3. 2. 3 孔井付近速度構造調查

(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、当地の地震発生の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、 当地の地震発生の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、当地の地震発生の 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。周知の様に、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ー南東方向の断面図(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)なのかと言うことについて、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。

274



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。

Sekiguchi(2003) 0.0km 36 Group 3 32.0kn Low V Vp Group1 High V 150.0km 0.0km Lateral 352.6km SE NW 0.0km X Group 3 32.0kn Low V Vs Group 1 High V 150.0km 0.0km 352.6km

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 ロ、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 0.5µrad.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 メントとすべり量の関係に関する回帰式(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 べて北北西一南南東方向 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



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。

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(〇) 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、勝浦沖の海域おお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

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



返し地震(下)の30日ごとの頻度分布

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。

1987年のピーク時の小 繰り返し地震の広がりは 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

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、力端であり、フィ リン海プレートの運動 たくの発生によ って、小繰りの加速が発生 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



 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。

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30km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 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の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 からも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をのぞいてほぼー 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 值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



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。

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 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 は異ならないことがわかる。

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



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

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、通常の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。

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 1 km の領域に分割し、検測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、 1 76 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(トモグラフィー法) 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 測点補正値と震源を交 互に求め、残差の減少 が収束するまで繰り返 した。



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。

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)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 2.5-5 km 間隔で、50km 以深は 10 km 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 16. 観測点補正値、(a) P 波の場合、(b) S 波の場合。

c) 結果

観測点補正値を図 16 に示す。P 波・S 波ともに、東京湾沿岸で大きな正の補正値が求められている。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値が求められ

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・Vp/Vs 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



(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 Vp/Vs 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、Vp/Vs 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 Vp/Vs 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 Hurukawa (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、Vp/Vs 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・Vp/Vs 比の南北断面図。(a) P 波、(b) S 波、(c) Vp/Vs 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・Vp/Vs 比の南北断面図。(a) P 波、(b) S 波、(c) Vp/Vs 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Vp/Vs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 Vp/Vs比が全体に渡って大きいというわけ ではないので、Vp/Vs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 Vp/Vs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 Vp/Vs 比は大きくなっている。先ほど述べたように Vp/Vs 比が全体に渡っ



図 24. 北緯 35.20 度における P 波・S 波・Vp/Vs 比の東西断面図。(a) P 波、(b) S 波、(c) Vp/Vs
 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・Vp/Vs 比の東西断面図。(a) P 波、(b) S 波、(c) Vp/Vs
 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、Vp/Vs 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 Vp/Vs 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 Vp/Vs 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 Vp/Vs 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 Vp/Vs 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・Vp/Vs 比の東西断面図。(a) P 波、(b) S 波、(c) Vp/Vs 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 からも、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、相模産沿岸、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 東線分布を重ねて 記の助断面の構造の 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 の意源分布を重ねて 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 波速度パーターベー 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.
- 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.
- 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.
- 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.
- 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.
- 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.

- 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. Hurukawa, Detection of the subducting crust of oceanic plates beneath the Kanto district, Japan, *Tectonophysics*, **261**, 249-276, 1996.
- 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スローアースクェ 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) 関ロ渉次: 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.
- 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 serpentinized 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-dimentional velocity structure and temperature distribution of geothermal water, *Tectonophysics*, **306**, 449-460, 1999.
- 27) 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, 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	Workshop on seismic	平成 16 年 3
	with subducting motion of the	activity and probabilities	月 11 日
	Philippine Sea plate beneath	of major earthquakes in	
	the Kanto district, Japan	the Kanto and Tokai area,	
		central Japan, NIED,	
		Tsukuba, Japan	
Kimura,	Spatial relation between	IUGG 2003, IUGG,	平成 15 年 7
H. and	interplate seismic activity and	Sapporo Japan	月
Kasahara,	the seismic reflector beneath		
К.	the east off Boso Peninsula		
	indicated by P-S converted		
	waves		
木村尚紀,	関東地方の相似地震活動	日本地震学会秋季大会、日	平成 15 年
五十嵐俊		本地震学会、京都市	10 月
博,平田直,			
笠原敬司			
Kimura,	Detailed Structure of Plate	AGU 2003 Fall Meeting,	平成 15 年
H. and	Boundary Revealed by Seismic	AGU, San Francisco USA	12 月
Kasahara,	Reflection Survey and Spatial		
К.	Relation With Interplate		
	Seismic Activity Indicated by		
	Converted Waves, East off		
	Boso Peninsula, Japan		
Kimura,	Activities of small repeating	Workshop on the Seismic	平成 16 年 3
Н.	earthquakes around Kanto	Activity and Probabilities	月

district \sim Off Boso peninsula,	of Major Earthquakes in	
correlation with Slow Slip	the Kanto and Tokai Area,	
$\operatorname{Event} \sim$	Central Japan, NIED,	
	Tsukuba Japan	

(g) 特許出願, ソフトウエア開発, 仕様・標準等の策定

1) 特許出願

なし

2)ソフトウエア開発

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。