1968 年 4 月 1 日, 日向灘地震 (M_{JMA} 7.5) の震源過程と その後の地震活動との比較

東京大学地震研究所* 八木 勇 治・菊 地 正 幸・吉 田 真 吾・山 中 佳 子

Source Process of the Hyuga-nada Earthquake of April 1, 1968 (M_{JMA} 7.5), and its Relationship to the Subsequent Seismicity

Yuji YAGI, Masayuki KIKUCHI, Shingo YOSHIDA and Yoshiko YAMANAKA

Institute of Earth and Planetary Physics, Graduate School of Science, University
of Tokyo, Yayoi 1-1-1, Bunkyo-ku, Tokyo 113-0032, Japan

(Received January 29, 1998; Accepted May 11, 1998)

We investigate the rupture process of Hyuga-nada earthquake of April 1, 1968 (M_{JMA} 7.5). Applying a multiple-time window inversion scheme to teleseismic body wave data, we obtained a detailed spatio-temporal distribution of moment release. The main source parameters are: the seismic moment = 2.5×10^{20} [Nm]; the rupture area = 64×48 [km²]; the stress drop = 3.4 [MPa]; the focal depth = 15 [km]. The rupture consists of three major asperities: the first asperity centring about 10 km south and 20 km west from the hypocenter and having a maximum slip of 4.0 m, the second one centring about 8 km north and 5 km east from the hypocenter and having a maximum slip of 3.0 m, and the third one centring about 50 km west from the hypocenter and having a maximum slip of 3.2 m. We compared the rupture area with that of a few large events ($M > 6.5$) subsequent to the 1968 event. Then we found that the above three asperities of 1968 event coincide with the low seismicity area in the Hyuga-nada region, and do not overlap with the source area of the subsequent large events ($M > 6.5$). This rupture pattern and the seismicity suggest that an area of slab bending as well as fracture of the slab can behave as barriers during earthquake rupture. These barriers may control the maximum size of earthquake source in this region.

Key words: Source process, Asperity, Barrier, Hyuga-nada region, Teleseismic body wave.

§1. はじめに

1968 年 4 月 1 日に日向灘を震源とする M_{JMA} 7.5 の地震が起こった。九州東部と四国南西部地域で震度 5 を記録するとともに各地で津波が観測されたが、 M 7.5 クラスの地震としては小被害であった。気象庁が決定した震源分布を Fig. 1 に示す。図は tseis [鶴岡 (1998)] で表示した。同地域で発生する地震の多くは、フィリピン海プレートがユーラシアプレートにもぐり込む際に両側の岩盤がすべて起こる典型的な海溝沿いのプレート間地震である。1968 年日向灘地震もプレート間地震でよく見られる低角逆断層の地震であったが、余震をほとんど伴わなかったため余震から断層面を特定することは困難であった。しかし、津波や地震波等を使用した解析によ

り、プレート間地震であることが確認されている [例えば、相田 (1974), SHIONO *et al.* (1980)]。

南海トラフ沿いでは、1944 年東南海地震 (M_{JMA} 7.9) や 1946 年南海道地震 (M_{JMA} 8.0) のように M 8 クラスの巨大地震が発生するのに対して、日向灘における最大規模は 1968 年日向灘地震の M_{JMA} 7.5 で、 M 8 クラスの巨大地震は観測されていない [例えば、石原・吉田 (1992)]。また同地域では M 7 クラスの地震が約 20 年の短い間隔で繰り返し起こっており、これらの大地震の震源域が重なっているか、もしくは相補的になっているかは、同地域のカップリングや地震活動を理解する上で重要である。

本研究では 1968 年日向灘地震の震源過程を解析したのち、 M 7 クラスの地震が同じような周期で繰り返し起き、かつ M 8 クラスの巨大地震 (1968 年十勝沖地震、

* 〒113-0032 東京都文京区弥生 1-1-1

Fig. 1. Distribution of the seismicity between 1930 and 1997 in the Hyuga-nada region. Focal mechanisms are determined in this study by using KIKUCHI and KANAMORI (1991) method.

