

緊急地震速報における P 波マグニチュード推定方法の改善

Improvement of P-wave Magnitude Estimation for Earthquake Early Warnings from JMA

明田川 保¹, 清本真司¹, 下山利浩¹, 森脇 健², 横田 崇²

Tamotsu AKETAGAWA¹, Masashi KIYOMOTO¹, Toshihiro SHIMOYAMA¹,
Ken MORIWAKI² and Takashi YOKOTA²

(Received July 24, 2009; Accepted October 8, 2009)

ABSTRACT: Improving the accuracy of magnitude estimation using the maximum amplitude of P-wave is vitally important for the earliest provision of an Earthquake Early Warning. First, we re-examined the current magnitude estimation formula that uses P-wave, and found that magnitude is underestimated when it is large, and overestimated when it is small. We refined the estimation formula as follows:

$$0.72 \times M = \log(A) + 1.2 \times \log(R) + 5.0 \times 10^{-4} \times R - 5.0 \times 10^{-3} \times D + 0.46$$

Where A is the maximum amplitude of P-wave in 10 micro-meter units, R is the hypocentral distance in km, and D is the focal depth in km. D is fixed to 100 km when the focal depth is larger than 100 km.

Second, we improved the processes for magnitude estimation as follows: fixing the focal depth to 10 km for earthquakes in certain ocean areas, introducing a new criterion for correct P-wave amplitude selection, and using the median of magnitude values for the averaging of the magnitude. These approaches reduce influences from poor resolution of hypocenters or instability due to limited data, making the value more accurate and stable.

1 はじめに

緊急地震速報は、2007年10月1日より一般への提供が開始され、2007年12月1日からは、気象業務法の改正により地震動警報・予報として法的に位置づけられた。このような状況の下、気象庁が最初に発表した緊急地震速報（警報）（以下、警報と言う）は、2008年4月28日の宮古島近海の地震（以下、宮古島近海の地震）によるものであった。この地震では、地震を検知した早い段階での震源の位置精度が悪く、マグニチュード（M）5.2の地震に対してM6.9という過大な評価をした。このため、最大震度4の地震に対して、広域に警報を発表してしまった。一方、2回目の警報となった2008年5月8日の茨城

県沖の地震（M7.0）（以下、茨城県沖の地震）では、地震波形の立ち上がりが緩やかな紡錘形であったことから早い段階でのMを過小に評価した。この地震では、結局、地震検知から約1分後に警報を発表するに至ったが、それは警報対象地域全域において主要動が到達した後であった。

このように、最初と2回目の警報発表において、我々は所期の目的を果たせなかった。そして、それらはいずれも緊急地震速報で最も重要な、地震検知直後の処理に関わる部分でのM推定の「失敗」によるものであった。そこで、地震検知後の早い段階で適用されるP波部分の最大振幅を用いたM推定方法を再検討した。

¹ 地震火山部地震津波監視課, Earthquake and Tsunami Observations Division, Seismological and Volcanological Department

² 地震火山部地震予知情報課, Earthquake Prediction Information Division, Seismological and Volcanological Department

2 緊急地震速報における M 推定の方法

緊急地震速報は、震源に近い地震計で P 波を検知し、少数のデータから震源、M を推定し、各地に S 波（主要動）が到達する前に震度を予測しようとするものである（例えば、中村，2007）。各地の震度予測は震源（断層）からの距離減衰式を用いて行われ、この推定には震源の位置と M が必要である。現在の緊急地震速報の処理において M を決めるには 2 つの方法が用いられている。ひとつは、P 波部分の変位最大振幅を用いて推定するもので、ここではこれを P 波 M と呼ぶ。もうひとつは、全相 M と呼ぶもので、こちらは地震波形全体における変位最大振幅から M を推定するものである。M の推定は、地震が検知された早い段階では当然ながら P 波 M が主となる。つまり、主要動到達前に適切な予測をするためには、P 波 M の精度が重要な意味を持つ。

2.1 現行の P 波 M の式

2009 年 6 月現在、緊急地震速報の処理に用いている P 波 M は (1) 式によって算出されている。

$$M = \log(A) + \log(\Delta) + 4.4 \times 10^{-4} \times \Delta + 2.0 \times 10^{-4} \times D + 2.4 \quad (1)$$

ここで、A は P 波部分の最大振幅（10 μm 単位）、Δ は震央距離（km）、D は震源の深さ（km）である。式は有効数字 2 桁で表記した（以下の式についても同様）。(1) 式は、1994 年 7 月から 2005 年 3 月までの M5.0 以上の 458 地震について、各観測点の 3 成分合成変位波形を作成し、人が P 波部分の最大振幅を読み取ったデータを使って導出された。以下、このデータのうち深さ 150km までの 333 地震のデータを「P 波最大振幅読み取りデータ」と呼ぶ。深さを限定したのは、これまで 150km より深い地震で震度 4 を超える揺れを観測したことがないことから、現行の緊急地震速報が深さ 150km までの地震を対象としていることに基づく。回帰分析には Two Step Stratified 法（Joyner and Boore, 1981）が用いられている。この方法は、最大振幅データが存在する観測点の距離範囲と地震規模との間の相関が係数決定に偏差を及ぼすのを避けることができる。(1) 式の特徴は log(A) の係数が 1 であることで、気象庁の一元化処理に用いられている変位 M の式など、変位振幅を用いた M の推定式には良く見られる形である。

なお、緊急地震速報の時間的制約から、比較的震源に近い観測点のデータのみで地震の規模について推定する必要があるため、(1) 式の係数の決定に使用したデータの最大震央距離は 500km までに制限されている。

2.2 現行 P 波 M 式のフィッティングの状況

先に述べたような事例を受け、まず、(1) 式の「P 波最大振幅読み取りデータ」への適合の度合いを改めて確認した。その結果を図 1 に示す。それによると、現行の P 波 M 式にはかなり明瞭な M 依存性があり、M6 後半あたりから系統的に過小評価となっている。つまり、茨城県沖の地震と同程度の規模を有する地震の場合、M 推定式自体の適合が良くない。

また、実際の緊急地震速報の処理結果に対する適合状況も見てみた。用いたデータは、2004 年 5 月から 2007 年 12 月までの緊急地震速報のログ記録から収集した 50 μm 以上の P 波最大振幅値を持つ観測点データに、2008 年の警報発表事例分を加えたものである。50 μm 以上としたのは実際の緊急地震速報で M 計算に利用される下限値が 50 μm であることによる。図 2 は、上記データに対して (1) 式を適用した結果である。図 2 にも図 1 と同様な傾向がはっきりと確認できる。なお、このデータを以下「緊急地震速報 P 波最大振幅データ」という。

3 P 波 M 式の改良

上の結果から、P 波 M 式を改良し、M の系統的なずれを改善することとした。新 P 波 M 式を決めるにあたり、回帰には「P 波最大振幅読み取りデータ」を用いた。このデータを使って、(1) 式と同様に Two Step Stratified 法を用いて回帰するが、新 P 波 M 式は、現在の震央距離を用いた式から、観測点直下の地震についても対応できるよう震源距離を用いた式に変え、M 依存性を考慮して左辺に係数を与える下の形の式とする。

$$a \times M = \log(A) + b \times \log(R) + c \times R + d \times D + e \quad (2)$$

