

地震波の最大振幅到達時間による 非飽和のマグニチュード推定手法

野田 俊太* 山本 俊六* William L. Ellsworth**

**Rapid Estimation of Unsaturated Earthquake Magnitude for Early Warning
from the Arrival Time of the Peak Amplitude**

Shunta NODA Shunroku YAMAMOTO William L. ELLSWORTH

For the use of earthquake early warning (EEW), a simple approach is proposed to determine the magnitude (M) using the time from the onset of a body wave to the peak amplitude arrival (T_{op}). We demonstrate that this measurement is related with rupture duration and unsaturated even for extremely large earthquakes ($M_w \geq 8.3$). As a result from analyzing seismic waveforms observed in Japan, the root mean square (RMS) residual between M_w and M_{Top} (M estimated from T_{op}) is approximately 0.5 in magnitude unit. The retrospective application of this algorithm to the 2011 Tohoku earthquake (M_w 9.0) produces a final estimate of 9.0 in magnitude unit at 120 s after the origin time. We conclude that this approach is useful for EEW even for extremely large events in order to estimate their M .

キーワード：早期地震警報，マグニチュード，巨大地震，2011年東北地方太平洋沖地震

1. はじめに

地震発生時に可能な限り早く列車を停止するために早期地震警報技術が利用される^{例えは1)}。この技術における重要な課題の一つとして、地震の規模（マグニチュード： M ）を断層破壊の継続中に決定することが挙げられる。これを行なうためには観測された地震動の変位の大きさをを用いることが一般的であるが^{例えは2)}、この方法では M 8.3程度を越えるような巨大地震の際にその推定値が飽和（頭打ち）してしまうことが知られている。実際に2011年東北地方太平洋沖地震（ M 9.0）において、気象庁の緊急地震速報が発報した値は M 8.1で飽和し³⁾、最終的に気象庁が M 9.0と発表したのは地震発生から二日後であった。なお、この M 9.0という値はモーメントマグニチュード（ M_w ）であり、この方法を使用すると巨大地震に対してもその値が飽和することは無い。しかしながら、早期地震警報に適用可能な M_w 決定手法はこれまで提案されておらず、巨大地震に対して飽和しない M を推定することは、これまで早期地震警報において困難であった。本研究ではこの問題を解決するため、地震波の開始から最大振幅到達までの時間差を利用する手法を提案し、その有効性を示す。

2. 手 法

マグニチュードを速やかに決定するために、本研究では地震波の実体波（P波またはS波）の開始からそれらの波における最大振幅値到達までの時間差を利用することを提案する（図1）。ここではこの時間差を T_{op} と呼ぶ。簡易に計算できるこの値は、後述の通り M との間に相関性が認められるため、その性質から M を推定することができる。

この章では T_{op} の物理的背景を考察し、 T_{op} が巨大地震に対しても飽和しないことを示す。なお本手法は原理的にP波またはS波の両方に対して適用可能であると考えられるが、ここではS波を解析した結果を示す。その理由は後述する。

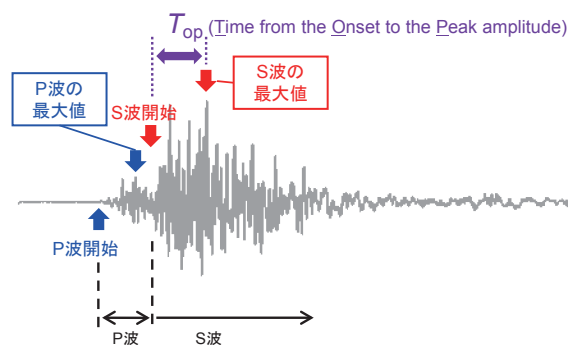


図1 提案手法の模式図（S波を対象とした場合）

* 鉄道地震工学研究センター 地震解析研究室

** スタンフォード大学

特集：防災技術

2.1 T_{op} の物理的背景

最初に T_{op} の物理的背景について考察を行なうため、 T_{op} とモーメントマグニチュード M_w の関係を求める。ここで、

$$M_0 = \mu \times U \times S \quad (1)$$

であり、

$$L \propto T_{op} \times V_r \quad (2)$$

と考えると、 $S \propto L^2$ かつ $\Delta\sigma \propto U/L$ とおけば、 $M_0 \propto T_{op}^3$ となる。ここで、 M_0 は地震モーメント、 μ は剛性率、 U は断層すべり量、 S は断層面積、 L は断層長、 $\Delta\sigma$ は応力降下量、 V_r は破壊伝播速度、 \propto は比例関係にあることを表わす。なお、応力降下量 $\Delta\sigma$ は地震の大きさによらず一定とみなしている。また、 M_w は定義によって