$M_{JMA} 7.9$ が発生している三陸沖と比較することにより、規模の大きな地震の地域的な特徴とそのテクトニクスとの関連を考察する。

§2. 波形データ

震央を気象庁の決定した値：(緯度, 経度)=(32.28° N, 132.53° E) とし、世界標準地震計観測網 (WWSSN: World-Wide Standardized Seismograph Network) から、震央距離が 30°~100° の範囲にある観測点を選び、遠地実体波 (P 波) の長周期地震波形を収集した。データの質をチェックした上で最終的に 12 点の記録を採用した。また初動は短周期地震記録から読み取った値を使用した。使用した地震計の特性は周期約 10 秒にピークがあり、今日広く使用されている広帯域地震計の特性と比較すると帯域が狭い。しかしこの当時の地震記録としては、もっとも安定した性能をもっている。これらの記録をサンプリング間隔 0.5 秒にデジタル化した。観測点分布を Fig. 2 に、観測波形を Fig. 3 に示す。観測点の方位分布はかなり良い。観測波形は初動から数秒間立ち上がりが緩やかで、その後急激に変化する。Fig. 3 に初動および急激に変化すると矢印で示した。この緩やかな継続時間は、わずかながら南東の観測点にくらべ北西側の観測点で短いという方位依存性をもつ。このようなことから (1) 主破壊は初期破壊の数秒後に発生した、(2) 主破壊は初期破壊点の北西で始まった、ことが分かる。

Fig. 2. Location map of WWSSN long and short period seismograph stations used in our analysis. The center is the epicenter of the 1968 Hyuga-nada earthquake.

Fig. 3. Long period P-wave records used in our analysis. Onset time is lined-up at 5(s). The arrows indicate estimates for the beginning and end of the initial rupture. The numbers above and below the station code indicate peak-to-peak amplitude of original trace divided by instrumental magnification in microns and the station azimuth, respectively.

§3. 解析方法

3.1 波形インバージョン

波形インバージョン法はここ 20 年間に急速に発展してきた [例えば, HARTZELL and HEATON (1983),

Fig. 4. Schematic diagram depicting the source expression. (a) Fault plane is divided into sub-faults. V_r is the maximum rupture velocity. (b) Parameterized moment-rate function for mn -subfault. D_{mnl} is the amplitude of slip vector (X_{mnl} , Y_{mnl}). (c) Two components of slip vector with rakes of $Slip0 \pm 45^\circ$.

YOSHIDA (1989)]. 本研究では, HARTZELL and HEATON (1983) の断層モデルと同様に, 断層面を複数の小断層に分割し, 各小断層においてすべり角とモーメント速度関数をモデルパラメータとした. つまり, 断層面を $M \times N$ 個の長さ Δx , 幅 Δy の小断層に分割した上で, 仮想最大破壊伝播速度を V_r とし, その破壊フロント到達後の各小断層におけるモーメント速度関数を, 立ち上がり時間 τ である 2 等辺三角形を L 個足し合わせた 1 次のスプライン関数で基底関数展開した (Fig. 4(a), (b)). また各小断層におけるスリップベクトルを 2 成分 $Slip0 \pm 45^\circ$ に分割しそれぞれの重みをパラメータとした (Fig. 4 (c)). 以上により, モデルパラメータの数は $2 \times M \times N \times L$ 個である. このとき観測点 j における理論波形は

$$F_j^{cal}(t_i) = \sum_{mnl} X_{mnl} f_{mnj}(t_i - (l-1)\tau - T_{mn}) + \sum_{mnl} Y_{mnl} g_{mnj}(t_i - (l-1)\tau - T_{mn}) \quad (1)$$

