

強震記録から見た平成20年(2008年)岩手・宮城内陸地震の震源過程

鈴木 亘*・青井 真*・関口春子**

Source Rupture Process of the 2008 Iwate-Miyagi Nairiku Earthquake — Waveform Inversion Analysis Using Strong Motion Records —

Wataru SUZUKI*, Shin AOI*, and Haruko SEKIGUCHI**

**Earthquake Research Department,
National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention, Japan
wsuzuki@bosai.go.jp, aoi@bosai.go.jp*

***Research Division of Disaster Management for Safe and Secure Society,
Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, Japan
Haruko.Sekiguchi@ky8.ecs.kyoto-u.ac.jp*

Abstract

We derive the rupture process of the 2008 Iwate-Miyagi Nairiku earthquake by applying the multi-time-window linear waveform inversion method to the near-source strong motion records of K-NET and KiK-net. The inversion result indicates that there are two large slip patches. One patch extends from the hypocenter to the southern shallow part of the fault plane, which is close to the locations of the surface ruptures. A maximum slip of 6.2 m is observed for this patch. The other patch with smaller slip is located at the northern shallow part of the fault plane. The seismic moment is estimated to be 2.73×10^{19} Nm (Mw 6.9). The rupture for initial 4 s occurred below the KiK-net IWTH25 station. There is a possibility that the large acceleration phase greater than 4 g observed at IWTH25 was generated from the area that ruptured just after the initial 4-s rupture, where the total slip particularly increased within the southern slip patch.

Key words : 2008 Iwate-Miyagi Nairiku earthquake, Source rupture process, Waveform inversion, Strong motion records

1. はじめに

平成20年(2008年)6月14日8時43分に岩手県内陸南部、宮城県との県境付近を震央として発生した平成20年岩手・宮城内陸地震は、気象庁マグニチュード7.2の逆断層型内陸地殻内地震であった(図1)。Global CMT Project¹⁾によるモーメントマグニチュードは6.9であり、日本の内陸地殻内地震としては平成7年兵庫県南部地震以来最大の値を記録した。本地震では震央距離約3 kmに位置する防災科学技術研究所(防災科研)のKiK-net, IWTH25(一関西)地表観測点において3成分合成で $4,022 \text{ cm/s}^2$ という重力加速度の4倍(4g)を超える非常に大きな加速度波形が記録されるなど、東北地方の脊梁山脈地域から太平洋側にかけて強い揺れが生じ、とりわけ

土砂・地盤災害による被害が大きかった²⁾。被害地震の発生メカニズムと地震動を理解するためには、その地震の震源破壊過程を知ることが重要である。特に、震源近傍で得られた強震記録を用いることで、実際に被害をもたらした強い揺れの生成過程の把握と、時空間的に詳細な震源過程の解明につながる。IWTH25観測点では地中記録でも $1,000 \text{ cm/s}^2$ を超える加速度が観測されており、地表の4gを超える地震動は震源から振幅の大きな地震波が放射されたためと考えられ、この現象の理解のためにも本地震の詳細な震源過程の推定が必要である。本稿では、防災科研のK-NETとKiK-netで得られた震源近傍の強震記録を用いて、平成20年岩手・宮城内陸地震の震源破壊過程を推定した結果³⁾について報告する。

*独立行政法人 防災科学技術研究所 地震研究部

**京都大学防災研究所 社会防災研究部門

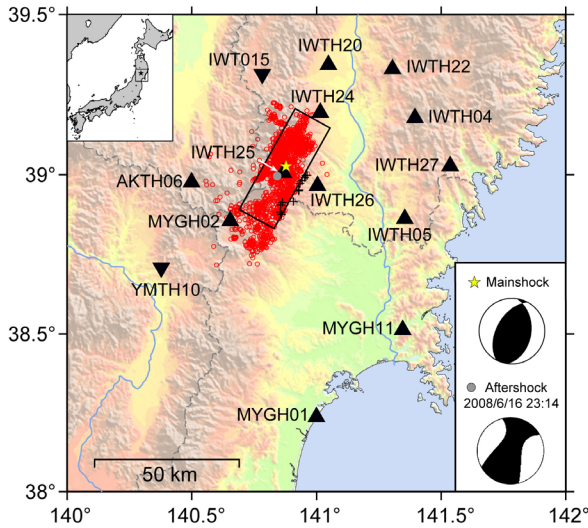


図1 平成20年岩手・宮城内陸地震の震央と解析に用いた断層面および観測点を示した地図。赤丸は本震後24時間に発生した30 km以浅の地震の震央、十字は地表断層の位置¹⁶⁾を表す。

Fig. 1 Map showing the source information of the 2008 Iwate-Miyagi Nairiku earthquake. The red circles indicate the epicenters of the shallow earthquakes (< 30 km deep) that occurred in the 24 hours following the mainshock and the black crosses indicate the surface ruptures¹⁶⁾.

