

3.7 平成23年（2011年）東北地方太平洋沖地震以降に活発化した地震活動

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・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の特徴とその要因, 験震時報, **78**, 1-28)

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の特徴とその要因

Characteristics and Factors of the Earthquakes around the Northern Ibaraki Prefecture and the Coastal Area of Fukushima Prefecture after the 2011 off the Pacific Coast of Tohoku Earthquake

武藤大介¹, 上野 寛¹, 溜瀧功史², 岩切一宏²
Daisuke MUTO¹, Hiroshi UENO¹, Koji TAMARIBUCHI², and Kazuhiro IWAKIRI²

(Received June 24, 2013; Accepted April 22, 2014)

ABSTRACT: Earthquakes have occurred actively around northern part of Ibaraki Prefecture and coastal area of Fukushima Prefecture since the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake ($M_w9.0$). Most of these earthquakes had the normal fault mechanisms, which was unusual for inland eastern Japan. At the largest event of the earthquake activity, two fault planes slipped: Shionohira Fault and Yunodake Fault. The time lag of these origin times between both fault slips was calculated to be about 5.9 seconds. We analyzed the source process of six major events, including the largest event, with near-field strong motion waveforms. Then, the SAR interferometric (InSAR) image and the hypocenters distribution of aftershocks were considered for setting fault plane parameters. The result of the largest shock was adjusted by some field survey reports. The moments of both fault planes of the largest events were roughly the same, though the surface displacement amount of Shionohira Fault was larger than that of Yunodake Fault, because the main slip area was located in the shallow zone on Shionohira Fault, whereas it was in the deeper zone on Yunodake Fault. Based on these fault models, ΔCFF s from the previous to the next event's fault plane were solved, and each event occurrence was explained as viewed from ΔCFF . Additionally, we tried stress tensor inversions by the fault parameters for the source process analysis and CMT mechanisms, explaining the relationship between this activity and stress changes by the $M_w9.0$ event. There are some examples of similar cases which are not limited to Japan: inland seismic activities appear in particular areas after megathrust earthquakes, making it necessary to more carefully reveal the universality of the relationship between megathrust earthquakes and inland activities.

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降、福島県浜通りから茨城県北部にかけての地域で、地殻内の地震活動が活発化した。この地域で発生した最大の地震は4月11日17時16分に発生した $M_j7.0$ ($M_w6.7$)の地震(以下、本震と呼ぶ)で、福島県いわき市をはじめ2県4市町村で最大震度6弱を観測する等した。この地震を含め、2011年中に最大震度5弱以上を観測する地震が15回発生する等、きわめて活発な活動が見られた。

本震により、福島県いわき市では明瞭な地表断層を生じた。現地での調査結果によると、従来知られていた井戸沢断層の変位は小さく、その西側に平行

して走る断層(この地震以後、塩ノ平断層と呼称されることがある。たとえば石山・他, 2011等。本論でもそのように呼ぶ)と、それに斜交する湯ノ岳断層に沿って地表変位が認められた(阿南・他, 2011; 堤・遠田, 2012)。合成開口レーダー(SAR)による干渉解析(安藤, 2012; Kobayashi et al., 2012)でも、2つの明瞭な地表断層が見られる。そこで、これらを説明する断層モデルの提案を試みる。

今回の地震活動が発生した地域はこれまで目立った地震がほとんど知られておらず、東北地方太平洋沖地震により地震活動が励起されたと考えられる。また、東日本の地殻内としては珍しく、正断層型の地震が卓越していることも特徴として挙げられる。遠田(2011)及び遠田(2012)はクーロン応力変化

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

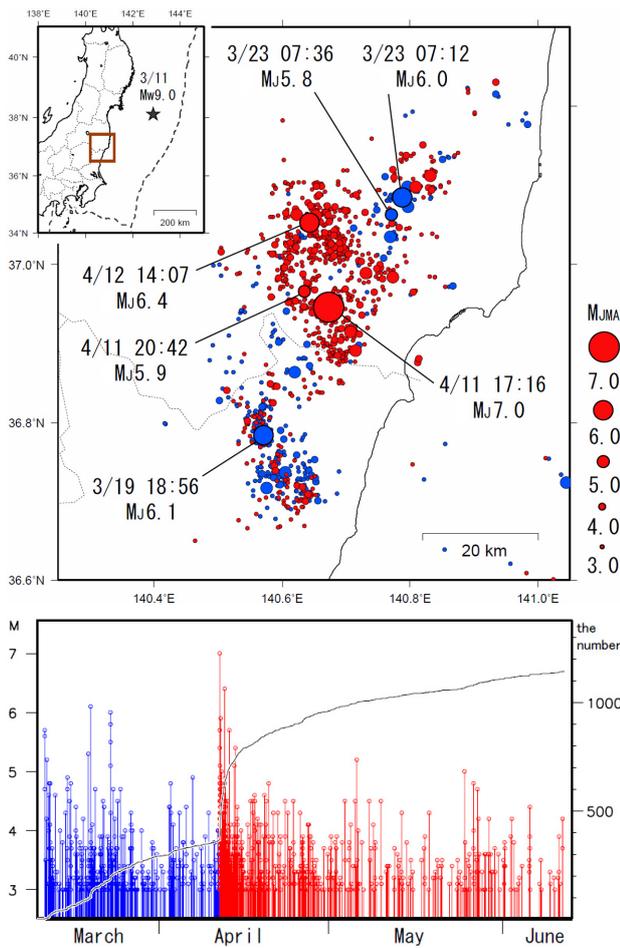


Fig. 1 Epicenter map and M-T diagram.

The earthquakes that were shallower than 20 km with $M_j \geq 3.0$ within 3 months from the origin time of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake (14:46 on March 11 to June 11) were plotted on the map. The blue circles are the epicenters of events occurring before the main shock on April 11, while the red circles are those occurring after the main shock. The graph below shows the M-T diagram in the map area with colors identical to the map. Small dots with lengthwise lines indicate each event, and the sequential line graph shows the cumulative number of events.

(Δ CFF) から東北地方太平洋沖地震後の関東地方の地震活動の説明を試みたが、本論では福島県から茨城県の地震活動についても同様に Δ CFF で説明が可能かを検討する。また、応力テンソルインバージョンにより、今回の地震の活動領域の応力場を求め、東北地方太平洋沖地震が周辺にもたらした応力場の変化との関連についても議論する。

今回の地震活動は、東北地方太平洋沖地震の広義の余震として取り扱われ、規模の割に注目度が小さ

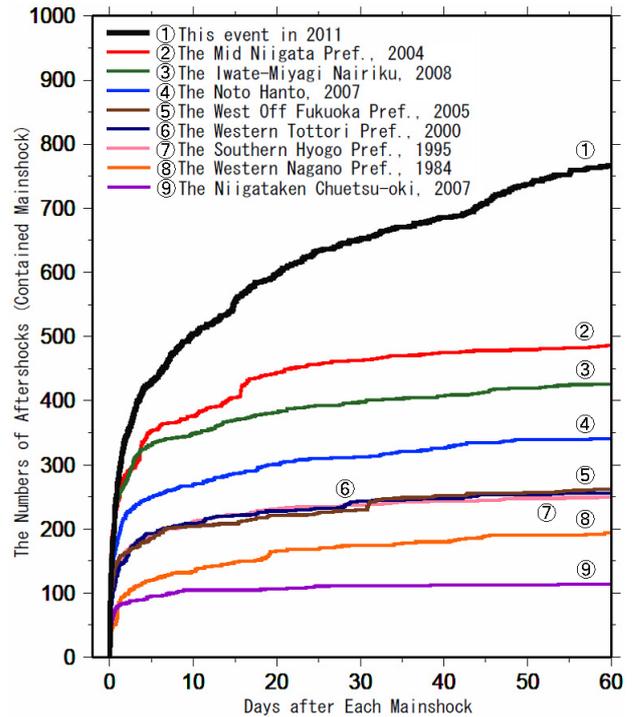


Fig. 2 Comparison of aftershock activities of inland earthquakes in Japan.

The cumulative numbers of aftershocks are equal to or greater than $M_j 3.0$. The chosen events are various shallow inland earthquakes occurring since 1980 having JMA magnitudes of main shocks between 6.8 and 7.3. The horizontal axis denotes the time after the origin time of each main shock. Although the Mid Niigata Prefecture Earthquake in 2004 was generally known as an event with very active aftershocks, the number of aftershocks 60 days after this event was about 1.6 times that of the 2004 event.

いと言える。しかし、死者 5 人等の被害を生じる等、防災上の観点からも無視できない。そこで、他のプレート境界型巨大地震の発生後にも、今回の活動と同じ特徴を持つ地震活動が発生した事例があるかについても調査した。

2 地震活動の概要

2.1 地震活動の特徴

2011 年 3 月 11 日 14 時 46 分に東北地方太平洋沖地震が発生した直後から、福島県浜通りから茨城県北部にかけての地域で地震活動が活発化した。3 月 19 日に茨城県北部で $M_j 6.1$ ($M_w 5.8$) の地震、3 月 23 日に福島県浜通りで $M_j 6.0$ ($M_w 5.7$) の地震、4 月 11 日に福島県浜通りで $M_j 7.0$ ($M_w 6.7$) の本震、4

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の特徴とその要因

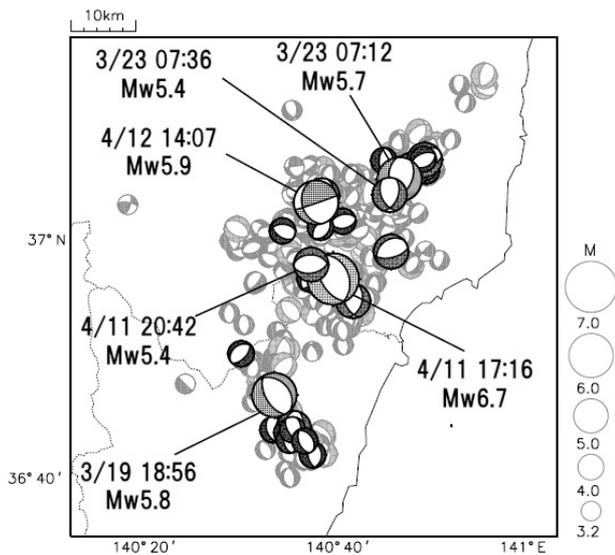


Fig. 3 Distribution of the focal mechanisms. The focal mechanisms of earthquakes where the hypocenters were shallower than 20 km with $M_j \geq 3.2$ within 3 months from the origin time of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake (14:46 on March 11 to June 11) are plotted. The black ones are CMT, while the gray ones are the focal mechanisms estimated by P-wave initial motions. Most are normal types in every magnitude.

月 12 日に福島県中通りで $M_j 6.4$ ($M_w 5.9$) の地震 (以下, 最大余震と呼ぶ) が発生した。5 月以降も $M_j 5.0$ 以上の地震がしばしば発生した (Fig. 1)。 $M_j 3.0$ 以上の地震の回数は 2011 年末までに約 1500 回に達した。本震以降の 60 日間に限っても 800 回近くに達した。これは、とくに余震活動が活発であった平成 16 年 (2004 年) 新潟県中越地震の余震回数を上回る (Fig. 2)。

活動領域は大きく 3 つに分けることが出来る。1 つ目は 3 月 19 日 18 時 56 分の地震を中心とする茨城県北部の領域で、東北地方太平洋沖地震の直後から活動が活発化し、活動が長く続いている。2 つ目は 3 月 23 日 07 時 12 分の地震以降に一時的に活発化した領域である。3 つ目は本震を含む領域で、Fig. 1 を見ても分かる通り、主に本震後に活発化した領域である。

2.2 発震機構解

今回の地震活動では、東北地方太平洋沖地震の発生直後を除いて、概ね $M_w 4.5$ 以上の地震について

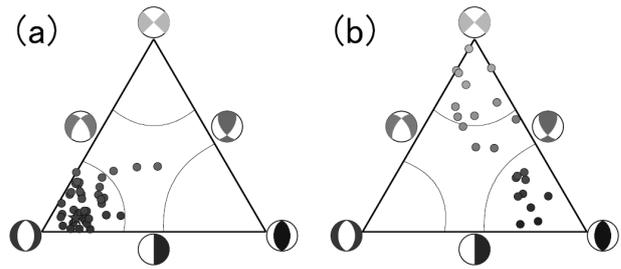


Fig. 4 Triangle diagrams of the focal mechanisms. Triangle diagrams of the focal mechanisms were prepared by CMT analysis with $M_w \geq 4.5$ events from March 11 to the end of 2011. We selected events (a) that occurred exclusively in the area of Fig. 1, (b) crustal events that occurred in eastern Japan ($34^\circ \text{ N} < \text{latitude} < 41^\circ \text{ N}$; $136^\circ \text{ E} < \text{longitude} < 141^\circ \text{ E}$; Depth < 20km) except aftershocks of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake and events occurring in the area of Fig. 1.

CMT 解が、 $M_j 3.2$ 以上の地震について初動発震機構解が求められている。CMT 解と初動発震機構解の分布を Fig. 3 に示す。

今回の地震活動では、場所や規模を問わず正断層型の地震が卓越している (Fig. 4(a))。一方、 $M_j 6$ 程度以上の地震の中では、4 月 12 日の最大余震 ($M_j 6.4$, $M_w 5.9$) のみが正断層型とは異なる型であった。一般に東日本の地殻内では逆断層型の地震や横ずれ断層型の地震が卓越する (活断層研究会, 1991)。今回の地震活動を除く東日本の地震については、東北地方太平洋沖地震後もこの傾向は変わらなかった (Fig. 4(b))。

2.3 本震の震源断層と現地調査結果

本震の直後に行われた現地調査では、塩ノ平断層と湯ノ岳断層の 2 枚の断層に沿って変位が観察された (たとえば, 阿南・他, 2011) (Fig. 5)。その変位量は、塩ノ平断層で最大約 2.1m (堤・遠田, 2012)、湯ノ岳断層で最大約 0.8m (栗田・他, 2011) に及ぶ。両断層はほぼ同時に動いており (杉戸・他, 2011)、複雑な震源過程があったことが示唆される。

塩ノ平断層に平行な井戸沢断層の周囲でも、亀裂や開口クラックが認められたが、その変位はせいぜい 10cm 程度であり、塩ノ平断層や湯ノ岳断層に比べて十分小さかったと言える (堤・遠田, 2012)。そのため、本論では井戸沢断層については考慮しない

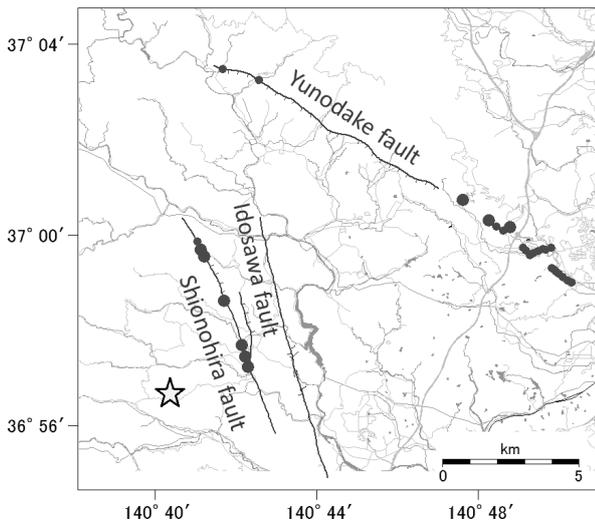


Fig. 5 Fault lines and outcrop distribution. The circles drawn over the fault lines organized by Nakata and Imaizumi (2002) are outcrops reported by Wakisaka et al. (2011). The white star indicates the epicenter of main shock.

