

第 1 回
緊急地震速報評価・改善検討会
技術部会

平成 21 年 2 月 26 日
気 象 庁

緊急地震速報評価・改善検討会 技術部会 議事次第

日時：平成21年 2月26日（木）10:00～13:00

場所：気象庁大会議室

- 1．開会
- 2．地震火山部管理課長挨拶
- 3．趣旨説明
- 4．出席者の紹介
- 5．座長挨拶
- 6．議事
 - (1) P波マグニチュードの推定精度の改善策
 - (2) 他の技術的事項についての検討状況
 - (3) その他
- 7．閉会

(配付資料)

技術部会資料

第1回検討会配布資料から

「緊急地震速報評価・改善検討会」について

別紙1 委員名簿

別紙2 緊急地震速報評価・改善検討会運営要綱

別紙3 検討スケジュール

資料1 緊急地震速報の仕組み等について

資料2 緊急地震速報の発表状況及びその分析

資料3 緊急地震速報の発表状況及びその分析（パワーポイント版）

資料4 緊急地震速報の運用に係る早急に対処する事項について

資料5 リーフレット案

参考資料1 緊急地震速報の提供状況について

技術部会資料

目次

. P 波マグニチュードの推定精度の改善策

1. P 波による M 推定式 (P 波 M 式) の改善 . . . 1
 - 1.1 P 波 M 式の改良
 - 1.2 具体例による検討
 - 1.3 震源の深さ固定領域

2. M の平均処理の変更 . . . 6
 - 2.1 中央値の採用
 - 2.2 期待される効果

3. P 波 M 計算への S 波混入の防止策 . . . 9
 - 3.1 P 波 M 式に適用する P 波最大振幅をとる範囲
 - 3.2 S 波混入の実際
 - 3.3 S 波混入防止策の概要
 - 3.4 具定例による効果

4. 「新 P 波 M 式」、「M の平均処理」、「S 波混入の防止策」を . . . 15
適用した効果
 - 4.1 2008 年 5 月 8 日 茨城県沖の地震 (M7.0)
 - 4.2 2008 年 4 月 28 日 宮古島近海の地震 (M5.2)

・ 他の技術的事項についての検討状況

1. S波によるマグニチュード改善への取り組み . . . 18
 - 1.1 S波によるM推定式(全相M式)の改善
 - 1.2 S波によるマグニチュードの観測点補正值の検討
2. 震度予測精度の向上への取り組み . . . 25
 - 2.1 深い地震の震度推定精度の向上
3. 観測点の増強による精度向上と迅速化 . . . 27
 - 3.1 島しょ部における震源・M推定精度の向上のための観測点増強計画
 - 3.2 具体例に対する効果
4. 誤報対策 . . . 30
 - 4.1 変位振幅の品質管理
 - 4.2 具体例に対する効果
5. 気象庁・(独)防災科学技術研究所(NIED)の緊急地震速報処理手法の統合 . . . 32
6. 海底地震計データの活用 . . . 34
7. 雷等のノイズ対策 . . . 35
8. 東海・東南海・南海地震等海溝型巨大地震の震度予測 . . . 35
9. 首都圏における大規模地震への対応 . . . 36

I. P波マグニチュードの推定精度の改善策

1. P波によるM推定式（P波M式）の改善

P波Mの結果に問題があった事例として、2008年5月8日 茨城県沖(M7.0)の地震がある。この地震のP波部分は紡錘形、すなわち、立ち上がりがゆるやかな形状をしており、P波Mの推定が過小となった。このため、警報の発表が地震検知から約1分後と遅れ、全ての警報対象地域において警報が主要動の到達に間に合わなかった。

しかし、P波部分の立ち上がりはゆるやかではあったが、時間経過とともにP波部分の振幅そのものは成長している。そこで、まずP波M式の推定精度自体を再点検することとした。また、茨城県沖の地震のように沿岸から離れた海域で発生した地震に対する震源の深さ固定による補正の検討も行った。

1.1 P波M式の改良

現在、緊急地震速報で使用しているP波Mの式は以下のとおりである。

$$M = \log(A) + \log(\Delta) + 4.4E-4*\Delta + 2.0E-4*D + 2.4$$

AはP波最大振幅（10 μ m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）。

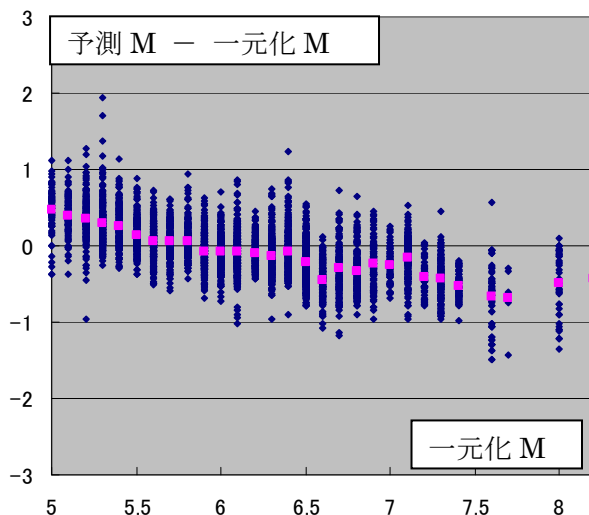


図1-1 現行P波M式の導出に用いたデータ（1994年7月～2005年3月、 $M \geq 5.0$ ）のフィッティング状況
（ピンクのプロットはMごとの平均値）

先に示した茨城県沖の地震の場合、波形に特殊性がありP波Mの成長が遅かったという問題はあった。しかし、P波振幅自体は時間経過とともに成長しており、P波Mの過小評価を波形の特殊性だけに押し付けるのは無理がある。そこで、現行のP波M式を再点検した。データは現行のP波M式の導出に用いたもので、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、3成分合成変位波形を作成し、人がP波部分とS波以降の最大振幅を読み取ったものである。こ

ここでは、そのうちの深さ 150km 以浅の 389 地震を用いた。

図 1-1 は上記データを用いて、現行の P 波 M 式による予測 M と一元化処理によって得られた M (一元化 M) との差を比較したものである。現行の P 波 M 式には、M が大きくなるにつれてより過小傾向となるような M 依存性があることがわかった。また、距離依存性や震源の深さに対する依存性も残っていることが確認できた。加えて、現行式は距離減衰項として震央距離を用いており、震源が観測点に近い場合に震源の深さによって M を適切に調整できない。よって、上記依存性を除去し、距離減衰項として震源距離を用いた以下の式を提案する。

$$0.72 * M = \log(A) + 1.2 * \log(R) + 5.0E-4 * R - 5.0E-3 * D + 0.46$$

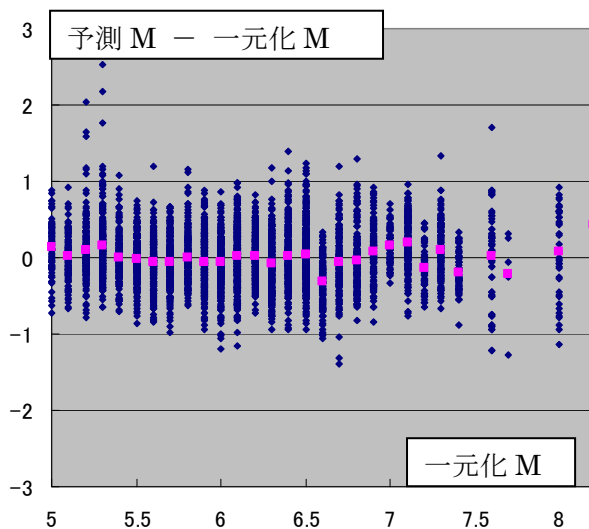


図 1-2 新 P 波 M 式のフィッティング結果 (1994 年 7 月～2005 年 3 月、M ≥ 5.0) (ピンクのプロットは M ごとの平均値)

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。新 P 波 M 式は、現行式の M 依存性を解消する結果を得られた (図 1-2)。また、震央距離、震源距離、震源の深さについてもほぼ依存性がないことを確認している。なお、第 2 項は幾何減衰、第 3 項は Q の効果、第 4 項は深い地震になるほどプレート内地震 (応力降下量が大きいため同じ M に対してプレート境界の地震より振幅が大きく出る) の

割合が増えることを考慮した補正項である。第 4 項はある程度までは適切な補正量を与えるが、深くなるほど M を小さくしてしまい現実に合わなくなる。このため、ある深さで頭打ちとする必要があるが、ここでは、深さを 10km ずつずらして平均二乗偏差 (RMS) の状況を確認し、その深さを 100km とした。

図 1-3 は新 P 波 M 式を実際の緊急地震速報のデータに適用した結果である。実際のデータでも新 P 波 M 式は M 依存性をほぼ解消できていることがわかる。

1.2 具体例による検討

緊急地震速報の一般提供開始以降の M6.0 以上の地震のうち、データが十分にあるものについて、適用結果を見てみた(表 1-1)。この程度の大き

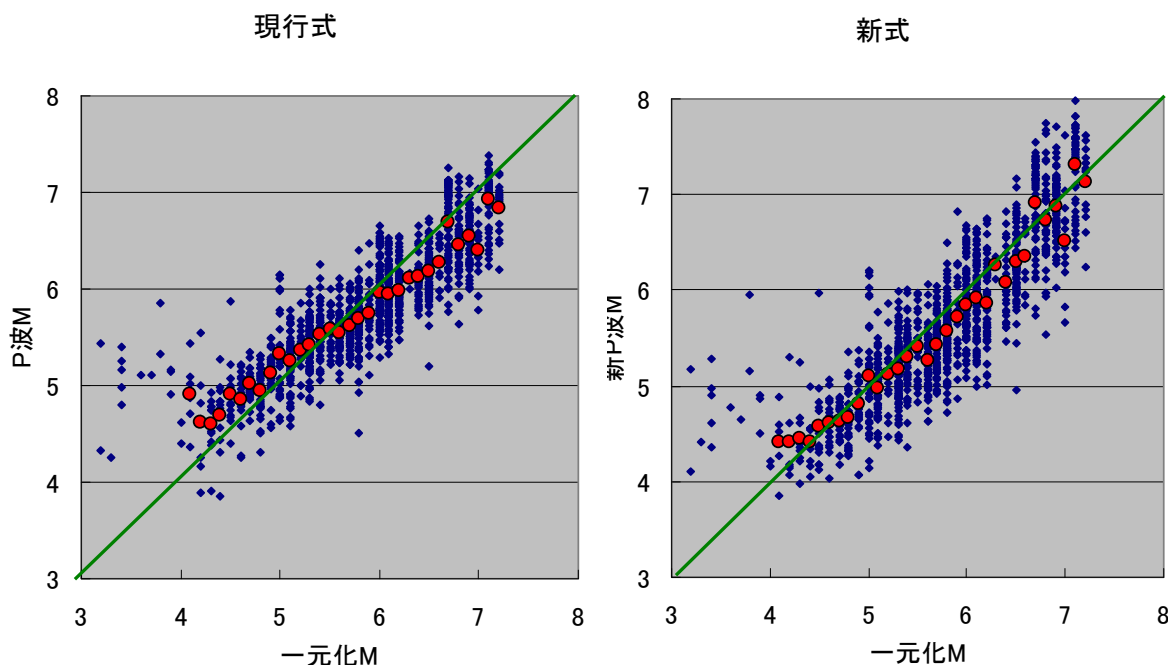


図 1-3 現行式(左)と新 P 波 M 式(右)を 緊急地震速報による実際の P 波最大振幅にあてはめた結果 (2004 年 5 月~2007 年 12 月+2008 年の警報発表事例)
(赤のプロットは、M ごとの平均値を表す)

表 1-1 最近の M6.0 以上の地震に新 P 波 M 式をあてはめた結果
(M の値は観測点 M の平均) (●は陸域の地震である。地震は、深さ順に並べ、P 波 M の成長が遅かった茨城県沖をハッチした。また、海域の地震で新 P 波 M 式でもなお過小評価となるものを赤枠で囲んだ)

| 震央等 | 深さ | M | 現行式 | 新P波M式 | 新P波M式 (深さ10km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 | — |

さの地震について、現行の P 波 M 式はやや過小になり、新 P 波 M 式はより適切な値となることが期待される。結果は、内陸については浅い地震、深い地震とも新 P 波 M 式は所期の結果を得た。海域の地震については、深さ 30km 程度までの浅い地震はおおむね良好であった。海域の深さ 40~60km 程度となっている地震については、問題となった茨城県沖の地震は若干の改善となったものの、全般に期待よりも小さい M となった。ただし、沿岸から離れた海域の地震については、一元化震源の深さ精度そのものにも問題がある。また、検討した地震は、その発生位置からも海洋プレートの浅い地震と考えたほうが素直である。この結果は新 P 波 M の適合性の悪さを示すものではない可能性が高い。

1.3 震源の深さ固定領域

上記の結果をうけて、表 1-1 には、海域の震源について深さ 10km に固定した結果もあわせて示した。その結果は、いずれも P 波 M で各地震の M をより適切に（または十分に）表現することができている。このことから、一元化震源の深さ精度が良くない海域について、震源の深さ固定を検討した。

震源の深さ固定をする領域は、図 1-4 に示す領域を考えている（ただし、多少の調整が必要と考えている）。図 1-3 に示した緊急地震速報の実データについて、図 1-4 の領域に該当する地震に適用してみた。その結果を図 1-5 に示す。検討の結果は、太平洋側などの海域については深さ

固定の導入がより良いと判断した。

図 1-6 は、新 P 波 M 式のみ場合と、図 1-5 に示した深さ固定の結果を含む場合を、比較した結果である。M4.0 以上の地震についての M の残差に関する RMS は前者が 0.407、後者が 0.404 で、深さ固定と地域補正を適用した新 P 式でより改善することがわかった。

以上により、深さ固定領域を含む新 P 波 M 式の導入を行うこととしたい。

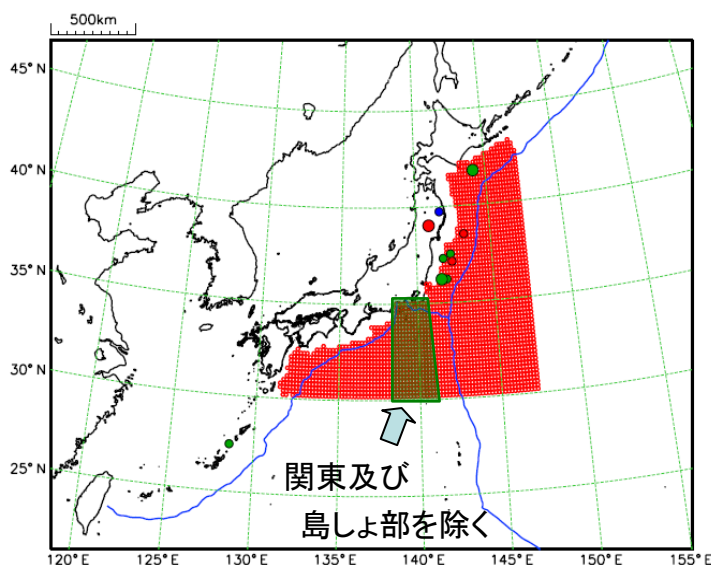


図 1-4 深さ固定を導入する領域（赤いハッチ領域）（プロットは表 1 に示した地震である）

なお、南西諸島など島しょ部については、観測点からの震央距離が近い場合もあり、単純な深さ固定は震度の過大評価につながる恐れもある。このため、海域の地震のうち、島しょ部については引き続き検討したい。

