

3. 1. 2 統合処理によるプレート構造調査研究及びデータ保管

(1) 業務の内容

(a) 業務の目的

新たに設置される中感度稠密地震観測データと、首都圏内において深さ 3000m の基盤岩に達する深層地震観測を含む既存の高感度地震観測データとの統合処理を行い、自然地震波形データベースを構築・保管すると共に、高精度震源・メカニズム解決定に基づく地震クラスターの分類、3次元地震波速度・減衰構造、地震波形解析に基づくプレート境界面形状及び浅部地震基盤構造を明らかにし、首都直下におけるプレートモデルを構築する。

(b) 平成 19 年度業務目的

東京大学地震研究所に集約される中感度稠密地震観測データを防災科学技術研究所地震研究部地震観測データセンターに転送し、基盤的地震観測網データと統合する処理システムを開発し、本プロジェクトの研究基盤となるデータベースの構築及び保管システムの整備を行なう。また、首都圏直下に発生する相似地震やプレート内外の地震のサイスマテクトニクスを解明するための高精度相対震源決定法の開発、高精度 3次元地震波速度・減衰トモグラフィー手法開発、首都圏に対応するレシーバ関数解析等の地震波形解析に基づくプレート境界性状調査手法の開発等、統合処理によるプレート構造調査に向けた予備的解析を行う。

(c) 担当者

所属機関	役職	氏名	メールアドレス
独立行政法人 防災科学技術研究所 地震観測データセンター	データセンター長	小原一成	
同 地震研究部	部長	堀貞喜	
同 地震研究部	主任研究員	関口渉次	
同 地震研究部	主任研究員	木村尚紀	
同 地震研究部	主任研究員	汐見勝彦	
同 地震研究部	研究員	武田哲也	
同 地震研究部	研究員	浅野陽一	
同 地震研究部	研究員	松原誠	
同 地震研究部	研究員	関根秀太郎	

(2) 平成 19 年度の成果

(a) 業務の要約

東京大学地震研究所に集約される中感度稠密地震観測データを防災科学技術研究所地震研究部地震観測データセンターに転送し、基盤的地震観測網データと統合する処理シス

テムを開発し、本プロジェクトの研究基盤となるデータベースの構築及び保管システムの整備を行なった。また、首都圏直下に発生する相似地震やプレート内外の地震のサイスモテクトニクスを解明するための高精度相対震源決定法によって、茨城県南西部の活動的なクラスターの高精度での解剖を行った。また高精度 3 次元地震波速度・減衰トモグラフィ手法を開発し、中感度稠密観測網ができた際の解像度について調査した。首都圏に対応するレシーバ関数解析等の地震波形解析に基づくプレート境界性状調査手法の開発等、統合処理によるプレート構造調査に向けた予備的解析を行った。また房総沖での群発地震活動およびそれに伴うスロースリップイベントの解析を行った。

(b) 業務の成果

1) サブテーマ① 既存時地震観測データとの統合処理による自然地震波形データベース構築および保管

首都直下防災減災プロジェクト（以下首都直下プロジェクト）において各観測点において観測された波形データは地震研究所に集められたのち、防災科学技術研究所に転送され蓄積される。本年度は、首都直下プロジェクトの蓄積システムの構築を行った。

首都直下プロジェクトにおける観測点数は 400 観測点を計画しており、従来の東京大学と防災科学技術研究所を結んでいるネットワークの上に同時に乗せる事は既存の経路を圧迫し、防災科研の通常の処理に支障をきたす恐れがある。そこで、首都直下プロジェクトのデータ収集においては、大学間の地震波形データが流れている JDXnet を用いることとした。（図 1、図 2）

この大学データ網の基幹線は NICT の JGN2 および国立情報学研究所の SINET3 であるが、本プロジェクトの回線では、地震研究所から JGN2 回線を通り、つくば WAN を経由して防災科研まで接続されている。本件においては、データ流通プロジェクトに参加するために NICT と共同研究も行っている。また、この JGN2 回線を用いた JDXnet のプロジェクトは JGN2 アワードにおいて、アプリケーション賞を受賞した。

つくば WAN を経由して送られてきたデータは、写真 1 と図 3 で示されるラックに波形データとして格納される。

入ってきたデータは受信装置から、短期蓄積部に転送され、そこで蓄積されていく。サーバは、それぞれ表 1 に示すとおり性能を持ち、それぞれの名称に即した仕事を受け持つ。サーバの名称と役割を図 3 に示し、図 4 にネットワーク構成とスペックを示す。波形データは防災科研 Hi-net の関東地方のデータと統合されて写真 2 に示される機械によって読み取りが行われる。ここで読まれた P 波および S 波の初動を集めデータベース化した。

2) サブテーマ② 首都直下地震クラスターの解明

関東地方では、数多くの地震クラスターが存在している。特に相似地震を含むクラスターにより現在のすべり運動とプレート境界活動の時間発展を知ることができる。今回は特徴的な二つのクラスターについて調査を行った。一つはフィリピン海プレート上に位置する細長い帯状分布をしている相似地震クラスターと、もう一つは銚子の相似地震クラスターである。細長い帯状分布のクラスターは、局在化している相似地震の発生メカニズムを