ここで、A は P 波最大振幅（10 μm 単位）、R は震源距離（km）、D は震源の深さ（km）である。右辺の第 2 項は幾何減衰項で、第 3 項は非弾性効果による減衰項である。第 4 項は深さに対する距離減衰項で

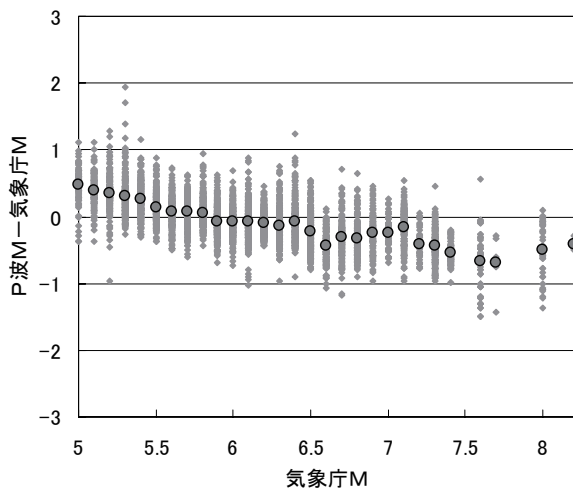


図1 現行のP波M式((1)式)によるP波Mと気象庁Mの差の分布。

(濃い○は各Mにおける平均値。データは(1)式導出に用いた1994年7月から2005年3月までのM5.0以上、深さ150kmまでの333地震の観測点データ)

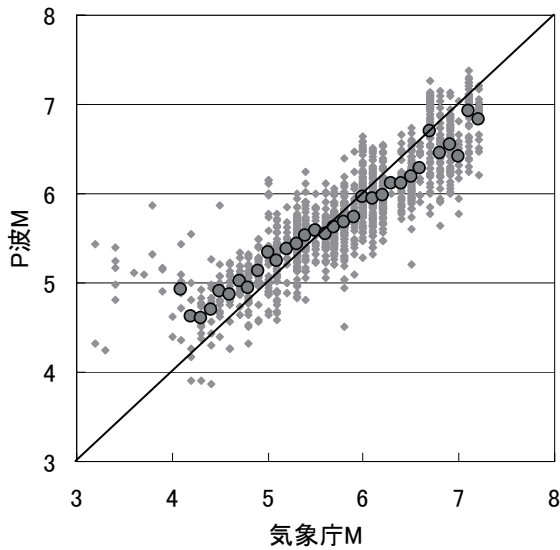


図2 緊急地震速報のP波最大振幅データに(1)式を適用した結果。(濃い○は、各Mにおける平均値、2004年5月から2007年12月までのデータに2008年の警報発表事例分を加えた)

はなく、深い地震ほどプレート内地震の割合が増えるのでその影響を補正するための項である。この項は、プレート内地震がプレート間地震に比べて一般に応力降下量が大きいために短周期成分が卓越し、同じMの地震であっても振幅が大きく出やすいことを補正する。したがって、第4項は係数dが負に

なり、(1)式の深さの項とは意味が異なる。

結果を示す前に第4項の扱いを先に述べておく。第4項は深さに比例してMを小さく補正する。しかし、上に述べた趣旨からして、この補正はプレート境界の地震がなくなりすべてプレート内地震となる深さあたりで頭打ちとすべきであろうと考えられる。また、第4項は、距離減衰項とトレードオフの関係になるため、単純に回帰しても最適な結果が得られない可能性もある。

第4項を持たない式についても解析を行ったが、結果に震源の深さ依存性が残り、「Mの残差の平均二乗偏差」(以下、RMSと呼ぶ)も第4項のある式よりも大きくなったため、ここでの検討からは除外しているが、参考までにその結果に残った深さ依存性を図3に示す。深さ100km前後までは依存性が見られるが、それ以上の深さになると実際に頭打ち傾向が見える。そこで、第4項を説明変数として回帰した結果を基準によりよい結果を得る目的で以下のように処置した。すなわち、回帰結果から得られた第4項の係数dの値が -3.5×10^{-3} 程度であり、それが図3からおおよそ予測される値とほぼ合っていたことから、dに対して、その前後の値を 0.5×10^{-3} 刻みで明示的に与えてデータ全体に対してよりよくフィットする、つまりRMSが最小となる式を探した。さらに、ここで得られた最もよい結果を得た式に対して、補正を打ち切る深さを10km刻みに変化させ、RMSが最も小さくなったものを最終的に採用することにした。

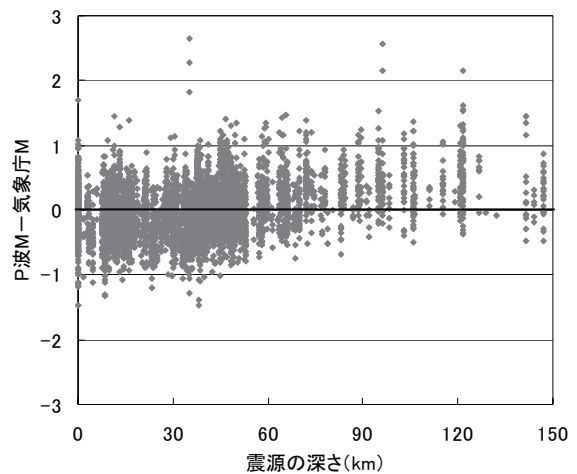


図3 第4項のない回帰結果に残る震源の深さ依存性。(データは図1と同じ)

3.1 新 P 波 M 式

(1) 式は震央距離 500km までのデータを用いて決められているため、同距離までのデータで回帰分析を行った。その結果、最も RMS が小さかったのが (3) 式である。

$$0.72 \times M = \log(4) + 1.2 \times \log(R) + 5.0 \times 10^{-4} \times R - 5.0 \times 10^{-3} \times D + 0.46 \quad (3)$$

第 4 項については、通常回帰結果よりも、 -5.0×10^{-3} の係数を明示的に与えた結果がより良く、深さ 100km で頭打ちさせたケースの RMS が最小となった。したがって、(3) 式では第 4 項に与える深さを 100km までとし、それより深い場合は、100km に固定している。ただし、これはあくまでも P 波 M 計算上における処置である。

(3) 式の「P 波最大振幅読み取りデータ」への適合状況を見た結果を図 4 に示す。(3) 式は、(1) 式に見られる M 依存性を取り除き、大きな地震の M をより適正に推定できている。また、図 5 に示したように、(3) 式には距離依存性と震源の深さ依存性はほとんど見られない。

図 6 は「緊急地震速報 P 波最大振幅データ」への (3) 式のあてはまり具合をみたもので、緊急地震速報で実際に処理された結果のデータでも (1) 式の結果、すなわち図 2 に比べて、より大きな M の推定まで良好な結果が得られている。