2. 解析手法

本研究ではマルチタイムウィンドウ線型波形インバージョン法^{4) 5)}を用いて震源過程の推定を行う。解析の詳細な手順はSekiguchi *et al.* (2000)⁶⁾に従っている。表現定理に基づき、弾性体中の断層のすべりにより生成される地震波は、断層面上の各点についてすべり速度の履歴 $S(t)$ と単位すべり速度に対する応答波形 $G(t)$ （グリーン関数）をたたみ込み、それを断層面全体について積分することで表現できる⁷⁾。マルチタイムウィンドウ線型波形インバージョン法では、図2のように断層面を小断層に分割し、すべり速度関数を Δt ずつずらした基底関数 $\Omega(t)$ で表現することにより、震源過程を時空間的に離散化する。このときある観測点で得られる地震波形 $U(t)$ は各基底関数の重みを m として式(1)で表される。

$$U(t) = \sum_{if} \sum_{it} \sum_{ir} m_{if,it,ir} \Omega(t - t_{trig} - \Delta t(it-1)) * G_{if,ir}(t) \quad (1)$$

ただし、 if ($= 1, \dots, Nf$)、 it ($= 1, \dots, Nt$)、 ir ($= 1, 2$) はそれぞれ小断層、基底関数(時間窓)、面上のすべり方向2成分についての添字である。複数の観測波形記録について式(1)を連立して式(2)の線型方程式を立てることができ、これを m について解くことにより、すべり速度の時空間発展で描写された震源過程を推定することができる。

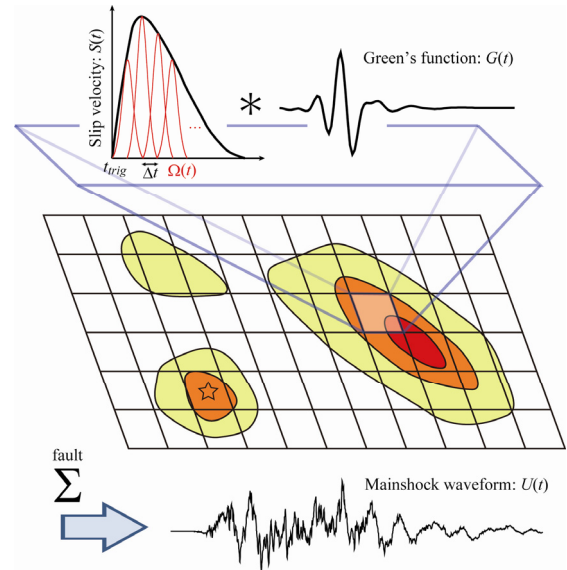


図2 マルチタイムウィンドウ線型波形インバージョン法における震源過程離散化の概念図

Fig. 2 Schematic illustration of the multi-time-window linear waveform inversion method.

$$\begin{pmatrix} G \\ \lambda S \end{pmatrix} m = \begin{pmatrix} U \\ 0 \end{pmatrix} \quad (2)$$

ここで G は $G(t)$ に $\Omega(t)$ をたたみ込んだ関数からなる行列、 S 、 λ は逆問題の安定化のために課したモデルパラメータの平滑化条件を表す行列およびその強さを制御するスカラー量であり、本研究ではSekiguchi *et al.* (2000)⁶⁾の導入した時空間的な平滑化を行う。また G 、 U は各観測点について3成分の観測波形最大値で正規化する。もう一つの安定化条件として、式(2)を解く際に非負の最小二乗法⁸⁾を用いてすべり方向を制限する条件をつける。式(1)において1つ目の時間窓がトリガーされる時刻 t_{trig} は、破壊開始点から Vr で伝播する速度により規定される時刻とする。 Vr の値を変えて逆問題を解き、残差を最小とするものを最適解とする。各 Vr についての平滑化 S の強さ λ はABIC⁹⁾により適切な値を採用する⁶⁾。こうして得られるすべり履歴のみで表された震源過程は運動学的震源過程と呼ばれ、必ずしも動力学的条件を満たさないが、例えばZhang *et al.* (2003)¹⁰⁾のように動力学的震源破壊過程推定のための拘束条件を与えることができる。

3. 観測波形データと理論波形合成

グリーン関数は適切な地下構造を仮定することにより理論的に計算することができ、現在の地下構造の知見では1 Hz以下の低周波数帯域について理論的手法が有効と考えられる。本解析では0.1–1 Hzの3成分速度波形 S 波記録を解析対象とした。図1は解析に用いた強震観測点14点の位置を、表1は用いた記録の詳細を示す。地表付近の強い不均質地下構造の影響を受けていない地中記録

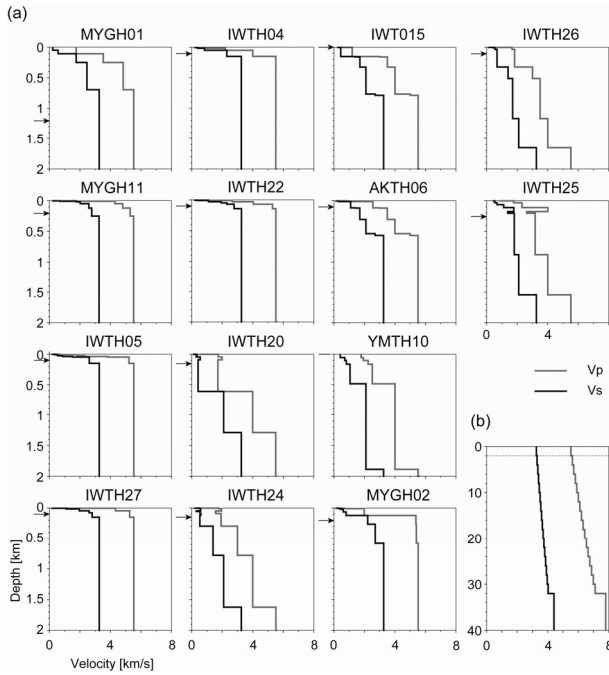


図 3 グリーン関数の計算に使用した速度構造モデル。矢印は地震計の位置を示す。

Fig. 3 Velocity structure model used to calculate the Green's functions. The arrows indicate the locations of the seismometers.

