

広域多発時における自動震源を用いた地震活動評価

— 平成 23 年 (2011 年) 東北地方太平洋沖地震への適用 —

Evaluation of the Seismic Activity of Automatically Processed Hypocenters in Swarms over Wide Areas
— Application to the 2011 Mw 9.0 Tohoku Earthquake —

溜渕功史¹, 中川茂樹²

TAMARIBUCHI Koji¹ and NAKAGAWA Shigeki²

(Received July 4, 2019; Accepted October 30, 2019)

ABSTRACT: The 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake caused an extremely high level of seismic activity over a wide area. All of the detectable earthquakes could not be fully examined, so the Japan Meteorological Agency (JMA) set the higher threshold magnitude for registration in the JMA unified catalog ($M \geq 3$ offshore and $M \geq 2$ inland in the Tohoku region). The current study used the automatic hypocenter determination method (the PF method) to analyze the continuous seismic waveform data for March 2011. That method was implemented on the Petabyte-scale Large Continuous Seismic Data Analyzing System at the Earthquake Research Institute. As a result, this system identified 122,353 events, which is more than twice the number in the JMA unified catalog (55,273 events) for March 2011. A comparison of the current results and the JMA unified catalog indicates that numerous missing events were identified; the rate of detection was approximately 90% for $M \geq 1$ events in shallow inland areas (depth ≤ 30 km). In addition, the completeness magnitude decreased by about 1.0 unit in the Tohoku region. Results indicated that the PF method can be used to effectively monitor spatio-temporal aftershock activity even in a wide area of aftershocks such as that following the Nankai Trough earthquake.

1 はじめに

気象庁では、文部科学省と協力して気象庁、防災科学技術研究所、大学等の関係機関の地震波形を一元的に収集し、P波、S波の読み取りを行い、震源決定の処理を行っている（以下、この震源を一元化震源という）。一元化震源の処理は1997年10月に開始し、防災科学技術研究所が整備、運用しているHi-net (Okada et al., 2004) をはじめとした観測点の増加を経て、2010年時点では全国で1か月あたり10,000~15,000個の震源決定をルーチン的に行っていた。ところが、平成23年(2011年)東北地方太平洋沖地震が発生した際には、地震活動が広域にわたって極めて活発となった。そのため、一元化震源は、それまでの基準で検知可能な全ての震源を精査、登録することができず、余震域で海

域M3、内陸M2以上の処理基準を設けて処理がなされた。それまでは、東北地方沿岸での検知力は、M1から2程度であった (Tamaribuchi, 2018)。その後、溜渕・他 (2016) は、このような多数の震源を効率的に処理するために自動震源決定処理手法 (PF法) を開発し、2016年4月1日に気象庁で運用を開始した。その2週間後に発生した平成28年(2016年)熊本地震では多数の震源を自動決定し、地震活動の早期把握に貢献するなど、その利用が進んでいる (Tamaribuchi, 2018)。

2011年3月から2016年3月までの一元化震源は、前述の処理基準を設けたために、必ずしも2011年3月以前と同等の検知力では処理がなされているわけではない。一部の地震活動については、Matched Filter法などを活用して、地震を抽出する試みがなされている

¹ 気象研究所地震津波研究部, Department of Seismology and Tsunami Research, Meteorological Research Institute

² 東京大学地震研究所, Earthquake Research Institute, the University of Tokyo

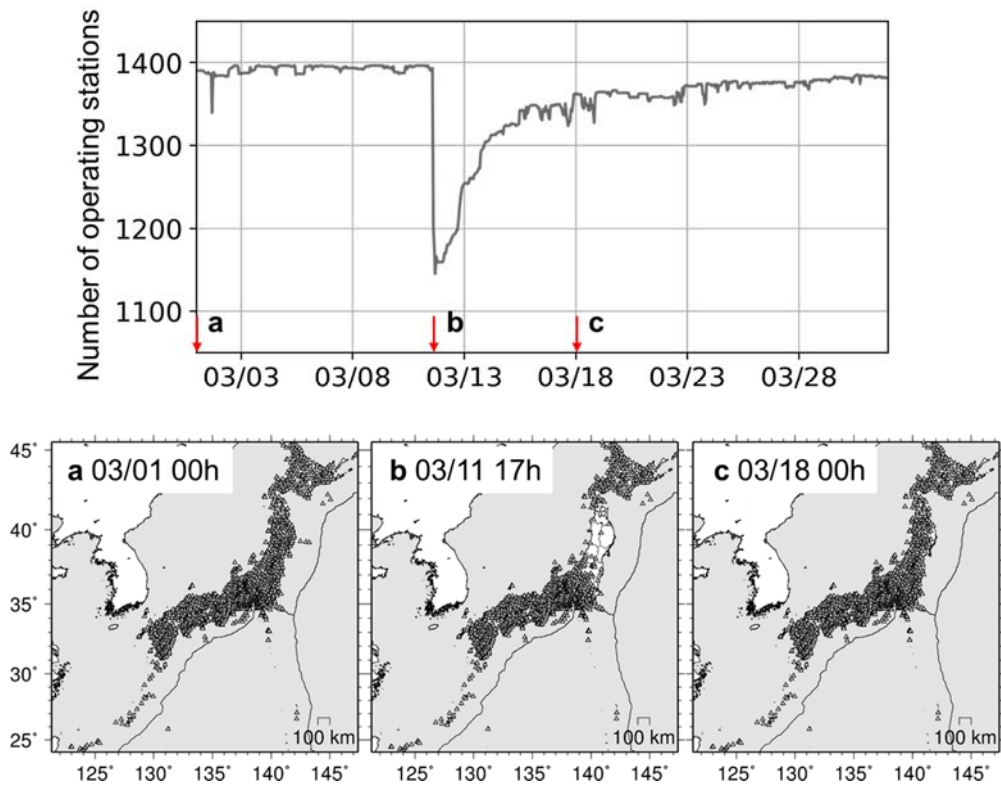


Fig. 1 Number of operating stations. (a), (b), and (c) indicate the distribution of operating stations, at 00:00 March 1, 17:00 March 11, and 00:00 March 18, respectively.

