

## 東北地方地殻浅部で発生した中規模地震の震源過程

岡田知己・海野徳仁・伊藤喜宏・松澤 暢・堀 修一郎・河野俊夫・仁田交市・長谷川 昭  
東北大学大学院理学研究科地震・噴火予知研究観測センター

## Source Processes of Moderate Earthquakes that Occurred in the Upper Crust of NE Japan

Tomomi Okada, Norihito Umino, Yoshihiro Ito, Toru Matsuzawa, Shu'uichiro Hori,  
Toshio Kono, Kouichi Nida and Akira Hasegawa  
Research Center for Prediction of Earthquakes and Volcanic Eruptions, Graduate School of Science,  
Tohoku University

### Abstract

Northeastern (NE) Japan is located at a typical subduction zone, and many shallow inland earthquakes occur in this region. In recent years, several moderate earthquakes have occurred in the land area of NE Japan. The characteristics of these earthquakes are strongly related to tectonic features in this region. We investigated source processes of these earthquakes using empirical Green's function method.

In Sendai city, a moderate (M 5.0) earthquake occurred on 15 September, 1998. It was located at the deepest portion of an active fault-Nagamachi-Rifu fault. We used data observed by nearby strong motion arrays. The spatial extent of the rupture area corresponds to that of the aftershock area, and the aftershock activity was high in the area with a relatively small amount of slip of the main shock rupture. We also investigated the source process of the largest foreshock (M 3.8). The rupture area of the foreshock does not strongly overlap the asperities of the main shock.

Three earthquakes with magnitudes greater than 5 (M 5.9 event at 3: 12, M 5.4 event at 3: 54 and M 5.7 event at 8: 10) occurred on 11 August, 1996 in the Onikobe area near the border of Akita and Miyagi prefectures. Two days after these events, a M 4.9 event occurred in an adjacent region. These events were located close to each other, but their mechanism solutions are quite different; thrust-type faults for M 5.9 and M 5.4 events and strike-slip faults for M 5.7 and M 4.9 events. We used waveform data observed by the regional strong motion network (Kyoshin-net, NIED, Japan) and the broadband station network of Tohoku Univ. and JMA. The rupture areas of these earthquakes do not overlap and the areas with high activity of aftershocks are located at the edge of the rupture areas and in areas with little slip.

**Key words:** source process, NE Japan, empirical Green's function, foreshock, aftershock

### 1. はじめに

東北地方内陸部では脊梁山地を中心として活発な浅発地震活動がみられる。最近の約 100 年間の主な大地震としては 1894 年庄内地震 (M 7.0), 1896 年陸羽地震 (M 7.2), 1900 年宮城県北部地震 (M 6.0), 1914 年秋田仙北地震 (M 7.1), 1939 年男鹿地震 (M 6.8), 1962 年宮城県北部地震 (M 6.5), 1970 年秋田県南東部地震 (M 6.2) な

どがあげられる。このような大地震の発生機構を知ることは、東北地方の地震テクトニクスを理解する上でも、さらには地震防災の観点からも重要な課題であるといえる。

Hasegawa *et al.* (2000) は、主として東北大学微小地震観測網を用いて行われた、3次元地震波速度構造、詳細な震源決定、地殻・上部マントル微細構造などに関する

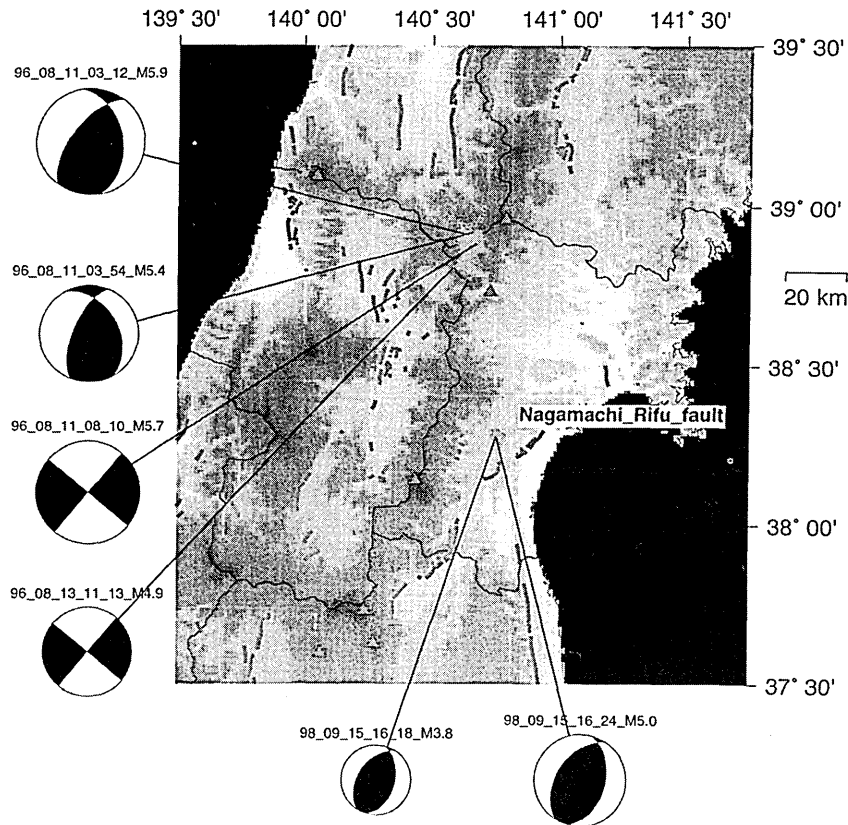


Fig.1. Map showing epicenters and fault plane solutions (lower hemisphere projection) of six earthquakes investigated in the present paper. Solid lines and solid triangles show active faults and active volcanoes, respectively.

るいくつかの研究をまとめ、東北地方の地震テクトニクスについて最新の知見を得ている。彼等によると、東北地方に発生する微小地震の深さの下限は 15 km 程度であり、それは詳細に見ると空間的に変化していること、深さの下限は P 波速度構造から推定した温度分布による 400°C の等温線にほぼ一致することが明らかにされた。さらに、国土地理院による三角測量による平面歪の分布で短縮量の大きい領域が深さ 40 km の地震波低速度域と調和的であること、脊梁部をはさむ活断層の存在する領域では地震波低速度域が顕著に存在しない一方、地震波低速度域内には大規模な活断層が存在しないことを示した。これらの観測事実からは地殻・上部マントルの不均質構造が温度分布と密接に関わり、それは地殻の变形や地震の発生を規制していることを示唆する。また、Nakajima *et al.* (2000) は 1997, 1998 両年に行なわれた東北合同観測によるデータを用いて、東北地方全域および脊梁部の P 波速度 ( $V_p$ ) および S 波速度 ( $V_s$ ) の詳細な 3 次元速度構造を求め、 $V_p/V_s$  比の空間分布を明らかにした。特に地震発生層である上部地殻においては、 $V_p/V_s$  比の大きな領域において地震活動が活発で

あることを明らかにした。不均質構造を形成する原因の一つとして水の存在が考えられ、地震発生に水が顕著な影響を与えることが示唆された。

一方、これまで多くの研究者により、震源過程の解析が数多くなされてきた (例えば、Hartzell and Heaton, 1983; Takeo and Mikami, 1990; Fukuyama, 1991; Horikawa *et al.*, 1996)。それらの解析によると、すべり量分布には顕著な不均質性があることが得られている。そのような不均質性は断層面での強度分布の不均質性に由来するものであると説明されている (Das and Aki, 1977, Mikumo and Miyatake, 1993 等)。強度分布の不均質性の一因としては、水や温度の不均質分布が考えられる。前述のとおり、東北地方内陸部では水や温度の分布の著しい不均質性が推定されており、それらが震源過程にどのような影響を及ぼしているか知ることは内陸地震の発生過程を理解する上で極めて重要である。東北地方内陸部においては 1994 年ごろから中規模以上の地震がいくつか発生している。中規模程度の地震の震源過程の解析では、震源近傍に密な観測点が配置されていることが必要である。この時期には、防災科学技術研究所強

震ネットの展開, 大学微小地震観測網の広ダイナミックレンジ化が行なわれ, 中規模程度の地震の震源過程の解析が可能となるデータの収録が得られるようになった。そこで本小論では, 1998年仙台市の地震 (M5.0), 1996年鬼首地震 (M5.9 and M5.7) を例にとり (Fig. 1 参照), 東北地方内陸部で発生する地震の震源過程についての特徴を述べる。