をできるだけ多く使用し、IWTH25 は断層面直上に位置する唯一の観測点であることを考慮してインバージョンにおける重みを他の 4 倍とした。グリーン関数は、各観測点について図 3 に示す水平成層の速度構造モデルを与え、Bouchon (1981)¹¹⁾ の離散化波数積分法と Kennett and Kerry (1979)¹²⁾ の反射・透過係数行列法を用いて計算した。また Sekiguchi *et al.* (2002)¹³⁾ の手法に従い、小断層内部の破壊伝播の効果をたため込んだ。図 3 の 2 km 以浅の構造 (a) は、防災科研が各観測点で行った速度検層結果および藤原ほか (2006)¹⁴⁾ が構築した強震動予測のための 3 次元深部地盤構造に基づいており、さらに深い構造 (b) は鶴川ほか (1984)¹⁵⁾ が関東・東海地域の震源決定に用いたものである。この構造モデルの妥当性を検証するため、2008 年 6 月 16 日 23 時 14 分に発生した気象庁マグニチュード 5.2 の余震記録について点震源を仮定したシミュレーションを行った。この余震の震央と F-net 記録より再決定されたモーメントテンソル (MT) 解 (松本, 2008: 私信) を図 1 に、0.1–1 Hz の観測と合成波形の比較を図 4 に示す。合成波形は観測波形のおおよそを再現しているが、北上川流域に位置する IWTH20 や IWTH24 については比較的深い堆積層構造を仮定しているにもかかわらず再現が充分ではない。これらの観測点では水平成層構造では表現できない 3 次元的不均質地下構造に起因する後続波が卓越しているためと考えられる。本震および余震記録にそのような後続波の見られる観測点については、解析に用いる記録長を短くした (表 1)。

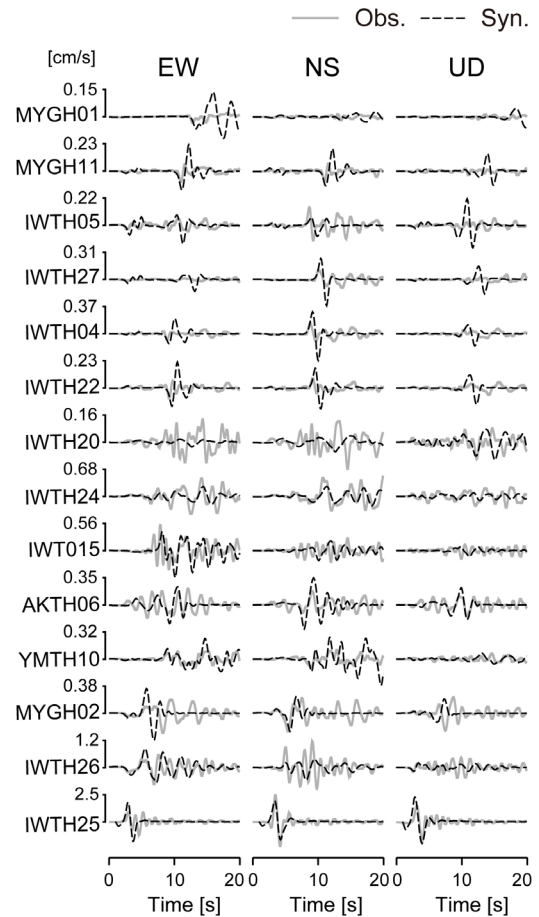


図 4 仮定した速度構造モデルによる余震記録のシミュレーション結果

Fig. 4 Waveform simulation of the aftershock records using the assumed velocity structure model.

表 1 インバージョンに使用した観測記録の情報
Table 1 Information of the records used for the source inversion analysis.

観測点名	観測網	深さ	解析区間長
MYGH01	KiK-net	1206 m	11 秒
MYGH11	KiK-net	207 m	16 秒
IWTH05	KiK-net	100 m	11 秒
IWTH27	KiK-net	100 m	16 秒
IWTH04	KiK-net	106 m	11 秒
IWTH22	KiK-net	100 m	11 秒
IWTH20	KiK-net	156 m	11 秒
IWTH24	KiK-net	150 m	10 秒
IWT015	K-NET	地表	9 秒
AKTH06	KiK-net	100 m	11 秒
YMTH10	KiK-net	地表	16 秒
MYGH02	KiK-net	203 m	16 秒
IWTH26	KiK-net	108 m	16 秒
IWTH25	KiK-net	260 m	16 秒

