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查

(b)	担当者
(· · · <i>)</i>	•

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	研究参事	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	山田隆二
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	研究員	松原 誠
国立大学法人島根大学		
総合理工学部地球資源環境科	助教授	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。
- 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。
- 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。
- 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。

5年目:千葉県北西部から茨城県南部地域にて、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。

(e) 平成18年度業務目的

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。

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18年度の成果

(a) 業務の要約

関東地方の三次元地震波速度構造から、相似地震が沈み込むプレート上部の海洋性地殻 内で比較的高速度域に発生していることを発見した。既存房総沖測線でイメージングされ たフィリピン海プレート上面の弱反射領域は、1923年関東地震の最大余震のアスペリティ に相当する可能性の高いことが明らかとなった。これまで得られた三次元速度構造・微小 地震の震源分布・相似地震分布・発震機構解・反射法探査などの結果を総合的に解釈して 関東東海地域にかけてのフィリピン海プレート上面のモデルを得た。既存反射法データの 再解析により関東平野東方沖の半地溝基盤構造をあきらかにした。

(b) 業務の実施方法

Hi-net 観測網によって蓄積された観測データベースに基づくトモグラフィ手法により 関東地域の3次元地震波速度構造を得、また、波形の相関をとることによって相似地震を 検出した。房総側線の結果と 1923 年関東地震の余震分布を比較した。既存反射法データ の再解析により関東地方東方沖の基盤構造について考察した。

337

(c) 業務の成果

1) 関東地方下の3次元速度構造と相似地震活動

a) データ

Matsubara et al. (2005a)において、関東地方の三次元速度構造が、10km の分解能で示 されている。北緯 34-37 度、東経 138.6-141 度の領域には、129 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. 深さ 200km 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、2000 年 10 月から 2003 年 9 月までの間に発生 した地震から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。その結果、解析に用いたデータは 15,214 個の地震から の 422,799 個の P 波到達時刻、 369,596 個の S 波到達時刻である。

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; 2005a) を用い、三次元速度構造を求めた。解析領域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・観測点補正値と震 源を交互に求め、残差の減少の仕方が落ち着くまで繰り返した。

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)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。

c) 結果

つくば市南部では、2004年5月末から、北緯36.0度、東経140.1度付近を震源域とする、やや活発な微小地震活動があった。これらは、約10kmの深さにおける地殻内部の地 震活動であることが明らかになった。活動域は、地震波速度構造が低速から高速に変化す る領域に対応する(図1)。

338



図 1 深さ 10 km の P 波速度パーターベーション(Matsubara et al., 2005a)とつくば市南 部の地震の震源域周辺の南北断面。

赤い矢印は、2004 年 5 月末から活発になった地震の防災科研の臨時微小地震観測による 震源分布を示す。水平断面では、2000 年 8 月 28 日~2005 年 7 月 31 日までの深さ 20 以 浅の微小地震の震央分布を示す。N-S の鉛直断面では、同期間の±5km の範囲の震源分布 を示す。

関東地方の下では、ユーラシアプレートとフィリピン海プレート・太平洋プレートの相 互の境界において、相似地震活動も活発である(Kimura et al., 2006; Matsubara et al., 2006)。プレート境界では、逆断層型のメカニズムの相似地震が発生する。相似地震の分 布から、プレート境界の位置を詳細に推定することが可能である。

松原・他(2006)により、相似地震活動と三次元速度構造の関係が調べられている。三 次元速度構造に重ねた太平洋プレート上面における逆断層型の発震機構を持つ相似地震活 動の分布を図2に示す。茨城県南西部から埼玉県中部にかけての相似地震が太平洋プレー ト上面の低速度領域に沿って分布している(図2a)。銚子付近の深さ50km付近と千葉県 北西部の深さ60~70km付近において相似地震が多く発生している(図2b)。これらは、 低速度海洋性地殻の上側に位置し、プレート境界と一致している。さらに、深いほうでは 80kmにおいても、低速度領域で発生し、微小地震活動とあわせて考慮しても、プレート 境界で発生していると推定される。



図 2 太平洋プレート上面における相似地震活動と P 波速度パーターベーション (Matsubara et al., 2005a)の東西断面図。(a)北緯 36.0°、(b)北緯 35.6°。灰色の点はインバ ージョン解析に用いた微小地震の震源分布。青い星は逆断層型の発震機構を持つ相似地震 の分布。黒い波線は構造と相似地震の分布から推定された太平洋プレート上面(松原・他、 2006)。

