

## 東京直下に沈み込む2枚のプレートと 首都圏下の特異な地震活動

長谷川 昭\* 中島 淳一\*  
内田 直希\* 海野 徳仁\*

### Subduction of Two Oceanic Plates and Unique Seismic Activity beneath the Tokyo Metropolitan Area

Akira HASEGAWA\*, Junichi NAKAJIMA\*,  
Naoki UCHIDA\* and Norihito UMINO\*

[Received 10 February, 2012; Accepted 15 March, 2013]

#### Abstract

Recent investigations based on seismic tomography, hypocenter determinations and focal mechanism analyses using dense seismic network data reveal the precise configurations of the Pacific (PAC) and Philippine Sea (PHS) plates subducting beneath the Tokyo metropolitan area. Estimated geometry shows a broad contact zone between the two plates located directly beneath the Kanto plain. The overlap with the PHS plate subducting above it provides the PAC plate with protection from being heated by the hot mantle wedge. Moreover, the fore-arc portion of the PHS plate, before its subduction beneath Kanto, had been cooled by the subduction of the PAC plate from the Izu-Bonin trench. These cause lower-temperature conditions within the two oceanic plates and the upper continental plate beneath the Tokyo metropolitan area. As a result, depth limits of seismic activities within the plates and along their boundaries are anomalously deep. Seismic tomography studies show that the easternmost portion of the PHS slab mantle is serpentinized. The PHS slab may have been torn in two along the western boundary of this serpentinized mantle, with the eastern portion being left behind relative to subduction of the western portion. This is accompanied by the generation of large intraslab earthquakes along the boundary. We need to take these observations into consideration to understand the mechanism generating *M*7-class earthquakes, which are anticipated to occur in the southern Kanto region with a high probability.

**Key words** : subduction of two plates, seismic activity, serpentinized fore-arc slab mantle, slab splitting, *M*7-class earthquakes, Tokyo metropolitan area

キーワード : 2つのプレートの沈み込み, 地震活動, 蛇紋岩化した前弧スラブマントル, スラブ分裂, *M*7クラス首都直下地震

\* 東北大学大学院理学研究科地震・噴火予知研究観測センター

\* Research Center for Prediction of Earthquakes and Volcanic Eruptions, Graduate School of Science, Tohoku University, Sendai, 980-8578, Japan

## I. はじめに

地球表面は、十数枚の「プレート」と呼ばれる厚さ数十 km から百数十 km の固い岩石の板で覆われている。地球は、その生成以来冷却を続け、現在もその途上にある。地球内部の熱を表面まで運んで宇宙空間に放出するために、地球内部で対流運動が起こっている。この対流運動の一環として、地球表面部分の固いプレートは相対的に運動している。プレートとプレートの境界には3種類のタイプがあり、そのうち、プレート同士が近づきあい、重い方のプレートが軽い方のプレートの下に沈み込んでいる場所が、「沈み込み帯」である。大陸プレートは密度が小さく、その上に乗る陸地を支えている。一方、海洋プレートは、海嶺で生成され沈み込み帯まで運ばれるうちに、冷やされて重くなる。一般に、沈み込み帯では、重い海洋プレートが軽い大陸プレートの下に沈み込んでいる。その沈み込み口には窪みができる。それが海溝またはトラフである。

プレート同士の相対運動の結果、プレートとプレートの境界やその近傍で地震が発生する。沈み込み帯では、主として、①沈み込む海洋プレートとその上の大陸プレートとの境界（のうちその浅い部分）、②沈み込んだ海洋プレート（スラブ）の内部、③上盤側の大陸プレートの浅い地殻内、で地震が発生する。それぞれ、①プレート境界地震、②スラブ内地震、③内陸地震と呼ばれている。

日本列島は、東日本の下に太平洋プレートが、西日本の下にフィリピン海プレートが沈み込む、典型的な沈み込み帯に位置する。列島全域にわたって地震活動が活発なのはそのためであり、日本列島は過去に繰り返し大きな被害を受けてきた。2011年にも3.11東北沖地震（マグニチュードM9.0）により、東日本を中心に甚大な被害を受け、津波によって多数の犠牲者をだした。この東北沖地震は、上記の①のタイプのプレート境界地震であり、プレート境界に沿って長さ約500 km、幅約200 kmに及ぶ広い領域がおよそ3分間をかけて破壊した（例えば、Yagi and Fukahata, 2011）。

③のタイプの内陸地震として、最近では、これも大きな被害を受けた1995年兵庫県南部地震（M7.3）がある。

関東地方は、太平洋プレートがその下に沈み込む東日本とフィリピン海プレートが沈み込む西日本との間に位置し、これら2つの海洋プレートがその下に沈み込むという特異なテクトニクスの場にある。すなわち、その沖合に日本海溝・伊豆-小笠原海溝・相模トラフの3つの海溝が会合する三重会合点があり、フィリピン海プレートが相模トラフから北西方向に約24 mm/年、その下を太平洋プレートが日本海溝・伊豆-小笠原海溝から西北西方向に約77 mm/年の速度で沈み込んでいる（Seno *et al.*, 1993; DeMets *et al.*, 1994）。このように特異なテクトニクスの場にあるため、そこで起こる地震活動も活発であり、その活動様式も特異である。

東京を含む関東地方は、日本全体の1/3近くの人口が集中し、国の経済活動の4割以上を占める。地震調査研究推進本部（2004）の長期予測によると、首都直下で起こるM7クラスの地震の発生確率は、今後30年以内に70%である。中央防災会議（2004）は、東京湾北部で発生するM7クラスの地震の被害想定を行い、死者1万1千人以上、経済損失約112兆円と見積もった。このように、関東地方では、ひとたび大地震が発生すると甚大な被害が予想され、この地域における地震発生長期予測の確度をあげることがきわめて重要である。そのためには、まずはこの地域の地震テクトニクスを詳しく理解する必要がある。その基本として不可欠な情報が沈み込むプレートの位置・形状である。

最近の稠密地震観測網のデータを用いた地震波トモグラフィ等の解析から、日本列島の下地構造を詳細にイメージングできるようになってきた。その結果、首都圏下に沈み込むフィリピン海プレートと太平洋プレートの3次元形状、さらにはこれら2つのプレートが関東地方下の広い範囲で接触している様子が明らかになってきた。本稿では、これらに規定されて発生するようみえる、この地域の特異な地震活動について紹介する。

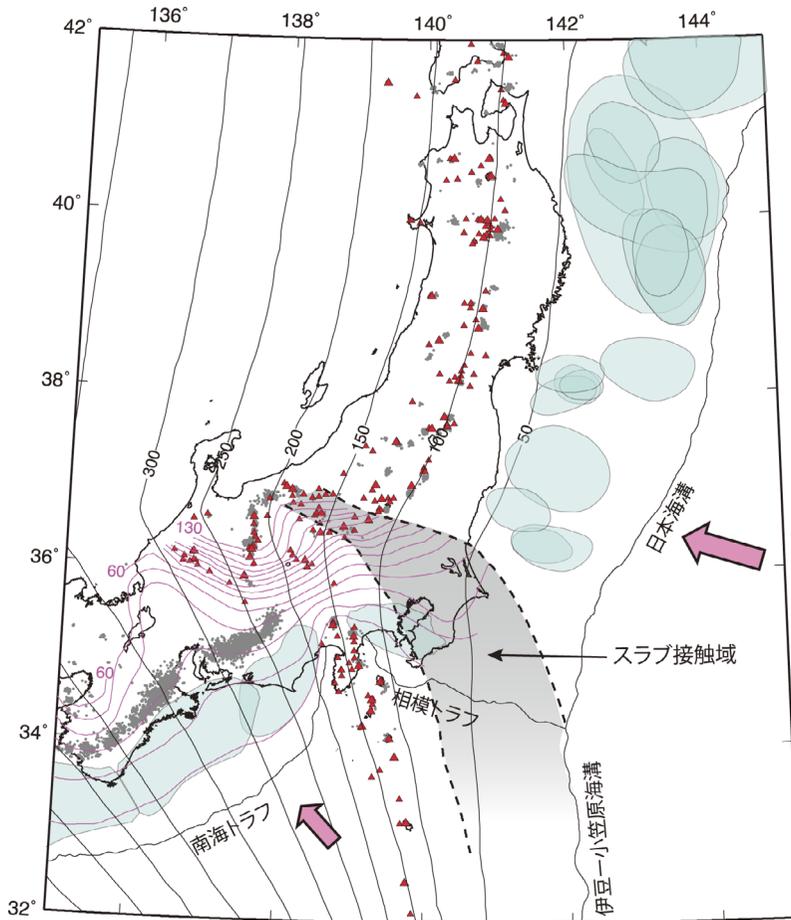


図 1 太平洋プレートおよびフィリピン海プレート上面の等深度コンターを示す図 (Baba *et al.*, 2002; Nakajima and Hasegawa, 2007; Hirose *et al.*, 2008; Nakajima *et al.*, 2009a; Kita *et al.*, 2010). 二本の破線で囲った灰色の領域は 2つのプレートの接触域。プレート境界大地震の想定震源域あるいは余震域 (文科省<sup>1)</sup>; Umino *et al.*, 1990; Wald and Somerville, 1995) を楕円で示す。三角は第四紀火山, 黒点は深部低周波地震。

Fig. 1 Map showing iso-depth contours of upper surfaces of Pacific (PAC) and Philippine Sea (PHS) plates (Baba *et al.*, 2002; Nakajima and Hasegawa, 2007; Hirose *et al.*, 2008; Nakajima *et al.*, 2009a; Kita *et al.*, 2010). The contact zone between the two plates is enclosed by two broken curves with the area between shaded in gray. Source area of the 1923 Kanto earthquake (Wald and Somerville, 1995) and those of forthcoming Tokai, Tonankai, and Nankai earthquakes (HERP, MEXT<sup>1)</sup>) are shown by light blue ellipses. Source areas of  $M7$  interplate earthquakes on the upper surface of Pacific plate during the past 80 years (Umino *et al.*, 1990) are also shown by ellipses. Triangles denote Quaternary volcanoes. Deep low-frequency earthquakes are shown by dots.