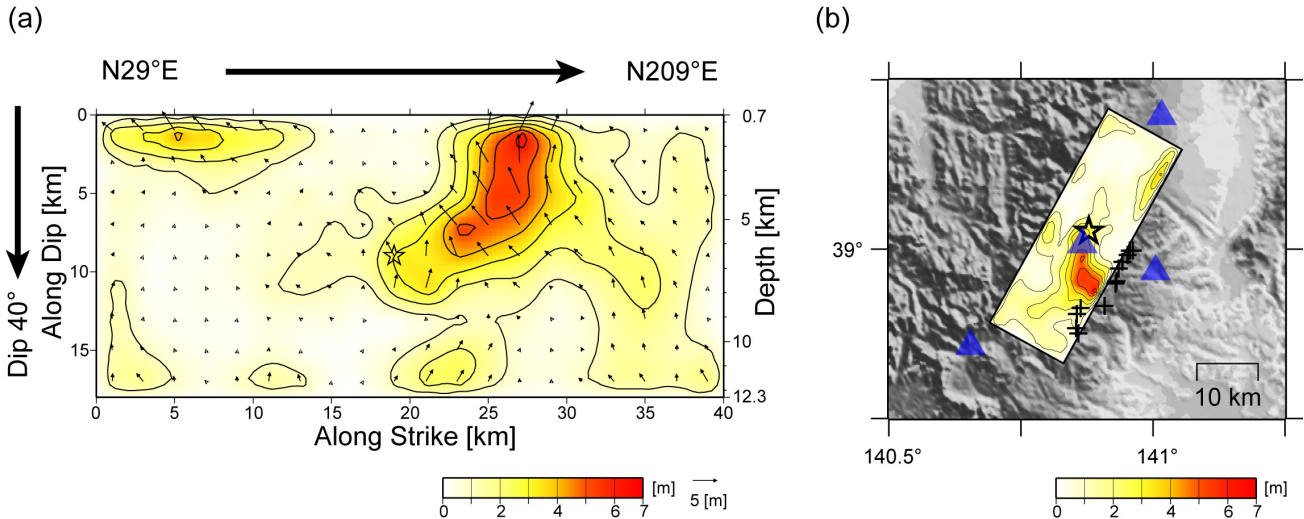


図5 (a)断層面上および(b)地図上に投影した最終すべり量分布．星印は破壊開始点，矢印は上盤のすべりの向きと大きさを示す．

Fig. 5 (a) Slip distribution on the assumed fault plane and (b) its projection onto the map. The star indicates the rupture starting point. The arrows indicate the directions and amplitudes of the slip of the hanging wall.

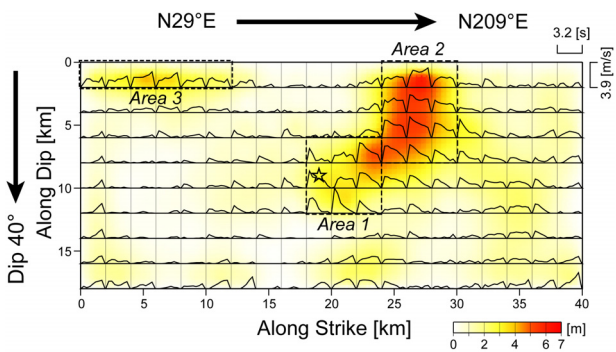


図6 各小断層のすべり速度時間関数．本研究で定義したすべりの大きい領域Area1から3の位置と背景に最終すべり量分布を示す．

Fig. 6 Slip-velocity time function of each subfault with the slip distribution in the background. Areas 1-3 defined in the present study are also shown.

4. 断層面モデルと離散化

図1に示す本震のMT解は余震分布と同様の北東—南西の走向で傾斜方向の異なる2つの節面を持つが、余震分布の深さ断面は複雑な様相を呈するため、この分布のみから本震時の断層面を決定することは難しい．余震発生域の東端に地表断層が現れた¹⁶⁾ため(図1の十字)、本解析では西傾斜の断層面モデルを採用した．破壊開始点は汐見ほか(2009)¹⁷⁾がDD法¹⁸⁾を用いて推定した本震震源位置とし、その深さは6.5 km、走向はMT解より209度、傾斜角は断層面の浅部延長の地表を切る位置が地表断層の出現個所と整合するように40度とした．断層

面は走向方向に40 km、傾斜方向に18 kmの広がりを持ち、これを2 km四方の正方形小断層により20×9個に分割した．各小断層のすべり速度関数の離散化は0.8秒幅のスミーズランプ関数の微分¹¹⁾を0.4秒ずつずらし7つ並べて表現した．これにより各小断層は t_{trig} の後3.2秒間すべることができる． V_r は1.4 km/sから0.2 km/s刻みで3.2 km/sまで変えてインバージョンを行った．各小断層、各時刻のすべり方向はMT解のすべり角である104度の片側45度に収めた．