(Kato et al., 2012 ; 奥田・他, 2018) が, 余震域を含めて網羅的に解析されているわけではない. また, PF 法は, 熊本地震など内陸の浅い地震では, 地震活動の早期把握に貢献したことが示されているものの, 東北地方太平洋沖地震の直後の地震活動については, 定量的な評価は行われていなかった. 自動震源の性能を評価しておくことは, 将来の巨大地震発生の際の, 余震活動の推移や周囲で発生する誘発地震の把握性能を知るうえで極めて重要である.

そこで本研究では, 東京大学地震研究所の大規模連続地震波形データ解析システム (中川・他, 2016) を利用し, 2011 年 3 月 1 日~31 日の地震波形に対して PF 法を適用して, 震源分布や規模別頻度分布の再評価を行ったので報告する.

2 手法とデータ

使用した地震波形は, 一元化震源で利用されている日本全国の約 1,400 地点の 100Hz の 3 成分高感度速度波形である. 解析期間は, 東北地方太平洋沖地震の地震発生前後の地震活動を把握するために 2011 年 3 月

1 日~31 日までとした. Fig. 1 に観測点分布図と, 使用観測点数の推移を示す. 東北地方太平洋沖地震が発生した際には, 3 月 11 日 14 時 46 分の地震発生直後に東北地方の広い範囲で停電が発生し, 数時間後にバッテリーから供給される電源が断となったことから, 概ね同日 17 時ごろをボトムに観測点数が東北地方を中心に 200 地点以上減少している. その後, 復電するにつれて観測点数が回復していることが分かる.

地震波形の処理には, 現在気象庁で運用されている自動処理と同じ PF 法を用いた (溜淵・他, 2016 ; Tamaribuchi, 2018). PF 法は, (1) STA/LTA によるトリガを使用せず, P 相, S 相の候補となる地震波の変化点を常時検出し, (2) 得られた変化点の時刻及び直後の最大振幅の観測値を基に, 理論値と最も合う相の組み合わせを探索する手法である. 最適解を探索する際には, 重点サンプリング法を用いる. 重点サンプリング法は, 震源位置の事前確率分布からのサンプリングによってモンテカルロ近似し, その 1 つ 1 つのサンプルに対して尤度計算を行い, 事後確率分布を得る手法である. 本解析では, 溜淵・他 (2016) と同様に 1,000

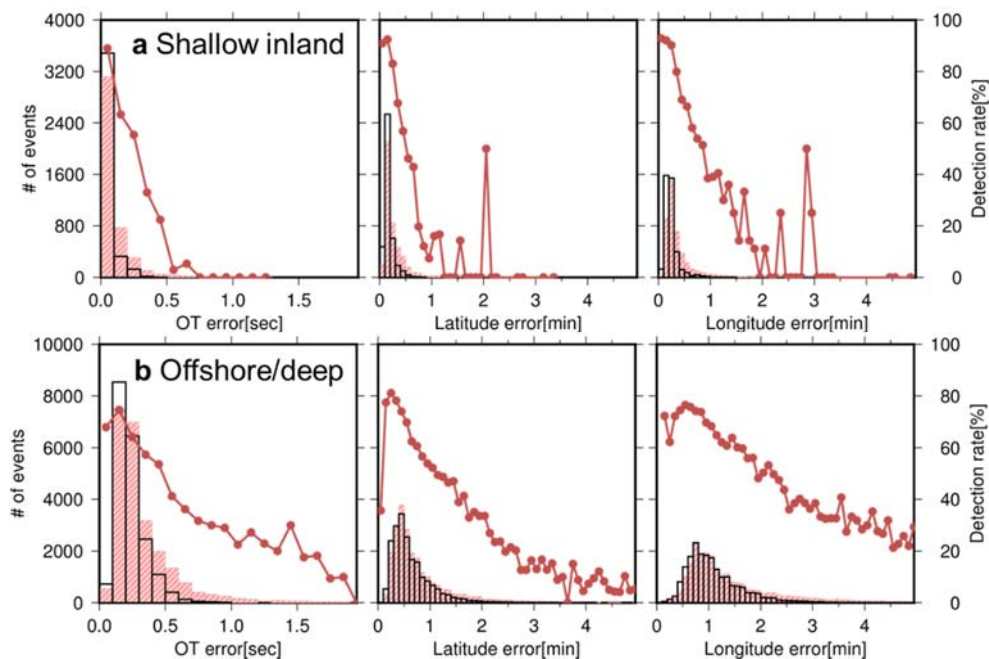


Fig. 2 Histogram of the epicentral error. (a) Inland and shallow (depth ≤ 30 km) events, (b) offshore or deep events. The left, center, and right panels show the origin time (OT) error, latitude error, and longitude error, respectively. The black bar indicates the epicentral error in the JMA unified catalog. The red bar indicates the epicentral error in the automatically processed catalog. The red dots and line indicate the rate of detection in the automatically processed catalog.

個のサンプルを用いて計算を行った。また、得られた自動震源は、計算手法の違いによる系統的な差が生まれる可能性を考慮して、気象庁の一元化処理で用いている震源計算プログラム（浜田・他, 1983; 上野・他, 2002）で再計算を行っている。計算に用いた計算機は、大規模連続地震波形データ解析システム（中川・他, 2016）（CPU: Intel Xeon 2.2 GHz, OS: CentOS 6.6, メモリ: 128 GB）で、OpenMP による 10 スレッド並列処理を行った。

なお、本研究では、将来の大地震において PF 法が実時間処理に耐えうるか検討するため、東北地方に限定せず、全国の地震波形を対象に解析を行った。

3 結果

3.1 決定数と決定精度

2011 年 3 月に登録されている一元化震源は 55,273 個に対して、本研究の自動震源では 2.2 倍に相当する 122,353 個が決定された。平成 23 年（2011 年）東北地方太平洋沖地震前（平常時）の地震決定数は、ひと月あたり 10,000~15,000 個程度であるから、地震活動が極めて活発な状況であることが分かる。なお、自動震源は目視による判別を行っていないので、ノイズ等の

