

2.4 平成 23 年（2011 年）東北地方太平洋沖地震前後の地震の震源過程解析

本項の論文は、以下の論文を転載している。

（武藤大介・上野寛・川添安之・岩切一宏, 2014: 平成 23 年（2011 年）東北地方太平洋沖地震の前後に発生した地震の震源過程の解析, 駿震時報, **78**, 29-44)

平成 23 年（2011 年）東北地方太平洋沖地震の前後に発生した地震の震源過程の解析

The Analysis of the Source Processes of the Foreshocks and Aftershocks of the 2011 off the Pacific Coast of Tohoku Earthquake

武藤大介¹, 上野 寛¹, 川添安之², 岩切一宏²
Daisuke MUTO¹, Hiroshi UENO¹, Yasuyuki KAWAZOE², and Kazuhiro IWAKIRI²

(Received June 24, 2013; Accepted December 12, 2013)

ABSTRACT: The 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake was the first M9 class event in history occurring near the dense seismic observation network. Additionally it was accompanied by a foreshock and many aftershocks, whose source processes were analyzed. Therefore we estimated the source processes of a foreshock and aftershocks with near-field strong motions or teleseismic waveforms. As a result of the source process analysis, we determined the slip distributions of 13 events containing the main shock, which provide important information for studies of tsunami due to large aftershocks for example.

1 はじめに

2011 年 3 月 11 日に発生した平成 23 年（2011 年）東北地方太平洋沖地震（以下、東北地方太平洋沖地震と言う）は、モーメントマグニチュード (M_w) 9.0 という我が国史上最大の地震であった。この発生前後の地震活動は、2004 年のスマトラ島西方沖の地震 (M_w 9.1) や 2010 年のチリ中部沿岸の地震 (M_w 8.8) と比較しても活発であり、観測史上最大級のものであった (Hirose et al., 2011)。従来、日本周辺の海域の大地震発生直前の地震活動での最大のものは、1901 年 8 月 10 日に青森県東方沖で発生した気象庁マグニチュード (M_J) 7.4 の地震に伴うもの (同年 8 月 9 日に発生, M_J 7.2) であったが (明田川・福満, 2011), 今回の地震では本震の 2 日前の 3 月 9 日に、それを上回る M_w 7.3 (M_J 7.3) の地震が発生した。また, M_w 7.7 の最大余震をはじめ, 2011 年末までに M_w 7.0 以上の余震が 5 回発生する等, 規模の大きな余震が多数発生している。本震前後に発生した地震の震源域を把握することは, 今後の研究を通して, 本震及びその発生前後の一連の地震活動の発生様式を理解する上で重要である。

近年では, 規模の大きな地震が発生すると, 大抵は震源過程解析に代表される震源域の推定が行われ

ている。しかし, ほとんどの場合は, 本震と, せいぜい最大余震について解析される程度である。その理由は, 震源域の推定が可能な規模の地震がほとんど発生しないためである。また, 仮に規模の大きな余震が発生したとしても, 震源から観測点までの距離が遠い場合があるほか, 本震直後で地球自由振動が卓越することも多く, 解析が困難なためである。

東北地方太平洋沖地震では, 稠密な強震観測網が構築された地域の近傍で発生した世界で初めての M9 クラスの地震であり, 規模が大きく震源過程解析が可能な地震が多数発生した。そこで, 図 1 に示す 12 個の地震 (本震を除く) について震源過程解析を行った。

2 地震活動の概要

2.1 震源域及び震源過程を求める手法

震源域を把握する手法はいくつか存在する。東北地方太平洋沖地震の本震に関して言えば, GPS キネマティック測位により得られた地表変位を用いたもの (たとえば Ozawa et al., 2011), 検潮所で観測された津波記録を用いたもの (たとえば Fujii et al., 2011), SAR 干渉解析で求められた地殻変動を用いたもの (たとえば防災科学技術研究所, 2011) などがある。

¹ 気象研究所地震火山研究部, Seismology and Volcanology Research Department, Meteorological Research Institute

² 地震火山部地震予知情報課, Earthquake Prediction Information Division, Seismology and Volcanology Department

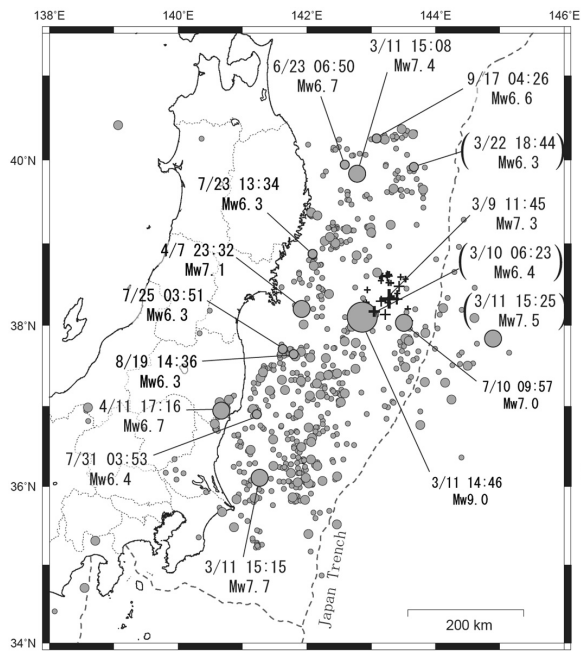


図 1 東北地方太平洋沖地震の震源域とその周辺の震央分布図

2011 年 3 月 9 日から 12 月 31 日に発生した、 M_J が 5.0 以上かつ震源の深さが 100km 以浅の地震の震央を示した。十字の印は本震発生前、灰色の丸印は本震発生後の地震を表す。表 1 に掲載した地震には、発震時と M_W を付した。うち、括弧を付したものは、震源過程解析が出来なかった地震である。

また、余震分布から震源域の南限を明らかにした研究も存在する（たとえば Shinohara et al., 2011）。余震に関しても、たとえば Miyazaki et al. (2011) は、GPS 観測で得られた東日本の地表変位を用いて、茨城県沖の最大余震（ $M_W7.7$ ）と岩手県沖の余震（ $M_W7.4$ ）の震源域を求めているほか、Ohta et al. (2011) も、4 月 7 日の宮城県沖の地震（ $M_W7.1$ ）の断層モデルを推定している。一方、観測された地震波を用いたものも一般的で、たとえば山中 (2011b) は 4 月 7 日の宮城県沖の地震（ $M_W7.1$ ）についてその震源域を求めている。地震波を用いた解析は、条件にもよるが $M_W7.0$ 未満の地震の震源域も求めることが可能である。以下、特にことわりが無い限り、地震波形をインバージョンすることによって、地震の震源域を含む破壊過程を解析することを震源過程解析という。

震源過程解析には大きく分けて 2 つの手法があり、震源から概ね 120-150km 以内の観測点の強震動波形を用いたもの（以下、近地強震波形解析）と、数千 km 離れた観測点の広帯域地震計に記録された実体

波を用いたもの（以下、遠地実体波解析）がある。前者は震央と観測点との距離に制約があることから、海域の地震についてその全てを解析出来る訳ではない。また、後者は本震の地球自由振動が卓越した状況等、解析を困難にする要因が複数ある。個々の地震について、解析出来たか否かは 2.3 で述べる。

2.2 地震活動の特徴

本震の震源周辺では、2011 年 1 月中旬に $M_J4.1$ の地震が 2 回発生したほか、2 月中旬から下旬にかけて $M_J5.0$ 以上の地震が 4 回発生するなど、小規模な地震活動があった。3 月 9 日 11 時 45 分に $M_W7.3$ の地震が発生した。その後、3 月 10 日 06 時 23 分までに $M_J6.0$ 以上の地震が 7 回発生するなど規模の大きな地震が相次いだ。

2011 年 3 月 11 日 14 時 46 分に発生した本震直後から規模の大きな余震が多発し、40 分間のあいだに $M_W7.4-7.7$ の地震が 3 回発生した。これらの地震を含め、3 月 11 日のうちに $M_J6.0$ 以上の余震が 38 回発生した。3 月 12 日から 12 月 31 日までに、 $M_W6.0$ 以上の余震が 34 回発生した（図 1）。

余震の発生メカニズムは様々である。3 月 11 日 15 時 08 分に発生した岩手県沖の地震（ $M_W7.4$ ）、同 15 時 15 分に発生した茨城県沖の最大余震（ $M_W7.7$ ）は、本震と同じく、太平洋プレートと陸のプレートの境界で発生したものである。同 15 時 25 分の地震（ $M_W7.5$ ）は、海溝軸より沖合で発生した正断層型の地震で、典型的なアウトライズ地震と考えられる。4 月 7 日に発生した宮城県沖の地震（ $M_W7.1$ ）は太平洋プレート内で発生した稍深発地震であった。さらに 4 月 11 日の地震（ $M_W6.7$ ）を中心とした福島県浜通りの地震活動は陸域の地殻内で発生したもので、東北日本の応力場から考えると珍しい正断層型であった。余震域全体を見ると、3 月 31 日までに発生した正断層型の地震は、同期間の逆断層型の地震と同じくらい多数発生していた（Hirose et al., 2011）。

2.3 震源過程解析対象の地震

震源過程解析を行う際には、その空間分解能を考慮する必要がある。震源域の広がりや断層面上のすべり量分布について意味のある議論をするには、震源域を長方形で近似したとき、その一辺の長さが、最低でも空間分解能の倍の大きさを持つ必要がある。

平成 23 年（2011 年）東北地方太平洋沖地震の前後に発生した地震の震源過程の解析

表 1 東北地方太平洋沖地震の本震及びその前後に発生した地震のうち $M_w6.25$ 以上の地震の一覧
月日から震央地名までは気象庁の震源の発震時及び震源位置である。 M_w 及び走向、傾斜は気象庁 CMT 解析によって求められた値である。ただし、震源過程解析を行う際に、プレート構造等を参考に走向及び傾斜を与え直した場合はその値を記し、震源過程解析を行わなかった地震については空欄とした。「型」は気象庁 CMT 解によって求められた断層の型を示す。このうち、「低角」とは、2 節面が概ね南北方向に走向を持ち、西傾斜の節面の傾斜角が 30° 未満の逆断層型で、プレート境界で発生したと考えられるものと定義した。近地及び遠地の列は、それぞれ近地強震波形解析または遠地実体波解析で解が得られた地震に「○」を付した。

