

# 2011年4月11日福島県浜通りの地震 ( $M_j$ 7.0) 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—

東京電力株式会社\* 引間和人

## Rupture Process of the April 11, 2011 Fukushima Hamadori Earthquake ( $M_j$ 7.0)

—Two Fault Planes Inferred from Strong Motion and Relocated Aftershocks—

Kazuhito HIKIMA

Tokyo Electric Power Company, 1-1-3 Uchisaiwai-cho, Chiyoda-ku, Tokyo 100-8560, Japan

(Received December 20, 2011; Accepted April 11, 2012)

The rupture process of the April 11, 2011 Fukushima Hamadori earthquake ( $M_j$  7.0), which is one of the induced earthquakes by the 2011 Tohoku earthquake ( $M_w$  9.0), is investigated using near-field strong motion waveforms. After the Fukushima Hamadori earthquake, distinct normal fault type surface ruptures were recognized in the source area. Those surface ruptures line up along the previously-known fault traces, Idosawa fault and Yunotake fault, which exist about 10 km apart each other in echelon. We first apply the iterative decomposition method to confirm that these faults acted at the almost same instant whether or not. Additionally, relocation of hypocenters of aftershocks using double-difference method is performed. These results show that the two normal faults slipped with the delay of about 10 s. Two fault segments are assumed according to those results and the multi time window inversion method is applied to determine detailed rupture process on the faults. As the result, total moment of  $1.1 \times 10^{19}$  Nm ( $M_w$  6.6) and the maximum slip of 2.5 m on the Idosawa segment are recovered. The result shows that the Idosawa segment acted first and the Yunotake segment slipped after that. Finally, the static Coulomb failure stress change ( $\Delta CFF$ ) on the Yunotake segment gained by the slip on the Idosawa segment is calculated. The  $\Delta CFF$  in the large slip area on the Yunotake segment is positive and it suggests that the stress change gained by the Idosawa segment induced the slip on the Yunotake segment.

Key words: Source process, Fukushima Hamadori earthquake, Strong motion, Stress change, Triggering

### §1. はじめに

2011年3月11日に発生した東北地方太平洋沖地震 ( $M_w$  9.0) は東北地方から関東北部の沖合の太平洋プレート上面で発生した超巨大地震であり、その津波・地震動によって、極めて大きな被害を及ぼした〔気象庁(2011a)〕。また、その震源域の広がりおよび地震時すべり量の大きさから、日本付近の地殻応力変化への影響は大きく、プレート境界・プレート内の地震活動はもとより、地震発生直後から東日本を中心に、地殻内地震の活動も極めて活発な状態となり、 $M6\sim7$  クラスの地震も

多数発生している〔地震調査研究推進本部(2011)〕。

東北地方太平洋沖地震の発生から1ヶ月後の4月11日17時16分には福島県浜通りで  $M_j$  7.0 の地震が発生した。この地震では最大震度6弱を観測し、4人の方が亡くなるなど大きな被害を生じた〔気象庁(2011b)〕。福島県浜通り～茨城県北部の広い範囲では東北地方太平洋沖地震の発生直後から地震活動が活発化し、3月11日以前には殆ど見られなかった正断層型の地震が多く発生していた〔例えば、Kato *et al.* (2011)〕。4月11日の地震の発生前は、福島県浜通りおよび茨城県北部で地震活動が見られたが、4月11日の地震はそれらの活動域を埋めるような場所で発生した(Fig. 1)。

\* 〒100-8560 東京都千代田区内幸町 1-1-3

4月11日の地震の発生後に行われた現地調査では、震源域で西側が低下する正断層型の地表地震断層が確認された〔例えば、石山・他(2011), 粟田・他(2011a)〕。これらの地表断層は既に知られていた井戸沢断層, 湯ノ岳断層の地表トレース〔活断層研究会(1991)〕とほぼ一致しており、これらの断層と地震との関連が指摘されている。しかし、井戸沢断層と湯ノ岳断層の地表トレースは、直感的には同時活動が考え難い斜行した位置関係にあり、また、地震後に確認された地表断層の分布のみではそれらの活動の時間推移を知ることはできないため、両者がともに4月11日17時16分の地震時に活動したことが自明とは言えない。一方、両者がともに活動した場合には、別の断層面がほぼ同時に動いたことになることから、それらの関係を考察する上で地震時のすべり分布を知ることは重要である。また、地震時に観測された強震動の生成要因を考えるためにも、断層運動の詳細を知ることが必要である。

そこで、本研究では震源域周辺で観測された強震波形記録を使い、断層面上での地震時すべりの時空間分布を推定した。2章では、最初にすべり分布を推定する断層面を決めるために、反復はぎ取り法〔Kikuchi and Kanamori(1991)〕により、主に地震動を放出した位置の推定を行った結果を示す。さらに、Double-Difference(DD)法〔Waldhauser and Ellsworth(2000)〕による震源再決定もを行い、地震発生後の詳細な余震分布の推定を行った。これらの結果と地表地震断層のトレースを参考に、断層面の幾何形状を決定した。3章では、強震波形を使い断層面上でのすべり分布の推定を行った結果を示す。4章では得られた結果に対するいくつかの議論を行う。特に、すべり分布をもとに断層運動に伴う応力変化を計算し、地震時の断層活動について考察する。5章で本研究のまとめを記す。

## §2. 断層モデルの設定

### 2.1 反復はぎ取り法による点震源を仮定した解析

地震発生後に行われた現地調査〔例えば、石山・他(2011), 粟田・他(2011a)〕によれば、井戸沢断層および湯ノ岳断層(Fig. 1)のそれぞれに沿う位置およびその延長上で地表地震断層が確認されている。また、干渉合成開口レーダー(InSAR)解析結果〔国土地理院(2011)〕でも、井戸沢断層、湯ノ岳断層付近を境に変位の不連続が確認されており、今回の地震で両断層に関連した活動があったものと推定される。しかし、いずれも地震後しばらく経過した後の調査であり、これらの結果のみでは両断層の活動の時間経過を明らかにすることはできない。気象庁一元化震源では、4月11日17時16分の地震（以

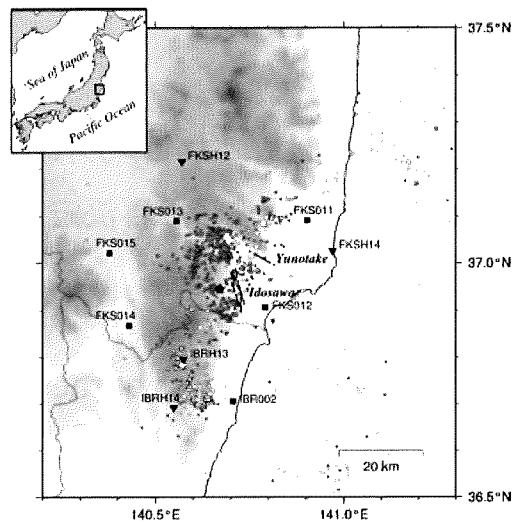


Fig. 1. Location map of the Fukushima Hamadori earthquake. The star denotes the epicenter [JMA (2011b)]. Shallow earthquakes, larger than  $M3$  which occurred within two month after the 2011 Tohoku earthquake, are shown with circles. White and gray circles correspond to the earthquakes before and after the main shock, respectively. K-NET and KiK-net stations used in this study are shown by squares and reverse triangles, respectively. Bold black lines represent the traces corresponding to the Idosawa and the Yunotake faults [The research group for active faults of Japan (1991)].

下、本研究ではこの地震を本震と呼ぶ）の震央は井戸沢断層付近に位置していることから(Fig. 1), 本震時に井戸沢断層が活動したと考えることはできる〔例えば、武藤・他(2011)〕。しかし、湯ノ岳断層も本震時に活動したかどうかは、観測された地震波形などを使って検討する必要がある。

まずは震源近傍の地震観測記録の特徴についての確認を行う。Fig. 2には震源近傍のK-NET, KiK-net観測点で得られた加速度波形を積分して速度波形にしたものを作成した。複数の観測点の記録で明瞭に2つの波群が確認されることから、この地震はマルチプルショックであったものと推定できる。両者の時間差は8~10秒程度である。しかし、波形の確認だけからはそれぞれの波群の発生源を推定することは難しい。そこで、以下では複数の点震源を仮定しモーメントテンソル解を求める解析を行い、おおよその断層活動を推定する。

解析はKikuchi and Kanamori(1991, 2004)による反復はぎ取り法により行った。この手法では、まず観測波形に対して予め格子状に配置した点震源のうち最適な地点・時刻でのモーメントテンソル解を決定した後に、そ