$$T_{mn} = \sqrt{x_m^2 + y_n^2} / V_r$$

$$x_n = \Delta x \times (m - m_0), y_n = \Delta y \times (n - n_0)$$

と書ける. ここで m_0, n_0 は破壊開始点における m, n の値, X_{mnl} と Y_{mnl} はスリップベクトルを 2 成分 (方向が $Slip0 \pm 45^\circ$) に分解したベクトルの重みである. また, $f_{mnj}, g_{mnj}(t_i)$ はそれぞれ, X_{mnl} と Y_{mnl} に対するグリーン関数である. 理論波形 $F_j^{cal}(t_i)$ と観測波形 $F_j^{obs}(t_i)$ の関係は

$$F_j^{obs}(t_i) = F_j^{cal}(t_i) + e \quad (2)$$

と書ける. ここで e は Gaussian Error である.

一般に未知パラメータ数が多くなると解は不安定になる. つまり小断層やモーメント速度関数をより詳細に基底関数展開するにしたがい, 解は不安定になる. そこで, 詳細な解をより安定に求めるため, 時空間分布を滑らかにする拘束条件として下記の Laplacian を導入した.

$$\begin{aligned} 0 &= \nabla^2 X_{mnl} + e, & 0 &= \nabla^2 Y_{mnl} + e \\ \nabla^2 X_{mnl} &= X_{(m+1)nl} + X_{(m-1)nl} + X_{mn(l+1)} \\ &+ X_{mn(l-1)} + X_{(m,n-1)l} + X_{(m,n+1)l} - 6X_{mnl} \end{aligned} \quad (3)$$

さらに正の拘束条件として, $X_{mnl}, Y_{mnl} \rightarrow 0$ のとき無限大になる関数 $1/\sqrt{X_{mnl}}$ を使った拘束条件式 (4) を使用した. これによりスリップベクトルは, $Slip0 \pm 45^\circ$ の範囲で求めることができる.

$$\begin{aligned} 1/\sqrt{X_0} &= 1/\sqrt{X_{mnl}} + e \\ 1/\sqrt{Y_0} &= 1/\sqrt{Y_{mnl}} + e \\ X_0 &= Y_0 = Mo_0 / (2 \times N \times M \times L) \end{aligned} \quad (4)$$

ここで先験的情報として, 地震モーメント Mo_0 を各小断層の初期値 X_0, Y_0 に等分配した. Mo_0 の値として, SHIONO *et al.* (1980) による地震モーメントの値を使用した. 以上の拘束条件式 (3), (4) を考慮すると, 最小にすべき目的関数は

$$s = \sum_{ijk} [F_j^{obs}(t_i) - F_j^{cal}(t_i)]^2 / \sigma_j^2$$

$$\begin{aligned}
& + \sum_{mnl} \left(1/\sqrt{X_0} - 1/\sqrt{X_{mnl}} \right)^2 / \sigma_p^2 \\
& + \sum_{mnl} \left(1/\sqrt{Y_0} - 1/\sqrt{Y_{mnl}} \right)^2 / \sigma_p^2 \\
& + \beta^2 \left\{ \sum_{mnl} (\nabla^2 X_{mnl})^2 + \sum_{mnl} (\nabla^2 Y_{mnl})^2 \right\}
\end{aligned} \quad (5)$$

と書ける。上のインバージョンは、第2項と第3項が非線形なので非線形問題である。我々は YOSHIDA (1992) の反復法アルゴリズムを適用して最小二乗解を求めた。解は正の拘束条件に関係した分散 σ_p のとり方にあまり影響を受けないが、時空間分布のなめらかさの拘束パラメータである β の値に大きく左右される。一般に β の値を大きく取れば分解能が下がりモデルパラメータの推定誤差は小さくなる、逆に β の値を小さく取れば分解能が上がるがモデルパラメータの推定誤差は大きくなる。AKAIKE (1980) は、解の先験的確率分布が与えられたベイズモデルにおいて、適確な拘束パラメータの値を客観的に求める基準として ABIC (Akaike's Bayesian Information Criterion) 最小条件を導入した。この ABIC 最小条件は IDE *et al.* (1996), YABUKI and MATSU'URA (1992), YOSHIDA (1989) らによって実際のインバージョンに適用されている。ここではこれらの研究と同様に、客観的な拘束パラメータ β の値を得るため、ABIC 最小の条件を使用した。