月日	時刻	緯度	経度	深さ	震央地名	M_w	走向	傾斜	型	近地	遠地
3/9	11:45	38.328°	143.278°	8km	三陸沖	7.3	187	11	低角		○
3/10	06:23	38.172°	143.043°	9km	三陸沖	6.4	-	-	低角		
3/11	14:46	38.103°	142.860°	24km	三陸沖	9.0	201	9	低角	○	○
3/11	15:08	39.838°	142.780°	32km	岩手県沖	7.4	187	10	低角	○	
3/11	15:15	36.108°	141.265°	43km	茨城県沖	7.7	200	29	低角	○	
3/11	15:25	37.837°	144.893°	34km	三陸沖	7.5	-	-	正断層型		
3/22	18:44	39.918°	143.660°	0km	三陸沖	6.3	-	-	低角		
4/7	23:32	38.203°	141.920°	66km	宮城県沖	7.1	24	37	逆断層型	○	○
4/11	17:16	36.945°	140.672°	6km	福島県浜通り	6.7	161	57	正断層型	○	○
6/23	06:50	39.947°	142.590°	36km	岩手県沖	6.7	185	17	低角	○	○
7/10	09:57	38.032°	143.507°	34km	三陸沖	7.0	67	74	横ずれ型		○
7/23	13:34	38.873°	142.090°	47km	宮城県沖	6.3	173	26	低角	○	
7/25	03:51	37.708°	141.627°	46km	福島県沖	6.3	200	22	低角	○	
7/31	03:53	36.902°	141.220°	57km	福島県沖	6.4	21	39	逆断層型	○	
8/19	14:36	37.648°	141.797°	51km	福島県沖	6.3	190	53	逆断層型	○	
9/17	04:26	40.258°	143.085°	7km	岩手県沖	6.6	172	17	低角		○

近地強震波形解析の空間分解能はせいぜい 3km、同遠地実体波解析はせいぜい 5km である。ゆえに、震源域の形状やすべり量の分布を議論出来るのは、震源域が 6km 四方または 10km 四方以上の広がりを持つ地震に限られる。

室谷・他（2013）によれば、 $M_w6.25$ のときに「アスペリティ」（断層面上で大きくすべった領域）は一般に約 40km^2 、 $M_w6.55$ のときには同約 100km^2 になる。ゆえに、 $M_w6.25$ 以上かつ震央から概ね 120-150km 以内に十分な数の強震観測点がある地震について近地強震波形解析を、 $M_w6.55$ 以上の地震について遠地実体波解析を行った。

解析を行った地震を表 1 に示す。ここに挙げたものの以外に 3 月 11 日に $M_j6.3-6.8$ の地震が 15 回発生しているが、本震の自由振動が大きいために気象庁 CMT 解や初動発震機構解が求められていないこと、また、規模の大きな余震が多発しており地震波形の分離が困難なことから、解析対象からは予め外した。

近地強震波形解析と遠地実体波解析それぞれで、解析出来たものに○を付した。これらの解析で、プレート境界で発生した低角逆断層型の地震、太平洋プレート内で発生した逆断層型の地震、横ずれ断層型の地震、内陸の浅部で発生した地震など、様々なタイプの余震を網羅している。

なお、本震については Yoshida et al.（2011）で既に報告されている。また、4 月 11 日の福島県浜通りの地震（ $M_w6.7$ ）を中心とする福島県から茨城県の一連の地震活動に含まれる地震については、武藤・他（2014）で改めて議論する。

3 本震及び主要な地震の震源過程

3.1 近地強震波形解析手法

$M_w6.25$ 以上の主要な地震について、近地強震波形を用いた震源過程解析を行った。解析には、独立行政法人防災科学技術研究所の強震観測網（K-NET）、基盤強震観測網（KiK-net）及び気象庁の震度観測点

の加速度波形を用いた。観測点は、震央からの距離が 120-150km 程度以下の 15-20 点を選択することを基本とした。距離に制約を設けたのは、震源が観測点から遠く離れると、観測される強震波形の減衰が大きくなるほか、伝播経路における構造の影響が無視出来なくなるためである。この制約の中で、観測点密度が出来る限り均等になるようにするとともに、観測点方位の範囲が広がるように観測点を選択した。これらの観測点の 3 成分波形を取得し、波形データは加速度波形記録を 1 回積分し速度波形に変換した後、周期 20 秒から 5 秒のバンドパスフィルタをかけ、P 波到達から数十秒間について解析に使用した。

断層パラメータは、気象庁が求めた CMT 解を使用した。2 枚の節面についてそれぞれ解析を行い、観測波形をより良く説明出来る側の節面を採用した。ただし明らかにプレート境界で発生したと考えられる地震については、それと調和的な西傾斜の低角の面のみ解析を行った。また、6 月 23 日 06 時 50 分に発生した地震については、プレート境界で発生したと評価されているが（地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2011a）、CMT 解析で得られている走向が周辺のプレートの形状と調和的でないので、地震調査研究推進本部地震調査委員会（2011b）を参考に断層パラメータを設定し直した。断層面は、地震の規模や個々の地震の余震域の広がりに基づき矩形断層として設定し、断層面全体を数十の小断層に分割した。ただし、各小断層の大きさは、走向方向、傾斜方向ともに 3km 以上とした。

断層パラメータを設定の後、各小断層のすべり量を求める際には、multiple time window 法を用いて、時空間のすべり量が滑らかになるような制約を加えたインバージョンを行った（たとえば、Ide et al., 1996）。すべり量分布の滑らかさを規定するパラメータの値は ABIC が最小になるように選んだ（Fukahata et al., 2003）。すべり角は、CMT 解のすべり角から $\pm 45^\circ$ 以内に収まるように拘束した（Lawson and Hanson, 1974）。各小断層のグリーン関数は、離散化波数積分法（Bouchon, 1981）により、反射・透過係数行列（Kennett and Kerry, 1979）を用いて計算した。非弾性減衰の効果は武尾（1985）の方法により考慮した。地震波速度構造は Matsubara and Obara（2011）によって得られた構造を参考にし、表 2 に示す水平

表 2 近地強震波形解析に用いた構造パラメータ
 V_P , V_S , Q_P , Q_S はそれぞれ P 波速度, S 波速度, P 波及び S 波に対する Q 値を表す。深さは各層の上面の値を記した。

層	深さ (km)	V_P (km/s)	V_S (km/s)	密度 (kg/m^3)	Q_P	Q_S
1	0.0	6.08	3.50	2640	340	170
2	5.0	6.23	3.60	2650	360	280
3	13.0	6.35	3.64	2700	400	250
4	21.0	6.55	3.68	2750	450	350
5	27.0	6.95	3.96	2900	600	350
6	32.0	7.60	4.29	3100	700	400
7	40.0	7.69	4.31	3150	1000	500
8	65.0	7.73	4.34	3200	1000	500
9	90.0	8.27	4.56	3300	1000	500
10	120.0	8.37	4.61	3350	1000	500

成層構造とした。

震源に相当する小断層のグリーン関数から得られる理論波形の P 波の立ち上がり時刻と、観測波形の P 波の立ち上がり時刻を一致させた。このとき、表 2 で与えた構造が正しければ、S 波の立ち上がり時刻も観測波形と理論波形で一致する。ここではすべての地震の解析で両者が概ね一致することを確認した。

各小断層でのモーメント速度関数は、底辺 0.4～2 秒の二等辺三角形を、その底辺の 1/2 の間隔で複数並べて展開した。小断層の大きさが大きいものは底辺も大きくしている。小断層毎のモーメント速度関数の数は、地震により 4～7 個を設定した。たとえば底辺 1 秒のモーメント速度関数を 6 個設定した場合、各小断層は 3.5 秒間だけモーメント解放が出来る。6 個のモーメント速度関数の重ね合わせがその小断層でのモーメント速度関数であり、全小断層でのモーメント速度関数の重ね合わせが断層面全体のモーメント速度関数に相当する。

断層面上ですべりが伝播する速度 (V_R) には制約を付けた。表 2 で設定した構造で、震源の深さに該当する層の S 波速度の 7 割程度を基準とし、プレート境界の地震ではやや遅く、逆にプレート内の地震ではやや速く設定した。また試行錯誤的にその速度を変えながらインバージョンを行い、最適となる速度を設定した。

平成 23 年（2011 年）東北地方太平洋沖地震の前後に発生した地震の震源過程の解析

破壊開始点は気象庁の震源とした。ただし、明らかにプレート境界で発生したと考えられる地震については、震央のみ気象庁の震源の値を与え、震源の深さはその地点におけるプレート境界の深さに整合的な値を与えた。

3.2 遠地実体波解析手法

$M_w 6.55$ 以上の主要な地震について、遠地実体波を用いた震源過程解析を行った。波形データは米国地震学連合（IRIS）のデータ管理センター（DMC）のウェブサイトから、震央距離が $30\text{--}100^\circ$ の範囲に位置する観測点の P 波上下動の記録を取得し、解析に利用した。震央距離に制約を設けたのは、震央距離がこれより小さいとモホロビッチ不連続面等での反射波や屈折波が混入するために扱いづらく、震央距離がこれより大きいと P 波が直達しないためである。7 月 10 日 09 時 57 分の地震については、震央距離が $30\text{--}60^\circ$ の範囲に位置する観測点のうち 3 観測点の SH 波も使用した。SH 波はすべりの伝播方向への指向性が卓越するという性質を持ち、横ずれ断層型の地震でどちらの断層面がすべったかを判定するのに特に有用である（たとえば、菊地・山中, 2002）。

波形データは、周期 1-500 秒のバンドパスフィルタを通した。地震計の特性を補正した後に 1 回積分して変位波形に変換し、0.5 秒間隔でリサンプリングして解析に用いている。

断層パラメータは近地強震波形解析と同様に設定した。ただし、各小断層の大きさは、走向方向、傾斜方向ともに 5km 以上とした。

解析には、東京大学地震研究所のウェブサイトで開催されている Kikuchi and Kanamori (2003) のプログラムを使用した。設定した断層面を構成する各小断層でのモーメント解放量をインバージョン(菊地, 2002 ; Kikuchi et al., 2000) により求め、断層面上でのすべり量の分布は、その重ね合わせで表現した。この際、各小断層でのモーメント速度関数は、3 月 9 日 11 時 45 分の地震については底辺 2 秒の二等辺三角形を、それ以外の地震については底辺 1 秒の二等辺三角形を、その底辺の 1/2 の間隔で複数並べて展開した。また、各小断層でのすべり角は CMT 解をもとに予め与えた値から $\pm 45^\circ$ 以内、かつ、そのすべり角が空間的に滑らかとなるような拘束条件を与

表 3 遠地実体波解析に用いた構造パラメータ

各項目は表 2 と同じである。1 層目は海水に相当し、各地震の震央位置に応じて周辺海域の水深を X に代入した。第 2 層は海底堆積物や付加体を想定したものであり、海溝軸付近で発生した 7 月 10 日 09 時 57 分の地震については第 2 層を設定せず、海水の直下に厚さ 10km の第 3 層を設定した。

