、PHSプレートの上面とPACプレートの上面。破線は、PHSプレートのモホ。(a) P波速度: 暖色ほど速度が遅い、(b) S波速度 (c) Vp/Vs (d) チェッカーボードテスト。この断面図も、東京湾北部を東西に横切るもので、ここでもVp/Vsの高い領域としてPHSプレートの海洋性地殻が見られる。東経140.2度から140.6度では、PHSプレートとPACプレートとが接している領域でもVp/Vsが高い。

## 2.2.2 首都圏下の減衰(Q)構造

首都圏下に沈み込むプレート内の減衰構造を求めました。まず、2010年1月1日から2011年5月31日までに観測された地震のうち、計測震度相当値が1.0以上の地震465個を選択し、これらの地震に対して、震源から観測点まで地震波が伝播する際に生じる減衰効果を表す指標である $t^*$ を計算しました。観測された加速度波形を2回積分して変位波形にしてからスペクトルを計算し、 $\omega^2$ 震源モデルによる理論スペクトル曲線を合わせることでコーナー周波数を求め、それを用いて観測点ごとの $t^*$ を得ました。この $t^*$ を使って、SIMUL2000<sup>8)</sup>を用いた減衰構造トモグラフィ解析を行いました。

解析の結果、首都圏下に沈み込むPHSプレートに起因すると考えられる減衰領域が見られ、特に千葉県中央部の下では顕著な減衰域(約300)が存在しました。この部分は、地震波トモグラフィによって得られた速度構造における高Vp/Vs領域とほぼ一致しています。

## 2.2.3 PHSプレートの形状

得られた地震波速度構造を基にして、首都圏下のプレート境界面の形状を推定しました。首都圏下には、PHSプレートとPACプレートが沈み込んでいますが、これまでの研究でも、地震活動や地下構造の不均質等から、これら2枚のプレート形状が求め

られています。しかし、今回得られた成果は、過去のどの研究よりも格段に高精度であり、それから得られるプレート形状においても、高精度・高分解能なものになりました。

まず、得られた地震波速度の深さ断面図を作成し、その範囲内で発生している地震の震源分布を重ねました。その断面図に、プレート境界を特徴づける速度の不連続、低角逆断層型地震、くりかえし小地震が共通して存在するところをプレート境界面であるとみなしました。さらに、PHS プレートが海洋性地殻（厚さ約 8km）を伴ったまま沈み込んでいると考え、プレート境界面下約 8km の部分の速度不連続面をモホとし、その上 8km にプレート上面が存在するとみなしました。

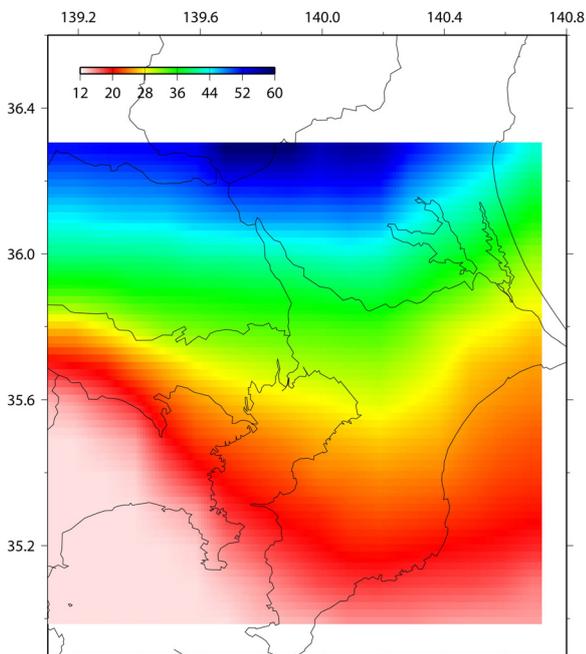


図 10 PHS プレート上面の深さ。

一方、隣り合う深さ断面図では、地震波速度がなめらかに変化すると考えられるため、これまでに得られた切れ切りの不連続面を基にして、速度不連続が見られないところや地震活動の無いところでも、周辺と連続的につながるような面を考え、プレート境界面の等深線を推定しました（図 10）。この等深線は、東京湾で行われた反射法地震探査の結果、房総半島付近で行われた変換波解析の結果、茨城県南部における繰り返し小地震の分布による結果等の最近の研究とも比較し、大きな矛盾が生じないようなものになっています。従来の研究（例えば Ishida, 1992）と比較すると、一部で約 10km 浅くなりました。

房総半島東部周辺では沈み込む PHS プレート上面付近で、1923 年関東地震の最大余震(M7.5)、ゆっくり滑り、および小繰り返し地震といった様々なタ

イプの地震が発生しています(図 11)。そこで、MeSO-net のデータと防災科技研のデータを統合処理し、房総半島沖の地震による PHS プレート上面で P 波から S 波へ変換する波を使って、その変換点の分布を調べました。その結果、北西から西北西方向に傾斜している面状分布と、ほぼ水平からやや北方向に緩やかに傾斜している 2 つの面状分布のある構造が明らかになりました（図 12）。これらの知見は、図 10 の PHS プレートの上面分布を作成する際に活かされています。

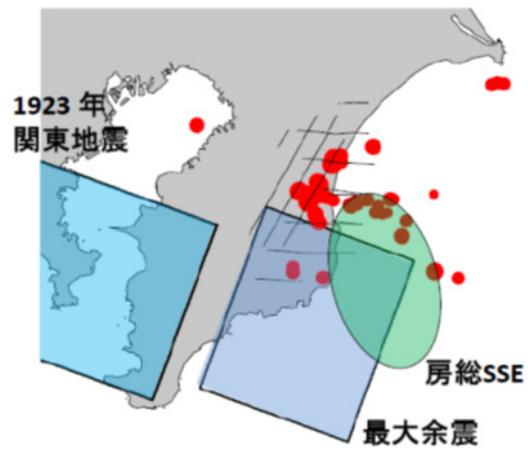


図 11 地震波の変換点（赤丸）と房総半島付近の PHS プレート上面で起きる現象。1923 年関東地震の最大余震の震源域（青の四角）、ゆっくり滑り（SSE：緑の楕円）の発生領域を示しました。

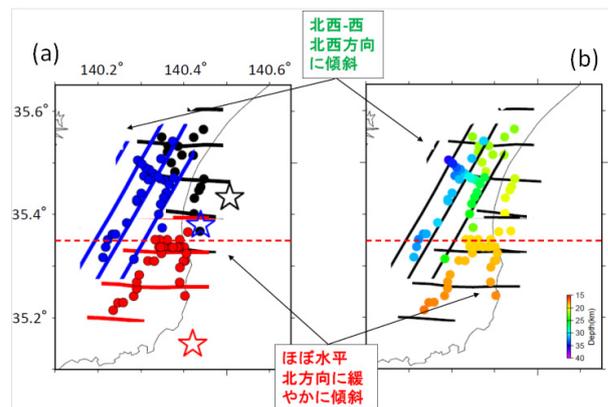


図 12 PHS プレート上面の詳細な形状。(a) P 波変換波より推定された変換面の形状。星印は震央を、コンターは変換面の等深線を、丸印は変換点の位置を示します。等深線は青線 5km 間隔、それ以外は 1km 間隔。(b) 変換点の深さを色で表わしました。

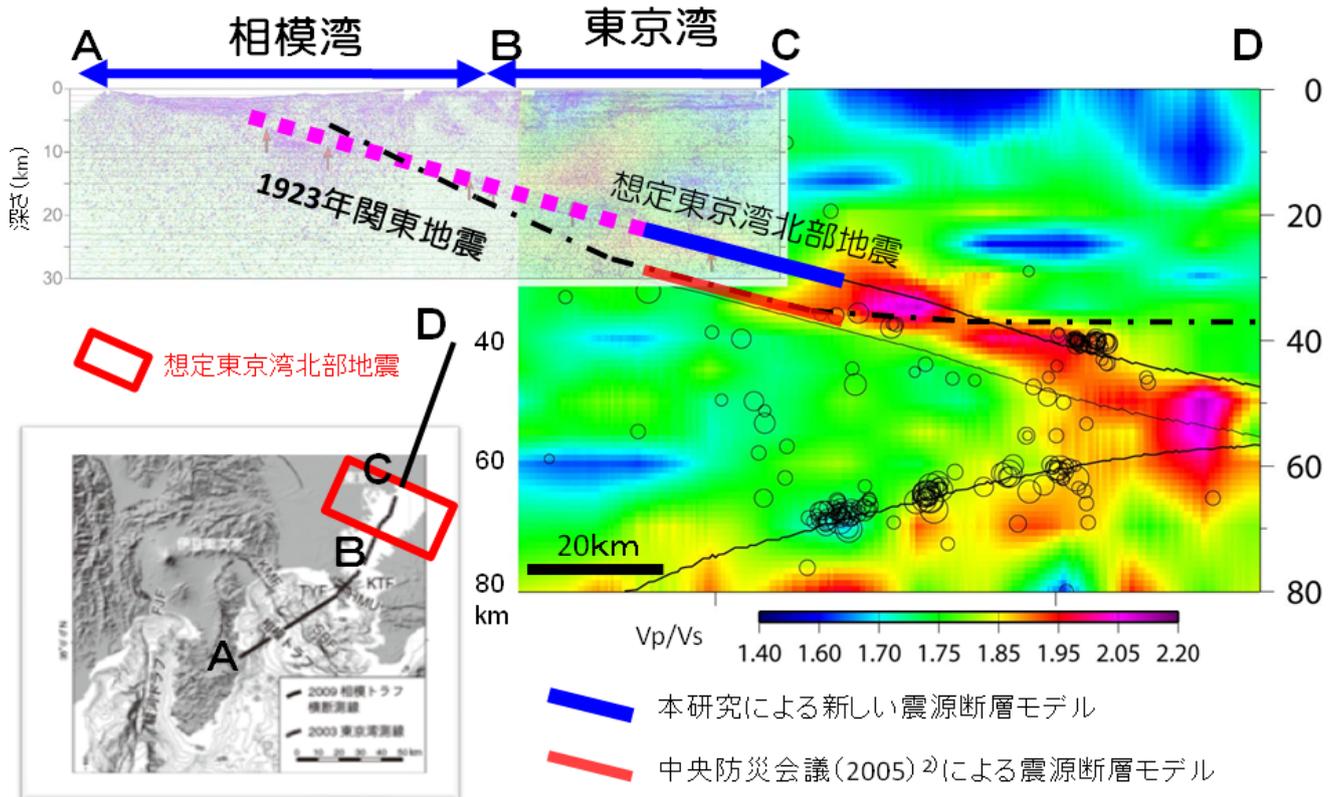


図 13 想定された東京湾北部の地震断層面の深さの比較。中央防災会議が想定した地震断層面（赤）と、本プロジェクトによる震源断層面（青）。反射法地震探査断面図と  $V_p/V_s$  の分布をあわせて示し、Ishida(1992)<sup>10)</sup>による古いプレートモデルを一点鎖線で、1923 年関東地震の震源断層面を破線で示しました。東京湾北部の地震断層面は、これまでの結果より約 10km 浅くなり、その周辺の陸の下部地殻や PHS プレートの海洋性地殻の  $V_p/V_s$  が標準的な値を示す領域（緑色）に位置するため、地震を起こさない領域であるとは言えません。

## 2.3 震源断層モデルの設定

### 2.3.1 プレート境界の地震

首都圏で発生する地震として、まず PHS プレートの上部境界で発生するプレート境界型地震を考えてみます。プレート境界において、プレート同士が強く固着してひずみを蓄積している部分が地震を起こす可能性があると考え、プレート境界付近における地震波速度の不均質から、そのような場所の特定を試みました。S 波速度が遅く、 $V_p/V_s$  が大きな領域では地殻内の流体含有率が高く、流体圧が高くなり大きな地震が発生しにくい傾向があります<sup>9)</sup>。しかし、あらたなプレート境界モデルを用いて、そのすぐ上(約 3km)の地震波速度の分布に異常が見られるかどうか調べたところ、特に低速度な領域が広くあるわけではなく、標準的な速度の分布が見られました。したがって、速度構造から地震断層となりうる可能性のある部分を限ることはできませんでした。逆に言えば、プレート境界のどの部分においても、地震を起こすことのできる標準的な速度構造であると言えます。

そこで、2005 年に中央防災会議が被害想定をした 18 種類の地震の中で、最も被害が大きくなると想定された東京湾北部の地震<sup>2)</sup>をプレート境界型の地震の一例として、ここでは取り上げることにしました。これは、PHS プレートの上面で発生する地震で、本プロジェクトによる新たな PHS プレートの形状モデルに基づき、断層面の深さを推定すると、従来のモデルより約 10km 浅い断層面になります(図 13)。この想定東京湾北部の地震の震源断層は、プレート境界上盤側の  $V_p/V_s$  が標準的な領域に位置します。この付近では通常地震活動が存在し、プレート境界における低角逆断層型の地震も観測されていて、大地震を発生させる可能性のある地域と言えます。

震源断層面が中央防災会議の想定より浅くなるということは、地表での揺れが大きくなる可能性があることを意味します。

### 2.3.2 プレート内の地震

首都圏で起きる地震には、沈み込むプレートの内部で起きるものも考えられます。その一つとして、千葉県中部の地下 25km から 65km の深さに震源断層を想定しました (図 14)。この断層面は、PHS プレート内部に分布する  $V_p/V_s$  の高い領域の西端に位置し、ほぼ南北の走行を持つ高角の断層です。断層面積から、地震の規模は M6.9 と推定されました。この場所は、普段から横ずれ型の地震の活動度が高い所です。想定千葉県中部の断層を含む断面図を図 15 に示します。

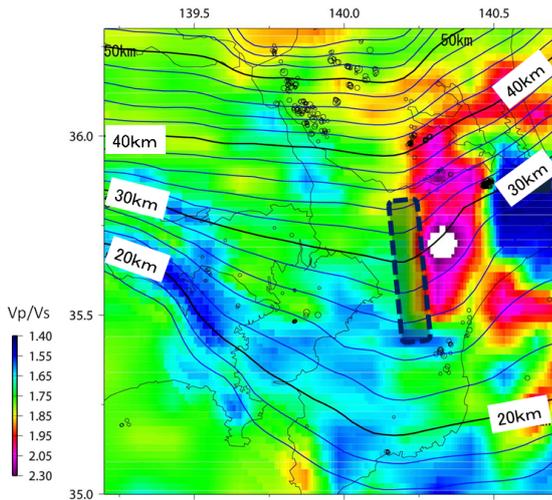


図 14 想定千葉県中央部の地震 (M6.9) の断層領域。PHS プレート内の地震。プレート境界上面より 20km 深い部分の  $V_p/V_s$  の分布をあわせて示しました。

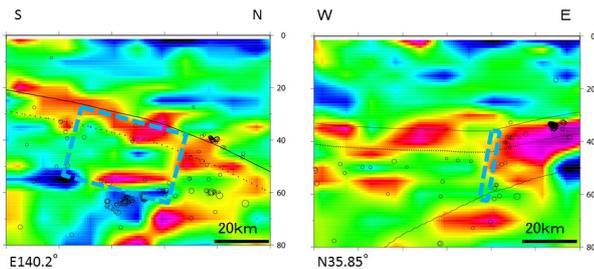


図 15 (想定) 千葉県中央部の地震 (M6.9) の断層領域。 $V_p/V_s$  の分布をあわせて示しました。上端の深さ 25km、下端の深さ 65km、走向 5 度、傾斜 80 度、長さ 40km、幅 25km

### 2.4 地震活動の時間的変化とプレート運動

首都圏では、被害を及ぼすような M7 級の地震が明治以降約 120 年間で 5 回発生していて、地震調査委員会の評価で、30 年間に M7 級の地震の発生が 70% とされています。一方で、南関東の中小地震の数を調べてみると、ほぼ GR 則に従い、明治以降の

5 回の M7 級の地震から求めたものと同じ傾向の中に収まります。この 120 年程度、南関東では、M7 級の地震とそれ以下の M1 程度までの小地震の発生の統計的な性質はよく似ていると言えます。

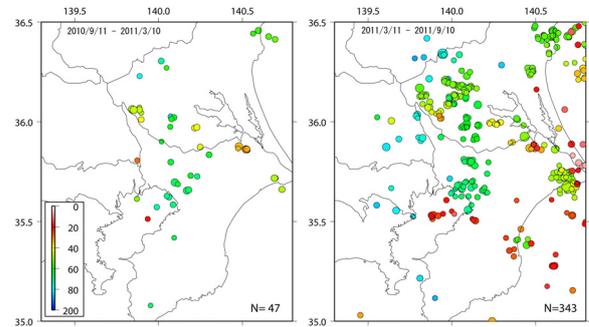


図 16 首都圏の地震活動度の変化。気象庁一元化震源 (M3 以上) の数を、2011 年 3 月 11 日以前と以後の 6 ヶ月で比較した。

2011 年 3 月 11 日の東北地方太平洋沖地震の発生以降、首都圏でも地震活動度が高くなりました (図 16)。地震活動が活発化したのは主として、PHS プレートの上面と PAC プレートの上面で発生するプレート境界型地震です (図 17)。

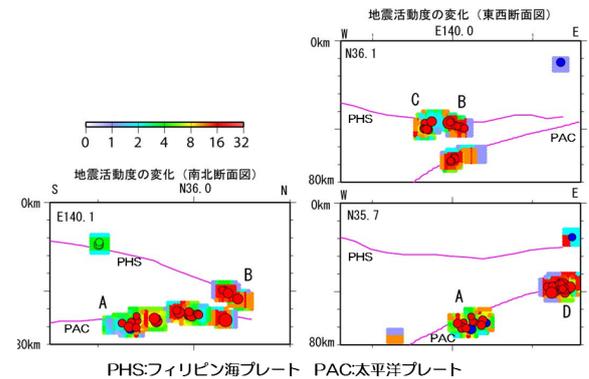


図 17 地域ごとの地震活動の変化。活発化した地震の深さ分布を示す。PHS は PHS プレートの上面、PAC は PAC プレートの上面を示します。

プレート境界では、ほぼ同じ場所が繰り返し破壊されることによって生じる小地震があります。この小地震を解析すると、プレートの相対運動の速さを推定することができます<sup>11)</sup>。3 月 11 日以前と以後の小繰り返し地震の発生間隔を調べると、PHS プレートと陸側プレートの相対速度も、PAC プレートとその上盤側のプレートとの相対速度も増加していることが分かりました。

PAC プレートが西方へ沈み込む速度が、3 月 11 日の地震前後で大きく変わる可能性は少ないと考えられますので、この相対速度の変化は、プレート境界の上盤側のプレートの動きを反映していると解釈できます。東北地方太平洋沖地震の後に PAC

プレート上面で進行している余効滑りの影響で、東日本は東方へ引き延ばされるように動いています。そのために、沈み込む PAC プレートや PHS プレートとの相対運動が増加したと考えることができます。この考えが正しければ、プレート境界の地震活動が活発化している状態は、余効滑りなどの影響が続く間は継続することが予想されます。1964 年アラスカ地震 (M9.2) の余効変動が数十年間続いたという報告<sup>12)</sup>がありますので、日本でも長く続く可能性が高いでしょう。

また、2011 年 10 月下旬に房総半島東部で、ゆっくり滑り現象 (SSE : Slow Slip Event) とそれに伴う群発地震活動が観測されました。Hi-net 傾斜計データの解析により、房総半島沖の PHS プレート上面付近に断層モデルが推定されました(防災科研、2011)<sup>13)</sup>。これまで房総 SSE は 5~7 年間隔で繰り返してきましたが、今回は、これまでで最も短い 4 年 2 ヶ月の間隔で再来しました。この間に東北地方太平洋沖地震が発生していて、この再来間隔が短いことは、東北地方太平洋沖地震の影響の可能性が考えられます。房総 SSE は巨大地震発生域の深部側に隣接することから、今後の活動状況を注意深く見ていく必要があります。

### 3. まとめ

首都圏に 296 点の地震計からなる首都圏地震観測網(MeSO-net)を構築し、都市部における連続的な地震観測を続けてきました。2011 年東北地方太平洋沖地震の本震や大きな余震も観測することができました。それらのデータを用いて、地震波走時トモグラフィ法により詳細な地下構造を求めました。その結果、フィリピン海プレートの上面が従来の推定に比べて約 10km 浅いことがわかりました。このプレートの構造を用いて、首都圏で起きる可能性のある震源断層モデルを作りました。新しい震源断層モデルは従来のモデルより浅いため、地表での揺れが大きくなる可能性があります。現在、首都圏において、プレート境界での地震活動が活発化していて、プレート間の相対運動が増加したことを示しています。

### 参考文献

- 1) 地震調査研究推進本部・地震調査委員会、相模トラフ沿いの地震活動の長期評価(平成 16 年 8 月 23 日)、2004  
[http://www.jishin.go.jp/main/chousa/04aug\\_sagami/index.htm](http://www.jishin.go.jp/main/chousa/04aug_sagami/index.htm) (参照 2011-12-17)
- 2) 中央防災会議・首都直下地震対策専門調査、首都直下地震対策専門調査会報告、(平成 17 年 7 月)、2005  
<http://www.bousai.go.jp/jishin/chubou/shutochokka/houkoku.pdf> (参照 2011-12-17)

- 3) 平田 直、酒井慎一、佐藤比呂志、佐竹健治、瀬藤一起、首都直下地震防災・減災特別プロジェクト」サブプロジェクト①「首都圏周辺でのプレート構造調査、震源断層モデル等の構築等」の概要、東京大学地震研彙報、No.84、pp.41-56、2009
- 4) 森田裕一、酒井慎一、中川茂樹、笠原敬司、平田直、鏡弘道、加藤拓弥、佐藤峰司、首都圏地震観測網 (Meso-net) のデータ伝送方式について—自律協調型データ送信手順 (ACT protocol) の開発—、東京大学地震研究所彙報、No. 84、pp.89-105、2009
- 5) 酒井慎一、平田直、首都圏地震観測網の設置計画、東京大学地震研究所彙報、本特集号、2010
- 6) Honda, R., et al., A complex rupture image of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake revealed by the MeSO-net., *Earth Planet. Space*, No.63, pp.583-588, 2011
- 7) Kato, A., et al., Variations of fluid pressure within the subducting oceanic crust and slow earthquakes, *Geophys. Res. Lett.*, 37, L14310, doi:10.1029/2010GL043723, 2010
- 8) Zhang, H., and C. H. Thurber, Double-difference tomography: the method and its application to the Hayward fault, California, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 93, pp.1875-1889, 2003
- 9) Thurber, C., and D. Eberhart-Phillips, Local earthquake tomography with flexible gridding, *Comput. Geosci.*, No.25, pp.809-818, 1999
- 10) Ishida, M., Geometry and Relative Motion of the Philippine Sea Plate and Pacific Plate Beneath the Kanto-Tokai District, Japan, *J. Geophys. Res.* 97, pp.489-513, 1992
- 11) Kimura, H., Kasahara, K., Igarashi, T., and Hirata, N., Repeating earthquake activities associated with the Philippine Sea plate subduction in the Kanto district, central Japan: a new plate configuration revealed by interplate aseismic slips. *Tectonophysics*, No.417, pp.101-118, 2006
- 12) Suito, H., and J. T. Freymueller, A viscoelastic and afterslip postseismic deformation model for the 1964 Alaska earthquake, *J. Geophys. Res.*, doi:10.1029/2008JB005954, 2009
- 13) 防災科学技術研究所、房総半島沖で「スロー地震」再来”、防災科研高感度地震観測網ホームページ、2011  
[http://www.bosai.go.jp/press/2011/pdf/20111031\\_01.pdf](http://www.bosai.go.jp/press/2011/pdf/20111031_01.pdf) (参照 2011-12-17)

## I-2 制御震源を用いた地殻構造調査

佐藤比呂志(東京大学地震研究所)