## II. 沈み込むプレートの 3次元形状と 関東下の地震のタイプ

図 1 は, 日本列島下に沈み込む太平洋プレートとフィリピン海プレートの上部境界面の深さ分

布を示す。太平洋プレート上面の位置は, 精度よく決定した震源の分布を用いて推定したもので, 浅部ではプレート境界で発生していると考えられる低角逆断層型のメカニズム解をもつ地震および小繰り返し地震 (Uchida *et al.*, 2003) の震源位

置をプレート境界が通るように、また深部では、プレート境界での変換波から推定された位置 (Matsuzawa *et al.*, 1986; Zhao *et al.*, 1997) を参考にしつつ、稍深発地震活動の上端を通るように推定した (Nakajima *et al.*, 2009a; Kita *et al.*, 2010)。

フィリピン海プレートの場合、プレート境界やプレート内部で発生する中小地震の活動が太平洋プレートほど活発でないで、少し工夫が必要となる。弘瀬ほか (2008), Hirose *et al.* (2008) は、地震波トモグラフィにより、関東から九州に至る地域下のフィリピン海プレートの地殻部分を、低  $V_s$ ・高  $V_p/V_s$  層として検出した (ここで  $V_p$  は P 波速度,  $V_s$  は S 波速度)。また, Nakajima and Hasegawa (2007) は、中部地方から中国地方にかけての地域下に沈み込むフィリピン海プレートの深い部分を、さらに Nakajima *et al.* (2009a) は、伊豆半島北方に沈み込む同じくフィリピン海プレートを、非地震性の地震波高速度層として検出した。これら一連の研究により、従来難しかったフィリピン海プレート上部境界面の推定が、これらの層の上端をとることにより可能となった。このようにして推定されたフィリピン海プレートの上面の深さ分布が図 1 である。ただし、太平洋下の浅い部分については、地殻構造探査により推定された Baba *et al.* (2002) の結果を用いている。

フィリピン海プレートと太平洋プレートとは、関東下で接触している。Nakajima *et al.* (2009a), Uchida *et al.* (2009) は、地震波トモグラフィによる 3 次元地震波速度構造、プレート境界で発生している低角逆断層型の地震および小繰り返し地震のスリップベクトルの方向などの情報から、太平洋プレート上面とフィリピン海プレート下面との接触域の範囲を詳細に推定した。それが、図 1 で 2 本の黒の破線で囲んだ影を付けた領域であり、関東平野にほぼ対応するような広い範囲で接触していることがわかる。

すでに述べたように、沈み込み帯では、主として、①プレート境界地震、②スラブ内地震、③内陸地震の 3 つのタイプの地震が発生する。しか

し、首都圏では、その下に沈み込む海洋プレートが 2 つなので、①プレート境界地震、②スラブ内地震、それぞれに 2 通りの地震が起こることになる。すなわち、首都圏下で発生する地震には、

- ①太平洋プレートとフィリピン海プレートの境界で発生するプレート境界地震
  - ②フィリピン海プレートとその上の陸のプレート (北米プレート) との境界で発生するプレート境界地震
  - ③太平洋プレート内部で発生するスラブ内地震
  - ④フィリピン海プレート内部で発生するスラブ内地震
  - ⑤陸のプレート (北米プレート) 内部の地殻内で発生する内陸地震
- の 5 つのタイプがある。

次章以降で、これら 5 つのタイプの地震のそれぞれについて、その起こり方の特徴をみてみよう。

### III. ③太平洋プレート内部で発生するスラブ内地震

スラブ内地震の発生メカニズムは、よくわかっているわけではない。スラブ内地震が発生するような深部では岩石の強度が非常に高くなり、脆性破壊を起こすためにはきわめて大きな差応力が必要となるからである。実際にそのような大きな差応力が働いているとは考えにくいので、強度を下げる何らかのメカニズムが働いているはずである。脱水脆性化 (dehydration embrittlement) が強度を下げてスラブ内地震を発生させる有力なメカニズムと考えられている (Raleigh and Paterson, 1965; Kirby, 1995; Seno and Yamanka, 1996)。プレートの沈み込みに伴う温度・圧力の上昇によりスラブ内の含水鉱物が脱水分解し、吐き出された水が有効法線応力を低下させ脆性破壊が可能となるという考えである。そうであれば、スラブ内地震はスラブ内の至るところで起こるわけではなく、①スラブ内の含水鉱物が存在する領域でのみ発生する、②とりわけ多く発生するのは含水量の変化する相境界であると予想される。

図 2a に、東北地方中央部を通るスラブ内地震の高弧横断鉛直断面を示す。図に重ねて、推定されるスラブ地殻内の相境界を黒破線 B、C およびピンク色の一点鎖線 D で示す。なお、相境界の位置は温度構造に強く依存する。ここでは、Hacker *et al.* (2003) の相図と Peacock and Wang (1999) の温度構造に基づいて推定したもの (B, C) と Omori *et al.* (2004) の相図と van Keken *et al.*

(2002) の温度構造に基づいて推定したもの (D) と二通り示してある。図から、スラブ地殻内で、集中した地震活動が、H<sub>2</sub>O の含有率 5.4% → 3.0% に変わる相境界 B および D 付近、あるいはその浅部側にみられる。これは脱水脆性化説からの予測とおおよそ一致する。この集中した地震活動は、東北地方中央部だけでなく、北海道から東北地方全域において認められ、スラブ上面の等深線

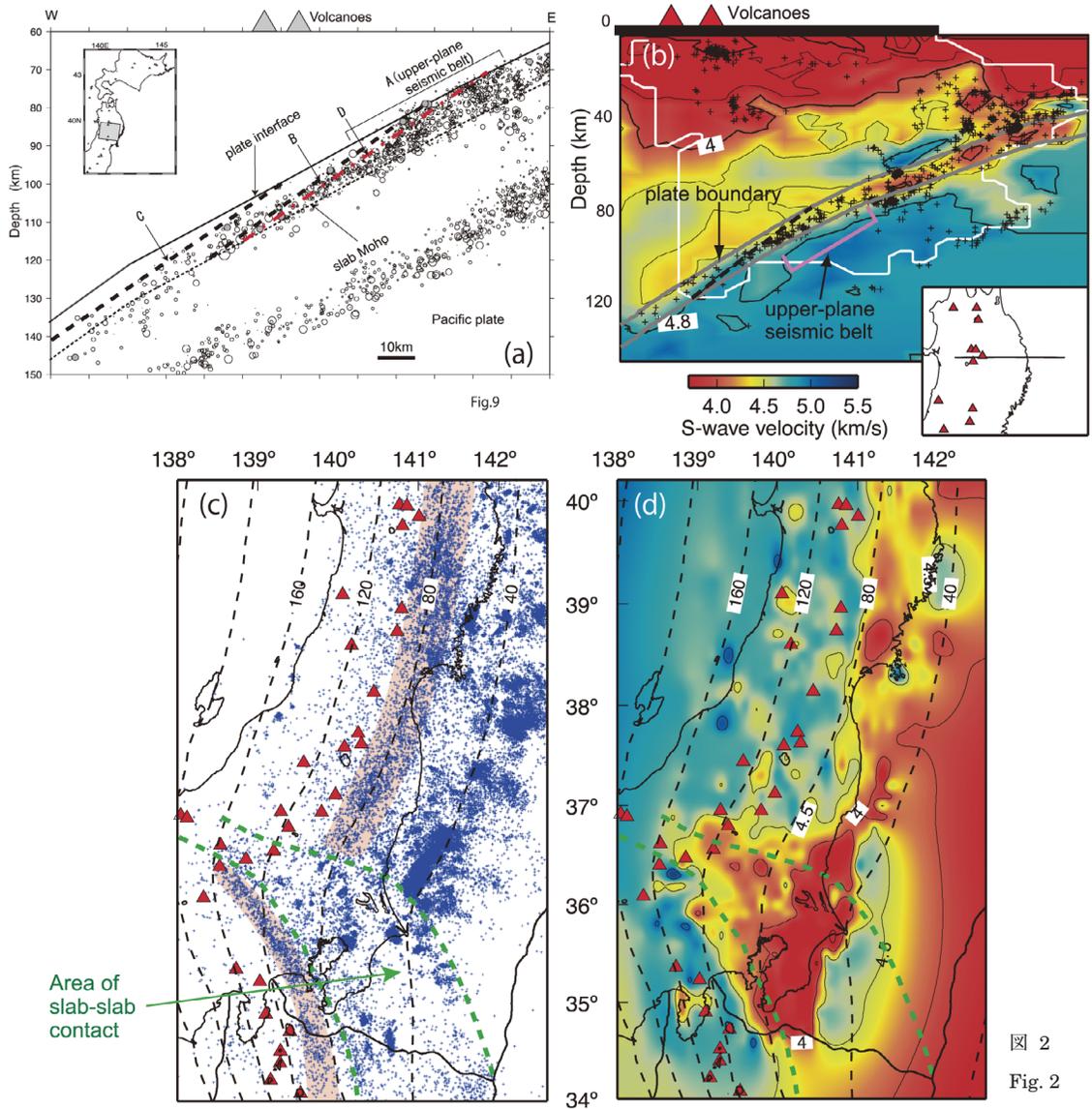


図 2  
Fig. 2

に平行に深さ 70 ~ 90 km の範囲で顕著な地震帯を形成する (Kita *et al.*, 2006)。彼女らは、それを「上面地震帯」と名づけた。図 2c に、スラブ地殻の地震の震央分布を示すが、ピンク色で影を付けたように、東北地方で、等深線に平行に帯状の分布をしていることがわかる。ただし、関東下では、この地震帯は等深線と平行ではなく、そこから離れて深い側にシフトしている。深部にシフトしている場所は、緑色の 2 本の破線で囲んで示した太平洋スラブとフィリピン海スラブの接触域に、見事に一致する。すなわち、直上で低温のフィリピン海スラブが蓋をしているために、マントルによる加熱が妨げられて太平洋スラブ地殻の温度上昇が遅れ、その結果、この地域では相転移の境界が深部にシフトしたことに対応すると推定される (Hasegawa *et al.*, 2007)。

スラブ地殻内で相転移すれば、それより深部で地震波速度は速くなるから、地震波トモグラフィで得られた速度の分布から、スラブ地殻内の相転移が本当に上面地震帯の原因となっているか、さらに関東下で相転移が本当に遅れているかを検証することができるはずである。図 2b に、東北地方中央部を通る S 波速度の島弧横断鉛直断面を示す (Tsuji *et al.*, 2008)。スラブ地殻に相当する低速度層が、確かに図に示した上面地震帯の深さまで

及び、それ以深で最早低速度ではなくなっていることがわかる。図 2d は、太平洋スラブ地殻内の S 波速度の分布を示す (Nakajima *et al.*, 2009b)。東北地方では、スラブ上面等深線の 80 km の深さ程度まで低速度域が及び、それ以深では最早低速度ではなくなっている。つまり、図 2b でみられたような、上面地震帯の深さ程度までスラブ地殻は低速度であって、それ以深ではもはやそれほど低速度ではないという特徴は、東北地方の全域で明瞭に認められる。一方、関東では、低速度域の及ぶ深さは局所的に深くなり、それは図で 2 本の緑の破線で囲まれたフィリピン海スラブとの接触域で生じている。図 2c に示す上面地震帯の位置と比較すれば、局所的に深くなった上面地震帯と低速度域の及ぶ深さが見事に一致することがわかる。

以上みてきたように、東北地方下の太平洋スラブ地殻内には、スラブ上面等深線にほぼ平行に上面地震帯が存在する。一方、関東下では直上のフィリピン海スラブに蓋をされ相転移が遅れるため、それは深部へ偏り、スラブ上面等深線に斜交した上面地震帯を形成すると考えられる。この観測事実は、スラブ内地震の脱水脆性化説を強く支持するとともに、太平洋スラブの地殻部分が、関東下で局所的に温度が低くなっていることを示す