層	深さ (km)	V_p (km/s)	V_s (km/s)	密度 (kg/m^3)
1	0.0	1.50	0.00	1000
2	X	5.57	3.60	2650
3	15.0	6.50	3.74	2870
4	33.0-X	8.10	4.68	3300

えた。

グリーン関数の計算には、Jeffreys and Bullen (1940) をもとに、表 3 で示す水平成層構造を与え計算に使用した。1 層は海水に相当し、各地震の震央付近の海底の深さに相当する層厚を与えた。7 月 10 日 09 時 57 分の地震は海溝軸付近で発生したため、酸性岩に相当する第 2 層が存在しないと仮定し、海水の下に厚さ 10km の第 3 層が接する構造を与えた。走時は Jeffreys and Bullen (1940) の走時表をもとに概算し、観測波形と理論波形での P 波の立ち上がり時刻を一致させることで処理した。

断層面上ですべりが伝播する速度、震源の与え方については、近地強震波形解析に準じた。

4 解析結果

解析結果を表 4 及び図 2-1 から 2-13 に掲げる。遠地実体波解析で用いた観測点は図 3 を示す。また、本稿で解析した全ての地震及び本震のすべり量分布を図 4 にまとめた。なお、表 4 で背景を灰色で示した 2 地震については、Yoshida et al. (2011) 及び武藤・他 (2014) で詳しく述べられている。

4 月 7 日 23 時 32 分の地震と 6 月 23 日 06 時 50 分の地震は、近地強震波形解析と遠地実体波解析の両方で解析を行った。それぞれの地震について両手法の解析結果を比較すると、モーメント解放量の時間変化、断層面の広がりとも、よい一致を見る。ゆえに本稿では、両手法で解析された結果は、同一の議論の俎上に載せて差し支えないものと見なす。

近地強震波形解析の結果を見ると、 $M_w 7.3$ 以上の 2 地震（3 月 11 日 15 時 08 分の地震及び同日 15 時

表 4 解析結果の一覧

近地強震波形解析と遠地実体波解析の両方を行った地震については、前者の解析結果を示した。 V_R は解析時に設定した最大すべり伝播速度である。断層長及び断層幅は、最大すべり量の10分の1以上のすべりが生じた範囲を、設定した小断層間隔の整数倍の値で示した。すべりの継続時間は、発震時刻を起点とし、単位時間あたりのモーメント解放量とその最大値の10分の1以上ある時間を示した。 M_w は本解析で得られた値であり、表1に掲載の値とは必ずしも一致しない。背景を灰色にした地震は、それぞれ Yoshida et al. (2011) 及び武藤・他 (2014) にある解析結果を参考に示した。

月日	時刻	震央地名	解析手法	V_R (km/sec)	断層長 (km)	断層幅 (km)	継続時間 (sec)	最大すべり量 (m)	M_w
3/9	11:45	三陸沖	遠地	2.5	40	50	20	2.4	7.29
3/11	14:46	三陸沖	近地	2.5	450	150	160	36.5	8.95
3/11	15:08	岩手県沖	近地	3.0	40	45	11	3.9	7.35
3/11	15:15	茨城県沖	近地	2.5	80	70	17	4.9	7.75
4/7	23:32	宮城県沖	近地	3.0	45	25	13	2.5	7.08
4/11	17:16	福島県浜通り	近地	2.2	15×2	13	13	2.8	6.77
6/23	06:50	岩手県沖	近地	2.8	18	18	9	0.8	6.74
7/10	09:57	三陸沖	遠地	3.0	90	30	24	1.2	7.01
7/23	13:34	宮城県沖	近地	3.0	6	6	3	0.9	6.28
7/25	03:51	福島県沖	近地	3.0	18	18	11	0.7	6.35
7/31	03:53	福島県沖	近地	2.8	9	12	4	2.0	6.39
8/19	14:36	福島県沖	近地	3.0	12	9	4	1.2	6.37
9/17	04:26	岩手県沖	遠地	2.3	30	30	17	1.0	6.74

15分の地震)は、解析の結果、観測波形をよく再現出来ている。一方、4月7日23時32分の地震や8月19日14時36分の地震については、観測波形の振幅を精度よく再現出来ていない観測点がある。これらの観測点の多くは、平野部に位置する観測点である。本解析では水平成層構造を仮定しているため、堆積層による波の増幅を再現できない。一般にS波の増幅率は、基盤のS波速度と地表の平均S波速度との比に依存するとされる(Shima, 1978)。ここで地表の平均S波速度は、地表面から4分の1波長程度の厚さの地盤の平均的なS波速度を指す。ゆえに、相対的に規模の小さな地震が放出する周期の短い波は、周期の長い波に比べて、地表の平均S波速度が小さく定義されやすく、増幅率が増すと考えられる。ゆえに、相対的に規模の小さな地震のほうが、沖積平野上の観測点で振幅が再現しづらくなる傾向にあると言える。

5 議論

5.1 既往研究との比較

本稿で解析したいくつかの地震については、すで

に様々な手法により震源域や震源過程が解析されている。そこでそれら既往研究と、本稿の解析結果がどの程度整合するか否かを検討する。

3月9日11時45分の地震については、山中(2011a)が本稿と同様に遠地実体波解析を行っており、すべりの継続時間は25秒、最大すべり量は3.5m、 $M_w 7.54$ と求めている。おもなすべり域は震源を中心とするおよそ50km四方の範囲である。国土地理院(2011)は、GPSデータから1枚の矩形断層を推定している。断層の長さは48km、幅51kmで、震源の北西側に広がっている。平均すべり量は1.5m、モーメントは $M_w 7.3$ 相当と求めている。Miyazaki et al. (2011)がGPSデータから地震時すべりを求めている。最大のすべり量は約12cmで、モーメントは $M_w 7.1$ 相当と計算している。Shao et al. (2011)はGPSデータと遠地波形(実体波、表面波)、近地強震波形を用いたジョイント・インバージョンを行っている。その結果、震源の北西側に単一のアスペリティが得られ、そのすべり量は最大約2m、 $M_w 7.40$ と求められている。おもなすべり域の面積は4160km²と見積もっており、本稿の解析結果よりも

平成 23 年（2011 年）東北地方太平洋沖地震の前後に発生した地震の震源過程の解析

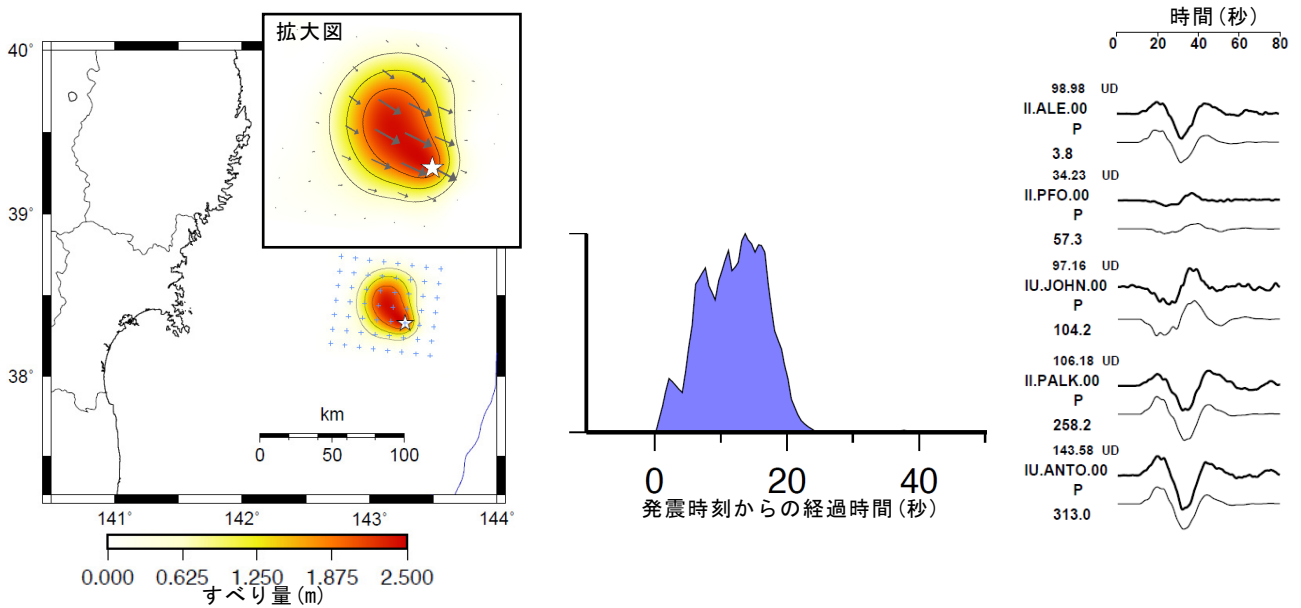


図 2-1 3 月 9 日 11 時 45 分の地震 ($M_w 7.3$) の遠地実体波を用いた解析結果

(左) すべり量分布図. 白色の星印は破壊開始点の位置, 小さな+印は小断層の位置, 矢印は下盤側に対する上盤側のすべり方向を表す.

(中) モーメント解放量の時間変化.

(右) 太い線で示された観測波形と細い色で示された計算波形の比較 (P 波部分の変位波形). 周期 1-500 秒のバンドパスフィルタをかけている. 震央から見て様々な方位の観測点 5 点の波形を示した. 観測点毎に上から最大振幅 (μm) と成分 (UD), 観測点コード, 相 (P), 震央から見た方位角が示されている.