## 1. 研究の目的

首都圏では太平洋プレートの上に、フィリピン海プレートが沈み込むという複雑なプレート構造を示しています(図1)。また、こうしたプレートの形状を明らかにすることは、首都直下で発生する被害地震の特徴を理解する上で基本的な情報となります。こうした背景から制御震源を用いた反射法・屈折法地震探査、また自然地震の稠密観測によって、速度構造や不連続面の形状などの、詳細な地殻・上部マントル構造断面を明らかにする研究を行いました。とくに、伊豆-小笠原弧の本州弧への衝突によってフィリピン海プレートが複雑な形状を示す関東西部、またフィリピン海プレートが太平洋プレートと接触する関東平野東部の複雑な構造の解明を目的としました。また、フィリピン海プレートが関東の下で長期間にわたって、どのような運動をしてきたかという問題もよく理解されていません。ここでは、関東平野の百万年以降の地殻変動を、地質情報から読み取り、それらを引き起こしたプレート運動を理解するための研究を行いました。さらに、フィリピン海プレートが太平洋プレートに接触すると、どのような変形や破壊が生じるかを理解するために、プレート相互作用についての数値実験を行いました。

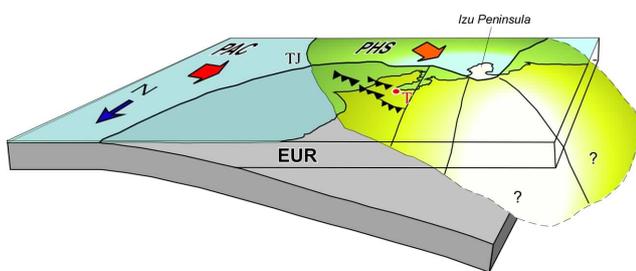


図1 フィリピン海プレートと太平洋プレートの関係を示す概念図。関東地方の北からの眺め(Wu et al., 2007)<sup>1)</sup>

## 2. 関東平野堆積層の速度構造の統合解析

首都圏のプレート形状を明らかにするためには、自然地震を用いた精度の高いトモグラフィによる速度構造の解明が重要な課題となります。首都圏地震観測網の地震観測点が展開されている関東平野には厚い、弾性波速度の遅い堆積層が分布し、地震波の到達時刻に大きな影響を与えています。他方、関東平野の速度構造については坑井資料や反射法地震探査などのデータがあり、これらを用いることで自然地震観測点下の堆積層の効果を補正することができます。ここでは、関東

平野周辺の反射法地震探査データ、地殻活動観測井、および重力値など公開されている各種情報を用いて、三次元速度構造モデルを構築しました(図2)。この速度構造モデルは、自己組織化マップ(Self-organizing map: SOM)を利用した解析を使用しており、データの増加に伴う更新が可能であるという点で特徴があります。ここで構築した速度構造モデルに基づいて、首都圏地震観測網全観測点の補正值、すなわち地震計-基準面(平均海水面下2km)間および基準面-基盤上面間それぞれの走時の推定を行いました。得られた補正值は、観測点補正值として地震波形データに基づくトモグラフィ解析の基礎資料として活用されました。

こうして得られた自然地震トモグラフィによる三次元速度構造モデル(I-1 参照)は、これから述べる制御震源による反射法地震探査断面を深度変換する際に使用しました。これによって、トモグラムと反射面の直接的な対比が可能になりました。

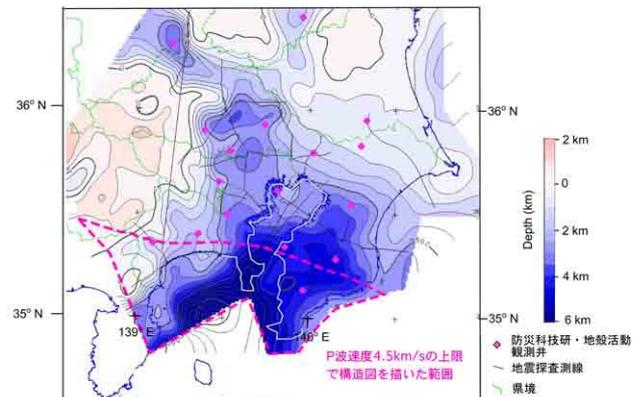


図2 基盤上面深度図「基盤」は赤破線外の地域では、先第三系に相当。赤破線内の地域では、P波速度が4.5km/sを越える領域を基盤相当層として、その上面をマッピングしている。

## 3. 関東西部地域の地殻・プレート構造

関東地方西部では、伊豆-小笠原弧と本州弧が衝突し、複雑な地殻・プレート構造を呈しています。その実態を明らかにするため、3測線で制御震源を用いた反射法地震探査、稠密自然地震観測を行いました(図3)。これらの測線のうち二つは、本プロジェクトの前に実施された大都市大震災軽減化特別プロジェクトの中で構

造探査が実施されました。関東山地東縁測線(図 3:P2)と、小田原-山梨測線(図 3:P1)です。関東山地東縁測線では、2003年に制御震源による観測が行われ、反射法地震探査によって、北に傾斜したフィリピン海プレートの上面の形状が明らかになりました<sup>2)</sup>(図 4A)。また、伊豆-小笠原弧起源である丹沢山地が、地殻上部に楔状の断層によって付加されていることも分かりました<sup>2)</sup>。ここで取得された構造探査データについては、本プロジェクトの中で屈折法による詳細な解析が行われ、速度構造が明らかになりました<sup>3)</sup>(図 4C)。



図 3 関東西部、伊豆衝突帯周辺の地殻構造探査測線図。P1: 小田原-山梨測線、P2: 関東山地東縁測線、P3: 飯能-御坂測線。

この測線に沿った地殻構造をより深部まで明らかにするために、2009年11月から4ヶ月に渡って稠密な自然地震観測を行いました。これらの地震観測データをもとに、地震波速度トモグラフィ、遠地地震を用いたレーザ関数・干渉法統合解析などを行いました(図 4B、D)。レーザ関数解析断面では、フィリピン海スラブは深さ20km以深では負の領域(大きい速度から小さい速度に移り変わる領域)として現れていますが、浅い部分では逆に速度が増加する境界となっています。地震波トモグラフィ(図 4D)では、フィリピン海プレート上面付近では、赤矢印で示した領域に沿って北に傾斜した低速領域が現れています。また、伊豆-小笠原弧に起源をもつ、丹沢山地の本州弧への付加によって複雑な構造が見られます。丹沢ブロック内でもレーザ関数が負の領域が現れており、ブロック内にさらに小さな地殻ブロックがスタッキングしている可能性があります。

小田原-山梨測線(図 3:P1)では、2005年に大都市大震災軽減化特別プロジェクトにおいて、ダイナマイトや

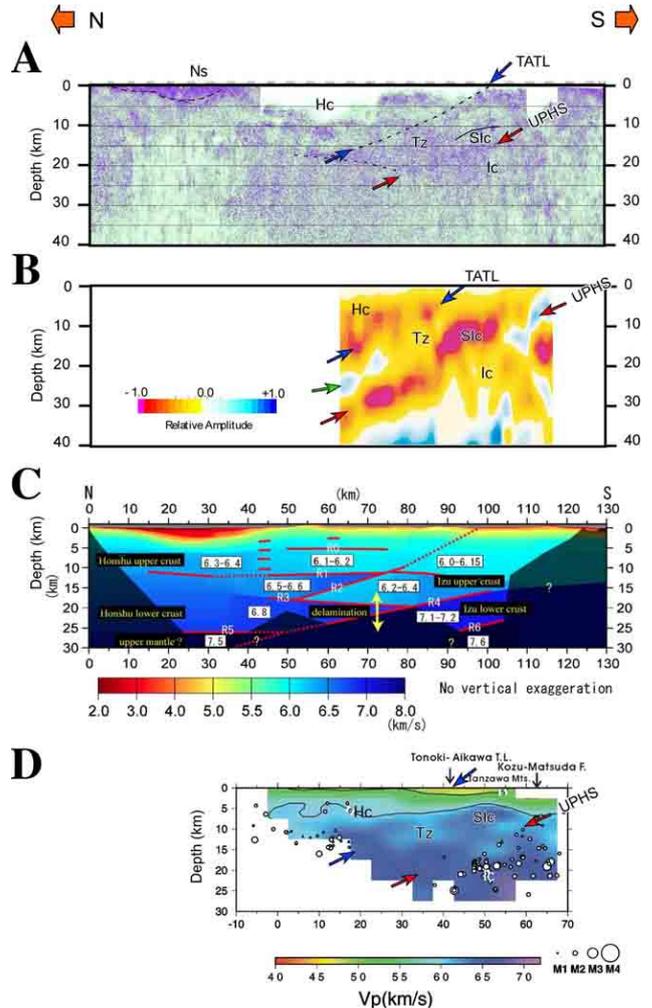


図 4 関東山地東縁測線沿いの地殻構造。A: 反射法地震探査断面、B:レーザ関数干渉法統合断面、C:波線追跡法による速度構造断面、D:トモグラフィ断面。

パイロロサイスを使った高エネルギー発震を主とした反射法地震探査<sup>4)</sup>と、稠密自然地震観測によるイメージング、トモグラフィ解析が行われました<sup>5)</sup>。本プロジェクトでは、得られた制御震源のデータに対して、屈折法による速度構造解析を行いました<sup>6)</sup>。反射法地震探査断面(図 5A)では、深さ30kmから40kmにかけて北西傾斜の反射波群が見られます。また、レーザ関数・干渉法統合解析断面でも、同様に北西に傾斜し、上盤側より下盤側で速度が低下する(レーザ関数が負の極性を持つ)領域が存在します。これらの速度境界面はフィリピン海スラブの上面に相当すると解釈されます。この領域では、スラブに伴う地震活動は、20km程度の深さまでしかなく、このスラブは非地震性のスラブとなっています。レーザ関数解析の結果からは、御坂・丹沢ブロックの構造は必ずしも単純なものではなく、丹沢ブロックの下に、見かけ上南傾斜の顕著な変換面が存在します(図 5B)。これは曾根丘陵断層帯の深部延長に位置します。同様の南傾斜の低速帯は、地震波トモグラ

フィによる解析でも見られます(図 5D)。

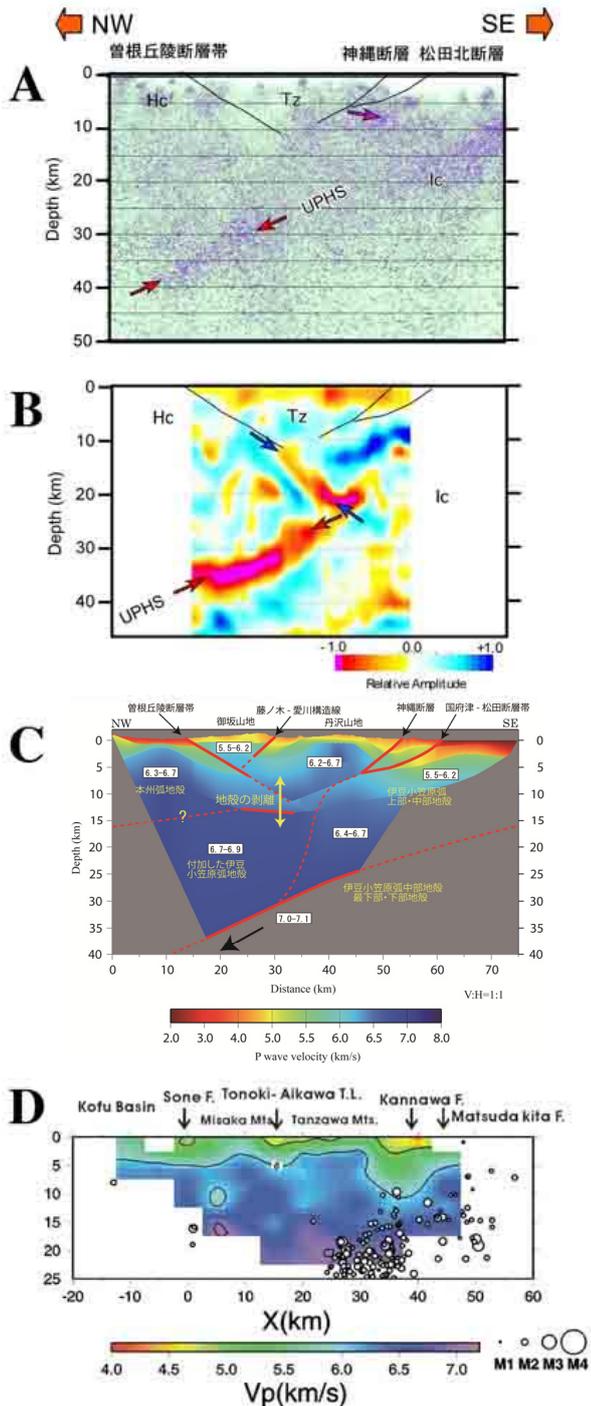


図 5 小田原-山梨測線沿いの地殻構造。A: 反射法地震探査断面、B: レシーバ関数干渉法統合断面、C: 波線追跡法による速度構造断面、D: トモグラフィ断面。

制御震源のデータについて、新しく解析された速度構造(図 5)では、国府津-松田断層系、甲府盆地南縁の曾根丘陵断層帯の深部形状などについて明らかになりました。それぞれの断層帯に沿っては、地震波トモグラフィでも南傾斜および北傾斜の低速度帯が見られます。国府津-松田断層系の松田北断層は、大磯丘陵

西縁の本体がメガスラストからの分岐であるのに対して<sup>7)</sup>、プレート境界から直接連続する断層ではありません。このような差異は、前者が年 3 mm 以上<sup>8)</sup>の大きな平均変位速度を示すのに比べ、松田北断層が 0.8 mm/年以上程度の平均変位速度<sup>9)</sup>しか示さないことに対応しています。つまり、フィリピン海プレートの浮揚性沈み込みにより、プレート境界で収束成分が、地殻内の断層や地殻中部のデタッチメントによって歪を分配していることが分かりました。

この二つの測線で得られたフィリピン海スラブの形状は東で浅く、甲府盆地下で深いという深度に大きな差があり、スラブ内に大きな断裂が存在している可能性が考えられました。そのため、2010 年に東京都飯能から山梨県御坂にいたる 60km の測線で、低重合反射法地震探査と、2009 年 11 月から 4 ヶ月に渡る稠密自然地震観測を行いました。

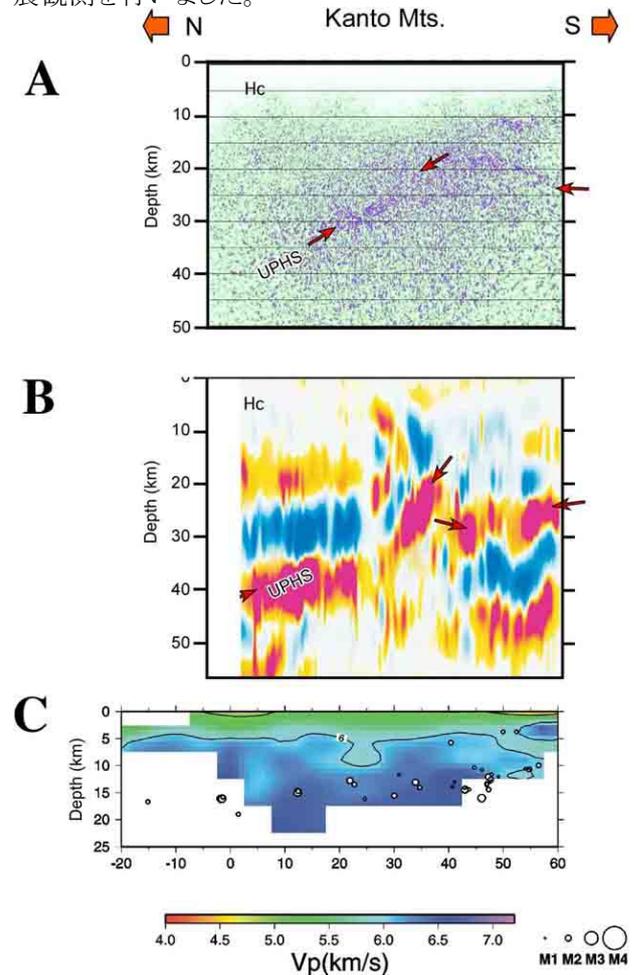


図 6 飯能-御坂測線沿いの地殻構造。A: 反射法地震探査断面、B: レシーバ関数干渉法統合断面、C: トモグラフィ断面

反射法地震探査断面(図 6A)では、小田原-山梨測線沿いの断面で見られたものと同様に、見かけ上西傾斜の反射面群が顕著です。それに比べて測線東部では、緩くみかけ上東に傾斜した反射面が卓越します。同様の傾向は、レシーバ関数・干渉法統合解析の結

果でも認められます(図 6B)。レシーバ関数・干渉法統合解析ではむしろ、背斜状の形状の西翼は、軸部で急傾斜、翼部で傾斜がやや緩くなる形状を示しています。後述しますが、フィリピン海プレートは、伊豆衝突帯の北方では背斜状の構造を示し、スラブが破断している可能性が高いことが分かりました。

#### 4. 関東北東部地域の地殻・プレート構造

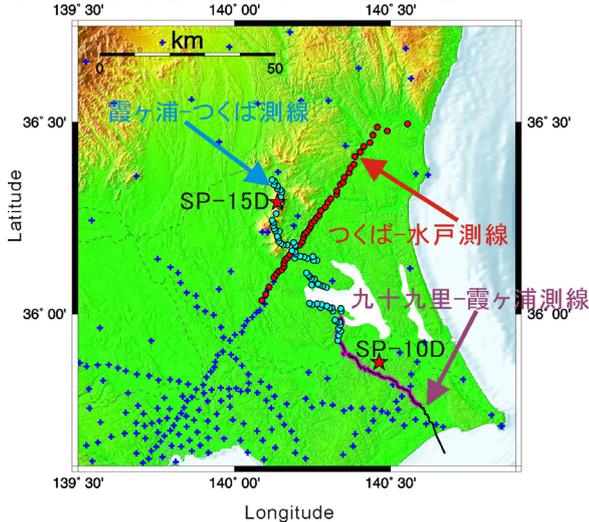


図 7 制御震源地殻構造探査(九十九里-震ヶ浦測線)と稠密自然地震観測(震ヶ浦-つくば測線・つくば-水戸測線)の測線図。●はつくば-水戸測線上の観測点位置、●は袖ヶ浦-つくば測線上の観測点位置、+は定常観測点(首都圏地震観測網を含む)の位置を示す「九十九里-震ヶ浦測線」のうち、●はオフライン観測点、-は有線テレメトリーシステムによる受振区間を示す。★は発破点位置を示す。

フィリピン海スラブは関東地方の北東部で太平洋プレートの上面と接します(図 1)。この境界部の状況を理解するための基礎資料を得る目的で、2010 年につくばから水戸にいたる測線と、九十九里からつくばに至る測線で、制御震源探査と稠密な自然地震観測を行いました(図 7)。つくば-水戸測線は、2010 年 6 月から 7 ヶ月間、震ヶ浦-つくば測線については、同年 6 月から 4 ヶ月間にわたって自然地震観測を行いました。制御震源を用いた海陸統合探査は、自然地震によるイメージングに確実なリファレンスを与えるために実施しました。

九十九里沖から震ヶ浦にいたる測線では、海底ケーブルを沖合 6 km まで設置して、エアガンと大型パイプレータを用いて探査を行いました。反射法地震探査断面では、海域では深さ 25~27km で見かけ上西に緩く傾斜した反射波群が分布します(図 8)。この反射波群はフィリピン海プレート上面からの反射波群と解釈されます。この反射波群は、ほぼ同様の傾斜で測線中央部の震ヶ浦南岸地下 35km まで追跡されます。一方、レシーバ関数・干渉法統合解析の結果(図 8)では、反射法地震探査断面で西に傾斜した反射面群の延長上で、

同様の傾斜を示す低速度領域(レシーバ関数が負の領域)が 40-50km の深度に存在し、フィリピン海プレート上部の地殻部分からなる低速度領域と判断されます。さらにこの下位に同様に西傾斜を示す低速度領域が 55-65km の深度に分布しています。これは従来の研究結果から見て、太平洋プレート上面と判断されます。震ヶ浦-つくば測線の自然地震トモグラフィ測線はユーラシアプレートの上部マントルに相当する高速度域の下に低速度域が存在することを示しています(図 9)。これはレシーバ関数・干渉法統合解析の結果と極めて調和的です。

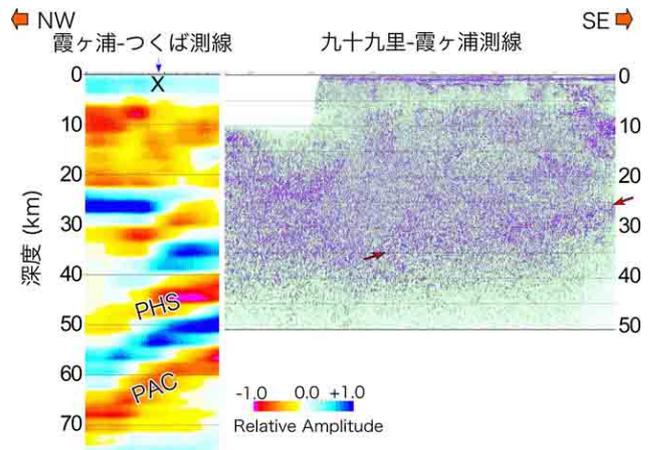


図 8 九十九里-つくば測線のレシーバ関数・干渉法統合解析プロフィールと反射法地震探査断面の統合表示。赤矢印は、フィリピン海プレートの上面を示す。PHS:フィリピン海プレート、PAC:太平洋プレート。

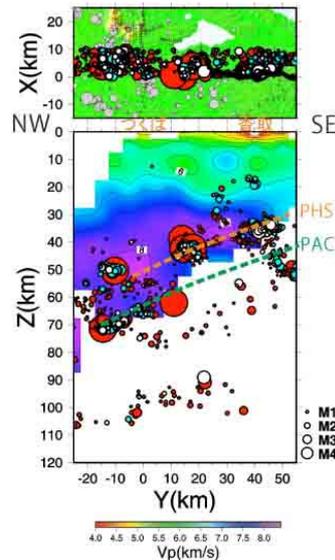


図 9 震ヶ浦-つくば測線のトモグラフィ解析。

つくば-水戸測線についてもトモグラフィ解析とレシーバ関数・干渉法統合解析、地震波干渉法解析を行いました(図 10)。レシーバ関数・干渉法統合解析プロフィール(図 10A)では、50~60km の範囲で西に傾斜し

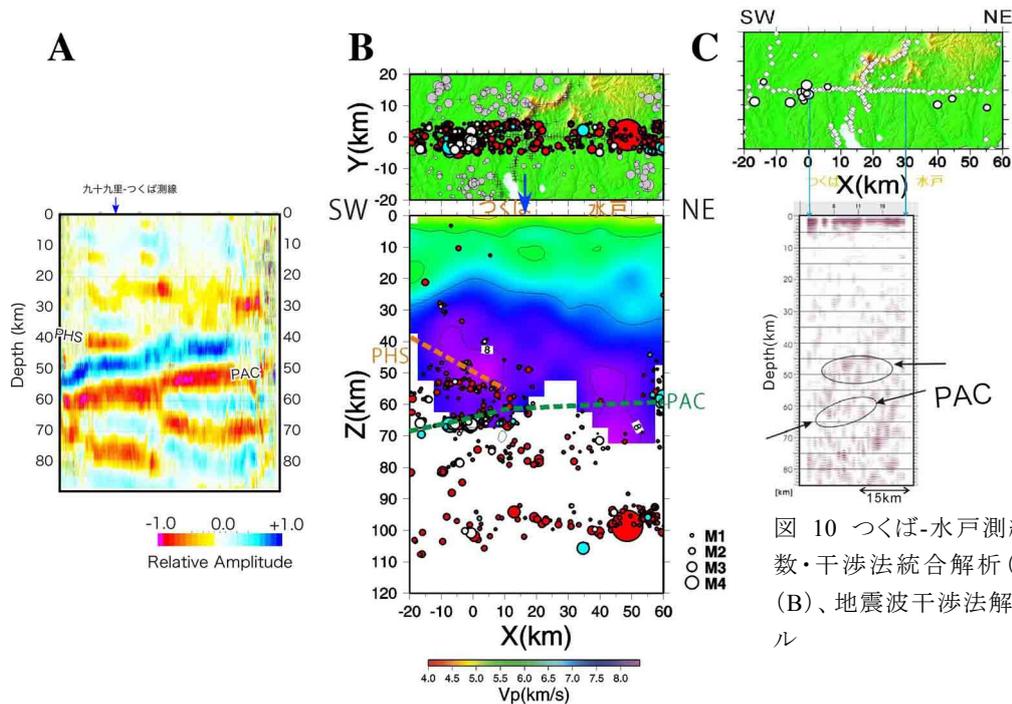
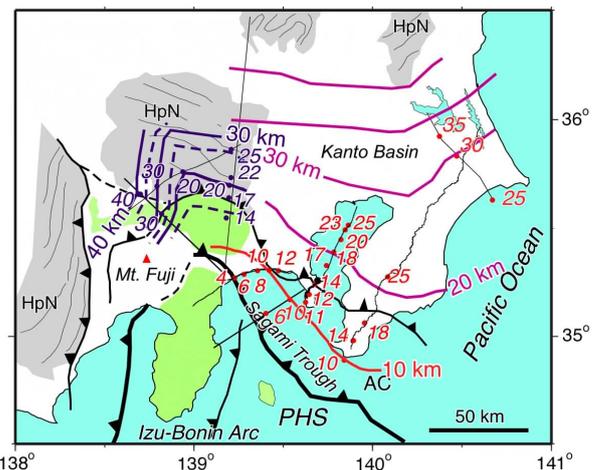