こととした。

3 本震の震源と断層パラメータ

3.1 得られたデータと特徴

塩ノ平断層と湯ノ岳断層の2枚の断層面上で発生した一連の地震の震源過程を解析する際には、両地震の震源（各断層面上でのすべりの開始点）と断層パラメータ（走向、傾斜角）を知る必要がある。今回の地震では、気象庁一元化震源（検測値データを含む）、初動発震機構解及びCMT解、SAR干渉解析により得られた面的地表変位等のデータが存在するため、個々の長所を活用して、震源や断層パラメータを決定する。

気象庁一元化震源は、計算に用いた速度構造等と実際の速度構造等との差異に起因する系統誤差と、相の読み取り誤差に起因するランダム誤差を含んでいる。しかし今回波形相関による相対走時を利用したDouble Difference法(Waldhauser and Ellsworth, 2000; DD法)を用いて震源再計算を行ったことで、速度構造の差異に起因する系統誤差は軽減し、震源の相対的な位置関係は精度が高くなる。そのため、塩ノ平断層側と湯ノ岳断層側それぞれの震源の相対位置や、余震分布の形状 (Fig. 6) に使用することにした。

地表における断層位置は、現地調査結果が最も正

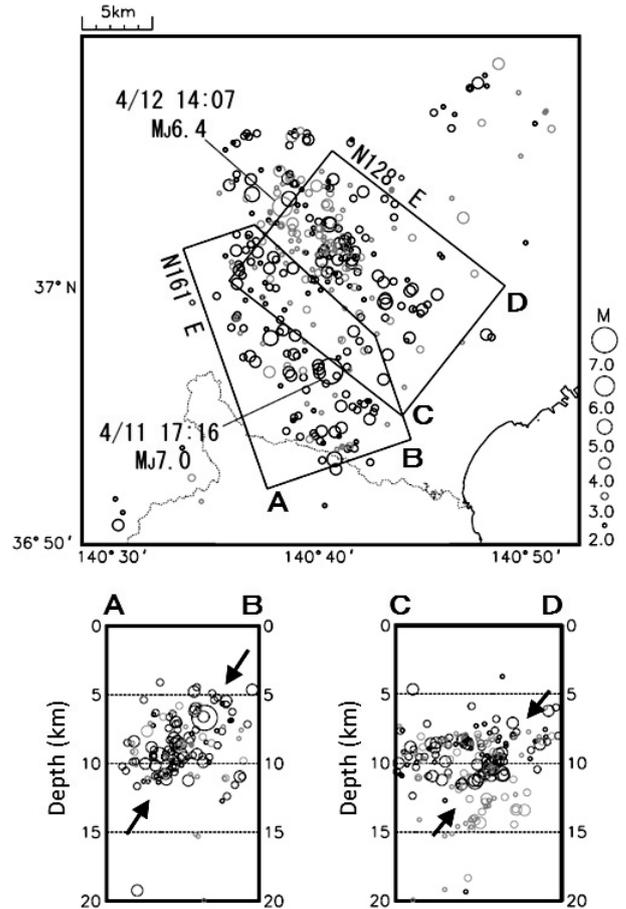


Fig. 6 The hypocenter distribution of aftershocks of the main shock relocated by the DD method.

The hypocenters of the earthquakes occurring from the origin time of main shock (17:16 on April 11) to 11:00 on April 13 were plotted. These were relocated by the Double Difference (DD) Method. The black circles indicate hypocenters of events occurring before the $M_{6.4}$ event at 14:07 on April 12. The gray circles indicate hypocenters after the $M_{6.4}$ event. The left figure below is a cross section inside of pentagon on the map. The strike of the projection plane shown as A-B is set perpendicular to the strike of Shionohira Fault ($N161^{\circ}$ E). The seismic plane was noticed between two arrows. The right figure below is inside the rectangle, whose projection plane shown as C-D is perpendicular to the strike of Yunodake Fault ($N128^{\circ}$ E). Similarly the seismic plane was noticed between the arrows.

確であるが、空間的に連続してデータが得られているわけではない。一方、SAR干渉解析により得られた地表変位(安藤, 2012)からは、地表断層全体の位置及び走向を精度よく知ることができる (Fig. 7)。そこで地表における断層位置と走向については、

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の特徴とその要因

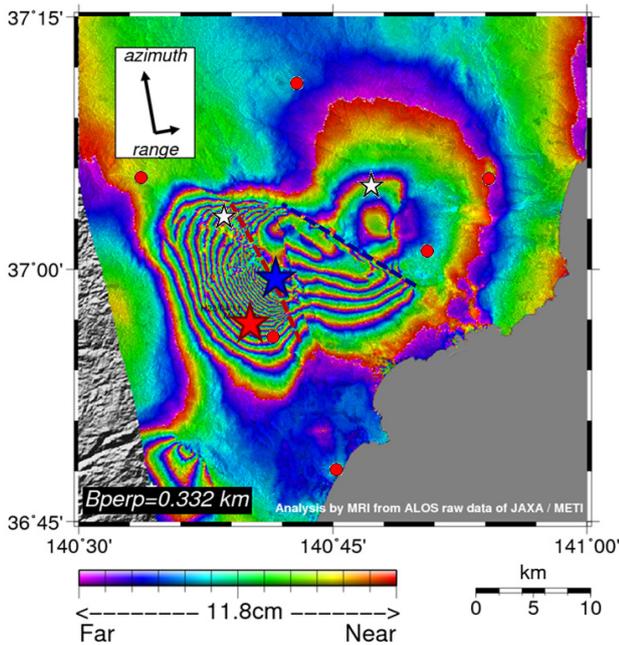


Fig. 7 The SAR interferometry image of hypocentral area of main shock.

The SAR interferometry image was analyzed using images photographed by ALOS (Ando, 2012). One image stripe shows an 11.8cm slide along the satellite's line of sight. We can detect the fault line on the land surface of the main shock. The dark red line indicates Shionohira Fault, while the dark blue line indicates Yunodake Fault. The red star is the relocated epicenter, which is the rupture start point on the Shionohira Fault. The blue one is the rupture starting point on Yunodake Fault. The small white stars indicate the epicenters of the events occurring at 07:11 on March 23 and at 14:07 on April 12. Electric reference stations of the Geospatial Information Authority of Japan (GSI) are plotted as small red circles.

SAR 干渉画像の結果を採用した。なお、現地調査により得られた地表断層の位置と、SAR 干渉画像により得られた地表断層の位置は、高い精度で一致することを確認した。

湯ノ岳断層側の断層すべりについては、その開始点（震源）や時刻（発震時）は気象庁一元化処理で求められていないが、独立行政法人防災科学技術研究所の Hi-net の波形 (Fig. 8) からは湯ノ岳断層側の断層すべりに伴う初動を見出すことが可能である。そこで、Hi-net と東北大学の計 14 点の波形 (P 波 6 点, S 波 11 点) をもとに、新たに湯ノ岳断層側の震源と発震時を求めた。さらに、塩ノ平断層側の震源 (気象庁一元化震源をもとに 3.2 で示す手順 4 のと

おり修正した震源) をマスターイベントにして、マスターイベント法により、塩ノ平断層側の震源に対する湯ノ岳断層側の震源の相対位置と時間差を求めた。Fig. 8 の (a) と (b) はそれぞれ、湯ノ岳断層側の震源から南側と北側の波形を距離順に並べたものである。塩ノ平断層側の震源から発生した波と、湯ノ岳断層側の震源から発生した波の時間差は、北側でより短い。つまり後者の震源は前者の震源よりも北方に位置することが見て取れる。計算の結果、湯ノ岳断層側の震源は塩ノ平断層側の震源の約 6km 北方に、また両者の発震時の時間差は 5.9 秒と求められた。

初動発震機構解及び CMT 解は、断層面の走向及び傾斜角を決定する有力な手段である。しかし前者は、断層すべりが開始された地点での断層パラメータを表すもので、M6 を大きく超える地震における断層面全体 (この場合は塩ノ平断層全体) のパラメータを適切に表していない可能性がある。また後者は、ひと続きに起きた地震全体の断層パラメータを求めるもので、塩ノ平断層と湯ノ岳断層の 2 つの断層運動を含む今回の地震において、個々の断層のパラメータを知る手段としては適切でない。とくに本震の CMT 解は、非ダブルカップル成分の大きさを表す ϵ の絶対値が 0.39 と非常に大きい。つまり単純な一つの断層面上の破壊でないことを示唆しており、やはり CMT 解から断層パラメータを引用することは不適當と言える。そもそも今回の地震の断層面の走向は、SAR 干渉画像や地表断層の調査によって正確な値が得られるため、あえて発震機構解から走向を決める必然性も小さい。そのため、今回の地震の走向の設定に際しては、初動発震機構解及び CMT 解は参照しないことにした。断層面の傾斜角については、後述のとおり余震分布から決定した値 (57°) を採用したが、初動発震機構解の値 (50°) についても解析を行い、観測波形をより説明できる前者の値を最終的に採用した。

GPS 基準局の変動については、地震の規模に対して GEONET の観測網が粗く面的分解能が低いため、ここでは使用しなかった。また、現地調査で見つかった地表断層の傾斜角や線条痕 (すべり角に相当) 等のデータもあるが、必ずしも断層面全体を代表する値とは限らないため、これも採用しなかった。

なお、Fig. 7 の SAR 干渉解析結果を見ると、赤い

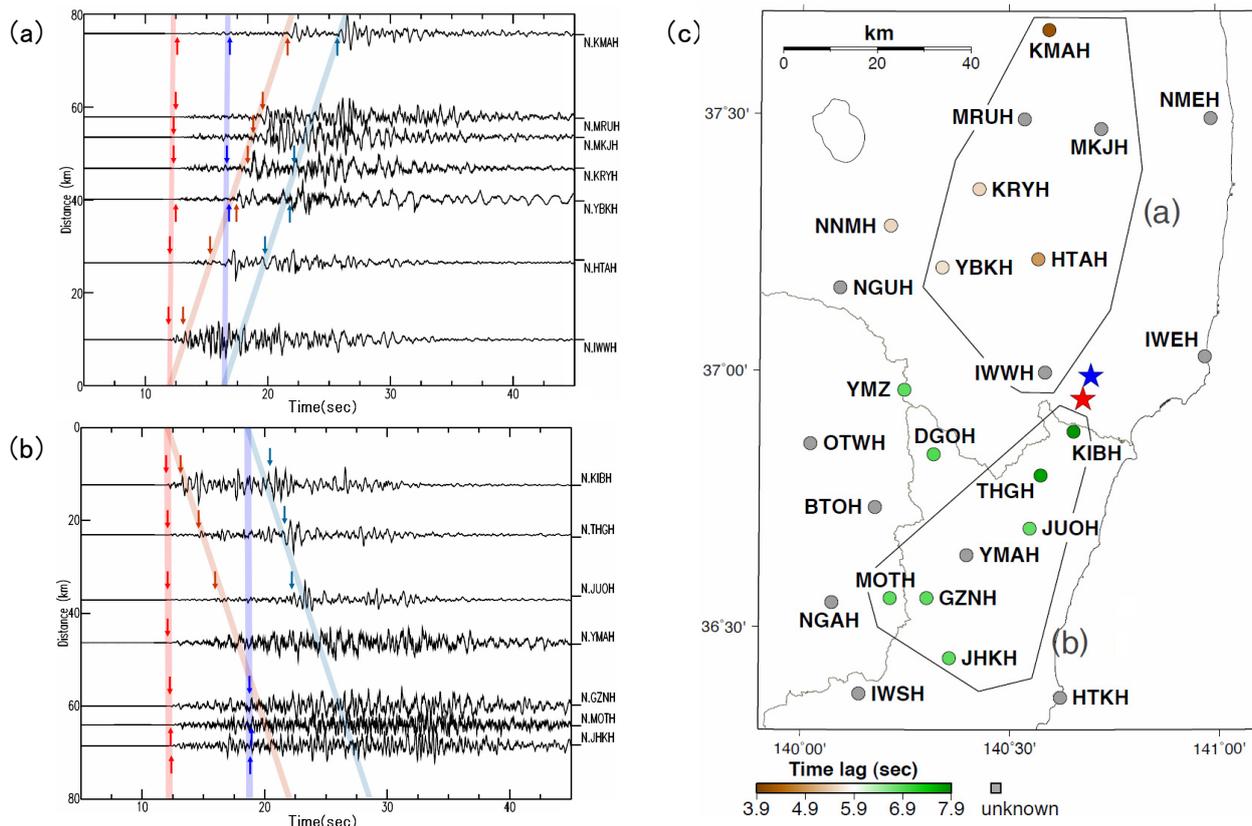


Fig. 8 The waveforms of main shock.

UD component waveforms observed by Hi-net seismometers (NIED's high-sensitivity seismograph network) are arranged in short-distance order from the hypocenter of the first shock corresponds to Shionohira Fault. The initial P and S waves excited by the first shock are highlighted in red with red arrows. In the same way, those due to the second shock corresponding to Yunodake Fault are highlighted in blue. Seven waveforms are shown in (a), which were observed at the stations north of the hypocenter; those at southern stations are shown in (b). These waveforms were reduced to 6.0 km/s by the hypocenter. The station map is (c). Station colors indicate the time lag between the initial times of P or S waves from the first shock and those of the second shock observed at each station.

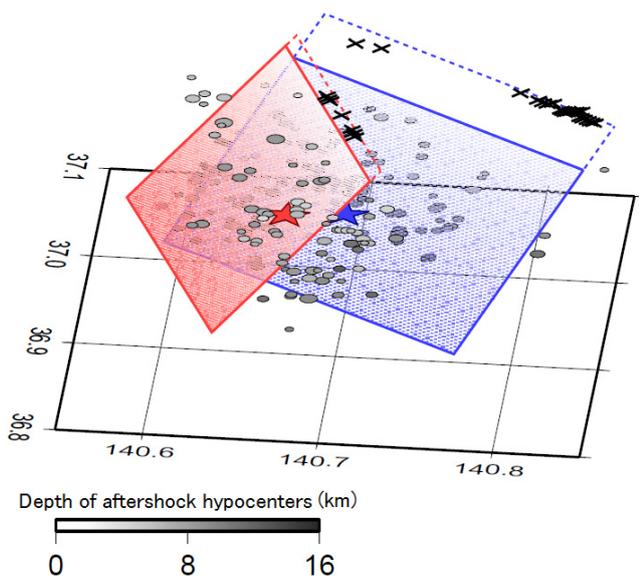


Fig. 9 The fault model of main shock.

Two squares indicate the fault planes for source process analysis; intersection lines with the ground surface are represented by broken lines. Red and blue correspond to Shionohira and Yunodake segments. The stars on each fault indicate the hypocenters of both segments. Crosses near each segment's intersection lines are outcrops reported by Wakisaka et al. (2011). Additionally, aftershock hypocenters occurring between main shock and largest aftershock relocated by the DD method are plotted.

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の特徴とその要因

Table 1 Hypocenters and fault parameters of both segments of the main shock occurring at 17:16 on April 11.

These were relocated not only by the arrival time of seismic waveforms but also by the hypocenters distributions of aftershocks by the DD method and the ground deformation calculated by SAR interferogram analysis (Ando, 2012).

Fault	Time	Latitude	Longitude	Depth	Strike	Dip	Slip	Fault length	Fault width
Shionohira	17:16:12.0	36.944°	140.667°	6.1km	161	57	-70	17.5km	15km
Yunodake	17:16:17.9	36.989°	140.696°	9.6km	128	51	-70	20km	15km

Table 2 List of events whose source processes were analyzed in this paper.

Dates and times indicate the origin time of each event. Latitude, longitude and depth in the upper half of each cell indicate the hypocenters of the JMA unified catalog; those in the lower half indicate the hypocenters relocated by the DD method. For the source process analysis described in this paper, hypocenters relocated by the DD method were adopted. M_w was calculated by JMA centroid moment tensor analysis. Fault parameters (strike, dip, slip angle) for the source process analysis were collected by the hypocenter distributions of aftershocks by the DD method or CMT analysis. Additionally, those methods were written. Furthermore the ground deformation calculated by SAR interferogram analysis (Ando, 2012) was used to estimate the fault parameters of the main shock. V_R is the maximum rupture velocity on the fault for the source process analysis. The numbers of stations in whose waveforms were used for inversion are described in the final cell of each row.