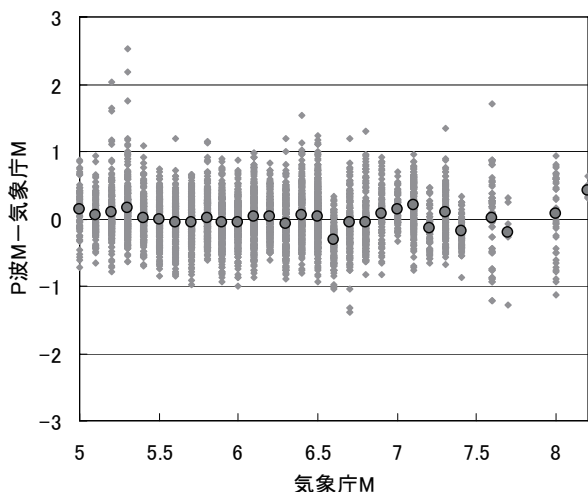


図 4 (3) 式による P 波 M と気象庁 M の差の分布。
(濃い○は、各 M における平均値。データは図 1 と同じ)

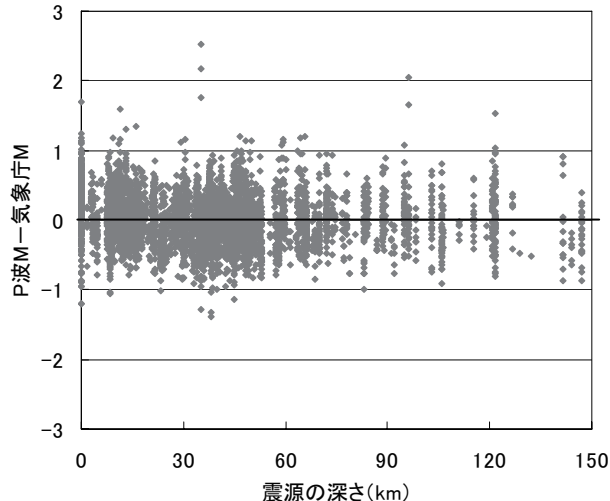
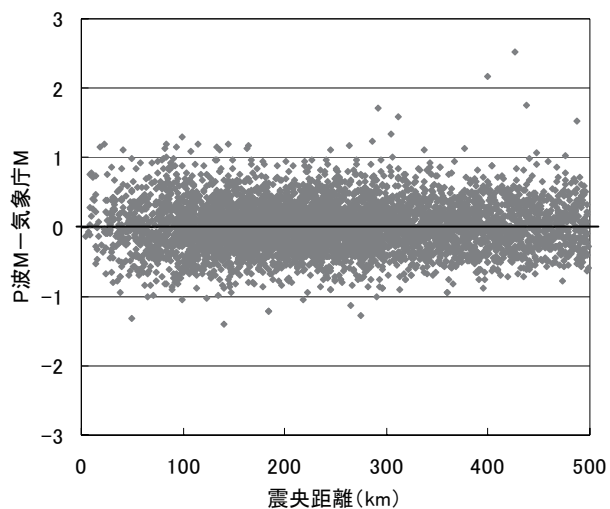
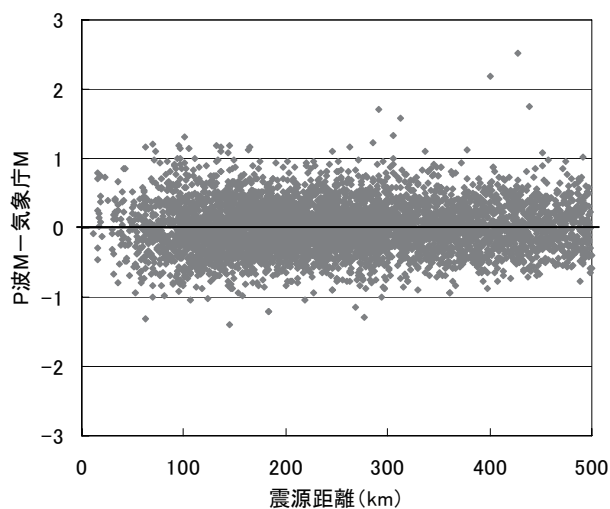


図 5 (3) 式による P 波 M と気象庁 M の差の分布 (その 2)。
(データは図 1 と同じ)

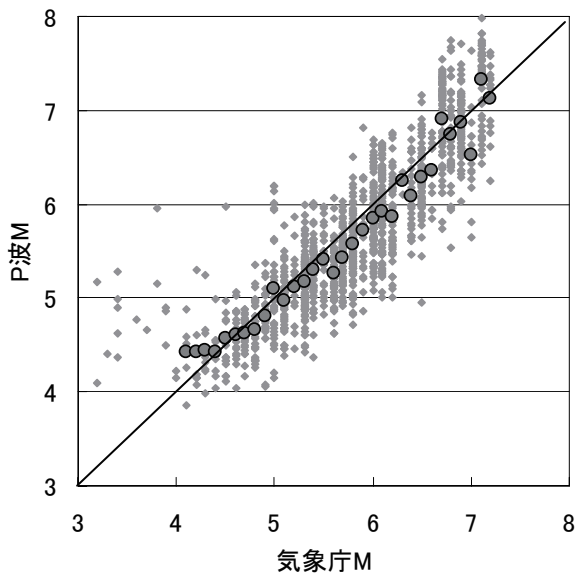


図 6 緊急地震速報の P 波最大振幅データに (3) 式を適用した結果。(濃い○は、各 M における平均値、データは図 2 と同じ)

3.2 P 波 M 式に適用されるデータの距離分布

先に述べたように、(1) 式の導出の際には緊急地震速報の性質から近い観測点を用いるという趣旨で震央距離 500km までのデータに制限された。(3) 式もそれに準じたが、震央距離 500km が適切かどうかという吟味はきちんとなされていない。そこで、「緊急地震速報 P 波最大振幅データ」について、その震央距離分布を調べた。その結果を図 7 に示す。それによるとデータの約 74% は震央距離 200km 以内、約 26% がそれ以上の距離であった。

緊急地震速報の処理は早く伝送されたデータから

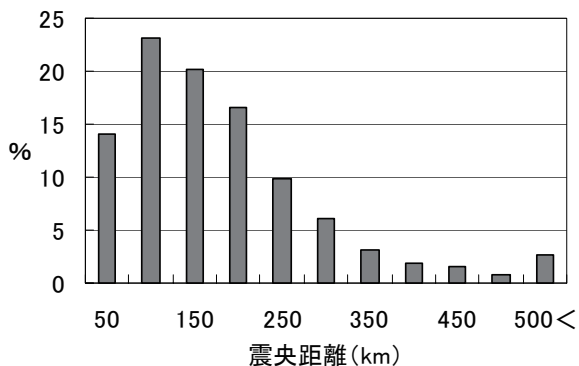


図 7 図 2 に用いたデータの震央距離分布。(データ数 1316、横軸 250 は、200km より大きく、かつ 250km 以下を表す)

順に取り込んでいくので、早い段階の P 波 M の処理には震央距離の近いデータが主体であることは明らかであるが、その一方で、緊急地震速報は津波予報の迅速化にも利用されており、海溝軸付近など沿岸から遠く離れた地震にも対応しなければならない。また、最多で 5 点に限定されている M の代表値を求める処理 (平均化) については、より安定した M 計算のために今後その数を増やしていく予定であり、今後はより遠方の観測点の利用機会の増加が予想される。