図 10 つくば-水戸測線におけるレシーバ関数・干渉法統合解析 (A)、トモグラフィ解析 (B)、地震波干渉法解析 (C) によるプロフィール

たレシーバ関数の負と正の領域があります。負の領域は、沈み込んでいる太平洋プレートの上面の低速度領域と推定されます。測線西部のみに見られる負の領域は九十九里-つくば測線からの追跡で明らかなように、フィリピン海スラブと推定されます。このレシーバ関数から読み取れる速度構造は、トモグラフィ(図 10B)によって求められた速度構造と調和的です。測線西部のフィリピン海プレートの上面は、高速度領域とその下位の低速度領域の間に位置する東に傾斜した境界面に当たります。この接触域の構造は地震波干渉法によるプロフィールでも、西傾斜の太平洋プレートの領域と、ほぼ水平な領域との境界として現れています(図 10C)。三つの異なる解析方法でのプロフィールは、共通した特徴を示しています。このように、二つのプレートは、霞ヶ浦北岸周辺で接合していることがわかります。これらの一連の研究で、プレートの接合部の詳細な形状が分かりました。今後、発震機構と併せて解析を進めることにより、どのような変形が進行しているかを明らかにすることが可能です。

### 5. 首都圏の地殻プレート構造の総合解析

これまで述べてきたように、制御震源による堆積層の地震探査やボーリング・重力異常などを総合して、堆積盆地の構造、堆積層の速度特性を求め、首都圏地震観測網観測点の補正値を得ました。これらの観測点補正値が適用された地震波トモグラフィによって、深部までの速度構造が得られました。これらの速度構造を反射法地震探査の深度変換に用いることにより、直接、制御震源による結果と自然地震から求めた構造、震源



フィリピン海プレート上面の深度 (km) HpN 先第三系の分布 (実線は構造方向)  
 反射法地震探査による  
 地震波トモグラフィ  
 伊豆衝突帯のプレート上面 (伊豆弧の地殻中部に相当)  
 計測点  
 伊豆-小笠原弧起源の地殻  
 地震探査測線

図 11 フィリピン海プレートまでの等深度線。

などとの対比が可能になりました。これらの結果を基に、フィリピン海プレート上面の等深度線を描きました(図 11)。

首都圏地震観測網の展開領域の深部については、トモグラフィから推定されたプレート上面の形状を使用しています。とくに関東平野下では従来の推定に比べ、等深度線は東西走向となっています。伊豆衝突帯の北方延長では、背斜状の構造を示しています。西翼は急傾斜で、東翼が緩い傾斜となっています。また、背斜軸

部ではスラブが断裂している可能性もあります。こうした特徴は、広域トモグラフィから推定されたフィリピン海プレート上面の構造<sup>10)</sup>とも調和的で、広域的にも非対称な背斜状の構造を呈しています。こうした構造的な特徴はメガスラスト上の震源の広がりにも影響を与えており、関東地震の震源域の西端は、この背斜軸部と一致しています。

## 6. 首都圏の伏在活断層

首都圏ではこれまで、防災科学技術研究所などをはじめとして、多くの機関が反射法地震探査を実施しています。関東平野下の厚い新第三系の下に伏在する活断層の分布を明らかにするために、これら個々の反射断面をボーリング資料と合わせて深度の補正を行うとともに、共通の速度構造解析を適用し、総合的な検討を行いました<sup>11)</sup>。

大大特プロジェクトの一環として実施した北関東測線の深部構造探査の結果<sup>12)</sup>によると、北関東測線が延びる青梅から春日部にかけての区間では、地下に半地溝構造(ハーフ・グラaben)がいくつか認められます。これらは、既往の反射断面で見出された、前期-中期中新世のハーフグラaben<sup>13)</sup>と同時期に形成されたものです。このうち、綾瀬川断層については、東傾斜と西傾斜の正断層2条が大宮台地の地下に存在し、このうち西傾斜の正断層が最近の地質時代に逆断層として再活動したものと読み取れます(図12)。この反転構造の直上に分布する大宮台地(下末吉面相当)には背斜状の変形が認められます<sup>14)</sup>。ボーリング調査・浅層反射法地震探査などから0.1 mm/yrの平均変位速度が推定されています<sup>15)</sup>。

また、野田隆起帯<sup>14)</sup>と大宮台地の西側にあたる武蔵野台地北東縁部の地下にも半地溝構造が認められます(図13)。このうち、野田隆起帯の地下に伏在する西傾斜の逆断層上盤側では、上総層群・下総層群が参加する、西翼が緩く傾斜する背斜構造が認められます。

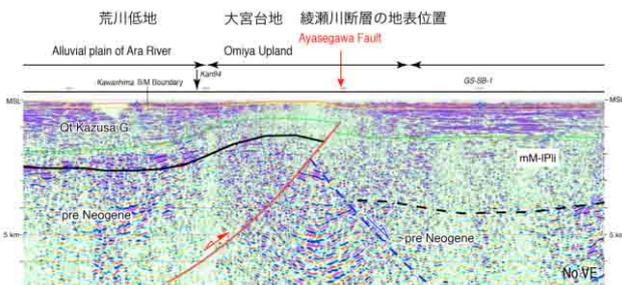


図12 大大特2005年北関東測線・綾瀬川断層の地下構造の再解釈断面。黒線は先新第三系基盤岩類の上面、緑線は下部鮮新統の上面、黄色線は上総層群上面を示す。以下の図面も同様。

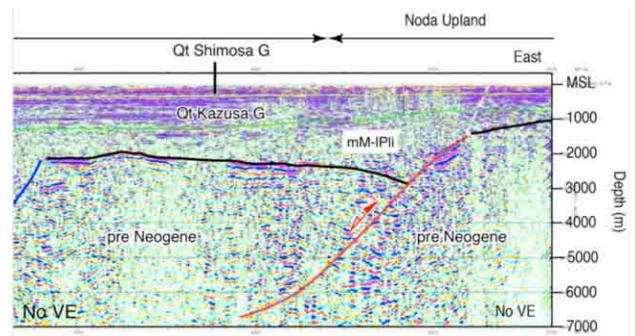


図13 大大特2005年北関東測線・野田隆起帯の地下構造の再解釈断面。

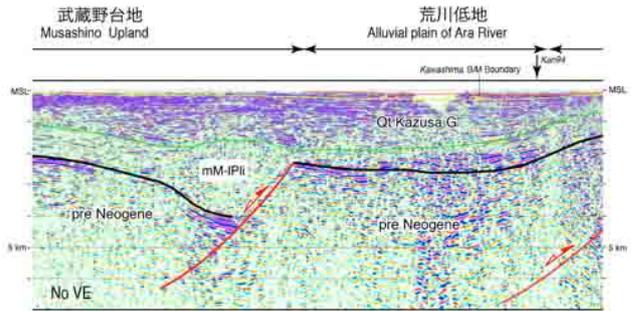


図14 大大特2005年北関東測線・荒川沈降帯の地下構造の再解釈断面。

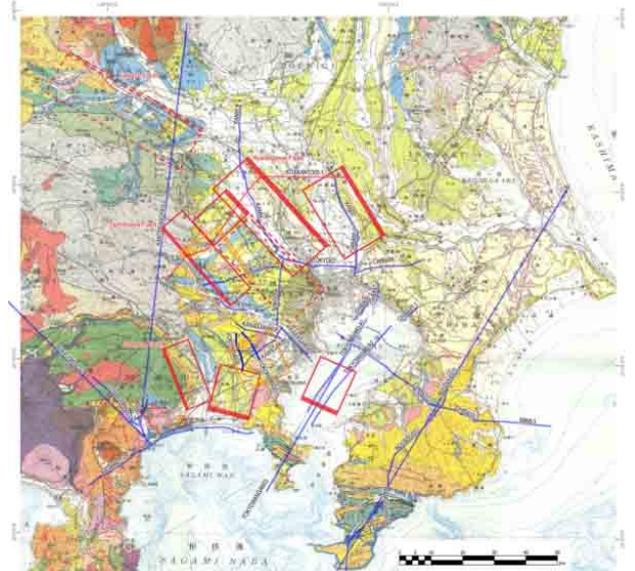


図15 首都圏を含む関東平野南部に分布する活断層・活構造の矩形断層モデル。矩形の太線で示した辺は断層の上端を示す。破線は不確実な断層モデルを、橙色の矩形は第四紀後期に活動した証拠がない断層を示す。基図は杉山ほか(1997)<sup>16)</sup>を使用。

武蔵野台地北東縁部(荒川沈降帯<sup>14)</sup>)の地下も同様に、見かけ上西に傾斜する断層上盤側のリフト期以降の新第三系・第四系に微弱な背斜構造が認められ、鮮新世から更新世にかけて反転した可能性があります(図14)。

反射法地震探査断面と伏在断層によって形成されたと考えられる変動地形の分布に基づき、関東地域の活

断層・活構造についての震源断層モデルを矩形で図示しました(図 15)。ここでは例えば鶴川向斜の地下に伏在する逆断層のように、現在は活動的ではないが、上総層群に変位が認められる構造についても図示してあります。ただし、ここで示した矩形断層モデルはあくまで初期的なものであり、とくに断層の広がりについては問題があり、今後、地下構造についてのデータを収集していく必要があります。

## 7. フィリピン海プレートの運動に規制された関東地域の長時間上下変動

首都圏の下に沈み込むフィリピン海プレートの運動とともに、関東平野では堆積盆地スケールの運動が生じてきたことが知られています。ここでは、沈み込むプレートの上盤側の垂直変動史を定量化し、得られた地殻変動について長期地殻変動シミュレーションモデルを用いて、データを再現する現実的な地殻変動の数値実験を行い、プレートの長期間運動・プレート境界面の特性変化について検討しました。検討した期間は、最近 100 万年間です。

反射法地震探査断面<sup>17, 18, 19</sup>)と地質学的手法から推定した過去 100 万年間、50 万年間の垂直変動量を図 16 に示します。この図から 100 万年前から 50 万年前にかけて平野部における沈降運動の中心が房総半島から東京湾へと西方移動したことがわかります。

一方、変動地形学的手法から推定された過去 12.5 万年間、7 千年間の垂直変動量<sup>20, 21, 22</sup>など(図 17)からは、過去 12.5 万年の変動で見ると、沈降域はほぼ消滅し、関東地方は全体的に隆起していること、房総半島南部をはじめ関東平野の周縁部では急激な隆起が起きていることがわかります。このような変形様式の変化をもたらしたのは、50~100 万年前に起きたフィリピン海プレートの日本列島に対する相対速度ベクトルの北方向から北西方向の変化であると考えられます<sup>23, 24</sup>。しかし、得られたデータは、フィリピン海プレートの運動方向の変化後にこれに匹敵するような広域の地質学的イベントが特に見られないにもかかわらず、関東地方の垂直変動パターンはさらに変化を続けていることを示しています。一方、関東地方には中期中新世以降フィリピン海プレート上の伊豆・小笠原弧が衝突を続けているが、このことが関東地方の垂直変動パターンに大きな影響を及ぼしています。この衝突モデルによる垂直変動パターンの時間変化の説明としては、(i) プレート境界面におけるすべり運動欠損の分布域(衝突領域)の変化と、(ii) 衝突によるプレート境界面形状自体の変形の 2 つの可能性が挙げられます。

地質学的時間スケールにわたるプレート間相互作用による変形速度場は、プレート境界面上のステップ的なすべりに対する応答関数の粘性緩和(時間無限大

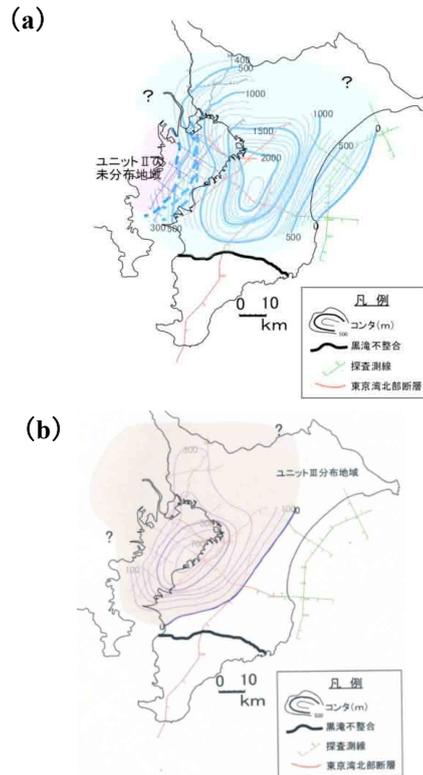


図 16 約 1 Ma の地層の現深度(m)。 (a) と約 0.5 Ma の地層の現深度(m) (b) (浅尾 2008<sup>17</sup>)による)。

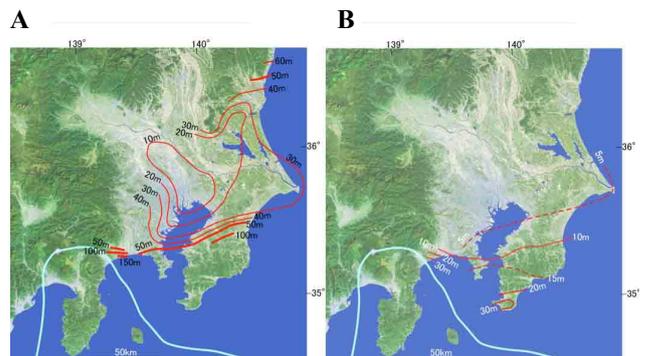


図 17 変動地形学的手法によって求めた過去 12.5 万年(A)、7000 年間(B)の隆起高度分布 (A: 小池・町田(2001)<sup>21</sup>)に基づき、被覆層の厚さを引き、海面変化量 5m を補正、B: 小池・町田(2001)<sup>21</sup>に遠藤・宮内(2011)<sup>22</sup>の結果を加筆)。

の解)によって得られます<sup>25</sup>。この考え方に基づき、リソスフェア-アセノスフェア構造として、弾性-粘弾性二層構造媒体を仮定し、計算を行いました。関東の長期間地殻変動について、(ii)の衝突によるプレート境界面形状自体の変形の要因は、大きな影響をおよぼさなかったことがわかりました。そこで(i)の衝突領域の変化の影響について検討し、関東地方の変動パターンをもたらす衝突モデルを作成しました。

モデルは以下の仮定にもとづいています。(1)現在のユーラシアプレートに対するフィリピン海プレートの運動方向は NUVEL-1A プレート運動モデル<sup>26</sup>)によれば、北西 45°方向であり、それに対してプレート運動方向変

化以前のプレート方向は、N15°W 方向としました。また、(2)フィリピン海プレートの運動方向変化後、衝突領域はゆっくり北方向から北西方向に変化してきた、と仮定しました。さらに(3)衝突領域の東西方向の幅に関しては、時間的に一定であると仮定しました。

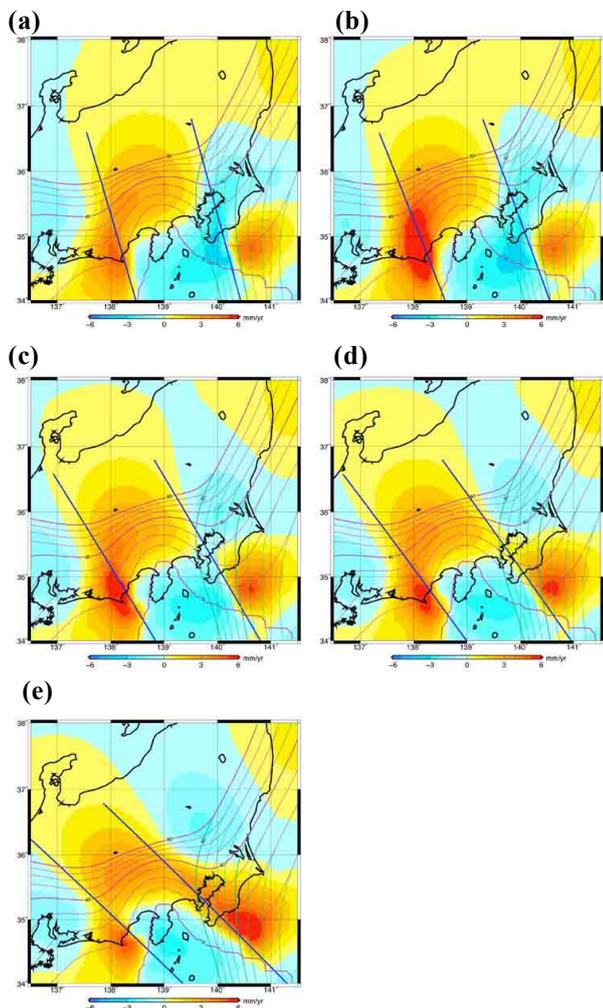


図 18 フィリピン海プレートの運動方向変化以降の垂直変動パターン(mm/yr)。(a)衝突領域の方向が北西 15°方向(フィリピン海プレートの運動方向が変化した直後)、(b) 衝突領域の方向が北西 20°方向、(c) 衝突領域の方向が北西 30°方向、(d) 衝突領域の方向が北西 35°方向、(e) 衝突領域の方向が北西 45°方向(現在)。赤線は、フィリピン海プレートとユーラシア・北アメリカプレートの各時点におけるプレート境界面。緑線は太平洋プレートと北アメリカ・フィリピン海プレートのプレート境界面。2本の青線で挟まれた領域が衝突領域。

得られた計算結果を図 18 に示します。衝突領域の変化にかかわらず見られる特徴として、関東・赤石山地と房総半島南東沖に顕著な隆起域と、伊豆半島から海側へ広がる沈降域の存在が挙げられます。フィリピン海プレートの運動方向が変化する以前(図 18(a))では、関東・赤石山地と房総半島南東沖の隆起域の間の東

京湾、房総半島に沈降域が伸びてきています。そして、プレート方向が変化して以降(図 18(b-e))は、衝突領域の方向の変化にあわせて沈降領域も北西に移動します。それとともに房総半島南東沖の隆起域の影響が強まり、房総半島、東京湾が隆起に転じ(図 18(c,d))、最終的には関東地方南部全域が隆起域となります(図 18(e))。このようにフィリピン海プレート運動の変化以降の衝突領域の変化を考慮にいれたシミュレーションによって、地質学・地形学的手法から得られた、関東地方における沈降中心の移動とその後の全体的な隆起という垂直変動パターンの変遷を再現することができました。

## 8. 首都圏下に沈み込むフィリピン海プレートと太平洋プレートの相互作用についての数値実験

フィリピン海プレートと太平洋スラブが接する関東下では、二つのプレートの接触領域で高い地震活動をしています。この二つのプレートの接触に関連して発生する地震は、被害地震となる可能性があります<sup>1)</sup>。二つのプレートが接触するとどのような現象が発生するかについては、充分、理解されているわけではありません。そこで、年代の異なるプレートが互いに向かいあう方向で沈み込む場合、どんな変形が生じるかについて、数値実験を通じて検討しました。数値実験では、粘弾塑性のレオロジーをもつ物質を取り扱えるプログラムを使用し、二次元のリソスフェアの変形を計算しました。

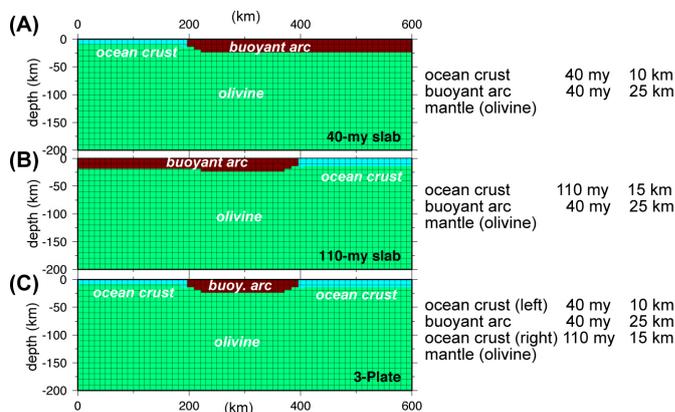


図 19 スラブ接触の相互作用のためのジオダイナミクス・モデル。(A) 若い海洋プレートが右側の大陸プレートの下に沈み込む場合。(B) 古い海洋プレートが左側の大陸プレートの下に沈み込む場合。(C) 新旧の海洋プレートがその間の大陸プレートの下に沈み込む場合。いずれも、沈み込み前の状態。熱年代と地殻の厚さの諸元は右側に示す。

一つのスラブがもう一方のスラブを押し影響を検討するために、三通りのジオダイナミクス・モデルを設定しました(図 19)。最初の二つのモデル(図 19 A, B)は、いずれも大陸地殻の下に 4000 万年前と一億 1000 万年

前の海洋プレートが沈み込む場合のモデルであり、モデル C はそれぞれが互いに近づく方向に沈み込みスラブがぶつかる場合のモデルです。素過程である最初の二つのモデルと比較することによって、接触の効果を理解することができます。

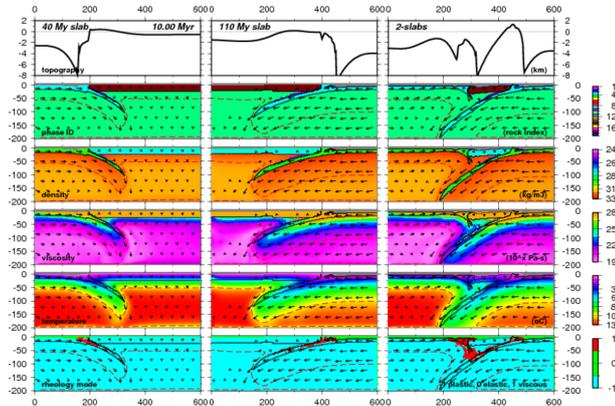


図 20 1000 万年経過時点での沈み込み状態。左側:モデル A(若い海洋プレートの沈み込み)、中央:モデル B(古い海洋プレートの沈み込み)、右側:モデル C(3つのプレート)を示す。上から地形、岩石型の番号、密度、粘性、温度、変形モード (-1:塑性、+1:粘性)。