誤決定や震源誤差の大きなものを含むが、過去の調査からその割合は数~10%程度と推測されている（溜淵・他, 2016）。そこで、詳細な空間分布を把握する場合は、以下に述べる誤差条件を用いて決定精度の良い震源を選択することとした。

「精度の良い自動震源」とする誤差条件は、内陸かつ浅い地震（Depth ≤ 30 km）の場合は震源時（OT）誤差 0.2 秒以下かつ水平誤差 0.5 分以下、それ以外の領域（海域や深い地震）の場合は OT 誤差 0.5 秒以下かつ水平誤差 2 分以下とした。この誤差基準は、Fig. 2 に示したように、震源誤差が大きくなると、自動震源の決定率（一致した自動震源の数/一元化震源の数）が低下することから、一元化震源の震源誤差の頻度分布を基に設定した。なお、緯度（南北）方向に比べて経度（東西）方向に誤差が大きいのは、日本列島に沿って設置された観測点配置及び大半の対象地震が東日本で発生していることによるものである。

3.2 東北地方

Fig. 3a, b に一元化震源と本手法により決定された東北地方の震央分布を示す。一元化震源と自動震源の両者を比べると、岩手県沖から千葉県沖にかけての余震

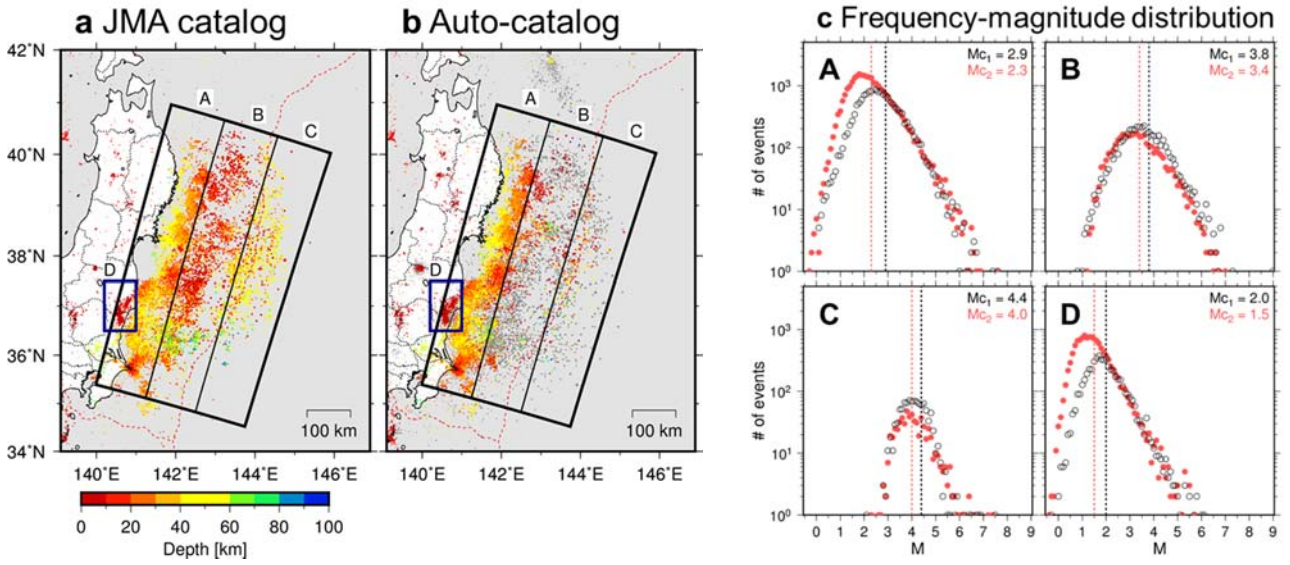


Fig. 3 Epicentral distribution and frequency-magnitude distribution in the Tohoku region in March 2011. (a) and (b) show the epicentral distribution in the JMA unified catalog and in the automatically processed catalog, respectively. Colored dots indicate the depth of well-determined hypocenters, with an OT error ≤ 0.2 sec and a horizontal error ≤ 0.5 min for inland and shallow areas (depth ≤ 30 km) and an OT error ≤ 0.5 sec and a horizontal error ≤ 2.0 min for other areas (deep or offshore). Gray dots in (b) indicate the other hypocenters. (c) Frequency-magnitude distribution for each region in panels (a) and (b). Black and red circles indicate the frequency in the JMA unified catalog and in the automatically processed catalog, respectively.