4 深さ固定領域の導入

(3) 式は、前節に示したとおり、(1) 式に比べて M の大きな地震の P 波 M をより適正に推定すると期待される。そこで、ここでは、実際に規模の大きな地震に適用した結果を見てみる。2007 年 10 月から 2008 年 12 月までの期間に発生した M6.0 以上の地震のうち、小笠原諸島や台湾付近の地震など、実際の緊急地震速報にほとんど影響のない地震を除いた主なものについて、(3) 式を適用した結果を表 1 に示す。表 1 には、地震を検知してデータを伝送してきた各観測点のうち P 波最大振幅が $50 \mu\text{m}$ 以上の観測点の P 波 M を平均して示した。これらは緊急地

表 1 (3) 式の適用結果。

(2007 年 10 月から 2008 年 12 月までの期間に発生した M6.0 以上の主な地震の P 波 M の平均値。(P 波 M の平均には P 波最大振幅が $50 \mu\text{m}$ 以上の観測点を用いた。海域の地震については震源の深さを 10km に固定した結果も示した)

震央等	深さ	気象庁 M	現行 P波M式	(3)式	(3)式 深さ固定
2008.6.14 岩手宮城内陸地震	7km	7.2	6.94	7.45	—
2008.12.4 三陸沖	24km	6.1	5.83	5.85	5.94
2008.7.21 福島県沖	27km	6.1	6.16	6.29	6.40
2008.9.11 十勝沖	30km	7.1	6.86	7.22	7.34
2008.7.19 福島県沖	31km	6.9	6.61	6.87	7.01
2007.11.26 福島県沖	44km	6.1	5.78	5.64	5.84
2008.7.8 沖縄本島近海	45km	6.1	5.70	5.54	5.72
2008.5.8 茨城県沖	50km	7.0	6.41	6.49	6.74
2008.5.8 茨城県沖	60km	6.4	6.02	5.89	6.20
2008.7.24 岩手県沿岸北部	108km	6.8	6.73	6.72	—

震速報に直接採用される M の値ではないが、P 波 M がどの程度になるかの目安になる。

表 1 は地震を深さ順に並べてあり、上から順に見ていくと、40km 以深に震源が決まっている海域の地震の M が、(3) 式を適用しても過小評価となっていることがわかる。この原因のひとつとして、海域で発生した地震の深さの精度が良くないことが考えられる。すなわち、海域の地震の震源の深さが実際よりも深く決まってしまうことによって、主として (3) 式の右辺第 4 項が M の値を小さくしてしまうと考えられる。

実際の例として、図 8 に茨城県沖付近の震源分布を示す。★印で示した茨城県沖の地震の深さ 50km が適切でないことは断面図に見られる地震の深さ分布をみただけでも明らかだろう。また、海溝軸からのプレートの沈み込み (図 8 破線部分参照) を考えれば、沿岸から離れた沖合の地震活動は深さ 10km から 20km 程度の浅いものが中心であると考えたほうがより合理的である。表 1 には、海域で発生した地震について深さを 10km に固定して (3) 式を適用した結果も併記した。それらは若干大きいものもあるが、全体的により適切な M の値となっている。

図 8 に示した震源データは、気象庁の最終的な解析結果である「一元化震源」によるものであり、これは多くの観測点データを用いた最も精度のよいデータと言える。しかし、それでもなお陸から離れた沖合の地震の深さの精度は悪い。緊急地震速報の処理ではさらに観測点数が限定されるという不利があり、深さの精度が図 8 の結果を上回る要素はない。

4.1 P 波 M に適用する深さ固定領域

そこで、深さの精度の悪い海域の地震について、深さ固定による処理を検討した。これには対象地震を選別するための領域を定義する必要があるが、ここでは図 9 に示した領域とした。この領域の作成には、気象庁で使用している地震活動解析ツール (明田川他, 2007) に組み込まれている境界データを利用した。この境界データは、地殻内の地震と沈み込む海洋プレートの地震を簡便に分離するための緯度・経度 0.2 度ごとのメッシュデータで、各メッシュには分離境界の深さ (スラブ上面よりやや浅いところの深さ) が設定されている。図 8 のように深さの精度の悪いところでは、沈み込むスラブの角度が

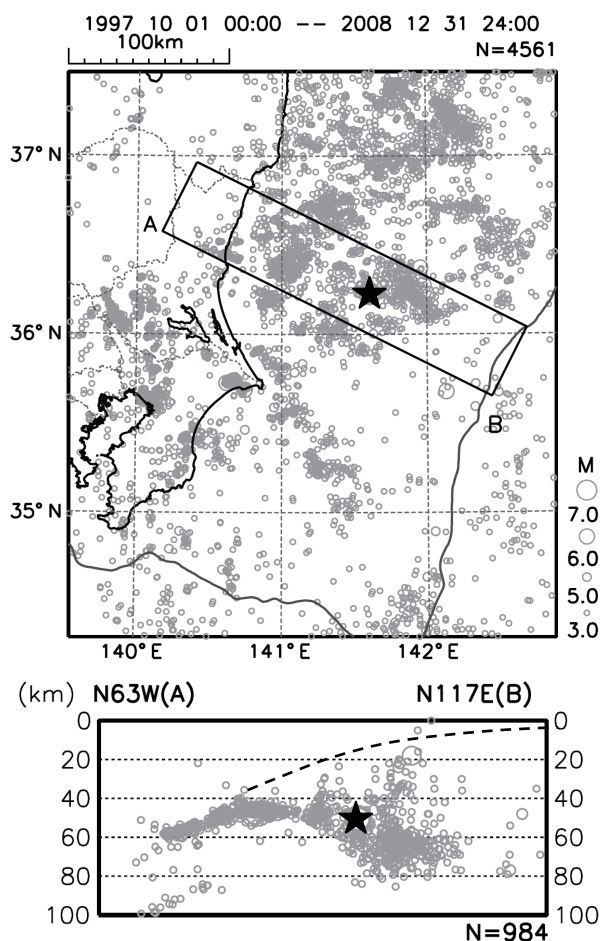


図 8 2008 年 5 月 8 日の茨城県沖の地震 (M7.0) (★印) とその付近の震源分布図。
(上: 震央分布図,
下: 矩形領域内の A-B 断面図。破線は、海溝軸からスラブ上面に滑らかに引いた曲線)

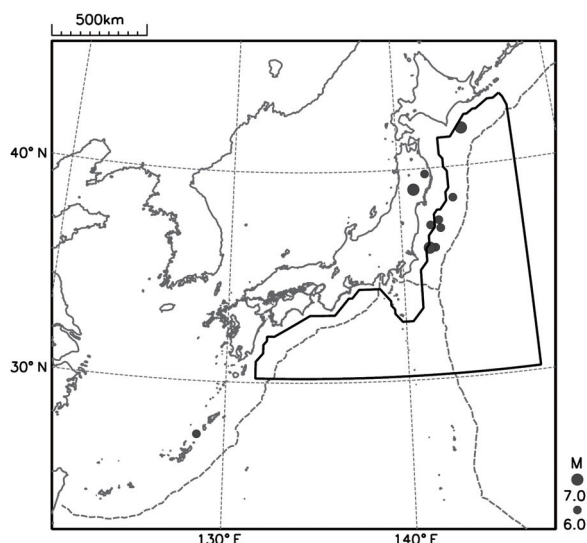


図 9 深さ 10km 固定領域 (実線で囲んだ領域)。(●は、表 1 に示した地震)