$$M_w = (2/3) \times \log M_0 + C_0 \quad (3)$$

と表わされるので、結果として M_w と $\log T_{op}$ の関係式は、

$$M_w = 2 \times \log T_{op} + C_0' \quad (4)$$

となる (C_0 および C_0' は定数、 \log は常用対数を表わす)。すなわち、(2) 式は T_{op} が地震の破壊継続時間に関係していると仮定しており、それに加えて応力降下量 $\Delta\sigma$ を一定とみなすことが正しいのであれば、(4) 式の $\log T_{op}$ の係数 (傾き) は 2 となる。次節では観測された地震波形データを解析し、この傾き値の検証を行なう。

2.2 物理的背景の検証

前節で示した検証を行なうため、国立研究開発法人

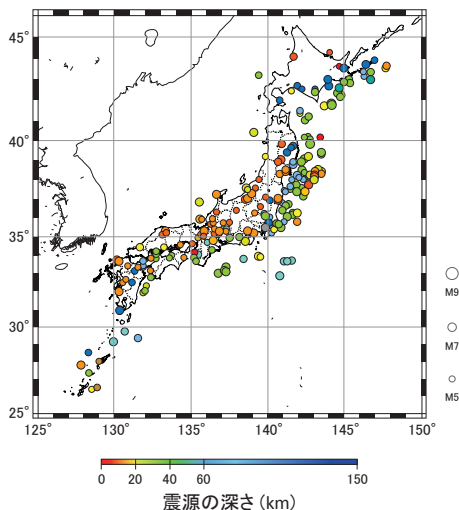


図2 解析に用いた地震の震源分布図

防災科学技術研究所 (以下、防災科研) の強震観測網 K-NET で記録された強震波形記録を使用する。日本国内およびその周辺で発生した気象庁マグニチュード (M_j) 4.0 - 9.0 の 226 地震において、震源距離 200 km 以内の観測点で得られた全 11,718 データを用いた。震源の分布を図 2 に示す。 M_w は、防災科研が広帯域地震観測網 F-net のモーメントテンソル解析から決定した値を使用した (なおこのデータセットでは、2011 年東北地方太平洋沖地震の M_w は 8.7 となっている)。ここで T_{op} は、S 波の開始から水平二成分合成の加速度が最大となるまでの時間とした。S 波の開始時間は、手動で読み取りを行なった P 波の到着時刻に、図 3 に示す一次元地震波速度構造から計算される理論的な S - P 時間を加えて求めた。