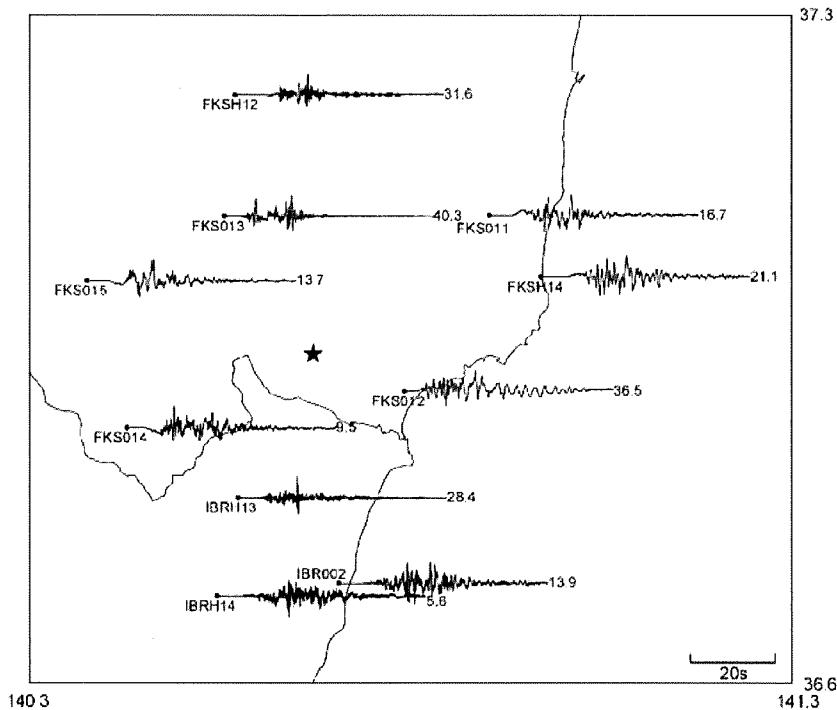


Fig. 2. Example of observed waveforms. Velocity waveforms of EW components, which are integrated from observed acceleration waveforms, are shown. The value following the trace shows the maximum velocity in cm/s.

の震源により計算される波形を観測波形から引き去り、さらに残りの波形から別の点震源の解を求める、という手順で複数の点震源の位置と発生時刻を順次推定する。Kikuchi and Kanamori (2004)によるプログラムは遠地実体波をデータとして解析を行うものとなっているが、ここでは近地強震波形を使った解析を行うように改良して使用した。この解析では、震源位置の設定に制約があるために得られる解の精度はやや劣るが、複数震源のメカニズム解をおおよその位置とともに推定できるため、断層モデルの設定を行う目的には有効である。

理論地震波形であるグリーン関数は、Kohketsu (1985)により計算を行った。その際に必要な水平成層速度構造モデルは、防災科学技術研究所 J-SHIS の深部地盤モデル [藤原・他 (2009)] から各観測点直下の速度構造を抽出して設定した。藤原・他 (2009) では地震基盤以浅の構造のみが示されているため、これよりも深部には各観測点共通に福山・他 (1998) の構造モデルを接続して計算に用いた。観測波形として、震源近傍の K-NET, KiK-net の 10 観測点の 3 成分の地表波形を解析に用いた (Fig. 1)。これらを積分した速度波形に、通過帯域が 0.03 ~ 0.2 Hz のバンドパスフィルタを適用し、地震発生から 30 秒間の波形を 0.2 秒間隔でリサンプリングして使用した。

反復はぎ取り法では、本震の震源位置を基準として水平方向に 2 km 間隔、鉛直方向に 1 km 間隔の面状に点震源を配置し複数の点震源でのメカニズム解を求めた。震源は水平方向には直線状に配置するが、その方向については方位角を変えながら解析を行い、最終的な解を得る際に設定した方位角は残差の大きさを考慮して決定した。

Fig. 3 には反復はぎ取り法による解析結果として求まった点震源の位置とメカニズム解を、また、Fig. 4 にはその時の観測波形と計算波形の比較を示す。この結果は点震源を北から東に 35° の方位角の線上に配置して解析したものである。また、求める点震源の数は試行錯誤により 3 つとした。moment rate function に示すように、地震発生から 2.2 秒後、4.6 秒後、そして 9.6 秒後に、いずれも正断層型のメカニズム解が求まった。それらの位置は、それぞれ震源から北東側に 4 km, 2 km, 8 km の位置である。なお、それぞれの深さは 2 km, 8 km, 4 km と求まった。

この反復はぎ取り法解析では、各点震源では同一時間幅の震源時間関数（本解析では、Fig. 3 に示すように幅 3 秒の台形とした）を仮定しているために、一連の地震活動が複数の点震源として表現されることがある。それを考慮すると、1, 2 番目の震源は、時間・空間が近接

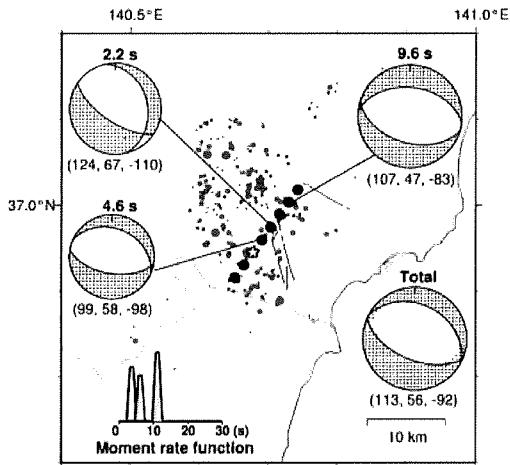


Fig. 3. Result of the analysis using the iterative decomposition method of the Fukushima Hamadori earthquake. The star denotes the epicenter. Black circles show the positions of assumed point sources. Resultant three sources and total mechanism solution are represented in lower hemisphere projection. The values above the solutions denote the lapse times after the occurrence of the earthquake. The parentheses under the solutions denote strike, dip and rake angles in degree for each solution. Gray circles are epicenters of the aftershocks which occurred between the main shock and the April 12 largest aftershock. The moment rate function is also plotted.

していることから一つの活動と解釈可能である。一方、3番目の点震源は空間的にやや離れており、時間も遅れているので、別な活動であると考えられる。これらは観測波形に見られる2つの波群に相当している。

## 2.2 DD 法による震源再決定

反復はぎ取り法による解析では、概ね北西-南東方向に走向をもつ正断層が本震の震源付近および北東側に離れた地点の2箇所に存在するような結果が得られた。ここでは、それぞれの断層面を推定するために詳細な余震分布の確認を行った。

はじめに気象庁一元化処理による震源データを確認したところ、特に北東側の点震源に相当するような余震活動の分布が不明瞭であった。そこで、より詳細な震源分布を得るために、DD 法 [Waldhauser and Ellsworth (2000)] による震源再決定を行った。解析を行った期間は、この地域の地震活動が活発となった3月11日から4月11日の本震の余震活動が継続している5月11日までの2ヶ月間の地震とした。読み取りデータは防災科研のウェブサイトに公開されている気象庁一元化処理検測値を用

い、震源域から約 80 km 以内の観測点を選択して使用した。なお、相対的な震源決定精度の向上を目的として震源再決定を行うため、速度構造には気象庁一元化震源と同様に JMA2001 [上野・他 (2002)] を用いた。解析を行う範囲は Fig. 5 に示す範囲とし、深さ 30 km までの地震を解析対象とした。解析を行った地震数は 5644 個であり、DD 法により 5619 個の地震の震源が再決定された。

Fig. 5 には解析に使用した全期間の震源分布として、左には気象庁一元化震源を、右には DD 法による再決定震源を示した。再決定震源では震源分布の上限がやや浅く決定されるとともに、震源分布がクラスタ状にまとまっている。いくつかの面的な分布が確認できる。これらの地震のうち、本震に関連した地震活動を見るために、本震発生から  $M_i 6.4$  の余震が発生する直前の4月12日14時00分までに発生した地震の震央をプロットした (Fig. 6 (a))。また、反復はぎ取り法により決まった北東側の震源の方向に合わせ、本震の震源を通り方位角 35° の方向の断面 (Fig. 6 (b)) と、井戸沢断層のトレースを参考に方位角 68° の断面図 (Fig. 6 (c)) を合わせて示した。

Fig. 6 (b) では、本震の震源の北東側のやや深い位置に、南西に傾斜して地震が並ぶ様子が明瞭に見られる。これらの余震が分布する位置は反復はぎ取り法により点震源が求まった地点に対応することから、この領域が観測波形に見られる2つ目の波群の震源断層に相当するものと考えられる。また、この並びを浅部へ延長した位置は湯ノ岳断層のトレースに対応している。一方、Fig. 6 (c) の断面図にも、本震の震源を通る位置では、西に傾き下がるような分布を見ることができる。これらの分布を浅部へ延長した地点は、井戸沢断層付近で確認された地表地震断層の位置に相当する。

## 2.3 震源過程解析で仮定する震源モデル

反復はぎ取り法の解析結果および DD 法による本震直後の余震分布を考慮すれば、4月11日の本震が発生した時に井戸沢断層および湯ノ岳断層付近で確認された地表変位を生じさせた断層が数秒の時間差で活動したものと推定される。従って、本震時のすべり分布を求める際の断層面として、井戸沢断層および湯ノ岳断層に対応した2枚の断層面を設定して解析を行う。なお、以下ではそれぞれの断層面を井戸沢セグメント、湯ノ岳セグメントと呼ぶこととする。