## 2. 方法

これまで, 多くの研究者により, 地震波形を用いた震源過程の解析が行われてきた。その手法は断層面を小断層に分割し, それぞれの小断層でのすべり量, すべり時間関数を, 観測波形のインヴァージョンにより求めるといものである (e.g., Hartzell and Heaton, 1983, Takeo, 1987)。その際に各小断層でのグリーン関数が必要になる。これまでの多くの研究では, 地殻・上部マントル構造を仮定し, 数値計算によるグリーン関数を求めるといった方法が行われてきた。その場合, 現実的な数値計算のためには, 3次元的に顕著な構造の不均質が存在しないことが要求される。しかしながら本研究で対象地域となる東北地方の火山フロント近傍においては, 著しい構造の不均質性が推定されており, 数値計算により, 十分な精度のグリーン関数を求めることが困難である。そこで本研究では経験的グリーン関数法 (Hartzell, 1978; Mueller, 1985; Mori and Hartzell, 1990; Fukuyama, 1991; Hellweg and Boatwright, 1999) を使用する。

経験的グリーン関数法では, 対象とする地震の近傍で発生した小地震の波形をグリーン関数とする。本研究では以下の3つの条件により経験的グリーン関数とする地震を選んだ。

- 1) 対象とする地震の断層面上で起きた地震であること。
- 2) メカニズム解が対象とする地震のそれとほぼ同じであること。
- 3) 対象とする地震とのマグニチュードの差が1前後であること。

インヴァージョンの手法としては, multi time window 法 (Hartzell and Heaton, 1983) を用いた。この方法では, 各小断層において時間的に複数のすべりを許すことで, ライズタイムおよび破壊伝播時間のゆらぎを線形化した形で表現することができる。ここでは, 以下のように解析を行った。まず, 余震分布, メカニズム解から断層面を推定する。断層面はいくつかの小断層に分割する。破壊先端は震源から同心円状に等速度で伝わるとする。破壊先端の伝播速度はS波速度の80%を仮定し

た。各小断層において, 破壊先端の到着後, 震源時間関数を, その時間幅の半分の時間間隔で複数個与えた。震源時間関数は三角形型とした。なお, この方法では, すべり方向は経験的グリーン関数のそれと同じとなり, 求められたすべり量分布は経験的グリーン関数の地震に対しての相対的な値である。速度構造および地震破線の計算は東北大学のルーチン処理で使用しているもの (Hasegawa *et al.*, 1978) を用いた。

## 3. 1998年9月15日仙台市の地震 (M5.0)

### 3.1 地震活動の概要

1998年9月15日16時24分に仙台市西部を震源とするM5.0の地震が深さ約12kmで発生し, 震度4 (仙台市宮城野区) が観測された (Fig. 1, Fig. 2)。この地震では約3日前から顕著な前震活動が見られ, 本震の6分前の同日16時18分にはM3.8の最大前震が発生した。前震の多くは相似波形を持つ。また, 活発な余震活動を伴い, M3クラスの余震が多数発生した。海野・他 (1999) は, この地震活動について均質観測点法およびクロススペクトル法により詳細な震源決定を, またP波の押し引きデータを用いてメカニズム解の推定を行なった。彼等の結果によると, 余震は北西方向に約30度の傾きをもって面状に分布している。また, 本震のメカニズム解は北西南東方向にP軸を向く逆断層型である。これらの結果に基づいて, 彼等はこの地震は, 仙台市街を北東-南西方向に横切る逆断層型の活断層である, 長町・利府断層 (北村・他, 1986) 最深部で発生した地震であると推定した。また, 相似前震群のクロススペクトル法による高精度震源決定により, 本震の破壊の開始点 (震源) は前震群の最深部に位置すること, 最大前震の震源は本震の震源とほぼ同じ位置にあること, 前震は時間を追って浅部に移動することが明らかになり, 本震破壊開始前の震源近傍での破壊過程について重要な知見を得た。一方, Okada *et al.* (2000) は本震 (M5.0) および最大前震 (M3.8) について震源過程の推定を行なった。以下, 本節では, Okada *et al.* (2000) の結果についてその概要を述べる。

### 3.2 データ, 手法

M5.0の本震については, 以下のように解析を行なった。データは, 東北工業大学強震観測網 (神山, 私信), 仙台高密度強震観測事業 (Kitagawa *et al.*, 1994), 防災科学技術研究所強震ネット (木下・他, 1997) により観測された波形を使用した (Fig. 2)。東北工業大学強震観測網は仙台市内に展開された20点の強震 (加速度) 観測点からなる。加速度波形はそれぞれの観測点において分

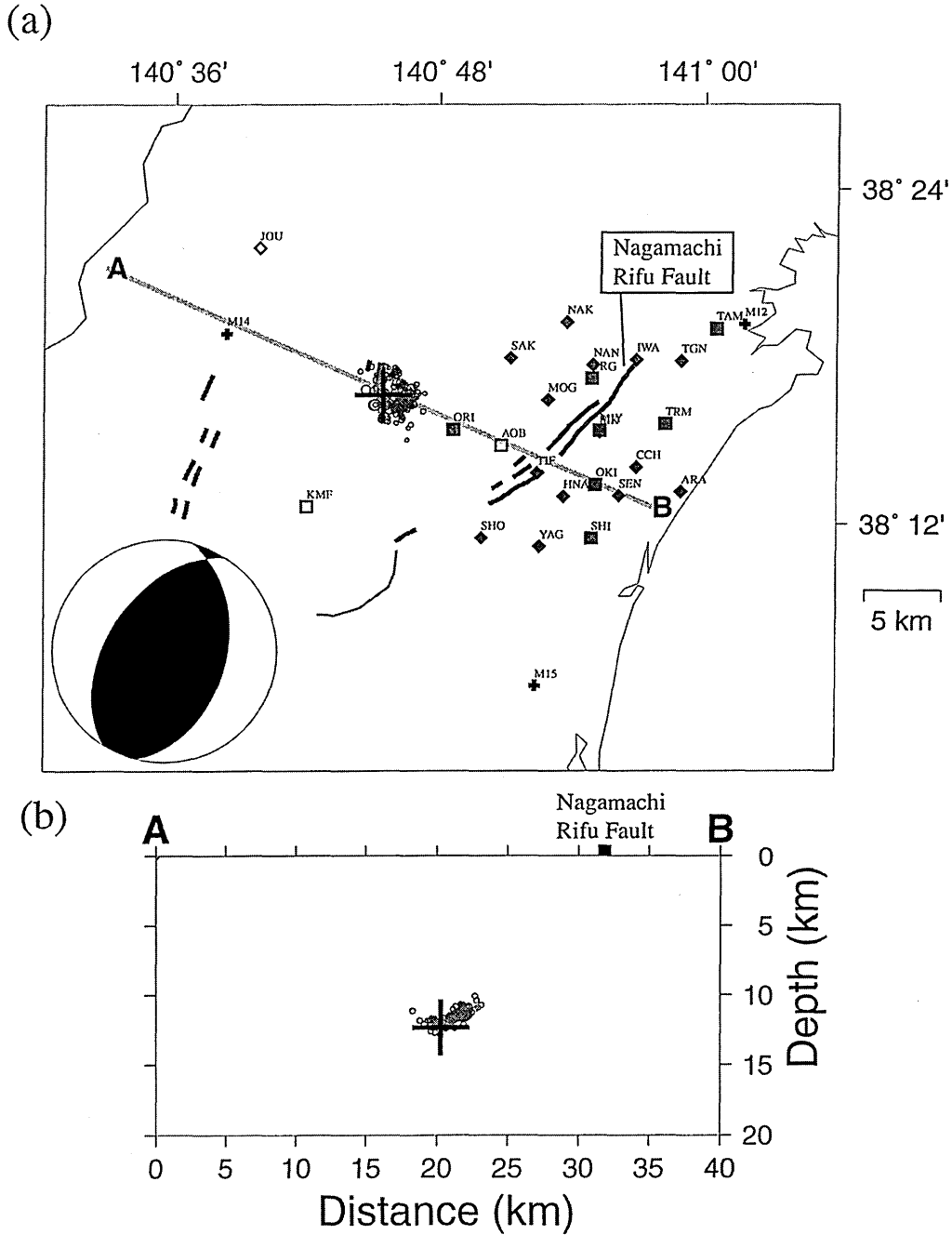


Fig. 2. (a) Map showing locations of stations used for the inversion of 1998 Sendai earthquake sequence. Solid diamonds, solid squares, and crosses denote stations of Small-Titan, BRI, and K-net stations, respectively. Open squares and an open diamond denote the short-period and broad-band seismograph stations of Tohoku University and JMA. A large cross and small circles show the hypocenter of the M5.0 earthquake that occurred on 15 September, 1998, and its aftershocks (Umino *et al.*, 1999). Bold lines denote locations of active faults. Fault plane solution of the M5.0 main shock is also shown (lower hemisphere projection). (b) NW-SE vertical cross-section of hypocenters of the main shock and aftershocks.