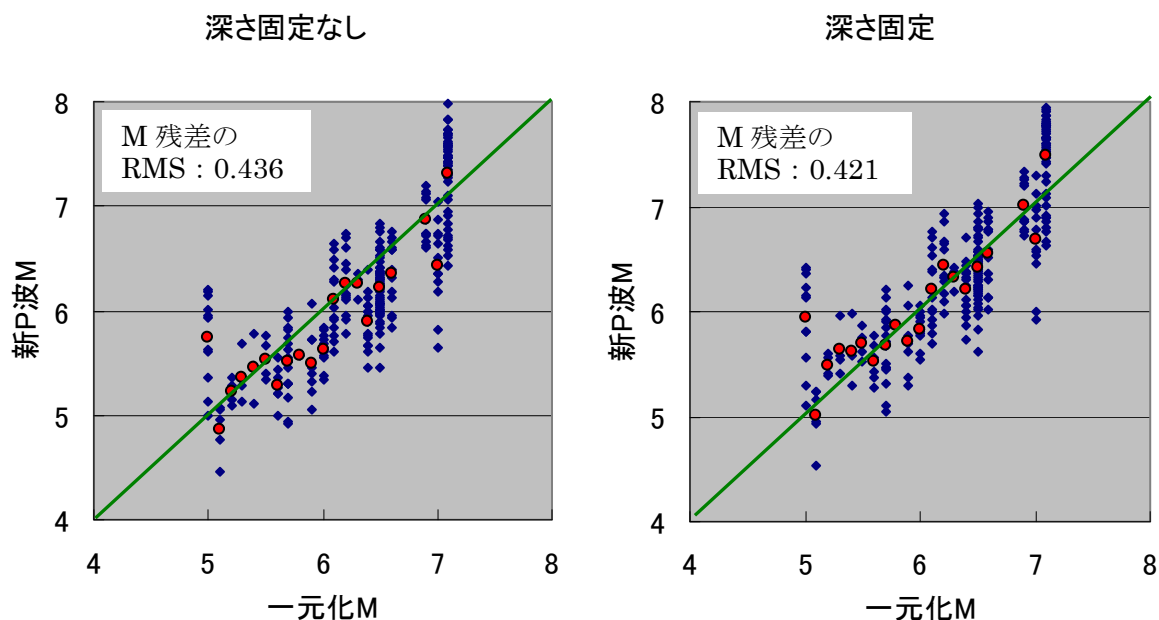


図1-5 深さ固定領域に入る地震の適用前と適用後の比較（2004年5月～2007年12月+2008年の警報発表事例）（赤のプロットは、Mごとの平均値を表す）

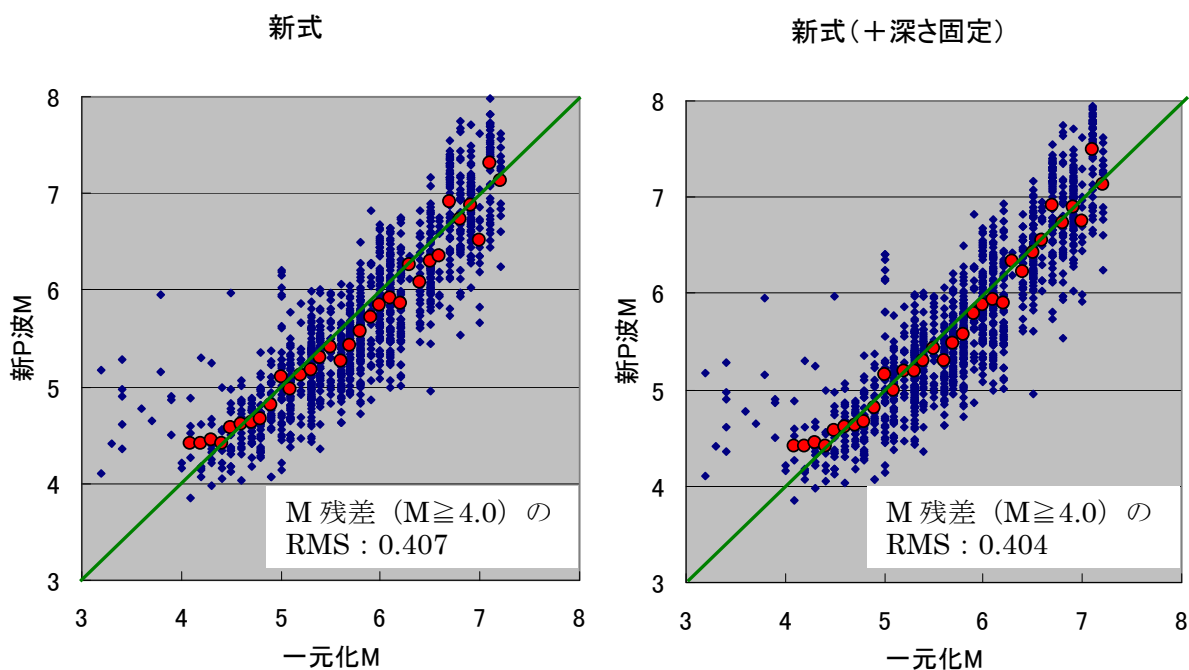


図1-6 新P波M式(左)と深さ固定+地域限定式含む新P波M式(右)を緊急地震速報による実際のP波最大振幅にあてはめた結果(2004年5月～2007年12月+2008年の警報発表事例) (赤のプロットは、Mごとの平均値を表す)

2 Mの平均処理の変更

2.1 中央値の採用

緊急地震速報のマグニチュード計算は、最大で5点の観測点 M を用いて行われる。通常は、平均をとるが、標準偏差が 0.35 を超える場合、平均から最も離れた値を除いて再度平均する。ばらつきが大きい場合は、この処理を繰り返す。これらは、一元化処理の M 計算の手法と同等である。

しかしながら、緊急地震速報は最大観測点数が5点に限られ、そのばらつきによって実質3点以下になることも多い。2点以上の M 計算の手法は、現行では以下のとおりである。

- 2点処理：平均をとる。ただし、両者の差が 0.5 以上ある場合には大きい方をとる。
- 3点処理：平均をとる。ただし、標準偏差が 0.35 を超える場合は、平均値から最も外れたものを除き、2点処理を行う。
- 4点処理：平均をとる。ただし、標準偏差が 0.35 を超える場合は、平均値から最も外れたものを除き、3点処理を行う。
- 5点処理：平均をとる。ただし、標準偏差が 0.35 を超える場合は、平均値から最も外れたものを除き、4点処理を行う。

現行の方法は、2点の観測点 M の一方が成長しきらず過小評価のときにより適切な M を救える可能性はある。しかし、P波 M 推定における S 波の混入や、ノイズ等による過大な M が推定されてしまった場合には、そのような外れ値そのものが採用されてしまう。

そこで、M 推定式の改善によって、M 推定の精度が現行より上がることを前提に、2、3点による M の平均化の方法について、以下のように変更したい。

- 2点処理：2点の中央値（すなわち平均）をとる。
- 3点処理：中央値をとる。

2.2 期待される効果

2点の場合については、外れ値そのものを採用することはなくなる。P波 M 推定式の決定に使用したデータを用いて模擬データを作成し、2点の場合について、その効果を見たのが図 2-1 である。データを作成するに当たっては、ひとつのイベントに対して震央距離の近いほうから 5 点の観測点

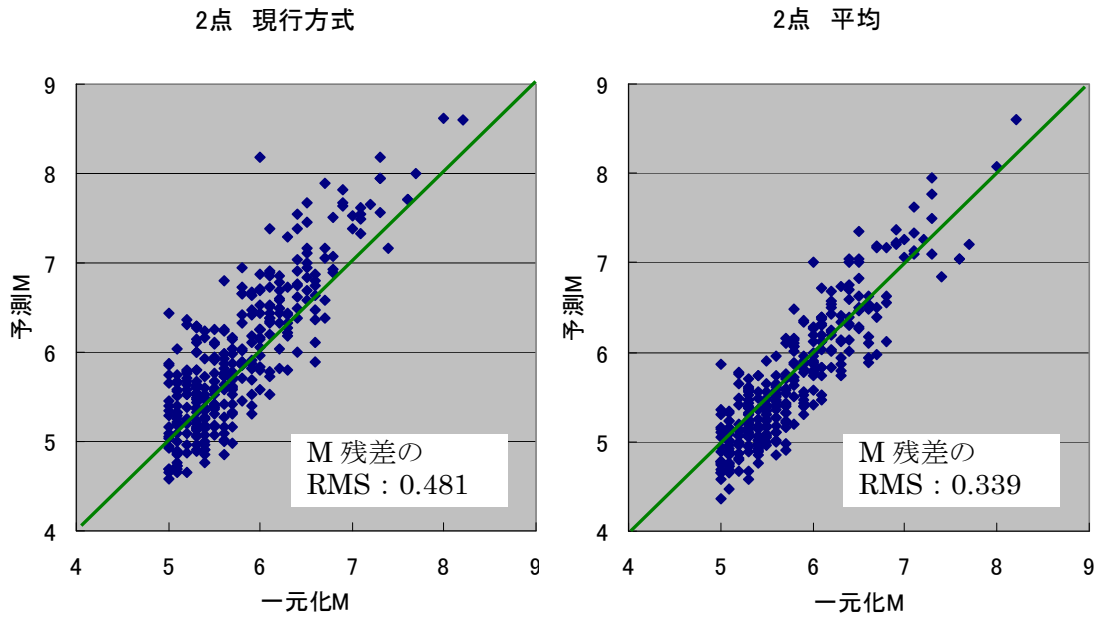


図2-1 新旧の M 代表値の結果 (2点の場合)
左：現行方式 右：変更後

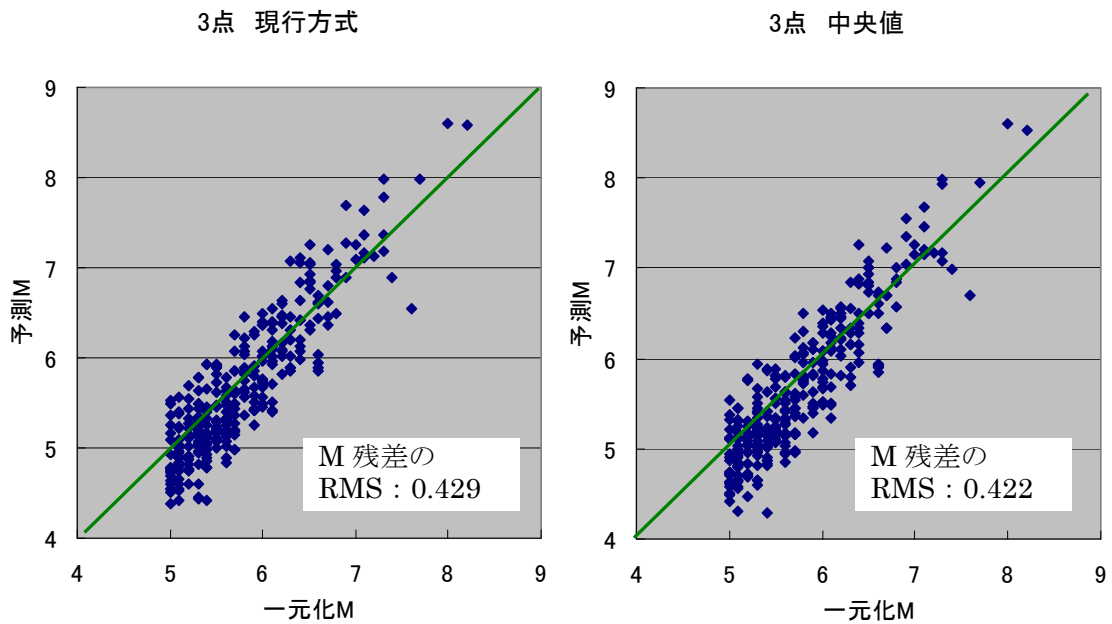


図2-2 新旧の M 代表値の結果 (3点の場合)
左：現行方式 右：変更後

を抽出し、観測点 M の最大と最小をあえて選んだ。予測 M は新 P 波 M の値である。現行の方法は、大きく外れた M を採用しているケースが多くあるが、新たな方法では影響が明らかに小さいことがわかる。

3点の場合は、外れ値が1つ混入したとすると、現在の方法は平均なの

でその影響を受ける。それに対し中央値の場合は影響を受けない。図 2-2 は図 2-1 と同じデータを用いて模擬データを作って結果を見たものである。3 点の観測点は震央距離が近い 3 点を選んだ。3 点処理の場合はほとんど見た目の差がないが、中央値をとったほうが M の残差の RMS が若干小さくなり、現行は 0.429、中央値が 0.422 であった。

なお、現行の方法ではデータのばらつきが大きいときに外れ値を除去する仕組みがあるが、このときは残りの 2 点の平均となるので中央値よりも逆に小さくなる。つまり、現在の手法はデータのバランスによって代表値の変動が大きく不安定である。

3 P波M計算へのS波混入の防止策

3.1 P波M式に適用するP波最大振幅をとる範囲

P波M式に適用する最大振幅は、P波の成長を考えれば、S波の直前までとすべきである。これは、図3-1に示したように2008年5月8日の茨城県沖の地震(M7.0)の波形を見ればあきらかであろう。しかし、緊急地震速報は短時間に少ない観測点のデータで震源を決定しなければならず、震源に通常よりも大きな誤差を伴うことがある。このため、現在は推定される震源による理論S-P時間に0.7の係数をかけた時間(図中におけるS波とP波の間のピンク色の線)までの最大振幅値をP波最大振幅としている。

2008年4月28日の宮古島近海の地震(M5.2)においては、震源誤差が大きく、図3-2に示したように、推定した震源のS-P時間の7割の時間内

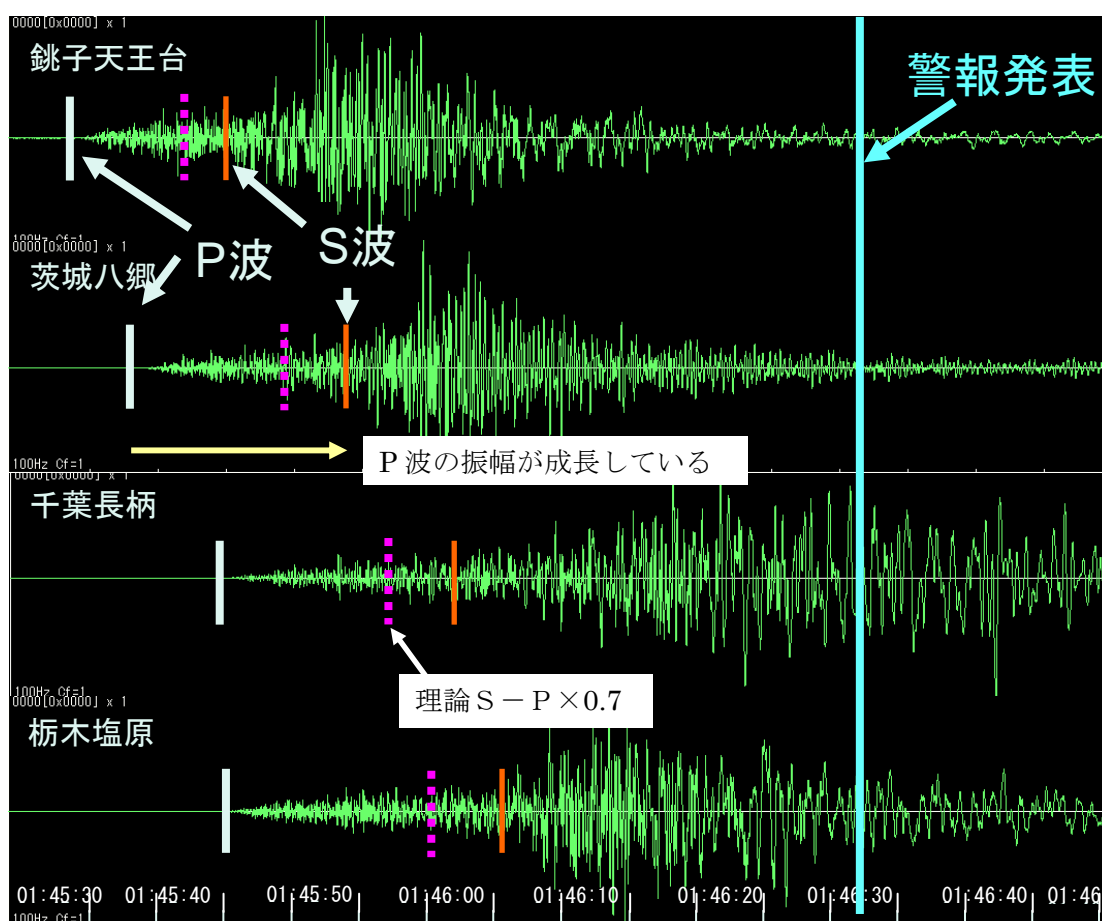


図3-1 2008年5月8日の茨城県沖の地震(M7.0)の波形と理論P、Sの位置
緊急地震速報ではS-P時間の7割(ピンクの点線まで)の範囲でP波最大振幅をとる

にS波が混入してしまった。このため、M5.2の地震に対しM6.9と過大に推定した。この結果、警報の空振りにつながった。また、Mが過大であったことから強い揺れを広域に見積もり、遠方の地域の震度を過大に予想した。

