

2011年東北地方太平洋沖地震 Mw9.0: 概要

平原 和朗*・澁谷 拓郎**

The 2011 Tohoku giant earthquake Mw9.0: An overview

Kazuro HIRAHARA* and Takuo SHIBUTANI**

Abstract

General features of the 2011 Tohoku giant earthquake, Mw9.0, causing the unprecedented great disasters over the East Japan, are described to present what problems have been solved and what yet unsolved for this earthquake in one year after its occurrence. First, we show what earthquakes we expected to occur in this region. Second, we describe observations of strong ground motions, seismic activities, crustal deformations and tsunami for this earthquake, and the kinematic source models estimated from these observations. Then, we discuss the reasons why we could not tell the existence of M9 earthquake in the Tohoku region, and what occurred in this source region preceding its occurrence. Finally, we introduce several cycle and dynamic models for this M9 earthquake to understand how this earthquake grew to be Mw9.0.

キーワード：2011年東北地方太平洋沖地震, Mw9.0, 超巨大地震, アスペリティ, 震源過程モデル, 地震サイクルモデル, 動的破壊モデル

Key words: 2011 Tohoku earthquake, Mw9.0, giant earthquake, asperity, kinematic source models, earthquake cycle models, dynamic rupture propagation models

1. はじめに

2011年3月11日14時46分18.1秒(JST)に東北地方宮城県はるか沖を震源(38°06.2'N, 142°51.6'E, 深さ24km)(気象庁, 2011a)とする, モーメントマグ

ニチュード(Mw)9.0の東北地方太平洋沖地震が発生した。この超巨大地震は強震動, 特に巨大津波を発生させ, 死者15,857人, 行方不明者3,057人(2012年4月25日現在, 警察庁, 2012)に達する犠牲者を

* 京都大学大学院理学研究科
Graduate School of Science, Kyoto University

** 京都大学防災研究所
Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University

生み、未曾有の東日本大震災を引き起こした。

我々地震学者の多くは、東北地方沖でのこの超巨大地震の発生を「想定外」と言う術しか持たず、大きな衝撃を受け、この1年を過ごしてきた。「想定外」という言葉は、引き続いて発生した原発震災にもよく使われ、批判を浴びた言葉であるが、我々にとってはこの超巨大地震の発生はまさしく「想定外」と言わざるを得ないものであった。この東日本大震災については、本誌で既に速報が出されているが(橋本, 2011)、地震発生後1年余り経過した今、我々の言う「想定外」の意味、現時点までに分かったこと、および依然未解決の問題について概観する。

2. 現在は超巨大地震活動期か？

図1aは、USGS(米国地質調査所)が決定した、1973年~2011年の間に発生したマグニチュード(M)5.0以上の地震の震央分布図に、1900年以降に発生したMw8.8以上の超巨大地震の分布を重ねたものである。これらの超巨大地震は、主に太平洋を取り巻く沈み込み帯で発生していることが分かる。

また、図1bは、Mw8.8以上の地震についてのマグニチュード時系列(M-T)図である。ここでプロットしている個々の超巨大地震の繰り返し間

隔は数百年と長いと思われるが、時間的には群がって発生し活動期があるように見える。ひとつは1960年のチリ地震(Mw9.5)のあたりの活動期、また最近では2004年スマトラ沖地震以降今回の2011年東北地方太平洋沖地震の発生に至る期間があり、約50年を以て活動期があるように見える。

2011年4月に開催された米国地震学会で、Ammon et al.(2011)およびBufe and Perkins(2011)は1900年以降のM7以上の地震の積算モーメントの時間変化を調べ、これらの活動期の存在を主張して、今後の注意を呼びかけている。しかしながら、Michael(2011)は、統計的解析により大地震の時間的なクラスタリングはランダムな変化に局在化した余震活動が加わったもので、見かけのものであると主張している。確かに100年という短い期間の観測データでは50年程度の間隔の活動期の存在を統計的に議論するのは困難であろう。しかしながら、プレート間の相互作用等何らかのメカニズムを介して、活動期の存在を期待したくなるような時系列分布のように思えてならない。また、McCaffrey(2008)は、海溝の長ささと沈み込み速度からM9クラスの地震の頻度は平均100年に1~3個と推定し、この100年間自体の発生頻度が高く活動期にあり得ると報告している。

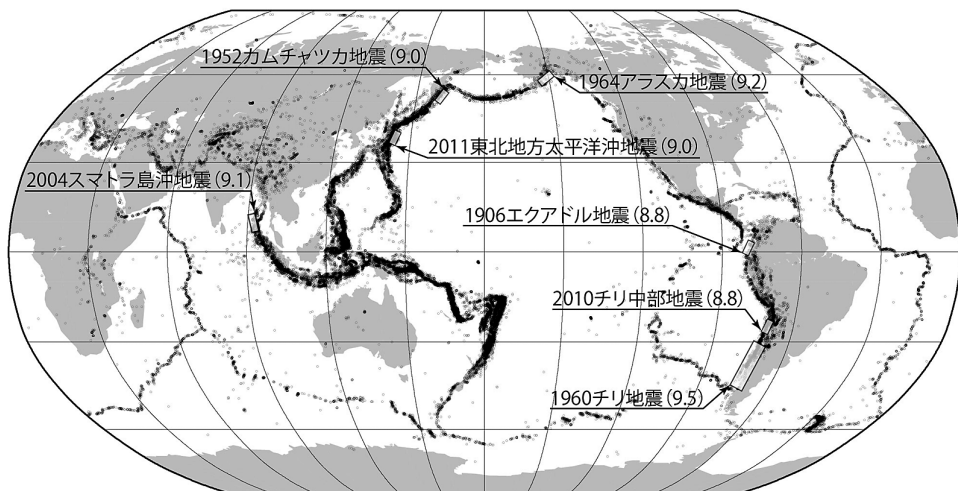


図1a 超巨大地震分布。1900年以降に発生したMw \geq 8.8の震源域を長方形で示す。USGSにより決定された1973年~2011年のM \geq 5.0の地震をドットであらわす。

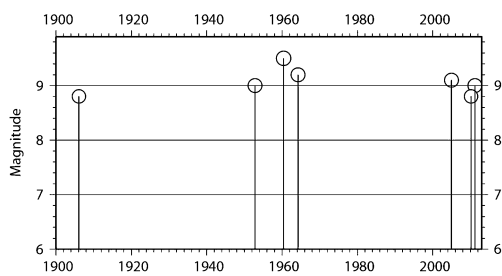


図1b 図1aに示した超巨大地震のマグニチュード時系列 (M-T) 図。

3. この超巨大地震発生前に我々は何を 考えていたのか

この超巨大地震の詳細に入る前に、三陸沖～茨城沖におけるプレート境界地震の発生をどのように考えていたかを整理しておく。

歴史地震の発生履歴に基づき地震調査研究推進本部の長期評価部会では、今後30年における地震発生確率を公表しているが、図2はそこで用いられている震源域区分図である(地震調査委員会, 2009)。

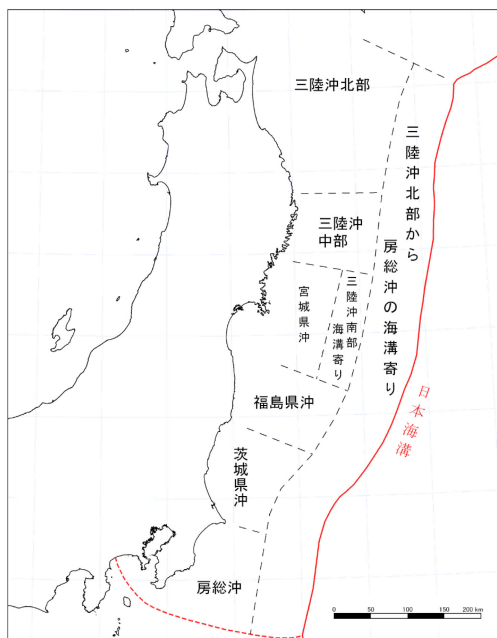


図2 地震調査委員会(2009)による三陸沖北部～房総沖における長期評価対象地域区分。

3.1 アスぺリティモデル

プレート境界におけるくっつき方(摩擦特性)の多様性を表すアスぺリティモデルという考え方がある。このモデルでは、プレート境界はパッチ状のアスぺリティとそれ以外の安定すべり域に分けられる。安定すべり域では地震サイクル中、ゆっくりしたすべりが生じている。逆に、アスぺリティでは、地震の発生していない期間(地震間)では固着し、地震時には大きなすべりが発生する。アスぺリティの位置は時間的に不変であるが、破壊するアスぺリティの組み合わせにより、再来間隔や地震の大きさが変化すると考える。

図3は、沈み込む太平洋プレートの境界面の等深線(馬場・他, 2006)とともに、三陸沖～宮城県沖～福島県沖～茨城県沖に存在するM7クラスのアスぺリティ分布を模式的に表したもので、1930年以降の地震について、地震波形の解析から求めた地震時すべりの大きな領域(最大すべり量の半分以上のすべり量を持つ領域)をアスぺリティとして色を付けている(Yamanaka and Kikuchi (2004), 山中 (2005), Mochizuki et al. (2008)を簡略化して表示)。

以下に詳述するように、この領域では、多くのM7アスぺリティが存在し、数十年間隔でM7クラスの地震が発生するが、複数のアスぺリティが連動破壊する場合はM8クラスの地震に成長すると考えていた。このように確かに、太平洋東北沖でM9超巨大地震の発生を考えてこなかったのは事実である。これに対し、西南日本南海トラフ沿いにはM8クラスのアスぺリティが存在し、百年間隔のM8巨大地震の発生に対し、数百年間隔でこれらのアスぺリティが連動破壊してM8後半の超巨大地震が発生すると考えられていた(岡村・松岡, 2012)。また、北海道東岸でも数十年間隔のM7～M8地震に加え、500年間隔のM8後半の超巨大地震の発生は考えられていた(中央防災会議, 2006)。

最近、アスぺリティという言葉は強震動発生等を考える上でも用いられ混乱が見られるが、ここではやや長周期の地震波形データを用いて得られた地震時すべり領域の中で特に大きなすべり領域