解能 24 bit, サンプリング周波数 100 Hz で AD 変換され、トリガー判定された後、フラッシュメモリーに記録される。メモリー上の波形データは公衆デジタル回線 (ISDN) を利用して、観測センターで集中的に受信・処

理される。加速度計は  $\pm 2000$  ガルの範囲で、周波数特性 0.02~32 Hz でフラットである。加速度計は 3 成分で地表に設置されている。仙台強震観測事業は仙台市内に展開された 10 点の強震 (加速度) 観測点からなる。各観

測点においては、異なる3深度に加速度計が設置されている。加速度波形は、それぞれの観測点において分解能16 bit、サンプリング周波数200 HzでAD変換され、トリガー判定された後、磁気テープに記録される (Kitagawa *et al.*, 1994)。上記2観測網で得られた波形データの内、経験的グリーン関数の地震の波形のS/Nが良い観測点21ヶ所の波形を使用した。仙台強震観測事業の観測点においてはもっとも深い位置(33~88 m)の地震計によるデータを用いた。あわせて、防災科学技術研究所強震ネットの周辺の観測点3ヶ所の波形を使用した。合計観測点数は24点である。地震波形は、上下動成分についてP波到着時1秒前から8秒間切り出し、50 Hzでリサンプルし、2 Hzのローパスフィルターをかけてインバージョンに用いた。経験的グリーン関数としては本震の6分前(1998年9月15日16時18分)に発生したM3.8の前震の波形を使用した (Fig. 3)。海野・他(1999)によると、この地震は本震とほぼ同じ震源位置で発生し、また本震と非常に良く似たメカニズム解を持つ。multi time window法でインバージョンを行なう際に設定する断層面は海野・他(1999)によるメカニズム解、余震分布と整合するように与えた。断層面上の5 km×5 kmの範囲に、500 m×500 mの大きさの小断層を計121個与え、各小断層において0.2秒幅の震源時間関数を0.1秒毎に4つ設定した。

M3.8の前震については以下のように解析を行なった。経験的グリーン関数としては1998年9月12日8時13分のM2.8の前震の波形を使用した。この地震はM3.8の前震と良く似たメカニズム解を持つと推定される。経験的グリーン関数とした地震のマグニチュードがM2.8と小さいため、本震で使用した強震観測網では十分なS/Nの良いデータが得られなかった。そこで、周辺に展開されている、東北大学地震観測網の観測点(AOB, KMF)および気象庁地震観測点(JOU)での記録波形をデータとして使用した (Fig. 2)。AOB観測点ではERIOSシステムによりAD20 bitで記録されているSTS-1型地震計の波形を使用した。KMF観測点では白山工業(株)製のデータ変換装置LT8500によりAD22 bitで記録されている1秒短周期地震計の波形を使用した。JOU観測点ではAD20 bitで記録されている1秒短周期地震計の波形を使用した。これらの波形データは、上下動成分についてP波到着時1秒前から8秒間切り出し、50 Hzにリサンプルし、4 Hzのローパスフィルターをかけて解析に用いた。断層面は、本震と同じ走向、傾斜とした。断層面上の1×km×1 kmの範囲に125 m×125 mの大きさの小断層計81個を与え、各小断層に

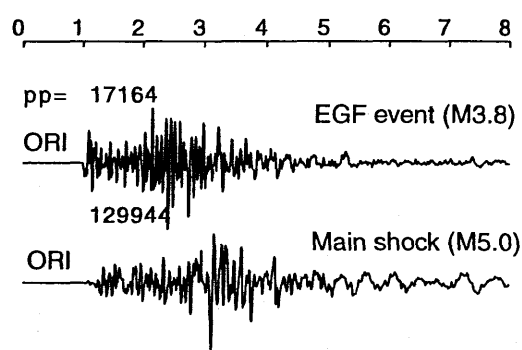


Fig. 3. Examples of observed waveforms for the empirical Green's function event (upper trace) and the M5.0 main shock (lower trace). The observed station is ORI. Numerals above traces denote peak-to-peak amplitude in digits.

おいて0.04秒幅の震源時間関数を0.02秒毎に4つ設定した。

### 3.3 結果

#### 3.3.1 本震 (M5.0)

本震について得られたすべり量の分布を Fig. 4 に示す。破壊域の広がりには3 km×3 kmと求められた。本震の震源(破壊開始点)は断層の最深部に位置する。すべり量の大きな領域は、断層の走向に沿って破壊開始点の南西に約1 kmの領域と北東に約2 kmの領域の2ヶ所に存在する。震源域の浅部にはすべり量の小さな領域が存在する。図には均質観測点法により求められた、余震の震央(海野・他, 1999)をあわせて示している。破壊域の広がりにはほぼ余震域の広がりとは一致している。詳しくみると、余震は空間的に顕著に不均質に分布している。すべり量の小さな破壊域浅部の中央部において余震が多く分布する一方、すべり量の大きな領域では比較的余震が少ない傾向にある。経験的グリーン関数としては本震の6分前(1998年9月15日16時18分)に発生したM3.8の前震の波形を使用した。海野・他(1999)によると、この地震は本震とほぼ同じ震源位置で発生し、また本震と非常に良く似たメカニズム解を持つ。得られた観測波形と合成波形との比較を Fig. 5 に示す。両者は良く一致する。

#### 3.3.2 最大前震 (M3.8)

最大前震について得られたすべり量の分布を Fig. 6 に示す。破壊域の広がりには500 m×500 mと求められた。すべり量の分布には不均質性があり、特に破壊開始点から浅部方向にひろがる領域ではすべり量が多い。この最大前震の他にも顕著な前震活動が本震の約3日前からみられている。図中、海野・他(1999)によりクロススペクトル法により求められた他の前震の震央の位置を丸

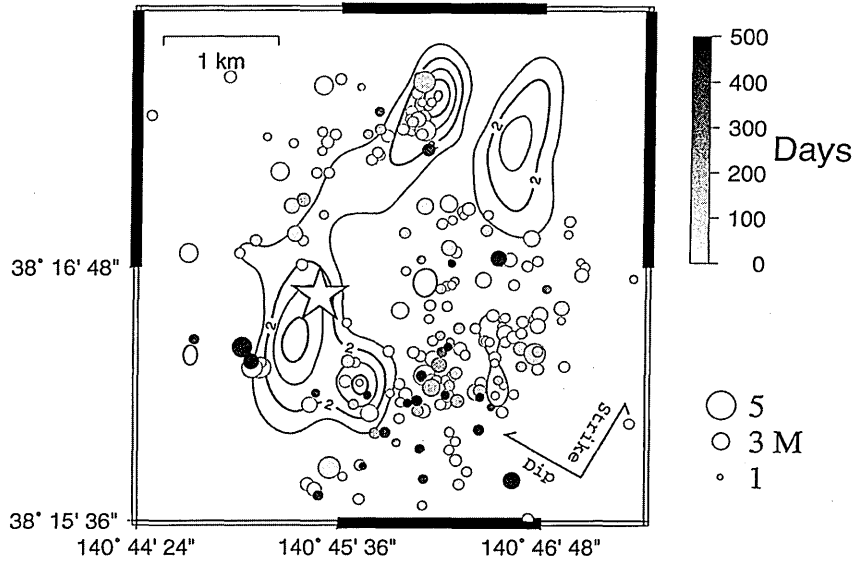


Fig. 4. Slip distribution of the M5.0 main shock and epicenters of aftershocks. Amount of relative slip is shown by contours. Epicenters of aftershocks are shown by circles. At each epicenter location, gray scale is shown, which shows a lapse time of each aftershock occurrence after the main shock in days. Star denotes the epicenter of the main shock.