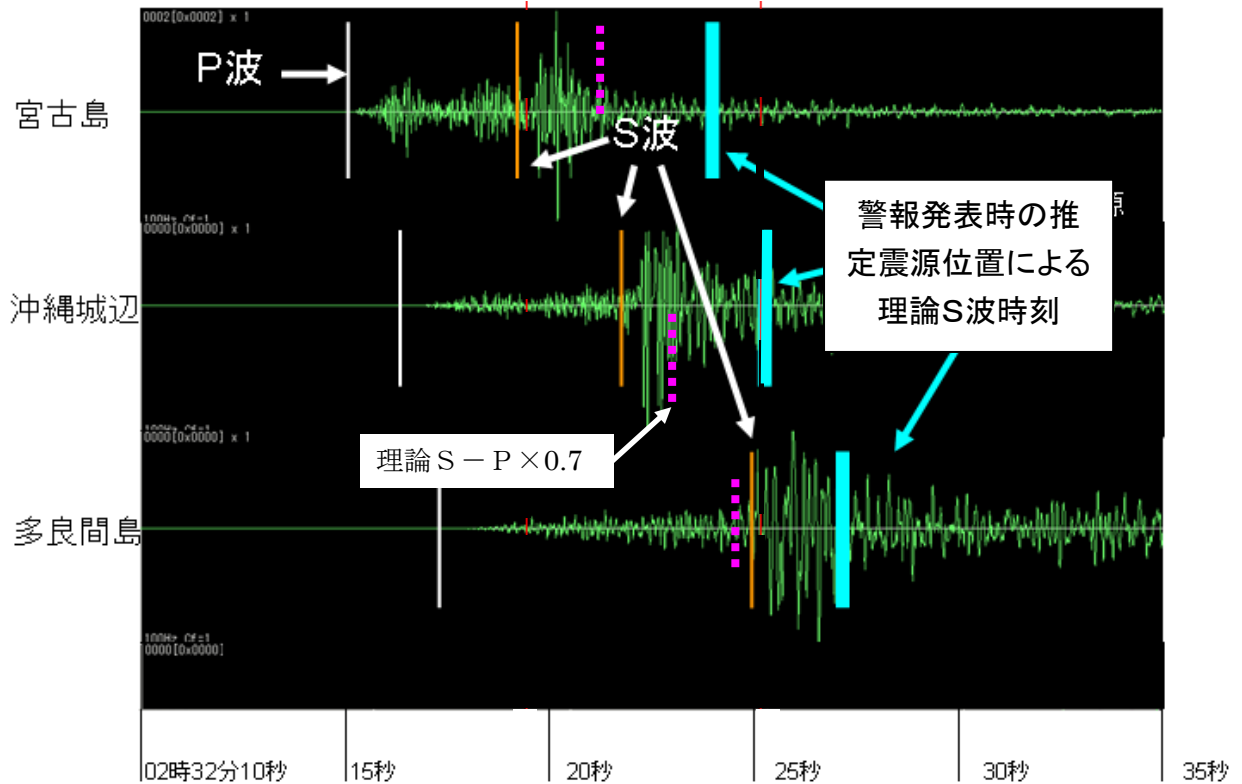


図3-2 2008年4月28日の宮古島近海の地震(M5.2)でP波部分と推定した時間内にS波が混入した事例(宮古島と沖縄城辺での混入)

3.2 S波混入の実際

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、実際の緊急地震速報の処理結果を用いて、S波混入の割合がどの程度存在するかを調査した。調査方法は、以下のとおりである。まず、各地震について、一元化震源位置から近い観測点を5点ずつ選出し、理論S-P時間を算出した。次に、最初に出た複数観測点による情報の推定震源位置における理論S-P時間を算出し、それに調整係数として0.5から0.8程度をかけ、一元化震源による理論S-P時間との比をとった。すなわち、この比の値が1.0以上になるときはS波が混入する。

陸域、海域、南西諸島について地震をわけて結果を示したのが、図3-3である。

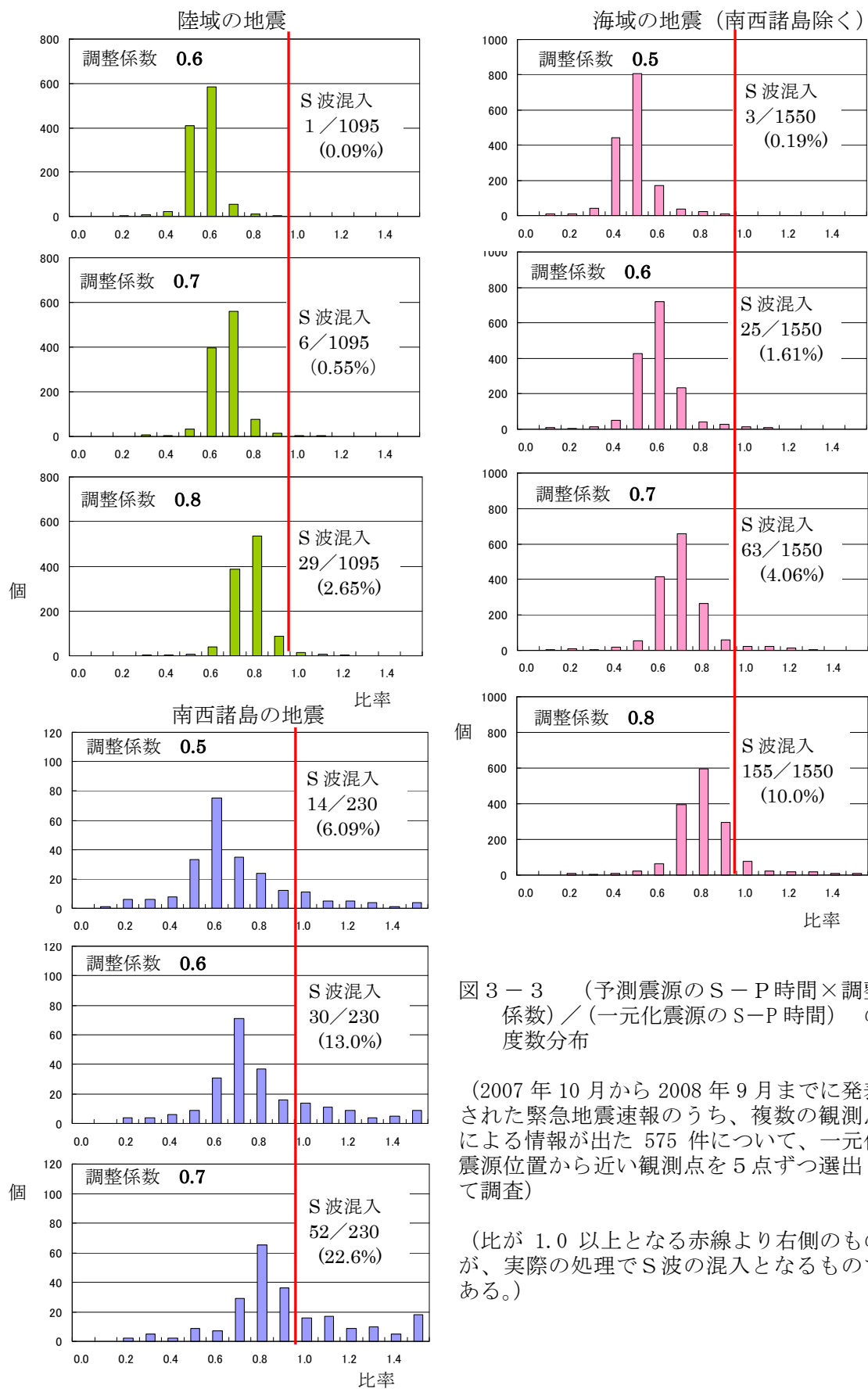


図3-3 (予測震源のS-P時間×調整係数) / (一元化震源のS-P時間) の度数分布

(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)

(比が1.0以上となる赤線より右側のものが、実際の処理でS波の混入となるものである。)

図3-3を見ると、陸域の地震では係数0.7でほぼS波の混入を防ぐことができている。一方、海域については、4%程度ではあるが混入が有意に現れてくる。特に震源精度の悪い南西諸島についてはS波混入が顕著に現れ、約23%にもなった。したがって、係数0.7を使うことは震源精度の劣る島しょ部では特に危険であることがわかる。しかし、単に係数を小さくすればよいかというと、図3-1のような波形に対してP波Mの成長を阻害する可能性が大きくなっていく。例えば、理論S-P時間×0.5とすると、陸域、海域の地震にはほぼS波の混入はなくなるが、震源の誤差によって、実際にはS-P×0.4以下のさらに短い時間になるケースが増え、Mの成長が反映されないという弊害が出てくる。

そこで、次に示す新たなS波混入防止策を提案する。

3.3 S波混入防止策の概要

提示する新しい方法はS波がP波よりも経験的に大きいという事実に基づいて、これまでの方法を改良するものである。P波最大振幅を求める新たな手法の概要は以下のとおりで、図3-4に最大振幅の推移を模式図で示す。

- ① 最大振幅読取時刻 < 理論S-P時間×0.5 のとき
最大振幅値をP波最大振幅とする

- ② 理論S-P時間×0.5 ≤ 最大振幅読取時刻 ≤ 理論S-P時間×0.7
最大振幅値をP波最大振幅とする。ただし、前後のデータの最大振幅比が2倍以上ある場合は、前の値をP波最大振幅とする。
(この処理は、最新のデータからさかのぼって、最初に上記条件が現れたところで打ち切る。また、さかのぼるのは理論S-P時間×0.5まで)

- ③ 理論S-P時間×0.7 < 最大振幅読取時刻
①あるいは②の最大振幅値を保持する

〇〇の部分は、パラメータとして可変とする。図3-3によれば、S-P時間に係る小さい係数は、南西諸島で6%程度のS波混入があるが、海域の地震について、ほとんどS波の混入がない。これ以上小さくすることはP波振幅の成長をS波と誤処理する可能性も出てくるので、0.5としたい。大きい方の係数は、0.8も考えたが、陸域の地震にも多少S波の混入が始まる

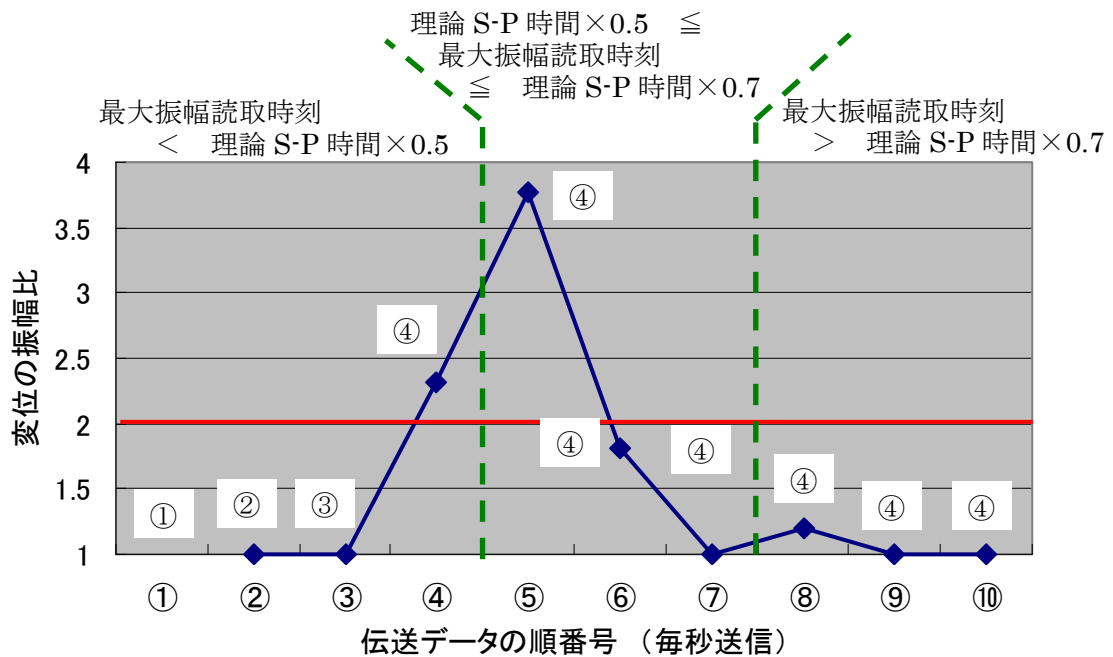


図3-4 S波混入防止策を導入した場合に期待されるP波最大振幅の推移例
 (図中の○数字は、その時点でどのデータのP波最大振幅値が採用されるかを示したもの。S波混入の振幅比の閾値は2倍とした)

ので、現状と同じ0.7とする。振幅比については、小さくすればP波の成長をSと誤り、大きくすればS波混入を見逃すので、設定には注意が必要である。

図3-5に、3成分合成波形のP波最大振幅とS波以降の最大振幅の比をヒストグラムにした。M5.0以上の地震の72%は振幅比が2倍以上で、M6.0にすると83%となる。2倍以上に設定にすれば7、8割の地震についてはS波の混入を阻止できる可能性が出てくるので、振幅比の設定は2倍とした

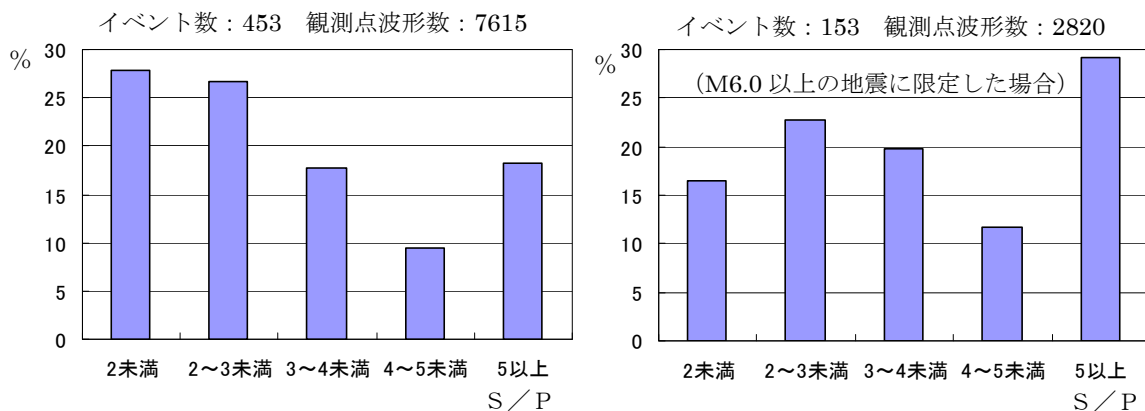


図3-5 S波最大振幅/P波最大振幅の度数分布
 (データは1994年7月~2005年3月、 $M \geq 5.0$)