(例えば、最大すべり量の半分以上の大きさのすべり量を持つ領域)として定義する。

以下で少し詳しく各領域でのアスペリティ分布について見てみる。

(1) 三陸沖アスペリティ分布

三陸沖北部で発生した、1968年十勝沖地震(Mw8.3)は、楕円で示した広い断層破壊領域を持っているが、その中にA, B, Cという3つのすべりの大きな領域(アスペリティ)が存在している。アスペリティBは、1931年(Mw7.3)と1994年(Mw7.7)、またアスペリティCは、1960年(Mw7.3)と1989年(Mw7.0)にも破壊している。このように、B, CはM7クラスのアスペリティで20~40年間隔で破壊している。Aはやや大きなアスペリティで、1968年十勝沖地震におけるすべり量も最大9.3m、平均6.2mで、B(最大6.5m、平均4.3m)、C(最大3.0m、平均2.6m)に比べて大きく、長い繰り返し間隔を持つようである(Yamanaka and Kikuchi, 2004)。このように、三陸沖北部には空間的に不変のM7アスペリティが存在し、複数のM7アスペリティが連動破壊することによって1968年十勝沖地震のようなM8地震を発生させると考えられていた。

これに対し、三陸沖中部では、およそ5年間隔で繰り返すM5前後の釜石沖地震(例えば、Uchida et al., 2005)が有名であるが、海溝寄りに1968年十勝沖地震の最大余震(Mw7.0)が発生しているのを除けば、陸寄りにはM7アスペリティは存在していないように見える。

三陸沖日本海溝沿いには、巨大な津波を発生させた2つの地震の震源域が示されている(佐竹・他, 2011)。1896年明治三陸地震(M8.2)は「津波地震」として有名で、断層がゆっくりとずれて、揺れが小さいわりに、巨大津波を発生させ、多くの被害をもたらした。また、1933年昭和三陸地震(M8.1)も大きな津波を発生させているが、これは日本海溝沿いの正断層地震で、太平洋プレートの折れ曲がり地点で発生したプレートを断ち割るアウトターライズ地震であった(Kanamori, 1971)。

(2) 福島県沖アスペリティ分布

福島県沖では、1938年にM7.5の地震が発生し、大きな余震やM7.4に及ぶ地震も相次ぎ、大規模な群発地震活動を伴う地震であったが、繰り返し発生の記録がなく、図3には記していない。

(3) 茨城県沖アスペリティ分布

茨城沖については、M7クラスの地震が、およそ20年間隔で発生している。図3には、1982年に発生したM7.0地震のすべり分布から推定されたアスペリティのみ(Mochizuki et al., 2008)を簡略化して記している。

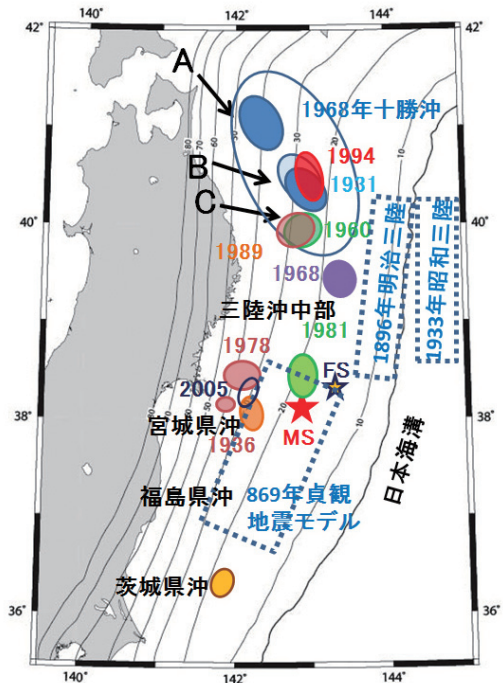


図3 三陸沖～宮城県沖～福島県沖～茨城県沖におけるアスペリティ分布の概略と東北地方太平洋沖地震の震央(MS)および3月9日に発生した前震の震央(FS)。Yamanaka and Kikuchi (2004)と山中(2005)のアスペリティマップを簡略化した。茨城沖アスペリティは、Mochizuki et al. (2008)による1982年の地震(M7.0)のすべり分布を簡略化した。数字は発生年。A, B, Cは1968年十勝沖地震の3つのアスペリティを示す。1896年明治三陸地震、1933年昭和三陸地震および869年貞観地震の震源域モデルは、佐竹・他(2011)による。

(4) 宮城県沖アスペリティ分布

1936年 (M7.4), 1978年 (M7.4), 2005年 (M7.2) に発生した地震のアスペリティ分布の概略を示しているが, 1930年代には, この他に1933年 (M7.1), 1937年 (M7.1) といった地震も発生している。このように, 複数のアスペリティが存在し, 単独だと M7.1, 連動して M7.4 程度の地震が 30~40 年間隔で発生している。また, 三陸沖南部海溝寄りの地震と連動した場合, M8.0 前後の地震になるとされ, 1793年に起きた地震はこのタイプの地震とみられている。

このような「想定宮城県沖地震」に対し長期評価が行われていた状況で, 2005年に M7.2の地震が発生したが, 当時地震調査委員会は, 想定されていた宮城県沖地震ではないという見解を示し, 2011年東北地方太平洋沖地震発生前の長期評価マップでは, 依然高い発生確率を示していた (しかし, 2011年の評価では宮城県沖地震の一つであるとした (地震調査委員会, 2011))。

3.2 2011年3月9日 M7.3地震の発生

上記の状況で, 三陸沖南部海溝寄りで, 2011年3月9日に M7.3の地震 (図3のFS) が発生した。多くの地震学者は, この地震の余効すべりにより「想定宮城県沖地震」が発生する危惧を抱いたが, 発生シナリオに従えば, この海溝寄りの地震と連動して M8クラスの地震となると考えていたので, 次に発生する宮城県沖地震は M7クラスの地震であり, また, 2005年に M7.2が発生しているの, 発生しても M7.2程度の地震であろうと考えていた。

3.3 869年貞観地震

869年貞観地震は, 日本三代実録に記載された地震である。しかし, その実像は古文書の記録だけでは分からないため, 津波堆積物から貞観地震の証拠を探る試みが, 20年ほど前から行われていた (例えば, Minoura and Nakaya, 1991)。また, 2005年から2009年まで行われた文部科学省の「宮城県沖地震に関する重点的調査観測」で行われた津波堆積物調査により, 貞観地震の津波の浸水範囲が明

らかになり, 仙台平野や石巻平野では, 当時の海岸線から 3~4 km 内陸まで津波堆積物が分布することが解明されていた。

津波浸水域の数値シミュレーションにより, 貞観地震は, 宮城県沖から福島県沖にかけて, 幅 100 km, 長さ 200 km 以上の大きさを持つ M8.4 以上の地震と推定されていた (図3, 行谷・他, 2010)。さらに津波堆積物の調査から, 過去の巨大津波のくり返し間隔は 450~800 年であるとされていた (宍倉・他, 2010)。

このように, 最近の研究により, 陸域数 km にまで浸水する巨大津波を引き起こした貞観地震の解明が行われていたが, 今回のような超巨大地震の発生は予測できていなかった (島崎, 2011)。

4. どのような地震であったのか

4.1 観測された事象

(1) 強震動

図4に震度分布 (気象庁, 2011b) を示す。最大震度7を観測し, 岩手県から千葉県にかけて震度6弱以上となるなど広範囲で強い揺れが観測された。また地震動は長い継続時間を持ち, 関東地方

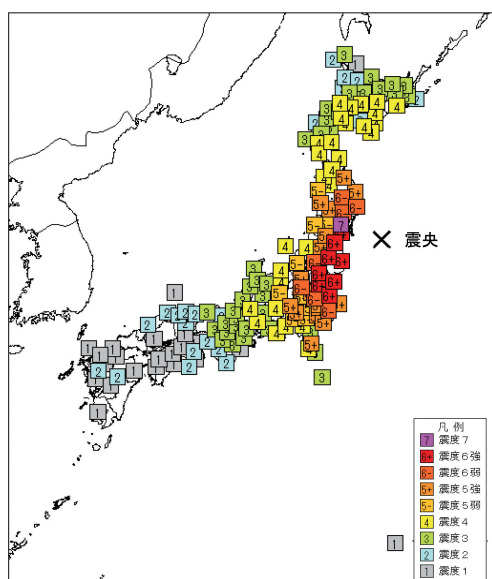


図4 気象庁 (2011b) による東北地方太平洋沖地震の震度分布図。

の埋立地等で大規模な液状化現象が発生した。

一般的に震度は震源域から離れるにつれて小さくなる距離減衰を示す。震度や最大加速度分布をデータとした距離減衰式(司・翠川, 1999)に基づくこの地震のMwは8.2~8.3程度であり、長周期地震波形や地殻変動解析から得られた9.0と比べると小さいと報告され、震度や最大加速度の頭打ちが起きていると考えられる(青井・他, 2012)。

強い地震動に襲われた地域は極めて広大であり、建物被害は甚大であった。しかしながら、被害率という観点で過去の同程度の震度を記録した地震と比べると低かったと報告されている。この理由として、震度や最大加速度が大きかった地点では0.5秒より短周期の地震動が卓越し、木造家屋などの低層建築物に大きな被害を与える周期1~2秒の地震動がさほど大きくなかったためと考えられている(境, 2011)。

(2)地震活動：前震・本震・余震および誘発地震活動

本震の震央の50km北東の領域において、本震発生1ヶ月前にM5.5の地震を含む地震活動が2週間続いた。そして3.2節において述べたように、本震発生2日前にM7.3の地震が図3のFSの位置に発生した(Hirose et al., 2011)。Kato et al. (2012)は、地震波形の相互相関解析により、気象庁で決定されていない地震も含む新たな地震カタログを作成し、本震発生1か月前からの地震活動において、本震の破壊開始点に向かう震源移動が、2月中旬から月末までと3月9日のM7.3の余震活動で見られたことを報告している。2度目の震源移動は、先にAndo and Imanishi (2011)で報告されている。また、Miyazaki et al. (2011)もGPSデータの解析から3月9日のM7.3地震の余効すべりにより本震がトリガーされた可能性を指摘している。

また、M7.3の余震活動のb値はそれ以前の地震活動および本震後の余震活動の値と比べ低いと報告され、前震の特徴を示しており、3月11日Mw9.0地震の前震であったとされている(楠城・他, 2011)。

図5に震源域における2011年8月までの地震(M \geq 5)の震央分布図、M \geq 7の地震に対するCMT解を示す。広い破壊域を反映し、幅200km長さ500kmといった広範な余震域と非常に活発な余震活動を持つことが分かる。

