

3. 2. 3 孔井付近速度構造調査

(1) 業務の内容

(a) 業務題目 孔井付近速度構造調査

(b) 担当者

所 属	役 職	氏 名
独立行政法人防災科学技術研究所		
固体地球研究部門	主任研究員	関口 渉次
固体地球研究部門	総括主任研究員	笠原敬司
固体地球研究部門	主任研究員	堀 貞喜
固体地球研究部門	主任研究員	小原一成
固体地球研究部門	研究員	木村尚紀
固体地球研究部門	研究員	汐見勝彦
固体地球研究部門	特別研究員	関根秀太郎
固体地球研究部門	特別研究員	松原 誠
固体地球研究部門	特別研究員	林 広樹

(c) 業務の目的

地震基盤の速度構造について、既往データ（自然地震観測データ、構造調査データ）から、地下構造について初期的な結果を推定する。

(d) 5ヵ年の年次実施計画

- 1 年目：房総半島を中心とした自然地震発生様式について、防災科学技術研究所の観測データを整理するとともに、自然地震を使った地下構造の研究のまとめを行う。リアリティの高い地下構造を求めるため、自然地震データを利用して弾性波速度構造を求め、求めた地下構造（3次元）を元に自然地震の震源決定を行い、高精度な震源決定を行い、当地の地震発生の場合であるプレート構造などを明らかにする。関東平野について、既存地質資料などを取りまとめた総合的研究を推進する。
- 2 年目：神奈川県西部域を含む地域にて、自然地震データを利用して弾性波速度構造を求め、求めた地下構造（3次元）を元に自然地震の震源決定を行い、高精度な震源決定を行い、当地の地震発生の場合であるプレート構造などを明らかにし、地震発生断層モデルの精緻化に資する。また、関東平野について、既存地質資料などを取りまとめた総合的研究を推進する。
- 3 年目：関西地区地域にて、自然地震データを利用して弾性波速度構造を求め、求めた地下構造（3次元）を元に自然地震の震源決定を行い、高精度な震源決定を行い、当地の地震発生の場合であるプレート構造などを明らかにし、地震発生断層モデルの精緻化に資する。また、関東平野について、既存地質資料などを取りまとめた総合的研究を推進する。

- 4 年目：観測点密度の低い北関東地域にて、自然地震データを利用して弾性波速度構造を求め、求めた地下構造（3次元）を元に自然地震の震源決定を行い、高精度な震源決定を行い、当地の地震発生場であるプレート構造などを明らかにし、地震発生断層モデルの精緻化に資する。また、関東平野について、既存地質資料などを取りまとめた総合的研究を推進する。
- 5 年目：千葉県北西部地域にて、自然地震データを利用して弾性波速度構造を求め、求めた地下構造（3次元）を元に自然地震の震源決定を行い、高精度な震源決定を行い、当地の地震発生場であるプレート構造などを明らかにし、地震発生断層モデルの精緻化に資する。また、関東平野について、既存地質資料などを取りまとめた総合的研究を推進する。関東平野については、既存地質資料などを取りまとめた総合的研究のまとめを行う。ボーリング孔を利用し、Hi-netを整備する。

(e) 平成 15 年度業務目的

神奈川県西部域を含む地域にて、自然地震データを利用して弾性波速度構造を求める。求めた地下構造（3次元）を元に自然地震の高精度な震源決定を行い、当地の地震発生場であるプレート構造などを明らかにし、地震発生断層モデルの精緻化に資する。また、関東平野について、既存地質資料などを取りまとめた総合的研究を推進する。

速度構造や地質構造は、現在、地震調査研究推進本部によって進められている平野部の地下構造調査結果や、本研究で実施している地殻構造探査の成果と合わせ解析し、総合的な首都圏・近畿圏の速度構造モデルの構築に資する。

(2)平成 15 年度の成果

(a) 業務の要約

神奈川県西部周辺地域のフィリピン海プレートの形状、自然地震発生様式、およびトモグラフィ法による3次元地震波速度構造を得た。

(b) 業務の実施方法

防災科学技術研究所は、関東東海地域を中心に 20 年余自然地震観測を行ってきた。この観測データベースに基づき、①神奈川県西部周辺域の地震活動などから関東平野下のフィリピン海プレートの形状についてのモデルの提案や、②小繰り返し地震活動を用いたフィリピン海プレートの歪み解放様式に関する研究、および、③トモグラフィによる神奈川県周辺の3次元地震波速度構造の研究を行った。

(c) 業務の成果

1) 神奈川県西部周辺域の地震活動

関東地方の地震テクトニクスは、図 1 に示す様に、比較的低調な地殻浅部の地震活動と、極めて活発な上部マントルの地震活動とによって特徴づけられる。周知の様子、関東地方は、世界でも極めて珍しい、海溝－海溝－海溝型の三重会合点の近傍に位置しており、この地域の上部マントルにおける活発な地震活動は、太平洋プレートとフィリピン海プレートの沈み込み運動が密接に関係していると考えられている。

関東地方の地震活動は、大まかに言って、太平洋プレートの沈み込みに関連した地震活動と、その上方から地殻下部にかけて分布するフィリピン海プレートの沈み込みに関連した地震活動に分類することができる。図 2 は、北緯 35.3° ～ 35.4° の範囲における東海地方から関東地方にかけての震源分布の東西断面図であるが、関東地方下では、沈み込む太平洋プレートが、西方に傾斜する二重地震面として明瞭に識別される。また、東海地方下でも、下方に湾曲した薄い面状の震源分布として、この地域に沈み込んだフィリピン海プレートが明瞭に識別される。これに対して、関東地方下の太平洋プレートより上方の領域では、震源域が深さ方向に広がった複雑な分布をしており、単純な板状の震源分布を形成している様には見えない。関東地方下において、フィリピン海プレートの沈み込みに伴って発生する地震の震源分布が複雑に見える傾向は、プレートの進行方向に沿った北西－南東方向の断面図（図 3）で見ても同様である。従来のフィリピン海プレートのモデル（笠原、1985；Ishida、1992；野口、1998 など）が、この地域で著しく異なっているのは、こうした複雑な地震活動パターンが理由の一つになっているものと考えられる。

関東地方下で、複雑な地震活動を伴って沈み込むフィリピン海プレートは、1923 年の大正関東地震を始め、歴史上甚大な被害を引き起こしてきた大地震の発生に直接関係しており、その性状等を正確に把握することは、強震動による被害の推定にとどまらず、地震発生の予測精度を向上させるためにも極めて重要である。平成 14 年度に行った房総半島周辺域の調査に引き続き、平成 15 年度は、神奈川県西部周辺域における自然地震を中心とした解析を行って、主として関東地方南部から北部にかけて沈み込むフィリピン海プレートの形状と、地震発生様式について新たな知見を得た。以下にその概要を述べる。

自然地震のデータに基づいて、関東地方下に沈み込んだフィリピン海プレートを詳細に調査する場合、図 3 に見られる様な、太平洋プレートに関連した地震の混在が障害となる。そこでまず、太平洋プレートの沈み込みに伴って発生している地震の除去を試みた。前述した様に、太平洋プレートは、震源分布の東西断面図上で明瞭に識別できるため、関口（1994）によるグラフィックツールを用いて、地震のオンマップ選択を行った。具体的には、北緯 34° ～ 37° の範囲を 0.1° 刻みで震源分布の東西断面図を表示させ、グラフィックディスプレイ上で、マウスでクリックしながら多角形領域で囲むことにより、太平洋プレートより上方に位置する地震のみを選択した。さらに、地殻浅部で発生する地震や、伊豆半島周辺の群発地震についても除去して、最終的に、沈み込んだフィリピン海プレート内部で起きている地震のみからなるデータセットを作成した。この様にして選択された地震の震央分布を図 4 に示す。次に、得られた地震のデータに基づいて、フィリピン海プレートの進行方向に沿った、図 4 中の短冊領域におけるスラブ内地震の詳細な震源分布と発震機構解を調べた。ここでは、スペースの都合上、図 4 中の矩形領域 c-C における震源分

布図（図 5）と、矩形領域 b-B~d-D の発震機構解（P 軸及び T 軸）分布図（図 6）を用いてその特徴を述べる。

まず、震源分布の特徴であるが、図 5 に示す様に、少なくとも空間的に分離した、4 つのグループに分類できる。最も顕著なグループは、北西方向に傾斜して、比較的広範囲に分布する地震群（グループ 1）である。このグループの地震の震源域は、図 4 に示す 5 つの矩形領域で、一貫して同じ深さ分布をしており、ほぼ北東-南西方向に走向を持つ平坦な板状に分布していることが分かる。このグループの地震の発震機構解は、P 軸が震源域の傾斜方向に沿って並ぶ傾向があり、いわゆるダウンディップコンプレッション型となっている。次に、グループ 1 の地震群の下方に位置する地震群（グループ 2）も認められる。この地震群は、東京湾周辺の比較的狭い領域のみに分布している。発震機構解は T 軸が震源域の傾斜方向に沿って並ぶ傾向があり、いわゆるダウンディップテンション型となっており、グループ 1 の発震機構解とは対照的である。また、グループ 1 の震源域の上方に震源の密集する領域（グループ 3）が散在している。この地震群の発震機構解もグループ 1 とは異なっており、スラスト型が卓越する。このグループの最大の特徴は、図 7 に示す様に、初動の数秒後に顕著な後続相を伴うことである。この後続相は、Hori (1990) が示した様に、フィリピン海プレート最上部の海洋地殻中を伝播する地震波と考えられるが、図 7 に示す通り、震央位置がほぼ同じでも、グループ 1 の地震では全く観測されない。図 8 は、Sekiguchi (2003) によって得られた地震波速度構造から、図 4 の矩形領域 c-C の部分を表したものであるが、グループ 1 の地震が高速度異常域、グループ 3 の地震が低速度異常域に一致していることが分かる。以上から、グループ 1 の地震とグループ 3 の地震は、それぞれ、フィリピン海プレートのスラブマントルと海洋地殻で発生していることが分かる。これらの地震群の他に、図 5 では、南東部（房総半島南部周辺域）で、深さ方向に広がった震源域を持つ地震群（グループ 4）も認められるが、これについては、現時点では、系統的な特徴が抽出できておらず、今後の検討課題となっている。

今回の調査研究で明らかとなった、関東地方におけるサイスミシティの特徴で、最も重要なことは、フィリピン海プレートの沈み込みに伴って発生する地震の震源が、東海地方と大きく異なって、海洋地殻中だけでなく、むしろ主要な震源域がスラブマントル内に位置しているということである。フィリピン海プレート内の地震発生域の違いについては、Seno et al. (2001) や Seno and Yamasaki (2003) が、スラブ内の脱水脆性モデルと関連した詳細な議論を行っているが、少なくとも、震源分布からスラブの形状を議論する場合、着目する地震がスラブマントル内の地震（グループ 1）なのか、それとも海洋地殻内の地震（グループ 3）なのかということについて、細心の注意を払う必要がある。両者を混同すると、見かけ上、不自然な変形を伴ったスラブモデルを構築してしまう恐れも否定できない。例えば Ishida (1992) に見られる様な、関東地方中央部において下方へ湾曲した形状を持つスラブのモデルについては、この観点から再考の余地があると言えよう。