図 2 (a) 東北地方中央部を通るスラブ内地震の島弧横断鉛直断面 (Kita *et al.*, 2006)。震源を白丸で示す。A は上面地震帯を、B-D は海洋地殻の脱水反応境界を示す。(b) 東北地方中央部を通る S 波速度 (カラー) の島弧横断鉛直断面 (Tsuji *et al.*, 2008)。実線は太平洋プレート上面。海洋地殻の脱水反応境界 ((a) 図の B に相当) を破線で示す。図上部の太線と赤三角は陸地の範囲と火山。(c) 太平洋プレートの地殻内で発生する地震の震央分布。プレート上面から下方に 0 ~ 10 km の範囲の地震を青点で示す。上面地震帯をピンク色で影を付けて示す。関東下の 2 つのプレートの接触域を緑破線で示す。プレート上面の深さのコンターを実線で、火山を赤三角で示す。(d) 太平洋プレートの地殻に沿う S 波速度 (カラー) の分布 (Nakajima *et al.*, 2009b)。プレート上面から 5 km 下方の面に沿う速度をカラースケールで示す。黒破線および緑破線は、それぞれプレート上面の深さのコンターおよび 2 つのプレートの接触域。赤三角は活火山。

Fig. 2 (a) Cross-arc vertical cross-section of intraslab earthquakes in central Tohoku (Kita *et al.*, 2006). Earthquakes are shown by open circles. A denotes location of upper-plane seismic belt, and B, C and D show facies boundaries. (b) Cross-arc vertical cross-section of S-wave velocity in central Tohoku (Tsuji *et al.*, 2008). S-wave velocity is shown by a color scale. The upper plate surface is shown by a solid line, and A denotes upper-plane seismic belt. Facies boundary corresponding B in Fig. (a) is shown by a broken line. (c) Epicenter distribution of earthquakes in the crust of PAC plate. Earthquakes 0-10 km below the upper plate surface are shown by blue dots. Upper plane seismic belt is shaded in pink. Contact zone between PHS and PAC plates beneath Kanto is enclosed by two green broken curves. Solid curves and red triangles denote iso-depth contours of upper plate surface and active volcanoes, respectively. (d) S-wave velocity distribution in the crust of PAC plate on a curved plane 5 km below upper plate surface (Nakajima *et al.*, 2009b). Black and green broken curves denote iso-depth contours of upper plate surface and slab contact zone, respectively.

ものである。

太平洋プレートのなかで発生するスラブ内地震は、50～150 km 程度の深さ範囲で二重深発地震面を形成する (Hasegawa *et al.*, 1978)。これまでみてきたスラブ地殻の地震は、二重深発地震面の上面の地震をみていることになる (Matsuzawa *et al.*, 1986; Hasegawa *et al.*, 1994)。それでは、スラブマントルで発生する下面の地震はどうかであろうか。図には示さないが、下面の地震は空間的に不均質に分布しているものの、関東下のスラブ接触域で分布がとくに変化しているようにはみえない。下面の地震はスラブの中央部で起こるので、マントルウェッジからの加熱の遅れの影響がほとんどないからである。

#### IV. ①太平洋プレート上面で発生するプレート境界地震

図1をみるとわかるように、フィリピン海プレート上面のプレート境界大地震は、その震源域の下限が約25 km であり、一方、太平洋プレート上面のプレート境界大地震は、それよりずっと深く約50～60 km である。一般に、沈み込み帯におけるプレート境界地震の深さの下限は、主として温度で規定されることが知られている (Hyndman *et al.*, 1997)。そのため、年令の古い太平洋プレートの方が、より深くまでプレート境界地震が発生する。ところで、すでに述べたように、関東下では2つのプレートが広い範囲で直接接触していて、下側の太平洋プレートは、その直上に一緒に沈み込んでいるフィリピン海プレートに蓋をされ、その上のマントルウェッジから加熱されるのが遅れる (Hasegawa *et al.*, 2007)。したがって、プレート境界地震の深さの下限も、関東下の2つのプレートの接触域で局所的に深いことが期待される。事実、図3aにみられるように、プレート境界地震の深さの下限は、その北側の東北地方で50～60 km 程度であったものが、2つのプレートの接触域で局所的に深くなり、80 km 程度にまで達する (Nakajima *et al.*, 2009a)。すなわち、太平洋プレートの地殻部分が冷たいので、プレート境界地震の深さの下限が局所的に深

くなっている。

図4は、繰り返し小地震データから見積もった太平洋プレート上面のプレート間結合度の分布である (Uchida *et al.*, 2009)。繰り返し小地震は、安定すべり域に囲まれた小さなアスペリティが繰り返すことで起こると解釈されており、繰り返し小地震のすべり量の積算から、周囲の領域の安定すべりの時間発展を推定できる。そのようにして、推定されたプレート間結合度の分布が図4である。図の太破線は、フィリピン海プレートと太平洋プレートの接触域の北東端を示す。すなわち、太平洋プレートに接している上盤側のプレートが、破線の北東側では北米プレート、南西側ではフィリピン海プレートである。図から、ほぼ破線を境に、その北東側と南西側で、プレート間結合度に顕著な違いがみられることがわかる。つまり、上盤プレートが北米プレートの領域では、プレート間結合度が0.6～0.9程度であり、一方フィリピン海プレートの領域では、0.1～0.3程度ときわめて小さい。それに対応するように、上盤プレートがフィリピン海プレートの領域では、1926年以降の大地震の震源域の分布をみても、それらが起きていない (図3a)。Nishimura *et al.* (2007) はGPSデータから、この地域のプレート間結合度の推定を試みているが、同様に上盤プレートがフィリピン海プレートの領域では、プレート間結合度がほとんど0と推定している。

2011年3月11日東北沖地震のすべり域の広がりが何によって規定されたのかは、地震の最大規模が何によって規定されるかを考える上で非常に重要である。GPSデータから推定された本震と最大余震をあわせたすべり域の南限は、どうやら図4の破線の位置に一致しているようである (Ito *et al.*, 2011; Uchida and Matsuzawa, 2011)。すなわち、北から伝搬してきた破壊が、上盤側がフィリピン海プレートに変わり、プレート間結合度が小さく、すべり遅れのほとんどない領域に入ると、そこで破壊が止まったということになる。すべり遅れない領域には破壊は広がっていかないとはいえずであり、すべり域の南限はそれで規定され

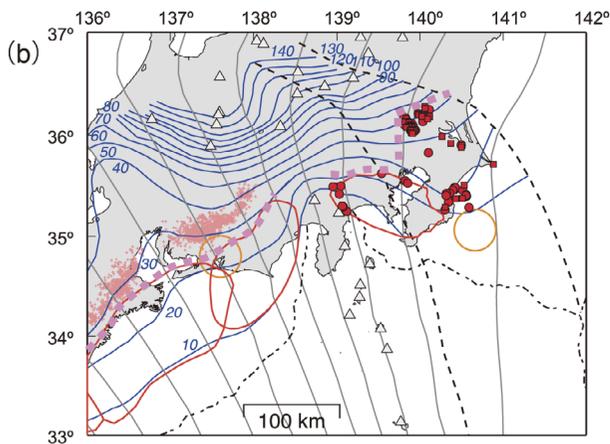
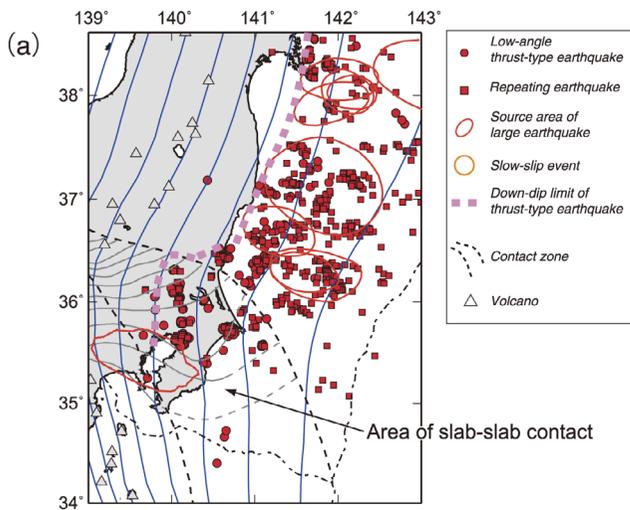


図 3 (a) 太平洋プレートおよび (b) フィリピン海プレート上面のプレート境界地震の分布 (Nakajima *et al.*, 2009a). 低角逆断層型地震および繰り返し小地震 (Uchida *et al.*, 2003, 2009) を、それぞれ丸および四角で示す。プレート境界地震の深さの下限を太破線で示す。(b) の点は深部低周波微動/地震。

Fig. 3 Distribution of interplate earthquakes on upper surfaces of (a) PAC and (b) PHS plates (Nakajima *et al.*, 2009a). Circles and squares show epicenters of low-angle thrust-type events and small repeating events (Uchida *et al.*, 2003, 2009), respectively. Source areas of large interplate events are shown by ellipses. Thick dashed lines show downdip limit of interplate earthquakes. Dots in (b) denote non-volcanic deep low-frequency tremors/earthquakes.

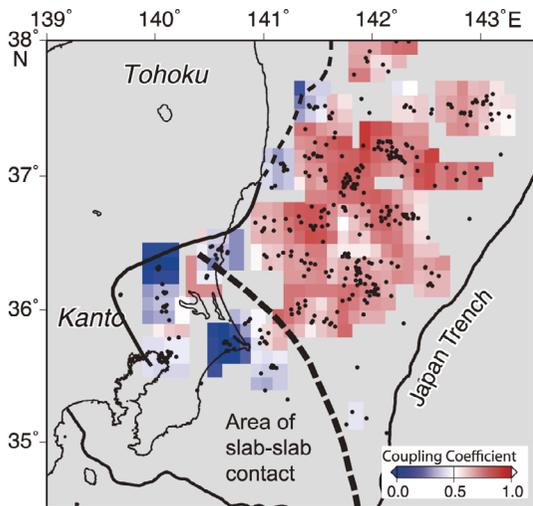


図 4 繰り返し小地震のすべり量の積算から推定されたプレート間結合度の分布 (Uchida *et al.*, 2009). 各領域で推定されたカップリング係数をカラスケールで示す。黒点は推定に用いた繰り返し小地震の各グループの位置を示す。太破線はフィリピン海プレートの北東端。

Fig. 4 Spatial distribution of interplate coupling (color) estimated from cumulative slip of repeating earthquakes sequences (Uchida *et al.*, 2009). Black dots and thick broken curve denote locations of repeating earthquake sequences and northeastern edge of PHS plate, respectively.