本震発生後1時間以内に、15:08に岩手県沖M7.4(図5のA)、15:15に茨城県沖M7.6(B)、15:25に日本海溝より東でM7.5(C)と、立て続けにM7以上の地震が3個発生している。このうちAは図3の1968年十勝沖地震震源域のアスペリティCに対応している。余震Bは茨城県沖で発生し首都圏に震度6強の強震動をもたらした。CMT解から分かるように、これらの余震は本震と同じく低角逆断層でプレート境界型地震である。しかし、余震Cは正断層地震で、アウトライズ地震である。4月7日に宮城県沖で発生した

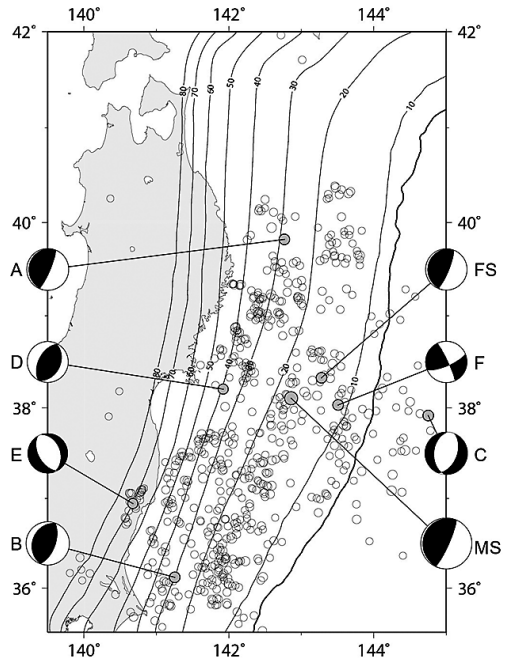


図5 震源域における震央分布と主な地震のCMT解。2011年3月1日~2011年8月31日に発生したM \geq 5.0の地震を○で示す。MSとFSはそれぞれ本震と前震、A~FはM \geq 7の余震あるいは誘発地震を示す。CMT解は気象庁(<http://www.seisvol.kishou.go.jp/eq/mech/cmt/top.html>)による。

M7.2の余震(図5のD)は震度6強を記録し、東北地方に大停電をもたらしたが、高角の断層面を持つスラブ内地震であった。4月11日に福島県浜通りで発生したM7.0の地震(E)は、今回の地震断層面よりはるかに浅い深さ6kmの地震で、広義の余震ないしは誘発地震と呼ばれるもので、東西に近い張力軸を持つ正断層地震である。7月10日に発生したM7.3の余震(F)も東西に近い張力軸をもつ横ずれ断層である。

地震前は東西圧縮の場であったが、余震C、Fおよび誘発地震Eに見られるように地震後は東西張力場に変わっている。実際、東西に張力軸を持つ正断層や横ずれタイプの断層解をもつ余震が多く発生していて、Hasegawa et al. (2011)は地震前後における震源解から得られる主応力軸の向き

の変化から本震の応力降下量は断層に働いていた偏差応力の90%以上であり、ほぼ断層に働いていた応力の全てを解放する地震であったと結論している。

図6に地震前後それぞれおよそ1年間(2010年1月~2012年3月)における地震活動(M≥3)を示す。震源域で見られる余震活動は、2004年スマトラ沖地震(Mw9.1)や他の日本の地震例えば2003年十勝沖地震(M8.0)と比べてはるかに活発である(Hirose et al., 2011)。図6左図から分かるように、3月9日の前震域で余震が少なく、また図5と比べて余震域は時間を経てもそれほど広がっていないように見える。

震源域外の内陸でも誘発地震活動が活発化している。図6右図は、震源域外の地域における本震

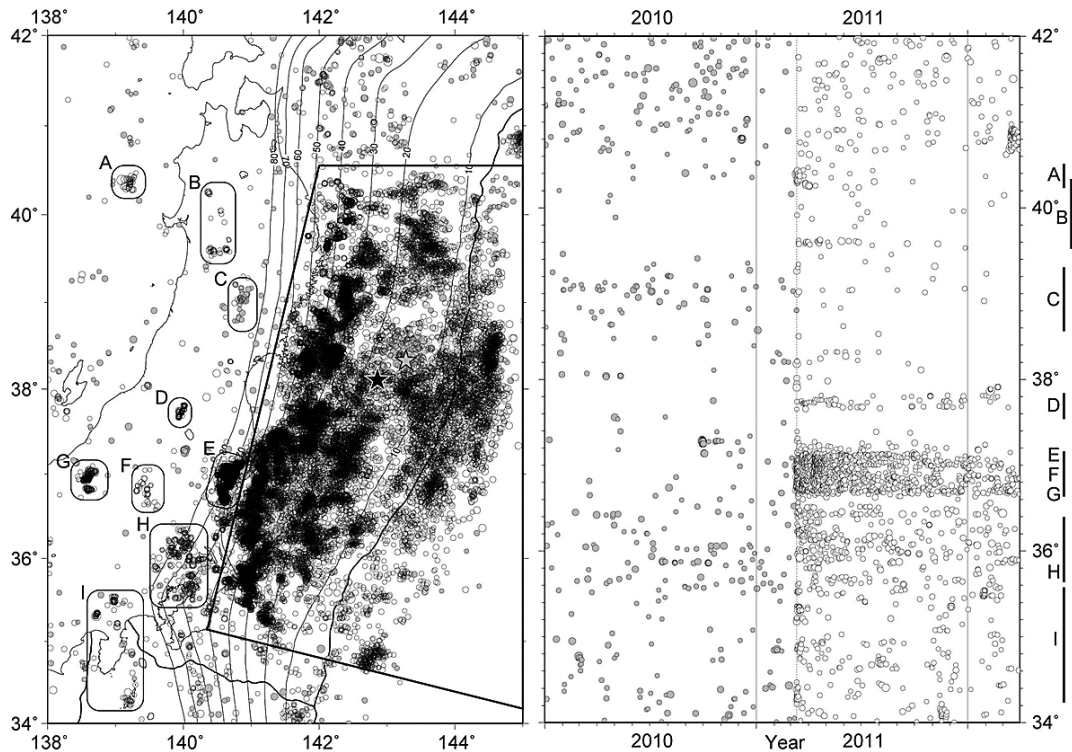


図6 東北地方太平洋沖地震の前後約1年間の地震活動。(左図)2010年1月1日~2011年3月31日に発生した $M \geq 3.0$ の震央分布。本震前の震央は灰色の丸で表されている。太線の四角形で囲まれた地域を余震域とする。余震域の外側で発生した誘発地震と考えられる活動をA~Iのラベルで示す。星印は本震(黒)と前震(灰色)を表す。(右図)余震域の外側で発生した地震に対する時空間分布図。空間軸(縦軸)として緯度を取り、 $M \geq 3.0$ の地震をプロットした。誘発地震と考えられる活動をA~Iのラベルで示す。破線(縦線)は本震の発生時間を表す。

前後の活動の時系列を緯度を縦軸にとって示したものである。震源域外の内陸において、主なものだけでも先に触れた福島県浜通りの地震 (M7.0, 領域E) を始めとして、長野県北部の地震 (M6.7, 領域G)、秋田県沖の地震 (M6.4, 領域A)、静岡県東部の地震 (M6.4, 領域I)、茨城県南部の地震 (M5.9, 領域H) など、誘発された活発な地震活動が見られる。一方、2008年岩手・宮城内陸地震の余震域 (C) では、逆に地震活動の静穏化が見られる。

2004年スマトラ沖地震 (Mw9.1) では数年にわたってM7~8クラスの余震および隣接するプレート境界域で誘発地震が連続して発生しているので注意を要する。

(3) 地殻変動

国土地理院の全国GPS観測網 (GEONET) により、東北地方を中心に東日本全体が東南東方向に変位し、太平洋岸が沈降するといった大規模な地殻変動が捉えられた。宮城県 of 牡鹿半島で、最

大5.3mの水平変位、1.2mの沈降が観測された。

また、海底でも、繰り返しGPS音響測量により地震時地殻変動 (約20mの水平、数mの上下変動) が観測された。これらの観測結果を図7 (国土地理院・海上保安庁, 2011) に示す。また海溝軸に一番近い東北大学の観測点では、東南東方向に31mの変位、3.9mの隆起が観測されている (Kido et al., 2011)。更に、地震後に行われた音波探査による海溝近くの海底調査から、今回の地震により、上盤側の北米プレートの地形パターンが南東~東南東方向に約50m移動し、約7m隆起して、地震に伴う変位が海溝軸まで達している可能性が高いことがわかった (Fujiwara et al., 2011)。

陸上のGPS観測網だけでは陸から離れるに従い、すべり分布の解像度がなくなるため (Loveless and Meade, 2011)、海溝に近い海底下でのすべり分布推定にとって、津波観測と共に海底地殻変動観測は非常に貴重であるが、図7のデータも含めて、これらのデータは余震による地殻変動や以下

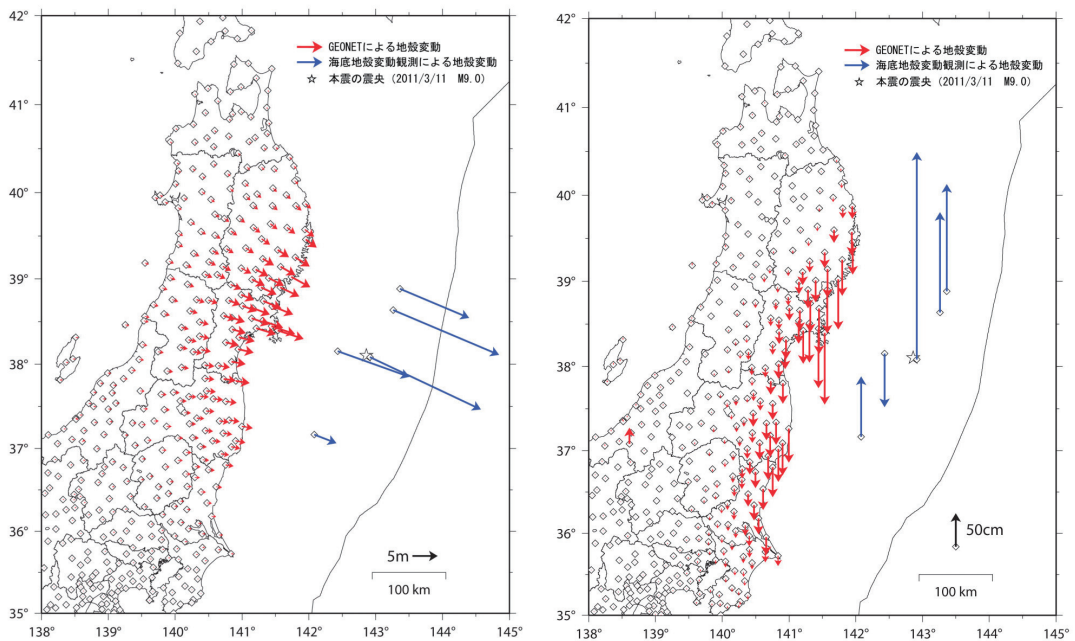


図7 東北地方太平洋沖地震の陸域及び海域における地殻変動。(左) 水平成分。(右) 上下成分。赤い矢印は国土地理院のGEONETによる変動量を、青い矢印は海上保安庁の海底地殻変動観測による変動量を表す (国土地理院・海上保安庁, 2011)。