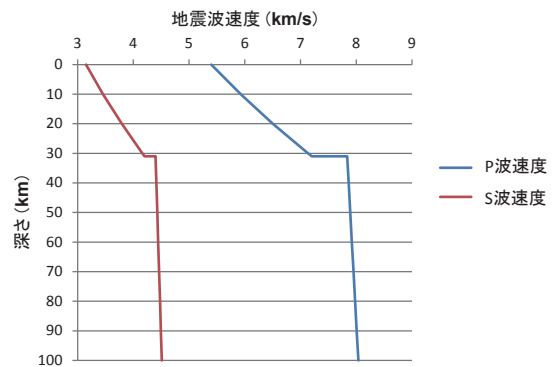


図3 理論 S-P 時間の計算に用いた一次元地震波速度構造

図 4 に計算された $\log T_{op}$ と M_w の分布を示す。(a) から (d) はそれぞれ、各図の上部に示す震源距離範囲のデータに基づく結果である。黒の点は各データから求められた T_{op} 値によるプロットで、赤の実線は傾き 2 の任意の直線を示している。なお T_{op} は 8 - 16 Hz のバンドパスフィルタを適用した加速度データから計算した。このフィルタは、後述するように、今回の解析において $\log T_{op}$ と M_w の相関が最も良くなる帯域である。ここで $\log T_{op}$ と M_w の関係を考察するため、Projection Pursuit Regression (PPR) 法⁴⁾を用いる。この回帰手法によれば、従来方法のように予め関係式の形を仮定することなく、目的変数 (ここでは M_w) と説明変数 (ここでは $\log T_{op}$) の間のロバストな相関関係をノンパラメトリックに求めることができる。図 4 に青の点でプロットしたものが PPR 法による回帰結果である。

この結果から、 T_{op} が 1 秒以上 ($\log T_{op} > 0$) の場合、 $\log T_{op}$ と M_w の関係の傾きがほぼ 2 となっていることが分かる。 T_{op} が 1 秒より小さい場合その傾きは小さくなるが、これは S 波の開始時間の決定精度が悪いことなどの影響によるものと考えられる。また、図 4(d) で示した震源距離 80 - 100 km の結果において、 T_{op} が 10 秒 ($\log T_{op} > 1$) 以上となる場合傾きが 2 より大きくなって

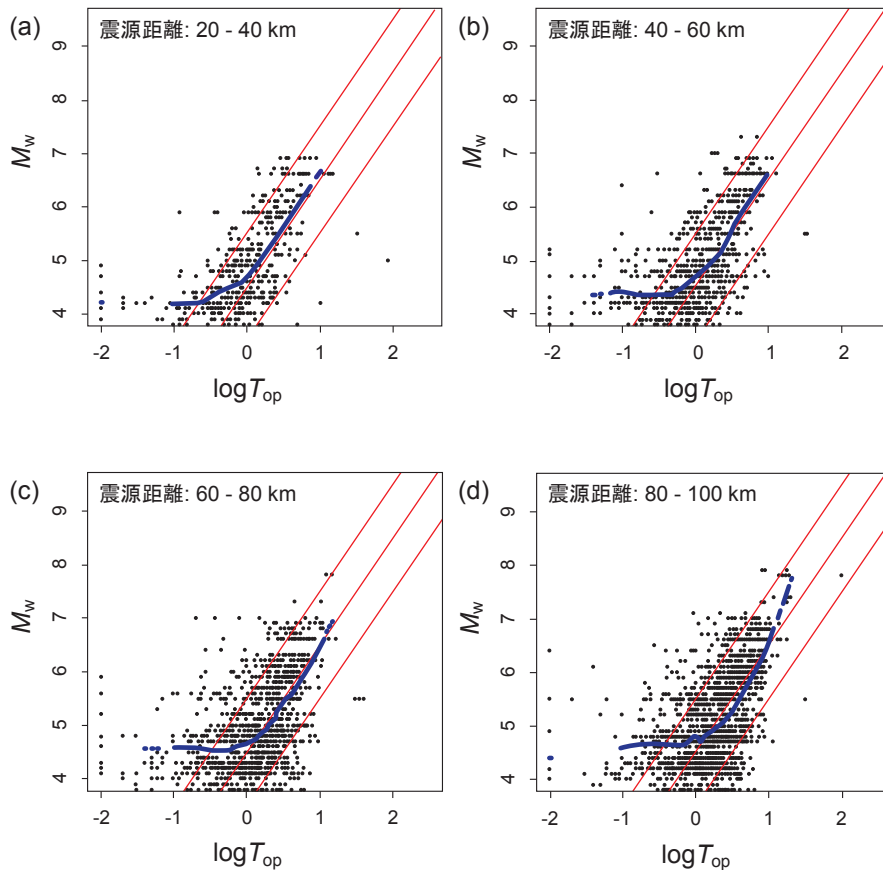


図4 各震源距離範囲における $\log T_{op}$ と M_w の関係

いるが、これは M_w 7 を上回る大地震のデータ数が不足していることによるものと考えられる。以上より、今回の解析からは応力降下量 $\Delta\sigma$ がスケール不変であるとみなすことができ、 T_{op} は破壊継続時間に関係したパラメータであると結論付けることができる。