Fig. 6 には、余震分布とともに設定した断層面を合わせて示した。まず、井戸沢セグメントについては、明瞭な地表断層が確認されていることや、InSAR の結果でもシャープな変位の不連続が観測されていることから、

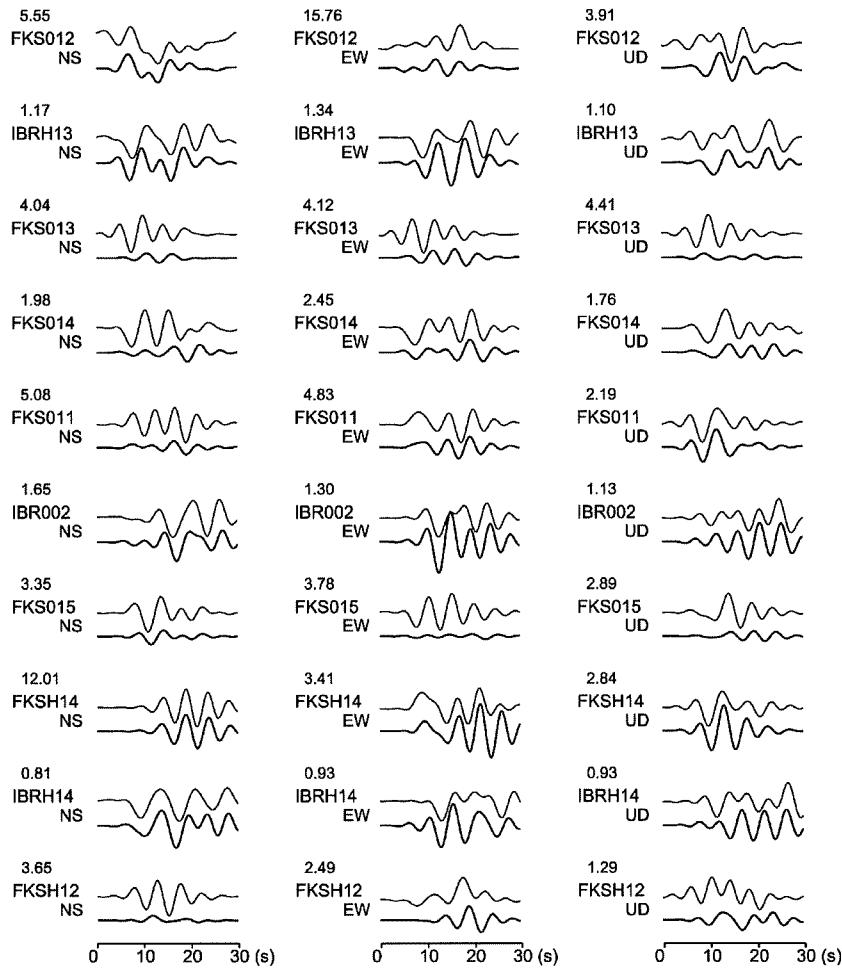


Fig. 4. Comparison between the observed seismograms (thin gray traces) and synthesized ones (bold black traces) based on the result of the iterative decomposition method. The values above the station codes denote the maximum amplitude in unit of cm/s.

震源断層は地表付近まで達していると判断した。走向および上端の位置は地表で確認された断層変位 [石山・他(2011)] を参考に決め、断層面はDD法により再決定された本震の震源位置を通るように設定した。余震分布と比較するとそれらの下端付近を通る面となっている。

湯ノ岳セグメントについては、DD法の結果で面的に並ぶ余震分布は本震の震源よりも深い位置にあり、これらと地表断層を結んだ場合にはかなり高角な面となってしまう。一方で、湯ノ岳断層付近でも地表断層は認められているが、InSARによる解析では湯ノ岳断層付近の変位の不連続は井戸沢断層付近のものに比べて不明瞭となっていることから、震源断層の主要部分は地表までは達していないものと判断し、上端を深さ2kmと仮定して断層面を設定することにした。走向は既存の資料で断層と認定されているトレース [活断層研究会(1991)] や地震後に現地で確認された地変の位置 [栗田・他(2011a)]

を参考に決定し、上端とDD法による余震分布とを結ぶように断層面を設定した。これらの断層面の諸元をTable 1に示した。なお、断層面の広がりは余震や地表地震断層の分布を参考に設定した。

### §3. 断層面上のすべり分布の推定

強震波形による震源インバージョン解析には、反復はぎ取り法で使用したものと同じ、K-NET, KiK-netの10観測点の観測波形を使用した(Fig. 1)。ここでは、反復はぎ取り法よりも詳細な震源過程を推定するために、高周波数まで含んだ波形を使用することとし、観測された加速度波形に0.03~0.8Hzのバンドパスフィルタをかけて積分し、0.2秒間隔でリサンプリングした速度波形を解析に用いた。また、グリーン関数を計算する際の地下速度構造モデルは反復はぎ取り法の計算で用いた構造と同じものを使用した。

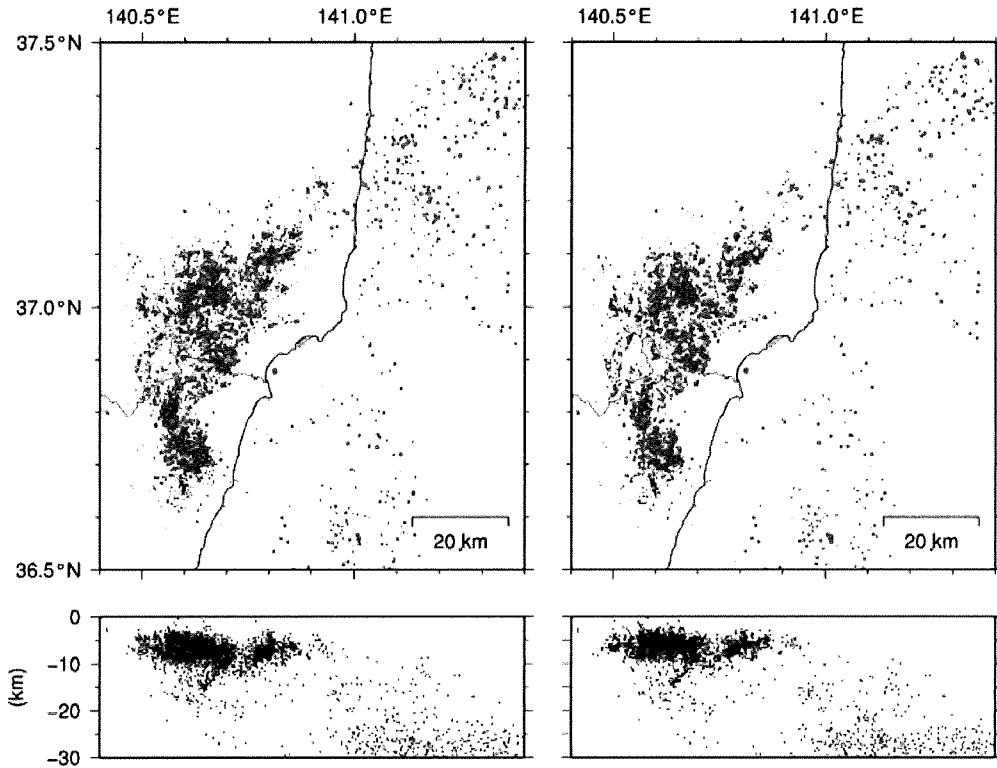


Fig. 5. Distributions of the earthquakes which occurred within two months after the Tohoku earthquake. The upper and lower figures show the epicenter distributions and cross-sections of EW direction, respectively. The left figures show hypocenters by JMA and the right figures show relocated hypocenters using DD method.