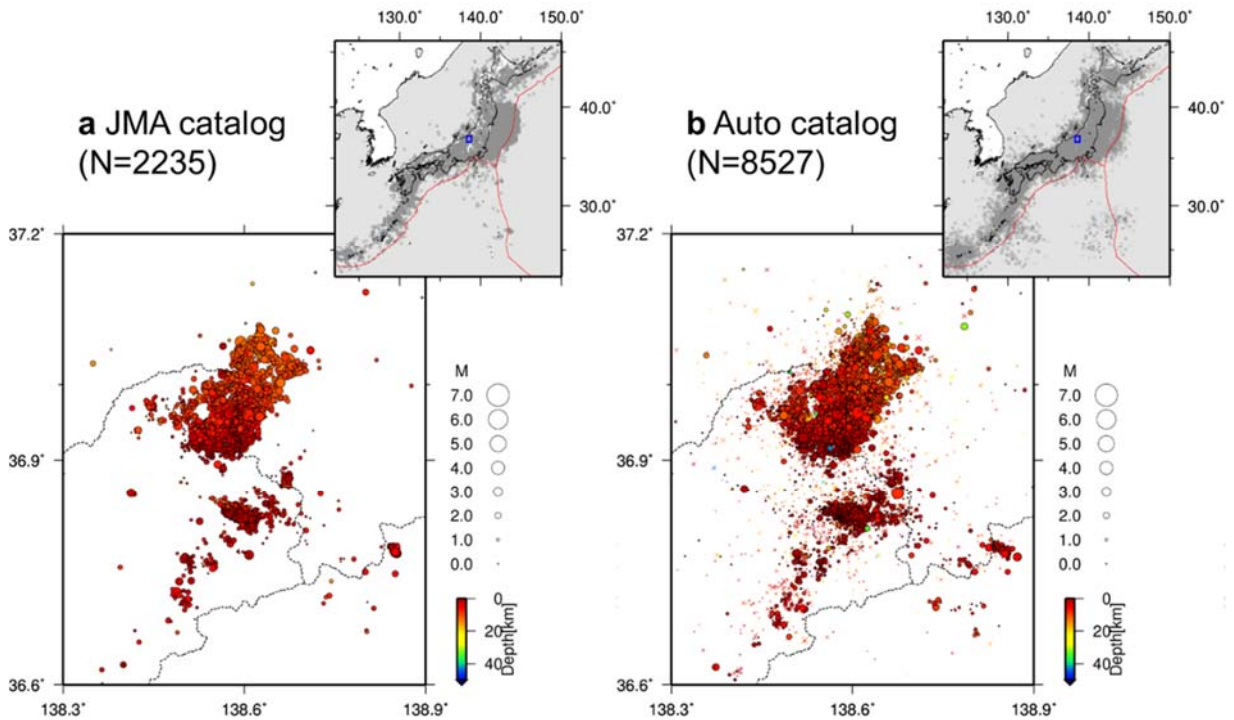


Fig. 4 Epicentral distribution in Northern Nagano Prefecture. (a) JMA unified catalog, (b) Automatically processed hypocenters. Circles in (b) indicate well-determined hypocenters, with an OT error ≤ 0.2 sec and a horizontal error ≤ 0.5 min for inland and shallow areas (depth ≤ 30 km) and an OT error ≤ 0.5 sec and a horizontal error ≤ 2.0 min for other areas (deep). Crosses indicate the other hypocenters, which may be misidentified hypocenters.

活動の広がりや、福島県・茨城県の県境付近の内陸など、概ね同様の震央分布が把握できることが分かる。Fig. 3c に示す規模別頻度分布（自動震源には、決定誤差の大きなものも含む）では、内陸の浅い地震である領域 D や、観測網（陸域）に比較的近い領域 A では、一元化カタログよりも個数が多く、Entire-magnitude-range (EMR) 法 (Woessner and Wiemer, 2005) で推定された Completeness magnitude (M_c) が 0.5 程度低下していることが分かる。観測網から 100 km 程度離れた領域 B や、海溝軸の外側（アウターライズ、領域 C）では、決定数は一元化震源の個数には及ばないものの、広がりやを把握するには十分な数の震源が決定されている。なお、一元化震源よりも個数が少ないにも関わらず、 M_c が見かけ上低下している領域があるので、規模別頻度分布による M_c の評価は、個数の確認と併用することに注意が必要である。

3.3 長野県北部

次に、内陸で発生した誘発地震についても、調査を行った。本震の翌日 3 月 12 日 03 時 59 分に発生した長野県北部 ($M6.7$, 最大震度 6 強) の地震に伴う活動では、3 月の 1 か月間で 8,527 個の震源を自動決定した (Fig. 4)。一元化震源には同じ時空間範囲で 2,235 個が登録されているので、約 3.8 倍の個数に相当する。それらのうち、特に震源の推定精度が高いと考えられる、OT 誤差 0.2 秒以下かつ水平誤差以下 0.5 分の地震は、5,128 個であった。精度よく決定された自動震源の分布は、一元化震源の分布とほぼ同等の広がりを持っている。

Fig. 5 にそれぞれの震源（自動震源には、決定誤差の大きなものも含む）を用いた場合の長野県北部の地震の b 値を示す。EMR 法を用いて、それぞれのカタログの M_c を算出した。一元化震源は $M_c=1.3$ 、自動震源は $M_c=1.1$ であった。EMR 法による M_c 推定結果の差はわずかであるが、両者の規模別頻度分布は $M2.0$ 程度以下で乖離している。実際、東北地方太平洋沖地震以降、一元化震源の処理では内陸で $M2$ 以上の地震の処理を優先的に行ったため、内陸 $M2$ 未満の地震は必ずしも漏れなく決定されたわけではない。本結果は、その差を反映しているものと考えられる。 b 値を算出する M 下限 (M_{th}) を変化させて b 値を最尤法 (Aki, 1965; 宇津, 1965) で求めると、 M_{th} を小さくすると、一元化震源の b 値は見かけ上低下する。 M_{th} が EMR

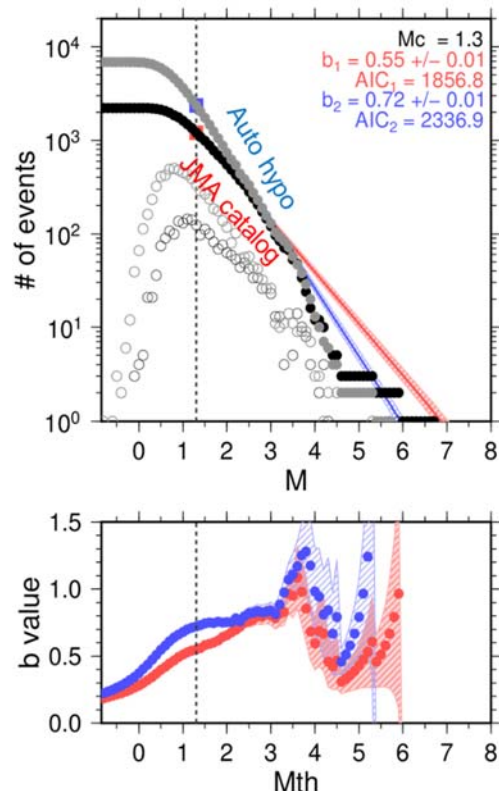


Fig. 5 Frequency-magnitude distribution in Northern Nagano Prefecture. The upper panel represents the frequency-magnitude distribution, and the lower panel represents the b -value versus magnitude. Red and blue indicate the JMA unified catalog and the automatically processed catalog, respectively.