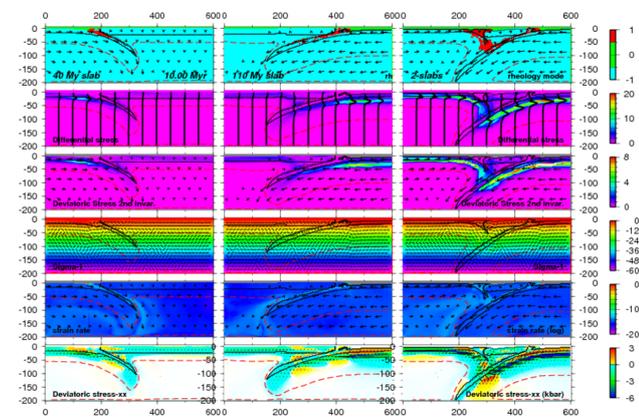


図 21 1000 万年経過時点での沈み込み状態。上からレオロジーモード、差応力、偏差応力の二次不変量、最大圧縮応力、ひずみ速度、偏差応力。

それぞれのモデルで領域の上面および下面の温度はそれぞれ 0 °C および 1000°C。地殻内の放射性元素による発熱、浸食と堆積は考慮しています。モデル A では、年間 2 cm で、モデル B では年間 3 cm で沈み込み、モデル C では 3cm の速度でプレートが収束するものとしています。

それぞれのモデルについて、1000 万年間にわたる期間の変形について計算しました。メッシュの形状と地形、密度、温度、粘性構造、ノードごとに使用したレオロジ

ーを表す番号、速度ベクトル、各種応力・ひずみの値が出力されます。出力結果から解釈に必要な主軸の方向、偏差応力の値なども求めました。ただし、二次元の計算なので、横ずれタイプの応力配置は評価できません。

図 20、21 に 1000 万年経過した 3 つのモデルの計算結果について示しました。また図 22 には偏差応力についての計算結果を拡大して示します。いずれも場合もスラブが曲がる部分で応力が集中していることがわかります。P 軸のプロットを見ると、浅部で伸張応力場に、深部で圧縮応力場になります。差応力のプロット(図 18 二段目)では、スラブ内の応力パターンの変化が顕著に示されています。

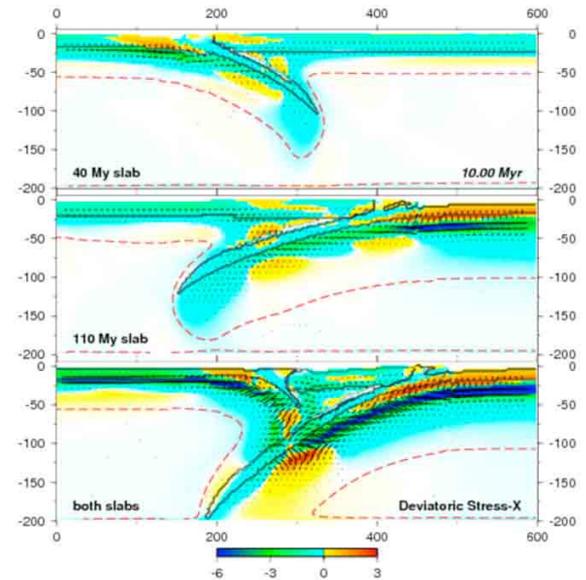


図 22 偏差応力( $S_{xx}$ )と P 軸の方向のプロットの拡大図。スラブの接触領域では、偏差応力や P 軸の方向が複雑なパターンを示しています。単位は kbar。

スラブ同士が接触する領域では、単独の場合と比べるとそれぞれのスラブ内部にまでより大きな応力が広範囲にわたって発生しています(図 18 二段目・三段目)。また、スラブが接触する領域の P 軸の方向は伸張・圧縮(高角逆断層)・中間的とばらついており、中間的な応力場は 3 次元計算をした場合は横ずれ断層で説明される応力場となるか、あるいは実際に中間的な応力場である可能性もあります。このようなスラブ同士の相互作用のモデリングによって、低角逆断層以外のメカニズムの地震活動がいずれかのスラブの沈み込み下方で発生する可能性が示唆されます。

ここで行った数値実験は、粘弾塑性物体により多様な非弾性変形を扱っていますが、二次元に留まりました。今後、同様の三次元数値実験を行うことにより、より現実的な関東下の変形・地震発生モデルへとつなげていくことが、課題になります。

## 参考文献

- 1) Wu, F. et al., Interaction between two subducting plates under Tokyo and its possible effects on seismic hazards, *Geophys. Res. Letts.*, 34, L18301, doi:10.1029/2007GL30763, 2007
- 2) Sato, H. et al., Earthquake source fault beneath Tokyo, *Science*, No. 309, pp.362-464, 2005
- 3) Arai, R. et al., Collision and subduction structure of the Izu-Bonin arc, central Japan, revealed by refraction/wide-angle reflection analysis, *Tectonophysics*, No.475, pp.438-453, 2009
- 4) 佐藤比呂志ほか、震源断層のイメージングの現状と地震被害想定へのインパクト、「最新の物理探査適用事例集」、物理探査学会、pp. 381-386、2008
- 5) 佐藤比呂志ほか、大深度弾性波探査 3.1.3. 関東地殻構造探査（小田原-山梨測線）、大都市大震災軽減化特別プロジェクト 1 地震動（強い揺れ）の予測「大都市圏地殻構造調査研究」（平成 17 年度）成果報告書、pp.98-182、2005
- 6) Arai, R. et al., Detailed crustal structure and a new evolution model of the Izu collision zone: Arc-arc collision in central Japan, *Jour. Geophys. Res.*, submitted
- 7) 佐藤比呂志、岩崎貴也、石山達也プレート境界から分岐した活断層の長期評価：相模トラフ横断地殻構造探査、*科学*、80、8、pp.825-831、2010
- 8) 山崎晴雄、活断層からみた南部フォッサマグナ地域のネオテクトニクス、*第四紀研究*、No.23、pp.129-136、1984
- 9) 山崎晴雄、町田 洋、足柄平野北縁の活断層と地形発達。日本第四紀学会講演要旨集、No.11、pp.96-97、1981
- 10) Nakajima, J. et al., Seismotectonics beneath the Tokyo metropolitan area, Japan: Effect of slab-slab contact and overlap on seismicity. *Jour. Geophys. Res.*, 114, B08309, doi:10.1029/2008JB006101, 2009
- 11) 佐藤比呂志ほか、首都圏における地下構造探査：堆積平野からプレートまで、日本地質学会関東支部-日本第四紀学会ジョイントシンポジウム「関東盆地の地下地質構造と形成史」講演資料集、S-1、pp.12-15、2010
- 12) 佐藤比呂志ほか、大深度弾性波探査 3.1.2. 北関東地殻構造探査（北関東測線 2006、大宮-野田測線）、大都市大震災軽減化特別プロジェクト 1 地震動（強い揺れ）の予測「大都市圏地殻構造調査研究」（平成 17 年度）成果報告書、pp.18-97、2006
- 13) 高橋雅紀ほか、関東平野西縁の反射法地震探査記録の地質学的解釈—とくに吉見変成岩の露出と利根川構造線の西方延長—、*地質学雑誌*、No.112、pp.33-52、2006
- 14) 貝塚爽平、関東の第四紀地殻変動、*地学雑誌*、No.96、pp.51-68、1987
- 15) 石山達也ほか、変動地形・ボーリング・反射法地震探査により明らかになった綾瀬川断層北部の撓曲変形、*活断層古地震研究報告*、No.5、pp.29-37、2005
- 16) 杉山雄一ほか、50 万分の 1 活構造図「東京」（第 2 版）および説明書、*活構造図 8*、地質調査所、1997
- 17) 浅尾一巳、反射法地震探査により解明された上総—下総層群堆積盆の形成過程、*千葉大学博士論文*、2008
- 18) 古屋裕ほか、反射法地震探査による房総半島南西部内房沿岸の浅部地下構造、*地震研究所彙報*、No.84、pp.307-329、2009
- 19) 山本修治、反射法地震探査によって明らかとなった房総半島南部ならびに周辺海域の浅部地殻構造と最近 100 万年間の地殻変動、*千葉大学大学院自然科学研究科修士論文*、p45、2008
- 20) 宍倉正展、宮内崇裕、房総半島沿岸における完新世低地の形成とサイスマテクトニクス、*第四紀研究*、No.40、pp.235-242、2001
- 21) 小池一之・町田 洋（編）、日本の海成段丘アトラス、CD-ROM3 枚・四六全版カラー付図 2 葉、東京大学出版会、2001
- 22) 遠藤香織、宮内崇裕、房総半島南部完新世離水海岸地形の高度と離水年代の再検討—相模トラフ沿いの巨大地震に伴う地震性地殻変動に関連して—、*日本活断層学会 2011 年度秋季学術大会講演予稿 P-06*、pp.52-53、2011
- 23) Seno, T. et al., Tectonic evolution of the triple junction off central Honshu for the past 1 million years, *Tectonophysics*, No.160, pp.91-116, 1989
- 24) Yamaji, A., The multiple inverse method applied to meso-scale faults in mid-Quaternary sediments near the triple trench junction off central Japan, *J. Struct. Geol.*, No.22, pp.429-440, 2000
- 25) Sato, T. and Matsu'ura, M., A kinematic model for deformation of the lithosphere at subduction zones, *J. Geophys. Res.*, No.93, B6, pp.6410-6418, 1988
- 26) DeMets, C. et al., Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions, *Geophys. Res. Lett.*, No.21, pp.2191-2194, 1994

## I-3 歴史地震等の記録の収集、整理及び再評価

佐竹健治(東京大学地震研究所)

### 1. 研究の目的

過去の地震及び近代観測がなされて以降の地震について記録を収集、整理するとともに、I-1(地震計を用いた自然地震観測によるプレート構造調査)、I-2(制御震源を用いた地殻構造探査)の成果等を踏まえた解析を行うことにより、これらの地震について再評価し、文部科学省地震調査推進本部<sup>1)</sup>が2004年に「その他の南関東の地震」としてまとめて評価を行ったマグニチュード(M)7程度の地震の震源域の位置(プレート境界地震、スラブ内地震)、繰り返しの有無等を推定するのが目的です。

### 2. 研究成果の概要

#### 2.1 地震記象の収集と解析による過去地震の調査研究

##### 2.1.1 調査の目的

首都圏で発生した歴史地震等の再評価を行うためには、それらの地震の発生メカニズム等を明らかにする必要があります。このため、地震記録の収集・整理・再評価を行い、首都圏で発生する大地震の発生メカニズム、余震活動を明らかにします。首都直下地震の震源断層モデルを高度化し、首都直下地震の長期予測の精度向上や、高精度な強震動予測につなげます。

##### 2.1.2 成果の概要

1900年代以降に首都圏で発生した地震の観測記録を調査、収集しました。また、収集した過去の地震のアナログ記録をスキャンしてデジタル画像化を行い、強震計記録をデータベース化し、ホームページ(<http://www.seis.nagoya-u.ac.jp/sanchu/Shuto/index.html>)で公開しました(図1)。

また、1931年西埼玉地震、1935年静岡地震(図2)、ならびに1949年今市地震前後の水準測量データの整理や、震源過程の解析等を行いました。さらに、1982年と2008年に発生した地震の震源過程解析から、茨城県沖の地震はほぼ同じ場所で発生したほぼ同規模の地震にも関わらず、全く様相を異にすることが明らかになりました。このことはプレート間地震の発生予測研究に大きな影響を与える可能性があります。

#### 2.2 東北地方の地震記象を用いた首都圏の過去地震の調査研究

##### 2.2.1 調査の目的

首都圏で発生した過去の地震等の再評価を行うには、それらの地震の発生メカニズム等を明らかに

する必要があります。このため、東北地方で得られた首都圏で発生した過去の地震記録の収集・整理を行い、首都圏で発生する大地震の発生メカニズム、余震活動の特徴を明らかにします。首都直下の地震テクトニクスを高度化し、首都直下地震の長期予測の精度向上や、高精度な強震動予測につなげることを目的とします。

##### 2.2.2 成果の概要

相模トラフ沿いの地震活動の長期評価(地震調査研究推進本部)に掲げられた5つの首都直下地震のうち、1921年茨城県南部の地震と1922年浦賀水道付近の地震について、東北大学向山観象所や国立天文台水沢センターで記録されている過去の地震記録を収集、整理しました(図3)。1921年茨城県南部の地震について、スキャンされた画像から読み取ったS-P時間やP波初動を既存の資料と併合処理し、震源とメカニズム解を推定しました。その結果、この地震がフィリピン海スラブ内の蛇紋岩化域の西縁で発生していた可能性が高いことが明らかになりました(図4)<sup>2)</sup>。1922年浦賀水道付近の地震は、1923年関東地震のアスペリティによる固着の影響を強く受けて発生した、フィリピン海プレート内部の地震であったことが明らかになりました。

また、2つの茨城県南西部の地震(1922年5月9日M6.1と1923年1月14日M6.1)について、すす書き記録紙をスキャンした画像ファイルから、国立天文台水沢センターと東北大学向山観象所におけるS-P時間を読み取り、震源位置の検討を行いました。その結果、1922年の地震の位置は宇津(1999)<sup>3)</sup>で報告されている震央から大きく移動することはないことが明らかになりました。1923年の地震の震源は、茨城県南西部のフィリピン海プレート上面で発生する地震の巣に位置することから、フィリピン海プレートと陸側プレートのプレート境界地震である可能性が高いことを示しました。

さらに、1924年1月15日の丹沢地震(M7.3)と1931年9月21日の西埼玉地震(M6.9)について、東北地方で記録されている過去の地震記録を収集・整理し、本震および余震の震源分布やメカニズム解を明らかにしました。

#### 2.3 被害記録による首都圏の歴史地震の調査研究

##### 2.3.1 調査の目的

過去約400年間に首都圏で発生した被害地震に

ついで、歴史資料の発掘・データベース化ならびに被害発生地点の現代地図上への照合作業から詳細震度分布図を作成します。また、歴史資料が描き出す地震像から、震源位置や発生メカニズムを推定することを目的とします。

### 2.3.2 成果の概要

既刊行の歴史地震史料集として東京大学地震研究所発行の「新収日本地震史料」<sup>4)</sup>がありますが、これは1990年頃までに発行された市町村史などに基いて発行されたものです。そこで、関東7都県の図書館において1990年以降に発行された市町村史で紹介された地震に関する記録を収集しました。

関東地方に被害を及ぼした、1791年(寛政二年)埼玉県地震、1812年(文化九年)神奈川地震<sup>5)</sup>、1843年(天保十四年)神奈川県西部地震について被害記録の収集を行い、データベースを作成しました。また、得られたデータベースに基づいて広域・詳細震度分布を作成しました。さらに、江戸を中心とした関東地方に甚大な被害を及ぼした、1855年(安政二年)江戸地震による江戸市中の町人地における死者の詳細な分布図を作成しました(図5)。さらに、寺院や大名屋敷の被害分布(図6)、液状化発生地点の分布を示しました。

## 2.4 液状化痕等による首都圏の古地震の調査研究

### 2.4.1 調査の目的

首都圏における古地震について調査研究を行い、地層記録として保存された液状化痕等の発生履歴を解明します。液状化痕等と対応する可能性がある地震の被害との比較から、その地震の特定を試みるとともに考古遺跡の液状化痕データなどとあわせて、首都圏で発生した古地震年表を作成します。

### 2.4.2 成果の概要

東京都江戸川区江戸川においてロングジオスライサー掘削、音波探査ならびに電気探査から、液状化痕などの調査を行い、古地震履歴の推定を行いました<sup>6)</sup>。また東京都葛飾区水元公園小合溜において液状化痕の地震痕跡の有無を音波探査により調査しました<sup>7)</sup>。

神奈川県三浦半島に位置する小網代湾奥の入り江干潟において3m長のハンディージオスライサーを用いた津波堆積物調査を実施しました。その結果、3枚の津波堆積物が認定され、上位と中間の津波堆積物はそれぞれ1923年大正関東地震、1703年元禄関東地震に対応することが明らかになりました。元禄関東地震の一つ前の関東地震によるものと考えられる、最下位の津波堆積物の放射性炭素による堆積年代と歴史資料との対比から、1293年(永仁元年または正応六年)の鎌倉大地震が一つ前の関東地震であった可能性を示唆しました(図7、図8)<sup>8)</sup>。

また、同湾内においてロングジオスライサーを用いた掘削調査を行い、過去2000年間の地層から5枚の粗粒堆積物を認定しました。また、同じく三浦半島に位置する江奈湾において、ハンディージオスライサーを用いた掘削調査から、過去4000年間の堆積物を採取しました。その結果、過去の関東地震によると考えられる津波堆積物を複数枚、認定しました。

さらに、三浦半島南部において航空レーザー測量や古い地形図の比較から過去の関東地震によって離水した海岸段丘面の調査を行いました。その結果、大正関東地震による隆起の詳細や、それ以前の地震による海岸隆起に関するデータが得られました。

## 2.5 過去地震の類型化と長期評価の高度化に関する調査研究

### 2.5.1 調査の目的

1943年鳥取地震などの活断層で発生した地震、1993年釧路沖地震などの深発地震・やや深発地震についてクーロン応力変化( $\Delta CFF$ )と現在の地震活動とを対比することで、現在の微小地震活動から首都直下の過去の地震について情報が得られる可能性を明らかにします。首都圏M7級地震をプレート境界地震とスラブ内地震に類型化し、それぞれの平均再来間隔の推定や規模予測を行うとともに、最新活動時期から確率予測を試みます。首都圏の古地震年表、歴史地震年表により、震源間の相互作用の有無を検討します。また、プレート構造調査、地殻構造調査の成果等を踏まえた解析を行うことにより、首都直下の地震について再評価し、地震調査研究推進本部が「その他の南関東の地震」としてまとめて評価を行ったM7程度の地震の震源域の位置(プレート境界地震、スラブ内地震)、繰り返しの有無等を推定します。

### 2.5.2 成果の概要

1943年鳥取地震など1900年以降に活断層で発生した大地震、1993年釧路沖地震などのやや深発地震を対象として $\Delta CFF$ と現在の地震活動分布との相関性を調査しました。その結果、大地震による $\Delta CFF$ が、長期間にわたって周辺の地震活動に影響を及ぼす可能性を明らかにしました(図9)<sup>9)</sup>。これは、現在の地震活動から過去の大地震に関する情報が得られる可能性を示唆しています。

また、地震調査研究推進本部による「その他の南関東の地震」における長期評価の対象となった5つの地震(1894年明治東京地震、1895年および1921年茨城県南部の地震、1922年浦賀水道付近の地震、1987年千葉県東方沖の地震)について、既往研究ならびにデータの収集を行いました<sup>10) 11)</sup>。その結果、これまで解析に用いられてこなかった波形記録

や検測値が発見されました（図 10）。

これらの収集された記録や本プロジェクトで明らかとなった新たな地震波速度構造を、既に沈み込むフィリピン海プレート内部で発生したことが明らかにされている 1987 年千葉県東方沖の地震を除く 4 地震について、その震源域の位置と発震機構を推定しました。

その結果、1894 年明治東京地震は、フィリピン海プレート内部または、太平洋プレート上面で発生した地震であった可能性が示唆されました。1895 年茨城県南部地震は、読み取られた S-P 時間や震度分布から、太平洋プレート内部で発生した地震であった可能性が示唆されました。1921 年茨城県南部の地震、1922 年浦賀水道付近の地震（図 11）は震源の深さが 50 km 程度で、その発震機構が横ずれ型であることが明らかとなり、沈み込むフィリピン海プレート内部で発生した地震であったことが明らかになりました。

類型化による新たな評価としては、1894 年明治東京地震がフィリピン海プレート内部で発生した地震であった場合、フィリピン海プレート内部の地震（M6.7～7 程度）が 1885 年以降 2011 年までに 4 回発生していることから、頻度は 31.5 年に 1 回となり、今後 30 年間の発生確率は 60%程度と見積もられます。また、太平洋プレート内部の地震（M7.2 程度）は 126 年以上に 1 回の頻度から、今後 30 年間の発生確率は 20%程度以下と見積もられます。

一方、1894 年明治東京地震が太平洋プレート上面で発生した地震であった場合、フィリピン海プレート内部の地震（M6.7～7 程度）は 3 回発生していることから、頻度は 42 年に 1 回となり、今後 30 年間の発生確率は 50%程度と見積もられます。太平洋プレート内部の地震（M7.2 程度）、太平洋プレート上面の地震（M7 程度）はそれぞれ 126 年以上に 1 回の頻度から、今後 30 年間の発生確率は 20%程度以下であると見積もられます。

## 2.6 考古遺跡における液状化痕データの収集並びにデータベース化

### 2.6.1 調査の目的

過去に発生した地震は液状化の痕跡として保存されます。過去の液状化痕は考古遺跡における発掘調査の際に記録されています。記載された液状化痕についての記録を収集・整理し、データベースを作成することにより、首都圏において発生した地震の履歴を把握します。

### 2.6.2 成果の概要

考古遺跡における液状化痕等の古地震に関する情報は、埋文関係救援連絡会議・埋蔵文化財研究会（1996）「発掘された地震痕跡」<sup>12)</sup>に日本全国の資

料が取りまとめられています。本研究では、主にこれ以降の発掘調査報告書を確認しました。

平成 21 年度には、埼玉県（563 編）、群馬県（561 編）、栃木県（206 編）の発掘調査報告書を収集し、それぞれ 62 編、32 編、2 編から液状化痕等の地震痕跡が確認されました。平成 22 年度には、東京都（700 編）、神奈川県（305 編）、千葉県（508 編）の発掘調査報告書を収集し、それぞれ 4 編、13 編、4 編から地震痕跡が確認されました。平成 23 年度には茨城県で 266 編、山梨県で 195 編の考古遺跡の発掘調査報告書を調査し、山梨県の 6 カ所の遺跡から地震痕跡についての記述を確認しました。さらに平成 21 年度および 22 年度に収集した、埼玉県、群馬県、栃木県、東京都、神奈川県および千葉県についての情報を追加収集しました。その結果、確認した報告書類の数量は、3 年間で計 3,572 編に及びました。その中で液状化等の地震痕跡の記述がみられた遺跡の数は、埼玉県が 59 カ所、群馬県が 55 カ所、栃木県が 2 カ所、東京都が 6 カ所、神奈川県が 34 カ所、千葉県が 5 カ所、茨城県が 0 カ所そして山梨県が 6 カ所でした。

これらの地震痕跡について調査表（図 12）を作成し、遺跡番号、遺跡名、所在地（緯度・経度：世界測地系）、地震痕跡の有無、地震痕跡の種類、噴砂の規模、被覆層および被貫入層の名称および時代とのその根拠、噴砂の主方向、幅及び粒径、時代分類などを整理した Microsoft Excel 形式の一覧表を作成しました。また、この一覧表に基づいて、地震発生年代や揺れの大きさに関連した情報を抽出し、地理情報システムを用いたデータベースを作成しました（図 13）。

## 参考文献

- 1) 文部科学省地震調査研究推進本部：相模トラフ沿いの地震活動の長期評価、31pp、2004
- 2) Nakajima, J., A. Hasegawa, Cause of M7 earthquakes beneath the Tokyo metropolitan area, Japan: Possible evidence for a vertical tear at the easternmost portion of the Philippine Sea slab, *J. Geophys. Res.*, **115**, B04301, doi:10.1029/2009JB006863, 2010
- 3) 宇津徳治、地震活動総説、p876、東京大学出版会、1999
- 4) 東京大学地震研究所編、「新収日本地震史料」、日本電気協会、全 21 巻、1981-1994
- 5) 都司嘉宣、文化九年十一月四日（1812 年 12 月 7 日）神奈川地震の震度分布、地震研究所彙報、84、pp.291-298、2009