Date	Time	Latitude	Longitude	Depth	M_{JMA}	M_w	Strike	Dip	Slip	Method	V_R (km/s)	Stations
3/19	18:56	36.784°	140.572°	5.4km	6.1	5.8	150	45	-81	Aftershocks	2.5	20
		36.785°	140.576°	6.2km								
3/23	07:12	37.085°	140.787°	7.6km	6.0	5.7	197	53	-89	Aftershocks	2.2	20
		37.079°	140.801°	8.9km								
3/23	07:36	37.063°	140.771°	7.3km	5.8	5.4	156	50	-123	CMT	2.5	20
		37.060°	140.783°	8.5km								
4/11	17:16	36.946°	140.673°	6.4km	7.0	6.6	(Look at Table 1)			Aftershocks & InSAR	2.2 / 2.0	19
4/11	20:42	36.960°	140.635°	10.6km	5.9	5.4	273	42	-81	CMT	2.5	20
		36.967°	140.634°	9.4km								
4/12	14:07	37.053°	140.644°	15.1km	6.4	5.9	170	40	58	Aftershocks	2.0	26
		37.053°	140.644°	15.5km								

破線で示した塩ノ平断層の約2km東にも、北北西一南南東に平行して走る地表断層があるように見える。これは井戸沢断層と考えられるが、本論では考慮していない。

3.2 震源と断層パラメータの推定

前節で触れた各データの特徴を踏まえ、震源と断層パラメータを以下のとおり決定した：

1. SAR 干渉解析の結果 (Fig. 7) から、塩ノ平断層側の走向を決定する。また、断層面が地表面と交わる位置も決定する。
2. 1 で決定した走向に直交するように断面を取り (Fig. 6 の左下図)、DD 法により得られた余震分布から、断層面の傾斜角を決定する。

3. 1 で決定した地表での断層面の位置と、2 で決定した傾斜角から、断層面の形状が決定される。
4. 波形相関 DD 法による再計算震源から断層面に下ろした垂線が断層面に交わる点を震源と決定する。
5. 4. で求めた震源をマスターイベントとして、マスターイベント法により、湯ノ岳断層側の地震の震源を再計算する。
6. SAR 干渉解析結果から、湯ノ岳断層側の走向及び断層面が地表面と交わる位置を決定する。
7. 6 で決定した走向に直交するように断面を取り (Fig. 6 の右下図)、波形相関 DD 法により得られた余震分布から、湯ノ岳断層側の断層面の傾斜角を決定する。

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の特徴とその要因

Table 3 Structure for the source process analysis.
The upper boundary depths of each layer are shown. V_P and V_S are the velocities of P and S waves. ρ and Q are the density and quality factors. V_P , V_S and ρ are cited from Matsubara and Obara (2011). Suitable inland values were given to Q factors. In this analysis, Q factors have little effect on calculations because the lengths between the hypocenters and each station were short.

No.	Depth (km)	V_P (km/s)	V_S (km/s)	ρ (kg/m^3)	Q_p	Q_s
1	0.0	5.37	2.94	2600	350	175
2	2.5	5.52	3.05	2630	400	200
3	5.0	5.68	3.20	2670	400	200
4	7.5	5.84	3.39	2700	400	200
5	10.0	6.07	3.56	2750	400	200
6	15.0	6.33	3.69	2800	400	200
7	20.0	6.54	3.79	2830	500	250
8	25.0	6.75	3.92	2870	500	250
9	30.0	7.03	4.12	2900	500	250
10	35.0	7.90	4.48	3250	600	300

を設定し直して解析を繰り返した。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 2km 以上とした。全ての小断層で走向、傾斜、すべり角の初期値は統一されているが、すべり角は初期値から $\pm 45^\circ$ の範囲で小断層毎に異なる値を取りうるとした。

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（Kennet 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、Table 3 に示す水平成層構造とした。

断層上ですべりが伝播する速度は、震源域がある深さでの S 波速度の 7 割にあたる 2.5km/sec 以下と

なるよう制約を課した。それでもなお、余震域に対して解析で得られるすべり量の分布が広がりすぎる場合や、モーメントの解放が震源近傍で長く留まることが示された場合は、同速度を 2.0-2.2km/sec に設定し直して解析した。

本震については、3.2 節で求めた断層パラメータをもとに解析を行った。震源時に塩ノ平断層側に与えた点ですべりが始まり、5.9 秒後に湯ノ岳断層側に与えた点でもすべりが始まるとした。インバージョンについては、予め与えた断層パラメータを持つ各小断層におけるモーメント解放の重ね合わせで表現しているため、断層の形状が複雑になっても処理は変わらない。

4.2 本震の断層モデルの推定と議論

本震の解析の結果を Fig. 11-4 及び Table 4 に示す。

本震のうち、塩ノ平断層側の浅い場所で 2m 以上のすべりが推定された。これは丸山・他（2012）や堤・遠田（2012）が報告した地表断層の位置及び変位量と概ね整合する。とくに、SAR 干渉解析結果（Fig. 7）では、南北に延びる塩ノ平断層の中央付近で地表変位が大きいことが分かるが、本解析結果でも断層面の中央上部付近で大きなすべりが得られている。一方、湯ノ岳断層側のすべりは主に深い場所に求められたが、これは湯ノ岳断層側では 1m を超える地表変位は報告されていないことと符合する。両断層上のすべりの規模はそれぞれ $M_w 6.57$ と 6.58 であり、同程度であった。

引間（2012）は本解析と同様に塩ノ平断層と湯ノ岳断層を考慮して、近地強震波形から震源過程を解析している。塩ノ平断層側は、震源のやや北の浅い部分で 2m を超えるすべりを求めており、本論における解析結果とよく一致する。しかし湯ノ岳断層側のすべりの開始点は断層面北端に位置し、本論とは異なる。また、引間（2012）の両断層上のすべりの規模はそれぞれ $M_w 6.53$ と 6.30 であり、塩ノ平断層側は本論と同程度であるが、湯ノ岳断層側では本論よりも小さくなっている。

引間（2012）は、周期 1.25~33 秒のバンドパスフィルターを使用しており、本解析（周期 5~20 秒）よりも広い帯域の波形を使用しているが、両者の中心周波数は概ね同程度であり、周波数の違いによる顕著な結果の違いは想定しにくい。また、塩ノ平断

Table 4 Results of source process analysis.

Fault lengths and widths were obtained by inversion repeatedly; that is, fault planes were widely set at the start and were struck off sub-faults not contributing moment release gradually. Rupture continuations were defined as the period between the origin time (rupture start time) and the time the moment rate was about one-tenth of the peak. Each value of the main shock occurring at 17:36 on April 11 was described as two individual segments. Additionally, the rupture continuation and M_w were described as chain fault movement of the main shock.

Date	Time		Fault length	Fault width	Rupture continuation	Maximum slip amount	M_w
3/19	18:56		16 km	14 km	5 sec	0.9 m	5.98
3/23	07:12		10 km	12 km	5 sec	0.6 m	5.83
3/23	07:36		8 km	6 km	<2 sec	0.3 m	5.41
4/11	17:16	Total			15 sec		6.77
Shionohira Fault			17.5km	15 km	9 sec	2.4 m	6.57
Yunodake Fault			20 km	15 km	9 sec	1.8 m	6.58
4/11	20:42		8 km	8 km	<2 sec	0.4 m	5.49
4/12	14:07		14 km	12 km	6 sec	2.5 m	6.03

層側については、引間（2012）は傾斜角を本論よりもやや高角の 62° と設定しているが、その他の断層パラメータは概ね本論と似通っている。そのため、湯ノ平断層側のすべり量分布やモーメントは、本論と引間（2012）がよく一致したものと考えられる。

一方、湯ノ岳断層側で両者の結果が異なった理由としては、両断層面上でのすべり開始時刻の時間差の違いが考えられる。時間差は、本論の 5.9 秒に対して、引間（2012）は 8 秒に設定されている。全体のすべり継続時間は本論、引間（2012）とも約 15 秒とほぼ同じであるため、湯ノ岳断層側でのすべり継続時間は本論では最大 9 秒間継続しうのに対し、引間（2012）では 7 秒以下に制約された。その結果、断層面の長さも本論の 20km に対して引間（2012）は 14km と短くなっている。しかし、阿南・他（2011）、脇坂・他（2011）によれば、湯ノ岳断層側の地表の変位・変状が見られる範囲だけで 15.5km に及んでおり、震源過程を計算する際に、地表変位を生じない断層端も含めた範囲として 14km を上限とするのは適当でないと考えられる。また、湯ノ岳断層上のすべりで解放されたモーメントは、本論では塩ノ平断層側と同程度と求められたが、引間（2012）は塩ノ平断層側の半分以下である。しかし近地強震波形の短周期成分は、1 つ目の波群（おもに塩ノ平断層側のすべりに起因）に対して、2 つ目の波群（おもに湯ノ岳断層側のすべりに起因）のほうが大きな振幅が観測された地点があり、これも本論の解析結果に有利である。引間（2012）は、この点に関して、

井戸沢断層側のほうが長周期成分の放出が多く、湯ノ岳断層側では短周期成分の放出が多かったためだと考察している。

4.3 その他の地震の断層モデル

本震以外の地震の解析結果を Fig. 11-1 から 11-6（11-4 は本震）及び Table 4 に示す。6 地震全ての解析において、観測波形と理論波形は概ね一致しており、解析結果の精度は高いと考えられる。

3 月 19 日 18 時 56 分の地震（Fig. 11-1）は、その余震が震源の南側に分布しているが、本解析で得られたすべり量分布も震源から南に広がっており整合する。また、SAR 干渉画像（Fig. 7）によれば、断層面の北側に対応する地域で干渉縞が多く地表変位が大きいが、本解析結果でも断層面の北側ですべり量が大きく整合的である。

3 月 23 日 07 時 12 分の地震（Fig. 11-2）は、その余震が震源の南側に分布しているが、本解析結果で得られたすべり量分布もそれと整合する。また、SAR 干渉画像によれば断層面の南側に対応する地域で地表変位が大きいが、本解析結果でも震源から離れた断層面の南側ですべりが大きいことが示された。また、同日 07 時 36 分の地震によるすべり（Fig. 11-3）は、07 時 12 分の地震の震源とおもなすべり域のあいだを埋める場所に位置することが示された。

4 月 12 日 14 時 07 分の最大余震（Fig. 11-6）は、本震の余震域内に近接した場所で発生したため、断層面の広がりや最大余震の二次余震の分布を厳密に

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の特徴とその要因

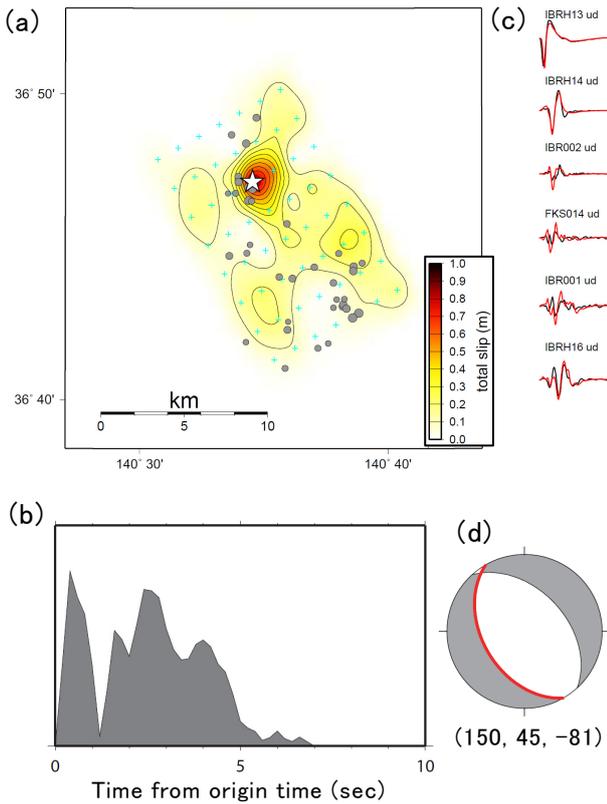


Fig. 11-1 Results of the source process analysis of the event occurring at 18:56 on March 19.

(a) The slip amount distribution on the fault. The contour interval is 0.1m. The sky blue colored crosses are the centers of sub-faults and the white star is the epicenter. The gray circles show the epicenters of events with $M_j \geq 2.0$ occurring within 24 hours. (b) Moment rate functions. (c) Observed waveforms (black) and theoretical waveforms (red) at each stations. The three waveforms indicate the vertical, north-south and east-west components from the left. Vertical axes were set in individual stations according to peak amplitudes; scales (cm per sec) are shown on the right. Waveforms at 12 stations in near order from the epicenter are shown. (d) Mechanism. The adopted fault plane for analysis is highlighted in red and the parameters (strike, dip, slip) are described.

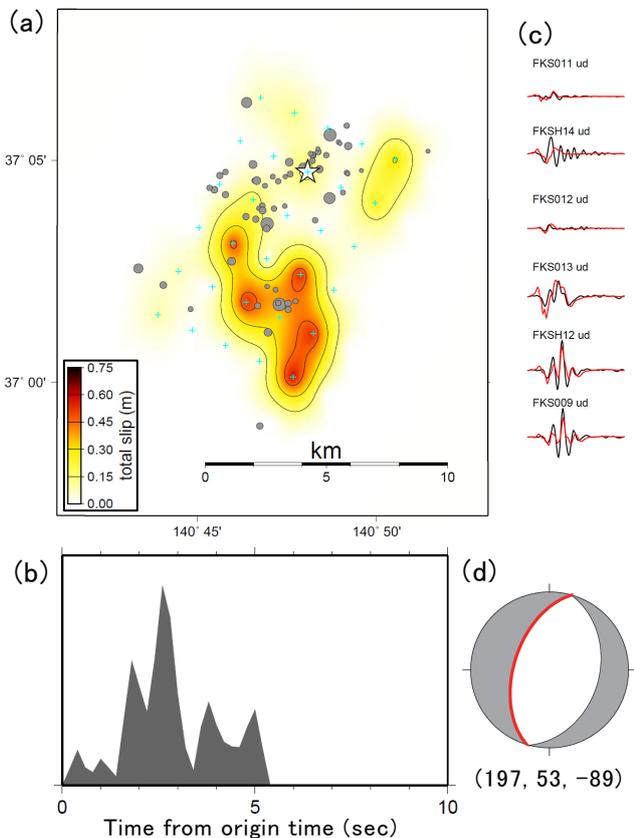


Fig. 11-2 Results of the source process analysis of the event occurring at 07:12 on March 23.

The forms of each figure are the same as Fig. 11-1. (a) The contour interval is 0.15m.

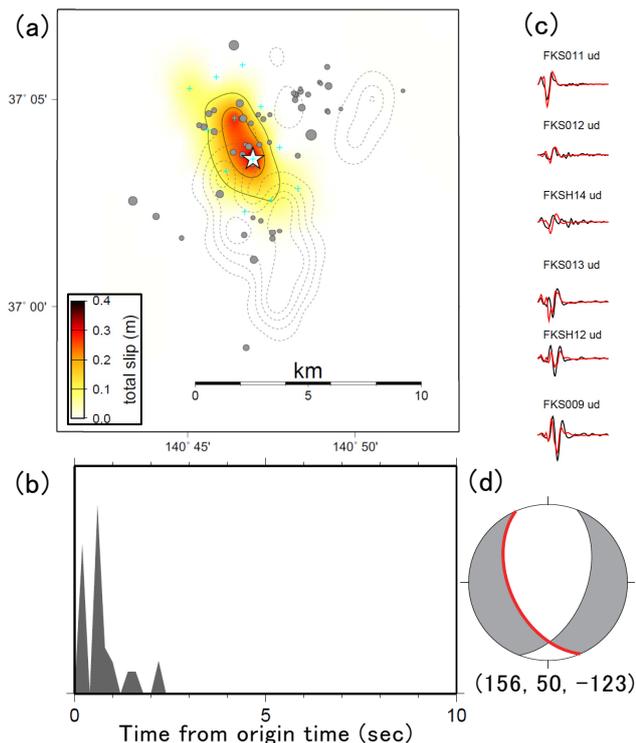


Fig. 11-3 Results of the source process analysis of the event occurring at 07:36 on March 23.

The forms of each figure are the same as Fig. 11-1. (a) The contour interval is 0.1m. The slip amount distribution of the event at 07:12 on March 23 is indicated by the dotted lines.