法による M_c の推定値である 1.3 のとき、一元化震源 b 値が 0.55 と過小に評価されるのに対し、自動震源 b 値は 0.72 で M_{th} に大きく依存せず安定的に値が算出できる。漏れなく決定されていると思われる $M_{th} \geq 2.0$ では、両者の b 値はほぼ一致している。

3.4 一元化震源との比較

本手法による自動震源の決定性能について、より詳細に調べるために、全国の自動震源（決定誤差の大きなものも含む）と一元化震源を比較し、一元化震源から OT 差 5 秒以内かつ震央距離 50km 以内のものを、「一致した自動震源」として抽出した。一元化震源のうち、何割が自動震源で決定されたかを示す決定率（一致した自動震源の数/一元化震源の数）を算出した。全国の決定率を Table 1 に示す。内陸の浅い地震 (Depth ≤ 30 km) については、 $1 \leq M < 2$ では 87.9%、 $M2$ 以上では 95%以上であった。海域では、 $2 \leq M < 3$ では 81.6% の決定率であった。海域の $M3$ 以上では、決定率が 60%

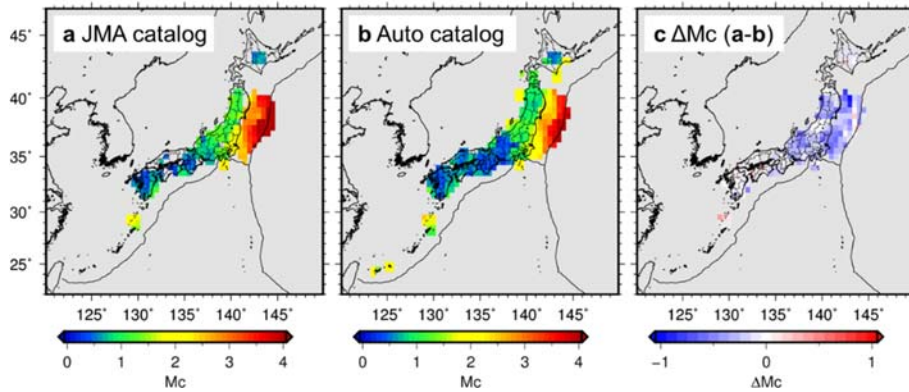


Fig. 6 Completeness magnitude (M_c) distribution. (a) JMA unified catalog, (b) Automatically processed catalog, (c) Comparison of (a) and (b). The depth range is 0–50 km. M_c is estimated using the entire magnitude range (EMR) method with bootstrapping (Woessner and Wiemer, 2005). Bootstrapping is achieved by calculating the mean M_c based on 200 trials. In each trial, the catalog was resampled by picking at least 50 hypocenters in $1.0^\circ \times 1.0^\circ$ grid cells overlapping by 0.5° .

から 70%程度に低下するが、これは島嶼部や沿岸から離れた規模の大きな地震が決定できていないためである。さらに、日別に同様の調査を行ったが、決定率には大きな変化は見られなかった。平常時の決定率は、内陸の浅い地震 ($M1$ 以上) ではほぼ 100%である (溜瀨・他, 2016) ので、それには及ばないが、地震多発時かつ広域欠測時においても顕著な決定率の低下を回避できる。

また、一元化震源と自動震源において両者が一致した震源について、その差を比較した。結果を Table 2 に

Table 1 Comparison of the JMA unified catalog and the automatically processed catalog. (a) Shallow and inland areas (depth ≤ 30 km). (b) Deep or offshore areas. The rate of detection is the number of events that coincide with automatically processed hypocenters with respect to all events in the JMA unified catalog.

a Shallow inland

	JMA catalog	Automatic processd catalog			Detection rate
		All	Matched	Rest	
$0 \leq M < 1$	10560	33163	8669	24494	82.1%
$1 \leq M < 2$	13469	22885	11845	11040	87.9%
$2 \leq M < 3$	3349	4025	3191	834	95.3%
$3 \leq M < 4$	527	598	506	92	96.0%
$4 \leq M$	82	97	80	17	97.6%

b Deep / offshore

	JMA catalog	Automatic processd catalog			Detection rate
		All	Matched	Rest	
$0 \leq M < 1$	968	2346	745	1601	77.0%
$1 \leq M < 2$	4770	13967	3701	10266	77.6%
$2 \leq M < 3$	9992	14927	8153	6774	81.6%
$3 \leq M < 4$	6769	6835	4850	1985	71.7%
$4 \leq M$	3165	2519	1898	621	60.0%

示す。内陸の浅い地震の場合、両者の震央距離、深さ差の標準偏差はともに 2-3km 程度である。海域または深い地震の場合、両者の震央距離の標準偏差は 5km、深さ差の標準偏差は 10km 程度であった。M 差の標準偏差はいずれの領域でも 0.2 unit であり、系統的な差はなく、従来検証してきた値 (溜瀨・他, 2016 ; Tamaribuchi, 2018) とほぼ同程度の結果が得られた。

EMR 法を用いて地域ごとの M_c を算出した。地域ごとの M_c を算出するため、各グリッド 1 度 \times 1 度の範囲内の震源を用いて M_c を算出し、それを 0.5 度ずつずらしながら計算を行った。その結果、東北地方から関東地方の余震域周辺にかけて、一元化震源に比べて自動震源の M_c を 1 程度下げることができたことが明らかになった (Fig. 6)。

4 議論

2018 年 12 月 25 日に公表された「防災対応のための南海トラフ沿いの異常な現象に関する評価基準検討部会とりまとめ」(内閣府, 2018) では、大規模地震発生時において自動震源による地震活動域の広がりを材料の一つとして、いわゆる「半割れケース」か「一部割れケース」であるかを判断するといった検討がなされている。実際、今まさに、南海トラフ地震や東北地方太平洋沖地震と同等の規模や一回り小さい規模の地震が発生した場合、自動震源からその震源域の把握は可能なのだろうか。南海トラフ沿いで $M6.8$ 以上の地震が発生した場合などには、気象庁は「南海トラフ沿いの地震に関する評価検討会」を臨時に開催し、

Table 2 Residuals between the JMA unified catalog and the corresponding automatically processed catalog. The upper table shows averages (avg) and standard deviations (σ), and the lower table shows the proportion of the automatically processed catalog within 1 and 5 km in distance and 0.1 and 0.5 units of magnitude of the JMA unified catalog, respectively.