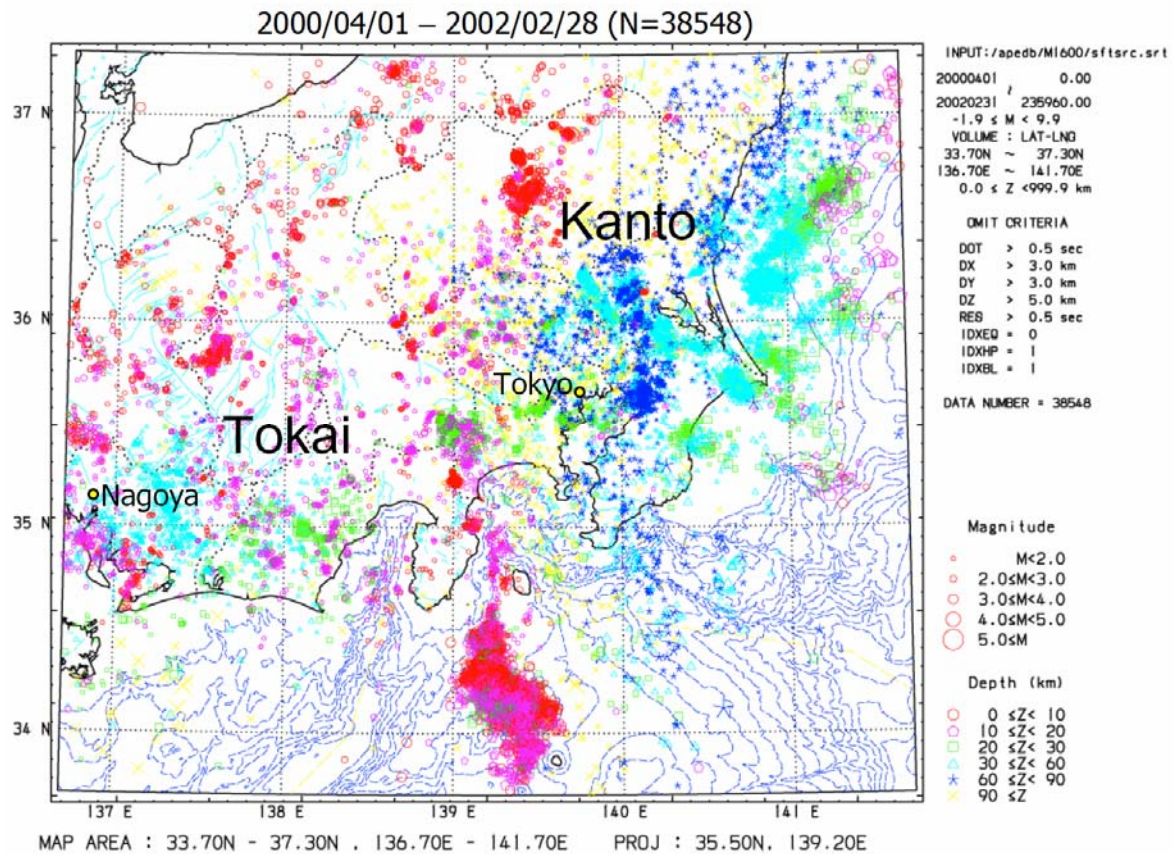


図1 関東・東海地域の震央分布。赤いシンボルは浅い地震を、青いシンボルは深い地震を表す。

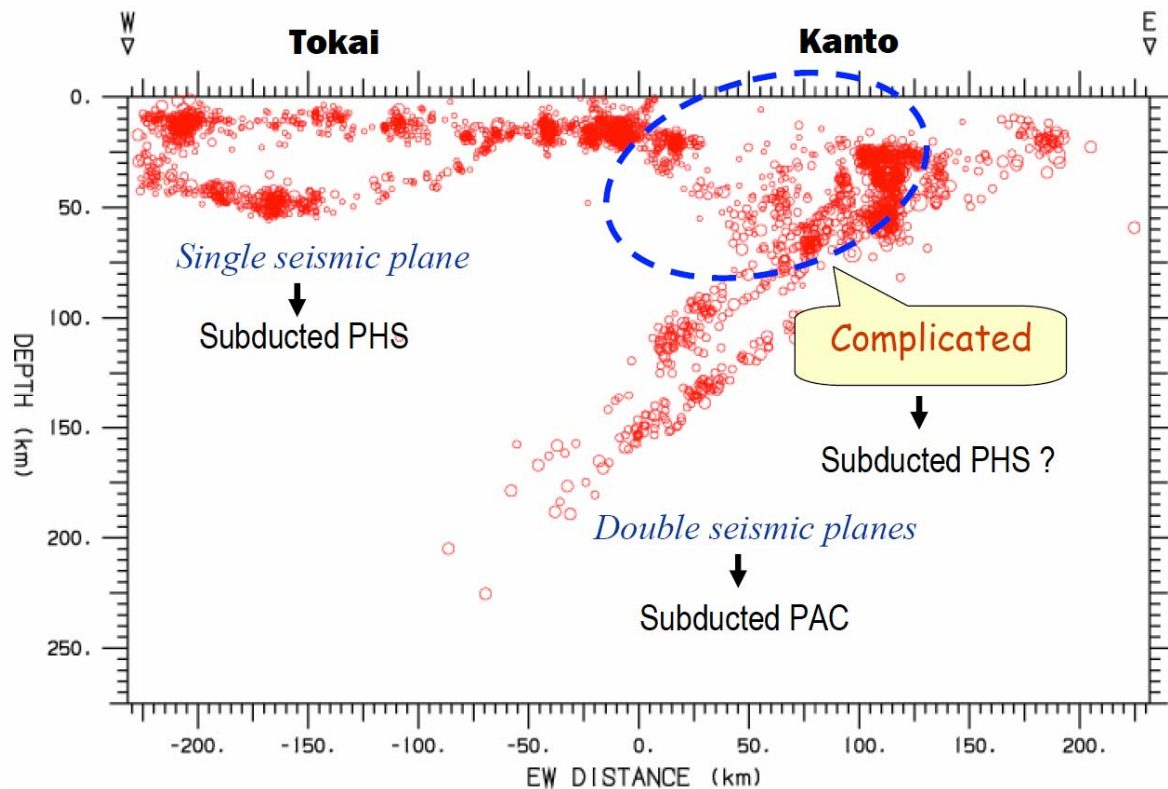


図2 北緯 35.3° ~ 35.4° の範囲における震源分布の東西断面図。

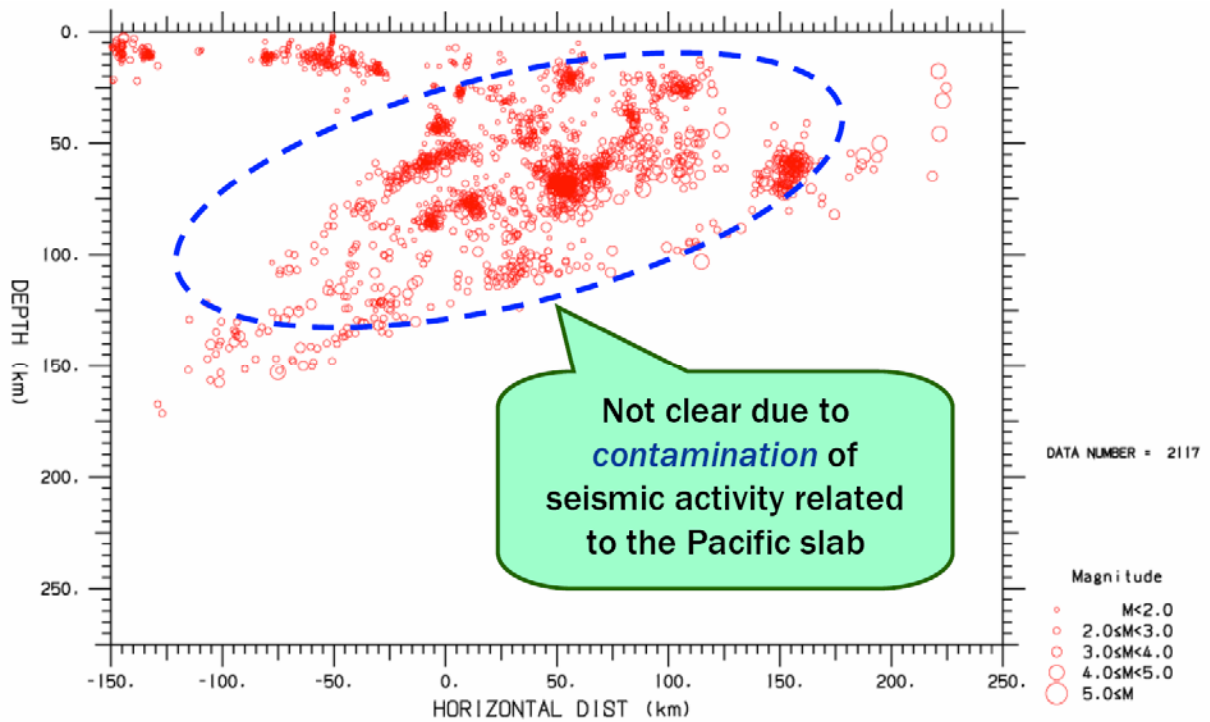


図3 東京湾北東部を含む北西－南東方向の矩形領域における震源分布の断面図。図の左側が北西方向、右側が南東方向を表す。

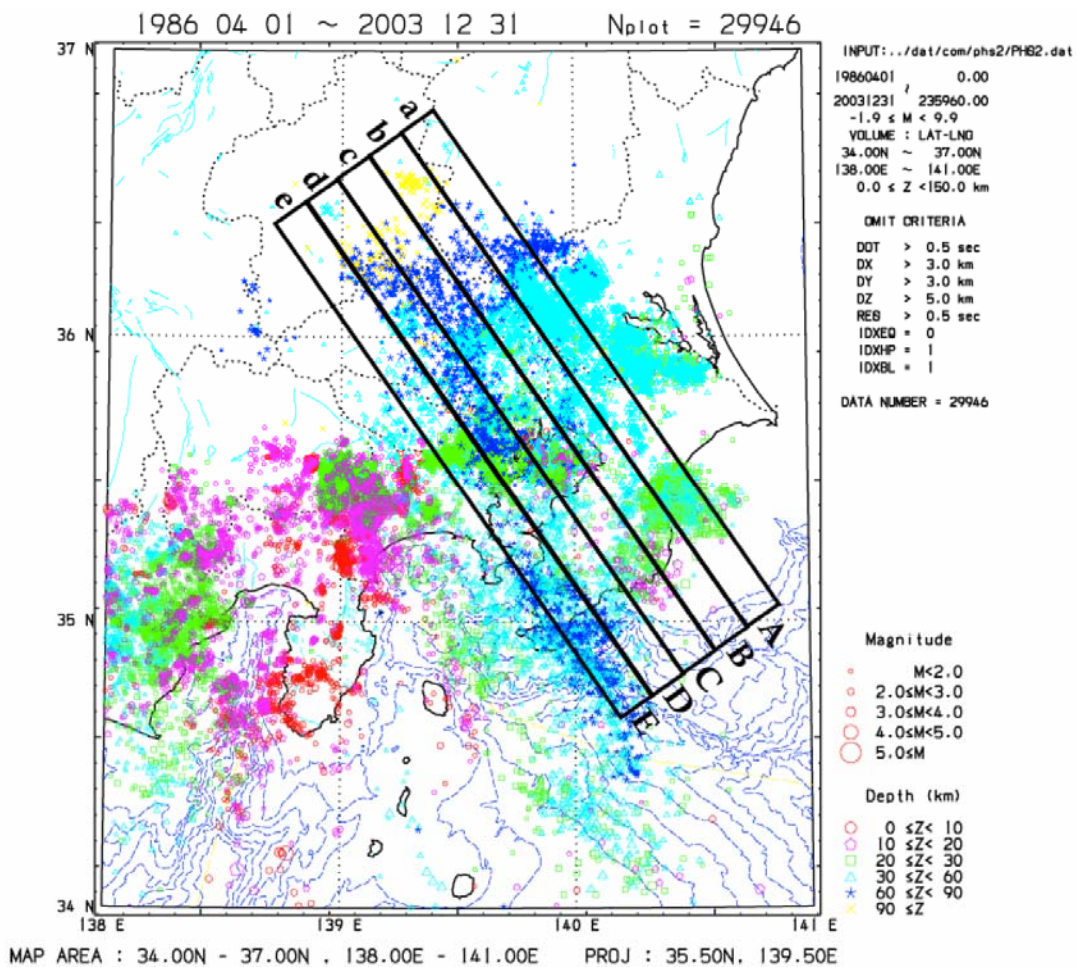


図4 フィリピン海プレート内部で発生する地震の震央分布図。

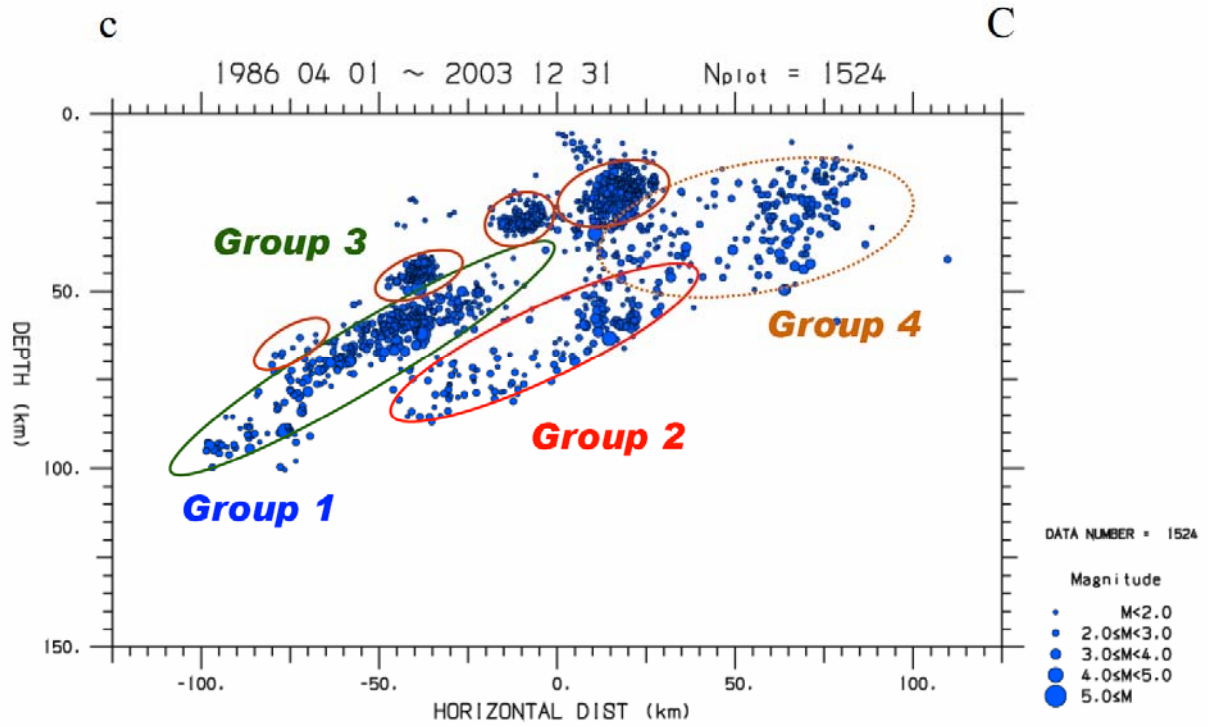


図5 図4の矩形領域 cC 内の震源分布の断面図。

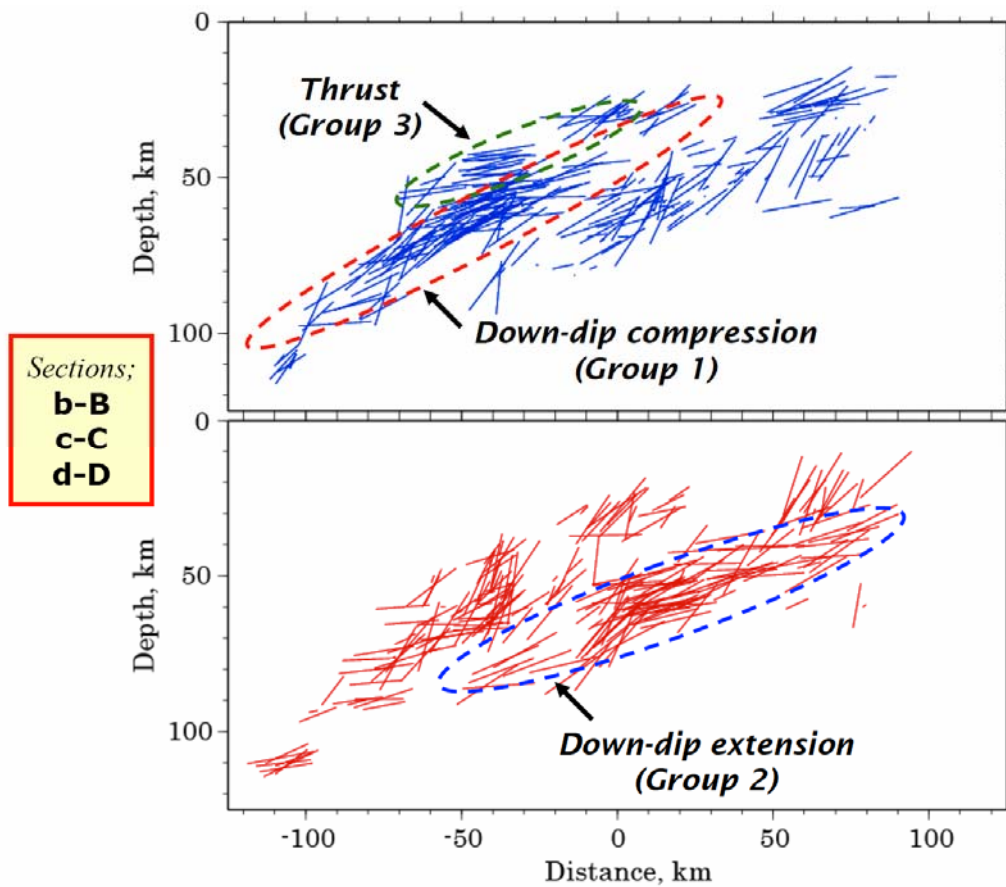


図6 図4の矩形領域 bB~dD 内の P 軸と T 軸分布の断面図。

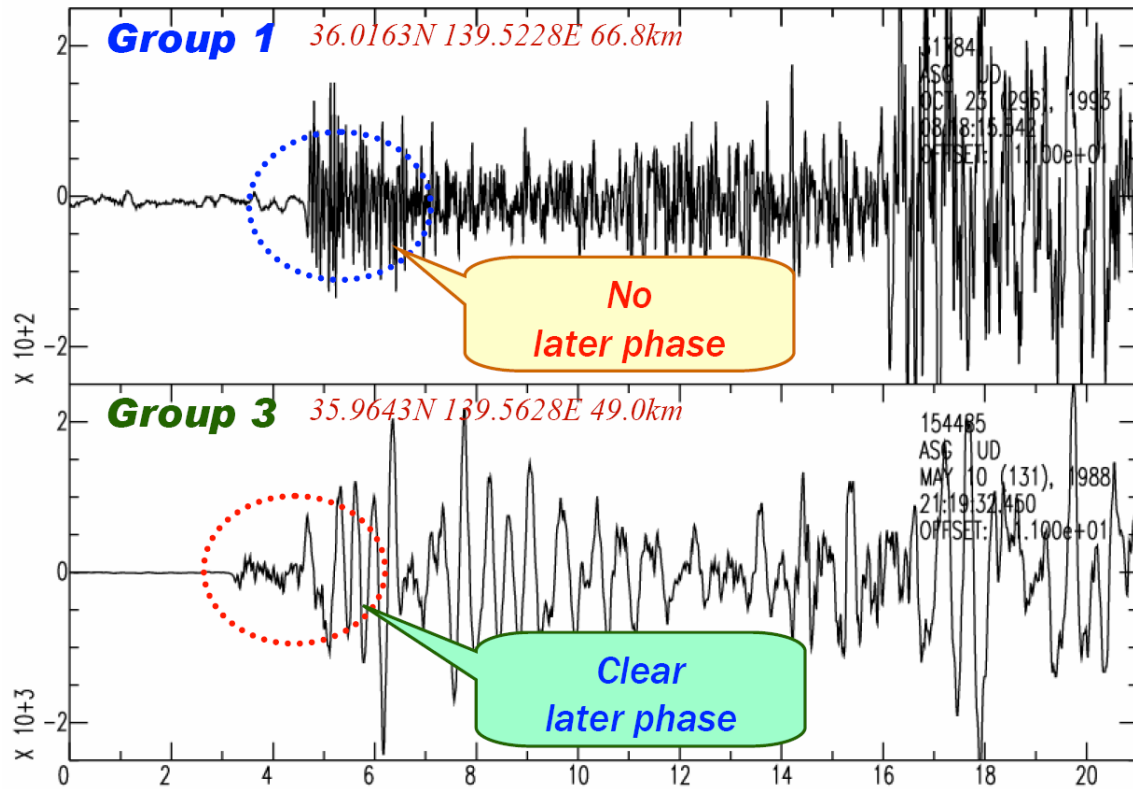


図7 グループ1の地震とグループ3の地震の、南足柄観測点における地震波形記録。

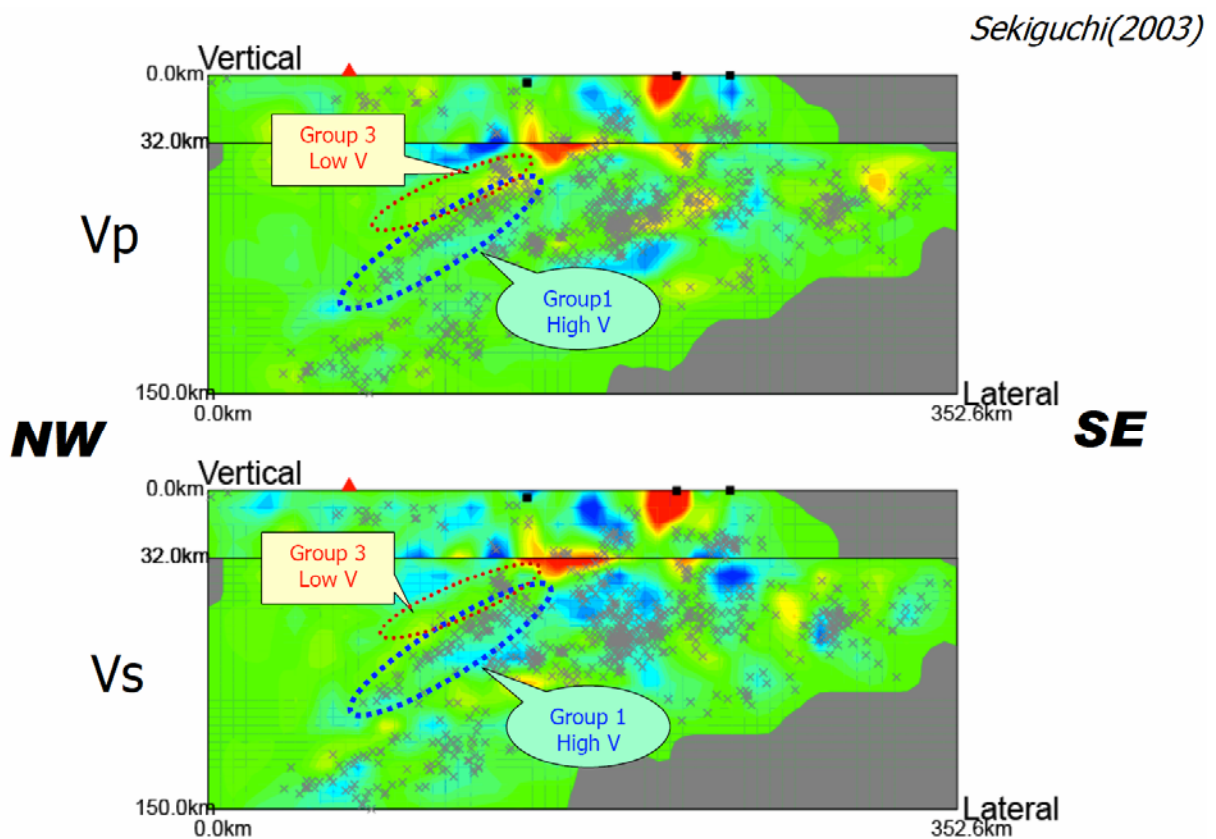


図8 図4の矩形領域c-Cにおける地震波速度構造の断面図。

2) 房総半島沖の小繰り返し地震活動

a) はじめに

関東地方は、世界にも極めて稀な海溝－海溝－海溝型の3重会合点の近傍に位置し、相模トラフより沈み込むフィリピン海プレート及び日本海溝から沈み込む太平洋プレートの2つの海洋性プレートが複雑に相互作用し、日本でも特に地震活動の活発な領域となっている。関東地方は厚い堆積層に覆われ、また首都圏であることから人工的なノイズが極めて強く地震活動の観測には極めて不利な領域であった。しかし、防災科研による深層地震観測施設を初めとした微小地震観測網の整備により高精度な震源データが得られるようになり、詳細なプレートモデルが構築されている(笠原、1985; Ishida、1992; 堀、1997; 野口、1998など)。その結果、同地域の地震活動は前述の2つの海洋性プレートと陸側プレート間のプレート境界、およびスラブ内部で発生する活動に分類されることが明らかとなった。その活動はプレート構造の複雑さを反映して、地殻内部から上部マントルの深さにいたるまで様々な深度で発生し、活発な地震クラスターが3次元的に複雑に分布する。南関東地域に位置する房総半島周辺もまた、このようなテクトニックセッティングの支配下にあり、その地震活動は複雑かつ活発である。

房総半島周辺で過去25年間に発生した最大の地震は千葉県東方沖地震(1987/12/17 11:08(JST) Mjma6.7)である。震源の深さは関東東海観測網では47.3kmで、メカニズム解は北西－南東方向に圧縮軸を有する横ずれ断層型に求められた。本震発生後24時間以内に発生した余震は、ほぼ垂直な北北西－南南東方向の平面上に分布した。これらのことから、房総半島直下に位置するフィリピン海プレートのスラブ内部で発生した、プレートを北北西－南南東方向にほぼ垂直に破断する右横ずれ型の活動であったと考えられている(Okada and Kasahara, 1990)。

房総半島勝浦沖およびその周辺では、過去に繰り返し群発地震活動が発生してきた(木村、2003等)。群発地震活動と同期して勝浦観測点(KTU)において2日間の継続期間をもつ約0.5 μ rad.の北西下がりの傾斜変動が観測され、10 km四方の断層面に50 cmのすべりを与えたスロースリップで説明されることが見出された(岡田、1996)。傾斜変動を伴った群発地震活動は過去にも活動し、1983年、1990年、1996年および2002年と、ほぼ6～7年周期で発生してきたことが明らかとなった(山本・大久保、2003)。

このうち、1996年、2002年の活動では国土地理院による連続GPS観測によって詳細な地殻変動が観測され、Ozawa et al.(2003)によりフィリピン海プレート上面におけるスロースリップイベントの詳細なすべりの時空間分布が求められている。その結果、プレート境界におけるすべり量の大きな領域は房総半島の南東沖に位置し、すべり量は最大で15 cmと求められた。解放されたサイスミックモーメントは総計でMw6.6相当と求められている。1996年の活動のすべり分布も求められ、その結果両者はほぼ一致することが明らかとなり、同領域ではスロースリップイベントがプレート境界でしばしば見出される固有地震のように繰り返し発生するというモデルが提案された。

プレート境界上に微小なアスペリティが孤立して存在しているとすると、このアスペリティ上でプレート運動に伴って歪みが蓄積し地震が繰り返し発生することが予想される。

この地震は、同一の場所で同一のメカニズムで発生するため、観測される波形は相似性が極めて高くなることが期待される。このような高い相似性を示す地震活動が、サンアンドレアス断層沿いで発見され(Nadeau and McEvilly, 1997)、ついで東北日本のプレート沈み込み帯でも検出された(Igarashi et al., 2003)。 Igarashi et al.(2003)は小固有地震のモーメントとすべり量に関する回帰式(Nadeau and Johnson, 1998)を用いて平均滑り速度の空間分布を求めた結果、GPSデータから推定されたバックスリップ分布と調和的であることを示した。また、観測された小繰り返し地震はほぼ一定の間隔で非常に規則的に発生することが示されている。

微小なアスペリティの周囲の安定すべり領域において、プレートすべりが加速されると歪みの蓄積が加速され発生間隔が短くなると考えられる。Uchida et al.(2003)は小繰り返し地震を用いて東北日本沈み込み帯におけるプレートすべりの時空間分布を求めた。その結果、1993年三陸はるか沖地震発生後に、その大すべり域の浅部と深部延長ですべりの加速が発生したことが示された。このように、小繰り返し地震を用いることによって陸上のGPS観測点では解像度の低い海域やGPSデータの得られていない期間・領域のすべりの時空間分布を推定できる可能性がある。

我々は、前年度に引き続き房総半島周辺の地殻構造・地震活動の発生様式を解明するため、房総半島沖におけるすべり分布を明らかにする目的で小繰り返し地震の探索を行った。

b) データ・手法