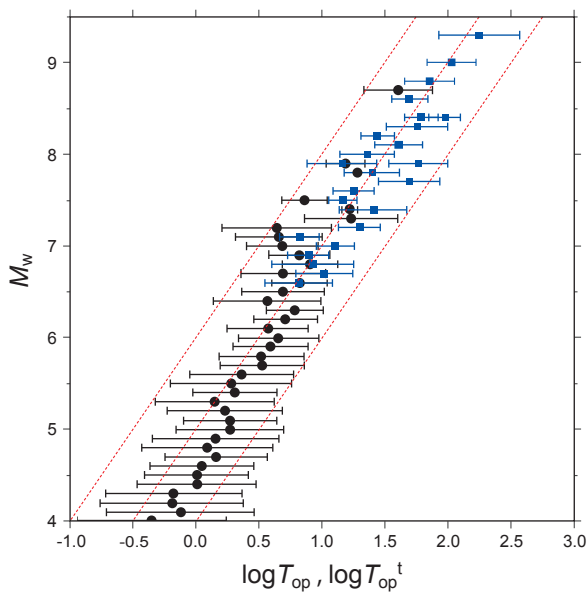


図5 $\log T_{op}^t$ (青の四角形) および $\log T_{op}$ (黒の点) と M_w の関係

2.3 遠地地震記録による巨大地震データの追加

前節でも示した通り、日本国内の地震記録のみでは M_w 7 を越える大地震のデータ数が不十分であり、 $\log T_{op}$ と M_w の相関関係がそのような事象に対しても成立しているのかを確認することができない。そこで本研究では、海外の巨大地震により遠地で観測されたデータを使用して検証を行なう。遠地波形データによる検証は、例えば2011年東北地方太平洋沖地震 (M_w 9.0) のように極めて複雑な破壊過程を持つイベントにおいても、近地記録による破壊過程の推定結果^{例え5)}と遠地記録によるもの^{例え6)}が調和的であることから妥当であるものとする。

本研究では、遠地波形記録として Incorporated Research Institutions for Seismology (IRIS) と United States Geological Survey (USGS) が運営する Global Seismograph Network (GSN) の観測点で記録された BHZ 成分のデータを使用する。地震のタイプに偏りがないように M_w 6.6 - 9.3 の24地震を選択し、震央距離 $30^\circ - 85^\circ$ の範囲で観測されたデータを用いた。これにより、上部マントル構造もしくは D'' 層によって散乱する地震波の影響を抑えることができる⁷⁾。本解析に用いた波形記録の総数は900である。なお、このデータセットの詳細は文献8)を参照されたい。これらのデータに対し、直達P波の開始時を手動で読み取り、それと