理解するのに適した対象である。また銚子の相似地震クラスターは、観測期間が長いこと、また 5 つの M6 クラスの地震を含んでいることから、その M6 クラスの地震の発生前後の変動を含む相似地震の活動度の時間変化を調べることができる。

a) 細長い帯状分布の相似地震クラスターの解剖

i) はじめに

関東地方では沈み込むフィリピン海プレート (PHS) および太平洋プレート (PAC) 上で多数の相似地震が発生している^{1), 2)}。この中で PHS 上面付近に分布する茨城県内西部のクラスターは細長い帯状分布を示し、関東地方で最も活動的なクラスターの一つである (図 5)。このクラスターの震源分布を高精度で決定し、実際にどのようにクラスターが形成されているのか調べた。

ii) 手法

2000 年 10 月 1 日～2007 年 7 月 1 日の期間のイベントを対象として Double Difference (DD) 法³⁾により高精度な震源決定を行った。DD 法は近接するイベントペアの相対走時を用いることで震源の相対位置を高精度に決定する手法である。震源決定には Hi-net による読み取り値および Hi-net・旧関東東海観測網により得られた波形データの相関処理から得られる相対走時データを用いた。

iii) 結果

再決定の結果、震源分布の密集度が高まり、相対位置が精度よく決定された (図 6)。再決定震源には以下の特徴が見られた。(I) 相似地震および通常の地震は面状分布を示す。(II) クラスターの幅は北西部で約 3km、南東部で約 6km。(III) 地震面の傾斜角は北西部で 36°、南東部で 26°。(IV) クラスターの幅と傾斜角の変化する位置はほぼ同じ。

また、相似地震の相対位置をみると、同一グループの相似地震同士はほぼすべて 40m 以内に決定されていた。一例として M3 クラスの相似地震の相対位置を図 7 に示す。

次にメカニズム解との関係を見るため、F-net モーメントテンソル解と比較した (図 8)。相似地震はすべてスラスト型のメカニズム解を持ち、通常の地震もスラスト型のメカニズム解が支配的である。断面図をみると相似地震の地震面の傾斜角はスラスト型のメカニズム解の低角な節面とほぼ一致する。

次に、相似地震の起きる背景を調べるために速度構造⁴⁾と比較した (図 9)。PHS 上面付近には海洋性地殻に対応すると考えられる低速度層が見られ、その中でも相似地震の発生場所はやや高速度な領域に対応する。これより浅い領域には高 V_p/V_s 領域が存在する。

iv) 考察

相似地震同士はほぼすべて 40m 以内に決定されており、M3 クラスのイベントの断層サイズはおよそ 300m と評価されることから、相似地震は同じ断層での破壊の繰り返しと考えられる。さらに、相似地震の分布する地震面がスラスト型のメカニズム解の低角な節面と一致することから、この面がプレート間すべりの起きる面 (“プレートの力学的境界”) に相当する可能性が高い。また地震の並びとプレート間のすべり方向が一致しており、この地震活動は PHS プレートの運動と大きく関係していると考えられる。

相似地震は PHS 上面付近の低速度層の中でもやや高速度な領域に対応する。相似地震と速度構造の関係から以下のようなモデルが考えられる (図 10)。PHS 上面付近には海洋

性地殻に対応すると考えられる低速度層が存在し、そこから脱水した水とマントルウェッジが反応することで高 V_p/V_s の蛇紋岩化領域が形成される。この領域では、蛇紋岩化領域のため応力が蓄積せず地震は発生しない。これより深部では蛇紋岩化せずある程度硬いマントルウェッジと、脱水して硬くなった海洋性地殻が接触することで地震が起きていると考えられる。

しかし、このモデルだけでは細長い帯状に相似地震が分布することは説明ができない。今後は、他のクラスターでも震源が帯状配列していないかを調査し、相似地震の発生モデルについて検討を重ねる。

b) 銚子の相似地震クラスターからわかったすべり量のゆらぎ

i) はじめに

相似地震を用いたプレート間すべりの時間変化について述べる。これまで、相似地震をもとにプレート相対運動を反映した一定レートのすべり、大地震後の余効すべりあるいはスロースリップイベントによるすべりレートの増加が見出されてきた^{5) 6) 7) 8)}等。プレート境界における性状の変化を理解するために、このような相似地震の揺らぎの把握が重要である。

相似地震を用いて関東地方のプレート間すべりの時間発展を調べたところ、銚子付近のクラスターで最も顕著な「ゆらぎ（減速・加速）」が見出された。特に減速が見つかったのが特徴的である。このクラスターは沈み込む PAC 上に位置し(図 11)、過去 25 年間に M6 クラスの地震が 5 イベント発生している(図 12)。この領域の活動を詳しく調べるために既存の相似地震データ^{1) 2)}に Hi-net データを追加して解析を行うとともに、高精度な相対震源決定を行い、詳細な時空間変化を調べた。

ii) 手法

2002 年 9 月 1 日から 2006 年 12 月 31 日の関東地方の $M > 2.5$ のイベントを追加して相似地震の解析を行った。Hi-net による震源データを用い、既存の相似地震との比較のみ行った。解析手法および相似地震と判定する条件は既存の解析^{1) 2)}と同じである。比較に際し、旧・関東東海観測網の波形データ(80 Hz サンプリング)は 100 Hz にリサンプルして相関解析を行った。相対震源決定の方法は前節と同じである。

iii) 結果

追加解析の結果として、図 12 のようなすべり履歴が得られた。矢印で示した期間にすべりレートの減少が見られた。2003 年までの結果に加えて 2006 年末まで追加解析することで、2003 年から 2005 年にかけてもすべりレートの減少が見いだされた。すべり履歴を M-T 図と比較すると、すべりレートの減少は M6 クラス地震の前に起きていることが分かる。また、M6 クラス地震の直後には 1 年以下のすべりの加速が見られ、その後定常的なすべりレートへ移行する。