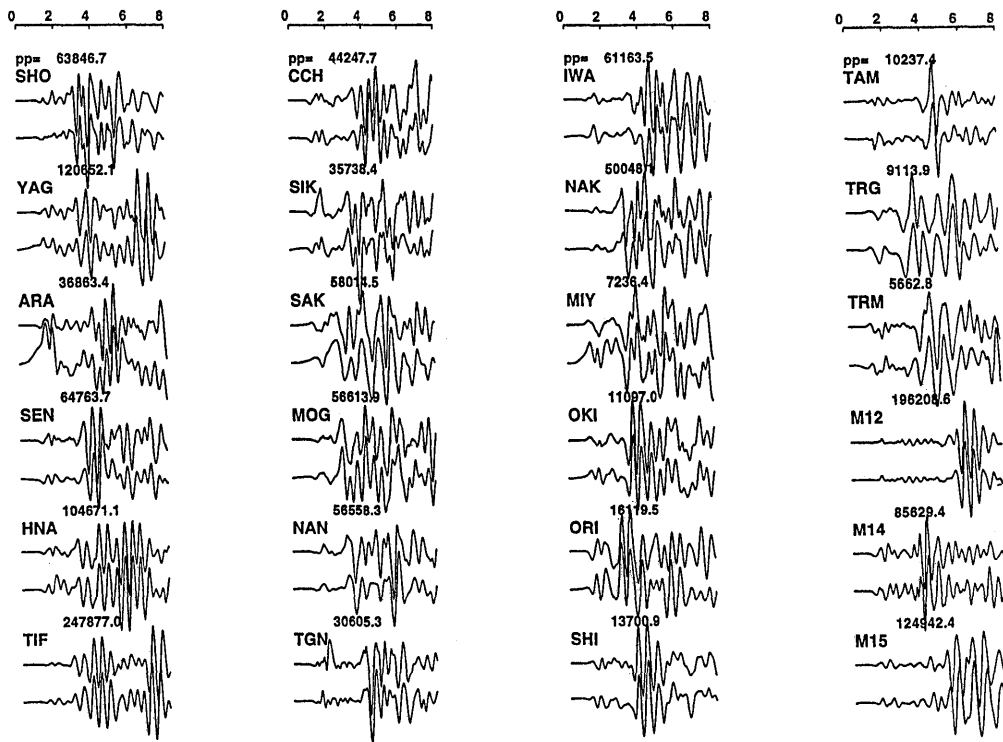


Fig. 5. Comparison of observed seismograms (upper traces) with synthesized seismograms (lower traces) for the M5.0 Sendai event.

で示している。最大前震の震源 (小○) はそれ以前に発生した前震群の震源域の最深部に位置している。これらの前震群の震央は、最大前震の震源から浅部方向にひろがるすべり量の顕著に大きな領域の近傍に位置してい

る。この図では、最大前震の震源域周辺における本震時のすべり量分布もあわせて示している。海野・他 (1999) によると最大前震の震源 (小○) と本震の震源 (大○) とは非常に近接している。しかしながら、最大前震のす

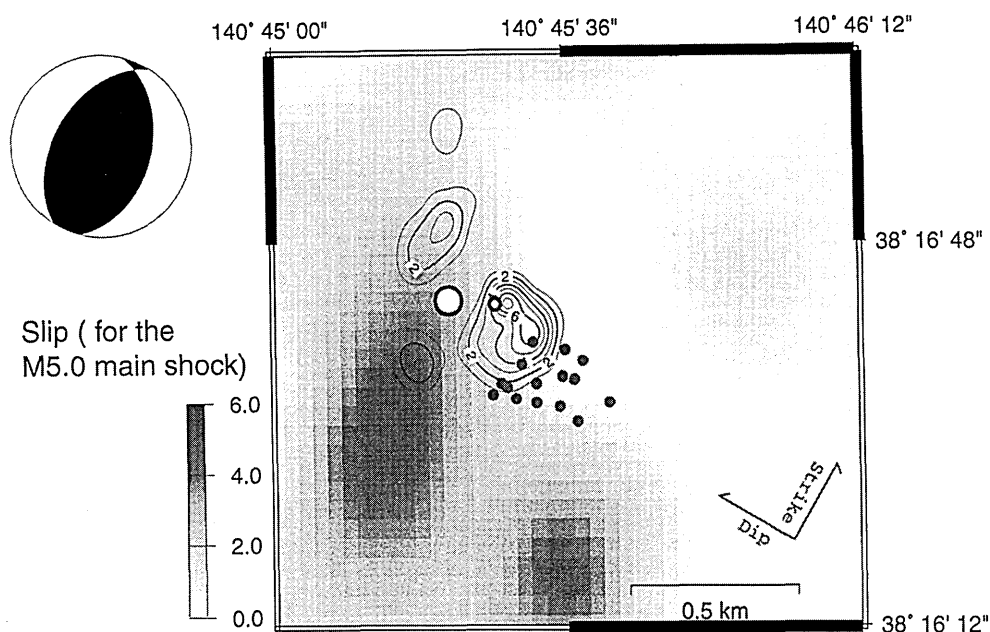


Fig. 6. Slip distribution of the M3.8 immediate foreshock (Sep. 15 16: 18, 1998). Contour interval of relative slip is 1. Open large and small circles show epicenters of the M5.0 main shock and the M3.8 foreshock. Solid circles denote epicenters of other earlier foreshocks. Slip distribution of the M5.0 main shock is also shown by gray scale. Focal mechanism solution of the M3.8 foreshock is shown at the upper left on the lower focal hemisphere.

### Comparison of Obs/Syn for 980915 16:18

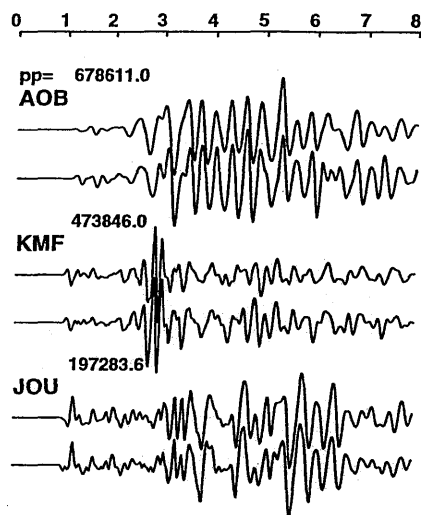


Fig. 7. Comparison of observed seismograms (upper traces) with synthesized seismograms (lower traces) for the M3.8 foreshock. Numerals on the tops of the traces denote peak-to-peak amplitude in digits.

べり量の大きな領域と本震のすべり量の大きな領域とは重なってはいない。また、他の前震群の震源も本震のすべり量の大きな領域とは重なってはいない。得られた観測波形と合成波形との比較を Fig. 7 に示す。両者は良く一致する。

### 3.4 考 察

本震の解析の結果、本震のすべり量分布と余震分布とは負の相関のあることが示された。伊藤・他(2000)は周辺に展開した稠密臨時地震観測網のデータを用いて、経験的グリーンテンソル法により、多数の余震のメ

カニズム解を推定し、震源域周辺のの応力場の推定を試みた。その結果、震源域周辺の応力場には顕著な擾乱が認められた。擾乱の大きな領域は、本研究によるすべり量の大きな領域の周辺であり、特にすべり量の小さな、破壊域中央部においては応力比（(最大主応力-中間主応力)/(最大主応力-最小主応力)）が極めて小さな値を持つことが推定された。このことは空間的に不均質な本震のすべりに伴う応力集中により、すべり量の小さな領域では地震後に差応力が顕著に大きくなっていることを示唆し、差応力の増大が顕著な余震活動を引き起こしたと解釈することができる。

最大前震の解析の結果、最大前震およびそれ以前に発生した前震群の破壊域と本震の破壊域とは、互いに顕著に重なっていないことが明らかになった。一方、本震の観測波形は約0.2秒間のゆるやかな立ち上がりを持つことが、海野・他(1999)やOkada *et al.* (2000)により報告されており、そのような緩やかな立ち上がりはslow initial phase (e.g. Umeda, 1992; Abercrombie and Mori, 1994; Ellsworth and Beroza, 1994; Iio, 1995; Beroza and Ellsworth, 1996; Shibazaki and Matsuu'ura, 1995, 1998; Sato and Kanamori, 1999) であるとしている。Okada *et al.* (2000) はslow initial phase 時において破壊は破壊開始点から約500mの範囲に広がったことを示した。これらは、前震活動やslow initial phase としてゆるやかな破壊の進展が本震前の破壊開始点近傍で起きていたことを示唆する。

#### 4. 1996年8月11日鬼首地震 (M5.9)

##### 4.1 地震活動の概要

1996年8月11日 3時12分に宮城・秋田県境付近においてM5.9の地震(以下、鬼首M5.9地震)が発生した。その後同日8時10分には南東に隣接する領域でM5.7の地震(以下、鬼首M5.7地震)が発生した。さらに2日後の8月13日11時13分には近接する山形県最上町でM4.9の地震(以下鬼首M4.9地震)が発生した。これらの地震(Fig. 1参照)により、宮城県玉造郡鳴子町鬼首地区を中心とする地域で崖崩れ、橋の損壊などの被害が生じた。