	Latitude [km]		Longitude [km]		Depth [km]		Magnitude	
	avg.	σ	avg.	σ	avg.	σ	avg.	σ
Shallow inland	0.09	2.02	-0.31	2.38	0.02	2.81	-0.02	0.16
Deep / offshore	0.08	4.23	-0.10	5.25	1.00	9.99	0.01	0.20

	Latitude [km]		Longitude [km]		Depth [km]		Magnitude	
	<1km	<5km	<1km	<5km	<1km	<5km	<0.1unit	<0.5unit
Shallow inland	84.5%	97.8%	83.3%	94.8%	57.5%	91.7%	74.4%	99.2%
Deep / offshore	51.0%	90.2%	43.5%	87.1%	31.0%	74.4%	75.9%	97.7%

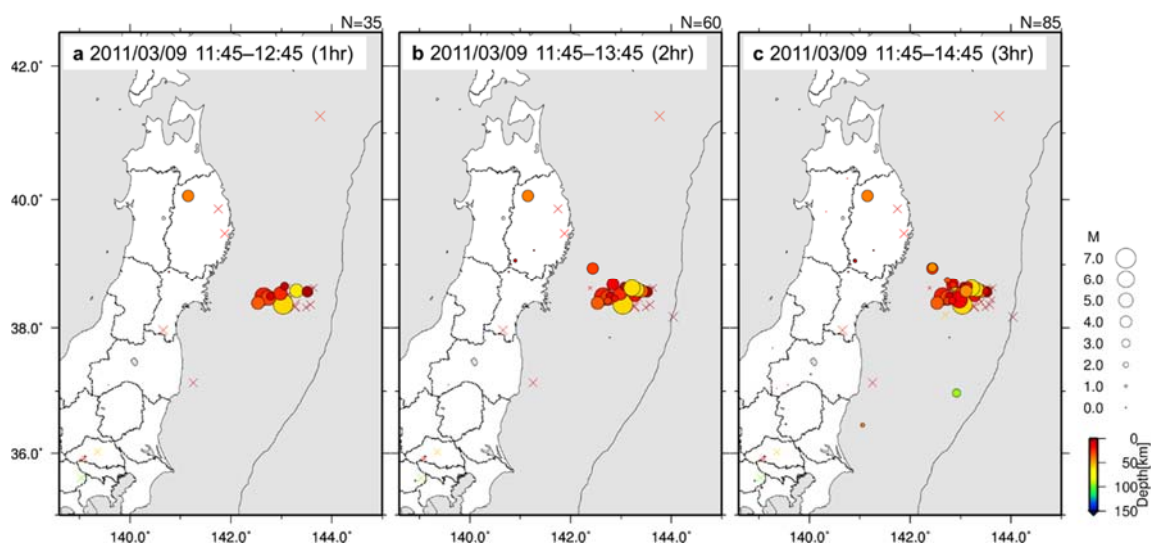


Fig. 7 Epicentral distribution of automatically processed hypocenters after the M7.3 foreshock at 11:45 on March 9. (a), (b), and (c) show the results 1, 2, and 3 hours after the foreshock, respectively. Circles indicate the well-determined hypocenters, with an OT error ≤ 0.2 sec and a horizontal error ≤ 0.5 min for inland and shallow areas (depth ≤ 30 km) and an OT error ≤ 0.5 sec and a horizontal error ≤ 2.0 min for other areas (deep or offshore). Crosses indicate the other hypocenters, which may be misidentified hypocenters.

地震発生から最短2時間後には後発地震に対する情報提供を行うこととなっている。したがって、地震発生から1~2時間程度で震源域の広がりを提示することが求められる。

2011年3月9日11時45分に発生した東北地方太平洋沖地震の前震(M7.3)及び3月11日14時46分に発生した本震(Mw9.0)の直後における自動震源の決定状況を Fig. 7 及び Fig. 8 に示す。Figs. 7, 8 に示したように、M7.3 前震や Mw9.0 本震発生時の自動震源分布から、破壊域の広がりを走行方向(つまり、海溝軸や日本列島に平行な方向)であれば、ある程度把握することができ、南海トラフ沿いの地震に関する評価検

討に貢献できると考えられる。ただし、海溝軸付近の沖合の地震については、当時は海域に地震観測網が存在していなかったことから、自動震源で把握することは困難である。南海トラフには地震・津波観測監視システム(DONET, Kaneda et al., 2015)が展開されているため、観測網が密な領域では内陸と同様に震源域の広がりが把握できる可能性がある。日本海溝についても日本海溝海底地震津波観測網(S-net, 例えば, 植平, 2017)が防災科学技術研究所によって展開されており、これらの海底地震観測網の拡充により、より詳細な震源分布が得られることが期待される。ただし、地震や津波の被害によっては局舎の電源断や回線断によっ