い。なお、振幅が2倍になると新P波M式ではMの値にして前後で0.42大きくなるような振幅が混入した場合に相当する。

3.4 具体例による効果

先に述べた宮古島近海の地震においては、宮古島2、沖縄城辺の観測点において、P波MにS波が混入した。この地震はM5.2であったが、最大でM6.9を予測して警報を出し、結果的に「空振り」となっている。このケースにS波混入防止策を適用した結果を表3-1に示す。表の上から下に向かって観測点から気象庁へ毎秒送信されるデータが時間順に並んでいる。実際は同じ値のデータが複数送られてくるが、その場合は1つだけ示した。観測点Mは現行のP波M式による。

S波混入防止策を適用した観測点Mは、宮古島2、沖縄城辺のいずれも現行の観測点Mより小さな値に抑えることができていることがわかる。沖縄城辺に関してはS波の混入を防ぐことができた。宮古島2に関しては、閾値を超える振幅比のデータが続いたため、S波混入を完全に防ぐことはできなかったが、それでもM7.0をM6.6までに抑えられた。なお、この地震における警報発表時のM6.9の評価は、宮古島2のM7.0と沖縄城辺のM6.8の2点平均である。S波混入の防止策を講じるとこれらはM6.6とM5.8となり、その平均はM6.2となる。

表3-1 2008年4月28日の宮古島近海の地震(M5.2)に対するS波混入防止策の適用結果 (観測点Mの値は現行のP波M式による)
(青く塗りつぶした部分の最大振幅に対して、S波混入防止策が適用され、赤く塗りつぶしたものはS波が混入した)

| 観測点 | 推定 S-P 時間 | S-P ×0.5 | S-P ×0.7 | 最大振幅 | | | 現行 観測点 M | 新手法 観測点 M |
|----------|--------------|-------------|-------------|------------|------|------|-------------|--------------|
| | | | | 読み取り 時間 | 振幅値 | 振幅比 | | |
| 宮古 島2 | 7.81 | 3.91 | 5.47 | 3.35 | 731 | — | 6.0 | 6.0 |
| | | | | 4.49 | 2758 | 3.77 | 6.6 | 6.0 |
| | | | | 5.15 | 7215 | 2.62 | 7.0 | 6.6 |

| 観測点 | 推定 S-P 時間 | S-P ×0.5 | S-P ×0.7 | 最大振幅 | | | 現行 観測点 M | 新手法 観測点 M |
|----------|--------------|-------------|-------------|------------|------|------|-------------|--------------|
| | | | | 読み取り 時間 | 振幅値 | 振幅比 | | |
| 沖縄 城辺 | 8.94 | 4.47 | 6.26 | 1.05 | 398 | — | 5.8 | 5.8 |
| | | | | 5.71 | 2128 | 5.35 | 6.6 | 5.8 |
| | | | | 6.07 | 3704 | 1.74 | 6.8 | 5.8 |

4 「新P波M式」、「Mの平均処理」、「S波混入の防止策」を適用した効果

2008年5月8日の茨城県沖の地震と2008年4月28日の宮古島近海の地震を例に、どのように改善されるかを検証した。

4.1 2008年5月8日 茨城県沖の地震 (M7.0)

この地震について、実際の緊急地震速報処理による予測Mと予測震度と、提案した手法を用いた結果との比較結果を図4-1に示す。

新手法によるMの予測結果は、地震検知からおよそ20秒でM6.7まで達しており、改善の効果が現れている。このときの予測最大震度は4.3となる。ちなみにこの地震の緊急Mは6.7であった、新方式も結果的に最終報で最大予測震度が4.5になったが、早い段階でほぼ期待通りの結果が得られている。

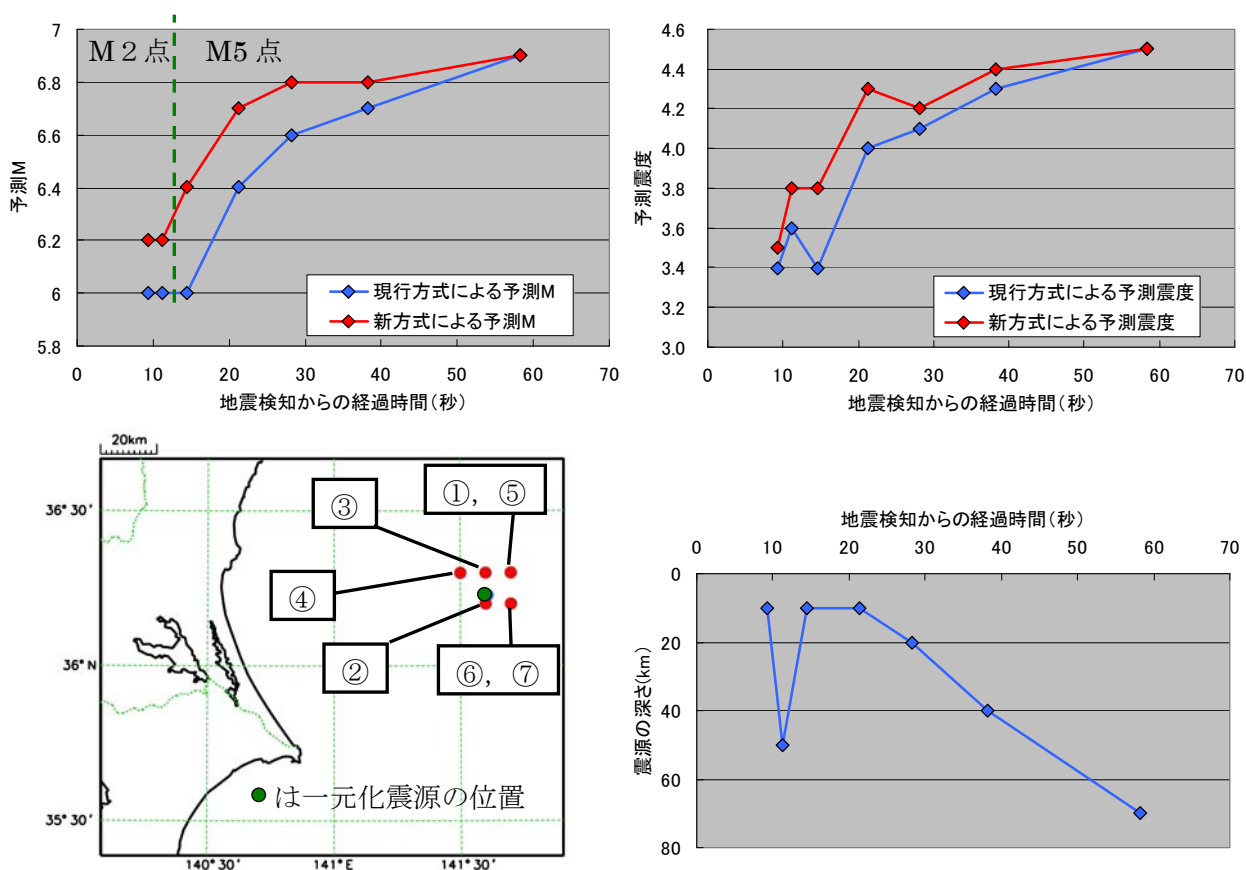


図4-1 2008年5月8日 茨城県沖の地震 (M7.0) の 現行手法と新手法による予測M (左上) と最大予測震度 (右上) の推移 (左上図中のM2点、M5点はM計算に使った観測点数)
下図は、上図のプロット順の震央位置と震源の深さ

4.2 2008年4月28日 宮古島近海の地震 (M5.2)

この地震では、震源精度が悪かったためにP波M計算にS波が混入し、

地震の規模を過大評価して、最大震度4の地震に対して警報を発表した。新手法を適用した結果では、宮古島2観測点では1回目のS波混入は防ぐことができたが、2回連続で閾値を超える振幅増加があったため、そのときにはS波の混入となった。しかし、現状の結果よりもより小さい振幅の時点でのS波混入を抑えることができています。また、沖縄城辺観測点でも現状手法ではS波が混入したが、これは防ぐことができた。

図4-2に予測Mと予測震度の推移を示したが、新手法は、宮古島2におけるS波混入時点で多少Mが大きくなっているが、最大震度は4までに抑えることができた。

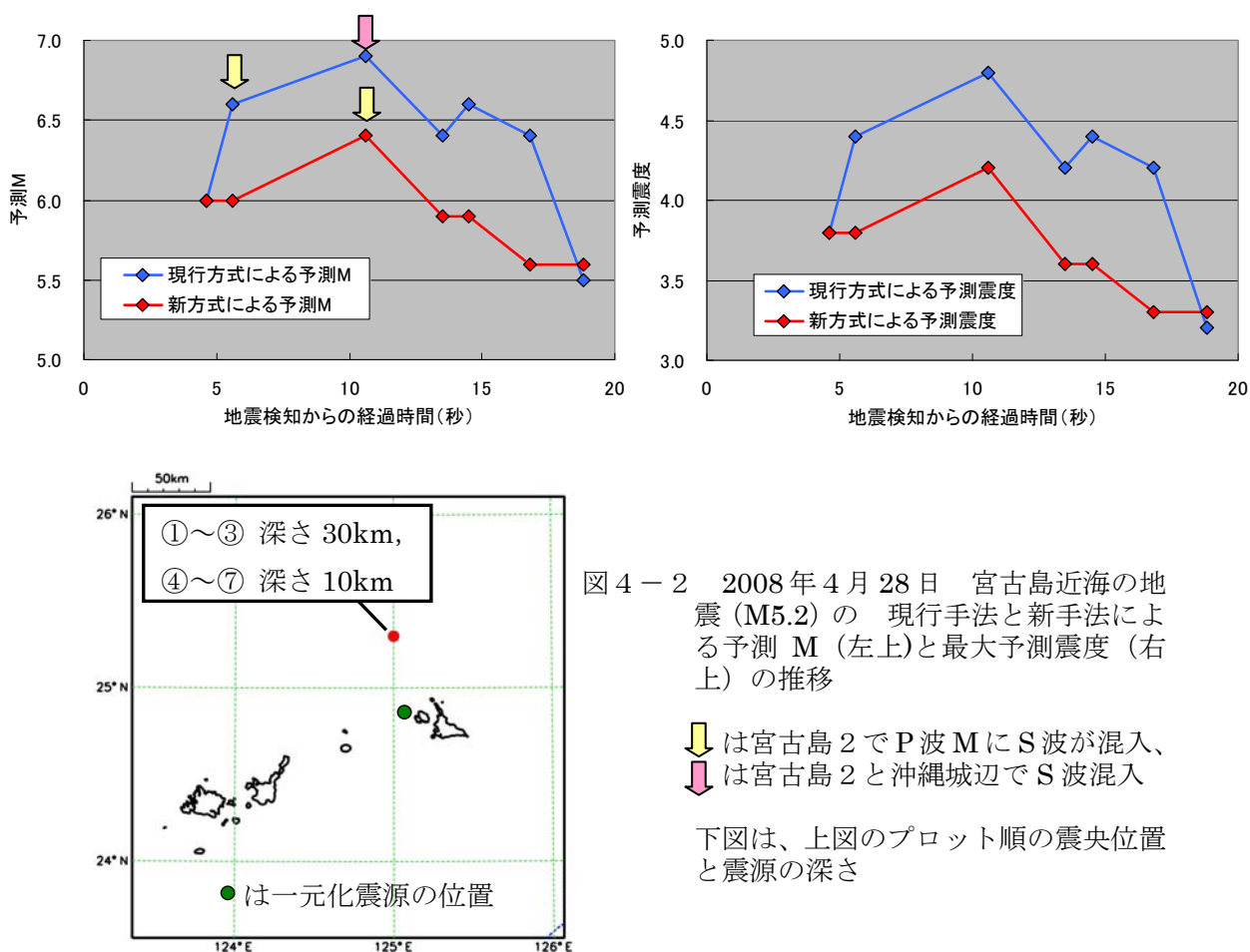


図4-2 2008年4月28日 宮古島近海の地震(M5.2)の 現行手法と新手法による予測M(左上)と最大予測震度(右上)の推移

↓ は宮古島2でP波MにS波が混入、
↓ は宮古島2と沖縄城辺でS波混入

下図は、上図のプロット順の震央位置と震源の深さ

震源の位置を大きく外した宮古島近海の地震に対して、S波混入防止策が有効に働き、過大に評価したMを小さく抑えられることが確認できた。しかし、それでもなお、震源精度が悪いため、Mはやや大きめに決まっている。図4-3に震源位置を一元化震源に固定した場合を示す。より精度の良い予測を行うには、震源精度を高めることが必要である(島しょ部の震源精度向上の取り組みについてはIIの第3節で述べる)。

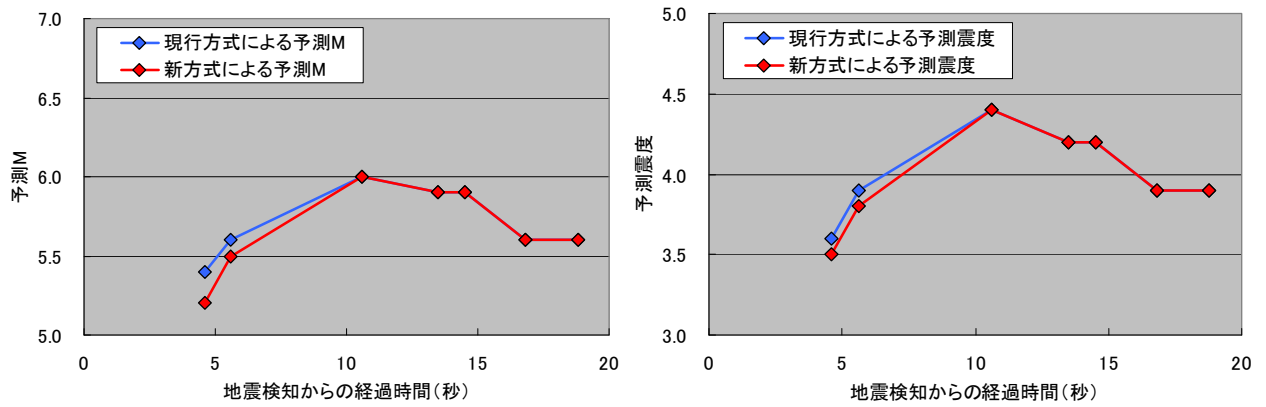


図4-3 2008年4月28日 宮古島近海の地震(M5.2)の 現行手法と新手法による予測M(左)と最大予測震度(右)の推移 (震源位置を一元化震源に固定した場合)

II. 他の技術的事項についての検討状況

1. S波によるマグニチュード改善への取り組み

1.1 S波によるM推定式（全相M式）の改善

緊急地震速報には、P波M式のほか、S波以降の最大振幅を使ってMを推定する全相M式がある。現行の全相M式は以下のとおりである。

$$M = \log A + \log \Delta + 1.1E-3 * \Delta + 7.0E-4 * D + 1.8$$

ここで、Aは最大振幅（10 μ m単位）、 Δ は震央距離（km）、Dは震源の深さ（km）である。全相MについてもP波M式と同様に、震源距離の式に変更・改善するべく取り組む。

まず、全相M式の導出に用いたデータのフィッティングの結果を再点検した。結果を図1-1に示す。P波M式のケースに見られたようなM依存性がほとんどみられず、現行の全相M式に問題はないように見える。

しかし、全相M式を、実際の緊急地震速報の処理結果に当てはめると状況は異なる。それを図1-2に示す。Mの小さい部分にはノイズが含まれるとしても、M4以上の部分には、P波Mと同様なM依存性がはっきりと確認できる。