- 6) 島崎邦彦、原口強、石辺岳男、中田高、旧江戸川で見いだされた地震痕跡の再調査、地震研究所彙報、No.84、pp.229-240、2009
- 7) 島崎邦彦、岡村眞、松岡裕美、石辺岳男、小合溜における音波探査、地震研究所彙報、No.84、pp.267-270、2009
- 8) Shimazaki, K., H. Y. Kim, T. Chiba, K. Satake, Geological evidence of recurrence great Kanto earthquakes at the Miura Peninsula, J. Geophys. Res., 116, doi:10.1029/2011JB008639, 2011
- 9) Ishibe, T., K. Shimazaki, H. Tsuruoka, Y. Yamanaka, K. Satake, Correlation between the Coulomb Stress Changes Associated with Large Historical Earthquakes and Recent Seismic Activities: Effects of Large Historical Earthquakes on Background Seismicity Rate, Earth, Planets, Space, No.63, pp.301-314, 2011
- 10) 石辺岳男、西山昭仁、佐竹健治、島崎邦彦、南関東で発生した M7 級地震の既往研究とデータの整理－1894 年明治東京地震と 1895 年茨城県南部の地震、地震研究所彙報、No.84、149-182、2009
- 11) 石辺岳男、西山昭仁、佐竹健治、島崎邦彦、南関東で発生した M7 級地震の既往研究とデータの整理－1921 年茨城県南部の地震、1922 年浦賀水道付近の地震ならびに 1987 年千葉県東方沖地震、地震研究所彙報、No.84、pp.183-212、2009
- 12) 埋文関係救援連絡会議・埋蔵文化財研究会、発掘された地震痕跡、埋文関係救援連絡会議・埋蔵文化財研究会、大阪、p825、1996
- 13) 中田高、隈元崇、熊原康博、山中佳子、「形態単位モデル」による一括活動型活断層の設定と起震断層の再検討、活断層研究、No.24、pp.39-48、2004
- 14) 菊地正幸、EIC 地震学ノート (No93s) 2000 年 10 月 6 日鳥取県西部地震 (M7.3)、[http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/sanchu/Seismo\\_Note/EIC\\_News/001006.html](http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/sanchu/Seismo_Note/EIC_News/001006.html)、2000
- 15) Waldhauser, F. and W. L. Ellsworth, A double-difference earthquake location algorithm: Method and application to the northern Hayward fault, Bull. Seism. Soc. Am., No.90, pp.1353-1368, 2000
- 16) 活断層研究会編、新編日本の活断層、東京大学出版会、東京、p440、1991

| 発震時間             | 震央  | 深さ(km) | Mj  | 場所   |
|------------------|---|--------|-----|------|
| 1906/09/08 03:52 | 141.000 E 34.000 N                        | 50.0   | 7.0 |      |
|                  | (×)東京[219 km] (×)水戸[288 km] (×)熊谷[280 km] |        |     |      |
| 1909/03/13 23:29 | 141.500 E 34.500 N                        | 50.0   | 7.5 |      |
|                  | (○)東京[206 km] (×)水戸[228 km] (×)熊谷[265 km] |        |     |      |
| 1916/02/22 18:12 | 138.500 E 36.500 N                        | 10.0   | 6.2 |      |
|                  | (×)東京[145 km] (×)水戸[177 km]               |        |     |      |
| 1916/09/15 16:01 | 141.200 E 34.400 N                        | 50.0   | 7.0 |      |
|                  | (×)東京[194 km] (×)水戸[229 km]               |        |     |      |
| 1917/05/18 04:07 | 138.100 E 35.000 N                        | 10.0   | 6.3 |      |
|                  | (×)東京[169 km] (×)水戸[264 km]               |        |     |      |
| 1918/11/11 16:04 | 137.900 E 36.500 N                        | 10.0   | 6.5 | 大町地震 |
|                  | (×)東京[190 km] (×)水戸[231 km]               |        |     |      |
| 1921/12/08 21:31 | 140.200 E 36.000 N                        | 50.0   | 7.0 |      |
|                  | (×)水戸[49 km] (×)東京[53 km]                 |        |     |      |
| 1922/04/26 10:11 | 139.800 E 35.200 N                        | 50.0   | 6.8 |      |
|                  | (×)東京[54 km] (×)水戸[144 km]                |        |     |      |
| 1923/06/02 02:24 | 142.000 E 35.900 N                        | 50.0   | 7.3 |      |
|                  | (×)水戸[147 km] (×)東京[204 km]               |        |     |      |
| 1923/06/02 05:13 | 142.000 E 36.000 N                        | 50.0   | 7.1 |      |
|                  | (×)水戸[144 km] (×)東京[205 km]               |        |     |      |

図 1 本プロジェクトで収集した波形画像の公開 HP 例

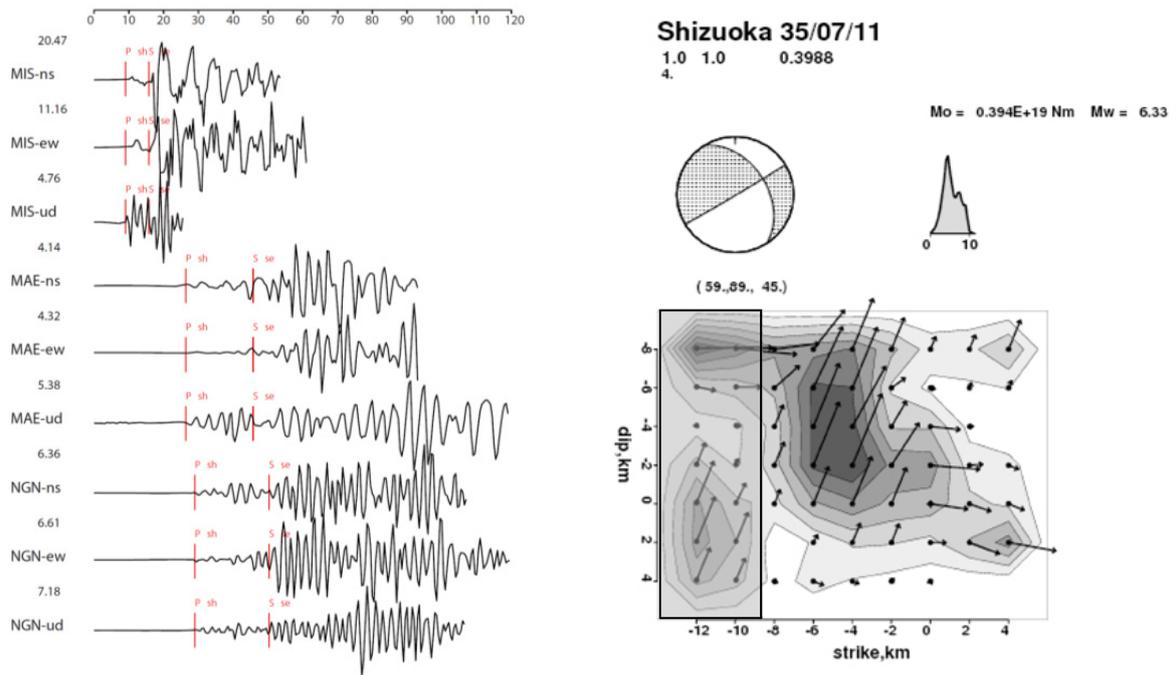


図2 本プロジェクトで収集し読み取った1935年静岡地震の波形記録（左）と強震計解析結果（右）。ハッチをつけた長方形で囲んだ部分は解像度の低い領域。

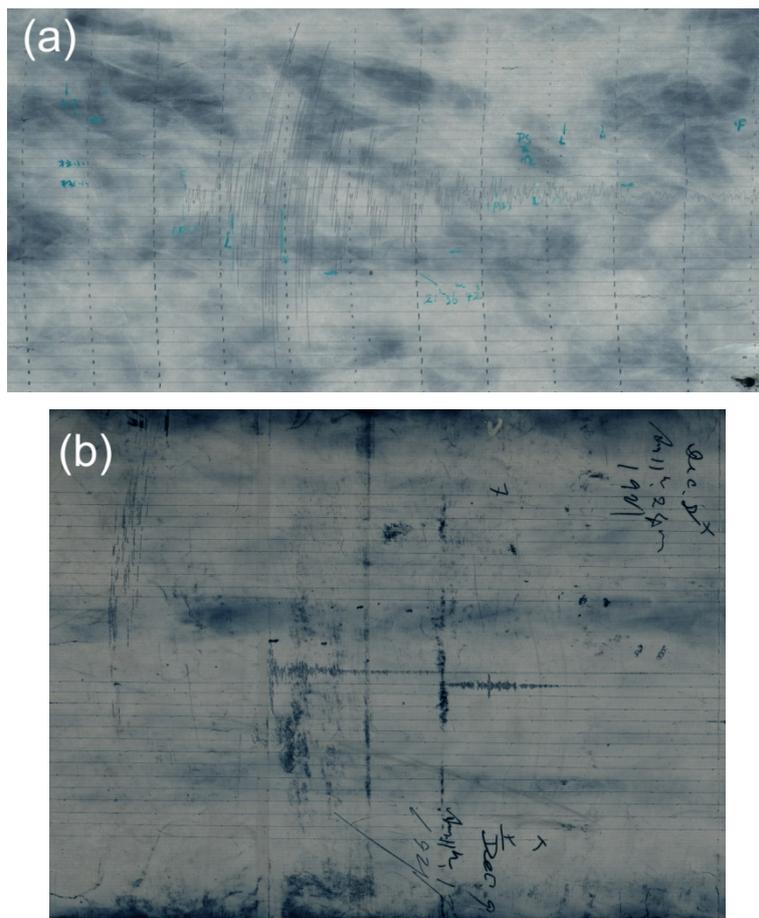


図3 1921年茨城県南部の地震のすず書き記録紙。(a) 水沢センターの大森式地震計南北動成分。(b) 東北大学向山観象所 Wiechert 上下動成分。記録紙全体を大型スキャナーで取り込み、本震部分を拡大して画像処理により白黒反転で表示。

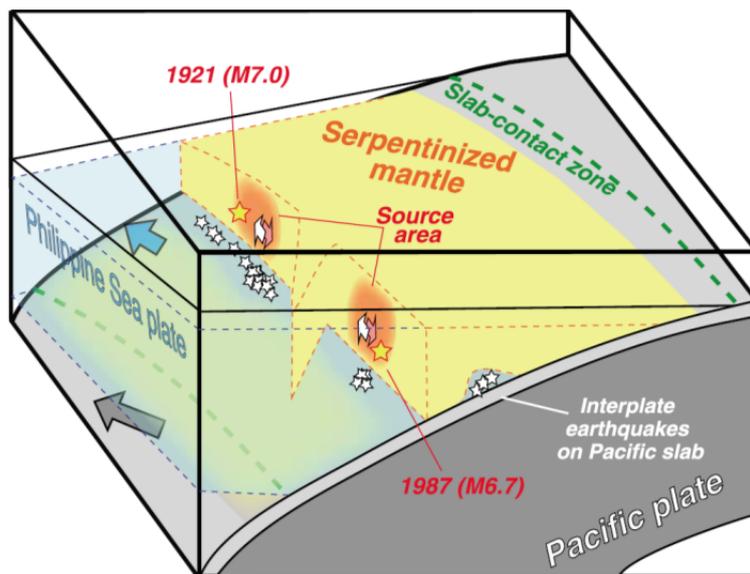
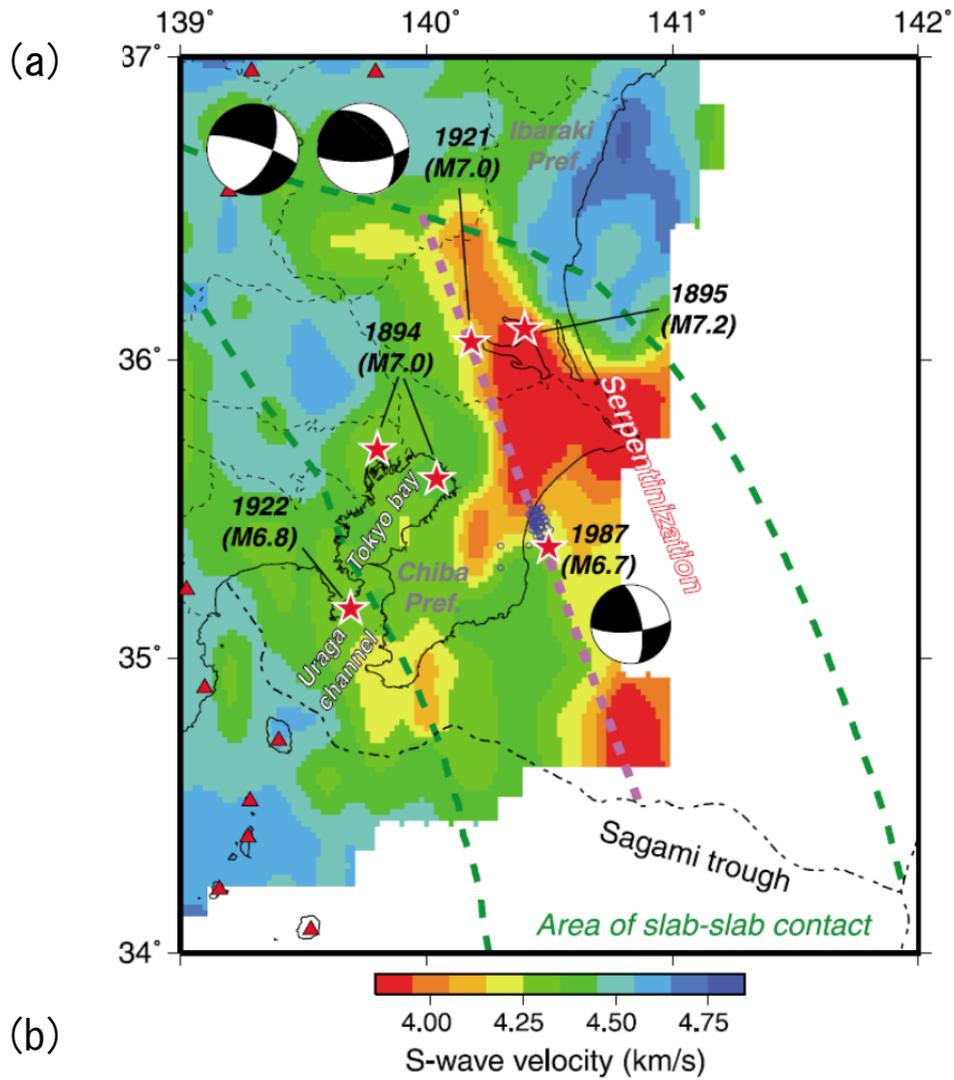


図4 (a) 太平洋プレート上部境界より 10 km 浅部の面に沿う S 波速度構造。茨城県南部から千葉県北東部にかけて分布する低速度域はフィリピン海プレート内部の蛇紋岩化領域。(b) フィリピン海プレート内部の蛇紋岩化領域と 1921 年茨城県南部の地震、1987 年千葉県東方沖の地震の関係の模式図。

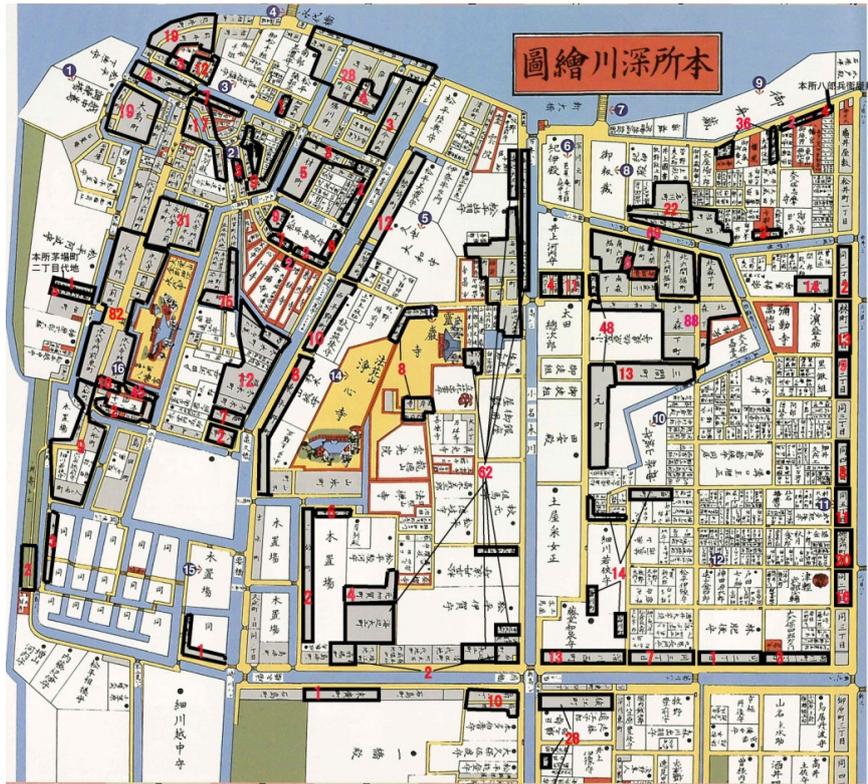


図5 1855年安政江戸地震による江戸町人地の死者数分布。『江戸切絵図』(原図番号19-1、本所深川繪図1)に対応(人文社刊『江戸東京散歩・切絵図現代図で歩く』)に加筆。