海面（0km）まで一定であると仮定して，分離境界の深さが与えられている．図9に示した深さ固定領域の沿岸の境界線は，分離境界の深さが0kmになるメッシュの中心を線で結んだもので，これより沖合ではすべて海洋プレートの浅い地震と見なせる．ただし，緊急地震速報への利用のために，境界線が陸にかかっていたり，近かったりするところを，陸から50km程度は離れるように調整した．これは深さ固定によって震央距離の近い観測点のMをむやみに変動させてしまうことを抑えるためである．距離を50kmとした理由は，P波最大振幅をある一定の値としたときに（3）式から導かれるMの値が，震央距離45km程度のところで深さ0kmから100kmまではほぼ一致し，それより近い距離では震源の深さによってMの値に大きな差を生じるからである．また，伊豆諸島付近と，地震の少ない南海トラフ付近の境界線については，気象庁の地震現業における津波予報のための深さ固定領域とおおむね整合するように調整した．

南西諸島付近については，観測点の設置場所が島に制限されるため，深さの精度だけでなく，震央位置の精度についてもやや問題がある．このため，過去の震源データに基づいて深さ固定領域を客観的に

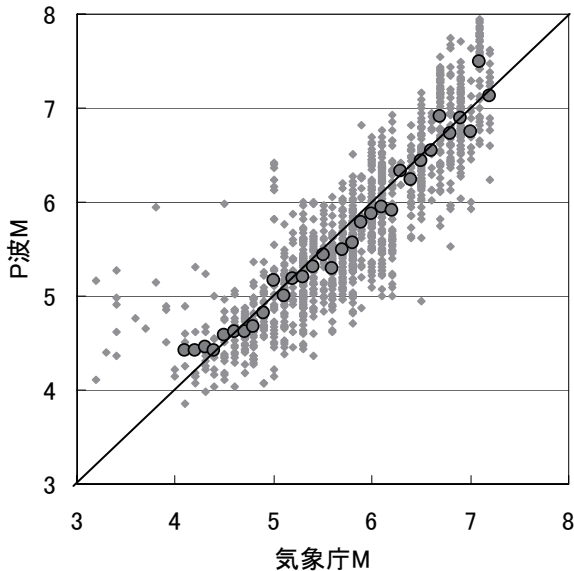


図10 緊急地震速報のP波最大振幅データに（3）式と深さ固定を適用した結果．（濃い○は，各Mにおける平均値，データは図6と同じ）

設定するのは困難であり，ここでの深さ固定の対象からは除外した．

「緊急地震速報P波最大振幅データ」に深さ固定を適用した結果が図10である．全体として大きな改善とまではいかないが，深さ固定を導入していない図6に比べて各Mの平均値の適合性が向上している

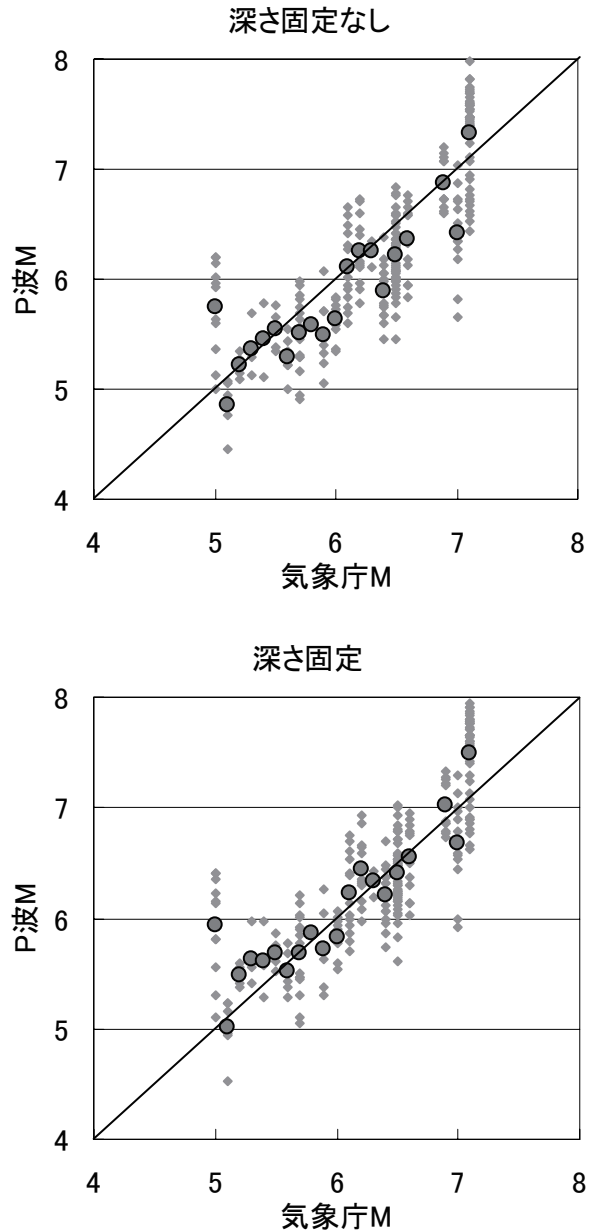


図11 図6と図10に示したデータから，深さ固定領域に該当する地震のデータを抜き出した結果．（上：深さ固定なし〔図6から抜き出し〕 下：深さ固定〔図10から抜き出し〕）

ことが見てとれる．図 11 は図 6 と図 10 のそれぞれから深さ固定領域に該当する地震のデータを抜き出したもので，M の過小評価傾向が深さ固定によって改善していることがわかる．図 6，図 10，図 11 に示した結果について，それぞれの M 残差の RMS を表 2 にまとめた．RMS の値に大きな差はないが，深さ固定を適用したほうが若干良くなっている．

なお，図 9 に震央位置を示したように，表 1 に示した地震については，海域で発生した 8 例中 6 例が深さ固定領域内となる．深さ固定領域から外れた 2 例のうちひとつは 2008 年 7 月 8 日の沖縄本島近海の地震で，先に述べたように南西諸島付近の客観的な深さ固定領域の設定が困難なため深さ固定対象としなかった．もうひとつは 2007 年 11 月 26 日の福島県沖の地震で，深さ固定領域に近く，実際の緊急地震速報の処理では深さ固定が適用される可能性もある．また，深さ固定を適用したほうが結果も良い．しかし，深さ固定領域は恣意的なものではなく，過去の地震活動に基づきほとんどの地震が海洋プレートの浅い地震とみなせる領域として設定されている．このような境界付近の出入りはある程度やむを得ない．

表 2 深さ固定をしない場合とした場合の M 残差の RMS の比較 (全体：M4.0 以上)．

	深さ固定なし		深さ固定あり	
	全体 (図6)	固定領域 (図11上)	全体 (図10)	固定領域 (図11下)
RMS	0.407	0.436	0.404	0.421

5 P 波 M の改善に付随するその他の改善策

P 波 M の改善に関して，前節までに述べた P 波 M 式の改良のほか，「M 平均処理方法の変更」と「P 波 M 処理への S 波混入防止策」をあわせて導入することとしたので，ここで述べる．