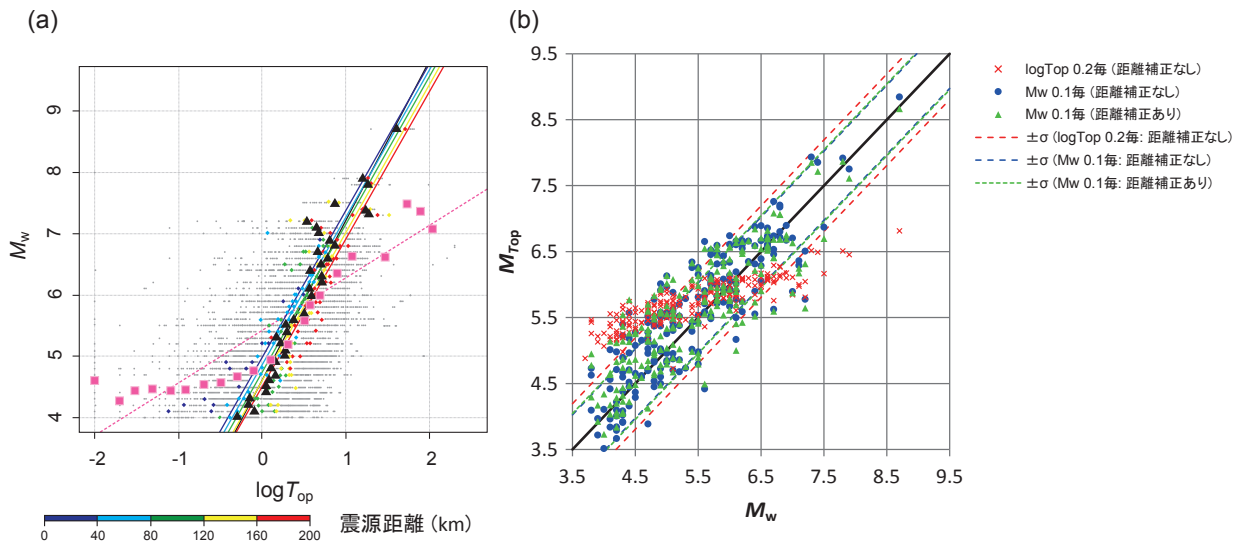


図6 (a) : $\log T_{op}$ と M_w の分布および回帰分析により得られた関係式, (b) : M_w と M_{Top} の分布

P波速度波形の絶対値が最大となる時刻までの差を求めた。ここではその値を T_{op}^t と呼ぶ (添字の t は, teleseismic (遠地) 記録から求められていることを示す)。その際, 文献 7) に従い P 波速度波形には 2 - 4 Hz のバンドパスフィルタを施している。これにより, 震源から放出される実体波のエネルギーを効率的に抽出することができる。

図 5 に得られた $\log T_{op}^t$ (青の四角形) の結果を示す。この図には比較のため $\log T_{op}$ (黒の丸印) も示している。これは 2.2 節で示した方法に従い (ただし適用したフィルタの周波数帯域は 2 - 4 Hz), K-NET の近地波形記録から求められた結果である。赤の点線は, 傾き 2 の任意の直線を示している。この結果から分かる通り, $\log T_{op}^t$ と $\log T_{op}$ は主な値域が異なるが, 相互に補うように M_w と有意な相関性を持ち, かつその傾きはほぼ 2 となっている。また, この結果からは $\log T_{op}^t$ が M_w 8.3 を越えるような巨大地震に対して飽和するという傾向は見られない。以上より, 本研究で提案した手法は巨大地震の M 推定に対して有効であると考えられる。

3. マグニチュードの推定

2 章では M 推定手法の提案を行ない, その物理的背景に関する考察を行なった。本章では, 提案手法により実際に M を決定した結果を示す。

ここで使用したデータと T_{op} の計算方法は, 2.2 節で示したものと同様である。なお, 早期地震警報の観点からは S 波よりも P 波を使用したほうがより早く推定値が得られるが, 震源に近い観測点では P 波の最大値は S 波到着後になる可能性があり, その時間を正確に求めることが難しい。そこで本研究では手法の検証のため, S 波を使用した結果を示すこととする。また, 以下には 8 - 16 Hz の帯域のデータを使用した結果のみを示す。このフィルタを用いると M_w と $\log T_{op}$ の相関が最も高くなり, その結果 M の推定精度も最も良いものとなる。なお, より低周波側の帯域を用いるほど M の推定精度が悪くなる結果が得られているが, これは表面波などの影響によるものと考えられる。詳細は文献 8) を参照されたい。

図 6 (a) に M_w と求められた $\log T_{op}$ (灰色の点) の関係を示す。ここで M_w と $\log T_{op}$ の関係式を求めるため, まず次に示す三つの方法でグループ分けを行ない, それぞれの平均値を求める。(1) : $\log T_{op}$ を 0.2 間隔で分け, M_w の平均値を求める (桃色の四角形)。(2) : M_w を 0.1 間隔で分け, $\log T_{op}$ の平均値を求める (黒の三角形)。(3) : M_w を 0.1 間隔かつ震源距離 20 km 間隔で分け, $\log T_{op}$ の平均値を求める (各色の丸印)。それらの平均値を用い, 回帰分析により M_w と $\log T_{op}$ の関係式を求めた結果がそれぞれ, (1) : 桃色の点線, (2) : 黒の実線, (3) : 各色の実線である。得られた関係式を表 1 に示す。(3) の