さらに詳細に構造と相似地震の関係を見ると、相似地震は、低速度層の中においても高 速度な領域に多く分布している。低速度領域の中でも、やや高速度で堅い領域が上盤のプ レートと擦れることにより、相似地震が発生していると考えられる。

フィリピン海プレートとユーラシアプレートの境界における相似地震活動を三次元速 度構造に重ねて図3に示す。相模トラフから沈み込むフィリピン海プレートの高速度領域 が明瞭であり、さらにプレート最上部の低速度海洋性地殻も明瞭にイメージングされてい る。神奈川・東京と県境の深さ25~30km付近やさらに北の深さ50~70km付近の領域で は低速度領域で発生している。一方30~40km付近における20%蛇紋岩化した物質がある と推定された領域(Kamiya and Kobayashi, 2000; Matsubara et al., 2005a)においては、 微小地震も相似地震も発生していない(図3a)。相模トラフと垂直な断面では、低速度海 洋性地殻が明瞭であり、相似地震は、それらの中で高速度の領域で発生している(図3b)。 また、霞ヶ浦の付近では太平洋プレートの上に乗りあがっている。相模トラフと平行な断 面では、Kimura et al. (2006)により千葉県の勝浦付近直下と茨城県南西部の千葉県から 栃木県との境まで多くの相似地震活動が見られる(図3c)。相似地震の発生している領域 は高速度である。このように、相似地震は高速度領域で堅い物質が相手となるところで発 生していると推定される。



図 3 フィリピン海プ レート上面における相 似地震活動とP波速度 パーターベーション (Matsubara et al., 2005a)。(a)東経 139.4°、 (b)南西北東断面、(c) 南東北西断面。灰色の 点はインバージョン解 析に用いた微小地震の 震源分布。青い星は逆 断層型の発震機構を持 つ相似地震の分布。黒 い波線は構造と相似地 震の分布から推定され たフィリピン海プレー ト上面(松原・他、 2006)。

d) 相似地震活動から推定されたプレート間すべり量

関東地方直下のユーラシア・フィリピン海・太平洋プレートの相互の間のプレート間す べりが相似地震解析により明らかになった(Matsubara et al., 2006)。防災科研の関東東海 観測網による 1979 年~2001 年までの 285,888 個の地震の波形データを比較し、 Matsubara et al. (2005b)の方法で相似地震の抽出およびすべり履歴の推定を行った。太平 洋プレート上面のすべり履歴を図4に示す。



図 4 太平洋プレートとユーラシアプレート・フィリピン海プレートとのプレート間すべ り履歴。灰色は相似地震の震源分布。赤丸は太平洋プレート上面における逆断層型の相似 地震の震源分布。青丸はフィリピン海プレート上面における逆断層型の相似地震の震源分 布。

関東地方北部の下では 7cm/年程度であり、測地学的な解析結果である 6.5 cm/年あるいは 7.9cm/年(Seno et al., 1996)とほぼ一致する。しかし、関東地方南部の下においては、 3cm/年程度であり、測地学的な解析結果からは著しく遅い速度であった。

フィリピン海プレート上面のすべり履歴を図 5 に示す。これらは、2.5~3cm/年のすべり速度であり、測地学的な解析結果である 2.8~3cm/年(Seno et al., 1993) と一致する。



図 5 フィリピン海プレートとユーラシアプレートとのプレート間すべり履歴。灰色は相 似地震の震源分布。青丸はフィリピン海プレート上面における逆断層型の相似地震の震源 分布。赤丸は太平洋プレート上面における逆断層型の相似地震の震源分布。

e) フィリピン海プレートの形状

松原・他(2005)により、三次元速度構造と震源分布・発震機構解から、東海地方の下 におけるフィリピン海プレートの形状が推定されている。さらに、上述のように、関東地 方におけるフィリピン海プレートの形状も明らかになってきた。さらに、Sato et al. (2006) では、山梨県の下における aseismic なスラブからの反射と見られる反射体が観測された。 これらを統合的に解釈した結果得られるフィリピン海プレート上面の等深度線は、図 6 の ようになる。