5.1 M 平均処理方法の変更

この改善策は，M の代表値を決める処理に，中央値を採用するという単純なものである．

現行の 2 点処理では，原則は平均 (2 点の中央値) をとるが，2 つの観測点 M の差が 0.5 以上ある場合，大きいほうを無条件に採用する．この方法は，成長する前の過小な P 波 M の値を除外できることがある．

しかし，その一方でノイズや P 波 M への S 波混入による外れ値を採用してしまう可能性があり，観測点が少なく推定した震源が不安定な段階では特にその可能性が高いと考えられる．先に述べた宮古島近海の地震もその一例である．図 12 は，(3) 式導出に用いたデータから模擬データを作り，2 点処理の場合の効果をみたものである．模擬データは，元データに含まれる各イベントから震源に近い観測点 5 点を選び，現行方式の問題点を浮かび上がらせるために，

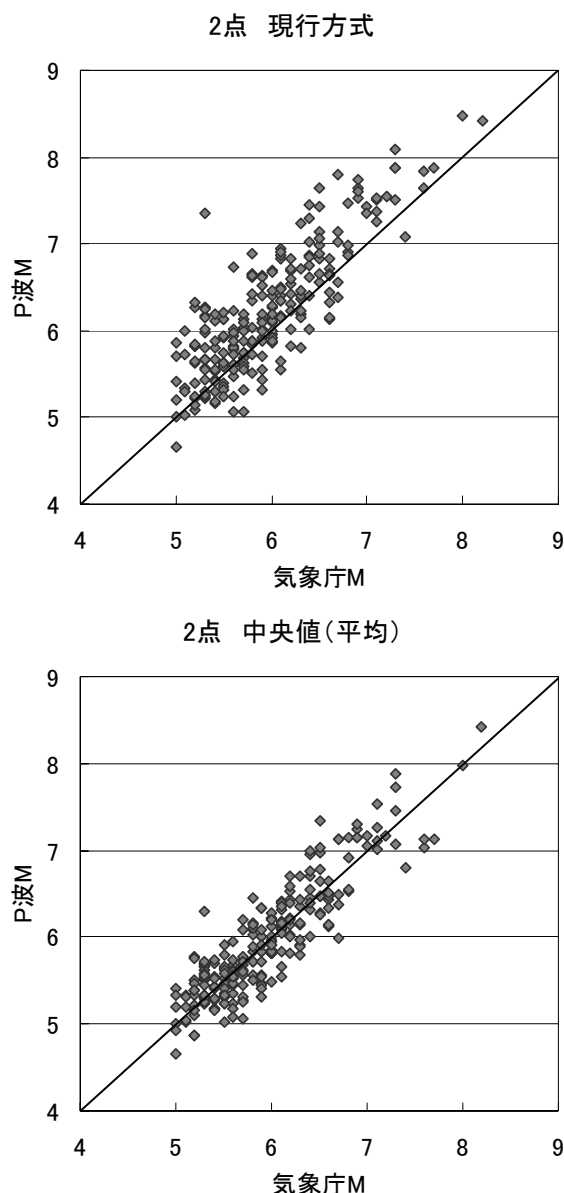


図 12 現行の 2 点処理によって算出される P 波 M と，中央値 (2 点平均) によって算出される P 波 M.

P波Mの最大と最小となる2点を選んで作成した。現行方式では、外れ値そのものが採用されることによる過大評価が目立つが、中央値(2点の平均)はそのような事例はほぼなくなる。また、(3)式は平均的には広範囲のMに適切な推定値を与えるものの、左辺のMに1より小さい係数がかかるため、(1)式よりも結果的にばらつきが少し大きくなる。そこで、中央値をとることでこのばらつきを抑える効果も考慮している。

一方、現行の3点から5点の処理は平均値を用いているが、ばらつきが大きい(標準偏差が0.35以上)場合、平均値から最も外れる値を除いた後の観測点数の処理、つまり3点処理であれば2点処理、4点処理であれば3点処理、5点処理であれば4点処理を行う。これは平均値を不適切に偏らせてしまう外れ値を除外するための方策であるが、緊急地震速報は同一地震に対して震源位置の推定を繰り返しながら情報を更新していくため、使用観測点を減じていく処理が適用された場合、得られた震源位置の変化によって大きなMの観測点が除外されるケースと、小さなMの観測点が除外されるケースが混在しMを大きく変動させてしまうことがある。これについても、中央値を用いればほぼ安定した結果を得ることが可能である。

5.2 P波M処理へのS波混入防止策

次に、P波M処理へのS波混入防止策を簡単に述べる。P波Mの推定には当然のことながら各観測点のP波部分における最大振幅が必要である。現行では震源誤差を加味し、P波検知時刻から、推定された震源位置での理論S-P時間に0.7をかけた時間を加えた時刻まででP波最大振幅を得るようにしている。しかし、震源誤差が大きいと、この理論S-P時間 $\times 0.7$ の時間内にS波の混入を避けられないことがある。宮古島近海の地震でM6.9を予測した際にはP波Mの処理にS波による振幅を使ってしまったことがわかっている。そこで、S波はP波よりも大きな振幅を持つという簡単な経験則を用いたS波混入防止策を講じた。

各観測点から伝送されるデータは1秒単位でパケット化されている。毎秒送られてくるデータパケットには、それまでに観測された最大振幅値が含まれる。そこで、伝送されたデータパケットに含まれる

データ時刻がP波検知時刻+理論S-P時間 $\times 0.5$ の時刻から、P波検知時刻+理論S-P時間 $\times 0.7$ の時刻までの時間内にかかるとき、ひとつ前のデータパケットの最大振幅との比が2倍以上あれば、そのパケット内のデータにS波が混入したとみなして、ひとつ前のデータパケットに含まれる最大振幅を採用する。この防止策は、常に最新のデータパケットから古いデータに向かって遡って適用されるので、上記の時間の範囲内に2倍以上の振幅比となるデータパケットのペアが複数存在しても、最新のデータに適用される。すなわち、よりS波に近い部分での結果が優先され、P波部分の成長をできる限り見落とさないようにしている。なお、理論S-P時間に係る0.5、0.7の係数、振幅比の2倍はパラメータとして設定を変更できる。

5.3 S波混入防止策の適用範囲

この防止策は、破壊継続時間の長い大規模な地震の場合、S波到達直前までP波部分の振幅が成長し、P波の最大振幅をS波混入と誤処理するケースがあるかもしれない。また、震源誤差が小さく、ほとんどS波の混入がなければ、導入によってP波の成長を取りこぼしてしまう割合が増えることも考えられる。そこで、実際の緊急地震速報の処理において、理論S-P時間 $\times 0.7$ の時間内に実際にS波が混入した例がどれくらいあったかを調べた。ここでの震源は、複数観測点のデータによる最初の情報に採用された推定位置を用いている。すなわち、処理の立ち上がり部分に近い、震源精度のあまり良くない状況での結果である。その結果が図13である。図13を作成するにあたっては、2007年10月から2008年9月までに発表された緊急地震速報のうち、複数の観測点による情報が出た575件について、一元化震源位置から近い多機能型観測点(緊急地震速報に用いている気象庁の観測点)を5点ずつ選出して調査した。ヒストグラムの横軸は、「推定された震源による理論S-P時間 $\times 0.7$ 」を「気象庁の一元化震源による理論S-P時間」で割った値である。したがって、横軸の1.0より右側の部分でS波混入となる。これをみると、S波混入は南西諸島の地震にかなり限定的に見られることがわかる。その他の海域の地震においても、全体の数パーセント程度にS波の混入が認められるが、その一方で、海域には茨城県沖の地震のよ