同一のアスペリティ上で地震が同一のメカニズムで繰り返し発生した場合、観測される地震波形は相似になることが期待される。Igarashi et al.(2003)を参考に、相似波形解析により小繰り返し地震の探索を行った。解析には防災科学技術研究所・関東東海観測網による波形データを用いた。解析期間は1979年7月から2003年3月とし、検知能力の下限であるM2.0以上の震源を対象とした。1996年以降、中深層観測点が整備され、検知能力が向上したため、1996年以降はM1.7以上の地震を対象とした。解析対象の地震は総計で約3500イベントとなった。これらの震源データから、震源決定誤差を考慮して水平方向に10 km以内、垂直方向に20 km以内に位置する地震のペアを抽出した。1986年以前は、観測点数がそれ以降に比べて少なく震源決定誤差も大きいため、ペアを抽出する範囲をこの2倍に設定した。これらの地震のペアに対して、各観測点毎に観測波形の相互相関係数を計算した。観測波形には1-20 Hzのバンドパスフィルターを施した。タイムウィンドウはP波到着の2秒前からS波到着後5秒までとした。相互相関係数が0.95以上となる観測点が複数存在するペアを小繰り返し地震のペアとした。

次に、これらの小繰り返し地震のグループ分けを行った。グループ分けには、あるペアが同一の地震を共有していた場合、これらのペアを同一のグループとみなす作業を繰り返し行った。このようにして、最終的に111個の小繰り返し地震を含む45個のグループが得られた。

c) 結果

i) 小繰り返し地震活動にみられるピーク

図9に得られた小繰り返し地震の震央分布と南北断面図を示す。また、小繰り返し地震に対してF-netにより決定されているすべてのモーメントテンソル解(福山他, 1998)をあわせて示した。小繰り返し地震は、深さ20~30 kmのほぼ水平な面内に分布し、モーメントテンソル解はすべて北北西-南南東方向に圧縮軸を有するスラスト型の解であることがわかる。これらの事実から、小繰り返し地震はフィリピン海プレート上面のプレート境界で発生していると考えられ、プレート境界上のアスペリティで繰り返し発生するというモデルと調和的である。

小繰り返し地震を含め

たすべての地震と小繰り返し地震の30日毎の発生頻度を図10に示す。前述の傾斜変動を伴った群発地震活動の時期を赤矢印で示している。1987年に見られる最大のピーク(黒矢印)は、千葉県東方沖地震に伴う余震活動によるものである。このピークを除いた最も活発な4つのピークが傾斜変動を伴った群発地震活動に対応することがわかる。これらの時期には、1996年の活動を除いて小繰り返し地震活動にも明瞭なピークが認められる。

これらのピークを含んだ期間毎の震央分布を図11に示す。同図には小繰り返し地震(○)およびその他の地震(+)を示している。シンボルのカラーは、そのイベントの発震時刻と群発地震活動の開始時刻との時間差を表す(凡例参照)。1987年の分布(図11(a))と傾斜変動を伴った群発地震活動時の分布(図11(b))を分けて示した。これらの図から、1987年の期間では、小繰り返し地震は他の4つの期間と近接している場合もあるが、その他の地震の分布は大きく異なることがわかる。このような相違は、1987年の活動がプレート内部で発生した1987年千葉県東方沖地震に伴う余震活動であることに起因するものと考えられ、他の4つの活動は別の要因で発生したものと推測される。

これに対して、図11(b)に示した期間に共通する点として、小繰り返し地震およびその他の地震は、勝浦沖の海域および九十九里浜南部から勝浦周辺に至る内陸部という2つの領

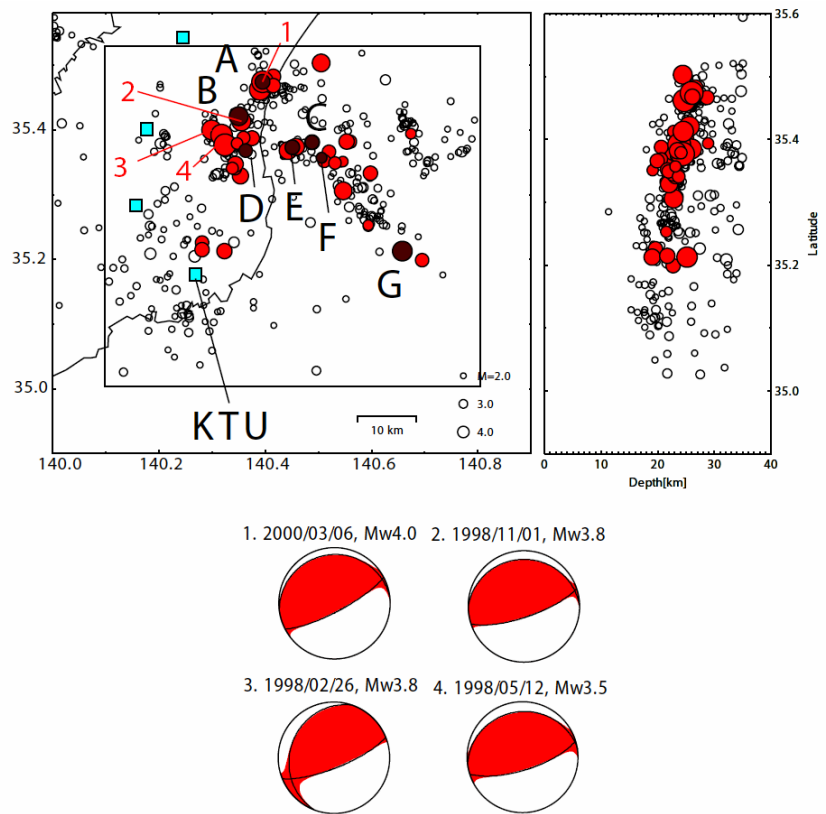


図9 房総半島周辺の深さ40km以浅の小繰り返し地震(●)およびその他の地震(○)の震央分布(左上)、南北断面図(右上)およびF-netによるモーメントテンソル解(下)。震央分布図に勝浦観測点(KTU)の位置およびモーメントテンソル解を示した小繰り返し地震1-4を示す。また、図14で積算滑り分布を示した小繰り返し地震A-Gをあわせて示す。

域に限定して分布する特徴が認められる。これら4つの期間における分布域は、互いに重なっており大きくは異なっていない。1996年の活動は他と比較して地震発生数が少なく小規模だが、その分布は他の期間における分布域に含まれている。その他細かな相違として、1983年の活動では内陸部で、1990年の活動では北東部で、2002年の活動では東部で小繰り返し地震の発生数が多いといった点が上げられる。

ii) 小繰り返し地震から推定されるスロースリップイベントの発生

これらの小繰り返し地震のピークが引き起こされる原因として、以下のような説明が可能であろう。まず、小繰り返し地震を起こすアスペリティの周囲の安定すべり領域でプレートすべりが加速されると、アスペリティでの歪みも増大する。ここで、アスペリティではプレート運動によってほぼ一定の比率で歪みが増大していくと考えられる。蓄積された歪みがアスペリティでささえられる歪みの上限に近い場合には、微小な歪みの増大によっても破壊が起こり

えるが、蓄積された歪みが大きくない場合には、破壊は起こらないと考えられる。このため、プレートすべりの加速によって付加された歪みの量が大きいほどより多くのアスペリティで破壊が起こることが期待される。従って、小繰り返し地震の頻度分布に見られるピークは、広範囲にわたってある程度の規模のプレートすべりの加速の発生によると考えられ、それ以外の原因では説明できない。

次に、このようなプレートすべりの原因について、①大地震の発生によるプレートすべりの加速、②大地震の余効変動、③火山活動に伴う顕著な地殻変動、④非地震性すべり等の可能性が挙げられる。以下、図11に示した期間毎に検討していきたい。

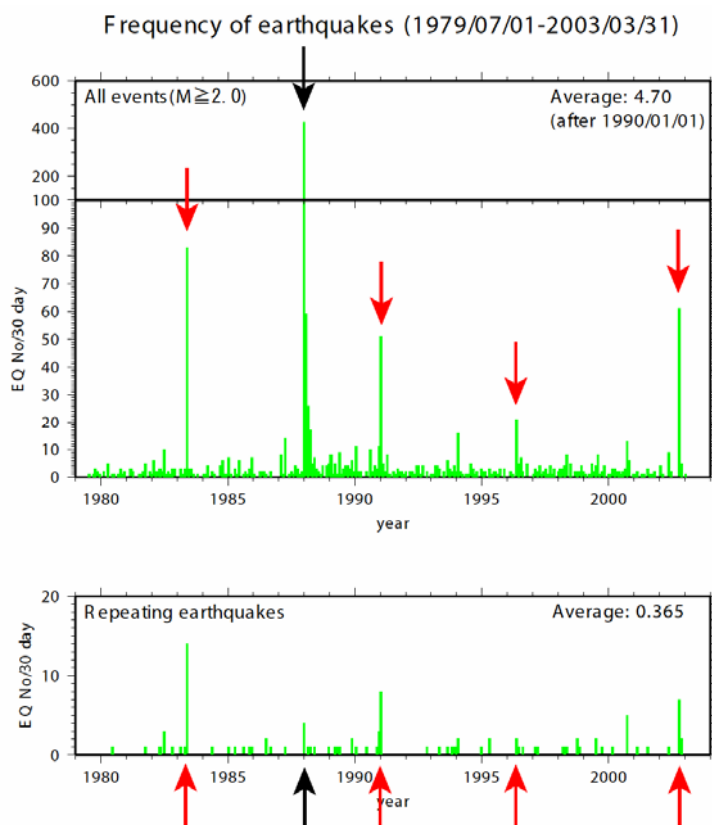


図10 図9の矩形領域におけるすべての地震（上）および小繰り返し地震（下）の30日ごとの頻度分布

1987年のピーク時の小繰り返し地震の広がり
 水平方向に約10 kmであり、小繰り返し地震の分布
 と余震分布が重なること、本震の規模がM7クラスで
 あることを考えるとまず第一に①あるいは②の可能
 性が考えられる。余震分布から地震断層のサイズは
 20~30 kmと推定されている(Okada and Kasahara,
 1990)が、このサイズと比較して小繰り返し地震の
 活動は断層面近傍に限られており、大規模な余効変
 動は発生していないと考えられる。このことから、①
 が妥当と思われる。ここで、小繰り返し地震はすべて
 断層面の西側に分布しているが、本震のメカニズム
 は前述のように右横ずれのストライクスリップ型であり、
 フィリピン海プレートの運動方向が北北西方向である
 ことから、本震の発生によって断層面の西側ではプレ
 ート滑りの加速が発生すると考えられる。このように、
 小繰り返し地震の分布も①で説明可能である。