図6 三次元速度構造・微小地震の震源分布・相似地震分布・発震機構解・反射法探査の 結果などから総合的に解釈して得られたフィリピン海プレート上面の等深度線。太い波線 は Shiomi et al. (2006)によるレシーバー関数解析から解析可能なフィリピン海プレート の北限。

f) 課題

房総半島における観測点が少ないため、房総半島の下の構造の詳細な推定は難しい。関東 地域の西部においては水平方向で 0.05° (5km)の分解能での構造も推定可能であるが、 東経 140 度以東では難しい。しかし、房総半島の下では、フィリピン海プレートが深さ 10 ~30km 付近に存在し、太平洋プレートも深さ 60~80km 付近に存在する。これらのプレ ートの沈み込みに伴い、数多くの地震が発生していることを考えると、この地域の構造を 詳細に推定することはかなり重要である。今後、この地域の観測網が充実すれば、詳細な 構造が推定できるようになると考えられる。 2) 1923 年関東地震の主な余震の地震のメカニズム: ~ 反射法構造探査から~

a) はじめに

関東地方南部では沈み込むフィリピン海プレート(PHS)上面で 1703 年元禄地震(M8.2)、 1923 年関東地震(M7.9)が発生してきた(Kanamori, 1971; 笠原, 1985; 武村, 2003; 宍倉, 2003)。これらの巨大地震の震源断層や発生様式を明らかにすることは重要である。内陸 部では大大特プロジェクトにより関東地震の本震の震源断層の形状が明らかにされた (Sato et al., 2005)。一方、房総半島沖では防災科研により実施されたマルチチャンネル反 射法探査(以下、房総沖測線)により PHS の詳細なイメージングが得られている(図7上)。 データ処理および結果の詳細は前回報告した通りである(関ロほか、2006)。その結果、PHS の形状が明らかになると共に PHS 上面で反射強度の弱い領域が見出された。反射特性の 不均質はプレート境界の物理的特性の不均質を反映しているものと期待され、その地学的 意義を明らかにすることは重要である。このような観点から房総沖で得られた構造と他の データを比較した。その結果 1923 年関東地震の主な余震の地震のメカニズムに関して新 たな知見が得られたので報告する。



図7 房総半島沖の反射断面(上図)および大大特による東京湾測線の反射断面(下図、Sato et al., 2005 に加筆)。SR, PHS 上面にほぼ平行な反射面; LSB・KB, 大規模堆積層(関東盆地); RI, 地殻内反射面。PHS 上面の反射強度の分布をあわせて示す。

b) 内陸の構造(大大特・東京湾測線)との比較

房総沖で得られたプレート構造と内陸部の構造を比較する。大大特により東京湾で実施 された探査(以下、東京湾測線)では陸上の探査でしばしば鮮明なイメージングを困難にす る地表の風化層の影響がなく、高精度なイメージングが得られている(Sato et al, 2005)。

房総沖測線の詳細に関しては前回報告した通りであるが(関口ほか、2006)、その概要を 再度まとめる。まず、相模トラフから PHS 上面が明瞭に連続してイメージングされると ともに PHS 上面の反射特性の不均質が明らかにされた(図7上)。PHS 上面の反射強度は 深さ 10km までは強く、10~13 km の範囲で弱く、13 km 以深でやや強い。沈み込む PHS 最上部に海底火山砕屑物からなると推定されるシート状の構造(厚さ:2.0-4.2 km, Vp:4.8-5.2 km/s)が見出された。上盤プレート側では関東盆地に相当すると考えられる大 規模な堆積層(LSB)が明瞭にイメージングされ、その南端で基盤の盛り上がりが認められ た。内陸地殻内には北に急傾斜する構造がいくつか認められる(RI)。

東京湾測線で得られている構造をまとめると以下のようになる。まず、東京湾測線でも 北方向に緩やかに傾斜するフィリピン海プレート上面が明瞭にイメージングされた(図7 下)。その反射特性は、およそ 18.5 km 以浅で弱く、これより深部で強い。弱反射領域は プレートの形状を考慮したインバージョン手法により推定された 1923 年関東地震のすべ りの大きい領域とよく重なる(Sato et al., 2005)。上盤プレート側では関東盆地(KB)が明瞭 にイメージングされるとともにその南端で基盤の盛り上がりが認められた。内陸地殻内に は小規模な反射イベントがところどころ北方向に急傾斜して分布する構造が認められる。