うに、S 波の直前まで P 波最大振幅が成長するような地震がある程度発生することを考慮すべきと思われる。したがって、ここで述べた S 波混入防止策の適用は北緯 30° 以南、東経 132° 以西とし、南西諸島の地震に限定することとした。

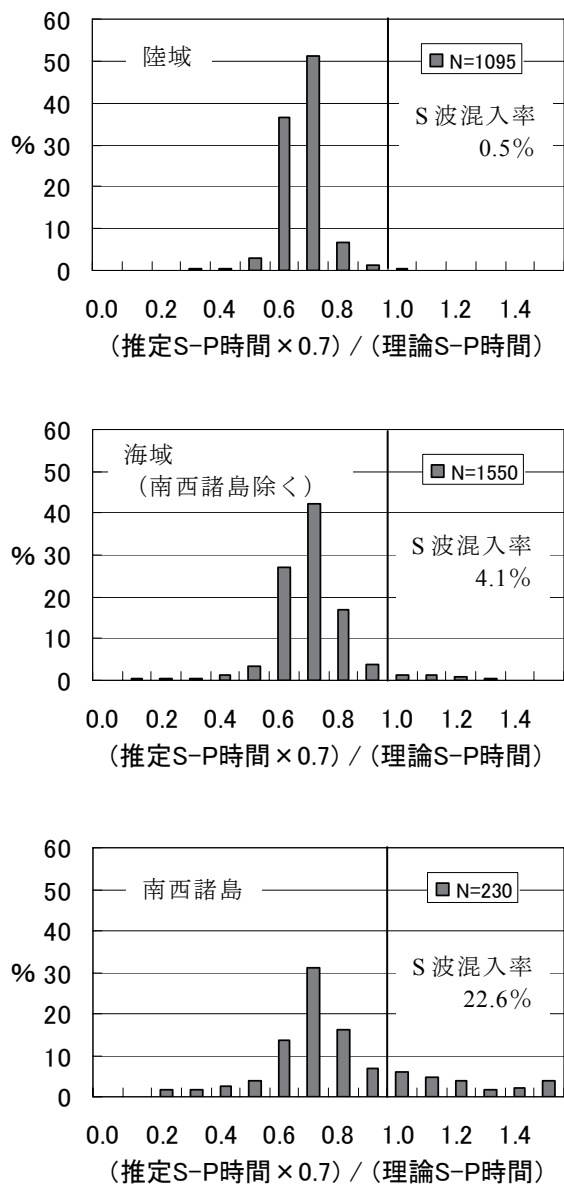


図 13 緊急地震速報で推定された震源の理論 S-P 時間×0.7 が、気象庁の最終的な震源の理論 S-P 時間に対してどの程度の割合になるか。

(2007 年 10 月から 2008 年 9 月までに発表された緊急地震速報のうち、複数の観測点による情報が出た 575 件について、一元化震源位置から近い観測点を 5 点ずつ選出して調査)

6 具体例に見る効果

P 波 M 推定にかかる以上の改善策を、茨城県沖の地震と宮古島近海の地震に適用し、M の推移を調べた。結果を図 14 に示す。M 算出のタイミングは、実際の当時の緊急地震速報の情報（予報）発表時刻の実績にあわせ、震源位置は実際の緊急地震速報（予報）の結果を用いている。また、各観測点における時間経過による P 波 M から全相 M への切り替えは、実際の緊急地震速報に使われている方法に従った。全相 M については現行式を適用したので、図 14 に現れている変化は P 波 M 式の改善とそれに付随する改善策のみに由来するものである。

茨城県沖の地震については、約 20 秒で M6.7 が得られており、P 波 M 式の改善の効果が現れている。この地震の M は 7.0 であるが、発生した直後に現業の緊急作業で決定された緊急 M は 6.7 であり、その値には届いたことになる。宮古島近海の地震につい

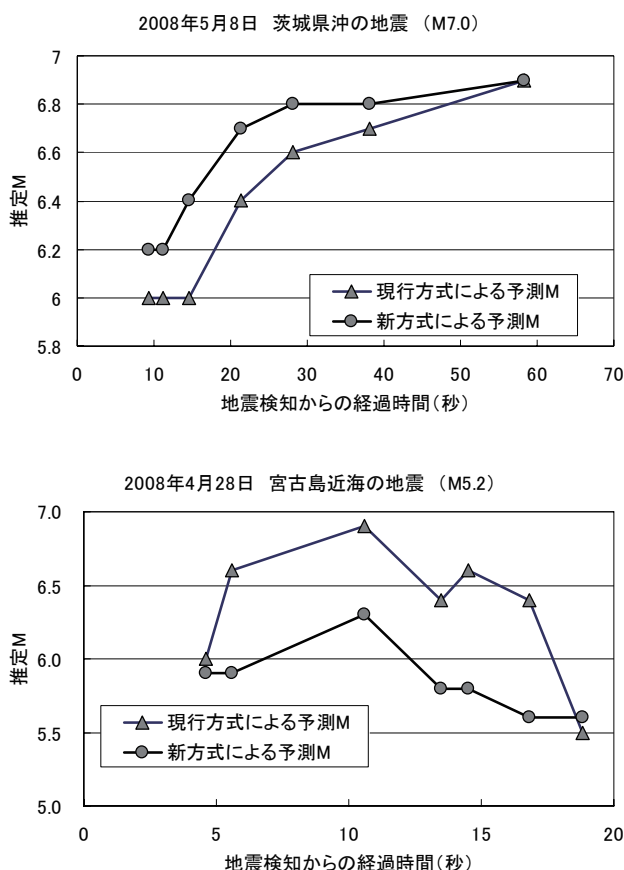


図 14 現行方式と新方式 (P 波 M 式改善, 平均処理変更, S 波混入防止) の緊急地震速報における推定 M の時間推移の比較。

ては、5.2 節で述べた改善策の効果で M の過大評価を抑えることができ、また、P 波 M の改善により、早い段階でより適切な M へと収束していることがわかる。

7 まとめ

主として地震検知直後からの早い段階において適用される P 波 M 式の改善を行った。その結果、現行式に残存する M 依存性が解消され、大規模な地震に対して M が過小評価になることなく適正な評価が可能となった。また、海域の深さ精度の悪い領域で発生した地震については、深さ固定を適用することで、より適正な M の推定を可能とした。例えば、茨城県沖の地震の場合、P 波 M が主体である地震検知から約 20 秒の段階において、現行の M6.4 を M6.7 まで改善できている。

また、P 波 M 式の改善によって推定精度の向上が見込めることを前提に、M の代表値を中央値に変更することと、P 波 M に S 波が混入しないようにする防止策を導入し、P 波 M の安定化を図った。この効果は 2008 年 4 月 28 日の宮古島近海の地震で確認できた。