海野・他(1998)はこれらの地震とその余震について、均質観測点法により震源を高精度に推定し、メカニズム解との比較から断層モデルを求めた(Fig. 8)。彼等によると、鬼首M5.9地震は南南東-北北西に走向を持つ東傾斜の逆断層、鬼首M5.7地震は南西-北東に走向を持つ右横ずれ断層、鬼首M4.9地震は南西-北東に走向を持つやや逆断層成分を含む右横ずれ断層である。彼等

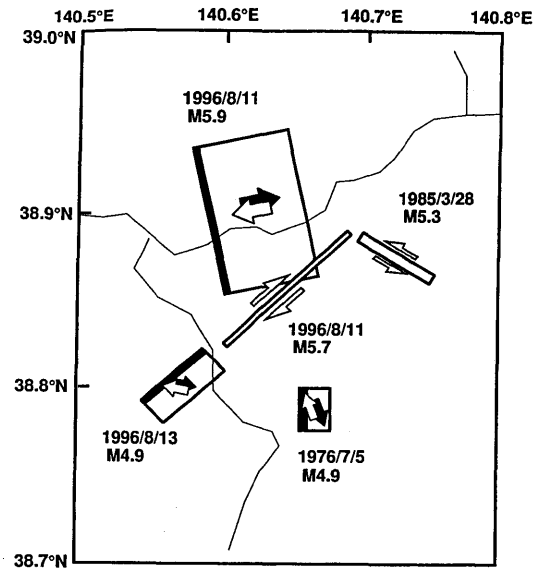


Fig. 8. Fault planes of relatively large earthquakes that occurred in the period from 1976 to 1996 in Onikobe area (Umino *et al.*, 1998).

は、このような複雑な破壊様式の原因として、カルデラに代表される地殻不均質構造が地震の発生様式を支配していることを示唆した。小野寺・他(1998)はこの領域のVp/Vsインバージョンを行ない、S波速度の小さな領域がカルデラに対応すること、震源域がS波速度の大きな領域にあることを見出した。S波速度の小さな領域では、火成活動により地殻内の温度が高くなっていることが推定される。そのような高温の領域では地殻内の物質が脆性的な変形から塑性的な変形をおこすようになり、地震としての破壊が抑制されることが期待される。

一方、堀・他(1997)は余震波形に顕著なS波後続波を見出し、震源域の下に顕著なS波反射面が存在することを明らかにした。そのようなS波反射面を形成する原因としては地殻流体の存在が考えられる。また、岡田・長谷川(2000)はこの領域で発生する下部地殻・モホ面近傍低周波微小地震について調べ、鬼首地震に先行して低周波微小地震活動が活発化し、低周波微小地震の震源が時間と共に浅くなることを示した。さらに低周波微小地震のモーメントテンソル解析から震源過程として等方成分が含まれることを見出し、低周波微小地震の発生機構と地殻流体との移動との関連を指摘した。これらの観測事実は地震発生と地殻流体との関連を強く示唆する。

このように、これまでの様々な研究結果から、1996年に鬼首で発生した一連の地震は、地殻内弱面、不均質温度分布、地殻流体等の様々な要因の影響下で発生したも



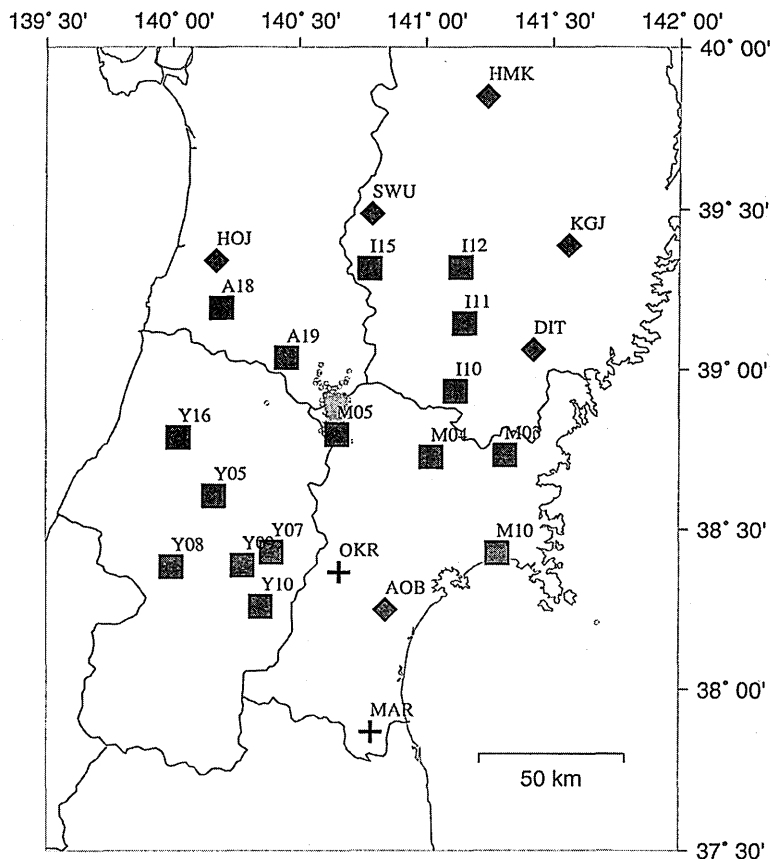


Fig. 9. Map showing locations of stations used for the inversion of the 1996 Onikobe earthquake sequence. Solid diamonds, solid squares, and crosses denote stations of Tohoku Univ., K-net and JMA, respectively. Circles denote aftershocks of this earthquake sequence.

のであると考えることができる。このような背景のもとで発生した地震の破壊過程を知ることは、地震発生場の理解の上で極めて重要である。本節では、鬼首 M5.9 地震、M5.7 地震、M4.9 地震、および、1996 年 8 月 11 日 3 時 54 分に鬼首 M5.9 地震の北側に隣接する領域で発生した M5.4 の地震（以下、鬼首 M5.4 地震）の 4 つの地震について、それらの震源過程を推定した。ここでは結果の概要を示す。

#### 4.2 データ、手法

データは、東北大学広帯域地震観測網、防災科学技術研究所強震ネット、気象庁広帯域観測網により観測された波形を用いた。観測点配置を Fig. 9 に示す。東北大学広帯域地震観測網においては、各観測点に STS-1 型、STS-2 型、及び CMG-3 型地震計のいずれかが設置されており、パソコンを用いた収録システムにより 20 bit のダイナミックレンジで連続収録されている。経験的グリーン関数に用いた地震の観測波形が S/N の良い観測点の上下動成分を選び、震央距離の大きな東北大学広帯域地震観測網および気象庁広帯域観測網の観測点については P 波の到着 2 秒前から 40 秒間を、震央距離の小さ

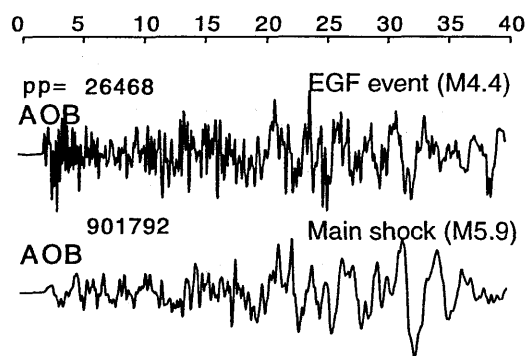


Fig. 10. Examples of the observed waveforms for the empirical Green's function event (upper trace) and the M5.9 main shock (lower trace). The observed station is AOB. Numerals above traces denote peak-to-peak amplitude in digits.