5. 解析結果

V_r が1.8 km/sのとき残差を最小とする震源モデルが得られた．推定された断層面上の最終すべり量分布とその地表投影を図5に示す．すべりの大きい領域は破壊開始点から地表断層の現れた南側の浅部にかけての領域と、断層面北部の浅い領域に見られる．破壊開始点から広がるすべり域では、最終すべり量は南に向かい浅くなるにつれ次第に大きくなり、破壊開始点の南約10 kmの小断層で最大すべり量6.2 mが推定された．北部の領域のすべり量は南部のすべり域と比べると小さいものの、最大で4 mを超える値が得られた．断層面全体から解放された地震モーメントは 2.73×10^{19} Nm (M_w 6.9)と推定され、F-net MT解(2.72×10^{19} Nm)やGlobal CMT(2.58×10^{19} Nm)と同程度である．本研究では次節で示す波形合成への寄与を考慮して、南に広がるすべり域を破壊開始点近傍のArea1と浅部のすべりの特に大きい領域Area2に分け、北部のすべり域をArea3と呼ぶことにする．図6にArea1から3の位置を、各小断層におけるすべり速度時間関数および最終すべり量分布とともに示す．Area1ではすべ

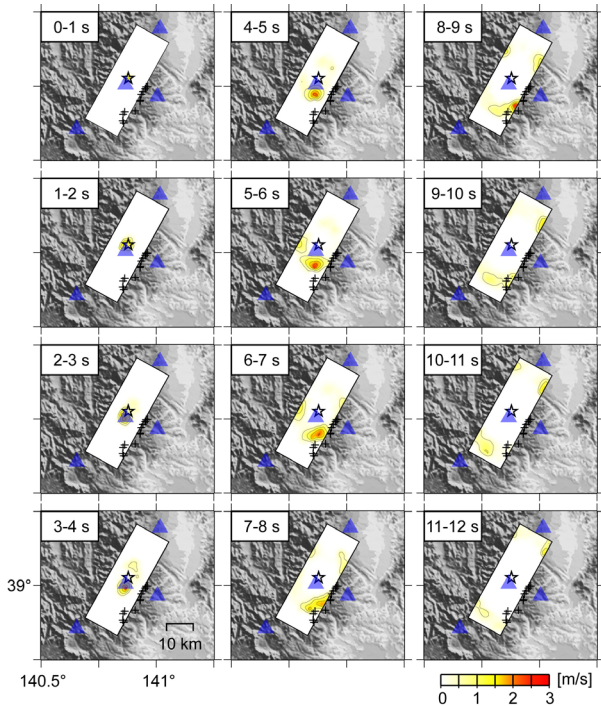


図 7 1 秒ごとのすべり速度分布の地表投影
Fig. 7 Snapshot of the slip-velocity distribution projected on the map.

り速度関数は鋭く立ち上がり比較的早く終息するが、Area 2 ではすべりが長い時間継続している様子が見られる。Area 3 では後ろの時間窓にピークが見られる。14 個の基底関数を用いて各小断層 6.0 秒間のすべりを許したインバージョンでは、Area 1-3 について図 6 とほぼ同様のすべり速度関数が得られた。本研究での基底関数を 7 個とした仮定は、少ないモデルパラメーターですべりの継続時間を十分に表現しており適切と考えられる。図 7 に 1 秒ごとのすべり速度分布のスナップショットを示す。破壊開始後 4 秒間のすべりは IWTH25 直下の Area 1 で生じ、その後 9 秒後までは Area 2 で大きいすべりが南へ伝播していく様子が見られる。Area 2 のすべりが終了する頃 Area 3 の破壊が開始し、12 秒程度でおおよそその断層破壊は終息した。図 8 は観測波形と合成波形の比較を示す。すべての観測点について合成波形は観測波形をよく説明していることが分かる。震源域の南側に位置する観測点では顕著なフェイズは S 波初動より有意に遅く到達しており、これらのフェイズは Area 2 のすべりにより生成されたことが確認されている。一方、北方の観測点については Area 3 のすべりも波形の再現に重要であった。IWTH25 では他の観測点と異なり、S 波到達後早い時刻に振幅の大きなフェイズが到達していることが分かる。この波形への寄与については次節で議論する。

6. 推定された震源過程と IWTH25 における地震動

図 9 に IWTH25 観測点の地表および地中での数種類の

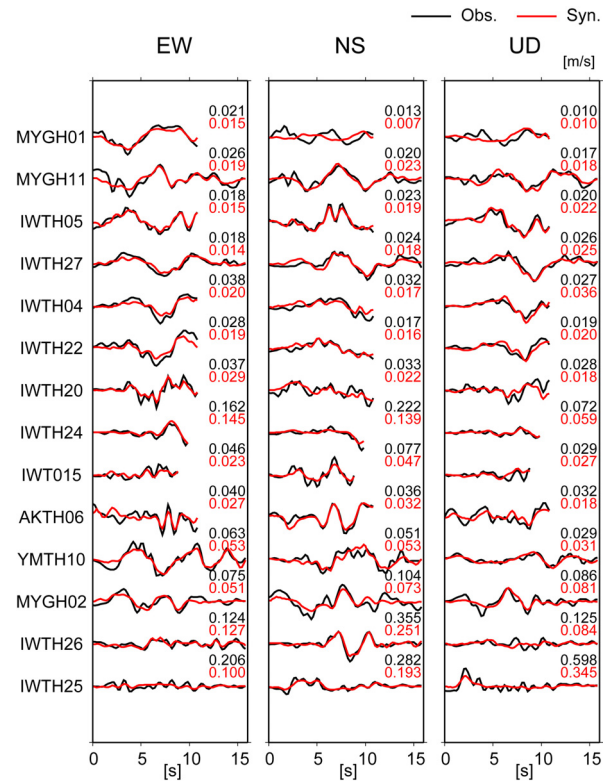


図 8 観測波形と合成波形の比較。各波形の右肩に観測波形 (黒) と合成波形 (赤) の最大振幅値 (m/s) を示す。

Fig. 8 Comparison between the observed and synthetic waveforms. The maximum velocities (m/s) of the observed (black) and synthetic (red) waveforms are indicated on the upper right of each trace.