表 1 各方法により得られた M_w と T_{op} の関係式, および推定されたマグニチュード (M_{Top}) の精度

番号	回帰計算に用いた平均値 (括弧内: 図 6 (a) 中の記号)	回帰式 (R は震源距離)	$M_w - M_{Top}$ の RMS
(1)	$\log T_{op}$ 0.2 間隔 (桃色の四角形)	$M_w = 0.86 \times \log T_{op} + 5.43$	0.75
(2)	M_w 0.1 間隔 (黒の三角形)	$M_w = 2.62 \times \log T_{op} + 4.61$	0.53
(3)	M_w 0.1 間隔かつ震源距離 20 km 間隔 (各色の丸印)	$M_w = 2.40 \times \log T_{op} + 5.05 - 0.00297 \times R$	0.56

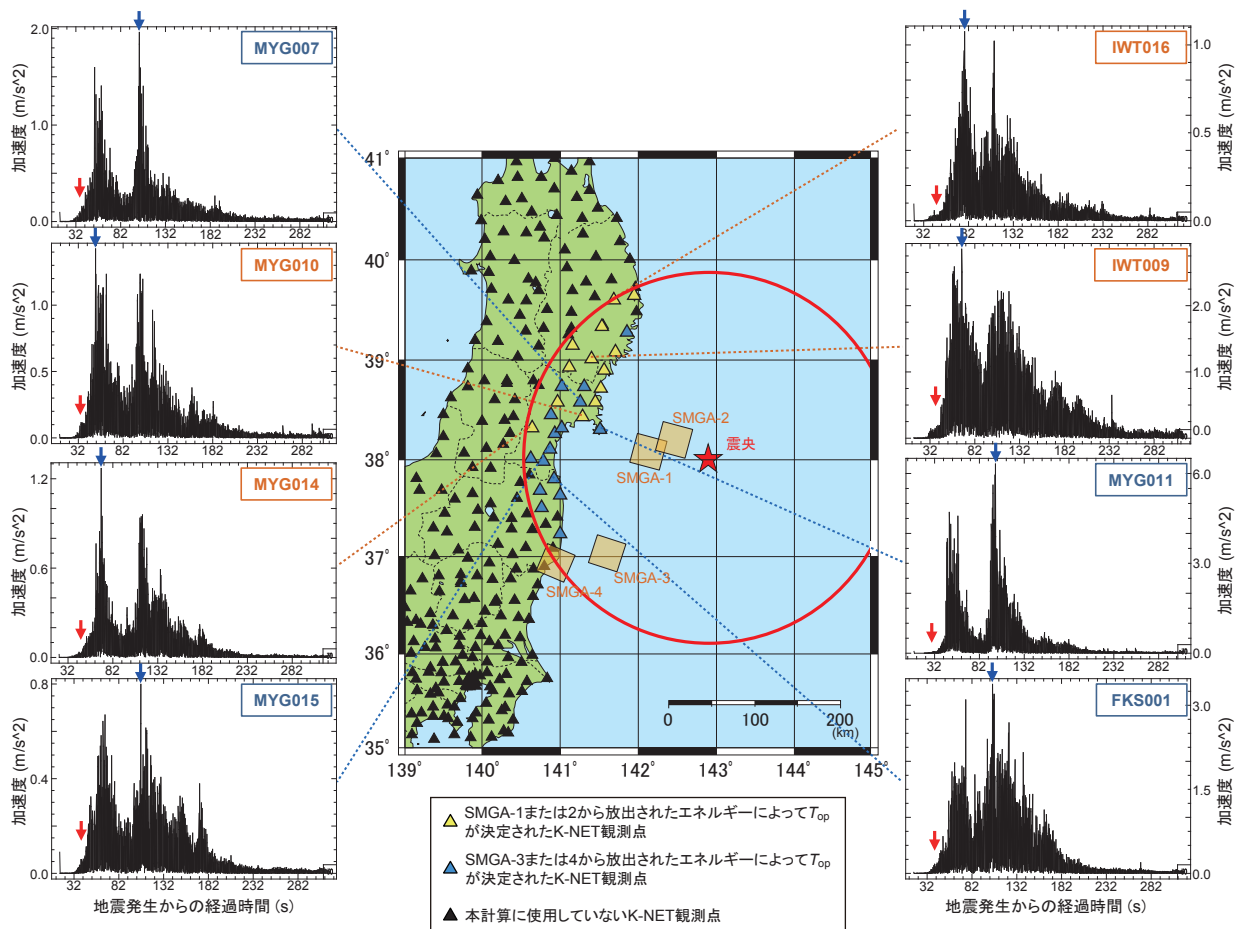


図7 2011年東北地方太平洋沖地震 (M_w 9.0) における震央 (赤の星印) およびその強震動生成領域 (SMGA) の位置 (橙の四角形) と、K-NET 観測点における水平二成分合成加速度の例

結果から $\log T_{op}$ は統計的に距離に依存することが分かる (距離が遠いほど $\log T_{op}$ が大きい)。これは地震波の散乱の影響によると考えられる。

図6 (b) には、表1で示した各関係式を用いてマグニチュードを推定し、イベント毎に推定値を平均した結果 (M_{Top} と呼ぶ) と M_w の比較を示す。ここで、それぞれ赤の×印が上記 (1)、青の丸印が上記 (2)、緑の三角印が上記 (3) の方法で得られた関係式による推定値である。この図には M_w と M_{Top} の差の標準偏差を各色の点線で示している。また、 M_w と M_{Top} の差のRMS (root mean square: 二乗平均平方根) はそれぞれ 0.75, 0.53, 0.56 である (表1)。この結果から、(2) の方法により推定された M_{Top} が最も高精度となっている。(2) と (3) の結果の差は小さく、これは震源距離 200 km 以内のデータを使用する限りは、距離の影響を補正する必要が無いことを意味する。以上より、 T_{op} からマグニチュードを決定することが可能であると結論付ける。

4. 検証・議論