な強震ネットの観測点については P 波の到着 2 秒前から 15 秒間を切り出し、20 Hz でサンプリングしたのち、鬼首 M5.9 地震については 0.5 Hz の、他の 3 つの地震については 2 Hz のローパスフィルターをかけ、それらを解析に用いた。

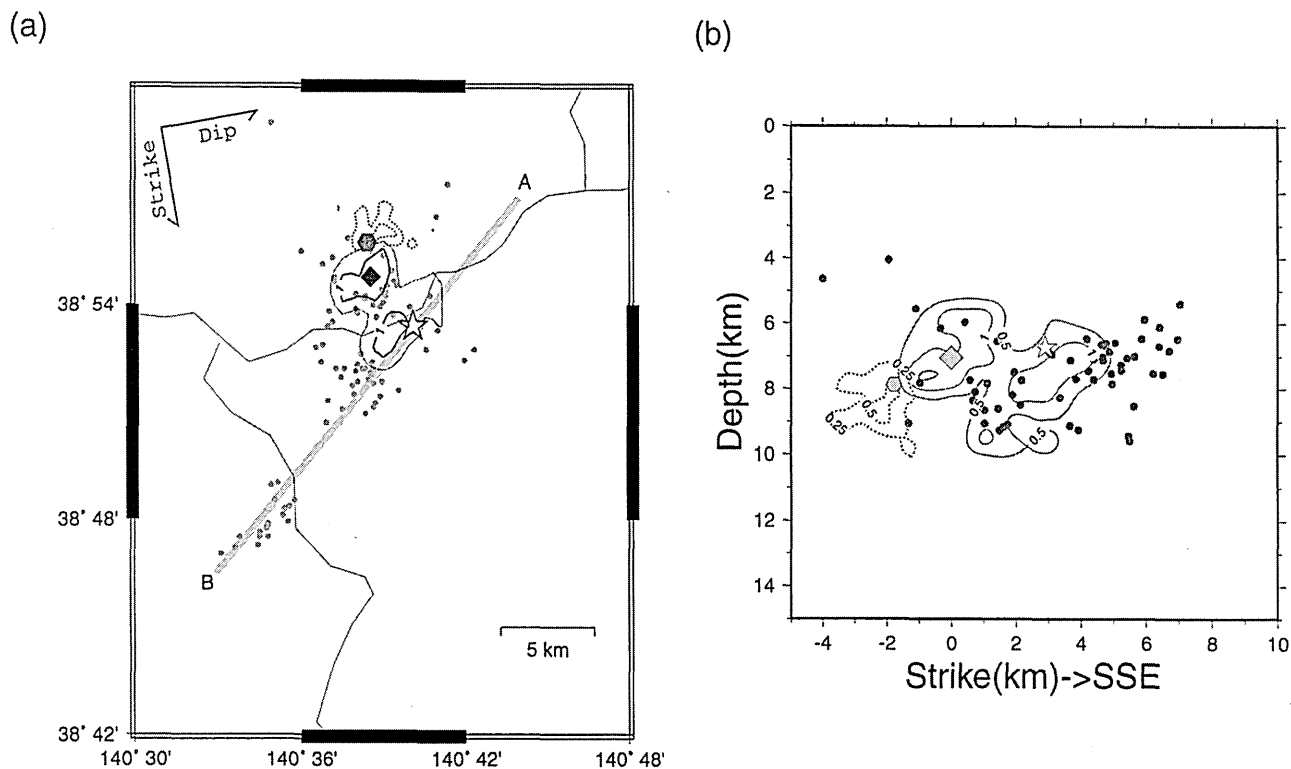


Fig. 11. (a) Slip distribution for the M5.9 event (solid contour line) and the M5.4 event (dotted contour line). Contour interval is 1m for both events. Diamond, hexagon, and star show hypocenters of the M5.9, the M5.4, and the M5.7 events, respectively. Aftershocks with magnitudes greater than 1.5 that occurred in the period from 3: 12 11 August, 1996, to 23: 59 13 August, 1996, are also shown by a solid circle. Line A-B denotes location of cross-section in Fig. 13, which corresponds to the fault plane of the M5.7 event. (b) Slip distributions of the M5.9 event (solid contour line) and of the M5.4 event (dotted contour line) projected on a vertical cross section. Contour interval of relative slip is 0.25 for the M5.4 event and 0.5 for the M5.9 event. Hypocenters of aftershocks that occurred during five hours after the M5.9 event (Umino *et al.*, 1998) are also shown by solid circles.

経験的グリーン関数は、それぞれの地震の余震の波形を用いた。経験的グリーン関数の地震は以下のとおりである。鬼首 M5.9 地震: 1996 年 8 月 11 日 5 時 26 分 (M 4.4; Fig. 10), 鬼首 M 5.7 地震: 1996 年 8 月 11 日 15 時 01 分 (M 4.8), 鬼首 M 5.4 地震: 1996 年 8 月 11 日 5 時 39 分 (M 4.4), 鬼首 M 4.9 地震: 1996 年 8 月 14 日 (M 4.3)。いずれの地震も解析対象とする地震とほぼ同じメカニズム解を持つ (海野・他, 1998)。断層モデルは、海野・他 (1998) に従って設定した。鬼首 M 5.4 地震については、海野・他 (1998) で断層モデルが得られていないので、隣接する鬼首 M 5.9 地震の断層と同じ走向、傾斜とした。各地震で仮定した断層の大きさ、分割した小断層の大きさ、震源時間関数の時間幅、個数については以下の通りである。鬼首 M 5.9 地震については、10 km × 10 km の断層を仮定し、1 km × 1 km の小断層 121 個に分割した。震源時間関数は 0.6 秒幅のものを 0.3 秒間隔で 4 つおいた。鬼首 M 5.7 地震については 10 km (strike 方向) × 5 km (dip 方向) の断層を仮定し、1 km

× 1 km の小断層 66 個に分割した。震源時間関数は 0.4 秒幅のものを 0.2 秒間隔で 4 つおいた。鬼首 M 5.4 地震については、5 km × 5 km の断層を仮定し、500 m × 500 m の小断層 121 個に分割した。震源時間関数は 0.4 秒幅のものを 0.2 秒間隔で 4 つおいた。鬼首 M 4.9 地震については 5 km (strike 方向) × 2.5 km (dip 方向) の断層を仮定し、500 m × 500 m の小断層 66 個に分割した。震源時間関数は 0.2 秒幅のものを 0.1 秒間隔で 4 つおいた。

### 4.3 結果

#### 4.3.1 鬼首 M 5.9 地震, 鬼首 M 5.4 地震

Fig. 11 (a) に鬼首 M 5.9 地震と鬼首 M 5.4 地震のすべり量分布の平面図を示す。Fig. 11 (b) に鬼首 M 5.9 地震と鬼首 M 5.4 地震のすべり量分布を鉛直断面図に示す。断面は断層の走向方向にとっている。

鬼首 M 5.9 地震の破壊域の広がり方は 8 km × 8 km である。深さ範囲は 5 km ~ 10 km である。また、破壊域は鬼首 M 5.7 地震の断層面およびその南西への延長より南側には殆ど広がっていない (Fig. 11 (a))。すべり量の大き

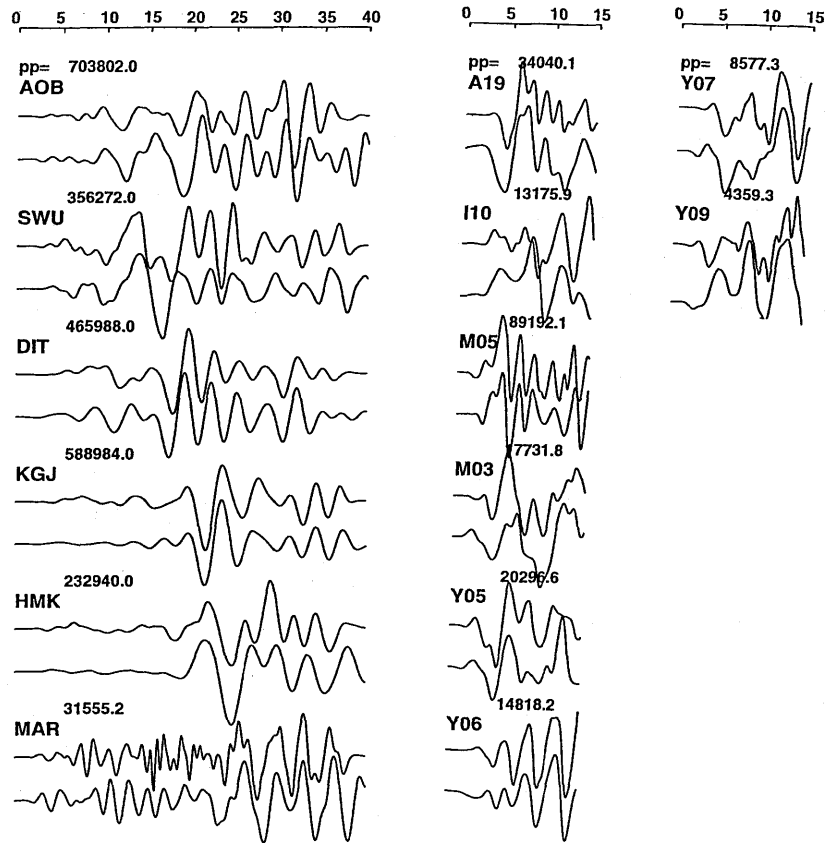


Fig. 12. Comparison of observed seismograms (upper traces) with synthesized seismograms (lower traces) for the M5.9 event.