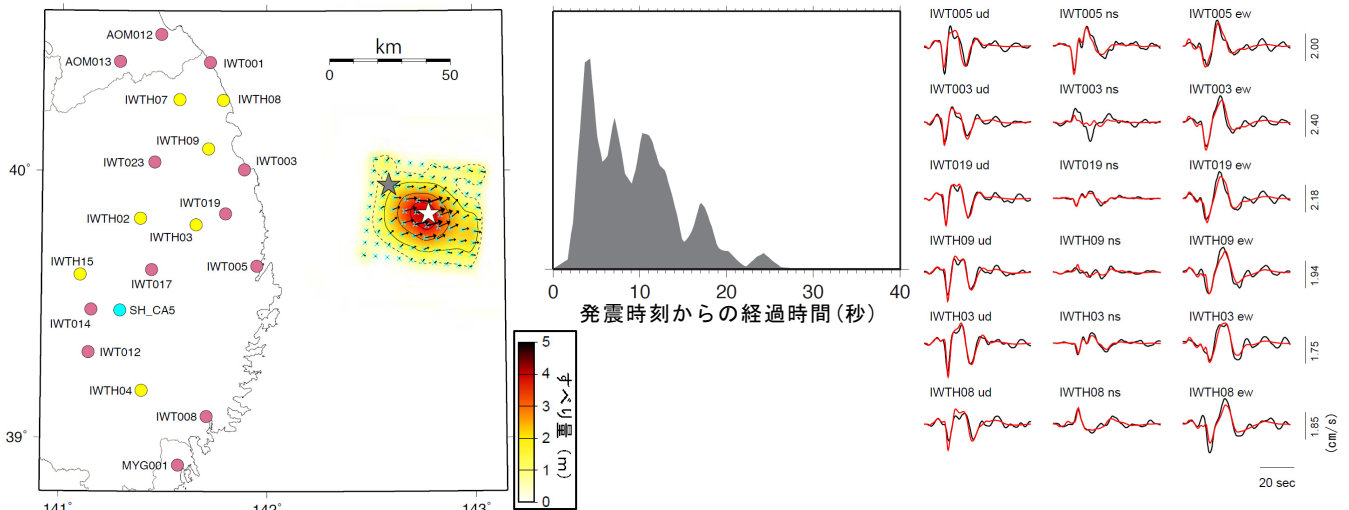


図 2-2 3 月 11 日 15 時 08 分の地震 ($M_w 7.4$) の近地強震波形を用いた解析結果

(左) すべり量分布図. 白色の星印は震央 (破壊開始点) の位置. 小さな空色の×印は設定した小断層の位置を示す. 陸上の丸印は解析に用いた波形の観測点であり, 桃色は K-NET, 黄色は KiK-net, 空色は気象庁の観測点である. 灰色の星印は 6 月 23 日 06 時 50 分の地震 ($M_w 6.7$) の震央を表す.

(中) モーメント解放量の時間変化.

(右) 黒色で示された観測波形と赤色で示された計算波形の比較. 周期 5-20 秒のバンドパスフィルタをかけた. 観測点毎に上下 (ud), 南北 (ns), 東西 (ew) の 3 成分を示し, 右のバーに示した大きさを振幅を規格化した. 震央からの距離順に 5 点の波形を示した.

験震時報第 78 巻第 1~2 号

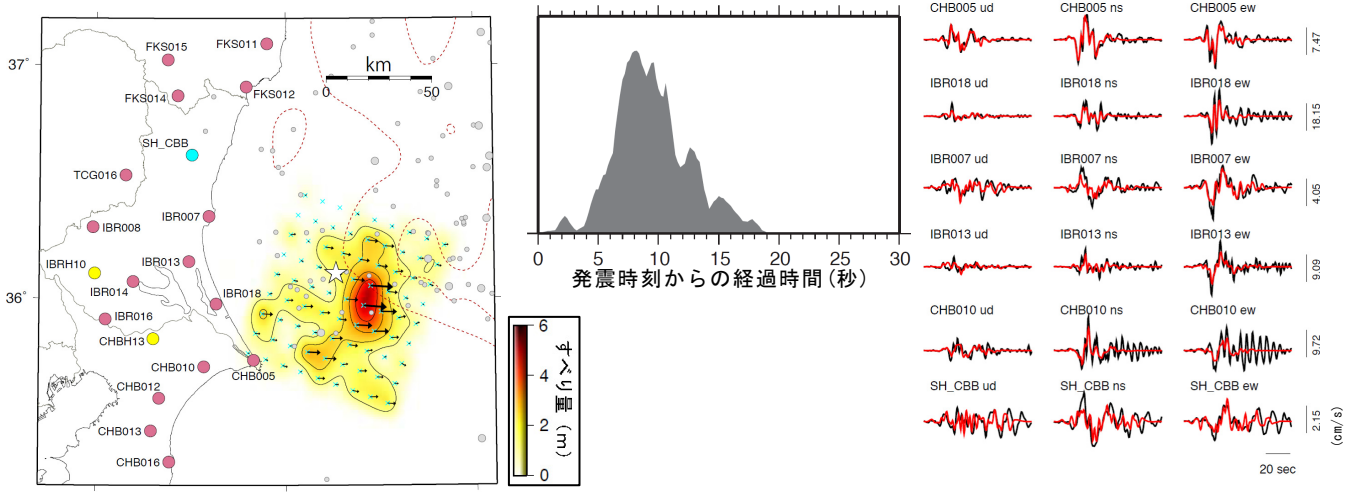


図 2-3 3 月 11 日 15 時 15 分の地震 ($M_w7.7$) の近地強震波形を用いた解析結果

各図の見方は図 2-2 と同じ。なお、左図には同日 14 時 46 分の本震の等すべり量線 (4m 毎) を濃赤色の破線で示した。小さな灰色の丸は本震の発生から 1 日以内に発生した $M_j5.0$ 以上の地震の震央を示す。