解析には, Yoshida *et al.* (1996) による multi time window 法によるインバージョンプログラムを改良したものを用いた。Yoshida *et al.* (1996) では, すべり分布に対するスムージングの拘束条件を, 時空間分布のラプラシアンを差分化したものとして,

$$(X_{m+1,n,l} - 2X_{mn,l} + X_{m-1,n,l}) + (X_{m,n+1,l} - 2X_{mn,l} + X_{m,n-1,l}) \\ + (X_{m,n,l+1} - 2X_{mn,l} + X_{m,n,l-1}) \approx 0 \quad (1)$$

の形式で導入している。ここで,  $X_{mn,l}$  は断層面の長さ方向  $m$  番目, 幅方向  $n$  番目, すべり時間  $l$  番目のすべり量である。しかし, この定式化では次元が異なる空間方向と時間方向のスムージングが同じ扱いとされていること, また, 空間のスムージングについても, 小断層の長さと幅とが異なった場合にはその違いを考慮していないという欠点がある。そこで, 本研究では Hikima and Koketsu (2005) と同様に, 拘束条件を次のように変更して導入した。

$$(X_{m+1,n,l} - 2X_{mn,l} + X_{m-1,n,l}) / \Delta x^2 \\ + (X_{m,n+1,l} - 2X_{mn,l} + X_{m,n-1,l}) / \Delta y^2 \\ + (X_{m,n,l+1} - 2X_{mn,l} + X_{m,n,l-1}) / (\Delta t V_r)^2 \approx 0 \quad (2)$$

ここで,  $\Delta x$ ,  $\Delta y$ ,  $\Delta t$  はそれぞれ小断層の長さ, 幅, ラ

イズタイム,  $V_r$  は破壊伝播速度である。なお, スムージングの強さは ABIC [Akaike (1980)] の値が最小となる条件により決定した。また, 断層面の外側では 4 辺ともすべり量がゼロとなる拘束条件を設定した。

反復はぎ取り法の結果によれば, どちらの断層面とも正断層型であることから, 各小断層のすべり方向は, すべり角  $270 \pm 45^\circ$  の 2 方向のすべりを合成することで表現し, それぞれのすべりは非負の最小自乗法 [Lawson and Hanson (1974)] を用いて求める。さらに, 設定した速度構造モデルと実際の地下構造の違いにより生じる走時のずれの影響を低減するために, Graves and Wald (2001) と同様に観測点毎にグリーン関数の時間シフトを導入し, その値もインバージョンの際に決定した。得られたシフト量は  $-0.096 \sim 0.13$  秒程度の値であり, 結果に現れるノイズの低減に寄与している。

すべり分布を求める際の断層面は前節で設定したものである。断層面を  $2\text{ km} \times 2\text{ km}$  の小断層に分割し, それぞれのすべり速度時間関数は時間幅 0.5 秒の boxcar 関数を 6 個つなげて表現する。各小断層のすべり時間関数は破壊開始点から同心円状に伝播した時刻でウインドウ

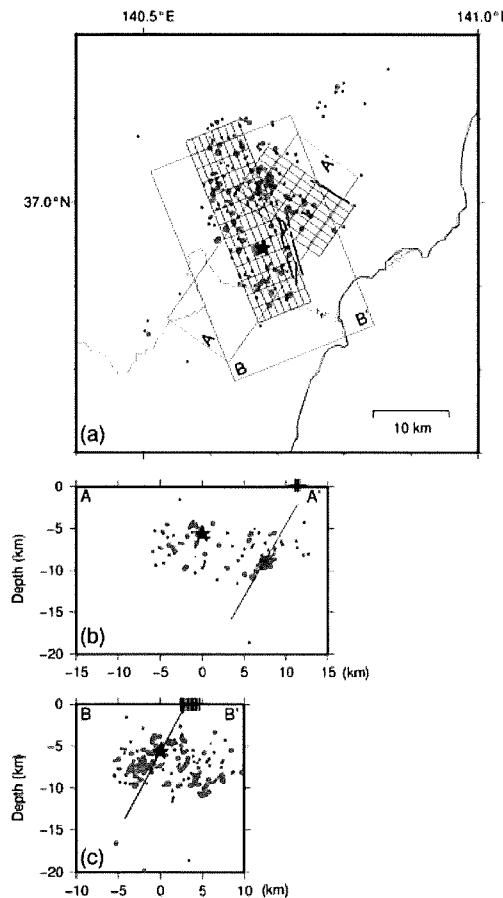


Fig. 6. Relocated hypocenters of the aftershocks which occurred between the main shock and the April 12 largest aftershock. (a) is the distribution of the epicenters and the bold black lines denote location of the Yunotake and the Idosawa faults. (b) and (c) are cross sections in the areas shown in (a). The black straight lines correspond to the assumed fault planes as the Yunotake segment (b) and Idosawa segment (c). The vertical lines on the top of cross sections show the positions of the surface fault traces [The research group for active faults of Japan (1991)].

が開くものとし、そのための伝播速度は2.8km/sと設定した。この速度は結果として得られるすべり速度時間関数が設定したウィンドウ内に概ね収まるとともに、観測波形と計算波形との残差が小さくなる条件を考慮して設定した。

井戸沢セグメントの破壊開始点は本震の震源であるが、湯ノ岳セグメントについては不明である。そこで、予備的解析として井戸沢セグメントの破壊後に湯ノ岳セグメントの全ての小断層で同時に破壊が開始すると仮定した解析を行ったところ、北西側から南東側に破壊が伝播する様子が見られたことから、湯ノ岳セグメントでは断層面の北西側中央部付近を破壊開始点として解析を進めた。また、湯ノ岳セグメントでの破壊開始時刻は、試行錯誤の結果、地震発生後8秒後として最終結果を得た。

以上の条件で断層面上でのすべり分布の推定を行った結果として、最終すべり量の分布を Fig. 7 (a) および Fig. 7 (b) に、さらに Fig. 7 (c) には断層全体の moment rate function を示した。また、解析結果による観測波形と計算波形の比較を Fig. 8 にプロットした。観測波形に見られる特徴的な位相は再現されており、波形の一一致は比較的良好である。但し、FKS012 では大きな振幅が観測されているのに対して、計算波形は過小評価となっている。この原因の一つとして、FKS012 は断層近傍で走向方向にあたることから、設定した断層面と実際の断層面とのわずかな違いの影響を受けている可能性が考えられる。一方で、反復はぎ取り法の結果では計算波形の振幅は過小評価とはなっていない (Fig. 4) ことから、過小評価となっているのは反復はぎ取り法で使った波形よりも高周波の0.2~0.8Hzの帯域である。この観測点は比較的狭小な低地に位置しており、設定した速度構造モデルよりも厚く低速度層が存在して短周期の成分が增幅したり、地下構造の不整形の影響を受けていたりする可能性も考えられる。波形の再現性を向上させるためには、より詳細な断層面の検討とともに構造モデルのチューニ

Table 1. Coordinates and geometries of the assumed fault planes of the Fukushima Hamadori earthquake.

	Strike (°)	Dip (°)	Length (km)	Width (km)	Reference point			
					Lat. (°)	Lon. (°)	Dep. (km)	definition
Idosawa segment	158	62	26	16	36.9451	140.6780	5.7	Hypocenter*
Yunotake segment	125	60	14	16	37.0667	140.6857	2.0	Upper left

\*The hypocenter is located at 17 km in length, and 7 km in width from upper left corner on Idosawa segment.

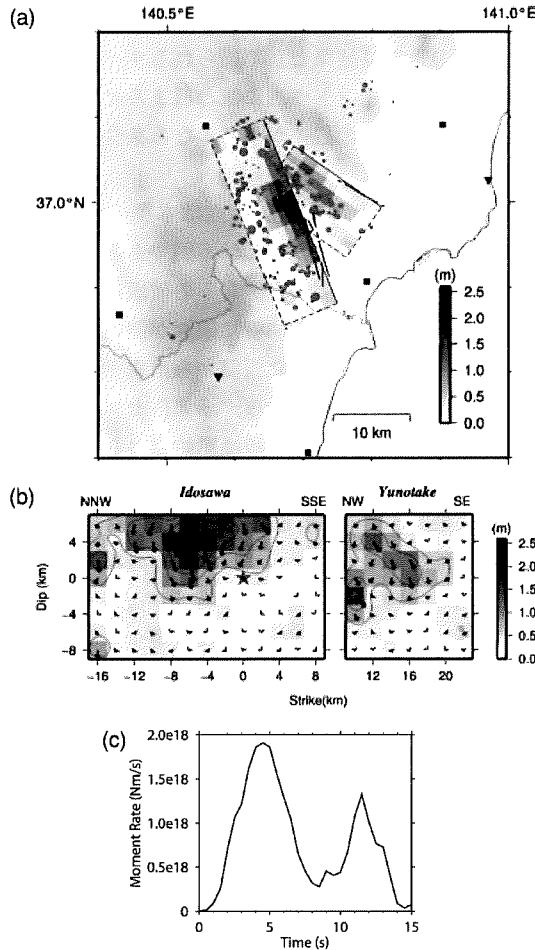


Fig. 7. Slip distribution of the Fukusihma Hamadori earthquake. (a) Surface projection of the recovered slip. The gray star denotes the epicenter. The aftershocks, which occurred between the main shock and the largest aftershock, are shown with the gray circles. The bold black lines represent the fault traces. (b) Determined slip distribution on the fault planes. The initial points of rupture are indicated by stars. The arrows show the slip vectors of the hanging wall. Left and right planes are corresponding to the Idosawa and the Yunotake segments, respectively. (c) Moment rate function determined by the slip inversion analysis.