相対震源決定の結果から銚子付近のクラスターは北緯 35.7° を境に南北 2 つのクラスターに分かれることが明らかとなった(図 13)。続いて、M6 クラスイベント(イベント D、2005/4/11)後の余震分布および相似地震の分布を見てみる(図 14)。本震直後の余震は本震付近で東西方向に分布する。本震後 3 ヶ月以内の相似地震は本震の近傍にあたる本震と

同じ北部のクラスターで発生した。M6 クラスイベントの後に近傍で相似地震が発生する傾向は他の M6 クラスイベントでも見られた。

M6 クラスイベントは南北のクラスターに分かれるため、すべり履歴を南北の領域別に調べた(図 15)場合に、M6 地震が発生する領域でさきにすべりレートの低下が見られ、遅れて他方に伝播する様子が認められた。但し、イベント D では例外的に別の領域で顕著だった。

iv) 考察

M6 クラスイベントの直後の相似地震は本震近傍で発生していることから、M6 クラスイベント直後のすべりレートの増加は余効すべりによるすべりの加速を表しているものと推測される。また、すべりレートの減少は、基本的に対応する M6 クラスイベントの近傍で顕著である。このことからすべりレートの減少は M6 クラス地震の発生との関連が示唆される。

以上の結果を元にすべりレートが減少するモデルについての可能性、(I)期間の長い余効すべり (II) 震源域での固着の回復(healing)を検討した(図 16)。

(I) のモデルでは、地震発生後、周囲ではすべり遅れを取り戻すために急激なすべりが発生し、すべりレートの増加が見られる(“加速期”に相当)。その後、M6 アスペリティでは固着が短期間で回復しすべりは発生しない。一方で、周囲では余効すべりがゆっくり進行する(“安定期”に相当)。余効すべりが終了した時に固着域の影響ですべり遅れが生じ、すべり速度の減少が見られる(“静穏期”に相当)。

数値シミュレーションから有効法線応力の大きな深部で余効すべりの伝播速度が遅く、時定数が長いという結果が得られている⁹⁾。相似地震あるいは GPS データの解析から、同様の余効すべりの伝播速度・時定数の相違が 1994 年三陸はるか沖地震の震源域の海溝側と内陸側で見出されている^{6)、10)、11)}。この結果より、銚子付近は 1994 年三陸はるか沖地震の震源域の内陸側とほぼ同程度の深さであり、仮に法線応力およびプレート境界の摩擦特性がほぼ同じであるとした場合、余効すべりの伝播速度は遅く時定数は長いことが期待される。

(II) のモデルでは、地震発生後、周囲ではすべり遅れを取り戻すために急激なすべりが起きすべりレートの増加が見られる(“加速期”に相当)。M6 アスペリティでは固着がすぐに回復せず、しばらくすべりが継続し、その影響で周囲でもすべりが起きる(“安定期”に相当)。その後固着が完全に回復し、その影響で周囲ですべり遅れが生じ、すべりレートの減少が見られる(“静穏期”に相当)。

固着の回復については、GPS データの解析から 1994 年三陸はるか沖地震の本震の 3.3 年後から震源域でプレート境界の固着に伴う変動が回復する様子を示す結果が得られ、震源域での固着の回復が推測されている¹²⁾。1968 年十勝沖地震の 26 年後に震源域の南部で 1994 年三陸はるか沖地震が発生しており、この間隔と比較すると地震発生後の短期間に固着が回復している可能性が高い。

上記のモデルのいずれかによって M6 アスペリティの固着期間が大きく異なるためすべり量が大きく異なると予想される。この 2 つのモデルを検証するためには、今後すべり量とすべり分布の推定が必要である。

3) サブテーマ③ 高精度 3次元地震波速度・減衰トモグラフィーに基づくプレート構造調査

a) 関東地域におけるトモグラフィー解析による速度構造の推定

関東地域においては、Ishida (1992)¹³⁾により、防災科学技術研究所の関東東海観測網 (KT-net) により得られたデータを用いて、トモグラフィー解析と震源分布から太平洋・フィリピン海プレートの形状の推定がなされた。Ohmi and Hurukawa (1996)¹⁴⁾により、沈み込む太平洋・フィリピン海プレートの最上部に位置する海洋性地殻のイメージングがなされた。さらに、Sekiguchi (2001)¹⁵⁾においては、防災科研の KT-net によりその後蓄積された防災科研の関東東海観測網のデータをトモグラフィー法に適用し、さらに詳細なフィリピン海プレートの形状を推定した。これらの研究から、関東地域の北緯 35.5° ~ 36° 付近の深さ 30~50km では、低速度領域が広く分布していることが知られている。この領域について、Ohmi and Hurukawa (1996)¹⁴⁾は、火山弧により厚化したフィリピン海プレートが滞留していると推測した。一方で、Kamiya and Kobayashi (2000)¹⁶⁾は、この低速度領域が高ポアソン比であることを実証し、蛇紋岩が存在する仮説を提案した。Matsubara et al. (2005)⁴⁾は、防災科研の KT-net と高感度地震観測網 (Hi-net) のデータを用いて、水平・深さ方向とも 10km の高分解能な速度構造を推定した。彼らは、この低速度領域の速度とポアソン比から、蛇紋岩化の割合が 20~30%程度であることを推定した。さらに、沈み込むフィリピン海プレート最上部に位置する低速度海洋性地殻が深さ 70km 程度まで存在する構造が得られ、太平洋プレートの海洋性地殻が深さ 100km を超える領域にまで達し、フィリピン海プレートの沈み込みにより太平洋プレートの温度上昇が妨げられることを示唆する結果を得た。Shelly et al. (2006)¹⁷⁾では、Double-difference トモグラフィー法により、太平洋プレート最上部に位置する海洋性地殻のイメージングを行った。Wu et al. (2007)¹⁸⁾では、フィリピン海プレートの形状を推定し、深さ 30~50km の低速度領域は、ユーラシアプレートの下部地殻が巻き込まれたものを推定した。Hasegawa and Nakajima (2007)¹⁹⁾では、Matsubara et al. (2005)⁴⁾の結果と同様に、フィリピン海プレートの沈み込みによる太平洋プレート上面の温度低下を示唆した。弘瀬・他 (2007)²⁰⁾は Double-difference トモグラフィー法による解析を行い、フィリピン海プレートの形状を推定した。