次に、他の4つのピークについて検討する。これら
 の4つの全期間を通して最

大の地震は1983年の活動の際に発生したM5.1のイ
 ベントだが、小繰り返し地震の分布は水平方向に約
 30 kmに及んでおりこのイベントによるプレートすべ
 りの加速が原因とは考えにくい。また、本震の最大
 サイズがM5クラスであることから、②についても同
 様である。③については、各ピークの期間内には顕
 著な火山活動は見られなかったことから、この可

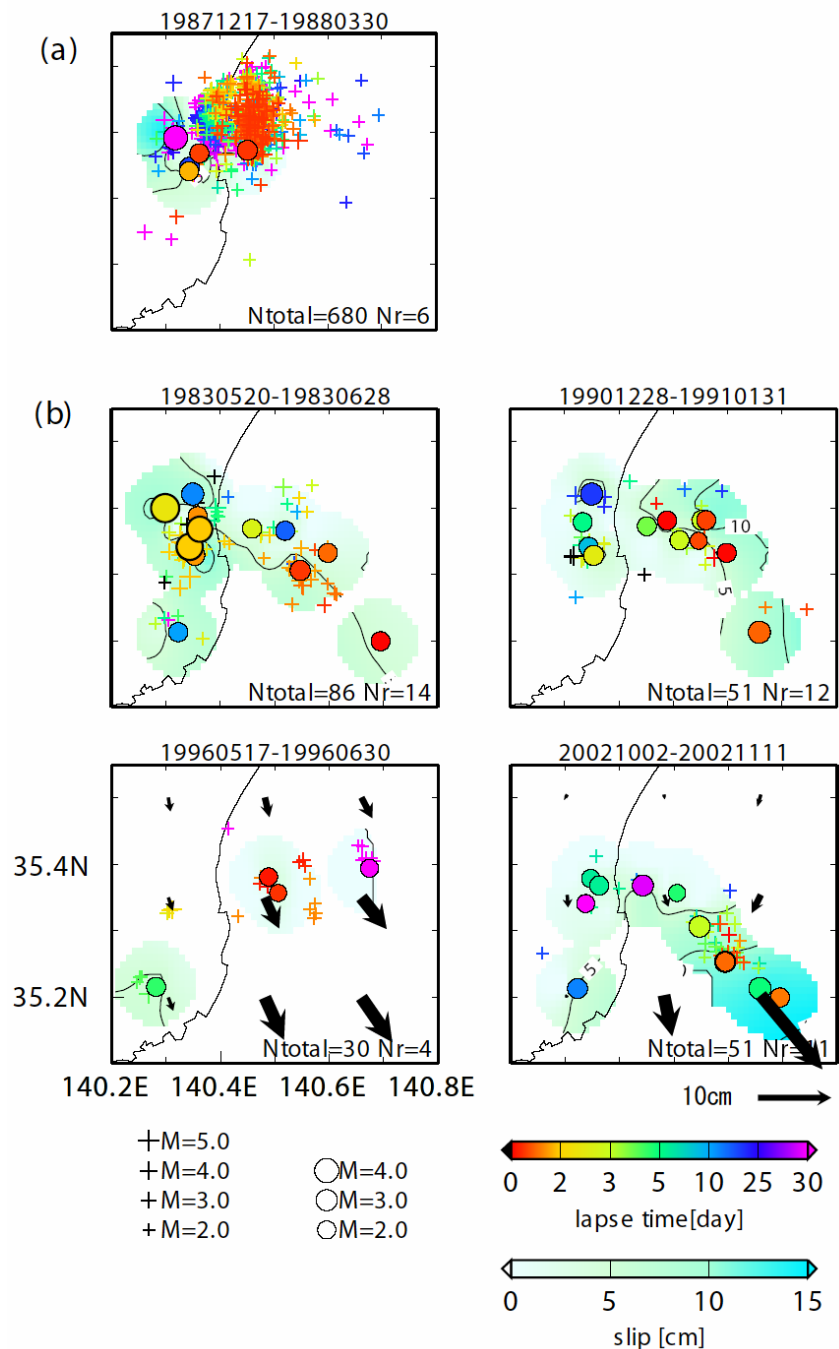


図 11 図 10 で示したピークを含む期間の小繰り返し地震 (●) および
 その他の地震 (+) の震央分布、小繰り返し地震の発震時刻、小繰
 り返し地震から求められたプレートすべり分布 1996 年および
 2002 年の分布には Ozawa et al.(2003)によるプレートすべり推定
 結果をあわせて示す。

能性も排除される。従って、④の非地震性すべりによるプレートすべりと考えることが最も適切である。後述するように、各ピークにおける群発地震活動、小繰り返し地震の活動はおおむね10日~1ヶ月継続しており、この活動期間の長さも非地震性のすべりに起因するとする考察と調和的である。

iii) 小繰り返し地震から推定されるスロースリップイベントのすべり分布

次に、小繰り返し地震の発生頻度に見られるピークが非地震性すべりによるものとして、各非地震性すべりの概要について調べてみる。前述の図11において、背景のカラーパターンは小繰り返し地震から推定されたプレートすべり分布を示している。プレートすべりの推定にはNadeau and Johnson(1998)による回帰式を用いた。後述するように、少なくとも同領域においては彼らの回帰式は成立すると考えられる。この回帰式より小繰り返し地震毎のすべり量を求めることができるが、ここで、彼らの回帰式から求められるすべり量は前回の小繰り返し地震の発生時からのすべりの積算であり、対象とする非地震性すべりによるプレートすべりとは必ずしも等しくないことに注意する必要がある。このような問題を解決するため、例えば Uchida et al.(2003)は個々のアスペリティにおける積算すべりを重合・平均した後、すべり速度を求めるという手法を用いた。この手法を導入するためには、小繰り返し地震から推定した積算すべりの時間分解能が対象とする現象の発生間隔に対して十分短いことが必要である。しかし、今回のケースではフィリピン海プレートのすべり速度から期待される小繰り返し地震の発生間隔と非地震性すべりの発生間隔がほぼ等しくなるために、この条件は成立しない。そこで、下記のようにすべり量を推定した。前述したように、付加されたプレートすべりが大きいほどより多くのアスペリティで小繰り返し地震が発生すると考えられる。そのため、アスペリティの活動が互いに独立であり、ある時点で個々のアスペリティにおける蓄積歪みの分布がランダムだとすると、ある領域においてアスペリティの総数とある期間に発生した小繰り返し地震の総数との比はその期間におけるプレートすべりの積算に比例すると考えられる。以上のような考察から、①個々のアスペリティにおけるプレートすべりをNadeau and Johnson(1998)の回帰式より計算、②対象期間中に小繰り返し地震の発生しなかったアスペリティにおけるプレートすべりは0と設定、③以上のデータについて、0.1度×0.1度のウィンドウを設定し移動平均を計算、④ウィンドウ内にアスペリティが複数含まれるデータを採用、としてプレートすべり分布を求めた。

以上のようにして求められたすべり分布を他のデータと比較したい。1996年と2002年のイベントについて Ozawa et al.(2003)によるGPSデータから推定されたすべり分布をあわせて示している。両者を比較すると、2002年のイベントについて東端で10 cmを越えるプレートすべりが、内陸部では5 cm以下のプレートすべりが求められており3-4 cm程度の相違を伴いつつおおむね一致していることがわかる。このことから、同領域に置いては以上の手法でプレートすべりをある程度推定可能であるといえる。

過去25年間に発生したスロースリップイベントのすべり分布を比較すると、勝浦東方沖および勝浦周辺の内陸部のプレートすべり分布について以下のような特徴が認められる。①最大のプレートすべりは2002年のイベントの際の15cmのすべりである。②すべりの大

きかった領域は、1983年では内陸部、1990年では北東部、2002年では東部と、毎回異なる。③小繰り返し地震の活動は、共通して海域から始まっている。②について、1996年のイベントの際は、プレートすべりは全体に小さかった。プレートすべりの大きな領域は、前述の通り小繰り返し地震の発生数が多い領域と重複しており、プレートすべり推定手法の妥当性を示している。③について、小繰り返し地震の活動は共通して海域から開始し内陸に移動していく様子が見てとれ、その他の地震も同様の傾向を示すようである。小繰り返し地震の時系列については次節でより詳しく述べる。

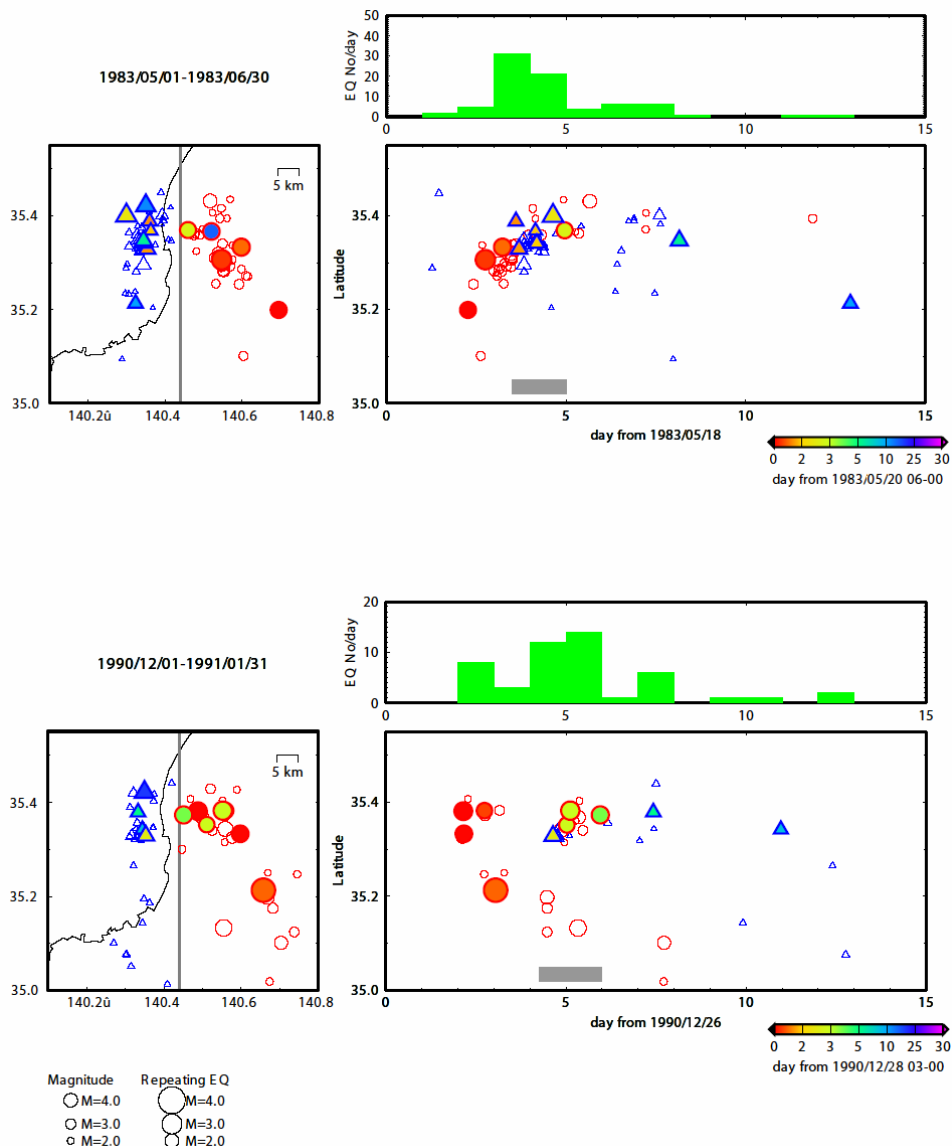


図 12 スロースリップイベント発生時の小繰り返し地震（●、▲）およびその他の地震（○、△）の震央分布、南北方向の時系列および日別頻度分布 内陸部および海域のイベントをそれぞれ△および○で示す。小繰り返し地震の発震時刻と群発地震活動開始時刻との時間差をシンボルのカラーで示す。群発地震活動開始時刻およびカラーパターンは図 11 と同じ。山本・大久保(2003)による傾斜変動および Ozawa et al.(2003)による水平地殻変動が観測された期間をそれぞれグレーの太線および薄青色の太線で示す。（続く）

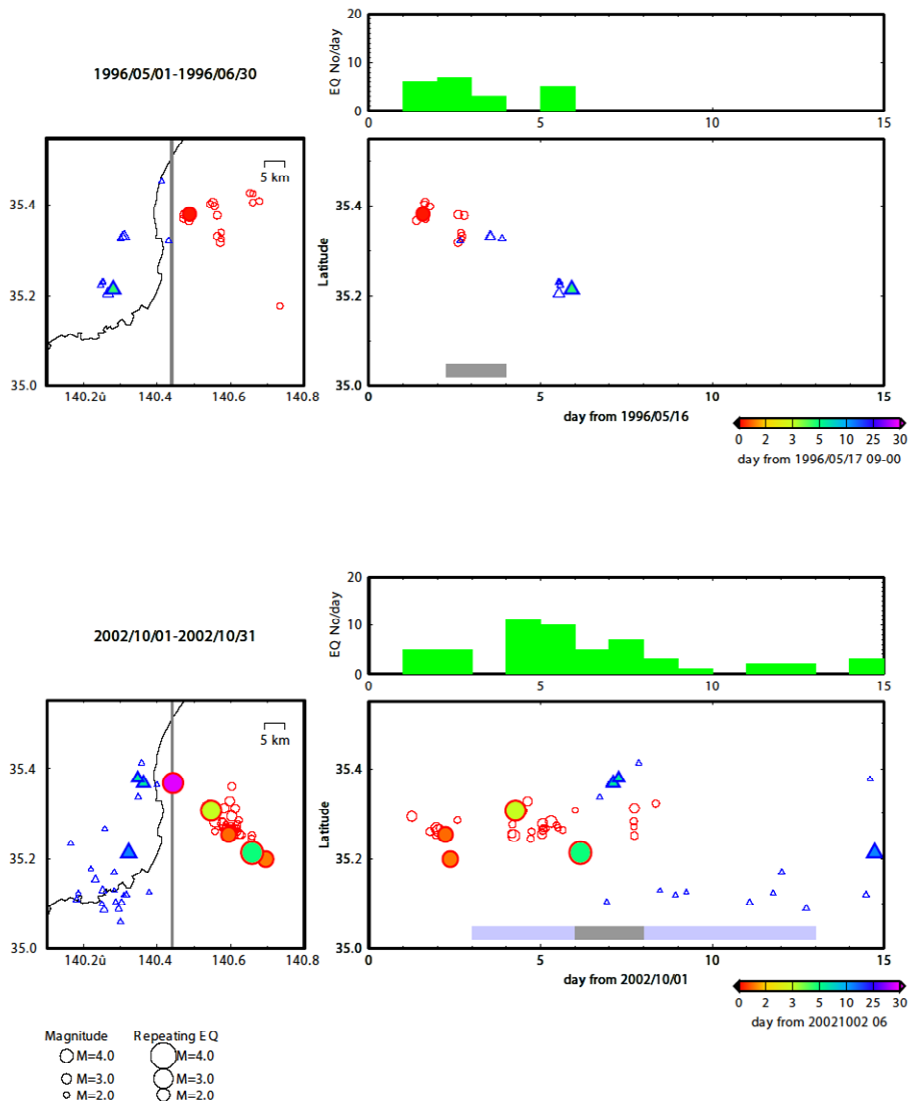


図 12 (続き)

iv) スロースリップイベント発生時の小繰り返し地震の時系列

図12に、個々のスロースリップイベントの際の通常地震および小繰り返し地震の震央分布、時系列、日別頻度分布を示す。震源は内陸部および海域でそれぞれ南北に分布するため、図の見やすさを考慮して両者でシンボル及びカラーを変えた。また、小繰り返し地震については図11同様発震時刻の群発地震活動開始時刻との時間差をシンボルのカラーで示している。群発地震活動の開始時刻およびカラーパターンは図11と同様である。また、山本・大久保(2003)で報告されている勝浦観測点(KTU, 図9参照)において顕著な傾斜変動が観測された期間をグレーの太線で示している。

この図から以下のような特徴が見て取れる。①いずれの場合でも地震活動が傾斜変動に1~5日先行②小繰り返し地震は群発地震活動の初期から発生。③震源分布に明瞭な移動性が認められる。④内陸部で地震活動が発生した時刻と傾斜変動の開始時刻はほぼ同時。⑤