波形記録を示す。地表での加速度波形(a)を見ると、上下動成分に卓越する $4,022 \text{ cm/s}^2$ の非常に大きな加速度フェイズ (以下 A_{peak} と呼ぶ) は P 波到達の 3.4 秒後に到達している。Pulido *et al.* (2008)¹⁹⁾ は A_{peak} が高周波成分に富んでいること、地中加速度記録にも対応するフェイズが存在していることを示し、このフェイズが震源由来であることを指摘している。帯域制限フィルタをかけていない地表(b)および地中(c)の速度波形は低周波数のフェイズについて似たような形状を示しており、ともに地震波の到来後の早い時刻において上下動成分に上向きの顕著なパルス波が到達している特徴が見られる。このパルス波に対応するフェイズを Phase 1、その後到達するフェイズを Phase 2 と呼ぶことにする。地中記録を用いたインバージョン結果(d)では、これらのフェイズはよく再現されている。このうち Phase 1 は Area 1 のすべりにより、Phase 2 は Area 2 のすべりにより生成されていることが(e)から確認できる。ここで再び地表での加速度(a)と速度(b)を見ると、 A_{peak} は Phase 2 の立ち上がりのすぐ後に到達している。周波数帯域が異なるフェイズの比較ではあるが、 A_{peak} は Phase 2 を生成した Area 2 のすべりの開

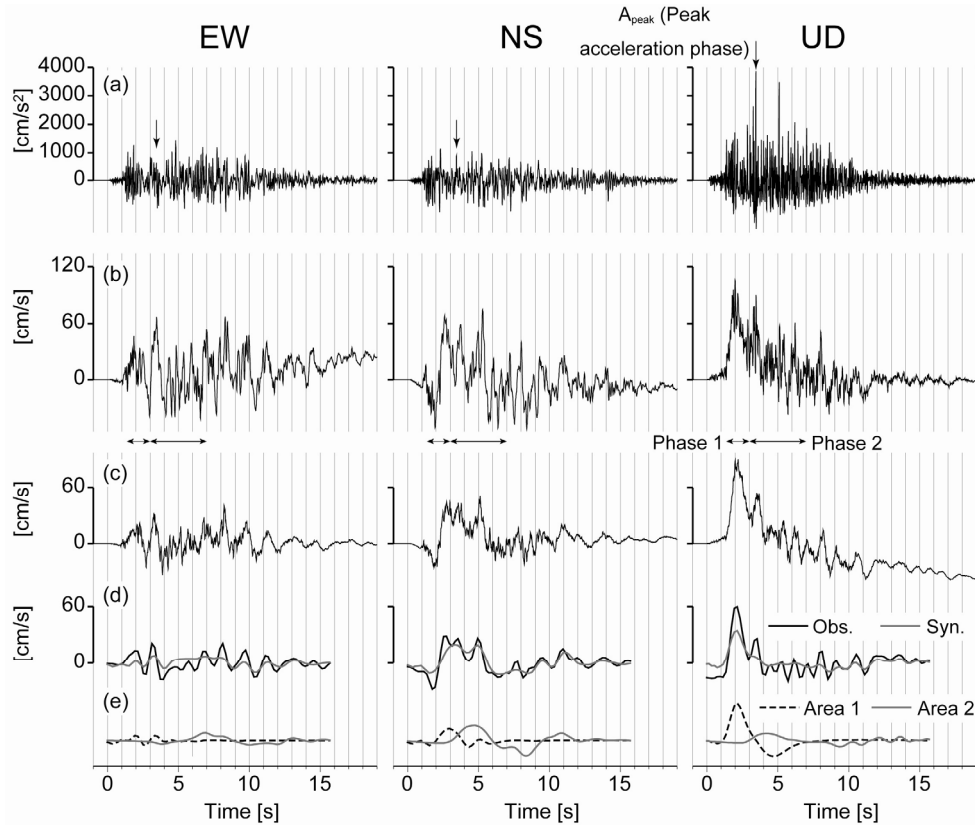


図9 IWTH25観測点における波形記録 (a)地表で観測された加速度波形 (b)地表における観測速度波形 (c)地中における観測速度波形 (d)インバージョン解析に用いられた0.1–1Hzの観測および合成速度波形 (e)Area 1およびArea 2のすべりにより生成される0.1–1 Hzの速度波形

Fig. 9 Waveforms at IWTH25. (a) Acceleration waveforms observed at surface. (b) Observed velocity waveforms at surface. (c) Observed velocity waveforms in the borehole. (d) Comparison of the observed waveforms used for the inversion analysis with the synthetic waveforms (0.1–1 Hz) in the borehole. (e) Synthetic waveforms generated by the slips of Areas 1 and 2.