本報告書では、Matsubara et al. (2005)⁴⁾の結果を主に紹介し、本プロジェクトから期待される成果も合わせて述べる。

i) 手法

Matsubara et al. (2005)⁴⁾は、防災科研の KT-net や Hi-net により読み取られたデータを用いて、関東地方の地下速度構造を推定した。解析範囲は北緯 34-37 度、東経 138.6-141 度、深さ 200km とし、この領域の 129 観測点から得られた 2000 年 10 月~2003 年 9 月の 15,214 個の地震からの 422,799 個の P 波および 369,596 個の S 波走時データに対してトモグラフィー法を適用した。

Zhao et al. (1992)²¹⁾の走時インバージョン法 (トモグラフィー法) に相関 (スモーキング) を導入した手法 (Matsubara et al., 2004²²⁾; Matsubara et al., 2005⁴⁾) を用いた。

解析領域内に、三次元的に格子点を配置し、それぞれの格子点でのスローネスを未知パラメーターとした。P波・S波速度構造・観測点補正值と震源を交互に求め、残差の減少が収束するまで繰り返した。

初期速度構造として、防災科研 Hi-net の震源決定で用いられている構造(鵜川・他、1984)²³⁾を用いた。格子点は水平方向には 0.1 度(約 10km)間隔で配置し、深さ方向には深さ 50km までは 2.5~5 km 間隔で、50km 以深は 15 km 間隔で配置した。

チェッカーボードテストの結果、深さ 10km より深い領域においては、分解能は格子点間隔の 2 倍、すなわち水平方向に 0.1 度(約 10km)、深さ方向に 10km であった。深さ 10km より浅い表層については、波線の入射角により、水平方向の分解能は 25km であり、深さ方向は 5km であった。

ii) 結果

深さ 5km の水平断面図を図 17 に示す。新第三紀の柔らかい堆積層が 1000m 以上の厚さで堆積している鬼怒川低地帯や利根川低地帯に沿って地震波速度が周囲より 5~8%遅い領域が存在する。一方で、中生代の基盤岩が分布している関東山地・足尾山地・八溝山地に沿って、地震波速度が 2~5%の高速度領域が分布している。平野部は深い井戸の底に地震計が設置されているため、浅いところの堆積層が検出されず、低速度領域は明瞭ではない。

深さ 30km の水平断面図を図 18 に示す。35.8 度付近に南北の幅が約 40km の低速度領域が東西に 100km 以上に渡って分布している。Vp/Vs は 1.75 以上で、1.80 を越える領域も存在する。

東経 139.4° の鉛直断面図を図 19 に示す。フィリピン海プレート最上部には、低速度層が確認され、震源分布を考慮すると、低速度な海洋性地殻が明瞭にイメージングされている。対照的にフィリピン海プレートの高速度マントル部は約 20° の角度で沈み込んでおり、深さ約 80km (緯度では北緯 36.2 度付近)に達している。3次元構造で再決定した詳細な震源分布と Ishida (1992)¹³⁾のモデルには差が生じている。三次元構造と震源分布から推定したプレート境界と、Hori (1990)²⁴⁾によって後続波を用いて推定されたフィリピン海プレート上面とは調和的である。

深さ 30~50km では、マントルウェッジ内に地震波速度が 8-10%の低速度領域が存在する。この低速度領域の Vp/Vs は 1.73-1.85 である。地震活動は、この極端な低速度領域の中央部ではあまり起きていないが、その浅い領域と深い領域で起きている。Kamiya and Kobayashi (2000)¹⁶⁾は、深さ 30-45km に蛇紋岩化したマントルウェッジがあると推定されているが、彼らの求めたポアソン比は 0.337 であり、Vp/Vs では 2.02 に相当する。本研究の結果は 1.85 程度であり、Sekiguchi (2001)¹⁵⁾とほぼ同程度の結果となっている。この結果の差異は、Kamiya and Kobayashi (2000)¹⁶⁾がモホ面を仮定していたことと、解析に用いたデータ数が P 波と S 波で極端に異なったことによるものと推定される。Cristensen (1996)²⁵⁾によれば、玄武岩は 1GPa の圧力下で Vp=7.3km/s, Vs=3.9km/s, Vp/Vs=1.85 であることから、この領域は 20%程度蛇紋岩化しているマントルウェッジが存在していると考えられる。