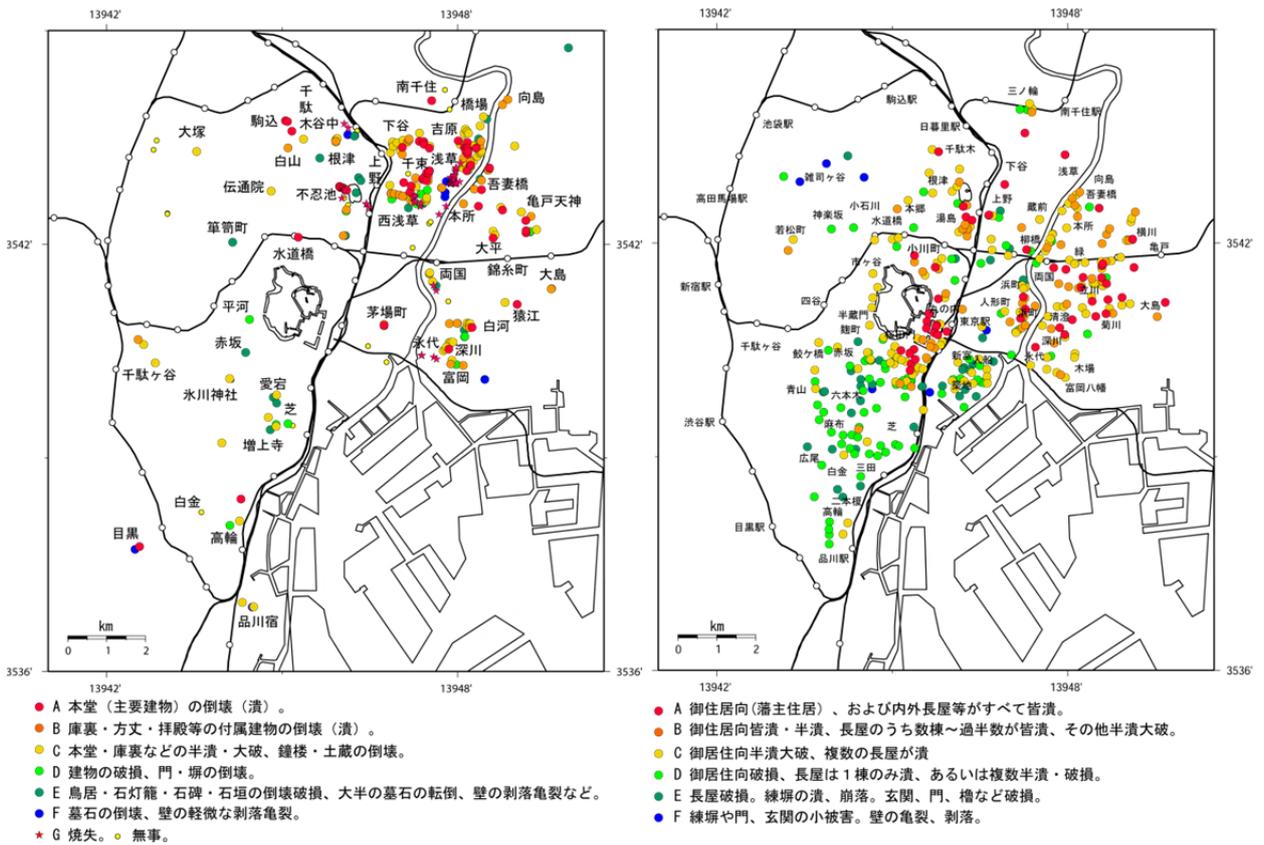


図6 (左) 1855年安政江戸地震による寺院の被害分布。(右) 1855年安政江戸地震による大名屋敷の被害分布。

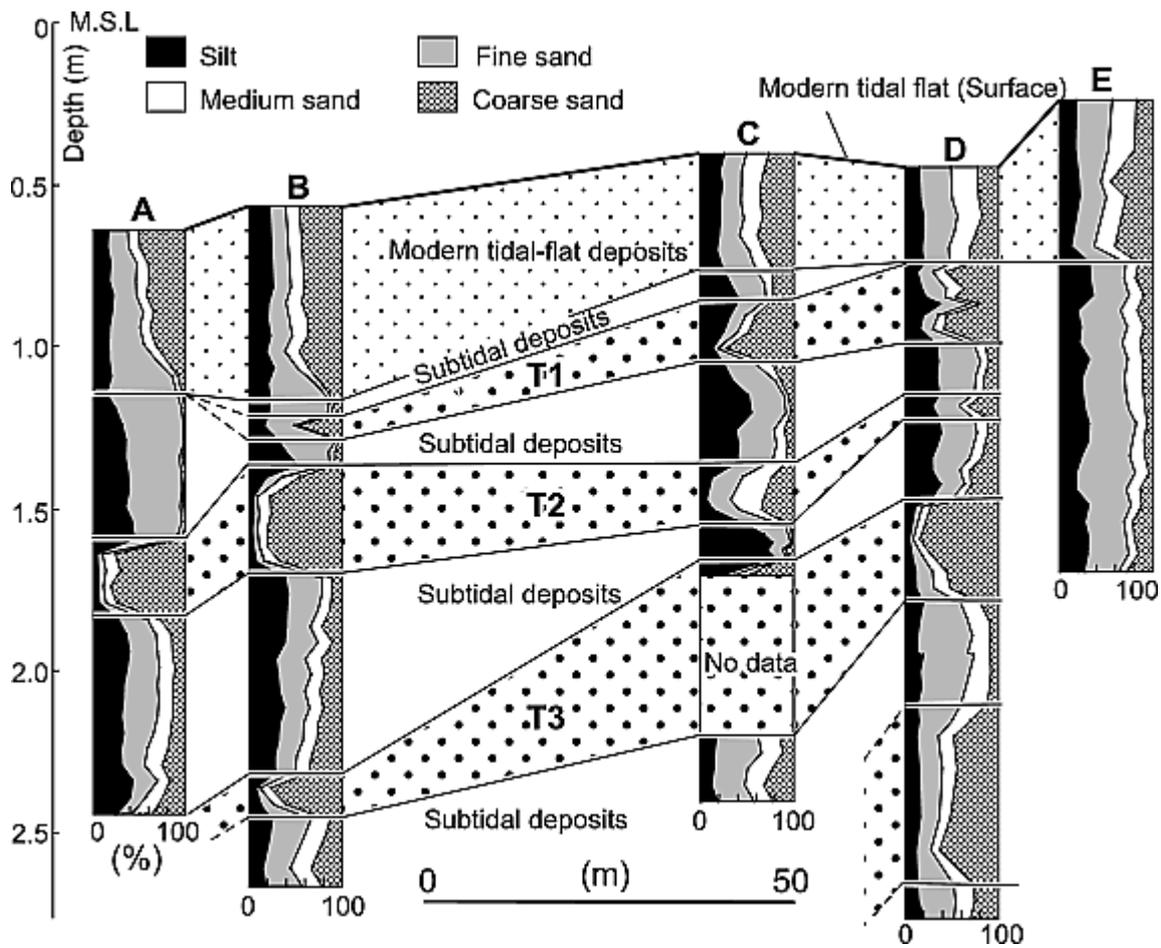


図7 三浦半島小網代湾で掘削したコアの地層。T1は大正関東地震、T2は元禄関東地震、T3はその前の関東地震による津波堆積物。

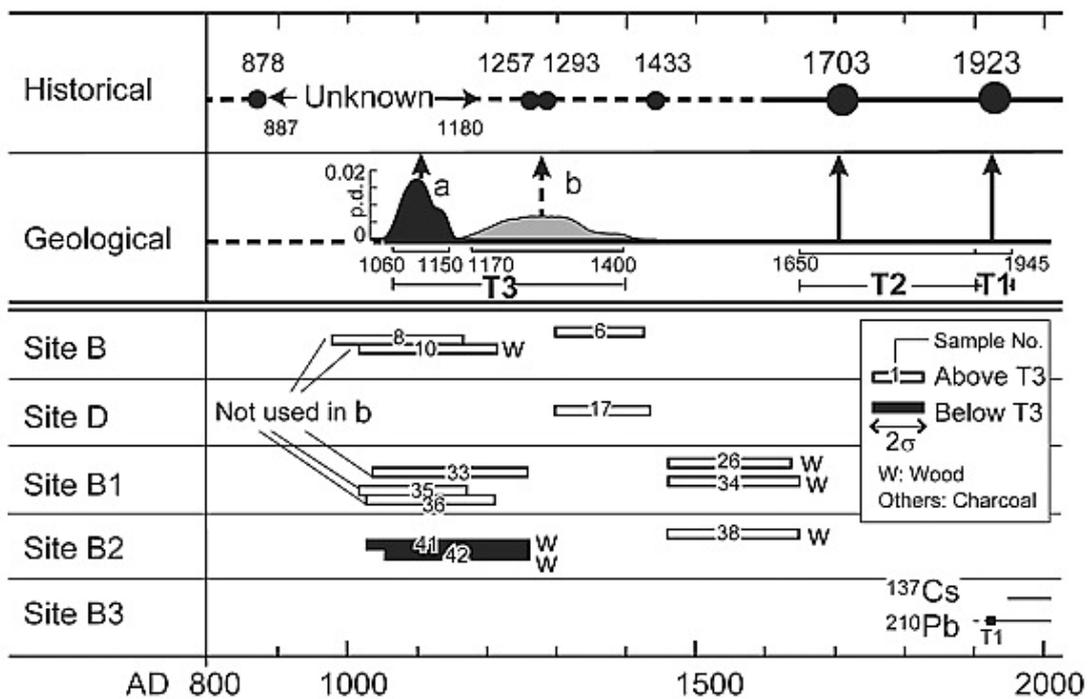


図8 小網代湾の津波堆積物及び歴史資料から推定される関東地震の履歴。

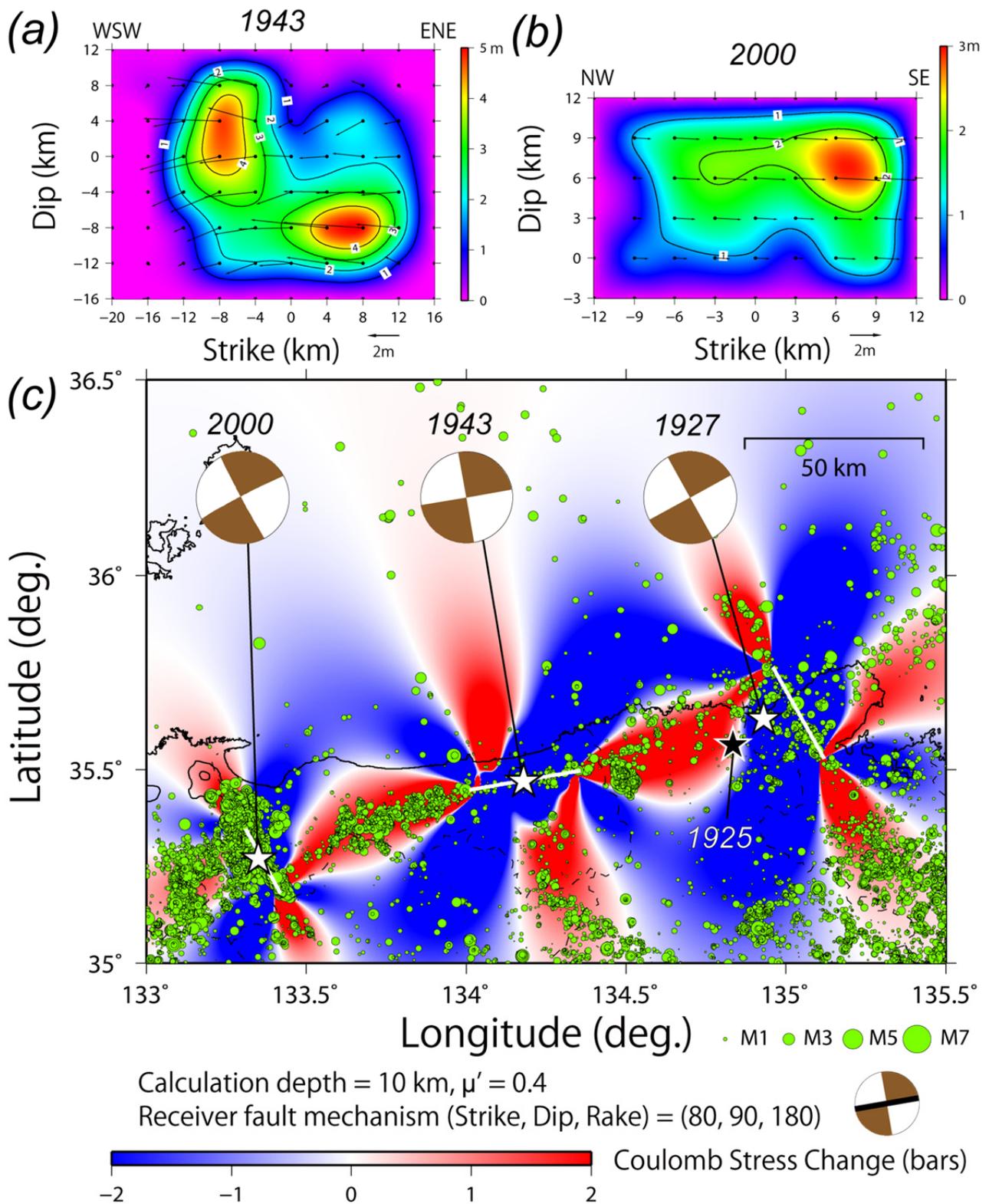


図9 (a) 1943年鳥取地震のすべり分布 (中田・他、2004<sup>13)</sup> による)。(b) 2000年鳥取県西部地震のすべり分布 (菊地、2000<sup>14)</sup> による)。(c) 1927年北丹後地震、1943年鳥取地震、2000年鳥取県西部地震による静的クーロン応力変化 ( $\Delta$ 鳥取県)と近年の地震の震央分布 (1997年10月~2010年5月、気象庁一元化震源カタログによる)。

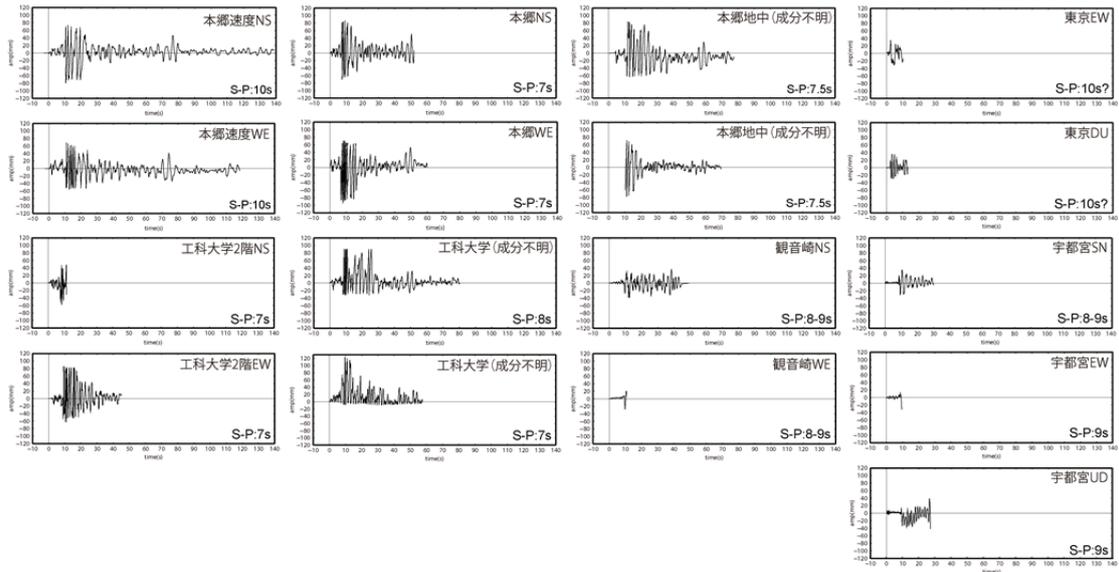


図 10 東京周辺で得られた 1894 年明治東京地震の地震波形記録と読み取った S-P 時間。観音崎、中央気象台の東京、宇都宮以外の観測点は円盤記録を復元。

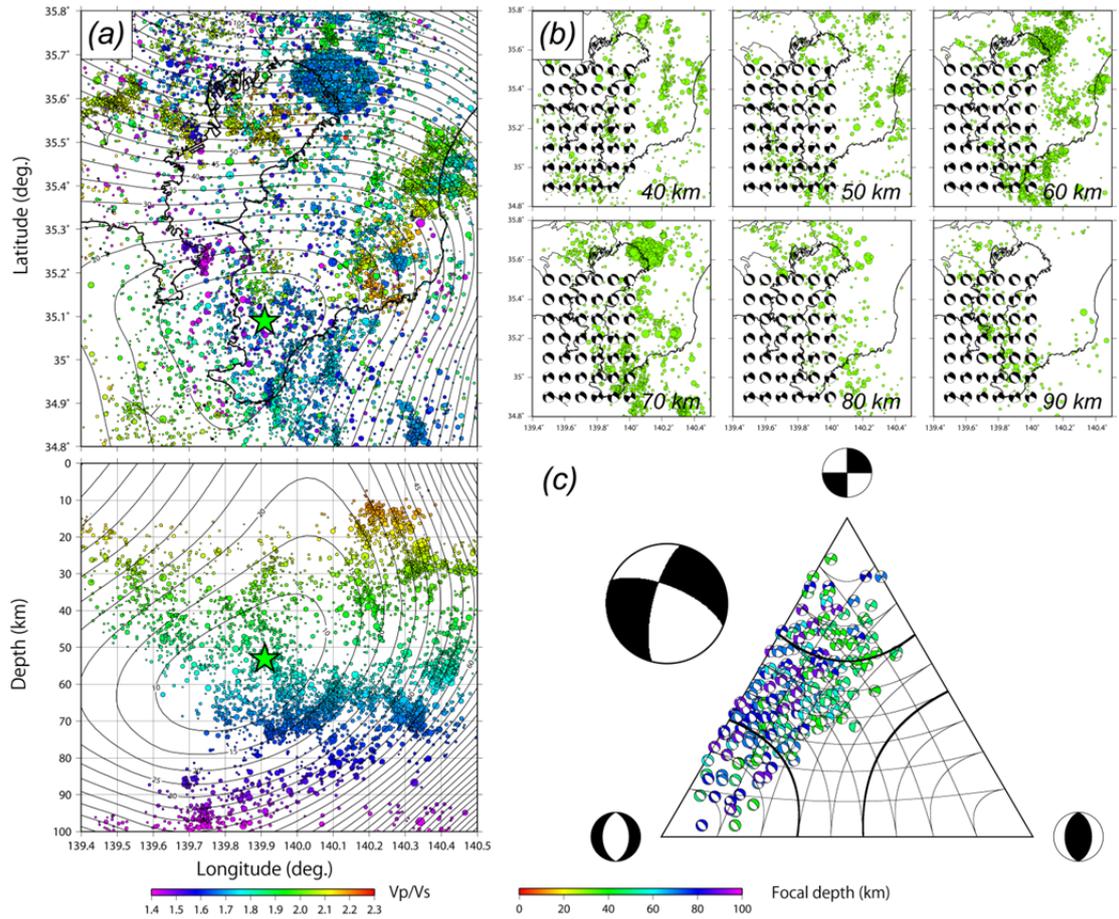


図 11 (a) S-P 時間による 1922 年浦賀水道付近の地震の震源 (緑星)。コンターは残差の二乗和を表す。丸は気象庁一元化震源の Double Difference 法 (Waldhauser and Ellsworth, 2000<sup>15)</sup>) による再決定震源。(b) 1922 年浦賀水道付近の地震の初動メカニズム解の震源位置による変化。(c) 1922 年浦賀水道付近の地震の初動メカニズム解 (左) と震源位置による変化の三角ダイアグラム表示 (右)。

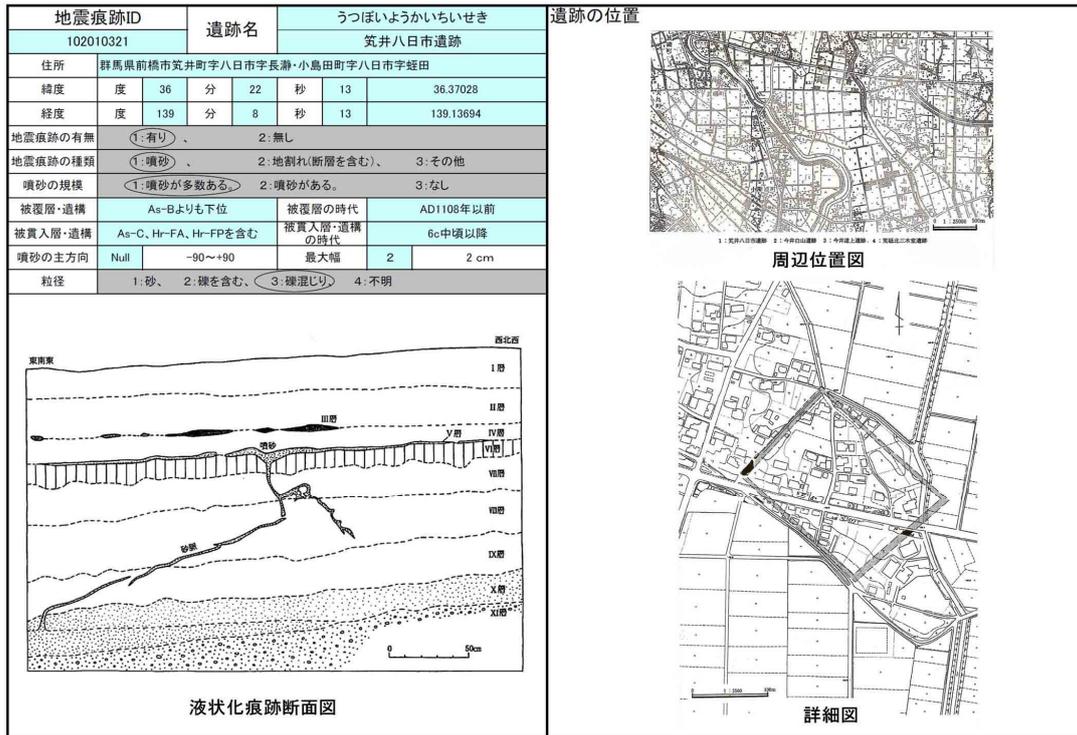


図 12 調査票の例（筑井八日市遺跡：群馬県前橋市）

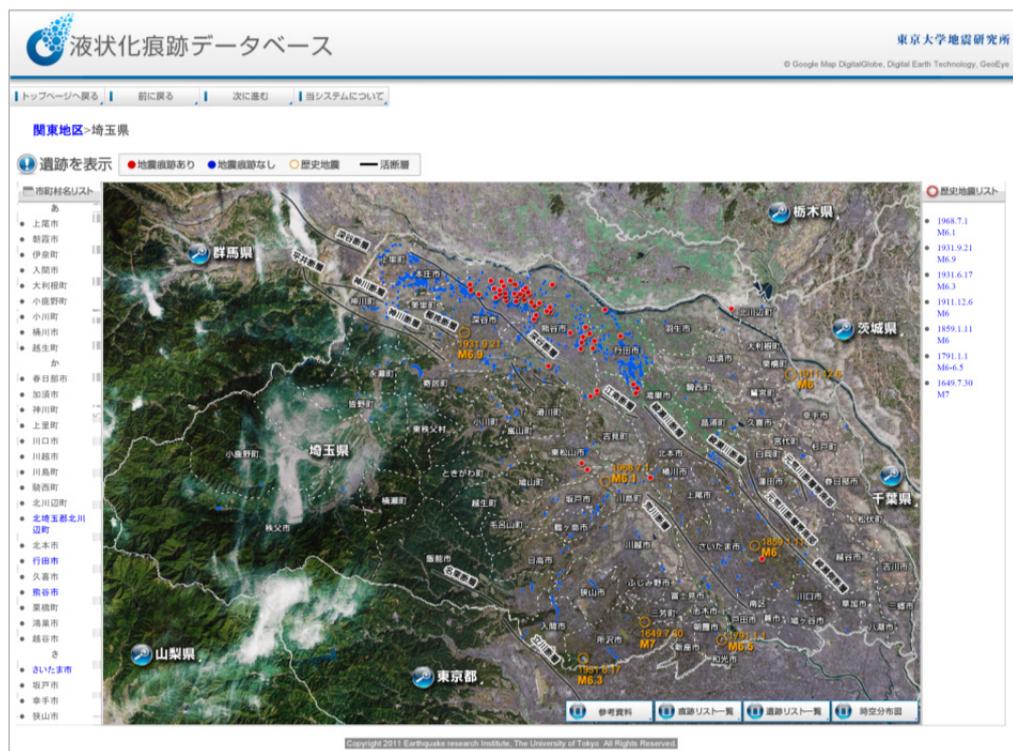


図 13 液状化痕跡データベースの画面（埼玉県）〔赤丸：地震痕跡の報告があった遺跡、青丸：報告書を調査した遺跡、黒線：活断層線（地震調査研究推進本部）、黄丸：歴史地震（活断層研究会編、1991<sup>16</sup>)〕

## I-4 震源断層モデル等の構築

瀬戸 一樹 (東京大学地震研究所)

## 1. 研究の目的

本研究「震源断層モデル等の構築」では、首都圏に脅威をもたらすプレート境界地震やスラブ内地震について、震源断層モデルの構築、及び地殻やプレートを含む地下構造モデルの構築を行って、短周期の強い揺れから長周期地震動を含む広い帯域での地震動予測を高度化することを目的としています。その際、「首都直下地震防災・減災特別プロジェクト」のサブプロジェクト1の他の研究で得られたデータ等を活用しました。

## 2. 研究の内容

地震はプレート境界、スラブ内、地殻内などで発生し、震源から放射される地震動は、発生場所における応力場の特徴と地震の規模に応じた周期特性をもっています。その後、地震動は、震源から地表まで伝播する間に地下構造による影響を受けます。首都圏は関東平野の中心に位置し、周辺域には山地や丘陵が存在するという地形が反映した複雑な地下構造になっており、この地下構造は地震動に対して周期に応じた様々な影響を与えます。

一方、首都圏に立地する建築物や構造物には、住宅・低層建築物・高層建築物・超高層建築物、石油・ガスの備蓄タンク、橋梁、上下水道・ガス・電気・電話等のライフラインなど、いろいろな種類が存在します。そして、それらは地震動に対して、それぞれの構造に応じた固有の応答特性をもっており、影響を受けやすい地震動の周期は幅広く存在します。

また、地震動による被害の程度は、この影響を受けやすい地震動の周期に支配されます。したがって、地震に対する防災・減災に役立てるためには、構造物の被害に関連する広い周期帯域で地震動を高精度に予測することが必要です。そして、そのためには、主に以下の基礎的な課題が重要です。

- (1) 震源断層の広がりや地震の規模の評価、及び震源断層のうち特にすべりが大きいアスペリティ(あるいは強い地震動を生成する強震動生成域)の想定とそれらを含めた震源断層モデル化手法の高度化。
- (2) 地震動が震源から地表に伝播する間に受ける影響を評価するための地下構造モデルの精緻化と表層地盤による地震動の増幅特性の評価。
- (3) 地震を起こす震源断層が位置する場所の想定、及

び上記(1)と(2)の成果を活用した地震動予測の高度化。

ここに報告する内容は、上記課題に関して、東京大学地震研究所、京都大学防災研究所、防災科学技術研究所、東京工業大学大学院総合理工学研究科、東京大学大学院理学系研究科、北海道大学大学院工学研究科、九州大学大学院理学研究院、鹿児島大学大学院理工学研究科が実施した研究の成果です。

## 3. 研究の成果

## 3.1 震源断層モデル化手法の高度化

地震動の予測において特に重要な震源断層モデルの構築は、地震学的な知見及び地震動などの観測記録の解析結果に基づいて行われます。

プレート境界地震、スラブ内地震、地殻内地震のいずれにおいても、地震動は震源断層での応力の降下(解放)を伴うすべり(くい違い)によって発生すると考えられています。このとき、地震動の性質を決める主なパラメータは、震源断層の広がり(長さや幅あるいは面積)と震源断層での平均すべり(すべり変位あるいはすべり速度)、及びアスペリティの広がりとそのすべりです。断層の広がりや平均すべりとの積は地震モーメント(地震の規模を測るひとつの指標)に比例した量です。震源断層における平均すべり変位は震源断層の広がりや特徴づける長さや平均応力降下量に比例します。大きなすべりが生じるアスペリティの広がりや断層面上での応力降下量の分布と関連し、また、アスペリティでのすべりの大きさはそこでの応力降下量の大きさや関連していると考えられます。

上記の特徴についての理論的考察は、地震動観測記録の解析により確認されます。本研究においては、破壊伝播が一様な断層面に限定されない場合にも適用可能な解析手法を開発し、2005年福岡県西方沖地震、2007年新潟県中越沖地震、2007年能登半島地震、2008年岩手・宮城内陸地震、2009年駿河湾地震に適用して強震動生成域を特定しました。これは九州大学大学院理学研究院の研究成果です。図1に一例として、2009年駿河湾地震についての解析結果を示します。

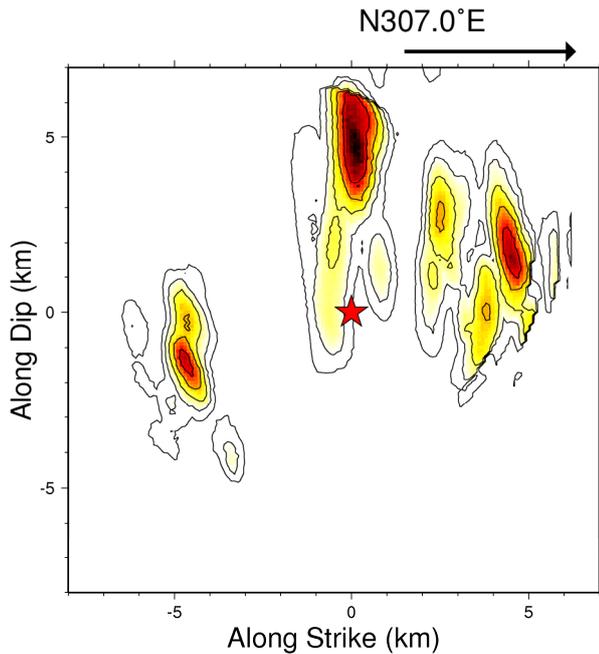


図1 非一様な破壊伝播を考慮して解析した2009年駿河湾地震の主破壊断層面におけるP波放射強度の分布。★は主破壊開始点。

また、複雑な曲面形状をもつ震源断層に適用可能な解析手法を開発し、1703年元禄地震、1923年関東地震に適用しました。これは鹿児島大学大学院理工学研究科による研究成果です。図2に解析例を示します。