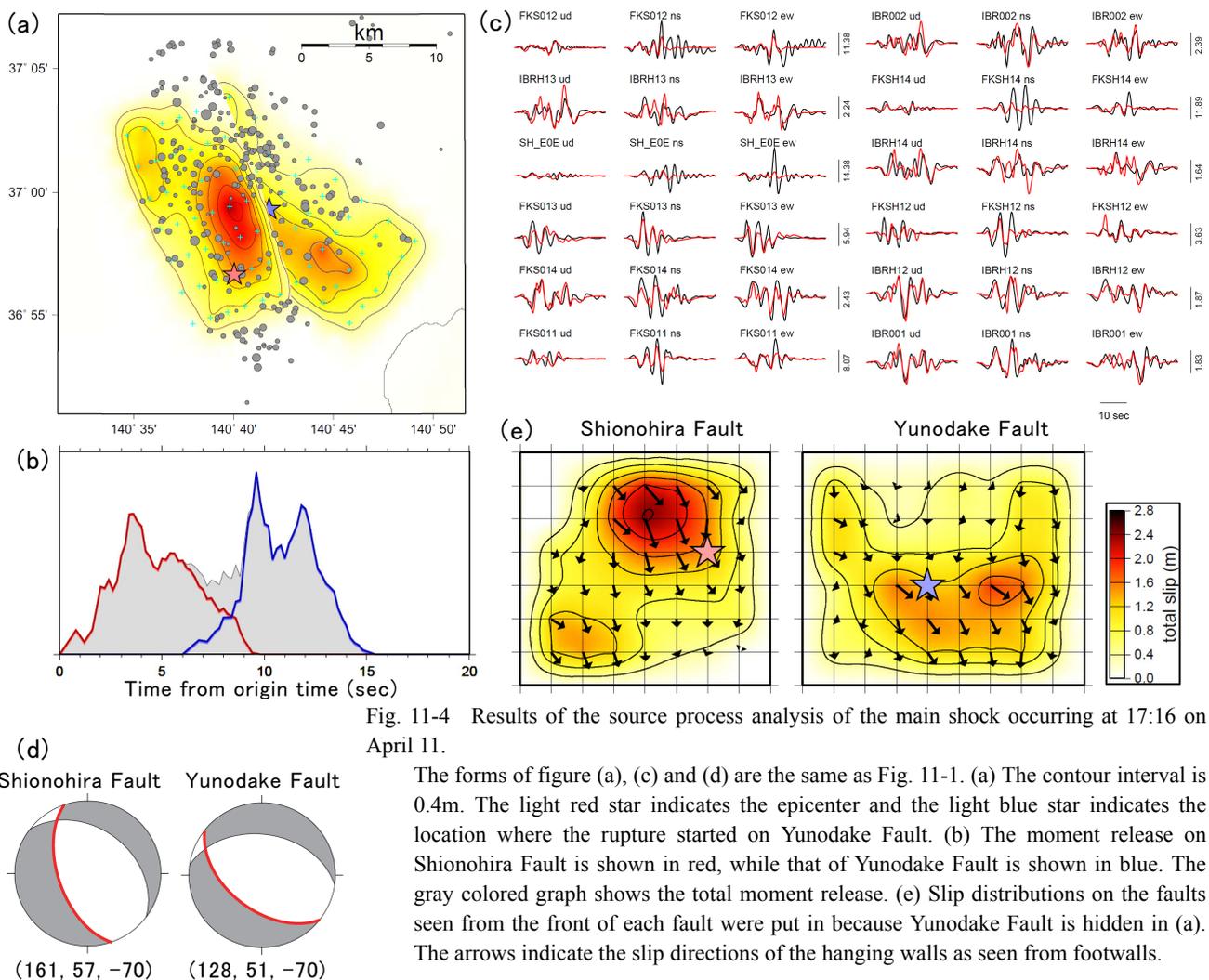


Fig. 11-4 Results of the source process analysis of the main shock occurring at 17:16 on April 11.

The forms of figure (a), (c) and (d) are the same as Fig. 11-1. (a) The contour interval is 0.4m. The light red star indicates the epicenter and the light blue star indicates the location where the rupture started on Yunodake Fault. (b) The moment release on Shionohira Fault is shown in red, while that of Yunodake Fault is shown in blue. The gray colored graph shows the total moment release. (e) Slip distributions on the faults seen from the front of each fault were put in because Yunodake Fault is hidden in (a). The arrows indicate the slip directions of the hanging walls as seen from footwalls.

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の特徴とその要因

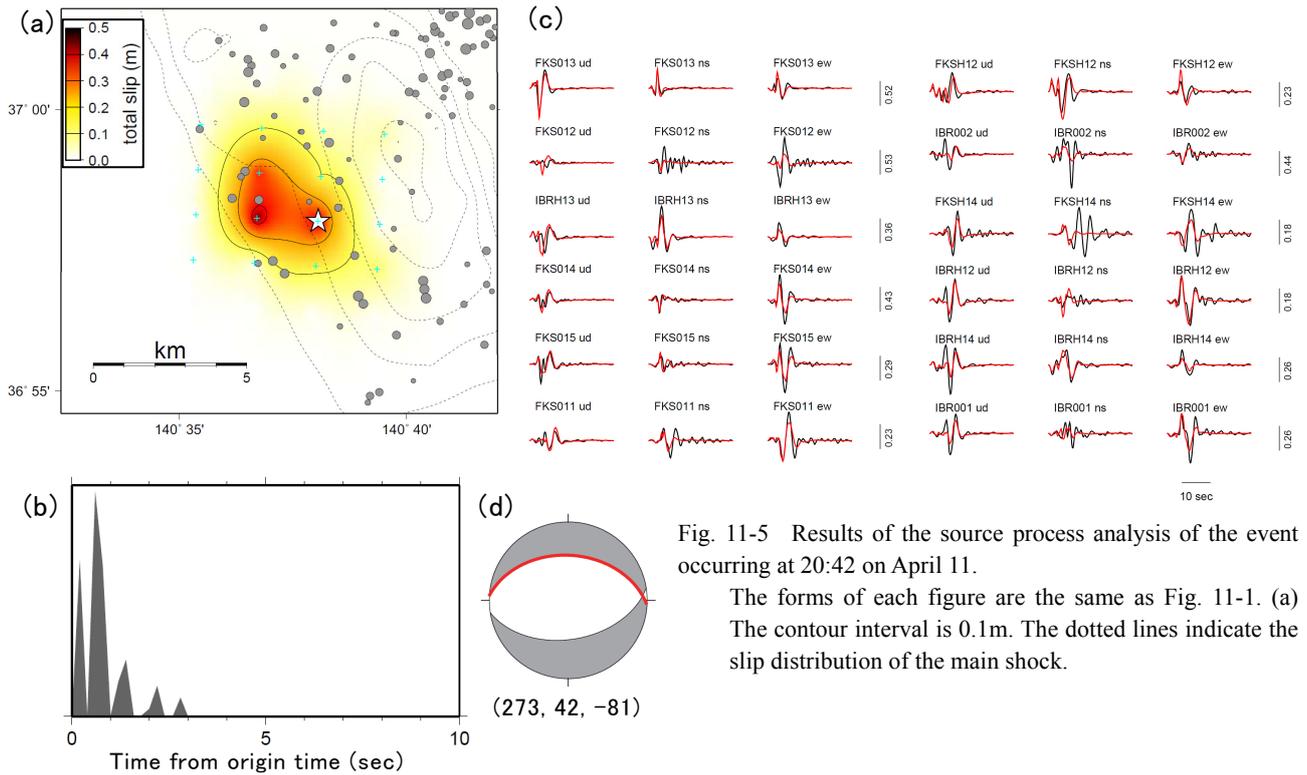


Fig. 11-5 Results of the source process analysis of the event occurring at 20:42 on April 11.

The forms of each figure are the same as Fig. 11-1. (a) The contour interval is 0.1m. The dotted lines indicate the slip distribution of the main shock.

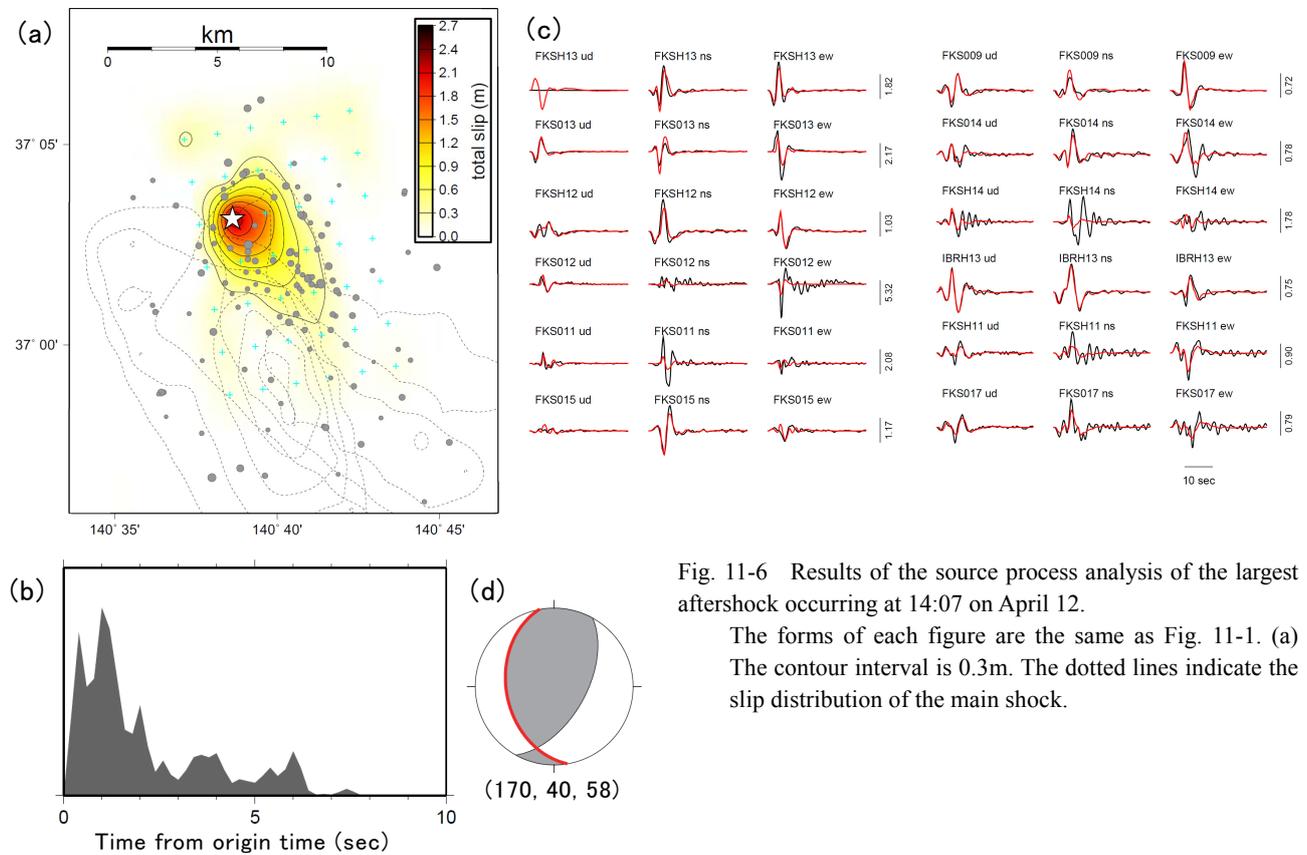


Fig. 11-6 Results of the source process analysis of the largest aftershock occurring at 14:07 on April 12.

The forms of each figure are the same as Fig. 11-1. (a) The contour interval is 0.3m. The dotted lines indicate the slip distribution of the main shock.

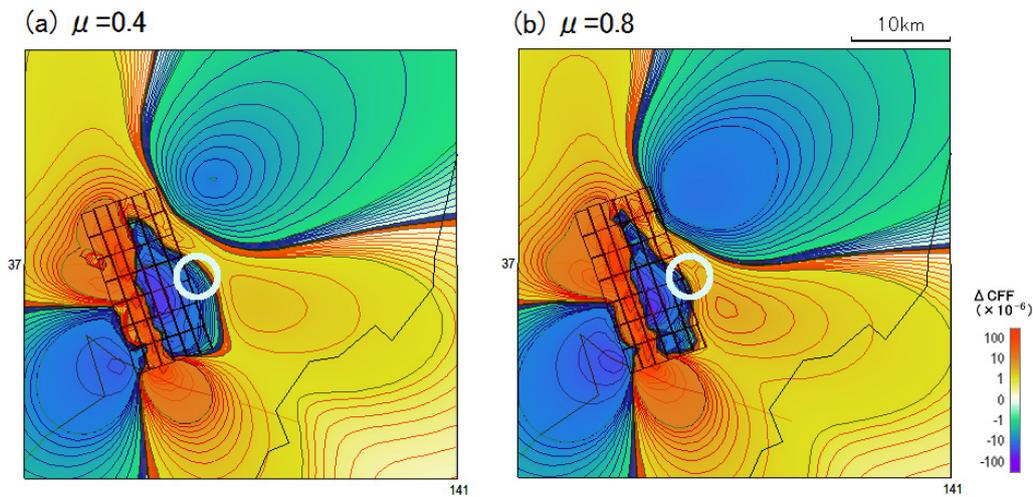


Fig. 12 Δ CFF on Yunodake Fault induced by the slip of Shionohira Fault
Coulomb Failure Function (Δ CFF) at 5.8 seconds after the origin time of slip on Shionohira Fault. Warm colors indicate Δ CFF plus, while cold colors indicate it minus. Brown squares represent the fault planes of Shionohira Fault and white circles are the points where the slips started on Yunodake Fault. (a) Result of calculation with frictional coefficient of 0.8. (b) That of 0.4. This value (per 10^{-6}) was normalized with the modulus of rigidity in crust. If the modulus of rigidity was 30 GPa, Δ CFF needed to be multiplied by 3×10^{10} .

対応付けるのは困難である。しかし4月12日14時07分以降24時間以内には、最大余震の南側で多くの地震が発生しており (Fig. 6) , 最大余震のすべりが南側に広がっていることと整合する。

5 今回の地震の発生要因

5.1 Δ CFFを用いた解釈

5.1.1 本震の湯ノ岳断層側のすべり

本震では、塩ノ平断層側のすべりによって生じた応力変化が、湯ノ岳断層側のすべりを誘発した可能性がある。ここでは静的応力変化(クーロン応力変化: Δ CFF)によって、湯ノ岳断層側のすべりが説明できるか検討を行った。

震源過程解析により得られた、湯ノ岳断層側のすべりが始まる直前(発震時から5.8秒後)までの塩ノ平断層側のすべりモデルを用いて、湯ノ岳断層側の断層モデルに与える Δ CFFを計算した。 Δ CFFの計算にはOkada(1992)及び内藤・吉川(1999)による理論地殻変動解析ソフト(MICAP-G)を使用した。媒質は半無限媒質を仮定し、法線応力に係る内部摩擦係数は0.4及び0.8とした。また結果は剛性率で規格化した値として表示した。

結果をFig. 12に示す。ここでは剛性率で規格化した値を 10^{-6} 単位で示しているため、たとえば剛性率

を30GPaと仮定する場合は、図の値に 3×10^{10} を掛ける必要がある。

内部摩擦係数を0.4として計算すると、湯ノ岳断層側のすべりが始まった点は Δ CFFが負の値となるが、これを0.8と仮定すると Δ CFFは正の値をとる。しかしいずれにせよ、湯ノ岳断層側のすべり開始点は Δ CFFの分布の正負の境界付近に位置することには変わらない。本震の震源過程解析時に設定した小断層の間隔は2.5kmあるほか、震源位置にも数百メートル程度の誤差を含むため、震源過程解析の空間分解能や震源決定精度を考慮すると、数百メートル以上の空間的精度で厳密に Δ CFFの正負を判定することは困難である。

引間(2012)も同様の検討を行っているが、本論と同様に、内部摩擦係数を0.4にした場合には湯ノ岳断層側のすべり開始点で Δ CFFが負となり、同0.8のときは Δ CFFが正になることが示されている。このことから、 Δ CFFの検討から、本解析結果と引間(2012)の断層モデルの優劣を判断することは難しい。