東経 139.9° の鉛直断面図を図 20 に示す。地震波速度が高速であるフィリピン海プレー

トが深さ 80km 程度まで沈み込み、太平洋プレート上面と接触している様子が明瞭にイメージされている。高速度な領域の上側に、低速度な海洋性地殻に相当する部分もイメージされている。深さ 70km に見える低速度領域は、太平洋プレート最上部の海洋性地殻の低速度領域である。この領域では、茨城県南西部で活発な相似地震活動が見られる。これらは、高速度な領域で活発に発生している。一般に、高速度領域は堅く、低速度領域は柔らかいと考えられるので、低速度な柔らかい物質同士の衝突では地震は発生しにくく、固いもの同士が接触することで地震活動が活発になり、沈み込むフィリピン海プレートとの歪が定期的に蓄積されることにより、相似地震が発生すると推定される。フィリピン海プレートの上側に位置するマントルウェッジ内の深さ 35km 付近の高 V_p/V_s 領域については、Christensen (1972)²⁶⁾ の関係を用いると、P 波速度 (6.9km/s)・S 波速度 (3.7km/s) から、30%程度蛇紋岩化した物質があると推定される。

フィリピン海プレート上面における相似地震活動が活発な房総半島から茨城県南西部を通る断面を図 21 に示す (Matsubara et al., 2006)⁴⁾。図 20 と同様、相似地震活動は高速度領域で活発に発生していることが示されている。フィリピン海プレートのトラフ軸に垂直な断面図を図 22 に示す。相似地震活動は、沈み込み口では低速度海洋性地殻の下側で発生し、深さ 25km 以深では海洋性地殻上面の高速度領域周辺で発生しているように考えられる。浅いところでは、物質境界と力学境界が異なることの可能性を示している。また、茨城県南東部では、フィリピン海プレートが、沈み込む太平洋プレートの上に乗るようになってきている可能性があることを示している。

北緯 35.75° の鉛直断面を図 23 に示す。太平洋プレート最上部の低速度海洋性地殻が深さ 100km を超える領域にまで明瞭にイメージされている。太平洋プレートの上面が低速度の海洋性地殻を維持したまま深さ 100km 以深まで沈み込んでいることから、玄武岩がエクロジャイトまで変成せず、粒状柘榴石程度になっていると推定される。Iwamori (2000)²⁷⁾ により深さ 100km 付近の温度は 370°C 程度と推定されている。3.4GPa 下でのエクロジャイトへの相転移は 450°C 以上で起こる (Hacker et al., 2003)²⁸⁾ ことを考慮すると、この深さではまだ相転移は発生していないと考えられる。これは、フィリピン海プレートの沈み込みがマントル対流を妨げ、太平洋プレートの温度が低くなっている可能性を示唆していると考えられる。

首都直下プロジェクトにより新たに設置される 400 観測点による読取データを追加することにより、どの程度分解能が向上するかの数値実験を行った。2004 年～2007 年の 4 年間に発生したマグニチュード 3.0 以上の地震からの読取値が、400 観測点全点で観測されたと仮定し、チェッカーボードテストを行った。その結果を図 24 に示す。観測点で囲まれる首都直下では、深さ 50km 程度までの領域を、水平・深さ方向ともに 5km の分解能でイメージできることが推定された。

iii) 結論と課題

現在の観測点分布から、関東地域においては水平・深さ方向ともに 10km 程度の分解能の構造解析は可能である。しかし、さらに詳細な構造を推定するためには、さらに高密度な観測点分布が必要である。数値実験によると、首都直下プロジェクトにより新たに設置される 400 観測点の情報を加えることにより、深さ 50km 程度までは水平・深さ方向ともに

5km の分解能の構造解析が可能になることが推定された。数値実験では M3 以上の地震のみを用いたが、現行の観測点でも観測されるさらに小さな地震のデータを合わせることでより分解能の高度化の限界を調べる必要がある。

b) 関東地方における減衰構造トモグラフィー

i) はじめに

2 枚のプレートが沈み込んでいる関東地方の減衰構造は速度構造と同様に非常に複雑である。減衰構造を求めるには、波形振幅を用いるために、精度のよい観測をしなければならず、大規模な構造しか求められてこなかったが、強震動予測などを行う際の波形計算では、地殻やマントル部分の減衰構造がより詳細に分かっている必要があり、本プロジェクトにおいて減衰構造を求めることは非常に重要な位置を占める。

本項では、予備的解析として既存の観測網で求められている減衰構造を示し、また、首都直下プロジェクトによって整備される観測点から得られるであろう解像度に関する予備的考察も行うこととする。

関東地方の減衰構造は、29)、30) 等で求められているが、水平方向または深さ方向に非常に荒いグリッドであり、現在の三次元速度構造の詳細なグリッドの間隔に対してあまりに乖離しすぎている。また、P 波の減衰係数 Q_p 、または S 波の減衰係数 Q_s のどちらかの構造しか求められていないため、波形計算に用いる際には注意が必要であった。31) の方法はそれを簡易的に回避しており、本項では、この手法に基づいて計算を行うこととする。

ii) データおよび手法

防災科学技術研究所の Hi-net の関東地域にある 413 点の観測点において、M2.5~5.5 の範囲で起こった陸域の地震に対して、P 波または S 波が到着してから 2 秒以内に最大振幅が出現する観測点が 10 点以上存在する 7963 個の地震の上下動の最大振幅をデータとして用いることとする。また、これらの地震は、初動メカニズム解が防災科研 Hi-net で求められている。計算する際に必要な関東地方の速度構造は、4) を用いている。また減衰構造の初期構造はすべて $Q=500$ としている。

iii) 結果

図 25~図 27 に減衰構造の水平断面図、図 28 に Q_s の鉛直断面図を示す。平面図においては、左右に同じ深さの Q_p 、 Q_s 、下に対応する深さのチェッカーボードを表示している。東京湾あたりに存在する低減衰 (High- Q) 領域は深くなるにつれて北に推移していく。これは、フィリピン海プレートの上面を示しているものと考えられる。