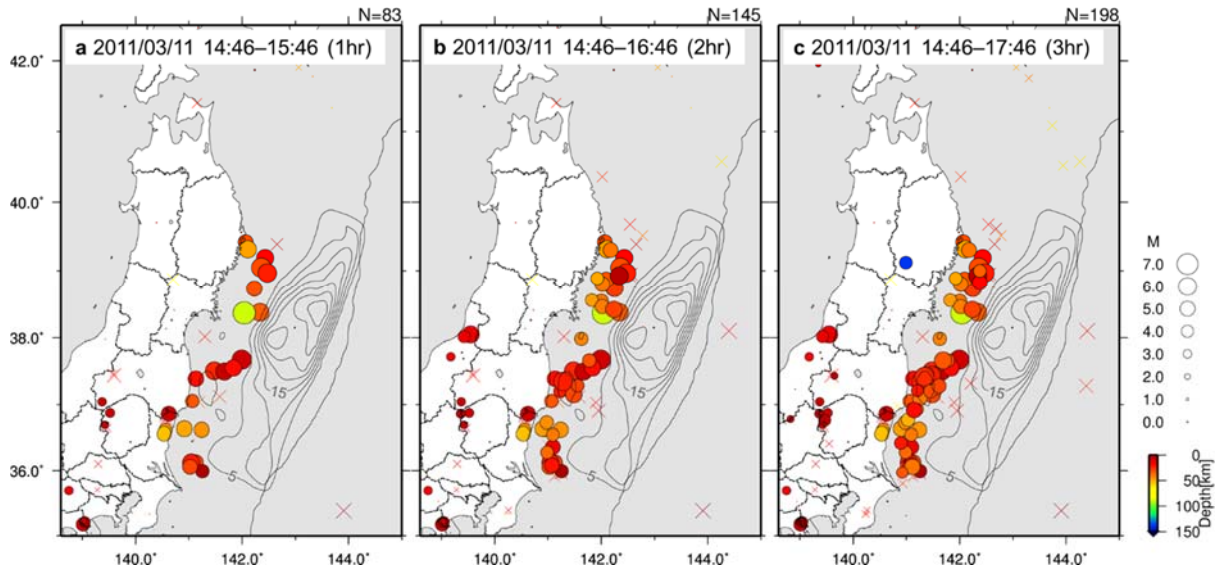


Fig. 8 Epicentral distribution of automatically processed hypocenters after the Mw 9.0 mainshock at 14:46 on March 11. (a), (b), and (c) show the results 1, 2, and 3 hours after the mainshock, respectively. Circles indicate the well-determined hypocenters, with an OT error ≤ 0.2 sec and a horizontal error ≤ 0.5 min for inland and shallow areas (depth ≤ 30 km) and an OT error ≤ 0.5 sec and a horizontal error ≤ 2.0 min for other areas (deep or offshore). Crosses indicate the other hypocenters, which may be misidentified. Contour lines show the slip distribution on the fault plane of the mainshock (Yoshida et al., 2011). The interval between contour lines representing the slip distribution is 5 m.

て必ずしもリアルタイムにデータを取得できるとは限らないので、Fig. 8 に示すような震源過程解析や、震度分布の広がり等、他の独立な観測種目の結果と併用してそれぞれの信頼性を高めることが必要であろう。

また、海溝型巨大地震が発生した場合、東北地方太平洋沖地震直後にも見られたように、時間を空けずに内陸でも誘発地震が発生する可能性が高い。Fig. 4 で示した長野県北部の地震は、その典型的な例である。近年盛んに利用されている自動処理手法である Matched filter 法 (Gibbons and Ringdal, 2006 ; Kato et al., 2012 ; 奥田・他, 2018) を用いれば、ある程度の空間範囲で震源を把握することができるが、テンプレート波形の準備など、事前の設定が必要となる。今回の結果は、1 つの自動処理プログラムで、事前の設定をすることなく、海域も内陸の地震も包括的に決定することができることを示している。例えば精度のよい自動震源をテンプレートとして、自動的に Matched filter 法を行うことで、さらに震源の検出数を増やすことも可能であろう。

また、Fig. 5 で示したように、規模別頻度分布の変化は b 値のような統計量にも影響を及ぼすことが明らか

かになった。EMR 法で自動決定した M_c は、人為的な運用変更 (海域 $M3$ 以上、内陸 $M2$ 以上) があつた場合にも関わらず、一元化震源 $M_c=1.3$ と推定され、 M_c が過小となっている。したがって、規模別頻度分布から推定した M_c は必ずしも適切に推定できるとは限らない。実際、 $M_{th} \geq 2$ の b 値は、一元化震源と自動震源の両者でほぼ一致した傾向を示している一方、 $M_{th} < 2$ では両者の乖離は大きくなる。 b 値の過小推定は、ETAS モデル (Ogata, 1988) における前震確率の過大評価につながることから、取り扱いには注意が必要である。

さらに、Fig. 6 に示したように、東日本の広い範囲で M_c を下げることができたことから、例えば、プレート間相対速度のモニタリングに寄与する相似地震活動の再検出 (奥田・他, 2018) など、当時カタログに登録されていなかった微小地震活動の再解析への活用につながる可能性がある。

一方で、本解析により、計算時間について新たな課題が明らかになった。Table 3 に平常時及び地震多発時の計算時間の比較を示す。現在、解探索に重点サンプリング法を用いているが、その仮想震源数 (粒子数) は 1,000 個で運用している。これは、緊急地震速報の

Table 3 Runtime comparison. N shows the number of hypocenters. Examples of March 1, 2011, March 11, 2011, and April 16, 2016 show runtimes under normal conditions, during a swarm offshore, and during a swarm inland, respectively.

particle size	2011/03/01 00:00-01:00		2011/03/11 15:00-16:00		2016/04/16 02:00-03:00	
	runtime	N	runtime	N	runtime	N
1000	12:39.9	22	1:06:28.3	114	25:00.6	201
500	12:32.5	23	48:28.7	112	22:25.6	197
200	12:35.9	22	39:04.9	116	21:14.4	194
100	12:31.8	20	38:17.4	109	22:41.8	189

ようなリアルタイム処理において、十分な空間範囲にばらまくことによって、震源推定初期の段階から、真の震源位置の近傍にサンプリングできるように設定した値である。しかし、海域で地震が多発していた2011年3月11日の事例では、1時間の波形処理に1時間以上がかかり、実時間処理が追い付かなくなる恐れがある。一方、内陸で地震が多発していた2016年4月16日の事例では、遅延なく処理が行えている。すなわち、観測網が比較的疎で、探索範囲が広い海域で特に時間がかかる傾向がみられる。今後、海域で地震活動が多発した場合、処理遅延が発生する恐れがあることから、粒子数を変更して計算時間及び震源決定数の比較を行った (Table 3)。その結果、2011年3月11日の事例では、粒子数を200個程度に減らしても、震源決定数は大きく減少せず、計算時間を4割程度削減することができた。粒子数の変更によって実時間の範囲内で処理を行うことが可能である。本解析は、緊急地震速報のように時々刻々と震源を出力する必要はないので、1回の計算でサンプリングする粒子が少なくても、計算を繰り返すことによって収束することができれば、実用上問題はない。また、計算機の処理速度の向上により、今後の計算時間は更に短縮されることが期待される。