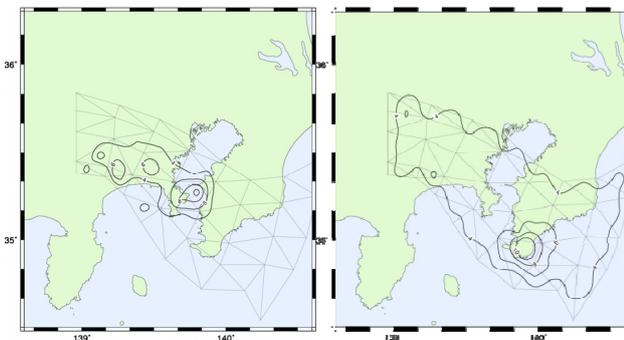


図2 曲面状の断層面を考慮した震源過程解析により得られたすべり分布。左図は1923年関東地震、右図は1703年元禄地震。

本研究ではさらに、2004年新潟県中越地震、2004年米国・パークフィールド地震を対象とした破壊過程の複雑性とマルチスケール破壊成長過程との関連とスケールリング則の研究、南海地域と米国・カスケード地域で発生する低周波微動の時定数インバージョン手法の開発、東京湾北部に発生するゆっくり地震と群発地震発生との関連に関する研究等、地震発生あるいは微動発生の各段階において震源で起こる物理過程に関する基

礎的研究を行いました。また、2011年東北地方太平洋沖地震の震源過程を解析し、プレート境界で発生する超巨大地震の特徴を明らかにしました。これは東京大学大学院理学系研究科の研究成果です。

このような過去に発生した地震の震源過程に関する多くの研究成果を整理することにより、地震時に震源で起きている特徴的な過程が明らかにされてきました。これらの研究成果から、プレート境界、スラブ内、地殻内で発生する地震のそれぞれについて、震源断層での平均応力降下量は地震の規模が異なっても大きく変化せず、震源断層の面積と地震モーメントの間には、地震モーメントの広い範囲で特定の関係が成り立つことが明らかにされ、また、アスペリティの面積やアスペリティにおけるすべり量についても地震モーメントと特定の関係が成立することが確認されます。

震源断層の面積と地震モーメントとの関係、あるいはアスペリティの面積と地震モーメントとの関係は、震源断層モデルの構築において重要です。

地殻内地震については、アスペリティの面積  $S_a$  と地震モーメント  $M_0$  との関係が詳細に調べられ、以下の関係が確認されています (Somerville *et al.*, 1999<sup>1)</sup>)。

$$S_a(\text{km}^2) = 2.32 \times 10^{-11} M_0^{2/3} (\text{Nm}). \quad (1)$$

地震モーメントは断層面積とすべり量との積に比例するので、この関係は、すべり量が断層面積の平方根、あるいは断層の特徴的な長さに比例し、平均的にみると応力降下量が地震によらず変わらないことを意味しています。

プレート境界地震についても、近年研究成果が報告されていて (Murotani *et al.*, 2008<sup>2)</sup>)、内陸地震と同様な以下の関係が得られています。

$$S_a(\text{km}^2) = 2.89 \times 10^{-11} M_0^{2/3} (\text{Nm}). \quad (2)$$

本研究では、スラブ内地震やアウターライズ地震について、地震動波形記録の解析に基づく震源過程の研究を行い、今までに蓄積された成果と合わせて、スラブ内地震のスケールリング則を求めました。スラブ内地震のアスペリティの面積と地震モーメントとの関係は、Iwata and Asano (2011)<sup>3)</sup>により、

$$S_a(\text{km}^2) = 1.04 \times 10^{-11} M_0^{2/3} (\text{Nm}), \quad (3)$$

また、強震動生成域と地震モーメントとの関係は、笹谷・他 (2006)<sup>4)</sup>により、

$$S_a(\text{km}^2) = 1.25 \times 10^{-11} M_0^{2/3} (\text{Nm}), \quad (4)$$

と求められています。これらの関係も内陸地震やプレ

一境界地震に見られる関係と傾きが似たものになっています。図3及び図4にスケーリング則についての解析結果を示します。これらは京都大学防災研究所、北海道大学大学院工学研究科による研究成果です。

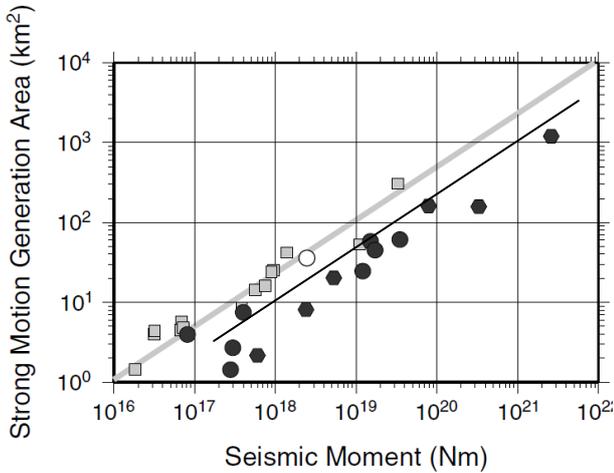


図3 スラブ内地震の強震動生成域と地震モーメントとの関係。●と黒色線はそれぞれスラブ内地震の強震動生成域についてのデータと統計的關係。■と灰色線は地殻内地震のアスペリティについての結果。(Iwata and Asano, 2011)

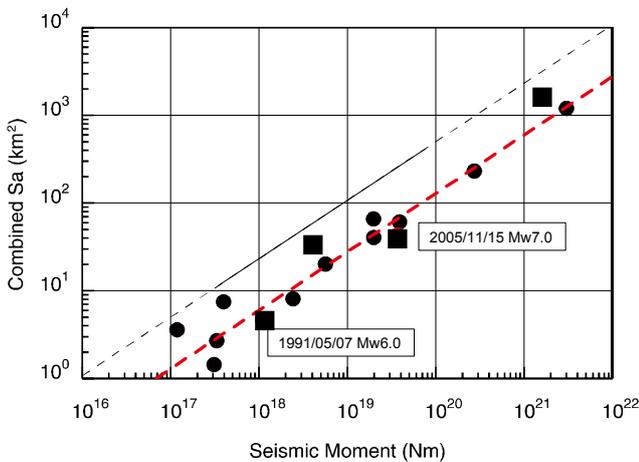


図4 スラブ内地震の強震動生成域と地震モーメントとの関係。■は本研究での解析結果、●と破線はそれぞれ笹谷・他(2006)のデータと統計的關係。

これらの研究成果は、首都圏において発生が懸念される地震の震源モデル構築に活用されました。

### 3.2 地下構造モデルの高度化

震源から地表まで伝播する間に地震動が受ける地下構造の影響は、建築物や構造物の被害を評価する上で震源断層モデルの構築と並び大変重要です。

地震が発生する場所は、硬い岩石等から成る地殻あ

るいはマントル内部です。そこではP波速度とS波速度との比は1.7~1.8です。地殻の最上部ではP波速度は6,000m/s程度、S波速度は3,500m/s程度の値で、地震基盤と呼ばれます。地震基盤より浅い部分は一般に浅くなるほど軟らかくなり、P波速度とS波速度は減少し、P波速度とS波速度との比は増大していきます。山地等で比較的硬い岩石が露頭しているところでは地表のS波速度はあまり小さくなっていませんが、平野や盆地の地表付近ではP波速度もS波速度もきわめて小さな値になっています。地表よりやや深いところのS波速度が300~400m/s、大きくても700m/s程度の地層は、建築物や構造物の基礎を支持できると判断されることから、工学的基盤と呼ばれます。

工学的基盤より深い構造は深い地盤構造及び地震基盤以深の地殻構造(以下、深い地下構造と総称する)モデル、工学的基盤から地表までの浅い構造は地盤構造モデルとして、別々にモデル化されるのが一般的です。また、地震動の予測計算においても、地下構造による地震動への影響は、多くの場合、震源から工学的基盤までの伝播経路と工学的基盤から地表までの部分とに分けて評価されます。

深い地下構造のモデル化は、物理探査結果やボーリング調査結果等の点あるいは線のデータを基にした初期モデルの作成、走時やR/Vスペクトル比についてモデルからの推定値と自然地震の観測記録による実測値との比較による修正、地質学的データや重力異常データ等の面的データによる調整、中小地震による地震観測記録の再現計算に基づいた改良へと続く手順が標準的です(Koketsu *et al.*, 2009<sup>5)</sup>)。日本国内では、内陸と沿岸を含めて物理探査やボーリング調査が比較的稠密に実施されていて、地質図や重力異常分布図等は全国を覆い、また地震観測点も全国的に密に設置されています。深い構造の変化はあまり急激ではないと考えられますから、これらのデータの平面的密度に応じた三次元モデルの構築が可能です。本研究では、上述の標準的モデル化手法に従いながら、関東・東海地域、及び中国・四国地域の深い地下構造のモデルを構築しました。これらの成果の一部は「長周期地震動予測地図(地震調査研究推進本部, 2009<sup>6)</sup>)」や「全国1次地下構造モデル(Koketsu *et al.*, 2008<sup>7)</sup>)」に活用されています。

また、既往の各種データの整理と利用や地震観測記録の解析に加えて、微動アレイ探査や微動観測を実施して新たに解析結果を追加し、関東地域の地下構造モデルを精緻化しました。これは東京工業大学大学院総合理工学研究科の研究成果です。得られた結果の一部を図5に示します。

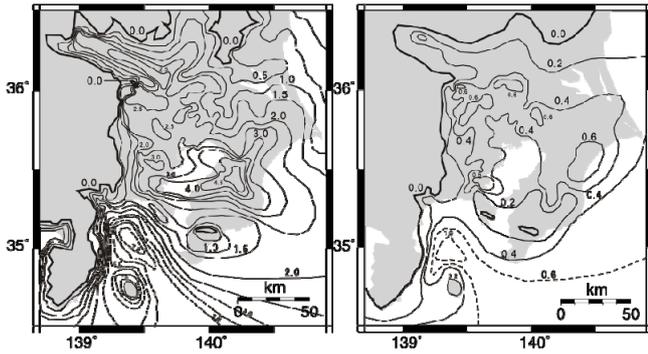


図5 構築された関東平野の深い地下構造のモデル。左図はS波速度 3,000m/s、右図は 1,000m/s の層の上面の深さ。

一方、浅い地盤構造のモデル化は、物理探査結果やボーリング調査結果等が利用可能ですが、少しの位置の相違で大きな変化が見られるので、多くの場合三次元のモデル化ではなく一次元のモデル化となります。深い地下構造に影響される周期帯域と浅い地盤構造に影響される周期帯域の境界は、1~2 秒程度と見積もられます。地震動予測において地下構造の影響は、一般的に、深い地下構造のモデルと浅い地盤構造のモデルをつなぎ合わせて評価されていましたが、周期 1~2 秒程度の固有周期をもつ木造住宅等の構造物への影響を評価するためには、深い地下構造と浅い地盤構造を统一的にモデル化することが精度向上に効果的であると考えられます。本研究では、関東地域について、これらを含めた統合地下構造モデルの構築のために、既往の物理探査データ、ボーリングデータの利用に加えて、地下構造のモデル化に十分な密度となるように多くの地点で微動観測を実施して、新たなデータを追加し、データベースとして整備するとともに、モデル構築手法を開発しました。これは防災科学技術研究所による研究成果です。図6に結果を示します。また、図7に統合地下構造モデルの構築に用いられた微動観測実施地点を示します。

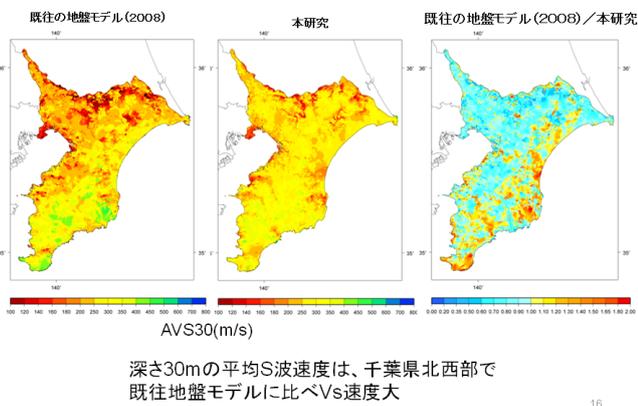


図6 統合地下構造モデルの地表から深さ30mまでの平均S波速度の分布と既往モデルとの比較。

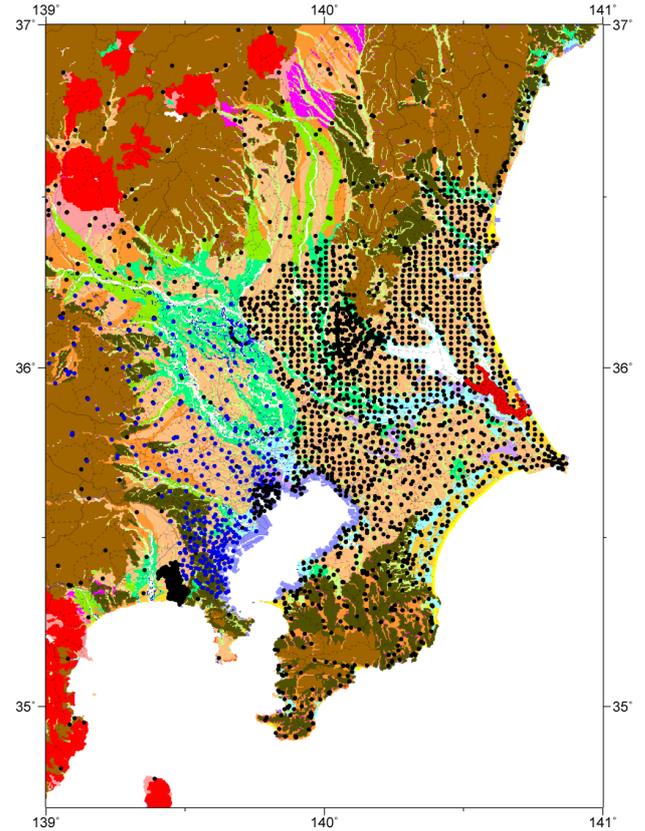


図7 統合地下構造モデルの構築のために微動観測を実施した地点。

### 3.3 震源断層モデルの構築

首都圏において発生が懸念される地震として、本プロジェクトの「首都圏でのプレート構造調査」によるトモグラフィ解析を用いた研究成果を参照して、プレート境界地震とスラブ内地震を想定しました。

プレート境界地震については、中央防災会議(2004)<sup>8)</sup>が既に検討しています。その結果との比較を念頭において、本プロジェクトの成果と中央防災会議のモデルを参照し、震源断層モデルを構築しました。

スラブ内地震については、本プロジェクトの成果を活用して震源断層モデルを構築しました。

#### 3.3.1 プレート境界地震の震源断層モデル

プレート境界地震については、過去に中央防災会議が検討したモデル(中央防災会議, 2004<sup>8)</sup>)との比較を念頭において、その震源断層モデルを参照しました。震源断層の水平位置、断層形状、発震機構、地震規模、並びにアスペリティの個数、位置、及び面積は中央防災会議のモデルと同様としました。また、震源断層を矩形に分割する方法も中央防災会議と同様としました。分割された要素断層の大きさはおよそ5km×5kmです。

想定地震の地震規模  $M_w$  は 7.3、地震モーメントは  $1.1 \times 10^{20}$  Nm、断層面積は 2,000 km<sup>2</sup>、平均すべり量は 1.6 m、2つのアスペリティの面積は断層面積のそ

れぞれ 0.16 倍と 0.06 倍、すべり量は 3.6 m と 2.2 m、アスペリティ以外の背景領域でのすべりは 1.2 m です。ライズタイムは地震本部のレシピに従い、中央防災会議の 2 倍としました。

震源断層はフィリピン海プレート上面に沿って設定されています。本プロジェクトで確認されたフィリピン海プレート上面の深さ(図 8 参照)は中央防災会議が採用した当時のモデルより平均で 10 km 程度浅くなっているため、震源断層の深さもおよそ 10 km 程度浅くなっています。

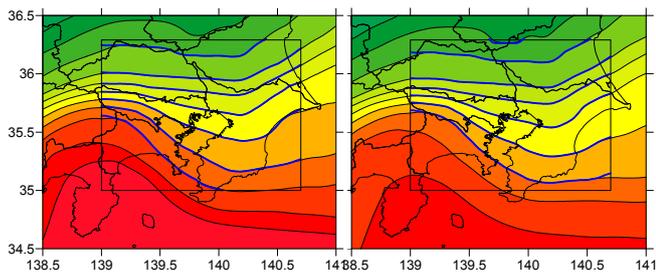


図 8 本プロジェクトで確認されたフィリピン海プレートの海洋性地殻第 2 層(左)と第 3 層(右)の上面深さ分布。矩形内部の青線が新たな深さ。

破壊開始点については、中央防災会議と同じ断層中央の深部だけでなく、断層の東端深部、西側深部も追加して 3 ケースを想定しました。図 9 に震源断層モデルを示します。

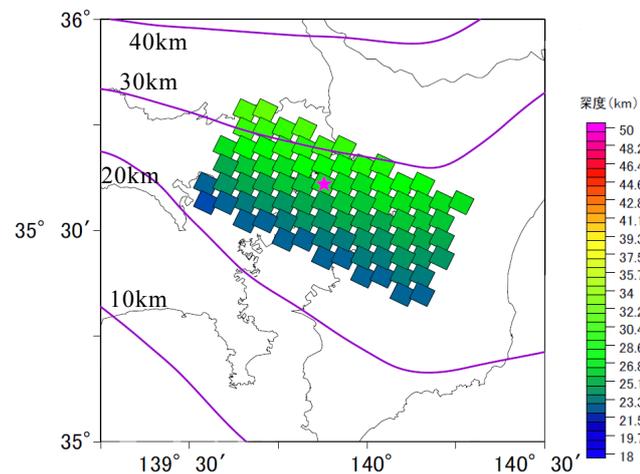


図 9 想定したプレート境界地震の震源断層モデル。

また、図 10 にアスペリティの位置を示します。図中、灰色の矩形がアスペリティ、白色の矩形は背景領域です。星印はそれぞれ、断層深部の中央、東端、西端に想定した破壊開始点の位置を示します。

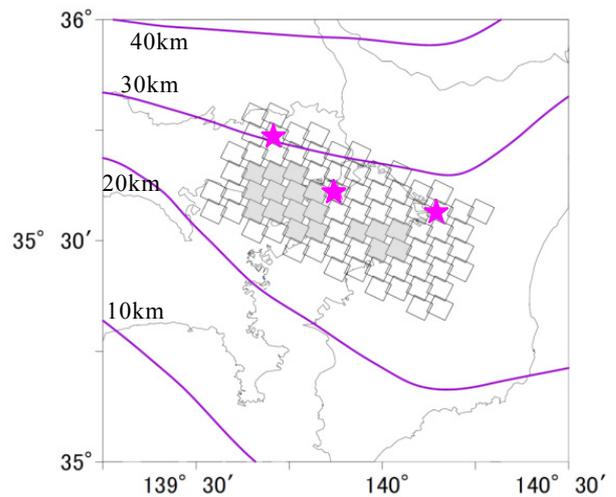


図 10 アスペリティの位置。星は 3 通りの破壊開始点。

### 3.3.2 スラブ内地震の震源断層モデル

スラブ内地震の位置と面積については、本プロジェクト「首都圏でのプレート構造調査」のトモグラフィック解析結果を参照して想定しました。震源断層は、フィリピン海プレート内部で  $V_p/V_s$  比が平均的値から急増する境界付近、また微小地震活動が活発な領域に位置しています。震源断層の走向は 185 度、傾斜は 80 度、すべり角は 105 度、断層上端はフィリピン海プレートの海洋性地殻第 3 層の上面に沿っていて、上端深さの範囲は 32~57 km です。断層は矩形で走向方向の長さは 48 km、傾斜方向の幅は 20 km、分割された要素断層の大きさは 4 km×4 km です。

想定地震の地震規模  $M_w$  は 7.1、地震モーメントは  $5.6 \times 10^{19}$  Nm、断層面積は 960  $\text{km}^2$ 、平均すべり量は 0.82 m、長周期と短周期で震源を区別し、長周期震源では 2 つのアスペリティの震源断層に対する面積比はそれぞれ 0.125 倍と 0.08 倍、すべりは 1.8 m と 1.5 m、短周期震源では面積比はそれぞれ 0.08 倍と 0.04 倍、すべりは 3.1 m と 2.2 m、アスペリティ以外の背景領域でのすべりは 0.65 です。破壊開始点は、断層中央の深部、2 つのアスペリティに挟まれたところに想定しました。図 11 に震源断層モデルを示します。

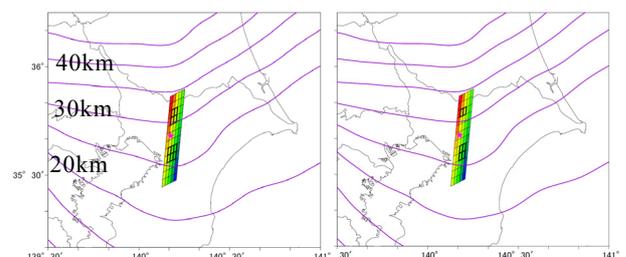


図 11 想定したスラブ内地震の震源断層モデル。左は長周期震源。右は短周期震源。

### 3.4 広帯域地震動予測

想定地震による地震動の予測計算は、プレート境界地震とスラブ内地震とも共通に、長周期帯域での地震動は三次元差分法、短周期帯域では統計的グリーン関数法により計算し、接続周期 2 秒でハイブリッド合成して、周期 20 秒から 0.1 秒 (=10 Hz) の広い周期帯域を対象としました (ハイブリッド合成法)。

差分法シミュレーション・コードは林・引間 (2001)<sup>9)</sup> を用いました。すべり時間関数は中村・宮武 (2000)<sup>10)</sup> による関数を採用し、ライズタイムを  $W/2V_r$  ( $W$  は断層の幅、 $V_r$  は破壊伝播速度) と設定しました。

地下構造モデルは、全国 1 次地下構造モデル、本研究における研究成果 (3.2 に既述)、本プロジェクト「首都圏でのプレート構造調査」で確認されたフィリピン海プレート構造を組み合わせた三次元地下構造モデルを用いました。地下構造モデルの各層の物性値は全国 1 次地下構造モデルの値を採用しました。非弾性減衰はメモリバリエブルによる粘弾性減衰とし、 $Q$  値の参照周期を 4 秒と設定しました。

応力と速度の差分格子をスタaggerドグリッド配置として、空間 4 次、時間 2 次の精度を確保しました。水平方向の格子間隔は有効周期を考慮して 150 m とし、深さ方向の格子間隔は最小 150 m で可変としました。計算領域の境界からの不自然な反射波の発生を防ぐために吸収境界を設けています。

短周期帯域の地震動計算で用いる統計的グリーン関数法において、分割された要素断層からの寄与を合成する方法は Irikura (1986)<sup>11)</sup> を採用しました。要素断層における地震動は、Boore (1983)<sup>12)</sup> にしたがって、正規乱数、包絡線関数、Brune (1970)<sup>13)</sup> による  $\omega^{-2}$  モデルの振幅スペクトルで計算し、グリーン関数の継続時間はコーナー周期の半分としました。すべり時間関数の補正は指数関数型の補正関数 (入倉・他, 1997<sup>14)</sup>) を採用しました。各要素断層から放射され評価地点に至る地震動の振幅スペクトルは、SH 波と SV 波それぞれについて、発震機構と、球殻構造で計算した射出角と震源から評価地点を見た方位角で決まる波線方向に応じた放射強度係数、幾何減衰、非弾性減衰、震源と地震基盤との物性値の相違、地震基盤から工学的基盤までの地盤の応答を考慮して計算しました。地下構造は、球殻構造モデルと、長周期地震動の計算で用いた地下構造モデルの地震基盤から工学的基盤までの評価地点直下の一次元モデルを用いました。

#### 3.4.1 プレート境界地震の広帯域予測地震動

想定したプレート境界地震について広帯域地震動の予測計算を行った結果をこの節で示します。3通りの破壊開始点についての最大速度の分布を図 12a、b、c に示しました。

図 12 に示されるように、地震動の振幅は当然ながら、破壊開始点の位置によらず震源断層の直上、特に大き

な方のアスペリティの直上で大きくなっています。それに加えて、図 12a、b、c の比較から、破壊伝播の向かう方向に振幅の大きい領域が伸びていることがわかります。また、地震基盤から工学的基盤までの地下構造も最大速度の分布に影響していることも認められます。厚い堆積層が存在する地域では揺れが強まる傾向が見えます。これらの要因が地震動の大きさに影響することは注意すべき点です。