ングが必要であろう。

Fig. 7 のすべり分布を見ると、井戸沢セグメントでは、震源から北西側の浅部にすべり量が大きな領域が存在する。そこでの大すべり量は約 2.5 m である。一方、湯ノ岳セグメントは、断層面の北西部に位置する破壊開始点付近で約 1.7 m、更に、断層面の中央付近でも 1.3 m ほどの大きなすべりを生じている。全体の地震モーメントは  $1.1 \times 10^{19} \text{ Nm}$  ( $M_w$  6.6) であるが、それぞれの地震

モーメントは、井戸沢セグメントが  $7.8 \times 10^{18} \text{ Nm}$  ( $M_w$  6.5)、湯ノ岳セグメントが  $3.6 \times 10^{18} \text{ Nm}$  ( $M_w$  6.3) と求まった。

Fig. 7 (c) を見ると、モーメント解放は 8 秒付近を境に前半と後半に明瞭に分かれることがわかるが、より詳細に破壊の進展の様子を見るために、Fig. 9 には破壊開始時刻から 1 秒ごとにすべり速度分布のスナップショットを示した。井戸沢セグメントの震源で始まった破壊は初めに北西側の浅部に向かって拡がり、その後浅部をさらに北に向かって進展し、破壊開始から 4~5 秒後にすべり速度で 1.2 m/s 程度の大きなすべりを生じたのち、8 秒程度で終了している。一方、湯ノ岳セグメントでは、約 8 秒後に北西側から破壊が始まり、南東に向かって破壊が進展した。大きなモーメント解放を生じた時刻は破壊開始から 9~12 秒後である。破壊開始位置からやや浅部に破壊が拡がっているように見えるが、断層上端付近には大きな破壊は求まっていない。

ここで得られた結果では、井戸沢セグメントの深部には大きなすべりは見られず、浅部でのみ大きなすべりが生じているのに対して、湯ノ岳セグメントではやや深部にすべりが存在する。InSAR による地表変位観測結果 [国土地理院 (2011)] では、井戸沢断層付近では明瞭な変位の不連続が存在しているのに対して、湯ノ岳断層付近では変位の不連続は不明瞭となる結果が得られている。推定されたすべり分布はこれらの観測結果の特徴と調和的である。また、InSAR を使って断層上のすべり分布を推定した結果 [福島・他 (2011), 小林・飛田 (2011)] とも概ね一致している。

また、現地調査により認められた地表変位 [栗田・他 (2011b)] とインバージョンにより得られたすべり分布を比較したところ、井戸沢セグメントで地表付近に 1 m 程度以上のすべりが推定された範囲は、現地で鉛直変位が認められ区間とほぼ対応しており、さらに最大すべりが求まった付近で、最大 2.2 m 程度の鉛直変位が確認されている。一方、湯ノ岳セグメント側でも、本研究で設定した断層面の範囲と現地で地表変位が見つかった範囲とはほぼ一致している。栗田・他 (2011b) によれば、湯ノ岳セグメント側では最大 0.5 m 程度の鉛直変位であり、井戸沢セグメントよりも小さな値となっている。本研究で得られたすべりの特徴はこれらの調査結果と矛盾しない。

## § 4. 議論

### 4.1 反復はぎ取り法解析について

強震波形を用いた震源過程インバージョンにより、4 月 11 日 17 時 16 分に発生した本震時に井戸沢断層およ

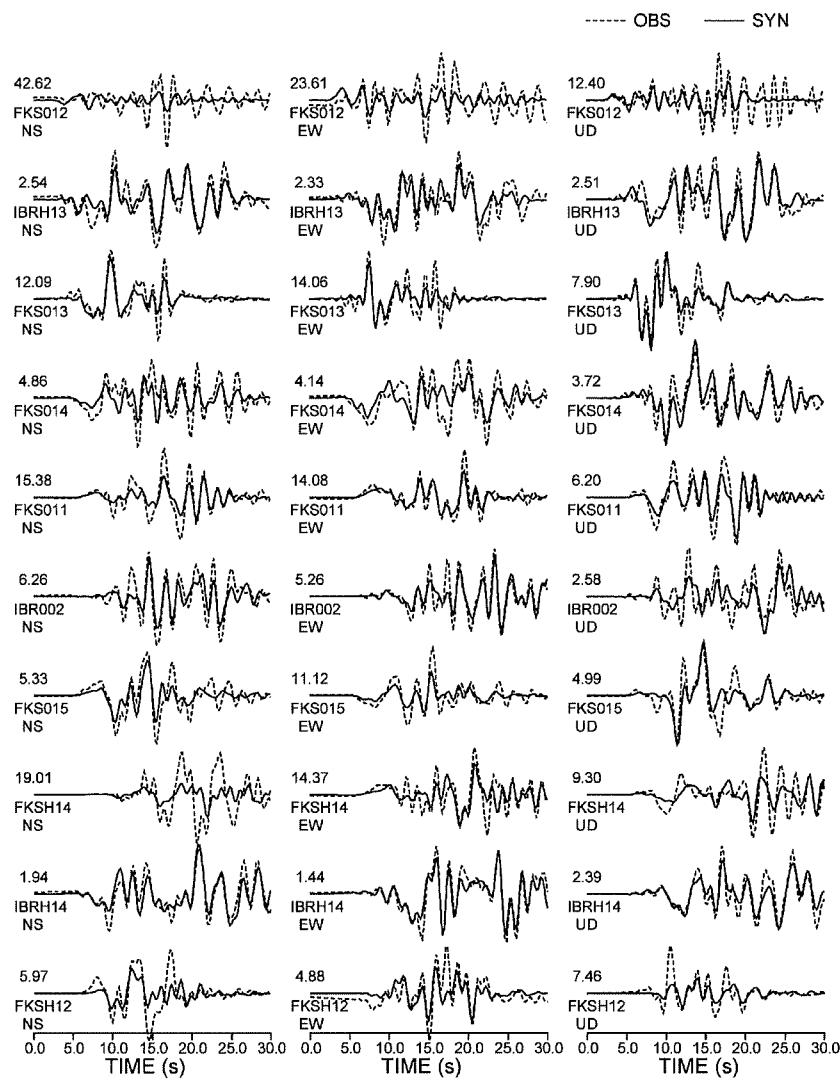


Fig. 8. Comparison between the observed velocity seismograms (dashed traces) and synthesized waveforms (solid traces). The peak velocity for each trace is indicated in units of cm/s above the station code.

び湯ノ岳断層に相当する断層面が8~10秒の時間差をおいて活動したことが明らかになった。しかし、最終的なすべり分布は断層面を設定した後に決定されるため、一連の地震活動のおおよその震源位置と時間経過の推定は、主には反復はぎ取り法の解析結果に依存している。そこで、その解析について検討する。

2.1節で述べたように、この解析では複数の点震源をあらかじめ直線上に配置して震源メカニズムを決定する。採用した結果は方位角35°の方向に点震源を配置したものであるが、この他にも方位角を変えた複数の解析を行い最終的な結果を決定した。Fig. 10 (a)には方位角を変化させて解析した時の観測波形と計算波形の残差、およびその際に得られた地震モーメントを示した。震源

を基準に水平方向に+8~-8kmの範囲に2km間隔に点震源を配置して、方位角を0~180°の間で変えながら解析したところ、方位角を35°としたときに残差が極小となった。一方で、方位角を70~90°とした場合には、残差がより小さな解が得られている。しかし、この時の解はFig. 10 (b)に示すように、同じ場所で違った時刻にタイプの異なるメカニズムが求まるなど不自然な結果である。また、例えばF-net (2011)によるCMT解では非ダブルカップル成分が多いものの、(走向、傾斜、すべり角)=(132°, 50°, -82°),  $M_0=9.6\times10^{18}$ Nmが得られているが、全体のメカニズム解もこの結果と大きく異なる。従って、観測波形と計算波形との残差は小さいものの、実際の震源過程を反映していない解であると判断し

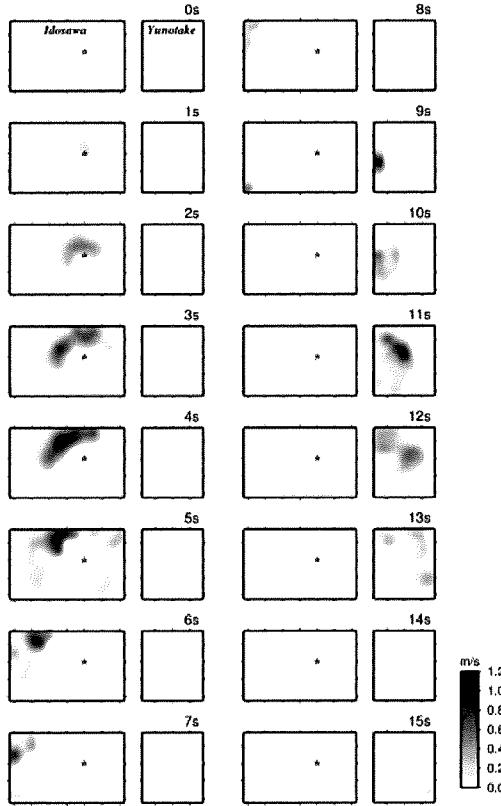


Fig. 9. Snapshots of the slip velocity distribution in every 1 second. The gray star denotes the initial point of rupture.