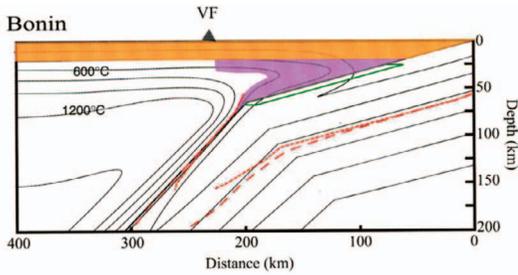


図 5 小笠原前弧の温度構造の島弧横断鉛直断面 (Seno, 2007). 推定された温度構造を等温線のコンターで示す. マントルウェッジ内の蛇紋岩化が可能な温度範囲を濃い影を付けて示す. 点線および破線は蛇紋岩の脱水反応境界を示す. VFは火山フロント.

Fig. 5 Across-arc vertical cross-section of thermal structure in the Bonin fore-arc (Seno, 2007). Estimated temperatures are shown by isotherm contours. Possible range of serpentinization in mantle wedge is deeply shaded. Broken and dotted lines denote dehydration loci of serpentine. VF is volcanic front.

たと考えられる。

図 4 は、上盤プレートの違いがプレート間結合度の違いの原因となっていることを示している。では、上盤プレートの何がプレート間結合度の違いを規定しているのだろうか。Uchida *et al.* (2009) は、プレート境界近傍の詳細な構造を地震波トモグラフィで調べた。その結果、太平洋プレート上面の直上をみると、図 4 の破線の北東側、すなわち北米プレートのマントルでは S 波速度が 4.5 ~ 4.6 km/s 程度の通常の値であるのに対し、南西側、すなわちフィリピン海プレートのマントルでは一部の領域を除き 4 km/s 前後という著しい低速度になっていることがわかった。つまり、フィリピン海プレートのマントル部分の底、太平洋プレートとの境界面直上の多くの領域が蛇紋岩化していると推定される。なお、この低速度域の広がり、沈み込む前のフィリピン海プレートのマントル部分について、Seno (2007) が温度構造に基づいて推定した蛇紋岩化域 (図 5) とほぼ対応している。この蛇紋岩化が、プレート間の結合度を著しく低下させている原因と推定される (Uchida *et al.*, 2009)。

プレート間結合度が小さいということは、例えば M8 クラスなどの大きい地震は起こり難いことを意味する。実際、深部までプレート境界地震は発生するものの、この地域で大きな地震の発生は知られていない。なお、現在、中小のプレート境界地震が定常的に発生しているのは、東京湾から北に延びる領域など、いくつかの領域に局在し、そこでは直上のフィリピン海プレートのマントルが S 波低速度になっていない (Nakajima *et al.*, 2009a)。すなわち、フィリピン海スラブマントルの底の部分が蛇紋岩化していない領域が局所的に点在し、それらの領域でのみ地震発生を可能とし、その大きさも中小程度のプレート境界地震の発生に留まっている。

## V. ②フィリピン海プレート上面で発生するプレート境界地震

首都圏できわめて甚大な被害を受けた 1707 年元禄関東地震 (M8.2)、1923 年大正関東地震 (M7.9) は、フィリピン海プレートとその上の陸のプレートとの境界で発生した M8 クラスの巨大地震である。首都圏下では、プレート境界までの深さが 10 ~ 40 km と浅いので、これほどの大きさの地震でなくても、大きな被害を及ぼす可能性があり、とくに注意が必要である。

図 3b には、フィリピン海プレート上面のプレート境界地震の震源あるいは震源域を示すが、プレート境界地震の深さの下限が、その西側で 25 km 程度の深さであったものが、2つのプレートの接触域では局所的に深くなり 50 ~ 60 km 程度に達する。これは、一つには、関東下に沈み込むフィリピン海プレートの年齢がその西側に比べて古い (> 48 Ma; Seno and Maruyama, 1984) ことによるのであろう。もう一つには、次章でみるように、フィリピン海プレートの前弧部分は、太平洋プレートの沈み込みによって冷やされた状態で関東下に達するので、異常に温度が低くなっていると推測される。それが、フィリピン海プレートの上境界面で発生するプレート境界地震の深さの下限が、その東端で局所的に深くなっていることに寄与していると思われる。

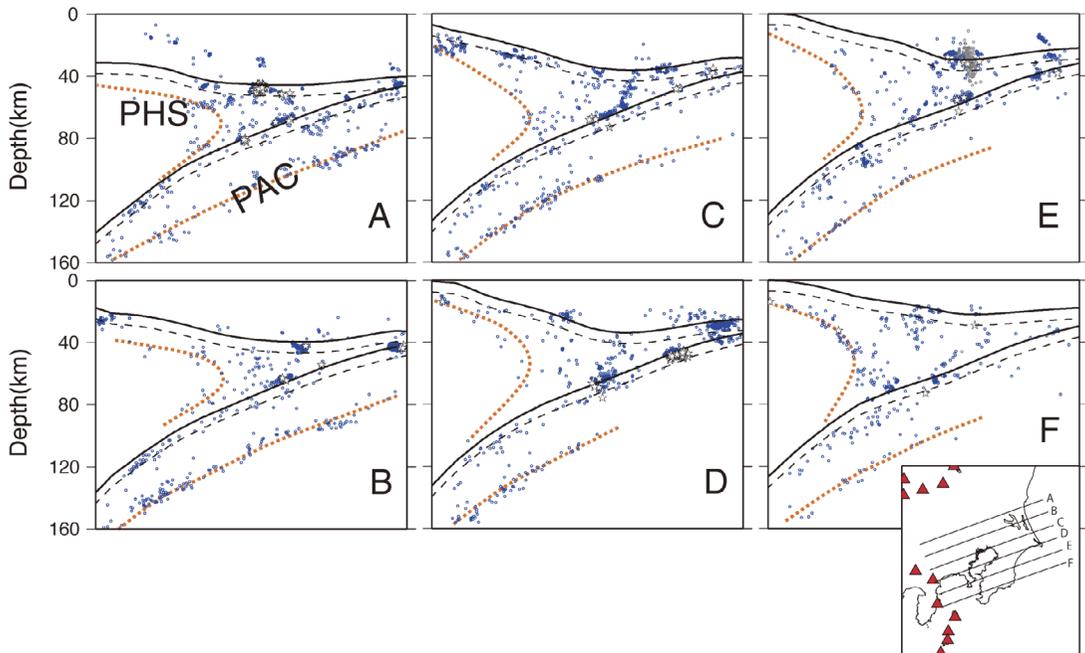


図 6 測線 A～F に沿う震源の鉛直断面。震源を丸で示す。黒実線は太平洋プレートおよびフィリピン海プレートの上部境界面、黒破線はモホ面。点線は推定される 600～650℃の等温線。

Fig. 6 Vertical cross-sections of earthquakes along lines A through F. Earthquakes are shown by circles. Black lines denote upper surfaces of PAC and PHS plates, and black broken lines indicate Moho discontinuities of the two plates. Dotted lines shows estimated isotherm of 600-650°C.

ただし、図 3b にみられるように、同じ古いプレートが沈み込む関東下でも、西部では、プレート境界地震の下限は局所的に深くなっていない。これは、上盤プレートのマンタルウェッジが低  $V_s$ ・高  $V_p/V_s$  であることから、陸側マンタルがこの地域で蛇紋岩化しているためと推定される (Kamiya and Kobayashi, 2000; Matsubara *et al.*, 2005; Nakajima *et al.*, 2009a)。図で示す関東下の楢円の領域は 1923 年大正関東地震 ( $M7.9$ ) の震源域なので、言い換えると、1923 年関東地震の破壊域の下限が蛇紋岩化した陸側マンタルによって規定されているということになる。

しかし、東経 140 度付近を超えてその東側の領域では、状況が少し異なり、フィリピン海プレート直上の陸側マンタル全域が蛇紋岩化してはいないようである (Nakajima *et al.*, 2009a)。そのため、プレート境界地震の下限が深くなってい

る。GPS や水準測量のデータを用いた解析によれば、房総半島北東部ではフィリピン海プレートと陸側プレートとが固着しているという研究結果もあり (Nishimura *et al.*, 2007)、首都圏下の地震発生 of 長期予測を考える上で留意する必要がある。2 枚のプレートが沈み込んでいるため、この地域では地殻変動データからプレート間固着の時空間分布を推定するのは必ずしも容易ではないが、問題の重要性から鑑みて、今後データの蓄積とともに、さらなる研究の進展が期待される。

#### VI. ④フィリピン海プレート内部で発生するスラブ内地震

図 6 は、挿入図の A～F の測線に沿う震源の鉛直断面を示す。太平洋プレート (PAC) 内部では、スラブ内地震が二重深発地震面を形成している。下面の地震は、スラブ上部境界面に平行に

分布し、上部境界面からおおよそ 40 km 程度の深さまで分布する。スラブ上部境界面からどの程度の深さまでスラブ内地震が発生するかはプレートの年令に依存する (Brudzinski *et al.*, 2007)。それは、主として温度 (antigorite の脱水反応境界: 600 ~ 650°C, chlorite: 700 ~ 800°C) で決まっていると考えられる。年令が約 130 Ma のこの地域の太平洋プレートは、世界の沈み込み帯のなかでも最も古く、したがって冷たいプレートの部類に属する。つまり、スラブ上部境界面からおおよそ 40 km 程度の深さまでスラブ内地震が発生しているのは、世界の沈み込み帯のなかで最も深い部類に属する (Brudzinski *et al.*, 2007)。

では、フィリピン海プレート (PHS) 内部はどうかであろうか。図をみると、スラブ上部境界面からおおよそ 50 ~ 60 km 程度の深さまでスラブ内地震が発生していることがわかる。すでに述べたように、フィリピン海プレートは、その年令が関東下で比較的古い。そうはいつても、おおよそ 50 Ma 程度であり (Seno and Maruyama, 1984)、太平洋プレートに比べればはるかに若い。それなのに、スラブ内地震の上部境界面からの深さの下限が、太平洋プレートより深い。それは、以下に述べるように、太平洋プレートの沈み込みにより、その前弧部分が冷やされて温度が異常に低くなっているためと推測される。

フィリピン海プレートは、北上して関東に達する以前は、その南方にあり、そこでは太平洋プレートがその下に沈み込む。この沈み込みにより、図 5 に示すように、上盤側のフィリピン海プレートの前弧部分は冷やされ続け、低温部分の領域が広がる。そのように沈み込む前に冷やされ続けたフィリピン海プレート前弧部分が、関東に達してその下に沈み込む。実際、関東下に沈み込んだ前弧フィリピン海プレートは、沈み込み前と同様のくさび形をしていることが変換波を用いた厚さの推定から明らかになっている (Uchida *et al.*, 2010)。図 5 に示すように、冷やされ続けた前弧部分は温度が 600 ~ 650°C より低くなり、そこではスラブ内地震の発生が可能となると考えられる。図 6 には、おおよそ推定される 600 ~

