1983 年日本海中部地震の前震と 余震の震源分布

東北大学理学部 海野 徳仁・長谷川 昭・小原 一成
松沢 暢・清水 洋・高木 章雄
弘前大学理学部 田中和夫・小菅正裕

(昭和 60 年 7 月 19 日受理)

Hypocenter Distribution of Foreshocks and Aftershocks of the 1983 Japan Sea Earthquake

Norihito UMINO, Akira HASEGAWA, Kazushige OBARA,
Toru MATSUZAWA, Hiroshi SHIMIZU and Akio TAKAGI

Faculty of Science, Tohoku University

Kazuo TANAKA and Masahiro KOSUGA

Faculty of Science, Hirosaki University

(Received July 19, 1985)

Hypocenter determination for aftershocks of the 1983 Japan Sea Earthquake ($M7.7$) is made by using the seismic networks of Tohoku University and of Hirosaki University. The obtained aftershock area is 160 km long in north-south direction with a width of 40 km, distributing itself along the eastern margin of the Japan Basin. Most of the aftershocks are located within the area bordered by the 2000 m and 3000 m isobaths, northern and southern ends being surrounded by the Sado Ridge and the Oshima Plateau, respectively. Precise hypocenter distribution delineates an eastward dipping fault plane with a shallow dip angle. Almost all the aftershocks are located in the crust, which is consistent with the fact that the $P_M P$ phase is clearly observed from most of the aftershocks.

A remarkable later phase is observed at many stations 4~7 sec after the P arrival. This later phase is interpreted as the reflected wave both at the sea surface and at the Moho discontinuity ($_{pw}P_M P$). Focal depth distribution estimated from arrival time differences between $P_M P$ and $_{pw}P_M P$ phases also shows the eastward dipping fault plane with a shallow dip angle.

Foreshock activity started 12 days before the occurrence of the main shock within a concentrated area in the vicinity of the main shock hypocenter. All the foreshocks are classified into two groups: one with high peak-frequency and the other with low peak-frequency, each having very similar wave forms. Hypocenters of low peak-frequency events are located at shallower depths than those of the main shock and high peak-frequency events.

§1. はじめに

1983 年 5 月 26 日 11 時 59 分ごろ、秋田県・青森県沖でマグニチュード 7.7 の日本海中部地震が発生し、秋田県および青森県を中心とした広い範囲で大きな被害を生じた。東北大学理学部の決定した本震の震源は、 40.41°N ($\pm 0.01^{\circ}$), 139.08°E ($\pm 0.03^{\circ}$), 15 km ($\pm 3\text{ km}$) である。

本震発生後、東北大学理学部は震源域に近い秋田県男鹿で広ダイナミックレンジの特別観測を実施し、また五城目では可搬型無線テレメーター装置により秋田サブセンターまで地震波形伝送を行い、既存の微小地震観測網を強化した。また、東北大学、弘前大学では本震直後の余震分布の拡がり方を考慮して、より精度の良い余震分布を得るために、両大学観測網データの一括処理を実施した [高木ほか (1984)]。弘前大学の岩崎 および 三厩の二観測点の波形データは、電々公社臨時専用回線により東北大学秋田サブセンターまで伝送され、五城目臨時観測点の波形データとともに既存の微小地震観測システムに取り込まれて仙台まで転送され、地震予知観測センターにおいて一括処理された。震源を決定できた余震は 8 月 31 日までの期間で、8,500 個あまりである。これらのデータに基づいて、ここでは前震および余震の特に深さ分布について調べた結果を報告する。

Fig. 1. Location map showing seismic stations of Tohoku University and of Hirosaki University. The dotted area denotes the aftershock area of the 1983 Japan Sea Earthquake. Large and small stars denote the locations of the main shock and the largest aftershock, respectively.