群発地震活動は共通して海域から開始。

①から、傾斜変動の原因となったプレート滑りは群発地震発生後に発生したと考えられる。②から、群発地震活動の初期からプレート滑りが発生していたと推測される。③の群発地震活動領域の移動の際に、小繰り返し地震の活動域も同様に移動していることから、プレート滑りの分布も時間的に変化していったと考えられる。以上の事実から、スロースリップによるプレート滑りと群発地震活動はほぼ同時に開始し、初期の段階では小規模なプレート滑りを起こしつつ滑り領域が移動し、滑り領域が内陸部に達した時期に傾斜変動が観測されたものと考えられる。⑤について、さらに詳細に調べてみると、共通して海域のクラスターから群発地震活動が開始しているが、開始領域はイベント毎に海域のクラスターの北部(1983、1996)、中央部(2002)あるいは南部(1990)からといった相違が認められる。群発地震活動の移動方向は、どのイベントでも海域から内陸部へ向かう方向となっている。さらに、海域のクラスターのみに着目すると、開始地点が北部の場合には北→南方向、中央部の場合は南北方向、南部の場合は南→北方向の移動性が認められる。活動の開始地点は毎回異なっているが、前述の大すべり域と近接しており、何らかの関連性が示唆される。

次に、Ozawa et al.(2003)によりGPSデータより推測されたプレート滑りの時空間分布との比較を試みたい。2002年のイベントについて、房総半島南部で顕著な水平地殻変動が観測された期間(2002/10/04-10/14)を薄青色で示した。この期間は、顕著なプレート滑りが起こったと推定される期間にも相当する。顕著な水平地殻変動は、群発地震活動より2日遅れて始まり、傾斜変動に3日先行したことがわかる。傾斜変動と水平地殻変動の時間差は、水平地殻変動が主要なプレートすべりを捉えていることに対して傾斜観測はより微小な変換に敏感であり観測点近傍でのプレートすべり分布を反映しているのかもしれない。Ozawa et al.(2003)によると2002年のイベントでは10月4日以前にも小規模なプレート滑りが推定されている。この先行期間における震源分布はこの小規模なプレートすべり領域と近接している。小繰り返し地震活動が内陸部にも伝播し大規模な活動が始まった時刻と群発地震活動の開始時刻との差は、1983、1990および1996年のイベントでは1-2日だが、2002年は5日と他より長い。先行期間におけるプレートすべりはスロースリップ本体に対するプレスリップに相当するとも考えられるが、この時間差が2002年以外の活動では短いことから毎回このようなプレートすべりが起きていたか否か明らかではない。この先行期間における震源分布は細かく見るとそれまでの地震活動域とは重ならないことから、次のような可能性も考えられる。すなわち、房総半島沖にはスロースリップの主要な滑り領域とは独立に小規模なアスペリティが存在し、2002年のみプレート滑りが発生した可能性である。前述したように、2002年の同領域のプレートすべりは過去25年間で最大だったことからこの仮説が支持される。この仮説を検証するためには、今後より詳細な解析が必要であろう。

v) アスペリティ毎の小繰り返し地震とスロースリップイベントとの関連

前述したように、過去4回のスロースリップイベントにおける小繰り返し地震の分布は互いに重複しているように見えるため、より詳細に検討を行った。図13に図9にA-Gで示した小繰り返し地震の積算すべりを示す。プレートすべりの推定には前述の回帰式を用いた。この図における階段状の実線が個々のアスペリティにおける積算すべりを表しており、実践の縦のラインが小繰り返し地震のグループ内の個々のイベントに対応する。階段の傾きはその期間の平均的なプレートすべり速度に対応する。この図より、グループDおよびEをのぞいてほぼ一定の間隔で小繰り返し地震が発生したことがわかる。グループA-Cの平均プレートすべり速度はグローバルなプレート運動モデルから推定される値2.9 cm/y(Seno et al., 1993; Seno et al., 1996)とほぼ等しく、この領域においてNadeau and Johnson(1998)による回帰式がほぼ成り立つことがわかる。

ほぼ一定の間隔で活動するグループA~Cに対して、グループDおよびE

では1987年にプレートすべりの加速が見られる。これは、前述の千葉県東方沖地震の余震の活動期間に対応する。同図に、スロースリップイベントの発生時期を重ねて示す。すると、小繰り返し地震の一部はスロースリップイベントと同期していることがわかる。同期の度合いは、グループAでは皆無なのに対し、グループFおよびGでは100%で、グループBからEではその中間である。このことから、過去4回のスロースリップイベントの際にプレートすべりが発生した領域と一度も発生しなかった領域とが存在することが示唆される。

同期の度合い(correspondence degree)の分布をより詳細に調べるため、下記のような解析を行った。(1)あるアスペリティにおける"同期の度合い"をそのアスペリティでスロースリップの際に解放されたサイスミックモーメントと解析期間中に解放されたサイスミックモーメントの和との比として計算(2)個々のアスペリティで計算されたこの値について、0.05度×0.05度のウィンドウを設定して移動平均を計算。その結果、図14(a)のような分布が得られた。この図から、同期の度合いの高い領域と低い領域が空間的に分離されていることがわかる。特に、九十九里浜沖中部においてはスロースリップイベントとの同期の度合いは0であり、スロースリップイベントによる顕著なプレートすべりは過去25年間に一

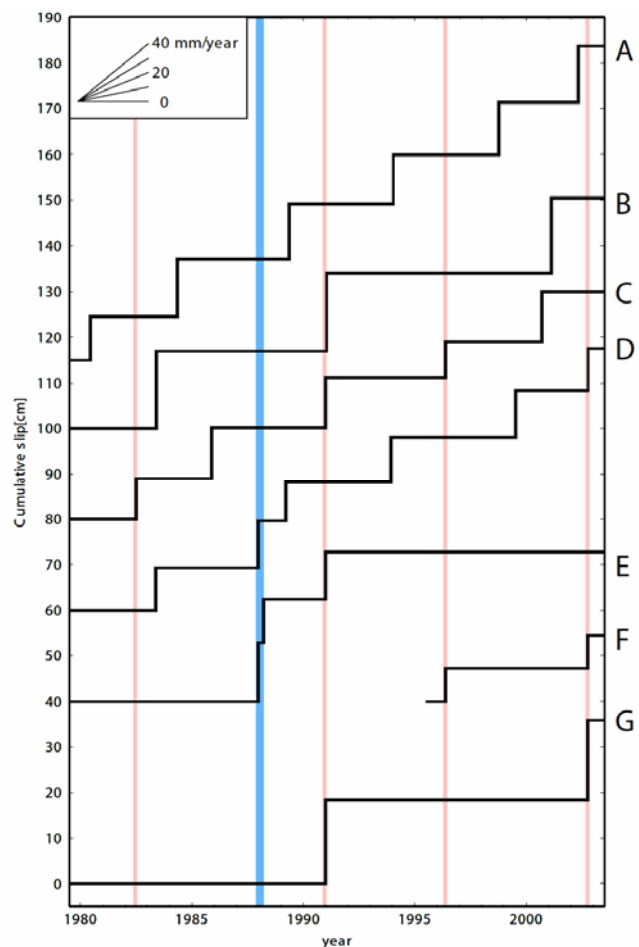


図13 図9のA-Gで示した小繰り返し地震における積算すべり スロースリップイベント発生時期を赤太線で、1987年千葉県東方沖地震の余震活動期間を青太線で示す。

度も発生しなかったことがわかる。ここで、アスペリティのサイズが大きくなるに従って、より付加的なプレートすべりに鈍感になるため、同期の度合いはアスペリティのサイズに依存する可能性がある。この依存性を検証するため、M3.0で使用イベントを区切り同様の解析を行ってみた。その結果が図14(b)および(c)である。どちらの解析でも、結果は大きくは異なることがわかる。

d) 考察

小繰り返し地震を用いた解析から、スロースリップイベントのプレートすべり分布は毎回異なることが明らかとなった。大きなすべり領域が毎回異なる原因として、(1)プレートすべり領域は同じだがすべり量が毎回異なる(2)プレートすべりの領域が毎回異なる 等が考えられる。前述のように、2002年のスロースリップイベントの際にすべりの大きかった領域は過去に活動がなかったと推定されることから、ここでは(2)の可能性が示唆される。このようなプレートすべりは、三陸沖で想定されているような複数のアスペリティが分布し互いに相互作用するというモデルをスロースリップイベントに適用することによって説明できるであろう。ここで、通常地震に対して想定されたモデルがスロースリップにも適用できるかどうか検証する必要がある。また、適用可能な場合には、次のイベントが発生した際にプレートすべりがどうなるかを推定するためにはこのような複数のアスペリティの分布とそれぞれのアスペリティの活動間隔を知ることが必要になる。1983年および1990年のスロースリップイベントの際にプレート滑りの大きかった領域も他に存在するアスペリティによるものかも知れず、その場合には今後のプレート滑りの推定に影響があるため、今後より詳細な検討が必要である。

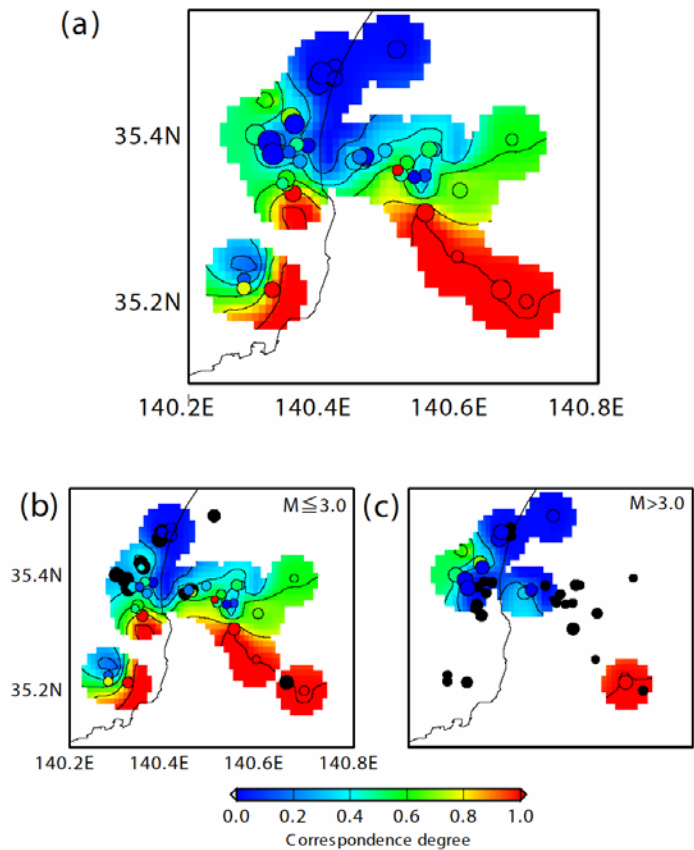


図14 同期の度合い(correspondence degree)の空間分布 (a)全データ (b)M \leq 3.0のイベントのみ (c)M>3.0のイベントのみ

3) トモグラフィによる神奈川県周辺の3次元地震波速度構造

a) データ

インバージョン解析を行うにあたって2000年10月から2003年9月の間に発生した地震のうち、北緯34-37度、東経138.6-141度、深さ800kmまでの領域を水平方向に0.01度(約1km)、深さ方向に1kmの領域に分割し、検出数が最大の地震を各領域内から1つずつ選択し、地震が一様に存在するようなデータセットを作成した。この領域には、176個の関東東海観測網および防災科研Hi-netの観測点が存在する。その結果、解析に用いたデータは15,214個の地震からの423,290個のP波到達時刻、369,965個のS波到達時刻である。これらの震源分布・観測点分布を図15に示す。

b) 手法

Zhao *et al.* (1992)の走時インバージョン法(トモグラフィ法)に、ある距離範囲内のグリッドの速度に相関(スムージング)を導入した手法(Matsubara *et al.*, 2004)を用い、三次元速度構造を求めた。東経138.6度から141度、北緯34度から37度を解析領域として、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(鶴川・他、1984)を用いた。格子点は水平方向には0.05度(約5km)間隔で配置し、深さ方向には深さ50kmまでは2.5-5km間隔で、50km以深は10km間隔で配置した。

チェッカーボードテストの結果、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5-10kmであった。

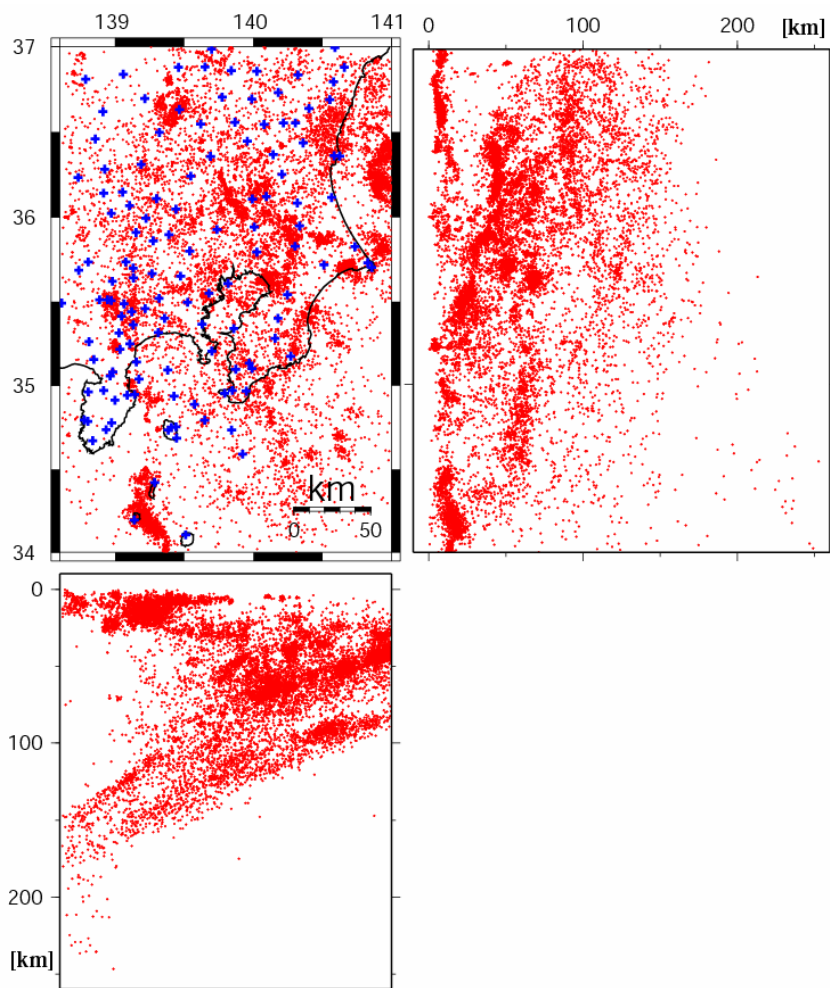


図15. トモグラフィ解析に用いた震源分布。点が震源を示し、+は観測点を示す。

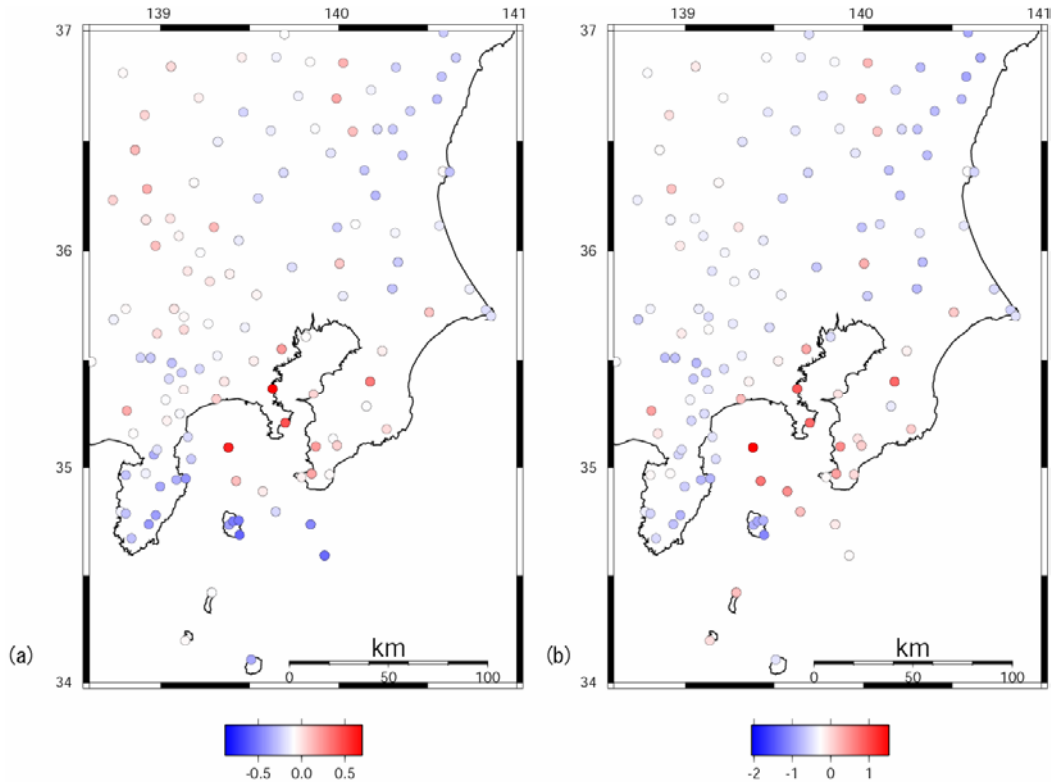


図 16. 観測点補正值、(a) P 波の場合、(b) S 波の場合。

c) 結果

観測点補正值を図 16 に示す。P 波・S 波ともに、東京湾沿岸で大きな正の補正值が求められている。また宇都宮周辺にかけての堆積層が厚い領域で正の観測点補正值が求められている。求められた構造の各深さにおける平均速度構造を図 17 に示す。以下で示す図はこの平均速度からのパーターベーションで表す。