650°C の等温線を点線で示してある。それより、低温側が蛇紋岩の安定領域であり、スラブマントル内の地震はそのなかで発生していると考えられる。このようにして、スラブ上部境界からの距離が 50 ~ 60 km と、他の沈み込み帯にはみられない異常に深いスラブ内地震が発生すると推定される。

この前弧部分の蛇紋岩の安定領域のうち、その北東端では、スラブマントルの全域が蛇紋岩化しているようである。図 7 に、関東地方を通る測線 A ~ C に沿う S 波速度の鉛直断面を示す。フィリピン海スラブの北東端のスラブマントル部分に顕著な低速度域がみられ、かつ、その西縁は非常にシャープである。図 8a には、太平洋プレート上部境界面より 10 km 上方の面に沿う S 波速度分布を示す。すなわち、上盤プレート (フィリピン海プレートあるいは北米プレート) のなかを通る面に沿う速度分布を示しており、図 7 の鉛直断面でみられる低速度域は、図 8a で赤の破線より東側の領域、千葉県北部から茨城県南部にかけて広がる顕著な低速度域に対応する。図には示していないが、この S 波低速度域は  $V_P/V_S$  も顕著に大きい (Nakajima and Hasegawa, 2010)。したがって、この低  $V_S$ 、高  $V_P/V_S$  のフィリピン海プレート東端部は、蛇紋岩化したスラブマントルであると推測される。

この蛇紋岩化は、フィリピン海プレートが関東の下に沈み込む前に生じたい。実際、フィリピン海プレートが沈み込む前の北緯 31 度付近における人工地震探査によれば、フィリピン海プレートの前弧マントル部分は蛇紋岩化していると推定されている (Suyehiro *et al.*, 1996; Kamimura *et al.*, 2002)。また、伊豆-マリアナ海溝に沿って点々と蛇紋岩海山が分布していることが知られており、それらは蛇紋岩ダイアピルとして深部から地表に上昇して形成されたと考えられている (Ishii *et al.*, 1992)。フィリピン海スラブ前弧マントル部分の蛇紋岩化は、北緯 31 度付近だけでなく、伊豆-マリアナ海溝に沿って広域に起こっているであろう。

このフィリピン海スラブ前弧マントル部分の蛇

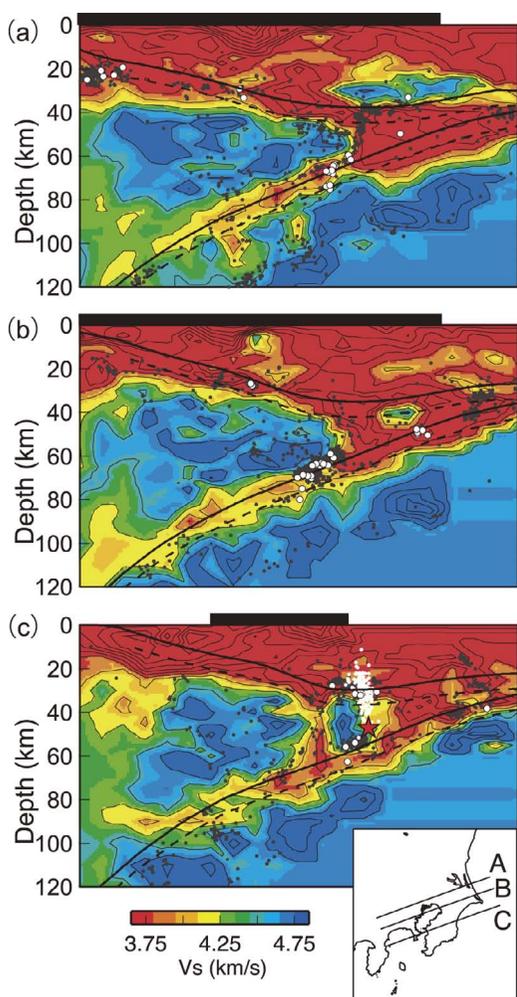


図 7 測線 A～C に沿う S 波速度の鉛直断面 (Nakajima and Hasegawa, 2010). S 波速度をカラースケールで示す. 黒実線は太平洋プレートおよびフィリピン海プレートの上部境界面, 黒破線はモホ面. 各図上部の太線は陸地の範囲. (c) の赤星印と白点は 1987 年千葉県東方沖地震 ( $M6.7$ ) の本震と余震の震源. 白丸と黒丸は, それぞれプレート境界で発生したと推定される地震とその他の震源.

Fig. 7 Vertical cross-sections of S-wave velocity along lines A through C (Nakajima and Hasegawa, 2010). S-wave velocity is shown by color scale. Solid lines denote upper surfaces of PAC and PHS plates, and broken lines indicate Moho discontinuities of the two plates. Black bars at the top of each figure show land area. The star and white dots in (c) denote mainshock and aftershocks of 1987 Chiba-ken-Toho-oki earthquake of  $M6.7$ . Open and black circles denote interplate earthquakes and other types of earthquake.

紋岩化は, 首都圏下の地震活動にも影響を及ぼしているようである。1987 年千葉県東方沖地震 ( $M6.7$ ) の震源断層は, 蛇紋岩化域の西縁に沿う (図 8a)。つまり, 1987 年千葉県東方沖地震は, フィリピン海スラブのうち, 東側の蛇紋岩化した前弧部分を取り残して, 西側部分だけが沈み込むように, 蛇紋岩化域の西縁に沿って起こった横ずれ断層であった (図 8b)。すなわち, フィリピン海スラブが, 東端の蛇紋岩化域とその西側の本体部分との 2 つに裂ける運動が生じている。1921 年竜ヶ崎地震 ( $M7.0$ ) も, そのメカニズム解と最大余震の震源位置 (石橋, 1973, 1975) とから, 同様に, 蛇紋岩化域の西縁に沿って起こった横ずれ断層 (図 8b) と推測される。深さの精度がないが, 1950 年千葉県東方沖の地震 ( $M6.0$ ) も, 同様に蛇紋岩化域の西縁に沿って起こった地震であるようである。さらに, 現在の地震活動も, 1921 年竜ヶ崎地震の震源域付近で, 蛇紋岩化域の西縁に沿って面状に発生している (図 7)。

これらの観測事実は, 上盤側の北米プレートと下盤側の太平洋プレートとに挟まれてその隙間に沈み込もうとするフィリピン海プレートが, その先端部で抵抗を受けて, 蛇紋岩化域の西縁を境にして東西 2 つに裂けていく変形が進行していると推測させる。すなわち, Okada and Kasahara (1990) が指摘したフィリピン海スラブ東端部の本体部分からのとり残し (沈み込み遅れ) による変形は, 強度が弱く塑性変形が卓越する蛇紋岩化した前弧部分とその西側の変成を受けていないマントル部分との境界に集中し, そこでの面的な変形として進行していると推測される。その表れが, 1921 年竜ヶ崎地震や 1987 年千葉県東方沖地震の横ずれ断層運動であると考えられる。図 9 には, それを模式的に示してある。なお, フィリピン海スラブ東端部のとり残し (沈み込み遅れ) は, 繰り返し小地震から推定したフィリピン海プレート上部境界面におけるすべり速度にもあらわれており, 蛇紋岩化域の西縁を境にし, その東側で  $0.89 \sim 1.07$  cm/yr, 西側で  $1.45 \sim 2.19$  cm/yr である (Kimura *et al.*, 2007)。

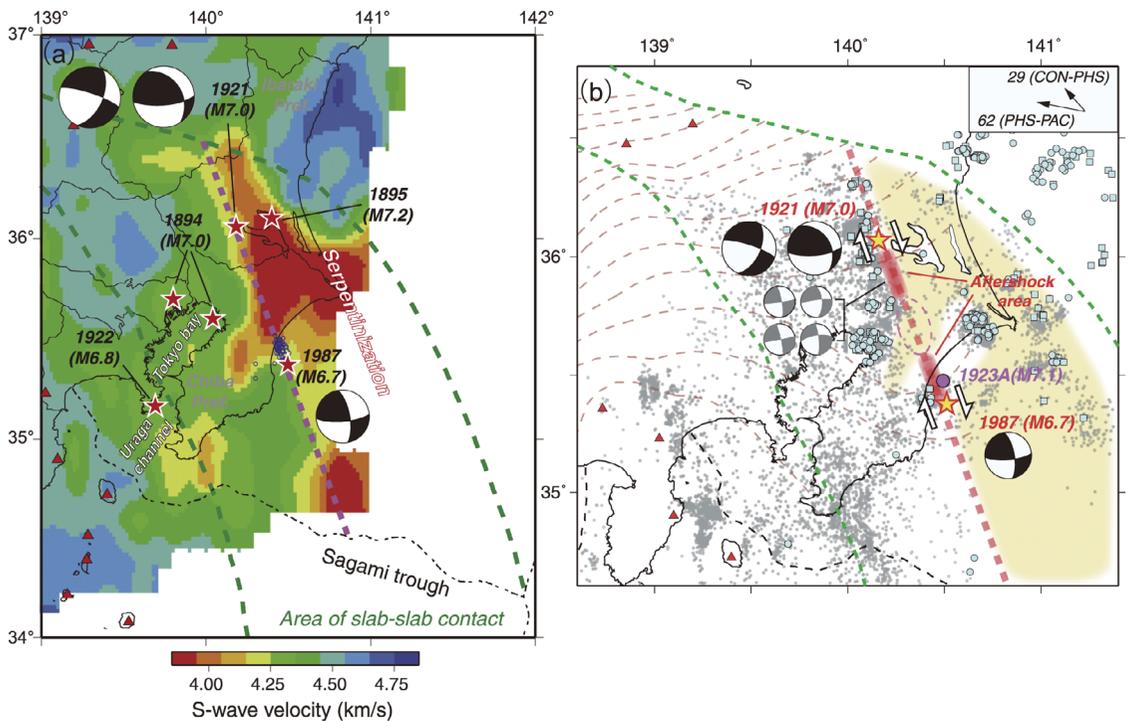


図 8 (a)太平洋プレート上部境界面から上方に 10 km 離れた面に沿う S 波速度の分布。S 波速度をカラースケールで示す (Nakajima and Hasegawa, 2010)。2つのプレートの接触域を緑の破線で囲んで示す。ピンク色の破線は蛇紋岩化域の西縁。ビーチボールは 1921 年竜ヶ崎地震 (石橋, 1975; 勝間田ほか, 1999) と 1987 年千葉県東方沖地震 (Okada and Kasahara, 1990) のメカニズム解。黒丸は 1987 年千葉県東方沖地震の余震。赤星印は 1885 年以降に南関東で発生した 5 つの  $M7$  級地震 (地震調査研究推進本部, 2004)。 (b) フィリピン海プレートマントル内の地震の震央分布 (Nakajima and Hasegawa, 2010)。太平洋プレート上部境界面で発生した繰り返し小地震 (Uchida *et al.*, 2009) と低角逆断層型地震を薄青色の四角と丸で示す。1921 年竜ヶ崎地震と 1987 年千葉県東方沖地震に加えて、フィリピン海プレートのマントル内の 4 つの地震のメカニズム解も示す。紫色の丸は 1923 年関東地震の約 30 時間後に発生した  $M7.1$  の余震の震央 (武村, 2003)。ピンク色の破線で囲んだ楕円は Okada and Kasahara (1990) が指摘したサイスミックギャップ。