§2. 余震の震源分布

5 月 26 日の本震発生直後から、東北大学理学部および弘前大学理学部の微小地震観測網では多数の余震を観測した。しかし、震源域は両大学観測網の外側の日本海であつたため、精度良い震源決定を行うことが期待できなかった。そこで両大学は、本震直後の余震域の拡がり方を考慮して、弘前大学の岩崎および三厩観測点の波形データを臨時専用回線を用いて東北大学秋田サブセンターに伝送し、両大学微小地震観測網のデータの一括即時処理を実現した [高木ほか (1984)]。この両大学観測網のデータの一括処理は 5 月 31 日から 8 月 31 日までの期間実施された (一括処理を行つた両大学観測点の位置を Fig. 1 に黒丸と黒三角で示す)。震源決定方法 および 速度構造モデルは、東北大学のルーチン処理に用いているもの [HASEGAWA *et al.* (1978)] を採用した。

5 月 31 日から 6 月 26 日までの

期間の余震の震央分布を Fig. 2 に示す. 今回の地震の余震域は日本海盆の東縁に位置しており, その形状は海底地形あるいは海底地質構造と強い関連性がある. すなわち, 余震域は海深 2,000 m と 3,000 m の等深線に沿ってほぼ南北に長くのびており, 余震域の北端は渡島海台で, 南端は佐渡海嶺で区切られている. また, 余震域は逆くの字型をしており, その折れ曲り

Fig. 2. Epicenter distribution of aftershocks of the 1983 Japan Sea Earthquake during the period from May 31 to June 26, 1983. Hypocenters are located by using the seismic networks of Tohoku University and of Hirosaki University. Dashed lines denote isobaths in meter.

Fig. 3. Vertical cross sections of aftershocks located by using all the stations of Tohoku University and two stations of Hirosaki University during the period from May 31 to June 30, 1983. Large star in the region D and small one in the region A denote the location of the main shock and the largest aftershock, respectively.

の頂点付近では久六島を中心として半円状に余震活動のほとんどみられない領域が存在している。6月21日に発生した最大余震 (Fig. 2 の小さい星印) に伴う二次余震の余震域も、渡島大島の南西の領域までしか広がっていない。余震域付近の多数の海底断層の走向も、久六島付近を境界にして逆くの字型の分布を示しており [桂ほか (1983)], 余震域の形と良く調和している。

5月31日から6月30日までの約1ヶ月間の余震の震源の深さ分布を Fig. 3 に示す。図中の震央分布図に示した領域 A~F の鉛直断面と、南北断面をあわせて示した。領域 C~F の震源分布に、わずかではあるが東下りの傾向がみられる。この東下りの傾向は、本震 (Fig. 3 の大きい白星印) の発生した領域 D で最も顕著であり、余震分布の傾斜角は領域 D で 20~25 度である。

東側から見た南北断面図をみると、余震域の北端および南端では震源の深さが浅くなっていることがわかる。この南北ふたつの領域は、6月9日および6月21日に発生した大余震の二次余震域に対応する。高木ほか (1984) によると、余震域の南端 (領域 F) では6月9日に $M=6.1$, 6.0 の大余震が発生したが、これらの大余震発生前の6月1日頃から、それまでほとんど余震が発生していなかった領域 F 内で浅い地震の活動が活発化した。また、余震域

の北端（領域A）では6月21日の最大余震（ $M=7.1$ ）の発生の数日前から、余震域の北側への拡大がみられ、その後最大余震の発生に伴いその二次余震のために新たな余震域が形成された。最大余震以後は顕著な余震域の拡大はみられない。今回の地震の余震域は、時間の経過とともに南側および北側に拡大していったが、両端とも震源の深さが浅くなっている点に特徴がある。

ただし、余震域の北端に近い部分（領域A、B）は東北大学および弘前大学の観測網から離れており、震源決定精度はあまり良くない。この領域、すなわち最大余震の震源域付近の余震の震源分布については、北海道大学理学部の微小地震観測網の験震データを加えて再決定を行った結果、やはり最大余震に伴う二次余震群の震源はかなり浅くなっていることがわかった〔東北大学理学部地震予知観測センターほか（1984）〕。