3.2 グリーン関数と速度構造

グリーン関数 f_{mnj} , $g_{mnj}(t_i)$ は、各小断層の中心に単位すべり量 (1 m) の点震源を置いて計算した。震源近傍の

速度構造は市川 (1997) が決定した 3 次元 P 波速度構造と密度構造に基づき、ポアソン比 0.25 を仮定して作成した。

遠地実体波は震源近傍の速度構造、とくに海底地形の影響を大きく受ける [OKAMOTO and MIYATAKE (1989), YOSHIDA (1992), WIENS (1987)]. このことを考慮して、海底面を海溝軸に垂直な方向 (N137°E) に沿って 2 次元の面で近似した。最終的に使用した速度構造を Fig. 5 に示す。作成した速度構造より深い所は DZIEWONSKI and ANDERSON (1981) によって決定された速度構造 PREM (preliminary reference Earth model) を使用した。計算は YOSHIDA (1992) と同じ手法、すなわち、各観測点に到達する波線を 3 次元追跡し、その寄与をたし合わせる手法を使用した。

3.3 断層メカニズム

断層パラメータの概略を求めるために KIKUCHI and KANAMORI (1991) の方法で波形インバージョンを行った。その際、Fig. 5 の速度構造において海面の深さを

Fig. 5. Velocity structure with non-flat sea-floor used in our analysis.

Fig. 6. Fault model employed in our analysis. (a), (c) plane view (b) side-view. The solid and dotted lines represent the assumed fault planes respectively for rough and detailed analysis. The origin corresponds to the initial break.

1.5 km とした水平成層構造を仮定し, 点震源の深さを 12~25 km の間で 1 km ずつ変化させながら, それぞれの深さにおける最適メカニズム解と観測・理論波形の残差 (variance) を求めた. これによると残差は深さ 17 km で最小になり, その時のメカニズム解は (走向・傾斜・すべり角) = (229°, 14°, 102°) または (36°, 76°, 87°), 破壊継続時間は 26 秒, 地震モーメントは 2.2×10^{20} Nm となった (Fig. 1). 一般に遠地実体波を用いた解析では, プレート間で発生する逆断層の低角断層面の走向と傾斜は決定精度が悪いことが知られている [KANAMORI *et al.* (1993)]. したがって, ここでは上記のインバージョンで得られた値をそのまま使用せず, 海底地震計を用いて決定されているプレート境界面の走向と傾斜の値を採用した. 走向の値は渡邊 (1996) の結果をもとに N227° E, 傾斜は市川 (1997) の結果をもとに 12° とした. またすべり角は各小断層で変化するとし, Slip_0 は 90° とした.

§4. 解析結果

詳細な震源過程を安定に求めるために以下の 2 つのステップに分けてインバージョンを行った.

〈ステップ 1〉. 断層面を広範囲に走向に沿って 6 つ, 深さ方向に 5 つの小断層に分けた. 1 つの小断層のサイズは $16 \times 16 \text{ km}^2$ とした (Fig. 6). 各小断層上のモーメント速度関数は立ち上がり時間 3 秒, 継続時間 12 秒の 1 次のスプライン関数で基底関数展開をした. 以上の条件でインバージョンを行い, 破壊領域を特定した. さ

に破壊開始点の深さを 1 km ずつ変化させながら, 観測・理論波形の残差が最小になる深さを求めた. 同時に仮想破壊伝播速度も変化させ, 観測・理論波形の残差変化を調べた. この段階では, 拘束条件は解が正になる条

Fig. 8. Results of body wave inversion by detailed analysis. (a) Focal mechanism of total moment tensor. (b) Moment-rate function. (c) Slip vector on each sub-fault.

Fig. 7. Slip vector obtained by rough analysis. It can be observed that the major slip is constrained in the area of $64 \times 48 \text{ km}^2$.