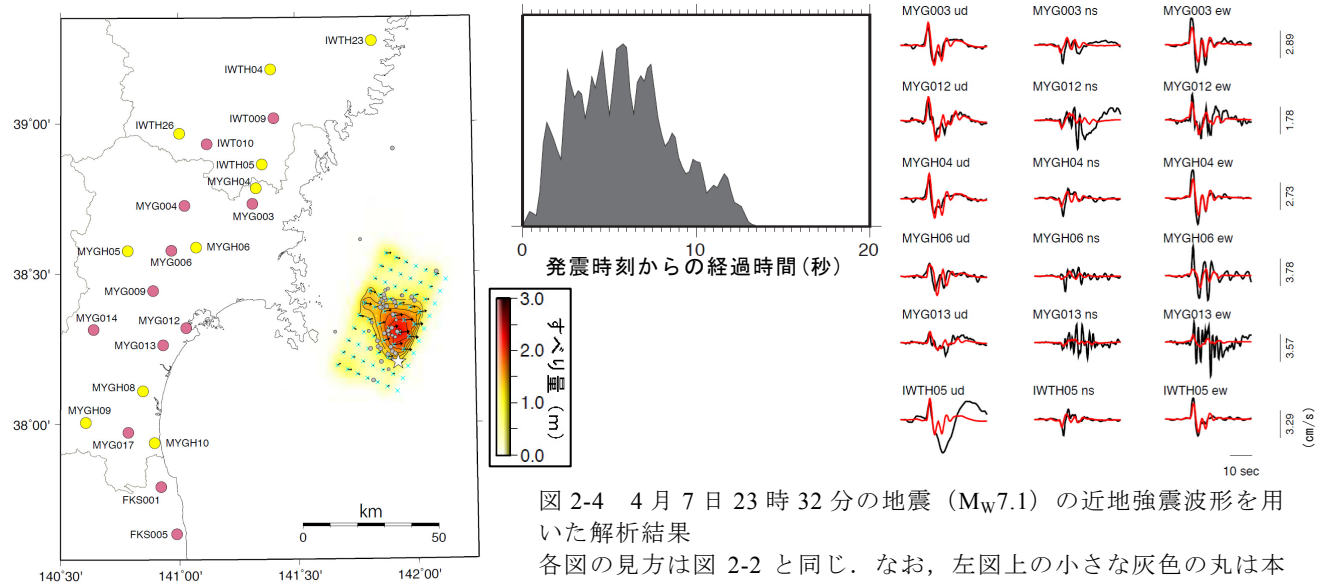


図 2-4 4 月 7 日 23 時 32 分の地震 ($M_w7.1$) の近地強震波形を用いた解析結果

各図の見方は図 2-2 と同じ。なお、左図上の小さな灰色の丸は本震の発生から 13 時間以内に発生した余震の震央を示す。

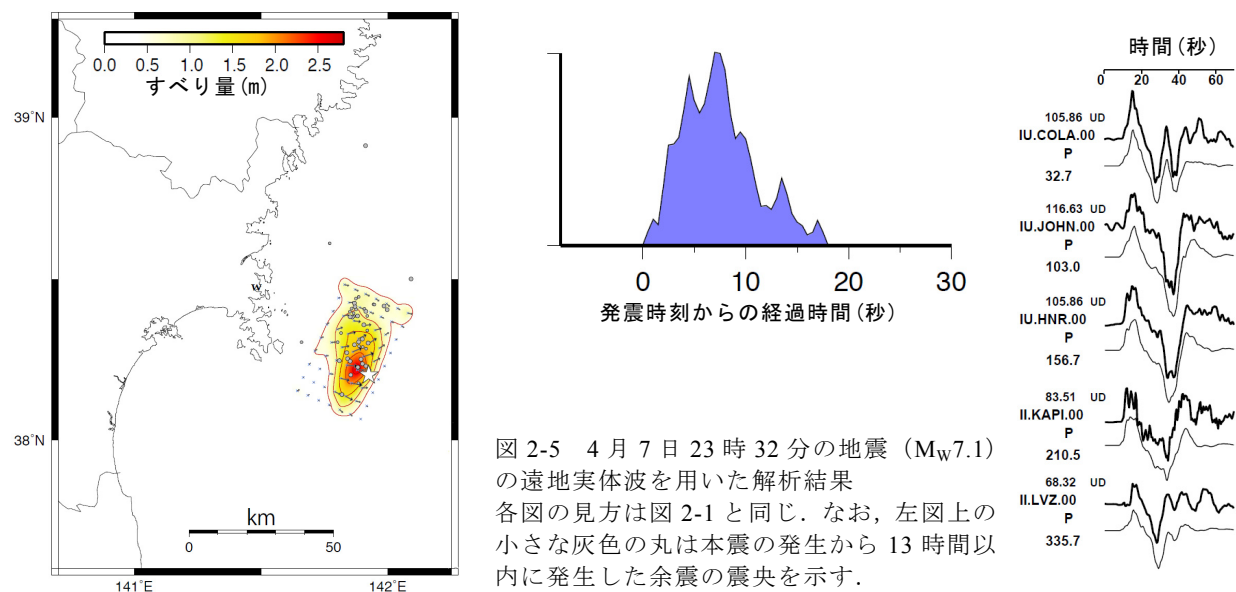


図 2-5 4 月 7 日 23 時 32 分の地震 ($M_w7.1$) の遠地実体波を用いた解析結果

各図の見方は図 2-1 と同じ。なお、左図上の小さな灰色の丸は本震の発生から 13 時間以内に発生した余震の震央を示す。

平成 23 年（2011 年）東北地方太平洋沖地震の前後に発生した地震の震源過程の解析

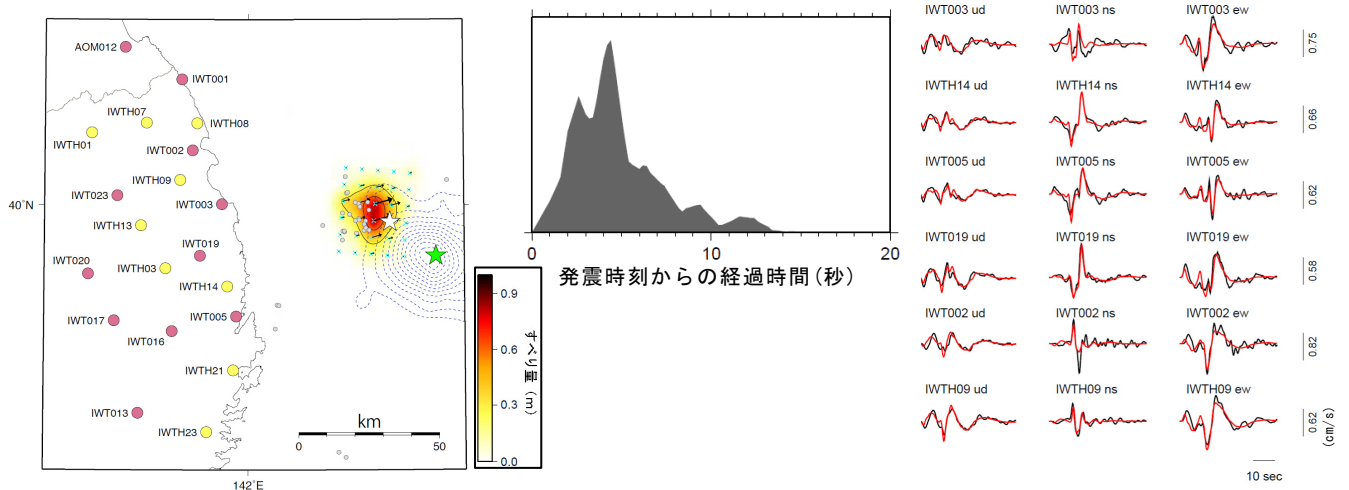


図 2-6 6 月 23 日 06 時 50 分の地震 ($M_w 6.7$) の近地強震波形を用いた解析結果

各図の見方は図 2-2 と同じ。なお、左図上の緑色の星印は 3 月 11 日 15 時 08 分の地震の震央を示す。破線は 3 月 11 日 15 時 08 分の地震のすべり量分布を表す。小さな灰色の丸は、この地震の発生から 3 日以内に発生した $M_j 3.0$ 以上の余震の震央を示す。

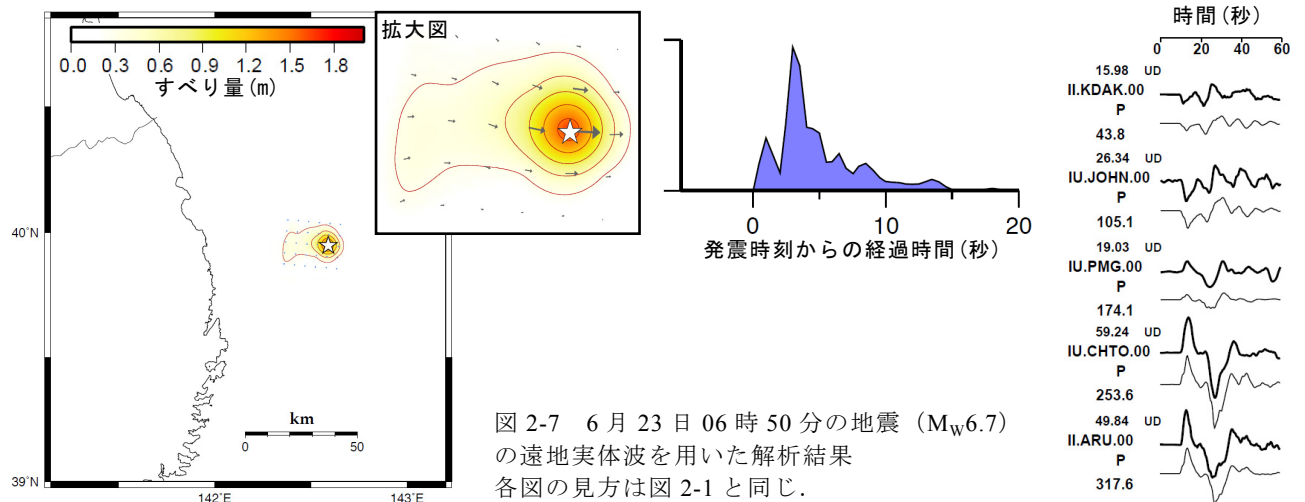


図 2-7 6 月 23 日 06 時 50 分の地震 ($M_w 6.7$) の遠地実体波を用いた解析結果

各図の見方は図 2-1 と同じ。

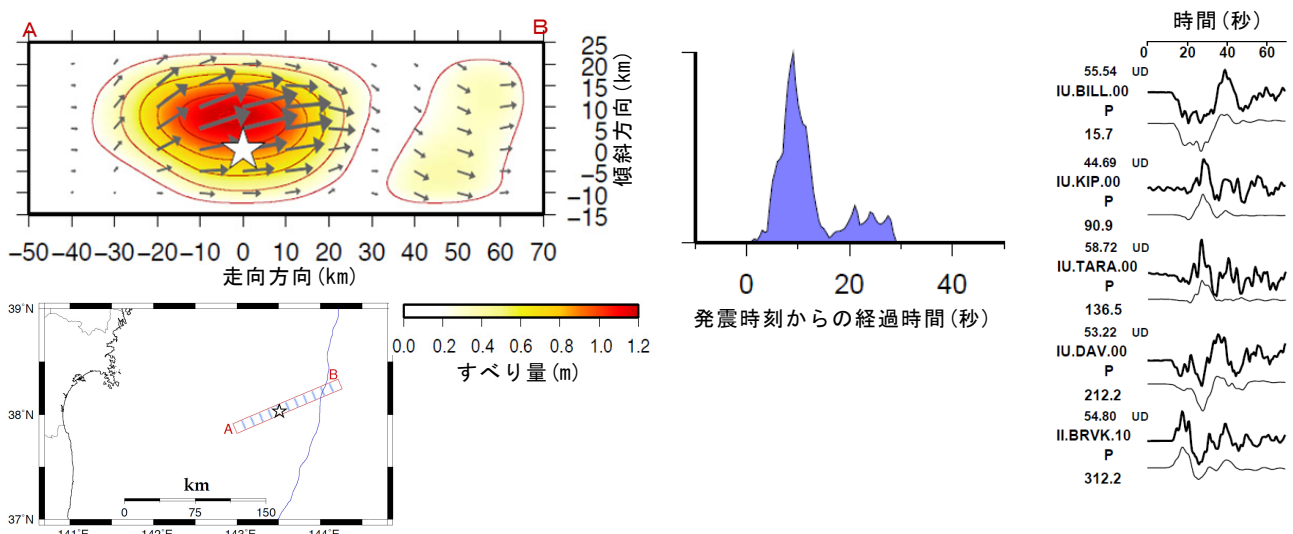
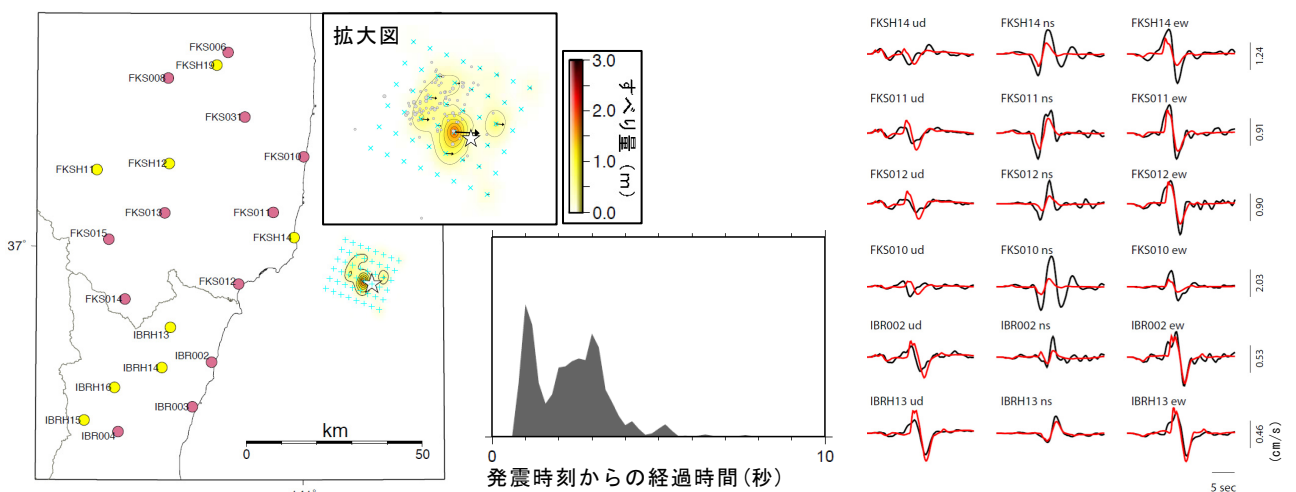
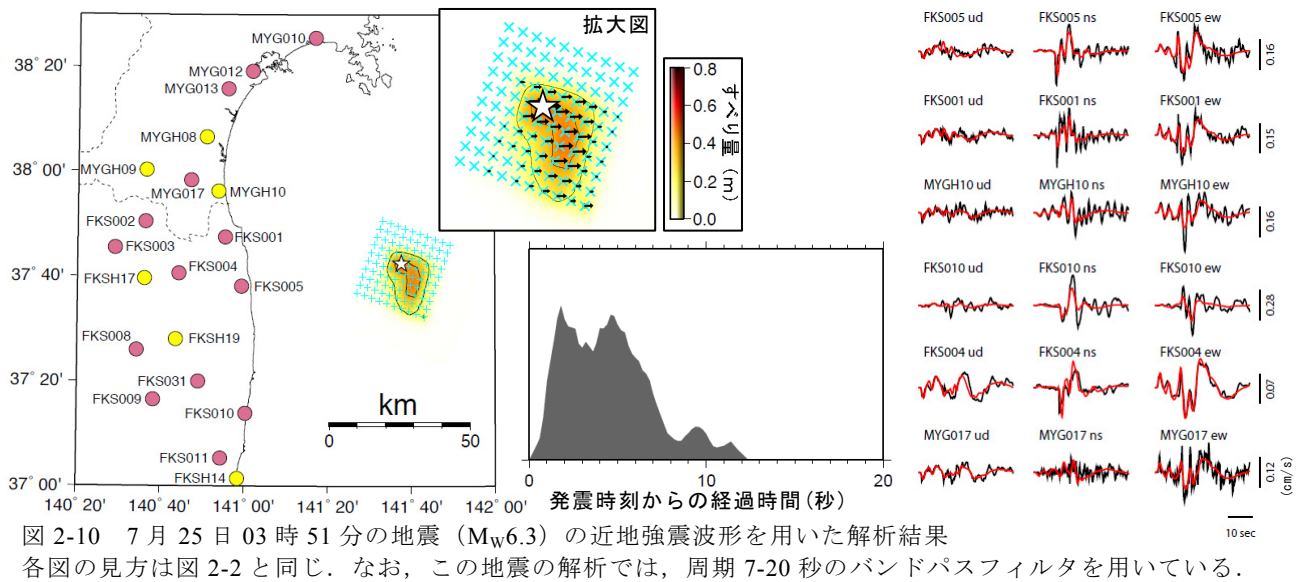
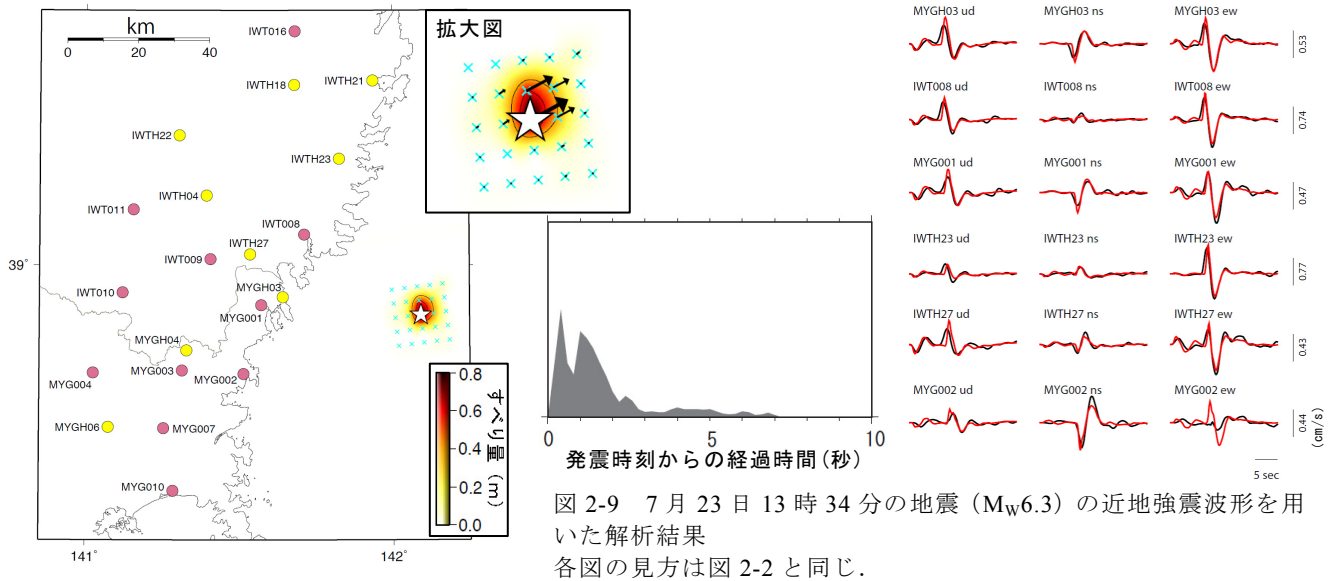