得られた速度構造から P 波速度パーターベーション・S 波速度パーターベーション・ V_p/V_s 比構造の深さ 5km における水平断面を図 18 示す。このような浅部を対象としたトモグラフィーでは、地表の大局的な地質構造を反映していることが期待される。この深度断面では、特に S 波速度構造の低速度領域が、伊豆半島北部の北伊豆断層系、神奈川県南西部の国府津-松田・神縄断層系、神奈川県中央部を南北に横切る

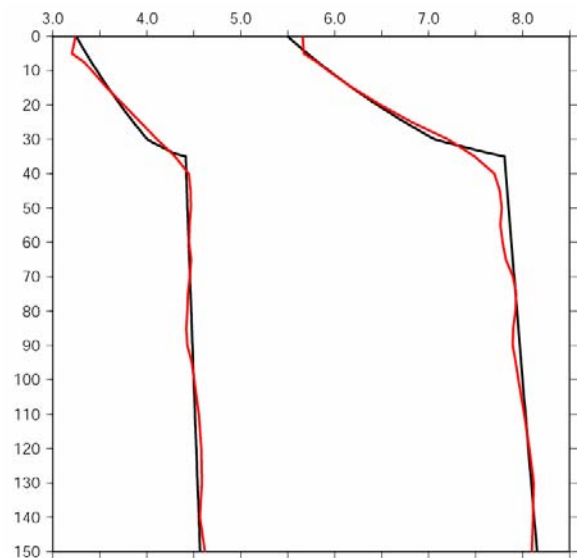


図 17. インバージョンで得られた平均速度構造 (赤線) と初期速度構造 (黒線)。

伊勢原断層系に特徴的に分布しており、断層分布との関連が示唆される。房総半島南部では、嶺岡山地南部に東西方向の低速度領域が分布する。嶺岡山地では地表に蛇紋岩が分布しており、またこの地域には高い重力ブーゲー異常値が見られる事から、この蛇紋岩の地下における分布を反映している可能性がある。また、神奈川県西部において、箱根山を囲むようにして西側に低速度領域が存在する。地質学的には、箱根山外側の“箱根古期外輪山”に関連した安山岩溶岩および火山角礫岩のP波速度は2~3km/sであり(笠原ほか、2002)、この厚さは箱根火山北西部で約800mである。箱根火山の中心部では基盤が隆起しており、丹沢層群と同じ時代の中新統早川凝灰岩が外輪山の内側(箱根町早川河床)に露出している。丹沢緑色岩類のP波速度は4km/s程度であり、早川凝灰岩もほぼ同程度と考えられる。

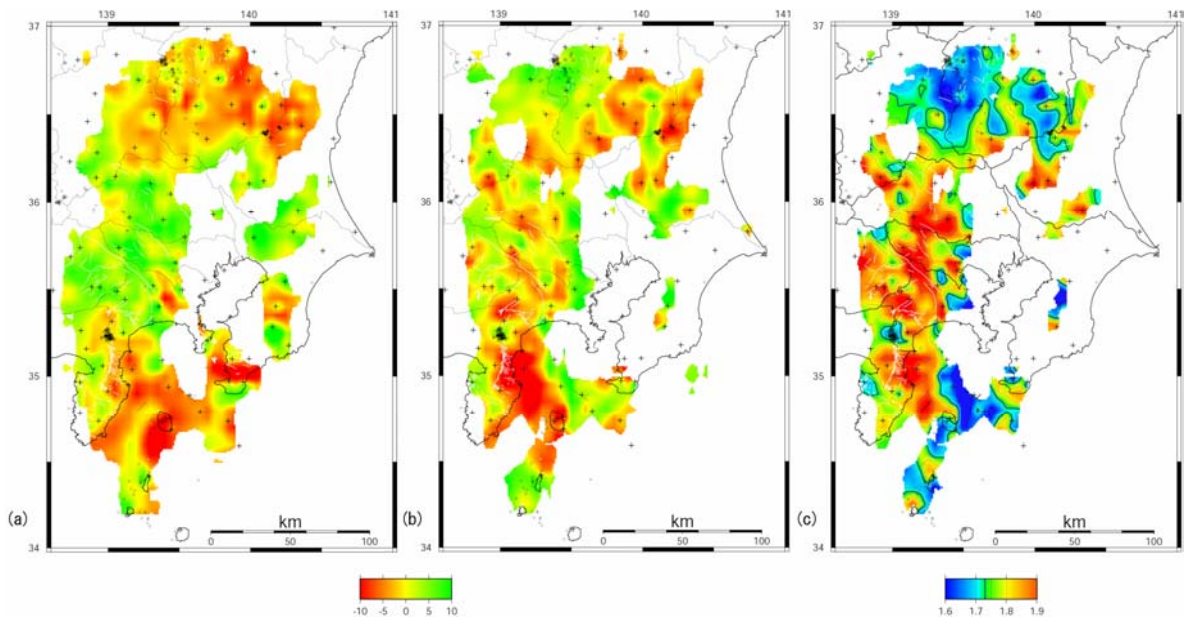


図 18. 深さ 5km における P 波・S 波・Vp/Vs 比の水平断面図。(a) P 波、(b) S 波、(c) Vp/Vs 比を示す。黒丸は深さ 0~5km の震央分布である。白い領域は分解能のない領域である。

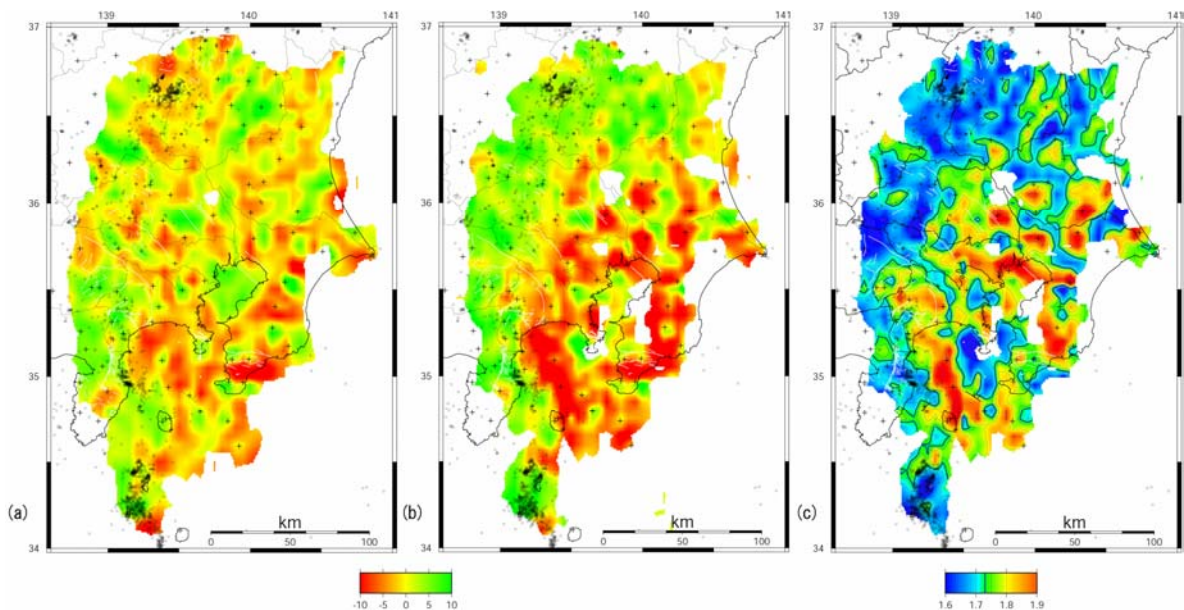


図 19. 深さ 10km における P 波・S 波・Vp/Vs 比の水平断面図。(a) P 波、(b) S 波、(c) Vp/Vs 比を示す。黒丸は深さ 7.5~15km の震央分布である。白い領域は分解能のない領域である。

したがって、丹沢層群分布域と箱根火山の中心部に挟まれた外輪山の領域は、相対的に低速度となる。

各速度構造の深さ 10km における断面を図 19 示す。深さ 5km の断面と同様に、千葉県南部の嶺岡山地南部で顕著な低速度領域が認められる他に、神奈川県中央部を南北に横切る低速度領域が認められる。この低速度領域の西部、大磯丘陵や丹沢山地の基盤は主に中新統丹沢層群の緑色岩～変成岩から構成され、P 波速度が 4km/s を超える（たとえば KiK-net 山北中、KNGH19）。丹沢山地の北-東縁をリング状に取り囲んで大磯海岸付近に至る領域には、中新統の愛川層群が分布している。この愛川層群の P 波速度は 3-4km/s である（鈴木・小村、1999）。一方、この愛川層群の外側には、白亜系四万十帯の砂岩・泥岩類が分布しているものと推測される。この四万十帯の P 波速度は、例えば府中観測井

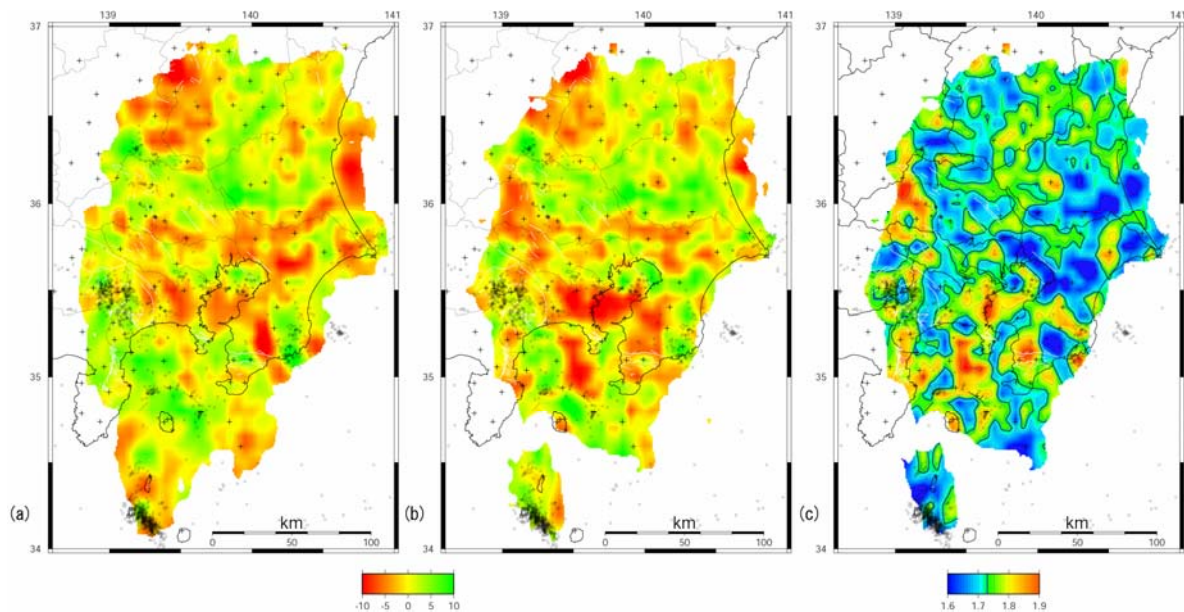


図 20. 深さ 20km における P 波・S 波・Vp/Vs 比の水平断面図。(a) P 波、(b) S 波、(c) Vp/Vs 比を示す。黒丸は深さ 15~25km の震央分布である。白い領域は分解能のない領域である。

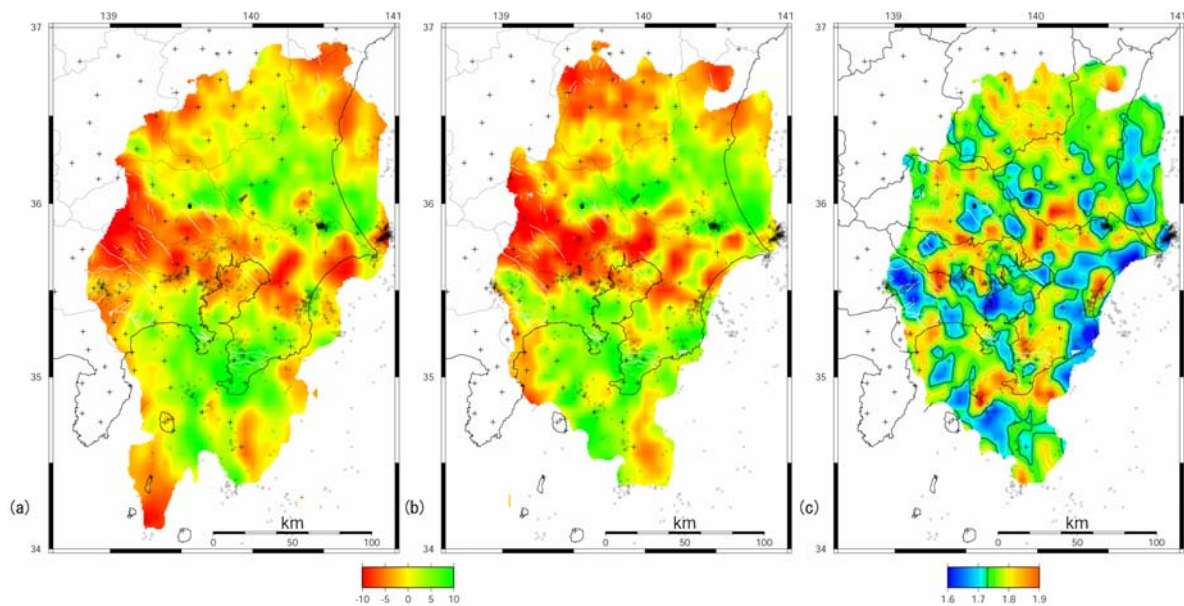


図 21. 深さ 30km における P 波・S 波・Vp/Vs 比の水平断面図。(a) P 波、(b) S 波、(c) Vp/Vs 比を示す。黒丸は深さ 25~35km の震央分布である。白い領域は分解能のない領域である。

における VSP 法測定の結果では 4.8km/s である。すなわち、この神奈川県を南北に横切る低速度領域については、四万十帯と丹沢層群という地表近傍の大きな地質境界と関連した、何らかの地殻内構造を見ている可能性がある。丹沢層群は後期中新世に本州弧と衝突した伊豆弧の海底火山と考えられており（天野、1986）、そうした衝突がもたらした地殻内構造を反映しているのかもしれない。

各速度構造の深さ 20km における断面を図 20 に示す。東京湾南部から神奈川県の下にかけて低速度領域が存在する。特に神奈川県沿岸の下では V_p/V_s 比が大きくなっている。地震活動は、この低速度領域の北及び西周辺域で活発であるが、 V_p/V_s 比の極端に大きなところでは活発ではない。一方、神奈川県西部では、箱根周辺で低速度であり、箱根から伊豆北部にかけて V_p/V_s 比が大きくなっている。この周辺は火成活動が見られるので、それらのマグマ源が存在する可能性がある。

各速度構造の深さ 30km における断面を図 21 に示す。北緯 35.75 度付近を中心に低速度領域が東西に分布している。これらは Ohmi and Hurokawa (1996) や Sekiguchi (2001) と一致する。これらは、沈み込むフィリピン海プレート上面の海洋性地殻であると考えられている。この低速度領域の一部では、 V_p/V_s 比が大きい。しかし、それが全体に渡っているというわけではない。

各速度構造の東経 139.40 度における断面を図 22 に示す。フィリピン海プレートの高速度異常が深さ 100km 程度まで明瞭に現れている。北緯 35.5 度～36 度、深さ 30～50km