Fig. 9. Comparison between observed and theoretical data. The maximum amplitude of original trace divided by instrumental magnification is indicated in microns. The start times of the traces are lined-up at 5(s).

Fig. 10. Slip-rate function (Source time function) at each sub-fault.

件のみで時空間のすべり量が滑らかになる条件は採用しなかった。

〈ステップ2〉. ステップ1で得られたすべり量の大きい領域に対して, より詳細な震源過程を求めるために, 走向に沿って8つ, 深さ方向に7つの小断層に分割した. 小断層のサイズは $9 \times 9 \text{ km}^2$ とした (Fig. 6). 各小断層上のモーメント速度関数は立ち上がり時間2秒, 継続時間12秒の1次のスプライン関数で基底関数展開をした. 拘束条件は, 解が正になる条件と時空間のすべり量が滑らかになる条件を採用し, β の値はABIC最小条件より求めた.

ステップ1で求められた破壊開始点の深さは15 kmとなり KIKUCHI and KANAMORI (1991)の方法で求めたモーメント解放量が大い深さとほぼ一致した. またこの深さは微小地震分布から推定されるフィリピン海プレートとユーラシアプレート間のプレート境界と一致する. 仮想最大破壊伝播速度 V_r を2.0~4.0 km/s間で変化させ残差変化を調べた結果, 残差は $V_r = 2.0 \sim 2.8$ [km/s]間で急激に減少し, $V_r > 2.8$ [km/s]では有意な変化は見られない. また V_r を大きな値にした場合でも, 主な小断層のモーメント速度関数のピークは破壊速度2.8 km/s上に乗る. 以上の考察より, 仮想最大破壊伝播速度 V_r は2.8 km/sとした.

ステップ1で求められた各小断層におけるスリップベクトルを Fig. 7 に示す. これによると破壊領域は太線で囲まれ面積 $S = 64 \times 48 \text{ [km}^2\text{]}$ の範囲に収まる. 求めら

Fig. 11. Comparison between observed and theoretical waveforms for a source model without subevent C.

れた破壊領域は SHIONO *et al.* (1980) によって決定された断層面積 $56 \times 32 \text{ km}^2$ より大きな値となった.

ステップ2で得られたすべり量分布及びモーメント速度関数を Fig. 8 に, 観測波形と理論波形を Fig. 9 に示す. 主破壊は破壊開始点の西部で起こっており, 全体として破壊は深い方向に進んでいる. すべり分布は破壊開始点から約20 km 南西部にあるA, 破壊開始点から約9 km 北東にあるB, 破壊開始点から約50 km 西にあるC, の3つのサブイベントに大別できる. 各サブイベントの最大すべり量は, A: 4.0 m, B: 3.0 m, C: 3.2 mである. 全体の地震モーメントは $M_0 = 2.5 \times 10^{20}$ [Nm], モーメントマグニチュード M_w は7.5である. M_0 は

SHIONO *et al.* (1980) が求めた 1.8×10^{20} Nm より大きな値となった。また平均的応力降下量は FUKAO and KIKUCHI (1987) の定式化より

$$\Delta\sigma = 2.5M_0/S^{1.5} = 3.4 \text{ [MPa]}$$

と推定される。この値は海溝沿いのプレート間地震における平均値、3 MPa [KANAMORI and ANDERSON (1975)] とほぼ一致する。

求められたモーメント速度関数より、1968 年日向灘地震は初期破壊が約 4 秒間あり、その後主破壊が発生したことがわかる。各小断層におけるすべり速度関数を Fig. 10 に示す。サブイベント A, B のすべり速度関数は初期破壊から約 10 秒後に最大値を持ち、これが主破壊に相当する。サブイベント C のすべり速度関数は初期破壊から約 24 秒後に最大値をも持ったため、サブイベント C によって励起される波はサブイベント A, B によって励起される pP, sP 波等の反射相と重なる。そこでサブイベント C の有意性を調べるために、サブイベント C を除いた場合の合成波形を観測波形と比較した (Fig. 11)。MUN の記録で 30 秒付近の顕著なフェイズが説明できないことが分かる。これにより、サブイベント C の時間的な位置の存在が確認できる。また、サブイ

Fig. 12. (a) A small fault area model, where the subevent C area is excluded. (b) Slip distribution obtained for the small fault model. (c) Comparison between observed and theoretical waveforms.