図 2-8 7 月 10 日 09 時 57 分の地震 ($M_w 7.0$) の遠地実体波を用いた解析結果

各図の見方は図 2-1 と同じ。左下の地図上に示された断層面上のすべり量分布を、左上図に示した。矢印は下盤側に対する上盤側のすべり方向を表す。すべり量分布図の上端に示した A と B の記号は、地図と対応する。

観震時報第 78 巻第 1~2 号



平成 23 年（2011 年）東北地方太平洋沖地震の前後に発生した地震の震源過程の解析

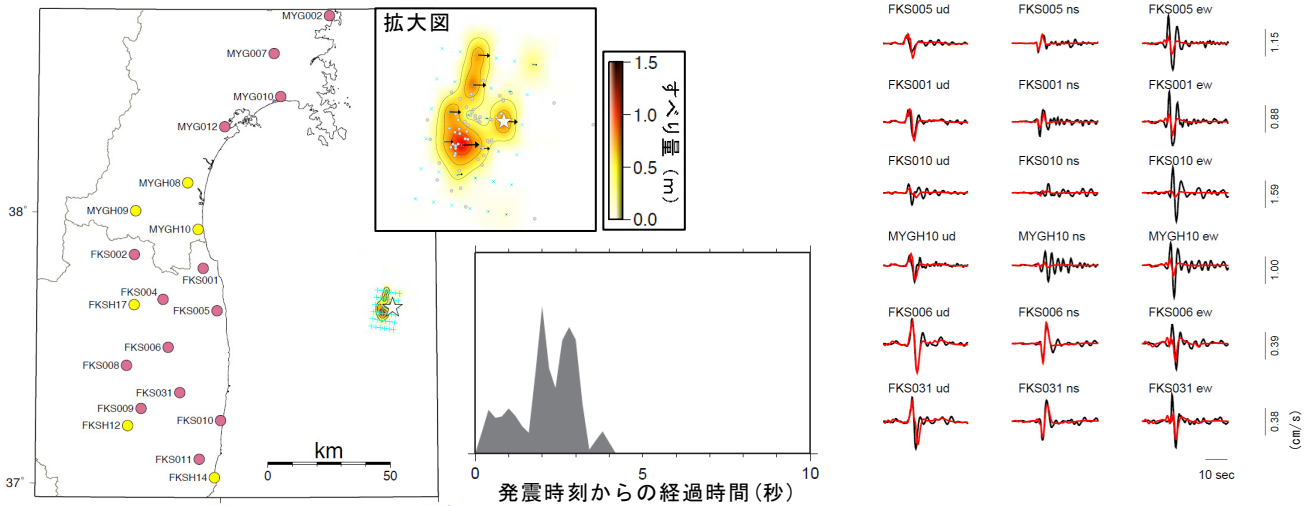


図 2-12 8 月 19 日 14 時 36 分の地震 (M_w 6.3) の近地強震波形を用いた解析結果

各図の見方は図 2-2 と同じ。拡大図には、この地震の発生から 3 日以内に発生した M_j 3.0 以上の余震の震央を、小さな灰色の丸で示す。

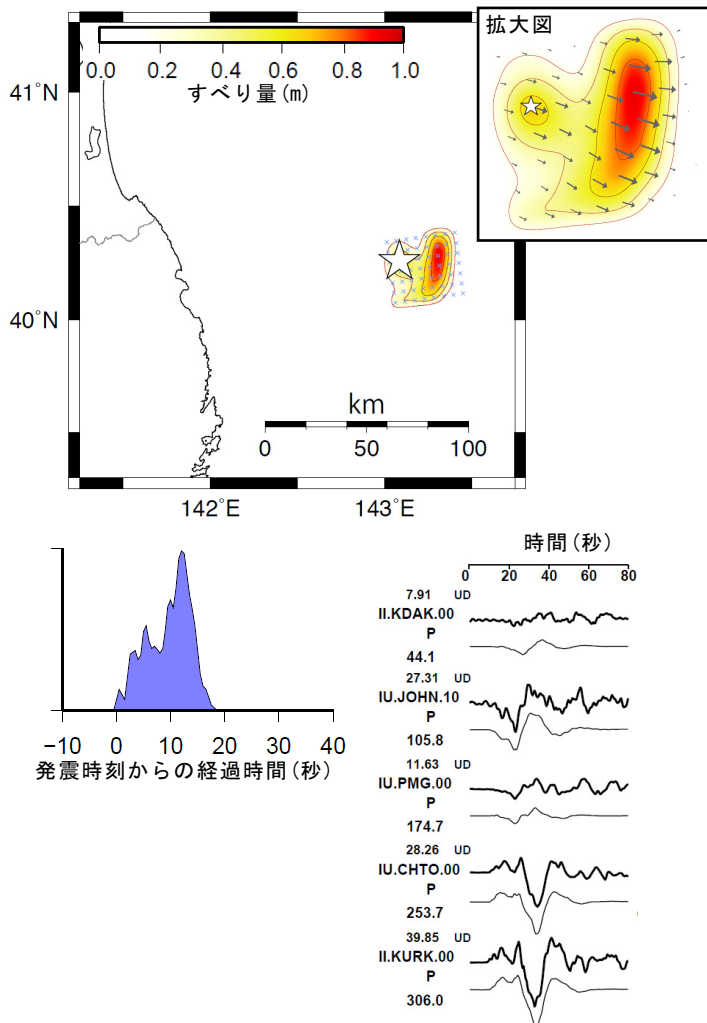


図 2-13 9 月 17 日 04 時 26 分の地震 (M_w 6.6) の

遠地実体波を用いた解析結果

各図の見方は図 2-1 と同じ。

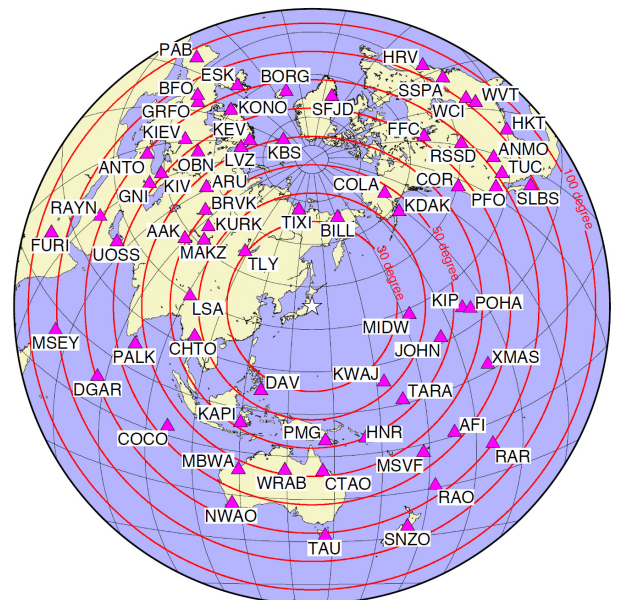


図 3 遠地実体波解析で使用した観測点分布

遠地実体波解析を行った 5 地震のうち少なくとも 1 地震の解析で用いた観測点を示す。中央の白い星印（本震）からの等距離線を赤色の円で示す。

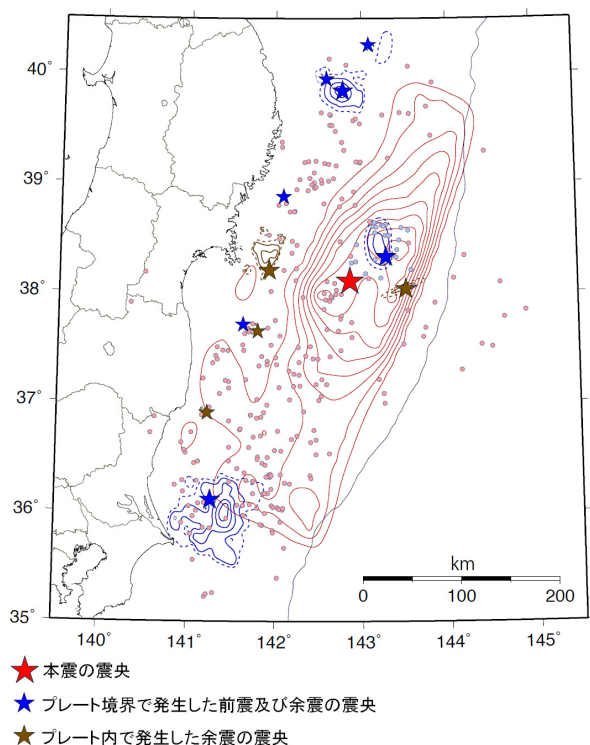


図 4 本稿で解析した全ての地震及び本震のすべり量分布

本稿で解析を行った地震の震央を星印で示し、本震以外の地震をその発生場所で色分けして表示した。本稿で解析した地震については 1m ごとの等すべり線を実線で、0.5m の等すべり線を破線で描いた。本震については Yoshida et al. (2011) の解析結果を 4m ごとの等すべり線で示した。小さな丸は 3 月 9 日 11 時 45 分から 3 月 12 日 14 時 45 分までに発生した $M_{\text{J}}5.0$ 以上の地震の震央を示し、本震前に発生した地震を青色、余震を桃色で区別した。