た。一方で、方位角を30~50°としたときの解では、他の方位角に比べて有意に大きな地震モーメントが得られており、またF-netによる値と近いことからも、ここでの極小値である方位角35°とした際の結果を反復はぎ取り法の解析結果として採用した。

#### 4.2 震源過程と強震動

震源過程インバージョンにより、井戸沢セグメントでの地震モーメントは $7.8 \times 10^{18}$ Nm、湯ノ岳セグメントが $3.6 \times 10^{18}$ Nmと求まり、井戸沢セグメントからは約2倍の地震モーメントが解放されたという結果が得られた。しかし、Fig. 2に例示した観測波形では、湯ノ岳セグメントを震源とする2番目の波群において、1番目の波群と同等かそれ以上に大きな振幅の速度波形が記録された地点が存在する。この原因としては、Fig. 7(c)のmoment rate functionにおいて、前半部と後半部で最大値はほぼ同じであるが前半部の方がパルス幅が長いことから、前半では長周期成分を多く放出したのに対して、後半部では長周期成分は少ないものの短周期成分は前半と同程度以上に放出した可能性が考えられる。

これらを確認するために、各小断層でのすべり速度時

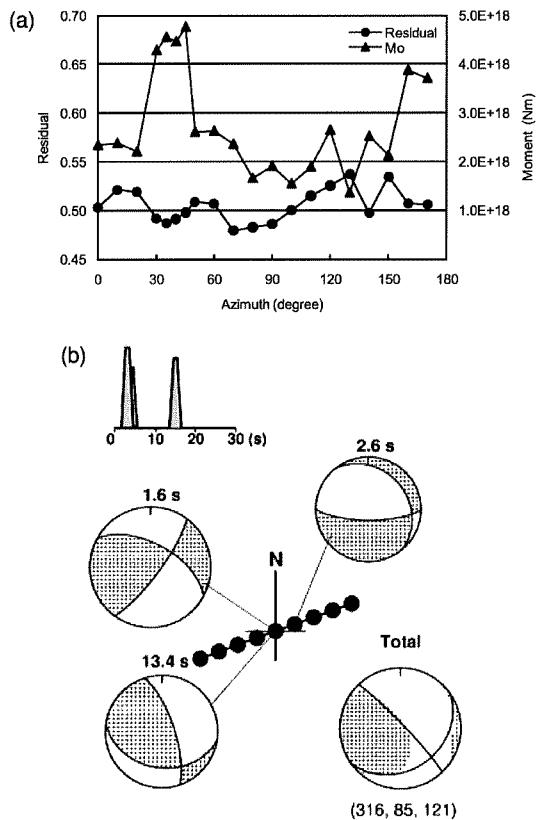


Fig. 10. (a) Residual and resultant seismic moment by the iterative decomposition method. The change of the values associated with azimuth of supposed point sources is shown. (b) The result for the azimuth of 70 degree. Black circles show the positions of assumed point sources, those intervals are 2 km. The mechanism solutions are considerably different each other and the obtained value of total moment is much smaller than those of analyses by the other institutes [e.g. F-net (2011),  $M_0 = 9.6 \times 10^{18}$ Nm].

間関数の確認を行った(Fig. 11)。井戸沢セグメントで大きなすべりが見られる断層浅部の領域では、最大すべり速度は1.2m/s程度であるが、パルス幅が長く、それにより最終すべり量が大きくなっていることがわかる。一方、湯ノ岳セグメントではパルス幅は狭いが最大すべり速度はやはり約1.2m/sであり、井戸沢セグメントと同程度となっている。このことから、湯ノ岳セグメントからは最終すべり量を反映した長周期成分の放出は少ないものの、井戸沢セグメントと同等以上の短周期成分が放出されたものと推定される。そのために、加速度波形や速度波形では2番目の波群でも大振幅となったものと考えられる。

なお、すべり速度時間関数では、井戸沢セグメントの

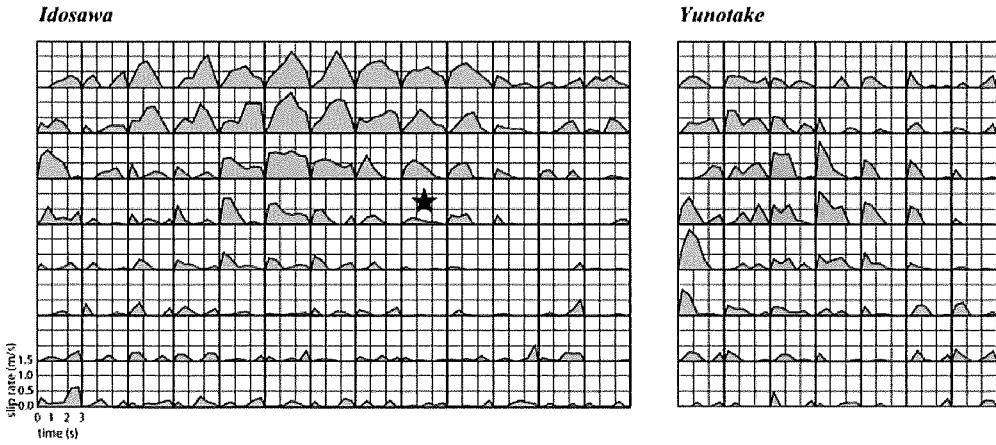


Fig. 11. Apparent slip rate function on each subfault. The propagative velocity of the time windows is 2.8 km/s. The initial point of fault rupture is shown by a star.

破壊開始点に近い小断層では時間ウインドウの先頭から大きなすべり速度に達しているのに対して、井戸沢セグメントの地表付近ではウインドウの後半においてすべり速度が最大値に達する傾向が見られる。このことは、断層面の浅部では破壊伝播速度が解析時に設定した値よりも遅いことを示唆している。Ide *et al.* (1996) は 1995 年兵庫県南部地震の震源過程解析において、断層浅部での破壊伝播速度の低下を指摘しているが、今回の結果も同様の現象を示している可能性がある。

#### 4.3 2枚の断層の関係について

震源過程解析の結果、本震時には井戸沢セグメントが先に活動しその後湯ノ岳セグメントが活動したことが示された。破壊の順序を考えれば、先に活動した井戸沢セグメントのすべりに伴う応力変化により、湯ノ岳セグメントの活動が誘発された可能性が考えられる。応力変化としては、静的または動的な応力変化が考えられるが、ここでは井戸沢セグメントでの最終すべり分布に伴う湯ノ岳セグメント上での静的なクーロン破壊閾数の変化( $\Delta CFF$ )を計算し考察を行った。

$\Delta CFF$  を計算する際に仮定する 2枚の断層面は、震源インバージョンで設定したものと同じとした。井戸沢セグメント上のすべり分布はすべり角も含めてインバージョン結果をそのまま採用し、受け側の断層としての湯ノ岳セグメントでのすべり角は、求まったすべり分布の平均値である  $283^\circ$  を仮定した。 $\Delta CFF$  は次の式で定義される [例えば, Freed (2005)]。

$$\Delta CFF = \Delta\tau + \mu(\Delta\sigma + \Delta\rho) \quad (3)$$

ここで、 $\Delta\tau$ : せん断応力の変化量、 $\Delta\sigma$ : 法線応力の変化量、 $\Delta\rho$ : 間隙水圧の変化量、 $\mu$ : 摩擦係数である。但し、法線応力は断層面に対して引っ張りの方向を正とする。

さらに、一般には間隙水圧は法線応力に比例すると仮定し、

$$\Delta CFF = \Delta\tau + \mu'\Delta\sigma \quad (4)$$

として計算される [例えば, Toda *et al.* (2011)]。ここで、 $\mu'$  は見かけ摩擦係数と呼ばれる。本研究でも、(4)式により  $\Delta CFF$  を計算した。なお、応力変化量の計算は半無限媒質を仮定した Okada (1992) により行った。

計算結果として、Fig. 12 (a) には見かけ摩擦係数  $\mu' = 0.8$  と仮定した時の湯ノ岳セグメントでの  $\Delta CFF$  の分布を示す。この結果によれば、井戸沢セグメントのすべりにより湯ノ岳セグメントの中心部付近での  $\Delta CFF$  の値は  $0.7 \text{ MPa}$  程度のプラス、すなわち地震の発生が促進される状態となることが示される。プラスとなる領域には湯ノ岳セグメント側で仮定した破壊開始点も含まれている。また、 $\Delta CFF$  がプラスとなったこの領域は、湯ノ岳セグメントで大きくすべった領域に対応している。

$\Delta CFF$  がプラスになった領域では必ず地震が発生するというものではないが、福島県浜通りから茨城県北部では東北地方太平洋沖地震の発生後、主に正断層型の地震による活発な地震活動が見られたことから、この地震の震源域ではすでに正断層の地震が発生しやすい状態であった。従って、 $\Delta CFF$  の計算結果を考慮すれば、そのような広域での応力場に加えて井戸沢セグメントが活動したことにより、湯ノ岳セグメントが誘発されて活動したと理解することが可能である。

さて、Fig. 12 (a) では  $\Delta CFF$  の計算結果を示したが、このときのせん断応力変化および法線応力変化の分布を、Fig. 12 (b) および Fig. 12 (c) に示す。これらの図からは湯ノ岳セグメント上ではせん断応力変化は負となる領域が広いものの、法線応力変化が正となるために、結