イベント C を含まないような狭い断層面を仮定しインバージョンを行った結果、サブイベント C の空間的な位置は約 10 km 南東に動いたが、観測波形を説明できる理論波形を得ることができた (Fig. 12)。これは、サブイベント C の情報は様々な反射相と重なっているため、空間的な位置に対する分解能は低いことを意味する。

各小断層のすべり速度がピークになった点を使用して破壊伝播速度を見積もった。その結果、サブイベント A までは約 2.8 km/s で伝播するが、サブイベント C への伝播は約 2.0 km/s となり、この間に破壊伝播速度が減速している。

§5. 考 察

Fig. 13 に 1968 年日向灘地震のすべり量分布とその後約 30 年間の震源分布との比較を示す。図からわかるように 1968 年日向灘地震の震源域では他の領域より地震活動が低い。日向灘で発生した M 6.5 以上の大地震は、1970 年 M_{JMA} 6.7, 1984 年 M_{JMA} 7.1, 1987 年 M_{JMA} 6.6, 1996 年 M_{JMA} 6.6 である。このうち 1987 年日向灘地震のハーバード大学の CMT 解は正断層型であり、震源の深さは微小地震等から推測されているプレート境界より有意に深い [DZIEWONSKI *et al.* (1988)]。また、1996 年日向灘地震は 1968 年日向灘地震の震源域から十分に離れている。以上の点を考慮して、ここでは 1970 年と 1984 年の 2 つの地震のみに着目した。

1970 年日向灘地震は観測された余震が少なく、余震域から断層面積を推定することはできない。そこで KIKUCHI and KANAMORI (1991) の方法で震源メカニズ

Fig. 13. Comparison of the spatial slip distribution of the 1968, Hyuga-nada earthquake with background seismicity since the 1968 event. The contour interval is 0.6 m.

△解と破壊継続時間を求め、プレート境界を断層面とし、破壊伝播速度 2.5 km/s の円形クラックを仮定して破壊領域を見積もった。一方、1984 年の地震では、地震発生後 1 週間の余震域より震源域を推定した [気象庁 (1984)]。これらの結果より得られた震源域を Fig. 14 に示す。これにより、1968 年、1970 年、1984 年に日向灘で発生した地震の震源域は重なっていないことがわかる。

1968 年日向灘地震は 1984 年日向灘地震の震源域の手前で破壊が停止している。このことから、両者の間 d1 にバリアが存在することが示唆される。同様に、1970 年と 1968 年の震源域の間 d2 にもバリアが存在することが示唆される。

仮想バリア d1 を伸ばした直線 D は、この地域の震源断層の走向とほぼ一致し、深さは約 20 km である。また直線 D より東側の地震活動は低く、西側の地震活動は高い。渡邊 (1996) は日向灘地域における高精度の震源分布を求め、直線 D 付近を境にプレートの沈み込み角度が変化していることを指摘している。このことは、沈み込むプレートの折れ曲がりバリアになっていることを示唆している。

NAKAYAMA and TAKEO (1997) は 1994 年三陸はるか沖地震の解析を行い、ずれ破壊が沈み込むプレートの折れ曲がり領域を突破して $M7$ クラスの地震に成長したことを示した。1968 年十勝沖地震では同様のバリアを突破して、さらに大きな $M8$ クラスの巨大地震にまで成長している [KIKUCHI and FUKAO (1985)]。日向灘地

Fig. 14. Comparison of the spatial slip distribution of the 1968, Hyuga-nada earthquake with the source areas of two large events occurred after the 1968 event. Rupture front stopped at solid line D, which indicates the location of slab bending estimated by WATANABE (1996). Dashed line E indicates the boundary of slab segments proposed by several investigators.