な領域は、破壊開始点近傍と走向に沿って南南西に約 4 km の領域の 2ヶ所に位置し、それぞれの大きさは半径約 2 km である。Fig. 11 (b) で丸で示したのは 1996 年 8 月 11 日 3 時 12 分の鬼首 M5.9 地震発生後から同日 8 時 10 分の鬼首 M5.7 地震発生直前までの余震である。ここでは均質観測点法により決められた震源 (海野・他, 1998) の位置を示した。余震域の広がりや破壊域の広がりとはほぼ一致するが、断層に沿って南南西の方向では余震域の広がりの方が破壊域の広がりよりもやや大きい。また、余震はすべり量の大きな領域ではその数が少なく、破壊域の周辺に多く分布している。Fig. 11 には海野・他 (1998) による、鬼首 M5.4 地震、鬼首 M5.7 地震の震源の位置を、それぞれ、六角形、白星で示している。それらの規模の大きな地震の震源も M5.9 地震のすべり量の大きな領域の周辺に分布している。得られた観測波形と合成波形との比較を Fig. 12 に示す。両者は良く一致する。

一方、鬼首 M5.4 地震の破壊域の広がりや 5 km × 5 km であり、震源から北北西の方向に破壊域は広がっている (Fig. 11)。深さ範囲は 7 km ~ 10 km である。すべり量の大きな領域は震源近傍に見られる。鬼首 M5.9 地

震のすべり量分布と比較すると、鬼首 M5.4 地震のすべり量の大きな領域は鬼首 M5.9 地震の破壊域から北北西方向に広がっている。

#### 4. 3. 2 鬼首 M5.7 地震、鬼首 M4.9 地震

Fig. 13 に鬼首 M5.7 地震と鬼首 M4.9 地震のすべり量分布を鉛直断面に示す。断面は断層の走向方向にとっている (Fig. 11 (a))。

鬼首 M5.7 地震の破壊域の広がりや 9 km × 5 km であり、震源から主として南西方向に破壊域は広がっている。深さ範囲は 4 km ~ 10 km である。すべり量分布には著しい不均質性がある。震源近傍と震源から南西方向に 4 ~ 8 km の範囲の 2ヶ所にすべり量の大きな領域が存在する。特に震源近傍でのすべり量は大きい。それら 2つのすべり量の大きな領域の間ではすべり量は比較的小さい。図には海野・他 (1996) による鬼首 M5.7 地震発生後約 2 時間の余震の震源を丸 (●) で示している。破壊域の広がりや余震分布の広がりとはほぼ一致する。余震の多くはすべり量が小さく推定されている破壊域の中心部から南西方向に分布しており、震源近傍では余震はあまり多くない。

一方、鬼首 M4.9 地震の破壊域の広がりや 3 km × 3

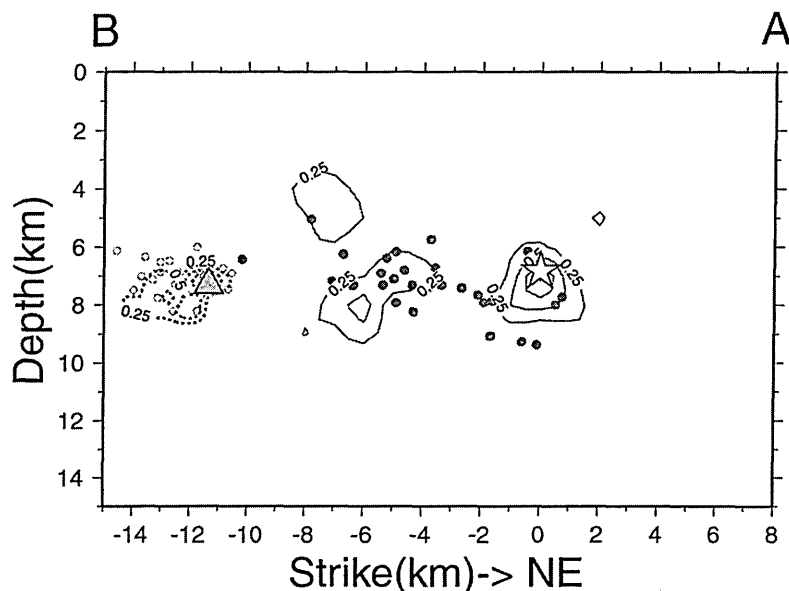


Fig. 13. Slip distributions for the M5.7 event (solid contour line) and Aug. 13, 1996, 11:13 M4.9 event (dotted contour line) projected on a vertical cross-section along A-B in Fig. 11 (a). Contour interval of relative slip is 0.25 for both events. Hypocenters of the M5.7 and the M4.9 events are shown by star and triangle, respectively. Solid circles and open circles denote hypocenters of aftershocks of the M5.7 event during two hours and aftershocks of the M4.9 event during 12 hours, respectively.

km であり、震源から主として南西方向に破壊域は広がっている (Fig. 13)。この地震は鬼首 M5.7 地震の破壊域の南西への延長方向に位置するが、2つの地震の破壊域は重なっていない。深さ範囲は約 7 km~9 km である。すべり量の大きな領域は震源周辺である。Fig. 13 には海野・他 (1996) による鬼首 M4.9 地震発生後約 12 時間の余震の震源を白抜き丸 (○) で示している。破壊域の広がりや余震分布の広がりとはほぼ一致する。余震の多くは破壊域の端およびその周辺に分布しているように見える。

#### 4.4 考察

1996 年に鬼首で発生した一連の地震は最初に M 5.9 の地震が発生し、その後それに引続いて、隣接する領域で破壊が進展 (M5.4, M5.7, M4.9) したことが推察された。また、鬼首 M5.7 地震では破壊域の中央部にすべり量が非常に小さな領域が存在することが示された。そのようなすべり量の不均質性に影響をおよぼすものとしては、断層および周辺の強度分布の不均質性が考えられる (e.g. Das and Aki, 1977; Miyatake, 1980)。

小野寺 (1997) は、周辺に展開した臨時稠密余震観測網のデータを用いて 1996 年鬼首地震震源域での余震の応力降下量の推定を行なった。その結果、比較的高い応力降下量が推定された領域は、鬼首 M5.9 地震の南南東方向への破壊停止域、鬼首 M5.7 の南西方向への破壊停止域、鬼首 M4.9 地震の南西方向への破壊停止域に位置

している。破壊の進んだ方向の末端での高い応力降下量からは、断層末端でのバリアの存在—バリアによる破壊の停止および応力集中によるバリアのゆるやかな破壊が示唆される。小野寺・他 (1998) は  $V_p/V_s$  インバージョンにより、震源域の周辺に著しい不均質性のあることを示した。彼らは、断層が主に S 波速度高速度領域内に存在することを指摘しており、温度構造の不均質性が断層の規模を規定している可能性を示唆した。震源過程の解析や余震の応力降下量から推定される強度不均質性もそのような速度構造、温度構造の不均質性と密接な関連があるものと考えられる。

#### 5. まとめ

本研究では 1998 年仙台市近郊の地震および、1996 年鬼首地震について、本震、および前震、余震について震源過程の解析を行なった。1998 年仙台市近郊の地震 (M 5.0) については、求められた破壊域の広がりや調和的である。すべり量の小さな領域では余震活動が活発である。前震 (M3.8) については、求められた破壊域の広がりや 500 m×500 m であり、震央から断層浅部方向に広がるすべり量の大きな領域の端または周辺に他の前震群が分布する。本震のすべり量の大きな領域と前震のそれとは互いに重なっていない。

1996 年鬼首地震について、鬼首 M 5.9 地震について

は、もとめられた破壊域の広がりには  $8\text{ km} \times 8\text{ km}$  であり、余震域の広がりとはほぼ一致する。破壊域の南南東の延長部において活発な余震活動がみられる。鬼首 M5.4 地震については求められた破壊域の広がりには  $3\text{ km} \times 3\text{ km}$  である。震源は鬼首 M5.9 地震の破壊域の北側に隣接しているが、すべり量の大きな領域は鬼首 M5.9 地震の破壊域のさらに北北西側に広がっている。鬼首 M5.7 地震については、破壊域の広がりには  $10\text{ km} \times 5\text{ km}$  であり、震源から主に南西方向に破壊域は広がっている。すべり量分布には著しい不均質性があり、震源近傍と震源から南西方向に  $4\sim 8\text{ km}$  の範囲の 2ヶ所にすべり量の大きな領域が存在する一方、中央部においてはすべり量は小さい。余震活動は、すべり量の小さな中央部から南西にかけて活発である。鬼首 M4.9 地震については、破壊域の広がりには  $3\text{ km} \times 3\text{ km}$  であり、震源から主に南西方向に破壊域が広がっている。破壊域の広がりには余震分布の広がりとは一致する。余震の多くは破壊域の端およびその周辺に分布しているように見える。