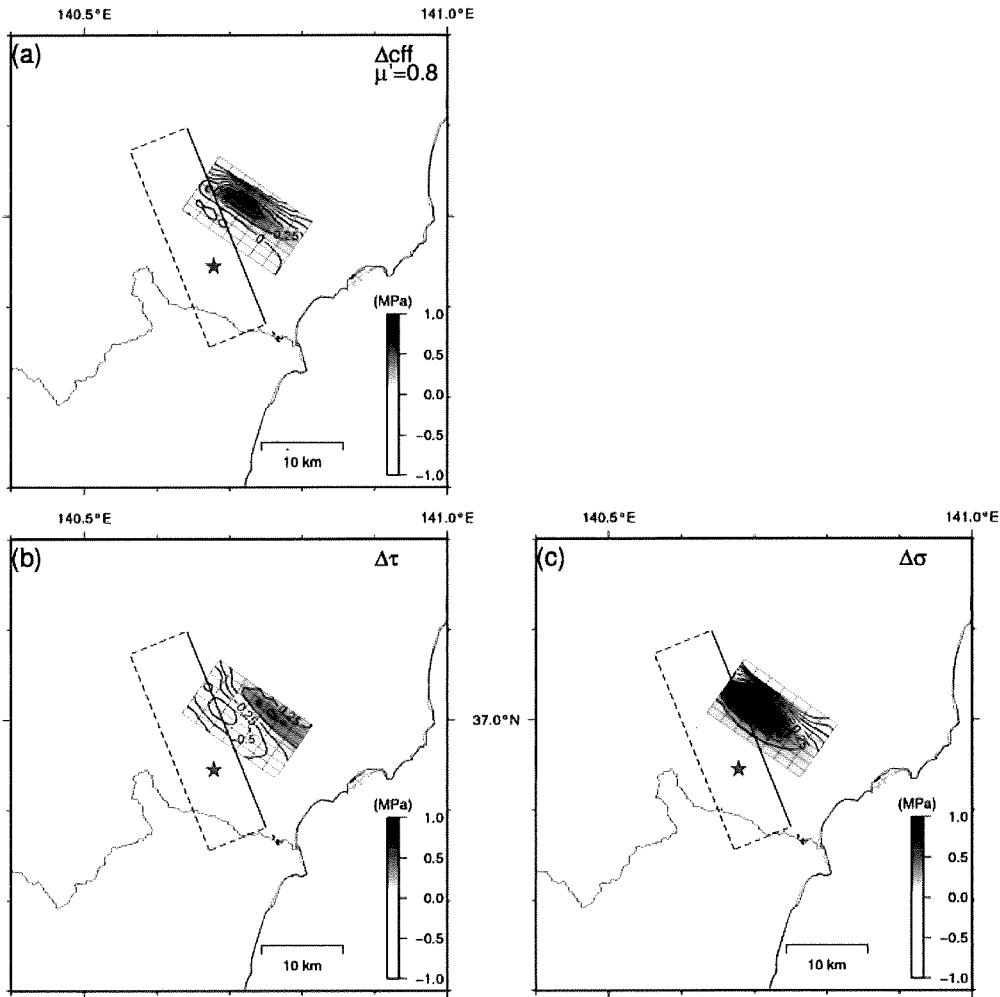


Fig. 12. Static stress change on the Yunotake segment induced by the slip of the Idosawa segment.

(a) Distribution of  $\Delta CFF$ . The  $\Delta CFF$  is calculated with apparent frictional coefficient of 0.8. (b) and (c) show the distributions of the shear stress and the normal stress, respectively.

果として  $\Delta CFF$  が正の値になっていることがわかる。従って、見かけ摩擦係数  $\mu'$  として仮定する値によっては、湯ノ岳セグメント上での  $\Delta CFF$  の値が大きく変化する。ここで、今回仮定した見かけ摩擦係数  $\mu'=0.8$  はかなり大きな値ではある。しかし、湯ノ岳断層では最近の活動は知られていないことから [活断層研究会(1991)]、断層面の固着度は比較的強いものと推定される。従って、摩擦係数は比較的大きな値をとる可能性もある。また、Toda *et al.* (2011) では、東北地方太平洋沖地震のすべり分布をもとに、3月31日までに発生した規模の大きな地震に対する  $\Delta CFF$  を計算している。この時、 $\mu'=0.4$  と 0.8 の2通りの計算が行われているが、福島県浜通り～茨城県北部で実際に発生した正断層型の地震に対しては、彼らが計算対象とした3地震のいずれも  $\mu'=0.8$  と仮定した場合に  $\Delta CFF$  がより大きなプラスの値

となる結果が示されている。このことからも、この領域では見かけ摩擦係数として大きな値を仮定することは許容されるものと思われる。

一方、より小さな見かけ摩擦係数として、例えば  $\mu'=0.4$  と仮定した場合には、破壊開始点での  $\Delta CFF$  は周囲よりも大きな値ではあるが、-0.1 MPa 程度のマイナスとなり静的な応力変化だけではこの場所が直接トリガされることにはならない。しかし、湯ノ岳セグメント上で  $\Delta CFF$  がプラスとなる領域はやや狭くなるが、断層面の中央部付近ではプラスの値をとり、やはり湯ノ岳セグメントの一部では断層すべりが促進されるような結果となる。

なお、以上の検討では  $\Delta CFF$  の計算は(4)式に従って行い、間隙水圧の変化は考慮していない。しかし、(3)式に従えば間隙水圧の上昇によっても地震発生が促進さ

れることになる。内陸地震の発生には地殻流体の関与が言われており、福島県浜通りの地震についてもその影響が指摘されている [例えば、海野(2011)]。実際に震源域で流体が存在するならば、 $\Delta\text{CFF}$  の計算でも間隙水圧の変化を考慮する必要があろう。さらに、本研究では第一近似的な考察として静的な応力変化についてのみ検討してきたが、より詳細には dynamic triggering のような動的な応力変化についての検討なども必要と思われる。これらについての検討は今後の課題としたい。

$\Delta\text{CFF}$  の計算結果では、大きな見かけ摩擦係数を設定した場合には、破壊開始点も含めて断層すべりが促進されることが示されたものの、 $\mu'=0.4$ 程度の見かけ摩擦係数では破壊開始点付近はプラスの値とはならない。しかし、上で述べたような他の要因や設定した断层面の形状や湯ノ岳セグメントの破壊開始点の不確定性を考慮すれば、定性的には、4月11日の本震時に井戸沢セグメントの地震時すべりの影響で、湯ノ岳セグメントの活動が誘発された可能性が高いと判断して良いのではないだろうか。

しかし、より本質的にこの地震の発生要因を考えるためにには、井戸沢セグメントでの地震がなぜ生じたのか、さらには3月11日の東北地方太平洋沖地震の発生以降に福島県浜通り～茨城県北部の広い領域で正断層型の地震活動が活発化した理由についての検討が必要である。今西・他(2011)は、この領域では東北地方太平洋沖地震の発生前から少ないながらも正断層型の地震が発生しており、弱い引張場の応力状態であったとの解析結果を示している。そのような応力状態に対して、東北地方太平洋沖地震による応力変化が重畠し活発な正断層型の地震が生じている可能性がある。地震活動の全体像を理解するためには、そのような検討も進めて東北地方太平洋沖地震の発生前後の応力場の変化を明らかにすることが必要であろう。

## §5. まとめ

本研究では、2011年4月11日に福島県浜通りで発生した正断層型の地震について、震源過程解析を行った。はじめにDD法による震源の再決定および複数点震源を仮定したメカニズム解析を行い、この地震が2つの断層で生じたことを明らかにした。そして、それらの結果や地表地震断層の分布などを考慮して、井戸沢セグメントおよび湯ノ岳セグメントの2面からなる断层面を設定してすべり分布を推定した。その結果、井戸沢セグメントでは $M_w$  6.5相当、湯ノ岳セグメントでは $M_w$  6.3相当の地震時すべりが生じたことが明らかになった。

先に活動した井戸沢セグメントによる湯ノ岳セグメン

トへの影響を考察するために、湯ノ岳セグメントでの静的な $\Delta\text{CFF}$  を計算した。その結果、見かけ摩擦係数が大きな値を取る場合には破壊開始位置を含む広い範囲で $\Delta\text{CFF}$  はプラス、すなわち、断層活動が促進される領域となっており、井戸沢セグメントによる影響を受けて活動した可能性が示唆される。

## 謝 詞

本研究では、防災科学技術研究所K-NET, KiK-netの波形記録および、気象庁一元化処理による検測値を使用させて頂きました。Double-Difference法による震源決定では Waldhauser 博士により公開されているプログラム hypoDD を、応力の計算では岡田義光博士によるプログラムを使用しました。また、2名の匿名の査読者および編集委員の吉田邦一博士のコメントは論文の改訂に有益でした。記して感謝致します。一部の絵の作成には GMT [Wessel and Smith (1998)] を使用しています。