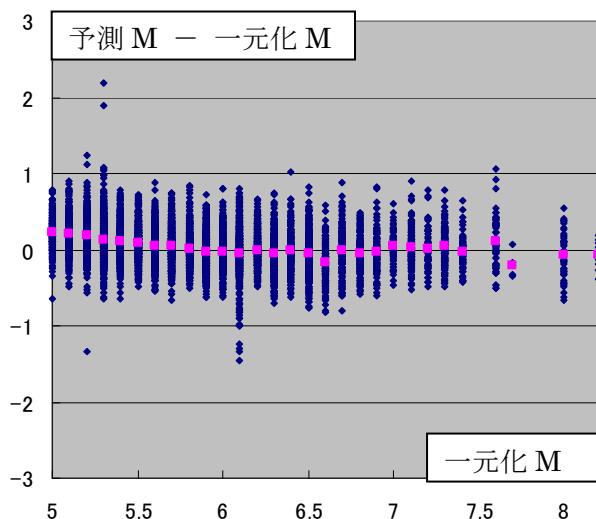


図1-1 現行の全相M式の導出に用いたデータ（1994年7月～2005年3月、M \geq 5.0）のフィッティング状況（ピンクのプロットはMごとの平均値）

図1-1の結果は、現行の全相M式導出に用いたデータでは、図1-2に見られる実際の処理結果に現れるM依存性を取りきれないということを示唆する（実際に新たな式の導出を試みたが、M依存性を取りきれなかった）。この結果は、気象庁Mの最大振幅がS相よりさらに後続の表面波部分であることが多く、現行の全相M式導出に用いたデータも同様なのに対し、緊急地震速報の全相Mは時間的制約から主にS

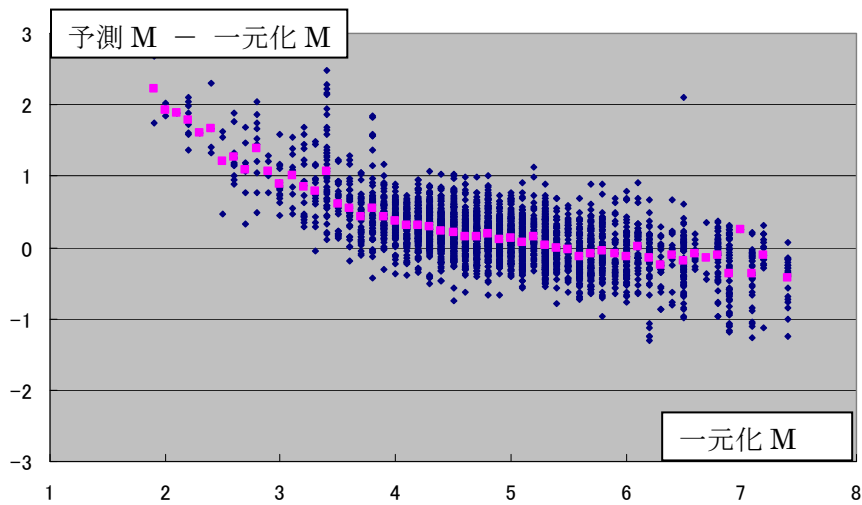


図 1-2 現行の全相 M 式を緊急地震速報による実際の最大振幅にあてはめた結果 (2004 年 5 月～2007 年 12 月)
(ピンクのプロットは M ごとの平均値)

相部分で算出され、大きな地震の場合は最大振幅が小さめにすることでと推測される。そこで、経験式導出に用いるデータを、P 波時刻から 60 秒以内の最大振幅に限定した。もちろん P 波時刻から 60 秒以内に S 波が到達していない場合は使用していない。60 秒に限定したのは、緊急地震速報の一般提供開始 (2008 年 10 月 1 日 09 時) 以降における震度 4 以上を観測した地震の緊急地震速報の最終報の約 8 割が、60 秒以内に出ていることによる。

つまり、これは実際の緊急地震速報の処理状況により近い最大振幅になるはずである。

このデータに現行の全相 M 式を当てはめてみると予想通り M 依存性が見えてくる (図 1-3)。このデータは震央距離が遠くなるにつれて、S 波以降の最大振幅をとる時間幅が短くなる。したがって、近い観測点には真の最大振幅を与えるが、遠い観測点の最大振幅は小さめに調整される場合がある。特に M の大きな地震については、遠い観測点のデータが増えるのでこの効果が現れやすい。このデータを使って全相 M 式の改善

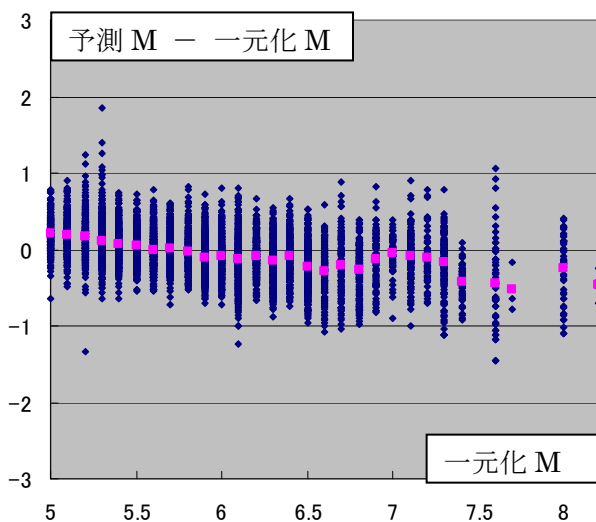


図 1-3 P 波到達から 60 秒以内の最大振幅を用いたときの現行式のフィッティング状況
(1994 年 7 月～2005 年 3 月、 $M \geq 5.0$)
(ピンクのプロットは M ごとの平均値)

を試みる。

上記のデータを用いて、次の式 を導出した。

$$0.87 * M = \log(A) + 1.0 * \log(R) + 1.9E-3 * R - 5.0e-3 * D + 0.98$$

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。第 4 項については、新 P 波 M 式の場合と同じ理由から、新 P 波 M 式と同じく深さ 100km までで頭打ちとした。フィッティング結果

を図 1-4 に示す。

この新全相 M 式を、図 1-2 と同じデータに適用した結果が図 1-5 である。M 依存性がほぼ解消されている。

新全相 M は、先に述べたように P 波到達から 60 秒以内における S 波以降の最大振幅 (以下、60 秒最大振幅と言う) を用いている。このため、海域の遠い地震は過小評価する恐れがある。そのような可能性のある地震として、新全相 M 式導出に用いたデータのうち、最も近い観測点から 60 秒最大振幅値が、最終的

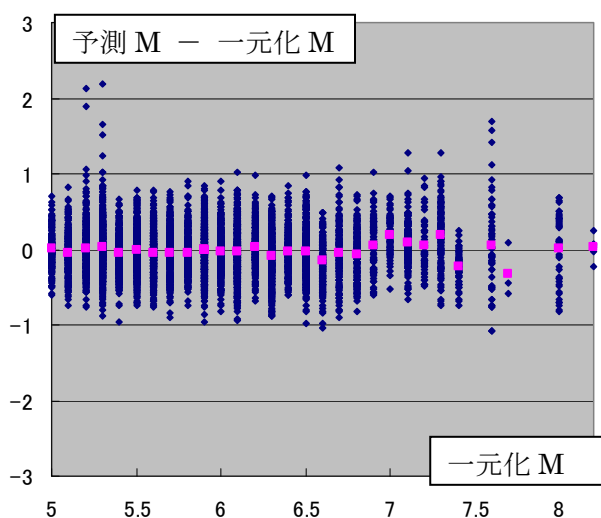


図 1-4 P 波到達から 60 秒以内の最大振幅を用いた新全相 M 式のフィッティング結果 (1994 年 7 月～2005 年 3 月、M ≥ 5.0) (ピンクのプロットは M ごとの平均値)

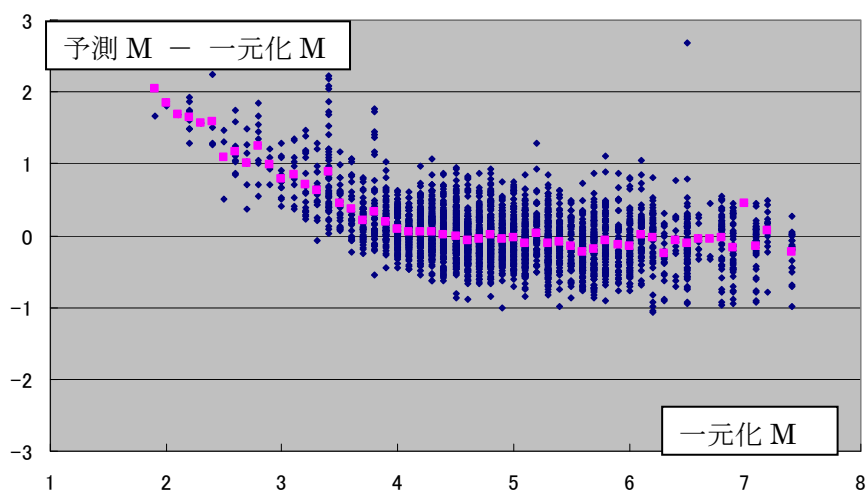


図 1-5 新全相 M 式を緊急地震速報による実際の最大振幅にあてはめた結果 (2004 年 5 月～2007 年 12 月) (ピンクのプロットは M ごとの平均値)

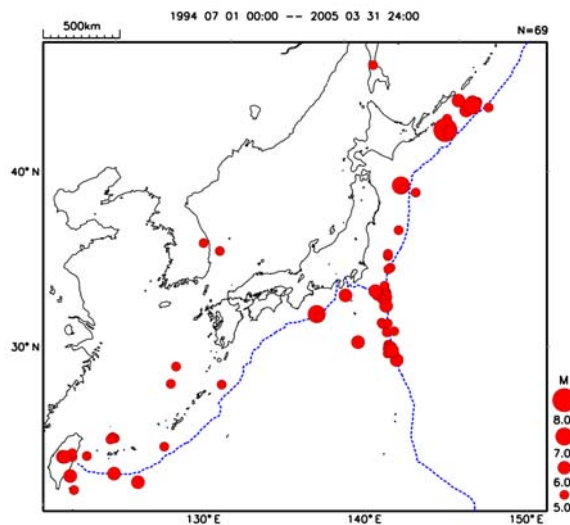


図 1-6 新全相 M が過小評価する恐れのある地震

な最大振幅値より小さい地震を抜き出した。それが図 1-6 である。

これらの地震について、現行の全相 M と新全相 M を適用した結果を図 1-7 に示す。M8.2 の北海道東方沖地震（1994 年 10 月 4 日）と M7.6 の三陸はるか沖地震（1994 年 12 月 28 日）については、この M の地震のデータがこれらしかないので、新全相 M 式では、適切な M となっているが、それら以外の M6 から M7 程度の地震は、ある程度の改善は見られるものの、全体的に過小評価を改善しきれていないようにも見える。

以上より、新全相 M は 60 秒最大振幅を利用することによって、緊急地震速報の実際の結果に見られた M 依存性を改善するが、真の最大振幅が 60 秒最大振幅より後にあるような地震については、やや過小評価が残っているように見える。M の評価については、津波予報との関連もあるので、沖合の地震で震度が大きくない地震であっても精度を保持することが必要である。新全相 M は、この点について課題を残しており、引き続き慎重に検討を続けたい。また、P 波 M 同様、深さ固定についても検討を進めたい。

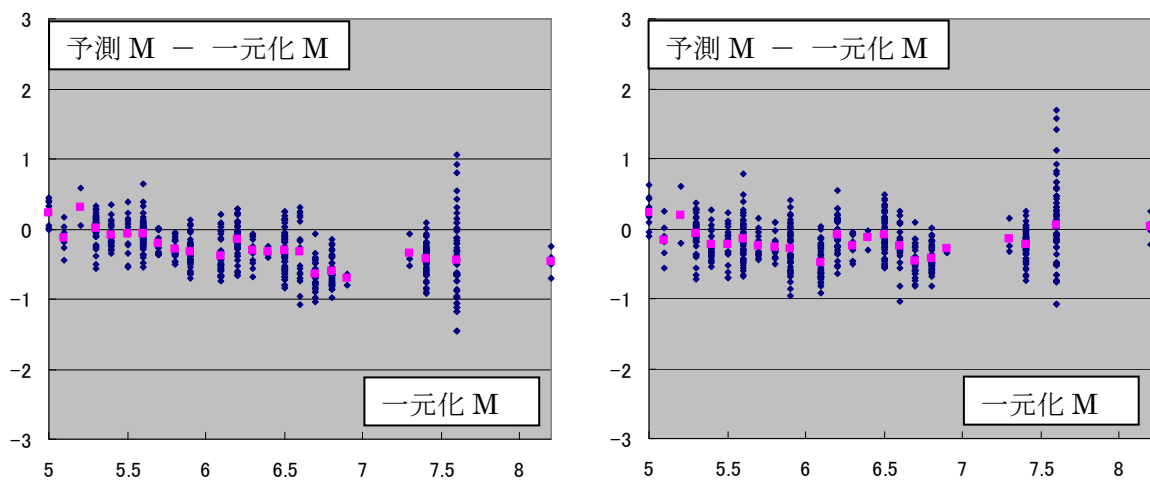


図 1-7 沿岸から離れた海域の地震（図 1-6 に示した地震）の、現行の全相 M 式（左）と新全相 M 式（右）のフィッティング状況の比較（P 波到達から 60 秒以内における S 波以降の最大振幅による）

1.2 S波によるマグニチュードの観測点補正値の検討

(1) S波によるMの観測点補正値

Mの観測点補正については、観測点Mの系統的なずれの量を統計的に見積もり、補正値とするのが簡便かつ有効な手段である。緊急地震速報のP波M、全相Mについても、同様に実際の処理結果を用いて統計的処理を行うことがひとつのやり方と考えられる。しかし、緊急地震速報の実際のデータでは得られるサンプルはどうしても限られてしまう。

そこで、長期間にわたって、全国くまなくデータが得られる一元化処理結果によって補正値を計算し、それを緊急地震速報の処理に適用できるかどうかを試みた。具体的には、観測点ごとに一元化処理による最大振幅データによる観測点Mと気象庁M（一元化M）との平均的な差を求め、それを補正値とする。

一元化処理結果から観測点補正値を算出する方法は以下のとおりである。すなわち、1998年～2007年までの一元化検測値ファイルから変位振幅のあるデータを抜き出し（98,809個）下記条件を満たすデータについて 気象庁Mと観測点Mの差の平均を観測点補正値とする。

- ・ 距離： 各地震について、坪井の式で $50\mu\text{m}$ 相当の振幅が出現すると想定される距離まで
- ・ 規模： 観測点M 4.0以上
- ・ 振幅値： $50\mu\text{m}$ 以上
- ・ 震源の深さ： 150km以浅
- ・ サンプル数： 上記を満たすデータが一観測点につき30個以上

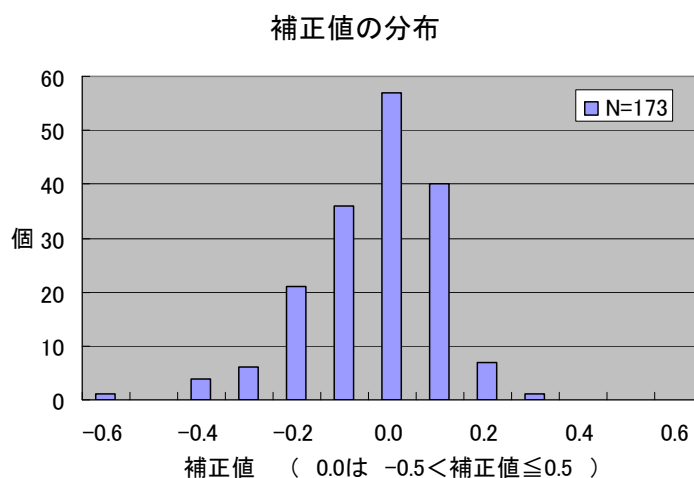


図1-8 一元化処の最大振幅データから求めた観測点補正値の分布

上記の条件で補正値を求めた結果、緊急地震速報に対応した気象庁の観測点203点中173点の値を求めることができた。図1-8にその値の分布を示す。一元化処理における観測点Mの計算には、水平2成分のそれぞれの最大振幅を合成した値を用いている。一方、緊急地震速報処理では、3