次に、震源域に近い9観測点のデータのみを用いた Homogeneous station 法によつて震源再決定を行った。人工地震によるこの地域の地殻構造〔YOSHII and ASANO (1972)〕を考慮して、震源再決定に用いた速度構造モデルは、モホ面の深さ 28 km, P_n 速度 7.90 km/sec とした。Fig. 4 の太破線が震源再決定に用いたモデルである。太実線は東北大学のルーチン処理で用いているモデル〔HASEGAWA *et al.* (1978)〕、細実線および細破線は YOSHII and ASANO (1972) による東北地方内陸部および東北地方日本海域のモデルである。領域CとDについて、再決定震源の深さ分布を Fig. 5 に示す。震源再決定によつて、余震が陸側に向つて 20~30 度の低角度で傾斜した面状に分布している様子が一層明確になった。以上のことから、高木ほか（1984）による本震のメカニズム解のうち、東側（陸側）に向つて低角度で傾斜した節面が断層面であることがわかる。

また、ルーチン処理による震源と比較すると、再決定震源の深さは系統的に浅くなつており、0~20 km の範囲に分布している。このような傾向は最大余震の震源域である領域Aを除く全ての領域（B~F）について認められる。YOSHII and ASANO (1972) によれば、今回の地震の震源域付近の地殻の厚さはほぼ 20 km であるから、余震は全て地殻内部で発生したものであると考えられる。このことは余震の波形記録のP波初動の後にあられるモホ面からの反射波（ P_nP 波）と解釈できる顕著な位相が、全ての余震記録にみられることと調和的である。この

Fig. 4. Velocity profile for P wave. Thick solid line denotes the velocity structure which is used for routine location of microearthquakes by the Tohoku University seismic network. Velocity structure shown by thick broken line is used in the relocation of aftershocks. The velocity models gives by YOSHII and ASANO (1972) are also shown by thin solid line (in land area) and by thin broken line (Japan Sea area).

Fig. 5. Vertical cross sections of aftershocks for the regions C and D in Fig. 3. Relocation of aftershocks by using the velocity model shown in Fig. 4 gives slightly shallower and thinner plane-like distribution of aftershocks. Almost all the aftershocks are relocated at depths shallower than about 20 km.

反射波については次節で述べる。

§ 3. 反射波による余震の深さ分布の推定

余震の記象には、P波初動の約 1~3 秒後と約 4~7 秒後に、非常に顕著な位相がみられる。その記録例を Fig. 6 に示す。縦軸は震央距離、横軸はP波速度を 8 km/sec として補正した走時をあらわす。P波初動の約 1~3 秒後にあらわれる位相は、地殻内部にある震源から出たP波がモホ面で反射してきた $P_M P$ 波であると考え、その走時を満足する。また、モホ面での反射効率を考えると、その振幅の大きさもほとんど説明できる。

一方、Fig. 6 のX位相はP波初動の約 4~7 秒後にあらわれており、その見かけ速度は

Fig. 6. An example of seismograms of aftershocks. $P_M P$ and remarkable later phase (X) are recorded at many stations.

6.6~6.7 km/sec であり、上下動成分に顕著に記録されている。この位相は震源から上方に出たP波が海水面で反射した後、モホ面で再び反射して観測点に到達した波 ($p_wP_M P$ 波) であると考え、その走時を満足する。この $P_M P$ 波と $p_wP_M P$ 波の走時の差は、震源の深さ分布を推定するための有効な手段となり得る [溝上ほか (1983)]。

このX位相が $p_wP_M P$ 波と考えられる根拠は以下の通りである。Fig. 7 は仁別観測点 (NIB) におけるX位相と $P_M P$ 波の走時差と、震央位置での海底面の深さとの関係を示したものである。震央での海深が深くなると、X位相と $P_M P$ 波の走時差が大きくなる傾向がみえる。次に、ルーチン処理で求められた余震の震央を用い、震源の深さを 10 km と仮定して、Table 1 に示す水平成層構造のモデルから各観測点へ到達する $p_wP_M P$ 波の波線を計算し、海水表面での反射点の位置を求めた。この反射点での海深を地形図から求め、X位相と $P_M P$ 波の走時差との関係を示したものが Fig. 8 である。海深が深くなると、X位相と $P_M P$ 波の走時差が大きくなる傾向が明瞭にあらわれている。このことから、X位相を $p_wP_M P$ 波であると解釈しても矛盾はないであろう。