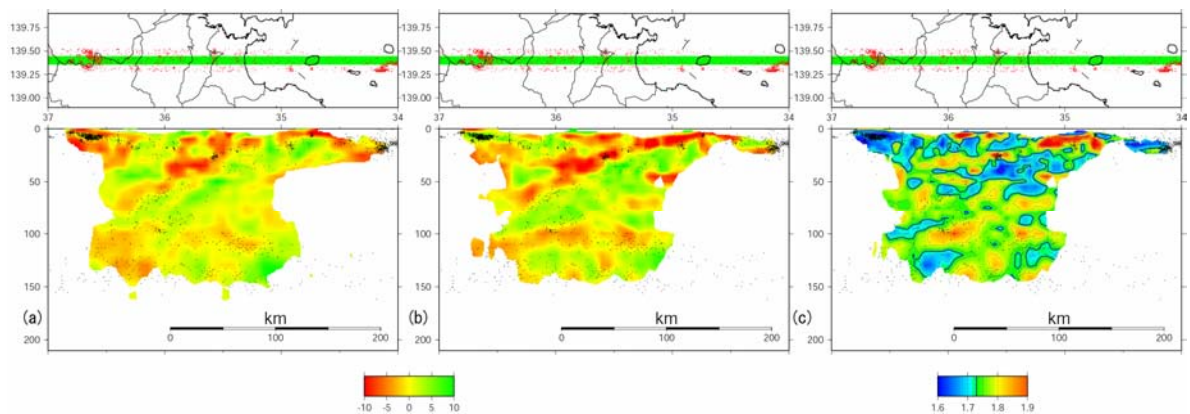


図 22. 東経 139.40 度における P 波・S 波・ V_p/V_s 比の南北断面図。(a) P 波、(b) S 波、(c) V_p/V_s 比を示す。黒点は ± 0.125 度の範囲の震源分布である。白い領域は分解能のない領域である。

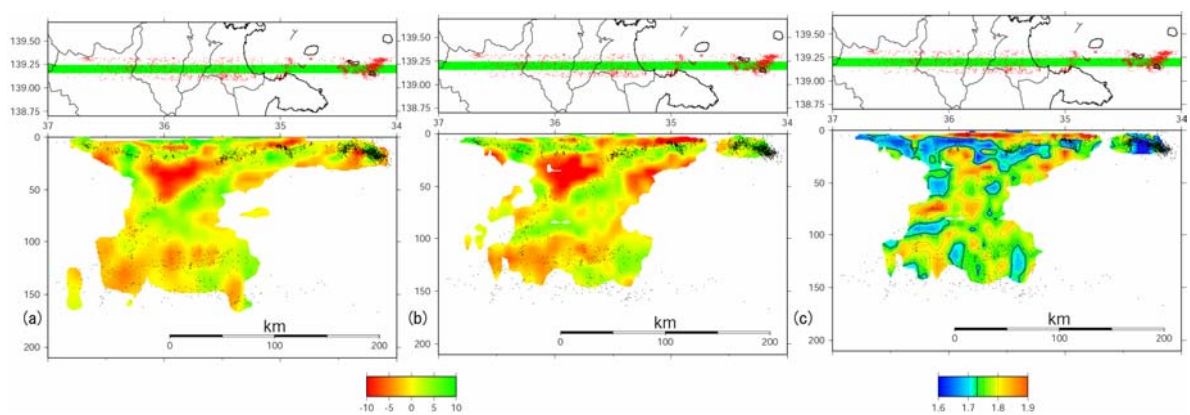


図 23. 東経 139.20 度における P 波・S 波・ V_p/V_s 比の南北断面図。(a) P 波、(b) S 波、(c) V_p/V_s 比を示す。黒点は ± 0.125 度の範囲の震源分布である。白い領域は分解能のない領域である。

にかけての領域に低速度領域が存在する。この領域において V_p/V_s 比は大きくなっている。この領域について Kamiya and Kobayashi (2000)は、蛇紋岩化したマントルウェッジが存在すると解釈している。先ほど述べたように V_p/V_s 比が全体に渡って大きいというわけではないので、 V_p/V_s 比が大きい領域・小さい領域について説明・解釈する必要がある。日光周辺では低速度領域が分布しているが、地震活動が活発な深さにおいて高速度異常が見られる。非常に小さな V_p/V_s 比の領域が求められているが、この領域は分解能のある領域の端であるため、さらに広い範囲における解析を行い、解釈をする必要がある。

東経 139.20 度における南北断面を図 23 に示す。P 波・S 波速度構造において、ともにフィリピン海プレートの高速度領域が深さ 120km 程度まで明瞭にイメージングされている。北緯 35.5 度～36.2 度、深さ 20～60km にかけての領域に低速度領域が存在する。この領域において V_p/V_s 比は大きくなっている。先ほど述べたように V_p/V_s 比が全体に渡っ

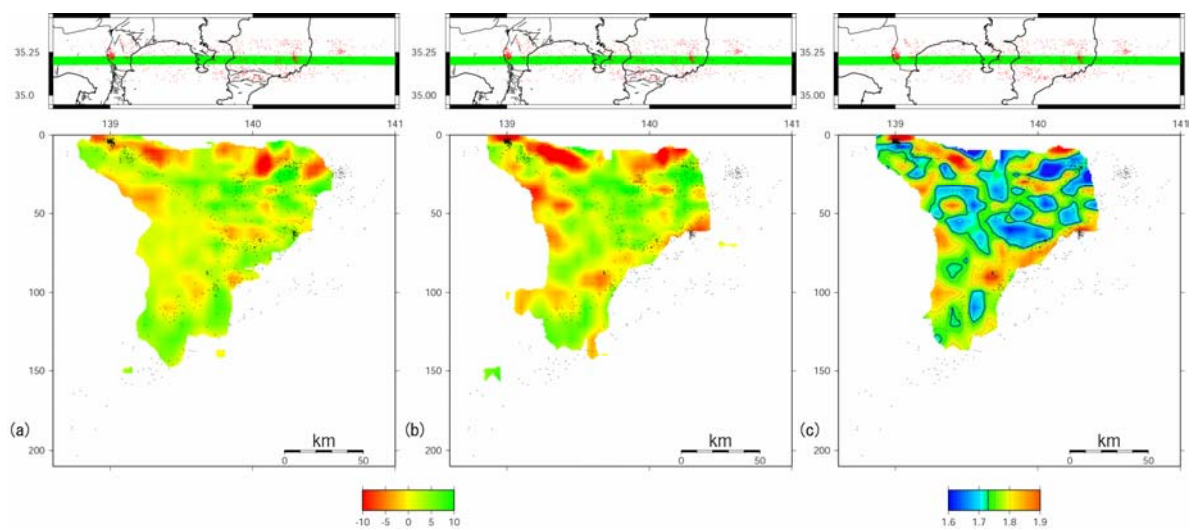


図 24. 北緯 35.20 度における P 波・S 波・ V_p/V_s 比の東西断面図。(a) P 波、(b) S 波、(c) V_p/V_s 比を示す。黒点は ± 0.125 度の範囲の震源分布である。白い領域は分解能のない領域である。

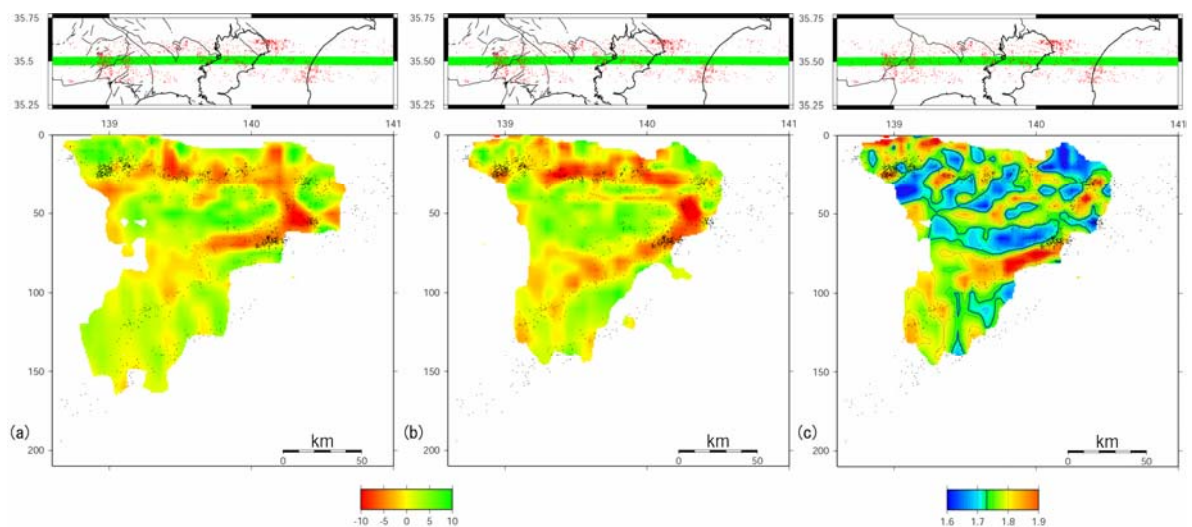


図 25. 北緯 35.50 度における P 波・S 波・ V_p/V_s 比の東西断面図。(a) P 波、(b) S 波、(c) V_p/V_s 比を示す。黒点は ± 0.125 度の範囲の震源分布である。白い領域は分解能のない領域である。

て大きいというわけではないので、 V_p/V_s 比が大きい領域・小さい領域について説明・解釈する必要がある。地質構造から見ると、この地域には北から領家帯・三波川帯・秩父帯・四万十帯が北北西-南南東の走向で配列している（鈴木、2002）。このうち、地表付近の V_p/V_s 比が大きい領域は秩父帯南部および四万十帯に対応している。この領域の南側にある丹沢層群、および北側にある三波川帯は高圧型の変成岩類を含み、深部では秩父帯や四万十帯と比べると相対的に速い速度が推定される。したがって、図 22 と図 23 の南北断面の神奈川県から東京都にかけての深さ 10-20km の低速度領域はこの構造に対応していると考えられる。一方、群馬県と埼玉県の境界付近の北緯 36.2 度付近では、ほぼ鉛直方向の高 V_p/V_s 比領域が認められる。この位置は地表における三波川帯・領家帯境界、すなわち中央構造線の位置と一致しており、関連が示唆される。

各速度構造の北緯 35.20 度における断面を図 24 に示す。フィリピン海プレートの高速度異常が伊豆半島から東に向かって深くなっている様子が分かる。また、房総半島の下、深さ 60km 付近の低速度領域は、太平洋プレート上面の海洋性地殻によるものと考えられ、震源分布から見ても、この付近でフィリピン海プレートと太平洋プレートが衝突しているように見られる。

各速度構造の北緯 35.50 度における断面を図 25 に示す。太平洋プレート上面の低速度領域が明瞭に現れる。特にこの領域では V_p/V_s 比も非常に大きくなっている。一方でフィリピン海プレートの高速度領域はそれほど明瞭ではないが、その上の低速度領域は明瞭である。

各速度構造の北緯 35.75 度における断面を図 26 に示す。北緯 35.50 度と同様、太平洋プレート上面の海洋性地殻によると思われる低速度・高 V_p/V_s 比の領域が存在する。太平洋プレートの海洋性マントル部の高速度異常も明瞭に現れている。一方、フィリピン海プレートに伴う高速度異常はやはり明瞭ではなく、その上面の低速度領域は明瞭であるが地震活動は活発ではない。千葉県北東部の下深さ 60km 付近の低速度領域では、フィリピン海プレートと太平洋プレートが衝突し、太平洋プレート上面の海洋性地殻の一部がフィリピン海プレート側に付加するような形で低速度領域が大きく分布していると考えられる。

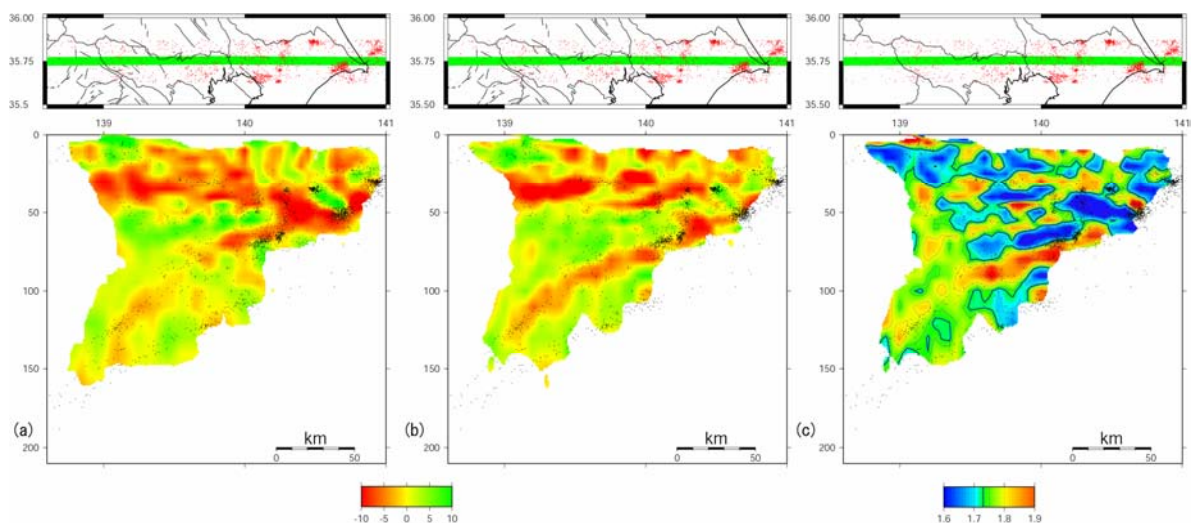


図 26. 北緯 35.75 度における P 波・S 波・ V_p/V_s 比の東西断面図。(a) P 波、(b) S 波、(c) V_p/V_s 比を示す。黒点は ± 0.125 度の範囲の震源分布である。白い領域は分解能のない領域である。

Tanada (1999) は温泉地学研究所のデータを用いて箱根周辺の詳しい三次元速度構造と温度構造・震源分布の比較を行っている。これによると、深さ 5-10km では低速度（高温）領域でいくつかの地震が起こっているが、ほとんどの地震が 10-15km の高速度（低温）領域で発生していることを指摘している。図 23・図 24 から、箱根周辺の浅い地震のほとんどが低速度領域の周囲のいくぶん高速度なところで発生している。この関係は、図 22 から日光周辺の地震についてもいえる。Tanada (1999) はこの領域を脆性・延性遷移過程の領域で起きていると考えている。

d) 反射法探査断面との比較にむけて

本プロジェクトの探査の一環として、平成 14 年から 15 年にかけて房総半島縦断、東京湾縦断、相模湾沿岸、関東山地銃弾の反射法探査が行われた。それらの断面との位置の比較のため、測線に沿った構造を図 27-30 に示す。

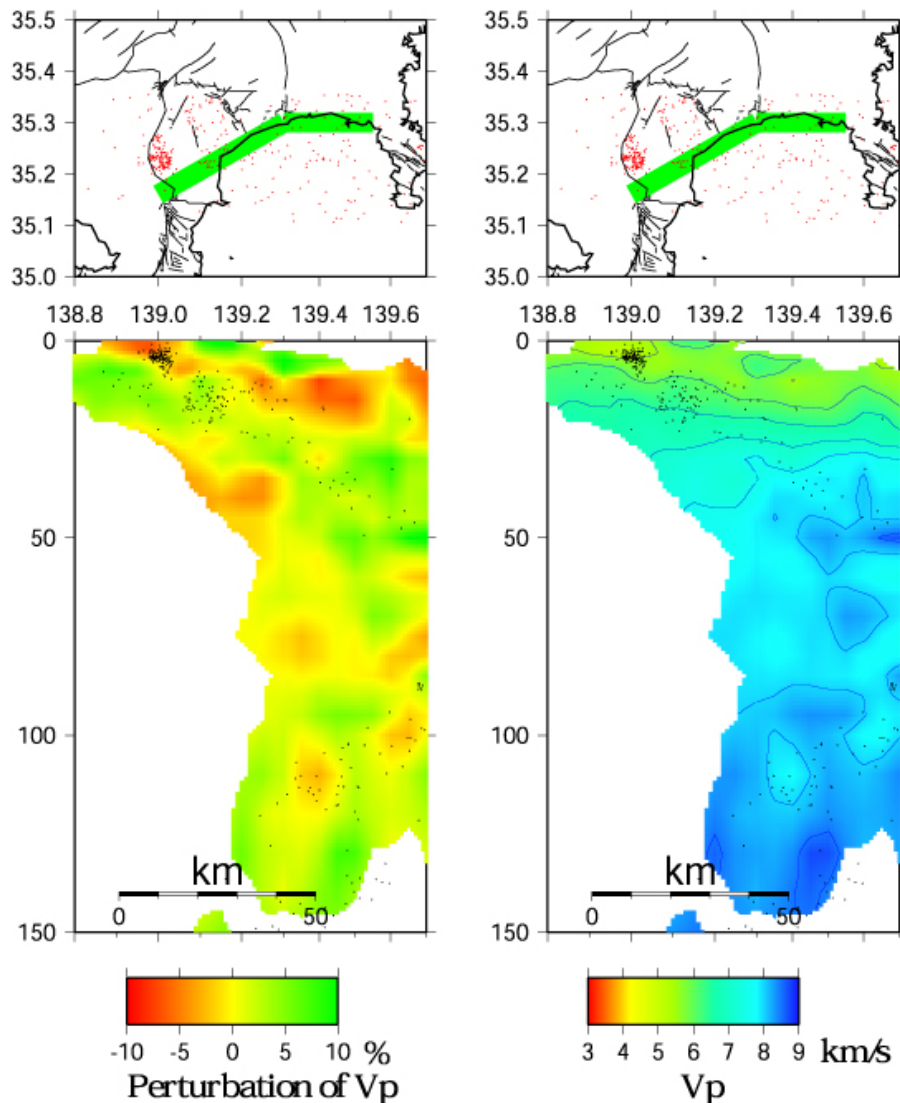


図 27 相模湾測線
相模湾測線に沿った P 波速度パーターベーションと P 波速度構造。北緯 35.1 度から北緯 35.35 度の震源分布を重ねて示す。それぞれ上図の地図上の緑の線の断面の構造を示す。構造の断面における縦横比は 1 対 1 である。