大きいが、Shao et al. (2011) が 1.0m 以上すべったと求めた領域の面積 (1280 km^2) は、本稿で 1.0m 以上すべったと求めた領域の面積 (約 1300 km^2) と一致する。さらに発震時から 25 秒間でモーメント解放総量の 82% が解放されたと求められているが、これは本稿ですべり継続時間を 20 秒と求めたこととも概ね調和する。Ohta et al. (2012) は GPS データに加えて海底圧力計データを用いた解析を行っている。主要なすべり域は震源の北西側に位置し、その面積も本稿の解析結果と調和する。最大すべり量は約 1.8m と求められている。久保田 (2012) は、周辺の海底圧力計で観測された津波記録から解析を行っている。おもなすべり域は震源の北西側の 40km 四方の範囲で示され、最大のすべり量は 1.0m、モーメントは $M_{\text{W}}7.25$ 相当となっている。最大すべり量は本

稿で得られた値の半分以下であるが、それ以外の値は本稿の解析結果とほぼ完全に一致する。いずれにしても、本稿で得られたモーメントは、これらの既往研究の平均的なものであり、そのすべり域の広さも国土地理院 (2011)、Shao et al. (2011)、Ohta et al. (2012)、久保田 (2012) とよく一致していると言える。Miyazaki et al. (2011) の結果とは、断層面の広がりや最大すべり量について本稿解析結果と調和しない点があるが、Miyazaki et al. (2011) は解析上の格子点間隔を 25km と大きく設定しているために空間分解能が低く、最大すべり量も平滑化されている可能性がある。

3 月 11 日 15 時 08 分の地震については、Miyazaki et al. (2011) が上記と同様の手法により、モーメントを $M_{\text{W}}7.5$ 相当と求めている。しかし、すべり域の広がりや最大すべり量について本稿解析結果と比べて相当広い反面、最大すべり量は 0.3m 以下である。ただしすべり域の広がりや震源を中心としていることは、本稿と一致する。国土地理院 (2011) は 1 枚の矩形断層として、震源を中心とした長さ 40km、幅 35km、平均的なすべり量 1.67m の断層モデルを示しており、本稿解析結果と調和的である。

3 月 11 日 15 時 15 分の地震については、Miyazaki et al. (2011) は、モーメントを $M_{\text{W}}7.8$ 相当と求めている。また、すべり域が震源の東側に広がっている点は本稿と調和的である。国土地理院 (2011) は 1 枚の矩形断層として、震源を中心から南東側に広がる長さ 59km、幅 61km、平均的なすべり量 3.76m の断層モデルを示しており、本稿解析結果と調和的である。

4 月 7 日 23 時 32 分の地震については、山中 (2011b) が遠地実体波解析を行い、 $M_{\text{W}}7.10$ 、すべり継続時間は約 10 秒との結果を得ており、本稿解析結果と調和する。ただし、おもなすべりが震源付近に集中している点は本稿解析結果と異なる。Somei and Miyakoshi (2012) は、経験的グリーン関数法を用いて強震波形から SMGA を求めている。震源周辺から北方にかけて 3 つの SMGA が並び、全体の長さは約 25km である。Ohta et al. (2011) は GPS データから 1 枚の矩形断層を推定した。断層は震源から北に広がり、その長さは 30km、幅 20km、平均的なすべり量は 2.4m、モーメントは $M_{\text{W}}7.17$ 相当である。この地震は太平洋プレートの内部で発生した地震であり、

平成 23 年（2011 年）東北地方太平洋沖地震の前後に発生した地震の震源過程の解析

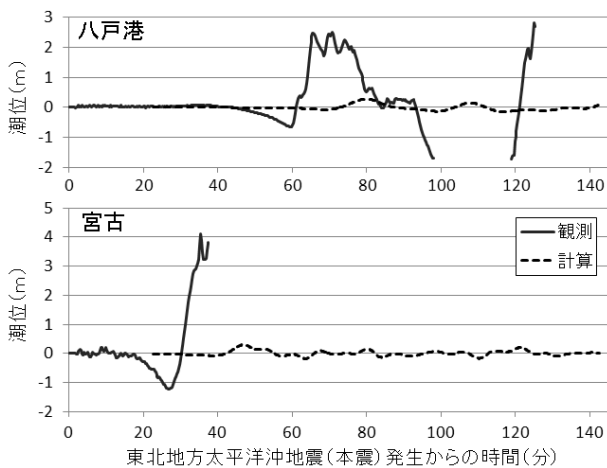


図 5-1 八戸港及び宮古における津波波形の比較
破線で示した計算波形は 3 月 11 日 15 時 08 分の岩手県沖の地震による津波を表す。実線で示した観測波形は本震による津波を含んでいる。実線が途切れている箇所は、欠測を表す。

発震機構解の 2 節面のどちらがすべったかについてすぐには判断しがたいが、本稿も含めた 4 者とも東傾斜と考えている。また、Somei and Miyakoshi (2012) と Ohta et al. (2011) はいずれも断層面が震源から北に広がっている点で、本稿と調和的である。

7 月 10 日 09 時 57 分の地震は太平洋プレート内で発生した地震であり、発震機構解の 2 節面のどちらがすべったかについてすぐには判断しがたい。久保田 (2012) はこれについて津波記録から検討を行い、本稿と同じく東北東－西南西方向の断層面と結論付けている。また、1 枚の矩形断層を仮定し、その長さを 30km、幅を 25km と推定している。これは本稿の解析結果で概ね 0.6m 以上すべった領域と一致する。

ここで挙げた地震はいずれも、総じて既往研究の解析結果と調和することが示された。

5.2 余震による津波

東北地方太平洋沖地震では、M7 を大きく超える地震が複数発生しており、余震による津波の発生も考えられる。これらのうち、3 月 11 日 15 時 08 分に発生した岩手県沖の地震 ($M_w7.4$) と、同日 15 時 15 分に発生した茨城県沖の地震 ($M_w7.7$) について、得られた断層モデルをもとに、沿岸部で予想される津波の高さを計算した。

計算は、南 (2013) による津波シミュレーション

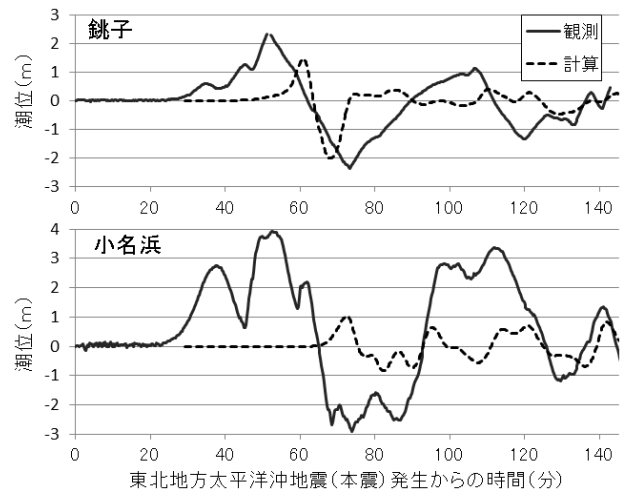


図 5-2 銚子及び小名浜における津波波形の比較
破線で示した計算波形は 3 月 11 日 15 時 15 分の茨城県沖の地震による津波を表す。実線で示した観測波形は本震による津波を含んでいる。

プログラムを用いて差分法により行った。地形データは日本海洋データセンターの 500m メッシュ水深データ (JEGG500) を 600m メッシュに変換して使用した。計算は断層運動による海面の上下変位が生じる範囲と沿岸部の複数の検潮所が含まれるように設定し、緯度及び経度それぞれ 2 度の範囲とした。範囲外へは津波は透過するとし、陸上への遡上は考慮せず、海岸では全反射すると仮定した。計算は 1 秒間隔で行い、120 分間の津波伝播を求めた。上記のとおり津波の計算としては比較的簡便な計算手法を採用したことに加え、海岸線の詳細な地形を考慮していない。しかし、地域毎の最大の高さを大まかな値で議論することや、到達時刻を分単位で議論するには差し支えないと考えられる。

各地震について、検潮所が存在する地点における津波計算波形を出力した。3 月 11 日 15 時 08 分の岩手県沖の地震については、八戸港、久慈港、宮古、釜石の 4 地点、3 月 11 日 15 時 15 分の茨城県沖の地震については、小名浜、大洗、鹿島、銚子の 4 地点である。このうち、久慈港と鹿島以外の地点では、実際に観測データが得られている (気象庁, 2011)。

八戸港、宮古、小名浜、銚子における計算結果を図 5-1、5-2 に示す。

3 月 11 日 15 時 08 分の岩手県沖の地震では、第 1 波の高さは 4 地点とも概ね 0.1m 程度と計算された。また、岩手県久慈港で地震発生から 38 分後 (15 時

46 分頃)に 0.7m の津波が到達したと計算された以外は、各検潮所での最大の高さは 0.2~0.3m であった。一方、実際に各検潮所で観測された津波の高さ(本震による津波を含む)は、第 1 波の高さが 3 地点とも 1m 程度、最大の高さが 4m 以上と、計算された値に比べて一桁大きな値であった。つまり、その時刻に検潮所で観測された潮位変動はおもに東北地方太平洋沖地震本震による津波であり、15 時 08 分の岩手県沖の地震による津波の寄与は小さいと言える。