で述べる余効変動も含んだものであることに注意する必要がある。

地震後に観測される地殻変動を余効変動と呼ぶが、広域にわたって大規模な余効変動が観測されている。図8は、地震後2012年3月までの余効変動(国土地理院, 2012)である。太平洋岸では地震時(図7)と同じ方向へ最大70cmを超える水平変動が観測されている。地震時に沈降した太平洋岸では、岩手県中部・北部では依然数cmの沈降が続いているが、岩手県南部から福島県沖にかけては、逆に最大10cmを超える上昇に転じている。図9は、岩手県岩泉2とM牡鹿観測点における地震後の地殻変動の時系列を表す。地震後大きな変動を示し、徐々に変動は小さくなっている。M牡鹿観測点の時系列には飛びが見られるが、これは2011年4月17日に発生したスラブ内地震(M7.1)によるものである。このような余震による飛びを

除いた余効変動の原因には、断層面およびその延長上でのゆっくりとした地震後のすべり(余効すべり)、上部マントルの粘弾性緩和および断層近傍における間隙に含まれる流体の移動に伴う変動(間隙弾性反発)が考えられるが、余効すべりとして解析されていて、地震時にすべった断層面より深部のすべりで説明されている(例えば、小沢, 2011)。

(4) 津波

津波の高さは、遡上した津波が最も高い地点まで到達し停止した高さである遡上高と、遡上している途中の高さで建物の壁などに残された津波の痕跡から判断する浸水高に分類される。図10中図は、東北地方太平洋沖地震津波合同調査グループ(2012)による現地調査速報値を示したものである。岩手県では遡上高が浸水高より高いが、これ

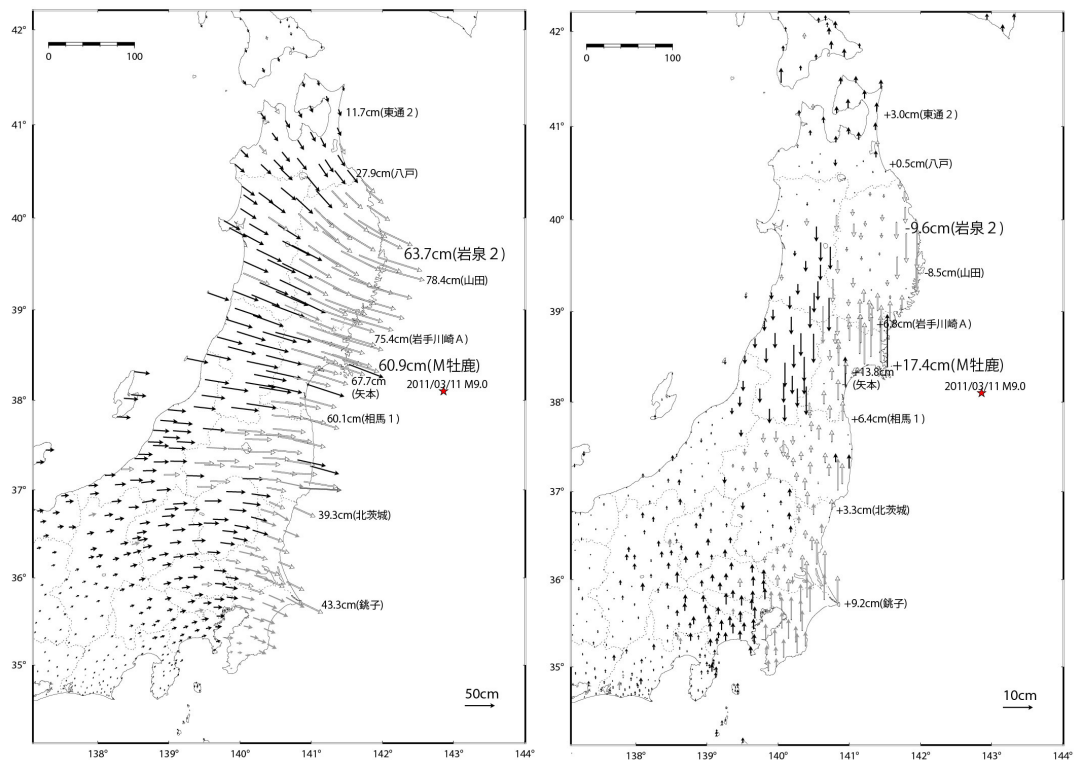


図8 GEONETにより推定された2012年3月までの余効変動。(左) 水平成分, (右) 上下成分(国土地理院, 2012)。固定点は九州の福江。白抜き矢印は保守作業等によるオフセットを補正した変動を表す。

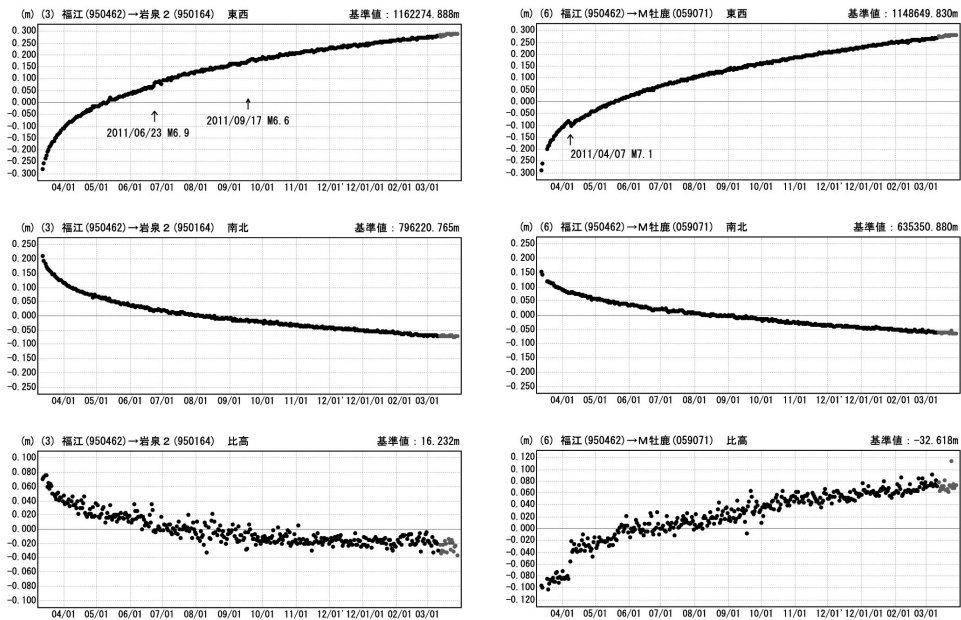


図9 岩泉2観測点(左)とM牡鹿観測点(右)における地震後2012年3月27日までの余効変動時系列。上図, 中図, 下図はそれぞれ東西, 南北, 上下成分を表す。固定点は福江(国土地理院, 2012)。

は海岸線が狭く背後が山地であるため、遡上した津波が短距離で駆け上がり高い遡上高になったためである。これに対し、宮城県では遡上高より浸水高が高い地域が多い。これは平野部を遡上する津波の特徴と言える(高橋, 2011)。

岩手県太平洋岸では、古くから津波による被害を受けており、明治以降でも1896年明治三陸、1933年昭和三陸地震による津波により多くの犠牲者を出している。図10右図は、今回の地震の津波高と明治三陸地震と昭和三陸地震の津波高を比較したものである(東北地方太平洋沖地震津波合同調査グループ, 2012)。明治三陸津波は38m、昭和三陸津波は29mに及ぶ津波高を記録し、岩手県を中心に大きく、そこから離れるに従い急激に小さくなっている。明治三陸津波は岩手県の一部で今回の地震に匹敵する津波高を記録しており、この意味では岩手県太平洋岸の住民にとっては、今回の地震津波は想定外とは言えない。しかし、全体的に今回の地震津波高は明治三陸津波を上回り、影響範囲がはるかに広い(高橋, 2011)。

また、ここでは示していないが、今回の地震に

よる津波は仙台平野で海岸線から4 km以上内陸にまで及び(例えば、島崎, 2011)、前述した869年貞観地震津波とほぼ同じか広い津波浸水域を持っている。

津波高は港湾などに設置された検潮儀で観測され、津波警報に用いられているが、大きな揺れや大津波による通信断、長時間停電、津波観測施設の水没などによりデータ断が多発し、津波監視や津波警報解除の判断に支障をきたした(例えば、干場・尾崎, 2012)。こういった検潮儀による観測に加えて、最近、GPS沖合波浪計や海底水圧計が開発されている。太平洋岸には、港湾空港技術研究所により、沿岸から10~20km沖合の水深200m程度の地点に、GPS波浪計が設置され、気象庁の津波警報に用いられようとしていた。図11は、釜石沖に設置されたGPS波浪計により捉えられた津波記録である(港湾空港技術研究所, 2011)。小さな引き波で始まり、地震発生後12分頃から海面がゆっくり2m上昇し、その10分後頃から急に上昇し、地震発生後25分には7m近くの高さに達した。このように、今回の津波波形は10