房総沖の構造を東京湾測線の結果と比較するとプレート構造・プレート境界の反射特性 を含めよく類似している。まず、PHS上面に関してはどちらの測線でも北方向に緩やかに 傾斜する反射面として明瞭にイメージングされた。その反射特性は浅部で弱く深部で強い 点も共通している。反射特性の変化する深度は東京湾測線では約 18.5 km、房総沖測線で は 13 kmと相違が認められた。さらに、房総沖測線では相模トラフまで連続したイメージ ングが得られており、相模トラフを充填する堆積層および深さ 10 km までは PHS上面の 反射強度は極めて強い。その他の相違点として房総沖では PHS上面が浅い。東京湾測線 では測線のほぼ中央で PHS上面が深さ 20km を越えるが、房総沖では測線の北端でも 20km 以浅にとどまっている。これは、太平洋プレートが東から沈み込んでいるためその 影響が考えられる。

上盤プレート・内陸地殻に関しては関東盆地が明瞭にイメージングされ、その南端が基 盤の盛り上がりによって境されている点が共通している。どちらの測線でも北方向に急傾 斜する構造が認められた。これらの類似した特徴から、関東地方南部および房総沖の内陸 地殻とも類似した形成過程を経てきたことが示唆される。

以上のように、沈み込む側の PHS の形状・反射特性、沈み込まれる側の内陸地殻の構造に関して細かな相違はあるもののおおよそ類似した特徴が認められ、関東地方南部から 房総沖にかけてほぼ同様の構造が連続している様子が明らかとなった。

c) 1923 年関東地震の主な余震活動との比較

房総沖測線で得られたプレート構造と周辺の大地震を比較する。関東地方南部で発生した大地震のうち、近代的な観測網によってデータが得られたイベントとして 1923 年関東地震の本震およびその余震、1987 年千葉県東方沖地震があげられる。

1923 年関東地震の発生後、本震の震源域の周辺で M7 を越える余震が多数発生した。 1923 年関東地震は日本周辺の同規模の地震と比べて大規模余震の発生数が多いことが知られている(武村、2003)。この原因について伊豆・小笠原島弧の衝突域に近いため本震後 応力が集中しやすい可能性が考えられている。武村(2003)により M7 を越える主な余震に ついて詳しい調査が行われた(図8、9)。その結果、本震後 1 時間以内に内陸部の震源断 層周辺で M7 を越える余震が 3 イベント発生し(E1-E3)、その後余震活動はやや低調とな り収束するかに見えたが翌日になって房総沖で M7 を越える余震が 2 イベント発生した (E4, E5)ことが明らかとなった。特に房総半島南東沖のイベント(E4, M7.6)は最大の余震 で勝浦において本震より揺れが大きく房総半島南端で小規模な津波(波高 30 cm)が観測さ れた(宇佐美、1996)。

E1	1923/9/1, 12:01(M7.2)	E4	1923/9/2, 11:46(M7.6)
E2	1923/9/1, 12:03(M7.3)	E5	1923/9/2, 18:27(M7.1)
E3	1923/9/1, 12:48(M7.1)	E6	1924/1/15, 5:50(M7.3)

M7以上の余震



図8 1923年関東地震の余震の M-T 図。武村(2003)に加筆。

一方、1987 年 12 月 17 日千葉県九十九里浜南部を震源として千葉県東方沖地震(M6.7) が発生した。本震のメカニズム解および余震分布から関東地方の下に沈み込むフィリピン 海プレートをほぼ鉛直に破断するスラブ内地震と考えられている(Okada and Kasahara, 1990)。

房総沖測線によるプレート構造と 1923 年関東地震の主な余震活動を比較すると最大余 震(E4)の震央位置は弱反射領域と近接する(図9)。また、余震 E5 は 1987 年千葉県東方沖 地震の余震域と近接している。



図 9 PHS 上面の反射強度と 1923 年関東地震の主な余震の震央分布の比較。1923 年関東 地震の本震の震央位置(星印、武村, 2003)、すべり分布(Sato et al., 2005)および M7 を越 える余震の震央分布(赤丸、武村, 2003)を PHS 上面の相似地震の分布(緑丸、Kimura et al., 2006)とあわせて示す。房総スロースリップイベントのすべり分布およびすべり欠損分布 は Ozawa et al.(2003) および 鷺谷・佐藤(2005) に基づき反射断面によるプレート構造を 考慮したものを示した(それぞれ紫および緑色の破線で示した領域)。

d) その他のデータとの比較

房総沖では約 6-7 年周期でスロースリップイベントが繰り返し発生することが知られ ている(山本・大久保, 2003; Ozawa et al., 2003; Sagiya, 2004)。また、GPS データを用い た解析から PHS-内陸プレート間のすべり欠損分布が推定されている(Sagiya, 2004; 鷺 谷・佐藤, 2005)。これらの結果に基づき反射断面によって得られたプレート構造を考慮し た分布を図9に示した。房総沖測線の反射特性と比較すると PHS 上面の反射強度の弱い 領域はすべり欠損の大きい領域とおよそ重なり、反射強度のやや強い領域はスロースリッ プのすべり域にほぼ含まれることが分かった。