域での大地震は、サブイベント C のような例外があるにしても、全体的なずれ破壊がプレートの折れ曲がり領域を突破できないのと対照的である。このような破壊成長の違いが、両地域における最大地震の規模の違いに反映している。これは両地域の構造に対する相違点と密接に関係していると思われる。すなわち日向灘では、海溝軸から沈み込むプレートの折れ曲がり領域までの距離が約 100 km であるのに対して、三陸沖における距離は約 150 km と長く、さらに日向灘地震では震源から折れ曲がり領域までの距離が約 30 km であるのに対して、十勝沖地震や、三陸はるか沖地震における距離は約 90 km と長い。一般に、バリアを突破して破壊の成長が進行するには、破壊がバリアに到達するまでに破壊が十分に大きく成長している必要がある。

多くの研究者は地震活動の分布より、九州地方の下にもぐり込むスラブに数箇所の断層があることを推定している [例えば、石原・吉田 (1992)、角田・他 (1991)、長宗・田代 (1989)、渡邊 (1996)]。各研究者によって推定された断層の場所は多少異なっているが、およそ Fig. 14 の点線 E で示される位置である。この点線 E は日向灘における地震活動度が変化する境界でもある [石原・吉田 (1992)、Utsu (1974)]。本研究では、1968 年日向灘地震の破壊がまさにこの境界線 E で停止している

ことがわかった。このことはプレートの断裂がバリアとして働き、地震の大きさを規定していることを物語る。

以上の考察をまとめると、日向灘ではプレートの折れ曲がりや断裂によるバリアが形成されており、そのバリアを突破するだけのエネルギー蓄積過程を待つことなく M 7 クラスの地震が発生するため、 M 8 クラスの地震に成長し難いと考えられる。これらの原因により日向灘では数十年周期で M 7 クラスの地震が相補的に発生することが推定できる。

8. 結 論

本研究では遠地実体波の解析により 1968 年日向灘地震 (M_{JMA} 7.5) の震源過程を調べ、以下の結果を得た。

1) 主な震源パラメータは、地震モーメント 2.5×10^{20} Nm, 破壊継続時間 27 秒, 破壊面積 64×48 km², 平均応力降下量 3.4 MPa である。

2) 1968 年 M_{JMA} 7.5, 1970 年 M_{JMA} 6.7, 1984 年 M_{JMA} 7.1 の日向灘地震は震源域の重なりがなく相補的に起こった。

3) 海溝沿いのプレート間地震では、沈み込み角度の変化や、断裂がバリアになり得る。

謝 辞

本研究を進める上で、地震研究所海半球センターの渡邊智毅博士には貴重な意見と共に資料を提供して頂きました。地震研究所の今西和俊氏には研究の初期段階から貴重な助言をしてもらいました。また神戸大学の筧 楽磨博士、東京工業大学の岡元太郎博士には、丁寧な査読をして頂き、原稿の改訂に大変役立ちました。図の作図には P. Wessel and W. H. F. Smith による GMT を使用しました。記して感謝の意を表します。

参 考 文 献

相田 勇, 1974, 地震の断層モデルによる津波の数値実験, 地震 2, 27, 141-154.
 AKAIKE, H., 1980, Likelihood and Bayes procedure, in *Bayesian Statistics*, edited by J. M. Bernardo, M. H. DeGroot, D. V. Lindley and A. F. M. Smith, pp. 143-166, University Press, Valencia, Spain.
 DZIEWONSKI, A. M. and D. L. ANDERSON, 1981, Preliminary reference Earth model, *Phys. Earth Planet. Interiors*, 25, 297-356.
 DZIEWONSKI, A. M., G. EKSTROM, J. H. WOODHOUSE and G. ZWART, 1988, Centroid-moment tensor solutions for January-March 1987, *Phys. Earth Planet. Interiors*, 50, 116-126.
 FUKAO, Y. and M. KIKUCHI, 1987, Source retrieval for mantle earthquakes by iterative deconvolution of long-period P-waves, *Tectonophysics*, 144, 249-

269.