始に伴って生成されたことが示唆される。

より直接的に A_{peak} の生成個所の検討を行うために、断層面上の点 ξ における次式(3)、(4)で表される時刻の分布と最終すべり量分布の比較を図10に示す。

$$T^P(\xi) = T_{\text{rupt}}(\xi) + T_{\text{travel}}^P(\xi) - T_{\text{travel}}^P(\xi_0) \quad (3)$$

$$T^S(\xi) = T_{\text{rupt}}(\xi) + T_{\text{travel}}^S(\xi) - T_{\text{travel}}^P(\xi_0) \quad (4)$$

ここで T_{rupt} 、 T_{travel}^P 、 T_{travel}^S は、それぞれ破壊時刻、 P 波および S 波のIWTH25地表観測点までの伝播時間を示し、 ξ_0 は破壊開始点を表す。破壊時刻は各小断層での地震モーメント解放量が最終解放量の10%となる時刻と定義した。高周波数地震波は破壊進展の先端(破壊フロント)より生成されていると仮定すると、図10はIWTH25地表記録において P 波初動到達時刻から T^P (T^S)秒後に到達する P (S)波からなる高周波数フェイズを放射した断層面上の位置を示している。すなわちIWTH25観測点についての P 波初動を基準としたアイソクロン²⁰⁾を示したものである。図9に示すように A_{peak} は P 波初動の3.4秒

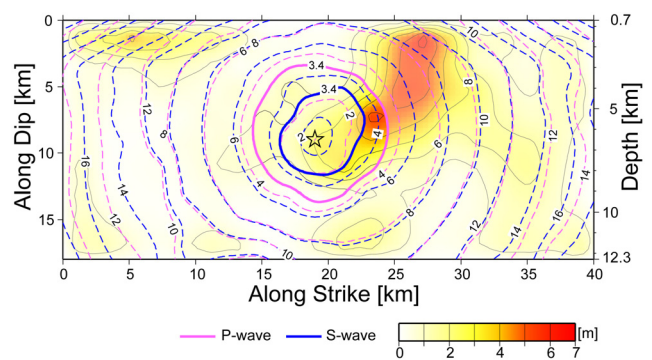


図10 断層面上の T^P (ピンク) および T^S (青) の分布とすべり分布との比較. 実線は3.4秒の位置を、破線は2秒ごとの位置を示している。

Fig. 10 Distribution of T^P and T^S (isochrones relative to the P -wave onset) compared with the total slip distribution. Solid curve indicates 3.4 s and broken curves are drawn at every 2 s.

後に到達しており, このフェイズの種類について P 波, S 波, もしくは変換波というあらゆる可能性を考えると, その生成源は図 10 のピンク色と青色の実線で閉じられた領域内に存在すると推定される. 高周波数地震波の励起にもある程度大きなすべりが生じていることが必要と考えられるので, A_{peak} は上述の閉領域中ですべり量の大きい Area 1 と Area 2 の接する付近から生成された可能性が指摘できる. これは前段落での図 9 を用いた震源過程と A_{peak} の検討結果と整合的な結果といえる.

7. おわりに

防災科研の強震観測網により得られた震源近傍の波形記録を用いて岩手・宮城内陸地震の詳細な震源破壊過程を推定した. 破壊開始点から地表断層の現れた震源域南部の浅い領域にかけてすべりの大きい領域が広がり, 断層直上の観測点 IWITH25 で観測された大加速度の地震動は, 南部のすべり域内部ですべりが一段と大きくなる領域から生成された可能性が示された. 強震記録を用いた震源破壊過程の推定は, 被害地震の特性を調べる上での基礎的で重要な役割を担っており, 本研究による震源モデルは, 高周波数地震記録のシミュレーション, 動力学的破壊過程の拘束, 地震による応力変化と余震発生の関係の調査など本地震の特徴およびその及ぼした影響に関するより詳細な研究のために提供されている. 2003 年の宮城県沖の地震以降, 防災科研では被害地震の発生時には強震観測記録を用いた震源過程解析を行って結果をウェブページで公開してきた²¹⁾. 今後も詳細で信頼性の高い結果を地震発生後早い段階で公表できるよう尽力し, 地震災害対策に貢献していきたいと考えている.

謝辞

震源情報をご提供いただいた地震研究部の汐見勝彦主任研究員, 関根秀太郎研究員と, モーメントテンソル解をご提供いただいた地震研究部の松本拓己主任研究員, 有益な議論をいただいた防災システム研究センターのブリード・ネルソン研究員に感謝します.