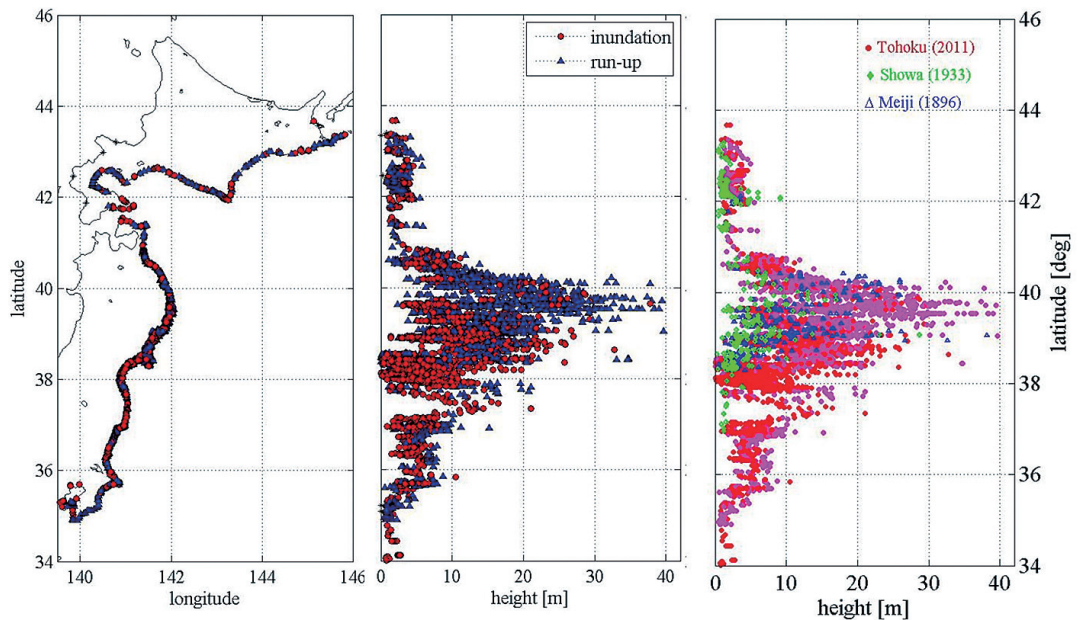


図10 地震津波高分布。(左) 調査点。(中) 今回の地震津波の浸水高(赤丸)・遡上高(青三角)。(右) 今回の地震(赤), 1933年昭和三陸地震(緑), 1896年明治三陸地震(青)の津波高の比較(東北地方太平洋沖地震津波合同調査グループ, 2012を改変)。

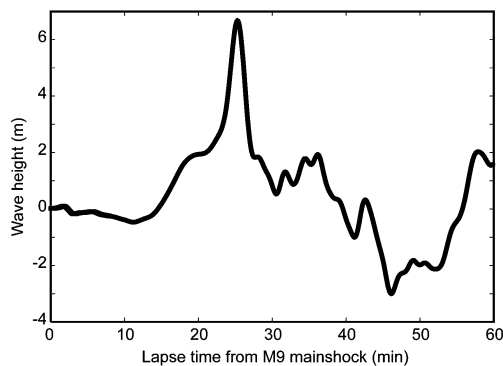


図11 岩手県南部沖(釜石沖)のGPS波浪計で記録された津波(港湾空港技研究所, 2011)。

分間以上続く2 mの波高を持つ長周期成分と2～3分程度の幅と5 m程度の振幅を持つ短周期成分を持つ2つの波から形成されるという特徴を持っている。釜石沖には沿岸から約40 km(水深約1000 m)と70 km(水深1600 m)の海底に海底水圧形が東京大学地震研究所により設置されケーブル

でデータが伝送されていた。水深1000 mの水圧計でもほぼ同様な津波波形が記録されており、地震後約6分後に海面が徐々に約2 m上昇し、その後約10分後から更に約3 m上昇していた。このように沖合から海岸に近づくにつれ津波は波高を増すが、沿岸では更に波高を増し、まずやや長周期の津波、その後に短周期・大振幅の津波が襲来し、長周期の大波は仙台平野に広大な津波浸水域を、短周期の大波は三陸海岸に高い津波港をもたらしたと推定されている(佐竹・他, 2011)。

4.2 震源過程モデル

これまで述べてきた、遠地・近地地震波形、陸域海域地殻変動および津波データを用いて多くの震源モデルが提出されている。これらデータの持つモデルの時空間解像度の違いおよび仮定する地下構造モデルや断層面の傾斜角等の相違(Yokota et al., 2011)に加え、海溝地表境界での変位拘束条件や仮定する誤差分布などの震源過程モデルを得る際に用いる先験的情報の違いにより得られたモデ

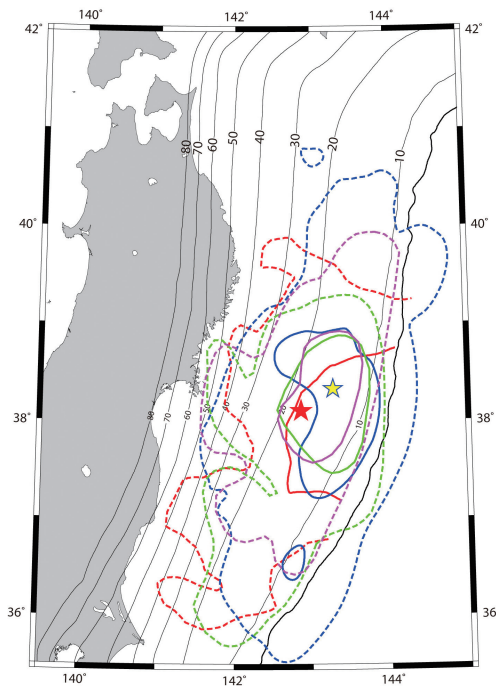


図12 各種データから推定されたすべり分布。各モデルにおいて、実線は最大値の1/2～2/3のコンター、点線は4～5mのコンターを表す。色の違いは、(緑)陸域海域地殻変動データ：国土地理院・海上保安庁(2011)、(赤)遠地P波：Yagi and Fukahata(2011)、(青)遠地P波・SH波・陸域地殻変動：Wei et al.(2012)、(赤紫)遠地P波・陸域海域地殻変動・強震動：Lee et al.(2011)、を表す。赤と黄色の星印は、それぞれ本震と3月9日の前震の震央位置を表す。

ルに相違が見られる(八木, 2012)。図12に例として、陸域海域地殻変動(国土地理院・海上保安庁, 2011)、遠地P波(Yagi and Fukahata, 2011)、遠地P波・SH波・陸域地殻変動(Wei et al., 2012)、遠地P波・陸域海域地殻変動・強震動(Lee et al., 2011)をデータとするすべり分布を示す。各モデルにおいて、実線は最大値の1/2～2/3のコンター、点線は4～5mのコンターを表している。

各すべり分布に見られる共通の特徴として、すべり量4～5mを超える領域がおおよそ幅200km、長さ500kmの広範囲に及んでいることが挙げら

れる。また震源の東側の日本海溝近傍で、30～60mにおよぶ特大すべりが得られている。この領域そのものはこれまで、アスペリティとして認識されていなかった。津波データも大きな寄与をしているが、海域地殻変動データがなければ得られない結果であろう。このアスペリティと3章で述べた、三陸沖南部から茨城県沖にかけて存在するM7アスペリティ領域が一度に連動破壊したことになる。

破壊伝播については、破壊開始後、まず震源付近ですべりが加速、約50～70秒後に震源領域と東側の海溝付近で大きな断層すべりが発達、その周辺で断層すべりが継続し、約90秒後に断層全体に破壊が伝播し、破壊が150秒程度継続する、といった点が各モデルで概ね一致する(八木, 2012)。

明治三陸津波震源域(図3)も、モデルにより5m程度のすべりを持つ。今村・他(2011)は、岩手県北部での大きな津波高(図10)を説明するために岩手県沖日本海溝近に20mのすべりを持つモデルを提案している。また、Fujii and Satake(2011)は、岩手県北部GPS沖合波浪計の波形モデリングの再解析により、明治三陸地震領域に破壊がゆっくりと伝播し、10mにおよぶすべりが発生したとしている。1896年明治三陸地震発生より115年経過しており、年間8cmのプレート収束速度を考えると、この海溝近傍領域でもほぼ100%固着していたことになる。

以上は10秒以上の比較的長周期の地震波形データや地殻変動・津波データに基づくものであるが、短周期地震計アレー観測網データを用いたバックプロジェクション解析により、宮城県沖や福島県沖陸寄りの深部におけるM7アスペリティから短周期の波が放射されていると報告されている(例えば、Wang and Mori, 2011)。また、経験的グリーン関数法を用いて、0.1～10秒程度の強震動生成域が推定されているが、推定された強震動生成域は、破壊開始点ないしはその陸寄りおよび福島県沖や茨城県沖の比較的陸に近い深部に位置している(例えば、Kurahashi and Irikura, 2011)。

このように、大きな長周期すべりが海溝近傍浅

部領域で発生したのに対して、強震動を生みだす短周期発生減は陸寄りの深部に位置し、棲み分けが行われているように見える。

5. 東北地方沖で M9地震の存在を見逃した理由

松澤 (2011) は今回の M9地震の存在を予測できなかった原因として、1) 東北地方に沈み込む太平洋プレートは年代が古く重いためプレートが沈み込みやすく上盤プレートとの固着が弱いと考えていた、2) 東北地方の最近の GPS 観測では顕著な東西圧縮ひずみがみられるが、100年間の水平歪図では顕著な東西圧縮が見られず、長期に見れば M7クラスの地震やゆっくりすべり等でひずみが解消されていると考えていた、3) プレートは海溝近くでは比較的スルスルと沈み込み、すべりを溜め込んでいるとは考えなかった、を挙げている。これに加えて、3章で述べたように、東北地方に存在する M7クラスのアスぺリティの破壊およびそれらが連動して M8クラスの地震を起こしてきたという100年足らずのデータに囚われたことが挙げられる。前述したように、特に宮城県沖地震震源域での発生間隔とサイズに囚われていた。数十年間隔で発生する M7地震によるすべりの解放量がプレート運動によるすべり蓄積量の数10%と小さくすべりの収支があてない事実は、蓄えられたすべりは大地震の発生により解消される可能性は指摘されていたが (Kanamori et al., 2006)、多くの研究者は GPS 観測では捉えきれないゆっくりしたすべりにより解放されていると考えていた。