$p_wP_M P$ 波と $P_M P$ 波の走時差は、海水面での反射点直下の海底の深さの変化に影響されるため、その補正をしなければならない。明瞭な $p_wP_M P$ 波が記録された余震の震央を Fig. 9 に示す。これらの余震の震源の深さを 10 km と仮定し、Fig. 8 で求めた海底の深さを用いて、各観測点で観測された $p_wP_M P$ 波と $P_M P$ 波の走時差から海水中を伝播するのに要した時間を差し引いた走時差を地震毎に平均した値を Fig. 10 に黒丸で示す。Fig. 10 の横軸は水平距離をあらわす。震源の深さを 10 km と仮定して海水の影響を補正した後の $p_wP_M P$ 波と $P_M P$ 波の走時差は、東側の地震のものほど大きいことがわかる。すなわち、東側に発生した余震ほど、その震源が深いことになる。

Fig. 9 の長方形 CC' および DD' をそれぞれ 0 km の位置を基線にして、東側 (陸側) に傾斜角 25 度で傾斜させ、その面上にそれぞれの余震の震源を置いた場合の各観測点での

Fig. 7. Arrival time difference between $P_M P$ and X phases at NIB station versus water depth at the epicenter.

Fig. 8. Difference in arrival time between $P_M P$ and X phases versus water depth at the reflection point calculated by using the velocity model shown in Table 1. Since the travel time difference is closely related to the water depth at the reflection point, X phase is $p_wP_M P$ phase which is reflected at water surface and then at the surface of the Moho discontinuity.

Fig. 9. Map showing the locations of epicenters from which both $P_M P$ and $p_w P_M P$ phases are clearly detected.

しい。

これらの前震群は次のような特徴を持つ。すなわち、前震の記録波形はふたつのグループに分けることができ、ひとつのグループはそれ以前にほぼ同じ場所で発生した地震と比較して高周波成分が卓越しており（卓越周波数約 6 Hz）、他のグループは低周波成分に富んでいる（卓越周波数約 3 Hz）。低周波成分に富む前震は 6 個のみで、残りは高周波成分の卓越した前震である。また、各々のグループの地震群は互いに非常に良く似た記録波形を有し、相似地震と呼べるものである。それに対して、ほぼ同じ場所で発生したそれ以前の地震群や、今回の地震の余震群の波形には、それほど強い相似性は認められない [HASEGAWA *et al.* (1984)]。

Fig. 11 は前震群のふたつのグループ（それぞれ高周波前震、低周波前震と呼ぶことにする）のうちから、マグニチュードの同じ地震を選び、震央距離 86~166 km の各観測点での記録波形を示したものである。東北大学のルーチン処理による震源位置はほぼ同じ場所に決められているが、記録波形には顕著な相違があることがわかる。また、Fig. 12 はそれぞれマグニチュードの異なる低周波前震群の P 波初動部分、Fig. 13 は高周波前震群の P 波初動部分の記録波形である。それぞれのグループに属する波形は非常に良く似ていることがわかる。これら

$p_w P_M P$ 波と $P_M P$ 波の走時差の平均値を示したものが、Fig. 10 の破線である。走時計算には Table 1 の速度構造モデルと Fig. 8 で求めた海底の深さを用いた。これらの計算値は、ここで得られた観測値をほぼ満足していることがわかる。このことから、今回の地震の余震の深さ分布は、傾斜角 25 度前後で東側に傾斜した分布をしていることが推定できる。

§4. 前震の震源分布

本震発生の 12 日前の 5 月 14 日 22 時 29 分に、本震の震源とほとんど同じ場所で $M=5.0$ の地震が発生した。この地震を最大地震とする顕著な前震活動が 5 月 20 日まで続き、本震発生 1 分前の 5 月 26 日 11 時 59 分の前震 ($M_{FP}=1.9$) が発生した後、本震発生となつた。東北大学の観測網で震源決定できた前震の数は全部で 23 個あり、全ての前震が各々 5 km 以内の範囲に集中している。ルーチン観測網の震源決定精度を考慮すると、これらの前震群の震源位置を区別することは難

Fig. 10. Difference in arrival time between P_{MP} and p_wP_{MP} phases. Arrival time of p_wP_{MP} phase is corrected by subtracting the calculated travel time of in-water ray path from the observed one. The travel time in the water is calculated by using the velocity model shown in Table 1.

Table 1. P wave velocity model used for the location of reflection points of p_wP_{MP} phases.