成分合成波形の最大振幅値を用いており、最大振幅の求め方が異なっている。このため、まずは一元化处理結果から求めた観測点補正値が、緊急地震速報の全相 M に有効かどうかを調べた。

ここでは、新全相 M 式の導出に用いた、1994 年 7 月から 2005 年 3 月までの $M \geq 5.0$ の地震の 3 成分合成波形最大振幅値を利用した。このデータに補正値を当てはめたときの、M 残差の RMS の値を見たところ、補正値は効果があることがわかった（表 1-1）。

表 1-1 新全相 M 式に観測点補正値を適用したときの、M 残差の RMS

| 新全相 M 式 | | | 注) 補正値×1.15 については、補正値を求めた一元化 M の式の $\log(A)$ の係数が 1 であるのに対して、新全相 M 式は $1.15 \times \log(A)$ となることから、補正値にも同様の係数をかけたものである。 |
|---------|-------|----------------------|---|
| 補正なし | 補正あり | 補正あり 補正値× 1.15 | |
| 0.301 | 0.278 | 0.281 | |

次に、実際の緊急地震速報の処理データ（2004 年 5 月～2007 年 12 月）に対して当てはめてみた。結果を図 1-9 に示す。補正値を適用した結果は、全体のばらつきが小さくなっていることがわかる。M4.0 以上について、予測 M と気象庁 M の差の RMS を計算すると、補正なしは 0.319、補正ありは 0.309 となった。

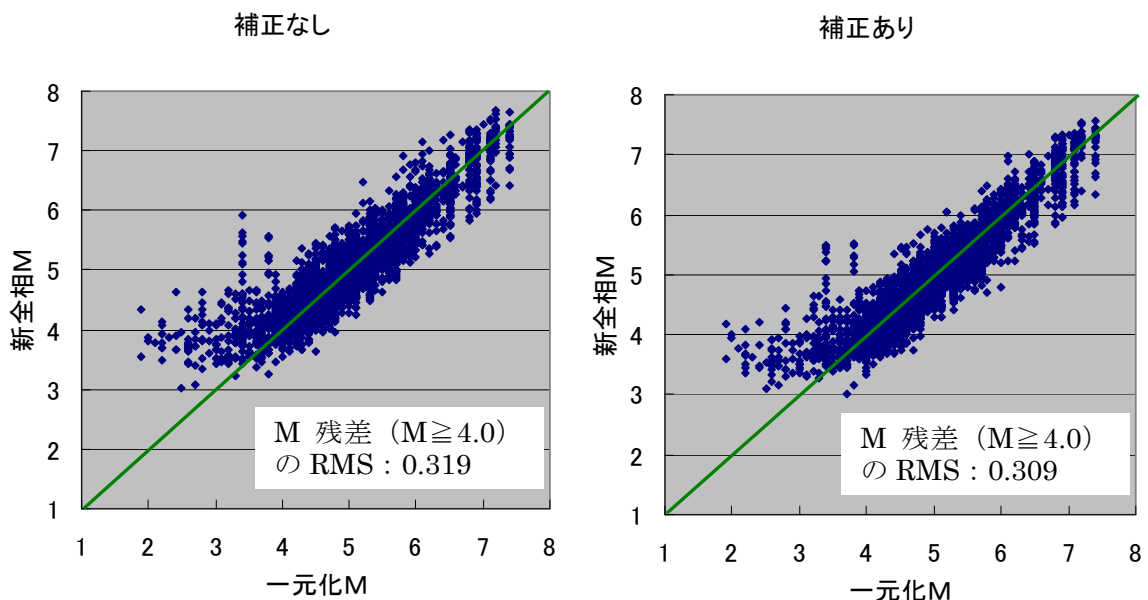


図 1-9 緊急地震速報による実際の最大振幅データ（2004 年 5 月～2007 年 12 月）に新全相 M をあてはめた結果（左）と それに観測点補正値を適用した結果（右）

以上、全相 M に対しては、一元化処理データに基づく補正值は有効であることがわかったので、新全相 M 式を決定した後に導入を進めたい。

(2) P 波への適用についての検討

上記の補正值について、新 P 波 M に対しても適用可能かどうかを確かめてみた。表 1-2 は、新 P 波 M 式に対して補正值を適用した結果である。結果は、補正值による効果が見られなかった。新 P 波 M は $\log(A)$ に対して 1.39 の係数がかかるので、補正值に 1.39 倍した場合も試してみたが、さらに結果は悪くなってしまった。

各観測点の S 波の増幅特性を P 波に適用しても効果がないことがわかったので、P 波については、緊急地震速報の処理結果の蓄積を待って、実際のデータから観測点補正值を求めることを検討していきたい。

表 1-2 新 P 波 M 式に観測点補正值を適用したときの、M 残差の RMS

| 新P波M式 | | | 注) 補正值×1.39 については、補正值を求めた一元化 M の式の $\log(A)$ の係数が 1 であるのに対して、新 P 波 M 式は $1.39 \times \log(A)$ となることから、補正值にも同様の係数のかけたものである。 |
|-------|-------|-----------------------|---|
| 補正なし | 補正あり | 補正あり 補正值 × 1.39 | |
| 0.342 | 0.348 | 0.367 | |

2. 震度予測精度の向上への取り組み

2.1 深い地震の震度推定精度の向上

(独) 防災科学技術研究所の森川他(2006)*による手法を利用し、深い地震の震度予測精度の向上を図る。2008年7月24日の岩手県沿岸北部の地震(108km)、および、平成5年(1993年)釧路沖地震(1月15日、100km)に適用した例を図2-1に示す。前者は最大震度6弱の観測に対して、現行手法では5弱を予測した。森川他の手法を用いた結果では、太平洋の沿岸部により大きな震度が予測され最大予測震度は5強となった。表2-1は実際の緊急地震速報に対して、森川他の手法を適用した結果である。岩手県沿岸北部の地震では、森川他の手法では第2報の段階で警報が発表できている。時間は16秒早くなった。

後者についても同様に、観測最大震度6の観測に対して、現行手法が6弱、森川他の手法が6強の予測となった。この結果も単に震度の精度を向上させるだけでなく、警報の発表時間をより早くする効果を期待できる。

表2-1 2008年7月26日の岩手県沿岸北部の地震(M7.0、深さ108km)における、現行方式と森川他による方式の適用結果比較
(赤く塗りつぶしたところで警報発表基準を超える)

| 情報 | 経過時間 (秒) | 震源要素 | | | | 予測震度 | |
|-----|-------------|-------|-------|--------|-----|------|-----|
| | | 北緯(度) | 東経(度) | 深さ(km) | M | 現行 | 森川他 |
| 第1報 | 4.1 | 39.8 | 141.4 | 80km | 5.8 | 3.6 | 4.1 |
| 第2報 | 4.7 | 39.7 | 141.7 | 110km | 6.3 | 4.1 | 4.7 |
| 第3報 | 5.6 | 39.7 | 141.7 | 120km | 6.2 | 4.0 | 4.6 |
| 第4報 | 9.3 | 39.7 | 141.7 | 120km | 6.5 | 4.3 | 4.9 |
| 第5報 | 10.9 | 39.7 | 141.7 | 110km | 6.5 | 4.4 | 4.9 |
| 第6報 | 20.8 | 39.7 | 141.7 | 110km | 6.9 | 4.8 | 5.3 |
| 第7報 | 29.9 | 39.7 | 141.7 | 110km | 6.9 | 4.8 | 5.3 |
| 第8報 | 51.0 | 39.7 | 141.8 | 120km | 6.9 | 4.8 | 5.4 |
| 最終報 | 62.0 | 39.7 | 141.8 | 120km | 6.9 | 4.8 | 5.4 |

*森川信之、神野達夫、成田章、藤原広行、福島美光：東北日本の異常震域に対応するための最大振幅および応答スペクトルの新たな距離減衰式補正係数、日本地震工学会論文集 第6巻第1号、2006年、pp.23-41

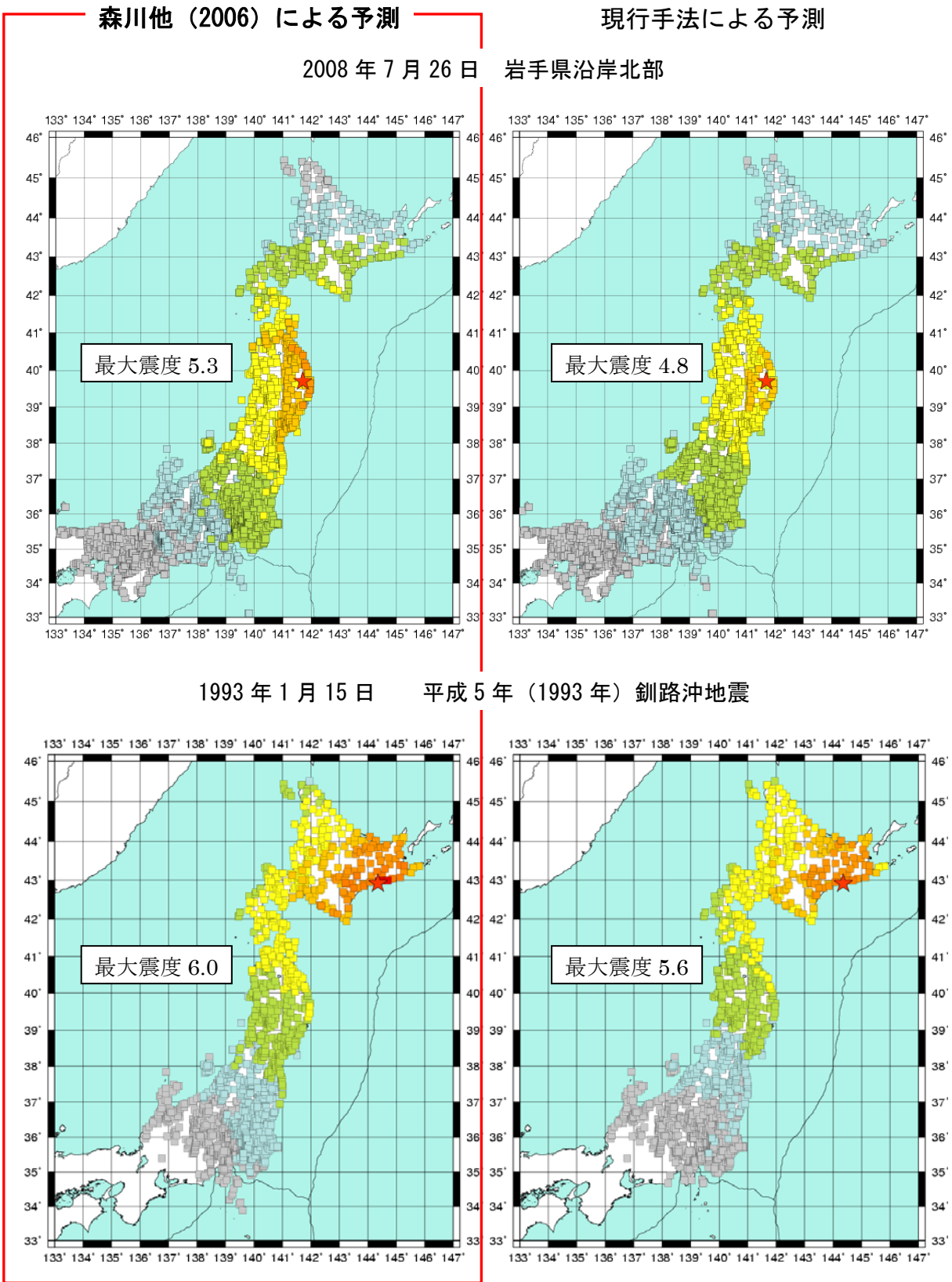


図2-1 森川他(2006)による震度予測結果と現行の震度予測手法による結果
 (上:岩手県沿岸北部の地震(108km) 下:釧路沖の地震(100km))

3. 観測点の増強による精度向上と迅速化

3.1 島しょ部における震源・M 推定精度の向上のための観測点増強計画

島しょ部は、その地理的制約から面的に十分な観測点配置を取ることが難しいだけでなく、広域に見ても、観測点が島弧に沿って直線的に並ぶことが多い。このため、島しょ部での地震は人が処理してもその正確な位置を決めることが難しい。また、南西諸島は Hi-net 観測点がないため、気象庁の観測点のみで震源計算を行っているのが現状である。

2008 年 4 月 28 日の宮古島近海の地震においては、宮古島近傍で発生したにもかかわらず、発表された予報（あるいは警報）における震央位置を約 50km も沖合に推定した。このため、結果的に震源誤差に起因する M の過大評価で警報は空振りとなった。島しょ部で発生した地震について、このような事例を減らし、震源の精度を向上させるためには観測点の増強が必要である。また、島に近いところで発生した地震の震源をより早く、かつ、より精度良く求めるため、同一島内、あるいは、近隣の島々に観測点を追加することが重要である。

島しょ部における観測点の増強については、今年度、奄美大島と八丈島の 2 点を新設する。さらに、南西諸島の 8 点と新島、島しょ部ではないが火山付近の地震が多い地域でやや観測点の手薄な大分県別府の計 10 地点にも新設する予定である。南西諸島の観測点増強計画を図 3-1 に示す。観測点の増強によって、観測点間の距離が小さくなるため、複数観測点による情報のタイミングが早くなることを期待できる。これは大規模な地震が発生した場合に警報の発表が早まることを示す。上記の増強を行ったときに警報を含む複数観測点の情報がどの程度早くなるかを図 3-2 に示す。

3.2 具体例に対する効果

観測点が増強されたとして、2008 年 4 月 28 日の宮古島近海の地震の例に当てはめて効果を見てみた。増強する予定の池間島には池間島臨時観測点のデータがあるので、その波形データを利用して試算した。その結果は、M の過大評価につながった震源のずれがなくなり、そして、震源精度が向上した結果、警報の発表が約 5 秒早くなる試算結果を得た（表 3-1）（結果的には、この地震の最大震度は 4 である）。また、M を適正に評価できた結果、警報発表地域を地震の規模に対して適切に処理できた（図 3-3）。

なお、2008 年 7 月 8 日の沖縄本島近海の地震 (M6.1) についても、沖永良部島の震度計の位置に多機能型を配置したとして同様の試算を行い、警報発表までの時間が約 9 秒短縮される結果を得た。