これらが、M9超巨大地震の発生を見逃していた理由と考えられる。

6. M9地震発生に先立つ現象

想定外と言える M9超巨大地震の発生に先立って以下の現象が発生していた。その中には未だその真偽やメカニズムについて議論のあるものを含んでいるが以下に挙げる。

6.1 GPS データから推定された震源域における固着状態とその変化

多くの研究者により、陸域 GPS データからプレート境界でのすべり欠損、すなわち固着状態の推定が行われていた。解析における内陸変形の扱いやデータとしての水平と上下変動の重みの相違により、結果の相違はあるが、2000年までのデータでは、今回の M9震源域の宮城県沖から福島県沖にかけて、8 cm/年のすべり欠損といった強い固着が見られていた (例えば、Nishimura et al., 2004; Hashimoto et al., 2009, Loveless and Meade, 2011)。

ところが、この陸域 GPS データの解析から、2007年以降本震発生前では、すべり欠損は宮城県沖北部で 6 cm/年にとどまり、福島沖ではほとんどすべり欠損が見られなくなり、固着が非常に弱まっていたと報告されていた (国土地理院, 2011)。また、2002年以降の海底 GPS 音響地殻変動観測より得られた変動速度は福島県沖で西方へ約 2 cm/年と宮城県沖の 5 cm/年より小さい値が得られている (海上保安庁, 2011)。更に、宮城県沖・福島県沖の今回の震源域で、2005年以降地震前までに M7クラスの地震が相次いで発生したが、これらの地震の余効すべりによる地震モーメントは地震時よりはるかに大きかったと報告されている (Suito et al., 2011)。

このように、今回の M9震源域に一致する宮城県沖および福島沖に2000年まで見られたほぼ100%のプレート間固着域、および地震前数年間に観測された福島県沖における固着の剥がれについて、地震前に様々な議論がされていたことは事実である。残念ながら陸域 GPS 観測データでは海溝近傍の固着状態は分からず (Loveless and Meade, 2011)、また海底 GPS 音響地殻変動観測も海溝近傍では行われておらず、本命とも言える宮城県沖浅部海溝近傍でのすべりの蓄積には考えが及ばなかった。地震発生後の解釈になるが、地震前の震源域における数年間に及ぶ固着状態の変化は、地震発生に至る何らかの準備過程を表している可能性がある (Suito et al., 2011)。ただ、地震発生前に震源近傍で発生すると期待されている

すべりの加速（プレスリップ）は現時点で報告されていない。

6.2 震源域における b 値低下

3月9日のM7.3地震のb値が小さく、前震の特徴を有していることは前述しているが、特に地震時にすべりの大きかった領域において2005年以降b値の低下が見られたと報告されている(楠城・他, 2011)。

更に、今回の震源域に発生した地震について40年以上の長期にわたって地震活動のb値変化を調べると、1978年M7.4宮城県沖地震の発生前にb値が低下し、その後、M9本震の20年位前から更に低下が進み、本震発生後の余震ではb値が20年前のレベルに戻った可能性がある(楠城, 私信, 2012)。b値の推定にはマグニチュードの下限やその信頼性に問題があるとの指摘があるが、M9超巨大地震発生予測の鍵を握る可能性がある。

6.3 地球潮汐との相関

地球潮汐による応力変化は小さいが、震源域でひずみが十分溜まった状態では、地震発生をトリガーする可能性が指摘されている。今回の震源近傍域において、地球潮汐による地震を発生させようとする応力と地震発生時期との相関が、30年間の解析の中で本震発生前約10年程度の間増していたことが分かっている(田中, 2011)。

このような相関は、スマトラ沖やトンガのプレート境界地震についても報告されているという(田中, 2011)。普段起きている小中地震と地球潮汐との相関関係を系統的に追跡することにより巨大地震の発生危険度を長期的に特定するてがかりとなる可能性がある。

6.4 電離圏全電子数増加

GPS観測により、電離層における電子の総量(TEC)を推定することができる。地震による地面や海面の上下運動により生じた音波は、地震発生約10分後に電離圏に達し電子の疎密を作り、TECに現れる。それとは別に、およそM9震源域のサイズに相当するGPS観測点で本震発生の約60~40分

前からTECの正の異常(電子数の増加)が現れ、地震による音波による擾乱時まで継続した、と報告されている(Heki, 2010)。こういったTECの正の現象は2004年スマトラ沖地震(Mw9.1)や2010年チリ地震(Mw8.8)といった巨大地震で見られたという(Heki, 2010)。

電子数の変化については、見かけ上のものであるという解釈や、海水がシールドの役割を果たす海域の地震で音波の介在なしに電離層電子異常を起こす物理機構の問題、および陸上の電磁観測で異常が見られないなど議論があるが、M9クラスの地震の発生予測に繋がる重要な問題であり、南海トラフの次期地震発生等を考えると、真相の解明が急がれる。

7. M9地震発生モデル

これまで述べた今回のM9超巨大地震の発生状況をまとめると、1)M9地震発生数年前から福島県沖でプレート間固着の剥がれが始まっていた、2)2日前にM7.3前震が発生し、地震時のすべりおよび余効すべりがM9超巨大地震をトリガーした可能性がある、3)今回のM9震源域内には、宮城県沖深部および茨城県沖に数十年間隔で発生するM7クラスの複数個のアスペリティに加え、宮城県沖浅部日本海溝近傍に地震時に特大すべりを生じるアスペリティが存在する、4)M9地震の繰り返し間隔は数百年程度と見積られる、5)宮城県沖深部のM7クラス地震は地震間に蓄えられたすべりの数10%程度しか地震で解放していない、といったことが挙げられる。

こういったM9地震はどのように発生したのだろうか。長期間にわたるM9超巨大地震の発生繰り返し(地震サイクル)モデルから動的破壊過程のモデルまでいくつかのモデルが提唱されている。モデルの詳細は専門的すぎるのでここでは述べないが、以下にモデルを概観する。

岩石実験から導かれた摩擦則に基づく、地震サイクルモデルは、上記の1)~5)の観測事実をうまく説明している。これらには、M7クラスのアスペリティに加えて、特大すべり域を特に固着の強いアスペリティ(強バッチ)と考えるモデル

(Kato and Yoshida, 2011) や M9 震源域全域を広い意味でのアスペリティとし、その中に M7 クラスアスペリティと特大すべり域を設定するモデル (Hori and Miyazaki, 2011)、さらに 3 次元プレート形状を考慮してこれらを比較した研究 (Ohtani, 2012)、新たな摩擦則によるモデル (Shibazaki et al., 2011) がある。これらのモデルは、M9 地震サイクル中の前半期間において異なる振る舞い、たとえば M7 クラス地震活動の異なる発現を示唆する。今後の観測によりどのモデルが現実に近いのか明らかにされるであろう。

上記モデルでは摩擦係数の変化を考えたが、断層面の空隙に存在する流体が摩擦力に直接関与することも考えられる。摩擦力は摩擦係数と法線応力から間隙流体圧を引いた有効法線応力の積で表される。地震時には摩擦発熱により間隙流体が膨張し (TP: Thermal Pressurization)、有効法線応力と摩擦力が大きく低下し、破壊が促進される。摩擦構成則に加え、こういった TP 効果を海溝近傍の特大すべり域に設定したモデルも考えられている (Mitsui et al., 2012a)。

上述の地震サイクルモデルは、動的破壊過程を単純化した準動的モデルであり、地震時すべり量を過小評価している可能性がある。特に Ide et al. (2011) は、海溝側の大きなすべりは、動的破壊が地表まで達したために勢い余ってすべりすぎたオーバーシュートである可能性があることを指摘している。また、Mitsui et al. (2012b) は、動的破壊モデルにより、震源近傍域で発生した 2005 年以降の地震およびその余効すべりによる震源での応力集中と海溝近傍における TP の両方が M9 地震発生の要因であると結論している。これまで述べたアスペリティモデルには、数百年といったある程度の繰り返し間隔が存在する。また、TP 効果が働く場合でも、プレート境界での水理条件が大きく変化しないかぎり、繰り返し間隔が変化しないように思える。これに対し、Aochi and Ide (2011) は、断層やプレート境界面には、そのスケールに依存した様々な大きさの破壊エネルギーを持つパッチが存在し (この主張は上記の Hori and Miyazaki (2011) モデルの基礎ともなっ

ている)、それらが確率的に連動破壊して、M9 地震に成長したというモデルを提案している。この場合、M9 地震サイクル自体は存在しないことになる。

繰り返しになるが、宮城県沖深部～茨城県沖での数十年間隔での M7 地震の発生の間、海溝側浅部で特大すべりを溜め込む必要があるため、動的オーバーシュートがあるにせよ、数百年間の時間が必要であろう。数百年のサイクルから見るとほんの最後の瞬間とも言えるが、2005 年あたりからのプレート固着状態の変化や震源域における b 値の長期的低下と地震活動と潮汐との長期相関などを考えると、ある程度全領域で破壊準備が整った段階で、3 月 9 日の前震により、トリガーされ、動的破壊が拡大して、特に M7 アスペリティ領域で高周波を出しながら破壊が進展していったように思える。現状ではこの M9 地震サイズの地震サイクルシミュレーションの大規模計算を行うのはかなり難しいが、スケール依存の破壊エネルギーを持つ色々なサイズのアスペリティ (例えば b 値の変化まで追跡できるアスペリティサイズ分布) を含む準動的地震サイクル計算の中に、動的破壊伝播を組み込んだ計算が必要と思える。

8. その他の問題

これまで触れていない残された問題について、簡単に触れておく。

8.1 緊急地震速報と津波警報

この二つの事項について、干場・尾崎 (2012) に従って簡単に整理しておく。

(1) 緊急地震速報

緊急地震速報とは、地震の発生直後に、震源に近い観測点で捉えた地震波形データを解析して震源や地震の M を直ちに推定し、各地での主要動の到達時刻や震度を予測し、できるだけ早く知らせる地震動の「予報」あるいは「警報」を指す。

震度 3 以上または $M \geq 3.5$ もしくは観測された加速度が 100 cm/s^2 となった場合出される高度利用者向けの「予報」の第 1 報は、発震時の 5.4 秒後に、

震度が5弱以上と予測された最初の一般向けの「警報」は第4報で7.2秒後に、テレビ、ラジオ、携帯電話の放送メールサービス等により放送された。発震時から116.8秒後に出された最終報（15報）ではM8.1と推定している。

従来からも緊急地震速報は、1）地震が連発した場合、それらを分離することが難しく、震源位置やMを正確に推定できない、2）M7を超える地震の場合、最初の発表時点では断層破壊が継続しているのでMや震度を過小評価する、3）M8クラスの地震では、震源域が大きくなる影響により、震度予測がさらに過小評価になる、などの課題が指摘されていた。今回のM9超巨大地震では、特にこれらの問題が浮かび上がり、関東地方での震度の過小予測や余震でのパフォーマンスの低下が問題となった。これらに対応するため、巨大地震の震源域のおおよその推定や即座に推定する方法、および同時多発に対する地震判別の改良への取り組みが行われつつある。