なお、湯ノ岳断層でのすべりが誘発された理由としては、ここで検討した静的応力変化だけでなく、S波等による動的応力変化等も考えられるが、ここでは立ち入らない。

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の特徴とその要因

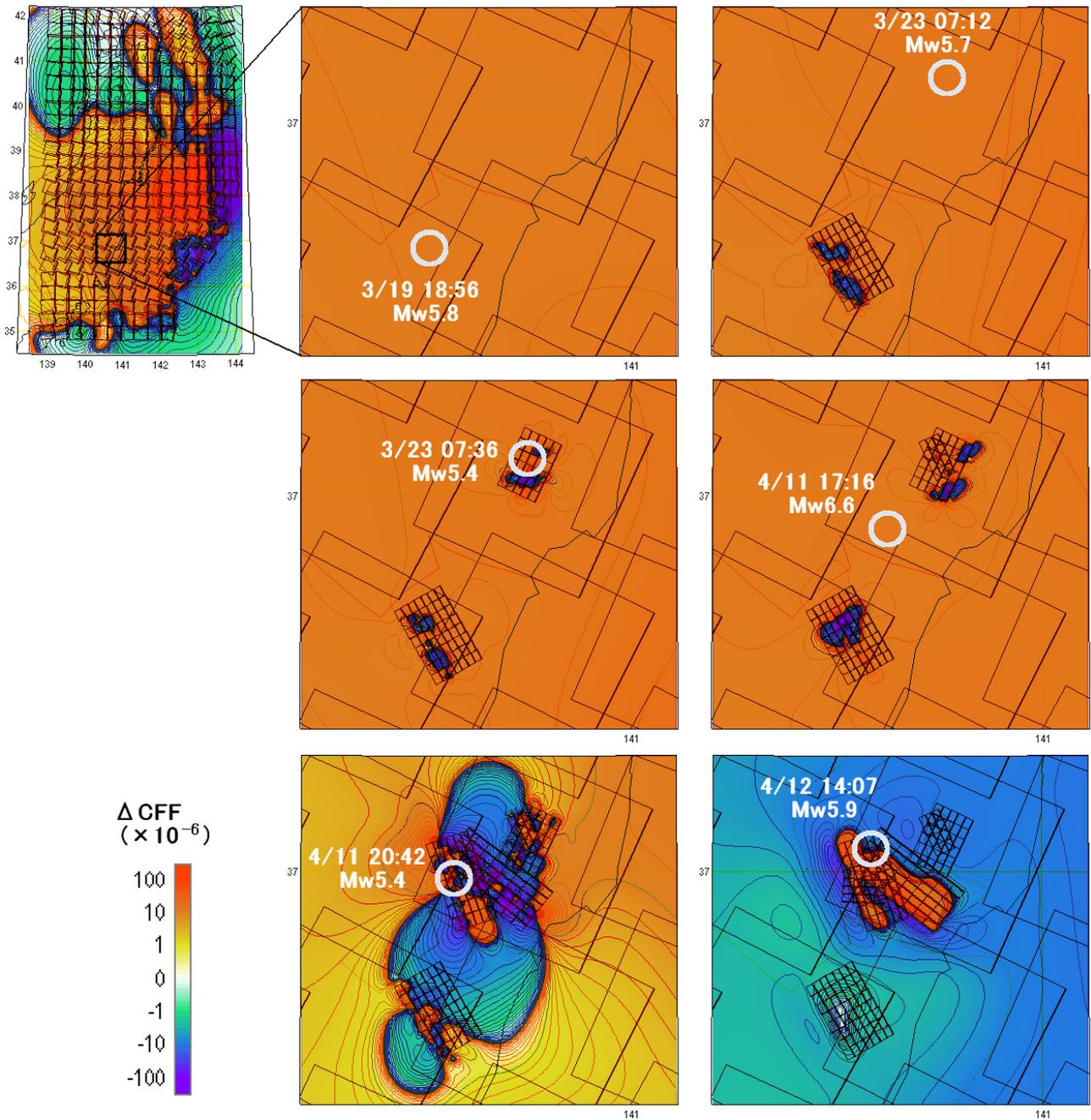


Fig. 13 Calculation of ΔCFF

These figures show the Coulomb Failure Function (ΔCFF) when each event occurred. For instance, the top left and center figures show ΔCFF which the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake ($M_w 9.0$) and its afterslip since March 18 have affected the fault plane same as the fault parameters of the March 19 event ($M_w 5.8$). Similarly, the top right figure shows ΔCFF for 07:12 on March 23 event ($M_w 5.7$) due to the preceding events. Warm colors indicate ΔCFF plus, while cold colors indicate it minus. White circles represent the epicenters of each event and brown rectangles represent the fault planes. As in Fig. 12, this value (per 10^{-6}) was normalized with the modulus of rigidity in crust.

Table 5 ΔCFF on each event due to preceding events.
The modulus of rigidity is assumed 30GPa in this table.

Date and Time	ΔCFF	Note
3/19 18:56	+5.0×10 ⁵ Pa	
3/23 07:12	+6.8×10 ⁵ Pa	
3/23 07:36	+6.7×10 ⁵ Pa	
4/11 17:16	+5.6×10 ⁵ Pa	Main shock
4/11 20:42	The hypocenter was located in the border zone between the plus and minus area of ΔCFF.	
4/12 14:07	The hypocenter was located on the border zone between the plus and minus area of ΔCFF.	

5.1.2 一連の地震活動

東北地方太平洋沖地震が今回の地震に及ぼす影響についても、ΔCFFをもとに検討を行った。水藤・他（2012）及び水藤・他（2011）により東北地方太平洋沖地震の地震時すべりと余効すべりのモデルが得られているため、これらが3月19日18時56分の地震に与えるΔCFFを評価した。次に、東北地方太平洋沖地震（余効すべりを含む）と3月19日18時56分の両地震が、3月23日07時12分の地震に与えるΔCFFを評価した。以下同様に、それまでに発生した地震が次に発生する地震に与えるΔCFFを順次求めた。

3月19日18時56分の茨城県北部の地震に対するΔCFFを計算する際は、東北地方太平洋沖地震の地震時すべりに加えて、3月18日03時までの余効すべりモデルを使用した。以下、3月23日07時12分及び07時36分の地震について計算する際は、3月22日03時までの余効すべりモデルを、4月11日以降の地震について計算する際は、4月14日03時までの余効すべりモデルを用いた。なお、4月11日から見て14日は未来の時刻にあたるため、4月14日までの余効すべりモデルから4月11日の地震に対するΔCFFを求めるのは厳密には適切でないが、4月11日から14日の間に余効すべりモデルに大きく影響するような地震等は発生しておらず、以後の議論には影響を与えないと考えられる。

ΔCFFの計算は5.1.1と同様に行った。内部摩擦係数は0.4とした。解析結果をFig. 13及びTable 5に示す。

東北地方太平洋沖地震は、東北地方の地殻内にあ

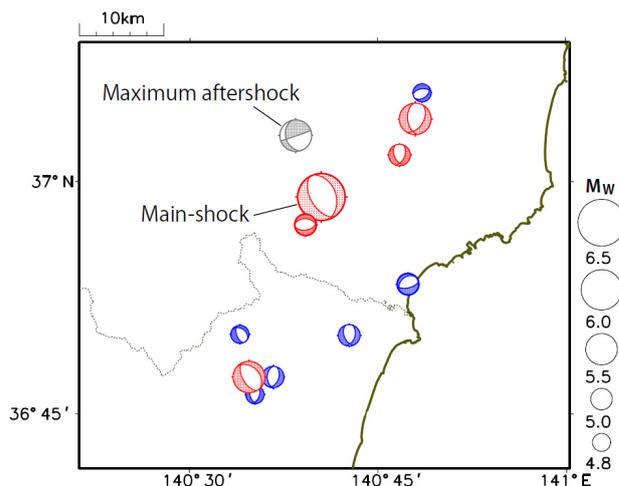


Fig. 14 The focal mechanisms used for stress tensor inversion.

The mechanisms colored red and blue were used for stress tensor inversion. The earthquakes for which fault models were obtained in this report are painted red and the other earthquakes are painted blue. The gray earthquake (maximum aftershock) was excluded from the inversion.

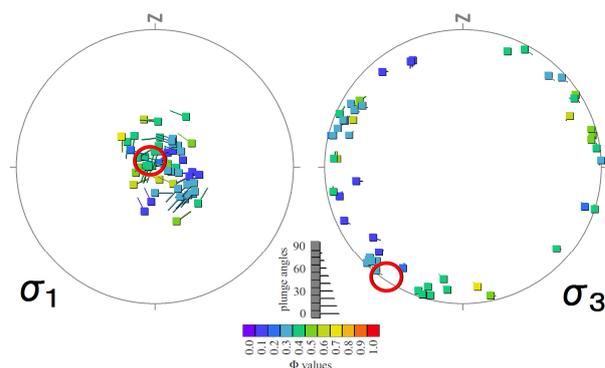


Fig. 15 Stress status and principle stress axes.

Stress states of Mw≥4.8 events drawn by the red and blue mechanisms in Fig. 14. Stereograms drawn as large circles are the lower hemispheres. The small squares in each stereogram show each stress state. The positions of small squares indicate σ1 or σ3 orientation. The colors of each square indicate stress ratio in 0.1 intervals. The tails on the left stereograms indicate the azimuth and the plunge angles of the stress statue of σ3 from that of σ1. Those on the right stereograms indicate those of σ1 from those of σ3. The red circles show the representative directions that the variances of misfit angles were minimal.

る概ね南北方向に節面を持つ正断層型の断層面に対して大きな正值のΔCFFを与えた(平塚・佐藤, 2011)。そのため、本震までの各地震に対するΔCFFは全て

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の特徴とその要因

0.5-0.7MPaの正值をとる。地球潮汐による地殻応力の日変化はおよそ 10^3Pa オーダーと言われており（たとえば鶴岡, 1995）、 ΔCFF はその数十倍に及ぶことから、いずれもクーロン応力の変化で説明可能である。本震以降の地震については、本震による応力変化も大きく影響する。4月11日20時42分の地震及び4月12日の最大余震の震源は、いずれもそれらの地震の持つ断層パラメータに対する ΔCFF の分布における正負の境界付近にあった。5.1.1でも述べたとおり、数百メートル以上の空間的精度でこれらの ΔCFF の正負を判定することは、困難である。しかし、いずれについても ΔCFF からも説明できる可能性を残している。

5.2 起震応力場

5.2.1 応力テンソルインバージョン

福島県から茨城県での地震活動の起震応力場を調査するために、気象庁CMT解を用いた応力テンソルインバージョンを実施した。解析には、Yamaji (2000), Otsubo and Yamaji (2006)による多重逆解析法を用いた。

福島県から茨城県にかけて、概ねFig. 1の範囲内で東北地方太平洋沖地震の発生から3ヶ月間に発生した地震のCMT解を用いて解析を行った。なお、以降の解析では地震の規模による重みづけを行わないため、より規模の小さな地震まで含めると、相対的に小さな地震の応力状態に結果が左右される可能性が増し、本活動領域全体の応力場の推定として適切な値が得られなくなるおそれが生じる。現に規模の下限を設けずに以降の解析を行った結果、満足な結果が得られなかった。そこで、本震の規模($M_w6.7$)とのマグニチュードの差が2.0未満の地震($M_w4.8$ 以上)に限って解析に用いることにした。なお、5.1.2で述べたとおり、東北地方太平洋沖地震及びその余効変動が最大余震に与える ΔCFF は負となり、最大余震は本震による局所的なクーロン応力変化がなければ発生する可能性が低かったと考えられる地震である。つまり、東北地方太平洋沖地震による広域的な応力場の変化と今回の地震活動の関係を議論する際に、最大余震を解析対象に加えることは不相当であることから、対象から外した。解析に用いた地震は11地震である(Fig. 14)が、本震は塩ノ平断層側と湯ノ岳断層側双方を解析対象としたため、実質的

には12地震である。震源過程解析を行った6地震(本震は2つの断層面それぞれを1つの地震と数える)についてはTable 2に示した断層パラメータを用い、それ以外の6地震についてはCMT解を用いた。

まず、実質12地震の発震機構解をもとに、各地震の応力状態を表示した(Fig. 15)。なお、Table 2の断層パラメータを用いた地震については、本来は共役な断層面について考慮する必要はないが、解析の都合上、Table 2で示した値に加えて、それと共役な断層面の値を求めて使用した。図で左側が最大応力圧縮軸(σ_1)に、右側が最小応力圧縮軸(σ_3)に対応する。ここで応力状態とは、任意に選びだした5つの断層面の組(全12地震の発震機構解の持つ24断層面の部分集合をなす。ただし同じ地震の両断層面を選ぶことはできない)をもっともよく説明できる応力場(応力軸とその応力比)のことである。ここで、選んだ5つ全ての断層面の断層パラメータを満足する応力場が決められることが前提である。具体的には、5つそれぞれの断層面に対して、応力場から期待される剪断方向(すべり角)と実際のすべり角の差が 20° の範囲で決められない組は除外される。また、断層面の数を5つとしているが、これは応力テンソルインバージョンの解が安定するとしてYamaji et al. (2011)が推奨した数である。ただし、断層面の組は $2^5_{12}C_5$ すなわち25,344通りあるため、除外された組を考慮しても、得られる応力状態のパターンは多数に及ぶ。そこで、得られた個々の応力状態を、60,000パターンの応力状態のどれかに当てはめていき、15以上の応力状態が重複したパターンだけをFig. 15に表示している。結果として、より多くの地震を説明できる応力状態だけが図に表示されることになる。プロットされている小さな四角形は検出された応力状態を示している。色の違いは応力比 Φ

$$\Phi = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3) \tag{1}$$

である。個々の四角形から伸びる直線は、 σ_1 の図上の応力状態ならばそれに対応する σ_3 の応力状態を示しており、方位角は直線の方角で、傾斜角は直線の長さであらわされる。Fig. 15を見ると、 σ_1 軸は概ね上下方向を、 σ_3 軸は概ね水平方向を向いていることが分かった。

ここではさらに、12 個の地震の持つ断層パラメータを全て説明できる σ_1 軸及び σ_3 軸を求め、応力場を明らかにした。解の評価は、CMT 解（震源過程解析を行った地震については得られたその結果）で得られているすべり角と、解析で得られる応力場から期待される剪断応力の方向との差（ミスフィット角）により評価した。CMT 解では 2 節面のうちどちらが断層面に対応するか分からないので、どちらか片方の節面でミスフィット角が 20° 以下であれば、その地震の発震機構解は、得られた応力場から説明できるものとみなした。震源過程解析を行った 6 地震については、震源過程解析で仮定した面についてのミスフィット角が 20° 以下であるように制約を課した。全 10 地震のうち出来るだけ多くの地震についてミスフィット角が 20° 未満となり、かつ各地震のミスフィット角の自乗平均が最も小さくなる応力場を最適解とみなした。

解析の結果得られた σ_1 軸及び σ_3 軸を、Fig. 15 に大きな赤い円で示す。その値と応力比を以下に示す。

σ_1 : (azimuth, plunge) = (317° , 84°)

σ_3 : (azimuth, plunge) = (213° , 1°)

σ_2 : (azimuth, plunge) = (123° , 6°)

Φ : 0.4

求めた主応力軸を見ると、3 月 23 日 07 時 36 分に発生した $M_w5.4$ の地震のミスフィット角は 23° であったが、それ以外の地震のミスフィット角は 20° 以下であった。3 月 23 日 07 時 12 分の地震（ミスフィット角 18° ）と 07 時 36 分の地震（同 23° ）及び 4 月 11 日 20 時 42 分の地震（同 20° ）は、 σ_3 軸が東北東-西南西方向にあるときにミスフィット角が小さくなる。両地震の震源を含む活動領域の北東部では、それ以外の地域とは σ_3 軸がやや異なっていた可能性がある。しかしいずれにせよ、大局的には σ_3 軸は少なくとも南北方向ではないことが分かった。

5.2.2 周辺の構造線とのテクトニックな関係

今回の地震活動の発生要因については様々な解釈がなされている。たとえば、産業技術総合研究所（2011）は、東北地方太平洋沖地震の余震分布から、福島県から茨城県にかけての地域に分岐断層があると推定し、この分岐断層がすべった場合に、周辺で引張りの差応力が生じるとした。川邊・中野（2011、

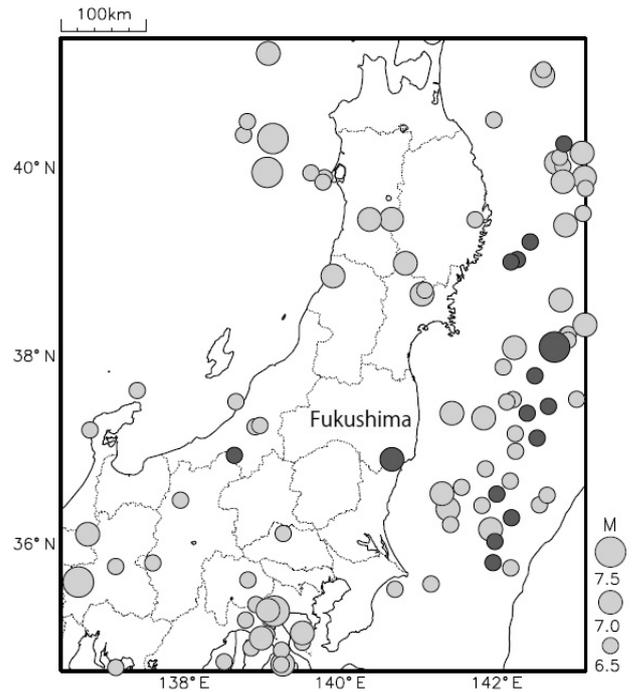


Fig. 16 Earthquake activities since 1885.