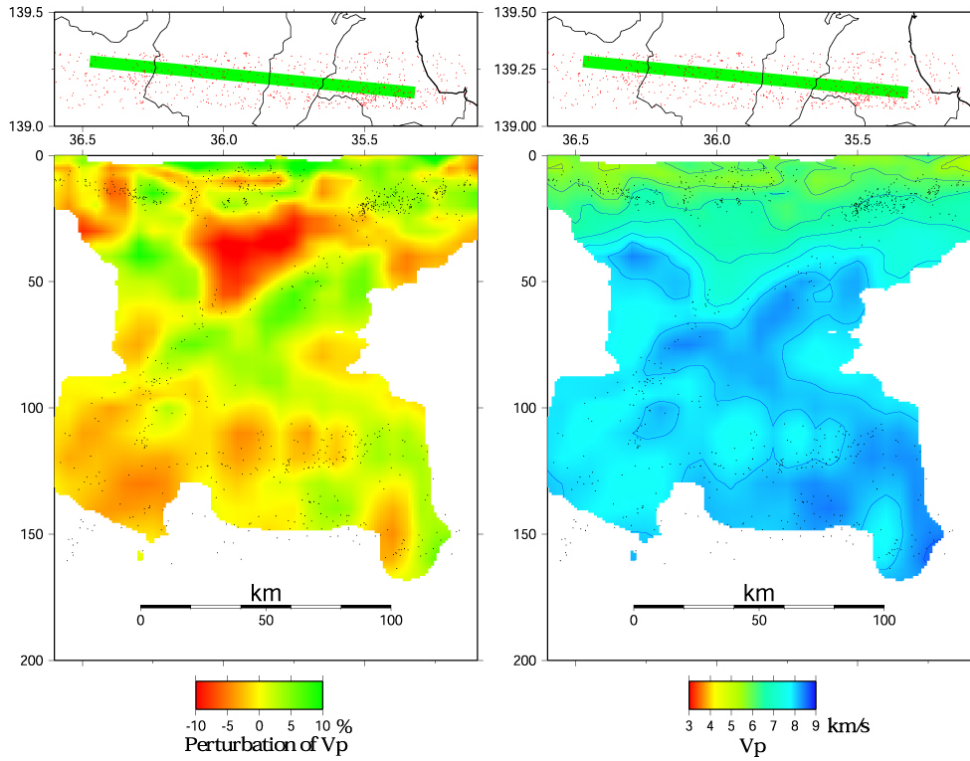


図 28 関東山地測線
 関東山地測線に沿った P 波速度パーターベーションと P 波速度構造。東経 139.07 度から東経 139.32 度の震源分布を重ねて示す。それぞれ上図の地図上の緑の線の断面の構造を示す。構造の断面における縦横比は 1 対 1 である。

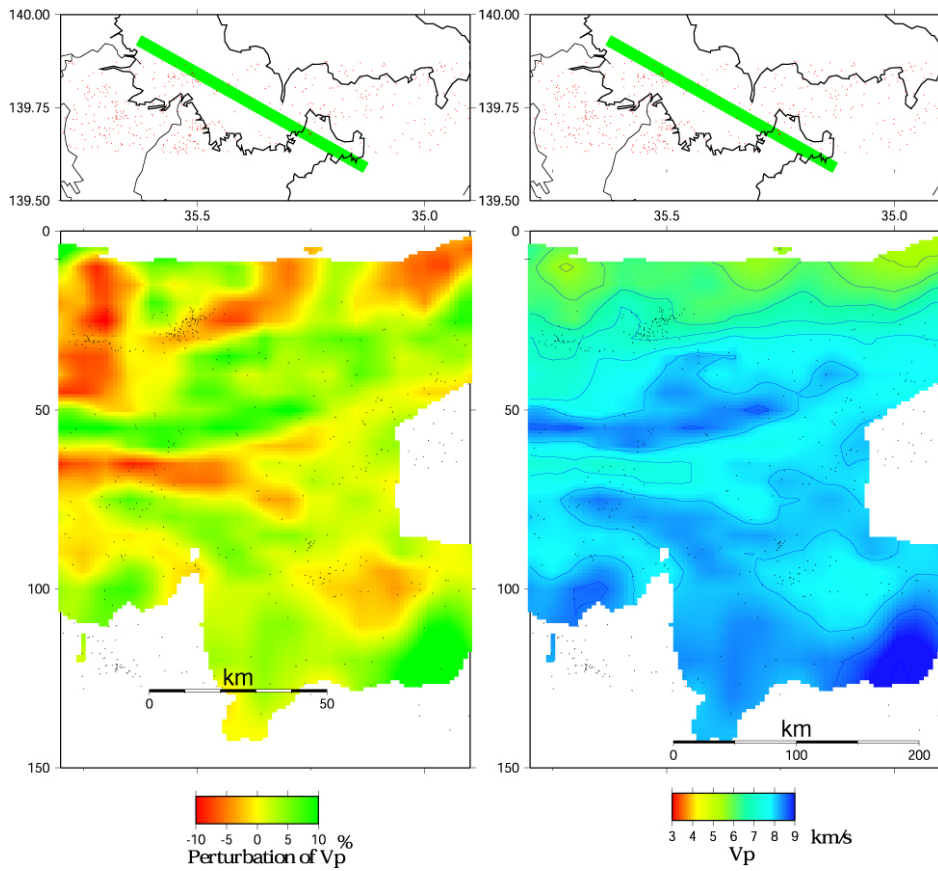


図 29 東京湾測線
 東京湾測線に沿った P 波速度パーターベーションと P 波速度構造。東経 139.63 度から東経 139.88 度の震源分布を重ねて示す。それぞれ上図の地図上の緑の線の断面の構造を示す。構造の断面における縦横比は 1 対 1 である。

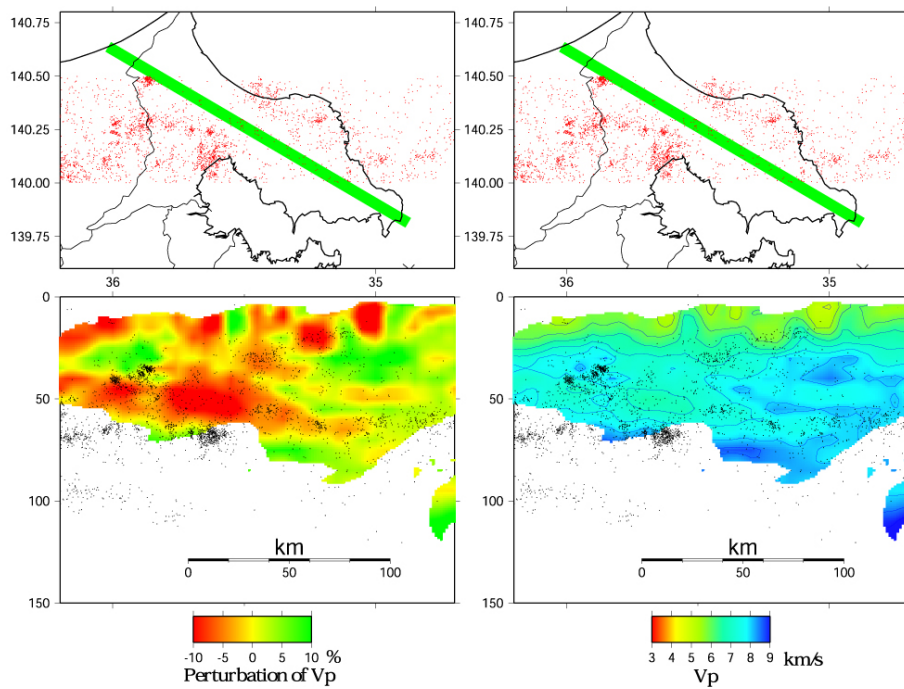


図 30 房総半島測線
 房総半島測線に沿った
 P 波速度パーターベ
 ションと P 波速度構造。
 東経 140 度から東経
 140.5 度の震源分布を
 重ねて示す。それぞれ
 上図の地図上の緑の線
 の断面の構造を示す。
 構造の断面における縦
 横比は 1 対 1 である。

(d) 結論ならびに今後の課題

震源分布・発震機構解・後続相などを総合的に検討し、これまで複数のモデルが提唱されていた関東地方下のフィリピン海プレートの形状について、もっとも妥当なモデルを新たに提案することができた。房総半島付近に発生する繰り返し地震を詳細に検討することにより、それらがフィリピン海プレートと陸側プレートの間で発生していること、スロースリップと関連があることなどが示され、多様なプレート間歪みの解放様式が存在することが明らかになった。トモグラフィ手法により神奈川県周辺の3次元地震波速度構造が明らかになった。求められた速度構造から地表付近の速度構造不均質と表層地質との関連性が示唆された。沈み込むフィリピン海プレートの形状が深部まで明らかにされた。

トモグラフィで得られた地表付近の地震波不均質構造と地質との関連をさらに詳細に検討する必要がある。また、トモグラフィで得られたフィリピン海プレートの形状と、震源等から推定された形状とをさらに詳細に比較検討し、フィリピン海プレートの形状を確定してゆく必要がある。その際には大規模地震波探査によって求められる比較的浅部のフィリピン海プレート形状と矛盾のないモデルを構築しなければならない。

(e) 引用文献

- 1) 天野一男：多重衝突帯としての南部フォッサマグナ．*月刊地球*，**8**，581-585，1986.
- 2) 福山英一・石田瑞穂・Douglas S. Dreger・川井啓廉：オンライン広帯域地震データを用いた完全自動メカニズム決定，*地震2*，**51**，149-156，1998.
- 3) 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.
- 4) 堀貞喜：関東地方下のフィリピン海プレート内地震の発生機構，*地震2*，**50**，203-214，1997.
- 5) Igarashi, T., T. Matsuzawa, and A. Hasegawa: Repeating earthquakes and interplate aseismic slip in the northeastern Japan subduction zone, *J. Geophys. Res.*, **108**, doi:10.1029/2002JB001920, 2003.
- 6) 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.
- 7) 笠原敬司：プレートが三重会合する関東・東海地方の地殻活動様式，*国立防災科学技術センター研究報告*，**35**，33-137，1985.
- 8) 笠原敬司・ほか：足柄・丹沢地域における防災科学技術研究所反射法地震探査 90-AS、91-TAN データの再解析．*地震研究所彙報*，**77**，267-275，2002.
- 9) 木村尚紀：2002年10月～11月 房総半島東方沖の群発地震活動，*地震予知連絡会会報*，**69**，127-131，2003.
- 10) 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*, 2004 (in press).
- 11) Nadeau, R. M., and L. R. Johnson: Seismological studies at Parkfield VI: Moment

- release rates and estimates of source parameters for small repeating earthquakes, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **88**, 790-814, 1998.
- 12) Nadeau, R. M., and T. V. McEvilly: Seismological studies at Parkfield V: Characteristic microearthquake sequences as fault-zone drilling targets, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **87**, 1463-1472, 1997.
- 13) 野口伸一：関東地域の地震活動・発震機構・火山フロントとフィリピン海および太平洋プレートの沈み込み, *地震研究所彙報*, **73**, 73-103, 1998.
- 14) Ohmi, S., and N. Hurokawa: Detection of the subducting crust of oceanic plates beneath the Kanto district, Japan, *Tectonophysics*, **261**, 249-276, 1996.
- 15) Okada, Y., and K. Kasahara: Earthquake of 1987, off Chiba, central Japan and possible triggering eastern Tokyo earthquake of 1988, *Tectonophysics*, **172**, 351-364, 1990.
- 16) 岡田義光・山本英二・大久保正・木村尚紀：千葉県九十九里浜沖のローアースクエイクの可能性, *1996年地震学会講演予稿集*, A05, 1996.
- 17) Ozawa, S., S. Miyazaki, Y. Hatanaka, T. Imakiire, M. Kaidzu and M. Murakami: Characteristic silent earthquakes in the eastern part of the Boso peninsula, Central Japan, *Geophys. Res. Lett.*, **30**, 1283, doi:10.1029/2002GL016665, 2003.
- 18) 関口渉次：X-Window 上で動作する地震データ利用プログラム, *防災科学技術研究所研究報告*, **53**, 63-79, 1994.
- 19) Sekiguchi, S.: The shape of the Philippine Sea plate beneath the central Japan, *IUGG*, SS03/08A/D-115, 2003.
- 20) Seno T., S. Sakurai, and S. Stein: Can the Okhotsk plate be discriminated from the North American plate?, *J. Geophys. Res.*, **101**, 11305-11315, 1996.
- 21) Seno, T., S. Stein and A. E. Gripp: A model for the motion of the Philippine Sea plate consistent with NUVEL-1 and geological data, *J. Geophys., Res.*, **98**, 17941-17948, 1993.
- 22) Seno, T., Zhao, D., Kobayashi, Y., Nakamura, M.: Dehydration of serpentized slab mantle: seismic evidence from southwest Japan, *Earth Planets Space*, **53**, 861-871, 2001.
- 23) Seno, T., and Yamasaki, T.: Low-frequency tremors, intraslab and interpolate earthquakes in southwest Japan – from a viewpoint of slab dehydration, *Geophys. Res. Lett.*, **30**, doi:10.1029/2003GL018349, 2003.
- 24) 鈴木宏芳：関東平野の地下地質構造. *防災科研研究報告*, **63**, 1-19, 2002.
- 25) 鈴木宏芳・小村健太郎：関東地域の孔井データ資料集, *防災科研研究資料*, **191**, 1-80, 1999.
- 26) Tanada, T.: Seismicity in the northeast area of Izu Peninsula, Japan, comparing with three-dimensional velocity structure and temperature distribution of geothermal water, *Tectonophysics*, **306**, 449-460, 1999.
- 27) 鶴川元雄・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*, **53**, 1984

28) 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.

29) Zhao, D., A. Hasegawa and S. Horiuchi: Tomographic imaging of P and S wave velocity structure beneath Northeastern Japan, *J. Geophys. Res.*, **97**, 19909-19928, 1992.

(f) 成果の論文発表・口頭発表等

1) 論文発表

なし

2) 口頭発表、その他

著者	題名	発表先	発表年月日
Hori, S.	Seismic activity associated with subducting motion of the Philippine Sea plate beneath the Kanto district, Japan	Workshop on seismic activity and probabilities of major earthquakes in the Kanto and Tokai area, central Japan, NIED, Tsukuba, Japan	平成 16 年 3 月 11 日
Kimura, H. and Kasahara, K.	Spatial relation between interplate seismic activity and the seismic reflector beneath the east off Boso Peninsula indicated by P-S converted waves	IUGG 2003, IUGG, Sapporo Japan	平成 15 年 7 月
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	日本地震学会秋季大会、日本地震学会、京都市	平成 15 年 10 月
Kimura, H. and Kasahara, K.	Detailed Structure of Plate Boundary Revealed by Seismic Reflection Survey and Spatial Relation With Interplate Seismic Activity Indicated by Converted Waves, East off Boso Peninsula, Japan	AGU 2003 Fall Meeting, AGU, San Francisco USA	平成 15 年 12 月
Kimura, H.	Activities of small repeating earthquakes around Kanto	Workshop on the Seismic Activity and Probabilities	平成 16 年 3 月

	district ~Off Boso peninsula, correlation with Slow Slip Event~	of Major Earthquakes in the Kanto and Tokai Area, Central Japan, NIED, Tsukuba Japan	
--	---	--	--

(g) 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

なし

3) 仕様・標準等の策定

なし

(3) 平成16年度業務計画案

近畿地域において、トモグラフィ手法などを用いて自然地震データを利用して弾性波速度構造を求める。求められた3次元地下構造を元に自然地震の震源決定を行い、高精度な震源決定を行い、当地の地震発生の場合であるプレート構造などを明らかにし、地震発生断層モデルの精緻化に資する。反射法など人工震源による地下構造成果ならびに孔内検層による成果を取り入れ総合的な弾性波速度構造を求める。