P wave velocity	Layer thickness
1.5 km/sec	2 km
2.5	1
5.9	10
6.6	12
8.0	∞

の前震群の震源を、マスターイベント法によって再決定した。

東北大学のルーチン処理に用いている速度構造モデルなどを考慮して、マスターイベント法に用いる震源近傍でのP波速度は6.4 km/secと仮定した。本震をマスターイベントとして、低周波前震および高周波前震の震源を決定する際、マグニチュードの差が非常に大きいためP波初動の読み取りが可能な観測点の数は極端に異なってしまう。そこで、次のような手順をとった。まず、本震をマスターイベントとして最

Fig. 11. Examples of seismograms of foreshocks. The foreshocks are classified into two groups; one with high peak-frequency of P wave part and the other with low peak-frequency.

Fig. 12. Seismograms of low peak-frequency foreshocks. In spite of different magnitudes of events, observed wave forms at the same station have very high similarities. The scale of amplitude is arbitrary.

Fig. 13. Seismograms of high peak-frequency foreshocks showing the similar wave forms as in the case of low peak-frequency foreshocks.

大前震 ($M=5.0$) の震源を求める。次に、この最大前震をマスターイベントとして、低周波前震群および高周波前震群のうちのそれぞれ最大の地震 ($M_{FP}=2.7$) の震源を求める。最後に、低周波および高周波前震群中の最大地震をマスターイベントとして、各グループの前震の震源を決定する。前述のように、各グループ内の前震は相似地震であるため、P波初動時刻を読み取る際には記録波形の山谷を一致させることにより、読み取り精度の向上をはかった。

Fig. 14 にマスタイベント法による震源再決定の結果を示す。大きい星印は東北大学のルーチン処理による本震の位置、小さい星印は最大前震の位置、 $\diamond$ 、 $\bullet$ はそれぞれ低周波前震群および高周波前震群中の最大の地震の位置、白丸は低周波前震、黒丸は高周波前震の位置である。低周波前震群および高周波前震群内のそれぞれの地震は非常に狭い範囲に集中して発生している。低周波前震群は、震源がやや浅く決められている。また、本震直前 1 分前の前震 ($M_{FP}=1.9$) は低周波前震群に含まれている。東北大学の微小地震観測網の波形記録からは、最大前震が低周波前震、高周波前震のどちらのグループと同じ卓越周波数をもっているのか、あるいはどちらのグループにも属さないのか、区別できない。

SHIMAZAKI and MORI (1983), 石川ほか (1984) などによると、本震はマルチプルショックであり、3 段階の破壊過程から成り立っている。Fig. 14 の本震の位置は、マルチプルショ

ックの初期破壊の開始位置を示しているものと考えられる。今回の前震活動は、来るべき本震の初期破壊の開始する場所の極く近傍数 km 以内の範囲内に集中して発生した。高周波前震群の方がより本震の震源に近い場所に震源決定されていることがわかる。

日本海中部地震の前震群にみられたような波形の相似性は、他の地震の前震群にも認められており [ISHIDA and KANAMORI (1978), PECHMANN and KANAMORI (1982), HASEGAWA *et al.* (1984), MOTOYA and ABE (1984)], 前震活動を他の群発地震活動と区別するためのひとつの手がかりとなる可能性がある [KANAMORI (1980)].

§6. おわりに

1983 年日本海中部地震の前震活動および余震活動の特徴について、東北大学および弘前大学の微小地震観測網のデータを用いて検討した結果：

(1) 余震域のほとんど全ての領域で、陸側にむかつて低角度 (25 度前後) で傾斜した余震分布が得られた。この震源分布の特徴から、本震のメカニズム解のうち、東側 (陸側) にむかつて低角度で傾斜した節面が断層面であることがわかった。

(2) 速度構造モデルをかえても、ほとんど全ての余震の震源は浅く決まっており、余震は

Fig. 14. Spatial distribution of foreshocks relocated by using the master event method. The largest foreshock is relocated by using the main shock as the master event. $\bullet$ and $\diamond$ denote the location of the largest event with high peak-frequency and that with low peak-frequency, respectively. Hypocenters of the low peak-frequency events are slightly shallower than the main shock, the largest foreshock and the high peak-frequency events.