A map of the earthquakes whose depths are shallower than 30 km. The gray symbols indicate epicenters of earthquakes occurring before the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake, while the black symbols indicate those occurring after.

2012a, 2012b) は、東北地方太平洋沖地震によって東北地方が東西に伸長したことで、既存の断層や節理の割れ目が広がったことに着目している。特に福島県から茨城県にかけての地域は、内陸の浅発地震面が海寄りにやや傾斜していることに着目し、東北地方の伸長に伴って同地域が太平洋側へ重力的に滑動した可能性を指摘した。

とくに川邊・中野（2012a）では、本活動領域周辺で割れ目が開口し、それに伴う地下水位の低下を指摘している。このことは、5.2.1 で求めた応力場として、 σ_1 軸が上下方向にあることと調和的である。また川邊・中野（2011）は、地殻内の割れ目は既存の地質構造に依存して生じるものであるから、東北地方太平洋沖地震によって生じた東北地方南部から関東地方にかけての広域的な伸長ひずみの方位と、生じた割れ目は、必ずしも直交する必要がないことを示している。このことは、5.2.1 で得られた σ_3 軸が地域により多少ばらつきがあることを説明しうる。ただしその割れ目は同地域が東方向に滑動したことによる東西伸長を原因とするため、 σ_3 軸が南北方

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の特徴とその要因

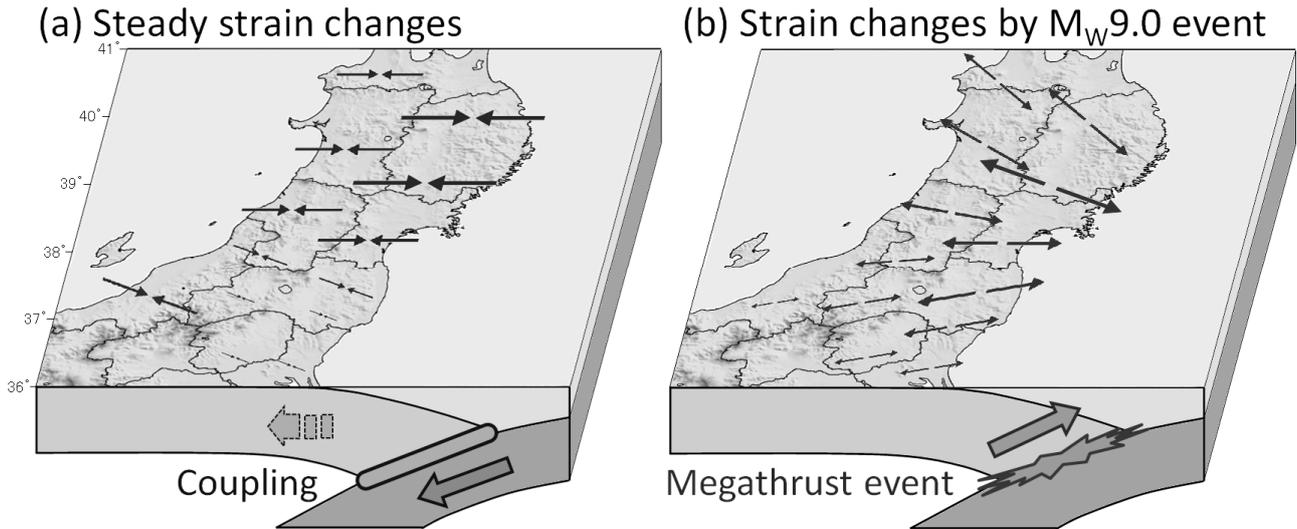


Fig. 17 Schematic depiction of strain changes in the Tohoku region before and after the M_w 9.0 event.
 (a) Steady strain changes before the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake (the M_w 9.0 event). Because of the subduction of the Pacific Plate and the coupling between the Pacific Plate and the land plate, the land had been compressed. Therefore, compressive strain had been accumulated in the northern and mid Tohoku region. In south-eastern Tohoku region including Fukushima Prefecture, little strain change had been observed. (b) Strain changes by the M_w 9.0 event. Compression of land plate was released and the strain changes of the land converted E-W extension. These figures are referred to GSI (2008, 2011). However lengths and directions of arrows of these figures are qualitative, not strict.

向では説明がつかない。5.2.1 で得られた σ_3 軸は少なくとも南北方向ではないことが示されており、5.2.1 で得られた応力場は川邊・中野 (2011) の説明と矛盾しない。

5.3 東北地方南部から関東地方にかけての地域で活動が活発化した理由

国土地理院 (2011) は GPS 連続観測記録をもとに、2010 年 4 月と 2011 年 4 月のデータから、日本列島のひずみ変化を求めている。東北地方太平洋沖地震により、東北地方南部から関東地方北部にかけての地域 (概ね北緯 36-38°) では、概ね東西方向に顕著な伸長ひずみが生じた。東北地方の概ね北緯 38-40° の範囲では、ひずみ変化の伸長軸が北西-南東方向にある。一方、平成 20 年 (2008 年) 岩手・宮城内陸地震発生前の、2007 年 4 月から 2008 年 4 月にかけてのひずみ変化 (国土地理院, 2008) が東北地方の定常的なひずみ変化を示していると仮定すると、北緯 36-38° の地域ではひずみ変化は小さく、同 38-40° の範囲では東西圧縮のひずみ変化があったと考えられる。

もし東日本の地殻内のひずみは定常的なひずみ変化の蓄積で表わされると仮定すると、北緯 38-40°

の範囲では東西方向に圧縮軸を持つひずみが蓄積していたことになり、2003 年 7 月 26 日の宮城県中部の地震や、平成 20 年 (2008 年) 岩手・宮城内陸地震等は、ひずみを解放する運動として説明できる。一方で、東北地方南部から関東地方北部にかけての地域では、東北地方北部に比べてひずみの蓄積が小さいために顕著な起震応力場が形成されず、東北地方太平洋沖地震以前の過去 100 年以上にわたり、地殻内で M_j 6.5 以上の顕著な地震は発生していなかった (Fig. 16, 17(a))。

東北地方太平洋沖地震の発生により、北緯 38-40° の範囲では、北西-南東方向に張力軸を持つ大きなひずみ変化が生じ、同地域で蓄積されていたひずみの一部が解放されたと考えられる。そのため、同地域の地殻内では、以前より東西方向に圧力軸を持つ逆断層型の地震が発生しにくくなっていると予想される。現に同地域において、東北地方太平洋沖地震の発生から 2011 年末までに発生した M_j 4.0 以上の地震は以下のものに限られる (Fig. 18) :

- (i) 東北地方太平洋沖地震の発生から 6 時間以内に発生したもの (1 個) : 東北地方太平洋沖地震の地球自由振動に励起された可能性等が考えられるため、必ずしもひずみ変化や応力

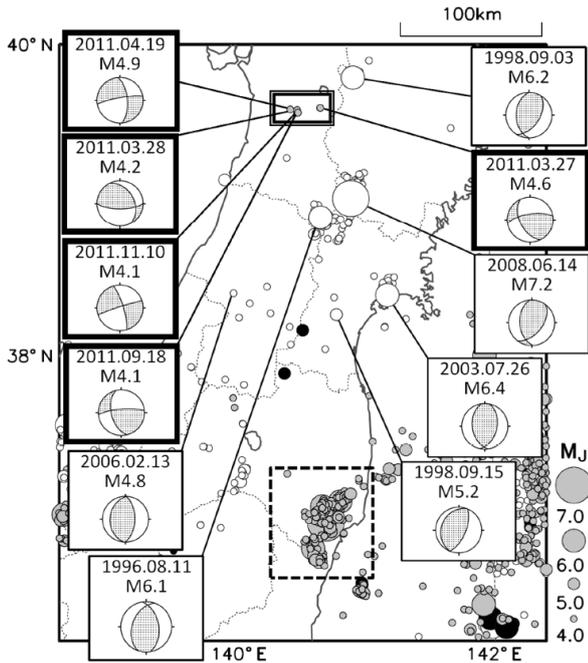


Fig. 18 Epicenter map of shallow earthquakes and focal mechanisms around the Tohoku region.

The $M_j \geq 4.0$ earthquakes from 1995 to the end of 2011 were plotted on the map that the depths of the hypocenters were shallower than 20 km. The gray circles indicate the epicenters of events occurring before the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake (the $M_w 9.0$ event) and the black circles indicate those occurring within 6 hours of the $M_w 9.0$ event. The gray circles indicate those occurring 6 hours or more after the $M_w 9.0$ event. The focal mechanisms are the results of CMT calculations. If CMTs could not be analyzed, focal mechanisms calculated by particle motions were plotted. The dotted-line's rectangle is the area of Fig. 1.

状態から説明できなくとも構わない

- (ii) 平成 20 年 (2008 年) 岩手・宮城内陸地震の余震 (1 個) : 余震域のローカルなひずみ変化も反映していると考えられるため、必ずしも東北地方全体のひずみ変化や応力状態から説明できなくとも構わない
- (iii) 秋田県 (Fig. 18 の橙色の枠内) で発生した地震 (5 個) : 発震機構解が求められた地震の解はいずれも北西-南東方向に張力軸を持つ型であり、東北地方太平洋沖地震後のひずみ変化を反映している可能性がある

一方、北緯 36-38° の範囲では、東西圧縮のセンスを持つ定常的なひずみの蓄積が小さかった。その

ため、東北地方北部に比べれば、もともと張力軸を持つ地震が発生しやすい環境にあった。東北地方太平洋沖地震により東西方向に張力軸を持つ大きなひずみ変化が生じたことにより、東西方向に張力軸を持つ地震がより発生しやすくなった可能性がある。今回の地震活動はこの応力変化により説明できる可能性がある (Fig. 17(b)).

6 今回の地震活動の普遍性に関する検討

6.1 陸羽地震との比較

今回の地震活動と同様に、プレート境界型の巨大地震発生後に内陸の地殻内で顕著な地震が発生する例がある。このうち、今回の地震と同様に、日本付近のプレート境界で $M_w 8$ 程度以上の地震が発生したのち数ヶ月以内に、その震源域から概ね 300km 以内の内陸の地殻内で $M_w 6.5$ 程度以上の地震が発生した地震と比較を行った。該当する地震として、1896 年の明治三陸地震の約 2 ヶ月半後に発生した陸羽地震と、1944 年の東南海地震の約 1 ヶ月後に発生した三河地震がよく知られている (たとえば、吾妻, 2011)。

陸羽地震は 1896 年 8 月 31 日 17 時 06 分に発生した $M 7.2$ の地震であり、秋田や神宮寺では烈震となった (中央気象台, 1897)。山崎 (1896, 1897) らの調査によると、明瞭な地表断層 (逆断層) を生じた。本震に先立ち 8 月 23 日頃から活発な前震活動が見られ、8 月 23 日 15 時 56 分と 8 月 31 日 16 時 42 分に強震を記録している。秋田では、8 月 31 日に 53 回、9 月 1 日に 49 回の揺れを記録する等の余震活動があった。

陸羽地震は、顕著な前震活動を伴った点で今回の地震に似ているが、前震が始まったのは明治三陸地震から 2 ヶ月以上経過した後であり、仮に誘発地震だとすれば、2 ヶ月間地震活動がなかったことが説明しづらい。

また、Tanioka and Satake (1996) による明治三陸地震の断層モデルから、陸羽地震の断層面解に及ぼす ΔCFF を求めた。陸羽地震の断層面解は山崎 (1896) の報告や、松田・他 (1980) 等の研究も踏まえて、走向 210° 、傾斜角 60° 、すべり角 90° に設定した。陸羽地震の震源の深さは 5km と仮定したが、これより多少浅くあるいは深くしても、陸羽地震の震源域周辺における結果は大きく変わらないことを確認した。媒質は半無限媒質を仮定し、摩擦係

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の特徴とその要因

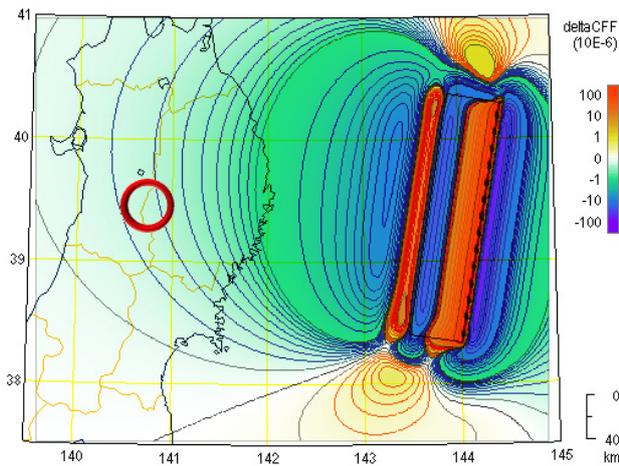


Fig. 19 Δ CFF on the Rikuu Earthquake due to the Meiji Sanriku Earthquake.

This value (per 10^{-6}) is normalized with the modulus of rigidity. If the modulus of rigidity was 30 GPa in the crust, Δ CFF must be multiplied by 3×10^{10} . For instance, around the epicentral area of the Rikuu Earthquake, which is enclosed in a red circle, the value in this figure is about -3×10^{-7} and Δ CFF is about -9×10^3 Pa. The fault model of the Meiji Sanriku Earthquake by Tanioka and Satake (1996) was adopted. The fault parameters for the Rikuu Earthquake were set to 210deg. of strike, 60deg. of dip, and 90deg. of rake with reference to Yamazaki (1896) and Matsuda et al. (1980).

数は 0.4 とした。結果を Fig. 19 に示す。5.1 における計算と同様に、図中の値は剛性率で規格化したものである。仮に地殻内の剛性率が 30GPa とすれば Δ CFF は負 (-9×10^3 Pa 程度) となり、広域の応力変化では陸羽地震の発生は説明がつかないことが示された。明治三陸地震と陸羽地震の関係については、今回の福島県浜通りから茨城県北部における地震活動のような特徴は見られなかったと言える。

6.2 三河地震との比較

三河地震は 1945 年 1 月 13 日 03 時 38 分に発生した $M_j 6.8$ の地震であり、震源周辺で住家の全壊率が 60% を超える等、強い揺れを生じた。深溝断層と横須賀断層の 2 つの断層に沿って明瞭な地表断層を生じた。震源域周辺では、前年の 12 月 8 日に $M_j 4.5$ の地震が発生する等、地震活動が活発化し、1 月 11 日 14 時 57 分には $M_j 5.7$ の前震が発生した。余震活動も極めて活発で、30 日間に $M_j 4.5$ 以上の余震が 45 回観測された。これは 2011 年 4 月 11 日に発生した

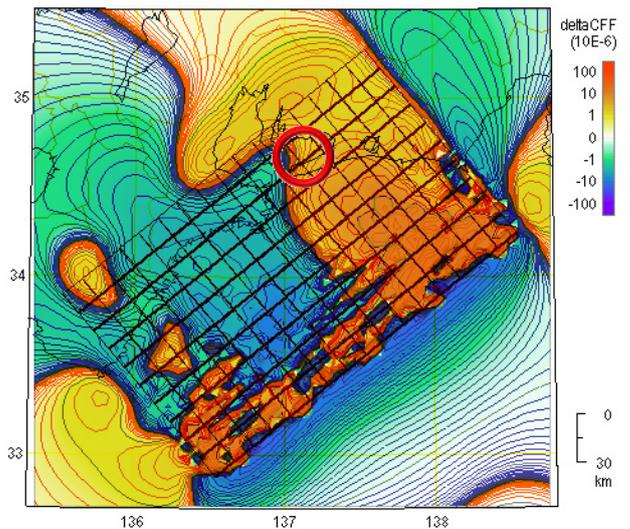


Fig. 20 Δ CFF on the Mikawa Earthquake due to the Tonankai Earthquake.

The normalization method is the same as that for Fig. 19. The red circle indicates the epicenter of the Mikawa Earthquake. The fault model of the Tonankai Earthquake by Yamanaka (2006) and the fault parameters for the Mikawa Earthquake by Takano and Kimata (2009) were adopted. Δ CFF around the hypocenter of Mikawa earthquake was about +0.06MPa when the modulus of rigidity was 30GPa in the crust.