また、深さ 50km 付近で茨城県と千葉県の間境付近に高減衰 (Low- Q) 領域が存在する。この場所は、プレートの脱水反応により蛇紋岩があると考えられている場所であり、脱水反応により、含水している割合が大きいと考えられることから、周りに対して Q_p よりも Q_s の方が大きな減衰を示している。図 28 の鉛直断面図の左側には、32) の地質図にラインを引いたものをあわせて示した。X-X'ラインでは、沈み込むフィリピン海プレートが相

模トラフから High-Q で示されていることがわかり、また、丹沢の構造境界線においても、その南北で高減衰と低減衰の境目になっている。Y-Y'の断面では、深さ約 40km から 50km 付近において沈み込むフィリピン海プレートの上側に Low-Q の領域が存在する。速度構造での位置などから推定するとこの位置は、ちょうど、蛇紋岩の存在が示唆されている場所であり、速度構造からだけでなく、減衰構造の面からも特徴的な構造をしていることがわかる。

既存の減衰構造トモグラフィでは、50km の時点で、解像度が非常に限定的になるが、この傾向は新たな観測点セットに対してどのようにふるまうのかを調べた結果が図 29～図 31 である。これは、M3 以上の 650 個の地震に対して、マグニチュード 3 以上の地震ですべての観測点の振幅値を用いることができるとした場合のチェッカーボードテストである。

この結果を見る限り、パターンとして深さ 50km まで回復した。したがって、これらのデータから十分に減衰構造を得ることは可能であると考えられる。

4) サブテーマ④ 地震波形解析に基づくプレート境界性状調査

地震波形解析として、関東地方において相似地震の解析を行っているが、その相似地震解析で、房総沖の群発地震中に相似地震を検出した。

房総沖においては、6～7 年周期で群発地震活動を伴ったスロースリップイベント (SSE) が発生することが知られており、2002 年の 10 月に代表される過去の活動に関して発生した際に防災科研の傾斜計³³⁾や国土地理院³⁴⁾の GEONET において SSE の活動が捉えられている。2007 年 8 月 13 日より勝浦沖で群発地震活動が始まり、今回も明瞭な傾斜変動が観測されて SSE が捕らえられた。以下にその地震活動および SSE の活動について報告を行う。

図32に今回の群発地震の活動を示す。13日より海側で活動を始め徐々に活発な活動をし始めていたが、16日にM5.3、M4.9 というやや大きめの地震を発生させたのち、海側から陸側に地震活動の中心が移動して、18日に陸側でM4.7、M5.2 の地震を伴う活動に発展した。

なお、群発地震における主なイベントはすべてスラスト型のメカニズム解をもち、深さは2)で決定されたフィリピン海プレートの相似地震とほぼ一致する。(図33)。傾斜変動が大きい時に、地震活動が活発化していることも見て取れるので、西南地方のスロースリップと微動の関係のように、スロースリップ活動と地震活動が密接な関係を持っていると考えられる。

群発地震が発生したのとほぼ同時に防災科研の傾斜計においても傾斜変動が観測された。最大の傾斜変動が出た勝浦東 (KT2H) においては、0.8 μ ラジアンほどであった。図34に傾斜変動が顕著に見えた観測点の長期変動を、図35にSSEが発生したと思われる2週間での変動を示した。これらの傾斜データをもとにSSEの断層面をインバージョン解析に

よって求めたところ、図36のような断層面とすべりベクトルが推定された。すべりベクトルの方向が沈み込むフィリピン海プレートの方向とは若干誤差を含んでいると考えられるが、すべり面の傾斜角は相似地震より決定されたフィリピン海プレートの等深度線と調和的である。また、推定された断層面の深部側において地震が発生していることが示された。

また、プレートの面の形状を議論する上で重要な役割を果たすと考えられる、レーザバ関数解析において、厚い堆積層や急激な変化がプレートに存在する場合には安定的に解を得ることはできない。関東地域の地下構造を解く際には、これが大きな問題になる。今年度はこれらの問題に対応するレーザバ関数解析の手法を開発している。

さらに、プレートの深さ方向の精度向上のために必要である地震波形に含まれる変換波・反射波・散乱波解析に関してもその手法を開発中である。

(c) 結論ならびに今後の課題

東京大学地震研究所に集約される中感度稠密地震観測データを防災科学技術研究所地震研究部地震観測データセンターに転送し、基盤的地震観測網データと統合する処理システムを開発し、本プロジェクトの研究基盤となるデータベースの構築及び保管システムの整備を行なった。また、首都圏直下に発生する相似地震やプレート内外の地震のサイスモテクトニクスを解明するための高精度相対震源決定法の開発し、地震クラスターを詳細に見ることによりとプレートの運動が揺らいでいることがわかった。また、高精度3次元地震波速度・減衰トモグラフィは400観測点を置いた際の解像度検査を行った。首都圏に対応するレーザバ関数解析等の地震波形解析に基づくプレート境界性状調査手法の開発等を行った。