全て地殻内部で発生したと考えられる。このことは、全ての余震記象にP波初動の1~3秒後にモホ面での反射波($P_M P$ 波)と考えられる顕著な位相が認められることから強く支持される。

(3) $_{PW}P_M P$ 波と $P_M P$ 波の走時差から推定した余震の深さ分布も、陸側の余震ほど震源が深くなる傾向を示している。陸側に傾斜角25度で傾斜した余震分布を考えると、 $_{PW}P_M P$ 波と $P_M P$ 波の観測走時の差を説明できる。

(4) 本震発生の12日前から、本震とほとんど同じ場所で波形の良く似たふたつのグループの前震活動がみられた。これらの相似前震群のうち、高周波成分の卓越した前震群の震源は、低周波成分に富む前震群の震源よりやや深い場所にあり、より本震の位置に近い。また、これらの相似前震群の震源は、それぞれ非常に集中して発生している。

謝 辞

東北大学理学部地震予知観測センター、青葉山地震観測所、秋田地殻変動観測所、本荘地震観測所、北上地震観測所、三陸地殻変動観測所の皆様の援助と協力に心から感謝いたします。

文 献

- 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., N. UMINO and A. TAKAGI, 1985, Seismicity in the Northeastern Japan Arc and Seismicity Pattern before Large Earthquakes, *Earthq. Pred. Res.*, **3**, 607-626.
- ISHIDA, M., and H. KANAMORI, 1978, The Foreshock Activity of the 1971 San Fernando Earthquake, California, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **68**, 1265-1297.
- 石川有三・武尾 実・浜田信生・勝又 護・佐竹健治・阿部勝征・菊地正幸・須藤 研・高橋道夫・柏原静雄・三上直也, 1984, 1983 年日本海中部地震の震源過程, *月刊地球*, **1**, 11-17.
- KANAMORI, H., 1980, The Nature of Seismicity Patterns before Large Earthquakes, in *Earthquake Prediction: An International Review*, Maurice Ewing Ser., Vol. 4, edited by D.W. Simpson and P.G. Richards, 1-19.
- 桂 忠彦・加藤 茂・春日 茂, 1983, 日本海中部地震震源域の海底地形・地質構造, *地震学会講演予稿集*, 1983, No. 2, p. 24.
- 溝上 恵・酒井 要・小林 勝・中村 功・上垣内修・横田 崇, 1983, 日本海中部地震の余震の深さ分布——近地における $_{PW}P$ の観測による推定——, *地震学会講演予稿集*, 1983, No. 2, p. 7.
- MOTOYA, Y., and K. ABE, 1985, A Detailed Study of Foreshock Waveforms from Locally Recorded Data, *Earthq. Pred. Res.*, **3**, 627-636.
- PECHMANN, J.C., and H. KANAMORI, 1982, Waveforms and Spectra of Preshocks and Aftershocks of the 1979 Imperial Valley, California, *Earthquake: Evidence for Fault Heterogeneity?* *J. Geophys. Res.*, **87**, 10579-10597.
- SHIMAZAKI, K., and J. MORI, 1983, Focal Mechanism of the May 26, 1983 Japan Sea Earthquake, *地震学会講演予稿集*, 1983, No. 2, p. 15.
- 高木章雄・長谷川昭・西城忠泰・山本 明・三品正明・海野徳仁・植木真人・橋本恵一・佐藤俊也・堀修一郎・立花憲司・村上栄寿・河野俊夫・仁田交市・清水 洋・松沢 暢・小原一成・野坂正史・佐藤 裕・田中和夫・佐藤魂夫・小菅正裕・浜口博之・小山順二, 1984, 1983 年日本海中部地震による災害の総合的調査研究, 2.2 本震前後の地震活動, *文部省科学研究費自然災害特別研究突発災害研究成果*.
- 東北大学理学部地震予知観測センター・北海道大学理学部地震予知観測地域センター・弘前大学理学部地震火山観測所, 1984, 1983 年日本海中部地震の前震および余震活動, *地震学会講演予稿集*, 1984, No. 1, p. 39.
- YOSHII, T., and S. ASANO, 1972, Time-term Analysis of Explosion Seismic Data, *J. Phys. Earth*, **20**, 47-57.