同日 15 時 15 分の茨城県沖の地震では、千葉県銚子で地震発生から 32 分後(15 時 47 分頃)に 1.4m、茨城県鹿島市市栖で 36 分後(15 時 51 分頃)に 1.8m の津波が到達したなど、4 地点とも 1.0~1.8m の津波が到達したと計算された。一方、実際に各検潮所で観測された津波の最大の高さ(本震による津波を含む)は 3 地点とも 2~4m であった。また、図 5-2 の小名浜における観測記録と計算結果を比較すると、東北地方太平洋沖地震(本震)発生からの時間が 90 分を過ぎるころから、観測記録と計算結果で潮位の短周期成分(概ね周期 20 分未満)の傾向がよく似ている。この時間帯の小名浜の潮位変化は、15 時 15 分の茨城県沖の地震による津波の影響を受けていた可能性がある。

以上の結果は、東北地方太平洋沖地震本震の津波波源の逆解析などを行う際には、15 時 15 分の茨城県沖の地震の影響について考慮すべきであることを示している。換言すれば、この地震を考慮せずに得られた本震の津波波源モデルは、震源域の南部について十分な精度で議論出来ない可能性がある。さらに、林・他(2013)が指摘するように、この地震が 15 分程度早く発生していた場合には、その最大波が本震の最大波と重なり合う可能性もあった。将来海域で他の巨大地震が発生した際、規模の大きな余震が発生するタイミングによっては、余震の震源過程を精度よく把握することがさらに重要性を増すことも考えられよう。

6 まとめ

東北地方太平洋沖地震は、近代的な地震観測が始まってから最も活発な地震活動を伴った地震であり、それらを我が国の稠密な観測網や国際的な地震観測網により捉えた。その結果、本震以外に 12 の地震に

ついて、地震波を用いた震源過程解析を行うことが出来た。

本稿ではそれらの結果をもとに、本震による津波と余震による津波との重ね合わせについて、議論の端緒を開くことが出来た。今後、本稿で示された本震前後に発生した地震の断層モデルをもとに、地震や津波に関するより詳細な議論がなされることを望む。

謝辞

近地強震波形を用いた震源過程解析には、独立行政法人防災科学技術研究所の強震観測網(K-NET)及び基盤強震観測網(KiK-net)の波形データ、気象庁地震火山部の吉田康宏博士によってプログラム化されたツールを使用した。遠地実体波を用いた解析には、IRIS の DMC ウェブサイトの波形データを使用した。津波の計算には、日本海洋データセンターの 500m メッシュ水深を利用した。震源は気象庁一元化震源を使用した。図の描画には、Wessel and Smith (1998)による GMT を使用した。また、本稿を丁寧に査読していただいた気象庁地震火山部の橋本徹夫氏には、有益なご助言を多数頂いた。記して感謝の意を表する。

文献

- 明田川保・福満修一郎(2011): 震度 5 弱を観測するなどの顕著な地震が前震であった事例について, 験震時報, **74**, 17-28.
- 菊地正幸(2002): 地震波形データから震源の破壊過程を探る, 月刊地球, **24**, 117-125.
- 菊地正幸・山中佳子(2002): 2002 年 11 月 3 日アラスカの地震(M7.9)+10 月 23 日(M6.7)の地震, EIC 地震学ノート, 129, http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/sanchu/Seismo_Note/EIC_News/021103AL.html (2013 年 1 月 26 日閲覧)。
- 気象庁(2011): 地震・火山月報(防災編)2011 年 3 月号, 64-75.
- 久保田達矢(2012): 近地津波波形解析による震源断層モデル推定, 東北大学大学院理学研究科修士論文。
- 国土地理院(2011): 東北地方の地殻変動, 地震予知連絡会報, **86**, 184-272.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会(2011a): 2011 年 6 月の地震活動の評価,

平成 23 年 (2011 年) 東北地方太平洋沖地震の前後に発生した地震の震源過程の解析

- <http://www.jishin.go.jp/main/chousa/11jul/index.htm>
(2011 年 7 月閲覧).
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2011b): 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/index.htm (2011 年 12 月閲覧).
- 武尾 実 (1985): 非弾性効果を考慮した震源近傍での地震波合成, 気象研究所研究報告, **36**, 245-257.
- 林 豊・対馬弘晃・前田憲二 (2013): 2011 年東北地方太平洋沖地震の余震は津波の高さに影響を及ぼしたか?, 日本地震学会 2013 年度秋季大会予稿集, P1-75.
- 防災科学技術研究所 (2011): SAR 干渉解析による東北地方太平洋沖地震に関する地殻変動, 地震予知連絡会報, **86**, 273-277.
- 南 雅晃 (2013): Microsoft Excel を用いた津波シミュレーションプログラム (TSUNAMIDEEXCEL) の開発, 験震時報, **76**, 161-164.
- 武藤大介・上野 寛・溜渕功史・岩切一宏 (2014): 平成 23 年 (2011 年) 東北地方太平洋沖地震以降に活発化した福島県浜通りから茨城県北部における地震活動, 験震時報, **78**, 1-28.
- 室谷智子・佐竹健治・藤井雄士郎 (2013): M9 クラス巨大地震のすべり量分布とスケーリング, 地震予知連絡会会報, **89**, 450-452.
- 山中佳子 (2011a): 3 月 9 日三陸沖地震 (M7.3), NGY 地震学ノート, 35,
http://www.seis.nagoya-u.ac.jp/sanchu/Seismo_Note/2011/NGY35.html (2012 年 5 月 18 日閲覧).
- 山中佳子 (2011b): 4 月 7 日宮城沖地震 (M7.4), NGY 地震学ノート, 37,
http://www.seis.nagoya-u.ac.jp/sanchu/Seismo_Note/2011/NGY37.html (2012 年 5 月 18 日閲覧).
- Bouchon, M. (1981): A simple method to calculate Green's function for elastic layered media, Bull. Seismo. Soc. Am., **71**, 959-971.
- Fujii, Y., K. Satake, S. Sakai, M. Shinohara, and T. Kanazawa (2011): Tsunami source of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake, Earth Planet Space, **63**, 815-820.
- Fukahata, Y., Y. Yagi, and M. Matsu'ura (2003): Waveform inversion for seismic source processes using ABIC with two sorts of prior constraints: comparison between proper and improper formulations, Geophys. Res. Lett., **30**(6), 1305.
- Hirose, F., K. Miyaoka, N. Hashimoto, T. Yamazaki, and M. Nakamura (2011): Outline of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake (Mw9.0) – Seismicity: foreshocks, mainshock, aftershocks, and induced activity – , Earth Planet Space, **63**, 513-518.
- Ide, S., M. Takeo and Y. Yoshida (1996): Source process of the 1995 Kobe earthquake: Determination of spatio-temporal slip distribution by Bayesian modeling, Bull. Seism. Soc. Am., **86**, 547-566.
- IRIS DMC, WILBER II,
<http://www.iris.edu/wilber/>
- Jeffreys, H. and K. E. Bullen (1940): Seismological Tables. British Association for the Advancement of Science, London.
- Kennett, B. L. N. and N. J. Kerry (1979): Seismic waves in a stratified half space, Geophys. J. R. Astr. Soc., **57**, 557-583.
- Kikuchi, M., Y. Yagi, and Y. Yamanaka (2000): Source processes of the Chi-Chi, Taiwan earthquake of September 21, 1999 inferred from teleseismic body wave, Bull. Earthq. Res. Inst., **75**, 1-13.
- Kikuchi, M. and H. Kanamori (2003): Note on teleseismic body-wave inversion program,
<http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/ETAL/KIKUCHI>
- Lawson, C. L. and R. J. Hanson (1974): Solving Least Square Problems., Prentice Hall, Inc., New Jersey, 340pp.
- Matsubara, M. and K. Obara (2011): The 2011 Off the Pacific Coast of Tohoku earthquake related to a strong velocity gradient with the Pacific plate, Earth Planets Space, **63**, 663-667.
- Miyazaki, S., J. J. McGuire, and P. Segall (2011): Seismic and aseismic fault slip before and during the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake, Earth Planet Space, **63**, 637-642.
- Ohta, Y., S. Miura, M. Ohzono, S. Kita, T. Inuma, T. Demachi, K. Tachibana, T. Nakayama, S. Hirahara, S. Suzuki, T. Sato, N. Uchida, A. Hasegawa, and N. Umino (2011): Large intraslab earthquake (2011 April 7, M 7.1) after the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake (M 9.0): Coseismic fault model based on the dense GPS network data, Earth Planet Space, **63**, 1207-1211.

- Ohta, Y., R. Hino, D. Inazu, M. Ohzono, Y. Ito, M. Mishina, T. Iinuma, J. Nakajima, Y. Osada, K. Suzuki, F. Fujimoto, K. Tachibana, T. Demachi, and S. Miura (2012): Geodetic constraints on afterslip characteristics following the March 9, 2011, Sanriku-oki earthquake, Japan, *Geophys. Res. Lett.*, **39**, L16304.
- Ozawa, S., T. Nishimura, H. Suito, T. Kobayashi, M. Tobita, and T. Imakiire (2011): Coseismic and postseismic slip of the 2011 magnitude-9 Tohoku-Oki earthquake, *Nature*, **475**, 373-376.
- Shao, G., C. Ji and D. Zhao (2011): Rupture process of the 9 March, 2011 M_w 7.4 Sanriku-Oki, Japan earthquake constrained by jointly inverting teleseismic waveforms, strong motion data and GPS observations, *Geophys. Res. Lett.*, **38**, L00G20.
- Shima, E. (1978): Seismic microzoning map of Tokyo, *Proc. Second Inter: Conf. on Microzonation* (1), 433-443.
- Shinohara, M., T. Yamada, K. Nakahigashi, S. Sakai, K. Mochizuki, K. Uehira, Y. Ito, R. Azuma, Y. Kaiho, T. No, H. Shiobara, R. Hino, Y. Murai, H. Yakiwara, T. Sato, Y. Machida, T. Shinbo, T. Isse, H. Miyamachi, K. Obana, N. Takahashi, S. Kodaira, Y. Kaneda, K. Hirata, S. Yoshikawa, K. Obara, T. Iwasaki, and N. Hirata (2011): Aftershock observation of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake by using ocean bottom seismometer network, *Earth Planet Space*, **63**, 835-840.
- Somei, K. and K. Miyakoshi (2012): Source characterization of induced earthquakes by the 2011 off Tohoku, Japan, earthquake based on the strong motion simulations, *WCEE* 15.
- Wessel, P. and W. H. F. Smith (1998): New improved version of the Generic Mapping Tools released, *EOS Trans. AGU*, **79**, 579.
- Yoshida, Y., H. Ueno, D. Muto, and S. Aoki (2011): Source process of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake with the combination of teleseismic and strong motion data, *Earth Planets Space*, **63**, 565-569.

(編集担当 坂井孝行・森 滋男)