(d) 引用文献

- 1) 木村尚紀,五十嵐俊博,平田直,笠原敬司: 関東地方の相似地震活動,日本地震学会講演予稿集,A050, 2003.
- 2) 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*, 417, 101-118, 2006.
- 3) Waldhauser, F., and Ellsworth, W. L.: A Double-Difference Earthquake Location Algorithm: Method and Application to the Northern Hayward Fault, California, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 90, 1353-1368, 2000.
- 4) Matsubara, M., Hayashi, H., Obara, K., and Kasahara, K.: Low-velocity oceanic crust at the top of the Philippine Sea and Pacific plates beneath the Kanto region, central Japan, imaged by seismic tomography, *J. Geophys. Res.*, 110, B12304, doi:10.1029/2005JB003673, 2005.
- 5) Igarashi, T., Matsuzawa, T., and Hasegawa, A.: Repeating earthquakes and interplate aseismic slip in the northeastern Japan subduction zone, *J. Geophys. Res.*,

108, doi:10.1029/2002JB001920, 2003.

6) Uchida, N., Matsuzawa, T., Igarashi, T., and Hasegawa, A.: Interplate quasi-static slip off Sanriku, NE Japan, estimated from repeating earthquakes, *Geophys. Res. Lett.*, 30 (15) , 1801, doi:10.1029/2003GL017452, 2003.

7) Matsubara, M., Yagi, Y., and Obara, K.: Plate boundary slip associated with the 2003 Off-Tokachi earthquake based on small repeating earthquake data, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L08316, doi:10.1029/2004GL022310, 2005.

8) 木村尚紀, 笠原敬司, 平田直, 五十嵐俊博: 相似地震活動から推定した関東地方におけるフィリピン海プレート上面の滑り分布, 地球惑星科学関連学会講演予稿集, S045-P015, 2004.

9) Ariyoshi, K., Matsuzawa, T., Hasegawa, A.: The key frictional parameters controlling spatial variations in the speed of postseismic-slip propagation on a subduction plate boundary, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 256, 136-146, 2007.

10) Matsuzawa, T., Uchida, N., Igarashi, T., Okada, T., and Hasegawa, A.: Repeating earthquakes and quasi-static slip on the plate boundary east off northern Honshu, Japan, *Earth Planets Space*, 56, 803–811, 2004.

11) Nishimura, T., Miura, S., Tachibana, K., Hashimoto, K., Sato, T., Hori, S., Murakami, E., Kono, T., Nida, K., Mishina, M., Hirasawa, T., Miyazaki, S.: Distribution of seismic coupling on the subducting plate boundary in northeastern Japan inferred from GPS observations, *Tectonophysics*, 323, 217-238, 2000.

12) Nishimura, T., Hirasawa, T., Miyazaki, S., Sagiya, T., Tada, T., Miura, S., and Tanaka, K.: Temporal change of interplate coupling in northeastern Japan during 1995-2002 estimated from continuous GPS observations, *Geophys. J. Int.*, 157, 901-916, 2004.

13) Ishida, M.: Geometry and relative motion of the Philippine Sea plate and Pacific plate beneath the Kanto-Tokai district, Japan, *J. Geophys. Res.*, 97, 489– 513, 1992.

14) Ohmi, S., and N. Hurukawa: Detection of the subducting crust of oceanic plates beneath the Kanto district, Japan, *Tectonophysics*, 261, 249– 276, 1996.

15) Sekiguchi, S.: A new configuration and an aseismic slab of the descending Philippine Sea plate revealed by seismic tomography, *Tectonophysics*, 341, 19– 32, 2001.

16) Kamiya, S., and Y. Kobayashi: Seismological evidence for the existence of serpentized wedge mantle, *Geophys. Res. Lett.*, 27, 819– 822, 2000.

17) Shelly, D. R., G. C. Berzosa, H. Zhang, C. H. Thurber, and S. Ide: High-resolution subduction zone seismicity and velocity structure beneath Ibaraki Prefecture, Japan, *J. Geophys. Res.*, 111, B06311, doi:10.1029/2005JB004081, 2006.

18) Wu, F., D. Okaya, H. Sato, and N. Hirata: Interaction between two subducting plates under Tokyo and its possible effects on seismic hazards, *Geophys. Res. Lett.*, 34, L18301, doi:10.1029/2007GL030763, 2007.

19) Hasegawa, A., J. Nakajima, S. Kita, T. Okada, T. Matsuzawa, and S. H. Kirby:

Anomalous deepening of a belt of intraslab earthquakes in the Pacific slab crust under Kanto, central Japan: Possible anomalous thermal shielding, dehydration reactions, and seismicity caused by shallower cold slab material, *Geophys. Res. Lett.*, 34, L09305, doi:10.1029/2007GL029616, 2007.

20) 弘瀬冬樹・中島淳一・長谷川昭: Double-difference Tomography法による関東地方の3次元地震波速度構造およびフィリピン海プレートの形状の推定, *地震* 2, 60, 123-138, 2008.

21) Zhao, D., A. Hasegawa, and S. Horiuchi: Tomographic imaging of P and S wave velocity structure beneath northeastern Japan, *J. Geophys. Res.*, 97, 19,909– 19,928, 1992.