緊急地震速報は地震の予知ではなく、地震発生直後のデータを用いた予測であり、陸域で発生した地震の場合、地震の震央に近い最も揺れの強い地域に警報が間に合わないという原理的な限界がある。海域の地震の場合には、陸域の地震に比べて時間的余裕があるが、地震計の多くは陸域にあるため、震源に近い沿岸域あたりでは間に合わないことがある。したがって、地震の検知からできるだけ早い時間のうちに正確な震源と M を推定し、震度予測を行うことによって、警報の間に合わない範囲を最小限に抑えることが重要であり、我々気象庁には技術改善への不断の努力が求められている。今回改善の対象とした P 波 M は、まさに地震検知直後の予測を左右する極めて重要な要素であり、P 波 M の段階での精度が緊急地震速報の成否を決めるといっても過言ではない。今回の改善によって、被害を生じるような大規模地震の M は、その P 波部分でこれまでより適正に推定できるようになる。これは、緊急地震速報における震度の予測精度の向上のみならず、迅速性の向上に直結する成果であり、警報の間に合わない範囲をこれまでよりも小さくする効果を期待できる。

謝辞

本調査に当たって、P 波 M 式の回帰分析には、札幌管区気象台技術部長 上垣内修氏と仙台管区気象台地震情報官 中村浩二氏のプログラムを利用させていただきました。また、上垣内修氏、および、気象研究所地震火山研究部室長 干場充之博士には、本調査を進める上で有意義な助言を数多くいただきました。匿名の査読者の方には、本稿改善に有益な助言をいただきました。記して感謝します。

なお、本調査結果は、平成 20 年度に気象庁に設置された「緊急地震速報評価・改善検討会 技術部会」における活発な議論を通じてとりまとめたものです。末筆ながらこの場を借りて技術部会委員各位に対しお礼申し上げます。

文献

- 明田川保・伊藤秀美・弘瀬冬樹(2007): X Window System を用いた地震検索・地震活動解析プログラム (REASA) の開発, 験震時報, 70, 51-66.
- 中村浩二(2007): 緊急地震速報について, 物理探査, 60, 5, 367-374.
- Joyner, W. B. and D. M. Boore (1981), Peak horizontal acceleration and velocity from strong-motion records including records from the 1979 Imperial Valley, California, earthquake, Bull. Seism. Soc. Am. 71, 2011-2.

補録 震央距離 200km 以内のデータによる回帰結果との比較

(3) 式に問題がないかを点検するために、回帰に用いるデータの制限として震央距離 200km までの条件を追加し、それに適合する「P 波最大振幅読み取りデータ」の 277 地震に基づいて回帰分析を行った。その結果が (4) 式である。方法は、(3) 式の導出と同様である。

$$0.76 \times M = \log(4) + 1.2 \times \log(R) + 2.6 \times 10^{-4} \times R - 6.0 \times 10^{-3} \times D + 0.69 \quad (4)$$

第 4 項の係数と頭打ちとする深さは (3) 式と同様の方法で決定した。その結果、適用する深さは 90km までとし、それより深い場合は 90km に固定している。

(3) 式と (4) 式から得られた結果のばらつきを比較した。表 3 に、「P 波最大振幅読み取りデータ」と「緊急地震速報 P 波最大振幅データ」を用いて (3) 式と (4) 式の M の残差の RMS を求めた結果を示す。それによると、(4) 式は (3) 式よりもばらつきが若干小さい結果を得たが、大きな違いはない。数値的には震央距離 500km までのデータでも (4) 式のほうが良い結果となったが、(4) 式を適用外の距離に対して単純に外挿することには慎重であるべきだろう。

(4) 式について「P 波最大振幅読み取りデータ」の適合状況を見た結果を図 15 に示す。図 15 には震央距離 200km より離れたデータについて、別に示した。観測点までの震央距離が長いデータの多い地震には M7.6, M8.2 など規模の大きなものが目立つが、これらは、M7.6 が三陸はるか沖地震 (1994 年 12 月

28 日), M8.2 が北海道東方沖地震 (1994 年 10 月 4 日) である。これらのように沿岸から遠く離れた大規模地震についても、(4) 式は特段の問題なく適合しているように見える。しかし、このような海域の大規模地震のデータは「緊急地震速報 P 波最大振幅データ」にはなく、実際の緊急地震速報の処理にそのまま適用可能かどうかを判断するにはデータの蓄積が必要である。また、将来的に震央距離別に複数の式を使い分けることについても、今後の検討を待ちたい。

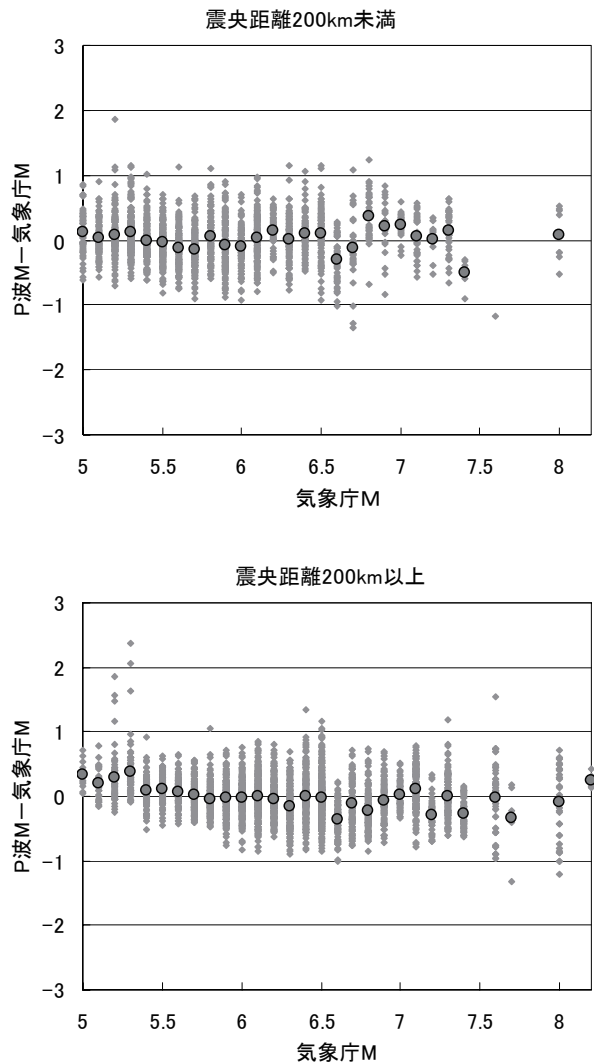


表 3 (3) 式と (4) 式の P 波 M の残差の RMS. (①は図 1 のデータ, ②は図 2 の M4.0 以上のデータを用いた)

		①P波M式の導出に用いたデータ		②緊急地震速報処理の結果によるデータ	
		Δ 200km まで	Δ 500km まで	Δ 200km まで	Δ 500km まで
RMS	(3) 式	0.369	0.356	0.400	0.407
	(4) 式	0.351	0.343	0.376	0.383

図 15 (4) 式による P 波 M と気象庁 M の差の分布 (上) と、同じく (4) 式を震央距離 200km 以上のデータについて外挿して適用した結果 (下). (濃い○は、各 M における平均値。データは図 1 と同じ)