Kimura et al.(2006)により PHS 上面の相似地震が得られている。ここでは地震の検知

能力を考慮し房総沖ではさらに小さな地震(M2.0 以上)までを対象として解析した(図9、 木村、2005)。さらに、1990年代半ば以降房総半島周辺で何点か観測点が順次増設され検 知能力が向上したため、1996年1月以降はM1.5以上のイベントを対象とした。房総沖測 線と比較すると測線の直下では北端部をのぞいて相似地震は見出されない。また、九十九 里浜沖の相似地震の活動域は1923年関東地震の主な余震 E5 と近接する。

e)考察: ~1923年関東地震の主な余震の地震のメカニズムに関して~

b)から d)の結果を元に 1923 年関東地震の主な余震の地震のメカニズムに関して考察した。

i) 最大余震(E4)について

東京湾測線において PHS 上面からの反射強度の弱い領域が 1923 年関東地震のアスペリ ティと一致することが明らかとなっている(Sato et la.,2005)。房総沖の反射特性を関東地 震の余震分布と比較したところ房総沖でもフィリピン海プレート上面からの反射の弱い領 域と最大余震の震央位置(E4)が近接することが明らかとなった(図 9)。関東地震の余震分 布がほぼ正しいとすると、これらの結果から房総沖の反射強度の弱い領域が最大余震のア スペリティに相当する可能性が高い。このことはこの余震で小規模な津波が観測されてい ること、この余震の震央位置がすべり欠損の大きい領域とほぼ一致することおよび相似地 震活動が現在見られないことと調和的である。

反射強度の弱い領域は、房総沖測線では 13 km より浅く、東京湾測線では約 18.5 km より浅いことがわかった(図 7)。このように下限の深さがことなることは、房総沖測線で 太平洋プレートの影響により PHS 上面が浅いと考えられることと関連が示唆される。房 総沖測線では相模トラフまで連続したイメージングが得られており、相模トラフ周辺の浅 部では PHS 上面の反射強度は極めて強い。このことは地震発生域の上限を推定する上で 重要と考えられる。房総沖測線では PHS 最上部にシート状の構造がイメージングされた。 この構造が測線北端まで滑らかに連続することからそこまではシート状構造の上面でプレ ート間すべりがおきている可能性が高いと考えられる。

反射強度の弱い領域はすべり欠損の大きい領域とほぼ重なり、やや強い領域は房総スロ ースリップイベントのすべり域におよそ含まれる(図9)。反射特性の不均質はプレート境 界の物理的特性の不均質を反映すると期待され、これらの良い一致から浅い方の反射強度 の強い領域は安定すべり域に、反射強度の弱い領域は不安定すべり域に、やや強い領域は 条件付安定すべり域に相当すると推測される(Kato et al., 2003)。PHS 上面からの反射強 度の弱い領域では速度不連続面における反射係数が小さく、上盤プレートとフィリピン海 プレート最上部の速度コントラストが小さいと期待される。反射法探査から推定された Vp から E4のような大地震の地震時すべりは5 km/s 程度の場で発生する可能性が示唆された。

ii) 余震 E5 について

余震 E5 の発生域は相似地震の活動域・1987 年千葉県東方沖地震(M6.7)の余震域とほぼ 重なる(図 9)。この余震の発生様式として相似地震のアスペリティがすべて同時に破壊し た、あるいは千葉県東方沖地震同様スラブ内のイベントだった可能性が考えられる。内陸 における関東地震の本震と翌日の房総沖の余震活動により両者の中間でプレート内部に歪 みが生じた可能性があり、後者の場合はこのような歪みによって E5 が引き起こされたの かもしれない。反射断面から東京湾および房総沖で PHS 上面の深さが異なることが明ら かとなっており、歪みの蓄積しやすい特異な場である可能性も示唆される。