今回の地震（30 日間に $M_j 4.5$ 以上の余震を 47 回観測）に匹敵する。三河地震は、1944 年 12 月 7 日の東南海地震の発生直後から周辺で地震活動が活発化しており、余震活動が極めて活発であった点で、今回の地震と共通する。

6.1 と同様に、東南海地震が三河地震の断層モデルに及ぼす Δ CFF を求めた。東南海地震については、Kanamori (1972), Ando (1975), Inouchi and Sato (1975), 相田 (1979), 藤井 (1980), Ishibashi (1981), Iwasaki (1981), Sagiya and Thatcher (1999), Kikuchi et al. (2003), Ichinose et al. (2003), 谷岡・馬場 (2004), 山中 (2004, 2006) 等の断層モデルが知られているが、ここでは近地強震波形をもとに Kikuchi et al. (2003) の問題点を解決した山中 (2006) のモデルを採用した。三河地震については、Ando (1974), 浜田 (1987), Kakehi and Iwata (1992), 山中 (2004), 青木・他 (2005), 高野・木股 (2009) 等の断層モデルがあり、ここでは余震分布と地表変位の両方を最もよく説明する高野・木股 (2009) のモデルを採用した。当時の観測から考えると、三河地震の震源の

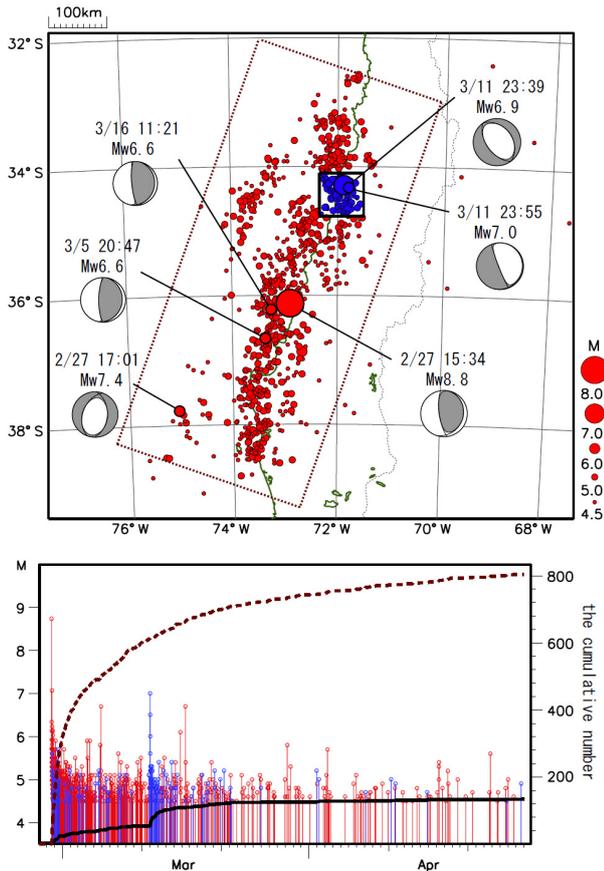


Fig. 21 Aftershock activities of the Maui Earthquake in Chile (M_w 8.8).

The $M \geq 4.5$ earthquakes in which the depths of hypocenters were shallower than 100 km within 60 days from the origin time of the Maui Earthquake in Chile (15:34, February 27 to April 27 on JST) were plotted on the map. The blue circles indicate the epicenters of events occurring in the small rectangular area. The graph below shows the time series of events occurring in the large dotted rectangular area on the map. The colors have the same meanings as those on the map. Small dots with lengthwise lines indicate each event. The solid black line is the cumulative number of events occurring in small rectangular area on the map painted blue. The dotted brown line shows it occurred in large dotted rectangular area except in the small rectangular area painted red. Additionally the focal mechanisms of $M_w > 6.5$ earthquakes are shown. Although the focal mechanisms of the main shock (M_w 8.8 event), the March 5 event, and the March 16 event were thrust type, those of two events occurring in small rectangular area were normal fault type. Hypocenters and focal mechanisms were obtained by USGS PDE (Preliminary Determination of Epicenters) and Global CMT.

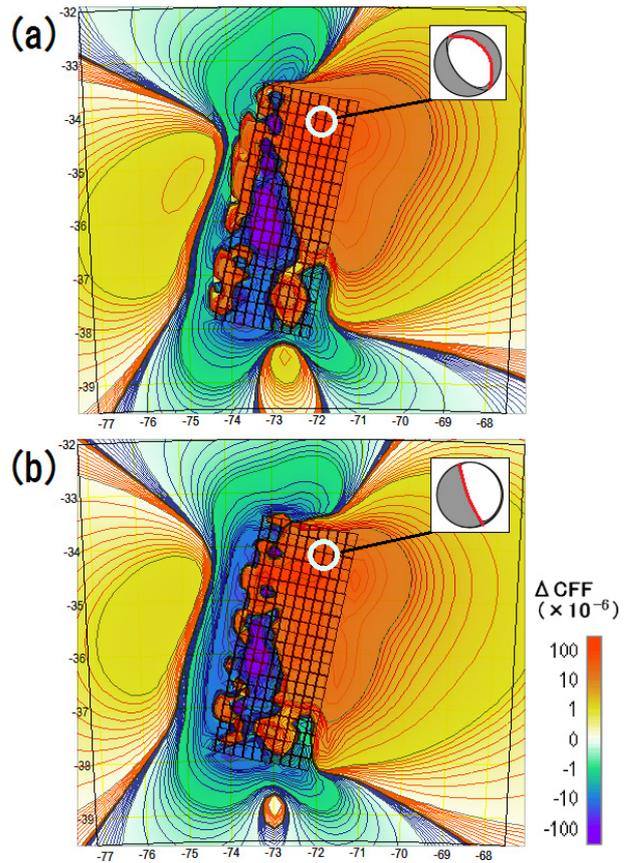


Fig. 22 Δ CFF on two inland earthquakes due to the Maui Earthquake in Chile (M_w 8.8).

The normalization method is the same as Fig. 19. (a) is the figure about the M_w 6.9 earthquake occurring at 23:39 on March 11 and (b) is about the M_w 7.0 one occurring at 23:55 on the same day. The white circles in each figure indicate the epicenters of the inland earthquakes. The fault model of the Maui Earthquake by JMA (2010) and the fault parameters of inland earthquakes by Global CMT were adopted. The fault planes for analysis are highlighted in red. Δ CFF around the hypocenter of each inland earthquake was about +0.5 to 1.0 MPa when the modulus of rigidity was 30GPa in the crust.

深さについて数 km の違いを議論するのは困難だが、上で挙げたいずれのモデルでも断層面は地表に達しており、かつ断層幅はせいぜい 10kmであることを考慮し、ここでは震源の深さは 5km と仮定した。結果を Fig. 20 に示す。地殻内の剛性率が 30GPa と仮定すれば、三河地震の震源周辺の Δ CFF は 6×10^4 Pa 程度の正值となった。5.1.2 と同様に考えると、概ね地球潮汐の数倍以上の影響があったと考えられることから、応力変化でも説明可能である。

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の特徴とその要因

このことから、三河地震には今回の地震との共通点が多く、プレート境界型の巨大地震が誘発した地震と見なすことができる。

6.3 近年世界で発生した事例

既に挙げた東南海地震後の三河地震の関係以外にも、プレート境界地震の後に内陸側で地震活動が活発化する事例がいくつかある。

たとえば、2004年12月26日に発生したスマトラ島西方沖の地震 ($M_w9.0$) 後にニコバル諸島東方沖で発生した群発地震活動が挙げられる。2004年の $M_w9.0$ の地震以前に同地域で散発的に発生していた地震の発震機構解はほぼ全て横ずれ断層型であったが、 $M_w9.0$ の地震後には正断層型の地震が多数発生した (Engdahl et al., 2007)。平塚・他 (2011) は、この群発地震活動について、 ΔCFF で説明可能であることを示したのに加えて、Riedel (1929) が示したリーデル剪断面からの説明を試みている。

また、2010年2月27日にチリ中部沿岸で発生した地震 ($M_w8.8$) 後には、内陸寄りの特定の場所で $M_w6.9$ と 7.0 の地震を含む活発な地震活動があった。これらの発震機構解が正断層型であった点は、今回の福島県浜通りの地震と共通する (Fig. 21)。この活動は Pichilemu Vichuquen 断層と呼ばれる、海溝軸に概ね平行な大断層 (Willner et al., 2009) の近傍で発生した。同断層は、定常的な東西圧縮場により形成された逆断層であるが、この地震活動は同断層そのものの活動ではなく、地震活動の広がりや各地震の発震機構解が持つ走向から、同断層に斜交する別の地震面と関連づけられている (Fariás et al., 2011)。

この地震について、6.1 及び 6.2 と同様に、 $M_w8.8$ の地震が内陸の2つの地震 (3月11日23時39分に発生した $M_w6.9$ の地震と、同日23時55分に発生した $M_w7.0$ の地震) の断層モデルに及ぼす ΔCFF を求めた。 $M_w8.8$ の地震については、気象庁 (2010) による遠地震源過程解析による断層モデルを採用し、内陸の2地震の断層パラメータは Global CMT 解を採用した。内陸の2地震の震源の深さは 10km と仮定した。Fig. 22 では、内陸の各地震について一方の節面について計算した結果を示している。地殻内の剛性率が 30GPa と仮定すれば、内陸の2地震の震源周辺の ΔCFF は $5\sim 10\times 10^6\text{Pa}$ 程度の正值となった。5.1.2 と同様に考えると、概ね地球潮汐の数十倍以上

の影響があったと考えられることから、応力変化で説明可能である。

これら以外にも、プレート境界型の巨大地震の後の内陸側の地震活動を網羅的に調査した。ここでは、1995年から2011年までに世界で発生した $M_w8.0$ 以上のプレート境界地震 13 事例について調査した。使用したデータは、国内の地震については気象庁一元化震源及び気象庁 CMT 解、海外の地震については米国地質調査所の震源データ (PDE: Preliminary Determination of Epicenters) 及び Global CMT 解である。1995年以降としたのは、同年から PDE に検知能力の向上が見られたほか、気象庁の CMT 解カタログが 1994年10月から作成されているためである。

各プレート境界型地震が発生してから2ヶ月間に、その震源域 (菊地・山中, YCU・EIC・NGY 各地震学ノートによる) から見て内陸側の概ね 150km 以内の範囲の深さ 40km 以内の場所で発生した地震を抽出した (Table 6)。

Table 6 で示した 13 事例のうち 6 事例で、プレート境界地震後に内陸側で地震活動が活発化していた。とくに、プレート境界地震の規模が $M_w8.5$ 以上の地震では、その後全て内陸側でも地震活動が発生している。東南海地震と三河地震との関係も含め、これらの活動には以下の共通する特徴があった：

1. 概ね $M5.5$ 程度以上の比較的規模の大きな地震を含む活発な活動となる。
2. プレート境界地震発生後せいぜい2日後には地震活動が発生する。ただしそれは典型的な本震-余震型ではなく、最大地震が発生するのは、プレート境界地震の発生から数時間後ないし数十日後まで幅がある。

さらに、日本の2事例 (今回の活動及び三河地震) と、2004年のスマトラ島西方沖の地震 ($M_w9.0$) 及び 2010年のチリ中部沿岸の地震 ($M_w8.8$) の後に見られた活動について以下の共通点が見られた。

3. 各地震活動中の個々の地震の発震機構解は、定常時に陸側のプレートの内部で発生する地震に多く見られる発震機構解 (東日本では東西方向に圧力軸を持つ逆断層型、中部日本以西では東西方向に圧力軸を持つ横ずれ断層型等) とは異なる型のものが多い。
4. 陸側のプレート内で発生する主要な地震は、プレート境界地震による ΔCFF で説明可能である。

Table 6 Inland seismic activities after $M_w \geq 8.0$ megathrust earthquakes around the world.

Megathrust earthquake (ME)			Inland seismic activities occurred within 2 months of the megathrust earthquake (ME)
Date (UTC)	Epicenter	M_w	
1995/7/30	Near coast of northern Chile	8.0	None.
1995/10/9	Near coast of Mexico	8.0	None.
1996/2/17	Papua region, Indonesia	8.2	After one day, a M_w 6.5 event with normal fault and M_w 6.4 event with strike slip fault occurred within 100km of the fault area of the ME. (From 1976 to 2012, aside from the aforementioned events, only two $M_w \geq 6.0$ events have occurred in this area.)
2001/6/23	Near coast of Peru	8.4	None.
2003/9/25	Hokkaido region, Japan (The Tokachi-oki Earthquake in 2003)	8.0	None.
2004/12/26	Sumatra region, Indonesia	9.0	Starting two days after the ME, more than 100 $M_w \geq 5.0$ earthquakes have occurred in or around the Nicobar Islands. The largest event (M_w 5.9) occurred after 52 days. (This was the most conspicuous activity since the 1970s in the area from Northern Sumatra to the Andaman Islands, except for around the plate boundary.)
2005/3/28	Sumatra region, Indonesia	8.6	Starting immediately after the ME, nine $m_b \geq 4.5$ earthquakes have occurred within 150km of the fault area of the ME. After 14 hours, an M_w 5.5 event with a strike slip fault occurred. (From 1976 to 2012, only nine $M_w \geq 5.5$ events have occurred.)
2006/5/3	Tonga	8.0	None.
2006/11/15	Kuril Islands	8.3	None.
2007/4/1	Solomon Islands	8.1	None.
2007/9/12	Sumatra region, Indonesia	8.5	Starting immediately after the ME, five $m_b \geq 4.5$ earthquakes have occurred within 150km of the fault area of the ME. After two days, a M_w 5.3 event with strike slip fault occurred. (From 1976 to 2012, aside from the aforementioned events, only 14 $M_w \geq 4.5$ events have occurred.)
2010/2/27	Offshore Chile (Maui Earthquake)	8.8	After 12 days, M_w 6.9 and 7.0 events with normal faults occurred. See Fig. 21.
2011/3/11	Tohoku region, Japan (The 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake)	9.0	After 31 days, M_w 6.7 events with normal faults occurred. See Fig. 1 and 3.

This table displays all $M_w \geq 8.0$ megathrust earthquakes occurring after 1995 around the world. M_w s of 2003/9/25 and 2011/3/11 events are referenced from JMA CMT solutions. Those of the other events are from Global CMT. m_b s are from USGS PDE. Fault areas are referenced from YCU/EIC/NGY seismology note (Kikuchi and Yamanaka).