前章で示した通り、 T_{op} から M を推定することが可能である。ただし、実際の地震時においては観測される振幅が時間経過と共に上昇するため、 M_{Top} もイベントの成長に伴って大きな値となっていく。しかしながら、 T_{op} は破壊過程や地殻構造などの複雑性による様々な影響を受けると考えられる。そこで、ここでは最も複雑な破壊過程を持つ巨大地震の一つである2011年東北地方太平洋沖地震 (M_w 9.0) のデータを用いた検証を行なう。

図7にそれぞれ、震央位置 (赤の星印)、震央より 200 km 以内の範囲 (赤の実線)、文献5) により示された四箇所の強震動生成領域 (Strong Motion Generation Area: SMGA) の位置 (橙の四角形)、K-NET 観測点の位置 (三角形) を示し、本解析で使用した観測点を黄または青の三角形で示す (全部で 29 観測点)。黄と青の観測点はそれぞれ、SMGA-1 もしくは 2、または SMGA-3 もしくは 4 から放出されたエネルギーの中に T_{op} が位置していることを表わす。赤い円の内側でも計算に使用していない観測点が存在する (黒の三角形) が、これは文

献1)などで指摘された通り、この地震のP波の開始がとて緩やかであったため手動でもその到着時を正確に読み取ることができず、結果としてS波の開始時刻も決定できなかった観測点があったためである。同図の左右に、各観測点での地震開始からの経過時間における水平二成分の合成加速度(8-16 Hz)を示している。赤の矢印はS波開始時刻、青の矢印は最大振幅到達時(両矢印の差が T_{op})である。図8には、本解析により求められた M_{Top} の時間変化の計算結果(赤)と、気象庁の緊急地震速報が実際に出力した M (青: M_{JeeW} とする)³⁾の比較を示す。なおここで M_{Top} は、表1の(2)の回帰式を用い、経過時間ステップ毎に各観測点で求められた推定値を平均して決定した。

図7から明らかのように T_{op} は複雑な破壊過程の影響を受けバラツキを持つと考えられるが、複数の観測点のデータを使用すれば、 M_{Top} は図8の通り時間に伴って成長し上手く推定されていることが分かる。ここで M_{Top} はS波のみを用いているためその成長は最初 M_{JeeW} より遅れているが、地震発生から約60秒後には M_{Top} が M_{JeeW} を上回り、同約120秒後には9.0に到達している。なお前述の通り、 M_{JeeW} は8.1で飽和している。以上の結果から、 T_{op} を用いて巨大地震の M を推定することは、早期地震警報において有用性を持つと期待される。