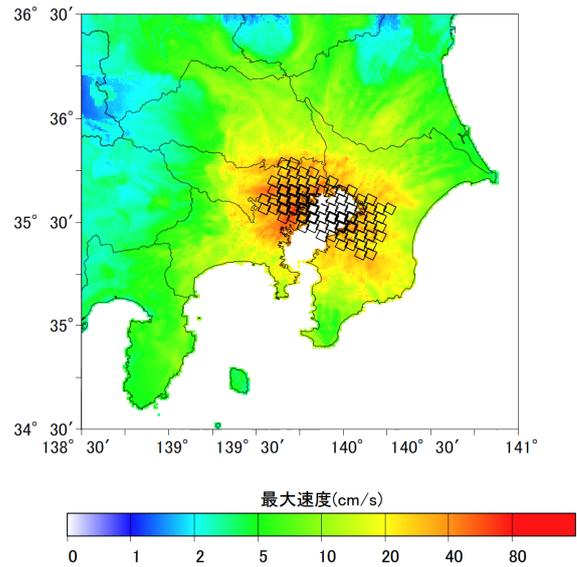


図 12a ハイブリッド法により計算されたプレート境界地震の工学的基盤における最大速度分布。断層中央深部の★は破壊開始点。

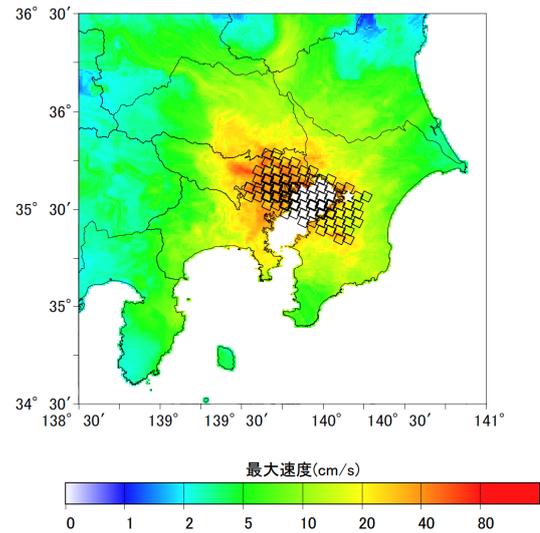


図 12b ハイブリッド法により計算されたプレート境界地震の工学的基盤における最大速度分布。断層中央東端の★は破壊開始点。

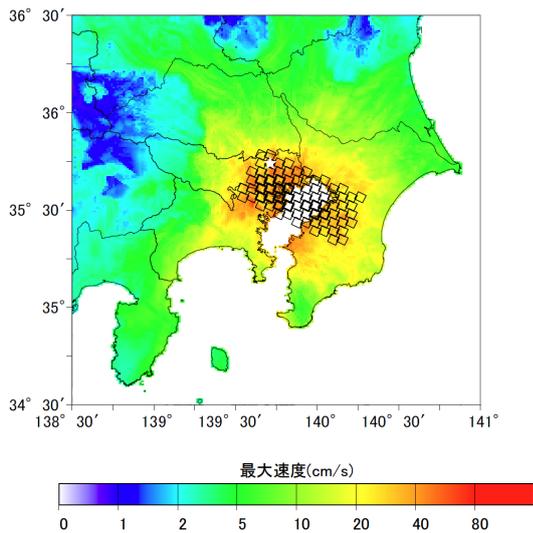


図 12c ハイブリッド法により計算されたプレート境界地震の工学的基盤における最大速度分布。断層中央西端の★は破壊開始点。

図 13 に、破壊開始点が断層中央深部にある場合について、最大速度振幅の距離減衰を示します。工学的基盤における最大速度は、司・翠川(1999)<sup>15)</sup>により経験的に求められた距離減衰と比較し振幅はやや小さいが概ね一致しており、予測の妥当性を示しています。

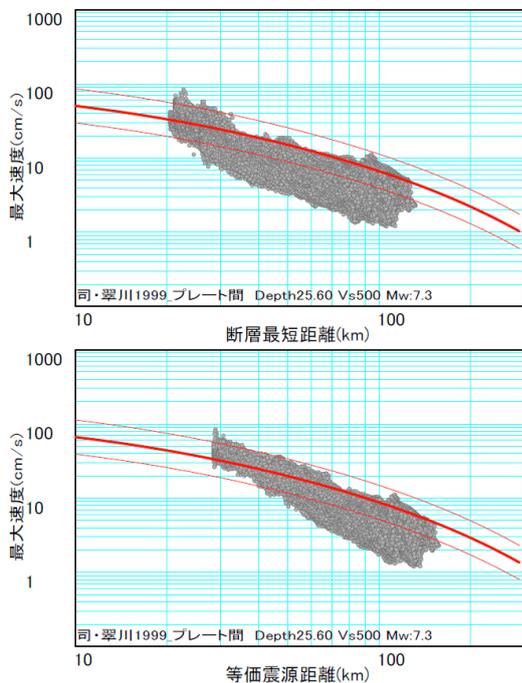


図 13 ハイブリッド合成法によるプレート境界地震の工学的基盤における最大速度の距離減衰。上は断層最短距離、下は等価震源距離を使用。曲線は司・翠川(1999)による経験式。

地表での震度分布を図 14a、b、c に示します。地表

における震度は、工学的基盤における計測震度に、微地形区分により推定した地表から深さ 30m までの平均 S 波速度に応じた震度増分(中央防災会議と同じ値)を加算しています。平均 S 波速度が小さいほど震度増分は大きくなります。

ただし、これらの推定には以下の理由で、大きな誤差を含んでいる可能性があります。

1. 首都直下地震がフィリピン海プレートのプレート境界地震になるかどうかはよくわかっていない(1-3 参照)。
2. 地震の規模(マグニチュード)、震源断層やアスペリティの位置は仮りに設定されたものである。
3. 地下構造モデルの空間分解能は数 km 程度である。
4. 強い揺れに対する地盤の非線形な挙動を十分考慮していない。

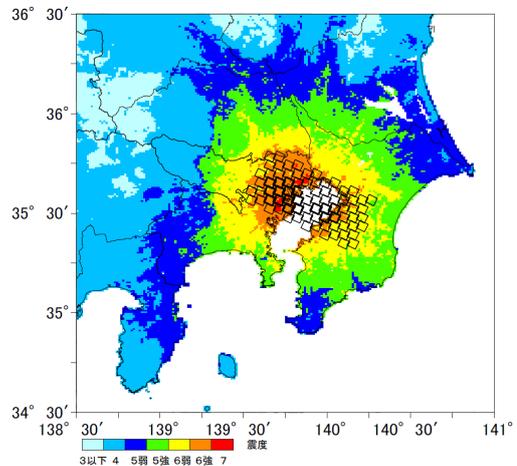


図 14a ハイブリッド合成法により計算されたプレート境界地震の地表における震度分布。☆は断層中央深部の破壊開始点。(大きな誤差を含む可能性があります。また、専門家のレビューを受けていません)。

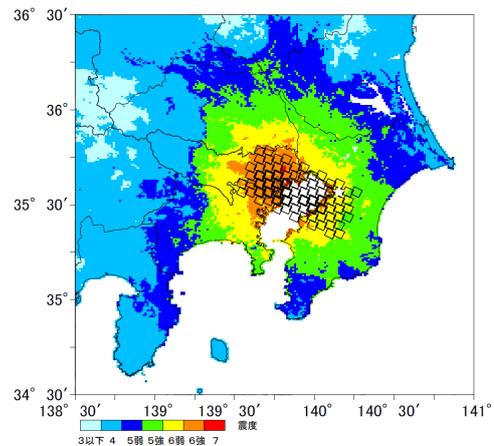


図 14b ハイブリッド合成法により計算されたプレート境界地震の地表における震度分布。☆は断層東端深部の破壊開始点(大きな誤差を含む可能性があります。また、専門家のレビューを受けていません)。

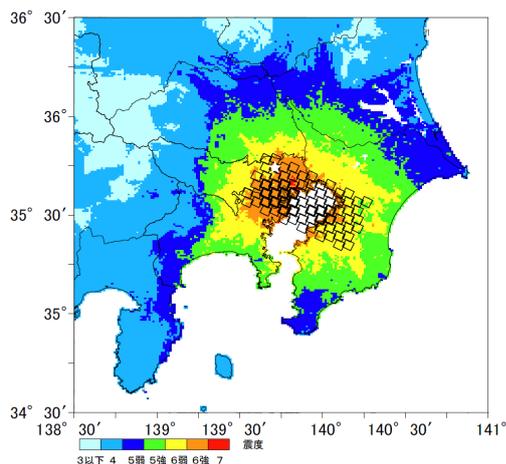


図 14c ハイブリッド合成法により計算されたプレート境界地震の地表における震度分布。☆は断層西端深部の破壊開始点（大きな誤差を含む可能性があります。また、専門家のレビューを受けていません）。

震度が大きな地域は、工学的基盤上の最大速度分布（図 12a、b、c）と概ね一致しています。震源断層の直上、特に大きな方のアスペリティの直上が大きな揺れになっており、それに地下構造モデルや破壊の伝播方向などが影響した分布になっています。

図 12 と図 14 では最大速度や震度の分布を見てきましたが、次に予測計算された地震動の波形を示します。図 15 は破壊開始点が断層中央深部のときの、統計的グリーン関数法、三次元差分法、及び両者のハイブリッド合成のそれぞれによる工学的基盤における地震動の速度波形、フーリエスペクトル、速度応答スペクトルを示します。評価地点はそれぞれ(a)横浜、(b)新宿、(c)霞ヶ関です。

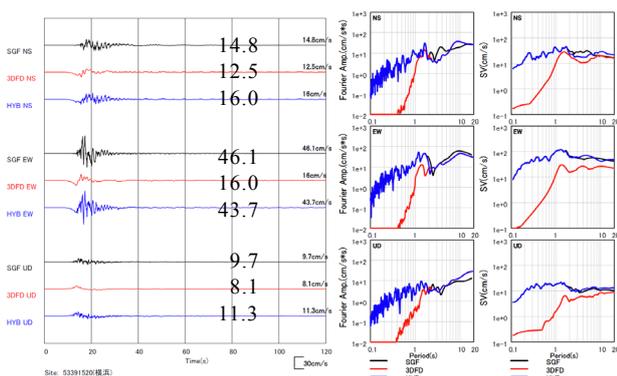


図 15a 横浜での速度波形(左)、フーリエスペクトル(中)、速度応答スペクトル(5%減衰、右)。破壊開始点が断層中央深部の場合の工学的基盤における値。上から南北、東西、上下成分。黒線は統計的グリーン関数法、赤線は三次元差分法、青線は両者をハイブリッド合成したもの。数字は最大振幅 (cm/s)。

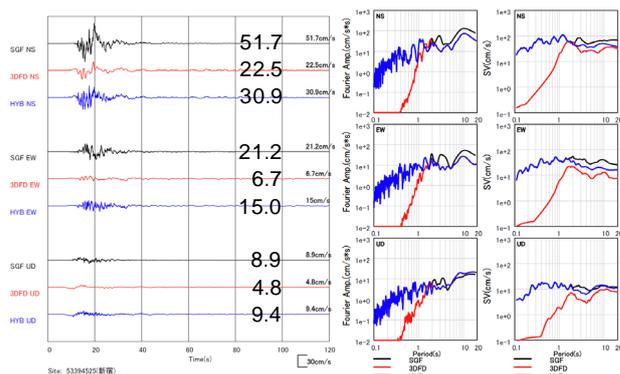


図 15b 新宿での速度波形(左)、フーリエスペクトル(中)、速度応答スペクトル(5%減衰、右)。

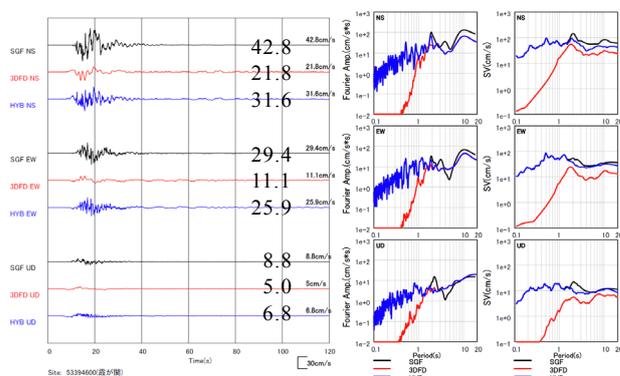


図 15c 霞が関での速度波形(左)、フーリエスペクトル(中)、速度応答スペクトル(5%減衰、右)。

左図は速度波形、中図はフーリエスペクトル、右図は減衰 5% の速度応答スペクトルです。それぞれ上から南北、東西、上下成分で、黒線は統計的グリーン関数法、赤線は三次元差分法、青線は両者をハイブリッド合成したものです。速度波形は破壊開始時から 120 秒間が表示されています。スペクトルは周期 0.1 ~ 20 秒の帯域で表示されています。

統計的グリーン関数法による波形は短周期成分に富み、三次元差分法による波形は長周期成分が卓越しています。ハイブリッド合成の波形は両者の特徴を兼ね備えた広帯域波形となっていることがわかります。

統計的グリーン関数法による波形は、波形計算手法の制約から実体波部分については短周期から長周期まで評価されていますが、地下構造に起因する表面波は含まれません。ただし図に示した評価地点では、震源からの距離が小さいため表面波は顕著に現れないと考えられるので、短周期成分を除いた統計的グリーン関数法による波形は三次元差分法の波形に近いものになっています。

図 16 に、破壊開始点が断層深部の中央(黒線)、東端(赤線)、及び西端(青線)の場合の工学的基盤

における地震動の速度波形、フーリエスペクトル、減衰5%の速度応答スペクトルの比較を示します。

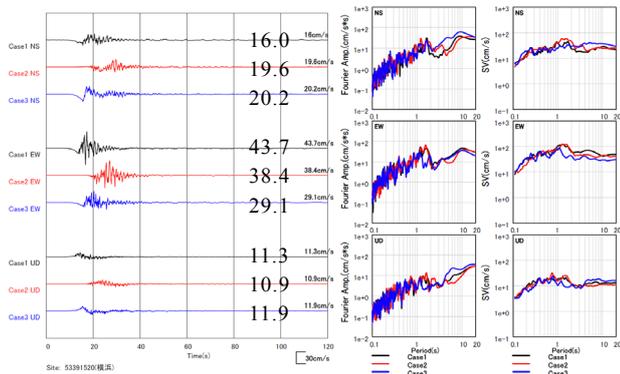


図 16a 横浜での速度波形(左)、フーリエスペクトル(中)、速度応答スペクトル(5%減衰、右)。プレート境界地震について、ハイブリッド合成法により計算された工学的基盤における値上から南北、東西、上下成分。黒線は破壊開始点が断層中央、赤線は東端、青線は西端にある場合。

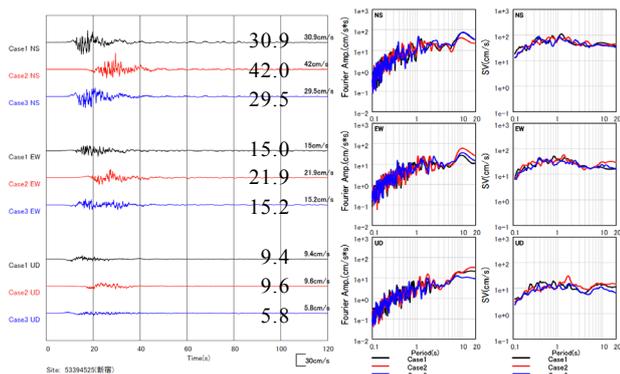


図 16b 新宿での速度波形(左)、フーリエスペクトル(中)、速度応答スペクトル(5%減衰、右)。

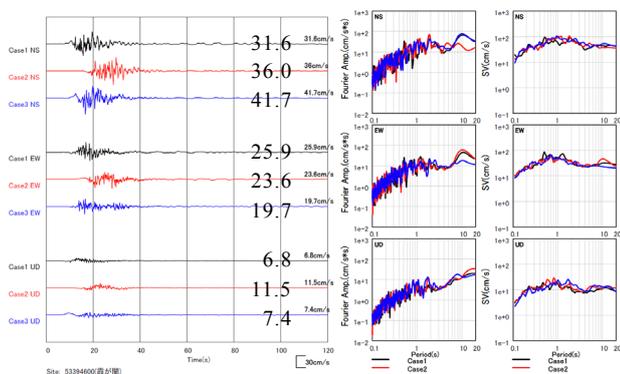


図 16c 霞が関での速度波形(左)、フーリエスペクトル(中)、速度応答スペクトル(5%減衰、右)。

左図は速度波形、中図はフーリエスペクトル、右図は減衰5%の速度応答スペクトルで、上から南北、東西、

上下成分です。全てハイブリッド合成波形で、評価地点は(a)横浜、(b)新宿、(c)霞が関です。横浜では東西動、新宿と霞が関では南北動の速度応答スペクトルは周期1~2秒での振幅が100cm/s程度の大きさになっており、構造物への影響が懸念されます。

次に、プレート境界地震についての本研究での予測地震動と中央防災会議の検討結果とを比較します。図17は中央防災会議による統計的グリーン関数法の地表震度分布です。先に述べましたように、プレート境界地震の震源断層モデルは、震源断層の深さとライズタイムの相違を除くと、本研究と中央防災会議の検討とでほぼ同じです。

中央防災会議の予測結果と比較して、本研究の図14aに示された予測結果は、震源断層の近傍、特に面積の広い西側のアスペリティの近傍で、震度6強の領域がより広く広がっています。また、中央防災会議の予測には現れなかった震度7の地域が点在します。これは、フィリピン海プレートが新たにモデル化され、プレート境界が平均で10km程度浅くなったことによると考えられます。ただしここでは、震源断層モデルの仮定や地下構造モデルの精度などにより、大きな誤差を含む可能性があります。また、大きな揺れに対する地盤応答の非線形性を十分に考慮していません。

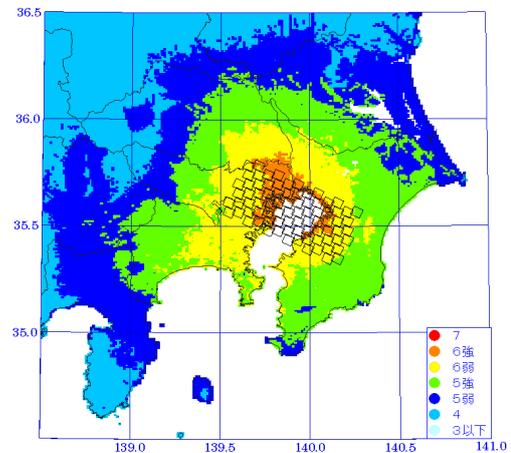


図 17 中央防災会議(2004)による統計的グリーン関数法を用いた地表における震度分布の予測結果。

また、震源断層の周辺ではどちらも震度6弱の領域が広く分布しますが、中央防災会議の予測では神奈川県中央部に震度6弱が現れていましたが、本研究の予測では5強にとどまっている地域が見られます。また、震源断層の西側から南西側、房総半島の先端付近で、本研究の予測は中央防災会議の予測結果より小さな震度となっています。これは中央防災会議の検討当時より深部地下構造モデルの精緻化が進み、当該地域のモデルが改められたことによると考えられます。

### 3.4.2 スラブ内地震の広帯域予測地震動

プレート境界地震と同様に、震源断層モデル、地下構造モデルを用いてハイブリッド合成法により、想定したスラブ内地震について広帯域地震動の予測計算を行いました。図 18 に示します。評価視点は(a)幕張、(b)浦安です。

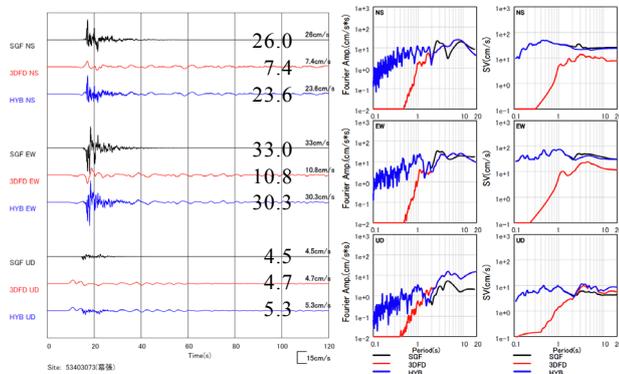


図 18a 幕張での速度波形(左)、フーリエスペクトル(中)、速度応答スペクトル(5%減衰、右)。スラブ内地震について、ハイブリッド合成法により計算された工学的基盤における値。上から南北、東西、上下成分。黒線は統計的グリーン関数法、赤線は三次元差分法、青線はハイブリッド法によるもの。数字は最大振幅(cm/s)。

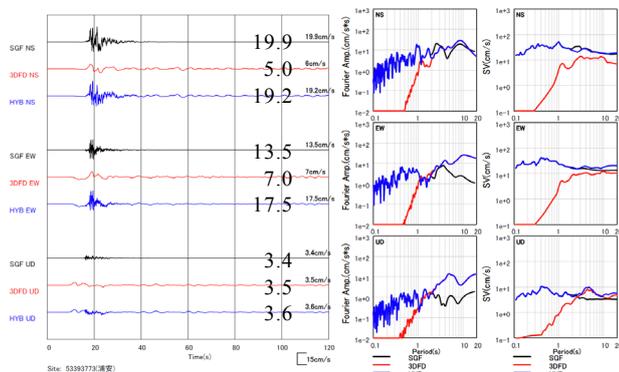


図 18b 浦安での速度波形(左)、フーリエスペクトル(中)、速度応答スペクトル(5%減衰、右)。

### 参考文献

- 1) Somerville, P., 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, *Seism. Res. Lett.*, Vol.70, pp.59-80, 1999
- 2) Murotani, S., H. Miyake, K. Koketsu, Scaling of characterized slip models for plate-boundary earthquakes, *Earth Planets Space*, 60, 987-991, 2008.
- 3) Iwata, T. and K. Asano: Characterization of

Heterogeneous Source Model of Intraslab Earthquakes toward Strong Ground Motion Prediction, *Pure Appl. Geophys.*, Vol.168, pp.117-124, 2011

- 4) 笹谷努、森川信之、前田宜浩、スラブ内地震の震源特性、北海道大学地球物理学研究報告、No.69, 123-134, 2006
- 5) Koketsu, K., H. Miyake, Afnimar and Y. Tanaka: A proposal for a standard procedure of modeling 3-D velocity structures and its application to the Tokyo metropolitan area, Japan, *Tectonophysics*, No. 472, pp.290-300, 2009
- 6) 地震調査研究推進本部地震調査委員会、長期地震動予測地図 2009 年試作版、2009.
- 7) Koketsu, K., H. Miyake, H. Fujiwara, and T. Hashimoto, Progress towards a Japan Integrated Velocity Structure Model and long-period ground motion hazard map, *Proceedings of the 14<sup>th</sup> World Conference on Earthquake Engineering*, Paper No. No.S10-038, 2008
- 8) 中央防災会議、首都直下地震対策専門調査会、2004
- 9) 林宏一、引間和人、差分法による三次元粘弾性波動場計算(その3) - 不等間隔格子と PC クラスタによる大規模モデルの計算、*日本地震学会講演予稿集*、2001
- 10) 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*, No.53, pp.1-9, 2000
- 11) Irikura, K., Prediction of strong acceleration motions using empirical Green's function, *Proceedings of the 7th Japan Earthquake Engineering Symposium*, 1986.
- 12) Boore, D. M., Stochastic simulation of high-frequency ground motions based on seismological models of the radiated spectra, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, No73, pp.1865-1894, 1983
- 13) Brune, J.N., Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 77, pp.420-439, 1970.
- 14) 入倉孝次郎、香川敬生、関口春子、経験的グリーン関数を用いた強震動予測手法の改良、*日本地震学会講演予稿集*、B25、1997
- 15) 翠川三郎、藤本一雄、村松郁栄、計測震度と旧気象庁震度および地震動強さの指標との関係、*地域安全学会論文集*、No.1、pp.51-56、1999