Fig. 8 (a) Map showing S-wave velocity distribution along a curved surface located 10 km above PAC slab (Nakajima and Hasegawa, 2010). S-wave velocity is shown by color scale. The dashed pink line represents the approximate location of the western boundary of the serpentinized mantle. Focal mechanisms of 1921 earthquake are taken from (left) Katsumata *et al.* (1999) and (right) Ishibashi (1975), and focal mechanism of 1987 east off Chiba earthquake is taken from Okada and Kasahara (1990). Black circles represent aftershocks of the 1987 earthquake. Red stars denote five  $M7$ -class earthquakes that have occurred in southern Kanto since 1885 (Earthquake Research Committee of Headquarters of Earthquake Research Promotion, 2004). (b) Distribution of seismicity in the mantle of PHS slab (Nakajima and Hasegawa, 2010). Small repeating earthquakes (Uchida *et al.*, 2009) and thrust-type earthquakes on the upper surface of the Pacific slab are plotted by light blue squares and light blue circles, respectively. Also shown are focal mechanisms of four earthquakes in the mantle of PHS slab. The purple circle denotes the epicenter of an aftershock ( $M7.1$ ) of 1923 Kanto earthquake that occurred  $\sim 30$  h after the main shock (Takemura, 2003). The pink ellipse denotes a seismic gap pointed out by Okada and Kasahara (1990).

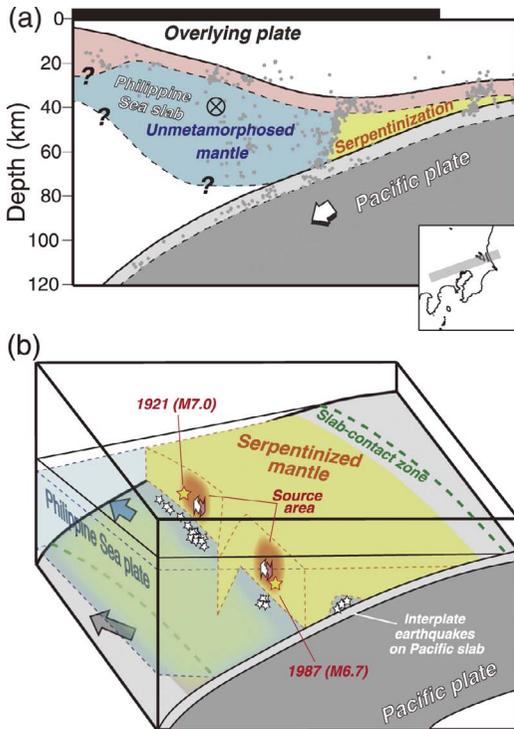


図9 フィリピン海スラブ東端の蛇紋岩化域の模式図 (Nakajima and Hasegawa, 2010). (a) 2次元表示, (b) 3次元表示. 薄青色と黒色の矢印はフィリピン海プレートと太平洋プレートの相対運動方向を示す.

Fig. 9 (a) Two-dimensional and (b) three-dimensional schematics of serpentized mantle within the easternmost portion of PHS slab beneath Kanto (Nakajima and Hasegawa, 2010). Light blue and black arrows represent plate motion of PHS and PAC slabs, respectively, relative to the continental plate.

## VII. ⑤陸のプレート（北米プレート）内の地殻浅部で発生する内陸地震

陸のプレート（北米プレート）内の地殻浅部で発生する内陸地震は、多くの場合、およそ15 km程度より浅い深さで発生する。それは、深くなると温度が高くなり、もはや脆性破壊が起こせなくなるからである。したがって、地震発生層の深さの下限は、主として温度で規定されている。どうやら、関東地方下では、内陸地震の地震発生層の深さの下限も局所的に深くなっているようである。

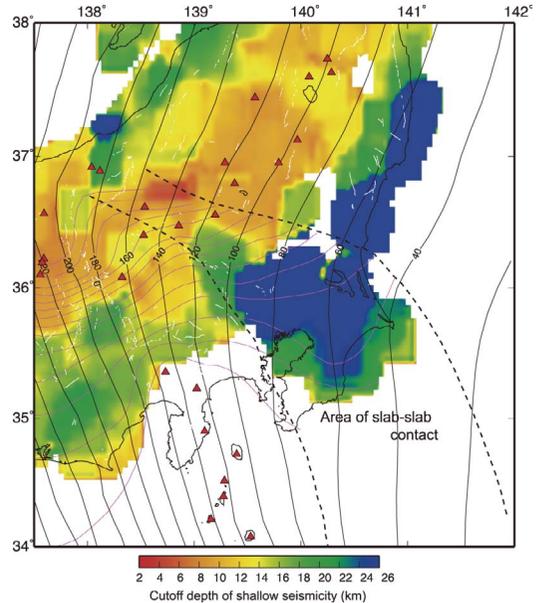


図10 地震発生層の下限の深さの分布 (Omuralieva *et al.*, 2012). 陸域下の地震発生層の下限の深さをカラースケールで示す。フィリピン海プレートと太平洋プレート上面の深さを等深線で示す。2つのプレートの接触域を2つの破線で囲んで示す。白線は活断層。

Fig. 10 Distribution of cutoff depth of shallow seismicity (Omuralieva *et al.*, 2012). Cutoff depth of shallow seismicity beneath the land area is shown by the color scale at the bottom. Depth to the upper surface of subducting PAC and PHS plates is shown by isodepth contours. The contact zone between the two plates is enclosed by two broken curves. Active faults are shown by white lines.

図10は、地震発生層の深さの下限の空間分布を示す (Omuralieva *et al.*, 2012)。図から、地震発生層の深さの下限には地域変化があり、火山地域で局所的に浅く、太平洋沿岸で深くなっていることがわかる。そのような地域変化に加えて、図で2本の破線で囲んで示すスラブ接触域に対応して、地震発生層の深さの下限が局所的に深い領域が分布する。これは、上盤側の陸のプレート内の地殻浅部の地温勾配が、関東では局所的に低いことを示しており、そのことは、この地域の低い地殻熱流量 (例えば, Furukawa, 1993; Tanaka

et al., 2004) からも支持される。その原因も、その下に冷たいフィリピン海プレート前弧部分が沈み込み、さらにそれによってマントルウェッジからの加熱が妨げられるからであると考えられる。関東下では、上盤側の陸のプレート内も局所的に冷たいと推定される。

図 10 には、活断層を白線で示してある。図から、スラブ接触域の直上でかつ地震発生層の下限の深さが局所的に深くなっている領域内に位置する活断層は少ないことがわかる。地震発生層の下限の深さが 25 km より深い領域に位置するのは、埼玉県南東部にある綾瀬川断層帯のみである。ここでは地震発生層の下限の深さが 30 km 程度あり、震源断層の幅を想定する際には、そのことを念頭に入れる必要がある。

### VIII. 首都直下の地震

地震調査研究推進本部 (2004) は、その長期評価「相模トラフ沿いの地震活動の長期評価」において、相模トラフ沿いの  $M8$  程度の地震について、大正型関東地震 ( $M7.9$  程度) は、その平均発生間隔が 200 ~ 400 年、今後 30 年以内の発生確率がほぼ 0 ~ 0.8% であり、また、元禄型関東地震は、その平均発生間隔が 2300 年程度、今後 30 年以内の発生確率がほぼ 0% であるとした。フィリピン海プレート上面で発生するプレート境界地震である関東地震は、1923 年大正関東地震からの経過時間約 90 年弱を考えると、発生確率はこのような低い値となり、切迫性はあまり高くない。

一方で、その他南関東の  $M7$  程度の地震の今後 30 年以内の発生確率が 70% 程度とした。これは、1885 ~ 2004 年の期間に  $M7$  程度の被害地震が 5 回発生していることから、地震の起こる確率がポアソン過程に従うとして算出した値であり、数字だけから判断すれば切迫性が非常に高い。2011 年 3 月 11 日には、東日本の太平洋下のプレート境界で、 $M9.0$  の東北沖地震が発生したが、この超巨大地震は、震源域から離れた多くの地域で地震活動を活発化させた。関東地方の地震活動度も、この地震後に顕著に高くなった。東

北沖地震前後の半年間で比べると、 $M3$  以上の地震発生回数が地震後約 7 倍に増加したので、仮に  $M7$  クラスの地震の発生も Gutenberg-Richter 則に従うとすると、発生確率が 70% に達するのは、30 年ではなく 4 年以内とのことである (酒井, 2012)。ただし、確率を算出した際に用いた前提がそのまま成り立つとは限らないことに注意する必要がある。

さらに、中央防災会議 (2004) は、地震調査研究推進本部の長期評価を受けて、首都直下地震の被害想定を行った。I 章で記したように、そのなかで、東京湾北部のフィリピン海プレート上面で発生する  $M7$  クラスのプレート境界地震の場合、死者 1 万 1 千人以上、経済損失約 112 兆円と見積もった。このように、発生確率がきわめて高く、ひとたび発生すると甚大な被害が予想されることから、マスコミ等でもたびたびのように、大きくとりあげられてきた。

ただし、地震調査研究推進本部の長期評価は、推定される震度分布・震源位置などからプレートの沈み込みに伴って発生したと考えられる  $M7$  程度の被害地震 5 つをとりあげ、その発生頻度から算出したものであるが、算出のもとになった 5 つの地震のなかにはどのタイプの地震であるかなど、その地震像がはっきりしないものも多く含まれており、さらなる検討を必要としている。また、瀬野 (2007) は、5 つの地震が巨大地震である関東地震と無関係にポアソン過程で起こっているとする仮定自体に問題があるとした。

地震調査研究推進本部がとりあげた 5 つの地震とは、1894 年明治東京地震 ( $M7.0$ )、1895 年茨城県南部地震 ( $M7.2$ )、1921 年茨城県南部 (竜ヶ崎) 地震 ( $M7.1$ )、1922 年浦賀水道地震 ( $M6.8$ )、1987 年千葉県東方沖地震 ( $M6.7$ ) である。本稿で紹介した首都圏下のプレート構造に基づけば、これらのうちの幾つかについては、その地震像がよりはっきりと理解できる。

VI 章に記したように、1987 年千葉県東方沖地震 ( $M6.7$ ) と 1921 年茨城県南部 (竜ヶ崎) 地震 ( $M7.1$ ) の 2 つの地震は、フィリピン海スラブ内の地震であり、蛇紋岩化したフィリピン海スラブ