5. プレート境界に平行または低角で交わる走向を持つ大規模な地殻構造（中央構造線，スマトラ断層，Pichilemu Vichuquen 断層）の周辺で発生する．今回の地震活動についても，活動初期に発生した 3 月 19 日 18 時 56 分の地震の震央は，棚倉構造線から約 8km の地点に位置する．

このような特徴を踏まえれば，今後，南海トラフ等，世界のいずれかのプレート境界で巨大地震が発生した場合にも，それより内陸側の浅部で同様の地震活動が発生する可能性がある．上記 1. から 5. で挙げた特徴が，海溝型の巨大地震発生後に見られる地

震活動に普遍的な性質のものであるか，今後慎重に検討する必要がある．

7 まとめ

平成 23 年 (2011 年) 東北地方太平洋沖地震後に，それまで地震活動が比較的静穏だった福島県から茨城県にかけての地域で地震が活発化した．4 月 11 日の M_w 6.7 の本震を挟んで M6 前後の規模の大きな地震が複数回発生した．また，本震は 2 枚の断層面を持つ複雑な破壊過程を示したが，余震分布や SAR 干渉画像を参考に，近地強震波形から断層面を推定す

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の特徴とその要因

ることが出来た。一連の活動は、東日本の陸域としては珍しいものであったが、 ΔCFF による説明が可能であった。また、応力テンソルインバージョンをもとに、東北地方太平洋沖地震後の応力場の変化から本地震活動の発生プロセスを示した。プレート境界型の巨大地震の後に発生する地殻内での顕著な活動として、三河地震等との共通点が見出される。先行する巨大地震に注目が集まりがちであるが、三河地震や今回の地震活動でも激しい揺れにより複数の死者を生じており、その発生メカニズムや普遍性の有無が明らかになれば防災上きわめて有意義である。今後の更なる研究が待たれる。

謝辞

本論で行った震源過程解析には、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。また、独立行政法人防災科学技術研究所の強震観測網(K-NET, KiK-net)及び高感度地震観測網(Hi-net)の観測波形及び東北大学の観測波形を使用した。本震の予備解析には Kikuchi and Kanamori (2003) による遠地実体波を用いた震源過程解析プログラムを使用した。InSAR 干渉画像解析結果は、気象研究所の安藤忍氏より提供頂いた。GPS から求められた平成 23 年(2011 年)東北地方太平洋沖地震及びその後の太平洋プレートと陸のプレートの間のすべりの分布データは、国土地理院の水藤尚博士より提供頂いた。東南海地震の震源過程解析結果は、名古屋大学の山中佳子准教授より提供頂いた。震源プロット及び震源の再計算には、気象庁一元化震源及び検測値を用いた。海外の地震の計数にはハーバード大学とコロンビア大学による Global CMT 解及び米国地質調査所の PDE 震源を使用した。図の描画には、横山(1997)による震源表示プログラム、Wessel and Smith (1998)による GMT を使用した。また、本論を丁寧に査読して頂いた、気象庁地震火山部の橋本徹夫氏と、迫田浩司氏には、有益なご助言を多数頂いた。この研究は、気象庁地震火山部における東北地方太平洋沖地震勉強会での議論を経て執筆したものであり、部内関係官からも多くの知見を頂いた。記して感謝の意を表する。

文献

相田 勇 (1979): 1944 年東南海地震津波の波源モデ

ル, 東京大学地震研究所彙報, **54**, 329-341.
 青木重樹・浜田信生・吉田康宏 (2005): 一元化震源でみる余震活動度の高い過去の内陸地震の痕跡—1945 年三河地震 ($M_{JMA}6.8$) と 1943 年鳥取地震 ($M_{JMA}7.2$)—, 日本地震学会秋季大会, P052.
 吾妻 崇 (2011): 海溝型巨大地震に誘発された内陸活断層地震の緊急調査, AFERC NEWS, **23**, 1-7.
 阿南修司・脇坂安彦・佐々木靖人・品川俊介・日外勝仁・安元和己・江口貴弘 (2011): 平成 23 年 4 月 11 日福島県いわき市の地震による地表地震断層, 日本応用地質学会研究発表会講演論文集 平成 23 年, 237-238.
 栗田泰夫・楳原京子・杉山雄一・吉岡敏和・吾妻 崇・安藤亮輔・丸山 正 (2011): 2011 年 4 月 11 日福島県浜通りの地震に伴う湯ノ岳・藤原断層の地表変位ベクトル, 地震予知連絡会報, **86**, 170-172.
 安藤 忍 (2012): 陸域観測技術衛星「だいち」(ALOS) PALSAR を用いた合成開口レーダ(SAR)の干渉解析, 気象庁技術報告第 133 号.
 石山達也・佐藤比呂志・杉戸信彦・越後智雄・伊藤谷生・加藤直子・今泉俊文 (2011): 2011 年 4 月 11 日の福島県浜通りの地震に伴う地表地震断層とそのテクトニックな背景, 地球惑星科学連合大会, MIS036-P105.
 活断層研究会 (1991): 新編日本の活断層—分布図と資料, 東京大学出版会, 24-31.
 川邊孝幸・中野啓二 (2011): 平成 23 年(2011 年)東北地方太平洋沖地震に伴う温泉湧出異常と余震分布・地質構造, 地球惑星科学連合大会, MIS036-P84.
 川邊孝幸・中野啓二 (2012a): 地震時のローカル応力のベクトル変化の指標としての温泉湧出異常, 地球惑星科学連合大会, SCG68-P01.
 川邊孝幸・中野啓二 (2012b): 2011 年東北地方太平洋沖地震による誘発地震の震源分布と地質構造から推定される誘発地震の発生メカニズム, SCG74-P08.
 菊地正幸・山中佳子: YCU 地震学ノート, EIC 地震学ノート, NGY 地震学ノート,
http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/sanchu/Seismo_Note/YCU_report/,
http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/sanchu/Seismo_Note/,
http://www.seis.nagoya-u.ac.jp/sanchu/Seismo_Note/
 (各 2012 年 11 月 9 日閲覧).
 気象庁 (2010): 2010 年 2 月 27 日 15 時 34 分チリ中部沿岸の地震(Mw8.8),
<http://www.data.jma.go.jp/svd/eqev/data/world/20100>

- 227/srcproc201002271534.html (2014 年 3 月 25 日 閲覧).
- 国土地理院 (2008): GPS 連続観測から推定した日本列島の歪み変化, 第 177 回地震予知連絡会資料, <http://cais.gsi.go.jp/YOCHIREN/activity/177/image177/002.pdf> (2012 年 3 月 1 日閲覧).
- 国土地理院 (2011): GPS 連続観測から推定した日本列島の歪み変化, 第 191 回地震予知連絡会資料, <http://cais.gsi.go.jp/YOCHIREN/activity/191/image191/002.pdf> (2012 年 2 月 16 日 閲覧).
- 産業技術総合研究所 (2011): 茨城県・福島県境の海岸付近の応力場はなぜ正断層場なのか?, 地震予知連絡会報, **86**, 167-169.
- 水藤 尚・西村卓也・小沢慎三郎・飛田幹男・原慎一郎・矢来博司・矢萩智裕・木村久夫・川元智司 (2011): GEONET による平成 23 年 (2011 年) 東北地方太平洋沖地震に引き続いて発生している余効変動と余効すべりモデル, 国土地理院時報, **122**, 39-46.
- 水藤 尚・西村卓也・小林知勝・小沢慎三郎・飛田幹男・今給黎哲郎 (2012): 2011 年 (平成 23 年) 東北地方太平洋沖地震に伴う地震時および地震後の地殻変動と断層モデル, 地震 2, **65**, 95-121.
- 杉戸信彦・石山達也・越後智雄・佐藤比呂志・加藤直子・今泉俊文 (2011): 2011 年 4 月 11 日の福島県浜通りの地震に伴う地表地震断層とその変位量分布 (速報), 地球惑星科学連合大会, MIS036-P106.
- 高野和友・木股文昭 (2009): 1945 年三河地震 (M=6.8) に伴う地殻変動と震源断層モデルの再検討, 地震 2, **62**, 85-96.
- 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.
- 谷岡勇一郎・馬場俊孝 (2004): 津波波形インバージョンによる 1944 年東南海地震の滑り量分布再解析, 月刊地球, **26**(11), 754-758.
- 中央气象台 (1897): 明治二十九年中央气象台年報.
- 堤 浩之・遠田晋次 (2012): 2011 年 4 月 11 日に発生した福島県浜通りの地震の地震断層と活動履歴, 地質学雑誌, **118**, 559-570.
- 鶴岡 弘 (1995): 地震発生における地球潮汐の影響とその解釈, 東北大学大学院理学研究科博士論文.
- 遠田晋次 (2011): 「余震と誘発地震について」概要, 地震予知連絡会報, **86**, 654-657.
- 遠田晋次 (2012): 東北地方太平洋沖地震による首都直下への応力伝播と誘発地震活動の減衰モデル, 地震予知連絡会報, **88**, 509-512.
- 内藤宏人・吉川澄夫 (1999): 地殻変動解析支援プログラムの開発, 地震 2, **52**, 101-103.
- 中田 高・今泉俊文 (2002): 活断層詳細デジタルマップ, 東京大学出版会.
- 浜田信生 (1987): 日本列島の内陸部に発生した被害地震に伴う地震活動の再調査とその地震学的意義, 気象研究所研究報告, **38**, 77-156.
- 引間和人 (2012): 2011 年 4 月 11 日福島県浜通りの地震 (M_j7.0) の震源過程—強震波形と再決定震源による 2 枚の断層面の推定—, 地震 2, **64**, 243-256.
- 平塚晋也・佐藤魂夫 (2011): 2011 年東北地方太平洋沖地震による応力場の変化, 地球惑星科学連合大会, MIS036-P110.
- 平塚晋也・佐藤魂夫・古川信雄 (2011): 2004 年スマトラ・アンダマン地震に伴う群発地震活動の発生メカニズム, 地震 2, **64**, 33-45.
- 藤井陽一郎 (1980): 関東・東海地方の地殻変動と 1944 年東南海地震の波源域, 地震: 地震学者と地質学者との対話, 東海出版社, 41-63.
- 松田時彦・山崎晴雄・中田 高・今泉俊文 (1980): 1896 年陸羽地震の地震断層, 地震研究所彙報, **55-3**, 798-855.
- 丸山 正・吉見雅行・斎藤英二・齋藤 勝 (2012): 変動地形・古地震学的検討に基づく 2011 年 4 月 11 日福島県浜通りの地震に関連する断層の活動性, AFERC NEWS, **34**, 1-9.
- 山崎直方 (1896): 陸羽大地震略報, 地質学雑誌, **4**, 14-21.
- 山崎直方 (1897): 陸羽地震調査概報, 震災予防調査会報告, **11**, 50-74.
- 山中佳子 (2004): 1944 年東南海地震と 1945 年三河地震の震源過程, 月刊地球, **26**(11), 739-745.
- 山中佳子 (2006): 再考—1944 年東南海地震—, 日本地震学会秋季大会, A019.
- 横山博文 (1997): X ウインドウシステムを用いた地震活動解析プログラム, 験震時報, **60**, 37-51.
- 脇坂安彦・阿南修司・佐々木靖人・浅井健一・品川俊介・日外勝仁・林 浩幸・安元和己・江口貴弘 (2011): 地形・地質, 平成 23 年 (2011 年) 東北地方太平洋沖地震土木施設災害調査速報, 土木研究所資料, **4202**, 12-39.
- Ando, M. (1974): Faulting in the Mikawa earthquake of

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の特徴とその要因

- 1945, *Tectonophysics*, **22**, 173-186.
- Ando, M. (1975): Source mechanisms and tectonic significance of historical earthquakes along the Nankai trough, Japan. *Tectonophysics*, **27**, 119-140.
- Ando, S. (2012): Interferometry analysis of synthetic aperture radar (SAR) by Advance Land Observing Satellite DAICHI (ALOS) PALSAR, Technical Report of the Japan Meteorological Agency, **133**. (in Japanese)
- Bouchon, M. (1981): A simple method to calculate Green's function for elastic layered media, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **71**, 959-971.
- Engdahl, E. R., A. Villaseñor, H. R. DeShon and C. H. Thurber (2007): Teleseismic relocation and assessment of seismicity (1918-2005) in the region of the 2004 M_w 9.0 Sumatra-Andaman and 2005 M_w 8.6 Nias Island Great Earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **97**, 1A, S43-S61.
- Fariás, A., D. Comte, S. Roecker, D. Carrizo and M. Pardo (2011): Crustal extensional faulting triggered by the 2010 Chilean earthquake: The Pichilemu Seismic Sequence, *Tectonics*, **30**, TC6010.
- 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.
- GSI (2008): Strain changes of Japanese islands estimated from continuous GPS observations data, The Coordinating Committee for Earthquake Prediction, Japan, **177**, <http://cais.gsi.go.jp/YOCHIREN/activity/177/image177/002.pdf> (2012年3月1日閲覧, in Japanese).
- GSI (2011): Strain changes of Japanese islands estimated from continuous GPS observations, The Coordinating Committee for Earthquake Prediction, Japan, **191**, <http://cais.gsi.go.jp/YOCHIREN/activity/191/image191/002.pdf> (2012年2月16日 閲覧, in Japanese).
- Ichinose, G. A., H. K. Thio, P. G. Somerville, T. Sato and T. Ishii (2003): Rupture process of the 1944 Tonankai earthquake (M_s 8.1) from the inversion of teleseismic and regional seismograms, *J. Geophys. Res.*, **108**, 2497.
- 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.
- Inouchi, N. and H. Sato (1975): Vertical crustal deformation accompanied with the Tonankai earthquake of 1944, *Bull. Geogr. Surv. Inst.*, **21**, 10-18.
- Ishibashi, K. (1981): Specification of a soon-to-occur seismic faulting in the Tokai district, central Japan, based upon seismotectonics. Earthquake prediction – An international review, Maurice Ewing Series 4, 297-332.
- Iwasaki, T. (1981): Theoretical study on the surface deformations in a medium with viscoelastic layers (surface loads and dislocation sources) – Rheological structure of the upper mantle, Ph. D. Thesis, Univ. of Tokyo.
- JMA (2010): Near the coast of central Chile earthquake at 15:34 on February 27, 2010 (M_w 8.8), <http://www.data.jma.go.jp/svd/eqev/data/world/20100227/srcproc201002271534.html> (2014年3月25日閲覧, in Japanese)
- Kakehi, Y. and T. Iwata (1992): Rupture process of the 1945 Mikawa earthquake as determined from strong motion records, *J. Phys. Earth*, **40**, 635-655.
- Kanamori, H. (1972): Tectonic implication of the 1944 Tonankai and the 1946 Nankaido earthquake. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **5**, 129-139.
- 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., M. Nakamura and K. Yoshikawa (2003): Source rupture process of the 1944 Tonankai earthquake and the 1945 Mikawa earthquake derived from low-gain seismograms, *Earth Planet Space*, **55**, 159-172.
- Kikuchi, M. and H. Kanamori (2003): Note on teleseismic body-wave inversion program, <http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/ETAL/KIKUCHI/> (2011年4月11日閲覧).
- Kikuchi, M. and Y. Yamanaka: YCU seismology note, EIC seismology note, NGY seismology note, http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/sanchu/Seismo_Note/YC_U_report/, http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/sanchu/Seismo_Note/,

- http://www.seis.nagoya-u.ac.jp/sanchu/Seismo_Note/
(各 2012 年 11 月 9 日閲覧, in Japanese).
- Kobayashi, T., M. Tobita, M. Koarai, T. Okatani, A. Suzuki, Y. Noguchi, M. Yamanaka, and B. Miyahara (2012): InSAR-derived crustal deformation and fault models of normal faulting earthquake (Mj7.0) in Fukushima-Hamadori area, *Earth Planet Space*, **64**, 1209-1221.
- 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.
- Matsuda, T., H. Yamazaki, T. Nakata, and T. Imaizumi (1980): The surface faults associated with the Rikuu Earthquake of 1896, *Bulletin of the Earthquake Research Institute, University Tokyo*, **55-3**, 798-855. (in Japanese)
- Nakata, T. and T. Imaizumi (2002): *Digital active fault map of Japan*, University of Tokyo Press. (in Japanese)
- Okada, Y (1992): Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **82**, 1018-1040.
- Otsubo, M., and A. Yamaji (2006): Improved resolution of the multiple inverse method by eliminating erroneous solutions, *Computers & Geosciences*, **32**, 1221-1227.
- Riedel, W. (1929): Zur mechanic geologischer brucherscheinungen. *Centralblatt fur Mineralogie, Geologie, und Paleontologie* 1929B, 453.
- Sagiya, T. and W. Thatcher (1999): Coseismic slip resolution along a plate boundary megathrust: The Nankai Trough, southwest Japan, *J. Geophys. Res.*, **104**, 1111-1129.
- Takano, K. and F. Kimata (2009): Re-examination of ground deformation and fault models of the 1945 Mikawa Earthquake (M=6.8), *ZISIN*, **62**, 85-96. (in Japanese)
- Tanioka, T. and K. Satake (1996): Fault parameters of the 1896 Sanriku tsunami earthquake estimated from tsunami numerical modeling, *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 1549-1552.
- Wakisaka, Y., S. Anan, Y. Sasaki, K. Asai, S. Shinagawa, K. Agui, H. Hayashi, K. Yasumoto and T. Eguchi (2011): The topography and the geology, Quick report on damage to infrastructures by the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake, *Technical Note of Public Works Research Institute*, **4202**, 12-39. (in Japanese)
- Waldhauser, F. and W. L. Ellsworth (2000): A Double-Difference Earthquake Location Algorithm: Method and Application to the Northern Hayward Fault, California, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **90**, 1353-1368.
- Wessel, P. and W. H. F. Smith (1998): New improved version of the Generic Mapping Tools released, *EOS Trans. AGU*, **79**, 579.
- Williner, A. P., P. P. Richter and U. Ring (2009): Structural overprint of a late Paleozoic accretionary system in north-central Chile (34° -35°) during post-accretionary deformation, *Andean Geology*, **36**, 17-36.
- Yamaji, A. (2000): The multiple inverse method: A new technique to separate stresses from heterogeneous fault-slip data, *Journal of Structural Geology*, **22**, 441-452.
- Yamaji, A., K. Sato, and M. Otsubo (2011): *Multiple Inverse Method Software Package User's Guide*.
- Yamanaka, Y. (2006): Source process of the Tonankai Earthquake in 1944, *Seismological Society of Japan Fall Meeting*, A019. (in Japanese)
- Yamazaki, N. (1896): The summary report of the Rikuu Great Earthquake, *Journal of the Geological Society of Japan*, **4**, 14-21. (in Japanese)

(編集担当 坂井孝行・森 滋男)