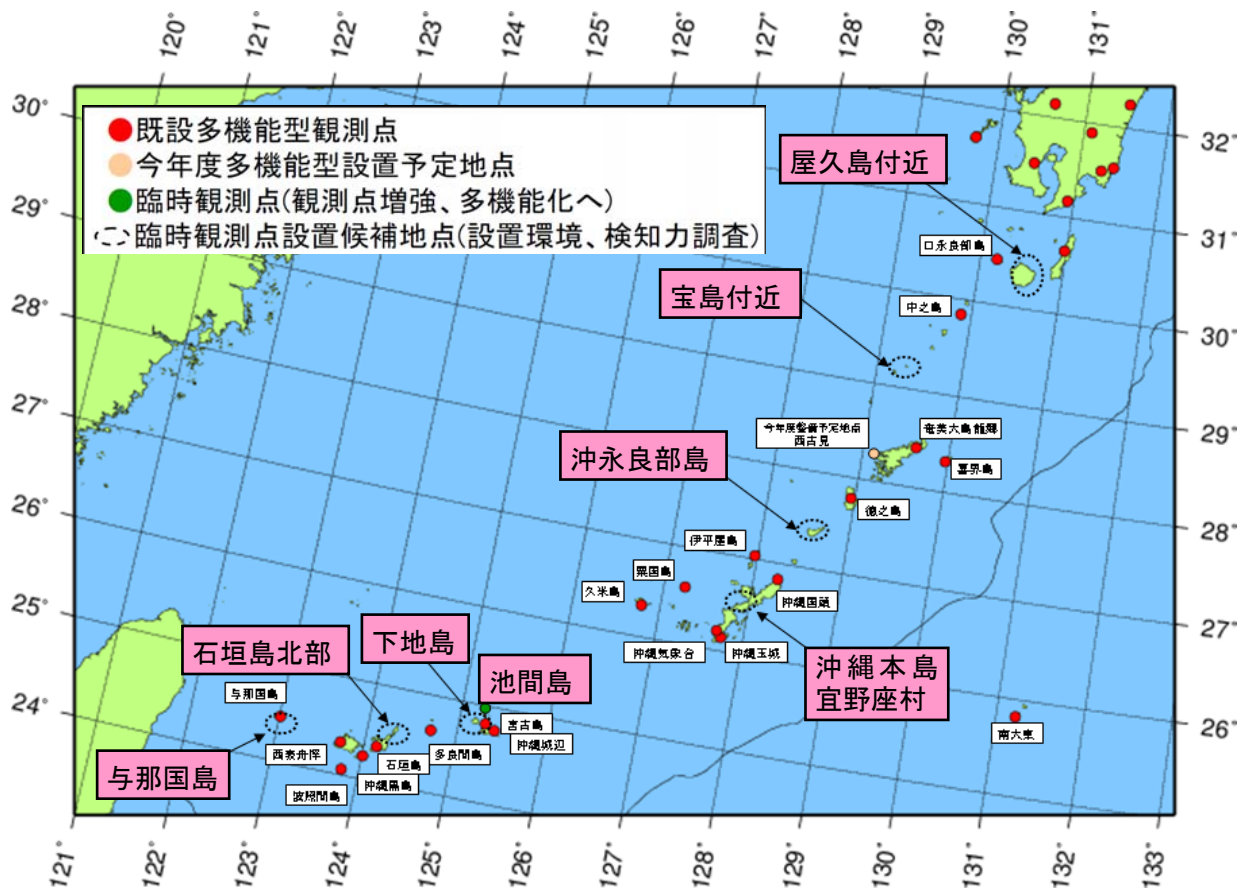


図 3-1 南西諸島における観測点増強計画

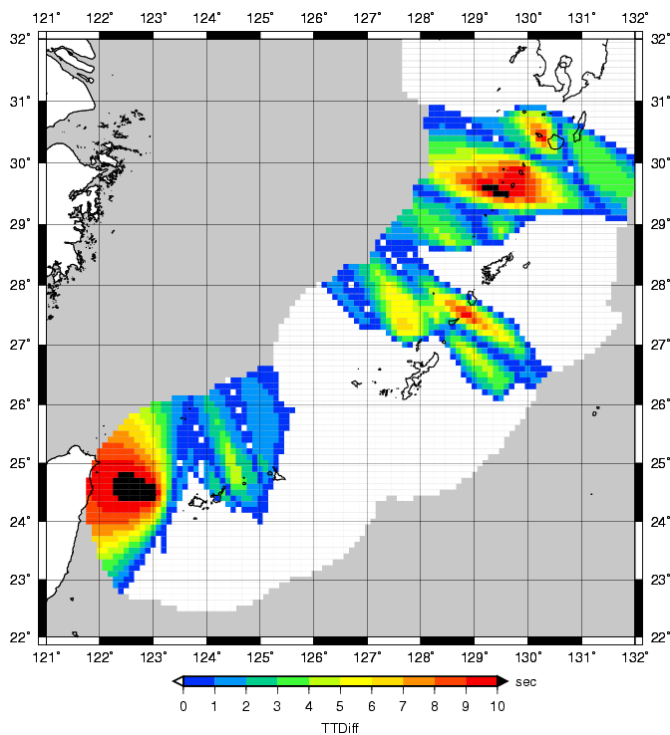


図 3-2 南西諸島における観測点増強により 2 点処理が早まる時間

(色のついているところで地震が発生したと仮定したときに、2 点処理が現行より何秒程度早くなるかを示した)

表 3-1 2008年4月28日 宮古島近海 (M5.2) の情報について (観測点強化による効果)

| 地震検知からの経過秒 | 実際の発表実績 | 池間島に観測点を増強した場合 |
|------------|---|--|
| 約2秒 | 地震処理開始メッセージ送信 | |
| | 1点震源計算処理起動 | 2点処理起動 |
| 約3秒 | 1点震源計算 (震源決定できず) | |
| 約4秒 | 2点震源計算処理起動 | 3点処理起動 |
| | 2点震源計算 (震源決定できず) | 3点震源計算終了 北緯24.8度、東経125.1度 一元化震源とほぼ同じ場所 |
| | 3点震源計算処理起動 | 4点処理起動 |
| 約5秒 | 3点震源計算終了 北緯25.3度、東経125.0度 一元化震源とのずれ大 (0.5度、0.1度) | 4点震源計算終了 北緯24.8度、東経125.1度 一元化震源とほぼ同じ場所 |
| | 緊急地震速報(第1報)発信 | |
| 約6秒 | 緊急地震速報(第2報)発信 | 警報発表(M5.8、予測震度5弱) 震源位置良好、Mもほぼ適正 |
| 約11秒 | 警報発表(M6.9、予測震度5弱) 震源のずれによりMを過大評価 | |
| 約14秒 | 4点震源計算処理起動 | 5点処理起動 |
| | 4点震源計算終了 | 5点震源計算終了 |

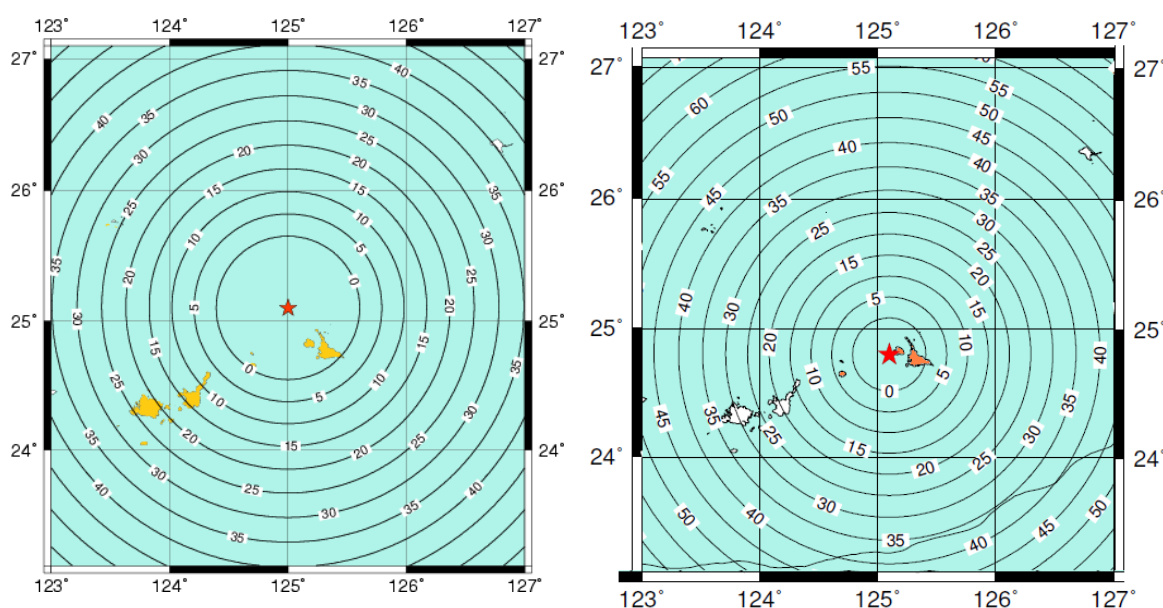


図 3-3 2008年4月28日の宮古島近海の地震における実際の緊急地震速報(警報)の警報対象地域(塗りつぶし領域)と主要動到達までの猶予時間(左)と、観測点の増強によって試算される警報対象地域と主要動到達までの猶予時間(右)

4. 誤報対策

4.1 変位振幅の品質管理

気象庁観測点の現地観測点処理においては、トリガ検知に伴う波形状態の品質管理が重点的に行われているが、M計算に利用する変位振幅に関する品質管理は行っていない。このため、2007年1月13日の千島東方沖の地震(M8.2)が発生の1時間後に発生した茨城県北部の地震(M3.2)の際、千島東方沖の地震後に継続していた長周期の波の振幅を茨城県北部の地震の振幅と誤認し、過大評価して誤報となったケースがあった(図4-1)。このような振幅を回避するために、毎分のノイズレベル振幅を求めておき、地震発生時の振幅との比較を行うことで振幅の品質管理を行う処理を導入する。

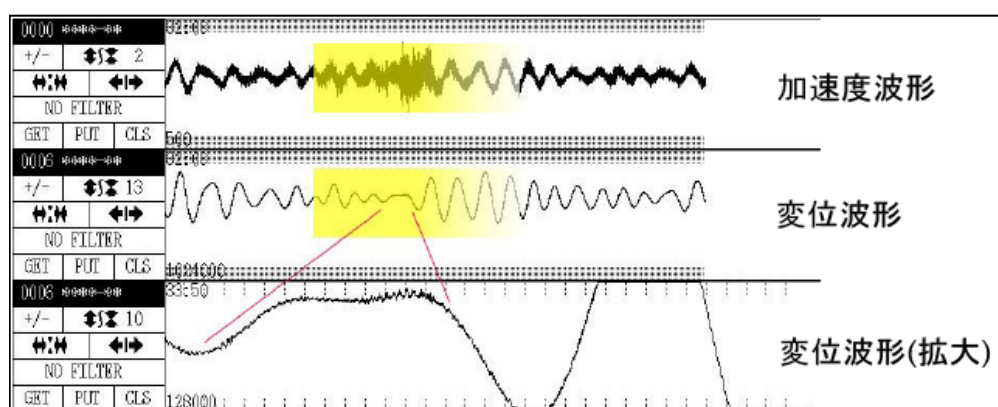


図4-1 1時間前に発生した千島東方沖の地震(M8.2)による周期の長い振幅を茨城県北部(M3.2)の地震による振幅と誤認したケース(銚子天王台観測点の波形)

4.2 具体例に対する効果

大規模な地震の後、長い時間にわたって続く長周期の波による影響があった下記の3例について変位振幅の品質管理の効果を検討した。

- (1) 2004年9月7日08時48分 観測点：横須賀
2004年9月5日の紀伊半島南東沖・東海道沖の地震の規模の大きな余震(M6.5)が19分前に発生し、その影響を受ける
- (2) 2007年1月13日13時44分 観測点：銚子天王台
千島列島東方沖でM8.2の地震が1時間前に発生し、その影響を受ける
- (3) 2007年3月25日09時52分 観測点：上越中之俣
能登半島地震が11分前に発生し、その影響を受ける

結果は、上記3観測点における変位波形のトリガレベル倍率は設定値（約3倍）より小さく、変位波形のノイズレベルを考慮した振幅判定は有効と考えられる。（2）の例を図4-2に示す。

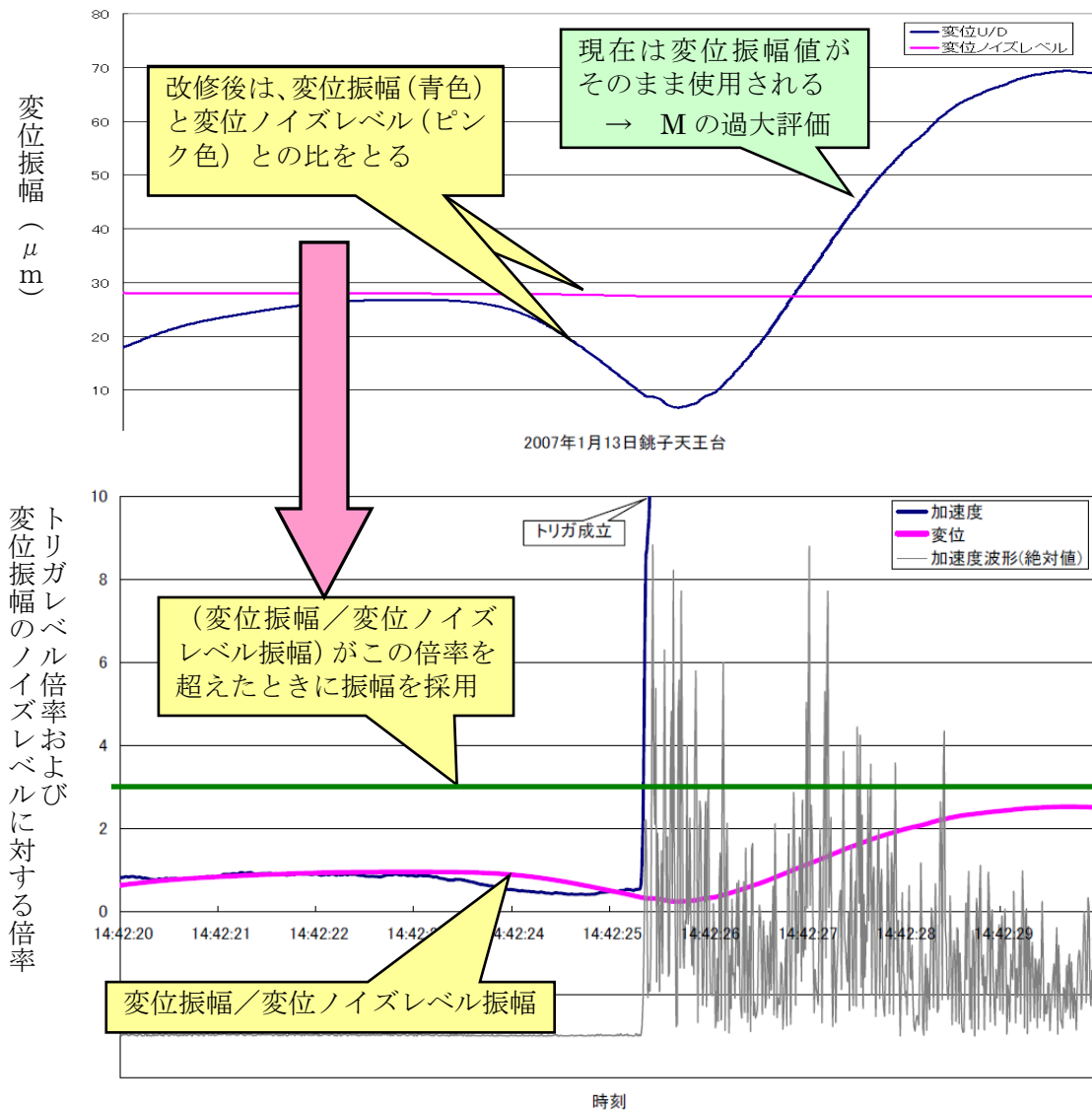


図4-2 千島列島東方沖の地震の影響を受けている銚子天王台観測点の処理結果例

5. 気象庁・(独)防災科学技術研究所(NIED)の緊急地震速報処理手法の統合

現在の気象庁の処理システムでは、B-Δ法、テリトリー法、グリッドサーチ法については気象庁の観測点データにのみ適用され、またNIEDが開発した着未着法はHi-netの観測点のデータにのみ適用されるが、震源・マグニチュードとしては、両者の処理結果のより精度の高い方を採用している。更新整備中の次世代の地震活動等総合監視システム(EPOS)においては、気象庁とNIEDのデータ及び処理手法が有機的に統合される予定であり(図5-1)、以下のような効果が期待できる。

- ① Hi-net 観測点のうち300箇所程度についてB-Δ法を適用することが可能となり、より早いタイミングで震源を推定できる。
- ② テリトリー法、グリッド・サーチ法にもHi-net 観測点を利用できるようになり、観測点分布の稠密化により震源精度が向上する。
- ③ NIEDの着未着法に気象庁の観測点のデータが取り込まれ、南西諸島における着未着法の適用が可能になるなど、震源推定の迅速化が見込める。