22) Matsubara M., N., Hirata, H., Sato, and S. Sakai: Lower crustal fluid distribution in the northeastern Japan arc revealed by high-resolution 3D seismic tomography, *Tectonophysics*, 388, 1/4, 33-45, 2004.

23) 鵜川元雄, 石田瑞穂, 松村正三, 笠原敬司: 関東・東海地域地震観測網による震源決定法について, *国立防災科学技術センター研究速報*, 1984.

24) Hori, S.: Seismic waves guided by untransformed oceanic crust subducting into the mantle: The case of the Kanto district, central Japan, *Tectonophysics*, 176, 355– 376, 1990.

25) Christensen, N. I.: Poisson's ratio and crustal seismology, *J. Geophys. Res.*, 101, 3139– 3156, 1996.

26) Christensen, N. I.: The abundance of serpentinites in the oceanic crust, *J. Geol.*, 80, 709–719, 1972.

27) Iwamori, H.: Deep subduction of H₂O and deflection of volcanic chain towards backarc near triple junction due to lower temperature, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 181, 41–46, 2000.

28) Hacker, B. R., G. A. Abers, and S. M. Peacock: Subduction factory: 1. Theoretical mineralogy, densities, seismic wave speeds, and H₂O contents, *J. Geophys. Res.*, 108 (B1) , 2029, doi:10.1029/2001JB001127, 2003.

29) Sekiguchi, S.: Three-dimensional Q structure beneath the Kanto-Tokai district, Japan, *Tectonophys.*, 195, 83-104, 1991.

30) Nakamura, R., K. Satake, S., Toda, T. Uetake, and S. Kamiya: Three-dimensional attenuation (Qs) structure beneath the Kanto district, Japan, as inferred from strong motion records, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L21304, doi:10.1029/2006GL027352, 2006.

31) Sekine, S.: Tomographic Inversion of Ground Motion Amplitudes for the 3-D Attenuation Structure beneath the Japanese Islands, *防災科学研究所研究報告*, 68, 137-174, 2005.

32) Sato H., N. Hirata, K. Koketsu, D. Okaya, S. Abe, R. Kobayashi, M. Matsubara, T. Iwasaki, T. Ito, T. Ikawa, T. Kawanaka, K. Kasahara, and S. Harder: Earthquake source fault beneath Tokyo, *Science*, 309, 462-464, 2005.

33) 山本英二, 大久保正: 地殻傾斜の連続観測で捉えた2002年10月に発生した房総半島東方沖のスロースリップ, *地震予知連絡会会報*, 69, 198-204, 2003.

34) S. Ozawa, S. Miyazaki, Y. Hatanaka, T. Imakiire, M. Kaidzu, M. Murakami, : Characteristic silent earthquakes in the eastern part of the Boso peninsula, Central Japan, Geophys. Res. Lett., 30 (6) , doi: 10.1029/2002GL016665, 2003.

(e) 学会等発表実績

学会等における口頭・ポスター発表

発表成果	発表者氏名	発表場所	発表時期	国内・外の別
高速ネットワーク網を用いた地震観測データの流通（口頭）	関根秀太郎	第7回つくばWANシンポジウム	平成20年3月	国内
トモグラフィー法で得られた関東地域の速度構造（口頭）	松原誠	東京大学地震研究所特定共同研究 (B)「首都圏における地震テクトニクス」研究集会	平成20年3月	国内
関東地方の減衰構造トモグラフィー	関根秀太郎	東京大学地震研究所特定共同研究 (B)「首都圏における地震テクトニクス」研究集会	平成20年3月	国内
マルチチャンネル反射法探査から得られた相模湾プレート境界	武田哲也	東京大学地震研究所特定共同研究 (B)「首都圏における地震テクトニクス」研究集会	平成20年3月	国内

学会誌・雑誌等における論文掲載

なし

マスコミ等における報道・掲載

報道・掲載された成果	対応者氏名	報道・掲載機関	発表時期	国内・外の別
JGN2アワード「アプリケーション賞」	小原一成・関根秀太郎	情報通信研究機構	平成20年1月	国内

(f) 特許出願，ソフトウェア開発，仕様・標準等の策定

1) 特許出願

なし

2) ソフトウェア開発

名称	機能
首都直下波形マージ処理ソフトウェア	地震研究所から転送されてきた地震波形データと既存の防災科研 Hi-net で得られているデータを統合して新たなファイルを作成するソフトウェア。

3) 仕様・標準等の策定

なし

(3) 平成 20 年度業務計画案

東京大学地震研究所に集約される中感度稠密地震観測データを防災科学技術研究所地震研究部地震観測データセンターに転送し、基盤的地震観測網データと統合的に処理を行い、本プロジェクトの研究基盤となるデータベースの維持及び保管を行う。また、昨年度の茨城県南西部の地震クラスターの詳細解析や房総沖で発生した群発地震活動の詳細活動の解析に基づき、本年度は房総沖の相似地震やスロースリップイベントの再解析によるプレート形状の推定、プレート内外のサイスマテクトニクスを解明するための高精度相対震源決定法の改良および地震クラスターへの詳細分析、高精度 3 次元地震波速度・減衰構造トモグラフィ手法を用いた予備的解析、首都圏直下の複雑な構造に対応するレシーバ関数解析等の地震波形解析に基づくプレート境界性状の予備的解析等、基盤観測網との統合処理によるプレート構造調査に向けた開発・解析を進める。