## 文 献

- Akaike, H., 1980, Likelihood and Bayes procedure, in "Bayesian Statistics", ed. by J. M. Bernardo *et al.*, pp. 143–166, Univ. Press, Valencia, Spain.  
 栗田康夫・椿原京子・杉山雄一・吉岡敏和・吾妻 崇・安藤亮輔・丸山 正, 2011a, 2011年4月11日福島県浜通りの地震に伴う湯ノ岳断層の地表変位ベクトル, 日本地球惑星科学連合2011年大会予稿集, MIS 036-P107.  
 栗田泰夫・丸山 正・吾妻 崇・斎藤英二・椿原京子・杉山雄一・吉岡敏和・谷口 薫・安藤亮輔・吉見雅行・林田拓己・斎藤 勝, 2011b, 2011年福島県浜通りの地震で塙ノ平断層・湯ノ岳断層に沿って出現した地震断層の特性, シンポジウム「2011年東北地方太平洋沖地震に伴う内陸活断層の挙動と地震活動・地殻変動」講演予稿集, 日本活断層学会, 3-6.  
 F-net, 2011, 地震のメカニズム情報, <<http://www.fnet.bosai.go.jp>>, (参照 2011-7-1).  
 Freed, A.M., 2005, Earthquake triggering by static, dynamic, and postseismic stress transfer, Annu. Rev. Earth Planet. Sci., 33, 335–367.  
 藤原広行・河合伸一・青井 真・森川信之・先名重樹・工藤暢章・大井昌弘・はお憲生・早川 讓・遠山信彦・松山尚典・岩本鋼司・鈴木晴彦・劉 瑛, 2009, 強震動評価のための全国深部地盤構造モデル作成手法の検討, 防災科学技術研究所研究資料, 337.  
 福島 洋・高田陽一郎・橋本 学・遠田晋次・堤 浩之, 2011, 2011年4月11日いわき地震( $M_w=6.6$ )の地表地震断層と断層モデル, 日本地震学会講演予稿集2011年度秋季大会, A22-13.  
 福山英一・石田瑞穂・D.S. Dreger・川井啓廉, 1998, オンライン広帯域地震データを用いた完全自動メカニズム決定, 地震 2, 51, 149–156.  
 Graves, R.W. and D.J. Wald, 2001, Resolution analysis of

- finite fault source inversion using one- and three-dimensional Green's functions 1. Strong motions, *J. Geophys. Res.*, **106**, 8745–8766.
- Hikima, K. and K. Koketsu, 2005, Rupture processes of the 2004 Chuetsu (mid-Niigata prefecture) earthquake, Japan: A series of events in a complex fault system, *Geophys. Res. Lett.*, **32**, doi:10.1029/2005GL023588.
- 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.
- 今西和俊・安藤亮輔・桑原保人, 2011, 2011年東北地方太平洋沖地震の発生後に活発化した正断層地震の発生要因, 日本地球惑星科学連合2011年大会予稿集, MIS036-P108.
- 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, 日本地球惑星科学連合2011年大会予稿集, MIS036-P105.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2011, 平成23年(2011年)東北地方太平洋沖地震の評価, <<http://www.jishin.go.jp/>>, (参照2011-5-1).
- Kato, A., A. Sakai, and K. Obara, 2011, A seismic sequence with normal faults triggered by the 2011 Off the Pacific Coast of Tohoku Earthquake: Drastic stress change within the overlying plate, *Earth Planets Space*, **63**, 745–748.
- 活断層研究会, 1991, 新編日本の活断層一分布図と資料一, 東京大学出版会, pp. 437.
- Kikuchi, M. and H. Kanamori, 1991, Inversion of complex body waves - III, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **81**, 2335–2350.
- Kikuchi, M. and H. Kanamori, 2004, Note on teleshismic body-wave inversion program, <<http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/ETAL/KIKUCHI/>>, (参照2011-5-1).
- 気象庁, 2011a, 平成23年3月 地震・火山月報(防災編), 気象庁, pp. 321.
- 気象庁, 2011b, 平成23年4月 地震・火山月報(防災編), 気象庁, pp. 338.
- 小林知勝・飛田幹男, 2011, SAR干渉解析から得られた東北地方太平洋沖地震後に発生した内陸地震の地殻変動と震源断層モデル, 日本地震学会講演予稿集2011年度秋季大会, P2-09.
- Kohketsu K., 1985, The extended reflectivity method for synthetic near-field seismograms, *J. Phys. Earth*, **33**, 121–131.
- 国土地理院, 2011, 平成23年(2011年)4月11日福島県浜通りの地震(M7.0)に伴う地殻変動, <<http://www.gsi.go.jp/cais/topic110425-index.html>>, (参照2011-7-1).
- Lawson, C.L. and R.J. Hanson, 1974, *Solving Least Squares Problems*, Prentice-Hall, Englewood Cliffs, N. J.
- 武藤大介・上野 寛・溜瀬功史・迫田浩司・碓井勇二・山内崇彦, 2011, 茨城県北部から福島県浜通りにおける地震活動—平成23年(2011年)東北地方太平洋沖地震によって誘発された地震活動—, 日本地球惑星科学連合2011年大会予稿集, MIS036-P103.
- Okada, Y., 1992, Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **82**, 1018–1040.
- Toda, S., J. Lin, and R. Stein, 2011, Using the 2011  $M_w$  9.0 off Pacific coast of Tohoku Earthquake to test the Coulomb stress triggering hypothesis and to calculate faults brought closer to failure, *Earth Planets Space*, **63**, 725–730.
- 上野 寛・畠山信一・明田川 保・舟崎 淳・浜田信生, 2002, 気象庁の震源決定方法の改善—浅部速度構造と重み関数の改良—, 駿震時報, **65**, 123–134.
- 海野徳仁, 2011, 2011年東北地方太平洋沖地震(M9.0)の概要, 日本地震学会ニュースレター, **23**, No. 2, 2–6.
- 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 Generic Mapping Tools released, *EOS Trans. Am. Geophys. Union.*, **79**, 579.
- Yoshida, S., K. Koketsu, B. Shibasaki, T. Sagiya, T. Kato, and Y. Yoshida, 1996, Joint inversion of near- and far-field waveforms and geodetic data for the rupture process of the 1995 Kobe earthquake, *J. Phys. Earth*, **44**, 437–454.

[ホーム](#)[組織について](#)[政策について](#)[会議・面談等](#)[原子力規制事務所](#)[法令・基準](#)[手続き・申請](#)

緊急情報 24時間以内に緊急情報はありません。

[緊急時ホームページ／メール登録](#)

情報提供 3日以内に情報提供はありません。

[緊急時ホームページ／メール登録](#)現在位置 [ホーム](#) [新着履歴](#) 平成28年熊本地震における九州電力川内原子力発電所への影響と見解について（1）

## 平成28年熊本地震における九州電力川内原子力発電所への影響と見解について（1）

平成28年4月28日

原子力規制庁

4月18日開催の原子力規制委員会では、現状において川内原子力発電所を停止する必要がないとの見解を示していますが、その内容について説明します。

今回の地震により川内原子力発電所で観測された最大の揺れは、

数ガルから十数ガル程度であり、原子炉を自動停止させる設定値である80から260ガルに比べて小さいものです。

川内原子力発電所の新規制基準適合性審査では、今回地震が発生している布田川（ふたがわ）断層帯と日奈久（ひなぐ）断層帯の2つの断層帯が連動して、一度に動くことを想定し、長さ92.7km、マグニチュード8.1とし、発電所に与えるこの地震の影響は、100ガル程度と評価しています（今回の地震で最大のものは、マグニチュード7.3）。

また、詳細な調査の結果、川内原子力発電所の敷地内に活断層の存在は認められていません。しかしその上で、あえて活断層が存在すると仮定して、「震源を特定せず策定する地震動」についても評価し、最終的に620ガルという基準地震動（注）を設定しています。

この地震動に対しても、安全上重要な設備の機能が損なわれないことを審査会合において確認しています。

このように、地震によって原子力発電所の安全性が損なわれないよう審査において確認していますが、引き続き地震の状況を監視し、原子力発電所の状況について情報発信に努めるとともに適切に対応していきます。

（注）基準地震動：原子力発電所の耐震設計において基準とする地震動。発電所敷地の地下における最大の地震の揺れのこと。

 [参考資料【PDF: 950KB】](#) 

### お問い合わせ

原子力規制庁

総務課広報室

電話（代表）: 03-5114-2190

[ページトップへ](#)

原子力に関するお問い合わせは  
[こちら](#)

[利用規約](#) [プライバシーポリシー](#) [アクセシビリティについて](#)

原子力規制委員会（法人番号 9000012110002）

〒106-8450 東京都港区六本木1丁目9番9号 TEL: 03-3581-3352（代表）

[地図・アクセス](#)

**03-5114-2190**

Copyright © Nuclear Regulation Authority. All Rights Reserved.