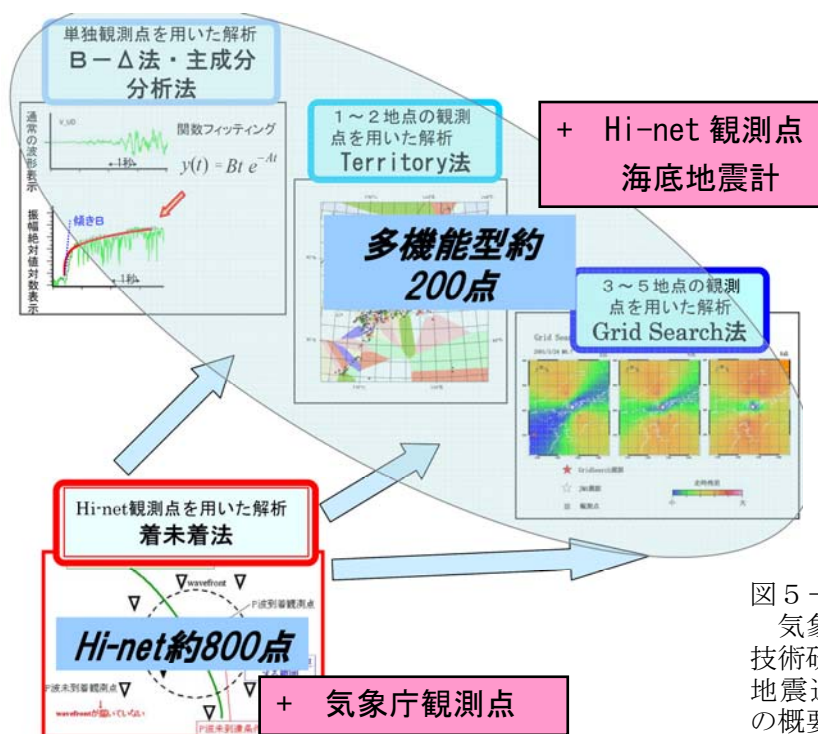


図5-1
気象庁・(独)防災科学技術研究所(NIED)の緊急地震速報処理手法の統合の概要

Hi-netの観測網は気象庁観測点より観測点密度が高いため、従来であれば1点処理となる時点において、Hi-netによって複数点検知となる可能性がある。図5-2は、現行システムにHi-net観測点を取り込んだときに期待される効果で、全体的に数秒程度の迅速化が見込まれる。

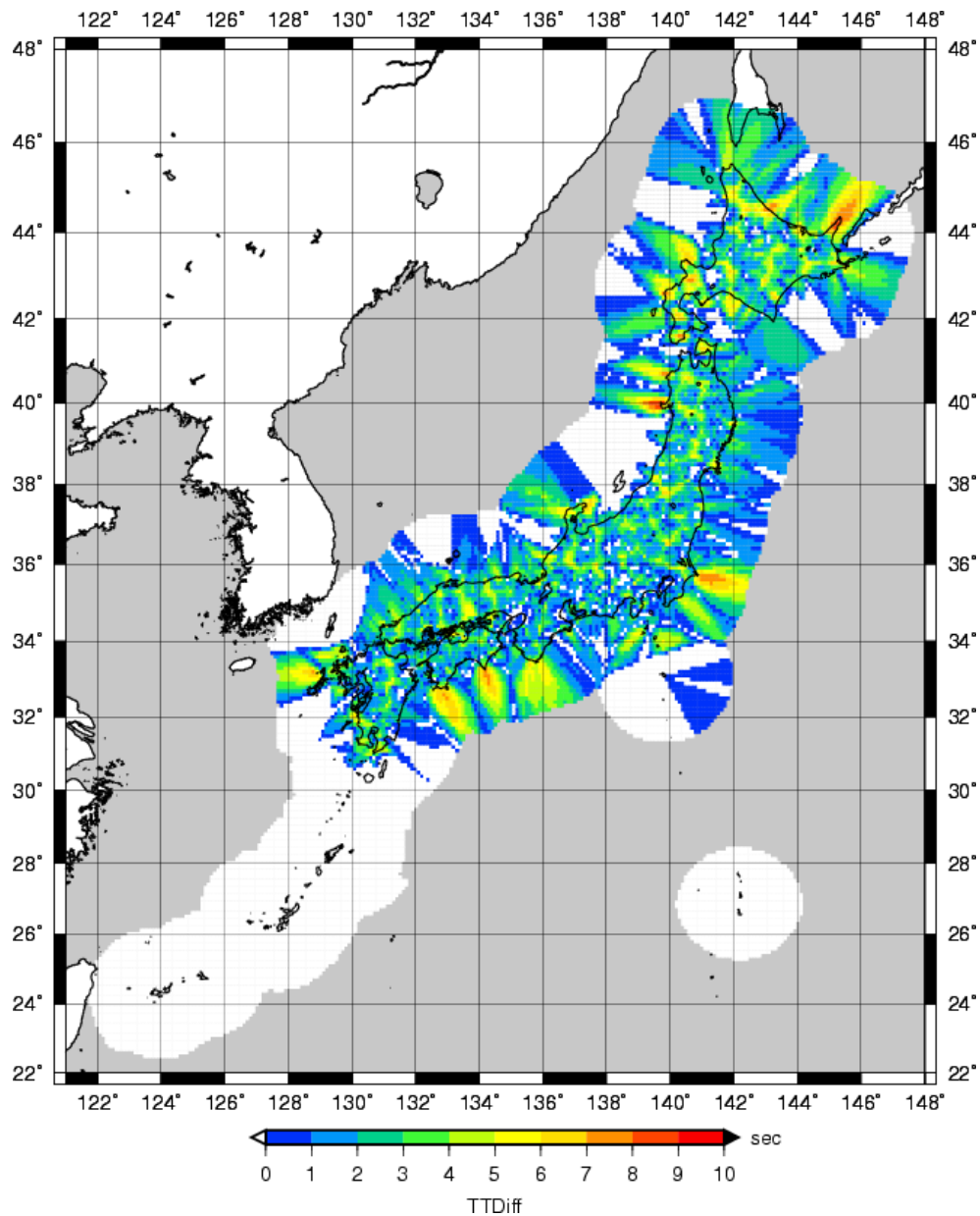


図5-2 Hi-net 観測点に単独観測点処理機能を追加したときに2点処理が早まる時間（色のついているところで地震が発生したと仮定したときに、2点処理が現行より何秒程度早くなるかを示した）

6. 海底地震計データの活用

平成 20 年 10 月から運用を開始した、新しいケーブル式海底地震計（東南海 OBS）について、気象研究所の協力を得ながら検討を進めている。現在データを収集し、B- Δ 法の適用、堆積層補正などについて検討を行っている。当該海域では緊急地震速報を適用するような地震が発生していないためやや調査が困難な状況があるが、既存の OBS データによる過去の調査では、現在の B- Δ 法の適用パラメータとほぼ同じ設定での運用も可能であるとの結果が出ている（図 6-1）ことから、当面は現状のパラメータで次期 EPOS に組み込みヒートランを行う予定である。

海底地震計を導入することによって、東海地震、東南海地震の震源域付近における、複数観測点での地震検知にかかる時間が短縮されることが期待できる。想定される短縮時間を図 6-2 に示す。

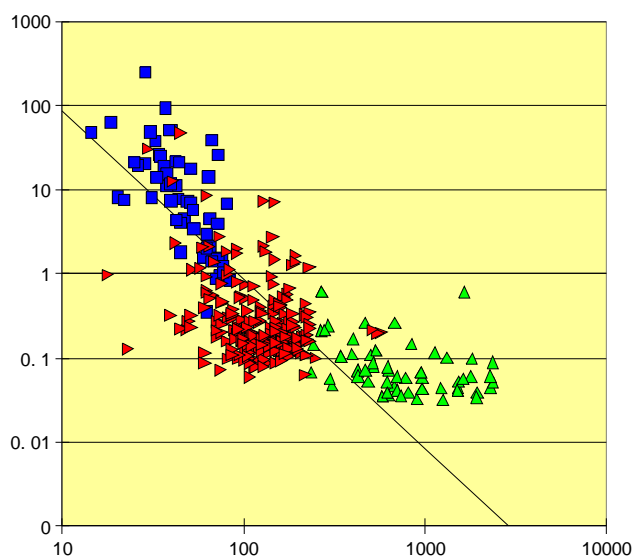


図 6-1 既存の海底地震計データに B- Δ 法をあてはめた結果
（青：三陸沖 OBS、赤：釧路沖 OBS、緑：室戸沖 OBS）

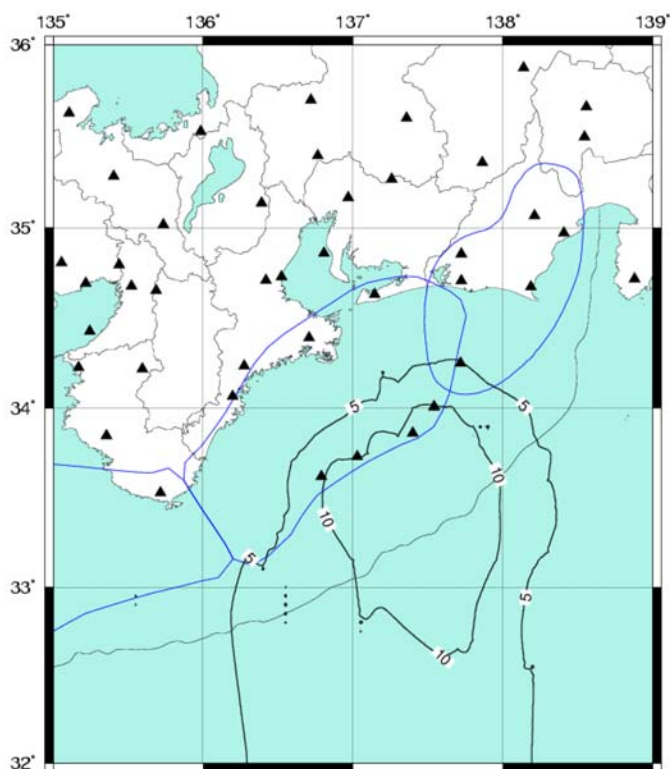


図 6-2
新しいケーブル式海底地震計の導入によって 2 点以上の観測点での地震検知が短縮される時間
（青枠は、右上から東海地震、東南海地震、南海地震の想定震源域、また、短縮時間のコンターは 5 秒ごと）

7. 雷等のノイズ対策

緊急地震速報の予報は 1 点の処理結果から発表することとしており、雷によるサージや人工的なノイズにより誤報を出す場合がある（平成 20 年 9 月 7 日の例）。

雷検知器の活用については、足利観測点での試行を経て、今年度新設する八丈島と奄美大島の多機能型地震計に搭載する。これに加え、センサーにつながらない信号線でサージ電流を検知することによって非地震による電氣的ノイズを識別する方法について、今年度 10 点程度試験的に導入して有効性について調査する予定である。

上記に示したサージなどに対する対策を講じても、ごく近傍における落雷による振動など地震動によらない振動により誤報を発する可能性もある。このため、単独観測点での発表を抑制した場合に緊急地震速報の発表の迅速性への影響の程度や迅速性を損なわないための方策についてについて調査を進める予定である。

8. 東海・東南海・南海地震等海溝型巨大地震の震度予測

震度予測にあたっては、現在、マグニチュードから相似則により予測される断層長を算出して、その 1/2 を半径とした球を設定し、その球面からの距離を震源からの最短距離としている。この距離よりも近い観測点は、一律に 3km としている。しかし、この方法は、震源域が 100km オーダーとなる M8 級の巨大地震に対しては適当でない。図 9 に南海地震の例をあげる。南海地震の想定震源域は高知県付近まで及ぶと想定されているが、現在の手法では、それを適切に表現することはできないことがわかる。よって、このような大きな震源域を持つ巨大地震の場合の震度予測精度の向上に取り

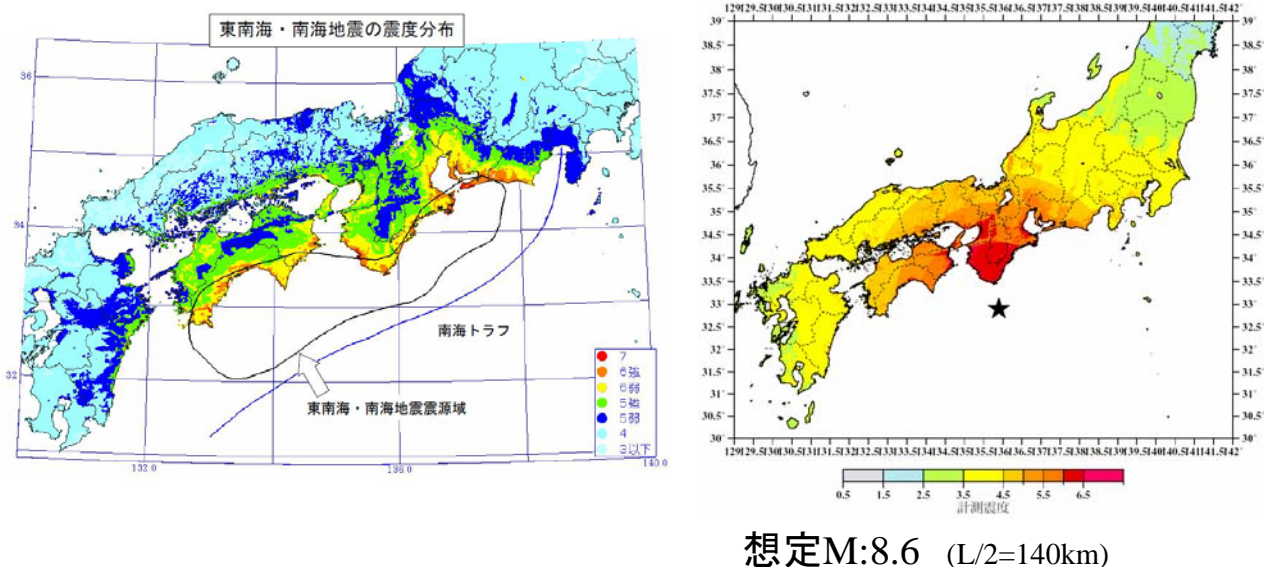


図 8 東南海・南海地震の想定震度分布（左：中央防災会議東南海・南海地震等専門調査会）と緊急地震速報における震度予測（右）

組んだ研究成果の利用について検討を続ける。

なお、防災上の観点からは、東海地震、東南海地震、南海地震のフィリピン海プレートで発生する巨大地震については、それらの発生が予想される海域においてある規模以上の地震発生が検知・予測された場合、これらの地震が発生したとみなして、想定される震源域に対して予想される震度を用いた情報を出すことも検討していきたい。

9. 首都圏における大規模地震への対応

南関東における M7 級の、いわゆる首都直下の地震は、地震調査研究推進本部の長期評価によれば、今後 30 年以内に 70% 程度の確率で発生が予想されている。中央防災会議によれば、東京湾北部を震源とした M7.3 の地震が発生した場合、11,000 人の死者が想定されており、人口過密地域での被害を最小限にするための方策が必要である。

一般に直下で発生する地震に対しては緊急地震速報は間に合わない。しかしながら、首都圏は S 波の伝播速度の遅い沖積層に厚く覆われているため、主要動が地表に到達するまでの時間は他の場所よりも長くなるため、地下深部で P 波を捉えて緊急地震速報を発表すれば何秒かの猶予時間が確保できそうである。深井戸など地下深部に設置した地震計を活用した場合の効果について検証する必要がある。

また、厚い沖積層は長周期地震動を増幅させることが知られており、直下の地震のみならず、海溝型地震による長周期地震動への対処のための情報発表についても検討する必要がある。