東端部がその西側の本体部分からとり残され2つに分裂するように、蛇紋岩化域の西縁に沿って起こった横ずれ断層であると理解できる (Okada and Kasahara, 1990; Nakajima and Hasegawa, 2010)。さらに、Nakajima and Hasegawa (2010) は、1923 年関東地震の余震のうちの1つ ( $M7.1$ ) が1987 年千葉県東方沖地震と同じ断層面の破壊であった可能性を指摘し、そうであれば関東地震、その2年前に発生した竜ヶ崎地震、関東地震の24時間後に発生した  $M7.6$  の最大余震、その6時間後に発生した  $M7.1$  の余震が、プレート境界と蛇紋岩化域西縁に沿うすべりの相互作用として理解できるとした。

1922 年浦賀水道地震 ( $M6.8$ ) については、石橋 (1975) の震源再決定によると深さおよそ 50 km であり、フィリピン海スラブ内で発生したスラブ内地震と考えられる (地震調査研究推進本部, 2004; 瀬野, 2007)。最近、Nakajima *et al.* (2011) は、関東下のスラブ内の応力場を詳細に調べ、その結果に基づいて、この地震が、関東地震のアスペリティが固着しているためにスラブ内に形成された引っ張り応力場で生じた可能性を指摘した。

地震調査研究推進本部 (1999) によると、1894 年明治東京地震 ( $M7.0$ ) は太平洋スラブ内で発生したスラブ内地震と考えられている。古村・竹内 (2007) は、震度分布シミュレーションから、この地震はフィリピン海スラブ内の深さ 50 km 程度で発生したスラブ内地震、もしくは太平洋スラブ上面のプレート境界地震と推定した。1895 年茨城県南部地震 ( $M7.2$ ) は、地震調査研究推進本部 (2004) によると、フィリピン海プレート上面あるいは太平洋プレート上面のプレート境界地震であろうとしている。一方、瀬野 (2007) は、被害の程度に比べて被害範囲が大きいことから、太平洋スラブ内の地震であろうと推定した。いずれにしても、これらの地震は、両方とも深い地震であると考えられる。

以上のように、地震調査研究推進本部による首都直下地震の長期評価に用いられた5つの地震は、どれもフィリピン海スラブ内あるいはそれより深い地震であると考えられる。一方、中央防災

会議 (2004) で想定した東京湾北部の地震とは、フィリピン海プレート上面のプレート境界地震であり、この違いは改めてきちんと理解しておく必要がある。もちろん、中央防災会議 (2004) が想定したようなフィリピン海プレート上面のプレート境界地震が、発生する可能性がないというわけではない。とくに、すでにV章で指摘したように、東経140度付近より東側の領域では、陸側マントルウェッジは蛇紋岩化しておらず、かつ、房総半島北東部ではフィリピン海プレートと陸側プレートとが固着しているという、GPSデータに基づく研究結果もある (Nishimura *et al.*, 2007) ので、この地域については、プレート境界地震の可能性を考えておくべきであろう。

## IX. おわりに

首都圏下には、太平洋プレートとフィリピン海プレートの2つのプレートが沈み込み、広い範囲で2つのプレートは接している。このことが、首都圏下の特異な地震活動を引き起こしている。フィリピン海プレートが直下の太平洋プレートに接して、あたかも蓋をした状態になっているため、太平洋プレートがマントルウェッジから加熱されるのが妨げられる。また、フィリピン海プレートは、首都圏下に沈み込む前の南方海域にあるときに、太平洋プレートがその下に沈み込む。そのため、フィリピン海プレートの前弧部分は冷やされた状態で首都圏下に達する。この2つの効果により、首都圏では、陸のプレート、その下に沈み込む2つのプレートのいずれもが、1つのプレートが沈み込む通常の沈み込み帯に比べて温度が低い状態になっている。地震が発生する範囲は主として温度に規定されるので、首都圏で発生する5つのタイプの地震は、いずれも、その深さの下限が通常の沈み込み帯より顕著に深い。すなわち、地震を起こし得る範囲、地震発生層が、それぞれ、通常の場合より深部まで広がっている。さらに、フィリピン海プレートは、関東に達する以前に、太平洋プレートの沈み込みにより、その前弧部分が冷やされるだけでなく、その東端部マントルの蛇紋岩化も生じているようである。

フィリピン海プレート内の蛇紋岩化域とその西側の領域との境界で、その東側の領域が西側の領域の沈み込みにとり残されるように、境界に沿う横ずれ断層運動としてスラブ内大地震の発生がみられる。

首都直下で発生する地震を理解するためには、これらのことを念頭に入れて検討する必要がある。2007年からはじまった首都直下地震研究プロジェクト(平田ほか, 2010)では、きわめて稠密な首都圏地震観測網(MeSO-net)が構築されており、今後首都直下地震の発生メカニズムの理解が一段と進展すると期待される。

## 謝 辞

丸山茂徳氏と一名の匿名査読者および編集委員の佐野修氏からいただいたコメントは、本稿を改善する上で大変役立ちました。本研究の一部は、文部科学省による「首都直下地震防災・減災特別プロジェクト」、東北大学グローバルCOEプログラム「変動地球惑星学の統合教育研究拠点」、科学研究費補助金新学術領域研究「地殻流体：その実態と沈み込み変動への役割」の一環として行われました。記して謝意を表します。

## 注

- 1) <http://www.jishin.go.jp/main/index.html> [Cited 2009/09/09].

## 文 献

- Baba, T., Tanioka, Y., Cummins, P.R. and Uhira, K. (2002): The slip distribution of the 1946 Nankai earthquake estimated from tsunami inversion using a new plate model. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **132**, 59-73.
- Brudzinski, M.R., Thurber, C.H., Hacker, B.R. and Engdahl, E.R. (2007): Global prevalence of double Benioff zones. *Science*, **316**, 1472-1474.
- 中央防災会議 (2004): 「首都直下地震対策専門調査会 (第12回)」, 地震ワーキンググループ (平成16年11月17日) 報告書. 26p. [Central Disaster Prevention Council (2004): *Working Group Report of the 12<sup>th</sup> Meeting, Committee for Earthquake Disaster Mitigation in Tokyo Metropolitan Area, 17 November 2004 (Shuto Chokka Jishin Taisaku Senmon Chosakai Dai 12 Kai, Jishin Wakingu Gurupu Heisei 16 Nen 11 Gatsu 17 Nichi Hokokusho)*. 26p. (in Japanese)\*]
- DeMets, C., Gordon, R., Argus, D. and Stein, S. (1994): Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions. *Geophysical Research Letters*, **21**, 2191-2194.
- Furukawa, Y. (1993): Depth of the decoupling plate interface and thermal structure under arcs. *Journal of Geophysical Research*, **98**, 20005-20013.
- 古村孝志・竹内宏之 (2007): 首都圏直下の地震と強震動—安政江戸地震と明治東京地震—. 地学雑誌, **116**, 431-450. [Furumura, T. and Takeuchi, H. (2007): Large earthquakes occurring beneath Tokyo Metropolitan area and strong ground motions: Ansei Edo earthquake and Meiji Tokyo earthquake. *Journal of Geography (Chigaku Zasshi)*, **116**, 431-450. (in Japanese with English abstract)]
- Hacker, B.R., Peacock, S.M., Abers, G.A. and Hollaway, S.D. (2003): Subduction factory 2. Are intermediate-depth earthquakes in subducting slabs linked to metamorphic dehydration reactions?. *Journal of Geophysical Research*, **108**, doi:10.1029/2001JB001129.
- Hasegawa, A., Umino, N. and Takagi, A. (1978): Double-planed structure of the deep seismic zone in the northeastern Japan arc. *Tectonophysics*, **47**, 43-58.
- Hasegawa, A., Horiuchi, S. and Umino, N. (1994): Seismic structure of the northeastern Japan convergent margin: A synthesis. *Journal of Geophysical Research*, **99**, 22295-22311.
- Hasegawa, A., Nakajima, J., Kita, S., Okada, T., Matsuzawa, T. and Kirby, S. (2007): 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. *Geophysical Research Letters*, **34**, L09305, doi:10.1029/2007GL029616.
- 平田 直・酒井慎一・中川茂樹 (2010): 首都圏にくる地震の姿とプレート構造. 科学, **80**, 819-824. [Hirata, N., Sakai, S. and Nakagawa, S. (2010): Earthquakes and plate structure in Tokyo metropolitan area. *Kagaku*, **80**, 819-824. (in Japanese)\*]
- Hirose, F., Nakajima, J. and Hasegawa, A. (2008): Three-dimensional seismic velocity structure and configuration of the Philippine Sea slab in southwestern Japan estimated by double-difference tomography. *Journal of Geophysical Research*, **113**, B09315, doi:10.1029/2007JB005274.
- 弘瀬冬樹・中島淳一・長谷川 昭 (2008): 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. [Hirose, F., Nakajima, J. and Hasegawa, A. (2008): Three-dimensional velocity structure and configuration of the Philippine Sea slab beneath Kanto district, central Japan, estimated by double-difference tomography. *Zisin (Journal of the Seismological Society of Japan. 2nd ser.)*, **60**, 123-138. (in Japanese with English abstract)]
- Hyndman, R., Yamano, M. and Oleskevich, D.A. (1997): The seismogenic zone of subduction thrust