f) まとめ

房総沖測線でイメージングされたフィリピン海プレート上面の弱反射領域は、大大特・ 東京湾測線および 1923 年関東地震の主な余震活動と比較した結果、1923 年関東地震の最 大余震のアスペリティに相当する可能性の高いことが明らかとなった。これまで 1923 年 関東地震について、本震に関しては詳細な研究が行われてきたが、プレート構造を調査し 他のデータと比較することにより主な余震の系列についても新たな知見を得ることができ た。今後より詳しい解析が必要である。 3) 関東平野東部から茨城沖にかけての基盤構造

a) はじめに

厚い堆積層に覆われた関東平野の強震動予測をおこなううえで、基盤構造の把握は重要 な課題である。関東平野の東部、茨城県の太平洋沿岸には、局所的に 3000m を超える基 盤深度の凹部が存在しており(たとえば、鈴木、2002)、その実体を把握する必要がある。 林ほか(2004a)は、茨城県の太平洋岸に沿って行われたバイブロサイス反射法探査(T95-A) の結果にもとづき、茨城県大洋村(現在の鹿嶋市)付近に中期中新世前期のリフト期の半 地溝堆積盆が伏在していることを明らかにした。すなわち、先述の局所的な基盤の凹部に は、中期中新世前期の地層が厚く埋積している。一方、茨城県北部から福島県南部にかけ て北北西-南南東に延びる棚倉構造線の両側には、同様の半地溝堆積盆が多数分布してお り、林ほか(2004a)は、大洋村で認められた堆積盆も、棚倉構造線に密接に関連して形成さ れたものである可能性を指摘した。もしそうであるならば、棚倉構造線の南方延長が、大 洋村よりも東側の茨城沖に存在する筈である。

茨城沖では、石油探査を目的とした音波探査が多数実施されている。本研究では、既存 の弾性波探査、重力探査、ボーリングデータに基づき、関東平野東部から茨城沖にかけて の基盤構造図を試作した。

b) 解析に用いたデータ

関東平野の基盤構造図については、鈴木(2002)により作成されている。本研究では、新 たなデータにより鈴木(2002)の基盤構造図を改訂した。鈴木(2002)以降に集められたボー リングデータは、林ほか(2004b)、およびこの報告書の「ボーリング資料による関東平野地 下の基盤岩の分布」に示されている。音波探査データは、石油開発公団(1971、1994)に よる SN94-A、 SN94-4、 Kanto-1、 Kanto-2、 Kanto-3、 Kanto-B1 を新たに参照し た。重力探査の結果は地質調査所(2000)を用いた。用いたボーリングおよび探査の測線を 図 10 に示す。

c) 関東平野東部から茨城県沖にかけての基盤構造

作成した基盤構造図を図 10 に示す。なお、海域の速度構造や反射面の読み取りはまだ 不十分な箇所もあり、これは暫定的な結果である。

本研究範囲内には、林ほか(2004a)で示された堆積盆も含め、合計4カ所の基盤凹部が認 められた。それらは全て類似の構造を示しており、中期中新世前期の半地溝堆積盆である 可能性が高い。これら堆積盆、および境界の隆起部は、全て北東-南西方向に伸びた形状 をしており、この走向の断層が存在する可能性を強く示唆する。

これら堆積盆が棚倉構造線の南方延長に関連したものであるならば、棚倉構造線は本研 究範囲よりもさらに沖合を通ることになろう。



図 10 関東平野東部~茨城沖にかけての先新第三系基盤深度。深度は全て海水準からの深 度で示した。赤線は本研究に用いた弾性波反射法探査(バイブロサイス、爆破およびマル チチャンネル音波探査)の測線を示す。赤丸は基盤に到達したボーリングデータ、白丸は 基盤に到達しなかったボーリングデータを示す。

- (d) 引用文献
- 1) 地質調查所:日本重力 CD-ROM, 数值地質図 P-2, 地質調查所, 2000.
- 2)林 広樹・笠原敬司・木村尚紀・川中 卓・太田陽一:茨城県大洋村におけるバイブ ロサイス反射法探査-棚倉構造線南方延長に関連して-.地震,第2輯,第58巻,29-40, 2004a.
- 3) 林 広樹・高橋雅紀・笠原敬司:関東平野の地下における新第三系の分布.石油技術 協会誌,第69巻,第5号,574-586,2004b.
- 4) Kanamori, H.: Faulting of the Great Kanto Earthquake of 1923 as Revealed by Seismological Data, Bull. Earthq. Res. Inst. Univ. Tokyo, 49, 13-18, 1971.
- 5) 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.
- Kato, A., M. Ohnaka, and H. Mochizuki: Constitutive properties for the shear failure of intact granite in seismogenic environments, J. Geophys. Res., 108, 2060, doi:10.1029/2001JB000791, 2003.
- 7) Kimura, H., K. Kasahara, T. Igarashi, and N. Hirata: 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.