HARTZELL, S. H. and T. H. 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. Am.*, 73, 1553-1583.
 IDE, S., M. TAKEO and Y. YOSHIDA, 1996, Source Process of 1995 Kobe Earthquake: Determination of Spatio-Temporal Slip Distribution by Bayesian Modeling, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 86, 547-566.
 石原和彦・吉田明夫, 1992, 九州下フィリピン海スラブの形状と地震活動, 地震 2, 45, 45-51.
 市川 岳, 1997, 海底地震計を使った日向灘周辺の地殻構造研究, 北海道大学修士論文.
 角田寿喜・宮町宏樹・高木章雄, 1991, 九州-琉球弧北部域の稍深発地震, 地震 2, 44, 63-74.
 KANAMORI, H. and D. L. ANDERSON, 1975, Theoretical basis of some empirical relations in seismology, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 65, 1073-1095.
 KANAMORI, H., G. EKSTROM, A. DZIEWONSKI, J. S. BARKER and S. A. SIPKIN, 1993, Seismic Radiation by Magma Injection: An Anomalous Seismic Event Near Tori Shima, Japan, *J. Geophys. Res.*, 98, 6511-6522.
 KIKUCHI, M. and Y. FUKAO, 1985, Iterative deconvolution of complex body wave from great earthquake—the Tokachi-Oki earthquake of 1968, *Phys. Earth Planet. Interiors*, 37, 235-248.
 KIKUCHI, M. and H. KANAMORI, 1991, Inversion of complex body wave—III, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 81, 2335-2350.
 気象庁, 1984, 地震月報, 昭和 59 年 9 月.
 長宗留男・田代秀樹, 1989, 九州下における和達—ベニオフゾーンの形状, 地震 2, 42, 13-19.
 NAKAYAMA, W. and M. TAKEO, 1997, Slip History of the 1994 Sanriku-Haruka-Oki, Japan, Earthquake Deduced from String-Motion Data, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 87, 918-931.
 OKAMOTO, T. and T. MIYATAKE, 1989, Effects of near source seafloor topography on long-period teleseismic P waveforms, *Geophys. Res. Lett.*, 16, 1309-1312.
 SHIONO, K., T. MIKUMO and Y. ISHIKAWA, 1980, Tectonics of the Kyushu-Ryukyu arc as evidenced from seismicity and focal mechanism of shallow to intermediate-depth earthquakes, *J. Phys. Earth*, 28, 17-43.
 鶴岡 弘, 1998, ワークステーションによる地震活動解析ソフトの開発, 東京大学地震研究所技術報告, 2 号, 34-42.
 UTSU, T., 1974, Space-time pattern of large earthquakes occurring off the Pacific coast of the Japanese islands, *J. Phys. Earth*, 22, 325-342.
 YABUKI, T. and M. MATSU'URA, 1992, Geodetic data inversion using a Bayesian information criterion for spatial distribution of fault slip, *Geophys. J. Int.*, 109, 363-375.

- YOSHIDA, S., 1989, Waveform inversion using ABIC for the rupture process of the 1983 Hindu Kush earthquake, *Phys. Earth Planet. Interiors*, **56**, 389–405.
- YOSHIDA, S., 1992, Waveform inversion for rupture process using a non-flat seafloor model: application to 1986 Andreanof Islands and 1985 Chile earthquakes, *Tectonophysics*, **211**, 45–59.
- 渡邊智毅, 1996, 海底地震観測が解明した三次元震源分布に基づく日向灘沖の海溝会合部のテクトニクス, 北海道大学博士論文.
- WIENS, D. A., 1987, Effects of near source bathymetry on teleseismic P waveform, *Geophys. Res. Lett.*, **14**, 761–764.