（2）津波警報

気象庁は地震発生後3分以内に決定した気象庁マグニチュード（ M_J ）に基づき津波警報を出す。第1報での予想津波高さは、岩手県3m、宮城県6m、福島県3mで、10mの防潮堤の高さを考え逃げ遅れて犠牲となった住民が多かったという批判が上がった。

気象庁は、固有周期6秒の地震計で観測された最大振幅で M_J を決定するため、Mwが8以上になると過小評価になる。実際3分で決定した M_J は7.9であったため、津波高の過小評価になった。その後、15時10分頃釜石沖等のGPS波浪計に潮位の急激な上昇が見られたため、15時14分に、岩手県、福島県は6m、宮城県は10m以上と予想津波高を引き上げたが、停電等のため住民にはあまり伝わらなかったと言われている。

Mはその後国内の広帯域地震計波形を使って決めようとしたが、波形が振り切れていたため、外国のデータを使って、17時30分にMw8.8を、更に翌日9.0を公表したが、結果的にMに基づく津波警報の更新は行われていない。

Mwが8を超える巨大地震のMwの迅速な決定のため、振り切れにくい広帯域地震計の配備が進められている。また、今回の地震は震度6弱以上の領域が広範囲に及んだが、こういった震度分布の広がり方を参考にする方法や、GPSキネマティック解析による即時断層モデル推定の手法の活用が進められようとしている。

また、今回、沖合に設置されたGPS沖合波浪計や海底水圧計はいち早く大きな津波の発生を捉えたが、まだ十分活用されていなかった。できるだけ早く津波を捉え警報につなげようと、ケーブル式沖合水圧計を含めた沖合津波観測点を展開・拡充する計画が進められている。

更に、規模推定の不確定性の高い巨大地震の場合、第1報では予想津波高の数値は公表せず「巨大な津波のおそれ」といった定性的表現とする、など津波警報の公表法にも改善が行われている。

8.2 北海道東岸～東北地方太平洋岸での沈降

北海道東岸から東北地方太平洋岸の検潮記録は、最近50年間、年間数mmの沈降を続けており、M7～8の地震時にも沈降していることを示している。ところが、約10万年の地質年代においてはやや隆起傾向を示している。そこで、今回のような超巨大地震の深部余効すべりにより隆起が生じると考えられていた（池田・岡田，2011）。実際、北海道東岸ではそのようなデータも出されていた（Sawai et al., 2004）。

ところが、4.1節（3）で述べたように、今回の地震でも沈降し、余効すべりにより福島県から宮城県では隆起に転じているがその量は地震時沈降量の10%程度に過ぎず、隆起速度も鈍ってきている。本震前の沈降速度が継続していたとすると、数百年におよぶ地震間の沈降量は数mに達する。本震後の余効すべりが今後も継続し、またマントルウェッジでの粘弾性効果を考えても、隆起量が沈降量を上回るとはとても考えられない。今回の地震が対応する超巨大地震ではなく、まだ新たなものが残っているのであろうか。それとも、プレート間固着は地震サイクル内で大きく変動し、地震前に見られた大きな沈降速度は超巨大

地震サイクルの後半の現象なのだろうか。地震サイクルシミュレーションによる検証が必要である。

9. 終わりに

2011年東北地方太平洋沖地震の発生後1年余り経過した現時での、この超巨大地震の理解および残された問題等について概観した。M9超巨大地震の姿が少しずつ見えては来たが、その全貌は未だ捉えきれていない。

この超巨大地震の発生により、地震発生場としての日本列島の応力状態はこれまでとは大きく変わり、我々の知らない日本列島になったと言われている。M9超巨大地震そのものの理解のためだけでなく、防災・減災の観点からも、津波堆積物等これまでのデータの更なる徹底検証に加えて、今後数年あるいは数10年にわたる、余効変動、余震・プレート境界や内陸における誘発地震活動・応力場の推移の高精度モニターが必要である。特に待たなしと思われる、北海道東岸や房総沖日本海溝や南海トラフ浅部近傍の固着状態の直接的モニターを早急に開始せねばならない。また、今回の地震で浮き彫りになった緊急地震速報や津波警報の問題はある程度技術的なもので、対応が講ぜられつつあるが、早急に実効性のあるものにする必要がある。

2011年東北地方太平洋沖地震の発生を受け、考えられる最大地震の想定必要性(中央防災会議, 2011)や、それを受けての南海トラフ巨大地震モデルの検討が行われている。中間取りまとめ(南海トラフの巨大地震モデル検討会, 2011)で公表された震度や津波高のあまりの高さに戸惑いを覚える自治体関係者や住民の方が多いと思われるが、これは次に発生する南海トラフ巨大地震のことを議論している訳ではないことに注意してもらいたい。今回の超巨大地震の発生を想定外と言わざるを得なかった現在の地震学の実力を考え、分かっていることのみならず、どれだけ分かっていないかをしっかり伝えることの重要性を強く認識し、そのように発表に努めたつもりである。しかし現状は、最大地震の想定基礎となるデータお

よび考え方の不確かさが十分に伝わっていないように思える。日常の地震防災・減災教育やこういった想定公表の仕方に更なる改善を図る必要があるように思える。

参考文献

- Ammon C. J., R.C. Aster, T. Lay and D. W. Simpson, The Tohoku earthquake and a 110-year spatio-temporal record of global seismic strain release, Abstract of 2011 SSA Meeting, Seismol. Res. Lett., 82 (3) 2011.
- Ando, R., and K. Imanishi, Possibility of Mw9.0 mainshock propagation of after-slip from Mw7.3 foreshock, Earth Planets Space, 63, 767-771, 2011.
- Aochi, H., and S. Ide, Conceptual multi-scale dynamic rupture model for the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake, Earth Planets Space, 63, 761-765, 2011.
- 青井 真・功刀 卓・鈴木 亘・森川信之・中村洋光・先名重樹・藤原広行, 2011年東北地方太平洋沖地震の強震動, 地震2, 64, 169-182, 2012.
- 馬場俊孝・伊藤亜妃・金田義行・早川俊彦・古村孝志, 制御地震探査結果から構築した日本周辺海域下の3次元地震波速度構造モデル, 2006年日本地球惑星科学連合大会, S111-006, 2006.
- Bufe, C. G. and D. M. Perkins, The 2011 Tohoku earthquake: resumption of temporal clustering of Earth's megaquakes, Abstract of 2011 SSA Meeting, Seismol. Res. Lett., 82 (3) 2011.
- 中央防災会議, 日本海溝・千島海溝周辺海溝型地震に関する専門調査会報告, <http://www.bousai.go.jp/jishin/nihonkaikou/houkoku/houkokusiryou2.pdf>, 2006年1月25日, 2006.
- 中央防災会議, 東北地方太平洋沖地震を教訓とした地震・津波対策に関する専門調査会報告, <http://www.bousai.go.jp/jishin/chubou/higashinohon/houkoku.pdf>, 2011年9月28日, 2011.
- Fujii, Y. and K. Satake, Tsunami Source of the Off Tohoku-Pacific Earthquake on March 11, 2011 (Tentative Result, Ver. 4.2 and Ver. 4.6), http://iisee.kenken.go.jp/staff/fujii/OffTohokuPacific2011/tsunami_inv.html, 2011年10月20日, 2011.
- Fujiwara, T., S. Kodaira, T. No, Y. Kaiho, N. Takahashi and Y. Kaneda, The 2011 Tohoku-Oki earthquake: displacement reaching the trench axis, Science, 334, 1240, doi:10.1126/science.

- 1211554, 2011.
- Hasegawa, A., K. Yoshida and T. Okada, Nearly complete stress drop in the 2011 Mw9.0 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake, *Earth Planets Space*, 63, 703-707, 2011.
- Hashimoto, C., A. Noda, T. Sagiya and M. Matsu'ura, Interplate seismogenic zones along the Kuril-Japan trench inferred from GPS data inversion, *Nature Geoscience*, 2, 141-144, doi:10.1038/NGEO421, 2009.
- 橋本 学, 2011年東日本大震災：本震・誘発地震・情報, *自然災害科学*, 27-38, 2011.
- Heki, K., Ionospheric electron enhancement preceding the 2011 Tohoku-Oki earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, 38, L17312, doi:10.1029/2011GL047908, 2011.
- Hirose, F., K. Miyaoka, N. Hashimoto, T. Yamazaki and M. Nakamura, Outline of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku earthquake (Mw9.0) - Seismicity: foreshock, mainshock, and induced seismicity -, *Earth Planets Space*, 65, 513-518, 2011.
- Hori, T. and S. Miyazaki, A possible mechanism of M9 earthquake generation cycles in the area of repeating M7~8 earthquakes surrounded by aseismic sliding, *Earth Planets Space*, 63, 773-777, 2011.
- 干場充之・尾崎友亮, 2011年東北地方太平洋沖地震での緊急地震速報と津波警報, *地震*, 64, 155-168, 2012.
- Ide, S., A. Baltay and G. C. Beroza, Shallow dynamic overshoot and energetic deep rupture in the 2011 Mw9.0 Tohoku-oki earthquake, *Science*, 332, 1426-1420, doi:10.1126/science.1207020, 2011.
- 池田安隆・岡田真介・島弧-海溝系における長期的歪み蓄積過程と超巨大地震, *科学*, 81, 1071-1076, 2011.
- 今村文彦・越村俊一・村嶋陽一・秋田善弘・新谷勇樹, 東北地方太平洋沖地震を対象とした津波シミュレーションの実施 東北大学モデル (version1.1), http://www.tsunami.civil.tohoku.ac.jp/hokusai3/J/events/tohoku_2011/model/dcrc_ver1.1_111107.pdf, 2011年11月7日, 2011.
- 地震調査委員会:三陸沖から房総沖にかけての地震活動の長期評価の一部改訂について, 平成21年3月9日地震調査研究推進本部地震調査委員会発表, http://www.jishin.go.jp/main/chousa/09mar_sanriku/index.htm, 2011年3月9日; 2009.
- 地震調査委員会, 三陸沖から房総沖にかけての地震活動の長期評価(第二版)について, http://www.jishin.go.jp/main/chousa/11nov_sanriku/sanriku_boso_3_hyoka.pdf, 2011年11月25日, 2011.
- 海上保安庁, 海底地殻変動観測結果から得られた平成23年(2011年)東北地方太平洋沖地震発生前後の海底の動き, *地震予知連絡会報*, 86, 284-293, 2011.
- Kanamori, H. Seismological evidence for a lithospheric normal faulting - the Sanriku earthquake of 1933, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 4, 289-300, 1971.
- Kanamori, H., M. Miyazawa and J. Mori, Investigation of the earthquake sequence off Miyagi prefecture with historical seismograms, *Earth Planets Space*, 58, 1533-1541, 2006.
- Kato, A., K. Obara, T. Igarashi, H. Tsuruoka, S. Nakagawa and N. Hirata, Propagation of slow slip leading up to the 2011 Mw9.0 Tohoku-oki earthquake, *Science*, 335, 705-708, doi: 10.1126/science.1215141, 2012.
- Kato, N. and S. Yoshida, A shallow strong patch model for the 2011 great Tohoku-oki earthquake: A numerical simulation, *Geophys. Res. Lett.*, 38, L00G04, doi:10.1029/2011GL048565, 2011.
- 警察庁, 平成23年(2011年)東北地方太平洋沖地震の被害状況と警察措置, <http://www.npa.go.jp/archive/keibi/biki/higaijokyo.pdf>, 2012年4月25日, 2012.
- Kido, M., Y. Osada, H. Fujimoto, R. Hino and Y. Ito, Trench-normal variation in observed seafloor displacements associated with the 2011 Tohoku-Oki earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, 38, L24303, doi:10.1029/2011GL050057, 2011.
- 気象庁, 平成23年3月地震・火山月報(防災編), 特集1東北地方太平洋沖地震(1)概要, p58, 2011 a.
- 気象庁, 報道資料発表, <http://www.jma.go.jp/jma/press/1103/11b/kaisetsu201103111600.pdf>, 2011年3月11日, 2011 b.
- 国土地理院, 東北日本と西南日本のすべり欠損分布, *地震予知連絡会報*, 86, 236, 2011.
- 国土地理院・海上保安庁, 東北地方太平洋沖地震の陸域及び海域の地殻変動分布, <http://www.gsi.go.jp/cais/topic110520-index.html>, 2011年6月20日, 2011.
- 国土地理院, 平成24年3月の地殻変動について, 東北