- faults. *Island Arc*, **6**, 244-260.
- 石橋克彦 (1973): 大正 10 年竜ヶ崎地震の震源位置について—アーツ 1 号が発券した「線」との関連— (速報). *地震*, **26**, 362-367. [Ishibashi, K. (1973): Relocation of the remarkable Ryugasaki earthquake of 1921: In relation to the fault-like lines discovered by ERTS-I. *Zisin (Journal of the Seismological Society of Japan. 2nd ser.)*, **26**, 362-367. (in Japanese with English abstract)]
- 石橋克彦 (1975): 多層構造モデルのもとで多点の S-P 時間をもちいた古い地震の震源再計算. *地震*, **28**, 347-364. [Ishibashi, K. (1975): Precise relocation of semi-historical earthquakes using S-P times under a multi-layered structure model. *Zisin (Journal of the Seismological Society of Japan. 2nd ser.)*, **28**, 347-364. (in Japanese with English abstract)]
- Ishii, T., Robinson, P.T., Maekawa, H. and Fiske, R. (1992): Petrological studies of peridotites from diapiric serpentinite seamouts in the Izu-Ogasawara-Mariana forearc, Leg 125. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, **125**, 445-485.
- Ito, T., Ozawa, K., Watanabe, T. and Sagiya, T. (2011): Slip distribution of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake inferred from geodetic data. *Earth, Planets and Space*, **63**, 627-630.
- 地震調査研究推進本部 (1999): 日本の地震活動—被害地震から見た地域別の特徴— (追補版). 395p. [Headquarters for Earthquake Research Promotion (1999): *Seismic Activity in Japan—Regional Perspectives on the Characteristics of Destructive Earthquakes—Supplementary (Nihon No Jishin Katsudo: Higai Jishin Kara Mita Chiikibetsu No Tokucho Tuihoban)*. 395p. (in Japanese)\*]
- 地震調査研究推進本部 (2004): 相模トラフ沿いの地震活動の長期評価. 31p. [Headquarters for Earthquake Research Promotion (2004): *Evaluation of Seismic Activity along the Nankai Trough (Sagami Torafuzoi No Jishin Katsudo No Choki Hyoka)*. 31p. (in Japanese)\*]
- Kamimura, A., Kasahara, J., Shinohara, M., Hino, R., Shiobara, H., Fujie, G. and Kanazawa, T. (2002): Crustal structure study at the Izu-Bonin subduction zone around 31°N: Implications of serpentinized materials along the subduction plate boundary. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **132**, 105-129, doi:10.1016/S0031-9201(02)00047-X.
- Kamiya, S. and Kobayashi, Y. (2000): Seismological evidence for the existence of serpentinized wedge mantle. *Geophysical Research Letters*, **27**, 819-822.
- 勝間田明男・橋田俊彦・三上直也 (1999): 明治の東京地震 (1894 年) の震源パラメーターについて. *地震*, **52**, 81-89. [Katsumata, A., Hashida, T. and Mikami, N. (1999): Source parameters of the Tokyo earthquake in the Meiji era (1894). *Zisin (Journal of the Seismological Society of Japan. 2nd ser.)*, **52**, 81-89. (in Japanese with English abstract)]
- Kimura, H., Kasahara, K. and Takeda, T. (2007): Plate structure and subduction process of the Philippine Sea plate and seismotectonics off the Kanto district. *Chikyū Monthly*, **29**, 455-464. (in Japanese)
- Kirby, S.H. (1995): Intralab earthquakes and phase changes in subducting lithosphere, U.S. Ntl. Rep. Int. Union Geod. Geophys. 1991-1994. *Reviews of Geophysics*, **33**, 287-297.
- Kita, S., Okada, T., Nakajima, J., Matsuzawa, T. and Hasegawa, A. (2006): Existence of a seismic belt in the upper plane of the double seismic zone extending in the along-arc direction at depths of 70-100 km beneath NE Japan. *Geophysical Research Letters*, **33**, doi:10.1029/2006GL028239.
- Kita, S., Okada, T., Hasegawa, A., Nakajima, J. and Matsuzawa, T. (2010): Anomalous deepening of a seismic belt in the upper-plane of the double seismic zone in the Pacific slab beneath the Hokkaido corner: Possible evidence for thermal shielding caused by subducted forearc crust materials. *Earth and Planetary Science Letters*, **290**, 415-426.
- Matsubara, M., Hayashi, H., Obara, K. and Kasahara, K. (2005): Low-velocity oceanic crust at the top of the Philippine Sea and Pacific plates beneath the Kanto region, central Japan, imaged by seismic tomography. *Journal of Geophysical Research*, **110**, B12304, doi:10.1029/2005JB003673.
- Matsuzawa, T., Umino, N., Hasegawa, A. and Takagi, A. (1986): Upper mantle velocity structure estimated from PS-converted wave beneath the northeastern Japan arc. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, **86**, 767-787.
- Nakajima, J. and Hasegawa, A. (2007): Subduction of the Philippine Sea plate beneath southwestern Japan: Slab geometry and its relationship to arc magmatism. *Journal of Geophysical Research*, **112**, B08306, doi:10.1029/2006JB004770.
- Nakajima, J. and Hasegawa, A. (2010): Cause of M7 earthquakes beneath the Tokyo metropolitan area, Japan: Possible evidence for a vertical tear at the easternmost portion of the Philippine Sea slab. *Journal of Geophysical Research*, **115**, doi:10.1029/2009JB006863.
- Nakajima, J., Hirose, F. and Hasegawa, A. (2009a): Seismotectonics beneath the Tokyo metropolitan area: Effect of slab-slab contact and overlap on seismicity. *Journal of Geophysical Research*, **114**, B08309, doi:10.1029/2008JB006101.
- Nakajima, J., Tsuji, Y. and Hasegawa, A. (2009b): Seismic evidence for thermally-controlled dehydration reaction in subducting oceanic crust. *Geophysical Research Letters*, **36**, L03303, doi:10.1029/2008GL036865.
- Nakajima, J., Hasegawa, A. and Hirose, F. (2011): Stress regime in the Philippine Sea slab beneath Kanto, Japan. *Geophysical Research Letters*, **38**,

- doi:10.1029/2011GL048754.
- Nishimura, T., Sagiya, T. and Stein, R. (2007): Crustal block kinematics and seismic potential of the northernmost PHS plate and Izu microplate, central Japan, inferred from GPS and leveling data. *Journal of Geophysical Research*, **112**, B05414, doi:10.1029/2005JB004102.
- Okada, Y., and Kasahara, K. (1990): Earthquake of 1987, off Chiba, central Japan and possible triggering of eastern Tokyo earthquake of 1988. *Tectonophysics*, **172**, 351-364, doi:10.1016/0040-1951(90)90041-6.
- Omori, S., Komabayashi, T., and Maruyama, S. (2004): Dehydration and earthquakes in the subducting slab: Empirical link in intermediate and deep seismic zones. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **146**, 297-311.
- Omuralieva, A., Hasegawa, A., Matsuzawa, T., Nakajima, J. and Okada, T. (2012): Lateral variation of the cutoff depth of shallow earthquakes beneath the Japan Islands and its implications for seismogenesis. *Tectonophysics*, **518-521**, 93-105.
- Peacock, S.M. and Wang, K. (1999): Seismic consequences of warm versus cool subduction metamorphism: Examples from southwest and northeast Japan. *Science*, **286**, 937-939.
- Raleigh, C.B. and Paterson, M.S. (1965): Experimental deformation of serpentinite and its tectonic implications. *Journal of Geophysical Research*, **70**, 3965-3985.
- 酒井慎一 (2012): 2011年東北地方太平洋沖地震による首都圏の地震活動の変化について。[Sakai, S. (2012): Seismic activity changes in capital region since 3.11. (in Japanese)] [http://outreach.eri.u-tokyo.ac.jp/eqvolc/201103\\_tohoku/](http://outreach.eri.u-tokyo.ac.jp/eqvolc/201103_tohoku/) [Cited 2013/3/15].
- Seno, T. (2007): Collision versus subduction: From a viewpoint of slab dehydration. in *The Seismogenic Zone of Subduction Thrust Faults* edited by Dixon, T. and Moore, J.C., Columbia University Press, 601-623.
- 瀬野徹三 (2007): 首都圏直下型地震の危険性の検証—本当に危険は迫っているのか?—。地学雑誌, **116**, 370-379. [Seno, T. (2007): Verification of the danger of earthquakes directly beneath the metropolitan area: Are the earthquakes prone to occur?. *Journal of Geography (Chigaku Zasshi)*, **116**, 370-379. (in Japanese with English abstract)]
- Seno, T. and Maruyama, S. (1984): Paleogeographic reconstruction and origin of the Philippine Sea. *Tectonophysics*, **102**, 53-84.
- Seno, T. and Yamanaka, Y. (1996): Double seismic zones, compressional deep trench-outer rise events and super-plumes. in *Subduction: Top to Bottom* edited by Bebout, G.E., Scholl, D.W., Kirby, S.H. and Platt, J.P., *Geophysical Monograph Series*, **96**, AGU, 347-355.
- Seno, T., Stein, S. and Gripp, A.E. (1993): A model for the motion of the Philippine Sea plate consistent with NUVEL-1 and geological data. *Journal of Geophysical Research*, **98**, 17941-17948.
- Suyehiro, K., Takahashi, N., Arie, Y., Yokoi, Y., Hino, R., Shinohara, M., Kanazawa, T., Hirata, N., Tokuyama, H. and Taira, A. (1996): Continental crust, crustal underplating, and low-Q upper mantle beneath an oceanic island arc. *Science*, **272**, 390-392.
- 武村雅之 (2003): 関東大震災—大東京圏の揺れを知る。鹿島出版会, 139p. [Takemura, M. (2003): *Great Kanto Earthquake*. Kajima Shuppankai, 139p. (in Japanese)]
- Tanaka, A., Yamano, M., Yano, Y. and Sasada, M. (2004): Geothermal gradient and heat flow data in and around Japan (I): Appraisal of heat flow from geothermal gradient data. *Earth, Planets and Space*, **56**, 1191-1194.
- Tsuji, Y., Nakajima, J. and Hasegawa, A. (2008): Tomographic evidence for hydrated oceanic crust of the Pacific slab beneath northeastern Japan: Implications for water transportation in subduction zones. *Geophysical Research Letters*, **35**, L14308, doi:10.1029/2008GL034461.
- Uchida, N. and Matsuzawa, T. (2011): Coupling coefficient, hierarchical structure, and earthquake cycle for the source area of the 2011 Tohoku earthquake inferred from small repeating earthquake data. *Earth, Planets and Space*, **63**, 675-679, doi:10.5047/eps.2011.07.006.
- Uchida, N., Matsuzawa, T., Igarashi, T. and Hasegawa, A. (2003): Interplate quasistatic slip off Sanriku, NE Japan, estimated from repeating earthquakes. *Geophysical Research Letters*, **30**, doi:10.1029/2003GL017452.
- Uchida, N., Nakajima, J., Hasegawa, A. and Matsuzawa, T. (2009): What controls interplate coupling?: Evidence for abrupt change in coupling across a border between two overlying plates in the NE Japan subduction zone. *Earth and Planetary Science Letters*, **283**, 111-121.
- Uchida, N., Matsuzawa, T., Nakajima, J. and Hasegawa, A. (2010): Subduction of a wedge-shaped Philippine Sea plate beneath Kanto, central Japan, estimated from converted waves and small repeating earthquakes. *Journal of Geophysical Research*, **115** (B07309), doi:10.1029/2009JB006962.
- Umino, N., Hasegawa, A. and Takagi, A. (1990): The relationship between seismicity patterns and fracture zones beneath northeastern Japan. *Tohoku Geophysical Journal*, **33**, 149-162.
- van Keken, P.E., Kiefer, B. and Peacock, S.M. (2002): High-resolution models of subduction zones: Implications for mineral dehydration reactions and the transport of water into the deep mantle. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* **3**, **10**, doi:10.1029/

2001GC000256.

- Wald, D.J. and Somerville, P.G. (1995): Variable-slip rupture model of the great 1923 Kanto, Japan Earthquake: Geodetic and body-waveform analysis. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **85**, 159–177.
- Yagi, Y. and Fukahata, Y. (2011): Rupture process of the 2011 Tohoku-oki earthquake and absolute elastic strain release. *Geophysical Research Letters*, **38**, L19307, doi:10.1029/2011GL048701.
- Zhao, D., Matsuzawa, T. and Hasegawa, A. (1997): Morphology of the subducting slab boundary and its relationship to the interplate seismic coupling. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **102**, 89–104.

\* Title etc. translated by A.H.