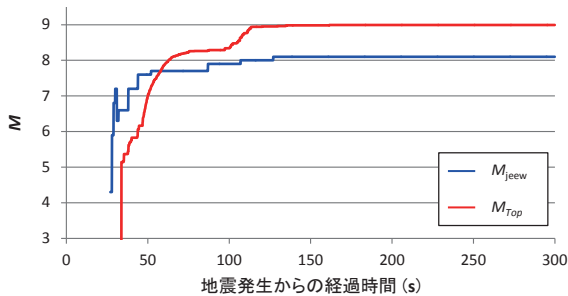


図8 2011東北地方太平洋沖地震の M_{JeeW} (気象庁緊急地震速報：青)と M_{Top} (本研究：赤)の比較

5. 結論

早期地震警報において M_w 8.3を越える巨大地震の破壊が継続している間にその規模を推定するため、実体波の到達時から最大振幅到達までの時間差(T_{op})を用いることを提案する。日本国内で観測された近地強震波形記録および海外で得られた遠地波形記録を用いた解析の結果、 T_{op} は地震の破壊継続時間に依存した値であり、巨大地震においても飽和しない値であることが分かった。この方法により国内の強震波形記録を用いて地震規模を推定した結果(推定値を M_{Top} とする)、 M_w と M_{Top} の差のRMSは0.5程度となる。2011年東北地方太平洋沖地震の

M_{Top} の計算結果は、地震発生から約120秒後に9.0に到達しており、本提案手法が有効であることが確認できる。

なお、本論文は文献8)の転載和訳要約記事である。本研究の更なる詳細はそちらを参照されたい。

謝辞

本研究では、国立研究開発法人防災科学技術研究所の強震観測網K-NET、およびIncorporated Research Institutions for SeismologyとUnited States Geological SurveyのGlobal Seismograph Networkで観測された地震波形記録を使用させていただきました。記して感謝いたします。

文献

- 1) Yamamoto, S., and Tomori, M., "Earthquake early warning system for railways and its performance", *Journal of JSCE*, Vol. 1, pp. 322-328, 2013.
- 2) Odaka, T., Ashiya, K., Tsukada, S., Sato, S., Ohtake K., and Nozaka, D., "A new method of quickly estimating epicentral distance and magnitude from a single seismic record", *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 93, No. 1, pp. 526-532, 2003.
- 3) Hoshiya, M., Iwakiri, K., Hayashimoto, N., Shimoyama, T., Hirano, K., Yamada, Y., Ishigaki, Y., and Kikuta, H., "Outline of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku earthquake (M_w 9.0) - Earthquake early warning and observed seismic intensity -", *Earth, Planets and Space*, Vol. 63, pp. 547-551, 2011.
- 4) Friedman, J. H., and Stuetzle, W., "Projection pursuit regression", *J. Am. Stat. Assoc.*, Vol. 76, No. 376, pp. 817-823, 1981.
- 5) Asano, K., and Iwata, T., "Source model for strong ground motion generation in the frequency range 0.1 - 10 Hz during the 2011 Tohoku earthquake", *Earth, Planets and Space*, Vol. 64, pp. 1111-1123, 2012.
- 6) Meng, L., Inbal, A., and Ampuero, J. P., "A window into the complexity of the dynamic rupture of the 2011 M_w 9 Tohoku-Oki earthquake", *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 38, L00G07, doi: 10.1029/2011GL048118, 2011.
- 7) Hara, T., "Measurement of the duration of high-frequency energy radiation and its application to determination of the magnitudes of large shallow earthquakes", *Earth, Planets and Space*, Vol. 59, pp. 227-231, 2007.
- 8) Noda, S., Yamamoto, S., and Ellsworth, W. L., "Rapid estimation of earthquake magnitude from the arrival time of the peak high-frequency amplitude", *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 106, No. 1, pp. 232-241, 2016.