- 地方太平洋沖地震に伴う地殻変動, <http://www.gsi.go.jp/WNEW/PRESS-RELEASE/2012-goudou0409.html>, 2012年4月9日, 2012.
- 港湾空港技術研究所, 東北地方太平洋沖地震による津波観測データ, <http://nowphas.mlit.go.jp/nowphasdata/sub300.htm>, 2011年8月8日, 2011.
- Kurahashi, S. and K. Irikura, Source model for generating strong ground motions during the 2011 off the pacific coast of Tohoku earthquake, *Earth Planets Space*, 63, 571-576, 2011.
- Lee, S. J., B. S. Huang, M. Ando, H. C. Chiu and J. H. Wang, Evidence of large scale repeating slip during the 2011 Tohoku - Oki earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, 38, L19306, doi:10.1029/2011GL049580, 2011.
- Loveless, J. P. and B. J. Meade, Spatial correlation of interseismic coupling and coseismic rupture extent of the 2011 Mw=9.0 Tohoku-oki earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, 38, L17306, doi:10.1029/2011GL048561, 2011.
- 松澤 暢, なぜ東北日本沈み込み帯でM9の地震が発生しえたのか?—われわれはどこで間違えたのか?, *科学*, 81, 1020-1026, 2011.
- McCaffrey, R., Global frequency of magnitude 9 earthquakes, *Geology*, 36, 263-266, doi:10.1130/G24402A, 2008.
- Michael, A. J., Random variability explains apparent global clustering of large earthquakes, *Geophys. Res. Lett.*, 38, L21301, doi:10.1029/2011GL049443, 2011.
- Minoura, K. and S. Nakaya, S., Traces of tsunami preserved in inter-tidal lacustrine and marsh deposits: some examples from northeast Japan, *Journal of Geology* 99, 265-287, 1991.
- Mitsui, Y., N. Kato, Y. Fukahata and K. Hirahara, Megaquake cycle at the Tohoku subduction zone with thermal fluid pressurization near the surface, *Earth and Planetary Science Letters* 325-326 21-26, 2012a.
- Mitsui, Y., Y. Iio and Y. Fukahata, A scenario for the generation process of the 2011 Tohoku earthquake based on dynamic rupture simulation : role of stress concentration and thermal fluid pressurization, submitted to *Earth Planets Space*, 2012b.
- Miyazaki, S, J. J. McGuire and P. Segall, Seismic and aseismic fault slip before and during the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake, *Earth Planets Space*, 63, 637-642, 2011.
- Mochizuki, K., T. Yamada, M. Shinohara, Y. Yamanaka and T. Kanazawa, Weak interplate coupling by seamounts and repeating M~7 earthquakes, *Science*, 321, 1194-1197, doi:10.1126/science.1160250, 2008.
- 行谷佑一・佐竹健治・山木 滋, 宮城県石巻・仙台平野および福島県請戸川河口低地における869年貞観津波の数値シミュレーション, *活断層・古地震研究報告*, 10, 1-21, 2010.
- 南海トラフの巨大地震モデル検討会, 中間取りまとめ, http://www.bousai.go.jp/jishin/chubou/nankai_trough/chukan_matome.pdf, 2011年12月27日, 2011.
- 楠城一嘉・平田 直・小原一成・笠原敬司, 2011年東北地方太平洋沖地震震源域のb値の時空間変化, *地震予知連絡会報*, 86, 121-122, 2011.
- Nishimura, T., T. Hirasawa, S. Miyazaki, T. Sagiya, T. Tada, S. Miura and K. Tanaka, Temporal change of interplate coupling in northeastern Japan during 1995-2002 estimated from continuous GPS observations, *Geophys. J. Int.*, 157, 901-916, 2004.
- Ohtani, M., Large-scale quasi-dynamic earthquake cycle simulation, Master Thesis, Graduate School of Science, Kyoto University, pp.67, 2012.
- 岡村 眞・松岡裕美, 津波堆積物からわかる南海地震の繰り返し, *科学*, 82, 2, 182-189, 2012.
- 小沢慎三郎, 東北地方太平洋沖地震後の余効変動, *科学*, 81, 1044-1047, 2011.
- 境 有紀, 地震の揺れによる被害はどうだったのか?—震度を防災上どう使うべきか, *科学*, 81, 1055-1060, 2011.
- 佐竹健治・酒井慎一・藤井雄士郎・篠原雅尚・金沢敏彦, 東北地方太平洋沖地震の津波波源, *科学*, 81, 407-410, 2011.
- Sawai, Y., K. Satake, T. Kamataki, H. Nasu, M. Shishikura, B. F. Atwater, B. P. Horton, H. M. Kelsey, T. Nagumo and M. Yamaguchi, Transient uplift after a 17th-century earthquake along the Kuril subduction zone, *Science*, 306, 1918-1920, doi:10.1126/science.1104895, 2004.
- Shibasaki, B., T. Matsuzawa, A. Tsutsumi, K. Ujiie, A. Hasegawa and Y. Ito, 3D modeling of the cycle of a great Tohoku-oki earthquake, considering frictional behavior at low to high slip

- velocities, *Geophys. Res., Lett.*, 38, L21305, doi:10.1029/2011GL049308, 2011.
- 島崎邦彦, 超巨大地震, 貞観の地震と長期評価, 科学, 81, 397-402, 2011.
- 宍倉正展・澤井祐紀・行谷佑一・岡村行信, 平安の人々が見た巨大津波を再現する—西暦869年貞観津波—, *AFERC ニュース*, No.16, 1-10, 2010.
- 司 宏俊・翠川三郎, 断層タイプ及び地盤条件を考慮した最大加速度・最大速度の距離減衰式, 日本建築学会構造系論文集, 523, 63-70, 1999.
- Suito, H., T. Nishimura, M. Tobita, T. Imakiire and S. Ozawa, Interplate fault slip along the Japan Trench before the occurrence of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake as inferred from GPS data, *Earth Planets Space*, 63, 615-619, 2011.
- 高橋智幸, 津波の大きさと被害, 科学, 81, 1027-1034, 2011.
- 田中佐千子, 月や太陽の引力が地震の引き金に一東北地方太平洋沖地震に先行した地球潮汐の地震トリガー現象—, 科学, 2011.
- 東北地方太平洋沖地震津波合同調査グループ, 速報値, <http://www.coastal.jp/tjt/>, 2012年3月30日, 2012.
- Uchida, N., T. Matsuzawa, A. Hasegawa and T. Igarashi, Recurrence intervals of characteristic $M4.8 \pm 0.1$ earthquakes off-Kamaishi, NE Japan - Comparison with creep rate, estimated from small repeating earthquake data, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 233, 155-165, 2005.
- Wang, D. and J. Mori, Rupture process of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake (Mw9.0) as imaged with back-projection of teleseismic P-waves, *Earth Planets Space*, 63, 603-607, 2011.
- Wei, S., A. Sladen and the ARIA group, 3/11/2011 (Mw9.0), Tohoku-oki, Japan, http://www.tectonics.caltech.edu/slip_history/2011_taiheiyo-oki/, 2012年4月17日, 2012.
- Yagi, Y. and Y. Fukahata, Rupture process of the 2011 Tohoku-oki earthquake and absolute elastic strain release, *Geophys. Res. Lett.*, 38, L19307, doi:10.1029/2011GL048701, 2011.
- 八木勇治, 2011年東北地方太平洋沖地震の震源過程, *地震* 2, 64, 143-153, 2012.
- Yamanaka, Y. and M. Kikuchi, Asperity map along the subduction zone in northeastern Japan inferred from regional seismic data, *J. Geophys. Res.*, 109, B07307, doi:10.1029/2003JB002683, 2004.
- 山中佳子, EIC 地震学ノート, No.169, http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/sanchu/Seismo_Note/2005/EIC168.html, 2005.
- Yokota, Y., K. Koketsu, Y. Fujii, K. Satake and S. Sakai, Joint inversion of strong motion, teleseismic, geodetic, and tsunami datasets for the rupture process of the 2011 Tohoku earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, 38, L00G21, doi:10.1029/2011GL050098, 2011.

(投稿受理：平成24年5月14日)