参考文献

- 1) Global CMT project : (<http://www.globalcmt.org/>, 2009.1.21)
- 2) 平成 20 年岩手・宮城内陸地震 4 学協会東北合同調査委員会 (2009): 平成 20 年 (2008 年) 岩手・宮城内陸地震災害調査報告書, 403pp.
- 3) Suzuki, W., Aoi, S., and Sekiguchi, H. (2010): Rupture process of the 2008 Iwate-Miyagi Nairiku, Japan, earthquake derived from near-source strong-motion records. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **100**-1, 256–266.
- 4) Olson, A. H. and Apsel, R. J. (1982): Finite faults and inverse theory with applications to the 1979 Imperial Valley earthquake. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **72**-6, 1969–2001.
- 5) Hartzell, S. H. and Heaton, T. H. (1983): Inversion of strong ground motion and teleseismic waveform data for the fault rupture history of the 1979 Imperial Valley, California, earthquake. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **73**-6, 1553–1583.
- 6) Sekiguchi, H., Irikura, K., and Iwata, T. (2000): Fault geometry at the rupture termination of the 1995 Hyogo-ken Nanbu earthquake. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **90**-1, 117–133.
- 7) Aki, K. and Richards, P. G. (2002): *Quantitative Seismology*, 2 ed., 700pp., University Science Books, California.
- 8) Lawson, C. L. and Hanson, R. J. (1974): *Solving Least Squares Problems*, 340pp., Prentice-Hall, Inc., New Jersey.
- 9) Akaike, K. (1980): Likelihood and the Bayes procedure. in *Bayesian statistics*, edited by J. M. Bernardo, M. H. DeGroot, D. V. Lindley, and A. F. M. Smith, University Press, Valencia, Spain.
- 10) Zhang, W., Iwata, T., Irikura, K., Sekiguchi, H., and Bouchon, M. (2003): Heterogeneous distribution of the dynamic source parameters of the 1999 Chi-Chi, Taiwan, earthquake. *J. Geophys. Res.*, **108**-B5, 2232.
- 11) Bouchon, M. (1981): A simple method to calculate Green's functions for elastic layered media. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **71**-4, 959–971.
- 12) Kennett, B. L. N. and Kerry, N. J. (1979): Seismic waves in a stratified half space. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, **57**, 557–583.
- 13) Sekiguchi, H., Irikura, K., and Iwata, T. (2002): Source inversion for estimating continuous slip distribution on the fault—Introduction of Green's functions convolved with a correction function to give moving dislocation effects in subfaults—. *Geophys. J. Int.*, **150**, 377–391.
- 14) 藤原広行・河合伸一・青井真・先名重樹・大井昌弘・松山尚典・岩本鋼司・鈴木晴彦・早川譲 (2006): 強震動評価のための深部地盤構造全国初期モデル. 第 12 回日本地震工学シンポジウム論文集, 1466–1469.
- 15) 鵜川元雄・石田瑞穂・松村正三・笠原敬司 (1984): 関東・東海地域地震観測網による震源決定法について. 国立防災科学技術センター研究速報, **53**, 1–88.
- 16) 産業技術総合研究所活断層研究センター (2008): 2008 年岩手・宮城内陸地震速報. (http://unit.aist.go.jp/actfault/katsudo/jishin/iwate_miyagi/, 2009.9.2)
- 17) 汐見勝彦・関根秀太郎・武田哲也・浅野陽一・小原一成 (2009): 2008 年岩手・宮城内陸地震時における震源直上観測点の震源決定への貢献. 地震予知連絡会会報, **81**, 169–171.
- 18) Waldhauser, F. and Ellsworth, W. L. (2000): A double-difference earthquake location algorithm: Method and application to the Northern Hayward fault. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **90**-6, 1353–1368.
- 19) Pulido, N., Aoi, S., and Suzuki, W. (2008): Simulation of

- a strong ground motion exceeding 4G during the 2008 Iwate-Miyagi Nairiku earthquake, Japan. AGU Fall Meeting, S33C-02.
- 20) Spudich, P. and Frazer, L. N. (1984): Use of ray theory to calculate high-frequency radiation from earthquakesources having spatially variable rupture velocity and stress drop. Bull. Seismol. Soc. Am., **74**-6, 2061-2082.
- 21) 防災科学技術研究所 強震観測網 (K-NET, KiK-net) : 過去の大きな地震特集. (<http://www.kyoshin.bosai.go.jp/cgi-bin/kyoshin/bigeqs/index.cgi>, 2009.9.2)
(原稿受理: 2009年9月17日)

要 旨

平成 20 年岩手・宮城内陸地震の震源破壊過程を防災科研の K-NET および KiK-net の震源近傍 14 観測点で得られた強震記録を用いてマルチタイムウィンドウ線型波形インバージョン法に基づき推定した. すべりの大きい領域は破壊開始点から地表断層の生じた南の浅い領域にかけて徐々にすべり量を増しながら広がり, 破壊開始点の南約 10 km 付近で最大すべり量 6.2 m が得られた. 北側の浅い領域にも比較的すべりの大きい領域が推定された. 地震モーメントは 2.73×10^{19} Nm (Mw 6.9) であった. 本地震のほぼ破壊開始点直上に位置する KiK-net, IWTH25 地表記録に見られる $4,000 \text{ cm/s}^2$ を超える大加速度フェイズは, その直下の領域の破壊が終了し, さらに大きいすべりの領域の破壊が始まる付近で生成された可能性がある.

キーワード: 平成 20 年 (2008 年) 岩手・宮城内陸地震, 震源過程, 波形インバージョン, 強震記録