- 8) 木村尚紀:関東地方南東沖におけるプレート構造と繰り返し地震,東京大学博士論文, 2005.
- 9) 松原誠・小原一成・笠原敬司,2006,三次元速度構造と相似地震の分布から推定した 関東地域の下のフィリピン海・太平洋プレートの形状,日本地震学会講演予稿集,C65.
- 10) 松原誠・小原一成・笠原敬司, 2005, 東海地方における深部低周波微動・スロースリ ップイベント発生領域の速度構造,日本地震学会講演予稿集, B020.
- 11) Matsubara, M., K Obara and K Kasahara, 2006, Small repeating earthquake activity beneath the Kanto and Tokai region, central Japan, from 1979 to 2001 derived from NIED Kanto-Tokai seismic network, EOS, Transactions, American Geophysical Union, T11G-04
- 12) Matsubara, M., H. Hayashi, K. Obara, and K. Kasahara (2005a), 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.
- 13) Matsubara, M., Y. Yagi, and K. Obara (2005b), 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.
- 14) 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, 2004, Tectonophysics, 388, 33-45.
- 15) Okada, Y., and K. Kasahara: Earthquake of 1987, off Chiba, central Japan and possible triggering of eastern Tokyo earthquake of 1988, Tectonophysics, 172, 351-364, 1990.
- 16) 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.
- 17) Sagiya T.: Interplate Coupling in the Kanto District, Central Japan, and the Boso Peninsula Silent Earthquake in May 1996, Pure appl. geophys. 161, 2327-2342, 2004.
- 18) 鷺谷威・佐藤比呂志: 測地学的に見た南関東地域のプレート間カップリング 新たな プレート境界形状モデルに基づく知見,日本地震学会講演予稿集,A038,2005.
- Sato, H. et al.: Earthquake Source Fault Beneath Tokyo, Science, 309, 462-464, 2005.
- 20) 関ロ渉次ほか: 孔井付近速度構造調査,大大特プロジェクト,I 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, 273-295, 2006.
- 21) 石油開発公団:昭和46年度 大陸棚石油・天然ガス資源基礎調査 基礎物理探査「関 東」,1971.
- 22) 石油開発公団:平成6年度 国内石油・天然ガス基礎調査 海上基礎物理探査「常磐 ~鹿島浅海域」, 1994.

- 23) Seno T., S. Stein, and A. Gripp (1993) A Model for the Motion of the Philippine Sea Plate Consistent With NUVEL-1 and Geological Data, J. Geophys. Res., 98, 17,941-17,948.
- 24) Seno T., T. Sakurai, and S. Stein (1996) Can the Okhotsk plate be discriminated from the North American plale? J. Geophys. Res., 101, 11,305-11,315.
- 25) 宍倉正展,: 変動地形からみた相模トラフにおけるプレート間地震サイクル, 地震研究 所彙報, 78, 245-254, 2003
- 26) 鈴木宏芳:関東平野の地下地質構造.防災科学技術研究所研究報告,第 63 号,1-19,2002.
- 27) 武村雅之: 関東大地震, 鹿島出版会, 2003.
- 28) 宇佐美龍夫,:新編日本被害地震総覧 [増補改訂版 416-1995], 東京大学出版会, 1996.
- 29) 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.
- 30) 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).

(e) 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
松原誠・小原	三次元速度構造と相似地震の	日本地震学会 2006 年秋季	2006年11
一成・笠原敬	分布から推定した関東地域の	大会, C65	月2日
司	下のフィリピン海・太平洋プレ		
	ートの形状		
Matsubara,	Small repeating earthquake	American Geophysical	2006年12
M., K Obara	activity beneath the Kanto	Union, 2006 Fall	月 11 日
and K	and Tokai region, central	Meeting, T11G-04	
Kasahara	Japan, from 1979 to 2001		
	derived from NIED		
	Kanto-Tokai seismic network		

(f) 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