5 結論

2011年3月の地震波形にPF法を適用し、その自動震源から、広域かつ活発な余震活動の把握が可能か検討を行った。処理の結果、一元化震源の2倍以上の震源が自動決定され、東北地方の広い範囲でMcを1近く下げることができた。本震後約1時間から2時間分の波形から得られた自動震源から、沈み込み方向の広がりやを推定することは困難だが、海溝軸に平行な方向の震源域の広がりやを推定できる。さらに、大地震が発生した直後に内陸で発生した誘発地震活動の即時把

握にも貢献できることを示した。ただし、観測網からの距離及び活動度によっては、解析には実時間以上の時間を要する場合もあることが判明し、更なる処理の効率化を行う必要がある。

謝辞

本論文を作成するにあたって、気象研究所の勝間田明男室長と小林昭夫室長からのコメントは大変参考になりました。また、査読者である気象大学校の上垣内修校長と大竹和生准教授のご意見が大変参考となりました。本研究では、東京大学地震研究所の大規模連続地震波形データ解析システム (中川・他, 2016) を利用しました。国立研究開発法人防災科学技術研究所、北海道大学、弘前大学、東北大学、東京大学、名古屋大学、京都大学、高知大学、九州大学、鹿児島大学、国立研究開発法人産業技術総合研究所、国土地理院、国立研究開発法人海洋研究開発機構、青森県、東京都、静岡県、神奈川県温泉地学研究所及び気象庁の地震波形と、その波形を気象庁と文部科学省が協力してデータを処理した一元化震源を使用しました。M下限の推定には、Mignan and Woessner (2012) のRプログラムを使用しました。図の作成には Wessel et al. (2013) の Generic Mapping Tools を使用しました。

文献

- 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—, 験震時報, **65**, 123-134.
- 植平賢司 (2017): 日本海溝海底地震津波観測網 (S-net) の最初の成果, 地震ジャーナル, **64**, 9-16.
- 宇津徳治 (1965): 地震の規模別度数の統計式 $\log n = a - bM$ の係数 b を求める一方法, 北海道大学地球物理学研究報告, **13**, 99-103.
- 奥田貴・内田直希・浅野陽一 (2018): Matched Filter 法を用

- いた 2011 年東北地方太平洋沖地震直後の小地震の検出—釜石沖繰り返し地震クラスターへの適用—, 地震 2, **71**, 87-101.
- 溜淵功史・森脇健・上野寛・束田進也 (2016): ベイズ推定を用いた一元化震源のための自動震源推定手法, 験震時報, **79**, 1-13.
- 内閣府 (2018): 防災対応のための南海トラフ沿いの異常な現象に関する評価基準検討部会とりまとめ, http://www.bousai.go.jp/jishin/nankai/taio_wg/pdf/h301225honbun_02.pdf, (参照 2019-01-17).
- 中川茂樹・鶴岡弘・加藤愛太郎・酒井慎一・平田直 (2016): ペタバイト規模の大規模連続地震波形データ解析システム, 地震研彙報, **91**, 1-9.
- 浜田信生・吉田明夫・橋本春次 (1983): 気象庁震源計算プログラムの改良 (1980 年伊豆半島東方沖の地震活動と松代群発地震の震源分布の再調査), 験震時報, **48**, 35-55.
- Aki, K. (1965): Maximum likelihood estimate of b in the formula $\log(N) = a - bM$ and its confidence limits, Bull. Earthq. Res. Inst. Univ. Tokyo, **43**, 237-239.
- Gibbons, S. J. and Ringdal, F. (2006): The detection of low magnitude seismic events using array-based waveform correlation, Geophys. J. Int., **165**, 149-166.
- Kaneda, Y.; Kawaguchi, K.; Araki, E.; Matsumoto, H.; Nakamura, T.; Kamiya, S.; Ariyoshi, K.; Hori, T.; Baba, T.; and Takahashi, N. (2015): Development and application of an advanced ocean floor network system for megathrust earthquakes and tsunamis, Seafloor Observatories, P. Favali et al., Springer Praxis Books, 643-662.
- Kato, A.; Obara, K.; Igarashi, T.; Tsuruoka, H.; Nakagawa, S.; and Hirata, N. (2012): Propagation of slow slip leading up to the 2011 Mw 9.0 Tohoku-Oki Earthquake, Science, **335**, 705-708.
- Mignan, A. and Woessner, J. (2012): Estimating the magnitude of completeness for earthquake catalogs, Comm. Online Res. Stat. Seismicity Analysis, http://www.corssa.org/en/articles/theme_4/, (参照 2019-01-17) .
- Ogata, Y. (1988): Statistical models for earthquake occurrences and residual analysis for point processes, J. Am. Stat. Assoc., **83**(401), 9-27.
- Okada, Y.; Kasahara, K.; Hori, S.; Obara, K.; Sekiguchi, S.; Fujiwara, H.; and Yamamoto, A. (2004): Recent progress of seismic observation networks in Japan—Hi-net, F-net, K-NET and KiK-net—. Earth Planets Space, **56**: xv-xxviii.
- Tamaribuchi, K. (2018): Evaluation of automatic hypocenter determination in the JMA unified catalog, Earth Planets Space, **70**, 141.
- Wessel, P.; Smith, W. H. F.; Scharroo, R.; Luis, J.; and Wobbe, F. (2013): Generic mapping tools: improved version released, EOS Trans. AGU, **94**(45), 409-410.
- Woessner, J. and Wiemer, S. (2005): Assessing the quality of earthquake catalogues: estimating the magnitude of completeness and its uncertainty, Bull. Seismol. Soc. Am., **95**(2), 684-698.
- Yoshida, Y.; Ueno, H.; Muto, D.; and Aoki, S. (2011): Source process of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake with the combination of teleseismic and strong motion data, Earth Planets Space, **63**, 10.

(編集担当 竹中潤)