本研究で行なった震源過程の解析からは、破壊過程がさまざまな時定数、規模を持ちながら進展していく様子が明らかとなった。このような事象は地殻内の強度分布との密接な関わりが示唆される。Miyatake (1992), Mikumo and Miyatake (1993), Ide and Takeo (1997) 等では実際の地震に対し、地震波形の解析からもとめられた kinematic な断層モデルを元に、数値計算により、強度のパラメータ分布の推定を行なっている。今後、震源過程の解析から地殻内の強度のパラメータ分布の推定を行なうとともに、地殻内不均質構造との関わりについて明らかにすることが、内陸地震発生モデルの構築の上できわめて重要であろう。

## 謝 辞

本研究においては、東北工業大学強震観測網、建設省建築研究所および(社)建築研究振興協会による仙台高密度強震観測事業、防災科学技術研究所強震ネット、気象庁地震観測網による波形データを使用しました。東北工業大学 神山眞教授、建築研究所 鹿嶋俊英博士、東北大学 源栄正人教授には波形の使用にあたって、多くの便宜をいただきました。しるして感謝いたします。

## 参考文献

- Abercrombie, R. and J. Mori, 1994, Local observations of the onset of a large earthquake: 28 June 1992 Landers, California, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **84**, 725-734.
- Beroza, G.C. and W.L. Ellsworth, 1996, Properties of the seismic nucleation phase, *Tectonophysics*, **261**, 209-227.
- Das, S. and K. Aki, Fault planes with barriers: A versatile earthquake model, 1977, *J. Geophys. Res.*, **82**, 5648-5680.
- Ellsworth, W.L. and G.C. Beroza, 1994, Seismic evidence for an earthquake nucleation phase, *Science* **268**, 851-855.
- Fukuyama, E., 1991, Analysis and interpretation of the heterogeneous rupture process: application of the empirical Green's function method and nonlinear inversion technique to large earthquakes, *Tectonophysics*, **197**, 1-17.
- Hasegawa, A., N. Umino and A. Takagi, 1978, Double-planed structure of the deep seismic zone in the northeastern Japan arc, *Tectonophysics*, **47**, 43-58.
- Hasegawa, A., A. Yamamoto, N. Umino, S. Miura, S. Horiuchi, D. Zhao and H. Sato, 2000, Seismic activity and deformation process of the crust within the overriding plate in the northeastern Japan subduction zone, *Tectonophysics*, **319**, 225-239.
- Hellweg, M. and J. Boatwright, 1999, Mapping the rupture process of moderate earthquakes by inverting accelerograms, *J. Geophys. Res.*, **104**, 7319-7328.
- Hartzell, S., 1978, Earthquake aftershocks as Green's functions, *Geophys. Res. Lett.*, **5**, 1-4.
- Hartzell, S. and T. Heaton, 1983, Inversion of strong ground motion and teleseismic waveform data for the fault rupture history of the 1979 Imperial Valley, California, earthquake, *Bull. Seism. Soc. Amer.*, **73**, 1553-1583.
- 堀 修一郎・海野徳仁・堀内茂木・長谷川 昭, 1997, 1996年鬼首地震 (M5.9, M5.7) 震源域直下の S 波反射面, 日本地震学会講演予稿集, No. 2, A47.
- Horikawa, H., K. Hirahara, Y. Umeda, M. Hashimoto and F. Kusano, 1996, Simultaneous inversion of geodetic and strong-motion data for the source process of the Hyogoken Nambu, Japan, Earthquake, *J. Phys. Earth*, **44**, 455-471.
- Iio, Y., 1995, Observations of the slow initial phase generated by microearthquakes: Implications for earthquake nucleation and propagation, *J. Geophys. Res.* **100**, 1533-15349.
- Ide, S. and M. Takeo, 1997, Determination of constitutive relations of fault slip based on seismic wave analysis, *J. Geophys. Res.*, **102**, 27379-27391.
- 伊藤喜宏・岡田知己・松澤 暢・海野徳仁・長谷川 昭, 2000, 1998年9月15日仙台市で発生した地震 (M5.0) の余震データに基づく応力場の推定, 地震研究所彙報, 投稿中.
- 木下繁夫・上原正義・斗沢敏雄・和田安司・小久江洋輔, K-NET95型強震計の記録特性, 地震 **2**, 49, 467-481, 1997.
- Kitagawa, Y., I. Okawa and T. Kashima, 1994, Dense array observation and analysis of strong ground motions at sites with different geological conditions in Sendai, *BRI Research Paper* No. 139, Building Research Institute, Ministry of Construction, Japan.
- 北村 信・石井武政・寒川 旭・中川久男, 1986, 仙台地域の地質, 地域地質研究報告, 地質調査所, 134 pp.
- Mikumo, T. and T. Miyatake, 1993, Dynamic rupture processes on a dipping fault, and estimates of stress drop and strength excess from the results of waveform inversion, *Geophys. J. Int.*, **112**, 481-496.
- Miyatake, T., 1980, Numerical simulations of earthquake source process by a three-dimensional crack model. part I. Rupture process, *J. Phys. Earth*, **23**, 565-598.

- Miyatake, T., 1992, Reconstruction of dynamic rupture process of an earthquake with constraints of kinematic parameters, *Geophys. Res. Lett.*, **19**, 349-352.
- Mori, J. and S. Hartzell, 1990, Source inversion of the 1988 Upland, California, earthquake: Determination of a fault plane for a small event, *Bull. Seism. Soc. Amer.*, **80**, 507-518.
- Mueller, C., 1985, Source pulse enhancement by deconvolution of an empirical Green's function, *Geophys. Res. Lett.*, **12**, 33-36.
- Nakajima, J., T. Matsuzawa, A. Hasegawa and D. Zhao, 2000, Three-dimensional structure of  $V_p$ ,  $V_s$  and  $V_p/V_s$  beneath the northeastern Japan arc, submitted to *J. Geophys. Res.*
- 岡田知己・長谷川 昭, 2000, 東北地方地殻深部に発生する低周波微小地震の活動とモーメントテンソル解, *火山*, **45**, 47-63.
- Okada, T., Y. Ito, N. Umino, T. Matsuzawa, A. Hasegawa and M. Kamiyama, 2000, Source processes of 15 September 1998 M5.0 Sendai, NE Japan, earthquake and its M3.8 foreshock by waveform inversion, submitted to *Bull. Seism. Soc. Amer.*
- 小野寺ひとみ, 1997, 鬼首地域で発生した微小地震の地震モーメントとパルス幅の関係—応力降下量の震源メカニズム解および地域依存性—, 平成9年度弘前大学理学部地球科学科卒業論文, 37 pp.
- 小野寺充・堀内茂木・長谷川 昭, 1998,  $V_p/V_s$  インバージョンによる1996年鬼首地震震源域周辺の3次元地震波速度構造, *地震* **2**, **51**, 265-279.
- Sato, T. and H. Kanamori, 1999, Beginning of earthquakes modeled with the Griffith's fracture criterion, *Bull. Seism. Soc. Amer.*, **89**, 80-93.
- Shibazaki, B. and M. Matsu'ura, 1995, Foreshocks and pre-events associated with the nucleation of large earthquakes, *Geophys. Res. Lett.*, **22**, 1305-1308.
- Shibazaki, B. and M. Matsu'ura, 1998, Transition process from nucleation to high-speed rupture propagation: scaling from stick-slip experiments to natural earthquakes, *Geophys. J. Int.*, **132**, 14-30.
- Takeo, M., 1987, An inversion method to analyze the rupture processes of earthquakes using near-field seismograms, *Bull. Seism. Soc. Amer.*, **77**, 490-513.
- Takeo, M. and N. Mikami, 1990, Fault heterogeneity of inland earthquakes in Japan, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **65**, 541-569.
- Umeda, Y., 1992, The bright spot of an earthquake, *Tectonophysics*, **211**, 13-22.
- 海野徳仁・松澤 暢・堀 修一郎・中村綾子・山本 明・長谷川 昭・吉田武義, 1998, 1996年8月11日宮城県鬼首付近に発生した地震について, *地震* **2**, **51**, 253-264.
- 海野徳仁・岡田知己・松澤 暢・堀 修一郎・河野俊夫・仁田交市・長谷川 昭・西出則武, 1999, 長町・利府断層の最深部で発生した1998年9月15日の地震(M5.0)について, *月刊地球*, 特集号 **27**, 148-154.

(Received August 31, 2000)

(Accepted March 13, 2001)